

위성자료를 이용한 한반도 주변 해상 대기표층의 열속

홍기만* · 권병혁[†] · 김영섭

(*기상연구소 지구대기감시관측소, [†] 부경대학교)

Heat Fluxes in the Marine Atmospheric Surface Layer around the Korean Peninsula based on Satellite Data

Gi-Man HONG*, Byung-Hyuk KWON[†], Young-Seup KIM

*Global Atmosphere Watch Observatory, Meteorological Research Institute

[†] Pukyong National University

(Received March 28, 2005 / Accepted April 16, 2005)

Abstract

The energy balance of the surface layer of the water (the Yellow Sea, the East China Sea and the East Sea) was examined using satellite data. Variations of the net heat flux were similar to those of the latent heat flux which was more intensive than the sensible heat flux. The sensible heat flux was affected the difference between the sea surface temperature and the air temperature and was less important over the Yellow Sea. The maximum of the latent heat flux occurred in autumn when the air is drier and the wind is stronger. The shortwave radiation flux decreased with the latitude and depended on the cloudiness as the longwave radiation flux does. Annual variations of heat fluxes show that the latent heat flux was more intensive over the East China Sea than the East Sea and the Yellow Sea, while the spatial differences of the other heat fluxes were weak.

Key words: Satellite, Sensible heat, Latent heat flux, Radiation

I. 서 론

잠열(Latent Heat)과 현열(Sensible Heat)은 대기와 해양의 상호작용에 의해 이동하는 열이며, 단파 및 장파복사와 함께 대기의 열평형을 지배하는 요소이다. 대기와 해양의 상호작용으로 교환된 에너지는 대기와 해양의 순환에 의해 재분배된다. 그러므로 대기-해양간 열교환의 시·공간적인 분포 특성을 밝히는 것은 중관기상 현상과 기후변화는 물론 해양의 각종 물리 현상을 예측하

고 연구하는데 매우 중요하다.

대기-해양간의 열교환 또는 열저장에 관한 연구에 따르면(Talley, 1984; Hsiung, 1986), 해수면온도(Sea Surface Temperature; SST)의 연변화는 현·잠열의 교환에 지배된다. 특히 열대태평양의 ENSO (El-nino Southern Oscillation) 현상을 대기-해양 상호작용에 의한 열교환 과정으로 해석하기도 한다(Shibata and Konda, 1996). 이러한 연구의 가장 근본적인 문제점은 주로 선박이나 부이(Buoy)에서 보고된 해양기상 요소들

[†] Corresponding author : 051-620-6288, bhkwon@mail1.pknu.ac.kr

을 사용함으로써 시-공간적인 오차를 내포하고 있다는 것이다(Kubota and Mitsumori, 1995).

위성관측 자료의 이용은 자료의 시-공간적인 균일성과 반복성이 좋기 때문에 대기-해양의 상호작용을 연구하는데 가장 바람직한 것으로 평가되고 있다(Shibata and Konda, 1996). 이러한 위성관측 자료는 센서기술의 발달에 따라 더욱 다양해지고 그 정확도도 크게 향상되고 있다.

본 연구에서는 위성을 통해서 얻은 자료들을 이용하여 한반도 주변 해역에서 대기-해양 상호작용에 의한 열교환의 특징을 계절과 연변동성을 중심으로 분석하고자 한다.

II. 자료 및 방법

1. 위성자료

격자로 구성된 DMSP SSM/I 휘도온도는 풍속과 비습 및 운량을 추정하기 위해서 사용되었다. SSM/I는 지표면과 대기로부터 방출되는 마이크로파를 동시에 관측하는 7개의 복사계로 구성되어 있다. 각각의 채널 구성은 19.35 GHz, 22.24 GHz, 37.0 GHz 그리고 85.5 GHz로 구성되어 있고, 22.24 GHz는 연직 편광 관측만 가능하다. SSM/I 안테나 구경은 45° 이고, 관측폭은 1400 km이다. 본 연구에서 사용된 SSM/I의 각 채널에 대한 분해능은 69 km (19.35 GHz) ~ 13 km (85.5 GHz)이고, 공간적 분해능은 0.5° × 0.5° 로 전지구를 관측한다.

해수면온도자료는 JPL (Jet Propulsion Laboratory)의 NOAA/AVHRR 일주일 MCSST (Multi Channel Sea Surface Temperature)로부터 제공되었다. MCSST 격자 구성은 전지구를 경도 2048 픽셀과 위도 1024 픽셀로 분할되어있으며, 한 픽셀의 크기는 19.55 km²이다. Table 1은 위성자료의 목록을 나타내고 있다.

Table 1. Satellite data

Name of Source Data	Spatial Resolution	Retrieval Parameter
DMSP SSM/I	720×360	wind speed
DMSP SSM/I	720×360	specific humidity
DMSP SSM/I	720×360	Cloudiness
NOAA AVHRR MCSST	2048×1024	sea surface temperature

열속 추정은 기온, 비습, 해수면온도, 운량 및 해상풍이 입력 자료이며 이를 위해 1° × 1° 간격의 해상풍 자료(1988-2000) 및 해양기상 자료를 산출하여 열속을 계산하였다. 열속 계산을 위한 입력 자료인 해수면온도는 JPL (Jet Propulsion Laboratory)의 NOAA/AVHRR Weekly MCSST로부터 제공되었다. 자료의 기간은 1988년 1월부터 2000년 12월까지의 13년 동안의 자료를 사용했다. 풍속(windspeed)과 운량(cloudiness)은 DMSP(Defence Meteorological Satellite Program) 위성의 SSM/I (Special Sense Microwave Imager)에 의한 해상풍 자료를 이용하였으며, 풍속의 경우 관측오차는 1.79 ms⁻¹이다. 이는 과거 선박 보고(ship report)에 의한 자료보다 훨씬 높은 정확도를 가지고 있다(Goodberlet et al., 1989). 기온(air temperature)과 비습(specific humidity) 자료는 위성으로부터 직접적으로 관측하기가 어렵기 때문에 Kim and Hong(2002)에 의해서 개발된 알고리즘을 이용하여 열속 계산에 적용하였다.

2. 방법

해양에서의 열속을 구하는 방법으로는 에디상관법(eddy correlation method)과 같이 직접적인 난류를 분석하는 방법과 관측된 평균 기상 변수를 이용하는 벌크 공기역학법(bulk aerodynamic method)과 같은 방법 등이 있으며, 해상에서 관측값의 부족을 극복하기 위해, 해양 기상 변수 및

열속을 대기 경계층 역학을 기초로 한 모형으로부터 구하는 방법이 있다(강인식 등, 1994; 박원선 등, 1995; 안중배 등, 1997). 본 연구에서는 벌크 공기역학법을 이용하여 열속을 추정하였다. 벌크 공기역학법을 이용한 열수지 방정식은 아래의 식(1)과 같다.

$$Q_{NET} = Q_S - (Q_L + Q_H + Q_E) \quad (1)$$

순열속(Q_{NET})은 태양의 단파복사(Q_S)에서 해면의 장파복사량(Q_L)과 현열속(Q_H) 및 잠열속(Q_E)을 뺀 총 열량이다. 순열속의 부호가 음이면 해면의 열속이 대기로 방출된다는 것을 의미한다. Q_S 는 태양의 단파 복사에너지이며 Seckel and Beaudry(1973)에 의해 제안된 식을 사용하였다. 이때 Q_0 는 구름이 없는 맑은 대기의 단파복사량으로 주어지며, 각 계수는 Table 2에 있다.

$$Q_S = Q_0(0.865 - 0.5C^2)(1 - \alpha_s) \quad (2)$$

$$Q_0 = A_0 + A_1 \cos \phi + B_1 \sin \phi + A_2 \cos 2\phi + B_2 \sin 2\phi \quad (3)$$

$$\phi = (t - 21) \times (2\pi/365) \quad , t = \text{Julian day}$$

C : 운량(0 ~ 1)

α_s : the albedo at the sea surface (0.06)

량은 Clark et al.(1974)의 경험식을 사용하였다. 이 경험식은 Berliand and Berliand(1952)(Table 3)에 의해 처음으로 제시되었으며, 그 후 Hsiung(1986), Hirose et al.(1999) 등에 의해 검증되었다.

$$Q_L = \epsilon \sigma T_s^4 (0.39 - 0.00495 \epsilon_a^{0.5}) / (1 - \delta C) + 4 \epsilon \sigma T_s^3 (T_s - T_a) \quad (4)$$

식 (4)에서 해수의 투과율(ϵ)과 각 계수는 다음과 같다.

ϵ : the emissivity of the sea surface(0.97)

σ : the Stefan-Boltzmann constant

$$(5.6705 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4})$$

δ : the cloud coefficient(0.00427 lat. + 0.5036)

현열속과 잠열속을 벌크 공기역학법으로 나타내면,

$$Q_H = \rho_a C_P C_H U (T_s - T_a) \quad (5)$$

$$Q_E = \rho_a L C_E U (q_s - q_a) \quad (6)$$

여기서, ρ_a 는 대기의 밀도, C_P 는 정압 비열, L

Table 2. Coefficients for the solar radiation under clear sky (Seckel and Beaudry, 1973). L is the latitude

coefficient	latitude 20°S to 40°N	latitude 40°N to 60°N
A_0	-15.82 + 326.87 cosL	342.61 - 1.97L - 0.018 cosL ²
A_1	9.63 + 192.44 cos(L+90)	52.08 - 5.86L + 0.043L ²
B_1	-3.27 + 108.70 sinL	-4.80 + 2.46L - 0.017L ²
A_2	-0.64 + 7.80 sin2(L-45)	1.08 - 0.47L + 0.011L ²
B_2	-0.50 + 14.42 cos2(L-5)	-38.79 + 2.43L - 0.034L ²

해수면에서 대기로 방출하는 해면의 장파복사 은 증발 계수이며, U는 10m 높이에서의 풍속을

Table 3. Latitudinal averages of the cloud coefficient for the equation(4) (Berliand and Berliand, 1952)

lat.	75°	70°	65°	60°	55°	50°	45°	40°
δ	0.82	0.80	0.78	0.76	0.74	0.72	0.70	0.68
lat.	35°	30°	25°	20°	15°	10°	5°	0°
δ	0.66	0.63	0.61	0.59	0.57	0.55	0.52	0.50

나타낸다. T_s 와 T_a 는 각각 해수면온도와 기온을 나타내며, q_s 와 q_a 는 해수면과 해수면 위에서의 비습을 나타낸다. C_H 와 C_E 는 각각 현열속(sensible heat flux)과 잠열속(latent heat flux)의 벌크 교환계수를 나타내는데, 일반적으로 벌크 교환계수는 두 가지 방법으로 계산된다. 첫 번째는 Bunker(1976)가 제안한 방법으로 대기와 해양의 온도차와 풍속에 따라 구분된 벌크 계수값을 사용하는 것이고, 두 번째는 Kondo(1975)가 제시한 중립을 가정하여 지표 풍속만의 함수로 표현된 벌크계수를 사용한 경우와 안정도가 고려된 경우, 즉 지표 풍속뿐 아니라 해수면 온도와 기온의 차이로 표현된 벌크 계수를 사용하는 것이다. 본 연구에서는 Kondo(1975)의 방법을 적용하였다.

III. 결과 및 토의

1. 계절 변동성

Fig. 1(a)는 서해(Yellow Sea)에서 단파복사, 장파복사, 현열속, 잠열속 그리고 순열속의 변동 특성을 나타낸 그림이다. 일사량의 변화는 겨울철 12월에 최소값을 나타내며, 1월에 96 Wm^{-2} 에서 점차 증가하기 시작하여 6월에 263 Wm^{-2} 의 값으로 최대값을 보이고 8월까지 250 Wm^{-2} 정도의 값을 유지하고 있다. 여름철을 대표하는 7월에 최대값을 보이지 않고 6월에 최대값을 나타내는 이유는 장마철의 저기압 발생에 따른 구름에 의한 단파복사량의 차단으로 사료된다.

장파복사량은 겨울철에 최대값이 나타나고 여름철 구름분포에 의해 8월에 최소($20 \sim 30$

Wm^{-2})가 나타난다. 현열속은 바람의 세기와 해수면 온도와 기온의 차로 결정되며 겨울철에 최대 200 Wm^{-2} 이상을 나타낸다.

잠열속의 변동 또한 겨울철에는 $120 \sim 180 \text{ Wm}^{-2}$, 그리고 4월부터 50 Wm^{-2} 이하의 변동을 보이며 6월에 최소(22 Wm^{-2})가 된다. 해면으로 입사하는 일사량에서 장파복사량과 현열속과 잠열속을 뺀 순열속의 변동을 살펴보면 10월에 -100 Wm^{-2} 이하의 순열속값이 나타나기 시작하여 12월과 1월에 최대 -230 Wm^{-2} 로 대기로부터 열을 방출하고 4월에 들어서면서 대기로부터 열을 흡수하는 양상을 보인다. 6월이 되면 최대 240 Wm^{-2} 이상의 값으로 열을 흡수하기 시작하여 가을철부터 열을 방출한다. 이와 같은 양상은 겨울철 기단이 서에서 동으로 서해상을 지나면서 열과 수증기를 공급받아 점차 불안정하게 되어 바람이 강해지고 구름이 많아지기 때문이다.

서해의 연평균 열수지 분포는 일사량이 175 Wm^{-2} 정도이며 장파복사량이 54 Wm^{-2} , 현열속은 28 Wm^{-2} , 잠열속은 85 Wm^{-2} 로 나타났다.

Fig. 1(b)는 동중국해(East China Sea)에서 단파복사, 장파복사, 현열속, 잠열속 그리고 순열속의 변동 특성을 나타낸 그림이다. 대기 상한에서 일사량은 위도의 일변화를 고려하면 연구 지역의 북쪽보다 남쪽에서 더 크게 나타나야 한다. 그러나 4월에서 6월에 일사량은 동중국해에서 더 크다. 이것은 운량의 변동성에 기인한다. 결과적으로, 동중국해는 6월과 7월에 최대 일사량을 받는다. 동중국해에서의 연평균 일사량은 약 188 Wm^{-2} 이다. 장파복사량은 전 해에 걸쳐 다소 작은 공간적 변동을 보이며, 약 $20 \sim 70 \text{ Wm}^{-2}$ 정도

의 범위로 변한다. 동중국해에서 장파복사량은 연평균 약 50 Wm^{-2} 이다. 잠열속과 현열속의 월평균 변동성은 여름철에 변동성과 크기가 감소하고, 가을철에 증가하기 시작하여 겨울철에 최대값을 나타낸다. 동중국해의 연평균 현열속과 잠열속은 각각 30 Wm^{-2} 와 105 Wm^{-2} 로 나타났다.

Fig. 1(c)는 동해(East Sea)에서 단파복사, 장파복사, 현열속, 잠열속 그리고 순열속의 변동 특성을 나타낸 그림이다. 모든 열속이 동중국해에서 산출된 결과와 유사하다. 서해 영역의 크기가 두 해역에서 유사한 열속을 보이는 주요 원인이 아니기 때문에 각 열속에 영향을 미치는 모든 기상인자를 해역별로 분석을 해야 할 것이다. 열속 산출에 적용되는 영역의 크기가 세 해역에서 다르기 때문에 발생하는 오차도 포함되었다. 동해에서 연평균 순열속은 70 Wm^{-2} 정도이고, 현열속과 잠열속 각각 32 Wm^{-2} 와 108 Wm^{-2} 정도이다. 동해에서의 평균 일사량은 7월에 최대값(272 Wm^{-2})을 나타내는데, 이것은 7월에 운량이 가장 작기 때문이다. 또한, 동해상에서 단파복사량의 연평균 분포는 같은 위도에서 해양보다 대륙에서 더 크게 나타나는데, 이것은 해상 대기의 왕성한 대류로 인한 구름의 형성이 있기 때문이다 (Husing, 1986; Kim, 1992). 장파복사량의 경우는 전 해를 걸쳐 그 변동성이 작게 나타나고 식 (4)를 참고하면 해수면 온도 뿐 아니라 구름의 영향도 많이 받았다고 볼 수 있다. 겨울철에는 최대값을 여름철에는 최소값을 보인다. 현열속과 잠열속에 대한 월 평균 변동성을 살펴보면 여름철에 크기도 작으며 공간 변동성도 거의 없다. 잠열속은 9월에 값이 커지기 시작하여 1월에 최대값 (191 Wm^{-2})을 나타낸다. 순열속의 경우 3월에서 9월까지의 양의 값을 보이고, 10월부터 2월까지의 음의 값을 보인다. 이러한 변동성은 3월에서 9월까지 해수면 온도의 최대값과 최소값에 잘 일치한다.

과거 연구와 비교하기 위해서 동해 주변에서 얻은 결과와 비교 분석하였다. Table 4는 과거 연

구로부터 얻은 동해에서의 현열속과 잠열속의 연평균값과 계절적 평균값을 보여준다. 동해에서의 모든 연구는 Kondo(1975)에 의해서 제안된 벌크 계수(C_H , C_E)를 사용했다.

Kondo et al.(1994)은 중립조건이라는 가설을 두고 난류속(turbulent heat)을 계산했고, 결과값은 상대적으로 작았다. 또한, Kato와 Asai (1983), Kim(1992)과 본 연구에서는 겨울에 박원선 등.(1995)과 Hirose et al.(1996)의 값보다 더 크게 나타났다. 이러한 결과는 사용된 자료의 차이에 기인한 것으로 사료되는데, Kato와 Asai(1983)와 Kim(1992)은 선박 자료뿐만 아니라 일기도 자료도 사용하였으며 Kondo et al.(1994)과 박원선 등.(1995)은 선박 자료만을 사용했고, 본 연구에서는 위성 자료에서 각 변수들을 추정하여 사용하였기 때문이다.

2. 연 변동성(Annual variation)

위성 자료에 의한 열속(현열속, 잠열속, 장파복사량, 단파복사량, 순열속)들의 연 변동 특성을 살펴보았다. Fig. 2(a)는 한반도 주변 해역인 서해, 동중국해, 동해에서 현열속의 연 변동성을 나타내고 있다. 전 지역에 걸쳐 여름철과 겨울철 현열속의 값이 극명하기 때문에 현열속이 0 Wm^{-2} 주변에서 약간의 수평 분포를 보이고 있는데, 이 부분이 여름철에 해당된다. 분석 기간동안에 현열속이 가장 높았던 해는 1996년 겨울이다.

Fig 2(b)는 연구 지역(서해, 동중국해, 동해)에 대한 잠열속의 연 변동성을 나타낸 그림이다. 세 지역 모두 전체적인 연 변동성의 경향은 유사하게 보이며, 전 해에 걸쳐 서해와 동해보다 동중국해에서 잠열속 값이 더 높게 나타났다. 분석 기간 중 잠열속이 가장 높았던 해는 1992년 겨울 동중국해에서 나타났다. 이와 같이 현열속과 잠열속

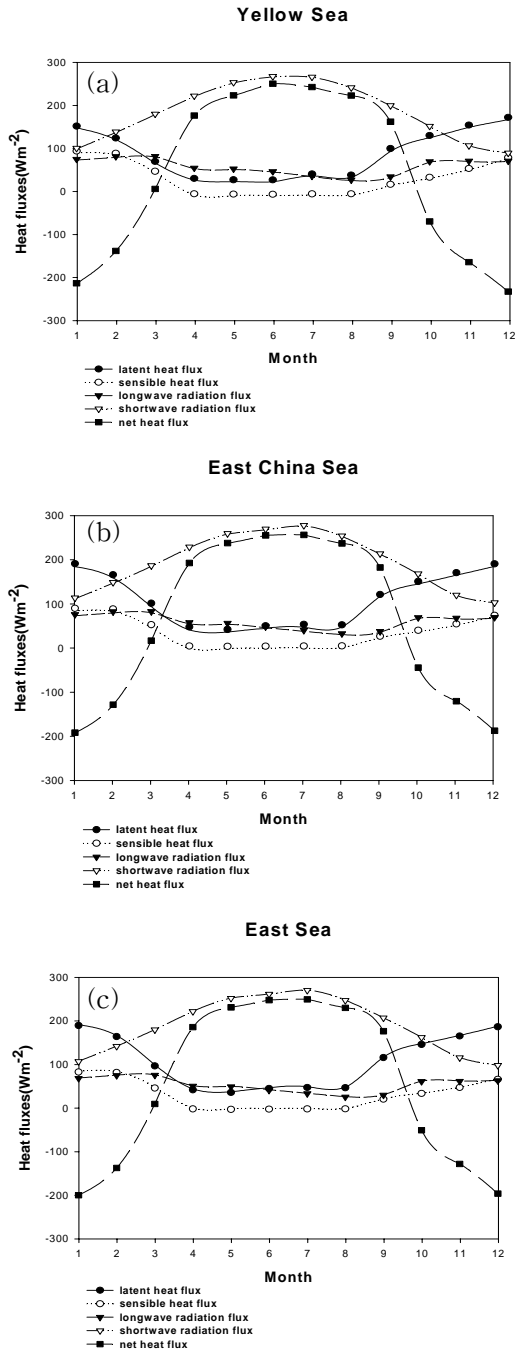


Fig. 1. Seasonal mean variation of the monthly mean fluxes over (a) the Yellow Sea, (b) the East China Sea and (c) the East Sea for 13-year(1988~2000).

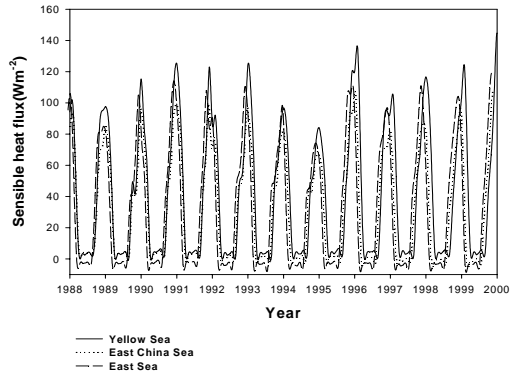
은 계절적 변동뿐만 아니라 연 변동에서도 뚜렷한 차이를 보이고 있다.

Fig. 2(c) ~ Fig. 2(e)는 연구 지역에서 장파복사량, 단파복사량 그리고 순열속의 연 변동성을 나타낸 그림이다. 분석 기간동안에 장파복사량의 전체적인 변동은 세 지역에서 모두 유사한 경향을 보이며, 서해에서 전체적으로 높은 장파복사량이 나타났다. 서해에서 이렇게 장파복사량이 높게 나타나는 이유는 앞서서도 언급했듯이 장파복사량에 영향을 미치는 해수면 온도와 기온의 차이가 크고, 운량도 다른 두 지역(동중국해와 동해)에 비해 더 작기 때문에 장파복사량이 다른 두 지역보다 더 크게 나타났다. 단파복사량의 연 변동성은 전 해에 걸쳐 세 지역 모두에서 거의 같은 값을 보이고 있으며, 분석 기간 중에서 가장 낮은 값을 보인 해는 1992년과 1996년으로 약 50 Wm^{-2} 정도로 나타났다. 이는 운량과 연관되어 설명될 수 있는데, 1992년과 1996년에 동해상에 운량의 값이 연 평균 0.6 이상으로 크게 나타났기 때문이다. 순열속에 대한 연 변동성도 앞에서 언급된 장파복사량 뿐만 아니라 단파복사량과 마찬가지로 세 지역 모두에서 유사한 경향을 나타내고 있다. 연구 지역에서 최소값을 보이는 지역은 서해로서 1991년과 1992년에 약 -300 Wm^{-2} 정도로 나타났다.

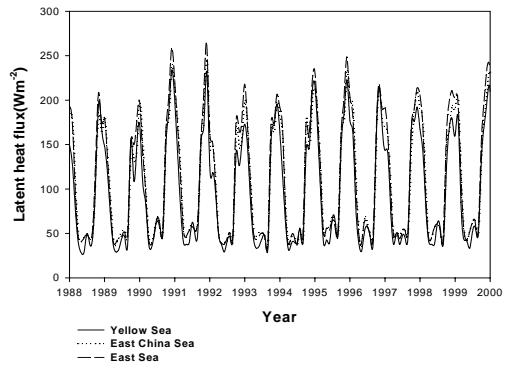
IV. 요약 및 결론

한반도 주변 해역에서 대기-해양 열교환의 분석 결과는 현열속의 경우에는 공간적인 분포 특징이 겨울철에 뚜렷하게 나타났고, 여름철에 현열속은 0에 가깝거나 음의 값을 보였다. 동해에서 현열속이 가장 컸고 다른 해역에 비해 수심이 낮은 서해의 경우 기온 변화에 대해 해수면 온도가 비교적 빨리 적응하여 해수면 온도와 기온의 차이가 작아서 현열속도 작게 나타나는 것으로 분해되는 가을철에 최대가 나타나서 겨울철까지 지속되었다. 동중국해에서 잠열속이 가장 크게 나타

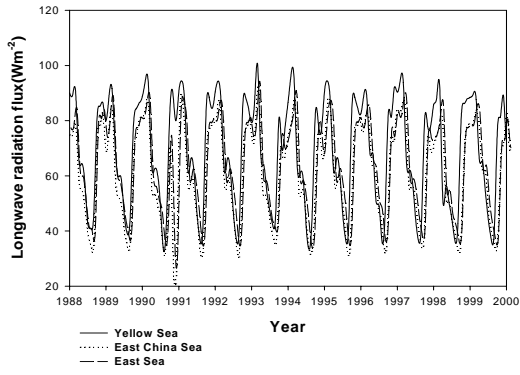
위성자료를 이용한 한반도 주변 해상 대기표층의 열속



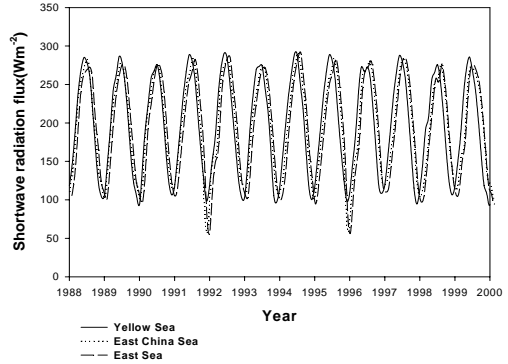
(a) sensible heat flux



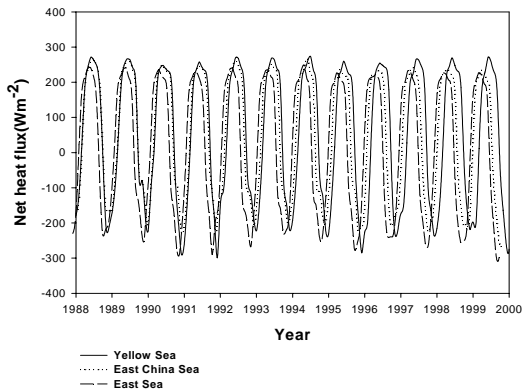
(b) latent heat flux



(c) longwave radiation flux



(d) shortwave radiation flux



(e) net heat flux

Fig. 2. Annual variations of (a) the sensible and (b) the latent heat flux, (c) the longwave and (d) the shortwave radiation flux, and (e) the net heat flux.

Table 4. Seasonal and annual mean values of the sensible and latent heat fluxes at the East Sea estimated by the previous and present studies. The 'spr' means the three months from March to May (Unit : Wm⁻²)

	Kato (1981,1983)	Kim (1992)	Kondo (1994)	Park et al.(1995)	Hirose et al.(1996)	present study
period	1978-1979	1962-1986	1965-1990	1961-1990	1960-1990	1988-2000
resolution	2° × 2°	2° × 2°	1° × 1°	0.2°×0.2°	1° × 1°	1° × 1°
Q _h spr.	12	17	5	8	9	15
Q _h sum.	-5	2	-5	-2	-1	-0.5
Q _h aut.	48	55	33	25	42	36
Q _h win.	132	137	88	97	108	79
Q _h ann.	47	53	31	32	40	32
Q _e spr.	57	47	38	43	46	60
Q _e sum.	29	32	26	17	35	48
Q _e aut.	153	144	124	138	147	144
Q _e win.	169	180	123	161	143	180
Q _e ann.	102	101	78	90	93	108

났고, 서해에서 가장 작게 나타났다. 장파복사량은 해수면 온도와 기온차가 큰 동해에서 크고, 서해에서 낮은 값을 보였다. 단파복사량은 태양 고도에 따라 크게 영향을 받기 때문에 고위도로 갈수록 감소하는 분포를 보였으며, 일부 구름의 양이 영향을 미친 것으로 나타났다. 겨울철 순열속은 잠열속이 현열속에 비해 상대적으로 훨씬 더 크기 때문에 잠열속과 유사한 분포를 보였다.

대기-해양 열교환에 대해 계절 변동과 연 변동성을 분석하였다. 열속(현열속, 잠열속, 장파복사량, 단파복사량, 순열속)에 대한 계절과 연 변동 특징을 살펴보면, 현열속의 경우 여름철과 겨울철 현열속의 값이 극명하게 나타나고 분석기간 동안에 현열속은 1996년 겨울에 가장 높았다. 잠열속의 경우 9월에 값이 커지기 시작하여 1월에 최대값을 나타내며 순열속은 3월에서 9월까지의 양의 값을 보이고 10월부터 2월까지의 음의 값을 보였다. 단파복사량의 연 평균 분포는 같은 고도의 해양에서 왕성한 대류로 형성된 구름의 영향을 많이 받았다. 장파복사량은 전 기간에 걸쳐 그 변동성이 작게 나타나고 겨울철에는 최대값을 여름철에는 최소값을 보였다.

참고 문헌

강인식·김맹기·심태보, 한반도 주위 해양에서의 해면 열수지와 응력의 계절 변화, 한국해양학회지, 29, pp.325~337, 1994.

박원석·오임상·심태보, 동해열수지의 시·공간적인 분포, 한국해양학회지, 30, pp.91~115, 1995.

안중배·류정희·조익현·박주영·류상범, 한반도 기온 및 강수량과 주변 해역 해면 온도의 상관관계에 관한 연구, 한국기상학회지, 33, pp.328~336, 1997.

Berliand, M. E. and T. G. Berliand, Determining the net long-wave radiation of the earth with consideration of the effect of cloudiness., Izv. Akad. Nauk. SSSR Ser. Geofiz., No. 1, 1952..

Bunker, A. F., Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. Mon. Wea. Rev., 104, pp.1122~1139, 1976.

Clark, N. E. · L. Eber · R. Laurs · J. Renner and J. Saur, Heat exchange between ocean

- and atmosphere in the eastern North Pacific for 1961-1971, NOAA Tech. Rep. NMFS SSRF-682, 1974.
- Goodberlet, M. A. · C. T. Swift, and J. C. Wilkerson, Remote Sensing of ocean surface winds with the Special Sensor Microwave/Imager. J. Geophys. Res., vol. 94(C10), pp.14547~14555, 1989,
- Hirose, N. · H. C. Lee and J. H. Yoon, Surface heat flux in the East China Sea and Yellow Sea. J. Phys. Oceanogr., 29, pp.401~417, 1999.
- Hsiung, J., Mean surface energy fluxes over the global ocean. J. Geophys. Res., 91, pp.10585~10606, 1986.
- Kato, K., and T. Asai, Seasonal variations of heat budgets in both the atmosphere and the sea in the Japan Sea area. J. Meteor. Soc. Japan, 61, pp.222~238, 1983.
- Kim, Y. S., Estimate of heat transport across the sea surface near Japan with bulk methods. Doctoral Thesis, Univ. of Tokyo, p.124, 1992.
- Kim Y., S. and G. M., Hong, Estimation of Marine Meteorological Elements using the Satellite and Buoy Data. J. Korean Meteor. Soc. 38(3), pp.253~159, 2002
- Kondo, J., Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. Boundary Layer Meteorol. 9, pp.91~112, 1975.
- Kondo, T. · A. Ostrovskii and S. Umatani, Climatologies of the heat fluxes over the Japan sea., Proc. CREAMS'94 Intl. Sympo., pp.29~42, 1994.
- Kubota, M. and Mitsumori, S, Sensible Heat Flux Estimated by using Satellite data over the North Pacific. J. Meteor. Soc. Japan, 1995.
- Reed, R. K., An elevation of cloud factors for estimating insolation over the ocean. NOAA Tech. Memo. ERLPMEL-8P, p.20, 1996.
- Seckel. G. R., and F.H. Beaudy, The relationship from sun and sky over the North Pacific Ocean (abstract) Trans. Amer. Geophys. Union, 54, p.1114, 1973.
- Shibata, A. and Konda, M., N., A new method to determine near-sea surface air temperature by using satellite data. J. Geophys. Res, 101, pp.14349~14360, 1996.
- Talley, L.D., Meridional heat transport in the Pacific Ocean, J. Phys. Oceanogr., 14, pp.231~241, 1984.