

제주도 북부해역의 표면 열수지 해석 -1993년과 1994년 하계의 경우-

김 해 동 · 양 성 기*

동경대학 해양연구소, *제주대학교 해양토목공학과
(1995년 2월 8일 접수)

Surface Heat Budget of the Northern Sea of Cheju Island for June-August 1993 and 1994

Hae-Dong Kim and Sung-Kee Yang*

Ocean Research Institute, University of Tokyo, Tokyo 164

**Dept. of Ocean Civil Engineering, Cheju National University, Cheju 690-756, Korea*

(Manuscript received 8 February 1995)

Abstract

Surface heat balance of the northern sea of Cheju Island for summer in 1993 and 1994 is analyzed using the observation data obtained by Marine Research Institute, Cheju National University. Each flux elements at the sea surface is derived from the marine meteorological reports with application of an aerodynamical bulk method for the turbulent heat fluxes, and empirical formulae for the long-wave radiation heat fluxes. The flux divergence of oceanic heat transport and the rate of heat storage in the ocean are estimated as residual. The features of the surface heat balance are mainly decided by the solar radiation flux and the latent heat flux for 1994. But the Bowen Ratios were large for 1993. This means that the sensible heat fluxes were nearly equal to the latent heat fluxes for 1993. In this period, mean flux divergence of oceanic heat transport is about 130 W/m^2 .

Key Words : Surface heat budget, latent heat flux, sensible heat flux.

1. 서 론

해양의 열수지는, 장소와 계절에 따라서 다르게 나타난다. 그 예로서, 적도 부근의 열대해역은 순복사량, 잠열속, 현열속의 계절 변화가 대단히 적다(Oort and Vonder Haar, 1976; Hoflich, 1984). 그러나, 중위도 해역은 수온 및 기온의 연교차가 매우 크기 때문에 각종 열속의 계절 변화도 커지게 된다. 겨울에는 시베리아 한기류의 유출과 기

단 변질이 현저하기 때문에 우리나라 주변의 동해, 황해 및 동지나해를 포함하는 폐쇄 해역에서는 한·난류에 의한 해양 운반열의 계절변화가 열수지 균형에 큰 역할을 하는 것으로 보고되고 있다(Kato and Asai, 1983 ; Ishi and Kondo, 1987, 1993 ; Kondo, 1976 ; Kurasawa, Hanawa and Toba, 1983).

본 연구의 대상인 동중국해는, 한랭기에는 현열 및 잠열속의 방출을 통해서 대기에 열량을 공급하고, 온난기에는 고온 다습의 남풍이 강하게 불어

해면 온도와 기온의 차가 작아져서, 대기로 빼앗기는 현열과 잠열이 현저히 작아지므로 해양이 대기로부터 획득하는 순열속이 증가한다. 그리고 황해와 남중국해로부터의 해양 운반열도 증가하여 일사의 흡수와 해양 운반열의 수렴에 의해서 가열된다 (Ishi and Kondo, 1987, 1993). 이 해역은 해류의 계절 변동이 크고 열수지를 결정하는 mechanism도 계절에 따라서 달라지므로, 그 장기 변동의 특성을 파악하려면 장기간에 걸친 세심한 관측이 필요하다.

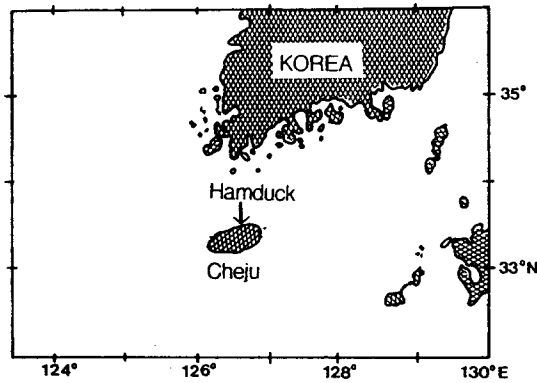


Fig. 1. Location of Marine Research Institute, Cheju National University.

제주도 북안 중앙부에 위치한 제주대학교 해양연구소(위치는 Fig. 1 참조)에서는 1993년 3월 부터 해양·기상 종합 기록 장치가 설치되어 연속적인 관측을 실시하고 있다. 관측 항목인 풍향·풍속, 기온, 상대습도, 해면기압, 순복사, 강수량 등의 해상 기상 자료와 수온, 전기전도도 등의 각 요소가 연속적으로 관측되고 있다. 이 자료를 이용해서 제주도 북안 전체의 해면 열수지가 추정된다면, 수온의 예측과 해수의 순환 기구를 밝히는데 중요한 역할을 하게 될 것이다.

본 연구에서는, 관측이 시작된지 아직 2년이 지나지 않아 각종 열속의 평균적인 연간 변동을 논할 수는 없는 실정에 있기에, 우선 대단히 대조적인 기상 현상을 보인 1993년의 여름철(저온 다우)과 1994년의 여름철(고온 소우)에 있어서, 이 해역

의 열수지 균형관계를 비교 분석하여 보았다. 열수지 방정식을 이루는 각 항의 계산은 주로 Ishi와 Kondo(1987)에 의해 제안된 경험식을 이용하였으며, 이곳 해역에서의 저열량 및 외양과의 열교환량은 열수지 방정식의 잔차항의 크기로서 추정하여 보았다.

2. 자료

제주도 북부 해안 중앙부에 위치한 제주대학교 해양연구소의 해양·기상 종합 기록 장치(연안지역에 위치하고 있으며, 이곳의 수심은 2-3m 정도)는, 1993년 3월부터 매시간 연속적으로 관측이 수행되고 있다. 본 연구소에서는 풍속, 풍향, 기온, 수온, 상대습도, 해면기압, 순복사량은 이 장치에서 한 시간 간격으로 관측된 자료를 이용하였으며, 운량과 태양복사량은 이곳 관측소로부터 서쪽으로 약 10km 떨어져 있는 제주지방기상대의 자료를 이용하여 열수지 해석을 행했다. 열수지 방정식을 이루는 각 항들은 비선형이므로, 매시간의 기상자료로부터 열수지 각 항을 계산한 후에 월평균치를 계산하였다.

3. 열수지 방정식 각 항의 계산 방법

해양·대기간의 에너지 교환은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$G = R_n - (SH + LE) \quad (1)$$

여기서 SH, LE는 해수면에서 대기로의 현열과 잠열속이며, G는 해수면에서의 순열속(net heat flux)이다. R_n 은 해수면에서의 하향의 순복사속(net radiation flux)으로서, 다음 식으로 표현된다.

$$R_n = (1-r)S^{\downarrow} + \alpha(L^{\downarrow} - bT_s^4) \quad (2)$$

여기에서 T_s 는 해수면 온도, S^{\downarrow} 와 L^{\downarrow} 는 해수면에서의 태양복사와 하향 장파복사이다. r은 해수면의 알베이도(본 연구에서는 $r = 0.06$)이고, α

는 해수면의 복사사출률(본 연구에서는 $\alpha = 0.96$), b 는 스테판-볼쯔만 상수($=5.67 \cdot 10^{-8} \text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K}^4)$)이다.

해양에서의 열수지 방정식은

$$T = G \quad (3)$$

로 기술할 수 있는데, 여기서 T 는 해양의 열 저장률과 해양 운반열의 합이다. 따라서 G 가 계산되면 T 는 추정이 가능하다.

현열과 잠열은 다음과 같은 bulk 공식을 이용해서 추정되었다.

$$SH = C_p \cdot \rho \cdot Ch \cdot (T_s - T_a) \cdot W \quad (4)$$

$$LE = L \cdot \rho \cdot C_e \cdot (Q_s - Q) \cdot W \quad (5)$$

여기서 C_p , ρ , T_s , T_a , W , L , Ch , C_e , Q_s , Q 는 각각 공기의 정압 비열($1004 \text{J}/(\text{kg} \cdot \text{deg})$), 공기의 밀도($1.27 \text{kg}/\text{m}^3$), 수온(단위; C), 기온(단위; C), 해수면에서의 풍속(단위; m/sec), 증발 잠열($2.51 \times 10^6 \text{Joule}/\text{kg}$), 안정시의 현열 및 잠열에 대한 bulk수송 계수($Ch=0.00083$, $C_e=0.0015$), 해수면 온도에 대한 포화비습(kg/kg) 그리고 공기의 비습이다. 여기서 포화 비습은,

$$Q_s = 0.622 \cdot e_s / (P - e_s) \quad (6)$$

로 표현되며, P 는 해면상의 대기압(hPa)이고, 포화 수증기압(hPa)은, Asai와 Nakamura(1978)와 같이 Tetten(1923)의 공식을 이용하여 다음과 같이 표현된다.

$$e_s = 6.11e^{\frac{17.27 \cdot T_s}{T_s + 273.16 - 35.86}} \quad (7)$$

태양복사(S^{\downarrow})는 제주기상대의 관측치를 그대로 이용하였으며, 해면에서의 일평균 하향 장파복사는 Kondo(1976)의 식에 의해 다음과 같이 계산하였다.

$$L^{\downarrow} / (b \cdot T_a^4) = 1 - (0.49 - 0.066 \cdot e^{0.5}) (1 - n \cdot C \cdot h) \quad (8)$$

$$C = 0.75 - 0.005 \cdot e \quad (9)$$

$$h = [(n1 + 0.85 \cdot n2 + 0.5 \cdot n3) / n] + 0.1 \cdot Nr / N \quad (10)$$

여기서 e 는 일평균의 수증기압(hPa), Nr/N 은 하루중에서 강수가 지속된 시간, n , $n1, n2$ 그리고

$n3$ 은 각각 일평균의 전운량, 하층 운량, 중층 운량 그리고 상층 운량을 가리킨다. 본 연구에서는 다음의 근사식을 적용하고 있다(Ishi and Kondo, 1987).

$$n2 = n3 = (n - n1) / 2, \quad (11)$$

$$Nr / N = 0, \text{ for } n1 < 1 = 0.5 \text{ for } n1 = 1 \quad (12)$$

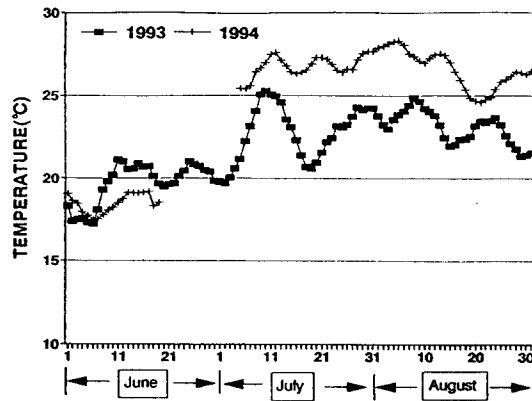


Fig. 2. Daily variation(5-day running mean) of the surface air temperature at Hamduk Cheju Island for June-August 1993 and 1994.

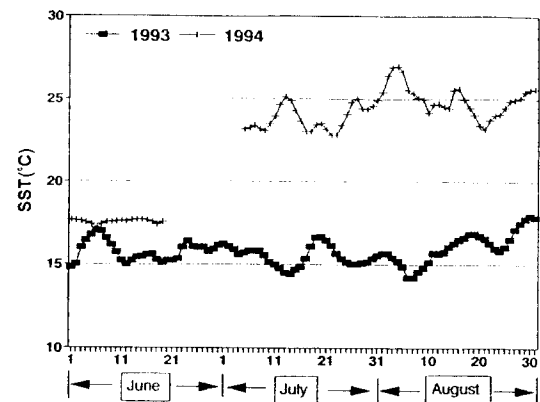


Fig. 3. Same as in Fig. 2, except for SST.

4. 결 과

Fig. 2, 3 및 4는 1993년 및 1994년 6~8월의 기온, 수온 그리고 염분도의 5일 이동평균한 값의

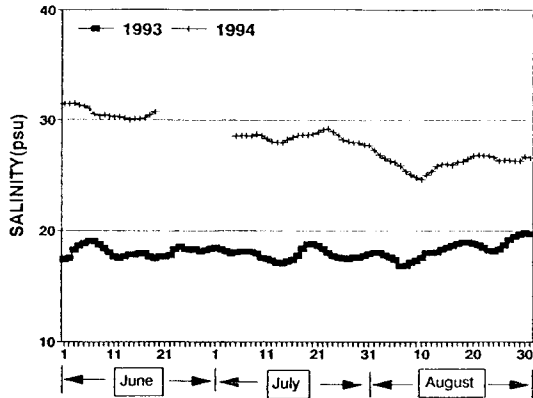


Fig. 3. Same as Fig. 2, except for salinity.

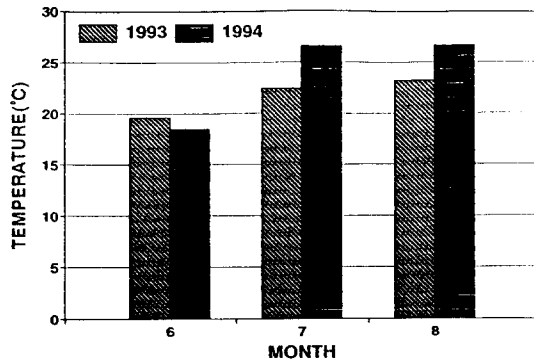


Fig. 4. Monthly mean of the surface air temperature at Hamduk Cheju Island for June-August 1993 and 1994.

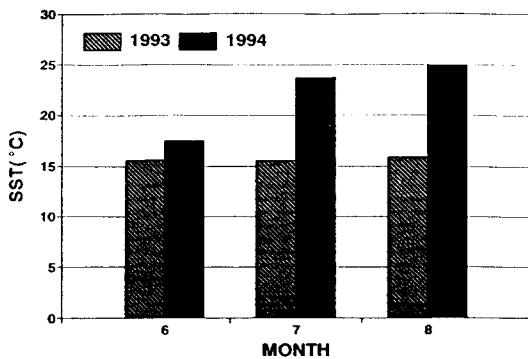


Fig. 5. Same as in Fig. 4, except for SST.

시계열이다. 1994년 6월 19일부터 7월 4일에 걸쳐서는 자료가 결측되어 있다. 기온과 수온에 대한

월평균치는 Fig. 4 및 5에 나타내었다. 그림으로부터 1993년의 기온은 1994년에 비해서 7,8월의 경우 약 5°C정도 낮았으며, 수온은 기온차보다도 그 차이가 훨씬 크게(약 10°C) 나타났음을 알 수 있다. 그리고 염분도(Fig. 3)도 10 psu이상의 큰 차이가 있었다. 이런 관측 결과는 1993년과 1994년의 기후의 대조성을 잘 표현하고 있다.

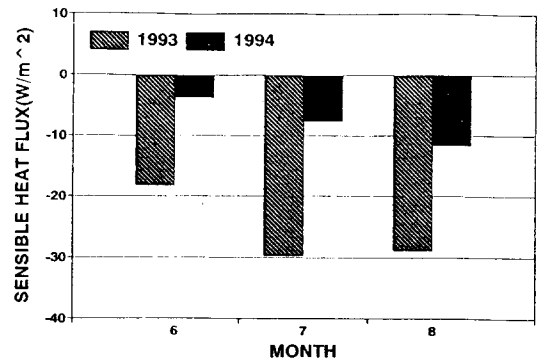


Fig. 6. Same as in Fig. 4, except for sensible heat flux.

4.1 해수면에서 대기로의 현열 및 잠열 수송량

Fig. 6은 해수면에서 대기로 이동되는 월평균 현열속을 나타내고 있다. 1993년의 현열속은 6월에 평균 약 -18W/m^2 , 7, 8월에는 약 -30W/m^2 으로, 1994년에 비해서 훨씬 큼을 알 수 있다. 또한, 이 값은 Ishi와 Kondo(1976, 1987)가 지적한 이 지역 8월의 10년간의 기후치(-5W/m^2)에 비해서도 대단히 큰 값이다. 현열속은 대기·해양간의 온도차와 풍속에 의존한다. 그런데, Fig. 8에서 볼 수 있듯이 풍속은 오히려 1994년도의 값이 1993년의 값보다 컸음에도 불구하고, Fig. 4-1, 2에 나타나 있듯이 1993년의 연안 수온이 유난히 낮았기 때문에 수온과 기온 사이의 차이가 1993년의 여름이 훨씬 컸다. 이를 통해서 대기가 현열속의 형태로 해양에 많은 열을 빼앗기고 있었음을 알 수 있다.

Fig. 7은 해수면에서 대기로의 월평균 잠열속을 나타내고 있다. 1994년 8월을 제외하고는, 두

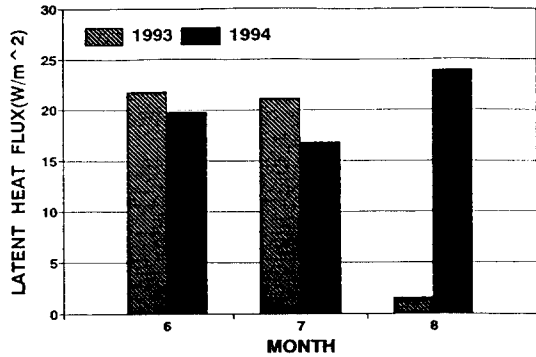


Fig. 7. Same as in Fig. 4, except for latent heat flux.

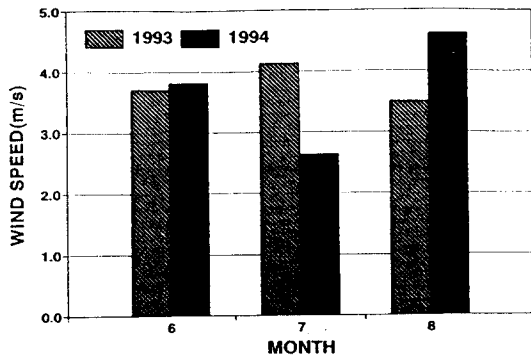


Fig. 8. Same as in Fig. 4, except for wind speed(m/sec).

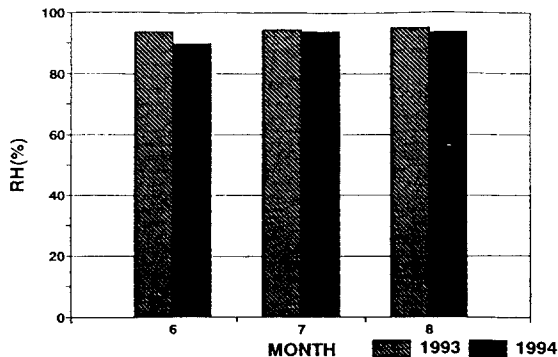


Fig. 9. Same as in Fig. 4, except for relative humidity.

해 사이에는 큰 차이가 없다. 그런데 1993년과 1994년 모두 Ishi와 Kondo(1976, 1987)가 지적한

이 지역 8월의 10년간의 기후치(약 $50W/m^2$)에 비해서는 훨씬 작게 나타났다. 여름철의 경우는 잠열의 공급을 통해서 해양은 대기로 열을 방출하는 것이 일반적인데, 그림에서 볼 수 있듯이 8월에는 두 해에 있어서 큰 대조를 보임을 알 수 있다. 이는 Fig. 5에서 볼 수 있듯이 1994년의 높은 해면수온의 출현에 근거한다. 1993년 8월의 경우는, 수온이 7월보다 상승하고 있지만, 기온은 더욱 상승하고 있어서(또한, Fig. 9에서 볼 수 있듯이 상대습도도 상승하고있다) 해수면에서 대기로의 잠열공급은 작게 나타나고있다.

그리고, 이 두 해에 있어서 대기로의 잠열속에 대한 현열속의 비(Bowen ratio)는, 6, 7월의 경우는 1993년의 그것(약 1)이 1994년의 그것(약 0.2)보다 훨씬 컸다. 1993년과 1994년 8월의 Bowen ratio는 각각 약 14와 0.5로 극단적인 대조를 보이는데, 이는 1993년 8월에 해수면온도가 낮고 대기의 상대습도는 매우 높았기 때문에 해양에서 대기로의 잠열공급이 매우 작았기 때문이다.

4.2 대기에서 해양으로의 장·단파 에너지

Fig. 12는 월평균 태양복사를 나타내고있다. 1993년의 7,8월 치(각각 140, $135W/m^2$)는 1994년의 그것(각각 250, $225W/m^2$)의 약 60%에 지나지 않았다. 이는 Fig. 4-10, 11에서 볼 수 있듯이, 1993년의 운량이 대단히 많았던 것에 기인한다. 1993년의 경우, 전운량은 월평균값이 약 0.8정도였고 하층운량도 월평균값이 약 0.5에 이르러서 해수면에 도달하는 태양복사가 대단히 적었다.

Fig. 13, 14는 각각 월 평균된 상향및 하향의 장파복사속이다. 상향의 장파복사속은 해수면 온도에 의해서 결정되는데, Fig. 13에서 볼 수 있듯이 7,8월의 경우, 1994년의 장파복사속(각각 440, $450W/m^2$)이 1993년의 장파복사속(각각 395, $397W/m^2$)보다 $50W/m^2$ 정도 컸다. 한편, 하향의 장파복사속은 기온 뿐만이 아니라 운량과 수증기양에도 의존하고 있기 때문에(식(8)참조) 보다 복잡한 양상을 보이는데, 8월을 제외하고는 그 차가 그다지 크지 않게 나타났다. 결과적으로, 장파복사에 의한 해수면의 냉각효과는 1994년의 6 - 8월

(각각 약 55, 30, 40W/m²)이 1993년의 6~8월(각각 25, 2, 20W/m²) 보다 컸다.

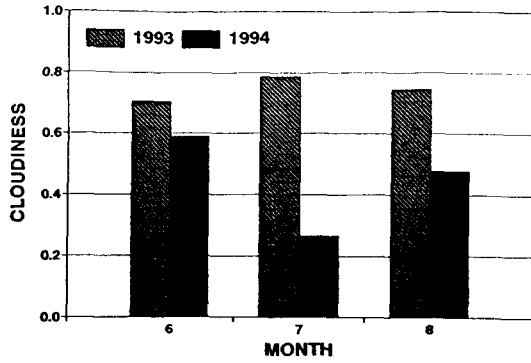


Fig. 10. Same as in Fig. 4, except for total cloud amount, in tenth.

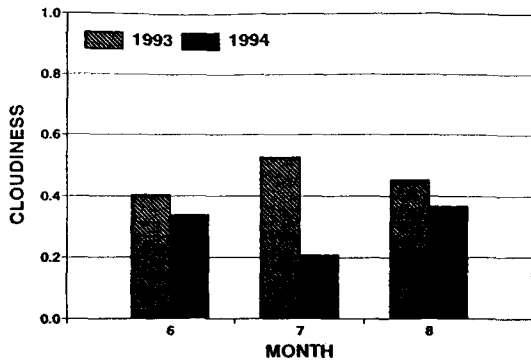


Fig. 11. Same as in Fig. 4, except for low cloud amount, in tenth.

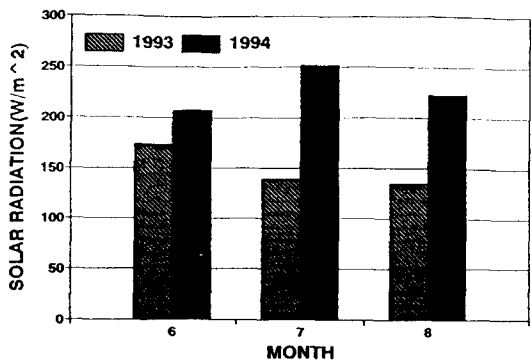


Fig. 12. Same as in Fig. 4, except for solar radiation.

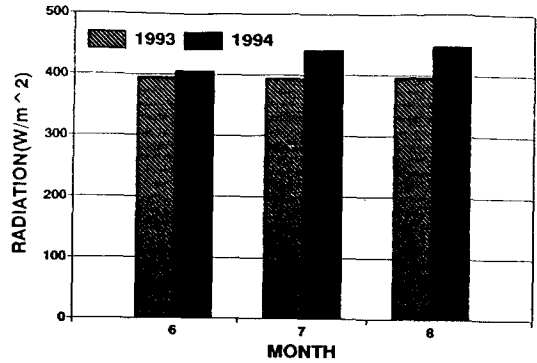


Fig. 13. Same as in Fig. 4, except for upward long-wave radiation.

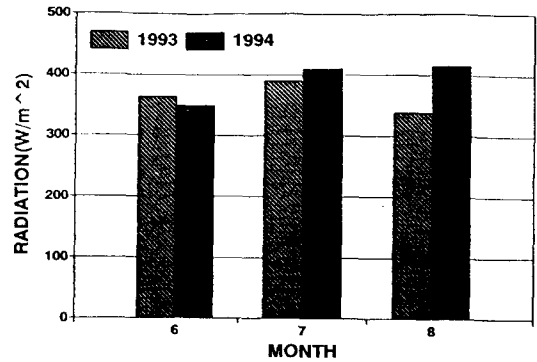


Fig. 14. Same as in Fig. 4, except for downward long-wave radiation.

4.3 해수면에서의 하향 순복사속(Rn)

Fig. 15는 해양에서 흡수된 월평균의 하향 복사속(Rn)을 나타내고 있다. 1994년의 Rn은 Ishi와 Kondo(1987)가 계산한 이 지역의 기후치(5월에 약 150, 8월에 약 170W/m²)와 비슷한 값을 나타냈지만, 1993년의 그것들(약 130W/m²)은 이 지역의 평균치보다 훨씬 작았다. 1993년은 극히 낮은 수온이 출현하였음에도 불구하고 이렇게 Rn값이 작은 것은, 많은 운량 때문에 태양복사량이 적었기 때문이다.

4.4 해수면에서의 순열속(G)

Fig. 16은 해수면에서의 순열속으로서, 해양과

대기간의 에너지 교환의 수치를 나타낸다. 이 항의 크기는 해양의 열저장량 및 해양 운반열의 합과 균형을 이루게 되는 것이다. 두 해 모두 G가 큰 양의 값을 갖는데, 이는 해양이 여름철에 대기로 부터 열을 획득하고 있음을 나타낸다. 1993년에 비해서 1994년의 G가 크게(특히 7월) 나타나고 있는데, 이는 하계의 해수면 열수지에서는 해수면에 도달하는 태양복사 에너지가 지배적인 역할을 함을 잘 나타내고 있다.

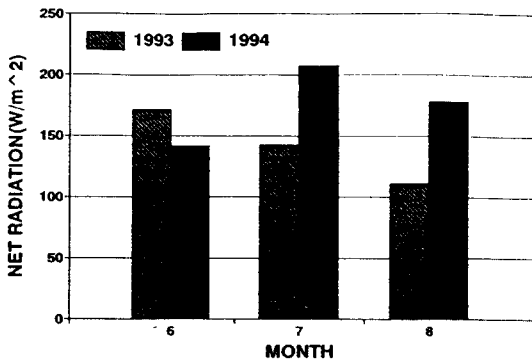


Fig. 15. Same as in Fig. 4, except for net downward radiation flux absorbed in the ocean(Rn).

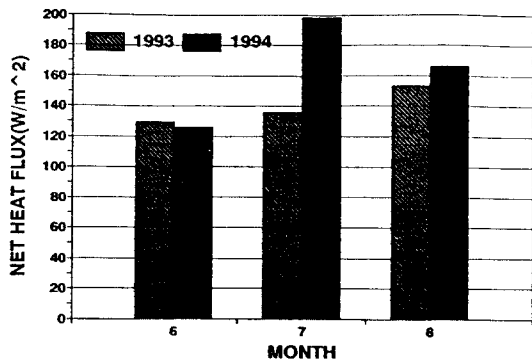


Fig. 16. Same as in Fig. 4, except for net heat flux at the sea surface(G).

4.5 해양저열량 및 해양 열운반의 추정

Ishi와 Kondo(1993)가 25년(1965~1990)간 일본의 나가사키 해양기상대 발행의 해양속보 자료를

이용한 연구결과에 의하면, 이 지역 근처의 6~8월의 해양 혼합층은 50m정도, 해양 저열량은 100~150W/m²이며 해양 열운반은 50W/m² 정도였다. 즉, 하계에 이 해역에서는 대략 150~200W/m² 정도의 순열속이 얻어진다는 것을 의미한다. 이는, 이상 기상을 보인 해로 불렸던 1993년 여름(저온다우)과 1994년의 하계(고온 소우)를 대상으로 한 본 연구에서 얻어진 값과 유사함을 볼 수 있다.

본 연구에 이용된 관측 자료중에는, 해양 혼합층깊이 자료뿐만 아니라 해양 운반열을 직접 평가할 수 있는 수평적인 수온 분포와 유속에 관한 자료가 포함되어 있지 않으므로, 해양 저열량과 해양 운반열을 분리해서 정량적으로 정확히 논하기는 어렵다. 따라서 4.4절에서 제시된 순열속만큼이, 해양저열량으로 보존되었다가 아니면 해양열 운반의 형태로 외양으로 유출되었음을 추정하는 단계에 머무를 수 밖에 없다. 다만 관측지역의 전 수심(3m)이 해양 혼합층이라고 가정하고, Ishi와 Kondo(1993)의 해양저열량 추정 방법을 이용하여 순열속으로부터 해양저열량과 해양 운반열을 개략적으로 분리해 보는 것은 가능할 것이다.

1994년의 6월은 관측에 결측이 많이 포함되어 있으므로, 7~8월의 해양 저열량 및 해양 운반열에 관해서 다음의 식을 이용하여 구할 수 있다.

$$S1 = \rho_s \cdot dz \cdot C \cdot (Ts2 - Ts1) / dt \quad (13)$$

으로 계산한다. 여기서, C는 물의 비열(4218J/(kg·deg)), ρ_s는 물의 밀도(=1000kg/m³), dt는 기간의 길이(여기서는 7월의 1개월), dz는 해양 혼합층의 깊이, Ts2는 어떤 달의 해양 혼합층 내의 평균 수온(본 연구에서는 표면 수온), Ts1은 전 달의 해양 혼합층 내의 평균 수온(본 연구에서는 표면 수온을 그대로 이용함)이다. Fig. 5의 월평균 수온 자료를 이용하여 저열량을 구해보면, 1993년의 S1은 약 1.5W/m²(약 0.3 K의 승온 효과에 상당), 1994년의 S1은 약 5.2W/m²(약 1.1K의 승온 효과에 상당)으로 추정된다. 따라서 이곳 연안에서 얻어진 순열속량은 거의 대부분 외양으로 운반되어 갔다고 해석된다.

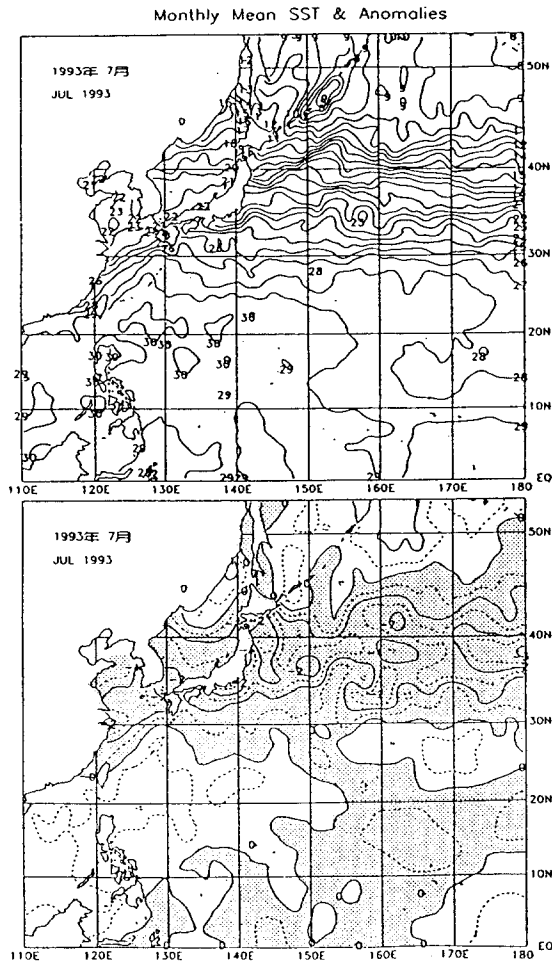


Fig. 7. Monthly mean SSTs in the western North Pacific(top) and anomalies(bottom) for July 1993. Anomalies are computed with respect to the Japan Meteorological Agency(JMA) climatology(1961-90). The contour interval is 1K and additional anomaly contours of 0.5K are shown. Negative anomalies are stippled. [From Monthly Ocean Report prepared by the El Nino Center, Oceanographical Division, Marine Department, Japan Meteorological Agency, July 1993].

5. 요약 및 결론

Fig. 17, 18에 걸쳐서 1993년과 1994년의 7월의 북서 태평양의 월평균 해수면 온도 및 그 편차를 나타내었다. 그림을 통해서 알 수 있듯이 본 연구

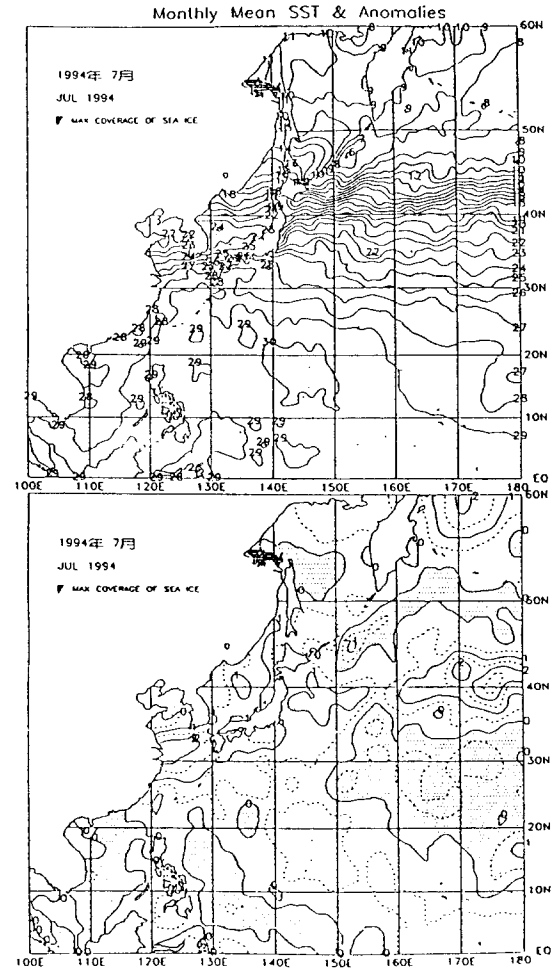


Fig. 18. Same as in Fig. 17, except for July 1994.

의 대상 영역인 제주도 북부 해역의 경우는, 1993년의 하계는 평년치보다 약 2 C정도 낮았고 1994년의 여름에는 반대로 약 2 C정도 높은 표면 수온이 형성되어 있었다. 대기대순환적 특징으로서는, 1993년의 하계는 북태평양 고기압의 발달이 미약하고 오호츠크 고기압이 강하게 발달하여 저온 다우의 해였고, 1994년의 하계는 이와 반대로 북태평양 고기압의 세력이 평년치 이상으로 발달하여 고온 소우의 해였다. 따라서 해양·기상학적 요소들이 두 해에 큰 차이를 보였고, 열수지 방정식을 이루는 각 항들도 역시 큰 대조를 보였다. 그렇지만, 순열속량(혹은, 해양열 운반량)의 크기

Table 1. Monthly mean heat fluxes for June - August 1993 and 1994

| | 1993 | | | 1994 | | |
|--|-------|-------|--------|-------|-------|--------|
| | June | July | August | June | July | August |
| Wind speed(m/sec) | 3.7 | 4.1 | 3.5 | 3.8 | 2.6 | 4.6 |
| Air temperature(°C) | 19.7 | 22.5 | 23.3 | 18.5 | 26.6 | 26.7 |
| SST(°C) | 15.7 | 15.6 | 15.9 | 17.6 | 23.8 | 24.9 |
| Rel. humidity(%) | 93.8 | 94.5 | 95.1 | 89.8 | 94.0 | 93.7 |
| Rainfall(mm) -total amount | 204.9 | 137.5 | 578.4 | 342.3 | 72.3 | 365.3 |
| Salinity(psu) | 18.0 | 17.9 | 18.2 | 30.7 | 28.5 | 26.2 |
| Upward longwave radiation(W/m ²) | 395.1 | 394.1 | 396.0 | 405.1 | 440.9 | 447.7 |
| Downward long-wave radiation(W/m ²) | 363.9 | 390.6 | 338.6 | 349.5 | 410.5 | 415.6 |
| Latent heat flux(W/m ²) | 21.9 | 21.2 | 1.6 | 19.8 | 16.9 | 23.9 |
| Sensible heat flux(W/m ²) | -18.2 | -29.7 | -28.9 | -3.7 | -7.6 | -11.7 |
| Solar radiation(W/m ²) | 173.6 | 139.3 | 135.2 | 207.9 | 252.2 | 222.9 |
| Net downward radiation flux(W/m ²) | 133.2 | 127.5 | 126.3 | 142.1 | 207.9 | 178.7 |
| Net heat flux(W/m ²) | 129.5 | 136.0 | 153.6 | 125.9 | 198.6 | 166.5 |

는 두 해에서 7월을 제외하고는 큰 차를 보이지 않았다. 7월에 큰 차가 발생한 것은, 1994년 7월에 강우량이 매우 작아서(월평균 운량도 매우 작았음) 태양복사량이 월등히 많았던 점에서 그 원인을 찾을 수 있다.

그리고 해양·기상학적 요소 및 본 연구에서 얻어진 열수지 각 항의 크기는 Table 1에 정리하였다.

참고문헌

Asai and Nakamura, 1978, A numerical experiment of air-mass transformation processes over warmer sea ; Part I : Development of a convectively mixed layer. J. Meteor. Soc. Japan, 56, 424-434.
Kondo, J., 1976, Heat balance of the East China Sea during the air mass transformation

experiment, J. Meteor. Soc. Japan, 54, 382-398.
Kondo and T. Sato, 1979, Radiation measurements and heat balance analysis, in Prelim. Rep. The Hakuho Maru Cruise KH-79-2(MONEX Cruise). Ocean Res. Institute, Univ. Tokyo, 48-71.
Kondo and A. Miura, 1983, Empirical formula of the solar radiation at the ground level and simple method to examine an inaccurate pyranometer. Tenki, 30, 469-475(in Japanese).
Kondo, and A. Miura, 1985, Surface heat budget of the western Pacific for May 1979, J. Meteor. Soc. Japan, 63, 633-646.
Ishi, T and Kondo, 1987, Seasonal variation of heat balance in the East China Sea. Tenki, 34, 29-38(in Japanese).
Ishi and Kondo, 1993, Seasonal Variation of Heat Balance in the East China Sea and

- Its Vicinity. -Ocean heat transport and Ocean storage of heat. *Tenki*, 40, 309-324 (in Japanese).
- Ishi and Kondo, 1993, The Seasonal variation of the oceanic heat transport in the East China Sea, Yellow Sea and Sea of Pohai. *Tenki*, 40, 895-906(in Japanese).
- Hoflich, O., 1984, Climate of the South Atlantic Ocean, in "Climate of the Oceans" (ed. H. Van Loon), Elsevier, 1-191.
- Kato, K., and T. Asai, 1983, Seasonal variations of the heat budgets in both the atmosphere and the sea in the Japan Sea Area, *J. Meteor. Soc. Japan.*, 61, 222-238.
- Kurasawa, Y., K. Hanawa and Y. Toba, 1983, Heat balance of the surface of the surface layer of the sea at ocean weather station T, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 39, 192-202.
- Oort, A. H. and T. H. Vonder Haar, 1976, On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the northern hemisphere. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 781-800.