

고흥만 습지에서 증발산량의 산출 방법

권 병 혁* / 김 동 수** / 김 근 회*** / 장 동 환****

Estimation Method of Evapotranspiration over Goheung bay Wetland

Byung Hyuk KWON* / Dong Su KIM** / Geun Hoi KIM*** / Dong Hwan KANG****

요약 : 증발산은 지표와 대기 사이에서 일어나는 에너지 상호작용에 기여하는 중요한 요소 중 하나이다. 갈대로 덮인 고흥만 간척지에서 현열, 토양열 그리고 순복사를 측정하여 증발산량을 조사하였다. 자동기상관측 자료로부터 산출된 증발산량은 구름과 바람의 연직경도가 $1s^{-1}$ 보다 미약한 경우를 제외하고 열수지 방정식으로 추정된 값과 잘 일치하였다. 토양열은 순복사의 약 10%로 평가되었다. 갈대로 구성된 식생캐노피 내에서 온도에 따른 포화수증기압의 변화율($\Delta \cong de_s/dT$)이 약 1.5로 근사되었고, 증발산량은 순복사 에너지의 함수로 설명될 수 있다.

핵심용어 : 습지, 증발산, 복사, 토양열 플럭스, 현열 플럭스

Abstract : Evapotranspiration is an important factor in the energy interaction process between the surface and the air. Over a vegetable canopy, evapotranspiration was investigated by measuring the sensible heat flux, the soil heat flux and the net radiation flux. Evapotranspiration based on routine AWS data is in good agreement with that estimated from the energy balance equation except for weak wind shear less than $1s^{-1}$ and a cloudy period. Soil heat flux can be approximately to 10% of net radiation flux at the lower layer. When the slope of the saturation vapor pressure versus temperature curve (de_s/dT) is approximated to 1.5, the evapotranspiration can be described in function of the net radiation energy flux over Goheung bay wetland covered with the vegetable canopy, reeds.

Keywords : wetland, evapotranspiration, radiation, soil heat flux, sensible heat flux.

1. 서 론

습지 보전을 위한 람사협약에 따르면 수심이 6 m를 초과하지 않는 해수지역을 포함하는 늪, 습원, 이탄지 또는 물로 된 지역으로 정의되는 습지는 크게 내륙습지와 연안습지로 구분된다. 육상과 수중 생태계의 전이지대로 지구상에서 가장 생산적이며 생명력이 왕성한 연안습지는 생물의 다양성, 생태계 유지 그리고 문화유산적 가치

와 더불어 미기상학과 기후학적인 면에서도 매우 중요하다.

습지 지역에서 대기 표층의 에너지 순환과 수문학적인 관점에서 영향이 가장 큰 인자는 증발산이다. 이는 지표면에서 액체 상태의 물이 기체 상태의 물로 변하는 과정을 의미하는 증발과 식물체 잎의 기공을 통하여 일어나는 증산을 모두 고려한 것이다(Monteith, 1965). 증발산에 대한 정확한 정보는 육상 생태계의 관리와 국지 기상

+ Corresponding author : bhkwon@pknu.ac.kr

* 정회원 · 부경대학교 환경대기과학과 교수

** 비회원 · 부경대학교 환경대기과학과 박사

*** 비회원 · 부경대학교 환경대기과학과 석사

**** 정회원 · 부경대학교 환경지질과학과 박사

변화와 기후예측의 신뢰도 향상에 필요한 요소이다. 대기운동의 원동력인 태양 순복사 에너지는 잠열에 의해 대기로 수송되기 때문에 국지적 증발산이 증규모 순환과 대규모 운동에 영향을 주기도 한다(Avissar et al., 1991; Meehl, 1994; Li and Yanai, 1996). 지표면과 대기 사이의 메탄, 이산화탄소와 같은 미량기체의 교환에 영향을 미쳐서 생태계의 탄소 수지를 조절하기도 한다(Kim et al., 1992; Verma et al., 1992).

증발산을 정확하게 직접 측정하는 방법은 초음파 풍속계 또는 광학 장비를 이용하여 대기의 난류 특성을 분석하는 것이다. 그러나 고가의 기기, 운영 경비 그리고 전문 인력이 필요할 뿐만 아니라 정점 관측이기 때문에 증발산의 실시간 정보와 공간 분포를 파악하기에는 적합하지 않다. 항공기를 이용한 측정과 위성 자료를 활용하여 증발산의 공간 분포를 이해할 수 있지만 해상도와 실시간 분석은 해결해야 할 문제로 남아 있다(French et al., 2003; Kustas et al., 2003; Ogunjemiyo et al., 2003). 식생 지역에서 증발산 정보를 얻기 위해서는 태양의 복사 에너지, 대기의 습도, 기온, 대기 난류, 식물의 기공 상태, 식물 군락의 구조 그리고 토양의 수분 상태 등을 측정해야 한다. Penman(1948)은 증발이라는 과정을 대기 난류 수송 과정과 복사 에너지의 평형이라는 관점에서 설명하였다. 상시 측정되는 기상자료로 증발산량을 용이하게 산출할 수 있는 이론적 근거를 제시하여 경험식이 포함되었음에도 불구하고 수분이 충분할 경우에는 현장에서 측정한 결과와 일치하였다(Brutsaert, 1982).

식생을 포함하는 연안 습지에서는 항상 물이 충분하기 때문에 대기로 증발하는 수증기는 기공의 개폐에 미치는 식물의 생리 작용과 무관하게 일의 표면에서 유래한다고 가정할 수 있다. 따라서 본 연구는 측정하기 어려운 표면 온도가 필요하지 않은 방법으로 증발산량을 산출하고, 결과의 신뢰도 향상을 위한 개선방안을 제시한다. 한반도 연안 습지의 열역학 변화 인자를 지속적으로 감시하고 에너지 수지의 평가가 용이해지면 습지가 기

후변화에 미칠 수 있는 영향을 평가하는 기초 자료로 활용될 수 있다.

2. 관측

관측은 전라남도 고흥(36.60°N, 126.24°E)에 위치하고 면적이 약 31 km²(3,100 ha)에 이르는 고흥만 간척지에서 이루어졌다. Fig. 1과 같이 주변의 산악이나 건물의 영향이 없기 때문에 관측 지역의 지표 특성과 대기 특성을 잘 설명할 수 있다. 관측지는 간척사업으로 물이 빠진 갯벌 위에 부분적으로 황토 복토 공사가 진행되고 있으며 대부분의 지면은 갈대로 덮여 있다. 지중은 완전한 배수가 이루어지지 않아, 갯벌 층에는 항상 충분한 수분이 있는 상태이다. 지면을 덮고 있는 식생은 계절에 따라 색깔, 수분함유 그리고 단위 면적당 식생의 밀도가 달라진다. 식생의 높이는 계절에 따라 2-3 m이며, 갈대들 사이의 간격은 매우 좁아 식생 내부에서의 바람이나 기온 등은 식생층 위와 차이가 있다.



Fig. 1. Observation site at Goheung bay (<http://www.congnamul.com>)

2003년 7월부터 관측 지점에 AWS를 설치하여 온도, 습도, 풍향, 풍속 등을 측정하여 자료를 상시 수집하였다. 10 m의 기상 관측 탑을 설치하여 10 m의 풍향, 풍속, 온도, 습도를 측정하고,

3 m의 풍속, 1.5 m에서 온도와 습도를 측정하였다. 순복사량과 복사 성분을 알아보기 위해 순복사계(CNR1, Kipp & Zonen)를 설치하였다. 단파와 장파를 각각 상향, 하향 방향으로 측정하는 센서를 이용하였다(Fig. 2). 측정된 4개의 복사 성분은 지표면에서 복사 에너지 수지 방정식을 통하여 순복사량의 계산에 이용되며 측정 단위는 $W m^{-2}$ 이다.

$$R_N = R_{S\downarrow} + R_{S\uparrow} + R_{L\downarrow} + R_{L\uparrow}$$

여기서, R_N 은 순복사를 의미하고, $R_{S\downarrow}$ 은 하향 단파복사, $R_{S\uparrow}$ 은 상향 단파복사, $R_{L\downarrow}$ 은 하향 장파복사, 그리고 $R_{L\uparrow}$ 는 상향 장파복사를 의미한다.



Fig. 2. Net Radiometer (CNR1)

지표면 에너지 수지를 설명하기 위해 토양열 플럭스를 측정하는 경우, 토양의 열전도도와 최소한 두 깊이에서 지중 온도를 측정하여 온도의 연직경도를 산출하여야 한다. 이 연구에서는 이러한 복잡한 과정을 단순화하여 네덜란드에서 제작된

플레이트(HFP-01, Hukseflux)를 이용하였다. 토양열 플럭스 센서는 디스크 모양의 열전도가 잘 되는 재질로 제작되었으며, 윗면과 아랫면의 온도를 측정하는 기능이 있고 센서 표면에 결빙을 방지하는 가열기로 이루어져 있다. 순복사계와 지중 8 cm에 매설한 토양열 플럭스 센서로 측정된 자료는 10분 평균을 하여 자료 집록기(datalogger) CR10X(Campbell Co.)에 저장되었다.

특별 관측 기간은 순복사가 구름이나 강수의 영향을 받지 않는 맑은 무강수일을 선택하였다. Table 1에 선정된 관측 기간과 그 기간의 종관 상태, 주풍향, 주간과 야간으로 나눈 평균 풍속과 기온을 정리한 바와 같이 4회의 집중관측 기간은 각 계절을 대표한다고 볼 수 있다. 풍속이 주간에 강하고 야간에 약해지는 전형적인 풍속의 일변화를 보이고, 가을철(Oct. 2005)에 다른 계절에 비해 상대적으로 강한 바람이 관측되었다.

기기 관측을 통한 난류의 산출은 여러 방법으로 이루어졌으며, 그 중 하나의 방법이 직진하는 빛이 기온, 수분, 운동량 플럭스에 의해 간섭 받는 현상을 이용하여 난류를 측정하는 것이다. 대기경계층을 수평으로 통과하는 빛의 굴절을 이용하여 열, 운동량, 습도의 지표면 플럭스를 구할 수 있다(Hill et al., 1992). Scintech사에서 위의 원리를 이용하여 플럭스와 난류를 구할 수 있는 Surface Layer Scintillometer (SLS20)을 개발하였다. 최근 미기상학 연구에서는 난류 측정을 하기 위해 SLS20의 우수한 성능을 연구하고 있다. 조준선을 따라 공간적으로 평균하는 것이 간편한 고정점 관측에서 시간 평균한 것으로 대체된다. SLS20은 매우 민감하고 정확하며, 움직이는 부분

Table 1. Characteristics of four intensive observation periods (IOP)

IOP	Synoptic State	Wind Direction	V_m (ms^{-1})		T_m ($^{\circ}C$)	
			Day	Night	Day	Night
01~02 Apr. 2005	Migratory anticyclone	W, SE	2.2	0.8	15.0	8.5
11~13 Oct. 2005	Migratory anticyclone	SE	3.4	2.3	21.8	16.3
08~10 Aug. 2006	North Pacific anticyclone	W, N	2.7	0.8	32.5	24.7
23~24 Aug. 2007	North Pacific anticyclone	W	2.3	1.4	29.3	24.5

없이 장비를 운용할 수 있다. SLS20으로 측정할 수 있는 요소는 굴절률 변동에 의한 구조함수 ($m^{-2/3}$), 굴절률 변동의 내부규모(mm)가 있고, 이 관측 자료로 계산되는 항목에는 온도 변동에 따른 구조함수, 현열 플럭스, 운동량 플럭스, 모닌-오브코프 길이, 마찰속도 등이 있다.

SLS20으로는 측정할 수 없는 수증기와 이산화탄소 플럭스를 지속적으로 측정하기 위하여 삼차원 초음파 풍속계(CSAT3, Campbell Sci. Inc.), 크릴톤 절대습도계(KH20, Campbell Sci. Inc.), 고속반응개회로 CO₂/H₂O 적외선 기체분석기(LI7500, LI-COR Inc.)를 사용하였다. 개회로 CO₂/H₂O 분석기(CS7500, Campbell Sci. Inc)와 같이 빠르게 반응하는 센서로 측정된 습도와 이산화탄소 변동과 CSAT3으로 측정한 온도와 연직 바람 속도 변동 간의 상관관계를 구함으로써 수증기와 이산화탄소 플럭스뿐만 아니라 현열과 잠열 플럭스도 구할 수 있다. 실제 현열 플럭스는 초음파로 구한 온도와 연직 바람 속도의 변동과의 상관관계를 구함으로써 결정된다. 에디 상관시스템은 3.5 m에 설치된 3차원 초음파 풍속계와 개회로 가스 분석기로 구성되어 있다. 초기 자료는 10 Hz로 자료 집록기 CR1000X(Campbell Sci. Inc.)에 저장되고, 10분 간격으로 평균되어 개인용 컴퓨터에 저장되었다(Saito et al., 2005; Hoedjes et al., 2002).

3. 분석 방법

에너지 평형과 총체 전달 관계식을 조합하여 물 표면과 포화된 지표면으로부터 일어나는 증발을 산출하면 관측 과정이 간단해진다(Penman, 1948). 농작지나 습지와 같이 토양에 물이 충분한 경우에는 대기로 증발하는 수증기는 식물의 생리 작용에 따른 기공의 개폐와 무관하다고 가정하면, 증발 과정을 공기역학적으로 설명할 수 있다. 수증기 플럭스에 대한 총체전달방정식은 아래와 같이 다시 전개할 수 있다.

$$E_0 = \rho C_W U_r (Q_0 - Q_r^*) + E_a \quad (1)$$

$$E_a = \rho C_W U_r (Q_r^* - Q_r) \quad (2)$$

여기서 C_W 는 수증기에 대한 총체 전달계수, Q_0 는 지표면 고도에서 아주 근접한 평균 비습, Q_r^* 는 공기가 포화되었을 때, 기준고도에서 비습을 나타내고 E_a 는 공기의 건조 능력으로 설명된다. 왜냐하면 E_a 는 기준고도 z_r 에서 포화습도와 공기의 실제 비습 사이의 차에 비례하기 때문이다. 측정 높이가 수 m 정도로 낮다면, 지표면 열 플럭스에 대한 총체전달 관계식은 다음과 같이 근사할 수 있다.

$$H_0 = \rho c_P C_H U_r (T_0 - T_r) \quad (3)$$

식 (1)에 물이 수증기로 상변화할 때 대기로 방출되는 기화열 L_e 를 곱하면 잠열 플럭스 $L_e E_0$ 를 얻을 수 있다. 식 (1)과 (2)에서 $C_W = C_H$ 라고 가정하면,

$$\frac{L_e E_0}{H_0} = \frac{L_e}{c_P} \left(\frac{Q_0 - Q_r^*}{T_0 - T_r} \right) + \frac{L_e E_a}{H_0} \quad (4)$$

또는 비습을 증기압으로 전환시키면, 보웬비(B)는

$$B^{-1} = \frac{0.622 L_e}{P c_P} \left(\frac{e_0 - e_r^*}{T_0 - T_r} \right) + B^{-1} \frac{E_a}{E_0}$$

$$B = \frac{\gamma}{\Delta} \left(\frac{E_0 - E_a}{E_0} \right) \quad (5)$$

여기서 $\gamma (= c_p P / 0.622 L_e)$ 는 통풍계 상수으로써, $T=273$ K 이고 $P=1000$ hPa에서 약 0.66 hPa K^{-1} 이다. 그리고 $\Delta = (e_0 - e_0^*) / (T_0 - T_r) \cong de_s / dT$ 로 온도 $(T_r + T_0) / 2$ 에서 온도 변화에 대한 포화수증기압의 기울기로 근사할 수 있다. 근사는 지표

면이 습윤할 때만 적용될 수 있다. 수증기압 e_0 는 표면온도 T_0 에서 거의 포화에 접근하고 지표면 측정 높이는 낮다. 식 (5)에 에너지 평형 방정식을 대입하면

$$E_0 = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \left(\frac{R_N - H_G}{L_e} \right) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (6)$$

잠열 플럭스를 결정하기 위해서는 지표면의 순복사와 토양열 플럭스의 측정값 또는 추정값이 필요하고, 이와 더불어 보통 낮은 고도(보통 2 m)에서 풍속, 온도, 습도의 측정값이 필요하다. 온도차에 대한 수증기압차의 비가 수증기압의 기울기로 간략해지면서 지표면 온도를 측정하지 않아도 된다.

수면 또는 습윤한 지표면 상의 공기는 거의 포화되어 있기 때문에 E_a 는 E_0 와 비교했을 때 무시할 만큼 작다. 따라서 증발산량은

$$E_0 = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \left(\frac{R_N - H_G}{L_e} \right) \quad (7)$$

위의 관계식은 Slatyer and McIlroy (1961)에 의해서 처음으로 제안되었고, 평형 증발산을 추정한다. 관측에 의하면 간단해진 식 (7)은 광범위한 기상 조건상에서 타당한 것으로 밝혀졌으며, 심지어 완전히 포화되지 않은 식생을 가진 지표면에서도 타당하게 나타났다. 기상 관측 자료로는 약 2 m 높이에서의 평균 온도만이 필요하고, $(R_N - H_G)$ 은 관측 또는 경험식에 의해 결정될 수 있다. 이 연구에서는 R_N 과 H_G 를 직접 측정하여 증발산량을 산출하였다.

4. 결과와 토의

식생 위의 약 1 m 높이에서 측정된 기온과 약 2 m 높이에서 측정된 순복사 에너지 그리고 약 8 cm 깊이의 토양에서 측정된 토양열 플럭스를 식 (7)에 적용하여 증발산량을 산출하였다. 이 결과

는 두 가지 방법으로 검증하였다. 2007년 8월의 경우 증발산량을 초음파 풍속계로 직접 측정하여 비교하였고, 2005년 4월, 2005년 10월 그리고 2006년 8월의 경우에는 SLS20으로 측정한 현열 플럭스를 포함하는 지표면 에너지 평형방정식을 이용하여 잠열 플럭스를 구하고 이를 기화열(L_e)로 나누어 증발산량을 산출하여 비교하였다.

$$E_0 = \frac{1}{L_e} \{R_N - (H_0 + H_G)\} \quad (8)$$

여기서, 순복사 에너지 R_N , 토양열 플럭스 H_G 그리고 현열 플럭스 H_0 는 모두 직접 관측된 값이다.

Fig. 3은 CNR1으로 측정된 10분 평균된 R_N 의 일변화를 나타낸다. 순복사 에너지는 계절에 따라 차이가 있어서 여름철(2006년 8월)에는 최대 700 $W m^{-2}$ 까지 나타나고, 봄철(2005년 4월)과 가을철(2006년 10월)에는 각각 약 600 $W m^{-2}$ 과 약 550 $W m^{-2}$ 정도이다. 증발산량도 순복사 에너지의 크기에 따라 여름철의 최대 증발산량이 봄철과 가을철의 최대 증발산량보다 다소 높게 관측되었다. 겨울철에는 태양고도가 낮고 낮의 길이도 짧기 때문에 R_N 의 크기가 작을 뿐만 아니라 갈대도 말라서 증발산량은 더 감소할 것으로 예상할 수 있다. Fig. 4에서와 같이 식 (7)에 의해 계산된

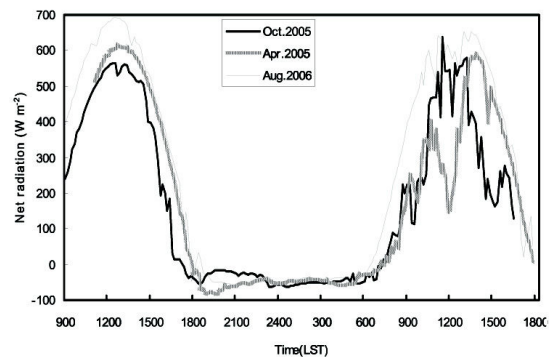


Fig. 3. Diurnal variations of the net radiation energy flux for 1–2 Apr. 2005, 11–12 Oct. 2005 and 8–9 Aug. 2006

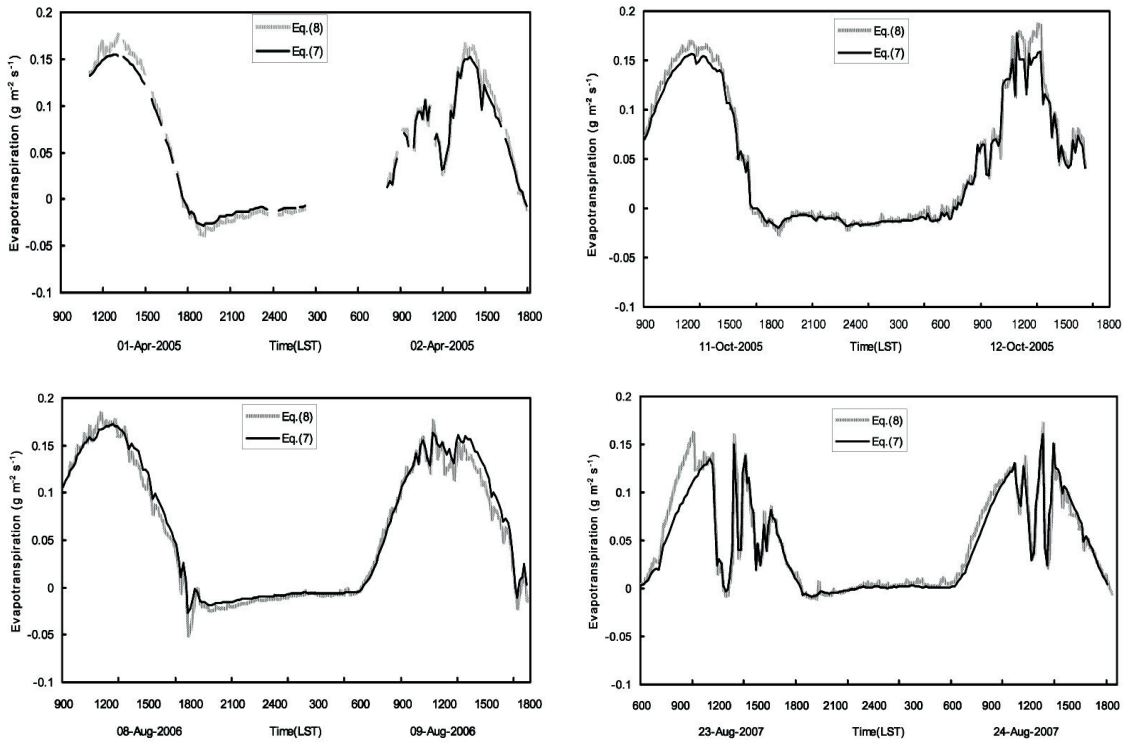


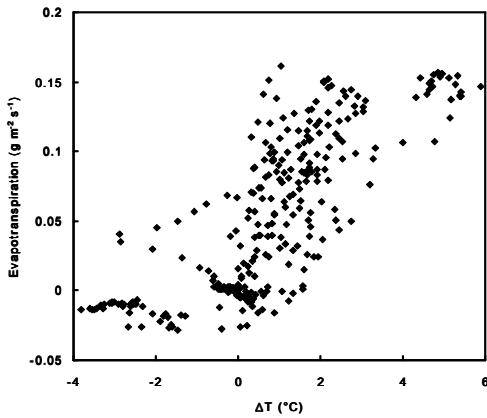
Fig. 4. Variation of the evapotranspiration from the equation (7) and the equation (8) on 1–2 Apr. 2005, 11–12 Oct. 2005, 8–9 Aug. 2006 and 23–24 Aug. 2007

증발산량은 직접 관측한 순복사 에너지와 토양열 플럭스 그리고 현열 플럭스를 이용하여 식 (8)에 의해 산출된 증발산량과 0.98 이상의 상관관계로 일치한다. 증발산량의 변화는 순복사 에너지의 변화와 동일한 경향을 보이며, 순복사 에너지가 최고가 되는 13시 전후에 증발산량도 최대에 이른다. 구름의 영향으로 순복사 에너지가 감소하면 증발산량도 감소하여 증발산량은 R_N 의 변화에 직접적인 영향을 받는 것을 알 수 있다(Fig. 4).

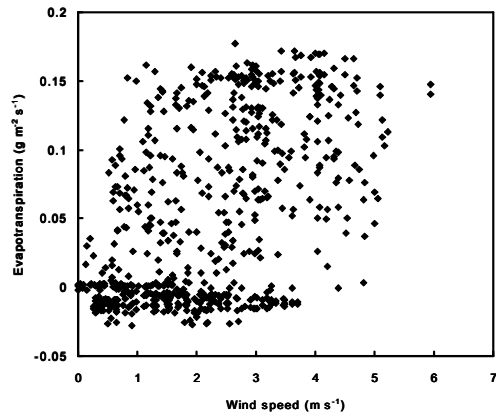
기온과 바람이 증발산량에 미치는 영향을 조사하였다. Fig. 5 (a)는 연직 온도 차이에 따른 증발산량의 변화를, Fig. 5 (b)는 풍속에 대한 증발산량의 변화를 보여준다. 1.5 m와 10 m에서 측정된 온도의 차이 $\Delta T(=T_{1.5}-T_{10})$ 가 증가할수록 증발산량도 증가한다. 기온 차이에 대한 증발산량의 평균오차는 비교적 크지만 ΔT 와 E_0 는 양의 상관관계를 보인다. 반면, Fig. 5 (b)는 바람과 증발산량

이 무관함을 보여서 Rim(1996)이 증발산량 산정에 기상학적 요인들의 민감도를 분석한 결과와 일치한다. 증발산량에 영향을 미치는 인자는 여름철에는 순복사와 기온, 겨울철에는 상대습도와 기온으로 풍속은 증발산량과 관계가 미약하다. Rim (1996)의 연구에서 최대 평균풍속은 3.07 m s^{-1} 가 Table 1에 제시한 본 연구의 최대 평균 풍속 3.4 m s^{-1} 와 같은 규모인 것을 고려할 때, 비교적 약한 바람은 증발산량의 증가에 기여를 하지 못하는 것으로 사료된다. 다양한 지표 상태와 기상 조건에서 증발산과 풍속의 임계 범위에 대한 구체적인 보충 연구가 요구된다.

증발산량을 산출하기 위해서 기온과 더불어 측정된 순복사 에너지와 토양열 플럭스를 경험식으로 산출할 수 있다면 증발산량을 더 경제적이고 간단한 방법으로 구할 수 있다. 관측지점 위치의 함수로 R_N 을 산출하는 방정식은 많이 보고되었다



(a) E0 versus $\Delta T(=T_{1.5}-T_{10})$



(b) E0 versus wind speed

Fig. 5. Variation of the evapotranspiration against (a) the temperature difference between at 1.5 m and at 10 m, (b) the wind speed at 3 m

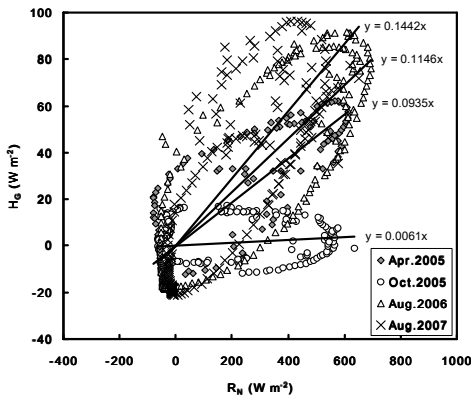


Fig. 6. Diurnal counterclockwise hysteresis cycle between the net radiation and the soil heat flux on 1–2 Apr. 2005, 11–12 Oct. 2005, 8–9 Aug. 2006 and 23–24 Aug. 2007

(Hur et al., 2006; Park, 1994; Sunita and Patil, 2003). 본 연구에서는 H_G 를 R_N 의 함수로 산출할 수 있는 방법을 조사하였다. Fig. 6은 모든 집중관측 기간에 분석한 R_N 에 대한 H_G 의 이력곡선과 회귀직선을 각각 나타낸다. 고흥 연안습지에서 아스팔트와 콘크리트, 맨땅의 경우와 같이 반시계 방향의 시간지체 변화를 보였고, 토양열 플럭스의 크기에 따라 이력곡선의 형태가 구분된

다. 토양열 플럭스가 비교적 큰 봄철과 여름철에 이력곡선 장축의 기울기가 크다. 이 경우 하향 복사에 대한 반응속도가 빨라서 식생 밀도가 여름과 같이 높은 상태가 유지되지만 태양 복사 에너지가 감소하는 가을보다 토양열 플럭스가 비교적 급격히 증가하고 감소한다(Camuffo and Bernardi, 1982). 장축의 기울기가 작을수록 토양열 플럭스의 완만한 증가와 감소가 진행된다. R_N 에 따른 H_G 의 변화가 없는 가을철(Oct. 2005) 경우를 제외하고 R_N 과 H_G 의 상관관계를 나타내는 각 회귀직선의 기울기는 0.09, 0.11, 0.14로 그 평균이 약 0.1이고, 최대 오차가 약 40–50 $W m^{-2}$ 이다. 이 오차는 증발산량의 산출에서 약 20–30%의 오차를 유발한다.

Fig. 7은 위 상관관계로부터 얻은 경험식 $H_G = 0.1R_N$ 을 식 (7)에 대입하여 식 (8)의 결과와 비교를 나타낸다. Fig. 7 (a)는 4회의 집중관측, 즉 봄철과 가을철 각각 1회씩 그리고 여름철 2회에 측정된 모든 자료의 비교를 나타낸 것이고, Fig. 7 (b)는 Fig. 6에서 R_N 에 무관한 H_G 를 보이는 가을철(Oct. 2005) 자료를 제외하고 비교한 결과를 나타낸 것이다. Fig. 7 (a)와 (b)의 두 경우 모두 최대 평균오차가 30% 이하의 좋은 상관관계를 나타낸다. 가을철의 H_G 가 R_N 에 비해 무시

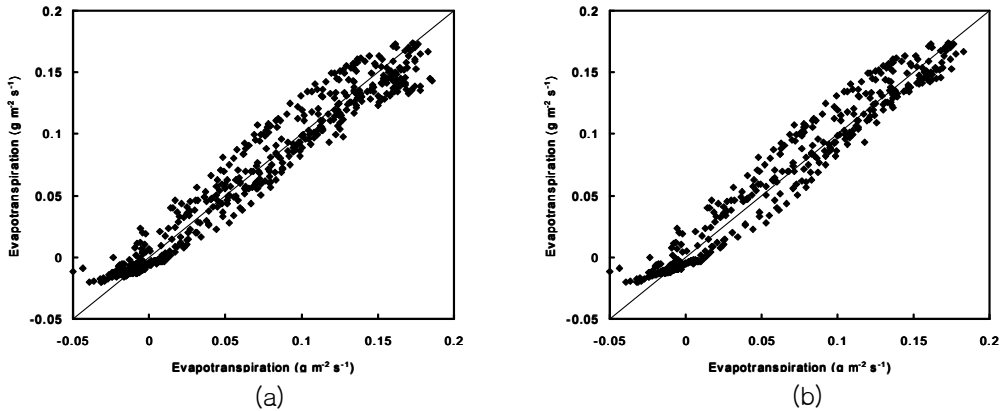


Fig. 7. Comparison of the evapotranspiration from an empirical relation between the net radiation energy flux and the soil heat flux ($H_G = 0.1R_N$) with the evapotranspiration from the energy balance equation (a) on 1–2 Apr. 2005, 11–12 Oct. 2005, 8–9 Aug. 2006 and 23–24 Aug. 2007, (b) on 1–2 Apr. 2005, 8–9 Aug. 2006 and 23–24 Aug. 2007

할 수 있을 정도로 작아서 식 (7)로 산출한 증발산량에 영향을 미치지 못하지만 가을철의 H_G 와 R_N 상관관계가 너무 낮아 경험식 $H_G = 0.1R_N$ 을 일반화하기는 어렵다. 또한, 겨울철을 대표하는 관측이 이루어지지 않아 H_G 와 R_N 의 관계에 대한 분석이 더 필요하다.

식생을 포함하는 습지에서 증발산량을 산출하기에 적합한 식 (7)에서 온도에 따른 포화수증기압의 변화율 Δ 는 결정 방법에 따라 민감하게 변하며 그 과정이 복잡하기도 하다. 이 문제를 해결하기 위해서 Δ 를 간편하게 결정하는 방법을 조사하였다. 식 (7)과 식 (8)을 연립하여 현열 플럭스를 순복사 에너지와 토양열 플럭스의 차이에 대한 함수로 나타낼 수 있다.

$$H_0 = \left(1 - \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}\right)(R_N - H_G) \quad (9)$$

Fig. 8은 $(R_N - H_G)$ 의 변화에 따른 H_0 의 변화를 나타낸 것이다. 기울기가 약 0.3인 선형관계를 보이고 식 (9)에서 γ 가 0.66으로 상수이므로 기온에 따른 포화수증기압의 변화율로 근사된 $\Delta \cong de_s/dT$ 를 1.5로 결정할 수 있다. 계절과 구름

의 유무에 관계없이 기온만 알면 증발산량을 산출하는 간단한 경험식을 도출할 수 있다. 에너지 평형에서 고려하지 않은 토양과 식생 그리고 식생 군락의 대기에 의한 저장량을 집중관측을 통해 세밀하게 평가한다면 지표면과 식생 특성에 따른 일반적인 경험식을 제시할 수 있을 것으로 기대된다.

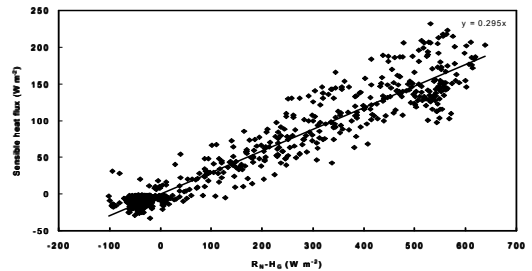


Fig. 8. Sensible heat flux(H_0) depends on the difference between the net radiation energy flux and the soil heat flux ($R_N - H_G$)

증발산량을 결정하는 미기상학적인 방법으로 가장 정확하다고 평가되는 맴돌이상관방법(Eddy Correlation Method)은 경제적인 부담과 분석 기술의 어려움 때문에 보편적으로 사용되지 못하고 있다. 대안으로 제시되는 간접 방법 중에서 보웬

비 방법은 두 고도의 습도를 알면 증발산량을 구할 수 있는 간단한 방법이지만 바람의 연직 층밀림으로 표현되는 운동량플럭스 교환계수와 기온의 층밀림으로 표현되는 현열플럭스의 교환계수가 동일하다는 무리한 가정을 해야 한다. 또한 표면에서 에너지 평형이 이루어지고 현열속과 토양열속 등 난류플럭스를 정확하게 측정해에 하는 어려움이 있다. 경도법은 두 고도의 습도와 풍속이 필요하고, 모닌-오브코프 상사이론에 근거한 정량적인 대기안정도를 구해야 하는 분석기술이 필요하다. 벌크법도 총제전달계수를 정확하게 산출하기 위하여 경도법과 같이 대기안정도가 필요하다. 연직분포법은 위의 대기안정도뿐만 아니라 세 층 이상에서 습도를 측정해야한다. 본 연구에서 제시한 증발산량 산출 방법은 측정이 용이한 기온만 필요하기 때문에 다른 방법에 비하여 실용적이다.

5. 결 론

내륙과 바다의 전이지역으로 대기로 수증기를 제공하는 주요 공급원 중의 하나인 고흥만 습지에서 증발량을 간단한 방법으로 산출할 수 있는 방법을 조사하였다. 평균 높이 약 2 m의 갈대가 밀집한 지역에서 토양열 플럭스는 순복사 에너지의 10%로 근사되고, 온도에 따른 포화수증기압의 변화율이 1.5로 근사되었다. 따라서 갯벌과 식생에서 나오는 수증기량은 순복사 에너지 플럭스만의 함수로써 $2.6 \times 10^{-4} R_N (gm^{-2}s^{-1})$ 으로 산출이 가능하다. 본 연구에서는 겨울철을 대표하는 자료가 분석되지 않았고, 가을철 토양열 플럭스는 봄철과 여름철의 토양열 플럭스와 변화 경향이 상이하였기 때문에 위 관계식의 적용 가능성 여부는 검토가 필요하다. 이를 위하여 동일 지역에서 지속적인 관측을 하여 보충 분석을 할 계획이다. 또한 지표면의 종류, 피복 상태, 식생의 종류와 밀도 등에 따라 현열 플럭스, 토양열 플럭스 그리고 연직 온도 차이가 변화하기 때문에 다양한 지표 조건을 대상으로 집중관측이 요구된다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업 (CATER 2006-2101)의 지원으로 수행되었습니다.

References

- Avisar, R. and R. A. Pielke, The impact of plant stomatal control on mesoscale atmospheric circulation, *Agricultural and Forest Meteorology*, 54, 353-372, 1991.
- Brutsaert, W., In *Evaporation into the Atmosphere*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 299p., 1982.
- Camuffo, D. and A. Bernardi, An observational study of heat fluxes and their relationship with net radiation, *Boundary-Layer Meteorol.*, 23, 359-368, 1982.
- French, A. N., T. J. Schmugge and W. P. Kustas, Surface fluxes over the SGP site with remotely sensed data. *Physics and Chemistry of the Earth(Part B)* 25, 165-172, 2002.
- Hill, R. J., G. R. Ochs and J. J. Wilson, Measuring surface-layer fluxes of heat and momentum using optical scintillation, *Boundary-Layer Meteorol.*, 58, 391-408, 1992.
- Hoedjes, J. C. B., R. M. Zuurbier and C. J. Watts, Large Aperture Scintillometer Used Over A Homogeneous Irrigated Area, Partly Affected By Regional Advection. *Boundary-Layer Meteorol.*, 105, 99-117, 2002.
- Hur, S. O., K. H. Jung, S. K. Ha and J. G. Kim, Evaluation of meteorological elements used for reference evapotranspiration calculation of FAO Penman-Monteith

- model, Korean J. Soil Sci. Fert., 39, 274-279, 2006.
- Kim, J., and S. B. Verma and R. J. Clement, Carbon dioxide budget in a temperate grassland ecosystem. J. Geophys. Res., 97, 6,057-6,063, 1992.
- Kustas, W. P., J. M. Norman, M. C. Anderson and A. N. French, Estimating subpixel surface temperature and energy fluxes from the vegetation index radiometric temperature relationship, Remote Sensing of Environment, 85, 429-440, 2003.
- Li, C. and M. Yanai, The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. J. of Climate, 9, 358-375, 1996.
- Meehl, G., Influence of the land surface in the Asian summer monsoon: External conditions versus internal feedbacks. J. of Climate, 7, 1,033-1,049, 1994.
- Monteith, J.L., Evaporation and Environment. In The State Movement of water in Living Organism, Symposium of the Society for Experiment Biology, Academic Press, New York, 205-234, 1965.
- Ogunjemiyo, S. O., S. K. Kaharabata, P. H. Schuepp, I. J. MacPherson, R. L. Desjardins and D. A. Roberts, Methods of estimating CO₂, latent heat and sensible heat fluxes from estimates of land cover fractions in the flux footprint. Agricultural and Forest Meteorology. 117, 125-144, 2003.
- Park. S. U., The effect of surface physical conditions on the growth of the atmospheric boundary layer, J. of Korean Meteor. Soc., 30, 1994.
- Penman, H. L., Natural evaporation from open water, bare soil and grass, Proc. Royal Society. A, 202, 143, 1948.
- Rim. C. S, Sensitivity analyses of the meteorological factors in the estimation of evaprtanspiration rates, J. of the Korean Environmental Sci. Soc., 5, 657-662, 1996.
- Saito, M., A. Miyata, H. Nagai and T. Yamada, Seasonal variation of carbon dioxide exchange in rice paddy field in Japan. Agricultural and Forest Meteorology, 135, 93-109, 2005.
- Slatyer, R. O. and McIlroy, I. C.. Practical Micrometeorology. CSIRO Division of Meteorological Physics, Melbourne, 1961.
- Sunita, N. and R. S. Patil, A simple model to determine in Situ mixing height growth from surface measurements, Environmental Fluid Mechanics, 3, 195-219, 2003.
- Verma, S. B., J. Kim. and R. J. Clement., Momentum, water vapor and carbon dioxide exchange at a centrally located prairie site during FIFE. J. Geophys. Res., 97, 18,629-18,639, 1992.