

Vegetation Canopy의 접지층 환경에 대한 열적 영향

제 1 부 : 수치실험

진 병 화* · 황 수 진

*부산대학교 환경문제연구소 · 부산대학교 지구과학교육과
(1998년 2월 11일 접수)

On the Thermal Effect of Vegetation Canopy to the Surface Sublayer Environment

Part I : Numerical Experiment

Byong-Hwa Jin* and Soo-Jin Hwang

The Institute of Environmental Studies, Pusan National Univ., Pusan 609-735, Korea
Dept. of Earth Science Education, Pusan National Univ., Pusan 609-735, Korea
(Manuscript received 11 February, 1998)

To estimate the thermal effect of the vegetation canopy on the surface sublayer environment numerically, we used the combined model of Pielke's¹⁾ single layer model for vegetation and Deardorff's²⁾ Force restore method(FRM) for soil layer. Application of present combined model to three surface conditions, ie., unsaturated bare soil, saturated bare soil and saturated vegetation canopy, showed followings:

The diurnal temperature range of saturated vegetation canopy is only 20K, while saturated bare soil and unsaturated bare soil surface are 30K, 35K, respectively. The maximum temperature of vegetation canopy occurs at noon, about 2 hours earlier than that of the non-vegetation cases. The peak latent heat fluxes of vegetation canopy is simulated as a $600W m^{-2}$ at 1300 LST. They have higher values during afternoon than beforenoon. Furthermore, the energy redistribution ratios to latent heat fluxes also increased in the late afternoon. Therefore, oasis effect driving from the vegetation canopy is reinforced during late afternoon compared with the non-vegetated conditions.

Key words : vegetation canopy, surface layer environment, latent heat flux, oasis effect

1. 서 론

지표면의 상태에 따라 지면-대기 사이의 에너지 교환 과정이 다르기 때문에 접지층(surface sublayer)의 열적 환경은 다르게 나타난다. 지면이 식피층(vegetation canopy)으로 되어 있을 경우 식생의 특징에 따라 단층, 2층 혹은 다층으로 설계되어 토양-식피층-대기 모델이 구축된다. 그런데 다층 식피층 모델은 계산 시간, 각종 계수의 선정 등에 어려움이 있기 때문에 GCM에서는 단층모델을 더 선호하기도 한다.¹⁻⁷⁾

Pielke¹⁾ 모델을 비롯한 기존의 식피층에 대한 연구는 식생에 대한 각종 계수의 결정 및 식피층 내 기상요소의 분포에 관한 연구가 주류를 이루고 있다. 그러나 수치실험과 관측을 병행하여 접지층의 대기 환경을 파악하는 연구는 우리 나라에서는 매우 초보적인 단계에 있다. 본 논문은 식피층이 접지층 환경에 미치는 영향을 알아보기 위한 수치 실험과 관측 중에서 수치실험 결과이다. 벼 식피

층(rice canopy)이 접지층 대기에 미치는 영향을 파악하기 위하여 벼논의 상태를 불포화 나지 상태, 포화 나지 상태 그리고 벼논에 물이 차있고, 벼가 최대로 성장한 포화 식피층 상태 등이 고려되었다.

본 연구를 위하여 Pielke¹⁾의 식피층 모델과 토양층에 대한 Deardorff²⁾의 강제복원법(Force Restore Method)을 결합하고 수정한 토양-식피층-대기를 결합한 모델을 만들었다. 지표면에 입사한 단파복사 에너지의 재분배 비를 추정하는 것은 황수진⁸⁾의 방법을 사용하였다. 수치 실험에 적용한 계수들은 선행 연구를 검토하여 벼논에 해당되는 값을 채용하였고, 토양 자료는 연구 대상 지역인 주남저수지 부근의 벼논에서 직접 채토한 토양을 분석한 자료를 이용하였다. 연구 대상 시기는 벼의 최대 성장기인 8월로 하였다.

본 논문에서는 Deardorff²⁾ 모델과 Pielke¹⁾ 모델에서 사용한 방정식의 자세한 나열은 생략하였으며, 사용한 방정

식들을 도식화하여 제시하였다.

2. 모델 및 예보 방정식

2.1. 모델의 설계 및 예보 방정식

본 연구에서 사용한 토양-식피층-대기의 결합 모델은 Fig. 1(a)와 같다. Fig. 1(b)는 Pielke¹⁾의 식피층 모델을 본 연구 목적에 맞게 재구성하여 도식화한 것이다.

그리고 (b)에 포함된 각 변수들은 다음과 같다.

(1) 단파향

- $S\downarrow_c$: downward shortwave radiation to vegetation canopy
- $S\uparrow_c$: upward shortwave radiation from vegetation canopy
- $S\uparrow_f$: upward shortwave radiation from foliage
- $S\uparrow_g$: upward shortwave radiation from ground
- $S\downarrow_g$: down shortwave radiation to ground

(2) 장파복사향

- ①, ⑦ : upward longwave radiation from ground
- ② : absorbed downward longwave radiation at ground
- ③ : upward longwave radiation from foliage
- ④ : absorbed downward longwave radiation at foliage
- ⑤ : downward longwave radiation to vegetation canopy
- ⑥ : downward longwave radiation from foliage to ground
- ⑧ : absorbed longwave radiation to ground
- ⑨ : upward longwave radiation from ground to foliage

(3) 현열과 잠열향

- H_f : sensible heat flux within canopy layer
- IE_f : latent heat flux within canopy layer

H_g : sensible heat flux from ground

IE_g : latent heat flux from ground

토양 층 내부의 온도 변화는 지표면 열수지와 토양의 수문학적 성질에 따라 결정된다.⁹⁾ 본 연구에서 사용한 토양 층의 온도 및 수분 변화는 다음과 같다.²⁾

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{\alpha_1}{\rho_g c_g d_g} G_g - \frac{\alpha_2 (T_g - T_2)}{\tau} \quad (1)$$

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_g} (E_g - P_r) - \frac{C_2 (w_g - w_2)}{\tau} \quad (2)$$

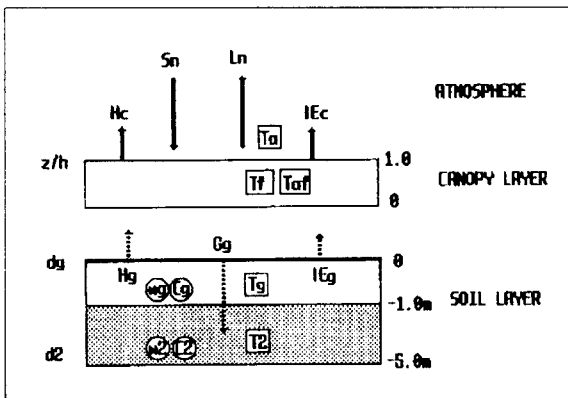
여기서 α_1, α_2 는 각각 $2\pi^{1/2}, 2\pi$ 이다. ρ, c, d 는 각각 밀도, 비열, 깊이이며, T, w, G 는 각각 온도, 수분 함량, 지중열 플럭스이다. 첨자 $w, g, 2$ 는 수분, 토양의 상부층, 하부층을 각각 의미한다. E_g, P_r 은 각각 증발량과 강수량인데 본 연구에서 강수량은 고려하지 않았다. 그리고 τ 는 1일 주기의 시간 함수이다. (2) 식에서 사용된 계수 중 C_2 는 0.9이며, C_1 은 토양 수분 함량에 따라서 달라지는 값이다. 하부층의 지온 및 체적함수량의 변화는 다음 식들로 표현된다.

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau} (T_g - T_2) \quad (3)$$

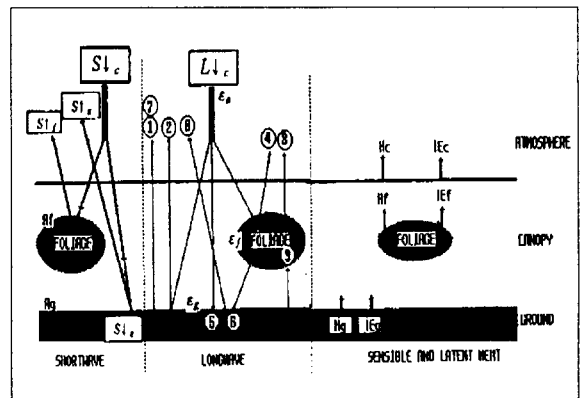
$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (E_g - P_r) \quad (4)$$

지중열 플럭스 G_g 는 (5) 식과 같이 지표면 열수지 방정식의 잔차항으로 결정되는데 식피층을 고려할 경우 열수지는 다음 (6) 식과 같다.¹⁾

$$G_g = (S_{n_g} + L_{n_g}) - H_g - IE_g \quad (5)$$



(a)



(b)

Fig. 1. Schematic illustration of the present soil-vegetation-atmospheric combined model(a) and heat budget terms adopted from Pielke's¹⁾ vegetation model(b). Symbols included in (a) are as follows: S, L, H, IE, G are shortwave, longwave radiation, sensible, latent, soil heat flux, respectively. T, w, C are temperature, soil water content, heat capacity, respectively. And d, h, z are depth of soil, height of vegetation canopy, height scale, respectively. Subscripted letters, $n, c, f, g, 2$ mean net, canopy, foliage, soil skin layer, lower soil layer, respectively.

$$(S\downarrow_c - S\uparrow_c) + (L\downarrow_c - L\uparrow_c) - (S\downarrow_g - S\uparrow_g) - (L\downarrow_g - L\uparrow_g) + (H + IE)_c - (H + IE)_g = 0 \quad (6)$$

(5) 식에서 S_n, L_n, H, IE 은 각각 순단파복사, 순장파복사, 현열 플럭스, 잠열 플럭스이다. (6) 식에서 $S\downarrow, S\uparrow$ 는 각각 하향 및 상향 단파 복사, $L\downarrow, L\uparrow$ 는 각각 하향 및 상향 장파 복사이며 첨자 c, g 는 각각 식피층과 지면을 의미한다. 시간 함수인 체적함수량을 고려한 무차원 열용량은 다음과 같다.²⁾

$$C_{g,2} = (0.27 + w_{g,2}) \times 10^6 \quad (7)$$

본 연구에서 상부 토양층의 깊이는 지온 일변화 최대 깊이인 1.0 m를, 하부층의 깊이는 지온의 연변화가 없는 5.0 m로 하였다.

2.2. 각종 계수의 선정

2.2.1. 식피층 계수

본 모델에서 지표면에 입사되는 단파복사 추정치 고려되는 대기투과도는 부산 지역에서 0.688로 조사된 바 있으므로,¹⁰⁾ 0.7을 대입하였고, 식생으로 피복된 비율 (shielding factor)은 최성기의 벼의 엽면적 지수(LAI)가 5.6으로 되는 0.8로 하였다. 식피층 내부의 현열 및 잠열 교환은 엽면과 공기 사이에서 이루어지는데 식피층의 현열 플럭스 계산에 필요한 기압치는 1,000 hPa을 대입하였다. 엽면 수분계수(f')는 다음과 같다.¹⁾

$$f' = 1 - \frac{\delta_w r_s}{r_a + r_s} \left[1 - \left(\frac{W_L}{W_L} \right)^{0.67} \right] \quad (8)$$

여기서 δ_w 는 엽면의 응결 유무를 나타내는데, 응결이 없을 때에는 1이 대입된다. W_L, W_L 은 각각 실제 차단 수분, 최대 차단 수분인데 수분은 고려하지 않았다. 공기저항(r_a)과 기공저항(r_s)은 각각 다음과 같다.¹⁾

$$r_a = \left(\frac{1}{c_f u_{af}} \right) \quad (9)$$

$$r_s = r_c \left[\frac{S_{c,max} \downarrow}{0.03 S_{c,max} \downarrow + S_{c,\downarrow}} + P + \left(\frac{w_{will}}{w_{root}} \right)^2 \right] \quad (10)$$

(9) 식의 u 는 풍속이며, 첨자 f, af 는 각각 엽면, 식피층 내부의 공기를 의미한다. (10) 식에서 $S\downarrow_{c,max}, S\downarrow_c$ 는 각각 일 최대 단파복사, 순간 단파복사 입사량이다. $S\downarrow_{c,max}$ 는 야외 관측치 중에서 정오의 일사량 $827 W m^{-2}$ 을 대입하였다. P 는 시간 함수로서 식물 성장기에는 0, 그 외의 기간은 1이 대입된다. 그리고 w_{will}, w_{root} 는 각각 증산작용이 중지되는 수분 함량(wilting point)과 식물 뿌리 부근의 수분 함량이다. 이 둘 두 값은 연구 대상 벼논의 토양인 미사(silt)와 성질이 거의 같은 실트 로움(silt loam)에 해당하는 값, 0.179와 0.485를 각각 Clapp and Hornberger¹¹⁾의 표에서 채용하여 대입하였다. 기공저항은 최소 기공저항(r_c)에서 일사와 지면의 수분 함량의 함수로 표시되는데 본 연구에서 최소 기공저항은 수생식물의 값¹¹⁾인 $130 s m^{-1}$ 를 대입하였다.

엽면온도(T_f)의 추정치는 Fig. 1에서 나타낸 바와 같이

Pielke¹⁾ 모델의 식피층에 대한 열수지 방정식들을 (6) 식에 대입하여 정리하고, Newton-Raphson법으로 계산하기 위하여 다음 (11) 식과 같이 나타낸다.

$$F(T_f) = \sigma_f \left[(1 - A_f - A_g) S_{c,\downarrow} + \epsilon_f L_{c,\downarrow} + \frac{\epsilon_f \epsilon_g}{\epsilon_f + \epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_g} \times \sigma T_g^4 - \frac{\epsilon_f + 2\epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_g}{\epsilon_f + \epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_g} \times \epsilon_f \sigma T_f^4 - LAI \rho c_f u_{af} \left[1.1 c_p \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.266} \right] \times (T_f - T_{af}) + lf'(q_{sat}(T_f) - q_{af}) \right] = 0 \quad (11)$$

여기서 σ, ϵ 은 각각 Stefan-Boltzman 상수, 사출도(emissivity)이며, LAI, c_p, u, p, T, q 는 각각 엽면적지수, 정압비열, 풍속, 기압, 온도, 비습이다. 그리고 첨자 f, g, c, af, sat 는 각각 엽면, 지면, 식피층, 식피층 내부 공기, 포화 상태를 의미한다.

(11)식을 (12)식과 같은 Newton-Raphson 법을 이용하여 시간별 엽면 온도를 구한다. 한편 식피층의 열적 효과를 비교하기 위한 나지 상태는 (6) 식에서 식물체에 해당하는 요소들을 제거하면 된다.

$$T_f^{n+1} = T_f^n - \frac{F(T_f)}{F'(T_f)} \quad (12)$$

여기서 $n, n+1$ 은 각각 현재 단계와 다음 단계를 의미한다. 온도 계산은 단계간의 오차가 0.01 이하가 될 때까지 반복되게 하였다. 그리고 prime(')은 미분형태를 의미한다.

2.2.2. 반사율

본 연구에서 반사율(albedo)은 토양수분 함량에 대해서만 시간 함수로 두었다. 토양수분과 반사율과의 관계는 다음과 같다.²⁾

$$A_g = 0.31 - 0.17(w_g / w_{fc}), \quad 0 < w_g / w_{fc} < 1 \quad (12) \\ = 0.17, \quad w_g / w_{fc} = 1$$

여기서 A_g 는 지표면의 반사율을 의미하며, w_g, w_{fc} 는 각각 상부 토양층의 체적함수량과 실제 포화체적함수량이다. 그리고 상수로 대입한 엽면의 반사율은 0.2를 대입하였고, 엽면의 사출도는 0.95, 포화 지면의 사출도는 0.97을 대입하였다.¹⁾

2.2.3. 지표면 가용수분계수

지표면의 실제 잠열 플럭스는 지표면 가용수분계수(Surface Moisture Availability Parameter)에 의해서 지배된다. 이것을 나타내는 방법은 Philip,¹²⁾ Carmen과 Nappo,¹³⁾ Noilhan과 Planton,¹⁾ Acs et al.¹⁴⁾ 외 다수가 있으나 구한 방법에 따라 계수 사이에는 오차가 있었다.¹⁵⁾ 본 연구에서는 함수비를 이용한 Acs et al.¹⁴⁾의 방법을 사용하였다.

3. 수치실험 결과

3.1. 식피층 내부의 열수지 및 온도

식피층에 대하여 구한 장파 및 단파 복사는 Fig. 2와 같은 평형 관계에 있으며, 최대 순복사는 $850 W m^{-2}$ 였다. Fig. 3에서 주간에는 현열 플럭스가 매우 적은 반면 잠열 플럭스가 최대 $600 W m^{-2}$ 를 기록하여 가장 많았다. Fig. 4에서 집지층의 온도 환경을 결정하는 엽면 온도는 정오를 전후하여 가장 높았고, 진폭이 약 20 K였지만 지면 온

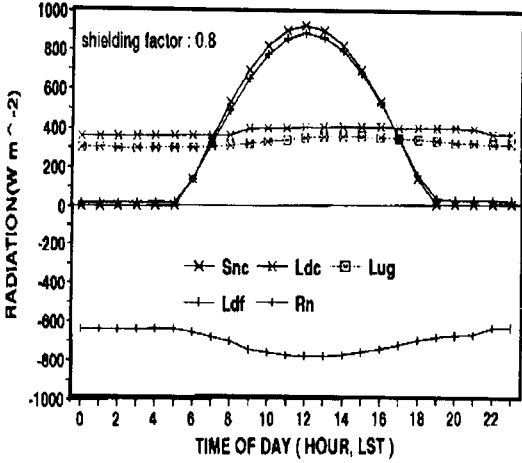


Fig. 2. Diurnal variation of the simulated radiation terms for the case of vegetation canopy (S_{nc} : net shortwave radiation of canopy, L_{dc} : downward longwave radiation to canopy, L_{wg} : upward longwave radiation from ground, L_{df} : downward longwave radiation to foliage, R_n : net radiation).

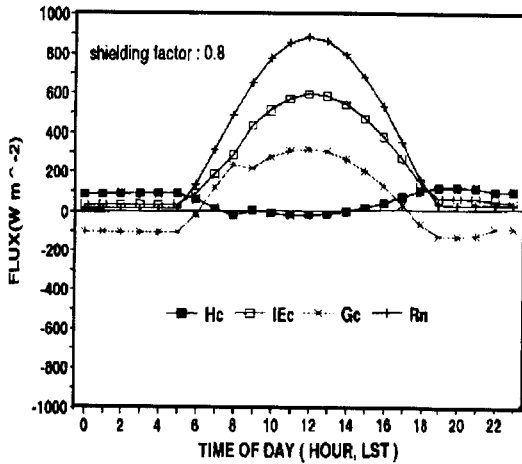


Fig. 3. Diurnal variation of the simulated sensible (H_c), latent (IE_c) and residual terms (G_c) for the case of vegetation canopy.

도는 하루 종일 가장 낮게 나타나 본 연구의 벼 식피층에서도 McCumber와 Pielke³⁾가 연구한 식피층의 특징이 잘 나타났다.

3.2. 나지면 상의 열수지 및 온도

지면과 대기 사이의 에너지 교환에서 식피층의 열적 효과를 알아보기 위하여 벼를 제거시킨 포화 나지면에 대

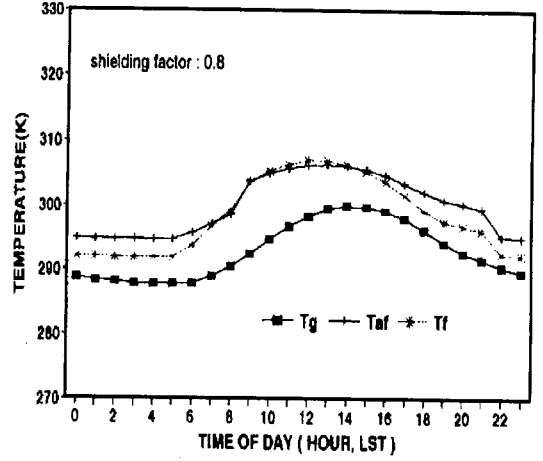


Fig. 4. Diurnal variations of three simulated temperatures within the vegetation canopy. Symbols, T_g , T_f , T_{lf} are temperatures of ground, foliage, and air temperature within the canopy, respectively.

한 열수지 항과 온도를 구하였다. 그 결과 순단파복사는 크고, 순장파복사는 작게 나타난 가운데 순복사는 최대 약 $800 W m^{-2}$ 였다(Fig. 5). 그리고 현열 플럭스는 주간에는 아주 작게 추정된 반면 지중열 플럭스는 14시경에 $50 W m^{-2}$ 로 나타났다. 그러나 잠열 플럭스는 11시경 최대 $700 W m^{-2}$ 로 나타나 포화 나지면의 잠열 플럭스가 앞에서 구한 식피층이 존재할 경우보다 오히려 더 크게 추정된다(Fig. 6).

포화 나지면에서의 최고 온도는 14시경에 315K를 기록하였고, 일교차가 약 30K로 나타나 식피층이 존재하는 경우보다 온도 진폭이 훨씬 더 크게 나타났다(Fig. 7).

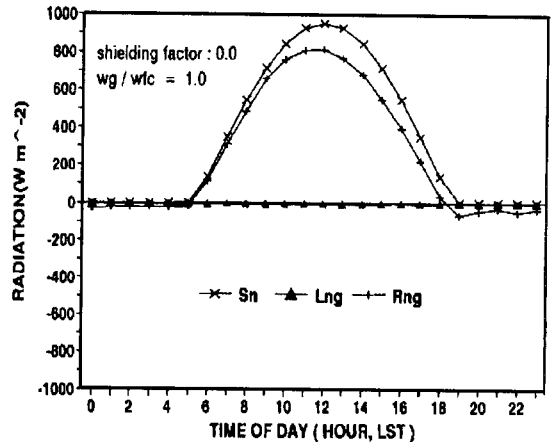


Fig. 5. Same as Fig. 2, but for saturated bare soil surface.

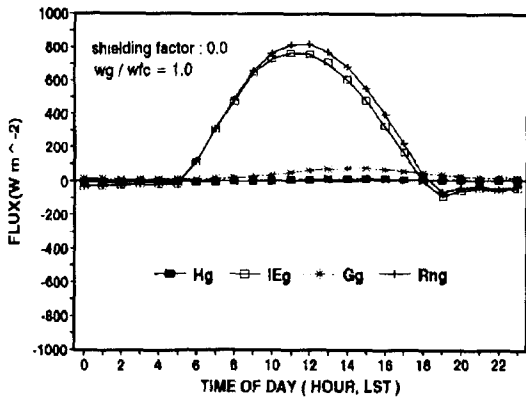


Fig. 6. Same as Fig. 3, but for saturated bare soil surface.

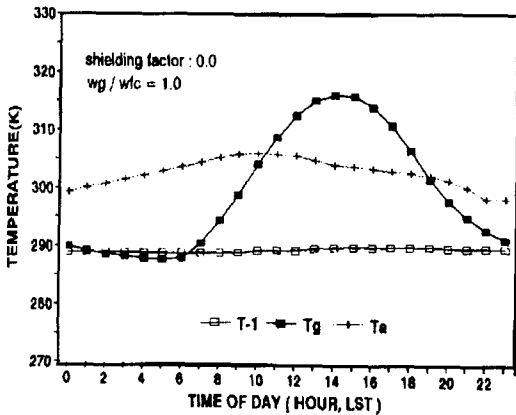


Fig. 7. Same as Fig. 4, but for saturated bare soil surface(T-1 : Soil temperature at 1 m depth, Tg: ground temperature, Ta : Air temperature).

3.3. 에너지 재분배

지표면에 입사한 순 단파복사는 다른 형태의 에너지로 재분배되는데, 그 양상은 주로 수분 함량에 따라 달라진다. 황수진⁸⁾의 방법을 따라 벼 식피층에서의 재분배 비율 구한 결과 Fig. 8과 같이 현열로 재분배되는 비는 아주 적었으나 잠열로 재분배된 것은 평균 0.7 정도로 가장 많았다. 그리고 주간 동안 그 비가 일정하게 유지되다가 오후 16시 이후에는 그 비는 더욱 증가하였다. 그것은 벼논의 포화 지면과 옆면에서 증발산작용이 일몰 전까지 매우 활발하게 나타나기 때문으로 해석된다. 그리하여 벼논에서도 산림 및 호수 지역과 마찬가지로 오아시스효과(oasis effect)가 활발하게 나타남을 알 수 있었다.

3.4. 지표면의 상태에 따른 잠열 플럭스의 비교

벼 식피층이 접지층 환경에 미치는 영향을 자세히 알

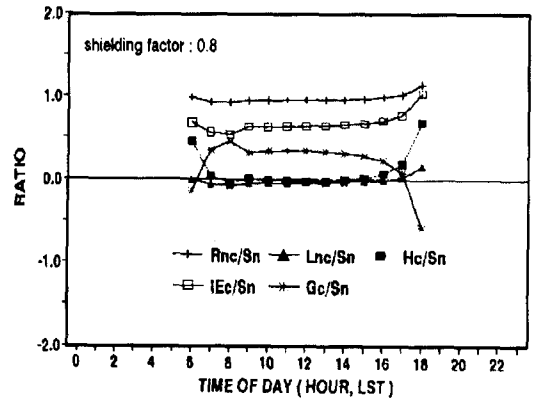


Fig. 8. Energy redistribution ratios during daytime within rice vegetation canopy.

아보기 위하여 수치실험으로 구한 세 경우의 결과를 상호 비교하였다. Fig. 9에서 식피층이 있는 경우가 나지 상태보다 오전 중에는 잠열 플럭스가 더 낮게 나타났다. 그러나 오후 13시 이후에는 불포화 나지보다, 15시 이후에는 포화 나지보다 더 높게 나타나 증산작용으로 인한 잠열 방출 효과가 늦은 오후일수록 더 크게 나타남을 알 수 있었다. 이러한 결과는 Fig. 10에서 잠열로 재분배되는 비가 15시 이후부터 현저히 높아지는 사실로도 잘 증명된다.

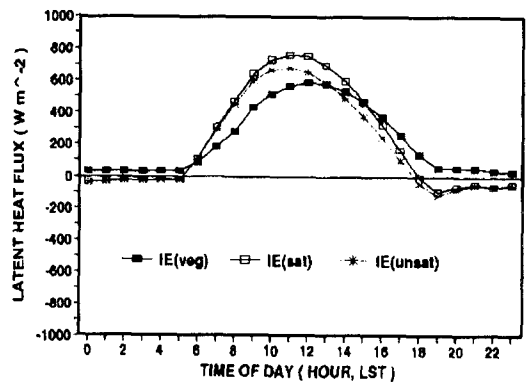


Fig. 9. Latent heat fluxes for three cases, saturated vegetation canopy(vég), saturated bare soil(sat), unsaturated bare soil(unsat).

Fig. 11에서 하루 중의 온도 변화를 비교해 보면 오전 10시 이전에는 식피층이 존재할 경우가 더 높게 나타났다. 그러나 최고 기온이 나타나는 14시경에는 포화 나지보다 10K, 불포화 나지보다는 15K 정도 더 낮았고, 그 이후 일몰 이전까지 식피층의 온도가 더 낮게 나타나 잠열 방출과 에너지 재분배에서 나타나는 결과와 매우 잘 일치하였다.

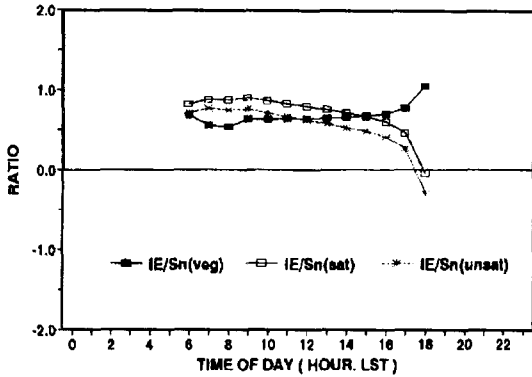


Fig. 10. Same as Fig. 9, but for energy redistribution ratios.

4. 결 론

지표면 에너지 교환 과정에서 식피층이 접지층 기후환경에 미치는 영향을 Pielke¹⁾의 식피층 단층모델과 Deardorff²⁾의 토양층 강제복원법을 결합하고 개선한 모델을 이용하여 연구하였다. 비 식피층과 포화 나지 및 불포화 나지 상태의 열수지 항, 온도를 추정된 결과 지면 온도의 일교차는 식피층이 존재할 경우가 포화 및 불포화 나지면에 비하여 각각 10K, 15K 정도 낮게 나타났고, 최고 온도는 나지 상태일 경우보다 2시간 정도 더 빠른 12시경에 나타났다. 그리고 잠열 플럭스는 13시에 최고치인 $600 W m^{-2}$ 였으며 14시 이전에는 나지면의 경우보다 $100 W m^{-2}$ 정도 더 적었으나 그 이후에는 더 많게 나타났다. 잠열 재분배 비는 오전 중에는 0.7로 나타나 나지 상태보다 낮게 나타났다. 그러나 일몰 시각에 가까워질수록 그 비가 증가하여 나지면의 경우보다 더 높게 나타나 비 식피층은 오후 시간의 오아시스 효과를 더 강화시키는 것으로 나타났고, 온도 진폭도 작게 하여 접지층의 열적 순화효과도 유발하였다.

참 고 문 헌

- 1) Pielke R. A., 1984, Mesoscale Meteorological Modeling, Academic Press, 374-420.
- 2) Deardorff J. W., 1978, A Parameterization of Ground-Surface Moisture Content for Use in Atmospheric Prediction Models, J. of Appl. Meteorology, 16, 1182-1185.
- 3) McCumber M. C. and R. A. Pielke, 1981, Simulation of the Effects of Surface Fluxes of Heat and Moisture in a Mesoscale Numerical Model, J. of Geophysical Research, 86(C10), 9929-9938.
- 4) Bougeault P., 1991, Parameterization schemes of land-surface processes for mesoscale atmospheric models. In "Land Surface Evaporation Measurement and Parameterization," Springer-Verlag New York Inc., 55-92.
- 5) Taconet O., R. Bernard, and D. Vidal-Madjar, 1986,

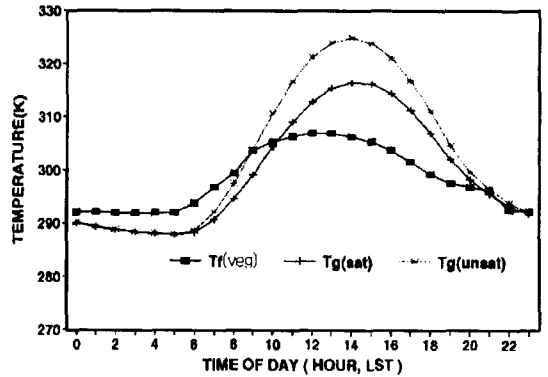


Fig. 11. Same as Fig. 9, but for temperatures.

Evapotranspiration over an Agricultural Region Using a Surface Flux/Temperature Model Based on NOAA-AVHRR Data, J. of Climate and Applied Meteorology, 25, 284-307.

- 6) Sellers P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher, 1986, A simple biosphere model(SIB) for use within general circulation model, J. of Atmospheric Science, 43, 505-531.
- 7) Yamazaki T., J. Kondo, and T. Watanabe, 1992, A Heat-Balance Model with a Canopy of One or Two Layers and its Application to Field Experiments, J. of Applied Meteorology, 31, 86-102.
- 8) 황수진, 1994, The effect of soil moisture on the energy balance at the bare soil surface, Tsukuba University, 博士學位論文, 83-95pp.
- 9) Noilhan J. and S. Planton, 1989, A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models, Monthly Weather Review, 117, 536-549.
- 10) 이용섭, 1994, 대기오염 농도 변화에 의한 대기투과도 감쇄 효과에 관한 연구, 부산대학교 대학원 석사학위논문, 41pp.
- 11) Clapp R. B. and G. M. Hornberger, 1978, Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties, Water Resource Research, 14(4), 601-604.
- 12) Philip J. R., 1957, Evaporation, and Moisture and Heat Fields in the Soil, J. of Meteorology, 14, 354-366.
- 13) Carmen J. and Jr. Nappo, 1975, Parameterization of Surface Moisture and Evaporation Rate in a Planetary Boundary Layer Model, J. of Applied Meteorology, 14, 289-296.
- 14) Acs F., D. T. Mihailovich, and B. Rajkovic, 1991, A Coupled Soil Moisture and Surface Temperature Prediction Model, American Met. Society, 30, 812-822.
- 15) 진병화, 황수진, 1995, 증발량 추정을 위한 지표면 가용수분계수, 한국환경과학회지, 4(5), 427-435.