

산림 사면에서 실측 토양수분을 이용한 토양증발평가

곽용석*, 김상현

부산대학교 환경공학과 수자원환경 연구실

Soil Evaporation Evaluation Using Soil Moisture Measurements at a Hillslope on a Mountainous Forest

Y. S Gwak*, S. H Kim

Department of Environmental Engineering, Pusan National University

(Correspondence: sanghkim@puan.ac.kr)

1. 서 론

물 순환을 이해하고 정량화하는 것은 수자원 계획 및 관리 측면, 지속 가능한 수자원 개발 그리고 생태계 관리에 중요하다. 물 순환요소 중 증발산은 크게 식생에 의한 증산작용(transpiration), 차단증발량(interception), 그리고 지표면에서의 토양증발(soil evaporation)로 구성되어 있지만, 이를 이해하는 것은 시공간적인 식생 변화 때문에 쉽지 않다(Rodriguez-Iturbe and Porporato, 2004). 지표면 토양증발을 실측 또는 추정하기 위해 많은 연구자들이 여러 방법들을 사용하여 연구하였지만, 대부분 Penmann식을 이용한 나지(bare soil)에서 토양증발을 추정하였다(Penman, 1948; Staple, 1974; Konukcu, 2007). 최근에는 에디공분산 시스템을 통한 식생이 존재하는 군락 하부 내에서 토양증발산을 실측한 사례가 있었다(Kang *et al.*, 2009). 본 연구의 목적은 산림지역에서의 간단하고, 직접적인 방법으로, TDR (Time Domain Reflectometry) 장비로부터 측정된 토양수분자료 분석을 통해 토양증발을 평가하는 것이다.

2. 재료 및 방법

연구지역은 경기도 포천시 광릉수목원 내에 위치한 산지사면이다 (Fig. 1). 연평균 강수량은 1332 mm (1982~2004), 연평균온도는 11.5 °C이고, 식생은 참나무 (*Quercus*), 자작나무 (*Carpinus sp*)로 활엽수림이 주종을 이루고 있다. 사면의 평균경사는 19 °이고, 토성은 사양토 (sandy loam)에 속한다. 토양깊이 10 cm에 해당하는 지표면의 평균적인 공극율은 50~65 % 범위로, 대공극 (macropore)이 발달한 산림유역의 대표적인 토양이라고 할 수 있다 (Gwak *et al.*, 2007). 2009년 5월 22일부터 5월 31일까지의 총 10일 동안에 토양수분과 장력을 측정하였다. 토양수분측정은 Fig 1과 같이 사면의 3 지점 (A, B, C)에서 지표면과 토양깊이 4 cm 그리고 10 cm에서 각각 Minitrase TDR 장비 (Soil Moisture Corp.)로 2시간 간격으로 수행되어졌다. 본 연구사면으로부터 약 300~400 m 정도 떨어져 있는 활엽수림지역에서 측정된 여러 기상자료 (복사량, 풍속, 온도 등)들은 사용하였다 (Kang *et al.*, 2009).

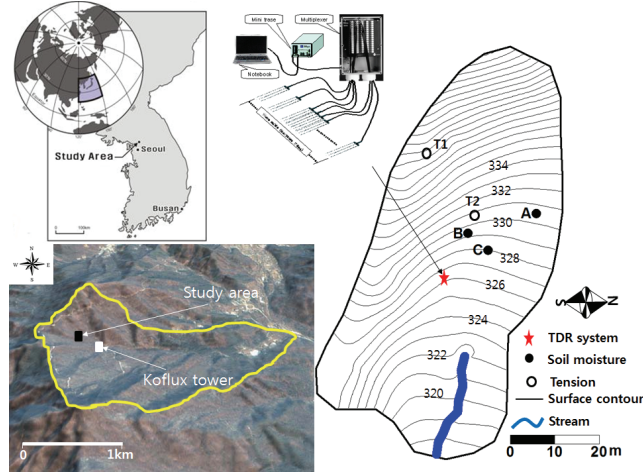


Fig. 1. Gwangneung forest catchment and the elevation contour map of the study area

식생이 없는 지역에서의 지표면에서의 증발은 태양과 바람에 의해 지표면부터 먼저 건조가 되기 시작한다. 그러나 산림토양은 2~3 cm의 낙엽층과 최소 10 cm까지 및 깊은 곳에 존재하는 대공극이 존재하기 때문에, 지표면에서 상당한 토양깊이까지 (DSL, dry surface layer) 전체적으로 증발이 일어난다고 가정하였다. 본 연구에서는 물질수지방정식에 근거하여, 토양수분의 움직임이 상부방향일 때, DSL내 토양수분변동을 토양증발로 설명할 수 있다고 가정하여 아래의 Eqs. (1), (2)들을 제안하였다.

$$\begin{aligned}
 & DSL \leq 20 \text{ mm} & 20 < DSL \leq 70 \text{ mm} & E_{soil(0-4)} = \\
 E_{soil(0-4)} = & \frac{(\theta_{0cm}^{t+1} - \theta_{0cm}^t)}{\Delta T} (D_l + DSL) & \frac{(\theta_{0cm}^{t+1} - \theta_{0cm}^t)}{\Delta T} (D_l + 20) + \frac{(\theta_{4cm}^{t+1} - \theta_{4cm}^t)}{\Delta T} (DSL - 20) & (1) \quad (2)
 \end{aligned}$$

여기서 D_l 은 낙엽층의 깊이로 10 mm로 설정하였다. θ_i^t 는 TDR로 측정된 토양수분을 의미하며, t 는 시간을 의미한다. DSL은 지표면에서의 에너지균형방정식으로부터 계산되어진다(Van de Griend and Owe, 1994; Aluwihare and Watanabe, 2003); $R_n = H + G (\approx LE + G_w)$ R_n 은 순 복사량(net radiation, Wm^{-2}), H 은 현열(sensible heat flux, Wm^{-2}), G 는 지중열(soil heat flux, Wm^{-2})이다.

Penman 식(1948)은 여러 증발을 평가함에 있어서 많이 쓰인다 (Staple, 1974; Konukcu, 2007). Penman식은 에너지 (Radiation)와 물질전달 (Mass Transfer)의 두 가지 향으로 다음과 같이 구성된다; $E = (\Delta E_r + \gamma E_a)(\Delta + \gamma)^{-1}$, E 는 증발률 ($mm \text{ day}^{-1}$), Δ 은 온도에 따른 포화수증기의 기울기(PaC^{-1})이고, E_r , E_a 은 각각 에너지항, 공기역확항의 증발률 ($mm \text{ day}^{-1}$)이다. Staple (1974)은 Penman식에서 상대토양습도(h_s)를 고려한 수정식을 제안하였다. Konukcu (2007)은 공기역확 증발향에도 토양상대습도(h_s)를 포함시켰다.

3. 결 과

각 지점의 지표토양수분 (0 cm)은 온도의 일변화와 같은 일정한 주기를 가지며 감소하였다. 연구기간 동안에 토양상대습도(h_s)은 거의 1이기 때문에, 토양증발계산에서 지표상대습도의 영향은 거의 없었다. DSL은 14시에서의 토양증발깊이 기준으로 Eqs. (1), (2)에 적용하여 토양증발을 계산하였다(평균 DSL값은 약 40 mm).

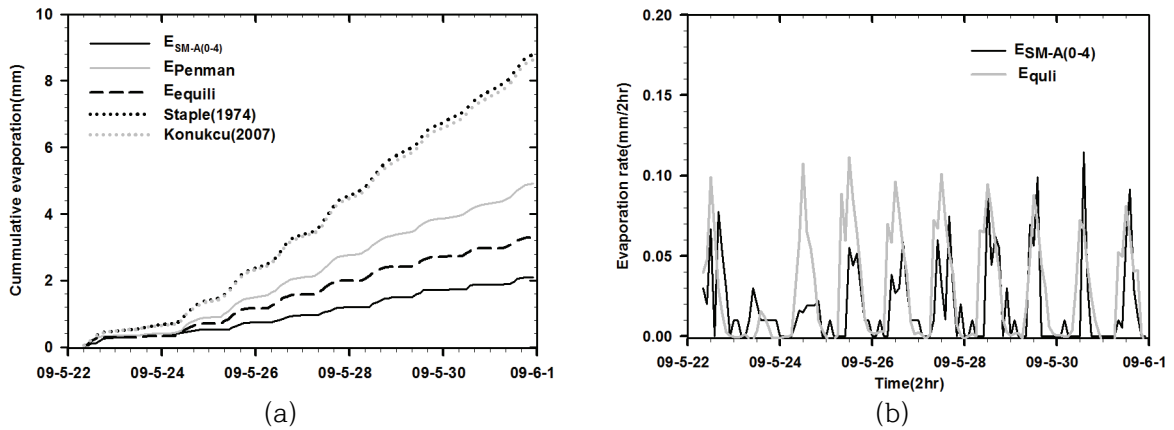


Fig. 2. The cumulative evaporation of $E_{SM-A(0-4)}$, and Staple (1974), Konukcu (2007), Penman (1948) and E_{equili} (a), The temporal variations of $E_{SM-A(0-4)}$, E_{equili} (b)

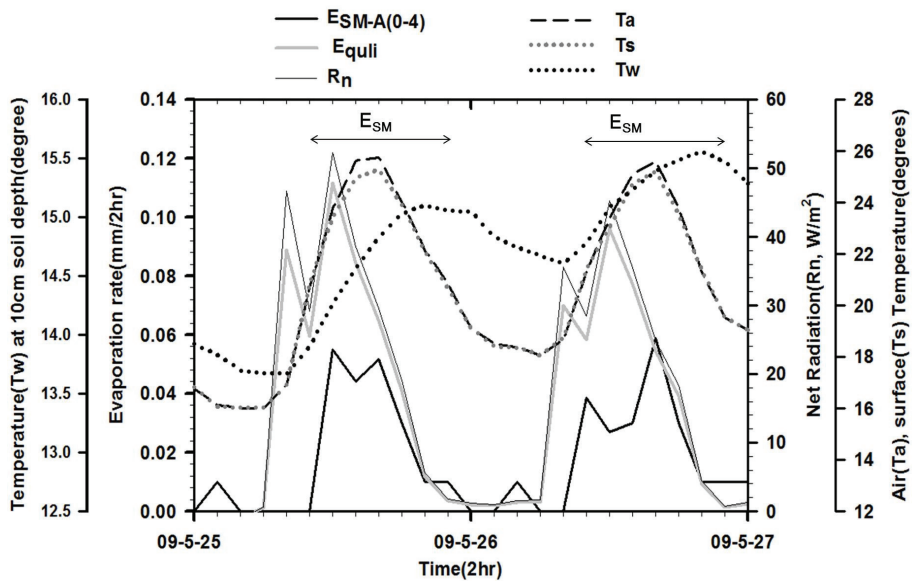


Fig. 3. The diurnal variations of E_{equili} , $E_{SM-A(0-4)}$, R_n and temperatures at air, surface, 10 cm soil depth for 2 day

Fig. 2(a)은 Penman (1948), 평형증발식과 Staple (1974), Konukcu (2007)이 제안한 방법 그리고 $E_{SM-A(0-4)}$ 의한 누적 토양증발변화 그래프이다. Penman (1948)식에 의해 평가된 누적 증발값은 4.91 mm로 나타났다. Staple (1974), Konukcu (2007)의 누적 증발량 값은

약 9 mm로 $E_{SM-A(0-4)}$ 보다 컸다. 이는 바람에 의한 증발의 영향이 있었기 때문이다. 평형증발식 (E_{equili})의 누적 증발량은 3.28 mm로, $E_{SM-A(0-4)}$ (2.09 mm) 과 유사하였는데, 이는 낙엽층이 있는 조건에서는 태양에너지에 의한 열전달이 토양증발을 일으키는 주요 원인이기 때문이다. Fig. 2(b)는 E_{equili} , $E_{SM-A(0-4)}$ 의 2시간 단위의 시계열자료이다. 23~26일 사이에 E_{equili} 이 높은 이유는 토양증발과 강우이후의 낙엽층과 나무에 있는 수분 증발이 포함된 것이기 때문이다. 이후에 낙엽층의 수분이 증발이 모두 일어나면, E_{equili} 의 증발률은 $E_{SM-A(0-4)}$ 과 비슷한 거동을 보였다.

Fig. 3은 태양에너지인 복사량(R_n), 대기, 지표면, 기준토양에서의 온도, E_{equili} 그리고 $E_{SM-A(0-4)}$ 의 시간별 변화를 보여주고 있다. 8시부터 계속된 복사량의 유입으로 인해 대기온도와 E_{equili} 은 즉각적으로 반응을 하지만, $E_{SM-A(0-4)}$ 은 2시간 또는 4시간의 지체시간 (lag time)을 가지며, 12시쯤에 반응을 하였다. 이는 태양복사에너지가 낙엽층의 존재로 인해 지표면 토양으로의 직사광선이 아닌 2차적 요인인 열전달방식, 대기와 토양의 수증기압차가 토양증발을 일으키는 주요원인으로 판단된다.

인용문헌

- Aluwihare, S., and K. Watanabe, 2003: Measurement of evaporation on bare soil and estimating surface resistance. *Journal of Environmental Engineering*, **129**(12), 1157-1168.
- Gwak, Y. S., S. J. Kim, J. Kim, J. H. Lim, and S. H. Kim, 2007: Spatial distribution of macropore flow percentage and macroporosities in the Gwangneung forest catchment. *Korean Journal of Agricultural and Forest Meteorology*, **9**(4), 234-246.
- Kang, M. S., H. J. Kwon, J. H. Lim, and J. Kim, 2009: Understory evapotranspiration measured by eddy-covariance in Gwangneung deciduous and coniferous forests. *Korean Journal of Agricultural and Forest Meteorology*, **11**(4), 233-246.
- Konukcu, F., 2007: Modification of the penman method for computing bare soil evaporation. *Hydrological Processes*, **21**, 3627-3634.
- Penman, H. L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London, series A: mathematical and physical sciences*, **103**, 120-146.
- Rodriguez-Iturbe, I., and A. Porporato, 2004: Ecohydrology of water-controlled ecosystems. *Cambridge University Press*.

Staple, W.J., 1974: Modified Penman equation to provide the upper boundary condition in computing evaporation from soil. *Soil Science Society of America Proceedings*, **38**, 837-839.

Van de Griend, A. A., and M. Owe, 1994: Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid condition. *Water Resources Research*, **30**(2), 181-188.