

광릉 산지사면에서의 선행강우지수와 토양저류량 비교연구

곽용석¹ · 김수진² · 이은형³ · 함세영⁴ · 김상현^{3*}

¹부산대학교 생산기술연구소, ²국립산림과학원 산림복원연구과, ³부산대학교 환경공학과,
⁴부산대학교 지질환경과학과

(2016년 2월 6일 접수; 2016년 3월 21일 수정; 2016년 3월 21일 수락)

Soil Water Storage and Antecedent Precipitation Index at Gwangneung Humid-Forested Hillslope

Yong-Seok Gwak¹, Su-Jin Kim², Eun-Hyung Lee³, Se-Yeong Hamm⁴ and Sang-Hyun Kim^{3*}

¹Research Institute of Industrial Technology(RIIT), Pusan National University, Busandaehak-ro 63beon-gil, Geumjeong-gu, Busan 609-735, Korea, ²Division of Forest Restoration, National Institute of Forest Science, Hoegi-ro 57, Dongdae-mun-gu, Seoul 130-712, Korea, ³Department of Environmental Engineering/Water Resources Environmental Laboratory, Pusan National University, Busandaehak-ro 63beon-gil, Geumjeong-gu, Busan 609-735, Korea, ⁴Department of Geological Sciences, Pusan National University, Busandaehak-ro 63beon-gil, Geumjeong-gu, Busan 609-735, Korea

(Received February 6, 2016; Revised March 21, 2016; Accepted March 21, 2016)

ABSTRACT

The temporal variation of soil water storage is important in hydrological modeling. In order to evaluate an antecedent wetness state, the antecedent precipitation index (*API*) has been used. The aim of this article is to compare observed soil water storage with *API*s calculated by widely used four equations, to configure the relationship between soil water storage and *API* by a regression model for one-year(2009), and to predict the soil water storage for the next two years(2010~2011). The soil water storage was evaluated from the observed soil moisture dataset in soil depths of 10, 30, 60cm at 21 locations by TDR measurement system for 3 years. As a result, *API* with the exponential function among the four equations can describe the variation of the observed soil water storage. Monthly optimized parameters of the *API*s equations seemed to be roughly related with the (potential) evapotranspiration (PET). Using revised monthly optimized parameters of *API*s considering the seasonal pattern of PET, we characterize the relationship between *API* and the observed soil water storage for one year, which looks better than those of other researches.

Key words: Soil moisture, Antecedent precipitation index (*API*), Soil storage

I. 서론

토양수분은 강수, 유출 그리고 식생과의 상호작용에 있어서 생태-수문학적으로 중요한 역할을 하며(Penna

et al., 2011; Rodriguez-Iturbe and Porporato, 2004; Tani, 1997; Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006), 홍수모델링, 가뭄평가 및 예측에 있어서 핵심적인 기작 또는 평가기준으로 사용되고 있다(Brooca



* Corresponding Author : Sang-Hyun Kim
(kimsangh@pusan.ac.kr)

et al., 2008; Sohrabi *et al.*, 2015). 또한 수자원 확보 및 관리기술개발에 있어서 중요한 수문학적 변수로 작용한다. 이를 위해 토양수분의 시·공간적 분포변화를 특성화하는 것이 무엇보다도 중요하다. 특히, 강우-유출모델링에 있어서 토양저류의 시간적 변화와 밀접하게 관련된 이전 습윤상태(저류량)에 대한 평가는 가장 핵심이 되는 이슈이다. 이에 관한 연구들은 해외를 중심으로 크게 두 가지 방향으로 수행되고 있다. 첫 번째는 연구지역의 이전습윤상태를 평가하는 방법 중에 직접적으로 많이 쓰이는 선행강우지수(Antecedent Precipitation Index, API)를 이용해 측정된 토양수분과 비교하는 것이다(Brooca *et al.*, 2005; Saxton and Lenz, 1967; Zhao *et al.*, 2011). Saxton and Lenz(1967)은 토양수분을 예측하기 위해 지수적, 선형적 감소함수를 이용하여, 선행강우지수로 평가하였으며, 사용된 매개변수의 계절적인 변화를 제시하였다. Brooca *et al.*(2005)은 토양수분 평가를 위해 이전에 사용되었던 경험적인 선행강우지수보다 개념적 접근방법이 관측된 토양수분 변화를 잘 모사한다고 보고하였다. Zhao *et al.*(2011)은 선행강우지수와 상대적 토양수분 자료들과의 단순한 관계를 적용하여 토양수분을 예측 및 평가하고자 하였다. 그러나 선행강우지수와 토양수분과의 관계가 하나의 고정된 매개변수를 통해 표현되거나, 개념적 접근방법의 경우, 실제로 측정된 토양수분 자료가 필요할 뿐만 아니라 일반적으로 비선형적으로 나타나는 선행강우지수와 토양수분 간의 관계를 단순한 선형적 관계로 표현하는 점 등이 단점으로 제시되고 있다 (Brooca *et al.*, 2005; Zhao *et al.*, 2011). 두 번째 방법으로는 강우-유출모델링을 통하여 초기 습윤상태를 평가하고, 모델에 대한 수행능력을 평가하는 것이다 (Brooca *et al.*, 2008, 2009; Descroix *et al.*, 2002; Kohler and Linsley, 1951; Trambly *et al.*, 2012). 국내에서 수행된 선행강우지수와 토양저류에 대한 연구 사례들은 극히 제한적인데, 강우-유출모형의 매개변수를 선행강우지수의 함수로 표현하여, 관측유출변화를 모의(Heo *et al.*, 2002), 지하수저류의 변화에 대해 물 수지분석과 수리지질분석을 통한 평가(Kim *et al.*, 2008), 계류수 내 DOC농도변화에 대한 선행강우지수의 영향 평가(Kim *et al.*, 2010), 공간적인 토양저류평가를 위한 토양수분의 upscaling 연구적용(Kim *et al.*, 2009) 등이 수행된 바가 있다. 그러나 수자원의 근원이 되는 산림지역에서 실측된 토양수분(저류)에 대한 선행강우지수와와의 직접적인 관계에 대한 국내의 연구 사례는

전무한 실정이다. 이는 토양수분을 직접적으로 측정하여 평가하는 것이 시간과 비용뿐만 아니라 고품질 자료생산을 위한 관측장비의 유지관리가 어렵기 때문이다. 따라서, 본 연구에서는 산림지역에서 3년 간(2009년~2011년) 측정된 토양저류와 선행강우지수간의 관계분석을 통해 토양저류의 시간적 변화를 특성화하고, 이를 활용하여 토양저류의 변화를 예측을 실시했다. 이를 위해 기존의 다양한 선행강우지수 식들을 적용하여, 실측된 토양수분에 대한 변화에 대해 평가하였고, 기존의 문헌연구들의 방법 및 결과들과 비교하였다. 본 연구의 목적은 아래와 같이 요약될 수 있다.

1. 2009년에 측정된 토양 깊이 별 토양저류와 각 선행강우지수들의 변화를 비교·평가하고, 수문학적 이해를 증진한다.
2. 기존 연구의 방법 및 해석을 바탕으로 선행강우지수와 토양저류의 관계를 특성화한다.

II. 재료 및 방법

2.1. 연구지역

연구지역은 경기도 포천시 광릉수목원 내에 위치한 산지사면이다(Fig. 1). 연평균 강수량은 약 1,300mm, 연평균온도는 11.5°C이고, 주요 식생은 참나무류(*Quercus sp*)와 서어나무류(*Carpinus sp*)로 활엽수림이 주종을 이루고 있다. 사면의 평균경사는 19°이고, 토성은 미농무성 토성 분류기준으로 사양토(sandy loam)에 속한다. 토양 깊이는 0.4~0.8m이다. 토양 심도 10, 30, 60cm에서의 평균적인 토양 공극률은 각각 59.2, 47.6, 42.2%로, 토양 심도가 증가할수록 공극률이 감소하는 일반적인 산림토양구조특성을 가지고 있다. 연구사면 내에 약 21개 지점의 10, 30, 60cm 토양 심도에서 측정된 토양수분자료는 토양저류(soil storage) 평가에 활용하였다. 토양수분측정은 다중동축·TDR방식의 MiniTrase 장비, 매설된 센서(6005L2, 길이 20cm)로부터 매 2시간마다 측정하였다(Soilmoisture Equipment Corp, 2012). Fig. 1에 표시한 21개 지점은 사면 지형에 의한 흐름 분배를 파악하기 위해 결정된 총 5개 단면선으로 구성되었다(A, B, C, D, E 단면선). 본 연구에서 선행강우지수와 비교하기 위해 측정된 토양수분 값은 일 평균값으로 재계산하였으며, 2009년부터 2011년까지 측정된 토양수분자료를 사용하였다. 2009년의 토양수분자료는 선행강우지수와 토양저류변화를 비교 및 관계

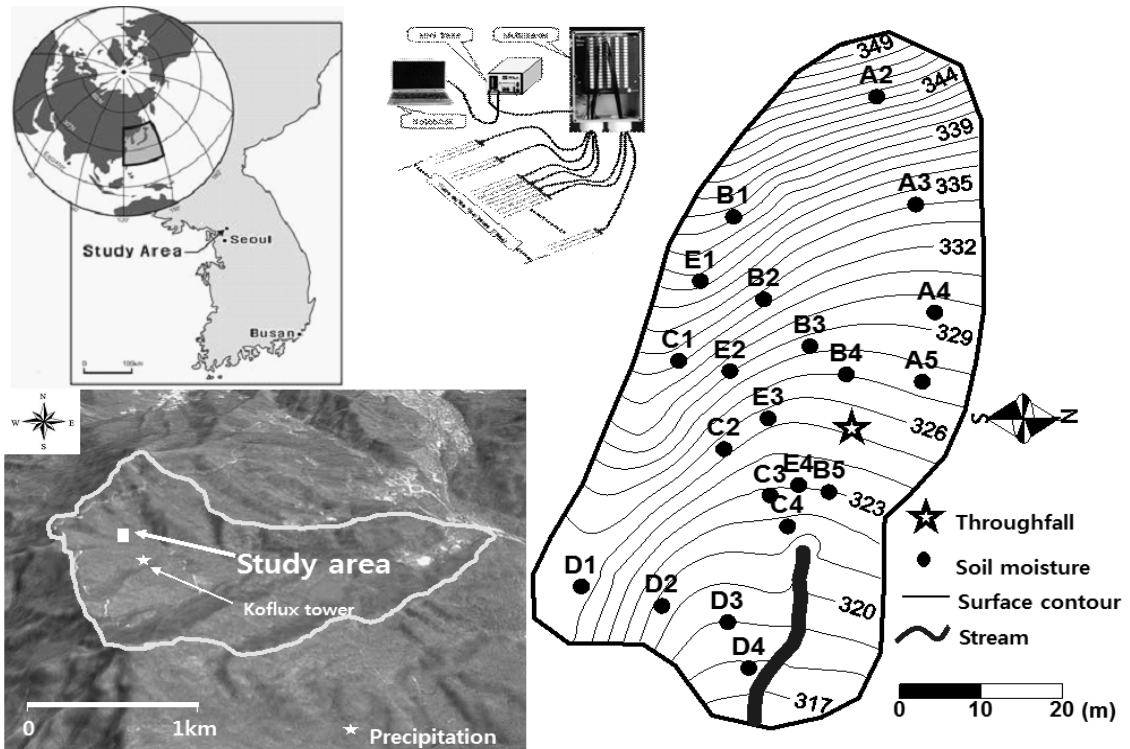


Fig. 1. Locations of Gwangneung Forest Catchment and study area with the measurement systems of soil moisture and precipitation.

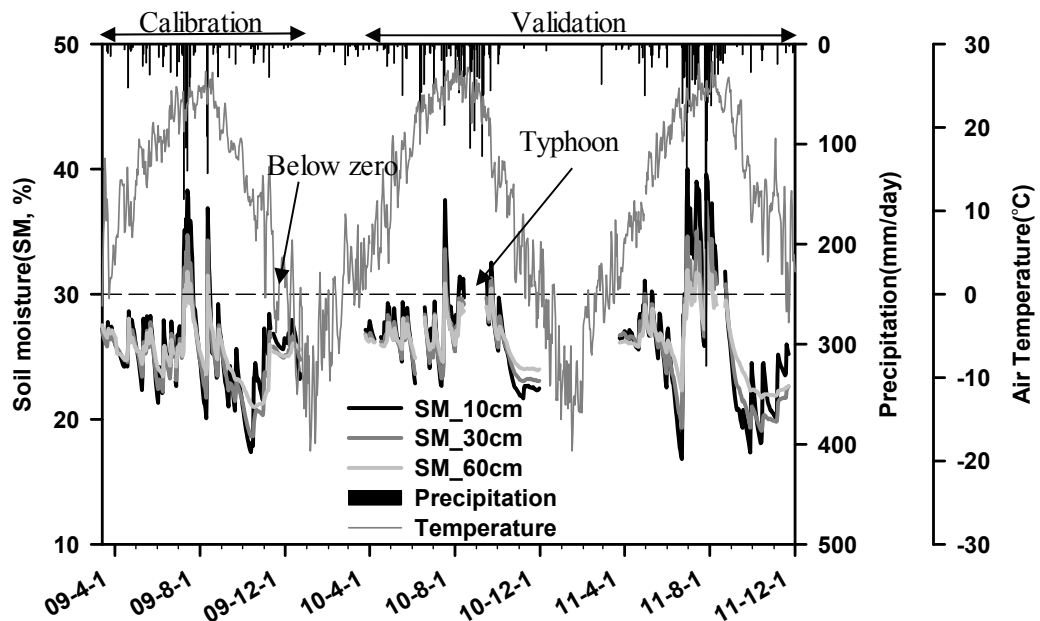


Fig. 2. Daily variations of air temperature, precipitation and averaged soil moisture at soil depth of 10, 30, 60cm for 3 years.

분석하기 위한 기간이며, 2010년, 2011년의 토양수분 자료는 2009년의 분석된 회귀모형을 검증하기 위해 사용하였다. 선행강우지수 분석에 사용한 강우자료는 연구지역으로부터 약 300~500m 떨어진 KoFlux main tower에서 tipping bucket으로 측정된 자료를 중심으로 강우자료에 대한 신뢰성을 높이기 위해 연구지역 내에서 측정된 입내우 자료와 기상청의 자동기상관측 자료(AWS, 광릉)를 이용하였다. 토양수분 측정에 사용된 TDR장비는 영하의 온도에서는 유전상수의 변화로 정확한 값을 측정하지 못하기 때문에(Soilmoisture Equipment Corp, 2012), 관측기간 중 12월의 자료는 분석에서 제외하였다(Fig. 2).

2.2. 토양 저장량 계산 방법

저류량은 식(1)과 같이 측정된 평균토양수분 값에 해당하는 토양 깊이의 곱으로 계산될 수 있다.

$$S^t = \bar{\theta}^t \times L \quad (1)$$

$$\bar{\theta}^t = \sum_{i=1}^n \theta_i^t / n \quad (2)$$

S 는 저류량(mm), θ 는 관측된 부피기준의 토양수분 값, 그리고 L 은 토양 깊이(mm)이다. 평균토양수분은 식(2)를 통해 계산되는데, i 는 관측지점을 말하며, n 은 총 관측지점 수를 의미한다. 본 연구에서는 21개 지점의 측정된 토양수분 평균 값은 연구사면의 전체 저류량을 대표한다고 가정하였으며, 최대 토양 깊이는 80cm로 가정하였다. 토양 심도 0~80cm에 대해 관측된 토양 심도(10, 30, 60cm)를 고려하여, 지표층(0~20cm), 뿌리층(20~45cm), 지표하층(45~80cm)과 같이 세 층으로 나누었다. 토양심도 증가에 따른 저류량 계산은 식(3)~(5)와 같이 지표면(surface zone), 지표-뿌리층(root zone) 그리고 전체 토양층(total soil profile)의 저류량으로 계산하였다.

$$S_{0-20}^t (mm) = \bar{\theta}_{10cm}^t \times 200 (mm) \quad (3)$$

$$S_{0-45}^t (mm) = S_{0-20}^t + \bar{\theta}_{30cm}^t \times 250(mm) \quad (4)$$

$$S_{0-80}^t (mm) = S_{0-45}^t + \bar{\theta}_{60cm}^t \times 350(mm) \quad (5)$$

여기서, S^t , $\bar{\theta}^t$ 는 각각 임의의 시간 t 에서의 저류량, 관측된 토양수분 값의 평균을 의미한다.

2.3. 선행강우지수계산

선행강우지수(Antecedent Precipitation Index, API)는 현재 토양의 습윤상태에 대해, 선행 강우의 영향이 이전일수가 증가할수록 줄어든다는 수문학적 개념을 기본으로 하고 있다. 선행강우지수를 계산하는 데 다양한 수식이 이용되는데(Brocca *et al.*, 2005), 일반적인 식은 식(6)과 같은 선행강우량(P)의 기록(history)에 대해 가중 변수(weighting factor, b)들의 종류에 따라 패턴이 달라진다.

$$API_t = \sum_{i=1}^N bP_{t-i} \quad (6)$$

여기서 N 은 이전일수의 수이다. 선행 연구에서 선행강우지수를 계산하는 식은 세 가지 식으로 분류할 수 있다. 첫 번째는 단순 산술적 계산 방식으로, 주로 SCS-CN방법에서 사용되고 있는 식이다(API(I), 식(7)). 두 번째는 시간(t)에 대한 역수의 관계식이다(API(II), 식(8)). 세 번째로는 여러 연구자들에 의해 다양한 수정된 형태로 이용되고 있지만, 기본적으로 지수 함수의 형태를 가지고 있다(API(III), API(IV), 식(9), 식(10)). 식(9)는 기저흐름(baseflow)이나 토양수분의 감쇄특성에 대해 반감기(half-life) ($(Q/Q_0)=0.5$)와 관련을 시킨 반면(Kawasaki *et al.*, 2005; Kim *et al.*, 2010), 식(10)은 K^t 의 형태로써, 시간에 대한 지수적 함수관계를 가진다(Kohler and Linsley, 1951; Brocca *et al.*, 2005). 연속적으로 측정된 토양저류변화와 비교하기 위해, 시간에 대해 확장된 식으로 식(7)~(10)으로 표현된다.

$$API(I)_t = \sum_{i=0}^N P_{t-i} \quad (b_i = 1) \quad (7)$$

$$API(II)_t = \sum_{i=0}^N \frac{1}{i} P_{t-i} \quad (b_i = 1/i) \quad (8)$$

$$API(III)_t = \sum_{i=0}^{\infty} 0.5^{i/T} P_{t-i} \quad (b_i = 0.5^{i/T}) \quad (9)$$

$$API(IV)_t = K \cdot API_{t-1} + P_t \quad (b_i = K^i) \quad (10)$$

여기서, P_{t-i} 는 이전일수(i)의 강우량(mm), T 는 반감기에 해당하는 기간(days) 그리고 K 은 0.8~0.98 범위 이내의 감쇄상수로, 증발산과 관련이 있다. 평균적 저

류량의 변화와 최적으로 비교하기 위해서, 위의 네 식들은 식(11)과 같은 Pearson의 상관계수를 통해 최적화된 매개변수(N, T, K)를 평가하였다. 식 (7), (8)에서 사용된 일수는 2, 3, 4, ..., 8, 10, 14, 20, 30, 40일, 식 (9)에서는 2, 3, 4, ..., 8, 10, 20, 40, 60, 80, 100, 120일, 식(10)에서는 0.8~0.98범위에서 상관분석을 수행하였다(Brooca *et al.*, 2005). 식(10)의 초기 API값의 영향을 최소화하기 위해 이전 기간(30일)의 강우기록을 이용하여 결정하였다(Saxton and Lenz, 1967).

$$CC = \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})(API_i - \overline{API})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (API_i - \overline{API})^2}} \quad (11)$$

여기서, S 는 토양 저류량, API 는 선행강우지수를 뜻한다. 선행강우지수 식의 매개변수들은 증발산의 계절적 패턴과 관련성이 있기 때문에(Saxton and Lenz, 1967), 잠재증발산량(PET)에 대해 Thornthwaite방법을 이용하여, 계산된 월 증발산량의 변화와 비교하였다(Lee, 2008).

2.4. 선행강우지수와 토양저류와의 회귀모델 검증

선행강우지수와 측정된 토양저류와의 관계에 대해 분석된 회귀모델에 대한 평가는 식(12), (13)과 같이 Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) model와 Root Mean Square Error (RMSE)을 이용하였다.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (S_o^t - S_m^t)^2}{\sum_{t=1}^T (S_o^t - \bar{S}_o)^2} \quad (12)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^T (S_o^t - S_m^t)^2}{n-1}} \quad (13)$$

여기서, S_o^t , S_m^t , \bar{S}_o 은 각 시간에 대하여 측정된 토양저류 값, 모의된 토양저류 값, 그리고 T 시간동안에 측정된 토양저류 값의 평균 값, n 은 T 시간동안에 측정된 토양 저류 일수(개수)를 의미한다. 또한 측정된 토양저류의 변화에 대한 모의된 토양저류의 선형적인 관계(1:1)를 알아보기 위해 다시 회귀분석을 실시하여

모의된 토양저류 값에 대해 평가하고자 하였다.

III. 결과 및 토의

3.1. 수문자료 모니터링(강우, 기온, 토양수분)

Fig. 2는 2009년 3월 12일부터 2011년 12월 1일까지 연구사면에서 측정된 각 깊이 별 일 평균 토양수분의 시계열, 강우 및 평균 기온의 변화를 나타내고 있다. 기온은 $-11.6^{\circ}\text{C} \sim 25.2^{\circ}\text{C}$ 범위로, 여름철이 가장 높고, 봄, 가을철에 급격하게 감소하고 있다. 관측기간 중 3월부터 11월까지의 총 강수량은 각각 약 1,300mm (2009년), 1,600mm(2010년), 2,200mm(2011년), 대부분 여름철인 7~8월이 전체 강수량의 60%정도를 차지하였다. 강우의 발생기록에 따라, 토양심도 별 평균 토양수분은 증가와 감소변화를 보여주고 있다. 여름철의 집중호우와, 빈번한 강우발생으로 인해 높은 토양수분 값을 보여주고 있으며, 봄철에는 각 심도 별 토양수분은 강우에 대해 비슷한 변화를 보이나, 긴 건조기간을 가진 가을철(10월)에는 다른 계절에 비해 적은 강수량으로 인해 지표에 가까울수록 낮은 토양수분(많은 감소량) 값을 나타내고 있다. 3년간 평균 토양수분 값의 심도 별 범위는 10cm에서는 16.8~40.0%, 30cm에서는 18.7~37.4%, 60cm에서는 21.0~34.1%이며, 변화범위는 각각 23.2, 18.7, 13.1%로 심도가 증가할수록 감소하였다. 이는 토양 심도 별 공극률 차이와 증발산 및 배수작용과 관련이 있는 것으로 사료된다(Beven and Germann, 1982; Rodriguez-Iturbe and Porporato, 2004).

3.2. 전체기간, 월별기간에 대한 API와 깊이 별 토양저류와의 상관비교

Fig. 3(a)는 식(2)로부터 계산된 여름철에 대한 0~20cm 토양 심도의 토양저류량과 식(7)~(10)으로 표현된 4개 선행강우지수 식의 시계열을 보여주고 있다. 저류량, 선행강우지수의 값의 스케일차이를 줄이기 위해 선행강우지수를 무차원화(dimensionless)하였다. 측정된 저류량의 변화 대해 $API(I)$, $API(II)$ 보다 $API(III)$, $API(IV)$ 가 잘 묘사하는 것으로 나타났다(Fig. 3(a)). 2009년 전체기간에 대해 토양 깊이 범위에 따른 저류 변화에 대해 각 선행강우지수를 비교하였다(Fig. 3(b), Table 1). $API(I)$, $API(II)$ 는 약 0.74~0.79의 상관계수를 보이는 반면, $API(III)$, $API(IV)$ 는 약 0.78~0.83범위로 다소 높은 상관계수를 보였다. 토양 심도가 증가

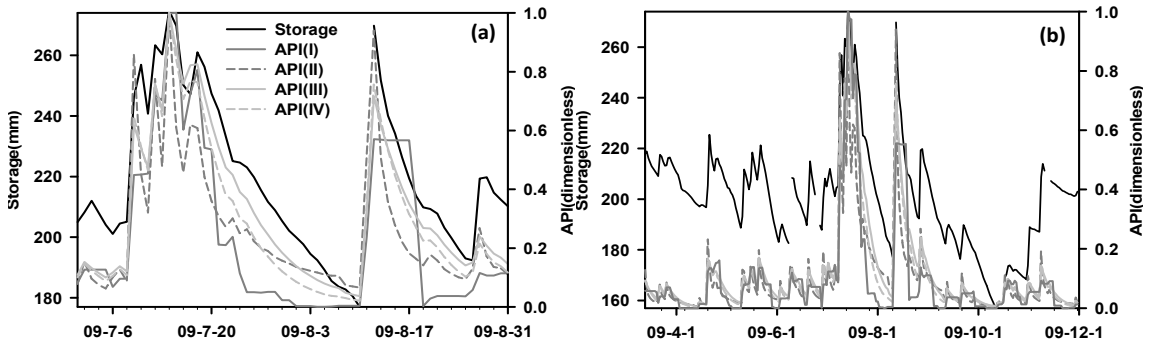


Fig. 3. Time series of observed soil storage (black solid line) at 0~20cm and simulated antecedent precipitation index (API) by the four equations: (a) from July to August, (b) 2009.

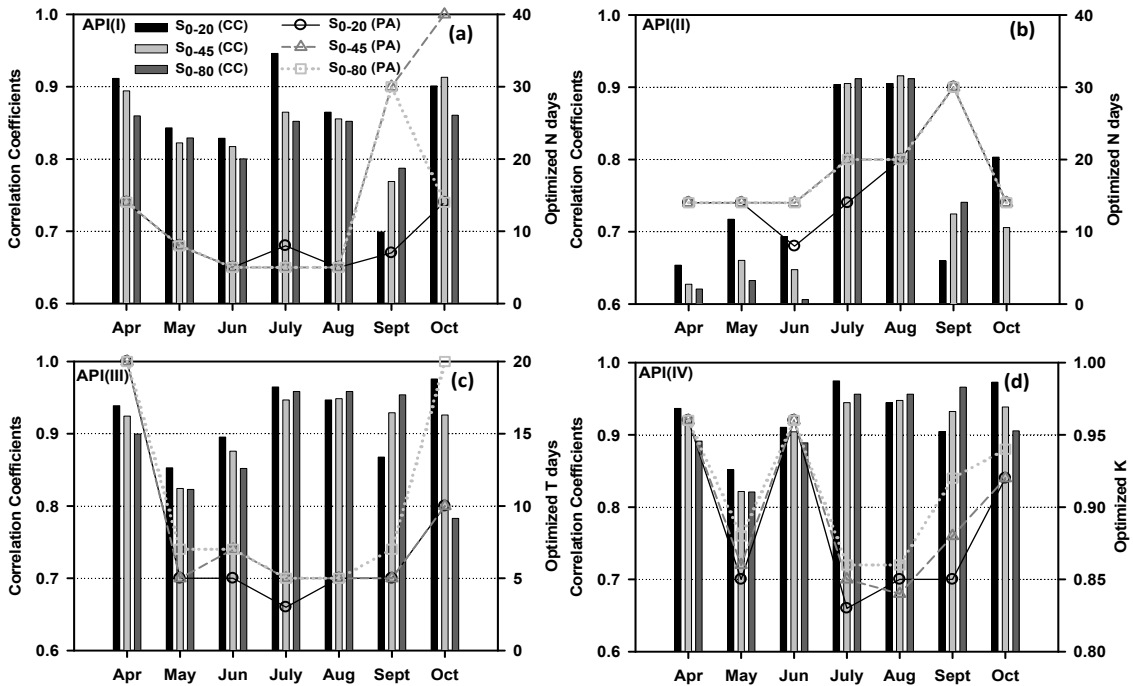


Fig. 4. Monthly variations of optimized parameters (N , T , K) (the lines and opened figures) and correlation coefficients (the vertical bars) between observed soil storage at three depths and API by the four equations: (a) API(I), (b) API(II), (c) API(III), (d) API(IV).

Table 1. Correlation coefficient of observed soil water storage in depths to APIs by four equations with optimized single parameter in 2009

| Depths | API(I)(N) | API(II)(N) | API(III)(T) | API(IV)(K) |
|------------|-----------|------------|-------------|-------------|
| S_{0-20} | 0.790(7) | 0.795(20) | 0.827(3) | 0.830(0.82) |
| S_{0-45} | 0.763(7) | 0.771(20) | 0.800(3) | 0.805(0.83) |
| S_{0-80} | 0.743(8) | 0.750(20) | 0.785(5) | 0.788(0.84) |

All values has a significance of 1% probability.

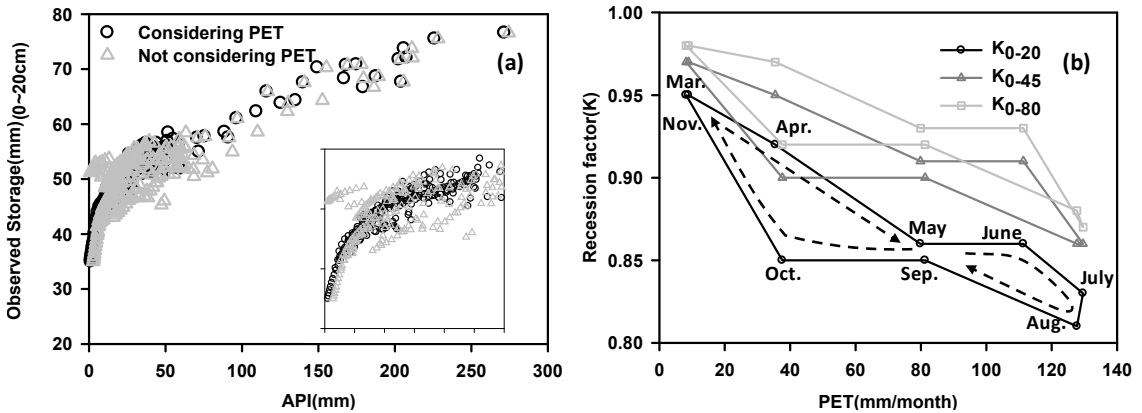


Fig. 5. Relations between observed storage and APIs with the monthly optimized parameter (grey opened triangular) and optimized parameters (black opened circle) for 2009 (a), the monthly relations of the optimized parameter (K) to potential evapotranspiration (PET).

할수록 상관관계는 감소하는 경향을 보이고, 최적화된 매개변수들은(N , T , K) 증가하는 경향을 보였다(Table 1). 토양심도에 따른 매개변수의 증가는 토양 저류의 감쇄능력이 감소한다는 것을 의미한다.

각 매개변수는 계절적 변화특성과 관련이 있기 때문에(Saxton and Lenz, 1967) 토양저류량의 계절적 변화 특성 파악을 위하여 월별 상관분석을 실시하였다.

Fig. 4는 2009년 4월~10월까지의 각 토양 깊이에 따른 토양 저류량과 각 선형강우지수의 월별 상관계수와 월별 최적화된 매개변수(N , T , K)의 변화를 보여주고 있다. 앞서 Fig. 3과 마찬가지로 $API(III)$, (IV) 가 전체적으로 $API(I)$, (II) 보다 높은 상관계수를 보여주고 있다. 4개의 API의 각 깊이에 따른 상관계수의 공통된 월별변화특징은 상당한 강우량으로 인해 여름철(7월, 8월)이 다른 계절에 비해 각 상관계수 값이 비교적 높다. 5월, 6월, 9월에 다른 시기의 상관계수가 상대적으로 낮은 결과를 보이고 있으며, 9월에는 다른 계절과는 다르게 깊이가 깊어질수록 상관계수가 증가하는 경향을 보였다. 또한 심도 별 상관계수도 4~6월, 10월에 10, 30, 60cm순으로 낮아지지만, 9월에는 오히려 높아졌다(Fig. 4). 특히 9월의 총 강우량은 총 40mm미만으로, 다른 계절에 비해 가장 적은 강우량으로, 지표에 가까운 토양수분의 상당한 반응으로 인한 결과로 나타난 것이다. 각 API의 관련된 최적 매개변수인 N , T , K 의 변화를 보면, 대체적으로 여름철에 낮은 값을 보이고, 봄, 가을철에 높은 값을 나타내고 있다. 특히 Fig. 4(c)의 T 값이 5월~9월까지

는 3일~7일 정도이지만, 4월, 10월에는 약 10일, 20일 정도로 크게 증가하여 토양 저류량의 변화기간이 길어지는 것을 알 수 있다. 토양 심도 범위에 따른 월별 최적 매개변수 T 값은 깊이가 증가할수록 약간 더 높게 나타났다. 이러한 결과는 Kim *et al.*(2010)의 선형연구 결과와 유사한 것으로 동일한 연구지역 7월~10월까지 기간에 대해 계류수 내 DOC (Dissolved Organic Carbon)농도와와의 변화에 대해 T 가 10일 이내에 선형강우의 영향이 존재한다고 하였으며, 지표유출과 토양수분의 변화와 관련이 있다고 하였다. 또한 본 연구에서의 토양저류와의 상관계수에 비해 계류수 내 DOC농도와 선형강우지수가 낮은 값(약 0.5)을 보여주었는데, 이는 지표에 도달한 강우의 영향이 토양 심도가 깊어질수록(체류시간이 길어질수록) 감소한다는 것을 보여준다.

3.3. 토양저류와 API의 관계

토양저류변화에 대해 여러 선형강우지수 중 $API(IV)$ 가 가장 잘 묘사된다고 판단하여, $API(IV)$ 식의 월별 최적화된 매개변수를 이용하였다. 이 과정을 통한 2009년 전체기간의 깊이 별 토양저류와의 상관계수는 0.836, 0.861, 0.845로써, 평균적 최적 매개변수를 사용했을 때(Table 1)보다 높게 나타났다. 하지만 측정된 토양저류와 API와의 관계를 보면, Fig. 5(a)과 같이 API가 약 54mm이상에서는 토양저류와 선형적인 증가 패턴이 보이지만, 약 54mm이하에서는 비선형인 관계들이 존재하는 것으로 나타났다. 이러한 특징은 평균

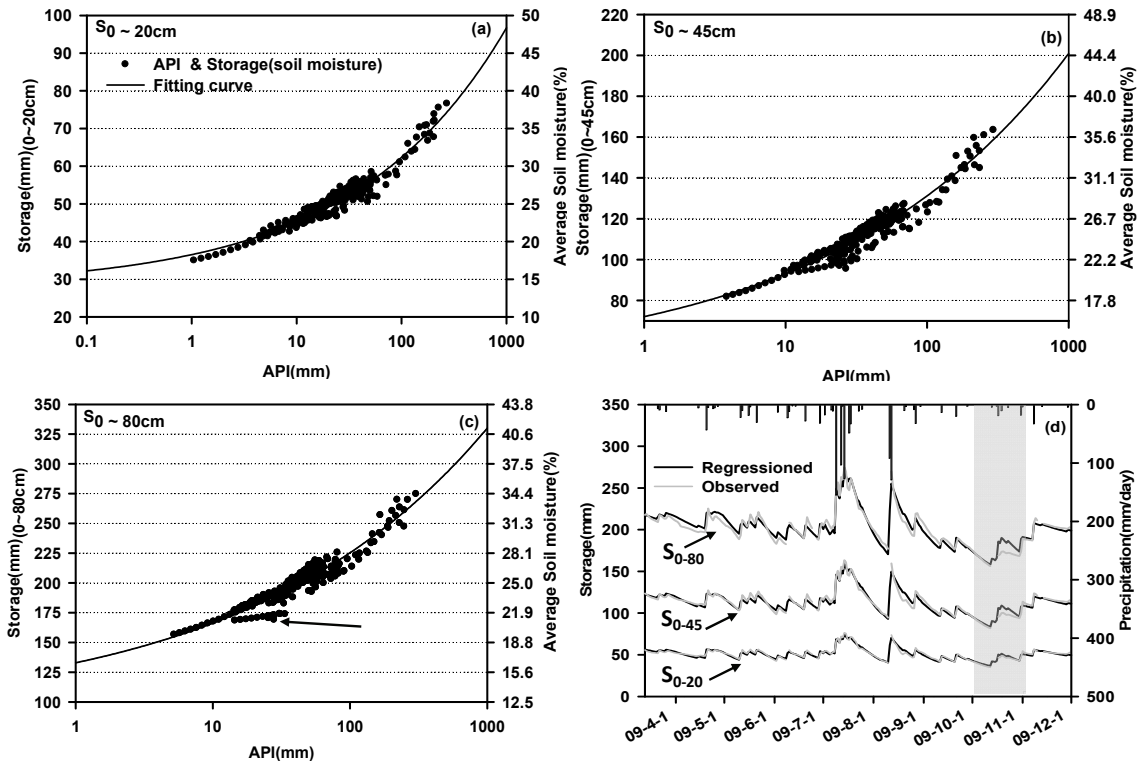


Fig. 6. Relations and fitting curves between observed storage and APIs with the monthly optimized parameters (K) considering PET for soil depth of 0~20cm (a), 0~45cm (b), 0~80cm (c) and the time series of observed and calibrated soil storage in 2009 (d).

적 매개변수를 사용했을 때도 나타나며, 다른 연구결과에서도 비슷한 패턴들이 확인되었다(Brooca *et al.*, 2005; Zhao *et al.*, 2011). 특히 Zhao *et al.*(2011)의 방법 및 결과에서 매개변수의 계절별 변화에 대한 고려 없이 곡선 피팅(fitting curve)으로 토양수분을 예측하고자 하였으나, 약 50mm 선행강우지수이내에는 명확한 관계를 보이지 않았다. 본 연구에서는 각 매개변수는 일년의 증발산 변화패턴과 관계가 있다고 가정하여, 계산된 월별 최적화된 매개변수를 초기값으로 하고, 월별 잠재 증발산의 변화패턴을 고려하여, 전체기간에 대해 높은 상관성을 가지는 수정된 월별 최적 매개변수를 찾기 위해 반복과정을 수행하였다. 이는 토양수분의 이력현상(Hysteresis)의 영향은 크지 않다고 가정하면, 토양수분의 반복된 증가 및 감소 패턴은 전체 토양수분변화범위에서 고유의 변화특성을 가지고 있으며, 각 매개변수는 증발산의 계절적 변화와의 반비례관계를 가지고 있다는 수문학적 개념으로부터 고

안된 것이다. 그 결과, 잠재 증발산 패턴을 고려한 수정된 월별 최적화된 매개변수로 사용했을 때, 측정된 토양저류에 대한 API와의 상관계수는 2009년 전체기간에 대해 0.893, 0.899, 0.892로, 단순히 월별 최적화된 매개변수를 사용했을 때보다 상당히 증가한 것을 알 수 있었다. 또한 약 54mm이하의 API범위에 대해서도 이전방법들보다 명확한 관계를 얻을 수 있었다(Fig. 5(a)). 수정된 월별 최적 매개변수는 Fig. 6(b)과 같이, 잠재증발량에 따라 역의 루프형태의 관계를 가지는 것으로 나타났다. 즉 겨울철에 가까운 3월, 11월 일 때는 높은 K 값, 가장 증발량이 클 때인 7월, 8월에서는 낮은 K 값을 가진다. 또한 비슷한 월 잠재 증발산 값을 가지는 봄철과 가을철의 매개변수가 다르게 나타나는데, 이는 식생의 활동차이로 인한 것으로 판단된다. 토양 깊이가 깊어질수록 PET와 매개변수의 감소기울기는 낮아지고, 전체적으로 높은 매개변수 값을 가지는 것으로 나타났다. 이러한 결과는 Saxton

Table 2. Regression model of *API* with observed soil water storage and minimum and maximum soil storages for extreme dry wet state in depths

| Depths | Regression Equations | R ² _{adj.} | Extreme dry state (if <i>API</i> ≈ 1) | | Extreme wet state (if $\theta_s \approx \emptyset$) | |
|--------------------------|-----------------------------------|--------------------------------|--|----------------------------------|---|--------------------------------|
| | | | S _{min} (mm) | $\bar{\theta}_{min}$ (%) | S _{max} (mm) | <i>API</i> _{max} (mm) |
| | | | <i>S</i> ₀₋₂₀ | y=27.90+8.63*x ^{0.3005} | 0.940 | 32.2 |
| <i>S</i> ₀₋₄₅ | y=46.74+25.37*x ^{0.2612} | 0.927 | 60.6 | 13.5 | 237.6 | 2266.9 |
| <i>S</i> ₀₋₈₀ | y=89.57+43.25*x ^{0.2483} | 0.904 | 114.0 | 14.2 | 316.4 | 2304.7 |

and Lenz(1967)의 결과와 유사하다.

Brooca *et al.*(2005)는 토양저류와 선행강우지수와 의 관계가 단순히 선형적인 관계로 판단하여, 경험식 인 선행강우지수를 이용한 방법이 좋지 않다고 하였다. 하지만 Fig. 5(a)와 같이 수정된 선행강우지수는 토양저류에 대해 약 54mm이상에서는 선형적으로 증가하지만, 약 54mm이하에서는 로그적 증가관계를 보이고 있다. 이는 토양저류의 상태에 따라 토양저류의 변화패턴이 다르다는 것을 의미한다. 즉 지수적 함수 관계인 *API*의 감소에 대해 습윤한 상태일 때(*API* > 50mm), 토양저류의 변화와의 선형적 관계는 토양저류가 지수적 변화를 의미하는 반면, 건조한 상태일 때 (*API* < 50mm), 토양저류와의 로그적 관계는 토양저류가 선형적 변화를 의미한다. 토양저류 값인 약 54mm는 평균토양수분 값으로 환산했을 때, 27%에 해당되며, 이는 토양저류 감소변화와 관련된 중력, 모세관력의 영향이 비슷한 기여도를 가지는 것을 의미한다. 이와 같은 특징을 이용해 Saxton and Lenz(1967)는 Field capacity의 60%를 기준으로, *API*의 선형적, 지수적 감소패턴으로 구별하여 분석하였다.

세 토양 깊이의 토양저류에 대해 선행강우지수를 로그적인 관계로 Fig. 6(a~c)과 같이 표현하면, 선행 강우지수의 전체범위에 대해 토양저류와의 관계가 하나의 연결된 관계로 특정 지을 수가 있다. 이 관계에 대해 식(14)와 같은 함수 식으로 묘사할 수 있다.

$$Y = aX^b + c \tag{14}$$

여기서, *Y*, *X*는 각각 토양저류량, 선행강우지수 (*API*)를 의미하며, *a*, *b*, *c*는 토양 저류량으로의 환산 계수, 감소계수 그리고 최저 토양 저류량과 관련된 결정되지 않은 계수(undetermined coefficients)이다. 이 계수들은 토양종류, 기후 및 지형조건과 같은 환경조

건과 관련이 있을 것으로 보인다. 각 토양 깊이 별 선행강우지수와 토양저류의 관계식은 Table 2와 같이 나타났다. 각 관계식에 대한 수정된 R²값은 각각 0.9이상 의 높은 값을 보였다. 각 관계식으로 통해, 토양이 건조 상태일 때(*API*=1mm)의 저류량은 36.5, 72.1, 132.8mm 로 계산이 되며, 평균 토양수분은 약 14~16% 정도로 계산된다. 전체 사면이 포화가 되었을 때를 가정했을 때 (평균토양수분≈공극률), 해당되는 *API*값은 약 2,000mm 이상의 값으로, 산림사면에서는 거의 포화가 되지 않는다는 것을 간접적으로 보여준다. 지표토양저류의 변화에 비해 토양 깊이가 깊은 토양저류를 포함시켰을 때, Fig. 6(b, c)에 화살표로 표시된 부분과 같이 다른 패턴을 보인다. 이 거동은 가을철인 10월의 약 20mm 이하의 적은 강우에 대해 깊이 별 토양저류의 증가 및 감소변화의 차이로 인한 것이다. 이는 10월 중순 이후의 영하에 가까운 낮은 기온으로 인한 거동변화와 식생구조의 변화로 인한 강우에 대한 차단량 차이와 관련이 있다(Fig. 2). 강우량이 적을수록 강우량에 대한 차단 손실율은 역의 관계를 가지기 때문에(Choi *et al.*, 2011), 식생구조의 계절적 변화에 따른 차단량의 변화는 매우 중요하다고 판단된다.

3.4. 토양수분에 대한 *API*의 회귀모델에 검증 및 평가

분석된 회귀식을 이용하여, 2010~2011년에 대해 검증을 시도하였다. 2009년의 월별 기온변화와 2010~2011년의 월별 기온변화와의 차이는 크지 않아, 2009년의 사용되었던 매개변수 월별 변화와 유사한 값으로 적용하였으며, 각 연도의 회귀식의 초기 값은 측정된 토양저류 값으로 하였다. Fig. 7은 측정된 토양저류와 측정오차 (2%, Soilmoisture corp.)를 고려한 토양저류량의 범위 그리고 2009년 *API*와 토양저류의 회귀식에 의한 예측된 토양저류 값의 2010년(The left figure of

Fig. 7), 2011년(The right figure of Fig. 7)의 일 변화를 보여주고 있다. 2010년의 8월 중순까지는 강우에 대한 초기 토양저류의 증가 값에서 측정된 토양저류와 차이가 있지만, 시간에 따른 변화를 잘 묘사하는 것으로 보인다. 특히 전체 깊이(0~80cm)의 토양저류는 7

월중순까지 측정된 값과 거의 유사한 값과 변화를 보여주고 있다. 태풍의 영향으로 측정되지 못한 여름철 이후인 9월 중순 이후에는 2번의 강우사상에 대한 측정된 토양저류의 증가 그리고 토양저류의 감소에 대해 예측된 토양저류의 변화와 상당한 차이를 보였다.

Table 3. Estimation of the regression model's simulated storages in depths as linear equation with determined coefficient (R^2), Nash-Sutcliffe Efficiency coefficient (NSE), Root Mean Square Error (RMSE) and measurement error (E) for the variation of observed soil water storages in 2010, 2011

| Depths | Year | Linear Equation | R^2 | NSE | RMSE (mm) | N | E* (Within measurement error) | E/N*100 |
|--------------|------|-----------------|-------|------|-----------|-----|-------------------------------|---------|
| S_{0-20cm} | 2010 | $y=0.73x+16.0$ | 0.8 | 0.52 | 4.1 | 204 | 68 | 33.3 |
| | 2011 | $y=1.04x-1.7$ | 0.88 | 0.88 | 3.7 | 232 | 50 | 21.5 |
| S_{0-45cm} | 2010 | $y=0.66x+43.9$ | 0.78 | 0.34 | 9.1 | 204 | 72 | 35.3 |
| | 2011 | $y=0.99x+1.4$ | 0.91 | 0.91 | 6.5 | 232 | 24 | 10.3 |
| S_{0-80cm} | 2010 | $y=0.65x+78.2$ | 0.78 | 0.39 | 13.0 | 204 | 57 | 27.9 |
| | 2011 | $y=0.99x+0.7$ | 0.92 | 0.92 | 9.0 | 232 | 16 | 6.9 |

*indicates the number of periods beyond the range of storage with measurement errors (2% of volumetric soil moisture)

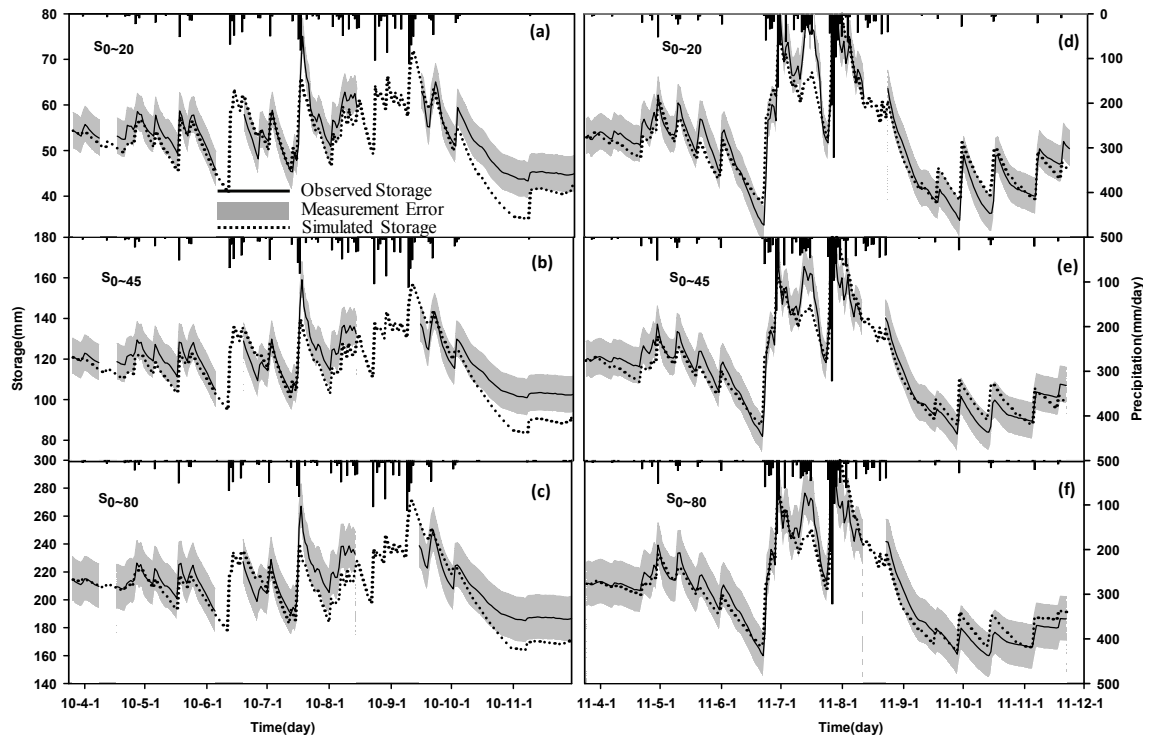


Fig. 7. Time series of observed soil storage (black solid line) with measurement error (dark grey bar) at three soil depths and the simulated soil storage (black dotted line) by regression model of *API*: (a) 2010, (b) 2011.

2011년에는 전반적인 기간에 걸쳐 예측된 토양저류는 측정된 토양저류변화에 유사하게 변화하는 것으로 나타났다지만, 7월 중순과 가을철의 강우에 대한 초기 증가 값의 차이가 있었다. 2009년의 선행강우지수와 토양저류의 관계식(Table 3)을 통해, 2010~2011년도에 예측된 토양저류의 변화에 대해 평가하였다. 2010년에는 약 0.6~0.7의 기울기, 0.8 정도의 결정계수(R^2), 0.5 이하의 Nash-Sutcliffe coefficient (NSE), 4~13mm 정도의 RMSE 값을 보이고 있다. 2011년에는 1.0에 가까운 기울기, 0.9에 가까운 높은 R^2 , NSE, 10mm이하의 RMSE 값을 보여주고 있다. 또한 측정오차에 의한 범위 밖에 해당되는 자료는 2010년도에는 약 30% 정도, 2011년도에는 20% 이내에 해당되었다. 측정된 토양저류에 대해 예측된 토양저류와의 차이가 2010년이 2011년에 비해 높은 이유는 2010년도 8~9월의 태풍으로 인한 식생 및 지형의 교란으로 인한 영향으로 보인다. 2010년 태풍이전에는 예측된 토양저류의 관계성은 높지만, 태풍 이후의 그 관계성은 낮아졌다. 즉 식생의 구조 및 활동에 의한 변화는 통과수량(throughfall), 차단(interception) 그리고 낙엽층의 존재에 의한 실제 토양저류의 침투 및 감쇄 변화(peak, recession)로 이어지기 때문이다. 예를 들어 2010년 가을철에는 교란된 식생에 의해 예측된 토양저류보다 측정된 토양저류값이 더 크지만, 2009년, 2011년에는 예측된 토양저류값이 측정된 토양저류값 보다 더 크게 나타났다.

IV. 결론

본 연구에서는 선행강우지수 식과 측정된 토양저류와의 변화를 비교하고, 관계분석을 통해 측정된 강우자료로부터 토양저류를 모의하고자 하였다. 2009년의 측정된 토양저류에 대해 여러 선행강우지수 식 중 지수적 함수식이 토양저류의 변화를 가장 잘 묘사하는 것으로 나타났다. 또한 토양저류변화에 대해 선행강우지수 식의 월별 최적화된 매개변수들은 증발산의 계절 변화와 관련이 있는 것으로 확인되었으며, 토양심도가 증가할수록 매개변수의 값은 증가하는 것으로 나타났다. 수문학적 기작의 변화에 대한 이해를 바탕으로 증발산의 변화패턴을 고려한 최적화된 매개변수를 사용했을 때, 토양저류변화에 대한 이전 강우식의 특정한 관계를 얻을 수 있었다. 이 관계에 대한 회귀분석을 통해, 2010~2011년의 토양저류를 모의한 결

과, 측정된 토양저류의 변화에 대해 가을철을 제외한 기간에 유의한 수준에서 상당히 잘 묘사하는 것으로 나타났다. 그러나 2010년 가을철에는 여름철 태풍으로 인한 식생 교란의 영향, 계절적으로는 식생구조, 토양 (소)동물 활동의 변화, 기온의 급감, 적은 강수량 등 복합적인 영향으로 인해 다소 차이가 있었다. 비록 선행강우지수 식과 토양저류의 관계가 경험적인 식이지만, 토양저류량의 변화를 평가할 수 있는 간단한 방법으로 판단된다. 본 연구결과는 미 계측유역내의 강우-유출모델, 가뭄연구에서 선행습윤상태, 토양저류량의 변화를 이해하는 데 중요한 역할을 할 것으로 판단된다. 추후연구로, 선행강우지수와 토양저류의 일반적 관계를 도출하기 위해 다양한 환경조건(식생, 토성, 지형, 지질)에서 많은 실험적 연구들이 필요하다고 사료된다.

적 요

본 연구에서는 강우-유출모델링에서 선행습윤상태를 파악하기 위해 자주 사용되는 여러 선행강우지수를 활용하여, 실제 측정된 토양수분자료들로부터 평가된 토양저류량과의 비교 분석하고자 하였다. 나아가, 선행강우지수와 측정된 토양저류의 변화특성을 이용하여, 이전연구들에 비해 보다 명확한 관계를 이끌어낼 수 있었다. 이 관계를 바탕으로 약 2년여동안의 강우자료만을 통해 일 토양저류량을 모의하였으며, 측정된 일 토양저류량 값과 비교를 하였다. 모의된 토양저류량은 실제 측정된 토양저류량의 변화를 대체적으로 잘 묘사하고 있지만, 식생의 계절적인 변화와 영향과 관련한 수문학적 과정들의 변화로 인해 다소 차이가 있었다. 비록 본 연구결과가 경험 식으로부터 도출되었지만, 미 계측유역에서의 선행습윤상태를 파악하는 데 유용할 것으로 판단된다.

감사의 글

이 논문은 2015학년도 부산대학교 박사후 연수과정 지원사업에 의하여 연구되었으며, 본 연구에 사용된 KoFlux의 강우관측자료는 국립산림과학원, 한국연구재단의 A3프로그램의 지원을 받아 구축된 데이터베이스이다.

REFERENCES

- Choi, H. T, Y. H. Jung, K. H. Kim, J. Y. Yoo, C. H. Lee, and B. H. Goo, 2011: Investigation of Water Cycle in Forested catchment, *National Institute of Forest Science*, 11-1400377-000450 (research report). (in Korean)
- Beven, K. J, and P. Germann, 1982: Macropores and water flow in soils, *Water Resources Research* **18**(5), 1311-1325.
- Brocca, L, F. Melone, and T. Moramarco, 2005: Empirical and conceptual approaches for soil moisture estimation in view of event-based rainfall-runoff modeling. *Progress in surface and subsurface water studies at the plot and small basin scale*, F. Maraga and M. Arattano, eds, *IHP-VI Technical Documents in Hydrology* **77**, UNESCO, Paris, 1-8.
- Brocca, L, F. Melone, and T. Moramarco, 2008: On the estimation of antecedent wetness conditions in rainfall-runoff modelling. *Hydrological Processes* **22**, 629-642.
- Brocca, L, F. Melone, and T. Moramarco, and V. P. Singh, 2009: Assimilation of observed soil moisture data in storm rainfall-runoff modeling. *Journal of Hydrologic Engineering (ASCE)* DOI: 10.1061/(ASCE) 1084-0699 **14**:2(153), 153-165.
- Descroix, L, J. F. Nouvelot, and M. Vauclin, 2002: Evaluation of an antecedent precipitation index to model runoff yield in the western Sierra Madre (North-west Mexico). *Journal of Hydrology* **263**, 114-130.
- Heo, C. H, K. S. Lim, K. S. Ahn, and H. K. Hong, 2002: Flood Runoff Simulation Model by Using API. *Journal of Korea Water Resources Association* **35**, 331-344. (in Korean with English abstract)
- Kawasaki, M., N. Ohte, and M. Katsuvama, 2005: Biogeochemical and hydrological controls on carbon export from a forested catchment in central Japan. *Ecological Research* **20**, 347-358.
- Kim, N. H, S. Y. Hamm, T. Y. Kim, J. Y. Jung, H. T. Jeon, and H. S. Kim, 2008: Estimation of groundwater storage change and its relationship with geology in Eonyang area, Ulsan megacity. *The journal of Engineering geology* **18**, 263-276. (in Korean with English abstract)
- Kim, S. H, Y. S. Kwak, and S. J. Kim, 2009: A soil moisture upscaling technique based on topographic attributes. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences* **45**, 121-135.
- Kim, S. J, J. Kim, and K. Kim, 2010: Organic carbon efflux from a deciduous forest catchment in Korea. *Biogeosciences* **7**, 1323-1334.
- Kohler, M. A, and R. K. Linsley, 1951: Predicting the runoff from storm rainfall. *Research Paper* **34**, US Weather Bureau, Washington DC.
- Lee, J. S, 2008: *Water Resources Engineering*, Goomibook, 79-81.
- Penna, D, H. J. Tromp-van Meerveld, A. Gobbi, M. Borga, and G. Dalla Fontana, 2011: The influence of soil moisture on threshold runoff generation processes in an alpine headwater catchment. *Hydrology and Earth System Sciences* **15**, 689-702.
- Rodriguez-Iturbe, I, and A. Porporato, 2004 : Ecohydrology of water controlled ecosystems: soil moisture and plant dynamics, *Cambridge University Press*. Cambridge, U.K
- Saxton, K. E, and A. T. Lenz, 1967: Antecedent retention indexes predict soil moisture, *Journal of Hydraulics Division* **93**, 223-244.
- Sohrabi, M, J. Ryu, J. Abatzoglou, and J. Tracy, 2015: Development of Soil Moisture Drought Index to Characterize Droughts. *Journal of Hydrologic Engineering (ASCE)*, 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001213, 04015025.
- Tani, M, 1997: Runoff generation processes estimated from hydrological observations on a steep forested hillslope with a thin soil layer. *Journal of hydrology* **200**, 84-109.
- Tramblay, Y, R. Bouaicha, L. Brocca, W. Dorigo, C. Bouvier, S. Camici, and E. Servat, 2012: Estimation of antecedent wetness conditions for flood modelling in northern Morocco *Hydrology and Earth System Sciences* **16**, 4375-4386.
- Tromp-van Meerveld, H. J., and J. J. McDonnell, 2006: On the interrelations between topography, soil depth, soil moisture, transpiration rates and species distribution at the hillslope scale. *Advances in Water Resources* **29**, 293-310.
- Zhao, Y, F. Wei, H. Yang, and Y. Jiang, 2011: Discussion on using antecedent precipitation index to supplement relative soil moisture data series. *Procedia Environmental Sciences* **10**, 1489-1495.