

## TOPMODEL의 토양수분 변동성 모의에 관한 연구 A Study on TOPMODEL Simulation for Soil Moisture Variation

김진훈\* / 배덕효\*\* / 장기호\*\*\* / 조천호\*\*\*\*  
Kim, Jin Hoon / Bae, Deg Hyo / Chang, Ki Ho / Cho, Chun Ho

### Abstract

The objectives of this study are to analyse model-based soil moisture variations depending on model parameters  $m$  and  $T_0$  and to evaluate the model performance for the simulation of soil moisture variations by the comparison of observed groundwater levels and model-driven soil moisture amounts and observed and simulated river discharges at the basin outlet. The selected study area is the Pyungchang IHP river basin with outlet at Sanganmi station and the summer flooding events during '94-'98 are used for the analysis. As a result, soil moisture holding capacity is increased according to increase the parameter  $m$  that represents effective groundwater depth. This phenomenon is especially dominant when higher  $m$  and  $T_0$  values are used. The qualitative comparison of computed base flow and observed groundwater level shows that the base flow peaks are reasonably simulated and the decreasing limbs of hydrograph are mainly caused by base flows. It is concluded that TOPMODEL can be used effectively for simulating basin-averaged soil moisture variations in addition to river flow generations.

*keywords* : Soil moisture, TOPMODEL, Effective Ground Water Depth, Ground Water Level

### 요 지

본 연구에서는 TOPMODEL의 매개변수  $m$ ,  $T_0$ 에 따른 토양수분 변동성을 검토하고, 일단위 관측 지하수위 자료를 이용하여 모형내 포화층에서의 흐름인 지하유출과의 상대적 비교 및 유역출구에서의 관측유량 및 계산유량을 비교하여 TOPMODEL의 토양수분 모의 능력을 규명하였다. 이를 위해 국제수문개발계획(IIH)의 평창강 상류 상안미 유역을 대상으로 94~98년 사이의 여름철 호우사상과 지하수위자료를 선택하였다. 매개변수  $m$ ,  $T_0$ 에 따른 TOPMODEL의 토양수분 변동성은 토양내 지하수면의 유효깊이를 나타내는  $m$ 이 증가할수록 토양수분 보유능력이 증가하고, 특히 큰 값의  $T_0$ 와 결합되면 이러한 현상이 현저한 것으로 나타났다. 모형에 의해 산정된 지하유출과

- 
- \* 기상연구소 예보연구실 연구원  
Researcher, Forecast Res. Lab., Meteorological Research Institute, Seoul 156-720, Korea
  - \*\* 세종대학교 토목환경공학과 부교수  
Associate Professor, Dept. of Civil & Envir. Eng., Sejong University, Seoul 143-747, Korea
  - \*\*\* 기상연구소 예보연구실 선임연구원  
Senior Researcher, Forecast Res. Lab., Meteorological Research Institute, Seoul 156-720, Korea
  - \*\*\*\* 기상연구소 예보연구실 실장  
Director, Forecast Res. Lab., Meteorological Research Institute, Seoul 156-720, Korea

실측 지하수위자료를 상대적으로 비교한 결과 침투량이 유사하게 지체되는 경향으로 나타났으며, 강우가 끝난 후의 수문곡선 하강부는 대부분이 지하유출에 기인하고 있음을 잘 표현하고 있다. 따라서 TOPMODEL은 유역 출구에 서의 유출량 산정뿐 아니라 유역의 토양수분 변화 모의에도 적합한 것으로 판단된다.

**핵심용어 :** 토양수분, TOPMODEL, 유효지하수면깊이, 지하수위

## 1. 서론

유출현상은 강우로 인하여 발생하는 수문과정의 주요 현상으로 이를 모의하기 위한 유출모형은 단순한 경험공식에서부터 강우가 지표면에 떨어져 침투가 발생하고 증발산 작용과 함께 토양내 수분의 이동과정을 통해서 지표 및 지하유출이 발생하는 일련의 현상을 설명할 수 있는 개념적 모형까지 다양하게 존재한다. 이들 과정 가운데 대기, 지표 및 지표하로 이어지는 수문순환과정에서 되먹임 역할을 수행하는 토양수분은 연속형(continuous) 유출모형으로 모의가 가능하다(Bae와 Georgakakos, 1994; Georgakakos와 Bae, 1994). 이와 같은 유역내 토양수분의 변동성 해석은 실시간 유량예측(Kitanidis와 Bras, 1980; Georgakakos와 Smith, 1990), 기상 및 기후연구(Avissar, 1990; Georgakakos 등, 1995), 농업적 이용측면(Kunkel, 1990)에서 매우 유용한 수단이다.

한편, 토양수분의 측정은 임의 지점에서 채취한 토양 시료로 하여금 건조단위중량을 고려하여 측정하는 방법과 Neutron Probe, TDR(time domain reflectometry)과 같은 계기를 이용하는 방법 및 원격탐사 기법 등도 존재한다. 이러한 측정방법들 가운데 임의 지점에서 실측한 자료는 수자원공학에서 중요한 의미를 갖는 유역평균 개념의 토양수분의 시간적 변동성에 대한 자료화에 어려움이 있으며, 원격탐사와 같은 방법은 광범위한 지역에 대하여 토양수분을 측정할 수 있지만 토양표층의 극히 일부분에 적용할 수 있는 제한적 방법으로 원활한 수문학적 응용을 위해서는 실관측치에 대한 검토가 요구된다(Georgakakos와 Baumer, 1996). 이에 Schmugge 등(1980)은 지점 계측법 및 물리적 토양수분 모의 모델들을 검토하여 강우-유출모형을 토양수분 결정에 활용할 수 있도록 개발하였고, Georgakakos와 Baumer(1996)는 NWS(National Weather Service)의 전국 기후예측모델을 이용하여 토양수분 모의하고 이를 광범위하게 계측된 원격탐사 자료에 활용함으로써 원격탐사 매개변수화 개선을 위한 시험적 연구를 수행하였으며, Huang 등(1996)은 물수지 방법

의 단층 토양수분 모델을 사용하여 토양수분이 대기에 미치는 영향을 검토하고 모의된 토양수분을 장기적 기후예보에 적용하는 등 모형에 의한 토양수분 평가의 다양한 기법이 제시된 바 있다.

본 연구에서는 분배형 연속모형인 TOPMODEL의 유역평균 개념의 토양수분 평가에 대한 활용성을 검토하기 위해서 모형의 매개변수와 모의된 토양수분의 상관관계를 제시하고, 실측된 지하수위 자료를 이용하여 TOPMODEL의 토양수분 모의의 타당성을 규명하고자 한다.

## 2. 모형이론

### 2.1 지하수위 및 지형지수

TOPMODEL(Kirkby, 1975; Beven 등, 1994)은 전세계적으로 매우 다양한 형태의 모형이 존재하지만, 그 기본 요소는 지형지수(topographic index)의 산정, 토양수분의 변화 및 지표유출 등으로 구성되어 있다. 이 모형은 유역내 강우유입에 따라 지표유출이 형성되는 포화면적을 유역의 지형특성 및 토양특성으로부터 결정할 수 있는 모형으로써 다음과 같은 i) 포화층의 흐름은 정상상태(steady state), ii) 유역내 특정지점의 포화층 동수경사는 그 지점의 지표면 경사와 동일, iii) 토양깊이에 따른 전도계수(transmissivity)의 변화는 지수감소 곡선을 갖는다는 가정사항으로부터 식 (1)과 같이 유역내 특정지점의 지하수면 깊이  $z_i$ (m)를 산정할 수 있고, 이를 유역전체에 적분하여 산정한 유역평균 지하수면 깊이  $\bar{z}$ 와의 관계를 나타내는 식 (2)를 유도할 수 있다.

$$z_i = -\frac{1}{f} \ln\left(\frac{ra}{T_0 \tan \beta}\right) \quad (1)$$

$$f(\bar{z} - z_i) = \left[ \ln \frac{a}{\tan \beta} - \frac{1}{A} \sum_i \ln \frac{a}{\tan \beta} \right] - \left[ \ln T_0 - \frac{1}{A} \sum_i \ln T_0 \right] \quad (2)$$

여기서,  $f$ ( $m^{-1}$ )는 측면 전도계수(lateral trans-

missivity)의 감쇠율을 나타내는 모형 매개변수로서 특정지점의 저류부족량(local storage deficit)  $S_i$  (m)와의 관계를 나타내면 식 (3)과 같다.

$$T = T_0 e^{-S_i/m} = T_0 e^{-fz_i} \quad (3)$$

식 (1)에서  $T_0$  (m<sup>2</sup>/h)는 토양이 포화되었을 때 측면 전도계수,  $\tan \beta$ 는 지표면 경사,  $r$  (m/h)은 특정 시간동안 유역전체에 균일하게 지하수면으로 유입되는 양,  $a$  (m<sup>2</sup>)는 점  $i$ 를 통해 유출되는 단위 등고선 길이당 사면의 면적을 나타낸다. 식 (2)의 우변 첫 번째 항  $\ln(a/\tan \beta)$ 는 지형지수(topographic index)라 하고, 두 번째 항은 유역평균 지형지수( $\lambda$ ), 네 번째 항은 유역평균 전도계수( $\ln T_0$ )를 나타낸다. 따라서 유역내 각 지점에서의 전도계수 및 지형지수를 알면 유역평균 지하수면 및 특정지점의 지하수위를 산정할 수 있다. 특히 식 (2)에서 알 수 있듯이 것처럼 유역의 토양 수리특성을 나타내는 전도계수가 같을 때 지형지수가 같은 임의 점들의 흐름 특성은 같으므로 TOPMODEL이 분배형 모형이면서도 개념적 모형으로 계산할 수 있는 이점을 가지고 있다. 즉 유역내 각 지점에서 지형지수를 산정하고 이에 대한 분포곡선을 산정하여 그림 1에서와 같이 각 지형지수의 증분(discrete increment)에 대해서 토양수분의 변화 및 지표 유출량을 산정할 수 있다. 만약 식 (2)에서 지표로부터 지하수면까지의 깊이를 나타내는  $z_i$ 가 0이 되는 지역은 토양이 완전히 포화되어 유입되는 강수는 전부 지표유출을 하게 되는데, 이를 기여면적(contributing area)라 하고 기저유출량과 합산하여 전체 유출량을 산정하게 된다.

한편, TOPMODEL에서 중요한 역할을 하는 각 지점의 지형지수는 유역의 수치고도모델(digital elevation model, DEM)로부터 산정될 수 있다. 지형지수의 산정방법은 특정 지점으로부터의 유출이 단 하나의 최고 급경사 방향으로만 발생한다는 SFD(single flow direction) 방법과 경사가 낮은 모든 방향으로 유출이 발생한다는 MFD(multiple flow direction) 방법이 있으며(Quinn, 1991; Wolock와 McCabe, 1995), 본 연구에서는 MFD 방법을 사용하였다.

## 2.2 토양수분 변화 및 유출성분

지표면에서 포화영역까지 수분이 이동하는 개념은 일련의 저류고로 설명될 수 있다. TOPMODEL 개발 초기의 토양모형은 차단 저류고, 침투 저류고 및 포화

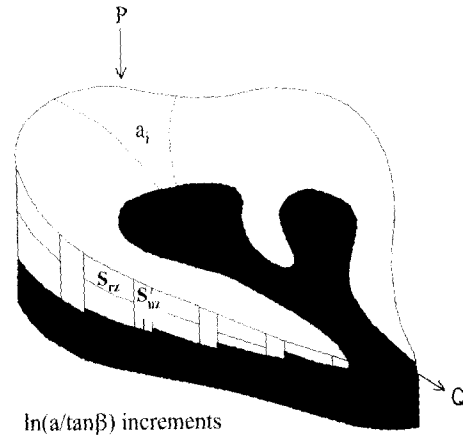


그림 1. 토양수분 산출 개념도

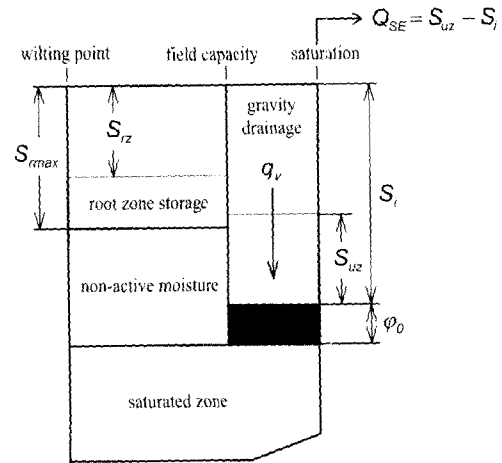


그림 2. TOPMODEL의 토양수분 변화 모식도

저류고로 구성되었는데, 이는 차단 저류고가 채워진 후 침투가 발생한다는 개념이었다. 그러나 이 모형구조에서는 침투된 모든 수분이 즉시 포화영역으로 이동하는 것으로 되어있기 때문에 증발에 의한 손실이 과소평가 되어 유출을 과대평가하는 것으로 나타났다. 특히 장기간의 무강수 후 발생하는 유출초기에 그 현상은 더욱 현저하였다(Beven과 Kirkby, 1979). 이와 같은 문제점을 보완하기 위해 도입된 것이 토양의 최대보수량(field capacity) 개념이며, 그림 2와 같이 토양층을 불포화 영역과 포화영역으로 구분하고 불포화영역에는 위조점(wilting point), 최대보수량 등 토양수분의 상태에 따라 식생영역(root zone storage)과 중력배수영역(gravity drainage)으로 나눈다. 강우의 유입에 따른

토양수분의 변화를 계산하는 알고리즘은 그림 1의 상류로부터의 지형지수 증분마다 불포화층에서 토양수분의 기준이 되는 국지 저류부족량(local storage deficit)  $S_i$ 와 평균 저류부족량  $\bar{S}$ 와의 관계를 식 (2), (3)으로부터  $T_0$ 가 유역 전체에 걸쳐 동일하다는 조건하에 유도된 식 (4)에 근거한다.

$$S_i = \bar{S} - m \cdot \left[ \ln \frac{a}{\tan \beta} - \frac{1}{A} \sum \ln \frac{a}{\tan \beta} \right] \quad (4)$$

이것은 부족량 개념의 저류고이므로 그 값이 0일 경우 토양이 포화됨을 의미한다. 즉, 그림 2에서와 같이 지표로부터 유입된 경우는 먼저 토양식생영역으로 유입되어 식생영역의 저류부족량( $S_{rz}$ )은 감소하게 된다. 증발산은 단지 식생영역에서만 이루어지며, 증발량은 식생영역의 수분상태와 잠재 증발량의 함수로 표현된다. 만약  $S_{rz}$ 가 0 이하인 경우 토양식생영역은 유입된 강우로 인해 완전 포화됨을 의미하므로 남은 양은 불포화층의 저류량( $S_{uz}$ )으로 저장되며 토양식생영역은 포화상태를 유지한다. 이때  $S_{uz}$ 가  $S_i$ 보다 크게 되면 불포화층은 완전포화 상태를 의미하므로 남은 양은 식 (5)와 같이 지표유출  $Q_{se}$ 을 계산한다. 또한 불포화층에서 포화층으로의 중력배수는 다음 식 (6)으로 표현된다.

$$Q_{se} = S_{uz} - S_i \quad (5)$$

$$q_v = \frac{S_{uz}}{S_i t_d} \quad (6)$$

여기서  $t_d$ 는 시간 지체상수 매개변수로서 중력배수를 조절하는 역할을 한다(Beven 등, 1994; 배덕효 등, 2000).

한편, 포화영역에서의 흐름은 지하 유출량  $Q_b$ 로 계산된다. 이것은 불포화층의 토양수분 변화처럼 각 지형지수의 증분마다 계산되는 것이 아니고 일종의 분배 개념으로 길이  $L$ 의  $m$ 개의 구간을 따라 흐르는 지하유량의 합으로 계산되며 모형의 기본 가정사항으로부터 다음 식 (7)과 같이 표현된다(Beven 등, 1994; Franchini 등, 1996).

$$Q_b = \int_L Q_b, dL = \int_L T_0 \tan \beta \exp \left\{ \frac{S_i}{m} \right\} dL \quad (7)$$

식 (4)를 식 (7)에 대입하고 적분하면 식 (8)과 같이 단위유역면적에 대한  $Q_b$ 의 간략식을 얻을 수 있다.

$$Q_b = \exp(\ln T_0 - \lambda) \cdot \exp \left( - \frac{\bar{S}}{m} \right) = Q_{sz} \cdot \exp \left( - \frac{\bar{S}}{m} \right) \quad (8)$$

여기서  $\lambda = \frac{1}{A} \sum \ln \frac{a}{\tan \beta}$ 로서 유역평균 지형지수를 의미하고  $Q_{sz} = \exp(\ln T_0 - \lambda)$ 이다.

식 (4) 및 (8)의 유역내 평균 저류 부족량  $\bar{S}$ 는 불포화층의 중력배수로 인해서 감소되거나 지하유출로 인해서 증가되는 양으로 식 (8)로부터 식 (9)와 같은 초기조건을 유도 할 수 있고, 이를 시작점으로 매 시간간격마다 식 (10)과 같이 변화한다.

$$\bar{S}^0 = -m \cdot \ln \left( \frac{Q_b^0}{Q_{sz}} \right) \quad (9)$$

$$\bar{S}^{t+1} = \bar{S}^t - (Q_v^t - Q_b^t) \cdot \Delta t \quad (10)$$

여기서  $Q_b^0$ 는 초기 관측유량값을 사용함으로써 무강수로 인한 건조한 포화층의 초기 지하유출을 대표하고,  $Q_v$ 는 식 (6)의 중력배수를 유역전체에 걸쳐 각 지형지수 증분의 기여비율만큼을 합산한 값이다.

### 2.3 유역홍수추적

유역홍수추적은 그림 3과 같이  $x_i$ 를  $i$ 번째 흐름구간의 길이, 유역출구에서 유역의 최원점까지의 거리 분할수를  $N$ , 속도 매개변수를  $\nu$  (m/h)라 할 때 유역내 어떤 특정지점으로부터 유역출구까지 도달하는 시간은 다음 식 (11)로 산정할 수 있다는 개념에 착안하여 등거리 도달시간을 산정하고, 선형 홍수추적 알고리즘을 단일유역의 하도홍수추적 모형으로 사용하였다(Beven과 Kirkby, 1979).

$$\sum_{i=1}^N \frac{x_i}{\nu} \quad (11)$$

즉, 식 (11)로부터 등거리 도달시간이 산정되면 그림 3(a)에서와 같이 유역의 출구에서 최원점까지 거리에 대한 분할수  $N$ 의 등간격에 대하여 면적 가중치가 계산되며, 이러한 면적 가중치는 전체유역에 대한 포함된 등간격의 면적만큼의 비율로 누적된 가중치로 계산된 후 현 시간간격에서 이전의 누적된 가중량을 제외시켜 유역내 각 등간격마다 일정한 가중치가 분포된다. 이러한 방법으로 계산된 가중치는 토양수분의 모의결과 발생하는 유출량을 그림 3(b)에서와 같이 각 시간간격마다 가중된 양만큼 분할 분포시킨 후 해당 시간간격에 대하여 식 (11)과 같이 합산하여 유역의 최종출구점의

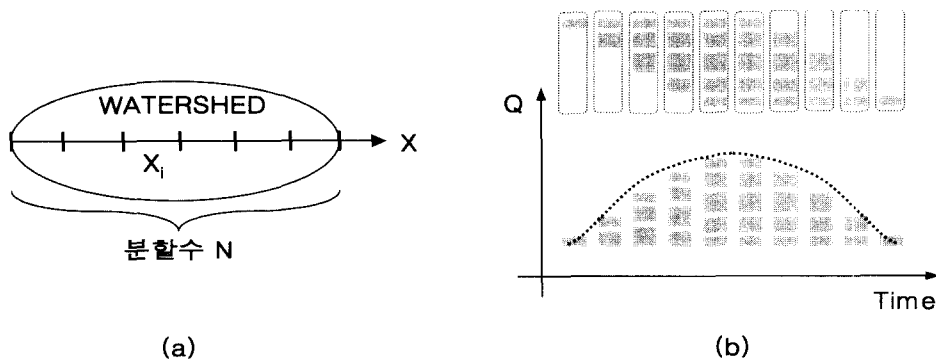


그림 3. 선형추적 알고리즘 개념도

유출수문곡선을 계산한다.

### 3. 사례연구

본 연구는 TOPMODEL의 토양수분 변동성에 대한 모의를 위해서 대상 적용유역으로 국제수문개발계획(IHP)의 평창강 유역을 선택하였다. 평창강은 유역의 최고봉인 계방산(EL. 1577.4 m)에서 발원하여 남한강으로 유입되는 남한강 상류에 위치한 한강의 제 1지류이며 북으로는 홍천강, 동으로는 오대천, 서로는 남한강 수계의 섬강과 인접한 산지성 고지대의 유역을 형성하고 있다. 유역 최하류에 위치한 방림 수위관측소 상류의 유역면적은 527.83km<sup>2</sup>, 분류연장은 51.85km, 분류

와 지류를 합한 총 연장은 약 712.77km 이다. 그림 4와 같이 유역내에는 방림을 포함한 이복정, 장평, 백옥포, 상안미, 하반정 등 총 6개의 수위관측소와 방림, 가평, 계촌, 대화, 신리, 유천, 등매, 용진, 계방, 홍정 등 11개의 우량관측소가 위치하고 있다. 평창강 유역의 지질 구성은 상부대석회암층으로 이루어져 있고, 이 지역의 토양은 상당 부분이 산림지대로 표토가 비교적 얇고 그 지질은 다공성이다(건기연, 1991).

한편, 토양수분의 변동성을 관측된 지하수위 자료와 비교하기 위해 자료 존재여부를 검토한 결과 그림 5와 같이 상안미 지점의 관측 지하수위 자료가 일치성이 부합되어 본 연구에서는 유역면적이 386.12km<sup>2</sup>에 해당하

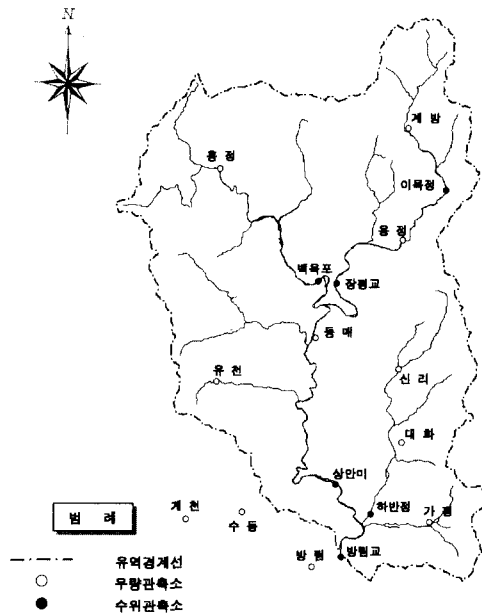


그림 4. 평창강 유역도



그림 5. 상안미 상류유역 DEM 분포도

표 1. TOPMODEL의 추정된 매개변수

| 기 호   | 설 명           | 단 위          | 추 정 치 |
|-------|---------------|--------------|-------|
| m     | 지수형 전도계수 감소상수 | m            | 0.014 |
| $T_0$ | 포화상태의 측면 전도계수 | $\ln(m^2/h)$ | 0.15  |
| Srmax | 식생영역 최대 지류고   | m            | 0.05  |
| Sr0   | 식생영역 초기 지류고   | m            | 0.001 |
| $t_d$ | 불포화영역 시간지체 상수 | hour         | 50.   |
| $\nu$ | 유역 하도내 유속     | m/hour       | 6000. |

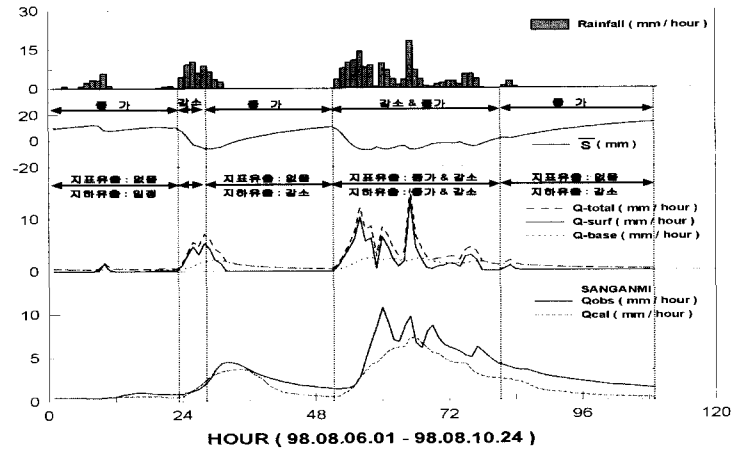


그림 6. 모형의  $\bar{S}$ 에 따른 토양수분 변동성

는 상안미 상류유역을 대상으로 모형 적용을 수행하였다.

TOPMODEL의 토양수분 변동성 및 모형 매개변수와의 관계를 검토하고자 98년 8월의 홍수사상을 대상으로 토양내 평균토양수분 저류량과 지표 및 지하유출로 대표되는 토양수분양들을 추출하여 그림 6과 같이 비교·분석하였다. 여기에 사용된 지형지수는 그림 5에서와 같은 수치지형도로부터 작성된 40m 해상도의 DEM 자료로부터 MFD 방법을 사용하여 계산하였으며, 모형의 매개변수는 표 1과 같이 수동보정법으로 추정된 매개변수를 이용하였다.

그림 6에서 Rainfall(mm/hour) 및  $\bar{S}$ (mm)는 각각 유역내 평균강우량 및 평균 저류부족량이고, Q-surf는 그림 2의 모식도에서와 같이 불포화층에서 생성되는 지표유출을 의미하고, Q-base는 포화층에서의 대표적 흐름인 지하유출이며 Q-total은 이들의 합을 나타낸다. 또한 하단의 Qobs 및 Qcal은 관측 및 계산유량을 의미하는 것으로 Qcal은 Q-surf와 Q-base가 모형의 선형홍수추적을 거쳐 계산된 결과이다. 그림 6은 토양

수분의 변화에 따라서 지표 및 지하유출이 어떠한 변동성을 나타내는지를 개념적 측면에서 고찰할 수 있는데, 우선  $\bar{S}$ 의 증가 및 감소에 따라서 지하유출은 일정량 이상이 되면서 감소하는 현상이 발생하고 지표유출은 소멸 및 생성을 반복한다. 이것은 저류부족량 형식인  $\bar{S}$ 가 증가함으로써 토양수분이 그 만큼 부족하다는 의미이고 경우에 의해서 토양의 수분이 증가하면  $\bar{S}$ 는 감소하면서 지하유출을 증가시키며 임의의 저류부족도를 만족시키면서 발생하는 과잉 토양수분은 지표유출에 기인하게 되는 모형개념을 정확하게 반영하고 있다. 이러한 토양수분의 변화에 직접적인 영향을 미치는 매개변수로는 표 1의 지수형 전도계수 감소상수인 m과 포화상태의 측면전도계수인  $T_0$ 를 지적할 수 있다(조홍제 등, 2000; Saulnier 등, 1997). 본 연구에서는 이들 값의 변화에 따른 토양수분의 변동성을 고찰하기 위해 국내외에서 추정된 m,  $T_0$ 의 값이 대략 0.009~0.05, -2~7의 범위로 검토(조홍제 등, 1997, 2000; Beven 등, 1984; Franchini 등, 1996; Saulnier 등, 1997)되어 이를 바탕으로 m,  $T_0$ 의 대소구분으로 4 경우의 모

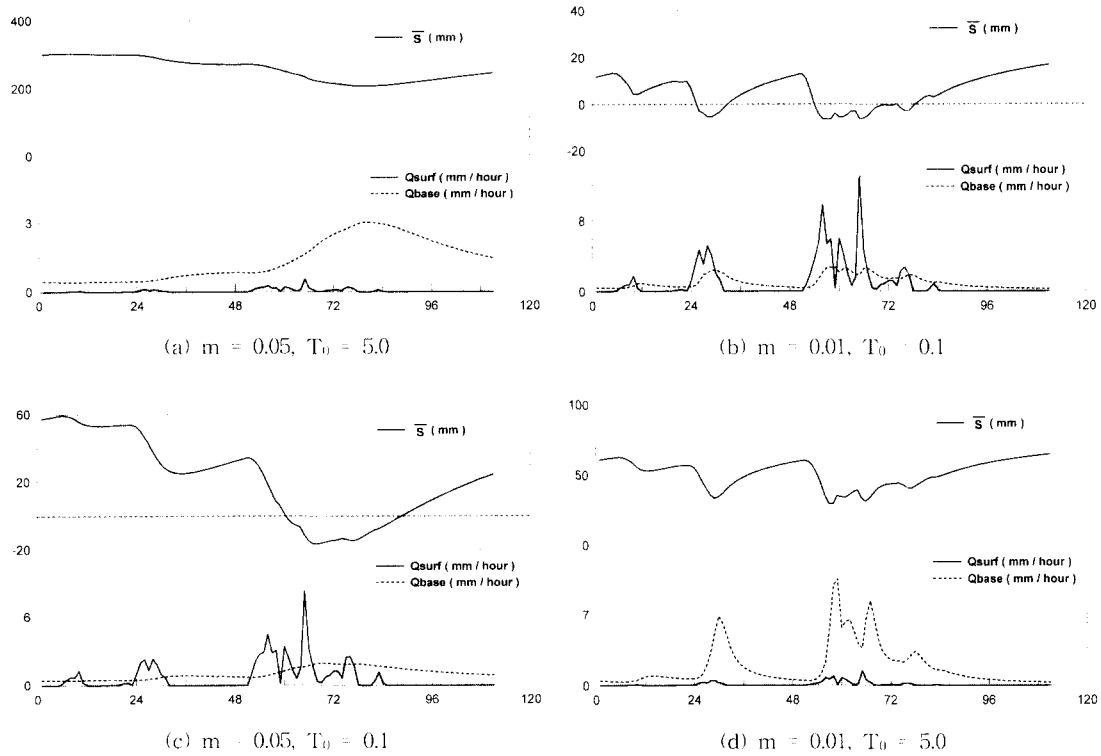


그림 7. 매개변수  $m$ 과  $T_0$ 에 의한 지표 및 지하유출의 변화

표 2. 매개변수에 따른 토양수분 변동성

(단위 : mm)

| 항목 \ case      | Case (a)   | Case (b)   | Case (c)   | Case (d)   |
|----------------|------------|------------|------------|------------|
| $\bar{S}$ max. | 304.6      | 16.8       | 59.3       | 64.6       |
| $\bar{S}$ min. | 207.1      | -6.5       | -16.5      | 29.0       |
| Qtotol Vol.    | 158.1      | 224.0      | 187.3      | 222.7      |
| Qsurf Vol.(/%) | 4.6/2.9    | 110.4/49.3 | 72.4/38.7  | 10.7/4.8   |
| Qbase Vol.(/%) | 153.5/97.1 | 113.6/50.7 | 114.9/61.3 | 212.0/95.2 |

표 3. 호우사상별 통계 특성치

| 호우        | 94년 6월 사상<br>(6.29.23~7.5.24) |      |       | 96년 7월 사상<br>(7.20.10~7.25.24) |      |       | 97년 7월 사상<br>(7.1.01~7.9.24) |      |       | 97년 8월 사상<br>(8.2.01~8.7.24) |      |      |
|-----------|-------------------------------|------|-------|--------------------------------|------|-------|------------------------------|------|-------|------------------------------|------|------|
|           | 관측                            | 계산   | 잔차    | 관측                             | 계산   | 잔차    | 관측                           | 계산   | 잔차    | 관측                           | 계산   | 잔차   |
| $\bar{Q}$ | 1.43                          | 1.32 | -0.11 | 0.48                           | 0.43 | -0.04 | 1.04                         | 0.89 | -0.15 | 0.76                         | 0.83 | 0.07 |
| $\sigma$  | 1.46                          | 1.54 | 0.24  | 0.37                           | 0.29 | 0.13  | 1.18                         | 1.34 | 0.44  | 1.01                         | 1.01 | 0.37 |
| $Q_0$     | 5.93                          | 6.43 | -     | 1.52                           | 1.27 | -     | 6.97                         | 7.06 | -     | 5.46                         | 4.62 | -    |
| $t_0$     | 42                            | 42   | -     | 48                             | 50   | -     | 19                           | 19   | -     | 69                           | 71   | -    |
| ARM       | 0.23                          |      |       | 0.1                            |      |       | 0.28                         |      |       | 0.27                         |      |      |
| ERMS      | 0.26                          |      |       | 0.14                           |      |       | 0.46                         |      |       | 0.38                         |      |      |
| CC        | 0.99                          |      |       | 0.95                           |      |       | 0.95                         |      |       | 0.93                         |      |      |

주:  $\bar{Q}$  평균,  $\sigma$  표준편차,  $Q_0$  침투유량,  $t_0$  침투유량시간, ARM 잔차절대치평균, ERMS 평균제곱오차, CC 상관계수

형 계산결과를 분석하였다.

그림 7의 (a)는  $m=0.05$ ,  $T_0=5.0$ 으로 계산결과상 두 값 모두 비교적 큰 값을 가지는 상태이고, (b)는  $m=0.01$ ,  $T_0=0.1$ 로서 (a)와는 반대로 두 값 모두 비교적 작은 값을 가지는 상태이다.  $m$ 과  $T_0$ 의 차이에 의한 토양수분의 반응은 (a)의 경우 최대 및 최소  $\bar{S}$ 가 표 2에서와 같이 304.6, 207.1mm로 나타났고, (b)의 경우 16.8, -6.5mm로 나타나 (a)의 경우가 (b)의 경우보다 평균 저류부족량에서 상당히 크게 나타났다. 이것은 (a)의 경우 높은 토양수분 보유능력을 형성하여 유출현상이 대부분 지하유출에 기인함으로써 총유출의 97.1%를 차지하였고, 이에 반해 (b)의 경우는 낮은 토양수분 보유능력으로 지표유출이 증가하는 경향과 함께 총유출이 (a)보다 41.7% 증가하였으며 지하유출은 26% 감소하였다. (c)의 경우는  $m=0.05$ ,  $T_0=0.1$ 이고 (d)의 경우는  $m=0.01$ ,  $T_0=5.0$ 으로서  $m$ 이 비교적 크고  $T_0$ 가 작은 값일 때 지표유출이 비교적 증가는 결과로 나타났고,  $m$ 이 작고  $T_0$ 가 큰 값을 가지면 비교적 높은 지하수면과 함께 지하유출이 증가하는 결과로 나타났다. 이러한 결과는 매개변수  $m$ 의 물리적 의미가 토양내 지하수면의 유효깊이를 나타내는 것으로 유효깊이가 증가하면 지하수량이 지표유출보다 상대적으로 크게 나타나며, 특히 큰 값의  $T_0$ 와 결합하면 이러한 현상이 보다 뚜렷하게 나타나는 것을 알 수 있다.

임의의 유역을 대상으로 TOPMODEL을 적용하기에 앞서 무강수 조건에 의한 토양의 건조상태, 토양내 배수조건, 토양이용에 대한 지표조건 등을 고려하여 매개변수 최적화를 수행하는 것이 바람직하지만 현실정상 이러한 토양조건에 대한 자료가 부족하므로 앞선 결과 등을 바탕으로 모형 매개변수들의 개념적 측면에서 접근한다면 토양내 조건들을 보다 명확하게 구분 지을 수 있을 것이다. 즉, 임의 유역의 표토가 매우 얇은 층으로 구성되어 강우에 의한 유출이 대부분 지표유출에 기인한다면 모형의 매개변수는 이를 반영하기 위해 그림 7의 (b), (c)의 경우를 조합하여 최적의 계산을 수행해야 할 것이며, 이와 반대의 경우에는 마찬가지로 (a), (d)의 경우를 조합해야 될 것이다. 본 연구에서 적용된 상안미 상류유역은 산지성 유역임을 감안하여 그림 6의 비교적 많은 양의 강우에 대해서는 그림 7의 (b)의 경우와 유사하게 지표유출이 지하유출보다 민감하게 반응하도록 매개변수를 보정함으로써 계산된 결과이다. 이러한 보정결과를 검증하기 위한 사례연구는 다음과 같다.

그림 8~11은 상안미 상류유역의 94~97년 여름철 호우사상에 대한 토양수분의 지하유출량과 지하수위 관측치를 비교한 것이다. 그림의  $S\_flow(mm/hour)$  및  $B\_flow(mm/hour)$ 는 각각 시간당 지표 및 지하유출을 의미하고  $B\_level(m/day)$ 은 상안미 지점의 일단위 지하수위 관측치를 의미하며, 그 값을 우측 축에 나타내었다. 또한 그림에 표현된 나머지 값들은 그림 6과 동일한 의미를 지닌다. 그림 6 및 표 1에 대한 검증사례를 분석한 결과 선택된 4개 호우사상들의 지표 및 지하유출의 변동성은 지표유출이 보다 민감하게 변동하며, 최종출구점의 계산유량과 관측유량 사이의 통계적 분석 결과 표 3에서와 같이 각 사상에 대한 상관계수가 0.99, 0.95, 0.95, 0.93으로 계산되어 모형의 검증결과는 합당한 것으로 판단된다.

한편, TOPMODEL의 토양수분 보유능력을 평가하기 위해서는 모형에 의해 산출된 토양수분의 변화와 토양수분 실측치를 비교하는 것이 최적이지만, 통상 토양수분의 시간적 변동성에 따른 실측치가 존재하지 않으므로 상안미 지점의 일단위 지하수위 실측치와 상대적으로 비교하여 평가하였다. 그림 8~11에서  $B\_flow$  및  $B\_level$ 은 비록 시간 차원의 단위가 일치하지 않지만 동일 시간대에 표현한 결과 어느 정도 일치성이 있는 것을 알 수 있다. 그림 8~11에 표현된 4개의 호우사상에서 모형의 지하유출과 지하수위 관측값을 비교하면 경우에 따른 모형의 지하유출에 대비하여 지하수위 관측치는 수량적 비교는 불가능하지만 지하유출의 증감에 대한 상대적 비교는 잘 일치하는 것으로 나타났고, 첨두량의 비교에서 지하수위 관측치가 동일 시간대가 아닌 다음날의 관측치에서 지연되어 나타나며 첨두량 이후의 지하수위 관측치가 모형의 지하유출에 비해 다소 높은 값으로 서서히 감소하는 경향으로 나타났다. 이러한 결과는 계산된 지표유출( $S\_flow$ )의 첨두량에 비해 유역 출구점에서 유량관측치( $Q_{obs}$ )의 첨두유량이 2~4 시간 정도 지체되어 나타나는 경향과 함께 일관성을 가지는 것으로 판단된다. 또한, 강우가 끝난 후의 수분곡선 하강부는 대부분이 지하유출에 기인하고 있음을 잘 나타내고 있다. 이상과 같이 지하수위 관측치를 이용한 모형의 분석에서는 비록 직접적인 수량적 비교는 불가능하였지만 모형에서 계산된 토양수분 변동성을 이용하여 간접적으로 비교한 결과 TOPMODEL은 유역출구에서의 유출량 산정뿐 아니라 실제 유역에서 발생하는 토양수분의 변화모의에 적합한 모형으로 판단된다.



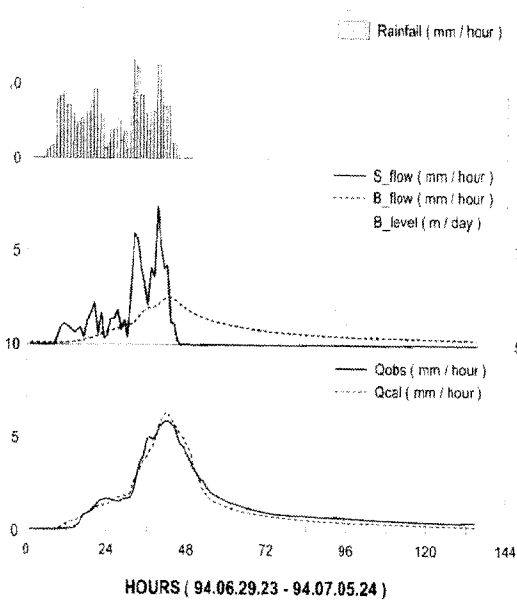


그림 8. 94년 6월 호우사상 모의

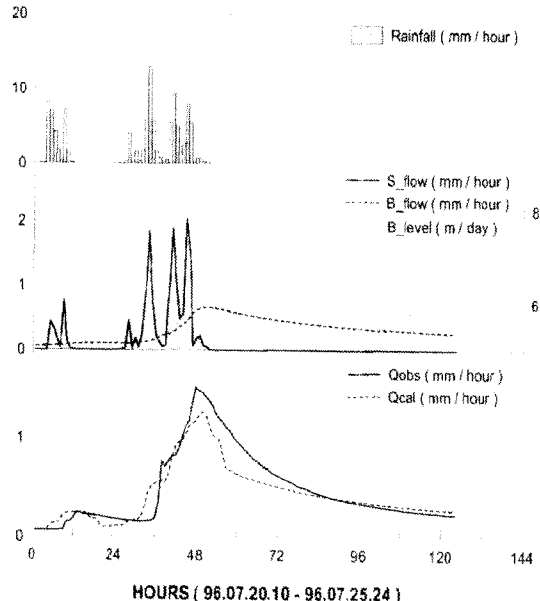


그림 9. 96년 7월 호우사상 모의

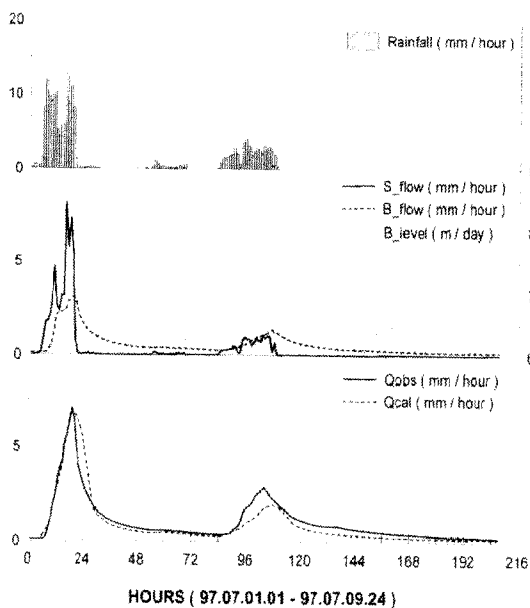


그림 10. 97년 7월 호우사상 모의

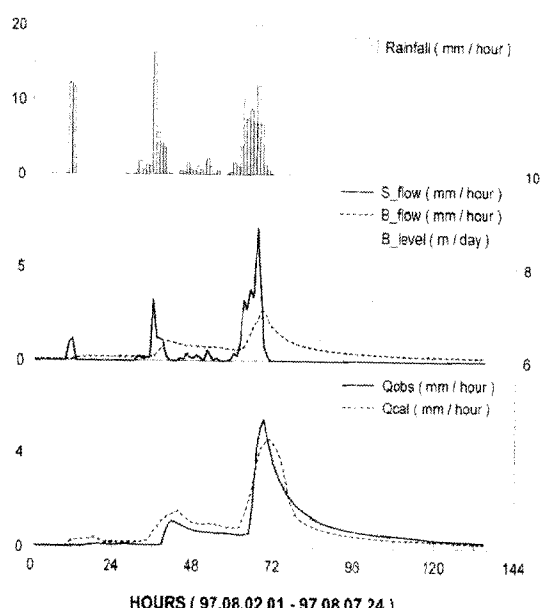


그림 11. 97년 8월 호우사상 모의

#### 4. 결 론

본 논문에서는 TOPMODEL의 토양수분 변동성 모의능력을 고찰하고자 평창강 유역의 상안미 상류유역을 대상으로 토양내 평균 토양수분 지류부족량에 따른 지표 및 지하유출의 변동성을 모형의 매개변수와 연관하여 분석하였고, 상안미 지점의 일단위 지하수위 관측자료를 이용하여 모형의 토양수분 모의에 대한 간접적 평가를 수행하였다. 그 결과 TOPMODEL의 지표 및 지하유출의 모의 특성은 토양내 지하수면의 유효깊이를 나타내는 매개변수  $m$ 으로 인해 유효깊이가 증가할수록 토양수분 보유능력이 증가함으로써 지하유출이 지표유출보다 상대적으로 크게 나타나며, 특히 큰 값의  $T_0$ 와 결합하면 이러한 현상이 보다 뚜렷한 것으로 나타났다. 또한, 상안미 지점의 지하수위 관측치를 이용하여 모형의 토양수분 모의결과와 상대적으로 비교한 결과 본 연구의 모형은 유역내 평균개념의 토양수분 모의에 적합한 것으로 판단되어 수자원평가, 기상 및 기후연구, 농업 및 임업연구에 활용도가 높으리라 판단된다.

향후 토양수분 변동성에 대한 보다 정확한 분석을 위해서는 모형 계산결과와 동일 시간단위의 지하수위 자료를 구축함으로써 보다 구체적인 정성적 평가가 필요하며, TDR과 같은 계기의 관측실험과 원격탐사를 병행하여 정량적 평가도 이루어져야 할 것으로 판단된다.

#### 감사의 글

이 연구는 기상청에서 시행하는 기상지진기술개발사업의 세부과제 약기상 감시, 예측 및 재해대응 기술개발로 수행된 것입니다.

#### 참 고 문 헌

배덕효, 김진훈, 권원태 (2000). "TOPMODEL의 단 일유역 홍수예보능에 관한 연구.", **한국수자원학회 논문집**, 한국수자원학회, 제33권, 제1호, pp. 87-97.

조홍제, 김정식, 이근배 (2000) "TOPMODEL을 이용한 장기유출 해석", **한국수자원학회논문집**, 제 33권, 제4호, pp. 393-405

조홍제, 조인률, 김정식 (1997) "TOPMODEL을 이용한 강우-유출해석에 관한 연구", **한국수자원학회 논문집**, 제30권, 제5호, pp. 515-526.

한국건설기술연구원 (1991). 평창강유역의 수문특성

조사, 연구보고서, 건기연 91-WR-111.

Avissar, R. (1990). "The impact of soil moisture and vegetation on evapotranspiration and regional atmospheric processes." Preprints of 8th Conference on Hydroclimatology, 22-26 October 1990, Kananaskis Park, Alta., Canada, *American Meteorological Society*, Boston, MA, pp. 7-11.

Bae, D.H. and Georgakakos, K.P. (1994). "Climatic variability of soil water in the American Midwest: 1, Hydrologic modeling." *J. of Hydrology*, Vol. 162, pp. 355-377.

Beven, K., Quinn, P., Romanowicz, R., Freer, J., Fisher, J. and Lamb, R. (1994). TOPMODEL and GRIDATB, A Users Guide to the Distribution Versions(94.03), CRES Technical Report TR110/94, Lancaster University, Lancaster, UK.

Beven, K.J. and Kirkby, M.J. (1976). "Towards a simple physically-based variable contribution area model of catchment hydrology." *Working Paper* 154, School of Geography, University of Leeds.

Beven, K.J. and Kirkby, M.J. (1979). "A physically based variable contributing area model of basin hydrology." *Hydrol. Sci. Bull.*, 24(1), pp. 43-69.

Beven, K.J., Kirkby, M.J., Schofield N. and Tagg A.F. (1984). "Testing a physically-based flood forecasting model(TOPMODEL) for three U.K. catchments." *J. of Hydrology*, Vol. 69, pp. 119-143.

Franchini, M., Wendling, J., Obled, C., Todini, E. (1996). "Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL." *J. of Hydrology*, Vol. 175, pp. 293-338.

Georgakakos, K.P. and Bae, D.H. (1994). "Climatic variability of soil water in the American Midwest: 2, Spatio-temporal Analysis." *J. of Hydrology*, Vol. 162, pp. 379-390.

Georgakakos, K.P. and Baumer, O.W. (1996). "Measurement and utilization of on-site soil

- moisture data." *J. of Hydrology*, Vol. 184, pp. 131-152.
- Georgakakos, K.P. and Smith, G.F. (1990). "On improved operational hydrologic forecasting: results from a WMO real-time forecasting experiment." *J. of Hydrology*, Vol. 114, pp. 17-45.
- Georgakakos, K.P., Bae, D.-H., Cayan, D.R. (1995). "Hydroclimatology of continental watersheds, temporal analyses." *Water Res. Res.*, Vol. 31(3), pp. 655-675.
- Huang, J., H.M. van den Dool, Georgakakos, K.P. (1996). "Analysis of model-calculated soil moisture over the United States (1931-1993) and application to long-range temperature forecasts." *J. of Climate*, Vol. 9, pp. 1350-1362.
- Kirkby, M.J. (1975). "Hydrograph Modelling Strategies." In R. Peel, M. Chisholm and P. Haggett (Eds) *Process in Physical and Human Geography*, Heinemann, pp. 69-90.
- Kitanidis, S.E. and Bras, R.L. (1980). "Real time forecasting with a conceptual hydrologic model. 2. Application and results." *Water Res. Res.*, Vol. 16(6), pp. 1034-1044.
- Kunkel, K.E. (1990). "Operational soil moisture estimation for the Midwestern United States." *J. Appl. Meteorol.*, Vol. 29, pp. 1158-1166.
- Quinn, P.F., Beven, K., Chevallier, P., and Planchon, O. (1991). "The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models." *Hydrological Processes*, Vol. 5, pp. 59-79.
- Saulnier, G. M., Beven, K., Obled, C. (1997). "Digital elevation analysis for distributed hydrological modeling: Reducing scale dependence in effective hydraulic conductivity values", *Water Resour. Res.*, Vol. 33, No. 9, pp. 2097-2101.
- Schmugge, T.J., Jackson, T.J., Mckim, H.L. (1980). "Survey of methods for soil moisture determination." *Water Res. Res.*, Vol. 16(6), pp. 961-979.
- Wolock, D.M. and McCabe, G.J. (1995). "Comparison of single and multiple flow direction algorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL." *Water Res. Res.*, Vol. 31(5), pp. 1315-1324.

(논문번호:01-049/접수:2001.06.27/심사완료:2002.01.17)