

넓은 유역에 있어서의 토양 수분 동력학의 모델링과 분석

Modeling and Analysis of Soil Moisture Dynamics in the Large River Basin

이 재 수*

요 약

넓은 지역(Arkansas River Basin)에 대하여 토양 수분을 기본으로 한 불 수지 모델이 계절별 년별 시간단위로 연구되었다. 지표면과 대기 수분사이의 상호 작용과 재순환 효과에 대한 연구가 유역의 매개 변수화 과정에서 수행되었으며 대규모의 지표면과 대기사이의 상호 작용에 의하여 넓은 지역의 지표 수분은 장기간의 확률분포함수에 있어서 두가지 즉 건조와 습한 안정상태의 영향을 받는다. 토양수분 균형 방정식에서 추계학적 변동은 수위환경 변동에 의하여 야기되는 안정상태 사이의 변이와 함께 분리된 선호하는 통계학적 안정상태를 초래한다. 과거의 자료를 바탕으로 비선형 불수지 모델이 Arkansas강 유역에 대하여 검정되었다. 모델에서 안정상태 사이의 평균 변이시간이 물리과정의 추계학적 표현과 검정된 모델변수들로부터 계산되었다. 본 연구는 안정상태 사이의 변이시간 혹은 거주시간, 즉 시스템이 주어진 안정상태에 머무는 시간(가뭄이나 홍수상태의 지속기간)의 예측과 밀접한 관계가 있다.

1. 서론

넓은 유역에 있어서 토양 수분(soil moisture)의 시간적 변화는 가뭄이나 홍수 주기의 예측에 매우 중요하며 가뭄의 발생에 영향을 주는 수분 순환과정의 원동력은 내부(유역내)인자와 외부인자에 의해 조절 되어지고 이에 대한 이해는 전체적인 기후양상과 국부 영향사이의 연결을 제공하여 준다.

Rodriguez-Iturbe등(1991a,b)은 넓은 대륙지역의 지표면 수분을 대표 하기위한 통계 동력학적인 모델을 제시했는데 그 모델은 물리학적 기본 요소들 가지고 있고 강우의 국부 재순환에 대한 매개변수화 과정을 소개하고 있다. 그들은 추계학적 분석(Rodriguez-Iturbe등, 1991a)과 케이오스

* 정회원, 고려대학교 생산기술연구소 선임연구원

(chaos)적인 분석(Rodriguez-Iturbe 등, 1991b)을 통하여 모델을 분석하였으며 분석을 통하여 토양 수분 균형 방정식에서 추계학적 변동은 분리 구별되는 통계학적 상태와 이들 상태간의 변이를 일으킴을 보여주고 있다. 안정상태 사이의 평균 변이시간(mean transition time)은 가뭄이나 홍수상태의 평균 지속을 예측하는데 도움을 주기 때문에 평균 변이 시간을 예측한다는 것은 매우 중요하다. 본 연구의 목적은 Rodriguez-Iturbe 등 (1991a)에 의해 제안된 비선형 물 수지 모델을 Arkansas강 유역에 대해 검증하고 모델에 포함된 물리과정의 추계학적 표현과 검증된 변수를 기본으로 건조와 습한 안정상태 사이의 평균 변이시간을 구하는데 있다.

2. 모델의 기술

2.1 넓은 공간 규모에 대한 물수지 방정식

물 수지 방정식은 넓은 공간 규모에서의 토양 수분의 시간적 변화를 설명하고 시스템에서의 연속적인 유입과 유출을 모의한다.

$$\frac{ds(t)}{dt} = a \left(1 + \frac{s^c(t)}{\Omega} \right) (1 - \varepsilon s^r(t)) - b s^c(t) \quad (2.1)$$

$$a = \frac{P_a}{nZr} \quad \text{and} \quad b = \frac{E_p}{nZr} \quad (2.2)$$

여기서 $s(t)$ 는 시간의 함수인 토양의 상대적인 포화, n 은 토양 공극률, Zr 은 토양의 수분학적 활동 깊이(L), $P_a(s)$ 는 이동 강우율(L/T), $E_p(s)$ 는 잠재 증발산율(L/T), Ω 는 재순환 계수, 그리고 c, r, ε 은 양의 수치 상수들이다.

토양 수분 균형 방정식에서 가장 중요한 변동은 강우로부터 인한 것인데 강우와 관련하여 강우의 국부(local)요소는 이송(advective)요소 보다 더 변동적이고 국부요소는 주위환경 변동에 매우 영향을 받는다. Rodriguez-Iturbe 등(1991a)은 변수 $\alpha=1/\Omega$ 를 사용하여 주위환경 변동을 국부 강우항에 도입하였는데 α 는 평균 $\bar{\alpha}$ 와 표준편차 σ 를 갖는 비상관 가우시안 소음 과정(uncorrelated Gaussian noise process)이다. 따라서 확정론적 물수지 방정식으로부터 다음과 같은 추계학적 미분 방정식을 얻을 수가 있다.

$$ds(t) = [a(1 - \varepsilon s^r(t)) + \alpha \bar{\alpha} s^c(t)(1 - \varepsilon s^r(t)) - b s^c(t)] dt + \sigma \alpha s^c(t)(1 - \varepsilon s^r(t)) dW_t \quad (2.3)$$

여기서 dW_t 는 백색 소음과정(White Noise process)이다. 이 추계학적 미분 방정식은 다음과 같이 간단하게 표현할 수가 있다.

$$ds(t) = G(s(t))dt + \sigma g(s(t))dW_t \quad (2.4a)$$

$$G(s(t)) = a(1 - \varepsilon s^r(t)) + \alpha \bar{\alpha} s^c(t)(1 - \varepsilon s^r(t)) - b s^c(t) \quad (2.4b)$$

$$g(s(t)) = \alpha s^c(t)(1 - \varepsilon s^r(t)) \quad (2.4c)$$

이 비선형 추계학적 미분 방정식에서 함수 $G(\cdot)$ 는 주위환경의 변동이 없는 시스템의 확정론적 전개를 나타내고 함수 $g(\cdot)$ 는 주위환경의 무작위 변동을 내포하고 있다.

2.2 평균 변이시간을 구하기 위한 지배 방정식

Rodriguez-Iturbe 등(1991a)은 넓은 지역의 지표면 수분은 소음에 의해 야기된 안정 상태사이의 변이와 함께 몇개의 구별된 안정상태에 영향을 받음을 보여 주었는데 관심 있고 중요한 주제가 각 안정상태에서의 시스템의 거주시간(residence time)이다.

작은 강도의 변동에서는 변이가 일어나지 않지만 강한 변동은 안정한 상태사이에서 변이를 일으킬 것이므로 상태 사이의 평균 변이시간은 변동의 강도에 의하여 지배를 받는다고 할 수 있다. 평균 변이시간의 통계학적 모멘트들은 Gardiner(1983)에 의해 주어진 기본 이론과 Demaree와 Nicolis(1990)에 의해 사용된 방법을 따름으로서 유도 되어질 수가 있다.

Gardiner(1983)에 따르면 초기상태로부터 잠재 장벽(potential barrier)까지의 이동시간으로 정의된 변이시간 T 의 n 차 모멘트 T_n 은 경계조건 문제를 풀어서 구할 수가 있다. n 차 모멘트 T_n 에 대한 지배 방정식과 경계조건은 다음과 같다.

$$G(s) \frac{d}{ds} T_n(s) + \frac{1}{2} \sigma^2 g^2(s) \frac{d^2}{ds^2} T_n(s) = -n T_{n-1}(s) \quad (2.5)$$

$$T_n(s=b) = 0, \quad \left. \frac{dT_n(s)}{ds} \right|_{s=0} = 0 \quad (2.6)$$

여기서 b 는 함수비의 정상상태 확률분포에서 두개의 최대치 사이에 존재하는 최소 안정치(잠재 장벽)에 해당하는 함수비의 값을 말한다.

건조와 습한상태사이의 평균 변이시간은 $n=1$ 을 사용함으로써 구할 수가 있다.

$$G(s) \frac{d}{ds} T(s) + \frac{1}{2} \sigma^2 g^2(s) \frac{d^2}{ds^2} T(s) = -1 \quad (2.7)$$

식 2.7은 다음과 같은 간단한 형식을 취함으로써 쉽게 다루어 질수가 있다.

$$\frac{d^2 T}{ds^2} + A(s) \frac{dT}{ds} = B(s) \quad (2.8a)$$

여기서

$$A(s) = \frac{2G(s)}{\sigma^2 g^2(s)} \quad (2.8b)$$

$$= \frac{2}{\sigma^2 a s^{2c} (1-\epsilon s^r)} + \frac{2}{\sigma^2 a s^{2c} (1-\epsilon s^r)} - \frac{2b}{\sigma^2 a^2 s^{2c} (1-\epsilon s^r)^2}$$

$$B(s) = \frac{-2}{\sigma^2 g^2(s)} = \frac{-2}{\sigma^2 a^2 s^{2c} (1-\epsilon s^r)^2} \quad (2.8c)$$

위에서 구한 결과는 건조상태로부터 습한 상태로 변이하는데 필요한 평균 변이시간의 설반을 나타내는데 그 이유는 일단 시스템이 잠재 장벽에 이르게 되면 건조상태로 되돌아 가든지 아니면 습한상태로 갈 확률이 같기 때문이다. 평균 변이시간 T_1 에 따른 표준편차 δT_2 및 왜곡도 계수 δT_3 는 다음과 같다 (Demaree and Nicolis, 1990).

$$\delta T_2 = (T_2 - T_1^2)^{\frac{1}{2}} \quad (2.9a)$$

$$\delta T_3 = (T_3 - 3T_2 T_1 - 2T_1^3)^{\frac{1}{3}} \quad (2.9b)$$

여기서 T_2 와 T_3 는 지배 방정식 2.5를 만족하는 2차 및 3차 모멘트이다.

3. 자료 기술 및 분석

Arkansas강 유역은 미국 중부의 7개주(Colorado, New Mexico, Kansas, Texas, Oklahoma, Arkansas 와 Missouri)의 부분으로 구성되어 있고 유역 면적은 409,298 km²이다. 강우, 증발 및 유출 자료는 미국해양대기국(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)의 National Climate Data Center의 자료를 이용하였다. 그림 3.1에 나타나 있는 Arkansas강 유역에서 선택된 57개의 관측소로부터 1927년 부터 1991년까지의 자료를 구하였다. 월 평균 유출은 유역의 출구에 가까이 위치하는 Arkansas주 Little Rock 근처 Murray댐의 1927년 부터 1991년 까지의 자료를 사용하였다.

보통 강우량은 관측지역내의 여러개의 관측점으로 부터 측정 되어지며 물수지 연구에 있어서 강 유역에 대한 년 혹은 계절별 평균 강우량 산정이 필수적이라 할수있다. 관측점 값 으로부터 평균 면적강우량을 얻기위해 제안되고 사용되어진 여러 방법이

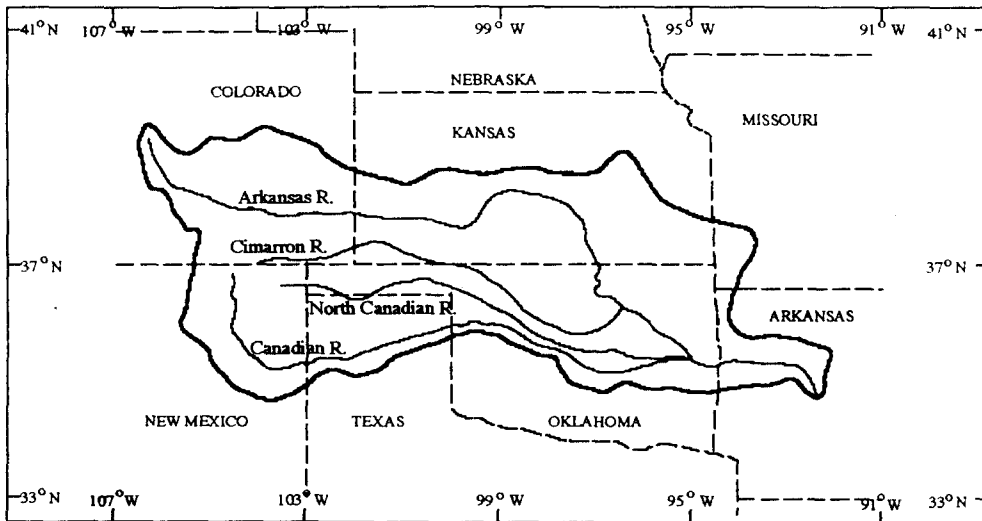


Figure 3.1 Arkansas River Basin

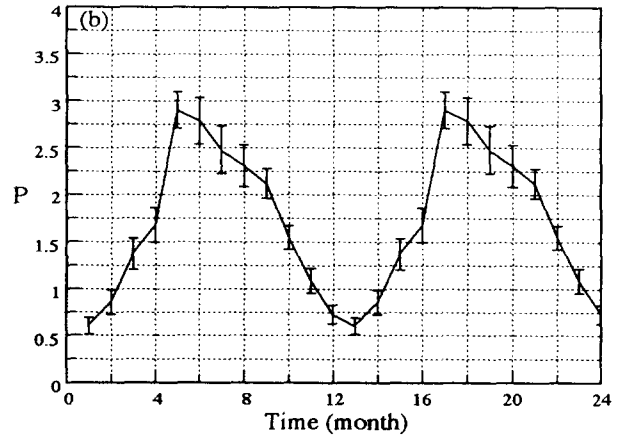
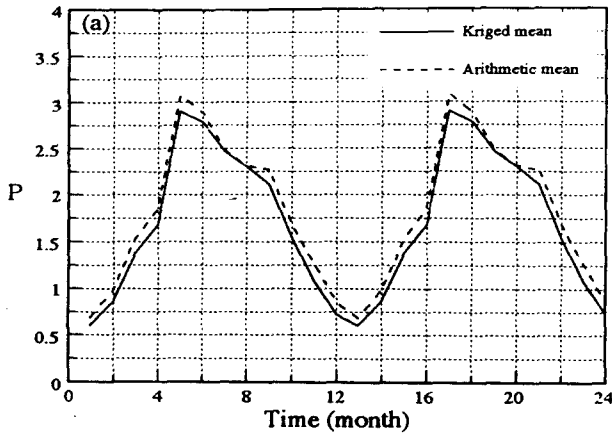


Figure 3.2 (a) Mean areal precipitation(mm/day) and (b) standard deviation of estimation error from kriging method

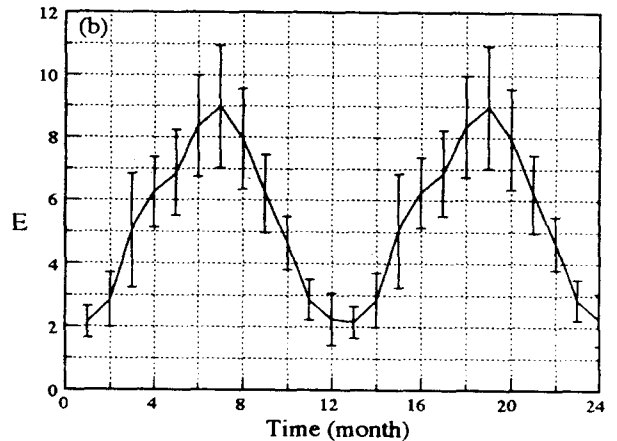
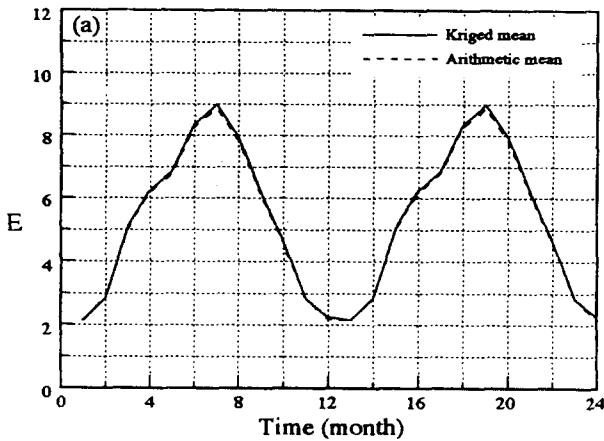


Figure 3.3 (a) Mean areal evaporation(mm/day) and (b) standard deviation of estimation error from kriging method

있는데 티센 다각형(Thiessen Polygons), 산술 평균(Arithmetic Averages), 등우선법(Isohyetal Method) 그리고 보간방법(Interpolation Techniques) 등이 주로 사용되어져 왔다. 본 연구에서는 관측치로부터 평균 면적강우량 및 증발량의 산정에 있어 최소 분산 추정을 주는 Kriging 방법을 사용하였다. 그림 3.2와 3.3에 Kriging 방법으로 부터 구한 평균 면적강우량 및 증발량이 이에 상응하는 추정오차의 표준편차와 비교를 위해 산술평균으로 부터 구한 평균 면적 강우량과 함께 나타나 있다. 이 그림에서 Kriging 방법으로 부터 구한 평균 면적 강우량이 산술 평균에 의해 구한 값보다 전반적으로 낮음을 볼수가 있다. 증발량에 관해서는 비록 이 넓은 유

역에 대해 적절한 자료를 얻기위한 증발량 관측소가 충분치 않아 표준편차가 비교적 크게 나왔지만 두 방법이 별로 차이를 보이지 않고 있다.

물수지 방정식에 있어서 잠재 증발량 또한 중요한 인자이나 실제의 적용에 있어서 잠재 증발량의 직접적인 측정이 매우 어렵다. 증발량의 정보는 보통 지상에 설치된 접시 증발계로 부터 얻을수가 있으며 Farnsworth등(1982)이 미국 48개 주에 대하여 접시 증발량으로 부터 자유 수표면 증발량으로 변환하는데 필요한 증발 접시계수를 나타내는 지도를 작성하였다. Farnsworth등(1982)은 접시 증발량으로 부터 자유 수표면 증발량을 계산하기 위해 보통 사용되어지는 접시 증발계수는 0.7 이라고 언급하고 있으므로 본 연구에서는 접시 증발량으로 부터 잠

재 증발량을 구하기 위해 집시 증발계수 0.7을 사용하였다.

4. 분석 결과 및 토의

4.1 모델의 검증

토양 수분 균형 방정식의 변수들은 강우 및 유출의 관측자료를 기본으로 추정되어 질수가 있다. 변수들을 추정하기 위하여 식 2.1의 계수 a와 b가 자료로부터 계산되어 졌다. 계수 a는 식 2.2와 Budyko(1974)에 의해 제안된 다음의 식을 사용하여 구할수가 있다.

$$P_a = P \frac{1}{1 + \frac{EL}{2wu}} \quad (4.1)$$

여기서 P는 유역의 내부와 외부 요소를 포함하는 평균 면적강우량, E는 증발률, L은 유역의 선형 축척, w는 고려되는 유역상에서의 대기의 강우 가능한 수분량이고 u는 유역을 통하여 수분을 운반하는 공기의 속도를 말한다. Rasmusson(1967)의 연구로부터 얻어진 Arkansas강 유역으로 유입되는 대양으로부터 발생한 수분량은 $wu=600 \text{ g/cm/sec}$ 이고 앞에서 구한 평균 면적강우량은 1.7mm/day , 평균 잠재 증발량은 3.7mm/day 이다. 따라서 위의 값으로부터 구한 계수 a의 값은 $0.0019/\text{day}$ 이고 토양의 유효깊이 nZr 은 80cm 로 가정 하였다. 실제적으로 계수 a는 시간적으로 변하며 계절에 따라 주기적인

변동을 하게 되므로 수분 이동의 주기적인 변동을 고려하기 위하여 계절별 수분 유입주기의 진폭 $a_1=0.00129/\text{day}$ 을 사용하였다. 식 2.2를 사용하여 구한 계수 b의 값은 $0.00464/\text{day}$ 이다.

모델 변수들은 전체 최적변수 추정 방법(global optimum parameter estimation)인 Random Search Method(Brazil등, 1987)를 사용하여 추정하였는데 이때 추정된 변수값들은 $c=0.9739$, $r=1.9789$, $\varepsilon=1.0$ 그리고 $\Omega=4.5562$ 이다. 양의 수치상수 $c=0.9739$ 는 선형모델(Thornthwaite등,1955과 budyko, 1956)의 경우와 대략적으로 상응하며 변수 $r=1.9789$ 와 $\varepsilon=1.0$ 로부터 계산된 침투 함수 $\Phi=1-\varepsilon^r$ 은 0.86이고 유출율은 14%를 얻을수가 있다. s^r/Ω 항은 0.0833인데 이 값은 상우의 재순환 부분이 전체 강우의 약 8%임을 의미하고 있으며 발생된 평균 토양 수분 $\bar{s}=0.3696$ 으로 부터 추정된 증발량은 $E=Es^c$ 의 관계로 부터 1.4027mm/day 이다.

위의 변수들을 사용하여 발생된 강우와 유출의 시간적 전개가 그림 4.1에 나타나 있다. 모델에 따르면 강우는 식 2.1의 우측 두항의 곱으로 부터 구할수가 있고 유출은 강우와 εs^r 의 곱으로 부터 구할수가 있다.

4.2 안정상태 사이의 평균 변이시간의 계산

앞절에서 물 수지 방정식의 변수들이 짧은 시간단위에 대하여 추정되었다. 그러나 보통 변이시간은 년 시간 단위로 분석 되어지므로 일 단위로 부터 년 단위로 조정된 계수 a와 b의 값은 $0.69/\text{year}$ 와 $1.69/\text{year}$ 이다. 토양수분 균형 방정식에서 가상 증

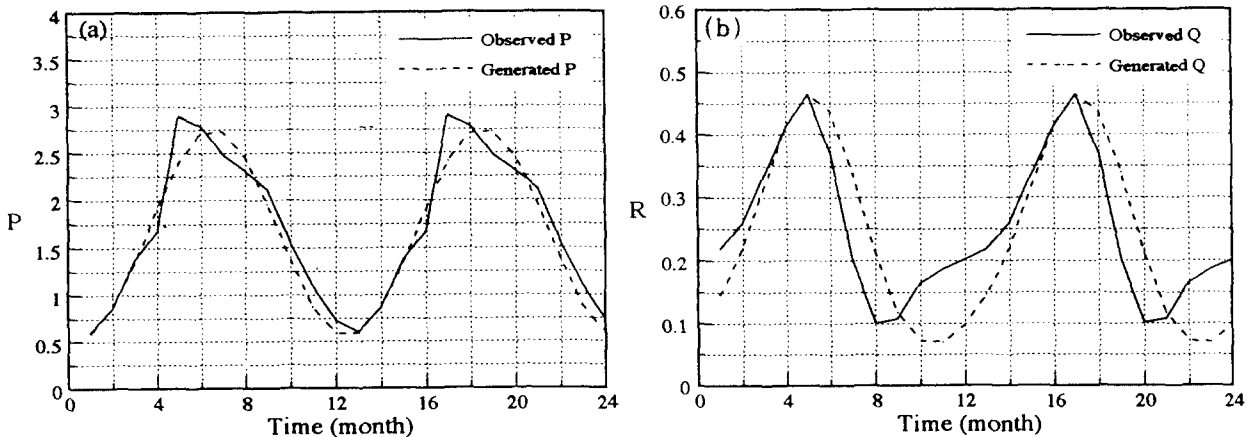


Figure 4.1 Time evolution of generated and observed (a) precipitation(mm/day) and (b) runoff(mm/day)

요한 변동이 강우와 관련된것인데 만일 주위 환경 변동의 강도가 작다면 시스템은 확정론적인 경우와 비슷한 특성을 보이지만 강한 강도의 변동에 대하여서는 다른 안정상태로 변이가 일어날 것이고 시스템은 또다른 강한 변동이 변이를 야기시키기 전까지는 그 새로운 안정상태에 계속 머물것이다. 변동의 강도 σ_a 의 대략적인 산정은 전체강우의 분산으로부터 다음식을 사용하여 구할수가 있다 (Rodriguez-Iturbe 등, 1991a).

$$\sigma_{PT} = PaS^c\sigma_a \quad (4.2)$$

여기서 $Pa=0.5725\text{m/year}$, $S=0.3696$ 그리고 앞에서 발생시킨 전체강우로 부터의 표준 편차는 $\sigma_{PT}=0.7749$ 이다. 따라서 식 4.2로 부터 변동강도 $\sigma_a=3.6$ 을 얻을 수가 있다.

추계학적 미분 방정식 2.4a로 표현된 토양수분의 확률거동, 즉 고려되는 모델의 정상상태 확률분포함수와 극치는 이에 상응하는 Fokker-Planck Equation(Cardiner, 1983)으로 부터 구할수가 있다. 변동강도 $\sigma_a=3.6$ 에 대해 토양 수분의 정상상태 확률분포함수의 극대치 $s_h=0.0825$ 와 $s_c=0.9125$ 그리고 극소치 $s_b=0.6475$ 를 구하였다. 따라서 위의 강도를 가진 주위환경 변동은 두개의 선호하는 토양 수분 $s_h=0.0825$ 와 $s_c=0.9125$ 를 초래하고 있음을 알수가 있다. 그림 4.2에 위의 값들을 사용한 토양 수분의 전개가 그려져 있고 토양 수분의 확률분포함수와 potential 함수가 그림 4.3에 나타나있다.

확률분포함수와 potential 함수로부터 토양 수분값이 높은값 보다 낮은값에 자주 나타남을 알수가 있는데 이것은 습한상태로 부터 잠재 장벽 $s_b=0.6475$ 을 극복하여 건조상태로 변이하는것이 비교적 쉽기 때문이다. 낮은 토양 수분(건조상태)으로 부터 높은 토양 수분(습한상태)으로의 평균 변이시간이 그림 4.4에 나타나 있는데 토양 수분 $s=0.1$ 에서의 평균 변이시간이 2.8년 임을 알수가 있고 이것은 잠재 장벽까지 도달하는데 1.4년이 걸리며 잠재 장벽에서 건조나 습한상태로 이동할 확률이 같으므로 습한상태로 변이하는데 2.8년이 소요됨을 의미한다. 결과를 검토하기위해 5000년동안 발생된 토양 수분의 시계열로 부터 평균 변이시간을 계산하였다. 그림 4.4에 발생된 자료로부터의 평균 변이시간이 나타나 있는데 결과가 잘 일치함을 알수가 있다. 식 2.9로 부터 표준편차와 왜곡도 계수를 구하였는데 표준편차가 평균과 같은 차수를 가지고 있어 시스템이

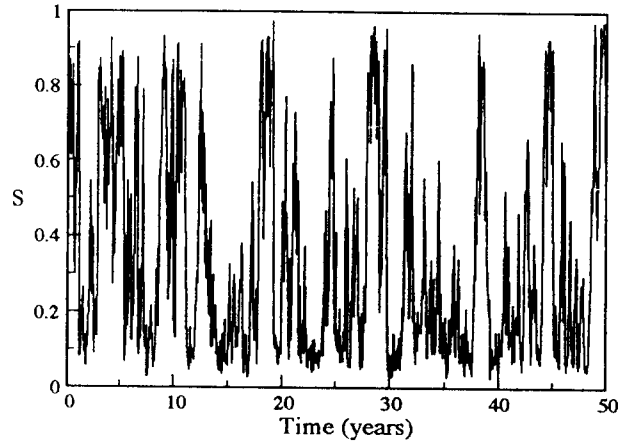


Figure 4.2 Time evolution of soil moisture($\sigma_a=3.6$)

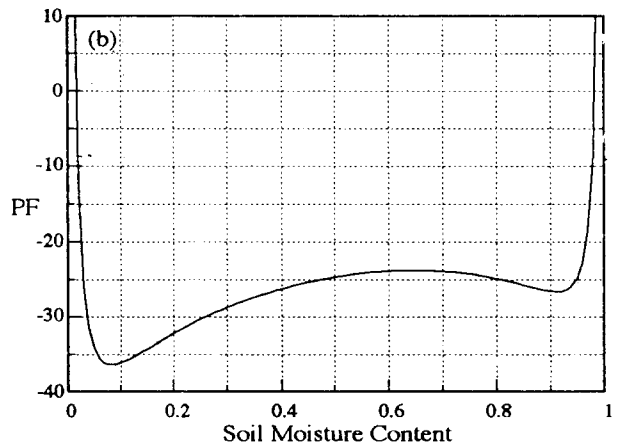
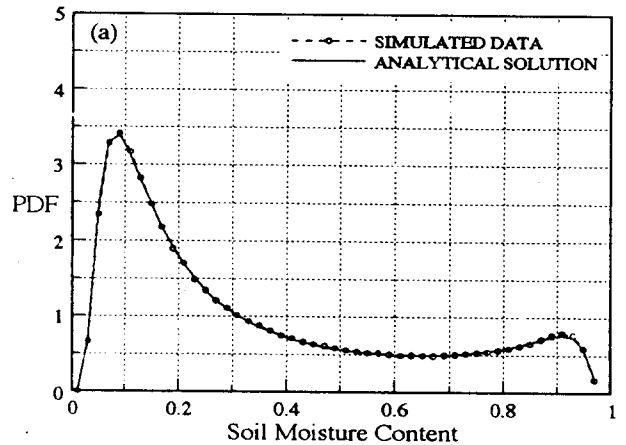


Figure 4.3 (a) Probability distribution function from both theory and simulated data and (b) potential function($\sigma_a=3.6$)

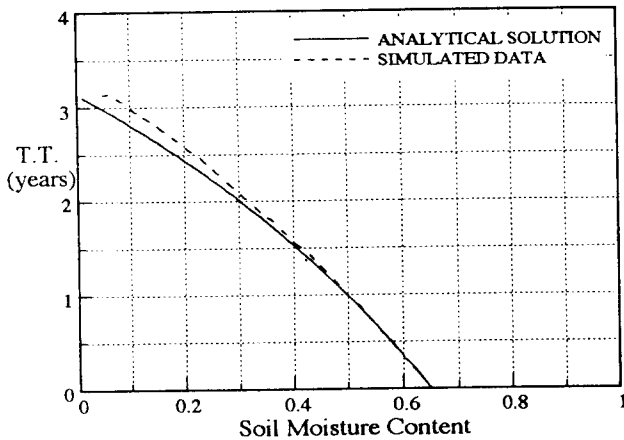


Figure 4.4 Predicted mean transition times from both theory and simulated data($\sigma_a=3.6$)

상당히 변화성이 많음을 알수가 있고 양의 왜곡도 값은 변이시간의 확률분포가 비 대칭적이고 평균에 비해 작은 변이시간쪽으로 편중되어 있음을 의미한다.

Arkansas강 유역에 대한 변동의 강도가 식 4.2로부터 구해졌으며 잡음강도의 산정에서 많은 불확실성이 개입된다. 서로 다른값의 잡음강도는 확률분포의 모양과 안정상태의 수 뿐만아니라 위치를 변화시킨다. 따라서 Arkansas강 유역에 있어서 강도의 변화에 따른 영향을 알아보는것도 중요하다고 할수가 있겠다. 변동 강도 $\alpha_a=2.5$, $\alpha_a=3.0$ 그리고 $\alpha_a=4.0$ 에 대하여 평균 변이시간을 분석하여 보았다. 잡음 강도 $\alpha_a=2.5$ 에 대해서 시스템은 여러개가 아닌 오직 한개의 안정상태를 보여 주었는데 이 잡음 강도는 두개의 안정상태를 발생시켜 변이가 생길 정도로 크지 않음을 의미한다. 변동 강도 $\alpha_a=3.0$ 에 대해서 시스템은 두개의 안정상태 즉 두개의 최대치 $s_a=0.1125$ 와 $s_c=0.8405$ 그리고 최소치 $s_b=0.7155$ 를 보여주고 있고 토양 수분 $s=0.1$ 에서의 평균 변이시간이 4.0년으로 나타났다. 마지막으로 $\alpha_a=4.0$ 에 대하여 시스템은 최대치 $s_a=0.0685$ 와 $s_c=0.9325$ 그리고 최소치 $s_b=0.6285$ 를 가지고 토양 수분 $s=0.1$ 일때 평균 변이시간 2.5년이 소요됨을 알수가 있다. 위의 결과로부터 잡음 강도를 증가 시킬때 잠재 장벽의 값이 감소됨을 알수가 있고 높은 잡음 강도가 더큰 변동을 초래하고 잠재 장벽이 자주 극복되기 때문에 평균 변이시간이 감소하게 됨을 알수가 있다.

4.3 과거 자료로부터의 평균 변이시간 계산

앞에서 보여준 Arkansas강 유역의 토양 수분 동력학은 Rodriguez-Iturbe등(1991a)에 의한 추계학적 모델을 기본으로 하였고 건조상태와 습한상태 사이의 평균 변이시간이 추정된 변수와 함께 이론적으로 구해졌다. 이론적인 결과를 검토하기 위해 관측된 자료와 Crossing Theory(Nordin등, 1970 과 Brass, 1985)개념을 사용하여 독립적으로 평균 변이시간을 구하기로 한다.

자료로부터 평균 변이시간을 구하기 위해서는 이론적인 분석에서 구한 잠재 장벽($s_b=0.6475$)에 상응하는 기준값을 알아야 하는데 추정된 변수와 식 2.1로부터 구한 잠재 장벽의 토양 수분 값에 해당하는 기준 유출값은 $3500m^3/sec$ 이다. Arkansas주 Littel Rock 근처 Murray 댐 에서의 1930년 부터 1990년까지의 평균 월 유출량으로 부터 기준 유출 $3500m^3/sec$ 보다 적은 특정한 유출값을 선택하여 잠재 장벽에 상응하는 기준 유출값을 통과 할때까지의 시간을 계산하고 전 시계열에 대한 변이시간을 평균함으로써 특정한 유출값으로 부터 기준 유출까지의 평균 변이시간을 구할수가 있다. Crossing Theory 개념을 사용하여 과거 자료로부터 구한 평균 변이시간이 그림 4.5에 나타나 있는데 낮은값의 유출 부분을 제외 하고는 결과가 이론적으로 구한 변이시간과 잘 일치함을 볼수가 있다. 이 불일치는 분석에 사용된 자료기간의 짧음(60년) 때문에 기인한다고 볼수도 있다.

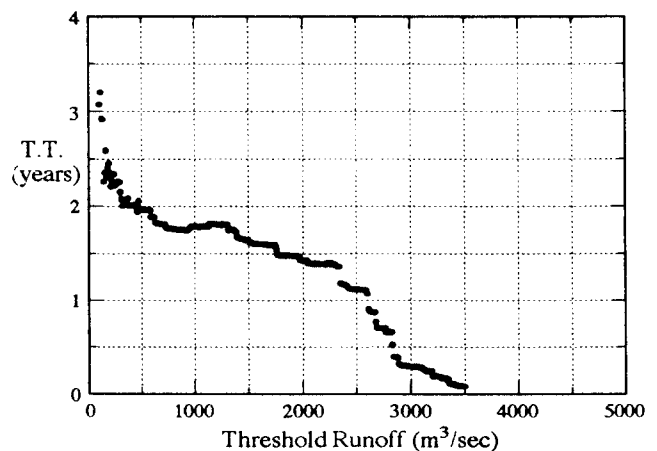


Figure 4.5 Mean transition time obtained from historical data

5. 결론

Arkansas 강 유역의 지표면 수문은 두개의 선호하는 안정상태 즉 건조와 습한상태를 가지고 있음을 보였고 이러한 현상은 지표면과 대기간의 상호관계에 기인한다고 생각 할 수가 있다. 본 연구에서는 Arkansas 강 유역과 관련하여 거주시간의 평균과 고차 모멘트로 부터 도출된 상대적인 안정성을 통한 양쪽 영역의 통계학적 예측을 하기위한 시도를 하였다. 본연구를 통해 시스템이 토양 수분의 두개의 안정상태를 가지고 있고 주위환경의 무작위 변동의 결과로 안정상태 사이를 번갈아 이동함을 보았다. 작은 주위환경 변동에 대해서는 시스템은 비교적 긴 거주시간을 가지나 큰 변동에 대해서는 안정상태 사이에 빈번한 변이가 일어 났다. Arkansas 강 유역에 대해 추정된 변수들을 사용하여 서로 다른 주위환경 변동 강도에 대한 평균 변이시간을 구하였는데 변동 강도 $\sigma_a=3.6$ 에 대해 토양 수분값이 0일때 평균 변이시간이 약 3.2년이 걸렸다. 변동 강도가 클수록 잠재 장벽을 통한 안정상태 사이의 평균 변이시간이 짧아지고 있다. 계산된 강우의 재순환 요소가 전체 강우의 약 8%가 되는데 비록 전체 강우에 비해 적은 양 이지만 수문현상의 분석에 있어 이 재순환 효과는 무시되어 질수가 없다.

본 연구의 방법은 Arkansas 강 유역에 대한 토양 수분이나 강우 특히 매우 다양한 지속기간을 보이는 토양 수분 및 강우나 유출의 급격한 변화와 관련된 중요한 특성을 보여주고 있다. 또한 잠재 장벽에 상응하는 유출 값의 규정은 가뭄의 예측에 실제적인 유용성을 줄수가 있겠다.

6. 참고 문헌

1. Budyko, M.I. (1974), *Climate and Life*, Academic Press, New York, pp. 508.
2. Brass, R.L. and I. Rodriguez-Iturbe (1985), *Random Function and Hydrology*, Addison-Wesley Publishing Company, pp. 559.
3. Brazil, L.E. and W.F. Krajewski (1987), *Optimization of Complex Model Using Random Search Methods*, Engineering Hydrology Proceeding, Aug. 3-7, pp. 726-731.

4. Demaree, G.E. and C. Nicolis (1990), *Onset of Sahelian Drought Viewed as a Fluctuation-induced Transition*, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 116, pp. 221-238.
5. Fransworth, P.K., E.S. Thompson and E.L. Peck (1982), *Evaporation Atlas for the Contiguous 48 United States*, NOAA Technical Report NWS 33, pp. 26.
6. Gardiner, C.W. (1983), *Handbook of Stochastic Methods for Physicists Chemistry and the Natural Sciences*, Springer Verlag, Berlin, pp. 443.
7. Nordin, C.F. and D.M. Rosbjerg (1970), *Application of Crossing Theory in Hydrology*, *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology*, XV, 1, pp. 27-43.
8. Rasmusson, E.M. (1967), *Atmospheric Water Vapor Transport and the Water Balance of North America: Part I. Characteristics of the Water Vapor Flux Field*, *Monthly Weather Review*, Vol. 95, No. 7, pp. 403-526.
9. Rodriguez-Iturbe, I., D. Entekhabi and R.L. Brass (1991a), *Nonlinear Dynamics of Soil Moisture at Climate Scales: 1. Stochastic Analysis*, *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 8, pp. 1899-1906.
10. Rodriguez-Iturbe, I., D. Entekhabi, J.S. Lee and R.L. Brass (1991b), *Nonlinear Dynamics of Soil Moisture at Climate Scales: 2. Chotic Analysis*, *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 8, pp. 1907-1915.
11. Thornthwaite, C.W. and J.R. Mather (1955), *The Water Budget and Its Use in Irrigation*, *The Yearbook of Agriculture*, pp. 346-358 U.S. Dep. of Agric., Washington, D.C.