

## 비선형 물수지모형과 팔머가뭄심도지수를 이용한 가뭄지속기간 분석

### An Analysis of the Drought Period Using Non-linear Water Balance Model and Palmer Drought Severity Index

이 재 수\*

Lee, Jae Soo

---

#### Abstract

In order to establish drought policy, the estimation of drought period for each drought situation should be preceded. Non-linear Water Balance Model(NWBM) and Palmer Drought Severity Index (PDSI) can be used for analysis of drought period. As a water balance method considering moisture transfer between land surface and atmosphere, NWBM can be used to estimate transition time between dry and wet period induced by stochastic fluctuations. PDSI is also water balance method to show drought severity comparing actual precipitation with climatically appropriate precipitation based on precipitation and potential evapotranspiration. In this study, the drought periods are estimated using NWBM and PDSI for the Han River Basin. The drought periods according to the soil moisture estimated by NWBM and the drought periods according to drought severity index estimated by PDSI show similar trend. The estimated drought period from extreme drought to wet condition for the Han River Basin is about 3years.

*keywords* : drought period, non-linear water balance model, Palmer drought severity index, crossing theory

---

#### 요 지

가뭄에 대한 대책을 수립하기 위해서는 각 가뭄상태별로 가뭄의 지속기간을 산정하는 것이 선행되어야 한다. 이러한 가뭄의 지속기간 분석에 사용할 수 있는 방법에는 비선형 물수지모형과 Palmer 가뭄심도지수방법이 있다. 비선형 물수지모형은 지표면과 대기의 수분이동을 고려한 물수지방법으로 추계학적 변동에 의해 야기되는 건기와 습윤기 사이의 변환기간을 모의 할 수가 있다. Palmer 가뭄심도지수는 강우량과 잠재증발산량을 바탕으로 기상학적으로 필요한 강우량과 실제강우량을 비교하여 가뭄의 정도를 나타내는 물수지방법이다. 본 연구에서는 한강유역에 대해 비선형 물수지모형과 Palmer 가뭄심도지수를 이용하여 가뭄의 지속기간을 산정하였다. 비선형 물수지모형을 사용하여 산정된 토양함수비에 따른 가뭄의 지속기간과 Palmer 가뭄심도지수를 이용하여 산정된 지수별 가뭄의 지속기간이 유사하게 나타났다. 연구 결과 한강유역에서의 극심한 가뭄상태에서 습윤기로 변환되는 지속기간이 약 3년으로 산정되었다.

**핵심용어** : 가뭄지속기간, 비선형 물수지모형, Palmer가뭄심도지수, Crossing Theory

---

\* 전주대학교 토목환경공학과 조교수

Assistant Professor, Dept. of Civil & Envir. Eng., Jeonju Univ., Jeonbuk 560-759, Korea  
(E-mail: jscivil@jeonju.ac.kr)

## 1. 서 론

최근 봄가뭄이 기상관측이래 최고로 심각한 상황으로 이와 같은 가뭄은 일상생활의 불편함을 넘어 농업, 사회 및 경제분야에 엄청난 타격을 주고 있다. 1990년대 후반기에 들어 잦은 돌발성 국지집중호우로 전국적으로 엄청난 홍수피해를 입어 홍수피해 방지를 위한 치수대책과 이에 대한 연구가 활발한 반면 가뭄으로 인한 재해에 대해서는 관련연구 및 대비가 홍수에 비해 미약한 실정이다. 또한 2000년대는 물의 시대로 일컬어지며 우리 나라도 물 부족국가로 분류된 상황이고 2010년에는 약 20억m<sup>3</sup>의 물부족이 예상되고 있어 가뭄이 발생하면 과거에 비해 더욱 큰 피해를 입을 것으로 예상되고 있다. 이와 같은 상황에서 지역적으로 가뭄이 발생할 경우 습윤한 상태로 다시 변환되는 기간 즉, 가뭄지속기간을 적절히 산정한다면 수자원관리와 함께 가뭄에 대비하기 위한 대책수립에 도움을 주리라 생각한다.

이재수(2000)는 Rodriguez-Iturbe 등(1991a, b)에 의해 제안된 비선형 물수지모형을 한강유역에 대해 적용하여 모형에 포함된 변수를 산정하고 건조와 습윤한 기후의 안정상태사이의 평균 변이기간 즉, 가뭄의 지속기간을 분석하였으며, 이를 검증하기 위해 유출량자료를 이용하였는데 자료의 부족과 팔당댐의 유출량조절로 인해 물수지모형에 의해 분석된 가뭄의 지속기간을 확인할 수는 없었다. Palmer(1965)는 가뭄의 정도를 나타내기 위한 가뭄심도지수를 개발하였으며 지금도 미국 전역에서 Palmer 가뭄심도지수를 산정하여 가뭄에 대비를 하고 있다. 윤용남 등(1997)은 Palmer의 가뭄심도지수를 우리 나라에 적용하고 전국적인 가뭄심도지수를 작성하여 가뭄을 분석한 바 있다. 따라서 본 연구에서는 이재수(2000)의 한강유역에 대한 물수지분석을 요약하고 동일한 유역내의 10개 지점에 대해 Palmer 가뭄심도지수를 산정하여 이를 바탕으로 가뭄심도에 따른 각 가뭄상태에서 습윤한 상태로 변화되는 기간을 산정하여 비선형 물수지모형에 의한 가뭄지속기간 산정 결과와 비교 분석하였다.

## 2. 비선형 물수지모형

### 2.1 대유역에서의 물수지방정식

Rodriguez-Iturbe 등(1991a)에 의해 제안된 식(1)과 같은 확정론적 물수지방정식은 대유역에서의 토양 수분의 시간적 변화를 설명하고 시스템에서의 연속적인 수분의 유입과 유출을 모의 할 수가 있다.

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

$$a = \frac{P_a(s)}{nZr} \quad \text{and} \quad b = \frac{E_p(s)}{nZr} \quad (2)$$

여기서  $s(t)$ 는 시간의 함수인 토양의 상대적인 포화(이하 함수비라 칭함),  $n$ 은 토양 공극률,  $Zr$ 은 토양의 수문학적 활동 깊이(L),  $P_a(s)$ 는 이동 강우율(L/T),  $E_p(s)$ 는 잠재 증발산율(L/T),  $\Omega$ 는 계순환 계수, 그리고  $c, r, \epsilon$ 은 양의 수치 상수이다.

주위환경 변동은 국부 강우 항에 도입하기 위해 평균  $\bar{a}$ 와 표준편차  $\sigma$ 를 갖는 비상관 가우시안 잡음과정(uncorrelated Gaussian noise process)을 따르는 변수  $\alpha=1/\Omega$ 를 사용하여 확정론적 물수지 방정식(1)로부터 다음과 같은 추계학적 미분 방정식을 얻을 수 있다.

$$ds(t) = [a(1 - \epsilon s^r(t)) + \alpha \bar{a} s^c(t)(1 - \epsilon s^r(t)) - bs^c(t)]dt + \sigma \alpha s^c(t)(1 - \epsilon s^r(t))dW_t \quad (3)$$

여기서  $dW_t$ 는 백색잡음과정(white noise process)이며, 이를 간단하게 표현하면 다음과 같다.

$$ds(t) = G(s(t))dt + \sigma g(s(t))dW \quad (4a)$$

$$G(s(t)) = a(1 - \epsilon s^r(t)) + \alpha \bar{a} s^c(t)(1 - \epsilon s^r(t)) - bs^c \quad (4b)$$

$$g(s(t)) = \alpha s^c(t)(1 - \epsilon s^r(t)) \quad (4c)$$

이 비선형 추계학적 미분 방정식에서 함수  $G(s(t))$ 는 주위환경의 변동이 없는 즉, 잡음의 영향이 없는 시스템의 확정론적 전개를 나타내고 함수  $g(s(t))$ 는 주위환경의 무작위 변동을 고려하고 있다.

### 2.2 평균 변이기간(가뭄지속기간)

대유역의 지표면 수문현상은 변동에 의해 야기되는 안정한 상태사이의 변이와 함께 몇 개의 구별되는 안정 상태에 영향을 받음을 보여 주었는데, 가뭄지속기간과 관련있는 것이 각 안정상태에서의 거주기간(residence time)이라고 할 수가 있다. 작은 강도의 변동에서는 변이가 일어나지 않지만 강한 변동은 안정한 상태사이의 변이를 일으킬 것이므로 안정한 상태 사이의 평균 변이기간은 변동 강도에 의하여 지배를 받는다고 할 수 있

다. 변이기간의 통계학적 모멘트들은 Gardiner(1983)에 의해 주어진 기본 이론과 Demaree와 Nicolis(1990)에 의해 사용된 방법을 사용함으로써 유도 할 수가 있으며, 초기상태로부터 잠재 장벽(potential barrier) 즉, 가문상태에서 습한상태로 변이 할 때 통과해야 할 장벽까지의 이동기간으로 정의되는 평균 변이기간  $T$ 는 식 (5)와 같이 유도되며 식 (6)과 같은 형식을 취함으로써 쉽게 적용할 수가 있다.

$$G(s) \frac{d}{ds} T(s) + \frac{1}{2} \sigma^2 g^2(s) \frac{d^2}{ds^2} T(s) = -1 \quad (5)$$

$$\frac{d^2 T}{ds^2} + A(s) \frac{dT}{ds} = B(s) \quad (6a)$$

여기서

$$A(s) = \frac{2G(s)}{\sigma^2 g^2(s)} = \frac{2}{\sigma^2 a s^{2c} (1 - \epsilon s^r)} + \frac{2b}{\sigma^2 \Omega a s^c (1 - \epsilon s^r) - \sigma^2 a^2 s^{2c} (1 - \epsilon s^r)^2} \quad (6b)$$

$$B(s) = -\frac{2}{\sigma^2 g^2(s)} = -\frac{2}{\sigma^2 a^2 s^{2c} (1 - \epsilon s^r)^2} \quad (6c)$$

### 3. 물수지모형의 한강유역 적용

#### 3.1 한강유역자료 분석

본 연구에서 적용한 한강유역은 그림 1과 같이 북한강과 남한강이 합류된 후 팔당댐 지점까지로 유역면적은 23,541.3km<sup>2</sup>이다. 그림 1과 표 1에는 본 연구에 사

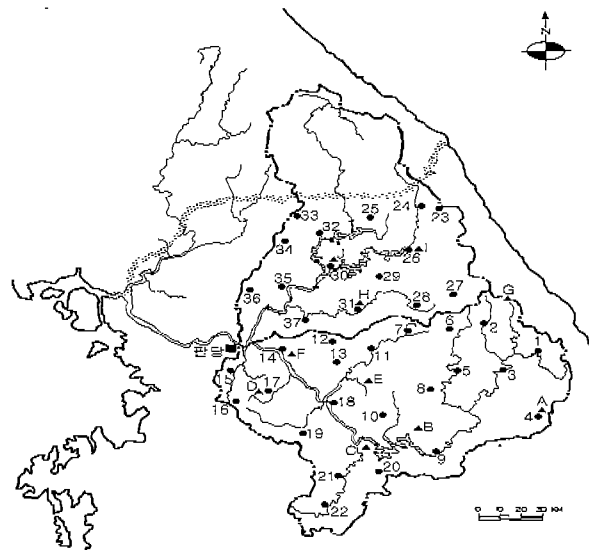


그림 1. 한강유역의 강우 및 증발량 관측소 지점

표 1. 강우 및 증발량 관측소 지점명

비 고	번호	이름	번호	이름	번호	이름	번호	이름	번호	이름
강 우	1	입계	2	진부	3	정선	4	상동	5	평창
	6	봉평	7	청일	8	수주	9	단양	10	백운
	11	횡성	12	청운	13	양동	14	양평	15	광주
	16	운학	17	이천	18	부론	19	생곡	20	상모
	21	괴산	22	징천	23	용대리	24	서화	25	방산
	26	인제	27	창춘	28	서식	29	두촌	30	춘천
	31	홍천	32	화천	33	상서	34	사내	35	가평
증발량	36	하면	37	서면						
	A	태백	B	제천	C	충주	D	이천	E	원주
	F	양평	G	대관령	H	홍천	I	인제	J	춘천

표 2. 월평균 강수량, 증발산량 및 유출량

월	강수량(mm/월)	증발산량(mm/월)	유출량(mm/월)
1	26.2	34.5	26.8
2	23.2	41.2	26.9
3	37.3	74.2	39.2
4	60.5	121.3	57.1
5	81.5	150.8	58.8
6	125.4	141.7	58.1
7	298.4	119.9	161.4
8	278.9	121.8	181.8
9	153.6	94.0	132.8
10	42.5	76.7	45.0
11	35.3	45.9	36.4
12	19.3	35.2	32.0

용된 강우자료의 37개 강우관측지점과 10개의 증발량 관측소가 나타나 있다. 강우량자료는 67년부터 92년까지 각 관측소의 일강우자료를 사용하였으며 증발량자료는 같은 기간의 월증발자료를 사용하였다. 표 2에는 한강유역의 월평균 강수량 및 증발산량이 나타나 있다. 유출량자료는 고안지점에서 관측된 68년부터 92년까지의 자료를 이용하였다.

### 3.2 가뭄지속기간의 산정

한강유역에 대한 물수지모형의 적용에 필요한 변수들은 광역 최적변수 산정 방법(global optimum parameter estimation)인 Random Search Method (Brazil, 1987)를 사용하여 산정하였으며 이때 산정된 변수 값들은  $c=1.099$ ,  $r=0.564$ ,  $\epsilon=1.0$  그리고  $\Omega=4.047$ 이다.

물수지방정식에서 가장 중요한 변동이 강우와 관련된 것인데 만일 변동강도가 작다면 시스템은 확정론적인 경

우와 비슷한 특성을 보이지만 강한 강도의 변동에 대해서는 다른 안정상태로 변이가 일어날 것이고 시스템은 또 다른 강한 변동이 변이를 야기하기 전까지는 새로운 안정상태에 계속 머물 것이다. 한강유역에서의 변동계수는  $\sigma_a=4.34$ 로 산정되었다. 추계학적 미분방정식 (4a)로 표현된 토양수분의 확률기동, 즉 고려되는 모형의 정상상태 확률분포함수와 극치는 이에 상응하는 Fokker-Planck방정식으로부터 구할 수 있다. 변동계수  $\sigma_a=4.34$ 에 대해 함수비의 정상상태 확률 분포함수의 극대치  $s_a=0.1085$ 와  $s_c=0.664$  그리고 극소치  $s_b=0.659$ 를 구하였다. 따라서 위의 강도를 가진 주위 강우의 변동은 두 개의 발생빈도가 높은 함수비  $s_a=0.1085$ 와  $s_c=0.664$ 를 초래하고 있음을 알 수가 있다. 앞에서 산정된 변수들의 값을 사용하여 구한 함수비의 확률밀도함수가 그림 2에 나타나 있다. 낮은 함수비(건조상태)로부터 높은 함수비(습한 상태)로의 평균 변이기간이 그림 3에 나타나 있는데 함수비  $s_a=0.1085$ 에서 잠재장벽( $s_b=0.659$ )을 지나

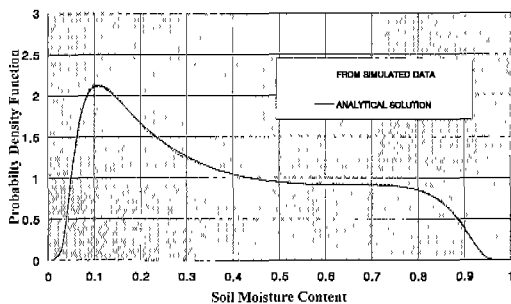


그림 2. 모의된 함수비와 해석적 방법으로 부터 구한 확률밀도함수

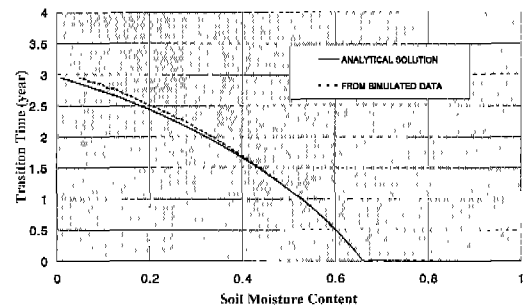


그림 3. 해석적 및 모의된 함수비로부터 구한 변이시간

습한 상태로의 평균 변이기간이 약 2.7년임을 알 수가 있다. 결과를 검토하기 위해 식 (3)으로부터 5,000년 동안 발생시킨 함수비의 시계열로부터 Crossing Theory (Brass, 1985; Nordin, 1970)개념을 이용하여 평균 변이기간을 산정하였다. 그림 3에 발생된 자료로부터의 평균 변이기간이 나타나 있는데 결과가 잘 일치함을 알 수가 있다.

### 3.3 유출량을 이용한 가뭄지속기간의 비교

앞 절에서 물수지모형을 이용한 한강유역에서의 건조상태로부터 습한상태로의 평균 변이기간을 산정하였다. 결과를 비교하기 위해 고안지점에서 관측된 유출량 자료를 Crossing Theory개념을 사용하여 독립적으로 평균 변이기간을 구하였다. 잠재장벽 ( $s_b=0.659$ )에 상응하는 기준 유출 값은  $655\text{m}^3/\text{sec}$ 로 산정되었다(이재수, 2000). 고안지점에서의 1968년부터 1992년까지의 평균 월 유출량으로부터 기준 유출  $655\text{m}^3/\text{sec}$ 보다 적은 유출값을 선택하여 잠재 장벽에 상응하는 기준 유출값을 통과 할 때까지의 시간을 계산하고 전 시계열에 대한 변이시간을 평균함으로써 특정한 유출값으로부터 기준 유출까지의 평균 변이기간을 구할 수 있다.

Crossing Theory 개념을 사용하여 유출량자료로부터 구한 평균 변이기간이 그림 4에 나타나 있는데 물수지방정식을 이용하여 구한 변이기간(그림 3)보다는 작게 나오고 있다. 이는 유출관측지점인 고안지점이 평당 댐아래에 위치하고 있어 유출량이 자연상태보다 댐에 의해 조절되어지기 때문에 갈수유량 및 홍수유량이 상당히 완화되어 있어 정확한 자연상태의 유출변화를 대변하지 못하고 댐에 의해 변동되기 때문인 것으로 생각 된다.

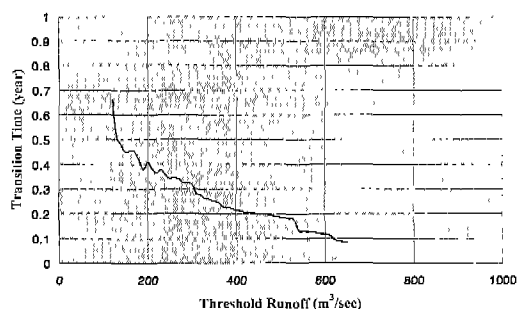


그림 4. 고안지점의 유출량으로 산정한 변이기간

## 4. Palmer 가뭄심도지수

Palmer(1965)에 의하면 가뭄기간은 '특정지역에서 실제의 수분공급량이 기후학적으로 예상되거나 적절하다고 판단되는 수분공급량에 비해 부족한 월 또는 년 시간단위의 지속기간'이라고 정의되고 있다. Palmer는 이와 같은 정의를 기본으로 수분공급의 비정상적인 상태를 통하여 시간 및 공간에 상관없이 가뭄의 정도를 판단 및 비교할 수 있는 가뭄심도지수(drought severity index)를 개발하였다. 가뭄심도지수를 개발하기 위하여 Palmer는 미국 Iowa주와 Kansas주에서의 1931-1957년간의 월평균 온도와 강우자료를 이용하여 잠재증발산량을 추정하고 물수지분식을 통해 기후학적으로 필요한 강우량과 실제 강우량을 비교하여 가뭄지수를 얻고 두 지역의 가뭄지수를 서로 비교할 수 있도록 가중치를 주어 최종적으로 가뭄심도지수를 산정하였다.

### 4.1 수분수지분석

Palmer가뭄심도지수를 산정하기 위해 가장 먼저 할 일은 잠재증발산량을 산정하는 것이다. 잠재증발산량을 산정하는 방법은 많이 제시되고 있지만 Palmer는 당시 까지 제시된 방법 중 Thornthwaite (1955)의 월열지수법(Monthly heat index method)이 간단하면서도 신뢰성이 있어 이 방법을 적용하였다. 월열지수법은 매월의 평균기온으로부터 월열지수(monthly heat index)를 산정하고 이들을 합하여 년열지수(yearly heat index)를 얻는다. 월평균기온과 년열지수 및 매월의 일수와 일조시간을 고려하여 월별 잠재증발산량을 산정하게 된다.

월별 수분수지분석을 하기 위해서는 토양의 함수량이 고려되어야 하는데 Palmer는 Marlatt(1961)와 Kohler(1957)가 토양을 인의의 깊이로 두 부분으로 나누어 적용한 방법을 사용하였다. 즉, 상부층은 1inch로 가정하여 이 층에서는 강우가 즉각적으로 저장되며 증발산이 발생하게 된다. 따라서 상부층에서는 수분이 모두 제거될 때까지 잠재증발산이 발생한다고 가정한다. 상부층의 수분이 모두 제거되어야만 하부층(9inch)의 수분이 제거되기 시작한다. 같은 방법으로 수분의 재충진은 상부층이 충만 되는 경우에만 하부층으로 수분이 재충진되는 것으로 본다. 또한 하부층의 수분손실은 초기의 수분함유량뿐만 아니라 잠재증발산량(PE)과 토양의 가능수분용량(AWC)에 의해 결정된다고 가정한다.

$$L_s = S'_s, \text{ 또는 } (PE - P) \text{ 중 작은 값} \quad (7a)$$

$$L_u = (PE - P - L_u) \frac{S'_u}{AWC}, \quad L_u \leq S'_u \quad (7b)$$

여기서  $L_s, L_u$ 는 상부층 및 하부층의 수분손실,  $S'_s, S'_u$ 는 해당월이 시작될 때 상부층 및 하부층에 저장된 가용수분,  $P$ 는 월 강우량이다. 가뭄심도지수를 산정하기 위해 잠재충진량(PR), 잠재손실량(PL), 잠재유출량(PRO)을 다음과 같이 구한다.

$$PR = AWC - (S'_s + S'_u) \quad (8)$$

$$PL = PL_s + PL_u \quad (9)$$

$$PL_s = PE \text{ 또는 } S'_s \text{ 중 작은 값}$$

$$PL_u = (PE - PL_s) \frac{S'_u}{AWC}$$

$$PRO = AWC - PR = S' \quad (10)$$

위에서 구한 잠재값들과 실제값의 비인 증발산량계수( $\alpha$ ), 충전량계수( $\beta$ ), 유출량계수( $\gamma$ ) 그리고 손실량계수( $\delta$ )를 월별로 식 (11)과 같이 구하여 각 지역에 대해 기후적으로 적절한(Climatically Appropriate For Existing Conditions, CAFEC) 값들을 식 (12)를 통해 계산하게 된다.

$$\alpha = \frac{\overline{ET}}{\overline{PE}}, \quad \beta = \frac{\overline{R}}{\overline{PR}}, \quad \gamma = \frac{\overline{RO}}{\overline{PRO}}, \quad \delta = \frac{\overline{L}}{\overline{PL}} \quad (11)$$

$$\widehat{ET} = \alpha \overline{PE}, \quad \widehat{R} = \beta \overline{PR}, \quad \widehat{RO} = \gamma \overline{PRO}, \quad \widehat{L} = \delta \overline{PL} \quad (12)$$

따라서 각 지역에 기후적으로 적절한(CAFEC) 강우량은 식 (13)과 같이 구하고, 실제 강우량과의 차인 수분편차  $d$ 를 식 (14)와 같이 구하여 식 (15)로부터 구한 기후특성치  $k$ 를 곱하여 수분이상지수(moisture anomaly index)  $z$ 을 산정한다.

$$\widehat{P} = \widehat{ET} + \widehat{R} + \widehat{RO} - \widehat{L} \quad (13)$$

$$d = P - \widehat{P} \quad (14)$$

$$k = \left( \frac{\overline{PE} + \overline{R}}{\overline{P} + \overline{L}} \right) \quad (15)$$

$$z = kd \quad (16)$$

## 4.2 가뭄지수 산정공식

이상과 같이 Palmer는 Iowa주와 Kansas주에 대해 수분이상지수를 월별로 산정하고 가뭄지수기간별 수분이상지수의 누가치를 도시하여 최적직선을 구해 이를 극심한 가뭄(Extreme Drought)으로 정의하고 가뭄심도지수  $X=-4.0$ 으로 정하였으며, 이를 바탕으로 표 3과 같이 심한 가뭄(Severe Drought,  $X=-3.0$ ), 보통가뭄(Moderate Drought,  $X=-2.0$ ), 약한 가뭄(Mild Drought,  $X=-1.0$ )으로 구분 정의하였고 식 (17)과 같은 가뭄지수 산정공식을 유도하였다.

$$X_t = X_{t-1} + \frac{z_t}{3} - 0.103X_{t-1} \quad (17)$$

표 3. 건조기와 습윤기의 구분

가뭄심도지수 X	분류
$\geq 4.00$	Extremely wet
3.00 ~ 3.99	Very wet
2.00 ~ 2.99	Moderate wet
1.00 ~ 1.99	Slightly wet
0.50 ~ 0.99	Incipient wet
0.49 ~ -0.49	Near normal
-0.50 ~ -0.99	Incipient drought
-1.00 ~ -1.99	Mild drought
-2.00 ~ -2.99	Moderate drought
-3.00 ~ -3.99	Severe drought
$\leq -4.00$	Extreme drought

Palmer는 지역적 및 시간적인 편차를 보정하기 위하여 기후특성치  $K$ 를 재산정하여 수분이상지수  $Z=Kd$ 로 재산정하고 이를 식 (17)에 적용하므로써 최종적인 가뭄심도지수를 산정하였다. 4.2절에서 개략적으로 설명한 절차는 다음절에서 한강유역에 대해 적용한 결과물 예로 들며 설명하기로 한다.

## 5. 한강유역에서의 Palmer 가뭄심도지수 산정

한강에서의 가뭄심도지수를 산정하기 위해 그림 1 및 표 2의 관측지점 중 강우자료의 결측이 없고 온도를 획득할 수 있는 10개의 지역 즉, 서석, 상서, 생극, 광주, 운학, 하면, 홍천, 용대, 방산, 양평을 선정하였다. 이들 지역에 대해 1973년부터 1995년까지의 일강우량 및 월평균 기온을 획득하여 분석에 사용하였다.

표 4. 서석지점에 대한 수분수지분석 결과

YEAR	MON	P	PE	L <sub>s</sub>	L <sub>u</sub>	S <sub>s</sub>	S <sub>u</sub>	S'	PR	R	PL	L	ET	RO
1973	1	37.40	.00	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	.00	.00	.00	37.40
1973	2	3.90	.00	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	.00	.00	.00	3.90
1973	3	15.10	9.86	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	9.86	.00	9.86	5.24
1973	4	42.00	48.80	-6.80	.00	18.60	228.60	247.20	.00	.00	46.46	6.80	48.80	.00
1973	5	71.90	91.74	-18.60	-1.11	.00	227.49	227.49	6.80	.00	84.42	19.71	91.61	.00
1973	6	76.10	120.58	.00	-39.83	.00	187.66	187.66	26.51	.00	107.99	39.83	115.93	.00
1973	7	161.90	173.70	.00	-8.72	.00	178.94	178.94	66.34	.00	128.33	8.72	170.62	.00
1973	8	306.50	147.69	25.40	49.66	25.40	228.60	254.00	75.06	75.06	104.05	.00	147.69	83.74
1973	9	125.60	86.93	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	80.78	.00	86.93	38.67
1973	10	46.60	37.99	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	36.73	.00	37.99	8.61
1973	11	34.40	4.21	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	4.21	.00	4.21	30.19
1973	12	10.30	.00	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	.00	.00	.00	10.30
1974	1	12.00	.00	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	.00	.00	.00	12.00
1974	2	29.30	.00	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	.00	.00	.00	29.30
1974	3	59.90	6.53	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	6.53	.00	6.53	53.37
1974	4	148.30	42.89	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	41.14	.00	42.89	105.41
1974	5	255.10	90.36	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	83.86	.00	90.36	164.74
1974	6	90.50	111.22	-20.72	.00	4.68	228.60	233.28	.00	.00	102.63	20.72	111.22	.00
1974	7	333.70	139.26	20.72	.00	25.40	228.60	254.00	20.72	20.72	125.80	.00	139.26	173.72
1974	8	236.70	142.82	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	131.08	.00	142.82	93.88
1974	9	.00	87.74	-25.40	-56.11	.00	172.49	172.49	.00	.00	81.51	81.51	81.51	.00
1974	10	50.40	41.16	9.24	.00	9.24	172.49	181.73	81.51	9.24	27.95	.00	41.16	.00
1974	11	21.90	5.98	15.92	.00	25.16	172.49	197.65	72.27	15.92	5.98	.00	5.98	.00
1974	12	9.70	.00	.24	9.46	25.40	181.95	207.35	56.35	9.70	.00	.00	.00	.00
1975	1	11.90	.00	.00	11.90	25.40	193.85	219.25	46.65	11.90	.00	.00	.00	.00
1975	2	11.30	.00	.00	11.30	25.40	205.15	230.55	34.75	11.30	.00	.00	.00	.00
1975	3	56.20	6.99	.00	23.45	25.40	228.60	254.00	23.45	23.45	6.99	.00	6.99	25.76
1975	4	96.30	50.91	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	48.36	.00	50.91	45.39
1975	5	89.40	82.27	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	76.59	.00	82.27	7.13
1975	6	179.40	120.44	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	110.94	.00	120.44	58.96
1975	7	498.90	149.98	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	137.52	.00	149.98	348.92
1975	8	107.70	148.44	-25.40	-13.81	.00	214.79	214.79	.00	.00	136.14	39.21	146.91	.00
1975	9	164.80	98.32	25.40	13.81	25.40	228.60	254.00	39.21	39.21	83.14	.00	98.32	27.28
1975	10	37.80	46.83	-9.03	.00	16.37	228.60	244.97	.00	.00	44.69	9.03	46.83	.00
1975	11	37.70	15.23	9.03	.00	25.40	228.60	254.00	9.03	9.03	15.23	.00	15.23	13.44
1975	12	14.10	.00	.00	.00	25.40	228.60	254.00	.00	.00	.00	.00	.00	14.10

5.1 한강유역 지점별 수분수지분석

선정된 10개 지점별로 월평균 온도를 이용하여 Thornthwaite의 월열지수법으로 잠재증발산량을 산정하였고 이와 월별 강우량자료를 사용하여 앞에서 설명한 수분수지분석절차에 따라 월별 수분수지분석을 실시하였다. 표 4에 서석지점에 대해 분석한 수분수지분석 결과가 일부 나타나 있다.

수분수지분석 결과를 이용하여 식 (11)에 의해 증발산량계수, 충전량계수, 유출량계수 및 손실량계수를 구해 기후적으로 적절한 월강우량(식 13)과 실제 강우량의 차인 수분편차 d를 산정하고, 식 (15)에 의해 기후특성치 K의 초기값 k를 구하여 수분이상지수 z=kd를 산정하였다.

5.2 한강유역에 대한 가뭄심도지수 산정공식유도

한강유역의 각 분석지점에 대한 수분이상지수 z를 산정 한 후 지속기간별 최대가뭄에 해당하는 누가 수분이상지수를 표 5에 표시하였다. 표 5의 값을 그림 5와 같이 가뭄지속기간별 누가 수분이상지수를 도시하여 최적직선에 해당하는 실선이 바로 극심한가뭄(Extreme drought, X=-4.0)에 해당하는 선이 된다. 그림 5의 실선(X=-4.0)에서 t=1개월일 때  $\sum z$ 은 12.0이고 t=48개월일 때  $\sum z = -50.6$ 을 이용하면 각 t마다 가뭄심도 X=-4.0를 나타내는 공식은 식 (18)과 같이 유도되며 Palmer에 의해 제시된 방법에 따라 각 월마다 가뭄심도지수를 구하는 식은 식 (19)와 같이 유도되었다.

$$X_i = \frac{\sum z_i}{(0.2055t + 2.7945)} \quad (18)$$

표 5. 가뭄지속기간별  $\Sigma z$

지 점	지속기간(월)	시 작	종 료	$\Sigma z$
상서	3	1985. 6	1985. 8	-13.33
윤학	3	1979. 7	1979. 9	11.79
상서	5	1985. 5	1985. 9	-16.73
윤학	5	1979. 7	1979. 11	-15.95
상서	7	1985. 5	1985. 11	-19.00
윤학	7	1979. 7	1980. 1	-16.60
상서	10	1985. 4	1986. 1	-20.43
용대	15	1982. 6	1983. 8	-28.80
용대	20	1982. 4	1983. 11	-33.24
용대	25	1981. 9	1983. 9	-35.83
용대	30	1981. 9	1984. 2	-38.44
용대	35	1981. 8	1984. 6	-39.37
하연	40	1974. 6	1977. 9	-43.58
하연	45	1973. 5	1977. 1	-44.49
하연	48	1974. 6	1978. 5	-46.54

$$X_t = X_{t-1} + \frac{z_t}{3} - 0.0685X_{t-1} \quad (19)$$

$$\bar{K} = -21.042 / \Sigma d \quad (20)$$

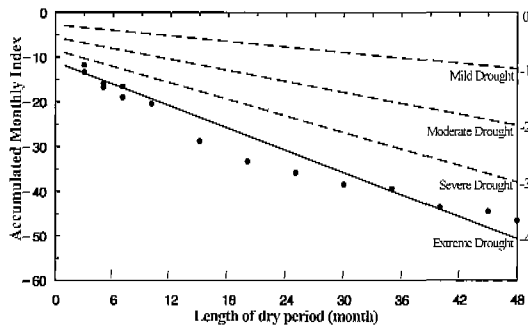


그림 5. 최대가뭄지속기간별 누가 수분이상지수

### 5.3 기후특성치(K)의 재산정

가뭄심도지수는 수분이상지수  $z$ 에 의해 결정되며  $z$ 은 기후적으로 적절한 강우와 실제 강우의 편차인  $d$ 에 의해 산정되므로 한 지역에 있어 서로 다른 시간에 대한 가뭄 정도를 비교할 수는 있어도 서로 다른 지역에 대해서는 직접적으로 비교가 어렵다. 따라서 Palmer는 공간적 및 시간적인 비교가 가능하도록 기후특성치  $K$ 를 재산정하는 방법을 제시하였다. Palmer가 제시한 방법에 따라 한강유역에서의 가뭄심도지수  $X=-4.0$  일 때 12개월에 해당하는 누가 수분이상지수  $\Sigma z$ 은  $-21.042$ 이며, 12개월 평균 가중인자 즉 기후특성치  $\bar{K}$ 는  $-21.042$ 를 가분이 가장 심한 12개월의 수분편차  $d$ 의 합으로 나누어줌으로써 구할 수가 있다.

또한  $\bar{K}$ 가 수분요구량과 공급량의 비  $((\bar{PE} + \bar{R} + \bar{RO}) / (\bar{P} + \bar{L})) / \bar{D}$  와 관련이 있으므로 대상지점에 대해 식 (20)과 위의 비를 구하여 그림 6과 같이 도시하여 회귀분석을 통해  $K'$ 를 식 (21)과 같이 결정하였다.

$$K' = 1.7947 \left( \frac{\bar{PE} + \bar{R} + \bar{RO}}{\bar{P} + \bar{L}} \right) / \bar{D} - 0.1501 \quad (21)$$

여기서  $\bar{D}$ 는 편차  $d$ 의 절대치의 평균값

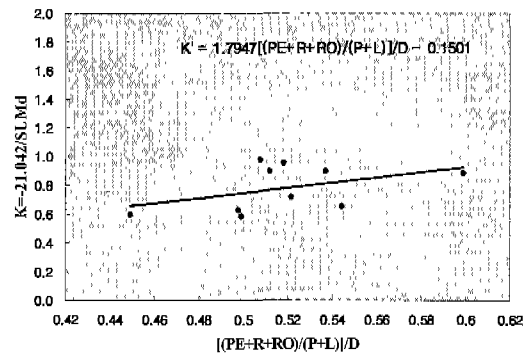


그림 6. 지점별  $\bar{K}$ 와  $((\bar{PE} + \bar{R} + \bar{RO}) / (\bar{P} + \bar{L})) / \bar{D}$ 의 관계

Palmer가 제시한 방법에 의해 지역마다 가뭄심도지수를 서로 비교할 수 있도록 최종적인 기후특성치  $K$ 를



다음과 같이 결정하였다. 먼저 각 지점별로 식 (21)에 의해 월별  $K'$ 를 계산하고 앞에서 구한  $\bar{D}$ 를 곱하여  $\bar{D} K'$ 를 구한 후 연간 합계를 구하고 10개 지점평균 18.26을 얻었다. 이 평균치를 이용하여 각 지점별로 식 (22)와 같이  $K'$ 를 보정하므로 최종적인 월별 기후특성치  $K$ 를 산정하여 여기에 편차  $d$ 를 곱해 새로운 수분이상지수  $Z$ 을 구하고 가뭄심도지수 산정공식(식 19)을 적용하여 월별 가뭄심도지수를 산정하였으며 그림 7에 서석지점의 가뭄심도지수를 나타내었다.

$$K = \frac{18.26}{\sum DK'} K' \quad (22)$$

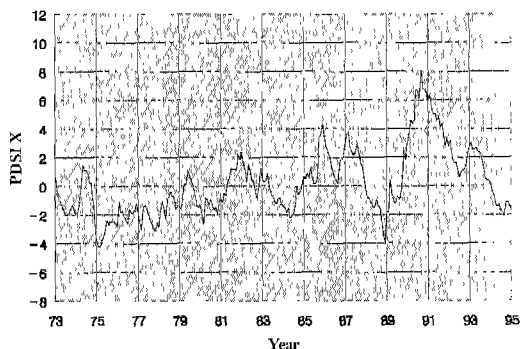


그림 7. 서석지점의 가뭄심도지수

### 6. 가뭄지속기간의 산정

위와 같은 방법으로 한강유역의 10개 지점에 대하여 Palmer 가뭄심도지수를 산정하였다. 물수지모형에 의해 산정된 가뭄지속기간과 비교하기 위하여 각 지점별로 특정 가뭄심도( $X \leq 0.0$ )가 습윤상태로 변환되는 변이기간을 물수지모형에서와 같은 방법인 Crossing Theory 개념을 사용하여 산정하였다. 물수지모형에서는 각 함수비상태에서 잠재장벽에 해당하는 즉 가뭄기에서 습윤기로 넘어가는 경계를 지나는데 걸리는 시간으로 가뭄의 지속기간을 산정하였다. 하지만 Palmer 가뭄심도지수는 이와는 달리 극심한 가뭄( $X=-4.0$ ), 가뭄기에서 습윤기로 넘어가는 상태( $X=0.0$ ), 극심한 습윤( $X=4.0$ ) 등으로 표현하므로 직접적인 비교가 곤란하다. 따라서 본 연구에서는 Palmer의 극심한 가뭄을 물수지모형에서 토양함수비가 0인 상태로, 그리고 가뭄심도지수  $X=0.0$ 인 경우를 물수지모형의 토양함수비 0.659인 잠재장벽으로 설정하고 각 특정 가뭄심도지수별로  $X=0.0$ 을 통과하는 기간을 산정하였다. 이와 같은 방법으로

서석지점에 대해 각 가뭄심도지수별로 습한 상태로 전환되는 즉,  $X=0.0$ 을 통과하는 기간을 산정한 결과가 그림 8에 나타나 있다.

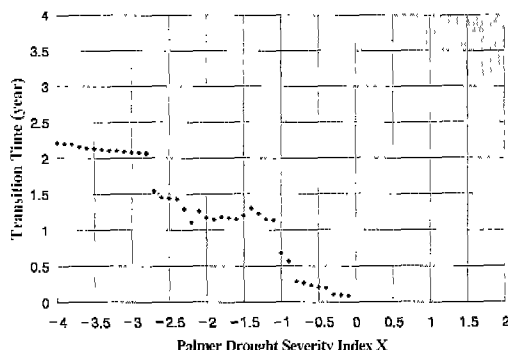


그림 8. 서석지점에 대한 가뭄지속기간

한강유역의 가뭄지속기간을 산정하기 위한 물수지보형 결과와 비교하기 위해 10개 지점별로 구한 각 가뭄심도지수별 지속기간을 평균하여 그림 9에 도시하였다. 그림 9를 보면 극심한 가뭄상태( $X=-4.0$ )에서 습한 상태로 전환되는데 걸리는 기간이 약 3년으로 물수지모형에서의 토양함수비 0인 경우 잠재장벽을 넘어 습한 상태로 변화하는데 걸리는 기간 약 3년과 근사한 결과를 주고 있음을 알 수가 있으며 기타의 토양함수비(그림 3) 또는 가뭄심도지수별로 습한 상태로 변환되는 기간이 비슷한 양상을 보여주고 있어 두 방법을 통해 산정된 한강유역의 가뭄지속기간이 신뢰성을 가진다고 말할 수가 있다.

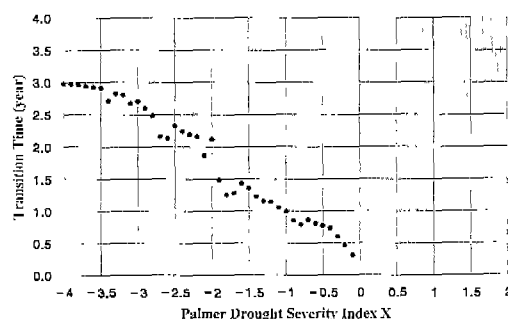


그림 9. 한강유역의 가뭄지속기간

### 7. 결 론

본 연구에서는 팔당댐 상류 한강유역에 대하여 건조

기에서 습윤기로 변환되는 기간 즉, 가뭄기의 지속기간에 대해 물수지모형과 Palmer 가뭄심도지수를 이용하여 분석하였다. 물수지모형을 적용했을 때 한강유역에서 건조한 경우 함수비가 0.1085에서 자주 발생하고 있으며, 습윤한 경우 함수비가 0.664에서 자주 발생하여 주위 환경변동에 의해 건조기와 습윤기로 변환되고 있음을 알았다. 함수비 0.1085의 건조기에서 습윤기로 변환되는 가뭄의 지속기간은 약 2.7년으로 산정되었으며, 아주 건조한 함수비 0인 경우 습윤한 상태로 변환되는데 약 3년이 걸릴 수 있다. Palmer 가뭄심도지수를 구하여 이를 바탕으로 한강유역에서의 가뭄기의 지속기간을 분석한 결과 극심한 가뭄( $X=-4.0$ )에서 습윤기로 변환되는  $X=0.0$ 을 지나는데 걸리는 기간이 약 3년으로 산정되었다. 가뭄심도지수  $X=-4.0$ 과  $X=0.0$  사이의 임의의 값에서 습윤기로 변환되는 기간도 물수지모형에 의해 분석된 결과와 유사함을 보여주고 있어 본 연구를 통해 얻은 한강유역에서의 가뭄상태별로 습윤기로 변환되는 가뭄의 지속기간이 신뢰성이 있음을 알 수가 있다. 따라서 본 연구의 결과를 이용하면 각 가뭄정도에 따라 이를 극복하는데 걸리는 기간과 이 기간동안 필요한 수자원량 등을 산정 할 수가 있으며 가뭄에 대한 수자원 확보 및 배분 등 가뭄대책을 수립하는데 도움을 줄 수가 있다고 본다.

#### 감사의 글

본 논문은 한국과학재단의 지원(과제번호 2000-1-31100-002-1)에 의하여 수행되었으며 이에 감사의 뜻을 전합니다.

#### 참고 문헌

윤용남, 안재현, 이동률 (1997). "Palmer의 방법을 이용한 가뭄의 분석", 한국수자원학회논문집, 제30권, 제4호, pp. 317-326.

이재수 (2000). "한강유역에서의 건기와 우기의 변이 기간 분석", 한국수자원학회논문집, 제33권, 제3호, pp. 375-382.

Brass, R. L. and Rodriguez-Iturbe, I. (1985). "Random Function and Hydrology", Addison-Wesley Publishing Company, pp. 559.

Brazil, L. E. and Krajewski, W. F. (1987). "Optimization of Complex Model Using Random

Search Methods", *Engineering Hydrology Proceedings*, Aug. 3-7, pp. 726-731.

Demaree, G. E. and Nicolis, C. (1990). "Onset of Sahelian Drought Viewed as a Fluctuation Induced Transition", *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, No. 116, pp. 221-238.

Gardiner, C. W. (1983). "Handbook of Stochastic Methods for Physics Chemistry and the Natural Sciences", *Springer Verlag*, Berlin, pp. 443.

Kohler, M. A. (1957). Meteorological Aspect of Evaporation Phenomena, International Union of Geodesy and Geophysics, Association of Scientific Hydrology, *Publication No. 45*, General Assembly of Toronto, Vol. 3, pp. 421-436.

Marlatt, W. E., Havens, A. V., Willets, N. A. and Brill, G. D. (1961). "A Comparison of Computed and Measured Soil Moisture under Snap Beans", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 66, No. 2, pp. 535-541.

Nordin, C. F. and Rosbjerg, D. M. (1970). "Application of Crossing Theory in Hydrology", *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology*, XV. 1, pp. 27-43.

Palmer, W. C. (1965). "Meteorological Drought", *Res. Pap. No. 45*, U.S. Weather Bureau.

Rodriguez-Iturbe, I., Entejhabi, I. D. and Brass, R. L. (1991a). "Nonlinear Dynamics of Soil Moisture at Climate Scales: 1. Stochastic Analysis", *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 8, pp. 1899-1906.

Rodriguez-Iturbe, I., Entejhabi, I. D., Lee, J-S and Brass, R. L. (1991b). "Nonlinear Dynamics of Soil Moisture at Climate Scales: 1. Chaotic Analysis", *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 8, pp. 1907-1915.

Thornthwaite, C. W. and Mather, J. R. (1955). "The Water Balance", *Publication in Climatology*, Vol. 8, No. 1.

(논문번호:01-043/접수:2001.06.09/심사완료:2001.08.11)