

토양수분 확률밀도함수로 살펴본 가뭄발생에 대한 기후변화의 영향**Estimating Climate Change Impact on Drought Occurrence Based on the Soil Moisture PDF**

최 대 규* / 안 재 현** / 조 덕 준*** / 김 상 단****

Choi, Daegyul / Ahn, Jae Hyun / Jo, Deok Jun / Kim, Sangdan

Abstract

This paper describes the modeling of climate change impact on drought using a conceptual soil moisture model and presents the results of the modeling approach. The future climate series is obtained by scaling the historical series, informed by CCCma CGCM3-T63 with A2 green house emission scenario, using a daily scaling method that considers changes in the future monthly precipitation and potential evapotranspiration as well as in the daily precipitation distribution. The majority of the modeling results indicate that there will be more frequent drought in Korea in the future.

Keywords : climate change, drought, soil moisture, probability density function

요 지

본 연구에서는 개념적인 토양수분 모형을 이용하여 가뭄에 대한 기후변화의 영향을 모형화하고, 모형으로부터의 결과를 분석하고 있다. 미래 기후자료로서 A2 온실가스 배출 시나리오에 따라 CCCma CGCM3-T63에 의해 도출된 자료가 이용되며, 일별 강수분포 및 월별 강수량 및 잠재증발산량의 변화를 고려하기 위하여 일별 스케일링 기법이 적용된다. 모형으로부터 도출된 주요결과로부터 미래에는 우리나라에 보다 잦은 가뭄이 있을 수 있음을 살펴볼 수 있다.

핵심용어 : 기후변화, 가뭄, 토양수분, 확률밀도함수

1. 서 론

우리나라 마지막 왕조인 조선시대(1392-1910년)에는 지방관리가 지역에 부임하여 행하는 첫 번째 시책이 굶주림에 허덕이는 주민 구제를 위한 참나무 심기였다고 한

다. 이러한 전통으로부터 살펴볼 수 있는 것은 자연 재해 중 가장 중요하게 다룬 것이 가뭄이라는 사실이다(김보경 등, 2006).

아시아 몬순 지역에 위치한 우리나라는 기후에 있어서 전형적인 계절적인 패턴을 가지고 있다. 사계절은 기온과

*부경대학교 환경공학과 박사과정

Graduate Student, Dept. of Envr. Engr., Pukyong National Univ., Busan, Korea

**서경대학교 토목공학과 조교수

Assistant Prof., Dept. of Civil Engr., Seokyeong Univ., Seoul, Korea

***동서대학교 건축토목공학부 조교수

Assistant Prof., Division of Architecture & Civil Engineering, Dongseo Univ., Busan, Korea

****교신저자, 부경대학교 환경공학과 조교수 (e-mail: skim@pknu.ac.kr)

Corresponding Author, Assistant Prof., Dept. of Envr. Engr., Pukyong National Univ., Busan, Korea

강수량의 변화에 의해 규정될 수 있는데, 건기는 봄, 가을, 겨울에 걸쳐 지속되며, 우기는 여름철에 해당된다. 연 강수량의 60% 이상이 고온다습한 여름철에 집중되어 홍수는 매년 발생하는 매우 빈번한 자연현상이라 할 수 있다. 장마는 6월 중순부터 7월까지 지속되며, 8월말부터 9월에는 주요 태풍이 한반도에 영향을 미친다. 또한 대류성 호우가 국지적으로 발생되어 돌발홍수에 의한 피해를 발생시키기도 한다 (변희룡과 한영호, 1994).

다른 한편으로 장마가 시작되기 전까지는 비교적 긴 건조한 기간이 지속된다. 유철상과 류소라 (2003)에 따르면 우리나라는 대략적으로 2년에 한번마다 가뭄에 의한 수자원 공급에 있어서 긴장상태를 경험하고 있으며, 심한 경우에는 2년 이상 지속되는 가뭄으로 특히 농업용수 공급에 심각한 차질이 발생하는 것으로 보고되고 있다.

그동안 가뭄을 정량화시키기 위한 많은 시도가 있어왔으며, 우리나라의 경우 주로 강수량의 분석에 기초를 둔 연구가 주를 이루고 있다 (변희룡, 1996; 한국수자원공사, 2002; 유철상 등, 2006; 장연규 등, 2006; 경민수 등 2007). 이러한 시도들은 가뭄을 정량화하는데 있어서 어느 정도의 성과가 있는 것도 사실이나, 온실가스 증가에 따라 예상되는 미래기후변화는 우리나라의 기온 및 강수 패턴에 영향을 주어 이에 따른 수문학적 수분상태의 변화가 예상되고 있다. 따라서 강수량의 분석만으로는 미래에 발생하게 될 가뭄을 현재의 가뭄과 비교하는 것이 매우 곤란하게 된다. 가뭄은 유역에서 발생하는 수문순환에 있어서 들어오는 수분 양보다 나가는 수분이 양이 평상시보다 더 많을 경우라 할 수 있으며 (McKee et al., 1993), 이를 가장 간단하게 설명하자면 유입되는 강수량과 손실되는 증발량으로 나타낼 수 있을 것이다. 기온의 패턴이 미래에도 동일하다고 가정한다면 미래에 발생할 것으로 예측되는 강수량의 분석으로도 충분히 미래의 가뭄을 현재의 것과 비교할 수 있겠으나, 전지구기후모형 (Global Climate Models, GCMs)으로부터 예측되는 미래 우리나라 기후는 강수의 변동보다는 기온 증가에 보다 더 확실한 결과를 주고 있다. 이에 따라 미래가뭄에 대한 예측을 위해서는 강수변동뿐만 아니라 기온증가가 고려된 가뭄 분석이 필요하다 할 수 있다.

기온과 강수의 변동을 가장 잘 반영하는 수문성분 중 하나는 토양수분일 것이다. 토양수분은 강수-침투-유출-증발산의 수문순환에 있어서 연결고리 역할을 하는 수문성분으로서, 지면과 대기를 연결하는 중간층에 위치함으로써 기후변화에 따른 수문학적 평가에 있어서 매우 중요한 수문성분으로 인식되고 있다 (Entekhabi and Rodriguez-Iturbe, 1994; Daly and Porporato, 2006; Kim et al., 2007; 한수희 등, 2009). 특히, 농업 생산성은 토양수분의 형태로

공급되는 수분 양에 매우 크게 의존하고 있음에 따라 기후변화에 따른 적응대책 마련 시 토양수분에 대한 이해와 미래의 변동 양상을 파악하는 것은 매우 중요한 의미를 갖게 된다.

토양수분의 특성을 파악하기 위해서는 매우 광범위한 지역을 대상으로 매우 강도 높은 관측이 수반되어야 한다 (Jackson et al., 1995; Rodriguez-Iturbe et al., 1996). 하지만 대부분의 경우 관측 자료가 매우 부족한 실정이어서 토양수분의 특성화는 주로 모형에 의해 시도되는 것이 일반적이다 (Porporato et al., 2004).

본 연구는 미래기후변화에 따른 가뭄발생확률에 대한 평가를 목적으로 하고 있다. 이 때, 가뭄은 토양수분의 부족으로 발생된다고 가정한다. 토양수분에 분석으로부터 가뭄을 평가하고자 하는 노력은 최근 들어 여러 연구자들에 의해 매우 활발하게 연구되고 있는 추세이다 (Dai et al., 2004; Sheffield et al., 2004). 또한 우리나라 기후의 계절성을 고려하기 위하여 월별로 상대적인 토양수분의 부족을 가뭄으로 정의한다. 강수로 인한 토양수분의 공급 및 증발산과 침투를 통한 손실이 고려된 토양수분의 시간적 거동에 관한 지배방정식을 구성한 후, 강수의 추계학적 특성을 고려한 Fokker-Planck 방정식을 수치적으로 풀어내 토양수분 확률밀도함수를 구성하게 된다 (한수희 등, 2009). 이 때, 특정 전지구기후모형에 의해 제공되는 미래기후변화에 의하여 토양수분 확률밀도함수가 어떠한 영향을 받는지를 분석함으로써 현재대비 미래가뭄에 대한 평가를 수행해보고자 하였다. 이 때, 기후변화로 인한 영향을 보다 명확하게 파악하기 위하여 토양, 식생, 토지 이용 등과 같은 지면의 조건은 공간적으로 모두 균일한 것으로 가정한다.

2. 연구방법

2.1 토양수분 모형화

본 연구에서는 Rodriguez-Iturbe et al. (1999)에 의해 사용된 아래와 같은 토양수분 동역학 지배방정식에 기초하고 있다.

$$nZ_r \frac{ds}{dt} = -L(s) + I(R, s) \quad (1)$$

여기서 n 은 토양의 공극비이며, Z_r 은 지표면 근처 식생뿌리가 존재하는 토양층의 두께 [L], L 은 기후, 토양 및 식생 조건에 따른 토양수분 s 의 손실과 관련된 함수로서 증발산 및 침투과정을 나타낸 것이며, I 는 강수 R 로부터 토양에 공급되는 수분 양으로 강수 시 침투과정을 나타낸 것이다. 토양수분 이득함수 $I(R, s)$ 의 확률분포함수

(Probability Distribution Function, PDF)는 아래와 같이 토양수분의 현재 상태 및 강수량에 따라 크게 세 가지 형태로 구분되는데, 이는 일 강수량의 확률분포를 무강수일에서 별도의 확률질량을 가지며 강수일에서는 지수분포를 갖는 혼합지수분포로 가정하여 유도된다.

$$\begin{aligned}
 f_I(i) &= 1 - \lambda, & \text{for } i = 0 \\
 &= \frac{\lambda}{R_m} e^{-i/R_m}, & \text{for } 0 < i < (1-s)nZ_r \\
 &= \lambda e^{-(1-s)nZ_r/R_m}, & \text{for } i > (1-s)nZ_r.
 \end{aligned} \quad (2)$$

여기서, i 는 강수로 인한 침투량, R_m 는 비가 온 날의 강수량 평균값이며, λ 는 강수일의 확률이다. 이득함수 $I(R, s)$ 의 PDF를 도시하면 Fig. 1과 같다.

토양수분 손실함수 $L(s)$ 는 토양수분의 상태에 따라 아래와 같이 세 가지 형태로 구분된다.

$$\begin{aligned}
 L(s) &= \frac{E_{\max} s}{s^*}, & \text{for } 0 < s < s^* \\
 &= E_{\max}, & \text{for } s^* < s < s_l \\
 &= \frac{K_s s}{1-s_l} - \frac{K_s s_l}{1-s_l} + E_{\max}, & \text{for } s_l < s < 1
 \end{aligned} \quad (3)$$

여기서, s^* 와 s_l 은 토양수분 상태의 임계값을 나타내며, E_{\max} 와 K_s 는 각각 잠재증발산량과 포화투수계수를 의미한다. 손실함수 $L(s)$ 를 도시하면 Fig. 2와 같다.

따라서 토양수분 PDF의 시간적 거동을 나타내는 Fokker-Planck 방정식은 Cumulant 급수이론을 이용하여 아래와 같이 유도될 수 있다 (Kavvas, 2003).

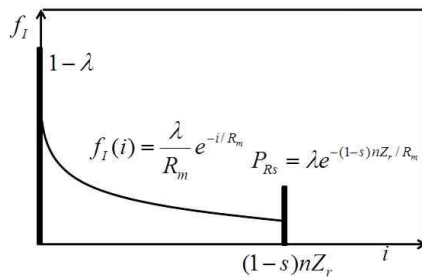


Fig. 1. Infiltration Probability Distribution Function

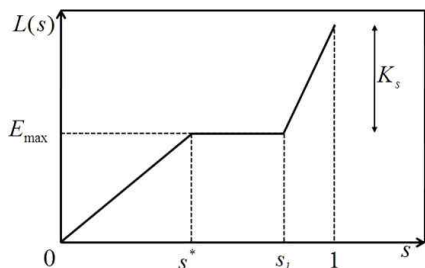


Fig. 2. Loss Function

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial p(s,t)}{\partial t} &= -\frac{\partial}{\partial s} \left[\left(\frac{1}{nZ_r} \lambda R_m \left(1 - e^{-\frac{(1-s)nZ_r}{TR_m}} \right) - \frac{1}{nZ_r} L(s) + \frac{\theta(1-s)\lambda}{2T^2} e^{-\frac{(1-s)nZ_r}{R_m T}} \right. \right. \\
 &\quad \left. \left. - \frac{\theta \lambda^2 R_m}{2T \cdot nZ_r} \left(1 - e^{-\frac{(1-s)nZ_r}{TR_m}} \right) e^{-\frac{(1-s)nZ_r}{R_m T}} \right) p(s,t) \right] \\
 &\quad + \frac{\partial}{\partial s} \left[\left(\frac{\lambda R_m \theta}{2(nZ_r)^2 T} 2TR_m \left(1 - e^{-\frac{(1-s)nZ_r}{TR_m}} \right) - 2nZ_r (1-s) e^{-\frac{(1-s)nZ_r}{TR_m}} \right. \right. \\
 &\quad \left. \left. - \lambda R_m T \left(1 - e^{-\frac{(1-s)nZ_r}{TR_m}} \right)^2 \right) \times \frac{\partial p(s,t)}{\partial s} \right]
 \end{aligned} \quad (4)$$

여기서, $p(s,t)$ 는 시간 t 에 따른 상태변수 s 의 PDF이며, θ 는 강수의 변동 scale, T 는 모형이 다루는 단위시간으로 본 연구의 경우에는 1 day이다. Eq. (4)의 해가 PDF이기 때문에 발생하는 제반 제약조건을 해결할 목적으로 본 연구에서는 Chang and Cooper (1970)가 제안한 수치기법을 이용하여 Eq. (4)의 해를 수치적으로 구하게 된다. 수치기법에 대한 보다 자세한 설명은 한수희 등 (2009)을 참조할 수 있다.

2.2 기후변화 시나리오

미래기후자료는 보통 전구기후모형으로부터의 결과를 분석함으로써 획득된다. 하지만 전구기후모형의 해상도가 너무 크기 때문에 이를 수문모형에 직접적으로 적용할 수는 없다. 큰 해상도의 전구기후모형의 결과들은 통계학적 (Charles et al., 2004; Fowler et al., 2007) 또는 동역학적 (Gordon and O'Farrell, 1997; Nunez and McGregor, 2007) 규모내림기법을 이용하여 유역 규모의 기후변수들로 전환될 수 있으며, 최근까지도 이에 관한 활발한 연구가 진행되어 다양한 수문모형에 적용되고 있다 (Diaz-Nieto and Wilby, 2005). 하지만 동역학적 규모내림기법의 경우 방대한 양의 수치계산이 필요하며, 아직까지는 매우 제한된 정보만이 이용 가능한 실정이다. 그 결과 기후변화에 따른 영향을 살펴보는 많은 연구들이 통계학적 규모내림기법을 적용하고 있다 (California Department of Water Resources, 2009).

본 연구에서는 미래 강수량과 평균기온을 모의하기 위하여 우리나라 기상청 24개 지점 (Fig. 3 참조)의 일 강수량과 평균기온자료에 통계학적 규모내림기법의 일종인 스케일링 기법을 이용하였다. 적용된 전구기후모형은 A2 온실가스 배출시나리오에 따라 CGCM3-T63이다. 전구기후모형으로부터의 기후자료는 Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI)의 웹사이트로부터 획득할 수 있다 (<http://www-pcmdi.llnl.gov>).

CGCM3-T63에서 월단위로 제공되는 변수 중 tave와 pr를 각각 월평균 일평균기온과 월강수량으로 가정하였으며, 먼저 전구기후모형에서 제공되는 1971~2000년의 평균기온과 강수량 자료를 동 기간 24개 지점 공간평균자료와 일치시키기 위한 편의보정을 시도하였다. 편의보정은 월별도 수행되었으며, 전구기후모형 모의결과의 누가확

를밀도함수를 관측된 공간평균자료의 누가확률밀도함수에 Quantile mapping하는 방법을 취하였다. 이 때, 누가확률밀도함수는 Kernel smoothing method (Silverman, 1986)를 이용하여 결정하였다. Figs. 4 and 5는 편의보정



Fig. 3. 24 Locations of Observatories in Korea

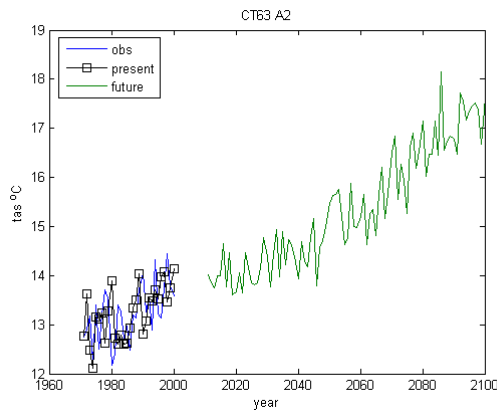


Fig. 4. Mean Surface Air Temperature Projection

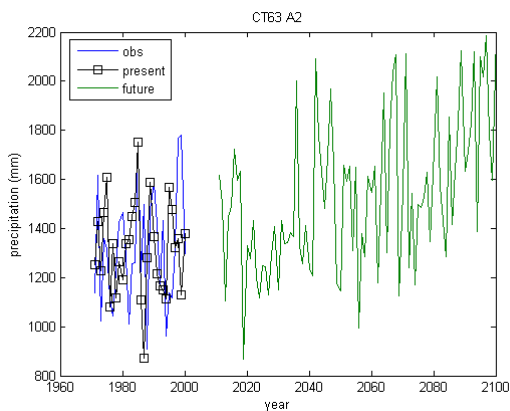


Fig. 5. Precipitation Projection

과정을 거친 평균기온과 강수량 시계열의 예측결과를 나타내고 있다. 2041~2070년의 경우, 평균기온은 현재대비 약 1.9°C, 강수량은 12% 정도 상승할 것으로 예측되고 있음을 살펴볼 수 있다. Figs. 4 and 5에서 obs는 24개 지점 공간평균 관측 자료이며, present와 future는 전구기후모형으로부터 편의보정과정을 거쳐 획득된 현재 및 미래 기후 모의자료를 각각 의미한다.

위와 같은 산출한 미래 월 기상자료 (2011~2100년)는 과거 30년 평균 월 기상자료에 대한 anomaly로 나타낼 수 있으며 (강수의 경우 백분율, 평균기온의 경우 편차), 이러한 anomaly 자료는 이후 지점별 미래 일 강수량 및 일 평균기온을 산출하는데 사용된다. 절차는 다음과 같다. 1) 지점별 과거 30년 평균 월 기상자료에 예측된 anomaly를 적용하여 미래 월 기상자료를 산출, 2) 1971~2000년 지점별 일 자료를 대응하는 월 자료 (강수의 경우 월 총량, 평균기온의 경우 월평균)에 대한 백분율로 전환, 3) 백분율로 전환된 일 자료 시계열이 추가적으로 2번 연속 반복된다고 가정하여 90년 일 자료 생성, 4) 백분율로 전환된 90년 일자료를 1)에서 구한 미래 월 기상자료에 적용하여 2011~2100년 기간 동안의 미래 일 기상자료 산출.

3. 결과 및 고찰

3.1 모형 매개변수

토양수분 모형에 필요한 기상관련 매개변수 λ , R_m , θ , E_{max} 는 모두 30년 월별 평균값으로 모두 다섯 가지 조합으로 추정되었다. 첫 번째 조합은 1971~2000년 동안 지점별로 관측된 기상자료를 이용한 매개변수들이며, 두 번째 조합은 1971~2000년을 대상으로 전구기후모형으로부터 모의된 매개변수들, 세 번째부터 다섯 번째 조합은 각각 2011~2040년, 2041~2070년, 2071~2100년을 대상으로 전구기후모형으로부터 모의된 매개변수들이다. 지점별 월별 잠재증발산량은 Penman 방법에 의해 일별로 계산하여 월별 평균값을 산정하였다.

유효토심 nZ_r 은 150 mm가 적용되었다. 사실 유효토심은 다소 주관적으로 결정되었다. Entekhabi and Rodriguez-Iturbe (1994)의 경우 상부토양깊이 Z_r 을 500 mm, 공극율 n 을 0.3으로 적용한 바 있으며, Yoo et al. (2006) 또한 같은 값을 적용한 바 있다. 포화투수계수 K_s 는 200 mm/day, 임계 토양수분 값인 s^* 와 s_l 은 각각 0.53과 0.70이 적용되었으며, 이는 loamy soil을 대표하는 값이다 (Poporato et al., 2001).

3.2 토양수분 모의결과

Fig. 6은 대구지점에서 관측된 1971~2000년 기상자료

로부터 추정된 매개변수를 이용하여 도출한 월별 토양수분 확률밀도함수를 도시하고 있다. Fig. 6으로부터 우선적으로 살펴볼 수 있는 것은 토양수분 확률밀도함수의 강한 계절성이다. 6~9월을 제외하면 모든 월에서 토양수분 평균값이 0.4 이하임을 알 수 있다. 특히, 6~9월에 저수지에 물을 받아 10월에서 이듬해 5월까지 물을 공급하는 우리나라의 물 공급 여건과 4~5월 파종기의 농업용수 수요 증가를 고려할 때, 우리나라는 봄 가뭃발생에 대한 근본적인 취약성이 있다고 할 수 있다. 이는 봄 가뭃의 경우 우리나라는 작게는 2년에 한번, 크게는 5~10년에 한 번씩 경험하고 있다는 Yoo et al. (2006)의 연구와도 잘 부합하는 사실이다. Fig. 6은 또한 월별 토양수분 확률밀도함수가 크게 두 가지 형태를 가지고 있음을 보여주고 있다. 우기(6~9월)를 제외한 나머지 월의 확률밀도함수는 대체로 정규분포의 형태를 보이는 반면에, 7~9월은 왼쪽으로 왜곡된 형태를 보이며, 6월의 경우에는 정규분포의 형태에서 왼쪽으로 왜곡된 형태의 중간단계의 모습을 보인다.

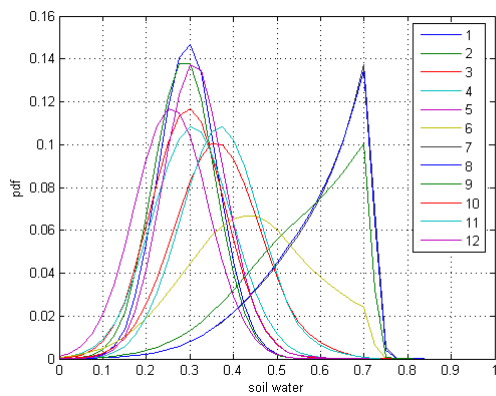


Fig. 6. Soil Moisture Probability Distribution Function (for Daegu)

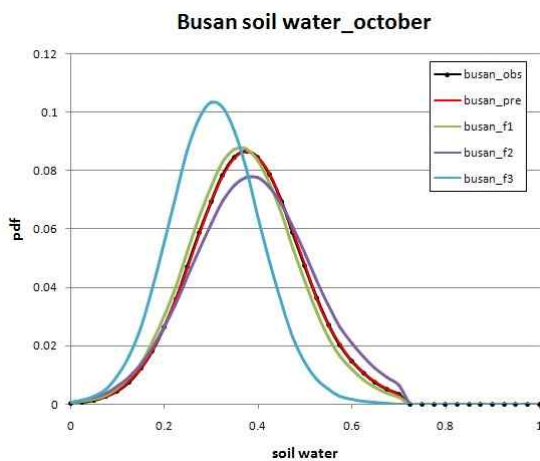


Fig. 7. Soil Moisture Probability Distribution Function (for Busan in October)

Fig. 7은 부산지점에서 모의된 10월 토양수분 확률밀도함수를 도시하고 있다. Fig. 7에서 busan_obs는 부산지점에서 관측된 기상자료로부터 도출된 토양수분 확률밀도함수이며, busan_pre는 전구기후모형의 현재기후자료로부터 부산지점으로 규모내림된 기상자료로부터 산출된 토양수분 확률밀도함수이다. busan_f1, busan_f2, busan_f3는 각각 전구기후모형의 미래 기상자료 (2011~2040년, 2041~2070년, 2071~2100년)를 부산지점으로 규모내림한 기상자료로부터 산출된 토양수분 확률밀도함수이다. 그림으로부터 busan_obs와 busan_pre를 나타내는 확률밀도함수가 서로 매우 유사함을 알 수 있다. 이는 모의된 현재기후로부터의 토양수분 모의결과가 관측된 기후로부터의 토양수분 변동성을 충분히 잘 반영하고 있음을 의미한다. busan_pre와 busan_f1의 확률밀도함수로부터 2011~2040년의 10월 부산지점 토양수분은 현재와 비슷하게 거동할 것으로 예측되고 있음을 알 수 있으며, busan_f2의 확률밀도함수는 현재보다 다소 토양수분이 증가될 것임을 예측하고 있다. 반면 busan_f3의 확률밀도함수로부터 2071~2100년 10월의 부산지점 토양수분은 현재보다 적어질 수도 있음을 살펴볼 수 있다.

3.3 현재와 미래 가뭃의 비교

Fig. 8은 월평균 토양수분 편차의 공간적 분포를 보여주고 있다. 월평균 토양수분의 편차는 과거 관측자료(1971~2000년)로부터 도출된 월평균 토양수분과 전구기후모형으로부터 모의된 현재 기후자료로부터 구한 월평균 토양수분의 차를 의미한다. 편차가 0이면 관측 값과 모의 값이 유사한 것이고, 0과 차이를 보일수록 편차가 크다는 것을 의미하는데 양(+)의 값은 관측 자료로부터의 토양수분이 모의자료로부터의 토양수분보다 큼을 나타낸다. 그림으로부터 우리나라 전체에 걸쳐 관측된 기후로부터 도출한 토양수분과 전구기후모형으로부터 모의된 현재기후로부터 산출된 토양수분의 편차가 그리 크지 않음을 알 수 있다.

가뭃은 토양수분 상태가 많고 적음을 대상으로 절대적인 양을 기준으로 규정되는 것이 아니라 지역에 따른 계절에 따른 상대적인 양을 기준으로 규정되므로, 본 연구에서는 지점별로 월별로 토양수분이 매우 적은 상태를 가뭃으로 정의하여 토양수분 누가확률밀도함수 상에서 특정 확률보다 낮은 상태를 가뭃으로 정의하였다. 누가확률밀도함수 상에서 특정 확률에 해당하는 토양수분은 지점별로 다르기 때문에, 가뭃을 정의하는 특정 확률에 해당하는 토양수분은 지점별로 다른 값을 갖게 된다. 또한 같은 지점이라 할지라도 토양수분 확률밀도함수가 월별로 다르기 때문에, 가뭃을 정의하는 기준 토양수분은 월별로

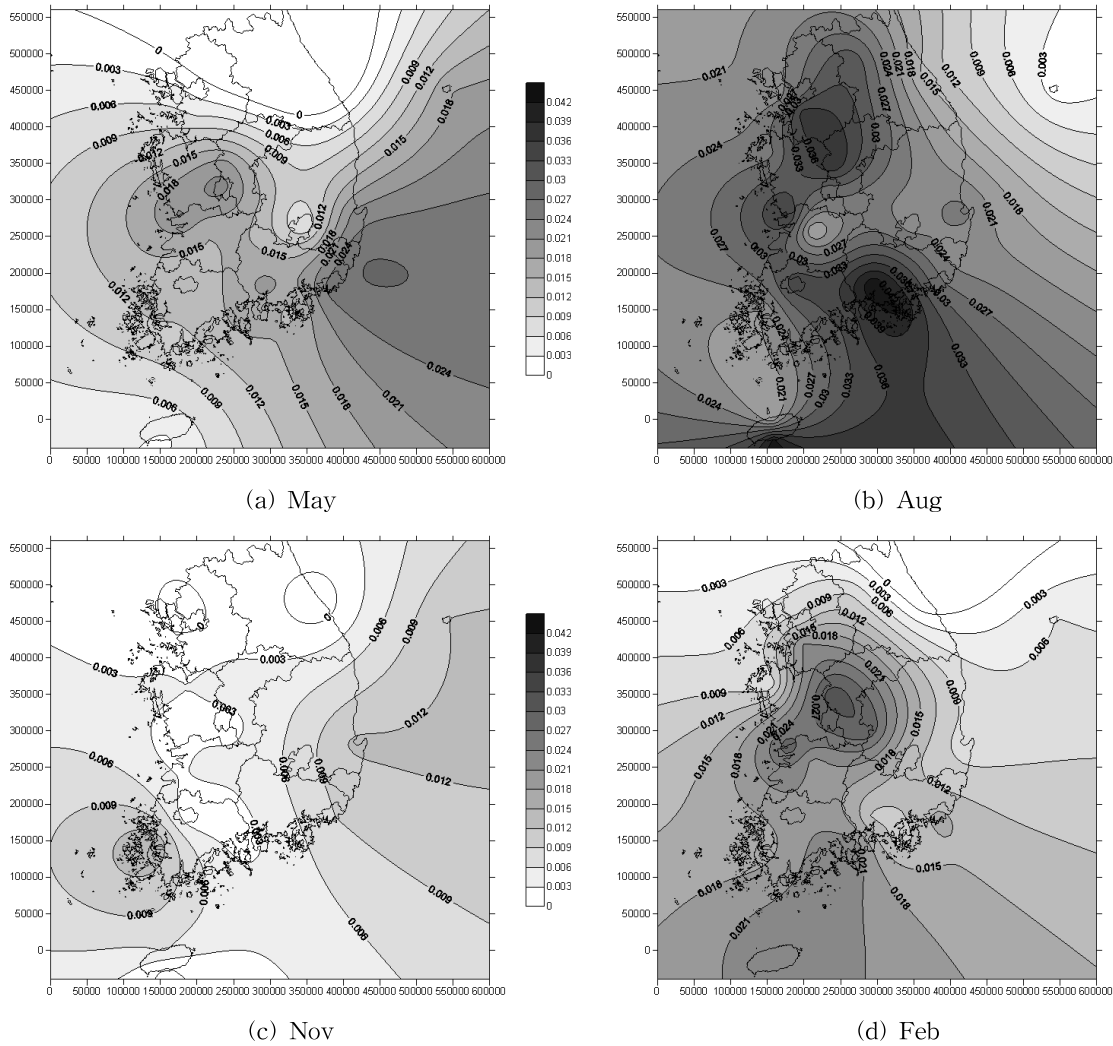


Fig. 8. Absolute Changes (the Observation Minus the Present) in Mean Soil Moisture

도 다른 값을 가지게 된다. 본 연구에서는 가뭄을 정의하는 확률을 5%로 가정하고 이후 연구를 진행하였다. 즉 지점별 월별 토양수분 누가확률밀도함수 상에서 비초과확률 5%에 해당하는 토양수분을 가뭄을 정의하는 기준 토양수분으로 정의하였다. 참고로, 전구기후모형의 현재 기후자료로부터 도출된 기준 토양수분의 우리나라 공간적 평균값은 4월에는 0.406, 7월에는 0.617, 10월에는 0.406로 계산되었으며, 1월에는 0.463이 산정되었다.

기후변화에 따른 미래가뭄발생을 평가하기 위하여 상기 산정한 지점별 월별 기준 토양수분이 이용된다. 전구기후모형의 미래 기후자료로부터 도출된 토양수분 누가확률밀도함수 상에서 상기 산정한 기준 토양수분에 해당하는 비초과확률(즉, $x\%$)을 계산할 수 있으며, 이를 현재에 해당하는 비초과확률(즉, 5%)로 나누어줌으로써 현재가뭄에 대한 미래가뭄의 발생확률을 살펴볼 수 있게 된다. 다시 말해서, $x/5$ 를 하나의 미래가뭄발생

에 대한 지수 S_d 로 산정하여 S_d 가 1보다 크면 미래의 가뭄발생확률이 현재보다 큼을 의미하며, S_d 가 1보다 작은 경우에는 미래의 가뭄발생확률이 현재보다 작아짐을 의미하게 된다.

Fig. 9는 1971~2000년의 가뭄발생확률에 대한 2011~2040년의 가뭄발생확률의 전국적인 분포도를 도시하였으며, Figs. 10 and 11은 각각 2041~2070년, 2071~2100년에 대한 분석결과이다. 시공간 평균적으로 살펴보면, 봄철(3월, 4월, 5월)에는 0.96, 즉 지금보다 미래에는 가뭄발생확률이 4% 정도 감소할 수 있으며, 여름철(6월, 7월, 8월)에는 0.92, 즉 지금보다 미래에는 가뭄발생확률이 8% 정도 감소할 것으로 예측되고 있고, 가을철(9월, 10월, 11월)에는 1.01 겨울철에는 0.71 정도 되고 있음을 나타내고 있다(Table 1 참조). 시기적으로 살펴볼 경우 2041~2070년 2~3월과 2071~2100년 9~10월의 가뭄발생확률이 지금보다 크게 높아져 있음을 알 수 있다.

Table 1. Area-Mean Ratios of the Probabilities of Soil Moisture

	2011~2040	2041~2070	2071~2100
January	0.40	0.81	0.71
February	0.48	1.43	0.95
March	0.78	1.33	0.69
April	1.07	0.94	0.98
May	1.14	0.83	0.84
June	0.78	0.60	0.48
July	1.20	1.04	1.33
August	1.03	0.89	0.90
September	1.17	1.10	1.40
October	1.05	0.87	1.95
November	0.43	0.38	0.76
December	0.40	0.42	0.82

4. 결론

본 연구는 기후변화에 따른 영향으로 미래의 가뭄발생 가능성을 분석한 것이다. CGCM-T63 GCM의 A2 시나리오를 적용시켰으며 이로써 예측된 미래 기후들을 토대로 미래의 가뭄발생확률을 연구하였다.

연구결과, 토양수분의 월별 변화는 계절성을 강하게 나타내었으며, 여름철과 그 외시기의 토양수분 확률밀도함수의 형태가 크게 구별되고 있음을 살펴볼 수 있었다. 관측된 기후자료로부터 도출된 토양수분과 모의된 기후자료로부터 산출된 토양수분의 확률밀도함수가 서로 유사하고, 지점별 월별로 살펴본 편차 또한 그리 크지 않음에 따라 본 연구에서 적용한 규모내림기법이 토양수분의 거동을 표현하는 관점에서는 큰 무리가 없음을 확인할 수 있었다.

지점별 월별 기준 토양수분을 계산하여 이로부터 기후변화에 따른 미래가뭄발생을 평가한 결과 CGCM3-T63 A2 온실가스 배출시나리오의 경우 가뭄발생확률은 일부 기간을 제외하면 전반적으로 현재보다 줄어들 수 있음을 예측하고 있다.

그러나 본 연구에서 도출된 결과는 많은 불확실성이 포함되어 있음을 언급하여야 할 것이다. 이는 낮은 해상도를 지닌 GCM을 규모 내림하는 과정, 토양수분 모형을 구축하는 과정, 미래기후 시나리오 적용에 따른 여러 가지 불가피한 가정 등이 포함되기 때문이다.

마지막으로 가뭄은 절대적인 양적 개념이 아니라 시공간적으로 상대적이고 개념이며 확률적으로는 평균적인 사상이 아니기 때문에, 대상 지점 및 대상 기간에 대하여 발생확률이 크지 않은 극한 사상으로 정의하는 것이 보다 현실적일 것이다. 이러한 관점에서 본 연구에서 적용한 quantile 기법 (즉, 기준 토양수분을 기점으로 현재와 미래의 비초과확률 비교)은 극한 수문 사상의 영향평가를 위해 적절하게 적용될 수 있을 것으로 기대된다.

감사의 글

이 논문은 2009년도 IHP 연구사업의 재원으로 지원을 받아 수행된 연구임.

참고문헌

- 경민수, 김상단, 김보경, 김형수 (2007). “군집분석을 통한 수문학적 가뭄의 가뭄심도-가뭄면적-가뭄지속기간 곡선의 작성.” **대한토목학회논문집**, 대한토목학회, 제27권, pp. 267-276.
- 김보경, 김상단, 이재수, 김형수 (2006). “가뭄의 시공간적 분포 특성 연구: 가뭄심도-가뭄면적-가뭄지속기간 곡선의 작성.” **대한토목학회논문집**, 대한토목학회, 제26권, pp. 69-78.

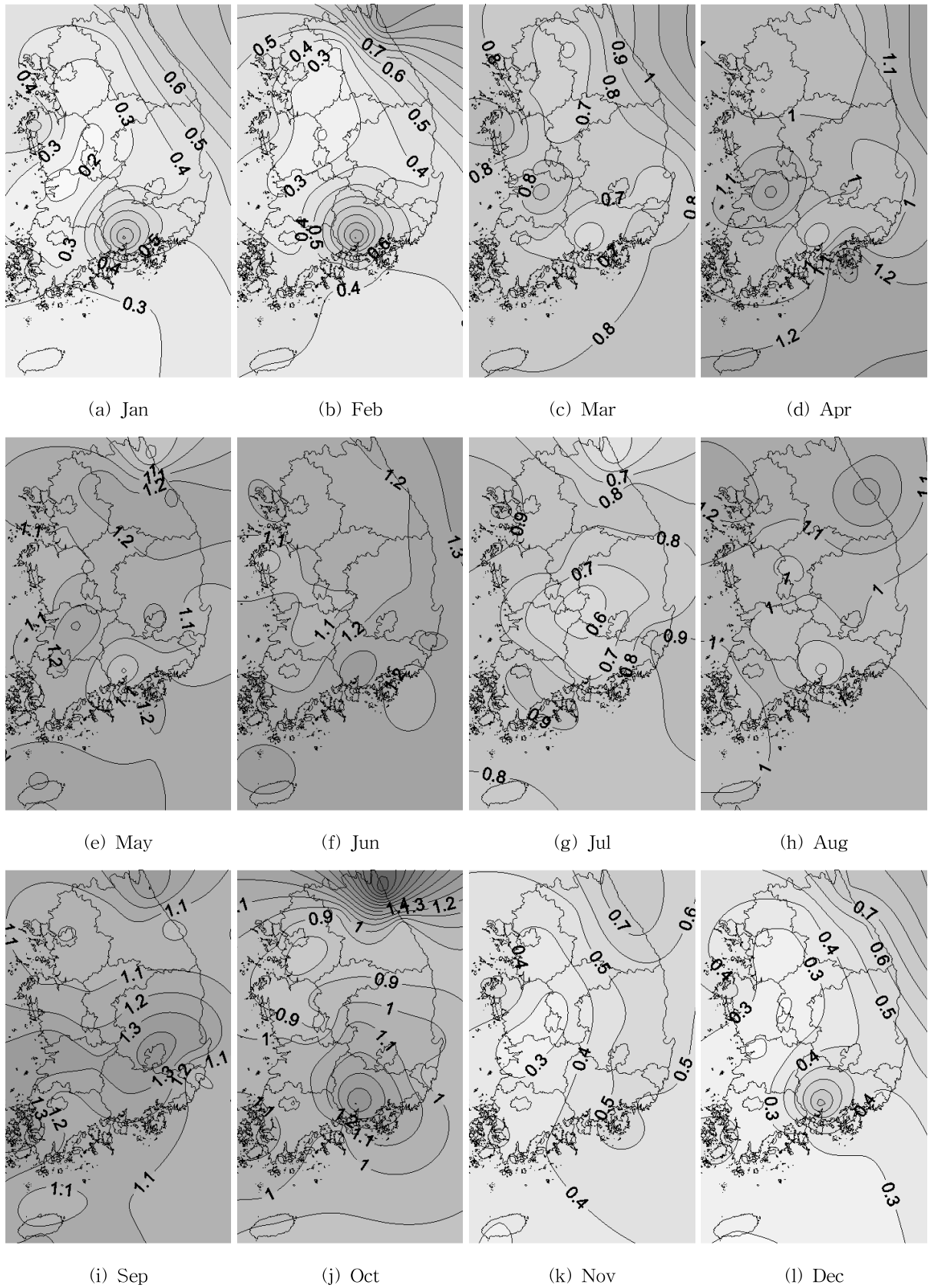


Fig. 9. The Change in the Probability of Soil Moisture Using the Present Lower Five-Percentile at Each Gauging Station as the Threshold (1971~2000 vs. 2011~2040)

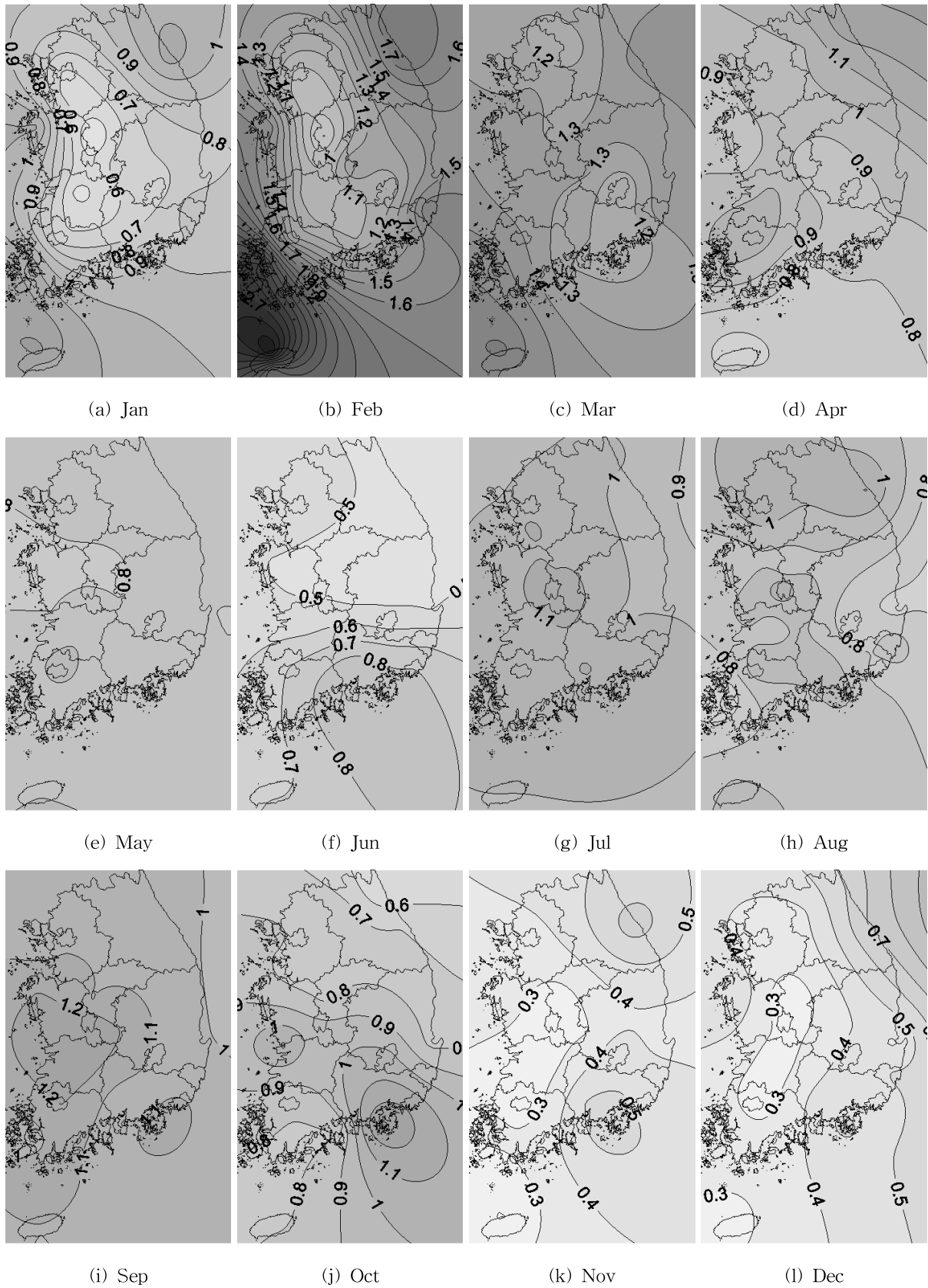


Fig. 10. The Change in the Probability of Soil Moisture Using the Present Lower Five-Percentile at Each Gauging Station as the Threshold (1971~2000 vs. 2041~2070)

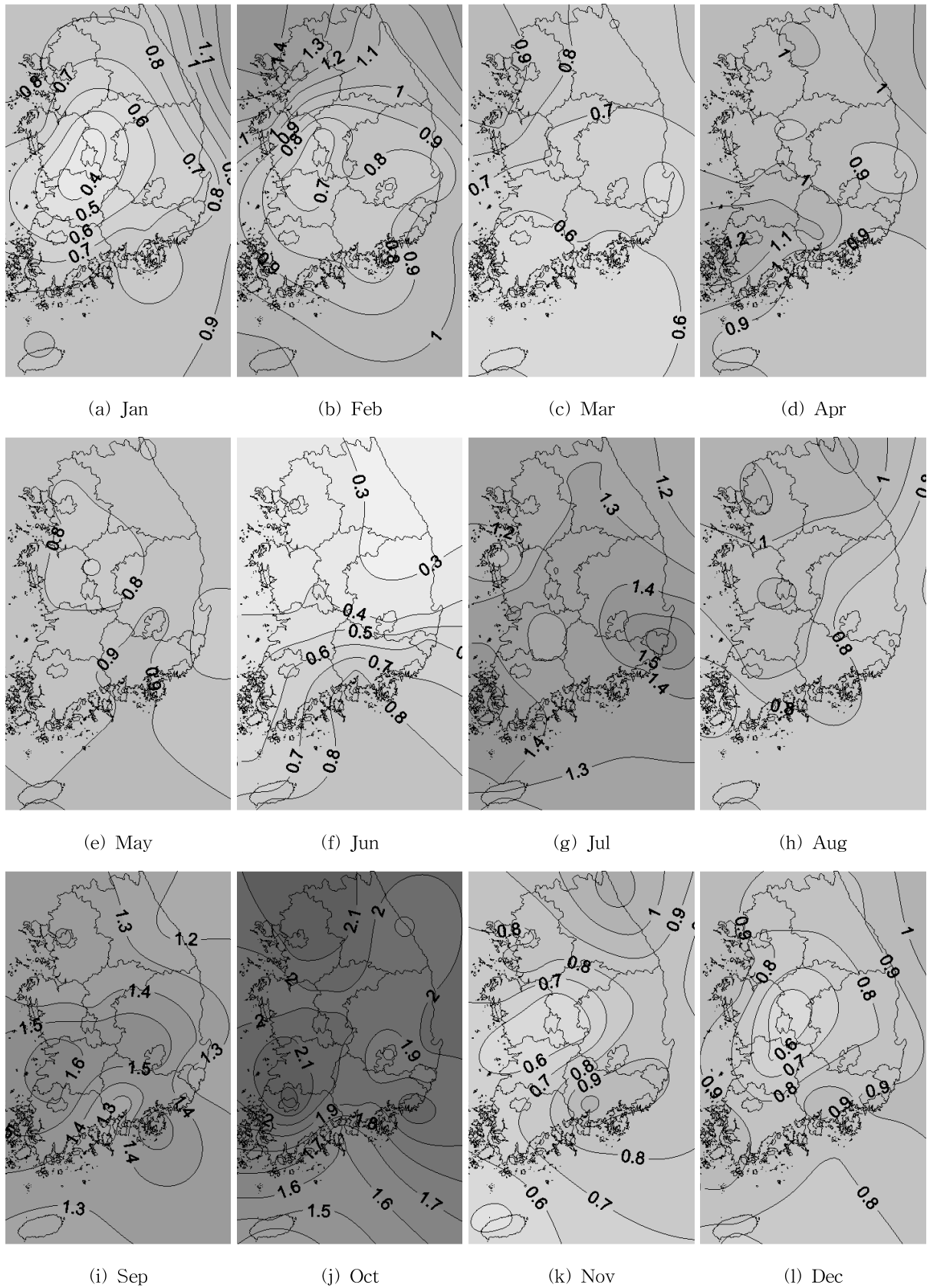


Fig. 11. The Change in the Probability of Soil Moisture Using the Present Lower Five-Percentile at Each Gauging Station as the Threshold (1971~2000 vs. 2071~2100)

- 변희룡 (1996). “한반도에 가뭄을 초래하는 대기 순환.” **한국기상학회지**, 한국기상학회, 제32권, pp. 455-469.
- 변희룡, 한영호 (1994). “한반도에서 계절별로 발생하는 가뭄에 관한 연구.” **한국기상학회지**, 한국기상학회, 제30권, pp. 457-467.
- 유철상, 김대하, 김상단 (2006). “EOF 해석 및 다변량시계열 모형을 이용한 농업가뭄 대비능력의 평가.” **한국수자원학회논문집**, 한국수자원학회, 제39권, pp. 617-626.
- 유철상, 류소라 (2003). “서울지점 가뭄의 재현 및 지속특성 분석.” **한국수자원학회논문집**, 한국수자원학회, 제36권, pp. 561-573.
- 장연규, 김상단, 최계운 (2006). “SPI 가뭄지수의 EOF 분석을 이용한 가뭄의 시공간적인 특성 연구.” **한국수자원학회논문집**, 한국수자원학회, 제39권, pp. 691-702.
- 한국수자원공사 (2002). 가뭄관리 종합대책 수립연구. **한국수자원공사**, 대전, p. 554
- 한수희, 안재현, 김상단 (2009). “토양수분의 추계학적 거동과 기후변화가 미치는 영향.” **한국수자원학회논문집**, 한국수자원학회, 제42권, pp. 433-443.
- California Department of Water Resources (2009). Using Future Climate Projections to Support Water Resources Decision Making in California. *California Climate Change Center*, CEC-500-2009-052-D.
- Chang, J.S., and Cooper, G. (1970). A practical difference scheme for Fokker-Plank equations. *Journal of Computational Physics*, 6, pp. 1-16.
- Charles, S.P., Bates, B.C., Smith, I.N., and Hughes, J.P. (2004). Statistical downscaling of daily precipitation from observed and modelled atmospheric fields. *Hydrological Processes*, Vol. 18, pp. 1373-1394.
- Dai, A., Trenberth, K.E., and Qian, T. (2004). A Global Dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with Soil Moisture and Effects of Surface Warming. *American Meteorological Society*, Vol. 5, pp. 1117-1130.
- Daly, E., and Porporato, A. (2006). Impact of hydroclimatic fluctuations on the soil water balance. *Water Resources Research*, Vol. 42, W06401, doi:10.1029/2005WR004606.
- Diaz-Nieto, J., and Wilby, R.L. (2005). A comparison of statistical downscaling and climate change factor methods: Impacts on low flows in the river thames, united Kingdom. *Climate Change*, Vol. 69, pp. 245-268.
- Entekhabi, D., and Rodriguez-Iturbe, I. (1994). Analytical framework for the characterization of the space-time variability of soil moisture. *Advances in Water Resources*, Vol. 17, pp. 35-45.
- Fowler, H.J., Blenkinsop, S., and Tebaldi, C. (2007). Linking climate change modelling to impact studies: Recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International Journal of Climatology*, Vol. 27, pp. 1547-1578.
- Gordon, H.B., and O'Farrell, S.P. (1997). Transient climate change in the CSIRO coupled model with dynamic sea ice. *American Meteorological Society*, Vol. 125, pp. 875-907.
- Jackson, T.J., Le, Vine, D.M., Swift, C.T., “Schmugge, T.J., and Schiebe, F.R. (1995). Large area mapping of soil moisture using the ESTAR passive microwave radiometer in Washita '92. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 53, pp. 27-37.
- Kavvas, M.L. (2003). Nonlinear hydrologic processes: Conservation equation for determining their means and probability distribution. *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 8, No. 2, pp. 44-53.
- Kim, S., Han, S., and Kavvas, M.L. (2007). Analytical derivation of steady-state soil water probability density function coupled with simple stochastic point rainfall model. *Journal of Hydrologic Engineering* ASCE, Vol. 13, No. 11, pp. 1069-1077.
- Mckee, T.B., Doesken, N.J., and Kleist, J. (1993) The relationship of drought frequency and duration to time scale. Eighth Conference on Applied Climatology, 17-22 January 1993, Anaheim, California.
- Nunez, M., and McGregor, J.L. (2007). Modelling future water environments of Tasmania, Australia. *Climate Research*, Vol. 34, No. 1, pp. 25-37.
- Porporato, A., Daly, E., and Rodriguez-Iturbe, I. (2004). Soil water balance and ecosystem response to climate change. *American Naturalist*, Vol. 164, No. 5, pp. 625-632.
- Porporato, A., Laio, F., Ridolfi, L., and Rodriguez-Iturbe, I. (2001). Plants in water-controlled ecosystems: Active role in hydrologic processes and response to water stress. III. Vegetation water stress. *Advances in Water Resources*, Vol. 24, pp. 725-744.
- Rodriguez-Iturbe, I., Porporato, A., Ridolfi, L., Isham, V., and Cox, D.R. (1999). Probabilistic modeling of water balance at a point: The role of climate, soil and

vegetation. *Proceedings The Royal Society A*, Vol. 455, pp. 3789-3805.

Rodriguez-Iturbe, I., Vogel, G.K., Rigon, R., Entekhabi, D., Castelli, F., and Rinaldo, A. (1996). On the spatial organization of soil moisture fields. *Geophysical Research Letters*, Vol. 22, pp. 2757-2760.

Sheffield, J., Goteti, G., Wen, F., and Wood, E.F. (2004). A simulated soil moisture based drought analysis for the United States. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, Vol. 109, D24108, doi:10.1029/2004JD

005182

Silverman, B.W. (1986). Density estimator for statistics and data analysis. Chapman and Hall, New York.

Yoo, C., Kim, S., and Kim, T.W. (2006). Assessment of drought vulnerability based on the soil moisture PDF. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, Vol. 21, No. 2 pp. 131-141.

논문번호: 10-018	접수: 2010.02.24
수정일자: 2010.08.02	심사완료: 2010.08.02