증발수요 가뭄지수의 적용성 연구

Applicability of the Evaporative Demand Drought Index

원정은* · 장수형** · 김경민*** · 김상단****

Won, Jeongeun*, Jang, Suhung**, Kim, Kyungmin***, and Kim, Sangdan****

Abstract

Drought monitoring is necessary for water resource management. The drought monitoring currently operated by the Korea Meteorological Administration (KMA) is heavily dependent on the Standard Precipitation Index (SPI), which considers only precipitation. However, since SPI does not account for meteorological variables other than precipitation, it cannot account for the impacts of increases in evapotranspiration due to climate change. In order to overcome this limitation, studies on various drought indices that can reflect changes in potential evapotranspiration (E_p) have been undertaken, and a new E_p -based drought index, the Evaporative Demand Drought Index (EDDI), has recently been established. In this study, the applicability of EDDI for drought monitoring in South Korea was evaluated using meteorological data from the KMA for the period 1981-2017. The temporal behaviors of EDDI and SPI were investigated by comparing EDDI and SPI over various time-scales. The results indicated that EDDI reproduced past drought events well and showed high correlation with SPI. Therefore, EDDI is expected to be effective for drought monitoring.

Key words : Drought, EDDI, SPI, Potential Evapotranspiration

요 지

수자원 관리에 있어 가뭄 모니터링은 반드시 필요한 항목이다. 현재 한국 기상청에서 운영 중인 가뭄 모니터링은 오직 강수량에 의해 좌우되는 가뭄지수인 표준강수지수(SPI)에 많이 의존되어 있다. 하지만 SPI는 강수 이외의 기상학적 변수를 고려하지 않기 때문에 기후변화로 인한 증발산량의 증가가 미치는 영향을 고려할 수 없다는 한계가 있다. 가뭄 모니터링 분야에서는 이러한 한계를 극복하기 위하여 잠재증발산의 변화를 반영할 수 있는 다양한 가뭄지수에 대한 연구가 활발히 진행되고 있으며, 최근 잠재증발산 기반의 새로운 가뭄지수인 증발수요 가뭄지수(EDDI)가 개발되었다. 본 연구에서는 한국 기상청 산하의 기상관측소의 1981-2017년까지의 기상자료를 대상으로 EDDI를 적용하여 우리나라의 가뭄 모니터링을 위한 EDDI의 적용성을 평가하고자 하였다. 이를 위하여 EDDI와 SPI를 다양한 지속기간에서 비교하여 EDDI와 SPI의 시간적인 거동을 살펴보았다. 분석 결과, EDDI는 과거 가뭄사상을 잘 재현하였으며 SPI와의 상관관계도 높게 나타났다. 따라서 EDDI는 가뭄을 모니터링하는데 효과적으로 활용될 수 있을 것으로 기대된다.

핵심용어 : 가뭄, 증발수요 가뭄지수(EDDI), 표준강수지수(SPI), 잠재증발산량

1. 서 론

가뭄은 사회, 생태계 및 경제 등 다양한 분야에 걸쳐서

짧게는 몇 주에서 길게는 수년 동안 심각한 영향을 미친다. 물리적으로 가뭄은 지표면-대기 사이의 수분 교환을 통한 지표면 수분저장량의 결핍으로 나타나게 된다. 이러한 결핍

*정회원, 부경대학교 지구환경시스템과학부 석사과정(E-mail: won6922@nate.com)

Member, Master Course Student, Division of Earth Environmental System Science, Pukyong National University

**정회원, K-water 융합연구원 물순환연구소 책임연구원(E-mail: Kwaterjang@kwater.or.kr)

Member, Principal Researcher, Water Resources Research Center, K-water Institute

***정회원, 부경대학교 지구환경시스템과학부 석사과정(E-mail: kmin1392@nate.com)

Member, Master Course Student, Division of Earth Environmental System Science, Pukyong National University

****교신저자, 정회원, 부경대학교 환경공학과 교수(Tel: +82-51-629-6529, Fax: +82-51-629-6523, E-mail: skim@pknu.ac.kr)

Corresponding Author, Member, Professor, Department of Environmental Engineering, Pukyong National University

을 기상분야에서는 주로 강수량을 통하여, 수문분야에서는 유량 및 지표면에서의 용수 저장량을 통하여, 그리고 농업분야에서는 증발산(ET) 및 토양수분을 통하여 해석하고 있다. 농업 및 기상 가뭄은 또한 대기의 증발 수요, 즉 잠재증발산(E_o)의 과잉으로 인하여 나타나게 된다. 이 때, 지표면-대기 사이의 수분 교환이 대기의 에너지에 의해 제한을 받는 경우에는 E_o 가 ET를 추인하게 되며, 지표면-대기 사이의 수분 교환이 지표면의 물에 의해 제한을 받는 경우에는 반대로 E_o 가 ET에 의해 추인된다(Hobbins et al., 2016).

지표면-대기 사이의 수분 불균형을 해석하는 관점에서 보면 지금까지 대부분의 가뭄 모니터링은 지표면으로의 수분 공급 측면에 집중되어 왔다. 한국 기상청의 가뭄 모니터링(Korean Meteorological Administration Drought Monitoring, KMADM) 또한 강수량에 의해 좌우되는 가뭄지수(예를 들어, McKee et al. (1993)의 SPI) 또는 강수 및 기온 자료에 의한 가뭄지수(예를 들어, Palmer (1965)의 PDSI)에 크게 의존되어 있다. 이 때, PDSI에서는 지표면 모델을 이용하여 ET를 계산하기 위해 E_o 가 내재적으로 사용되고는 있지만, E_o 가 KMADM을 위한 명시적인 입력자료는 아니며, 또한 PDSI에서는 Thornthwaite 형식(Thornthwaite, 1948)의 지표면 기온을 기반으로 계산된 E_o 가 사용되고 있다. Roderick et al. (2007)에 따르면 지표면 기온은 장기간의 E_o 의 거동을 나타내는데 가장 중요한 인자는 아닌 것으로 보고되고 있다. 따라서 Penman (1948)의 방정식에 근거한 E_o 산정공식과 같은 물리적으로 더 명확한 방법으로 E_o 를 계산하는 것이 가뭄을 모니터링하는데 중요하게 작용할 것으로 판단된다.

최근 가뭄 모니터링 분야에서는 지표면-대기 사이의 수분 불균형을 해석하는데 있어서 대기의 수분 수요의 측면에 대한 관심이 증가되고 있으며, 이에 따라 물리적 기반으로 계산된 E_o 가 가뭄에 대한 중요한 정보를 가지고 있다는 가정 하에 다양한 가뭄지수가 연구되고 있다(예를 들어, Vicente-Serrano et al. (2010)의 SPEI). E_o 는 지표면 모델에 의해 계산될 필요가 없는 직접 관측(또는 관측된 기상자료로부터 직접 계산)이 가능한 자료이기 때문에 가뭄 모니터링을 목적으로 유연하게 사용될 수 있지만, E_o 와 관련된 가뭄지수는 실제로 많지 않은 실정이다. 참고로 SPEI는 지표면으로의 수분 공급(강수량)과 대기의 수분수요(기준 ET)의 차이에 따라 가뭄을 모니터링하고 있지만, 사용되는 특정 기준 ET의 계산은 지표면 기온을 기반으로 하고 있다. 물리적 기반의 E_o 계산을 기반으로 하는 가뭄지수는 지표면의 수분 가용성을 별도로 분석할 필요가 없으며, 거의 지체시간 없이 가뭄 시작단계를 탐지하고 지속적인 가뭄상황을 판단하는 것이 용이하다는 장점이 있다.

ET가 에너지 또는 물의 이용 가능성에 의해 제한되는지 여부에 따라 E_o 는 ET를 결정하는 역할을 할 때도 있으며, 반대로 ET에 영향을 받기도 한다. 물이 제한되지 않는 조건에서 E_o 는 ET의 상한선의 역할을 하는 반면에, 물이 제한되는 조건에서는 ET로부터 발생하는 지표면-대기 피

드백은 E_o 를 ET와는 반대 방향으로 움직이게 한다. 지속적인 가뭄상황에서는 물이 제한되는 조건이라 볼 수 있으나, 가뭄 시작단계의 경우에는 반드시 물이 제한되는 조건이라고 볼 수는 없다. 그럼에도 불구하고 지속적인 가뭄상황과 가뭄 시작단계 두 가지 상황에서 모두 나타나는 양의 방향의 E_o 정보는 E_o 가 가뭄을 감시하고 가뭄 상황을 판단하는데 선도적인 지표로 작용할 수 있음을 시사한다.

위와 같은 취지하에 최근 E_o 기반의 새로운 가뭄지수인 증발수요 가뭄지수(Evaporative Demand Drought Index, EDDI; Hobbins et al., 2016)가 개발되었다. 본 연구에서는 한국 기상청 산하의 58개 ASOS (Automatic Synoptic Observation System) 기상관측소의 1981-2017년까지 기상자료를 대상으로 EDDI를 적용하여 우리나라의 가뭄 모니터링을 위한 EDDI의 적용성을 평가해보고자 한다. 이를 위하여 가뭄 시작 단계 및 지속적인 가뭄상황에 대한 EDDI와 KMADM의 주요 가뭄지수인 180일 지속기간의 SPI가 서로 비교되며, EDDI의 장기간의 거동을 분석함으로써 EDDI의 가뭄지수로의 적용 가능성을 검토해보고자 한다.

2. 증발수요 가뭄지수의 기본 개념

2.1 잠재증발산 계산

잠재증발산 E_o 의 계산을 위해서 본 연구에서는 호수, 바다, 그리고 포화된 토양과 같은 자유 수표면에서의 증발량을 산정하기 위해 고안된 Penman 방법(Penman, 1948)을 적용하였다. Penman 방법은 저수지에서의 증발과 관련된 연구에 직접적으로 이용할 수 있을 뿐만 아니라, E_o 를 산정할 경우에도 적용할 수 있기 때문이다(Lee, 2006). Penman 방법은 Eq. (1)과 같이 에너지 방정식과 공기동역학적 방법을 조합한 단일 공식으로 E_o 를 계산한다.

$$E_o = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (1)$$

여기서 E_o 는 저수지 증발량(cm/day), 즉 본 연구에서는 잠재증발산량이 되며, E_n 은 에너지수지방법에 의해 산정한 증발량(cm/day), E_a 은 공기동역학적 방법에 의해 산정한 증발량(cm/day), Δ 은 온도-포화증기압곡선 기울기로서 $\Delta = (0.00815 T_a + 0.8912)^7$ 이며, T_a 은 기온(°C), γ 은 습도계상수(mb 단위일 경우에는 0.66, mmHg 단위일 경우에는 0.485)이다. Eq. (1)에서 E_n 은 순에너지복사(Q_n)에 의한 증발량으로, 아래와 같이 산정된다.

$$Q_n = I_o (1 - 0.06) \left(0.18 + 0.55 \frac{n}{N} \right) - (117.74 \times 10^{-9}) K_a^* (0.47 - 0.077 \sqrt{e_o}) \left(0.2 + 0.8 \frac{n}{N} \right) \quad (2)$$

$$E_n = Q_n / 590 \quad (3)$$

여기서 Q_n 은 순복사에너지(cal/cm²/day), I_o 은 태양상수(cal/cm²/day), K_a 은 대기의 절대온도(°C+273), e_a 은 대기온도에서의 실제증기압(mb), n 은 해당 일에 관측된 일조시간(hr), N 은 해당지역에서의 최대가능일조시간(hr)이다. E_a 은 Dunne and Leopold (1978)에 의해 제시된 공기동력학적 방법에 의한 증발량으로 아래와 같이 산정된다.

$$E_a = (0.013 + 0.00016 W_2)(e_s - e_a) \quad (4)$$

여기서 E_a 는 공기동력학적 방법에 의한 증발량(cm/day), W_2 는 수표면으로부터 2m 상공에서의 풍속(km/day), e_s 는 수표면에서의 포화증기압(mb), e_a 는 대기온도에서의 실제증기압(mb)이다.

2.2 잠재증발산과 실제증발산의 관계

가뭄 시작단계와 지속적인 가뭄상황에서 E_o 와 ET 의 보완적이거나 평행한 상호 작용은 EDDI의 물리적인 기반을 형성한다. 첫 번째는 에너지에 의해 제한을 받는 상황에서 지표면 에너지의 변화로 인해 E_o 와 ET 은 지표면 에너지에 비례하여 동일한 방향으로 거동하게 된다. 둘째, 물에 의해 제한을 받는 상황에서 ET 의 변동성은 지표면-대기 사이의 활발한 상호작용으로 인하여 ET 와는 반대방향으로 E_o 변동성을 추인하게 된다.

이와 같은 두 개의 동역학(즉, 평행 및 보완 E_o - ET 관계)은 Fig. 1을 통하여 설명될 수 있다. Fig. 1에서 화살표는 ET 와 E_o 에 대한 정상적인 조건에서의 변화를 의미한다. 1로 표시된 화살표는 가뭄 시작단계에서 관측되는 평행 반응을 나타내며, ET 및 E_o 은 에너지 제한 조건에서 ET' 및 E_o' 으로 동일하게 증가하게 된다. 2로 표시된 화살표는 지속적인 가뭄상황에서 관측되는 보완적인 반응을 보여주며, 수분 제한 조건에서 ET 은 ET'' 으로 감소되지만 E_o 은 E_o'' 으로 증가된다.

Fig. 1. Idealized Parallel and Complementary Responses of ET and E_o

EDDI는 다양한 유형의 가뭄을 나타내는 두 가지 동역학으로부터 나타나는 현상을 모두 설명할 수 있다. 가뭄 시작단계에서 지표면 수분의 변화는 기상학적 인자들(예를 들어, 평균기온)의 변화에 지체시간을 두고 반응하므로 토양수분이 천천히 감소하는 과도기가 형성된다. 이러한 과도기에는 ET 을 위한 충분한 토양수분이 아직까지 가용하기 때문에 E_o 가 증가할 경우 같은 양만큼 ET 도 증가하게 된다(Fig. 1의 화살표 1). 즉, 가뭄 시작단계에서는 E_o 와 ET 가 함께 증가하기 때문에, E_o 의 비정상적인 상승으로 인하여 EDDI가 가뭄의 잠재적인 시작을 나타낼 수 있게 되는 것이다. 건조 상태가 지속됨에 따라 상승된 ET 은 결국 토양수분을 고갈시키기 되며, 따라서 지속적인 가뭄상황에서의 ET 은 점차적으로 고갈된 토양수분으로 인하여 감소하게 된다(Fig. 1의 아래 방향 점선 화살표 2). 이러한 상황에서 대기는 이전 시간에 채워지지 못한 수분 요구량 부족분으로 인한 반응으로 더 많은 수분을 지표면으로부터 필요로 하게 되며, 이는 E_o 의 상승을 유발시키게 된다(Fig. 1의 위 방향 점선 화살표 2).

E_o 은 가뭄 시작단계와 지속적인 가뭄상황 모두에서 증가하는 반면에, ET 은 이 두 가지 가뭄 유형에서 서로 반대 방향으로 반응하게 되므로, E_o 가 서로 다른 유형의 가뭄을 모두 나타내는 지표로서 더 유용함을 알 수 있다. EDDI의 중심개념은 가뭄 시작단계와 지속적인 가뭄상황에서 E_o 가 기후학적 평균 상태에 비하여 높은 값을 가진다는 특성에 기초한다. 가뭄이 진행됨에 따라 이러한 높아진 상태가 축적되게 되는 것이다.

3. 연구방법 및 자료

3.1 SPI 계산 방법

본 연구에서는 EDDI의 적용성을 평가하기 위하여 현재 기상청에서 대표적으로 사용하고 있는 SPI와 비교를 하고자 하였다. SPI는 강수량 부족이 주요 용수공급원에 영향을 미친다는 것에 착안하여 개발된 지수로, 강수량만을 이용하여 해당 지역의 가뭄을 판단할 수 있음(Mckee et al., 1993)에 따라서 국내에서도 많은 연구사례를 찾아볼 수 있다(Kim et al., 2012; Sim et al., 2013; Park et al., 2015).

SPI는 지속시간별 이동평균 일별 강수량을 이용하여 계산된다. 각 일별로 구성된 365개의 시계열에 적합한 확률분포를 추정된 후 각 시계열의 확률분포에 따라 누적 확률값으로 변환한다. 변환된 누적 확률값에 대해 표준정규분포의 Z 값을 산출하며, 이때 Z 값은 SPI를 의미한다. 사용된 확률분포형은 2변수 Gamma 분포이며, 확률밀도함수 식은 다음과 같다.

$$f(x) = \frac{1}{\alpha^\beta \Gamma(\beta)} x^{\beta-1} e^{-(x/\alpha)} \quad (5)$$

여기서 x 은 지속시간별 이동평균된 일 강수량(mm), α 은 축척 매개변수(scale parameter)이며 β 은 형상 매개변수(shape parameter)이다. 매개변수 α 와 β 은 확률가중모멘트 법에 의해 지속시간별 지점별로 각각 추정된다.

3.2 EDDI 계산 방법

SPI에 적용되는 2변수 Gamma 분포와 같은 매개변수에 기초한 확률분포형은 때때로 적용 면적이 커질 경우 적절하기 못한 경우가 있기 때문에(Quiring, 2009), EDDI는 비 매개변수적인 확률분포형이 사용된다. 지정된 지속기간에 대한 E_o 의 초과확률 $P(E_{oi})$ 은 아래와 같이 Tukey 도시위치 공식(Wilks, 2011)을 이용하여 결정된다.

$$P(E_{oi}) = \frac{i - 0.33}{n + 0.33} \quad (6)$$

여기서 $P(E_{oi})$ 은 지정된 지속기간에 대한 E_o (예를 들어 4월 30일에 지속기간 60-day EDDI를 구하고자 할 경우 E_o 은 3월 2일부터 4월 30일까지의 일 잠재증발산의 평균값을 적용)의 초과확률, i 은 지정된 지속기간의 과거 E_o 시계열에서의 순위(최대 E_o 가 1), n 은 관측자료의 년 수이다.

EDDI는 아래와 같은 정규분포의 역함수 공식(Vicente-Serrano et al., 2010)을 이용하여 유도된다.

$$EDDI = W - \frac{C_o + C_1 W + C_2 W^2}{1 + d_1 W + d_2 W^2 + d_3 W^3} \quad (7)$$

여기서 $C_o = 2.515517$, $C_1 = 0.802853$, $C_2 = 0.010328$, $d_1 = 1.432788$, $d_2 = 0.189269$, $d_3 = 0.001308$ 이며, $P(E_{oi}) \leq 0.5$ 인 경우에는 $W = \sqrt{-2 \ln(P(PET_i))}$ 로 계산하고, $P(E_{oi}) > 0.5$ 인 경우에는 $W = \sqrt{-2 \ln(1 - P(PET_i))}$ 로 계산한 후 EDDI의 부호를 변경하게 된다.

연 중 어떤 날의 지정된 지속기간에 대한 EDDI가 0이라는 것은 과거 기후자료로부터 중앙값에 해당되는 상태임을 의미하며, 음의 EDDI는 습윤한 상태, 양의 EDDI는 건조한

상태를 나타내게 된다. 즉, EDDI가 양의 큰 값을 가질수록 가뭄심도가 더 깊다고 이해될 수 있다. EDDI의 범위는 관측 자료의 년 수의 함수로서, 만약 $n = 30$ 이라면 EDDI의 범위는 -2.09에서 +2.09의 값을 갖게 된다.

EDDI는 SPI와 같은 다른 가뭄지수들과 마찬가지로 지속 기간(수 일, 수 주, 수개월)에 따라 원하는 지역의 면적(여러 관측지점의 E_o 의 공간평균값을 적용)에 따라 계산될 수 있다. 관심 지역의 가뭄을 가장 잘 나타내는 지속기간은 관심 지역의 기후특성 및 물 사용 패턴 등에 따라 결정될 수 있을 것이다.

3.3 입력자료

본 연구에서는 한국 기상청 산하의 58개 ASOS 기상관측 소의 1981-2017년의 자료를 수집하였다. Penman 방법을 이용하여 잠재증발산량을 산정하기 위해 기온, 2m 상공에서의 풍속, 상대습도 및 일조시간의 일 자료를 사용하였다. 또한 SPI 산정에 필요한 일 강수자료를 사용하였다.

3.4 적용지역 및 적용성 평가방법

EDDI의 적용성을 살펴보기 위하여 우리나라를 행정 구역 별의 6개 지역으로 나눠 분할하였다(Table 1 참조). 이들 지역은 다양한 토지이용상태 및 기후특성을 가지고 있다. 예를 들어, 대구-경북지역은 우리나라에서 가장 건조한 지역을 대표하며, 광주-전라지역은 우리나라 최대 농업지역이라는 특성이 있다. 또한 강원지역은 가장 추운지역을 대표하고 있다. Fig. 2에 각 지역별 EDDI를 산정하기 위해 적용된 기상지점들을 도시하였다. 공간평균값을 도출하기 위한 기상지점별 가중치는 티센가중치 방법을 적용하였다.

EDDI의 적용성 평가의 일환으로 본 연구에서는 지속기간 180-day의 SPI(이하 SPI180)를 선정하여, EDDI의 결과와 비교해보고자 하였다. SPI180은 현재 한국 기상청에서 가뭄 정보 제공 시에 적용하고 있는 가뭄지수들 중 하나이며, 가뭄 예정보 기준으로 사용되고 있다. Fig. 2에 나타난 지역별 관측지점별로 SPI180을 산정한 후에 SPI180이 -1.0이상은 정상(D0), -1.5~-1.0은 약한 가뭄(D1), -2.0~-1.5는 보통

Table 1. Characteristics and Hydro-climates of the Six Region Used in this Study

Region	Area (km ²)	Mean annual hydro-climate (1981-2017)		
		Prp (mm)	PET (mm)	Aridity index PET/Prp
Busan-Ulsan-Gyeongnam	12,364	1,418.9	1,098.1	0.77
Daegu-Gyeongbuk	19,912	1,121.8	1,106.8	0.99
Daejeon-Chungcheong	16,150	1,265.4	1,039.5	0.82
Gangwon	16,873	1,380.9	1,001.1	0.73
Gyeonggi-Seoul-Incheon	11,840	1,343.8	1,029.3	0.77
Gwangju-Jeolla	20,871	1,358.9	1,079.8	0.8

Fig. 2. Location of Six Region and Meteorological Stations Used in this Study

가뭄(D2), -2.0이하의 심한 가뭄(D3)으로 4개 등급 중 하나로 지정한 후, 각 지점별로 해당 지역에 미치는 영향범위를 도시하여 EDDI와 비교를 시도하였다.

4. 결과 및 토의

본 절에서는 우리나라 6개 지역을 대상으로 산정한 EDDI의 거동을 분석하였으며, 이로부터 EDDI와 가뭄과의 연관성을 살펴보았다. 우선 4.1절에서는 다양한 지속시간에 대한 EDDI의 거동을 분석함으로써 EDDI 또한 SPI와 같이 지속시간에 따른 다중 가뭄지수로서의 활용가능성을 살펴볼 수 있으며, 적절한 지속시간을 선정할 수 있는 개념적인 방법을 제안하였다. 4.2절에서는 SPI와의 상관관계를 살펴보았으며 4.3절에서는 가뭄 시작단계에서 EDDI에 영향을 미치는 다양한 기상변수들에 대한 EDDI의 민감도를 분석하였다.

4.1 EDDI의 시간적인 거동

SPI 및 다른 가뭄지수들과 유사한 방식으로 EDDI는 지정된 지속시간(예를 들어, 10일에서 12개월, 또는 그 이상의 지속시간)에 대한 다중 가뭄지수로서 구성된다. 지역의 수문 기후학적 특성에 잘 부합하는 지속시간을 선정할 경우 지역의 가뭄을 잘 나타낼 수 있을 뿐만 아니라 가뭄에 사전적으로 대비할 수 있는 선행정보를 제공할 수도 있을 것이다. Fig. 3은 여섯 개의 지역을 대상으로 37년 기간 동안 SPI180으로부터 도출된 가뭄등급(KMADM)과 다양한 지속시간별 EDDI의 결과를 보여주고 있다. 짧은 지속시간의 EDDI는 급격하게 변화되는 형태를 보이고 있는 반면에 긴 지속시간의 EDDI는 점진적으로 변화되는 형태를 보이고 있다. 즉, 빠르게 반응하

는 짧은 지속시간의 EDDI는 가뭄상황에 있어서 순간적인 변화 또는 가뭄 시작단계를 판단하는데 적절할 것으로 보이는 반면에, 지속적인 가뭄상황에서의 가뭄심도를 특성화하기에는 비현실적임을 살펴볼 수 있다.

짧은 지속시간의 EDDI는 기상학적인 변화에 상대적으로 빠르게 반응할 수밖에 없는 단기 가뭄을 특성화하는데 더 적절할 것이다. 이는 Fig. 3(c)의 대전-충청 결과를 살펴보면 명확하게 파악될 수 있다. 2001년 3월의 가뭄사상에 대해 월 단위의 EDDI 및 SPI180은 한차례 늦게 반응한 반면 짧은 지속시간의 EDDI는 빠르게 변화하며 가뭄을 나타냈다. 또한 2006년 10월, 가뭄대책 추진 중 강우로 피해는 없었던 단기적인 가뭄사상에 대해서도 빠른 변화를 보이며 가뭄을 나타냈다. Fig. 3(a)의 부산-울산-경남에서도 2006년 동일 가뭄사상에 대해 빠르게 반응하면서 가뭄을 감지하였다. 반면에 긴 지속시간을 가지는 EDDI는 가뭄의 지속을 잘 유지하며 가뭄을 나타내는데 적절하다. 1994년 7월부터 시작되어 1995년 중반까지 이어진 영호남의 극심한 가뭄사상에 대해서, Fig. 3(a)의 부산-울산-경남 및 Fig. 3(b)의 대구-경북의 EDDI는 실제 가뭄의 지속을 오래 유지하였다. Fig. 3(f)의 광주-전라에서는 2013년 12월에서 2014년 3월까지 이어진 가뭄사상에 대하여 SPI180은 단기적인 미약한 가뭄인 것으로 감지하였으나, EDDI는 실제 가뭄사상과 비슷한 기간 동안 가뭄을 지속시켰다. Fig. 3(d)에서는 2015년 중반부터 시작된 강원지역의 가뭄사상을 월 단위의 EDDI 뿐만 아니라 일 단위의 EDDI도 가뭄을 잘 감지하고 있음을 살펴볼 수 있다.

이와 같이 EDDI는 적어도 기존에 사용되던 SPI180만큼 가뭄사상을 잘 나타내고 있으며, SPI180보다 가뭄사상을

Fig. 3. The Temporal Variations of Multi-daily and Multi-monthly EDDI and SPI180 (KMADM) over 1981-2017. (a) Busan-Ulsan-Gyeongnam, (b) Daegu-Gyeongbuk, and (c) Daejeon-Chungcheong (continue)

Fig. 3. (Continued) (d) Gangwon, (e) Gyeonggi-Seoul-Incheon, and (f) Gwangju-Jeolla

더 잘 나타내는 경우도 있었다. 그 예로 Fig. 3(a)에서, 2013년부터 2014년까지 이어진 가뭄사상을 EDDI는 모두 극심한 가뭄으로 잘 나타낸 반면에, SPI180은 단기적이고 미약한 수준으로 가뭄을 감지하고 있다. 2006년 10월의 단기 가뭄사상의 경우에도 EDDI는 가뭄을 잘 감지해냈지만, SPI180에서는 가뭄을 명확하게 인지해내지 못하였다. 또한 2002년 2~4월로 이어지는 영남지역의 봄 가뭄사상의 경우에는 EDDI는 부산-경남(Fig. 3(a))과 대구-경북(Fig. 3(b))에서 가뭄을 적절하게 표출하고 있지만, SPI180은 반응을 하지 못하는 것으로 나타났다.

EDDI와 SPI가 가뭄을 적절하게 나타내는지를 보다 정확하게 판단하기 위하여 Table 2와 같이 가뭄에 대한 적중률을 나타내었다. 우선 가뭄을 일 단위로 모니터링하기 위하여 EDDI와 SPI를 동일하게 지속시간 40일, 50일, ..., 130일까지 10일 단위로 산정하였다. 각 지역별 및 지속시간별 실제 가뭄사상의 기간 중 해당 월에 한 번이라도 지수들이 가뭄을 나타내면 적중한 것으로 판단하였다. 가뭄을 나타내는 기준 지수는 EDDI는 1.0이상, SPI는 -1.0이하의 값(D1)으로, 각 지역별 총 실제 가뭄사상 발생 월수에 대한 실제 가뭄 기간에 각 지수가 가뭄을 적중한 월수의 백분율로 적중률을 계산하였다. Table 2에서는 10개의 지속시간별 적중률을 평균한 값과 각 지역별로 가장 높은 적중률 및 해당 지속시간을 나타내었다.

Table 2의 부산-울산-경남 지역에서 EDDI의 최고 적중률은 71 %이고 SPI는 68 %의 값으로 두 지수 모두 동일하게 지속시간 40일에서 최고 적중률을 나타내었으며, 평균 적중률 또한 큰 차이를 가지고 있지는 않다. 대구-경북 지역의 경우 EDDI의 평균 적중률은 60 % 미만이지만 지속시간 50일 EDDI에서는 67 %의 적중률을 나타내었다. SPI는 평균

적중률 66 %로 분석된 지역들 중 가장 높은 값을 기록하였다. 하지만 최고 적중률인 지속시간 110일 SPI는 평균 적중률과 비슷한 69 %를 보이고 있다. 6개 지역 중 EDDI의 평균 적중률이 가장 우수한 지역은 대전-충청 지역으로 평균 적중률이 72 %이며 최고 적중률 또한 지속시간 80일에서 81 %를 나타냈다. SPI의 평균 적중률은 63 %이지만 최고 적중률은 지속시간 90일에서 73 %로 분석된 지역들 중 가장 높게 나타났다. 강원 지역의 경우 EDDI와 SPI는 비슷한 평균 적중률을 가지며 최고 적중률 또한 72 %의 동일한 값을 가졌다. 경기-서울-인천 지역에서 EDDI의 최고 적중률은 분석된 지역들 중 가장 높은 값으로 약 81 %(지속시간 40일)로 나타났다. 광주-전라 지역에서는 EDDI와 SPI 모두 가장 낮은 적중률을 나타냈으며 해당 지역의 최고 적중률 또한 60 % 미만의 값을 가졌다. EDDI는 강원 지역과 광주-전라 지역을 제외한 4개 지역에서 지속시간 40-50일에서 가장 우수한 적중률을 나타냈으며, SPI는 40일부터 110일까지의 다양한 지속기간의 SPI가 각 지역별 높은 적중률을 나타내고 있음을 살펴볼 수 있다.

4.2 SPI와의 상관관계

EDDI의 적용성을 평가하기 위하여 SPI180과의 상관관계를 분석하고자 하였다. 각 지역별로 SPI와 월별 상관관계 분석을 실시하여 Fig. 4와 같이 나타내었다. Fig. 4에서 횡축은 EDDI의 지속기간 개월 수를 의미하며 종축은 해당 월을 의미한다. EDDI는 양의 큰 값을 가질수록 가뭄을 나타내는 반면 SPI는 음의 값으로 가뭄의 심도를 나타내므로 EDDI와 SPI의 상관계수는 음의 값을 가질수록 상관성이 높다.

Fig. 4의 결과를 살펴보면, SPI180과 EDDI는 대체적으로 여름과 가을에 상관계수 -0.5 이하의 값으로 상관성이 높게

Table 2. Hit Ratio

Region	Drought Index	Mean hit ratio (%)	highest hit ratio	
			Duration (-day)	hit ratio (%)
Busan-Ulsan-Gyeongnam	EDDI	66.32	40	71.93
	SPI	62.81	40	68.42
Daegu-Gyeongbuk	EDDI	58.23	50	66.67
	SPI	66.67	110	68.63
Daejeon-Chungcheong	EDDI	72.31	50	80.77
	SPI	62.69	90	73.08
Gangwon	EDDI	66.00	70	72.00
	SPI	62.80	100	72.00
Gyeonggi-Seoul-Incheon	EDDI	65.71	40	80.95
	SPI	64.29	90	71.43
Gwangju-Jeolla	EDDI	52.33	110	56.67
	SPI	52.17	50	56.67

Fig. 4. Monthly Correlation Between EDDI at All Time Scales and SPI180

나타났으며, 봄과 겨울에는 낮은 상관성을 보이고 있다. 지속기간이 길어질수록 이러한 경향이 더 뚜렷하게 나타났다. 부산-울산-경남 지역은 8월에 상관계수 -0.6 이하로 산정되었으며 대구-경북 지역에서는 여름과 가을에 SPI180과의 상관성이 -0.73 로 산정되었다. 마찬가지로 대전-충청 지역에서 여름과 가을에서 상관계수 -0.6 이하의 높은 상관성을 보였다. 강원 지역의 7월은 1개월 지속기간의 EDDI에서 상관계수 -0.75 로 가장 높은 상관성을 나타냈으며 8월과 9월에서도 -0.7 이하의 상관계수를 나타내고 있다. 경기-인천-서울 지역의 9월 상관계수도 -0.7 이하를 기록하고 있다. 여섯 지역 공통으로 여름과 가을 중 특히 지속기간 5~7개월의 EDDI가 SPI180과의 상관성이 높다는 것을 알 수 있었다. 대구-경북 및 경기-인천-서울 지역이 다른 지역에 비해 높은 상관성을 보였으며, 광주-전라 및 부산-울산-경남 지역의 상관성이 상대적으로 약하게 나타났다.

Fig. 5에서는 지역별 상관관계를 자세히 살펴보기 위하여 58개 지점에 대해 같은 지속기간의 SPI와 EDDI의 상관계수를 산정하여 그 공간분포를 나타내었다. 분석 결과 광주-전라 지역은 다른 지역에 비해 약한 상관성을 보였으며, 대구-경북과 경기-인천-서울 지역은 높은 상관성을 갖고 있음을 확인할 수 있었다. 또한 지속기간 6개월과 12개월의 SPI와 EDDI의 상관성이 높은 것으로 나타났으며, 24개월과 같은 긴 지속기간에서는 전체적으로 약한 상관성을 보이고 있음을

살펴볼 수 있다.

4.3 EDDI 민감도 분석

가뭄은 정상 또는 그 이상의 강수량에서도 발생할 수 있다. 기온, 풍속 및 일사량의 증가 또는 습도의 감소와 같이 일시적으로 강하게 변화하는 기상 변수에 의해 가뭄은 갑자기 발생할 수 있다(McEvoy et al., 2016). 이와 같이 정상 상태의 강수량에서도 EDDI는 E_o 에 의해 가뭄을 나타내고 있음을 예를 들어 설명하기 위하여 2015년부터 2016년 2년 동안의 지속기간 6개월 EDDI와 SPI의 강원 지역 시계열을 Fig. 6에 도시하였다. 이 때, EDDI는 SPI와의 비교를 잘 보여주기 위하여 반전되었다. Fig. 6에서 2015년 1월에 SPI와 EDDI는 모두 0부근에 위치하였으며 EDDI는 2개월 내에 급격하게 가뭄 기준 값인 1을 넘어선 반면 SPI는 천천히 감소하여 여전히 정상상태에 머물러 있다. 2015년 5월 EDDI는 곧바로 심한 가뭄을 나타내는 $EDDI > 2.0$ 까지 도달한 반면에, SPI는 약한 가뭄을 나타내는 $DI(-1.0)$ 에 도달하였으며 9월이 되어서야 심한 가뭄을 나타냈다. SPI는 2016년 1월부터 정상상태를 회복하였으나 EDDI는 2016년 3월과 4월을 제외하고 가뭄상태를 지속시켰다.

EDDI의 기상변수에 대한 간단한 민감도 분석을 위해 E_o 산정에 필요한 T_{air} , U , RH 그리고 R_d 의 값을 변경하여 각각 EDDI- T , EDDI- U , EDDI- RH , EDDI- R_d 로 나타내었

Fig. 5. Spatial Distributions of Correlation Coefficients Between EDDI and SPI at 40-day, 90-day, 130-day, 6-month, 12-month and 24-month Time Scales

Fig. 6. Monthly Time Series of 6-month EDDI and SPI Area Averaged Over Gangwon Region for 2015 and 2016

다. 예를 들어 EDDI- T 은 해당 일에 실제 관측된 T_{air} 을 사용하고 나머지 기상학적 변수들은 1981년부터 2017년까지 관측된 해당 일의 37년의 평균 일 시계열을 사용하여 EDDI가 계산되었다. Fig. 7(a)에서 알 수 있듯이, EDDI- R_d 가 실제 EDDI와 가장 유사한 거동을 보이고 있으며, 2015년 3-5월의 경우에는 EDDI- RH 또한 실제 EDDI와 유사하게 진행되고 있다. 이는 해당 기간 동안 정상보다 높은 R_d 와 정상보다 낮은 RH 가 EDDI에서 가뭄 신호를 나타내는데 상대적으로 더 큰 영향을 미쳤다는 것을 의미한다. Fig. 7(b)에서도 EDDI- RH 은 실제 EDDI와 전체적으로 비슷한 값을 나타냈으며, EDDI- R_d 은 2015년 4월 15일 이후 EDDI와 가장 비슷한 패턴을 보이고 있음을 살펴볼 수 있다. 5월 20일 이후 EDDI-

RH 와 EDDI- R_d 및 실제 EDDI는 뚜렷하게 감소(γ축 반전)하며 함께 가뭄을 나타냈다. Fig. 7의 결과로 볼 때, EDDI에 의한 가뭄 모니터링은 기온의 변화보다는 일사량과 상대습도에 더 큰 영향을 받을 수 있을 것으로 나타났으나, 이에 대해서는 추가적인 연구가 필요할 것으로 판단된다.

5. 결 론

현재 가장 일반적으로 사용 중인 SPI는 계산이 간단하다는 장점이 있지만 강수량만을 사용하여 기온 상승 등과 같은 변화하는 기후 상태에 적절히 대응하기 어렵다는 한계가 있다. 이에 따라 본 연구에서는 잠재증발산 기반의 가뭄지수

Fig. 7. (a) Monthly Time Series of 6-month EDDI and EDDI Constrained by Climatology for 2015 and 2016. (b) Daily Time Series of 6-month EDDI, EDDI- T , EDDI- U , EDDI- RH and EDDI- R_d for April and May 2015

인 EDDI를 소개하고 그 적용성을 확인하고자 하였다.

우선 우리나라를 6개 지역으로 분할하여 1981-2017년 동안의 다양한 지속기간별 시계열을 분석하였다. 짧은 지속기간의 EDDI는 빠르게 반응하여 농업 지역에서 가뭄의 조기 경보 역할을 할 수 있으며, 긴 지속기간의 EDDI는 수문학적 가뭄 모니터링에 유용할 수 있을 것이다. EDDI는 이러한 특징으로 인해 해당 지역의 가뭄을 잘 나타내는 지속기간을 선택할 수 있으며 단기 및 장기 가뭄을 모두 확인할 수 있다는 장점이 있다. 또한 EDDI는 기존에 사용되고 있는 SPI와의 상관관계가 대부분 높게 산정되어 가뭄지수로의 활용 가능성을 나타내었다. 하지만 일부 지역에서는 약한 상관성을 보였으며, 봄과 겨울의 경우에도 비교적 낮은 상관관계를 나타냈다. 이는 지상에서는 수분 부족 현상이 나타나지 않지만, 높은 증발 수요로 인해 급격히 수분이 고갈되는 경우 EDDI는 높은 값을 나타내기 때문에 SPI와 차이가 있을 수 있다. EDDI의 다른 장점은 E_0 의 기상변수에 대한 민감도를 분석할 수 있다는 것이다. 기상변수들의 민감도 분석 결과, 높은 일사량과 낮은 상대습도가 강원도에서 발생한 2015년 가뭄사상을 초기에 인지하는 것에 중요한 역할을 하였으며 연말 또는 다음 해 초까지 지속된 가뭄을 잘 표현할 수 있었던 것을 확인할 수 있었다.

다만, 특정지역(대구-경북지역)에서의 가뭄예측성이 떨어지는데 이에 대한 원인 규명은 추가로 연구되어야 할 부분으로 판단된다. 또한 기존 가뭄지수 중 일반적으로

많이 사용되고 있는 PDSI 등과 비교 및 이들 지수와 함께 사용될 수 있는 방법 등의 추가 연구가 필요할 것으로 판단된다.

이러한 결과를 통해 EDDI는 SPI와 더불어 실제 가뭄사상을 예·경보하기 위한 지수로 충분히 활용될 수 있으며, 향후 기후변화로 인한 미래 가뭄 상황을 살펴보거나, 실무적으로는 다양한 기상 인자의 변화에 적절하게 대응하며 가뭄 상황을 조기에 판단하는데 기여할 수 있을 것으로 기대된다.

감사의 글

본 연구는 정부(행정안전부)의 재원으로 재난안전기술개발 사업단의 지원을 받아 수행된 연구임[MOIS-재난-2015-03].

References

- Dunne, T., and Leopold, L.B. (1978). *Water in environmental planning*. Macmillan.
- Hobbins, M.T., Wood, A., McEvoy, D.J., Huntington, J.L., Morton, C., Anderson, M., et al. (2016). The evaporative demand drought index. Part I: Linking drought evolution to variations in evaporative demand. *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 17, No. 6, pp. 1745-1761.

- Kim, S., Ryu, J.S., Oh, K.R., and Jeong, S.M. (2012). An application of Copulas-based joint drought index for determining comprehensive drought conditions. *J. Korean Soc. Hazard Mitig.*, Vol. 12, No. 1, pp. 223-230.
- Lee, J.S. (2006). *Hydrology*. Goomibook.
- McEvoy, D.J., Huntington, J.L., Hobbins, M.T., Wood, A., Morton, C., Anderson, M., et al. (2016). The evaporative demand drought index. Part II: CONUS-wide assessment against common drought indicators. *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 17, No. 6, pp. 1763-1779.
- McKee, T.B., Doesken, N.J., and Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*, Anaheim, CA, pp. 179-183.
- Palmer, W.C. (1965). *Meteorological drought*. US Weather Bureau Research Paper, No. 45.
- Park, M., Jang, S., and Kim, S. (2015). Analysis of 2015 drought in Korea using real-time drought index. *J. Korean Soc. Hazard Mitig.*, Vol. 15, No. 6, pp. 451-458.
- Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society A*, Vol. 193, No. 1032, pp. 120-145.
- Quiring, S.M. (2009). Developing objective operational definitions for monitoring drought. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol. 48, No. 6, pp. 1217-1229.
- Roderick, M.L., Rotstajn, L.D., Farquhar, G.D., and Hobbins, M.T. (2007). On the attribution of changing pan evaporation. *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, L17403.
- Sim, H., Ryu, J.S., Ahn, J., Kim, J., and Kim, S. (2013). Real-time drought index for determining drought conditions in natural water supply system communities. *J. Korean Soc. Hazard Mitig.*, Vol. 13, No. 5, pp. 365-373.
- Thornthwaite, C.W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, Vol. 38, No. 1, pp. 55-94.
- Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., and López-Moreno, J.I. (2010). A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate*, Vol. 23, No. 7, pp. 1696-1718.
- Wilks, D.S. (2011) Cluster analysis. In *International geophysics* (Vol. 100, pp. 603-616), Elsevier.

Received	September 27, 2018
Revised	October 1, 2018
Accepted	October 15, 2018