

증발산 상호보완이론을 이용한 가뭄 감시기법 개발

Drought Monitoring and Analysis Using a Generalized Complementary
Principle of Evapotranspiration

김대하, 전종안 기후분석팀

발간사

가뭄은 수문 순환 과정에 불균형을 일으킬 정도로 지속되는 비정상적인 강수 부족으로 정의됩니다. 하지만 강수 부족만을 중심으로 한 이 일반적 정의는 지표에 공급되는 수분만을 고려하기 때문에 수요량의 변화를 함께 고려하지 못하는 단점이 있습니다. 이 연구는 기존의 강수 중심 가뭄감시 기법을 보완하기 위해 지표와 대기사이에서 교환되는 증발산량을 추적하는 방법을 제안합니다. 대기 수분요구량인 잠재증발산량과 지표 수분소비량인 실제증발산을 함께 추적하여 가뭄 스트레스를 감시하는 새로운 기법을 제시하고 있습니다. 기상자료 안에 반영되어 있는 대기-지표 상호작용의 크기를 간단히 정량화 하여 실제증발산량을 추론하는 기법을 적용하였기 때문에 위성자료나 지표모형을 사용하지 않고도 증발산 기반 가뭄추적을 가능하게 합니다. 또한 인위적인 활동이 증발산량에 미치는 영향까지 고려할 수 있기 때문에 지표모형을 이용한 방법들보다 훨씬 간단하고 실용적인 접근법이라고 할 수 있습니다. 증발산량은 지표와 대기사이의 에너지 교환에 중심이 되는 기상요소이기 때문에 본 연구는 향후 지구온난화에 관련된 미제들을 풀어내는데 큰 도움이 될 수 있을 것으로 기대합니다.

끝으로 한 해 동안 연구를 성실히 수행해 주신 김대하 박사, 전종안 박사의 노고에 감사드립니다. 연구를 위해 협력과 조언을 아끼지 않으셨던 성균관대학교 최민하 교수, 고려대학교 유철상 교수께도 감사드립니다. 아울러 바쁘신 와중에도 연구내용의 향상을 위해 자문 의견을 아낌없이 주셨던 경상대학교 이태삼 교수, 부경대학교 김상단 교수께도 진심으로 감사드립니다.

2019년 3월
APEC 기후센터
원장 권 원 태

ABSTRACT

Drought has been defined as an abnormally prolonged deficiency in precipitation that leads to substantial hydrological imbalances in ecosystems and human societies. Although this definition includes the concept of water “deficiency,” many drought assessments have depended solely on precipitation anomalies and their chain effects on water cycles. To suit drought assessments to the definition of water deficiency, this study characterized historical droughts in the conterminous United States (CONUS) using evapotranspiration (ET) estimates from the generalized complementary relationship (GCR). Since the GCR explains the land–atmospheric feedback mechanism, it allowed estimations of the actual ET (ET_a) and the wet–environment ET (ET_w) using routine meteorological observations only. The ET_a estimates were validated with streamflow observations and simulations from a land surface model. The Standardized Evapotranspiration Deficit Index (SEDI) across the CONUS for 1895–2016 was then calculated by normalizing the ET deficit (ET_w minus ET_a). The SEDI was compared to the Standard Precipitation Index (SPI) at various time scales. The total water storage within catchments was also modeled with the GCR ET_a and precipitation data using the linear reservoir theory in order to assess hydrological droughts. The results showed that the GCR provided unbiased ET_a estimates with the Priestley–Taylor coefficient of 1.26, which is a reasonable value for saturated grass surfaces. The GCR ET_a generally agreed with ET_a from precipitation and streamflow observations and was highly consistent with the land surface model simulations. The SEDI was strongly correlated with the SPI at the strong land–atmosphere coupling hotspots. At longer time scales, the correlation between

the SEDI and the SPI was higher due to the residence time of water vapor in the atmosphere. Furthermore, by comparing the SEDI and the Vegetation Health Index it was found that the former performed well in capturing vegetative (or agricultural) droughts at time scales of six months or longer. The linear reservoir modelling showed that the SPI at short time scales (e.g., two to four months) may explain variations of the water storage in catchments with wet climates and low surface slopes. This indicates that hydrological droughts could be related to relatively short-term precipitation. The water storage in (semi-)arid catchments, however, was not well captured by the linear reservoir theory due to its low connectivity to streamflow. This study suggests that ETa estimated from the GCR could be a good indicator of agricultural drought and could be used together with precipitation data monitor and forecast hydrological droughts at the catchment, regional, and national scales.

목 차

1. 서론	1
2. 연구방법	4
2.1 증발산 상호보완 이론	4
2.2 증발산 부족량을 이용한 가뭄평가	8
2.3 수문학적 가뭄평가	10
2.4 수문모형 매개변수 추정	13
2.5 연구 자료	14
3. 결과 및 고찰	16
3.1 GCR을 이용한 실제증발산량 추정	16
3.2 GCR과 지표모형 ET_a 비교	23
3.3 증발산 부족과 기상학적 가뭄의 상관성 평가	26
3.4 증발산 부족을 이용한 식생가뭄 평가	35
3.5 GCR ET_a 를 이용한 수문학적 가뭄평가	39

4. 요약 및 결론	50
4.1 상호보완 이론을 이용한 실제증발산 추정	50
4.2 실제 증발산을 이용한 농업 및 수문학적 가뭄 평가	51
4.3 결론 및 제언	52
Ⅱ REFERENCES	54

그림 목차

Figure 1. The concept of the complementary principle between potential and actual evapotranspiration -----	5
Figure 2. The polynomial function of the generalized complementary relationship --	7
Figure 3. The linear tank model for water storage modeling -----	11
Figure 4. The ratios of ET_a estimated by GCR to the water balance observations -	17
Figure 5. 1:1 scatter plot of the estimated mean annual ET_a and the water balance observations -----	18
Figure 6. Distribution of mean annual precipitation from the PRISM dataset ---	18
Figure 7. Distribution of the mean annual ET_a estimated by the GCR -----	19
Figure 8. The ratios of the mean ET_a by the GCR to the mean precipitation --	21
Figure 9. Distribution of the aridity indices estimated by the GCR -----	22
Figure 10. The complementary relationship between ET_a and ET_p at the six climate divisions in the states of (a) California, (b) Colorado, (c) Washington, (d) Missouri, (e) Pennsylvania, and (f) Florida -----	23
Figure 11. Distribution of ET_a estimated by the NLDAS-Noah land surface model -----	24
Figure 12. 1:1 scatter plot between mean annual ET_a by GCR and by those by NLDAS-Noah for the climate divisions -----	25
Figure 13. Maps of SEDI6 and SPI6 for major drought months in the CONUS. The thresholds for classifying drought conditions (D4 to D0) were 2.0, 1.6, 1.3, 0.8, and 0.5. Wet conditions (W4 to W0) were categorized by the same numbers for D4 to D0 but with positive signs. N represents the normal condition. -----	28

Figure 14. The process of flash heat-wave type drought explained by the complementary principle -----	29
Figure 15. (a) Temporal variation of the spatial averaged SEDI6 and SPI6 across CONUS, and (b) changes in D3 and D4 areas defined by SEDI6 and SPI6 ---	30
Figure 16. (a) Changes of the mean correlation between SEDI and SPI with changing time scales, and (b) the same plots for the climate division with the maximum correlation between SEDI and SPI -----	31
Figure 17. Distributions of (a) the maximum correlation between SEDI1 and SPI, and (b) time scales of SPI at the maximum correlation to SEDI1 -----	32
Figure 18. Temporal correlation between SEDI and SPI per time scale. The two indices have same time scales in the correlation maps -----	33
Figure 19. Temporal variation of spatial correlation between SEDI6 and SPI6 for 1981–2016 -----	34
Figure 20. VHI distribution and drought areas by SPI6 and SEDI6 -----	36
Figure 21. Spatial correlation of VHI to (a) SEDI and (b) SPI with changing time scales -----	37
Figure 22. The ratios of liberated water to precipitation from December to February for HUC6 watersheds with the ratios less than 0.95 -----	40
Figure 23. The NSE of the snowmelt model at the HUC6 watersheds in Figure 22. -	40
Figure 24. Distributions of NSE, LNSE, and Pearson r of the linear bucket model -	42
Figure 25. Distributions of the obtained parameters of the linear bucket model -	46
Figure 26. The drought and wet events in 1988 and 1993 indicated by SWSI -	47
Figure 27. Distributions of (a) The maximum correlation between SPI and SWSI, (b) time scale at the maximum correlation between SPI and SWSI, (c) the maximum correlation between SEDI and (d) time scale at the maximum correlation between SEDI and SWSI -----	48

1. 서론

가뭄은 생태계 수문순환에 큰 불균형을 가져오는 반복적인 자연재해이다(Dai, 2011; Heim, 2002). 통상 사회나 생태계의 수요보다 공급할 수 있는 수량이 작은 상태로 정의되고, 비정상적으로 부족한 강수량에서 시작되는 것으로 여겨진다(Wilhite, 2000). 이에 따라 세계기상기구(World Meteorological Organization; WMO)는 가뭄을 “비정상적으로 지속되는 강수부족”으로 정의하고 있다(WMO, 1992). 좀 더 구체적으로 강수부족이 수문순환 과정을 따라 농업생산성 저하, 수자원 부족, 사회경제적 영향으로 이어지게 되면 이를 구분하여 기상학적, 농업, 수문학적, 사회경제적 가뭄으로 정의하기도 한다(Dai, 2010; Dracup et al., 1983). 따라서 관련된 많은 연구에서 가뭄은 강수부족을 중심으로 해석되어 온 것이 사실이다(e.g., Strzepek et al., 2010; Sheffield and Wood, 2008).

하지만 기온이나 습도 같은 기상변수와는 다르게 강수자료는 간헐성(intermittency)을 가지기 때문에 강수부족의 시작과 끝을 명확하게 규정하기 어렵게 한다(Kim et al., 2011). 이 때문에 강수량 기반 가뭄 해석에는 연구자의 주관이 상당히 개입되게 된다. 사실, 최근 가뭄관련 연구의 중심은 강수량이 아닌 증발산(Evapotranspiration)이다. 예를 들면, Sheffield et al.(2012)는 Palmer Drought Severity Index(PDSI; Palmer, 1963)을 이용해 지난 60년간 전 지구 가뭄 추세를 파악하였는데, 잠재증발산량 추정 Penman-Monteith 방법(Monteith, 1965)을 사용하면 Thornthwaite 공식(Thornthwaite, 1948)을 사용할 때보다 훨씬 작은 가뭄위험이 감지되는 것을 발견하였다. 또한 Anderson et al.(2011)은 원격탐사 증발산 자료를 이용한 가뭄지수를 종합적으로 검토하였고 Kim and Rhee(2016), Hobbins et al.(2016), McEvoy et al.(2016) 등 강수량 없이 증발산 추정치만으로 가뭄감시 할 수 있는 방법이 지속적으로 제시되고 있다.

가뭄의 정의인 “비정상적으로 지속되는 강수부족”에서 “강수”보다 더 중요하게 다루어져야 할 부분은 “부족”의 개념일 수 있다. “부족”은 어떤 기준과의 비교를 통해 정의되는 개념이지만, Standardized Precipitation Index(SPI; McKee et al., 1993)와 같은 지수로 가뭄을 평가하면 대기 수분 공급의 변동성만을 고려하게 된다. Vicente-Serrano

et al.(2010)은 강수량만을 고려한 가뭄해석은 지속적으로 상승중인 기온이 가뭄발생에 미치는 영향을 명확하게 파악하지 못하게 하는 단점을 가진다고 지적하였다. 또한 이를 개선하기 위해 Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index(SPEI)를 제안하였고 기상학적 공급인 강수량과 기상학적 수요인 잠재증발산량의 변화를 동시에 고려할 수 있게 하였다.

“부족”을 좀 더 결과적인 개념으로 정의하면 수요량 보다 작게 소비된 물의 양이라 할 수 있다. 증발산 과정은 이 수요량과 소비량의 개념을 모두 포함하고 있다. 수문학에서 흔히 사용되는 잠재증발산량은 지표 수분이 충분할 때 대기의 에너지와 함수능력이 제한하는 최대 증발산량을 의미한다. 하지만 지표수분이 제한적이라면 실제로 증발되거나 증산되는 수분량은 잠재증발산량보다 작을 수밖에 없다. 잠재증발산량과 실제증발산량을 비교하는 것은 기상학적 수요량 대비 지표 수분 소비량을 비교하는 것을 의미하며 가뭄의 정의에 포함된 “부족”의 개념에 잘 부합한다(Beguería et al., 2014). 또한 잠재증발산량 대비 실제증발산량 비율은 농업 생산성을 나타내는 지표이기도 하다(Steduto et al., 2012). 다시 말하면, 강수량과는 달리 증발산은 수요량과 소비량의 개념을 모두 포함하기 때문에 가뭄상태를 더 명확히 평가할 수 있는 장점을 가지고 있다.

문제는 실제증발산을 산정하기 위해서는 강수량 자료의 사용을 피하기 어렵다는 점이다. 잠재증발산량은 복사량, 기온, 습도, 풍속과 같은 기상자료만으로 산정이 가능하지만 실제증발산량에는 침투, 유출과 같은 강수에 영향을 직접적으로 받는 지표수문과정이 개입되기 때문이다. 지표수문모형을 이용해 실제증발산량을 추정하는 경우, 강수량 자료의 사용을 피할 수 없다(Kim and Rhee, 2016). 따라서 실제증발산량은 지표모형에 입력되는 강수량에 종속되고 실제증발산량은 사용된 강수량 자료 특성에 직접적인 영향을 받게 된다. 만약, 기후 예측자료가 사용된다면 추정된 실제증발산량은 강수의 낮은 예측성으로 인해 그 사용성이 크게 떨어지게 된다(Gao et al., 2010).

따라서 최근에는 강수량에 의존하지 않는 실제증발산량 추정방법을 사용하는 가뭄감시 기법이 제안되고 있다. 대표적인 예로 Hobbins et al.(2016)과 Kim and Rhee(2016)가 사용한 잠재증발산과 실제증발산의 상호보완 관계(Complementary Principle)를 들 수 있다. Bouchet(1963)에 의해 처음 제안된 이 이론은 대기가 토양수

분에 의해 조정되는 정도로 실제증발산량 추정을 가능하게 한다. 뿐만 아니라 상호보완이론은 강수량으로 감지되지 않는 폭염에서 시작되는 빠른 가뭄(Mo and Lettenmaier, 2015)을 감지하는 장점을 가지고 있다. Kim and Rhee(2016)은 이 관계를 미국 전역에 적용해 증발산 부족량을 산정하였고 증발산 부족으로 평가된 가뭄과 강수량 부족으로 평가된 가뭄에 일관성이 있음을 발견하였다. 또한 McEvoy et al.(2016)은 잠재증발산을 추적하는 것만으로도 가뭄감시가 가능함을 검증하였다.

앞에 제시된 연구들은 강수량 자료와 기간이 짧은 원격탐사 자료에 의존하지 않는 증발산 기반 가뭄평가를 가능하게 하였다. 하지만 상호보완이론은 아직 경험적인 이론으로 받아들여지고 있기 때문에 불확실한 요소가 상당히 많은 것이 사실이다(Brutsaert, 2015). 그럼에도 불구하고 기존 연구들은 일반성이 확인되지 않은 경험식이나 가정을 검증 없이 사용하였다. 검증되지 않은 증발산량 추정치로 평가된 가뭄은 그 자체로 의문을 남긴다. 아울러 증발산 부족이 가뭄이 전파되는 과정과 어떤 상관을 갖는지 기존 연구들은 명확히 제시하고 있지 않다.

따라서 본 연구의 목적은 어느 지역에서나 적용할 수 있는 일반 상호보완이론을 이용해 실제증발산량을 추정하고 이를 검증하여 좀 더 신뢰할 수 있는 가뭄평가 방법을 제안하는 것이다. 이와 함께 증발산 부족이 식생상태와 유역 저수량에 미치는 영향을 함께 분석하였다. 상호보완이론을 이용해 지난 130여 년간의 미국 전역 실제증발산량을 추정하였고 관측유량과 강수량을 이용해 일반 이론의 성능이 먼저 평가되었다. 추정된 실제증발산량을 이용해 증발산 기반 가뭄평가를 미전역에 대해 수행하였고 강수량 기반 가뭄평가와 비교분석 하였다. 이와 함께 기상학적, 농업, 수문학적 가뭄과 증발산량 부족량의 관련성을 상관 분석을 통해 제시하였다.

2. 연구방법

2.1 증발산 상호보완 이론

대기 하층의 에너지 상태는 토양수분 상태에 따라 조정되는 특징이 있는데 공간적으로는 1km 이상, 시간적으로 5일 이상의 규모에서 나타나는 것으로 알려져 있다(Crago et al., 2016). 잠재증발산과 실제증발산 사이의 상호보완관계(Complementary relationship)는 Bouchet(1963)에 의해 처음 제안된 이론으로 대기 하층이 토양수분 상태에 의해 조정되는 정도를 이용해 실제 증발산량 추정을 가능하게 한다. 잠재증발산량(potential ET; ET_p)은 지표면 위의 물을 수증기 상태로 변화 시킬 수 있는 에너지 량과 증발되는 대기가 수증기를 받아들일 수 있는 능력에 의해 결정이 되는데 이를 위해 Penman 공식(Penman, 1948)이나 Penman-Monteith(Monteith, 1965) 공식이 주로 사용된다. 이 공식들은 지표에 물이 충분히 많은 상태를 가정하지만 Bouchet(1963)는 토양수분이 충분치 않을 때 발생하는 에너지 잉여분에 주목하였다.

Figure 1은 증발산 상호보완이론의 개념을 도식화한 그림이다. 지표에 물이 충분할 경우 실제증발산량(Actual ET; ET_a)은 대기 증발요구량과 같게 되고 이때의 증발산량을 Bouchet(1963)는 습윤증발산량(Wet environment ET; ET_w)으로 지표에 물이 충분치 않았을 때의 ET_p 와 구분하여 정의하였다. 포화상태에서는 $ET_a = ET_w = ET_p$ 관계가 성립되지만 지표에 물이 충분치 않으면 증발산 과정은 제한되게 되고 이에 따라 에너지 잉여분이 발생한다($ET_a < ET_w$). 이 에너지 잉여분($ET_w - ET_a$)은 대기 하층을 다시 가열시켜 ET_p 를 ET_w 보다 커지게 한다. ET_w 와 ET_a 사이에 차이가 발생했다는 것은 대기의 수분요구량보다 지표에 가용한 수분이 부족하다는 것을 의미하기 때문에 Kim and Rhee(2016)은 이를 가뭄지표로 사용하였다.

Bouchet(1963)는 토양수분 부족으로 발생하는 ET_p 상승분($ET_p - ET_w$)과 ET_w 와 실제증발산량의 차이($ET_w - ET_a$)가 에너지 보존에 의해 같다고 보았다. 토양수분이 부족할수록 잉여에너지가 많아지기 때문에 ET_p 는 ET_w 보다 더 커지게 되고 상호보완관계로 인해 ET_a 는 더 작아지게 된다. ET_p 와 ET_a 사이의 상호보완관계는 이후 Brusaert and Striker(1979),

Morton(1983), Granger and Gray(1989) 등에 의해 ET_a 를 토양수분 관측 없이 추정하는 기법으로 제안된다. 이 이론은 Ramírez et al.(2005)에 의해 관측에서 나타난 ET_a 와 ET_p 의 역관계로 증명되었으며 최근에는 ET_a 가 가지는 경계조건을 바탕으로 일반이론이 제시되고 있다(e.g., Brutsaert, 2015; Crago et al., 2016; Han and Tian, 2018).

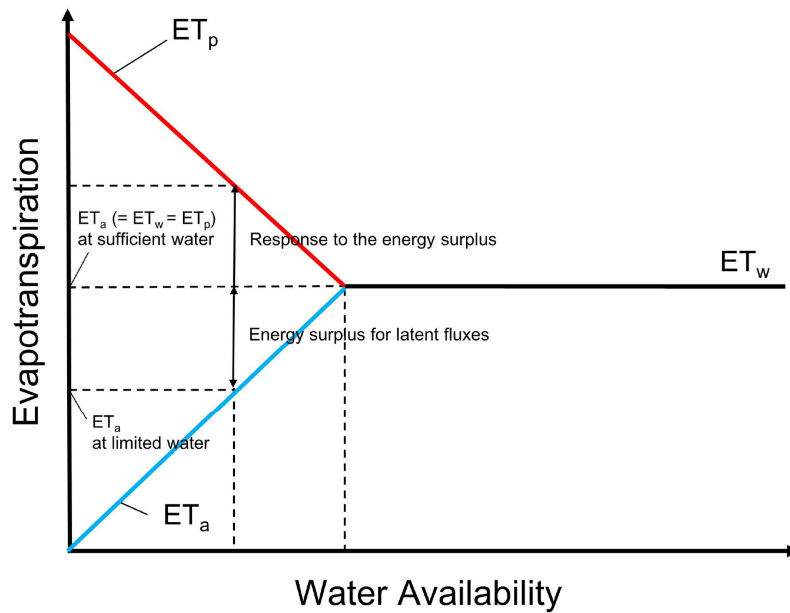


Figure 1. The concept of the complementary principle between potential and actual evapotranspiration

본 연구에 사용된 상호보완 이론은 Brutsaert(2015)가 제시한 일반이론을 개선시킨 Szilagyi et al.(2017)의 일반 상호보완관계(Generalized Complementary Relationship; GCR)이다. Szilagyi et al.(2017)은 Brutsaert(2015)가 ET_a 와 ET_p 사이의 4개의 경계조건을 이용하여 제안한 아래의 3차 다항식을 이용하였다.

$$y = 2X^2 - X^3 \quad (1)$$

여기서, y 와 X 는 ET_a 와 ET_w 를 ET_p 로 무차원화한 증발산량이며 다음과 같이 정의된다.

$$y = \frac{ET_a}{ET_p} \quad (2)$$

$$X = \frac{E_{pmax} - ET_p}{E_{pmax} - ET_w} \frac{ET_w}{ET_p} \quad (3)$$

여기서, ET_a 와 ET_p 는 각각 실제증발산량과 잠재증발산량(mm d^{-1})이고, E_{pmax} 는 토양 수분이 0일 때의 잠재증발산량(mm d^{-1})이다. E_{pmax} 와 ET_p 는 Penman 공식에 의해 산정된다.

$$ET_p = \frac{\Delta(T_{avg})}{\Delta(T_{avg}) + \gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta(T_{avg}) + \gamma} f_u VPD \quad (4)$$

$$E_{pmax} = \frac{\Delta(T_{dry})}{\Delta(T_{dry}) + \gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta(T_{dry}) + \gamma} f_u e_s(T_{dry}) \quad (5)$$

여기서, $\Delta(\cdot)$ 는 포화수증기 곡선의 기울기($\text{hPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), T_{avg} 는 평균기온($^\circ\text{C}$), γ 는 건습계 상수(psychrometric constant), R_n 은 순복사량(mm d^{-1}), f_u 는 경험적 바람함수 ($\text{mm d}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$), VPD는 증기압 부족량(vapor pressure deficit in hPa), T_{dry} 는 건조단열과정으로 정의되는 최대 건조상태 온도($^\circ\text{C}$), $e_s(\cdot)$ 는 포화수증기량(hPa)이다. 경험적 바람함수와 T_{dry} 는 아래 식에 의해 추정된다.

$$f_u = 0.26(1 + 0.54)u_2 \quad (6)$$

$$T_{dry} = T_{wb} + \frac{e_s(T_{wb})}{\gamma} \quad (7)$$

u_2 는 지표 2m에서의 풍속(m/s), T_{wb} 는 습구온도($^\circ\text{C}$)이며 습윤단열과정을 간략화 하여 다음과 같이 추정할 수 있다.

$$T_{wb} \approx \frac{\gamma T_{avg} + \Delta(T_{dew})T_{dew}}{\gamma + \Delta(T_{dew})} \quad (8)$$

여기서, T_{dew} 는 이슬점 온도($^\circ\text{C}$)이다.

습윤증발산량 ET_w (mm d^{-1})는 Priestley-Taylor(PT) 공식(Priestley and Taylor, 1972)에 의해 산정되며 Szilagyi et al.(2017)은 불포화 상태 토양 온도를 보정하기 위해

다음의 식을 사용하였다.

$$T_{ws} = T_{wb} + \frac{\gamma Q_n VPD}{(\Delta(T_{wb}) + \gamma)(aQ_n + b f_u VPD)} \quad (9)$$

$$a = \frac{\Delta(T_{avg})(\Delta(T_{wb}) + \gamma)}{\Delta(T_{avg}) + \gamma}; \quad b = \frac{c\gamma(\Delta(T_{wb}) + \gamma)}{\Delta(T_{avg}) + \gamma} \quad (10)$$

여기서, T_{ws} 는 습윤온도(°C), Q_n 은 순복사량 ($W m^{-2}$), c 는 에너지단위 변환계수 28.94 ($W d^{-1} mm^{-1} m^{-2}$) 이다. 온도보정 후 ET_w 는 PT 공식으로 다음과 같이 산정된다.

$$ET_w = \alpha \frac{\Delta(T_{ws})}{\Delta(T_{ws}) + \gamma} R_n \quad (11)$$

여기서, α 는 통상 PT 계수로 불리며 기후와 지표특성에 따라 1.1에서 1.3 사이의 값을 갖는 것으로 알려져 있다(Szilagyi et al., 2017). 수면이나 포화된 잔디표면에서 PT 계수는 이론적, 경험적으로 1.26의 값을 갖는다(Lhomme, 1997; Kahler and Brutsaert, 2006).

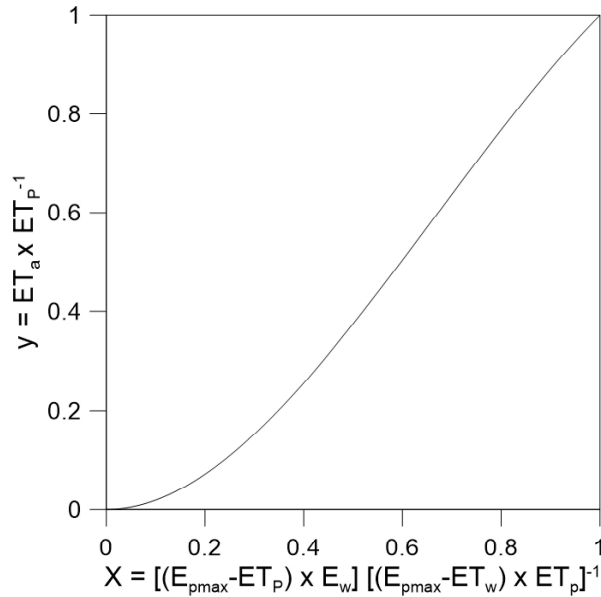


Figure 2. The polynomial function of the generalized complementary relationship

Eq.(1)을 (X, y) 좌표평면에 나타내면 Figure 2를 얻을 수 있다. Brutsaert(2015)가 제안한 네 경계조건은 $(X=0, y=0)$, $(X=1, y=1)$, $(X=0, dy/dX=0)$, $(X=1, dy/dX=1)$ 으로 Figure 1에 나타낸 상호보완이론의 개념에서 쉽게 얻어진다. 포화상태인 $ET_w=ET_a$ 에서 $X=1$ 이 되는데 이 때 ET_p 는 ET_w 와 같기 때문에 $y=ET_p/ET_w=1$ 이다. 또한 포화상태로 수렴할 때 ET_p 가 줄어드는 기온기와 ET_a 가 증가하는 기온기는 거의 같다고 볼 수 있기 때문에 $X=1$ 에서 $dy/dX=1$ 의 관계가 성립하며 $X=0$ 일 때는 그 반대 이므로 $dy/dX=0$ 이 성립된다. $X=0$ 에서는 $ET_p=E_{pmax}$ 이고 지표가 완전히 말라있음을 의미하기 때문에 $y=0$ 이 된다. 이론적으로 네 경계조건은 토지이용상태나 기후조건에 관계없이 어디서나 만족되어야 하고 Eq.(1)은 3차 다항식으로 이를 개략화한 것이다. 따라서 이 관계는 분석 위치와 상관없이 적용할 수 있는 일반식이다. 이 일반식은 토양수분 자료나 지표모형을 사용하지 않고 ET_a 추정을 가능하게 한다.

2.2 증발산 부족량을 이용한 가뭄평가

GCR을 이용해 산정된 ET_w 와 ET_a 는 각각 수분요구량과 소비량으로 해석될 수 있다. ET_w 와 ET_a 의 차이가 커질수록 요구량 대비 소비량이 작아지는 것을 의미하므로 가뭄의 크기를 나타내는 지표가 된다(Beguería et al., 2014). Kim and Rhee(2016)는 ET_a 와 ET_w 의 차이를 증발산 부족량(ET Deficit; ETD)으로 정의하고 이를 표준정규화하여 Standardized Evapotranspiration Deficit Index(SEDI)를 제안하였다. SEDI는 SPI나 SPEI와 동일한 구조를 갖고 표준정규분포의 z값을 이용해 다음과 같이 산정된다.

$$SEDI_s(t) = \Phi^{-1}\{F[ETD_s(t)]\} \quad (12)$$

여기서, $ETD_s(t)$ 는 t시점까지 s기간 동안 누적된 증발산 부족량, $F[\cdot]$ 는 $ETD_s(t)$ 의 누적확률밀도함수, $\Phi^{-1}\{\cdot\}$ 표준정규분포의 역함수이다. Vicente-Serrano et al.(2018)은 여러 이론적 확률밀도함수 중 ETD에 적합한 분포로 3변수 Log-logistic 분포를 제안하였고 본 연구에서도 같은 분포가 사용되었다. Log-logistic 분포의 매개변수는 probability weighted moment 방법으로 1월부터 12월에 대해 각각 추정되었다.

따라서 SEDI는 대기 요구량 대비 지표의 수분 부족량을 나타내며 통상적인 상태보다 이 부족량이 커질수록 심한 가뭄상태가 된다. 이에 반해, SPEI는 강수량(기상학적 수분공급량)과 대기 수분요구량을 비교하여 가뭄을 정의하고 SPI는 강수량이 평균값에서 멀어지는 정도로 가뭄을 정량화한다. SEDI의 활용성은 Vicente-Serrano et al.(2018)에 의해 전 지구적으로 검증되었는데 1개월 SEDI는 3개월 이하 짧은 지속시간의 SPEI와 상관성이 가장 높은 것으로 확인되었다. 이와 함께, Advanced Very High Resolution Radiometer Normalized Difference Vegetation Index(<https://lta.cr.usgs.gov/NDVI>)와 SEDI를 비교했을 때, SEDI는 기후특성이나 지표조건과 관계없이 농업지역이나 자연식생 지역의 가뭄심도를 잘 설명하는 것으로 평가되었다(Vicente-Serrano et al., 2018).

본 연구에서는 GCR에 의해 추정된 ETD로 SEDI를 지속시간별로 산정하고 이를 SPI와 비교평가 하였다. Vicente-Serrano et al.(2018)의 경우, SEDI의 지속시간을 1개월로 고정한 후 SPEI의 지속시간을 늘려가면서 둘의 상관성을 비교했는데 이는 증발산요구량의 빠른 상승으로 인한 빠른 가뭄(flash drought)과 강수부족의 관계를 평가한 것이다. 다시 말하면, 수증기의 대기 내 짧은 체류시간(residence time)을 고려하여 기상학적 가뭄을 1개월 SEDI를 이용해 평가했다고 할 수 있다.

하지만 식생이나 농업생산성 감시를 위해서는 누적된 ETD가 필요하다. 예를 들면, 국제연합 식량농업기구(Food and Agriculture Organization; FAO)의 작물모형인 AquaCrop(Steduto et al., 2009)은 작물생산성을 재배기간 동안의 누적 증산량으로 산정한다. AquaCrop은 식생의 성장에 미치는 토양수분 영향을 지속적으로 고려하는데 이는 현재의 식생상태가 지난 수개월 동안의 ETD의 영향을 받는다는 것을 의미한다. 따라서 본 연구에서는 SEDI와 SPI의 지속시간을 1개월부터 12개월까지 변화시키면서 짧은 시간규모의 기상학적 가뭄과 장기간에 걸쳐 발생하는 식생가뭄(Vegetative drought)을 모두 평가하였고 두 가뭄지수 사이의 상관성을 분석하였다. 아울러 두 지수의 식생 가뭄 평가 능력을 실제 관측된 식생상태와 비교하여 평가하였다.

2.3 수문학적 가뭄평가

수문학적 가뭄(hydrological drought)은 ETD보다는 유출이나 저수량처럼 지표수 가용량을 나타내는 수치로 주로 정량화 된다(e.g., Shukla and Wood, 2008). GCR을 통해 ET_a 가 추정되면 한 유역의 강우나 용설에 의한 유입량과 증발산에 의한 수분 손실을 산정할 수 있다. 추가적으로 유역의 유출량과 침투량을 관측하거나 모의하게 되면 연속방정식에 의해 다음과 같이 유역 내 저수량 추정이 가능해진다.

$$S(t+1) - S(t) = \{R(t) + SM(t) - ET_a(t) - R_c(t) - Q(t)\} \cdot \Delta t \quad (13)$$

여기서, $S(t)$ 는 시간 t 의 유역내 저수량(mm), $R(t)$, $SM(t)$, $ET_a(t)$, $R_c(t)$, $Q(t)$ 는 각각 강우량(mm month⁻¹), 용설량(mm month⁻¹), 실제증발산량(mm month⁻¹), 침투량(mm month⁻¹), 유출량(mm month⁻¹)이다. Δt 는 시간간격으로 본 연구에서는 1개월이 사용되었다.

유역 내 저수량 $S(t)$ 는 유역에 남아 있는 수량을 의미하기 때문에 자체로 가뭄 표시자이다. 토양표면 아래의 저수량은 원격탐사기법으로도 추정이 가능하며 쌍둥이 위성의 속도변화로 이를 추정하는 GRAvity recovery and Climate Experiment (GRACE) 프로젝트(<https://grace.jpl.nasa.gov>)가 대표적인 예이다. GRACE 자료를 이용할 경우 땅속 깊은 곳에 저장되어 있는 지하수량을 고려한 가뭄감시 까지도 가능해진다(e.g., Zhang, 2016; Houborg et al., 2012).

유역 저수량으로 가뭄을 평가하기 위해 먼저 본 연구에서는 Martinez and Gupta(2010)이 제안한 간단한 용설 모형과 선형저수지(linear reservoir) 이론을 결합하였다(Figure 2). 용설 모의를 위해 월강설량은 다음과 같이 산정된다.

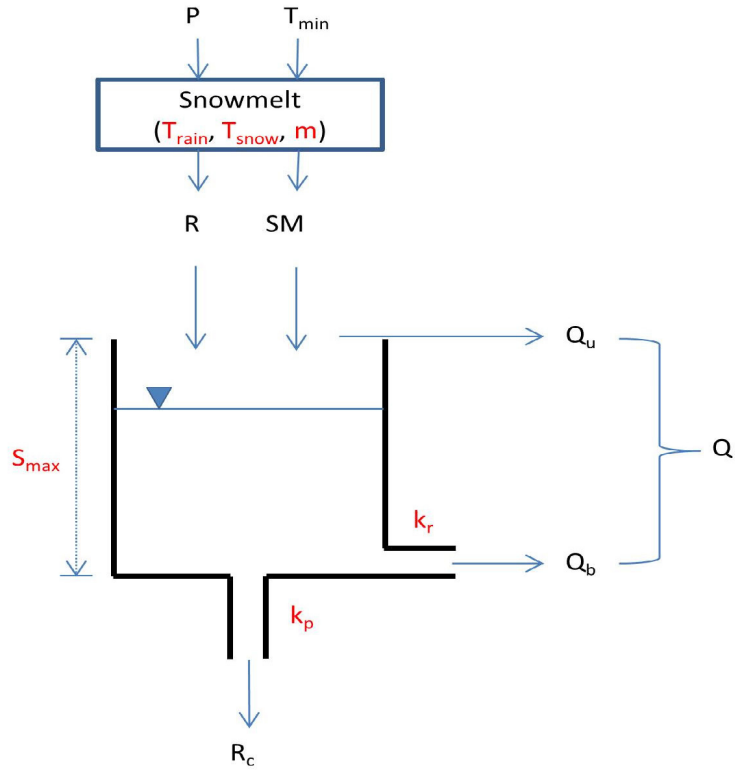


Figure 3. The linear tank model for water storage modeling

$$P_s(t) = \begin{cases} 0 & T_{rain} < T_n(t) \\ P(t) \cdot \frac{T_{rain} - T_n(t)}{T_{rain} - T_{snow}} & T_{snow} \leq T_n(t) \leq T_{rain} \\ P(t) & T_n(t) < T_{snow} \end{cases} \quad (14)$$

여기서, $P_s(t)$ 는 시간 t 에서 강설량(mm), $T_n(t)$ 는 월최소 일최저기온($^{\circ}\text{C}$), T_{rain} 은 모든 강수가 강우형태로 내리는 최저기온($^{\circ}\text{C}$), T_{snow} 는 모든 강수가 눈으로 내리는 최고기온($^{\circ}\text{C}$)을 나타낸다. 토양표면으로 직접 유입되는 강수량 $R(t)$ 는 $P(t)$ 에서 $P_s(t)$ 를 제외한 만큼이 된다.

$P_s(t)$ 는 토양 위의 눈덮임을 증가시키고 눈덮임은 다음의 식으로 산정되는 용설에 의해 감소한다.

$$SM(t) = \begin{cases} 0 & T_n(t) < T_{snow} \\ [SWE(t-1) + P_s(t)] \cdot m \cdot \frac{T_{rain} - T_n(t)}{T_{rain} - T_{snow}} & T_{snow} \leq T_n(t) \leq T_{rain} \\ [SWE(t-1) + P_s(t)] \cdot m & T_{rain} < T_n(t) \end{cases} \quad (15)$$

여기서, SWE(t-1)은 $P_s(t)$ 이전의 눈덮임 양을 의미하는 Snow Water Equivalent (mm)이고 m 은 용설계수이다. SWE(t-1)은 t 시점의 강설량과 용설량으로 인해 아래와 같이 변화한다.

$$SWE(t) = SWE(t-1) + [P_s(t) - SM(t)] \cdot \Delta t \quad (16)$$

강우와 용설과정을 통해 토양에 유입된 물은 토양 특성에 따라 땅속 깊은 곳으로 침투(Percolation)되거나 하천으로 유출(Runoff)되는 과정을 거치게 된다. 토양을 통한 유출 과정은 Figure 2와 같이 2개의 출구를 갖는 선형 저수지로 모의되었다. 하방향 흐름을 먼저 고려하여 침투량은 다음과 같이 산정된다.

$$R_c(t) = k_p \times [S(t) + (R(t) + SM(t) - ET_a(t)) \cdot \Delta t] \quad (17)$$

여기서 k_p 는 침투량과 저수량의 선형관계를 나타내는 계수(month⁻¹)이다. 유출량은 기저유출(Q_b)과 지표유출(Q_u)로 구분되며 아래와 같이 모의된다.

$$Q_b(t) = k_r \times [S(t) + (R(t) + SM(t) - ET_a(t) - R_c(t)) \cdot \Delta t] \quad (18a)$$

$$Q_u(t) = \max\{S(t) + [R(t) + SM(t) - ET_a(t) - R_c(t) - Q_b(t)] \cdot \Delta t - S_{\max}, 0\} \quad (18b)$$

$$Q(t) = Q_b(t) + Q_u(t) \quad (18c)$$

여기서, $S_{\max}$ 는 유역의 최대저수용량(mm)이다.

요약하면, 유역 내 저수량 모의하기 위한 수문모형의 매개변수는 용설과정을 위한 T_{rain} , T_{snow} , m , 지표수문과정을 위한 k_p , k_r , $S_{\max}$ 총 6개 이다. 모의에 필요한 입력자료는 강수량 P , 실제증발산량 ET_a , 월최소 일최저기온 T_n 이다. 입력자료와 매개변수로 모의된 $S(t)$ 을 SPEI 구조를 이용해 표준정규화하면 간단히 가뭄을 정량화할 수 있다.

2.4 수문모형 매개변수 추정

2.3절에 제시된 수문모형은 6개 매개변수를 갖고 각 유역의 특성에 맞게 조정되어야 한다. 매개변수 추정을 위한 대표적인 방법으로 Shuffled Complex Evolution algorithm(Duan et al., 1992)과 같은 최적화 기법을 들 수 있는데 주로 관측유출량과 모의유출량 사이의 잔차를 최소화시키는 것을 목적으로 한다(e.g., Kim and Kaluarachchi, 2014). 하지만 최적화 기법을 사용할 경우 지역해로 수렴하는 위험이 따르는데다, 최적해로의 수렴만을 목표로 하기 때문에 매개변수의 불확실성을 고려하기 어려운 단점이 있다. 따라서 본 연구에서는 확률적 매개변수 추정법인 베이즈(Bayesian) 추론 기반 Markov Chain Monte Carlo(MCMC) 기법을 사용하였다. 수문모형 매개변수 추정을 위한 MCMC 기법은 Kavetski et al.(2006)이 모형 잔차에 대한 우도함수(likelihood function)를 개발하면서 본격적으로 시작되었다고 할 수 있다. 이 후 Yang et al.(2007, 2008)이 Metropolis-Hastings(M-H) MCMC 알고리즘을 Soil Water Assessment Tool(SWAT)에 적용하기 시작하는 등 MCMC의 사용범위는 점점 넓어지고 있다(Diaconis, 2009).

개념을 간단히 설명하면 M-H MCMC는 임의의 시작점에서 무작위 이동량을 잔차의 우도함수를 이용해 선정하여 더 나은 샘플로 해를 이동시키는 방식을 취한다. 무작위 이동이 끊임없이 반복되기 때문에 일정 횟수 이상의 모의를 수행된 이후에는 유사한 성능을 주는 매개변수 조합을 계속 찾아내고 이를 이용해 각 매개변수의 확률밀도함수를 구할 수 있다. 본 연구에 사용된 MCMC 기법은 Vrugt et al.(2009)이 제안한 Differential Evolution Adaptive Metropolis(DREAM) 알고리즘이다. Joseph and Guillaume(2013)은 DREAM 알고리즘을 SWAT 모형에 적용할 수 있는 매우 효율적인 R package를 개발하였고 동일한 방법이 본 연구의 용설모형과 수문모형 매개변수 추정에 이용하였다. DREAM MCMC 알고리즘의 자세한 사항은 Vrugt et al.(2009)과 Joseph and Guillaume(2013)을 참조할 수 있다.

DREAM 알고리즘으로 먼저 모의된 SWE와 관측값 사이 잔차의 우도함수를 이용해 용설모형의 매개변수를 추정하였다. 이 후 용설모형의 매개변수로 모의된 R(t)와 SM(t)를 수문모형에 입력해 모의유출과 관측유출량의 우도함수를 3개의 매개변수를 추정하였다.

이 2단계 접근 방식은 6개 매개변수를 관측유출량에 한 번에 적합시켜 추정하는 것보다 불확실성을 줄일 수 있다. 예를 들면, 용설이 거의 나타나지 않는 온난한 지역에서 용설과 정 매개변수를 조정해 모의 유출량을 관측유출에 적합시키는 것을 막을 수 있게 한다. 매개변수가 많아질수록 관측유출과 모의유출을 적합시키는 것은 쉬워지지만 실제 프로세스를 설명하는 매개변수를 찾을 가능성은 점점 낮아지게 되는데(Kircher, 2006), 2단계 프로세스로 이런 과적합 문제를 어느 정도 방지할 수 있다.

2.5 연구 자료

ET_a 추정을 위해 본 연구에서 기상자료는 오레건 주립대학 PRISM 그룹(<http://prism.oregonstate.edu/>)에서 제공하는 1895년부터 2016년까지 월강수량, 최고·최저 기온, 이슬점온도이다. PRISM 월 기상자료는 공통경계미국(Conterminous U.S.; CONUS)에 대해 $4 \times 4 \text{ km}^2$ 해상도로 제공되고 있다. PRISM 자료의 공간적 범위에 의해 본 연구의 범위 역시 알래스카와 하와이 주를 제외한 미주지역 CONUS로 설정되었다. PRISM 자료는 엄격한 품질관리를 거친 후 배포되고 있고 CONUS에서 가장 신뢰도 높은 자료 중 하나로 알려져 있다(Kangas and Brown, 2007).

GCR을 이용해 ET_a 를 추정하기 위해서는 순복사량(R_n)이 요구되는데 이를 위해 Allen et al.(1998)에 의해 제안된 최고·최저기온과 이슬점을 이용한 방법을 사용하였다. 전 지구 일사량 자료를 직접 이용할 경우(e.g., NCEP North American Reanalysis data at <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.narr.html>), 더 정확한 순복사량 산정이 가능하지만 1979년 이후에만 가용한 경우가 많아 장기 가뭄 평가를 위해 기온으로 순복사량을 추정하는 FAO의 표준 방법을 사용하였다. E_p 와 E_{pmax} 계산에는 풍속자료가 요구되는데 PRISM 자료와 동일한 길이를 갖는 자료는 현재 없다. 따라서 University of Idaho Climatology Lab에서 $4 \times 4 \text{ km}^2$ 해상도로 제공되는 GRIDMET 자료(<http://www.climatologylab.org/gridmet.html>)를 이용해 각 1981-2016 기간의 월 평균치를 산정해 적용하였다. 격자기상자료로 추정된 ET_a 는 SEDI의 지속시간별 상관분석을 위해 편의상 US Climate Division 344개로 집성되었다.

저수량 모의를 통한 수문학적 가뭄평가는 미지질조사국(United States Geological Survey; USGS)의 284개 6-digit Hydrologic Unit Code(HUC6) 유역에 대해 수행되었다. 수문과정 모의에 필요한 매개변수 추정을 위해 1981년부터 2016년까지의 USGS Waterwatch(<https://waterwatch.usgs.gov/>) 월 유출자료가 사용되었고 용설모형 매개변수는 Snow Data Assimilation System(SNODAS) 2003-2016년 SWE 자료(National Operational Hydrologic Remote Sensing Center, 2004)를 이용해 추정되었다.

GCR로 산정된 ET_a 는 HUC6 유역의 연평균강수량과 연평균유출량으로 산정된 증발산량과의 비교를 통해 검증되었다. 또한, 2단계 North American Land Data Assimilation System(NLDAS-2) 지표모형(Land surface models) 중 지표-식생-대기 시스템의 에너지 균형을 고려하는 Noah 모형(Ek et al., 2003)의 $1/8^\circ$ 해상도 모의 증발산량을 수집하여 GCR ET_a 를 교차 검증하였다(<https://ldas.gsfc.nasa.gov/nldas/>). 아울러 식생가뭄상태의 검증을 위해 미해양대기국(National Oceanic and Atmosphere Administration) Center for Satellite Applications and Research 데이터베이스(<https://www.star.nesdis.noaa.gov/star/index.php>)에서 제공하는 1982년부터 2016년까지 30번째 주 Vegetation Health Index(VHI) 자료를 수집하였다.

3. 결과 및 고찰

3.1 GCR을 이용한 실제증발산량 추정

상호보완이론을 이용해 가뭄해석을 수행한 Kim and Rhee(2016), Hobbin et al.(2016), McEvoy et al.(2016) 등의 연구에서는 ET_a 에 대한 검증을 수행하지 않았는데 이는 검증 없이도 다른 SPI나 SPEI와 같은 비교를 통해 가뭄 평가가 가능했기 때문이다. 하지만 ET_a 를 적절히 추정했는가는 증발산 기반 가뭄 감시기법의 적용성을 의미하기 때문에 검증은 필수적인 부분이다. $4 \times 4 \text{ km}^2$ 해상도로 ET_a 를 직접 관측으로 모두 검증하는 것은 사실상 불가능하기 때문에 본 연구에서는 Szilagyi et al.(2015, 2017)와 같이 미국 전역에 위치한 HUC6 level 284개 유역의 유역평균 강수량과 유출량을 이용해 면적평균 값을 먼저 검증하였다.

Figure 4는 284개 HUC6 각 유역에 대해 1981-2015년 35년 기간의 관측 ET_a 와 GCR로 추정된 ET_a 의 비율을 나타낸다. 이 기간 동안의 연평균 ET_a 값은 유역 저수량의 변화를 무시할 때 연속방정식에 의해 같은 연평균 강수와 연평균 유출의 차이로 가정할 수 있다. 284개 유역이 가지는 35년 평균 ET_a 추정치와 관측치의 비율은 평균 1.05, 표준편차는 0.19 이다. Figure 5는 각 유역별로 관측 증발산량과 추정치의 35년 평균값을 비교한 그림이고 관측치와 추정치가 45도 선에 큰 편이 없이 모여 있음을 확인할 수 있다. 관측치와 추정치 사이의 Nash-Sutcliffe Efficiency(NSE)는 0.88, Pearson 상관계수(Pearson r)는 0.94, 백분위편의(P-bias)는 1.6%이다. GCR의 유일한 매개변수인 PT 계수(α)를 1.26으로 가정해도 편이가 크게 발행하지 않는 것으로 보인다. 물론 각 유역의 관측값에 PT계수를 각각 적합 시키는 것도 한 방법이 될 수 있으나 CONUS 전반에 간단히 사용할 수 있는 매개변수는 $\alpha=1.26$ 이라 할 수 있겠다.

Szilagyi et al.(2017)이 사용한 $\alpha=1.13$ 과 비교했을 때 $\alpha=1.26$ 는 큰 차이가 나는 것으로 보일 수 있는데 이는 Szilagyi et al.(2017)에 사용된 자료와 방법이 본 연구와 약간 다르기 때문이다. Szilagyi et al.(2017)에서는 일사량 자료를 직접 GCR에 적용하였는데 순복사량 계산에 장파복사를 고려한 것인지 명확하지 않다. 만약 장파복사가 고려되지 않았을 경우 순복사량이 과대산정될 수 있기 때문에 1.26보다 작은 α 을 얻었을 가능성이

있다. 반면, 본 연구의 순복사량은 Allen et al.(1998)의 FAO 표준 방법에 의해 계산되었기 때문에 장파복사량이 고려된 결과이다. 하지만 순복사량을 간접적인 방법으로 추정했기 때문에 Szilagyi et al.(2017)와는 달리 추가적인 오차요소가 개입되었을 여지가 있다. 이론적으로는 $\alpha=1.26$ 를 사용하는 것이 ET_w 의 정의에 더 가깝다고 할 수 있다. Lhomme(1996)은 포화된 잔디표면의 PT계수가 1.26임을 이론적으로 증명했고 많은 연구에서 $\alpha=1.26$ 를 관측 값이 없을 때 적용할 수 있는 수치로 제안하고 있다(e.g., Kahler and Brutsaert, 2006). 이론상 ET_w 는 포화된 지표 위의 잠재증발산량을 의미하기 때문에 $\alpha=1.26$ 이 $\alpha=1.14$ 보다 기존 연구들과 더 일관성을 갖는 값이라고 할 수 있다.

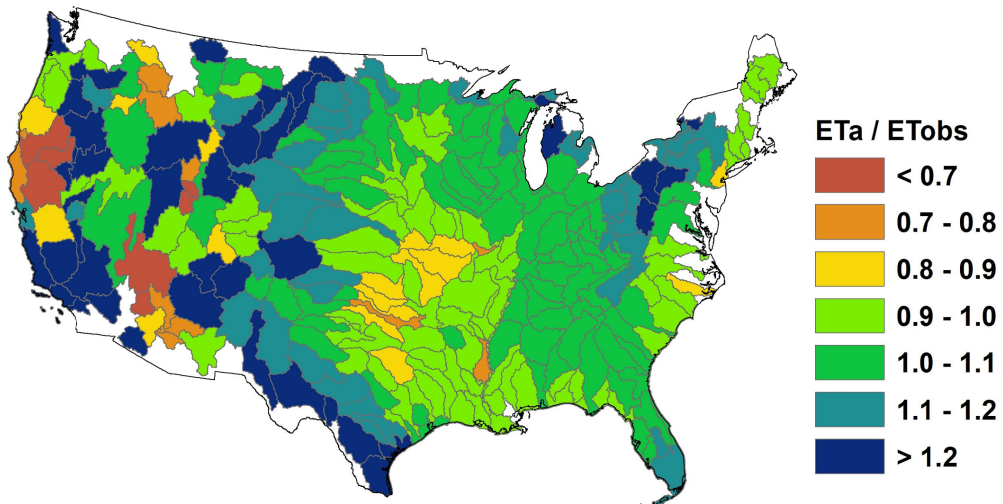


Figure 4. The ratios of ET_a estimated by GCR to the water balance observations

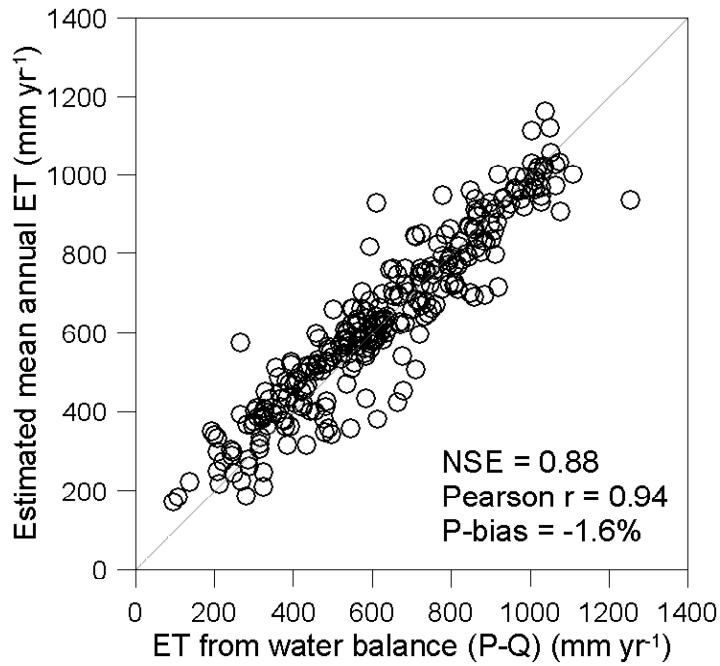


Figure 5. 1:1 scatter plot of the estimated mean annual ET_a and the water balance observations

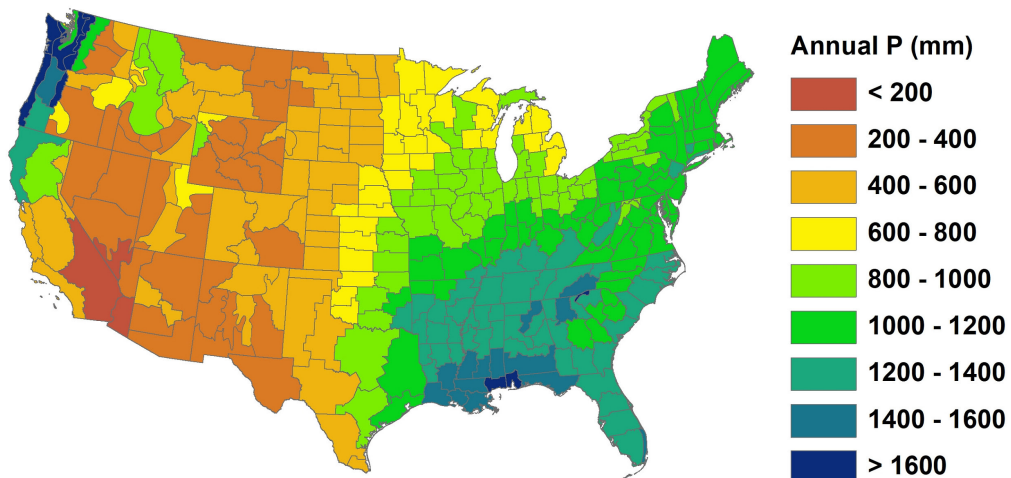


Figure 6. Distribution of mean annual precipitation from the PRISM dataset

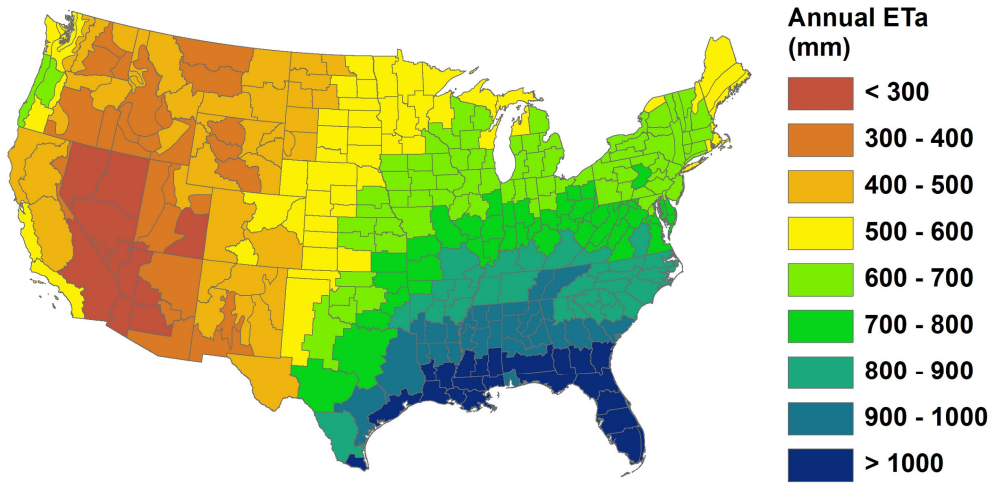


Figure 7. Distribution of the mean annual ET_a estimated by the GCR

Figure 4에 나타난 관측 ET_a 와 추정치와의 비율을 살펴보면 1.2이상의 비율이 나타나는 유역은 동부보다 서부가 월등히 많음을 알 수 있다. 이는 미서부지역에서 주로 이루어지는 관개농업으로 인해 강수량과 유출의 차이로 추정된 ET_a 보다 GCR ET_a 가 커서 발생한 결과일 수 있다. 동부지역에 비해 미서부지역은 연평균 강수량이 500mm 도 채 되지 않는 지역이 많아(Figure 6) 관개농업을 많이 이루어진다. 이 경우, 강수량보다 더 많은 물이 지표에 공급되고 많아진 수분 때문에 하층대기가 토양수분 부족에 덜 반응함에 따라 GCR ET_a 는 역으로 커지게 된다.

하지만 관개를 통해 추가적인 공급된 수분은 증발산 과정을 통해 대기로 유입되고 많아진 대기수증기량이 다시 강수량에 영향을 줄 수 있다. 이 경우, 강수량에 관개의 영향이 이미 포함되기 때문에 관개활동만을 GCR ET_a 가 보인 편의 원인으로 볼 수는 없다. 대규모 관개농업에 의해 강수가 증가하는 현상은 이미 여러 연구에서 밝혀진 바 있다(e.g., Lu et al., 2017; Pei et al., 2016). 그러나 한 지역에서 증발된 수증기가 그 지역에 다시 강수로 떨어지지 않을 가능성도 있기 때문에 관개활동이 강수량에 미치는 영향은 강수와 증발의 재순환율을 고려해 결론지어야할 문제이다. van der Ent et al.(2010)에 의하면 서부지역의 증발산 재순환율(증발된 수증기가 같은 지역에 다시 강수로 내리는 비율)은 0.5-0.7로 비교적 높고 여름철에는 0.8 이상으로 상승하기도 한다.

Figure 7은 1895-2016년 기간에 대해 GCR로 추정된 연평균 ET_a 를 각 Climate division별로 나타낸 그림이다. 강수량 분포와 유사하게 미서부지역은 동부지역보다 상당히 ET_a 가 낮은 것을 확인할 수 있다. 특히 캘리포니아 남부지역, 네바다, 애리조나, 유타 사막지역의 연평균 ET_a 값은 300mm 이하로 매우 작게 나타났다. 서부지역의 ET_a 는 강수량이 많은 오레건, 워싱턴, 캘리포니아 북부, 아이다호 일부지역을 제외하면 강수량 분포와 유사한 것을 알 수 있다. 서부지역의 ET_a 는 대기의 증발요구량보다는 토양수분에 의해 제한됨을 의미한다.

서부에서 동부로 이동할수록 연강수량은 점점 증가하여 대서양 해안지역의 연평균강수량은 1,000mm를 훌쩍 넘는 것을 알 수 있다(Figure 6). 강수량에 비해 실증발산량은 더디게 변화하는데 대서양연안 최북단에 위치한 메인의 경우 연강수량은 1,000mm가 넘지만 ET_a 는 600mm이다. 강수량이 서부지역에 비해 풍부한 미동부지역은 토양수분보다는 대기의 증발요구량에 의해 ET_a 가 결정된다. 서부지역과 달리 동부지역에서는 태양 복사에너지양이 많아지는 남쪽으로 이동할수록 ET_a 가 커지는 것을 확인할 수 있다(Figure 7). 태평양 연안 역시 워싱턴, 오레건 지역의 경우, 높은 위도로 인해 증발산량이 강수량에 비해 그리 크지 않아 보인다.

Figure 8은 연평균 강수량과 ET_a 의 비율을 나타낸다. 강수보다 증발산이 많은 지역은 주로 텍사스 서부, 뉴멕시코, 콜로라도 동부, 네브래스카 서부 등 관개농업이 많은 지역들이다. 앞서 설명한대로 관개농업이 미서부의 주요 생산방식인 사실과 맥락을 함께 한다. GCR을 이용할 경우 인위적인 영향이 고려되기 때문에 더 현실적인 추정치를 얻는 것이 가능할 수 있다는 의미이기도 하다.

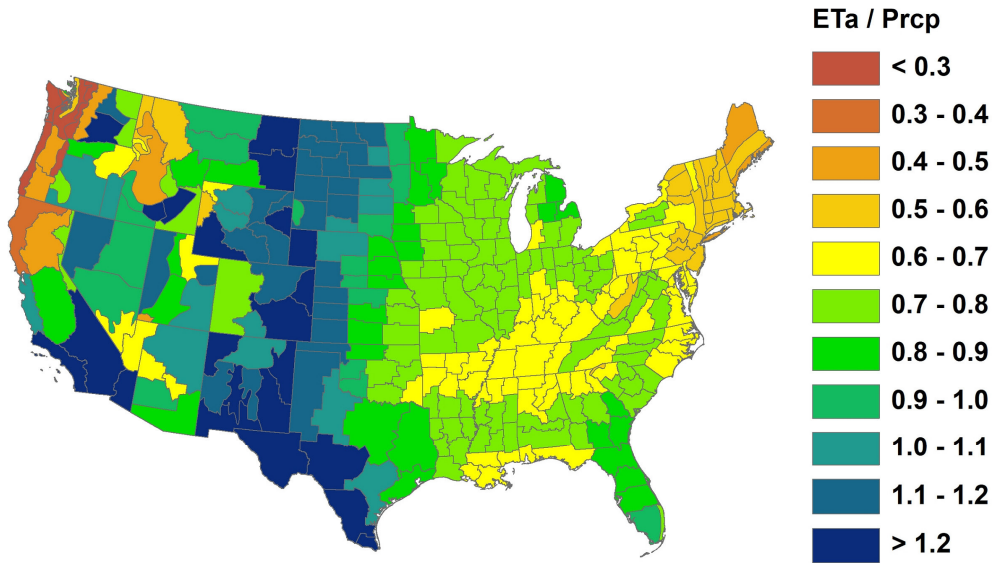


Figure 8. The ratios of the mean ET_a by the GCR to the mean precipitation

연평균 습윤증발산량(ET_w)과 강수량의 비율을 이용하면 지역의 건조한 정도(Aridity)를 평가할 수 있는데 Figure 9는 건조도의 공간분포를 나타낸다. 예상대로 텍사스, 오클라호마, 캔자스, 네브래스카, 다코다 지역을 경계로 서부지역의 건조도는 2.0을 넘는다. 물리적으로 대기 증발요구량이 강수량의 두 배 이상임을 의미한다. 워싱턴, 오레건, 북부 캘리포니아 지역과 로키산맥의 영향을 받는 북쪽 일부지역을 제외하면 거의 모든 서부지역의 증발요구량이 연평균강수량보다 크게 나타나고 있고 토양수분에 의해 ET_a 가 결정되는 지역들이라고 할 수 있다. 동부의 경우 많은 지역에서 1.0이하의 Aridity를 갖고 북동쪽으로 이동할수록 크기가 작아진다. Figure 9의 건조도 분포는 McVicar et al.(2012)의 전 지구 증발산에 대한 연구와 일관된 결과이고 강수와 증발산 분포로 판단했을 때 CONUS 특징은 동서로 크게 구분됨을 의미한다.

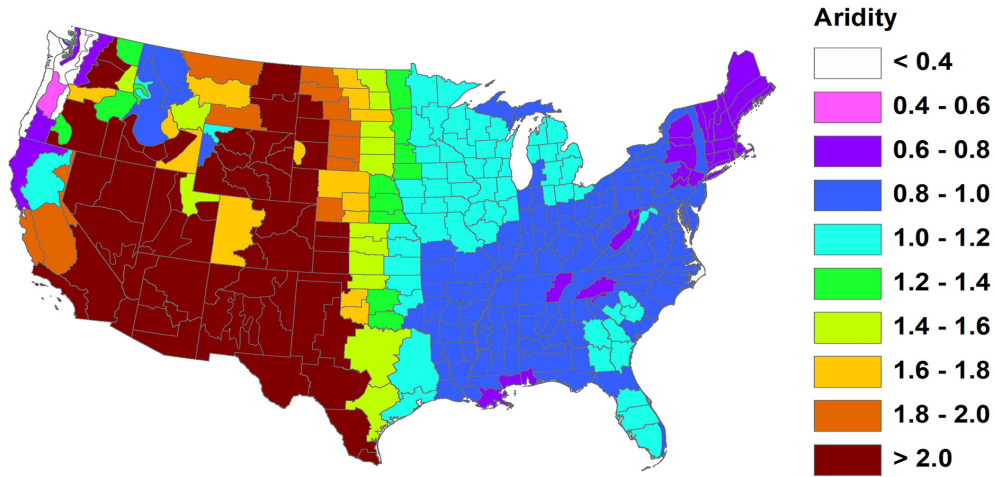


Figure 9. Distribution of the aridity indices estimated by the GCR

Figure 10은 6개 Climate Division에 대해 ET_a 와 ET_p 의 토양수분에 대한 반응을 나타낸 그림이다. 각 지역마다 GCR의 비대칭성이 다양하게 나타나는 것을 알 수 있다. 워싱턴 지역의 경우 토양수분 부족에 대한 대기의 반응이 매우 큰 것으로 나타났는데 심한 경우 ET_p 가 ET_w 의 20배 이상 상승하는 것을 확인할 수 있다. 이 지역은 산불과 같은 건조할 때 나타나는 재난에 취약함을 의미하는 것일 수 있다. 반면 플로리다 지역은 ET_p 상승이 ETD와 거의 유사한 대칭에 가까운 관계를 보이고 있다. 본 연구의 범위를 넘어서는 문제이지만 ET_p 의 토양수분에 대한 민감도를 좀 더 깊이 연구할 필요가 있어 보인다. Figure 10의 ET_a 와 ET_p 관계로 볼 때 GCR은 경계조건만으로 지역마다 각기 다른 상호보완이론의 비대칭성을 찾아낼 수 있는 방법으로 보이고 이 특성은 관련 재해위험 분석에 도움이 될 만한 정보로 판단된다.

한편, 플로리다, 캘리포니아, 콜로라도 지역이 다른 지역보다 ET_a 의 불확실성이 더 크게 나타났고 이 지역들은 워싱턴, 플로리다, 펜실베이니아보다 상대적으로 건조한 지역이다. 건조한 기후에서 GCR의 성능이 떨어지는 것은 이미 기존연구에서 많이 언급되고 있기 때문에(e.g., Anayah and Kaluarachchi, 2014) GCR의 성능과 기후조건과의 관계에 대한 추가적인 연구도 필요해 보인다.

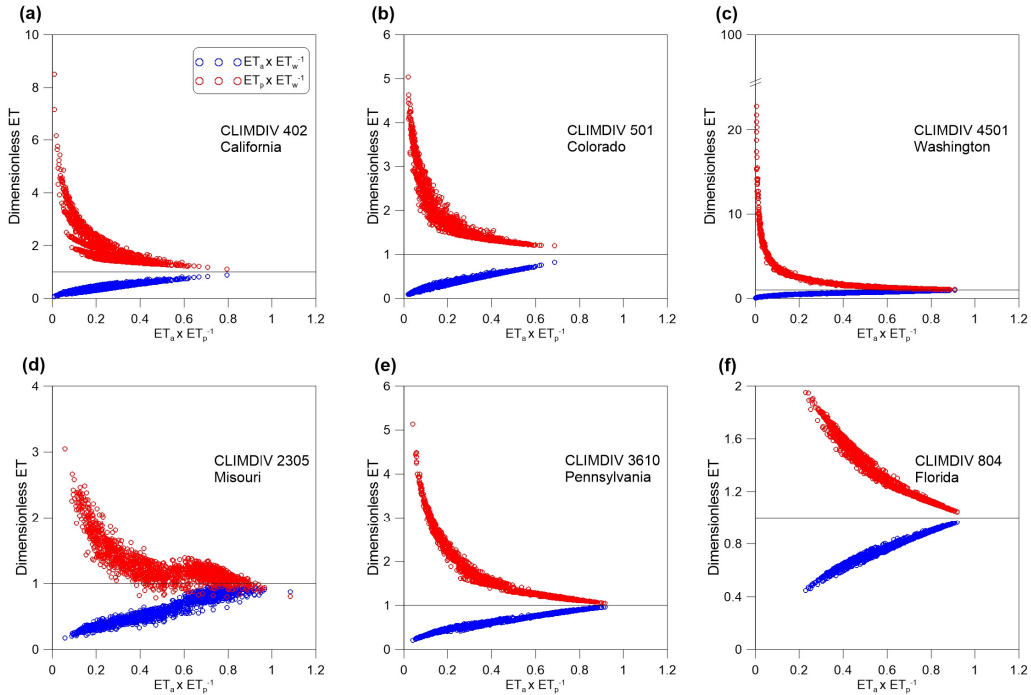


Figure 10. The complementary relationship between ET_a and ET_p at the six climate divisions in the states of (a) California, (b) Colorado, (c) Washington, (d) Missouri, (e) Pennsylvania, and (f) Florida

3.2 GCR과 지표모형 ET_a 비교

NLDAS-2 Noah 모형 모의자료에서 얻어진 각 Climate division별 연평균 ET_a 는 Figure 11과 같다. CONUS 서부에서 동남부 방향으로 이동할수록 ET_a 가 증가하는 경향을 보이고 있으며 이는 GCR ET_a 의 공간분포와 일관되는 부분이라 할 수 있다. 각 Climate division별 1981-2016년 기간 동안의 GCR과 Noah모형의 연평균 ET_a 를 1:1로 비교한 결과는 Figure 12에 나타났다. 두 방법에서 얻어진 ET_a 의 공간분포는 유사했지만 Noah모형이 일관되게 ET_a 를 작게 산정하는 것을 알 수 있다. 이는 Xia et al.(2012)이 수행한 NLDAS-2의 네 가지 지표모형에 대한 교차평가와 일관되는 결과이다. 이 연구에서 Noah모형은 Mosaic(Koster and Suarez, 1996), Variable Infiltration Capacity(VIC; Liang et al., 1994), Sacramento Soil Moisture Accounting(SAC-SMA; Burnash, 1995) 모형보다 유출은 좀 더 크게 모의하고 ET_a 를

작게 모의하는 것으로 평가되었다. 아울러 Figure 5의 질량보존을 이용한 ET_a 평가에서 GCR이 보인 편차는 크지 않은 것으로 판단했을 때, Noah 모형의 ET_a 는 과소산정 되었을 가능성이 커 보인다. 이는 텍사스 콜로라도 강에서 GCR이 지표모형 보다 조금 더 큰 ET_a 값을 추정한다는 Chun et al.(2018)의 연구와도 일관된 결과이다. 특히 텍사스 북부지역, 오클라호마, 네브래스카 등 광범위한 관개농업이 이루어지는 지역에서 이를 고려하지 않는 지표모형은 ET_a 를 과소 산정할 가능성이 있다.

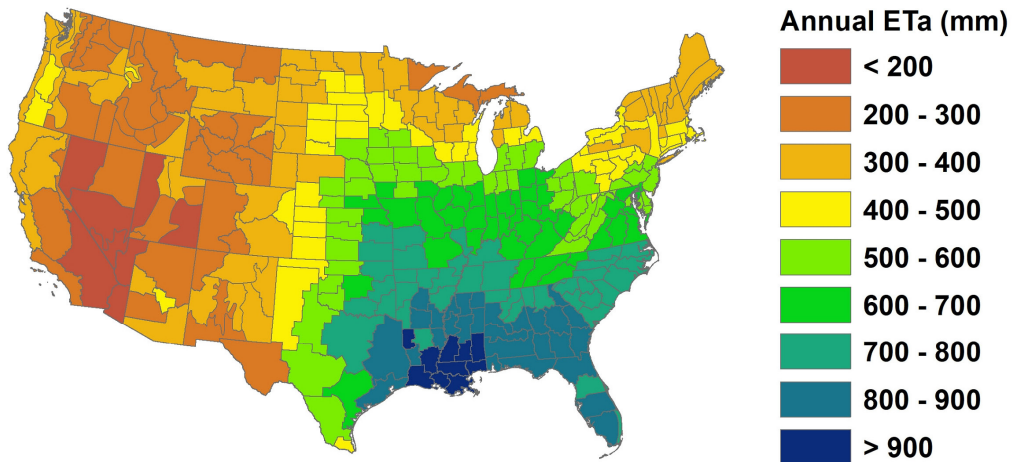


Figure 11. Distribution of ET_a estimated by the NLDAS-Noah land surface model

지표모형의 ET_a 는 강수, 기상조건, 토양의 기상현상에 대한 반응을 모두 고려하여 질량 및 에너지 보존을 이용해 지표와 대기의 상호작용을 모의하여 산정된다. 이 과정을 모의하는 것은 GCR보다 훨씬 복잡할 뿐만 아니라 요구되는 자료도 많고 매개변수의 불확실성이 개입된다. 물론 지표모형은 ET_a 추정을 위해서만 개발되는 것이 아니고 자원과 에너지 순환의 전반적인 양상을 넓게 파악하기 위한 목적을 가지기 때문에 Noah ET_a 의 관측 재현성만으로 그 기능을 평가하는 것은 무리가 있다. 하지만, 수문과정 모의에 NLDAS-2 네 지표모형에 고려되지 않은 관개활동이나 지하수흐름이 증발산에 미치는 영향은 아직 확실히 밝혀지지 않았기 때문에 추가적인 연구가 필요한 부분이다(Xia et al., 2012).

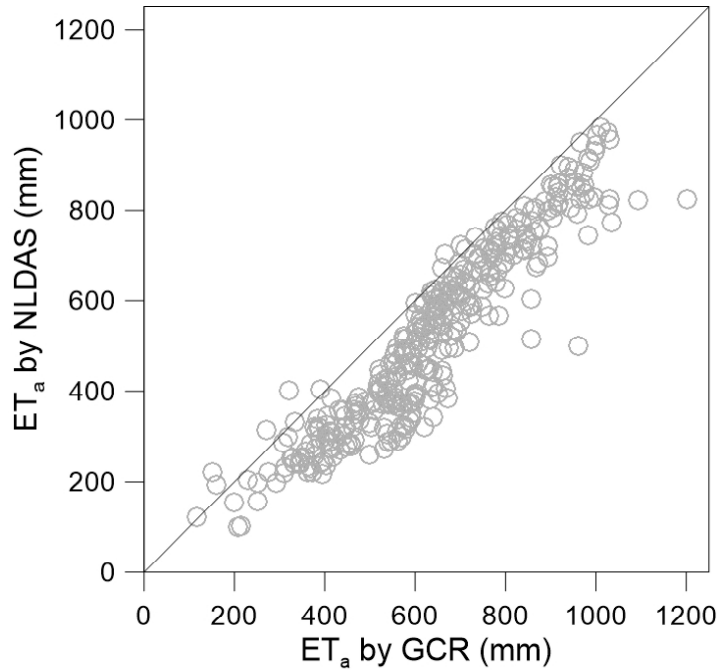


Figure 12. 1:1 scatter plot between mean annual ET_a by GCR and by those by NLDAS-Noah for the climate divisions

지표모형과 GCR의 비교에서 얻을 수 있는 결론은 이 둘에서 얻어진 ET_a 사이에 강한 상관성이 나타난다는 점이다(Pearson $r=0.93$). 앞서 강조했듯이 GCR은 강수량 자료를 전혀 사용하지 않고 ET_a 를 추정하는 방법인데 반해 지표모형에 ET_a 추정은 강수량에 크게 의존한다. 이 둘이 일관성을 보인다는 것은 하층대기의 토양수분에 의한 반응만으로도 ET_a 는 믿을 만하게 유추될 수 있음을 의미한다. GCR은 지표모형이 고려하지 못하는 대규모 관개활동을 고려해 증발산 과정의 변화를 감지할 수 있게 하는 큰 장점을 가진다(e.g., Szilagyi, 2018). GCR이 전 지구에 대해 아직 검증되지는 않았지만 요구되는 자료가 지표모형보다 훨씬 적고 간단한 계산으로 ET_a 추정을 가능하게 하기 때문에 증발산 기반 가뭄감시를 위해 훨씬 실용적인 방법이 될 수 있다.

3.3 증발산 부족과 기상학적 가뭄의 상관성 평가

본 연구의 주목적은 GCR로부터 얻어진 ET_a 를 이용한 가뭄분석이다. 관측유량을 이용한 평가와 더불어 지표모형 ET_a 와 비교 평가를 통해 GCR은 가뭄감시에 적용할 수 있는 정도의 성능은 갖춘 것으로 판단하였다. 이미 강조하였지만 GCR은 하층대기가 지표수분에 의해 조정되는 양으로 실제 증발산량을 유추해내기 때문에 강수량자료나 지표모형을 요구하지 않는다. 또한 자료기간이 짧은 인공위성자료를 사용하지 않기 때문에 증발산 부족으로 인한 가뭄의 장기 특성을 확인할 수 있는 장점이 있다.

Kim and Rhee(2016)는 ET_a 와 ET_w 의 차이인 ETD를 표준정규화한 SEDI로 제안하였고 Vicente-Serrano et al.(2018)는 SEDI를 전지구적으로 평가하였다. 유사해 보이지만 두 연구의 SEDI는 개념적으로 약간의 차이가 있다. Vicente-Serrano et al.(2018)은 ET_a 와 ET_p 의 차이를 이용해 SEDI를 산정하였는데 상호보완이론의 개념으로 바라보면 이 방법은 토양수분 부족에 의해 조정된 대기의 증발요구량을 이용하는 것이다. 하지만 ET_p 와 ET_a 의 차이에는 토양수분이 충분했으면 요구되지 않았을 증발량이 포함되기 때문에 물부족량이 과대평가될 여지가 있다. 물 부족상태를 가뭄으로 정의하기 위해서는 ET_w 와 ET_a 의 차이를 비교하는 것이 이론적으로는 좀 더 적절한 방법이라 할 수 있다.

가뭄평가를 위해 GCR에 의해 얻어진 ETD를 3변수 Log-logistic 분포를 이용해 1-12개월 SEDI를 산정하였고 강수량자료를 이용해 SPI도 함께 생산하였다. Figure 13은 6개월 SEDI(SEDI6)와 6개월 SPI(SPI6)로 나타낸 미국 주요 가뭄사상의 공간분포이다. 네 가뭄사상의 공간분포에서 SEDI6와 SPI6의 유사성이 잘 드러남을 알 수 있다. 1934년에 발생한 Dust Bowl 가뭄은 20세기 이후 미국에서 가장 넓게 발생했던 가뭄이고 1956년 남서부지역의 가뭄역시 여러 해 동안 지속된 큰 가뭄으로 기록되어 있다. 1988년 가뭄은 옐로우스톤에 산불을 일으킨 큰 농업가뭄으로 기록되어 있으며 2011년 텍사스지역을 중심으로 발생한 가뭄 역시 최근에 발생한 큰 가뭄으로 꼽힌다(Folger and Cody, 2014). 네 가뭄 사상에서 나타난 SEDI6와 SPI6의 공간상관계수는 각각 0.73, 0.69, 0.71, 0.80이다. ETD와 강수량의 공간 변동성이 상당히 유사하다는 의미이다.

하지만 자세히 들여다보면 SPI6로 잡아내기 어려운 특징을 SEDI6로는 확인이 가능하

다는 것을 알 수 있다. 예를 들어 1988년 가뭄은 미중서부에서 남동부, 대서양 연안까지 넓게 영향을 준 것으로 알려져 있고 그 옐로우스톤 산불의 원인이 되었다(Trenberth, 1988). 이 대규모 가뭄은 SPI6보다는 SEDI6에 의해 좀 더 현실적으로 감지되는 것으로 보인다. SPI6는 옐로우스톤이 위치한 몬태나와 남동부지역의 가뭄상태를 상대적으로 더 작게 평가하고 있다. Changnon et al.(2007)은 이 당시 폭염과 가뭄에 의한 사망자를 4,800명에서 17,000명 정도로 추정하고 있다. 하지만 SPI6는 SEDI6 만큼의 가뭄위험을 나타내지 않는 것처럼 보이며 특히 동남부 해안연안은 오히려 보통상태이거나 약간 습한 상태를 나타내고 있다. 강수부족이 지속되어 이어져 SPI6로도 이런 현상이 감지될 수 있지만 대처하기에 늦은 신호가 될 가능성이 있다. 폭염으로 시작되는 빠른 가뭄을 감지할 수 있는 ETD나 ET_p 를 사용하는 것이 이 경우 더 적절한 가뭄감시 기법이 될 수 있다(Hobbins et al., 2016). Figure 14는 이 폭염에 의한 가뭄발생과정을 증발산 상호보완 이론으로 설명한다. 포화상태에서는 $ET_a=ET_w=ET_p$ 관계가 성립되지만 폭염에 의해 지표 위 에너지가 증가하면 ET_w 가 상승하게 되고 ET_a 와 ET_w 사이에 차이가 발생하게 된다. Mo and Lettenmaier(2015)은 이런 가뭄발생 과정을 Heat-wave type flash drought로 정의하였고 대기 수분요구량의 갑작스런 증가만으로도 가뭄이 발생할 수 있음을 의미한다.

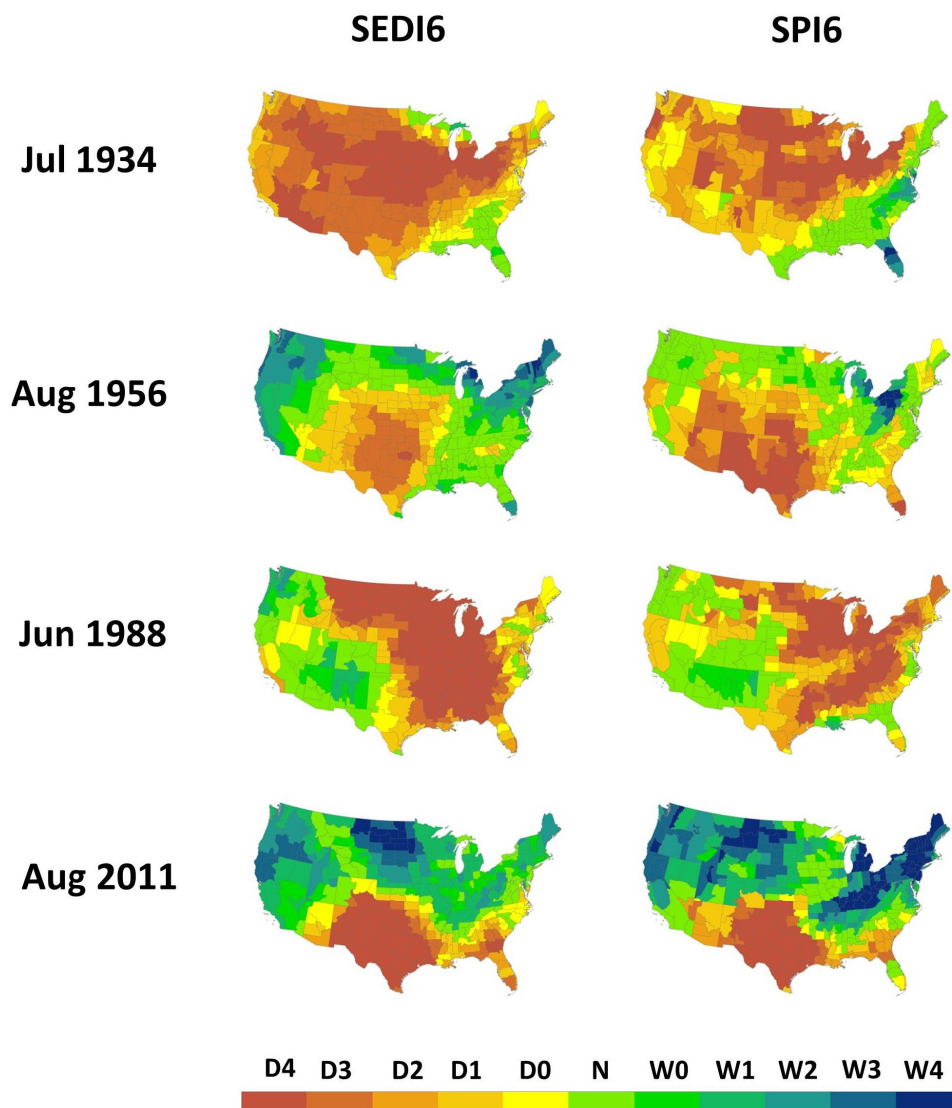


Figure 13. Maps of SEDI6 and SPI6 for major drought months in the CONUS. The thresholds for classifying drought conditions (D4 to D0) were 2.0, 1.6, 1.3, 0.8, and 0.5. Wet conditions (W4 to W0) were categorized by the same numbers for D4 to D0 but with positive signs. N represents the normal condition.

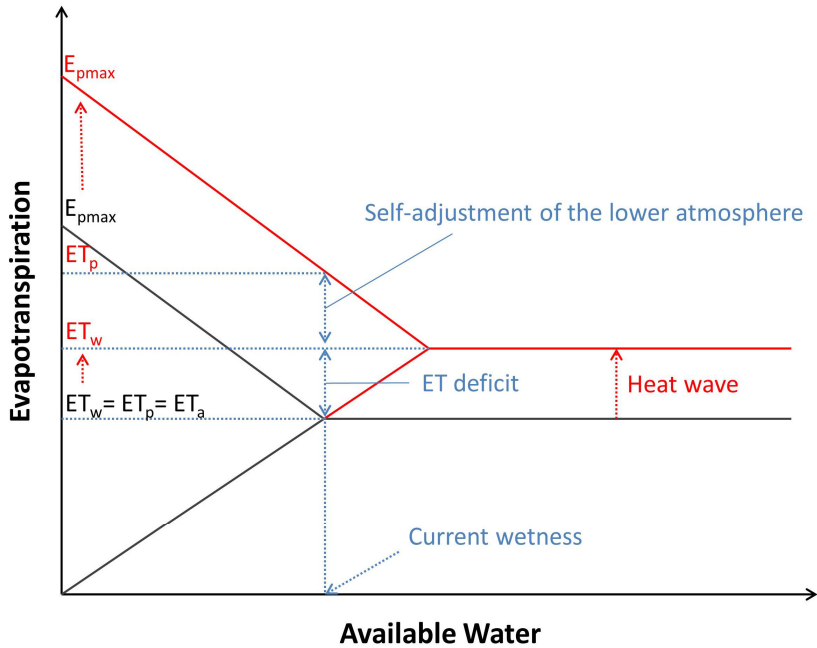


Figure 14. The process of flash heat-wave type drought explained by the complementary principle

Figure 15는 CONUS 평균 SPI6와 SEDI6의 시간변동성과 D3와 D4 가뭄을 겪었던 면적의 변화를 나타낸다. 1900년에서 1955년까지 SPI6와 SEDI6의 변화는 매우 유사한 것을 확인할 수 있다. 1955년과 1975년 사이 SEDI6가 갑작스럽게 증가하는 것처럼 보이는데 이 기간은 미국 중서부지역에서 관개농업이 급격히 늘어나던 시기와 일치한다. 1950년 이전보다 대기하층이 ETD에 의해 조정되는 정도가 상당히 줄었을 것이고 이에 따라 SEDI6가 갑자기 상승했을 가능성이 있다. 이에 반해 SPI6는 1970년 이전과 이후의 변동성이 다른 것으로 보이는데 1970년 이후의 강수변동성이 훨씬 큰 것을 확인할 수 있다. 관개농업의 영향, 지구온난화의 영향을 점진적으로 받아 SPI6는 1970년 이전보다 큰 변동 폭을 보이면서 전반적으로 조금씩 상승하고 있는 것처럼 보인다. 평균기온상승은 대기의 함수능력을 키우고 관개농업은 함수능력이 커진 대기에 더 많은 수증기를 공급하게 된다.

늘어난 대기의 수증기 때문에 1955년 이후 D3와 D4 가뭄면적은 평균적으로는 오히려 줄어들고 있는 것처럼 보인다(Figure 15b). 1988-89년 2011-12년에 비교적 넓게

가뭄이 발생한 것을 확인할 수 있지만 1934-35년 1955-56년에 발생한 가뭄의 공간적 규모보다는 상당히 작아보인다. 이 결과는 Sheffield et al.(2012)의 전지구 가뭄추세분석 결과와 일관성을 갖는다. Sheffield et al.(2012)은 지난 60년간 전 지구 가뭄면적과 심도에 큰 변화가 없음을 강조하면서 가뭄분석에 사용되는 기상자료기반 지수가 실제현상과는 다른 변화를 나타낼 수 있다고 설명하였다. 이 분석은 동일한 방법을 사용한 Dai(2013)의 연구 결과와는 반대이지만 CONUS로 범위를 좁혀서 살펴보면 Dai(2013)와 Sheffield et al.(2012)에서 모두 미대륙은 습해지는 추세를 가지고 있는 것으로 보인다. Trenberth et al.(2014)은 두 연구를 종합해 가뭄 면적이나 평균적인 심도보다는 지역적으로 빠르고 강하게 나타났다 사라지는 폭염에 의한 가뭄이 기후변화로 인해 늘어날 가능성이 있다고 결론지었다. SEDI 사용이 미래를 위해 강조되는 대목이기도 하다.

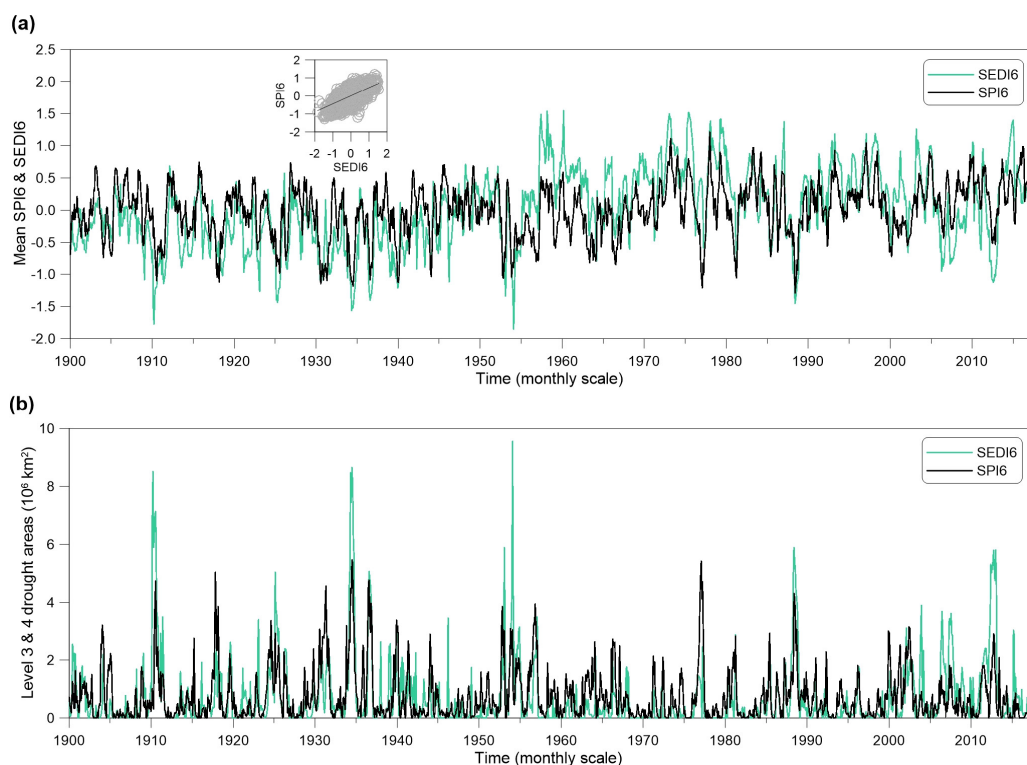


Figure 15. (a) Temporal variation of the spatial averaged SEDI6 and SPI6 across CONUS, and (b) changes in D3 and D4 areas defined by SEDI6 and SPI6

가뭄사상 평가에 나타난 바와 같이 SEDI는 강수량 변화와 높은 상관성을 보인다. GCR을 이용해 ET_w 와 ET_a 를 산정할 때 강수량 자료는 전혀 사용되지 않음에도 불구하고 SPI6와 SEDI6 사이의 평균적으로 상당히 큰 것을 Figure 15에서 확인할 수 있다. Figure 14에 사용된 평균 SPI6와 SEDI6 사이의 상관계수는 0.64이다. 토양수분에 의해 하층대기가 조정되는 양으로 강수 부족을 어느 정도 측정할 수 있음을 의미한다.

시간규모의 변화에 따른 SPI와 SEDI의 상관성의 변화는 Figure 16에서 확인할 수 있다. SPI의 지속시간이 증가할수록 1개월 SEDI(SEDI1)와의 상관성은 계속 감소하는 것으로 나타났다. SEDI의 지속시간을 3개월로 늘리면 SPI와의 상관은 3개월 지속시간에서 최대가 되고 그 이후에 감소한다. 6개월, 9개월, 12개월로 SEDI 지속시간을 증가시키는 경우에도 동일한 지속시간의 SPI에서 최대상관이 나타나는 것을 볼 수 있다. 다시 말하면 SEDI와 SPI의 지속시간이 동일할 때 둘 사이의 상관성이 최대가 됨을 알 수 있다. SEDI와 SPI의 상관이 최대로 나타나는 Climate Division에 대해 같은 실험을 수행했을 때에도 마찬가지로 결과를 얻었다(Figure 16b).

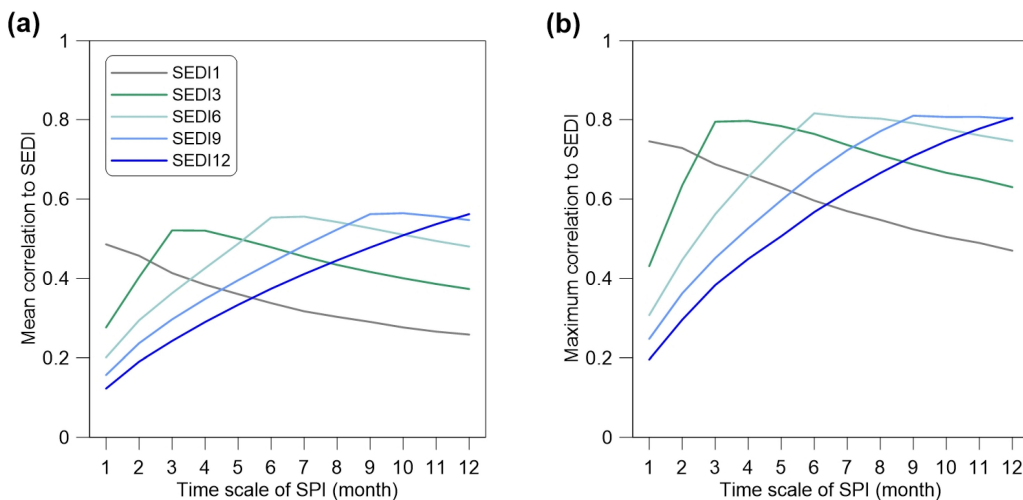


Figure 16. (a) Changes of the mean correlation between SEDI and SPI with changing time scales, and (b) the same plots for the climate division with the maximum correlation between SEDI and SPI

Figure 16은 토양수분과 강수량은 짧은 시간규모에서 큰 상관을 갖는 것을 나타낸다. SEDI1과 SPEI의 상관성을 비교한 Vicente-Serrano et al.(2018)과 동일한 결과이다. 이는 수증기가 대기에 체류하는 시간으로 설명된다. 증발된 수증기의 대기 내 체류시간은 평균 8.5일 정도이다(van der Ent and Tuinenburg, 2017). 증발에서 강수까지 걸리는 시간은 물리적으로 1달이 채 되지 때문에 2개월 이상 누적된 강수량과 1개월 증발산량 사이 상관은 작아지게 된다. 하지만 SPI와 SEDI의 지속시간을 함께 증가시켰을 경우 둘의 상관성은 점점 상승한다. 강수량과 증발량을 1개월 집성하게 되면 월말에 증발해서 월초에 강수로 떨어지는 물리적 관계를 단절시키기 때문이다. 따라서 둘의 집성시간을 늘릴수록 이 단절은 줄어들게 되고 둘 사이의 상관성은 점점 커지게 된다.

Figure 17은 SEDI1과 SPI 사이의 최대 상관계수와 상관이 최대가 되는 SPI의 지속시간을 나타낸다. Pearson 상관계수 0.7 이상의 높은 상관을 갖는 지역은 텍사스 남서부지역으로 나타났고 북쪽으로 이동 할수록 둘의 상관성이 점점 줄어들고 있다. 플로리다는 남쪽에 위치해 있지만 상당히 SEDI와 SPI 상관이 상당히 낮게 나타났는데 이는 허리케인과 같은 지표 증발산과 관계가 없는 강수가 많기 때문으로 해석된다. 많은 지역에서 지속시간 1개월에서 SEDI와 SEDI의 상관이 최대로 나타났지만 중부지역에서는 2개월 SPI(SPI2)와 SEDI1의 상관이 가장 컸다. van der Ent and Tuinenburg(2017)에 의하면 CONUS 중부는 강수와 증발산의 대기 내 체류시간이 동서부보다 비교적 긴 특징을 가지고 있다.

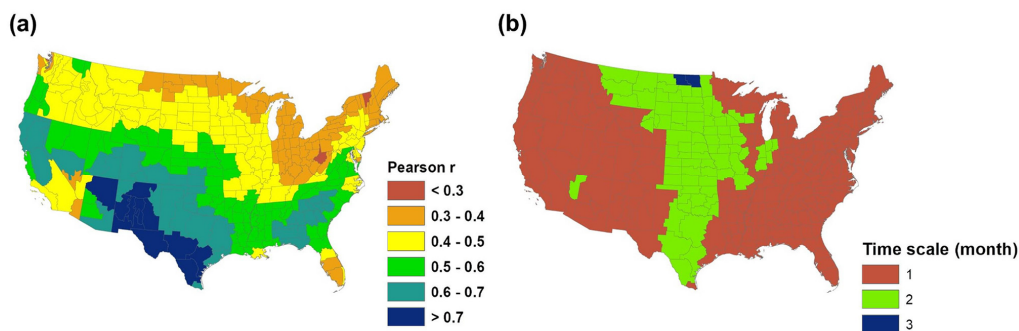


Figure 17. Distributions of (a) the maximum correlation between SEDI1 and SPI, and (b) time scales of SPI at the maximum correlation to SEDI1

지속시간을 1개월에서 3, 6, 9, 12개월로 늘려갈수록 SEDI와 SPI의 상관성이 높은 지역은 점점 넓어진다(Figure 18). 앞서 설명한대로 증발부족량과 강수량을 누적시키는 기간이 길어질수록 월말에서 월초 사이에 이동되는 수증기 전달과정이 지수에 더 고려되기 때문에 내륙지역에서 그 상관성이 커지는 것은 자연스러운 현상으로 해석된다. 하지만 지속시간이 길어질수록 태평양 연안에서 둘의 상관성은 오히려 감소한다. 이는 지속시간을 증가시킬수록 강수량과 증발산의 변동특성이 점점 분기된다는 의미로 강수가 토양으로부터 증발보다는 해양의 영향을 점점 더 많이 받기 때문으로 해석된다. 대서양연안 동부지역에서도 지속시간이 증가함에 따라 둘의 상관성이 일부지역을 제외하고 중부지역에 비해 비교적 낮게 나타난다. 식생의 주성장기간을 6개월 정도로 보고 SEDI6와 SPI6로 강수량과 증발산량의 관계를 평가할 때 미국 중남부지역에서 이 둘은 가장 큰 상관성을 보이고 대서양과 태평양으로 가까워질수록 점점 상관성이 작아진다고 할 수 있다.

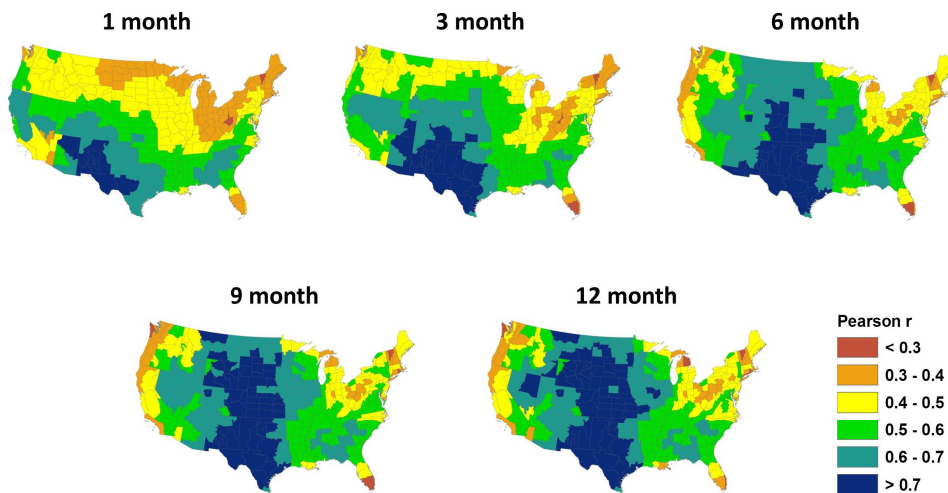


Figure 18. Temporal correlation between SEDI and SPI per time scale. The two indices have same time scales in the correlation maps

SPI6와 SEDI6가 높은 상관관을 보이는 지역은 개략적으로 대기순환모형으로 얻어진 지표-대기 상호작용이 강한 지역과 일치한다(Koster et al., 2004, 2006). Guo et al.(2006)에 의하면 지표-대기 상호작용이 강한 지역은 주로 건조한 지역과 습한 지역 사이의 천이지역에 위치한다. 너무 건조한 지역은 강수가 발생할 만큼의 충분한 수증기를 증발산에서 얻을 수 없고, 반대로 습한 지역은 해양에서의 수증기 유입이 많아 지표 증발산의 강수에 대한 기여도는 작아지게 된다. 따라서 지표 증발산량이 강수를 발생시킬 만큼 충분하고 해양으로부터의 수증기 유입은 제한적인 지역에서 SPI6와 SEDI6 사이에 높은 상관관이 발견되는데 CONUS 중남부지역이 이런 특성을 가지고 있다.

Figure 19는 1981년부터 2016년까지 SPI6와 SEDI6의 공간상관관을 나타낸다. 연중 둘의 공간상관관은 겨울철에는 작았다가 여름철에 최대가 된 후 다시 감소하는 계절성을 가지는 것을 알 수 있다. 강수와 증발산의 물리적 연결성이 북반구에 태양복사에너지가 많아질수록 점점 커지는 것을 의미한다. 겨울철에는 증발에 필요한 에너지가 상당히 줄어들게 되고 강수는 주로 해양에서 유입된 수증기에 의해 일어날 가능성이 크다. 겨울철보다 지표 에너지가 많은 여름철에 토양수분이 증가하면 증발산도 함께 증가하게 된다(McEvoy et al., 2016). 강수량과 증발산량의 공간 상관성은 지표 에너지에 반응하여 변화하는 것으로 판단된다.

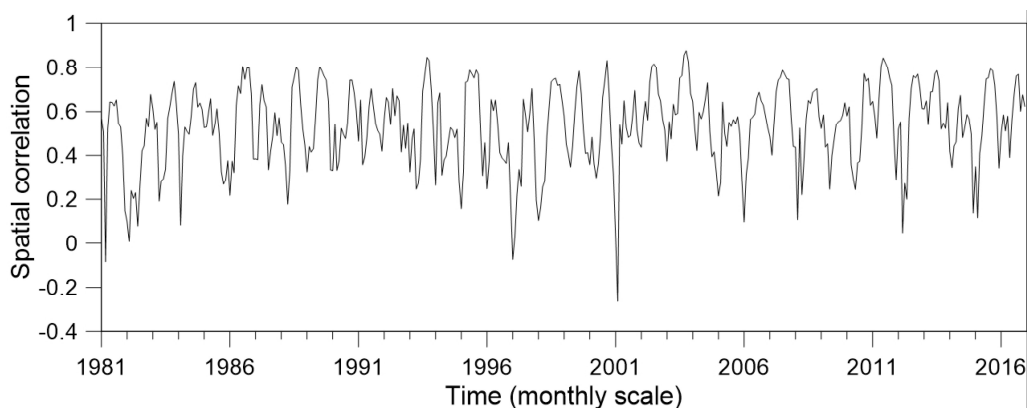


Figure 19. Temporal variation of spatial correlation between SEDI6 and SPI6 for 1981–2016

3.4 증발산 부족을 이용한 식생기름 평가

식물의 종류에 따라 다르기는 하지만 여름철 나무와 작물 식생상태는 생산량에 직접적인 영향을 미치는 중요한 가뭄지표이다. Figure 20은 2011년 30번째 주 VHI와 같은 해 7월 SEDI6, SPI6의 공간분포를 나타낸다. 2010년 라니냐의 영향을 받은 것으로 알려진 이 가뭄은 760억 달러의 농업 손실을 가져왔고 당시 742개 공공시설에 대해 물 공급이 의무적으로 제한되었으며 4000명의 시민이 물을 완전히 사용하지 못하는 상태에 이르는 등 텍사스와 멕시코 지역에 큰 피해를 입힌 재해이다(Long et al., 2013).

VHI와 비교했을 때 SPI6와 SEDI6 모두 가뭄의 영향을 받은 텍사스와 주변지역의 식생상태를 잘 감지하고 있는 것으로 보인다. 하지만 VHI의 공간변동성은 SPI6보다는 SEDI6와 유사한 것을 알 수 있다. 일리노이 남부지역에서 북동부 메인주까지 SPI6는 W4 상태를 가리키지만 SEDI6는 W0나 W1 상태를 나타내고 있다. 이는 SEDI6는 ET_w 에 대한 ET_a 의 부족량으로만 가뭄을 표시하지만 SPI6는 ET_w 와 같은 한계치 없이 강수량만으로 가뭄을 평가하기 때문이다. W4 지역의 강수량은 식생의 수분요구량보다 훨씬 많았을 것이다. 그러나 이 지역의 VHI는 40-50% 정도로 평균수준의 식생상태이고 이는 SPI6보다는 SEDI6에 가깝다고 할 수 있다. VHI는 식생발달정도와 온도를 동시에 고려하는데 이를 강수량만으로 설명하기에는 무리가 있다는 의미이다. 앞서 설명한대로 강수량으로만 식생상태를 설명하게 되면 식생의 수분 요구량 이상의 강수가 내렸을 때 식생상태를 실제보다 좋은 것으로 평가하게 된다.

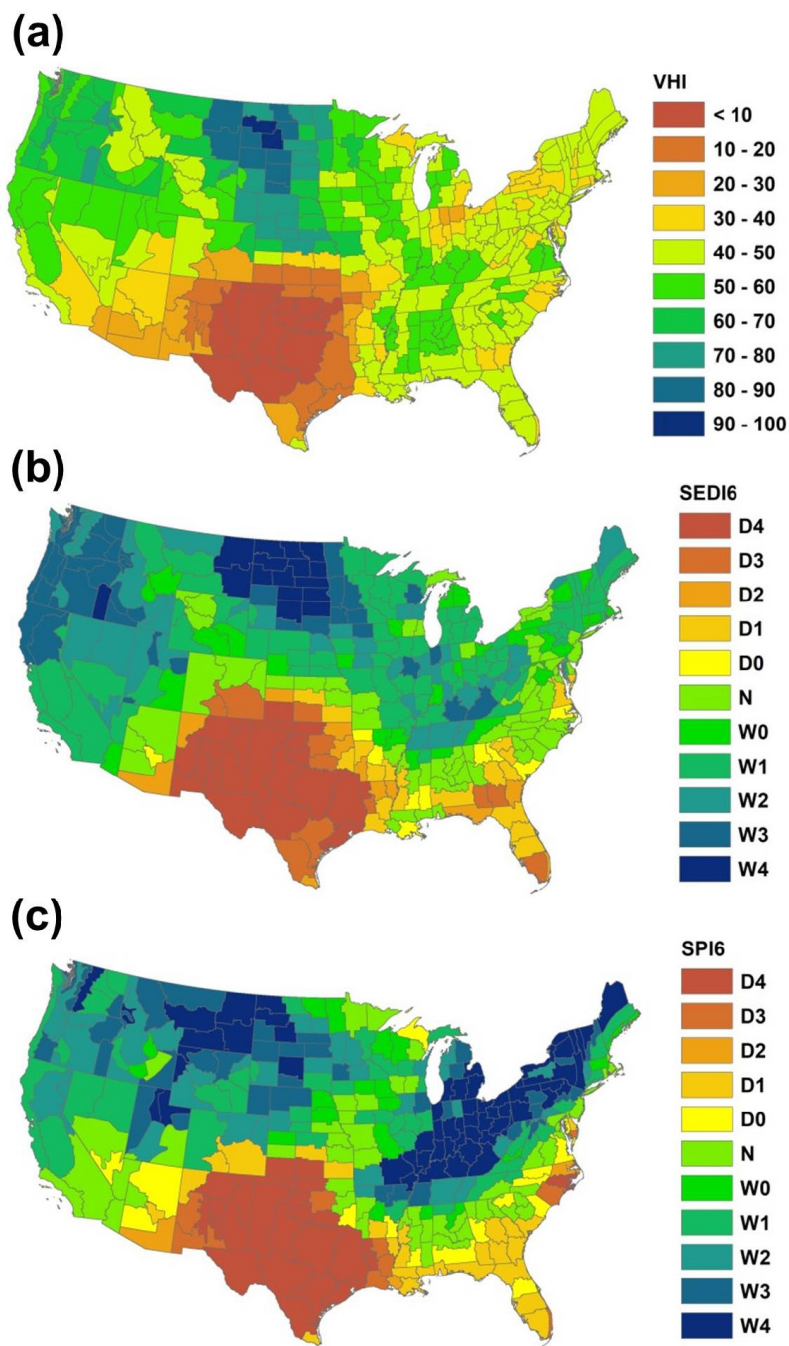


Figure 20. VHI distribution and drought areas by SPI6 and SEDI6

식생 성장과 농업 생산성은 누적증발산량과 누적증발산 요구량을 비교해서 설명이 가능하다(Steduto et al., 2012; Steduto et al., 2009). 이는 GCR에서 얻어진 ETD가 식생 상태를 나타내는 직접적인 지표가 될 수 있다는 의미이다. 하지만 얼마나 ETD를 집계해야 식생상태가 잘 설명이 되는지는 지표특성과 기후조건에 따라 달라진다. 예를 들어 주로 겨울에 심어서 여름철에 수확하는 겨울밀과 늦은 봄에 심어 가을에 수확하는 옥수수의 식생상태를 나타내는 SEDI 시간규모는 다를 가능성이 크다. 이를 위해서는 토지이용상태를 고려한 분석을 필요로 하고 이는 본 연구의 범위에서는 벗어난다.

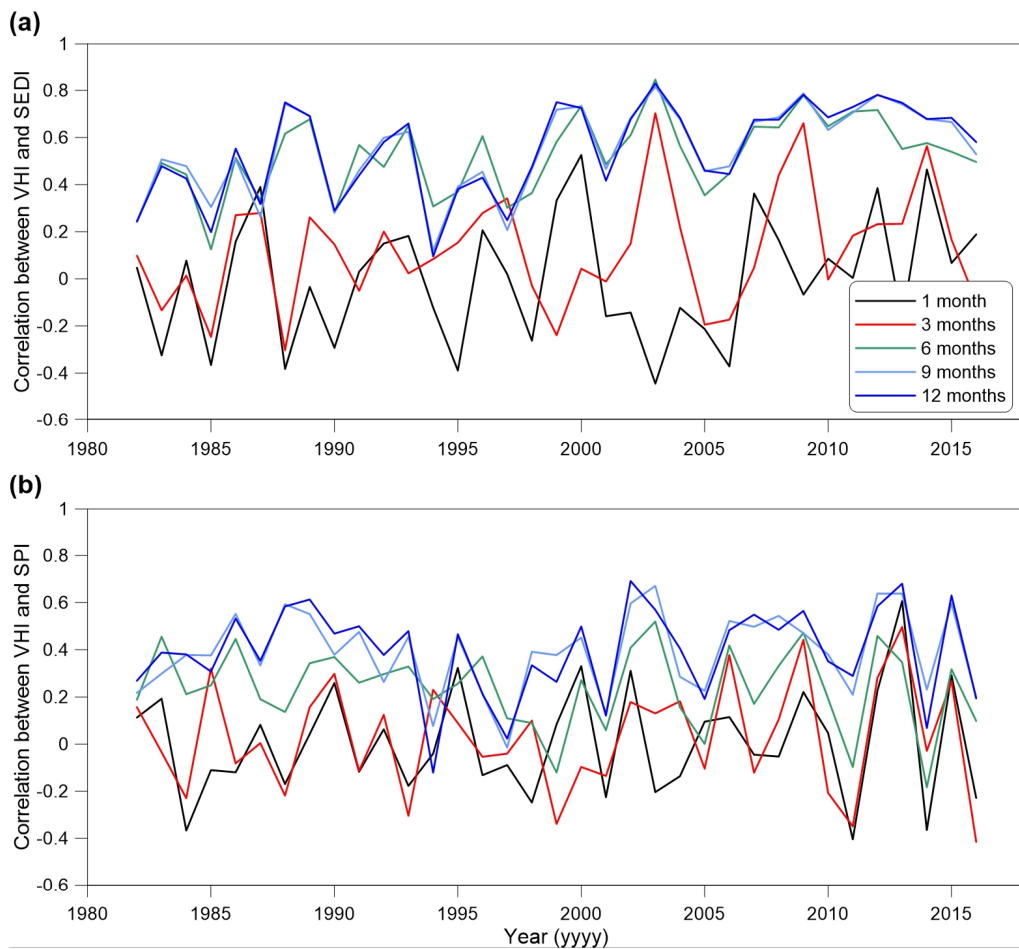


Figure 21. Spatial correlation of VHI to (a) SEDI and (b) SPI with changing time scales

하지만 ETD 집성시간과 SEDI와 VHI의 일반적인 상관분석은 가능하다. Figure 21a는 1982년부터 2016년의 30번째 주 VHI와 7월 SEDI와 SPI의 공간상관의 변화를 나타낸다. ETD 집성시간을 증가시킬수록 VHI와 SEDI의 공간상관이 커지는 것이 확인된다. SEDI6는 SEDI1보다 1982년부터 2016년 모든 해에 대해 VHI와 큰 상관성을 보이고 있다. 차이는 크지 않지만 SEDI9와 SEDI12의 VHI와의 공간상관성은 더 높다. 식생상태는 1개월에서 3개월 정도의 짧은 기간 동안의 ETD보다는 충분한 기간 동안 누적시켜 설명해야한다는 의미이다. 특히 2010년 이후에는 SEDI9와 SEDI12가 SEDI6보다 VHI의 공간분포를 더 잘 설명하고 있고 이는 9개월 이전의 ETD가 현재 식생상태에 영향을 줄 수도 있다고 해석할 수 있다.

이에 반해, SPI의 식생상태 설명력은 SEDI에 비해 떨어지는 것으로 나타났다(Figure 21b). SPI도 강수 집성시간을 증가시킬수록 더 VHI와의 상관성이 더 높아지긴 했지만 SEDI보다는 설명능력이 상당히 떨어진다. 또한 VHI와 SEDI6, SEDI9, SEDI12의 상관성은 우상향하는 반면 SPI6, SPI9, SPI12와의 상관성에서 특별한 추세는 발견되지 않는다. Kim and Rhee(2016)은 VHI와 SEDI9 증가하는 상관성이 상승하는 대기온도와 관련이 있다고 설명하였는데 이는 VHI가 식생표면의 온도상태를 고려하기 때문이다. Figure 21은 SEDI의 식생상태 감지기능이 SPI나 다른 강수기반 가뭄지수보다 좋을 수 있고 적어도 6개월 이상 ETD 누적시켜야 여름철 식생가뭄을 잘 감시할 수 있음을 의미한다.

요약하면 일반적으로 6개월 이상 SEDI를 사용해야 CONUS에서는 넓은 지역에 대해 식생가뭄의 감시를 할 수 있다. 2000년 이후 VHI와 SEDI9나 SEDI12의 상관관은 최근에는 거의 0.65 이상이며 0.80을 넘어서기도 한다. 이는 식생상태는 짧은 기간 동안 ETD만으로 설명하기는 어렵다는 것을 의미한다. 아울러 누적된 ETD는 강수량보다 식생상태를 공간변화를 설명할 수 있는 능력이 훨씬 뛰어나다고 할 수 있다. 따라서 넓은 지역의 농업 가뭄을 감시하기 위해서는 SPI와 같은 강수량 기반 지수보다는 SEDI를 이용하는 것이 더 실용적인 방법이라 할 수 있다.

3.5 GCR ET_a 를 이용한 수문학적 가뭄평가

강수량부족은 토양수분 부족으로 주로 정의되는 농업가뭄으로 이어지고 지표수 부족으로 이어지면 이 상태는 수문학적 가뭄으로 분류된다(Wilhite and Glantz, 1985). 따라서 수문학적 가뭄을 감시하기 위해서는 지표 수량과 높은 상관관계를 보이는 변량을 사용해야 한다. 하천 수나 저수량은 주로 강수량에 큰 영향을 받는다. GCR ET_a 가 식생 가뭄을 잘 설명하는 변수이기는 하지만(Vicente-Serrano et al., 2018; Oktan et al., 2016; Beguería et al., 2014) 강수량을 고려하지 않기 때문에 수문학적 가뭄 감시에 사용되기에는 한계가 있을 수 있다. 따라서 본 연구에서는 PRISM 자료로 얻어진 유역별 면적평균 강수량과 GCR ET_a 를 간단한 선형저수지 이론에 적용시켜 수문학적 가뭄을 평가하였다. 선형저수지 이론을 적용하기 전에 먼저 로키산맥과 애팔래치아 산맥 주변 지역, 다코타, 미네소타 등 용설이 유출에 큰 영향을 미치는 지역의 용설모의를 위해 SLODAS 관측 SWE와 모의 SWE의 잔차를 DREAM 알고리즘에 적용해 용설모형의 매개변수를 먼저 추정하였다.

Figure 22는 추정된 매개변수로 용설모의를 수행한 후 12월부터 1월까지 각 유역에 유입되는 용설량과 강우량의 합과 같은 기간 총강수량의 비율이 0.95 이하인 지역을 나타낸다. 이 비율이 작을수록 12월부터 1월까지 유역 위에 쌓여있는 눈의 양이 많다는 의미이다. 로키산맥 인근 유역, 다코타, 미네소타 등 중북부 CONUS에서 이 비율이 현저히 낮음을 알 수 있다. 동부 애팔래치아 산맥 주변 유역에서 이 비율은 0.95 이상을 나타냈는데 모형으로 용설을 설명할 때, 1개월 이내에 눈이 거의 녹아서 유역에 유입된다는 의미이다. 적설량이 많은 유역에서는 용설 모형의 성능이 상당히 높았지만(Figure 23) 로키산맥 동쪽 대평원지역에서의 모형의 성능은 비교적 낮은 것으로 나타났다. Martinez and Gupta(2010)의 용설 모형은 단 3개의 매개변수를 월 단위 강수량과 기온자료에 적용하는 간단한 구조이기 때문에 관측 SWE를 재현하는 기능은 SNOW-17(Anderson, 2006)과 같은 상세한 모형보다는 성능이 떨어지게 된다. 하지만 간단한 구조는 매개변수의 불확실성 줄이기 때문에 더 일관된 모의를 줄 수 있는 장점이 있다. 좀 더 정교한 모형을 적용할 수도 있지만 본 연구에서 용설 모의는 정교한 SWE의 재생산을 위함이 아니고 간단한 선형저수지 이론을 이용한 저수량 평가를 위한 것이기 때문에 모형의 성능은 충분

하다고 판단하였다. 다만 모의에서 얻어진 애플래치아 주변유역의 빠른 용설 과정에 대한 추가적인 검증은 필요해 보인다.

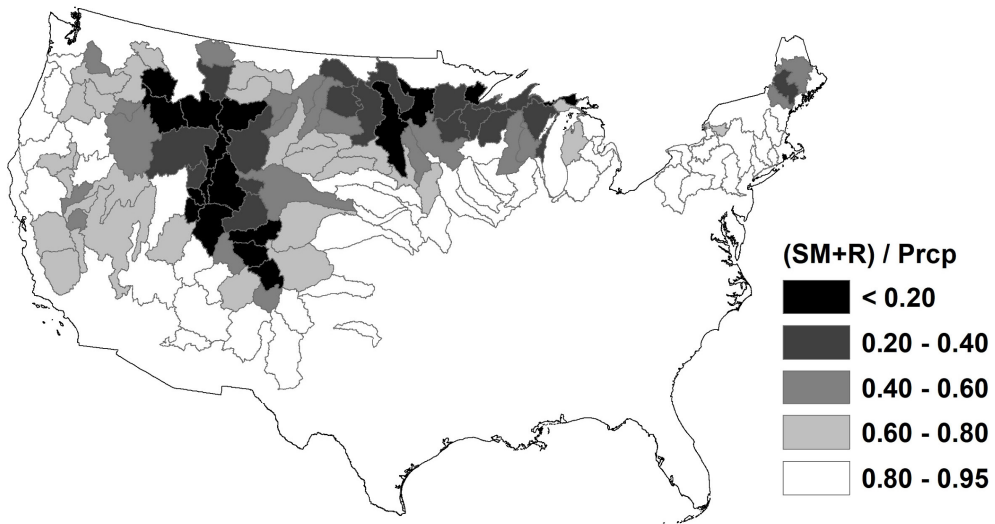


Figure 22. The ratios of liberated water to precipitation from December to February for HUC6 watersheds with the ratios less than 0.95

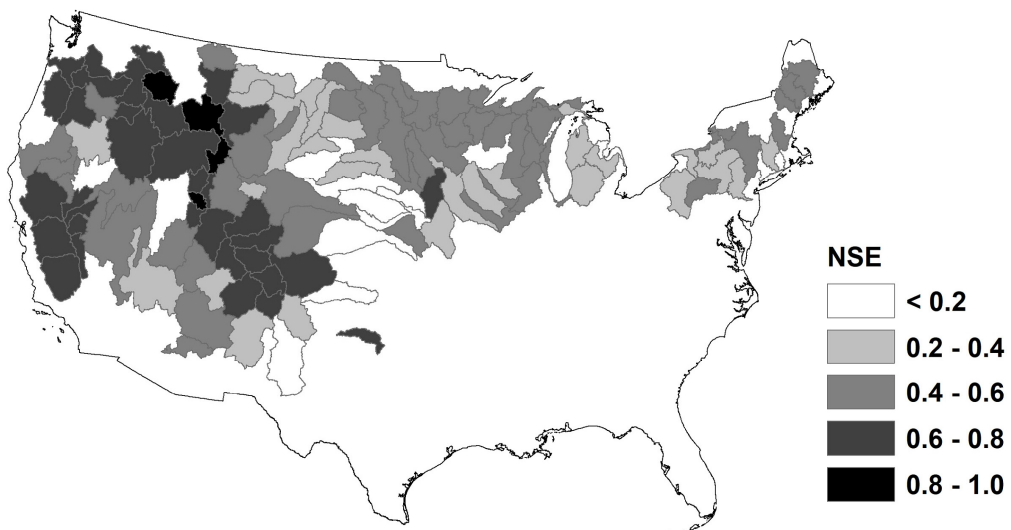


Figure 23. The NSE of the snowmelt model at the HUC6 watersheds in Figure 22.

용설 현상은 SPI나 PDSI와 같은 주요 가뭄지수가 고려하고 있지 않은 부분이다. 하지만 미서부 산악지역과 같이 용설이 유출의 대부분을 차지하는 경우에 이를 고려하지 않으면 실제로 가뭄이 일어나는 시기를 정확히 감지해내기 어려워진다. 본 연구에 적용된 모형은 성능이 아주 높지는 않지만 용설과정을 개략적으로 가뭄평가에 고려할 수 있게 한다. 유역 위에 떨어진 강우와 용설에서 유출까지 이어지는 지체과정은 선형저수지에 의해 모의된다. Figure 2의 하방향과 횡방향 출구는 각각 지하에 깊이 저장되는 침투과정, 지표아래 흐름을 통해 하천으로 흘러나오는 유출과정을 모사한다. 따라서 선형저수지는 $S_{\max}$ 와 침투과정을 설명하는 k_p , 유출과정을 설명하는 k_R 의 세 가지 매개변수를 갖게 된다. 모형의 출력값 중 하나인 HUC6 유출자료를 재현할 수 있는 $S_{\max}$, k_p , k_R 을 조합을 찾는 것이 먼저 필요하다. 방법론에서 설명한 바와 같이 유출과정 매개변수 추정 역시 용설과정에 사용되었던 DREAM 알고리즘에 의해 이루어졌다. 수문학적 가뭄평가를 목적으로 하기 때문에 로그변환된 유출량의 잔차에 대한 우도함수를 이용해 매개변수 샘플을 찾았고 각 매개변수의 중앙값을 각 HUC6 유역의 대표 값으로 결정하였다.

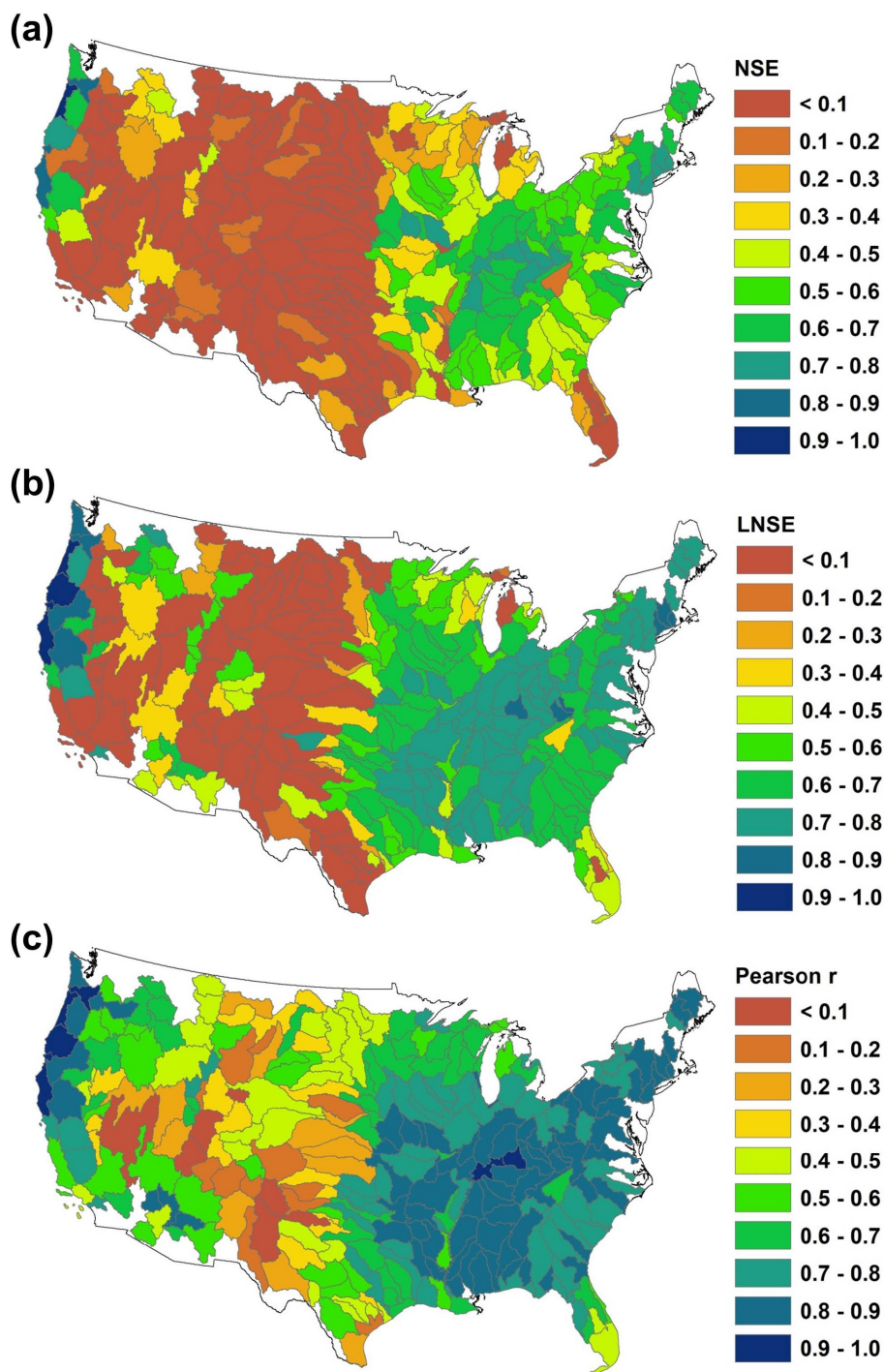


Figure 24. Distributions of NSE, LNSE, and Pearson r of the linear bucket model

Figure 24는 각 구역의 대표 매개변수를 이용해 산정된 유출량과 관측유출량 사이의 NSE, Pearson 상관계수, 로그변환된 유출값에 대한 NSE(Log NSE; LNSE)를 나타낸다. 로그변환된 유출량으로 매개변수 추정을 수행했기 때문에 대부분의 구역에서 NSE보다는 LNSE값이 더 높게 나타나고 있다. 유출량은 통상 작은 값 쪽으로 왜곡된 분포를 갖기 때문에 로그변환을 하지 않은 유출량으로 매개변수 추정을 수행하게 되면 높은 유출값에 더 적합한 매개변수를 얻게 된다. NSE처럼 관측유량과 모의유량의 제곱을 사용하는 경우에는 그러한 경향이 더 크게 나타나게 된다(Hrachowiz et al., 2013). 수문학적 가뭄 평가를 위해서는 로그변환이 필수적일 수 있다.

NSE와 LNSE의 공간분포는 강수량이 많고 더 습한 기후특성을 보이는 동부 구역에서 선형저수지 이론의 적용성이 높음을 의미한다. 허리케인과 같은 예외적인 현상이 많은 플로리다 지역을 제외하면 동부지역에서 LNSE는 거의 0.6이상으로 나타난다. 반면 건조한 지역에서는 0.5이상의 NSE나 LNSE를 갖는 구역을 찾기가 힘들다. 용설과정은 선형저수지와는 별개로 고려되었기 때문에 영향을 주는 요소로 꼽기는 어렵다. 이는 서부지역의 건조한 기후특성이 주요 원인일 가능성이 크다. Kirchner(2009)는 유출과 저수량 사이의 가정된 간단한 비선형적 관계로 유출을 예측했는데 NSE 0.9이상의 높은 성능을 얻을 수 있었다. 하지만 이 가정은 건조한 지역에서 저유량을 설명하는 데는 단점을 가지는 것으로 뒤따른 연구에서 밝혀졌다(e.g., Kim et al., 2018; Adamovic et al., 2015; Melsen et al., 2014; Teuling et al., 2010). 건조한 구역의 고유량과 저유량을 모두 설명하기 위해 Li and Nieber(2017), Rusjan and Mikoš(2015)와 같은 수정된 모형이 제시되고 있기는 하지만 아직 이 약점은 개념적 수문모형으로 충분히 다뤄진 주제는 아니라고 할 수 있다.

그러나 습윤한 지역에서의 선형저수지 이론의 적용성은 상당히 크다. 본 연구에서 적용된 선형저수지는 Kirchner(2009)의 비선형 저수지보다 더 단순한 가정을 사용하고 있지만 습윤한 지역의 저유량 예측 성능은 충분히 보인다. 선형저수지를 아주 단순한 수학적 가정으로 바라볼 수도 있지만 Savenije and Hrachowiz(2017)는 Darcy 법칙에서 선형저수지 이론을 유도해서 거시물리학적으로 이를 설명하였다. 이는 Dooge(2005), Sivapalan(2003) 등의 연구에서 얻어진 결론과 같은 맥락을 가지는데 구역내에서 수문과정들의 연결성(connectivity)이 높아질수록 특정한 규모에서 단순한 반응이 나타난다

는 점을 강조하였다. Kirchner(2009)의 비선형 저수지나 본 연구의 선형저수지 가정의 적용을 위해서는 유역내 저수량과 하천유출 사이의 연결성이 높아야 하는데 건조한 유역의 경우 높은 ET_p 가 둘 사이의 연결성을 낮춰 예측성능을 저하시킨다. 하지만 여전히 관측과 모의유출의 상관(Pearson r)은 LNSE나 NSE보다는 크다고 할 수 있고 넓은 지역에 대해 선형저수지 이론을 이용한 가뭄감시는 가능한 것으로 보인다.

Figure 24의 공간성능 분포는 유사한 구조를 가진 abcd모형을 미 전역 764개 유역에 적용한 Martinez and Gupta(2010)의 연구와 일관성을 갖는다. Martinez and Gupta(2010)에서도 0.75 이상의 NSE 값은 강수량이 많은 동부지역과 서부 해안에 위치한 유역에서 주로 얻었고 지형의 영향을 받아 강수량이 비교적 많은 서부 산악지역에서도 비교적 높은 NSE가 나타났다. 본 연구보다는 좀 더 높은 NSE가 나타났는데 이는 abcd모형의 매개변수가 본 모형보다 더 많아서 나타난 결과일 수 있다. Martinez and Gupta(2010)은 abcd 모형을 사용했을 때 ET_p 와 강수의 비가 1.4 이하인 습윤한 지역에서 좋은 성능을 보이는 것으로 결론을 내리고 있다. 건조한 지역에 대한 추가적인 연구가 많이 필요해 보인다.

Figure 25는 DREAM 알고리즘으로 얻어진 S_{max} , k_r , k_p 중앙값의 공간분포를 나타낸다. 동부지역에 위치한 많은 유역의 최대 저수능력은 500mm 이하이고 동남부 유역은 500-750mm 정도가 나타난다. 앞서 언급하였지만 동부지역에서 선형저수지의 적용성은 다른 지역에 비해 뛰어나기 때문에 매개변수의 신뢰성도 좀 더 높다고 할 수 있다. 이 결과는 동부에 위치한 유역의 저수능력을 연평균 강수량의 26-50%, 남동부지역의 몇몇 유역의 저수능력을 51-70%로 평가한 Martinez and Gupta(2010)의 연구와 일관성을 갖는다. 눈의 영향을 많이 받는 유역의 높은 저수능력도 본 연구와 Martinez and Gupta(2010)의 일관된 점이다.

k_r 은 유역의 강우나 용설에 대한 민감도를 평가하고 클수록 강우-유출과정이 빠름을 의미한다. 동부에 위치한 유역에서는 k_r 이 상당히 크게 나타났고 서부지역의 유역에서는 상당히 값이 작았다. 이 매개변수도 전반적으로 습윤한 기후를 가지는 유역에서 크게 나타났고 지표하 유출과정이 활발하다는 의미이다. k_p 는 유역의 저수량 중 바다로 돌아가지 않고 땅속 깊이 저장되는 양의 비율을 의미하는데 대부분의 유역에서 0.01이하의 값을

보였다. 비교적 높은 값이 나타난 유역은 오클라호마 인근 유역들과 텍사스 중서부에 위치한 유역 정도이다. 본 연구의 범위에서 벗어나지만 이 지역에서의 지하수 부존량과 연결해서 연구할 필요가 있어 보인다.

$S_{\max}$, k_r , k_p 을 이용해 각 유역별로 저수량을 모의한 후 이를 SPI나 SEDI와 같이 표준 정규화시키면 수문학적 가뭄을 나타내는 지수가 된다. 본 연구에서는 이 수문학적 가뭄지수를 Standardized Water Storage Index(SWSI)로 정의한다. 용설과정과 지표수문과정의 저류효과를 모두 고려한 가뭄지수라고 할 수 있고 용설이 큰 영향을 미치지 않는 지역에서는 $S_{\max}$, k_r , k_p 단 3개의 매개변수로 가뭄상태를 평가할 수 있다. SWSI는 선형 저수지 이론을 사용하는 Self-calibrated PDSI(Wells et al., 2004)에 용설 과정을 추가로 고려한 가뭄지수라고도 할 수 있다.

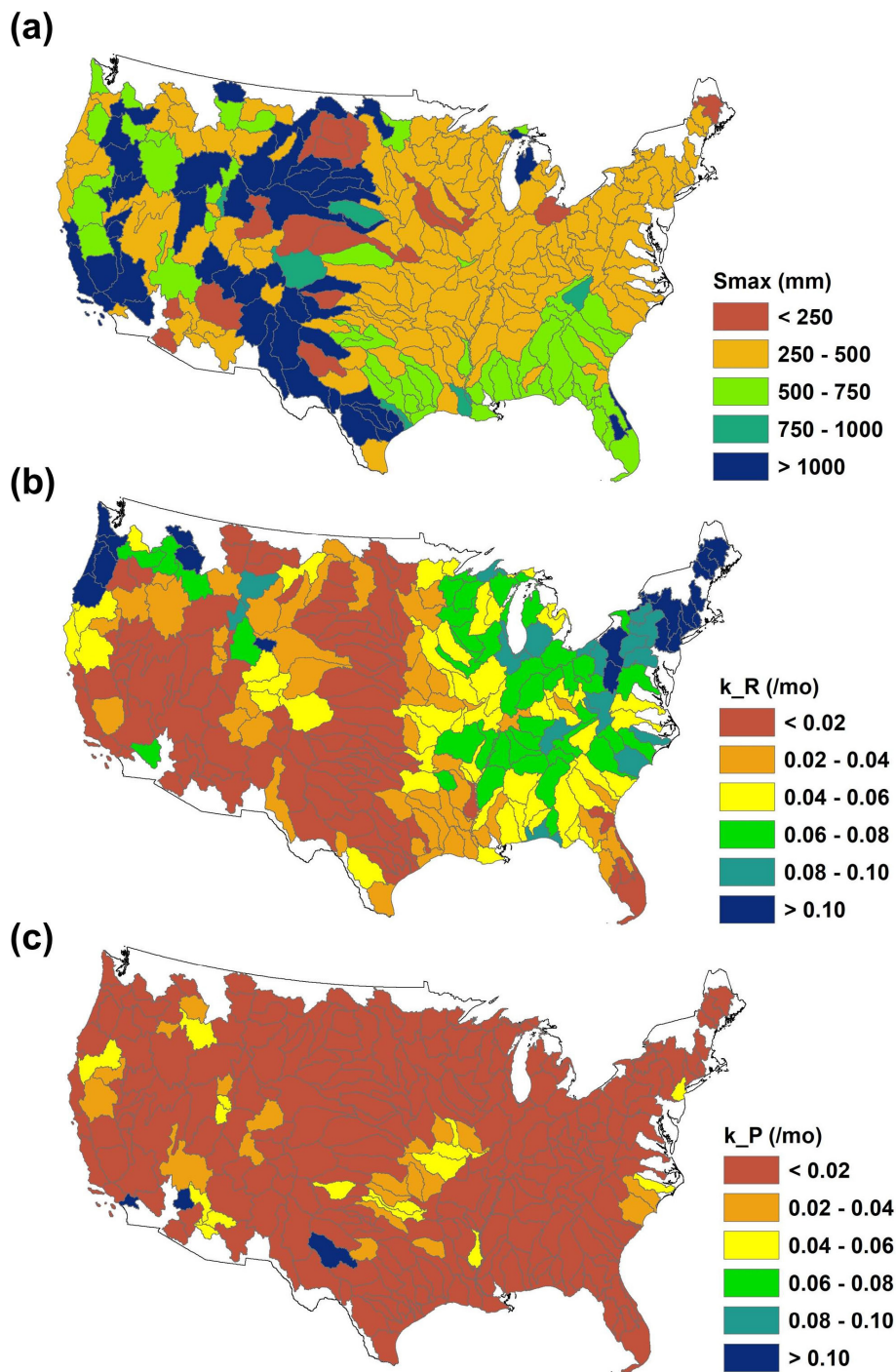


Figure 25. Distributions of the obtained parameters of the linear bucket model

Figure 26은 1988년 6월 가뭄과 1993년 7월 홍수를 SWSI로 나타낸 그림이다. 앞서 언급한대로 1988년은 미국 중북부에서 동남부 이어지는 대규모 가뭄이 일어났던 해이다. 같은 지역에서 수문학적 가뭄이 발생하고 있음을 확인할 수 있다. 1993년 중북부에 일어난 홍수로 인해 높아진 저수량으로 홍수도 함께 감지가 되고 있다. Xia et al.(2012)이 지표모형으로 모의한 결과와 매우 흡사한 결과들이다. 유역 저류량은 유역의 최대 저수능력이라는 한계치가 있기는 하지만 SEDI와는 다르게 가뭄과 홍수를 모두 감지할 수 있는 능력이 있는 것으로 판단된다.

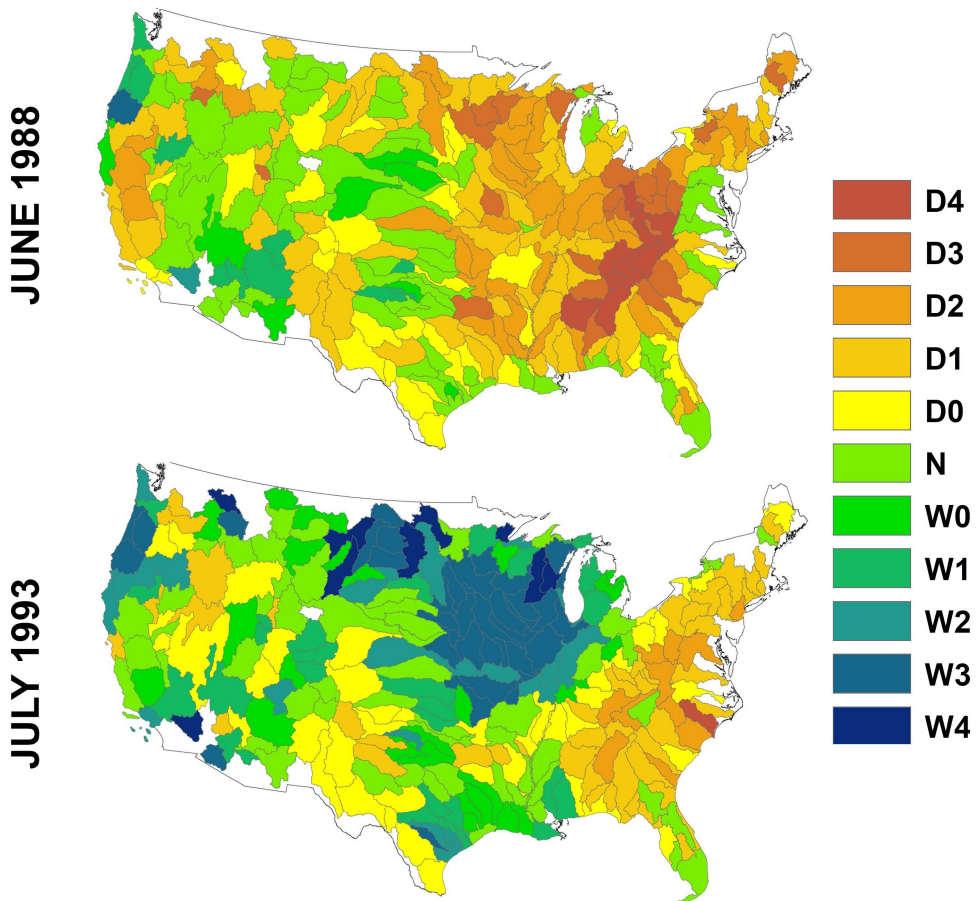


Figure 26. The drought and wet events in 1988 and 1993 indicated by SWSI

Figure 27은 SPI와 SEDI의 지속시간을 증가시키며 SWSI와 상관성을 평가한 결과이다. SPI와 SWSI의 상관은 미 중부지역 건조한 지역과 습한 지역을 잇는 천이지역에서 최대가 되는 것으로 나타났고 로키산맥 동쪽에 위치한 지역에서 0.7 이상의 높은 상관 발견 되었다. 최대 상관계수가 나타나는 지속시간은 유역이 강우에 빠르게 반응하는 동부 지역에서는 2-4개월, 좀 더 느린 반응을 보이는 중부지역에서는 5-7개월, 서부지역으로 갈수록 8-10개월 혹은 그 이상으로 나타났다. 태평양 연안지역에서도 2-4개월의 짧은 지속시간에서 최대 상관이 나타났다. 이는 k_r 이 서부지역에서 작게 나타나고 용설이 수문 과정에 영향을 크게 미치는 지역이 서부에 집중된 결과와 일관된 다. 요약하면 수문학적 가뭄을 감시하기 위해서는 동부에서는 2-4개월 사이의 짧은 지속시간 SPI를 사용하는 것이 좋고 서부지역에서는 12개월 이상의 지속시간을 적용해 용설과 느린 수문반응을 고려해야 한다.

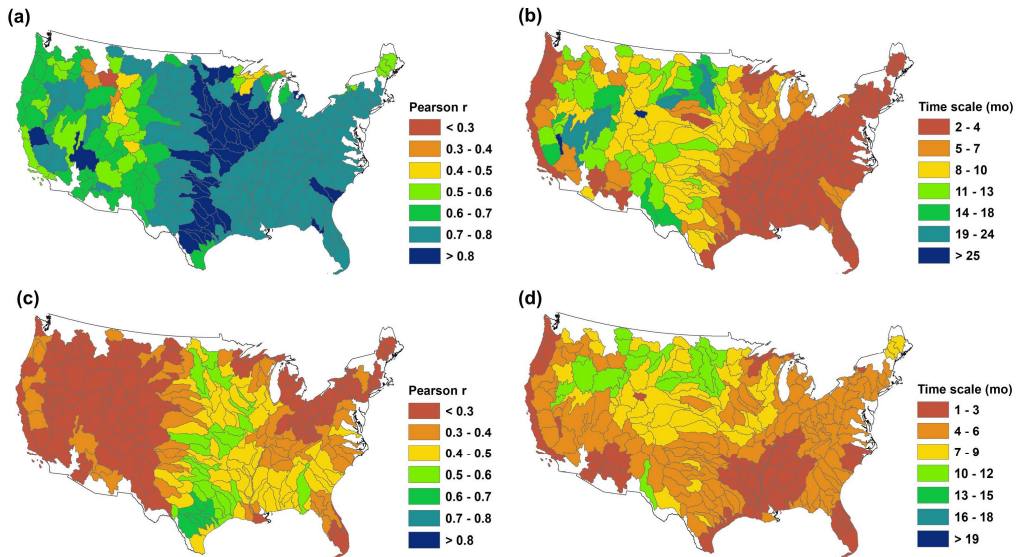


Figure 27. Distributions of (a) The maximum correlation between SPI and SWSI, (b) time scale at the maximum correlation between SPI and SWSI, (c) the maximum correlation between SEDI and (d) time scale at the maximum correlation between SEDI and SWSI

반면 SEDI와 SWSI의 상관은 동서부 사이 기후학적 천이지역에서 크게 나타났고 대서양과 태평양 쪽으로 이동할수록 낮아진다. 강수보다는 비교적 짧은 지속기간에서 최대상관계수가 나타났고 그 크기도 0.7 이하로 낮았다. 천이지역에서 높은 상관성이 나타나는 것은 SPI와 SEDI의 상관성이 높게 나타난 이유와 동일하다. 이 지역에서는 지표와 대기가 강하게 상호작용하는 지역으로 증발산이 강수로 다시 내릴 가능성이 크다. SWSI와 SPI, SEDI의 비교에서 얻을 수 있는 결론은 식생가뭄이나 농업가뭄과는 달리 수문학적 가뭄은 증발산량이나 증발산 부족량보다는 강수부족의 영향이 훨씬 크다는 점이다. 하천 수나 유역 저수량은 정도의 차이는 있지만 동서를 가리지 않고 강수량에 더 민감한 반응을 보이고 있다. 아울러 SWSI와 SPI의 비교를 통해 얻어진 주요 결론 중 하나는 미 동부에 위치한 많은 유역들이 유역의 빠른 반응으로 인해 4개월 이하 짧은 지속시간의 SPI가 수문학적 가뭄을 나타낸다는 점이다. 이 결과는 SPI와 SPEI가 9-12개월 정도의 긴 지속시간에서 sc-PDSI와 높은 상관성을 가진다고 제안한 Vicente-Serrano et al.(2010)와는 상반되는 부분이다. Jasechko et al.(2016)이 동위원소방법으로 수행한 연구는 강우에서 유출까지의 시간이 3개월 이하인 경우가 상당히 많음을 제안한다. 3개월 이하의 나이를 가지는 하천수가 많이 포함된 유역의 지표경사는 낮은 경우가 많고 CONUS에서는 동부에 위치한 유역에서 주로 이런 특성이 발견되는 것으로 나타났다. CONUS 동부지역에서 SPI와 SWSI의 상관성이 2-4개월로 짧게 나타난 본 연구와 맥락을 같이 하는 부분이다.

4. 요약 및 결론

4.1 상호보완 이론을 이용한 실제증발산 추정

Bouchet(1963)이 최초로 제안한 잠재증발산과 실제증발산 사이의 상호보완 이론은 이미 많은 연구에서 기상관측자료만을 이용한 실제증발산량 추정 방법으로 제안되어 사용되어 왔다. 하지만 본 연구에서 사용된 Szilagyi et al.(2017)의 일반이론은 매개변수가 PT 계수 하나 뿐이고 이마저도 물로 포화된 토양에 대해서 $\alpha=1.26$ 으로 가정될 수 있다. PT 계수를 관측을 이용해 추정하더라도 Szilagyi et al.(2017)의 습윤증발산량은 포화된 토양을 가정하기 때문에 1.26에 가까운 값이 얻어지지 않을 경우 논란의 여지가 남게 된다. Morton(1983), Brutsaert and Stricker(1979), Granger and Gray(1989)과 같은 전통적인 방법과 달리 본 연구는 매개변수 추정이 필요 없다. Anayah and Kaluarachchi(2014)가 매개변수 추정이 요구되지 않는 방법을 경험적으로 제안하기는 하였지만 Szilagyi et al.(2017)처럼 일반적인 경계조건에서 출발한 방법이라 보기는 어렵다.

본 연구를 통해 Szilagyi et al.(2017) 일반이론은 FAO 표준 방법과 조합했을 때 $\alpha=1.26$ 에서 편의가 발생되지 않았음을 알 수 있었다. 이는 Szilagyi et al.(2017)이 기상데이터를 이용해 산정한 $\alpha=1.13$ 보다 이론적으로 훨씬 적절한 값이라 할 수 있다. 위치에 관계없이 일반적인 적용이 가능한 경계조건과 이론적인 매개변수가 연결된 셈이다. 토지 이용상태가 α 에 미치는 영향을 명확히 확인하지는 못했지만 본 연구에 적용된 방법은 매개변수 추정 없이 어디서든 사용이 가능한 방법이다. 따라서 Kim and Rhee(2016)에 사용된 Anayah and Kaluarachchi(2014)의 방법보다 훨씬 신뢰도 높은 증발산부족량이 추정되었다고 할 수 있겠다. 다만, 상호보완이론은 대기 이류(advection)의 영향이 크지 않은 곳에서 추천되는 방법이므로 건조한 지역에서는 사용에 주의가 필요하고 전 지구에 대한 적용성 평가가 추가로 필요하다.

4.2 실제 증발산을 이용한 농업 및 수문학적 가뭄 평가

SEDI와 SPI의 상관성은 둘의 지속시간을 늘릴수록 점점 커졌고 이는 증발된 수증기가 강수에 이르기까지의 평균시간을 고려하면 당연한 결과이다. Vicente-Serrano et al.(2018)은 증발산이 빠르게 일어나는 과정이기 때문에 SEDI의 지속시간을 1개월로 사용해야한다는 제안과 약간 상충되는 부분이다. 본 연구는 VHI와 SEDI 사이의 공간상관 분석을 통해 식생상태는 일정기간동안 증발산 부족량으로 설명해야함을 제안한다. 식생상태를 충분히 설명하기 위해서는 6개월 이상 누적된 증발산 부족량이 필요하다. 반면 농업가뭄을 설명한다고 알려진 SPI3나 SPI6의 성능은 SEDI3나 SEDI6의 설명력에 크게 미치지 못하며 이는 식생가뭄이나 농업가뭄은 강수량만으로 설명하기에는 무리가 있음을 의미한다.

반면 하천수나 저수량으로 평가되는 수문학적 가뭄에 대한 증발산의 영향은 강수량의 영향에 비하면 미미하다. 건조한 지역에서의 수문과정이 아직 명확히 밝혀지지 않았지만 증발산부족은 지표와 대기의 상호작용이 강한 일부지역을 제외하면 수문학적 가뭄의 발생을 아주 약하게 설명한다. 아마도 증발산은 지표 상부에서 주로 일어나는 부분적인 수문과정이기 때문일 수 있다. 이에 반해 강수는 거의 모든 수문과정에 관여하기 때문에 수문학적 가뭄을 설명하는 능력이 증발산보다 훨씬 큰 것으로 보인다. 본 연구의 수문학적 가뭄 평가에서 중요한 결론 중 하나는 SPI9이나 SPI12가 수문학적 가뭄을 나타낸다고 알려져 있지만 SPI3가 수문학적 가뭄 감시에 더 유용한 지역이 상당히 넓게 나타난다는 점이다. 이 결과는 강수에서 유출까지 걸리는 시간이 3개월 이하인 경우가 많다는 선행연구와 일관된다. 주로 지표경사가 작고 습윤한 기후를 가지는 지역에서 이런 현상이 발견되었기 때문에 한국에서 SPI로 수문학적 가뭄을 사용할 때 유의해야할 점이라 할 수 있다.

4.3 결론 및 제언

본 연구의 GCR을 이용한 CONUS 지역의 증발산 추정 및 가뭄평가를 통해 얻은 결론은 다음과 같다.

- (1) FAO의 표준방법을 GCR을 적용했을 때 CONUS에서는 포화된 토양에 대한 PT 계수($\alpha=1.26$)가 실제증발산에 편의를 발생시키지 않는 GCR의 매개변수가 된다.
- (2) GCR로 얻어진 실제증발산량은 지표모형으로 얻어진 증발산과 일관성을 보이지만 대체적으로 그보다 큰 값을 갖게 된다. 지표모형의 구조적 문제와 인위적 활동이 증발산 과정에 영향을 주기 때문으로 해석된다.
- (3) SEDI와 SPI의 상관성은 지표와 대기사이의 상호작용이 큰 지역에서 크게 나타났으며 수증기가 대기에 체류하는 시간으로 인해 지속시간을 늘릴수록 둘 사이의 상관성은 커지게 된다.
- (4) 농업가뭄이나 식생가뭄을 감시하기 위해서는 기상학적 요구량과 소비량 사이의 차이를 직접적으로 이용하는 SEDI가 SPI보다 더 적절한 지수이다. CONUS에서는 6개월 이상의 지속시간을 이용해야 식생상태가 적절히 평가되는 것으로 보인다.
- (5) 수문학적 가뭄에 증발산이 미치는 영향은 강수량의 영향보다 훨씬 작기 때문에 감시를 위해서는 둘 모두를 반드시 고려해야 한다. SPI와 같이 강수량만으로 수문학적 가뭄을 감시하는 경우 지속시간은 유역의 특성에 맞게 고려되어야 한다. 긴 지속기간의 SPI를 사용할 때에는 특히 유의할 필요가 있다.

본 연구의 가뭄평가는 기후특성이 다양하고 전역에 대해 유출 자료가 가용한 공통경계 미국에 대해 수행되었지만 아시아·태평양 지역에도 적용이 가능할 것으로 판단된다. Han et al.(2014), Han et al.(2012a)은 상호보완이론을 이용해 실제증발산량의 장기 추세를 평가한 바 있고 Han et al.(2012b)은 중국 내륙 몇 개 지점에서 같은 방법의 높은 성능을 확인하였다. 한국의 경우에도 장기간의 댐유역 유출량 자료가 가용하기 때문에 본 연구에 적용된 방법을 동일하게 평가할 수 있을 것으로 보인다. 본 연구에 적용된 GCR의 성능이 비교적 습윤한 지역에서 우수했기 때문에 유사한 조건을 가진 동아시아 지역의 가뭄평가에 충분히 확장 적용이 가능할 것으로 판단된다. 아울러 기후 및 기상예

측과 결합된다면 폭염에 의한 빠른 가뭄에 대한 대비 또한 가능할 수 있다. 본 연구가 지구온난화로 증가하고 있는 아시아·태평양 지역의 폭염과 가뭄에 대한 효과적인 대비에 도움이 될 수 있기를 기대한다.

REFERENCES

- Adamovic, M., I. Braud, F. Branger, and J.W. Kirchner, 2015: Assessing the simple dynamical systems approach in a Mediterranean context: Application to the Ardèche catchment (France). *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 2427–2449.
- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes, and M. Smith, 1998: Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirement, FAO Irrig. Drain., Paper No. 56, Food and Agr. Orgn. of the United Nations, Rome.
- Anayah, F.M., and J.J. Kaluarachchi, 2014: Improving the complementary methods to estimate evapotranspiration under diverse climatic and physical conditions. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 2049–2064.
- Anderson, E., 2006: Snow Accumulation and Ablation Model – Snow-17, in: NWSRFS Users Manual Documentation, Office of Hydrologic Development, NOAA’s National Weather Service.
- Beguería, S., S.M. Vicente-Serrano, F. Reig, and B. Latorre, 2014: Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI) revisited: Parameter fitting, evapotranspiration models, tools, datasets and drought monitoring. *Int. J. Climatol.*, 34, 3001–3023.
- Bouchet, R.J., 1963: Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ.*, 62, 134–142.
- Brutsaert, W., 2015: A generalized complementary principle with physical constraints for land-surface evaporation. *Water Resour. Res.* 51, 8087–8093.
- Brutsaert, W., and H. Stricker, 1979: An advection aridity approach to estimate actual regional evaporation. *Water Resour. Res.*, 15, 443–450.
- Burnash, R.J.C., 1995: The NWS river forecast system-catchment modeling, in *Computer Models of Watershed Hydrology*, edited by V. P. Singh, pp. 311–366, Water Resour. Publ., Littleton, Colo.
- Changnon, S.A., K.E. Kunkel, and D. Changnon, 2007: Impacts of Recent Climate Climate Anomalies: Losers and Winners, Illinois State Water Survey, Illinois Department of Natural Resources and University of Illinois at Urbana-Champaign, Champaign, Illinois.
- Chun, J.A., J. Baik, D. Kim, and M. Choi, 2018: A comparative assessment of SWAT-model-based evapotranspiration against regional-scale estimates. *Ecol. Eng.*, 122, 1–9.
- Crago, R., J. Szilagyi, R. Qualls, and J. Huntington, 2016: Rescaling the complementary

- relationship for land surface evaporation. *Water Resour. Res.*, 52, 8461–8471.
- Dai, A., 2010: Drought under global warming: a review. *Wiley Interdisc. Rev. Clim. Change* 2, 45–65.
- Dai, A., 2011: Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index during 1900–2008. *J. Geophys. Res.*, 116, D12115, doi:10.1029/2010JD015541.
- Dai, A., 2013: Increasing drought under global warming in observations and models. *Nat. Clim. Change*, 3, 52–58, doi:10.1038/nclimate1633.
- Diaconis, P., 2009: The Markov chain Monte Carlo revolution. *Bull. Am. Math. Soc.*, 46, 179–205.
- Dooge, J.C.I., 2005: Bringing it all together. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 9, 3–14.
- Dracup, J.A., K.S. Lee, and E.G. Paulson Jr., 1980: On the definitions of droughts. *Water Resour. Res.* 16(2), 297–302.
- Duan, Q., S. Sorooshian, and V.K. Gupta, 1992: Effective and efficient global optimisation for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resour. Res.*, 28, 1015–1031.
- Ek, M.B., K.E. Mitchell, Y. Lin, E. Rodgers, P. Grunman, V. Koren, G. Gayno, and J.D. Tarpley, 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *J. Geophys. Res.*, 108(D22), 8851.
- Folger, P., and B.A. Cody, 2014: Drought in the United States: Causes and current understanding, Congressional Research Service, Report 7–5700, R43407. Available at <http://www.crs.gov>.
- Gao, H., Q. Tang, C.R. Ferguson, E.F. Wood, and D.P. Lettenmaier, 2010: Estimating the water budget of major U.S. river basins via remote sensing. *Int. J. Remote Sens.*, 31, 3955–3978.
- Granger, R.J., and D.M. Gray, 1989: Evaporation from natural unsaturated surfaces, *J. Hydrol.*, 111, 21–29.
- Guo, Z., et al., 2006: GLACE: The Global Land-Atmosphere Coupling Experiment. Part II: Analysis. *J. Hydrometeor.*, 7, 611–625.
- Han, S., and Tian, 2018: Derivation of a sigmoid generalized complementary function for evaporation with physical constraints. *Water Resour. Res.*, 54, 5050–5068.
- Han, S., D. Xu, and S. Wang, 2012a: Decreasing potential evaporation trends in China from 1956 to 2005: Accelerated in regions with significant agricultural influence? *Agric. For.*

- Meteorol., 154, 44-54.
- Han, S., F. Tian, and H. Hu, 2014: Positive or negative correlation between actual and potential evaporation? Evaluating using a nonlinear complementary relationship model. *Water Resour. Res.*, 50, 1322-1336.
- Han, S., H. Hu, and F. Tian, 2012b: A nonlinear function approach for the normalized complementary relationship evaporation model. *Hydrol. Processes*, 26, 3973-3981.
- Heim, R.R., Jr., 2002: A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83, 1149-1165.
- Hobbins, M.T., A. Wood, D.J. McEvoy, J.L. Huntington, C. Morton, M. Anderson, and C. Hain, 2016: The Evaporative Demand Drought Index: Part I-Linking drought evolution to variations in evaporative demand. *J. Hydrometeorol.*, 17, 1745-1761.
- Houborg, R., M. Rodell, B. Li, R. Reichle, and B.F. Zaitchik, 2012: Drought indicators based on model-assimilated Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) terrestrial water storage observations, *Water Resour. Res.*, 48, W07525.
- Hrachowitz, M. et al., 2013: A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB) - a review, *Hydrolog. Sci. J.*, 58, 1198-1255.
- Jasechko, S., J.W. Kirchner, J.M. Welker, and J.J. McDonnell, 2016: Substantial proportion of global streamflow less than three months old. *Nat. Geosci.*, 9, 126-130.
- Joseph, J.F., and J.H.A. Guillaume, 2013: Using a parallelized MCMC algorithm in R to identify appropriate likelihood functions for SWAT. *Environ. Modell. Softw.* 46, 292-298.
- Kahler, D. M., and W. Brutsaert, 2006: Complementary relationship between daily evaporation in the environment and pan evaporation. *Water Resour. Res.*, 42, W05413.
- Kangas, R.S., and T.J. Brown, 2007: Characteristics of US drought and pluvials from a high-resolution spatial dataset. *Int. J. Climatol.*, 27, 1303-1325.
- Kavetski, D., Kuczera, G., Franks, S.W., 2006: Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling: 1. Theory. *Water Resour. Res.*, 42, W03407.
- Kim, D. and J.J. Kaluarachchi, 2014: Predicting streamflows in snowmelt-driven watersheds using the flow duration curve method. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 1679-1693.
- Kim, D., and J. Rhee, 2016: A drought index based on actual evapotranspiration from the Bouchet hypothesis. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 10277-10285.
- Kim, D., C. Yoo, and T.-W. Kim, 2011: Application of spatial EOF and multivariate time series model for evaluating agricultural drought vulnerability in Korea. *Adv. Water Resour.* 34,

- 340–350.
- Kim, D., J.A. Chun, and C.M. Aikins, 2018: An hourly-scale scenario-neutral flood risk assessment in a mesoscale catchment under climate change. *Hydrol. Process.*, DOI: 10.1002/hyp.13273.
- Kirchner, J.W., 2006: Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resour. Res.*, 42, W03S04.
- Kirchner, J.W., 2009: Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45, W02429.
- Koster, R.D., and M.J. Suarez, 1996: Energy and Water Balance Calculations in the Mosaic LSM, NASA Tech. Memo, NASA TM-104606, 9, 60, Goddard Space Flight Cent, Greenbelt, Md.
- Koster, R.D., et al., 2004: Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation, *Science*, 305, 1138–1140.
- Koster, R.D., et al., 2006: GLACE: The Global Land-Atmosphere Coupling Experiment. Part I: Overview, *J. Hydrometeor.*, 7, 590–610.
- Lhomme, J.-P., 1996: A theoretical basis for the Priestley–Taylor coefficient. *Boundary-Layer Meteorol.* 82, 179–191.
- Li, W., and J.L. Nieber, 2017: A modified simple dynamic model: Derived from the information embedded in observed streamflows. *J. Hydrol.*, 552, 198–209.
- Liang, X., D.P. Lettenmaier, E.F. Wood, and S.J. Burges, 1994: A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for GCMs, *J. Geophys. Res.*, 99(D7), 14415–14428.
- Lu, Y., K. Harding, and L. Kueppers, 2017: Irrigation effects on land-atmosphere coupling strength in the United States. *J. Clim.*, 30, 3671–3685.
- Martinez, G.F., and H.V. Gupta, 2010: Toward improved identification of hydrological models: A diagnostic evaluation of the “abcd” monthly water balance model for the conterminous United States. *Water Resour. Res.*, 46, W08507.
- McEvoy, D.J., J.L. Huntington, M.T. Hobbins, A. Wood, C. Morton, M. Anderson, and C. Hain 2016: The Evaporative Demand Drought Index. Part II: CONUS-wide assessment against common drought indicators, *J. Hydrometeor.*, 17, 1763–1779.

- McKee, T.B.N., J. Doesken, and J. Kleist, 1993: The relationship of drought frequency and duration to time scales. In Proceedings of Eighth Conference on Applied Climatology, pp. 179-184, Am. Meteorol. Soc., Anaheim, Calif.
- McVicar, T.R. et al., 2012: Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation. *J. Hydrol.* 416-417, 182-205.
- Melsen, L.A., A.J. Teuling, S.W. van Berkum, P.J.J.F. Torfs, and R. Uijlenhoet, 2014: Catchments as simple dynamical systems: A case study on methods and data requirements for parameter identification. *Water Resour. Res.*, 50, 5577-5596.
- Mo, K. C., and D.P. Lettenmaier, 2015: Heat wave flash droughts in decline. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 2823-2829.
- Monteith, J.L., 1965: Evaporation and the Environment. 19th Symposia of the Society for Experimental Biology, 19, 205-234.
- Morton, F.I., 1983: Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *J. Hydrol.*, 66, 1-76.
- National Operational Hydrologic Remote Sensing Center, 2004: Snow Data Assimilation System (SNODAS) Data Products at NSIDC, Version 1. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. doi: <https://doi.org/10.7265/N5TB14TC>.
- Otkin, J. A. et al., 2016: Assessing the evolution of soil moisture and vegetation conditions during the 2012 United States flash drought. *Agric. For. Meteorol.*, 218-219, 230-242.
- Palmer, W.C., 1965: Meteorological drought. U.S. Weather Bureau, Research Paper 45, 65 pp.
- Pei, L., N. Moore, S. Zhong, A.D. Kendall, Z. Gao, and D.W. Hyndman, 2016: Effects of irrigation on summer precipitation over the United States. *J. Clim.*, 29, 3541-3558.
- Penman, H.L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London A*(194), S. 120-145.
- Priestley, C.H., and R.J. Taylor, 1972: On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather Rev.*, 100, 81-92.
- Rusjan, S., and M. Mikoš, 2015: A catchment as a simple dynamical system: Characterization by the flow component approach. *J. Hydrol.*, 527, 794-808.
- Savenije, H.H.G., and M. Hrachowitz, M., 2017: HESS Opinions “Catchments as meta-organisms—A new blueprint for hydrological modelling”. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 1107-1116.

- Sheffield, J., and E. F. Wood, 2008: Projected changes in drought occurrence under future global warming from multi-model, multi-scenario, IPCC AR4 simulations. *Clim. Dyn.*, 31, 79–105.
- Sheffield, J., E.F. Wood, and M.L. Roderick, 2012: Little change in global drought over the past 60 years, *Nature*, 491, 435–438.
- Shukla S., and A.W. Wood, 2008: Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L02405.
- Sivapalan, M., 2003: Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale: Is there a connection? *Hydrol. Process.*, 17, 1037–1041.
- Steduto, P., T.C. Hsiao, D. Raes, and E. Fereres, 2009: AquaCrop—the FAO crop model to simulate yield response to water: I. Concepts and underlying principles. *Agron. J.*, 101, 426–437.
- Steduto, P., T.C. Hsiao, E. Fereres, and D. Raes, 2012: Crop Yield Response to Water. FAO Irrig. Drain., Paper No. 66, Food and Agr. Orgn. of the United Nations, Rome.
- Strzepek, K., G. Yohe, J. Neumann, and B. Boehlert, 2010: Characterizing changes in drought risk for the United States from climate change. *Environ. Res. Lett.*, 5, 044012.
- Szilagyi, J., 2015: Complementary-relationship-based 30 year normals (1981–2010) of monthly latent heat fluxes across the contiguous United States. *Water Resour. Res.*, 51, 9367–9377.
- Szilagyi, J., 2018: Anthropogenic hydrological cycle disturbance at a regional scale: State-wide evapotranspiration trends (1979–2015) across Nebraska, USA. *J. Hydrol.*, 557, 600–612.
- Szilagyi, J., R. Crago, R. Qualls, 2017: A calibration-free formulation of the complementary relationship of evaporation for continental-scale hydrology. *J. Geophys. Res. Atmos.* 122, 264–278.
- Teuling, A. J., I. Lehner, J.W. Kirchner, and S. I. Seneviratne, 2010: Catchments as simple dynamical systems: Experience from a Swiss prealpine catchment. *Water Resour. Res.*, 46, W10502.
- Thornthwaite, C.W., 1948: An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, 38(1), 55–94.
- Trenberth, K.E., A. Dai, G. van der Schrier, P.D. Jones, J. Barichivich, K.R. Briffa, and J. Sheffield., 2014: Global warming and changes in drought. *Nat. Clim. Change*, 4, 17–22.

- Trenberth, K.E., G.W. Branstator, and P.A. Arkin, 1988: Origins of the 1988 North American Drought. *Science*, 242, 1640–1645.
- van der Ent, R.J. and O.A. Tuinenburg, 2017: The residence time of water in the atmosphere revisited, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 779–790.
- van der Ent, R.J., H.H.G. Savenije, B. Schaeffli, and S.C. Steele–Dunne, 2010: Origin and fate of atmospheric moisture over continents, *Water Resour. Res.*, 46, W09525.
- Vicente–Serrano, S.M., et al., 2018: Global assessment of the Standardized Evapotranspiration Deficit Index (SEDI) for drought analysis and monitoring. *J. Clim.*, 31, 5371–5393.
- Vicente–Serrano, S.M., S. Beguería, and J.I. López–Moreno, 2010: A multiscalar drought index sensitive to global warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI). *J. Clim.*, 23, 1696–1718.
- Vrugt, J.A., C.J.F. ter Braak, C.G.H. Diks, B.A. Robinson, J.M. Hyman, and D. Higdon, 2009: Accelerating Markov Chain Monte Carlo simulation by differentialevolution with self–adaptive randomized subspace sampling. *Int. J. Nonlin. Sci. Num.*, 10, 273–290.
- Wells, N., S. Goddard, and M. J. Hayes, 2004: A self–calibrating Palmer Drought Severity Index. *J. Clim.*, 17, 2335–2351.
- Wilhite, D., and M.H., Glantz, 1985: Understanding the drought phenomenon: the role of definitions. *Water Int.*, 10, 111–120.
- Wilhite, D.A, 2000: Drought as a natural hazard: Concepts and definitions. in D. A. Wilhite, Ed., *Drought: A global assessment*. Natural Hazards and Disasters Series. Routledge Publishers, U.K.
- WMO, 1992: International Meteorological Vocabulary, WMO No.182, 2nd ed., pp. 784.
- Xia, Y., et al., 2012: Continental–scale water and energy flux analysis and validation for the North American Land Data Assimilation System project phase 2 (NLDAS–2): 1. Intercomparison and application of model products. *J. Geophys. Res.*, 117, D03109.
- Yang, J., P. Reichert, and K.C., Abbaspour, 2007: Bayesian uncertainty analysis in distributed hydrologic modeling: a case study in the Thur River Basin (Switzerland). *Water Resour. Res.*, 43, W10401.
- Yang, J., P. Reichert, K.C. Abbaspour, J. Xia, and H. Yang, 2008: Comparing uncertainty analysis techniques for a SWAT application to the Chaohe Basin in China. *J. Hydrol.*, 358, 1–23.
- Zhang, D., Q. Zhang, A.D. Werner, and X. Liu, 2016: GRACE–based hydrological drought evaluation of the Yangtze River Basin, China. *J. Hydrometeor.*, 17, 811–828.

【연구자】

김대하 선임연구원

전종안 선임연구원

연구보고서 2018-16

증발산 상호보완이론을 이용한 가뭄 감시기법 개발

I S B N 979-11-5698-248-7

발 행 2019년 3월

발 행 인 권 원 태

발 행 처 APEC기후센터
부산시 해운대구 센텀7로 12

제작·인쇄 경성문화사

이 보고서는 APEC기후센터 홈페이지(<http://www.apcc21.org/>)에서 이용하실 수 있습니다.
또한 보고서에 실린 내용은 출처를 명시하면 자유롭게 인용할 수 있습니다. 단, 무단 전재 및
복제를 금합니다.