

한국의 가뭄특성 분석 및 가뭄과 물 부족에 대한 기후변화 영향평가

Analysis of historical droughts in South Korea and assessment of climate change impacts on droughts and water scarcity in an agricultural reservoir system

김대하

한국의 가뭄특성 분석 및 가뭄과 물 부족에 대한 기후변화 영향평가

Analysis of historical droughts in South Korea and assessment of climate change impacts on droughts and water scarcity in an agricultural reservoir system

김대하

발간사

가뭄은 사회의 결속력과 지속성을 크게 저하시키고 막대한 피해를 입혀온 반복적인 기상학적, 수문학적, 사회경제학적 재해입니다. 지구 온난화와 가파른 인구 상승은 전 지구적으로 가뭄의 위험을 증가시키고 있고 2010년 이후 반복적으로 한국에서 발생하고 있는 가뭄 피해도 같은 맥락으로 해석되고 있습니다. 가뭄과 기후변화의 위험을 과학적으로 분석하는 노력은 지속되고 있지만 지금까지는 사회의 유지에 필요한 물 수요와 공급을 함께 고려하기 보다는 강수량 변화 분석에 의존한 자연적 물 공급 측면만을 바라보는 연구가 주를 이루었습니다.

이에 본 센터에서는 효율적 물 공급을 위해 자연 현상에 개입되는 인간 활동과 경작에 필요한 수요량을 가뭄 지수에 함께 고려한 기후변화 영향평가 방법을 제시하였습니다. 전형적인 기후변화 영향평가는 기후모형에 의존적이지만 본 연구는 기후모형에 독립적인 추계학적 영향평가와 다수의 기후모형을 결합시켜 의사결정자가 한두 개의 기후모형에 의존하지 않고 영향평가 결과를 정책에 반영할 수 있도록 제안합니다. 본 사례 연구가 미래 가뭄과 물 부족의 위험을 줄일 수 있는 실용적인 방법이 되기를 기대합니다.

끝으로 한 해 동안 연구를 성실히 수행해 주신 김대하 박사의 노고에 감사드립니다. 아울러 바쁘신 와중에도 연구내용의 향상을 위해 자문과 조언을 아낌없이 주신 부산대학교 신현석 교수, 서울대학교 최지용 교수께도 진심으로 깊은 감사를 드립니다.

2017년 1월
APEC 기후센터
원장 정 홍 상

ABSTRACT

Drought is a recurrent disaster that may exert catastrophic influences on ecosystems, wildlife, and human societies. It is commonly defined as abnormally prolonged deficiency in precipitation that causes a significant hydrological imbalance. However, this conventional precipitation-based definition only considers dry conditions indicated by the lack of water supply, irrespective of water demand. Although the general drought classification includes the socioeconomic drought, which is defined by comparing water supply and demand, the literature that considers water users' demand in drought assessment is limited. This study addresses this concern with three important issues on drought and climate change in South Korea: (1) future direction of drought risk in climatic observations (i.e., supply-side drought risk) in terms of trends, severity, and spatial extent; (2) differences between a socioeconomic drought in a regulated agricultural watershed and conventional supply-side drought; and (3) impacts of global warming on frequency and magnitude of water scarcity that can trigger extreme socioeconomic droughts in the agricultural watershed. In addressing these issues, high-resolution grid precipitation and temperature data were used to calculate drought indices, to simulate natural inflows in the reservoir, and to estimate the water demand for rice-planting areas supplied by the reservoir. Using the inflow and agricultural demand estimates with a theoretical reservoir operation policy, changes in frequency and severity of water scarcity were assessed in the context of climate change. Results show that trends in the conventional drought indices are unlikely to indicate increasing drought risk, while severity and spatial extent of severe drought areas tend to be intensified and

growing. The conventional drought indices and the socioeconomic drought had similar temporal variation when human impacts did not exist. However, they are significantly different when the reservoir operation alters natural flow regime. Additionally, the climate change impact assessment on water scarcity indicated that the regulated river system is more sensitive to changes in long-term averages of precipitation and temperatures than the natural system, despite less climatic risks in the regulated system. The high sensitivity of the regulated system can be increased by augmented reservoir capacity, such that adaptiveness of the system to climate change is expected to rapidly decrease. On the other hand, a non-structural adaptation measure that converts the planting strategy from transplanting to direct sowing, had less sensitivity to climate change than the increasing reservoir capacity.

목 차

1. 서론	1
1.1 연구배경	1
1.2 연구목적 및 범위	3
1.2.1 연구목적	3
1.2.2 연구의 범위	4
2. 자료 및 연구방법	6
2.1 기상자료 및 연구대상지역	6
2.2 기상관측기반 가뭄평가	7
2.2.1 가뭄지수	7
2.2.2 융설 현상(Snowmelt Process)의 고려	10
2.2.3 가뭄지수의 시·공간적 변동성 분석	11
2.3 물수요-공급기반 농업가뭄평가	13
2.3.1 물부족 및 사회경제학적 가뭄지수	13
2.3.2 유출 및 저수지운영 모의	14
2.3.3 물수요량 산정	18
2.4 저수지 시스템의 물 부족량에 대한 기후변화 영향평가	20
2.4.1 상향식(Bottom-up) 기후변화 영향평가	20

2.4.2 관측기상특성의 추계학적 모의-----	23
2.4.3 GCM 공간상세화-----	26
3. 결과 및 고찰-----	29
3.1 기상관측 기반 가뭄평가-----	29
3.1.1 추세분석을 통한 가뭄 위험도 평가-----	30
3.1.2 공간분포 및 가뭄심도 분석을 통한 가뭄위험도 평가-----	34
3.1.3 요약 및 미래 가뭄위험도 평가-----	38
3.2 지소저수지 유역 가뭄평가-----	39
3.2.1 기상자료 기반 가뭄평가-----	40
3.2.2 수요-공급량 기반 가뭄평가-----	42
3.2.3 수요-공급량 기반 가뭄평가 요약-----	49
3.3 저수지 운영에 지구온난화가 미치는 영향 분석-----	50
3.3.1 물 부족과 가뭄의 비교-----	50
3.3.2 물 부족 빈도 및 심도의 기후변화에 대한 민감도 분석-----	52
3.3.3 CRF를 이용한 지소저수지 물 부족의 기후변화 영향평가-----	66
4. 요약 및 결론-----	74
4.1 기상관측 기반 가뭄평가-----	74
4.2 수요-공급량 기반 가뭄 평가 및 기후변화 영향평가-----	74
4.3 연구의 활용성-----	76
4.4 결론 및 제언-----	77
Ⅰ REFERENCE-----	79

LIST OF TABLES

Table 1. Drought severity classification for SPI.	12
Table 2. GCMs downscaled with the SDQDM method for climate change impact assessment.	28
Table 3. Monthly average demands and inflow minus evaporation loss (1,000m ³).	45
Table 4. Statistics of observed and generated temperatures (Wshd: Jiso reservoir watershed, Dmnd: demand site).	56
Table 5. The parameters of CRFs obtained from the multiple regressions.	64
Table 6. The coefficients of determination from the multiple regressions for each case	66

LIST OF FIGURES

- Figure 1. South Korea and the locations of Jiso Reservoir and irrigated areas. ----- 7
- Figure 2. The complementary relationship between PET and AET from the Bouchet hypothesis. ----- 10
- Figure 3. The schematized structure of GR4J (X1–X4: model parameters, PE: potential evapotranspiration, P: precipitation, Q: runoff, other letters indicate variables that conceptualize internal processes in a watershed). ----- 16
- Figure 4. The standard policy for reservoir operation. ----- 17
- Figure 5. Procedure for the bottom-up climate change impact assessment. ----- 22
- Figure 6. (top) precipitation and temperatures at the Daegwanryeong station from November 2002 to April 2003, and (bottom) modeled SWE and liberated water. The red and blue lines in the top panel indicate the maximum and minimum temperatures respectively, and the gray line in the bottom panel presents temporal changes in SWE. ----- 30

Figure 7. Changes in spatial average of the drought indices from 1974 to 2015. The deep blue straight line indicates the trend in SPEI6. ----- 32

Figure 8. (a) Spatial distribution of linear trends in the time series of SPI6, SPEI6, and SEDI6, (b) locations (brown-colored areas) with statistically significant negative trends at 5% significance interval. ----- 33

Figure 9. Spatial Distributions of major drought events in South Korea. ----- 35

Figure 10. Temporal variation of spatial extent defined as D2–D4 areas in South Korea. The black straight line indicates the trend of drought areas defined by SPEI6. ----- 36

Figure 11. Temporal change in average severity of D2–D4 areas. Severity is calculated by absolute value of SPEI6 truncated by –1.3. The straight line represents the linear trend. ----- 37

Figure 12. SPI6, SPEI6, and SEDI6 time series at the Jiso reservoir area. The straight line indicates the trend of the SPEI6 time series. ----- 40

Figure 13. Temporal variation in drought severity of D2–D4 drought events. The straight line represents the linear trend of drought severity. ----- 41

Figure 14. Inflow time series of the Jiso Reservoir. The straight line indicates the linear trend. ----- 42

Figure 15. Inflow time series of the Jiso Reservoir. The straight line indicates the linear trend. ----- 44

Figure 16. Water demands from the Jiso Reservoir. The red straight line indicates the linear trend of agricultural demands. -----	44
Figure 17. Comparison between SRI1 and SWSR without consideration of the reservoir operation -----	45
Figure 18. Relationship between available water in Jiso reservoir and monthly average demands (SOP) -----	46
Figure 19. Flows and reservoir storage simulated by SOP with monthly demands -----	47
Figure 20. Comparison between SWSRs with and without consideration of the reservoir operation -----	48
Figure 21. Comparison between WSR and SWSR of the Jiso reservoir system -----	51
Figure 22. Comparison between observed precipitation and an example time series of generated precipitation -----	53
Figure 23. Statistics and probability comparison between observed and generated precipitation. P_{00} is the probability of which both of the watershed and the demand site have no precipitation while P_{11} is the probability of precipitation for the both sides. --	55
Figure 24. Generated temperatures before (red) and after (blue) the post processing for expanding the sampling range of 20-year mean temperatures -----	56
Figure 25. Water requirement difference between the direct sowing and the transplanting -----	58

- Figure 26. Example time series of WSR for a selected 20-year in (white) the base case, and the cases of (red) no reservoir, (blue) increased reservoir capacity, and (green) transition from transplanting to direct sowing. ----- 60
- Figure 27. CRFs for (left) frequency and (right) severity of water scarcity for the base case ----- 61
- Figure 28. As in Figure 27, but for the case of no reservoir operation ----- 62
- Figure 29. As in Figure 27, but for the case of increased(doubled) reservoir capacity ----- 65
- Figure 30. As in Figure 27, but for the case of current reservoir capacity with direct sowing ----- 65
- Figure 31. GCMs under the RCP4.5 scenario plotted on the CRFs for (left) frequency and (right) severity of water scarcity. The red box indicates sampling ranges of 20-year averages of precipitation and temperatures of the stochastic generations. ----- 67
- Figure 32. As in Figure 31, but under the RCP8.5 scenario. ----- 68
- Figure 33. As in Figure 31, but the four points of each GCM are connected with indications of the direction for future. ----- 69
- Figure 34. As in Figure 32, but the four points of each GCM are connected with indications of the direction for future. ----- 69

Figure 35. As in Figure 33, but for the case of no reservoir operation. -----	70
Figure 36. As in Figure 34, but for the case of no reservoir operation. -----	70
Figure 37. As in Figure 33, but for the case of Increased reservoir capacity. -----	71
Figure 38. As in Figure 34, but for the case of Increased reservoir capacity. -----	71
Figure 39. As in Figure 33, but for the case of present reservoir capacity with direct sowing -----	72
Figure 40. As in Figure 34, but for the case of present reservoir capacity with direct sowing -----	73

1. 서론

1.1 연구배경

가뭄은 한 사회에 강력한 영향을 미치는 반복적인 자연재해이다(Dai, 2011; Heim, 2002). 다른 자연재해와는 다르게 그 시작과 끝을 인지하기 어렵고 진행이 매우 느리지만 그 영향은 국가의 흥망성쇠를 좌우하기도 하는(Kim et al., 2011) 인류의 생존을 끊임없이 위협하는 지난한 재해라 할 수 있다(Rhee, 2015).

통상적으로 가뭄은 진행 정도를 기준으로 네 가지로 분류가 된다(Choi et al., 2013; Dai, 2010; Dracup et al., 1980). 일정기간동안의 비정상적으로 부족한 강수현상이 가뭄의 일반적 정의이기는 하지만(WMO, 1992) 강수량 부족은 토양수분 부족으로 이어지고 다시 하천유량의 부족으로 연결되기 때문에 이를 각각 기상학적 가뭄, 농업가뭄, 수문학적 가뭄으로 구분한다. 수문학적 가뭄에서 더 진행되면 하천유량이나 저수량이 사회의 수요에 미치지 못하는 상태가 되는데 이를 사회경제학적 가뭄으로 정의한다. 이렇게 주관적으로 정의되는 가뭄을 정량화하기 위해 많은 가뭄지수가 개발되어왔는데(Heim, 2002) 파머가뭄지수(Palmer Drought Severity Index, PDSI; Palmer, 1965), 표준강수지수(Standardized Precipitation Index, SPI; McKee, 1993), 표준강수-증발산량지수(Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index, SPEI; Vicente-Serrano et al., 2010), 표준유출지수(Standardized Runoff Index, SRI; Shukla and Wood, 2008) 등이 대표적이다.

가뭄을 네 가지로 분류해왔음에도 불구하고 가뭄 해석을 위한 가뭄지수는 주로 강수량이나 하천유량의 자연적인 변화, 즉, 자연적 수분 공급에 중심을 두고 개발되어왔다. 이에 따라 지금까지 가뭄해석은 주로 공급 중심의 PDSI나 SPI에 의존해 왔다고 해도 과언이 아니다(e.g., Nam et al., 2015; Hao et al., 2013; Yoo et al., 2008; Kim and Valdes, 2002). 하지만 이렇게 기상현상이나 자연 유출만을 고려하여 자연적인 물 공급에만 초점을 맞춘 분석들은 실제 수요자 느끼는 가뭄과는 동떨어진 결과를 줄 수 있다. 사실 가뭄의 네 가지 분류 중 사용자의 수요를 고려하는 정의는 사회경제학적 가뭄뿐이다. 안타깝게도 사회경제학적 가뭄을 나타내는 지수는 최근에 개발된 Multivariate Standardized Reliability and Resilience Index(MSRRI;

Mehran et al., 2015)를 제외하고는 찾아보기 쉽지 않다.

자연적 물 공급에만 중점을 둔 전통적인 가뭄 해석이 가지는 단점은 두 가지 이다. 먼저 앞서 언급한대로 수요의 고려가 없는 점이다. 수요자에게는 수요량에 비교되는 상대적인 물 공급의 크기가 중요하다. 강수량이 줄었더라도 수요가 함께 줄어든다면 가뭄이 인지되지 않을 가능성이 큰데도 가뭄 상태라는 정보가 수요자에게 제공된다면 정보의 신뢰성은 떨어지게 된다. 기후변화 관련해서도 유사한 문제가 일어날 수 있다. 수요 중 생활용수와 공업용수는 주로 인구의 크기에 비례하게 되는데(Loucks et al., 2005) 한국과 같이 인구감소와 노령화가 예상되는 지역에서는 수요가 감소할 수 있다. 이 경우, 수요 변화를 함께 고려하는 가뭄지수를 사용하게 되면 기후변화의 위험은 공급 위주의 가뭄분석 보다는 줄어든 가능성이 있다. 두 번째 문제는 공급에 중점을 둔 전통적인 가뭄지수는 자연 현상이 인위적으로 변형되는 것을 고려하지 않는다는 점이다. 한국에는 폭 2km 이상 높이 10m 이상의 댐은 2001년 기준으로 1,213개소로 상당히 많고(건설교통부, 2001) 농업용 저수지는 10,000개가 넘는다(Cho, 2014). 자연 유출이 인위적으로 변형되는 경우가 일반적인데도 가뭄평가에 자연 현상만이 고려된다면 현실성이 떨어질 수밖에 없다. Mehran et al.(2015)에서도 저수지 운영이 고려된 경우에는 자연유출만이 고려된 경우와 가뭄의 발생 시기 및 크기가 상당히 달랐다.

가뭄해석에 수요의 변화를 고려하는 것은 기후변화의 영향과 함께 매우 중요한 문제이다. AghaKouchak et al.(2015)에 의하면 1997년부터 2009년까지 지속된 장기 가뭄 이후 호주에서는 수자원 보존 프로그램, 가격 정책, 환경관리 정책 등 수요를 줄이는 대응책이 시행되고 있다. 이는 2012년 이후 가뭄이 지속되고 있는 캘리포니아에서도 마찬가지이다. 캘리포니아와 호주는 기후변화로 인해 가뭄의 위험이 상당히 커질 것으로 예상되는 지역들이다(e.g., Zhao and Dai, 2016). 하지만 수요 조절 정책이 제대로 작동한다면 공급과 수요를 모두 고려하는 가뭄은 공급 측면만이 고려된 가뭄 보다는 심각하지 않을 수 있다. 기후변화에 대한 대응책들이 효과적인지 그렇지 않은지 확인하기 위해서는 이를 고려한 가뭄분석이 필수적이다.

한편, 기후변화에 가뭄 발생에 관한 연구도 지속적으로 필요하다. 대기 이산화탄소 농도 증가에 의한 지구 온난화가 가뭄 발생에 영향을 줄 것이라는 일반적인 예상은

아직 증명되지 않은 문제이기 때문이다(Trenberth et al., 2014). 화석연료 사용의 급격한 증가에 의한 지구 온난화와 가뭄 발생 사이의 인과관계는 아직 과학적으로 명확히 밝혀지지 않는 상태(Folger and Cody, 2015). 다만 대기순환모형(General Circulation Model; GCM)에 기반 한 연구들이 주로 전지구적으로 가뭄 발생이 상당히 증가할 것으로 예상되고 있을 뿐이다(e.g., Sheffield and Wood, 2008; Dai, 2013; Cook et al., 2014, Zhao and Dai, 2016). 게다가 이 연구들에서도 한국이 다른 지역보다 가뭄 위험도가 높아지고 있다고 말하기는 쉽지 않다. 이 연구들에서 한국은 가뭄위험도가 증가하기는 하지만 그 정도가 심한 지역으로 분류되지는 않는다. 대기 이산화탄소 증가가 지구에 미치는 영향은 균일하지 않기 때문에 한국의 가뭄 발생이 증가할 것이라고 단정하기는 어렵다. 여러 연구에서 건조한 곳은 더욱 건조해지고 습한 곳은 더욱 습해지는 방향으로 기후가 변화할 것이라고 예상되고 있는데(e.g., Held and Soden, 2006; Chou et al., 2009; Durack et al., 2012), 한국이 건조한 지역 중 하나에 해당한다고 하기는 어렵다.

지구 온난화와 가뭄의 관계에서 일반적으로 받아들여지고 있는 해석은 발생 문제가 아닌 가뭄의 진행속도와 심도이다(Trenberth et al., 2014). 한국처럼 강수량이 전반적으로 증가 추세에 있는 지역이라 하더라도 가뭄의 심도와 진행속도가 증가한다면 피해규모는 분명 커질 것이다. 따라서 GCM이나 관측자료에서 얻어진 가뭄지수의 추세만으로 미래 가뭄위험도를 선불리 예측해서는 안 된다. 아울러 언급한대로 수요의 변화 또한 가뭄의 발생 특성에 큰 영향을 줄 수 있으므로 이에 대한 고려의 필요성과 관심 역시 점점 증가하게 될 것이다.

1.2 연구목적 및 범위

1.2.1 연구목적

본 연구의 첫 번째 목적은 기상관측 자료를 기반으로 하는 고해상도 가뭄지수를 생산해 GCM에서는 확인할 수 없는 한국의 가뭄 위험도 변화양상을 관측을 기반으로 확인하는 것이다. 앞에서 언급한 GCM 기반 연구들은 전지구적인 분석이기 때문에 특정지역에서 발생하는 특성을 면밀히 설명하기에는 어려움이 있다. GCM기반으

로 한국의 가뭄을 비교적 자세히 분석한 Rhee and Cho(2016)에서도 관측지점만을 분석했기 때문에 공간적 변화특성을 면밀히 확인할 수 없는 약점을 가지고 있다. 이를 보완하기 위해 본 연구에서는 격자기반 가뭄지수를 이용해 가뭄의 추세 및 발생 면적의 변화 특성을 분석하였다.

두 번째 목적은 기상관측자료 의존하는 가뭄지수와 수요와 공급을 비교해 얻어지는 가뭄지수를 비교하는 것이다. 작은 농업용저수지 지역에 대해 벼 생산에 요구되는 농업용수와 기상자료와 유입량을 비교하여 먼저 가뭄지수 산정하였고 이를 기상자료 기반 가뭄지수와 비교하였다. 아울러 저수지 운영을 통해 변형되는 하천유량과 그렇지 않은 경우의 가뭄지수를 비교해 가뭄지수에 인위적인 요인이 얼마나 영향을 미치는지 평가하였다. 물 부족 시계열과 가뭄지수 시계열을 비교하여 물 부족과 가뭄의 개념 차이에 대해서도 함께 논하였다.

마지막으로 해당 농업용저수지 구역의 물 부족 상태의 발생 특성에 기후변화가 미치는 영향을 상향식으로 평가하였다. 농업용저수지 구역에서 공급량이 수요량에 미치지 못하는 경우는 극한 가뭄상태에 해당하는데 이러한 상황이 발생하는 빈도와 물 부족의 평균적 크기가 기후변화에 어떻게 영향을 받는지 Decision Scaling(Brown et al., 2012) 방법론과 26개 GCM을 이용해 평가하였다.

1.2.2 연구의 범위

최초 이 연구는 지소 농업용저수지 구역의 가뭄평가를 위한 것으로 계획되었지만 고해상도 격자 강수량 및 기온자료의 이용이 가능하게 되어 기상자료를 이용한 가뭄 위험도 분석은 한국의 내륙지역 전역으로 확대되었다. 기상관측자료를 이용한 가뭄 위험도는 SPI, SPEI와 SEDI(Standardized Evapotranspiration Deficit Index; Kim and Rhee, 2016)를 이용해 6개월 누적기간에 대해 분석되었다. 가뭄의 위험도는 격자별 가뭄지수의 추세와 심한가뭄이 발생하는 지역의 면적과 평균심도의 변화 특성을 파악해 평가하였다.

한편 수요-공급을 비교한 가뭄평가는 사례 연구로 용담댐 구역에 위치한 작은 농업용 저수지 구역인 지소저수지 구역에 대해서만 수행되었다. 지소저수지의 유입량과

수요량 또한 동일하게 격자 일강수량 및 기온자료를 이용해 산정되었으며 저수지 운영은 월단위로 모의되었다. 모의된 유입량, 저수지 운영에 의한 유출량과 수요량과의 비교를 통해 가뭄을 평가하였고 관측 기반 결과와 비교하였다. 기후변화 영향평가는 현재 운영되고 있는 저수지 시스템에 대해 먼저 수행되었고 저수지 운영이 없는 경우, 두 가지 적응 대책이 적용된 경우와 비교되었다. 아울러 기후변화 영향 적응대책이 적용되었을 때의 저수지 시스템의 변화 또한 함께 분석되었다.

2. 자료 및 연구방법

2.1 기상자료 및 연구대상지역

본 연구에 사용된 기상자료는 Jung and Eum(2015)의 격자 일강수량, 일최고·최저 기온자료이다. Jung and Eum(2015)은 기상청 종관관측소(Automated Synoptic Observing System, ASOS) 60개 지점의 1973년부터 2010년까지 일강수량, 일최고·최저기온 자료를 Parameter-elevation Regression on Independent Slope Model(PRISM; Daly et al., 2008)을 이용해 공간내삽한 후 과도하게 추정된 격자를 역거리법으로 후 처리하는 방식으로 한국 내륙 전체에 대해 3km×3km 공간해상도 격자 강우 및 기온 자료를 생산하였다. 생산된 격자강우자료는 243개 자동기상관측지점(Automated Weather Station, AWS)과의 비교를 통해 검증되었으며 충분한 신뢰도가 있는 것으로 평가되었다(Jung and Eum, 2015). 본 연구에서는 같은 방법으로 생산된 1973년부터 2015년까지의 격자 일강수량, 일최고·최저기온 자료를 이용해 가뭄해석이 수행되었다.

본 연구의 공간적 범위는 크게 둘로 나뉜다. 기상조건만을 고려한 가뭄분석은 사용된 격자 자료의 공간 범위에 해당하는 한국 내륙 전체에 대해 수행되었다. 사회경제학적 가뭄지수를 이용한 분석은 전라북도 장수군에 위치한 지소저수지(장수 양악호)를 대상으로 하였다(Figure 1). 가뭄과 물 부족에 대한 기후변화 영향평가는 사례 연구(case study)로서 역시 지소저수지 유역에 대해 수행되었다. 한국과 지소저수지의 기후특성과 저수지 제원 및 운영 특성을 간략히 요약하면 다음과 같다.

Köppen-Geiger 기후 분류에 의하면 한국의 북쪽지역은 습한 대륙성기후에 해당하고 남쪽 및 동부해안 지역은 다습한 아열대성 기후를 보인다. 잘 알려진 대로 한국은 동아시아 몬순에 강한 영향을 받아 여름철에 강수량이 집중되며(50-60%) 연강수량은 1200-1500mm, 연평균기온은 대략 12-15°C 이다(KMA, 2011). 지소저수지 유역은 평균고도 해발 934m로 비교적 높은 고도에 위치하며 이에 따라 한국 평균보다 상대적으로 높은 연강수량(약 1400-1700mm)과 낮은 연평균기온(약 10-13°C)을 보인다. 지소저수지 유역의 면적은 13.4km²로 비교적 작은 규모에 해당하며 저수지에 저장된 물은 모두 하류에 분포되어 있는 논 3.75ha의 관개용수 공급을 위해 사

용된다. 저수지의 총 저장용량은 2,253,000m³이고 저수량 85,000m³ 이하에서는 용수공급이 불가능하다.

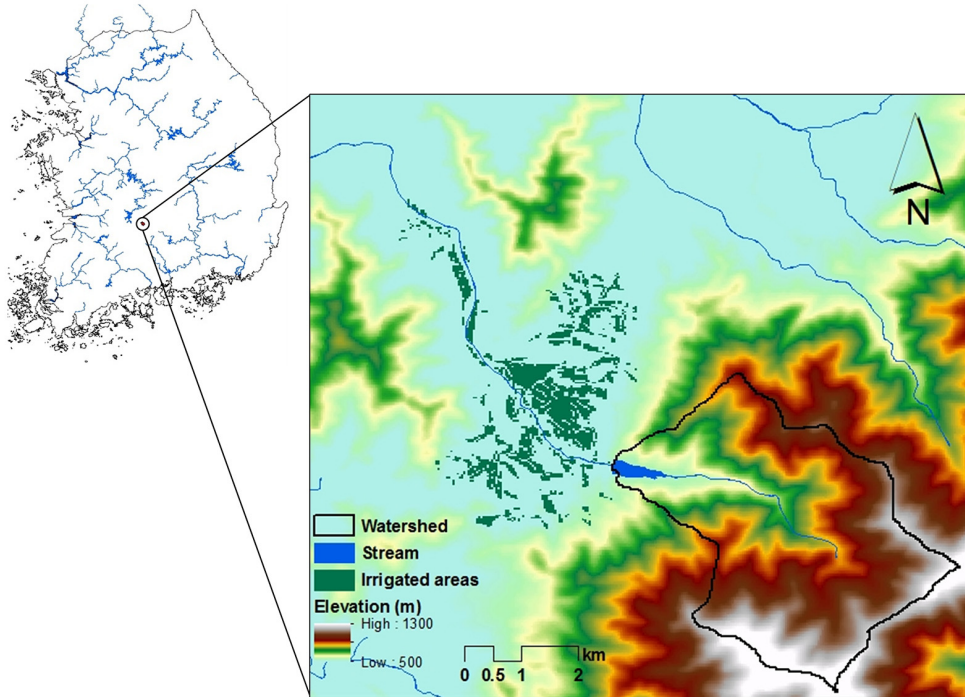


Figure 1 South Korea and the locations of Jiso Reservoir and irrigated areas.

2.2 기상관측기반 가뭄평가

2.2.1 가뭄지수

기상관측기반 가뭄평가를 위해 본 연구에서 채택한 가뭄지수는 SPI, SPEI, 그리고 SEDI 이다. 세 가뭄지수는 모두 확률기반 상대적 가뭄지수로 각각 기준이 되는 누적 시간에 대한 강수량, 강수량-잠재증발산량, 증발산부족량 시계열이 가지는 비초과확률(SEDI의 경우 초과확률)을 표준정규화해 주로 월단위로 상대적인 가뭄의 크기를 정량화하는 지수들이다. 세 지수 모두 누적시간을 유연하게 변화시켜 단기적인 기상학적 가뭄부터 장기적인 수문학적 가뭄까지 정량화할 수 있는 장점을 가지고 있다. 주로 6개월 이하의 누적시간은 기상학적 혹은 농업 가뭄을 정량화하는데 쓰이고 6개월

이상의 긴 누적시간은 장기적인 수문학적 가뭄의 정량화를 위해 사용된다.

각 가뭄지수의 특징을 살펴보면, 먼저 SPI는 누적강수량의 상대적 크기만으로 가뭄의 크기를 결정하는 지수로 PDSI와 함께 여러 국가 및 기관에서 가뭄감시를 위한 주요지수로 사용되고 있다(e.g., U. S. Drought Portal, available at <https://www.drought.gov/drought/>). 강수량 자료만 가용하다면 쉽게 가뭄을 정량화할 수 있는 장점을 가지고 있지만 온도변화에 대한 가뭄특성의 변화를 반영하지 못하는 단점이 있다. 한국과 같이 습윤한 지역에서는 강수량이 가뭄의 크기에 절대적인 영향을 미치기 때문에 SPI로 가뭄의 크기를 결정하는 것이 큰 문제가 되지는 않지만 온도변화의 중요성이 커지는 지구온난화와 관련된 연구에는 사용에 한계가 있을 수 있다.

SPI의 단점을 극복하고자 제시된 가뭄지수가 SPEI이다. SPEI는 강수량 대신 강수량과 잠재증발산량(Potential Evapotranspiration, PET)의 차이를 누적시켜 가뭄을 정량화하는 지수이다. 강수량과 기상학적 수분요구량을 동시에 고려할 수 있어 절대적으로 강수량에 의존하는 SPI를 대체해 기후변화 관련 연구에 최근 많이 사용되고 있다(e.g., Cook et al., 2014). SPEI의 구조는 SPI와 다르지 않지만 강수량과 PET의 차이는 양과 음의 값을 모두 가질 수 있어 3변수 확률밀도함수의 사용이 요구된다. PET는 기상자료로부터 추정되게 되는데 SPEI에 적합한 방법으로 Beguria et al.(2014)는 가장 과학적인 방법으로 여겨지는 Penman-Monteith(PM) 방법을 제시하였다. 그러나 PM 방법은 최고·최저기온과 함께 상대습도와 풍속자료가 요구되기 때문에 자료가 부족한 지역에서는 적용되기 쉽지 않은 단점을 가지고 있다. 차선으로 PM 방법으로 산정된 SPEI와 높은 상관을 보이는 Hargreaves 방법 또한 유효한 방법이 될 수 있다(Beguria et al., 2014). 본 연구에서도 가용한 격자 강우와의 일관성을 위해 일최고·최저기온만이 요구되는 Hargreaves 방법이 이용되었다.

SEDI는 Kim and Rhee(2016)가 증발산 과정에서 나타나는 Complementary Relationship(CR; Bouchet, 1963)을 이용해 최근 개발한 가뭄지수로 강수량이 사용되지 않고 PET와 실증발산량(Actual Evapotranspiration, AET)의 차이로 가뭄의 크기를 결정하는 지수이다. AET 추정 방법을 크게 두 가지로 구분하면 PET와 AET 사이의 비례성을 바탕으로 하는 Penman 가정을 사용하는 방법(e.g., Allen et al., 1998)과 지표면과 기상의 상호작용에 의해 PET와 AET가 반비례하게 된다는

Bouchet 가정(Figure 2)을 이용하는 방법으로 나눌 수 있다(e.g., Morton, 1983; Granger and Gray, 1989). Penman 가정을 이용하는 방법은 지표상의 수분상태에 대한 정보 없이 AET를 구할 수 없지만 Bouchet 가정을 이용하는 경우는 지표의 수분상태를 기상정보가 반영하고 있음을 이용하기 때문에 AET를 위해 직접적인 지표 수분상태가 요구되지 않는다. 따라서 Bouchet 가정은 기온, 상대습도, 풍속과 같은 일반적으로 측정되는 기상정보만으로 AET의 추정을 가능하게 한다. SEDI는 이 Bouchet 가정의 장점을 이용하는 지수로 수분이 지표로부터 무한히 공급된다는 가정 하에서의 증발산량인 wet environment evapotranspiration(WET)과 AET의 차이를 SPEI의 구조에 적용해 가뭄을 정량화한다. 미대륙 전역에 대한 SEDI의 평가를 통해 Kim and Rhee(2016)는 지표와 대기의 상호작용이 강하고 AET가 강수현상에 크게 영향을 미치는 지역에서 SEDI와 SPI와 높은 상관성을 보임을 밝혔고 강수량기반 가뭄지수를 대체할 수 있을 것으로 판단하였다. 아울러 원격탐사기반 식생지수인 Vegetation Health Index(Kogan et al., 2004)와의 비교를 통해 SEDI의 농업가뭄에 대한 높은 설명력을 발견하였다. WET와 AET의 차이는 대기의 건조한 정도를 의미하며 작물에 작용되는 열스트레스와 관계가 깊어 산불과 같은 자연현상을 분석하는데 유의미하게 사용될 수 있다. 한국은 지표로부터의 증발량보다는 해양으로부터 공급되는 수분에 의해 주로 강수량이 결정되기 때문에 SEDI와 강수량기반 지수 사이에서 높은 상관성을 기대하기는 어려우나 시간에 따른 대기의 건조한 정도를 추적하는데 SEDI를 유용하게 사용할 수 있다. SEDI를 산정하기 위한 증발산량 모형은 Anayah and Kaluarachchi(2014)의 수정 Granger and Gray 방법으로 WET를 산정을 위해 Prestley and Taylor equation(Prestley and Taylor, 1972), AET산정에는 Granger and Gray(1989)의 경험적 모형이 사용된다. 수정 Granger and Gray 방법에 요구되는 이슬점은 Allen et al.(1998)에 따라 최저기온과 동일한 것으로 가정되었고 풍속은 종관관측 지점들의 평균값이 이용되었다.

앞서 설명한대로 세 가뭄지수의 수학적 구조는 동일하며 각 월에 해당하는 확률을 위해 사용되는 변량만 다를 뿐이다. 세 가뭄지수에 사용되는 누적된 강수량, 강수량-잠재증발산량, 증발산부족량의 비초과확률은 이론적 확률밀도함수에 적합시켜 구하게 된다. SPI의 경우, Gamma 혹은 Pearson Type III 확률분포가 많이 사용되고(Lee and Kim, 2012), SPEI와 SEDI는 3변수 Log-Logistic(LL3) 분포가 사용된다.

본 연구에서도 SPI 산정을 위해 통상적인 Gamma 확률밀도함수가 사용되었고 SPEI와 SEDI는 지수가 최초 제안된 대로 3변수 Log-Logistic(LL3) 분포가 사용되었다. Gamma 분포와 LL3 분포의 매개변수는 확률가중모멘트(Probability Weighted Moment, PWM) 방법으로 추정되었다.

아울러 본 연구는 농업가뭄을 대상으로 하기 때문에 SPI, SPEI, SEDI 모두 6개월의 누적시간을 고려하였다. 3개월 누적시간이 농업가뭄 분석에 대해 많이 이용되기는 하지만 한국의 경우 댐 및 저수지운영 등의 영향이 크기 때문에 6개월 전의 강수량이 현재의 물 공급에 영향을 줄 수 있다는 가정을 기반으로 분석이 수행되었다.

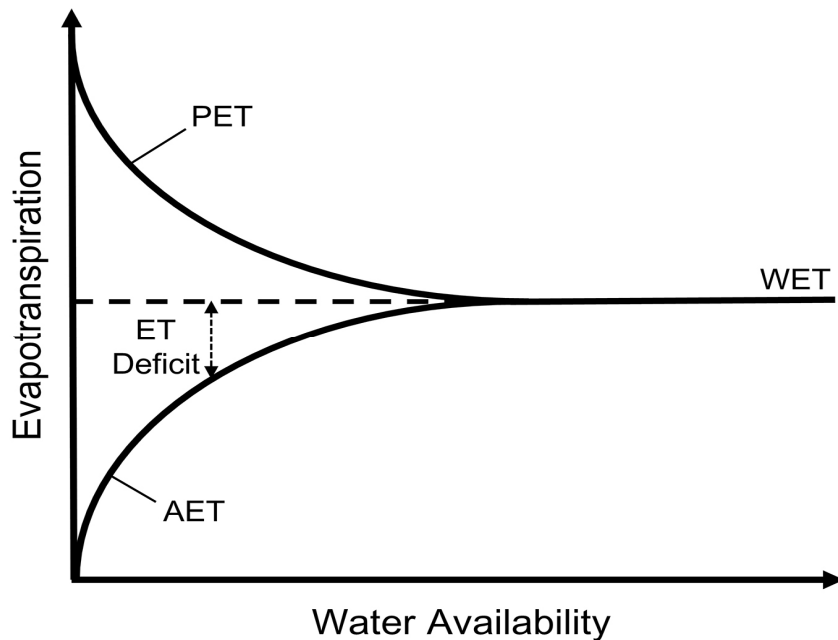


Figure 2 The complementary relationship between PET and AET from the Bouchet hypothesis.

2.2.2 융설 현상(Snowmelt Process)의 고려

SPI, SPEI, PDSI 등 강수량 자료를 기반으로 하는 전통적인 가뭄지수들이 가지는 큰 약점 중 하나는 융설 현상을 고려하지 않는다는 점이다. 특히 히말라야, 미국 서부 고산지역 등 융설이 하천의 유출특성에 큰 영향을 미치는 지역에서 이 단점은 가뭄 해석에 큰

편의를 발생시킬 수 있다. 겨울철의 강설량은 자연적으로 지표 위에 저장되어 있는 수자원이며 당연히 강수가 있었던 시점과 유역에 수분으로 공급되는 시점이 크게 차이가 난다. 특히 겨울철 몬순에 큰 영향을 받는 미 서부지역에서 용설 현상이 고려되지 않을 경우 가뭄지수의 실용성은 크게 떨어질 수밖에 없다. 한국의 경우에는 강수현상이 여름철 몬순에 큰 영향을 받기는 하지만 태백산맥, 소백산맥 주변지역과 같이 고도가 높은 지역에서 용설이 고려되지 않을 경우 봄철 가뭄의 크기가 실제와 크게 달라질 수 있다. 특히 SPI와 SPEI의 누적시간이 짧은 경우에 그 영향이 더욱 커질 수 있다.

본 연구에서는 SPI와 SPEI가 가지는 이 약점을 극복하기 위해 일강수량과 기온자료만으로 일반적인 용설과정을 모의하는 Walter et al.(2005)의 물리적 모형이 사용되었다. Walter et al.(2005)는 일강수량과 일최고·최저기온 자료를 입력 자료로 이용하고 몇 가지 경험공식 등을 조합해 지표위에서 발생하는 용설 현상을 간단히 모형화하는 방법을 제시하였고 지표위의 눈관측량인 Snow Water Equivalent(SWE) 시계열로 결과를 검증하였다. 이 모형은 물리적 용설모형의 가장 단순화된 형태이기 때문에 지역적 특성을 면밀히 고려할 수 있는 모형은 아니다. 하지만 일반적인 용설현상을 설명할 수 있어 강설시점에서 용설시점까지의 시간차를 개략적으로 추정할 수 있기 때문에 강설량이 큰 지역에서 가뭄지수의 신뢰성을 높일 수 있다.

따라서 본 연구의 SPI와 SPEI는 3km×3km PRISM 기반 격자 일강수량과 일최고·최저기온을 Walter et al.(2005)의 용설 모형의 입력자료 사용해 모의된 일 단위 용설 및 강우 깊이가 사용된 지수이고 강수량을 이용하는 SPI와 SPEI와는 약간의 차이를 보일 수 있다. 특히 산악지역에서는 고도의 영향으로 PRISM 방법 및 용설 효과의 영향이 상당히 클 수 있다. 아울러 관측 기상자료가 먼저 공간적으로 확장된 후 가뭄지수가 산정되었기 때문에 가뭄지수를 먼저 산정하고 공간적으로 확장을 수행하는 것보다 미세측 지역의 가뭄분석에 좀 더 적합한 접근이라 할 수 있다(Rhee and Carbone, 2011).

2.2.3 가뭄지수의 시·공간적 변동성 분석

생산된 6개월 SPI, SPEI, SEDI(이하 SPI6, SPEI6, SEDI6)는 당연히 격자 강수 및 기온자료의 해상도인 3km×3km의 공간해상도를 갖게 된다. 앞서 설명한 방법으로 1974년부터 2015년까지 월 단위 격자가뭄지수가 생산되었고 각 격자가 가지는 시간

적 변동성을 간단한 비모수적 추세 분석방법인 Mann-Kendall 검정을 통해 시간적 변동성을 분석하였다. Mann-Kendall 검정은 시계열이 가지는 모든 두 시점 사이의 선형적인 기울기가 통계적으로 유의한 지 확인하는 방법으로 비모수적으로 시계열의 추세를 확인하는 대표적인 방법이다. 관측기반 가뭄지수의 추세분석을 위해 가뭄관련 연구에서도 기본적으로 사용되는 방법이라 할 수 있다(e.g., Sheffield et al., 2012). 각 격자의 평균적 추세를 대표하는 값으로 시계열이 가지는 기울기들의 중앙값(Median)을 취했고 5% significance 수준으로 검정이 수행되었다.

아울러 모든 격자의 공간평균과 일정 기준 값 이하가 되는 면적의 크기를 시계열로 나타내 가뭄의 장기적 변동성을 파악하였다. U.S. Drought Portal(<http://www.drought.gov/drought>)의 SPI에 적용되는 가뭄분류기준(Table 1) 중심한 가뭄(Severe drought)의 기준이 되는 -1.3을 적용하여 D2-D4 가뭄지역에 대한 공간적 크기변화의 변동성을 확인하였다. SPEI6와 SEDI6도 같은 기준으로 분석하였고 D2-D4 지역이 가지는 가뭄심도의 시간적 변화도 함께 살펴보았다.

Table 1 Drought severity classification for SPI.

Category	Description	Possible impacts	SPI
D0	Abnormally Dry	• Short-term dryness planting, growth of crops or pastures • Some lingering water deficits • Pastures or crops not fully recovered	-0.5 to -0.8
D1	Moderate Drought	• Some damages to crops and pastures • Streams, reservoirs, or wells low, some water shortages developing or imminent • Voluntary water-use restrictions requested	-0.8 to -1.3
D2	Severe Drought	• Crop or pasture losses likely • Water shortages common • Water restrictions imposed	-1.3 to -1.5
D3	Extreme Drought	• Major crop/pasture losses • Widespread water shortages or restrictions	-1.6 to -2.0
D4	Exceptional Drought	• Exceptional and widespread crop/pasture losses • Shortages of water in reservoirs, streams, and wells creating water emergencies	-2.0 or less

(adopted from <http://droughtmonitor.unl.edu/aboutus/classificationscheme.aspx>)

2.3 물수요-공급기반 농업가뭄평가

2.3.1 물부족 및 사회경제학적 가뭄지수

사회경제학적 가뭄은 사회경제적 현상의 종합적 분석을 통해 평가되는 가뭄으로 정의될 수도 있지만 사회경제학적 물수요가 공급보다 큰 경우로 간단히 수문학적으로 정의하면 가뭄의 정량화 및 해석이 상당히 용이해 진다(e.g., Mehran et al., 2015; AghaKouchak et al., 2015). 전자의 정의를 사용하게 되면 여러 분야의 복잡한 해석을 통합해야하는 어려움에 직면하게 되며 해석이 매우 어려워질 가능성이 크다. 다만 후자의 간단한 정의를 사용하는 경우는 사회경제학적 물 수요와 공급의 차이가 사람들이 받아들이는 가뭄의 크기와 비례한다는 가정에서 출발하게 된다. 하지만 수요와 공급의 차이가 동일하다 하더라도 사회가 가지는 특성에 따라 가뭄의 영향정도는 달라질 수 있고 이에 따라 가뭄의 크기도 다르게 정량화될 수 있다. 예를 들어 동일한 양의 물 부족상태를 두 사회가 겪는다 하더라도 사회의 응집도가 낮은 곳에서는 내전까지 발생할 가능성이 있으나 그 반대의 경우에는 갈등의 격화 정도로 마무리될 수도 있다. 또한 같은 물 부족량에 대해 한 사회는 기아에 빠질 수도 있지만 다른 사회에서는 다른 사회와의 교류를 통해 극복해낼 수도 있다. 이렇게 복잡하고 비선형적인 사회경제적 조건은 본 연구에서는 고려되지 않는다. 본 연구에서 정의하는 사회경제학적 가뭄은 간단히 수자원의 공급과 수요의 비교를 통해 정량화된다.

안타깝게도 사회경제학적 가뭄에 대해서는 일반적이고 통상적으로 사용되는 가뭄지수는 아직 없고 정의하기 나름인 상태라 할 수 있다. Hashimoto et al.(1983)의 Performance Indicator 개념을 저수지 유입량 및 저수량과 수요량에 적용해 최근 개발된 Multivariate Standardized Reliability and Resilience Index(MSRRI; Mehran et al., 2015)를 대표적인 사회경제적 가뭄지수로 들 수 있으나 실제로 적용된 경우는 아직 드물다. 사회경제학적 가뭄지수 산정을 위해서는 수요와 공급의 비교가 필요하고 이를 위해 먼저 월유출량과 월수요량을 단순히 비교한 지수로 Water Supply Reliability(WSR)를 Eq.(1)과 같이 정의하였다.

$$WSR_t = (R_t - D_t) / D_t \quad (1)$$

여기서 R_t 는 해당월 t 의 물공급량[L³], D_t 는 수요량[L³]을 나타낸다. WSR은 수요에

대비해 물이 부족한 정도를 의미하고 양인 경우 초과공급, 음인 경우는 물부족상태를 의미한다. 가뭇지수로의 변환을 위해 WSR을 SPI처럼 표준정규화하였고 이를 Standardized Water Supply Reliability(SWSR)로 정의하였다. 표준정규화는 SPI, SPEI와 마찬가지로 계절성을 반영하기 위해 각 월에 대해 따로 적용되었다. 월별 WSR의 비초과확률은 Weibull 경험공식을 이용해 비모수적으로 산정하였다. SWSR은 MSRR의 접근방식과 유사하지만 완전히 수요자의 입장만이 고려된 지수라고 할 수 있다. MSRR은 저수지 유입량과 저수량을 각각 수요량과 비교하여 가뭇의 자연적 신호와 저수지운영에 의해 유지되는 저수량을 동시에 고려하는 지수로 저수지운영자의 입장이 주로 고려된 지수라 할 수 있다. 반면 SWSR은 단순히 필요한 물의 양에 대한 공급량 부족분의 의미를 가지고 있기 때문에 수요자의 입장만이 고려된 지수이다.

지소저수지에서 농업용수를 공급받는 지역에 대한 WSR, SWSR 시계열을 만들어 내기 위해서는 당연히 저수지의 유입·유출량, 저수지에서 물을 공급받는 지역의 수요량이 먼저 계산되어야 한다. 다음절에서 유출 및 저수지 운영을 모의하는 방법에 대한 설명이 이어진다.

2.3.2 유출 및 저수지운영 모의

지소저수지의 유입량과 유출량은 수문모형을 통한 자연유출 및 이론적인 저수지 운영기법을 이용해 모의되었다. 안타깝게도 지소저수지 유입량과 유출량은 기록되지 않고 있으며 이에 따라 미계측유역에 사용되는 방법을 적용할 수밖에 없다. 먼저 유입량 모의를 위해 GR4J(Perrin et al., 2003) 모형이 이용되었다. GR4J는 강우에 대한 유역의 반응을 매개변수 4개로 모의하는 개념적 일유출모형이다. 일강우량, 잠재증발산량을 모형의 입력으로 사용하고 출력은 물론 대상유역의 일유출량이다. 단순하고 효율적인 구조를 가지고 있어 일유출량 모의를 위해 여러 연구에서 다양한 목적으로 사용되고 있다(e.g., Nepal et al., 2016; Tian et al., 2013). 특히 사용되는 매개변수의 수가 작아서 미계측유역의 유출모의를 위한 지역화를 위해 적절한 모형이라 할 수 있다(e.g., Oudin et al., 2008). 모형의 구조는 Figure 3에 개략화되어 제시되었고 자세한 사항은 Perrin et al. (2003)에서 확인할 수 있다.

언급한대로 지소저수지는 유입량 자료가 없기 때문에 GR4J 모형의 매개변수 추정

및 검증이 불가능하며 이에 따라 미계측유역 유출예측에 사용되는 방법인 지역화 방법이 적용되었다. 이를 위해 Kim et al.(2016)은 한국의 수위관측지점 29개소와 16개 다목적댐 유역의 2007년부터 2015년까지의 유량 자료를 이용하여 GR4J 매개변수를 Shuffled Complex Evolution(SCE; Duan et al., 1992) 알고리즘으로 추정하고 전통적인 지역화 방법을 적용하였다. Kim et al.(2016)은 한국에서는 미계측유역과 인접한 계측유역이 가지는 매개변수를 그대로 이용하여 일유출량을 모의한 후 평균을 내는 방법이 상당히 유효함을 계측유역을 미계측으로 가정한 leave-one-out cross-evaluation을 통해 제안하였다. 따라서 지소저수지 유입량 모의를 위해서 지소저수지 유역과 거리가 가까운 Kim et al.(2016)의 계측유역 5개를 선정하였고 각 계측유역이 가지는 매개변수와 지소저수지의 일강우 및 최고·최저기온을 PRISM 자료에서 추출하여 유출을 모의하였다. 5개의 모의 유출량의 평균을 지소저수지의 유입량으로 결정하였다.

사실 미계측유역의 유출모의를 위해 수문모형의 매개변수를 지역화하는 방법은 여러 가지이다. 크게 세 가지로 분류하면 인접한 계측유역의 매개변수를 그대로 사용하는 인접성기반 매개변수 지역화(Proximity-based parameter transfer; e.g., Oudin et al., 2008), 유역간 물리적 유사성을 기반으로 매개변수를 이동시키는 유사성 기반 지역화(Similarity-based parameter regionalization; e.g., McIntyre et al., 2005), 계측유역의 매개변수와 물리적 특성을 관계 지어 회귀식을 구한 후 미계측 유역으로 확장하는 회귀분석을 이용한 방법(e.g., Cutore et al., 2007; Kim and Kaluarachchi, 2008)이 대표적이다. 여러 계측유역에 지역화 회귀식을 포함하여 매개변수 추정과 지역화를 동시에 수행하는 지역 매개변수추정(regional parameter calibration, e.g., Kim and Kaluarachchi, 2008)을 따로 분류하기도 하지만(e.g., Parajka et al., 2013) 큰 틀에서 회귀분석을 이용한 지역화에서 벗어나지는 않는다. 세 가지 분류 모두 계측유역에서 얻어진 매개변수를 이용하기 때문에 모형의 계측유역에 대한 적용성에 크게 의존하게 된다. 이를 보완하기 위해 최근에는 유황곡선과 같은 유출특성을 대표하는 flow signature를 먼저 지역화하고 이를 이용해 매개변수를 추정하는 방법이 이용되기도 한다(e.g., Westerberg et al., 2014). Kim et al.(2016)은 지역화된 유황곡선을 이용해 모형의 매개변수를 추정하는 방법과 전통적인 인접성기반 매개변수 지역화를 비교한 연구로 후자의 적용성이 더 좋았음을 결론으로 제시하고 있다. 아울러 인접성기반 매개변수

지역화는 한국과 같은 습윤한 지역에서 성능이 우수한 것으로 알려져 있다(Parajka et al., 2013).

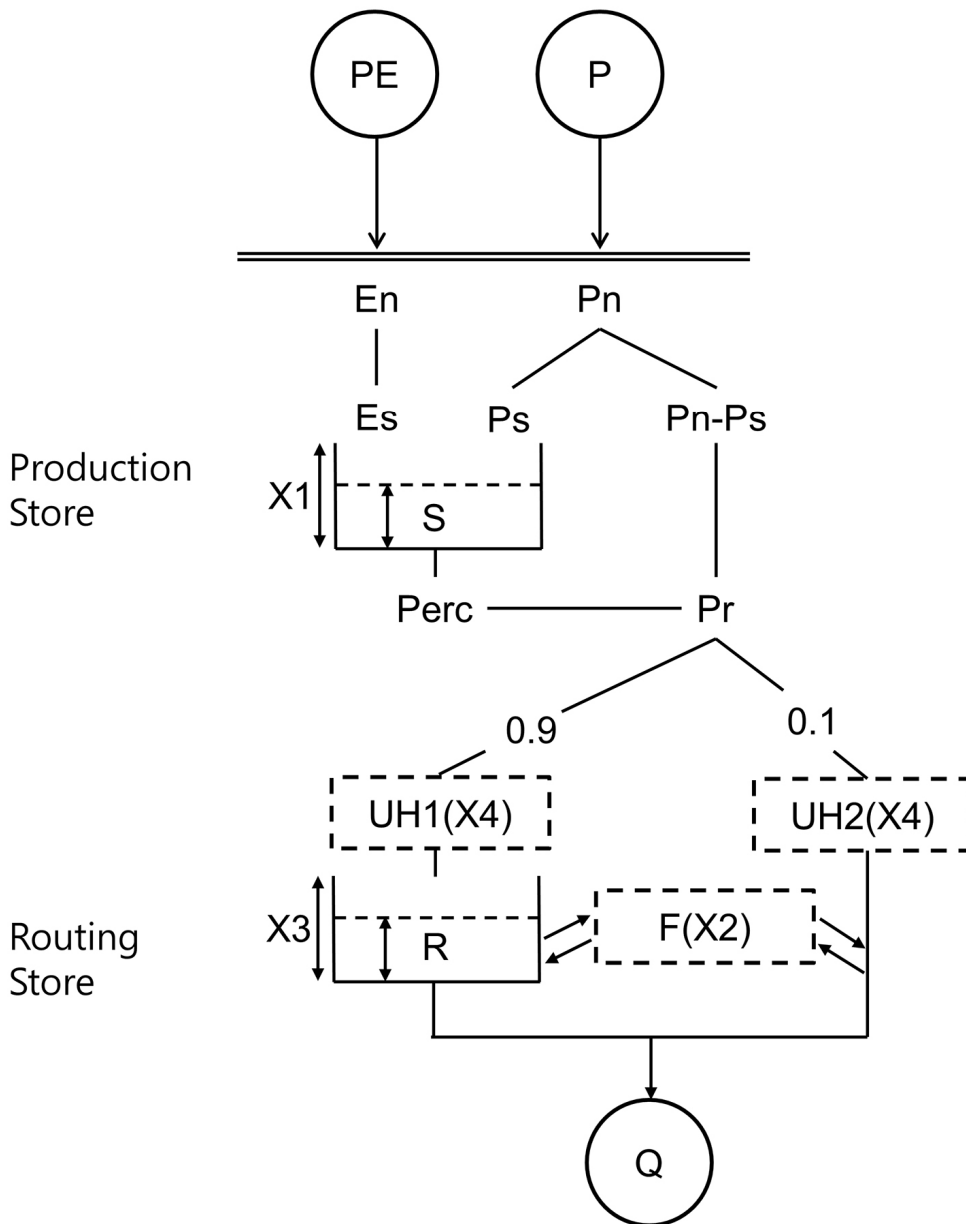


Figure 3 The schematized structure of GR4J (X1-X4: model parameters, PE: potential evapotranspiration, P: precipitation, Q: runoff, other letters indicate variables that conceptualize internal processes in a watershed).

GR4J로 모의된 지소저수지의 유입량은 저수지 운영에 의해 변형되어 수요지에 공급되게 된다. 자연적 변동성을 가지는 하천유량은 물이 필요한 시점의 용수공급을 담보할 수 없기 때문에 수요자 입장에서는 위험도가 훨씬 크다. 따라서 저수지 운영의 목적은 당연히 물수요의 변화에 적합하게 하천의 유량을 인위적으로 변형하는 것이다. 본 연구에서는 이론적 저수지 운영기법인 Standard Operation Policy(SOP; Maas et al., 1962; Loucks et al., 1981; Stedinger, 1984)가 사용되었다. Figure 4는 SOP의 개념을 도식화한 것으로 SOP가 가용한 물의 양과 유출량 관계에 따라 Emptying, Filling, Spilling의 세 구간으로 저수지 운영이 나뉘는 것을 나타낸다. 저수지에 가용한 물의 양은 초기 저장된 양, 예상되는 유입량과 증발에 의한 손실을 더해 구해진다. 먼저 Emptying 구간은 가용한 물의 양이 하류의 수요량(Demand target)에 미치지 못하는 상태로 가용한 물의 양 전체를 완전히 하류에 공급하는 구간이다. 모든 가용량이 공급되기 때문에 저수지는 비워질 수밖에 없다. Filling 구간은 가용한 물의 양이 수요량보다 많은 상태로 수요에 맞게 공급하고 남은 크기만큼의 양이 저수지에 저장되는 구간이다. Spilling 구간에서는 가용한 물의 양이 수요량과 저수지 용량의 합보다 크기 때문에 저수지 용량을 초과하는 양이 추가적으로 유출되게 된다.

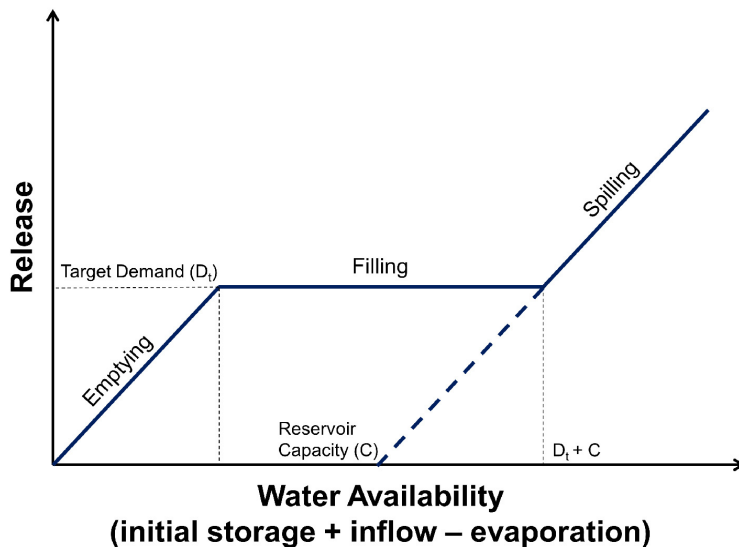


Figure 4 The standard policy for reservoir operation.

SOP는 이론적인 저수지 운영기법이기 때문에 수자원공급, 홍수량 조절, 수력발전 등 다수의 복잡한 조건을 고려해야하는 다목적댐에는 적용되기 어려우나 본 연구처럼 단일목적, 단일지역의 수요만을 고려하는 경우에는 적용성이 충분하다. 저수지 용량이나 유입량이 크지 않아 가용한 물의 양이 충분치 않은 경우나 연속적인 물 부족 상태가 예상되는 경우, Hedging rule을 적용할 수도 있으나 지소저수지의 경우에는 그 필요성이 크지 않다. Hedging rule은 가용한 물의 양이 emptying이나 filling 구간에 있다고 하더라도 다가오는 더 큰 물 부족의 크기를 줄이기 위해 가용한 양의 일부만을 공급하는 운영기법이다. Hedging rule이 가동되기 위해서는 현시점의 물 공급이 주는 혜택이 저장되었다가 미래에 공급되었을 때 줄 수 있는 혜택보다 작아야 하는데(You and Cai, 2008) 지소저수지처럼 단일지역의 벼 생산을 위해서만 존재하는 저수지의 경우에는 더욱 사용되기 어렵다. 모내기 시점의 물 부족에 의한 관개 실패가 미래의 생산량을 크게 떨어뜨릴 가능성이 있기 때문이다.

Figure 4에 나타낸 바와 같이 SOP의 적용을 위해서는 저수지의 유입량 및 증발손실량, 수요량의 예측이 필요하다. 월초의 저수량과 함께 월말까지의 유입량과 증발량, 예상되는 수요량이 주어져야 유출량의 결정이 가능해진다. 이를 위해 기상학적 예측기법이 사용될 수도 있겠지만 안정적인 접근방식은 관측된 기상자료로 모의된 유입량이나 직접 관측된 유입량을 이용해 얻어진 평균적인 유입량, 증발량 및 수요량을 적용하는 것이다. 지소저수지의 경우, 월유입량보다는 월초의 저류량이 해당월에 대한 용수공급 실패여부에 큰 영향을 미칠 가능성이 높다. 1개월 동안의 봄철(3-5월) 유입량은 몇 달간에 걸쳐 저장된 양보다는 작을 확률이 높고 여름철(6-9월)에 유입량이 상당히 큰 경우에는 저수용량을 넘어설 가능성이 크기 때문이다. 따라서 본 연구의 지소저수지의 운영해석은 SOP와 관측기반으로 산정된 평균 유입량, 평균수요량을 기반으로 한다.

2.3.3 물수요량 산정

지소저수지의 수요처는 하류지역에 분포하는 벼 재배지역 3.75ha에 공급할 관개용수와 하천 유지에 요구되는 최소유량인 하천유지유량이다. 농업용수의 산정은 FAO Penman-Monteith(Allen et al., 1998) 방법이 주로 사용되고(Loucks et al.,

2005) 여기에 이양을 위해 추가적으로 필요한 용수를 고려하여야 한다. 한국의 벼 농사지역 80% 이상은 생산성유지를 위해 이양법이 적용되고 있는 상태이고 봄철의 이양용수 확보가 사실상 관개농업의 가장 중요한 부분이다. 이양법이 적용되는 경우 용수량을 구하는 기간은 모대정지기, 순수모대기, 모대이양기, 이양본답기, 본답기 총 5개 구간으로 구분이 되고 각 시기별 필요수량을 구하는 방법은 다음과 같다.

$$\text{모대정지기: } Req = (I + WR_n/D_n) \times A_n \quad (2-1)$$

$$\text{순수모대기: } Req = (I + ET) \times A_n \quad (2-2)$$

$$\text{모대이양기: } Req = (I + ET) \times A_n + (WR_t/D_t/2) \times A_t \quad (2-3)$$

$$\text{이양본답기: } Req = [I + ET + (WR_t/D_t/2)] \times A_t \quad (2-4)$$

$$\text{본답기: } Req = (I + ET) \times A_t \quad (2-5)$$

여기서 Req 는 시기별 필요수량[L^3T^{-1}], I 는 침투손실량[LT^{-1}], WR_n 은 모대정지용수량(140mm), D_n 은 못자리정지일수(4일), A_n 은 모대면적[L^2], ET 는 잠재증발산량[LT^{-1}], D_t 는 이양일수(20일), WR_t 는 이양용수(140mm), A_t 는 이양재배면적[L^2]이다. 모대면적 통상 A_n 은 이양재배면적의 1/20로 산정하며 따라서 면적비에 따라 정지용수량은 하루 1.75mm에 해당한다. 모대정지기의 시점은 남부지역의 통상적인 시점에 해당하는 4월 30일로 결정하였고 침투손실량과 논위에 직접 내리는 강수량은 요구수량 계산에 고려되지 않았다. 다만 Cho(2014)에서와 같이 관개용수 공급 효율을 0.7로 가정하여 계산된 요구량의 약 1.43배가 필요할 것으로 가정하였다.

ET 는 대표적인 방법이라 할 수 있는 FAO Penman-Monteith 방정식(Allen et al., 1998)과 한국의 벼재배에 대한 실험적 연구인 Yoo et al.(2006)의 10일 단위 작물계수가 사용되었다. FAO Penman-Monteith 방정식은 다음과 같다.

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (3-1)$$

$$ET = K_c \times ET_o \quad (3-2)$$

여기서, ET_o 는 reference ET (mm), R_n 은 작물표면의 순복사량($MJ\ m^2\ d^{-1}$), G 는 지

표에너지교환량($\text{MJ m}^2 \text{d}^{-1}$), T 는 지표위 2m 일평균기온($^{\circ}\text{C}$), u_2 는 지표위 2m 평균풍속(m s^{-1}), e_s 는 포화수증기압(kPa), e_a 는 실제증기압(kPa), Δ 는 포화수증기압곡선 기울기($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$), γ 는 psychrometric constant($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$), K_c 는 작물계수를 나타낸다.

농업용수와 함께 추가적으로 요구되는 수요량은 하천유지유량이다. 사실 한국의 농업용 저수지에서는 현실적인 어려움 때문에 하천유지유량이 운영에 고려되지 않는 경우가 많다. 하지만 하천유지유량은 법적으로 요구되는 양이기 때문에 당연히 저수지에 요구되는 수요량으로 볼 수 있다. 국토해양부(2009)에 의하면 지소저수지 하류 일부지점에서 수문조사가 시작된다면 과거에는 고려되지 않았다 하더라도 향후에는 유지유량 기준지점이 될 가능성이 얼마든지 있다. 본 연구의 목적은 실제 저수지 운영을 동일하게 재생산하는 것이 아니고 저수지의 물수요와 공급의 비교를 통한 가뭄 평가에 있으므로 하천유지유량을 추가적인 수요량으로 고려하였다. 국토해양부(2009)에서는 하천수질 보전을 위한 필요유량, 하천 생태계를 고려한 필요유량, 하천경관보전, 지하수위의 유지, 염수침입의 방지, 하천시설물 보호 등의 항목을 포함한 기타항목을 고려한 필요유량을 모두 만족시키는 유량으로 하천유지유량을 산정하도록 하고 있다. 하지만 관측 자료가 없는 지소저수지에 대해 국토해양부(2009)의 기준으로 하천유지유량을 산정하기에는 어려움이 따르기 때문에 단순히 1976년부터 2015년까지의 모의된 일유입량을 이용해 하천유지유량을 산정하였다. 모의된 기간 전체에 대한 일유입량 유향곡선으로부터 갈수량(초과확률 355/365에 해당하는 유량)에 각 월의 일수를 곱한 값을 하천유지를 위한 추가적인 수요량으로 결정하였다.

2.4 저수지 시스템의 물 부족량에 대한 기후변화 영향평가

2.4.1 상향식(Bottom-up) 기후변화 영향평가

수자원이나 농업분야의 지역적인 기후변화 영향평가는 GCM 기반 기후변화 시나리오를 먼저 선택한 후 지역의 기상관측자료를 이용하여 상세화(Downscaling) 한 후 이를 입력 자료로 하는 모형의 출력을 조사하는 방식으로 주로 이루어진다. 기후변화 모형에서 시작해서 시스템 분석으로 이어지는 이 하향식 평가는 매우 전형적이며 관개용수량에 대한 기후변화 영향평가(e.g., Doll, 2002; Gondim et al., 2012;

Mainuddin et al., 2014), 작물생산성에 대한 영향평가(e.g., Stöckle et al., 2010), 저수지운영과 관개농업에 대한 평가(Vano et al., 2010) 등 수자원·농업분야의 기후변화 영향평가에서 일반적으로 채택되는 방식이다. 하지만 하향식 평가의 가장 큰 약점은 시스템을 구현하는 모형이 매우 복잡할 경우에 계산에 요구되는 시간부담으로 인해 기후모형의 개수를 줄일 수밖에 없게 되는 점인데 이 약점은 GCM이 가지고 있는 불확실성 때문에 생각보다 치명적일 수 있다. GCM 자체가 가지는 불확실성은 상세화 과정과 시스템 모형의 불확실성을 뛰어넘기 때문에 기후변화 영향평가에 가장 큰 영향을 미친다(Teng et al., 2012; Masutomi et al., 2009). 따라서 기후변화 영향평가가 만약 한두 개의 GCM에 의존하게 될 경우에 정책결정자가 가지는 부담은 매우 커지게 된다. 아무리 훌륭한 기후모형이라 하더라도 정책결정자 손에 쥐어진 한두 개의 분석결과가 그 자체가 위험으로 여겨질 가능성이 크다. 댐 저수능력의 추가확보, 추가적인 구조물의 건설 등 경제적 부담이 큰 정책이 고려되는 경우에는 특히 위험부담이 커서 정책결정자가 고려하기 쉽지 않다(Brown et al., 2012).

이러한 약점을 극복하려는 노력으로 2000년대 후반부터 조금씩 등장하기 시작한 방식이 상향식 평가이다. 상향식 평가 방식은 복잡한 시스템을 하나의 의사결정을 위한 변수로 통합해 낼 수 있는 장점이 있어, 기반시설투자, 물공급시스템 설비투자 등의 의사결정을 지원하는데 유의미하게 사용되어 왔다(e.g., Ghile et al., 2014; Li et al., 2014). Decision-scaling이라 불리는 Brown et al.(2012)의 접근방식이 대표적이라 할 수 있는데, 시스템의 기후변화에 대한 민감도분석을 먼저하고 분석된 민감도 함수를 기반으로 기후변화의 영향을 평가하는 방식이다. Figure 5은 decision-scaling의 개념을 개략적으로 나타낸 다이어그램이다. Decision-scaling과 top-down 분석의 핵심적인 차이는 decision-scaling은 추계학적 모형 등을 이용해 기후조건에 많은 변화를 준 다음 시스템분석을 통해 얻어내고자 하는 결정변수의 기후조건에 대한 반응을 먼저 설정하는 점이다. Brown et al.(2012)은 이 결정변수와 기후조건과의 관계식을 Climate Response Function(CRF)로 정의하였고 기후변화 영향은 CRF에 간단히 GCM이 나타내는 기후조건에 의해 평가된다. CRF를 구해내기만 하면 그 이후에는 단순히 GCM의 기후조건만을 입력하면 되기 때문에 상당히 많은 기후모형을 채택할 수 있다. 아울러 기후변화의 결과를 결정변수의 변동성으로 통합해낼 수 있어 의사결정자가 기후변화 영향에 대한 포괄적인 그림을 간략히 그릴 수 있게 해주는 장점이 있다.

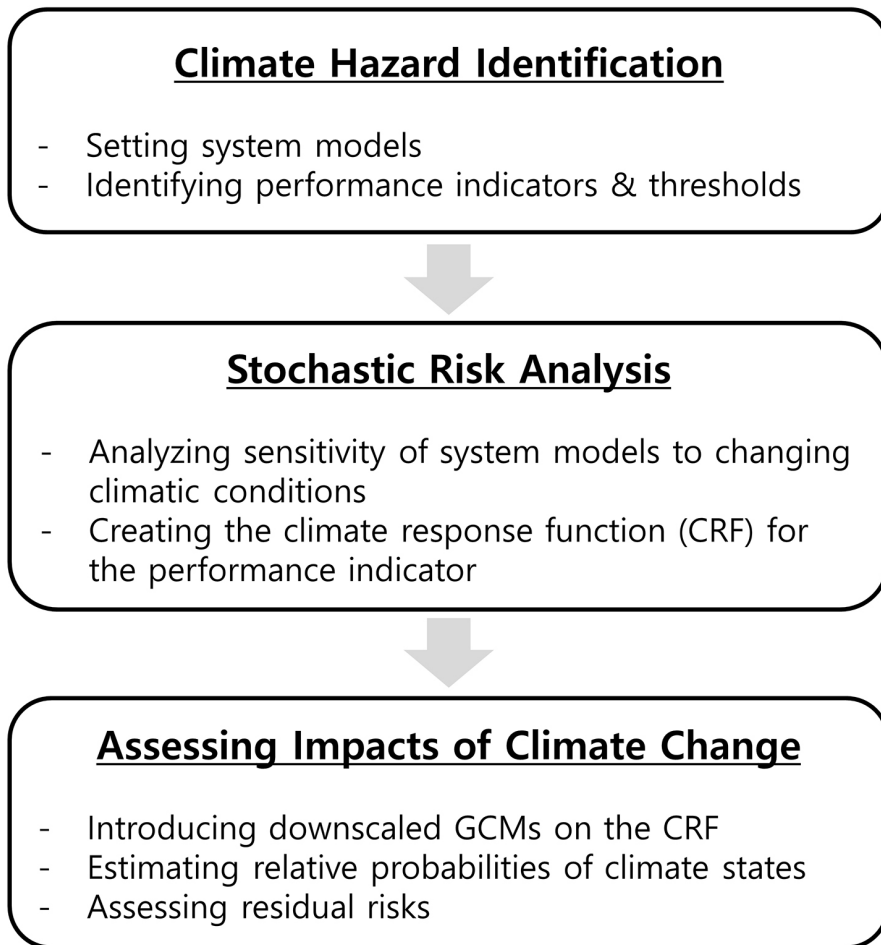


Figure 5 Procedure for the bottom-up climate change impact assessment.

본 연구에서는 이 Decision-scaling 방법을 이용해 20년 평균 기후특성(평균기온 및 강수량)과 물 부족 발생확률 및 심도와의 관계를 CRF의 개념으로 정량화하였다. 20년 동안 물수요가 공급보다 클 확률(즉, $WSR < 0$)과 물부족의 크기를 종속변수로 하고 20년간의 평균기온과 평균강수량을 독립변수로 하는 다중회귀분석(Multiple regression)을 통해 CRF를 구하고 여러 GCM을 CRF를 이용해 기후변화가 사회경제학적가뭄의 발생빈도 및 심도에 미치는 영향을 평가하였다. 이를 위한 다중회귀분석은 Eq.(4-1)와 같이 나타낼 수 있다.

$$\{P[WSR < 0]\}^{\lambda_1} = a_1 + b_1 \times T_{avg} + c_1 \times P_{avg} + \epsilon_1 \quad (4-1)$$

$$\{E[WSR]\}^{\lambda_2} = a_2 + b_2 \times T_{avg} + c_2 \times P_{avg} + \epsilon_2, \text{ for } WSR < 0 \quad (4-2)$$

여기서 $P[WSR < 0]$ 은 20년 동안 WSR이 0보다 작을 확률(물 부족 빈도), $E[WSR]$ 은 WSR이 0보다 작을 때 20년 동안의 평균 크기(물 부족 크기), T_{avg} , P_{avg} 는 각각 20년 평균기온, 평균강수량, a , b , c 는 회귀식 매개변수, λ 는 Box-Cox 변형 상수, ϵ_1 , ϵ_2 는 정규분포를 따르는 무작위수이다. 평균강수량, 평균기온이 물 부족 빈도와 크기의 변동성을 많이 설명할수록 CRF의 사용성은 높아진다. 하지만 물 부족 빈도 및 심도는 평균적인 기후특성 뿐만 아니라 인위적 요소와 기후특성과 상관없는 기상학적 변동성에도 영향을 받기 때문에 전체 변동성에 대한 설명력이 낮을 가능성도 충분히 있다. 따라서 다중회귀분석의 목적은 $P[WSR < 0]$ 과 $E[WSR]$ 의 변동성에서 평균기온과 평균강수량이 설명하는 부분만을 추출하기 위함이고 ϵ_1 , ϵ_2 에 의해 설명되는 변동성은 평균값과 상관없는 독립적이고 무작위적인 변동성으로 간주된다.

2.4.2 관측기상특성의 추계학적 모의

본 연구에 사용된 자료는 앞서 언급한 대로 1973년부터 2015년 43년간의 격자기반 강수량 및 기온자료이다. 43년 자료만으로 20년 동안의 모의로는 회귀분석에 단 두 개의 기간에 대한 가뭄빈도 및 심도만을 얻어낼 수 있으므로 기상자료의 연장이 필수적이다. 이를 위해 Figure 1의 지소저수지 유역경계와 벼 재배면적의 위치에 해당하는 격자강우 및 기온자료의 공간평균값을 추출하였다. 이 두 쌍의 43년 일강수량, 일최고·최저기온자료는 각각 앞서 설명한 방법론을 통해 저수지유입량과 수요지의 농업용수량을 결정하게 된다. 저수지 직하류에 수요지가 위치하게 때문에 일강수 및 일기온의 시공간적 상관성이 매우 클 수밖에 없고 이를 보존하는 추계학적 모형 요구된다. 방법론에 대한 설명 중 가뭄지수, 저수지 유입량과 일강수량에 대한 내용은 개략적으로 요약하였지만 일강수량 및 기온자료의 경우는 CRF의 기반이 되기 때문에 편의를 위해 좀 더 상세한 설명을 추가하고자 한다.

먼저 일강수량의 추계학적 모의를 위해 사용된 모형은 Wilks(1999)의 Multisite Markov Chain 모형이다. Wilks(1999) 모형은 일강수량의 추계학적 모의를 위한 일반화된 모형으로 여겨진다. 향후에 간략화된 모형이 다시 제시되기는 하지만(Brissette et al., 2007) 기본적인 배경이론은 동일하다. Wilks(1999)는 일강우의 발생과 크기를

분리해서 모형화 하였다. 강우의 발생은 1차 Markov chain, 발생된 강우의 크기는 mixed exponential 분포를 따른다고 가정하였다. Markov모형의 전이확률(transition probability)을 이용한 강우의 발생과정을 수식으로 표현하면 다음과 같다.

$$p_c(k) = \begin{cases} p_{01}(k), & \text{if } X_{t-1}(k) = 0 \\ p_{11}(k), & \text{if } X_{t-1}(k) = 1 \end{cases} \quad (5-1)$$

$$X_t(k) = \begin{cases} 1, & \text{if } u_t(k) \leq p_c(k) \\ 0, & \text{otherwise} \end{cases} \quad (5-2)$$

여기서 p_c 는 관측지점 k 에서의 전이확률 $p_{01}(k)$, $p_{11}(k)$ 은 각각 무강우시 강우가 발생할 확률, 강우시 강우가 발생할 확률, $X_t(k)$ 는 강우발생 시계열, $u_t(k)$ 는 시간 t 에서 강우발생을 위한 0부터 1사이의 무작위수이다. Eq.(5-2)에 나타난 강우발생과정은 단일지점을 대한 과정으로 Wilks(1998)는 복수지점에 적용하기 위해서는 지점간의 상관성을 고려할 수 있는 표준정규분포를 따른 무작위수로 Eq.(5-2)를 대체하는 방법을 다음과 같이 제안하였다.

$$X_t(k) = \begin{cases} 1, & \text{if } w_t(k) \leq \Phi^{-1}[p_c(k)] \\ 0, & \text{otherwise} \end{cases} \quad (5-3)$$

여기서 $\Phi[\cdot]$ 는 표준정규분포를 나타낸다. 따라서 다음 시점의 강우발생은 표준정규분포를 따르는 무작위수 $w_t(k)$ 의 비초과확률이 $p_c(k)$ 보다 작을 때 발생하게 된다. 강우의 크기는 $X_t(k)$ 가 1인 시점에 대해서만 결정이 되는데 Eq.(6)와 같이 혼합지수분포(mixed exponential distribution)를 이용해 모의된다.

$$f[r(k)] = \frac{\alpha(k)}{\beta_1(k)} \exp\left[-\frac{r(k)}{\beta_1(k)}\right] + \frac{1-\alpha(k)}{\beta_2(k)} \exp\left[-\frac{r(k)}{\beta_2(k)}\right]; \quad (6)$$

$$\beta_1(k) \geq \beta_2(k) > 0, 0 < \alpha(k) \leq 1$$

여기서 $\alpha(k)$ 는 mixing probability, $\beta_1(k)$ 와 $\beta_2(k)$ 는 지수분포의 평균을 나타내는 매개변수이다. 강우발생의 지점간 상관성은 $w_t(k)$ 를 다변량 표준정규분포를 이용해 발생시켜 재현한다. 다변량 표준정규분포의 교차상관행렬은 두 지점사이의 관측으로부터 구해진 강우발생과정 X_t 의 상관계수를 복원하는 이변량정규분포의 상관계수를 이용해 구한다. 지점의 수가 증가하게 되면 다변량 정규분포의 교차상관행렬의 크기가 커지게 되고 행렬의 고유값이 음이 될 수가 있다. 이 경우 무작위발생이 수학적으

로 불가능하기 때문에 상관계수와 관측지점 사이의 거리에 대한 회귀식으로 교차상관행렬을 조정하게 된다.

한편, 강우의 크기는 혼합지수분포의 특성을 이용하여 Eqs.(7-1) and (7-2)와 같이 발생된다.

$$\beta_t(k) = \begin{cases} \beta_1(k), & \Phi[w_t(k)]/p_c(k) \leq \alpha(k) \\ \beta_2(k), & \Phi[w_t(k)]/p_c(k) > \alpha(k) \end{cases} \quad (7-1)$$

$$r_t(k) = r_{\min} - \beta_t(k) \ln[\nu(k)] \quad (7-2)$$

여기서 $r_{\min}$ 은 강우관측한계(본 연구에서는 0.1mm가 적용되었다), $\nu(k)$ 는 0과 1사이의 균일분포를 따르는 무작위수이다. 강우크기과정에 사용되는 $\nu(k)$ 역시 지점간의 공간상관을 재현할 수 있도록 발생되어야 하는데 강우발생과정과 동일하게 모든 두 지점이 가지는 상관계수를 원소로 갖는 교차상관행렬을 이용해 이를 재현하게 된다. 강우크기 과정에서도 얻어진 교차상관행렬의 고유값이 하나라도 음일 경우에는 수학적으로 무작위 발생이 불가능하므로 지점간 거리를 이용한 회귀분석이 이용될 수 있다. 본 연구는 지소저수지유역과 하류의 벼생산지역의 단 두 지점에 대한 공간평균기온 및 강수량을 발생시키기 때문에 교차상관행렬의 조정은 필요하지 않다.

일최고·최저기온의 모의발생은 다음과 같이 간단히 Richardson(1981)과 Wilks(1999)의 1차 다변량 자기회귀 모형이 사용되었다.

$$z_t = [\Phi] z_{t-1} + [B] \epsilon_t \quad (8)$$

여기서 z_t 는 정규화된 최고·최저기온행렬이고 $[\Phi]$ 는 자기회귀 매개변수, $[B]$ 는 백색 잡음행렬 ϵ 에 대한 매개변수행렬을 나타낸다. $[\Phi]$ 와 $[B]$ 는 수학적으로 간단히 다음과 같이 구할 수 있다.

$$[\Phi] = [R_1] [R_0]^{-1} \quad (9-1)$$

$$[B] [B]^T = [R_0] - [\Phi] [R_1]^T \quad (9-2)$$

$[R_0]$, $[R_1]$ 는 각각 관측에서 얻어진 동시자기상관행렬, Lag-1 자기상관행렬이다. z 는 1년 365일 각 일에 대한 평균과 분산을 이용해 정규화된 기온자료이므로 모의

된 행렬은 Eq.(10)의 역정규화 과정을 통해 기온시계열로 변환되어야 한다.

$$T_{t,i} = \mu_i(t) + z_t \sigma_i(t) \quad (10)$$

여기서 $T_{t,1}$, $T_{t,2}$ 는 각각 t일의 최고·최저기온이고 $\mu_i(t)$ 와 $\sigma_i(t)$ 는 t일의 기온들이 가지는 평균 및 표준편차를 의미한다.

본 연구에서 적용된 기온자료 모의발생과 Wilks(1999)의 방법에는 약간의 차이가 있다. Wilks(1999)에서는 강우발생일의 특성을 기온에 적용시키기 위해서 같은 날이라도 강우가 발생한 경우와 강우가 발생하지 않은 경우를 구분해서 정규화하였지만 본 연구에서는 이를 고려하지 않았다. GCM 공간상세화 과정에서 통상적으로 강우와 기온의 상관이 깨지기 때문에 모의 발생에 강우와 기온의 상관이 보존될 경우 기상자료 모의발생에 의해 만들어진 CRF와 공간상세화된 GCM이 일관성을 가질 수 없기 때문이다.

2.4.3 GCM 공간상세화

GCM의 통상적인 공간해상도는 위경도 1-3° 이기 때문에 지소저수지 유역에 적용하기 위해서는 공간상세화가 필수적이다. 하향식 평가방법을 이용한다 하더라도 CRF는 관측자료로 부터 얻어진 민감도함수이므로 GCM의 공간상세화 과정을 우회하기는 어렵다(Brown et al., 2012). 농업 및 수자원 분야에서는 작물모형 모의나 수자원 관리를 목적으로 GCM과 지역의 모형을 연결하는데 통계학적 상세화기법(Statistical downscaling)이 많이 사용되는데 그 예로 Christensen and Lettenmaier(2007), Chang and Jung(2010), Monk et al.(2011) 등을 들 수 있다.

본 연구에서 사용된 공간상세화기법은 Eum and Cannon(2016)과 Eum et al.(2016)의 Spatial Disaggregation Quantile Delta Mapping(SDQDM) 이다. 관측자료의 통계적 모멘트를 이용해 GCM의 모멘트를 수정하는 방법인 Bias Correction/Spatial Disaggregation(BCSD, Wood et al., 2004)에 15일 moving window의 확률밀도 함수를 적용하는 방법이다. SDQDM은 단순 Quantile Mapping(e.g., Rhee and Cho, 2016)이 가지는 GCM의 일단위 변동성을 반영하지 못하는 단점을 보완하고 관측자료의 추세까지 함께 고려하여 상세화 하는 기법이다. Eum and Cannon(2016)은 SDQDM방

법으로 Coupled Model Intercomparison Project Phase 5(CMIP5)의 20개 GCM을 공간상세화 하고 우수한 성능을 확인하였다. 본 연구의 기후변화 영향영가를 위해 SDQDM방법을 이용해 공간상세화된 GCM은 CMIP5 26개 모형으로 Table 2에 각 모형에 대한 정보를 포함하였다. 앞서 언급한 바와 같이 통상적으로 이 공간상세화가 이루어지는 과정에서 GCM이 가지는 강수와 기온의 상관성은 깨지게 된다. 하지만 이를 보존하는 상세화 기법은 없다고 해도 무방할 정도이다. 아울러 SDQDM방법은 강수와 기온이 가지는 추세를 고려하고 GCM의 일변동성을 잘 반영하는 우수한 성능을 가지는 상세화 기법으로 기후변화 영향평가에서 공간상세화가 가지는 불확실도를 상당히 낮추는 방법이다.

Table 2 GCMs downscaled with the SDQDM method for climate change impact assessment.

No.	GCMs	Resolution	Institution
1	CMCC-CM	0.750×0.748	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici
2	CMCC-CMS	1.875×1.865	
3	CCSM4	1.250×0.942	National Center for Atmospheric Research
4	CESM1-BGC	1.250×0.942	
5	CESM1-CAM5	1.250×0.942	
6	MRI-CGCM3	1.125×1.122	Meteorological Research Institute
7	CNRM-CM5	1.406×1.401	Centre National de Recherches Meteorologiques
8	HadGEM2-AO	1.875×1.250	Met Office Hadley Centre
9	HadGEM2-CC	1.875×1.250	
10	HadGEM2-ES	1.875×1.250	
11	INM-CM4	2.000×1.500	Institute for Numerical Mathematics
12	IPSL-CM5A-MR	2.500×1.268	Institut Pierre-Simon Laplace
13	MPI-ESM-LR	1.875×1.865	Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M)
14	MPI-ESM-MR	1.875×1.865	
15	FGOALS-s2	2.813×1.659	LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences
16	NorESM1-M	2.500×1.895	Norwegian Climate Centre
17	GFDL-ESM2G	2.500×2.023	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
18	GFDL-ESM2M	2.500×2.023	
19	BCC-CSM1-1	2.813×2.791	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration
20	BCC-CSM1-1-M	1.125×1.122	
21	IPSL-CM5A-LR	3.750×1.895	Institut Pierre-Simon Laplace
22	IPSL-CM5B-LR	3.750×1.895	
23	MIROC5	1.406×1.401	Atmosphere and Ocean Research Institute, National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
24	MIROC-ESM-CHEM	2.813×2.791	
25	MIROC-ESM	2.813×2.791	
26	CanESM2	2.813×2.791	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis

3. 결과 및 고찰

3.1 기상관측 기반 가뭄평가

본절의 주요내용은 한국 내륙지역 전체에 대해 생산된 3km×3km 격자기반 SPI6, SPEI6, SEDI6의 시공간적 변동성을 이용한 가뭄위험 평가결과이다. SPI6, SPEI6, SEDI6의 시간적 추세, D2-D4 지역의 공간분포 변화파악 등을 통해 가뭄이 과거로부터 현재까지 어떻게 변화되어 왔는지를 평가하였다.

방법론에서 설명한대로 SPI6, SPEI6는 Walter et al.(2005)의 용설모형의 출력값으로 산정되었기 때문에 고도가 높은 지역에서는 겨울철 및 초봄의 가뭄지수가 기존 연구와 다르게 나타날 수 있다. Figure 6는 ASOS 대관령지점에 대한 용설모형 결과를 강수량, 기온과 함께 나타낸 것이다. 2002년 11월부터 2003년 5월초까지 SWE의 변화와 토양으로의 유출깊이(강수 및 용설량 시계열, Figure 6의 Liq. depth)가 용설모형의 출력이다. 강수량시계열과 비교하면 12월부터 3월말까지의 강수량은 거의 강설량이고 실제로 액체가 되어 유출되는 시기는 4월 초중순임을 확인할 수 있다. 이는 대관령 지점에서 12월부터 3월까지 유역에 공급되는 수분은 거의 없었음을 나타낸다. 따라서 누적시간이 짧은 경우에는 용설과정의 고려 유무가 SPI나 SPEI에 미치는 영향이 매우 클 수 있음이 충분히 예상된다. 하지만 누적시간이 길어질수록 점점 강수량의 합과 유출깊이의 합은 유사해지기 때문에 이를 고려하는 효과는 미미해진다. 본 연구에서 적용된 6개월 지속시간에 대해서도 1월에서 4월까지의 SPI, SPEI 정도가 주로 영향을 받았을 것으로 판단된다. 고도가 낮고 평균기온이 높은 지역에서는 눈이 내리더라도 단 며칠사이에 녹기 때문에 용설의 영향은 거의 없다고 봐도 무방하다. 따라서 용설 과정을 고려한 효과는 강원도 산간지역이나 소백산맥 주변 고산지역의 1-4월 가뭄지수들에 대해 의미 있게 작용했을 것으로 판단된다. 지구온난화로 인해 상승하는 기온은 강설량을 줄이고 용설 과정을 가속화하기 때문에 6개월보다 짧은 누적시간을 가지는 SPI나 SPEI를 이용해 장기 변동성을 파악하면 향후에 의미를 더할 수 있을 것으로 보인다.

격자 SPI6, SPEI6, SEDI6의 분석을 통해 얻어진 한국 내륙지역 가뭄에 대한 변동성 분석 결과는 다음절에서 이어진다.

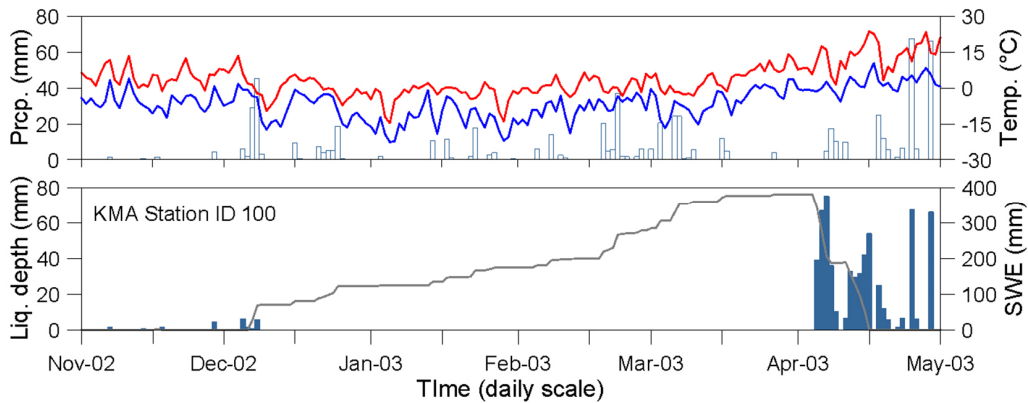


Figure 6 (top) precipitation and temperatures at the Daegwanryeong station from November 2002 to April 2003, and (bottom) modeled SWE and liberated water. The red and blue lines in the top panel indicate the maximum and minimum temperatures respectively, and the gray line in the bottom panel presents temporal changes in SWE.

3.1.1 추세분석을 통한 가뭄 위험도 평가

Figure 7은 격자 강수량 및 기온자료로 생산된 1974년부터 2015년까지 SPI6, SPEI6, SEDI6의 전체 공간평균이 가지는 시간적 변화이다. 대표적인 가뭄으로 기록된 1976-77년, 1982-83년, 1998년, 1994-95년 가뭄(Rhee, 2015)과 2001년 가뭄, 2014년과 2015년 연이어 나타난 가뭄의 특성을 SPI6와 SPEI6가 잘 반영하고 있음을 확인할 수 있다. SPI6와 SPEI6는 거의 유사한 변동성을 보이는데 이는 가뭄의 크기가 잠재증발산량보다는 강수량에 크게 의존함을 의미한다. SEDI6는 앞서 설명한 바와 같이 지표와 대기의 상호작용이 강하고 지표로부터의 증발량이 강수량에 상당한 영향을 주는 지역에서 SPI6와 동일한 신호를 가지게 된다. 한국의 대부분 지역은 강수량이 해양에서 공급되는 수분에 크게 의존하기 때문에 SEDI6와 SPI6의 신호는 서로 다르게 나타날 가능성이 크다. 다만 2000년에서 2013년 사이에 SPI6와 SEDI6의 패턴이 상당히 유사했던 것으로 보이는데 이 기간 동안에는 지표와 대기의 상호작용이 상당히 강했고 지표에서의 증발산량이 강수량에 영향을 주로 미치는 대류성 강수가 지배적이었을 가능성이 높다. 하지만 SPI6와 SEDI6의 패턴은 2013년 이후에는 다시 달라지고 있다. 본 연구의 범위에서 벗어나는 문제이기는 하나 이 현상을 좀 더 깊이 있게 설명하기 위해서는 동아시아 몬순의 변화나 동아시아 강수현상에 영향을 미치는 요소에 관한 연구(e.g., Kwon et al., 2007; Wang et al., 2009)와의 상관

성을 파악해야할 것으로 보인다. 특히 해양에서 유입되는 수분의 양이 상당히 줄어드는 시기에 증발산량이 강수량보다 선행하는 점을 이용한다면 가뭄예측에 상당한 의미를 더할 수 있을 것으로 판단된다. 아울러 1998년부터 2012년은 대기온도의 상승이 관측상 잠시 주춤했던 기간으로 기후변화가 멈춘 것이 아니냐는 소위 “climate change hiatus”에 관한 논란이 상당했었다(Easterling and Wehner, 2009). 여러 연구에서 Pacific Decadal Oscillation(PDO)의 Cooling Phase가 이 현상의 주요 원인으로 지목되고 있기 때문에(Trenberth, 2015) PDO와 동아시아 강수패턴에 관한 연구도 도움을 줄 가능성이 있다.

Figure 7의 검정색 실선은 SPEI6의 추세를 나타내며 아주 점진적으로 증가하고 있음이 확인된다. SPEI6는 가뭄의 크기를 강수량과 증발산량 두 가지 모두를 이용해 정량화하기 때문에 다른 두 지수보다 좀 더 균형 잡힌 지수로 할 수 있고, SPEI6가 증가하는 경향을 보인다는 것은 미래가뭄의 위험도가 평균적으로는 조금씩 낮아진다는 의미이다. 하지만 이 결과로 쉽게 한국의 가뭄 위험도가 낮아지고 있다고 단정하기는 쉽지 않은데 그 이유는 사용된 자료의 특성 때문이다. PRISM 방법으로 산정된 강수량과 기온자료는 고도의 영향을 강하게 받기 때문에 ASOS자료만이 사용된 분석보다 강수량은 크게 기온은 낮게 추정될 여지가 많다. 기상청의 ASOS 관측지점은 상시적 품질관리가 가능한 고도 이하에서만 위치하기 때문이다. ASOS지점만을 이용한 분석결과가 가뭄의 위험성을 과대추정 하는지, 아니면 PRISM 자료를 이용한 분석결과가 가뭄의 위험성을 과소추정 하는지는 결론을 내리기는 쉽지 않다. 하지만 본 연구에서 사용된 PRISM자료는 역거리법으로 보완된 방법에 의한 것이고 통계적으로 ASOS지점 이외의 관측점에 대해서도 유의미한 성능을 보였기 때문에 신뢰할 만하다고 평가한다면, 가뭄지수의 시간적 추세 상 한국의 평균적인 가뭄의 위험도는 크게 증가하고 있다고 보기는 어렵다.

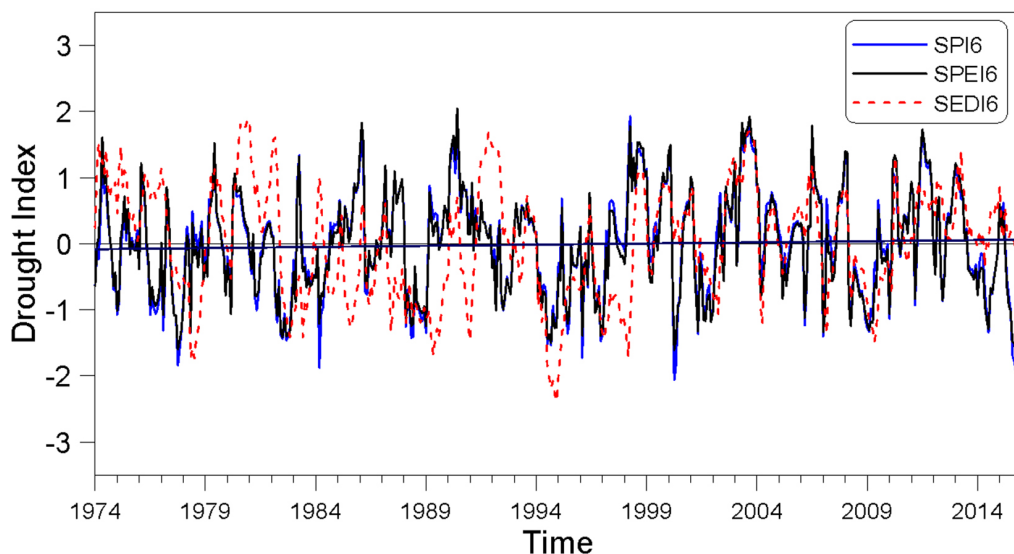


Figure 7 Changes in spatial average of the drought indices from 1974 to 2015. The deep blue straight line indicates the trend in SPEI6.

SPEI6가 증가하는 추세라면 온도변화를 고려하지 않는 SPI6는 당연히 증가추세이다. 따라서 강수량만으로 가뭄을 평가하는 SPI와 통상적인 방법을 이용한 가뭄해석에서 가뭄위험도 증가추세를 발견하기는 더욱 어렵다. 이는 각 격자에 대한 Mann-Kendall 검정 결과인 Figure. 8에서 확연히 드러난다. SPI6가 전체적으로 증가추세를 가지고 있음을 쉽게 알 수 있다. 전라북도, 경상북도, 경기도의 일부지역을 제외하고는 통계적으로 유의한 감소추세는 발견되지 않는다. SPEI6에서 조금 더 넓은 지역에서 감소추세가 발견되지만 증가추세인 강수량의 영향이 지배적이다. SEDI6의 추세의 공간분포에서 온도증가에 의한 가뭄의 위험성이 높아지는 지역을 좀 더 뚜렷하게 확인할 수 있지만 그렇지 않은 지역보다 넓다고 보기 어렵다. SEDI6의 추세분포를 이용해 증가되는 가뭄의 위험도를 증발산 부족량 만으로만 살펴보면 전라북도, 경상남북도가 위험도가 증가하는 지역이라 할 수 있다. 아울러 SPI6와 SEDI6 모두에서 감소추세를 보이는 지역은 지역적인 증발산량이 상당히 강수현상에 영향을 미치는 지역일 가능성이 있다.

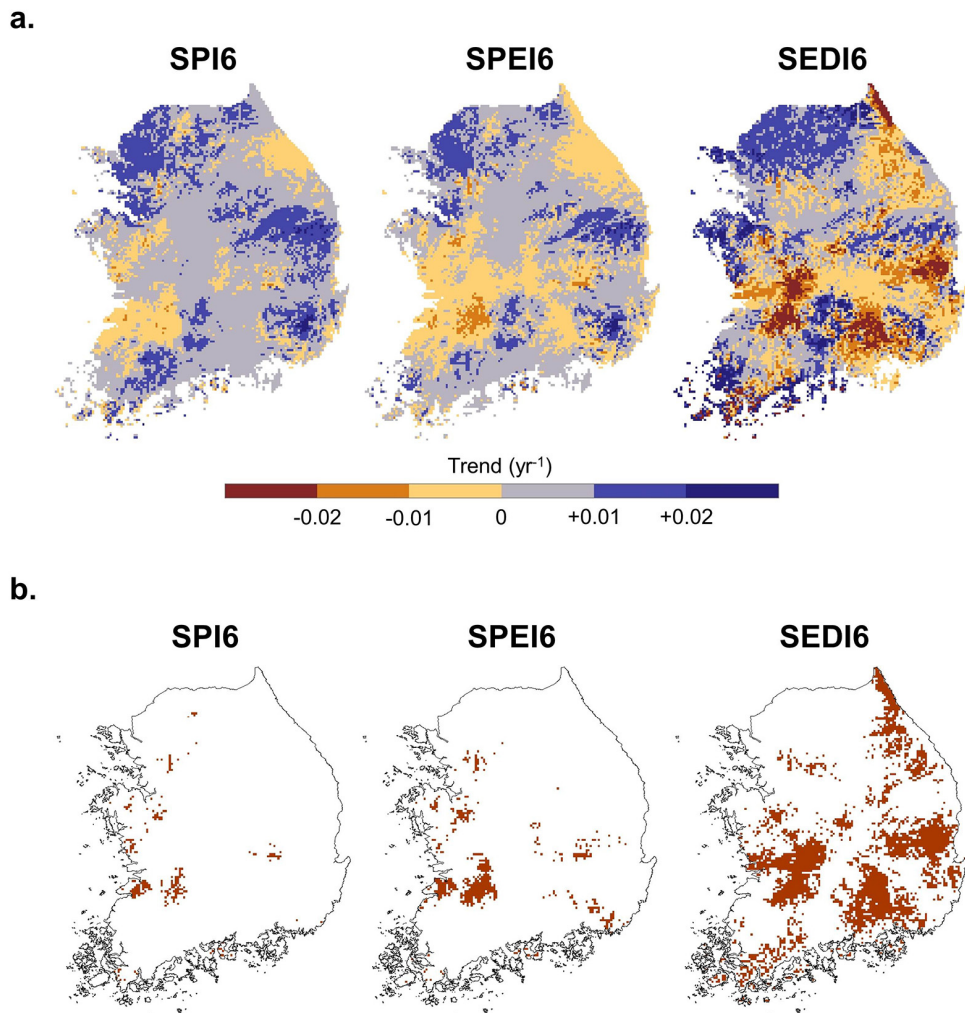


Figure 8 (a) Spatial distribution of linear trends in the time series of SPI6, SPEI6, and SEDI6, (b) locations (brown-colored areas) with statistically significant negative trends at 5% significance interval.

3.1.2 공간분포 및 가뭄심도 분석을 통한 가뭄위험도 평가

공간평균 SPEI6 시계열이 우상향 한다고 해서 한국에서 가뭄의 위험성이 낮아지고 있다고 성급히 결론을 내릴 수는 없다. 가뭄발생지역이 공간적으로 넓어질 수도 있고 지역적으로는 가뭄발생이 증가하고 있을 수도 있기 때문이다. Figure 8의 추세에서도 많은 지역에서 발견되지는 않지만 일부지역의 가뭄위험도는 상당히 증가하고 있는 것으로 볼 수 있다. 모든 격자점의 평균은 이러한 지역적 특성을 반영하지 못한다. 하지만 격자 가뭄지수의 공간변동성을 확인하면 가뭄의 발생특성을 좀 더 면밀히 살펴볼 수 있다.

Figure 9은 한국에서 발생했던 주요가뭄들의 사상별 공간분포이다. 1974년부터 2015년까지의 분석으로는 1977년 가뭄의 범위는 한국 전역이 D2-D4 가뭄으로 분류되는 전국적으로 아주 심각한 가뭄상태였음을 알 수 있다. 공간적으로 이보다 더 넓게 가뭄이 나타났던 시기는 아직까지는 없다. 1977년 가뭄은 최근의 이례적 가뭄으로 여겨지고 있는 2015년의 가뭄과 평균심도는 유사하고 공간적으로는 훨씬 넓은 영향을 미친 가뭄이다. 한반도 대가뭄이라 명명된 1995년, 경기도 북부지역에서 시작되었던 심각했던 2001년 가뭄 또한 심도와 공간규모면에서 1977년에 가뭄과 비교되기 어렵다. SPEI6가 SPI6보다 일관되게 심도를 다소 낮게 산정하는 경향 있는 것으로 보이는데 이는 SEDI6시계열에서 알 수 있듯이 잠재증발산량과 강수량의 진동이 일치하지 않기 때문이다. 진동의 주기가 다른 두 변량이 더해지면서 극한값들이 조금씩 상쇄되는 것이다.

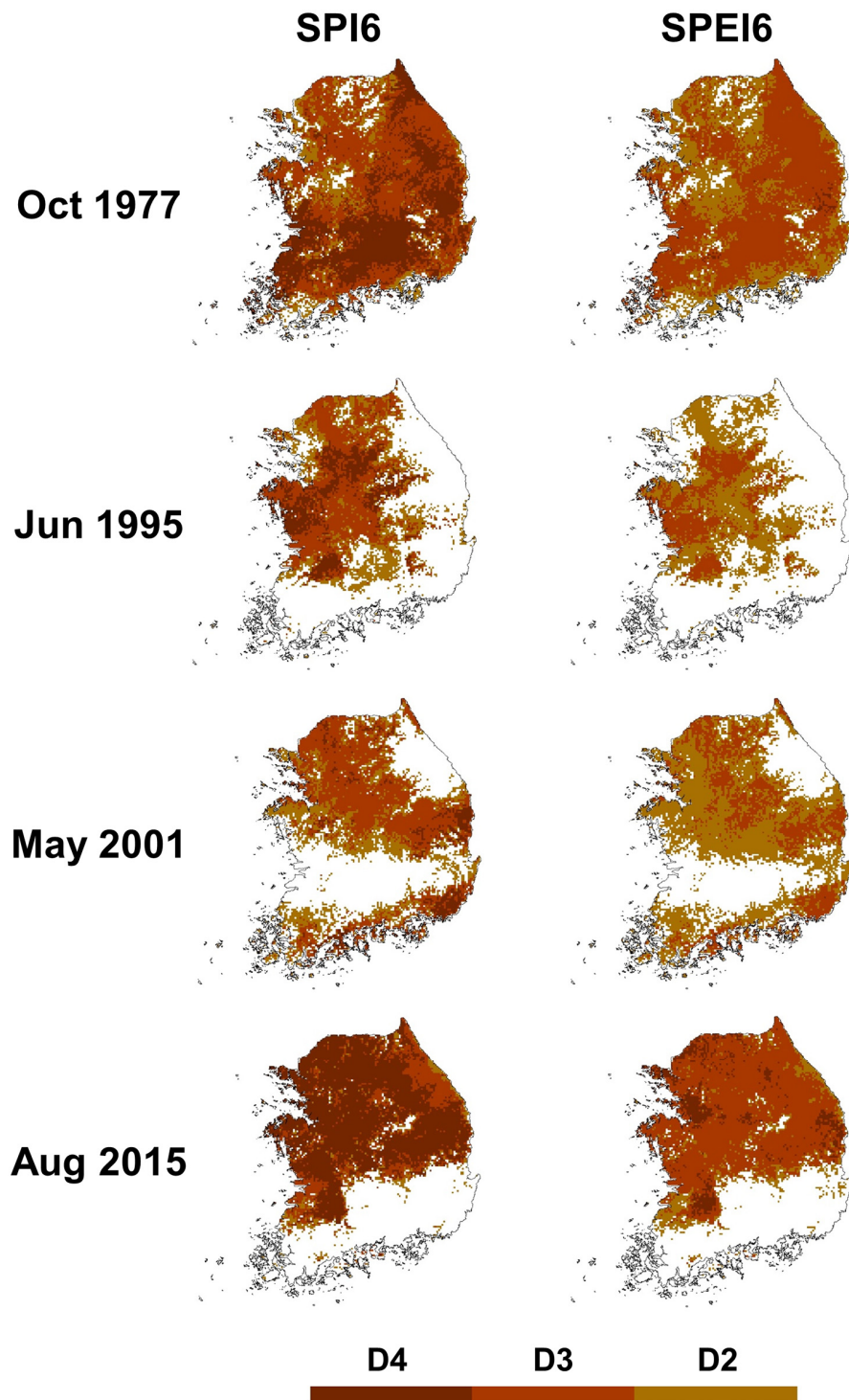


Figure 9 Spatial Distributions of major drought events in South Korea.

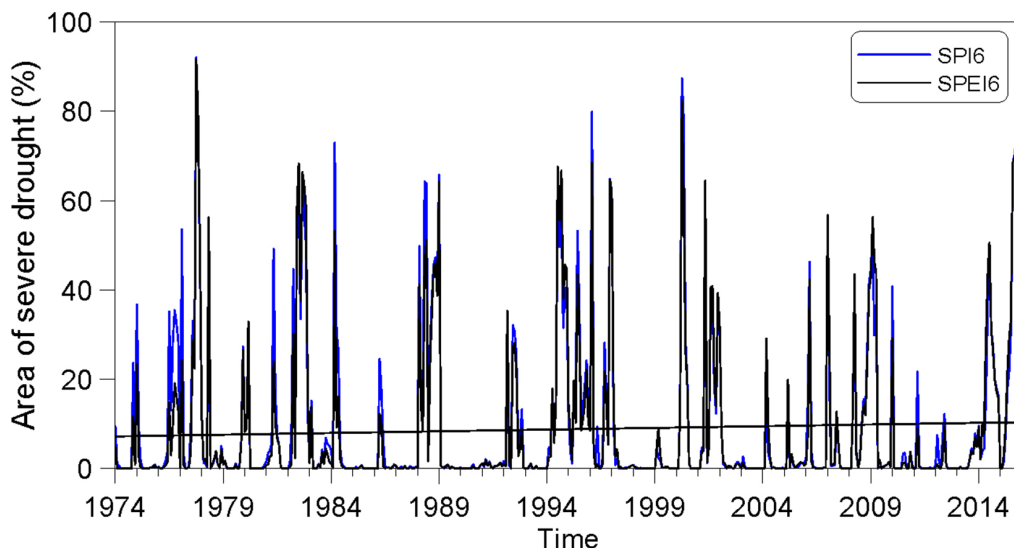


Figure 10 Temporal variation of spatial extent defined as D2-D4 areas in South Korea. The black straight line indicates the trend of drought areas defined by SPEI6.

SPI6와 SPEI6로 결정된 D2-D4 지역의 1974년부터 2015년까지의 시간적 변화는 Figure 10에서 확인할 수 있다. 앞서 설명한대로 1977년 가뭄은 한국의 내륙 90% 이상을 가뭄상태로 빠뜨렸고 공간적 영향범위는 관측기록기간 내에서는 최대이다. D2-D4 지역의 공간범위는 급격히 늘었다 줄었다를 반복하고 있음이 쉽게 확인된다. 동아시아 몬순의 기상학적 변화점으로 보는 1990년대 중후반 이후에는(Kwon et al., 2008; Wang et al., 2009) D2-D4 지역의 면적이 공간적 범위가 크지는 않지만 그 이전보다 짧게 자주 발생하고 있는 것으로 보인다. D2-D4지역의 공간적 크기는 전체 기간에 대해 증가추세에 있음을 추가적으로 확인할 수 있다. 이 결과는 평균 가뭄지수의 시간적 변동성과는 조금은 상반되는 결과로 공간적으로는 가뭄의 위험이 커지는 방향으로 기후 특성이 서서히 변화하고 있다고 볼 수도 있다.

가장 주의 깊게 살펴봐야하는 변화는 D2-D4 지역에 대한 평균 가뭄지수의 크기변화이다. Figure 11은 D2-D4 지역만의 평균가뭄심도의 변동성을 나타내는데 뚜렷한 증가추세가 발견된다. 1994년 이전의 D2-D4 지역의 가뭄심도는 상당히 주기성이 있고 증가추세가 크지 않은 반면 그 이후는 변동성이 훨씬 커지고 있고 증가되는 경향이 확연히 드러난다. 이 결과는 Trenberth et al.(2014)의 가뭄에 대한 지구온난화의 영향에 대한 해석과 일관된다. Trenberth et al.(2014)은 기후변화가 가뭄 빈도 및

발생특성과의 확실한 인과관계를 아직 명확히 밝힐 수는 없지만 강력하고 지역적인 가뭄의 발생이 잦아질 것이라는 결론을 내리고 있다. 따라서 전지구적인 대기 이산화탄소농도의 급격한 증가가 한국의 평균적인 가뭄심도에는 크게 영향을 미치지 않을 수도 있으나 지역적으로는 가뭄에 의한 피해를 증폭시킬 가능성이 농후하다.

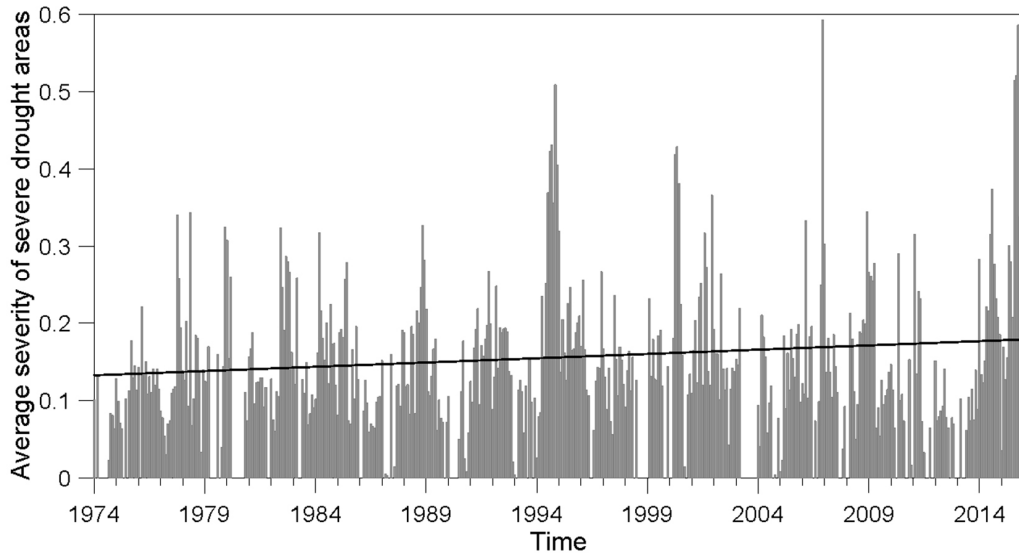


Figure 11 Temporal change in average severity of D2-D4 areas. Severity is calculated by absolute value of SPEI6 truncated by -1.3 . The straight line represents the linear trend.

3.1.3 요약 및 미래 가뭄위험도 평가

한국의 관측 자료에서 나타난 가뭄위험도는 공간평균 가뭄지수의 추세로는 증가하고 있다고 보기 어렵다. 하지만 지역적으로는 위험도가 증가하고 있는데 Figure 8에 나타난 바와 같이 주로 전라북도와 충청남북도에 걸쳐 위치한다. 이 결과는 최근의 한국에 대한 GCM 기반 가뭄평가인 Rhee and Cho(2016)의 결과와 일관성이 있다. Rhee and Cho(2016)는 GCM으로부터 얻어진 3개월 SPEI를 기준으로 금강유역에서 가뭄빈도가 통계적으로 유의하게 증가할 것으로 내다봤다. 다른 유역에서는 금강유역보다 그 영향정도가 상대적으로 작았다. 이 결과는 호의적인 기후변화 시나리오인 RCP4.5에서 나타난 결과로 더 좋지 않은 시나리오가 현실화 되었을 때에는 더 큰 가뭄빈도를 예상해야한다. 하지만 SPI6와 SPEI6가 증가추세를 보이거나 통계적으로 유의하지 않은 감소추세를 보이는 다른 지역에 대해 같은 결론을 내리기는 어렵다.

서론에서 논한 바와 같이 기후변화와 가뭄위험도에 대한 전지구적인 해석과 비교했을 때 한국은 지구온난화로 인해 가뭄 발생이 빠르게 증가하는 지역으로 보기는 어렵다. 최근 GCM 기반 12개월 SPEI를 이용해 전지구 가뭄위험도를 평가한 Cook et al.(2014)에서는 한국은 증가하는 강수량으로 인해 가뭄빈도 및 심도가 크게 증가하는 지역으로 분류되지 않는다. 전 지구적인 관점에서 특별히 관심을 가져야할 가뭄 위험지역은 아프리카 북부, 미국 서부, 남아메리카 중부, 유럽, 중앙아시아, 서아시아, 오스트레일리아 남서부 지역이고 동아시아의 경우에는 중국 남동부 지역이다. 한국의 가뭄위험도는 통상 일본보다도 낮을 것으로 평가되기도 한다.

하지만 기존 연구결과는 한국이 가지는 가뭄위험도의 공간 평균을 의미하는 것이고 본 연구에서처럼 공간해상도를 높여서 가뭄발생 지역만을 따로 평가하는 경우, 다른 결과가 나타날 가능성이 있다. 전 지구적으로 증가하고 있는 평균기온은 분명 잠재증발산량을 상승시키고 가뭄이 발생했을 때 그 심도를 증폭시킨다. 따라서 한국에서 기후변화로 인한 가뭄 위험도 변화를 가뭄지수의 평균적인 추세만으로 낮게 평가해서는 안 된다. 분명 SPEI6의 평균적인 추세는 증가하고 있지만 이는 강수량이 충분한 지역과 그렇지 않은 지역의 평균을 의미하는 것이고 가뭄이 발생하는 지역의 심도는 상당히 가파르게 증가하고 있음이 관측에서 나타났다. 앞으로의 가뭄은 지역적으로 작은 규모로 발생한다 하더라도 그 피해정도가 상당히 클 가능성이 크다.

3.2 지소저수지 유역 가뭄평가

본 절에서는 사례 분석지역인 지소저수지 유역에 대한 가뭄평가를 물 수요와 공급을 동시에 고려하여 수행한 결과를 요약한다. 앞 절의 기상자료 기반 가뭄평가는 수분의 공급만을 고려한 가뭄평가로 수요-공급을 모두 고려한 경우와는 차이가 있을 수 있다. 사실 SPEI가 기상학적 수분공급(강수량)과 기상학적 수분수요(잠재증발산량)를 고려한 지수이므로 수요-공급을 모두 고려한 지수라고 여겨질 수도 있다. 하지만 SPEI의 기상학적 수분 공급과 수요의 차이는 결국 유역입장에서는 수자원의 공급만을 의미한다. 본 절에서의 수요는 실제로 물이 사용되는 수요처에 요구되는 필요량을 의미하고 SPEI의 기상학적 수요와는 의미상 차이가 있다.

사회경제학적 가뭄을 정의하기 위해 본 연구에서 사용된 WSR 자체는 물 부족을 의미하기 때문에 가뭄을 직접 정의하지 않는다. 물 부족의 개념은 느낌상 가뭄과 유사하지만 이 기술적으로는 가뭄과 구분된다. 가뭄의 학술적 정의는 “비정상적으로 오랫동안 비가 내리지 않아 메마른 기간”(WMO, 1992)이기 때문에 정상적인 상태와의 비교를 통해 정의되는 반면 물 부족은 단순히 공급되는 수자원의 양이 필요량에 미치지 못하는 상태를 의미한다. 예를 들면 서아시아의 건조한 사막지역에서는 일상적으로 물 공급량이 필요량에 미치지 못할 가능성이 높다. 이러한 일상적인 물 부족 상태가 가뭄으로 정의되지는 않는다. 가뭄상태는 일상적인 경우를 상당히 뛰어넘는 강수량 부족이나 물 부족을 겪는 기간이다. 이러한 상대적 정의 때문에 가뭄은 지역적 기후 특성에 상관없이 어디서나 발생할 수 있는 임의적인 현상으로 여겨진다(Rhee and Carbone, 2011). 따라서 물 부족의 개념인 WSR 자체보다는 정상적인 상황과의 비교를 통해 얻어지는 SWSR이 가뭄을 나타낼 수 있는 것이다.

본 절에서는 먼저 지소저수지의 SWSR과 SPEI6의 비교를 통해 수요-공급을 모두 고려한 가뭄지수와 공급만을 고려한 가뭄지수와 차이점에 대해 분석한다. 아울러 저수지 운영이 고려되는 경우와 그렇지 않은 경우의 SWSR을 비교하여 시스템에 인위적 요소가 가해졌을 때 가뭄상태가 어떻게 바뀌는 지 살펴본다.

3.2.1 기상자료 기반 가뭄평가

지소저수지 유역과 관개농업지역 픽셀들의 공간평균 SPI6, SPEI6, SEDI6는 Figure 12에서 확인할 수 있다. 앞서 설명한대로 지소저수지유역과 하류 관개농업지역은 한국에서는 상당히 고도가 높은 곳에 위치한다. PRISM방법으로 공간내삽된 기상자료는 고도에 영향을 크게 받아 주변 ASOS 관측지점보다 강수량은 좀 더 크고 평균기온은 낮게 추정된다. 지소저수지 유역 평균고도는 934m인 반면 근교의 ASOS 지점인 금산, 임실, 거창 지점은 각각 170m, 248m, 221m에 불과하다. 따라서 PRISM 자료 기반 SPI6와 SPEI6는 강수량의 증가추세의 영향을 더 크게 받게 되어 한국 평균보다 더 큰 상승추세를 보이게 된다.

Figure 12 지소저수지 유역의 SPI6와 SPEI6는 한국의 전체 평균과 마찬가지로 거의 유사한 시간적 변동성을 보이고 있고 SEDI6는 다른 패턴을 보이고 있다. 한국 평균에서 나타났던 1998년부터 2012년까지의 유사했던 SEDI6와 SPI6와의 패턴은 잘 나타나지 않는다. 1998년 이전에 비해 SEDI6와 SPI6 사이에 진동의 유사성은 발견된다고 할 수 있지만 한국 평균에서 나타났던 것보다는 상당히 약한 것으로 보인다. 3km×3km 공간해상도에서 지소저수지 유역을 위해 분석되는 픽셀은 3-4개에 불과하고 이렇게 작은 공간규모에서 SEDI6와 SPI6의 상관을 찾기는 쉽지 않다. 한 픽셀에서 증발된 수분이 수평적으로 이동하여 다른 픽셀의 강우에 기여할 가능성도 크기 때문이다.

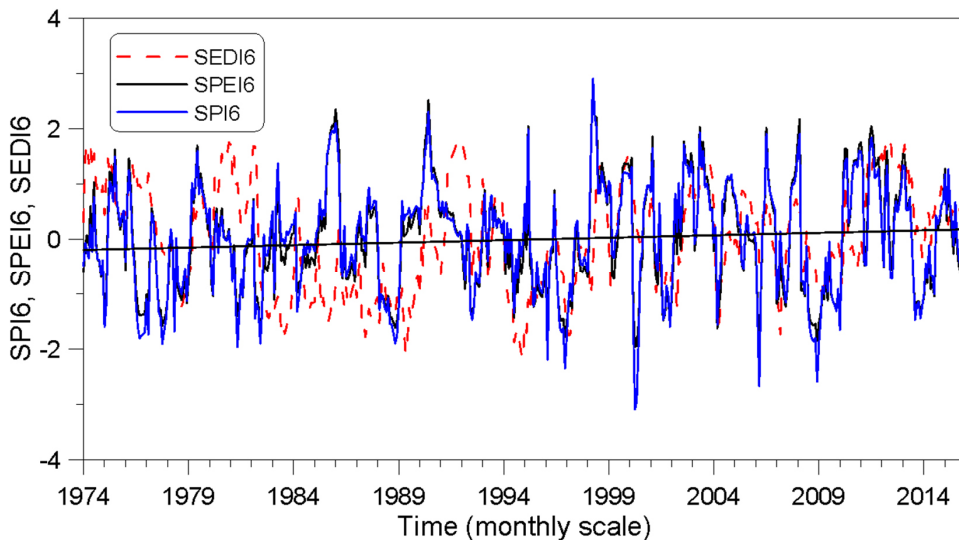


Figure 12 SPI6, SPEI6, and SEDI6 time series at the Jiso reservoir area. The straight line indicates the trend of the SPEI6 time series.

지소저수지 유역의 가뭄지수에서도 눈여겨 봐야할 부분은 가뭄의 심도이다. Figure 13는 -1.3을 기준으로 SPEI6를 잘라낸 D2-D4 가뭄의 심도를 나타내는데 가파른 증가추세를 보이고 있음을 알 수 있다. Figure 12와 같이 습윤한 상태를 포함해서 나타난 추세로는 가뭄위험도가 감소하는 것처럼 보이지만 D2-D4 사상들에서 나타난 가뭄심도의 증가추세는 상당히 가파르다. 이 결과는 지소저수지에서도 가뭄발생시 앞으로 큰 피해가 나타날 수 있음을 시사한다. 따라서 전반적으로 지소저수지 유역의 SPI6, SPEI6에서 나타난 가뭄특성은 한국 내륙 전체에 대한 해석과 일관된다고 할 수 있다.

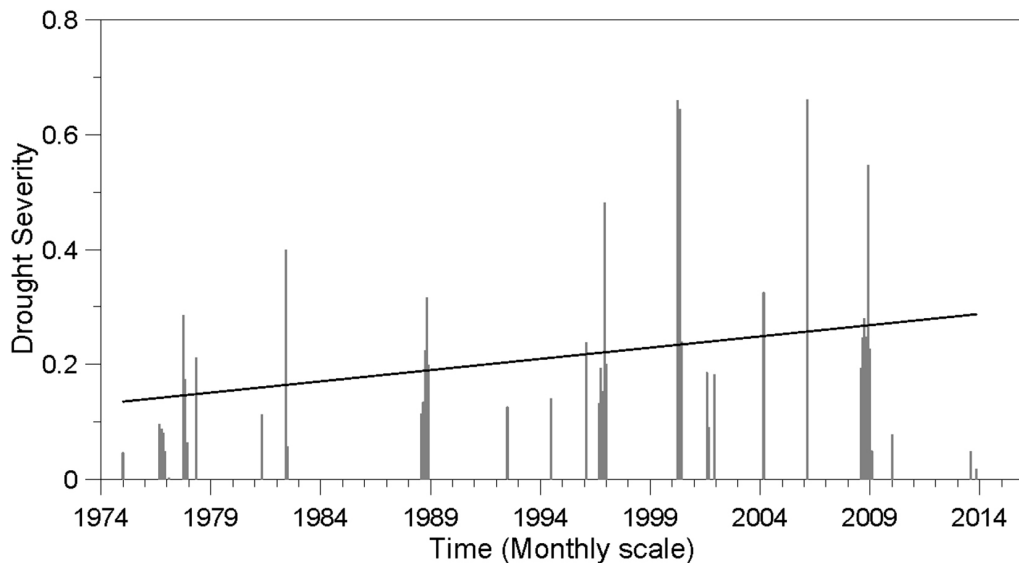


Figure 13 Temporal variation in drought severity of D2-D4 drought events. The straight line represents the linear trend of drought severity.

3.2.2 수요-공급량 기반 가뭄평가

수요량과 공급량비교를 위해 필요한 자료는 지소저수지의 유입량자료와 벼 생산지역의 수요량이다. 먼저 GR4J로 모의된 지소저수지의 유입량시계열은 Figure 14에서 확인할 수 있다. 일강수량, 최고·최저 기온으로 모의된 일유입량을 월별로 누적시킨 시계열이다. 강수량의 증가로 인해 SPI6, SPEI6에서와 마찬가지로 유입량시계열에서도 증가추세가 나타난다. 하지만 1995년 이전 월유입량 변동계수는 1.36, 이후의 변동계수는 1.45로 유입량의 변동성은 약 7% 증가하였다. 다시 말해 가뭄지수와 마찬가지로 증가하는 강수량이 유입량의 선형적 추세를 증가방향으로 이끌기는 하지만 유입량이 많을 때와 적을 때의 차이는 점점 커지고 있는 것이다. 증가하고 있는 유입량의 변동성은 당연히 저수지의 물을 공급받는 수요자에게는 위협으로 다가오게 된다. 변동성이 커지는 속도가 아주 빠르지는 않다는 점이 다행이기는 하나 저수지 운영의 중요성이 점점 커지고 있는 것만은 사실이다.

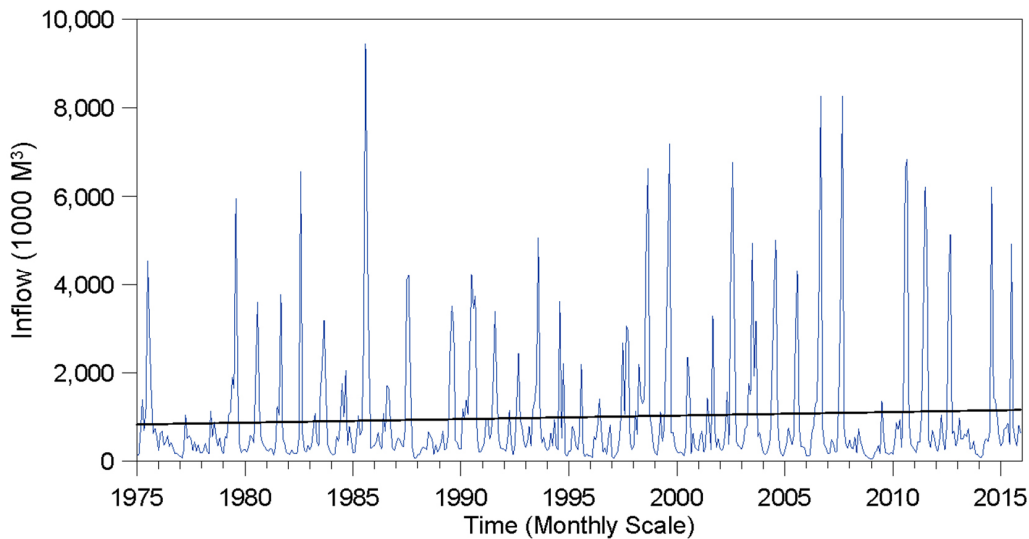


Figure 14 Inflow time series of the Jiso Reservoir. The straight line indicates the linear trend.

하천유량이나 저수지 유입량 자료를 SPI의 구조를 사용해 만든 지수가 바로 표준유출 지수(Standardized Runoff Index; Shukla and Wood, 2008)이다. SRI도 유량자료가 누적되는 기간에 따라 유연하게 변화시킬 수 있는데 Figure 15는 지소저수지 유입량의 6개월 SRI(SRI6)와 Figure 12의 SPEI6를 비교한 것이다. 약간의 차이를 보이지만 두 지수의 시간적 변화가 매우 유사함을 확인할 수 있다. 기상자료만으로도 하천 유량에서 나타나는 가뭄신호를 정도 있게 재현할 수 있기 때문에 자연유출만을 고려해 가뭄해석을 하는 경우라면 편의상 굳이 유량 시계열을 구하거나 모의할 이유는 없어 보인다. SRI6에서도 SPEI6에서도 마찬가지로 증가추세가 나타난다.

재미있는 점은 유입량과 수요량을 함께 고려한 경우에도 가뭄지수에서 나타나는 시간적 변동성은 유사하다는 점이다. Figure 16는 지소저수지에서 공급해야할 수요지에서의 요구량이다. 법적수요량인 하천유지유량은 시간적 변동성이 없는 수요이고 FAO PM 방법으로 산정된 벼 생산을 위한 필요수량은 기상 조건의 영향을 받게 된다. 하지만 필요수량은 기온의 변동성에 영향을 주로 받기 때문에 강수량의 영향을 주로 받는 유입량보다는 시간적 변동성이 크지는 않다. Figure 17은 이 수요량과 월 유입량으로 계산된 WSR를 표준정규화한 SWSR 시계열이다. SWSR과 1개월 SRI는 거의 차이가 없음을 확인할 수 있다. 이러한 결과는 아마도 유입량의 변동성이 수요량보다 상대적으로 더 크기 때문으로 판단되며 이러한 경우에는 굳이 수요량과 공급량을 모두 추정해 비교하면서 가뭄을 평가할 이유가 없음을 의미하기도 한다.

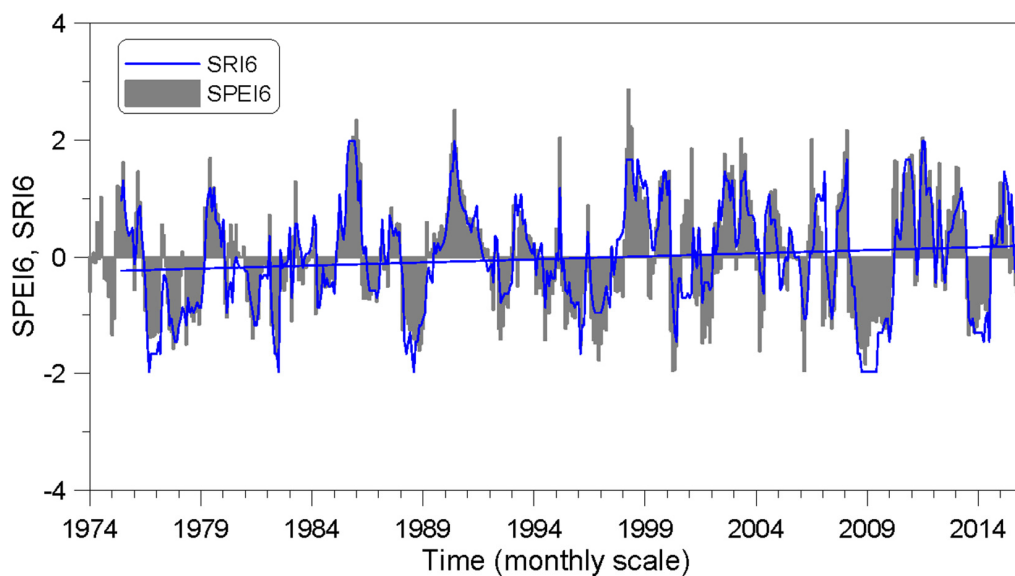


Figure 15 Inflow time series of the Jiso Reservoir. The straight line indicates the linear trend.

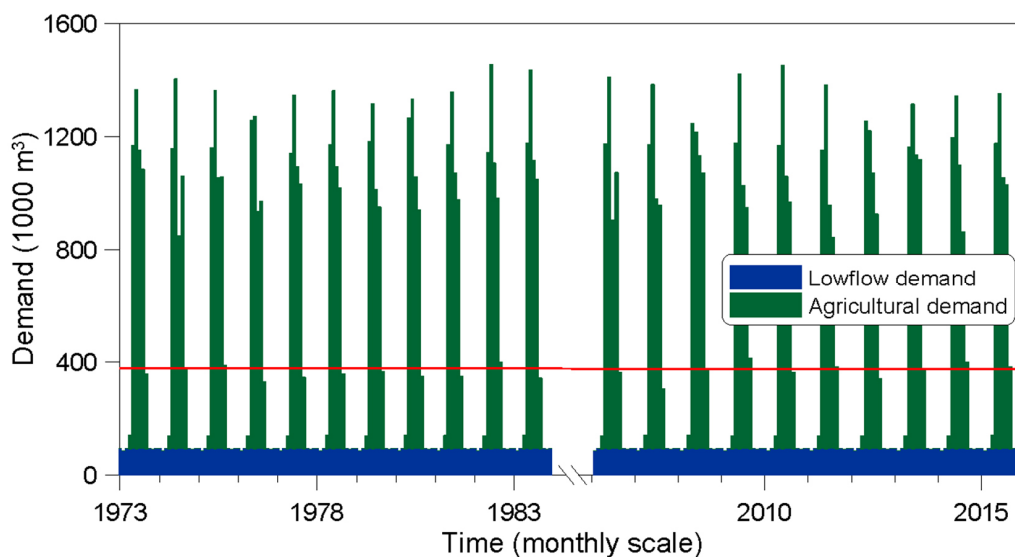


Figure 16 Water demands from the Jiso Reservoir. The red straight line indicates the linear trend of agricultural demands.

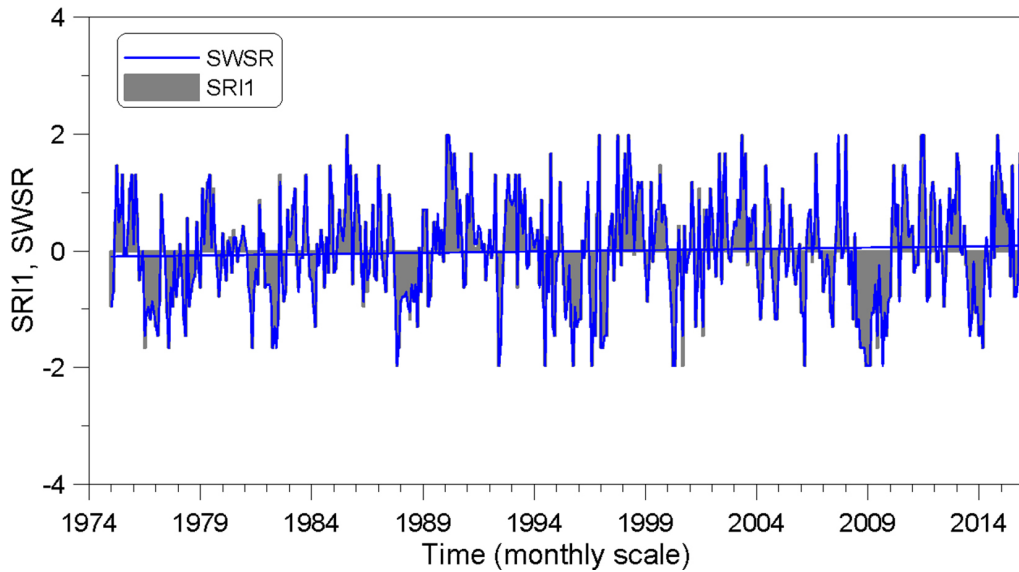


Figure 17 Comparison between SRI1 and SWSR without consideration of the reservoir operation

하지만 인위적인 요소가 추가되면 가뭄의 양상은 상당히 달라진다. 지소저수지의 존재 이유는 당연히 수요지에 요구되는 물의 양을 만족시키기 위함이다. 저수지 운영은 자연 유량인 유입량을 변형시키기 때문에 이에 따라 가뭄의 크기도 변화된다. 방법론에 설명한 바와 같이 지소저수지의 운영은 SOP를 따른다고 가정하였다. 먼저 Figure 18은 지소저수지 하류의 월평균수요량에 따른 SOP를 나타낸다. 기상 변동성으로 해당 월의 실제 유입량과 수요량은 다를 수 있지만 정확한 예측이 쉽지 않다면 관측기록으로부터 얻어진 평균값을 이용한 저수지 운영이 관리자에게는 위험 부담이 적은 접근법이다. Table 3는 관측자료로부터 얻어진 유입량에서 저수지의 증발 손실량을 제외한 값들의 월평균을 나타낸다.

Table 3 Monthly average demands and inflow minus evaporation loss (1,000m³).

Month	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
Demand	95	86	95	140	1,191	1,348	1,048	980	360	95	92	95
Inflow-E*	231	331	483	641	612	829	2,030	3,017	2,312	653	409	305

*Evaporation loss

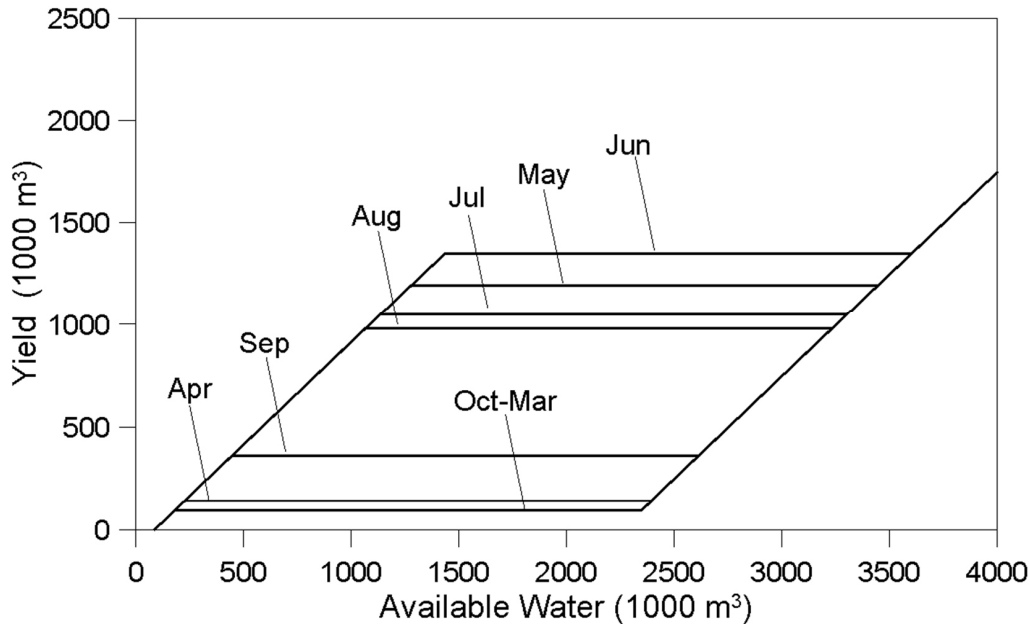


Figure 18 Relationship between available water in Jiso reservoir and monthly average demands (SOP)

SOP에 의한 저수지 유출량 계산은 다음과 같다. 만약 5월말의 저수용량이 1745(1000m³)라면 6월에 기대되는 가용량은 $1745+829=2574$ 가 된다. SOP는 당월의 기대수요를 만족시키는 운영이므로 관리자는 6월의 기대 수요량 1348보다 기대 가용량 2574가 크기 때문에 기대수요량에 해당하는 만큼을 공급한다. 하지만 이는 기댓값이지 실제가용량과 수요량은 당연히 다르다. 실제 유입량이 기대 유입량보다 적은 574일 경우 실가용량은 $1745+574=2319$ 가 된다. 물론 이 경우에도 가용량이 기대수요량 1348보다 크기 때문에 기대수요량 만큼의 공급에는 문제가 없다. 만약 실가용량이 기대수요량과 저수지용량의 합보다 클 경우, 저수지를 가득 채우고 남은 만큼의 용량은 저류가 불가능하므로 방류된다. 이와 더불어 실제 기상조건에 따라 실수요량도 기대수요량과 달라질 수 있다. 예상외의 고온현상이 생겨 수요량이 1370이 된다면 관리자는 1348만 공급하기 때문에 수요지에서는 32만큼은 부족한 상태를 경험하게 된다. 기상변동성으로 인해 유입량과 수요량이 기댓값과 큰 차이가 날 경우에는 실가용량이 수요량보다 작지 않더라도 공급 실패가 일어날 가능성이 존재하는 것이다. 이 문제는 평균에 의존하는 저수지 운영의 한계에 해당한다. 이 한계를 극복하기 위한 운영 방식을 개발하는 것은 본 연구의 범위에서 벗어나므로 여기서 다루어지지 않는다.

하지만 지소저수지는 1개 수요처에 농업용수를 공급하는 단일목적으로 사용되는 저수지 이므로 SOP와 같은 이론적으로 단순한 운영방식이 충분히 적용될 수 있다. 또한 기댓값에 의한 저수지 운영에 한계가 있다 하더라도 자연 유출에 비해서는 용수 공급이 훨씬 원활하기 때문에 용수공급의 실패 정도는 현저히 낮다. 이는 Figure 19 저수지 운영결과에서 쉽게 알 수 있다.

Figure 19를 언뜻 보기에는 유입량과 유출량이 같아 보이지만 둘의 차이는 수요와 비교했을 때 차이가 난다. 자연변동성을 가지는 유입량은 통상 5-6월의 수요량을 만족시키지 못하지만 운영을 통한 유출량은 비교적 이를 잘 만족시키고 있고 만족시키지 못한다 하더라도 수요량과의 차이가 크지 않음이 확인된다. 2008년, 2010년, 2012년의 유입량과 유출량을 수요량과 비교하면 이러한 특성을 쉽게 감지할 수 있다. 여름철 유입량은 저수용량을 통상 상회하기 때문에 쉽게 저수지가 가득차지만 2009년처럼 유입량이 지속적으로 급격히 줄어드는 경우에는 저수지 운영에도 불구하고 물 부족을 막아내기 어렵다.

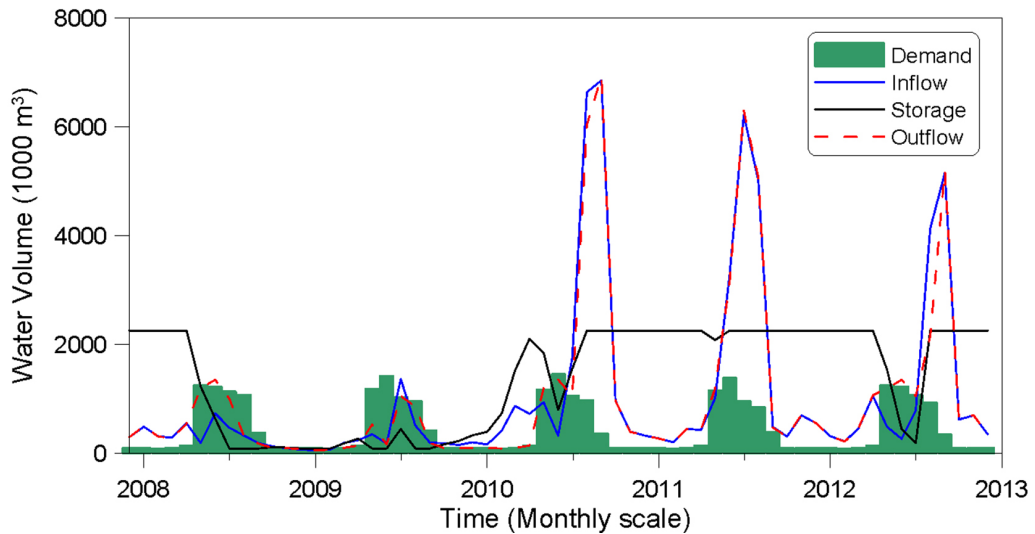


Figure 19 Flows and reservoir storage simulated by SOP with monthly demands

Figure 20은 저수지운영이 고려된 $SWSR(SWSR_{reg})$ 과 Figure 17의 자연유량과 수요량의 비교를 통해 얻어진 $SWSR(SWSR_{nat})$ 을 비교한 그림이다. 증가되는 강수량 때문에 $SWSR_{reg}$ 도 우상향 한다는 점은 저수지 운영이 고려되지 않은 경우와 다르지 않다.

늘어나는 유입량 때문에 당연한 결과이다. $SWSR_{nat}$ 과 $SWSR_{reg}$ 의 차이는 주로 큰 가뭄 시에 발생한다. 재미있는 점은 저수지운영이 고려된 경우가 그렇지 않은 경우보다 가뭄의 크기와 지속기간이 더 클 수도 있다는 점이다. 저수지 운영이 혜택을 주는 기간도 분명 있다. 2000년부터 2008년까지 저수지가 없었다면 빈번히 발생했을 가뭄들이 상당히 상쇄되었다. 하지만 1978년 2009년처럼 큰 가뭄이 발생했을 때 가뭄 심도와 지속기간은 오히려 저수지 운영이 고려된 경우가 더 크다. 이상해 보이지만 사실 이유는 간단하다. $SWSR_{reg}$ 은 저수지 운영이 있는 상태가 정상상태이고 $SWSR_{nat}$ 은 저수지 운영이 없는 상태가 정상상태이기 때문이다. 앞에서 언급한 대로 가뭄은 상대적인 개념이다. $SWSR_{nat}$ 이 나타내는 물 부족의 절대량은 당연히 $SWSR_{reg}$ 보다 더 크지만 표준화된 지수는 그 절대량과는 상관이 없다. 저수지 운영이 물 부족을 크게 줄이는 환경과 저수지 운영이 없는 환경에 대한 비교는 서아시아의 건조한 지역의 가뭄과 동남아시아의 습윤한 지역의 가뭄을 비교하는 것과 다르지 않다. 정상적인 상태와의 비교를 통해 정량화 하게 되면 일상적으로 물이 풍부한 지역이라 하더라도 가뭄은 발생한다. 저수지 운영의 유무도 같은 맥락이다. 저수지 운영이 물 부족의 절대적 크기를 줄인다 하더라도 오히려 가뭄의 크기는 커질 수 있고 지속시간도 더 길 수 있다. Figure 20은 저수지 운영이 고려되는 경우가 그렇지 않았을 때보다 큰 가뭄 사상이 발생했을 때 심도는 더 크고 지속시간은 길었음을 나타낸다.

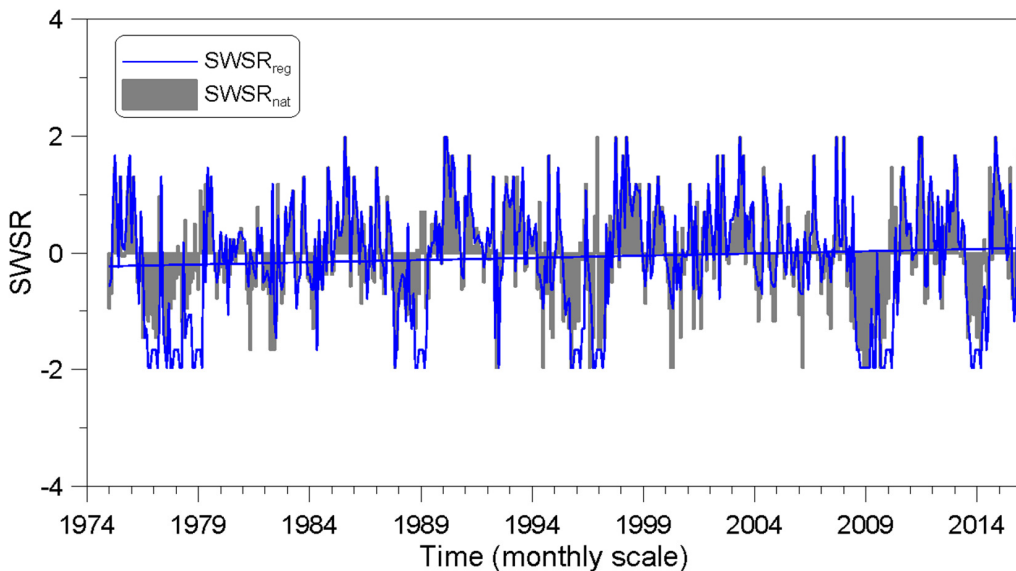


Figure 20 Comparison between SWSRs with and without consideration of the reservoir operation

3.2.3 수요-공급량 기반 가뭄평가 요약

인위적인 저수지 운영을 고려하지 않고 수요와 공급을 비교해 얻어진 지소저수지 유역의 $SWSR_{nat}$ 은 SRI1시계열과 크게 다르지 않았다. SRI6와 SPEI6가 유사한 시간적 변동성을 보였기 때문에 아마도 SPEI1으로 가뭄을 평가하는 경우와 $SWSR_{nat}$ 을 이용하는 경우는 크게 다르지 않을 것으로 보인다. 이는 앞서 설명한 대로 지소저수지 유역은 유입량이 가뭄의 변동성을 주도하기 때문이다. 따라서 유역에 공급되는 수분의 변동성이 가뭄 크기의 변화양상에 큰 영향을 미칠 것으로 예상되는 지역에서는 굳이 수요를 고려해서 가뭄 평가를 할 필요는 없어 보인다. 다만, 저수지 운영이 고려되면 자연 상태와는 확연히 다른 시스템이 되는 것을 확인할 수 있었고 수자원 관리자가 체감할 수 있는 가뭄평가를 위해서는 인위적으로 조절된 유출을 반드시 고려해야 할 것으로 보인다. 지소저수지는 작은 저수지 임에도 불구하고 $SWSR_{nat}$ 과 $SWSR_{reg}$ 둘 사이에 상당한 차이가 있었다. 따라서 운영이 상시적으로 물 공급에 영향을 미치는 다목적댐 유역을 대상으로 하는 연구에서 자연현상만으로 가뭄을 평가할 경우 상당한 편의가 생길 가능성이 높다. 저수지 운영이 포함되었을 때 발생하는 가뭄 차이는 MSRR을 이용해 2008년 캘리포니아 지역 가뭄평가를 한 Mehran et al.(2015) 연구에서도 나타난다. MSRR에 이용되는 두 지수는 저수지 유입량과 수요량을 비교하는 inflow-demand reliability, 저수량과 수요량을 비교하는 water-storage resilience 인데 이 연구에서도 두 지수에서 나타난 변동성이 상당히 달랐다. 이 연구에서도 저수지 운영의 효과를 고려하는 water-storage resilience가 작은 가뭄심도와 짧은 지속시간을 나타내지는 않았다. 다만 inflow-demand reliability에서 인지되는 가뭄의 시작시점과 차이가 있었을 뿐이었다. 정상상태와 비교를 통해서만 정의되는 가뭄의 특징 때문이다.

지금까지 수요-공급량을 동시에 고려한 가뭄 해석에 대한 내용을 지소저수지를 대상으로 다루었다. 가뭄의 상대적 정의로 인해 저수지 운영이 고려된 시스템에서의 가뭄심도와 지속시간이 더 클 수 있음을 확인하였다. 이 결과는 저수지가 없는 자연적인 시스템에서 수요자에게 인지되는 가뭄이 저수시설이 확보된 시스템에서 수요자에게 인지되는 가뭄보다 작을 수 있음을 의미한다. 평균적인 상태와의 비교된 물 부족으로 정의되는 가뭄은 언제 어디서든 어떠한 시스템에서든 발생한다. 그런데 이러한 학술적 가뭄의 정의가 실수요자에게는 얼마나 다가올까? 사실 실수요자에게는

평균상태와의 비교가 아닌 물이 부족한 절대적인 정도가 중요할 수 있다. 특히 지소저수지에서 물을 공급받는 수요자에게는 벼 생산에 필요한 만큼 물이 있는지 없는지가 주요 관심사이지만 평균보다 물이 많은지 그렇지 않은지가 중요한 사안은 아니다. 이런 지역에서는 저수량이 충분히 수요량을 만족시킬 수 있다면 만족된 만큼 이상으로 공급된 물은 수요자에게는 의미가 없다. 따라서 이 상황에서 수요자에게 학술적인 가뭄정보를 제공하는 것은 오해를 발생시킬 소지가 있다. 공급된 물이 수요를 만족시켰음에도 불구하고 WSR이 평균보다 낮아 가뭄상태라는 정보가 제공되거나 반대로 수요가 만족되지 않았음에도 WSR이 평균보다 큰 상태라 하여 가뭄이 아니라고 하면 수요자 입장에서는 혼란스러울 수밖에 없다. 이런 경우에는 물 부족 자체에 대한 분석 결과를 제공하는 편이 훨씬 나을 수 있다. 다음 절에서는 지소저수지의 물 부족에 기후변화가 미치는 영향을 분석한다.

3.3 저수지 운영에 지구온난화가 미치는 영향 분석

3.3.1 물 부족과 가뭄의 비교

물부족과 가뭄의 차이는 Figure 21에서 쉽게 확인된다. WSR_{reg} 시계열을 월별로 표준정규화 시킨 $SWSR_{reg}$ 에서 큰 가뭄으로 평가되었던 기간은 WSR_{reg} 가 0보다 작은 시기들이다. 주목해서 봐야할 점은 WSR_{reg} 가 0보다 클 때에도, 즉 공급이 수요를 만족 시킨 기간도 $SWSR_{reg}$ 기준으로는 매우 큰 가뭄이라는 점이다. 지소저수지에서 유출되는 물의 양은 수요량에 30배에 이르기도 한다. 따라서 지소저수지 유역의 평균적인 상태는 물이 과잉 공급되는 상태이다. 수요량을 겨우 만족시키는 수준의 공급 상태는 평균보다 낮기 때문에 큰 가뭄상태이다.

하지만 앞서 말한 대로 물 부족에만 관심이 있는 수요자에게 이 기간이 가뭄이었다는 정보가 제공된다면 혼란을 느낄 가능성이 높다. 수요량을 초과하여 공급되는 양에 대해 수요자가 관심을 가질 가능성은 적기 때문이다. 과도한 유입량은 홍수위험을 높이기 때문에 수요자에게는 골칫거리이기도 하고 작물에 물이 과잉 공급되면 오히려 스트레스를 높이고 생산성이 떨어질 수도 있다. 이런 상황에서 수요자의 주요 관심은 WSR_{reg} 가 0보다 작은지 여부와 작다면 그 크기가 얼마나 되는 가뿐이다. $SWSR_{reg}$ 와

같은 가뭄지수는 물을 공급하는 관리자에게 중요한 정보가 될 수 있을지는 몰라도 생산량에 필요한 공급만을 원하는 수요자에게는 의미가 크지 않다. 이런 문제 때문에 물 부족과 가뭄의 개념은 명확히 구분되어야 한다. 물이 수요에 맞게 잘 공급되고 있다 하더라도 평균적인 상태가 과잉공급이기 때문에 가뭄이다. 하지만 수요를 만족하는 상황에서 수요자 입장에서는 가뭄상태가 큰 의미를 가지지는 않는다.

본 절에서는 수요자 입장에 고려하여 저수지 시스템에서의 물 부족 상황이 기후변화의 영향에 의해 어떻게 변화할 것인지를 분석하였다. 저수지의 추가 건설, 용량 증대, 새로운 운영방법의 개발 등은 수자원 기후변화의 위험에 적응하기 위한 투자의 개념으로 자주 논의된다(e.g. Loomis et al., 2003). 이러한 대응책들의 효과는 사실 검증하기 쉽지 않다. 일단 저수지가 건설되고 유출량 조절이 시작되면 그 이전의 시스템과는 완전히 다른 시스템이 되고 전환된 시스템의 효율을 기후변화 관점에서 평가하려면 장기간의 운영 자료가 필요하기 때문이다. 자료가 수집되지 않은 상태에서는 기후변화 시나리오와 시스템에서 일어나는 과정을 재생산할 수 있는 모형을 이용하는 방법의 사용이 불가피하다. 기후변화 영향평가를 위해 본 연구에 도입된 방법은 시스템의 기후조건에 대한 민감도를 먼저 분석하고 민감도 함수에 CMIP5 GCM을 접목해 물 부족이 어떤 방향으로 변화하게 되는지를 확인하는 접근법이다.

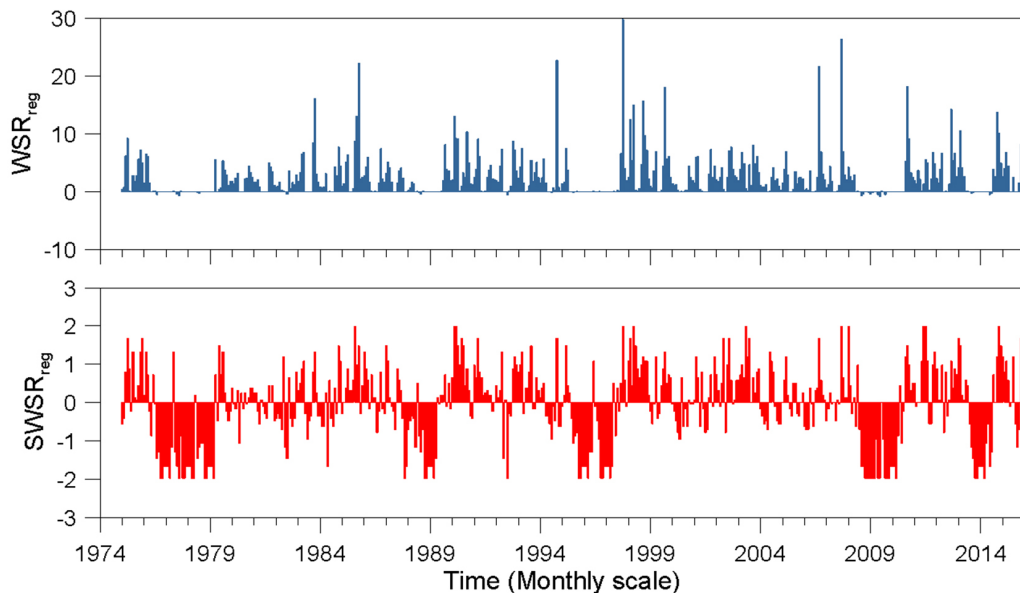


Figure 21 Comparison between WSR and SWSR of the Jiso reservoir system

3.3.2 물 부족 빈도 및 심도의 기후변화에 대한 민감도 분석

지소저수지에서 공급량이 수요량에 미치지 못하는 상황은 극심한 가뭄상태이다. 지소저수지는 과잉공급이 평균적인 상태이기 때문이다. 본 절에서는 지소저수지의 극심한 가뭄 상태인 물 부족의 빈도 및 심도가 기후변화에 변화에 얼마나 민감한지 분석한다. 이를 위해서는 먼저 기후변화의 개념을 정의해야 한다. IPCC(2007)에서는 “10년 이상 충분히 긴 기간에 대한 기후를 나타내는 변수(온도, 강수량 등)의 평균이나 변동성에서 나타나는 변화”로 기후변화를 정의한다. 지소저수지 시스템에서 중요한 기후특성을 나타내는 변수는 유입량과 수요량을 결정하는 강수량과 기온이다. 따라서 민감도 분석을 위해 본 연구에서 정의하는 기후변화는 간단히 20년 동안의 평균 기온과 평균 강수량의 변화이다. 지소저수지 시스템은 Figure 1에 나타난 바와 같이 유입량을 결정하는 지소저수지 유역과 수요지인 관개농지로 구성되므로 이 둘의 평균기온, 평균강수량이 시스템을 대표한다고 가정하였다.

기후변화에 대한 시스템의 민감도는 방법론에서 설명한 대로 CRF 개념을 이용해 분석되었다. CRF는 시스템을 설명하는 중요한 인자나 의사결정을 위한 지표와 기후조건과의 관계를 설명하는 함수이다(Brown et al., 2012). 본 연구에서 CRF는 20년 평균 강수량, 평균 기온과 같은 기간 동안의 물 부족 발생특성 사이 관계를 나타낸다. 하지만 20년 평균 강수량, 평균기온을 관측 자료에서만 추출한다면 기상관측자료의 길이가 100년이라 해도 산술적으로 5개 표본밖에 얻을 수 없다. 본 연구에서 사용된 PRISM 자료 역시 1973년부터 2015년 자료로 43년에 불과하기 때문에 2개의 20년 평균 강수량과 평균 기온 밖에 얻을 수 없어 관측 자료만으로는 CRF를 만들어 내는 것이 불가능하고 추계학적 모의가 필수적이다.

따라서 CRF작성을 위해 방법론에서 설명한 대로 Wilks(1999)의 모형을 이용해 먼저 자료 길이를 10,000년으로 늘렸다. 10,000년 자료는 20년 간격으로 잘라내면 500개의 표본을 얻어낼 수 있고 다중회귀분석을 통해 물 부족의 빈도와 크기에 대한 CRF를 만들어내는 것이 가능해진다. 추계학적 모의를 위해 지소저수지 유역경계 내 격자들의 강수량 평균과 수요지에 해당하는 격자들의 평균의 두 시계열에서 Markov chain 강수량 모형에 사용될 매개변수(전이확률, 강수량 확률분포, 상관계수 등)를 계산하였다. 1973년-2015년 43년간의 자료에서 얻어진 매개변수를 통해 10,000년 길

이로 강수량 자료를 생산하였고 발생된 강수량과 관측강수량의 예를 Figure 22에 나타냈다. 추계학적 모의는 관측 자료와 유사한 발생 특성을 갖는 길이가 긴 시계열을 만들어내기 위함이지 정확하게 특정일의 강수량을 예측하기 위함이 아니다. 추계학적 모의 발생은 다른 기간에 비해 6월에서 9월까지 강수발생 가능성이 높고 강수량의 크기 도 상당히 큰 한국의 추계학적 발생 특성을 모의하기 위함이다.

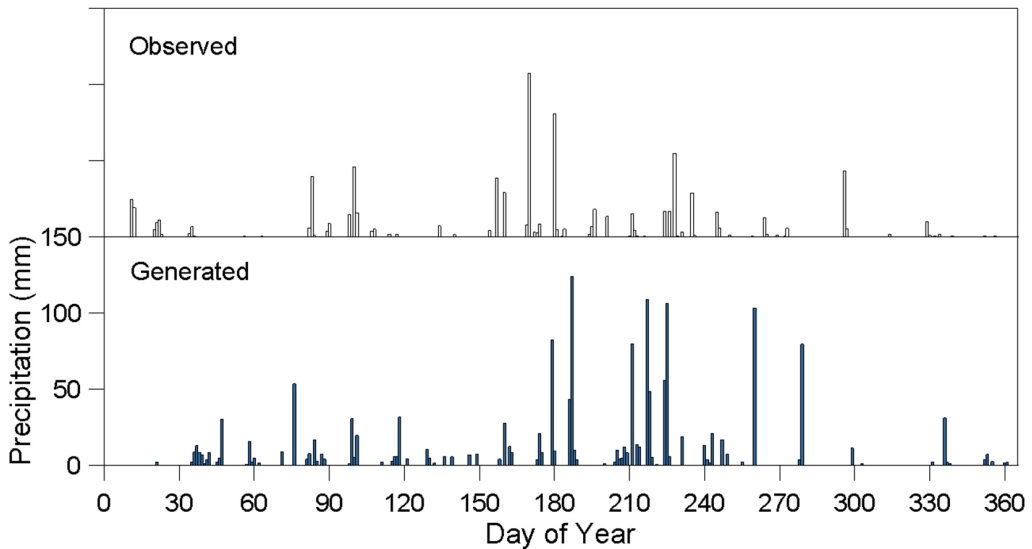


Figure 22 Comparison between observed precipitation and an example time series of generated precipitation

관측 강수와 모의 강수의 비교는 Figure 23에서 확인할 수 있다. 모의 강수의 표준편차가 관측보다 약간 작기는 하지만 평균값과 강수 크기의 분포는 관측 값의 통계 특성을 잘 재생산 하고 있다. 아울러 모의 강수는 저수지 유역과 수요지 모두에 강수가 있을 확률(P_{11}), 모두 강수가 없을 확률(P_{00})도 관측의 특성을 거의 완벽히 재생산 한다. 다만 관측에서 나타난 유역과 수요지 두 강수 시계열의 공간상관은 0.97인 반면 모의 강우는 0.88이었는데 이는 모형이 가지는 구조적인 단점에 해당한다(Wilks, 1999). 그러나 유효강우를 고려하여 관개 수요량을 산정하지 않았기 때문에 약간 과소하게 재현된 공간상관성이 CRF에 영향을 크게 미치지지는 않는다. 사실 지소저수지 유역의 강수량만이 사용되었기 때문에 단변량 Markov Chain으로 모의를 해도 상관이 없다.

반면 일최고·최저 기온에 대해서는 지소저수지 유역과 관개농지의 수요량 모두에 일최고·최저기온이 필요하기 때문에 평균, 분산 뿐만 아니라 공간상관도 잘 재현되어야 한다. Table 는 지소저수지 유역과 관개농지의 관측 일평균기온과 VAR1모형으로 모의된 일평균기온의 통계특성을 비교한 것이다. 평균, 분산, 공간상관계수 모두 VAR1모형이 잘 재현하고 있음을 확인할 수 있다. Wilks(1999)가 제안한 복수지점에 대한 통계특성의 보존을 위한 강수량과 기온 모형은 약간 오래되기는 하였지만 여전히 우수한 성능을 보이는 것으로 판단된다.

하지만 CRF 작성을 위해서는 20년 평균강수량, 평균기온이 충분히 넓은 범위에서 추출되어야 하는데 통계특성이 잘 재현된 기온 시계열에서 이를 만들어내는 것은 불가능하다. 대칭확률분포를 기반으로 하는 모형으로 발생된 기온의 장기간의 평균은 기간을 달리하여도 일정할 수밖에 없다. 평균을 내는 과정에서 발생한 극한 값들이 서로 상쇄되기 때문이다. 반면 왜곡된 분포인 혼합지수분포를 사용하는 강수 모형은 20년 평균을 낸다 하더라도 비교적 넓은 범위의 20년 평균 강수량을 추출할 수 있다. 따라서 모의 발생된 기온시계열의 20년 평균값에 변동성을 키우기 위해서 다음과 같은 후처리 작업을 수행하였다. 모의된 기온 자료는 각월에 대해 10,000개의 월평균값을 갖는다. 이 월평균값을 각월에 대해 각각 오름차순으로 정렬한 후 동일순위를 갖는 1월부터 12월까지를 연결하면 10,000년 동안 계속 증가하는 시계열이 된다. Figure 24의 빨간색 시계열은 후처리 과정 이전의 시계열, 파란색 시계열은 후처리 이후의 시계열이다. 빨간색 시계열에는 극치값들이 분명 포함이 되어 있지만 20년 평균을 내면 양의 극치값과 음의 극치값이 상쇄되어 동일한 값을 줄 수밖에 없다. 후처리하게 되면 극치값들의 방향성이 일치하게 되어 상쇄되는 효과가 없어진다. 후처리 과정은 12개월을 섞는 것이기 때문에 추계학적 모의과정에서 자기상관은 월과 월 사이에서 연중 12회 깨지게 되지만 각 월에 대해서는 보존된다. 따라서 일최고·최저기온이 가지고 있는 추계학적 특성을 거의 보존하면서 넓은 범위에 대해 기후특성(20년 평균강수량, 평균기온) 표본 추출이 가능해진다.

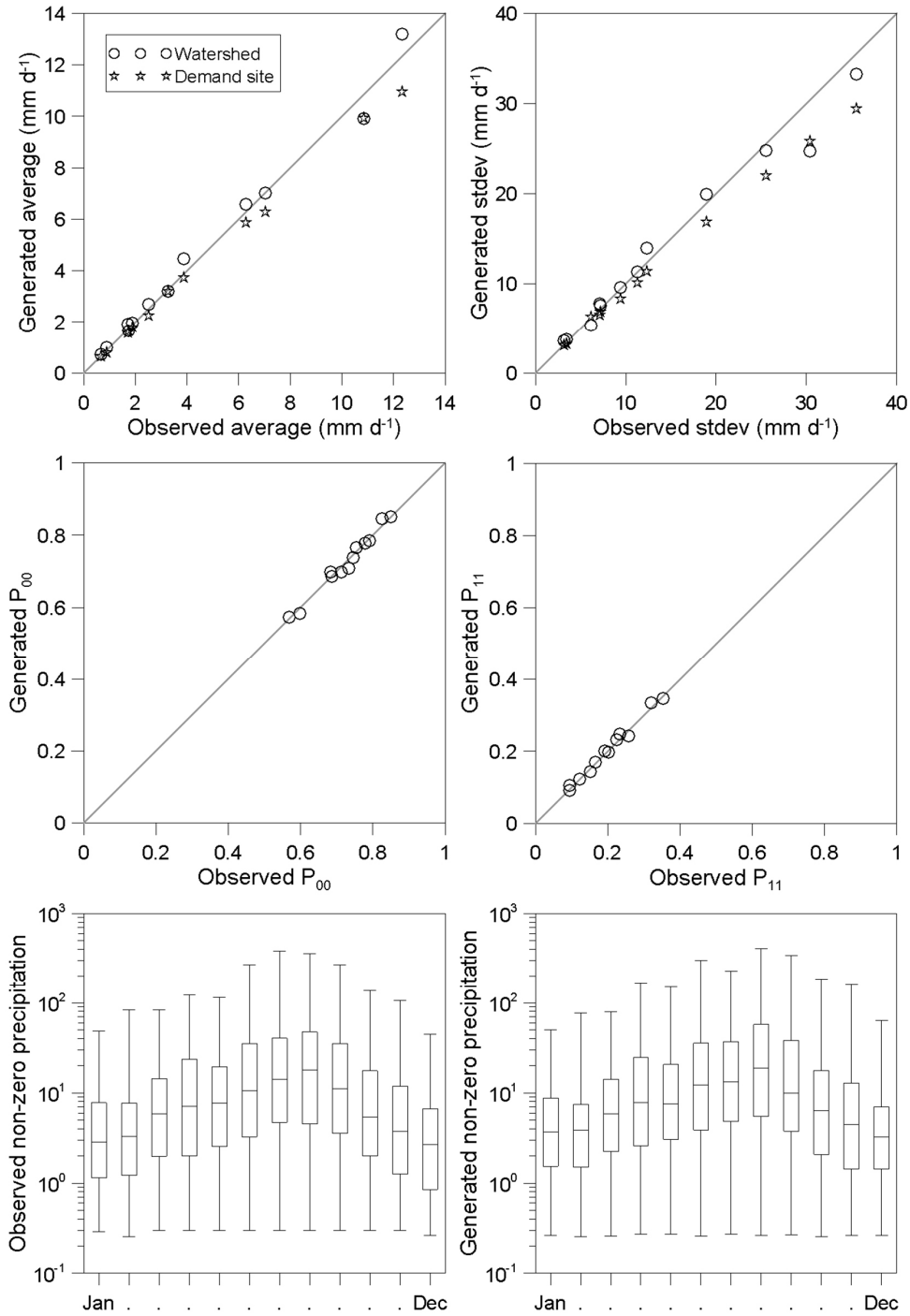


Figure 23 Statistics and probability comparison between observed and generated precipitation. P_{00} is the probability of which both of the watershed and the demand site have no precipitation while P_{11} is the probability of precipitation for the both sides.

Table 4 Statistics of observed and generated temperatures (Wshd: Jiso reservoir watershed, Dmnd: demand site).

	Mean Tmax		Mean Tmin		Std Tmax		Std Tmin		Correl
	Wshd	Dmnd	Wshd	Dmnd	Wshd	Dmnd	Wshd	Dmnd	
Observed	16.8	18.3	6.0	7.0	9.7	9.4	9.3	9.5	0.84
Generated	16.8	18.3	5.9	7.0	9.6	9.3	9.3	9.5	0.85

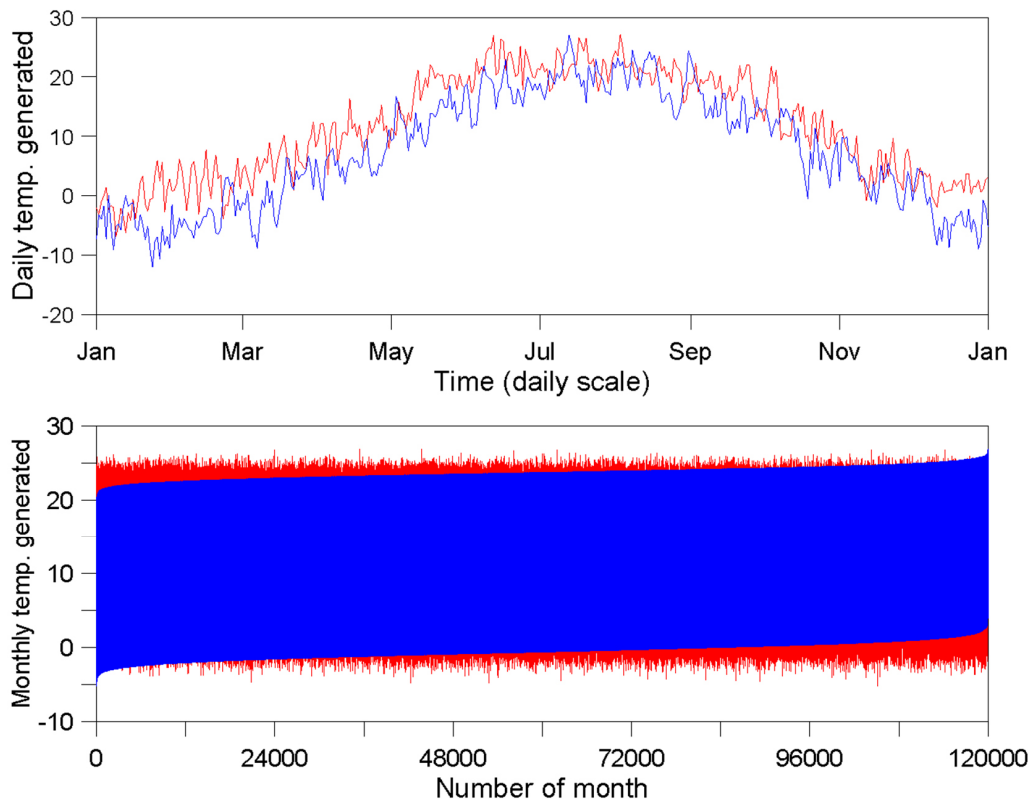


Figure 24 Generated temperatures before (red) and after (blue) the post processing for expanding the sampling range of 20-year mean temperatures

추계학적 모형으로 모의발생된 강수량, 일최고·최저기온은 저수지유입량과 관개농지의 수요량 산정에 이용되었다. 일자료로 모의된 일유입량, 일수요량은 월단위로 집계된 후 앞 절에서와 마찬가지로 평균기반 SOP 저수지 모의에 이용되었다. 모의된 저수지 유출량과 수요량 비교로 구해진 WSR 시계열에서 0보다 작은 값의 특성을 이용해 20년 동안의 평균 물 부족 발생확률(빈도; $P[WSR < 0]$)와 물 부족의 평균크기(심도;

$E[WSR|WSR<0]$ 에 대한 CRF를 다중회귀분석을 통해 작성하였다.

물 부족의 빈도 및 심도 CRF를 이용한 기후변화 영향평가는 총 저수용량과 재배방식을 기준으로 네 가지 경우에 대해 수행되었다. 첫 번째는 시스템의 현재 특성이 그대로 반영된 평가이다(Base case). 지소저수지의 저수용량은 2,253,000m³, 수요지의 재배방식은 이앙법인 상태이다. 두 번째 경우는 저수지가 존재하지 않았을 때를 가정한다(No reservoir). 따라서 지소저수지의 유입량이 운영을 통하지 않고 관개농지로 바로 공급되는 경우이다. 세 번째 경우는 구조물의 보강을 통한 적응대책이 반영된 경우로 저수지 용량을 현재의 두 배, 4,506,000m³로 증가 시켰을 때(Adaptation1)이다. 네 번째는 비구조적 적응대책으로 재배방식을 이앙법에서 직파법으로 바꾼 경우(Adaptation2)이다.

기후변화 적응대책 중 비구조적 대책으로 선택한 직파법으로의 전환은 이앙법이 생산량 손실위험이 더 적은 방법이라 쉽게 적용할 수 있는 대책은 아니지만 수요량 조절책으로는 고려될 만하다. 이앙법은 한국 벼재배면적의 80% 이상에 적용되고 있는 일반적인 방식이고 생산성 유지에 직파법보다 용이하다. 그러나 직파법보다 더 많은 관개용수가 이앙시기에 요구되기 때문에 기상 변동성이나 기후변화로 인해 충분한 농업용수의 확보가 어려워질 경우 고려할 수 있는 대안이다. 벼 생산의 중심지라 할 수 있는 태국, 베트남 등 동남아시아 지역에서는 여전히 직파법이 적용되는 곳이 많다(IRRI, 2016). 한국에서도 여전히 재배면적의 20% 정도는 직파법으로 재배되고 있고 관리만 잘 된다면 이앙법의 생산성과 크게 차이 나지는 않는 것으로 알려져 있다(채제천, 2012). 이앙법과 직파법에 요구되는 관개용수는 Figure 25에서 확인할 수 있는데 5-6월에 추가적으로 요구되는 이앙용수가 이 두 방식의 큰 차이이다.

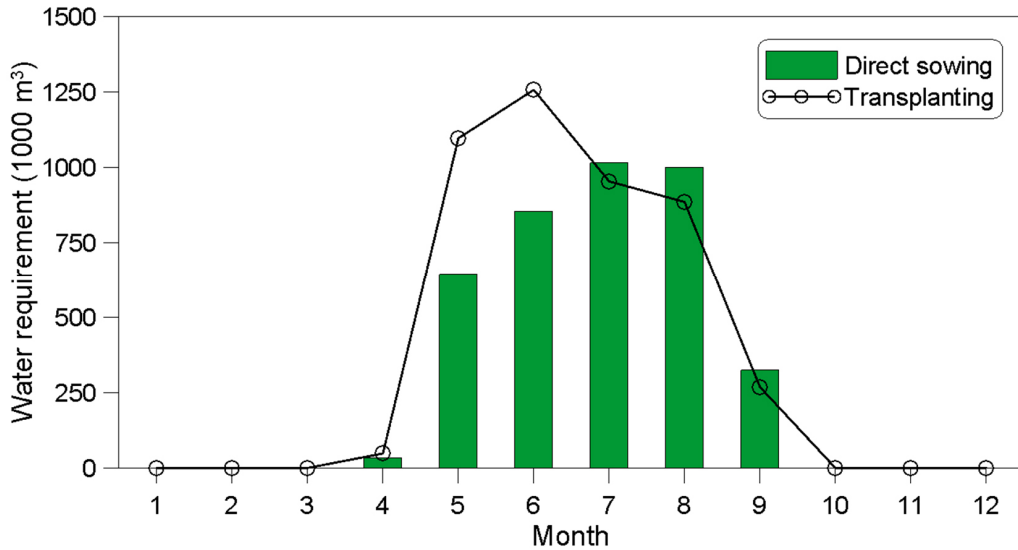


Figure 25 Water requirement difference between the direct sowing and the transplanting

직접 파종되어 자라는 모와는 달리 이앙되는 모는 추가적인 스트레스가 발생하기 때문에 이앙 시기에 충분히 물이 충분히 공급되지 않았을 경우 생산성이 상당히 떨어질 수 있다. 문제는 5-6월은 한국의 몬순 이전 시기로 하천과 저수지의 물이 충분치 않다는데 있다. 한국은 겨울철과 봄철 강수량이 크지 않아 자연적인 하천 유량은 늦봄에 최저치를 기록할 가능성이 높아 저수지와 관개시설 없이 이앙법을 적용하기는 쉽지 않다. 저수지가 있다 하더라도 유입량이 연중최저에 가까운 시기이므로 5-6월은 벼 생산지역에서 물 부족을 겪을 가능성이 가장 높은 기간이다. 반면 직파법은 이앙용수가 요구되지 않기 때문에 이시기에 그렇게 많은 용수를 요구하지 않는다. 또한 강수량이 많은 7, 8월에 수요량이 최대가 되기 때문에 유입량과 수요량의 변동성이 어느 정도 일치하게 되어 용수공급이 자연적으로 용이해진다. 이에 용수 요구량의 관점에서 직파법의 적용이 비구조적 기후변화 적응책으로 선택되었고 이로 인한 생산성 변화 문제는 본 연구에서는 다루지 않는다.

언급한 네 가지 경우의 물 부족 빈도와 심도에 대한 CRF를 구하기 위해 체계적으로 모의된 10,000년의 일강수량, 일최고·최저기온을 이용해 지소저수지의 일유입량과 일수요량을 계산하였다. 월단위 저수지 운영 모의를 위해 일유입량, 일수요량은 월단위로 집계되었고 앞에서 설명한 평균 SOP를 이용해 공급량을 모의하였다. 초기화를

위한 기간이 포함되어 있는 최초 20년은 버리고 나머지 499개 표본으로 20년 기간에 대한 CRF를 만들었다. 먼저, Figure 26은 모의된 공급량과 수요량 비교를 통해 얻어진 WSR 시계열을 평균기온이 높은 특정 20년에 대해 나타낸 것이다. 물 부족상태를 강조하기 위해 WSR이 양수인 경우는 시계열에서 제거되었다. 저수지 운영의 유무가 물 부족에 미치는 영향이 매우 큼을 확인할 수 있다. 자연유량만으로는 5-6월에 요구되는 많은 이양용수를 감당하는 것이 거의 불가능하다. 이양용수의 확보는 수확량에 결정적인 영향을 미치고 저수지 운영이 필수적이다.

저수용량이 두 배로 늘게 되면(Figure 26 파란색 시계열), 물 부족의 크기는 현저히 떨어지게 되고 부족이 나타나는 원인은 저수량의 부족이 아닌 부정확한 수요예측에 있다. SOP에 적용된 수요량은 관측에서 얻어진 월평균 수요량이기 때문에 모의된 기온으로부터 얻어진 수요량은 월평균보다 훨씬 클 수 있고 이 때문에 물 부족상태가 될 수 있다. 저수능력을 두 배로 늘린 상황에서 발생하는 물 부족은 수요예측의 부정확성에 있다. 재미있는 점은 이양법에서 직파법으로 전환하기만 해도 물 부족을 상당히 줄일 수 있다는 점이다. 이 점은 매우 중요한데 저수지 용량 증대와 같은 비용이 큰 구조적 대책을 적용한다 하더라도 수요량과 유입량의 예측력을 높이지 않는다면 비용이 적게 드는 비구조적 대책의 효과와 별 차이가 없음을 의미하기 때문이다.

Figure 26을 통해 기억해야할 점은 물 부족의 발생빈도는 모든 경우가 서로 비슷하다는 점이다. 물론 저수지 운영이 있는 경우의 발생빈도가 약간 낮기는 하다. 주요 용수량은 4-9월의 농업용수이고 이 기간 이외에는 유입량이 풍부한 지소저수지 유역에서 물 부족이 일어날 가능성은 없다. 하지만 수요량과 유입량 예측이 잘 되지 않는다면 평균기반 운영으로는 저수용량을 두 배로 늘려도 물 부족의 빈도를 줄이기는 쉽지 않다. 저수지운영 유무에서 발생하는 큰 차이는 주로 물 부족의 크기이다. 저수지 운영이 없다면(Figure 26 빨간색 시계열) 물 부족의 크기는 수요량에 육박할 정도이기 때문에 이양법에 의한 벼 생산을 위해서 재배면적의 축소는 불가피해 보인다. 평균기반 저수지 운영(Figure 26 하얀색 시계열)은 이렇게 상시적으로 발생하는 물 부족을 완벽하지는 않지만 그 크기를 많이 줄일 수 있게 한다. 만약 저수지 운영을 하는 상태에서 직파법으로의 전환이 이루어진다면 농업용수 수급측면에서 저수지의 기능은 더욱 높아진다.

Figure 26의 WSR 시계열은 20년 기간에 해당하고 이 기간 동안 WSR이 0보다 작을 확률(물 부족 빈도)과 WSR이 0보다 작았을 때 평균 크기(물 부족 평균심도) 표본은 각각 1개씩이다. 따라서 추계학적 모형으로 모의된 강수량과 기온을 이용해 만들어진 10,000년 WSR 시계열에서 물 부족 빈도와 심도 500개의 표본을 얻어낼 수 있다. 첫 번째 20년은 모의를 초기화하는 과정이 포함되어 있어 이를 제외하면 499개의 표본으로 물 부족 빈도와 심도에 대한 CRF 작성이 가능해 진다. 언급한대로 CRF는 평균기온 평균 강수량이 설명하는 물 부족의 빈도 및 심도의 변동성을 의미하고 설명되지 않는 변동성은 무작위적인 것으로 간주된다.

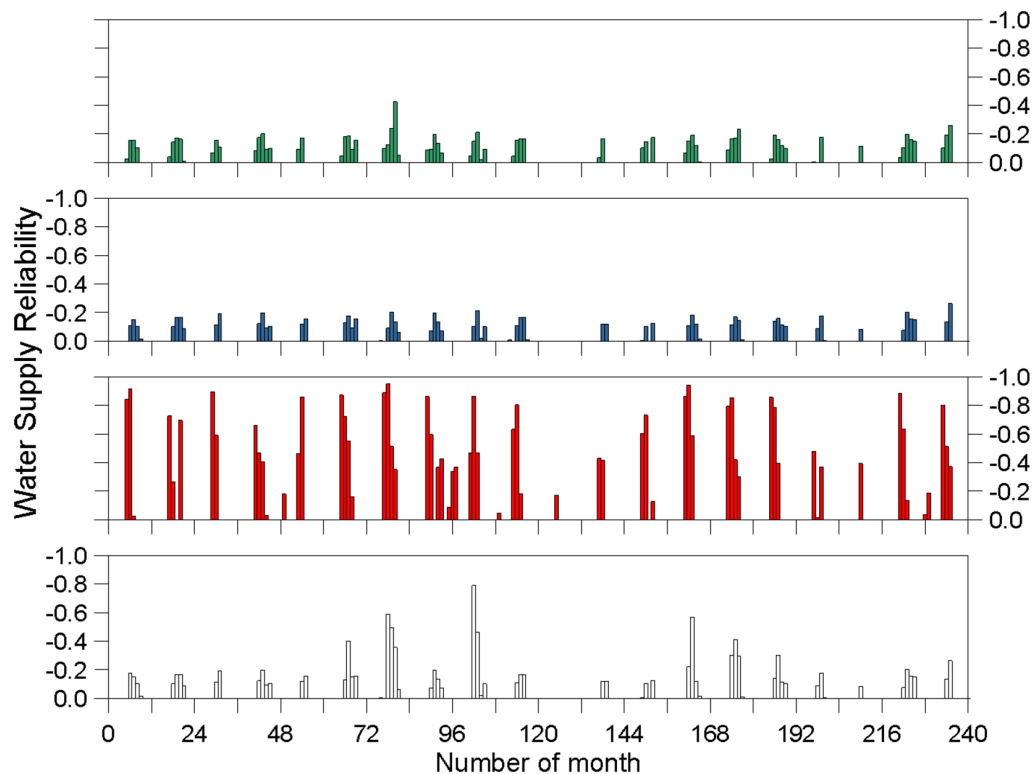


Figure 26 Example time series of WSR for a selected 20-year in (white) the base case, and the cases of (red) no reservoir, (blue) increased reservoir capacity, and (green) transition from transplanting to direct sowing.

Figure 27은 현재의 저수용량과 이양법이 적용되는 경우(Base case)의 물 부족의 빈도 및 심도의 CRF이다. 20년 평균기온, 20년 연평균강수량과 물 부족 빈도 및 심도와의 관계를 한눈에 확인할 수 있다. 따라서 평균 강수량이 작아지고 평균기온이 높아질수록 물 부족 발생 빈도와 심도는 늘어나게 된다. 특히 물 부족의 심도는 비선형적으로 급격하게 커지고 있음이 쉽게 확인된다.

하지만 CRF가 기후변화의 방향성을 의미하는 것은 아니다. 지소저수지 물 부족의 빈도와 심도가 증가하고 있는지 그렇지 않은지는 기후특성의 변화와 함께 살펴봐야 한다. 관측상 한국의 평균 강수량과 평균기온은 둘 다 증가하는 방향으로 변화하고 있다. 따라서 물 수요와 공급 둘 다 증가하고 있기 때문에 물 부족 심도가 급격히 커지는 방향으로 기후가 변화하고 있지는 않아 보인다. 하지만 호의적인 시나리오인 RCP 4.5에서도 향후 50년 동안 기온이 낮아지지 않기 때문에 수요가 증가하고 있다는 것은 분명하다. 강수량의 장기예측은 불확실성이 기온보다 훨씬 크기 때문에 예상보다 평균 강수량 증가가 크지 않을 경우나 줄어든 경우, Figure 27의 CRF는 물 부족의 크기가 급격히 커질 가능성이 있음을 시사한다.

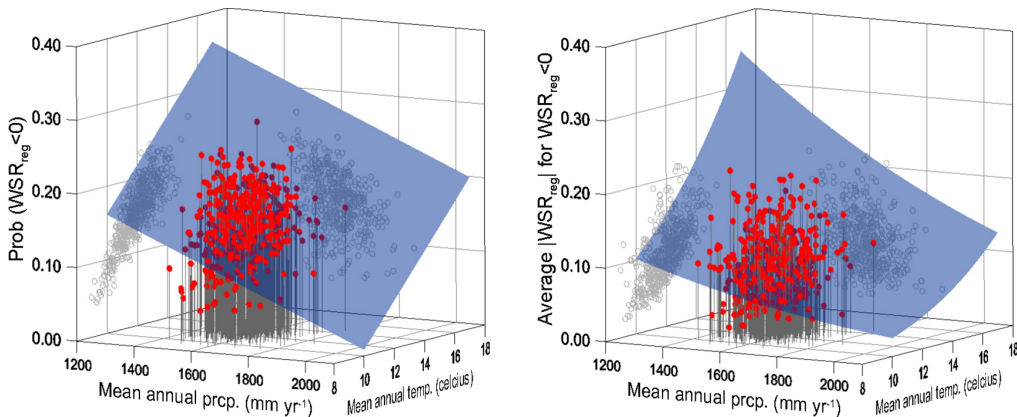


Figure 27 CRFs for (left) frequency and (right) severity of water scarcity for the base case

만약 저수지 운영이 없다면 CRF에 어떤 변화가 일어날까? Figure 28은 저수지 운영이 없을 때의 CRF이다. Base Case의 CRF에서와 마찬가지로 평균 기온이 상승하고 강수량이 줄어든다면 물 부족 발생확률이 증가하고 심도가 더 커질 것은 당연하다. 또한 저수지운영을 할 때보다 평균적으로 빈도와 크기는 늘어날 것이 확실하다.

Figure 27과 28을 비교했을 때 저수지가 없을 때의 물 부족의 빈도는 대략 0.15에서 0.20정도 증가하였고 심도는 0.1에서 0.5로 급격히 증가하였다. Figure 26의 저수지 운영 유무에 의한 WSR 시계열에서도 쉽게 예상할 수 있는 부분이다. 하지만 평균 강수량과 평균 기온의 변화에 대한 물 부족의 빈도 및 심도의 민감성은 상당히 줄어들었다. 특히 심도의 경우 저수지 운영이 있었을 때에는 지수적인 민감도를 보인 반면 없을 때에는 선형적인 민감도를 보이고 그 크기도 크지 않음을 알 수 있다. 이 차이는 두 시스템 안에서 살아가는 사람들에게 실제로 인지되는 기후변화의 위험은 상당히 다를 수 있음을 의미한다. 저수지가 없는 환경에 적응되어 있다면 기후가 심각하게 변화한다 하더라도 사람들에게 인지되는 물 부족 빈도와 심도의 변화는 저수지가 있는 환경에 서보다 훨씬 작을 수 있다. 다시 말해 저수지가 없는 환경에 적응된 사람들은 저수지가 있는 환경에 적응된 사람들보다 상대적으로 큰 물 부족을 경험하기는 하지만 기후 변화가 심한 경우에도 그 크기는 크게 변화하지 않는다는 것이다.

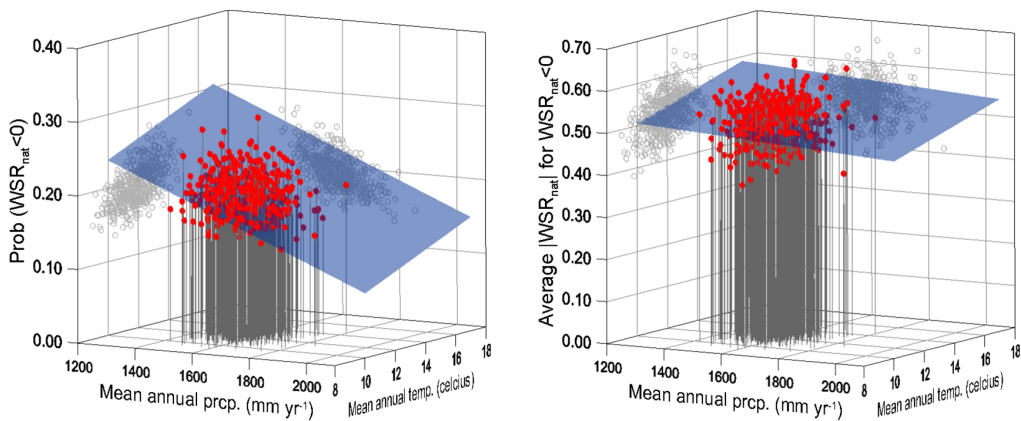


Figure 28 As in Figure 27, but for the case of no reservoir operation

저수지 운영 유무에서 나타난 CRF의 차이는 저수지 운영이 가지는 역설에 해당한다. 저수지 운영의 기본적인 목적은 하천의 자연흐름에 인위적인 지체시간을 더해 수요가 있는 시점에 수자원 공급을 원활하게하기 위함이다. 이 목적은 저수지가 건설되면 운영의 효율성에 관한 논란은 있겠지만 어느 정도는 달성되게 되어 있다. 그런데 Figure 27과 28의 CRF는 저수지가 건설되면 그 이전보다 시스템이 기후변화에 더 민감해짐을 의미한다. 평균 기반 SOP는 단점이 있기는 하지만 예측력이 충분치 않은 예측 유입량과 수요량을 사용하는 것보다는 안정적인 수 있고 합리적인 운영이 아니라고

하기는 어렵다. 기후변화를 대비하기 위해 평균기반 운영보다 더 나은 운영방법을 개발할 수 있겠지만 SOP와 같은 통상적인 저수지 운영이 계속된다면 저수지 시스템은 기후변화에 더 취약한 시스템이 된다. 이는 저수지 시스템이 불필요하다는 의미가 아니다. 저수지 운영으로 물 부족의 평균 심도는 대략 0.5에서 0.1까지 낮아졌다. 저수지 운영으로 얻어지는 혜택은 상시적인 기상변동성에 의해 발생하는 물 부족의 크기를 줄여주는 데 있다. 장기간의 평균을 의미하는 기후변화와 일정기간 동안의 변화를 의미하는 기상변동성을 엄격하게 구분한다면 저수지는 기상학적 변동성에서 오는 위험은 줄일 수 있지만 기후변화의 위험은 오히려 키울 수 있다는 것이다.

그런데 기후변화 대응하기 위해 저수지 용량을 키운다면 물 부족의 빈도와 크기가 기후변화에 더 민감해 지지 않을까? Figure 29는 지소저수지의 용량을 두 배로 키웠을 때 물 부족의 크기와 심도의 CRF이다. 저수지 용량을 늘리지 않았을 때와 크게 차이나는 점은 물 부족의 크기가 평균적으로 0.10에서 0.07 정도로 줄었고 강수량보다는 기온에 훨씬 민감해진 것이다. 저수지 용량이 두 배가 된 이후에는 유입량의 변동성과 물 부족의 관계는 미약해진다. 이는 당연한 결과로 유입량이 크게 줄어든다 하더라도 확보되어 있는 저수량이 두 배가 된 상태는 공급 실패를 줄이기 때문이다. 평균기온이 상승으로 발생하는 수요증가의 효과는 여전하기 때문에 저수용량을 증가시키면 평균기온에 더 민감한 CRF가 나타날 수밖에 없다. 20년 강수량이 1200mm이든지 2000mm이든지 상관없이 지소저수지 유역의 물 부족의 크기는 평균기온의 변화에만 주로 영향을 받는다.

마지막으로 재배방식을 이앙법에서 직파법으로 바꾸면 CRF는 Figure 30과 같이 변화한다. 이앙용수가 요구되지 않기 때문에 물 부족 발생 빈도가 당연히 줄고 심도도 상당히 줄게 된다. 적어도 저수지용량을 두 배로 키운 경우와 유사한 효과가 있어 보인다. 하지만 이 경우는 평균 강수량에 대한 저수지 유입량의 민감도가 남아있기 때문에 물 부족의 크기는 여전히 강수량의 크기에 상당히 의존한다. 이 결과는 이앙용수가 시스템에 주는 영향을 가늠할 수 있게 한다. 앞서 언급한대로 이앙용수는 4월말부터 6월 중순까지 요구되는 수요로 유입량에 비해 크기가 상당히 커서 물 부족의 발생에 결정적인 역할을 한다. 따라서 이앙용수가 요구되지 않는 직파법이 적용되면 물 부족의 발생을 크게 줄일 수 있고 이 효과는 저수지 용량을 두 배로 늘리는 효과에 상응한

다. 하지만 여전히 저수지 운영에 의존하는 시스템이기 때문에 기후변화에 상당히 민감한 상태이기는 하다. 구조적 대응책인 저수지 용량 증대보다 직파법으로 전환하는 것이 비용 면에서 장점이 있다면 지소저수지의 기후변화 대응책으로 적응 대책으로 고려될만 하다. 물론 직파법에 의한 수확량이 이앙법보다 크게 떨어지지 않아야 적용이 가능할 것이고 이에 대해서는 추가적인 연구가 필요하다. 네 가지 경우에 대한 물 부족 빈도와 심도의 CRF 수식은 Table 5에 요약하였다.

Table 5 The parameters of CRFs obtained from the multiple regressions.

Case	Frequency				Severity			
	λ_1	a_1	b_1	c_1	λ_2	a_2	b_2	c_2
Base case	N/A	0.0283	-0.170	0.0831	0.262	0.0297	-0.190	0.481
No reservoir	N/A	0.00957	-0.167	0.343	N/A	0.0120	-0.0416	0.436
Adaptation1	N/A	0.0298	-0.170	0.0630	0.303	0.0387	-0.00997	-0.0198
Adaptation2	N/A	0.0402	-0.173	-0.0773	Log	0.237	-0.413	-4.86

¹ λ_1 values for Box-Cox transformation; Log: logarithmic transformation; N/A: Not applied.

²Intersects. $T_{avg}(^{\circ}\text{C})$ and $P_{avg}(\text{cm})$ are all significant at 5% level.

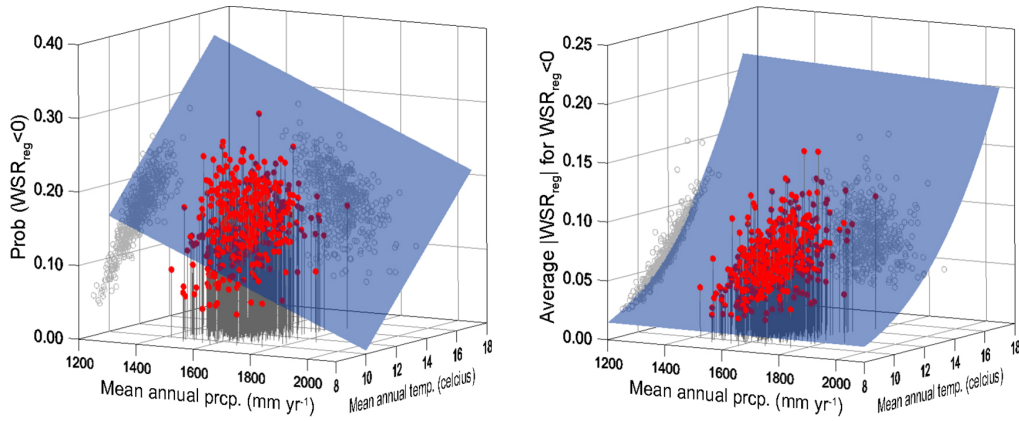


Figure 29 As in Figure 27, but for the case of increased(doubled) reservoir capacity

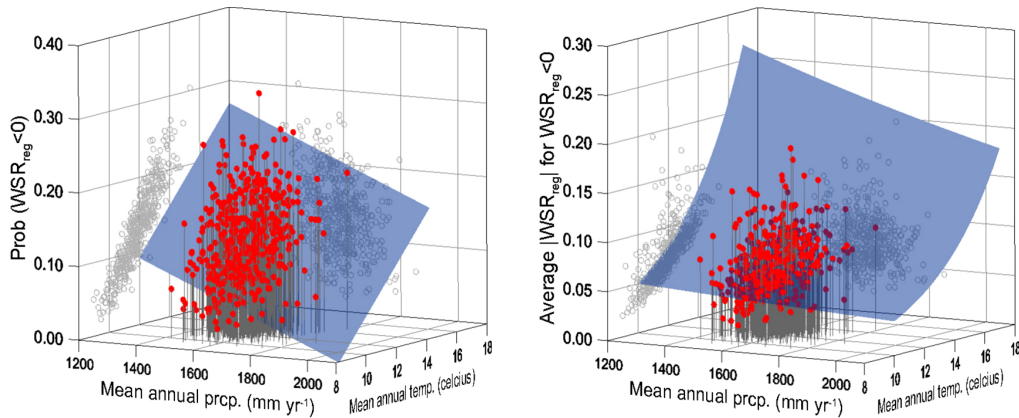


Figure 30 As in Figure 27, but for the case of current reservoir capacity with direct sowing

앞에서 설명한 네 가지 경우에 대한 CRF는 Table 6에 잘 요약되어 있다. Table 6의 결정계수는 각 경우가 평균기온과 평균강수량의 변화에 민감한 정도를 의미하는데 저수지 용량이 두 배가 된 경우가 기후변화에 대한 민감도가 가장 큰 것을 수치로 확인할 수 있다. 앞서 설명한대로 저수지 용량이 커지면 물 부족의 평균 발생빈도와 심도는 당연히 줄어든다. 네 경우 중 가장 기후변화에 민감하지 않은 경우는 자연적인 상태로 가장 물 부족의 빈도와 크기가 큰 시스템이다. 기후변화에 대한 민감성이 떨어진다고 해서 저수지 운영을 하지 않아야 한다는 것은 아니지만 저수지의 용량이 커질수록 기후변화에 시스템이 민감해진다는 것이 확연히 드러나는 결과이다. 사실 저수지 운영으로 기후변화에 대한 민감도가 늘어나는 것은 어쩌면 당연한 결과이다.

기후변화와 기상변동성 두 가지가 물 부족을 일으키는 주원인이라고 한다면(물론, 저수지 운영의 비효율성으로도 물 부족이 일어날 수 있다), 기상변동성에 의한 위험은 저수지 운영으로 상당히 줄어들게 된다. 남은 요소인 장기적인 기후특성이 이 물 부족의 변동성을 상대적으로 많이 설명하게 되고 이에 따라 물 부족은 기후변화에 더 민감하게 되는 것이다. 어찌되었든 자연적인 시스템보다 저수지 운영이 포함되어 있는 시스템은 기후변화에 더욱 민감하다는 사실이 매우 중요한 점이다.

이 민감도 분석 결과는 상당히 중요한 점을 시사한다. 생각해보면 저수지 운영에 익숙해진 사람들은 저수지 건설 전후를 비교하지 않는다. 저수지가 있는 시스템과 없는 시스템은 다른 시스템이다. 저수지 건설 직후에는 그 효과에 만족하겠지만 운영이 당연히 존재하는 상황에서는 운영 효율이 떨어지는 것이 문제가 된다. 기후특성이 저수지 운영효율을 급격히 떨어뜨리는 방향으로 변화한다면 이에 대한 대책을 요구받게 되고 이에 대한 간단한 단기적인 대책은 저수지 용량을 키우는 것이다. 저수지 용량을 키운 직후에는 늘어난 효율로 인해 처음에는 효과를 상당히 보겠지만 이제는 기후변화에 더욱 민감하게 된다. 기후변화가 같은 방향으로 계속 지속된다면 저수지 효율은 더욱 빠르게 줄어들게 된다. 이런 문제를 겪지 않으려면 직파법과 같은 기후변화에 덜 민감한 비구조적 적응책이 고려될 필요가 있다.

Table 6 The coefficients of determination from the multiple regressions for each case

Case	Reservoir Capacity (1000 m ³)	Planting Strategy	Frequency	Severity
Base case	2253	Transplanting	0.78	0.45*
No reservoir	0	Transplanting	0.51	0.10
Adaptation1	2253 × 2	Transplanting	0.79	0.89*
Adaptation2	2253	Direct sowing	0.79	0.57*

*Regressed with transformed dependent variables

3.3.3 CRF를 이용한 저수지 물 부족의 기후변화 영향평가

물 부족 빈도 및 심도의 기후변화에 대한 민감도를 나타내는 CRF에 GCM을 접목하면 시스템의 변화를 쉽게 확인할 수 있다. 물론 CRF는 평균기반 SOP에 강우에 대한 구역의 반응이 변화하지 않고 기후에 대한 벼의 반응의 현재와 동일할 때를 가정한다.

아울러 사회경제적인 요인들이 크게 변화하지 않고 벼 재배면적에도 큰 변화가 없을 때를 가정한다. 다시 말해 CRF를 이용한 기후변화 영향평가는 현재 시스템의 기상조건에 대한 반응이 미래에도 동일할 것이라는 가정하의 평가이다.

Figure 31은 Base case의 물 부족 빈도와 심도 CRF 위에 지소저수지 유역으로 공간상세화된 26개 RCP4.5 시나리오 GCM을 얹혀 놓은 결과이다. 각 점들은 2020년부터 2099년 80년을 20년씩 네 개로 나누어서 각 GCM의 평균기온과 평균강수량을 의미한다. 현재에서 멀어질수록 GCM의 분포가 넓어지고 있고 더 큰 불확실도를 가지는 것을 의미한다. 먼 미래에 대한 예상이 불확실한 것은 당연하다. 1976-1995년과 1995-2015년을 비교해보면 강수량과 기온 모두 증가하는 방향으로 변화하고 있고 물 부족 빈도는 크게 변화하지 않고 심도는 약간 증가하고 있음을 의미한다. RCP4.5 시나리오에서는 2099년까지 지속적으로 물 부족의 심도와 빈도가 증가할 것으로 보인다. 동일한 CRF에 RCP8.5 시나리오를 적용한 결과는 Figure 32이고 RCP4.5 시나리오보다 더 심각한 물 부족이 예상된다.

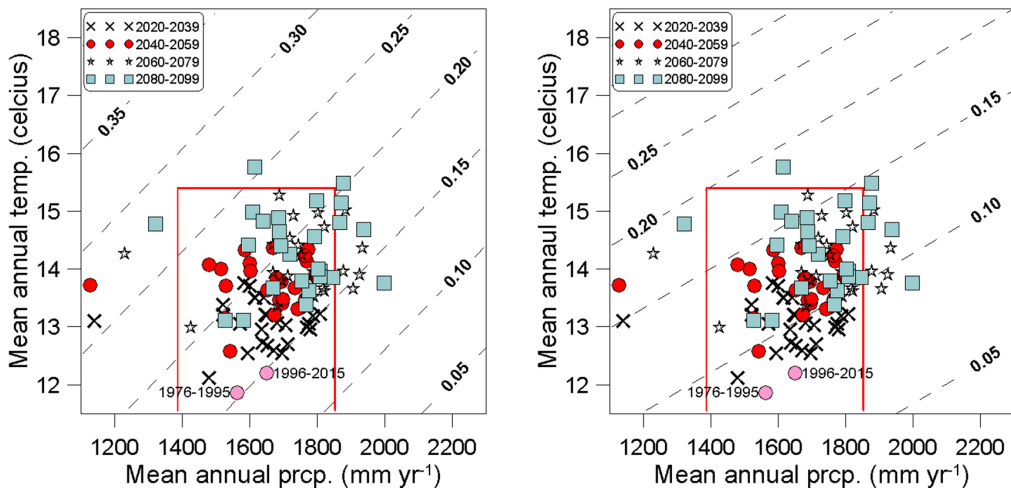


Figure 31 GCMs under the RCP4.5 scenario plotted on the CRFs for (left) frequency and (right) severity of water scarcity. The red box indicates sampling ranges of 20-year averages of precipitation and temperatures of the stochastic generations.

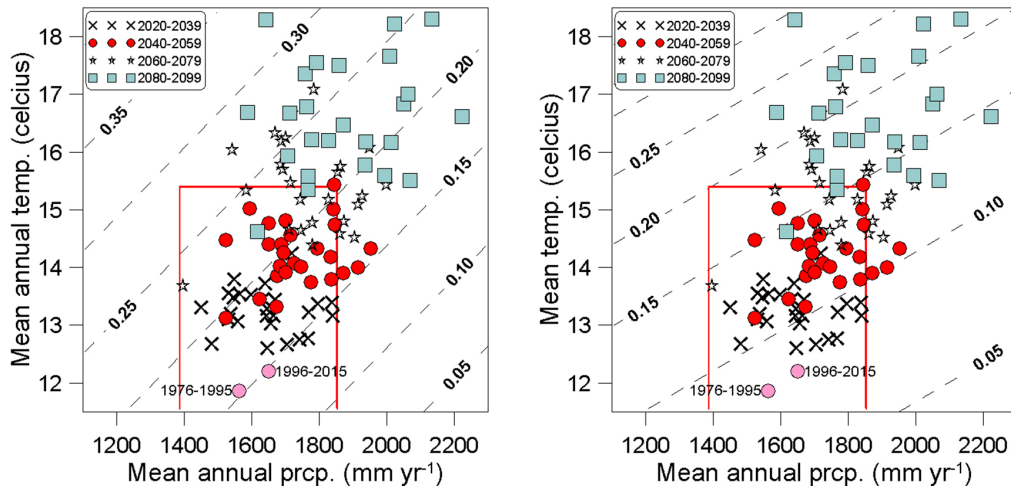


Figure 32 As in Figure 31, but under the RCP8.5 scenario.

개별모형의 방향성을 확인하기 위해 Figure 31과 32의 점들을 개별 모형별로 연결한 그림이 Figure 33과 34이다. 개별 GCM과 26개 GCM의 단순 앙상블의 방향성을 확인 할 수 있다. 사실 이 결과는 기후변화 영향평가 연구에서 GCM이 가지는 불확실성이 얼마나 클 수 있는지 보여준다. RCP8.5시나리오에서 어떤 모형은 온도와 강수량이 물부족의 빈도와 크기를 급격히 늘리는 방향을 가리키는 반면 다른 모형은 이를 전혀 늘리지 않는 방향을 가리키기도 한다. 이 결과는 한두 개 GCM을 이용한 기후변화 영향평가는 불확실성이 크고 큰 편의를 발생시킬 수 있음을 의미한다. 26개 GCM을 단순 평균한 앙상블이 편의가 가장 적은 방향이라고 가정한다면 Figures 33의 RCP4.5에서 단순 평균 앙상블이 가리키는 물 부족의 변화 방향은 그렇게 크다고 보기는 어렵다. 반면 Figure 34의 RCP8.5 시나리오에서는 2080-2099년의 물 부족 발생빈도는 0.24, 평균심도는 0.17정도로 1996-2015년 빈도 0.15, 심도 0.09 각각 60%, 89% 정도 증가될 것으로 보인다. 절대적인 크기는 크지 않지만 비율로는 상당한 변화이다.

반면 저수지가 운영이 고려되지 않는 경우는 상대적으로는 심각한 변화가 예상되지 않는다. Figure 35와 36는 저수지가 없는 경우 물 부족 빈도 및 심도의 CRF에 Base case와 동일한 RCP4.5 GCM을 얹혀 놓은 결과이다. 발생 빈도는 현재와 유사한 정도이고 심도는 증가되기는 하지만 심각한 정도로 보기 어렵다. 대략 0.02정도가

증가하는 정도인데 이는 저수지가 있는 경우보다 절대적으로 작은 수치이다. 문제는 자연 유출에 의존하는 시스템은 기후변화에 민감하지는 않지만 물 부족 발생 빈도와 심도가 매우 크다는 점이다 저수지가 없을 때보다 1996-2015년 수치를 기준으로 물 부족 심도가 약 5.2배 크다. 따라서 기후변화에 민감하지는 않지만 변동성의 위험이 너무 커지기 때문에 현재 상태에서 저수지가 없는 시스템으로의 전환은 불가능하다고 볼 수 있다.

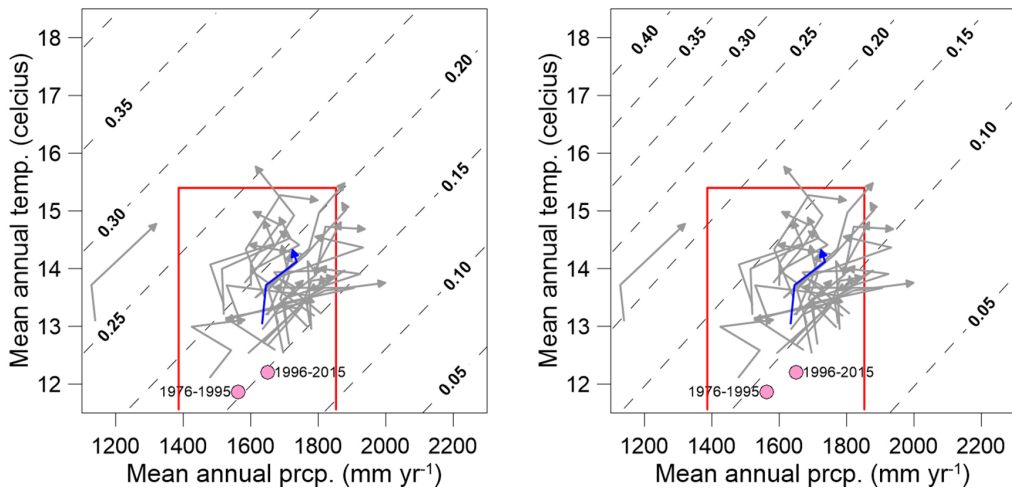


Figure 33 As in Figure 31, but the four points of each GCM are connected with indications of the direction for future.

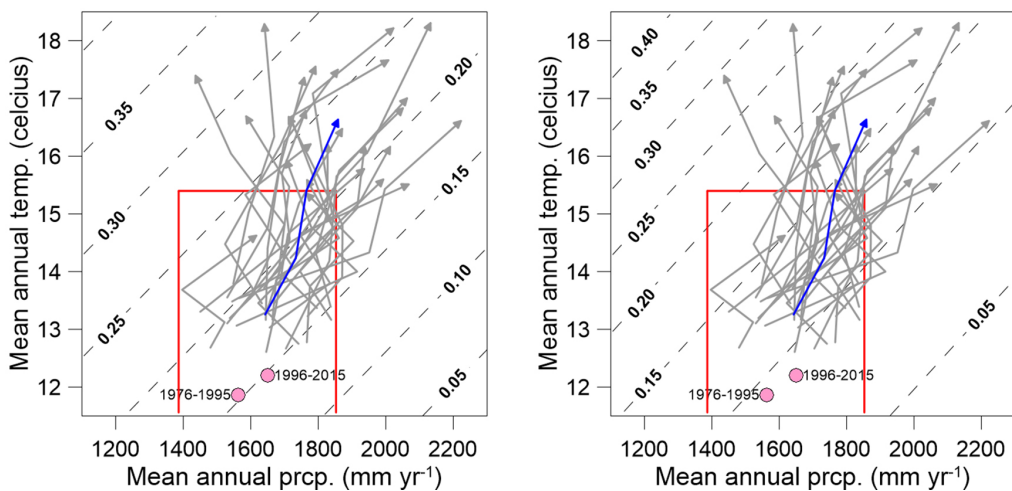


Figure 34 As in Figure 32, but the four points of each GCM are connected with indications of the direction for future.

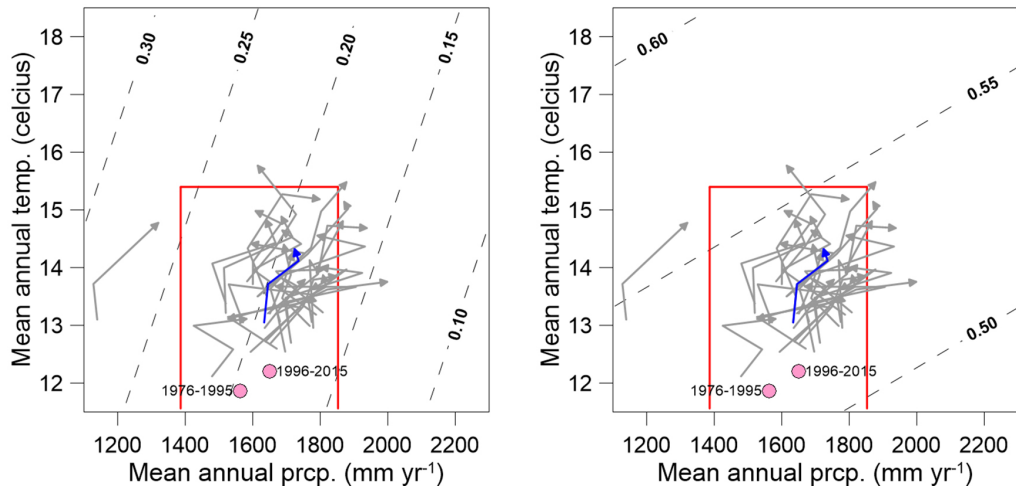


Figure 35 As in Figure 33, but for the case of no reservoir operation.

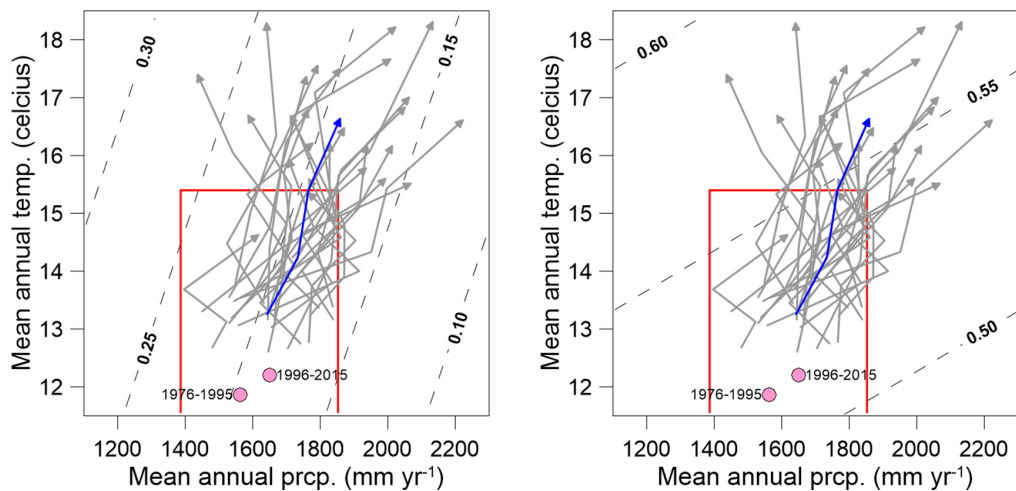


Figure 36 As in Figure 34, but for the case of no reservoir operation.

Figure 37과 38는 저수지 용량을 두 배로 키운 경우에 대해 물 부족 빈도와 심도를 둘 나타낸다. 물 부족 발생 빈도는 크게 변화하지 않았지만 심도의 민감도가 크게 달라졌음을 확인할 수 있다. 물 부족 심도 CRF와 기후변화의 방향성이 거의 수직인 상태로 변화되었다. 기후변화에 거의 완벽히 민감한 상태라 할 수 있다. 하지만 심도의 절대적 크기는 훨씬 줄어들었다. 1996-2015년을 기준으로 물 부족은 평균적으로 0.09에서 0.07정도로 줄어들게 된다. 문제는 기후변화에 매우 민감한 시스템으로 변

환되어 RCP8.5 시나리오에서 2080-2099년에는 물 부족 크기의 증가가 0.20까지 이르게 된다는 점이다. 샘플링 된 구간을 벗어난 CRF 구간이므로 신뢰도가 떨어지기는 하지만 저수지용량 증대는 평균기온의 변화에 아주 민감한 시스템이라는 것을 의미한다.

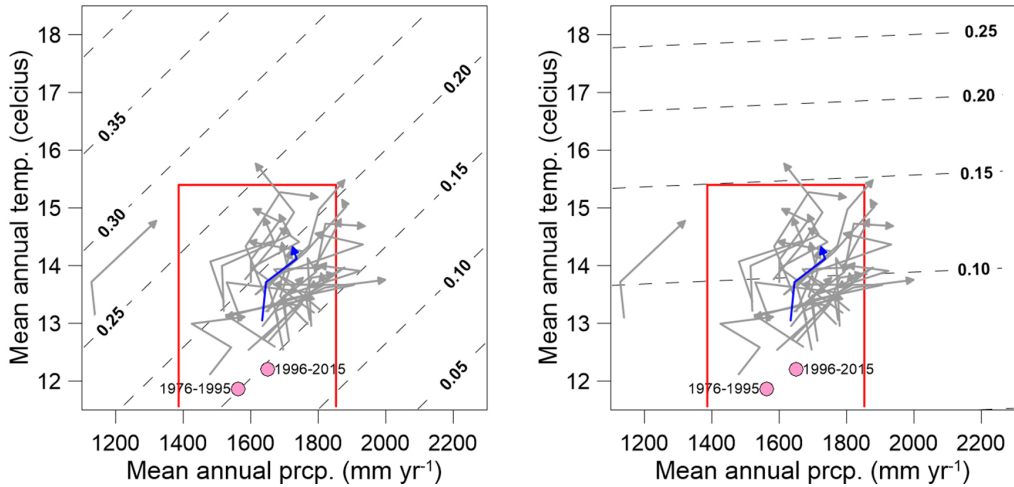


Figure 37 As in Figure 33, but for the case of Increased reservoir capacity.

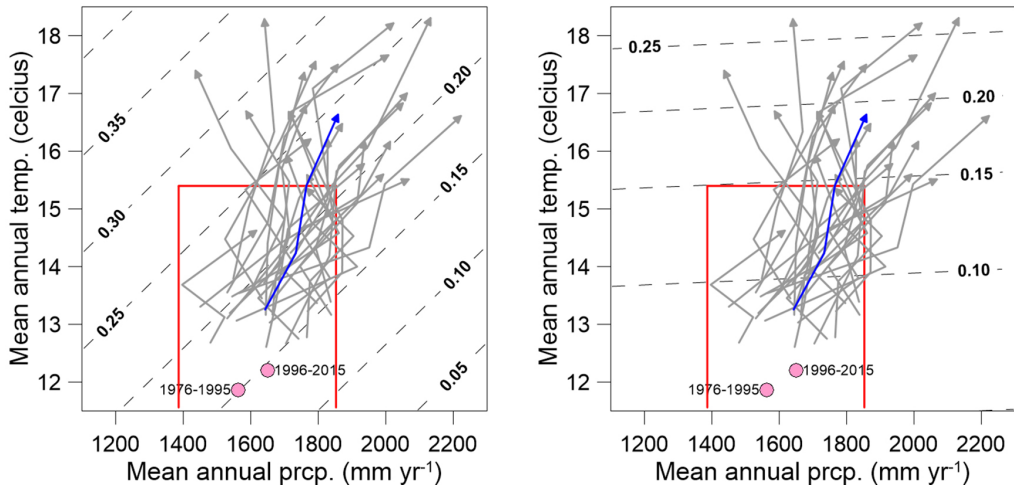


Figure 38 As in Figure 34, but for the case of Increased reservoir capacity.

한편, 비구조적 대책인 이양법에서 직파법으로의 변화도 기후변화에 대한 민감도를 좀 더 키웠다. Figure 39와 40에서 확인할 수 있듯이 재배방식을 직파법으로 변화시킨 경우, 물 부족의 발생빈도는 Base case와 큰 차이를 보이지 않았지만 심도에서는 평균기온에 대해 조금 더 민감하게 기후변화의 영향을 받게 된다. 기상변동성이나 기후 조건과 상관없는 이양용수의 확보가 우선시되는 운영에서 그 둘 모두의 영향을 많이 받는 수요로 전환되는 것을 주된 이유로 볼 수 있다. 하지만 저수지 용량 증대보다 민감하지 않고 현재의 물 부족 발생빈도와 심도를 상당히 줄일 수 있기 때문에 적응책으로 충분히 고려될만하다.

요약하면, CRF기반 기후변화 영향평가에서 얻은 중요한 결론은 저수지 용량 증대와 같은 구조적인 적응대책이 기후변화에 오히려 민감하고 근본적인 대책이 되지 않을 수 있다는 점이다. 저수지 용량을 늘리면 당장은 수요량에 대한 대비능력은 좋아진다. 하지만 평균기온과 평균 강수량의 변화에는 훨씬 민감해지기 때문에 2080-2099년에는 현재 시스템을 유지하는 것보다 좋은 상태에 이른다고 보기는 어렵다. 다만 이 결과는 현재의 작물의 대기에 대한 반응, 유역의 강수량에 대한 반응이 미래에도 유지된다는 가정에 의한 결과이다. 또한 추계학적 모의에서 추출되지 않은 기후조건에 대해서는 CRF의 신뢰도가 떨어질 수 있으므로 적용에 유의할 필요가 있다. 본 연구의 결과로 판단했을 때 이양법에서 직파법으로 전환하는 것이 기상변동성으로부터의 위험을 낮추고 저수지를 증축하는 것보다 기후변화에 민감하지 않은 적응책이라 할 수 있겠다.

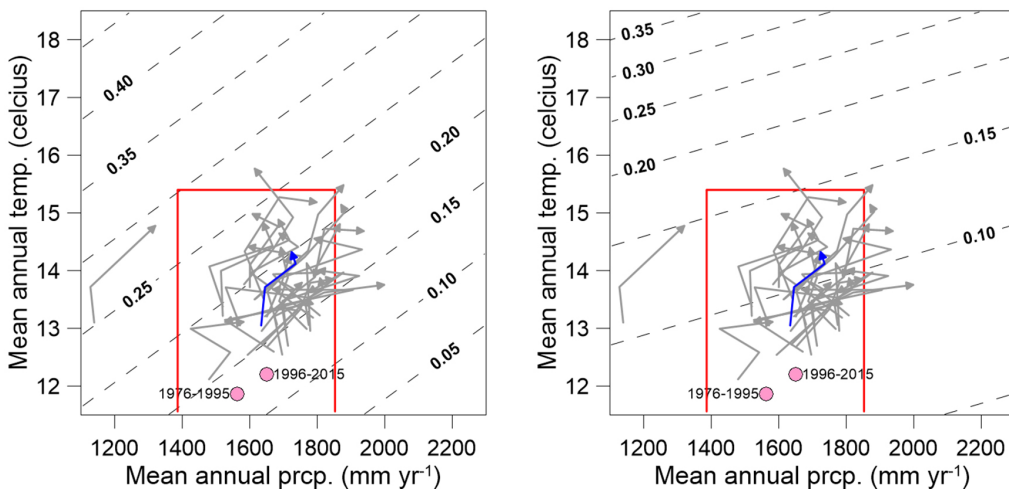


Figure 39 As in Figure 33, but for the case of present reservoir capacity with direct sowing

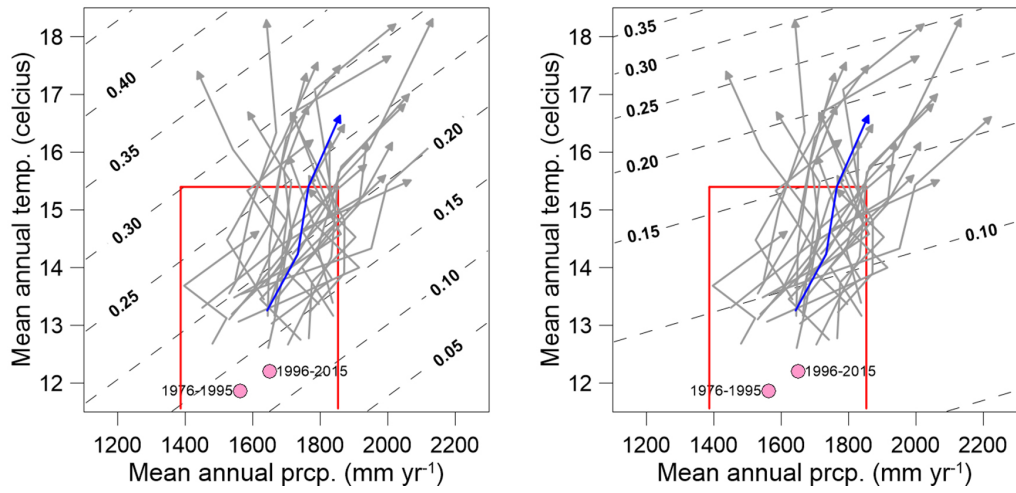


Figure 40 As in Figure 34, but for the case of present reservoir capacity with direct sowing

4. 요약 및 결론

4.1 기상관측 기반 가뭄평가

관측 자료에서 얻어진 SPI6와 SPEI6에서 얻은 결론은 한국의 가뭄에 대한 위험은 가뭄지수의 추세보다는 가뭄이 발생한 지역의 심도와 공간적 크기에 있다는 것이다. 관측과 GCM에서 모두 한국의 강수량은 추세 상 상승할 것으로 예상되고 있기 때문에 SPI와 같은 강수량의 변동성만이 고려된 가뭄지수의 추세에서 미래 가뭄 위험도가 커질 것이라는 결론을 얻어내기 어렵다. 더구나 잠재 증발산량이 고려된 SPEI 시계열에서도 주로 증가추세가 발견된 점은 잠재증발산 증가에 의해 가뭄이 증폭되는 정도가 강수량이 증가에 의한 영향에 미치지 못한다는 것을 의미한다. 하지만 고해상도 PRISM 자료로 부터 추출된 D2-D4 지역의 가뭄심도는 상당히 가파르게 증가하고 있었고 D2-D4 지역의 면적에도 증가 추세가 있음이 확인되었다. 이 결과는 넓은 지역에 대해 평균된 가뭄지수의 장기적인 추세보다는 가뭄발생지역에 대해 추출된 특성을 면밀히 살펴봐야 미래에 발생할 가뭄 피해를 줄일 수 있음을 의미한다.

아울러 기후변화에 의해 전지구적으로 증가할 것으로 예상되는 기상 변수는 잠재 증발산량이다. 지속적으로 상승하는 온도가 증발수요를 증가시키면 지표에서 손실되는 수분의 양이 증가하기 때문에 강수량이 증가한다 하더라도 실제로 사용될 수 있는 수자원의 양은 줄어들게 된다. 증가하는 잠재증발산량은 가뭄을 증폭시키기 때문에 강수량이 전반적으로 증가하고 있는 한국의 가뭄 위험도 평가에서 매우 중요한 부분이다. 강수량과 잠재증발산량을 모두 고려한 SPEI에서 가뭄 위험도가 증가하고 있는 지역은 주로 금강 유역 상류, 만경·동진강 유역 상류 지역이고 이 지역들의 농업생산이 타 지역에 비해 어려워질 가능성이 있다. 증발산 부족량만을 고려하는 SEDI의 추세분포는 가뭄이 증폭될 가능성이 높은 지역을 의미하며 금강, 만경·동진강 유역 상류와 함께 낙동강유역, 한강 상류유역 등이 여기에 해당한다.

4.2 수요-공급량 기반 가뭄 평가 및 기후변화 영향평가

수요 공급량 기반 가뭄평가의 대상 유역인 지소저수지 유역은 금강 최상류 지역에

위치하고 있고 고도가 높아 강수량이 상당히 풍부한 유역이다. 지소저수지 하류에서 관개용수를 공급받는 벼 생산 지역은 물 부족을 겪을 가능성이 높지 않지만 가뭄은 자주 발생할 수 있다. 이는 가뭄의 정의와 물 부족의 정의가 다르기 때문이며 상시적으로 물이 수요에 비해 과잉공급이 되는 지역에서도 공급량이 과잉상태에 있지 않으면 공급량이 수요량을 만족시키더라도 가뭄으로 정의되기 때문이다. 이 차이는 학술적으로는 쉽게 이해될 수 있지만 물 부족과 가뭄의 정의를 구분하지 않는 수요자에게는 상당한 혼동이 될 수 있다. 따라서 물 부족과 가뭄 정보를 구분하여 수요자에게 제공하고 수요자가 둘의 차이에 대해 충분히 이해할 수 있도록 정보를 제공할 필요가 있다.

수요-공급량을 비교한 사회경제학적 가뭄지수 SWSR은 저수지 운영이 고려되지 않은 상태에서는 자연유량만으로 산정된 지수인 SRI와 큰 차이가 없었고 SRI는 SPEI와 유사한 변동성을 보였다. 이 결과는 하천흐름에 인위적인 변형이 없다면 SPEI와 같은 기상자료에만 의존하는 가뭄지수와 수요-공급량을 모두 고려한 가뭄지수가 큰 차이를 보이지 않음을 의미한다. 하지만 저수지 운영으로 인해 하천의 흐름이 변형된 경우에는 SWSR이 상당히 달라진다. 따라서 하천흐름에 인위적인 변형이 있는 경우에는 기상자료 기반 가뭄지수는 현실적이지 않은 가뭄 정보가 될 수 있다.

기후변화 영향평가는 지소저수지 WSR이 0보다 작을 확률, 즉, 물 부족이 발생할 확률과 평균 크기에 대해서 수행되었다. WSR이 0보다 작은 경우는 SWSR 기준으로는 극단적인 가뭄이 발생하는 경우로 기후변화가 극단적인 사회경제적 가뭄발생에 미치는 영향에 대한 분석이라 할 수 있다. 평가 결과, 평균 유입량과 평균 수요량에 기반 하는 저수지 운영 시스템에서는 저수지 운영이 없는 시스템보다 훨씬 평균 강수량과 평균 기온의 변화에 민감하였다. 저수지 용량을 두 배로 늘렸을 때 이 민감성은 더욱 증가하여 2080-2099년에는 저수지 용량을 높인 효과가 거의 없어지는 것으로 분석되었다. 저수지의 추가건설이나 용량증대와 같은 구조적인 기후변화 대응책은 단기적인 효과는 크지만 기후변화가 빠르게 진행되면 시간이 지나면서 그 효과가 빠르게 감소하게 되어 장기적 관점에서는 그렇게 좋지만은 않은 대응책이라는 점을 알 수 있었다. 생산성에 위험을 줄 가능성은 있지만 비구조적 대책인 이양법을 직파법으로 바꾸는 방안이 저수지 용량 증대보다 기후변화에 덜 민감한 대응책이고 효과도 저수지 용량증대에 상응하는 것으로 보인다.

4.3 연구의 활용성

연구과정에서 개발된 SEDI는 강수량자료를 사용하지 않고 가뭄상태를 정의할 수 있는 가뭄지수이다. 비록 한국의 기후특성상 강수량과 증발산량 사이의 일관성은 떨어지지만 둘이 일관되는 기간을 찾아내거나 지표와 대기의 상호작용이 큰 지역에서 가뭄상태를 정의할 수 있는 사용성이 높은 가뭄지수이다(Kim and Rhee, 2016). 특히 강수량자료의 신뢰도가 떨어지는 곳에서 강수량 기반 가뭄지수를 대체할 수 있고 간헐성이 없는 대기 특성만을 사용하므로 연속적인 가뭄감시가 가능하다. 아울러 지표와 대기의 상호작용이 큰 곳에서 증발량은 강수량을 선행하기 때문에 가뭄 예측에도 상당한 도움을 줄 수 있을 것으로 판단된다.

지소저수지 유입량 결정을 위한 GR4J 매개변수는 유출자료가 가용한 유역에서 추정된 매개변수를 지역화한 것이다. 불확실도가 있긴 하지만 계측유역에서 얻어진 이 매개변수들은 한국 내 미계측유역을 위해 어디든 사용될 수 있다. Kim et al.(2016)의 분석 결과 한국에서는 인접성 기반 매개변수 지역화의 신뢰도가 상당히 높았으며 이는 Parajka et al.(2013)의 매개변수 지역화에 대한 종합적인 평가와도 일관된다. 미계측유역에서 장기유출모의가 사용되는 향후 연구에 Kim et al.(2016)의 GR4J 매개변수가 넓게 활용될 수 있을 것으로 기대된다.

마지막으로 Decision-scaling을 이용한 상향식 기후변화 영향평가는 기존의 하향식 평가보다 정책결정자에게 큰 편의를 제공하는 방식이 될 수 있다. 기후변화 영향평가의 일반적인 방식은 먼저 GCM을 시공간적으로 상세화하고 이를 분석을 위한 모형에 입력한 후 결과를 조사하는 방식이다. 하지만 모형의 결과에 의존하는 이 통상적인 방식은 기후변화에 대한 큰 그림을 그려주기 보다는 특정 GCM이 미치는 영향만을 보여주는데다가 한두 개의 GCM만이 선택되었을 경우에는 결과에 편의가 있을 가능성이 매우 높다. 기후변화 영향 평가에 GCM은 매우 큰 영향을 미치고 상당한 불확실성을 가지고 있다. 여러 GCM과 그 양상불이 나타내는 기후변화의 방향성을 보여주는 Decision-scaling은 정책결정자가 가지는 부담을 줄여주고 신뢰도도 크게 높일 수 있는 방법이다. 정책결정자가 관심을 두는 결정변수가 기후가 변화함에 따라 어떻게 바뀌는지 먼저 살펴본 후 여러 개 GCM을 통해 방향성을 살펴볼 수 있게 하는 상향식 접근 방식은 기후변화 연구의 새로운 방향이 될 수 있을 것으로 보인다.

4.4 결론 및 제언

본 연구를 통해 얻어진 중요한 결론 중 하나는 인위적인 요소를 고려하지 않은 가뭄 평가는 현실성이 떨어질 수 있다는 점이다. Dracup(1983)이 정의한 기상학적 가뭄, 농업가뭄, 수문학적 가뭄은 일반적인 정의이기는 하지만 모두 자연 현상만을 고려하기 때문에 인위적인 영향이 큰 지역에서는 비현실적일 수 있다. 또한 수요와 공급이 비교되지 않을 경우에 사람들이 실제로 느끼는 가뭄과는 동떨어질 가능성이 있다. 본 연구의 결과가 수요-공급의 비교보다는 하천 운영이 공급에 미치는 영향을 더 강조하기는 하지만 선정된 연구지역의 주요 수요인 농업용수는 기상특성에 아주 민감하기 때문에 나타난 결과일 수 있다. 공업용수와 생활용수가 크게 영향을 미치는 유역에서는 수요와 공급에 미치는 인위적인 영향이 더욱 커질 수 있으므로 수요와 공급을 비교한 가뭄평가는 기상관측 기반 가뭄평가와 상당히 달라질 수 있다.

아울러 가뭄정보의 신뢰도를 높이는 방법은 가뭄지수의 자체의 신뢰도 보다는 물 부족과 가뭄을 동일한 것으로 받아들이는 수요자에게 이와 관련한 정보를 충분히 제공하는 것이다. 매우 중요한 문제임을 이미 많은 연구자들이 인지하고 있을 것 같지만 가뭄 관련 정보 배포에 이 차이가 충분히 강조되고 있는지는 의문이다. 말라붙은 저수지를 보여주면서 가뭄이 심각하다고 전달하는 뉴스는 학술적으로는 물 부족을 강조하고 있는 것이지 가뭄정보를 제공하고 있는 것이 아니다. 가뭄정보가 되려면 상시적으로 잘 마르는 저수지인지 그렇지 않은 저수지인지에 대한 정보가 함께 제공되어야 한다.

마지막으로, 지금까지의 가뭄관련 연구는 수요와 공급을 비교한 사회경제학적 가뭄을 대상으로 하기보다는 기상관측자료나 수문 모형을 이용해 자연현상의 변화만이 주로 고려되었다고 할 수 있다. 하지만 앞으로 인구가 줄어들 가능성이 큰 한국에서 수요가 고려되지 않고 공급측면 만이 고려되면 가뭄 위험도가 과대평가 될 수도 있다. 이는 균형 잡힌 접근 방식이 아니 때문에 가뭄에 물 수요를 어떻게 고려하는가에 대한 연구가 반드시 필요할 것으로 보인다.

본 연구는 사회경제적 가뭄과 물 부족의 한 부분만을 조명한 것이다. 사회경제적 가뭄평가, 물 부족에 대한 상향식 기후변화 영향평가는 관개용수와 하천유지유량에 요구되는 수요만을 대상으로 수행되었다. 하지만 연구 지역을 확대하게 되면 생활 및

공업용수 등 사회경제적 요건에 주로 영향을 받는 수요처가 많아지게 된다. 이 경우에는 기후변화와 사회경제적 변화를 동시에 고려할 수 있는 영향평가 방법을 적용해야 한다. 아울러 본 연구에 하천유지유량이 고려되기는 하였지만 환경유지에 필요한 수요량을 적절한 방법론을 조합해 함께 고려할 경우에 지속가능한 수자원 정책에 중요한 역할을 하는 연구가 될 것으로 판단된다. 충돌되는 수요나 기후 및 사회경제적 변화를 동시에 고려하는 영향평가 등 연구 지역 및 수요 대상을 확대한 종합적이고 의미 있는 향후 연구를 기대해 본다.

REFERENCE

- 건설교통부, 2001: 댐건설장기계획(2001-2011).
- 국토해양부, 2009: 하천유지유량 산정요령(중하위-2호, 2009.01.30.).
- 채제천, 2012: 쌀생산과학. 향문사.
- AghaKouchak, A., D. Feldman, M. Hoerling, T. Huxman, and J. Lund, 2015: Recognize anthropogenic drought. *Science*, 524, 409-411.
- 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, doi:10.5194/hess-18-2049-2014.
- 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, doi:10.1002/joc.3887.
- Bouchet, R.J., 1963: Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique, *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ.*, 62, 134-142.
- Brissette, F.P., M. Khalili, and R. Leconte, 2007: Efficient stochastic generation of multi-site synthetic precipitation data. *J. Hydrol.*, 345, 121-133.
- Brown, C., Y. Ghile, M. Laverty, and K. Li, 2012: Decision scaling: linking bottom-up vulnerability analysis with climate projections in the water sector. *Water Resour. Res.*, W09537, doi:10.1029/2011WR011212.
- Chang, H. and I.-W. Jung, 2010: Spatial and temporal changes in runoff caused by climate change in a complex large river basin in Oregon. *J. Hydrol.*, 388, 186-207.
- Cho, J., 2014: Climate Change Impacts on Agricultural Reservoirs with Consideration of Uncertainty. APEC Climate Center Research Report 2013-17. Busan. South Korea.
- Choi, M., J.M., Jacobs, M.C., Anderson, and D.D. Bosch, 2013: Evaluation of drought indices via remotely sensed data with hydrological variables. *J. Hydrol.* 476, 265-273.
- Chou, C., J.D. Neelin, C.-A. Chen, and J.-Y. Tu, 2009: Evaluating the Rich-Get-Richer mechanism in tropical precipitation change under global warming. *J. Clim.* 22, 1982-

2005.

- Christensen, N.S., and D.P. Lettenmaier, 2007: A multimodel ensemble approach to assessment of climate change impacts on the hydrology and water resources of the Colorado River Basin. *Hydrol. and Earth Syst. Sci.*, 11(4), 1417–1434.
- Cook, B. I., J.E. Smerdon, R. Seager, and S. Coats, 2014: Global warming and 21st century drying. *Clim Dyn.* 43, 2607–2627.
- Cutore, P., G. Cristaudo, A. Campisano, C. Modica, A. Cancelliere, and G. Rossi, 2007: Regional Models for the Estimation of Stream-flow Series in Ungauged Basins, *Water Resour. Manage.*, 21, 789–800.
- Dai, A., 2010: Drought under global warming: a review. *Wiley Interdisc. Rev. Clim. Change* 2, 45–65.
- _____, 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.
- _____, 2013: Increasing drought under global warming in observations and models. *Nat. Clim. Change*, 3, 52–58, doi:10.1038/nclimate1633.
- Daly, C., M. Halbleib, J.I. Smith, W.P. Gibson, M.K. Doggett, G.H. Taylor, J. Curtis, and P.P. Pasteris, 2008: Physiographically sensitive mapping of climatological temperature and precipitation across the conterminous United States. *Int. J. Climatol.*, 28, 2031–2064, doi:10.1002/joc.1688.
- Döll, P., 2002: Impact of climate change and variability on irrigation requirements: A global perspective. *Clim. Chang.*, 54(3), 269–293.
- 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.
- Durack, P.J., S.E. Wijffels, and R.J. Matear, 2012: Ocean salinities reveal strong global water cycle intensification during 1950 to 2000. *Science* 336, 455–458.
- Easterling, D. R., and M. F. Wehner, 2009: Is the climate warming or cooling? *Geophys. Res. Lett.*, 36, L08706, doi:10.1029/2009GL037810.
- Eum, H.-I., and A.J., Cannon, 2016: Intercomparison of projected changes in climate extremes for South Korea: application of trend preserving statistical downscaling methods to the CMIP5 ensemble, *Int. J. Climatol.*, doi:10.1002/joc.4924.
- _____, _____, and T.Q. Murdock, 2016: Intercomparison of multiple statistical downscaling

- methods: multi-criteria model selection for South Korea, *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* doi:10.1007/s00477-016-1312-9.
- 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>.
- Ghile, Y.B., M.Ü. Taner, C. Brown, J.G. Grijzen, and A. Talbi, 2014: Bottom-up climate risk assessment of infrastructure investment in the Niger River Basin. *Clim. Chang.*, 122(1-2), 97-110.
- Gondim, R.S., M.A.D. Castro, A.D.H. Maia, S.R. Evangelista, and S.C.D.F. Fuck, 2012: Climate change impacts on irrigation water needs in the Jaguaribe River Basin. *J. Am. Water Res. Assoc.*, 48(2), 355-365.
- Granger, R.J., and D.M. Gray, 1989: Evaporation from natural unsaturated surfaces. *J. Hydrol.*, 111, 21-29, doi:10.1016/00221694(89)90249-7.
- Hao, Z., A. AghaKouchak, N. Nakhjiri, and A. Farahmand, 2014: Global integrated drought monitoring and prediction system, *Nature Sci. Data.*, doi:10.1038/sdata.2014.1.
- Hashimoto, T., J.R. Stedinger, D.P. Loucks, 1982: Reliability, resiliency, and vulnerability criteria for water resource system performance evaluation. *Water Resour. Res.* 18(1), 14-20.
- Heim, R.R., Jr., 2002: A review of twentieth-century drought indices used in the United States, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83, 1149-1165.
- Held, I. M., and B.J. Soden, 2006: Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Clim.* 19, 5686-5699.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A.(eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.
- IRRI, 2016: Rice Knowledge Bank, Direct Seeding. available at <http://www.knowledgebank.irri.org/step-by-step-production/growth/planting/direct-seeding>, accessed on 13-Oct-2016.
- Jung, Y., and Eum, H.-I., 2015: Application of a statistical interpolation method to correct extreme values in high-resolution gridded climate variables, *J. Clim. Chang. Res.*, 6, 331-334.
- Kim, D., and J. Rhee, 2016: A drought index based on actual evapotranspiration from the Bouchet hypothesis. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 10, 277-10,285, doi:10.1002/2016GL070302.

- 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., Jung, I., and Chun, J.A., 2016: A comparison between parameter regionalization and model calibration with flow duration curves for prediction in ungauged catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, doi:10.5194/hess-2016-487, in review.
- Kim, T.-W., and J.B. Valdes, 2002: Frequency and spatial characteristics of droughts in the Conchos River Basin, Mexico. *Water Int.* 27 (3), 420–430.
- Kim, U. and J.J. Kaluarachchi, 2008: Application of parameter estimation and regionalization methodologies to ungauged basins of the Upper Blue Nile River Basin, Ethiopia, *J. Hydrol.*, 362, 39–56, doi:10.1029/j.jhydrol.2008.08.016.
- KMA, 2011: Climatological normals of Korea (1981–2010). Publ. 11–1360000–000077–14, Korea Meteorological Administration, 678 pp. [Available online at http://www.kma.go.kr/down/Climatological_2010.pdf.]
- Kogan, F., R. Stark, A. Gitelson, L. Jargalsaikhan, C. Dugrajav, and S. Tsooj, 2004: Derivation of pasture biomass in Mongolia from AVHRR-based Vegetation Health Index. *Int. J. Remote Sens.*, 25, 2889–2896.
- Kwon, M., J.-G. Jhun, and K.-J. Ha, 2007: Decadal change in east Asian summer monsoon circulation in the mid-1990s. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L21706, doi:10.1029/2007GL031977.
- Lee, J.H., and C.J. Kim, 2012: A multimodel assessment of the climate change effect on the drought severity–duration–frequency relationship. *Hydrol. Process.*, 27, 2800–2813, doi:10.1002/hyp.9390.
- Li, K., J. Qi, C. Brown, and J. Ryan, 2014: Effect of scenario assumptions on climate change risk estimates in a water resource system. *Clim. Res.*, 59(2), 149–160.
- Loucks, D.P., E. van Beek, J.R. Stedinger, J.P.M. Dijkman, M.T. Villars, 2005: *Water Resources Systems Planning and Management: An introduction to Methods, Models and Applications*. UNESCO, Paris, France.
- Loucks, D.P., J.R. Stedinger, and D.A. Haith, 1981: *Water Resources Systems Planning and Analysis*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- Maass, A., et al., 1962: *Design of Water-Resource Systems*, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass.
- Mainuddin, M., M. Kirby, R.A.R. Chowdhury, and S.M. Shah-Newaz, 2014: Spatial and temporal variations of, and the impact of climate change on, the dry season crop irrigation requirements in Bangladesh. *Irrig. Sci.*, 33(2), 107–120.

- Masutomi, Y., K. Takahashi, H. Harasawa, and Y. Matsuoka, 2009: Impact assessment of climate change on rice production in Asia in comprehensive consideration of process/parameter uncertainty in general circulation models. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 131(3), 281–291.
- McIntyre, N., H. Lee, H. Wheeler, A. Young, and T. Wagener, 2005: Ensemble predictions of runoff in ungauged catchments. *Water Resour. Res.*, 41., W12434, doi:10.1029/2005WR004289, 2005.
- 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.
- Mehran, A., O. Mazdiyasn, and A. AghaKouchak, 2015: A hybrid framework for assessing socioeconomic drought: Linking climate variability, local resilience, and demand, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 120, 7520–7533. doi: 10.1002/2015JD023147.
- Monk, W.A., D.L. Peters, C.R. Allen, and D.J. Baird, 2011: Quantifying trends in indicator hydroecological variables for regime-based groups of Canadian rivers. *Hydrol. Process.*, 25, 3086–3100.
- Morton, F.I., 1983: Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology, *J. Hydrol.*, 66, 1–76, doi:10.1016/j.rse.2007.04.015.
- Nam, W.-H., M.J. Hayes, M.D. Svoboda, T. Tadesse, and D.A. Wilhite, 2015: Drought hazard assessment in the context of climate change for South Korea. *Agric. Water Manage.* 160, 106–117.
- Nepal, S., J. Chen, D.J. Penton, L.E. Neumann, H. Zheng, and S. Wahid, 2016: Spatial GR4J conceptualization of the Tamor glaciated alpine catchment in Eastern Nepal: evaluation of GR4JSG against streamflow and MODIS snow extent. *Hydrol. Process.*, doi: 10.1002/hyp.10962.
- Oudin, L., V. Andréassian, C. Perrin, C. Michel, and N. Le Moine, 2008: Spatial proximity, physical similarity, regression and ungauged catchments: a comparison between of regionalization approaches based on 913 French catchments. *Water Resour. Res.*, 44, W03413, doi:10.1029/2007WR006240.
- Palmer, W.C., 1965. Meteorological drought. U.S. Weather Bureau, Research Paper 45, 65 pp.
- Parajka, J., A. Viglione, M. Rogger, J. L. Salinas, M. Sivapalan, and G. Blöschl, 2013: Comparative assessment of predictions in ungauged basins – Part 1: Runoff–hydrograph studies. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 1783–1795, doi:10.5194/hess-17-1783-2013.

- Perrin, C., C. Michel, and V. Andréassian, 2003: Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *J. Hydrol.*, 279, 275–289.
- 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, doi:10.1175/15200493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2.
- Rhee, J., 2015: Development of Drought Monitoring and Forecasting Techniques based on Remotely Sensed Data. APEC Climate Center Research Report 2015–14. Busan. South Korea.
- Rhee, J., and G.J. Carbone, 2011: Estimating drought conditions for regions with limited precipitation data. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 50, 548–559.
- Rhee, J., and J. Cho, 2016: Future changes in drought characteristics: regional analysis for South Korea under CMIP5 projections. *J. Hydrometeorol.*, 17, 437–450.
- Richardson, C.W., 1981: Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation. *Water Resour. Res.*, 17(1), 182–190.
- 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.* 13, 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, doi:10.1029/2007GL032487.
- Stedinger, J.R., 1984: The performance of LDR models for preliminary design and reservoir operation. *Water Resour. Res.*, 20(2), 215–224.
- Teng, J., J. Vaze, F.H. Chiew, B. Wang, and J.M. Perraud, 2012: Estimating the relative uncertainties sourced from GCMs and hydrological models in modeling climate change impact on runoff. *J. of Hydrometeorol.*, 13(1), 122–139.
- Tian, Y., Y.-P. Xu, and X.-J. Zhang, 2013: Assessment of climate change impacts on river high flows through comparative use of GR4J, HBV and Xinanjiang Models, *Water Resour. Manage.*, 27, 2871–2888.
- Trenberth, K. 2015: Has there been a hiatus? *Science*, 349, 691–692, doi:/10.1126/science.aac9225.
- 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.
- Vano, J.A., M.J. Scott, N. Voisin, C.O. Stöckle, A.F. Hamlet, K.E.B. Mickelson, M.M. Elsner, and D.P. Lettenmaier, 2010: Climate change impacts on water management and irrigated agriculture in the Yakima River Basin, Washington, USA. *Clim. Chang.*, 102(1–2), 287–317.
- Vincente–Serrano, S.M., S. Begueria, and J.I. Lopez–Moreno, 2010: A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index. *J. Climate*, 23, 1696–1718.
- Walter, M.T., E.S. Brooks, D.K. McCool, L.G. King, M. Molnau, and J. Boll, 2005: Process-based snowmelt modeling: does it require more input data than temperature–index modeling? *J. Hydrol.*, 300, 65–75, doi: 10.1016/j.jhydrol.2004.05.002.
- Wang, B., J. Liu, J. Yang, T. Zhou, and Z. Wu, 2009: Distinct principal modes of early and late summer rainfall anomalies in East Asia, *J. Climate*, 22, 3864–3875.
- Westerberg, I.K., L. Gong, K.J. Beven, J. Seibert, A. Semedo, C.–Y. Xu, and S. Halldin, 2014: Regional water balance modelling using flow–duration curves with observational uncertainties. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 2993–3013, doi:10.5194/hess-18-2993-2014.
- Wilks, D., 1999: Simultaneous stochastic simulation of daily precipitation, temperature and solar radiation at multiple sites in complex terrain. *Agric. Forest Meteorol.*, 96(1–3), 85–101.
- WMO. 1992: International Meteorological Vocabulary, WMO No.182, 2nd ed., pp. 784, WMO.
- Wood, A.W., Leung, L.R., Sridhar, V., Lettenmaier, D.P., 2004: Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Clim. Chang.*, 62, 189–216.
- Yoo, C., D. Kim, T.–W. Kim, and K.–N. Hwang, 2008: Quantification of drought using a rectangular pulses Poisson process model, *J. Hydrol.* 355, 34–48.
- You, J.–Y., and X. Cai, 2008: Hedging rule for reservoir operations: 1. A theoretical analysis, *Water Resour. Res.*, 44, W01415, doi:10.1029/2006WR005481.
- Zhao, T., and A. Dai, 2016: The magnitude and causes of global drought changes in the twenty–first century under a low–moderate emission scenario. *J. Climate*, 28, 4490–4512.

연구보고서 2016-27

한국의 가뭄특성 분석 및 가뭄과 물 부족에 대한
기후변화 영향평가

Analysis of historical droughts in South Korea and assessment of climate
change impacts on droughts and water scarcity in an agricultural reservoir
system

김대하



APEC 기후센터

48058 부산광역시 해운대구 센텀7로12

Tel: 051-745-3900 Fax: 051-745-3949

www.apcc21.org



9 791156 981787

ISBN 979-11-5698-178-7