

기후 변화에 따른 제주도 표선 유역의 함양률 및 수위변화 예측

신에스더^{1,2} · 고은희³ · 하규철^{1,2} · 이은희^{1*} · 이강근³

¹한국지질자원연구원 지구환경본부 지하수연구실

²과학기술연합대학원대학교 광물·지하수자원학

³서울대학교 지구환경과학부

Impact of Climate Change on the Groundwater Recharge and Groundwater Level Variations in Pyoseon Watershed of Jeju Island, Korea

Esther Shin^{1,2} · Eun-Hee Koh³ · Kyoochul Ha^{1,2} · Eunhee Lee^{1*} · Kang-Kun Lee³

¹Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources

²Dept. of Mineral & Groundwater Resources, University of Science and Technology

³School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University

ABSTRACT

Global climate change could have an impact on hydrological process of a watershed and result in problems with future water supply by influencing the recharge process into the aquifer. This study aims to assess the change of groundwater recharge rate by climate change and to predict the sustainability of groundwater resource in Pyoseon watershed, Jeju Island. For the prediction, the groundwater recharge rate of the study area was estimated based on two future climate scenarios (RCP 4.5, RCP 8.5) by using the Soil Water Balance (SWB) computer code. The calculated groundwater recharge rate was used for groundwater flow simulation and the change of groundwater level according to the climate change was predicted using a numerical simulation program (FEFLOW 6.1). The average recharge rate from 2020 to 2100 was predicted to decrease by 10~12% compared to the current situation (1990~2015) while the evapotranspiration and the direct runoff rate would increase at both climate scenarios. The decrease in groundwater recharge rate due to the climate change results in the decline of groundwater level. In some monitoring wells, the predicted mean groundwater level at the year of the lowest water level was estimated to be lower by 60~70 m than the current situation. The model also predicted that temporal fluctuation of groundwater recharge, runoff and evapotranspiration would become more severe as a result of climate change, making the sustainable management of water resource more challenging in the future. Our study results demonstrate that the future availability of water resources highly depends on climate change. Thus, intensive studies on climate changes and water resources should be performed based on the sufficient data, advanced climate change scenarios, and improved modeling methodology.

Key words : Jeju Island, Climate change, SWB, Groundwater recharge, FEFLOW

1. 서 론

최근 기후변화에 따른 이상 기후로 인해 전 세계적으로 홍수, 집중호우, 기온상승, 가뭄 등 물과 관련된 재난의 빈도가 증가하고 있다. IPCC 5차 보고서에 따르면, 전 지구적 기후변화 속도가 예상보다 빠르게 나타나고 있으며 기후변화의 부정적 영향 또한 증가하는 추세에 있다

(IPCC, 2014). 기후변화로 인한 수문환경 변화는 수자원의 이용과 관리 측면에서도 중요한 변화를 초래하고 있다. 특히 홍수, 가뭄 등으로 인한 이용가능한 수자원의 손실은 수자원의 지속가능 개발을 저해하는 전 지구적인 위험 요소로 등장하였으며, 이에 따라 지속가능한 수자원 확보 및 수자원 변동 예측은 중요한 연구 분야로 성장하고 있다. 지하수의 경우 지표수에 비해 기후 변동에 대한 완충

*Corresponding author : eunheelee@kigam.re.kr

Received : 2016. 8. 2 Reviewed : 2016. 8. 22 Accepted : 2016. 9. 8

Discussion until : 2017. 2. 28

능이 높아 미래 수자원으로 활용가능성이 높으나, 직접 관측이 어렵고 지질환경에 영향을 크게 받는 특성 때문에 그 분포 및 산출양상을 정확히 파악하는 데는 한계가 있다. 또한 기후변화 같은 지표 환경 변화의 영향이 지하수에서 관측되기 시작하면 그 영향은 지표수보다 훨씬 장기적으로 광범위하게 나타난다(Woo, 2013). 따라서 지속적인 지하수원의 확보 및 활용을 위해서는 기후변화가 지하수 환경에 미치는 영향에 대한 체계적 분석과 연구가 필요하다.

지하수 함양은 대수층으로 충전되어 대수층 내 물의 저유량을 증진시키는 물의 흐름을 의미하며, 지하수 함양률은 지속가능한 지하수 개발량에 직접적으로 영향을 미치는 중요한 요소이다(Koo and Lee, 2002). 국내외 유수의 연구진들은 지하수 함양률을 추정하기 위한 다양한 연구를 진행하였다. Moon and Woo(2001)는 누적 강수량과 지하수위 변동 곡선을 이용하여 충주, 진주 광주의 지하수 함양률을 추정하였으며, Chung et al.(2010)은 SWAT-MODFLOW 모델을 이용하여 물수지법에 기초한 지하수 함양률을 계산하였다. 또한 Choi et al.(2011)는 지하수위 변동법을 이용하여 제주도의 지하수 함양률을 산정하였고, Ahn et al.(2012)은 토지피복 상태와 강수량의 변화가 지하수 함양 특성에 미치는 영향을 검토하기 위하여 마르코브-체인(Markov chain) 모형과 SWAT 모형을 적용하여 지하수 함양률을 분석하였다. 이렇듯 많은 연구진들에 의해 지하수 함양률을 산정하기 위한 연구가 수행되었음에도, 함양률 추정에 대한 불확실성은 여전히 존재한다. 이는 지하수 함양의 직접 측정이 어렵고, 기상, 토지이용, 식생, 지질 등과 같은 다양한 요소들이 복합적으로 작용하기 때문이다. 자료 부족 및 지하수함양에 영향을 미칠 수 있는 토지이용상태의 지속적 변화 또한 함양률 추정의 한계점으로 작용한다. 따라서 지하수 함양률 산정의 신뢰성 향상을 위해서는 꾸준한 데이터 확보와 지속적인 연구가 필요하다.

기후 변화에 의한 기온의 상승과 강수량의 패턴변화는 증발산, 유출, 함양률의 변화를 유발하며(Ahn et al., 2009, Lee et al., 2010), 수문 순환에 영향을 미친다. 기후변화로 인한 지하수 함양률의 변화에는 강수량 변동에 직접적인 영향과 기온상승·집중호우증가로 인한 증발산·직접유출량 변화의 영향이 복합적으로 나타난다. 지하수 함양률의 장기예측은 지속가능한 수자원 예측 및 관리에 매우 중요하다. 따라서 많은 연구자들이 기후변화에 따른 지하수 함양률을 추정하기 위한 연구를 수행하였다. Lee et al.(2010)은 기후변화에 따른 지하수 함양률 변화를 산

정하는 방법론을 제시하고, 지리정보시스템을 활용하여 경상북도 칠곡군, 구미시 일부 및 대구시 북구 일부를 포함하는 연구지역의 미래 시기별 지하수 함양률을 추정하였다. Mair et al.(2013)는 SWB를 이용하여 가뭄, 기후-토지이용 변화 시나리오에 따른 제주도에 지하수 함양률을 추정하였다. Lee et al.(2014)는 SWAT 모형과 BFlow를 통해 기후변화에 따른 소양강 유역의 지하수 함양과 기저 유출의 경향을 파악하였다. Eckhardt and Ulbrich(2003)는 수리생태모형을 사용하여 중부 유럽의 지하수함양과 하천유량에 기후변화의 영향을 조사하였고, Raposo et al.(2013)은 SWAT을 이용하여 스페인 갈리치아 코스타(Galicia-Costa) 지역의 지하수 함양에 기후변화의 잠재적인 영향을 평가하였다. Goderniaux et al.(2009)은 기후변화 시나리오와 HydroGeoSphere(HGS)를 결합하여 벨기에 기어(Geer) 유역의 지하수 자원에 기후변화에 따른 지하수위 및 함양률의 영향을 추정하기 위한 방법을 제공하였다.

이렇듯 기후변화에 따른 지하수함양 변동을 예측하기 위한 다양한 연구가 수행되었음에도, 이를 대수층의 수리환경 변화와 연계해서 해석한 경우는 많지 않다. 기후변화에 따른 지하수 함양률을 예측한 국내 연구들은 대부분 지하수 함양률을 예측하는 데에 그쳤을 뿐, 그 결과를 지하수 유동 모델링과 연계하여 지하수위 및 지하수 지속가능성을 예측하는데 사용하지 않았다. 국외의 경우에도 기후변화에 따른 지하수 함양률 연구와 지하수위 지속가능성 예측을 같이 결합한 경우는 매우 제한적이다(Goderniaux et al., 2009; Scibek and Allen, 2006). 또한 지하수를 주요 수자원으로 활용하는 제주도의 경우에도 지하수 함양률을 예측하는 연구들은 있었으나, 기후변화로 인한 지하수환경의 변화를 예측한 경우는 매우 미비한 실정이다.

본 연구의 목적은 지하수 함양률 추정 프로그램과 지하수 유동 수치모의를 결합하여 제주도 표선유역의 미래 기후변화에 따른 지하수 함양률의 변화를 예측하고, 함양률 변동에 따른 주대수층의 지하수위 변화를 추정하는 것이다. 본 연구에서는 우선 지하수 함양률 계산 프로그램(SWB; Westenbroek et al, 2010)을 이용하여 연구지역의 토지, 식생 등을 고려한 지하수 함양률을 추정하였고, 이 결과를 기존의 수문 분석 결과와 비교하였다. 이후, 추정된 함양률 결과를 이용하여 지하수 유동 모의를 수행하였으며, 연구지역 관측 수위와 비교하여 모델을 보정하였다. 마지막으로, 미래기후 시나리오별(RCP 4.5, RCP 8.5) 연구지역의 지하수 함양률 변동을 예측하고 이를 이용하여 대수층의 지하수위 변화를 분석하였다. 본 연구에서 사용한 모델 연계 기반 함양률·수위 예측 방법은 향후 기후

변화에 따른 수문 환경 영향 평가에 다양하게 활용될 수 있을 것이다. 또한 본 연구 결과는 연구지역의 미래 지하수위 예측 및 지하수 관리 계획 수립에도 유용하게 활용될 수 있을 것이다.

2. 연구 지역

2.1. 지형 및 지질

제주도는 한반도의 남서해상에 위치한 화산섬으로 중앙에 한라산이 위치하고 있으며, 한라산을 중심으로 동서방향은 완만한 경사(약 1~4°)를 남북방향은 급한 경사(약 4~8°)를 가지고 있다(JSSP, 2013). 연구 지역인 표선유역은 제주도의 동남부에 위치하고 있으며, 한라산이 위치한 서쪽으로 해발고도 약 1,350 m로 고도가 높으며 해안쪽으로 가면서 점차 고도는 10 m 이하로 낮아진다(Fig. 1). 지하수공의 시추자료를 근거로 한 표선지역의 지하지질은 하부로부터 크게 기반암, U층, 서귀포층, 현무암으로 구성되어 있다(Kim et al., 2011; Koh, 1997). 기반암은 화강암과 응회암으로 구성되어 있으며, U층은 미고결 역암층으로 대체로 서귀포층 하부에서 발견된다. 서귀포층은 화산성 역질사암, 사암, 사질이암 및 이암, 유리질 쇄설암으로 구성되어 있으며, 현무암은 주로 서귀포층 상부에 위치하며 분출 시기에 따라 층상구조를 이루어 두께가 2 m 이하에서부터 수십 m 까지 다양하게 나타나기도 한다(JSSP, 2013). 양수시험을 통해 기존에 조사된 자료를 살펴보면 현무암 대수층의 수리전도도는 평균 552.2 m/d이고, 최소 8.7 m/d에서 최대 2400 m/d까지 나타났으며 전체적으로 투수성이 좋아 제주도의 주 대수층 역할을 한다(JSSP, 2013). 서귀포층 및 기반암은 투수성이 상대적으로 낮아 난대수층 또는 저투수층으로 구분된다(JSSP, 2013).

2.2. 수문기상

표선 유역에 가장 인근한 성산 기상대(Fig. 1)를 기준으로 산정한 표선의 평균 기온(1990~2015년)은 약 15.5°C, 상대습도는 약 72.7%, 풍속은 약 3.1 m/s, 연강수량은 약 1,991 mm이다. 표선유역의 연강수량은 한국 연평균 강수량(1973~2011년) 1,274 mm 보다 약 1.6배 높으며, 월평균 강수량은 8월에 가장 많고(약 354 mm), 12월에 가장 적게(약 77 mm) 내린다(WAMIS, 2016). 월 평균 기온은 8월에 가장 높고(약 26.4°C), 1월에 가장 낮으며(약 5.3°C), 일교차는 11월에 가장 크고(약 20.8°C), 8월에 가장 낮음(약 12.1°C) 것으로 나타났다(KMA, 2016). 1992~2014년까지 평균 눈 일수(강설 일수)는 약 15일이고, 적

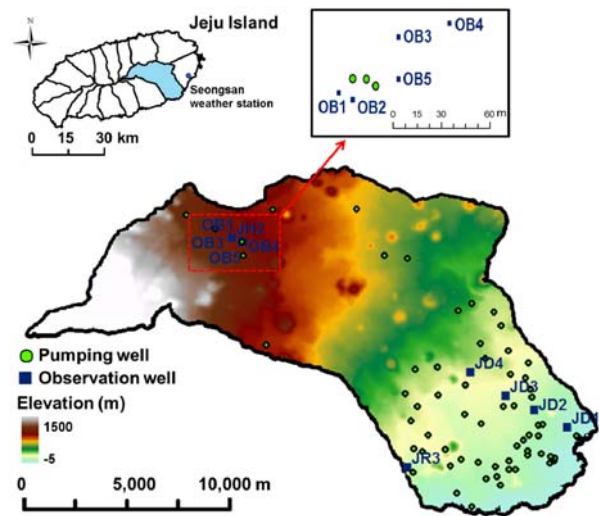


Fig. 1. Location of study area and observation/pumping wells.

설일수는 약 9일이다(KMA, 2016).

표선 유역에는 천미천, 송천, 가시천, 진평천, 안좌천의 지방하천이 5개 존재한다. 이들 하천은 화산암의 지질특성상 비가 오면 빠르게 지하로 스며들어 간헐 하천의 형태를 띤다(KIGAM, 2011a). 천미천의 경우 1일 강수량이 80 mm 이상일 때 해안으로 하천유출이 발생하는 것으로 보고되었다(Song et al., 2015).

2.3. 지하수 현황

1992년부터 2011년까지 연구지역의 총 수문현황을 분석한 결과, 표선유역의 평균 수문총량은 537 km³/year으로 증발산량은 156 km³/year(29.1%), 유출량은 143 km³/year(26.6%), 합양량은 238 km³/year(44.3%)으로 추정된다(JSSP, 2013). 지하수 부존형태별(기저지하수, 준기저지하수, 상위지하수, 기반암지하수) 면적을 고려하여 추정된 표선 유역의 지하수 지속이용 가능량은 106.6 km³/year으로 산정되었다. 2011년 기준 표선유역의 총 지하수 사용량은 18 km³/year로 지하수 이용 가능량의 17%를 차지한다. 이들은 대부분 생활 및 농업용수로 사용되며, 공업용수 및 먹는 샘물 제조용으로 일부 활용된다(JSSP, 2013).

지하수위 변동추이 및 특성을 관찰하기 위해서 제주도 수자원본부에서는 해수침투 관측정 및 고지대 시추 조사공, 지하수위 관측정을 운영하고 있다(2011년 기준). 지하수위 모니터링 결과, 지하수위는 주로 강우 영향에 의해서 수위가 변화하는 것으로 나타났으며 해안변에 위치한 일부 해수침투 관정에서는 조석의 영향을 받는 것으로 보고되었다(JSSP, 2013; Lee et al., 2006).

3. 연구 방법

3.1. 기후변화 시나리오 분석

미래 기후에 따른 표선유역의 함양률 변화를 분석·예측하기 위해서 기상청 기후변화정보센터에서 제공하는 생산관측소의 2개의 RCP(Representative Concentration Pathways) 시나리오를 이용하였다. RCP는 IPCC 5차 평가보고서에서 제시한 새로운 온실가스 시나리오로, 인간 활동이 대기에 미치는 복사량으로부터 예측한 온실가스 농도경로이다. RCP 시나리오는 IPCC의 3차 평가보고서(2001)에 사용된 SRES 시나리오에서 토지 이용변화를 고려하였으며, 최근 온실가스 농도 변화 및 해상도를 갱신하였다. RCP 4.5는 온실가스 저감 정책이 일부 실현되는 경우를 가정한 것으로 이산화탄소(CO₂) 농도가 2014 기준 397.2 ppm에서 2100년에 540 ppm까지 증가하는 경우이고, RCP 8.5는 저감 정책 없이 현재 추세로 온실가스가 배출되어 이산화탄소(CO₂) 농도가 2100년에 940 ppm이 되는 경우이다. 기상청에서는 기후변화 시나리오를 산출하기 위해 영국 기상청 해들리 센터의 기후변화 예측모델인 HadGEM2-RA모델에 RCP 시나리오의 CO₂ 배출량을 입력하여 RCP 시나리오에 따라 2000~2100년까지 미래 기후변화를 전망하여 공개하고 있다(KMA, 2016). 본 연구에서는 생산관측소의 강수량, 기온, 상대습도, 풍속 예측 자료의 시간적 변화추이를 각 시나리오 별로 분석하였다.

3.2. 지하수 함양률 추정 및 예측

본 연구에서는 SWB(A Modified Thornthwaite-Mather Soil-water-Balance Code for Estimation Groundwater Recharge; Westenbroek et al., 2010)를 이용하여 표선 유역의 지하수 함양률을 추정하였다. SWB는 USGS에서 개발한 지하수 함양 추정 프로그램으로 토양, 토지이용 및 기후 등의 입력 자료를 사용하여 일 단위로 지표유출, 증발산 및 함양 등의 물수지 성분을 계산한다.

SWB는 다음의 물수지 방정식을 기반으로 지하수 함양을 계산한다.

$$R = (P + SN_{melt} + F_{in}) - (I + F_{out} + ET) - \Delta S \quad (1)$$

R은 지하수 함양(Recharge), P는 강수량(Precipitation), SN_{melt}는 용설(Snow melt), F_{in}은 인접 그리드로부터 유입량, I는 식생 등에 의한 차단(Interception), F_{out}은 인접 그리드로의 유출량, ET는 증발산량(Evapotranspiration), ΔS는 토양수분 저류량(Soil moisture)의 변화이다. SWB는 지표유출의 경우, CN(Curve number)방법, 증발산은 Thornthwaite-Mather(1957), Jensen-haise(1963), Blaney-criddle(Blaney and Criddle, 1966; Allen and Pruitt, 1986), Turc(1961), Hargreaves and Samani(1985) 방법 중 하나로 산정한다. 본 연구에서는 증발산 계산 방법으로 Hargreaves and Samani 모델을 사용하였다.

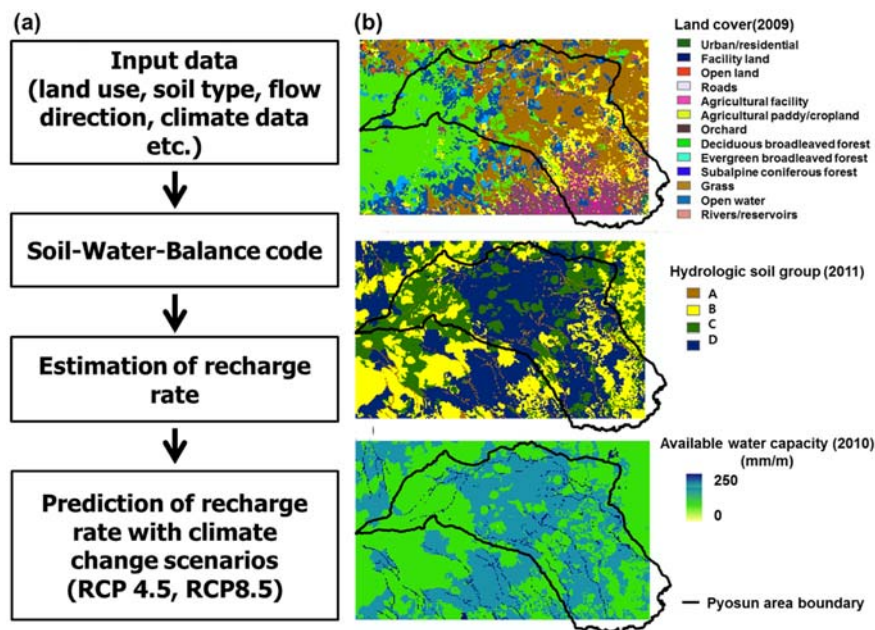


Fig. 2. (a) Schematic diagram for SWB analysis procedure, (b) Grid type input data used for groundwater recharge estimation (KIGAM, 2011b).

SWB에 입력되는 자료는 그리드 형태의 토양자료(Soil data), 토지이용(Land cover), 지표 유출수 흐름방향(Flow direction), 유효수분함량(Available water capacity)과 표 형태의 기상자료(Climatologic data), 토양 및 토지이용 특징(Soil and land use properties lookup table), 토양 수분 보유능(Matrix of soil-water retention for given accumulated potential water loss)으로 구성되어 있다. 본 연구에서는 표선유역의 토양은 투수성을 기준으로 4개로 분류하였고(KIGAM, 2011b), 토지이용은 13개로 분류하였다(Fig. 2, Mair et al., 2013). Table 1은 토양 그룹별 최대 침투율을 Table 2는 토지이용별 Curve number (CN) 값을 보여준다. 지표 유출수 흐름 방향은 DEM (Digital Elevation Model) 값으로부터 추출하였으며, 유효 수분함량은 Mair et al.(2013)가 제시한 제주도의 토양이용에 따른 최대토양 수분저장능력과 뿌리층 깊이를 적용하여 계산하였다. 그리드 형태의 모든 입력 자료는 셀 사이즈와 동일하게 100 m × 100 m로 구성하였다. 기온, 상대습도, 풍속 등의 기상자료는 성산 관측소의 과거 자료(1990~2015년)와 기후변화 시나리오 예측자료를 이용하였다. 제주도의 경우, 고도에 따른 강수량 차이가 커서 정확

한 함양량 산정을 위해서는 고도별 강수량 변화를 고려해야 한다(Mair et al., 2013). 그러나 성산관측소의 기후변화 시나리오를 적용하여 미래 기후변화를 예측하려는 경우, 고도별 강수량 변화를 추정하기 힘들다. 따라서 본 연구에서는 지하수 함양량 추정모델과 기후변화 예측 모델과의 일관성을 위해 고도별 강수량 변화는 고려하지 않았다. 실제 표선유역의 지하수 함양량은 고도별 강수량 변화에 따라 본 연구에서 추정한 값과 일부 차이를 나타낼 수 있다.

토양 및 토지이용 특징 표에 필요한 CN값, 최대 침투율, 차단저류능값, 뿌리층 깊이는 Mair et al.(2013)의 데이터를 적용하였다. Fig. 2는 SWB 절차 및 입력 자료를 보여준다. 본 연구에서 참고한 JSSP(2013) 보고서의 표선유역 총 수문 현황은 1992~2011까지 존재한다. 따라서 본 연구에서는 1992~2011년을 포함한 1990~2015년까지 지하수 함양량을 추정하였으며, 그 결과를 기존의 수문분석 자료와 비교하였다. 이후, 구축된 모델을 활용해서 기후변화 시나리오별로 2016~2100년까지 일별 지하수 함양량을 예측하였다.

Table 1. Maximum infiltration rate for each hydrologic soil group

Hydrologic soil group	Maximum infiltration rate (m/d)
A	0.28
B	0.20
C	0.13
D	0.05

3.3. 지하수 유동 프로그램 및 모델 구성

본 연구에서 표선유역 지하수 현황 분석을 위해 사용한 3D 수치해석 프로그램은 FEFLOW 6.0(Diersch, 2010)이다. 해당 프로그램의 지하수 유동 지배 방정식은 다음과 같다.

$$S_0 \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_i}{\partial x_i} = Q \tag{1}$$

Table 2. Curve number (CN) for land cover class

Land cover type	Hydrologic soil group			
	A	B	C	D
Agricultural facility	51	64	71	75
Agricultural paddy/cropland	57	66	73	77
Deciduous broadleaved forest	31	52	64	69
Evergreen broadleaved forest	31	52	64	69
Facility land	67	75	79	82
Grass	43	60	69	73
Open land	43	60	69	73
Open water	100	100	100	100
Orchard	49	65	75	79
River/reservoirs	43	60	69	73
Roads	98	98	98	98
Subalpine coniferous forest	31	52	64	69
Urban/residential	89	92	94	95

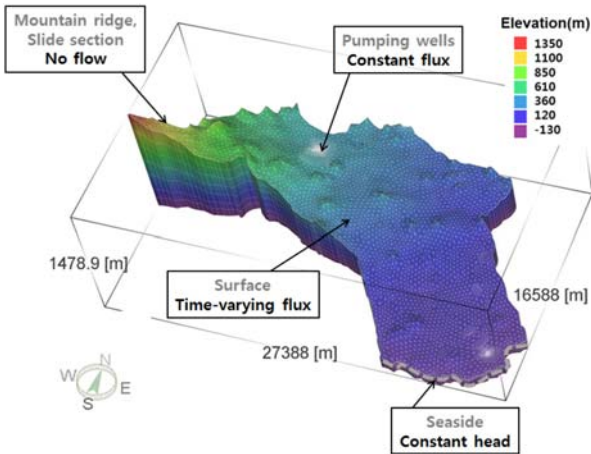


Fig. 3. 3-D numerical domain of the study area and boundary conditions used for simulation.

$$q_i = -K_{ij} \left(\frac{\partial h}{\partial x_j} \right) \quad (2)$$

S_0 는 비저류 계수, h 는 대수층 내 지하수위, t 는 시간, q_i 는 다르시 플럭스, K_{ij} 는 수리전도도, Q 는 지하수 유입 유출량이다.

모델 영역은 표선유역으로 구성하였으며, 모델 전체 영역의 크기는 207.9 km²이다. 도메인은 삼각 요소를 사용하여 구성하였으며, 관정이 밀집한 곳은 요소를 세밀하게 구성하여 수치적 안정성을 획득하고 오차를 줄이고자 하였다. 3차원 도메인 구축을 위하여 표선유역 DEM 정보를 이용하여 모델 고도를 설정하였다. Fig. 3은 모의에 사용한 3차원 도메인 영역을 보여준다.

Fig. 4는 연구지역의 2차원 수직 단면도를 보여준다. 3차원 모사를 위해 표선유역 관정의 지질주상도를 이용하여 모델영역을 3개의 수문층(토양층, 화산암층, 서귀포층)으로 구성하였다. 총 레이어 개수는 9개로 구성하였으며, 레이어1, 2는 토양층, 레이어3, 4, 5, 6, 7은 화산암층, 레이어8, 9는 서귀포층에 해당한다. 3차원 모델에 사용된 노드의 개수는 50,970개, 총 요소의 개수는 88,263개이다.

도메인의 해안은 고정수두 경계로 나타내었으며, 고정수두 경계 값은 국립 해양조사원의 성산관측소 13년(2003~2015)간 관측된 해수면 고도의 평균값 1.32 m를

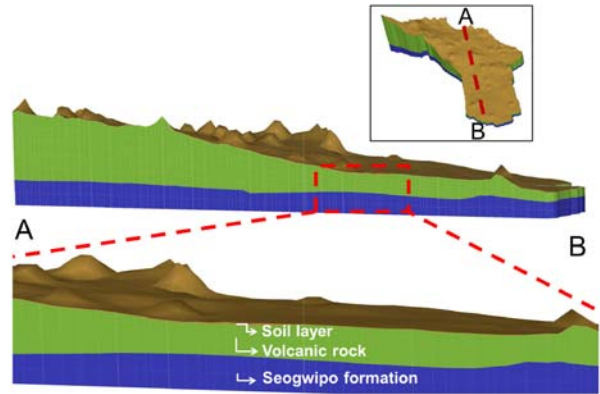


Fig. 4. Hydrogeologic profile of the study site along the AB section.

사용하였다. 해안을 제외한 면은 무흐름 경계로 나타내었고, 지하수 함양량은 SWB 일 데이터 결과 값을 시계열로(Time-varying) 입력하였다. 또한, 지하수 이용관정(농업용, 일반, 삼다수) 총 73개를 다중 레이어 우물(Multilayer well)경계로 할당하였다(Fig. 3).

각 층의 수리전도도와 비산출률, 비저류계수는 기존의 조사 값들을 참고하여 수위 데이터와의 보정을 통해 산정하였으며(Song et al., 2015), 보정에 사용한 관정은 총 11개 이다(Fig. 1). Table 3은 모의에 사용된 각 층의 수리상수 값들을 보여준다. 고도가 높은 지역에서는 수리전도도를 낮게 할당하였으며, 모래, 자갈 등의 미고결층이 발달한 해안쪽으로는 상대적으로 높은 수리전도도를 할당하였다(Kim et al., 2015).

4. 모의 결과

4.1. 미래 기후변화 패턴 분석

미래 기후변화 패턴을 분석하기 전에 본 연구에서는 과거 기상 실측자료와 RCP 과거(Historical) 자료를 비교하여 RCP 시나리오의 데이터를 확인하였다. 기상청에서 제공하는 RCP 시나리오의 경우 2000년부터 제공된다. 따라서 실측자료와 RCP 과거의 분석 기간은 2000~2010년까지 중복되는 기간으로 설정하였다. 비교 결과, RCP 과거 자료와 관측 자료의 최고온도는 같고, 최저 온도와 상대

Table 3. Hydraulic parameters used for FEFLOW simulation

	$K_{xx} (=K_{yy})$ (m/sec)	K_{zz} (m/sec)	S_s (m ⁻¹)	S_y (-)
Soil layer	5.0×10^{-7}	8.0×10^{-8}	$2.0 \times 10^{-5} \sim 3.0 \times 10^{-5}$	0.30
Volcanic rock	$1.3 \times 10^{-5} \sim 6.0 \times 10^{-3}$	$1.3 \times 10^{-6} \sim 6.0 \times 10^{-4}$	$4.6 \times 10^{-5} \sim 9.0 \times 10^{-4}$	0.14
Seogwipo sediment	$2.2 \times 10^{-6} \sim 1.0 \times 10^{-3}$	$2.2 \times 10^{-6} \sim 1.0 \times 10^{-3}$	$2.0 \times 10^{-5} \sim 3.0 \times 10^{-5}$	0.12

습도 및 풍속은 RCP 시나리오가 높게 추정되었으며, 강수량의 경우 RCP 시나리오가 낮게 나타났다(Table 4).

2개의 시나리오에 의한 미래 기후 변화(2020~2100년)를 살펴보면, 연평균 강수량은 RCP 과거 자료(2000~2010년) 1793.4 mm 기준으로 RCP 4.5 2020s에는 약 322 mm 증가, 2050s의 경우 412 mm 증가, 2080s 일 때는 630 mm 증가하였다. RCP 8.5의 경우 2020s와 2050s, 2080s에 각각 약 431 mm, 536 mm, 768 mm 증가하는 것으로 나타났다(Table 5). 강수량의 시간적 변화 추이를 살펴보기 위해서 예측 자료를 5년 단위로 평균하여 시계열로 비교한 결과(Fig. 5a), RCP 4.5의 경우 시기별 변동성은 있으나 강수량이 증가하는 추세를 보이며, RCP 8.5의 경우 이러한 증가 추세를 더욱 뚜렷하게 확인할 수 있다. 월평균 강수량은 RCP 4.5에서는 7월에 가장 높고 1월에 가장 낮았으며, RCP 8.5의 경우 8월에 가장 많고, 2월에 가장 적은 것으로 나타났다(Fig. 5b). 1990~2015년의 평균 월 최대 강수량(354 mm, 8월)과 비교해서 RCP 4.5의 경우, 월 최대 강수량은 기존 관측치와 유사하나 강수 월이 8월에서 7월로 이동하였으며 RCP 8.5의 경우 약 18 mm 증가한다. 월최소 강수량 또한 마찬가지로 1990~2015년까지 75 mm(12월)와 비교하였을 때 RCP 4.5일 때는 현재와 비슷하며 RCP 8.5일 경우에는 약 19 mm

Table 4. Comparison between meteorological and RCP historical data in the Pyoseon watershed

	RCP historical	
	Baseline	(RCP 4.5, RCP 8.5)
	2000~2010	2000~2010
Annual precipitation (mm/yr)	1958.3	1793.4
Mean temperature (°C)	15.6	15.9
Mean maximum temperature (°C)	19.3	19.3
Mean minimum temperature (°C)	12.2	12.7
Mean relatively humidity (%)	72.2	75.1
Mean wind velocity (m/s)	3.2	5.6

Table 5. Climate projections in the Pyoseon watershed under RCP 4.5/8.5 scenarios

	RCP historical		RCP 4.5		RCP 8.5		
	2000~2010	2020s	2050s	2080s	2020s	2050s	2080s
Annual precipitation (mm/yr)	1793.4	2115.6	2205.1	2422.9	2223.9	2329.3	2561.6
Mean temperature (°C)	15.9	17.1	17.9	18.4	17.5	19.2	20.9
Mean maximum temperature (°C)	19.3	20.4	21.3	21.7	20.8	22.5	24.1
Mean minimum temperature (°C)	12.7	13.8	14.8	15.2	14.2	16.1	17.8
Mean relatively humidity (%)	75.1	76.6	76.4	76.2	76.7	76.4	76.4
Mean wind velocity (m/s)	5.6	4.8	4.9	4.8	4.9	4.8	4.7

증가하였다.

2020~2100년까지 예측된 전체 평균기온은 2000~2010년 사이 평균기온 15.9°C 기준으로 RCP 4.5 2020s에는 약 1.2°C 상승, 2050s의 경우 2.0°C 상승, 2080s 일 때는 2.5°C 상승하였다. RCP 8.5의 경우 2020s와 2050s, 2080s에 각각 약 1.6°C, 3.3°C, 5.0°C 상승할 것으로 나타났다(Table 5). 평균최대기온 및 평균최저기온 또한 RCP 과거에 비해 모든 시나리오 기간에서 상승하는 것으로 나타났고, 일교차는 소폭 감소하는 경향을 보인다. 기온의 시간적 변화 추이를 살펴보기 위해서 예측 자료를 5년 단위로 평균하여 시계열로 비교한 결과(Fig. 5c), 모든 RCP 시나리오에서 기온이 증가하는 추세로 보였다. 월별로 평균하여 분석해본 결과, RCP 4.5, RCP 8.5의 기온은 1990~2015년보다 모든 달에서 상승하며, 최고월평균 기온은 8월, 최저 월평균 기온은 1월로 나타났다. RCP 8.5의 경우 최대 기온(8월)은 현재와 비교해서 약 3.4°C 상승하고, 최저기온(1월)은 현재와 비교해서 약 3.8°C 증가한다(Fig. 5d). 평균상대습도의 경우 모든 기간에서 RCP 과거보다 증가하지만 평균풍속의 경우에는 감소하는 것으로 나타났다.

4.2. SWB 물수지 분석

Table 6은 1992~2011년까지 SWB 분석 결과와 기존 연구 결과(JSSP, 2013)를 보여준다. 모델에서 제시한 1992~2011년 사이 표선 유역 평균 함양률은 38.3%로 제주도 특별자치도 수자원관리 종합계획(2013)에 제시된 함양률 44.4%와 약 6.1% 차이이고, Choi et al.(2011)에 제시된 2001~2010년까지 함양률 34.0%와 약 4.9% 차이는 것으로 나타났다. 전반적으로 모델이 보여준 함양률 예측 결과는 기존의 연구결과와 유사한 범위를 보여준다. 기존의 수문분석과 SWB 모델 함양률의 일부 차이의 원인으로는 첫째, 모델에 고도별 강수량이 반영되지 않아 고지대의 지하수 함양률이 낮게 산정되었을 가능성과, 둘째

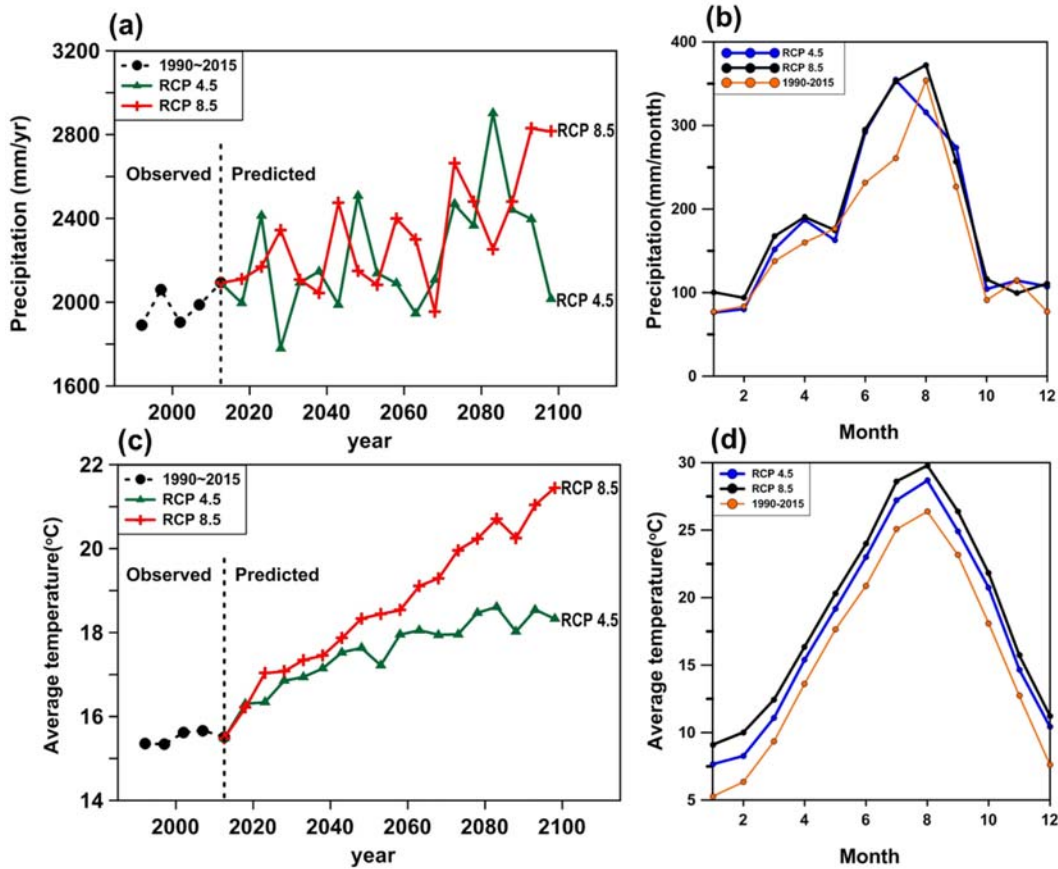


Fig. 5. Predicted precipitation and temperature under different climate change scenarios (RCP 4.5/8.5) (a) Long term trend in precipitation rate (Each data point represents average value at 5-year interval) (b) Monthly variations in precipitation rate (c) Long term trend in temperature (d) Monthly variations in temperature

Table 6. Comparison of water balance analysis between previous study (JSSP, 2013) and SWB analysis result

Hydrologic components	JSSP	SWB
Total Precipitation	100.0%	100.0%
ET	26.6%	39.3%
Runoff	29.1%	22.4%
Recharge	44.3%	38.3%

모델에 사용된 CN 값, 뿌리존 깊이, 차단저류능, 최대 침투율 등에 대한 입력 자료의 불확실성이 있을 수 있다. 또한, SWB 분석에 사용된 모델 그리드 크기(100 m)의 영향으로 인한 계산오차가 있을 수 있다.

SWB를 수행하여 1990~2015년까지 표선유역의 전체적인 물수지를 분석한 결과, 단위면적당 강수량은 1,990 mm/year이고, 직접유출량은 440 mm/year, 실제 증발산량은 770 mm/year이며, 지하수 함양량은 780 mm/year이다(Table 7). 모의 결과, 총 강수량 대비 평균 함양률은 39.2%, 실

제 증발산률은 38.7%, 직접 유출률은 22.1%로 나타났다. 본 연구에서 추정된 물수지 분석결과를 우리나라 전체평균과 비교해보면 표선유역의 증발산률은 우리나라 평균(42%)과 유사한 범위를 보여주며, 직접유출량의 경우, 국내 평균(44%)보다 약 22% 작은 것으로 나타났다(MOLIT, 2011). 함양률의 경우, 연구지역이 우리나라 평균(14%)보다 약 25% 높은 것으로 산정되었다. 연구지역의 상대적으로 낮은 직접유출량과 높은 함양률은 제주도의 투수성이 높은 지질 구조와 관련이 있는 것으로 추정된다.

Table 7은 기후변화 시나리오에 따른 총 수문요소의 변화 예측결과를 보여준다. RCP 4.5, RCP 8.5 시나리오의 경우 표선 유역의 기후변화에 따른 단위면적당 지하수 함양량은 1990~2015년 보다 모든 기간에서 감소하는 것으로 나타났다. 함양량의 감소 원인으로서는 첫째, 기온이 상승함에 따라 증발산량이 증가하고, 둘째 강수량이 상대적으로 증가하지만 집중호우가 발생하여 지표 유출량이 증

Table 7. Water balance estimation results of current state (1995~2015) and predicted change in water balance components from two climate change scenarios (unit: mm/year)

Hydrologic components	1990~2015	RCP 4.5			RCP 8.5		
		2020s	2050s	2080s	2020s	2050s	2080s
Total precipitation	1,990 (100.0%)	2,115 (100%)	2,212 (100%)	2,423 (100%)	2,220 (100%)	2,325 (100%)	2,560 (100%)
ET	770 (38.7%)	857 (40.5%)	875 (39.5%)	887 (36.6%)	863 (38.9%)	898 (38.6%)	933 (36.4%)
Runoff	440 (22.1%)	689 (32.6%)	711 (32.2%)	890 (36.7%)	758 (34.1%)	739 (31.8%)	885 (34.6%)
Recharge	780 (39.2%)	569 (26.9%)	625 (28.3%)	646 (26.7%)	600 (27.0%)	688 (29.6%)	743 (29.0%)

가하는 것과 관련 있는 것으로 분석된다(Table 7).

기후변화에 따른 단위면적당 지하수 함양량, 증발산량, 직접 유출량의 월별 변화를 분석한 결과(Fig. 6), 1990~2015년(약 149 mm/month) 관측값과 RCP 8.5(약 97 mm/month)의 경우 함양량은 8월에 가장 많고, RCP 4.5의 경우에는 7월(약 100 mm/month)에 함양량이 가장 높았다. 3가지 경우 모두 함양량이 가장 적은 달은 10월로 나타났다. 기후변화에 따른 함양량의 계절적 불균질성의 변화 패턴을 분석하기 위해 본 연구에서는 시나리오별 함양량이 가장 높은 달과 가장 적은 달의 함양량 비율을 계산하고 이를 1990~2015년 사이 관측결과와 비교하였다. 분석 결과, RCP 4.5의 경우 함양량이 최대인 7월이 최소인 10월보다 약 16.7배 함양량이 높았으며, RCP 8.5의 경우 약 8.0배 차이가 나는 것으로 분석되었다. 두 개의 시나리오 모두 1990~2015년의 관측값(약 6.5배)보다 최대 함양달과 최소함양달간의 함양률 차이가 증가하는 것으로 나타났으며, 이는 미래 기후변화에 따라 함양량의 계절적 불균질성이 더욱 심화될 수 있음을 암시한다. 증발산량은 1990~2015년, 2개의 RCP 시나리오 모두 7월에 가장 높았으며, RCP 4.5일 때는 1월에 가장 낮고, RCP 8.5일 때는 12월에 낮았다. 증발산량의 월별 변화는 기온 패턴과 유사하게 나타났다(Fig. 5, Fig. 6). 유출량의 분포는 1990~2015년과 유사하지만 모든 RCP 시나리오에서 1990~2015년보다 값이 커지는 것으로 분석되었다.

기후변화에 따른 지하수 함양량, 증발산량, 직접 유출량을 5~15년 단위로 평균하여 연도별 추이를 분석한 결과(Fig. 7), 1990~2015년의 경우 함양량, 증발산량, 유출량 모두 관측 기간 동안 큰 변화를 보여주지 않았다. RCP 4.5의 경우 증발산량이 1990~2015년 평균 대비 다소 증가하며, 유출량의 경우 연도별 변동 폭이 기존 관측결과에 비해 크게 증가한 것을 확인할 수 있다. RCP 8.5의 경우도 이와 유사한 패턴을 보여주었다. 이러한 결과는, RCP 시나리오에서 예측된 이상기후 발생 빈도 증가 및 강수량 등 기후관련 인자의 시간적 변동성 심화로 인해

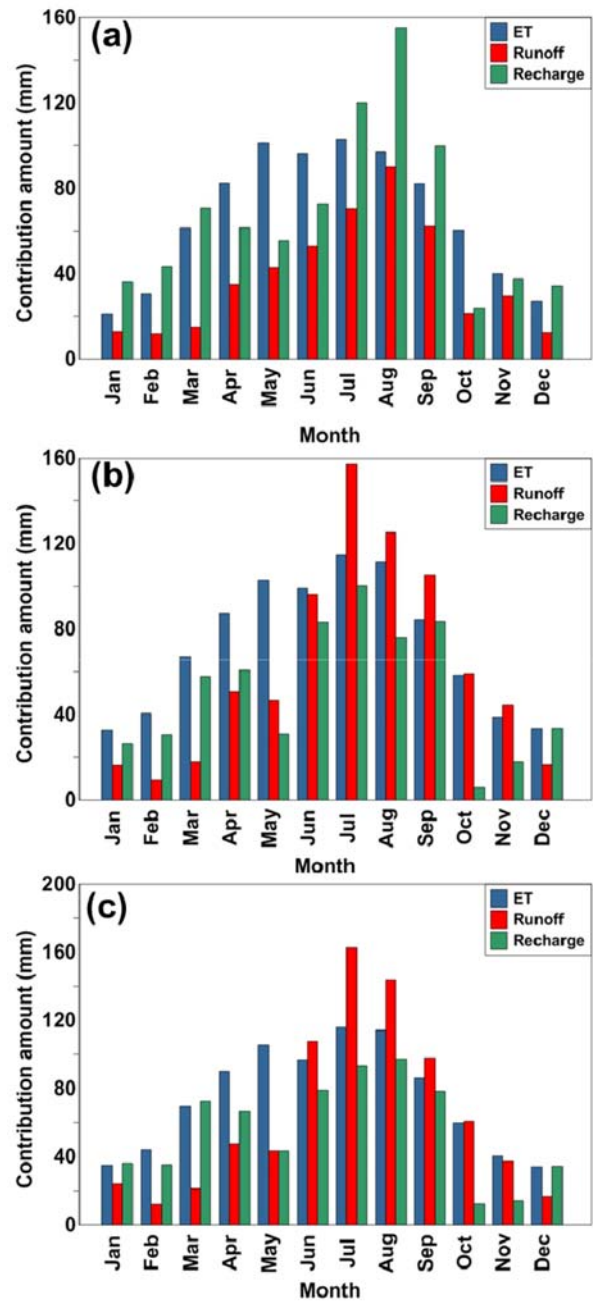


Fig. 6. Monthly variation of water balance components (a) from 1990 to 2015 (b) RCP 4.5 (c) RCP 8.5.

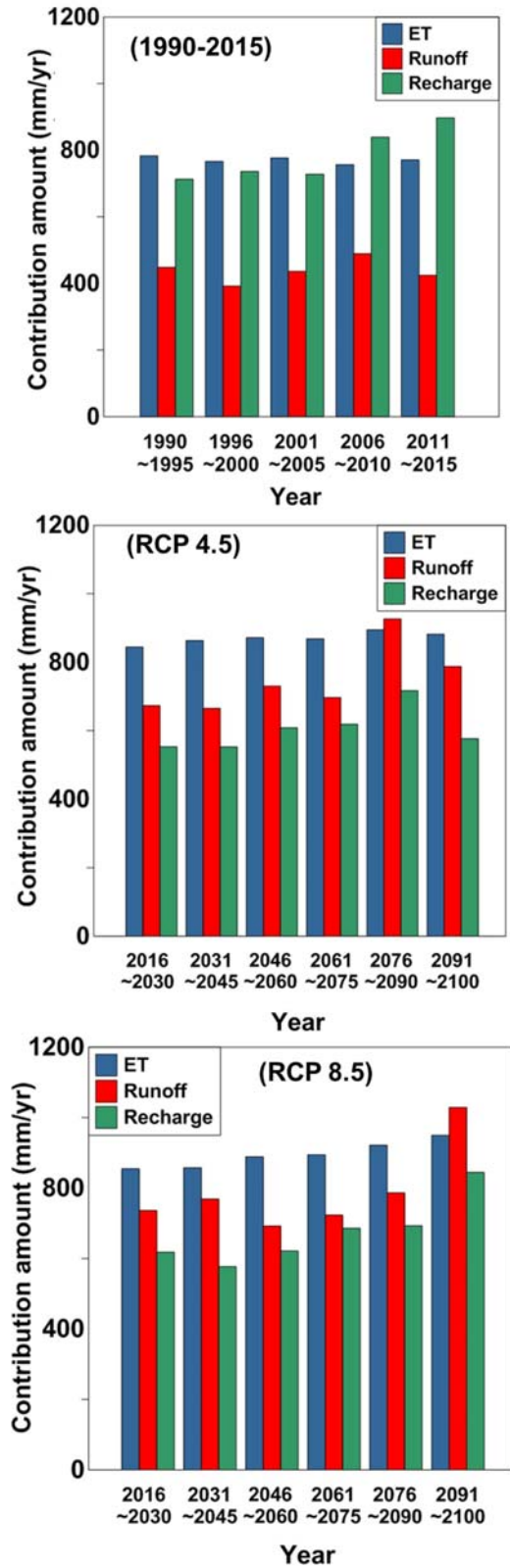


Fig. 7. Change in water balance components in 1990 to 2015 and long term prediction of water balance component under different climate change scenarios

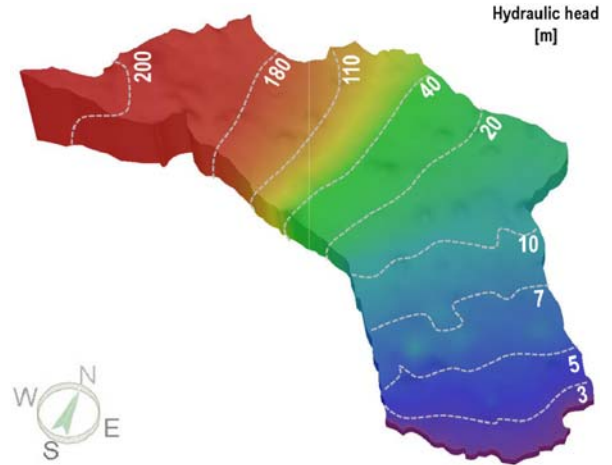


Fig. 8. Simulated groundwater level distribution of the study area.

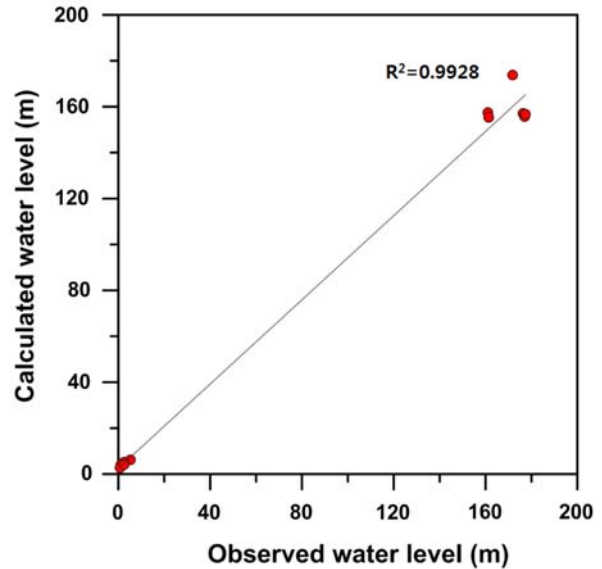


Fig. 9. Comparison of water levels between simulated and measured data (steady-state).

수자원의 안정적인 확보가 어려울 수 있음을 암시하며, 이에 대한 대비책이 필요함을 시사한다.

4.3. 지하수위 분포 및 수위 보정

표선유역의 지하수 분포를 파악하기 위해, 정류 및 부정류 모의를 수행하고 이를 관측결과와 비교 분석하였다. 정류 모델을 수행한 3차원 수위 결과는 Fig. 8과 같다. 모의 결과, 전체적인 수위 분포는 지표 고도를 따르고 있는 것으로 나타났으며 대수층으로 충전된 지하수는 지하수 흐름방향을 따라 해안으로 유출되는 형태를 보여주고 있다. Fig. 9는 실제 관측된 수위와 시뮬레이션 수위를

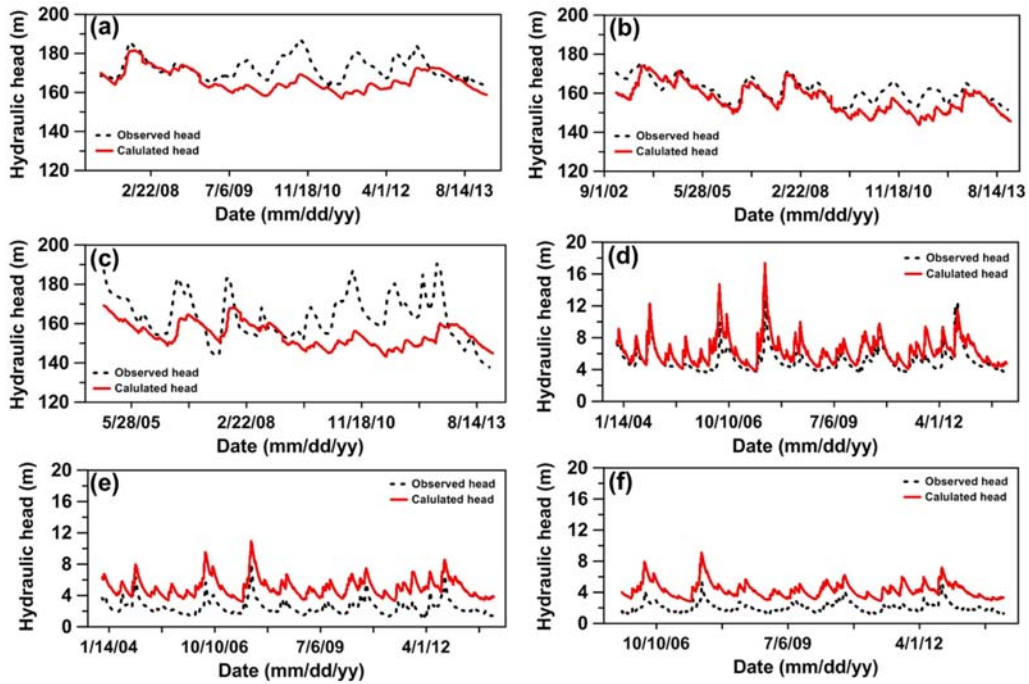


Fig. 10. Comparison of water levels between measured and simulated data at the monitoring wells (transient-state) (a) JH2, (b) OB2, (c) OB4, (d) JD4, (e) JD3, (f) JR3.

비교한 결과이다. 11개 관측정의 계산수위와 관측된 수위의 오차가 최소가 되도록 수리전도도를 보정한 결과 약간의 오차는 보이지만 관측수위와 계산 수위가 비교적 일치하는 것을 확인 할 수 있다($R^2=0.9928$).

Fig. 10은 모델입력인자(비저류계수)의 보정 결과 및 지하수 함양량 변동에 따른 2003~2013년까지 지하수위 변동 특성을 보여주고 있다. 표선 지역의 경우, 지하수위는 계절적 강수량 변동의 영향을 크게 받고 있는 것으로 나타났다. 관측수위와 모델 계산 수위를 비교한 결과, 계산 수위는 관측정에서 측정된 지하수위의 시계열적 변화 패턴을 유사하게 모사하고 있음을 확인 할 수 있다. 일부 관정에서 수위가 차이가 나는 것은 첫째 대수층의 수리지질학적 불균질성에 의한 영향, 둘째 주변관정에서 지하수 사용에 의한 영향이 있는 것으로 추정된다.

4.4. 기후 변화에 따른 지하수위 변동 예측 결과

기후변화에 따른 표선지역의 지하수위 변동을 예측하기 위해, 기후변화 시나리오(RCP 4.5, RCP 8.5)별 함양량 예측 결과와 최종 보정된 연구지역의 지하수위 분포 모델을 활용하여 수치모의를 수행하였다. Fig. 11은 기후변화 시나리오에 따른 연구지역의 관측정의 수위 변화를 보여 주고 있다. 관측은 모델보정에서 관측수위와 계산수위가 유사하게 나타난 JH2, OB2, JD4 3개의 대해 수행하였다.

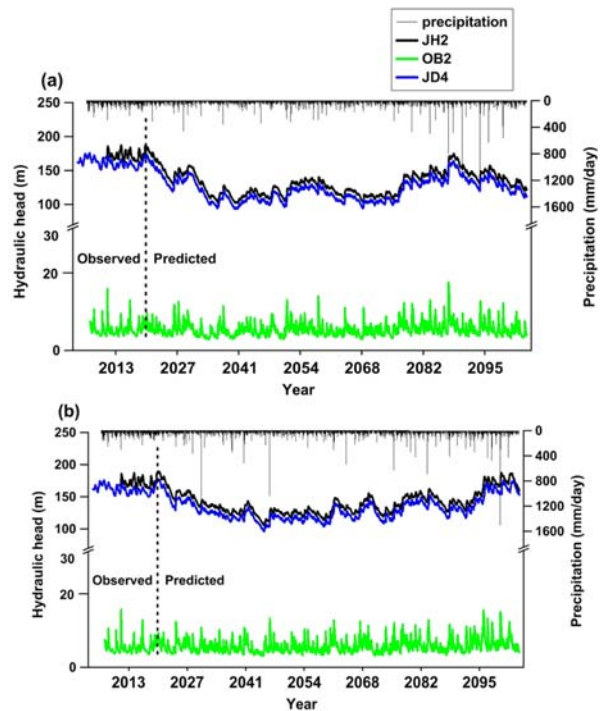


Fig. 11. Predicted groundwater level variations of the study area under climate change scenarios: (a) RCP 4.5, (b) RCP 8.5.

보정된 모델을 활용하여 미래 기후변화 시나리오별 함양량 변동에 따른 지하수위 변화를 모델링한 결과, RCP

4.5, RCP 8.5 모두 수위는 연도별 변동은 있으나 전반적으로 수위가 감소하다가 강수량에 증가함에 따라 수위가 약간 회복하는 추세를 보이는 것으로 나타났다(Fig. 11). RCP 4.5의 경우, JH2의 2020s와 2050s의 평균 수위는 2003~2015년 평균수위보다 약 45 m 하강하며, 2080s에는 약 25 m 하강하는 것으로 나타났다. JD4는 2003~2015년와 비슷하게 수위를 유지하는 것으로 예측되었다. 예측 수위를 연도별로 평균하여 분석한 결과, 가장 수위가 낮은 해(2036년)의 수위는 2007~2015년 관측 평균수위 보다 최대 약 68 m까지 떨어지는 것으로 나타났다. RCP 8.5의 경우, JH2의 2020s와 2050s의 평균 수위는 2003~2015년 평균수위보다 약 35~37 m 하강하며, 2080s에는 약 13 m 하강하는 것으로 나타났다. JD4는 RCP 4.5와 마찬가지로 2003~2015년와 비슷하게 수위를 유지하는 것으로 예측되었다. JD4의 경우 해안 경계의 영향을 받아 JH2, OB2과 달리 지하수 함양률 변화에도 불구하고 큰 수위 변화가 없는 것으로 추정된다. RCP 8.5의 예측 수위를 연도별 평균을 분석한 결과, 가장 수위가 낮은 해(2041년)에 수위는 관측수위 보다 최대 약 61 m까지 떨어지는 것으로 나타났다. 상기 결과는, 기후변화에 따른 강수량의 전반적인 증가가 지하수위의 상승으로 연결되지 않음을 암시한다. 이와 같은 현상은 온도 상승으로 인한 증발산량의 증가와 집중 호우 빈도 증가 등으로 인한 강우의 계절별 편차 심화로 인해 지하수 함양률은 오히려 감소하기 때문에 나타나는 것으로 추정된다. 본 연구 결과는, 미래 기후변화에 따른 강수량의 변화 및 지하수 함양률의 감소는 표선 유역의 지하수위 및 수자원 부존량에 중요한 영향을 미칠 수 있으며, 기후변화와 지하수 함양률 변화에 대한 연구가 지속적으로 수행되어야 함을 시사한다.

5. 요약 및 결론

본 연구에서는 기후변화에 따른 제주도 표선유역의 물수지 변화 및 지하수 자원의 지속가능성을 평가하고자 하였다. 이를 위해 지하수 함양률 산정 프로그램(SWB)을 사용하여 연구지역의 미래기후변화 시나리오별(RCP 4.5, RCP 8.5)별 함양률 변동을 예측하였고, 3차원 지하수 유동 모의를 통해 표선 유역의 기후변화에 따른 지하수위 변화를 예측·평가하였다.

SWB를 활용하여 연구지역의 전체 물수지를 분석한 결과, 1990~2015년까지 강수량에 대해 평균 함양률은 39.2%, 실제 증발산률은 38.7%, 직접 유출률은 22.1%로 분석되었다. 연구지역의 경우, 우리나라 전체 수자원 총량

에 비해 함양률을 상대적으로 높고, 유출률은 낮고, 증발산률은 유사한 것으로 분석되었다. 이는 투수성이 높은 제주도의 지질 구조와 관련 있는 것으로 보인다. 2020~2100년까지 미래 기후 시나리오 데이터를 활용하여 SWB를 수행한 결과, 두 개의 시나리오 모두 전체 강우대비 평균 함양률은 1990~2015년에 비해 약 10~12% 감소하고, 증발산률은 현재와 유사하거나 소폭 증가하며, 직접 유출률이 약 10~14% 증가하는 것으로 나타났다. 특히, 미래의 강수량 증가에서 불구하고 함양률이 많이 줄어드는 것으로 나타났는데 함양률의 감소하는 원인으로 첫째, 강수량이 상대적으로 증가하지만 집중호우가 발생하여 지표 유출률이 증가하고, 둘째 기온이 상승함에 따라 증발산률이 증가하는 것과 관련 있는 것으로 분석된다.

SWB 통해 산출된 지하수 함양률 값을 사용하여 기후변화에 따른 지하수위 변동을 예측한 결과, RCP 4.5, RCP 8.5 모두 수위는 연도별 변동은 있으나 전반적으로 1990~2015년 보다 수위가 감소하는 추세를 보였다. 고지대의 관측정의 경우, 미래의 예측된 수위는 2003~2015년 관측 수위보다 기간에 따라 약 13~45 m 하강하며, 저지대의 관측정의 경우, 해수위 경계의 영향을 받아 큰 변화 없이 현수위와 비슷한 값을 유지하는 것으로 예측되었다. 예측 수위를 연도별 평균하여 분석한 결과, RCP 4.5의 경우 가장 수위가 낮은 해에 수위는 관측수위 보다 최대 약 70 m까지 떨어지는 것으로 나타났고, RCP 8.5에는 최대 약 6 m까지 하강하는 것으로 나타났다. 이러한 결과는 미래 기후변화로 인한 강수량 및 함양률의 변화가 표선 유역의 지하수위에 중요한 영향을 미칠 수 있음을 나타낸다. 특히, 기후변화 시나리오에서 예측된 집중호우 및 계절별(연도별) 강수량의 편차 증가에 따라 수자원의 안정적인 확보 및 관리가 점점 어려워 질 것으로 예측된다. 따라서, 미래 기후변화에 대비한 지속 가능한 지하수 사용을 위해서는 지속적인 연구를 통하여 기후변화가 수문환경에 미치는 영향을 예측하고 지속가능한 지하수 개발이 가능하도록 준비할 필요가 있다. 또한, 지하수 함양률 증진을 위한 인공함양 등 다양한 기술 개발 연구 또한 진행하여 기후변화로 인한 수자원 부족 등 관련 재난에 대비해야 할 것이다.

사 사

본 연구는 한국지질자원연구원의 2016년도 기본사업(16-3415)의 지원으로 수행되었습니다.

References

- Ahn, S.R., Park, M.J., Park, G.A., and Kim, S.J., 2009, Assessing future climate change impact on hydrologic components of gyeongancheon watershed, *J. Korea Water Resour. Assoc.*, **42**(1), 33-50.
- Ahn, S.S., Lee, S.I., and Oh, Y.H., 2012, Estimation of long-term groundwater recharge considering land-cover condition & rainfall condition (focusing on seogwipo), *J. Korean Geo-Environ. Soc.*, **13**(7), 39-47.
- Allen, R.G. and Pruitt, W.O., 1986, Rational use of the FAO Blaney-Criddle formula, *J. Irrig. Drain. Eng.*, **122**(2), 139-155.
- Blaney, H.F. and Criddle, W.D., 1966, Determining consumptive use for water developments, in *Methods for Estimating Evapotranspiration-Irrigation and Drainage Specialty Conference*, November 2-4, Las Vegas, Nev., Proceedings: New York, American Society of Civil Engineers, p. 1-34.
- Choi, H.M., Lee, J.Y., Ha, K.C., and Kim, G.P., 2011, The study on time series analysis of groundwater data and groundwater recharge in Jeju Island, *J. Eng. Geol.*, **21**(4), 337-348.
- Chung, I.M., Kim, N.W., and Lee, J.W., 2010, Assessing distributed groundwater recharge rate using integrated surface water-groundwater modelling: application to Mihocheon watershed, South Korea, *Hydrogeol. J.*, **18**(5), 1253-1264.
- Diersch, H.J.G., 2010, FEFLOW 6 - User's Manual, WASY GmbH, Berlin. 172 p.
- Eckhardt, K. and Ulbrich, U., 2003, Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range, *J. Hydrol.*, **284**(1-4), 244-252.
- Goderniaux, P., Brouyere, S., Fowler, H.J., Blenkinsop, S., Therrien, R., Orban, P., and Dassargues, A., 2009, Large scale surface-subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves, *J. Hydrol.*, **373**(1-2), 122-138.
- Hargreaves, G.H. and Samani, Z.A., 1985, Reference crop evapotranspiration from temperature, *Appl. Eng. Agric.*, **1**(2), 96-99.
- IPCC, 2014, Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland 151 p.
- Jeju Special Self-Governing Province, 2013, Jeju Special Self-Governing Province Water Resources Management, Jeju Special Self-Governing Province, 364 p.
- Jensen, M.E. and Haise, R.H., 1963, Estimating evapotranspiration from solar radiation, *J. Irrig. Drain. Div.*, **89**, 15-41.
- KIGAM, 2011a, An Assessment of water Development in Jeju, Korea, 107 p.
- KIGAM, 2011b, Assessment of sustainable groundwater availability and development of high value added groundwater in Jeju Island, 591 p.
- Kim, B.S., Hamm, S.Y., Lee, C.M., Ok, S.I., Cha, E.J., and Ko, Y.S., 2011, Features of regional hydrogeology and groundwater distribution of volcanic rocks in Jeju Island, *J. Geol. Soc. Korea*, **47**(3), 263-276.
- KMA (Korea Meteorological Administration), 2016, Climate Data (1990~2015), www.kma.go.kr. (Cited 2 May 2016)
- Koh, G.W., 1997, Characteristics of the groundwater and hydrogeologic implication of the Seoquipo formation in Cheju Island, Ph.D. Thesis, Busan National University, 325 p.
- Koo, M.H. and Lee, D.H., 2002, A numerical analysis of the water level fluctuation method for quantifying groundwater recharge, *J. Geol. Soc. Korea*, **38**(3), 407-420.
- Lee, B.J., Goo, M.H., Park, Y.S., Goh, G.W., and Park, K.H., 2006, Hydraulic diffusivity and possibility of conduit-flow of groundwater in eastern part of Jeju Island, *J. Geol. Soc. Korea*, **42**(3), 439-454.
- Lee, M.J., Lee, J.H., Jeon, S.W., and Hwang, H.J., 2010, Review of policy direction and coupled model development between groundwater recharge quantity and climate change, *J. Environ. Policy*, **9**(2), 157-184.
- Lee, J.M., Park, Y.S., Jung, Y.H., Cho, J.P., Yang, J.E., Lee, G.J., Kim, K.S., and Lim K.J., 2014, Analysis of spatiotemporal changes in groundwater recharge and baseflow using SWAT and BFlow models, *J. Korean Soc. Water Environ.*, **30**(5), 549-558.
- Mair, A., Hagedorn, B., Tillery, S., El-Kadi, A., Westenbroek, S., Ha, K., and Koh, G.W., 2013, Temporal and spatial variability of groundwater recharge of Jeju Island, Korea, *J. Hydrol.*, **501**(25), 213-226.
- MOLIT, 2011, Basic groundwater management plan of Korea (2012~2021), 156 p.
- Moon, S.K. and Woo, N.C., 2001, Estimation of groundwater recharge ratio using cumulative precipitation and water-level change, Korea, *J. Soil Groundw. Environ.*, **6**(1), 33-43.
- Raposo, J.R., Dafonte, J., and Molinero, J., 2013, Assessing the impact of future climate change on groundwater recharge in Galicia-Costa, Spain, *Hydrogeol. J.*, **21**(2), 459-479.
- Scibek, J. and Allen, D.M., 2006, Modeled impacts of predicted climate change on recharge and groundwater levels, *Water Resour. Res.*, **42**, W11405.
- Song, S.H., Lee, G.S., An, J.G., Jeon, S.G., and Yi, M.J., 2015, Groundwater modeling for estimating water balance over pyosun watershed in Jeju Island, Korea, *J. Environ. Sci. Int.*, **24**(4), 495-504.

Thornthwaite, C.W. and Mather, J.R., 1957, Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance: Centerton, N.J., Laboratory of Climatology, *Publications Climatology*, **10**(3), 185-311.

Turc, L., 1961, Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule climatique simplifiée et mise à jour (In French; original unseen): *Annales Agronomiques*, **12**(1), 13-49.

WAMIS (Water Management Information System), 2016,

www.wamis.go.kr (Cited 10 May 2016)

Westenbroek, S.M., Kelson, V.A., Dripps, W.R., Hunt, R.J., Bradbury, and K.R., 2010, SWB-A Modified Thornthwaite-Mather Soil-Water-Balance Code for Estimating Groundwater Recharge: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A31, Reston, 60 p.

Woo, N.C., 2013, Climate change and groundwater sustainability in Korea for next decade, *J. Soil Groundw. Environ.*, **18**(1), 1-5.