

《技術》

지하수 모델링을 통한 지하수댐 건설 효과 분석

김지욱^{1*} · 임경남¹ · 박현진¹ · 이보경²

¹한국수자원공사 지하수지반사업팀

²(주)유신 지반터널부

Analyzing the Effect of Groundwater Dam Construction Using Groundwater Modeling

Ji-Wook Kim^{1*} · Kyung-Nam Lim¹ · Hyun-Jin Park¹ · Bo-Kyoung Rhee²

¹Korea Water Resources Corporation, Korea

²Yooshin Engineering Corporation, Korea

ABSTRACT

SEAWAT, a linked modeling program of Visual MODFLOW was used to analyze the change in groundwater levels and salinity related groundwater dam construction in Cheongsan island, Wando-Gun, Jeollanam-Do. The steady-state model results show the groundwater flow and salinity distribution of the studied area. The groundwater flows from north-west and south-east highlands into the river, located in the middle part of the basin, and is eventually discharged to the ocean. Part of the sea water infiltrates into the river; and through the estuary's alluvium aquifer, the sea water intrusion takes place spreading to about 830 m from the ocean. The transient model results show that after the groundwater dam construction, groundwater levels will rise to a maximum of 2.0 m upstream, and the groundwater storage will increase 21,000 after 10 years. Meanwhile 31% of the total area affected by sea water intrusion will decrease. To conclude, the groundwater dam is a very useful method for a secure water resource in preparation for drought and water shortages in the island regions.

Key words : SEAWAT, Groundwater dam, Sea water intrusion

1. 서 론

우리나라의 연평균 강수량은 1,277.4 mm(1978~2007)로서 세계 평균 강수량 807 mm의 약 1.6배이지만 높은 인구밀도로 인하여 1인당 연 강수량은 2,629 m³으로 세계 평균인 16,427 m³의 1/6에 불과하다. 한편, 연평균 수자원 총량은 1,297억 m³이지만 증발산, 차단 등으로 42%에 해당하는 544억 m³은 손실되고 나머지 753억 m³이 이용 가능한 수자원이다. 이 중 하천 유지용수를 제외하고 생활, 공업, 농업용 등으로 연간 255억 m³이 이용되고 있으며(MLTM, 2011), 지하수는 전국에 138만개 지하수시설에서 연간 38억 m³을 사용하여 전체 물 이용량의 15%를 차지하고 있다. 물 이용량은 1980년 이후 약 2배가 증가하였으며, 지하수 또한 본격적인 통계가 집계되기 시작한

1994년 이후 시설수는 2.2배, 이용량은 1.5배 증가하였다(Kim, 2012). 한편, 안정적인 생·공용수 공급을 위해 정부와 지자체에서 상수도 공급을 꾸준히 추진함으로써 상수도 보급율은 1960년대 중반 22.0%에서 2011년 현재 97.7%로 대폭 증가하였으나(MOE, 2012), 반면에 도서지역의 경우 2000년 현재 상수도 보급률이 22%에 불과하고 나머지는 간이급수시설, 우물, 빗물 등을 이용하고 있으며, 가뭄으로 인해 수시로 제한급수를 하는 등 상대적으로 물복지 혜택에서 소외되어 있는 실정이다(MOPAS, 2009). 이에, 국토교통부에서는 개정된 지하수법에 따라 물부족을 겪고 있는 도서·해안지역에 안정적인 수자원의 확보와 가뭄 등 자연재해에 대비하기 위해 지하수댐과 같은 지하수자원 확보시설의 설치계획을 수립하였으며, 2020년까지 총 10개 지역을 대상으로 연차별로 사업을 추

*Corresponding author : ddochi@kwater.or.kr

원고접수일 : 2013. 3. 11 심사일 : 2013. 6. 25 게재승인일 : 2013. 6. 26

질의 및 토의 : 2013. 8. 31 까지

진할 예정이다(MLTM, 2012).

지하수댐(Groundwater dam)은 지하 대수층 내에 인공적인 차수벽을 설치하여 지하수를 저장하는 시설로서 지표 아래에 수직차수벽을 설치하여 지하수를 저장하고 양수하여 사용하는 지하댐(Subsurface dam)과 계곡과 같이 주변에 비해 낮은 지표면 위에 지지력이 있는 댐을 설치한 후 댐에 의해 확보된 공간을 모래와 같은 투수성 물질로 채운 후 물을 저장하는 모래저장댐(Sand storage dam)으로 구분할 수 있다(Hanson and Nilson, 1986). 지하수댐의 역사를 보면 로마시대에 지하에 물을 저장하는 방법을 사용한 기록이 있으며, 이스라엘 등 중동지역에서는 지하동굴을 건설하여 물을 저장하였으며, 아프리카 지역에서는 인공적으로 모래층을 만들어 모래 공극에 물을 저장하는 방법이 이용되어 왔다. 근대적인 개념의 지하수댐은 일본에서 시작되었다고 볼 수 있다. 일본은 1970년대에 나가사키현의 가바지마 댐과 오키나와현의 미나후키 댐을 건설하여 그 효능을 입증하였으며, 특히 도서지방의 생활용수와 농업용수 확보를 위하여 많은 후보지를 선정하여 계획하고 있다. 이후 인도, 중국, 이디오피아 등에서 지하수댐 건설을 통해 용수를 확보하고 있다(MOCT·K-water, 2002). 국내에서는 농번기 극심한 가뭄을 계기로 농업용수개발을 위해 1983년 경북 상주군에 국내 최초로 이안 지하수댐을 건설한 바 있으며 이 후 충남 옥성, 경북 남송, 전북 우일 및 고천 등에 농업용수용 지하수댐이 건설되었다. 생활용수 확보를 위한 지하수댐으로는 2000년 강원도 속초시에 건설된 쌍천 지하수댐이 있으며 해안으로부터의 염수침입을 방지하고, 안정적인 생활용수를 공급하고 있어 국내 지하수댐 중 가장 성공적인 사례로 꼽히고 있다.

지하수댐은 지표에 건설되는 댐과 비교해 볼 때 증발에 의한 손실이 거의 없고 수몰지역이 발생하지 않으며, 수질오염의 위험이 적고 연중 일정한 수운의 수원을 확보할 수 있다는 장점이 있는 반면, 취수를 위해 별도의 양수시설이 필요하고 건설 적지를 확보하기가 쉽지 않으며 일시에 많은 양의 용수를 이용할 수 없는 단점이 있다. 그러나 이와 같은 단점에도 불구하고 도서해안지역과 같이 지표수의 발달이 제한적이어서 용수 확보에 어려움을 겪고 있는 경우에는 매우 유용한 수원확보 방법이라 할 수 있다. 지하수댐은 지하에 설치되고 운영되기 때문에 육안으로 확인 할 수 없어 저장량과 지하수계의 변화를 정확히 평가하기 어려운 문제가 있다. 따라서, 지하수댐 사업을 추진하는 경우에는 세부적인 조사와 정밀도 높은 분석을 통해 지질조건 및 지하 수문특성 등을 정확하게 판단하고

이를 토대로 지하수댐의 위치, 규모, 저류량, 함양량, 지하수댐의 건설공법, 양수방법 등을 결정하는 것이 필요하다(Park et al., 2006). 이에 본 연구에서는 정부에서 지하수댐 추진계획을 수립한 10개 지점 중 전남 완도군 청산도를 대상으로 지하수 유동 모형인 Visual MODFLOW의 연계프로그램인 SEAWAT을 이용하여 지하수댐 건설 전·후의 지하수위 및 물수지 변화와 염분 분포 변화를 분석함으로써 지하수댐 건설로 인한 영향을 분석하고 사업추진에 따른 효과를 예측·평가하고자 한다.

2. 연구 지역 및 연구방법

2.1. 연구지역

연구지역은 전라남도 완도군에 속한 청산도이며, 다도해 해상국립공원에 포함된다. 청산도는 동-서 방향으로 약 7.8 km이고, 남-북 방향으로 약 7.5 km인 타원형으로 면적은 33.3 km²이며, 해안선 둘레는 85.6 km이다. 본 연구지역은 청산도의 동측 중앙의 양중리 일대에 해당된다. 연구 지역의 중앙에 위치한 하천과 동쪽의 해안을 중심으로 충적층이 분포하고 있으며, 다른 도서지역들에 비해 충적층이 비교적 넓게 발달되어 있다. 연구지역은 남쪽의 대봉산(El. 384 m), 북쪽의 대봉산(El. 379 m) 등 동쪽 해안지역을 제외한 삼면이 약 200~400 m의 산지로 둘러싸인 협곡으로 되어 있으며, 각 사면은 급경사를 이루고 있다(Fig. 1).

연구지역의 지질분포는 백악기 또는 제3기에 속하는 석영반암 및 흑운모 화강암으로 구성되어 있으며, 본 연구에서 실시한 3공의 시추조사 결과에 의하면, 약 11 m까지 충적층, 이후 11~14.5 m까지 화강반암의 풍화암, 14.5 m 아래로는 기반암으로 화강반암이 분포하는 것으로 조사되었다(Fig. 2).

2.2. 수치모델의 이론적 배경

본 연구에 사용된 SEAWAT은 미국 지질조사소(USGS)에서 개발된 Visual MODFLOW의 연계프로그램으로 가변 밀도 지하수 흐름 및 다종의 용질수송 모의가 가능한 3차원 유한차분 모델이다. SEAWAT의 가변 밀도 흐름 프로세스는 MODFLOW-2000의 일정 밀도 흐름 프로세스에 기반을 두고 있으며, 해법도 MODFLOW-2000의 해법을 사용한다. SEAWAT의 일부인 MT3DMS는 통합 MT3DMS 이송프로세스라고도 불리며, 용질수송방정식으로 계산한다. 가변밀도 지하수 흐름의 이론은 일반적으로 유체밀도와 유체압력에 의해 개발된다. 그러나 이 모델에서의 가변밀도 지하수 흐름 방정식은 유체밀도와 담수두

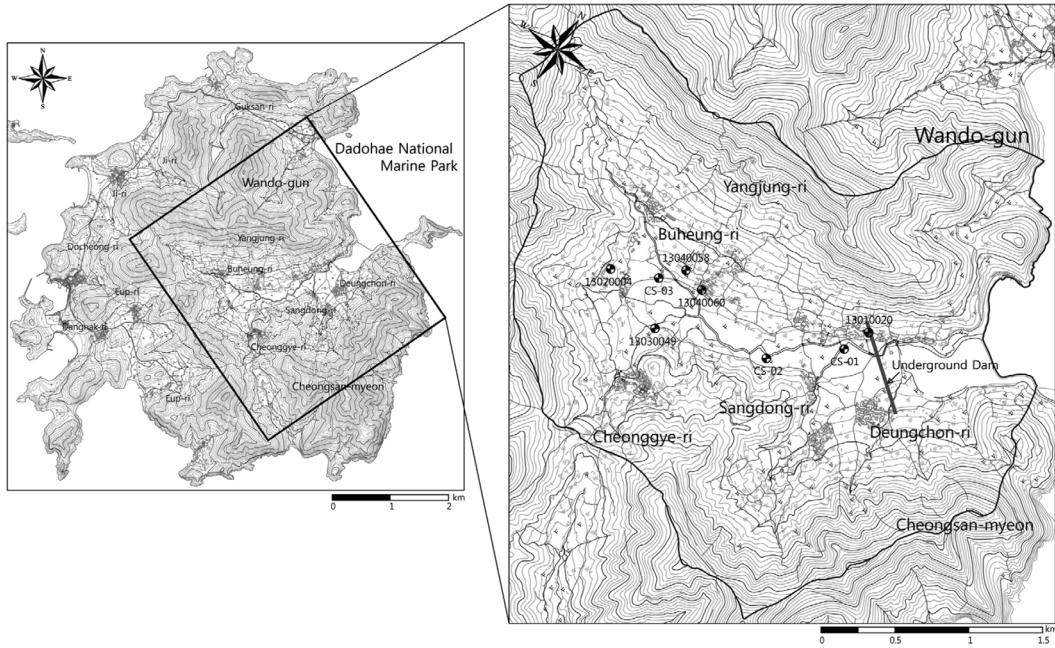


Fig. 1. Location of the study area (CS-01, CS-02, CS-03: Borehole, 13010020, 13020004, 13030049, 13040058, 13040060: Monitoring well).

관점에서 개발되었다. Guo and Langevin(2002)가 제시한 담수두 관점에서 가변밀도 흐름에 대한 지배방정식은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial \alpha} \left\{ \rho_s K_{f\alpha} \left[\frac{\partial h_f}{\partial \alpha} + \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \frac{\partial Z}{\partial \alpha} \right] \right\} + \frac{\partial}{\partial \beta} \left\{ \rho_s K_{f\beta} \left[\frac{\partial h_f}{\partial \beta} + \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \frac{\partial Z}{\partial \beta} \right] \right\} \\ & + \frac{\partial}{\partial \gamma} \left\{ \rho_s K_{f\gamma} \left[\frac{\partial h_f}{\partial \gamma} + \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \frac{\partial Z}{\partial \gamma} \right] \right\} = \rho_s S_f \frac{\partial h_f}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho_s}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} - \bar{p} q_s \quad (1) \end{aligned}$$

여기서, α, β, γ 는 직교좌표, $K_{f\alpha}, K_{f\beta}, K_{f\gamma}$ 는 담수의 수리전도도, ρ_s 는 염수의 밀도, ρ_f 는 담수의 밀도, h_f 는 수두, Z 는 모델에서 cell의 표고, S_f 는 담수의 저류계수, θ 는 유효공극률, C 는 염수의 농도, \bar{p} 는 유출에 의해 남아있는 또는 유입된 물의 밀도, q_s 는 대수층으로의 유입 또는 유출량, t 는 시간이다.

대수층에서의 용질 이송을 설명하기 위해서는 식 (1)의 흐름방정식 뿐만 아니라, 2차 편미분 방정식이 필요하다. 지하수 흐름은 용질농도의 재분배를 초래하고, 지하수 유동 효과와 용질농도의 재분배는 지하수 유동에 영향을 주며, 밀도를 변화시킨다. 그러므로 대수층에서의 지하수 유동과 용질의 이송은 반드시 두 방정식을 고려해야 한다. 용질은 다공질 매체에서 지하수의 흐름(이류), 분자확산, 기계적 분산에 의해 이송된다. 지하수에서의 용질 이송은 다음의 편미분 방정식으로 설명할 수 있다(Zheng and Bennett, 1995).

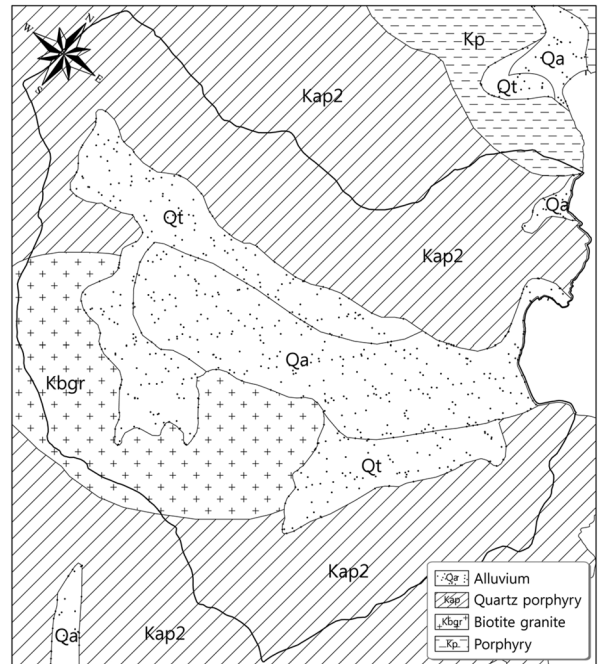


Fig. 2. Geological map of the study area.

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \nabla \cdot (D \cdot \nabla C) - \nabla \cdot (\bar{v} C) - \frac{q_s}{\theta} C_s + \sum_{k=1}^N R_k \quad (2)$$

여기서, D 는 수리동력학적 분산계수, \bar{v} 는 유체속도, C_s 는 유입 또는 유출되는 용질의 농도, R 은 지연계수이다.

식 (1)의 오른쪽 두 번째 항은 용질농도 변화로 인한 REV(Representative Elementary Volume)의 유체질량 변화를 나타내며, 이 항을 평가하기 위해서는 용질 농도와 유체 밀도사이의 관계규명이 필요하다. 등온 조건하의 유체밀도는 용질의 농도와 유체 공극의 압력에 영향을 받으며, 해수 밀도와 농도 사이의 경험적 관계는 Baxter and Wallace(1916)에 의해 개발되었다(식 3).

$$\rho_s = \rho_f + \frac{\partial \rho}{\partial C} C \quad (3)$$

여기서, $\partial \rho / \partial C$ 는 농도변화에 따른 밀도 변화를 의미하며, 담수밀도가 $1,000 \text{ kg/m}^3$ 일 때 농도 0에서 해수의 농도인 약 $35,000 \text{ mg/L}$ 까지 대략 0.7143의 값을 가진다.

3. 모의 결과 및 고찰

3.1. 모델 설계

본 연구에서는 청산도내 지하수담 후보지역의 하천을 중심으로 하여 지표수 분수량을 기준으로 동서방향으로 3.7 km, 남북방향으로 4.19 km 구간을 모델영역으로 설정하였다.

지하수담은 충적층 대수층으로의 염수침입을 방지하기 위해 기반암까지 시공하여야 한다. 따라서 지층의 구분은 지하수담의 심도를 고려하여 토사, 풍화대 및 연암의 일부가 포함되는 구간까지 1층으로 설정하였으며, 2층과 3층은 기반암으로 설정하여 총 3개의 층으로 구성하였다. 기반암의 심도는 시추조사 자료와 전기비저항탐사 결과, 야외지질조사 결과를 종합하여 설정하였다. 모델 격자의 크기는 $10 \times 10 \text{ m}$ 로 설정하였으며, 419행, 370열, 3층으로 구성된 총 1,395,270개의 셀로 구성되어 있다(Fig. 3). 모델에서 경계조건은 지하수계의 수두 분포와 물수지를 결정하는 다양한 공급(Source) 및 배출원(Sink) 역할을 한다. 그러므로 대상지역의 수리지질학적 현상을 반영하고 실제 현장 상황에 부합되는 경계조건을 선택하는 것은 모델 결과의 신뢰성을 결정하는데 큰 영향을 미친다. 본 연구에서는 경계조건을 설정하기 위하여 현장조사와 위성지도 및 수치지도를 통해 하천 및 지류현황을 파악하였다. 본 모델의 주요 배출지역은 해안선으로 일정수두 경계로 설정하여 섬 내륙에서 함양된 지하수가 바다로 유출될 수 있도록 하였으며, 해수의 염분도는 $35,000 \text{ mg/L}$ 로 설정하였다. 섬 내륙의 하천은 유량 및 건천화 가능성, 지하수계와의 연결 여부 등의 하천 특성을 고려하여 배수조건 경계로 설정하였다. 산지의 소규모 지류들은 지표면에 노출된 기반암 위로 흐르며, 평상시에는 건천이며 강우시에만

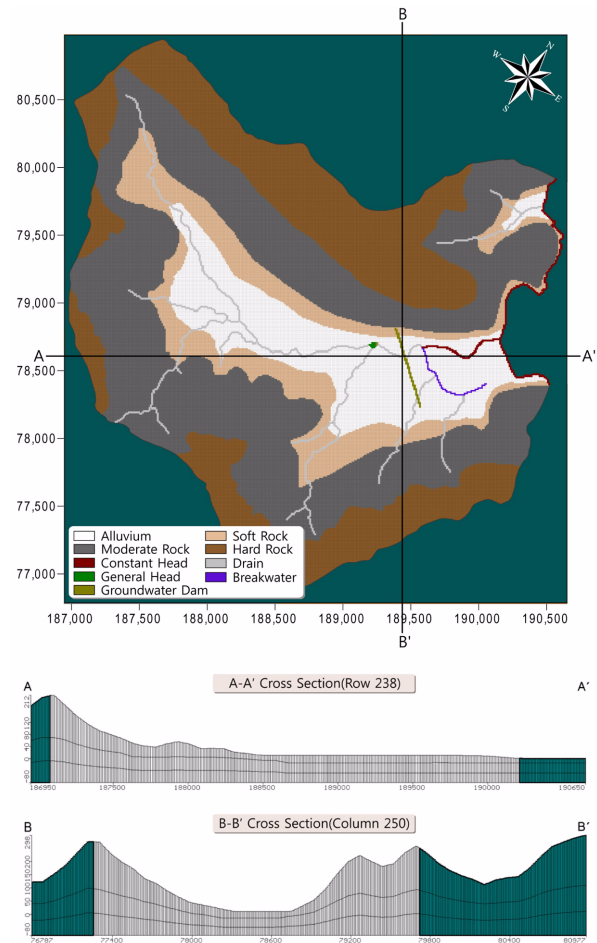


Fig. 3. Boundary condition and model grid.

유출이 발생한다. 따라서 강우시 지하수위가 상승하였을 때 지하수계의 배출원 역할을 하다가 건기에 유출이 중단되며 지하수계와의 상호관계가 단절되는 배수경계조건으로 설정하였다. 배수경계조건 입력요소 중 하천 바닥의 전도계수(Conductance)는 하천과 대수층간의 연계성을 설명하는 중요한 인자로서 하상바닥에 퇴적된 점토질과 같은 저투수층의 두께 및 수리전도도에 대한 정보가 필요하지만 이에 대한 분석을 실시하는 것은 매우 어렵다. 따라서 본 연구에서는 시추조사를 통해 확인한 충적층 두께와 Claver(2001)가 제시한 하천 바닥층에 대한 수리전도도 ($1.0 \times 10^{-7} \sim 1.0 \times 10^{-6} \text{ cm/sec}$)를 이용하여 전도계수를 계산, 적용하였으며, 보정과정을 통해 최적의 값을 산출하였다.

도서지역은 지하수가 부족하기 때문에 취수의 영향이 모델결과에 미치는 영향을 무시할 수는 없다. 본 연구에서는 국가지하수정보센터(www.GIMS.go.kr)에서 보유하고 있는 「지하수 이용실태 조사자료」에 수록된 25개의 관정을 입력하였으며, 각 관정에서의 양수량은 「2011년 지

Table 1. Groundwater quality measurement in the field

ID	Temp. (°C)			pH			EC (μS/cm)			TDS (mg/L,g/m ³)		
	Max.	Min.	Ave.	Max.	Min.	Ave.	Max.	Min.	Ave.	Max.	Min.	Ave.
CS-01	26.9	16.6	21.8	7.50	6.62	7.14	11,520	2,380	5,653	6,897	1,504	3,435
CS-02	21.9	11.0	18.1	6.95	6.26	6.69	873	273	542	615	261	420
CS-03	22.2	15.9	19.7	6.86	5.82	6.40	467	251	362	376	248	314

Table 2. Chemical composition of groundwater

ID	Anion (mg/L)					Cation (mg/L)			
	HCO ₃	Cl	Br	NO ₃	SO ₄	Na	K	Ca	Mg
CS-01	27.6	12,783.0	23.9	27.5	343.0	4,130	141	2,420	60.4

하수 조사연보(MLTM · K-water, 2011)」로부터 관정당 일평균 사용량을 산정하여 입력하였다.

연구 지역내 지하수의 해수 침투 여부를 파악하기 위해 시추조사공 3개소에서 확보한 TDS, Cl/HCO₃ mole ratio, Br/Cl ratio, 염분도 자료를 검토하였다. 시추조사공은 NX 규격으로 전체 층적층을 통과하여 암반층 1m까지 굴착하였으며, 시추공 전 구간에 PVC 재질의 스트레너를 설치하였다. Freeze and Cherry(1979)에 의하면 TDS에 따라 1,000 미만이면 담수(fresh water), 1,000~10,000이면 기수(brackish water), 10,000~100,000이면 염수(saline water), 100,000이 초과되면 해수(brine water)로 구분할 수 있다. 본 연구에서는 연구지역내 시추조사공 3개소에서 분기별로 1회씩 총 4회 온도(°C), pH, EC(μS/cm)를 측정하고, Hem(1985)이 제시한 경험식(식 4)을 통해 전기전도도를 TDS로 환산하여 검토한 결과 CS-02와 CS-03의 TDS는 각각 420 mg/L, 314 mg/L로 담수에 해당하고, CS-01의 TDS는 3,435 mg/L로 기수(brackish water)에 해당되어 해수의 영향을 받는 것으로 보인다(Table 1).

$$TDS \approx (0.59 \times EC) \pm 100 \quad (4)$$

한편, 해수의 영향을 받는 것으로 판단되는 CS-01 시추공에서 지하수 시료를 채취하여 주요 양이온, 음이온에 대하여 화학분석을 수행하였으며(Table 2), 그 결과 값을 모델의 입력변수로 적용하였다. Revelle(1941)에 의하면 Cl/HCO₃ mole ratio를 이용하여 해수 유입의 영향을 판단할 수 있는데, 그 비율이 0.5 이하이면 해수 영향이 전혀 없고, 0.5~1.3인 경우 약간 문제가 되며, 1.3~2.8인 경우 약간의 영향, 2.8~6.6인 경우 보통 정도의 오염, 6.6 이상인 경우 매우 심한 정도의 해수 영향을 받는 것으로 구분할 수 있다. 해안으로부터 상류로 약 360 m 떨어져 있

는 CS-01에서의 Cl/HCO₃ 몰비는 797.22로 매우 심한 정도의 해수영향을 받는 것으로 나타났다. 또한, Br/Cl ratio는 지하수 염의 기원을 추적하는데 널리 이용되고 있는 지시자로 해수에서 3.47×10^{-3} 의 값을 갖는 것으로 알려져 있다(Richter and Kreidler, 1993). CS-01 채취한 지하수 시료의 화학분석 자료를 이용하여 Br/Cl ratio를 계산하면 8.29×10^{-4} 으로 해수의 값에 근접하게 나타나 지하수내 해수가 혼입된 것으로 판단된다. 마지막으로 CS-01에서의 측정된 염소이온 농도를 Wooster et al. (1969)이 제시한 염도 계산식(식 5)을 이용해 계산하면 약 23,093 mg/L로서 미국개척국(USBR)의 분류상 중기수(heavily brackish)에 해당한다.

$$S(\%) = 1.80655 \times Cl(\%) \quad (5)$$

이상과 같이 연구 지역의 해수침투 영향을 종합적으로 검토한 결과 해수의 영향을 받은 것으로 판단되며, 만조시 하구에 설치되어 있는 수문이 지표로 밀려들어 오는 해수의 대부분을 차단하여 주지만, 수문이 지표위에 설치되어 있어 대수층으로 밀려들어오는 해수는 차단시키지 못해 대수층으로의 해수침입이 일어나는 것으로 보인다. 이에 모델에서도 해수가 대수층을 통해 내륙 측으로 침입하도록 모의하였다.

3.2. 모델 입력 변수

지하수 함양량, 수리전도도, 비산출율, 비저류계수, 유효공극률, 분산지수, 분자확산계수 등과 같은 입력변수는 모델의 신뢰도를 결정하고, 지하수의 흐름과 해수침투의 범위를 예측하는데 있어 큰 영향을 미치는 요소이므로 적절한 선정이 매우 중요하다.

지하수 함양량은 지하수 유동 모델에서 물수지를 결정하는 중요한 공급원(Source) 역할을 하는 요소로서 본 연

Table 3. Representative of porosity and specific yield(McWhorter and Sunada (1977))

Material	Porosity		Specific yield	
	Range	Mean	Range	Mean
Silt	0.34 ~ 0.61	0.46	0.01 ~ 0.39	0.20
Clay	0.34 ~ 0.57	0.42	0.01 ~ 0.18	0.06
Fine sand	0.25 ~ 0.53	0.43	0.01 ~ 0.46	0.33
Medium sand	—	—	0.16 ~ 0.46	0.32
Coarse sand	0.31 ~ 0.46	0.39	0.18 ~ 0.43	0.30
Fine gravel	0.25 ~ 0.38	0.34	0.13 ~ 0.40	0.28
Medium gravel	—	—	0.17 ~ 0.44	0.24
Coarse gravel	0.24 ~ 0.36	0.28	0.13 ~ 0.25	0.21

구에서는 연평균강수량 1,656.7 mm에 지하수관리기본계획(MLTM, 2007)에서 제시한 함양율 10.46%를 반영하여 173.3 mm/yr를 적용하였다. 여기서 강수량은 완도기상청의 10년간 자료를 이용하였다(www.kma.go.kr, 2002~2011). 수리전도도는 층적층에 설치된 3개의 시추조사공에서 순간충격시험과 단공양수시험을 수행하여 산정하였으나 시험정의 개수, 시험정의 위치, 시험방법 등을 고려할 때 조사지역을 대표하기에는 다소 무리가 있어 모델의 초기값 설정에 한정하여 사용하였으며, 최종적인 수리전도도는 모델보정을 통해 설정하였다. 한편, 본 연구에서는 비산출율, 비저류계수, 유효공극율을 구하기 위한 별도의 시험을 실시하지 않았다. 따라서, 비산출율과 비저류계수는 McWhorter and Sunada(1977)가 제시한 지층별 수리상수를 참고하여, 본 연구지역에 대한 시추조사 결과 확인된 지층에 적절한 값을 선정하였으며, 유효공극율은 자유면 대수층의 경우 비산출율과 같은 의미를 갖기 때문에 비산출율과 같은 값으로 설정하였다(Table 3). 그러나 유효공극율의 경우 해수침투의 범위를 결정하는데 매우 중요한 인자로서 향후 별도의 시험을 통해 정확한 값을 산정할 필요가 있다. 입력변수 가운데 분산지수는 해수침투 범위를 결정하는 가장 중요한 요소이지만 현장실험을 통하여 얻어진 분산지수를 이용하여 모델링 결과를 산출하는 경우는 드물다. 그 이유는 현장추적자시험을 실시하는데 많은 비용과 시간이 요구되며, 현장실험을 통하여 분산지수를 측정하여도 대수층의 불균질성 때문에 전체 모델링의 범위를 만족할 수 있는 대표성을 갖는 분산지수를 획득하는 것이 어렵기 때문이다(Shim et al., 2002). 이러한 이유로 본 연구에서는 Xu and Eckstein(1995)이 제시한 식 (6)을 이용하여 개략적인 분산지수를 산출하였다.

$$\alpha_L = 0.83(\log_{10}L)^{2.414} \quad (6)$$

여기서 α_L 은 종분산지수이고, L은 현장규모로서 3,700 m이며, 종분산지수는 17.89 m가 된다. Gelhar et al. (1992)이 수집한 59개 지역에 대한 자료를 살펴보면 층적층 종분산지수의 범위는 0.3~61.0 m이며, 횡분산지수는 1.0~10.0 m 범위에 분포한다. 앞에 전술한 바와 같은 이유로 실험을 통해 분산지수를 산출하기 보다는 참고문헌들을 통하여 이용 가능한 값들을 적용하여 경험적으로 설정하는 경우가 많다. 때문에 위 식을 통해 계산된 분산지수를 참고문헌과 비교해 본 결과 모델에 적용하여도 큰 무리가 없을 것으로 판단하였다. 그러나 횡분산지수는 실험 자료가 매우 적고, 종분산지수와 횡분산지수에 대한 상관성 연구가 많이 이루어지지 않았기 때문에 모델 보정 인자로 선정하여 최적의 값을 산출하였다.

3.3. 모델 보정 및 정류 모의

본 연구에서 현재의 지하수계 및 염분분포를 모의하기 위해 시행착오법을 이용하여 관측값과 모델 계산 값이 일치하도록 모델보정을 실시하였다. 지하수위를 보정하기 위해 시추조사공 3개소(CS-01, CS-02, CS-03)와 5개 관측공에서 측정된 지하수위 값을 이용하였으며, 내륙으로의 염분확산을 보정하기 위해 화학분석을 실시한 시추조사공 1개소(CS-01)의 자료를 이용하였다. 시추조사공과 관측공의 위치는 Fig. 1과 같다.

앞 절에서 언급한 바와 같이 수리전도도와 횡분산지수를 모델 보정 인자로 사용하였다. 실측된 염분도와 일치하는 모의결과를 얻기 위해 횡분산지수를 종분산지수의 1/5(3.58 m), 2/5(7.16 m), 3/5(10.73 m), 4/5(14.31 m), 5/5(17.89 m)로 변화시켜 모델 보정을 수행하였으며, 실측자료와 모델 계산 값의 불일치율이 2% 범위 내에 도달할 때까지 보정을 실시하였다. 그 결과 횡분산지수가 10.73 m 일 때 불일치율이 0.25%로 가장 잘 일치하였다(Fig. 4 (a)).

실측된 지하수위와 일치하는 모의결과를 얻기 위해 수

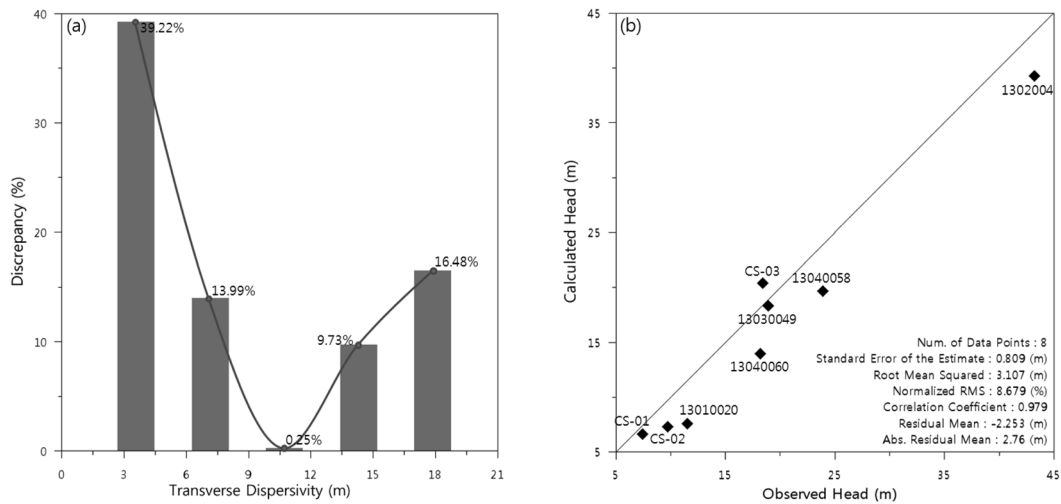


Fig. 4. Calibration result: (a) Change of discrepancy according to transverse dispersivity, (b) Comparison.

Table 4. Hydraulic parameters used in SEAWAT modeling

Parameters	Values
Hydraulic conductivity, [m/day]	
- Alluvium, Soft rock, Moderate rock, Hard rock	1.81, 0.11, 0.22, 0.005
Specific yield, S_f [-]	0.1
Specific storage, [1/m]	1×10^{-5}
Porosity, S_s [%]	10
Salinity, ε [mg/L]	35,000
Freshwater density, ρ_f [kg/m ³]	1,000
Seawater density, ρ_s [kg/m ³]	1,025
Molecular diffusion coefficient of salt, D [m ² /day]	1.30×10^{-4}
Longitudinal dispersivity, α_L , α_T , α_V [m]	17.89, 10.73, 1.79

리전도도를 변화시켜 가며 모델 보정을 실시한 결과 Residual Mean은 -2.253 m, Absolute Residual Mean은 2.76 m, Standard Error of the Estimate(SEE)는 0.809 m, Root Mean Squared(RMS)는 3.107 m로 나타났다. 특히 Normalized RMS 8.679%이고, 상관계수(correlation coefficient)가 0.979로 모델 보정이 비교적 합리적이고, 양호하게 이루어진 것으로 판단된다(Fig. 4 (b)).

이상과 같은 모델 보정 과정을 통해 산출된 변수와 모델에 적용된 입력변수의 값은 Table 4와 같다.

보정된 모델의 정류 모의 결과를 이용하여 연구지역의 현재 지하수 흐름계를 파악하였다. 지하수 흐름 특성은 지형고도와 하천의 분포상태에 의해 지배된다. 모의지역 내 지하수의 흐름은 북서쪽과 남동쪽의 고지대 산악지에서 유역 중심에 위치한 하천으로 유입되며, 하천을 따라 남서쪽에서 북동쪽으로 흘러 바다로 배출되는 양상으로 나타났다(Fig. 5(a)). 지역 내 지하수위는 El. 0 ~ 180 m 범

위에 분포하며, 북서쪽의 고지대에서 가장 높게 나타난다.

모의 지역 내 염분 분포 양상은 해안선을 따라 염분확산이 일어나고, 중앙에 위치한 하천을 따라 염분의 농도가 높게 나타났다. 모의지역은 중앙에 위치한 하천을 중심으로 충적층이 비교적 넓게 분포되어 있고, 바다로 이어진 하천이 존재하는 동쪽의 하구 일부분을 제외한 해안가는 산지의 암반층으로 둘러싸여 있다. 때문에 수문에 의해 완벽하게 차단되지 않는 해수의 일부분이 하천으로 침입하고, 하구 쪽의 충적 대수층을 통해 해수침입이 일어나 하구의 수문으로부터 약 830 m까지 염분확산이 일어나며, 염분도 450 mg/L(먹는물 수질 기준)를 기준으로 염분 확산 범위의 면적은 약 1,150,642 인 것으로 모의되었다(Fig. 5(b)).

3.4. 지하수담 건설에 따른 부정류 모의

정류 모의 결과를 부정류 모의의 초기조건으로 설정하

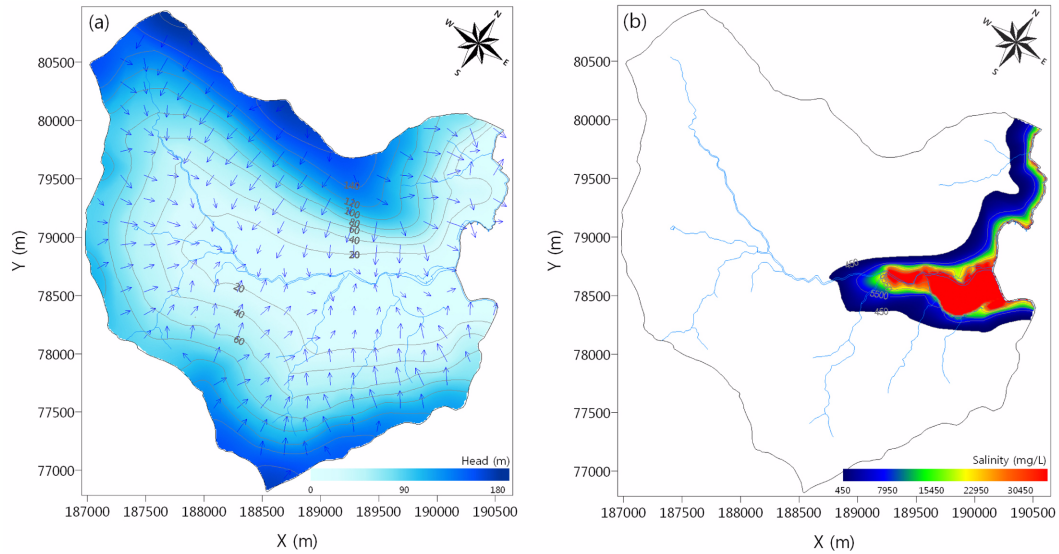


Fig. 5. Result of steady state simulation before groundwater dam construction.
(a) groundwater flow, (b) distribution of salinity

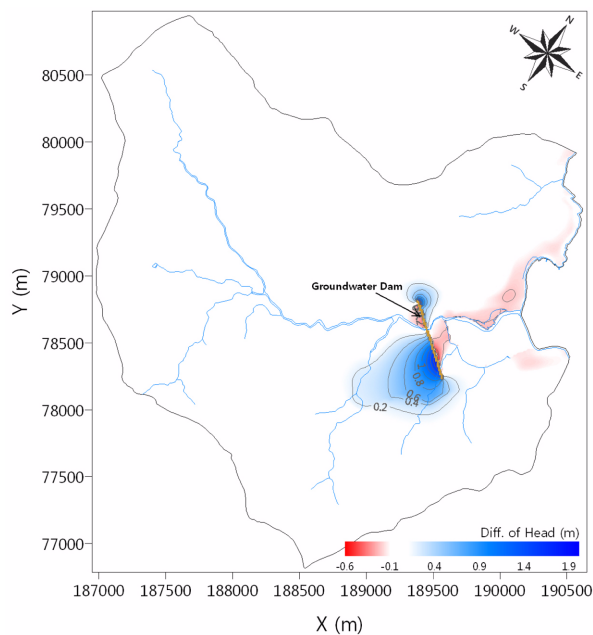


Fig. 6. Difference of groundwater levels after groundwater dam construction.

여 지하수댐 건설 후의 지하수계 변화 및 염분 분포의 변화를 모의하였다. 수평 유동차수막(HFB) 경계조건을 이용하여 기반암까지 차수벽이 설치된 것으로 모의하였다. 모델의 총 모의기간은 지하수댐 건설 후의 염분 분포의 변화를 분석하기 위해 50년으로 설정하였으며, 물수지는 지하수댐 건설로 인한 수위 증가 및 감소가 안정되는 기간인 10년을 기준으로 하였다.

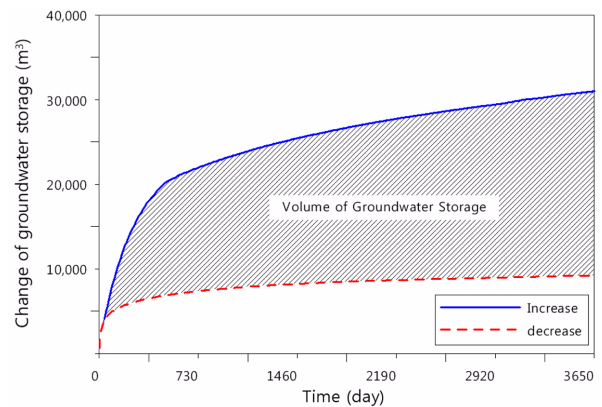


Fig. 7. Change of groundwater storage in the aquifer due to groundwater dam construction.

지하수댐 건설 후 모의구간으로 유입되는 총량은 지하수댐 건설 전과 비슷한 1,760만 m^3 정도이며, 이 중 지하수 함양량은 약 1,600만 m^3 , 하천에서 대수층으로 유입되는 양은 32만 m^3 규모이다. 모의구간에서 유출되는 총량은 유입량과 비슷하다. 모의구간의 수위변화는 지하수댐을 중심으로 상류쪽에서 최대 2 m 까지 상승하는 것으로 나타났으며, 수위상승 0.5 m를 기준으로 할 때 상류 방향으로 370 m까지 영향이 있는 것으로 나타났다(Fig. 6). 한편, 지하수댐 건설로 인한 저류량의 변화를 보면 지하수댐 건설 직후 약 1년 동안 급격히 증가하다가 이후 증가세가 서서히 둔화되는 경향을 보인다(Fig 7). 지하수댐 상류는 지하수댐 건설로 인한 수위상승으로 약 3만 m^3 정도 저류량이 증가하는 것으로 나타났으며, 지하수댐

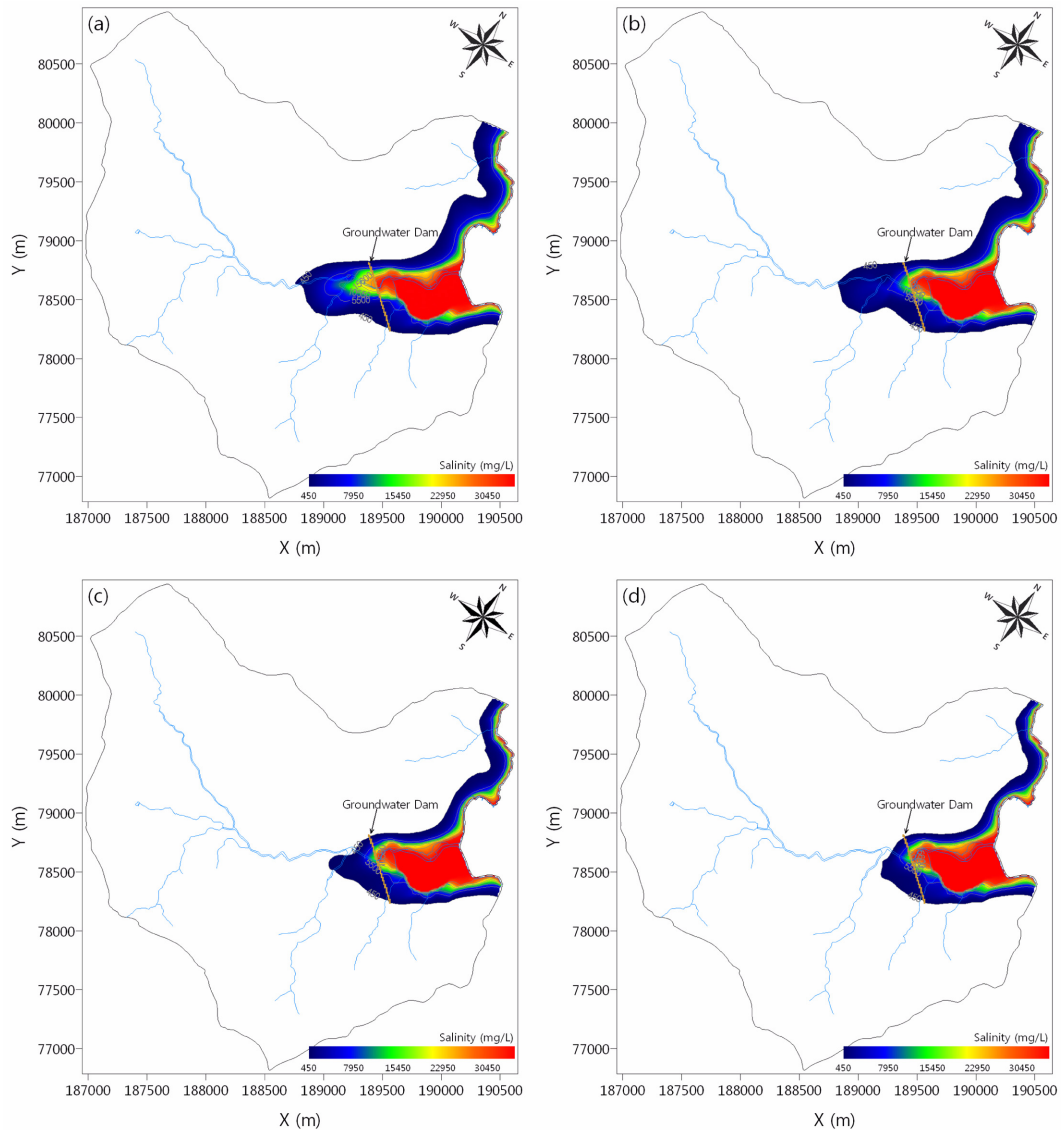


Fig. 8. Change of the salinity distribution over time after groundwater dam construction:
(a) 1 year, (b) 5 year, (c) 22 year, (d) 50 year.

하류에서는 수위 하강으로 인해 저류량이 9천 m^3 정도 감소하여 최종적으로 저류량 증가분은 약 2만1천 m^3 정도인 것으로 모의되었다(Table 5). 이는 지하수담 건설을 통해 2만1천 m^3 의 지속가능한 지하수 자원을 추가로 확보할 수 있음을 의미한다. 그러나 지하수담 설치로 인해 변화된 저류량은 지하수위 상승 또는 하강에 의해 발생한 포화대의 부피 증가량 또는 감소량과 비산출율의 곱으로 계산되므로 산정값의 신뢰도를 높이기 위해서는 현장조사를 통해 보다 정확한 비산출율을 산정하는 것이 필요하다.

지하수담 설치 후의 시간에 따른 염분분포 양상은 내륙 측으로 확산되어 있던 염분이 점점 지하수담 설치구간 쪽

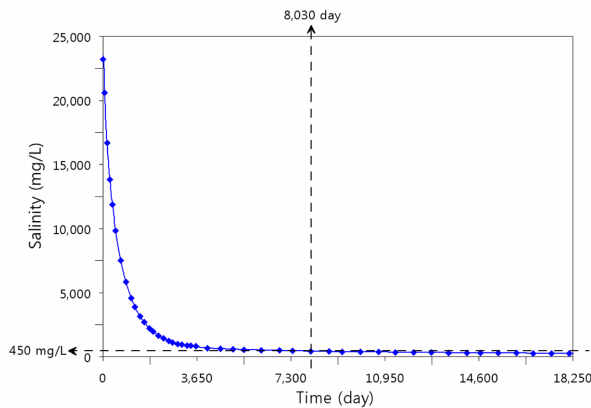
으로 약 400 m 밀려나는 것으로 나타났다. 또 모의지역내의 전체적인 확산 범위가 해안 측으로 후퇴하는 양상으로 모의되었으며, 염분도 450 mg/L를 기준으로 염분 확산 범위의 면적이 약 792,349 m^2 로 나타나 지하수담 설치 전 염분 확산 면적의 약 31%가 감소하는 것으로 모의되었다(Fig. 8). 이것은 지표아래 기반암까지 설치된 지하수담에 의해 대수층으로의 직접적인 해수침투가 방지되고, 지하수담 상류 내륙지역의 지하수위 상승과 지하수담 하류 해안지역의 지하수위 하강에 의한 효과인 것으로 판단된다. 한편, 지하수담 상류에 설치된 시추조사공(CS-01)에서의 염분농도의 변화를 살펴보면, 지하수담 설치 전

Table 5. Change of cumulative volumes after groundwater dam construction (10 years)

Cumulative volumes (m ³)	Before dam construction		After dam construction	
	Inflows	Outflows	Inflows	Outflows
Recharge	15,918,666.54	0.00	15,918,666.54	0.00
Well	0.00	1,867,343.95	0.00	1,871,580.34
Constant head	1,327,319.68	3,550,141.70	1,323,245.33	3,594,451.71
River	321,822.94	12,143,300.60	322,138.46	12,084,959.23
Storage	0.00	0.00	9,134.20	30,382.60
DCDT	0.00	0.00	14,271.95	4,364.30
Total	17,567,809.16	17,560,786.25	17,587,456.48	17,585,738.18

Table 6. Results of sensitivity analysis in the view of water balance (10 years)

Cumulative volumes (m ³)	$S_Y = 0.01$		$S_Y = 0.1$		$S_Y = 0.5$	
	Inflows	Outflows	Inflows	Outflows	Inflows	Outflows
Recharge	15,918,667	0.00	15,918,666	0.00	15,918,667	0.00
Well	0.00	1,871,577	0.00	1,871,580	0.00	1,871,589
Constant head	1,323,388	3,591,263	1,323,245	3,594,451	1,321,865	3,606,060
River	321,366	12,108,322	322,138	12,084,959	324,170	12,020,639
Storage	1,459	4,428	9,134	30,382	36,322	109,353
DCDT	14,280	4,326	14,271	4,364	14,206	4,426
Total	17,579,160	17,579,916	17,587,456	17,585,738	17,615,230	17,612,067

**Fig. 9.** Change of salinity over time after groundwater dam construction (CS-01).

2,3151.0 mg/L에서 지하수댐 설치 후 5년 동안 큰 폭으로 감소하며, 이후 서서히 감소하여 약 22년이 지나면 먹는 물 수질 기준(450 mg/L) 이하로 감소하는 것으로 나타났다(Fig. 9).

3.5. 수리특성 인자에 대한 민감도 분석

민감도 분석은 모사 결과의 불확실성, 수리특성 인자의 불확실성 및 경계조건의 불확실성 등이 보정된 모델에 미치는 영향을 알아보기 위해 실시하는 것으로, 모델에 사

용된 값이 보편적이며 타당성이 있는지, 또는 입력 자료가 합리적인 값인지를 알아보기 위해 입력 값을 변경하면서 모델 결과를 비교하였다.

본 연구에서는 민감도 분석의 대상으로 여러 수리특성 인자들 중 비교적 산출하기 쉬운 비산출율을 선정하였으며, 민감도 분석을 통해 비산출율이 지하수댐의 건설에 미치는 영향을 알아보았다. 비산출율은 중력배수에 의해 배출되는 물의 양으로 정의되며, 앞서 언급한 바와 같이 지하수댐 설치로 인해 변화된 저류량은 지하수위 상승(또는 하강)에 의해 발생한 포화대의 파괴 증가량(또는 감소량)과 비산출율의 곱으로 계산되며, 이는 비산출율에 따라 지하수 저류능력이 달라진다는 것을 의미한다. 따라서, 본 연구에서는 비산출율을 0.01, 0.1, 0.5로 변화시켜가면서 비산출율에 의해 저류량이 얼마나 달라질 수 있는가를 물수지 변화를 토대로 비교·분석하였다(Table 6). 그 결과 비산출율 변화에 따른 저류량 증가분은 0.01일 경우 2,969 m³, 0.1일 경우 21,248 m³이며, 0.5일 경우 73,031 m³으로 비산출율 증가에 따라 저류량이 매우 크게 증가하는 것을 알 수 있다. 즉, 비산출율은 지하수댐 건설에 따른 저류량의 변화를 결정하는 중요한 인자로서 합리적인 저류량 산정을 위해 현장실험을 통한 정확한 비산출율의 산정이 반드시 필요하다.

4. 요약 및 결론

본 연구는 전라남도 완도군 청산면 일원에 대해 지하수담 건설로 인한 주변지역의 지하수위 변화 및 염분분포 변화를 검토하기 위하여 수행되었다. 본 연구를 통하여 도출된 결론은 다음과 같다.

물수지 분석 결과 대수층의 지하수 저류량은 지하수담 건설 후 약 1년 동안 빠르게 증가하고, 이후 증가세가 서서히 둔화되는 것으로 나타났으며, 10년 후 약 2만1천 m³의 저류량이 증가하는 것으로 나타났다. 한편, 민감도 분석 결과 비산출율이 지하수 저류량의 변화에 큰 영향을 미치는 것으로 나타났으며, 따라서 모델의 신뢰도를 높이기 위해서는 비산출율에 대한 정밀한 조사가 필요할 것으로 판단된다. 또한 본 모델에서는 지하수 함양량을 연 평균값을 이용하였으므로 향후 장기적인 지하수위 관측 자료와 강수자료가 확보된다면 개발된 모델을 이용해 추가적인 부정류 모의를 통하여 계절변화에 따른 저류량 변화의 예측이 가능하다.

지하수 담 건설 전후의 염수 침입에 대한 모델링을 수행한 결과 지하수담 건설 후 5년 동안 지하수 관정의 염도가 큰 폭으로 감소하며, 그 후 장기간에 걸쳐 염분도가 서서히 감소하는 것으로 나타났다. 또 하구로부터 약 830 m까지 확산되었던 염분이 하류 측으로 약 400 m 이동하고, 지하수담에 의해서 수위가 증가하여 전체적인 확산범위가 약 31% 축소되는 것으로 나타나 지하수담의 효과가 있는 것으로 나타났다. 그러나 염분 확산 범위를 결정하는 중요한 인자인 유효공극률과 분산지수는 실험값에 의한 것이 아닌 모델 보정에 의한 추정 값이므로 추후에 추적자시험 등과 같은 실험을 통해 유효공극률 및 분산지수를 산출하여 모델에 적용한다면 좀 더 신뢰성 있는 결과를 얻을 수 있을 것이다.

사 사

본 연구는 국토교통부의 “지하수조사 및 관리사업” 중 “도서·해안지역 지하수확보 방안 기본조사”의 일환으로 수행되었습니다.

참 고 문 헌

Baxter, G.P. and Wallace, C.C., 1916, Changes in volume upon solution in water of halogen salts of alkali metals: IX, *J. Am. Chem. Soc.*, **38**, 70-104.

Calver, A., 2001, Riverbed permeabilities: Information from pooled data, *Ground Water*, **39**(4), 546-553.

Freeze, R.A. and Cherry, J.A., 1979, *Groundwater*, Prentice-Hall, Inc, Eaglewood Cliffs, NJ, 84 p.

Gelhar, L.W., Welty, C., and Rehfeldt, K.R., 1992, A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers, *Water Resources Research*, **28**(7), 1955-1974.

Guo, W. and Langevin, C.D., 2002, User's Guide to SEAWAT: A Computer Program for Simulation of Three-Dimensional Variable-Density Groundwater Flow, USGS, 15 p.

Hanson, G. and Nilson, A., 1986, Ground-water dam for rural water supplies in developing countries, *Ground Water*, **24**(4), 497-506.

Hem, J.D., 1985, Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254, USGS, 263 p.

Kim, J.W., 2012, Characteristics of water level change and hydrogeochemistry of groundwater from National Groundwater Monitoring Network, Korea: Geostatistical interpretation and the implications for groundwater management, Ph. D. Thesis, Korea University, 3 p.

Korea Meteorological Administration, 2002-2011, Daily rainfall data, <http://www.kma.go.kr/weather/observation>.

McWhorter, D.B. and Sunada, D.K., 1977, *Groundwater Hydrology and hydraulics*, Water Resources Publications, Ft. Collins, Co. pp. 18-31.

Ministry of Land, Transport and Maritime Affairs (MLTM), 2007, Groundwater Plan, 18 p.

Ministry of Land, Transport and Maritime Affairs (MLTM), 2011, National Water Resource Plan, 18 p.

Ministry of Land, Transport and Maritime Affairs (MLTM), 2012, Groundwater Plan, p. 36-38.

Ministry of Land, Transport and Maritime Affairs (MLTM) Korea Water Resources Corporation (K-water), 2011, Groundwater Annual Report.

Ministry of Construction and Transportation (MOCT) · Korea Water Resources Corporation (K-water), 2002, Research of Sub-surface Dam Development Method, p. 19-36.

Ministry of Environment (MOE), 2012, Statistics of Waterworks. 3 p.

Ministry of Public Administration and Security (MOPAS), 2009, Research for Activation Plan of Island Area, 22 p.

Park, C.K., Jeong, G.C., Park, J.H., and Booh, S.A., 2006, Functions and roles of subsurface dam, *J. of Water Resources*, **39**(5), 40-50.

Revelle, R., 1941, Criteria for recognition of seawater in

groundwater, Transactions of American Geophysical Union, **22**, Issue 3, 593-597.

Richter, B.C. and Kreitler, C.W., 1993, Geochemical Techniques for Identifying Sources of Ground-Water Salinization, CRC Press, Boca Raton, FL., 258 p.

Shim, B.O., Chung, S.Y., Kim, H.J., and Sung, I.H., 2002, Change of seawater intrusion range by the difference of longitudinal dispersivity in hydrodynamic modeling, *J. of Soil & Groundwater Env.*, **7**(4), 59-67.

U.S. Bureau of Reclamation, 1966, Annual Report.

Wooster, W.S., Lee, A.J., and Dietrich, G., 1969, Redefinition of salinity, *Limnology and Oceanography*, **14**, 437-438.

Xu, M. and Eckstein, Y., 1995, Use of weighted least-squares method in evaluation of the relationship between dispersivity and field scale, *Ground Water*, **33**(6), 905-908.

Zheng, C. and Bennett, G.D., 1995, Applied contaminant transport modeling: theory and practice, Van Nostrand Reinhold, NY, 440 p.