

창원시 대산면 강변여과수 취수부지 주변의 지하수 유동 모델링

함세영^{1*} · 정재열¹ · 김형수² · 한정상³ · 차용훈¹

¹부산대학교 지질학과, ²한국수자원공사 수자원연구원, ³연세대학교 지구시스템과학과

Groundwater Flow Modeling in a Riverbank Filtration Area, Deasan-Myeon, Changwon City

Se-Yeong Hamm^{1*}, Jae-Yeol Cheong¹, Hyoung-Su Kim², Jeong-Sang Hahn³ and Yong-Hoon Cha¹

¹Department of Geology, Pusan National University, Pusan 609-735, Korea

²Korea Institute of Water and Environment, Korea Water Resources Corporation, Daejeon 306-711, Korea

³Department of Earth System Sciences, Yonsei University, Seoul 120-749, Korea

Riverbank filtration has been used in advanced countries for 150 years. In Korea, investigations for producing riverbank filtrate started in the Han River, Nakdong River, Geum River, Yeongsan River and Seomjin River basins in the 1990s. The lower part of the Nakdong River has a poorer water quality than the upper part of the river. A water balance analysis and groundwater flow modeling were conducted for the riverbanks of the Nakdong River in Daesan-Myeon, Changwon City. The results of the water balance analysis revealed the groundwater infiltration rate into the aquifer to be 245.26 mm/year (19.68% of the average annual precipitation, 1,251.32 mm). Direct runoff accounts for 153.49 mm/year, evapotranspiration is 723.95 mm/year and baseflow is 127.63 mm/year. According to the groundwater flow modeling, 65% of the total inflow to the pumping wells originates from the Nakdong River, 13% originates from the aquifer in the rectilinear direction, and 22% originates from the aquifer in the parallel direction. The particle tracking model shows that a particle moving from the river toward the pumping wells travels 100 m in 50 days and a particle from the aquifer toward the pumping wells travels 100 m in 100 days.

Key words : water balance, groundwater modeling, riverbank filtration, Nakdong River, Deasan-Myeon

선진국에서 강변여과수 개발은 150년 정도의 역사를 가지고 있다. 우리나라에서는 90년대에 강변여과수에 대한 조사가 한강, 낙동강, 금강, 영산강, 섬진강 유역을 중심으로 시작되었다. 낙동강 하류는 지리적으로 상수원수인 표류수의 수질이 상류지역보다 상대적으로 좋지 않은 지역이다. 본 연구에서는 낙동강 하류 창원시 대산면 낙동강 본류 하안의 강변여과수 취수장 주변지역의 물수지분석과 지하수 모델링을 하였다. 물수지분석 결과, 강수량 1,251.32 mm에 대하여, 지표유출량은 153.49 mm, 증발산량은 723.95 mm, 기저유출량은 127.63 mm(강수량의 10.20%), 지하수 함양량 245.26 mm(강수량의 19.68%)이다. 지하수모델링에 의하면, 강변여과수 취수시에 낙동강으로부터의 유입량은 취수량의 65%, 배후지의 지하수 유입량은 13%, 낙동강에 평행하게 강변대수층의 동측과 서측으로부터 유입량은 22%이다. 입자 추적 모델링에 의하면, 취수정을 중심으로 낙동강쪽으로부터 입자의 이동은 50일 만에 약 100 m이고, 배후지로부터는 100일 만에 약 100 m인 것으로 나타났다.

주요어 : 물수지, 지하수 모델링, 강변여과, 낙동강, 대산면

1. 서 론

지표수와 지하수를 연계 이용하는 방법에는 간접 인

공함양방법과 직접 인공함양방법이 있다(김형수와 함세영, 2003). 간접 인공함양방법 중 대표적인 것은 유도 방식 인공함양으로 강변여과 방식과 지하 저류(지

*Corresponding author: hsy@pusan.ac.kr

하수 댐) 방식이다. 강변여과수는 하천수를 강변의 충적층을 통과시켜 취수하는 방법이며, 지하 저류 방식은 지하 대수층을 부분적으로 차수하여 지하수를 저류하고 이를 취수하는 방식이다. 강변여과에 의해서 일어나는 작용은 지하수에 의한 회석, 흡착, 이온교환, 미생물에 의한 자연저감, 여과, 화학반응 등을 포함한다. 직접 인공함양방법은 주입방식과 포수방식으로 구분한다. 주입방식은 주입정호를 대수층까지 직접 착정하는 습식형과 그렇지 않은 건식형으로 구분한다. 대수층 저장 및 회수 방식(aquifer storage and recovery, ASR)은 주입방식의 한 형태로 한 정호를 통하여 주입과 회수를 수행할 수 있는 방식이다. 포수방식에는 함양지 방식, 하천-수로 방식, 도랑-고랑 방식, 범람 방식, 지하관매설 방식이 있다.

낙동강 권역은 강변여과수 개발성이 높은 지역으로서 특히 낙동강 하류의 함안군, 창원시, 김해시에서는 강변여과수를 취수 중이거나 개발사업을 진행 중에 있다. 창원시에서는 낙동강 원수가 수돗물의 주 공급원이지만 원수의 오염취약성 및 배분량 한계로 인해 앞으로 용수 공급량이 부족할 것으로 예상된다. 따라서 자체수원 확보방안의 일환으로 오염에 상대적으로 안전하고 갈수기에도 풍부한 물을 공급할 수 있는 강변여과수 개발 타당성 조사를 수행하게 되었다(창원시 상수도사업소, 2003). 강변여과수 개발을 위한 지표지질조사, 지구물리탐사, 시추 및 착정 조사, 현장수리시험 등의 강변여과수 개발 타당성 조사를 수행하고, 그 결과 경남 창원시 북면과 대산면의 낙동강 분류 하안 지역을 강변여과수 개발지역으로 선정하였다. 북면 신촌리와 대산면 갈전리 지역의 강변여과수 취수장에는 각각 7개의 취수정으로부터 3,000 m³/일과 2,000 m³/일의 강변여과수를 취수하여 주민들에게 수도물로 공급하고 있다. 각 취수정의 최대 취수용량은 2,000 m³/일로서 총 취수용량은 14,000 m³/일이지만, 취수장별로 2공은 예비공이므로 대산면과 북면의 시설용량은 각각 10,000 m³/일이다. 그리고 1단계 확장공사(2000~2005년)를 완공하면 대산면에 60,000 m³/일의 강변여과수를 추가로 개발하게 되고, 2단계 확장공사(2006~2010년)에 의해서 대산면에 60,000 m³/일, 북면에 40,000 m³/일을 개발하게 되며, 3단계 확장공사(2011~2016년)에는 대산면에 60,000 m³/일을 추가로 개발하여 창원시의 강변여과수 총 개발량은 240,000 m³/일에 이를 것으로 예상된다.

독일, 네덜란드, 프랑스, 오스트리아, 스웨덴, 미국, 호주, 일본, 이스라엘 등 선진국에서는 오래전부터 강

변퇴적층의 자정능력을 이용한 취수원 개발을 시행하여 왔다. 특히, 독일에서는 19세기 후반부터 라인강변을 따라 굴착된 취수정으로부터 강변여과수를 개발하여 음용수로 사용하여 왔다. 강변여과는 충적층을 통한 여과작용으로 미소생물까지 여과시키는 능력을 가지고 있는 것으로 보고된다(Arora *et al.*, 2000). 또한, 트리할로메탄 발생량(Trihalomethane Formation Potential, THMFP)과 소독부산물 발생량(Disinfection By-Product Formation Potential, DBPFP)을 현저하게 낮추는 것으로 알려지고 있다.

창원시 대산면 갈전리 강변여과수 취수장 주변에 대해서는 다수의 수리지질학적 연구들이 있다(정재열 등, 2003; 함세영 등, 2002a, 2002b, 2002c, 2003a, 2003b; 현승규 등, 2003; Cheong *et al.*, 2003; Hamm *et al.*, 2003). 그 외에도 함안군 칠서면 강변여과수 개발 지역의 수리지질학적 연구(함세영 등, 2003c) 및 수리지화학적 연구(김주환 등, 2003), 그리고 경북 고령군 강변여과수 조사지역에 대한 수리지화학적 연구(김건영 등, 2002)가 있다. 특히, 창원시 대산면 강변여과수 취수장에서는 소독부산물이 기존 지표수 정수장보다 현저히 낮아짐이 확인되었다. 이와 같이 강변여과수는 표류수를 직접 취수하여 정수하는 것보다 수질의 측면에서도 우수하다는 것이 확인되었다.

본 연구에서는 창원시 대산면 강변여과수 취수장 주변에 대해서 강수량, 증발산량, 지표유출량, 기저유출량 자료를 이용한 물수지 분석으로부터 지하수함양량을 산정하고, 낙동강변 하성충적층의 지하수유동 모델링을 실시하여 이 지역에서 강변여과수 취수에 따른 지하수위 하강과 취수정으로서의 유입량을 평가하고자 하였다. 정상류모델링에서는 강변여과수를 취수하기 이전 상태에서의 지하수유동을 고찰하였으며, 부정류모델링에서는 7개 취수정으로부터 총 14,000 m³/일을 취수할 때의 지하수위 하강과 지하수 유동을 고찰하였다. 또한, 입지추적 모델링을 통하여 취수정쪽으로 비반응물질의 이동 속도를 산정하였다.

2. 물수지 분석

지하수 모델링을 위해서는 지하수 함양량을 산정하여야 한다. 지하수의 함양은 수문순환의 한 과정으로서 지하로 침투한 물이 포화대에 도달하는 것을 말하며, 지하수 함양에 의해서 대수층내 지하수 저장량이 변화된다. 장기적인 관점에서 볼 때, 인위적인 영향이 없다면 지하수 저장량은 평형상태를 유지하게 된다. 그

러나, 양수량이 증가하면 지하수위 하강과 함께 대수층내 지하수 고갈의 위험성이 높아지게 된다. 그러므로, 가능한 정확한 지하수 함양량을 산출하고, 이에 의거하여 적정량을 개발하는 것이 지하수를 안정적으로 이용하는 중요한 요건이다.

지하수 함양량은 강수량에서 지표유출량(강수에 의한 직접유출량), 기저유출량, 그리고 증발산량을 뺀 양이다. 따라서 지하수 함양량을 산정하기 위해서는 강수량, 지표유출량, 기저유출량, 증발산량을 알아야 한다. 강수량은 기상관측소에서 측정된 강수량 자료로부터 알 수 있으나, 지표유출량, 기저유출량, 증발산량 자료는 얻기가 용이하지 않다. 지금까지 알려져 있는 지하수 함양량 산정방법에는 물수지 방법(선우중호, 1992; 한정상, 1995), 지하수위 변동 곡선법(문상기와 우남철, 2001), 무강우 지속일수 동안의 지하수위 감소곡선법(최병수와 안중기, 1998), 기저유출 분리법(박창근, 1996a, 1996b), 환경동위원소를 이용하는 방법(고용권 등, 2001) 등이 있다. 여기서는 직접유출량을 SCS방법으로 구하고, 기저유출율은 낙동강 유역의 평균값(박창근 등, 1996)을 이용하고, 증발산량은 Thornthwaite(1944) 방법으로 구하였다.

2.1. 기상자료

기상자료는 연구지역의 기상을 대표할 수 있는 것이어야 하므로, 연구지역에서 가까운 밀양기상관측소의 기상자료를 이용하였다. 장기적인 기상자료의 평균값을 구하기 위하여 1993년 1월부터 2002년 12월까지 10년간의 강수량과 기온을 이용하였다(Table 1).

2.2. 증발산량

증발산은 지표면으로부터의 증발과 식물로부터의 증산을 합한 값이며, 수분이 기체 상태로 대기에 환원되는 모든 것을 포함한 것이다. 증발산은 기상학적 인자 이외에도, 식물의 종류, 색깔, 식물의 밀도, 성장 속도,

잎 표면의 크기 등의 식물 요소 및 토양의 공극율, 함수율, 수리전도도, 입도 등에 직접적으로 영향을 받는다. 증발산량은 직접적인 측정이나 간접적인 계산에 의해 결정할 수 있다. 직접적인 측정은 일반적으로 라이시미터(lysimeter)를 이용한다. 그러나, 실제로는 직접적인 측정에 의해서 증발산량을 구하는 것이 용이하지 않다. 따라서 많은 경우에 간접적인 방법(Thornthwaite, 1944; Turc 1963; Penman, 1948; Blaney and Criddle, 1950)으로 증발산량을 구하게 된다.

본 연구에서는 Thornthwaite의 방법을 이용하여 증발산량을 계산하였다. Thornthwaite의 방법은 비교적 간단하면서도 기후 인자를 고려하므로 월별 증발산량의 변화를 알 수 있을 뿐만 아니라 비교적 정확성도 높다고 판단되기 때문이다. 월평균 기온 $t_n(n=1, 2, 3, \dots, 12)$ 일 때, 월별 열지표(monthly heat index)를 j 라고 하면 다음 경험식이 성립한다.

$$j = (t_n/5)^{1.514} \tag{1}$$

월별 열지표를 합산하면 연간 열지표 J 는

$$J = \sum_{n=1}^{12} j_n \tag{2}$$

와 같다. 월평균 기온이 t_n °C일 때, 식물소비량 혹은 보정되지 않은 월별 잠재증발산 UPE(m)은 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$UPE(m) = 16.2(10t_n/J)^{\alpha} \tag{3}$$

여기서, 연간 열지수(annual heat index) $\alpha = (675 \times 10^{-9}J)^3 - (771 \times 10^{-7}J)^2 + (179 \times 10^{-4}J) + 0.49239$ 이다. 보정된 월별 잠재증발산 PE(m)는 다음 식과 같다.

$$PE(m) = UPE(m) \cdot \frac{D}{30} \cdot \frac{T}{12} \tag{4}$$

여기서, D는 해당 월의 일수이다. T는 해당 월의 최대 일조시간으로서(United Nations, 1977) 본 연구지역의 T는 Table 2와 같다.

Table 1. Monthly mean precipitation and monthly mean temperature from Jan. 1993 to Dec. 2002.

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
Monthly mean prec. (mm)	27.0	24.3	55.7	71.7	111.2	210.8	223.0	289.6	120.1	55.3	44.5	18.1	1,251.3
Monthly mean temp.(°C)	0.71	2.58	7.33	13.26	17.77	21.70	25.19	25.49	20.91	14.67	8.01	2.26	13.32

Table 2. Monthly maximum sunshine hours (unit: hr/day).

Latitude	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
N35 22'	10.07	10.98	11.90	13.11	14.02	14.53	14.32	13.51	12.41	11.31	10.28	09.77

월별 실제증발산 AE(m)는 아래의 두 경우로 나누어진다.

$$P(m) - PE(m) > 0 \quad (5)$$

$$P(m) - PE(m) < 0 \quad (6)$$

여기서, P(m)는 월평균 강수량(mm), PE(m)은 월 잠재증발산(mm)이다. (5)의 경우에는 PE(m)가 곧 AE(m)이다. (6)의 경우는 토양 수분(SM)이 증발산에 영향을 끼친다. 이것을 고려하기 위해서는 잠재적 물 손실의 연속 합(APWL(m))과 월별 토양수분 SM(m) = SM * e^{(1/SM)*APWL(m)}를 구한다. 토양의 함수량 변화 ΔSM(m)은 해당 월 이전 월의 토양수분 SM(m-1)과 해당 월의 토양수분 SM(m)의 차로써

$$\Delta SM(m) = SM(m-1) - SM(m) \quad (7)$$

와 같다. 따라서, (6)의 경우에는 AE(m) = P(m) + ΔSM(m)이다.

이와 같이 구한 연 실제증발산 AE는 723.95 mm로서 연평균 강수량 1,251.3 mm의 약 57.85%에 해당된다(Table 3).

2.3. 직접유출량

지상에 도달한 강우의 일부는 토양의 표면을 통하여 침투하고, 그 초과분은 토양의 표면을 따라 유출된다. 따라서 지표유출량의 변화는 침투량에 크게 영향을 미친다. 강우에 의한 지표유출은 토양의 건조상태에 따라 크게 달라진다. 매우 건조한 상태에서 흙은 무한에 가까운 침투율을 갖고 있으나, 이미 발생한 강수의 영향으로 토양의 함수량이 커지면 같은 강수량이라고 할 지라도 건조상태의 토양보다 많은 지표유출이 일어난다. 이와 같이 토양의 초기 함수상태에 따라 침투량은 직접적으로 영향을 받기 때문에, 토양의 초기 함수율은 강수로부터 발생하는 유출량을 결정하는 주요한 요인이다.

많은 경우에는 유출량 자료를 구할 수가 없으며, 이때 유역의 토양 종류나 토지이용도, 식생피복의 종류, 피복상태 등의 수문학적 조건을 고려하여 초과강수량 즉 지표유출량을 산정할 수 있는 방법으로서 Soil Conservation Service(SCS)방법이 있다(Morel-Seytoux

and Verdin, 1981). SCS방법은 미국의 계획 유역의 초과강수량(직접유출량 혹은 유효수량)의 산정에 널리 사용되고 있다. SCS방법에 의해서 직접유출량을 구하는 식은 다음과 같다.

$$\frac{F}{S} = \frac{Q}{P} \quad (8)$$

여기서, F는 시간에 따른 토양의 함수량(mm), S는 토양이 완전 포화되었을 경우 함수량(mm), Q는 강우로부터 발생하는 직접유출량(mm), P는 누적강수량(mm)이다. Q는 S와 F의 함수로 표시되며, F는 강수량(P)과 직접유출량(Q)의 차이이다. 즉, F = P - Q이다. 이 관계를 식 (8)에 대입하여 Q를 표현하면 다음과 같다.

$$Q = \frac{P^2}{P+S} \quad (9)$$

그러나 실제로는 강우 발생 초기에는 강우의 대부분이 지하로 침투하며, 일정한 시간이 경과한 후에야 지표유출이 일어나는 것이 보통이다. 또한 지표유출의 발생은 강우 강도에 따라 다르다. 따라서 강우 초기의 침투를 고려한다면 P값에서 초기 손실분(la)을 제외하여야 한다. SCS 방법에서는 경험적으로 la=0.2S로 정하였으며, 이 관계를 식(9)에 대입하면 P와 Q의 관계식은 다음과 같다:

$$Q = \frac{(P-0.2S)^2}{P+0.8S} \quad (10)$$

여기서, Q는 0보다 크고, P는 0.2보다 커야 한다. S는 선행토양함수조건(antecedent soil moisture condition, AMC)에 따라 서로 다른 값을 가지게 된다. 그리고 S는 유역의 토양의 종류 및 지표의 상태에 따라 지표유출능력을 표시하는 유출곡선지수 CN(runoff curve number)의 함수로 정의할 수 있다.

$$S = \frac{25,400}{CN} - 254 \quad (11)$$

CN 값을 이용하여 (11)식을 계산하기 위해서는 유역의 선행토양함수조건, 토양의 종류 그리고 토지 용도 및 피복상태를 고려하여야 한다. 선행토양함수조건은 1년을 성수기(growing season)와 비성수기(dormant season)로 나누어 각 경우에 대하여 다음과 같은 3가지로 구분한다.

AMC-I : 유역의 토양이 대체로 건조상태에 있어 지표유출율이 대단히 낮은 상태

Table 3. Actual evapotranspiration in the study area.

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
AE(m), mm	0.70	4.14	21.19	51.61	86.06	113.61	142.09	136.23	91.85	52.86	20.21	3.40	723.95

AMC-II : 지표유출율이 보통인 상태

AMC-III : 토양이 수분으로 거의 포화되어 있어서
지표유출율이 대단히 높은 상태

위의 3개의 선행토양함수조건은 5일 선행 강수량의 크기에 의하여 유역의 습윤도를 분류하는 기준이 된다.

토양의 종류는 유출 발생 가능 정도에 따라 A, B, C, D의 4가지로 분류된다. A는 실트가 거의 없이 모래와 자갈로 구성되어 있어서 침투율이 높고 지표유출율이 상대적으로 낮은 토양이고, D는 불투수성 토양 입자로 구성되어 있거나 불투수층과 직접 접하여 지표유출율이 높은 토양이다. 지표유출율은 토지 용도 및 피복상태에 따라서도 영향을 받는다. 미국의 토양보전국에서는 자연 초지지역과 시가지로 크게 구분하여 식생 피복상태와 토양의 종류에 따라 AMC-II의 조건 하에서 CN값을 정하고 있다. CN(II)값은 AMC-II의 조건 하에서 식생피복 및 토지이용 상태에 따른 값을 나타내며, 강수량이 보통일 때 적용한다. 그러나, 우기에는 AMC-III에 해당하는 CN(III)을 적용하고, 건기에는 AMC-I에 해당하는 CN(I)을 적용하여야 한다(Scozzafava and Tallini, 2001). CN(II)를 CN(I)과 CN(III)로 환산하기 위해서는 다음 식들을 이용한다.

$$CN(I) = \frac{4.2CN(II)}{10 - 0.058CN(II)} \quad (12)$$

$$CN(III) = \frac{23CN(II)}{10 + 0.13CN(II)} \quad (13)$$

여기서 CN(I), CN(II), CN(III)는 각각 AMC-I, AMC-II, AMC-III 조건 하에서의 유출곡선지수이다.

2.4. 지하수 함양량 산정

본 연구지역에서 지표유출량은 SCS방법으로 그리고 증발산량은 Thornthwaite 방법으로 구하였다. Thornthwaite 방법에서 SM은 250으로 계산되었다(Thornthwaite and Mather, 1957). SCS방법에서 연구지역 토양의 종류는 B로 분류하였다. 그 이유는 연구지역의 대부분은 농경지와 총적층으로서 투수성이 큰 사질토이며 투수성이 낮은 점토나 실트는 소규모로 협재되어 있기 때문이다. 또한 대부분이 평지로서 지표유출율이 상대적으로 낮기 때문이다. 연구지역에서 가장 가까운 밀양 기상관측소의 1993년 1월부터 2002년 12월까지의 일별 강수량 자료를 이용하여 선행토양함수조건을 산출하였다. 선행토양함수조건은 성수기(6~8월)와 비성수기(1~5월과 9~12월)로 나누어 일일 강수량과 5일 선행 강수량을 계산하였다. 연구지역을 산림지와 농경지로 나누어서, CN으로부터 S를 결정하고,

Table 4. CN and S values for the antecedent moisture conditions (AMC).

Forest area			
AMC	I	II	III
CN	39	60	78
S	397	169	72
Agricultural area			
AMC	I	II	III
CN	45	66	82
S	310	131	56

직접유출량 Q는 1993년 1월부터 2002년 12월까지의 기간동안 10 mm/일 이상의 강수량 P와 S의 관계식으로부터 산출하였다.

연구지역에 대해서 현재까지 정확하게 조사된 기저유출량 자료가 없기 때문에, 낙동강 유역의 평균 기저유출량 10.20%를 적용하였다(박창근 등, 1996).

연구지역의 1993년에서 2002년까지 10년간의 연평균 강수량은 1,251.32 mm이다. SCS방법에 의한 연구지역의 연평균 지표유출량은 153.49 mm(산림지 122.22 mm, 농경지 154.73 mm)로 산출된다. Thornthwaite 방법에 의하여 계산된 연평균 증발산량은 723.95 mm이다. 한편 기저유출량은 낙동강 유역의 평균 기저유출율 10.20%를 적용하면 127.63 mm이다. 따라서 연구 지역 전체의 지하수 함양률은 강수량의 19.68%(246.26 mm)이다. 농경지와 산림지의 지하수 함양률을 분리하여 계산하면, 농경지의 지하수 함양률은 19.58%, 산림지의 지하수 함양률은 22.18%로서 함양지역인 산림지의 지하수 함양률이 높게 나타난다. 참고로 낙동강유역의 고령, 구미, 봉화, 상주 지역에서 지하수위 변동법으로 산출한 지하수 함양률은 3.6~21.7%의 큰 차이를 보인다(박창희 등, 2002). 이와 같은 지하수 함양률의 차이는 강수량, 지표유출량, 기저유출량, 증발산량의 차이에서 유래하는데, 본 연구지역은 대부분이 투수성이 큰 사질토로 구성되어 지표유출량이 비교적 낮기 때문에 지하수 함양률이 큰 것으로 판단된다.

3. 모델입력자료

3.1. 모델영역

지하수유동 모델로는 3차원 유한차분법 모델인 MODFLOW (McDonald and Harbaugh, 1988)를 이용하였다. 취수정과 관측정의 위치 결정을 위해서는 1:25,000 수치지형도를, 지층의 3차원적인 형태는 시추자료와 입도분석자료를 이용하였다. 또한, 낙동강 수위와 지하수위 관측 자료, 강우량 자료, 양수시험 분석

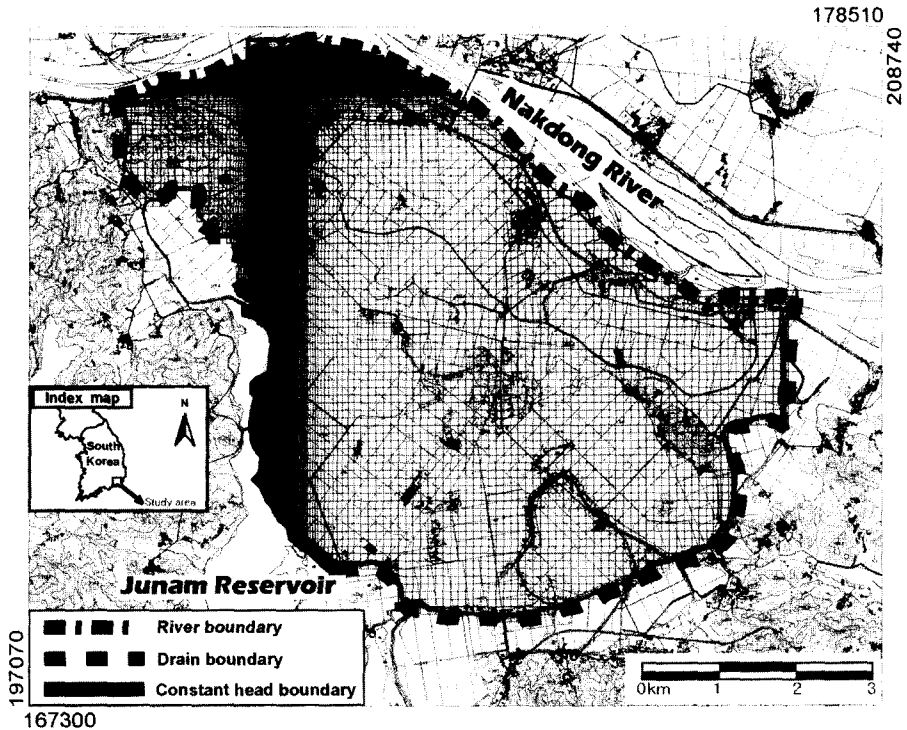


Fig. 1. Study area with model domain.

자료도 입력자료로 이용하였다. 강변여과수 취수시 지하수위에 영향을 미치지 않는 충분한 범위까지 모델영역으로 설정하였다(Fig. 1). Fig. 1에서 작은 사각형 안에 취수정과 관측정이 위치하고 있다.

모델영역의 면적은 39.13 km^2 이다. 모델영역은 총 5개의 층으로 구성된다. 이는 5개 지층(상부 세립질 모래층, 중립질 모래층, 하부 세립질 모래층, 모래/사갈층, 풍화대층)을 나타낸다. 모델 격자는 141개의 행과 162개의 열로 구성되며, 138,876개의 절점과 114,210개의 셀로 이루어져 있다(Fig. 1). 취수정과 관측정이 위치하고 있는 지역에는 각 관정들이 각각 하나의 격자에 들어갈 수 있도록 격자 크기를 작게 설정하였다.

3.2. 경계조건

모델영역의 북쪽은 낙동강이므로 하천경계(river boundary), 동쪽과 남쪽은 소하천을 따라 배수 경계(drain boundary), 서쪽의 주남저수지와 인접한 부분을 따라서는 일정수두경계(constant head boundary)를 설정하였다(Fig. 1). 동쪽과 남쪽에 배수 경계를 설정한 이유는 평상시에 대수층의 수위가 소하천의 수위보다 높아서 소하천이 배수로 역할을 하기 때문이다. 모델영역의 서쪽에 일정수두경계를 설정한 이유는 주남저

수지의 수위가 계절적으로 거의 일정하고 서쪽 경계까지는 취수정의 양수 영향이 미치지 않기 때문이다.

3.3. 지하수 함양률

지하수 함양률은 물수지분석에서 구했으며, 밀양지역의 10년간 연평균 강수량인 $1,251.32 \text{ mm/년}$ 으로부터 증발산량, 직접유출량, 기저유출량을 뺀 값이다. 앞에서 언급한대로 증발산량 산정은 Thornthwaite법을 그리고 직접 유출량 산정은 SCS 방법을 이용하였다. 이와 같이 산정된 연구지역의 지하수 함양률은 강수량의 약 19.68%(246.26 mm/년)이다.

3.4. 대수층의 수리지질 특성

8개 관측공(DS1~DS8)의 시추자료 및 입도분석자료와 7개 취수정(PW1~PW7)의 시추자료(주식회사 삼중엔지니어링, 1999)를 바탕으로 수리지질 특성을 구하였다. 각 관측공에 대해서 심도별로 3m 마다 2개씩 총 184개 시료를 채취하여 입도분석을 실시하였다. 그 결과 충적층 지질은 지표면으로부터 세립질 모래층, 중립질 모래층, 세립질 모래층, 모래/사갈층, 풍화대의 5개 지층으로 구분된다(Table 5). 모래층들 사이에는 실트층, 점토층 또는 실트질 모래층이 간혹 협재되어 있으나 두께가 얇기 때문에 큰 단위의 지층 구분에서는

Table 5. Thickness of the geologic layers around the monitoring wells (unit: m).

Well no.	Fine sand layer	Medium sand layer	Fine sand layer	Sand/gravel layer	Weathered zone
DS1	14.0	6.0	9.0	13.2	17.8
DS2	11.0	6.0	12.0	15.8	15.2
DS3	29.0	-	-	10.3	20.7
DS4	15.0	1.0	11.0	13.6	19.4
DS5	18.0	0.5	9.6	8.1	23.8
DS6	24.0	6.4	1.6	10.4	17.6
DS7	18.0	3.5	8.0	10.7	19.8
DS8	15.0	7.0	13.0	16.8	8.2
Mean	18.0	4.3	9.2	12.2	30.6
Std. dev.	5.9	2.7	3.8	3.2	2.5

Table 6. Hydraulic conductivity estimates (ms^{-1}) from grain size analysis.

	DS1	DS2	DS3	DS4	DS5	DS6	DS7	DS8	Min.	Max.	Mean	Median
Upper fine sand	3.3E-5	1.8E-4	2.8E-4	3.0E-4	1.2E-4	1.9E-4	1.9E-4	1.6E-4	3.3E-5	3.0E-4	1.8E-4	1.8E-4
Medium sand	4.9E-4	3.4E-4	-	8.4E-4	5.6E-4	-	6.8E-4	7.1E-4	3.4E-4	8.4E-4	6.0E-4	6.2E-4
Lower fine sand	1.5E-4	2.8E-4	-	4.0E-4	2.9E-4	-	4.0E-4	3.0E-4	1.5E-4	4.0E-4	3.0E-4	2.9E-4
Sand/gravel	-	5.6E-4	4.1E-3	9.0E-2	-	-	-	-	5.6E-4	9.0E-2	3.2E-2	4.1E-3

이를 무시하였다. 시간적으로 하천의 유속과 유출량의 변화에 따라 퇴적작용이 달라지기 때문에 하성퇴적층의 입도도 시간적, 공간적으로 달라지게 된다. 따라서 하성퇴적층은 수직적, 수평적으로 불균질하며 지하수 흐름이 우세한 부분을 가진다(Rossi *et al.*, 1994). 본 연구지역에서도 취수정과 관측정의 지질자료를 근거로 퇴적층의 공간적인 불균질성을 알 수 있으며(정재열 등, 2003), 모델링에서는 이를 고려하여 5개 지층으로 구분하고 횡방향으로 지층의 두께 변화를 고려하였다.

각 시료의 입도분석 자료로부터 수리전도도를 계산하였으며, 이로부터 5개 지층의 평균 수리전도도를 구하였다(Table 6). 모래자갈층의 평균 수리전도도(3.2×10^{-2} m/s)는 모래층들의 평균 수리전도도($1.8 \times 10^{-4} \sim 6.0 \times 10^{-4}$ m/s)보다 100배 정도 높다. 함세영 등(2002c)이 양수시험분석에서 구한 수리전도도(10^{-4} m/s 범위)는 입도분석에서 구한 모래층의 평균 수리전도도와 비슷하다. 양수시험에서 구한 수리전도도가 입도분석에서 구한 모래자갈층의 수리전도도보다 작은 이유는 양수시험은 시추공 전 구간에 대해서 실시되었기 때문이다.

4. 정상류 모델링

정상류모델링에서는 강변여과수를 취수하지 않는 자연적인 평형상태의 수두를 재현하는 모델보정을 실시하였다. 지하수위는 주로 취수정과 관측정 주변부의 지하

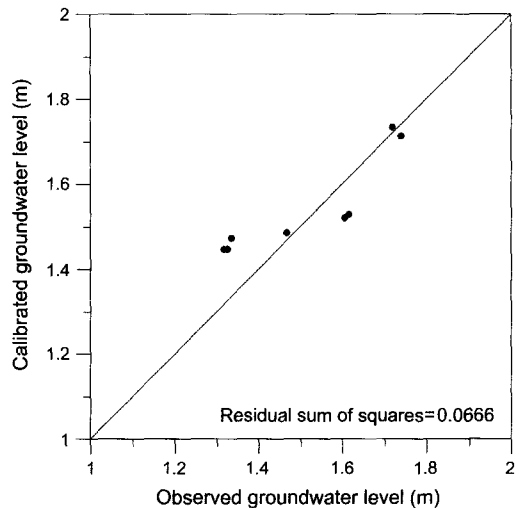


Fig. 2. Observed vs. calibrated groundwater levels.

수위를 기준으로 하였으며, 2003년 10월 4일의 지하수위를 이용하였다. 이때 관측된 지하수위와 일치하는 지하수위 계산값을 얻기 위하여 경계조건, 수리전도도, 지하수 함양량 등을 바꾸어가며 모델보정을 실시하였다.

관측공의 지하수위와 모델보정으로 계산된 수위의 관계를 보면, 지하수위에 따라서 약간의 차이를 보이지만 잔차제곱합 0.0666으로서 기울기 45도의 직선에 비교적 잘 들어맞는다(Fig. 2). 지하수위 약 1.7 m에서는 2 cm 이하의 차이를 보이고, 지하수위 1.4~1.7 m에

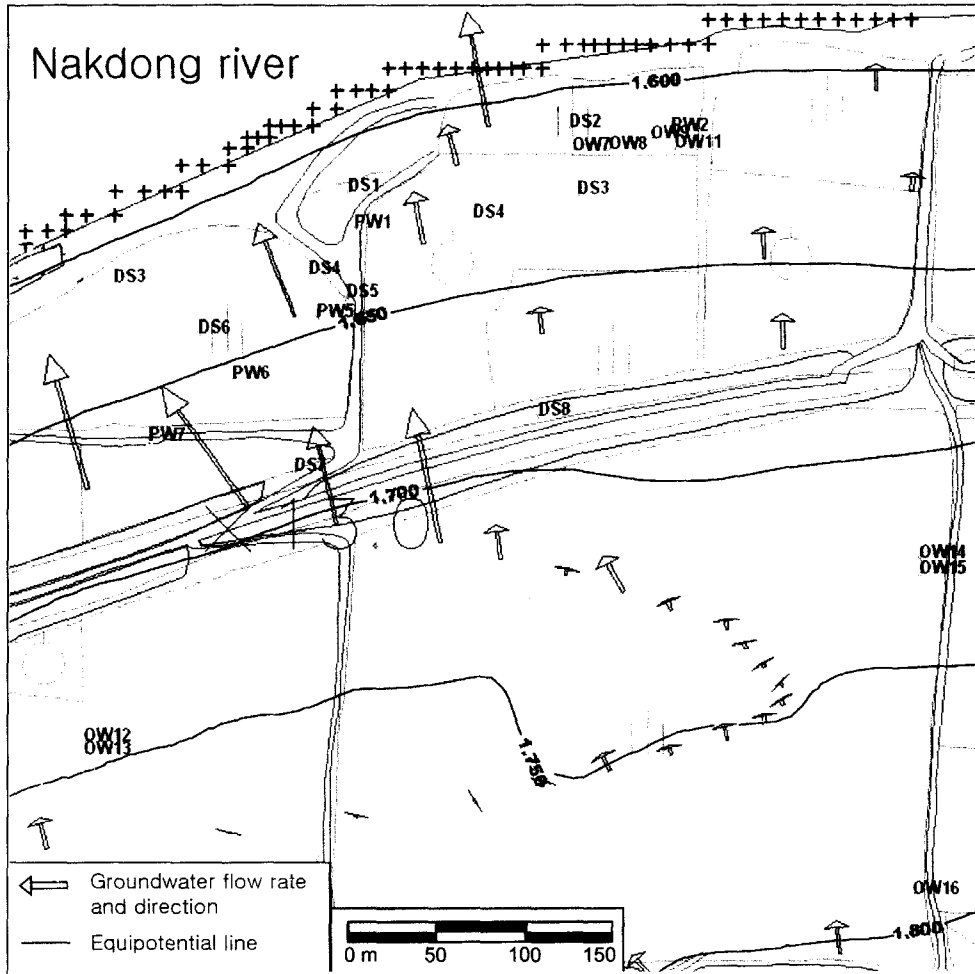


Fig. 3. Water level distribution around pumping wells by the steady-state modeling.

Table 7. Hydraulic properties of the model layers.

Layer	Geology	Hydraulic conductivity	Storage coeff.
Layer 1	Fine sand	1.1×10^{-5} m/s	5×10^{-4}
Layer 2	Medium sand	1.0×10^{-4} m/s	3×10^{-4}
Layer 3	Fine sand	1.1×10^{-5} m/s	5×10^{-4}
Layer 4	Sand/gravel	1.2×10^{-3} m/s	1×10^{-4}
Layer 5	Weathered zone	1.0×10^{-6} m/s	1×10^{-5}

서는 2~8 cm의 차이를 보이며, 지하수위 1.4 m이하에서는 14 cm 정도의 차이를 보인다. 따라서 모델보정이 비교적 잘 되었다는 것을 알 수 있다. 취수정부근의 정상류 상태 지하수위 분포를 보면, 전체적인 지하수 유동 방향은 낙동강쪽으로 향하고 있다(Fig. 3). 지하수 유속은 대체로 낙동강에 가까울수록 빨라지는 경향을 보이나 위치에 따라서 유속이 다르게 나타난다. 이는 퇴적층의 투수성이 불균질하다는 것을 의미한다.

모델보정에 의해서 최종적으로 결정된 수리전도도 (Table 7)와 입도분석자료로부터 계산된 수리전도도 (Table 6)를 비교하면, 세립질 모래층과 모래/자갈층에서는 10배 이상 그리고 중립질 모래층에서는 6배 정도로서 입도분석자료에 의한 수리전도도가 모델보정에 의한 수리전도도보다 더 큰 것으로 나타난다. 이는 본 연구지역에서 큰 규모의 수리전도도가 작은 규모의 수리전도도보다 작은 값을 나타냄을 지시하는 것으로서

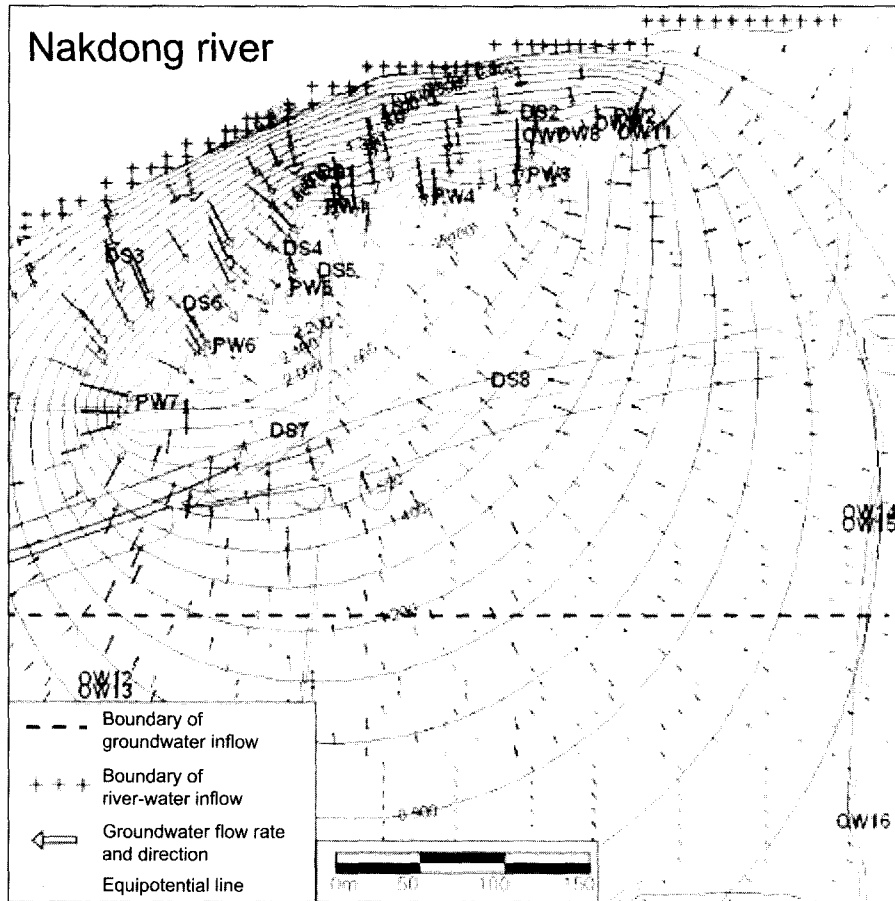


Fig. 4. Drawdown around pumping wells by the transient modeling.

규모종속효과로 설명될 수 있다.

5. 부정류 모델링

정상류 모델링에서 얻어진 지하수위를 강변여과수 취수의 초기 수위로 하여 부정류 모델링을 수행하였다. 이때 취수정(PW1~PW7)의 양수량은 2,000 m³/일로 하였으며, 총 양수량은 14,000 m³/일이다. 10년 동안의 양수에 의한 부정류 상태의 모델링에 의하면, 취수정 부근의 수위하강은 약 2.4 m로서 최초 포화대의 평균 두께인 38.2 m(정재열 등, 2003)의 6.3% 정도가 된다(Fig. 4). Fig. 4에서 취수정 PW5에서 배후지쪽으로 약 50 m 거리에서의 수위하강은 2 m, 100 m에서는 1.5 m, 그리고 200 m에서는 1.1 m의 수위하강이 일어난다. 따라서, 총 양수량 14,000 m³/일로 강변여과수를 취수할 때는 취수정 부근의 수위하강이 크지 않음을 알 수 있다.

7개 취수정으로부터 각각 2,000 m³/일씩 총 14,000 m³/일로 취수할 때, 낙동강, 배후지, 취수지역의 동측과 서측의 유입경계(Fig. 4)를 통한 유입량을 계산한 결과, 9,050 m³/일은 낙동강으로부터, 1,860 m³/일은 배후지로부터 그리고 나머지 3,090 m³/일은 낙동강과 평행하게 취수지역의 서쪽과 동쪽으로부터 취수정에 유입된다. 따라서 강변여과수 취수시에 낙동강으로부터의 유입량, 배후지의 지하수 유입량, 취수지역의 동측과 서측으로부터 지하수 유입량은 취수정의 전체 유입량의 각각 65%, 13%, 22%를 차지한다.

6. 입자추적 모델링

입자추적 모델인 MODPATH (Pollock, 1994)를 이용하여 입자추적 모델링을 실시하였다. 각각의 취수정을 중심으로 10개의 입자를 원형으로 설정하고 심도별 흐름을 파악하기 위해 해발고도별로 각각 -13 m, -22

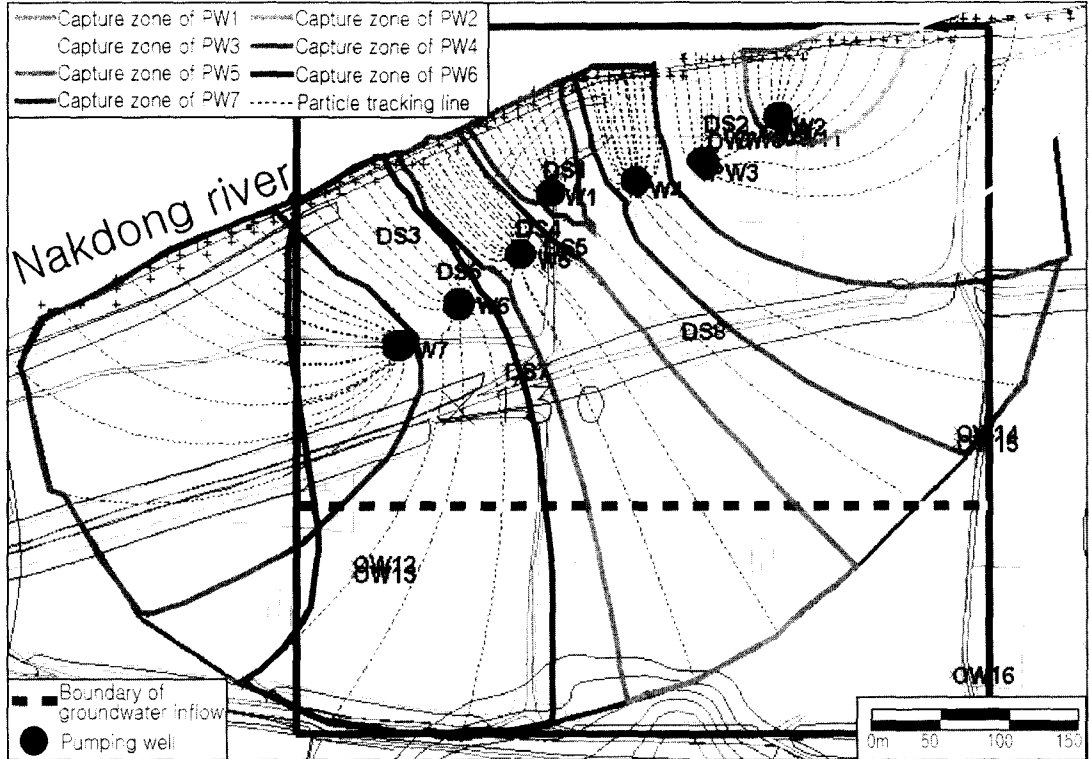


Fig. 5. Capture zone around pumping wells by one year pumping.

m, -31 m의 세 군데 깊이에 입자를 설정하였다. 후진(backward)기법으로 각 취수정으로부터 1년 동안의 포획구간을 구하고 입자의 이동거리를 계산하였다.

입자추적 모델링 결과, 낙동강쪽으로부터 취수정 쪽으로는 100일 만에 약 200 m 이동하는 것으로 나타났고, 배후지로부터 취수정 쪽으로는 100일 만에 약 100 m 이동하는 것으로 나타났다(Fig. 5, 그림 속의 사각형은 Fig. 3과 Fig. 4의 영역임). 즉, 낙동강쪽으로부터 유입속도가, 배후지로부터의 유입속도보다 2배 더 빠른 것으로 나타났다. 이는 취수정과 낙동강 사이의 거리가 100m일 때, 낙동강물이 50일만에 취수정에 도달함을 의미한다.

7. 결 론

창원시 대산면 낙동강 분류 하안의 강변여과수 취수정 주변에 대해서 물수지 분석과 지하수유동 모델링을 수행하였다. 이를 통하여 지하수 함양량을 산정하고, 강변여과수 개발에 따른 낙동강물과 지하수 유입량을 평가하였다. 물수지분석 결과, 강수량 1,251.32 mm에

대하여, 지표유출량은 153.49 mm, 증발산량은 723.95 mm, 기저유출량은 127.63 mm(강수량의 10.20%), 지하수 함양량 245.26 mm(강수량의 19.68%)이다.

정상류상태 모델링에 의한 지하수위의 보정 결과를 토대로 부정류 모델링을 수행하였다. 부정류 모델링에 의하면, 10년 동안 7개 취수정으로부터 각각 2,000 m³/일씩, 총 14,000 m³/일을 취수할 때, 취수정 부근에서의 수위하강은 약 2.4 m로서 별로 크지 않을 것으로 예측된다. 그러나, 장차 강변여과수 개발 3단계 확장공사가 완료되면, 이 지역에서 총 240,000 m³/일 정도의 강변여과수를 개발하게 될 것이다. 따라서 앞으로는 계절적인 지하수 함양량 변화와 하천수위 변동을 고려하여 계절적인 적정취수량을 산정해야 할 것이다.

한편, 취수정내 지하수 유입량의 비를 계산하면, 9,050 m³/일은 낙동강으로부터 유입되고, 1,860 m³/일은 배후지로부터 그리고 나머지 3,090 m³/일은 낙동강과 평행하게 강변대수층의 서쪽과 동쪽으로부터 유입되는 것으로 나타났다. 따라서 강변여과수 취수시 낙동강으로부터의 유입량, 배후지로부터의 지하수 유입량, 강변층적층의 동측과 서측으로부터의 유입량은 총 유

입량의 각각 65%, 13%, 22%를 차지한다.

입자추적 모델링 결과, 낙동강쪽으로부터는 100일 만에 취수정쪽으로 약 200 m 이동하는 것으로 나타났고, 배후지로부터는 100일 만에 약 100 m 이동하는 것으로 나타났다. 이는 취수정과 낙동강 사이의 거리가 100 m 일 때, 낙동강물이 50일 만에 취수정에 도달함을 의미한다.

사 사

본 연구는 21세기 프런티어 연구개발사업인 수자원의 지속적 확보기술개발사업단의 연구비지원(과제번호 3-4-1)에 의해 수행되었으며 이에 감사드립니다.

참고문헌

고용권, 배대석, 김천수, 김경수, 정형재, 김성용 (2001) 환경동위원소를 이용한 여수지역 소유역에서의 지하수 함양특성 고찰. 한국지하수토양환경학회지, 6권, p. 93-106.

김건영, 고용권, 배대석, 김경수, 김형수 (2002) 강변여과수 개발을 위한 낙동강 충적층 지하수의 지구화학적 특성연구. 2002년 (사)지하수토양환경학회 추계학술발표회, p. 339-342.

김주환, 백건하, 김형수, 김진삼, 윤성택 (2003) 낙동강 함안군 칠서 강변여과수 개발 예정지역의 수리지구화학적 특성조사. 2003년 (사)지하수토양환경학회 춘계학술발표회, p. 561-564.

김형수, 함세영 (2003) 지하수 인공함양 기술 개발, 세계 물의 해 기념 지하수 심포지엄-21세기 지하수자원의 지속 가능한 개발, 이용 및 관리-. (사)한국지하수토양환경학회, 한국수자원공사, 39-55.

문상기, 우남철 (2001) 누적강수량과 지하수위 곡선을 이용한 지하수 함양률 추정 방법. 한국지하수토양환경학회지, 6권, p. 33-43.

박창근 (1996a) 우리나라 지하수개발가능량 추정: 1. 개념 정립과 기법의 개발. 지하수환경. 3권, p. 15-20.

박창근 (1996b) 우리나라 지하수개발가능량 추정: 2. 5대강 유역에의 적용. 지하수환경. 3권, p. 21-26.

박창근, 신현민, 김성탁, 김남중 (1996) 우리나라 5대강 유역 지하수 함양량 추정. 대한지하수환경학회 1996년도 정기총회 및 학술발표회, p. 54-63.

박창희, 구민호, 이대하, 김형수 (2002) 국가 지하수 관측망의 수위 및 온도 자료를 이용한 함양량 산정. 한국지하수토양환경학회 춘계학술대회, p. 351-356.

선우중호 (1992) 우리나라 지하수개발의 필요성. 물관련 정책 토론회, 건설부 한국수자원공사, p. 99-119.

정재열, 함세영, 김형수, 손건태, 차용훈, 장성, 백건하 (2003) 창원시 대산면 강변충적층의 지하수위 변동특성. 지질공학, 13권, p. 457-473.

주식회사 삼중엔지니어링 (1999) 창원시 대산면 상수도 취수정 설치공사 지하수영향조사 보고서. 창원시, 71p.

창원시 상수도사업소 (2003) 창원시 강변여과수 개발관련 자료집. 창원시, 561p.

최병수, 안중기 (1998) 지역단위 지하수 자연함양을 산정

방법 연구. 지하수환경, 5권, p. 57-65.

한정상 (1995) 지하수개발과 관리대책, 수자원 개발과 보존대책. 한국수자원공사, p. 39-103.

함세영, 이효민, 김광성, 정재열, 우윤정, 오윤영, 김형수 (2002a) 창원시 대산면 강변여과수 취수지역의 수리적 특성. 한국환경과학회 2002년도 봄 학술발표회 및 10주년 기념 국제 학술워크샵, p. 241-244.

함세영, 이효민, 정재열, 김무진, 류상민, 우윤정, 김형수 (2002b) 창원시 대산면 강변여과수 개발에 따른 수위하강 예측. 한국환경과학회 2002년도 봄 학술발표회 및 10주년 기념 국제 학술워크샵, p. 219-222.

함세영, 정재열, 류상민, 김무진, 김형수 (2002c) 창원시 대산면 강변여과수 취수지역의 수리지질 특성. 지질학회지, 38권, p. 595-610.

함세영, 한정상, 정재열, 장성, 차용훈, 류수희, 김형수 (2003a) 창원 대산지구 강변여과수 취수지역의 충적층 지질과 수리전도도. 한국환경과학회 2003년도 봄 학술발표회, p. 237-241.

함세영, 황학수, 김형수, 정재열, 문창규, 차용훈, 장성 (2003b) 낙동강변 충적층 시추자료와 지구물리탐사자료의 연관성. 2003년 (사)지하수토양환경학회 춘계학술발표회, p. 552-556.

함세영, 김형수, 정재열, 장성, 차용훈, 류수희 (2003c) 함안 이용지구 강변여과수 개발예정지역의 수리적 특성. 2003년도 대한지질공학회 학술발표회, p. 159-163.

현승규, 우남철, 신우식, 함세영 (2003) 강변여과수 개발부지의 수리지화학적 특성-Preliminary results. 2003년 (사)지하수토양환경학회 춘계학술발표회, p. 552-556.

Arora, H., LeChevallier, M., Aboytes, R., Bowert, E., O'Melia, C., Bell, W., Weiss, W. and Speth, T. (2000) Full-scale evaluation of riverbank filtration at three Midwest water treatment plants. American Water Works Association, Water Quality by Technology Conference Proceedings.

Blaney, H.F and Criddle, W.D. (1950) Determining Water Requirements in Irrigated Areas from Climatological and Irrigation Data. USDA(SCS) TP-96. 48.

Cheong, J.Y., Hamm, S.-Y., Kim, H.S., Son, K.T., Baek, K.H., Won, L.J., Cha, Y.H. and Ryu, S.H. (2003) Analysis of ground-water level fluctuation at riverbank filtration site in Changwon area. Proceedings of the 5th Cross Straits Symposium on Materials, Energy and Environmental Sciences, p. 189-190.

Hamm, S.-Y., Kim, H.-S., Cheong, J.-Y., Ryu, S.M. and Kim, M.J. (2003) Hydrogeological Properties of Bank Storage Area in Changwon City, Korea. GS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France.

McDonald, M.G. and Harbaugh, A.W. (1988) A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. Techniques of Water-Resources Investigations of the USGS, Book 6, Chapter A1.

Morel-Seytoux H.J. and Verdin J.P. (1981) Extension of the Soil Conservation Service rainfall-runoff methodology for ungauged watersheds. Report FHWA/RD-81/060, Offices of Research & Development, Environmental Division, US Federal Highway Administration, 75.

Penman, H.L. (1948) Natural evapotranspiration from open water, bare soil, and grass. Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, 193, p. 120-145.

Pollock, D.W. (1994) User's guide for MODPATH/MODPATH-Plot, version 3: A particle tracking post-pro-

- cessing package for MODFLOW the U.S. Geological Survey finite-difference ground-water flow model, USGS Open File Report 94-464.
- Rossi, P., De Carvalho-dill, A., Muller, I. and Aragno, M. (1994) Comparative tracing experiments in a porous aquifer using bacteriophages and fluorescent dye on a test field located at Wilerwald (Switzerland) and simultaneously surveyed in detail on a local scale by radio-magneto-tellury (12-240kHz). *Environmental Geology*, v. 23, p. 192-200.
- Scozzafava, M. and Tallini, M. (2001) Net infiltration in the Gran Sasso Massif of central Italy using the Thornthwaite water budget and curve-number method. *Hydrogeol. Jour.*, v. 9, p. 461-475.
- Thornthwaite, C.W. (1944) Report of the Committee on Transpiration and Evaporation, 1943-1944. Transactions, American Geophysical Union, v. 25, 687p.
- Thornthwaite, C.W. and Mather, J.R. (1957) *Instruction and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance*. 5th printing, v. 10, CW Thornthwaite Associates, Laboratory of Climatology, Elmer, NJ, USA.
- Turc, L. (1963) Evaluation des besoins en eau d'irrigation, vapotranspiration potentielle, formulation simplifié et mise á jour. *Ann. Agron.*, v. 12, p. 13-49.
- United Nations (1977) *Crop Water Requirement*. Food and Agricultural Organization (FAO), Irrigation and Drainage Paper 24, 14.

2004년 9월 22일 원고접수, 2005년 1월 31일 게재승인.