

충적층 지하수 관측지점의 강우량 대비 지하수위 변동 자료를 활용한 비산출율 추정

Estimation of Specific Yield Using Rainfall and Groundwater Levels at Shallow Groundwater Monitoring Sites

김 규 범[†]

Kim, Gyoobum

ABSTRACT : Specific yield is an essential parameter of the water table fluctuation method for recharge calculation. Specific yield is not easily estimated because of limited availability of aquifer test data and soil samples at National Groundwater Monitoring Stations in South Korea. The linear relationship between rainfall and water level rise was used to estimate the specific yields of aquifer for 34 shallow monitoring wells which were grouped into three clusters. In the case of Cluster-1 and Cluster-2, this method was not applicable because of low cross correlation between rainfall and water level rise and also a long lag time of water level rise to rainfall. However, the specific yields for 19 monitoring wells belonging to Cluster-3, which have relatively high cross correlation and short lag time, within 2 days after rainfall, range from 0.06 to 0.27 with mean value of 0.17. These values are within the general range for sand and gravel sediments and similar to those from aquifer test data. A detailed field survey is required to identify monitoring sites that are not greatly affected by pumping, stream flow, evapotranspiration, or delayed response of water levels to rainfall, because these factors may cause overestimation of specific yield estimates.

Keywords : Specific yield, Rainfall, Water levels, Water table fluctuation method

요 지 : 국가지하수관측소와 같은 관측 지점에서의 지하수 시계열 자료를 활용한다면 지하수위 변동법에 의한 지하수 함양율을 산정할 수 있으나, 비산출율 추정에 필요한 양수시험 자료와 토양시료 등의 부족으로 적용에 제약이 있어 왔다. 본 연구에서는 3개의 군집에 속하는 34개 국가지하수 관측망의 충적 관측정을 대상으로 갈수기의 강우 이벤트와 지하수위 상승량 관계를 이용한 비산출율 산정 기법을 적용해 보았다. 군집 1과 군집 2에 속하는 관측정은 강우에 대한 지하수위 반응이 뚜렷하지 않기 때문에 본 방법의 적용이 곤란하며, 군집 3에서 강우에 대한 지하수위 반응 시차가 2일 이내인 19개 관측정의 경우는 추정 비산출율이 0.06에서 0.27의 범위로서 평균 0.17로 분석되었는데 이는 토양 입자에 따른 비산출율 및 양수시험에 의한 비산출율과 유사한 것으로 나타났다. 본 방법은 주변 하천과의 관계, 배출 작용, 증발산 및 양수 등의 영향으로 일부 과다 산정의 우려가 있으나 현장조사를 통하여 주변 영향이 적은 국가지하수 관측정을 선정한다면 적용 가능하다.

주요어 : 비산출율, 강우, 지하수위, 지하수위 변동법

1. 서 론

지하수 함양량의 정확한 추정은 보다 체계적이고 과학적인 지하수 개발 관리를 위하여 꼭 필요한 것으로서, 현재까지 우리나라에서는 다양한 지하수 함양량 산정 기법들이 시도되고 개발되어 왔다. 그러나, 각 방법들은 나름대로의 한계점을 내포하고 있거나 지하수 자료를 직접 활용하지 않는 간접적인 방법들로서 연구자들 간에 논쟁을 일으키기도 한다.

국내에서 시도된 지하수 함양량 산정 방법으로는, 기저유출 분리법, 물수지 분석법, 지하수위강하곡선법, 온도에 의한 방법, 염소이온농도에 의한 방법 및 지하수위변동법 등 다수

가 있다. 1980년대 및 1990년대 초에는 기저유출분리법과 물수지 분석법이 보편적으로 사용되었으며 한국수자원공사(1993, 1995) 등 다수의 연구 현황이 보고된 바 있다. 그러나, 본 방법은 국내 하천 특성상 대규모 댐의 건설로 인하여 자연 유량이 유지되지 못하는 한계점으로 인하여 사용에 제약이 있다. 또한, 물수지 분석법의 경우에는 외국의 수환경에 적합한 알고리즘으로써 증발산량이 과다하게 산정되는 등 일부 문제점이 있어 조사연구의 기초 단계에서 주로 활용되고 있다. 지하수위 강하곡선법(건설교통부, 2002)은 지하수위 연속 관측자료를 활용하여 지하수 자료를 직접 이용한다는 측면에서는 바람직하나 보다 정확한 상수(결정계수와 δ 값)의 결정

[†] 정희원, 한국수자원공사 K-water연구원 수석연구원(E-mail : gbkim@kwater.or.kr)

방안이 확립될 필요가 있으며(김규범 등, 2004), 온도에 의한 방법은 구민호 등(2001), 염소이온농도에 의한 방법은 한국수자원공사(2003) 등에 의하여 시도된 바 있으나 데이터 추출의 어려움과 적용대상지역의 제약성 등으로 보편적으로 사용하기에는 제약점이 있다. 한편, 지하수위 변동법(Water Table Fluctuation method; WTF method)은 강수시 발생하는 지하수위 변동 차이와 비산출율을 이용하여 지하수 함양량을 추정하는 방법으로써 비산출율에 대한 정확한 산정의 한계로 인하여 매우 간단한 방법임에도 불구하고 사용에 제약성을 갖고 있다(한국수자원공사, 1999; 구민호 등, 2002).

현재 우리나라는 건설교통부 및 한국수자원공사에서 운영하는 국가지하수관측소가 1995년부터 설치되어 320개소에서 지하수위 및 기본 수질 정보를 정기적으로 취득하고 있다. 대부분의 국가지하수 관측소는 약 70m의 암반 지하수 관측정과 약 20m 미만의 충적층 지하수 관측정으로 구성되어 있으며, 각 관측정으로 부터 1일 4회 이상 지하수위, 전기전도도 및 수온을 자동 측정하고 있다. 이와 같이, 연속으로 취득되는 양질의 지하수 자료를 최대한 활용할 수 있는 함양량 산정 방법이 지하수위 변동법으로써, $R = S_y dy/dt = S_y \Delta h / \Delta t$ 식에서 보듯이 비산출율(S_y)은 지하수 함양량 계산 결과에 중요한 영향을 미친다. 즉, 비산출율의 정확한 추정은 지하수위 변동법을 이용한 지하수 함양량 산정에 대한 신뢰도를 높이기 위하여 지하수 관측자료의 활용도를 높일 뿐 아니라 보다 합리적인 지하수 정책을 입안할 수 있도록 한다. 즉, 본 연구에서는 지하수위 변동법 등 지하수 함양량 산정 방법의 국내 적용에 앞서 적정 비산출율을 추정하기 위한 방법으로써 강우와 지하수위 시계열 자료의 상관 관계를 활용한 기법을 적용해 보았으며, 특히 본 방법이 유용하게 활용될 수 있는 대상 관측점의 선정 방안 등을 제시하고자 하였다.

2. 비산출율 산정 기법

비산출율은 대수층에서 중력 배수되는 물의 양과 암석(토양)의 부피와의 비율을 의미한다(Meinzer, 1923; Lohman 등, 1972; Freeze 등, 1979). 비산출율이 특성에 대한 연구로서 Prill 등(1965)은 중력배수에 의한 물의 배출은 조립질 입자에서조차도 매우 느리게 이루어질 수 있기 때문에 매우 유의하여 비산출율을 구하여야 한다고 보았으며, Johnson(1967)은 비산출율은 토양과 매질의 물리적 특성, 배수 작용이 발생하는 기간, 온도, 물의 화학성분 등에 의해서도 영향을 받는다고 분석하였다. 또한, 비산출율은 시간과 공간에 따라 일정한 값을 보이지 않으며, 지하수면 상부의 모세관대, 지하수면까지의 깊이, 매질의 균질성, 지하수위의 변동 폭, 대수층계가 평형에 도달하는

시간 등 복잡한 특성들에 의하여 영향을 받는다고 연구되어(Childs, 1960; Duke, 1972; Nachabe, 2002) 심도에 따른 정확한 비산출율의 산정은 쉽지 않는 것으로 인식되어 있다.

보편적인 비산출율 산정 방법은 현장 양수시험에서 얻어진 자료를 활용하는 것이나, 국내 여건상 현장에서 양수정과 관측공을 활용한 대수성 시험을 실시하지 않거나 단기간의 단공 양수시험을 실시하는 등 정확한 비산출율 산정이 용이하지 않다.

일반적으로 자유면 대수층에서 장기간 양수하게 되면 후기에는 수위 강하가 완화되고 수평 흐름이 우세하게 되어 Theis curve에 의하여 비산출율을 추정할 수 있으며 또한, Neuman의 해법에서는 투수량계수, 저류계수, 양수정과 거리, 대수층의 비산출율 및 이방성 등에 의존하여 계산이 가능하나 대수층의 다양한 특성과 많은 변수로 인하여 추정이 쉽지 않은 것이 일반적이다.

또 다른 방법으로는, 물수지 분석법(Walton, 1970; Healy 등, 2002)으로부터 비산출율을 추정할 수 있다. 대수층에서 나오는 물의 양은,

$$V_{out} = WP - S_{pt} - RE + ET + E_{sr} \quad (1)$$

로써, V_{out} 은 대수층으로 부터 배수되는 물의 양, WP는 생활/관개용으로 양수되는 지하수 양, S_{pt} 는 여과 탱크로부터 누수량, RE는 관개로부터 회귀수, ET는 증발산량, E_{sr} 는 대수층에서 하천으로의 유효누수량이다. 따라서, 최종적인 비산출율은,

$$S_y = \frac{V_{out}}{V_{desat}} \quad (2)$$

이다. 여기에서, V_{desat} 은 비포화되는 매질의 체적(De-saturated rock volume)을 의미한다.

본 방법은 이론적 논리성을 충분히 보유하고 있어 보다 정확한 비산출율을 산정할 수 있으나, 현장에서의 자료 취득이 어려우며 자료 취득단계에서 부터의 오차 발생이 우려되는 등의 한계점을 갖고 있다.

실험실에서의 비산출율을 산정하는 방법은, 현장에서 취득한 샘플 코아를 이용하여 코아에 일정 압력을 부과하여 공극으로부터 잔류 수분 함량을 추출함으로써 계산 가능하다(Klute, 1986), 실제 자연에서는 토양으로부터의 완전 배수는 존재하지 않는다는 문제점을 갖고 있다.

일반적으로 지하수위는 강우 작용에 대한 결과로써 강우 후 매질내의 공극을 채우면서 지하수위가 상승하게 되므로 강우 대비 수위 상승량은 비산출율을 의미하게 된다. 각 강우 이벤트(수일간의 연속 강우를 포함함) 동안의 지하수위 상승 자료를 활용하여 다음 식에 따라 비산출율을 산정할

수 있다(Rasmussen 등, 1959; Gerhart, 1986; Rossenberry 등, 1997; Armstrong 등, 1998).

$$S_y = \frac{P}{W_r} \quad (3)$$

여기에서, P 는 강우 이벤트의 강우량, W_r 은 해당 강우 이벤트에서의 지하수위 상승량을 의미한다. 본 방법은 강우와 지하수위의 단순 관계만을 고려하기 때문에 증발산량과 직접유출을 무시한다. 즉, 일반적으로 식물의 생육기간 동안에는 통기대 내의 지하수를 흡수하여 발산을 시키기 때문에 지하수위가 낮아지는 효과가 발생하여 본 방법의 적용에 한계점이 있다. 따라서, 증발산이 적고 식물의 생육에 필요한 물 소모량이 거의 없는 기간을 선택한다면 적용 가능성이 있다. 또한, 직접유출은 무시되는 것으로 가정하고 있으며 모든 강우가 비포화대 내로 침투되는 것으로 고려된다. 주변으로부터의 함양이 발생하거나 배출이 활발히 이루어지는 경우에는 본 방법에 의한 비산출율이 과소 또는 과다 산정될 우려가 있으므로 현장의 여건을 충분히 고려하여 적용하여야 한다. 한편, Crosbie 등(2005)은 호주 뉴캐슬 지역의 Tomago 모래층을 대상으로 본 방법에 의한 비산출율과 양수시험에서 구한 비산출율 및 실내 표본시험(Tempe pressure cell) 결과를 비교 연구한 결과 본 방법에 의한 비산출율의 적용성이 높은 것으로 연구한 바 있다.

유사한 방법으로써, 하천 유량의 기원이 지하수 배출에 의해서만 이루어 진다면 강하기간 동안의 하천유량(수위)에 대한 지하수위 평균 강하량은 비산출율을 의미한다(Olmsted 등, 1962).

$$S_y = \frac{S}{\Delta h} \quad (4)$$

여기에서, S 는 유역 출구부에 위치한 유량관측 지점에서 강하기간 동안의 하천 수위자료이며, Δh 는 동일 기간의 유역내 위치한 다수의 관측정에서의 지하수위 변화의 가중 평균 강하량이다. 본 방법은 매질로부터의 배출이 강하기간 동안에 완전히 이루어지는 것은 아니기 때문에 비산출율이 다소 낮게 산정될 수 있으나, 반대로 강우 후의 지하수위 상승 시 매질내의 물이 완전히 배수된 상태에서 상승 반응이 시작되는 것은 아니므로 본 방법은 적용이 가능한 것으로 연구되었다(Risser 등, 2005). 본 방법은 지하수 외에 타 인자가 하천수위에 영향을 미치는 것은 고려되지 않고 있기 때문에 증발산이 가장 적은 기간을 선택하여 분석하는 것이 필요하며 유역내 대규모 양수 또는 유로 변경 등이 존재하는 경우는 피하여야 하고, 또한 하천과 지나치게 인접하거나 손실하천 특성을 보이는 경우에는 본 방법이 적절하지 않다. 국내의 경

우에는 하천 유량 관측지점 인근에 지하수 관측정이 설치된 경우가 적고 단일 단위유역 내에서도 2~5개 정도의 관측정만이 운영되기 때문에 실제 적용에는 한계가 있다.

따라서, 본 연구에서는 타 방법에 비하여 국내 가용자료가 풍부하고 입력 인자가 적은 강우 대비 지하수위 상승량 비교 방법을 사용하여 국가지하수관측소 지점에 대한 적용성을 검토하고자 하였다.

3. 자료 및 분석 방법

3.1 자료

본 연구에 앞서 김규범 등(2007)은 국내 지하수위 시계열 자료의 주성분 분석과 군집분석을 통하여 총 103개 층적 관측정의 지하수위 변동 유형을 3개의 그룹으로 분류한 바 있다. 그림 1은 각 군집별로 3개의 대표적인 관측정의 시계열도를 나타낸 것으로써, 군집 1은 완만한 변동 모양과 계절적 변화가 뚜렷하며 지하수위 추세가 미약한 9개 관측정이 해당되며, 군집 2는 계절적 변화가 뚜렷하게 나타나진 않으며 수위 강하를 보이는 10개 관측정이 해당된다. 또한, 군집 3은 가장 대표적인 군집으로써 지하수위의 Peak 모양이 잘

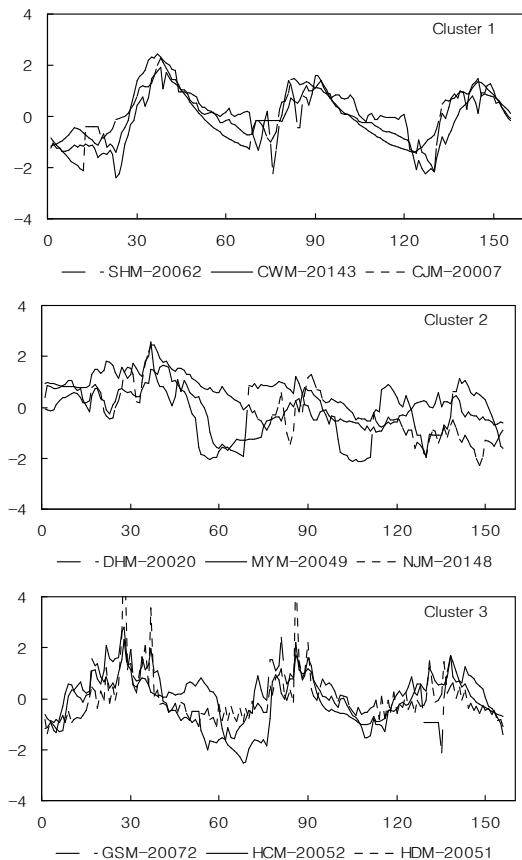


그림 1. 지하수 관측정의 군집별 지하수위 변동유형의 예

나타나고 계절적 변화가 뚜렷한 특성을 갖는 84개 관측정이 해당된다.

본 연구에서는 각 군집에 속한 관측정을 대상으로 강우량과 지하수위 상관관계를 활용하여 각 군집내 비산출율을 산정하고 군집간 비교를 병행하였다. 군집 1과 군집 2는 각각 6개 및 4개의 관측정을 분석에 활용하였고, 군집 3에 속한 관측정은 군집의 중심 부근에 8개, 중심에서 먼 관측정 8개 및 중간 지점의 관측정 8개 등 총 34개의 총적 관측정 자료를 활용하였다. 각 관측정에서 지하수위와 강우량과의 상관 분석을 위하여 지하수 관측정 주변의 최인근 우량 관측소(건교부 및 한국수자원공사 운영) 및 기상 관측소(기상청 운영)의 일 강우량 자료를 수집하였다. 설치 연도가 늦은

일부 관측정을 제외하고는 1999년부터 2004년까지 약 5년간의 일평균 자료를 사용하였다(표 1).

3.2 분석 방법

강우 이벤트에 대한 지하수위 상승량을 XY 그래프(x축: 지하수위, y축: 강우량)에 도시하면 그 기울기는 비산출율을 의미하게 되나, 언급한 바와 같이 다양한 제약조건이 따른다. 우리나라의 경우 5월부터 9월까지 농작물과 식물이 급성장하고 일조량이 급증하는 기간으로써 증발산 작용이 활발히 이루어져 지하수위 상승에 영향을 미친다. 하절기는 강우량이 급증하는 기간으로써 얇은 지하수위를 보이는 지역에서는 Lisse effect가 나타날 가능성이 있다. Lisse effect는 강우 후 지하수

표 1. 연구 대상 지하수 관측정 및 우량관측소 현황

군집	관측정명	분석 기간	우량관측소	거리	
1	시흥 군자	1999/1~2004/12	반월2 (M) ¹⁾	5.8km	
	충주 가금	1999/1~2004/12	목계 (M)	6.2km	
	청원 강내	2000/1~2004/12	조치원 (M)	7.0km	
	안성 삼죽	1999/4~2004/12	삼죽 (M)	0.7km	
	대구 비산	1999/1~2004/12	대구 (K) ²⁾	4.5km	
	음성 대소	1999/1~2004/12	오류 (M)	1.0km	
2	동해 귀운	1999/1~2004/12	동해 (K)	3.1km	
	밀양 가곡	1999/1~2004/12	밀양 (K)	2.6km	
	나주 봉황	2000/1~2004/12	봉황 (M)	0.5km	
	순천 황전	2000/1~2004/12	구례2 (M)	8.0km	
3	↑ 군집의 중심 부근	하동 하동	1999/1~2004/12	하동2 (M)	0.6km
		함평 신광	1999/1~2004/12	함평 (M)	9.4km
		칠곡 가산	2002/10~2004/12	고매 (M)	4.2km
		문경 농암	1999/1~2004/12	농암1 (M)	0.6km
		봉화 명호	1999/1~2004/12	도천 (M)	0.8km
		옥천 청성	1999/1~2004/12	묘금 (M)	1.3km
		이천 울현	1999/1~2004/12	이천 (M)	2.4km
		아산 득산	2000/1~2004/12	신인 (M)	5.1km
	군집의 중간 부분	남원 도통	2001/1~2004/12	남원 (K)	0.5km
		장수 장수	2000/1~2004/12	장수 (M)	2.2km
		화순 이양	2004/1~2004/12	청풍 (M)	6.3km
		청송 파천	1999/1~2004/12	청송 (S) ³⁾	3.7km
		고령 고령	1999/1~2004/12	고령 (M)	1.1km
		군위 의흥	1999/1~2004/12	의흥 (M)	0.3km
		광명 철산	1999/4~2004/12	구로 (M)	2.0km
		곡성 고달	2002/8~2004/12	송동 (M)	5.3km
	↓ 군집의 외곽 부근	대전 문평	1999/1~2004/12	현도 (M)	4.6km
		예산 예산	1999/1~2004/12	예산 (M)	3.5km
		안동 태화	1999/1~2004/12	안동 (K)	1.0km
		의령 의령	2002/9~2004/12	정암 (M)	1.0km
		충주 동량	1999/1~2004/12	충주 (K)	6.6km
장성 남면		2002/8~2004/12	광주 (K)	15.0km	
진주 초전		1999/1~2004/12	진주 (K)	0.8km	
곡성 입면	1999/1~2004/12	순창 (M)	9.1km		

Remarks) 1) M: 국토해양부, 2) K: 기상청, 3) S: 한국수자원공사

면에 도달하지 않고 상부에 남아서 지하수위 형성에 기여하는 것으로써, 지하수면과 습윤선 사이의 비포화대 내의 공기를 포함하게 되어 지하수위 상승 효과를 가져오며 이는 0.1~0.6m에 이르는 것으로 연구된 바 있다. 이와 같은 현상은 갑작스런 호우 발생이 물의 지하 침투 능력보다 급증하게 되는

경우에 나타나는데 강우 대비 지하수위 상승량을 과다 평가하는 요인으로 작용하게 된다(Heliotis 등, 1987; Weeks, 2002).

따라서, 본 연구에서는 주변의 인위적인 양수와 증발산 등이 최소화 되는 10월부터 4월까지 기간을 분석 대상으로 설정하여 비산출율을 산정하였다. 그러나, 갈수기의 지하수위 자료라 하더라도 일부 관측정의 경우에는 강우 후에도 지하수위가 상승하지 않고 강하하거나 변화가 없는 경우가 발생하기도 하며, 강우에 비하여 지나친 수위 상승이 나타나기도 한다. 이는 지역적으로 나타나는 인위적인 양수작용이나 강우량이 지나치게 적은 경우 또는 계기의 오작동 등에 의해서 나타날 수 있다. 따라서, 실제 계측된 자료로부터 로그 변환된 자료를 활용하여 이상값을 찾고 강우에 따른 지하수위 변화가 거의 없거나 지나치게 큰 값들을 제거하였다. 이상 과정을 거친 후 각 강우 이벤트 동안의 지하수위 상승량(x축)과 강우량(y축)을 산점도로 도시하여 선형관계를 도출하였으며 이 선형식으로부터 비산출율을 추정하였다

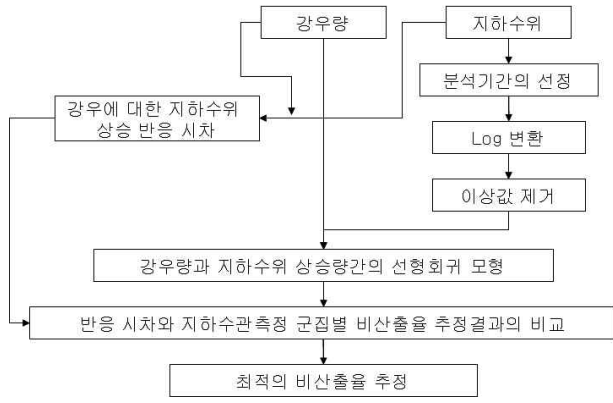


그림 2. 최적의 비산출율 추정 과정

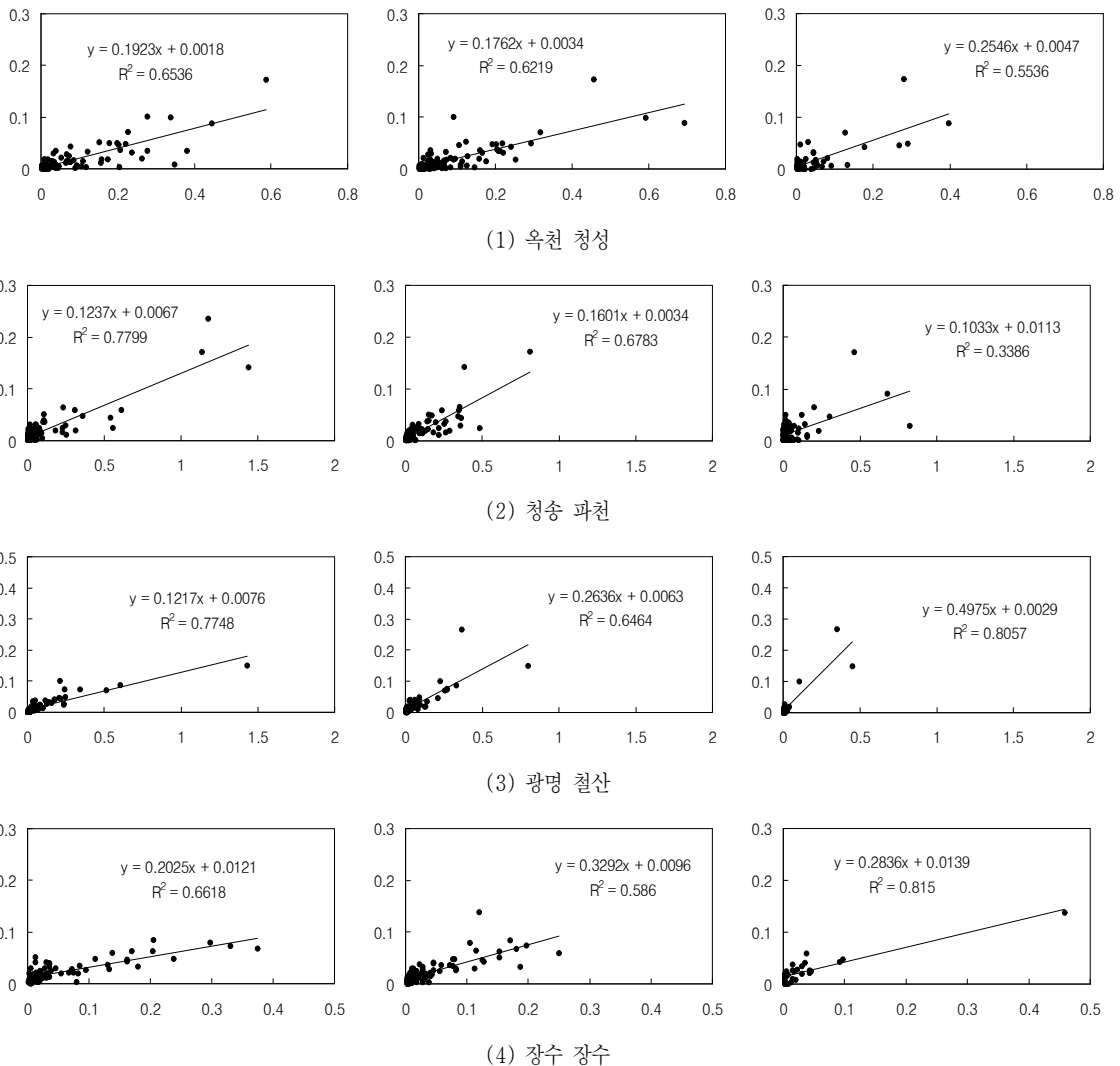


그림 3. 군집 3에 속하는 지하수 관측정의 강우량과 지하수위 상승량간의 산점도의 예(좌: Lag time 1일, 중: Lag time 2일, 우: Lag time 3일)

다(그림 2 및 그림 3).

한편, 국내 지하수 관측정의 경우에 강우 이벤트 후 지하수위가 1일 이내에 신속히 상승하지 않고 지체 현상을 보인 후 수일 이후에 최대 상승이 나타나는 경우가 있다(한국수자원공사, 2005). 이와 같이, 강우에 따른 지하수위 최대 반응 시점이 관측정마다 다르기 때문에 각 반응 시차에 따른 비산출율을 검토하였으며, 강우량과 지하수위 상승간의 회귀식의 결정계수(R^2)도 적정 비산출율 검토시 고려하였다.

표 2. 비산출율 추정 결과

군집	관측정	교차상관		Lag 1일		Lag 2일		Lag 3일		양수시험자료 활용 ¹⁾	
		계수	Lag (일)	R ²	S _y	R ²	S _y	R ²	S _y	S _y	방법
1	시흥 군자	<0.1	ND ²⁾	0.727	0.49	0.701	0.43	0.779	0.56	-	-
	충주 가금	<0.2	ND ³⁾	0.624	1.20	0.679	0.84	0.747	0.63	0.13	N
	청원 강내	<0.1	ND	0.404	0.17	0.451	0.18	0.739	0.39	-	-
	안성 삼죽	<0.2	3	0.800	0.68	0.701	0.53	0.863	0.68 ⁴⁾	-	-
	대구 비산	0.283	2	0.582	0.18	0.547	0.16*	0.554	0.27	0.17	N
	음성 대소	<0.1	ND	0.619	0.96	0.741	1.03	0.720	0.99	-	-
2	동해 귀운	0.234	1	0.301	0.07*	0.102	0.04	0.027	0.02	0.09	M
	밀양 가곡	<0.2	1	0.632	0.44*	0.574	0.32	0.420	0.32	-	-
	나주 봉황	<0.1	ND	0.869	0.60	0.763	0.56	0.695	0.64	-	-
	순천 황전	<0.1	ND	0.126	0.02	0.135	0.03	0.013	0.01	-	-
3	하동 하동	0.572	1	0.589	0.13*	0.734	0.08	0.757	0.21	0.11	N
	함평 신광	0.354	1	0.775	0.21*	0.544	0.22	0.467	0.55	-	-
	칠곡 가산	0.571	2	0.891	0.09	0.919	0.1*	0.654	0.14	0.09	N
	문경 농암	0.384	1	0.38	0.12*	0.517	0.13	0.39	0.17	-	-
	봉화 명호 ⁵⁾	0.581	1	0.890	0.15*	-	-	-	-	0.10	N
				0.529	0.10*	-	-	-	-		
	옥천 청성	0.466	1	0.654	0.19*	0.622	0.18	0.554	0.25	0.20	M
	이천 울현	0.578	1	0.717	0.23*	0.589	0.26	0.578	0.45	-	-
	아산 특산	0.218	1	0.174	0.27*	0.147	0.02	0.023	0.10	-	-
	남원 도통 ⁵⁾	0.255	2	-	-	0.785	0.37*	-	-	0.26	N
				-	-	0.572	0.16*	-	-		
	장수 장수	0.559	1	0.662	0.20*	0.586	0.33	0.815	0.28	0.26	M
	화순 이양	0.259	1	0.888	0.53*	0.774	0.61	0.999	0.89	0.10	N
	청송 파천	0.354	1	0.780	0.12*	0.678	0.16	0.339	0.10	0.12	M
고령 고령	0.429	2	0.854	0.18	0.906	0.17*	0.910	0.23	0.15	M	
군위 의흥	0.325	1	0.783	0.26*	0.485	0.24	0.562	0.35	-	-	
광명 철산	0.650	1	0.775	0.12*	0.646	0.26	0.806	0.50	0.10	M	
곡성 고달	0.233	1	0.581	0.27*	0.307	0.27	0.070	0.16	-	-	
대전 문평	0.242	ND [#]	0.606	0.38	0.806	0.25	0.792	0.23	-	-	
예산 예산	0.325	1	0.638	0.16*	0.590	0.20	0.257	0.10	0.15	M	
안동 태화	0.275	1	0.709	0.21*	0.582	0.27	0.735	0.43	-	-	
의령 의령	0.368	1	0.678	0.06*	0.898	0.08	0.576	0.13	-	-	
충주 동량	0.215	ND [#]	0.746	0.45	0.827	0.43	0.781	0.44	-	-	
장성 남면	0.300	ND	0.873	0.56	0.840	0.44	0.749	0.40	-	-	
진주 초전	0.205	ND [#]	0.807	0.46	0.761	0.40	0.845	0.36	0.26	M	
곡성 입면	0.363	1	0.667	0.08*	0.612	0.06	0.399	0.08	-	-	

Remarks) 1) N: Neuman 방법(Neuman, 1974), M: Moench 방법(Moench, 1997), 2) ND: 강우량과 지하수위간의 뚜렷한 반응 Lag time이 없음, 3) #: 상부에 대규모 댐에 의하여 하천유량이 영향 받는 지역, 4) *: 최종 선택된 비산출율, 5) 2개 지층으로 구성된 경우(첫째줄: 상부층, 둘째줄: 하부층).

4. 분석 결과

4.1 교차상관관계

강우와 지하수위 상승과의 교차상관계수는 군집 3의 경우에 평균 0.41 정도로써 타 군집에 비하여 높게 나타났으며 특히 군집 1과 군집 2의 경우는 0.3 이하로 낮게 나타났다(표 2). 군집 3에서도 예상보다 교차상관계수가 낮은 것은

하절기 연속 강우 발생시 지하수위의 최고 정점이 일정하지 않고 분산되거나, 시간 단위의 집중 강우시 본 연구에서 사용된 일 평균 지하수위가 실제 강우 직후의 시간별 수위와 차이가 있기 때문으로 보인다. 동일 군집이라 하더라도 군집 3의 경우 중심 부근에 위치한 관측정이 상대적으로 높은 교차상관계수 값(중심: 평균 0.50, 중간: 평균 0.38, 외곽: 평균 0.33)을 보이며, 강우 후 최고 지하수위가 나타나는 반응 시차는 일부 관측정을 제외하고 군집 3에서 명확한 값을 나타내고 있다(대부분 1일). 이와 같은 결과는 군집 분류 특성상 군집 3이 강우에 대한 지하수위 반응이 잘 나타나는 것이기 때문이다. 그러나, 군집 3에 속하더라도 문경농암 및 아산득산 관측소의 경우는 결정계수(R^2)가 다소 낮아 회귀 직선을 중심으로 자료가 흩어져 있는데 이는 갈수기에도 주변 관정에서의 지하수 양수 등 인위적 영향으로 강우에 비례하여 지하수위가 변화하지 않을 수 있음을 의미하므로, 본 방법의 적용에 유의해야 함을 보여준다.

연구에 사용된 모든 관측정의 경우, 강우에 대한 지하수위 상승량의 교차상관도에서 뾰족 정점을 거의 보이지 않는 경우(표 2에서 ND)는 계산된 비산출율의 범위가 모래와 자갈의 일반적인 비산출율의 범위를 크게 벗어나고 있어 본 방법의 적용이 불가함을 보여준다. 이들 지역 중 충주댐(한강, 충주댐), 대전문평(금강, 대청댐), 충주동량(한강, 충주댐) 및 진주초전(남강, 남강댐) 등은 상류에 대규모 저수지가 있고 대하천 주변에 위치한 관측정으로써 상류의 저수지 효과 및 강우 후 하천유량이 관측지점의 수위 상승에 영향을 미치는 것으로 판단된다.

4.2 군집별 비산출율 평가

대부분의 관측정에서 비산출율과 강우와 지하수위의 반응 시차에 따른 특성을 살펴보면, 반응 시차에 따라 비산출율이 각기 다를 수 있다(표 2). 주변의 인공적 함양이나 하천으로부터의 함양작용이 없다면 강우로 인한 가장 큰 지하수위 상승(Peak 반응) 시점이 주변 영향을 최소화 하는 시점이므로 최대 반응을 보이는 시차에서의 지하수위 변화량을 비산출율 산정에 활용하였다. 또한, 이 시차에서는 강우와 지하수위 상승량 간의 회귀식의 결정계수(R^2)도 일반적으로 크므로 회귀모형의 설명력이 상대적으로 높다.

군집 1의 경우, 강우에 대한 지하수위 반응이 잘 나타나지 않아 본 방법의 비산출율 산정이 쉽지 않음을 보여준다. 또한, 일부 제시된 비산출율 값의 범위도 모래와 자갈층의 일반적 비산출율 범위를 크게 벗어난다(안성삼죽 관측정). 군집 1에 속하는 전체 관측정 9개의 경우 강우 후 지하수위 상승 시점이 평균 약 4.6일로 늦으며, 하천에서 떨어진 경사

지역에 주로 분포하는 관측정으로써 경사에 따른 배출이 발생할 가능성이 있고 수위 반응이 뚜렷하지 않다(김규범 등, 2007). 군집 2의 경우도 강우와 지하수위 간의 교차상관계수가 낮고 최대 반응 시점이 명확하지 않아 본 방법에 의한 비산출율 산정은 어려운 것으로 보인다. 군집 2의 총 10개의 관측정의 강우 후 지하수위 상승 반응 시점은 평균 약 24.1일로 매우 늦기 때문에 수위 상승이 직전 강우에 의한 영향이라고 단언하기 어렵다.

군집 3의 중심에 위치한 8개 관측정의 경우 칠곡가산(2일)을 제외하면 강우 후 지하수위 반응이 1일로써 직전 강우가 지하수위에 직접 영향을 미치고 있으며, 비산출율은 0.10(칠곡가산)에서 0.27(아산득산)의 범위를 보인다. 일부 관측정의 양수시험에서 추정된 비산출율과의 차이도 최대 18%(하동하동)에서 최소 0%(봉화명호)로써 유사함을 알 수 있다.

군집 3의 중간부분에 위치한 8개의 관측정은 중심의 관측정과 마찬가지로 남원도통과 고령고령(2일)을 제외하면 강우에 대한 지하수위 반응 시차가 1일로써 빠른 편이다. 비산출율 추정 결과 화순이양(0.53)을 제외하면 0.12(청송파천)에서 0.27(곡성고달) 정도로 분석되었다. 화순이양 관측정은 분석대상 관측기간이 1년에 불과하여 표본의 수가 적으며 우량관측소와의 거리도 약 6km로 떨어져 있으며 강우와의 교차상관계수가 0.259에 불과하여 추후에 관측 자료의 추가 확보 후 재 분석이 요구되므로 제외하였다. 한편, 일부 관측정의 양수시험에서 추정된 비산출율과의 차이는 최대 23%(장수장수)에서 최소 0%(청송파천)로 나타났다.

군집 3의 외곽에 위치한 8개의 관측정은 군집의 중심 및 중간 부분에 위치한 관측정에 비하여 본 방법의 적용성이 떨어지는데, 대전문평 등 4개 관측정이 강우에 대한 지하수위 최대 정점이 뚜렷이 나타나지 않으며 이들 지점의 추정 비산출율도 이상적으로 높은 값을 보이고 있다. 나머지 4개의 관측정은 0.06(의령의령)에서 0.21(안동태화)의 비산출율 범위를 보이고 있으며, 예산예산 관측정에 대하여 양수 시험자료에 의한 비산출율과 비교한 결과는 거의 일치하는 것으로 나타났다.

한편, 지하수위 상승과 하강이 다층의 대수층 사이에서 이동하면서 나타난다면 각 대수층별 비산출율이 요구된다. 즉, 지하수위 변동법(WTF)에 의하여 지하수 함양량을 산정할 경우를 가정하여, 지하수위 변화가 각기 다른 입자로 구성된 여러 개의 대수층 사이에서 이루어진다면 총 지하수 함양량은 다음의 함으로 표현된다. 즉, 각 층에 대한 비산출율을 구하여 지하수 함양량을 각 층별로 산정한 후 합산하는 방식으로 추정되어야 한다.

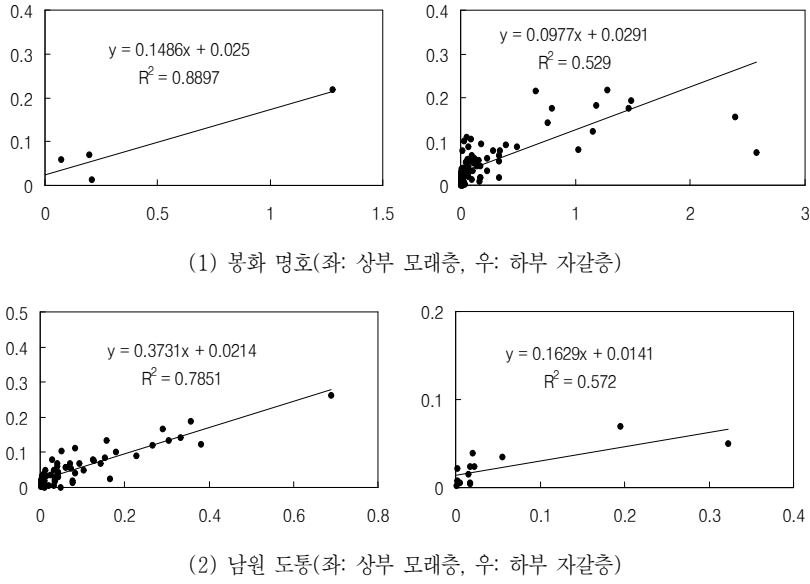


그림 4. 2개 지층으로 구성된 지하수 관측지점의 강우량 대비 지하수위 상승량의 산점도

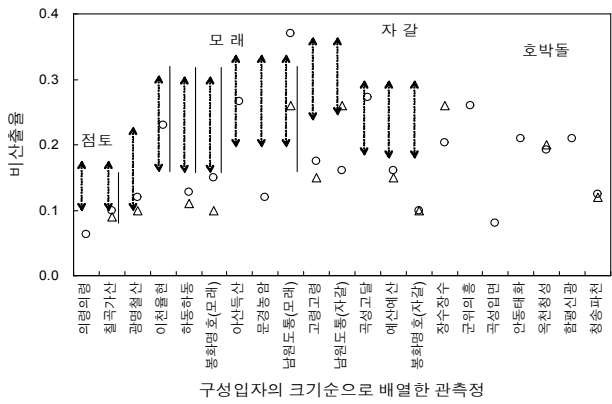


그림 5. 군집 3 관측점의 퇴적입자의 구성과 비산출율의 분포(원: 추정 비산출율, 삼각형: 양수시험에 의한 비산출율, 화살표: Johnson (1967)의 비산출율 범위, 직선: Walton(1970)의 비산출율 범위)

표 3. 군집 3에 속한 지하수관측점의 지하수위 변동 구간의 입자 구성

관측점	지하수위 변동 구간의 입자 구성	심도(m)
하동 하동	세립질 모래	6.0~10.7
함평 신광	호박돌	1.0~5.0
철곡 가산	모래, 점토	0.0~6.5
문경 농암	모래	1.1~9.1
봉화 명호	모래	0.0~6.0
	굵은 자갈	6.0~10.8
옥천 청성	모래와 자갈이 포함된 호박돌	0.0~5.0
이천 율현	실트가 포함된 모래	3.0~8.0
아산 득산	중립질 모래	2.0~5.5
남원 도통	중립 내지 조립질 모래	0.0~3.0
	자갈	3.0~4.5
장수 장수	호박돌이 포함된 자갈	4.0~9.5
화순 이양	모래가 포함된 자갈	2.0~6.0
청송 파천	호박돌	3.1~8.5
고령 고령	모래가 포함된 자갈	1.0~5.0
군위 의흥	모래가 포함된 호박돌	1.0~8.5
광명 철산	실트	0.0~7.0
곡성 고달	중립질 자갈	4.0~7.0
대전 문평	모래	1.2~9.0
예산 예산	모래가 포함된 중립질 자갈	4.8~8.8
안동 태화	자갈 및 호박돌	4.0~7.5
의령 의령	점토질 모래	0.0~5.0
충주 동량	자갈이 포함된 호박돌	5.0~10.0
장성 남면	점토	0.0~12.5
진주 초전	자갈이 포함된 모래	3.8~12.0
곡성 입면	자갈이 포함된 호박돌	0.5~8.6

첫번째 대수층에서 수위변동이 발생하는 경우:
 $R_1 = S_{y1} \Delta h / \Delta t$
 두번째 대수층에서 수위변동이 발생하는 경우:
 $R_2 = S_{y2} \Delta h / \Delta t$

 k번째 대수층에서 수위변동이 발생하는 경우:
 $R_k = S_{yk} \Delta h / \Delta t$

따라서, 각 층별로 지하수 비산출율에 차이가 있는지에 대하여 검토하였다. 지하수위 변동이 2개 지층 사이에서 이루어지고 있는 봉화명호(상부 모래층, 하부 자갈층)와 남원도통(상부 중조립 모래층, 하부 자갈층)의 경우, 상하부 구간을 분리하여 비산출율을 산정한 결과 두 층 사이에 뚜렷한 차이가 있는 것으로 나타났다(그림 4). 두 관측점 모두 상부의 모래층이 하부 자갈층에 비하여 비산출율이 높게 나

타나 일반적인 특성과 일치하고 있다. 또한, 군집 3에서 화순이양 관측점을 제외하고 입자의 크기순으로 비산출율을 도시한 결과, 일반적인 모래와 자갈의 비산출율 범위와 유사한 값을 보여준다(그림 5). 여기에서 각

관측정의 비산출율의 산정은 지하수위가 변동하는 심도 부근 및 직하에 분포하는 토양을 대상으로 하였다(Lorenz 등, 2007)(표 3). 대부분의 관측정이 Johnson(1967) 및 Walton(1970)이 제시한 비산출율의 범위 내에 분포하고 있으며, 일부 관측정은 양수시험 자료를 활용하여 산정한 비산출율과 유사한 값을 보일 뿐 아니라, 구성 입자가 점토질에서 모래 및 자갈로 변화함에 따른 비산출율의 변화 패턴도 잘 나타난다.

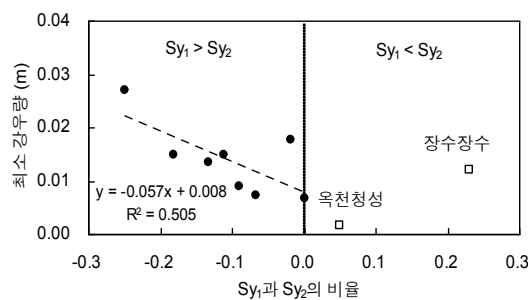
4.3 비산출율의 분포 특성

군집 3을 대상으로 본 방법에 의한 비산출율과 양수시험에서 추정된 비산출율의 차이를 비교해 보면 옥천청성 및 장수장수는 본 방법에 의한 비산출율이 상대적으로 작으며, 나머지 8개 관측정(하동하동, 칠곡가산, 봉화명호, 남원도통, 청송파천, 고령고령, 광명철산 및 예산예산)은 크거나 같은 것으로 나타났다. 이는 본 방법에 의한 비산출율이 실제보다 약간 과다 산정될 가능성을 의미한다. 그림 6(1)에서 가로축은 본 방법에 의한 비산출율(S_{y1})과 양수시험 자료에 의한 비산출율(S_{y2})의 비를 나타낸 것이며 세로축은 갈수기 동안의 지하수위 상승이 나타나기 시작하는 최소 강우량을 도시한 것으로써, 그림 좌측의 본 방법에 의한 비산출율이 큰 경우를 보면 두 인자 간에는 반비례 관계가 형성됨을 알 수 있다. 즉, 지하수위 변화를 발생시키는데 필요한 최소 강우량이 큰 경우에는 더 많은 차이가 발생함을 알 수 있는데

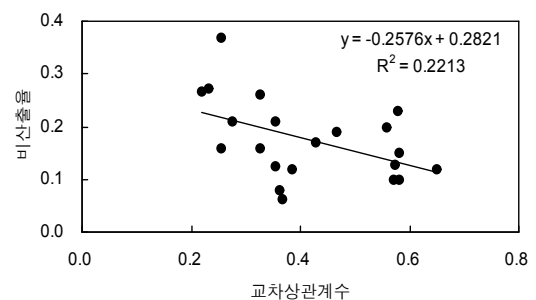
이는 강우 후 지하 배출이나 주변 양수 또는 증발산 등에 의하여 수위 반응이 영향을 받기 때문이며 이는 본 방법이 증발산과 직접유출을 고려하지 않는다는 가정 때문에 나타나는 특성이기도 하다. 이는 그림 6(2)에서도 유사한 특성이 나타나는데 강우와 지하수위의 교차상관계수와 추정된 비산출율은 미약한 반비례 관계를 보이며 교차상관계수가 낮은 경우에는 강우 영향이 분산되어 강우 후 지하수위 상승이 약하여 비산출율이 과다 산정될 가능성이 있음을 의미한다. 그림 6(3)을 보면, 남원도통을 제외하면 하천으로 가까울수록 비산출율이 증가하는 경향을 보이는데, 이는 하천 주변으로 갈수록 입자의 이동과 풍화가 진행되어 상대적으로 입자 분급이 양호하고 입도가 균질한 퇴적환경을 형성하여 비산출율이 증가하게 된다. 한편, 군집 3에 속하는 관측정 중 자갈층과 모래층을 대상으로 지하수위의 깊이와 비산출율을 각각 도시한 결과 동일 매질의 경우 수위가 깊어짐에 따라 비산출율이 줄어드는 것으로 나타났다(그림 6(4)). 이는 일반적으로 동일한 구성 물질인 경우 지하수위가 깊어짐에 따라 대수층의 저류 능력이 줄어들며 밖으로 배출될 수 있는 능력이 감소하게 되어 해당 심도에서의 비산출율이 낮아지게 된다(Olmsted 등, 1962; Sloto, 1990).

5. 적용 한계

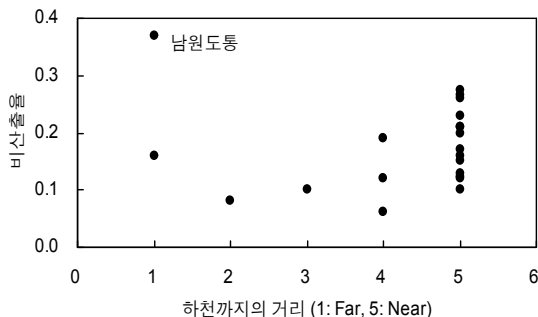
본 방법은 강우 후 지하수위 상승량에 대한 비율에 의하



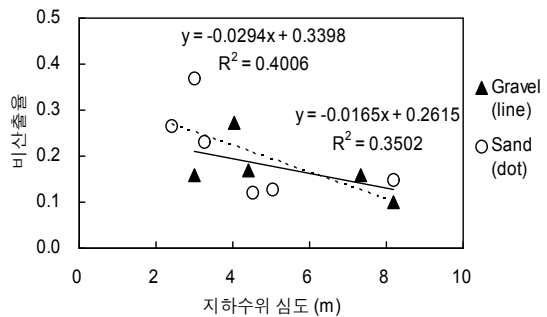
(1) 추정 비산출율의 비율과 강우량의 관계



(2) 교차상관계수와 비산출율



(3) 인근하천까지의 거리와 비산출율 관계



(4) 지하수위 심도와 비산출율

그림 6. 군집 3 지하수 관측정 지점의 비산출율 분포 특성(관측정에서 하천까지의 거리 구분: 1: >1km 2: 500~1km, 3: 100~500m, 4: 50~100m, 5: <50m)

여 비산출율이 구해지기 때문에 증발산, 양수 또는 배출 등이 큰 경우는 오차가 증가하게 된다. 강우 후 완전한 지하수위 상승이 나타나는 경우에는 지하수위 상승 작용이 분산되고 이 기간 동안에 양수, 증발산 등이 추가로 발생할 수 있어 상승 폭이 적게 되므로 비산출율이 과다 산정되는 결과를 가져올 수 있다. 이는 강우에 대한 지하수위 상승 반응시차가 3일 이상이거나 Peak 반응이 나타나지 않는 경우에는 본 방법의 적용에 한계가 있음을 설명해 준다. 물론, 반면에 주변에 손실하천 또는 인공 함양정 등이 있어서 지하수위 상승작용이 강우외의 타 인자에 의하여 영향을 받을 수 있다면 반대의 경우가 발생할 수 있다.

한편, 본 연구의 경우, 지하수 관측정 인근에 강우량 측정기가 없고 수 km 이상 떨어진 지점의 경우에는 강우량 차이로 인한 비산출율의 오차 가능성이 존재할 수 있다. 또한, 지하수 관측정 주변의 자연 및 인위적 영향을 최소화할 수 있는 지점을 연구 대상으로 선정하였음에도 불구하고 지하수 관측정 설치 지점의 하천과 지하수의 관계, 주변 관정의 양수 영향 및 지형 등에 의하여 일부 영향을 받을 수 있음에 유의해야 한다.

6. 결론 및 제언

국가 지하수 정책 및 관리의 기본은 개발가능한 지하수의 양을 설정하는데 있다. 지하수 개발가능량을 설정함에 있어서 우선적으로 지하로 함양되는 양을 정확히 예측하는 것이 필요시 되어 현재까지 다양한 지하수 함양량 산정 기법들이 개발된 바 있다. 그러나, 각 방법들은 입력 변수, 현장 실측치 요구, 적용 모델의 복잡성 등 나름대로의 한계점을 갖고 있어 실제 적용에 어려움이 있다. 그러나, 현재 정부에서 운영 중인 국가지하수관측소와 우량관측소 등은 수년 이상의 장기 자료가 축적되어 있으므로 지하수위 변동법에 의한 지하수 함양량 산정 기법의 적용성을 재고할 필요가 있다. 본 연구에서는 지하수위 변동법의 적용시 한계점으로 인식되어 온 비산출율의 적절한 산정을 위하여 강우대 지하수위 상승비의 방법을 검토한 결과 일부 관측정에 대하여 적용성이 높은 것으로 나타났으며, 다음과 같은 결론 및 적용 방안을 도출하였다.

- (1) 지하수 관측지점에서 강우대 지하수위 상승비의 방법을 활용한 지하수 비산출율의 추정 결과는 양수시험 결과로부터 추정된 비산출율과 유사한 범위를 갖는다.
- (2) 본 방법에서 구한 비산출율은 관측지점의 지하 매질의 입자에 따른 비산출율의 범위와 유사한 값을 보인다.

- (3) 본 방법은 군집 3에 속한 층적 관측정 중에서 강우와 지하수위 상승 간의 교차상관계수가 높고 반응시차가 1~2일 이내인 경우에 적용성이 높고,
- (4) 강우와 지하수위 상승간의 최대 반응 시차에 해당하는 비산출율을 추정 비산출율로 선정하는 것이 바람직하며,
- (5) 이 경우에도, 주변의 인위적인 양수, 배출, 농작물에 의한 발산 등이 지하수위 상승에 제약 요인으로 작용하는 경우는 비산출율이 과다 산정될 우려가 있으므로 유의해서 해석되어야 한다.

따라서, 분석 대상 국가지하수 관측정에 대한 현장 조사 등을 통하여 주변 영향이 적은 관측정을 선정하여 본 방법을 적용한다면 비산출율 추정에 경제성과 정확성을 담보할 수 있을 것이다.

감사의 글

본 연구는 21세기 프론티어연구개발사업인 수자원의 지속적인 확보기술개발사업단의 연구지원(과제번호; 3-4-3)에 의하여 수행되었으며, 연구지원 기관 및 세심한 의견을 주신 심사위원들께 감사드립니다.

참고 문헌

1. 건설교통부(2002), *지하수관리 기본계획*, 건설교통부, pp. 1~112.
2. 구민호, 김형수(2001), 지하수 및 토양의 온도관측 자료를 이용한 함양량 산정기법, *추계학술발표회 논문집*, 한국지하수토양환경학회, pp. 83~87.
3. 구민호, 이대하(2002), 지하수위 변동법에 의한 지하수 함양량 산정의 수치해석적 분석, *대한지질학회지*, Vol. 38, No. 3, pp. 407~420.
4. 김규범, 염병우(2007), 국가지하수관측소 층적관측정의 수위 변동 유형 분류 및 특성 비교, *지하수토양환경*, Vol. 12, No. 5, pp. 86~97.
5. 김규범, 이명재, 김정우, 이진용, 이강근(2004), 수위강하곡선을 이용한 함양량 추정기법의 국가지하수 관측소 지하수위 자료에의 적용성 평가, *지질공학*, Vol. 14, No. 3, pp. 313~323.
6. 한국수자원공사(1993), *지하수자원기본조사 보고서*, 한국수자원공사, pp. 1~342.
7. 한국수자원공사(1995), *지하수자원 기본조사(3차) : 지하수 관리 조사 보고서*, 건설교통부, pp. 1~349.
8. 한국수자원공사(1999), *지하수위 장기관측 자료를 활용한 함양량 산정기법 연구 보고서*, 건설교통부, pp. 1~165.
9. 한국수자원공사(2003), *제주도 수문지질 및 지하수자원 종합조사(III)*, 제주도, pp. 1~425.
10. 한국수자원공사(2005), *국가지하수 관측망 주변현황조사 및 변동 특성분석 보고서*, 건설교통부, pp. 1~184.
11. Armstrong, D. and Narayan, K.(1998), *Using Groundwater Responses to Infer Recharge*, CSIRO Publ. Collingwood, Australia.

- lia, pp. 1~20.
12. Childs, E. C.(1960), The Nonsteady State of the Water Table in Drained Land, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 65, No. 2, pp. 780~782.
 13. Crosbie, R. S., Binning, P. and Kalma, J. D.(2005), A Time Series Approach to Inferring Groundwater Recharge using the Water Table Fluctuation Method, *Water Resources Research*, Vol. 41, W01008, doi:10.1029/2004WR003077.
 14. Duke, H. R.(1972), Capillary Properties of Soils-Influence upon Specific Yield, *Transaction of the ASAE*, Vol. 15, No. 4, pp. 688~691.
 15. Freeze, R. A. and Cherry, J. A.(1979), *Groundwater*, Prentice-Hall, Inc., Engelwood Cliffs, NJ. pp. 1~604.
 16. Gehart, J. M.(1986), Ground Water Recharge and its Effects on Nitrate Concentration beneath a Manured Field Site in Pennsylvania, *Groundwater*, Vol. 24, No. 4, pp. 483~489.
 17. Healy, R. W. and Cook, P. G.(2002), Using Groundwater Levels to Estimate Recharge, *Hydrogeology Journal*, Vol. 10, No. 2, pp. 91~109.
 18. Heliotis, F. D. and DeWitt, C. B.(1987), Rapid Water Table Responses to Rainfall in a Northern Peatland Ecosystem, *Water Resources Bulletin*, Vol. 23, No. 6, pp. 1011~1016.
 19. Johnson, A. I.(1967), *Specific Yield-Compilation of Specific Yields for Various Materials*, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1662-D, pp. 1~74.
 20. Klute, A.(1986), *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods: Agronomy series No.9, 2nd Edition*, American Society of Agronomy, Madison, WI, pp. 1~1180.
 21. Lohman, S. W. and the Committee on Redefinition of Ground Water Terms(1972), *Definitions of Selected Groundwater Terms-Revisions and Conceptual Refinements*, U.S. Geological Survey, Water-Supply Paper 1988, pp. 1~21.
 22. Lorenz, D. L. and Delin, G. N.(2007), A Regression Model to Estimate Regional Groundwater Recharge, *Groundwater*, Vol. 45, No. 2, pp. 196~208.
 23. Meinzer, O. E.(1923), *The Occurrence of Groundwater in the United States with a Discussion of Principles*, U.S. Geological Survey, Water Supply Paper 489, pp. 1~321.
 24. Moench, A. F.(1997), Flow to a Well of Finite Diameter in a Homogeneous, Anisotropic Water Table Aquifer, *Water Resources Research*, Vol. 33, No. 6, pp. 1397~1407.
 25. Nachabe, M. H.(2002), Analytical Expressions for Transient Specific Yield and Shallow Water Table Drainage, *Water Resources Research*, Vol. 38, No. 10, p. 1193.
 26. Neuman, S. P.(1974), Effects of Partial Penetration of Flow in Unconfined Aquifers Considering Delayed Aquifer Response, *Water Resources Research*, Vol. 10, No. 2, pp. 303~312.
 27. Olmsted, F. H. and Hely, A. G.(1962), *Relation between Ground Water and Surface Water in Brandywine Creek Basin, Pennsylvania*, U.S. Geological Survey Professional Paper 417-A, pp. 1~21.
 28. Prill, R. C., Johnson, A. I. and Morris, D. A.(1965), *Specific Yield-Laboratory Experiments Showing the Effect of Time on Column Experiments*, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1662-B, pp. 1~55.
 29. Rasmussen, W. C. and Andreasen, G. E.(1959), *Hydrologic Budget of the Beaverdam Creek Basin, Maryland*, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1472, pp. 1~106.
 30. Risser, D. W., Gburek, W. J. and Folmar, G. J.(2005), *Comparison of Methods for Estimating Groundwater Recharge and Base Flow at a Small Watershed Underlain by Fractured Bedrock in the Eastern United States*, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5038, pp. 1~37.
 31. Rosenberry, D. O. and Winter, T. C.(1997), Dynamics of Water Table Fluctuations in an Upland between Two Prairie-pothole Wetlands in North Dakota, *Journal of Hydrology*, Vol. 191, pp. 266~289.
 32. Sloto, R. A.(1990), *Geohydrology and Simulation of Ground Water Flow in the Carbonate Rocks of the Valley Creek Basin, Eastern Chester County, Pennsylvania*, U.S. Geological Survey Water Resources Investigation Report 89-4169, pp. 1~60.
 33. Walton, W. C.(1970), *Groundwater Resources Evaluation*, McGraw-Hill Book Company, N.Y, pp. 1~664.
 34. Weeks, E. P.(2002), The Lisse Effect Revisited, *Groundwater*, Vol. 40, No. 6, pp. 652~656.

(접수일: 2010. 3. 8 심사일: 2010. 3. 10 심사완료일: 2010. 4. 20)