한국지하수토양환경학회지 Vol.6, No.1 33~43, 2001
Journal of KoSSGE Vol.6, No.1 33~43, 2001

原著

누적 강수량과 지하수위 곡선을 이용한 지하수 함양률 추정 기법

문 상 기 · 우 남 칠

연세대학교 지구시스템과학과

Estimation of Groundwater Recharge Ratio Using Cumulative Precipitation and Water-level Change

Sang-ki Moon · Nam-Chil Woo

Dept. Earth System Science Yonsei University

ABSTRACT

A calculation technique which estimates natural recharge using groundwater level change was proposed and prepared with the existing techniques using groundwater recession curve during dry days. As a part of estimating natural groundwater recharge nation wide, the reliable data from the national groundwater monitoring network were used and the methodology was applied to the three sites which have enough data (Chungju, Jinju and Kwangju). For this study, seasonal variation of groundwater level change, an analysis of lagging time on groundwater level and cumulative precipitation, and a comparative study for groundwater recharge were conducted.

요 약 문

본 연구에서는 지하수위 변동 곡선을 이용하여 지하수 함양률을 추정하는 기법을 제안하였으며 무강우 기간 지하수위 감수곡선을 이용한 기존의 방법과 비교하였다. 본 연구는 전국 지하수 함양률을 추정하기 위한 연구의 일환으로서 국가 지하수 관측망의 신뢰성 높은 지하수위 자료를 이용하였고 자료가 충실한 세 지역(충주, 진주, 광주)에 대하여 본 방법론을 적용하였다. 이를 위하여 각 지역의 지하수위에 대한 계절적 변동 분석, 지하수위와 누적 강수량에 대한 시차분석, 지하수 함양률 비교 연구 분석 등을 실시하였다.

1. 서 론

강수가 지하로 들어가는 양인 지하수 침투량과 지하수위에까지 도달하는 지하수 함양량은 오염된 지하수가 인간의 건강에 해를 미치는 정도를 파악하여 지하수 복원의 기준을 설정하고자 하는 위해성 평가(risk assessment)에 중요한 인자로 작용한다. 이러한 함양량과 침투량은 또한 지하수의 개발 및 적정 채수량 설정을 위한 지하수 유동 , 오염물질의 거동 특성 파악을 위한 오염물질의 이동 및 운명(fate)을 모사하는 프로그램의 중요 변수들 중 하나이다(예/U.S. Geological Survey 의 Visual MODFLOW, 미국 EPA 의 EPACMTP, American Petroleum Institute 의 VANDSAT). 지하의 대수층을 인간 산업 활동에 의한 화학물질의 누출(leaching)로부터 보호하고 오염을 방지하기 위해서는 반드시 함양량 및 침투량에 대한 정량적인 이해가 필수이다. 그러므로 오염에 대한 지하수의 취약성(vulnerability)을 평가할 때 강수의 함양량을 가장 중요한 변수로서 적용하고 있다(Bekesi and McConchie, 1999).

국내 많은 연구자들은 연간 지하수 개발가능량 또는 지하수 함양량을 추정하기 위하여 주로 물수지 방법을 많이 이용하였다(박창근, 1996a). 이 방법은 사용된 이론이 명확하지만 증발산량 계산에 어려움이 있다는 단점을 가지고 있다. 박창근(1996b)은 지하수위의 감수 기간 뿐만 아니라 함양 기간까지 고려하여 하천 유출 곡선으로부터 기저유출을 분리하는 방법을 우리나라 5대강 유역에 적용하였다(박창근, 1996b). 이 방법은 방법 상에 임의성이 존재하지만 지하수위의 자연상태를 잘 반영한다는 장점이 있다. 또 원이정 등은 하천 유출량 대비 비율로서 지하수 개발가능량을 산정한 기저유출분리 방법을 낙동강 유역에 적용하였다(원이정 등, 2000). 최병수는 지하수위 자료만을 이용하여 지하수위 감수 기간으로부터 지하수위 월강하량과 최대 강하량의 비에 비례하는 지하수 함양량 추정 기법을 제시하였다(최병수, 안중기, 1998). 박창희 등은 강수 후 발생하는 지하수위 감수 곡선을 이용하여 대수층의 저류계수를 추정한 Shevenell 의 방법을 제시하였다(박창희 등, 2000). 지하수 함양률을 추정하는 방법은 크게 물리적인 방법과 화학적인 방법 그리고 수치적인 방법으로 나뉘어 진다(Sophocleous, 1991). 그러나 무슨 방법을 사용하든지 간에 함양률을 추정할 때에는 간과할 수 없을 정도로 불확실성이 매우 크게 나타난다(Simmers, 2000).

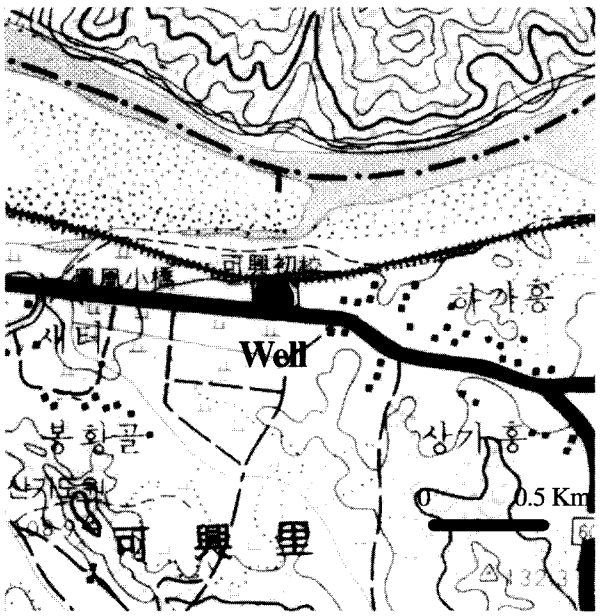
본 연구의 목적은 국내의 대표적인 지하수 환경을 특성화하고 이를 바탕으로 불확실성을 가능한 최소화하는 방법을 소개하는 것이다. 본 연구에서 사용한 지하수 함양률 추정 방법은 앞에서 언급한 방법들 중 물리적 방법으로서 지하수위를 이용한 것이다.

2. 지하수위 변동 분석

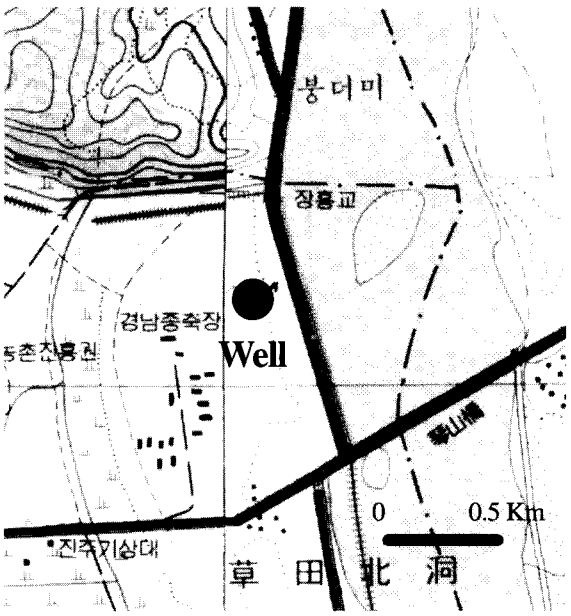
관측정에서의 지하수위 장기 관측자료를 통하여 관측정 설치지역의 지하수위 변동특성을 년도별, 계절별 및 월별 등으로 파악할 수 있다. 관측공의 지하수위 변동은 대부분 계절적인 변화를 보이며 지하수위 변동 진폭은 함양량, 양수량 그리고 대수층의 종류에 따라 변화한다.

국가 지하수 관측망은 지하수법 제17조에 의거, 전국 주요 대표지점의 지하수 변동을 관측하기 위하여 설치, 운영되고 있는 시설로서, 1996년 지하수관리기본계획에서 총 310개소에 대한 세부 설치계획을 수립한 후 현재까지 154개소가 설치 완료되어 운영 중에 있다(김규범 등, 2000). 지하수 관측망은 그 기본 방향에서 수자원의 종합 관리 차원에서 수계별 유역 단위에 관측정을 설치하도록 되어 있으며 따라서, 그 설치 지점은 기본적으로 유역별 균등 배치, 수문 지질 조건의 대표성, 지하수 이용특성 및 시설의 유지관리 측면 등을 종합적으로 고려하였다. 본 연구에서는 국가 지하수 관측망 중 자료가 충실하고 바다의 조수 간만의 차 영향으로부터 떨어져 있는 세 곳을 선정하였다(Figure 1).

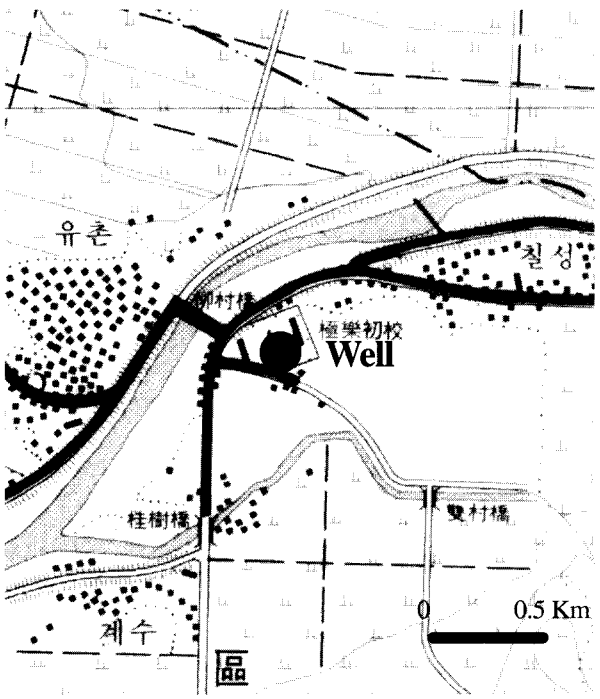
Figure 1 에서 알 수 있듯이 세 관정 모두 하천 가까운 곳에 위치하고 있음을 알 수 있는데 이는 국가 지하수 관측망을 설계할 때 지표수와 지하수를 연계하여 수자원의 종합적 관리를 도모하고자 하였기 때문이



(a) Kakum station, Chungju



(b) Chojun station, Jinju



(c) Youduck station, Kwangju

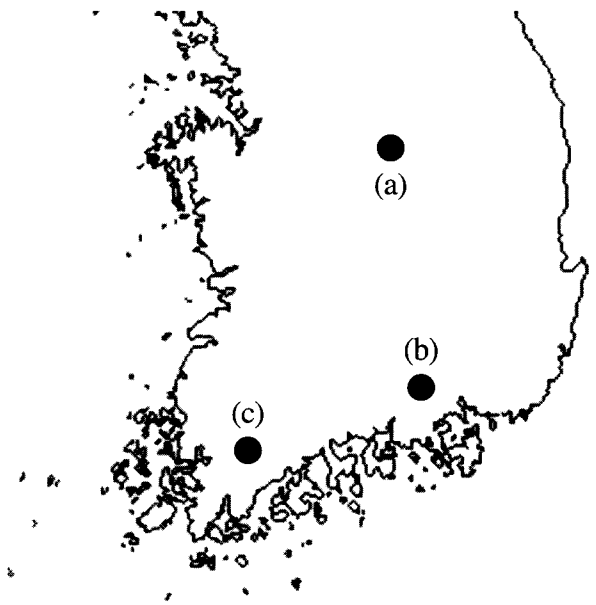
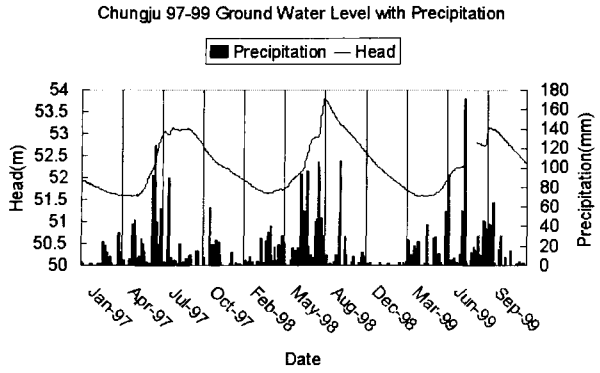
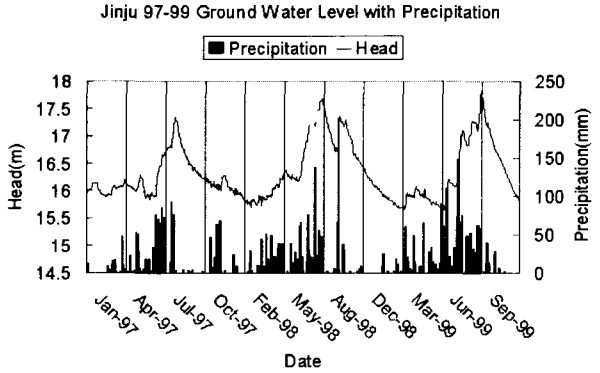


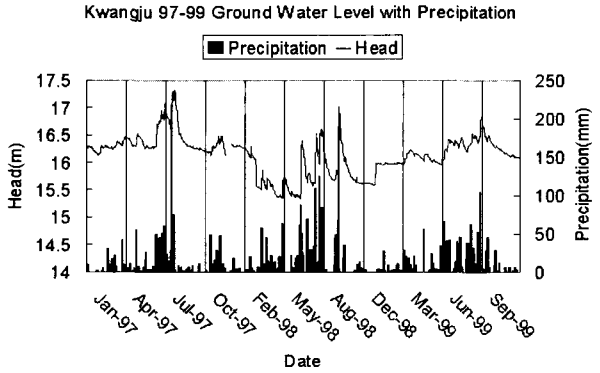
Fig. 1. Locations of monitoring wells at 3 sites. (a), (b), (c)



(a)



(b)



(c)

Fig. 2. Ground water level change in alluvium during 3 years : (a) Chungju (b) Jinju (c) Kwangju. note : The empty parts of the graph are where data are not available.

다. 본 연구에서는 지하수위 변화에 영향을 미치는 많은 수문학적 요인들 중에서 특히, 강수와 지하수위 자료간의 상관성을 분석하고 이에 기초한 지하수 함양률을 산정하였다.

Figure 2 는 사례 지역으로 선정한 세 개 관측공의 3년 간 충적층 지하수위 변화와 그 지역에 내린 강수량을 함께 나타낸 것이다. Figure 2 의 지하수위 분포는 세 지역 모두 여름철에 갑작스런 수위 상승을 보여주고 있다. 이것은 여름철에 우리나라 강수량의 대부분이 분포하는 몬순 기후의 영향 때문이다. 여름철 이후 혹은 가을철 태풍과 동반된 집중호우 이후 강수량은 갑작스럽게 감소하여 지하수위 또한 하강곡선을 그리는데 이것은 이듬해 봄까지 계속되며 다시 여름철에 만나는 집중호우로 인해 지하수위가 상승되는 것을 반복한다. 이처럼 충적층의 지하수위 분포는 전반적으로 볼 때 강수량의 분포와 매우 밀접한 관계를 나타내고 있다.

Table 1 은 3년 간 각 지역의 월 누적 강우량 자료이다. Table 1 에서 알 수 있듯이 3년 간의 월 누적 강우량은 년도별로 모든 지역에 대하여 유사한 특성을 가진다. 즉, 한달 간 내린 강우의 총량이 97년도에는 주로 7월에 최고였고 98년과 99년에는 주로 8월에 최고였다(단, 99년 진주의 경우는 7월에, 97년 광주의 경우는 8월에 최고임). 이와 같은 강우량의 분포는 Figure 2 지하수위에 반영되었는데 월 누적 강우량이 최고인 달 혹은 그 이후에 지하수위의 최고점이 나타났다. 97년의 경우 월 누적 강우량이 최고인 7월 이후인 8월에 지하수위의 최고점이 모두 나타났고 98년의 경우는 월 누적 강우량이 최고인 8월에 지하수위의 최고점이 나타났으며 99년의 경우는 월 누적 강우량이 최고인 8월 이후인 9월과 10월에 지하수위의 최고점이 나타났다. 단, 98년 광주의 경우는 8월에 월 누적 강우량이 최고이지만 지하수위의 최고점은 10월에 나타났다. 월 누적 강우량이 최고인 달과 지하수위가 최고점인 달이 다른 경우는 비가 가장 많이 내린 달의 누적 강우량으로 인해 지하수위가 계속 상승하고 그 달 이후에 내린 비로 인해 지하수위의 최고점이 형성된 후 그 최고점 이후론 함양이 중지되었기 때문이다.

Table 1. Precipitation at 3 sites.

	1997				1998				1999			
	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.
Chungju	308	179.9	52.5	35.6	286.6	541.7	183.0	64.5	112.7	298.6	239.6	185.1
Jinju	387.3	231.7	13.9	1.2	199.7	511.5	275.2	69.6	466.9	438.5	345.2	92.8
Kwangju	358.3	381.9	22.8	14	210.9	531.2	315.7	57.4	184.8	287.1	279.8	126.2

※ unit : mm, source : Korea Meteorological Administration, http://www.kma.go.kr

3. 강수량과 지하수위의 상관관계 분석

Figure 3 은 1997년 1월 1일부터 12월 31일까지의 세 지역에 대한 지하수위 자료와 강수량 자료이다. (a) 는 97년 봄, 충주 지역의 강수와 지하수위 관계로서 강수가 내렸음에도 불구하고 지하수위가 계속적으로 강하하고 있음을 보여주고 있다. 이는 강수에 의해 함양되는 지하수의 양이 계절적 변화에 의해 낮아지는 수위보다 상대적으로 적기 때문인 것으로 사료된다. 그러나 (b)~(f)에서는 강수가 내린 후 곧 지하수위가 증가하는 것을 볼 수 있다. 한편, 본 그림들로부터 세 관측정의 지하수위는 모두 하천의 영향을 받지 않는 것으로 나타났음을 확인할 수 있다. 하천수위는 강수에 의해서 직접적인 영향을 받으므로 수위 변화가 강수의 변화와 매우 높은 상관관계를 가진다. 그러나 지하수위는 이러한 하천수위의 변동과는 상관관계가 크게 나타나지 않았다. 즉, 강수가 내린 후 증가한 하천수위는 강수가 그치자마자 빠른 시간 안에 하강하지만

Table 2. Hydrogeological characteristics and lagging times at 3 sites.

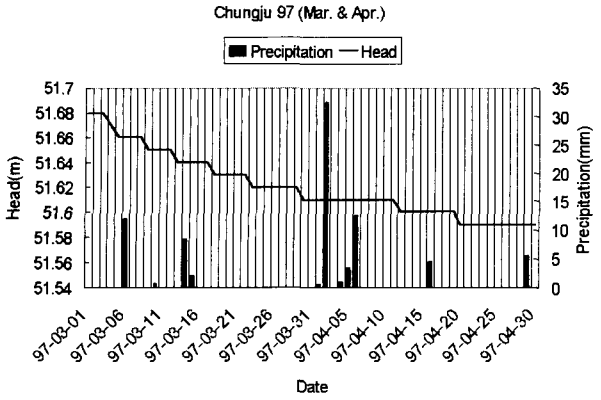
Parameters \ Sites	Chungju	Kwangju	Jinju
Elevation	63 m	19.6 m	21.5 m
Mean head on Mar. & Apr.	51.62 m	16.35 m	16.07 m
Mean head on Jul & Aug.	52.97 m	16.8 m	16.84 m
Depth of vadose zone on Mar. & Apr.	11.38 m	3.25 m	5.43 m
Depth of vadose zone on Jul & Aug.	10.03 m	2.8 m	4.66 m
γon Mar. & Apr.	0.123	0.588	0.172
γon Jul. & Aug.	0.497	0.936	0.508
Lagging time on Mar. & Apr.	2 days	1 day	0 day
Lagging time on Jul. & Aug	2 days	1 day	1 day

※ γ : cross correlation coefficient

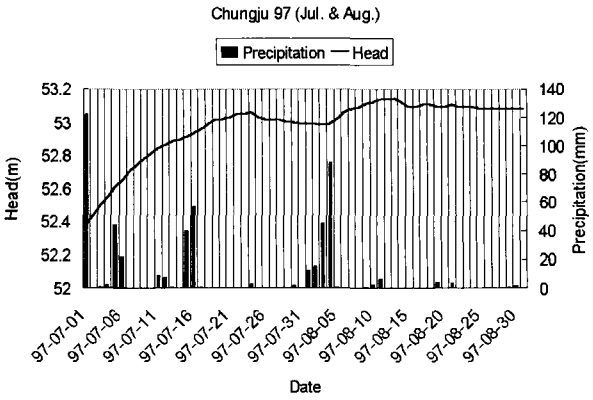
Table 3. Groundwater level recession-curve method during dry days.

	Max. drawdown	Duration time(tm)	s_m	s_{30}	k	R^2	Recharge ratio
Jinju	1.35	59	1.4336	1.003101	0.0401	0.9838	0.152396
Chungju	0.93	92	0.9498	0.402908	0.0184	0.9949	0.092391

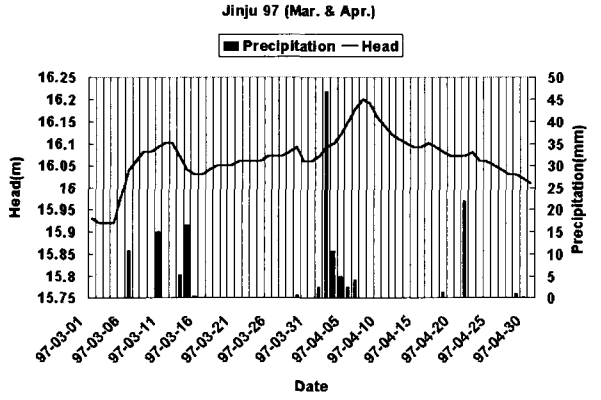
※ δ= 0.01, C = 0.2178, k : recession coefficient of the water level depression, s_m : adjusted max. drawdown, s_{30} : monthly drawdown



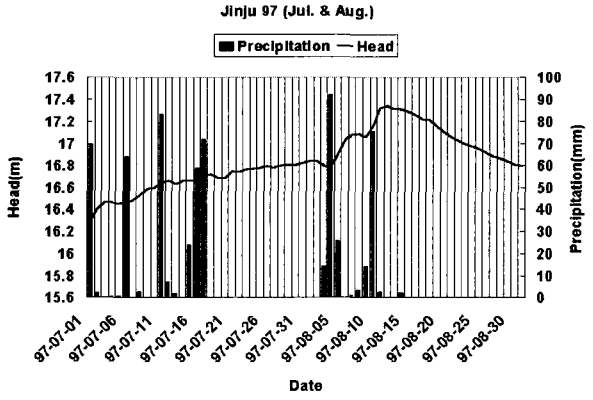
(a) Spring (Mar. & Apr.), Chungju



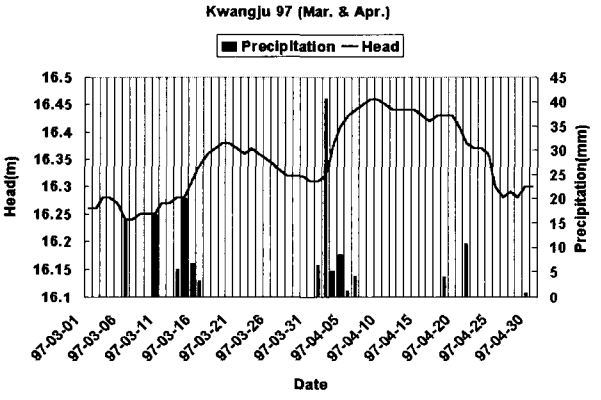
(b) Summer (Jul. & Aug.), Chungju



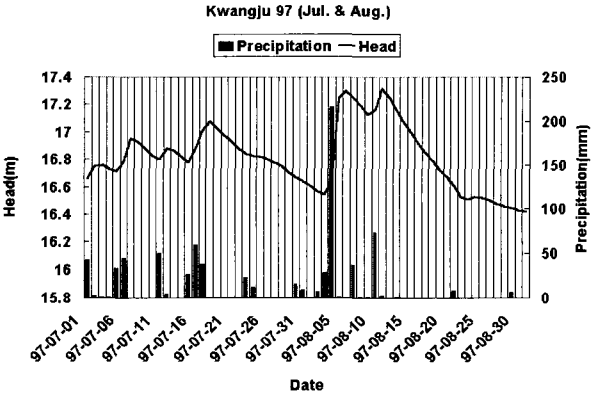
(c) Spring (Mar. & Apr.), Jinju



(d) Summer (Jul. & Aug.), Jinju



(e) Spring (Mar. & Apr.), Kwangju

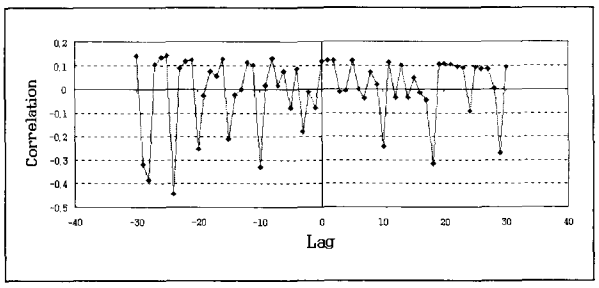


(f) Summer (Jul. & Aug.), Kwangju

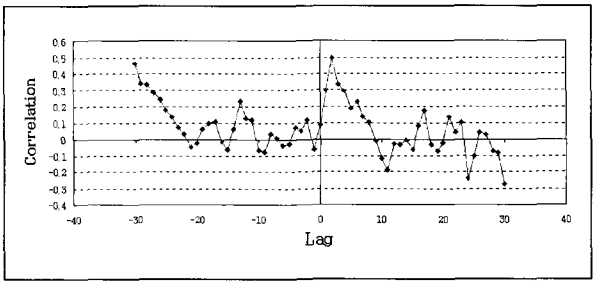
Fig. 3. Head change and precipitation at 3 sites on spring and summer. (a), (b), (c), (d), (e), (f)

지하수위는 강수에 의해서 증가하더라도 빠른 시간 안에 하강하지 않고 있다. 이는 지하수위가 하천의 영향을 받지 않음을 간접적으로 나타내고 있는 것이다. 세 관측정이 모두 하천에 가까운 곳에 위치하고 있는데도 불구하고 하천의 영향을 받지 않는 것으로 나타난 이유는 첫째로, 지표 상에서의 하천의 유속이 지하의 지하수면에 도달하는 속도보다 훨씬 빠르고 둘째로, 지하수면의 위치가 2.8 m ~ 11.38 m 로 하천의 수심보다 비교적 지하 깊은 곳에 위치하고 있으므로 하천수가 지하수면에 도달하는 데 걸리는 시간이 오래 걸리기 때문인 것으로 사료된다. 강수와 지하수위 변화간의 상관관계를 정량적으로 알기 위하여 교차상관(cross-correlation) 통계기법을 사용하였다(Figure 4).

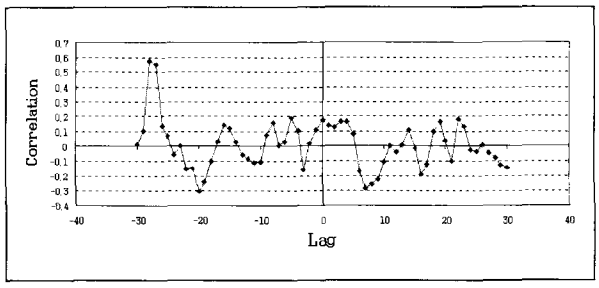
교차상관 분석은 두 자료의 변화가 얼마의 시차를 둘 때 가장 큰 상관관계를 가지는가를 파악하는데 사용된다. 따라서 강수량의 변화와 지하수위 변화간의 상관관계가 최고 값이 되는 시차는 강수가 지하수위에



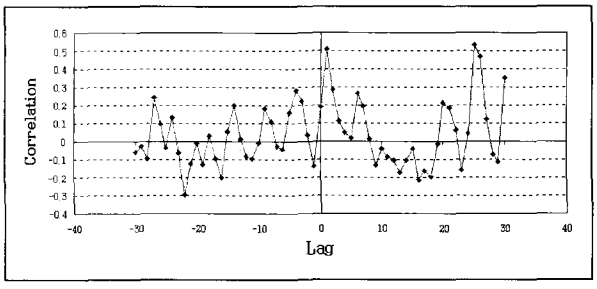
(a) Spring (Mar. & Apr.), Chungju



(b) Summer (Jul. & Aug.), Chungju

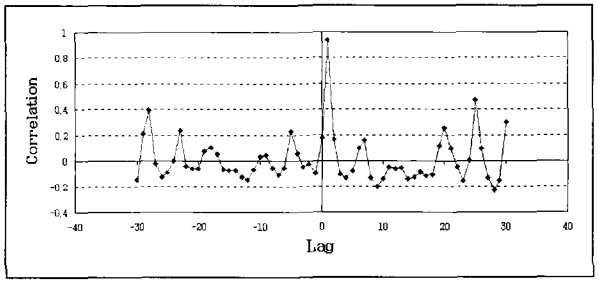


(c) Spring (Mar. & Apr.), Jinju



(d) Summer (Jul. & Aug.), Jinju

(e) Spring (Mar. & Apr.), Kwangju



(f) Summer (Jul. & Aug.), Kwangju

Fig. 4. Cross correlation graphs at 3 sites on spring and summer.(a), (b), (c), (d), (e), (f)

도달하는데 걸리는 시간(lagging time)으로 생각할 수 있다. 이러한 시차는 일정 기간 동안의 모든 강수의 변화가 지하수위의 변화에 미치는 영향을 통계적으로 계산된 것으로서 대수층을 특성화할 수 있다. 각 교차상관분석의 결과는 Table 2 와 같다.

Figure 4 에서 예상한 대로 (a) 충주의 봄은 상관관계가 0.123 으로서 가장 적게 나타났으며 (c) 진주의 봄 또한 상관관계가 0.172 로서 비교적 낮게 나타났다. 하지만 광주의 봄에서는 0.588 로서 이들의 값보다 크게 나타났는데 이는 비포화대의 두께가 얇은 광주 지역에서는 다른 두 지역보다 지하수위가 강수로부터 직접적인 영향을 받기 때문이다. 한편 세 지역 모두 봄이 여름보다 교차상관 계수가 작은 이유는 강수로부터 함양된 양이 지하수위에 영향을 주기에는 그 양이 충분하지 못하였기 때문이다. 역으로 비포화대 두께가 얇거나 강수량이 많은 여름에는 예를 들어, 광주의 여름과 같이 0.936 과 같이 매우 높은 교차상관 계수가 산출되었다.

Figure 4 에서 peak 가 모두 오른쪽에 나타난 것은 첫 번째 변수인 지하수위가 두 번째 변수인 강수에 의해서 영향을 받았음을 의미하는 것이다. 또 peak 즉, 교차 상관계수가 가장 클 때의 lagging time 이 강수가 지하수위에 도달하는데 걸리는 시간을 나타낸다.

비포화대 두께에 따라 시차의 크기도 변화하는데 지역별 시차는 보통 하루 내지 이틀에 해당했다. 본 연구에서 사용한 자료는 모두 일(日) 단위인데 보다 정확한 시차를 계산하기 위해서는 강수와 지하수위를 시간 단위로 측정해야 한다.

4. 지하수 함양률 산정 기법

Theis 는 함양이 일어나지 않는 기간 동안 지하수위의 감소율과 비산출률(specific yield)의 곱으로서 지하수위 자료를 이용한 지하수 함양률 산정 방법을 제안했다(Theis, 1937). 또한 함양이 일어나는 기간에도 지하수위의 상승률과 강수량의 및 비산출률(specific yield)의 곱으로서 함양률을 계산하는 방법도 함께 소개했다. 국내에서 무강우 기간 지하수위 감수 곡선을 이용하여 지하수 함양률을 계산한 최병수의 방법(최병수, 안중기, 1998)과 본 연구에서 시도한 새로운 방법을 진주와 충주 지역에 적용, 비교하여 보았다(Figure 5, Table 3).

최병수의 방법에서 유도된 지하수 함양률(α)은

$$\alpha = \frac{1}{\ln\left(\frac{1}{\delta}\right)}, \quad \gamma = C, \quad \frac{s_{30}}{s_m}$$

여기서, δ : 0.001~ 0.1 범위의 상수, $\gamma = \frac{s_{30}}{s_m}$

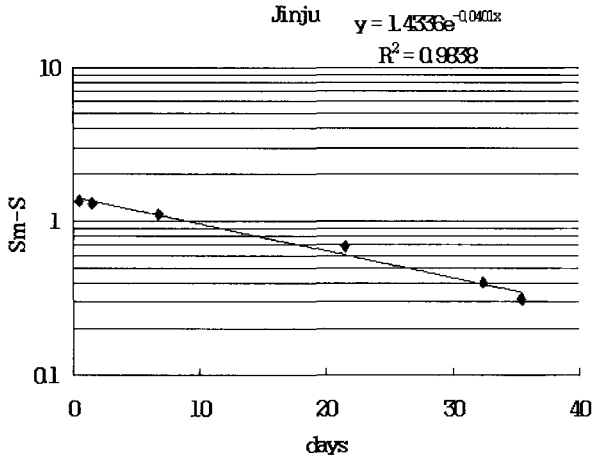
본 연구에서는 Theis 가 제안한 방법 중에서 함양이 일어나는 기간 동안 즉, 누적 강우에 대한 반등되는 지하수위의 변동폭의 비율로서 함양률을 산정하였다(Figure 6). 즉, 본 연구에 사용된 수식은 다음과 같다.

$$\alpha = \frac{\Delta h}{\Sigma P} - S_y$$

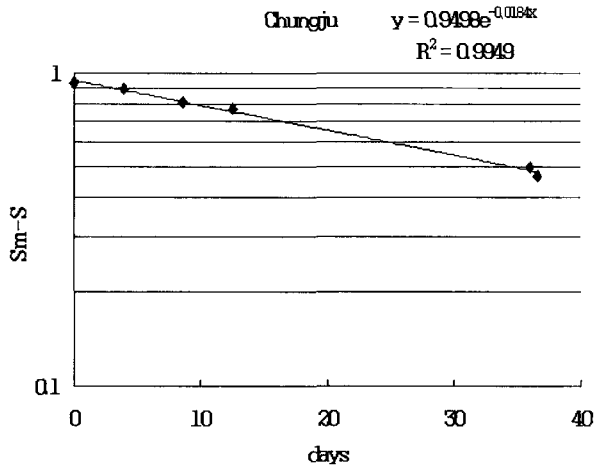
여기서, Δh : 지하수위 반등치, ΣP : 일정 기간 누적강수량

Table 4. Method using rebound ratio of groundwater level to precipitation during recharge days in alluvium.

	Date with min. head	Date with max. head	Head rebound (mm)	Cumulative precipitation (mm)	Recharge ratio (S_y=0.01)	Recharge ratio (S_y=0.3)
Jinju	30. May	12. August	1440	866.6	0.01662	0.4986
Chungju	7. May	24. July	1480	641.8	0.02306	0.6918



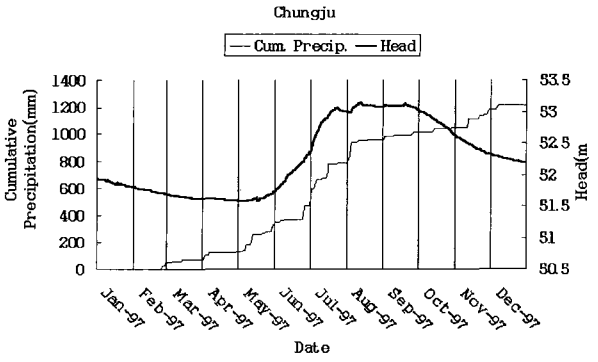
(a) Jinju



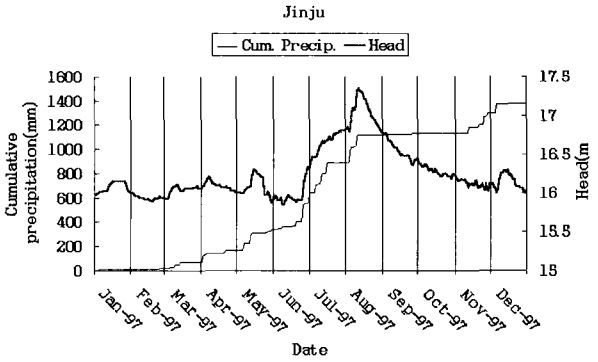
(b) Chungju

Fig. 5. Groundwater level recession-curve method.(a), (b)

이 방법은 Leach(1980)가 제안한 월 강우량과 월 함양량의 관계식과 유사하다. 특히, 이 방법에서 고려해야 하는 것은 앞 절에서 산출하였던 시차(lagging time)이다. 즉, 누적 강수량과 지하수위 반등치를 실제 계산하기 위하여 기간을 산정할 때 두 값들은 시차만큼 기간을 달리해야 한다. 왜냐하면 강수가 지하수위에 도달하는데 시차만큼 시간이 걸리기 때문이다. 이 방법에서 중요한 것은 Δh, ΣP, S_y 는 모두 측정치이다. 그러나 본 연구에서는 S_y 의 측정치가 없었으



(a) Chungju



(b) Jinju

Fig. 6. Ground water level change curve and cumulative precipitation.(a), (b)

므로 자유면 대수층의 비산출률의 범위인 0.01~0.3을 가정하여 계산하였다(Freeze and Cherry, 1979). 그 결과는 Table 4 와 같다.

이 결과는 최병수의 방법에 대한 결과와 비교해 볼 때, 두 지역 모두 S_y 의 범위(0.01~0.3) 내에 최병수의 방법에 의한 함양률 값이 존재함을 알 수 있다.

5. 토의 및 결론

본 연구에서는 관측정에서의 장기 수위변화 자료를 활용하여 지역적인 지하수 함양률을 평가하는 방법을 제시하고자 하였다. 이 방법은 간단한 통계기법과 강수 및 수위변화자료를 누적곡선으로 나타내어 함양량을 계산하는 간단한 방법이나 현장 실측자료로서의 Sy

값이 주요한 변수로 작용한다. 이는 시공간적으로 변화하는 함수이므로 지하수의 자연 함양률 역시 이에 따라 변화된다. Sophocleous(1992) 역시 미국 Kansas 지역에서 지하수 함양률을 산정하여 광역화하는 연구에서 지하수의 자연 함양률은 시간적, 공간적으로 매우 다양한 값을 보이고 있음을 보여주었다. 그러므로 우리 나라 지하수 자원에 대한 양적인 평가에서도 이러한 함양률의 변화에 대한 인식과 함께 지하수 유역별로 고유의 함양률을 계산하기 위한 인자들의 측정 등 다양한 연구가 필요하다. 그러한 연구의 일환으로서 복합적인 공극 체계에서 나타나는 지하수위 변동 곡선으로부터 비산출률을 계산해낸 Shevenell(1996)의 연구를 예로 들 수 있다. 이 연구에서는 지하수위 변동 곡선으로부터 공극의 종류에 따른 비산출률들을 계산하기 위하여 매질(matrix)의 비산출률에 대한 현장 및 실험실 측정값을 필요로 한다. 또한 가능한 한 지수 함수적으로 감소하는 지하수위 변동 곡선에만 적용 가능하고, 관측정으로부터 유역경계까지의 거리가 비교적 멀지 않아야 한다(Shevenell, 1996). 한편, 강수가 지하수위에 도달하는 시간을 보다 정밀하게 계산하기 위해서 일단위보다는 시간 단위의 강수 및 지하수위 자료를 사용하는 것이 필요할 것이다.

사 사

본 연구는 한국과학재단 목적기초연구(2000-2-13200-003-3)의 지원으로 수행되었기에 이에 감사드립니다.

참 고 문 헌

1. 건설교통부, 1998, 1999, 2000, 지하수 관측연보.
2. 건설교통부, 한국수자원공사, 1999, 지하수위 장기관측자료를 활용한 함양량 산정기법 연구 보고서.
3. 김규범, 최영진, 유영권, 류정아, 손영철, 2000, 국가 지하수 관측소의 장기관측자료에 의한 지하수 변동 특성, 한국지하수토양환경학회 2000년 추계학술대회, 한국지하수토양환경학회, 36 p.
4. 박창근, 1996a, 우리나라 지하수 개발가능량 추정: 1. 개념 정립과 기법의 개발, 지하수환경, 3(1), p. 15-20.
5. 박창근, 1996b, 우리나라 지하수 개발가능량 추정: 2. 5대강 유역에의 적용, 지하수환경, 3(1), p. 21-26.
6. 박창희, 구민호, 김형수, 안경환, 2000, 지하수 수위의 장기관측 자료를 이용한 함양율 산정 기법, 한국지하수토양환경학회 2000년 추계학술대회, 한국지하수토양환경학회, 246 p.
7. 원이정, 김형수, 한 찬, 2000, 낙동강 진동 및 왜관 수문자료를 이용한 기저유출 분리방식 지하수 개발가능량 산정, [사]한국지하수토양환경학회 창립총회 및 춘계학술발표회(지하수관련 제도개선방안 특별세미나), 한국지하수토양환경학회, 157 p.
8. 최병수, 안중기, 1998, 지역단위 지하수 자연함양율 산정방법 연구, 지하수환경, 5(2), p. 57-65.
9. Bekesi, G. and McConchie, J., 1999, Groundwater recharge modelling using the Monte Carlo technique, Manawatu region, New Zealand, Journal of Hydrology, vol. 224(3-4), p. 137-148.
10. Freeze, R. A. and Cherry, J. A., 1979, Groundwater, New Jersey, Prentice-Hall.
11. Leach, L. M., 1980, Natural Recharge in the Mossamann and Mulgrave Areas and its Relationship to Rainfall. Proceedings of the Groundwater Recharge Conference, Australian Water Resources Council. p.108-118.
12. Sophocleous, M. A., 1991, Combining the soil water balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: practical aspects, Journal of Hydrology, 124, p. 229-241.
13. Sophocleous, M. A., 1992, Groundwater recharge estimation and regionalization: the Great Bend Prairie of central Kansas and its recharge statistics, Journal of Hydrology, 137, p. 113-140.
14. Simmers, I., 2000, Estimating Groundwater Recharge: A Review, in Yanxin Wang, Ed., Proceedings of the

International Symposium on Hydrology and the environment, p. 417-425.

15. Shevenell, L., 1996, Analysis of well hydrographs in a karst aquifer: estimates of specific yields and continuum transmissivities, 174, p. 331-355.

16. Theis, C. V., 1937, Amount of Groundwater Recharge in the Southern High Plains, Transactions of the American Geophysical Union, 564, 64 p.