

# 지하수 함양량 산정방법에 대한 고찰

배 상 근 (계명대학교 공과대학 토목공학과 교수)

## 1. 서론

자연 상태에 있는 지하수 시스템에서는 지하수체로 유입되는 유량 즉 지하수함양량과 지하수체로 부터 유출되는 지하수 유출량이 거의 같은 평형을 이루고 있다. 즉, 어떤 일정기간에 대한 평형상태에 있는 지하수시스템은 장기적인 기후 조건에 따른 어떤 평균적인 조건에서 변화한다. 지하수체로 유입되는 함양원은 강수, 하천, 호수, 늪지대 등이며 지하수체로 부터의 유출은 하천, 호수, 습지, 해양, 샘, 지하수 증발산 등이다. 지하수체로 함양되는 함양원은 대부분이 강수이며 지하수체로 부터의 유출은 대부분이 지표나 하천으로 유출하는 기저유출이다. 강수에 의한 지하수함양은 홍수유출을 비롯한 지표유출과 지하수체 내의 지하수량과 지하수 거동 및 지하수유출과 직접적인 관계가 있어 이에 대한 규명은 수자원측면에서 대단히 중요하다. 물 순환과정에서 지표수와 지하수와의 연결고리를 이루는 지하수함양은 지하수체로 물을 공급함으로써 지하수량을 증가시키는 양만큼 지표유출에 영향을 미침으로 지표수와 지하수의 양측면에서 이에 대한 규명이 필요하다. 지하수를 개발하면 지하수 개발량에 상관없이 양수정의 수위는 저하하고 이 우물로 지하수 흐름이 집중되며 지하수 유동이 변화하고 주위에 그 영향을 미치게 된다. 따라서 지하수개발로 인하여 발생하는 부적절한 영향의 기준을 정하여 그 기준치를 초과하지 않는 양수량 이내로 양수 할 적정개발량을 정해야 한다. 적절한

지하수 개발량이 얼마일까 하는 것은 주위 환경에 미치는 바람직하지 못한 영향의 크기를 얼마로 결정하여 안전측으로 정하느냐는 것과 지하수시스템으로 유입하고 유출하는 물의 양이 얼마인가에 따라 정해진다. 이 양은 일반적으로 자연상태에서의 지하수함양량으로 규정하는 경우가 많으며 지속가능한 지하수개발량은 이 양보다 적게 하는 것이 바람직하나 이 양을 초과하게 되면 지하수 재해가 발생할 수 있다. 이와같이 지하수개발량을 평가하기 위한 기준 설정을 위하여 지하수함양량의 산정이 반드시 필요하다.

지하수개발량의 평가 뿐만아니라 지표수와 지하수와의 교류관계를 검토하거나 지표유출이나 지하수유출을 산출하기 위해서는 지하수함양에 대한 양적인 검토가 반드시 있어야 하며 산정된 함양량의 정도가 구하고자하는 결과의 정도에 직접적으로 영향을 미치므로 정확한 함양량의 추정이 요구된다. 본 고에서는 지하수개발량 평가 뿐만아니라 수자원측면에서 중요한 강수에 의한 지하수 함양량 산정을 위한 기법에 대하여 검토하고 고찰한다.

## 2. 물수지에 의한 방법

물수지방법은 물의 순환과정에서 수문계량을 평가하여 지하수의 함양량을 추정하는 방법으로 장기간에 걸친 평균적 수문평형상태를 가정하기 때문에 중간과정에서의 동적인 수문순환의 변화를 고려하지 못하는 결점이 있다. 물수지방법은 유역내의 강수량

과 직접유출, 증발산량, 지하수 함양량 간에 수문평형이 유지된다는 가정 하에 식 (1)로 표시된다.

$$I = P - DR - ET \pm IU \quad (1)$$

여기서, I : 지하수 함양량  
 DR : 지표수의 직접유출량  
 P : 총강수량, ET : 증발산량  
 IU : 타수역으로부터 지하수유·출입량

위의 식에서 타 유역으로부터의 지하수의 유입·유출량이 없다고 가정하면, 식(1)은 다음과 같이 된다.

$$I = P - DR - ET \quad (2)$$

이들 식의 구성요소들에 대한 값을 구하여 지하수 함양량을 구할 수 있으며 이 방법을 적용한 연구 결과는 표 1 및 2에 나타나 있다.

표 1. 물수지법을 이용한 지하수함양량 산정값(국내)

연구자 또는 기관	추정량 (억톤/년)	연평균 강우량에 대한 비율(%)
선우중호(1992)	100~150	7.9~11.8
한정상(1995)	228	18
이천복(1994)		
최병수(1992)	205	16
강장신(1997)	247	20.1

표 2. 물수지법을 이용한 지하수함양량 산정값(국외)

연구자 또는 기관	연평균산정량 (mm/year)	연평균 강우량에 대한 비율(%)
R. G. Taylor et al. (1996)	110~240	12.7
J. W. Finch(1998)	96.4~290.5	16.4~49.5

前田 등(1986)은 증발산의 영향을 무시할 수 있을 정도의 호우를 대상으로 두께 6 m인 관동륜층중의 토양수분의 시간 변화를 중성자 수분계를 이용하여 측정하여 단기간의 물수지를 계산하였으며 이로부터 총강수량 221.0 mm의 강우시 약 200 mm의 물이

침투함을 밝혔다. 이 연구에서 처럼 어떤 특정 지역에서 발생하는 함양량 산정에서는 요구하는 정도가 확보 될 수 있다고 여겨진다. 그러나 표 1에서 동일 지역에 대한 연구이나 연구자에 따라 산정된 값이 많이 다르게 제시되고 있다. 이는 넓은 지역에 본 방법을 적용하는데는 관련 인자들의 부정확성으로 인하여 지하수함양량 산정에 어려움이 있음을 알 수 있다.

### 3. 기저유출분리에 의한 방법

흐름방정식을 이용하는 본 기법은 물리적 특성이 단순화된 대수층에 흐름방정식을 적용하여 해석적으로 기저유출 곡선을 산출하는 방법이다. 이 방법에 의한 대표적 결과로는 시간 t에서 기저유출  $Q_b(t)$ 가 식 (3)과 같이 표시된다.

$$Q_b(t) = Q_0 \cdot K_r^t \quad (3)$$

여기서  $Q_0$ 는 감수초기의 유량이고,  $K_r$ 은 감수계수이다. 다른 형태로는 식(4)와 (5) 등이 있다.

$$Q_b(t) = Q_0 \cdot K^t \quad (4)$$

$$Q_b(t) = Q_0 / (1 + \sigma t)^2 \quad (5)$$

여기서, K와  $\sigma$ 는 감수계수이다.

위의 식을 이용한 방법으로 추정된 지하수함양량의 값이 표 3에 나타나 있다.

표 3에서 산정한 값간의 차이가 큼으로 본 방법에 대한 신뢰성 확보가 쉽지 않음을 알 수 있으며 본 방법을 적용하기 위해서는 장기간의 자료를 확보 할 수 있어야 한다.

### 4. 동위체를 이용하는 방법

물순환에서 물분자 그 자체와 같이 행동하는 물의 동위체를 이용함으로써 동위체가 가진 Dating능과 Tracer능을 활용하여 수문순환의 각 과정에서의 물

표 3. 기저유출 분리법을 이용한 지하수함양량 산정값

연구자 또는 기관	추정량 (억톤/년)	연평균 강우량에 대한 비율(%)	추정방법
수자원공사 (1993)	134.3	10.6	지하수자원 기본조사 보고서(1993), 물수지, 유역별 적정개발 가능량 분석, 대상지역 : 5대강 유역
수자원공사 (1994)	193.9	15.3	지하수자원 기본조사 보고서(1994), 다목적댐유입량(갈수시3 개월)→기저유출량산정
수자원공사 (1995)	186.3	14.7	지하수자원 기본조사(1995) 1994년 자료이용
이동률 (1995)	72.0	7.8	지하수감수곡선 이용, 5대강 유역, 지하수 감수기간의 지하수 유 출량 고려
박창근 (1996)	93.0	10.07	기저유출분리방법, 5대강 유역

의 거동의 실패를 상세히 파악할 수 있다. 이와같은 동위체로는 수소의 방사성동위체인 트리티움과 수소 및 산소의 안정동위체인 중수소와 중산소가 있으며 자연계에 보편적으로 존재하고있기 때문에 환경동위체로 불린다. 이런 환경동위체를 이용하여 지하수함양량을 평가하는 연구에는 대수층중의 지하수를 채수하여 동위체농도의 분포상황을 파악함으로써 대상으로하는 대수층으로의 지하수함양량을 구하는 방법과 지하수유동의 지하수함양역에서의 지표면으로부터 지하수면까지의 불포화대의 토양수를 채취하여 동위체농도의 심도방향의 분포상황으로부터 지하수함양량을 추정하는 방법이 있다.

Andres 와 Egger(1985)는 대수층 중의 트리티움 농도분포의 1953년 이전의 핵실험 기원의 트리티움을 포함하지 않는 지역과 그 이후의 트리티움 농도가 높은 지역의 경계선을 이용하여 함양량을 산정하고 있다. 또한 Solomon et al.(1993)은 투수성이 대단히 낮은 지역의 함양역 부근의 대수층 중의 지하수를 연직방향으로 채수하여 트리티움과 헬륨의 농도분포로부터 지하수함양량을 평가하였다. 小野寺(1996)는 열대 반건조 지역인 탄자니아 내륙 고지의 수도 Dodoma의 북방 30 km에 위치한 Makutapora습지

지역에 강수, 토양수 및 지하수의 안정동위체 조성을 측정하여 지하수 함양량을 산정하였다. 그 결과 본 지역의 연평균 강수량은 550 mm이며 가능 증발산량은 2400 mm이상이고 지하수 함양량은 연강수량의 50 %정도로 산출되었다.

동위체 프로파일을 이용하여 지하수함양량을 평가한 연구는 표 4에서와 같이 1970년대부터 함양량이 적은 건조지역에 적용되었으며 그 후 점차적으로 상대적으로 많은 함양량을 가진 습윤지역으로 이 방법의 적용지역이 확대되었다. 사용되는 환경동위체는 주로 트리티움이며 안정동위체를 이용하여 지하수함양량을 평가한 연구에는 드물다.

본 방법은 근년들어 핵 실험이 크게 줄어들면서 강수중의 트리티움 농도가 낮아짐에 따라 동위체가 갖고있는 지하수함양 추정을 위한 기능이 많이 약화되고 있다. 따라서 본 방법으로 지하수함양량을 파악하기는 점점 어려워져가고있는 실정이다.

### 5. 염소이온에 의한 방법

강수 내에 함유된 염소이온 농도와 인공오염이나 광화수에 의해 영향을 받지 않는 지하수 내에 함유된

표 4. 동위체를 추적자로 이용한 지하수 함양량

실사장소	대상토양	지하수함양량 (mm/yr)	년간강우량 (mm)	연구자
독일 (Giessen, Speyer)	흙질토양 사질토양	200	-	Zimmermann et al. (1967)
덴마크 (Gronhoj)	빙하퇴적물	358	780	Andersen · Sevel (1974)
영국 (Berkshire)	초크	334	-	Smith et al. (1970)
인도 (Gujarat)	조사, 롬 점토질토양	15~56	700	Sukhija · Shah (1976)
남아프리카 (Kalahari)	칼라하리사	10	500	Vogel et al. (1974)
오스트레일리아 (Gambier Plain)	사질롬~점토	40~140	750	Allison et al. (1974)
일본 (武藏野台地)	관동롬	885	1550	樫根 · 田中 · 嶋田 (1980)
일본 (相模原台地)	관동롬	913	1670	Shimada, J., (1983)

표 5. Pondicherry의 Cuddalore 사암지역의 염소이온 농도를 이용한 지하수함양량 산정

Site	Steady state chloride conc. in the profile(ppm)		Recharge(%)		Mean recharge(%)
	6/1984	3/1985	6/1984	3/1985	
L. R. Palayam	31.2	34.7	27.5	23.7	25.6
Murattandi	46.3	61.3	17.7	13.4	15.5
Idayandhavadi	72.1	53.3	11.4	15.3	13.4

염소이온농도를 이용해서 지하수의 함양량을 산정할 수 있다. 염소는 증발·증산의 영향을 받지 않으므로 염소의 물질수지는 다음식과 같다.

$$P \cdot C_p = R_t \cdot C_G \quad (6)$$

여기서, P : 강수량,  $C_p$  : 강수의 Cl 농도,  $R_t$  : 지하수함양량,  $C_G$  : 지하수내 염소이온의 평균농도를

나타낸다. 식 (6)으로부터 년간의 지하수함양량을 구할 수 있다.

표 5에는 Sukhija 등(1996)이 인도의 Neyveli 지역에서 구한 지하수함양량 산정결과가 나타나있다.

谷口(1990)는 쓰꾸바 대학 구내의 자연림인 적송림과 적송을 벌채한 후 목초지로 조성한 2개 지점에 대하여 관측하였다. 목초지인 관측포장의 1982년에서 1988년의 7년간에 대하여 년 강수량과 연 증발산량을 계산하여 초지에서 연간 지하수 함양량이 529 mm인 것을 알았다. 염소이온농도를 측정하여 계산한 결과 목초지에서 연간 지하수 함양량은 474 mm 이고 적송림에서의 연간 지하수 함양량은 386 mm 였다. 본 방법은 불포화대의 토양수의 염소의 평균농도를 구해야 함으로 지하수함양량을 구하고자하는 지점의 토양수분량의 연직 프로파일의 계절변화를 관측해야 하는 등 관측에 어려움이 많다.

### 6. 수치모형에 의한 방법

지하수모형은 지하수유동에 관한 중요한 요소를 정리하여 다음의 지하수 유동 방정식을 풀어서 지하수위 및 유동량을 구한다. 3차원 지하수 유동방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial}{\partial x} (K_x \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_y \frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_z \frac{\partial h}{\partial z}) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} - R \quad (7)$$

여기서, h : potential head

$K_x, K_y, K_z$  : x, y, z 좌표 방향의 투수계수

R : volume flux

$S_s$  : 비 저류량

t : 시간

지하수 모형에서는 일반적으로 식 (7)을 유한요소법 또는 차분법을 이용해서 풀며 임의 지점과 시간의 관한 h를 얻는다. 식(7)과 물순환과 관련을 갖는 식을 이용하는 수치모형으로는 PLASM, ASM, FLOWTRANS, MODFLOW, FEFLOW 및 SWAT 등이 있다. 표 6은 Arnold 등(2000)이 SWAT모형을 이용하여 Upper Mississippi강 유역에 대하여 산정한 지하수함양량의 결과이다.

어느 수치모형이든지 간에 다음의 조건을 제공할 필요가 있다. 이 방법은 강우의 침투, 지하수의 흐름, 증발산량 등을 수치모형으로 표현하고 개념모형을 설정한 후 수치해석방법으로 지하수의 함양량과 대수층에서 지하수의 유출량을 산정한다. 그러나 복잡·다양하며 불확실성이 많은 자연현상을 정확하게 표현한다는 것은 거의 불가능하기 때문에 이러한 복잡·다양한 자연현상을 단순화시킬 수 있는 경우에 한해서만 해석이 가능하다. 이러한 수치모형을 적용하려면 해당지역의 다양한 실측자료가 필요하다.

### 7. 지하수위 변화량으로부터 추계하는 방법

본 방법은 단기적인 수분 변화와 장기적인 변화로부터 추계하는 두 가지 방법으로 구분된다. 단기적인 수분 변화를 이용하는 방법은 강우시의 지하수위 상승량으로부터 우수 침투량을 추계하는 것이 가능하며 기본 개념은 강수만으로 지하수위가 상승하며 지하수 양수나 하천의 영향이 없고, 지하수 유입 유출

표 6. Illinois의 3유역에 SWAT모형을 이용하여 산정한 지하수함양량과 실측치

	SWAT 07130009 (average annual)	Measured Goose Creek (1957)	SWAT 07130011 (average annual)	Measured Hadley Creek (1957)	SWAT 07130001 (average annual)	Measured Panther Creek (1952)
Recharge (mm)	217	264	151	99	120	204
ET (mm)	552	536	632	604	561	557
Revap (mm)	48	81	52	22	42	51

이 무시될 정도의 단기간의 지하수위 상승량을 다음 식으로 나타내는 것이다.

$$d_h / d_t = (P-F)n_e \approx I \cdot P/n_e \quad (8)$$

여기서,  $d_h / d_t$  : 단위시간당 지하수위 상승량,

$n_e$  : 대수층의 유효간극율,  $I$  : 우수침투율,

$P$  : 강우량,  $F$  : 지표유출량

각 강우시의 지하수위 상승량을 추출하여 식(8)로부터 강우량과의 비율을 구함으로써 침투율을 추정한다.

장기적인 변화로부터 추계하는 방법은 다음과 같다. 하나의 강우 시에 상승한 지하수위는 어느 수위 이하로는 거의 내려가지 않는다. 이 현상을 수위의 저하에 의한 유출단면적이 감소하여 유출량과 유입량이 같게 되기 때문이라고 평가한다. 따라서 강우후의 지하수위는 기저수위  $h_a$  에 접근하는 지하수위 저감곡선으로서 다음 식과 같이 표시된다.

$$h = h_a + (h_0 - h_a)e^{-Ct} \quad (9)$$

여기서,  $C$  : 상수,  $h$  : 어떤 시점  $t$ 에서의 지하수위,  $h_a$  : 기저 수위,  $h_0$  : 초기 수위

또한, 강우의 영향이 강하게 반영되는 것은  $h_a$  의 부분까지로 그 이하의 부분까지 미치는 경우는 드물다. 지하수위의 지하수위 저하 속도와의 관계를 다음 식과 같이 나타낼 수 있다.

$$-dh / dt = C \cdot (h - h_a) \quad (10)$$

여기서,  $dh / dt$  : 지하수위 저하속도

즉 지하수위 저하속도는 수위( $h-h_a$ )의 비례하는 것을 의미하고 있다.

지하수위 관측 기록이 대표하는 범위의 물수지는 다음식과 같다.

$$n_e \cdot d_h / d_t = Q_r - Q_d \quad (11)$$

여기서,  $n_e$  : 유효간극율,  $d_h / d_t$  : 시간당의 지하수위 변화,  $Q_r$  : 단위면적당 지하수 함양량,  $Q_d$  : 단위면적당 지하수 유출량

식 (10)에서 지하수위 저하량의 유효간극율을 곱

표 7. 강우시의 지하수위상승량으로부터 추계한 지하수함양량

강수			지하수위			침투율
강우개시	강우종료	합계	상승전	상승후	수위차	
		mm	m	m	m	
1/17	1/17	25	6.64	6.70	0.06	0.17
1/28	1/28	11	6.64	6.67	0.03	0.19
2/1	2/1	23	6.64	6.71	0.07	0.21
2/12	2/12	22	6.68	6.71	0.03	0.10
2/20	2/21	17	6.72	6.77	0.05	0.21
3/8	3/8	34	6.69	6.80	0.11	0.23
3/23	3/23	12	6.68	6.73	0.05	0.29
4/12	4/13	30	6.66	6.72	0.06	0.14
5/11	5/12	51	6.66	6.76	0.1	0.14
5/26	5/27	21	6.69	6.74	0.05	0.17
6/9	6/9	17	6.69	6.72	0.03	0.12
6/13	6/14	26	6.75	6.75	0.03	0.08
6/18	6/19	27	6.76	6.76	0.07	0.18

**학술기사/지하수**

지하수 함양량 산정방법에 대한 고찰

한 것은 어떤 범위로부터의 지하수 유출량을 의미한다. 따라서, 식 (11)을 변형하면 식(12)가 된다.

$$Q_r = n_e \cdot (dh/dt) + Q_d$$

$$= n_e \cdot (dh/dt) + C \cdot (h-h_a) \quad (12)$$

즉, 지하수위, 기저수위 저감율로부터 지하수 함양량을 얻을 수 있다. 이 방법으로 구한 지하수함양량이 표 7에 나타나 있다(平山, 1999).

본 방법에서 단기적인 강우시의 지하수위 상승량으로부터 우수 침투량을 추계하는 방법은 기본 개념이 강수만으로 지하수위가 상승하며 지하수 양수나 하천의 영향이 없고, 지하수 유입 유출이 무시될 정도의 단기간의 지하수위 상승량을 대상으로하여 적용의 한계성이 있으며 장기적인 변화로부터 지하수 함양량을 산정하기 위해서는 장기간의 관측이 필요하다.

**8. 침투실험을 이용하는 방법**

침투에 관한 연구는 Horton(1933, 1937, 1939)

이 제창한 침투능의 개념 및 침투방정식으로부터 시작된다. Horton의 연구는 실내 및 현지에서의 실험을 기초로 다음의 경험식을 유도하였다.

$$f(t) = f_0 + (f_i - f_0) \exp(-at) \quad (13)$$

여기서 f: 침투능,  $f_0$ : 최종침투능,  $f_i$ : 초기침투능, a: 정수, t: 시간이다.

본 방법은 식 (13)의 인자를 구하여 지하수함양량을 구하기 위하여 그림 1과 같은 인공강우 장치를 이

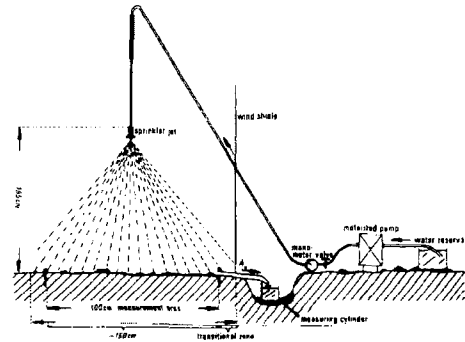


그림 1. 침투실험을 위한 강우발생 장치의 모식도

표 8. 침투실험에 의한 지하수함양량의 추정

년 월	1973				1974				1975				1976				1977			
	강우량 R	표면 유출량 Q	증발 산양 E	지하수 함양량 P	강우량 R	표면 유출량 Q	증발 산양 E	지하수 함양량 P	강우량 R	표면 유출량 Q	증발 산양 E	지하수 함양량 P	강우량 R	표면 유출량 Q	증발 산양 E	지하수 함양량 P	강우량 R	표면 유출량 Q	증발 산양 E	지하수 함양량 P
1	58.4	4.5	33.5	20.4	27.3	2.7	12.3	12.3	51.7	1.9	41.2	8.6	19.2	0	19.2	0	43.8	4.1	21.1	18.6
2	115.4	13.8	64.4	37.3	56.6	3.0	40.1	13.5	96.4	7.0	58.0	31.4	161.1	20.4	76.7	64.0	61.7	5.3	32.8	23.6
3	75.5	5.6	44.7	25.2	168.8	12.8	98.3	57.7	53.1	3.9	31.5	17.7	120.8	9.6	67.9	43.3	125.0	8.7	77.1	39.2
4	492.5	53.2	229.1	209.7	175.0	17.1	80.9	77.0	246.0	21.7	126.9	97.4	214.1	25.3	111.5	77.3	202.8	23.3	99.7	79.8
5	194.5	18.9	90.8	84.8	76.5	6.4	41.5	28.6	57.5	3.2	39.9	14.4	242.5	20.8	128.1	93.6	275.6	31.7	126.8	117.1
6	201.0	21.8	113.1	66.1	162.5	19.7	83.6	59.2	661.5	82.5	293.2	285.8	369.3	48.6	179.2	141.5	479.7	64.5	223.6	191.6
7	273.0	37.6	129.2	106.2	368.0	33.6	183.2	151.2	146.0	12.1	79.4	54.5	224.4	32.7	108.0	83.7	172.3	22.6	81.7	68.0
8	23.4	0	23.4	0	117.0	17.4	55.3	44.3	129.5	11.5	66.2	51.8	138.2	11.0	77.5	49.7	155.3	18.3	82.7	54.4
9	233.0	23.2	123.6	84.2	128.0	10.3	71.3	46.4	98.0	14.5	52.2	31.3	244.3	22.3	121.8	100.2	74.3	6.8	37.0	30.5
10	70.0	6.4	35.0	28.6	191.5	30.2	87.1	74.2	120.0	9.8	66.1	44.1	124.6	10.5	66.9	47.2	53.0	5.1	25.0	22.9
11	18.3	1.6	9.6	7.1	90.5	5.2	61.9	23.4	115.0	10.4	57.8	46.8	64.1	5.0	36.7	22.4	108.1	9.1	58.2	40.8
12	12.0	0	12.0	0	88.5	8.4	42.3	37.8	81.5	6.1	48.0	27.4	84.6	6.0	51.7	26.9	53.7	2.7	38.7	12.3
계	1766.6	186.6	910.4	669.6	1650.2	166.8	857.8	625.6	1856.2	184.6	960.4	711.2	2007.2	212.2	1045.2	749	1805.3	200.2	904.3	698.8
X/R	100	11	51	38	100	10	52	38	100	10	52	38	100	11	52	100	100	11	50	39

용한다.

菊池 등(1987)은 일본의 阿蘇西麓台地에 침투실험을 실시하여 표 8과 같은 결과를 얻었다.

이때까지 행해진 침투에 관한 실내 실험에 의한 연구의 대부분은 동일한 토양을 대상으로 하고 있다. 이러한 연구들은 침투과정에 대해서도 많은 실시 예가 있으며, 성과도 상당히 축적되어 있다. 따라서 관리된 특수조건하에서의 거동의 파악은 상당히 진전되어 있다. 침투실험에 의한 불포화대 수분의 현지관측에 대해서는 주로 측정대상이 식물에 대한 유효수분을 주로 한 연구가 많았다. 따라서, 우수의 지하수 함양현상과의 관계에 대한 연계성을 가진 연구는 적다. 현지관측은 실내 측정 이상으로 실시에 많은 어려움이 있으며 관측방법 자체도 확립되어 있지 않기 때문에 관측 성과의 축적이 대단히 적은 실정이다. 또한 현지에서의 관측에는 여러가지 측정 오차 등이 포함되어 있어 관측결과를 사용시에는 이에 대한 고려가 필요하다.

### 9. SCS-CN 방법에 의한 추정

미국토양보존국이 미계측 소유역에 대한 유출량을 산정하기 위하여 유출량에 직접적으로 영향을 미치는 인자로서 토양의 종류, 토지이용상태, 식생피복의 처리상태 및 토양의 수문학적 조건 등을 고려하였다. 이들 조건들로부터 유출곡선지수를 결정하고 선행토양함수조건을 고려하여 유역의 유출량을 추정할 수 있는 관계식을 유도하였다.

SCS 방법은 강우시 차단, 지표저류, 토양저류 등에 의한 최대저류능(S)을 유역의 특성으로 하고, 최대저류능에 대한 실저류량(F)의 비율은 직접유출량(Q)이 강우량(P)에서 초기손실을 뺀 값에 대한 비율과 같으며, 초기손실은 최대저류능의 크기에 비례한다는 것이다. 이들 가정으로부터 식(13)이 유도된다.

$$Q = \frac{(P-0.2S)^2}{P+0.8S} \quad \text{단, } P \leq 0.2S \text{ 일 때 } Q=0 \quad (13)$$

이 식은 S변수 하나만으로 유출량을 구할 수 있어 무계측 유역에서도 강우별 직접유출량을 구할 수 있다. 변수 S는 호우와 유역특성에 따라 결정되며 S와 CN의 관계를 다음과 같이 제시하였다.

$$S = \frac{25,400}{CN} - 254(\text{mm}) \quad (14)$$

한편 Aron 등(1977)과 Hjelmfelt(1980) 등은 위의 식에서 실 저류량 F가 강우 중 누가침투량과 같다고 하였으며 F를 다음 식으로 유도하였다.

$$F = \frac{(P - 0.2S)S}{P + 0.8S} \quad (15)$$

각 강우사상별 침투량은 바로 지하수함양량으로 볼 수 있으므로 장기간의 침투량을 누계하여 같은 기간의 강우량과 비교하면 지하수함양율을 산정할 수 있다. 이방법을 이용하여 최병수와 안중기(1998)이 구한 지하수함양률의 산정 결과가 표 9에 나타나있다.

표 9에서 도시지역 함양율이 산림지역보다 큼을 나타내고 있다. 이는 본 방법이 도시지역에 대한 토

표 9. SCS-CN 방법을 이용한 굴포천 유역의 함양율 산정

토지이용	구분	면적(ha)	CN값	함양율(%)	평균 함양율(%)
농경지역 (1,408)	전	261	72.8	21.1	21.8
	답	1147	81.5	22.0	
산림지역 (697)	불량	-	66.5	18.0	13.4
	보통	471	59.1	15.1	
	양호	226	46.3	9.8	
도시지역 (2,464)	주거지	1047	84.1	20.8	17.8
	학교	124	68.3	18.2	
	도로	545	98.0	10.0	
	철로	19	82.7	21.2	
	공업지	415	85.8	20.7	
	상업지	240	92.2	17.4	
	유흥지	74	65.2	17.2	
계	-	4,569	79.9	-	18.36



지이용상태를 제대로 반영 할 수 없는 적용성의 한계를 나타냄을 알 수 있다.

### 10. 결론

지하수개발량 평가를 비롯한 수자원분야에서 규명의 필요성이 큰 지하수함양량 평가방법에 대하여 검토하고 고찰하였다. 지하수의 함양원인 우수의 침투는 지피조건, 토양, 지층, 지질조건, 강우조건 등에 영향을 받는다. 따라서 지하수함양량을 검토하기 위해서는 이런 조건에 따른 지하수함양량을 정량적으로 파악하여야 한다. 또한 도시개발 등 인위적인 지표상태의 변화가 지하수함양에 미치는 영향이 크며, 식생의 형의 변화 그리고 인간의 다른 활동에 의해서도 지하수함양량이 변화한다. 보다 정도 높은 함양량의 파악을 위해서는 이런 변화가 지하수함양량에 미치는 영향을 규명해야 한다. 지하수함양량의 파악이 중요함으로 이를 위한 많은 방법들이 개발되어 있다.

그 방법들은 각각의 특성이 있으므로 목적에 적합한 방법을 채택하여 사용하여야 한다. 우리나라 지하수 법에는 일정규모 이상의 지하수를 개발·이용하는 경우 지하수 영향조사를 실시하게하고 있다. 지하수 개발은 특정지점에서 개발되기 때문에 개발지점 주변지역의 토지이용상태가 지하수함양량에 중요한 영향을 미친다. 지하수의 영향조사와 적정채수량산정에 가장기본이 되는 것이 지하수함양량의 파악이기 때문에 우리나라 실정에 적합한 지하수함양량의 산정에 대한 연구로 합리적인 지하수 개발과 보존이 이루어져야겠다.

### 감사의 글

본 연구는 21세기 프론티어연구개발사업인 수자원의 지속적 확보기술개발사업단의 연구비지원(과제번호: 3-3-1)에 의해 수행되었습니다. ●

### 〈참고문헌〉

강장신 (1997). 지하수 수량의 평가, 지하수 자원의 개발 보전관리심포지엄, 한국자원공학회, pp. 127~184.

박창근, 신현민, 김성탁, 김남중 (1996). "우리나라 5대강 유역 지하수 함양량 추정" 대한 지하수 환경학회 1996년도 정기총회 및 학술발표회, pp. 54~59.

선우중호 (1992). 우리나라 지하수 개발의 필요성, 물관련 정책토론회, 건설부·한국수자원공사, pp. 99~119.

수자원공사 (1993). 지하수자원 기본조사 보고서

수자원공사 (1994). 지하수자원 기본조사(2차) : 지하수 이용관리법안수립 및 대체용수원 개발지역 산정조사 보고서

수자원공사 (1995). 지하수자원 기본조사(3차) : 지하수 관리조사 보고서

이동률 (1995). "지하수 감수곡선을 이용한 지하수 함양량 추정과 장기갈수량 예측" 고려대학교 박사학위논문

이천복 (1994). 한국의 지하수자원과 개발방향, 지하수개발과 농어촌용수, 농어촌진흥공사, pp. 133~164.

최병수 (1992). 지하수 개발의 현황과 문제점, 물관련 정책토론회, 건설부·한국수자원공사, pp. 157~170.

최병수, 안중기 (1998). "지역단위 지하수 자연함양량 산정방법 연구", 대한 지하수환경학회, 5권 2호, pp. 57-65.

한정상 (1995). 지하수개발과 관리대책, 수자원개발과 보존대책, 한국수자원공사 1995, pp. 39~103.

小野寺 眞一 (1996). "熱帶半乾燥地域における集中的な地下水涵養機構", ハイドロロジー, 第26巻 第2, pp. 87~90.

菊池良介, 井原邦明, 依光春眞 (1987). "阿蘇西麓台地における散水実験について", 地下水學會誌 第29巻 第1, pp. 9~18.

- 谷口真人 (1990).  
牧草地およびアカマツ林における地下水涵養量と地温分布, 水理実験センター報告第14, pp. 69~74.
- 前田眞, 嶋田純, 田中正, 榎根勇 (1986).  
“豪雨時における関東loam層の水収支”, 日本水文科学會誌, 第16卷 第1, pp. 1~8.
- 平山利晶 (1999).  
“地下水モデリングのためのデータ解析手法の基礎 2.1 雨水浸透・地下水かん養”, 地下水學會誌, 第41卷第3, pp. 202~212.
- Andres, G. and R. Egger(1985) “A new tritium interface method for determining the recharge rate of deep groundwater in the Bavarian Molasse basin” *Journal of Hydrology*, 82, pp. 27~38.
- Arnold, J.G., R. S. Muttiah, R. Srinivasan, P. M. Allen (2000) “Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin” *Journal of Hydrology*, Vol.227, No.1-4, pp. 21~40.
- Aron, G., A. Miller and D. Laktos (1977)  
“Infiltration formular based on SCS curve numbers” *Journal of Irr. and Drain, Div. ASCE*, Vol. 103, No. IR4, pp. 419~427.
- Finch, J.W. (1998) “Estimation direct groundwater recharge using a simple water balance model - sensitivity to land surface parameters” *Journal of Hydrology*, Vol.211, pp. 112~125.
- Hjelmfelt, A. T. (1980) “Curve number procedures as infiltration method” *Journal of Hydraulic Div. ASCE*, Vol. 106 No. HY6, pp. 1107~1111.
- Horton, R. E. (1933) “The Role of Infiltration in the Hydrological Cycle” *Trans. Amer. Geophys. Union*, 14, pp. 446~460.
- Horton, R. E. (1937) “Determination of Infiltration Capacity for Large Drainage-Basins” *Trans. Amer. Geophys. Union*, 18, pp. 371~385.
- Horton, R. E. (1939) “Analysis of Runoff-Plat Experiments with Varying Infiltration-Capacity” *Trans. Amer. Geophys. Union*, 20, pp. 693~711.
- Solomon, D.K., S.L. Schief, R.J. Poreda and W.B. Clarke(1993): A varidation of 3H/3He method for determining groundwater recharge. *Watrer Resources Research*, 29(9), 2951-2962.
- Sukhija, B.S., D. V. Reddy, P. Nagabhushanam, Syed Hussain (1996). “Environmental and injected tracers methodology to estimate direct precipitation recharge to a confined aquifer” *Journal of Hydrology*, Vol.177, pp. 77~97
- Taylor, R.G., K. W. F. Howard (1996)  
“Groundwater recharge in the Victoria Nile basin of east Africa: support for the soil moisture balance approach using stable isotope tracers and flow modelling” *Journal of Hydrology*, Vol.180, pp. 31~53.