The Journal of Engineering Geology, Vol.18, No.3, September, 2008, pp. 263-276

울산광역시 언양지역의 지하수 저류 변화량 산정 및 지질과의 관련성

김남훈[1] · 함세영[1]* · 김태용[2] · 정재열[1] · 안정훈[1] · 전항탁[1] · 김형수[3]

[1]부산대학교 지구환경시스템학부, [2]한국철도시설공단 기술본부, [3]한국수자원공사 수자원연구원

Estimation of Groundwater Storage Change and Its Relationship with Geology in Eonyang Area, Ulsan Megacity

Nam-Hoon Kim[1], Se-Yeong Hamm[1]*, Tae-Yong Kim[2], Jae-Yeol Cheong[1], Jeong-Hoon An[1], Hang-Tak Jeon[1], and Hyoung-Soo Kim[3]

[1]Division of Earth Environmental System, Pusan National University
[2]Engineering Department, Korea Rail Network Authority
[3]Korea Institute of Water and Environment, Korea Water Resources Corporation

지하수 저류 변화량 산정은 수리지질의 다양한 분야에서 활용되고 있으며, 갈수록 정확한 지하수 저류 변화량 산정이 요구되고 있다. 본 연구에서는 물수지분석법과 수리지질분석을 이용하여 울산광역시 언양지역의 지하수 저류 변화량을 산정하였다. 산정된 지하수 저류 변화량은 연평균 240 mm(연평균 강수량의 18.7%)이다. SCS-CN법으로 산정한 직접유출량은 연평균 강수량의 10.6%인 137 mm이다. Thornthwaite방법으로 산정한 증발산량은 연평균 강수량의 60.5%인 776 mm이다. 토양의 수리적 특성과 암석의 수리전도도 사이에는 연관성이 나타나지 않는다. 이는 지표부근의 토양의 수리적 특성과 천부의 지하 지층의 수리적 특성이 서로 다름을 지시하는 것이다. 지하수 저류 변화량과 수리특성인자들 간의 중다선형 회귀분석 결과, 강수량과 증발산량에 의해서 지하수 저류 변화량이 설명되는 중다선형 회귀식이 도출되었다.

주요어 : 지하수 저류 변화량, 지질, 토양의 종류, 증발산량, 직접유출량, 수리전도도

In diverse hydrogeologic fields, estimation of groundwater storage change is one of the most critical issues. Accurate estimation methods for determining groundwater storage change are required more and more. For Yeonyang area of Ulsan Megacity, groundwater storage change was estimated by using water balance method and hydrogeological analyses. The estimates of groundwater storage change was 240 mm corresponding to 18.7% of mean annual precipitation. Direct runoff was calculated as 137 mm (10.6% of mean annual precipitation) by using SCS-CN method. Evapotranspiration based on the Thornthwaite method was calculated as 776 mm (60.5% of mean annual precipitation). Hydraulic properties of the soil types do not show any distinct relation with hydraulic conductivity of the rocks. This fact suggests that hydraulic property on the surface is different from that of subsurface geology. According to multi-linear regression analysis between groundwater storage change and hydraulic parameters, a regression equation of groundwater storage change, which was explained by precipitation and evapotranspiration, was established.

key words : Groundwater storage change, Bedrock, Soil type, Evapotranspiration, Direct runoff, Hydraulic conductivity

서 론

지하수 개발 가능량을 산정하기 위해서는 기상, 수문, 식생, 토양 및 지질 자료 등과 같은 지하수 관련 요소들이 필요하다. 그 중에서도 지하수 저류 변화량은 대상 지역의 지하수 개발 가능량을 결정하는데 있어서 가장 중요한 변수 중 하나이다. 현실적으로는 관련자료의 부족으로 인하여 정확한 지하수 저류 변화량 산정이 어려운 경우가 많으나, 물수지분석방법(선우중호, 1992; 한정상, 1995), 기저유출분리방법(Meyboom, 1961; 박창근,

*Corresponding author: hsy@pusan.ac.kr

1996a, 1996b), SCS-CN 법(정영훈 외, 2000; 이승현 외, 2004; 배상근 외, 2006), 무강우지속일수 동안 지하수위의 감수곡선을 이용하는 방법(한국수자원공사, 1993, 1994, 1995; 이동률, 1995; 이동률과 윤용남, 1996; 최병수와 안중기, 1998), 해안지역에서 강수 내에 함유된 Cl^- 이온농도와 배경 지하수위의 Cl^- 이온농도비를 이용하는 방법(Sukhija *et al.*, 1996), 수학적인 전산모델법(Arnold *et al.*, 2000), 환경동위원소를 이용하는 방법(Andres and Egger, 1985; Solomon *et al.*, 1993; 고용권 외, 2001) 등을 이용하여 지하수 저류 변화량을 산정할 수 있다.

구민호와 이대하(2002)은 물수지분석방법이 개략적인 지하수 함양량을 추정하는 방법으로 이용될 수 있으며, 다른 방법과 병행하여 이용하는 것이 바람직하다고 하였다. 물수지분석방법에 의한 지하수 저류 변화량(ΔS)은 일정수역내의 강수량(P), 직접유출량(QD), 기저유출량(QS), 증발산량(ET), 타 수역으로 부터의 지하수 유입량(QI), 타 수역으로의 지하수 유출량(QO)의 관계에 의하여

$$\Delta S = P + QI - QO - QD - QS - ET \quad (1)$$

와 같다. (1)식에서 타 수역으로 부터의 지하수 유입량과 타 수역으로의 지하수 유출량이 없다고 가정하면, 지하수 저류 변화량은

$$\Delta S = P - QD - QS - ET \quad (2)$$

과 같이 된다. (2)식에서 지하수 저류 변화량을 산정하기 위해서는 강수량, 직접유출량, 기저유출량, 증발산량을 알아야 한다. 강수량은 기상관측소의 측정 자료로부터 알 수 있으나, 직접유출량, 기저유출량, 증발산량 자료는 알기가 용이하지 않다.

본 연구의 목적은 연구지역(울산광역시 울주군 언양읍)에 대해서 지하수 저류 변화량을 산정하는 것이며, 토양 및 지질과 지하수 저류 변화량의 연관성을 분석하였다. 지하수 저류 변화량 산정을 위해서 SCS-CN 방법으로 직접유출량을 구하고, Thornthwaite방법으로 증발산량을 계산하였으며, 기저유출량은 낙동강 전체유역의 평균값을 적용하였다(함세영 외, 2004, 2005).

연구지역인 울산광역시 울주군 언양읍은 북쪽으로는 경상북도 경주시, 서쪽으로는 밀양시, 그리고 남쪽으로는 양산시와 접하고 있다(Fig. 1). 연구지역의 수계를 보면, 연구지역의 가장 남쪽에 태화강이 북서쪽에서 남동쪽으로 흐르고 있으며, 그 북쪽에는 감천과 동부천이 역시 북서쪽에서 남동쪽으로 흐르고 있다. 그리고 북쪽에는 반곡천, 구량천이 북서쪽에서 남동쪽으로 흐르다가, 연구지역의 동부에서는 동류하여 결국 태화강과 합류한다. 또한 연구지역의 동부에는 북동-남서 방향의 경부고속도로 위치하고 있으며, 경부고속철도 노선도 거의 같은 방향으로 시공 중에 있다. 태화강과 경부고속도로를 따라서는 충적층이 넓게 분포하고 있다. 또한 연구지역의 북부와 서부, 그리고 동부에는 산지가 분포하고 있으며, 산지의 해발고도는 243~1,240 m, 경사는 30~90° 정도로 급한 편 있다.

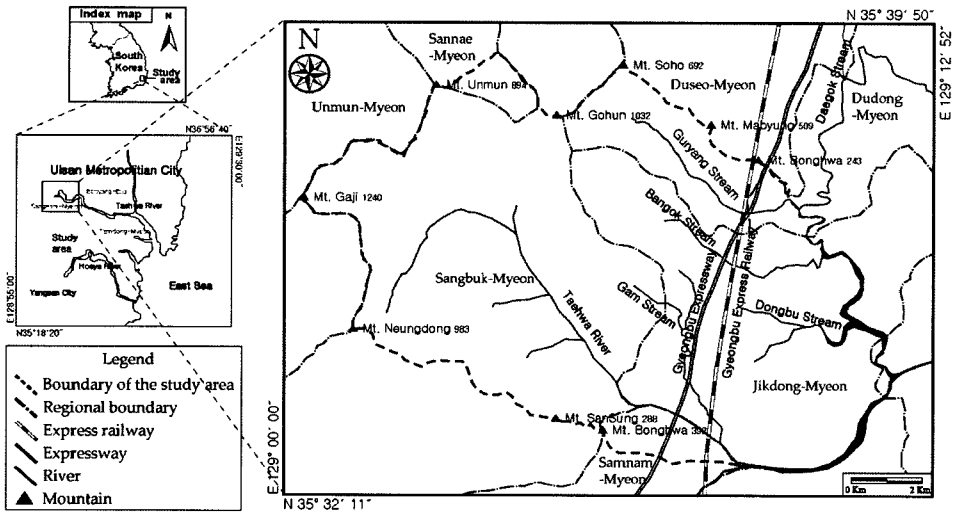

Fig. 1. Location of study area.

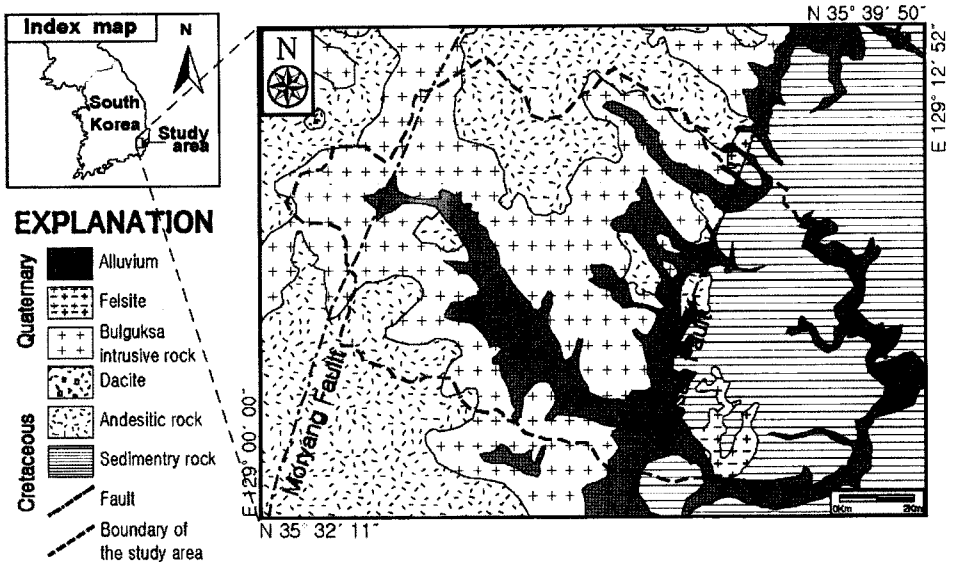

Fig. 2. Geology of the study area (Kim and Jin, 1971; Lee and Lee, 1972).

본 연구지역의 지질을 살펴보면(김남장과 진명식, 1971; 이윤종과 이인기, 1972), 최하부에는 경상누층군의 하양층군 진동층에 속하는 퇴적암(사암, 셰일)이 놓여 있다(Fig. 2). 퇴적암은 연구지역 동부에 널리 분포한다. 안산암질암과 불국사관입암류는 진동층을 관입 또는 분출하고 있다. 또한 규장암이 진동층에 속하는 퇴적암을 일부 관입하여 소규모로 분포한다. 상기 암석들을 제4기의 충적층이 덮고 있으며, 충적층은 특히 태화강유역을 따라 넓게 분포하고 있다(Fig. 2). 지질구조를 보면, 연구지역의 동부에는 양산단층이 북북동-남남서 방향으로 나타나며, 서부에는 모량단층이 역시 북북동-남남서 방향으로 분포하고 있다.

연구방법

기상자료

지하수 저류 변화량을 구하기 위해서는 강수량, 기온, 증발산량, 직접유출량, 기저유출량 등을 알아야 한다. 연구지역의 강수량과 기온은 울산기상관측소의 자료를 이용하였다. 장기적인 지하수 저류 변화량을 보다 정확하게 산정하기 위하여 연구지역의 지난 30년간(1976년 1월부터 2005년 12월)의 강수량자료를 이용하였다. 30년간 측정된 연강수량은 693~2,059 mm의 범위를 가지며, 평균값은 1,284 mm 이다. 30년 동안의 연강수량 중에서 1995년도에 최저 연강수량(693 mm)을 기록했으며, 1991년에는

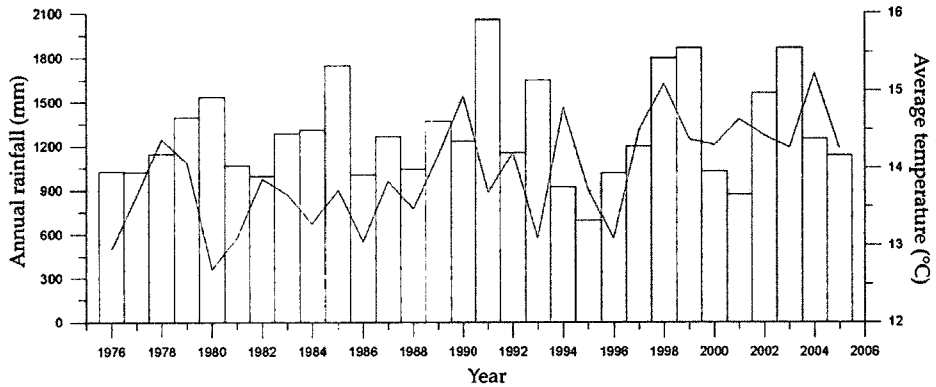

Fig. 3. Annual rainfall and average temperature in the study area from 1976 to 2005.

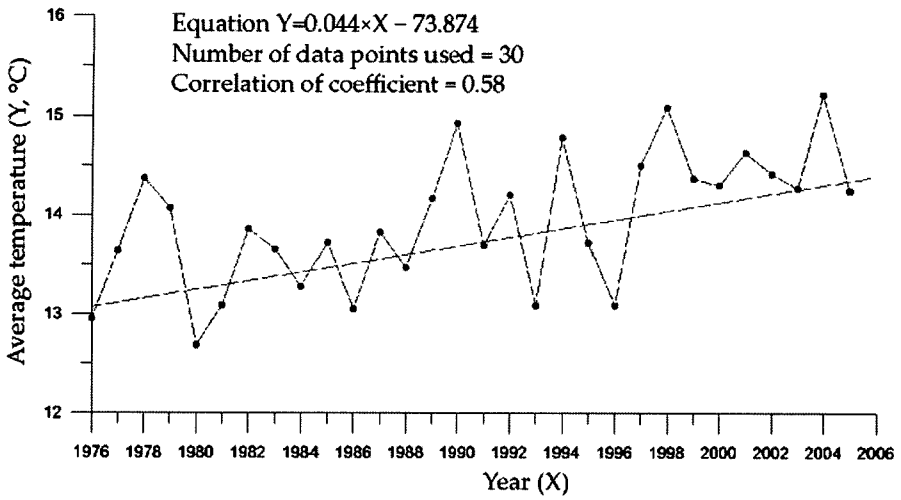

Fig. 4. Long-term variation of annual average temperature.

최고 연강수량(2,059 mm)을 기록했다. 연평균 기온은 -1.89~28.68°C의 범위를 가지며, 30년간의 연평균 기온의 평균값은 13.97°C이다(Fig. 3). 또한, 지난 30년 동안 기온은 상승추세를 나타내며, 기온 상승률은 연간 0.044°C 이며(Fig. 4), 이것은 북반구(1976년~2000년)의 연간 기온 상승률 0.031°C과 비슷한 양상을 띠고 있다(IPCC, 2001).

증발산량 산정

증발산은 수면으로부터의 증발과 식물로부터의 증산을 합한 것으로서, 기체 상태로 대기에 환원되는 모든 수분을 포함한다. 이는 기상학적 인자 이외에도, 식물의 종류, 색깔의 농도, 식물의 밀도, 성장 속도, 잎 표면의 크기 등의 식물 요소뿐만 아니라 토양의 공극률, 수리전도도, 입자의 크기, 토양의 함수율 등에 직접적으로 영향을 받는다(한정상과 한찬, 1999). 증발산량은 직접적인 측정과 간접적인 방법으로 이루어진다. 직접적인 측정은 일반적으로 라이시미터(lysimeter)를 사용하여 측정한다. 하지만 직접적으로 증발산량을 측정하기가 쉽지 않으므로, 주로 간접적인 방법을 이용한다. 간접적인 방법은 기후인자들의 상관관계를 이용하여 증발산량을 추정한다. 간접적인 방법들로는 Thornthwaite(1944)의 방법, Turc(1963)의 방법, Penman(1948)의 방법, Blaney와 Criddle (1950)의 방법, Penman-Monteith(1965)의 방법들이 있으며, 본 연구지역에서는 Thornthwaite의 방법을 이용하여 증발산량을 산정하였다.

Thornthwaite방법을 적용하기 위해서는 토양함수능(Soil moisture retention)값을 결정해야 하는데(Thornthwaite and Mather, 1957), 본 연구지역의 토양은 산림이 우거진 지역의 세립질 모래토양에 속하므로 토양함수능은 300 mm이다(Table 1).

Thornthwaite의 방법에서는 연구지역의 기후인자와 식생, 토양의 수분상태를 고려하여 만들어진 경험식을 이용하여 증발산량을 구한다. 먼저 기온이 증발산량에 미

Table 1. Soil moisture retention with different combinations of soil types and vegetation (Thornthwaite and Mather, 1957).

Soil type	Available water		Root zone		Applicable soil moisture retention	
	mm/m	in/ft	m	ft	mm	in
Closed mature forest						
Fine sand	100	1.2	2.50	8.33	250	10.0
Fine sandy loam	150	1.8	2.00	6.66	300	12.0
Silt loam	200	2.4	2.00	6.66	400	16.0
Clay loam	250	3.0	1.50	5.33	400	16.0
Clay	300	3.6	1.17	3.90	350	14.0

치는 영향을 고려하기 위해서 월 열지표를 구한다. 열지표는 한 해의 월평균기온을 t_m°C(m=1, 2, 3, …, 12월)을 식(3)에 대입하여 구한다.

$$j=\left(\frac{t_m}{5}\right)^{1.514} \tag{3}$$

월 열지표의 연간 합산으로 산출되는 연 열지표 J는

$$J=\sum_{n=1}^{12} j_n \tag{4}$$

이다. 따라서 식물소비량 혹은 보정되지 않은 월 잠재증발산량(uncorrected monthly potential evapotranspiration), $UPE(m)$이 다음과 같이 구해진다.

$$UPE(m)=16.2\left(\frac{10\times t(m)}{J}\right)^{a} \tag{5}$$

여기서, 연간 열지수(α)는

$$\alpha=(6.75\times10^{-7})J^3-(7.71\times10^{-5})J^2 +(1.79\times10^{-2})J+0.49239 \tag{6}$$

이다. 월평균기온(t_m°C)이 0°C이하로 떨어지게 되면 $UPE(m)$는 0이 된다.

일조시간과 해당 월의 일수에 의한 변화를 고려한 보정된 잠재증발산(corrected monthly potential evapotranspiration) $PE(m)$는 다음과 같다.

$$PE(m)=UPE(m)\cdot\frac{D}{30}\cdot\frac{T}{12} \tag{7}$$

여기서 D는 해당 월의 일수, T는 해당 월의 최대일조시간(United Nations, 1977; Table 2)이다.

실제증발산량($AE(m)$)은 강수량과의 관계에 의해서 다음의 두 경우로 나누어진다.

$$P(m)-PE(m)>0 \tag{8}$$

$$P(m)-PE(m)<0 \tag{9}$$

여기서, $P(m)$는 월 강수량(mm)이다. (8)의 경우에는 강수량이 보정된 잠재증발산량보다 많기 때문에 보정된 잠재증발산량과 실제증발산량이 같다. 즉, $AE(m)=PE(m)$이다. 그러나 (9)의 경우와 같이 보정된 잠재증발산량이 강수량의 초과하는 경우에는 토양 수분의 증발도 고려해야 한다. 즉,

$$AE(m)=P(m)+\Delta SM(m) \tag{10}$$

이다. 여기서, 토양 수분 변화량 $\Delta SM(m)$은 해당 월 이전의 토양함수량 $SM(m-1)$과 해당 월의 토양함수량 $SM(m)$의 차로서

$$\Delta SM(m)=SM(m-1)-SM(m) \tag{11}$$

와 같다. 월별 토양함수량은 보정된 잠재증발산량과 강수량과의 관계에 따라 각각 다른 방법을 이용해서 구하며, (8)식과 (9)식의 두 경우로 나누어 생각한다. (9)식과 같이 보정된 잠재증발산량이 강수량보다 많은 경우 월별 토양함수량은 식

$$SM(m)=SM\times e^{\left(\frac{1}{SM}\right)\cdot APWL(m)} \tag{12}$$

을 이용해서 구해야한다. 여기서 $APWL(m)$은 잠재적 물손실의 합(accumulation of potential water loss) 즉, $P(m)-PE(m)$의 음의 값의 합이다. 그리고 SM은 토양함수능이다. 하지만 식(8)의 경우 즉, 강수량이 보정된 잠재증발산량보다 많은 경우에는 두 가지 조건을 고려해야 된다. 만약 해당 월 이전 달의 토양함수량($SM(m-1)$)이 SM 과 같다면 즉,

$$SM(m-1)=SM \tag{13}$$

인 경우에는 $SM(m)=SM$ 이 된다. 그러나 해당 월 이전 달의 토양함수량이 SM보다 작은 경우 즉,

$$SM(m-1)<SM \tag{14}$$

인 경우에는

$$SM(m)=SM(m-1)+P(m)-PE(m) \tag{15}$$

이다. 그러나 (15)식에서 $SM(m)$값이 SM 보다 큰 값을 가지게 될 때는 $SM(m)=SM$ 으로 본다.

Thornthwaite방법으로 구한 30년 동안(1976년~2005년)에 연구지역의 연간 증발산량은 708~834 mm이고, 연 강수량에 대한 연간 증발산량의 비율은 37.5~105.5%이다. 또한 연간 증발산량의 평균값은 776 mm로 연 강수량의 평균값의 60.5%에 해당한다. 최대 증발산량 비율인 105.5%는 1995년의 낮은 연 강수량(693 mm)과 높은 기온(8월 평균 기온 28.14°C)과 관련이 있다(Table 3).

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

(unit: hr/day)

Latitude	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
N35° 30'	10.04	10.97	11.90	13.12	14.05	14.56	14.35	13.52	12.41	11.29	10.53	10.10

Table 3. Evapotranspiration in 1995.

Month	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
Ave. monthly temp (°C)	1.4	4.1	7.7	13.2	16.9	19.7	25.5	28.1	20.5	16.3	8.4	2.8
Monthly rainfall, *P*(m)	29.6	19.1	68.5	64.8	90.3	115.1	110.3	99.9	45.5	47.6	2.1	0.2
Annual heat index, *J*	$J=\sum_{n=1}^{12} j_n=64.02$											
α	$\alpha=(6.75\times10^{-7})J^3-(7.71\times10^{-5})J^2+(1.79\times10^{-2})J+0.49239=1.50$											
UPE(m)	1.6	8.3	21.2	48.0	69.4	87.6	129.0	149.1	93.0	65.7	24.5	4.6
PE(m)	1.4	7.1	21.8	52.5	84.0	106.3	159.3	173.7	96.2	63.9	21.5	4.0
P(m)-*PE*(m)	28.2	12.1	46.7	12.3	6.4	8.8	−49.0	−73.8	−50.6	−16.3	−19.4	−3.8
APWL(m)	0	0	0	0	0	0	−49.0	−122.8	−173.4	−189.7	−209.1	−212.9
SM(m)	300	300	300	300	300	300	254.8	199.2	168.3	159.4	149.4	147.5
Δ*SM*(m)	0	0	0	0	0	0	45.2	55.5	31.0	8.9	10.0	1.9
AE(m)	1.4	7.1	21.8	52.5	84.0	106.3	155.5	155.4	76.5	56.5	12.1	2.1

연간 증발산량과 연 강수량의 상관계수가 0.341인 반면에, 연간 증발산량과 기온의 상관계수는 0.821로 증발산량은 기온에 더 큰 영향을 받는 것으로 나타난다. 예로써, 최고 연평균 기온(15.2°C)을 기록한 2004년에는 증발산량이 831 mm이고 강수량은 1250 mm인 반면, 최저 연평균 기온(12.7°C)을 보였던 1980년에는 증발산량이 741 mm이지만 강수량은 1536 mm이다. 한편, 연구지역의 기온은 30년 동안 상승하는 경향성을 나타내며, 이러한 기온 상승 추세는 증발산량에도 영향을 미칠 것으로 판단된다. 실제로 지난 30년 동안 증발산량은 증가하는 경향을 나타내었다. 선형회귀분석 결과, 연간 증발산량의 증가율은 1.589 mm/년으로 나타났으며 상관계수는 0.44이다.

직접유출량 산정

지표면에 내린 강수가 하천이나 호수 그리고 바다로 흘러나가는 양을 직접유출량이라고 한다. 지표면의 토양은 그 종류에 따라 물을 흡수하는 능력이 다르며, 토양이 물을 흡수하는 능력을 토양의 함수능이라고 한다. 토양의 함수능을 초과하는 강수는 지표를 따라 흐르게 되며, 따라서 토양의 함수능에 따라 직접유출량은 차이가 난다.

직접유출량을 산정하는 방법에는 φ 지표법(φ index method; Goel *et al.*, 2000), *W* 지표법(*W* index method; Linsley *et al.*, 1949), SCS-CN 방법(soil conservation service method) 등이 있으며, 본 연구지역에는 SCS-CN 방법을 이용하여 직접유출량을 산정하였다. SCS-CN 방법을 이용하면, 하천유출량 자료가 없어도 토양의 종류, 토지이용 및 식생피복상태 등을 이용하여 직접유출량을 산정할 수 있다(Morel-Seytoux and Verdin, 1981). SCS-CN 방법에 의해서 직접유출량을 구하는 식은 다음과 같다.

$$\frac{F}{S}=\frac{Q}{P} \tag{16}$$

여기서, *F*는 시간(t)의 토양의 함수량(mm), *S*는 토양의 최대 저류량(mm), *Q*는 직접유출량(mm), *P*는 누적강수량(mm)이다. 토양에 침투하는 물의 양은 강수량과 직접유출량의 차이와 같다. 즉, $F=P-Q$이며, 이 관계식을 (16)식에 대입하면 아래와 같다.

$$Q=\frac{P^2}{P+S} \tag{17}$$

(17)식은 강수와 동시에 직접유출이 일어나는 것을 의미한다. 하지만 강수 초기에는 강수의 일부분이 지표 아래로 스며들며, 토양으로 어느 정도의 수분이 침투한 뒤에야 직접유출이 일어난다. 따라서 초기에 토양으로 스며드는 강수량을 고려하여, 강수량 *P*에서 초기손실(*Ia*)을 제외하여야 한다. 즉, 강우 발생 초기에는 지표 아래로 침투하는 물의 양을 제외시켜야 한다. 경험식에 의하면 $Ia=0.2S$이며, 이것을 (17)식에 대입하게 되면 아래 식이 된다.

$$Q=\frac{(P-0.2S)^2}{P+0.8S} \tag{18}$$

여기서, *Q*는 0보다 크고, *P*는 0.2*S*보다 커야 한다. 즉, 강수량이 지표 아래로 침투하는 양보다 적으면 직접유출이 일어날 수 없다.

토양의 최대저류량 *S*는 선행토양함수조건(Antecedent Soil moisture Condition, AMC)에 따라 달라지며, 지표유출 능력을 나타내는 유출곡선지수(runoff curve number, *CN*)의 함수이다. *CN*과 *S*의 관계는

Table 4. Soil classification by the SCS-CN method (McCuen, 1982).

Description and runoff potential		Soil type	Minimum infiltration rate (mm/hr)
Mostly sand and gravel	Low runoff potential	A	7.62-11.43
Sand with small amount of clay and silt	Moderately low runoff potential	B	3.81-7.62
Mostly clay and silt	Moderately high runoff potential	C	1.27-3.81
Clay and silt	High runoff potential	D	0-1.27

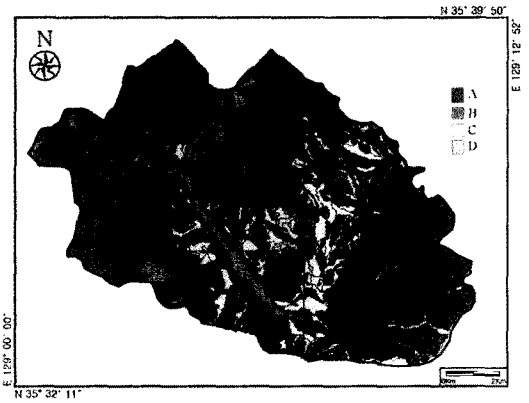

Fig. 5. Hydrologic soil types in the study area.

$$CN=\frac{25,400}{S+254} \quad \text{혹은} \quad S=\frac{25,400}{CN}-254 \tag{19}$$

와 같다. 토양의 종류, 토지의 사용용도, 선행토양함수 조건의 3가지 요소에 의해 CN 값이 결정되며, (19)식을 이용하여 S 값을 산정하고, 이를 (18)식에 대입하여 Q를 구하게 된다.

CN 값을 결정하기 위해서는 우선 지표유출 발생 가능 정도에 따라 토양의 종류(A, B, C, D)를 분류한다 (McCuen, 1982; Table 4, Fig. 5). 본 연구지역의 토양의 종류를 분류하기 위해서 농업과학기술원에서 2001년에 발간된 1:25,000 축적의 상북, 언양, 대현, 서하 정밀토양도를 기초로 하여, 식생피복 및 토지 이용도(농업

Table 5. Hydrologic soil types with respect to rocks and soil codes in the study area.

Soil code	Bedrock	Hydrologic soil type	Soil code	Bedrock	Hydrologic soil type	Soil code	Bedrock	Hydrologic soil type
BDC2	Qa, Bg, Sd	B	Hk	Qa, Bg, An, Sd	A	ScB	Sd	C
BDD2	Bg, Sd	B	Hr	Qa, Bg, Sd	A	ScC	Sd	C
BDE2	Bg, An, Sd	B	IwC	Bg, An, Sd	B	ScD	Sd	C
BhD	Qa, Fs, An, Sd	B	IwD	Bg, An, Sd	B	Se	Qa, Bg, Sd	C
BiB	Qa, Bg, An	B	JiB	Bg, Sd	C	SgD2	Bg	A
BiC	Bg, An, Sd	B	JiC	Qa, Sd	C	SgD4	Bg	A
BlB	Sd	B	JiD	Qa, Bg, An, Sd	C	SgE2	Bg, An,	A
BlC	Qa, Bg, An, Sd	B	JoB	Bg	B	SgE4	Bg, An,	A
BlD	An, Bg, Sd	B	JoC	Bg	B	SgF2	Bg, An,	A
BRC	Qa, Bg, Sd	B	JoD	Bg	B	SmD2	Bg, An, Sd	A
ByC2	Bg, An, Sd	B	MdE	Bg, An	A	SmE2	Qa, Bg, An,	A
DgC2	Qa	A	MdE2	An	A	SoD2	Bg	B
DgD2	Qa, Fs, Sd	A	MdF2	Fs, An	A	Sn	Sd	B
DgE2	Qa, Fs, Sd	A	MMC	An	B	SqD	Sd	B
DgE4	Qa, Fs, An, Sd	A	MMD	An	A	SvD4	Bg	A
DSC2	Qa,	A	MME	Bg, An,	A	SxD2	Bg, An	B
DSD2	Bg, Sd	A	MoB	Bg,	B	TBD2	An, Sd	B
GBB	Qa, Fs,Sd	B	MoC	Bg,	B	Tc	Qa, Bg, Fs, Sd	B
GBC	Qa, Bg, Sd	B	MoD	Bg,	B	TGD2	Qa,	B
HHB	Qa, Bg, Fs, Sd	C	MTD2	Bg, Fs, An	A	TME4	Qa, Fs, An, Sd	B
HHC	Qa, Bg, Sd	C	MTE2	Qa, Bg, Fs, An, Sd	A	UbD	Bg, An,	B

Qa: alluvium; Fs: felsite; Bg: Bulguksa granite; An: andesitic rock; Sd: sedimentary rock

Table 6. Antecedent moisture condition (AMC) of soil (Aller *et al.*, 1987).

AMC	Total 5-day antecedent rainfall, P_5(mm)		Description of AMC
	Dormant season	Growing season	
I	P_5<12.7	P_5<35.56	Highly dried
II	12.7<P_5<28.0	35.56<P_5<53.34	Moderate
III	P_5>28.0	P_5>53.34	Highly saturated

지역, 산림지역, 도시지역)와 토양의 종류(A, B, C, D)에 따라 연구지역을 23개의 소지역으로 나누었다(Table 5). 정밀토양도에서 토양은 토양통(soil series)들로 구분되며, 하나의 토양통은 다시 토양상(soil code)들로 세분된다. 토양상은 토양통을 표토의 자갈함량, 표토의 토성, 표토의 침식정도, 경사, 침투율, 배수 등급에 의해 세분한 것이다.

선행강수량 정도에 따라 선행토양함수조건은 AMC-I, AMC-II, AMC-III로 분류된다(Aller *et al.*, 1987; Table 6). AMC-I에서는 5일 선행 강수량이 적으므로 지하로의 침투량이 많아져 유출량은 적어지며, 반대로 AMC-III에서는 침투량이 적어지고 유출량은 커지게 된다. AMC-I과 AMC-III일 경우에는 AMC-II에 해당하는 CN(II) 값을 이용하여 각각 CN(I)과 CN(III)로 환산하였다(Scozzafava and Tallini, 2001):

$$CN(\mathrm{I})=\frac{4.2\cdot CN(\mathrm{II})}{10-0.058\cdot CN(\mathrm{II})} \tag{20}$$

$$CN(\mathrm{III})=\frac{23\cdot CN(\mathrm{II})}{10+0.13\cdot CN(\mathrm{II})} \tag{21}$$

본 연구지역에서는 풍수기(growing season, 6~9월)와 갈수기(dormant season, 1~5월, 10~12월)로 나누어서 5일 선행 강수량(P_5)의 규모에 따라 AMC-I, AMC-II, AMC-III로 나누었다. 또한, 토양의 종류, 토지 이용도 및 식생 피복상태에 따라 23개 소지역 별로 각각 CN 값을 산정하고, 소지역 별 직접유출량에 면적 가중치를 적용하여 연구지역 전체 직접유출량을 산정하였다.

산정된 연구지역의 직접유출량은 5 mm~481 mm의 넓은 범위를 가지며, 강수량에 대한 비율은 0.72~24.38%의 범위를 나타낸다. 그리고 30년간의 연간 직접유출량의 평균값은 강수량의 10.6%인 137 mm이다. 직접유출량은 대체로 강수량에 비례하며 상관계수는 0.935이다. 이는 직접유출량이 강수 지속일수와 강수의 강도에 좌우되기 때문이다. 선행토양함수조건을 결정할 때, 5일간의 선행강수량을 고려하는 것은 직접유출량 산정에 강우 지속일수와 강도를 고려하기 위한 것이다. 실제로 최저 연 강수량(693 mm)을 기록한 1995년에는 직접유출량이 5 mm로 가장 작은 값을 보이는 반면, 최대 강수량(2,059 mm)을 기록한 1991년의 직접유출량은 481 mm로 가장 높은 값을 보인다.

지하수 저류 변화량 고찰

서론에서 언급했듯이 연구지역의 지하수 저류 변화량을 산정하기 위해서 물수지분석방법을 이용하였으며, 연구지역의 증발산량은 Thornthwaite 방법 그리고 직접유출량은 SCS-CN 방법으로 구했다. 기저유출량은 현재까지 정확하게 조사된 자료가 없기 때문에 낙동강 유역의 평균값(10.2%)을 이용하였다. 따라서 (2)식에 의해서 산정한 각 연도별(1976~2005년) 지하수 저류 변화량은 −114~595 mm로서, 연 강수량의 −16.4~34.7%에 해당한다. 한편 30년간의 평균 지하수 저류 변화량은 240 mm로 연평균 강수량(1,284 mm)의 18.7%이다. 이는 우리나라 평균 지하수 함양율(강수량의 18.0%)(최병수와 안중기, 1998)과 비슷한 값이다.

최대 연강수량을 기록한 1991년의 지하수 저류 변화량이 595 mm로 최대값을 기록한 반면, 최저 연강수량을 기록한 1995년의 지하수 저류 변화량은 −114 mm이다. 1995년에는 연강수량의 감소로 인해서 지하수 저류량이 감소했다는 것을 지시한다. 한편, 1995년의 증발산량을 보면, 7월부터 12월까지 보정된 잠재증발산량이 강수량을 초과하였다. 이와 같이 강수량에 대한 잠재증발량의 초과도 지하수 저류량 감소에 영향을 미친다. 실제로 토양 내 수분함량 변화는 강수량뿐만 아니라 증발산량도 관련되며, 증발산량은 기온 변화에 크게 좌우된다.

암석과 토양의 수리적 특성

토양의 종류에 따른 배수성과 투수성의 변화는 CN값에 영향을 미치며, 이는 결국 직접유출량을 변화시킨다. 따라서, 토양의 종류(토양통과 토양상)에 따른 배수성과 투수성에 대해서 살펴보기 위하여, 모암과 토양의 종류의 관련성을 고찰하였다. 그 결과, 퇴적암류(사암 및 셰일)

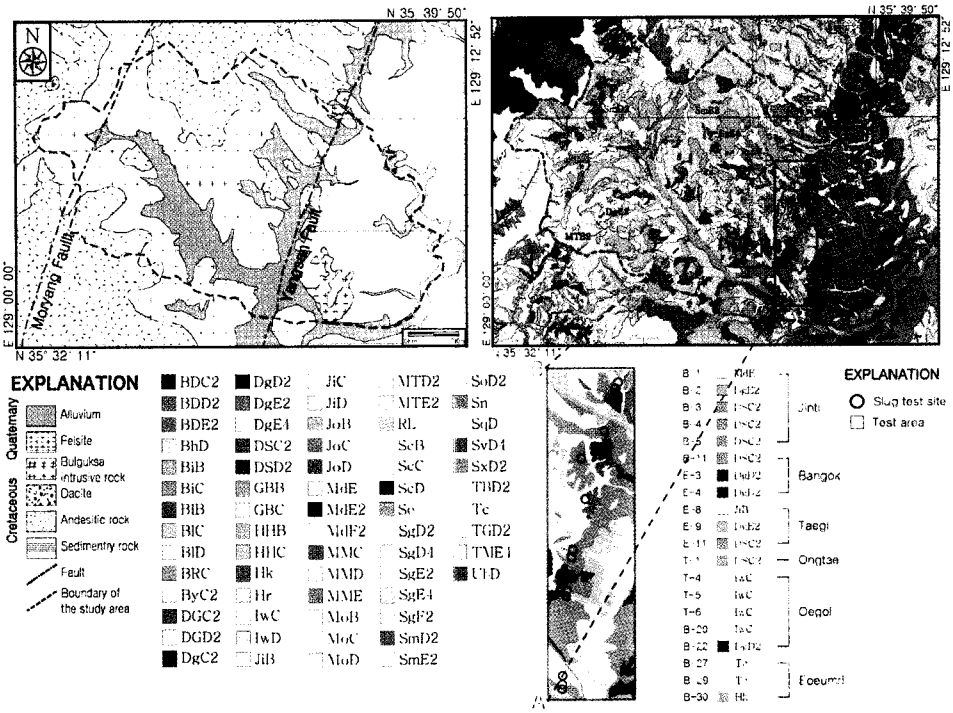

Fig. 6. Comparison between geology (left figure) and soil series (right figure).

Table 7. Locations and characteristics of the boreholes.

Village name	Borehole no	Coordinate		Elevation (m)	Depth to water (m)	Borehole depth (m)	Borehole diameter (mm)
		TM X	TM Y				
Jjinti	B-1	234,282	213,568	204.6	−2.4	3.0	76
	B-2	234,176	213,514	195.0	−1.0	5.5	76
	B-3	234,114	213,520	198.8	−3.0	3.6	76
	B-4	234,050	213,500	196.0	−0.4	3.7	76
	B-5	234,018	213,494	207.6	−1.7	2.8	76
Bangok	B-11	233,366	213,306	191.9	-	4.5	60.3
	E-3	233,064	213,216	230.6	−13.2	19.0	60.3
	E-4	232,936	213,174	233.4	−14.0	21.0	60.3
Taegi	E-8	232,104	212,938	244.4	-	12.0	60.3
	E-9	232,860	212,864	231.6	-	19.0	60.3
	E-11	231,158	212,700	228.0	-	16.5	60.3
Ongtae	T-1	231,016	212,677	139.3	−18.0	27.0	60.3
Oegol	T-4	230,372	212,444	194.4	−3.9	10.3	76
	T-5	230,408	212,456	188.7	−1.4	10.1	76
	T-6	230,439	212,468	197.3	−6.9	10.0	76
	B-20	230,393	212,584	199.4	-	2.3	60.3
	B-22	230,295	212,576	204.0	−1.2	3.4	60.3
Eoeumri	B-27	228,801	212,500	160.3	−4.5	7.6	60.3
	B-29	228,637	212,491	160.1	−1.4	6.9	60.3
	B-30	228,547	212,490	159.5	−1.2	7.2	60.3

가 분포하는 지역에는 주로 DgE2이 분포하고 있다(Fig. 6). 북쪽의 안산암질암 지역에는 주로 SmE2가 분포를 하고 있으며, 남서쪽의 안산암질암에는 MTE2가 나타난다. 불국사관입암류 지역에서는 여러가지 토양이 나타나지만, 그 중에서도 DgE2, SgE4 그리고 SmD2가 우세하다. 또한 제4기 충적층 지역에서는 JiB와 HHB가 우세하다(Table 5). 대구통(Daegu series)에 속하는 DgE2의 토양배수는 매우 양호하고 투수성은 보통이다(http://asis.rda.go.kr). 삼각통(Samgak series)에 속하는 SmE2, SmD2, SgE4는 매우 양호한 토양배수와 높은 투수성을 가진다. 미탄통(Mitan series)에 속하는 MTE2의 토양배수는 양호하고 투수성은 약간 빠르거나 보통이다. 지산통(Jisan series)에 속하는 JiB의 토양배수는 약간 불량하고 투수성은 보통 내지 약간 느리다. 그리고 화동통(Hwadong series)에 속하는 HHB는 약간 양호한 배수성과 매우 낮은 투수성을 가진다.

연구지역 전체를 볼 때, 암석의 종류와 토양의 수리적 특성은 다양하게 나타난다(Table 5). 전효택 외(1997)에 의하면, 토양의 발달은 기후, 모재, 식물, 시간 등에 좌우되며, 그 중에서도 기후가 가장 크게 영향을 미치는 요소이다. 이는 우리나라와 같이 풍수기와 갈수기가 뚜렷하고 연강수량이 풍부한 지역에서는 암석의 종류보다는 기후가 토양의 수리적 특성에 더 큰 영향을 미친다는 것을 의미한다. 연구지역 동부에 굴착된 20개 시추공에서 수행된 순간충격시험으로부터 암석의 수리전도도를 구하였다(한국철도시설공단, 일신하이텍, 2005). 시추공의 깊이는 지하 2.3~27.0 m이다(Table 7). 시추공 내의 암석의 수리전도도와 토양통의 관계를 살펴본 결과(Fig. 6, Table 8), 토양통의 수리적 특성이 A인 지역에서는 수리전도도가 2.17×10^{-5}~1.43×10^{-2} cm/sec이고, B인 지역에서는 6.02×10^{-6}~6.86×10^{-3} cm/sec이며, C인 지역에서는 2.90×10^{-4} cm/sec이다. 따라서, 연구지역의 토양통의 수리적 특성과 순간충격시험에 의한 암석의 수리전도도 사이에는 뚜렷한 비례 관계를 발견할 수 없었다. 이는 지표부근의 토양의 수리적 특성과 천부 지하 암석의 수리적 특성이 서로 일치하지 않음을 지시하는 것이다. 따라서 지하수 저류 변화량을 산정할 때, 지표 토양과 지하 암석의 수리적 특성을 함께 고려하여야 할 것으로 판단된다.

Table 8. Relationship between soil and hydraulic conductivity.

Village name	Borehole no	Hydraulic conductivity (cm/sec)	Soil codes	Hydrologic soil type
Jjinti	B-1	5.02×10^{-5}	Mde	A
	B-2	2.17×10^{-5}	DgE2	A
	B-3	1.66×10^{-4}	DSC2	A
	B-4	1.18×10^{-3}	DSC2	A
	B-5	4.38×10^{-5}	DSC2	A
Bangok	B-11	5.21×10^{-3}	DSC2	A
	E-3	6.04×10^{-4}	DgD2	A
	E-4	4.07×10^{-4}	DgD2	A
Taegi	E-8	2.90×10^{-4}	JiB	C
	E-9	3.83×10^{-4}	DgE2	A
	E-11	3.76×10^{-5}	DSC2	A
Ongtae	T-1	8.20×10^{-5}	DSC2	A
Oegol	T-4	1.40×10^{-4}	IWC	B
	T-5	5.20×10^{-3}	IWC	B
	T-6	2.20×10^{-4}	IWC	B
	B-20	6.02×10^{-6}	IWC	B
	B-22	1.43×10^{-2}	DgD2	A
Eoeumri	B-27	3.53×10^{-3}	Tc	B
	B-29	6.86×10^{-3}	Tc	B
	B-30	8.85×10^{-4}	Hk	A

지하수 저류 변화량과 강수량, 증발산량, 직접유출량의 상관성 분석

수리특성인자들(강수량, 증발산량, 직접유출량, 기저유출량)이 지하수 저류 변화량에 미치는 영향을 파악하기 위해서 중다선형 회귀분석(multiple linear regression)을 실시하였다. 중다선형 회귀분석은 종속변수를 설명하기 위한 독립변수가 여러 개인 경우에 적용하는 회귀분석 방법이다.

중다선형 회귀분석에서 종속변수 Y와 p-1개의 독립변수 $X_1, X_2, \cdots, X_{p-1}$ 는

$$Y=\beta_0+\beta_1X_1+\beta_2X_2+\cdots+\beta_{p-1}X_{p-1} \quad (22)$$

와 같은 관계식으로 표현된다(강근석과 김충락, 1999). 여기서 회귀계수 β_0는 회귀식의 절편이고 $\beta_1, \beta_2, \cdots, \beta_{p-1}$은 기울기를 나타내는 미지수이다. (22)식에서 실제 측정값인 종속변수(Y)와 기댓값(Y_i)사이에는 오차(e)가 생기며, 측정횟수가 n일 때

$$Y_i=\beta_0+\beta_1X_{i1}+\beta_2X_{i2}+\cdots+\beta_{p-1}X_{i,\,p-1}+e_i,$$
$$i=1,\ 2,\ \cdots,\ n \quad (23)$$

와 같은 관계식이 성립한다. 여기서 e_i는 Y와 Y_i 의 오차이며 정규성, 등분산, 상호 독립성을 가진다. e_i의 크

기가 가장 작은 회귀식을 구하면, 그것이 가장 이상적인 회귀식이라 할 수 있다. e_i의 크기를 최소화 시키는 방법으로는 최소자승법(method of least squares)을 이용한다. 최소자승법은 오차 e_i들의 제곱의 합이 최소인 회귀계수(β_0, β_1, ⋯, β_{p-1})들의 값을 구하는 방법이다. 즉,

$$S=\sum_{i=1}^{n} e_i^2=\sum_{i=1}^{n}(Y_i-\beta_0-\beta_1X_1-\cdots-\beta_{p-1}X_{i,p-1})^2 \quad (24)$$

이다.

본 연구에서는 SPSS(ver. 12.0)를 이용하여 중다선형 회귀분석을 실시하였다. 중다선형 회귀분석에서는 강수량, 증발산량, 직접유출량, 기저유출량을 독립변수로 하고, 지하수 저류 변화량을 종속변수로 설정하였다. 중다선형 회귀분석에서는 종속변수에 영향을 미치는 각각의 독립변수들 서로 간에는 상관관계가 없어야 한다. 즉, 중다선형 회귀분석에서 다중공선성(multicollinearity)이 발생할 때는 회귀분석 결과를 신뢰하기 어렵다. 따라서 먼저 독립변수들 간의 상관성을 살펴본 결과(Table 9), 강수량과 직접유출량 그리고 강수량과 기저유출량 간에는 높은 상관성을 나타내었다. 이것은 강수량이 직접유출량과 기저유출량에 미치는 영향이 크기 때문이다. 따라서 직접유출량과 기저유출량을 제외하고, 독립변수(강수량과 증발산량)에 대한 종속변수(지하수 저류 변화량)의 중다선형 회귀분석을 실시하였다(Table 10~12).

분산분석(ANOVA)을 통하여 중다선형 회귀모형의 타당성을 살펴보면(Table 10), F값이 203.566이고 $F_{0.05}$(2.27) 값이 3.35이다. 또한 유의확률(p-value) 5.2E-17이 유의수준 0.05(95%)보다 작으므로 회귀모형이 통계적으로 유의하다고 할 수 있다. 또한 독립변수들(강수량과 증발산량)이 종속변수(지하수 저류 변화량)를 얼마나 잘 설명하는지를 알아보기 위해 수정된 결정계수(adjusted determination coefficient)를 계산한 결과, 수정된 결정계수가 0.933으로 1에 가까우므로 독립변수들이 종속변수를 잘 설명한다고 할 수 있다(Table 11). 아울러서 회귀계수들의 통계적인 유의성을 검토한 결과(Table 12), 강수량과 증발산량의 회귀계수가 유의수준 0.05(95%)안에서 유의한 것으로 나타났다. 따라서 강수량과 증발산량이 지하수 저류 변화량에 영향을 미친다는 것이 통계적으로 유의하다는 것을 알 수 있다.

지하수 저류 변화량($\triangle S$)은 연 강수량(P)과 연 증발산량(ET)의 회귀식으로 나타내진다:

$$\Delta S = 0.546P - 1.438ET + 665.018 \quad (25)$$

따라서 강수량과 증발산량이 결정된다면, (25)식으로부터 지하수 저류 변화량을 구할 수 있다. 연구지역에 대해서 물수지분석법을 통하여 얻어진 지하수 저류 변화량과 (25)식으로 구한 지하수 저류 변화량을 비교해 보면, 전체적으로 서로 비슷한 양상을 나타내고 있다(Fig. 7). 다만, 1995년에 물수지분석법과 (25)의 회귀식의 지하수 저류 변화량은 각각 −114 mm와 −8 mm이고, 1999년에

Table 9. Correlation coefficient matrix between precipitation (P), groundwater storage change (ΔS), evapotranspiration (ET), direct runoff (QD), and baseflow (QS).

	ΔS	P	ET	QD	QS
ΔS	-	0.938	0.094	0.769	0.938
P	0.938	-	0.341	0.935	1
ET	0.094	0.341	-	0.413	0.341
QD	0.769	0.935	0.413	-	0.935
QS	0.938	1	0.341	0.935	-

Table 10. Result of ANOVA.

Source of variation	Sum of squares	Degrees of freedom	Mean squares	p-value	F-test
SSR	880068.4	2	440034.2	5.2E-17	203.566
SSE	58363.8	27	2161.6		$F_{0.05}$(2.27)
SST	938432.2	29			3.35

Table 11. Multiple linear regression analysis between independent variables (precipitation and evapotranspiration) and dependent variable (groundwater storage change).

	R	R^2	Adjusted R^2	Standard error of estimate
Regression equation	0.968	0.938	0.933	46.493

Table 12. Result of multiple linear regression analysis.

Factor	Unstandardized coefficients		Standardized coefficients	t-test	p-value
	Coefficient	Standard error			
Constant	655.018	213.912		3.062	0.005
Precipitation	0.546	0.027	1.025	20.082	9.2E-18
Evapotranspiration	−1.438	0.287	−0.255	−5.004	3.0E-5

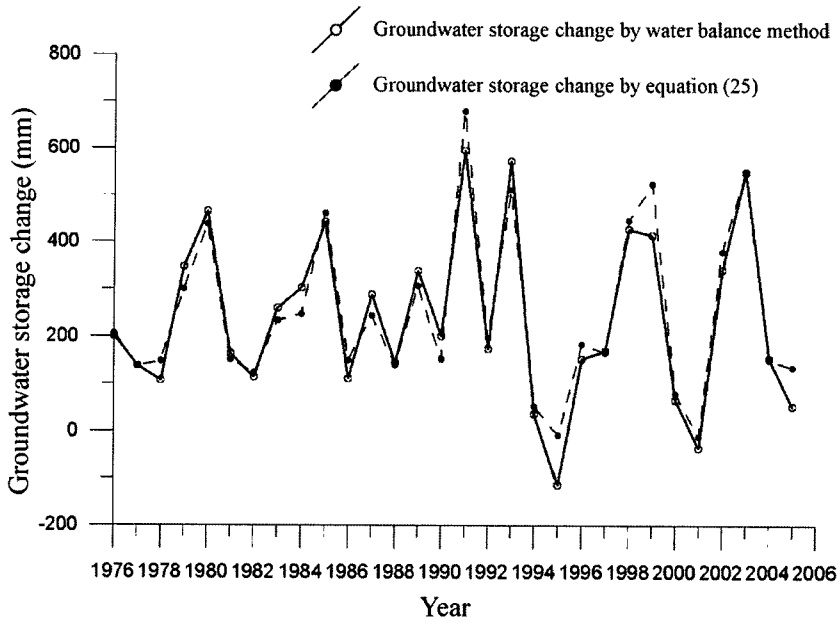

Fig. 7. Comparison of groundwater storage change by water balance method and groundwater storage change by multiple linear-regression equation (25).

는 각각 414 mm와 525 mm로서 서로 약 100 mm이상의 차이를 나타내고 있다. 이는 강수량이 매우 적거나 매우 많을 때는 회귀식에 의한 지하수 저류량 산정값의 불확실성이 커짐을 지시한다.

토의 및 결론

본 연구는 울산광역시 언양지역의 지하수 저류 변화량 특성을 분석하였다. 이를 위하여 지난 30년간(1976년 1월부터 2005년 12월)의 강수량과 기온 자료를 이용하여 직접유출량과 증발산량을 산정하였다. 물수지분석법으로 구한 연구지역의 지하수 저류 변화량은 연 강수량의 18.7%인 240 mm로 산정되었다. 30년간 평균 연 증발산량은 776 mm로 강수량의 60.5%에 해당하며, 직접유출량은 137 mm로 연 강수량의 10.6%이다. 한편 연구지역의 기온은 30년 동안 꾸준히 증가하는 추세를 나타내었으며, 이에 따라 증발산량도 증가하는 추세를 나타내었다. 이와 같은 증발산량의 증가는 지하수 저류량에도 영향을 미칠 것으로 판단된다. 1995년과 2001년의 지하수 저류 변화량은 음의 값으로 산정되었으며, 이는 증발산량이 강수량에도 영향을 받지만 기온에 의한 영향을 크게 받기 때문이다. 실제로 1995년과 2001년의 강수량은 다른 해에 비해서 매우 적었으며, 기온은 다른 해와 비슷하거나 오히려 높았다.

토양의 배수성과 투수성은 직접유출량 산정에 영향을 미친다. 연구지역에서는 전체적으로 암석의 종류와 토양의 수리적 특성이 연관성을 보이지 않는다. 이는 우리나라에서는 풍수기와 갈수기가 뚜렷하고, 연강수량이 풍부하므로, 토양의 수리적 특성이 암석의 종류보다는 기후에 더 큰 영향을 받기 때문으로 판단된다. 또한 연구지역의 토양통의 수리적 특성과 순간충격시험에 의한 암석의 수리전도도 사이에는 뚜렷한 비례 관계가 나타나지 않았다. 이는 지표부근의 토양의 수리적 특성과 지하 암석의 수리적 특성이 서로 다름을 지시하는 것이다. 따라서 지하수 저류량을 산정할 때, 지표 토양과 지하 암석의 수리적 특성을 함께 고려하여야 할 것으로 판단된다.

지하수 저류 변화량과 강수량, 증발산량, 직접유출량 간의 관련성을 분석한 결과, 강수량과 증발산량이 지하수 저류 변화량에 미치는 영향이 통계적으로 유의한 것으로 나타났다. 따라서, 지하수 저류 변화량(ΔS)과 연평균 강수량(P) 그리고 연평균 증발산량(ET) 간의 중다선형 회귀분석을 실시한 결과, 회귀식 ΔS=0.546P–1.438ET+665.018 을 얻을 수 있었다. 그러나, 강수량이 매우 적거나 매우 많을 때는 중다선형 회귀식에 의해서 산정한 지하수 저류량의 불확실성이 커지는 것으로 판단된다.

사 사

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

참 고 문 헌

강근석, 김충락, 1999, 회귀분석, 교우사, 479p.

고용권, 배대석, 김천수, 김경수, 정형재, 김성용, 2001, 환경동위원소를 이용한 여수지역 소유역에서의 지하수함양특성 고찰, 지하수토양환경, 6(3), 93-106.

구민호, 이대하, 2002, 지하수위 변동법에 의한 지하수 함양량 산정의 수치해석적 분석, 지질학회지, 38(3), 407-420.

김남장, 진명식, 1971, 한국지질도(1:50,000) 모량도폭, 국립지질조사소, 19p.

문상기, 우남칠, 2001, 누적강수량과 지하수위 곡선을 이용한 지하수 함양률 추정 방법, 지하수토양환경, 6(1), 33-43.

박창근, 1996a, 우리나라 지하수개발가능량 추정: 1. 개념정립과 기법의 개발, 지하수환경, 3(1), 15-20.

박창근, 1996b, 우리나라 지하수개발가능량 추정: 2. 5대강 유역에의 적용, 지하수환경, 3(1), 21-26.

배상근, 김용호, 2006, NRCS-CN방법과 기저유출 분리법을 이용한 지하수함양률 산정, 한국환경과학회지, 15(3), 253-260.

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

이동률, 1995, 지하수 감수곡선을 이용한 지하수 함양량 추정과 장기 갈수량 예측, 고려대학교 박사학위논문.

이동률, 윤용남, 1996, 우리나라 지하수 함양량 추정과 분석, 대한토목학회지, 16(2-4), 321-334.

이민성, 강필종, 1964, 한국지질도(1:50,000) 양산도폭 및 설명서, 국립지질조사소, 24p.

이승현, 배상근, 2004, SCS-CN방법을 이용한 평창강 유역의 강수 함양량 산정, 한국환경과학회지, 13(12), 1033-1039.

이윤종, 이인기, 1972, 한국지질도(1:50,000) 언양도폭 및 설명서, 국립지질조사소, 22p.

일신하이텍, 2005, 서울-부산간 경부고속철도 제13공구 실시설계보완작성 지질조사보고서, 787p.

전효택, 김종대, 김옥배, 민경원, 박영석, 윤정한, 1997, 응용지구화학, 서울대학교출판부, 380p.

정영훈, 김경호, 2000, SCS-CN 방법에 의한 미원면의 지하수 함양량 추정, 충북대학교 건설기술연구소 논문집, 19(2), 181-190.

최병수, 안중기, 1998, 지역단위 지하수 자연함양율 산정 방법 연구, 지하수환경, 5(2), 57-65.

한국수자원공사, 1993, 지하수자원 기본조사 보고서, 한국수자원공사.

한국수자원공사, 1994, 지하수자원 기본조사(2차): 지하수 이용 관리법안 수립 및 대체용수원 개발지역 산정조사 보고서, 한국수자원공사.

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

한국철도시설공단, 일신하이텍, 2005, 서울-부산간 경부고속철도 제13공구 실시설계 보완작성 지질조사보고서, 787p.

한국토양정보시스템(ASIS, Agricultural Soil Information System), 한국의 토양, 토양통검색, http://asis.rda.go.kr

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

한정상, 한찬, 1999, 3차원 지하수모델과 응용, 박영사, 1390p.

함세영, 정재열, 김형수, 한정상, 차용훈, 2005, 창원시 대산면 강변여과수 취수부지 주변의 지하수 유동 모델링, 자원환경지질, 38(1), 67-78.

Aller, L., Bennett, T., Lehr, J. H., Petty, R. J. and Hackkett, G., 1987, DRASTIC: A Standard System for Evaluating Ground Water Pollution Potential Using Hydrogeologic Settings, U.S. Environmental Protection Agency, 600/2-87/035, Washington, D.C., 455p.

Andres, G. and Egger, R., 1985, A new tritium interface method for determining the recharge rate of deep groundwater in the Bavarian Molasse basin, J. Hydrol., 82, 27-38.

Arnold, J. G., Muttiah, R. S., Srinivasan, R. and Allen, P. M., 2000, Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin, J. Hydrol., 227(1), 21-40.

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

Goel, N. K., Kurothe, R. S., Mathur, B. S., and Vogel, R. M., 2000, A derived flood frequency distribution for correlated rainfall intensity and duration, J. Hydrol., 228, 56-67.

IPCC, 2001, Climate Change 2001, The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assesment Report of the Inter-governmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 881 p.

Linsley, R. K., Kohler, M. A. and Paulhus, J. P., 1949, Applied Hydrology, McGrawHill, Inc., NY, 639p.

McCuen, R. H., 1982, A Guide to Hydrologic Analysis Using SCS Methods, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.

Meyboom, P., 1961, Estimating groundwater recharge from stream hydrographs, J. Geophys. Res., 66, 1203-1214.

Monteith, J. L., 1965, Evaporation and environment, In Fogg, G.E., ed., symposium of the Society for Experimental Biology, The State and Movement of Water in Living Organisms, 19, Academic Press, Inc., NY, p.205-234.

Morel-Seytoux, H. J. and Verdin, J. P. 1981, Extension of the Soil Conservation Service Rainfall-runoff Methodology for Ungaged Watersheds, Report FHWA/RD-81/060 Offices of Research & Development Environmental Division, U.S. Federal Highway Administration, 75p.

Penman, H. L, 1948, Natural Evapotranspiration from Open Water, Bare Soil, and Grass, Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, 193, 120-145.

Scozzafava, M. and Tallini, M., 2001, Net infiltration in the

Gran Sasso Massif of central Italy using the Thornthwaite water buget and curve-number method, Hydrogeol. Jour., 9, 461-475.
Solomon, D. K., Schief S. L., Poreda, R. J. and W. B. Clarke, 1993, A validation of $^{3}H/^{\beta}He$ method for determining groundwater recharge, Water Resour. Res., 29(9), 2951-2962.
Sukhija, B. S., Reddy, D. V., Nagabhushanam, P. and Hussain, S., 1996, Environmental and injected tracers methodology to estimate direct precipitation recharge to a confined aquifer, J. Hydrol, 177, 77-97.
Thornthwaite, C. W., 1944, Report of the Committee on Transpiration and Evaporation, 1943-1944, Am. Geophys. Union Trans., 25p.
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, U.S.A..
Turc, L., 1963, Evaluation des besoins en eau d'irrigation, vapotranspiration potentielle, formulation simplifiet mise jour. Ann. Agron., 12, 13-49.
United Nations, 1977, Crop Water Requirement, Food and Agricultural Organization (FAO), Irrigation and Drainage Paper 24, 14.

2008년 7월 10일 원고접수, 2008년 9월 16일 게재승인

김남훈
부산대학교 지구환경시스템학부
609-735 부산광역시 금정구 장전동 산 30번지
Tel: 051-510-3453
Fax: 051-516-7767
E-mail: pubchawk@pusan.ac.kr

함세영
부산대학교 지구환경시스템학부
609-735 부산광역시 금정구 장전동 산 30번지
Tel: 051-510-2252
Fax: 051-516-7767
E-mail: hsy@pusan.ac.kr

김태용
한국철도시설공단 기술본부
301-803 대전광역시 중구 보문로 340
Tel: 042-607-4244
Fax: 051-516-7767
E-mail: pro6809@empal.com

정재열
부산대학교 지구환경시스템학부
609-735 부산광역시 금정구 장전동 산 30번지
Tel: 051-516-8817
Fax: 051-516-7767
E-mail: jjy@pusan.ac.kr

안정훈
부산대학교 지구환경시스템학부
609-735 부산광역시 금정구 장전동 산 30번지
Tel: 051-510-3451
Fax: 051-516-7767
E-mail: hooni0277@pusan.ac.kr

전항탁
부산대학교 지구환경시스템학부
609-735 부산광역시 금정구 장전동 산 30번지
Tel: 051-510-3451
Fax: 051-516-7767
E-mail: jht@pusan.ac.kr

김형수
한국수자원공사 수자원연구원
305-730 대전광역시 유성구 전민동 462-1
Tel: 042-860-0330
Fax: 042-8670-0592
E-mail: hskim@kwater.or.kr