

## 물수지 및 수리지질 분석을 통한 울산광역시 중과천-보은천 지역의 지하수 함양량 산정

안정훈<sup>1</sup> · 함세영<sup>1\*</sup> · 이정환<sup>1</sup> · 김남훈<sup>1</sup> · 양대복<sup>1</sup> · 황지광<sup>2</sup>

<sup>1</sup>부산대학교 지구환경시스템학부, <sup>2</sup>한국철도시설공단 영남지역본부

### Estimation of Groundwater Recharge in Junggwae-Boeun Area in Ulsan City Using the Water Balance and Hydrogeological Analyses

Jeong-Hoon An<sup>1</sup>, Se-Yeong Hamm<sup>1\*</sup>, Jeong-Hwan Lee<sup>1</sup>, Nam-Hoon Kim<sup>1</sup>, Dae Bok Yang<sup>1</sup> and Jee Gwang Hwang<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Division of Earth Environmental System, Pusan National University, Busan 609-735, Korea

<sup>2</sup>Yeongnam Regional Office, Korea Rail Network Authority, Busan 600-755, Korea

Estimation of groundwater recharge is one of the most critical issues in sustainable management of groundwater resources. This study estimated groundwater recharge in the Junggwae-Boeun area in Ulsan City, by using the water balance and hydrogeological characteristics of geology and soil. Evapotranspiration was computed by using the Thornthwaite method, and direct runoff was determined by using the SCS-CN technique. Groundwater recharge was obtained as 266 mm/a (20.6% of the average annual precipitation, 1296 mm/a), with 779 mm/a (60.1%) of evapotranspiration and 119 mm/a (9.2%) of direct runoff. Precipitation and groundwater recharge was highly correlated, comparing with the relationships between precipitation and evapotranspiration, and between precipitation and direct runoff. This fact indicates that groundwater recharge responds more sensitively to precipitation than evapotranspiration and direct runoff do.

**Key Words** : groundwater recharge, water balance analysis, evapotranspiration, SCS-CN method, hydrogeological characteristics

지하수 함양량 산정은 지하수자원의 효율적인 관리 측면에서 매우 중요하다. 본 연구에서는 물수지분석법과 연구지역의 지질과 토양의 수리지질학적 특성을 이용하여 울산광역시 중과천-보은천 지역의 지하수 함양량을 산정하였다. 증발산량은 Thornthwaite 방법으로 계산하였으며, 직접유출량은 SCS-CN 방법으로 산정하였다. 지하수 함양량은 266 mm/년로 30년 평균 강수량 1296 mm/년의 20.6%에 해당하며, 증발산량은 779 mm/년 (60.1%), 직접유출량은 119 mm/년 (9.2%)로 산정되었다. 강수량과 지하수 함양량 간에는 강수량과 증발산량, 강수량과 직접유출량에 비해 상관성이 높게 나타난다. 이는 증발산량 및 직접유출량 보다 지하수 함양량이 강수량에 대해서 더 민감하게 반응한다는 것을 시사한다.

**주요어** : 지하수 함양량, 물수지분석법, 증발산량, SCS-CN 방법, 수리지질학적 특성

## 1. 서 론

지하수 함양은 수문순환의 한 과정으로서 지표로부터 침투한 물이 불포화대를 거쳐 포화대에 도달하는 것을 말한다. 이러한 물리적 과정은 불포화대에서의 불

의 흐름을 통해 지표면에 가해진 수직적 스트레스를 해소하고 평형상태로 되돌아가려는 자연 현상으로 이해될 수 있다(Koo and Lee, 2002). 지하수 함양은 대수층 내 지하수 저류량을 변화시킨다. 지하수 함양에는 강우에 의한 함양, 하천 또는 저수지, 산악지역의

\*Corresponding author: hsy@pusan.ac.kr

계곡에서 침투되는 지표수 함양, 인위적으로 물을 지하로 침투시키는 함양 등이 있는데, 많은 소유역에서는 강우에 의한 함양이 대부분을 차지한다. 자연적인 지하수 함양량은 잠재 함양량과 실제 함양량으로 구분된다. 잠재 함양량은 토양내에 식물이 필요로 하는 충분한 수분이 있는 경우의 함양량을 말한다(Thornthwaite, 1944). 지하수면 상승은 지하수 저류량의 증가에 의해서 발생하며, 일반적으로 실제 함양량은 잠재 함양량보다 적다.

지금까지 연구된 지하수 함양량 산정 방법에는 물수지분석법(Sunwoo, 1992; Hamm *et al.*, 2005), SCS-CN 방법(Chung and Kim, 2000; Lee and Bae, 2004; Bae and Kim, 2006), 지하수위 변동법(Moon and Woo, 2001), 무강우 지속일수 동안의 지하수위 감소곡선법(Korea Water Resources Corporation, 1993, 1994, 1995; Lee, 1995; Lee and Yoon, 1996; Choi and Ahn, 1998), 기저유출 분리법(Meyboom, 1961; Park, 1996a, 1996b), 환경동위원소를 이용하는 방법(Andres and Egger, 1985; Solomon *et al.*, 1993; Koh *et al.*, 2001), 염소이온농도를 이용하는 방법(Sukhija *et al.*, 1996), 수치모형을 이용하는 방법(Arnold *et al.*, 2000) 등이 있다. 지하수 함양량 산정 방법(물수지분석법, 지하수위 변동법, 지하수위 감소곡선법, 기저유출 분리법 등)에는 수문순환 개념에 입각한 질량평형방정식이 적용되지만, 적용되는 인자에 따라서 각 방법들은 한계점을 가지고 있다(Cho *et al.*, 2006). 또한, 지하수 함양지역의 함양량과 하천의 기저유출량간에는 차이가 있으며(Chen and Lee, 2003), 이러한 차이는 적용방법의 차이, 하천변의 증발산량보다 심부 지하수계로의 지하수 유동, 해안으로의 지하수 유출로 인해 발생한다.

본 연구의 목적은 장기적인 지하수위, 하천유출량 및 실제 증발산량의 측정 자료가 없는 연구지역(울산광역시 울주군의 중괘천과 보은천 지역)에 대해서 물수지분석법과 수리지질특성을 고려하여 지하수 함양량을 산정하는 것이다. 이는 고속철도 건설의 영향이나 도시화 등에 의한 지하수 수요 증가로 발생하는 추가적인 지하수위 하강을 예측하는데 필요한 사전 정보를 획득하기 위한 것이다. 본 연구를 위해서 울산기상관측소의 기상자료를 이용하였으며, 증발산량은 Thornthwaite 방법, 직접유출량은 SCS-CN 방법으로 산정하였다. 또한 CN 값에 따른 지하수 함양량의 변화를 분석하였으며, 지하수 함양량 산정 시 가장 큰 영향을 미치는 토양의 종류, 암석분포, 토양의 수리전도도의 영향도 고

찰하였다. 아울러 강수량과 지하수 함양량, 증발산량, 직접유출량간의 상관성도 분석하였다.

본 연구지역인 울산광역시 울주군의 중괘천과 보은천 지역은 경부고속철도 노선 및 경부고속도로 주변지역을 포함한다(Fig. 1). 연구지역은 동쪽으로는 울주군 삼동면 하잠리, 서쪽으로는 간월산(해발 1208.9 m)에서 취서산(해발 1081.0 m)에 이르는 구간, 남쪽으로는 정족산(해발 700.1 m), 북쪽으로는 울주군 삼북면 언양읍과 접한다. 태백산맥의 남쪽 끝자락에 위치하는 연구지역은 주로 산지 및 농경지로 이루어져 있다. 산지의 해발고도는 700.1~1208.9 m로 경사가 비교적 급하며, 대부분 층적층으로 이루어진 농경지는 북북동 방향으로 길게 분포하고 있다. 연구지역 내에는 지방 2등급 하천인 중괘천과 보은천이 동쪽으로 흐르고 있으며, 태화강은 연구지역의 북쪽경계 밖에 위치하며 역시 동류한다.

## 2. 재료 및 방법

### 2.1. 기상자료

연구지역과 가장 가까운 곳에 위치하는 울산기상관측소의 기상자료를 이용하였다(Korea Meteorological Administration, 2007). 이 기상자료는 연구지역의 기상현상을 대표할 수 있도록 고려한 것이다. 장기적인 지하수 함양량 산정을 위하여 지난 30년간(1977년 1월부터 2006년 12월까지)의 강수량과 기온 자료를 이용하였다. 지난 30년간의 연강수량의 범위는 693~2059 mm(연평균 강수량 1296 mm)이다(Fig. 2). 1982년에는 997 mm, 1994년에는 921 mm, 1995년에는 693 mm, 2001년에는 869 mm로 연강수량이 1000 mm 이하로 극심한 가뭄현상을 보였으며, 특히 1995년과 2001년에는 연강수량이 900 mm 미만으로 전국적인 가뭄이 발생하였다. 1994년과 1995년에는 계속된 가뭄으로 인해 농지 피해면적이 90 km<sup>2</sup>에 달했으며, 2001년에는 3월부터 6월까지 이어진 봄 가뭄 때문에 우리나라 대부분의 기상 관측지점에서 관측 이래 최저 강수량을 기록하였다(National Institute for Disaster Prevention, 2008). 반면에 1980년(1536 mm), 1985년(1747 mm), 1991년(2059 mm), 1993년(1649 mm), 1998년(1796 mm), 1999년(1865 mm), 2002년(1560 mm), 그리고 2003년(1879 mm)에는 1500 mm 이상의 많은 강수량을 기록하면서 태풍 및 집중호우로 인한 피해가 발생하였다. 30년간의 연평균 기온의 범위는 12.7~15.2°C이며, 이 기간 동안의 연평균 기온의 평균값은 14.0°C이다. 연평균 기온이 높았던 해는 1998년(15.1°C)과 2004년(15.2°C)

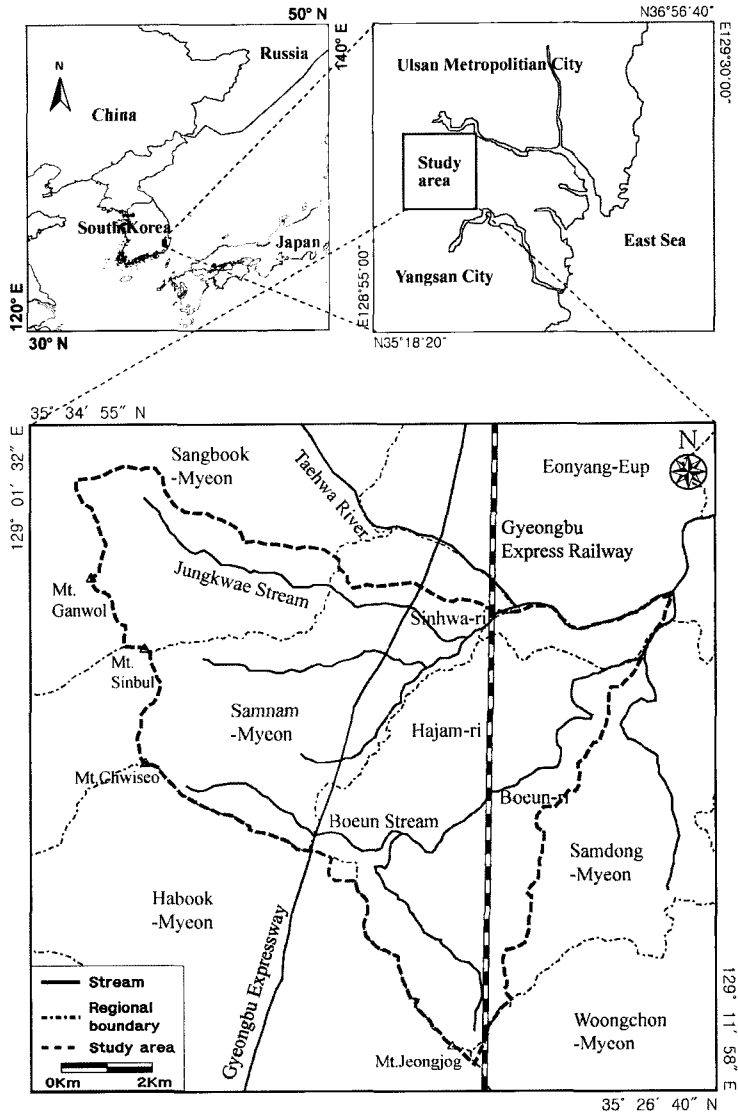


Fig. 1. Location of the study area.

으로 15.0°C 이상의 높은 값을 나타냈다. 또한 극심한 가뭄을 보였던 1994년(14.8°C)과 2001년(14.6°C)에도 연평균 기온이 비교적 높게 나타났다.

## 2.2. 증발산량 산정

증발산은 지표면으로부터의 증발과 식물로부터의 증산을 합한 값이며, 수분이 기체 상태로 대기에 환원되는 모든 것을 포함한다. 증발산은 기상학적 인자 이외에도 식물의 종류, 색깔, 식물의 밀도, 성장속도, 잎 표면의 크기 등의 식물 요소 및 토양의 공극율, 함수율, 수리전도도, 입도 등에 직접적인 영향을 받는다. 증발

산량은 직접 측정이나 간접적인 계산에 의해 결정된다. 직접 측정에는 라이시미터(lysimeter)가 이용된다. 그러나 라이시미터를 이용한 방법으로는 다양한 식생들에 의한 증발산을 잘 반영하지 못할 뿐만 아니라, 수개소에서 관측만으로 광역적 지역의 특성을 파악하기에는 한계가 있다. 이와 같이 직접적인 측정에 의해서 증발산량을 구하는 것이 용이하지 않기 때문에, Thornthwaite(1944)의 방법, Turc(1963)의 방법, Penman(1948)의 방법, Blaney와 Criddle(1950) 법, Penman-Monteith 법(Monteith, 1965)과 같은 간접적인 방법을 이용하여 증발산량을 구하는 경우가 많다. 한편

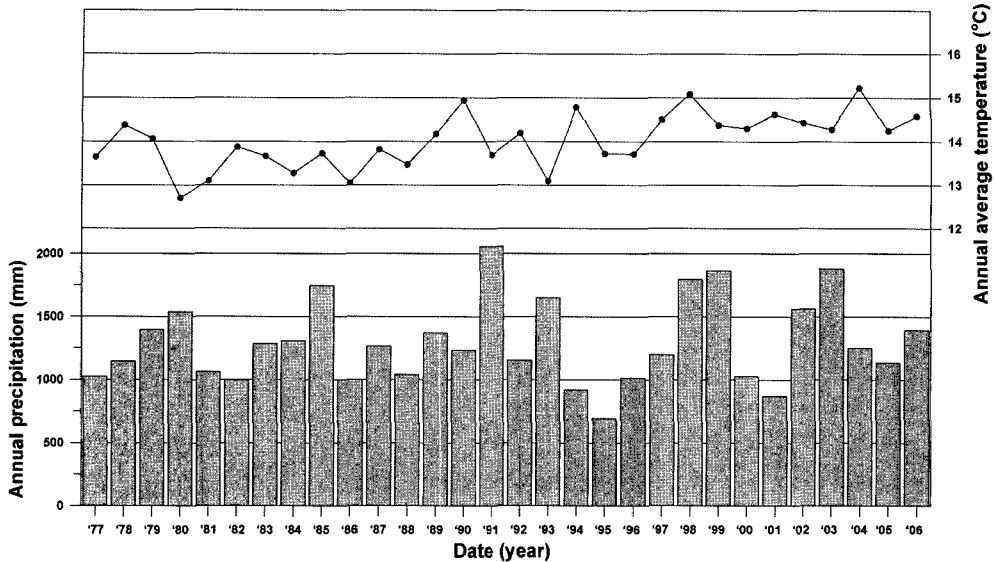


Fig. 2. Annual precipitation and average air temperature from 1977 until 2006.

Table 1. Monthly maximum sunshine hours.

(unit: hr/day)

Latitude	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
N35° 30'	10.05	10.97	11.90	13.12	14.04	14.55	14.34	13.52	12.41	11.29	10.27	9.75

Table 2. Soil moisture retention with respect to soil type and vegetation condition (Thorntwaite 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 sand 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

Anderson and Kustas(2008)는 열 적외선 원격탐사방법을 이용하여 증발산량과 토양수분 변화를 알아내는 방법을 제안하였다.

본 연구에서는 비교적 간단한 방법이지만, 기후 인자를 고려하기 때문에 월 증발산량의 변화를 산정할 수 있을 뿐만 아니라, 유용한 증발산량 산정 방법(Fetter, 2001)인 Thornthwaite 방법(Thorntwaite, 1944)을 이용하여 1977년부터 2006년까지의 증발산량을 산정하였다. Thornthwaite 방법의 과정으로는 기온, 월 열지표(monthly heat index), 매월의 최대일조시간(Doorenbos and Pruitt, 1977)을 이용하여 잠재 증발산량을 산정하였으며, 이로부터 강수량과 토양 함수능

을 고려해 실제 증발산량을 계산하였다. 연구지역의 위도인 북위 35° 30'의 최대일조시간은 Table 1과 같다. 본 연구지역의 토양은 '세사질 양토'이며, 식생상태는 '산림이 우거진 지역'으로 분류되므로, 토양의 종류와 식생상태에 따라 결정되는 토양 함수능(Thorntwaite and Mather, 1957)은 300에 해당된다(Table 2). 각 연도별 증발산량의 범위는 719~833 mm이다(Fig. 3). 한편 30년간의 증발산량 평균값은 779 mm로 30년간의 연평균 강수량(1296 mm)의 60.1%를 차지한다. 증발산량의 변화는 강수량보다는 기온에 더 큰 영향을 받는 것으로 나타난다. 즉, 최고 연평균 기온(15.2°C)을 기록한 2004년에는 증발산량이 831 mm이고, 두 번째

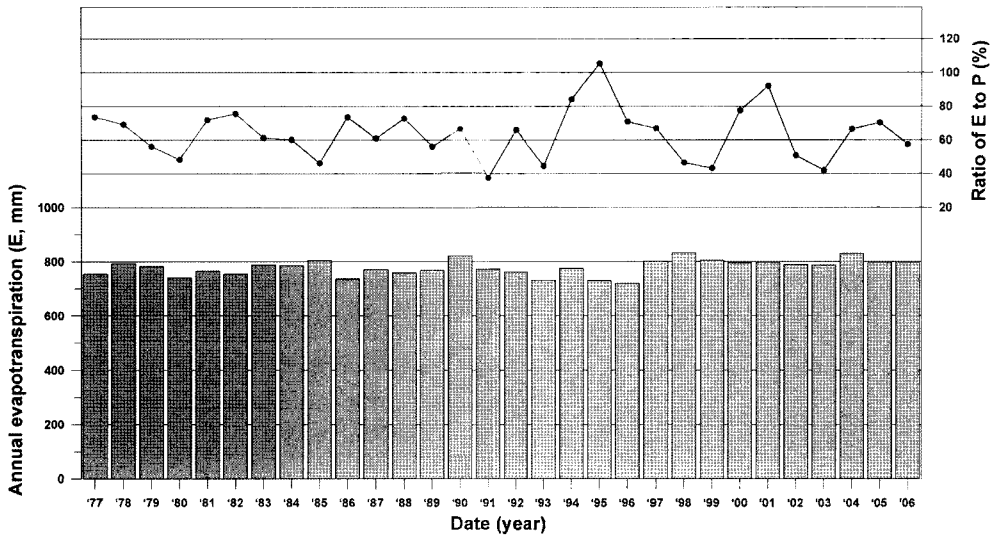


Fig. 3. Annual evapotranspiration ( $E$ ) and the ratio of  $E$  to annual precipitation ( $P$ ) from 1977 until 2006.

로 높은 연평균 기온(15.1°C)을 기록한 1998년에는 833 mm로 역시 높은 증발산량을 나타내었다. 반면에 최저 연평균 기온(12.7°C)을 보였던 1980년에는 증발산량이 741 mm로 평균값(779 mm) 보다 낮게 나타났다.

### 2.3. 직접유출량 산정

지상에 도달한 강우의 일부는 토양의 표면을 통하여 지하로 침투하고, 그 초과분은 지표면을 따라 직접 유출된다. 직접유출량은 침투율과 토양의 초기 함수량에 따라 크게 달라진다. 즉, 동일한 강수량이 발생하더라도, 선행 강수에 의해 토양의 함수량이 커지게 되면 건조한 상태의 토양보다 침투량은 적어지고 반대로 직접유출은 많이 일어난다. 직접유출량을 산정하는 방법에는  $\phi$  지표법( $\phi$  index method)(Goel *et al.*, 2000), W 지표법(W index method)(Linsley *et al.*, 1949), SCS-CN 방법(soil conservation service method) 등이 있으나, 본 연구에서는 미국 자연자원보존국(Natural Resources Conservation Service, NRCS)에서 개발한 SCS-CN 방법을 이용하였다. 이는 SCS-CN 방법이 주로 하천유출량이 측정되지 않은 유역의 유출량 산정에 이용되며, 토양의 종류, 토지이용 및 식생피복상태 등의 자료를 이용하여 간접적으로 직접유출량을 산정할 수 있기 때문이다(Morel-Seytoux and Verdin, 1981).

SCS-CN 방법에 의한 직접유출량 산정식은 다음과 같다(Mockus, 1949).

$$\frac{F}{S} = \frac{Q}{P} \quad (1)$$

여기서,  $F$ 는 시간( $t$ )에 따른 토양내 침투량(mm),  $S$ 는 토양의 최대 가능 함수량(mm),  $Q$ 는 직접유출량(mm),  $P$ 는 누적강수량(mm)이다. 직접유출량  $Q$ 는  $S$ 와  $F$ 의 함수로 표현될 수 있다. 그리고  $F$ 는 직접유출량과 강수량의 차이로서  $F = P - Q$ 와 같다. 따라서  $F = P - Q$ 를 (1) 식에 대입하고,  $Q$ 에 대하여 재정리하면 아래 식과 같다.

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

(2) 식은 강우 발생 즉시 직접유출이 일어남을 의미한다. 그러나 실제로 강우 발생 초기에는 강우의 대부분이 지하로 침투하며, 어느 정도 시간이 경과된 후에야 직접유출이 일어나는 것이 보통이다. 따라서 초기의 지하 침투량을 고려하여 강수량  $P$ 에서 초기 손실( $la$ )을 제외하여야 정확한 직접유출량이 산정된다. 경험식(Ponce and Hawkins, 1996)에 의하면  $la = 0.2S$ 이며, 이 관계식을 (2) 식에 대입하게 되면

$$Q = \frac{(P-0.2S)^2}{P+0.8S} \quad (3)$$

과 같이 된다. 여기서  $Q$ 는 0보다 크고,  $P$ 는 0.2S보다 커야 한다.

토양의 최대 가능 함수량  $S$ 는 유출곡선지수(runoff curve number, CN)의 함수이다. 그리고 CN 값은 토양의 종류, 식생피복 및 토지 이용도, 선행 토양함수 조건(antecedent soil moisture condition, AMC)에

의해서 결정된다. 토양의 종류는 직접유출 발생 가능성에 따라 A, B, C, D로 구분된다(McCuen, 1982). A는 실트가 거의 없고 모래와 자갈로 구성되어 지하 침투율이 높고 직접유출율이 상대적으로 낮은 토양이고, D는 실트가 많이 포함된 불투수성 토양으로 직접 유출율이 높은 토양이다(Table 3). 본 연구에서는 농업

과학기술원에서 2001년에 발간한 1:25,000 축적의 상 북, 언양, 통도사, 삼호 정밀토양도를 사용하여(Table 4, Fig. 4), 식생피복 및 토지 이용도(농업지역, 산림지역, 도시지역)와 토양의 종류(A, B, C, D)에 따라 연구지역을 23개의 소지역으로 나누었다. 토양도에서 토양은 토양통(soil series)들로 구분되며, 하나의 토양통

**Table 3.** Soil classification depending on runoff potential and minimum infiltration rate (McCuen, 1982).

Soil type	Description and runoff potential	Minimum infiltration rate (cm/hr)
A	Mostly sand and gravel; low runoff potential	0.76~1.14
B	Sand with small amount of clay and silt; moderately low runoff potential	0.38~0.76
C	Mostly clay and silt; moderately high runoff potential	0.13~0.38
D	Clay and silt; high runoff potential	0~0.13

**Table 4.** Soil codes, soil series and soil types in the study area.

Soil code	Soil series	Soil type	Soil code	Soil series	Soil type
BDD2	Bancheon-Daegu	B	JiC	Jisan	B
BDE2	Bancheon-Daegu	B	JiD	Jisan	B
BeC	Baegsan	B	JoC	Jigog	B
BhC	Banho	B	JoD	Jigog	B
BiB	Banggi	B	MdE	Mudeung	A
BiC	Banggi	B	MdF2	Mudeung	A
BIC	Banho	B	MMC	Mudeung-Mangsil	B
BRC	Flood plain	A	MMD	Mudeung-Mangsil	A
ByC2	Bonggye	B	MME	Mudeung-Mangsil	A
CGC	Chilgog	C	MTD2	Mudeung-Taehwa	A
CGD	Chilgog	C	MTE2	Mudeung-Taehwa	A
DGC2	Dalcheon-Samgag	A	MvF2	Mudeung	A
DgC2	Daegu	A	SbE	Seogto	B
DGD2	Dalcheon-Samgag	B	ScB	Sachon	C
DgD2	Daegu	A	ScC	Sachon	C
DgD4	Daegu	A	Se	Seoggye	C
DgE2	Daegu	A	SgD	Samgag	B
DgE4	Daegu	A	SgD4	Samgag	A
DSC2	Daegu-Siryae	A	SgE2	Samgag	A
DSD2	Daegu-Siryae	A	SgE4	Samgag	A
GBB	Gwangju-Bancheon	B	SmD2	Samgag	A
GBC	Gwangju-Bancheon	B	SmE2	Samgag	A
GxF2	Gosan	A	StE	Seogto	B
HHB	Hwadong-Bancheon	C	SxD2	Singi	B
HHC	Hwadong-Bancheon	C	TaE2	Taehwa	B
Hk	Hwangryong	A	TBD2	Taehwa-Bonggye	B
Ho	Hagseong	C	Tc	Tongcheon	B
Hr	Hwangryong	A	TGD2	Taehwa-Bonggye	B
IwB	Iweon	B	TMD4	Taehwa-Bonggye	B
IwC	Iweon	B	TME2	Taehwa-Bonggye	B
IwD	Iweon	B	YjD	Yongji	B
JiB	Jisan	B	RL	Rock	D

은 다시 토양상(soil code)들로 세분된다. 토양상은 토양통을 표토의 자갈함량, 표토의 토성, 표토의 침식정도, 경사, 침투율, 배수 등급에 의해 세분한 것이다.

Aller *et al.*(1987)에 의하면, 선행 토양함수 조건은 AMC-I, AMC-II, AMC-III로 분류된다(Table 5). 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). 본 연구지역은 풍수기(growing season, 6~9월)와 갈수기(dormant season, 1~5월, 10~12월)에 대해서 5일 선행 강수량( $P_5$ )의 규모에 따라 AMC-I, AMC-II, AMC-III로 분류되었다. 한편, 지하수 함양량 산정을 위해서는 토지 용도별로 평균 CN 값을 이용하는 것보다 토지 용도와 식생상태에 따라 각각의 CN 값을 적용하는 것이 더 합리적이라고 알려져 있다(Choi and Ahn, 1998; Chung and Kim, 2000; Lee and Bae, 2004; Bae and Kim, 2006). 따라서 본 연구에서도 토양의 종류, 토지 이용도 및 식생피복상태

에 따라 23개 소지역 별로 각각 CN 값을 산정하고, 소지역 별 직접유출량에 면적 가중치를 적용하여 연구지역 전체 직접유출량을 산정하였다. 각 소지역별 CN 값은 Table 6 및 Fig. 5에 제시하였다.

SCS-CN 방법으로 구한 1977~2006년의 각 연도별 직접유출량은 15~427 mm로 각 연도별 연강수량의 2.1~20.7%에 해당한다(Fig. 6). 한편 30년간의 연평균 직접유출량은 119 mm로 30년 평균 강수량(1296 mm)의 9.2%이다. 해당 연도별 강수량과 직접유출량은 비례관계를 보인다. 즉, 1991년의 경우, 높은 연강수량(2059 mm)에 대해서 직접유출량도 427 mm(20.7%)로 가장 높다. 반면, 강수량이 가장 낮은 1995년도(693 mm)에는 직접유출량도 15 mm(2.1%)로 가장 낮게 나타났다.

2.4. 지하수 함양량 산정

일정 수역내로의 지하수 유입이나 수역으로부터의

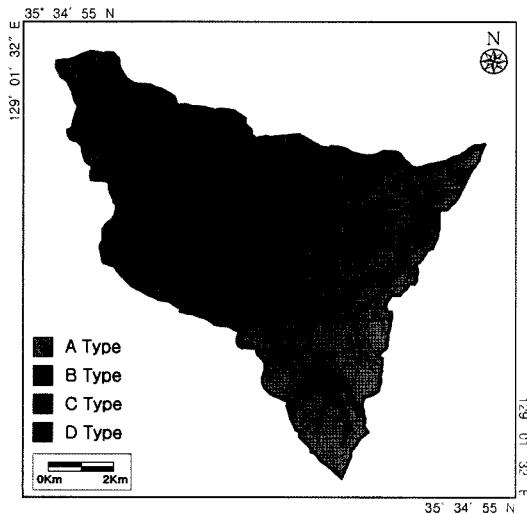


Fig. 4. Distribution of soil types in the study area.

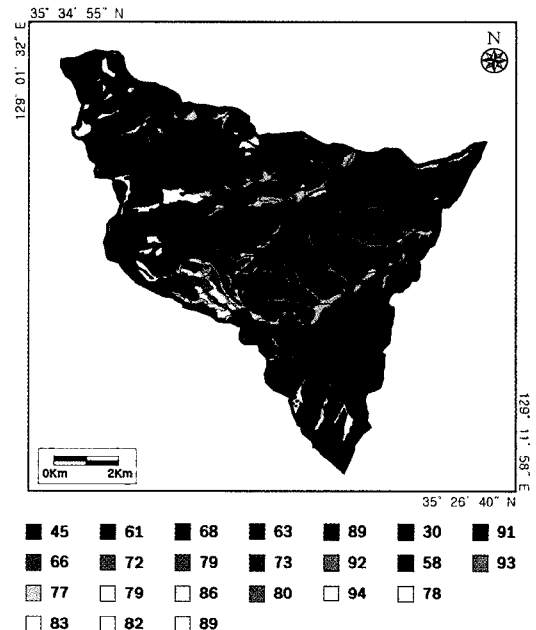


Fig. 5. CN values for 23 sub-regions in the study area.

Table 5. AMC based on accumulated five-day antecedent rainfall ( $P_5$ ) during dormant and growing seasons (Aller *et al.*, 1987).

AMC	$P_5$ (mm)		Water content condition 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

Table 6. CN values for different land uses and soil types.

Land use		Soil type	CN values	Area (km <sup>2</sup> )		
Agricultural area	Small grain areas	A	61	2.66		
		B	72	6.96		
		C	79	5.49		
		D	82	0.21		
	Rotation meadow areas	A	63	0.23		
		B	73	1.47		
		C	80	0.03		
	Meadow areas	A	30	0.06		
		B	58	0.16		
		D	78	0.16		
	Wood or forest area	Wood or forest lands	A	45	49.51	
			B	66	5.32	
C			77	0.36		
D			83	2.25		
Urban area	Idle lands (grass cover < 50%)	A	68	0.50		
		B	79	0.72		
		C	86	0.20		
		D	89	0.13		
	Commercial and business areas	A	89	0.06		
		B	92	1.58		
		C	94	0.11		
		D	91	0.03		
Industrial districts	C	91	0.03			
	D	93	0.13			
Total			78.33			

지하수 유출이 없다고 가정했을 때, 물수지 평형에 근거한 지하수 함양량은

$$\text{지하수 함양량} = \text{강수량} - \text{증발산량} - \text{직접유출량} - \text{기저유출량} \quad (4)$$

과 같다. 앞에서 언급한대로, 증발산량은 Thornthwaite 방법으로 구하고, 직접유출량은 SCS-CN 방법으로 산정하였다. 그리고 연구지역의 기저유출량에 대해서는 현재까지 정확하게 조사된 자료가 없기 때문에 낙동강 유역의 평균 기저유출량인 10.2%를 적용하였다(Park, 1996b).

각 연도별(1977~2006년) 지하수 함양량은 -123~683 mm로, 연 강수량의 -17.7~36.3%에 해당한다(Fig. 7). 한편 30년간의 평균 지하수 함양량은 266 mm로 30년간의 연평균 강수량(1296 mm)의 20.6%이다. 이는 우리나라 평균 지하수 함양율(강수량의 18.0%)(Choi and Ahn, 1998)과 비교하면 약간 높은 값으로 본 연구지역이 주로 논, 밭, 그리고 과수원을

포함하는 농경지 및 산지로 이루어졌기 때문에 생각된다. 2003년에는 지하수 함양량이 683 mm로 가장 높게 나타났으며, 강수량에 대한 비율 역시 36.3%로 가장 높았다. 반면, 최저 강수량(693 mm)을 기록한 1995년에는 -123 mm, 두 번째로 적은 강수량(869 mm)을 기록한 2001년에는 -42 mm로서 지하수 함양량이 음의 값을 나타내었다. 실제로 1995년과 2001년은 가뭄이 극심했던 해로 증발산량과 지하수 사용량이 많았던 해이다. Table 7에는 각 연도별(1977~2006년) 지하수 함양량, 증발산량, 직접유출량 및 기저유출량을 제시하였다.

23개의 소지역별 30년간 평균 지하수 함양량을 보면(Table 8), 산림지역의 지하수 함양량이 323 mm(30년 평균 강수량의 24.9%)로서, 농업지역과 도시지역에 비해서 높은 값을 나타내었다. 그리고 농업지역의 30년 평균 강수량은 208 mm(강수량의 16.1%)를 나타냈다. 그러나, 도시지역의 지하수 함양량은 0으로 이는 도시지역의 지표면의 대부분이 아스팔트 및 건물 등의 불투수성 물질로 덮여있기 때문이다. 이와 같이 각 지역



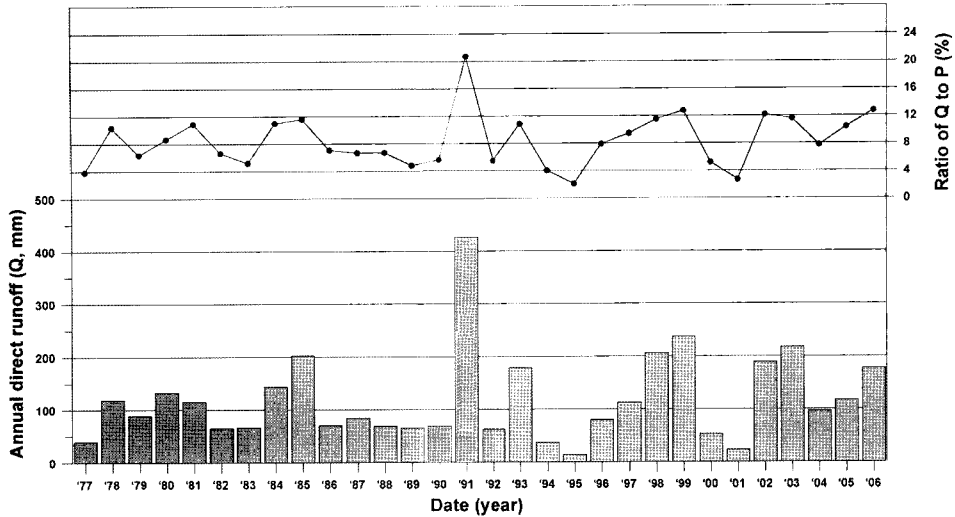


Fig. 6. Annual direct runoff ( $Q$ ) and the ratio of  $Q$  to annual precipitation ( $P$ ) from 1977 until 2006.

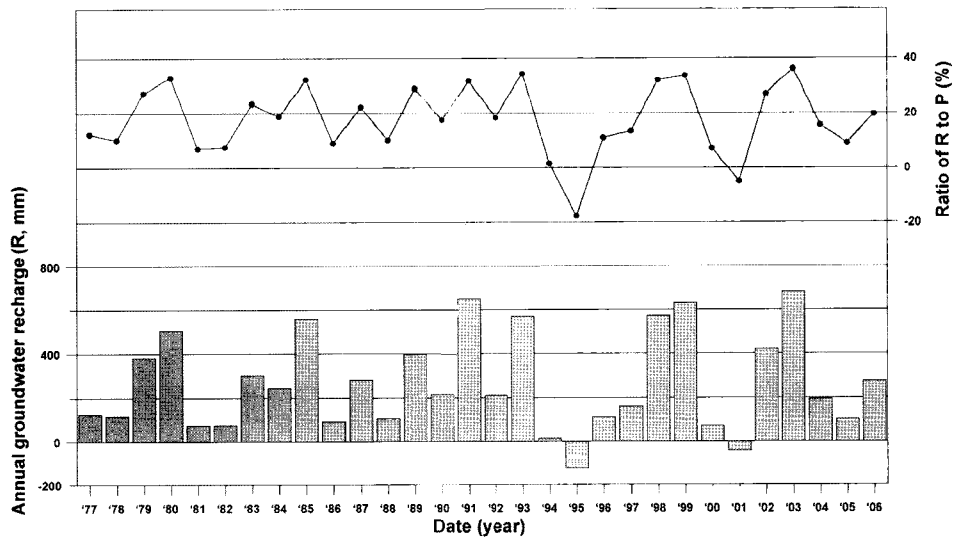


Fig. 7. Annual groundwater recharge ( $R$ ) and the ratio of  $R$  to the annual precipitation ( $P$ ) from 1977 until 2006.

별 지하수 함양량의 차이는 CN 값 및 직접유출량의 변화에서 비롯된다. 즉, 토지의 이용도, 식생피복상태 그리고 토양의 종류에 의해 결정되는 CN 값의 증가는 직접유출량 증가를 가져오게 되고, 결국 지하수 함양량을 감소시키게 된다.

### 3. 결과 및 고찰

#### 3.1. 암석분포와 토양의 종류에 따른 투수성 고찰

토양의 종류는 직접유출량 산정뿐만 아니라 나아가

서 지하수 함양량 산정 시에도 중요한 요인이 된다. 따라서 연구지역의 토양을 정확하게 분류하는 것이 매우 중요하다. 일반적으로 토양의 발달은 주로 모암의 종류, 기후, 식물 및 시간 등에 의해 크게 좌우된다. 또한 서로 다른 종류의 암석이라 하더라도 비슷한 물리적 성질의 토양이 생성되기 위해서는 기온, 강수량 등의 기후 요인이 중요하다(Chon *et al.*, 1997). 연구지역의 지질을 보면, 경상누층군내 하양층군에 속하는 진동층(사암, 셰일)이 최하부에 위치하고 있으며, 이를 안산암질암 및 불국사관입암류(흑운모화강암, 화강섬록

**Table 7.** Annual precipitation, groundwater recharge, evapotranspiration, direct runoff, and baseflow from the years 1977 until 2006 (unit: mm)

Year	Precipitation	Groundwater recharge	Evapotranspiration	Direct runoff	Baseflow
1977	1025	127 ( 12.4%)	754	40	105
1978	1147	118 ( 10.3%)	793	119	117
1979	1396	382 ( 27.4%)	782	89	142
1980	1536	506 ( 32.9%)	741	133	157
1981	1064	74 ( 6.9%)	766	116	109
1982	997	75 ( 7.6%)	754	66	102
1983	1286	301 ( 23.4%)	787	67	131
1984	1309	246 ( 18.8%)	786	144	134
1985	1747	561 ( 32.1%)	805	203	178
1986	1001	91 ( 9.1%)	737	71	102
1987	1266	281 ( 22.2%)	771	84	129
1988	1042	107 ( 10.3%)	759	70	106
1989	1371	397 ( 29.0%)	768	66	140
1990	1233	216 ( 17.5%)	822	70	126
1991	2059	650 ( 31.6%)	772	427	210
1992	1155	212 ( 18.4%)	762	64	118
1993	1649	570 ( 34.5%)	732	179	168
1994	921	15 ( 1.7%)	775	37	94
1995	693	-123 (-17.7%)	730	15	71
1996	1015	112 ( 11.0%)	719	80	104
1997	1199	162 ( 13.5%)	802	113	122
1998	1796	574 ( 31.9%)	833	207	183
1999	1865	631 ( 33.9%)	805	238	190
2000	1027	72 ( 7.0%)	797	53	105
2001	869	-42 ( -4.8%)	799	24	89
2002	1560	421 ( 27.0%)	790	190	159
2003	1879	683 ( 36.3%)	787	218	192
2004	1250	195 ( 15.6%)	831	97	128
2005	1136	104 ( 9.1%)	799	118	116
2006	1394	274 ( 19.7%)	800	178	142
Average	1296	266 (20.6%)	779	119	132

Values in parenthesis indicates the ratio of groundwater recharge to precipitation

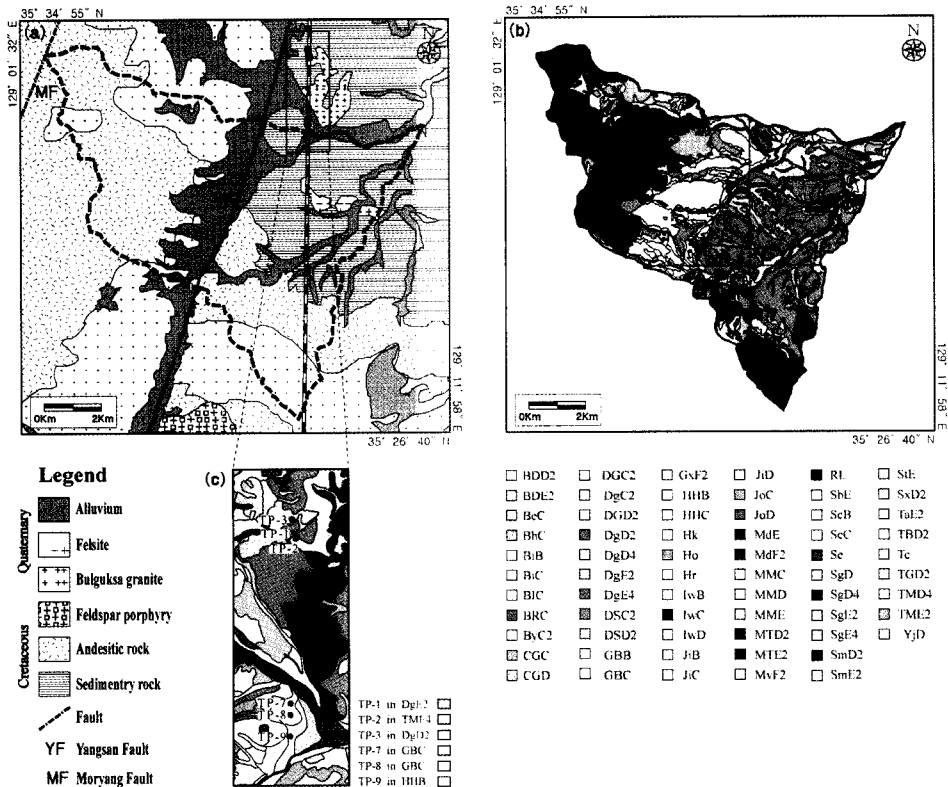
암, 규장암)가 관입, 분출하고 있다. 그리고 이 암석들을 제4기 충적층이 피복하고 있다. 퇴적암이 주로 분포하는 동부 지역은 대체로 낮은 구릉지대를 이루고 있으며, 안산암질암과 불국사화강암류가 분포하는 남부 지역과 서부지역은 700.1~1208.9 m의 높은 봉우리들로 험준한 산악지형을 이루고 있다. 그리고 제4기 충적층은 하천을 따라 주로 분포하고 있다(Fig. 8a). 연구지역내에 발달하는 지질구조는 대부분 백악기말 지구조운동의 결과로 생성되었으며, 북북동의 지나방향 구조선과 일치한다. 이의 대표적인 단층은 양산단층이다. 또한 연구지역의 서쪽에는 모량단층이 양산단층과 같은 방향으로 달리고 있다(Lee and Kang, 1964;

Lee and Lee, 1972).

지하수 함양량을 검토하기 위해 토양상의 종류와 암석의 종류를 비교하여 보았다. 연구지역 동부의 퇴적암 지역에는 토양상 DgE2가 주로 분포한다(Table 9). 그리고 서부와 남부에 넓게 분포하는 안산암질암 지역에는 토양상 MdE와 MTE2가 우세하게 나타난다. 한편 북부의 불국사화강암류 지역에는 SmD2와 SgE4, 남부의 불국사화강암류 지역에는 MdE가 주로 분포한다. 그리고, 연구지역 북부에 소규모로 산출되는 규장암 분포지역에는 TME2가 나타나며, 연구지역을 남북으로 가로질러서 분포하는 충적층에서는 토양상 DgD2, BiB, JiB, JiC가 우세하게 나타난다(Fig. 8b).

**Table 8.** Groundwater recharge for sub-regions

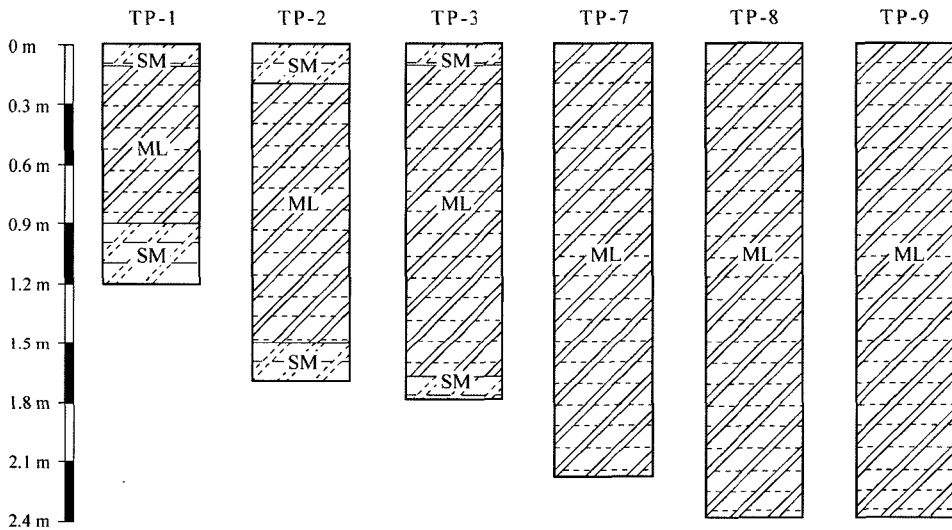
Land use description		Soil type	CN values	Area (km <sup>2</sup> )	Groundwater recharge, mm (its ratio to rainfall)		
Agricultural area	Small grain areas	A	61	2.66	285 ( 22.0%)		
		B	72	6.96	220 ( 17.0%)		
		C	79	5.49	153 ( 11.8%)		
		D	82	0.21	114 ( 8.8%)		
	Rotation meadow areas	A	63	0.23	276 ( 21.3%)		
		B	73	1.47	212 ( 16.3%)		
		C	80	0.03	141 ( 10.9%)		
	Meadow areas	A	30	0.06	369 ( 28.5%)		
		B	58	0.16	298 ( 23.0%)		
		D	78	0.16	165 ( 12.7%)		
	Wood or forest area	Wood or forest lands	A	45	49.51	341 ( 26.3%)	
			B	66	5.32	260 ( 20.0%)	
C			77	0.36	175 ( 13.5%)		
D			83	2.25	99 ( 7.6%)		
Urban area	Idle lands (grass cover < 50%)	A	68	0.50	248 ( 19.1%)		
		B	79	0.72	153 ( 11.8%)		
		C	86	0.20	45 ( 3.5%)		
		D	89	0.13	-25 ( -1.9%)		
	Commercial and business areas	A	89	0.06	-25 ( -1.9%)		
		B	92	1.58	-121 ( -9.3%)		
		C	94	0.11	-209 (-16.2%)		
	Industrial districts	C	91	0.03	-85 ( -6.6%)		
		D	93	0.13	-162 (-12.5%)		
					208	323	
					(16.1%)	(24.9%)	
					0	0	
					(0.0%)	(0.0%)	



**Fig. 8.** (a) Geology (Lee and Kang, 1964; Lee and Lee, 1972), (b) soil codes, and (c) borehole location in the study area.

**Table 9.** Hydraulic property of different rock types, soil types, and soil codes

Rocks type	Soil code	Soil type	Hydraulic property	Soil pattern	Soil color
Sedimentary rock	DgE2	A	Very high	Immature soil	Brown
	MdE	A	Very high	Immature soil	Brown
Andesitic rock	MTE2	A	Very high	Immature soil	Brown
	MdE	A	Very high	Immature soil	Brown
Bulguksa granites	SmD2	A	Very high	Immature soil	Brown
	SgE4	A	Very high	Immature soil	Brown
Felsite	TME2	B	High	Immature soil	Brown
Alluvium	DgD2	A	Very high	Immature soil	Brown
	BiB	B	High	Immature soil	Brown
	JiB	B	Imperfectly	Common soil	Brown
	JiC	B	Imperfectly	Common soil	Brown

**Fig. 9.** Soil stratigraphy at the boreholes (Korea Rail Network Authority and Ilshinhitec Co., 2005).

일반적으로 석영과 장석류가 풍부한 화강암, 규장암 및 사암의 토양 입자는 세일과 안산암질암 지역에 비하여 조립질이다. 따라서 화강암과 사암의 분포지역 토양은 세일과 안산암질암 지역의 토양 보다 투수성이 높은 편이다. 그러나, 연구지역에서는 암석의 종류(퇴적암, 안산암질암 및 불국사화강암류)에 관계없이 전체적으로 토양이 A type(투수성이 매우 양호한 미사질 토양)에 속한다. 이와 같이 토양의 종류에 따른 투수성과 암석의 종류 사이에 관련성이 나타나지 않는 것은 연구지역의 토양의 투수성이 암석의 종류보다는 강수량과 시간적인 요인의 영향을 더 크게 받기 때문으로 해석된다. 한편 충적층지역의 토양은 대부분 B type에 속한다.

한편, 연구지역내 시추공 TP-1~TP-3, TP-7~TP-9(Fig. 8c)에서 1.2~2.4 m 깊이로 채취된 토양 시료의

실내 변수위투수시험으로부터 수리전도도를 구하였다 (Korea Rail Network Authority and Ilshinhitec Co., 2005). 투수시험에 사용된 토양시료는 SM(실트질 모래)과 ML(저압축성 실트)에 속하며(Fig. 9, Table 10), 시료는 직경 10 cm, 길이 10 cm의 원기둥 모양이고, 습윤밀도는 10.0 g/cm<sup>3</sup>이다. 측정된 수리전도도는  $9.86 \times 10^{-7} \sim 5.69 \times 10^{-5}$  cm/s로서 일반적인 실트의 수리전도도 범위인  $10^{-7} \sim 10^{-3}$  cm/s에 속한다(Freeze and Cherry, 1979).

6개 지점에서 측정된 토양시료의 수리전도도와 동일 측정지점의 토양 분류에 따른 투수성을 분석한 결과, 둘 사이에 뚜렷한 상관성을 보이지 않았다. 즉, TP-3 지점의 토양의 종류는 DgD2로 A type(매우 양호)으로 분류되나, 측정된 수리전도도는  $9.86 \times 10^{-7}$  m/s로서 가장 작은 값을 가진다. 반면에, TP-9 지점의 토양상은

**Table 10.** Hydraulic conductivity of soil samples collected from the study area (Korea Rail Network Authority and Ishinhitec Co., 2005)

Borehole	Coordinate		Thickness (m)				Hydraulic conductivity (cm/s)
	X	Y	SM	ML	SM	Total depth	
TP-1	212591	230368	0.1	0.8	0.3	1.2	$3.74 \times 10^{-6}$
TP-2	212539	230359	0.2	1.3	0.2	1.7	$5.69 \times 10^{-5}$
TP-3	212352	230612	0.1	1.6	0.1	1.8	$9.86 \times 10^{-7}$
TP-7	212454	228025		2.3		2.3	$4.55 \times 10^{-6}$
TP-8	212461	227905		2.4		2.4	$2.36 \times 10^{-6}$
TP-9	212447	227627		2.4		2.4	$5.20 \times 10^{-6}$
Max			0.2	2.4	0.3	2.4	$5.69 \times 10^{-5}$
Min			0.1	0.8	0.1	1.2	$9.86 \times 10^{-7}$
Median			0.1	2.0	0.2	2.1	$4.15 \times 10^{-6}$
Mean			0.1	1.8	0.2	2.0	$1.23 \times 10^{-5}$
Std. dev.			0.1	0.7	0.1	0.5	0.0
Skewness			1.7	-0.6	0.0	-0.7	2.4
Kurtosis			-	-1.5	-	-0.7	5.9

**Table 11.** Comparison of hydraulic conductivities, soil codes and soil types

Borehole	Hydraulic conductivity (cm/s)	Soil code	Hydraulic property	Soil type
TP-1	$3.74 \times 10^{-6}$	DgE2	Very high	A
TP-2	$5.69 \times 10^{-5}$	TME4	High	A
TP-3	$9.86 \times 10^{-7}$	DgD2	Very high	A
TP-7	$4.55 \times 10^{-6}$	GBC	High	B
TP-8	$2.36 \times 10^{-6}$	GBC	High	B
TP-9	$5.20 \times 10^{-6}$	HHB	Moderately high	C

**Table 12.** F-test and t-test results of groundwater recharge, evapotranspiration, and direct runoff with respect to precipitation

	Correlation coefficient (r)	F-test		t-test	
		Critical value	Calculated value	Slope	Intercept
Groundwater recharge	0.98	4.20	643.62	25.37	-16.79
Evapotranspiration	0.32	4.20	3.14	1.77	35.42
Direct runoff	0.88	4.20	100.34	10.02	-5.69

HHB로 C type(약간 양호)으로 분류되지만, 수리전도도는  $5.20 \times 10^{-6}$  cm/s로 비교적 크게 나타났다(Table 11). 즉, 직접 측정된 토양의 수리전도도와 토양의 분류에 따른 투수성 사이에 뚜렷한 상관성이 나타나지 않는 것을 알 수 있다. 이는 동일한 토양 종류에 속하더라도 불균질성 때문에 지점에 따른 수리전도도가 상당히 달라질 수 있음을 의미한다.

**3.2. 강수량과 지하수 함양량, 증발산량, 직접유출량 간의 상관성 분석**

강수량과 지하수 함양량, 증발산량, 직접유출량의 관련성의 통계적 유의성을 파악하기 위하여 F-검정과 t-검정을 실시하였다. 유의수준 95%에서의 F-검정 결과, 강수량과 지하수 함양량간의 F 값이 643.62로 임계값(4.20)보다 크며, t-검정에 의한 기울기는 25.37, 절편은 -16.79로 나타났다. 일반적으로 F 값(=t<sup>2</sup> 값)의 관계가

성립하므로, 기울기와 절편의 제곱은 모두 임계값(4.20)보다 크다. 강수량(P)과 지하수 함양량(R)의 상관식은

$$R = 0.65P - 573.62 \quad (5)$$

이며, 상관계수(r)는 0.98로 나타났다(Table 12, Fig. 10).

강수량과 증발산량간의 F 검정을 실시한 결과, 임계값은 4.20인 반면에 계산값은 3.14로 임계값보다 작다. 따라서 강수량과 증발산량의 분산이 동일한 것으로 나타났다. t-검정 결과, 기울기는 1.77, 절편은 35.42로 나타났다. 절편의 제곱은 임계값보다 크지만 기울기의 제곱은 임계값보다 작다. 이는 강수량과 증발산량의 상관관계 유의성이 없음을 의미하며, 상관계수(r=0.32)도 낮다. 이는 증발산량이 강수량보다는 기온과 최대 일조시간에 더 큰 영향을 받기 때문으로 해석된다.

한편, 강수량과 직접유출량 사이의 F 값은 100.34로

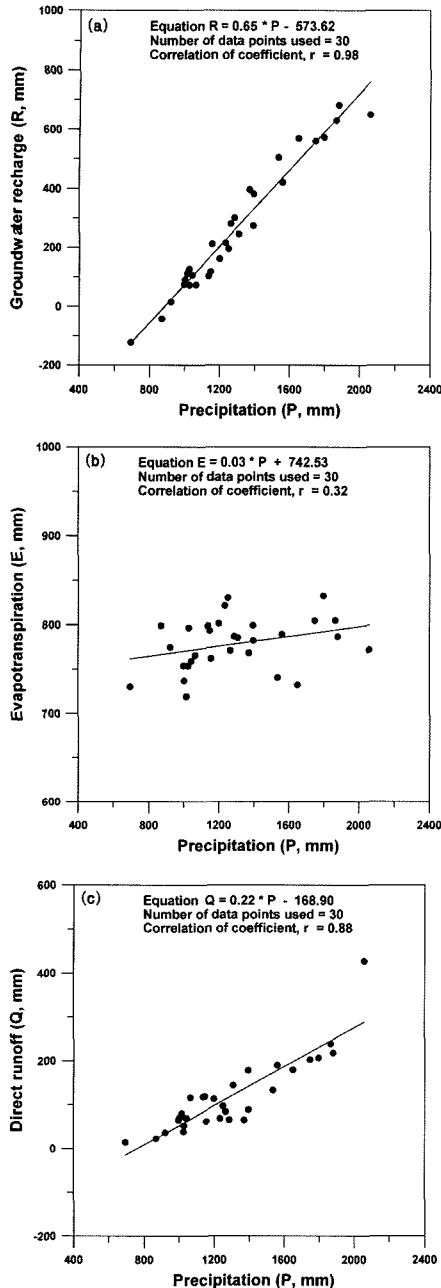


Fig. 10. Precipitation vs. groundwater recharge (a), precipitation vs. evapotranspiration (b), and precipitation vs. direct runoff (c).

임계값보다 크다. 기울기는 10.02, 절편은 -5.69로 기울기와 절편의 제곱이 모두 임계값보다 크게 나타났다. 따라서 강수량과 직접유출량 간에는 상관성이 있는 것으로 나타났다. 그리고 강수량( $P$ )과 직접유출량( $Q$ )의 상관식은

$$Q = 0.22P - 168.90 \quad (6)$$

이며, 상관계수는 0.88이다. 직접유출량은 누적강수량이 0.25인 경우에만 발생하며 강수량뿐만 아니라 강우 강도에도 많은 영향을 받는다. 예를 들어, 연중 일정량의 강우가 지속적으로 발생하는 지역에서는 연강수량이 높다 하더라도 초기 강우가 0.25를 초과하지 않는다면 직접유출량은 상대적으로 크지 않다. 그러나 우리나라와 같이 강우가 여름철에 집중되는 지역에서는 연강수량이 적을지라도 직접유출량은 상대적으로 커지게 된다. 이와 같이 직접유출량은 강수량뿐만 아니라 강우 강도에도 영향을 받기 때문에 강수량과 지하수 함양량의 상관계수( $r=0.98$ )보다는 작은 값( $r=0.88$ )을 가진다.

#### 4. 결 론

물수지분석법과 수리지질 특성을 이용하여 울산 중패천-보은천 지역의 지하수 함양량을 산정하였다. 증발산량은 Thornthwaite 방법, 직접유출량은 SCS-CN 방법을 이용하여 산정하였다. 기저유출량은 낙동강 유역의 평균값인 10.2%를 적용하였다. 지하수 함양량 산정 결과, 연구지역의 1977년부터 2006년까지 30년간의 연평균 강수량 1296 mm에 대하여 증발산량은 779 mm(60.1%), 직접유출량은 119 mm(9.2%)로 산정되었으며, 지하수 함양량은 266 mm(20.6%)로 산정되었다. 또한 토지 이용도 및 토지피복상태 그리고 토양의 종류에 따라서 연구지역을 23개의 소지역으로 분류하여 소지역 별로 CN 값을 산정한 결과, CN 값이 클수록 직접유출량이 증가하고, 반대로 지하수 함양량은 감소하는 경향을 보였다.

토양의 분류에 따른 투수성과 암석 분포간의 관련성을 살펴본 결과, 연구지역내에서 암석과 토양의 분포가 다름에도 불구하고 토양의 분류에 따른 투수성은 전 지역에서 비슷하게 나타났다. 이는 토양의 투수성이 모암의 성질과 토양의 종류보다는 강수량과 시간적인 요인에 의해서 더 큰 영향을 받기 때문으로 해석된다. 또한, 토양시료의 수리전도도와 토양의 분류에 따른 투수성 사이에 뚜렷한 상관성이 나타나지 않았다. 이는 동일한 토양 종류에 속하더라도 토양의 불균질성으로 인하여 측정 지점에 따라서 수리전도도가 상당히 달라질 수 있음을 의미한다.

강수량과 지하수 함양량, 증발산량, 직접유출량간의 유의성 분석 결과, 강수량과 지하수 함양량 그리고 강

수량과 직접유출량 간에는 상관성이 있는 것으로 나타났으나, 강수량과 증발산량 간에는 상관성이 없는 것으로 나타났다. 이는 지하수 함양량과 직접유출량은 강수량에 대해서 민감하게 반응하지만, 증발산량은 강수량 보다는 기온과 최대 일조시간에 더 많은 영향을 받기 때문에 판단된다. 강수량( $P$ )과 지하수 함양량( $R$ )의 상관식은  $R=0.65P - 573.62$ 로 나타났으며, 상관계수는 0.98이다. 한편, 강수량( $P$ )과 직접유출량( $Q$ )의 상관식은  $Q=0.22P - 168.90$ 이며 상관계수는 0.88이다.

## 사 사

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

## 참고문헌

- 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.
- Anderson, M. and Kustas, W. (2008) Thermal remote sensing of drought and evapotranspiration, EOS, Am. Geophys. Union Trans., v. 89, p. 233-234.
- 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., v. 82, p. 27-38.
- Arnold, J.G., Muttiyah, 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., v. 227, p. 21-40.
- Bae, S.-K. and Kim, Y.-H. (2006) Estimation of groundwater recharge rate using the NRSC-CN and the baseflow separation methods, J. Environ. Sci., v. 15, p. 253-260.
- Blaney, H.F. and Criddle, W.D. (1950) Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data, USDA(SCS) TP-96, 48p.
- Chen, W.-P. and Lee, C.-H. (2003) Estimating groundwater recharge from streamflow records, Environ. J., v. 44, p. 257-265.
- Cho, S.-H., Moon, S.-H., Song, M.Y. and Ha, G.-C. (2006) Estimation of groundwater recharge in Yuseong Spa district, Daejeon, 2006 Spring Meeting of Korea Society of Economic and Environmental Geology, p. 651-657.
- Choi, B.-S. and Ahn, J.-G. (1998) A study on the estimation of regional groundwater recharge ratio, J. Korean Soc. Groundwater Environ., v. 5, p. 57-65.
- Chon, H.-T., Kim, J.D., Kim, O.B., Min, K.W., Park, Y.S. and Yoon, C.H. (1997) Applied Geochemistry, Seoul National University Press, 380p.
- Chung, Y.H. and Kim, K.H. (2000) Estimation of groundwater recharge rate with SCS-CN method in Miwon, J. Inst. of Construction Tech., v. 19, p. 181-190.
- Doorenbos, J. and Pruitt, W.O. (1977) Crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 24. Food and Agricultural Organization of the United Nations, Rome, Italy, 144p.
- Fetter, C.W. (2001) Applied hydrogeology, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ 07458, 598p.
- Freeze, R.A. and Cherry, J.A. (1979) Groundwater, Prentice Hall, Englewood Cliffs, 604p.
- 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., v. 228, p. 56-67.
- Hamm, S.-Y., Cheong, J.-Y., Kim, H.-S., Hahn, J.-S. and Cha, Y.-H. (2005) Groundwater flow modeling in a riverbank filtration area, Daesan-Myeon, Changwon City, Econ. Environ. Geol., v. 38, p. 67-78.
- Koh, Y.-K., Bae, D.-S., Kim, C.-S., Kim, K.-S., Chung, H.-J. and Kim, S.-Y. (2001) Consideration of the groundwater recharge based on environmental isotopic characteristics of the small basin in the Yeosu area, J. Korean Soc. Soil and Groundwater Environ., v. 6, p. 93-106.
- Koo, M.H. and Lee, D.H. (2002) A numerical analysis of the water level fluctuation method for quantifying groundwater recharge, J. Geol. Soc. Korea, v. 38, p. 407-420.
- Korea Meteorological Administration (2007) <http://www.kma.go.kr>
- Korea Rail Network Authority and Ilshinhitec Co. (2005) Complementary report on geological survey for designing Gyeongbu Express Railway 13th section, 787p.
- Korea Water Resources Corporation (1993) Report on survey of groundwater resources of Korea-preliminary survey and evaluation, 342p.
- Korea Water Resources Corporation (1994) The 2nd report on survey of groundwater resources of Korea for legislation of groundwater usage and management as well as for selection of development area of groundwater as substitutive water, 405p.
- Korea Water Resources Corporation (1995) The 3rd report on survey of groundwater resources of Korea for groundwater management, 349p.
- Lee, D.-R. (1995) Prediction of long-term low streamflow and groundwater recharge using groundwater recession curve. Ph. D. thesis, Korea University, Seoul, Korea, 359p.
- Lee, D.-R. and Yoon, Y.N. (1996) Estimation and analysis of groundwater recharge in Korea, J. Civil Eng., v. 16, p. 321-334.
- Lee, M.S. and Kang, P.C. (1964) Geological map and explanatory text of Yangsan area, Geological Survey of Korea, 24p.
- Lee, S.H. and Bae, S.K. (2004) Estimation of precipitation recharge in the Pyungchang River basin using SCS-CN method, J. Environ. Sci., v. 13, p. 1033-1039.
- Lee, Y.J. and Lee, I.K. (1972) Geological map and explanatory text of Eonyang area, Geological Survey of

- Korea, 22p.
- Linsley, R.K., Kohler, M.A. and Paulhus, J.L.H. (1949) Applied hydrology, McGraw-Hill, Inc., 639p.
- McCuen, R.H. (1982) A guide to hydrologic analysis using SCS methods, Prentice Hall, Englewood Cliffs, 110p.
- Meyboom, P. (1961) Estimating groundwater recharge from stream hydrographs, *J. Geophys. Res.*, v. 66, p. 1203-1214.
- Mockus, V. (1949) Estimation of total (and peak rates of) surface runoff for individual storms. Exhibit A of Appendix B, Interim Survey Report, Grand (Neosho) River watershed, USDA, Washington, DC.
- 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.
- Moon, S.-K. and Woo, N.-C. (2001) Estimation of groundwater recharge ratio using cumulative precipitation and water-level change, *J. Korean Soc. Soil and Groundwater Environ.*, v. 6, p. 33-43.
- 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.
- National Institute for Disaster Prevention (2008) <http://www.nidp.go.kr>.
- Park, C.-K. (1996a) Estimation of the available amount of groundwater in South Korea: 1. Development of the method, *J. Korean Soc. Groundwater Environ.*, v. 3, p. 15-20.
- Park, C.-K. (1996b) Estimation of the available amount of groundwater in South Korea: 2. Application of five major river basins, *J. Korean Soc. Groundwater Environ.*, v. 3, p. 21-26.
- Penman, H.L. (1948) Natural evapotranspiration from open water, bare soil, and grass, *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 193, p. 120-145.
- Ponce, V.M. and Hawkins, R.H. (1996) Runoff curve number: has it reached maturity?, *J. Hydrologic Eng.*, v. 1, p. 11-19.
- Scozzafava, M. and Tallini, M. (2001) Net infiltration in the Gran Sasso Massif of central Italy using the Thornthwaite water budget and curve-number method, *Hydrogeol. J.*, v. 9, p. 461-475.
- Solomon, D.K., Schief, S.L., Poreda, R.J. and Clarke, W.B. (1993) A validation of  $^3\text{H}/^3\text{He}$  method for determining groundwater recharge, *Water Resour. Res.*, v. 29, p. 2951-2962.
- Sukhija, B.S., Reddy, D.V., Nagabhushanam, P. and Husain, S. (1996) Environmental and injected tracers methodology to estimate direct precipitation recharge to a confined aquifer, *J. Hydrol.*, v. 177, p. 77-97.
- Sunwoo, J.H. (1992) The need for development of groundwater in Korea, *J. Korea Water Resour. Assoc.*, v. 25, p. 6-17.
- Thornthwaite, C.W. (1944) Report of the committee on transpiration and evaporation, *Am. Geophys. Union Trans.*, v. 25, p. 683-693.
- Thornthwaite, C.W. and Mather, J.R. (1957) Instruction and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance, 5th printing, v.10, CW Thornthwaite Associates, Laboratory of Climatology, Elmer, NJ, USA.
- Turc, L. (1963) Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formulation simplifiée et mise à jour, *Ann. Agron.*, v. 12, p. 13-49.