

<論文>

낙동강유역의 증발산량과 물수지

Evapotranspiration and Water Balance in the Basin of Nakdong River

조 희 구* · 이 태 영
Cho, Hi Ku · Lee, Tae Young

ABSTRACT

Calculation of the monthly water balance for Nakdong River basin for the period from 1958 to 1968 is made by determining three components independently: precipitation, runoff and evapotranspiration. The areal precipitation is computed by the Thiessen method using the records of nine meteorological stations in the basin, and the runoff is the flow gauged at Jindong which is located on the most downstream. For the computation of evapotranspiration, the Morton method is adopted because this method is relatively fit best in the calculation of water balance among the Morton, Penman and Thornthwaite methods. The values of Morton evapotranspiration are corrected by the factor of 0.82 in the basin in order to bring the error to zero. The areal evapotranspiration is the arithmetic mean of the Morton estimates at the stations.

Mean water balance components in the Nakdong river basin are 1117.0mm, 600.6mm and 516.4mm for precipitation, runoff and evapotranspiration respectively. Accordingly, the mean runoff ratio comes out to be 0.54. The smallest values of runoff coefficient are due for Daegu area, while the largest ones are for the southwest of the basin with the higher rainfall and high elevations there. The amount of runoff obtained by both Thornthwaite and Budyko methods for water balance computations indicate 59 and 60 per cent of actual values which are lower than the expected.

An attempt is made to find the best reliable rainfall-runoff relation among the four methods proposed by Schreiber, Ol'dekop, Budyko and Sellers. The modified equation of Schreiber type for annual runoff coefficient could be obtained with the smallest mean error of 11 per cent.

1. 서 론

인구증가와 산업의 발달은 물자원의 이용도를 급증시키고 또한 그 관리의 필요성을 더욱 절실히 요구하게 되었다. 물자원을 가장 과학적이고 경제적으로 개발, 관리하기 위해서는 그 지역의 물수지 성분을 정량적으로 정확하게 파악하여야 한다. 특히 근년에 와서 물수지에 관한 연구가 많이 이루어 졌다(IASH-UNESCO-WMO, 1970). 물수지를 평가하기 위하여 Thorn-

thwaite and Mather(1957)는 기온만의 함수로서 증발산위를 계산한후 토양의 종류에 따라 최대토양수분함유량을 고려 하였고 Budyko(1958)는 순복사량, 습도와 풍속등을 이용하여 증발산위를 계산하고 토양수분을 역시 이용하였다. 그리고 Lettau(1969)는 그의 Climatology 이론을 사용하였다. 이들 방법은 지역에 따라 좋은 결과를 보였으며 현재 널리 응용되고 있다. 김(1968)은 Thornthwaite 법을 이용하여 한국의 10대 강유역에 대하여, 민(1974)은 Lettau법을 이용하여 한국전역의 평년물수지(1931~1961)를 각각 구한 바 있다. 그러나 김과 민은 그들 결과에 의한 유출량을 판측치와 비교하지 못하였으므로 이들 방법에서 얻어진

* 본학회 이사·연세대학교 이공대학 천문기상학과
* Dept. of Astronomy and Meteorology, Yonsei Univ.
(1975. 11. 5. 수리)(Received November 5, 1975)

증발산량이 적합한 값인지는 의문 이었다.

본 연구의 목적은 첫째 낙동강유역의 증발산모델을 결정하는 것과 둘째는 이 유역내의 각지점의 유출계수를 구하여 물수지를 평가 하는데 있다. 이를 위하여 증발산량은 Penman(1948), Thornthwaite and Mather (1957)와 Morton(1975) 법에 의하여 얻어진 값을 물수지에 의하여 적합성이 제일 높은 방법을 선정한 후 이 방법을 보정하여 이 유역의 증발산량을 구하는 모델로 삼았다. 따라서 전유역에 대하여 관측된 유출계수를 이용하여 각 지점의 연유출계수를 강수량과 순복사량에 의하여 구할 수 있는 방법을 연구하였다.

이들 결과는 낙동강유역의 수자원개발과 관리사업에 중요한 참고자료가 될 것으로 믿는다.

2. 유역의 개요

낙동강은 그 유역면적이 23,852km²(유로연장 525km)로서 한국에서 한강유역(유역면적 26,219km², 유로연장 : 470km) 다음으로 넓은 면적을 갖고 있으며 한반도의 남동부 즉 위도35°N~37°N, 경도 127.5°E~129.4°E 사이에 위치하고 있다.

이 유역은 소규모의 구릉과 중적평야가 전개 되어있고 대부분이 산악지대이다. 유역경사는 20도 이상인 산악지방이 전유역의 70%로서 북한강의 85%에 비해 비교적 완만한 편이다. 해발고도가 200m이상인 지역이 55.0%로서 89.4%인 북한강에 비해 낮은 지역임을 알 수 있다. 유역경계의 북서쪽에는 최고해발 1508m인 소백산맥에 의해 둘러쌓여 있고 동쪽으로는 태백산맥이 감싸고 있다.

토지분포는 전면적의 12.3%가 논, 8.8%가 밭, 69.8%가 삼림 그리고 기타 지역이 9.1%로 구성 되어 있다. 농가인구는 전국의 21.9%가 이 유역내에 거주하고 있다(건설부, 1971).

3. 자료 및 방법

1) 자 료

낙동강 유역내 또는 인접한 봉화(36°54'N, 128°45'E), 문경(36°44'N, 128°28'E), 안동(36°34'N, 128°43'E), 추풍령(36°13'N, 128°00'E), 대구(35°53'N, 128°37'E), 영천(35°58'N, 128°56'E), 거창(35°41'N, 127°55'E), 진주(35°11'N, 128°05'E), 부산(35°06'N, 129°02'E)의 9개 지점(Fig.1)을 선정하고 1958년부터 1968년 까지의 11년간의 월별 수문기상 요소를 이용하였다(중앙관상대, 1958—1968, 건설부, 1971). 관제요소가 결측되었거나 관측되지 않은 지점은 Normal Ratio 법(Linsley, et al., 1958) 또는 등치선을 그려내

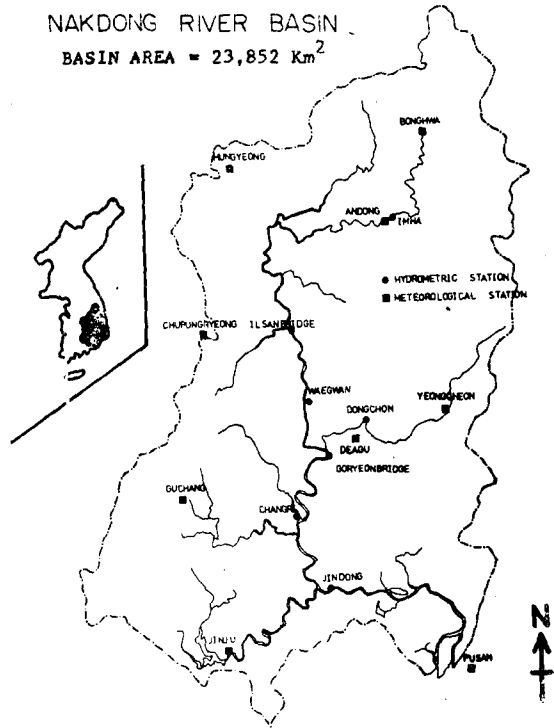


Fig. 1. Map of the Nakdong River Basin. (Scale=1 : 2,700,000)

삼법에 의하여 보완 하였다.

수문기상자료(1958—1968).

요 소	비 고
강수량	봉화의 1958년부터 1960년까지의 값은 계산치, 그밖의 지점은 관측치
유출량	낙동강하류지점의 진동수위관측소(35°23'N, 128°27'E)에서 측정된 유량곡선에 의한 분석치(UNDP/FAO, 1971)
대기의일사량	조(1974)의 계산치
알베도	민(1974)의 조사값
기 온 일조율 증기압 풍 속	3개 측후소(대구, 추풍령, 부산)를 제외한 6개 관측소의 값은 추정치

2) 방 법

(1) 증발산모델 결정

물수지는 일반적으로 다음 식과 같이 표시할 수 있다.

$$P - E - F - S = 0 \dots\dots\dots(1)$$

P : 강수량

E : 증발산량
 F : 유출량
 S : 토양수분변화량

1년 이상의 장기간에 대해서는 S가 영(零)에 가깝거나 영이 된다. 이 경우에 E의 계산치를 E'라고 하면 (1)식은 다음과 같이 표시된다.

$$P - E' - F = 0 \dots\dots\dots(2)$$

장기간에 대하여 S=0가 되면 E'의 계산치가 정확함을 의미한다. S≠0인 경우에는 (2)식을 다음 식이 성립되게 표시하여 k값을 구한다.

$$P - kE' - F = 0 \dots\dots\dots(3)$$

여기에서 k를 증발산량의 보정계수라 한다. 본 연구에서 식(3)의 P는 Thiessen 법을 이용하여 계산된 면적 강수량이고 E'는 다음 식들에 의하여 9개 지점을 계산하여 산술평균한 값이다. Morton과 Penman식의 계산은 USSC 80-II 계산기(연세대)에 의거 하였고 Thornthwaite식은 그의 Table에 의하여 구하였다. 그리고 F는 이 유역의 하류에 위치한 진동수위 관측소에서 측정된 유량곡선에 의하여 분석된 유출량이다(UN-DP/FAO, 1971).

가. Morton식

Morton에 의한 증발산량, E'A에 대한 식은 다음과 같이 표시 되고 있다(1975).

$$E'A = 2\psi(R_N + M) - E_P \dots\dots\dots(4)$$

$$\psi = 1.26\Delta / (\Delta + \gamma) \dots\dots\dots(5)$$

$$\Delta = \frac{\alpha\beta e_s}{(T + \beta)^2} \dots\dots\dots(6)$$

γ : Psychrometric constant

α, β : constants

T : 기온(°C)

$$R_N = (1 - a)G - B \dots\dots\dots(7)$$

R_N : 순복사량(ly/day)

a : 알베도

$$G = R_A(0.24 + 0.53S) \dots\dots\dots(8)$$

G : 전천일사량(ly/day)

R_A : 대기외일사량(ly/day)

S : 일조율

$$B = \sigma(T + 273)^4(0.09 + 0.17S - 0.0013e - 0.0036eS) \dots\dots\dots(9)$$

B : 유효장파복사량(ly/day)

e : 증기압(mb)

σ : Stefan-Boltzmann 상수

$$M = 1.40B - 0.40G \dots\dots\dots(10)$$

M : Advection energy term

$$E_P = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_N + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f_A(e_s - e) \dots\dots\dots(11)$$

f_A : Vapor transfer coefficient

여기에서 E_P 와 E_A '의 단위는 ly/day이고 증발잠열, L로 나누어 주면 mm의 단위로 된다. 앞의식들에서 몇 가지 상수는 기온에 의해 다음과 같이 주어 졌다.

기호	T > 0°C일때의 값	T < 0°C일때의 값	단위
L	59	59 × 1.15*	lymm ⁻¹
f_A	59	59 × 1.15	ly day ⁻¹ mb ⁻¹
γ	0.00066P**	0.00066P/1.15	mb°C ⁻¹
α	17.27	21.88	
β	237.3	265.5	°C

* 1.15는 승화잠열과 증발잠열의 비.

** P는 기압(mb).

나. Penman식

Penman에 의한 증발산위, LE_P' (ly/day)는 다음 식으로 표시 된다(1948).

$$LE_P' = \frac{AR_N + \gamma LE}{A + \gamma} \dots\dots\dots(12)$$

A : 기온에 대한 포화수증기압의 경도

R_N : 순복사량

γ : Psychrometric constant

L : 증발잠열

E : 기온과 수온이 같을때의 증발량

다. Thornthwaite식

Thornthwaite의 증발산위, E_{PT}' 의 식은 다음과 같다(1957).

$$E'P = 16L' \left(\frac{10T}{I} \right)^a \dots\dots\dots(13)$$

E_P' : 증발산위(mm)

L' : 일조시간에 대한 보정치

T : 월평균기온(°C)

I : 연 열지수

a : 열지수의 함수

이 증발산위에 의해 Thornthwaite의 물수지법(1957)으로서 실제증발산량을 구하였다.

(2) 연유출계수의 결정

유출계수는 최대홍수량을 추정하기 위한 단기적인 경우와 물자원의 가용수량을 파악하기 위한 장기적인 측면에서 연구하는 두 경우로 나누어서 생각할 수 있다. 여기에서는 후자에 속하는 것으로 다음 세 방법을 이용하여 평가하였다.

가. Schreiber법(Budyko, 1958)

Schreiber는 유출을 순복사량 R_N 과 강수량과의 비 즉 R_N/LP 의 지수함수로서 다음과 같이 표시 하였다.

$$F/P = \exp(-R_N/LP) \dots\dots\dots(14)$$

이 식은 P=0 일때 F=0, P=∞ 일때 F=P로 가정할 것이다. 그러나 여기에서는 P=∞ 일지라도 F≠P되지 않을 것을 고려하여 식(14)를 다음과 같은 식으로 수정 하였다.

$$F/P = A \exp(-bR_N/LP) \dots \dots \dots (15)$$

여기 A와 b는 상수이다.

나. Budyko법(1958)

Budyko는 Schreiber식과 Ol'dekop식을 기하평균하여 다음 식을 얻었다.

$$F/P = 1 - [x(1 - \cosh x + \sinh x) \tanh \frac{1}{x}]^{\frac{1}{2}} \dots \dots \dots (16)$$

여기에서 $x=R_N/LP$ 를 의미 한다. 그러나 본 연구에서는 식(15)의 Schreiber형을 이용 하였기 때문에 $x = -$

$a + b \frac{R_N}{LP}$ 로 두었다. 여기 $a = \ln A$ 를 의미 한다.

다. Ol'dekop법(Budyko, 1958)

Ol'dekop의 식은 다음과 같다.

$$F/P = 1 - x \tanh \frac{1}{x} \dots \dots \dots (17)$$

라. Sellers법(1965)

Sellers는 미국에서 다음 식에 의하여 유출계수를 평가 하였다.

$$F/P = ap \quad (P \leq \frac{1}{a}) \dots \dots \dots (18)$$

4. 결과 및 논의

1) 증발산모델

세 방법에 의하여 증발산량을 구하고 11년간의 물수지를 구한 결과는 Table 1과 같다. 장기간에 대하여

토양수분 변화량의 합, ΣS 는 0 또는 0에 가까워야 하나 Morton, Penman과 Thornthwaite에 의한 값이 -116.4mm, -351.8mm 그리고 -191.3mm로 작기

Table 1. Comparisons of the differences between the precipitation and the runoff with the mean evapotranspiration calculated from three methods in the basin of Nakdong River(1958-1968).

Methods	$\bar{P} - \bar{F}^*$	\bar{E}	ΣS	$\frac{\Sigma S}{\bar{E}}$ (%)
Morton	516.4	632.8	-116.4	18.2
Penman	516.4	868.2	-351.8	40.5
Thornthwaite	516.4	707.7	-191.3	27.1

* Abbreviations: \bar{P} , Precipitation; \bar{F} , runoff; ΣS , total change in soil moisture storage; \bar{E} , evapotranspiration.

나타났다. 모두 음의 값을 갖고 있으므로 이들 방법에 의한 증발산량의 계산치는 실제증발산량보다 과대함을 뜻한다. 평균증발산량에 대한 토양수분변화량의 합계치의 비 즉 계산치에 의한 증발산량의 오차, $\Sigma S/\bar{E}$ 는 Morton식이 18%, Thornthwaite식이 27% 그리고 Penman식이 41%이므로 Morton법이 비교적 정확함을 표시하고 있다. Penman식이 제일 큰 오차를 낸 이유는 Penman식에 의한 값이 증발산위를 나타내고 있기 때문이다. 이와같은 결과는 이들 방법을 한국에 그대로 응용할 경우 큰 오차를 가져 온다는 것을 의미하고 있다.

Table 2. The correction values, k for three evapotranspiration models in the basin of Nakdong River(1958-1968).

Methods	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	Mean	Standard deviation	Variation coefficient
Morton	0.73	0.80	0.82	0.97	0.74	0.88	0.83	0.67	0.68	0.95	0.92	0.82	0.07	0.08
Penman	0.55	0.62	0.61	0.72	0.49	0.58	0.63	0.45	0.62	0.71	0.67	0.60	0.04	0.07
Thornthwaite	0.65	0.71	0.77	0.79	0.61	0.72	0.81	0.66	0.61	0.88	0.82	0.73	0.09	0.12

식(3)에 의하여 k값을 구한 결과는 Table 2와 같다. 즉 k의 평균치는 Morton식에서 0.82, Penman식에서 0.60, 그리고 Thornthwaite식에서는 0.73이었다. 이들 평균 k값에 대한 변동계수는 모두 적은 값을 나타내고 있어 이들 값이 안정성이 있음을 보여 주었다. Fig. 2.는 이들 세방법에 보정치를 가하여 월별 평균 증발산량을 비교한 것이다. Morton의 값이 Penman과 Thornthwaite 값 사이의 중간치를 거의 이루고 있다.

다른 유역과 비교해 보기 위해 이들 세 방법을 금강 유역(유역면적 : 9886km²)에 적용하여 Table 3과 같은 결과를 얻었다. 유출량은 이 유역의 하류에 위치한 공주수위관측소(36°26'N, 127°06'E)에서 관측된 값이다(건설부, 1972). Table 3에 의하면 k값이 낙동강유역의 경우보다 1에 더 가까운 값을 나타냈다. 이 유역에서는 Morton식의 계산에 의한 증발산량의 오차가 없음을 의미한다. 즉 보정계수가 k=1로서 보정이 필요 없

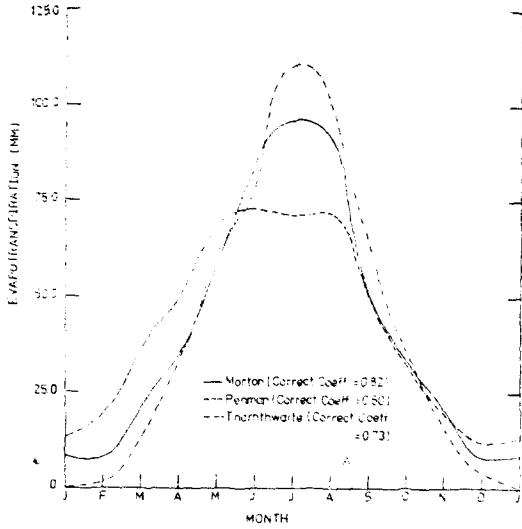


Fig. 2. Monthly mean evapotranspiration computed by the corrected Morton, Penman, and Thornthwaite methods.

Table 3. Same as table 1. except for Geum River (1960-1969).

Methods	P-F	E	ΣS	$\frac{\Sigma S}{E}$	k
Morton	650.3	648.3	2.0	0.3	1.00
Penman	650.3	773.5	-123.2	16.0	0.84
Thornthwaite	650.3	713.5	-63.2	8.9	0.91

었다. 이와같은 사실은 k의 값이 유역에 따라 일정치 않음을 보여 주고 있다. 보정한 증발산량을 강수량과 유출량과의 차 즉 실제증발산량과 비교하여 그들의 정확성을 조사한 결과를 Fig 3에 표시하였다. 이 결과에 의하면 평균오차가 Morton이 11%로서 제일적고 다음이 Thornthwaite의 12% 그리고 Penman이 16%였다. 이와같이 낙동강 유역의 증발산량을 결정하는데 보정한 Morton의 값을 모델로 삼았다. Morton은 그의 방법을 미국의 Big Fossil Creek 유역에 적용하며 오차 ($\frac{\Sigma S}{E}$)를 1.3%로 얻었다. Browzin(1972)은 미국의 Great Lakes Saint Lawrence River Basin내의 네개의 작은 유역에 Thornthwaite법을 적용한 결과 오차 범위 7.6%~49.3%를 얻어서 과대평가 되었음을 밝혔다. 본 연구에서도 Thornthwaite법에 의한 값이 낙동강유역에서 27.1% 균강유역에서 8.9%의 오차를 나타내어 역시 과대평가 임을 보여 주었다. Table 2와 3에서 Penman식의 보정치가 낙동강유역에서 0.60, 균강유역에서 0.84임을 알 수 있다. Penman(1948)은 실제증발

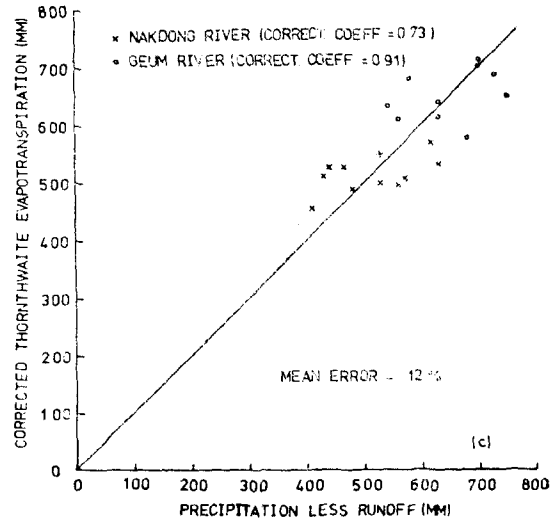
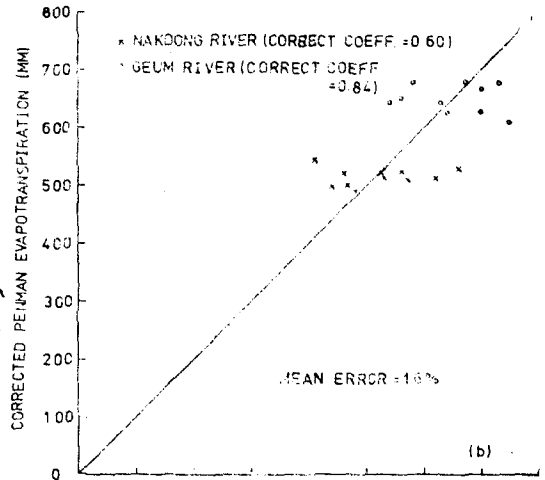
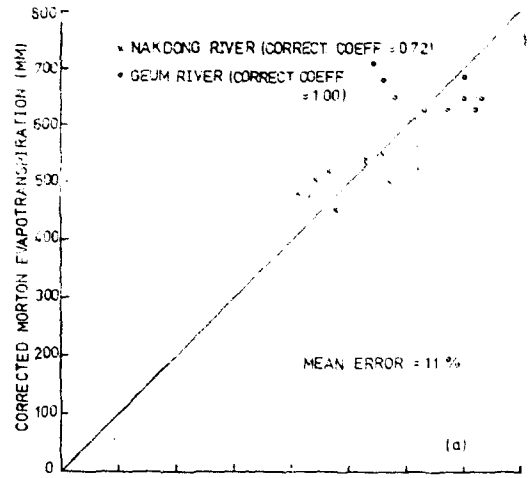


Fig. 3. Verification of models.

산량을 구하기 위하여 이 식에 인평균 0.7의 보정치를

사용 하였다. 이와같이 위의 보정치는 Penman의 값과 비슷함을 알 수 있다. 낙동강유역의 물수지를 계산하기 위하여 Morton의 증발산량이 매월 일정한 비율로 실제보다 높다는 가정하에 그 증발산량의 계산치에

$k=0.82$ 를 보정하였다. 따라서 보정한 증발산량의 평균 오차는 Fig. 3(a)에서 알수있는바와같이 11%이다. 만일 이 가정이 성립되지 않는다고 할 지라도 18%의 오차를 가져 오게 되는 셈이 된다.

Table 4. Mean monthly water balance in the basin of Nakdong River(1958—1968). (mm)

Components	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Year
P	17.8	30.7	65.6	100.7	84.0	129.5	246.5	174.4	141.6	54.2	51.0	21.0	1117.0
F	11.5	14.6	28.6	44.7	27.6	35.5	159.5	92.5	110.2	38.0	22.5	15.4	600.6
E	8.5	7.9	21.2	34.5	59.5	85.2	96.2	92.0	49.5	33.4	20.3	8.2	516.4
S	-2.2	8.2	15.8	21.5	-3.1	8.8	-9.2	-10.1	-18.1	-17.2	8.2	-2.6	0.0

2) 물 수지

Morton의 증발산량에 보정계수 0.82를 곱하여 낙동강유역의 물수지를 Table 4와 같이 계산하였다. 이 Table에 의하면 6, 7, 8월의 강수량 합계치는 연강수량($P_{6,7,8}/\Sigma P$)에 대하여 49%, 증발산량($E_{6,7,8}/\Sigma E$)은 53% 그리고 유출량($F_{6,7,8}/\Sigma F$)은 48%로 각각 나타났다. 7, 8, 9월의 유출량은 60%에 달 하였다. 8월의 강수량이 9월보다 많음에도 불구하고 유출량은 8월이 9월보다 적게 나타나 있다. 이러한 이유는 8월의 농작물 필요수량이 9월보다 많기 때문이 아닌가 생각된다.

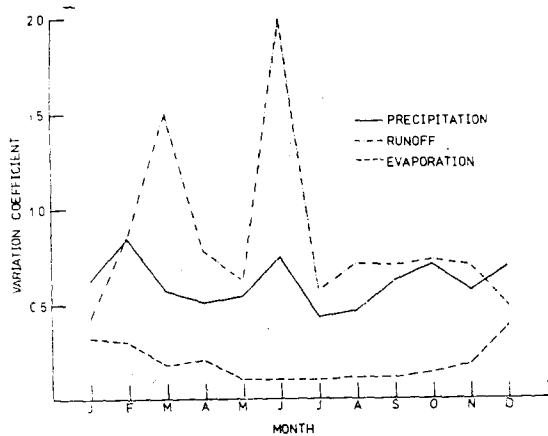


Fig. 4. Monthly variation coefficient of water balance components(1958—1968).

각 물수지성분의 평균치에 대한 변동계수는 Fig. 4와 같다. 전년을 통하여 유출량의 변동계수가 제일 크고 증발산량이 가장 적은 값을 보이고 있다. 이것은 유출량의 평균치가 제일불안정한 반면에 증발산량이 가장 안정한 값을 의미 한다.

낙동강유역의 강수량에 대한 유출계수와 증발계수(E/P)의 월별 변화는 Fig. 5와 같다. 그림에서 유출

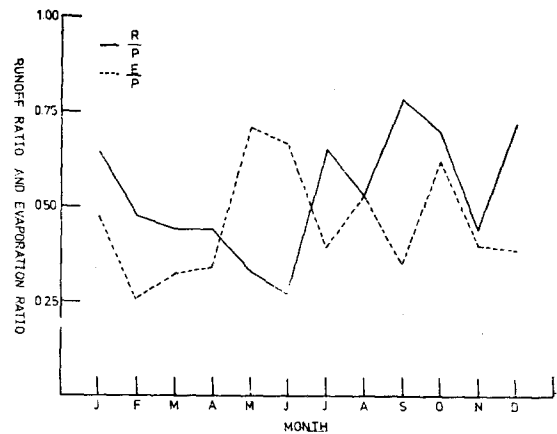


Fig. 5. Monthly runoff and evapotranspiration coefficients for precipitation(1958—1968).

계수는 대체로 12월에서 다음 6월까지 점차적으로 감소하고 7월부터 11월까지 비교적 불규칙 변화를 하고 있음을 알 수 있다. 전자의 경우는 식물의 피복상태에 따르는 차단(Interception) 효과가 뚜렷이 나타나고 있으나 후자는 지표의 피복상태, 강수강도와 농작물의 필요수량 등에 의한 유출효과의 복잡성에 기인한 것이 아닌가 생각된다. 증발계수는 유출계수와 거의 상대적인 변화를 보여 주고 있다.

각 관측소별로 보정한 Morton의 연평균 증발산량을 구한후 연 물수지를 계산한 결과는 Table 5와 같다. 이들 값의 지역적인 분포를 파악하기 위하여 Figs. 6, 7, 8에 표시하였다. Fig. 6에 의하면 강수량은 낙동강유역의 중심부인 대구가 약 950mm로 제일 적고 유역경계로 함함에 따라 증가하여 약 1450mm에 달하였다. Fig. 7에서 알 수 있는 바와 같이 연유출량은 대구, 왜관지역이 약 450mm로 제일 낮고 유역경계가 약

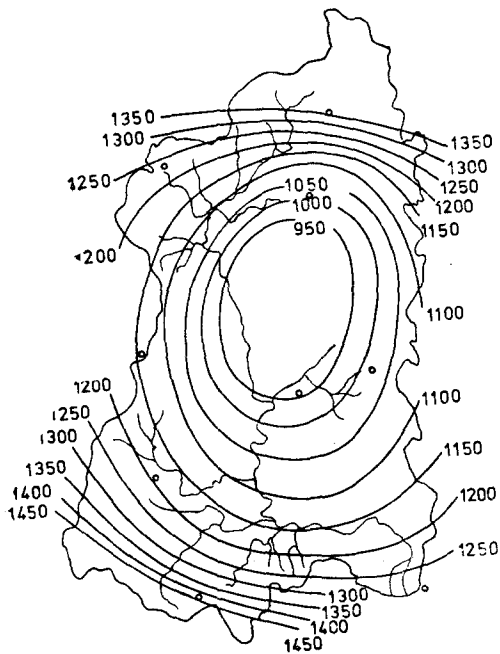


Fig. 6. Annual precipitation in the basin of Nakdong River(mm) (1958—1968).

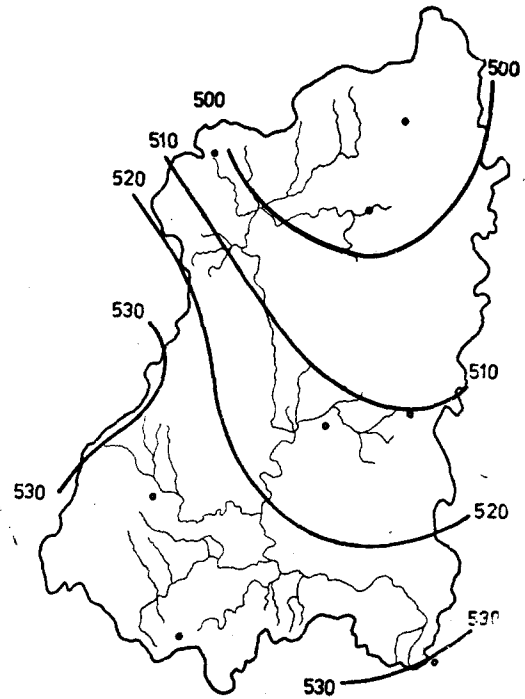


Fig. 8. Same as Fig. 6, except for evapotranspiration.

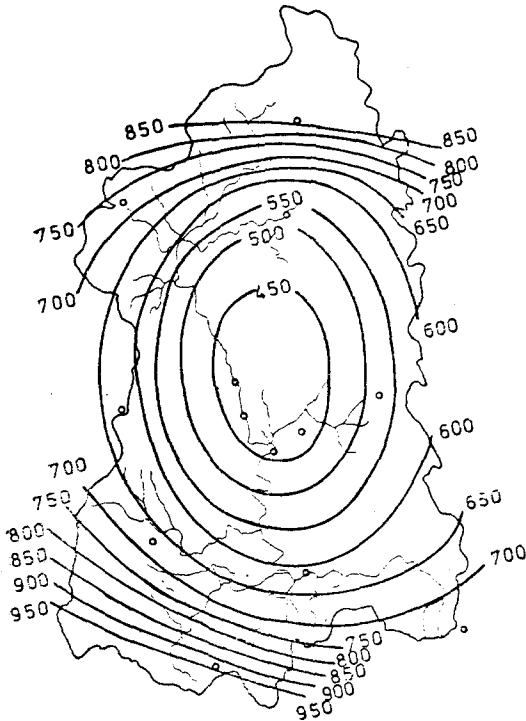


Fig. 7. Same as Fig. 6, except for runoff.

Table 5. Average annual water balance at nine stations(1958—1968).

Stations	Precipitation (mm)	Evapotranspiration (mm)	Runoff (mm)	Runoff coefficient
Bongwha	1352	493	859	0.64
Andong	999	494	505	0.51
Munkeyoung	1205	502	703	0.58
Daegu	949	519	430	0.45
Chupungryoung	1140	535	605	0.53
Busan	1262	531	731	0.58
Youngcheon	1036	510	526	0.51
Geochang	1186	525	661	0.56
Jinju	1478	521	957	0.65

950mm로 제일 많은 분포를 나타내어 강수량분포와 비슷하였다. 이 사실은 식(18)과 같이 연강수량이 많으면 많을수록 연유출계수가 증가함을 의미한다. 그러나 계절별 유출계수는 강수량과 지표의 피복상태에 크게 영향을 받고 있음을 알 수 있었다(Fig. 5).

UNDP/FAO(1971)에서 조사한 7개지점의 유출량중

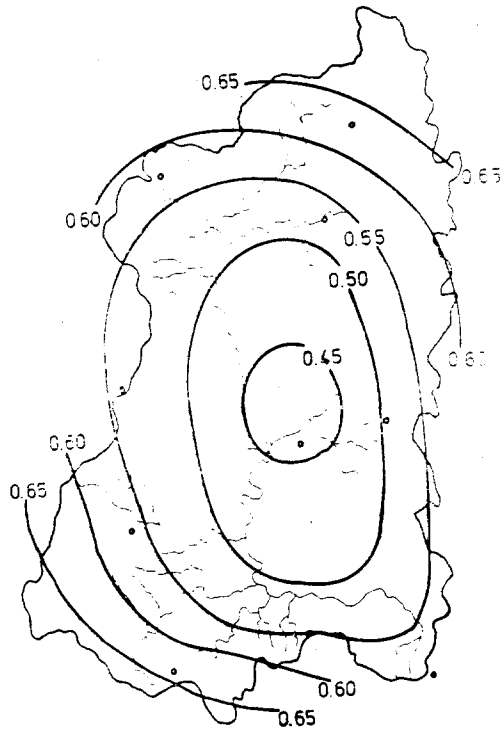


Fig. 9. Same as Fig. 6, except for runoff coefficient.

Table 6. Annual runoff and evapotranspiration coefficients for the precipitation in the basin of Nakdong River.

	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	Mean	Variation coefficient
Runoff coefficient	0.64	0.57	0.44	0.59	0.55	0.62	0.50	0.61	0.58	0.32	0.36	0.54	0.16
Evapotranspiration coefficient	0.40	0.44	0.56	0.35	0.50	0.35	0.50	0.48	0.51	0.59	0.57	0.46	0.32

7, 8과 같다. 실제 연유출량이 600.6mm인데 대하여 전자가 356.2mm로 실측치의 59%이고 후자가 361.1mm로 실측치의 60%로서 모두 과소평가됨을 알 수 있다. 이들 물수지가 연별로 계산된 것이 아니고 전년을 통한 평균변량에 의하여므로 다소의 오차를 기대할 수 있었으나 실측치와 아주 큰 차이를 보였다.

1958년부터 1968년 사이의 월별 물수지는 Fig. 10에 표시하였다. 강수량보다 증발산량이 많은 달이 1958년과 1962년의 3월, 1960년의 8월, 1963년의 9월, 1965년의 6월과 9월, 1967년의 5월과 10월 그리고 1968년 1월로 나타났다. 결과적으로 증발에 필요한 부족량은 모두 토양수분에 의하여 보충되고 있다. 강수량보다 유출량이 현저하게 많은 달이 1958년의 9월 1959년의 1월과 9월, 1960년의 1월과 12월, 1962년

의 10월과 11월(일선고, 외관, 고령고, 진동)과 12월의 1차지점(일하)의 값은 Fig. 7의 유출량분포도의 도선이 없으나 지류의 동원과 강의 값은 이 분포도와 맞지 않았다. 두 지류로서는 유출량의 국지적인 편차가 크게 나타나 있음을 알 수 있다. Fig. 8에서 보면 편차값의 연중발산량은 북쪽으로 감에 따라 감소하고 있으며 그 편차가 강수량과 유출량의 비와도 심하지 않다. 따라서 연유출계수는 0.45~0.65로 Fig. 9와 같이 강수량과 유출량의 분포와 비슷하였다. 즉 대구, 외관지점의 최대값을 중심으로 유역경계의 감에 따라 증가하였다. 최대값은 이 유역의 남서부지방에서 나타났다. Table 4에서 알 수 있는 바와같이 연평균 물수지 상분의 양은 강수량이 1117.0mm, 유출량이 600.6mm, 그리고 증발산량이 516.4mm이다. 따라서 전유역의 대한 실측유출계수의 연변화는 Table 6과 같다. 이 Table에서 11년간의 평균 유출계수는 0.54이다. 그러나 한국수자원개발공사(1970)와 UNDP/FAO(1971)의 조사에 의하면 0.58, 김(1968)은 0.40으로 각각 발표한 바 있다. 전자는 그 방법과 기간을 표시하고 있지 않으므로 논평을 할 수 없으나 후자는 1931년부터 1960년 사이의 순기후자료에 의하여 Thornthwaite의 물수지를 이용한 결과이다. Thornthwaite와 Budyko법에 의한 낙동강유역의 평균물수지(1958—1968)는 Table

의 1월, 1963년의 2월, 9월과 11월, 1964년의 12월 1965년의 9월, 1966년의 1월과 10월 그리고 1967년의 12월로 되어있다. 이들중 9월이 5회로 제일 현저하고 많은 횟수로 나타났다. 유출에 필요한 부족량은 증발과 마찬가지로 토양수분으로 충당하고 있다. 토양수분 감소량에 대하여 유출에 충당한 비율은 9월의 경우가 26%~41%의 범위이고 12월과 1월의 경우가 22%~75%로 비교적 그 변화가 심하게 나타나 있다. 유출에 충당하고 나머지가 증발에 의하여 소모된 비율을 의미한다. 특이한 것은 유출량이 강수량보다 많은 달은 9월과 2월 사이의 추운 계절이고 더운달은 이러한 현상이 전혀 나타나지 않았다. 대체로 토양수분의 증가는 등절에 많고 감소(depletion)는 하절에 많이 나타났다. 그리고 총계에는 응집효과가 나타나지 않았다.

Table 7. Monthly water balance by the Thornthwaite method(1958-1968). (mm)

Measured data	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Year
T°C*	-1.4	1.2	6.3	11.8	17.6	21.1	25.0	25.8	20.4	14.6	8.6	2.6	12.8
I	0	0.12	1.42	3.67	6.72	8.85	11.44	12.00	8.41	5.07	2.27	0.37	60.04
Unadj PE	0	0	0.6	1.4	2.5	3.3	4.1	4.3	3.2	1.9	0.9	0.2	
PE	0	0	18.5	46.2	90.8	120.8	152.5	149.6	98.9	55.3	23.2	5.0	760.8
P	17.8	30.7	65.6	100.7	84.0	129.5	246.5	174.4	141.6	54.2	51.0	21.0	1117.0
P-PE	17.8	30.7	47.1	54.5	-6.8	8.7	94.0	24.8	42.7	-1.1	27.8	16.0	356.2
Acc Pot WL					-6.8					-1.1			
ST	118	100	100	100	93.2	100	100	100	100	98.9	100	100	
△ST	0	0	0	0	-6.8	+6.8	0	0	0	-1.1	+1.1	0	
AE	0	0	18.5	46.2	90.8	120.8	152.5	149.6	98.9	55.3	23.2	5.0	760.8
D	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
SU	0	30.7	47.1	54.5	0	1.9	94.0	24.8	42.7	0	26.7	16.0	338.4
RO	9.9	20.3	33.7	44.1	22.1	11.9	53.0	38.9	40.8	20.4	23.5	19.8	338.4
SMRO	0	1.8	8.0	4.0	2.0	1.0	0.5	0.2	0.2	0.1	0	0	17.8
Tot RO	9.9	22.1	41.7	48.1	24.1	12.9	53.5	39.1	41.0	20.5	23.5	19.8	356.2

* Abbreviations: T, mean air temperature; I, heat index; Unadj PE, unadjusted potential evapotranspiration; PE, potential evapotranspiration; P, precipitation; P-PE, precipitation minus the potential evapotranspiration; Acc Pot WL, accumulated potential water loss; ST, storage; △ST, change in soil moisture; AE, actual evapotranspiration; D, moisture deficit; SU, moisture surplus; RO, water runoff; SMRO, snow melt runoff; Tot RO, total runoff.

Table 8. Monthly water balance by the Budyko method(1958-1968).

Measured data	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Year
T°C*	-1.4	1.2	6.3	11.8	17.6	21.1	25.0	25.8	20.4	14.6	8.6	2.6	12.8
E ₀ (mm)	22.2	32.6	62.8	82.9	115.4	122.6	119.5	120.5	83.6	55.1	32.1	18.9	868.2
P(mm)	17.8	30.7	65.6	100.7	84.0	129.5	246.5	174.4	141.6	54.2	51.0	21.0	1117.0
b	0.36	0.39	0.41	0.44	0.34	0.41	0.54	0.47	0.50	0.40	0.49	0.42	
2+b(P/W _{max})	2.06	2.12	2.27	2.44	2.29	2.53	3.33	2.82	2.71	2.22	2.25	2.09	
E ₀ /W _k	0.30	0.43	0.84	1.11	1.54	1.63	1.59	1.61	1.11	0.73	0.43	0.25	
2+b(P/W _{max})+ (E ₀ /W _k)	2.36	2.55	3.11	3.55	3.83	4.16	4.93	4.43	3.82	2.95	2.68	2.34	
W ₁	68	62	60	60	64	46	60	88	76	78	64	70	
W̄(1)							(74)	82	77	(71)			
W̄(2)	65	61	60	62	55	53	74			71	67	69	
AE(mm)	19.2	26.5	50.2	68.5	84.6	86.6	117.9	120.5	83.6	52.2	28.7	17.4	755.9
SU(mm)	4.6	6.2	15.4	28.2	17.4	28.9	100.6	65.9	56.0	16.0	16.3	5.6	361.1
RO**(mm)	10.5	8.3	12.1	20.2	18.8	23.8	62.2	64.0	60.0	37.9	27.1	16.2	361.1

* Abbreviations: E₀, potential evapotranspiration computed by the Penman method; b=0.8P/(E₀-P); W_{max}, soil moisture content at field capacity(100mm); W_k, soil moisture content at critical point(0.75W_{max}=75 mm); W₁, moisture content in the soil layer one hundred millimetre deep in the beginning of the design month; W̄(1) and W̄(2), mean soil moisture content when W>W_k and W<W_k respectively; For other abbreviations, see Table 7.

** RO, runoff estimated by the Thornthwaite method.

3) 유출계수에 관한 식

유출계수는 강수량과 유역의 물리적 요소들에 의하

여 결정되므로 정확하게 파악하기란 매우 어렵다. 그러므로 유출량을 합리적으로 정확하게 파악하는 문제

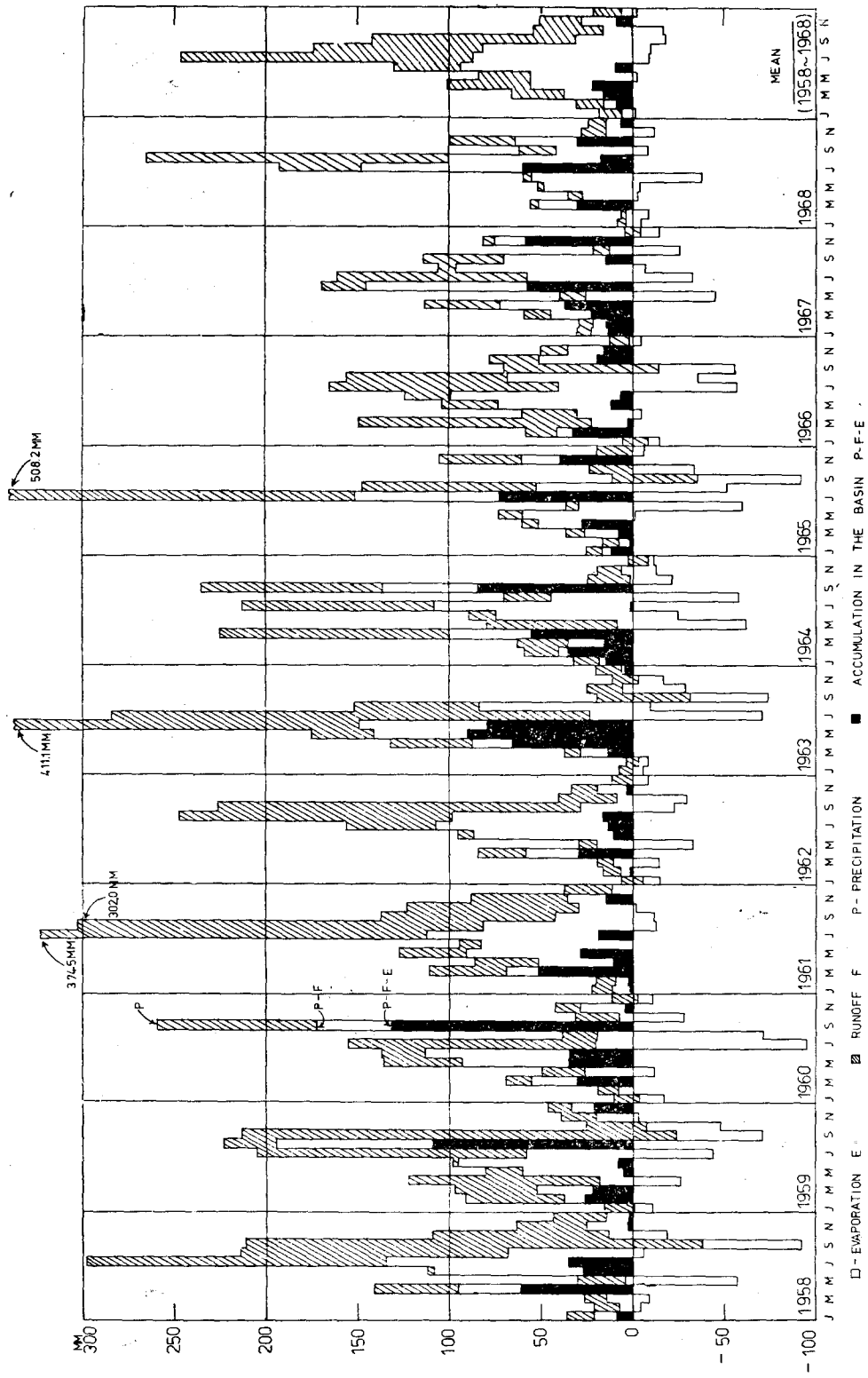


Fig. 10. Monthly water balance in the basin of Nakdong River (1958—1968).

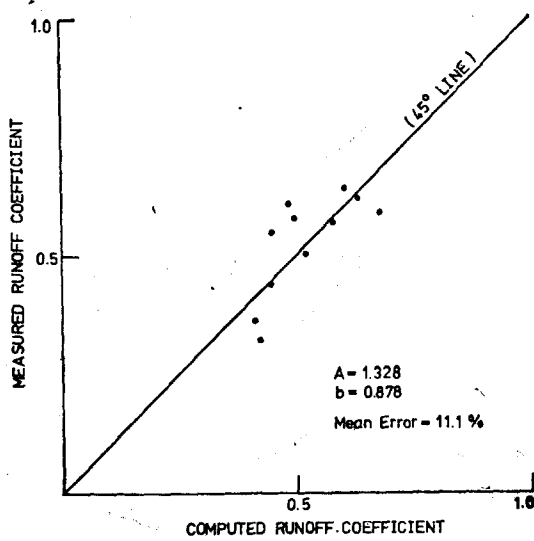


Fig. 11. Comparison of the measured runoff coefficient with the value computed by Schreiber type.

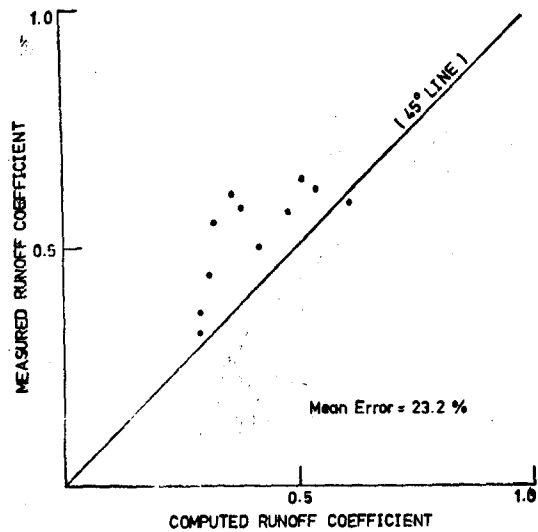


Fig. 13. Same as Fig. 11, except for Ol'dekop type.

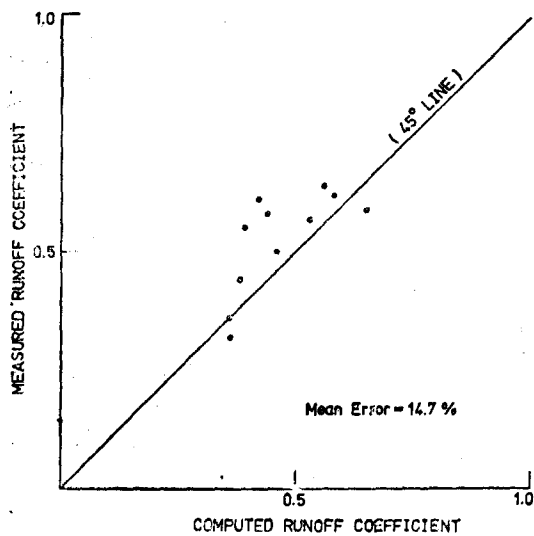


Fig. 12. Same as Fig. 11, except for Budyko type.

가 수문학의 주요과제의 하나이다. 최대홍수량을 추정하기 위하여 경험식이 많이 발표되어 있다(박, 1972). 여기에서는 강수량과 순복사량으로 연유출계수를 나타내는 Schreiber, Budyko types와 Ol'dekop [Eqs. (15), (16), (17)] 의 상수 a, b를 회귀분석에 의하여 0.284와 0.878로 결정하고 다음 식과 같이 표시하였다.

$$F/P = 1.328e^{-0.878 R_N/LP} \dots \dots \dots (19)$$

(19)식의 순복사량, R_N 은 Christiansen법(1968)에 의하여 구한 것이고 A는 e^0 로 1.328이다.

이들 상수의 결정 과정에서 $\ln(F/P)$ 와 R_N/LP 사이의 상관계수는 0.78이었다. Figs. 11, 12와 13에 식(19)의 정확성을 표시하였다. 이 정확성을 연별로 측정치와 비교한 것이다. Schreiber type이 평균오차가 11%로 제일 적고 다음이 Seller식으로서 13%, Budyko type이 15% 그리고 Ol'dekop type이 23%로 각각 나타났다. 식(14)를 그대로 적용하였을 경우는 34%의 더 큰 오차를 보였다. 이들 방법으로 월별 유출계수를 산정할 수 있는 방법을 얻기 위하여 월별로 $\ln \frac{F}{P}$ 와 R_N/LP 의 상관관계를 조사한 결과 12월의 0.90, 2월의

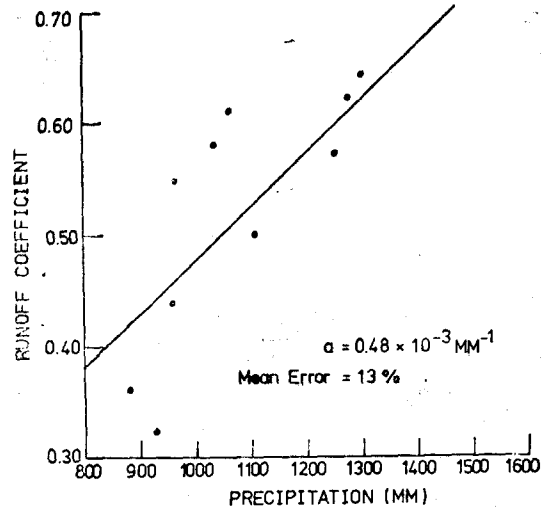


Fig. 14. The runoff coefficient plotted as a function of the mean annual precipitation.

0.81 그리고 10월과 11월의 0.65이고 그밖의 달은 0.10 ~ 0.39로 상관성이 전혀 없었다. 그러나 다음 형을 사용하여 월별 평균치로 중회귀분석한 결과,

$$\ln F = \ln A + c \ln P + b \frac{R_N}{LP} \dots \dots \dots (20)$$

상관계수가 0.96으로 높은 상관성을 알 수 있었고 상수 A=1.935, b=-0.487, c=0.824를 얻었다. 따라서 식(20)은 다음과 같이 표시 된다.

$$F = 1.935P^{0.824} e^{-0.487 R_N/LP} \dots \dots \dots (21)$$

위의 식의 계산치와 월별 평균실측치와 비교한 결과 오차가 19%로 나타났다.

식(18)의 a값은 낙동강전유역에 대하여 $0.48 \times 10^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 을 얻었고 이 오차는 13%였다. 강수량과 유출계수와와의 관계는 Fig. 14와 같다. Sellers(1965)는 미국에서 6500km² 내지 26000km² 사이의 152개 유역에 대하여 $0.2 \times 10^{-3} \sim 0.8 \times 10^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 의 값을 얻은바 있다.

5. 결 론

낙동강유역에서 증발산량을 산정하기 위하여 Morton, Thornthwaite와 Penman법의 세 방법을 물수지법에 의하여 평가한 결과 Morton 법이 그 오차가 18%로서 비교적 정확 하였다. 이 유역의 물수지를 계산하기 위하여 Morton의 증발산량에 0.82를 보정 하였다. 이 결과 낙동강유역에 대한 연평균물수지성분은 강수량이 1117.0mm, 유출량이 600.6mm 그리고 증발산량이 516.4mm이며 따라서 연유출계수는 0.54였다. 유출계수의 지역적인 분포는 대구지방을 중심으로 최소값이 나타났고 유역경계로 감에 따라 증가하여 남서부 경계지방이 최대값을 보였다. Thornthwaite와 Budyko의 물수지법에 의한 연유출량이 실측치의 59%와 60%로 모두 과소평가 되었다.

강수량과 순복사량 만으로서 이 유역의 연유출계수를 구할 수 있는 Schreiber형의 식을 유도하였고 이 식의 평균 오차는 11%였다.

참 고 문 헌

건설부, 1971 : 수자원개발조사년보. 제 3 권, p.571.
 건설부, 1972 : 금강유역조사보고서. 건설부.
 김광식, 1968 : 10개강유역의 물수지. 한국기상학회지, 제 4 권, 제 1 호, pp. 1-7.
 민경덕, 1974 : 한국의 증발산 Climatology. 한국기상학회지, 제10권, 제 1 호, pp.19-27.
 박운용, 1972 : 유출계수추정에 관한 연구. 동아대학교 대학원, 석사학위 논문.

조희구, 1974 : 한국영역의 위도권에서 대기의 수평면 일사량. 한국기상학회지, 제10권, 제 1 호, pp. 29-42.
 중앙관상대, 1958-1969 : 기상월보.
 한국수자원개발공사, 1970 : 한국의 물자원. p.289.
 Browzin, B.S., 1970 : Monthly Water Balance in Tributary Watersheds of the Great Lakes Saint Lawrence River Basin as Influenced by Climatic Factors. World Water Balance: Proceedings of the Reading Symposium, Vol. 2, The Unesco Press, pp.479-493.
 Budyko, M. I. 1958 : The Heat Balance of the Earth Surface. Office of Technical Services. U.S. Dept. of Commerce, Washington.
 Christiansen, J.E., 1968 : Pan Evaporation and Evapotranspiration from Climatic Data. Proc. Amer. Soc. Civil Engr., 94(IR2), pp.243-265.
 IASH-UNESCO-WMO, 1970 : World Water Balance. Proceedings of the Reading Symposium, Vol. 2, IASH-Unesco-WMO.
 Lettau, H., 1969 : Evapotranspiration Climatology. Mon. Wea. Rev., Vol. 97, No.10, pp.691-699.
 Linsley, R.K., Kohler, M.A. and Paulhus, J.L.H., 1958 : Hydrology for Engineers. New York, McGraw-Hill and Co.
 Morton, F.I., 1975 : Estimating Evaporation and Transpiration From Climatological Observations. Jour. of Appl.Met., Vol.14, pp.488-497.
 Penman, H.L., 1948 : Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. Proc. Roy. Soc. (London) Ser. A193 : 120-45.
 Sellers, W.D., 1965 : Physical Climatology. The Univ. of Chicago Press, p.272.
 Thornthwaite, C.W. and Mather, J.R., 1957 : Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance. Publications in Climatology, Vol.X, No.3, D.I.T. Centerton, New Jersey.
 UNDP/FAO, 1971 : Land and Water Resources Planning in the Nakdong River Basin. Vol.7.