

## 면적평균강우량의 추정 및 추정오차

유철상<sup>1)</sup> · ○ 정광식<sup>2)</sup>

### 1. 서론

실제 강우의 공간적 변동성은 그 어떤 수문자료보다 크며 특히 산악지형의 경우 산지효과 (orographic effect)로 인해 그 정도가 더욱 심해진다는 것이 일반적인 사실이다 (Eagleson, 1970; Alpert, 1986; Ogura and Yoshizaki, 1988; Dore et al., 1992). 국내의 경우도 산악지형에서의 강우는 그 변동성이 평지에 비해 훨씬 크다고 알려져 있으나 강우계의 수는 지형적인 접근성 문제로 오히려 적은 것이 사실이다. 따라서 현재의 강우관측망을 이용하여 면적평균강우를 추정하는 경우 과연 그 오차가 얼마나 될 것인지를 추정하는 것은 매우 의미 있는 일이며 아울러 현재 사용되고 있는 방법이 과연 최적인가 하는 것도 검토해 볼 필요가 있다.

따라서, 본 연구에서는 먼저 기존의 방법 중 소규모나 중규모의 유역에 적용되는 산술평균법과 Thiessen법에 대해 면적평균강우의 추정법과 그 추정오차가 어떻게 나타나는지를 살펴보고, 아울러 추정이론(estimation theory)에 따라 각 강우계 자료가 가지는 변동성을 고려하여 면적평균강우를 추정하는 경우 각 강우계가 가지는 가중치 및 추정오차가 어떻게 달라지는지를 평가해 보고자 한다. 본 연구는 상대적으로 그 변동성이 심한 남한강 유역의 영월 상류지역을 대상유역으로 하여 연구를 수행하였다. 이 유역에는 현재 19개의 지점에서 강우가 관측되고 있으며 그 자료기간은 최대 24년에서 최소 6년까지로 다양하다. 본 연구에서는 최근에 관측된 특성이 다른 2개의 강우사상에 대해 분석을 실시하여 그 결과를 검토하였다.

### 2. 면적평균강우량 추정방법의 비교

추정이론(Bell, 1986; Hegerl and North, 1997; North and Stevens, 1998)에 의하면 산술평균법은 각 강우기록이 서로 무상관이고 그 변동성(예를 들어 표준편차가)이 유사한 경우 적용될 수 있는 방법이다. 이러한 경우 면적평균강우  $P_m$ 은 다음과 같이 표현되고

$$P_m = \sum_{k=1}^n \frac{P_k}{n} \quad (1)$$

이 때의 추정오차  $\epsilon$ 은 다음과 같이 표현된다.

$$\epsilon^2 = E[(P_k - P_m)^2] = \frac{1}{n^2} \sum_{k=1}^n \sigma_k^2 \quad (2)$$

위 식에서  $n$ 은 총 자료의 수를,  $\sigma_k^2$ 은 각 자료의 분산을 나타낸다. 앞에서 언급한 것처럼 산술평

1) 고려대학교 환경공학과 부교수 (envchul@tiger.korea.ac.kr)

2) 고려대학교 환경공학과 석사과정 (edjks@hanmail.net)

균법은 상대적으로 작은 유역에 적용되므로 각 관측지점의 강우 기록은 유사한 변동성을 가지는 것으로 가정할 수 있다. 따라서, 위 식은 다음과 같이 간략화 될 수 있다.

$$\epsilon^2 = \frac{n\sigma^2}{n^2} = \frac{\sigma^2}{n} \quad (3)$$

여기서  $\sigma^2$ 는 각 지점 강우의 평균적인 분산을 나타낸다. 위 식에서 살펴볼 수 있는 것처럼 만일 유역 내 강우계가 하나만 존재한다면, 그 추정오차는 관측된 강우기록의 표준편차와 같아지고 이는 강우의 변동성을 고려할 때 상당히 큰 양이 된다. 일반적으로 강우의 변동계수는 1.0이 넘게 나타나므로 최소한 추정된 면적평균강우량 만큼이 오차로 나타날 수 있다는 결과가 된다. 그러나, 그 추정오차는 강우계 수의 제곱근에 반비례하여 줄어들게 되며, 아울러 각 강우계가 강우의 공간 상관거리 (spatial correlation length)이 내에 위치할 경우 더욱 작아지게 된다.

Thiessen법을 이용하여 추정하는 면적평균강우 및 그 추정오차는 각각 다음과 같이 표현된다.

$$P_m = \sum_{k=1}^n \frac{A_k}{A} P_k = \sum_{k=1}^n \alpha_k P_k \quad (4)$$

$$\epsilon^2 = \sum_{k=1}^n \alpha_k^2 \sigma_k^2 \quad (5)$$

이때  $\alpha_k$ 는 각 강우계가 가지는 가중치이며 이는 각 강우계가 대표하는 면적을 전체 유역면적으로 나누어 계산한다. 따라서,  $A = \sum_{k=1}^n A_k$ 이다. 위 식에서 살펴볼 수 있는 것처럼, 만일 강우계가 유역 내 균등하게 분포되어 있다면 각 강우계의 가중치는 모두 같게 되고 따라서 산술평균법과 동일한 결과를 나타내게 된다.

마지막으로 주어진 관측망에 대해 관측된 강우의 변동성을 고려하여 관측오차를 추정하는 경우는 다음과 같다. 여기서 제시하는 방법은 추정이론에 근거한 방법으로서 각 강우계의 최적 가중치를 제공한다. 이러한 추정이론의 적용은 먼저 강우계가 주어진 유역에 균등하게 분포되어 있다는 가정에 근거한다. 즉, 강우계의 공간적인 분포가 일양분포 (Uniform Distribution)를 따른다고 가정할 수 있는 경우에 한정된다. 일반적으로 강우계는 공간적으로 균등하게 설치되는 것이 일반적이므로 이러한 가정은 어느 정도 타당성을 갖는다고 판단할 수 있다. 아울러 각 강우계의 관측이 서로 독립이라는 가정 하에 면적평균강우량은 다음과 같이 계산된다 (Stevens and North, 1996; North and Stevens, 1998).

$$P_m = \frac{1}{\eta^2} \sum_{k=1}^n \frac{P_k}{\sigma_k^2} \quad (6)$$

여기서  $\eta^2 = \sum_{k=1}^n \frac{1}{\sigma_k^2}$ 이다. 아울러 추정오차는 다음 식으로 표현될 수 있다.

$$\epsilon^2 = \frac{1}{\eta^2} \quad (7)$$

물론 이 경우도 각 강우관측기록의 독립성이 가정되는 경우에 유효한 식이며 만일 강우계 사이에 어떤 상관성이 존재한다면 관측오차는 위 식에 나타난 것보다 줄어들게 된다. 이런 경우 관측오차의 정량적인 추정은 공간적인 직교성분인 EOF를 이용하여 수행될 수 있다.

본 연구에서는 먼저 주어진 강우 관측망에 대해 그 공간상관이 무시될 수 있도록 강우 관측망을 재구성하여 (즉, 강우계의 수를 적절히 축소하여) 산술평균법, Thiessen 방법, 및 추정이론에 근거한 방법에 대해 면적평균강우량 및 그 오차를 추정하고자 한다.

### 3. 적용 예

#### 3.1 대상 유역 및 자료 특성

본 연구의 대상유역은 남한강 유역의 영월 상류지역(그림 1)으로 남한강은 오대산에서 발원하여 서쪽으로 흐르다가 충주 부근에서 북서쪽으로 흘러 북한강과 합류하며, 상류부는 고산지대로 V자형을 이루는 협곡으로 되어있다. 대상유역의 면적은 2,603km<sup>2</sup>로 중규모 유역에 해당하며 연평균 강우량은 1,116mm이다. 유역의 강우관측소는 건설교통부 산하의 자기우량관측소 5개와 한국수자원공사의 TM우량관측소 14개가 운영 중에 있다. 본 연구에서는 이중 한국수자원공사의 TM우량관측소 9개를 선정하여 이용하였다. 평균적으로 강우계 하나는 약 300km<sup>2</sup> 정도를 대표하며 각 강우계사이의 거리는 20km이상으로 강우계사이의 상관성을 어느 정도 배제되었다고 판단할 수 있다. 이러한 내용은 아래의 강우자료 분석에서도 확인되었으며, 따라서 이하의 분석에서는 전 장에서 유도된 식을 그대로 적용하였다.

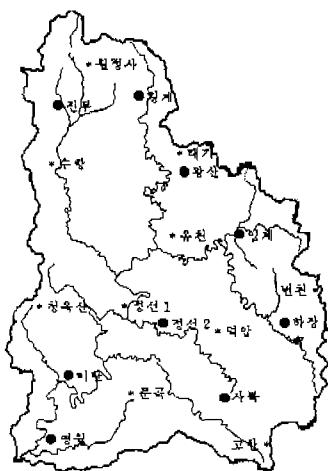


그림 1. 대상유역의 강우관측소 위치  
(●: 사용된 강우관측소)

본 연구에서는 강우특성이 상이한 두 개의 강우사상을 사용하였다. 첫 번째 강우사상은 1995년 8월 23일 16시 ~ 24일 10시의 강우로 홍수기에 해당하며 총 강우량은 대략 85.67mm이다. 두 번째 강우사상은 1995년 5월 20일 6시 ~ 18시까지의 강우자료이며 유역의 총 강우량은 대략 16.44mm이다. 8월의 호우사상은 복합호우사상을 5월의 호우사상은 단순호우사상을 나타내고 있다. 또한 강우의 공간적 변동성도 전자의 경우가 훨씬 크며 후자의 경우는 상대적으로 작은 변동성을 가지고 있음을 살펴볼 수 있다. 표 1에서는 본 연구에서 사용한 두 강우사상의 관측소별 평균, 분산 및 변동계수를 비교하고 있다. 먼저, 8월의 강우사상은 5월의 강우사상에 비해 상대적으로 큰 평균과 분산을 나타내고 있다. 아울러, 각 관측소별 평균의 차이도 매우 커서 8월 강우사상이 공간적 변동성을 크게 가지고 있음을 쉽게 파악할 수 있다. 그러나 평균강우량이 를수록 분산 역시 큰 값을 나타내고 있어 변동계수의 변화는 상대적으로 작은 편이다. 반대로, 5월의 강우사상은 상대적으로 작은 평균 및 분산을 나타내고 있으며 아울러 각 관측소별 평균, 분산 및 변동계수의 차이도 작은 편이다. 8월과 5월의 강우사상을 비교할 경우 각 관측소별 평균 및 분산의 차이는 크나 반대로 변동계수에는 큰 차이가 없는 것이 특이하다. 따라서 두 사상 모두 시간적 변동성은 유사하다고 판단할 수 있으나, 반대로 공간적 변동성에는 매우 큰 차이가 있다고 판단할 수 있다.

표 1. 관측소별 평균 및 분산

관측소	8월 강우사상			5월 강우사상		
	평균(mm)	분산	변동계수	평균(mm)	분산	변동계수
임월	3.158	18.585	1.225	1.461	1.934	0.952
니판	5.052	29.608	1.077	1.846	2.141	0.792
정선2	3.263	12.093	1.066	1.154	1.841	1.110
사북	5.368	39.023	1.164	1.154	1.974	1.217
전주	6.105	45.988	1.111	1.462	2.603	1.104
왕산	5.526	31.485	1.015	1.154	2.641	1.408
횡성	4.421	25.479	1.142	1.231	2.692	1.333
의령	2.894	11.099	1.151	1.154	2.307	1.316
화장	4.947	72.941	1.726	0.769	1.026	1.317

마지막으로, 전장에서 유도된 면적평균강우량 및 그 추정오차 식을 적용하기 위해서는 각 강우계사이의 공간상관이 무시할 수 있을 정도로 작아야 한다는 가정이 포함되므로 이를 확인할 필요가 있다. 본 연구에서는 선택된 두 개의 강우사상에 대해 각각 공간상관도 (spatial correlogram)를 작성하였으며 이를 그림 2에 나타내었다. 그림에서 확인할 수 있는 것처럼 각 강우계 사이의 공간상관은 무시할 수 있을 정도로 작은 것으로 나타나고 있다.

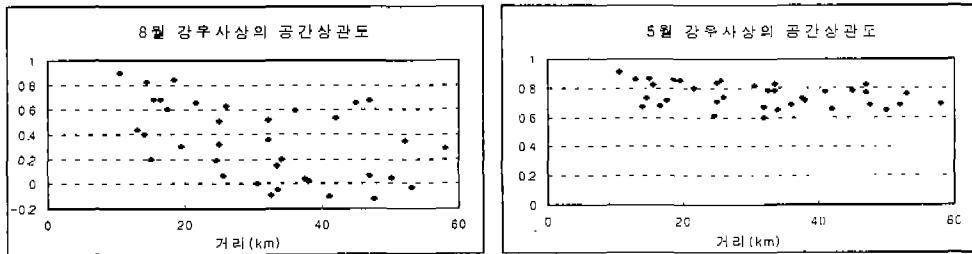


그림 2. 강우사상별 공간상관도

### 3.2 면적 평균강우의 추정 및 오차 계산

그림 4와 5는 산술평균법, Thiessen법 및 추정이론에 근거한 방법을 이용하여 추정된 면적평균강우량을 강우사상 별로 나타낸 것이다. 강우량 자체가 작을 뿐 아니라 그 공간적 변동성이 작은 5월 강우사상의 경우는 추정방법에 따른 면적평균강우량의 차이가 크지 않으나, 강우량 자체도 크며 아울러 그 공간적인 변동성도 상대적으로 큰 8월의 강우사상에서는 추정법에 따른 면적평균강우량의 차이가 큰 것으로 나타났다. 아울러, 추정이론에 근거한 면적평균강우량이 산술평균법이나 Thiessen방법에 의한 결과보다 일관적으로 작게 나타난 것도 특이하다. 그러나 이는 본 연구에서 사용된 두개의 강우사상에 나타난 결과일 뿐 일반적인 사항으로 결론지을 수 있는 것은 아닌 것으로 판단된다.

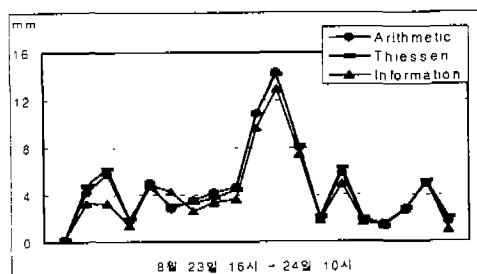


그림 4. 추정된 면적평균강우량 비교  
(8월 강우사상)

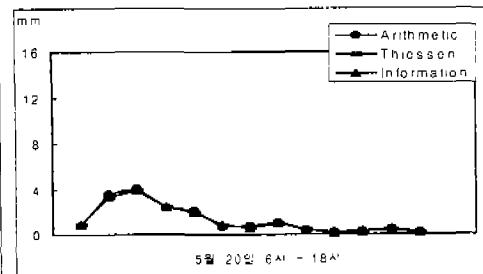


그림 5. 추정된 면적평균강우량 비교  
(5월 강우사상)

그림 6은 두 강우사상에 대하여 각 추정방법에 따른 추정오차를 비교하여 나타낸 것이다. 추정이론에 근거한 방법의 오차가 다른 두 방법(산술평균법, Thiessen법)에 비해 작게 나타나고 있으며, 산술평균법 및 Thiessen법에 의한 면적평균강우량 추정시의 오차는 서로 비슷하게 나타나고 있음을 파악할 수 있다. 그러나, Thiessen법의 추정오차는 산술평균법에 의한 추정오차보다 일관되게 약간 크게 나타나고 있으며 이는 유역 내 강우계가 완벽히 균등하게 분포되어 있지 않아 일

부 강우계의 가중치가 다른 강우계의 가중치보다 크게 산정되어 있기 때문이다. 그러나 그 차이는 미미하며 대체로 본 연구의 대상유역 내 강우계는 거의 균등히 배치되어 있다고 판단할 수 있다. 이러한 결과는 표 3에서 추정한 각 강우계의 가중치가 두 방법에 대해 큰 차이를 나타내지 않는다는 것에서도 쉽게 예측할 수 있다.

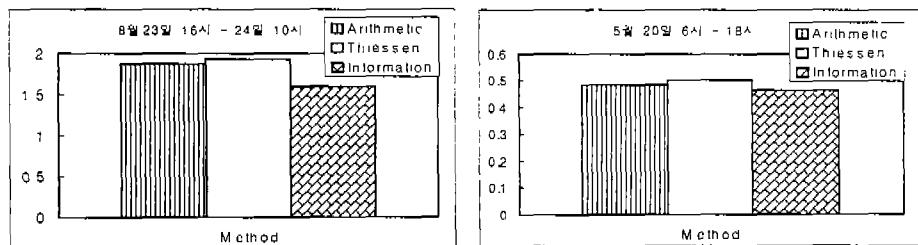


그림 6. 강우사상별 추정방법에 따른 관측오차 비교

각 강우사상별로 추정오차를 비교해 보면, 먼저, 8월의 강우사상처럼 강우의 공간적 변동성이 매우 큰 경우에 대해 추정이론에 근거한 방법이 상대적으로 작은 관측오차를 제공하고 있다는 것에 주목할 만하다. 즉, 산악지역처럼 강우의 공간적 변동성이 매우 큰 경우 그러한 변동성을 고려할 수 있는 면적평균강우량 추정 방법 또는 충분한 수의 강우계 확보가 필요함을 나타내는 결과로 이해할 수 있다. 특히, 본 연구의 대상유역이 중규모임에도 불구하고 Thiessen법에 의한 추정오차가 제일 크게 나타나고 있으며, 따라서, 이러한 경우 강우의 공간적인 변동성을 고려할 수 있는 등우선법이 보다 효과적인 방법이 될 수 있음을 파악할 수 있다. 아울러, 실제 유역 내 강우계가 대체로 균등하게 분포되어 있다면 본 연구에서 사용한 추정이론에 근거한 방법이 등우선법보다 쉽게 적용할 수 있는 방법임을 아울러 파악할 수 있다. 8월의 강우사상의 경우 추정오차는 대략 평균강수량의 절반정도로 나타나고 있다.

그러나, 본 연구의 5월의 강우사상처럼 강우의 공간적 변동성이 작은 경우 그 추정오차는 그 절대량에 있어서 뿐만 아니라 상대적으로도 아주 작게 나타나고 있음을 파악할 수 있다.

#### 4. 요약 및 결론

본 연구에서는 산술평균법, Thiessen 방법 및 추정이론에 근거한 방법으로 면적평균강우를 계산하고 각각의 경우에 대해 추정오차를 평가해 보았다. 본 연구에서는 남한강 유역의 영월 상류지역을 대상으로 하여 수행하였으며 각각의 경우에 대해 각 강우계의 가중치를 계산하고 이를 이용하여 면적평균 강우량을 추정하였다. 유역 내 강우계가 거의 균등하게 분포되어 있어 산술평균법이나 Thiessen 방법을 이용한 결과에는 큰 차이를 나타내지 않고 있음을 파악할 수 있었다. 그러나 이들 두 방법은 강우의 공간적 변동성을 고려하지 못하는 이유로 특히 강우의 변동성이 큰 8월의 강우사상에 대해서는 면적평균강우의 과대추정을 나타내고 있고 아울러 그 추정오차도 강우의 공간적 변동성을 고려하는 추정이론에 근거한 방법에 비해 매우 큰 값을 나타내고 있음을 파악할 수 있었다.

그러나 이러한 차이는 본 연구의 5월 강우사상처럼 강우의 공간적 변동성이 작은 경우 매우 작아지며 모든 경우에 거의 유사한 면적평균 강우량을 추정하고 있음을 파악할 수 있었다. 따라서, 우리나라의 여름철 강우나 산악지역의 강수처럼 그 공간적 변동성이 큰 경우에 기준의 산술평

균법이나 Thiessen 방법은 상당히 큰 추정오차를 내포할 수 있음을 파악할 수 있고 따라서 이를 고려하는 방법의 도입이나 아니면 이를 고려할 수 있을 정도로의 강우계 확충이 필요함을 지적할 수 있다. 즉, 본 연구에서처럼 유역의 규모는 중규모이나 강우의 공간적 변동성이 심한 경우에는 Thiessen법보다는 등우선법을 적용하는 것이 필요하다는 것을 지적할 수 있다. 아울러, 본 연구에서 사용된 추정이론에 근거한 방법도 유용하게 적용될 수 있으리라 판단된다. 마지막으로 강우계는 유역 내 균등하게 분포되는 것이 일반적이므로 산술평균법이나 Thiessen 방법의 차이는 크지 않은 것으로 나타났다.

마지막으로 밝혀두고자 하는 것은 본 연구에서는 대상유역 내 강우계 중 일부만을 사용하였다 는 것이다. 현재 이 유역에는 총 19개의 강우계가 운영되고 있고 (본 연구에서는 이 중 9개 사용), 따라서 이를 자료를 모두 이용할 경우 면적평균강우량의 추정 시 추정오차는 크게 줄어들 것임은 자명하다. 강우계사이의 상관성을 고려하지 않고 개략적으로 추정오차를 계산하며 그 양은 본 연구에서의 추정치의 약 70% 정도가 될 것이다. 이러한 추정치는 단순히 강우계의 수를 고려한 값이며 아울러 강우계가 유역 내 균등하게 분포되어 있다고 가정하는 경우이다. 앞에서도 언급한 바와 같이 강우계사이의 공간상관을 고려하여 면적평균강우의 추정오차를 계산하기 위해서는 강우 자료를 공간적으로 서로 독립인 직교성분으로 재구성해야하는 복잡한 과정을 거쳐야 한다. 이러한 과정은 현재 본 연구의 범위를 넘는 부분이며 이는 추후의 연구과제로 남긴다.

## 5. 참고문현

- Alpert, P. (1986). Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountains, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol. 25, pp. 532-545.
- Bell, T. L. (1986). Theory of optimal weighting of data to detect climate change, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 43, pp. 1694-1710.
- Dore, A. J., Choularton, T. W., Brown, R. and Blackall, R. M. (1992). Orographic rainfall enhancement in the mountains of the Lake District and Snowdonia, *Atmospheric Environment*, Vol. 26A, No. 3, pp. 357-371.
- Eagleson, P. S. (1970). *Dynamic Hydrology*, McGraw-Hill, New York.
- Hegerl, G. C. and North, G. R. (1997). Comparison of statistically optimal approaches to detecting anthropogenic climate change, *Journal of Climate*, Vol. 10, pp. 1125-1133.
- North, G. R. and Stevens, M. J. (1998). Detecting climate signals in the surface temperature record, *Journal of Climate*, Vol. 11, No. 4, pp. 563-577.
- Ogura, Y. and Yoshizaki, M. (1988). Numerical study of orographic-convective precipitation over the Eastern Arabian Sea and the Ghat Mountains during the summer Monsoon. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 45, No. 15, pp. 2097-2122.
- Stevens, M. J. and North, G. R. (1996). Detection of the climate response to the solar cycle, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 53, pp. 2594-2608.