

지역빈도해석 및 다중회귀분석을 이용한 산악형 강수해석

Orographic Precipitation Analysis with Regional Frequency Analysis and Multiple Linear Regression

윤혜선* / 엄명진** / 조원철*** / 허준행****

Yun, Hyeseon / Um, Myoung-Jin / Cho, Woncheol / Heo, Jun-Haeng

Abstract

In this study, single and multiple linear regression model were used to derive the relationship between precipitation and altitude, latitude and longitude in Jeju. The single linear regression analysis was focused on whether orographic effect was existed in Jeju by annual average precipitation, and the multiple linear regression analysis on whether orographic effect was applied to each duration and return period of quantile from regional frequency analysis by index flood method. As results of the regression analysis, it shows the relationship between altitude and precipitation strongly form a linear relationship as the length of duration and return period increase. The multiple linear regression precipitation estimates(which used altitude, latitude, and longitude information) were found to be more reasonable than estimates obtained using altitude only or altitude-latitude and altitude-longitude. Especially, as results of spatial distribution analysis by kriging method using GIS, it also provides realistic estimates for precipitation that the precipitation was occurred the southeast region as real climate of Jeju. However, the accuracy of regression model was decrease which derived a short duration of precipitation or estimated high region precipitation even had long duration. Consequently the other factor caused orographic effect would be needed to estimate precipitation to improve accuracy.

keywords : orographic effect, annual average precipitation, quantile, index flood method, multiple linear regression

요 지

본 연구에서는 다중회귀분석을 이용하여 산악효과를 야기하는 지형인자와 강수와의 관계를 파악하였다. 섬 전체가 산악지형인 제주도의 연평균강수량과 지수홍수법으로 산출한 확률강우량을 강수자료로 사용하여 산악효과를 야기하는 지형인자로 선정한 고도, 위·경도와 회귀모형을 구성하였다. 회귀분석 결과 연평균강수량과 고도와의 선형 관계가 확률강우량에서도 동일하게 나타났으며, 고도이외에 위도, 경도를 각각 추가인자로 고려할 경우 강우량과 더욱 강한 상관성을 보였다. 또한, 고도와 위도, 경도를 모두 고려한 회귀모형을 이용한 지형공간분석 결과 제주도의

- * 연세대학교 대학원 토목공학과 석사과정 / (주)삼안 수자원부
Master of Science, Dept. of Civil Eng., Yonsei Univ., Seoul, 120-749, Korea / Saman Corporation
- ** 교신저자, 연세대학교 대학원 토목공학과 박사과정
Corresponding Author, Doctoral Student, Dept. of Civil Eng., Yonsei Univ., Seoul, 120-749, Korea
(e-mail: movie21@yonsei.ac.kr)
- *** 연세대학교 공과대학 사회환경시스템공학부 교수
Professor, School of Civil and Environmental Eng., Yonsei Univ., Seoul, 120-749, Korea
- **** 연세대학교 공과대학 사회환경시스템공학부 교수
Professor, School of Civil and Environmental Eng., Yonsei Univ., Seoul, 120-749, Korea

실제 강수특성과 마찬가지로 남동부로 편중된 강수형태를 보여 모형의 적합성을 증명하였다. 그러나 지속시간 및 재현기간과 무관하게 높은 고도에서 회귀식의 유효성이 감소하므로, 높은 고도에서의 추가적인 산악효과인자의 강수량에 대한 영향이 존재될 것으로 판단되므로 추후 연구가 필요하다.

핵심용어 : 산악효과, 연평균강수량, 확률강우량, 지수홍수법, 다중회귀분석

1. 서론

우리나라는 강수의 계절적 불균형과 전 국토의 65%가 산악지형인 지형적 특성이 복잡하게 얽혀 있어 강수 패턴을 예측하기 매우 어려운 조건을 지니고 있다. 따라서 우기 시 빈번하게 발생하는 수해를 예방하고 수자원을 효율적으로 이용·관리하기 위하여 유출량 산정의 기본자료인 강수량의 정확한 예측 및 해석이 중요한 문제로 대두된다. 특히, 정밀한 기상관측이 어려운 산악지역에서 발생하는 집중호우나 폭설 등 기상현상의 효과적인 예측을 위해 산악효과를 발생시키는 지형특성과 강수와의 관계를 분석하는 것은 시급하다.

지형특성과 강수와의 관계에 관한 연구는 국내보다는 국외에서 활발히 진행되어 왔다. 초기연구는 주로 고도증가에 따른 강수량의 증가를 파악하는 것을 목적으로 하였으나 Spreen(1947)과 Schermerhorn(1967) 등에 의해 지형인자들을 이용한 강수량산정에 관한 연구가 시작되었다. Basist *et al.*(1994)은 대규모지역에서 연평균강수량 산정시 공통지형영향인자들을 밝히는 연구를 수행하였으며, 이후 국부지역의 지형인자에 따른 강수량의 변화에 대한 연구도 활발하게 수행중이다(Ninyerola *et al.*, 2000; Wotling *et al.*, 2000; Marquinez *et al.*, 2002). 반면, 주로 연평균강수량을 대상자료로 한 기존 연구와 달리 Weisse and Bois(2001)는 French Alps 지역에서 지속시간 및 재현기간별 지형의 영향을 받는 강수량을 산정하여 2,000 m이하의 고도에서는 3시간보다 긴 강우지속시간에 대하여 재현기간이 짧은 경우 더욱 정확하게 강수량이 산정됨을 보였다. 강수 패턴에 대한 지형인자의 물리적 영향을 해석하기 위한 DEM(digital elevation models)을 적용한 연구도 수행되었다(Peck and Schaake, 1990; Daly *et al.*, 1994). 특히, Naoum and Tasanis(2004b)는 GIS를 기반으로 한 AVRU(ArcView Regression Utility)를 개발하여 그리스 Creta섬의 산악지역에서의 강수를 분석하였다.

국내에서도 지형을 적용해 강수를 분석하는 연구가 수행되고 있다. 유철상 등(2004)은 고도와 강수량과의 선형 및 비선형 회귀분석을 수행하여 한강유역에서 강

수에 대한 산지효과의 존재여부를 확인하였으나 미미한 것으로 나타났다. 이는 산악효과라는 좁은 지역에 적용되는 지형특성을 한강유역 전체인 대규모 유역에 적용하였기 때문에 지형특성에 의한 효과이외에 기후와 같은 타 요인들의 작용이 더욱 크기 때문으로 판단된다. 엄명진 등(2007)은 제주도의 시우량 자료와 표고별 분포를 이용하여 강우지속시간과 표고와의 관계를 다중회귀분석으로 분석하였으며, 지속시간이 고도보다 강수량과의 상관성이 더 크다는 것을 밝힌바 있다. 다만, 지속기간별 평균 강우량을 사용한 통계적 단점이 있다. 김진성 등(2008)은 제주도를 사면별로 4개의 유역으로 분할하고 Kriging기법을 적용하여 고도에 따른 강우 보정 계수를 산정하였으나 유역별 대상 관측소가 적어 분할된 유역의 관측소들은 각 유역의 지형특성을 대표하기가 어려울 것으로 판단된다.

본 연구에서는 대상지역으로 1959년 사라를 비롯한 2002년 루사, 2003년 매미 등과 같은 대형 태풍 내습시 발생한 순간적인 집중호우로 심각한 수해를 경험한 제주도를 선정하였다. 특히, 제주도의 호우는 2007년 태풍 나리 내습시의 강수형태에서 알 수 있듯이 성판악에서 가장 많은 556 mm, 제주시에서 420 mm, 서귀포에서 323 mm와 같은 지역적인 차이를 나타낸다. 또한, 순간적인 집중호우는 태풍 나리의 경우 10일 동안 연평균강수량의 70%에 달하는 강수량이 내려 심각한 피해를 발생시켰다. 이는 섬전체가 가운데 위치한 한라산을 중심으로 산악지형을 형성하므로 산을 따라 공기가 상승함에 따라 냉각, 포화되어 지형의 영향으로 특정지역의 상공에서 응집한 수증기가 발생시키는 집중호우의 결과로 판단된다.

따라서 본 연구는 지형의 영향을 받는 강수형태를 지닌 제주도의 강우 관측자료를 이용하여 강수에 영향을 주는 지형인자를 채택하고 강수와의 관계를 확인하는 것을 그 목적으로 한다. 우선 연평균 강수량과 채택한 지형인자들과의 회귀분석을 이용하여 제주도의 산악효과가 강수에 미치는 영향을 파악하였고, 확률강우량을 산정하여 지속시간 및 재현기간별 지형인자와 강수량과의 관계를 분석하였다. 또한, 지형공간분석을 수행하여 지형인자를 고려한 강수형태를 도시·분석하였다.

2. 지역빈도해석

지역빈도해석은 불확실성을 내포한 확률수문량의 정확한 산정을 위해 지점빈도해석을 보완한 방법으로 자료 보유기간이 비교적 짧아 자료보유기간보다 긴 재현기간에 대한 설계수문량 산정에 어려움을 겪는 지역에서 설계수문량을 재산정할 수 있도록 고안된 방법이다. 지역빈도에 사용되는 여러 지점의 자료는 동질한 지역의 자료로 각 지점별로 규모는 다르지만 동일한 분포형으로부터 추출된 자료로 간주하여, 각 지역에 적합한 확률분포형을 선정하는데 이용된다. 특히, 본 연구에서 사용된 지수홍수법은 서로 다른 자료 표본들로부터 대표 통계량을 도출하는데 유용한 방법이다. 이 때, 대표 통계량을 각 지점의 L-moment비라 하기 때문에 “지역 L-moment”기법이라고도 한다.

2.1 불일치 척도

지점자료를 전반적으로 검토하여 오류나 불일치성에 대해 검증하기 위하여 불일치척도(discordancy) D_i 를 산정한다. N개의 지점을 보유한 지역에서 n_i 개의 자료개수를 가지고 있는 지점 i 에 대하여 L-moment가 t (L-CV), t_3 (L-skewness), t_4 (L-kurtosis)라고 하면, D_i 는 Eq. (1)과 같이 계산된다.

$$D_i = \frac{1}{3} M(u_i - \bar{u})^T A^{-1} (u_i - \bar{u}) \quad (1)$$

여기서, u_i 는 t , t_3 , t_4 를 구성요소로 가지는 벡터이며, \bar{u} 는 소유역내 지점들의 u_i 를 산술평균한 값이다. A 는 표본자료의 공분산으로서 Eq. (2)로 산출된 값이다. 이 때, T 는 전치행렬이다.

$$A = \frac{1}{(N-1)} \sum_{i=1}^N (u_i - \bar{u})(u_i - \bar{u})^T \quad (2)$$

D_i 를 이용하여 지역내 지점들을 하나의 그룹으로 간주하여 전반적으로 일치하는 정도가 떨어지는 지점들을 찾을 수 있다. 일반적으로 대상지역이 15개 이상의 지점을 포함하는 경우 $D_i \leq 3$ 의 기준이 제시되었으나, 15개 이하의 지점을 포함하는 지역에서는 지점의 자료수와 관계하여 검토되어야 한다(Hosking and Wallis, 1997).

2.2 동질성 검사

지역빈도해석에서 대상지역을 소지역으로 분할할 때 각 소지역의 확률분포형은 동일한 것으로 가정한다. 소

지역별 자료의 수문학적 동질성 여부는 Eq. (3)을 이용하여 산정한 이질성 척도 H 로 확인한다.

$$H = \frac{V - \mu_\nu}{\sigma_\nu} \quad (3)$$

여기서, V 는 L-moment비를 Kappa분포형에 적합시켜 모의발생하여 Eq. (4)와 같이 산정하며, μ_ν 와 σ_ν 는 각각 계산된 V 의 평균과 표준편차이다.

$$V = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N n_i (t^{(i)} - t^{(R)})^2}{\sum_{i=1}^N n_i}} \quad (4)$$

또한, $t^{(i)}$ 는 n_i 개의 자료개수를 가지고 있는 지점 i 에 대한 표본 L-CV, $t^{(R)}$ 은 지점의 자료개수를 비례가 중시된 L-CV의 지역평균이다.

Hosking and Wallis(1997)는 사용된 L-moment에 따라 이질성 척도를 H_1 (L-CV), H_2 (L-skewness), H_3 (L-kurtosis)의 세 가지 형태로 분류하였으며, 동질성지역 $H < 1$, 이질성 가능지역 $1 \leq H < 2$, 이질성 지역 $H \geq 2$ 의 기준을 제시하였다.

2.3 적합도 검사

수문학적 동질성을 가지는 한 지역 내에 있는 여러 지점들에 가장 적합한 적정 확률분포형을 선정하는 척도로서 적합성 척도 Z_{DIST} 를 산정한다. 지역의 자료수가 20개 미만 또는 모집단의 L-skewness의 값이 0.4보다 클 경우 L-kurtosis와 달리 L-skewness는 편의될 수 있으며 이 때 L-kurtosis의 편의를 수정하여 적용한다. Kappa분포를 사용하여 L-CV, L-skewness와 L-kurtosis의 지역평균인 t^R , t_3^R , t_4^R 을 가지는 자료집단을 충분한 횟수인 N_{sim} 에 걸쳐 모의 발생시키게 되면, m번째 모의 자료집단의 L-kurtosis와 표본 L-kurtosis의 편의는 Eq. (5)와 같이 산정된다.

$$B_4 = \frac{1}{N_{sim}} \sum_{m=1}^{N_{sim}} (t_4^{(m)} - t_4^R) \quad (5)$$

이 때, 표준편차를 계산하면 Eq. (6)과 같다.

$$\sigma_4 = \left[\frac{1}{(N_{sim} - 1)} \left\{ \sum_{m=1}^{N_{sim}} (t_4^{(m)} - t_4^R)^2 - N_{sim} B_4^2 \right\} \right]^{1/2} \quad (6)$$

각 분포형에 대한 적합성 척도는 Eq. (7)과 같이 계산된다.

$$Z_{DIST} = \frac{t_4^{DIST} - t_4^R + B_4}{\sigma_4} \quad (7)$$

Z_{DIST} 가 0에 가까울수록 분포형의 자료에 대한 적합성은 높으며, 신뢰구간 90%를 고려하면 적합성 인정의 최소기준은 $|Z_{DIST}| \leq 1.64$ 로 정의된다(Hosking and Wallis, 1997).

2.4 지수홍수법

N 개의 지점을 보유한 지역에서 자료개수 n_i 를 갖는 지점 i 에 대하여 $Q_{i,j}, j=1, \dots, n_i$ 의 관측자료를 보유하고 있다고 가정하자. 여기서, $Q(F)$ ($0 \leq f \leq 1$)는 지점 i 에서 quantile 함수를 나타내며, 동질한 지역에 대해 quantile은 Eq. (8)과 같이 계산된다.

$$Q_i(F) = \mu_i q(F), \quad i = 1, \dots, N \quad (8)$$

여기서, μ_i 는 지수홍수(index-flood)로서 각 지점의 개별 규모함수이다.

3. 다중회귀분석

다중회귀분석은 변수간의 함수관계를 추구하는 통계적 방법으로 종속변수를 설명하기 위하여 두 개 이상의 독립변수를 사용하는 선형회귀모형이다. 일반적으로 대부분의 자연적 현상을 설명하는데 있어 종속변수(y)는 두 개 이상의 독립변수에 의해 좌우되는 경우가 있으며, 설명력 있는 적절한 독립변수를 여러 개 선택하여 이들의 함수로 종속변수를 나타낼 경우 회귀식의 정확도가 향상된다.

하나의 종속변수(y)와 독립변수(x_1, \dots, x_k) 사이에는 Eq. (9)와 같은 관계식이 성립한다.

$$y_j = \beta_0 + \beta_1 x_{1j} + \dots + \beta_k x_{kj} + \varepsilon_j, \quad j = 1, 2, \dots, n \quad (9)$$

여기서, $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_k$ 는 모집단의 회귀계수(regression coefficients)로 모수(parameters)이며, ε 는 y 를 측정할 때 발생하는 잔차이다. 또한, x_{ij} 는 i 번째 독립변수가 j 번째 관찰점을 취할 때 갖게 되는 독립변수의 값이다.

3.1 최소자승법

본 연구에서는 표본 자료의 적합을 위해 가장 널리 사용되는 방법인 최소자승법을 적용하였다. 최소자승법은 잔차제곱의 합을 최소로 되게 하는 회귀계수 $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_k$ 를 이들의 추정값 b_0, b_1, \dots, b_k 로 치환하는 방법으로 이 때, 잔차의 제곱합은 Eq. (10)과 같이 표현

된다.

$$SSE = \sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2 = \sum_{i=1}^n [y_i - (\beta_0 + \beta_1 x_{1i} + \dots + \beta_k x_{ki})]^2 \quad (10)$$

잔차의 제곱합 SSE 를 최소화 시키는 $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_k$ 를 구하기 위하여 정규방정식을 사용한다. 이때, SSE 는 $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_k$ 로 각각 편미분하여 값을 0으로 만드는 $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_k$ 를 b_0, b_1, \dots, b_k 로 대치하여 정리된다. 적용된 정규방정식을 연립하여 b_0, b_1, \dots, b_k 에 관하여 정리하여 각 독립변수의 회귀계수를 추정한다.

3.2 결정계수

추정된 회귀방정식의 유효성 및 주어진 자료들에 대한 회귀방정식의 대표성, 또한 추정된 회귀방정식 예측의 정확도를 검토하는 것은 중요하다. 흔히 추정된 회귀방정식의 정도를 측정하는 방법의 하나로 결정계수(coefficient of determination) R^2 가 사용된다. R^2 는 회귀방정식에 의하여 설명되는 변동 SSR 과 총변동 SST 의 비로 Eq. (11)와 같다.

$$R^2 = \frac{SSR}{SST} = 1 - \frac{SSE}{SST} \quad (11)$$

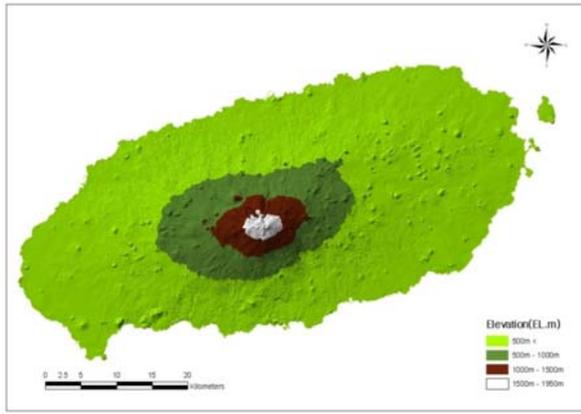
여기서, SST 는 SSR 과 SSE 의 합으로, SST 는 측정값 y_i 와 y_i 의 평균의 오차제곱합이며, SSE 는 측정값 y_i 와 추정값 y_i 의 오차제곱합이다. 결정계수 R^2 의 값은 1에 근접할수록 추정된 회귀방정식은 유효하며 반대로 0에 근접할 경우 추정된 회귀방정식은 적용되기 어렵다. 일반적으로 추정된 회귀방정식의 결정계수는 고려되는 독립변수의 수가 증가할수록 독립변수의 유용성과는 무관하게 증가하는 경향을 보인다. 따라서 본 연구에서는 이러한 단점을 보완하기 위해 무의미한 변수를 독립변수로 고려할 경우 결정계수가 감소하도록 자유도를 조정된 수정된 결정계수(R_{adj}^2)를 사용하여 회귀방정식의 정확도를 추정하였다. 표본크기가 n 이고, k 개의 독립변수를 가지고 있을 때 R_{adj}^2 는 Eq. (12)와 같이 계산된다.

$$R_{adj}^2 = 1 - \frac{SSE/(n-k-1)}{SST/(n-1)} \quad (12)$$

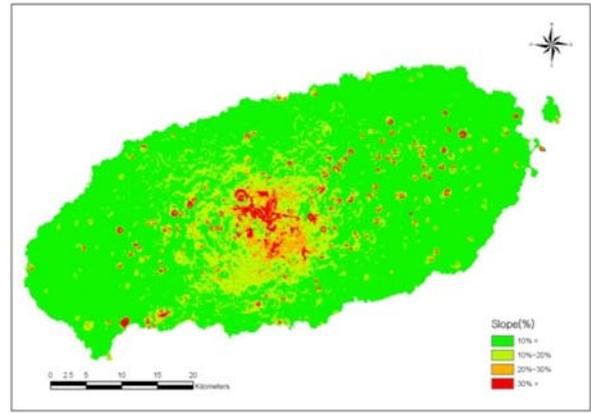
4. 적용 및 결과

4.1 연구지역

우리나라 국토 최남단에 위치하고(동경 126°08' ~ 126°58', 북위 33°06' ~ 34°00') 총 면적 1,848 km²인



(a) Elevation



(b) Slope

Fig. 1. Elevation and Slope in Jeju Island

제주도는 동서방향 장축이 남북방향 단축보다 2.4배가 긴 타원 형태(동서: 73 km, 남북: 31 km, 해안선: 254 km)로 장축이 위도에 대하여 북동방향에서 남서방향으로 약 15° 가량 기울어져 있다. 섬 중앙에 화산분출로 인해 형성된 한라산(EL.1,950 m)을 정점으로 하여 남쪽은 경사가 심한 반면 북쪽은 완만하고(8.8~17.6%), 동서쪽은 비교적 높은 지대이면서 평탄하다(5.2~8.8%). 특히 돈내코를 중심으로 남남동 지역은 경사도가 가장 크다. 해안지역(EL.200 m이하)은 1,013.5 km²로 전체 면적의 54.9%를 차지하고 있으며 EL.200~500 m인 중산간지역은 496.98 km²로 26.9%, EL.500~1,000 m의 지역은 253.34 km²로 13.7%, EL. 1,000 m이상인 고산지역은 87.77 km²로 전체 면적의 4.5%를 각각 차지한다. 원추형으로 생긴 300여개의 기생화산이 산 정상에서 해안까지 분포되어 있으며, 특히 EL.600 m이하 고도에 약 80%가 골고루 산재되어 있어 기상현상의 지형적인 특징으로 작용한다. ArcGIS를 이용하여 제주도의 고도와 경사를 분석하여 Fig. 1에 도시하였다.

지난 30년간 제주도 전 지역에 대한 연평균 강수량은 2,044 mm이다. 해안지역에서 1,560 mm, 중간 경사지와 산마루에서 각각 1,780 mm와 2,766 mm의 연평균 강수량이 내렸으며, 특히 한라산 남동부지역이 가장 큰 강수량을 기록하여 지역적인 편차를 보였다. 또한, 연강수량의 43%가 6월과 8월에 내리나 봄과 가을철에도 많은 양의 강수량이 전체적으로 고르게 분포되어 내리는 기후적 특징을 가진다(제주도 지방기상청, 2003; 제주도특별자치구, 2008). 제주도는 섬 전체가 하나의 동질한 유역으로 간주하여 확률강우량을 산정하기에 충분히 작은 면적을 가지고 있고, 산악지형의 영향으로 지역적 특수성을 지닌 강수분포가 나타난다. 따라서, 산악효과를 유발하는 산악지형과 강수량의 관계를 검토하기에 적합한 대상지역으로 판단되어 본 연구의 대상지역

으로 채택하였다.

4.2 강우자료

제주도 기상청은 지상기상관측이 이루어지는 4개 관서(제주, 서귀포 정산포, 고산)와 악기상 연속감시를 위한 방재용 AWS(Auto Weather Station) 20개소를 설치하여 운영하고 있다. 그러나 본 연구에서는 제주도 산간지역 기상현상의 효과적인 감시를 목적으로 설치되었지만 현재 자료의 제공이 이루어지지 않는 윗세오름(EL.1,673 m)과 진달래밭(EL.1,490 m)의 AWS 2개소와 부속도서(추자도, 우도, 마라도, 가파도 및 지귀도)에 설치된 5개소의 AWS 기상자료는 제외한, 총 17개의 기상관측소(기상관서: 4개소, AWS: 13개소)의 강우자료를 사용하였다. 각 관측소의 현황과 위치는 Table 1 및 Fig. 2와 같다.



Fig. 2. The Location of Weather Stations

4.3 확률강우량 산정

각 관측소의 1시간, 2시간, 3시간, 4시간, 6시간, 9시간, 12시간, 15시간, 18시간, 24시간의 지속시간에 대한 연 최대값 자료를 구축하여 지역빈도해석을 실시하였

Table 1. Overview of Weather Stations

Station	Notation	Longitude	Latitude	El.m	Data Period	Type
Eorimok	EM	126°29′	33°23′	1010.0	1999-2007	AWS
Seongpanak	SP	126°37′	33°22′	777.0	1999-2007	AWS
Odeung	OD	126°32′	33°25′	574.0	2002-2007	AWS
Yusuam	YS	126°23′	33°24′	429.0	1998-2007	AWS
Hawon	HW	126°27′	33°17′	417.0	2002-2007	AWS
Seonheul	SH	126°42′	33°27′	345.0	1997-2007	AWS
Seogwang	SW	126°18′	33°16′	146.0	1997-2007	AWS
Gasi	GA	126°46′	33°21′	120.0	2000-2007	AWS
Jungmun	JM	126°24′	33°14′	76.0	2002-2007	AWS
Namwon	NW	126°43′	33°16′	73.0	1995-2007	AWS
Gosan	GS	126°10′	33°17′	71.2	1988-2007	Meteorological office
Seogwipo	SG	126°34′	33°15′	50.5	1977-2007	Meteorological office
Hallim	HL	126°16′	33°24′	48.0	1995-2007	AWS
Gujwa	GJ	126°51′	33°31′	40.0	1996-2007	AWS
Jeju	JJ	126°32′	33°31′	20.0	1981-2007	Meteorological office
Moselpo	MS	126°15′	33°12′	20.0	2000-2007	AWS
Seongsanpo	SS	126°18′	33°16′	18.6	1981-2007	Meteorological office

다. 대상 지역내 지점 자료들의 이상치 여부를 판단하기 위하여 지점별 자료에 대해 각각 표본 L-모멘트를 계산하여 이산도 D_i 를 산정하였다. 그 결과 모슬포 지점에서 지속시간이 2시간 일 경우($D_i=3.11$)와 선홍 지점에서 지속시간이 9시간일 경우($D_i=3.67$)를 제외하고는 모두 3.0 이하의 값을 가져 자료의 상태가 양호함이 확인되었다. 지역빈도방법에서 일반적으로 정확한 결과 산정을 위해서는 지점의 이산도 D_i 가 3보다 큰 지점은 배제하는 것이 합리적이지만 동질한 지역에서는 3~5 범위의 D_i 역시 타당한 자료로 사용될 수 있다(Trefry et al, 2005). 각 지점의 수문학적 동질성을 판단하기 위하여 이질성척도 H_1, H_2, H_3 을 산정한 결과 모두 음의 값으로 제주도는 동질지역이다. 제주도의 적정분포형을 선정하기 위해 generalized logistic(GLO), generalized extreme value(GEV), generalized normal(GN), pearson type III(PTIII), generalized pareto(GPA)의 확률분포형을 적용하여 매개변수를 추정된 후 적합도 검정을 수행하였다. 모든 지속시간에 대해 적합한 분포형으로 나타난 GLO, GEV, GN 분포형 중 1시간, 2시간의 지속시간을 제외한 모든 지속시간에 대하여 $|Z_{DIST}|$ 값이 가장 작은 GEV를 최적 분포형으로 선정하였다. 따라서 본 연구에서는 GEV 분포형을 이용하여 확률강우량을 산정하였다. Table 2에 D_i 와, H_1, H_2, H_3 , 그리고 Z_{DIST} 의 결과를 정리하였으며, Table 3에 재현기간별 지속시간 6시간 및 24시간에 대한 확률강우량을 나타내었다.

4.4 산악효과 분석

제주도는 섬 중앙에 위치한 한라산의 영향으로 해안선으로부터 섬 중심방향으로 고도가 증가하는 산악지형을 가지고 있으며, Fig. 3의 연평균강수량으로 구성된 제주도의 등우선도에서 볼 수 있듯이 실제 강수형태가 고도가 증가하는 섬 중심방향으로 증가하여 산악효과의 영향을 받는 것을 알 수 있다. 특히, Fig. 3에서 남동부 지역(성판악)에서 가장 큰 강수량이 나타나는 것으로 미루어볼 때, 강수량 예측 시 고도이외의 지형적 특성을 고려해야 할 것으로 판단된다.

본 연구에서는 회귀분석을 이용하여 제주도의 지형과 강수량의 관계를 분석하였다. 모형은 연평균강수량과 확률강우량에 각각 적용하였으며 지형인자로는 위치와 관련하여 고도와 위도 및 경도의 세 가지 인자를 채택하였다. 구성된 모형은 Table 4와 같다.

4.4.1 연강수량

제주도의 산악효과 적용성 여부를 판단하기 위하여 연평균강수량과 지형특성을 이용한 단일 및 다중회귀분석을 수행하였다. 우선 고도와 연평균강수량과의 관계를 도출하였다(Model 1). Fig. 4에서 확인할 수 있듯이 대체로 고도가 증가할수록 연평균강수량도 증가하는 경향을 보이나 Fig. 3에 의하면 성판악(EL.777 m)이 가장 높은 고도인 어리목(EL.1,010 m)보다 더 큰 강수량을 기록하는 것으로 나타나 제주도에 고도이외의 산악효

Table 2. The Results of Each Test, Considering Jeju Island as One Region

Duration	Discordancy		Heterogeneity			Goodness-of-fit (Z-statistic)				
	$D_i \leq 3$	$D_i > 3$	H_1	H_2	H_3	GLO	GEV	GN	PTIII	GPA
1hr	17	-	-0.66	-1.72	-2.25	-0.04	-1.31	-1.45	-1.86	-4.07
2hr	16	1	-1.06	-1.63	-2.13	0.53	-0.79	-0.93	-1.35	-3.66
3hr	17	-	-0.45	-1.19	-1.84	0.90	-0.38	-0.58	-1.06	-3.22
4hr	17	-	-0.61	-1.56	-2.22	1.02	-0.25	-0.46	-0.97	-3.07
6hr	17	-	-0.72	-1.66	-2.45	1.25	-0.12	-0.27	-0.71	-3.08
9hr	16	1	-0.60	-1.89	-3.06	1.36	-0.02	-0.16	-0.59	-3.01
12hr	17	-	-1.20	-2.06	-3.22	1.40	-0.01	-0.13	-0.54	-3.05
15hr	17	-	-1.08	-1.98	-3.44	1.41	-0.05	-0.13	-0.50	-3.16
19hr	17	-	-0.98	-1.72	-3.18	1.37	-0.11	-0.16	-0.51	-3.24
24hr	17	-	-0.87	-1.82	-3.16	1.45	-0.08	-0.10	-0.41	-3.28

Table 3. The Regional Quantile by GEV Distribution

Station	El.m	Regional quantile							
		6hr				24hr			
		1.01yr	10yr	100yr	1000yr	1.01yr	10yr	100yr	1000yr
EM	1010.0	54.29	318.87	482.28	641.86	79.07	534.13	775.81	986.39
SP	777.0	65.59	385.22	582.64	775.42	94.83	640.64	930.52	1183.09
OD	574.0	54.38	319.39	483.07	642.92	81.62	551.36	800.83	1018.20
YS	429.0	35.25	207.04	313.14	416.76	52.56	355.04	515.68	655.65
HW	417.0	51.80	304.25	460.17	612.44	66.59	449.84	653.39	830.73
SH	345.0	39.22	230.37	348.43	463.72	55.54	375.19	544.95	692.87
SW	146.0	24.97	146.64	221.79	295.17	34.68	234.25	340.24	432.60
GA	120.0	41.31	242.61	366.94	488.35	52.59	355.23	515.97	656.02
JM	76.0	31.18	183.13	276.98	368.63	38.37	259.18	376.45	478.63
NW	73.0	36.01	211.52	319.92	425.77	45.04	304.24	441.90	561.84
GS	71.2	23.55	138.29	209.16	278.37	32.41	218.92	317.98	404.29
SG	50.5	31.14	182.90	276.63	368.17	45.01	304.09	441.68	561.57
HL	48.0	27.31	160.42	242.62	322.91	32.85	221.94	322.37	409.87
GJ	40.0	31.81	186.82	285.56	376.05	40.97	276.80	402.04	511.17
JJ	20.0	30.89	181.41	274.37	365.16	44.88	303.15	440.32	559.83
MS	20.0	24.08	141.40	213.86	284.62	30.86	208.49	302.82	385.01
SS	18.6	35.42	208.01	314.61	418.71	45.41	306.73	445.52	566.45

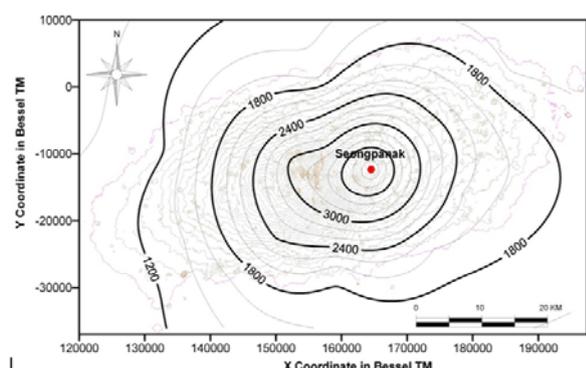


Fig. 3. Isohyetal Map of Annual Average Precipitation

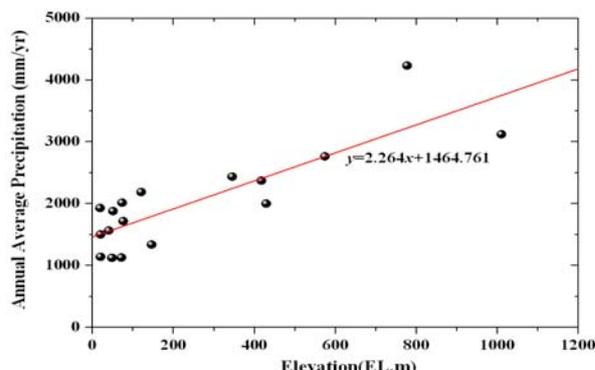


Fig. 4. Elevation-annual Average Precipitation Correlation

Table 4. Discription of Each Model

Type	Response variable	Predictor variable
Model 1	Annual average precipitation (AAP)	Elevation
Model 2		(a) Elevation, Longitude
		(b) Elevation, Latitude
		(c) Elevation, Longitude, Latitude
Model 3	Quantile	Elevation
Model 4		Elevation, Longitude, Latitude

과가 존재함을 알 수 있다. 류종인과 방익찬(1997)은 실제 제주도의 호우특징을 분석하여 성판악을 비롯한 남동부에서 타 지역보다 큰 강수량이 발생함을 확인하였다. 따라서, 제주도내에서 각 지점의 지역위치와 강수량 사이에 관계성이 존재한다고 판단하여 위도와 경도를 지형인자로 추가 고려하였다(Model 2).

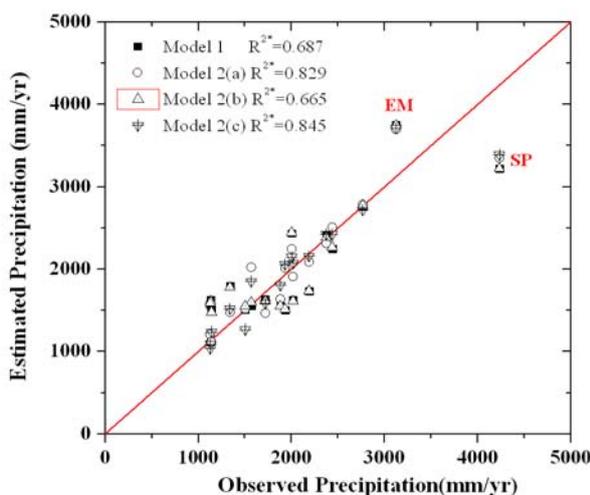
고도와 더불어 위도·경도를 고려하여 동서와 남북의 위치에 따른 연평균강수량과의 관계를 분석하였다. 고도만을 고려하였을 경우 수정된 결정계수는 0.687, 경도와 위도를 인자로 각각 추가 고려했을 경우 0.829와 0.665로 산정되었다. 고도만을 이용하여 회귀분석을 수행했을 경우보다 고도와 경도를 동시에 고려했을 경우 그 적합성은 14.2% 증가하여 경도 역시 강수량과 관련성이 높은 지형적 인자로 나타났다. 반면, 위도의 경우 고도와 동시에 고려했음에도 불구하고 적합성이 2.25% 감소하여 강수량과 약한 관계성을 갖는 것으로 나타났다. 그러나 위도와 경도를 동시에 고려한 Model 2(c)의 경우 위에서 고려한 3개의 모형 중 가장 큰 적합성을 보인 Model 2(a)보다 1.6% 증가한 0.845의 수정된 결정

계수 값을 나타내 위도 역시 지형특성인자로 고려되어야 할 것으로 판단된다.

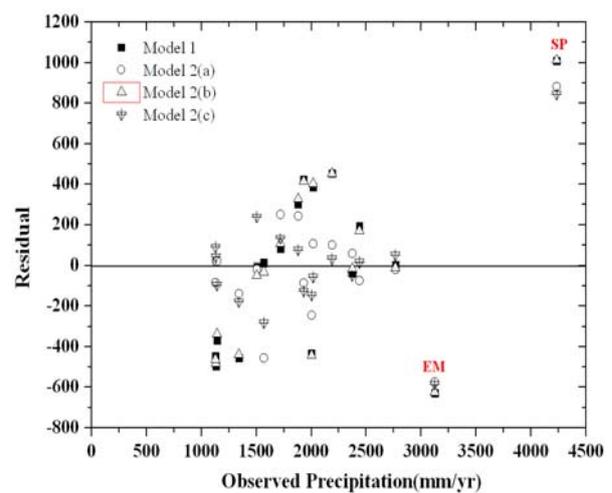
Fig. 5는 Model 1과 Model 2의 상관도와 잔차도를 도시한 것이다. 상관도에서 Model 2(c)가 Model 1보다 상관계수 1에 근접하여 보다 정확함을 보였다. Model 2(c)의 상관도와 잔차도에서 성판악에서는 약 850 mm 과대 추정되었고, 어리목에서는 약 590 mm 과소 추정되어 다른 관측점과 대비하여 정확도가 떨어짐을 확인할 수 있다.

4.4.2 확률강우량

산악효과 유발인자로 고도, 위·경도를 이용하여 지속시간 및 재현기간별 확률강우량 산정을 위한 회귀분석을 수행하였다. 단일회귀분석을 수행한 결과 고도와 확률강우량 사이에 Model 1과 동일한 선형비례관계가 도출되었다. Fig. 6은 지속시간 및 재현기간별 고도와 확률강우량과의 회귀분석 결과를 도시한 것이다. 도출된 회귀식은 지속시간과 재현기간이 길어질수록 선형비례식의 기울기가 커짐을 보였다. 이는 지속시간 및 재

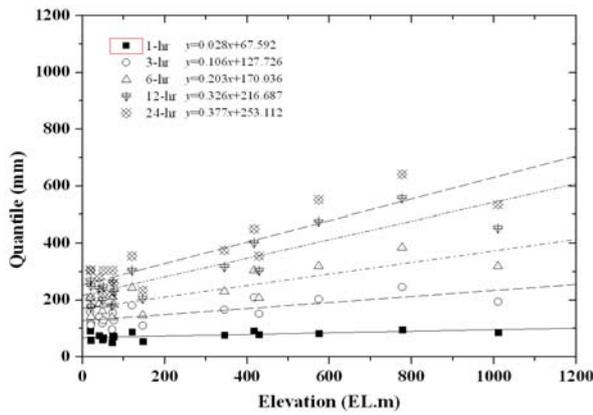


(a) Observed Versus Estimated Precipitation Plots

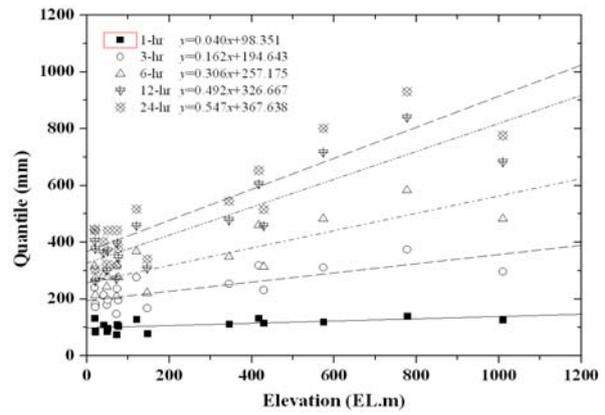


(b) Residual Plots

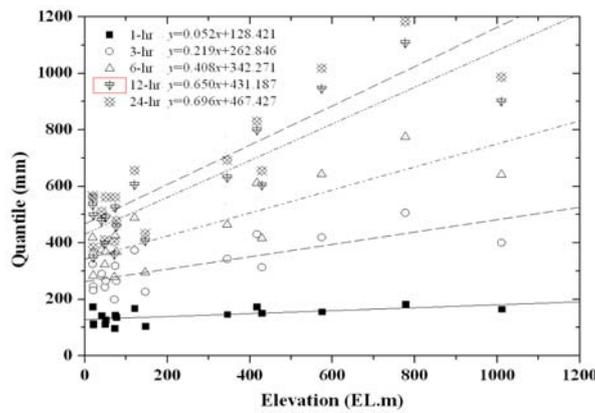
Fig. 5. Using Annual Average Precipitation, Observed Versus Estimated Precipitation Plots as well as Residual Plots Were Generated for Model 1 to Model 2



(a) Return Period of 10-years



(b) Return Period of 100-years



(c) Return Period of 1000-years

Fig. 6. Using Quantile, Elevation-quantile Correlation by Duration

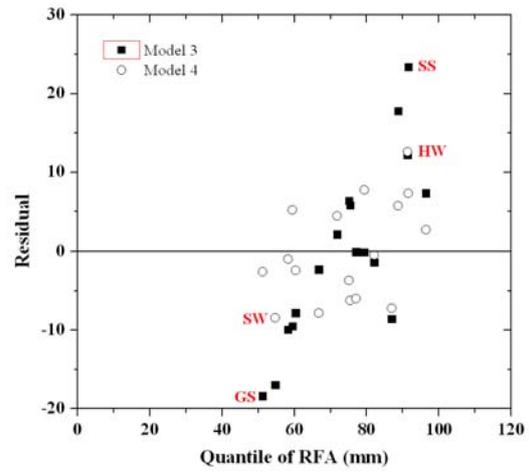
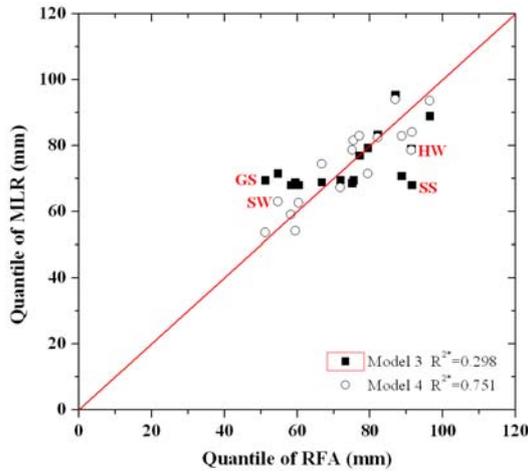
현기간이 증가할수록 강수량에 대한 고도의 영향이 가중됨을 의미한다. 그러나 재현기간에 대한 기온기 변화율이 지속시간에 비해 매우 작으므로 지속시간이 재현기간보다 확률강수량과의 관계성이 더욱 높다는 것을 알 수 있다. 이는 산악지형 강수량에 대하여 지속시간의 영향이 재현기간 보다 긴밀하게 작용하는 것을 의미한다.

산악효과를 내포하는 정확한 확률강수량 산정을 위해 각 지속시간 및 재현기간별 고도, 위·경도와 강수량과의 다중회귀분석을 수행(Model 4)한 후 Model 3과 비교한 결과를 Fig. 7에 상관도와 잔차도로 나타내었다. Model 3의 경우 지속시간 1시간, 12시간, 24시간의 수정된 결정계수는 각각 0.298, 0.764, 0.775로 산정되어 전술한 바와 같이 지속시간이 점차 길어질수록 고도와 상관관계가 강해지는 것으로 나타났다. 또한 각 재현기간별 상관도에서 지속시간이 증가함에 따라 상관성이 증가하였다. 다만, 지속시간 1시간의 경우 수정된 결정계수가 0.298로 나타나 짧은 강우지속기간의 경우 고도이외에 다른 지형요소들의 강수량에 대한 큰 영향성을 알 수 있다. 그리고 잔차도를 통해 지속시간에 따른

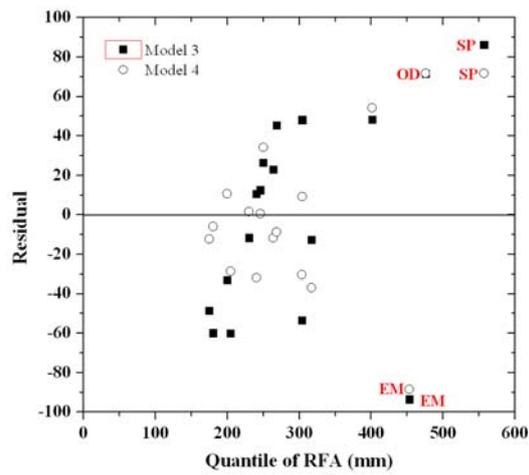
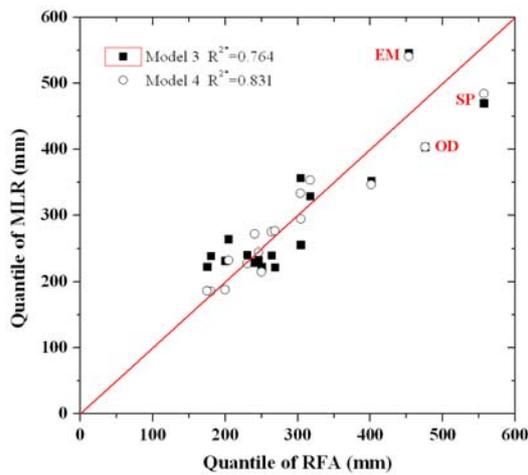
지역별 정확도의 변동을 확인할 수 있었다. 지속시간이 짧은 경우 뚜렷이 나타나지 않았던 고도에 따른 부정확성이 지속시간이 증가할수록 뚜렷이 나타나 성판악, 오동, 어리목과 같이 고도가 높은 지역 강수량의 정확도가 감소하는 경향을 보였다. 즉, 지속시간에 따른 강수량 추정치의 전반적인 정확도는 증가하나 높은 고도에서의 추정량이 불확실해지는 것으로 판단된다. 또한, 고도, 위·경도를 이용한 회귀분석을 통하여 강수량의 변화경향을 파악하였다(Model 4). 고도만을 지형인자로 적용했을 때와 마찬가지로 지속시간이 길어질수록 상관계수는 1에 근접하며 수정된 결정계수도 지속시간 1시간, 12시간, 24시간에 대해 각각 0.751, 0.831, 0.843으로 회귀식의 적합도 역시 증가하였다. 이는 지속시간의 증가에 따른 위·경도의 영향이 커짐을 의미한다. 다만, Model 3과 같이 지속시간이 길어질수록 고도가 높은 지역의 추정량의 정확도가 떨어지는 경향을 나타냈다. Model 3과 Model 4를 비교해보면, Model 4의 경우 위·경도라는 지형인자가 추가되어 모형의 적합도가 증가하였다. 지속시간 1시간일 경우 결정계수가 45.3%나 증가하여 지속시간이 짧은 경우 산악효과가 복잡하게 얽혀

있으나 지형특징을 추가 고려함으로써 추정강수량의 정확도를 증가시킬 수 있음을 확인하였다. 또한 지속시간 12시간과 24시간에 대해서도 각각 6.7%, 6.8%의 정확도가 증가하여 위·경도 역시 강수량을 결정하는 지형인자임을 확인하였다. 잔차도에서도 고도만을 고려했을 때

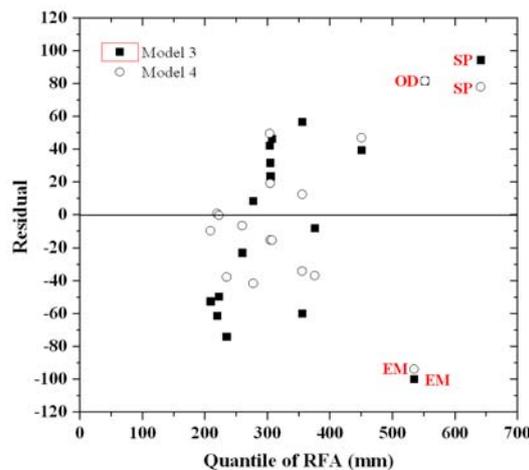
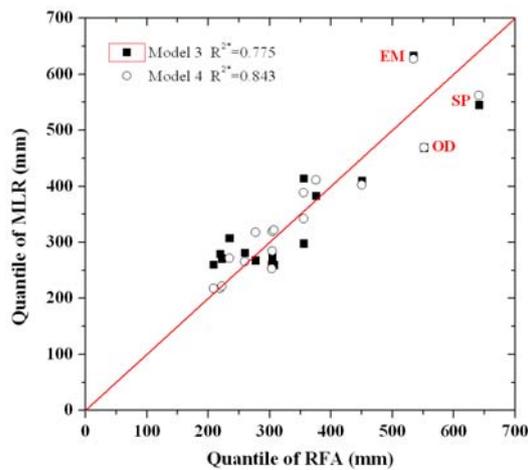
보다 위·경도를 추가로 적용했을 경우 표준화 잔차의 표준분산이 0.968에서 0.901로 감소하여 회귀식이 개선되었다. 그러나 잔차도에서 위도와 경도를 고려함에 따라 약간의 정확도는 개선되었으나 고도가 높은 지역에서의 정확도는 높지 않아 또 다른 산악인자를 고려할



(a) 10yr-1hr

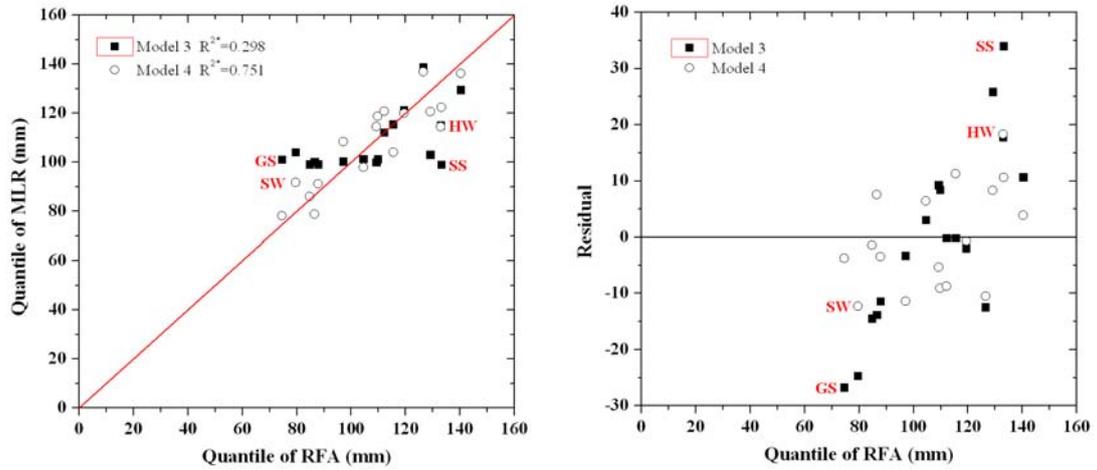


(b) 10yr-12hr

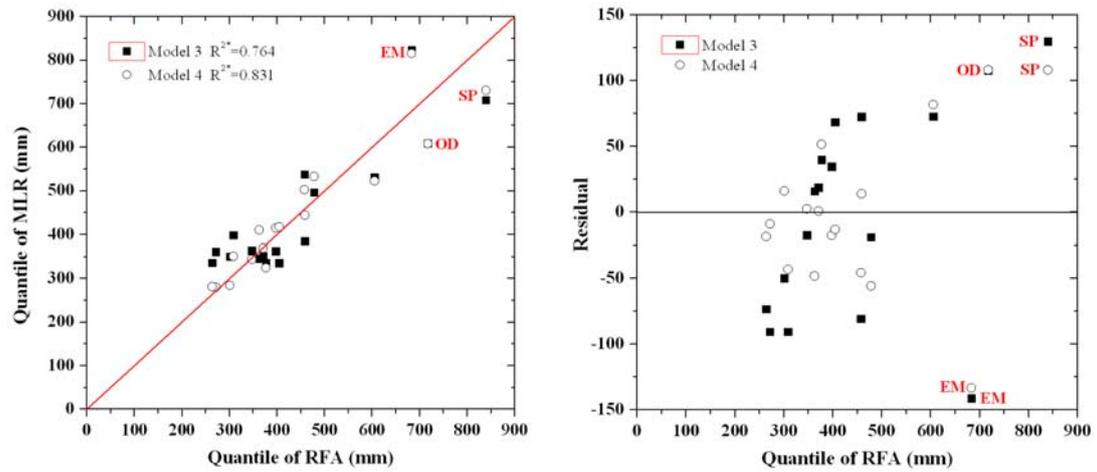


(c) 10yr-24hr

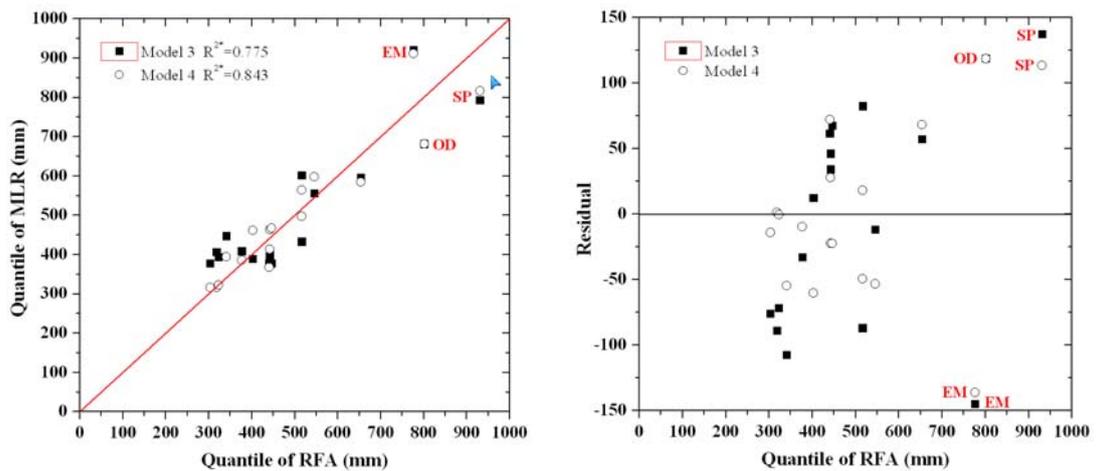
Fig. 7. Using Quantile, Observed Versus Estimated Precipitation Plots as well as Residual Plots Were Generated for Model 3 to Model 4



(d) 100yr-1hr

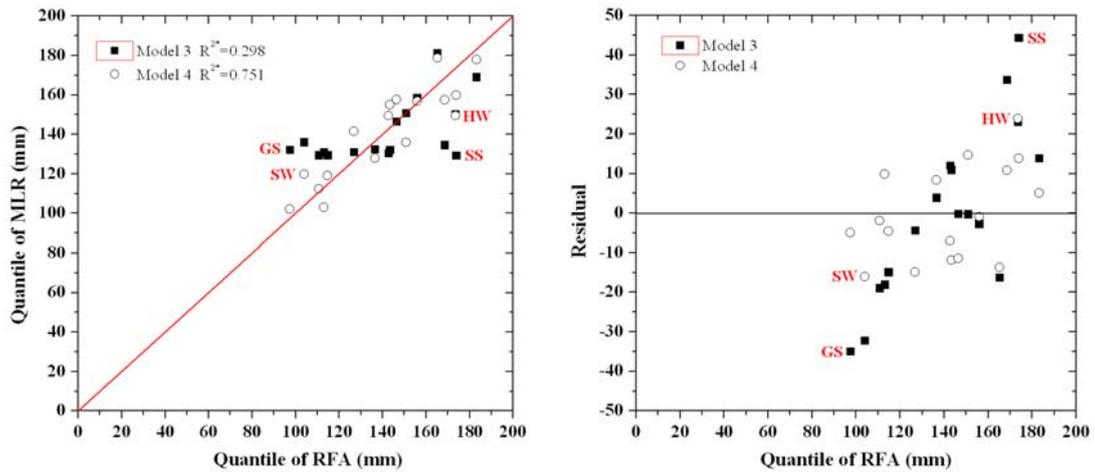


(e) 100yr-12hr

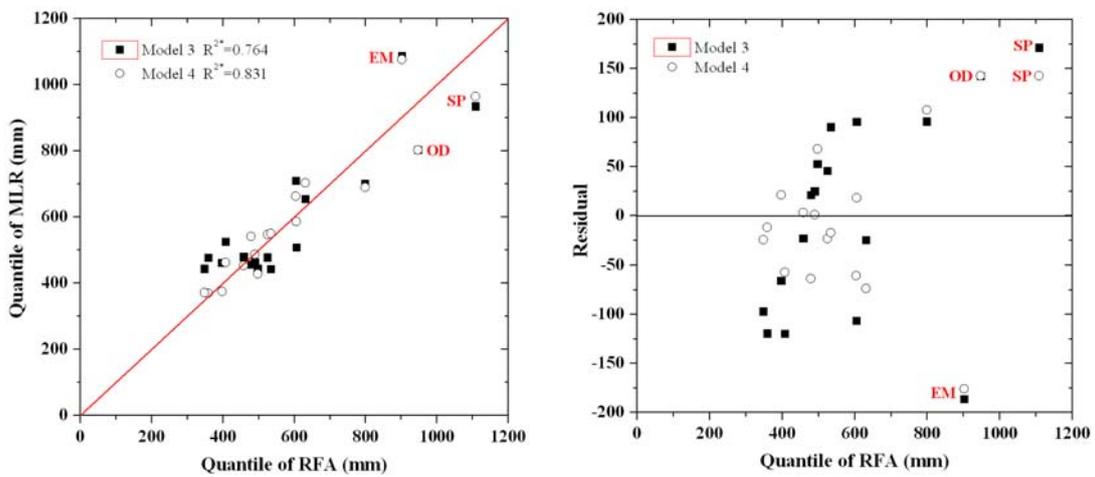


(f) 100yr-24hr

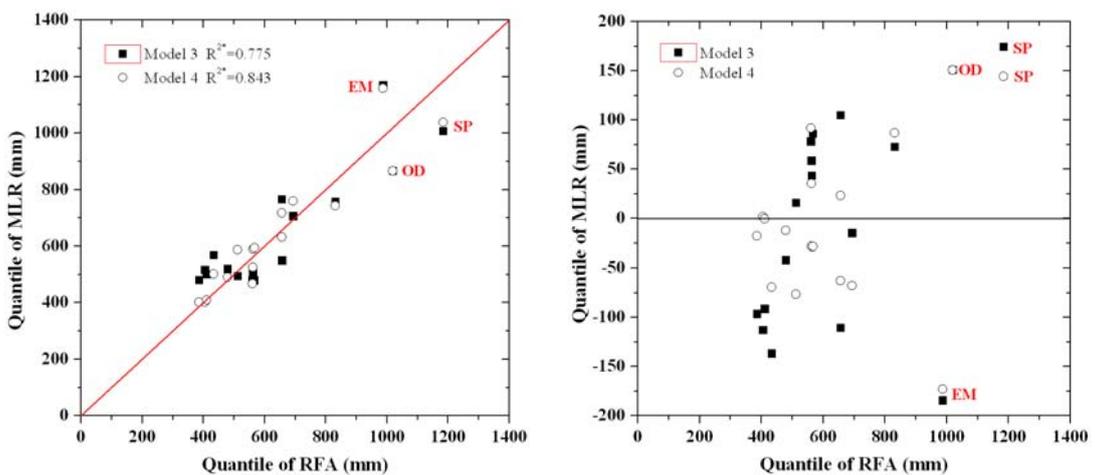
Fig. 7. Using Quantile, Observed Versus Estimated Precipitation Plots as well as Residual Plots Were Generated for Model 3 to Model 4(Continued)



(h) 1000yr-1hr



(i) 1000yr-12hr



(j) 1000yr-24hr

Fig. 7. Using Quantile, Observed Versus Estimated Precipitation Plots as well as Residual Plots Were Generated for Model 3 to Model 4(Continued)

필요가 있는 것으로 나타났다.

Model 1~Model 4까지의 각 모형별 도출된 회귀식

과 산악효과 유효인자들의 회귀계수 및 각 회귀식의 결정계수를 Table 5에 정리하였다.

Table 5. The Summary of Results from Multiple Linear Regression

Model	Precipitation Data	Return Period (years)	Duration (hours)	Regression Coefficients				R_{adj}^2
				Const.	El.	TM-X	TM-Y	
1	AAP	-	-	1464.761	2.264	-	-	0.687
2(a)	AAP	-	-	-914.497	2.251	15.299	-	0.829
2(b)	AAP	-	-	1502.245	2.248	-	2.243	0.665
2(c)	AAP	-	-	-1620.629	2.342	18.360	-13.769	0.845
3	Quantile	1.01	1	17.857	0.007	-	-	0.298
3	Quantile	1.01	6	28.951	0.034	-	-	0.697
3	Quantile	1.01	12	32.120	0.048	-	-	0.764
3	Quantile	1.01	24	37.468	0.056	-	-	0.775
3	Quantile	10	1	67.592	0.028	-	-	0.298
3	Quantile	10	6	170.036	0.203	-	-	0.697
3	Quantile	10	12	216.687	0.326	-	-	0.764
3	Quantile	10	24	253.112	0.377	-	-	0.775
3	Quantile	100	1	98.351	0.040	-	-	0.298
3	Quantile	100	6	257.175	0.306	-	-	0.697
3	Quantile	100	12	326.667	0.492	-	-	0.764
3	Quantile	100	24	367.638	0.547	-	-	0.775
3	Quantile	1000	1	128.421	0.052	-	-	0.298
3	Quantile	1000	6	342.271	0.408	-	-	0.697
3	Quantile	1000	12	431.187	0.650	-	-	0.764
3	Quantile	1000	24	467.427	0.696	-	-	0.775
4	Quantile	1.01	1	-5.064	0.008	0.139	-0.082	0.751
4	Quantile	1.01	6	-10.578	0.035	0.240	-0.137	0.808
4	Quantile	1.01	12	-8.062	0.049	0.251	-0.071	0.831
4	Quantile	1.01	24	-7.957	0.056	0.285	-0.068	0.843
4	Quantile	10	1	-19.171	0.029	0.525	-0.311	0.751
4	Quantile	10	6	-62.130	0.207	1.407	-0.802	0.808
4	Quantile	10	12	-54.392	0.328	1.692	-0.480	0.831
4	Quantile	10	24	-53.756	0.378	1.924	-0.461	0.843
4	Quantile	100	1	-27.899	0.043	0.736	-0.452	0.751
4	Quantile	100	6	-93.969	0.313	2.128	-1.213	0.808
4	Quantile	100	12	-81.998	0.495	2.550	-0.724	0.831
4	Quantile	100	24	-78.081	0.550	2.794	-0.670	0.843
4	Quantile	1000	1	-36.427	0.056	0.997	-0.590	0.751
4	Quantile	1000	6	-125.062	0.416	2.832	-1.615	0.808
4	Quantile	1000	12	-108.234	0.653	3.366	-0.955	0.831
4	Quantile	1000	24	-99.275	0.699	3.553	-0.852	0.843

4.3 지형공간분석

GIS를 이용하여 연평균강수량의 지점강우자료만을 이용한 경우와 분석된 각 회귀모형을 이용했을 경우 고도에 따른 강수량의 변화량을 크리깅 기법을 적용하여 지형공간분석을 수행하였다. Fig. 8 ~ Fig. 10에 각 사례별로 공간 분석한 결과를 도시하였다.

Fig. 8(a)와 같이 연평균강수량을 이용한 지점별 크리깅의 경우 최대 강수량 발생지점을 중심으로 단순히 고도에 따른 강수량의 개략적인 증가로 분석결과 나타났다. 즉, 강수량은 성판악에서 가장 크게 발생하고 성판악을 중심으로 방사형으로 해안가로 근접할수록 크기가 점차적으로 감소하여 섬 전체로 비대칭적인 분포를 형성한다. 반면 Model 1에서 가장 높은 고도인 한라산

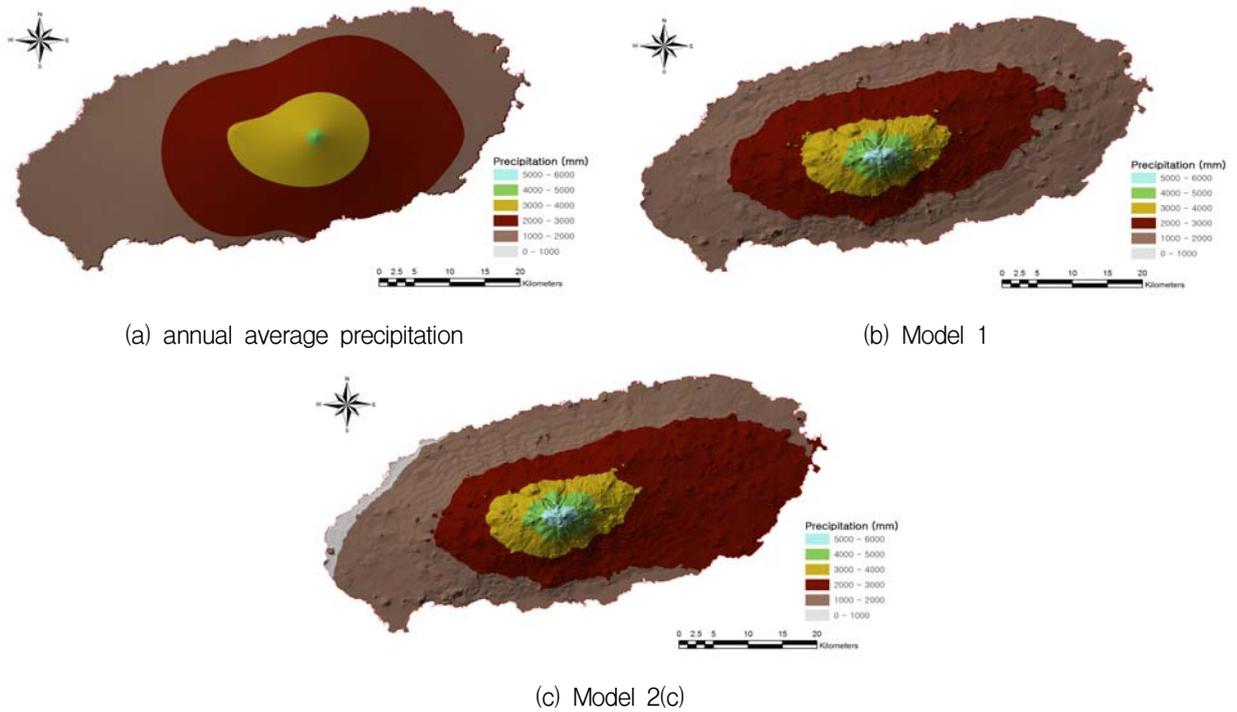


Fig. 8. Spatial Distribution Analysis for Model 1 and Model 2

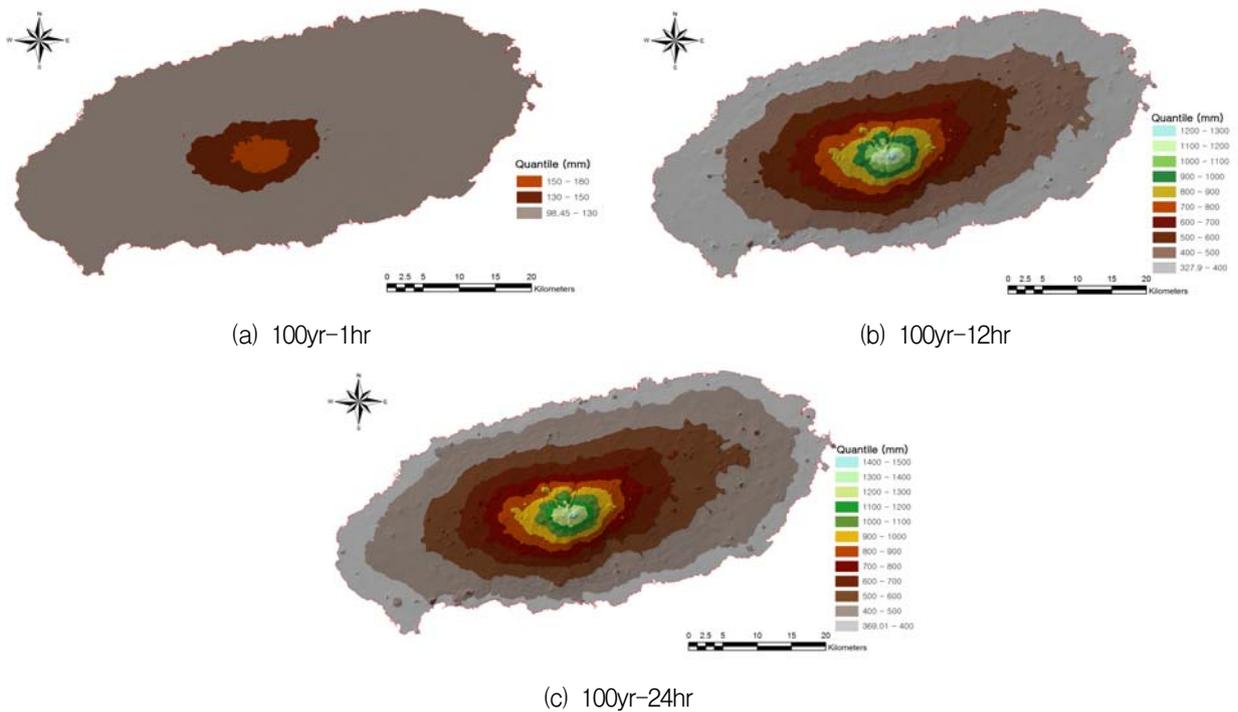


Fig. 9. Spatial Distribution Analysis for Model 3

정상을 기준으로 강수량 분포의 중심이 이동하였다. 따라서 한라산 정상을 중심에서 해안가로 점차 강수량의 크기가 감소하여 분포된다. 그러나 고도의 편중된 분포로 강수량이 동부로 치우친 경향이 있으며, 부분적으로 성판악, 오등과 같이 높은 고도의 지역에서는 지역적으로 집중된 강수패턴이 나타났다. 지형의 평면적 위치가

고려된 Model 2(c)에서는 한라산 정상의 상부지역에서는 Model 1과 비슷한 양상의 강수량 분포형상을 보이나, EL.600 m~800 m이하의 지역에서는 전반적으로 남동부지역으로 치우쳐 강수가 발생한다. 이는 높은 고도의 지역에서는 고도와 강수량과의 상관성이 강하지만 낮은 고도의 지역에서는 고도 이외에 지형인자인 위·경

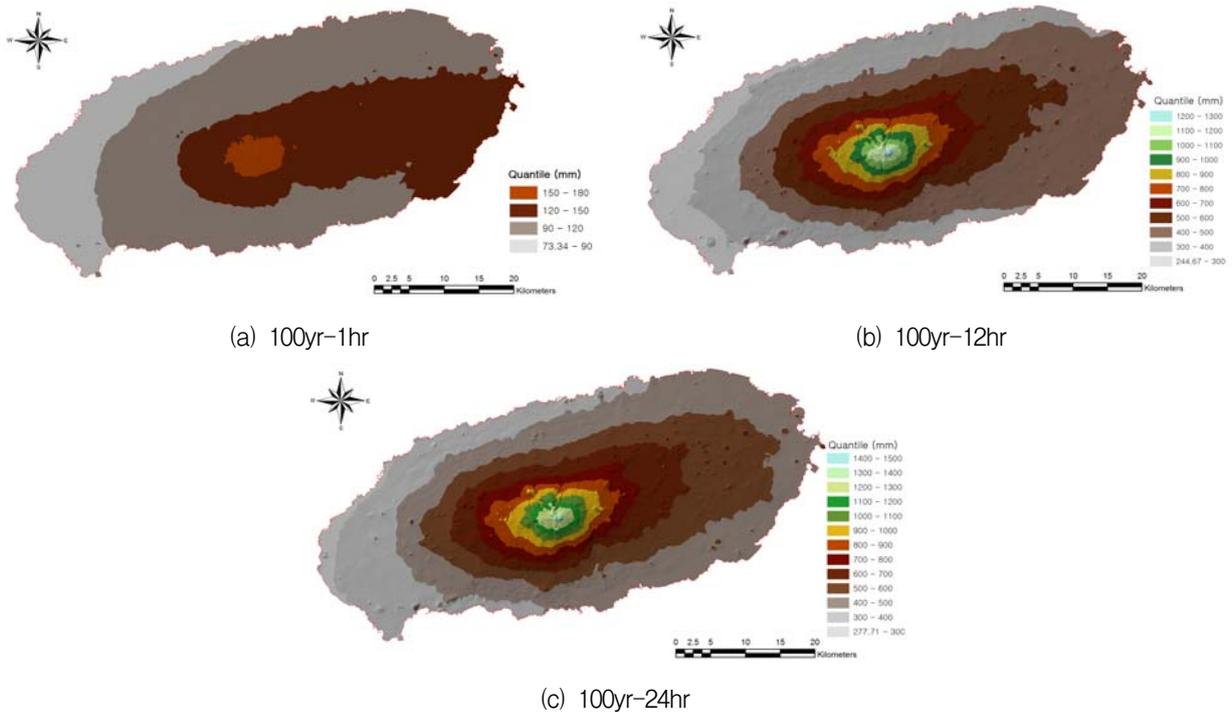


Fig. 10. Spatial Distribution Analysis for Model 4

도가 강수량 결정에 크게 기여함을 의미한다. 제주도의 강수량상이 실제 남동부로 치우치는 것을 감안하면 위·경도를 고려할 경우에 보다 정확한 강수량을 추정하는 것으로 판단된다.

Model 3 및 4에 적용하여 재현기간 100년의 지속기간 1시간, 12시간 및 24시간에 대하여 공간분석을 수행하였다. Model 3은 Model 1과 같이 한라산 정상을 기준으로 강수량의 중심이 위치하여 고도가 감소할수록 강수량도 감소하는 경향을 보인다. 또한 해안가 방향으로 방사형으로 일정 비율로 강수량의 크기가 점차적으로 감소하는 특징을 가진다. 다만 전술한바와 같이 지속시간에 따른 고도의 영향은 선형관계를 가지므로 지속시간의 증가는 고도별로 세분화된 강수량의 분포형태를 나타낸다. Model 4의 경우는 Model 2의 결과와 비슷한 형태를 보인다. 다시 말해서 한라산을 중심으로 단계적으로 나타났던 Model 3의 강수량 분포형태와 달리 제주도 전역에 걸쳐 남동쪽에 많은 강수량이 내리는 것으로 분석되었다. 특히 이러한 현상은 짧은 지속시간에서 주로 관찰되며 점차 지속시간이 증가함에 따라 남동쪽으로 많은 강수가 분포하지만 한라산 중심 방향으로 다소 수렴하는 경향이 나타났다.

5. 결론

본 연구에서는 산악효과를 유발하는 지형특성 가운데 고도와 위·경도의 지형적 위치인자와 강수량과의 관계 파악을 위한 단일 및 다중회귀분석을 수행하여 강수

량 변화경향을 분석하였다. 또한, 강수와 지형특성과의 현실적인 관계분석을 위하여 연평균강수량과 지수홍수법을 이용하여 산정한 확률강수량으로 강수의 산악효과 분석을 실시하였다. 또한 지형공간분석을 통하여 지형특성과 강수량과의 관계 회귀식을 분포시켜 강수의 공간 분포를 확인하여 각 모형의 유효성을 검증하였다. 이를 위하여 제주도의 기상관측소 17개소(기상관서: 4개소, AWS:13개소)의 자료를 이용하였으며 분석한 결과를 요약하면 다음과 같다.

- 1) 고도와 연평균강수량의 단일회귀분석 결과 대체로 고도의 증가에 따른 강수증가의 경향을 보여 제주도의 강수는 산악효과를 받는 것으로 나타났다.
- 2) 고도를 비롯하여 평면적 지역위치와 강수량과의 관계성을 분석한 결과, 위도와 강수량과의 관계는 매우 약하지만 위·경도를 모두 고려하였을 경우는 강한 상관성을 나타냈다.
- 3) 확률강수량과 고도를 이용한 단일회귀분석결과 연평균강수량과 동일한 선형비례관계를 도출하였다. 지속시간과 재현기간이 길어질수록 도출된 회귀식의 기울기가 커져 지속시간과 재현기간의 증가에 따른 강수량에 대한 고도의 영향이 가중됨을 확인하였으나 재현기간의 경우 지속시간에 비해 기울기의 증가율이 작게 나타나 재현기간과 산악효과는 약간의 관계성을 가지고 있지만 그 크기는 무시할 만큼 작음을 알 수 있었다. 또한 짧은 지속시간에 대하여 회귀식의 유효성이 작게 나타났

으며, 긴 지속시간에 대하여는 높은 고도 지역에서
의 잔차가 크게 발생해 산악효과가 복잡하게 얽
혀 있음을 알 수 있었다.

- 4) 확률강우량과 고도 및 위·경도의 다중회귀분석에서
위·경도를 고려하여 강수량을 추정할 경우 회
귀식의 적합성이 증가하는 것으로 나타났다. 또한,
지속시간이 길어질수록 위·경도보다 고도의 영향
이 강하게 작용하는 경향을 가진다.
- 5) GIS를 이용한 각 회귀모형의 지형공간분석결과
고도와 강수량, 고도와 지속시간 사이의 선형관계
를 확인할 수 있다. 또한, 지형인자로 위·경도를
추가로 고려하였을 경우 남동쪽으로 편중된 실제
강수량의 분포형태가 나타났다.

제주도에서 회귀분석시 고도와 함께 위·경도를 지
형인자로 추가할 경우 연평균강수량과 확률강우량의 변
화경향을 더욱 정확하게 산정하였다. 그러나 성판악
(EL.777 m), 어리목(EL.1,010 m)과 같은 높은 고도지역
에서나 지속시간이 짧은 경우 강수량추정에서 큰 오차
를 가지므로 다른 지형 및 기후 조건에 영향을 받는 것
으로 추측된다. 따라서 추후 본 연구에서 고려된 위·
경도이외에 풍향, 풍속, 경사 등의 산악효과를 야기하는
인자들을 추가 고려한다면 보다 정확한 강수량을 예측
할 수 있는 모형이 될 것으로 판단된다. 또한, 부족한
관측소의 보완과 자료 확충 역시 필요하다.

참 고 문 헌

김진성, 임해옥, 엄명진, 김원일, 안원식 (2008). “크
리깅 기법을 이용한 강우의 공간보정과 분포형
모형의 적용.” **한국수자원학회 2008년도 학술발
표회 논문집**, 한국수자원학회, pp. 130-134.

류종인, 방익찬 (1997). “제주지방의 집중호우 경향
분석.” **제주대 해양연구논문집**, 제주대학교해양연
구소, 제21권, pp. 113-123.

엄명진, 조원철, 임해옥 (2007). “지속시간 및 표고에
따른 강수량 보정에 관한 연구.” **한국수자원학회
논문집**, 한국수자원학회, 제40권, 제7호, pp. 511-
521.

유철상, 전경수, 김기욱 (2004). “한강유역 강수의 산
지효과 추정 - I. 회귀분석 -.” **대한토목학회논
문집**, 대한토목학회, 제24권, 제1B호, pp. 33-39.

제주도 기후특성집 (2003). 제주지방기상청

제주도특별자치구 홈페이지. <http://english.jeu.go.kr/>, (2008년 11월 접속).

Basist, A., Bell, G. D. and Meentemeyer, V.
(1994). "Statistical relationships between topo-
graphy and precipitation patterns." *Journal of
climate*, Vol. 7, No. 9, pp.1305-1315.

Daly, C., Neilson, R. P. and Phillips, D. L. (1994).
"A statistical-topographic model for mapping
climatological precipitation over mountainous
terrain." *Journal of applied meteorology*, Vol.
33, No. 2, pp. 140-158.

Hosking, J. R. and Wallis, J. R. (1997). "Regional
Frequency Analysis: An Approach based on
L-Moments." *Cambridge University Press*.

Marquinez, J., Lastra, J. and Garcia, P. (2003).
"Estimation models for precipitation in
mountainous regions: the use of GIS and
multivariate analysis." *Journal of hydrology*,
Vol. 270, pp. 1-11.

Naoum, S. and Tsanis, I. K. (2004b). "A multiple
linear regression GIS module using spatial
variables to model orographic rainfall." *Journal
of hydroinformatics*, Vol. 6, No. 1, pp. 39-56.

Ninyerola, M., Pons, X. and Roure, J. M. (2000).
"A methodological approach of climatological
modelling of air temperature and precipitation
through GIS techniques." *Journal of Climatology*.
Vol. 20, No. 14, pp. 1823-1841.

Peck, E. L. and Schaake, J. C. (1990). "Network
design for water supply forecasting in the
west." *Water Resour. Bull.*, Vol. 26, pp. 87-99.

Schermerhorn, V. P. (1967). "Relations between
topography and annual precipitation in western
Oregon and Washington." *Water Resour. Res.*,
Vol. 3, pp. 707-711.

Spren, W. C. (1947). "A determination of the
effect of topography upon precipitation." *Trans.
Amer. Geophys. Union*, Vol. 28, pp. 285-290.

Trefry, C. M., Watkins, D. W and Johnson, D. L.
(2005). "Regional reinfall frequency analysis for
the State of Michigan." *Journal of Hydrologic
Engineering*, Vol. 10, No. 6, pp. 437-449.

Weisse, A. K. and Bois, P. (2001). "Topographic
effects on statistical characteristics of heavy
rainfall and mapping in the French Alps." *Journal
of applied meteorology*, Vol. 40, No. 4,
pp. 720-740.

Wotling, G., Bouvier, Ch., Danloux, J. and Fritsch,
J. -M. (2000). "Regionalization of extreme
precipitation distribution using the principal
components of the topographical environment." *Journal
of hydrology*. Vol. 233, pp. 86-101.

(논문번호:08-115/접수:2008.12.02/심사완료:2009.05.11)