

<技術報文>

洪水豫警報를 위한 降雨豫測方法

李 在 炯*

한강 홍수에경보 방식은 모델화한 한강홍수에경보 씨시스템에 예측강우 혹은 실측강우를 입력으로 하여 유출계산, 하도추적 및 댐조절등의 계산을 해서 실측 유량에 의한 수정을 행한 다음 홍수에보 지점의 예측 유량을 추산하고 그 예측유량으로 부터 예측수위를 예 보하는 씨시스템이다. 이때 강우량을 예측하는 일은 댐 을 조절하는데 따라 발생할 댐의 전익을 높이기 위한 중요한 요소이다. 그러나 강우예측에 대해서는 확립된 수법이 없고 현재로서는 계속 연구해야할 과제이다.

댐을 제어하는 목적은 두가지인데 하나는 통상적인 방류정책을 견지하기 위한 운영이고 또 하나는 홍수피 해를 줄이기 위해 실시간으로 운영하는 것이다. 한강 의 경우 두목적을 수행하고 있는 댐들이 대부분이므로 비홍수기에는 통상적인 운영을 위한 강우량시계열의 합성이 요구되고 홍수기에는 실시간예보가 필요하다.

홍수기의 실시간 강우예보에 대해서는 두측면이 있 다. 하나는 기상학적 측면이고 또 하나는 수문학적인 측면이다. 수문학적인 방법은 강우량 시계열의 합성에는 강한 반면 예보에는 미약하여 극히 단기에보에 한 정된다. 이와는 반대로 기상학적인 방법은 양적인 예 보에 취약하나 장기에보가 가능하다. 최근 계산기의 발달로 양적인 예보인 "수치예보" 수법이 발전을 거듭 하고 있어 수문학적 예보의 단점을 보완해줄 것이 기 대된다.

향후 한강유역의 강우예보 모델을 설정하는데 도움 이 될수있도록 하기 위해서 현재의 연구동향을 들로 나누어 기술하고자 한다. 첫장은 수치 예보에 대한 내 용이고 둘째장은 수문학적인 예보에 대한 내용이다.

(가) 기상학적 방법

수치예보의 기본적 발상은 「바람, 기온, 기압, 수분 등의 기상 변수장은 물리방정식에 의해서 기술하고 있 고, 이 방정식을 해석하면 장래 대기의 상태를 파악하 게 된다.」고 하는데서 비롯된다. 그러나 방정식을 해 석한다 해도 대기중의 현상에 대응하는 대기 역학 방

정식에는 변수가 많고 비선형 결합이라는점 외에도 복잡해서 ① 단순화, 이상화한 모델 대기를 생각하고, ② 이 모델 대기를 입체 또는 평면 격자망으로 구성하 고, ③ 격자점상의 기상요소값에 물리법칙을 적용해 서, ④ 수치해석법을 적용한다.

일반적으로 모델 대기를 실제 대기에 접근시키면 시 켜수록 격자간격을 좁혀야 하고 따라서 정도는 높아지 지만 계산시간이 많이 소모되므로 전산기에 의존 하는 바가 크다. Charney 등이 사용한 전산기 ENIAC 이 후 기억용량이 증대 되고, 계산속도도 빨라져서 수치 예보의 가능성이 점점 확대되어 왔다.

일본은 1953년말 수치예보 Group이 요로에 수치예 보의 필요성을 건의한 이후 1959년 4월 수치예보 업 무가 시작되었다.

미국의 NEWS (National Weather Service)는 1965 년 이후로 수치모델과 통계적 해석에 의하여 매일 매 일의 지점강우의 확률을 예보해 왔다. 또 NMC (National Meteorological Center)는 수치모델 (6-Level Baroclinic Primitive Equation (PE), 3-Dimensional Trajectory (TJ), & Limited are a Fine Mesh 모델) 을 가동하여 6~72시간 이후 일기예보를 일상적인 업 무로 해왔다. 이 3개 모형의 출력을 지상의 인접지역 평균치와 상관시키는 회귀식을 만들어 모형의 계산치 를 보정한다. 보정된 강우사상과 다른 기상변수들과 의 다중회귀식을 도출하여 QPF (Quantitative Preci pitation Forecasts)를 수행해 왔는데 이러한 예보수법 을 MOS (Model Output Statisitc)라 부르고 오늘날 일기예보의 근간으로 이용하고 있다. 이때 QPF는 통 상 강우를 몇개의 군으로 나누고 어떤 군에서 "발생할 지" 또는 "발생하지 않을지"의 확률을 예보하는 2진 예보를 말한다. 수문학에서 필요한 강우 사상의 "계량 적 예보"의 실패를 파악키 위해서는 수치예보의 근간 인 PE와 MOS에 대한 이해가 필요하다.

i) 원시 경압 모형

* 全北大學校 工大 助教授(工博)

Charney (1948)에 의하면 2~3일 정도 주기를 가진 상층 기류의 경압불안정은 기압계의 상쇄에 영향을 준다. Lorenz (1962)는 예보기간이 24시간을 초과하지 않는 단기 예보인 경우를 생각하여 정적 안정도의 시간적 변화만을 고려한 준 지균모형을 제시하였다. 즉,

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + V \cdot \Delta(\zeta + f) = f_0 \frac{\partial w}{\partial \zeta} \dots\dots\dots(1)$$

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} + V \cdot \Delta \alpha = \sigma w + \frac{R_q}{PC_p} \dots\dots\dots(2)$$

- ζ : 대기의 와도 w : 연직기압속도
- σ : 정적 안정도 α : 대기의 비체적
- V : 수평속도 벡터 R : 대기의 기체상수
- q : 비 단열적 가열율 f : 코리올리수 계수
- C_p : 정압비열 P : 수평구배
- f_0 : 예보지역의 f

식(1)과 (2)를 그림 1 및 2와 같이 차분법으로 수치해를 구한다.

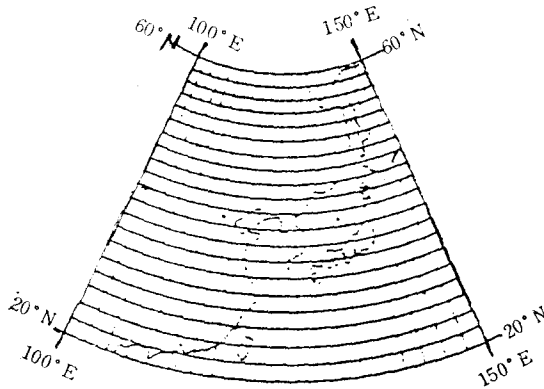


Fig. 1. Prediction region, and the horizontal grid consists of meridians of longitude and parallels of latitude. The grid intervals are $\Delta\lambda=2.5^\circ$ and $\Delta\phi=2^\circ$ Korea is located near the center of the region

준 지균모형은 지표면과 대기의 상호작용, 대기의 중규모 운동체계와 대규모 운동체계의 상호작용, 복사와 구름의 상호작용등이 대규모 운동체계의 24시간 발달에 미치는 영향을 반영할수 없고, 무엇보다도 대규모 운동체계의 비선형은 반구 혹은 전구를 대상으로 하지 않으면 안된다.

이러한 제반 제약을 완화하고자 하는 것이 원시경압 모형인데 열역학적 세부구조를 살펴보면 지표모형, 난류모형, 대류모형, 구름모형 및 복사모형으로 구성되어 있다. 준 지균모형은 물 수지를 직접 다루지 못하는 반면에 원시경압모형은 보존원리에 입각하여 강수량을 산정할 수 있는 모형을 포함한다.

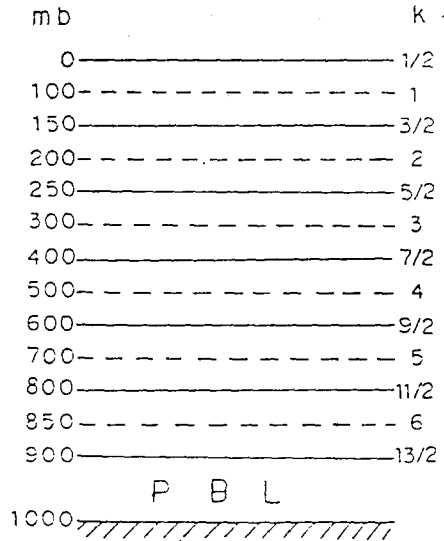


Fig. 2. Vertical layering of the baroclinic atmosphere here.

ii) MOS

1969년 Glahn & Lowry에 의해서 개발 소개된 이 방법은 통계적인 예측수법으로 단순하다. 수치모형으로부터 산출된 결과들이 예측의 자료가 된다. 따라서 통상의 선형 관측자료를 이용한 것은 아니다. 이때 문제되는 것은 수치모형의 불안정한 출력이다. 실제 발생자료는 관상대에서 수치모형 운영결과와 판이할수도 있다. Glahn & Lowry (1976)가 이러한 난제를 해결하기 위해 SAM (Subsynoptic Advection Model)이라 불리는 모형을 고안하면서 NMC를 개발할 수 있게 되었다.

그동안의 NMC 자료들을 PE 모델에 첨가하여 MOS를 가동해 본 결과 이전 보다 좋은 결과를 얻었지만 POP(Probability of Precipitation)의 예보에 그쳤을 따름이다. MOS는 끊임없이 개선되었고, 미국전역을 커버하기 위해 SAM을 폐기한 대신 TJ (Trajectory Model Reap, 1972)를 추가 하였다. 이 계획을 PEAT OMOS (Primitive Equation & Trajectory Model Output Statistics)라 부른다.

1) MOS 예보절차

- ① 관측 자료로 MOS 부터자료를 보완하기 위해 다중 선형 회귀 분석을 한다.
- ② PEATMOS의 예보치들을 강우와 물리적인 관계를 설정한다.
- ③ 인근지점 관측치들의 평균치로 구성되는 평활예측장에 대해 실험을 계속한다.
- ④ 회귀식을 설정한다.

$$\bar{Y} = C + a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_{12}x_{12}$$

여기서 모든 예측치는 2진수이다. 즉 어떤범주에 들면 X는 1값을 갖고 그렇지 못하면 0값을 갖는다. 이때 예측치 \bar{Y} 는 상수 C에 선택적인값 예들들면 $a_1x_1 + a_2x_2$ 를 더하여 얻는다. 이때 사용되는 물리적인 변수로는 강수량, 가강수량, 각 수직층의 상대습도, 수직속도, 순수직이동량, 등압력장의 높이, 경계층 및 풍속등이다.

Bermowitz (1974)에 의하면 우량의 크기를 5구간으로 구분한 QPF가 가능하다.

iii) 각국 기상예보의 실례

오늘날 우리나라는 일본 및 미국이 발송하는 각종의 수치예보를 수신하여 면밀하게 해석한 다음 한반도 지역에 대한일기예보를 수행하고 있다.

따라서 관상대에서 발하는 수량예보의 추이를 이해하기 위해서는 일본 및 미국에서 운영되고 있는 수치 모형의 발전과정을 살펴볼 필요가 있다.

1) 일본

기존의 H-8800/8700 컴퓨터가 계산능력의 한계에 부딪혀 1982년 12월 M-200으로 교체되었고, 이 기계에 의한 수치모형의 원활한 운영을 위해서 자동자료처리, 자동그래픽인터페이스 결과의 자동전송장치등을 갖춰 놓고 있다. 기상에 관련된 응용분야(파고예보등)에 적용할 MOS 개발을 위해서 연구를 계속하고 있다. TOPEX(Typhoon Operational Experiment)의 요원들이 제안한 태풍진로의 다양한 예보 체제가 실시간으로 운영되고 있다. 일본 기상청이 관심을 갖고 예보의 향상을 시도하고 있는 내용은 다음과 같다.

a. 분석-예보체계

북반구PE모형의 수직역을 4층에서 8층으로 확장했고 수평역은 북반구 전역을 포함과 동시에 격자수를 51×51에서 65×65로 늘렸다. 직분 방식에 있어서도 Tatsumi가 개발한 보다 경제적인 형으로 바꾸었다. 8층모형의 물리과정에 표면마찰, 확산과정, 대양면에서의 증발 및 가열수분 순환 대류형 경우등이 포함되게 함에 따라 지세의 영향이 현실적으로 반영되었다.

1982년 3월부터 6층 FLM을 10층 FLM(A New Operational Fine Mesh Limited Area Model)로 대체하였다. 이 모형은 73×55개의 수평격자점을 가지고 있으며 경제적인 직분방식을 취하고 있다. 이 모형을 여러 종관상황에 대해 시험해본 결과 6층 모형보다는 좋은 결과를 보여 주었으나 충분한 통계치를 얻기에는 부족하였다.

b. 태풍의 진로 예보

R. Fjörtoft가 고안한 도식해법에 의하여 진로를 예보해 오던 중, 1954년 5월 佐々木喜和·都田菊郎에 의해 “수치 모델에 의한 태풍의 진로 예보”가 발표되면서 부터 큰 전환을 하게 되었고 1982년 3월 M-200으로 갱신되면서 부터 컴퓨터이용의 비중이 높아졌다.

태풍 수치예보와 기상 수치예보의 본질적인 차이는 태풍 중심부의 소용돌이에 있다. 佐々木·都田는 태풍을 2차원의 지기압성 소용돌이로 간주하여 Barotropic 모델로 추적하고자 했다. 즉, ① 전체의 일기도에서 태풍을 소거한 다음 일반 일기도를 작성해서 ② 이 일반장을 수치예보하고 ③ 일반장에서 추정된 흐름에 따

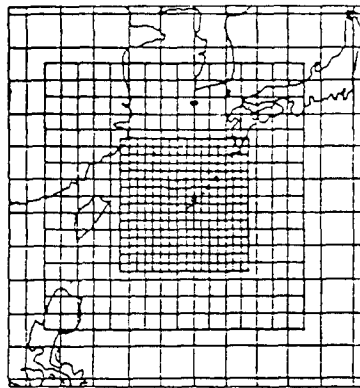
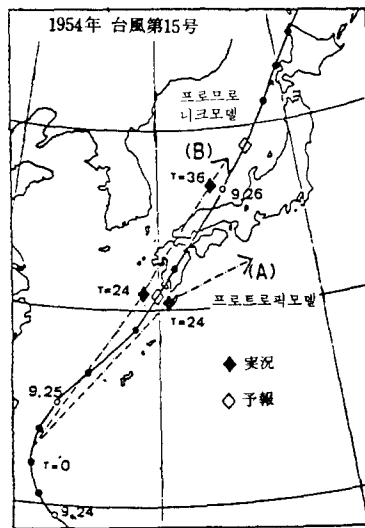


Fig. 3 1954년 태풍 15호의 수치예보 모델도

라 태풍을 이동시킨다.

태풍을 보다 정확하게 예보하기 위해서는 계산량이 막대해진다. 이러한 난제를 극복하기 위해서 MNG (Moving Multi-nested Grid) 모델을 실용화 하기 시작했다. 그림처럼 태풍이 진행함에 따라 태풍중심부에만 조밀한 격자를 구성한다는 것이다. M-200이 도입된 이후로 계산시간이 단축되고 정정도 향상되었지만 아직도 많은 문제점이 지적되고 있다.

그림 3과 같이 보다 실제대기에 가까운 모델 대기를 수치 모형화하는 편이 보다 정확한 해를 주나 아직도 예보 오차는 상당히 크다. 1983년 일본 기상청이 발표한 태풍진로 오차는 북태평양 서부 전역에서 약 230 km에 달한다. 1984년의 경우 130 km~70 km의 오차가 발생한 것으로 알려졌다. 따라서 오차를 줄이는 것이 급후의 과제라 되어 있다.

2) 미국

LMF보다 효율적인 LMFⅡ가 1981년 6월 보완가동되고 위도 60°수평격자폭을 좁혔고 하루에 한시간 정도의 시간이 절약된다. NMC (National Meteorological Center)의 Spectral Model이 획득한 물리적인 상수들 덕분에 MFⅡ은 온 지구상 어디에서의 예보도 가능하다. 이는 북위 15도의 열대남부지역에 위치한 호우예보에 특히 중요하다. 또 NMC는 기상레이더가 포착한 자료들을 판독하기 위해 칼라 그래픽스를 이용하고 있다. 뇌우와 국부적인 호우의 MOS가 가동되고 있는데, 종래 수동으로 준비하던 지침에 비견할 기술 수준을 보여주고 있다. SLOH (ASophisticated Hurricane Storm Surge Model)는 멕시코연안의 하루나 만에서 해일등을 추적하고 있다. NMC가 관심을 갖고 예보기법의 향상을 시도하고 있는 내용은 다음과 같다.

a. 분석—예보체계

1981년 6월에 보완되어 운영중인 LFM에 대양에서의 증발, 대기와 해수간의 열교환등의 보다 개선된 매개변수가 도입되어 대류형 호우의 예보수행 능력을 향상시키려는 노력에 주력하고 있다. LFM이 필요로 하는 모든 상수를 Global Spectral Model이 제공하게 되자 지구상 전역의 초기화 작업이 가능해지고 예보수행능력이 강화되었다. 1981년 한해동안 18차례나 MFⅡ에 의하여 허리케인의 진로예보를 시도하였다. 이때 LFM에서 구해진 초기 습도장을 사용함으로써 호우예보를 개선할 수 있었다. MFⅡ의 제2세대로는 NGM(Nested Grid Model)을 구상하고 있는데 현재 강수물리와 정수역학 부문에 상당한 진전을 이룩하였다. 이 모델이 가동되어 적절히 보정되면 허리케인

으로 인한 보다 정확한 호우 예보를 할수있을 것으로 생각된다.

3) 한국

강우의 “양적”예보를 위해서는 수치모형을 구성하여 운영한 결과를 관측치와 비교하는 과정이 있어야 하고 우선 수치모형을 구성하기 위해서는 다음 단계의 연구가 필요하다.

1. 순압도와 방정식에 근거한 500mb 순압모형
2. 준지균평정식에 근거한 준 지균평압모형
3. 원시 방정식에 근거한 원시 경압모형

순압모형을 이용한 단기 예보에 대한 국내연구는 티벳고원의 지형적 영향을 이론적으로 고찰한 강인식, 이승만(1980)과 한반도 지역의 500mb 예상 일기도 작성을 시도한 이천우, 전종갑(1981)과 Arakawa(1966)의 수치적분을 이용하여 역시 한반도지역의 500mb 예상 일기도작성을 시도한 김재훈(1982), 준 지균평압모형을 이용한 단기 예보 2층 모형을 생각한 이우진(1980), 다층모형이 국내에 사용된바는 없으나 최근 조주영(1982)은 ○ 지균평 5층경압모형을 이용하여연직기압속도를 진단하고 이로부터 대규모 운동에 의하여 남한에 유입된 수증기량을 계산하였다.

한반도 지역에 대한 일기예보 수치모형의 열개는 최초로, 김정우(1983)에 논의되었고 수량적 예보가 현재 운영되고 있는 예보에 얼마나 기여하고 있는지는 분명치 않으나 태풍의 경로와 태풍으로 인한 강우량 추정에 관한 연구가 중앙관상대의 鞠探表(1965)와 金文一(1978)에 의해서 시도되었다. 鞠의 연구는 태풍의 진로와 기존자료의 분석을 통하여 24시간후의 태풍진로를 예측할수 있는 회귀식을 제안하였으며, 온 태풍에 의하여 흡입되는 수분량이 모두 강수로 변환한다는 가정하에 지점강우량 산정식을 제안하였다. 이때 대기수분량의 추정이 필요한데 그는 개략적인 방법으로 평상시의 가강수량을 이용하였다. 가강수량은 대기중의 가상자료가 필요하나 사용하기에 불편하다. 지표의 자료로부터 추정할 수 있는 식이 조희구, 이승만(1982)에 제안되어 개략적인 강우량을 추정할 수 있게 되었다.

현재 세계의 기상예보 수준은 운동방정식을 푸는 방법은 상당히 진전이 있고, 대기의 대규모 운동 체계의 비선형을 극복하기 위해 반구 혹은 전구 모델을 시도하여 성과를 거두고 있다. 현재 문제가 되고 있는 것은 수직 및 수평격자의 구성 및 간격이고 무엇보다 PBL 내의 대기를 기술할 수 있는 물리적 현상의 표면과 모형화 내지는 대기상 변화의 물리적 표현등이 문제로 되어 있다. 현재 이러한 난제를 해결하기 위해 물리적 연구가 꾸준히 수행되고 있고 한편으로는 MOS

방법의 개선을 시도하고 있다. 이러한 기술수준에 이르지 못하고 있는 한반도에서의 예보에는 당분간 기대를 하기가 어려울 것이 예측된다. 다만 앞에서 언급한 개략적인 방법을 실제 운영 모형으로 전환하는 작업이 뒤따라야 하고 실시간 예측을 위해서 좀더 보완된다면 수문학에 필요한 호우예보를 발할수 있을 것이 도입되어 다음에 상술하고자 한다.

질량 보존 법칙을 이용한 태풍성 강수량의 산정

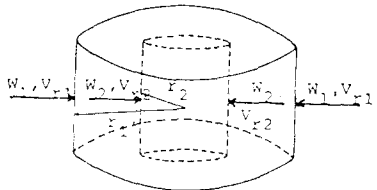
강우 예측의 방법은 그 기본 원리에 따라 기상역학에 의한 방법과 확률·통계에 의한 방법이 있다. 확률·통계적 방법은 기존의 통계자료를 분석하여 강수를 유발하는데 관여하는 인자들을 추정하고 강수량과의 관계를 설정하는 연구가 뒷받침되어야 하고 기상역학적방법의 경우는 물리적인 변수해석이 어렵고 구성된 모형의 수치해석은 많은 시간을 요한다. 그러나 태풍이 강우를 동반하는 경우에는 에너지, 운동량등의 변화를 무시하고 단순히 질량보존칙을 적용시킴으로써 개략적으로 강우량을 추정할 수 있다.

i) 태풍 강수 모델의 설정

공기나 습기의 흐름에 연속성의 원리를 적용하여 수증기의 유입량과 유입기류층의 두께에 의한 강수모델을 구성함에 있어서 태풍권내의 강수 분포는 태풍의 요소들(규모, 활성, 이동방향, 속도, 위치등)에 의해서 변화하기 때문에 정확한 시·공 분포를 알기란 거의 불가능하므로 지역 평균 강수량과 총 강수량을 대상으로 한다. 이 값들을 산정하기 위해서는 태풍 구조의 단순화 작업이 필요하며 이때에 계산 능력과 계산치와 관측치의 일치도 등을 고려해야 한다.

태풍을 수렴기류, 상승기류 및 발산기류로 구성되는 간단한 원통 모형으로 생각하고 각 기층은 동일 등압의 두께를 가지며 수렴 기류층에 유입되어 상승되지 못한 강수 가능한 수증기량은 모두 강수로 변환한다고 가정을 한다.

강수 모델의 한층에 대해서만 간단하게 알아보기 위해서 반경이 r_1 과 r_2 로 구성된 수렴 기류층을 도시하였다. 이때 r_1, r_2 에서의 반경 방향 유입 속도를 V_{r1}, V_{r2} 가 강수량을 W_1, W_2 라 하고, 유입 높이가 h 라면 반경 방향의 유입 강수량 M_1, M_2 는



$$M_1 = 2\pi r_1 V_{r1} W_1(h) \dots \dots \dots (3)$$

$$M_2 = 2\pi r_2 V_{r2} W_2(h) \dots \dots \dots (4)$$

연속성의 원리에 따라 r_1-r_2 영역에서의 강우도 ΔI 는

$$\Delta I = \frac{M_1 - M_2}{\pi r_1^2 - \pi r_2^2} = \frac{2\bar{V}_r \bar{W}_r}{1 + r_2} \dots \dots \dots (5)$$

$$\bar{V} = \{V_r(t) + V_r(t+1)\} / 2$$

$$\bar{W} = \{W(t) + W(t+1)\} / 1$$

위식에서 태풍이 이동할 경우에는 V_r 에 관측점을 향한 태풍의 이동속도 성분을 포함시켜야 한다.

ii) 강수 모델의 적용

상기의 강수모델을 어떠한 관측점에 적용하기 위해서는 태풍의 경로와 태풍 통과시의 관측점의 기상자료를 필요로 하며 그로부터 가장수량을 구할수 있는 기준을 설정해야 한다.

(1) 태풍의 경로

(a) 기상역학에 의한 방법

1) 태풍의 영향권내에 들수있는 계층점의 주변에 격자망을 구성한다. 우리나라의 태풍은 대체로 외의자 폐등압선 반경이 500~600km에 달하므로 반경 약 300km 이상의 지역에 대해 구성해야 한다.

2) 태풍의 진로를 예상하여 매시간 태풍의 위치와 이동속도를 정하고 동시에 관측점에서의 풍향, 풍속 및 이슬점 온도 T_d 유입 기류층의 높이 h 를 예측한다. 여기서는 공간 평균에 따른 진로 예상의 수치화 방법을 제안한다.

ㄱ. 500mb 등압면의 천기도를 전송받아 고기압의 중심을 기준해서 태풍을 소거한다.

ㄴ. 태풍이 소거된 500mb 등압선에서 위도, 경도 5° 마다 격자점의 고도를 읽은 다음 고기압을 중심으로 고도(Z)를 위도(N)와 경도(E)에 관한 2차근사식으로 표현해서 기본류 \bar{Z} 를 결정한다.

ㄷ. Coriolis 계수의 위도 변화에 따른 효과 Z_f 를 부가한다.

Coriolis 력 ($F_c = R\Omega^2 \cos \phi$, $\phi =$ 위도)에 의해서 북으로 갈수록 태풍의 경로가 서쪽으로 편기한다. $Z_c = \bar{Z} + Z_f$

ㄹ. 태풍의 이동속도는 Z_c -분포의 지형 풍속에 비례하므로 지형 풍속과 최신의 태풍 이동 속도의 비를 이용해서 태풍의 속도를 계산한다.

3) 매시간 태풍의 위치 (X, Y), 이동속도와 방향, 계층점의 풍향풍속을 이용해서 관측점을 향한 태풍의 이동속도 V_t 와 태풍의 중심을 향한 계층점의 풍속 성분 V_w 를 구하며 반경 유입속도 V_r 과 태풍의 눈까지의 거리 r 을 계산한다.

$$V_r = V_t + V_w \dots\dots\dots(6)$$

$\tan\theta = y/x$, θ : 관측점의 원점으로 한 태풍중심의 방향각

$V_t = T_r \cos(\alpha - \theta)$, V_t : 태풍의 속력
 α : 태풍의 이동 방향각

$V_w = V_w \cos(\beta - \theta)$, V_w : 관측점의 풍속
 β : 관측점의 풍향

$$r = (x^2 + y^2)^{1/2}$$

(b) 통계적 방법

기존의 기상자료들을 회귀분석하여 예측시간에 근접한 기상관측자료 들로부터 태풍의 이동경로와 그중심기압을 예측할수 있는데 이는 국채표(1965)의 한국에 접근할 가능성이 있는 태풍의 진로와 중심기압의 변화를 예보하기 위한 회귀방정식의 연구에 근거하고 있다. 이 방법의 간단한 절차와 적용결과를 아래에 기술하였다.

1) 우리나라와 그 주변을 범습하는 모든 태풍을 포함할수 있는 영역인 북위 20°~40°, 동경110°~140°지역을 포함할수 있도록 내습할 태풍의 주변에 격자망을 구성한다. 즉, 상기의 영역내에 그중심이 존재하는 태풍에 대해서 태풍의 중심에서 동서로 20°씩, 남북으로 15°씩의 영역에 5°간격으로 격자점을 선정한다. (그림 참조)

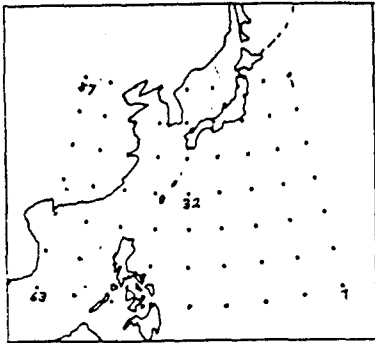


Fig. 4 격자점 선정

이때 선정된 63개의 격자점에서 압력값을 읽어 대기의 순환과정 파악에 이용한다. (32번점=태풍 중심)

2) 태풍 중심의 지상 기압과 이동 경로를 12시간과 24시간전에 확률적으로 예측하기 위해서 예측 당시의 63개 지점의 압력값($x_1, x_2 \dots x_{63}$) 외에도 예측시 태풍의 좌표(λ_0, θ_0), 예측 12시간 이전의 좌표($\lambda_{-12}, \theta_{-12}$)와 지상중심기압(p_{-12}), 예측 24시간 이전의 좌표($\lambda_{-24}, \theta_{-24}$)와 지상중심기압(p_{-24}) 등의 자료를 필요로 한다.

3) 이상의 자료에 의해 회귀식을 구하는 방법으로 Multi-Linear Regression Procedure 을 사용하는데 그

중에는 Veigas-Miller 의 Screening 방법에 의하여 1958년부터 1962년까지의 한국 천문대 기상자료로부터 얻은 태풍 예보를 위한 회귀 방정식은 다음과 같다.

$$\lambda_{12, pred.} = -88.0 + 1.7055*\lambda_0 - 0.7321*\lambda_{-12} + 0.1668*\phi_0 + 0.0869*x_{53}' \quad P.R. = 96.3\%$$

$$\phi_{12, pred.} = -25.9 + 1.4499*\phi_0 - 0.3847*\phi_{-12} + 0.0951*x_3 - 0.0706*x_{31}' \quad P.R. = 95.5\%$$

$$p_{12, pred.} = -239.8 + 0.9108*p_0 - 0.1641*p_{12} + 0.8556*\phi_0 - 0.3709*\lambda_0 + 0.2901*x_{16} + 0.2194*x_{25}' \quad P.R. = 82.1\%$$

$$\lambda_{24, pred.} = -419.1 + 2.1375*\lambda_0 - 1.2047*\lambda_{12} + 0.4055*\phi_0 + 0.2332*x_{53} + 0.1793*x_6' \quad P.R. = 90.0\%$$

$$\phi_{24, pred.} = -95.0 + 1.7633*\phi_0 - 0.6272*\phi_{12} + 0.1626*x_3 - 0.1810*x_{31} + 0.1105*x_{60}' \quad P.R. = 90.7\%$$

$$p_{24, pred.} = -b0.9 + 0.4864*p_0 + 1.3903*\phi_0 - 0.6620*\lambda_0 + 0.4559*x_{25} - 0.8758*x_{10}' \quad P.R. = 65.3\%$$

($p_0 = x_{32}$)

이 식들을 검토하기 위해 63년 7월에서 10월 사이의 태풍 자료에 적용해 본 결과로 얻은 관측치와 의일치도를 각 식의 우측에 명시하였다. 이방법이 완전한 것은 아니지만 태풍의 Deepening 과 Filling 을 명확히 예측할 별다른 방법이 없는 현재로서는 주목할만한 것이라 할 것이다.

(C) 가강수량

가강수량은 이슬점 온도를 이용하여 Perterson 의 노모 그래프로부터 얻어지나 이 방법은 전산기에 의한 일관 작업이 어렵고 지역성도 반영하기가 어렵기 때문에 우리나라 오산지방의 고층 기상자료를 이용하여 지상의 이슬점 온도나 증기압과 가강수량의 상관식 연구 결과를 이용하면 보다 정도가 높고 효율적이다. 즉, 지표부근의 수분요소인 증기압력, 이슬점 온도 T_d 와 가강수량 W 의 상관관계는 다음과 같다. 이때 상관계수는 7월에 대한 것이다.

$$\ln W = -0.90 + 0.32e \dots\dots\dots(7)$$

$$\ln W = 0.512 + 0.048 T_d \dots\dots\dots(8)$$

식(7), (8)에 의해 산정된 가강수량은 전체 기층의 값이며, 총가강수량의 유입총별 분포를 알기 위해서는 지상으로부터 층별 가강수량에 대한 증기압을 식(7)로부터 구해서 그 층에 대해 일정하다고 하면비습도는 대기압의 함수이다. 즉,

$$e_0 = \{[\ln(0.512 + 0.048T_d) + 0.09] / 0.321\}^2 \dots\dots(9)$$

$$q_h = \frac{6.22}{p_a} e = 622e_0 \frac{1}{p_a} \dots\dots\dots(10)$$

$$W_{p_0} = 0.01 \cdot f_{p_0} q_h dp_a \quad (\text{mm})$$

$$= 0.01 \times 622e_0 \ln\left(\frac{p_0}{p_1}\right) \dots\dots\dots(11)$$

Table. 1. 모델 적용의 결과

태 풍	지 점	총 강수량(mm)			강우지속시간(hr)	
		실 측 치	계 산 치	오 차	실 측	계 산
Gilda	서 귀 포	89.6	79.8	-9.8 (10.9%)	25.0	16.0
	부 산	132.0	153.2	21.2 (16.1%)	30.0	18.0
Billie	목 포	92.8	195.8	102.2 (110.1%)	39.0	28.0
	당 주	81.2	91.1	9.9 (12.2%)	30.0	25.0

일반적으로 i 번째 기층의 가강수량은

$$W_i = W_{i-1} - W_{p(i-1)} \dots\dots\dots(12)$$

$$e_i = \{[\ln W + 0.08] / 0.321\}^2 \dots\dots\dots(13)$$

$$W_{pi} = 0.01 \times 622e_i \ln \left(\frac{p_i}{p_{i+1}} \right) \dots\dots\dots(14)$$

로 계산하여 준다. 분배된 층별 가강수량을 식 (5)에 대입하여 매시간의 강수량을 산정한 다음 시간당 강수량을 합하여 태풍 통과에 따른 총강수량을 산정한다.

iii) 모델 적용의 실패와 그 평가

1974년 7월 초순에 우리나라 남해안을 강타한 태풍 Gilda와 1970년 8월 하순에 남, 서해안을 휩쓴 Billie에 대해 각각 두곳의 관측점을 선정하여서 이 강수 모델을 적용, 태풍 통과에 따른 지점 강수량을 산정하였다. 이때 태풍경로는 기존의 경로를 이용하고 추적은 생략하였다. 가강수량의 산정에서 Gilda의 경우 서귀포와 부산에서 $T_d=19C$ 로 보고 Billie의 경우는 광주와 목포에서 $T_d=18C$ 로 계산하였다. 이는 상기값의 2.5C 이내이므로 일정한 값을 사용한 것이다. 계산 과정은 생략하고 결과만을 表 1에 게재하였다. 위의 결과에서 목표의 경우 강수량 계산치가 실측치와 부합되지 않는 것은 목표측후소의 지형적 영향에 의한 탁월풍의 풍압에 기인한 것으로 생각된다. 전체적으로 목표를 제외하고는 실측치에 대한 계산치의 차는 17% 미만 이었다.

이 모델은 태풍 구조를 매우 단순화 한것이므로 정확한 태풍의 강수형태를 고찰할수는 없으며 또한 이 모델을 이용하기 위해서는 태풍의 이동방향과 속도가 정확하게 예보되어야 하기 때문에 강수량 예상의 정확도는 태풍 진로 예보의 정도에 달려있다 할수있다.

(ㄱ) 수문학적 방법

확률과정론적 방법은 과거의 확률구조는 잘 반영하므로 씨블레이튼에는 유용하나 실시간 예측은 불투명하고 결정론적 예측방법은 과거의 경향을 반영치 않고 발생강우 현상에만 관심을 두므로써 예측기간이 길지 못한 단점이 있다. 이 두 방법의 결점이 보완된 방

법은 아직 개발되지 못한 실정이다.

(1) 추계학적 방법

(ㄱ) 강수량 시계열의 합성

현 시점에서 앞으로 발생하게될 호우를 예보하기 위해서는 호우 발생기구가 필요하다. 호우발생기구란 과거의 자료로 부터 추정된 통계치들을 바탕으로 우량을 합성할수 있는 관계식을 말한다. 다른 수문학분야에서는 시계열 합성이 많이 연구되어 왔지만 강우량에 대한 연구는 빈약한 상태이다. 홍수량 산정에 필요한 시공분포가 그 대상이라는 점이 그 이유중 하나인데 Rh-enals-Giguere et. al. (1974)는 이러한 문제의 해결에 관한 많은 연구들을 검토한 결과 기존우량 모델이 다음과 같이 분류될수 있음을 밝혔다.

① 지점우량모델..한 지점에서 강우심도의 시계열을 발생시킴

② 다변수우량모델 : 우량 관측소군을 생각하여 과거 자료군의 공분산 구조가 보존되도록 발생시킴

③ 공간, 다차원우량모델 : 대상지역의 모든 지점의 강우 현상을 특정 지우도록 발생시킴.

Rfael L. Bras et. al. (1976)은 위의 분류를 다음과 같이 세분하였다.

① 우량의 외양모델 : 총우량 심도, 지속시간, 강우 사상간의 시간간격등과 같은 외적 특징을 발생시킨다.

② 우량의 내부모델..총 강우심도의 시간분포를 발생시킨다.

1977년 한강 홍수에경보 조사 보고서는 한강유역의

①과 ②의 조사연구를 과제로 제시했는데 1984년 보고서에서는 ②항이 보완되었고 현재 ①이 과제로 남아있다. 현재 일반적인 합성모델로 이용되고 있는 Rafael L. Bras의 우량합성 절차는 다음과 같다.

ㄱ. 대상유역의 우량 외양모델을 설정한다.

예) Eagleson (1971)

$$\text{호우발생 간격의 확률분포} : f(\tau) = \lambda_1 \exp(-\lambda_1 \tau), \tau \geq 0 \dots\dots\dots(15)$$

$$\text{호우지속시간 확률분포} : f(t_r) = \lambda_2 \exp(-\lambda_2 t_r),$$

$$t_r \geq 0 \dots\dots\dots(16)$$

t_r 를 조건부로운 유역의

$$\text{총 강우심도 확률 분포 : } f(d/t_r) = \beta \exp(-\beta d/t_r), \\ d_2 \geq 0 \dots\dots\dots(17)$$

ㄴ. 호우진행속도, 방향과 유형 : 호우 진행속도, 방향 등은 Edward R. Johnson et. al. (1979)의 방법에 따라 추정할수 있다.

ㄷ. 전항의 지속시간, 유역의 총 강우심도등을 참작하여 총 강우심도의 시간 분포 곡선으로 부터 강우량의 평균분포 i_a 를 정한다.

ㄹ. 과거의 강우 자료로 부터 분산 σ_a 를 결정한다.

ㅁ. 유역을 호우발생에 필요한 격자로 구성하고 발생이 요구되는 지점을 지정한다. (그림 5 참조)

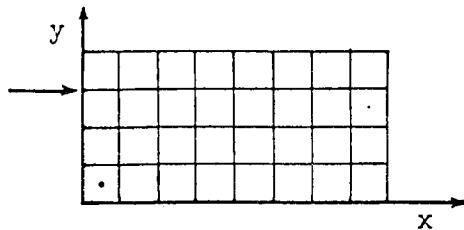


Fig. 5. 격자점 구성

ㅂ. 다음식에 의하여 원하는 지점의 강우량을 발생시키고 다시 ㄹ항으로 가서 반복한다.

$$i(x_i, t) = i_a(t - (x_i/u)) + R(x_i, t)\sigma_a(t - x_i/u) \dots\dots\dots(18)$$

여기서 x_i : i 지점의 위치

u : 호우 진행속도

R : 평균이 0 이고 분산이 1 인 무작위변수

위와 같은 호우 합성방법은 Croley (1978)가 Ralts-on Creek 유역에 적용하였고, Rutael L. Bras et. al. (1979, 1985)은 Kentuch 주와 Tennessee 주 소재 Cumberland 하천유역에 적용하여 각 소유역의 유량 시계열을 얻는데 이용하였다.

(ㄴ) 호우예보

Billuart and Tourasse (1980)가 IAHS No.129 에 보고한 것처럼 실시간 홍수예보를 위한 개념모형을 개발하거나 운영하려 할 때두가지 난제에 직면하게 된다. 첫째는 텔리미터로 전송되는 강우자료 계측지점이 조밀하지 못하다는 점이다. 이 문제는 보간법을 사용하여 전송자료를 토대로 호우의 공간분포를 추정하고 몇 개지점에서 Calibration 을 함으로써 해결이 가능하다. 두번째는 신뢰할만한 단기에보 부족에 기인한 것이다. 이 문제에 대해서는 다음장에서 자세히 다루어 지겠지만 여기에서는 매시간 강우량의 씨플레이슨을 통해서 가능한 방법을 제시하고자 한다.

J.D. Creutin et. al. 에 의하면 강우합성 모형을 가동하는 동안 다가올 시각에 어떤 호우가 발생할 것인가를 예측하려고 한다면 현재까지의 과거로부터 합성모형을 추정하는 대신 현재까지의 발생을 전제로 한 조건부 추계학적 호우모형을 설정한다는 것이다. 이전의 모든 강우상황이 시스템내에 기억되고 모든 통계적 특성치들이 과거와 현재를 참조로 하여 추정되며 이모형에 의하여 미래의 값들이 예측된다. (그림 6 참조)

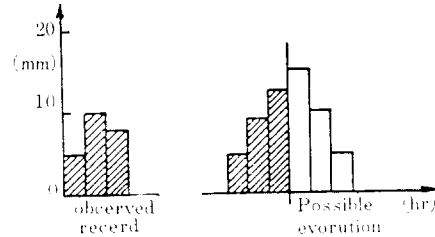


Fig. 6. 미래의 강우 예측

(ii) 결정론적 방법

Jamieson 과 Wilkinson (1972)은 1차 AR의 단기예보 모형을 제안했는데 이 모형이 우량시계열의 45% 정도밖에 대변할수 없다는 것을 시인했다. 이외에도 MA 모형, BOX & Jenkins (1970)의 ARIMA 모형등이 가능하지만 이러한 시계열 모형은 강우 도래 시각 등의 외양이나 호우사상의 내부구조에 대한 별도의 모형을 필요로할뿐 아니라 실제조건을 대표하는 매개변수가 포함되어 있지 못하다는 것이다. 실사 어떤 호우도래 이전의 상세한 강우기록이 충분하다라도 평가된 매개변수의 통계적 의미란 보잘것 없다.

모집단에 버금가는 자료부족을 극복하기 위해서는 강우과정의 거동과 구조의 파악이 요구된다. 다시말하면 결정론적인 모형이 필요하다. 기상학자들이 기상조건에 근거한 결정론적 호우모형을 제안하고 있지만 이는 매우 복잡할뿐 아니라 관측치를 대별하기에는 몹시 불충분한 실정이다.

이들은 강우 예측보다 대기내의 기후인자들의 상호작용 해석에 몰두하고 있다. 궁극적으로 물리법칙에 충실한 모형을 구상하고 있지만, 실제 상황이 너무 복잡하기 때문에 관측자료들로부터 수정이 불가피해 이 작업이 비효율 적이다.

강우의 양적 예보가 어려운일임에는 틀림없지만 현재 가능해 보이는 가장 적절한 모델 2 개를 소개하고자 한다. 하나는 우량계로 부터 전송되는 자료를 토대로 한것이고, 다른 하나는 레이더 전송사진을 관측하여 얻은 자료를 토대로 한 것이다. 우량계 자료를 사용하는 경우는 호우의 물리적 구조파악에 미비점들로 인한 예보기간이 아주 짧고 (0~2시간), 레이더의 경

우는 약간 긴 0~6 시간이다. 이점은 앞으로 극복되어 야할 주요과제이지만 이 문제해결에 뚜렷한 징후는 보이지 않고 있다.

(ㄱ) 우량제에 의한 방법

Bras 와 Rodriquez-Iturbe (1976)은 PBL 내의 물리적 여건을 고려치 않고 비구름의 노령화도 고려치 않은 모형을 제안하였다. 시공상에서 1차와 2차 통계치가 보존되는 비정상, 다차원 강우방생모형을 설정함에 있어 그들은 합리적인 물리적 가정들을 토대로 하였다. 다시말하면 추계적 모형에 물리적 의미를 부여하였다. 즉,

$$i(t) = m(t) + r(t) \dots\dots\dots(19)$$

$$r(t) = \Sigma(t) \cdot \epsilon(t) \dots\dots\dots(20)$$

- $i(t)$: 시간(t) 위치(x_i, y_i)에서 N 개의 강우 벡터
- $m(t)$: 시간(t)에서 유역 평균값의 벡터
- $r(t)$: 시간(t)에서 잔차의 벡터
- $\epsilon(t)$: 표준 무작위 과정의 벡터
- $\Sigma(t)$: 시간(t)에서 대각선이 표준편차로 구성되는 매트릭스

식(12.1.9)과 같은 벡터 시계열의 예측은 Kalman의 방법을 이용할 수 있는데, 여기서는 그 비방법을 생략하고 식(12.1.19)에 부여된 물리적 의미에 대해서만 간략하게 기술한다. 호우예측에 필요한 매개변수로는

무작위 기타과정 ϵ 의 공분산 구조이다. 이를테면 Lead Time을 τ 라 하면,

$$E[\epsilon(x_i, y_i, t)\epsilon(x_i, y_i, t-\tau)] + \alpha_\tau e^{-\beta_\tau d_{ij\tau}} \dots\dots\dots(21)$$

$$d_{ij\tau} = [(x_{ij} - x_{i2})^2 + (y_{ij} - y_{i2})^2]^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots(22)$$

여기서 u_x, u_y 는 전절에서 언급한 호우 이동 속도이며, α_τ, β_τ 는 추정되어야 할 매개변수이다. 식(21)은 공분산구조가 대상지점으로 부터 거리가 멀어짐에 따라 지수적으로 약해짐을 의미하며 거리는 호우의 속도를 고려하여 산정된다는 것이다.

(ㄴ) 레이더에 의한 방법

영국의 Dee Project에 레이더가 도입되어 수자원 관리에 효율성을 부여하려는 노력은 10여년전의 일이다. Bellon(1974)는 단일 기상레이더를 사용한 단기 강우 예측의 가능성을 제시하였다. 물론 장기예보는 기상관계자들에 의하여 시도되고 있지만 실행상의 문제로 실용성이 없다. 단일 레이더의 경우 수용지역이 한정되어 있기 때문에 계측망을 구성할 필요가 있고 처음으로 Browning (1979)에 의해 그 가능성이 연구되었다. 현재 Camborne, Upavon, Clee Hill, Hame-Idon Hill에 4개의 레이더가 설치되어 있고 이 4개의 레이더로 부터 실시간 단기예보가 Browning (1985)에 의해 시도되었다. 이들은 레이더 주사선을 128 × 128 (5km 간격)의 격자로 구성하고 레이더가 추적

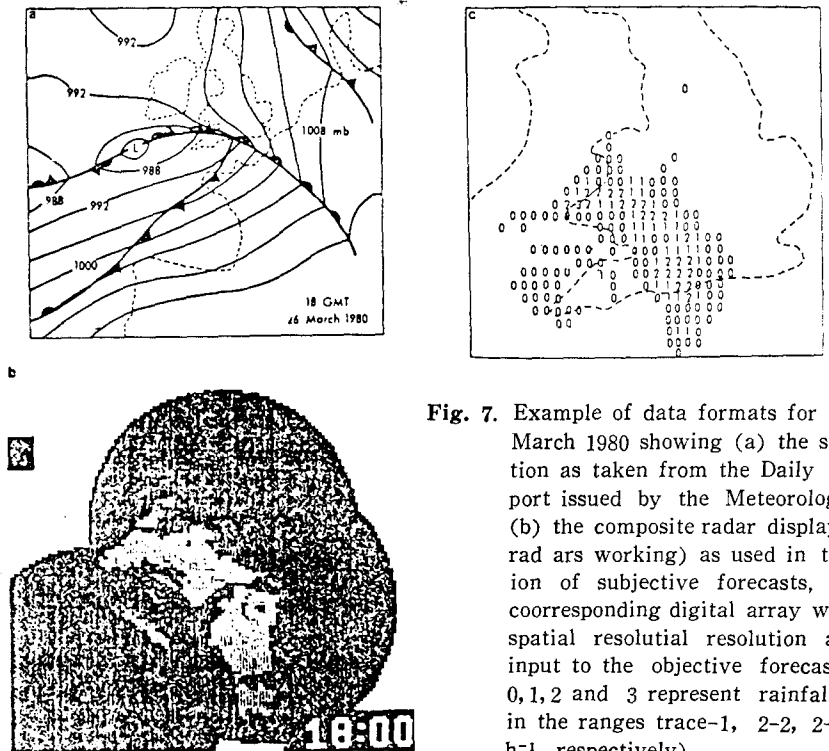


Fig. 7. Example of data formats for 1800 GMP 26 March 1980 showing (a) the synopticsituation as taken from the Daily Weather Report issued by the Meteorological Office, (b) the composite radar display (only three rad ars working) as used in the preparation of subjective forecasts, and (c) the corresponding digital array with degraded spatial resolution as used for input to the objective forecasts (numbers 0, 1, 2 and 3 represent rainfall intensities in the ranges trace-1, 2-2, 2-4, 4-8 mm h⁻¹, respectively).

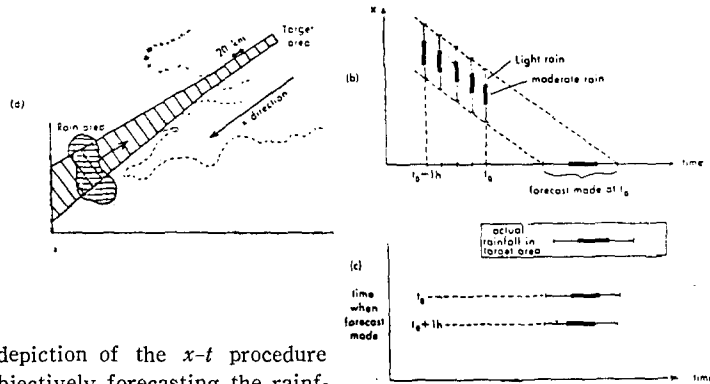


Fig. 8. Schematic depiction of the $x-t$ procedure used for subjectively forecasting the rainfall for individual target areas See text for details.

하는 시공의 강우강도에 따라 8개 등급으로 나누어 색으로 구별한 사진을 TV에 전송하고 다시 32×32 격자로 재편성하여 격자내의 강도를 숫자화 한다. 이 자료를 외삽하여 0.6 시간 강우량을 예측하는데 주관적 예보와 객관적예보 두방법을 채택하고 있다. 그 예보 절차를 아래에 기술하였다.

ㄱ. 객관적 방법

이 방법은 Bardy and Wilk (1970)가 제안한 전자파법의 중심추적법을 사용하여 언을 값들을 외삽하여 전격자점에 대해 예보하는 것이다.

Step. 1 레이더망 자료 128×128을 32×32로 줄인다. 이것은 시간시간의 예측이 가능해야 하기 때문이다. (Wilson; 1966)

Step. 2 반사파를 색도별로 식별하고 해당격자별로 표지를 한다.

Step. 3 반사파의 색도에 관계없이 간 레이더 주사선의 중심위치를 산정한다.

Step. 4 15분후에 전송된 사진에 대해서도 1, 2, 3 절차를 반복한다.

Step. 5 15분 전후의 중심점을 대응시켜 각 대응되는 격자의 값들로부터 벡터를 구성한다.

Step. 6 개별 벡터들을 전지역에서 한시간 운영결과 평균값과 비교한다. 이는 15분내에 제한된 범주를 벗어난 자료를 기각하기 위한 것이다.

Step. 7 32×32 격자내의 모든 강우강도를 외삽하여 마지막 사진의 6 시간까지를 단계적으로 예보한다.

Step. 8 주관적으로 예보의 유효성을 평가하고 7을 반복한다.

ㄴ. 주관적 방법

객관적인 방법은 현재까지의 추적된 예보경험을 배제한다. 그러나 예보자가 여러유형의 오차를 식별하고 발생빈도를 평가할 수도있으며 예보에 미칠 영향을 파

악하는 등의경험을 객관적 방법으로 보완할수 있다. 객관적예보는 광활한지역에 상세한 예보를 산출하나 주관적예보는 단일목표지점에 한정되어 있으며 예보치의 세신을 수동적으로 행한다.

어떤 목표지점에 주관적예보에 이용되는 기본적 도구는 $x-t$ 그림이다. 여기서 x 는 목표지점으로 향하는 방향이고 t 는 시간이다.

만일 위성으로부터 비구름사진이 가능하다면 이 구

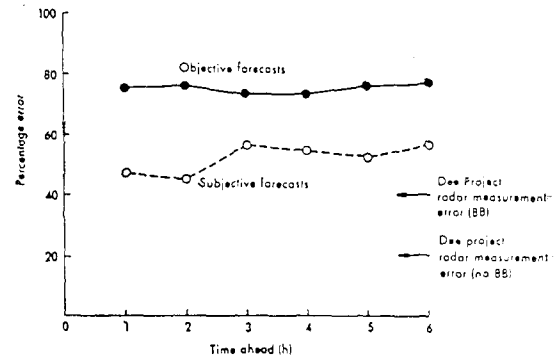


Fig. 9. (a) The mean error regardless of sign in the forecast hourly rainfall for the 20km square centered on Malvern, Plotted as a function of the lead time of the forecast, for light rain (trace-1mm h^{-1}) and moderate/eavy rain ($>1\text{mm h}^{-1}$). (b) The percentage error for the cases of moderate/heavy rain, In both (a) and (b) the solid curves give the results of the objective forecasts(without manual modification), while the dashed curve are for the subjective forecasts. Numbers of cases are shown in brackets in (a). Radar measurement errors found in the Dee Project are shown in (b), see text for details.

름의 체적으로 부터 x 방향이 산정될수 있고 그 속도 추정도 가능할 것이다. 따라서 x 를 따라 매 15분마다 일련의 강우강도를 추정한다. 예보자가 선도에 강우강도를 도시한후 한시간후의 값을 외삽에 의하여 추정한다. 이러한 절차는 시간시간의 객관적인 예보치를 제시하고 Calibrating 하기 위해서 설치한 자동 우량계의 관측치와 비교하게 된다.

(c) 오차

그림에서 1,000km² 당 한개의 Calibration guage 가 사용되었을때 레이더 관측오차는 그림과 같다.

(c) 강우예측을 위한 참고문헌

1. Glahn, H.R., and D.A. Lowry, An operational method for objectively forecasting probability of precipitation, ESSA Tech. Memo. WBTM 26, pp. 24, 1969.
2. Glahn, H.R., and D.A. Lowry, Short range, subsynoptic surface weather prediction, ESSA Tech. Memo. WBTM TDL 11, pp.10, 1967.
3. Bermowitz, R.J., An application of model output statistics of forecasting quantitative precipitation, Monthly Weather review, vol.103, pp.149~153, 1975.
4. WMO, Numerical weather prediction progress report for 1981, programme on short-medium and long-range weather prediction research, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, pp.203, 1981.
5. U.S. National Report to the IUGG, AGU on behalf of the U.S. national committee to the international union of geodesy and geo-physics, Hydrologic Engineering Center, 1979.
6. 饒村, 颱風의進體豫報 數值豫報, 氣象, vol. 28, No.8, pp.7758~7761, 1984.
7. 김정우, 한반도지역에 대한 일기예보의 수치모형, 한국기상학회지, 제19권 1호, 33~50, 1983.

8. 국채표, 한국 및 그 부근에 내습할 가능성이 있는 태풍중심의 이동 및 지상기압의 예보, 한국 기상학회지, 제 1권, 1호, 1965.
9. 김문일, 강수모델에 의한 태풍권내의 지집 강수량 산정, 한국기상학회지, 제14권, 1호, 7~20, 1978.
10. 조희구, 이승만, 대기중의 물자유에 관한 연구, 한국기상학회지, 제18권, 2호, 18~25, 1982.
11. Bras and Rodriquez-Iturbe, I., Rainfall generation: a nonstationary time varying multidimensional model, Water Resour. Res., vol.12, No. 3, pp.450~1976.
12. 漢江洪水豫報 SYSTEM의 研究課題, 漢江洪水豫報調查 (第5次), 第9章 國際協力事業團, 1977.
13. Chroley, Thmos E. II, Robert N. Eli II, and Jonathan D. Cryer, Ralston Creek hourly precipitation model, WRR 14, pp.485~490, 1978.
14. Rufael L. Bras et al., Real-time estimation of velocity and covariance structure of rainfall events using telemetered raingage data-a comparison of methods, J. of Hydrology,3vol. 44, pp.97~123, 1979.
15. Billuart M. and Tourasse P., Telemetering and simulation techniques for a complete real time flood forecasting ststem, In Hydrological forecasting, pp.3~9, IAHS, Publ. No.129, 1980.
16. J.D. Creutin et al., Modeling spatial and temporal characteristics of rainfall as input to a flood forecasting model, Hydrological forecasting previsions hydrologique, IAHS-AISH Publ. No.129, 1980.
17. Edward, R. Johnson et al., Multivariate short-term rainfall prediction, Water Resour. Res., vol.16, No.1, pp.173~185, 1980.
18. Bras, Rafael L. et al., Spatially varying rainfall and floodrisk analysis, J. of Hydraulic Engineering, vol.111, No.5, pp.754~773, 1985.