

## 비의 形成過程

# “조직적 연구가 이뤄져야”

李承萬

〈延世大氣象學科교수·韓國氣象學會長〉

어떤 구름에서는 비가오고, 어떤 구름에서는 비가 오지 않는다. 또 어떤 구름에서는 강한 비가 내리는가 하면, 또 다른 구름에서는 약한 비가 내린다. 이와같은 차이를 결정짓는 물리적 요인이 무엇인가를 다루는 학문을 강수 물리학 또는 넓게 보아서 구름 물리학이라 부른다. 즉 구름의 형성, 발달 그리고 강수발달을 일으키는 물리과정을 연구하는 학문이다.

비가 어떤 물리적 과정을 통해서 내리는가 하는 것은 이미 잘 알려져 있다. 강수기구를 설명하는 이론으로서 가장 널리 인정된 두가지 이론이 있다. 그 중 하나는 빙정설이고, 다른 하나는 1950년대에 여러학자들의 연구결과에 의해 정설로 믿게된 충돌병합설이다.

구름이나 비에 대한 연구는 상당히 오래전부터 이루어져 왔으나 Pruppacher와 Klett(1978)의 역사적 배경 서술에서 살펴보면 과학적 문헌의 기록으로는 1940년대 이후로 보고 있으니 구름 물리학은 매우 역사가 짧다. 초기에는 구름입자의 형성에 관여하는 응결핵 및 빙정핵, 그리고 구름입자의 성장과정에 관한 관측 및 실험실내의 실험적 연구가 대부분이었다.

세계 제2차대전 이후 구름연구에는 큰 변화가 일어났다. 항공기, 레이더 및 기타 관측기기의 이용으로 구름관측기술이 크게 발전하였다. 실험실내에서 구름물리과정의 일부를 분리시켜 재현하는 실험과는 대조적으로 실제 구름속에 들어가 구조를 나타내는 변수를 직접 관측하였다. 따라서 오늘날 구름의 미세 물리적, 역학적 구조는 상당히 많이 알려졌다.

구름이나 강수현상은 여러가지 물리과정이 동시에 상호작용을 일으키면서 진행되는 복합현상이며, 공기에 관한 역학적, 열역학적과정과 강수입자의 형성·성장에 관한 미세물리과정으로 크게 나누어 볼 수 있다. 규모가 다른 이 두 물리과정의 상호작용을 통해서 구름과 강수현상을 이해해야 한다는 Mason(1957)의 주장에 따라 구름역학이라 부를 수 있는 새로운 분야가 급속히 발달하기 시작했다. 이 분야의 발전은 컴퓨터의 출현과 관측기술의 발전으로 가능해졌다. 즉 수치실

험을 통한 구름·강수현상의 재현으로 관측된 구름구조를 설명하는 이론적 연구에 큰 진전을 나타내게 되었다.

구름의 수치실험에 이용되는 모형은 1960년대에 들어서면서 나타났고 간단한 1차원 모형에서 시작하여 복잡한 3차원 모형에까지 이르렀다. 수치실험에 의한 구름연구는 복잡한 여러 물리과정간의 상호관계, 특히 미세물리과정과 역학과정의 상호작용을 밝혀내는데 크게 공헌하였으며 이론적 연구의 강력한 도구로 등장하게 되었다. 복잡한 기류속에서의 강수입자 성장과 이것이 기류에 미치는 영향을 연구하거나 주위의 기류상태가 구름발달에 어떻게 영향을 주는가를 연구하는데는 가장 적절한 방법이다.

최근에 와서 조밀한 관측망과 레이다관측에 힘입어 강수분포에 미세구조가 있음을 밝혀 냈으며, 이들은 구름간의 상호작용, 구름규모와 중간규모 현상의 상호작용으로 그 형성을 이해하려 하고있다. 이러한 연구에는 모형을 이용한 수치적 연구가 가장 적합하다. 그러나 수치적 연구방법에도 한계가 있고 여러가지 수학적 계산상의 어려움 때문에 아직 큰 진전은 없으나, 이 방향으로의 접근이 앞으로 우리들의 과제라고 하겠다.

### ◇구름 미세물리과정

▲ Aerosols : 대기중에는 많은 입자들이 떠 있다. 이를 총칭해서 Aerosol이라 부르며 먼지입자, 매연알갱이, 화산재, 미생물, 해염입자 등 여러종류의 입자들이 있는데, 이중에는 구름입자를 형성할때 필요한 구름응결핵과 얼음입자를 형성할 때 필요한 빙정핵이 있다.

대기중에 존재하는 수증기분자들만의 결합으로 물방울을 만들기는 매우 어렵다. 우연히 작은 물방울을 만들었다 해도 주위의 공기분자와 충돌하여 깨지고 만다. 형성된 물방울이 어느 특정크기를 넘었을 때 물방울로 남아 있을 수 있다. 이렇게 되기 위해서는 상대습도가 약 400%는 넘어야 가능하다. 그런데 구름속에서 상대습도는 101%를 넘지 못한다. 따라서 대기중에서 구름방울을

형성하는데는 응결핵이라는 이물질의 도움이 필요하다.

응결핵 구실을 하는 입자는 Aerosol 중의 일부이며 그 크기는 반지름이  $0.1\mu\text{m} \sim 1.0\mu\text{m}$ 이다. 응결핵은 대개 염입자이며, 용액효과를 통해 낮은 상대습도에서 구름방울을 만들어낼 수 있다.

한편 대기중에서 얼음결정을 형성할 때에도 이와 비슷한 상황이 일어난다. 공기중에 떠 있는 작은 물방울은  $0^\circ\text{C}$ 이하로 기온이 내려가도 얼지않고 과냉각상태의 물방울로 존재하는 경우가 많다. 특히 순수한 물로 된 방울은  $-40^\circ\text{C}$ 이하가 되어야 얼음이 된다.  $-40^\circ\text{C}$ 이하에서 물분자끼리 결합하여 얼음결정을 이루는 것을 자연빙정화라 하며 대기중 기온이 낮은 곳에서는 이 과정에 의해서 얼음결정이 생길 수 있다. 그러나  $-40^\circ\text{C}$ 보다 높은 기온에서 얼음결정을 만들려면 빙정핵이라는 이물질의 도움이 필요하다.

빙정핵은 그 물질에 따라 핵으로서의 역할을 하는 온도가 다르다. 따라서 온도가 낮을수록 빙정핵의 수는 증가하며 시간과 장소에 따라 그 수가 매우 다르지만 평균밀도는  $-20^\circ\text{C}$ 에서는 1개의 빙정핵이 핵의 역할을 할 수 있으며 Aerosol수에 비해 매우적다.

그러나  $0^\circ\text{C}$ 이하의 구름에서 얼음입자의 수를 관측해 보면 구름내의 얼음입자는 빙정핵의 수보다 수 10~수 100배나 더 많은 경우가 있다. 따라서 구름내의 얼음입자는 빙정핵의 빙정화 과정에 의해서만 생긴것이 아니라, 상층의 구름에서 얼음입자가 하강하였거나 얼음입자와 과냉각물방울이 충돌할때 얼음조각이 생성되는 등 빙정증식 과정이 진행된다고 생각된다.

구름입자의 크기분포는 Aerosol에 의해서 결정된다. Aerosol수가 적은 바다에 생긴 구름에는 구름입자수는 적지만 그 입자의 평균크기는 크다. 반면에 대륙에 생긴 구름은 입자수가 많고 크기는 작다. 이러한 구름입자의 크기분포의 차이는 구름입자가 강수입자로 변하는 율에 차이를 일으킨다. 즉 해양의 구름은 구름입자가 커서 충돌이 잘 일어나 강수과정이 잘 일어날 수 있다.

▲ 응결-증발과정 : 구름입자 주위에 과포화상

태가 형성되면 수증기분자가 구름입자 표면으로 확산·응결하여 구름입자는 성장한다. 이 과정에 의해 구름입자가 성장하는 속도는 구름입자표면 부근에서 수증기 밀도의 기울기, 응결시 방출되는 잠열에 의한 구름입자 표면온도의 변화 및 물 분자가 표면에 부착되는 정도에 따라 결정된다. 수증기에 대한 확산방정식과 Clausius-Clapeyron 방정식 및 기체분자 운동론의 이론을 써서 유도한 상당히 정확한 물방울 성장공식을 유도한 사람은 Fukuta와 Walter(1970)이다. 이 복잡한 성장공식을 아주 간단한 근사식으로 나타내어 보면 다음과 같다.

$$\frac{dr}{dt} = \frac{C}{r}$$

여기서  $r$ 은 구름입자의 반지름,  $t$ 는 시간, 그리고  $C$ 는 수증기 과포화도의 함수이다. 이 식은 물방울의 성장속도는 반지름의 함수이며 반지름이 클수록 성장속도가 작아진다는 중요한 의미를 나타내고 있다.

구름입자가 생겨서  $r=20\mu m$  정도까지 성장하는 데는 1시간 이상이 걸리며 강수입자크기까지 성장하려면 수10시간 걸린다. 이곳은 구름의 지속 시간보다 길다. 따라서 구름방울이 강수입자로 전환하는 데는 응결과정 이외의 다른 물리과정이 있어야 한다는 것을 이야기해 주고 있다.

그러나 얼음입자의 경우는 좀 다르다. 성장공식의 모양은 비슷하지만 두가지 점에서 큰 차이가 있다. 물표면과 얼음표면에 대한 포화수증기압의 차이 때문에 물방울에 대해서 겨우 포화상태인 경우라도 얼음입자에 대해서는 상당히 높은 과포화도를 나타내게 된다. 그리고 얼음결정의 모양의 구가 아니고 복잡한 다각형이기 때문에 얼음입자에서는 수증기의 확산이 상당히 효율적으로 일어난다. 이 두 효과가 응결에 의한 얼음입자의 성장속도를 크게 하기 때문에 얼음입자는 응결과정에 의해서 강수입자를 형성할 수 있다.

▲ **충돌-병합과정**: 공기중을 낙하하는 큰 물방울은 낙하도중 작은 물방울을 포획하여 성장한다. 빙정과 빙정이 충돌하여 부착되면 눈송이로 성장

한다. 그리고 과냉각물방울과 빙정이 충돌하면 찌라우박으로 성장하고 더욱 커지면 우박으로 자라날 수 있다.

이와같이 충돌에 의해 구름 및 강수입자의 크기분포가 시간에 따라 변화하는 것을 Berry(1967)가 수치적으로 계산할 수 있는 방법을 생각해냄으로써 구름방울간의 충돌 병합으로 강수입자형성이 단시간내에 형성될 수 있음을 보였다. 그러나 빙정과 빙정의 충돌, 빙정과 물방울의 충돌과정은 계산이 매우 어렵다.

▲ **분열과정**: 물방울이 성장하는 동안 어느정도 커지면 물방울내의 유체역학적 불안정 때문에 자연적으로 분열하여 여러개의 작은방울이 된다. 이들은 다시 충돌과정을 통해서 성장한다. 이를 자연분열과정이라 하며 Komabayasi(1964)가 풍동실험에서 입자크기별 분열확율을 구했다. 그리고 McTaggart-Cowan과 List(1975)는 충돌때문에 분열을 일으켜 더 작은 물방울을 만들 수 있다는 것을 실험적으로 보였으며 그 분열확율을 구했다.

따라서 우박과 같은 고형강수가 아닌 경우 빗방울은 분열과정 때문에 크기의 상한이 존재하게 되며 성장과정과 분열과정이 균형을 이루면 강수입자의 평형 크기분포가 존재할 것이라는 예상을 할 수 있다. Marshall과 Palmer(1948)는 강수입자의 크기분포를 관측하여 평균분포를 구했다.

이 평균분포는 강수입자가 크기의 지수함수로 나타내어짐을 보이고 있으며 강수강도가 클수록 큰 입자가 많다는 것을 보여준다.

한편 Blanchard(1953) 관측결과는 상당히 다르다. 이것은 Srivastava(1971)의 수치실험결과와 비슷한데 이는 충돌분열과정이 없을 경우에 얻어진 분포이다. 따라서 강수입자가 적은 Hawaii지방의 지형성 강수에서는 분열이 잘 일어나지 않아 이와 같은 분포를 보인 것이라 하겠다.

즉, 강수입자의 형성에는 응결, 충돌병합, 분열과정이 각각의 역할을 분담하고 있다는 것을 알 수 있다. 응결과정은 구름형성 초기에 효과적이며 충돌병합이 잘 일어날 수 있는 크기로 성장시킨다. 충돌병합에 의해 강수입자를 형성하게 되고 분열과정에 의해 큰 입자는 다시 작은 입자로

나누어진다. 이와같은 미세물리 과정과 기류의 상호작용에 의해 강수입자의 크기분포가 결정된다.

▲ 강수이론: 위에서 구름 및 강수발달에 관여하는 미세물리 과정을 간단히 설명하였다. 구름물리학에 있어서 초기의 문제는 구름이 발생후 10 $\mu$ m 정도의 구름 입자가 구름의 지속기간 이내에 1,000 $\mu$ m 정도의 강수입자로 전환되는 과정을 설명하는 일이었다. 응결성장과정에서 설명한 바와 같이 액체의 구름방울이 응결만으로 강수입자로 성장하는 것은 불가능하다. 1911년 Wegener의 발견에 착안하여 1935년 Bergeron은 빙정과 과냉각 수적이 공존하면 과냉각 수적이 증발하여 빙정에 승화함으로써 빙정의 성장이 강수를 유발할 수 있다는 계산을 보여주었다. 이로써 빙정설이 확립되었다.

높이 2.5km 부근에 레이더 reflectivity가 극대의 구역이 있는데 이 구역이 소위 Bright Band이며 눈이 녹아 비로 변하는 층이다. 그리고 Doppler속도는 이 층을 경계로 상부는 1m/s정도 하부는 6m/s 정도이다. 이것은 Bright Band 위에서는 종속도가 적은 눈의 형태로 낙하하고 그 아래에서는 종속도가 큰 빔방울로 낙하한다는 것을 보이고 있다. 온대지방의 구름은 대부분 0 $^{\circ}$ C층위까지 발달하고 있어 빙정이 존재할 수 있고 빙정설로 설명이 가능하다.

한편 열대 해양상에 생기는 키가 작은 구름은 0 $^{\circ}$ C층 이하에 생겨 순전히 물방울로 구성되어있다. 이 구름을 Warm Cloud라 부른다. 해양상에 생긴 Warm Cloud는 생긴지 30분 쯤 경과하여 두께가 2km정도되면 흔히 비가 내린다. 이 구름에는 빙정이 없지만 상당히 강한 소나기성 비가 내린다.

Warm Cloud에 대한 강수이론은 Findeisen(1939)에 의해 제창되었다. 순전히 물방울로된 구름에서 충돌과정에 의해 강수가 있을 수 있다고 주장하였으나, 그 당시에는 관측적 뒷받침이 없어 인정받지 못했다. 제2차 세계대전이후 Warm Cloud로부터의 강수관측이 자주 있었고 Langmuir(1948)는 구름방울이 충돌과정에 의해 소나기를 유발할

수 있음을 계산으로 보였다. 그 후 Bowen(1950)과 Ludlam(1951)도 비슷한 계산을 했으며 초기에 반지름 20 $\mu$ m 크기의 구름방울이 있어야 함을 주장하였다. 이와 동시에 Woodcock(1950, 1951)는 무역풍대의 해양상에서 거대핵(giantnuclei)을 관측함으로써 반경 20 $\mu$ m의 구름방울이 만들어질 수 있음을 보였고, 따라서 강수의 충돌병합설이 확립되었다.

#### ◇구름 미세물리과정과 역학과정의 상호작용

구름 미세물리과정과 역학과정의 긴밀한 상호작용에 의해서 구름과 강수의 발달이 진행된다. 가장 중요한 상호작용은 상승기류와 대기수분의 상변화시에 발생하는 잠열간의 작용이며, 강수입자의 중량과 연직기류간의 작용, 구름내의 기류와 강수입자의 크기분포사이의 작용 등이 있다.

▲ 잠열과 부력: 상승기류가 강한 곳에는 수증기의 포화화도가 높다. 따라서 수증기의 응결에 의한 구름방울성장이 왕성하게 일어난다. 응결량이 많으면 이에 비례하여 많은 잠열이 방출되고 이로인해 기온이 높아지므로 부력이 증가하게 된다. 결국 상승기류를 강화시키는 Positive Feedback이 형성된다.

한편 구름이 상단에서는 상황이 다르다. 구름 경계 바깥부분에 기온이 낮은 구역이 형성된다. 이 구역을 Cold Cap이라 한다. 구름의 상단에서는 상승기류가 작은 구름입자를 구름밖으로 방출한다. 건조한 환경으로 방출된 구름입자는 증발하여 주위공기를 냉각시킨다. 이에 더하여 상승기류에 의한 단열냉각도 첨가된다. 이렇게 형성된 Cold Cap의 찬 공기는 구름의 걸면을 흘러내리면서 표면을 침식하는 역할을 한다.

▲ 강수입자의 하중과 상승기류: 구름속에서 강수입자가 종속도로 낙하하고 있으면 공기가 강수입자에 미치는 마찰력과 강수입자에 작용하는 중력이 맞선 상태이다. 따라서 구름은 강수입자의 하중을 느끼게되며 상승기류의 발달을 억제하게 되고 하강기류를 발달시킨다.

▲ Wind Shear와 강수: 강수에 미치는 바람의

효과를 연구하려면 3차원 구름모형이 필요하다. Takahashi(1981)는 상세한 미세 물리과정을 포함한 3차원 모형으로 바람의 효과를 알아 보았다. wind shear가 없는 경우 구름발생의 초기단계에는 상승기류의 최대치가 구름중심에 있고 구름이 발달하면서 상승기류의 최대값은 구름상부로 이동한다. 비는 구름의 가장자리를 따라 떨어지기 시작한다. 바람이 높이에 따라 선형적으로 변화하는 경우에 구름이 발달하면서 구름은 shear방향으로 눕게되고 비가 풍하 쪽으로 이동한다. 또한 강수는 shear가 없을 경우에 비해서 일찍 시작되고 일찍 끝나며 강수량이 적다. 바람은 일반적으로 구름을 소산시키는 작용을 한다. 그러나 구름이 상당히 발달한 경우 바람의 shear가 강수구역과 상승기류의 배열이 서로 간섭을 일으키지 않도록 이루어져 있다면 구름의 발달을 강화할 뿐만 아니라 수명도 길게된다.

바람의 shear는 강수입자의 크기별로 낙하지역을 다르게 한다. 즉 강한 상승기류로부터 가장 가까운 곳에 큰 우박이 떨어지고 가장 먼쪽에 가장 작은 빗방울이 떨어진다. 그 뿐 아니라 구름내에서도 이와같은 효과가 나타나 Shear가 있을 경우에는 구름입자, 이슬비입자, 강수입자가 수평적으로 분리되어 분포함으로써 강수입자형성의 효율이 낮아진다. 한편 이와같은 기류속에서의 강수입자크기별 분리현상을 이용하여 강한 상승기류의 발생을 설명하려는 생각도 있다. 즉, 강수입자를 포함한 강한 상승기류가 twisting운동을 한다면 큰 입자들은 원심력에 의해 가장자리로 밀려나고 중심부근에는 강수입자가 없는 좁은 구역이 생길 것이다. 이 구역을 통해 강한 상승기류가 형성될 수 있을 것이라는 생각이다.

강수입자와 기류는 상호작용을 통해 구름발달에 긴밀하게 작용한다. 이 작용이 구름의 발달을 도울 것인지 방해할 것인지는 강수입자의 분포와 기류의 3차원 분포에 따라 결정된다.

#### ◇온대성 저기압 속의 강수구조

강수구역, 강도, 지속기간은 구름내의 상승기

류에 상당히 의존한다. 따라서 강수형태를 상승기류에 따라 분류하면 두가지로 나눌 수 있다. 즉 광범위한 지역에 걸쳐 완만한 상승운동에 의해 형성되는 약한 지속성 비와 국지적으로 강한 상승기류에 의해 형성되는 소나기성 비이다. 여기서 온대성저기압 속의 강수구조를 Norway학과가 세운 고전모형과 Hobbs(1978)의 연구결과가 어떻게 다른가 비교해 본다.

▲고전적 모형에서 본 강수구조 : Norway학파가의 저기압 모형에 의하면 온난전선에는 전선면을 따라 상승하는 완만한 기류에 의해 생긴 층운형 구름의 배열은 최전방 제일 높은층에 권층운이 있고 다음에 고층운, 난층운 그리고 전선부근에 층운이 분포되어 있다. 권층운은 빙정으로 되어있고 고층운은 빙정과 과냉각 수적의 혼합층으로 이루어져 있다. 여기서 눈송이가 성장하기 시작하여 낙하하면서 난층운에 이르러 녹아 비가 된다. 이 비는 약한 지속성비이며 약 300km의 폭으로 온난전선에 평행하게 넓은 강수대를 형성한다.

한편 한냉전선에서는 기울기가 급한 전선면을 따라 들어 올려진 기층이 전선을 따라 상승하면서 적란운의 띠를 형성한다. 강한 상승기류와 관련된 소나성 비가 약 50km의 폭으로 전선을 따라 강수대를 이룬다.

▲Cycles (Cyclonic Extratropical storms) Project : 1950년대 초에 들어서면서 저기압내의 강수와 구름연구에 레이더의 이용이 늘어났다. 레이더에 의한 관측연구는 강수대에 내리는 비가 고르지 않고 미세구조를 가지고 있다는 것을 알아낼 수 있었고 Bright Band의 발견과 강수대 위의 전선상부에 Generating Cell이 있어 빙정이 많이 형성되고 있음을 발견했다.

1960년대와 1970년대 초는 레이더 및 조밀한 지상관측망을 이용한 저기압내의 중간규모의 강수형성에 관한 연구가 수행되었다. 이때 온난전선의 강수구역내에 35~70km 폭의 소나기성 강수대가 55~110km 간격으로 존재한다는 것을 알아내었으며 Warm sector내에 중간규모 강수대가 존재하는 경우가 80%나 됨을 관측했다.

1973년 Washington대학의 Hobbs는 저기압내의 강수형성에 관여하는 각종 규모의 현상을 연구하기 시작했다. 이 계획은 Cycles Project라 불리웠으며, Doppler Radar, 특수관측용 항공기, 위성사진, 특별관측망 등이 동원되었다.

그는 연구결과를 Warm-Frontal, Warm-Sector, Wide Cold Frontal, Narrow Cold Frontal, Prefrontal Cold Surge, Post frontal의 5가지 중규모 강수대로 구분하였고 강수대 속에는 지름 5km 정도의 강수핵(precipitation core)이 있음을 Radar에서 밝혀내었다.

▲ 구름구조에 따른 강수기구분류: A. 두께가 2km정도이고 구름응결핵의 농도( $50\text{cm}^{-3}$ )가 낮은 맑은 대기 속에 생기는 구름은  $0^\circ\text{C}$ 층 이하의 층내에서도 물방울의 충돌 병합과정으로 비가 형성된다.

B. 응결핵이 많은 지역에서는 drizzle이 성장할 수 있는 높이까지 구름이 발달해야 한다.

C. B의 경우 구름높이가  $0^\circ\text{C}$ 층 이상의 층까지 깊이 발달하면 drizzle이 동결하여 싹락우박이 된다. 이 싹락우박이 충돌병합과정으로 성장해서 녹으면 비가 된다.

D. 전선에 동반된 구름층내에 Generating Cell이 발달되어 여기서 빙정핵이 활성화하여 빙정이 성장한다. 빙정은 충돌과정을 통해 눈송이와 싹락우박을 만들고 Bright Band 하층에서 물방울의 충돌 병합으로 비를 형성한다.

#### E. Super Cell

Cell속으로 유입되는 강한 상승기류속에서는 빙정핵이 활성을 띠고 형성된 빙정이 구름상부에서 recycle 되는 동안 착빙과정을 거쳐서 성장하여 싹락우박이 된다. 이 싹락우박이 상승기류속으로 재유입되면서 과냉각 수적층에 들어가 우박으로 성장한다.

#### F. 열대의 적란운

열대 해양상의 적운은 운저온도가 높기 때문에 많은 수증기의 유입으로 drizzle의 형성이 용이하다. 이것이 동결하여 구름입자와 충돌할때 많은 빙정을 생산한다. 싹락우박은 수렴구역에 떨어지지만 2차적으로 생긴 빙정은 상부 유출기류를 따

라 퍼지면서 승화 착빙과정을 통해 눈과 싹락우박을 만든다. 낙하하면서 녹아 비가 된다. 일부는 수렴 구역으로 재유입되기도 한다.

### ◇ 결 론

구름물리학은 1940년대 이후 많은 발전을 거듭해왔다. 이 발전은 개념적인 면에서의 혁신적 발전보다는 연구수단의 발전으로 이론 및 실험적 연구의 정밀화로 특징지을 수 있다. 관측기기의 개선 그리고 radar, 항공기, 위성 컴퓨터의 출현은 현상의 미세구조 파악에 크게 기여했다고 본다.

이미 앞에서 논의한 바와 같이 강수이론은 잘 알려져 있으며 널리 인정받고 있다. 그리고 강수기구에 관여하는 여러가지 구름미세물리과정에 대해서도 상당히 잘 알려져 있다. 이 강수이론에 근거한 기상조절 실험이 세계 여러 연구소에서 실시되었다. 이들 실험보고서에 의하면 인공적 기상조절법이 실용화될 수 있다는 긍정적인 주장을 하는 경우도 있지만 실시된 실험이 항상 예기 한 효과를 나타내지 않는다는 사실도 인정하고 있다. 구름은 겉보기에 모두 비슷하게 보인다. 그러나 각각의 미세물리 및 역학적 구조가 모두 다르고 각 구름내에서 일어나는 강수과정도 그 구조에 따라 다르기 때문에 같은 방법에 의한 인공 기상 조절실험은 대상에 따라 다른 결과를 나타낼 것이라는 생각이다.

다시 말하면 아직도 구름에 대한 기본적 물리과정의 이해가 불완전하다는 것이다. 특히 일반 기류속에서 구름을 일으키는 대류현상, 구름내부와 부근에서 일어나는 난류현상과 그것이 구름발달에 미치는 영향, 복잡한 구름내의 기류속에서 강수 입자의 성장, 구름내에서 일어나는 전하분리현상과 이것이 구름전체에 미치는 효과등 밝혀져야 할 부분이 많다.

한걸음 더 나아가서 구름과 구름사이의 상호작용, 구름의 모양과 배열, 그리고 구름들이 모여서 어떻게 조직화되는가? Tomado를 동반하는 Super Cell은 어떻게 생겨날 수 있는가 등 앞으로 해결

해야 할 문제들이 많다.

이런 문제들을 해결하기 위해서는 구름에 대한 기초적 연구가 조직적으로 이루어져야 가능할 것이다. 실험실 내에서의 구름물리과정에 대한 실험적연구, 상세한 구름구조 파악을 위한 관측적 연구 그리고 수치실험을 통한 이론적 연구가 조화있게 수행되어야 한다.

대류성 강수의 양적예보가 가능한가? 이에 관한 현재 우리의 예보방법은 경험적 기술에 불과하다고 보는 것이 알맞을 것이다. 수치예보의 입장에서 보면 광범위한 구름구역과 강수구역은 잘 나타낼 수 있으나 집중호우의 경우는 예측이 어

렵다. 중간규모 수치모형에서 호우예보의 부분적인 성공을 거두고 있지만 구름 규모의 영향을 중간규모의 변수로 모수화하여 나타내기 때문에 그 이상의 진전이 기대되지 않는다.

한가지 기대를 걸 수 있는 방법이 있다면 상세한 구름모형, 구름간의 작용을 나타내는 모형, 중간규모 모형, 그리고 중관규모 모형을 multiple nesting 하는 것이다. 개념적으로는 매우 이상적이지만 컴퓨터의 능력, 계산에 관계된 수학적 문제등으로 1990년대에도 이것이 가능할 것인지 조심스럽게 내다보고 있는 형편이다. 잘 구성된 연구진의 조직적인 노력이 문제해결의 열쇠다.

### 電話番號 變更 案内

(1987. 8. 17. 現在)

韓國機械研究所  
附設 企業技術支援센터  
(代表, 案内) 8601-114

所 長 (直) 854-7979  
(構) 8601-210~211  
機械試驗研究部長 8601-300  
機械要素室 8601-302~306  
工作機械室 8601-312~315  
一般機械室 8601-322~324  
- 燃燥機器室 8601-325~326

機械振興室 8601-332~334  
開放試驗室 8601-342~343  
電氣試驗研究部長 8601-400  
電氣用品室 8601-402~406  
配線電動室 8601-412~416  
醫療機器室 8601-422~425  
工場檢查 8601-432  
標準試驗研究部長 8601-500  
機械標準室 8601-502~505  
電氣標準室 8601-512~515  
工業計器室 8601-522~524  
公害機器室 8601-532~536

外國認證部長 8601-450  
外國認證室 8601-452  
- 認證 支援 8601-453~454  
- 工場 檢查 8601-455~456  
- 電波 試驗 8601-463~465  
信賴性試驗室 8601-472~476  
品質認證室 8601-482  
精密機械部長 8601-350  
自動制御室 8601-352  
精密加工室 8601-362~363  
設計室 8601-373~374  
金型室 8601-600  
事務室 8601-353~354

韓國機械研究所  
구로구 구로동 221-13

所 長 (直) 856-8064  
(構) 8601-200~201  
監 事 (直) 854-8669  
(構) 8601-203  
檢 查 役 (構) 8601-215  
서울事務所長 (直) 854-9082  
(構) 8601-650  
國際協力課 (構) 8601-652~654  
發刊課 (構) 8601-662~663  
政策研究室 (構) 8601-670~674

#### 企業技術訓練院

院 長 (直) 841-0545  
交 換 (直) 841-0541~4  
本 館 (構) 8601-681~682  
訓 練 棟 (構) 8601-683~685  
別 館 (構) 8601-686~687  
企業支援部長 8601-550  
企業指導室 8601-552~556  
技術相談室 8601-562~567  
鑄物研究部長 8601-600  
電算室長 8601-610  
電算室 8601-611~612

技術資料室長 8601-620  
資 料 課 8601-622~624  
企 劃 室 長 8601-220  
企 劃 課 8601-222~224  
事業開發課 8601-232~234  
管 理 課 8601-242~247  
行 政 室 長 8601-250  
庶 務 課 8601-252~256  
經 理 課 8601-262~265  
營 繕 課 8601-272  
保 安 課 8601-282~284  
- 守 衛 室 8601-286~287  
- FAX 8601-285

※ 昌原本所(直) 233-8621, (0551) 82-1621 ITC→昌原 82  
※ 大德分所(直) 234-6418, (042) 822-7401~10 ITC→大德 81  
※ 朱安研究棟 (032) 863-0316~20 ITC→朱安 83