

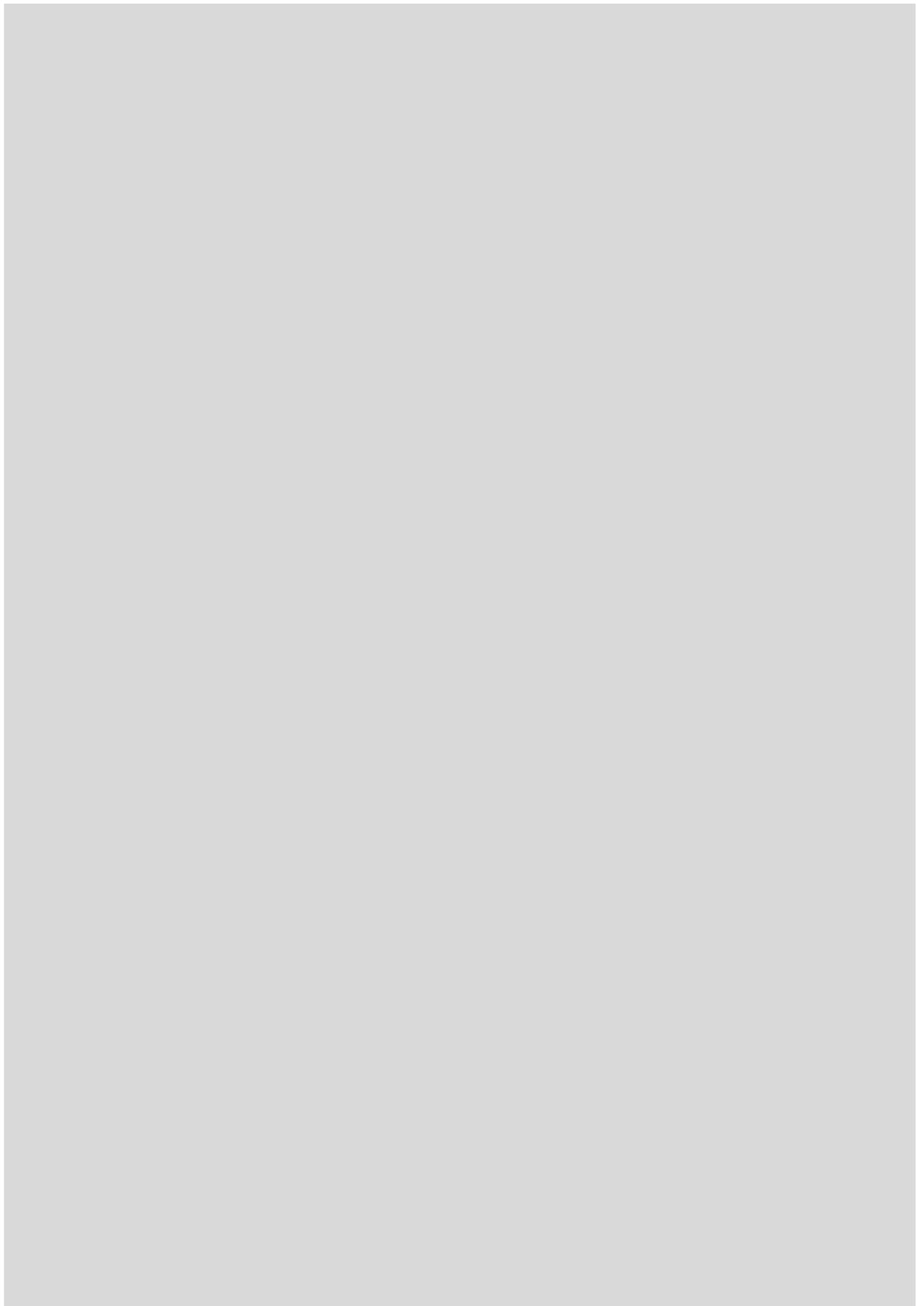
예보관 훈련용 기술서

수치예보



목차

- 1장. 수치예보 모델의 원리
- 2장. 수치예보 모델의 한계
- 3장. 예측성 및 앙상블 예보
- 4장. 기상청 현업 시스템
- 5장. 자주 사용하는 모델 분석장
- 6장. 수치예보 방정식
- 7장. 대기 물리과정 및 수치 모수화
- 8장. 자료동화의 원리 및 방안
- 9장. 모델 결과의 후처리와 활용
- 10장. 대기의 예측성과 앙상블 확률 예보
- 11장. 모델 검증 및 결과 활용



1장. 수치예보 모델의 원리

- 1.1 수치모델의 역사
- 1.2 수치예보 모델의 원리
- 1.3 좌표계
- 1.4 분광 모델과 격자점 모델
- 1.5 경계조건 및 지면특성
- 1.6 모델링 과정
- 1.7 모수화
- 1.8 카오스 특성의 관리

학습목표

- 수치예보 모델의 기본 원리를 이해한다.
- 수치예보 모델에 사용되는 좌표계를 이해한다.
- 수치예보 모델의 종류와 장단점을 이해한다.
- 수치예보 모델에 필요한 경계조건을 이해한다.
- 모델링 과정과 모수화 원리를 이해한다.

1.1 수치모델의 역사

수치예보(Numerical Weather Prediction : NWP)란 대기현상의 역학 및 물리적 원리에 대한 지배방정식들을 컴퓨터를 활용하여 연속적으로 수치적분함으로써 현재의 대기상태를 분석하고 나아가 미래의 대기상태를 정량적으로 예측하는 일련의 과정으로 정의할 수 있다. 이 점에 있어서 가장 선구자라 할 수 있는 영국의 기상학자 리차드슨(Richardson)은 1922년에 대기운동을 지배하는 미분방정식을 해석적 방법이 아닌 단순한 덧셈, 뺄셈의 대수적 방법(수치적 방법 : Numerical Method)으로 계산하여 미래의 일기를 예보할 수 있다고 주장하였다. 그리고 그는 실제 지상 관측 자료를 이용하여 6시간 후의 지상기압 예측을 시도하였으나 6시간에 기압이 60hPa이나 증가하는 비현실적인 결과를 도출하였다.

이처럼 큰 오차가 발생한 것은 컴퓨터가 없었기 때문에 사람들이 직접 계산하는 과정에서 발생한 계산 오차뿐만 아니라 관측 자료의 부족, 관측 자료의 초기화 기술 부족, 미분방정식에 대한 수치적 해법 기술 부족 등 여러 가지 요인들이 복합적으로 작용하였음이 밝혀졌다.

1950년대에 전자컴퓨터의 개발과 함께 앞에서의 문제점들이 하나둘씩 개선되면서 현재의 수치예보시대가 시작되었다. 특히 미국의 프린스턴 대학 연구그룹에서 선도적인 역할을 하였으며 차니(Charney, 1948)는 다루고자 하는 대기현상의 복잡성에 따라 지배방정식을 단순화하는 기법이 필요함을 주장하고 직접 준지귤 모델(Quasi-geostrophic Model)을 개발하여 리차드슨이 미처 깨닫지 못했던 문제점들을 해결하였다. 그 후 차니와 엘리오슨(Ellioson, 1953)은 대기중층 기압골의 이동과 발달과정을 정량적으로 예측하여 처음으로 수치예보의 가능성을 제시하였다.

1.1.1 현업용 모델

1950년대와 1960년대에 컴퓨터의 속도와 메모리 성능이 크게 향상됨에 따라 좀 더 복잡한 경압모델들이 개발되게 되었다. 이들 모델들은 단순화하지 않은 원시방정식들에 기초하였으며 보다 상세한 물리과정들을 포함하게 되었다. 또한 1960년대 말에는 다층 모델이 개발되었으며 이를 이용하여 강수예보를 시도하게 되었다. 1970년대와 1980년대에 이르러 좀 더 강력한 컴퓨터의 활용이 가능해짐에 따라 수치모델의 수준도 비례해서 향상되었으며 수치예보에 대한 기대가 커짐에 따라 컴퓨터, 인력 등 많은 자원들이 투입되기 시작하였다.

1.1 수치모델의 역사

1.1.2 현황

현재는 대부분의 연구소와 현업용 예보기관에서 다양한 종류의 컴퓨터 수치예보 모델을 이용하여 모든 규모의 기상현상을 모의하고 있다. 현재 10여개의 나라가 전지구모델을 운영하고 있으며 많은 나라에서 자기영역의 지역모델을 운영하고 있다.

1.1.3 모델의 유형

수치모델은 다루는 현상에 따라 다음과 같이 크게 4 종류로 구분할 수가 있다.

- 기후모델

이 모델은 장시간에 걸친 대류권과 성층권에서의 일반적인 대기상태 변화를 모의한다. 최근에는 기후가 변화하고 있음이 밝혀짐에 따라 많은 모델들이 활발하게 개발 및 활용되고 있다. 이 모델들은 종종 대기대순환모델(GCM : General Circulation Model)이라고 하며 기본 원리에 있어서는 현업용 중관모델과 유사하다. 최근에는 기후 시스템에 대한 인식이 확산되면서 보다 정확한 기후모의와 예측을 위하여 대기권뿐만 아니라 수권, 빙권, 생물권 그리고 지권과 대기권사이의 상호작용을 현실화하려는 노력들이 진행 중이다.

- 현업용 중관모델

이 모델은 매일 매일의 날씨를 예보하는데 이용된다. 이들은 전지구 또는 일부 제한된 영역을 포함할 수 있다. 이들의 해상도는 중관규모 일기계의 상태와 행태를 묘사할 수 있는 수준이다.

- 중규모 모델

이 모델은 특히, 지형에 의해 강제된 국지적 날씨변동을 예측하는데 사용된다. 수평해상도 1km 수준의 모델을 개발하기 위하여 많은 연구들이 진행중이며 수평해상도 2km 정도 모델을 현업운영하는 나라들도 있다. 현업차원에서 이 정보의 활용은 조금은 먼 훗날이 될 것이다.

- 특화된 모델

많은 종류의 특화된 모델들이 있다. 이들은 안개, 적란운, 층적운, 하층 난류와 같은 현상의 물리과정을 이해하는데 연구도구로 활용된다.

1.2 수치예보 모델의 원리

대기를 모델링함에 있어서 주된 제약점은 컴퓨터를 사용해야 한다는 점으로 모델에서의 대기는 컴퓨터 프로그램으로 처리할 수 있도록 구조화되어야 한다. 이러한 목적을 달성하기 위하여 대기는

- 사용하는 격자계에 기초해서 공기는 육면체나 공기덩이로 세분화되어야 하며
- 실제 대기에서 관측이 이루어지는 것과 같이 육면체에서의 대기 속성도 가능한 한 구체화 되어야 하며
- 육면체내의 공기의 운동은 그것에 작용하는 모든 힘들의 합에 의해서 이루어져야 한다.

온도, 기압 그리고 비습 등과 같이 각 공기덩이에 지정된 요소 값들은 그 공기덩이의 평균(대표)값을 의미하며 주어진 물리법칙에 따라 시간적으로 변화되어야 한다.

1.2.1 모델 해상도

1.2.1.1 공간 해상도

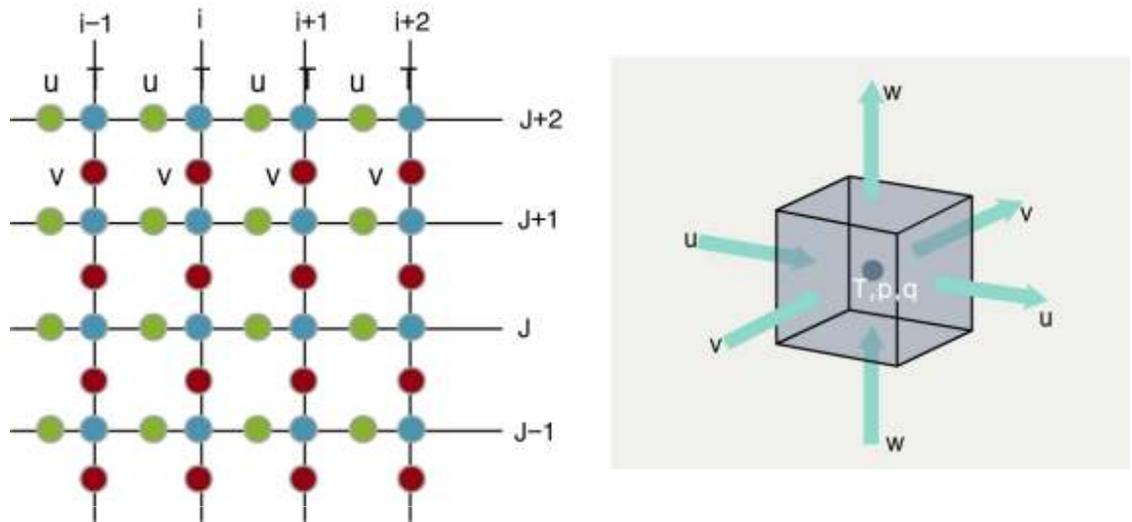
우리가 수치모델링 하고자 하는 대기는 분자규모에서부터 행성규모까지 그 규모의 범위가 매우 다양하다. 수치모델은 한정된 컴퓨터 자원을 이용해야 하고 현재 관측시스템의 관측 한계 때문에 대기를 무제한으로 작게 분해하여 모의할 수 없다.

여기서 공간해상도란 대기를 컴퓨터 계산에 적합하도록 격자로 나눌 때, 나타내는 격자점과 격자점 사이의 거리 즉, 격자점이 대표하는 공간규모(수백m ~ 수백km)로 이해할 수가 있으며 이를 수평해상도라 한다. 공간해상도가 우수할수록 즉, 격자점의 크기가 작을수록 수치모델이 모의할 수 있는 기상현상의 규모도 작아진다.

일반적으로 모델의 해상도는 사용가능한 컴퓨터의 성능, 모델이 모의할 영역의 크기, 모델이 모의하고자 하는 가장 작은 기상현상의 규모 등에 의해 결정된다. 즉, 컴퓨터의 성능이 우수할수록, 모의영역이 작을수록 그리고 모의하고자 하는 현상의 크기가 작을수록 모델을 고해상도로 구성하게 된다.

1.2 수치예보 모델의 원리

모델대기는 연직방향으로도 수십 개의 층으로 나누어지는데 각 층은 지구 표면에 대해 고정된 개수의 격자점을 포함한다. 모델대기의 최상단 고도와 함께 연직 층수는 모델 대기의 연직 해상도를 결정한다. 각 격자점에는 각 격자점이 포함하는 대기요소들의 평균 상태를 나타내는 일련의 값들을 갖는다(그림 1.1).



[그림 1.1] 격자점들과 격자 상자(<http://www.meted.ucar.edu/>)

1.2.1.2 시간 분해능

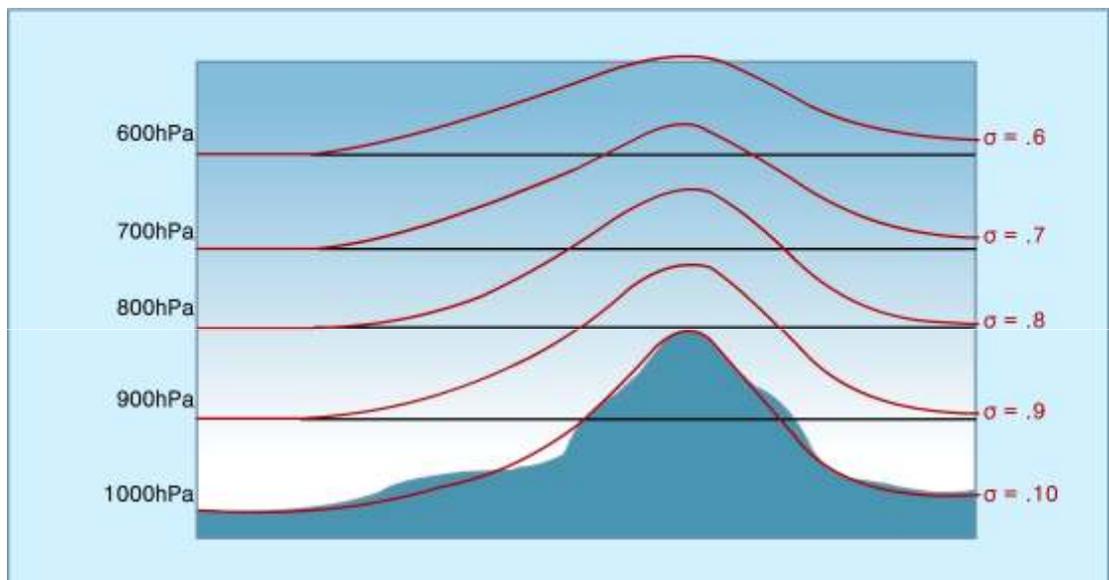
공간 분해능 문제와 관련된 것이 시간 분해능이다. 수치모델에서의 적분은 일정한 시간간격으로 연속적으로 진행되어야 하며 이 시간간격은 다시 컴퓨터의 성능에 의해 좌우된다. 시간간격(적분시간)이 짧을수록 보다 많은 수의 계산이 수행되어야 한다. 미래의 새로운 대기상태를 결정하기 위해서 각 공기덩이와 관계된 전체 방정식 계(Set)들이 이 적분시간 간격으로 동시에 계산되어야 한다. 이로부터 새로운 힘의 장이 계산되고 다음 적분에서 공기덩이들이 어떻게 이동할지를 계산한다.

시간분해능은 주어진 적분시간내에 공기덩이가 모델 격자 거리보다 먼 거리를 이동하지 않도록 공간분해능과 조화를 이루어야 한다. 만약 v 가 가장 빠른 속도이고 $d(\text{km})$ 가 격자거리라 하면 적분시간은 d/v 보다 길어서는 안 된다. 적분이 진행되는 과정에서 각 공기덩이의 이동을 따라 대기상태를 예측하는 것이 아니라 매 적분시간마다 각 격자내 공기의 새로운 상태(기압, 온도, 습도, 바람 등)들이 계산된다.

1.3 좌표계

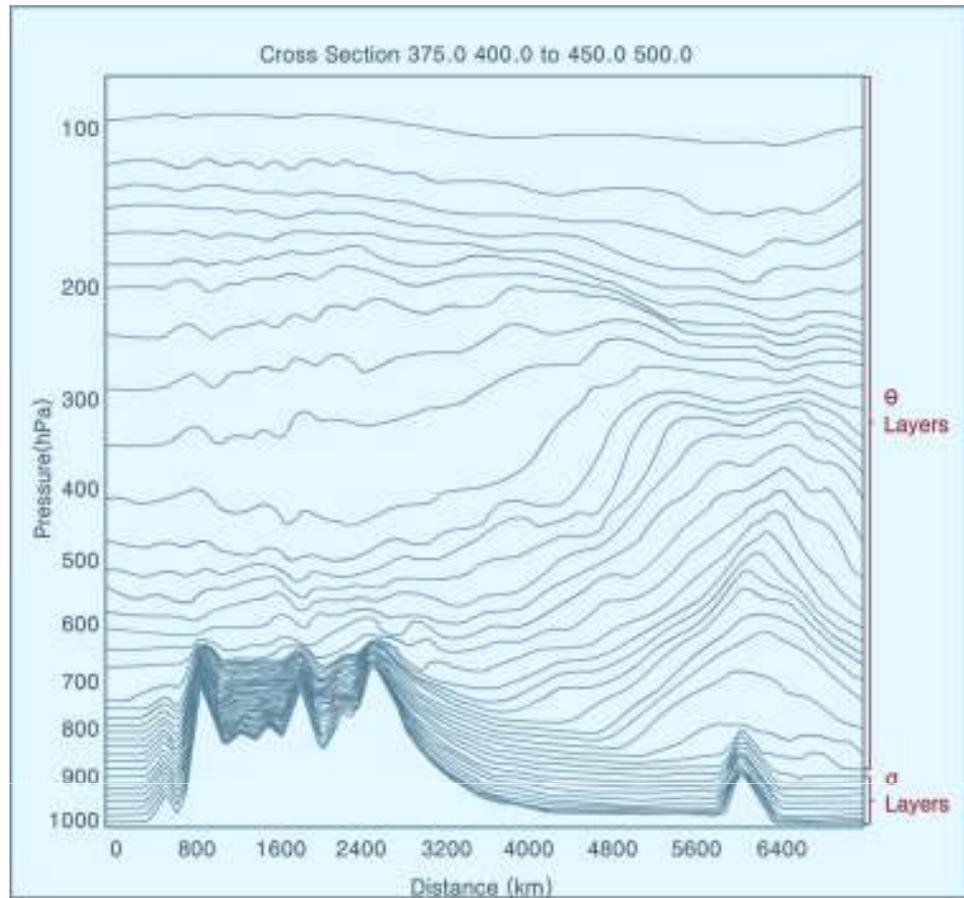
현재 우리가 수행하고 있는 관측은 3차원 공간(위도: ϕ , 경도: λ , 고도: z 또는 기압면(p))에서 일정한 시간간격으로 이루어진다. 수치모델에서 사용하는 연직좌표계는 일반적으로 사용하는 z 와 p 좌표계 대신 다음과 같은 지형을 따르는(Terrain Following) 연직좌표계들이 이용된다.

연직 좌표계로 z 나 p 를 사용하지 않는 가장 큰 이유는 지구가 평평하지 않은 관계로 높은 지형이 있는 지역에서는 공간미분항에 대해 연속적으로 계산을 하지 못하는 문제점이 발생하기 때문이다. 이 점에 대해서는 통합모델 - UM(Unified Model)에서 상세히 설명할 것이다.



[그림 1.2] 시그마 좌표계

1.3 좌표계



[그림 1.3] 잡종(Hybrid) 좌표계

연직좌표상에서의 불연속 문제를 해결하기 위해 필립스(1957)는 그림 1.2 처럼 지형을 따르는 시그마(σ) 좌표계를 개발했다. 시그마 좌표 또는 이의 변형(η : eta 좌표)은 UM 등 대부분의 수치모델에서 사용되고 있다.

η 좌표의 경우 지면근처에서는 지형을 따르는 시그마 좌표계를 사용하다가 일정고도 이상에서는 고도좌표계(온위좌표계를 사용하는 모델도 있음)를 사용한다. 이것은 지면 근처에서는 공기의 운동이 지형을 따르다가 고도가 높아질수록 지형으로부터 자유로워지는 특성을 반영한 좌표계로 잡종 좌표계(Hybrid Coordinate)라 한다(그림 1.3).

연직좌표계에서 연직층의 분포는 일정하지 않은데 주로 지상 경계층에서는 중요한 지면-대기 상호작용을 적절하게 모의할 수 있도록 간격이 조밀하다. 또한 250hPa 고도 근처에서도 상층 제트와 대류권계면의 연직구조를 보다 적절히 모의하기 위하여 연직 고도면을 조밀하게 배치한다.

1.3 좌표계

간단한 형태로 시그마 좌표는 $\sigma = p/p_s$ 로 정의되며 p 는 모델 대기에서의 임의 고도의 기압이고, p_s 는 해면기압이 아닌 지표면의 기압이다. 가장 낮은 좌표면($\sigma=1$ 일 때)은 실제 지형을 평활해서 이은 것과 같다. 시그마 모델에서 사용되는 지형경사들은 언제나 어느 정도는 매끄럽다는 것에 주목해야 한다.

그 외의 시그마 면들은 평활하게 만든 지형에 평행한 면인 모델 최하층($\sigma=1$)에서부터 등압면에 거의 평행하게 수평인 최상층($\sigma=0$)까지 점차적으로 변한다.

우리나라 기상청에서 운용되고 있는 영국기상청에서 개발한 UM 모델의 η 좌표계는 다음과 같이 정규화된 고도좌표계이다.

$$\eta = z/H$$

여기서 H 는 모델 최상단 고도이고 z 는 지표면으로부터의 고도를 나타낸다. 따라서 η 는 지형면에서 0이고 모델의 상단에서는 1이며 가장 최하층은 단순히 지형을 따른다. 지상에서부터 처음으로 평평한 에타 고도까지 연속 고도좌표 Z 는 다음과 같이 계산된다.

$$Z = \eta H + h(1 - \eta/\eta_l)^2$$

여기서 h 는 지형의 고도이고 η_l 은 η 면에서의 일차 상수이다.

일차상수 η_l 면 이상에서는

$$Z = \eta H$$

격자점 모델의 수평해상도는 일반적으로 남북방향과 동서방향에서의 격자점 사이의 위도와 경도거리로 표시된다.

따라서 동서방향의 격자점 크기는 고위도로 갈수록 작아지며 적도지역에서보다 중위도 지역에서 수평해상도가 더 좋다. 그렇지만 극 근처에서의 고해상도는 수치적 불안정을 유발시킨다. 이 현상은 불안정 때문에 발달하는 비정상적 단파 운동들을 제거함으로써, 즉 단파운동 장들을 제거함으로써 피할 수 있지만, 이것은 유효 해상도를 낮추게 된다.

1.4 분광 모델과 격자점 모델

격자점 형태가 아닌 방법으로도 수치형태의 기상장을 표현하는 방법이 있는데 그것은 구면조화함수를 이용하는 것이다. 이 함수들은 2개의 정수로 표현되는데 하나는 동서방향의 파수이고 다른 하나는 자오면지수로 남북 방향의 진폭을 나타낸다. 파수는 파장에 반비례하며 지구의 대원(둘레) 길이에 포함되는 최대 파수로 정의된다.

구면조화함수로 기상장을 표현할 때는 일정 거리상에 위치한 격자점에서의 불연속적인 값으로 나타내는 것이 아니라 이들의 형태(Shape)로 나타내는 것이다. 일반적으로 대기구조는 파 형태로 잘 근사될 수 있으며 또한 어떠한 형태든 많은 수의 파의 중첩으로 나타낼 수 있다. 해상도는 표현될 수 있는 가장 작은 파로 정의된다.

예를 들어, 해상도가 T106(파수 106에서 절단)인 모델이 있다면 이 모델은 파수가 106보다 작은 모든 파를 처리할 수 있으며 파의 거리는 약 400km 이다(지구의 둘레 약 40,000km 를 106으로 나누면 400km가 나온다). 격자점 모델에서는 파의 형태와 이류를 적절히 표현하기 위해서는 3-4개의 격자점이 필요하므로 T106의 모델의 공간해상도는 약 100km 이다.

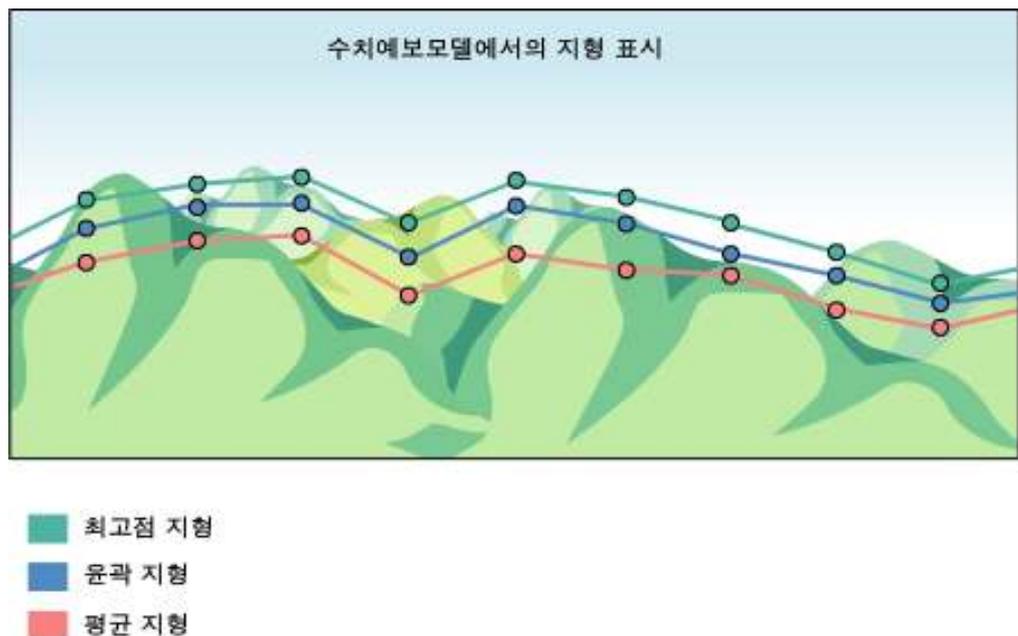
분광모델에서는 운동방정식의 해를 구하게 위해서 유한차분 근사법을 사용하는 대신 분광법을 사용한다. 이 방법은 계산적으로 효율적이며 정확할 뿐만 아니라 수학적으로 정교한 해를 제공한다. 이 방법의 단점은 국지적 현상, 예를 들어 구름 모수화와 같은 아격자 규모 과정을 계산할 수 없는 점이다. 따라서 매 계산 단계마다 격자점 모델 값에서 분광형태로, 분광모델에서 격자모델로 끊임없이 변환과정을 거쳐야 한다. 대부분의 현업용 전 지구모델들은 분광법을 사용하는 반면 대부분 지역모델은 유한차분법을 사용한다. 우리나라 기상청에서 사용되는 모든 현업모델은 유한차분법을 사용한다.

1.5 경계조건 및 지면특성

모델들은 공기가 지표면을 뚫고 들어가거나 지표면 밖으로 나가지 않는 그리고 대기권 상단에서 이탈하지 않는다는 명백한 사실을 모의하여야 한다. 모델 하단과 상단에서 연직속도($d\sigma/dt$ or $d\eta/dt$)가 0이고 지형을 따른 연직좌표계(σ or η)를 사용하면 이러한 요건을 충족한다. 측면경계 조건은 실제대기에서는 발생하지 않으며 대기모델에서 정의할 때는 명백히 비현실적이다. 전지구모델에서는 측면경계조건이 필요하지 않다(양 극 지역에서는 격자거리가 좁아짐으로 해서 일부 문제가 발생함). 제한 지역모델에서는 더 큰 지역모델 혹은 전지구모델의 동시적분 값으로부터 내삽하여 측면 경계값으로 이용한다. 경계지역 근처에서는 두 모델사이의 불일치성을 최소화하기 위하여 두 모델의 모의자료를 가중평균하여 사용한다.

모델의 지표면고도, 지형은 고해상도 자료를 격자점에 대해 평균하여 이용한다. 따라서 모델에서의 지표면고도는 각 격자점 내 실제고도의 평균에 해당된다(그림 1.4). 지형은 국지 및 종관규모의 기상현상에 큰 영향을 주는데 모델에서는 평활화된 고도를 사용하기 때문에 기상학적으로 중요한 많은 현상들이 적절히 모의되지 못한다.

모델 지표면고도는 고도의 변화가 큰 산악지역에서 실제고도와 차이가 가장 크다. 일부 모델에서는 산맥이 대기흐름에 미치는 영향을 보다 정확히 계산하기 위하여 평균고도를 격자점내 고도의 표준편차를 이용하여 높이 기도 한다. 이런 유형의 지형을 에워쌈(최고점 : Envelope) 지형이라 한다.

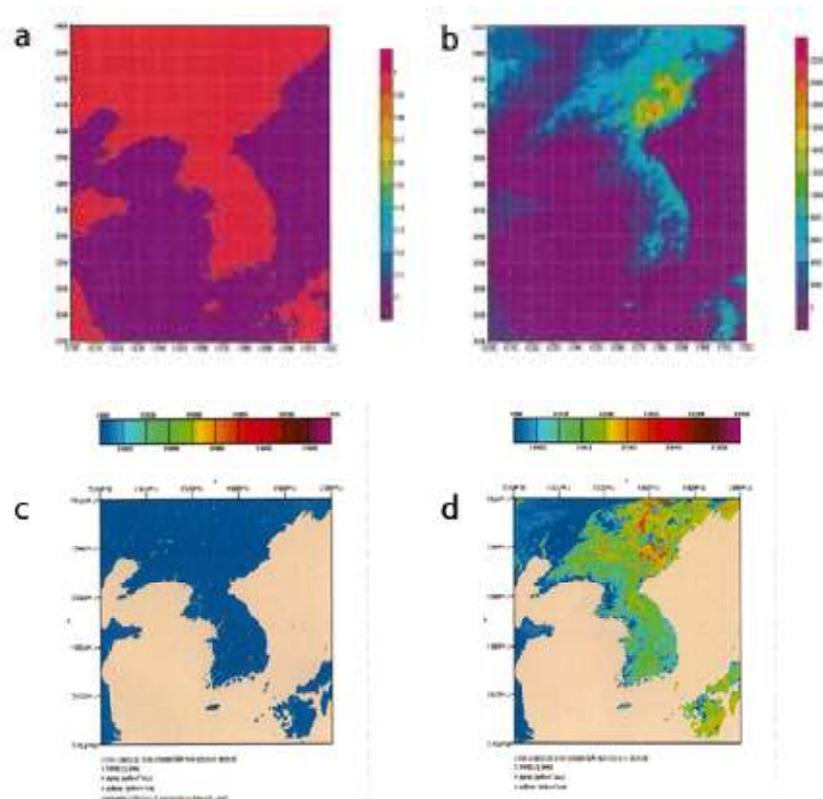


[그림 1.4] 수치모델에서 사용되는 평활화된 지형(3개의 선)과 실제 지형

1.5 경계조건 및 지면특성

1.5.1 표면 특성

각 격자점은 바다가 점유하는 비율이 50% 이하 또는 이상 여부에 따라서 육지 또는 바다로 정의된다. 해빙지역도 관측된 빙하경계선 자료를 이용하여 정의된다. 육지의 격자점에 대해서는 기후학적 분류자료를 이용하여 눈 깊이, 빙하면적, 거칠기길이, 토양 젖음도(Soil Wetness), 식생유형 그리고 토양유형 등을 처방한다. 일부모델에서는 토양 젖음도가 모델내의 수문순환에 의해 예단된다.



[그림 1.5] 기상청 국지모델의 육지바다 마스크(a), 지형(b), 지표타입-도시(c), 지표타입-활엽수(d)

1.6 모델링 과정

1.6.1 자료

수치예보 모델을 수행하기 전에 모델 내에서 대기의 초기상태를 가능한 한 정확하게 준비하는 것이 중요하다. 항상 모든 관측자료가 동일한 수준으로 사용되는 것은 아니다. 실측자료가 다양한 출처로부터 수집되며 관측자료의 출처 예를 표 1.1에 나타내었다.

[표 1.1] 모델에서 사용되는 자료와 정보의 출처 예

자료 유형	사용된 정보
지표면 SYNOP	평균 해수면 기압, 기온, 풍향, 풍속, 기압변화량 등
해수면 SYNOP	평균 해수면 기압, 풍향, 풍속
라디오존데(TEMP)	온도, 바람, 상대습도
항공기 보고	온도, 바람
위성 탐측	온도, 습도

1.6.2 품질검사

정도의 차이는 있지만 모든 자료에는 오차가 포함되어 있다. 따라서 모든 자료들은 향후의 예측에 심각한 영향을 줄 정도로 큰 오차를 포함하고 있는지를 판단하기 위한 품질검사를 받아야 한다.

관측자료가 수집되면 자동품질검사 시스템이 작동되며 어느 자료든 큰 오차를 포함하는 것으로 판명되면 자료동화과정에서 제외되도록 꼬리표(Flag)를 단다.

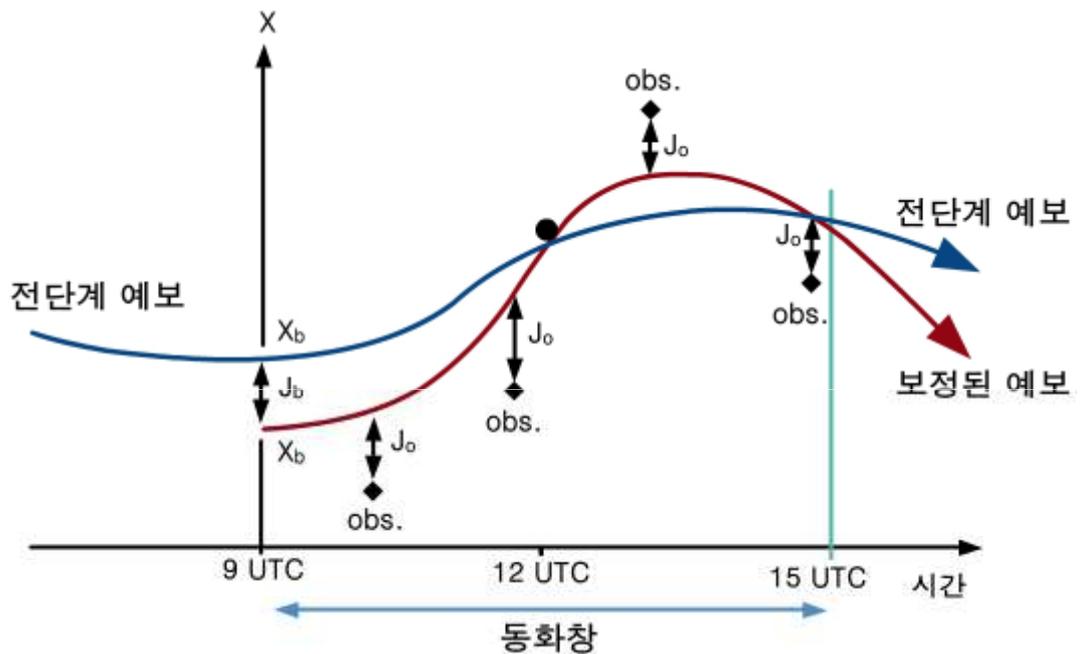
검사목록의 일부

- 정상적 표기(Correct Coding)
- 기후(Climate)로부터의 비정상적 차
- 시간적 연속성
- 배경장과의 유사성
- 인접 관측자료와의 유사성

1.6 모델링 과정

1.6.3 자료동화 - 모델대기와의 자료혼합

우리는 대부분 육지에 위치하면서 시·공간적으로 불규칙하게 분포하고 다양한 유형의 정확도가 다른 자료들을 갖고 있다. 예보를 하기 위해서 우리는 이 자료들에 포함되어 있는 정보를 대기상태에 대한 최상의 초기 추정치와 함께 각 격자점에서 혼합해야 한다. 후자는 주로 전 단계에서의 모델의 예측결과이며 배경장이라 불린다. 이 자료동화과정은 그림 1.6에 나타내었다.



[그림 1.6] 단일 변수 x 에 대한 4차원 변분자료동화에 대한 간단화된 모식도. 동화창 시작점에서 모델 상태 X_o 는 이어지는 단기예측과정에서 전단계의 예측장 X_b 에 대한 J_b 와 관측에 대한 J_o 사이에 통계적으로 잘 일치화되도록 조정되어짐

동화될 자료를 포함한 동화창내에서 모델이 수행됨에 따라 다양한 거리함수(그림에서 J)가 계산되어진다. 이 거리들은 모델이 배경장(J_b)과 오차특성에 따라 가중치가 부여된 관측으로부터 벗어남을 측정한다.

이 거리들의 함수로 비용함수가 정의되며 변분분석이라 불리는 수학적 과정으로 최소화된다. 비용함수의 속성은 동화창 시작점에서 모델 상태에 대한 최상의 추정치를 산출하기 위하여 변분과정이 정확도가 낮은 자료보다 높은 자료에 더 적합하도록 하는 것이다.

1.6 모델링 과정

이런 유형의 자료동화는 관측자료의 시공간상의 퍼짐(Spread)을 고려하기 때문에 4차원 변분 자료동화라 불린다. 우리나라 기상청의 현재 스킴은 2010년 5월에 도입된 4차원 변분자료동화이다(단, 국지예보모델은 계산자원 제약으로 3차원 변분자료동화를 사용한다). 4차원 변분자료동화 이전의 자료동화는 그림에서 시간차원이 없었고 관측과 배경장 모두가 동시에 유효하다고 가정하였기 때문에 3차원이었다.

1.6.4 예보모델

실행 중(Evolving)인 모델대기로 자료동화를 하였으므로 이제 우리는 미래에 대해 모델을 수행시킬 단계에 와 있다. 모델들은 모델에서 처리할 수 있는 형태의 자료를 필요로 함으로 NWP 변수들이 정의된다. 이 변수들은 원시방정식들에 의해 처리되며 이 과정을 통해 대기는 일정시간(적분시간 간격) 후의 미래대기로 변화해간다. 산출물은 요구될 때마다 사용자가 원하는 어떤 형태로도 제공할 수 있다.

1.6.4.1 NWP 변수들

주어진 시간과 장소에서 대기의 물리적 상태를 나타내기 위해서는 대기의 운동, 질량 그리고 수분에 대해 기술하여야 한다. 모델이 직접 산출한 변수들, 실제 대기에서 직접 관측된 변수들 그리고 1차 모델 산출물로부터 진단된 변수들은 서로 구분이 되어야 한다.

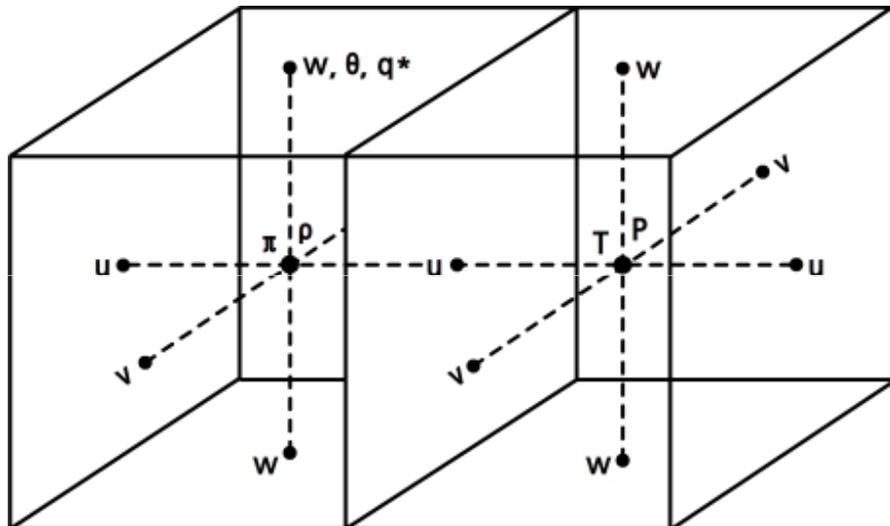
[표 1.2] NWP 변수들

	운동	질량	수분
실제대기에서 직접 관측된 변수들	dd, ff	p, p^*	T_d
모델예보에서 직접 산출된 변수들	u, v	p, p^*, θ	q, q_{cb}, q_{cf}
모델결과로부터 진단된 변수들	$d\sigma/dt, d\eta/dt$	ρ	R

1.6 모델링 과정

기본적인 수분변수인 비습(q)은 더 많은 모델에서 구름 내 액체수 함량과 얼음 함량의 명시적 표현으로 점점 세밀하게 표현되고 있다. 모델에서 사용되는 모든 기본 변수들은 각 격자점에서 표현된다.

기본 예단 변수를 격자점에 배치하는 방법은 상당히 다양한데, 기상청에서 현업 운영중인 통합 모델(UM) 모델은 아라카와(Arakawa) C 격자계를 채택하고 있다(그림 1.7). 이 격자계는 바람장(u, v, w)과 질량장을 엇갈려 배치하는 방법으로 지배 방정식의 차분 방정식 표현의 간소성과 저장 공간의 효율성이 고려된 격자계이다. 다양한 격자계에 대한 구체적인 설명은 6장에서 다룬다.



[그림 1.7] 아라카와(Arakawa) C-격자계 예시

1.6.4.2 원시방정식

원시방정식계는 다음의 조합을 나타낸다.

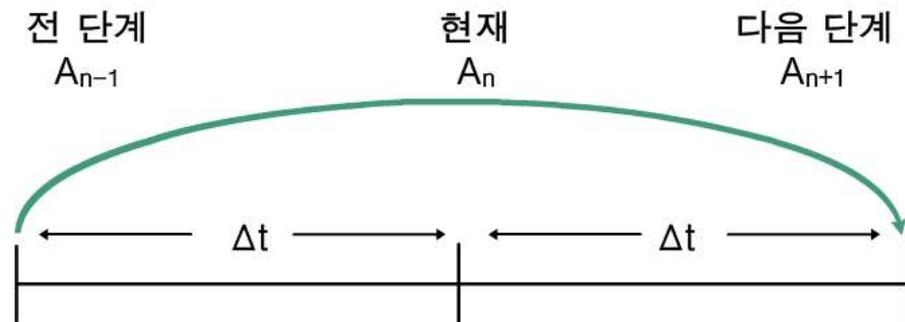
- 수평운동성분에 대한 뉴턴(Newton)의 제2법칙
- 이상기체 방정식(상태방정식)
- 열역학 제1법칙
- 질량보존의 법칙(연속방정식)

이들은 정역학평형상태의 운동에 적용된다. 이 방정식들은 대기의 기본역학을 설명하는데 충분하다. 또한 대기의 보다 완벽한 설명을 위하여 물 관련 성분들의 행태를 기술하는 방정식도 포함된다.

1.6 모델링 과정

1.6.4.3 예보방정식

시스템이 시간상으로 어떻게 진화해 가는지를 이해하기 위해서 시간 n 에서의 변수 A 를 생각하자. 시간상으로 변화해 가기 위해서 우리는 A_n 에서 A_{n+1} 로 이동하기를 원한다.



[그림 1.8] 모델에서 시간상의 3 표본의 예

이 문제는 다음 식으로 나타낼 수 있다.

$$A_{n+1} = A_{n-1} + 2\Delta t \left(\frac{\partial A}{\partial t} \right)_n$$

여기서 Δt 는 모델의 적분시간간격이고 A_{n-1} , A_n , A_{n+1} 는 각각 연속적 시간상에서의 A 값을 의미한다.

우리는 $\left(\frac{\partial A}{\partial t} \right)_n$ 을 알아야 하는데 이것은 시간변화율을 공간기울기와 관련시키는 원시방정식으로부터 산출된다. 예를 들어 단순화된 뉴턴(Newton)의 제 2법칙은 다음과 같다.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

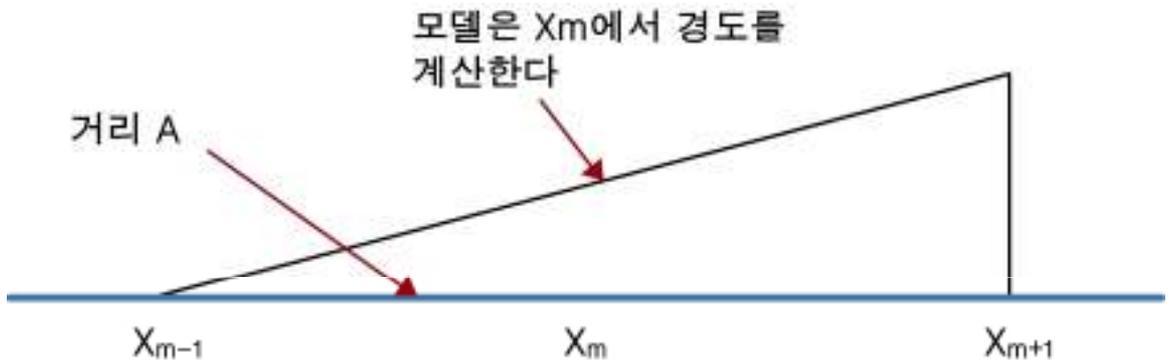
1.6 모델링 과정

이것은 공기덩이의 가속도를 지구자전에 의한 전향력과 공간상의 기압경도력에 연결시킨다. 따라서 우리가 시간 n 에서 공간상의 기압경도력을 계산할 수 있다면 시간 $n+1$ 에서의 바람(u)을 계산할 수가 있다.

변수 A 와 격자간격일 Δx 때 격자점 x_m 에서의 공간상의 경도는 다음과 같이 근사될 수 있다.

$$\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)_m = \frac{A_{m+1} - A_{m-1}}{2\Delta x}$$

우리는 이것을 아래 그림 1.9에서와 같이 나타낼 수 있다.



[그림 1.9] 공간 차분화의 예

예를 들어 우리가 격자점 x_m 에서 기압경도력을 계산하고 싶다면 그 모델은 두 격자점(x_{m-1}, x_{m+1})사이의 경도를 계산하여야 한다. 운동의 규모가 작아질수록 정역학평형 근사가 점점 적합하지 않게 된다. 따라서 단일 대류운동규모를 모의할 수 있는 고해상도 모델들에서는 이 방정식들을 모델 방정식으로 사용하지 않는다. 비정역학계에서는 기압과 고도 사이에 단순한 관계가 성립되지 않기 때문에 방정식의 복잡성이 증가된다.

1.7 모수화

예보과정에서 해가 계산되는 운동에 대한 원시방정식들은 다양한 규모의 대기운동을 설명할 수 있다. 하지만 방정식의 해를 구하기 위해서는 유한 차분근사가 사용되어야 하고 연속적인 기상장이 몇 개의 불연속적인 수들의 조합으로 표현되는 사실에 의해 정확도가 한계를 가질 수밖에 없다.

모델에서 대부분의 대규모 운동은 잘 표현이 되지만 규모가 격자점 규모로 작아질수록 표현에 문제가 생기며 특히 아격자 규모의 운동은 완전히 모델의 분해능 밖이다. 소나기 구름과 같은 작은 규모의 현상들은 국지적인 기상현상에 큰 영향을 줄 수 있으며 나아가 전체 대기 시스템의 가장 중요한 요소일 수도 있다. 그러한 현상이 발생할 때 모델에서 그들의 평균효과가 대규모 운동에 포함되도록 그들의 영향은 모수화되어야 한다. 다음 모수화되는 과정들의 예이다.

1.7.1 대류

대류는 대규모 전체 대기에서 수분과 열의 분배에 중요한 역할을 한다. 각 대류세포의 영향을 각각 명시적으로 나타낼 수가 없기 때문에 이를 모수화 스킴으로 나타내어야 한다.

1.7.2 난류혼합

에디 운동은 특히 바람의 시어가 강한 지역에서 운동량, 열 그리고 수분의 수평 및 연직 확산에 중요한 영향을 미친다. 이 난류는 다양한 규모로 발생하며 대규모흐름에서의 운동에너지를 소산시킨다. 그러한 과정을 통해서 난류는 유체의 흐름에 마찰 저항을 주며 이러한 과정은 특히 경계층에서 중요하다. 여기서 난류운동은 지구표면으로부터의 열과 수분을 자유대기로 연직 수송시키는 역할을 한다.

1.7 모수화

1.7.3 중력파

중력파는 안정적으로 성층화된 대기에서 발생할 수 있다. 대기에서 파동운동과 같은 이들은 불균일한 지형에 의해 시작되며 산맥의 풍하쪽에서 발생하는 풍하파(Lee Wave)와 구별된다. 이들은 상당히 높은 고도까지 전파될 수 있으며 평균류와 상호작용하여 평균류로부터 운동량을 뽑아내면서 소멸한다. 이들은, 특히 고위도 지역에서, 최소한 경계층에서 작용하는 마찰력과 같이 상층대기에 중요한 항력을 가한다.

파동의 규모는 난류 에디보다는 크지만 아격자 규모이기 때문에 이들의 영향은 모수화되어야 한다. 모델에서 중력파 항력이 포함되기 전까지는 상층 편서풍을 계통적으로 강하게 예보하는 경향이 있었으며 그 결과 모델대기에서 시스템들이 너무 빨리 이동하고 지상저기압은 너무 강하게 모의되었다.

1.7.4 복사

복사에 의한 열전달에 포함된 과정은 서로 다른 표면(구름을 포함)과 대기 구성요소(오존, 수증기)에 의한 파장별 복사 에너지의 방출, 흡수 그리고 반사이다. 이 과정들은 모수화하기에는 매우 복잡하고 계산시간도 많이 소요된다.

1.7.5 강수

강수는 예보에 있어서 확실히 중요한 요소이지만 핵심적인 과정이 마이크로 규모여서 명시적으로 나타낼 수가 없다. 응결 또는 동결된 물은 대기에 구름으로 떠있거나 강수로 낙하한다. 구름이 다양한 파장대의 복사와 상호작용하듯이 강수가 증발함에 따라 잠열과정을 통하여 주변에서 열을 흡수할 것이다. 이 모든 영향들과 다른 것들이 모수화 스킴을 통하여 나타내어져야 한다.

1.8 카오스 특성의 관리

1980년대에 카오스 이론이 기상학 연구분야에서 전반적으로 받아들여졌다. 이 이론은 수치 모델러들이 3-4일 후의 일기예보 문제에 대한 해답을 구할 수 없다는 점을 깨닫게 하였다. 따라서 리차드슨(L. F. Richardson)의 아이디어는 결코 실현될 수 없는 데 그것은 모델이 아무리 우수해도 거기에는 유일한 해가 존재하지 않기 때문이다. 그 결과 특히 3일에서 10일에 대한 예보법이 결정론적 기법(유일한 해)에서 확률론적 기법(가능한 해의 범위)으로 변경되었다.

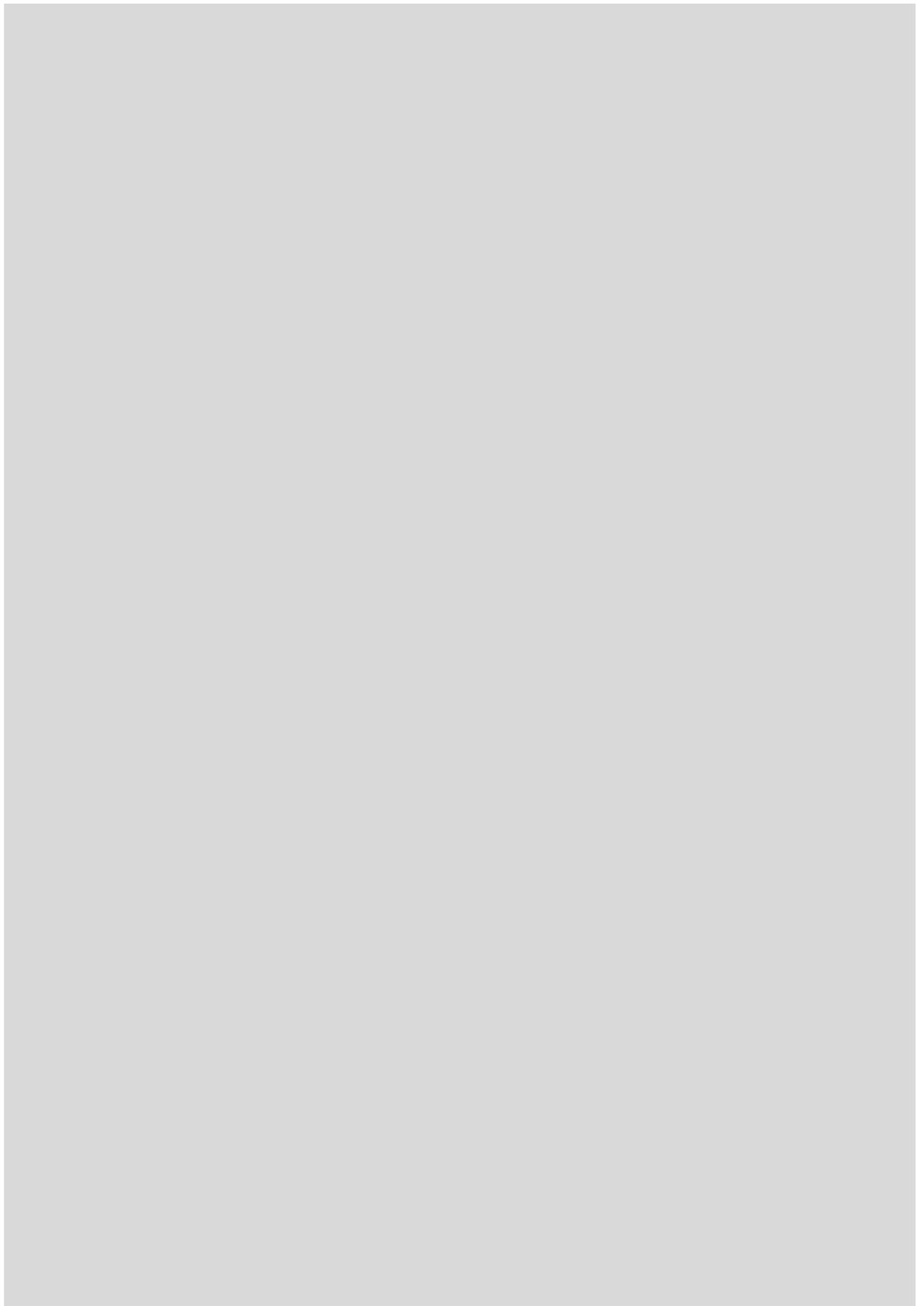
1.8.1 앙상블 예보

이 예보법은 카오스 이론이 제기한 한계에 대응해서 발달되기 시작하였다. ECMWF는 지난 수십년 동안 이 분야 연구에서 선도적인 역할을 해왔다. 기본적인 접근법은 아래와 같다.

- 카오스 이론은 초기조건과 모의결과에는 항상 불확실성이 있다고 주장한다.
- 하나의 모델을 실행시키면 가능한 다양한 해 중에서 하나의 해만 산출한다.
- 서로 다른 예보 상태에 대한 확률을 추정하기 위해서는 많은 수의 모델을 실행시켜야 한다.
- 이들 다양한 모델들의 모의결과들은 대기의 예측 가능성에 대한 척도를 제시할 것이다.
- 다양한 모델결과들을 분석하면 가장 가능성이 높은 대기상태를 찾는 데 도움이 될 것이다.

연습문제

1. 수치예보의 원리를 설명하시오.
2. 격자점 모델과 분광모델의 특징과 장단점을 설명하시오.
3. 모수화의 필요성과 모수화가 필요한 물리 과정을 제시하시오.
4. 연직 좌표계인 시그마(σ) 좌표계를 정의하고 이러한 좌표계가 필요한 이유를 설명하시오.
5. 지면 경계조건 중 하나인 지형을 처방하는 방법에 대해 설명하고 실제 지형과 처방된 지형 사이의 차이가 수치모델의 모의수준에 미치는 영향에 대해 논하시오.



2장. 수치예보 모델의 한계

2.1 서론

2.2 해상도의 한계

2.3 모델 지형의 한계

2.4 동화 기법의 한계

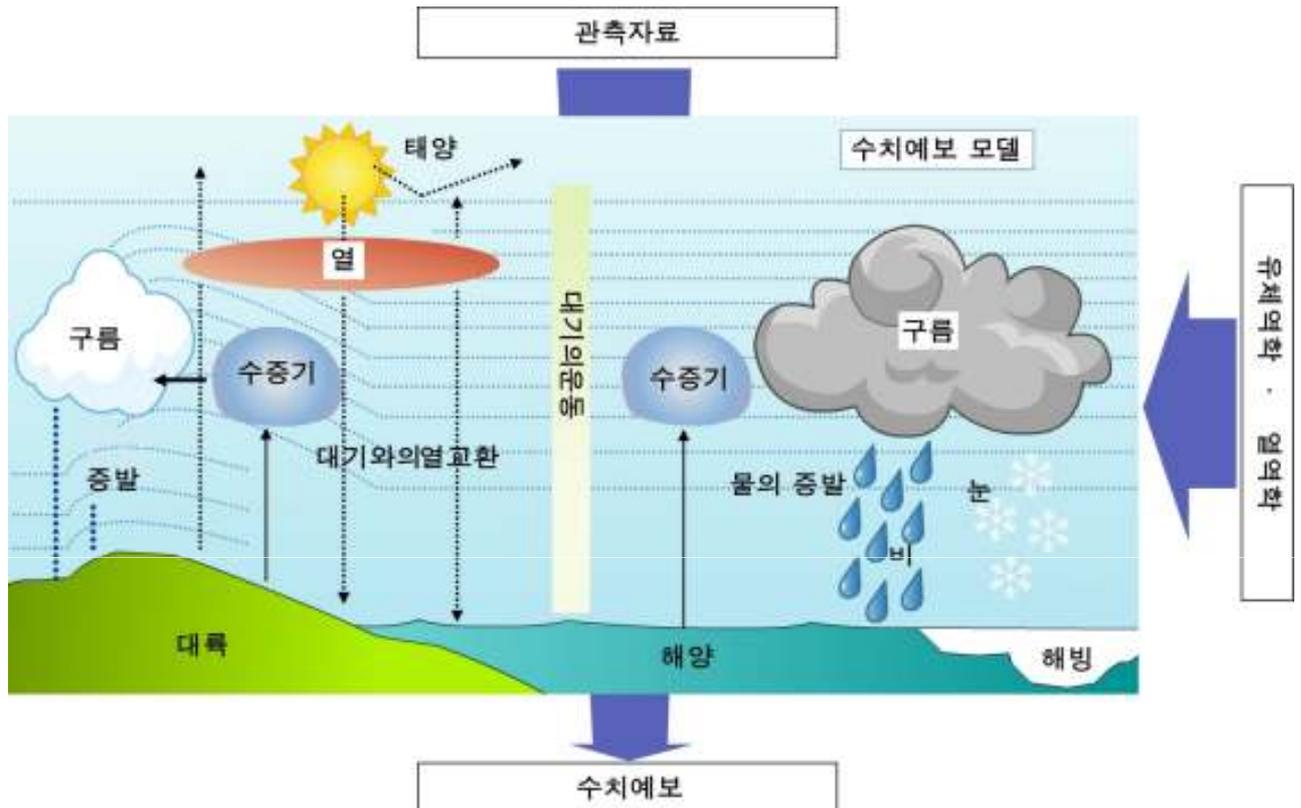
2.5 모수화의 한계

학습목표

- 수치모델의 일반적인 한계를 이해한다.
- 수평 및 연직 해상도가 수치모델에 미치는 영향을 이해한다.
- 수치모델에서 지형의 처방이 미치는 영향을 이해한다.
- 자료동화의 개념과 자료동화의 한계를 이해한다.
- 모수화의 필요성과 모수화의 한계를 이해한다.

2.1 서론

비록 기상청 현업 모델이 매우 정교하고 신뢰할만한 도구라 하더라도 그것의 결과 값을 실제 관측 값처럼 받아들여서는 안 됨을 인식해야 한다. 왜냐하면 그림 2.1에서와 같이 수치예보는 매우 복잡한 대기의 여러 물리 과정을 근사적으로 구현해 낸 것이기 때문이다.



[그림 2.1] 수치예보 모델에서 다루는 대기역학 및 물리과정의 개념도

예보관의 입장에서 모델들의 장점과 단점을 파악하는 것은 매우 중요하다. 관측자료의 분석을 통해 현재 날씨의 상황을 추적하는 것과 같이 예보관은 NWP 산출물의 분석과 평가의 중요성을 인식하고 그 한계점도 이해해야 한다.

2.1 서론

예보관은 모델의 모의에서 암시된 발달을 일으키는 주요 과정들과 발생 가능한 날씨 상황 측면에서 그들의 중요성을 파악하기 위해 노력해야 한다. 단순히 모델이 강수를 예측한 것을 인지하는 것만으로는 충분하지 않고 그 강수의 본질적 원인을 이해해야 한다는 것이다. 이와 유사하게 예보관은 강수가 예상되지만 아무것도 예보되지 않은 상황도 인정해야 하고 예보관의 예상과 모델 예측 사이의 다른 점을 조화시켜야 한다.

예보관은 실제 현상과 모델에 의한 예측을 비교하는 것에 익숙해져야 한다. 잘 일치한다면 다음 단계의 예보에 대한 신뢰도가 높아질 것이고, 일치하지 않는다면 예보관에게 아이디어 수정이 필요함을 제시할 것이다.

이 장에서는 수치예보의 주된 한계점을 논의한다. 각 모델의 특성은 계속해서 변화하기 때문에 각 모델에 대해 자세한 것이 설명되어 있지는 않지만 매일 모델을 가지고 일하는 예보관들과의 상담을 통해 예보에 영향을 주는 각 모델의 장단점에 대해서는 알 수 있을 것이다.

2.2 해상도의 한계

2.2.1 수평

현재(2012) 운영되는 전지구모델의 격자 간격은 약 25km이다. 전선의 예를 들어보면, 이 모델에서 전선을 나타낼 수 있는 최소 폭은 격자 간격에 상응하게 된다. 따라서 격자 간격은 예보할 전선 위치의 정확도와 밀접하게 관련되어 있다. 실제 전선의 이동 속도가 약 27km/hr일 때, 이 모델에서 예측되는 속도는 1시간 동안 하나의 격자를 이용하는 것으로 나타날 수 있다. 따라서 저해상도 전지구 모델에서 전선과 같은 좁은 공간 영역에서 정의되는 현상을 정확하게 예보하기는 어렵다.

전선과와 같은 형태를 충분히 나타내려면 어느 모델에서든 최소한 4개의 격자가 필요하다. 분석할 때에는 존재하던 파동이 전지구모델에서는 종종 사라지기도 하는데 그 이유는 그것의 규모가 작고 최종적으로는 저기압으로 발달할 수도 있기 때문이다. 모델이 자주 적절한 위치와 시간에 파동의 발달을 모의하기도 하지만 그것의 상세 위치와 진폭은 부정확할 수가 있다.

12km 해상도의(2012) 지역예보 모델이 현업화됨에 따라 전 선과의 문제가 줄어들었다. 그러나 규모가 약 50km보다 작은 현상들은 지역예보 결과에 나타나지 않는다. 예를 들어 소나기나 뇌우와 같은 조직화된 클러스터는 모의되지 못한다.

해상도의 한계 때문에 모델에서는 육지가 해수면으로 처방되기도(반대의 경우도 마찬가지) 하는데 이는 예보에 영향을 미칠 수 있다. 예를 들어, 정상적으로 육지/바다가 처방되었다면 소나기가 예상되는 상황임에도 소나기가 예측되지 않을 수도 있고 그 반대도 일어날 수 있다.



[그림 2.2] 수평해상도의 개선

2.2 해상도의 한계

2.2.2 연직

전지구와 지역 모델은 현재 지표면을 포함하여 70층을 가지고 있고, 70층은 비교적 고해상도의 연직층이긴 하지만 여전히 연직 해상도 한계에 의한 문제점을 갖고 있다.

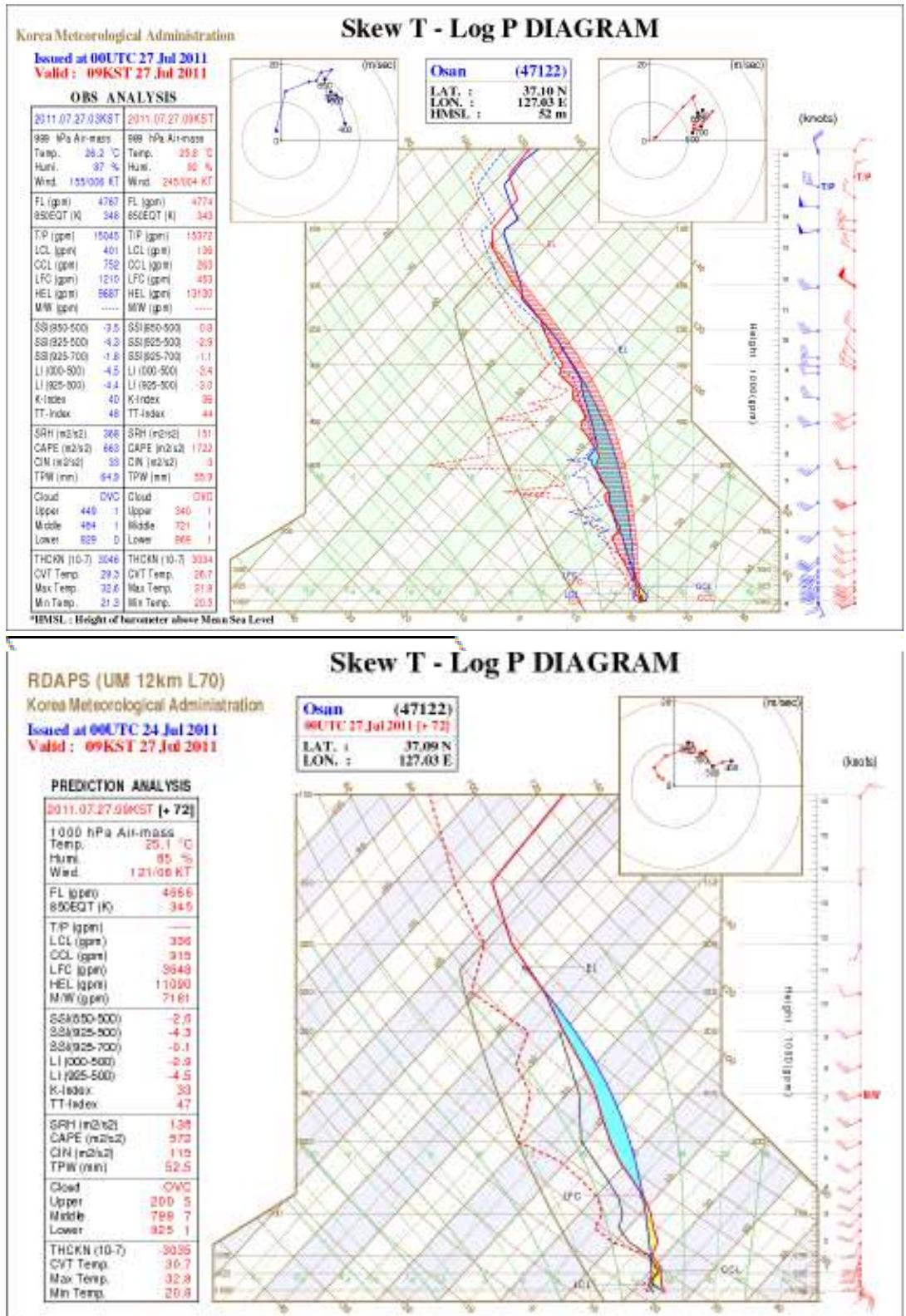
UM N512L70(2012.12)

- 수평분해능 : 25km
- 연직층수 : 70층
- 상단고도 : 80km
- 모델버전 : UM vn7.7

이것은 특히 대기에서 역전이 발생할 때 분명히 나타난다. 왜냐하면 모델 층에서의 온도는 그 층의 평균 온도로 나타내기 때문에 모델에서의 역전은 보통 실제 대기보다는 약하게 표현된다.

어는 비가 내리는 상황에서 대기 최하층의 세부사항을 모의하는 것은 매우 중요하다. 그러나 차가운 공기 위의 따뜻한 공기는 잘 모델화되지 않는다. 아래의 예에서 보는 바와 같이 모델은 바람의 급격한 변화에서부터 온도와 노점온도의 큰 변동과 역전층의 강도 등 대기의 상세한 연직구조를 적절히 모의하지 못한다.

2.2 해상도의 한계



[그림 2.3] 오산에서 관측된 대기 연직구조와 RDAPS로 예보한 오산에서의 대기연직구조

2.2 해상도의 한계

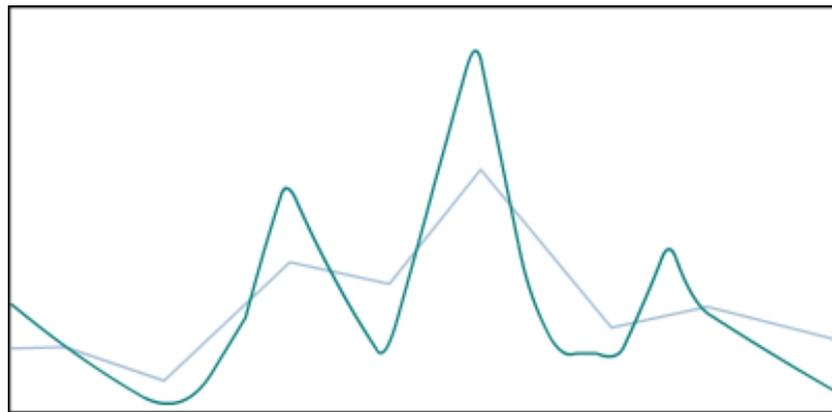
2.2.3 시간

공간 해상도에서와 같이 큰 문제는 없다. 전지구모델은 10분, 지역예보모델은 3분 20초 그리고 고해상도 모델은 50초의 시간 간격으로 적분된다. 이것은 유효한 자료가 표출되는 빈도보다 작은 값으로, 출력 자료의 주기는 국지 규모는 1시간, 지역 규모는 3시간 그리고 전지구 규모 자료는 3시간 이상의 간격으로 결과를 표출한다.

이 문제는 특히 6시간 주기에서 순간 강수가 없을 때 누적 강수량이 하나의 차트에 나타내어질 때 주목할 필요가 있다. 이는 강수가 중간에 발생하였음을 의미한다. 특정 시간에서 대부분의 모델 자료 표출(정보)은 모델이 오직 그 시간에 해당되는 상황을 모의한 것임을 기억해야 한다.

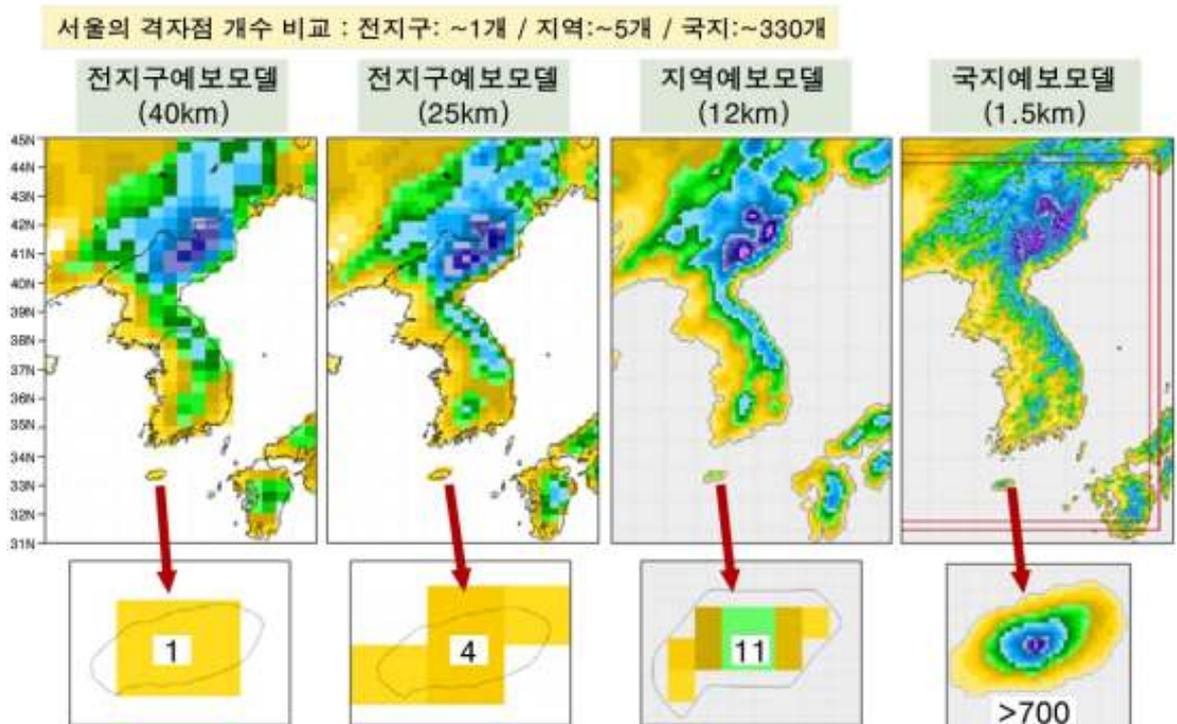
2.3 모델 지형의 한계

컴퓨터 모델들은 그들의 해상도 때문에 육지의 모양을 완벽하게 표현하지는 못한다. 대부분의 모델들은 고도가 가장 높은 최고점(산정)을 낮게 나타내고 최하점(계곡)을 높게 나타내어 실제 지형을 평탄하게 표현한다(그림 2.4). 기상청 모델의 해상도 향상이 산악의 표현을 개선시킬 것을 직관적으로 알 수 있다.



[그림 2.4] 모델이 지형을 평활화 하는 예(녹색: 실제 지형, 청색: 모델)

그림 2.5은 모델의 해상도가 40km에서 1.5km로 향상될 때 한반도에서의 육지/바다 경계와 지형을 나타낸 것이다.



[그림 2.5] 모델의 해상도에 따른 육지 바다 경계 및 지형의 상세화 예

2.3 모델 지형의 한계

해상도가 25km인 전지구모델에서는 제주도가 불과 격자점 몇 개로 처방됨에 따라 한라산이 잘 나타나지 않고 있다. 그리고 태백산맥 등도 매우 단순하게 나타나고 있다. 하지만 해상도가 1.5km인 국지예보모델에서는 제주도가 실제 섬과 유사하게 처방되고 있으며 한반도에서의 산맥들도 비교적 상세하게 나타나고 있다.

또한 해상도가 증가된 만큼 모델에서 가장 높은 지점의 높이가 증가했음을 주목해야 한다. 특히 낮은 해상도 모델에서는 가장 높은 산맥과 산의 고도가 심각하게 낮게 평가될 것이다(또한 평활화 작용에 의해 계곡(움푹 패인 곳)의 고도는 높게 평가될 것이다). 그러므로 기상 현상에 대한 지형의 많은 영향들이 모델에서는 낮게 평가되는 경향이 있는 것이다. 따라서 다음의 과정들이 종종 적절하게 모의되지 못한다.

- 비-그늘 효과
- 산악에 의한 강수 강화
- 씨뿌리기와 되먹임 현상(Seeder-feeder 현상)
- 고지대에서 증가되는 대류
- 눈의 진단
- 풍상층에서의 층운 형성
- 산악파 활동
- 뿔현상

- 풍하측 바람
- 깔때기 효과(Funnelling)
- 활승과 활강 바람
- 다른 지역적 현상(예 : 해륙풍)

국지예보모델에서 지표면 표현을 향상시켜 상황을 개선시켰지만, 여전히 완벽하지는 않다. 예보관들은 여전히 모델 지형의 한계를 인식할 필요가 있고 그들의 예보에 있어서 그것들을 올바르게 수정해야 한다.

2.4 동화 기법의 한계

모델은 모의 대기가 실제 대기와 근접하도록 각 모델 수행 시마다 ‘실제’ 자료를 동화할 필요가 있다. 자료 동화 과정에서 사용되는 관측 자료들은 자료의 정확성과 어떤 시·공간 규모의 관측인지를 나타내는 대표성에 따라 그 중요도가 달라지게 된다.

[표 2.1] 전지구예보모델, 지역예보모델 그리고 국지예보모델에서 관측자료의 동화

전지구예보모델	지역예보모델	국지예보모델
SURFACE(synop, buoy, ship), SONDE(temp, pilot, WPF, dropsonde), AIRCRAFT(amdar, airep),	전지구모델자료 + SURFACE(aws, amedas)	전지구모델자료 + RADAR(radial velocity), aws
SCATWIND(ascats, ers2), IASI, AIRS, SSMIS, ATOVS(gtovs, rars, ears), GPSRO (cosmic, gras), SATWIND (mtsats, goes, msg, meteosat, modis)	=전지구모델자료	SCATWIND(ascats, ers2)

모델은 입력자료의 수준만큼만 모의할 수 있으며 관측이 적은 지역에 대한 모의 결과가 좋지 않을 수 있음을 쉽게 추정할 수 있다. 이것이 자료가 빈약한 지역에서 발생한 기압골의 붕괴가 잘 모델화되지 않는 이유 중의 하나이다(또한 공간 해상도에 관한 문제도 있다).

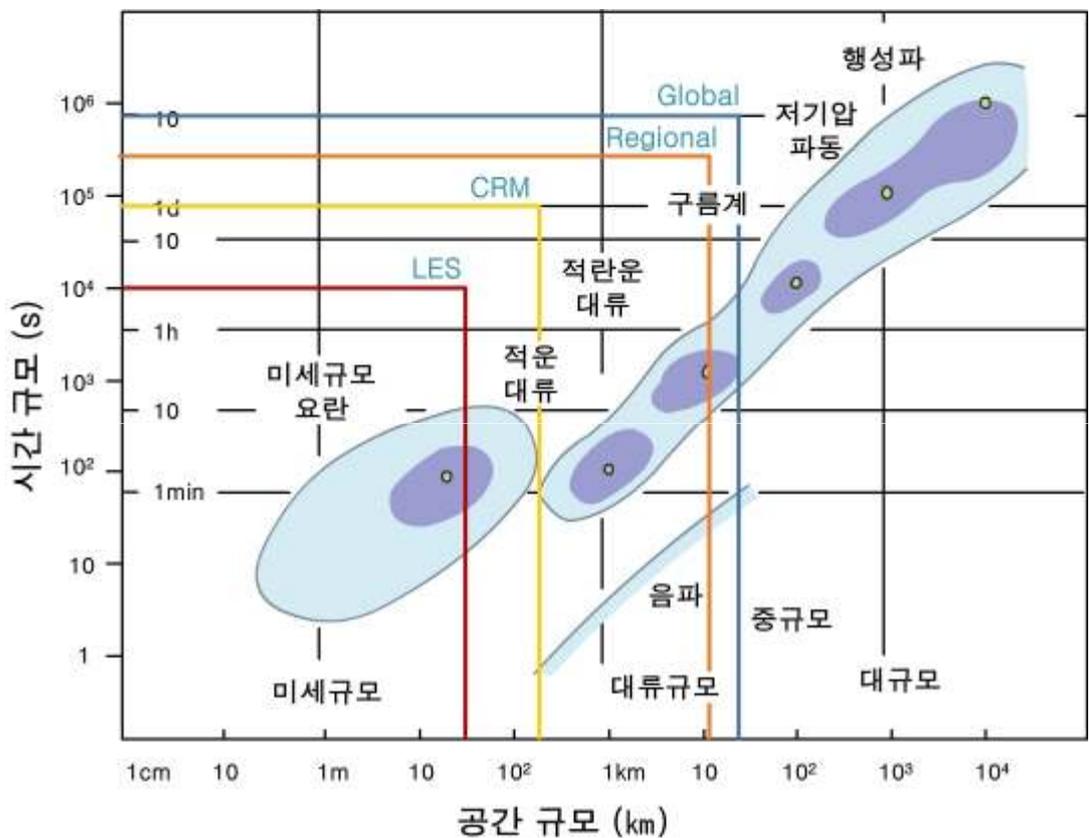
또 다른 문제로 주변에 다른 관측점들이 없다면 동화될 자료가 크게 편이 될 수 있다는 것이다. 그 예로 주어진 모델 실행의 동화과정에서 사용된 탐측자료는 대기의 대표 샘플이 되지 않을 수도 있다. 라디오존데는 주변보다 더 많은 수증기 지역을 통과할 수 있으며, 이로 인해 모델은 넓은 지역에서 더 많은 수증기가 있는 것으로 분석하게 한다.

수증기 관측 전처리 시스템(Moisture Observation Pre-processing System : MOPS)의 출현으로 위성과 다른 출처의 자료들이 대기의 수분 함유량을 분석하는데 활용됨에 따라 모델의 수분(습기) 예측이 향상되었다. 그러나 예보관은 여전히 동화과정을 면밀히 고려하고 이 지역에서 모델의 에러를 조사하고 수정해야 한다.

2.5 모수화의 한계

많은 물리 과정들이 모델에 의해 처리되는 것보다 더 작은 규모로 발생하므로 이 과정들은 모수화 되어야 한다. 즉, 모델의 격자 크기로는 모든 대기의 현상을 해석할 수가 없다.

예를 들어 난류, 대류 구름, 복사, 산란 등은 아격자규모의 운동에 의한 격자 규모의 영향을 해석하기 위하여 격자점의 변수를 모수로 사용하여 그 통계적 영향을 표현해 주어야 한다.



[그림 2.6] 대기운동의 규모와 모수화

이것은 기상학적인 과정을 나타내는 이상적인 방법이 아니기 때문에 다음과 같은 몇 가지 문제점들을 수반할 수 있다.

대류와 대류 강수 모수화 기법 : 대류 모수화 기법은 오직 대류의 형성에 유리한 조건을 갖춘 격자 내에서만 소나기를 만들어 낸다. 소나기는 모델에 의해 이루어지지 않으므로 겨울에 따뜻한 바다에서 발생한 소나기는 실제로는 지형적으로 이루어지기 좋은 내륙으로 확장하지 않는다.

2.5 모수화의 한계

대류 모수화 기법의 또 다른 문제는 강수 주기와 불충분한 강우율 변동이다. 대기 상태가 소나기 발달에 유리하지만 소나기 발달에 필요한 시간이 충분하지 않은 낮에 소나기가 진단되면 소나기를 너무 빨리 내리게 하는 경향이 있다. 이와 유사하게 모델은 실제로는 강수 또는 뇌우가 발달한 후 몇 시간 동안 지속됨에도 불구하고 소나기 형성에 대해 기온이 너무 낮아지는 저녁에는 강수를 너무 빨리 종결(Kill Off)시킨다.

모델은 또한 실제 관측에서 나타나는 강우율의 변화를 충분히 생산해내지 못한다(예, 강도가 약한 소나기부터 강도가 강한 소나기까지 전범위에 걸쳐 강한 대류가 발달한다). 강수율은 약한 강수 강도 쪽에서 최대가 되는 경향이 있으므로 강한 소나기의 빈도를 작게 추정한다.

지역 및 국지예보모델에서는 강한 대류가 이제 명시적으로 해결되었지만 약한 대류는 여전히 모수화되어야 한다.

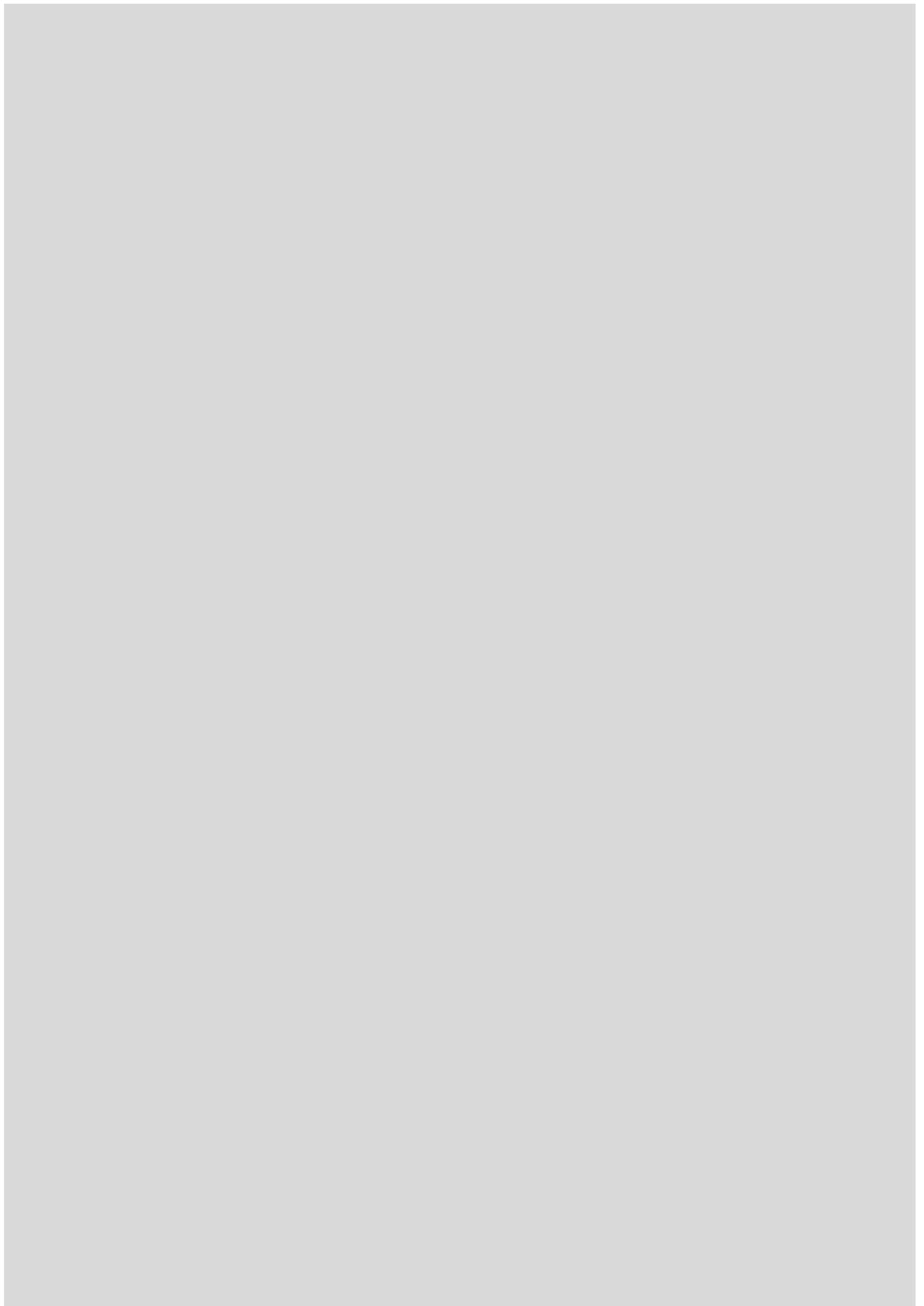
대규모 구름과 강수 물리 기법 : 모델은 수평에서 수증기를 너무 빠르게 확산시키는 경향이 있다. 실제로는 전선 구름이나 층운 판에 예리한 경계가 있긴 하지만 모델은 근접한 격자점으로 수증기를 이동시켜 이를 평탄하게 만들면서 불연속을 평활화 한다.

강수 물리 기법은 강수가 육지 격자점보다 바다 격자점 모델에서 더 쉽게 형성되도록 한다. 이것은 바다에서 구름 응결핵 수가 적게 있어서 작은 수의 큰 구름 방울을 만들어 낼 수 있음을 고려한 것이다. 이것은 충돌-병합에 의한 강수의 성장이 육지에서의 비슷한 구름 보다(바다에서) 더 효과적임을 의미하고, 약한 비/이슬비가 모델에서 인위적으로 설정한 육지/바다의 경계에 따라 변한다는 것을 의미한다.

복사 모수화 기법 : 모수화 기법이 매우 복잡하고 매우 많은 계산량을 필요로 하기 때문에 플럭스는 간단하게 전지구모델에서는 3시간마다, 지역예보 모델에서는 1시간마다, 국지모델에서는 15분마다 계산된다. 이러한 간격으로 모델의 온도 반응을 결정하기 위하여 운량과 같은 양의 변화를 계산해낸다. 그러나 너무 긴 계산 주기에 따른 오차를 최소화하기 위하여 단파 모수화 기법에서 태양 각은 적분시간마다 계산된다.

연습문제

1. 수치모델의 모의 수준이 낮은 이유를 아는대로 설명하시오.
2. 수치모델에서 지형을 평활화하여 처방하는 이유를 설명하시오.
3. 자료동화를 정의하고 관측자료가 부족한 지점에서의 문제점을 설명하시오.
4. 모델의 공간해상도는 대부분 균일한 반면 연직 해상도는 매우 다르게 처방된다. 고도별 모델의 연직층수 분포를 설명하고 그렇게 처방하는 원인을 설명하시오.



3장. 예측성 및 앙상블

3.1 서론

3.2 카오스란 무엇이며, 왜 중요한가?

3.3 앙상블 시스템의 설계

3.4 현업에서의 앙상블



학습목표

- 대기현상의 비선형적 특성을 이해한다.
- 앙상블 방법의 필요성과 앙상블 원리를 이해한다.
- 앙상블 예측 시스템 구현 방법을 이해한다.
- 앙상블 예측 시스템의 예측 결과 활용방안을 안다.

3.1 서론

기상예보에 있어서 수치예보 또는 수치일기예보(Numerical Weather Prediction : NWP)는 과거 수치모델 개발자들의 기상 예측에 대한 낙관성을 반영하는 아주 자신만만한 용어이다. NWP 모델들은 한 때 대기 예측의 모든 문제들을 풀어줄 해결책같이 보였었다. 만약 이 모델들이 완벽하다고 가정하면, 이를 통해 대기의 모든 변화상황을 완벽하게 설명할 수 있을 것으로 보였기 때문이다.

그러나 상황은 점차 달라지기 시작했다. 대기의 변화상황이 소위 ‘카오스’ 적으로 변한다는 것에 주목함에 따라, 학자들의 관점 또한 달라지기 시작했다. 또한 우리는 대기의 현재 상황조차 ‘아주 정확히’ 알 수 없다는 것도 깨닫게 되었다. 그 결과 대기 상태 변화에 대한 예측의 신뢰성에 의문이 생기게 되었다. 특히 5일 전후를 기준으로 하는 중기 예측에 대한 자신감이 감소했다.

그로 인해, NWP 모델을 사용하는 많은 대기과학자들은 대기의 작은 상황 변화에 주목하기 시작했고, 이를 예측 가능한 궁극적인 대기의 상황이라 고려하게 되었다. 이를 앙상블 예측(Ensemble Forecasting)이라 한다.

앙상블 기술은 주로 중기 예측에 사용된다. 이 교재 또한 중기 예측에 관하여 집중할 것이다. 그러나 이러한 아이디어는 추후 단기 기상 예측 또는 기후 예측 같은 다른 분야에도 사용될 수 있을 것이다.

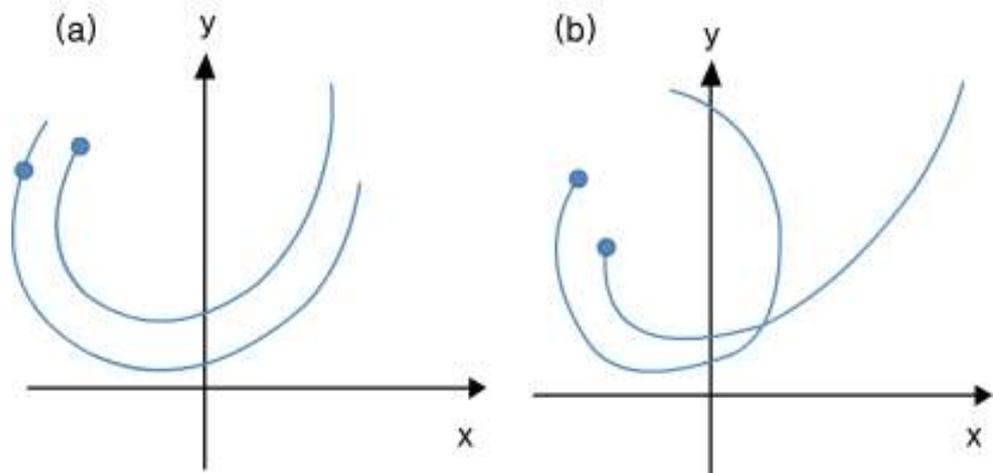
3.2 카오스란 무엇이며, 왜 중요한가?

카오스 체계(Chaos System)란 현재 상황에서의 한 작은 변화가 나중에는 전체 상황에 있어 커다란 변화를 야기할 수 있다는 것을 의미한다.

이는 ‘결정론적 혼돈(Deterministic Chaos)’ 이라 정의하는 것이 이해하기 더 쉬울 것이다. 카오스 체계란 어느 정도 결정론적인 성격을 지니고 있으며, 때에 따라서 그리고 시간이 지남에 따라 유사 결정론적 성격을 보여주기 때문이다. 그러나 그 전에 숙고해야 할 점은 결정론의 기준을 어느 정도로 잡아야 할지를 정의하는 것이다(체계의 예측가능성 또한 마찬가지). 아마도 초기의 상황변화에 따라 다양할 것이다.

3.2.1 간단한 예시

그림 3.1은 카오스 원칙을 간단히 설명하고 있다. 두 점은 초기 시각의 계(system)의 상태(혹은 대기의 상태)를 나타내고, 실선은 각각의 초기 상태에서 시간에 따른 변화를 나타낸다. 안정한 계(그림 a)의 경우 초기 시각에 작은 차이가 시간의 흐름에 따라 그 간격을 유지하고 있으나, 불안정한 계(그림 b)의 경우 시간이 지남에 따라 계의 상태는 점점 멀어지는 모습을 보여주고 있다. 궤적간의 거리는 예측성과 반비례 관계에 있다. 즉 예측성의 정도가 낮은 계에서는 초기값의 아주 작은 변화에도 그 최종 상태는 상당히 달라질 수 있다. 이는 초기값의 불확실성을 항상 포함하는 수치예보에서 미래의 대기 상태에 대한 예측 성능은 예측 시간이 길어짐에 따라 떨어짐으로 해석할 수 있다.



[그림 3.1] 위 그림은 두 개의 변이점(x, y)을 통하여 대기의 간단한 변화 형태를 나타낸 것임. 대기는 초기의 작은 차이를 갖는 왼쪽 두 점에서부터 차츰 변화를 하게 됨. (a)와 (b)는 서로 다른 경우의 수를 의미함. (a)의 두 곡선은 비슷한 경로를 따라 감. 이러한 대기는 예측가능성이 매우 높음. (b)의 두 곡선은 많이 다른 경로를 보여주는데, 이러한 대기는 예측가능성이 매우 낮음

3.2 카오스란 무엇이며, 왜 중요한가?

서로 다른 초기조건의 영향에 대한 모든 실험들이 수행될 수 없으므로 대기가 혼돈체계 구성을 따른다고 확실히 증명되지는 않았으며 실제 대기 상에 끌개가 존재하는지는 미지수다. 그러나 대기가 혼돈 체계와 비슷한 구성인 것은 확실해 보인다.

3.2.2 함의(Implication)

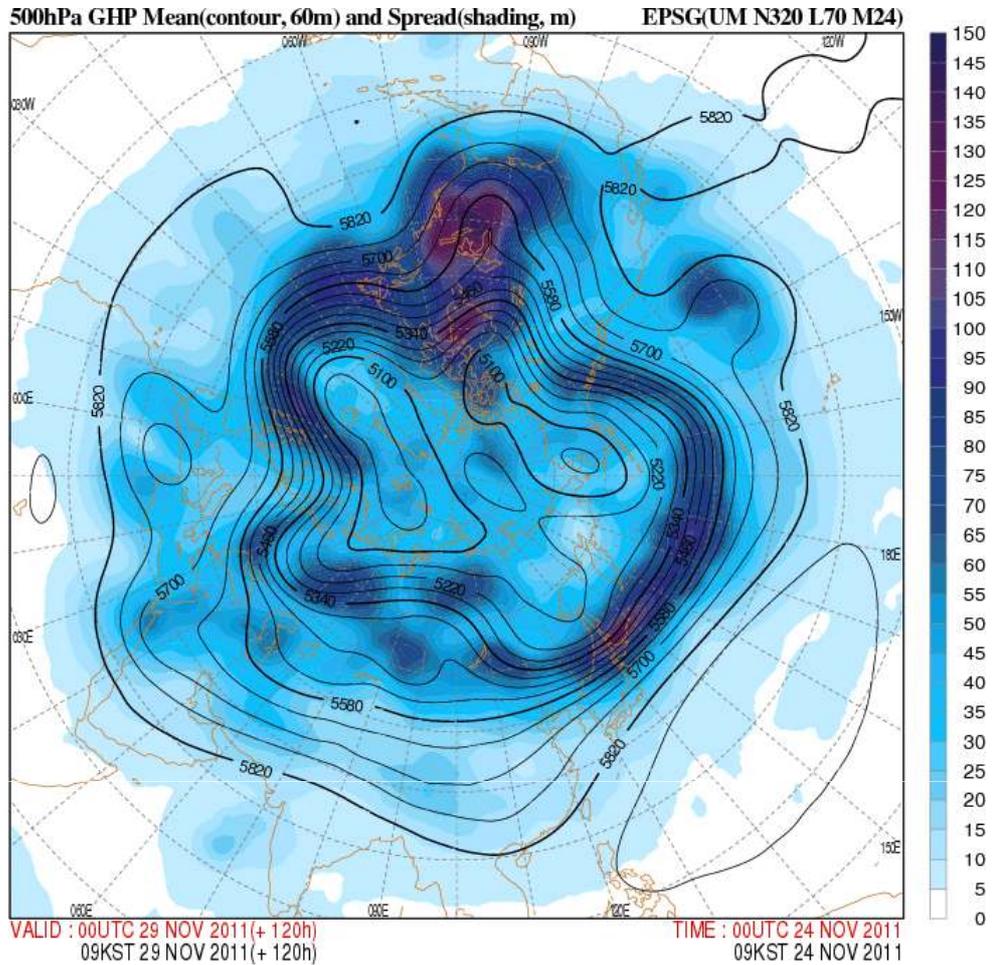
실제 대기의 예측 가능성은 그때그때 다르지만, 직접 측정될 수 있는 것은 아니다. 그러므로 앙상블 예측을 통하여 이를 평가하는 것이 제일 적절하다고 할 수 있다. 혼돈의 개념정의는 앙상블 예측에 있어 가장 기초적인 접근방법이다. 약간의 차이를 갖는 초기조건들을 이용하여 많은 NWP 모델의 실행을 통하여 앙상블은 다음을 결정할 수 있을 것이다.

- 대기의 종결상황에 대한 예측 가능한 경우의 수
- 이러한 종결상황의 분포도를 통한 대기 예측가능성

3.2.3 현업 예

그림 3.2는 기상청의 전지구 앙상블 모델 시스템(UM)으로 2011년 11월 29일에 120시간 예측한 500hPa 고도와 앙상블 멤버간 퍼짐(Spread)을 나타낸 것이다. 등고도선의 간격은 60gpm이며 음영으로 표시된 지역은 앙상블 멤버간에 고도 편차(퍼짐)가 큰 지역들이다. 앙상블간 편차는 북미 지역과 오호츠크해 지역에서 100gpm 이상으로 크게 나타나고 있으며 상대적으로 만주지역에서는 편차가 작게 나타나고 있다. 앙상블이 어떻게 구성되는지에 관한 자세한 사항은 다음 절에서 다루기로 한다.

3.2 카오스란 무엇이며, 왜 중요한가?



[그림 3.2] 기상청 전지구모델의 500hPa 고도에 대한 120시간 예보에서 등치선의 분포로 음영이 있는 지역은 앙상블 멤버간에 상당히 큰 편차가 있는 지역을 나타낸다.

표준편차가 커질수록, 불확실성이 높아지고 따라서 대기의 예측가능성은 떨어진다.

불확실성이 커지는 영역은 종종 상층 기압골이 발달하는 것과 관련이 있음을 주의 깊게 보아야 한다. 위의 예시에서는 1개 사례만을 보였기 때문에 예측의 불확실성(퍼짐)이 시간에 따라 어떻게 이동하는가를 볼 수는 없지만 시간별로 역추적해보면 앙상블 멤버간에 변동이 심한 지역이 어디인지를 알 수 있을 것이다.

3.3 앙상블 시스템의 설계

3.3.1 앙상블 시스템의 필요성

NWP 예측 모델 실행의 필수 전제는 현재 대기의 초기상태를 분석하는 것이다. 이는 관측자료를 모델에 동화함으로써 얻어진다. 이 분석에는 오류가 있을 수 밖에 없으며 이는 ‘불확실성의 구(Ball of Uncertainty)’로 불린다. 대기가 갖는 비선형성으로 인하여 초기조건의 작은 차이가 적분시간이 길어질수록 전혀 다른 상태로 변화해 갈 수가 있다. 또한 현재 우리가 사용하는 모델들은 공간해상도, 강수 및 지면 물리과정 모수화 등 모든 면에서 완벽하지가 않다. 따라서 불완전한 초기조건과 모델의 상호작용으로 예측시간이 길어질 수록 예측수준이 낮아질 수 밖에 없다. 즉, 예측결과의 불확실성이 증가하게 된다.

이 NWP 모델들을 효율적으로 앙상블하기 위해서는 다음과 같은 조건이 필요하다.

- 이러한 초기조건과 불확실성을 모두 반영할 수 있는 다양한 초기조건의 표본이 필요하다. 분석에 있어서 어떤 변화는 결과적으로 사소한 차이만 보였지만, 다른 지역에서의 변화는 결과적으로 커다란 변화를 보였다. 당연히 이 후자 그룹들을 효과적으로 초기조건의 표본화로 하는 것이 바람직하다.
- 각 섭동들이 동일한 확률 크기를 대표할 수 있도록 섭동을 만드는 것이 중요하다. 이는 차후 다양한 산출물들의 확률에 대한 근거로 해석될 수 있어서 결과들을 해석함에 있어 유용하다.
- 위의 것들을 최소한의 비용으로 해야 한다(즉 최소한의 계산으로써 해야 함).

3.3 앙상블 시스템의 설계

3.3.2 앙상블을 선택하는 방법

주어진 ‘최상의 추정’ 분석(우리는 이를 기준이라 부름), 다른 앙상블 멤버를 정의하기 위한 이러한 최상의 추정분석으로부터 섭동을 추가하기 위한 다양한 방법들이 이용되고 있다.

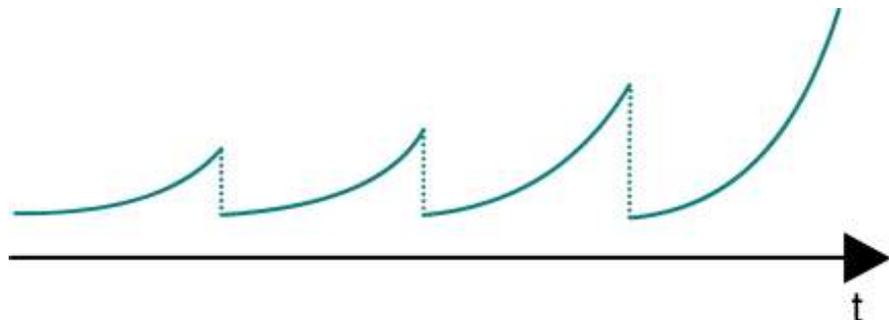
3.3.2.1 무작위법

이 방법은 빠르고 쉽지만, 비효율적이라는 단점이 있다. 앙상블은 기준으로부터 크게 벗어나는 결과들을 멤버화하기보다는 기준에 수렴하는 앙상블 멤버들에 지배되기 쉽다. 하지만 예측의 가능한 퍼짐에 대해 유용한 정보를 제공하는 것은 기준으로부터 크게 벗어나는 멤버(초기조건)들이다.

3.3.2.2 증식법

무작위 선택의 한계를 뛰어넘기 위해, 기준예보로부터 효과적으로 벗어나는 대기의 경로를 잘 파악할 수 있는 방법이 필요하다. 성공적인 것으로 알려진 한 방법이 바로 증식법(Breeding)이다.

분석 자료로부터 추출된 한 쌍의 무작위 섭동(분석 오차 범위내)이 초기에 계산된다. 이러한 분석들은 주어진 순환의 수만큼 추후 예보-분석의 순환을 통하여 실행된다. 즉, 모델들은 섭동분석으로부터 수시간에 대해 예보로서 실행되고 그 후 관측자료가 동화되고 하는 이러한 일련의 과정들이 수회 반복된다. 이러한 과정은 기준예보로 재수렴하는 경향을 제거하는 데 효과가 있는 것으로 알려지고 있다(즉 빠르게 성장하는 모드를 ‘증식’). 그 후 최종 예보가 실행되는데 이러한 과정은 아래 그림 3.3에 나타내었다.



[그림 3.3] 앙상블 예보를 위해 빠르게 성장하는 모드를 ‘증식’하는 과정을 나타내는 개념도. 수평선으로부터의 곡선의 벗어남은 앙상블 멤버가 기준적분(Control Integration)으로부터 벗어남을 의미. 위 그림은 4회의 예보-분석 순환의 구현을 보여주고 있음. 각 분석에서 모델은 기준적분으로 수렴하게 하였음에도 연속적 예보에서 기준으로부터의 벗어남은 증가하고 있음.

3.3 앙상블 시스템의 설계

3.3.2.3 고유 벡터

이는 증식법보다 좀 더 복잡하고 정밀한 방법이다. 이 방법은 섭동의 최대 성장 방향을 명시적으로 찾는 것을 포함한다(초기분석의 고유 벡터라고 한다. 약자로는 SV).

SV를 취득하는 법에 대한 자세한 설명을 생략하면, 일반적인 SV에 대한 접근방법은 다음과 같다. 처음 분석장을 이용하여 48시간의 예보를 수행한다. 종료 상태에서부터 수반모델을 이용하여 48시간의 ‘되감기(역) 예보’를 수행한다. 순방향 예보의 시작과 종료 시점 상태에서부터 선형 행렬이 계산될 수 있는데 이 행렬에 초기상태를 곱하면 종료 상태를 제공할 것이다. 두 번째 행렬은 되감기 예보를 위해 계산된다. 이 선형 행렬로부터 고유벡터가 계산된다.

수반 모델 사용의 필요성은 많은 암시를 갖는다. 이는 단순화된 모델을 필요로 하며, 특히 물리과정들이 보다 단순하게 나타내어져야 한다. 모델의 운영 버전 기준으로 해상도가 떨어질 가능성도 높다. 이러한 단순화에도 불구하고, 고유벡터 방법은 여전히 계산시간이 많이 소요되고 증식법보다도 고려해야 할 것이 많다.

3.3 앙상블 시스템의 설계

3.3.3 모델의 오류

앞 절의 내용은 분석에서 발생한 오류가 모델에 미치는 영향에 대해 이야기 하였다. 물론 예보의 오류에 있어 다른 원인도 존재한다. 즉 모델 자체의 오류이다.

그러나 이것 또한 앙상블 방법으로 해결할 수 있다. 서로 다른 예보기관들에서의 NWP 모델들이 종종 서로 다른 예보를 하기 때문에, 특히 중기 예측의 경우, 여러 모델의 결과를 종합하여 사용하는 것은 실제 대기의 가능한 해를 추출하는 다른 방법을 제공한다.

3.3.4 멤버 수 vs 해상도

앙상블 시스템을 설계하는데 있어 고려해야 할 또 다른 점은 가능한 한 많은 수의 앙상블 멤버를 갖는 것과 가능한 높은 해상도(신뢰성)의 멤버(그러므로 멤버 수는 줄어든다)를 갖는 것 중 어느 것이 더 중요한 지다. 사실 이 문제의 정답은 전자와 후자를 적절하게 조화시키는 것이라 하겠다.

3.4 현업에서의 앙상블

3.4.1 현업 시스템

현재 중기 예측을 위해 전지구모델들의 현업용 앙상블을 운영하고 있는 NWP 센터는 다음과 같다.

- ECMWF : 고유벡터 접근법을 사용하고 50개의 앙상블 멤버로 10일 까지 예보한다.
- NCEP : 증식법을 사용하며 16일까지 예보하고 17개의 앙상블 멤버들이 있다.
- 현업운영 중인 나라 : CMC(캐나다), Met Office(영국), JMA(일본), Meteo France(프랑스), CMA(중국)

많은 다른 국가들 또한 앙상블 시스템을 개발하고 있다. 증식법은 비용문제로 인해 가장 많이 사용하는 방법이다.

표 3.1은 기상청의 앙상블 예측 시스템의 특성과 변천과정을 나타낸 것이다. 2011년 이전까지는 GDAPS 기반의 앙상블 예측시스템을 운영하다가 2011년 3월 이후부터는 통합모델 기반의 앙상블 예측시스템을 운영중이다. 초기장은 4차원 변분법에서 생성된 자료를 사용하여 연직 층수도 50개에서 70개로 세분화하고 있다. 섭동방식도 증식법에서 ETKF를 사용하고 있으며 멤버수도 16개에서 24개로 크게 늘려 운영하고 있다. 또한 모델 자체의 오류를 반영하기 위하여 물리변수가 오차범위 내에서 변경이 가능하도록 하고 있다.

[표 3.1] 기상청에서의 앙상블 예측 시스템의 특성과 변천과정

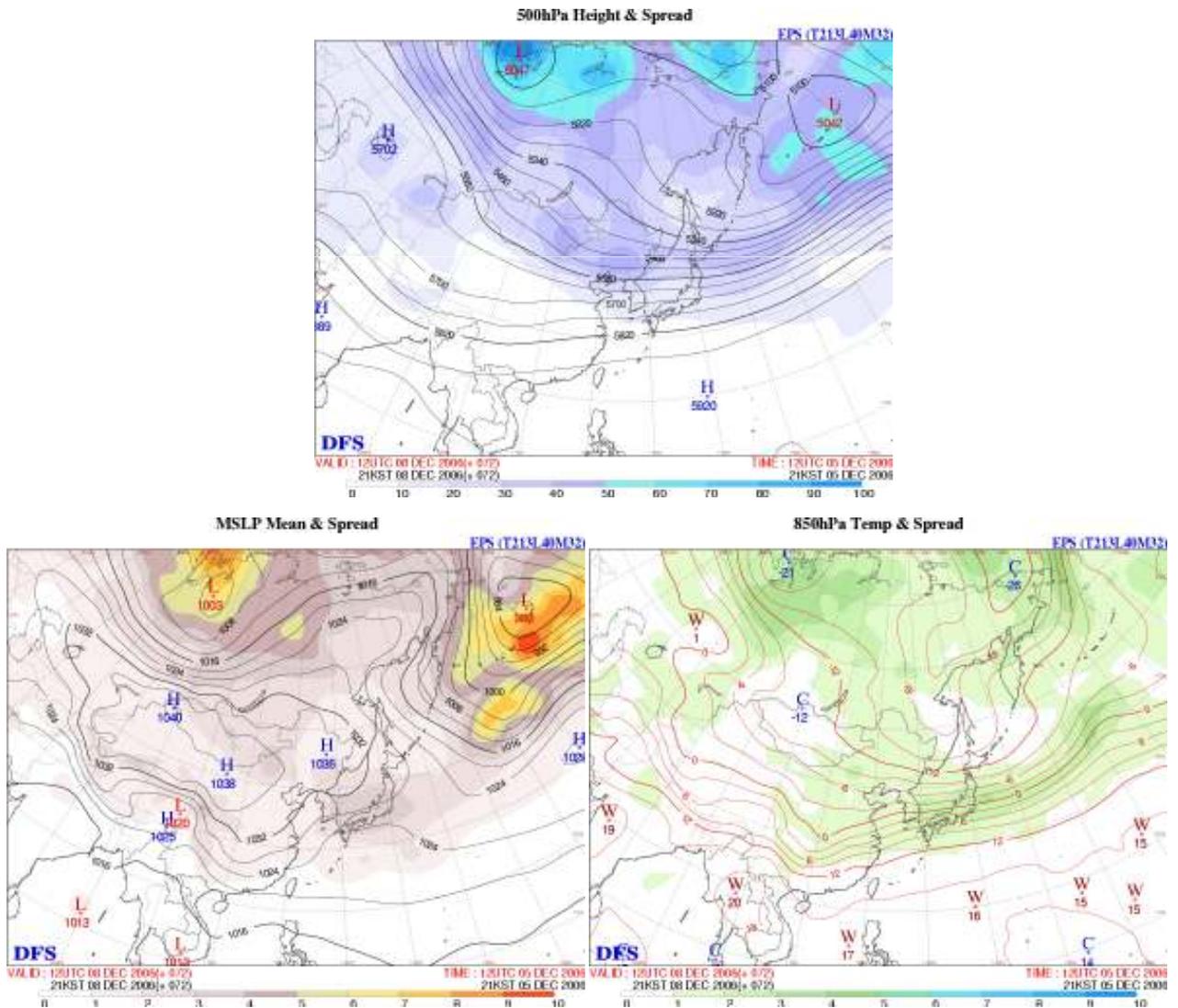
운영시기	2001.3.1	2003.11.1	2006.7.1	2008.9.1-	2011.3-5.	2011.5-
슈퍼컴	1 st (NEC SX5)		2 nd (Cray x1E)		3rd (Cray XE6)	
자료동화	2dOI → 3dOI	3dOI → 3dVar	3dVar	3dVar(self-cycle)	4dVar(from global model)	
모델	GCAPS (JMA GSM)				UM(UKMO)	
수평분해능	T106		T213(60km)		40km	
연직층수	21	30	40		50	70
조기섭동(영역)	Breeding (Global)	Breeding + Factor Rotation (NH)			ETKF	
모델오차	NO				RP, SCV	RP, SKEB
운영횟수	1(12UTC)		2(00, 12UTC)		2 (00, 12UTC)	
예측기간	10		10		10	
멤버수	16 (16 members +1)		(16+1+2)		24	
후처리	NO		Bias Correction (Bo Cui) (상층 변수)		NO	NO

3.4 현업에서의 앙상블

3.4.2 앙상블 결과물의 시연

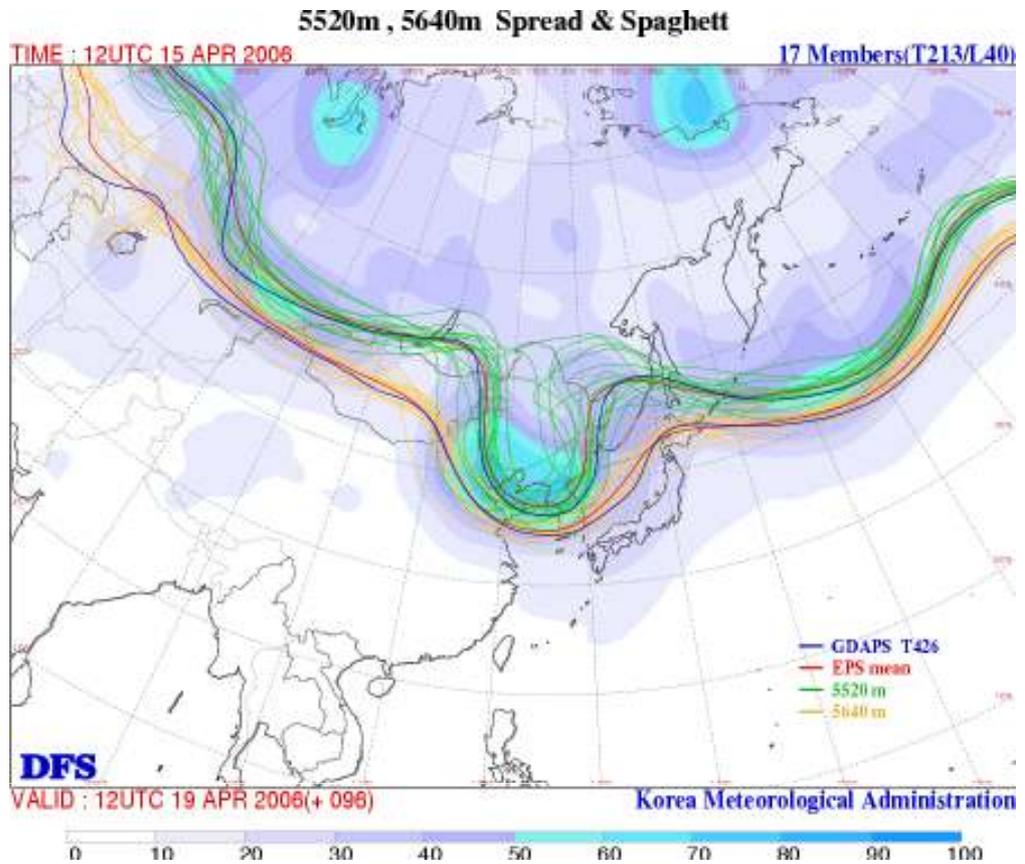
3.4.2.1 정보의 통합

앙상블예보에 있어서 한 가지 문제점은, 처리해야 할 정보의 양이 방대하다는 것이다. 이러한 정보들이 예보관에게 효과적으로 전달되려면 정보 자체가 간결하게 요약되어야 한다. 이를 위해 자주 사용되는 방법이 앙상블 멤버들의 평균, 편차 그리고 스파게티(Spaghetti)도이다. 동일한 사례에 대한 군집화의 두 사례를 그림 3.4와 3.5에서 보여준다. 앙상블 멤버간의 편차는 주로 고위도 지역에서 크게 나타나고 있으며 이러한 현상은 지상 및 상층에서 유사하게 나타나고 있다.



[그림 3.4] 기상청 앙상블 시스템에서 예보한 500hPa 고도장, 해면 기압, 850hPa 기온의 앙상블 평균과 편차장

3.4 현업에서의 앙상블



[그림 3.5] 기상청 앙상블 예측 시스템에서 예보한 500hPa 고도장의 스파게티 그림

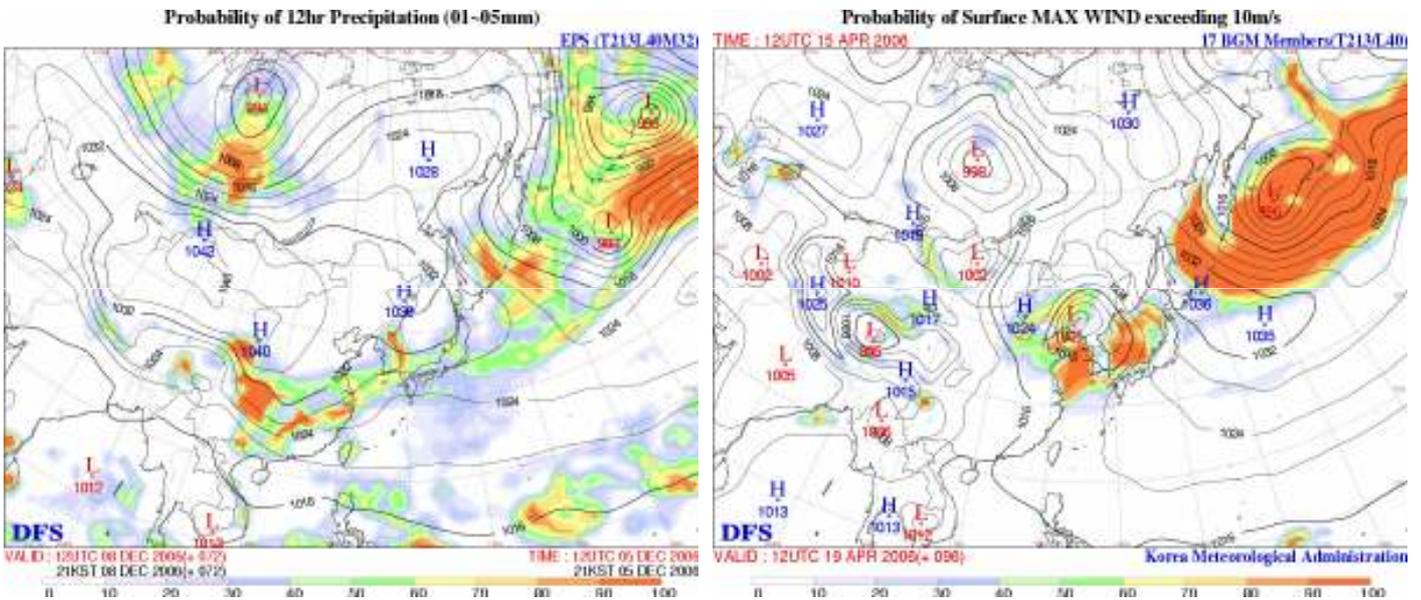
한반도 상공에 기압골이 깊게 발달하는 것으로 예보하고 있지만 앙상블 멤버간에 편차가 크게 나타나고 있음을 볼 수가 있다. 스파게티 그림은 동아시아 지역에 해당하는 범위의 500hPa 등고선 5,520m와 5,640m, 5,580m와 5,700m, 5,640m와 5,760m, 5,700m와 5,820m, 5,760m와 5,880m 중에서 계절에 따라 네 가지 종류의 등고선을 표출한다.

3.4 현업에서의 앙상블

3.4.2.2 확률 예보

앙상블 멤버들의 통계적 분포는 확률적 관점에서 해석할 수 있다. 예를 들어서, 과반수의 멤버가 고기압을 나타낸다면, 고기압의 발생 가능성이 높다고 볼 것이다.

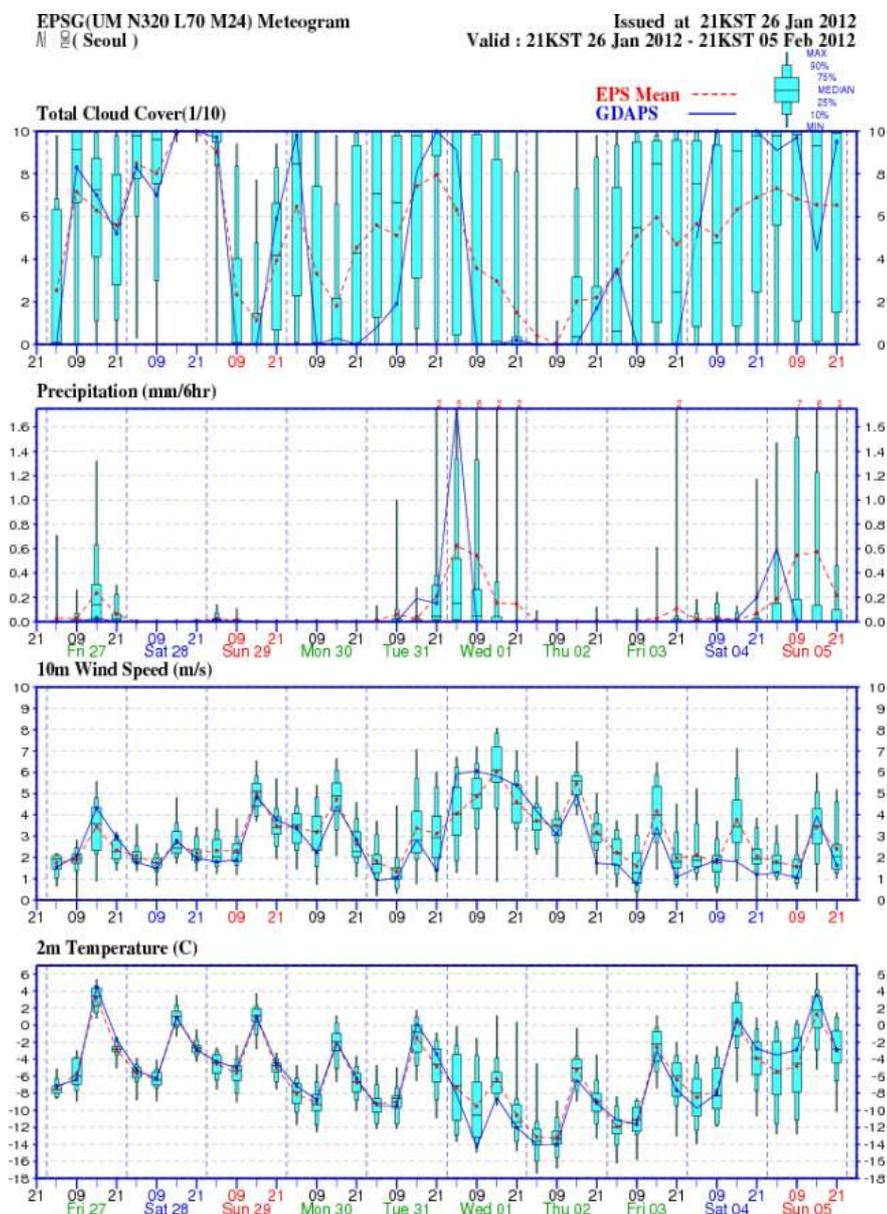
이러한 해석은 각각의 멤버들이 동등한 예측성을 갖는다는 가정하에 이뤄진 것이다. 첫 번째 근사로서 이것은 일반적으로 타당하다. 따라서 앙상블 결과들은 사실상 확률분포로 나타낼 수가 있다. 그림 3.6은 12시간에 5mm 이하의 강수가 발생할 확률과 최대풍속이 10m/s 이상일 강풍 확률을 나타낸 것이다.



[그림 3.6] 12시간 누적 강수량이 1~5mm 일 확률과 일 최대풍속이 10m/s 이상일 확률. 그림에서 색이 붉은 색으로 갈수록 발생 확률이 높음을 의미

3.4 현업에서의 앙상블

Box & Whisker Plot을 이용하여 앙상블 예측 시스템의 통계적 특징을 시각화한 EPSgram도 사용한다(그림 3.7). EPSgram은 구름량, 강수량, 10m 바람, 2m 기온에 대하여 남한 21개, 북한 5개 지점에서 가장 근접한 격자점의 예보 자료를 시계열(Plumes)로 표출한다. EPSgram은 여러 기관에서 앙상블 예보의 결과물로 사용 중인 시각적 표출 방법으로서 각 변수에 대해 최대, 최소값과 중간값 및 25%, 75%에 해당하는 멤버의 예측값을 표시하여 각 멤버들의 예측값의 편중 정도와 단일 예보의 불확실성의 정도를 파악할 수 있다.



[그림 3.7] 지점별 시계열도의 EPSgram(강수량, 지상기온, 지상바람, 강풍)

3.4 현업에서의 앙상블

앙상블 예측 시스템으로부터 얻어진 앙상블 멤버들의 평균장과 편차장 뿐만 아니라 모든 멤버의 예측 시나리오를 함께 고려한다면 예보에 활용도가 더욱 높아질 수 있다. 이를 위한 방안으로 각 멤버의 예측장을 우표처럼 작게 붙여 하나의 지면에 표출하는 방법을 Stamp Map이라 하며, 현재 500hPa 고도와 MSLP/강수량에 대하여 모든 앙상블 예측장을 Stamp Map으로 제공하고 있다. 또한 각 멤버의 예측장과 함께 비교하기 위해서 앙상블 모든 멤버들에 대한 시나리오 이외에 고해상도 전지구모델 예보장을 함께 표출함으로써 특이 기상의 예측 가능성을 검토할 수 있게 하였다.

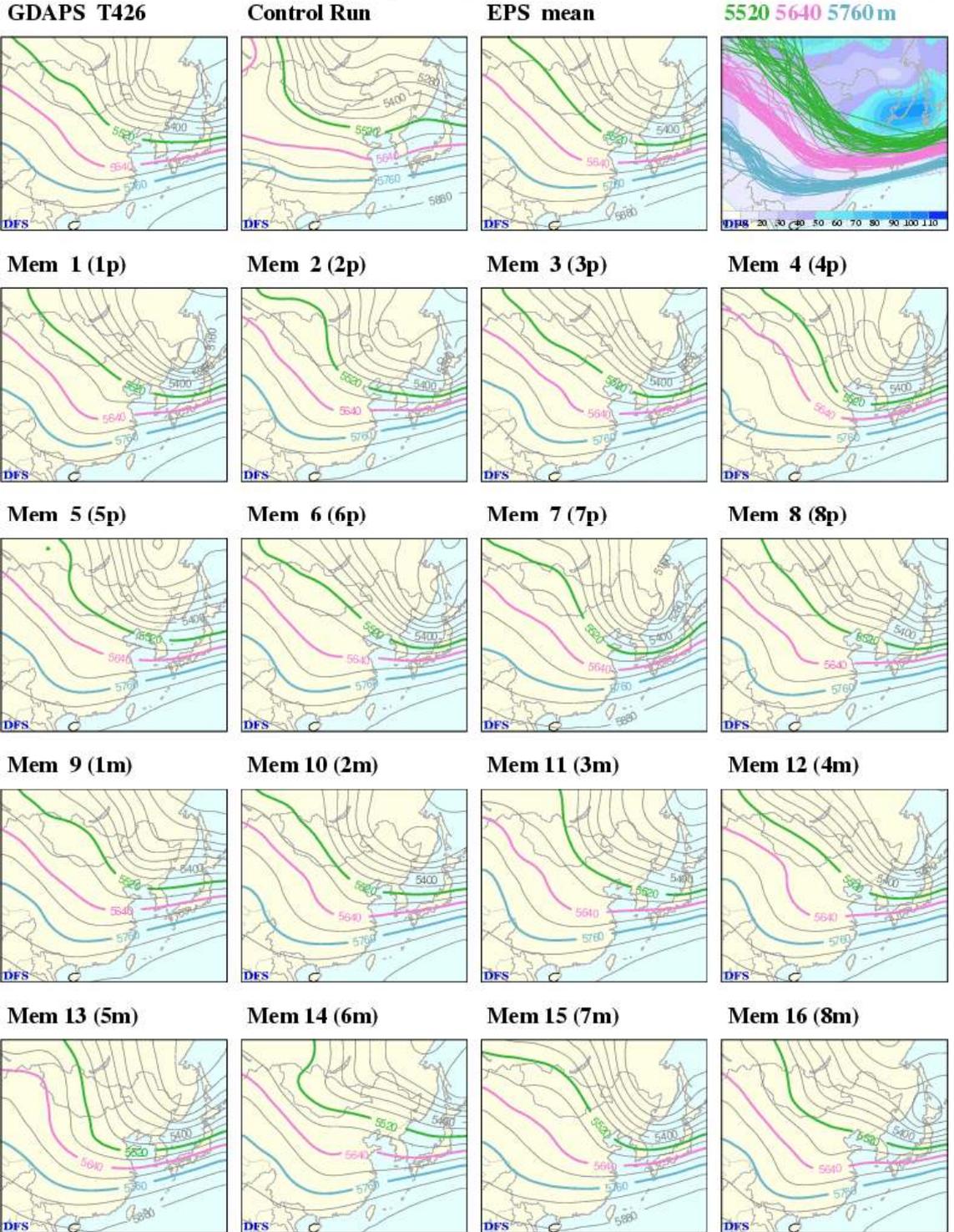
특히 Stamp Map의 효과적인 활용을 위해 앙상블 평균장, 편차장 및 스프레드도 참고 자료로 표출하도록 하였다. 또한 각 계절별로 대표적인 세 고도를 선택하여 색깔을 달리 표현함으로써 작은 그림에서 한눈에 시나리오 간의 각기 다른 기압 패턴을 파악하기에 용이하게 하였다. 그림 3.8은 500hPa 고도장의 Stamp Map의 예이며 각각 5,520m, 5,640m, 5,760m의 세 고도를 선택하여 색깔을 달리 표현하였다.

3.4 현업에서의 앙상블

Stamp Map for 500hPa height

VALID : 12UTC 16 DEC 2006(+ 144)
21KST 16 DEC 2006(+ 144)

EPS (T213L40M32)



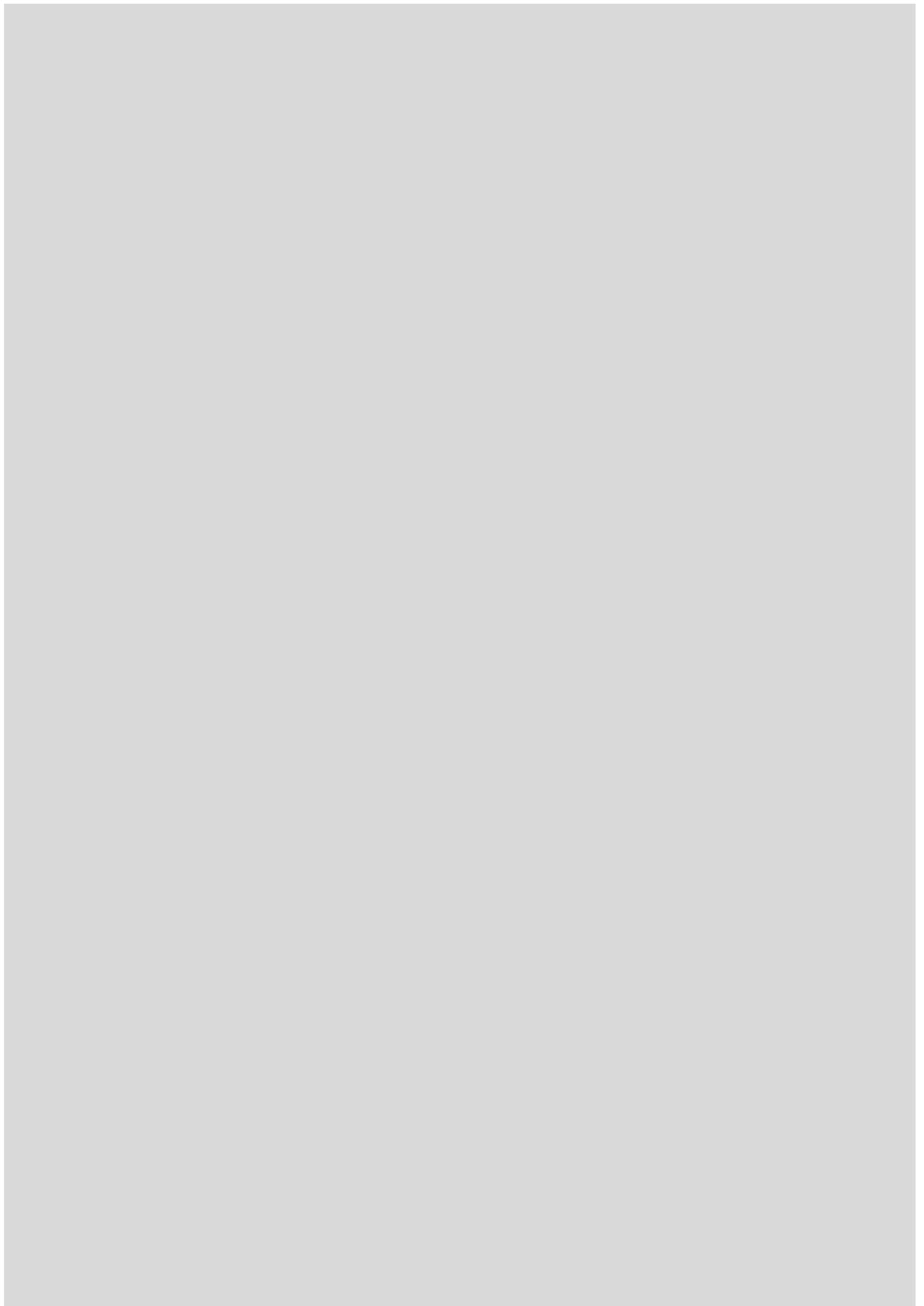
[그림 3.8] 500hPa 고도장의 Stamp Map의 예

요약

앙상블은 예보관들에게 큰 도움이 되는 현실적인 도구를 제공한다. 또한 그것은 철학적으로도 아주 중요한 것을 알려주는데, 어떠한 예보에도 항상 내재된 불확실성을 사용자들에게 상기시켜준다. 특히 중기 예측의 경우, 결정론적인 모델이 도움이 되는지에 대한 의문이 생긴다. 기상 예측에 있어 앙상블의 사용은 확대될 것이 확실해 보인다.

연습문제

1. 앙상블 예측 시스템의 필요성에 대해 설명하시오.
2. 앙상블 시스템 구축시 고려해야 할 모델의 해상도와 앙상블 멤버 수 중 어느 것이 더 중요한지 설명하시오.
3. 방대한 양의 앙상블 멤버 자료들을 효과적으로 활용하는 기법들에 대해 설명하시오.
4. 결정론적 예보와 확률적 예보의 장점과 단점에 대해 설명하시오.
5. 기준 예보로부터 앙상블 멤버를 구성하는 방법들을 제시하고 각각에 대해 간단하게 설명하시오.



4장. 기상청 현업 시스템

- 4.1 통합모델
- 4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템
- 4.3 동네예보
- 4.4 슈퍼컴퓨터와 수치예보 시스템



학습목표

- 통합모델의 특성을 이해한다.
- 초단기 분석 및 예측 시스템이 필요한 이유를 이해한다.
- 기상청의 초단기 분석 및 예측 시스템의 분석 및 예보 원리를 이해한다.
- 동네예보를 정의하고 다른 예보와 다른 점을 설명할 수 있다.
- 동네예보에 사용되는 통계적 기법(PPM, MOS 등)을 이해한다.
- 수치 예보에서 슈퍼컴퓨터의 중요성에 대해 이해한다.
- 현업 수치예보 시스템의 수행 및 자료 흐름도를 이해한다.

4.1 통합모델

4.1.1 서론

통합모델(Unified Model : UM, 혹은 통합모델들이라고 불리는 게 나온 모델들)은 영국기상청에서 수치모델 시스템으로 사용되어 왔다. 이는 특히 현업용 NWP, 계절예보 및 기후모델링 등과 같은 여러 모델들의 기능을 하나의 구조 안에서 조합하였기 때문에 그렇게 불린다. 영국 기상청은 이렇게 다양한 응용기능을 갖는 공통의 모델을 사용하는 유일한 센터이다.

UM은 유연성 있게 설계되었다. 모델들은 전 지구 혹은 제한된 지역에도 적용할 수 있으며 모든 수준의 해상도가 가능하다. 과학적 구성요소들은 다양한 방법으로 조합될 수 있고 모델들은 장기간(기후분석에 적합할 정도로) 혹은 단기간(NWP용)에 대해 운영될 수 있다. 그러나 몇 개의 표준 구성이 주로 사용된다. 주요 버전은 다음과 같은 영역에 속한다.

- 현업용 NWP : 현재 기상청에서 사용되는 모델은 전 지구(GDAPS), 지역(RDAPS), 국지(LDAPS)예보모델 그리고 앙상블 예측 시스템이 있다. (참고로 영국 기상청에서는 전 지구 예측모델, 북대서양과 유럽 모델(NAE), 영국 지역 모델(UKV - 영국변수), 아프리카 지역 모델(아프리카 지역 중규모 모델), 독일과 Crisis 영역을 포함하는 중규모 모델(CAMMs), 남아시아 모델(SAM), 포클랜드의 CAMM과 아프리카 북동부지역을 포함하는 모델들이 있다.)
- 기후 연구 : 해양-대기 접합모델과 함께 전 지구와 지역 대기의 1개씩 모델만 사용한다. 장기(1개월 이상) 및 여러 계절 예보일 경우 해양-대기 접합모델을 사용한다.

4.1 통합모델

4장의 목적은 원칙적으로는 현업용 NWP에 사용하는 대기 모델의 주요 과학적 특성과 구성을 설명함에 있다. 4장은 NWP에 대한 최소한의 기초지식을 갖고 있다는 전제 하에 작성되었다. 목차들은 다음과 같다.

- 2절은 UM 시스템의 통합적 접근법과 일부의 S/W에 대하여 설명한다.
- 3~6절은 현업용 모델의 구성에 대해 설명한다. 모델의 좌표계와 해상도, 모델 내 변수들 및 경계 조건의 처방 등에 대해 알아본다.
- 7~9절은 모델의 과학적 특성에 대해 살펴본다. 역학 및 물리과정의 표현 방법과 자료동화에 대해 설명한다.

4.1 통합모델

4.1.2 통합적 접근

많은 응용에서 공통의 모델링 시스템을 사용하면 다음과 같은 장점들이 있다.

- 프로그램이 공유될 수 있으며, 컴퓨터의 코드 또한 적게 필요하게 된다.
- 전체 프로그램 시스템이 작아서, 적은 비용으로 시스템을 유지할 수 있다.
- 기술자들이 모델 간 현업적 링크를 보다 쉽게 할 수 있다. 예를 들어
 - 대기 예측 모델이 해양과 파동모델의 구동을 위한 지상장을 제공한다.
 - 전지구모델이 지역 예측 모델에 경계조건을 제공한다.
 - 대기와 해양모델의 결합은 기후연구에서 광범위하게 사용된다.
- 서로 다른 분야(특히 NWP와 기후 연구)에서의 모델링 전문기술은 같은 목표를 향하고 있으며 따라서 보다 효율적으로 활용할 수 있다.

통합적 접근법은 모든 코드를 모듈화하고, 모델들이 코드를 최대한 공유하고 모든 응용을 단일 제어로 할 때 가능하다.

모듈화 방식은 코드 버전 간 교체를 쉽게 하고, 모델 간 호환성을 향상시켜 준다. 또한 기상코드 내의 부프로그램(Subroutine)간 인터페이스가 다른 기상센터와의 동의하에 표준화되어 다른 기관들과의 협력을 촉진시켜준다.

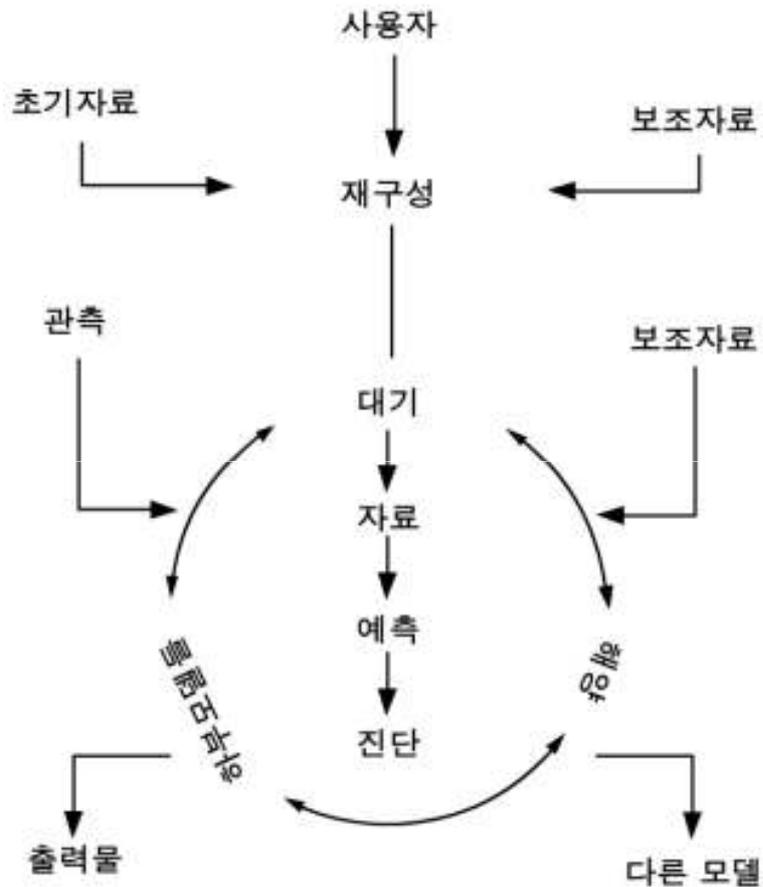


[그림 4.1] 전지구 통합모델과 다른 모델간의 상호 작용

4.1 통합모델

그림 4.2는 통합모델의 구성 성분을 보여준다. 제어 구조는 다음과 같은 사항을 포함한다.

기상청에서 UM은 슈퍼컴퓨터 3호기에서 실행되고 있다(2012년 현재). 통합모델은 컴퓨터 시스템에 관계없이 호환이 가능하도록 설계 및 개발되어서 다른 유형의 컴퓨터에서도 작동된다.



[그림 4.2] 통합모델 시스템 요소들의 개념도

4.1 통합모델

4.1.3 좌표계와 해상도

표 4.1은 기상청 전지구예보모델의 구성에서 사용되는 격자(Grid)계를 상세하게 나타낸 것이다. 현업용 전지구모델은 표준 위경도 좌표계의 격자점 모델로 격자점 사이의 위도와 경도 거리가 각각 0.5625도와 0.375도이다. 이러한 구조에서 남북방향의 해상도는 약 40km이고 동서방향의 해상도는 위도가 증가할수록 해상도가 향상된다. 하지만 위도 55도 이상의 고위도 지역에서는 격자간격이 조밀해짐에 따라 지나치게 발생하는 여분의 작은 규모 변동을 제거하기 위해서 기상장들을 필터링해야 하기 때문에 동서방향의 증가된 해상도는 효율적이지 않다.

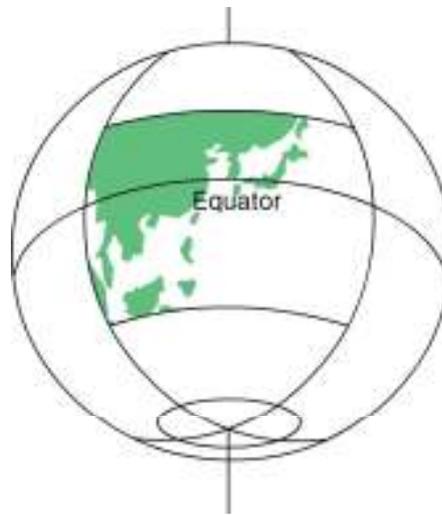
[표 4.1] 기상청 전지구예보모델(N512) 구성

지배방정식	Complete Equation(비정역학 방정식계)
수평해상도	N512(25km 0.352×0.234)
연직층수	L70(모형상단고도~80km)
예측기간	10.5일(252 시간)
시간적분간격	450 초
초기자료생산	4차원 변분자료동화(4DVAR)
공간이산화법	유한차분법(Finite Difference Method)
시간적분/이류	반암시/반라그랑지법(Semi-implicit Semi-lagrangian Scheme)
복사물리과정 모수화	Edwards-slingo General 2-stream Scheme
지면물리과정 모수화	MOSES-II Land-surface Scheme
경계층물리과정 모수화	First Order Non-local BL Scheme
대류물리과정 모수화	Modified Mass Flux Convection with CAPE Closure
미세물리과정 모수화	Mixed-phase Precipitation
중력파항력 모수화	G.W. Drag due to Orography(GWDO)

4.1 통합모델

통합 모델이 제한지역 모델로 사용될 때는 실제 위도/경도 좌표계 대신에 회전(Rotated)된 위/경도의 좌표계를 사용한다. 계산상의 북극은 현실에서의 54.43N, 306.97N(RDAPS)으로 이동된다. 이는 적도지역으로 영역을 이동하면 상대적으로 균일한 격자간격을 가지는 장점을 이용하기 위한 것이다.

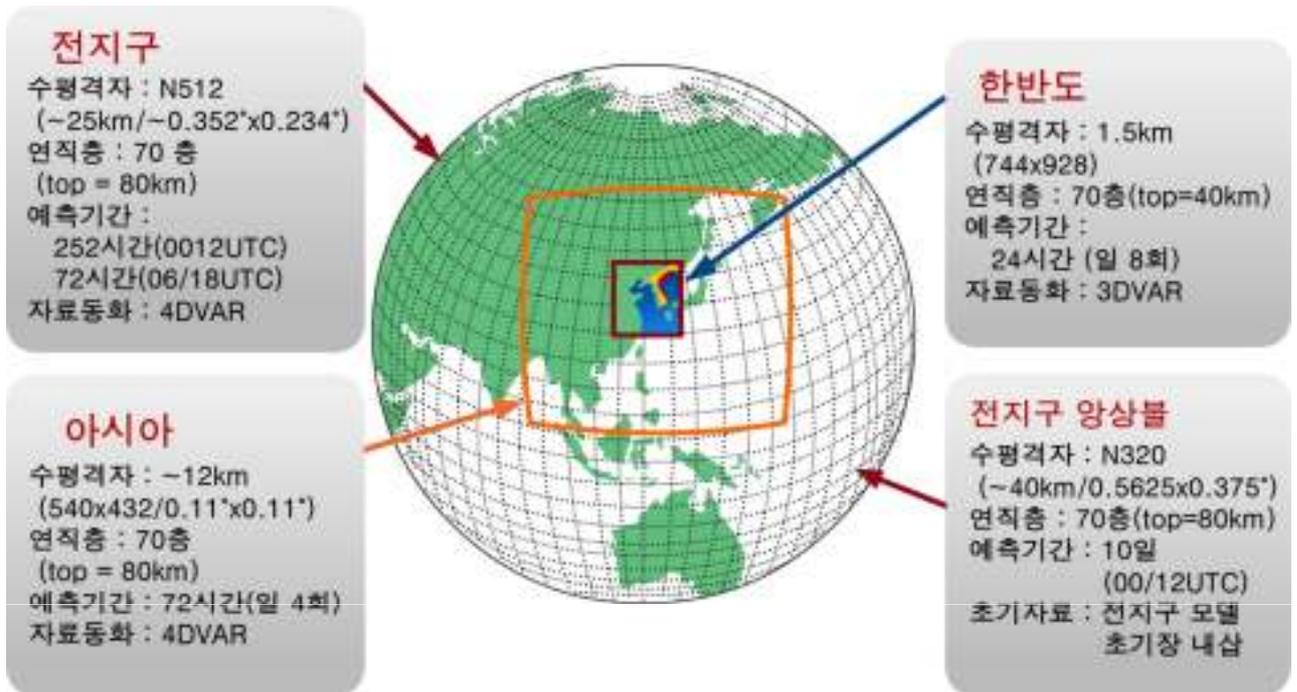
이것은 ELF(Equatorial Lat. -long. Fine-mesh) 좌표로 명명되기도 한다. 그림 4.3은 ELF 격자가 무엇을 의미하는 지를 나타내고 있다.



[그림 4.3] ELF 격자의 예. 모델 영역이 격자간격이 상당히 균일한 적도 지역에 위치. 이 원리는 기상청 지역과 국지모델에도 사용됨

4.1 통합모델

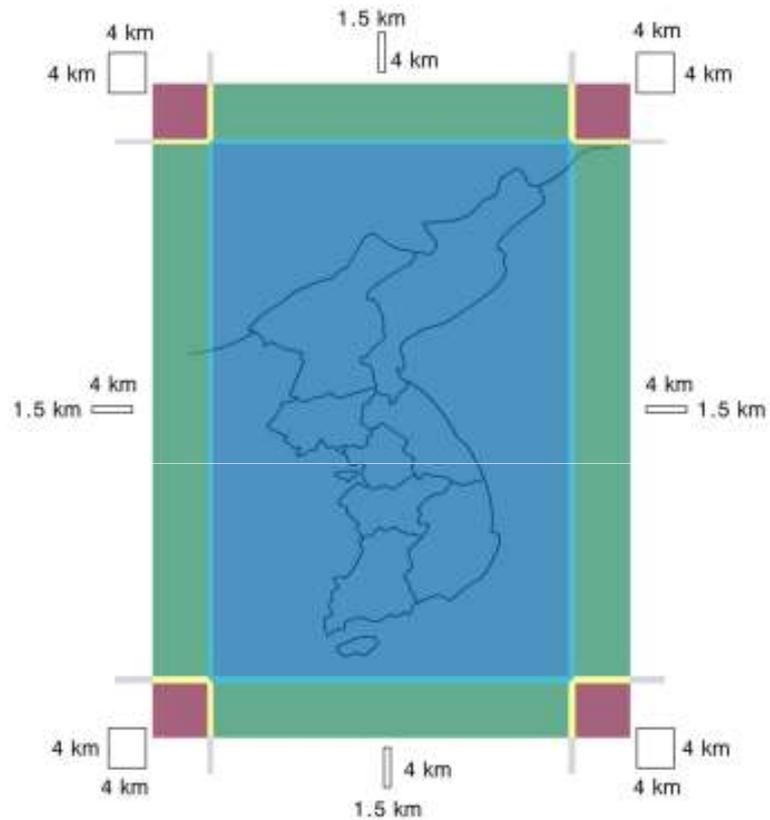
기상청에서 현재 운용중인 전지구모델의 해상도는 약 25km이고 지역모델의 경우 통합모델은 약 12km, KWRP는 10km이다. 또한 국지모델(한반도 영역)의 해상도는 1.5km로 고해상도이다



[그림 4.4] 기상청에서 운용중인 모델의 종류와 모의 영역 및 해상도

4.1 통합모델

가변격자계를 사용하는 국지모델의(LDAPS) 모의영역 중앙에서는 1.5×1.5km의 해상도를(그림 4.5에서 파란색) 갖지만 모의영역의 가장자리에서는 4km로 해상도가 저하되며, 모의영역 중심의 북쪽과 남쪽에서는 위/경도 해상도가 각각 4km×1.5km(그림 4.5에서 보라색), 모의영역 중심의 동쪽과 서쪽에서는 위/경도 해상도가 각각 1.5km×4km(그림 4.5에서 초록색)이다.



[그림 4.5] 가변격자계를 사용하는 통합 모델에서의 해상도 변화(LDAPS 예시)

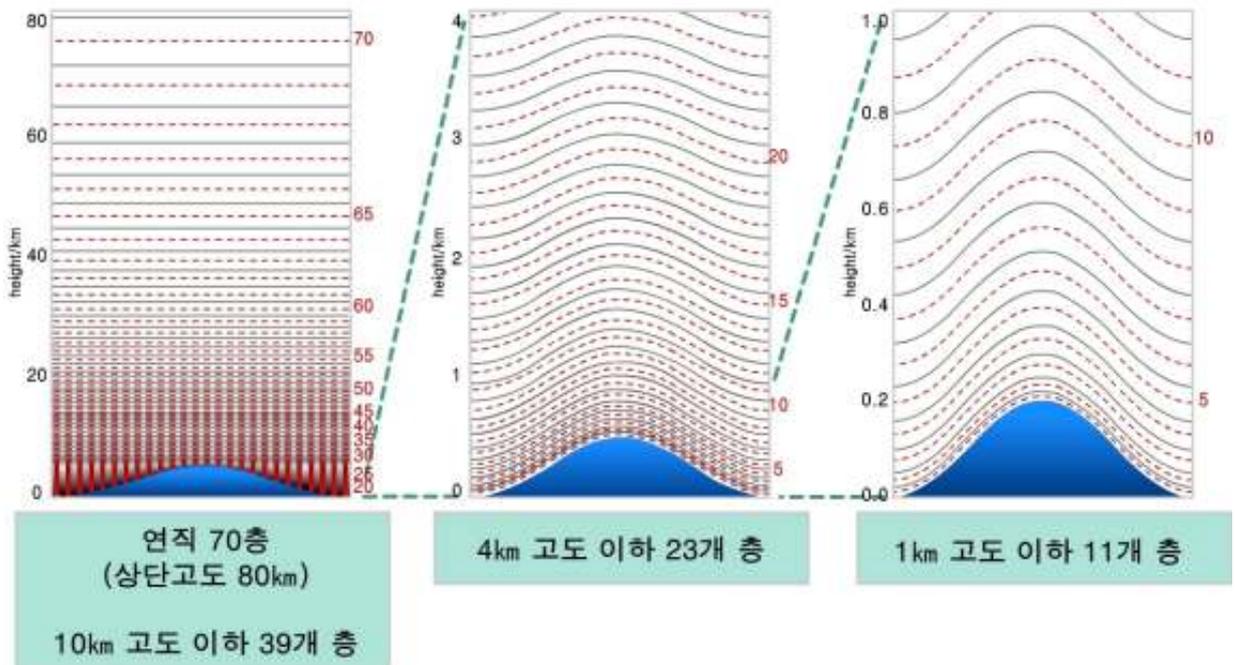
LDAPS에서 가변 해상도를 사용하는 이유는 전지구 또는 저해상도 지역예보모델로부터 제공받는 경계조건을 위한 과도한 디스크 사용량을 줄이고, 적절한 비용으로 한반도 모의 영역으로부터 경계지역을 최대한 멀게 하기 위함인데 이것은 특히 경계영역에서 불안정한 대기 흐름에 중요하다.

UM은 관심지역의 격자간격이 균일하도록 좌표상의 극을 이동시키지만 한다면 지구상의 어느 곳에서도 지역모델로 사용될 수 있다.

4.1 통합모델

2011년 5월 기상청에서는 전지구모델의 연직 층수를 50층에서 70층으로 세밀화하였다. 연직 층수가 70개일 때의 대기전체, 대류권 중하층 그리고 경계층에서의 연직 층수를 그림 4.6에 나타내었다. 그림에서 보는 바와 같이 연직 해상도는 대기의 급격한 변동을 보다 정확히 모의하기 위하여 지면근처에서 가장 조밀하다. 또한 해상도는 제트 기류 근처에서 상대적으로 높다. 제트 기류는 지상에서의 기상현상 발달과 민간항공에 중요하다. 모델의 최상층 고도는 전 지구 모델이 약 80km이고 지역모델은 약 80km이다.

모든 모델에서 $n(\text{Eta})$ 라 불리는 고도 기반의 혼합(또는 잡종, Hybrid) 좌표계가 사용되고 있다. 대기 하층에서는 지형을 따르는 시그마 좌표계를 사용하는데 이것이 현실적인 경계조건의 처방을 용이하게 한다. 대기상층에서는 고도면을 이용하며 17.5km 이상에서는 고도면이 평평하다. 두 고도 사이에서는 두 좌표계의 혼합을 사용하는데 지상에서 멀어질수록 지형 형태로부터 벗어나기 시작해 나중에는 고도가 점점 일정해진다. 하지만 지형이 높은 곳에서는 층이 얇아진다.

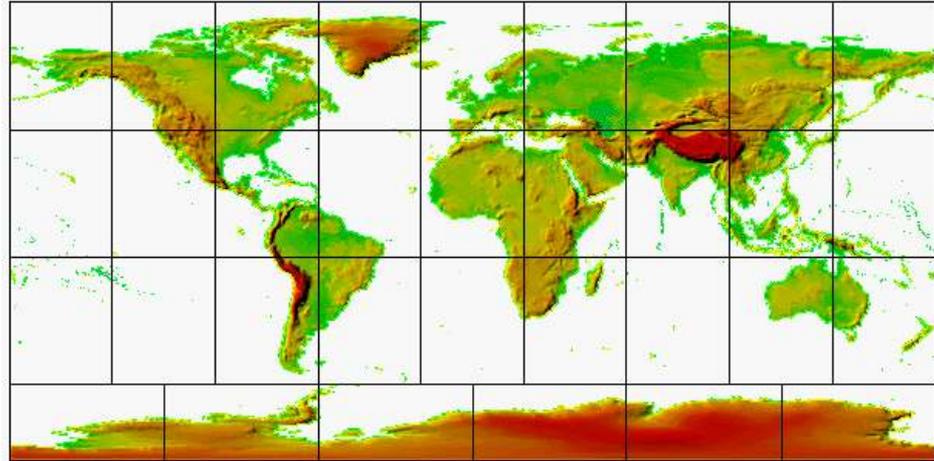


[그림 4.6] 전 지구 모델에서 연직 층수가 70층으로 세밀화 되었을 때의 연직 층 분포

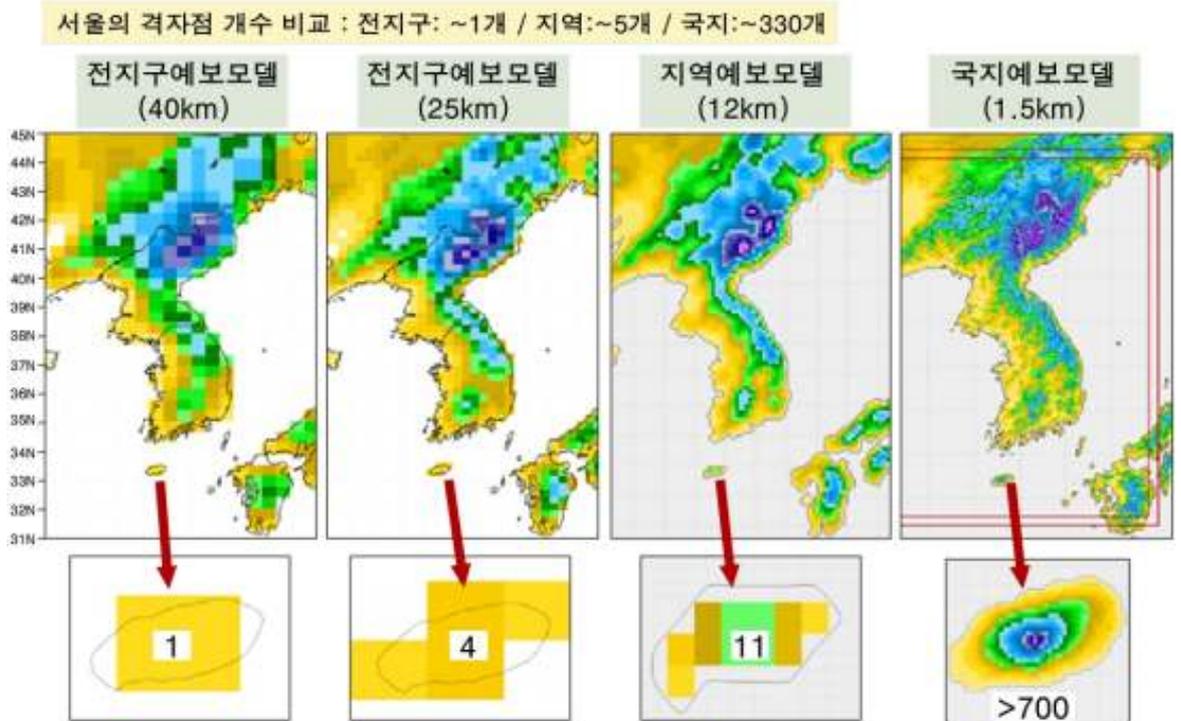
4.1 통합모델

4.1.4 지표의 특성

모델은 여러 가지 측면에서의 지표면을 필요로 한다. 지형, 지면피복 분류, 수문학적 특성 그리고 바다에서는 해수면 온도가 필요하다.



[그림 4.7] 전지구모델에서의 지형(평균해수면으로부터의 고도)



[그림 4.8] 모의 영역 및 해상도에 따른 지형의 상세화 예

4.1 통합모델

전지구모델에서의 지형을 그림 4.7, 그리고 모의 영역 및 해상도에 따른 지형의 상세화 예를 그림 4.8에 나타내었다. 비교해보면 대규모 산맥의 경우는 적절하게 그 특징이 묘사된 반면, 작은 산의 경우 상세함이 적절하게 묘사되지 못하고 있음을 볼 수 있다. 특히 제주도의 경우 해상도가 12km까지는 한라산이 전혀 나타나지 않다가 1.5km로 고해상도가 되어야 한라산이 산 형태로 나타나기 시작한다. 지형자료는 GLOBE(Global Land One-km Base Elevation : 전지구 1km 고도자료) 자료로부터 도출된 것이다.

육상에서는 식생과 토양 유형의 지리적 분포도 처방된다. 지면피복의 경우 1km 해상도 자료로부터 도출하였고 고도자료는 30m 해상도 자료로부터 도출한 것이다. 이들이 토양의 열전도율과 열 용량, 지표의 수문, 반사율과 거칠기 길이 등을 결정한다.

NWP에서 해수면의 온도는 매일 갱신되는 분석 자료를 이용하여 처방한다. 해빙은 기후학적 자료로 처방되는데, 가능할 경우 관측 자료를 이용하여 보완되며 이때 해빙의 두께는 2m로 가정된다.

4.1 통합모델

4.1.5 모델의 변수들

모델에서 사용되는 변수들은 몇 개의 그룹으로 나눌 수 있다. 모델에서 계산되는 주요 요소는 주요 예단변수(Primary Prognostic)라고 한다. 대기 모델에서 사용되는 변수들이 다음에 제시되어 있다.

이들은 각 격자점에서 매 적분시간마다 계산된다. 대기권에서 계산되는 변수는 a)-f)이고, 지상의 격자점 변수는 g)-l)가 있다.

- a) 수평 바람 성분(u, v)
- b) 연직 바람(w)
- c) 온위(θ)
- d) Exner Pressure(π)
- e) 비습(q)
- f) 구름 물과 얼음(q_i, q_f)
- g) 지상기압(p_s)
- h) 토양 온도(T_s)
- i) 토양수분 함량(SMC)
- j) 캐노피 수분 함량
- k) 적설량(Snowdep)
- l) 지표면 온도(T^*)

다음의 변수들은 모델 계산에 있어 꼭 본질적인 것은 아니나, 주요 예단변수들로부터 계산되는 것들이다. 이들은 제 2의 예단변수라고 불린다. 이들은 모수화 스킴으로 계산된다.

- l) 경계층의 깊이(Z_H)
- m) 해면의 거칠기 길이(Z_0)
- n) 대류운의 양(CC_a)
- o) 대류운 운저(CC_b)
- p) 대류운 상단(CC_t)
- q) 층운의 양(C_a)
- r) 오존 혼합비

r)의 경우(오존 혼합비) 성층권에서의 응용을 위해서는 예단변수로 사용하고 다른 응용에서는 상수로 처리한다.

위의 변수들 외에도 모델들은 모델에 의해 이루어지는 수동적 변수들인 29개에 달하는 추적자들(Tracers)이 이동을 예측한다. 예를 들어, 오염분산을 연구하는데 사용될 수도 있다.

4.1 통합모델

4.1.6 경계조건

모델의 경계 조건을 처방하기 위해서는 다른 변수들이 필요하다. 이들은 하단 경계(지표)와 측면 경계라는 두 개의 그룹이다. 전지구모델을 제외한 동아시아 및 한반도 영역과 같이 지역예보 모델들은 측면 경계 조건을 제공해 주어야 한다.

모델의 하단경계에서 필요로 하는 변수들은 보조자료(Ancillary Data)라고 한다. 이들은 다음을 포함한다.

- s) 땅과 바다의 마스크
- t) 토양유형
- u) 식생유형
- v) 격자박스내의 지형의 평균과 분산
- w) 해수면온도(SST)
- x) 해빙의 비율(ICEc)
- y) 해빙두께(ICEt)
- z) 해류

해양-대기 모델이 접합된 모델을 수행할 때는 w)-z) 변수들은 보조자료가 아닌 예단변수들로 사용된다.

만약 제한지역 모델이 실행될 경우, 측면 경계조건이 처방되어야 한다. 앞에서 제시한 목록 중 예단변수 a)에서 e)는 매 적분시간마다 제공되어야 한다. 동아시아 및 한반도 지역 모델의 경우 이러한 경계조건은 전지구모델 예측자료에서 제공된다. 이들은 지역예보 모델 격자계로 내삽되며 모델의 최 외곽 경계 8개 격자점에 적용된다. 지역예보 모델에 경계조건을 제공하기 위해서는 전지구모델의 예측이 선행되어야 한다.

통합모델과 KWRP 등은 비정역학 방정식과 함께 ‘원시 방정식’이라 불리는 운동방정식을 이용한다. 이 방정식들은 연직가속도를 포함하고, 코리올리의 효과를 정상적으로 반영하며 지구의 곡률 효과를 고려하는 구면 기하학적 항을 포함한다. 이 방정식에 대한 자세한 설명은 부록에 수록되어 있다.

4.1 통합모델

전지구예보모델은 표 4.1에 나타난 적분시간 간격을 이용해 방정식들을 전방으로 적분한다. 반 라그랑지안 스킴이 사용되는데 이 스킴은 질량과 질량이 곱해진 온위의 보존에 뛰어나다(이러한 보존은 UM의 기후 버전에서 특히 중요하다).

모델에 의해 발생하는 인위적인 고속의 중력파를 처리하는데 있어, 모델이 불안정해지는 것을 방지하기 위하여 분리-명시적(Split-explicit) 스킴과 함께 정상적 적분시간 간격의 3분의 1의 적분시간이 사용된다. 유한차분 스킴은 바람장을 온도장 사이의 격자점에 저장하는 아라카와(Arakawa) C-grid를 사용하는데, 이 방법은 모든 변수들을 동일 격자점에 저장하는 것 보다 높은 정확도와 더 나은 수치상의 안정성을 제공한다.

4.1 통합모델

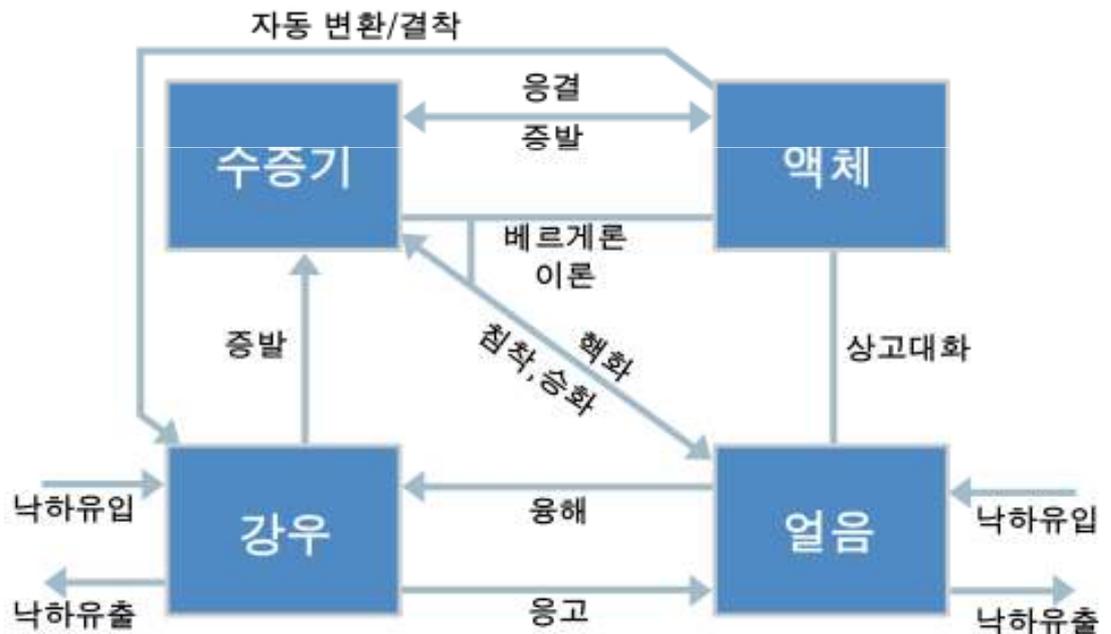
4.1.7 대기과 지면과정의 모수화

많은 물리과정들은 모델에서 처리할 수 있는 것보다 규모가 작다. 따라서 이들 과정의 세부사항들이 명시적으로 모델에 포함되지 않더라도 이들의 총괄적인 영향은 모델에 포함되어야 한다. 이러한 것을 ‘모수화’라고 한다.

대부분의 사례에서 UM은 현업과 기후버전에서 동일한 모수화가 사용된다.

- 대규모 구름과 강수

대규모 구름 스킴은 대류가 아닌 다른 과정들에 의해 생성되는 구름을 다룬다. 모델에서 역학적 상승은 이러한 구름 생성에서 가장 중요한 과정이나, 구름은 복사 냉각과 난류 수송에 의해서도 발생할 수 있다. 그림 4.9은 이 스킴에 의해 표현되는 수송과 강수 과정을 보여준다.



[그림 4.9] 혼합상 강수과정과 수송

전지구, 동아시아 및 한반도 지역 모델은 혼합상 구름과 강수 스킴을 사용하는데 이 스킴에서는 주요 예단변수로 비습(q), 그리고 구름 내 액체수와 얼음의 혼합비율(q_l, q_f)을 사용한다(구름 내 액체수와 얼음 혼합비는 구름 내 습윤공기 1kg에 대한 구름 액체수 및 얼음의 무게 비율로 나타낸다). 이들로부터 각 격자점에서의 정량적인 운량이 계산된다(층운의 양, 변수(p), 5절). 격자 공간 내에서 상대습도의 변화를 가정하는데 그 결과 상대습도 100% 이하에서도 구름이 발생하게 한다.

4.1 통합모델

구름 물은 주로 자동변환(Autoconversion)이라는 과정을 통해 강수로 변환되며 변환율은 구름혼합비에 비례해서 증가된다. 자동변환 방정식은 상층의 격자에서 강수가 내릴 시 결착과 병합과정 모의를 통해 변환율을 증가시키는 항을 포함한다. 이러한 방식으로 과중-증식(Seeder-feeder)의 관계가 표현된다.

스킴의 입력 변수는 온도, 액체수 혼합비 그리고 수증기의 혼합비이다. 격자기둥의 상층으로부터 시작해서 물과 얼음이 아래층으로 낙하하는 것이 예단되고 상변화와 잠열방출을 나타내기 위하여 전달방정식이 이용된다.

강수에 대한 구름 물 함량 임계치가 육지와 바다에 대해 다르기 때문에 육지보다 바다 격자에서 강수가 빨리 시작된다. 이것은 해상에서 상대적으로 적은 수의 구름 응결핵이 존재함으로 인해 동일한 구름물 함량하에서 해상 구름의 입자 수는 작고 크기는 더 큰 관측 사실을 고려한 것이다. 이것은 또한 충돌-병합에 의한 강수입자의 성장이 크기가 작은 육지 구름에서보다 더 효율적임을 의미한다. 해상에서 소나기를 내리는 대류운의 두께 임계값이(육지에서는 4km인데 비하여 해상에서는 1.5km) 작은 것도 같은 이유로서 설명된다.

구름의 형성에서와 같은 방법으로 격자 내에서 구름물의 비균일한 분포가 한도는 격자 내에 결합되지 않은 구름 내 수분의 분포로써 만들어진다. 그러므로 불포화된 격자 내에서도 강수량이 0이 아닐 수도 있다.

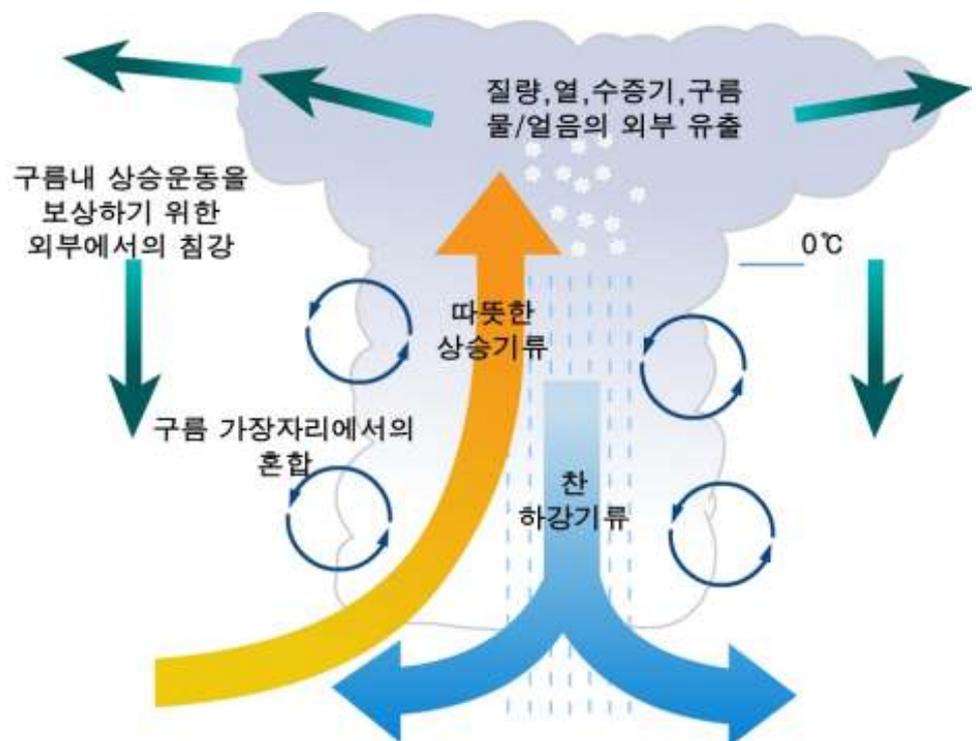
4.1 통합모델

구름내에서의 빙정은 작은 물방울이 열거나, 수증기의 승화에 의해 직접 형성되고 성장한다. 구름 내 작은 물방울들은 0도(관측과 일치) 이하에서도 얼지 않은 상태, 과냉각된 상태로 존재한다. 동결된 강수는 생성되자마자 낙하하는 것으로 가정된다. 강수의 증발과 용해는 아래층에서의 온도와 습도가 허용하는 범위 내에서 발생하며 이때 잠열의 소비에 의해 주위대기가 냉각된다.

지상층에서의 구름비율은 격자점내 임의의 점에서 안개 발생확률로 해석될 수 있다. 안개확률 진단은 이 변수와 함께 에어러솔 농도에 근거한다.

4.1.7.1 대류와 대류성 강수

적운과 적란운의 대류를 설명하기 위해 구름 모델이 사용된다. 이 하나의 모델은 격자 영역내에 몇 개의 대류 플룸(Plume)을 나타낸다. 상승기류와 강수에 의한 하강기류 모두가 고려된다. 그림 4.10은 모델에서 처리되는 과정들을 보여준다.



[그림 4.10] 대류 구름 모델

4.1 통합모델

대류는 대기기둥의 두 층 사이에 충분한 부력이 있을 때 시작된다. 상승하는 공기덩이의 크기를 결정하기 위해서, 모든 공기기둥에 내재되어 있는 CAPE(가용 잠재 대류에너지)의 크기를 측정해야 한다. 정의된 시간내에 CAPE를 소멸시키는 데 필요한 상승하는 공기덩이의 질량이 계산된다. 구름과 주위대기와의 혼합은 주위 공기가 구름으로 유입 되는 것과 구름이 외부공기로 유출되는 두 가지 과정으로 표현된다. 대류는 질량, 열, 수증기 그리고 구름 물/얼음들이 주위 대기로 완전히 혼합되면 종료된다.

격자에서 강수는 다음으로 진단되는데, 그 조건은 다음과 같다.

- (i) 구름 물/얼음 함량이 임계치를 초과할 때
- (ii) 구름의 두께가 임계치를 넘을 때

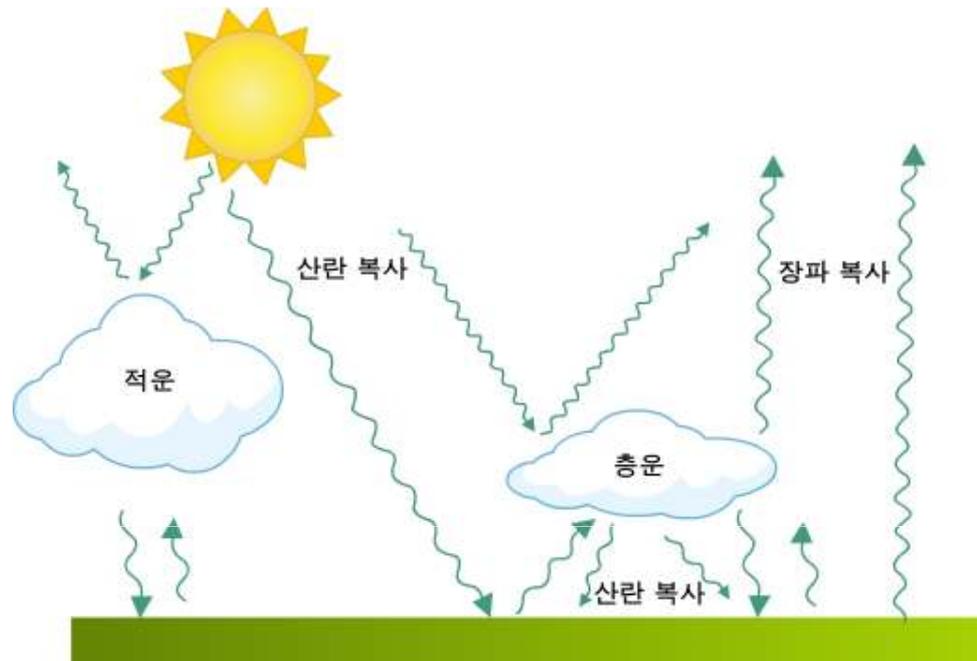
구름의 두께 임계치는 바다에서는 1.5km 그리고 육지에서는 4km이다. 그러나 만약 구름의 상부 온도가 -10 도보다 낮을 경우, 임계 두께는 육지와 바다 모두에서 1km로 줄어든다. 대규모 강수에서와 같이, 대류 스킴도 강수의 증발과 녹음을 고려한다.

통합 모델에 있어서, 강한(깊은) 대류는 명시적으로 나타내지만, 약한(얕은) 대류는 위에서 설명한 대류 스킴으로 모수화한다. 강함과 약함의 정의는 격자공간 내 CAPE 값에 의해 정해지는데, 여기서 CAPE 종결 시간규모는 깊은 대류에서 CAPE 크기에 선형적으로 비례해서 증가된다.

4.1 통합모델

4.1.7.2 복사 과정

이 모수화 스킴은 복사속에 의한 열전달을 모의하는데, 입사 태양 복사에 의한 단파와 대기 기체, 구름 그리고 지표면으로의 방출에 의한 장파 두 그룹으로 나누어진다. 그림 4.11는 이러한 과정을 나타낸 것이다.



[그림 4.11] 구름과 지표면과의 장파, 단파 상호작용

단파복사속은 주로 태양의 천정각(위도와 계절, 하루 중 시간에 따라 변한다), 구름의 양과 지표면의 반사율에 관계된다.

장파속은 방출하는 매개체의 양과 온도 그리고 그것들의 방출율(주어진 온도에서 흑체가 방출하는 최대 복사에 대한 실제 복사되는 양의 비율)에 좌우된다. 복사학적으로 활동적인 대기 성분(수증기, 이산화탄소와 오존)의 영향이 각각 매우 다르기 때문에 각각 계산되어야 한다. 각 기체의 방출율은 매우 복잡하게 파장의 함수이다. 모수화 스킴에서는 장파의 여러 개 파장대를 밴드 형태로 단순화 시켜 처리하는데 각 밴드에 대해 기체별 1개의 방출율을 가정한다. 유사하게 단파의 스펙트럼 또한 불연속적인 파 밴드로 처리된다.

구름들은 상당한 정도로 장파 및 단파 복사와 상호작용을 한다. 구름들은 수평상으로 균질한 평면으로 처리된다. 격자 공간에서는 대류운과 함께 여러 층의 구름들이 고려된다. 구름의 영향은 운량, 고도 및 구름 물과 얼음함량에 좌우된다.

4.1 통합모델

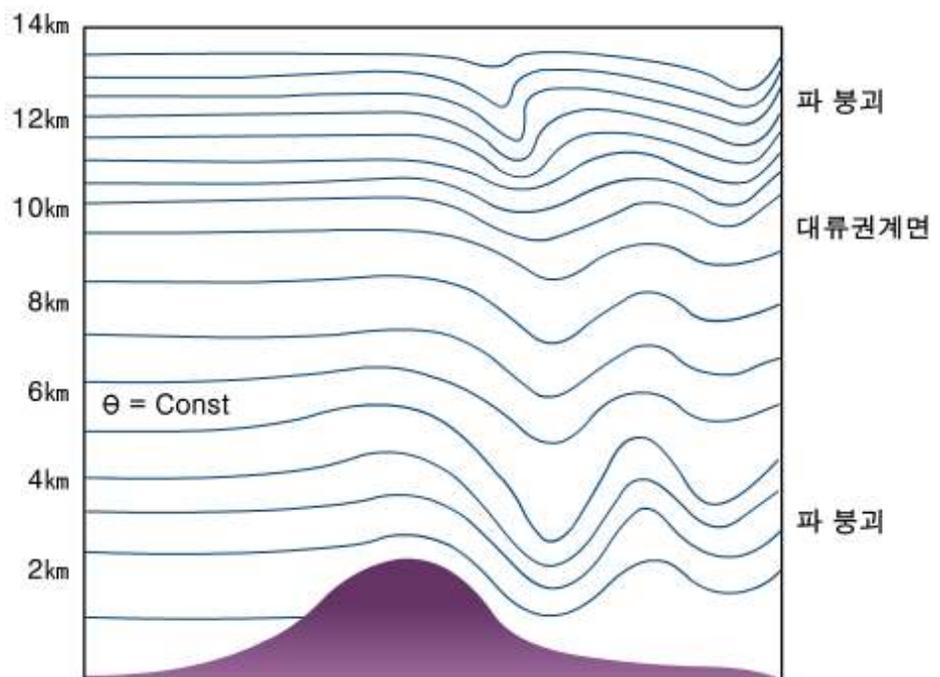
복사 가열과 냉각률은 수증기나 구름/얼음의 형태로 되어있는 수분에 크게 의존한다. 하지만 전체적으로 물의 존재는 대기권에서 잘 관측되지 않으며, 그 결과 모든 예단 변수들 중에서 가장 예측수준이 낮다.

지표의 반사율(즉 입사 태양복사에 대한 반사복사의 비율)은 해빙과 적설 분포와 함께 식생과 토양 유형에 좌우된다.

모수화 스킴이 너무 복잡하기 때문에, 전지구모델에서는 3시간에 한 번, 지역예보모델에서는 한 시간마다 복사속을 계산하도록 단순화 한 방법이 사용되고 있다. 이러한 빈도수는 구름의 변화에 대한 모델의 온도 반응을 결정한다. 단파 스킴의 경우 불충분한 계산 빈도에 의해 발생하는 오류를 최소화하기 위하여 매번 갱신된 태양 각도를 고려한다.

4.1.7.3 중력파 항력

안정된 상태에서 산을 타고 넘어가는 기류는 대기에서 파동을 유발한다. 이러한 ‘중력파’는 대기에서 항력을 작용하는데 이는 대류권계면까지 확장할 수 있다. 그림 4.12은 이러한 과정을 나타낸 것이다. 전지구 및 지역국 지예보모델들은 이러한 항력을 모수화 하는 스킴을 포함하고 있다.



[그림 4.12] 등온위면으로 나타낸 중력파

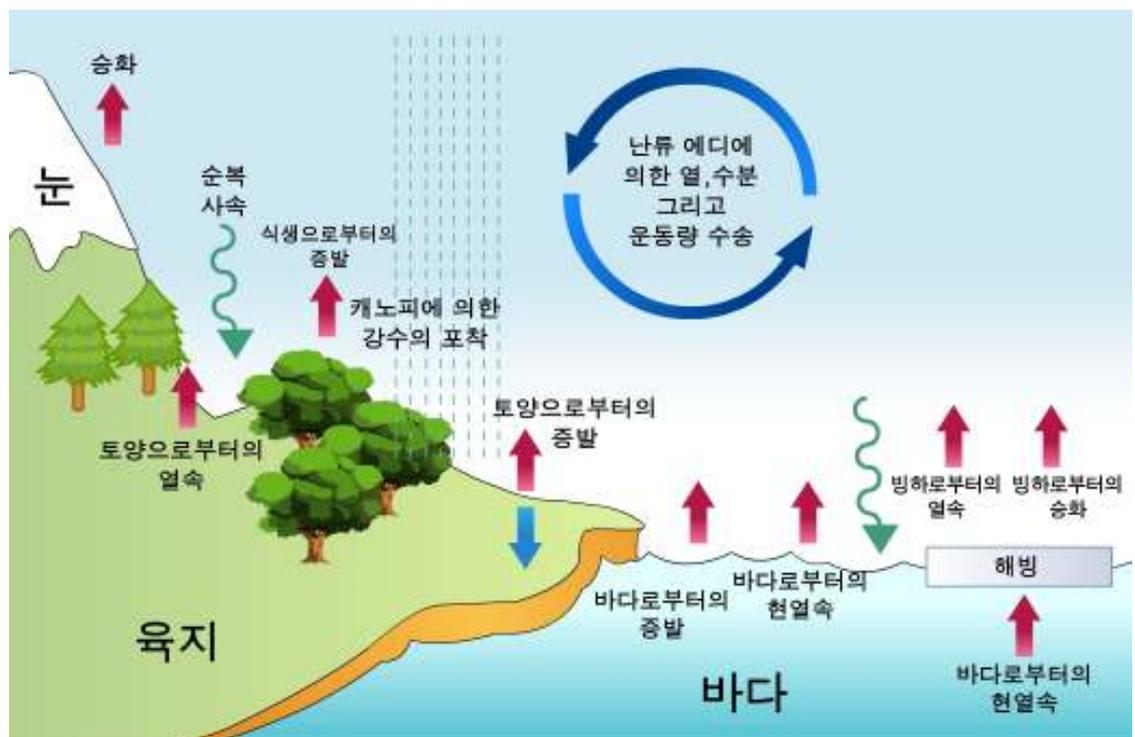
4.1 통합모델

부가된 응력(Stress)은 지형의 아격자 크기 변동과 풍속에 비례한다. 파동들은 연직으로 전파되며 상승과 바람 시어 증가를 통해 안정도를 약화시킨다. 이러한 현상은 바람 시어 크기가 유지 불가능해질 때까지 지속된다. 이 지점에서 파동의 ‘붕괴’가 진단되고 항력이 작용되며, 대기 흐름에 불연속을 야기시킨다. 이는 시어 불안정과 함께 난류의 발생을 의미하며 작은 규모의 난류운동이 대규모 흐름의 운동에너지를 흡수한다.

붕괴는 등온위면이 경사지고 역전된 경계층과 하부 성층권에서 주로 발생한다. 이러한 효과는 제트 기류를 약하게 하고 지상 저기압의 키를 작게 하며 다른 경우보다 빠르게 저기압을 약화시키는 겨울철 산악지역에서 가장 크게 일어난다.

4.1.7.4 지중, 지표와 층간의 과정

‘자유’ 대기에서의 과정들을 나타냄과 함께 지표면 또는 지표면 근처에서 대기에 영향을 주는 과정들도 표현되어야 한다. 이것들은 경계층, 지표 교환, 토양 과정과 수문들을 포함한다. 그림 4.13은 이러한 과정들을 나타내고 있다.



[그림 4.13] 지중, 지표 그리고 경계층의 과정

4.1 통합모델

난류 혼합작용은 경계층의 구조를 결정하는데 있어 필수적인 역할을 하며 모델의 해상도보다 매우 작은 규모로 발생한다. 이것은 지표와 대기사이의 중요한 현열, 수분과 운동량 속을 결정한다. 혼합의 양은 경계층의 구조에 의해 좌우된다. 그러므로 격자점에서 바람과 온도의 연직구조 그리고 구름이 경계층이 6개의 가능한 유형 중 어느 유형인가를 결정하는 데 이용된다(안정, 중립, 기타). 혼합의 양은 선택된 유형에 좌우된다.

난류 혼합에 대한 거칠기 길이는 다른 요인들과 함께 식생의 비율에 의해 결정된다. 산악지역에서 거칠기 길이는 아격자 규모의 산등성이와 계곡의 효과를 나타내는 지형성분을 갖는다. 적설은 거칠기 길이는 줄이고, 반사율은 증가시키며 상부 지상 2층에서의 열속을 줄여준다. 거칠기 길이는 호수, 경사면, 건물에 영향을 고려한다. 바다에서 거칠기 길이는 파도와 대기 하층사이의 상호작용을 나타내기 위하여 풍속에 비례하게 증가된다. 이들 계산에서 수면에 상대적인 풍속을 결정하기 위하여 해류가 사용된다.

영국 기상청의 지표 교환 스킴(MOSES)은 지표 과정을 처리한다. 이 모델에서 열과 물의 지중 속을 나타내기 위하여 4층 토양 모델이 사용된다. 표면온도를 계산하기 위하여 열평형방정식이 사용되며 이것은 입사 태양 복사, 유출 장파복사, 현열(토양과 대기로 향하는 하향 및 상향) 그리고 잠열(물의 증발과 눈의 녹음에 의한) 속에 대한 항을 포함하고 있다. 눈이 있으면 토양을 고립시킨다. 토양수분은 강수량, 응결 그리고 눈 녹음에 의해 증가되며, 증발, 지표면 유출 그리고 더 깊은 토양으로의 침투에 의해 감소된다.

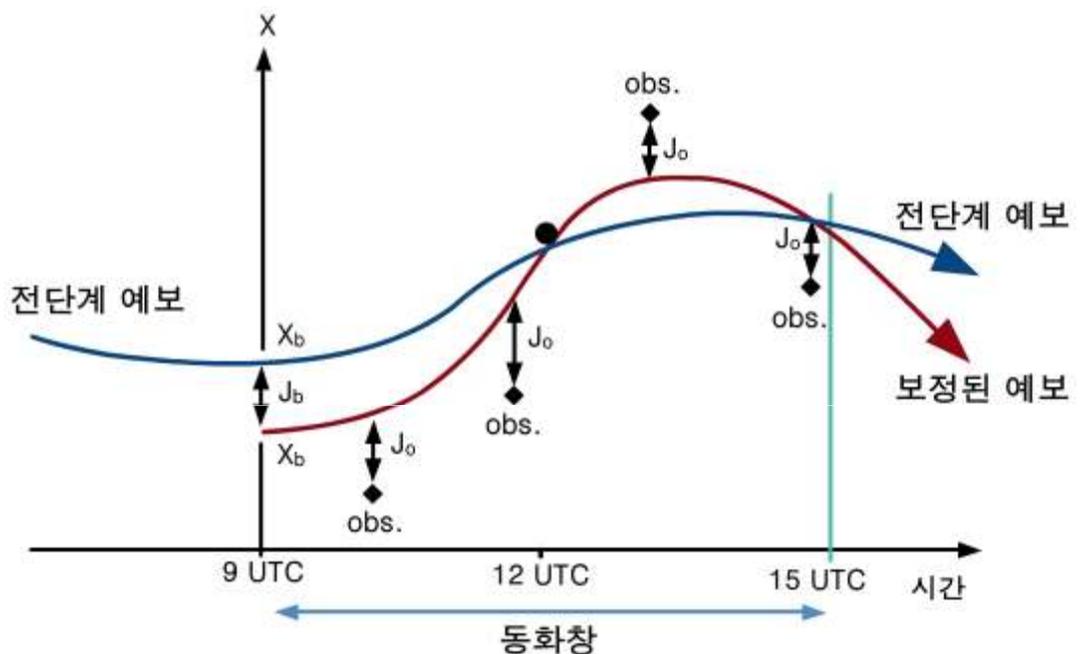
식물 캐노피(Vegetation Canopy)는 모델의 수문에 있어 여러 가지 방법으로 일정 역할을 한다. 이는 증발산 작용을 통하여 대기에 수분 공급원 역할을 하며, 낙하하는 비의 포착과 직접적인 응결을 통해 물을 획득하고 저장하며, 이러한 물을 흘러내림(Throughfall) 과정을 통해 토양으로 보낸다.

4.1 통합모델

4.1.8 자료 동화

4.1.8.1 변분 동화

자료 동화는 모든 수치예보시스템에서 필수적인 부분이고 UM의 현업적 구성에서도 자료 동화를 필요로 한다. 다른 센터에서와 같이 기상청에서도 관측에 포함된 정보와 모델 자료를 혼합하기 위하여 변분동화라 불리는 시스템을 채택하고 있다. 그림 4.14에 이 과정이 도식적으로 설명되어 있다.



[그림 4.14] 단일 변수 x 에 대한 4차원의 변분 동화에 대한 단순화된 그림. 동화 창 시작에서 모델 상태 x_a 는 이전의 예측점에 대한 적합도 J_b 와 계속되는 단기에 예측 동안 관측에 대한 적합도 J_o 사이에 통계적으로 잘 일치하도록 조정됨

동화될 자료를 포함한 동화창이 실행되는 동안 모델이 수행됨에 따라 다양한 거리함수(또는 비용함수)들(그림에서 J)이 계산된다. 이들 거리들은 예상되는 에러 특성에 따라 가중되는 배경장(J_b)과 관측(J_o)으로부터 각각 모델과의 거리를 측정한다. 비용함수는 이들 거리들로 정의되며 변분적 분석이라는 과정을 통해 최소화된다. 비용함수의 속성은 변분 과정이 정확도가 더 높은 자료에 더 일치하게 맞추려고 시도하는 것이며 그래서 동화창 시작점에서 모델에 최적 추정치를 제공하는 것이다. 비용함수에 대한 더 자세한 사항들은 부록에 있다.

이러한 유형의 동화는 관측의 시간 및 공간 퍼짐까지 고려하기 때문에 4차원 변분법이라고 불린다. 4-D VAR 방법은 전지구 및 지역예측 모델에서 모두 사용된다.

4.1 통합모델

변분과정은 모델의 전 예보나 배경으로부터 시작하며 본질적으로 반복과정이다. 매 반복 단계마다 대기의 초기 상태에 대한 정교한 추정이 이루어지며 이 반복 과정은 비용함수가 최소로 수렴될 때까지 계속된다.

상당한대로, 이러한 과정은 계산량이 엄청날 수 있으나 이 계산량을 최대한 줄일 수 있는 기술이 채택되었다. 비용함수는 분석의 추정치(초기에는 배경장)로부터 벗어남(섭동)의 향으로 표현되지만, 반복 과정에서 방정식에 의해 선형화된다. 최소화(Minimisation)는 전체 예측 모델과 같은 해상도에서 행해진다.

비록 다양한 역학적 제약조건이 변분 동화에 내재되어 있지만, 결과적인 초기장은 예보가 시작될 수 있을 정도로 충분히 역학적으로 평형이 이루어지지 않았다. 불연속적인 초기화 단계를 채택하는 것 보다는, 분석증분을 취하고 예보모델의 n 적분 단계에 대해 $1/n$ 을 더하는 방법을 이용한다.

접근에 있어서 분석이 증대되고 n 의 시간동안 $1/n$ 의 예측단계들을 다시금 해야 한다. 만약 n (시간)이 충분히 클 경우, 각 적분 단계에서 파생되는 불균형은 모델이 균형 잡힌 상태로 빠르게 조절되도록 충분히 작다. 숫자 n 크기는 동화 창 동안에 수행된 적분단계 수이다(전지구모델과 지역예보모델 모두 6시간). 모델에 동화되기 이전에, 모든 관측자료는 품질검사 과정을 거친다. 그들은 기후학적 자료(완전히 비현실적인 자료를 제거하기 위해), 모델 배경자료 그리고 이웃한 관측소의 관측자료들과 비교된다.

4.1.9 운영상의 예시

예측모델들은 슈퍼컴퓨터 3호기에서 매일 동일한 시간에 규칙적인 주기로 실행된다. 표 4.3은 기상청에서 현재 운용중인 전지구, 다양한 규모 및 목적별 지역예보모델들의 상세한 특성을 보인 것이다.

4.1 통합모델

[표 4.3] 기상청 현업 모델 현황 및 주요 응용분야

모델		구분	수평분해능 (연직층수)	운영 횟수 /일	예측 기간	목적
전지구	전지구예보모델(GDPS)		25km(70층)	4회	10.5일	대상 : 전지구 날씨 예측 용도 : 동네예보, 주간예보
지역	지역예보모델(RDPS)		12km(70층)	4회	72시간	대상 : 아시아 날씨 예측 용도 : 동네예보
	지역예보모델(KWRF)		10km(40층)	4회	72시간	대상 : 아시아 날씨 예측 용도 : 동네예보
국지	국지예보모델(LDAPS)		1.5km(70층)	4회	24시간	대상 : 한반도 날씨
파랑	전지구파랑모델(GWW3)		약 50km	2회	10.5일	대상 : 전지구 해상파고 용도 : 동네, 주간 해상예보
	지역파랑모델(RWW3)		약 8km	2회	72시간	대상 : 아시아 해상파고 용도 : 해상동네예보
	연안파랑모델(CWW3)		약 1km (6개 연안)	2회	24시간	서해중부/남부, 남해서부/동부, 동해중부/남부
해일	폭풍해일모델(RTSM)		약 9km	2회	72시간	용도 : 아시아 해상파고예보
황사	아시아확장(ADAM2)		30km	2회	72시간	용도 : 황사 수송 예측
태풍	태풍모델(DBAR)		약 35km	4회	72시간	용도 : 태풍진로예측
양상블	전지구 양상블모델(EPSC)		40km(70층)	2회	10일	용도 : 주간예보
통계 모델	전지구UM 기반	중기 기온 (GDLM)	6개 주요도시	1회	10일	용도 : 주간 기온예보
	지역UM 기반	3시간기온 (RDLM)	주요 예보지점	2회	48시간	용도 : 동네 기온예보
		칼만필터 (KLMN)		2회	48시간	
	KWRF 기반	3시간기온 (KDLM)		2회	48시간	
칼만필터 (KWKM)		2회		48시간		
초 단기	초단기 배경분석(KL15)		15km(22층)	8회	-	대상 : 동아시아 영역 용도 : 초단기모델 의 배경장 생성
	초단기 배경예측(KLBG)		15km(40층) 5km(40층)	4회	30시간	
	초단기 분석(KL05)		5km(22층)	24회	-	대상 : 한반도 영역 용도 : 3차원 분석 /예측 생산
	초단기 예측(KLFS)		5km(40층)	24회	12시간	

4.1 통합모델

전지구예모델(GDAPS)은 6시간 동화 주기로 운영한다. 전지구예모델의 실행은 다음과 같은 그룹으로 분류한다.

1. 전지구예모델은 00Z와 12Z에서 유효한 분석장으로 부터 T+ 240까지의 예보를 2회/일로 실행한다. 또한 GDAPS는 중간 분석장인 06Z와 18Z로부터 T+ 72까지 예보를 수행한다.

GDAPS의 주목적은 예보관들이 단기 예측, 중기 예측, 항공기 예보에 필요한 지역 종관 지침을 제공하고 그리고 지역예보모델을 위한 경계조건을 제공하는 것이다.

2. 주기적 분석(at 00Z, 06Z, 12Z와 18Z)을 위해 갱신(Update) 실행이 수행된다. 이 실행들은 다음 단계의 동화주기가 시작되기 전에 분석장을 즉시 재계산하여 가장 최근에 도착한 관측자료들이 동화에 사용되게 함으로써 최상의 분석장을 도출하게 한다.

12km 해상도의 지역예보 모델(RDAPS)와 10km 해상도의 지역예보 모델(KWRF)은 각각 하루에 4회(00Z, 06Z, 02Z와 18Z) + 72시간까지의 아시아 지역의 예보를 수행한다. 국지예보모델(LDAPS)에서는 한반도 지역에 대해 24시간까지의 예보를 하루에 8회 수행한다.

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

4.2.1 서론

한반도에서는 국지적인 재해기상의 빈도와 강도가 증가함에 따라 인명과 재산 피해가 점점 증가되고 있다. 이와 같은 기상현상은 기존의 단기예보 체계에서 예측하기에는 많은 어려움이 존재한다. 따라서 이에 대응할 수 있는 예측기술 개발이 필요하다.

국립기상연구소에는 국지분석시스템을 활용한 단시간 강수 예측시스템을 구축하여 초단기 강수 예측성 향상을 위한 연구를 진행해 왔다. 이를 위해 다양한 집중호우 사례에 대한 연구뿐만 아니라 실시간 운영 체계를 구축하여 그 결과를 분석하여왔다. 그 결과 물리적 초기화를 통해 6시간 이내의 강수 예측에 뚜렷한 향상이 있음을 제시했다(기상연구소, 2005).

이러한 초단기 강수 예측성 향상을 위해서는 레이더와 낙뢰 자료의 활용이 매우 중요하다는 것을 알 수 있었다. 예측성이 낮은 초단기에 대한 예측 지원 요구에 따라 기존의 단시간 강수 예측시스템을 활용한 체계를 운영하게 되었다.

특히, 초단기 예측은 모델 수행의 선행시간을 최대한 줄여 가능한 빠른 지원을 할수록 그 유용성이 높아지게 된다. 따라서 국지분석시스템을 기반으로 구축된 3차원 분석시스템을 이용함으로써 단시간 강수 예측장의 제공을 보다 앞당길 수 있었다(기상연구소, 2006). 이러한 결과는 한반도뿐만 아니라 북미지역에서도 LAPS 초기장을 이용한 WRF 모델의 예측은 강한 강수의 단기 예측에 특히 높은 강수예측 성능을 보였다(Etherton and Santos, 2008).

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

2006년도에 현업화되어 운영되고 있는 초단기 기상분석시스템을 지속적으로 개선하였고, 개선된 분석자료를 초기장으로 초단기 기상예측시스템(Korea Local Analysis and Prediction System, KLAPS)을 새롭게 구축하였다. 국지분석시스템의 개선에는 현업시스템의 변경에 따른 수정 및 관측망의 확대 및 변경 사항을 반영하였으며, 특히 배경장을 생산하는 모델을 교체하였다. 이를 통해 더욱 상세해진 분석장 제공이 가능하였다.

새롭게 구축된 초단기 예측시스템은 WRF 모델을 기반으로 개발되었으며, 그 예측장을 활용도를 높이기 위해서 수행체계를 최적화하여 그 결과를 1시간 이내에 예보관들에게 제공할 수 있도록 하였다. 2008년 시험운영을 통해 초단기 강수예측에 매우 유용하게 이용될 수 있는 것으로 판단하여 2009년 8월에 현업화하여 지원하기 시작하였다.

2010년에는 3시간 간격으로 발표하는 기존 동네예보 단기 예보와 이음새 없는 예보를 위해 동네예보 실황 및 초단기예보 지원을 위한 자료로 KLAPS가 이용되고 있다. 매시간 생산되는 분석장으로부터 동네예보 실황 요소를 지원하고, 매시간 생산되는 예측장을 통해서도 초단기예보 요소를 지원하고 있다.

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

4.2.2 초단기 기상분석시스템

기상청에서는 예측 능력 향상을 위해 관측망의 확대가 이루어져왔다. 그리고 정보통신기술 발전과 함께 통신 속도의 향상으로 각종 위성자료 및 주변국의 관측 자료도 준 실시간으로 수신 가능하게 되었다. 이와 같은 정보는 종합기상정보시스템(COMIS: COmbined Meteorological Information System)에서 관측 종별로 그래픽 또는 문자로 실시간 예보관에게 제공되고 있다.

그러나 이와 같이 관측 형태에 따라 별도로 제공되는 관측 정보는 별도의 모니터링과 분석을 요구하게 되므로, 모든 관측 자료를 망라해서 대기의 상태를 입체적으로 조망하기에는 부족한 측면이 있다. 이에 실시간으로 가용한 모든 관측 자료와 수치예측 자료를 사용해서 3차원 분석 자료를 생산하여 예보관에게 제공할 수 있는 시스템이 요구되었다(기상청, 2006).

이러한 시스템의 구축과 관련하여 가용한 분석시스템에 대한 기술적 검토가 있었다. 기상청 내에서 연구개발이 진행된 3차원변분자료동화(3DVAR) 시스템과 국지분석시스템이 논의 대상이 되었다. 3차원변분자료동화는 모형면에서 분석이 이루어지기 때문에 연직내삽오차가 적다는 장점이 있지만, 분석시간이 길고 비종관 자료를 분석에 사용하기 위해서는 별도의 연산자 개발이 필요하였다.

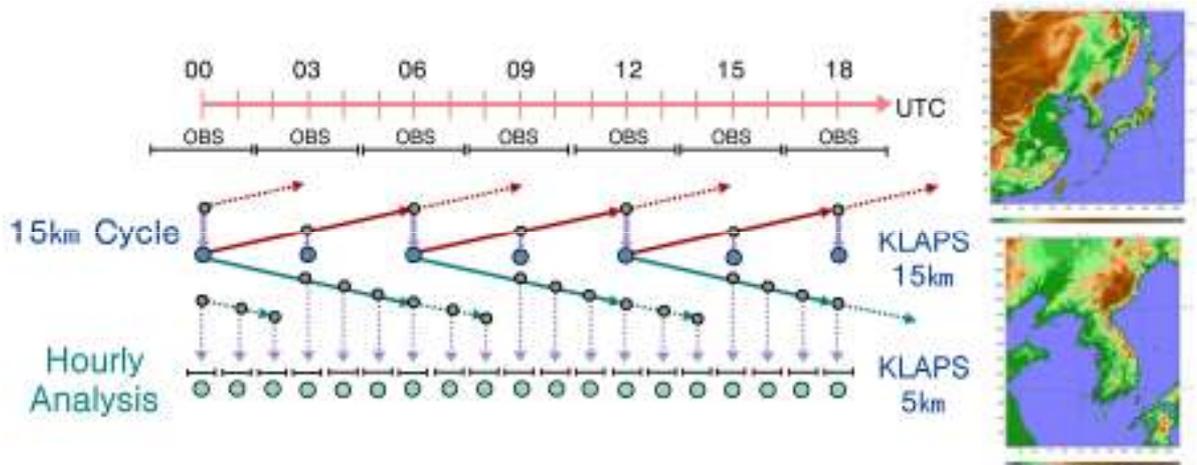
이에 반해 국지분석시스템은 기압면 분석으로 사이클 체계에서 연직 내삽 오차가 유입될 수 있는 단점이 있지만, 계산시간이 짧고 새로운 관측자료의 입력이 용이하며 다양한 응용지수 산출이 가능하다는 장점이 있었다. 관련 부서들과의 논의 결과로 국립기상연구소에서 개발이 진행된 국지분석시스템을 활용하기로 결정되었다.

3차원 분석시스템 개발은 2006년도 현업화 업무로 지정이 되어, 관련 부서들의 협력을 통해 개발이 진행되었다. 2006년 4월 15일부터 시험 운영을 5월 15일에는 현업 운영을 시작하였다. 그 이후 지속적인 개선이 수행되었고, 시스템 이름을 초단기 기상분석시스템으로 명명하였다.

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

초단기 기상분석시스템의 체계는 기본적으로 기존에 개발된 체계와 유사하게 구성을 하였다(그림 4.15). 그렇지만 초단기 기상분석시스템은 현업 운영되어야 했기 때문에 기상청의 기본 정책인 디지털예보 영역에 맞추어야 했다.

따라서 분석의 격자간격은 5km, 중심 위도는 38.0 °N, 중심경도 126.0 °E 로 새롭게 구성을 하였다. 3차원분석시스템은 251×251의 격자수를 갖는 15km 영역과 283×235 격자수를 갖는 5km 영역으로 구성을 하였다. 5km 격자 영역은 경계 영향을 줄이기 위해 디지털예보영역의 격자를 포함하여 남북과 동서로 좀더 넓게 하였다. 기상청 전지구모형 예측자료를 경계장으로 15km 영역 모형이 6시간 사이클 체계로 수행된다.



[그림 4.15] 초단기 기상분석시스템의 체계도

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

이때에 15km 분석은 예측장을 배경으로 매 3시간 마다 이루어진다. 5km 분석장은 매시간 이루어지는데 배경장으로 15km 영역의 예측장과 함께 동지내삽되어 생산되는 5km 예측장을 이용한다. 따라서 이를 위해서 5km 영역에 대해서 모형은 매시간 결과자료가 생산되도록 하였다. 5km 분석은 미리 수행된 모형 자료를 이용하므로 15km 영역의 모형 수행은 모형 초기시간에 비해 지체가 가능하다.

따라서 5km 분석에 이용되지 못하는 GTS 자료와 라디오존데, 항공기 관측자료 등의 상층 관측자료가 15km 영역의 분석에서는 포함될 수 있도록 분석이 늦게 이루어지게 하였다. 그래서 간접적이지만 5km 영역에 GTS 자료와 라디오존데 자료의 영향이 주어지도록 하였다. 이와 같이 15km 영역의 예측장 생산이 지체가 발생하기 때문에 5km 영역의 3시간 예측부터 배경장으로 이용된다.

초단기 기상분석시스템은 분석시간에서 10분 이내에 분석이 이루어져야 했다. 따라서 분석시간 약 6분 이후에 분석이 시작되어야 하므로, 그 시간 이전에 수신이 되는 관측자료만 활용이 가능하다. 그래서 활용할 수 있는 관측자료가 어떠한 것이지 관측자료의 입전 현황 분석이 필요했다. 현재 기상청의 모든 관측자료는 실시간으로 종합정보시스템(COMIS)에 수신이 되므로 종합정보시스템에 관측 자료의 수신시간을 자료별로 조사하였다.

현재 항공기상 관측자료는 기상청에서 관측되는 자료와 공군에서 관측된 자료가 수신되고 있다. 수신된 자료를 살펴보았을 때에 기상청 관측자료는 관측시간 00분이 되면 10개가 수신되어 대부분의 관측자료가 수신이 된다. 공군 관측자료는 시간에 따른 변화가 있지만 정시 6분에 대부분 33개 정도의 관측자료가 수신됨을 알 수 있다.

실제로 항공기상 관측자료는 정시자료를 약 10분 전에 관측하기 때문에 6분 이내에 대부분의 자료가 수신이 되며 3차원분석시스템에 활용이 가능하다. 이와 같이 다양한 관측자료에 대해서 매시간 수신되는 관측자료의 수를 조사하고 실질적으로 이용할 수 있는 관측자료를 파악하였다.

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

정지기상위성 MTSAT-2 자료는 매시 00분과 33분 두 번의 관측이 이루어지는데, 00분 자료는 일부 시간에는 관측이 이루어지지 않기 때문에 3차원 분석시스템에는 33분 자료를 사용하였다. 이 자료는 매시 약 48분에 수신이 완료되어 활용이 가능하다. 또한 우리나라 최초의 정지궤도 기상위성인 천리안이 2011년 4월 1일부터 현업 운용됨에 따라 15분 주기의 천리안 자료 활용을 준비 중이다.

자동기상관측자료와 낙뢰자료는 관측 후 약 5분 이내에 자료를 활용할 수 있으며, 레이더 자료는 관측 사이트마다 관측과 수신 시간에 차이가 있지만 약 10분 정도의 관측시간과의 차이가 있다.

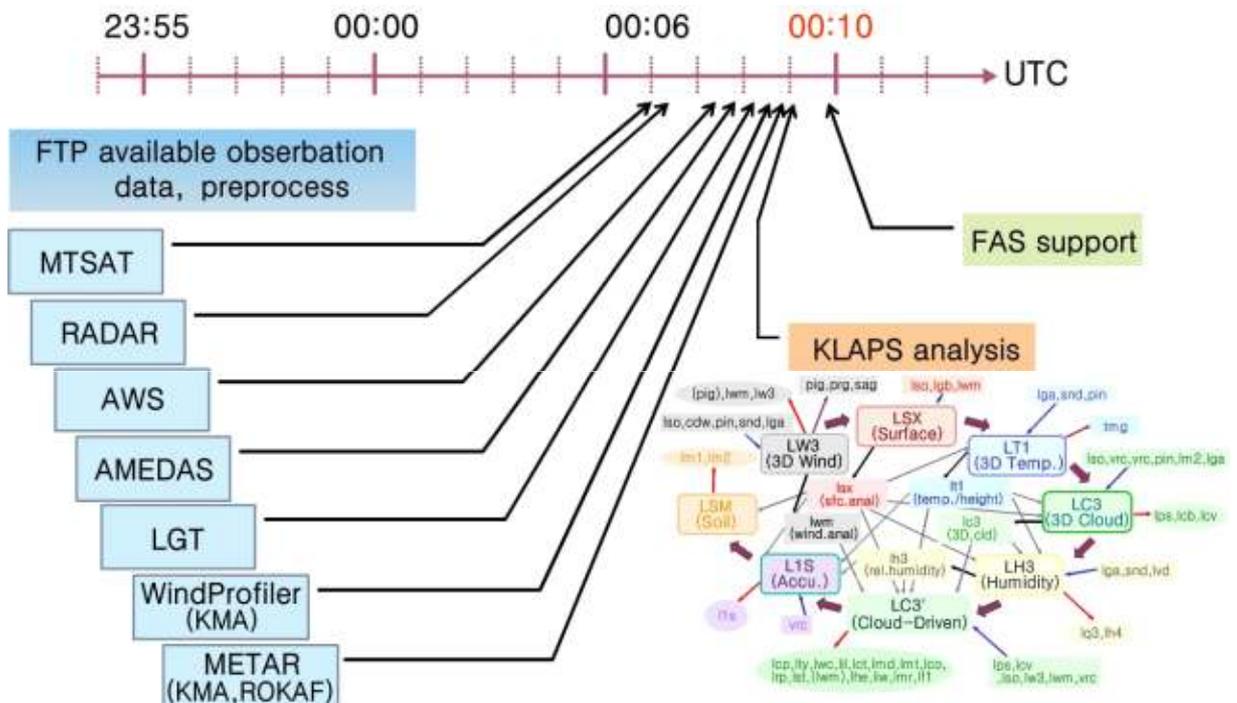
따라서 분석시간 10분 전 자료를 사용한다. 수직측풍장비의 관측도 레이더 자료와 마찬가지로 관측시간과 수신에 약 10분 정도의 차이가 있어, 분석시간 10분 전 자료를 활용하기로 하였다. 항공기상 관측자료는 앞서 언급한 것처럼 정시자료를 약 10분 전에 관측하기 때문에 6분 이내에 대부분의 자료가 수신이 된다.

일본 지상관측자료(AMEDAS)도 실시간 수신이 되어 5분 이내에 활용이 가능하다. 따라서 레이더와 국내 수직측풍장비의 관측자료를 10분 이전 자료를 활용하게 되면, 위성, 레이더, 수직측풍장비, AWS, 항공기상 관측자료의 자료를 정시 6분에 활용이 가능하게 된다. 이러한 관측자료 파일은 종합기상정보시스템에서 전후처리 시스템으로 FTP로 전송이 되고 3차원 분석시스템에서 처리할 수 있는 자료 형태로 각각 전처리 작업이 이루어진다(그림 4.16). 이후에 초단기 기상분석시스템의 바람, 온도, 습도 등의 분석과정이 적용되며, 최종 분석장이 매시 약 10분에 생산이 된다.

이에 반해 관측자료 중에는 수신 시각에 지체가 있어 초단기 기상분석시스템 매시간 분석에 이용되지 못하는 것이 있다. GTS는 언급한 것처럼 관측 시각과 수신이 차이가 있으며, 각 사이트에서 관측된 자료가 독립적으로 전송되기 때문에 시간이 지날수록 활용할 수 있는 관측자료가 증가하게 된다.

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

GTS 자료 중에서 지상자료는 분석시각에서 50분 정도가 지나면 약 90 % 정도의 자료가 수신이 되는 반면에 상층 자료의 경우는 약 1시간 30분이 지나야 대부분의 자료가 수신된다. 항공기 기상관측자료(ACARS)는 현재 미국 GSD(구 FSL)로부터 자료를 받고 있는데 약 1시간 30분 이후에 자료를 활용할 수 있다. 일본 수직측풍장비는 정시 약 20분 이후에 활용이 가능하다. 이러한 자료는 비록 매시 분석에는 이용되지 못하지만 15km 영역의 분석에 활용이 되고 있다. 따라서 이러한 관측자료가 15km와 등지격자 5km 영역에서 간접적으로 분석장에 효과를 미치게 된다.



[그림 4.16] 매시간 분석과정 흐름도

2008년도에는 레이더 및 윈드프로파일러 장비가 확대됨에 따라 관측자료 추가하였다. 추가된 레이더 자료는 성산포자료가 포함되었으며, 윈드프로파일러는 2007년도 이후 신규 설치된 자료를 포함하여 12대의 관측자료가 실시간 입력되고 있다. 또한 MTSAT-1R 위성의 HiRID 송신서비스 중단 및 HRIT 정규서비스 실시에 따른 입력체계를 구축하였다.

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

개발이후에 정보가 변경된 AWS, AMEDAS 지점 정보를 최신으로 갱신하였다. 그리고 기상청으로 실시간 전송되는 국내 AMDAR 자료도 활용될 수 있도록 하였다.

항공기 관측자료인 AMDAR는 기존에는 미국 GSD(Global Systems Division)에서 전세계 자료를 취합하고 전송이 되어 입전시간 지연으로 인해 5km 해상도의 국지분석시스템에서는 활용할 수 없었지만, 국내 자료를 실시간 활용할 수 있음에 따라 본 연구를 통해 이용체계를 구축하였다. 국내 AMDAR 자료는 현재 정시기준으로 10분전부터 입전된 자료를 처리하는데 평균 2~3대의 항공기에서 관측된 자료가 분석에 활용된다. 정시 6분부터 관측자료를 전송하고 처리하기 때문에 수신시간이 늦은 GTS와 같은 일부 자료를 제외하고는 활용가능한 대부분의 관측자료를 최대한 입력 가능하도록 하였다.

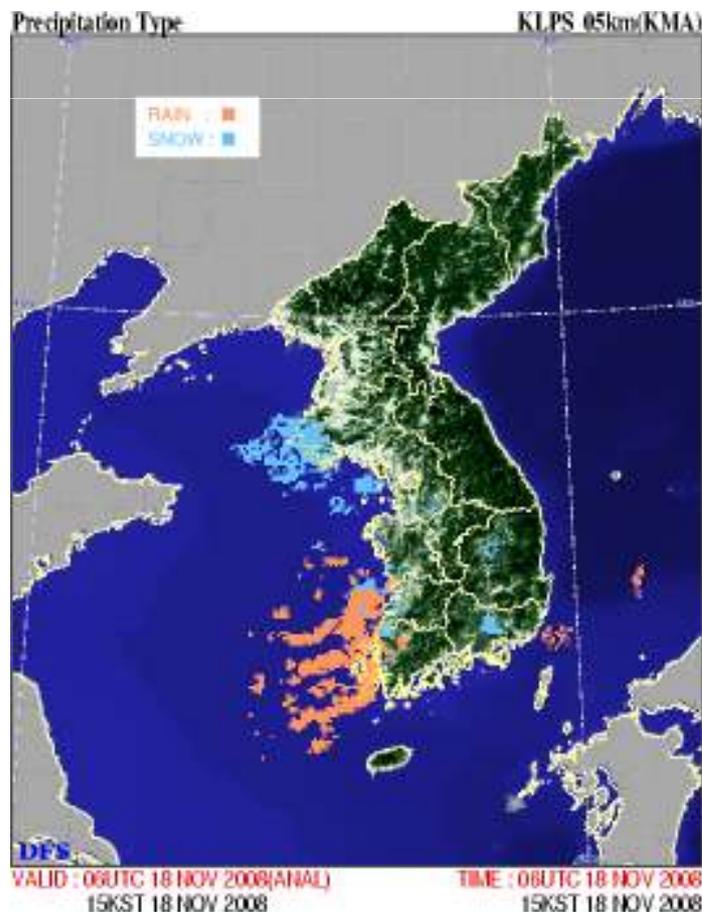
그리고 국지분석시스템에 배경장을 생산하는 기반모델을 변경하였다. 기존 시스템은 MM5V3를 이용하였다. 그 이후에 기상청 현업 지역모델이 KWRF로 변경됨에 따라 효율적인 운영을 위해서 배경장 생산모델도 WRF로 변경하기로 하였다. KLAPS 시스템은 기본적으로 WRF 결과자료를 처리할 수 있는 과정이 포함되어 있었지만, WRF 버전 4.1 이전의 체계에 맞춰져 있었다. 따라서 WRF 버전 4.2 이후에 변경된 전처리과정 등을 반영하기 위해 수정이 요구되었다. 이를 위해서 WRF 결과를 초단기 기상분석 시스템에 입력과정을 개발하였다. 여기에는 WRF 모델결과의 완화 등의 과정이 포함되었다.

한편 국지분석시스템에서는 위성, 레이더, 항공기상관측 등 다양한 관측자료를 이용한 구름분석과정이 포함되어 있다. 이러한 분석과정에서 구름정보와 상관된 바람과 온도에 대한 조절은 이루어져야 한다. 모델적분초기시각에 구름 또는 대기 물 변수를 지정한다고 하더라도 이를 뒷받침할 수 있는 대기 흐름이 정의되지 않으면 증발에 의한 냉각과 하강기류의 형성이 유발될 수 있다. 따라서 이를 보완하기 위하여 여러 종류의 관측으로부터 3차원 구름의 분포를 분석하고, 이와 역학적 균형을 이루는 초기장을 생산하는 일련의 물리적 초기화 과정이 국지분석시스템에는 포함되어 있다 (Schultz et al., 2001. Shaw et al., 2001).

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

강수현상시에 강우와 강설의 구분은 온도보다는 습구온도에 기반을 둔다. 이것은 환기효과(Ventilation Effects)로 떨어지는 강수의 온도가 습구온도를 유지시키기 때문이다. 만약 대기가 충분히 건조하다면 0℃ 이상의 온도에서도 강설이 일어난다는 것은 익히 알려진 것이다. 경험적으로 이러한 강우와 강설 구분의 습구온도 임계값은 약 1.3℃ 근처이다. 따라서 지면에서의 습구온도가 이 임계값 이상이면 강우, 0℃이하이면 강설, 두 경계값 사이는 강우와 강설이 혼합되어 나타날 수 있다.

국지분석시스템에서 계산된 지상온도, 습도, 기압자료를 이용해서 습구온도를 계산하고 구름분석을 통해 파악된 강수현상이 나타나는 격자에서 이 습구온도를 적용해서 강수유형 자료를 산출할 수 있는 것이다. 국지분석시스템을 활용하여 매시간 생산되는 강수유형자료가 실시간으로 예보관들에게 지원될 수 있도록 하는 체계를 구축하였다(그림 4.17). 강수유형 자료는 레이더 자료가 관측 가능한 범위 내에서 결정이 된다.



[그림 4.17] KLAPS에서 산출하여 지원하는 강수유형 자료(주황색은 강우, 하늘색은 강설을 의미)

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

검증을 위하여 강수유형 판별 결과를 관측자료와 비교를 하였다. 사용된 자료는 국내 기상대 매시간 관측자료이다.

국내식 기상현상 코드번호에서 비와 관련된 번호와 눈과 관련된 코드를 분석하여 강우, 강설, 강우강설혼합의 자료를 추출하였다. 그리고, 국지분석 시스템에서 5km 마다 생산된 강수유형 자료를 기상대 근처의 3×3 격자에 대해서 강우, 강설, 혼합을 구분하였다. 9개의 격자 중에서 강우나 강설만 있는 경우는 강우, 강설로 판별하고 두 강수유형이 모두 있는 경우는 혼합으로 분류하였다.

2006년 겨울(2006년 11월 16일부터 2007년 3월 15일)과 2007년 겨울(2007년 11월 16일부터 2008년 3월 15일)의 기간에 대해서 기상대에서 강우, 강설, 혼합의 관측 수에 비해 국지분석시스템에서 강수 현상을 판단한 경우는 2006년 겨울은 약 54%, 2007년 겨울은 약 50%에 불과하였다.

따라서 국지분석시스템에서 전반적으로 강수현상을 적게 분석하고 있는 것이다. 이러한 원인은 위성과 레이더를 이용한 3차원 구름분석이 실제로 구름을 적게 분석하는 것을 의미한다. 강우와 강설 유형만 보면 2006년에는 약 92%, 2007년에는 82% 정도의 정확도를 보인다. 관측에서 강수가 나타났지만 KLAPS 분석에서 강설 및 혼합형으로 보는 경우가 반대의 경우보다 많았다.

KLAPS에서 판단된 강수유형 산출자료는 특히 정규 관측자료가 부족한 북한 지역이나 서해상을 이동하는 저기압 시스템에 의한 강설 예보에 유용하게 활용될 수 있다. 현재 강수유형은 분석장에 대해서 적용이 되었다. 하지만, 이러한 결과를 활용해서 수치모형 예측에 사용이 가능할 것이다. 이 경우에 사회적으로 많은 영향을 끼치는 강설현상에 대한 예보 정확도를 향상시킬 수 있을 것이다.

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

2010년도에 동네예보 실황장을 제공하기 위해서 분석장의 개선이 있었다. 우선 기존 WRF v4.2 기반의 배경장 생산 모델이 최신 WRF v3.1 기반으로 변경이 되었으며, 민간항공기 관측자료 활용 고도 변경, 레이더 자료 처리 개선, 구름분석을 위한 위성자료 활용 과정을 개선하였다. 산출되는 KLAPS 분석장 중에서 지상기온, 습도, 풍향, 풍속, 운량, 하늘상태, 강수량의 7개 요소에 대해서 동네예보로 제공하고 있다.

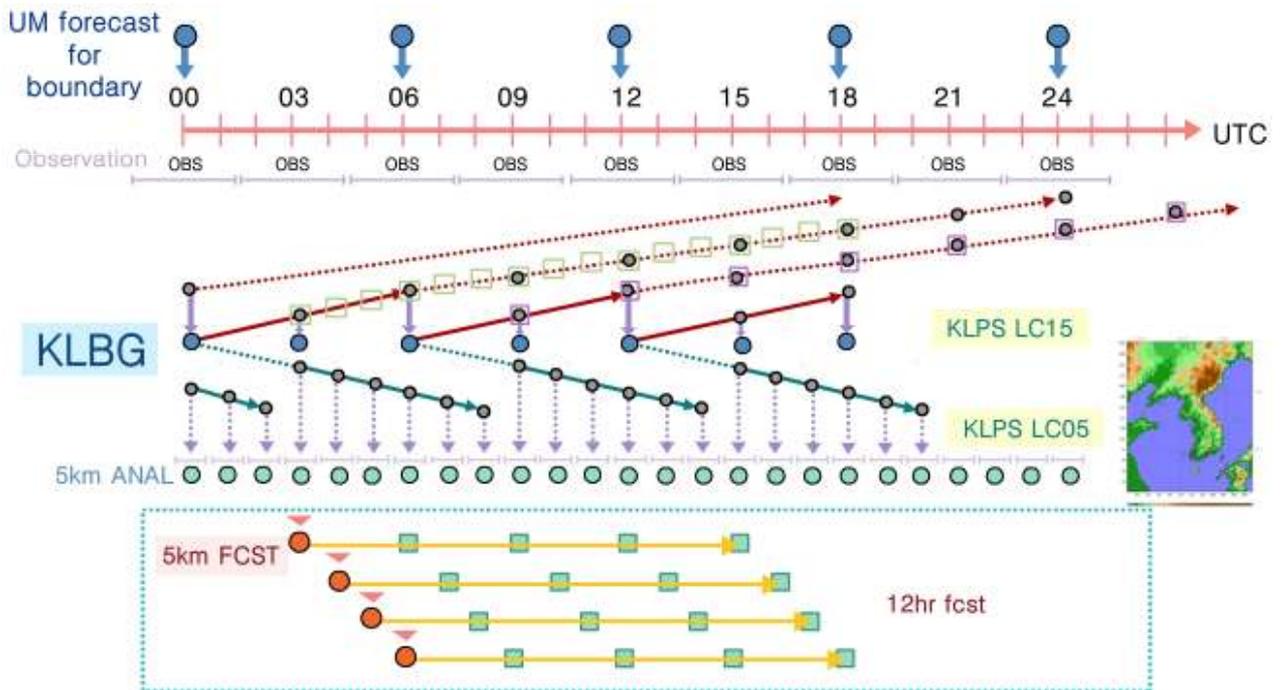
이 중에서 기온은 분석장과 관측지점의 고도차이를 보정하였고, 해안 지역도 행정구역에 맞춰 일부 변경하였다. 강수량은 10분 간격의 레이더반사도 자료와 1시간 누적 AWS 강수량자료를 합성하여 한반도 근처의 강수량을 산출하여 제공하고 있다.

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

4.2.2 초단기 기상예측시스템

초단기 기상예측시스템은 위성, 레이더 등의 비종관 자료를 활용하여 구름 분석이 포함된 초기장을 이용하므로 수치모델의 적분 초기부터 강수를 적절히 모의 가능하다. 따라서 모델 적분초기의 강수 스핀업 문제를 완화할 수 있다.

북미 사례에서 LAPS 초기장을 이용한 WRF 모델의 예측은 강한 강수의 단기 예측에 특히 높은 강수예측 성능을 보였다(Etherton and Santos, 2008). 그리고, 일 2회의 잦은 예측으로 단시간에 급격히 발달하는 강수시스템을 예측하는데 유용하고, 빠른 지원이 가능하므로 초기시각으로부터 1시간 이내에 예측장이 활용가능하다. 그림 4.18은 매시간 수행되는 초단기 기상예측시스템의 체계도를 나타낸 것이다.



[그림 4.18] 초단기 기상예측시스템의 체계도

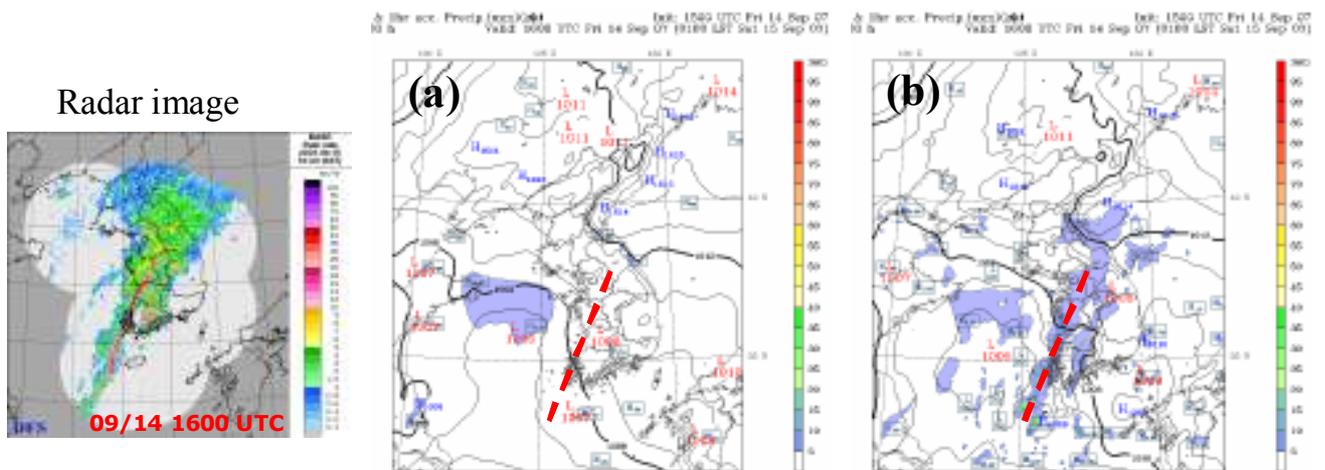
초단기 예측시스템의 수평해상도는 5km, 수평격자수는 283×235 이며 연직으로는 40층이다. 명시적 물리과정은 WDM-6 방안을 사용하였고, 적운모수화 방안은 사용하지 않았다. 초단기 예측시스템은 2008년 8월 시험운영이 시작되었고 2009년 8월 현업운영으로 결과가 공식적으로 지원되다. 2010년 6월 KLAPS v3.0으로 업그레이드 되었고, 동네예보와 초단기 예측에 자료를 제공하고 하고 있다.

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

초단기 기상예측시스템의 특징인 구름분석의 효과를 살펴보았다. 이미 언급한 것처럼 구름분석이 포함된 초기장을 이용하므로 스핀업 문제를 완화하여 수치모델의 적분 초기부터 강수를 적절히 모의 가능하다. 현재 KLAPS에서는 구름분석을 위해 위성영상자료, 레이더 반사도 볼륨자료, 지상항공관측자료 등이 이용된다. 이러한 자료를 이용해서 3차원적인 구름의 구조를 만들어 낸다. 그리고, 이와 관련되어 습도장뿐만 아니라 구름주위의 바람장에 적절하게 생산하게 된다.

또한 기상청에서 실시간 관측되고 있는 낙뢰자료를 이용하는데 이를 통해서 구름내부의 연직속도에 대하여 더욱 현실적으로 향상시키고 있다. 이러한 구름분석자료는 수치모형에서 초기시간부터 강수 형성이 가능하도록 한다.

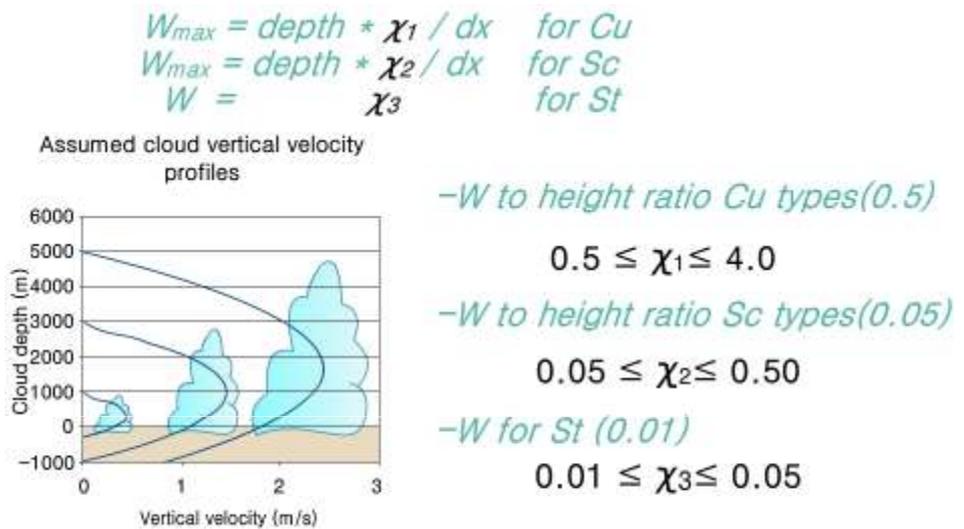
그림 4.19는 구름분석이 포함되지 않은 초기장과 국지분석을 통한 구름분석이 포함된 초기장을 이용한 1시간 누적강수와 이때의 레이더 영상자료를 나타낸 것이다. 구름분석이 포함되지 않은 예측에서는 서해상에만 강수 현상이 있고 레이더 영상자료에서 볼 수 있는 한반도에 존재하는 강수대를 예측하지 못하고 있다. 이에 반해 구름분석이 포함된 예측에서는 한반도에서의 강수대를 뚜렷하게 예측하고 있다. 심지어 레이더 영상에서 볼 수 있는 주강수대보다 약간 동쪽에 있는 강수대도 모의하는 것을 볼 수 있다. 이것은 모델 초기시각에 분석과정에서 입력된 레이더 정보 등이 매우 적절하게 분석에 활용되어 수치예보의 강수 모의에 작동하고 있음을 알 수 있다. 이러한 모형초기의 구름분석효과는 일반적으로 약 9~12시간까지 긍정적인 영향을 주는 것으로 알려져 있다.



[그림 4.19] 구름 분석이 포함되지 않은 경우(a)와 포함된 경우(b)에 수치모델에서 1시간 누적강수 모의결과 비교

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

2009년도에는 초단기 기상예측시스템의 예측성능 향상을 위하여 다양한 개선을 추진하였다. 우선은 초기 연직속도 결정 모수 최적화를 통해 초기화 과정을 개선하였다. 이를 위해 구름 연직속도 모수 탐색을 위한 유전 알고리즘(GA : Genetic Algorithm) 코드 결합하였다. KLAPS에서는 구름 유형에 따라 구름 내부의 연직속도가 결정되며, 운형에 따라 서로 다른 모수(x_1, x_2, x_3)를 가진다(그림 4.20). 적운형, 층적운형, 층운형 구름의 모수 각각에 대해 유전 알고리즘 적용하였다.



[그림 4.20] 운형에 따른 KLAPS의 연직 속도 결정 방법

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

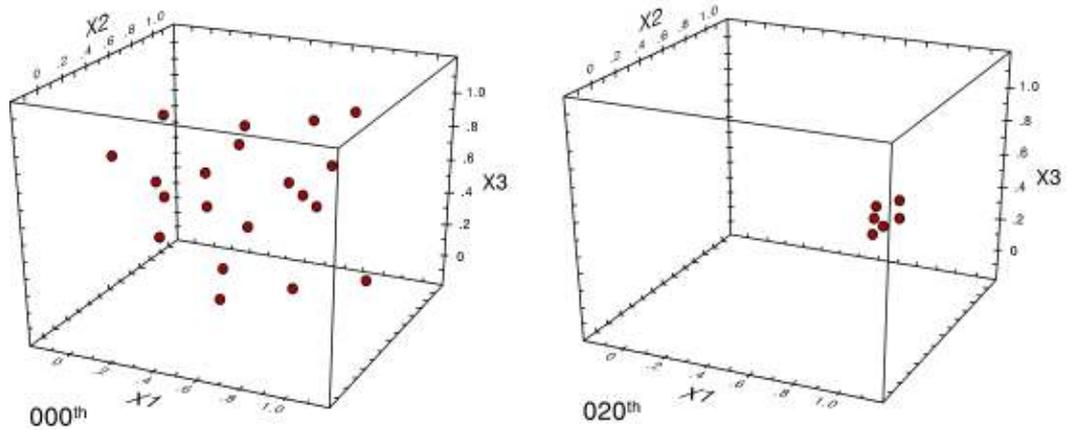
강수사례에 대한 최적의 모수를 탐색하기 위한 수치실험을 설계하고 수행하였다. 유전 알고리즘에서 20개의 개체에 대해서 30세대까지 실험을 수행하면서 최적의 모수를 탐색하였다. 이때 적용한 적합도 함수는 6시간 누적강수량 1~50mm까지의 각 기준값에 대한 ETS의 누적 값이다. 2008년 6월 17일 사례에 대해서 탐색실험 수행하였다. 최적의 모수탐색을 위해 KLAPS 분석과정과 WRF 모델 결합한 유전 알고리즘 적용하고 해당 모수들로 구성된 각 모델 결과에 대해 적합도 함수 계산하게 되는 이 흐름도는 그림 4.21에 나타내었다.



[그림 4.21] 모수탐색 흐름도

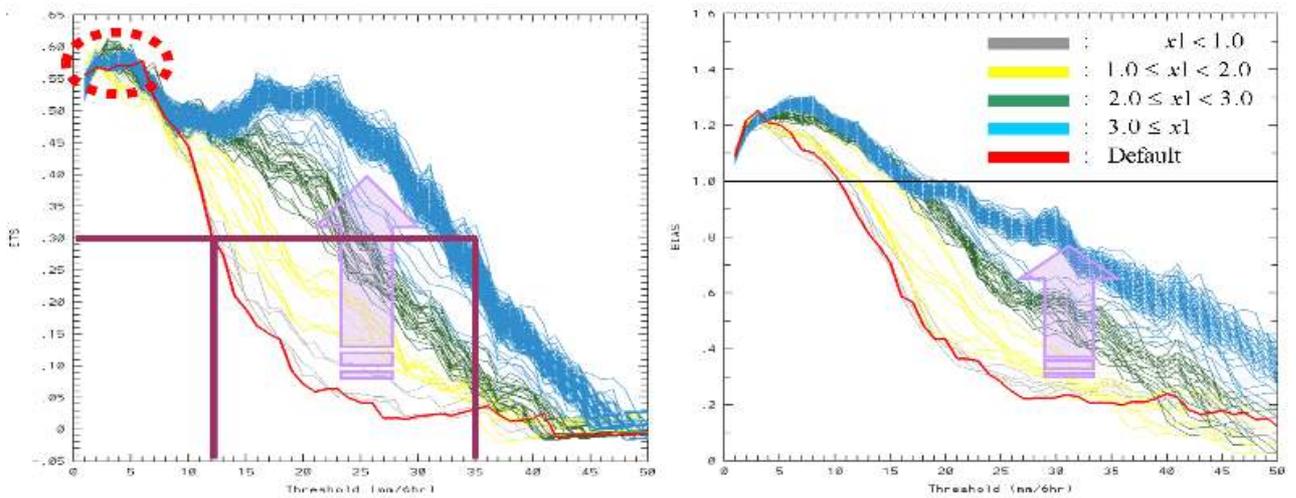
4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

세대에 따른 모수 분포 진화 특성을 살펴보았다(그림 4.22). 유전알고리즘 탐색 공간(0~1)에서 각 모수들은 세대가 지날수록 점차적으로 수렴하여 약 20세대에서는 상당한 수렴정도 보였다. 특히 x_1 (적운 모수)은 5~6세대에서 대부분 수렴하였다.



[그림 4.22] 적운 모수 x_1 의 0세대(왼쪽)와 20세대(오른쪽)의 모수 분포

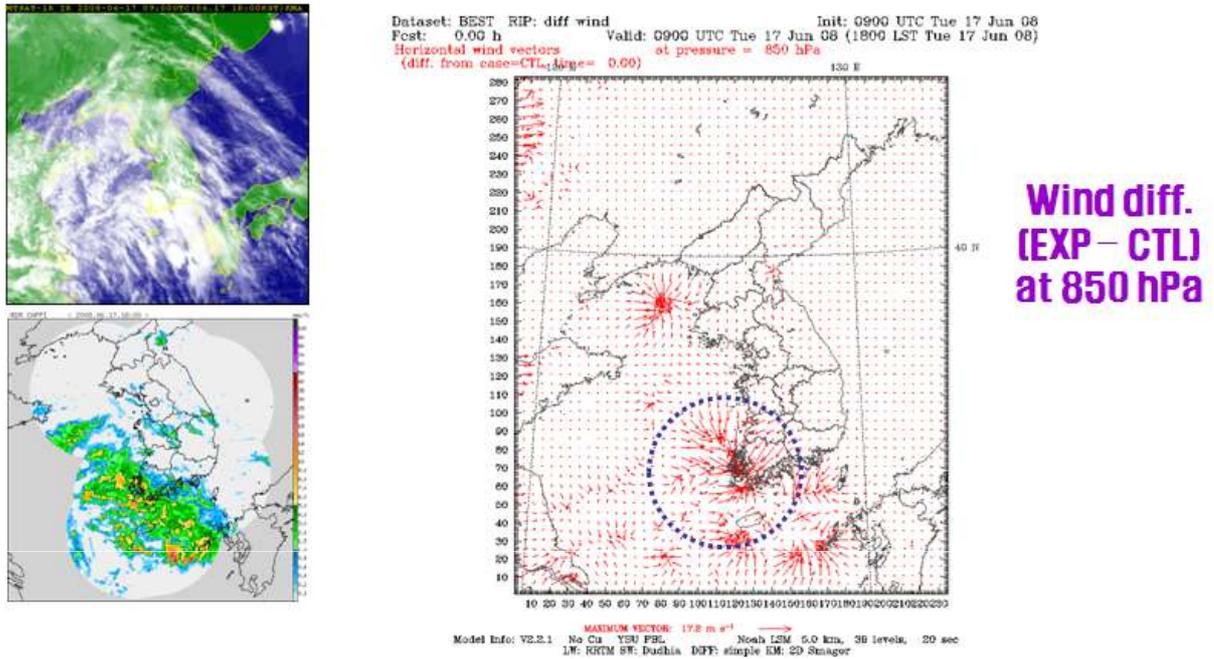
구름 연직속도에 대한 강수예측민감도 분석을 수행하였다(그림 4.23). 3개의 모수 중 적운형에 대한 모수(x_1)가 강수 예측성에 가장 민감하였다. 모수 값이 증가할수록 적합도 함수가 증가되는 경향이 산출됨을 보였다. 특히 15mm/6hr에서 높은 ETS 값을 산출하고 BIAS도 개선되는 것을 알 수 있었다.



[그림 4.23] 적운 모수별 6시간 누적 강수 문턱 값에 따른 적합도 함수(ETS) 분포

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

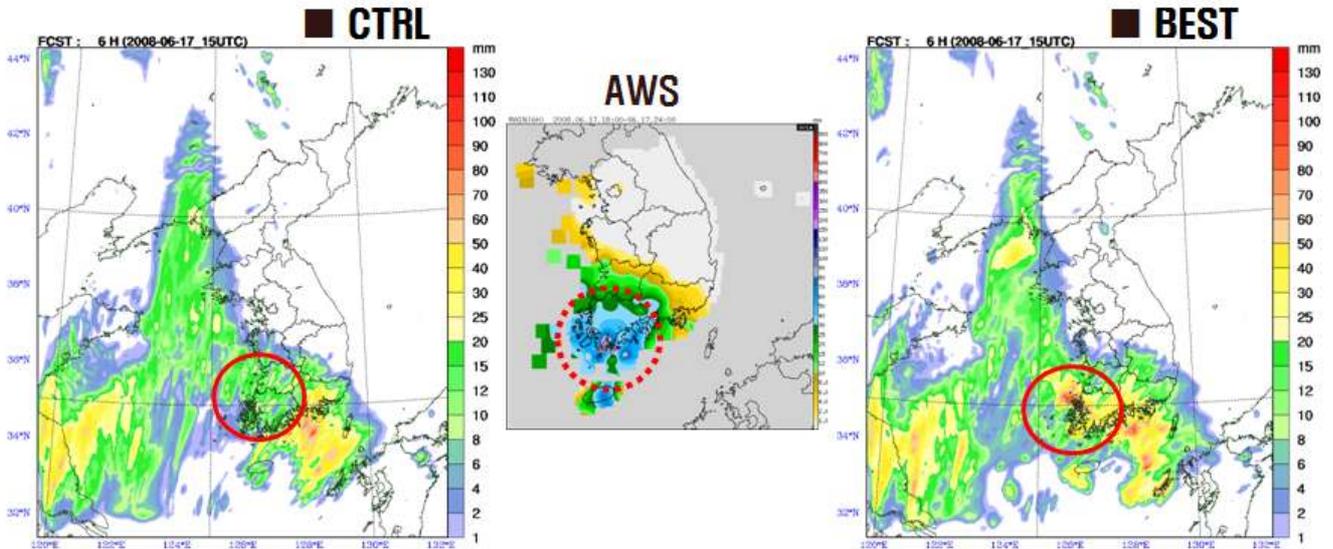
모수에 따른 분석 및 예측 결과를 비교하였다. 먼저 분석장 비교 분석에서 850hPa 고도 바람장, 특히 레이더와 위성 관측 지역에서 차이가 뚜렷함을 알 수 있었다(그림 4.24). 이를 통해 모수 변경에 따른 구름 분석의 효과를 확인할 수 있었다.



[그림 4.24] 2008년 6월 17일 09UTC 850hPa 분석 바람 벡터장의 차이(오른쪽). 왼쪽은 동일 시각 위성(좌상)과 레이더(좌하) 관측 영상

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

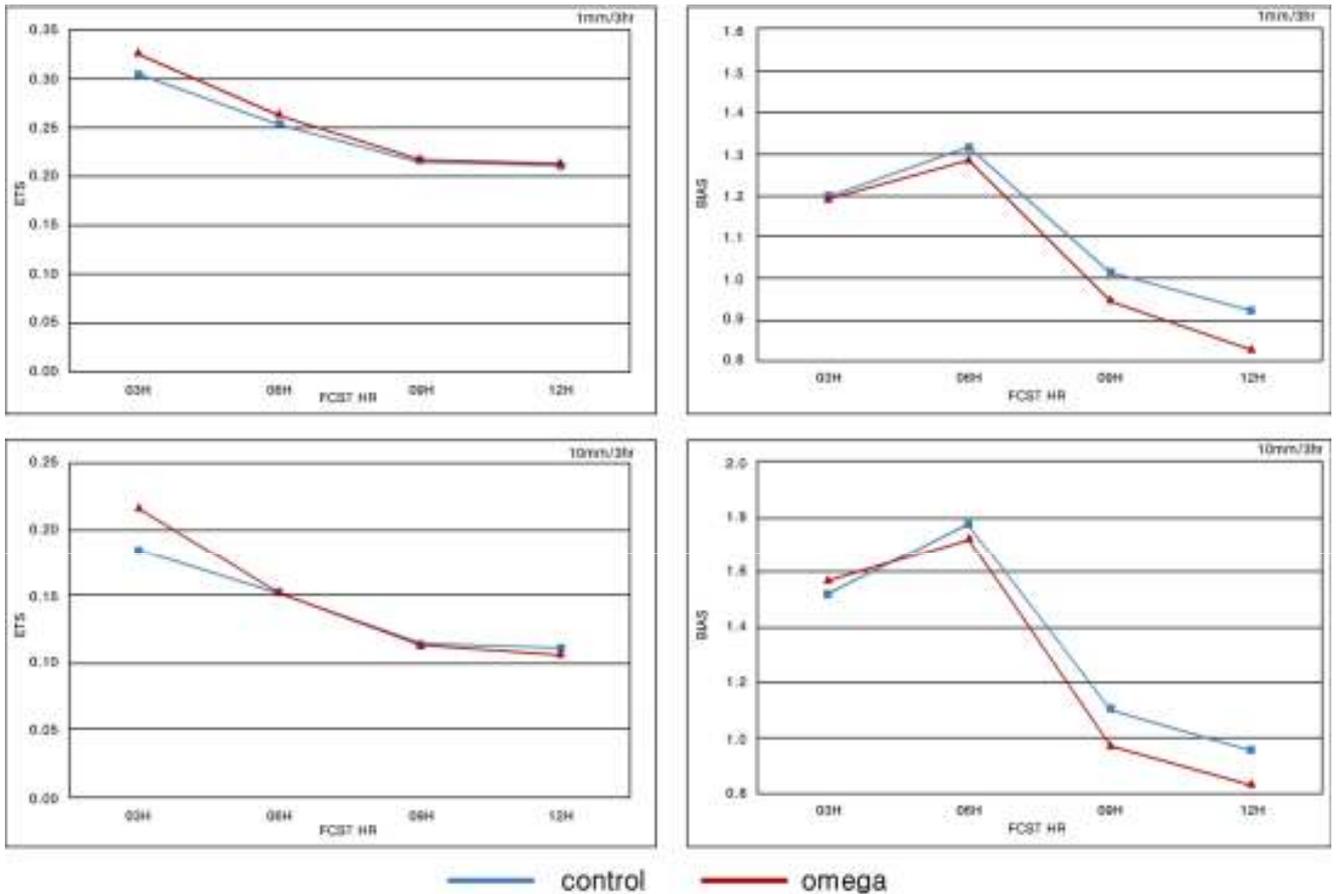
강수예측 비교 분석에서 새로운 적운 모수에 의해 전라남도와 앞 바다의 강수 시스템 예측 성능 향상됨을 보였다(그림 4.25).



[그림 4.25] 2008년 6월 17일 09UTC를 초기장으로 한 6시간 누적강수량 비교. 왼쪽(CTRL)은 기존 모수를 적용한 분석장을 초기장으로 한 예측장, 오른쪽(BEST)은 최대적합도 함수를 갖는 모수를 적용한 분석장을 초기장으로 한 예측장

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

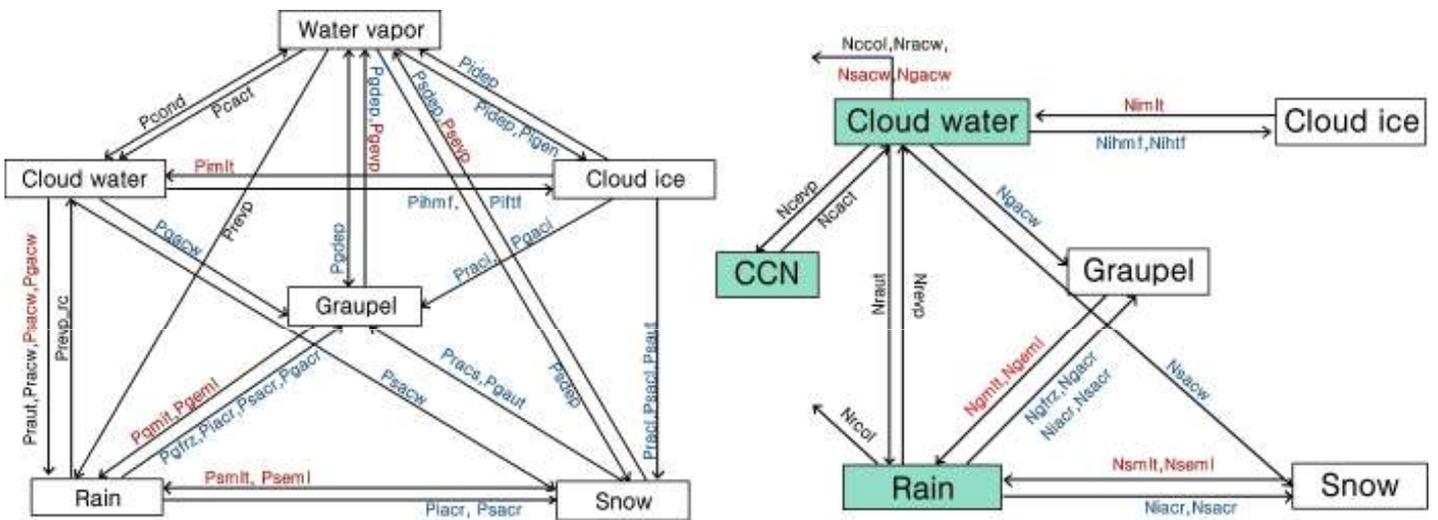
탐색된 모수를 이용하여 2008년도 여름철(6, 7, 8월)에 대해 예측을 수행(매 3시간)하였다. 각 예측자료의 3시간 누적 강수량을 AWS 관측자료로 검증한 결과, 전반적으로 강수 예측능력이 향상되었다(그림 4.26). 특히 6시간 누적 14.5mm 기준으로는 ETS가 23.8%에서 23.5%로 향상되었다.



[그림 4.26] 기준실험(Control, 파랑)과 연직속도 최적 모수가 적용된 실험(Omega, 빨강)의 3시간 누적 강수의 문턱 값별 ETS(왼쪽)와 BIAS(오른쪽)

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

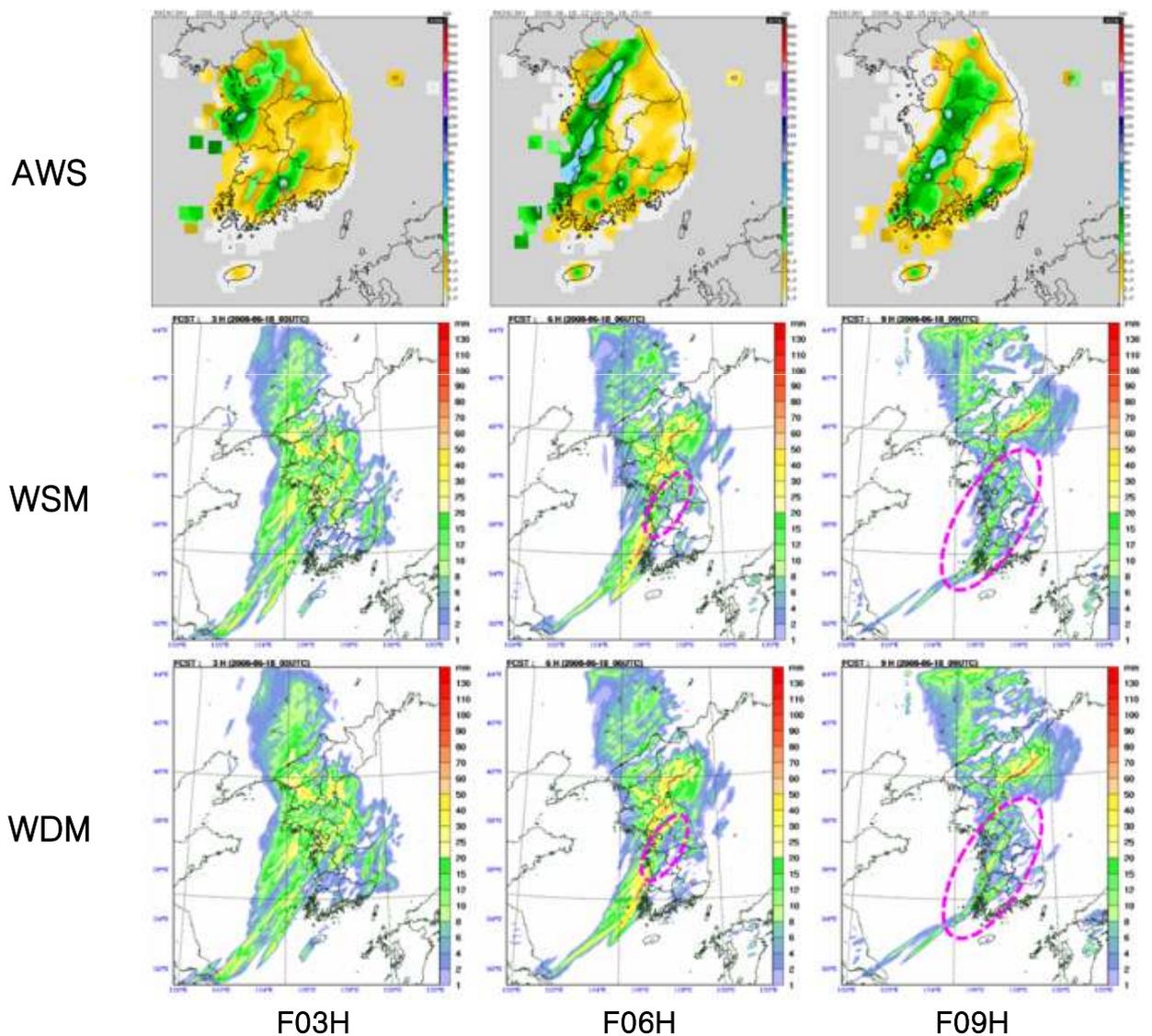
그리고, 초단기 기상예측시스템의 모델 물리과정을 개선하였다. 최근 Lim and Hong(2009)에 의해 이중모멘트 구름 미세물리과정이 새롭게 개발되었다. 초단기 기상예측시스템의 모델에 개선된 미세물리과정(이중 모멘트)을 적용하였다. 기존에 활용되었던 WRF 모델의 Single-Momont 6-class(WSM6) 미세물리과정은 수증기, 구름물, 구름 얼음, 눈, 비, Graupel의 6개 종류에 대해서 혼합비를 예측한다. WRF Double-Moment 6-calss(WDM6)는 WSM6에 구름물과 빗물에 대한 수농도를 추가로 예측하여 명시적인 구름응결핵과 결합되어 다양한 비입자의 크기 분포를 가진다(그림 4.27).



[그림 4.27] WDM6에서 혼합비와 수농도에 대한 미세물리과정 흐름도((Lim and Hong, 2009)

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

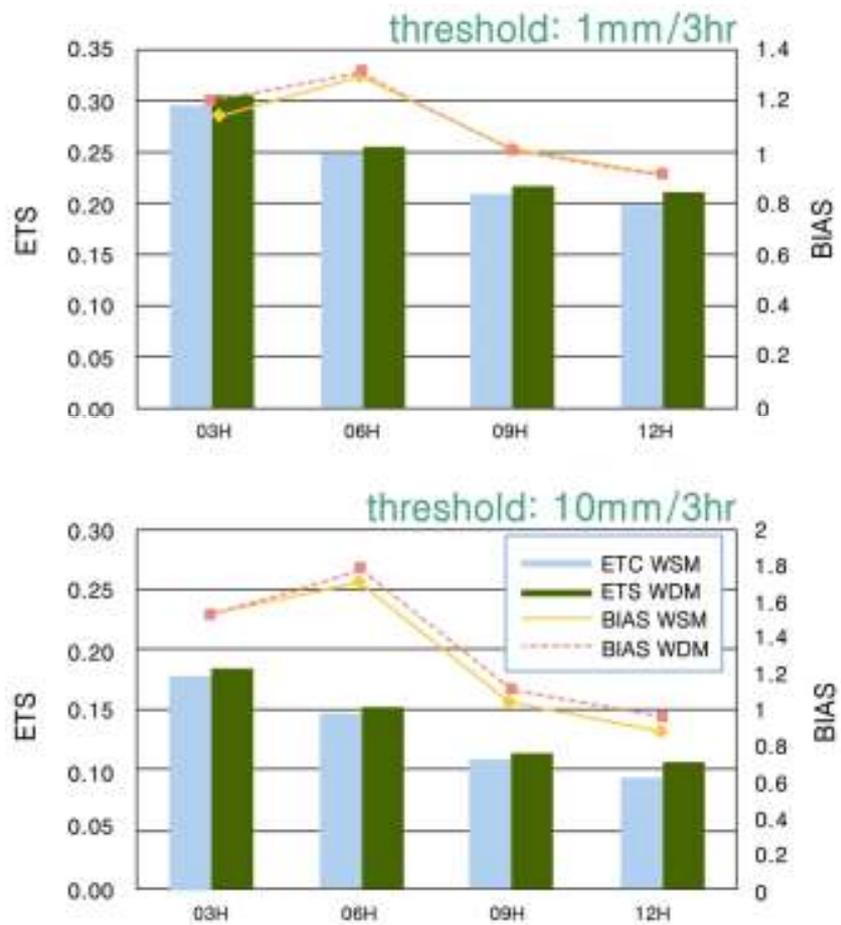
2008년 6월 18일 0000UTC를 초기시간으로 하여 WSM 방안과 WDM 방안을 이용하여 3시간 누적강수 모의 결과 비교하였다. 강수 패턴은 전반적으로 두 방안 모두 비슷한 형태를 나타내었다. 그러나 국지적인 강수량의 차이를 보였는데, 6시간 예측에서 WSM 방안에서 나타나는 한반도 중부의 강수지역이 WDM에서 약화되고, 9시간 예측에서는 WDM에서 모의된 강수대가 더 강하게 모의(그림 4.28 오른쪽 열에서 분홍색 점선 타원 안)되었다.



[그림 4.28] 2008년 6월 18일 03UTC부터 09UTC까지 3시간 누적 강수 분포도. 상단부터 AWS관측, 기존(WSM)과 새로운(WDM)의 미시물리과정

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

미세물리과정이 강수에 미치는 영향을 알아보기 위하여 여름철 3개월('08.6-8)에 대해 민감도 실험을 수행하였다. 3시간 간격으로 총 736회의 모델예측결과 자료에 대해서 AWS 강수 검증하였다(그림 4.29). 3시간 누적 1mm의 약한 강도의 강수 기준과 3시간 누적 10mm의 중간 강도의 강수 기준에서 WDM 결과가 12시간 예측까지 모두 높은 ETS 보였다. BIAS는 WDM이 WSM보다 높은 값을 보여, WDM이 강수영역을 다소 넓게 예측하였다.



[그림 4.29] 기준실험(WSM, 파랑)과 새로운 미세물리과정이 적용된 실험(WDM)의 3시간 누적 강수의 문턱 값별 ETS와 BIAS

4.2 초단기 기상분석 및 예측시스템

2010년도에는 초단기 동네예보 지원을 위한 개선 작업이 있었다. 모델을 기존 WRF v4.2에서 WRF v3.1로 업그레이드 하였으며, 기존 지면피복도에서 한반도 중부지역의 대부분을 사바나로 분류하였던 USGS 자료 대신에 MODIS 기반자료로 변경하였다.

또한 안정적인 배경 및 경계장 생산을 위해 15km 영역에서는 2개의 KLAPS 분석장을 이용한 4차원자료동화(FDDA)를 적용하였다.

그리고, 현업 전지구모델이 GDAPS에서 통합모델(UM)로 변경됨에 따라, UM을 활용하는 체계를 바꾸었다. 또한 기존 일 8회의 3시간 간격의 예측 체계를 매시 생산되는 분석장을 초기장으로 1시간 간격으로 예측을 하는 체계로 변경하였다. 동네예보 지원을 위해서 수행시간을 최적화하여 매시 약 16분에는 6시간 예측자료가 지원되고, 매시 25분 이내에 12시간 결과를 제공할 수 있도록 하였다.

초단기 예측시스템의 결과는 기상청 홈페이지의 초단기예보, 종합정보시스템의 홈페이지와 웹기반 기상분석시스템을 통해서 지원이 되고 있다. 종합정보시스템 홈페이지에서 초단기예측을 선택하면 해면기압과 1시간 누적강수량 등 16개의 기본예상도가 표출되고 있다. 웹기반 기상분석시스템에서도 분석장과 예측장까지 표출이 되고 있다. 수치모델, 예상일기도, 지역, KLAPS05F 항목에서 지원되고 있는데 현재 13개의 기본예상도와 5개의 보조예상도가 지원되고 있다.

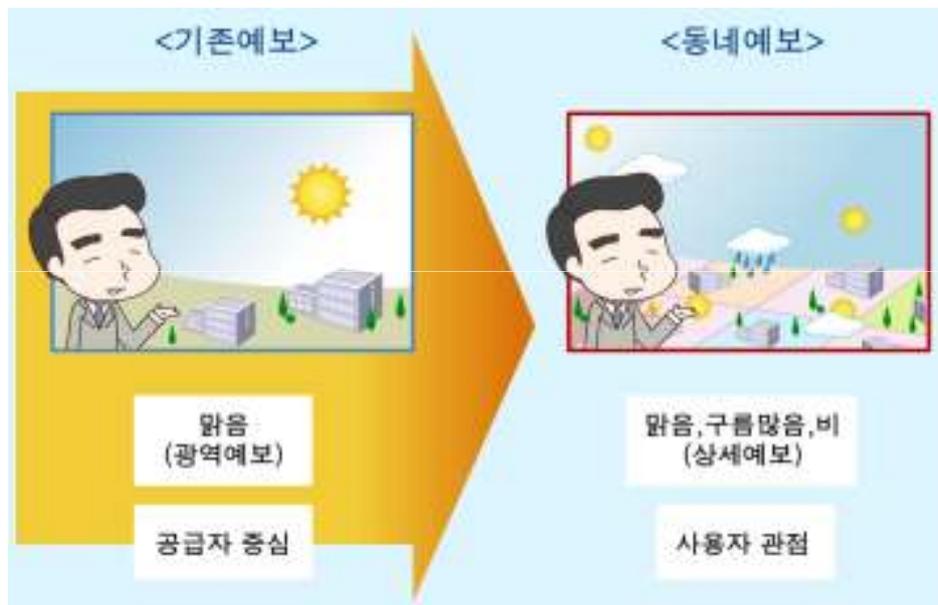
4.3 동네예보

4.3.1 동네예보의 이해

4.3.1.1 동네예보의 개념

동네예보는 현재의 시·군 단위의 예보와 달리, 세부 행정단위인 읍·면·동까지 상세하고 빠르게 날씨 정보를 알려주는 예보이다.

동네예보는 전국을 5km×5km 간격의 37,697개의 촘촘한 그물망(격자점)으로 나누어, 3시간 단위로 향후 48시간까지 예보를 3시간마다 그래픽예보, 시간별예보, 문자예보, 음성예보, 원시자료를 제공한다. 예보요소도 기존의 예보에서 제공하던 9종에서 12종으로 증가하였으며, 예보형식도 문자·숫자 형식으로 제공하여 가공성이 높은 정보이다.



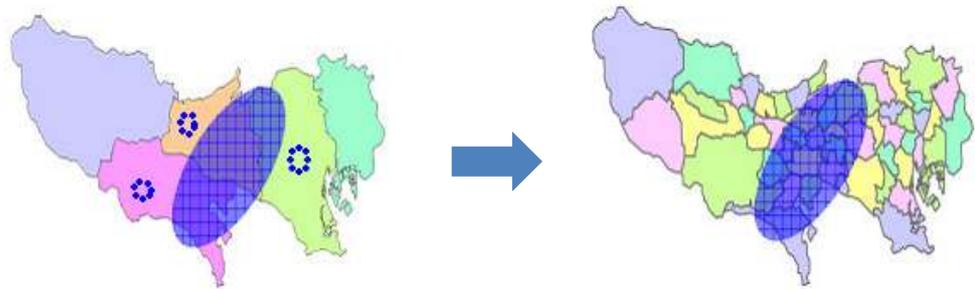
[그림 4.30] 기존예보(좌)와 동네예보(우)의 차이

동네예보는 기존 예보와 달리 다음과 같은 특징이 있다.

동네예보의 시간 분해능은 3시간이다. 동네예보는 3시간 간격의 정시를 중심으로 나타날 수 있는 일기를 예보하며, 정시 사이 동안 날씨 변화는 예보하지 않는다. 즉 하늘 상태가 10시에 '구름조금'이었다가 12시에 '맑음'으로 변화와 같은 예보는 동네예보 범위를 벗어난다. 기존의 예보의 시간 분해능은 6~12시간 정도이다.

4.3 동네예보

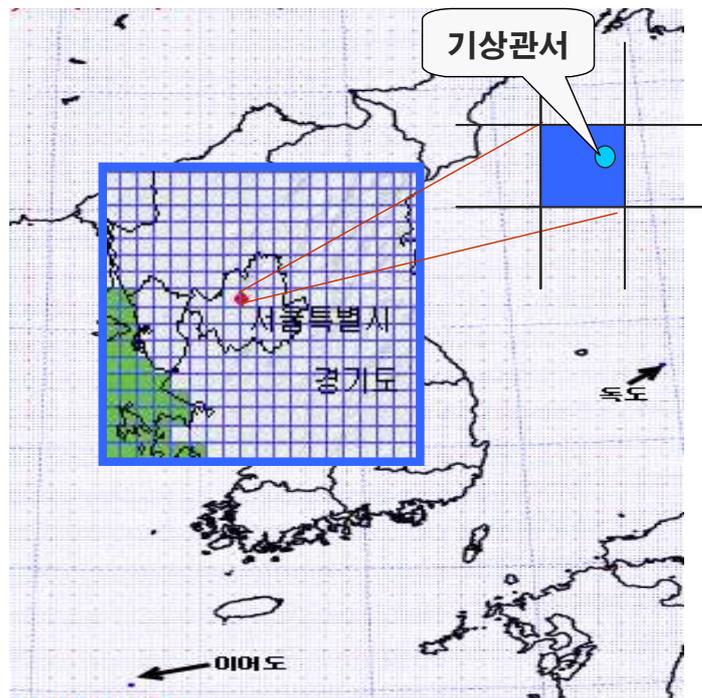
동네예보는 예보관이 판단한 예보를 정량적으로 나타낸다. 기존의 예보에서는 “오전 한때 경기북부지역 비”로 표현하지만, 동네예보에서는 예보관이 비가 내리는 지역을 3시간 간격으로 5km 단위의 격자마다 결정하여 비가 내릴 지역을 명확히 제공하는 예보이다. 따라서 기상청의 예보구역을 모르는 사람도 동네예보 홈페이지를 통하여 비가 예보된 지역과 시간을 정확히 알 수 있다.



[그림 4.31] 기존 예보(좌)와 동네예보(우)에서 강수표현 방법. 예보관이 빗금친 지역에 비가 온다고 판단하면, 기존예보는 3개 지역 모두에 비를 예보하지만 동네예보는 빗금친 지역만 비를 예보한다.

4.3 동네예보

동네예보는 기상관서 위치의 예보가 아닌 5km 간격의 격자를 대표하는 예보이다. 그림 4.32와 같이 격자를 대표하는 기온이 5℃(파란색)이고, 기상관서가 위치한 지점은 7℃(하늘색)라면, 동네예보는 격자를 대표하는 5℃를 예보한다. 그러나 기상관서의 예보는 인근지역을 대표하므로 5km 격자 점을 대표하는 예보와 기상관서 위치의 예보는 특별한 사항이 없으면 동일할 것이다.



[그림 4.32] 동네예보의 최소 면적 단위인 5km×5km 격자 모식도

동네예보는 모든 예보요소가 정량화되고, 원시자료를 기상에서 사용하는 표준파일인 GRIB으로 제공하므로 가공성이 높은 예보이다. 기존의 예보는 문장 및 표 형식으로 제공되어 기상예보를 가공하기 위해서는 예보문을 정량적으로 번역하는 과정 등 가공처리에 제약이 있었다.

동네예보는 원시자료를 컴퓨터에서 쉽게 인식할 수 있는 표준파일 제공하므로 이와 같은 제한이 없어 가공성이 높아졌다. 그리고 일기예보가 가공성이 높아지게 되면 기상정보의 경제자원화를 촉진시키게 될 것이다.

4.3 동네예보

동네예보는 웰빙예보이다. 기상청은 위험기상으로부터 국민의 생명과 재산을 보호하기 위하여 특보를 발표하고 있다. 특보는 사고방지 및 재해저감에 최우선을 두는 예보이므로, 예보관은 보수적으로 특보를 생산한다. 최근 국민 생활수준 향상으로 국민 삶의 질 향상을 위하여 다소 보수적인 예보보다는 나타날 가능성이 가장 높은 예보를 요구하고 있으며, 동네예보가 이러한 역할을 담당할 것이다. 따라서 특보는 보수적인 예보인 반면, 동네예보에서는 공격적인 예보가 될 수 있다.

동네예보는 인터넷 기반의 예보이다. 동네예보는 기상청 대표홈페이지 또는 동네예보 홈페이지(WEM)를 운영하여 사용자가 원하는 예보만 제공한다. 이러한 서비스를 하기 위해서는 모든 동네예보를 준비해야 한다. 동네예보는 1일 5,800만 건의 예보를 생산하고 있으며 이를 유명일간지의 면수로 환산하면 19만 면에 해당한다. 따라서 신문 방송과 같은 기존의 대중매체를 이용하여 동네예보를 제공하는 것은 불가능하다.

방대한 정보 중 사용자가 원하는 정보만 효율적으로 제공하기 위해서는 인터넷과 같은 쌍방향 통신을 활용해야 한다. 동네예보는 동네예보 홈페이지를 통하여 국민 개개인이 원하는 일기예보를 제공한다. 방대한 예보자료에서 원하는 정보를 빠르게 검색하기 위하여 GIS 지도 합성 및 주소 찾기 등 효율적인 검색기능을 제공하고 있다. 다만 국가·사회적으로 문제가 되는 예보가 예상될 때 특정 지역의 동네예보를 대중매체를 통하여 제한적으로 전달할 수 있다.

4.3 동네예보

4.3.1.2 동네예보 예보요소 정의

동네예보에서 생산 및 제공하는 예보요소는 기온, 습도, 강수, 바람, 하늘상태, 유의파고 등이 포함되며, 예보요소에 따라 정시 기준인 요소와, 3~12시간 동안 누적량을 예보하는 요소가 있다.

예보요소별 정의는 다음과 같다.

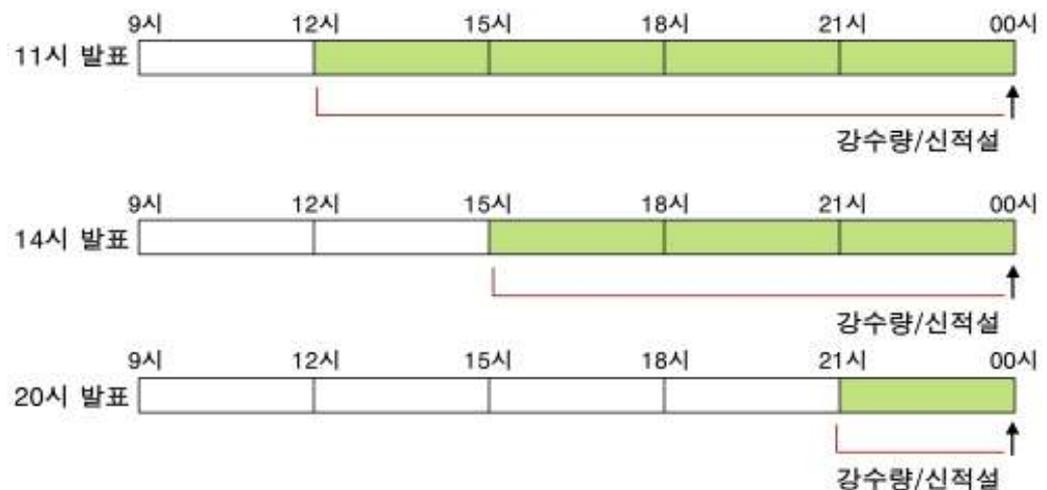
[표 4.4] 동네예보의 예보요소 정의

예보요소	시간단위	정의	단위
기온	정시	정시 평균기온	℃
최저기온	1일	3시~9시 기온 중 최저기온	℃
최고기온	1일	10시~18시 기온 중 최고기온	℃
상대습도	정시	정시 상대습도	%
풍향	정시	정시 평균풍향	8방위
풍속	정시	정시 평균풍속	m/s
하늘상태	정시	맑음(0~2), 구름조금(3~5) 구름많음(6~8), 흐림(9~10)	-
강수확률	3시간누적	3시간 동안 강수가 0.1mm 이상 내릴 확률	%
강수형태	3시간누적	비(액체), 비/눈(액체/고체 혼재), 눈(고체)	-
강수량	12시간 누적	00시, 12시 기준의 12시간 누적강수량	mm
신적설	12시간 누적	00시, 12시 기준의 신적설	cm
유의파고	정시	유의파고	m

- 기온은 3시간 간격의 정시기준으로 정시 1분전부터 정시까지의 평균기온이다.
- 최고기온은 10시~18시 기온 중 최고기온으로 낮 최고기온을 의미한다.
- 최저기온은 3시~9시 기온 중 최저기온으로 아침 최저기온을 의미한다.
- 상대습도는 정시 상대습도이다.
- 풍향은 정시 10분 전부터 정시까지 평균풍향을 8방위 단위로 나타낸다. 8방위는 북풍(N), 북동풍(NE), 동풍(E), 남동풍(SE), 남풍(S), 남서풍(SW), 서풍(W), 북서풍(NW)이다.

4.3 동네예보

- 풍속은 정시 10분전부터 정시까지 평균풍속이다.
- 하늘상태는 정시 전운량을 4단계로 구분한 것이다. ‘맑음’은 전운량이 0~2 일 때, ‘구름조금’은 전운량이 3~5 일 때, ‘구름많음’은 전운량이 6~8 일 때, ‘흐림’은 전운량이 9~10 일 때이다.
- 강수확률은 3시간 동안 강수량이 0.1mm 이상 내릴 확률이다.
- 강수형태는 3시간 동안 내린 강수를 액상, 고체상을 구분하는 요소로 ‘강수없음’, ‘비’, ‘비눈’, ‘눈’ 4단계로 구분한다. ‘비’는 강수가 액체로 내릴 때, ‘눈’은 강수가 고체로 내릴 때이다. ‘비눈’은 강수가 비와 눈이 섞여 내리거나 3시간 동안 비에서 눈 또는 눈에서 비로 내릴 때이다. ‘강수없음’은 강수가 3시간 동안 0.1mm 미만으로 내릴 때이므로 혼적강수도 ‘강수없음’에 해당된다.
- 강수확률 및 강수형태 누적시간은 정시 전 3시간부터 정시까지이다.
- 강수량은 12시간 동안 내린 누적 강수량이다.
- 적설은 12시 동안 쌓인 신 적설이다. 12시간 동안 녹거나 바람 등으로 소멸된 적설은 인정하지 않는다.
- 강수량과 적설은 00시 또는 12시 기준으로 반일계(낮 12시, 밤 12시 기준)로 누적한다. 예보 발표시각이 11시, 23시 이외 시각에서 첫 번째 누적시간은 예보발표 시각 + 1시간부터 반일계까지이다. 따라서 예보 발표 시각이 오후 8시이면 첫 번째 강수량의 누적시간은 3시간이다(그림 4.33).



[그림 4.33] 발표시각에 따른 첫 번째 강수량 및 적설 누적시간

4.3 동네예보

4.3.1.3 예보영역

동네예보영역은 그림 4.34와 같이 한반도와 서해 5도를 포함한 우리나라와 인근 해역으로 남쪽으로는 이어도, 동쪽으로는 독도, 서쪽 끝으로는 백령도 까지 포함하고 있다. 이 영역은 5km×5km의 격자 간격으로 총 37,697개의 격자를 포함한다(동서 149개×남북 253개).

지구는 구형이지만 지표는 평면으로 변화하는 지도투영법은 2004년 제정된 기상청 표준 지도투영법인 Lambert-conformal 투영법이다. 지도투영법에 사용된 상수들의 정밀도에 따라 지도 외각지역에 왜곡이 있을 수 있으므로 기상청 표준 지도투영법에서 제시한 규정을 그대로 따랐다. 예보영역의 모서리 위치는 다음과 같다.

- 좌하 : E 31.7944°, N 123.7613°
- 우하 : E 31.6518°, N 131.6423°
- 우상 : E 43.3935°, N 123.3102°
- 우상 : E 43.2175°, N 134.7750°



[그림 4.34] 동네예보영역(동서 149 × 남북 253 → 37,697개)

4.3 동네예보

4.3.1.4 예보발표 및 유효시간

동네예보는 3시간 간격으로 45~54시간까지의 예보를 발표한다. 예보 발표 시각은 0시, 2시, 5시, 8시, 11시, 14시, 17시, 20시, 23시로 매 3시간 간격으로 일 8회 발표한다. 이에 따른 예보 기간은 표 4.5와 같다. 12시간 누적강수량 및 12시간 신적설은 표 4.5에서 점선으로 나누어진 것과 같이 00시와 12시를 기준으로 해당되는 시간동안의 누적강수량을 의미한다. 따라서 오늘과 모래의 양 끝시간의 누적 강수량은 3시간, 6시간, 9시간의 누적 강수량이 되기도 한다.

[표 4.5] 동네예보의 예보 발표 시각과 예보 기간

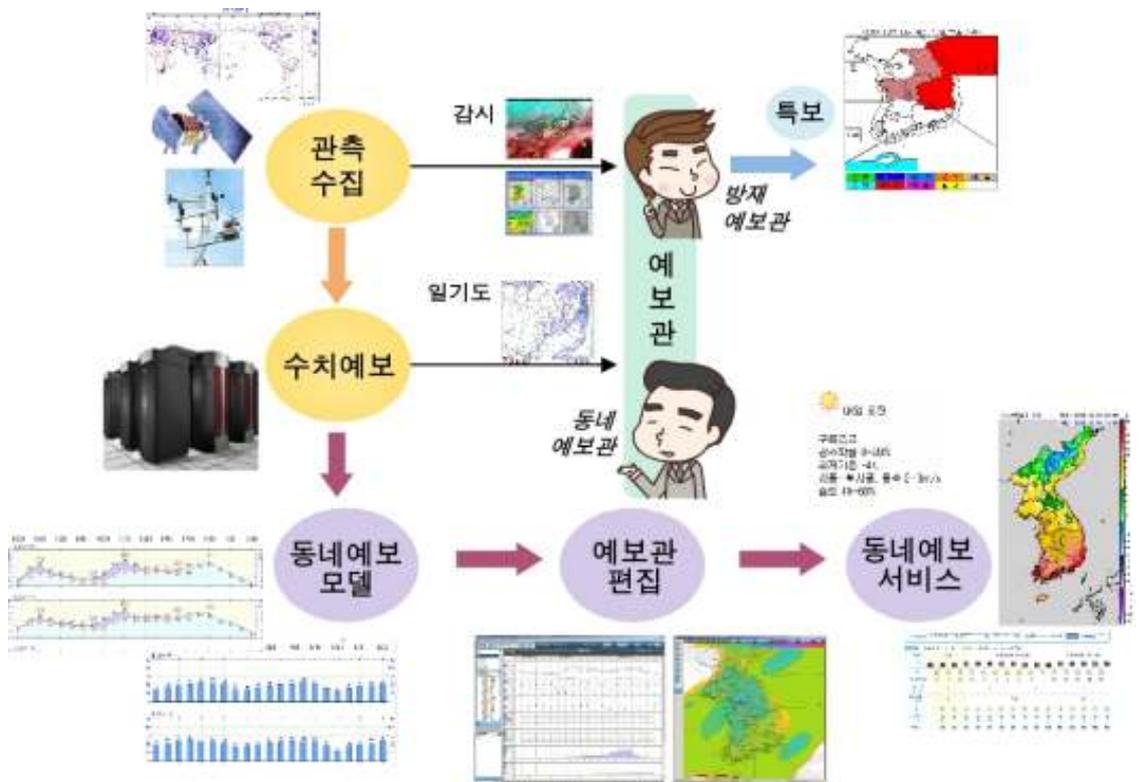
예보 발표 시각	예보 유효 시각					
	오늘		내일		모래	
5시	09 12	15 18 21 24	03 06 09 12	15 18 21 24	03 06 09 12	
8시	12	15 18 21 24	03 06 09 12	15 18 21 24	03 06 09 12	
11시		15 18 21 24	03 06 09 12	15 18 21 24	03 06 09 12	
14시		18 21 24	03 06 09 12	15 18 21 24	03 06 09 12	
17시		21 24	03 06 09 12	15 18 21 24	03 06 09 12	15 18 21 24
20시		24	03 06 09 12	15 18 21 24	03 06 09 12	15 18 21 24
23시			03 06 09 12	15 18 21 24	03 06 09 12	15 18 21 24
2시			06 09 12	15 18 21 24	03 06 09 12	15 18 21 24

4.3 동네예보

4.3.1.5 동네예보 생산 과정

동네예보는 그림 4.35와 같이 객관예보와 예보관의 최종 판단으로 생산된다. 먼저 전 세계로부터 수집된 관측자료와 슈퍼컴퓨터를 이용하여 수치예보 모델이 한반도 부근의 수치화된 수치예보자료를 생산하고, 동네예보 모델은 수치예보자료의 예보특성을 분석하여 지역별 상세한 예보가이드를 생산한다. 동네예보 모델로 생산된 예보가이드를 예보관에게 제공되고, 예보관은 동네예보 편집기를 이용하여 예보가이드를 수정 및 조정하여 최종의 동네예보를 생산한다. 이 과정에서 예보관은 다양한 분석 예보자료를 통하여 최종 예보를 결정하고 동네예보를 편집한다.

예보관이 생산한 동네예보는 5km 간격의 격자마다 수치화된 정보로 이루어져 있어 국민 등 동네예보 사용자들이 이를 직접 활용하는 것은 한계가 있다. 따라서 다양한 예보사용자를 위하여 동네예보자료를 재가공하여 그래픽, 시간별예보, 문자예보, 예보통보문, 131예보 등과 같은 형태로 변환하여 대국민 서비스를 하고 있다.



[그림 4.35] 동네예보 생산 과정

4.3 동네예보

4.3.1.6 동네예보 자료 종류

동네예보는 기상청 대표홈페이지(kma.go.kr), 동네예보 홈페이지(digital.go.kr), 131 전화, 예보통보문, 이동통신, 전용라인을 통하여 제공하고 있으며 표 4.6과 같이 다양한 예보콘텐츠 형식으로 대국민 서비스 하고 있다.

그래픽예보는 12개 예보요소별 전국 분포도로 예보요소별 분포과악을 위하여, 시간별.도표예보는 읍.면.동별 기온.습도.바람 등 기상변화를 3시간 간격으로 제공하며 주로 개인적 목적에 활용을 위한 자료이다. 문자.음성예보는 오늘과 내일의 예보를 오전과 오후 단위로 문자 및 음성으로 제공하여, 시각 및 청각장애자도 이용 가능하다.

동네예보를 주로 인터넷을 이용하여 전달하지만 농어촌, 산지 등 인터넷 취약 지역은 동네예보를 활용하기 힘들다. 특히 인터넷을 직접 활용하지 않는 노인 등 정보통신 취약계층은 동네예보의 사각지대가 될 수 있다. 이러한 문제점을 해결하기 위하여 동네예보는 기존의 예보전달체계를 병행하여 서비스 하고 있다. 언론사 등을 위한 예보통보문을 지속적으로 생산 서비스하고 있으며, 지역 유선방송, IPTV 등 예보 콘텐츠 다양화를 추진하고 있다.

[표 4.6] 동네예보 자료 종류

예보종류	내용
그래픽예보	일기예보 분포
시간별예보	그래프로 나타낸 특정지역 일기예보의 시간적 변화
도표예보	표형식으로 나타낸 특정지역 일기예보의 시간적 변화
문자예보	동네예보 원시자료를 번역하여 지방별, 읍면동별 예보를 문자로 표현
음성예보	동네예보를 음성으로 변환 및 서비스
개요	광역도시 및 도 단위 예보 개요
단기예보통보문	일기예보 요약 및 주요도시 예보
원시자료	동네예보 원시자료로 높은 수준의 예보사용자를 위한 가공처리 사용 기상표준 압축형식인 GRIB으로 제공

4.3 동네예보

4.3.1.7 동네예보의 민관 서비스 정책

동네예보는 기상청의 단기예보의 역할을 담당하므로 기존의 예보서비스 정책을 유지한다.

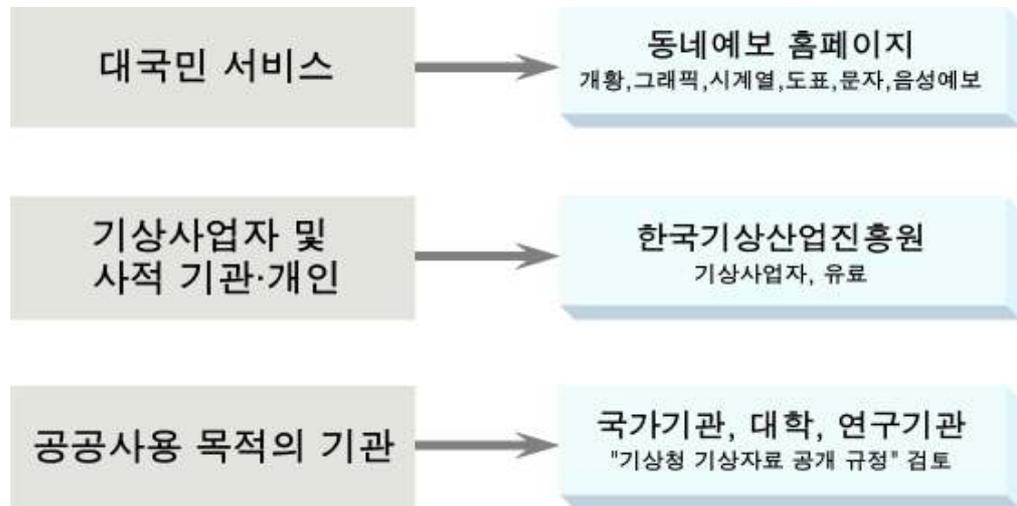
국민을 위하여 홈페이지, 131, 언론사용 예보통보문 등을 통하여 동네예보를 제공하며, 국가기관과 유관기관은 전용라인을 통하여 동네예보를 제공한다.

동네예보를 가공처리하여 부가가치를 창출하는 민간예보사업체에는 기상산업진흥원을 통하여 원시자료를 유료로 제공한다. 민간기업, 대학 등과 불특정 및 특수예보 사용자도 기상청에서 동네예보자료를 직접 제공하지 않고 기상산업진흥원을 통하여 간접적으로 서비스하고 있다. 그 외 기타 공익기관은 기상청 기상자료 공개 규칙에 따라 자료 제공 및 방법을 결정한다.



[그림 4.36] 동네예보 서비스 방향

4.3 동네예보



[그림 4.37] 동네예보 서비스 원칙

4.3 동네예보

4.3.2 동네예보모델

4.3.2.1 동네예보모델의 필요성

현대 기상예보는 수치예보와 함께 발전하고 있으나, 수치예보 모델은 역학 및 물리방정식으로 이루어져 있어, 기온, 바람 등과 같은 기본적인 예보요소만 예측한다. 그러나 동네예보는 강수형태와 같이 수치예보 모델이 제공하지 않는 예보요소까지 제공해야 하므로 예보관은 수치예보자료를 직접 분석하여 강수확률, 하늘상태 등과 같은 동네예보요소를 생산해야 한다. 동네예보는 12종의 예보를 48가지 예보를 3시간 마다 발표해야 하므로, 예보관이 이러한 방법으로 제한된 시간 안에 모든 예보를 생산하는 것은 불가능하다. 이러한 문제점을 해결하기 위하여 수치예보 모델과 예보관사이의 중간과정으로 동네예보모델을 도입되었다.

동네예보시스템은 동네예보모델 등을 이용하여 수치예보자료를 객관적으로 해석한 초기예보자료를 기상예보관에게 제공하고, 기상예보관은 제공된 초기예보자료를 조정 및 수정하는 예보체계로 운영된다.



[그림 4.38] 동네예보모델 역할

수치예보자료를 객관적으로 해석하는 방법으로는 여러 방법이 있으면, 통계적 방법으로 MOS(Model Output Statistics)모델과 PPM(Perfect Prog Method)모델 등이 있다.

4.3 동네예보

PPM은 과거에 축적된 종관기상관측자료와 예보요소간 관계식을 산출한 후, 수치예보 모델이 완벽하다고 가정하고, 수치예보자료에 관계식을 적용하는 방법이다(Klein et al., 1960).

MOS는 수치예보 모델의 계통오차와 위상오차를 설명하고, 수치예보 모델이 생산하지 못하는 예보요소 및 격자점이 아닌 특정 지점에 대한 예보요소도 생산할 수 있다. 따라서 수치예보 모델의 발전에 따라, MOS기법도 지속적으로 개발 및 현업화되고 있다(Dallavalle, 1996).

PPM은 모델 개발과 적용이 간편하지만 수치예보 모델의 체계적 오차가 있는 경우 예측력은 다소 떨어진다. MOS는 수치예보 모델의 체계적인 오차는 제거할 수 있으나 MOS 개발 및 적용에 고정된 수치예보 모델을 이용해야 하는 등 제약이 있다. 한편 칼만필터는 PPM과 MOS의 중간형태이지만, 급격히 기상이 변할 경우 예측력이 떨어지는 단점이 있다(최와 조, 2001).

MOS는 PPM이나 칼만필터에 비해 수치예보 모델의 체계적 오차를 고려할 수 있는 이점이 있으나, 개발기간 및 통계모델로 예보가이드스를 제공하기 어려운 예보요소가 있다. 이러한 문제점을 해결하기 위하여 MOS로 제공되지 않는 예보가이드스는 PPM이나 수치예보자료를 사용하여 제공한다. 강수량 등의 예보요소 산출은 수치예보자료를 사용한다.

4.3 동네예보

4.3.2.2 통계모델(고전적 방법, PPM, MOS) 원리

통계예보모델은 식 (1)과 같이 예보요소인 피 예보인자(Predictand, Y)와 모델의 입력자료가 되는 예보인자(Predictor, X) 간의 관계식인 F를 잘 정의해 줌으로써 만들어진다. 여기서 \mathcal{Y} 는 피예보인자의 예보값이고, X 는 예보인자들이다.

$$\mathcal{Y} = F(X) \quad (4.1)$$

식 (4.1)과 같은 예보모델을 만들 때 사용되는 방법은 고전적 방법, PPM 및 MOS 등 3가지가 있다.

고전적 방법(Classical Method)은 수치예보 모델이 발전되기 이전에 기후자료만을 사용하여 예보인자와 피 예보인자 사이의 관계를 어떤 시간 간격(Lag)을 통해 산출하는 통계적 방법이다. 즉, 예보모델은 식 (4.2)와 같이 표현된다. 여기서 \mathcal{Y}_t 는 시간 t에서의 피 예보인자의 예보값이고 x_0 는 시간 t=0에서 예보인자들이다.

$$\mathcal{Y}_t = F(X_0) \quad (4.2)$$

PPM은 수치예보 모델이 개발되고 그 예보 능력이 향상되자, 이를 이용하여 수치예보 모델 자체에서 예보되지 않는 예보요소(최고/최저기온, 강수 확률 등)와 특정 지역에 대한 예보자료를 산출하기 위해 개발되었다. Klein(1959)은 기후자료를 사용하여 예보모델을 식 (4.3)과 같이 만들었는데, 이때 사용된 예보인자 x_0 는 수치예보 자료에서 계산 가능한 자료이다. 여기서 \mathcal{Y}_0 는 시간 t=0에서의 피 예보인자의 예보값이고, x_0 는 시간 t=0에서 예보인자들이다.

$$\mathcal{Y}_0 = F(X_0) \quad (4.3)$$

$$\mathcal{Y}_t = F(\mathcal{X}_t) \quad (4.4)$$

산출된 예보모델 (4.3)에 수치예보 자료를 활용할 경우, 최종적으로 예보자료 생산에 사용하는 예보모델은 식 (4.4)와 같이 표현된다. 여기서 \mathcal{X}_t 는 시간 t에서 예보하고자 원하는 예보요소의 예보값(즉 피 예보인자의 예보값)이며, \mathcal{X}_t 는 시간 t에서의 수치예보 자료로 계산된 예보인자들의 값이다.

4.3 동네예보

따라서 이 기법은 ‘수치예보 모델이 실제의 대기상태를 완벽하게 예보한다’는 가정 아래, 기후자료로 만든 예보모델에 수치예보 자료를 적용한다. 이와 같은 연유로 이 기법을 PPM(Perfect Prog Method)이라 부른다.

PPM이 수치예보 모델의 예보자료를 사용하지만, 완벽한 수치예보 모델은 존재하지 않기 때문에 관측자료에 기반한 Y_0 와 X_0 사이의 통계적 관계가 t 시간 예측된 수치예보 자료에서 성립된다고 보는 것은 무리이다. 따라서 이와 같은 문제점을 해결하기 위하여 Glahn과 Lowry(1972)는 예보인자와 피예보인자간 통계적 관계를 기후자료 대신 수치예보 자료를 사용하여 수치예보 모델 자체의 특성을 예보모델에 반영 할 수 있는 Model Output Statistics(MOS)를 개발하였다(식 4.5). 여기서 \mathcal{Y}_t 는 시간 t 에서의 피 예보인자 예보값이고, \mathcal{X}_t 는 시간 t 만큼 예측된 수치예보자료로 계산된 예보인자들이다.

$$\mathcal{Y}_t = F_t(\mathcal{X}_t) \quad (4.5)$$

Murphy(1985)에 따르면 각 예보모델은 표 4.7에 나타난 바와 같이 다음의 특성을 가진다. 고전적 방법은 단시간 예보에 유용하다. 수치예보 모델의 특성상 모델 가동 후 예보 안정을 위해 3~6시간 정도가 소요된다고 보면 이 시간 내의 예보 자료에 대한 예보 정확도는 기대할 수 없기 때문에 4시간 이내의 단시간 예보는 PPM이나 MOS보다 예보 능력이 더 좋은 것으로 평가된다.

[표 4.7] 전통적방법, PPM, MOS의 예보원리 비교

Method	Development Equation at t=0	Forecast Equation at t=t
Classical Method		$\mathcal{Y}_t = F(X_0)$
PPM	$\mathcal{Y}_0 = F(X_0)$	$\mathcal{Y}_t = F(\mathcal{X}_t)$
MOS		$\mathcal{Y}_t = F_t(\mathcal{X}_t)$

4.3 동네예보

PPM은 예보모델을 전적으로 관측된 기후 자료를 사용하기 때문에 오랜 동안의 관측자료가 확보되면 안정된 예보모델을 얻을 수 있다. 또한 예보모델이 수치예보 모델의 예보자료와 독립적으로 개발되어 수치예보 모델이 교체 또는 개선되어도 예보모델을 다시 개발할 필요가 없다. 그러나 수치예보 모델의 특성이 직접 예보 결과에 표현되어 수치예보 모델의 예보 능력이 떨어지면 PPM을 사용한 예보 결과도 떨어지는 단점이 있다. 그래서 이 예보자료를 분석하여 수치예보 모델의 개선 자료로 활용하기도 한다.

MOS는 예보모델 산출에 수치예보 자료를 직접 사용하기 때문에 수치예보 모델의 바이어스를 예보모델에 반영해 주는 장점이 있다. 그러나 MOS를 개발하기 위해서는 수치예보 자료가 일정 기간 동안 충분히 저장되어 있어야하고 이 자료를 이용하여 예보모델을 만들고 적용할 때 수치예보 모델에 큰 변화가 없어야 한다. 또한 수치예보 모델이 교체 될 경우, 수치예보 자료를 일정 기간 동안 재 저장해서 예보모델을 재 산출해야 하는 단점이 있다.

4.3 동네예보

4.3.2.3 동네예보모델의 PPM

1) 3시간 기온

3시간 기온은 수치예보 모델의 1.5m 기온을 동네예보시스템의 지형고도로 기온감률을 적용하여 산출한다.

수치예보 모델의 1.5m 기온은 수치예보 모델의 하층대기자료를 상사이론에 적용하여 산출된다. 지역예보모델(RDAPS)의 경우 최하층 고도는 20m이며, 이층의 중간고도에서 산출되는 기온은 중관기상관측에서 이루어지는 1.5m의 기온과는 차이가 있다. 이러한 점을 극복하기 위하여 수치예보 모델에서 산출되는 1.5m 기온을 3시간 기온, 최고/최저기온 산출에 사용하였다.

수치예보 모델은 수치연산의 한계로 상대적으로 저해상도의 격자체계(RDAPS의 경우 12km)로 이루어져 있어 동네예보시스템 격자체계의 해상도인 5km를 만족하지 못한다. 즉 수치예보 모델에서 산출되는 1.5m 기온은 평활화된 수치예보 모델 지형고도의 1.5m 상공에서 정의되고 동네예보의 기온은 이보다 더 상세한 지형고도에서 정의된다. 그러므로 동네예보의 기온은 수치예보 모델의 1.5m 기온을 두 예보시스템간의 기온이 정의되는 고도차를 고려한 기온감률로 보정하여 산출한다. 기온감률은 $0.0067^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 를 사용한다.

해상지역에서 지상기온은 겨울철 해상에서 지나치게 따뜻하게 모의할 가능성이 있으므로 모델에서 모의된 지상기온대신 850hPa의 기온을 $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 로 감률을 적용하여 사용한다. 단 850hPa의 고도는 1,500m로 설정한다.

2) 최고기온

최고기온은 앞절에서 정의된 3시간 기온을 이용하여 산출하며, 10시~18시까지 3시간 기온 중 가장 높은 값을 최고기온으로 정의한다.

3) 최저기온

최저기온은 앞절에서 정의된 3시간 기온을 이용하여 산출하며, 03시~09시까지 3시간 기온 중 가장 낮은 값을 최저기온으로 정의한다.

4.3 동네예보

4) 바람(U, V)

바람은 앞에서 정의된 3시간 기온과 비슷하게 상사이론으로 수정된 10m 바람자료를 이용하며, 수치예보 모델에서 산출되는 10m 바람자료를 수정 없이 사용한다.

10m 바람은 국지적인 지형형태에 많은 영향을 받을 수 있어 저해상도의 수치예보자료를 고해상도의 지형경계조건에서 역학적으로 진단하는 모델이 필요하며 이는 추후 사업을 통하여 개발해야할 것으로 보인다. 바람은 동서(U), 남북(V)성분으로 구분하여 생산하며 풍향/풍속으로의 변환은 지도투영법의 고려없이 그대로 사용한다. 이는 지도투영법 중심이 한반도이며 한반도 지역은 지도투영법으로 인한 풍향/풍속의 왜곡은 작다.

5) 상대습도

상대습도는 수치예보 모델에서 산출되는 수증기의 혼합비, 기온, 기압을 이용한 경험식을 이용하여 산출한다.

상대습도를 산출하는데 고려해야 할 사항은 어떤 기온, 기압, 혼합비를 사용하는지 결정해야 한다. 현재는 수치예보 모델 최하층의 기온, 혼합비, 기압을 사용하였다.

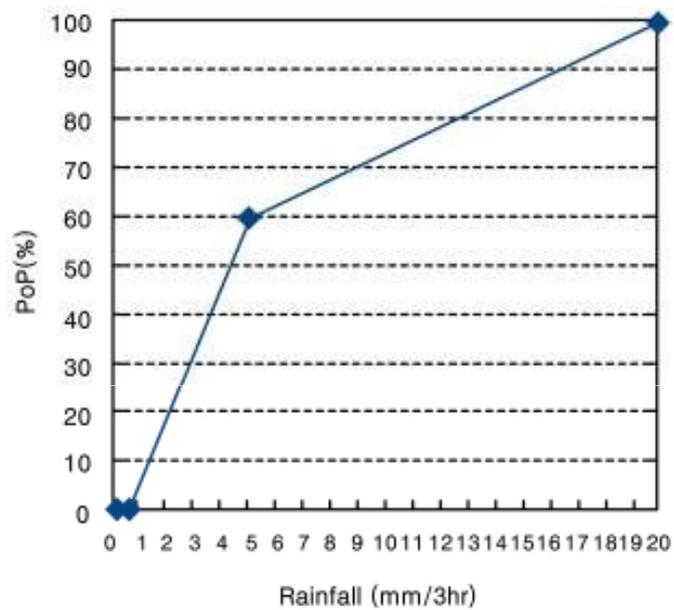
수치예보 모델은 지상 1.5m에서 혼합비, 기온을 제공하지만 상사이론을 거치면서 혼합비와 기온의 연계성이 떨어지고, 모델에서 대기하층의 상대습도가 지상의 상대습도를 대표한다고 보았다.

실제로 모델 최하층의 혼합비는 대기하층에서 일정하고 기온에 따라 포화 수증기압이 달라지므로 상대습도가 수정되는 방안이 개발될 필요가 있다. 이를 위해 혼합비는 고정시키고 수치예보 모델의 지형고도와 동네예보시스템간의 지형고도의 차이에 따라 지상기압 및 기온을 수정하여 상대습도를 수정하는 방안이 향후 검토되어야 될 것이다.

4.3 동네예보

6) 강수확률

강수확률은 수치예보 모델자료에서 제공하지 않는 예보요소로 MOS모델로 지원될 것이다. 그러나 MOS모델의 정상 운영 실패 등의 특이사항을 고려하여 다음과 같은 강수량 문턱값을 이용하여 강수확률을 산출한다. 여기에서 사용된 문턱값 및 증가율은 경험 많은 예보관의 의견을 반영한 것이다. 다음의 알고리즘을 이용하여 수치예보 모델 강수량 대비 강수확률은 그림 4.39와 같다.



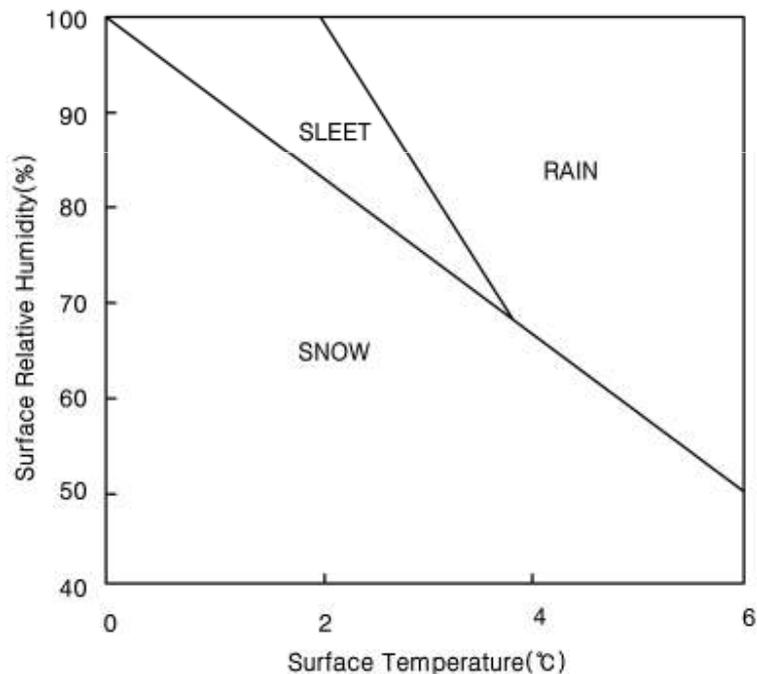
[그림 4.39] 수치예보 모델 강수량을 이용한 강수확률 환산법

4.3 동네예보

7) 강수형태

강수형태 알고리즘은 일본기상청에서 사용하는 Matsuo방안(Matsuo et al., 1981)과 미공군방안(AFWA, 1998) 등이 있다. 일본기상청에서는 Matsuo방안을 종합화하여 그림 4.40과 같은 판정그래프로 강수형태를 예보한다(KMA/NWPD, 1994). 이 방안은 강수형태를 지상기온 0℃ 이하에서는 눈으로, 지상기온 0~4℃에서는 상대습도와 기온에 따라 눈, 진눈깨비, 비로 판정하며, 상대습도가 낮을 때는 눈으로 판정한다.

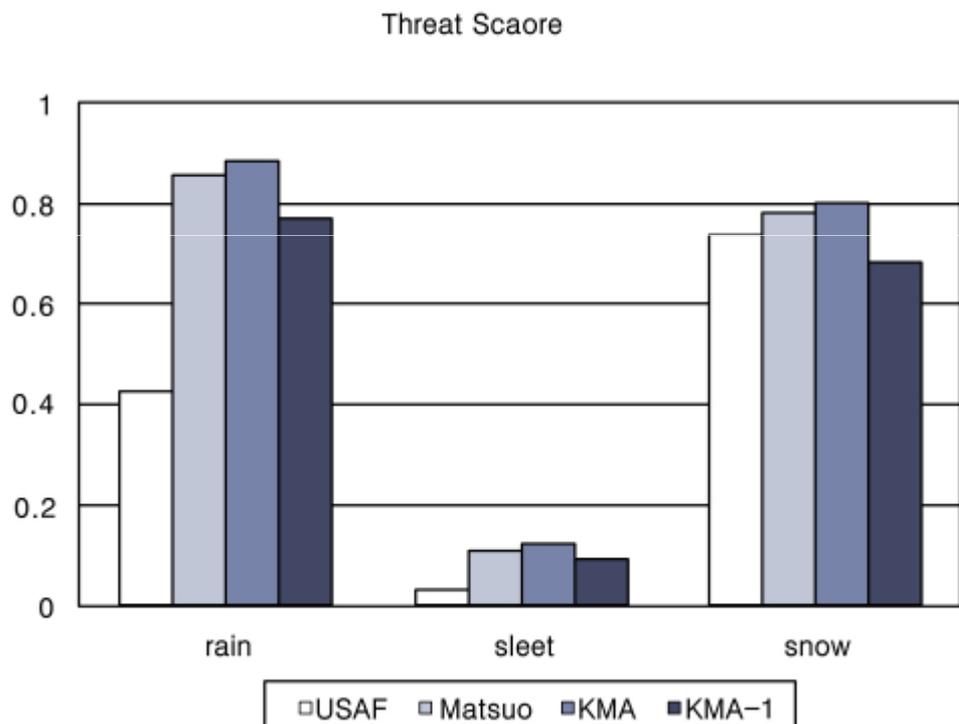
일반적으로 수치예보 모델은 지상부근의 물리과정의 한계로 지상의 기상요소보다 상층 기상요소의 예측력이 높다. 그러므로 PPM모델에서는 Matsuo방안에서 사용하는 지상의 상대습도 대신 850hPa 상대습도를 적용하였다(이하 KMA 방안).



[그림 4.40] Matsuo 방안을 이용한 강수형태판정 알고리즘

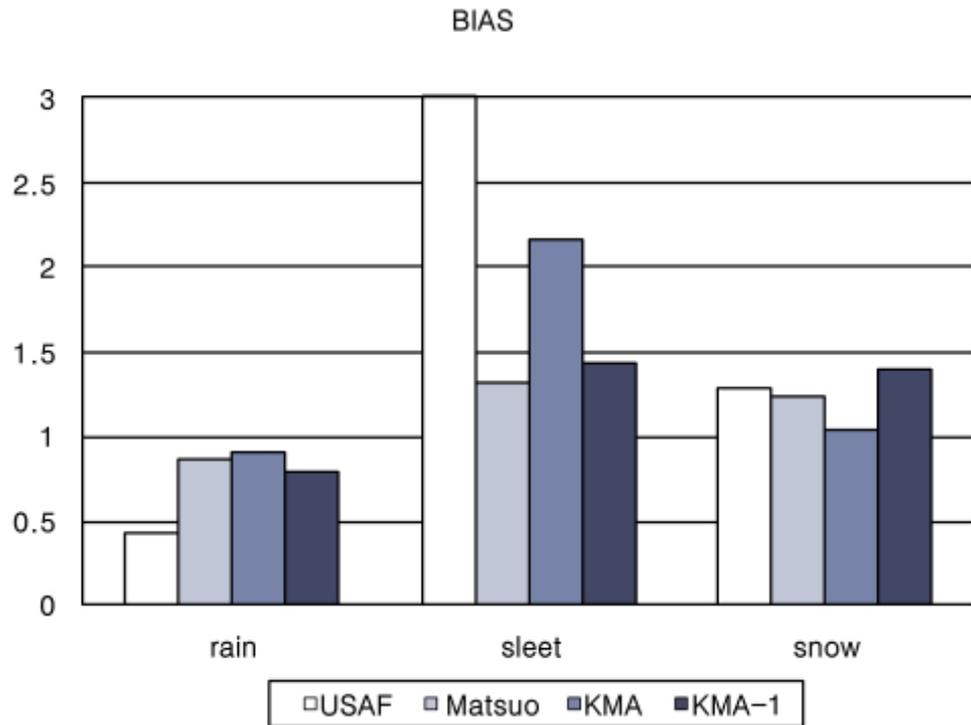
4.3 동네예보

그림 4.41은 미공군, Matsuo, KMA방안의 Threat Score(TS)로, 비, 눈, 진눈깨비 구간의 Score는 각각 0.43~0.89, 0.74~0.81, 0.03~0.12로 나타났다. 비 및 눈 구간이 진눈깨비 구간보다 강수형태의 판정능력이 매우 높았으며, 비 구간보다는 눈 구간의 판정능력이 조금 더 높았다. 그러나 진눈깨비 구간은 판정능력이 거의 없으며 이 결과는 Matsuo et al.(1981)의 결과와 일치한다. 강수형태의 BIAS는 비와 눈 구간에서 각각 0.43~0.91, 1.04~1.40으로 나타났으며, 비 구간은 음의 BIAS를, 눈 구간에서는 양의 BIAS를 보였다(그림 4.42). 진눈깨비 구간은 BIAS가 양이었으며, 특히 미공군방안과 KMA방안의 BIAS는 각각 9와 4.17로 매우 컸다. 그러나 이 구간의 Treat Score(TS)가 너무 낮아 예보현업에 사용하기 어려운 수준이므로, BIAS의 크기는 중요한 의미를 갖지 않는다.



[그림 4.41] 강수형태 알고리즘 검증결과. 검증기간은 2001-2004년의 1월, 2월, 3월, 11월, 12월이며 검증위치는 오산, 포항, 광주, 고산이다.

4.3 동네예보



[그림 4.42] BIAS를 제외하고 그림 4.45와 동일

비와 눈 구간에서 Matsuo, KMA방안은 비슷한 판정능력을 가지며, 그 중에서 KMA방안이 다른 방안보다 약간 더 우수하다. 눈 구간에서 양의 BIAS, 비 구간에서 음의 BIAS를 나타낸 것으로 판단된다. 실제로 검증기간 동안 강수가 있을 때 지상, 850hPa, 700hPa의 상대습도는 각각 78.3, 87.2, 70.6%였다. 이는 주어진 기온에서 상대습도가 높을 때는 비가, 낮을 때는 눈이 발생한다는 Matsuo et al.(1981)의 결과와 일치한다.

이상의 결과로부터 모든 방안에서 판정능력이 없는 진눈깨비 구간의 BIAS를 제외하면 KMA방안이 가장 우수하였다. 특히 강수형태 판정알고리즘이 수치예보자료를 이용하는 PPM모델에 적용되므로 KMA방안은 850hPa 상대습도를 이용하는 장점도 있다.

4.3 동네예보

8) 하늘상태

하늘상태는 전운량을 4등분하여 맑음($0 \leq \text{전운량} \leq 2$), 구름조금($3 \leq \text{전운량} \leq 5$), 구름많음($6 \leq \text{전운량} \leq 8$), 흐림($9 \leq \text{전운량} \leq 10$)으로 구분된다(동네예보기획단, 2004). 전운량은 0 ~ 10까지 11단계로 나누어지며 목측으로 관측되는 요소이다.

하늘상태 판정알고리즘은 수치예보 모델의 850hPa, 700hPa의 습수(기온과 이슬점온도 차이)를 이용하는 방안(이하 'NWP방안'이라 한다), 대기 상, 중, 하층의 최대 상대습도를 이용하는 미공군방안(AFWA, 1998), 기온과 습수를 이용하는 Arabey방안(Chernykh and Eskridge, 1996) 등이 있다.

NWP방안은 수치예보시스템의 Metogram에서 표출하는 예보가이던스로 기상예보관의 장기간 예보경험을 정량화한 방안으로 습수가 작으면 구름이 형성되고 습수가 크면 구름이 소멸된다는 간단한 원리를 이용한 것이다.

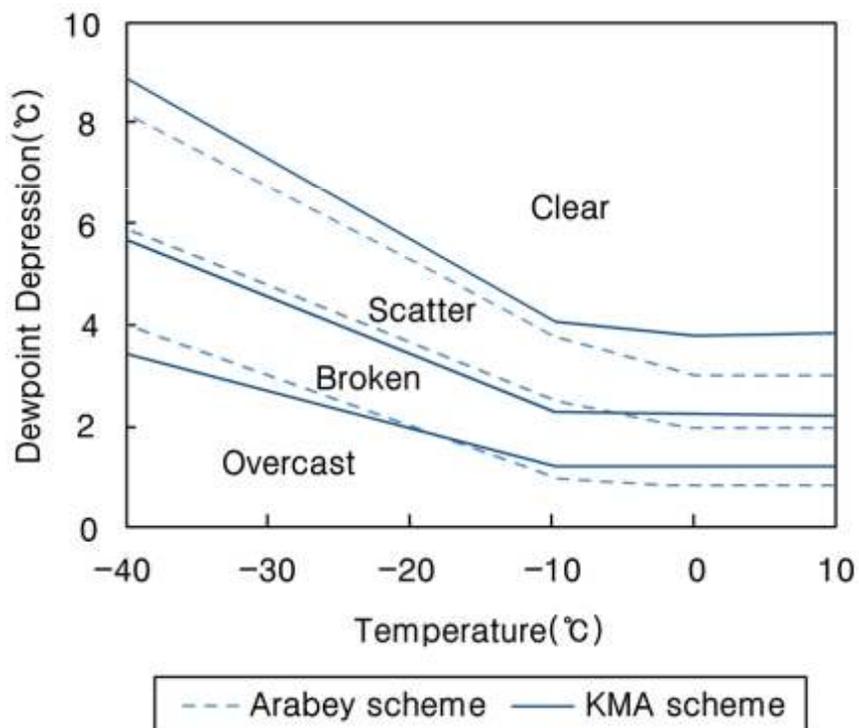
판정기준이 되는 고도는 850hPa과 700hPa이다. 전운량은 구름의 두께보다 구름의 수평적인 분포로 결정되므로, 850hPa 습수와 700hPa 중 습수가 작은 값을 사용한다. 판정에 사용하는 습수의 문턱값은 2°C 미만일 경우 흐림, 2°C 이상 4°C 미만일 때 구름많음, 4°C 이상 6°C 미만일 때 구름조금 그리고 6°C 이상일 때 맑음으로 판정한다. 이 방안은 미공군에서 습수를 이용하여 운량을 판정하는 방법과 비슷하며, 맑음의 판정기준이 AFWA(1998)의 문턱값보다 1°C 높다.

NWP방안은 상대습도관련 기상요소만을 이용하여 하늘상태를 판정하므로, 기온이 높을 때는 습수가 작아도 구름이 생기기 어렵고, 반대로 기온이 낮을 때는 습수가 크더라도 구름이 쉽게 생기는 현상을 적절히 반영하기 힘들다. 이러한 한계를 극복하기 위하여 기온과 상대습도를 동시에 고려한 Arabey방안(Chernykh and Eskridge, 1996)이 개발되었다.

4.3 동네예보

이 방안은 습수와 기온을 동시에 고려하여 그림 4.43과 같이 하늘상태를 4종류로 판정한다(점선). 판정문턱값은 기온 0°C 이상, $0^{\circ}\text{C}\sim-10^{\circ}\text{C}$, -10°C 이하 구간으로 구분하여 빙점, 과냉각점 별로 다르게 적용한다.

Arabey방안은 미국내 자료로 결정한 문턱값을 사용하므로, 한반도에 적용할 수 있도록 한반도 관측자료를 이용하여 판정문턱값을 그림 4.43의 실선과 같이 재설정하였다(이하 'KMA방안'이라 한다). KMA방안의 판정문턱값은 Arabey방안의 기온구간에 대하여 습수를 0.1°C 씩 반복적으로 변경하여 BIAS가 가장 작게 설정되었다. 판정문턱값 재설정에 사용한 자료는 오산, 광주, 포항기상대의 2000년~2004년 오전 9시 및 오후 3시 관측자료로, 산지나 해양지역 보다 평지에서 하늘상태를 판정하는데 초점을 맞추었다.



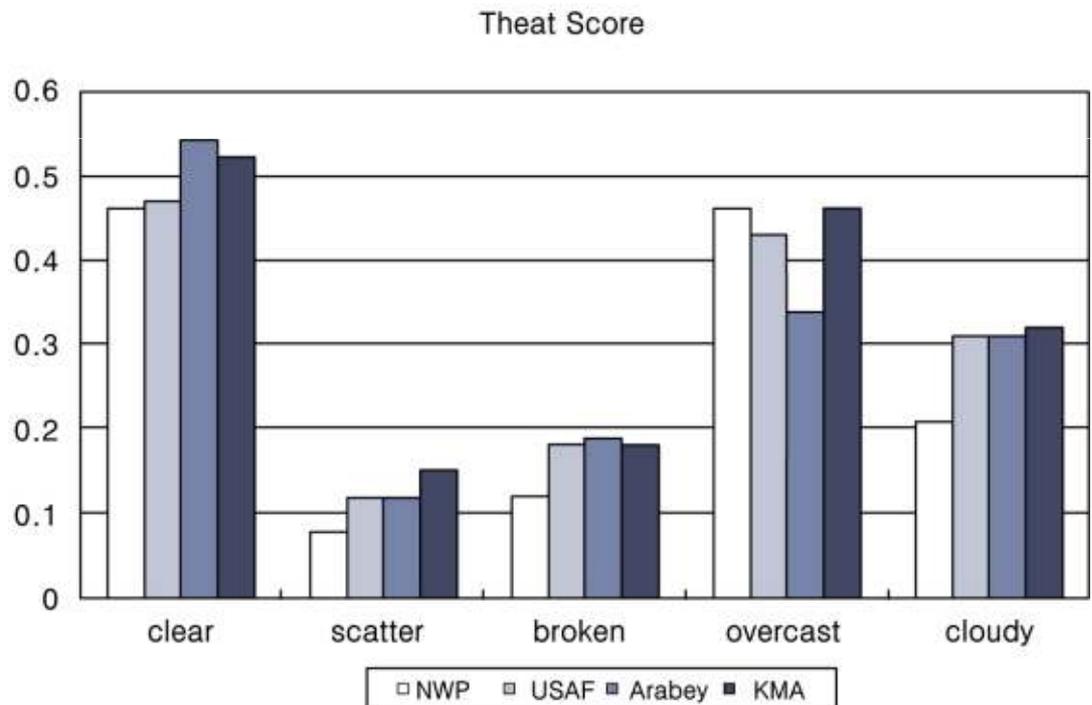
[그림 4.43] Arabey방안(점선)과 KMA방안(실선)을 이용한 하늘상태 판정 알고리즘

하늘상태 검증은 기상청 레디오존데의 등압면 기온, 습수자료와 종관기상 관측의 전운량(0~10) 자료를 사용하였다. 검증기간은 2000년~2004년까지 5년이며, 검증지역은 고층관측이 정규적으로 이루어지는 오산(수원), 포항 그리고 광주이다. 하늘상태는 목측으로 이루어지므로 야간에서는 주간보다 관측능력이 떨어질 수 있다.

4.3 동네예보

이러한 사항을 고려하여 오전 9시와 오후 3시 관측자료만 검증에 사용하였다. 또한 한반도 전 지역에서 적용할 수 있는 방안을 선정하기 위하여 남부 섬 지역 특유의 기후특성을 가질 수 있는 고산기상대 자료는 사용하지 않았다.

그림 4.44는 NWP, 미공군, Arabey 그리고 KMA방안의 TS로 맑음, 구름조금, 구름많음 그리고 흐림 구간의 TS는 각각 0.47~0.52, 0.08~0.15, 0.12~0.19, 0.34~0.46 이었다. 맑음과 흐림 구간이 구름조금이나 구름많음 구간보다 판정능력이 높았다. 각 구간별로 보면 맑음 구간은 Arabey방안과 KMA방안이, 구름조금 구간은 KMA방안이, 구름많음 구간은 미공군방안, Arabey방안 그리고 KMA방안이, 흐림 구간은 NWP방안과 KMA방안이 각각 판정숙련도가 높았다. 그러므로 KMA방안이 모든 구간에 대하여 판정능력이 우수함을 알 수 있다.



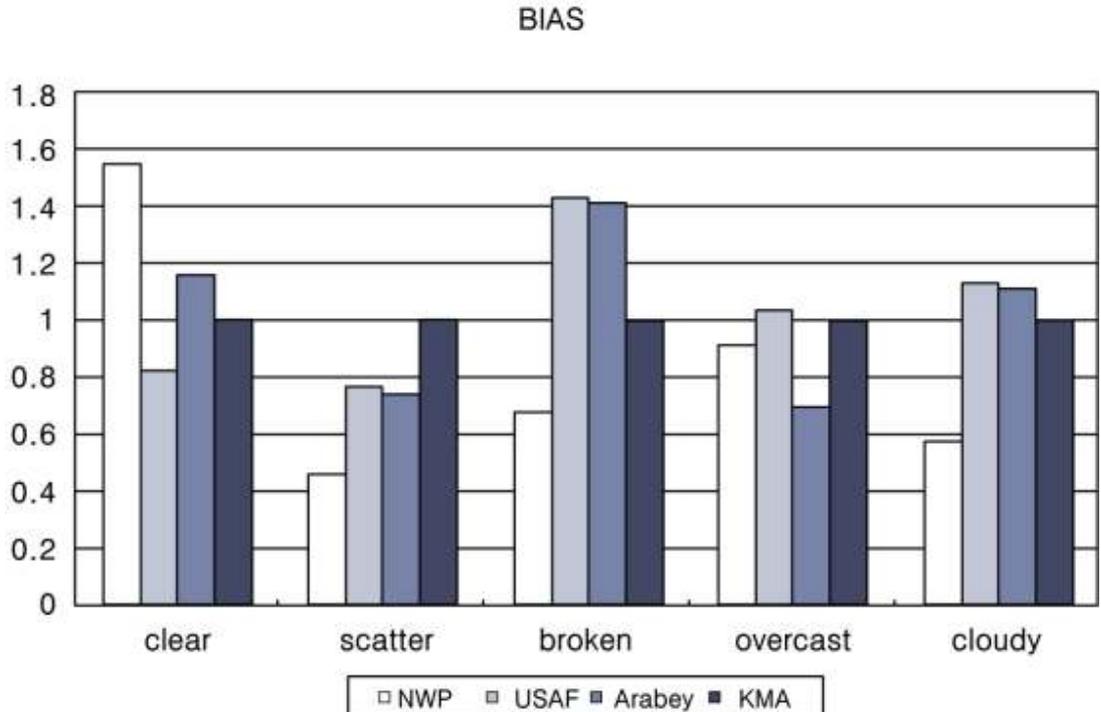
[그림 4.44] 하늘상태 판정 알고리즘의 Threat Score(TS). 검증기간은 2000년 ~ 2004년이며, 검증위치는 오산, 포항, 광주

4.3 동네예보

한편 구름조금과 구름많음 구간은 중간 단계 구간으로 맑음 및 흐림 구간에 비하여 정확한 판정을 하기 어려운 구간이다. 그러나 구름조금 및 구름많음 구간도 변별력 있는 판정구간임을 알아보기 위하여, 구름조금 및 구름많음 구간을 통합하여 하늘상태를 맑음(전운량 0-2), 구름(전운량 3-8) 그리고 흐림(전운량 9-10)으로 구분하였을 때의 구름 구간의 판정 능력을 검증하였다. 구름 구간의 TS는 0.21~0.32로 구름조금 및 구름많음 구간보다 약 0.2 정도 상승하였다. 이는 구름조금 및 구름많음 구간을 명확히 구분하기는 힘들지만, 맑음 및 흐림과 별도로 구분할 수 있음을 알 수 있다.

그림 4.45는 여러 방안의 BIAS를 보인 것이다. NWP방안을 제외하면 대부분 양의 BIAS를 보이고 있다. 미공군방안과 Arabey방안이, 구름조금 구간에서는 과소판정(BIAS 0.75)을, 구름많음 구간에서는 과대판정(BIAS 1.4)하였다. 그러므로 이 방안들은 구름조금 구간과 구름많음 구간사이의 문턱값을 구름많음 구간 방향으로 조정해야함을 의미한다.

이상의 결과에 따라 PPM모델의 하늘상태 판정은 KMA방안을 사용하였다.



[그림 4.45] BIAS를 제외하고 그림 4.48과 동일

4.3 동네예보

9) 12시간 강수량

12시간 강수량은 시간에 따라 누적하는 시간이 달라지므로 PPM모델에서는 3시간 누적강수량을 제공한다. 수치예보 모델의 강수는 격자규모 강수량과 아격자규모 강수량으로 구분하지만 여기에서 격자규모 강수량과 아격자규모 강수량을 합하여 제공한다.

10) 12시간 적설

각 3시간 간격 강수형태에서 눈으로 판정된 경우에 대해서만 12시간 강설량을 적설 정보로 대치하여 제공한다. 12시간 강설량은 향후 MOS 등 다른 방법으로 제공할 예정이다.

강수량을 강설량으로 환산하는 일반적인 방법은 강수량 12시간 시간 범위에 대해 강수량을 누적하고, 그 강수량에 10배하지만 상대습도에 따라 적설량은 차이가 있다. 습설인 경우 같은 양의 강수일때 건설보다 적설량이 작게된다. 이러한 점을 극복하고, 객관적인 적설량을 생산하기 위하여 이태영(2003)의 기법을 적용한다.

이태영 기법은 MM5의 구름물리과정에서 산출되는 강수, 빗물, 눈, graupel의 혼합비를 이용하여 고체상수비를 산정하고, 고체상수비를 강수량에 곱하여 고체강수량을 결정한다. 고체상수량은 적설량으로 환산하는 비율에 곱하여 최종적인 적설량을 결정한다.

snf : 고체강수의 비

$$snf = \begin{cases} \frac{qsn + qgr}{qpr} = 1 - \frac{qra}{qpr} & , qpr \geq 0.0001g/kg \\ 0.5 & , qpr < 0.0001g/kg \end{cases}$$

qpr : 강수 혼합비, qra : 빗물 혼합비,
qsn : 눈 혼합비, qgr : graupel 혼합비

S_{we} : 고체 강수량

$$S_{we} = r_{tot} \times snf$$

S_{dp} : 신 적설량 = $17 \times S_{we}$

4.3 동네예보

11) 유의파고

유의 파고는 수치예보자료를 진단하여 해상파고를 예측하는 해양모델(현재 ReWAM)의 예측자료를 사용한다. 유의파고는 해상에만 지원되는 예보 요소이므로 Sealand Mask 파일을 이용하여 해상영역 자료만 제공한다. 해상영역에서 해양모델과 동네예보에서 정의한 Sealand Mask 간에 불일치하는 부분은 동네예보에서 정의한 Sealand Mask를 우선시하였다. 만약 Sealand에서 해상이지만 ReWAM에서 육지로 설정된 지역은 0.5m로 설정하였다. 이것은 현재의 수치예보과의 해양 모델은 쇼월링을 고려하지 않으므로 해안지역의 유의파고는 0.5m와 같이 낮은 파고를 모의하므로 이상의 설정은 유의한 것으로 판단된다.

4.3.2.4 동네예보모델의 MOS

1) MOS의 개념

수치예보자료 중 850hPa 기온(해발 1,500m 기온)을 이용한 기온예보 방법을 예로 들어 보자. 수치예보 일기도에서 예보지점의 850hPa 기온을 읽고, 그 기온값에서 대기의 기온변화율(1km 하강할 때마다 기온은 약 6.7℃ 상승)을 고려하여 지상기온을 산출한다. 보통 850hPa 기온에 5~10℃를 더해 주는데, 이 값은 날씨상태, 지형분포, 수치예보 모델의 특성에 따라 다른 값을 적용한다.

이러한 과정을 통계분석 등을 통하여 객관하여 객관적인 예보가이드를 생산하는 예보기술이 MOS이다. 앞의 예를 MOS에 적용하면, 먼저 수치예보 일기도의 850hPa 기온, 습도 등과 예보지점(기상대)의 기온과의 관계를 통계분석하여 방정식(여기에서는 850hPa 기온 + x℃)을 산출하고 이를 수치예보에 적용하여 기온을 예보한다.

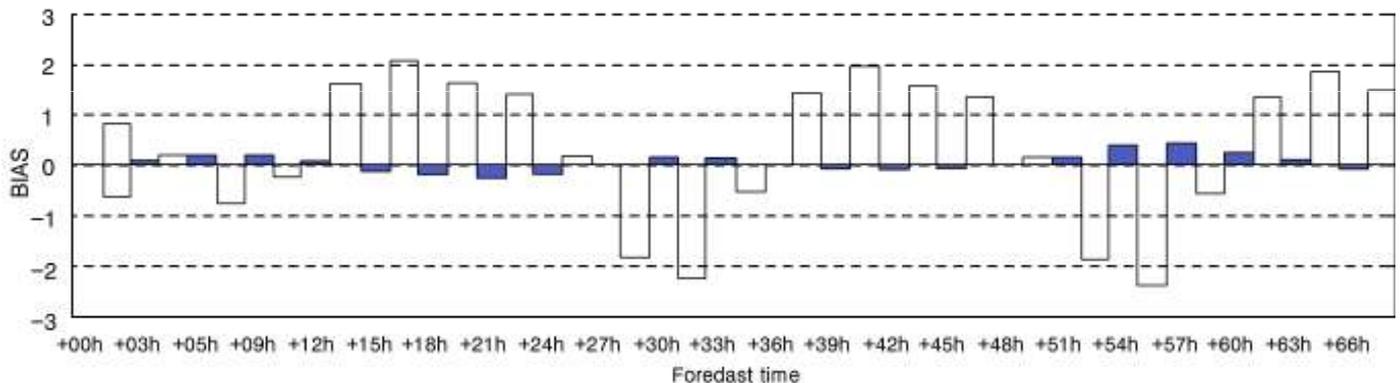
2) MOS 장점과 단점

MOS는 수치예보의 국지예보의 한계를 극복하기 위하여 개발된 모델이다. 먼저 MOS는 수치예보 모델이 예측하는 예보요소에 크게 상관없이 관측요소를 직접 예측하는 예측모델이다. 수치예보 모델은 기온, 바람 등과 같은 대기역학방정식의 변수만 예측하지만 MOS를 수치예보의 예보변수를 분석하여 하늘상태와 같은 목측관측 요소도 예측할 수 있다. 특히 MOS는 강수 확률과 같이 확률정보까지도 생산이 가능하다.

4.3 동네예보

둘째 MOS는 예보하는 위치의 관측자료를 직접 사용하므로 지역적 특성을 MOS에 직접 반영할 수 있다. 분지와 같은 지형이나 작은 호수와 같은 토지이용도 특성과 같은 지역적인 특성은 관측위치의 특수한 기후형성에 영향을 주며 이러한 영향은 해당 지역의 관측자료와 수치예보자료간 통계분석을 통하여 MOS에 쉽게 반영할 수 있다.

마지막으로 MOS는 수치예보 모델의 계통적 오차를 제거할 수 있다. 수치예보 모델의 예측하는 대기 하층의 예보값은 수치예보 모델의 해상도, 토지이용도, 물리과정에 절대적으로 영향을 받고 있으나, 이러한 과정은 인간이 이해하고 수치적으로 연산가능한 범위 내에서 예측가능하다. 따라서 수치예보는 수치예보 모델만의 고유한 특성이 있으며 이러한 특성은 계통적 오차를 유발한다. 그림 4.46은 RDAPS와 MOS에서 예측한 2m 기온의 BIAS이다. 수치예보 모델은 예보시간에 따라 BIAS가 보여주지만 MOS는 이러한 BIAS를 거의 완벽히 제거할 수 있음을 보여준다.

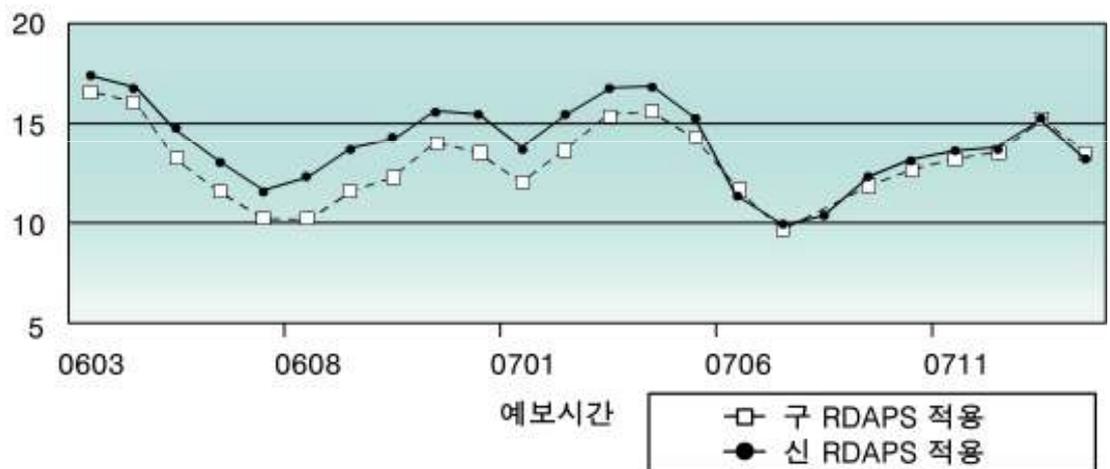


[그림 4.46] RDAPS(흰색)와 MOS(검은색)에서 예측한 기온의 BIAS

4.3 동네예보

MOS의 가장 큰 단점은 수치예보 모델에 절대적으로 의존한다는 원리 자체의 한계이다. MOS에 적용한 통계는 수치예보 모델과 관측사이의 통계로 MOS가 개발된 후 수치예보 모델이 변경되면 기존의 MOS는 그만큼 제약이 따른다. 즉 수치예보 모델이 변경되면 그에 따른 MOS 예보 정확도가 하락할 수 있다.

그림 4.47은 수치예보 모델 변경에 따른 상대습도 MOS의 예보정확도를 나타낸 것이다. 상대습도 MOS는 2005년에 개발된 RDAPS를 기반으로 개발되었으나 MOS에 적용되는 RDAPS가 2008년 말에 변경되었다. 비록 2008년부터 적용된 RDAPS가 이전의 RDAPS보다 예보정확도가 높지만 MOS에 적용한 결과 구 RDAPS를 적용한 MOS의 예보 정확도가 높음을 보여주고 있다. 이러한 MOS의 단점에도 불구하고 국지예보정확도의 장점으로 인하여 MOS는 한국과 미국의 동네예보서 중요한 역할을 하고 있다.



[그림 4.47] 수치예보 변경에 따른 상대습도 오차(RMSE)

4.3 동네예보

3) MOS 개발 과정

MOS는 예보요소 정의, 수치예보 모델 결정, 예보인자 결정, 통계모델 개발, 수치예보 적용 과정을 거쳐 개발 및 적용한다.

1. 예보요소 정의
2. 수치예보 모델 결정
3. 예보인자(설명변수) 결정 및 생산
4. 예보요소와 예보인자간 통계모델
5. 통계모델의 실시간 수치예보 적용 및 예보 생산

예보요소는 예보 대상을 결정하는 과정으로 예보목적에 따라 예보대상, 예보위치, 시간에 따라 정의해야 한다. 예보요소가 최고기온과 같은 경우 관측자료를 그대로 사용하는 경우도 있지만 강수확률과 같이 관측자료를 가공하는 경우도 있다. 강수유무만 예측한다면 강수확률은 강수량이 0.1mm 또는 0.5mm 이상일 때 강수 사건으로 처리할 수도 있지만, 집중호우를 예측하기 위해서는 강수량 10mm 또는 30mm 이상을 강수 사건으로 처리할 수도 있다.

예보하는 지역의 공간적 규모에 따라 예보요소는 광역예보요소나 특정 위치만을 위한 지점 예보요소 나눌 수 있다. 특히 예보 정확도는 예보대상의 시간 규모에 크게 영향을 받는다. 예보대상이 1일 또는 1시간 강수확률이 될 수 있다. 일반적으로 예보지점이 좁을수록 시간규모가 적을수록 예보정확도는 떨어진다. 예보요소의 시공간 규모는 예보의 사용목적 및 필요한 예보정확도에 따라 결정되어야 할 것이다.

예보요소가 결정되면 적용할 수치예보 모델을 결정해야 한다. MOS에 적용될 수치예보 모델은 모델자체의 개선 및 다른 수치모델로 변경될 가능성이 적은 수치모델을 선정해야하며 무엇보다도 국가기상청의 현업용 수치예보 모델중 하나로 안정적인 운영이 보장되는 수치모델을 선정해야한다.

4.3 동네예보

예보인자는 MOS의 설명변수로 사용되며 예보요소를 가장 잘 설명할 수 있는 변수로 결정한다. 예보인자는 850hPa 기온과 같이 수치예보 모델이 예측하는 변수, 예보요소의 기후값과 같은 기후자료, 최근 관측자료가 있으며, 이상의 예보인자를 조합한 예보인자를 사용되기도 한다.

표 4.8는 강수확률에 주요하게 사용되는 예보인자로 강수량, 습윤층, 상대습도, 안정도지수 등이 있으며, 찬 계절과 따뜻한 계절별마다 사용되는 예보인자가 차이가 있다. 이는 예보인자도 계절적인 특성에 따라 달리 사용해야함을 보여준다.

[표 4.8] 강수확률 예보식에 사용된 주요 예보인자

찬 계절(1, 2, 3, 10, 11, 12월)	따뜻한 계절(4, 5, 6, 7, 8, 9월)
예보인자	예보인자
3시간 강수량	3시간 강수량
상대습도(925-300hPa)	유효습윤층
유효습윤층	RINX
700hPa 상대습도	습윤층 비습적분
850hPa 습수	상대습도(925-300hPa)
700hPa LCL	남풍×상대습도
	700hPa 상대습도

4.3 동네예보

통계모델은 하늘상태 PPM에서 적용한 그래프방법, 회귀분석 방법 등 다양한 통계모델을 적용할 수 있으며 그 중 다중선형회귀식이 가장 일반적으로 사용되고 있다.

다중선형회귀식은 식 (4.6) 같이 표현되며,

$$\Upsilon = A_0 + \sum_{i=1}^k A_i X_i \quad (4.6)$$

식 (4.6)에 의해 추정된 예보요소 Υ 는 관측된 예보요소 Y 와 오차 E 만큼 차이가 있다고 한다면,

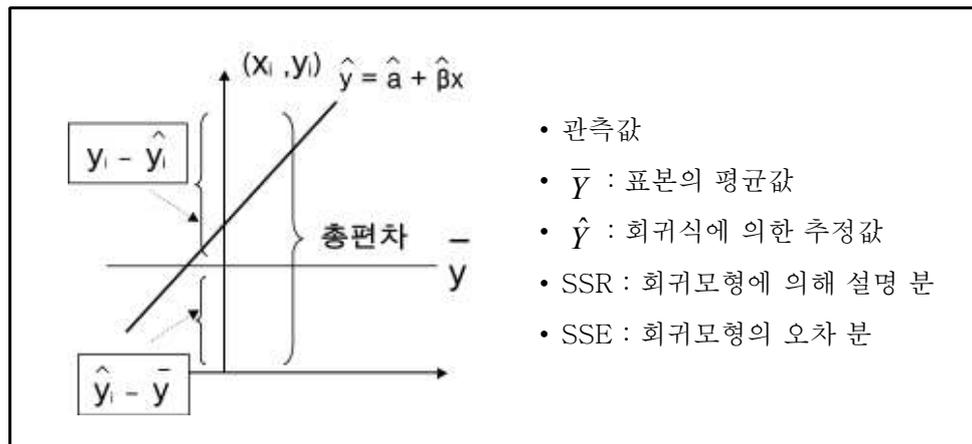
$$Y = \Upsilon + E \quad (4.7)$$

라는 관계식으로 표현된다. 식 (4.6)의 계수 A_i 는 식 (4.7)의 오차를 최소로 하는 A_i 값으로 결정한다. 따라서 오차 E 는

$$\sum_i^n E_i^2 = \sum_i^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2 \quad (4.8)$$

으로 표현되며 이 값이 최소가 되도록 처리한다.

회귀분석의 유의성은 분산분석표로 진단할 수 있다. 분산분석은 그림 4.48과 같이 총제곱합을 회귀제곱합과 잔차제곱합으로 나누어서 분석하는 방법이다.



[그림 4.48] 회귀직선과 분산분석과의 관계

4.3 동네예보

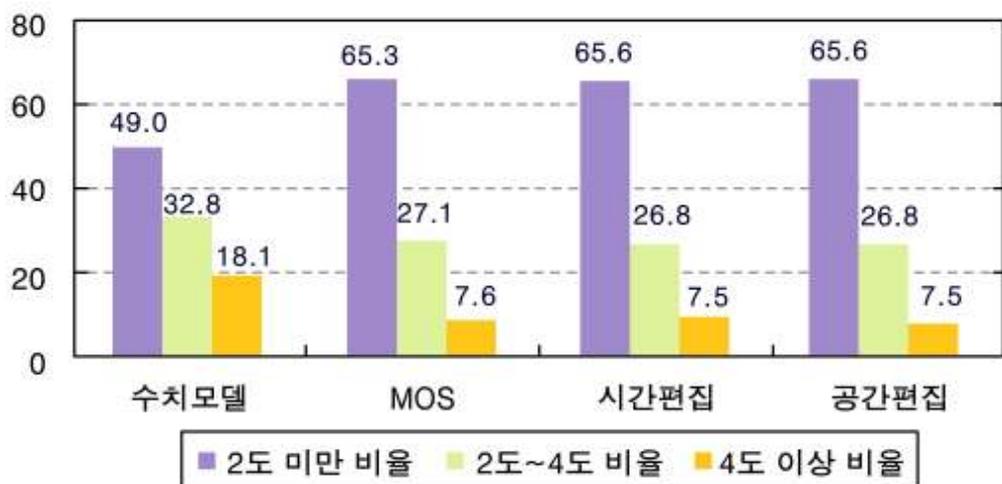
4) 동네예보에서 MOS의 기여도

동네예보는 수치예보, 동네예보모델, 시간편집, 공간편집을 거쳐 최종 예보가 생산된다. 동네예보모델의 기여도는 예보요소와 MOS 적용여부에 따라 차이가 있다.

그림 4.49는 3시간 기온 오차의 비율로 오차가 2℃ 미만, 2~4℃, 4℃ 이상인 비율을 나타낸 것으로 기온예보가 적중했다고 생각하는 예보오차 2℃ 이하의 비율은 수치예보 49%인 반면에 MOS는 63.3%로 크게 증가하였다. MOS 예보를 사용하는 시간편집, 공간편집 예보의 2℃ 미만 오차는 63.6%, 63.6%로 검증기간동안 3시간 기온은 수치예보가 75%, MOS가 24%를 기여한다고 볼 수 있다. 특히 MOS의 장점으로서는 수치예보에서 오차 4℃ 이상인 비율을 18%에서 7.6%로 줄여 비정상적인 오차가 크게 감소시키는 역할을 하였다. 상대습도도 기온과 마찬가지로 상대습도의 오차가 10% 미만인 비율이 수치예보에서는 31%인 반면 MOS에서는 53%로 크게 향상시켰다.

하늘상태는 수치예보나 MOS가 제공하지 않는 예보요소로 수치예보자료를 해석하여 PPM으로 예보가이던스를 제공하는 예보요소이다. PPM 및 예보관의 오차비율은 각각 56%, 42%로 예보관의 역할이 중요한 예보요소이며 MOS 개발이 시급한 예보요소이다. 특히 이 결과는 MOS의 중요성의 반증으로 볼 수 있겠다.

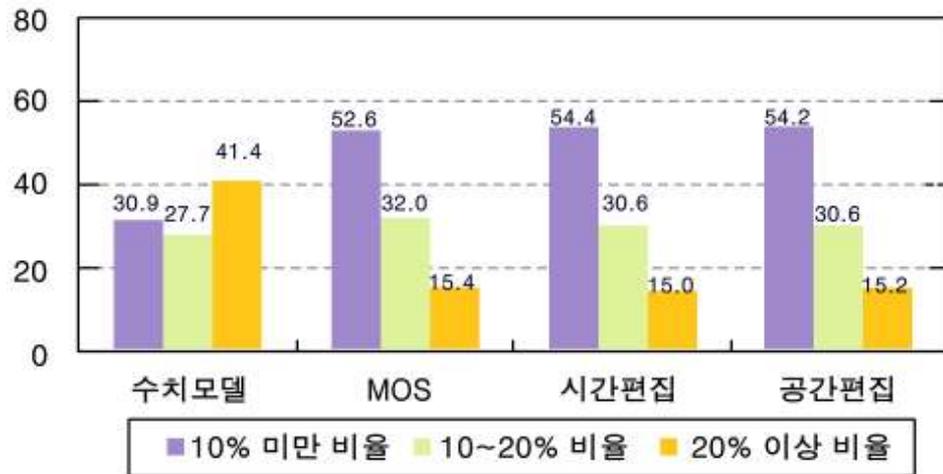
3시간 기온 오차 비율(08.11~09.03) 5시,17시 발표



[그림 4.49] 3시간 기온의 동네예보 단계별 오차

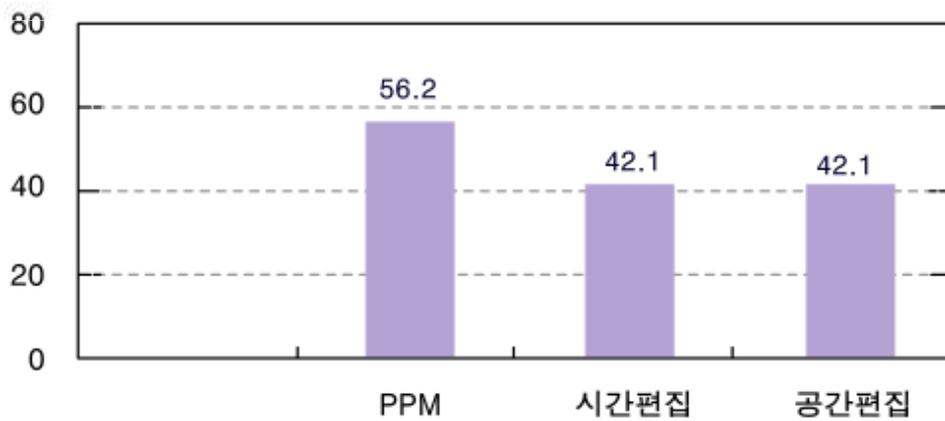
4.3 동네예보

상대습도 오차 비율 (08.11~0903) 5시,17시 발표



[그림 4.50] 상대습도의 동네예보 단계별 오차

하늘상태 오차 비율 (08.11~0903) 5시,17시 발표

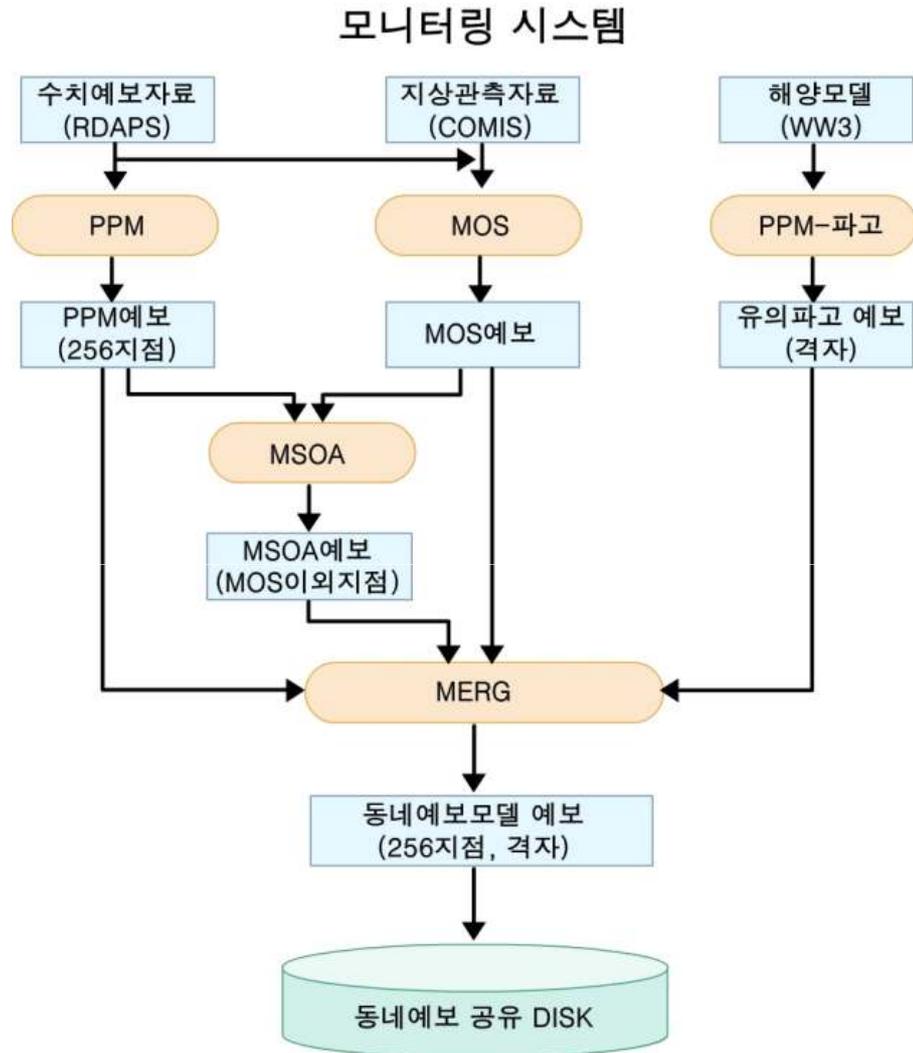


[그림 4.51] 하늘상태의 동네예보 단계별 오차

4.3 동네예보

4.3.2.5 동네예보모델의 운영체계

동네예보모델은 그림 4.52와 같이 NPPM, MOS, MSOA, MERG 4종의 모델이 유기적으로 구성되어 있다.



[그림 4.52] 동네예보모델 운영체계

4.3 동네예보

수퍼컴에서 수치예보가 완료되어 지역수치예보 모델(RDAPS) 및 해양파고 모델(WW3)이 전송되면 파일명을 분석하여 모델초기시각을 결정하여 이에 따른 동네예보모델인 PPM, MOS를 차례로 실행시킨다.

PPM 및 MOS이 종료되면, PPM 자료와 MOS 자료를 이용하여 MOS가 제공하지 않는 지점의 예보자료를 생산하는 MSOA(MoS Objective Analysis)가 실행시킨다.

해양파고모델(WW3)이 전송되면 파일명을 분석하여 모델초기시각을 결정하고 이에 따른 유의파고 예보자료를 생산하는 PPM-파고를 실행시킨다.

MSOA 및 PPM-파고가 종료되면 NPPM, MOS, MSOA 자료 중 가장 예보 정확도가 높은 자료를 우선적으로 선정하는 MERG가 실행한다. 만약 특정 예보자료가 모델장애 등으로 생산되지 않으면 다음 순위자료를 선정한다.

최종적으로 생산된 동네예보모델은 그래픽편집기 및 동네예보 가이드스 웹페이지(COMIS3-예보-동네예보-MOS)로 전송하여 예보관이 사용할 수 있도록 준비한다.

동네예보모델에서 예보정확도는 MOS, MSOA, NPPM 순으로 높으면, 예보자료 안정성은 PPM, MOS, MSOA이다. 따라서 3종의 예보자료가 제공되었을 때 예보자료 선정 우선순위는 예보정확도를 고려하여 MOS, MSOA, PPM 순으로 선정한다. 예보자료가 장애 등으로 생산되지 않으면 다음 순위의 예보자료를 선정하므로 동네예보모델의 안정성은 더욱 높아진다.

4.4 슈퍼컴퓨터와 수치예보 시스템

4.4.1 기상청 슈퍼컴퓨터의 활용

슈퍼컴퓨터란 현재의 기술로 구현할 수 있는 최고의 작업 처리 능력이나 최상의 연산 속도를 지니는 고성능 컴퓨터로 대부분 첨단 과학기술 분야의 연산을 목적으로 한다.

슈퍼컴퓨터의 성능은 주로 Flops로 나타내는데 이는 FLloating Point Operations Per Second의 약자로 이는 초당 수행하는 부동소수점 연산을 나타낸다. 흔히, Tflops라 하면 1초에 1조(10^{12})번의 부동소수점 연산을 수행할 수 있는 성능의 컴퓨터임을 의미한다.

부동소수점연산(浮動小數點演算, Floating Point Operation)이란 숫자 2,147을 $4.147 + e3$ 와 같이 고정소수점 부분과 지수부분으로 나타내는 산술 연산을 말하며 매우 작거나 큰 수가 경제적으로 기억될 수 있으며 일관된 정확도를 가지는 계산이 가능하다.

[표 4.9] flops 단위 표시

Name	flops	Name	flops
yotta flops	10^{24}	tera flops	10^{12}
zetta flops	10^{21}	giga flops	10^9
exa flops	10^{18}	mega flops	10^6
peta flops	10^{15}	kilo flops	10^3

4.4 슈퍼컴퓨터와 수치예보 시스템

4.4.1.1 슈퍼컴퓨터의 도입

1) 슈퍼컴퓨터 1호기

기상청은 슈퍼컴퓨터 1호기로 일본 NEC사의 SX-5 벡터시스템을 1999년 12월부터 현업 운영하였다. 이 시스템의 최대 이론 성능은 약 224Gflops이며, 실제성능은 212Gflops로서 당시 슈퍼컴퓨터 Top 500 순위(2001.11월 기준)에서 142위(기상분야 16위)에 올라있었으며, 슈퍼컴퓨터 2호기 도입에 따라 2005년 11월 30일 사용이 중단되었다.



[그림 4.53] 기상청 슈퍼컴퓨터 1호기 NEC SX-5(1999.12 ~ 2003.11)

2) 슈퍼컴퓨터 2호기

기상청 슈퍼컴퓨터 2호기는 미국 CRAY 사의 X1E 클러스터 시스템이다. 2대의 클러스터로 구성되어 각 각 512개의 X1E 벡터 MSP(CPU)를 가지며 2005년 12월부터 수치예보시스템의 현업운영과 현업백업 및 연구지원을 목적으로 운영되었다.



[그림 4.54] 기상청 슈퍼컴퓨터 2호기 Cray X1E(2003.12 ~)

4.4 슈퍼컴퓨터와 수치예보 시스템

슈퍼컴퓨터 Top 500의 성능순위(2003. 11월 기준)를 보면 CRAY사의 X1E는 16위를 기록하였다. 전체 CRAY X1E 시스템의 최대 이론 성능은 18.5Tflops이고 실제 성능은 13.7Tflops이며 4TB의 메모리를 갖고 있다.

기상청의 슈퍼컴퓨터 2호기 전체성능은 18.5Tflops이지만, 장애에 대비하여 시스템을 9.2Tflops씩 2대로 분리하여 메인 시스템의 명칭을 「바람(Baram)」, 서브 시스템은 「신바람(Shinbaram)」 설정하여 운영하였다.

또한 기상청은 장비의 설치 공간 및 전원, 항온항습의 확보를 위해 기상청 내부가 아닌 외부의 IDC(Internet Data Center)에 슈퍼컴퓨터 2호기를 설치하여 안정성을 확보하였으며, 기상청과 IDC간의 통신은 1Gigabit의 전용회선 4회선으로 구성하였다.

슈퍼컴퓨터 3호기의 성공적인 현업운영으로 슈퍼컴퓨터 2호기는 더 이상의 현업업무에는 투입되지 않고 있으며, 국가표준 기후변화 시나리오 생산에 중점적으로 사용되고 있다.

4.4 슈퍼컴퓨터와 수치예보 시스템

3) 슈퍼컴퓨터 3호기

2010년 12월 하반기에 최종적으로 도입 완료된 기상청 슈퍼컴퓨터 3호기는 미국 CRAY사의 XE6 시스템이다. 계산성능 758TF, 공유저장장치 약 4.5PB, 백업저장장치 4.5PB로 구성된 되어 있다. 3호기 시스템의 명칭은 대국민 공모를 통하여 「해담(백업 시스템)」과 「해온(메인시스템)」으로 각각 결정되었다.

슈퍼컴퓨터 3호기는 AMD 사의 최신 Multi-core(12-core)프로세서와 Gemini 인터커넥트 기술로 구성된 슈퍼컴퓨터시스템이다. 슈퍼컴퓨터에서 계산을 담당하는 컴퓨팅 블레이드에는 4개의 컴퓨팅 노드가 탑재되어 있으며, 각각의 노드에는 AMD사의 4.1GHz 12-core 소켓 2개와 DDR3 32GB의 메모리가 장착되어 있다. 부트영역, I/O영역, 로그인 영역 등 다양한 서비스를 제공하는 서비스 블레이드에는 4개의 각각 서비스 노드가 장착되어 있으며, 각 노드에는 AMD 사의 4.2GHz 6-core 소켓 1개와 DDR2 16GB의 메모리가 장착되어 있다. 하나의 서비스 블레이드는 컴퓨팅 블레이드와 공유저장장치(Lustre File System)간의 I/O 대역은 DDR4×(16Gbps)기반 Infiniband 스위치로 연결되어 있으며, 이론적으로 최대 32GB/s까지 제공할 수 있다. 슈퍼컴퓨터 3호기 전체 컴퓨팅 블레이드의 Core 개수는 90,240개로 구성되어 있다.

슈퍼컴퓨터 3호기는 365일 무중단 운영을 위하여 메인시스템(해온), 백업 및 연구용 시스템(해담), 동일한 구조의 시스템 2조로 구성되어 있으며 2011년 6월 현재 20위(해온), 21위(해담)에 랭크되어 있다.

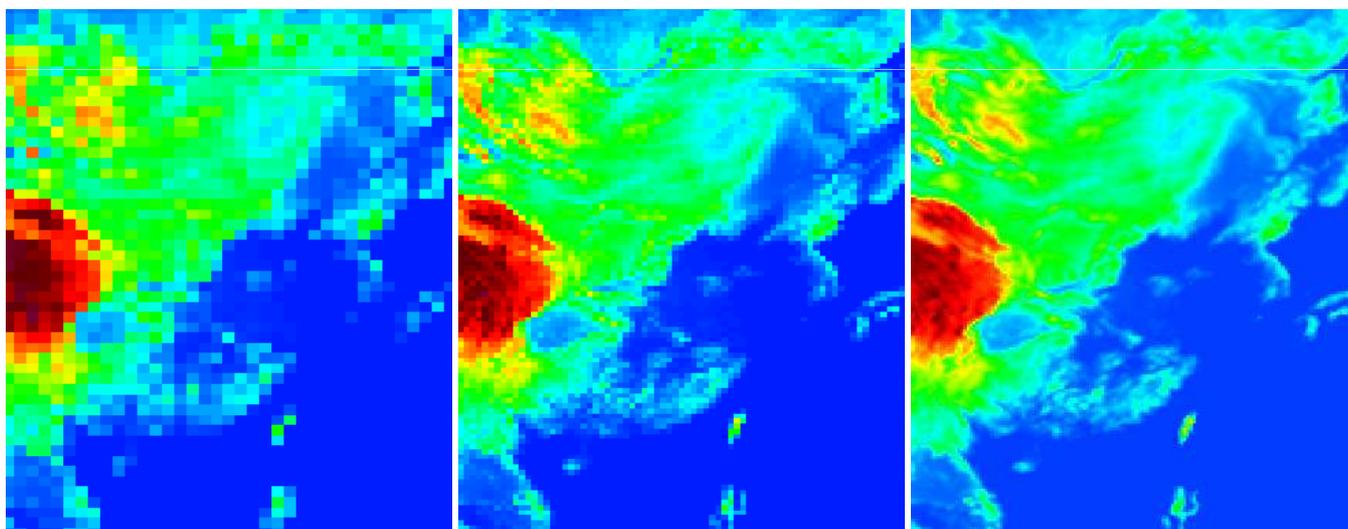


[그림 4.55] 슈퍼컴퓨터 3호기 XE6 '해온'(左), '해담'(右)

4.4 슈퍼컴퓨터와 수치예보 시스템

[표 4.10] 슈퍼컴퓨터 주요 사양 및 주요 현업모델 비교

구분	1호기	2호기	3호기
기기명	NEC SX5	Cray X1E	Cray XE6
운영연도	2000	2005	2010
이론성능	224 Gflops	18.5 Tflops	758 Tflops
메모리	224 GBytes	4 TBytes	119.8 TBytes
Storage	3.78 TBytes	400 TBytes	4.5 PBytes
Tape Backup	14 TBytes	2 PBytes	4.5 PBytes
전지구모델	T213L30(110km)	T426L50(40km)	UM N512L70(25km)
지역모델	MM5 30km	MM5 30km	UM 12km L70
		KWRF 10km	KWRF 10km



[그림 4.56] 해상도별 모델의 지형효과(왼쪽부터 100km, 50km, 25km)

4.4 슈퍼컴퓨터와 수치예보 시스템

4.4.2 수치예보시스템

4.4.2.1 수치예보시스템

수치모델 운영 담당부서에서 관리하는 수치모델을 이용하여 수치모델 자료를 생산하고 이를 제공하여 예보에 활용하게 되는 것을 수치예보 현업 시스템이라 한다. 2005년 12월 1일부터 기상청 슈퍼컴퓨터 2호기 Cray X1E를 이용하여 현업 수치예보 시스템을 수행했으며, 2010년 5월 14일 부터 슈퍼컴퓨터 3호기를 이용하여 통합 수치예보 시스템(Unified Model, UM)에 기반을 둔 수치모델을 현업시스템으로 수행하고 있다.

현재 기상청의 수치예보시스템은 크게 전지구예보시스템(Global Data Assimilation and Prediction System : GDAPS), 지역예보시스템(Regional Data Assimilation and Prediction System : RDAPS), 국지예보시스템(Local-LDAPS), 초단기 분석 및 예측 시스템(Korea Local Analysis and Prediction System : KLAPS)과 여기서 파생된 각종 응용시스템으로 구성되어 있다. , 파랑예보모델(WaveWatch-III, WWIII)은 전지구파랑모델, 지역파랑모델, 국지예보용 모델이 있다. 통계예보모델로는 중기기온모델, 3시간기온모델, 칼만필터 모델 등이 있다. 이들 모델들은 예측대상에 따라 일 1회에서 4회까지 운영되고 있으며, 생산된 예측 결과는 즉각적으로 예보관에게 제공되어 대국민 일기예보 서비스에 활용되고 있다.

2011년 5월 23일부터 기상용 슈퍼컴퓨터 3호기를 통해 현업 운영중인 전지구예보모델(UM N512L70)은 약 25km의 수평해상도, 연직 70개층으로 이루어져 있으며, 모델 상한은 0.1hPa 이다. 1일 총 4회(00:12utc 10.5일, 06:18utc 3일)까지의 예보자료를 제공하고 있다. 지역예보모델(UM 12km L70)은 수평해상도가 12km, 연직 70층으로 이루어져 있으며, 72시간까지의 예보자료를 1일 4회 제공하고 있다. 또 다른 지역예보모델(KWRF 10km L40)은 수평 10km, 연직 40개층의 해상도를 가지며, 72시간 예보자료를 1일 4회 제공하고 있다. 국지예보모델(UM1.5km L70)은 수평해상도 1.5km 연직 70층(top≒40km)으로 이루어져 있으며, 24시간까지의 예보자료를 1일 4회 제공하고 있다.

또한, 2010년 6월 15일부터 초단기예보의 대국민 서비스가 실시됨에 따라 매 시간 관측 자료를 이용한 초단기분석시스템(KLAPS)을 개선하여 운영하고 있으며, 이를 초기장으로 한 초단기예측시스템을 구축하여 매 시간 12시간의 기상 예측장을 생산·제공하고 있다.

4.4 슈퍼컴퓨터와 수치예보 시스템

기상청에서는 총 20여종의 수치예보 모델들이 하루 100여회 수행되고 있으며, 이 수치모델들은 하루에 약 1.6TB의 데이터를 생산함과 동시에 80,000장이 넘는 분석 및 예보 일기도들을 생산하고 있다. 표 4.11은 2011년 12월 현재 기상청에서 현업 운영 중인 수치예보 시스템 현황이다.

[표 4.11] 기상청에서 현재 운용중인 모델들의 주요 목적, 특성, 운영횟수 및 예측기간

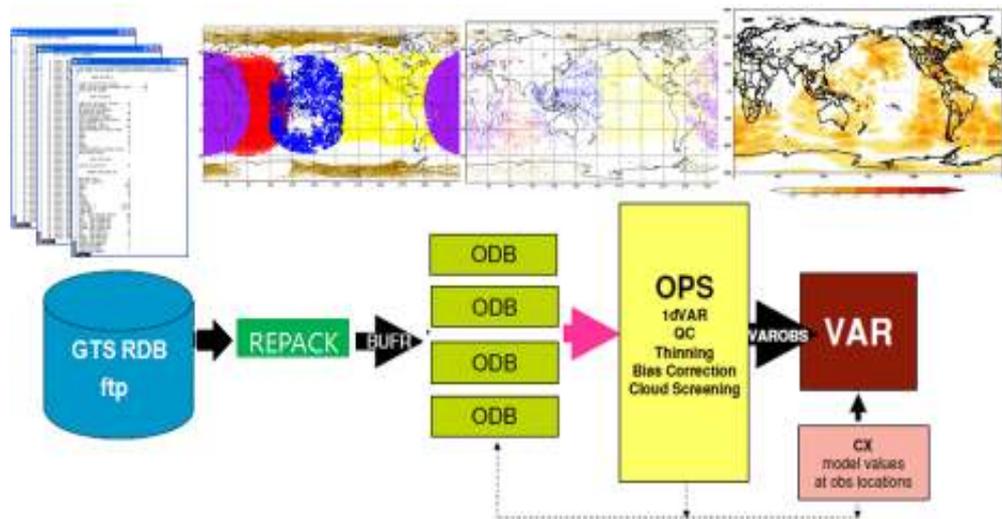
모델	구분	수평분해능(연직층수)	운영횟수/일	예측 기간	목적
전지구예보모델(GDAPS)	25km(70층)		2회(00, 12Z)	10일	전지구 날씨
			2회(06, 18Z)	3일	
	40km(70층) 24멤버 앙상블	2회	10일	전지구 확률예측	
	110km(21층), T106	1회	120일	계절 예측	
지역예보모델	12km(70층), RDAPS	4회	3일	아시아 날씨	
	10km(40층), KWRF	4회	3일	아시아 날씨	
국지예보모델(LDAPS)	1.5km(10층)	4회	24시간	한반도 지역	
초단기분석시스템(KLAPS)	5km(40층)	24회	12시간	한반도 지역	
태풍모델(DBAR)	35km	4회 (태풍 발생 시)	3일	태풍경로 및 강도 예측	
파랑모델	약 50km(GWW3)	2회	10일	전지구 해상파고	
	약 50km(ReWW3)	2회	3일	아시아 해상파고	
	약 1km(CoWW3)	2회	1일	한반도 6개 연안	
조석/폭풍해일모델	약 8km	2회	3일	아시아 해일고	
황사단기예측모델(ADAM)	30km(29층)	2회	3일	아시아 황사예보	
통계모델	MOS(UM전지구)	254 지점	2회	66시간	동네예보
	칼만필터(UM전지구)	6 지점	2회	10일	기온예보
	칼만필터(UM지역)	41 지점	2회	2일	기온예보
	칼만필터(KWRF)	41 지점	2회	2일	기온예보

4.4 슈퍼컴퓨터와 수치예보 시스템

4.4.2.2 관측자료 전처리

기상청은 2010년 5월 현업 수치예보시스템을 영국기상청의 통합모델을 기반으로 개선하였다. 통합모델은 여러 가지 위성자료에 대한 관측연산자가 장착되어 있어, 기존에는 사용이 용이하지 않았던 위성자료의 활용이 가능하게 되었으며, 기타 일반 관측자료의 사용도 이전 일본모델 기반의 GDAPS보다 급격히 증가하였다. 통합모델은 여러 가지 위성자료에 대한 관측연산자가 장착되어 있어, 기존에는 사용이 용이하지 않았던 위성자료의 활용이 가능하게 되었으며, 기타 일반 관측자료의 사용도 이전 일본모델 기반의 GDAPS보다 급격히 증가하였다.

GTS 및 ftp로 수신된 관측자료들(그림 4.57)은 기상청의 종합기상정보시스템의 데이터베이스에 입력되고, 이 자료는 통합모델에서 사용할 수 있는 형식으로 변환되어 매 분석시간마다 통합모델용 데이터베이스(ODB : Observational Data Base)를 생산해 낸다. ODB는 통합모델의 품질검사 및 1dVAR 과정을 포함하는 OPS(Observation Processing System)과정을 거쳐 최종 자료동화에 입력되는 관측자료형식으로 만들어진다. OPS를 거친 관측자료, 관측점에 해당하는 배경값과 오차값은 4dVAR 과정의 입력자료로 사용된다.



[그림 4.57] 관측자료 전처리 과정

4.4 슈퍼컴퓨터와 수치예보 시스템

4.4.2.3 자료동화시스템

시·공간적으로 조밀한 관측자료는 수치모델의 자료동화 알고리즘(품질검사, 4차원 변분법(4DVAR))을 이용하여 개선된 초기장을 제공해주며, 이는 수치모델 성능 개선의 가장 큰 요인이 되고 있다. 이에 기상청은 2007년 4DVAR와 최신 물리과정을 포함하는 영국기상청의 통합모델 도입을 결정하였으며, 통합 모델의 장점 중 하나는 4DVAR를 채택하여 위성자료를 비롯한 다양한 비종관 관측자료의 활용이 용이하다는 것이다. 이는 바로 양질의 초기자료를 생산함으로써 수치모델 예측성능 개선과 직결된다.

현재까지 알려진 최고의 자료동화 기법은 4차원 변분법으로서 ECMWF, 영국, 일본과 같은 선진국들은 대부분 4차원 변분법 기술을 사용하고 있다. 기상청의 경우, 2009년까지는 4차원 변분법의 전 단계인 3차원 변분법을 사용하여 왔으나 2010년부터 영국 기상청의 통합모델 도입과 함께 통합모델에 연동되어 있는 4차원 변분자료동화 시스템을 활용하고 있다.

현재 기상청 모델 중 자료동화 시스템이 접합된 모델은 전지구모델, 지역모델 그리고 KWRF 등이다. 영국기상청에서 도입된 전지구모델과 지역모델은 4차원 변분법이 연동되어 있고 미국 대기과학연구소(NCAR)의 WRF모델을 기반으로 개발된 KWRF 모델에는 3차원 변분법이 연동되어 있다.

변분법의 가장 중요한 장점은 위성, 레이더와 같은 비종관 자료를 동화하는데 유리하다는 점이다. 기상청에서도 그동안 비종관 자료의 활용을 위해 변분법 개발에 집중적으로 투자해 왔으며 그 결과 1999년 1차원 변분법을 시작으로, 2004년부터 3차원 변분법을 거쳐, 2010년 최고수준의 4차원 변분법을 모델에 활용하는 단계에까지 이르렀다.



[그림 4.58] 자료동화의 주요구성

4.4 슈퍼컴퓨터와 수치예보 시스템

4.4.2.4 전지구예보모델

수치예보시스템의 중심이 되는 현업 전지구예보모델은 영국 통합모델을 기초로 구축되었으며, 수평적으로 1024×769개의 격자(N512)로 구성되어 약 25km의 분해능을 가지며, 연직적으로는 약 80km 고도까지 70층으로 구성되었다. 수평적으로 Arakawa-C 격자를, 연직적으로 Charney-Phillips 방식을 채택하고 있다.

전지구예보모델은 4차원 변분법 기반의 자료동화가 접합되어 있기 때문에 6시간 주기 순환예측에 필요한 각종 배경장을 생산하기 위한 일 4회의 15시간 예측을 수행한다. 일 1회 06UTC에는 해수면온도, 해빙자료 및 동서 평균 오존량을 갱신하기 위한 배경장 갱신과정이 별도로 수행된다. 해수면온도와 해빙자료는 영국 국립해양예측센터(National Centre for Ocean Forecasting, NCOF)의 1/20° 해상도 자료를 모델 해상도에 맞게 내삽하여 갱신되며, 토양수분과 토양온도는 별도의 지면분석과정을 통하여 일 4회 갱신된다.

4.4 슈퍼컴퓨터와 수치예보 시스템

4.4.2.5 지역예보모델

지역예보모델은 전지구예보모델에 비하여 상대적으로 작은 영역에 대한 계산을 수행하기 때문에 이로부터 얻어지는 여분의 계산자원을 분해능의 증가에 활용할 수 있는 장점을 가진다. 따라서 일반적으로 지역예보모델은 전지구예보모델에 비해 고분해능으로 구성되며, 전산기술의 발달에 따라 점점 고분해능화가 가속화되고 있다.

지역예보모델은 단기예측 정보를 생산함과 동시에 보다 작은 영역의 지역예보모델 수행을 위한 측면경계자료 및 각종 응용모델의 수행을 위해 필요한 초기·경계 입력자료를 생산하는 중간자적 역할을 함께 수행한다. 일례로 기상청 현업 지역예보모델인 RDAPS(Regional Data Assimilation and Prediction System)는 72시간의 기본 단기예측자료 이외에도 통계모델, 지역 파고모델, 폭풍해일모델 및 동네예보모델 등의 수행에 필요한 입력자료를 생산한다.

RDAPS의 공간 해상도는 12km이며, 연직으로 약 80km까지 70층으로 구성되며, 3시간 간격으로 전지구모델로부터 경계장을 제공받아 1일 4회(00, 06, 12, 18UTC) 72시간 예측을 수행한다. RDAPS는 4차원 변분자료 동화 기법을 이용하여 6시간 간격의 자체 분석 및 예측 순환 체계를 현업 운영하고 있다. 자체 분석 시스템에는 윈드프로파일러, AWS 등 한반도에서 관측되는 비종관 자료가 활용되고 있다.

또 하나의 지역모델인 KWRF는 통합 전지구모델로부터 경계장을 제공받아 3차원 변분자료 동화 기법을 이용하여 6시간 간격의 분석-예측 순환 시스템을 구축하여 2010년 6월부터 현업 운영하였다.

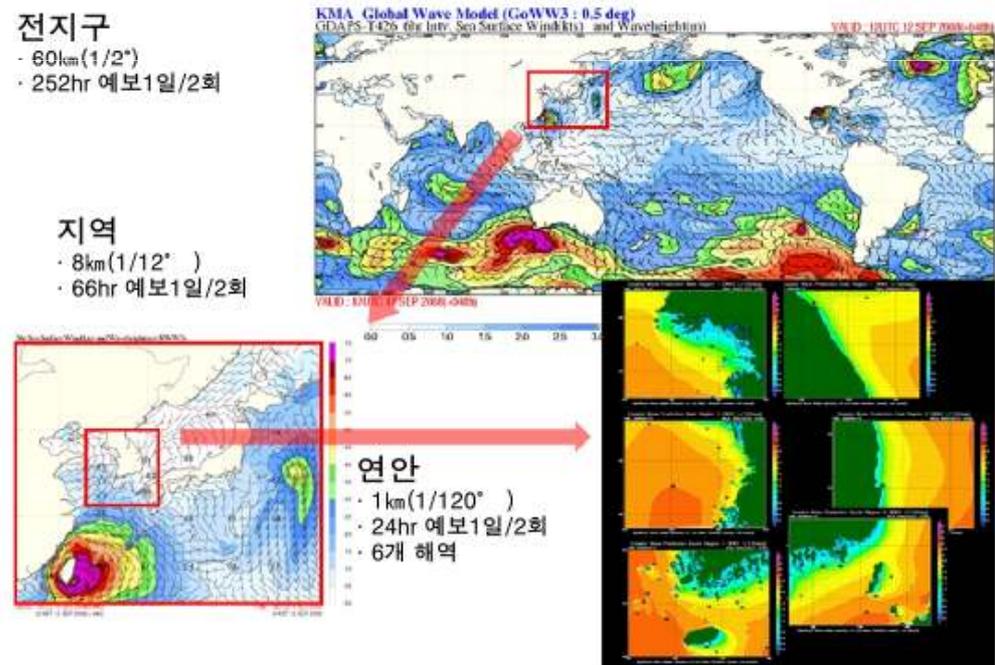
4.4 슈퍼컴퓨터와 수치예보 시스템

4.4.2.6 응용예보모델

중기 및 단기 날씨 예측을 목적으로 수행되는 수치예보 모델을 제외하고 이들의 결과를 입력받아 수행되는 응용모델에는 해상상태를 예측하는 파랑 모델, 황사의 이동 및 확산 예측을 위한 황사모델 등이 있다.

기상청에서 운영하는 파랑예측 시스템은 WaveWatch-III 모델에 기반을 둔 25파수 36파향의 스펙트럴 해상도를 가진다. 파랑 예측시스템의 공간 해상도는 전지구 0.5°(약 60km), 지역 1/12°(약 8km) 그리고 연안 1/120°(1km)를 가지고 각각 252시간, 72시간과 24시간 예보장을 생산한다.

황사예보모델(Asian Dust Aerosol Model, ADAM)은 3차원 확산 모델로 30km 수평해상도, 20층 연직층을 가지며 모델 격자는 150×120(중심 126°E, 38°N)을 가진다.



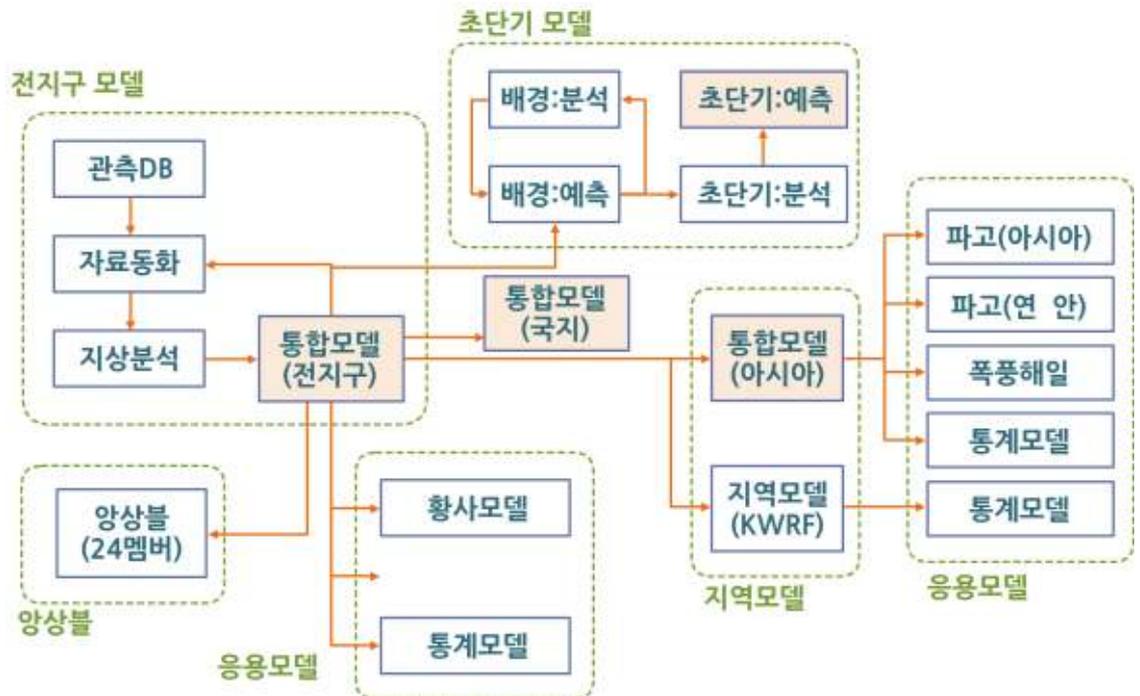
[그림 4.59] 파랑예측 시스템 구성

4.4 슈퍼컴퓨터와 수치예보 시스템

4.4.2.7 현업 수치예보 모델의 구성

수치예보시스템은 앞서 설명한 바와 같이 관측자료 전처리, 자료동화, 전지구모델, 지역모델, 국지모델, 응용모델로 구성되고, 다음과 같이 순차적으로 운영되고 있다. 먼저 GTS를 통하여 수집한 관측자료를 데이터베이스화하는 ODB(Observation Data Base) 과정을 거친다. 각 ODB의 관측자료는 자료의 품질 검사(OPS)과정을 수행하여 자료동화를 위한 입력자료가 작성된다.

검증된 관측자료를 바탕으로 자료동화과정(VAR)을 통해 4차원 변분동화과정(4DVAR)이 수행되어 배경장과 관측자료를 이용한 분석장을 생성하게 된다. 분석장을 바탕으로 기상변수에 대한 모수화과정과 물리과정을 이용한 역학적 계산을 통해 미래시간에 대하여 예측된 기상 예보장을 산출하게 된다. 전지구 예보 시스템에서 예보장은 지역모델과 응용모델에 초기자료와 경계자료를 제공하게 된다.



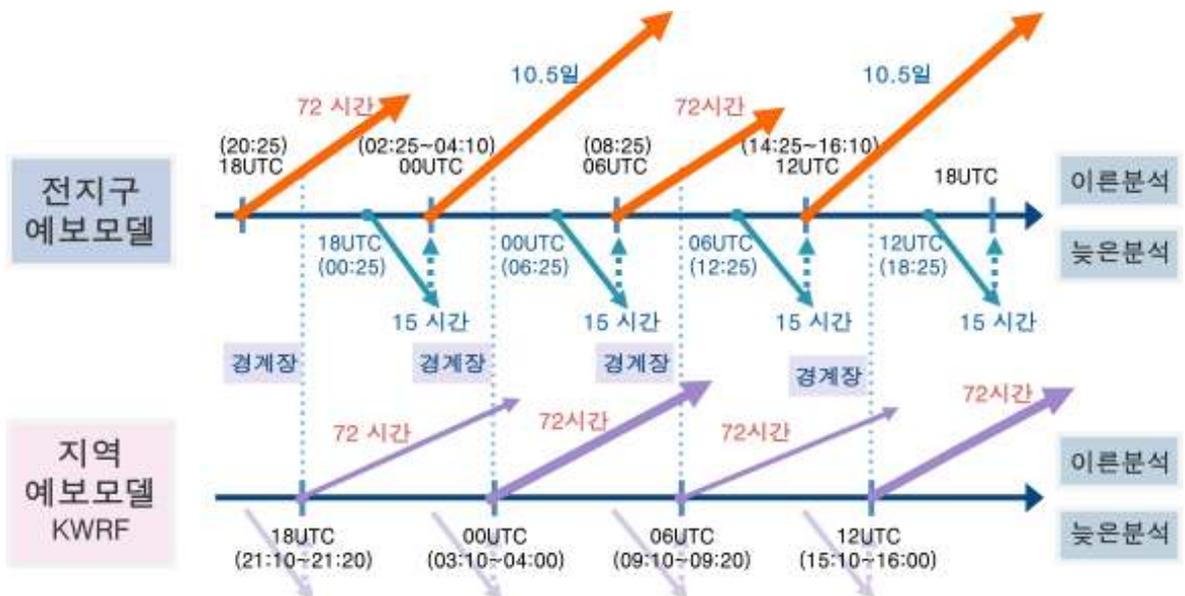
[그림 4.60] 현업 수치예보시스템의 수행 및 자료 흐름도

4.4 슈퍼컴퓨터와 수치예보 시스템

수치예보시스템의 운영은 보다 많은 자료를 수집하여 수치예보시스템에 활용하기 위하여 전지구 예보시스템은 이른 분석 4번과 늦은 분석 4번으로 총 8번에 걸쳐 수행된다. 이른 분석은 기상예보에 사용하기 위하여 정해진 예보시간에 예보 가이드스 제공이 목적이다. 늦은 분석은 관측자료 수집시간을 길게 하여 보다 많은 관측자료를 반영한 향상된 배경장을 생성시키기 위해 수행된다.

수치예보 현업 시스템은 4회에 걸쳐 수행되는 늦은 분석 사이클 시스템을 바탕으로 예보 가이드스 및 분석장 제공을 위하여 4회의 이른 분석이 수행된다고 할 수 있다. 이른 분석 00UTC의 예보자료를 생성하기 위해서는 현지시간으로 오전 11시25분에 수치예보시스템이 수행된다.

00UTC의 이른 분석 수행 이후에도 전 세계적으로 많은 관측자료가 입전되므로 예보 가이드스 제공을 위하여 수행된 이른 분석보다 많은 관측자료를 적용한 늦은 분석을 수행하여 향상된 자료를 생성하게 된다. 00UTC의 늦은 분석 6시간 예보장은 06UTC의 이른 분석과 늦은 분석의 배경장으로 사용하게 된다. 따라서 늦은 분석 06UTC 6시간 예보장이 이른 분석 12UTC의 배경장으로 사용하게 된다.



[그림 4.61] 수치예보 현업 시스템의 이른 분석과 늦은 분석 체계

요약

기상청의 통합모델은 현업 예보를 위해 다양한 구성으로 실행된다. 전지구 모델, 아시아 지역예보모델 그리고 한반도 지역을 위한 5km 초단기예측시스템으로 이루어지며 이 모델들의 주 특성들은 다음과 같다.

- 모델들은 각각 그리고 기후 연구를 위한 통합모델과도 공통의 컴퓨터 코드와 운영체제를 공유한다.
- 모델들은 일정한 간격의 위도-경도 격자를 사용한다. 전지구모델(GDAPS)은 25km의 수평 해상도를 사용하며, 지역예보모델(RDAPS)은 12km를, KWRF는 10km를 갖는다. 현재 전지구 및 지역예보모델들의 연직 층수는 모두 70개의 연직층을 갖는다.
- 지역예보모델(RDAPS), 국지예보모델(LDAPS)과 KWRF의 측면 경계 조건은 전지구예보모델(GDAPS)에 의해 제공된다.
- 대기 역학과정은 매우 정교하게 처리된다. 각 모델의 적분시간 간격은 전지구모델에서는 7.5분, 지역예보모델에서는 200초가 사용된다.
- 다음의 물리적 과정은 모수화된다. 대류운과 강수, 층운과 강수, 복사, 경계층과 지면 과정, 그리고 중력과 항력이다.
- 관측정보들은 4차원 변분동화 방법을 이용하여 전지구모델과 지역예보모델로 동화된다.
- 전지구예보모델은 00Z와 12Z에서 유효한 분석장으로 부터 T+ 240까지의 예보를 2회/일로 실행한다. 또한 GDAPS는 중간 분석장인 06Z와 18Z로부터 T+ 72까지 예보를 수행한다. 12km 해상도의 지역예보모델(RDAPS)과 10km 해상도의 지역예보모델(KWRF)은 각각 하루에 4회(00Z, 06Z, 12Z와 18Z) + 72시간까지의 아시아 지역의 예보를 수행한다.

요약

통합모델은 아직 계속 개선 중에 있다. 앞으로 예상되는 변화들은 다음과 같다.

- 모든 모델들의 수평해상도와 연직 층수가 향상될 것이다. 모델의 비-정역학적 속성이 이러한 향상을 가능케 할 것이다.
- 대규모와 대류운/강수 기법들을 조합함으로써 모루운(Anvil)의 생성과 다른 기법들의 향상을 유도할 것이다.
- 역학과 모수화 스킴들의 결합을 향상시키고 ENDGAME(Even Newer Dynamics for Global Atmospheric Modelling of Environment)의 일부로 연직좌표계를 향상시킨다.
- FLUME(Flexible UM 환경)이라 불리는 시스템을 개발하여 영국 기상청과 다른 곳에서 개발된 새로운 모델과 스킴들이 아주 쉽게 UM에 결합될 수 있도록 한다.

요약

집중호우 등 위험기상을 유발하는 중규모 현상의 경우는 시공간 규모가 작기 때문에 12시간 또는 6시간 마다 수행되는 기존의 자료동화 체계로는 효과적인 탐지와 예측이 불가능할 수 있다. 따라서 예측의 효과가 12시간 또는 그 이내에 대하여 제한적으로 적용되는 방법이라 하더라도, 실시간 자료 수집체계를 통해 가능한 잦은 분석과 예측을 수행하는 전략이 필요하다.

레이더 반사도와 낙뢰 자료를 활용한 물리적 초기화 기법이 특히 스핀업 문제를 지니고 있는 단시간 예측에서 효과적일 수 있다. 초단기 기상분석 및 예측시스템(KLAPS)에서는 기존의 초단기 예측시스템을 개선하여 매시간 운영 및 지원되는 초단기 예측시스템을 구축하였다. 그리고, 효율적인 활용을 위해 그 결과가 약 25분 이내에 지원되도록 하였다. 이러한 예측은 단시간 강수예보에 유용한 자료를 제공할 수 있을 것으로 판단된다.

하계 사례에 대한 분석에서 종관시스템에 의한 강수에 대해서 대부분의 저기압에 의한 강수 사례에서는 1시간 간격의 예측이 강수의 일관성을 유지하면서 모의하였고, 종관시스템에 지배를 받는 상황에서는 강수의 패턴을 잘 모의하였다. 하지만 대기불안정에 의한 국지적 강수에 대해서는 불안정에 의한 강수가 구조화되기 전에 대해서는 예측성이 낮아진다. 그렇지만 레이더 에코 등에서 징후가 포착될 정도로 구조화되었을 때에는 즉각적으로 강수를 생성하였다.

초단기예측 시스템에서는 매시간 예측을 하기 때문에 국지적으로 발달하는 위험기상에 대해 상당한 수준의 정확도를 갖고 수 시간 이후까지도 예측이 가능하였다. 정량적인 검증에 있어서 12시간 예측까지 긍정적인 결과를 보이고 있고 이러한 효과는 10mm/hr의 강한 강수에서도 나타나는 것을 알 수 있었다.

연습문제

1. 통합모델과 가변 격자계의 장점에 대해 논하시오.
2. 수치모델에서 산출되는 주요 예단변수들을 제시하시오.
3. 동네예보에서 생산하여 제공하는 예보요소 종류와 생산과정을 설명하시오.
4. 슈퍼컴퓨터를 정의하고 수치예보에서 슈퍼컴퓨터가 필요한 이유를 설명하시오.

부록

직교(x, y, z)좌표계에서의 운동방정식들은 다음과 같이 표현된다.

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin\phi - 2\Omega w \cos\phi + F_x \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + 2\Omega u \sin\phi + F_y \quad (2)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + 2\Omega u \cos\phi - g + F_z \quad (3)$$

UM에서는 전향력의 모든 성분들이 포함된 원시방정식들이 사용된다. 방정식 (1)과 (3)에 유사한 근사화 하지 않은 완전한 운동방정식들이 사용된다. 모델이 비정역학이라 미래에 해상도 향상이 가능하며 (3)에서 연직가속도항을 무시하지 않는다. (3)식에서 전향력 항 $2\Omega u \cos\phi$ 도 포함한다.

UM 방정식의 또 다른 특징은 천수대기 근사를 사용하지 않는 점이다. 이것은 지표로부터 대기상단 사이에서는 지구중심으로부터의 거리가 매우 조금 변한다는 것에 기초한다. 이러한 가정을 사용하는 모델들에서는 지구중심으로부터의 거리는 상수로 정의된다. 실제 대기에서는 각 운동량 보존 원리에 의하여 상승하는 공기덩이가 지구 자전축으로부터 멀어져 고도가 높아짐에 따라 약하지만 상대적으로 동풍 운동량을 획득하게 될 것이다. 적도에서 지표면으로부터 대류권계면까지 상승하는 공기덩이는 동풍성분에서 2 m s^{-1} 의 변화를 경험하게 된다. 이 효과도 UM에서는 포함하고 있다.

변분 자료동화에서 최소화되어야 하는 비용함수는 다음과 같다.

$$J = (x - x_b)^T B^{-1} (x - x_b) + (y_o - H(x))^T (E + F)^{-1} (y_o - H(x)) + J_c$$

여기서

J : 비용함수

x : 모델 상태를 나타내는 벡터

x_b : 모델 배경장을 나타내는 벡터

B : 모델배경오차에 대한 공분산 행렬

y_o : 관측벡터

H : 관측에 대한 모델의 예측을 제공하는 전방모델연산자

E : 관측에러에 대한 공분산 행렬

F : 전방모델 연산자 에러에 대한 공분산 행렬

J_c : 우리가 적용하고 싶은 역학적 평형 같은 강제력(구속조건)

부록

이렇게 간단한 형태의 비용함수 J 는 2개의 차항의 합으로 표시할 수 있다. 첫 항은 배경장으로부터 분석장의 편차를 측정하며 배경오차 공분산 행렬에 역비례하게 가중된다. 두 번째 항은 관측자료로부터 모델 예측자료의 편차를 측정하며 관측과 진방모델 연산자 에러 공분산 행렬의 조합에 반비례하게 가중된다. 위 공식에서 E 는 측기에러를, F 는 본질적으로 대표성과 관계되는 오차를 의미한다.

...the first of these is the fact that the ...

...the second of these is the fact that the ...

...the third of these is the fact that the ...

...the fourth of these is the fact that the ...

...the fifth of these is the fact that the ...

...the sixth of these is the fact that the ...

...the seventh of these is the fact that the ...

...the eighth of these is the fact that the ...

...the ninth of these is the fact that the ...

...the tenth of these is the fact that the ...

...the eleventh of these is the fact that the ...

...the twelfth of these is the fact that the ...

...the thirteenth of these is the fact that the ...

...the fourteenth of these is the fact that the ...

...the fifteenth of these is the fact that the ...

...the sixteenth of these is the fact that the ...

...the seventeenth of these is the fact that the ...

...the eighteenth of these is the fact that the ...

...the nineteenth of these is the fact that the ...

...the twentieth of these is the fact that the ...

...the twenty-first of these is the fact that the ...

...the twenty-second of these is the fact that the ...

5장. 자주 사용하는 모델 분석장

5.1 서론

5.2 기본 분석 변수

5.3 지상변수

5.4 상층변수

5.5 그 외 자주 사용되는 모델 변수

5.6 예보 단열선도

5.7 앙상블

5.8 지침, 신뢰와 검증

학습목표

- 모델의 모의자료 표현방법에 대해 안다.
- 지상에서의 기상요소 표출 및 해석법에 대해 안다.
- 대기권에서의 기상요소 표출 및 해석법에 대해 안다.
- 기타 예보에서의 모델자료 사용방법과 주의점에 대해 안다.

5.1 서론

5.1.1 모델 자료 표시 방법

후처리된 모델 자료를 표시하는 방법에는 여러 가지가 있다. 기상청의 컴퓨터 시스템의 화면상에 표출할 수도 있고, 사용가능한 온라인상의 웹사이트에서도 표출할 수도 있다. 자동적으로 생산되는 일기도는 전지구모델의 각각의 실행으로부터 직접 생산된다. 일기도 가운데 가장 기본적인 정보를 제공해주는 형태로서 전지구모델의 예보장이 있다.

전지구모델의 예보장은 기본적으로 여러 기압고도(지상, 850, 700, 500, 200hPa)에서의 일기 예보 정보를 제공한다. 각각의 일기도는 고도별로 정해진 간격으로 표시된 그 기압의 고도장을 배경으로 하고 있으며, 그 기압면에서 유용한 다른 정보들 강수량, 해면기압, 고도, 기온, 혼합비, 와도, 풍속, 상당온위 등을 적절히 표현한다.

일기도들은 00UTC 및 12UTC 시각의 모델 결과로부터 T+0 부터 T+72 까지는 3시간 간격, T+84 까지는 6시간 간격, T+252 까지는 12시간 간격으로 표현된다. 06UTC 및 18UTC 시각의 모델 결과는 T+72까지 표시된다.

그 밖에 전지구모델 예보장은 눈혼합비, 강설량, 강수량, 면적강수량, 지상 습수, 하층의 습수, 10m 바람 등의 예보 요소를 표출한다. 또한 보조일기도로서 925, 850, 700hPa의 전선강도, 저기압 이동경로, 층후 이류, 상승속도, 와도 이류, 고도변화, 유선, 가강수량 등의 일기도들이 작성된다.

5.1.2 일기도 명명법(Chart Labelling Conventions)

전지구모델 일기도는 모델 실행을 나타내는 문자정보를 포함하고 있다.

- TIME은 정보가 발생된 시간을 의미(UTC [세계시간]과 KST [한국시간]가 병기됨)
- 모델 정보(GDAPS는 전 지구 모델, UM은 모델명, N512L70은 수평격자와 연직층수를 표시)
- 일기도에 표현된 변수명

5.1 서론

각 일기도는 그 일기도가 언제 유효한가를 나타내는 다음과 같은 것들을 갖고 있다.

VALID : 09UTC 13 NOV 2011(+ 069h)

- 유효시각 정보(0900 UTC 11월 13일)
- TIME 이후 유효시각(69시각)

화면에 보이는 정보는 주로 위와 비슷한 방식으로 명명되며, 사용된 예보 모델, 모델 실행 시작 시각(TIME 또는 TIME 이후 시간), 그리고 모델 변수들이 유효한 때(유효시각)를 포함하고 있어야 한다.

5.2 기본 분석 변수

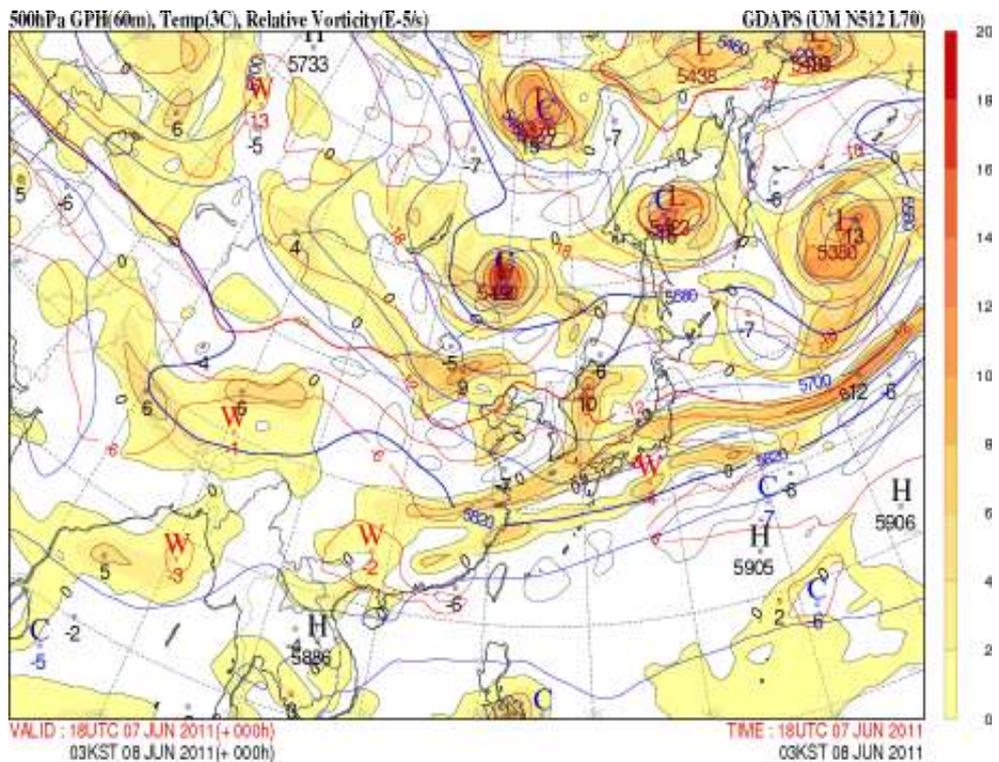
여기서는 대기의 여러 고도에서 유용한 몇 개의 변수(또는 장 : Fields)들에 대해서 설명한다.

5.2.1 지오퍼텐셜 고도

다양한 등압면의 고도는 등압면마다 정해진 간격 단위로 표시하며, 예를 들어 관습적으로 500hPa에서는 60m 간격으로 표시한다.

상층대기(주로 300hPa과 500hPa 일기도)에서의 등압면 지오퍼텐셜 고도의 값은 특히 상층대기에서의 기압골과 기압마루를 찾는 데에 유용하게 쓰인다.

기상청에서는 고도장(푸른 색), 온도(붉은 색) 그리고 상대와도(음영)도 함께 표현한다(그림 5.1). 온도가 상대적으로 높은 곳에는 W, 낮은 곳에는 C로 표시한다. 등고도선과 등온선의 간격은 각각 60m와 3°C이다.



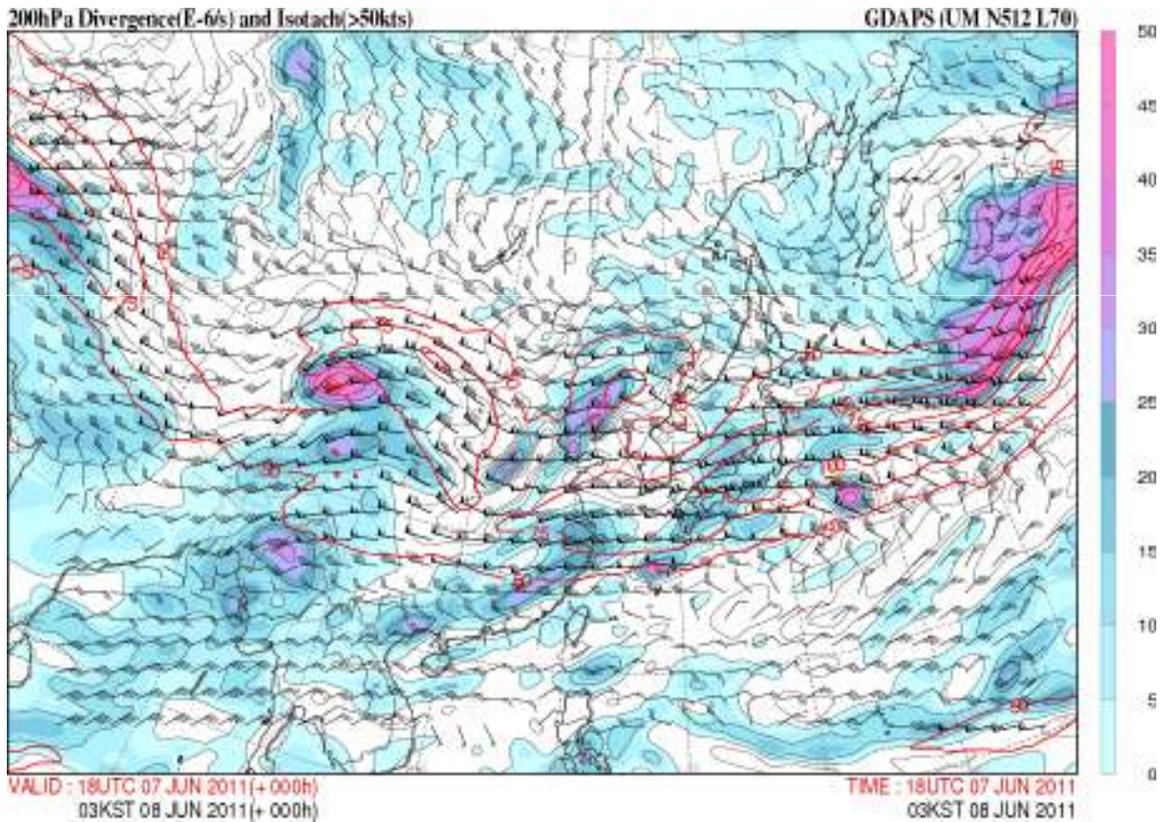
[그림 5.1] 해상도 24km 전지구 UM 모델로 예측한 500hPa에서의 고도장(gpm)과 온도장(°C)

5.2 기본 분석 변수

5.2.2 바람

바람은 풍향과 풍속으로 나타내는데 풍향은 북쪽을 기준으로 해서 시계 방향으로 나타내고 풍속은 깃가지로 도시되며 특히 풍속이 강한 지역(200hPa에서는 > 25m/s, 850hPa에서는 > 15m/s)에는 등풍속선을 추가로 나타낸다.

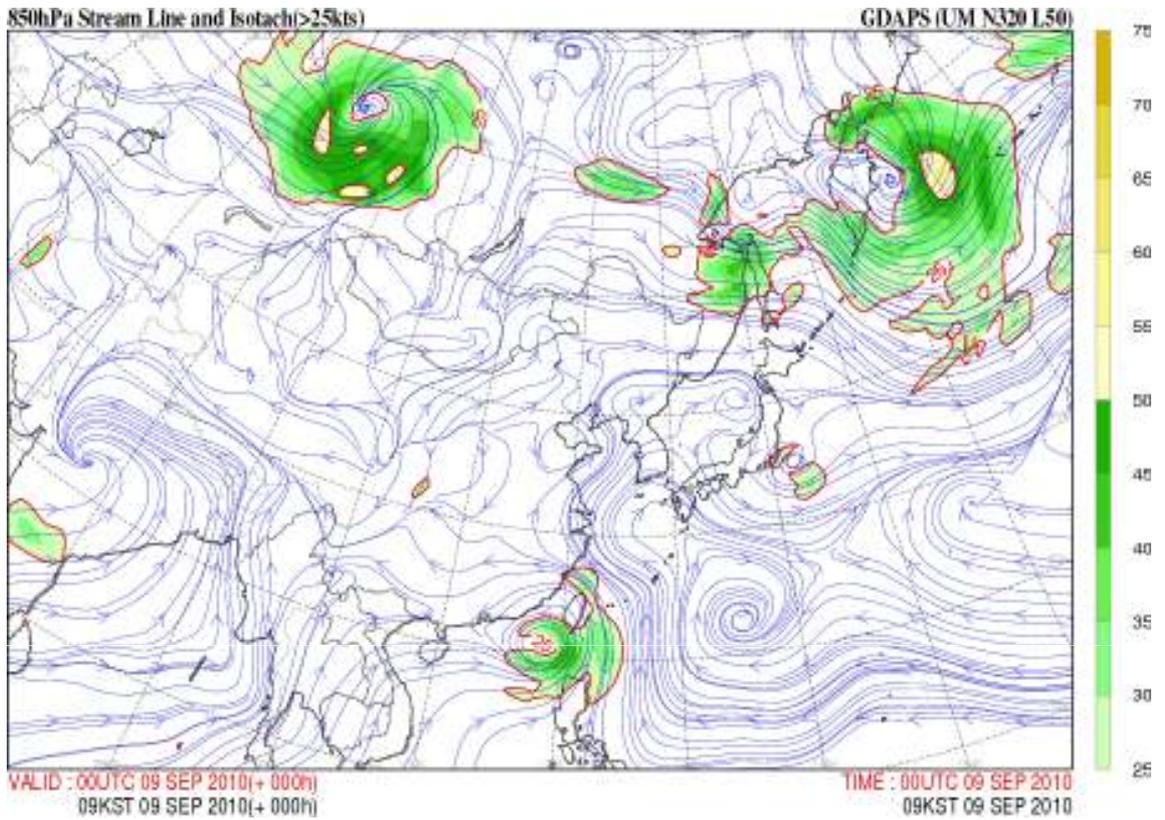
그림 5.2는 200hPa 면에서의 바람장을 발산장과 함께 나타낸 것이다. 우리나라 남쪽에서 일본열도에 이르기까지 풍속 50m/s 이상의 강한 제트가 존재함을 알 수 있다.



[그림 5.2] 해상도 24km 전지구 UM 모델로 예측한 200hPa에서의 바람장 (삼각깃 : 25m/s, 완전깃 : 5m/s, 반깃 : 2.5m/s)과 발산장

5.2 기본 분석 변수

바람들은 깃가지로 표시되기도 하지만 등풍속선과 유선도 공통적으로 사용된다.



[그림 5.3] GDAPS에서 예측한 850hPa 에서의 유선과 풍속

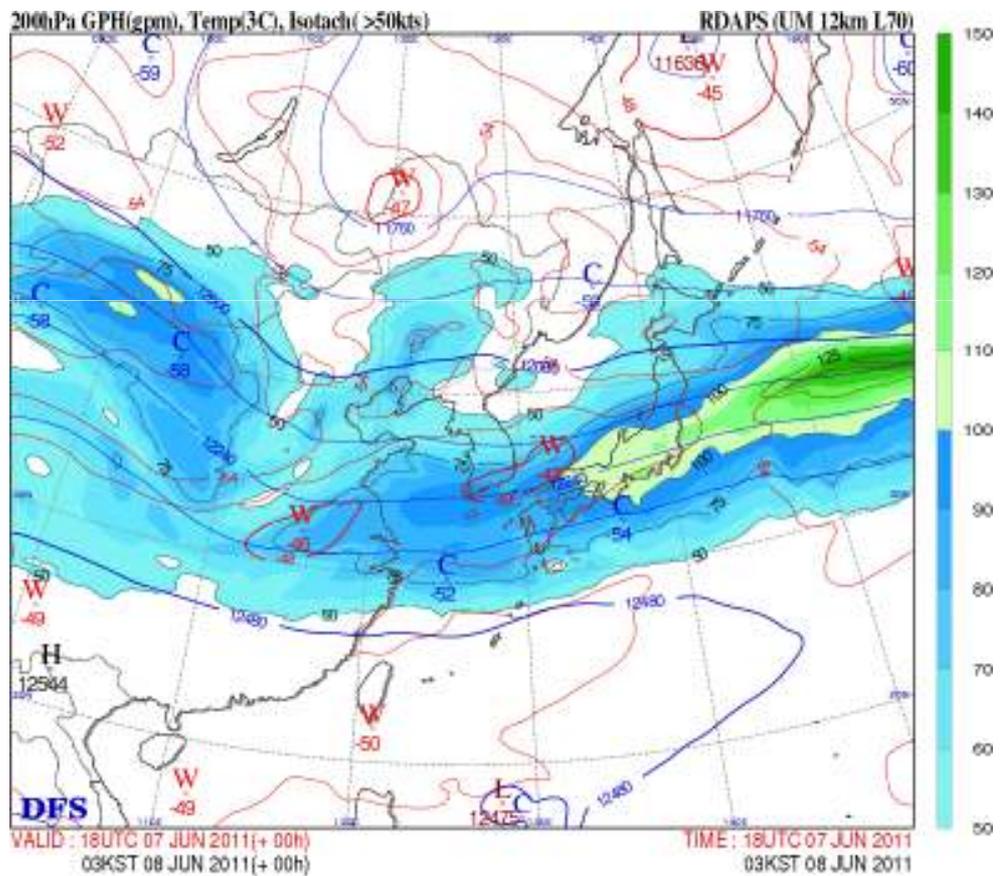
5.2 기본 분석 변수

5.2.3 기온

기온 또한 자주 사용하는 모든 기압고도에서 나타낸다.

기온은 주로 숫자, 등치선 또는 색으로 표시하며 그림 5.1과 그림 5.4에서는 붉은 색 선으로 나타내었다.

그림 5.4에서 기온이 상대적으로 높은 곳과 낮은 곳에는 W와 C를 표시하였으며 동아시아 지역에서의 200hPa 면의 기온은 -45℃에서 -54℃의 분포를 보이고 있다.

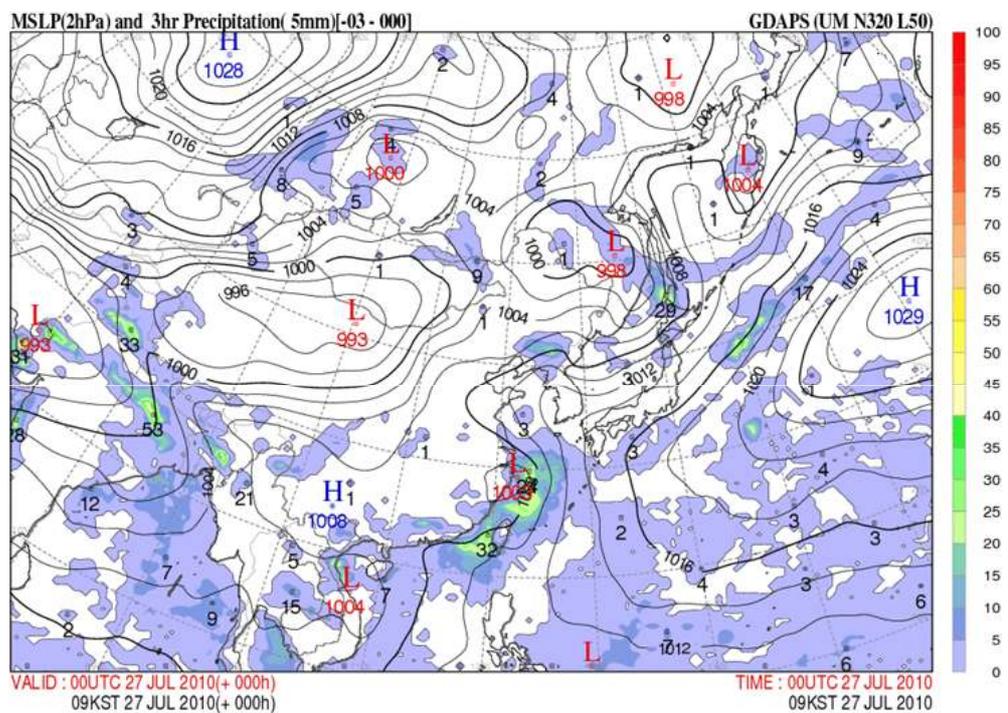


[그림 5.4] 해상도 12km 지역 UM 모델로 예측한 200hPa에서의 고도장(gpm)과 온도장(℃)

5.3 지상변수

5.3.1 평균해면기압(MSLP)

기압은 통합모델(UM)의 기본적인 예단변수로서 모델 역학 방정식들의 계산으로부터 직접 산출된다. 모델 장에 표시된 기압은 해수면고도로 경정된 기압이다. 기압은 주로 2 또는 4hPa 간격의 등압선(주로 검정)으로 표시된다(그림 5.5). 상대적으로 기압이 높은 곳에는 H를, 낮은 곳에는 L을 표시한다. 그림 5.5에서는 몽골과 연해주지역을 중심으로 중심기압 993~998hPa의 저기압들이 위치함을 볼 수 있다.



[그림 5.5] GDAPS에서 예측한 해면기압(hPa) 및 강수량(mm)

5.3.2 1.5m 높이에서의 기온

모델에 표시된 지상 기온은 지상에서부터 1.5m 위의 기온을 나타낸 것이며, 이것은 주로 숫자, 등치선, 또는 색칠하는 방법으로 표시한다.

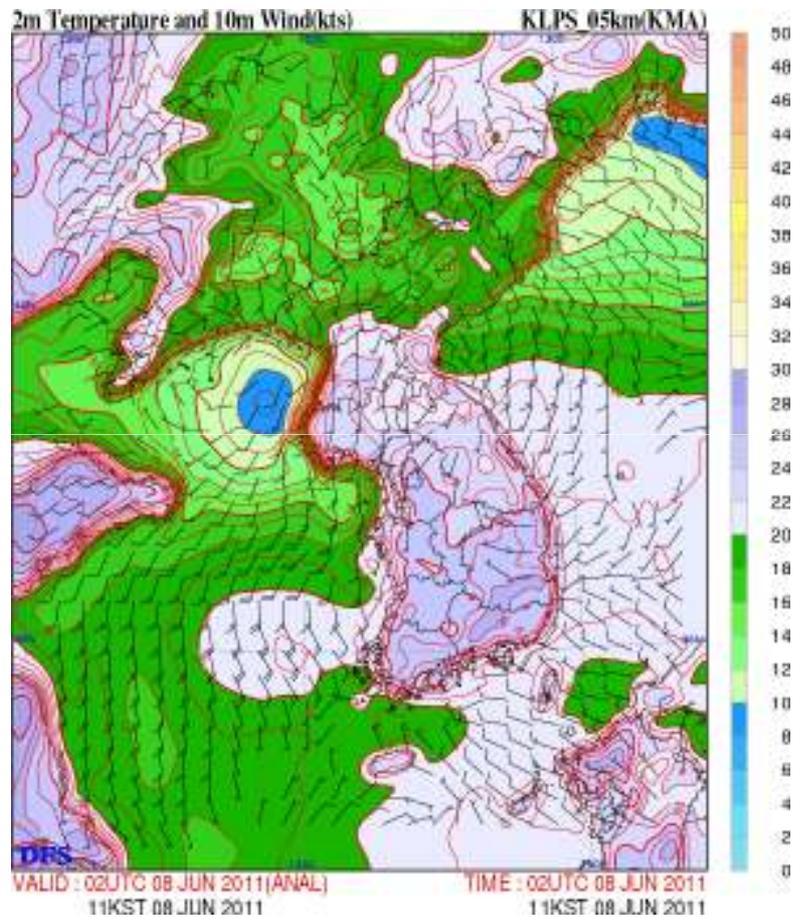
모델 산출물 통계(Model Output Statistics : MOS)방식의 모델 자료 후처리가 가능하다. 보다 상세한 것은 기온예보에 대한 기상청의 ‘기온 예보법 실무과정’을 참고하기 바란다.

5.3 지상변수

5.3.3 10m 높이에서의 바람

바람의 속도는 노트 단위의 깃가지를 사용하여 표시한다. 이것은 지상에서 부터 10m 상공의 바람, 즉 표준 측정 장비와 같은 높이에서의 바람이다.

바람은 유선으로도 표시가 가능한데, 이는 대류가 가능한 상황에서 수렴하는 지역을 찾기 위한 예보관들에게 유용하게 이용된다.



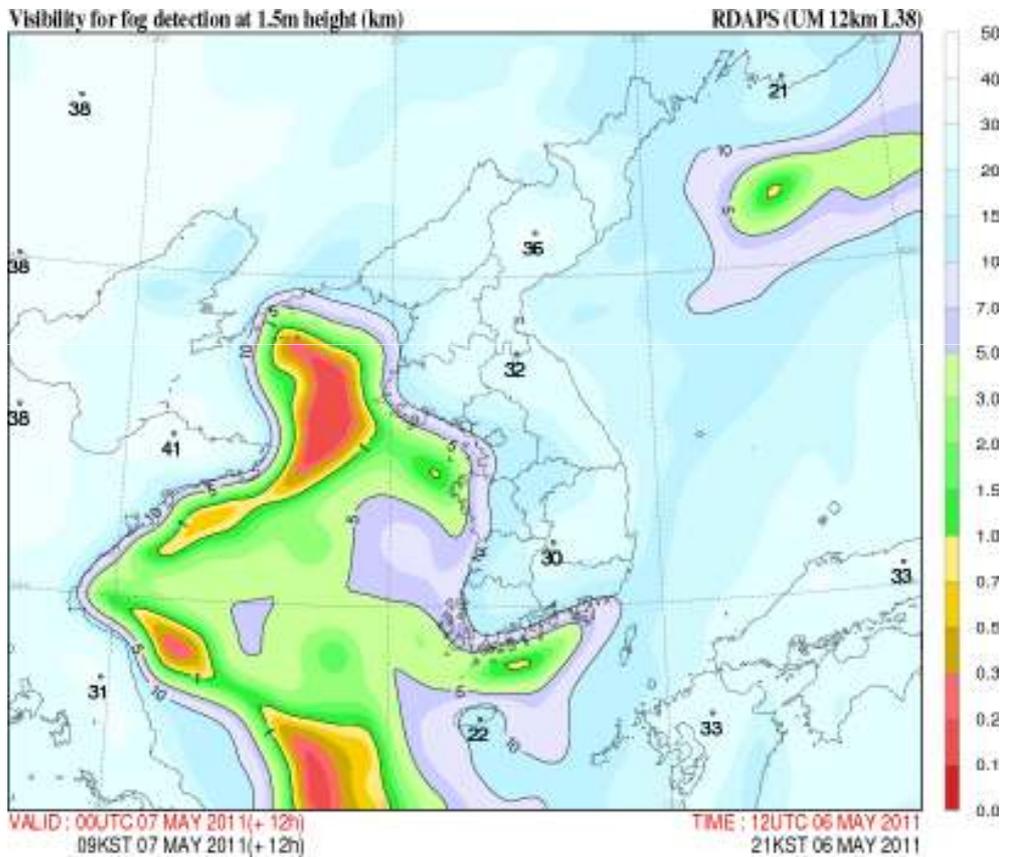
[그림 5.6] KLAPS에서 분석한 지상 2m에서의 온도와 10m 고도에서의 바람장 분포

5.3 지상변수

5.3.4 시정

시정의 표준 단위는 미터(m)와 킬로미터(km)이며, 이것은 등치선이나 색칠하는 방법으로 표현한다.

낙하하는 강수를 고려하지 않고 상대습도와 에어러솔 양의 변화만을 고려한 시정을 사용할 때는 주의를 하여야 한다. 따라서 모델이 비 또는 가랑비와 함께 시정을 5,000m 로 예보한다면 실제의 시정은 이보다 상당히 짧을 수 있다.



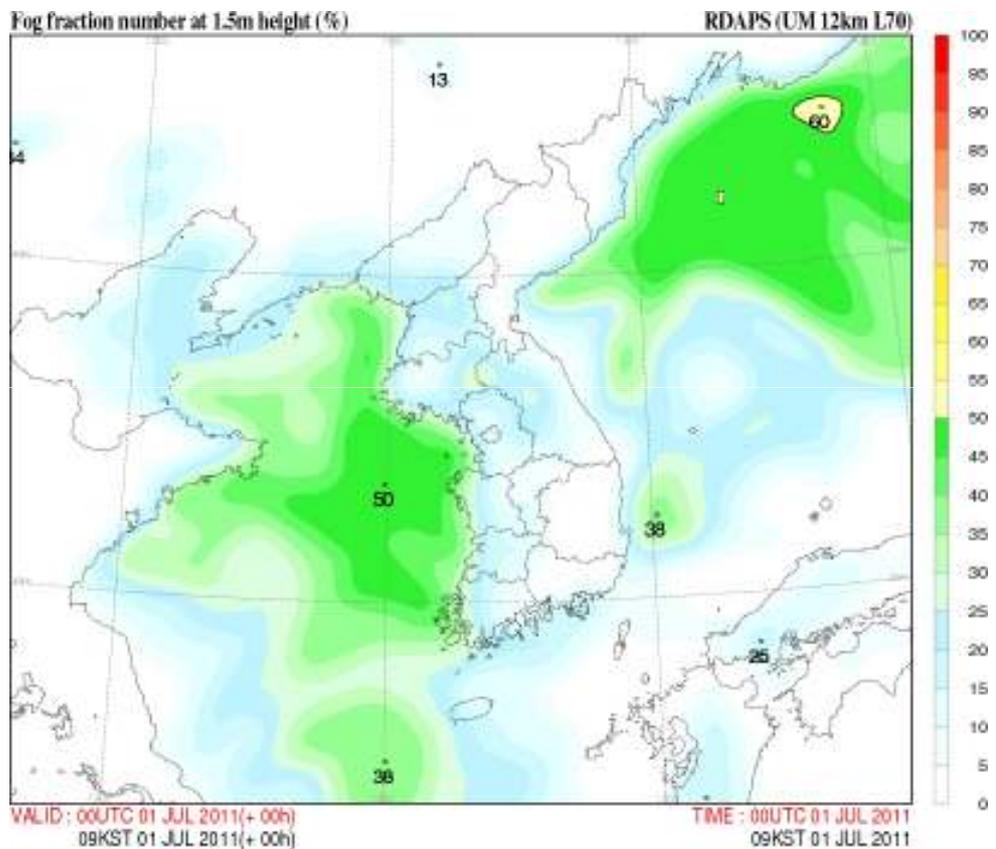
[그림 5.7] RDAPS에서 예상한 1.5m 고도에서의 시정(m)

5.3 지상변수

5.3.5 안개비율

모델에서의 안개비율은 지상층에서 단순히 모델에 의해 진단된 운량 비율 (%)이다.

1.5m 고도에서의 안개 비율을 그림 5.8과 같이 나타내며 서해와 오후츠크해역에서 안개비율이 40% 이상으로 높게 나타나고 있고 그 밖의 지역에서는 안개비율이 매우 낮게 나타나고 있다.



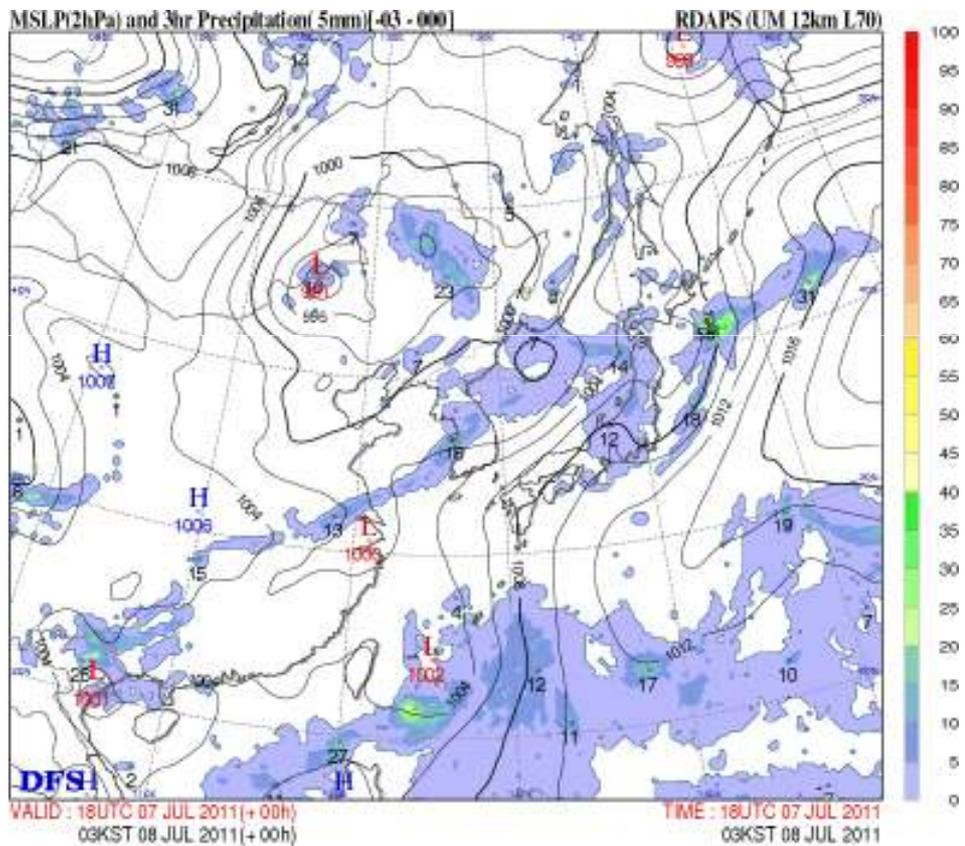
[그림 5.8] RDAPS에서 예측한 1.5m 고도에서의 안개비율

5.3 지상변수

5.3.6 강수

강수의 경우 최근에는 강수강도 또는 누적 강수량을 주로 색으로 표시하며 그림 5.9는 지상기압과 함께 3시간 누적강수량을 5mm 간격으로 나타낸 것이다.

2011년 7월 7일 18UTC에는 중국 상해에서 우리나라 중부지방 - 동해에 걸쳐 동서방향으로 길게 확장된 강수대를 예보하고 있다. 여기서 강수 강도는 격자 영역에 대해 평균된 것임을 알아야 한다.

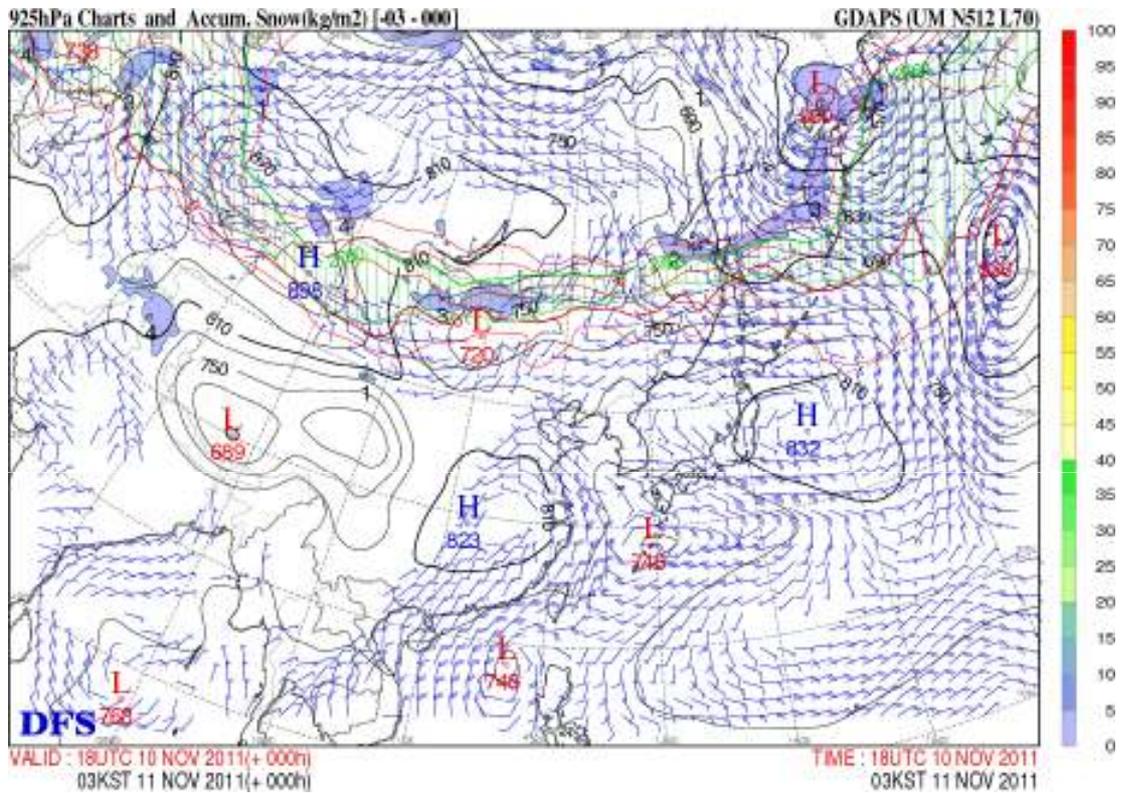


[그림 5.9] RDAPS에서 예측한 2011년 7월 7일 18 UTC의 해면기압과 3시간 누적 강수량 분포

5.3 지상변수

5.3.7 강설

강설량 예보장에는 925hPa의 고도장, 5kts 이상의 바람장이 그려지며, 전 지구 및 지역모델이 추정한 누적 강설량은 색깔로 표시된다(그림 5.10 참조). 동시에 강설 예보를 판단하기 위한 참고자료로서 0도 근처의 기온선, 1000-700hPa 층후 중 2,760m선이 병기된다.



[그림 5.10] 925hPa 면에서의 등고도선(검정색), 등온선(빨간색), 바람 벡터, 1000-700hPa 층후선(초록색)과 함께 나타낸 강설량(색칠 표시)

5.4 상층변수

5.4.1 925hPa

925hPa 면은 지상 고/저기압 위치를 확인하고 온도분포를 이용하여 전선의 위치를 결정하는데 활용한다(그림 5.11 참조).

겨울철 아침 최저기온은 역전층 하부에서 나타나므로 최저기온 예보에 활용한다. 925hPa 기온은 겨울철 대륙성 고기압의 확장에 따른 한기의 남하와 관련된 강설현상의 분석에 주로 활용된다.

해수면 온도와 하층 대기온도의 차이가 클수록 현열의 연직 수송에 의해 하층대기가 불안정한 기단으로 변화하기 쉽기 때문이다. 또한 역전층의 깊이를 이용하여 안개 등의 예보에 활용한다. 전선강도 분석도, 강설량, 눈 혼합비, 습수 분석을 비롯하여 청천난류(CAT)을 예측하기 위해 925hPa 면 일기도가 제공된다.

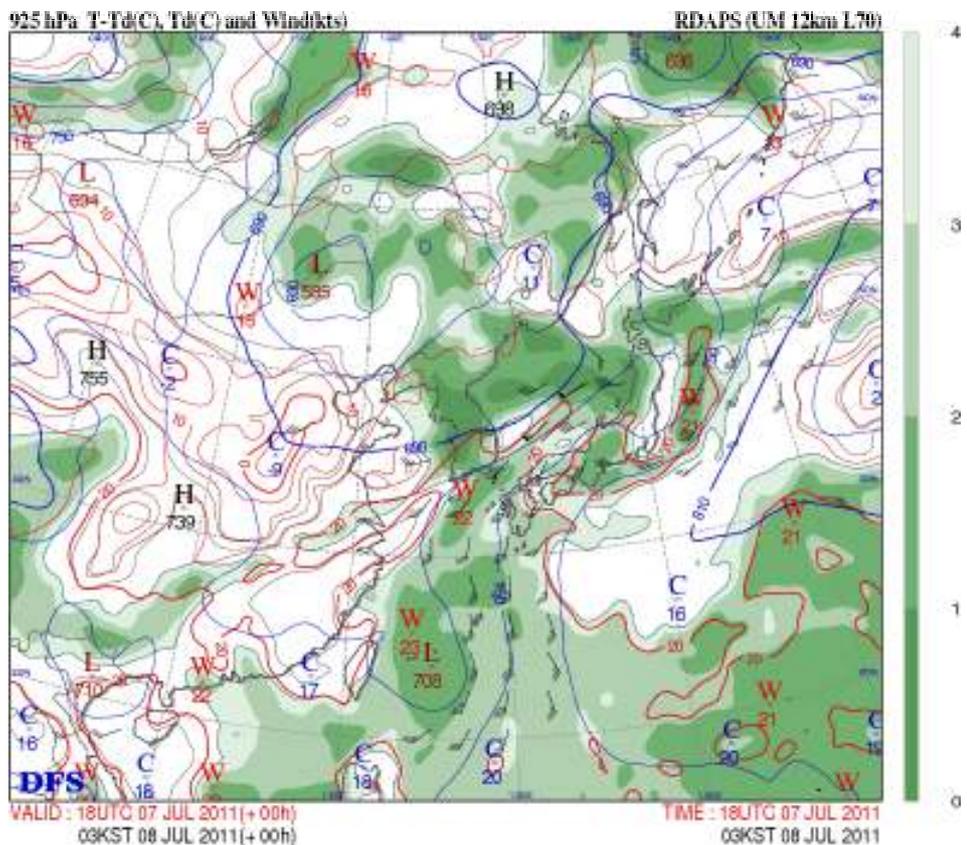
5.4 상층변수

5.4.1.1 전선발생

그림 5.11은 925hPa 면에서의 습수(칠한 부분), 등온선, 등고선, 그리고 바람을 동시에 나타낸 것이다. 등고선은 810gpm을 기준으로 30gpm 간격으로(단, 겨울철에는 60gpm 간격) 도시하고 온도는 3°C 간격으로 도시하며 습수가 4°C 이하에 대해서 그림과 같이 색칠을 한다.

우리나라 남해안 지역으로 20m/s 이상의 강한 남풍~남서풍이 불고 있음을 볼 수가 있다. 또한 우리나라 대부분 지역에서 습수가 1°C 이하로 작게 나타나고 있어 구름 및 강수발생 가능성이 높음을 알 수 있다.

그림 5.11은 925hPa 상에서의 전선강도 예측 정도를 나타낸 것이다. 그림에 표시된 전선발생함수는 수평기온경도(온위경도)의 시간적 변화를 의미한다. 이 값이 양이면 전선의 강화를 의미하고 음이면 전선의 소멸 또는 약화를 의미한다. 전선의 활성화 정도는 전선에 수직한 방향으로 등온선의 조밀도의 강화/쇠약 여부로 판단할 수 있다.

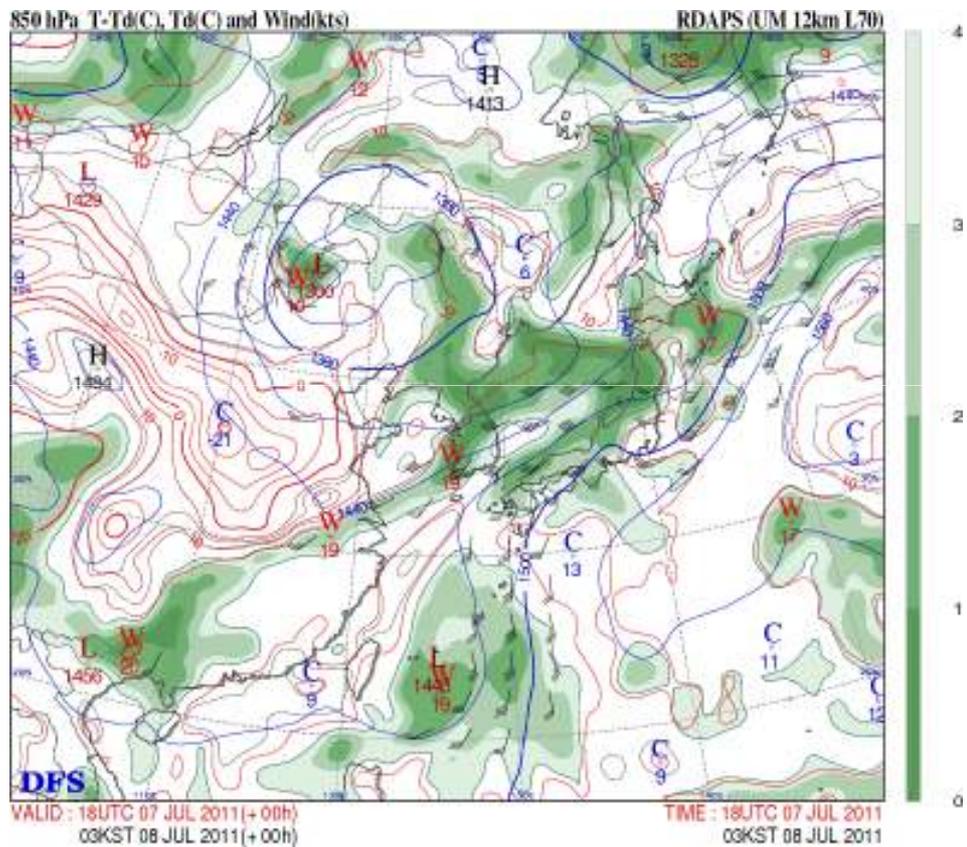


[그림 5.11] 925hPa 면에서의 등온선(붉은 색), 등고도선(푸른 색)과 함께 나타낸 바람장(삼각깃: 25m/s, 완전깃: 5m/s, 반깃: 4.5m/s)

5.4 상층변수

5.4.2 850hPa

850hPa 면은 대략 대기의 1,500m 면과 동일하며, 이 고도에서 가장 유용한 모델 변수들은 습구온위와 1000-850hPa 층후이다. 이 고도에서는 온도가 지형, 복사의 영향을 받지 않으므로 전선분석에 자주 이용되며 습수(T-Td)가 3℃ 이하인 곳은 색칠을 하여 습윤지역임을 나타낸다. 또한 악기상 발생시에는 국지적으로 25m/s 이상의 강풍이 부는 하층 제트기류가 나타나기도 한다.



[그림 5.12] 850hPa 면에서의 습수(음영), 노점온도(붉은 색)와 함께 나타낸 바람

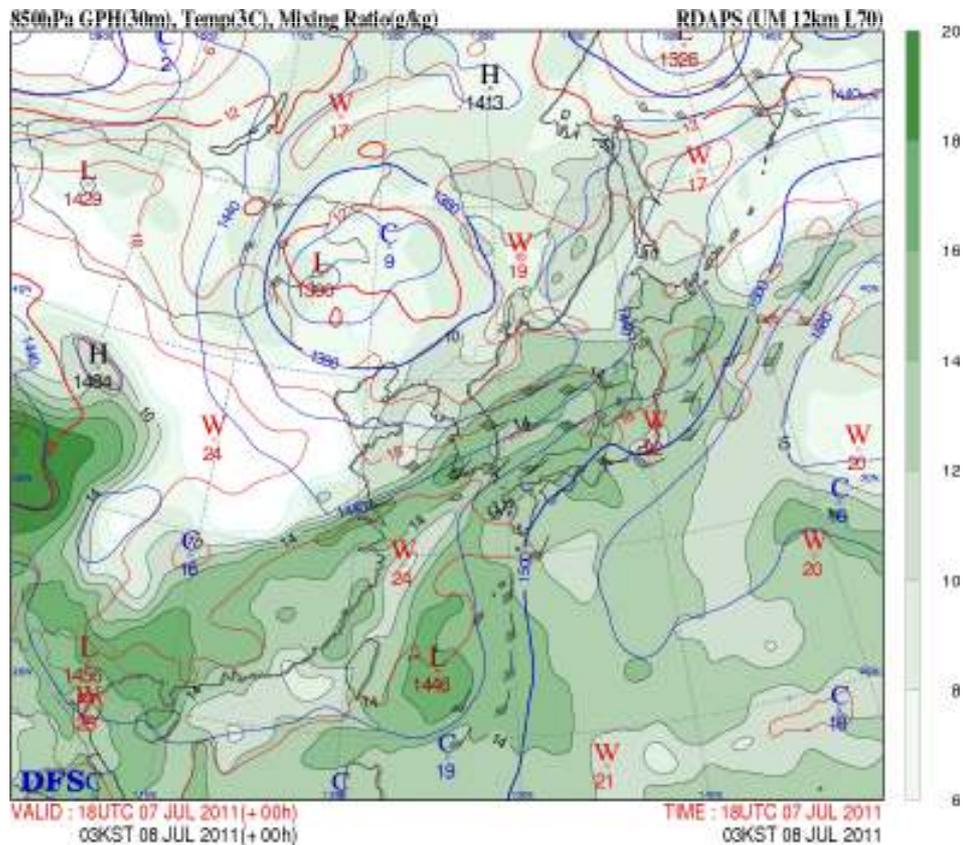
5.4 상층변수

5.4.2.1 습구온위

습구온위(θ_w)는 850hPa 면을 분석하는 데에 제일 유용하게 쓰이는데, 그 이유는 동일 기단내에서는 θ_w 가 보존되고 θ_w 의 강한 경도는 전선을 의미하기 때문에 기단들을 특성화하기 쉽기 때문이다. 지상에서의 전선은 θ_w 경도 지역에서 온난한 지역에 위치하는 경향이 있다. 폐색전선은 등온선에서의 마루화(Ridging)로 확인할 수 있다.

분석 자료와 비교해 볼 때, 모델 전선은 특정 습구온위 값을 따라가는 경우가 많다. 이는 모델의 연속되는 예보 자료에서 전선을 추적할 수 있게 한다.

그림 5.13은 12km 해상도의 지역예보모델(UM)로 예측한 2011년 7월 7일 18UTC의 850hPa에서의 고도장, 온도장 그리고 혼합비를 함께 나타낸 것이다. 중국 남부에서 우리나라-일본열도에 이르는 넓은 지역에 혼합비가 14g/kg 이상의 많은 수증기가 존재함과 동시에 강한 남서풍이 불 것으로 예측하고 있음을 볼 수 있다.



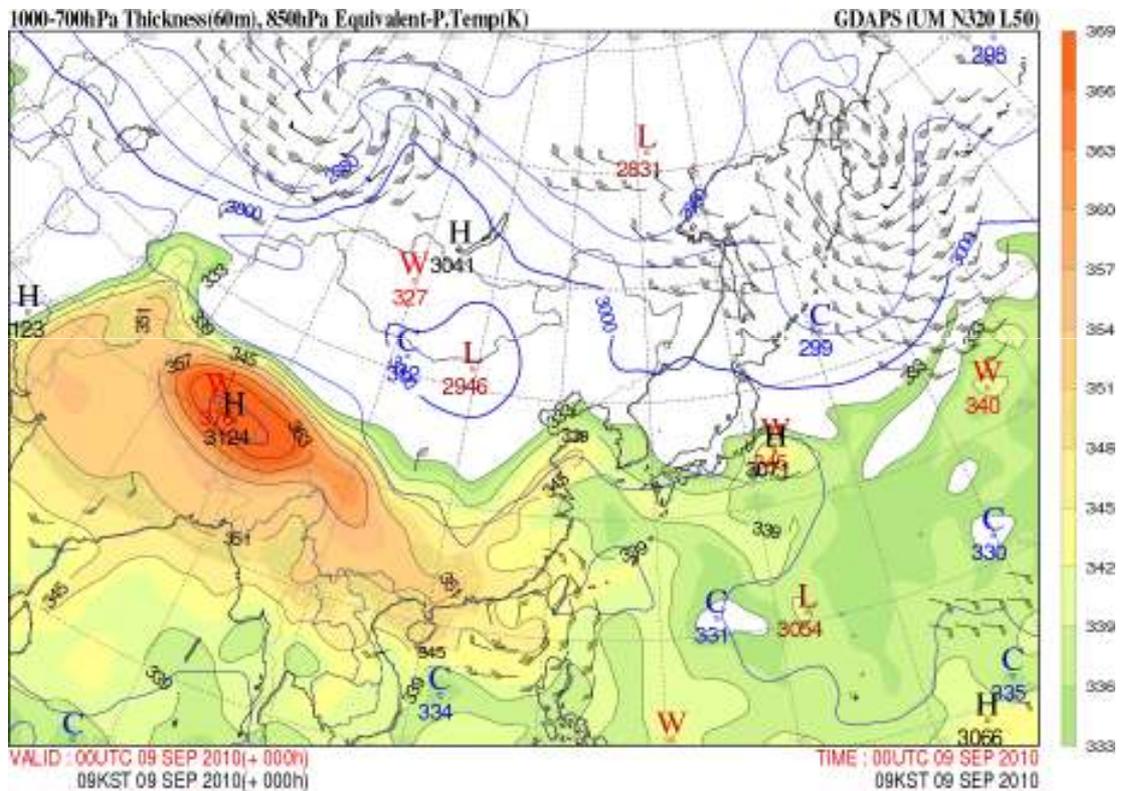
[그림 5.13] 850hPa 면에서의 지위고도(푸른색), 등온선(붉은색), 혼합비(음영)

5.4 상층변수

5.4.2.2 1000-850hPa 층후

1000-850hPa 층후는 눈 내릴 가능성을 평가하는 보이든(Boyden) 방법과 칼렌(Callen)과 프레스콧(Prescott)의 최고기온 방법에서 사용되는 중요 요소이다.

층후는 온도에 비례하기 때문에 1000-700hPa의 층후를 알면 850hPa의 고도를 대략 알 수 있다. 동아시아 지역에서 1000-700hPa의 층후는 60m 간격으로 도시하며 파란 색 등치선으로 나타낸다.



[그림 5.14] 전지구모델의 1000-700hPa 층후, 850hPa 상당온위

5.4 상층변수

5.4.3 700hPa

700hPa 면은 대략 대기의 3,000m 고도와 동일하며 이 고도에서 가장 유용하게 사용되는 변수는 상대습도이다.

5.4.3.1 상대습도

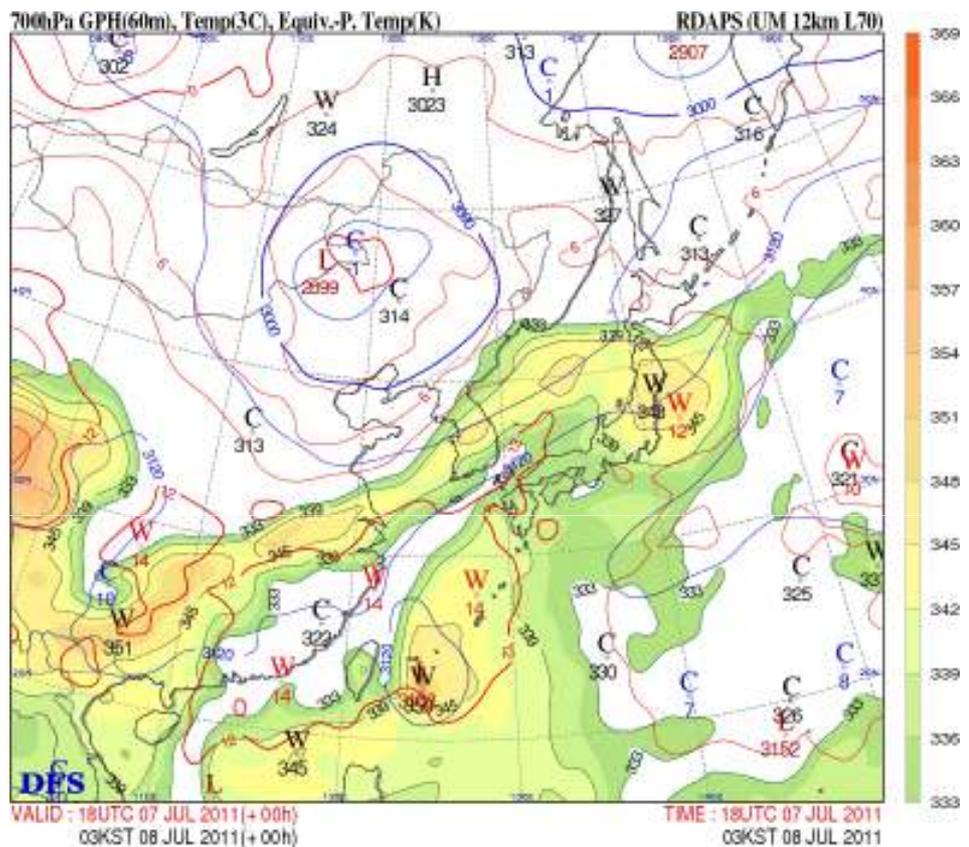
이 고도에서의 상대습도 분석은 때때로 전선대와 강수 가능성과 관련되어 있는 중층운 발생 가능성에 대한 좋은 단서를 제공한다.

주요 관심지역

- > 95% - 활동적인 전선상에서 전형적인 두꺼운 중층운과 중간 또는 강한 강수를 의미
- > 76% - 광범위한 중층운과 강수의 가능성을 제시한다.
- < 19% - 이 고도에서 구름이 극히 일부 있거나 전혀 없음을 나타낸다.

5.4 상층변수

그림 5.15는 12km 해상도의 UM이 예측한 2011년 7월 7일 18UTC 700hPa 면에서의 상당온위를 나타낸 것으로 상당온위가 333K 이상에 대해 칠을 하였다. 앞에서와 같이 상당온위가 333K 이상의 습윤하고 잠재 불안정한 영역이 중국남부에서 한반도-일본열도에 이르는 광범위한 지역에서 발달하는 것으로 예측하고 있다.



[그림 5.15] 700hPa 면에서의 지위고도(푸른색), 등온선(붉은색), 상당온위(음영)

5.4 상층변수

5.4.4 500hPa

500hPa면은 약 5,500m 고도에 해당되며 비발산고도이다. 1000-500hPa의 층후는 이 고도에서 온난 및 한랭 이류가 발생하는 위치를 찾는 데 가장 많이 분석되는 장이다. 500hPa 온도는 또한 찬 공기 풀을 탐지하는 데에 유용하게 쓰이며 그 결과 강화된 대류가 가능한 지역을 찾는 데도 사용될 수 있다. 일반적으로 500hPa 골 전방에 위치한 지상 저기압은 발달하지만 후방에 있으면 약해진다. 또한 기압골의 축이 500hPa 면까지 수직일 때 지상 저기압은 발달하며 기압골 아래에 지상 고기압이 있으면 이 고기압은 키가 낮은 고기압으로 일기가 좋지 않다.

5.4.4.1 1000-500hPa 층후

1000hPa과 500hPa 면 사이의 대기 연직 층후는 전체 대기에서 하부의 열적 구조를 정의한다. 작은 층후는 찬 공기를 나타내며, 이와 비슷하게 층후가 두꺼울 경우에는 이 층에서 공기가 따뜻함을 뜻한다.

고도 장에서와 같이 층후선도에서도 숫자로 분석될 수 있다. 층후 골 또는, '찬 공기 풀'(포위된 찬 공기)은 주로 불안정한 대기와 소나기가 잦은 날씨와 관련되어 있다.

1000-500hPa 층후들은 60m 간격의 등치선으로 표시하도록 한다.

일반적으로 장마의 판단은 1000-500hPa 층후도의 5,760m 또는 5,820m 선을 참고한다. 1000-500hPa 층후를 이용한 비/눈 예보 경계에 대한 판단은 5,360-5,400m 층후선을 기준선으로 삼는다. 고도가 높은 지역에서는 5,460이나 5,520m 층후지역에서 눈이 발생할 수 있는데 이는 하층의 기압면이 중층 한기에 가까운 낮은 기압값을 가지기 때문이다.

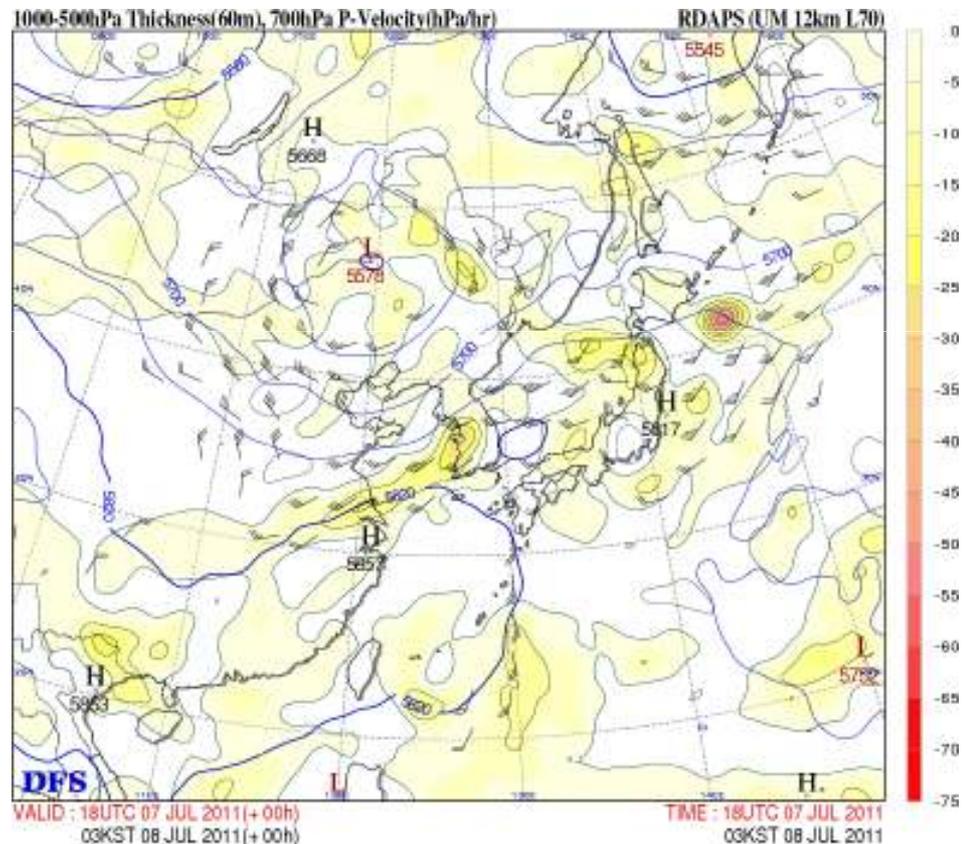
500hPa 일기도상에 고도와 층후장을 중첩하면 층후가 변하는 지역을 나타낼 수 있고 고도와 층후가 교차하는 지역은 온난 및 한랭이류가 발생하는 지역임을 보여준다.

5.4 상층변수

그림 5.16은 12km 해상도의 UM이 예측한 2011년 7월 7일 18UTC 1000-500hPa 층후도를 700hPa에서의 연직속도와 함께 나타낸 것이다.

산동반도와 한반도를 중심으로 남북방향의 층후 경도가 크게 나타나고 있으며 만주와 몽고 경계지역에 'Cold Pool'이 존재함을 알 수가 있다.

또한 북서풍과 남서풍에 의해 한반도에서 한랭건조한 공기와 온난습윤한 공기가 수렴함을 볼 수가 있다. 그 결과 한반도 서해안을 중심으로 15hPa/hr 이상의 강한 상승운동이 발생하는 것으로 예측하고 있다.



[그림 5.16] 700hPa 면에서의 연직속도와 함께 나타낸 1000-500hPa 층후선도(푸른색)

5.4 상층변수

5.4.5 300hPa

300hPa 일기도는 약 9,000m 고도면으로 생각할 수 있다. 이 고도에서는 제트류가 존재하여 다른 고도에서보다 보통 공기의 흐름이 매우 강하다. 강한 공기흐름은 중관규모와 같은 큰 규모의 공기흐름을 조절함으로 기압골과 기압마루를 통한 역학적 분석이 매우 중요한 층이다. 공기 흐름의 강한 가속과 감속은 상층에서의 발산과 수렴역을 형성하고 나아가 지상의 기상현상을 발달시킨다. 일반적으로 제트기류 입구의 좌측에는 하강기류, 우측에는 상승기류가 존재하고 반대로 제트기류 출구에서는 좌측에 상승기류, 우측에 하강기류가 존재한다.

5.4.5.1 등풍속선

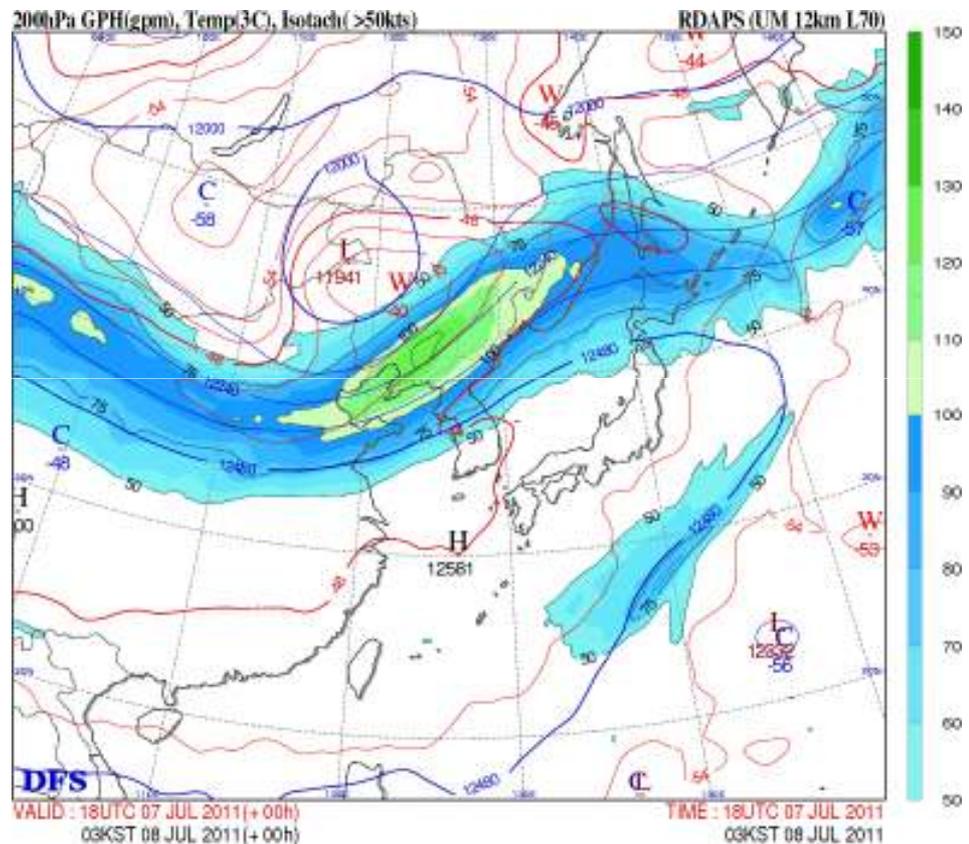
등풍속선은 제트류와 특히 제트류 핵심의 위치를 찾는 데 도움을 준다. 이 등풍속선 그림에서는 제트류의 입구와 출구를 확인할 수 있으며 이를 통해 기압의 변화도 알 수 있다.

300hPa 바람 일기도가 제트류를 가장 잘 나타내는 일기도가 아닐 수 있다. 제트류의 고도는 변동성이 매우 커서 그것이 항상 300hPa에 있지만은 않을 것이다.

5.4 상층변수

그림 5.17은 12km 해상도의 UM으로 예측한 2011년 7월 7일 18UTC의 200hPa 바람장을 나타낸 것이다. 위도 북위 40도를 따라 25m/s 강한 제트류가 발달하고 있으며 특히 한반도 북쪽에 50m/s 이상의 매우 강한 제트류가 발달하고 있다.

즉, 한반도 북쪽 지역의 상층에서 속도차에 의한 강한 발산이 일어나고 있음을 제시한다. 상층 제트의 위치와 강도는 앞의 그림들에서 보여준 연직 속도 등과 일치한다.



[그림 5.17] 200hPa 면에서의 등온선, 등고도선 그리고 등풍속선

5.5 그 외 자주 사용되는 모델 변수

그 외 특정 고도에 한정될 수 없지만 자주 사용하는 다른 모델 변수들이 있다.

5.5.1 대류권계면 높이와 온도

대류권계면 높이와 온도는 항공에서 제일 중요하게 다루고 있다. 그 이유는, 적은 맞바람과 난류가 적어 안정된 대기상태인 낮은 성층권에서 비행하는 것을 선호하기 때문이다. 또한 차가운 온도로 인하여 비행기 엔진이 더 효과적으로 일을 할 수 있다.

5.5.2 결빙고도

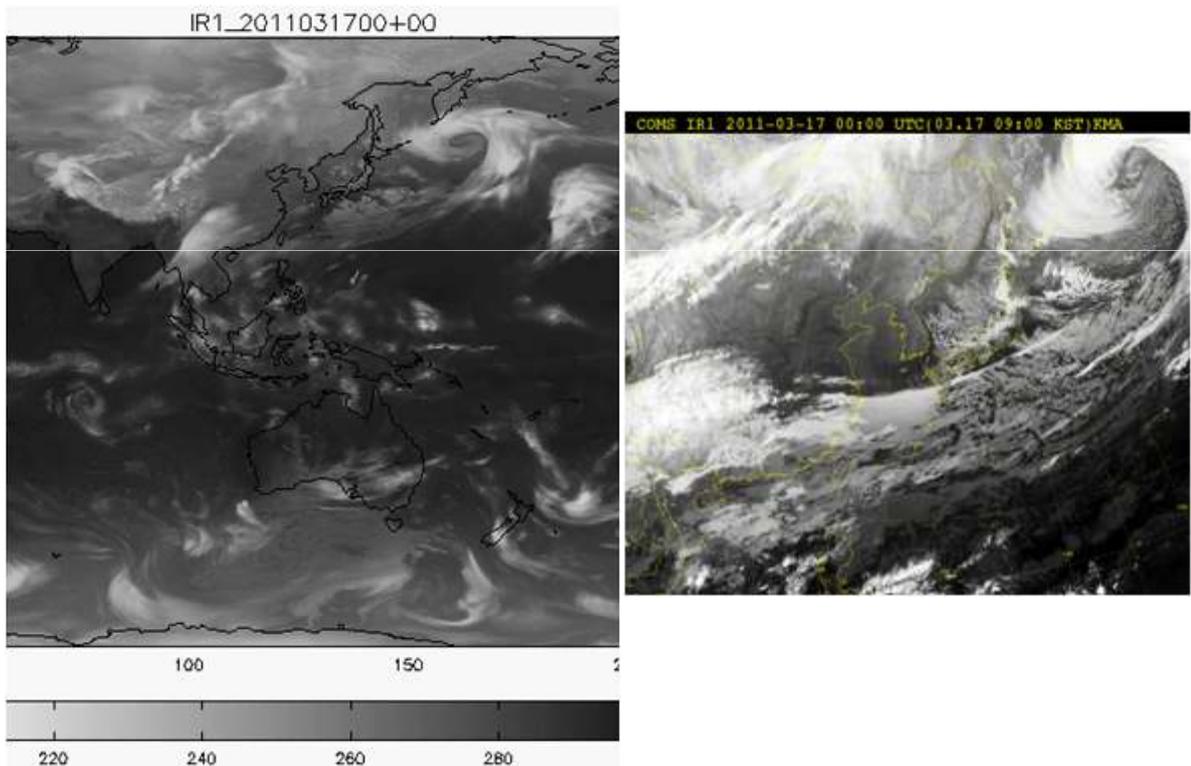
결빙 고도는 미터단위(m)나 gpm으로 표시할 수 있다. 대기에 영하 층이 존재할 경우 제일 높은 결빙고도만이 기입됨으로 주의해야 한다. 결빙 고도를 평가할 때에는 단열선도(Skew-T Log P)를 같이 보는 것이 필요하다.

5.5 그 외 자주 사용되는 모델 변수

5.5.3 총운량

운량은 모델에 의해서 진단될 수 있으며 음영 처리로 표시할 수 있다. 대안으로는 위성의 적외영상과 동등하게 표출할 수 있다. 그림 5.18은 수치모델의 모의결과를 위성의 적외영상과 동일하게 표출한 것과 같은 시간대의 우리나라 최초의 정지궤도 복합위성 천리안 영상자료를 나타낸 것이다.

우리나라를 중심으로 중국 남부에서 일본 열도에 이르기 까지 대부분 구름이 없으며 중국 남서부와 오호츠크해 동쪽에 저기압성 회전을 보이는 강한 구름대를 모의하고 있다. 또한 천리안 영상은 몽고와 중국 북서부에 위치한 구름대도 비교적 잘 모의하고 있다.



[그림 5.18] 수치모델이 모의한 적외영상과 천리안의 적외영상

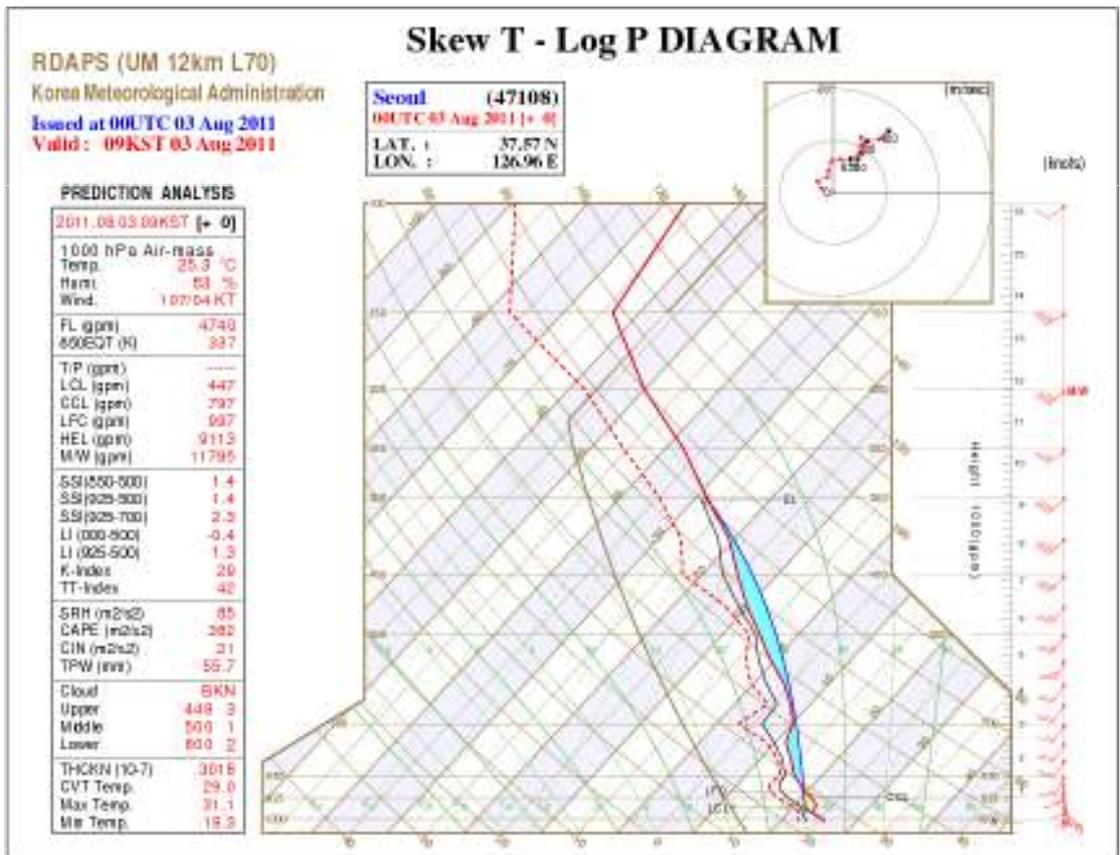
5.5.4 운저고도

가장 낮은 구름의 고도는 비행 조종사와 등산하는 사람에게 매우 중요하다.

5.6 예보 단열선도

예보 단열선도는 예보관에게 매우 중요한 도구로 사용이 되며, 전 지구 모델과 지역예보 모델 자료가 기상청 시스템에서 사용 가능하며 기상청 시스템의 각 격자점에 대해 제공된다. 단열선도에서는 기본적으로 기온, 이슬점 온도, 습구온도, 상당온도, 혼합비, 풍향, 풍속, 라디오존데의 궤적 등이 기입된다.

또한 그림 5.19에서와 같이 상승응결고도(LCL), 자유대류고도(LFC), 평형고도(EL), 대류응결고도(CCL), 빙결고도(FL) 등을 찾아 표기된다. 단열선도 상의 면적은 에너지량으로 환산 가능하므로 대류 가용 에너지(Convective Available Potential Energy, CAPE), 대류 억제도(Connective Inhibition, CIN) 등을 표시할 수도 있다. 또한 다양한 안정도 지수, 구름관련 정보 등이 표시된다.



[그림 5.19] 서울 지점의 단열선도

5.7 앙상블

앙상블은 중기 예보관에게 자주 이용되어지지만 이제는 단기예보관들이 더 많이 사용하는 추세이다. 기상청의 전지구 그리고 지역 앙상블 예측 시스템(MOGREPS)은 24개 앙상블 멤버로부터 길게는 10일까지의 예보를 산출한다. 이 자료들은 다양한 방법으로 표시되는데 가장 자주 사용되는 표시방법에 대해 설명할 것이다.

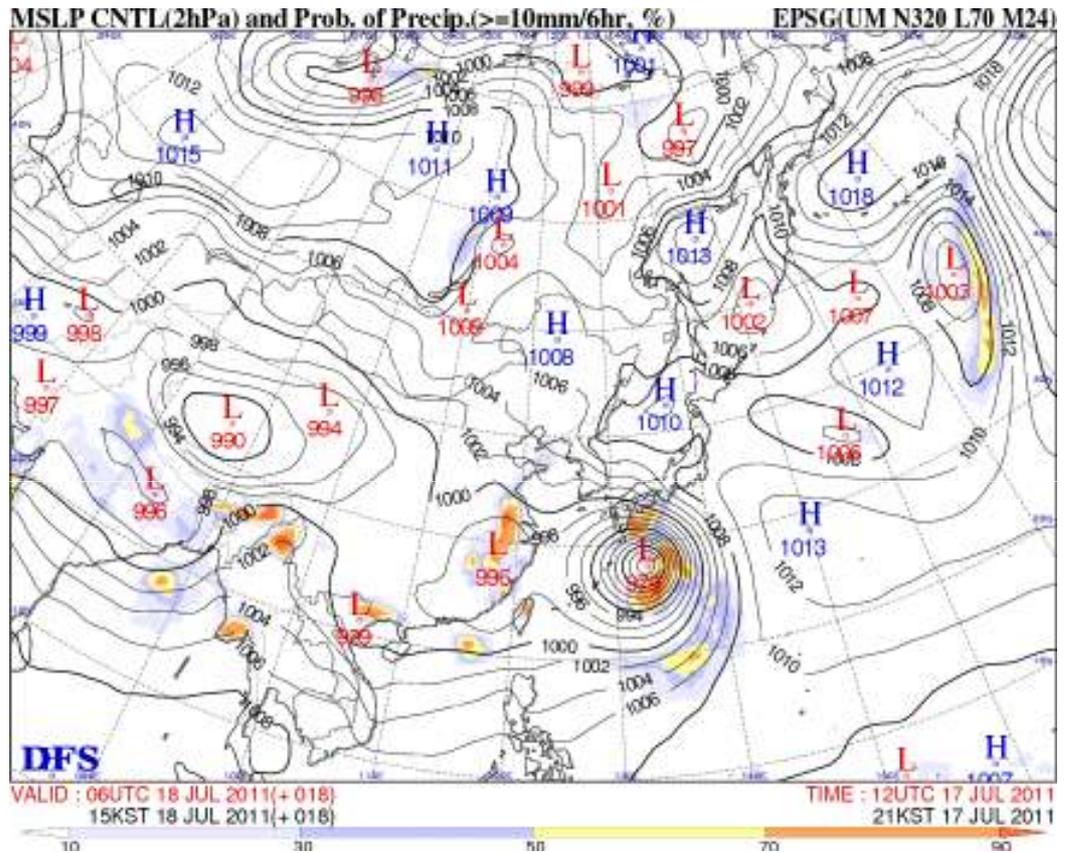
5.7.1 클러스터

앙상블 자료를 표시하는 가장 전형적인 방법은 클러스터 유형이다. 클러스터링은 사용자가 각 앙상블 멤버들을 모두 확인하지 않아도 될 수 있도록 각 앙상블의 정보를 요약해 표시하는 방법이다(한 페이지에 표시될 때 그들이 차지하는 크기 때문에 포스티지 스탬프(Postage Stamp)로 알려져 있다). 이것은 모델들의 예보 사이에서 생겨나는 다양한 패턴들을 보여준다. 24개 앙상블 예보를 모두 한 페이지에 요약하여 보여준다. MOGREP는 각 클러스터내에서 멤버들의 퍼짐(Spread)도 함께 나타낸다.

5.7 앙상블

5.7.2 확률지도

자료는 모수의 확률이 특정 임계값에 도달할 때(예를 들어 24 - 시간 강수량이 10mm를 넘어설 확률) 확률지도로 나타낼 수 있다(그림 5.20). 확률지도에서 나타내는 요소로는 강수량, 풍속, 돌풍, 강설, 시정, 운량, 그리고 온도 등이 있다.



[그림 5.20] 앙상블모델에서 생산된 강수확률로서 6시간 동안 10mm가 넘는 강수에 대한 확률을 표시(색칠 표시)

5.7 앙상블

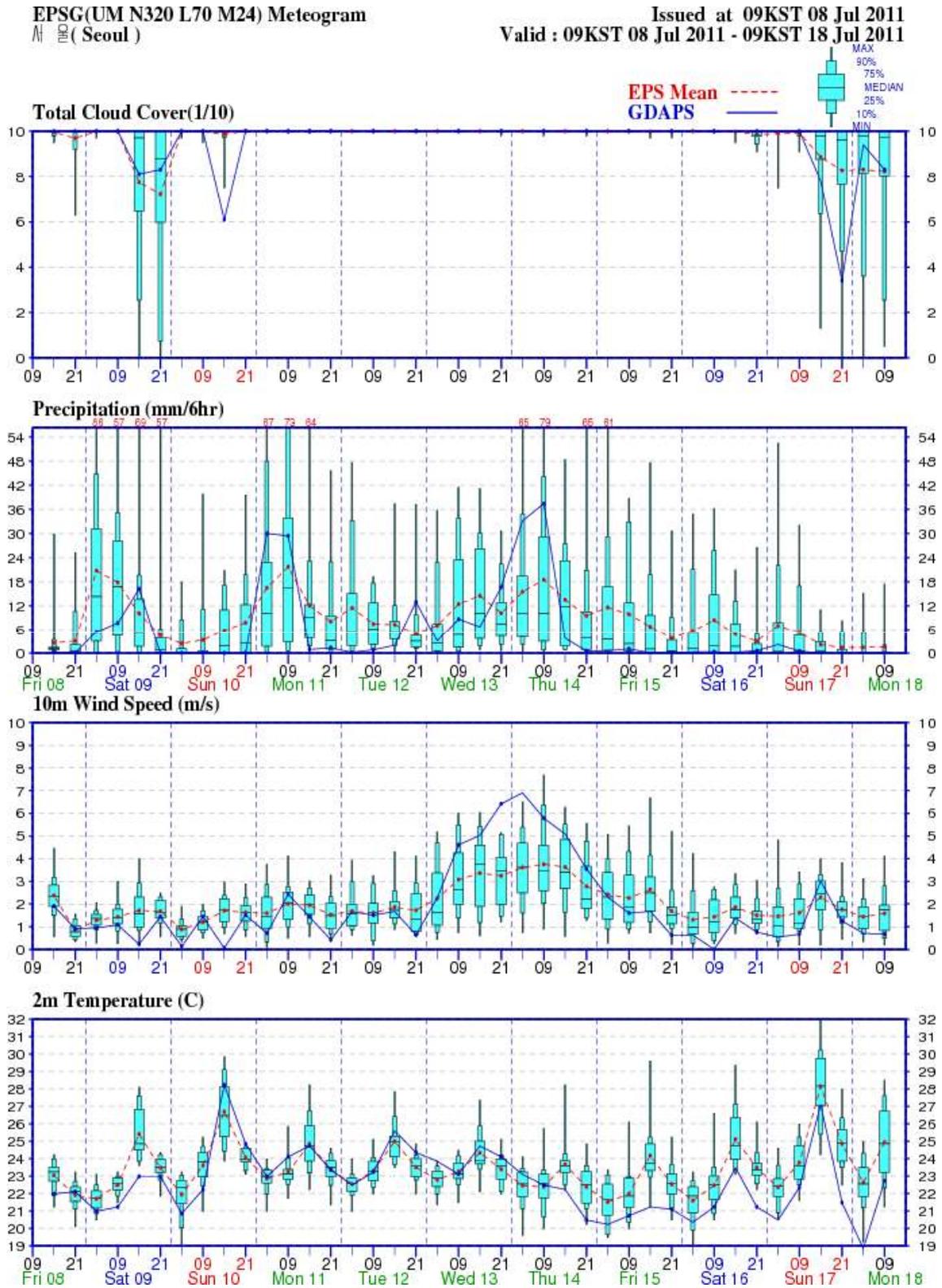
5.7.3 메테오그램

자료는 특정 장소 또는 메테오그램(Metogram) 형태로 표시될 수 있다. 앙상블의 기준(Control) 멤버 값의 변화(Evolution)는 빨간색으로 표시한다. 'Box-and-Whiskers' 도표는 수염(Whisker)의 '끝'이 앙상블 멤버들의 최저와 최고의 자료를 나타내기 때문에 제일 관심 있어 하는 도표이다. 박스는 25%와 75% 백분위수의 범위를 제시하며 박스를 가로지르는 선은 중앙값을 뜻한다(제일 가능성이 높다는 의미는 아니다).

그림 5.21은 기상청의 앙상블 예측 시스템에서 총운량, 강수, 바람 및 기온에 대해 앙상블 방법으로 예측한 것의 시계열을 'Box-and-Whisker' 형태로 나타낸 것이다. 앞에서 설명한 바와 같이 상자를 가로지른 선은 중앙값을, 두꺼운 상자와 얇은 상자는 각각 상(하)위 25, 10%를 나타내며 수염의 양끝은 각각 앙상블 멤버가 예측한 최고와 최저값을 나타낸다.

앙상블 자료는 이러한 세련된 그래프 형태와 높은 해상도로 인해 모든 예보자료들 중에서 주목받고 있다. 하지만 결정론적인 예보에서와 같이 앙상블 자료에 대해서도 비판적인 안목으로 동일한 품질검사와 조사가 필요하다. 앙상블 자료는 예보를 위한 하나의 도구이지 예보 자체를 대체하는 것이 아니라는 점을 기억하는 것이 중요하다.

5.7 앙상블



[그림 5.21] 'Box-and-Whiskers' 형태로 표시된 메테오그램 상에서의 앙상블 자료. 앙상블의 멤버의 평균은 붉은색으로 표시하였고 전지구모델 자료는 푸른색으로 표시

5.8 지침, 신뢰와 검증

5.8.1 현업기관 지침

기상청 내부망에서 사용가능한 가장 최근의 현업기관 지침과 분석이 모델 출력자료에 대한 평가를 제공하며 지침을 활용하기 위해서는 상담을 하여야 한다. 특히, 예측 시간과 개발과정에서의 가능한 결함(한계)에 대해 주의 기울여야 할 것이다. 모델 자료 분석에 있어서의 가능한 결점에 대해 주석이 작성될 것이며, 차후의 개발 또는 이전의 모델 실행과의 변화로 인한 정확도 변화에 대한 암시가 주어질 것이다. 좀 더 자세한 내용은 운영센터로부터의 지침 해석에 대한 기상청 노트를 참조하기 바란다.

5.8.2 최신 모델 예보

가장 최근의 모델예보는 가장 정확하며 연속적인 모델 실행 자료간의 연속성은 신뢰수준을 증가시킬 것이다. 그러나 모델 예측은 항상 실제 기상현상으로 수렴이 보장된 것이 아니며 비정상적 모델 결과가 발생하여 예보관을 혼란스럽게 할 수도 있다. 연속적인 모델 결과들 사이에 큰 차이가 발생할 때에는 조심스러워야 한다. 이러한 상황에서는, 현업기관 지침서에서 제시한 조언을 받아들이고 감소된 신뢰도를 고려해서 예보를 하여야 할 것이다. 기상현상들이 발달하는 초기 조짐을 잘 감지하기 위해서는 실제 상황을 조심스럽게 감시하여야 한다.

5.8.3 관측 자료와 비교

현재 예보 자료는 표준 과정으로 특히 발생중이거나 빠르게 이동하는 상황일 때에는 실제 상황에 대해 검증되어야 한다.

간단한 검증으로는 관측된 지상기압과 예보된 T+6이나 T+12의 값들과 비교하는 것이다. 만약 일치성이 양호하다면, 이것은 그 다음의 예보에 확신을 준다. 그러나 만약 큰 차이가 난다면, 나머지 예보 기간 중에서 계속 이 자료를 사용할지를 고려해 봐야 한다.

예를 들어, 서쪽 지역의 해안관측소에서 예보된 것보다 더 강한 저기압이 보고된다면 접근하는 저기압은 예상했던 것보다 강하게 발달할 수 있음을 제시한다. 반면에, 저기압이 예보된 것보다 현업기관에 실제 더 가까워져서 예보보다 낮고 더 빨리 동쪽으로 이동하였을 수도 있다. 이러한 상황에서는 저기압의 중심을 찾는 데 위성영상을 이용하는 것이 좋다.

5.8 지침, 신뢰와 검증

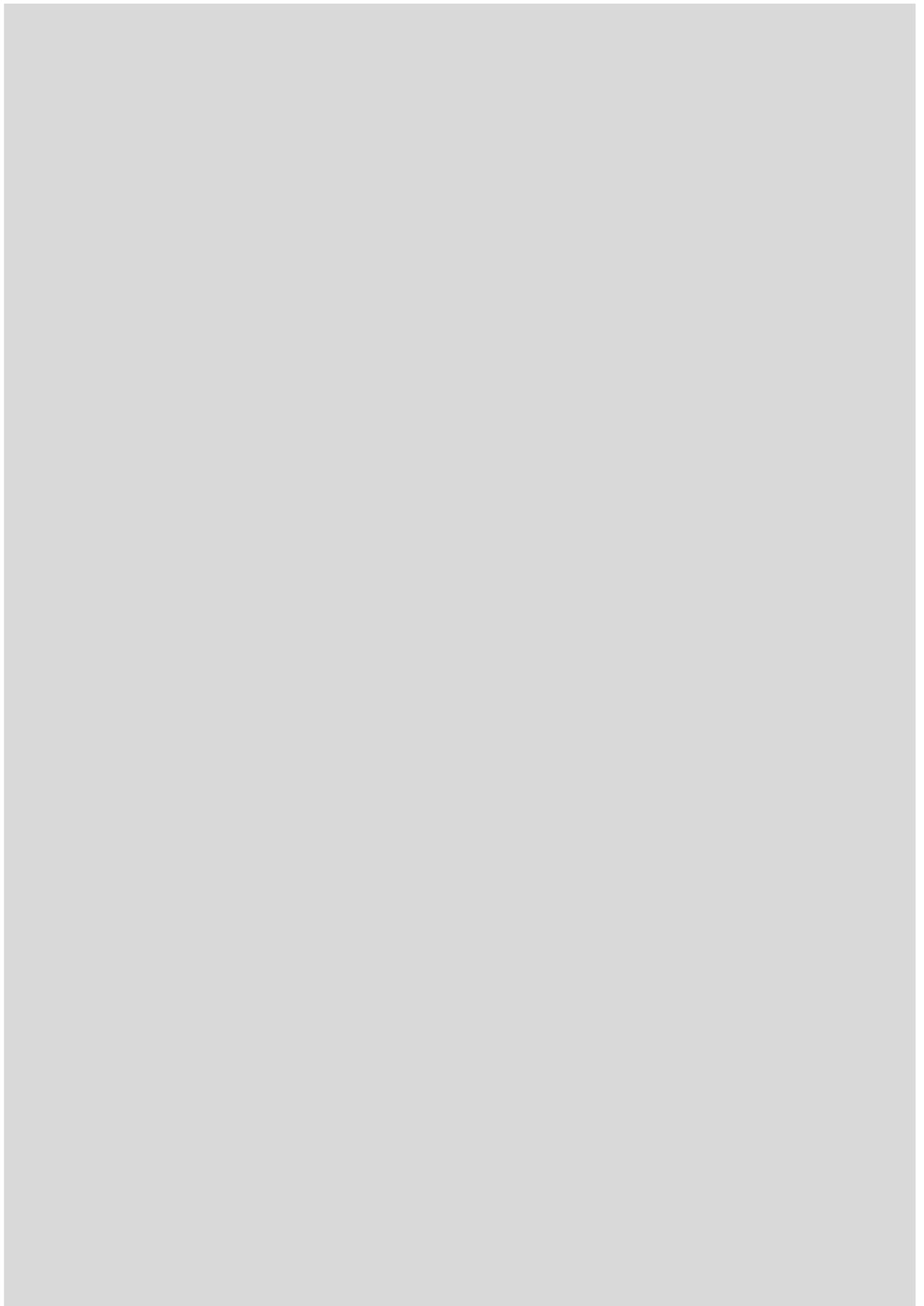
또 다른 검증 기술로서, 실제와 예보된 강수 분포를 비교하는 것이 있다. 만약 T+6 예보가 현실적이라면 T+ 12와 T+ 18 예보 또한 자신감을 가져도 된다. 반면에, 예를 들어, 모델에서 맑은 후에 중간강도의 지속적인 강수대가 서쪽에 위치한 지점들에 계속해서 영향을 주는 것으로 나타났다면 예보 변경을 심각하게 검토해봐야 할 것이다.

하지만, 모델 결과들을 너무 성급히 묵살해서도 안 된다. 서쪽 해안가의 지점에서 강수가 예보되기 수 시간 전부터 단속성 약한 비를 보고하였다면 당신의 예보지역에 대한 예보 변경을 고려할 필요가 없다. 주 강수대가 모의되기 전에 앞서 강수발생은 불규칙하게 발생할 수 있으며 이것이 반드시 책임 예보 지역에 영향을 주진 않을 것이다.

앞에서 말한 것과 같이, 위성 영상은 자료가 부족한 지역에서 현상의 위치와 특성 그리고 발달을 검증하는데 유용하다. 특히 정지궤도 위성인 우리나라의 COMS 기상위성 영상은 조밀한 시간간격으로 생산되므로 표준 검증 시간에 사용할 수 있어서 유용하며 이 영상자료들은 가급적 충분히 사용해야 한다. 모델의 검증은 매우 중요하며 어떠한 모델 산출물도 검증 없이 사용되어선 안 된다.

연습문제

1. 수치 예보 모델에서 얻어지는 일기도에 대해 간단히 설명하시오.
2. 수치 예보로 부터 작성되는 일기도에 표시되는 문자 정보들에 대해 설명하시오.
3. 1000-500hPa 층후도 작성법과 이 층후도를 활용하는 방안에 대해 설명하시오.
4. 앙상블 결과의 활용방안과 주의사항에 대해 설명하시오.
5. 습구온위(θ_w)를 정의하고 850hPa 고도에서 이 변수를 이용하여 전선을 찾는 원리를 설명하시오.



6장. 수치예보 방정식

- 6.1 대기운동 지배방정식
- 6.2 좌표계 변환
- 6.3 편미분 방정식과 수치해법
- 6.4 격자계와 차분법
- 6.5 시간 차분법
- 6.6 측면 경계 조건

학습목표

- 수치예보를 위한 대기 운동 지배 방정식을 이해하고,
물리 보존 원리들로부터 보존 방정식을 유도하는 과정을 이해한다.
- 수치예보 방정식의 수평 및 연직 좌표계 변환 과정을 이해한다.
- 기본 대기 운동 지배 방정식의 수치 계산법을 이해하고,
수평 및 연직 격자계의 종류와 특성을 파악하고 이해한다.
- 시/공간 차분 방법을 이해하고, 수치예보 방정식의 해법으로 적용할 수 있다.

6.1 대기운동 지배방정식(Governing Equations for Atmospheric Motion)

Bjerknes(1904)가 제시했던 것처럼 대기의 운동과 상태는 물리 법칙들과 보존 원리들을 통해서 결정되며, 이 원리들로부터 얻은 방정식들로 대기 운동 지배 방정식계가 구성된다. 수치 예보란 대기 운동 지배 방정식들을 컴퓨터를 이용한 수치적 방법을 통해 미래의 대기 운동과 상태를 예측하는 과정을 말하며, 수치 예보를 위해 사용되는 지배 방정식계를 수치 예보 방정식이라 부른다.

수치예보 방정식을 얻는데 필요한 물리 보존 원리들은 뉴턴의 운동 제2 법칙에 따르는 운동량 보존 원리, 열역학 제1 법칙에 기반한 열 에너지 보존 원리, 질량 보존 법칙에 기반한 대기 질량, 수분(Water Mass) 보존 원리, 그리고 물질 보존 원리(Materials), 그리고 이상 기체의 운동과 상태를 설명하는 법칙들에 기반한 기체 상태 방정식으로 구성된다. 회전하는 지구 위에 위치한 관찰자를 기준으로 삼는 기준계(Reference of Frame)에 이들 물리 보존 원리들을 적용하면 대기 운동 지배 방정식계를 얻을 수 있다. 수치예보에서 중요한 변수들, 즉 3차원 바람 속도(동서방향, 남북방향, 연직방향), 공기의 밀도, 공기의 온도, 대기의 압력, 대기 중 수분량과 화학 성분들은 얻어진 지배 방정식계를 이용하여 계산한다.

이 장에서는 대기 운동 지배 방정식계를 얻기위해 필요한 기본 개념과 유도 과정을 알아보겠다.

6.1.1 기본 수학 개념들(Basic Mathematical Concepts)

6.1.1.1 대기 연속체(Atmospheric Continuum)

유체의 운동을 기술하는 방정식은 기본적으로 두 가지 방법으로 유도할 수 있다. 첫 번째는 분자(Molecular) 관점에서 접근하는 방법으로, 유체를 역학 법칙에 의해 지배되는 분자들의 집합체로 간주하여 역학 법칙과 확률론(Probability Theory)에 근거하여 방정식을 유도한다. 이 방법은 다분자 기체(Polyatomic Gas Molecules)나 액체상 유체에 적용하기에는 한계가 있어 질소(N_2), 산소(O_2), 그 외 미량 기체들로 이루어져 있는 혼합 기체인 대기(Atmosphere)에 적용하기에는 적절하지 못한 면이 있다. 두 번째 방법은 ‘연속체(Continuum)’ 개념을 이용하는 방법으로, 유체를 구성하는 개개의 분자 운동이나 상태는 무시하고 유체를 연속적인 물질(Continuous Fluid Medium)로 간주하여 그 상태를 규정한다.

6.1 대기운동 지배방정식(Governing Equations for Atmospheric Motion)

연속체로서의 대기에서 한 ‘점(Point)’은 많은 분자를 포함하지만 대기 자체의 부피에 비교하면 매우 작은 미소 부피를 지칭한다. 각 ‘점’에서 대기의 상태를 나타내는 물리량(예, 밀도, 온도, 기압)은 유일한(Unique) 값을 가지며, 그 ‘점’ 안에 포함된 분자들에 의한 평균값을 의미하게 된다. 뿐만 아니라 대기 변수들(Field Variables)과 그 도함수(Derivatives)도 시/공간에서 연속적인 함수로 표현된다. 일반적으로 ‘공기덩이(Air Parcel)’나 ‘공기입자(Air Particle)’은 연속체 개념에서 하나의 ‘점’을 지칭한다. 수학적으로 방정식이 연속일 경우에만 미분 가능하므로, 편미분 방정식으로 표현되는 대기 운동 방정식에서 ‘연속체’ 개념은 유체 운동에 물리와 수학적 개념을 적용하기 위한 기반이 된다고도 해석할 수 있다.

6.1.1.2 오일러리안 및 라그랑지안 기준계 (Eulerian and Lagrangian Reference Frames)

과학 분야에서 물리 현상을 표현하기 위해 기준계(Frame of Reference)와 좌표계(Coordinate System)의 개념을 도입하여 사용한다. 두 개념을 다음과 같이 간단히 설명할 수 있다.

먼저 기준계(Frame of Reference)는 관측되는 물체의 운동학적 특성을 측정하는 기준으로, 물리적 관점에서 보면 절대적인 기준계가 존재하지는 않는다. 다시 말하면, 물체의 운동을 기술하기 위해 필요한 개념적 기준으로 이해할 수 있다. 일반적으로 기준계를 결정할 때, 관측자의 위치(원점)와 운동 상태가 중요한 요소가 된다. 반면 좌표계(Coordinate System)는 선택된 기준계에 의해 기술되는 물체의 운동학적 특성을 정량적으로 나타내기 위해 도입하는 좌표를 말하는 것으로, 직교 좌표계, 극 좌표계, 구면 좌표계 등을 예로 들 수 있다.

다른 두 기준계의 관측자는 어떤 물리량을 동일하게 측정하지 않을 수 있으며, 기술된 물리 법칙들이 다를 수도 있다. 기준계는 관성 기준계(Inertial Frame of Reference)와 비관성 기준계(Non-inertial Frame of Reference)로 나눌 수 있다. 관성 기준계는 기준계의 속도가 일정하여 뉴턴의 운동 법칙을 만족하는 기준계를 말하며, 비관성 기준계는 기준계의 속도가 일정하지 않은, 즉 가속도에 의해 관성력을 가지는 기준계를 말한다. 갈릴레이 변환(Galilean Transform)은 뉴턴 역학을 만족하는 두 기준계 사이의 변환을 나타내며, 두 기준계 사이의 속도가 일정할 경우가 그 예가 될 수 있다. 자유 낙하하는 승강기를 예로 들어보자.

6.1 대기운동 지배방정식(Governing Equations for Atmospheric Motion)

승강기 안에 위치한 관찰자와 외부에 있는 관찰자는 기준계의 가속도에 의한 관성력 때문에 이들에 의해 기술되는 물리 법칙이 서로 달라진다. 반면, 동일한 기준계를 이용하여 운동을 기술하되 다른 좌표계를 사용할 수 있는데, 이 경우에 기술되는 물리 법칙은 두 좌표계에서 동일하다.

보통 ‘좌표계(Coordinate System)’라고 하면 ‘좌표계를 포함한 기준계’를 의미하는 경우가 많아 구별하여 이해할 필요가 있다. 그 예로 대기의 운동 방정식을 직교 좌표계에서 회전 좌표계로 변환한다고 할 때, 이는 관성-비관성 ‘기준계’의 변환으로 해석해야 한다.

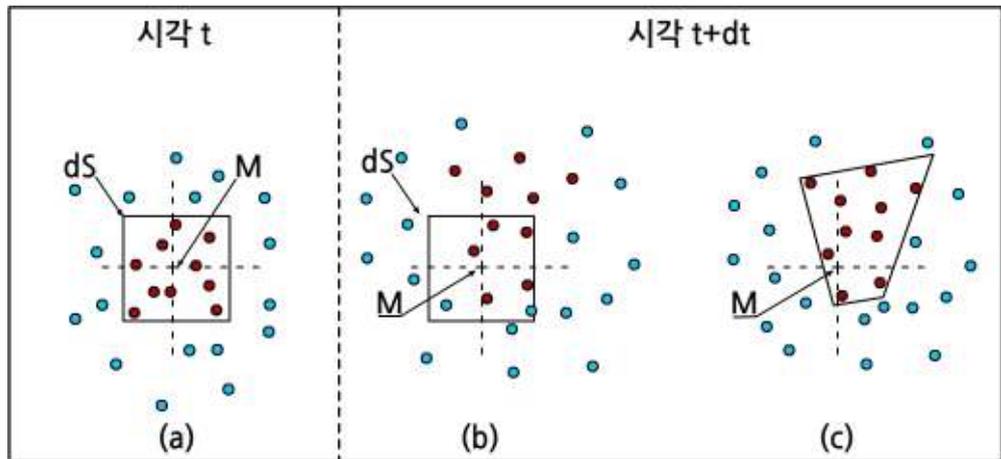
기본 보존 법칙들을 유도하기 위해 대기 연속체(Continuum) 개념을 적용하기로 결정하면, 다음으로 만나는 문제는 보존 법칙을 수식화(Formulation) 할 기준계(혹은, 좌표계; Reference Frame)를 결정하는 것이다. 보통 적용되는 두 가지 기본적인 좌표체계로 오일러리안(Eulerian) 좌표계와 라그랑지안(Lagrangian) 좌표계가 있다.

오일러리안 좌표계는 공간 좌표 x, y, z 와 시간 t 를 독립변수(Independent Variables)로 한다. 대부분의 물리 문제들에 편리하게 적용되는 익숙한 좌표체계이다. 이 좌표계에서 기본 보존 방정식들을 유도할 경우 공간 상에 고정되어 있는 기준 부피(Control Volume)를 도입한다. 어떤 시각에 그 기준 부피(Control Volume) 내의 대기(유체)의 물리량은 이류나 확산 등의 물리 과정을 통해 시간에 따라 달라지게 된다. 오일러리안 좌표계에서 질량, 운동량, 에너지 등의 기본 보존 방정식들은 이들 대기 물리량을 시/공간적으로 고정된 기준 부피를 이용하여 기술함으로써 얻을 수 있다.

라그랑지안 좌표계는 대기(유체)의 특정 질량(혹은 공기 덩이)을 지정한 후 시간에 따른 대기(유체)의 물리량의 변화를 관찰하는 기준계를 말한다. 즉, 특정 공기 입자들이 대기(유체)의 흐름을 따라 움직이더라도 기준 부피(Control Volume) 내에 포함된 공기 입자들은 항상 동일하다. 따라서 밀도의 변화가 없다고 가정한다면, 운동을 따라 이 공기덩이의 공간 분포는 변하나 차지하는 부피는 일정하게 유지되게 된다. 이 좌표계에서는 질량, 운동량, 에너지 보존 원리들을 대기(유체)의 특정 입자들의 흐름에 따른 (시간에 따른) 물리량의 변화를 기술함으로써 얻는다. 어떤 시각 t_0 에서 유체가 x_0, y_0, z_0 를 지난다는 것을 알면, 이후 시간의 그 유체의 위치는 속도 성분(u, v, w)를 통해서 계산된다. 즉, 어떤 시간 간격($t-t_0$)이 주어지면, 유체의 속도 성분들을 통해서 위치 좌표의 변화 $(x-x_0), (y-y_0), (z-z_0)$ 를 계산할 수 있다.

6.1 대기운동 지배방정식(Governing Equations for Atmospheric Motion)

라그랑지안 좌표계에서 독립 변수는 x_0, y_0, z_0, t 가 되며, 여기에서 특정 유체의 초기 공간 좌표(x_0, y_0, z_0)를 의미하므로 물리량의 변화는 시간 t 만의 함수로 해석할 수 있다.



[그림 6.1] 오일러리안 기준계와 라그랑지안 기준계의 비교

- (a) 어떤 시각 t 에서의 기준 부피(Control Volume)와 유체 입자 분포
- (b) 일정 시간 후 고정된 기준 부피 내 유체 입자의 분포(오일러리안; Eulerian)
- (c) 일정 시간 후 특정 유체 입자(적색)의 분포(라그랑지안; Lagrangian)
(Sylvie Malardel 슬라이드)

질량, 운동량, 에너지 보존 방정식은 어떤 기준계에 적용하여도 동일하므로, 유도 과정의 편의에 따라 두 기준계 중 하나의 기준계를 선택 후 적용하면 된다. 보존 방정식의 유도 과정에서 라그랑지안 기준계를 사용하는 것이 오일러리안 기준계를 사용할 때보다 편리한 경우가 많다. 에너지 보존 법칙을 적용할 경우를 예로 들면, 어떤 라그랑지안 기준 부피는 하나의 열역학계(Thermodynamic System)로 간주할 수 있기 때문에 열역학 법칙들의 적용이 용이하다.

6.1 대기운동 지배방정식(Governing Equations for Atmospheric Motion)

6.1.1.3 오일러리안 및 라그랑지안 미분(Eulerian and Lagrangian Derivatives)

라그랑지안 기준계에서 어떤 변수 A 의 미소 시간 변화량 δt 동안의 변화는

$$\delta A = \left(\frac{\partial A}{\partial t} \right) \delta t + \left(\frac{\partial A}{\partial x} \right) \delta x + \left(\frac{\partial A}{\partial y} \right) \delta y + \left(\frac{\partial A}{\partial z} \right) \delta z$$

로 나타낼 수 있다. 이 식의 양변을 δt 로 나눈 후 극한을 취하면

$$\begin{aligned} \frac{DA}{Dt} &= \frac{dA}{dt} \equiv \lim_{\delta t \rightarrow 0} \frac{\delta A}{\delta t} = \lim_{\delta t \rightarrow 0} \left(\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial A}{\partial x} \frac{\delta x}{\delta t} + \frac{\partial A}{\partial y} \frac{\delta y}{\delta t} + \frac{\partial A}{\partial z} \frac{\delta z}{\delta t} \right) \\ &= \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial A}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial A}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial A}{\partial z} \frac{dz}{dt} = \frac{\partial A}{\partial t} + u \frac{\partial A}{\partial x} + v \frac{\partial A}{\partial y} + w \frac{\partial A}{\partial z} \end{aligned}$$

가 된다. 여기서 각 방향의 시간에 따른 변위의 미소 변화의 극한은 각 좌표 방향의 속도 성분이 된다. 이 식을 다시 벡터 형태로 나타내면 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\frac{dA}{dt} = \frac{\partial A}{\partial t} + V \cdot \nabla A$$

여기서 V 는 속도 벡터를 나타낸다. 이 식의 왼쪽 항 $\frac{dA}{dt}$ 을 ‘전미분’ (Total Derivative or Lagrangian Derivative or Material Derivative or Substantial Derivative)이라고 한다. 이 항은 대기(유체)의 흐름을 따라 움직이는 관찰자가 대기(유체)의 어떤 특정 질량 부분에서 일어나는 물리량 A 의 전체 변화를 나타낸다(라그랑지안 좌표계). 반면 오른쪽의 두 항은 오일러리안 좌표계에서 물리량 A 의 전체 변화량을 나타낸다. 오른쪽 첫 번째 항은 오일러리안 시간 미분항으로 고정된 어떤 공간에서 시간에 따른 대기(유체)의 물리량 변화를 나타내며, 두 번째 항은 물리량 A 가 시간의 변화 없이 공간 좌표에만 의존하는 흐름에서 위치 변화에 의한 좌표계 상에 표현되는 물리량의 변화를 나타낸다. 따라서 위의 관계식은 어떤 유체 요소의 물리량 A 의 라그랑지안 변화율을 오일러리안 미분항으로 표현하고 있다.

오일러리안 기준계와 라그랑지안 기준계 모두 기준 부피(Control Volume)의 개념을 도입하여, 이 기준계에 물리 법칙(Physical Law)을 적용하여 보존 방정식(Conservation Equation)을 얻어 내지만, 기준 부피의 의미와 방정식의 유도 방법에서는 조금의 차이가 있다.

6.1 대기운동 지배방정식(Governing Equations for Atmospheric Motion)

오일러리안 좌표계를 활용할 경우 직육면체의 기준 부피를 고려하고, 대기(유체)의 물리량('Property')은 이 기준 부피의 양 면에서 테일러 전개(Taylor Expansion)를 이용하여 나타낸다. 보존 원리(Conservation Principle)를 적용한 후 기준 부피의 길이 요소인 δx , δy , δz 에 극한을 취하여 보존 방정식을 얻어내게 된다. 반면 라그랑지안 기준계에서 기준 부피는 대기(유체)의 흐름에 따라 임의의 형태를 가지므로, 보존 원리는 기준 부피 전체에 대한 물리량의 적분을 통해 얻는다.

대기 연속체 개념과 라그랑지안 기준계에서 보존 법칙을 적용하여 기본 보존 방정식을 유도하게 될 경우, 시간에 따라 부피가 변화하는 기준 부피를 고려하게 되고, 방정식은 물리량의 기준 부피 전체에 대한 부피 적분(Volume Integral)의 전미분 형태로 표현된다. 이 방정식은 다시 오일러리안 미분항들의 부피 적분으로 표현되는 동치 방정식을 얻어낼 수 있게 되는데, 이 변환 관계를 레일놀즈 수송 이론(Reynolds' Transport Theorem)이라 한다.

$$\frac{d}{dt} \int_{\tau} \alpha d\tau = \int_{\tau} \left[\frac{\partial \alpha}{\partial t} + \nabla \cdot (\alpha V) \right] d\tau$$

여기서 α 는 임의의 물리량, τ 는 Control Volume을, V 는 속도 벡터를 나타낸다. 따라서 이 방정식은 수학적으로 부피 적분된 대기(유체)의 어떤 물리량 α 의 라그랑지안 미분을 오일러리안 미분항들의 부피 적분으로 표현하고 있다.

운동량, 질량, 에너지 보존 법칙을 대기(유체)에 적용하여 대기 운동을 관찰하고자 할 때, 라그랑지안 접근법, 즉 대기(유체)의 흐름을 따라 물리량을 관측하는 것은 상당히 어려운 일이다. 하지만 오일러리안 접근법을 적용하면 즉, 고정된 지점에서 대기(유체)의 물리량(예, 밀도, 속도, 압력, 운동량)은 보다 쉽게 관측할 수 있다. 따라서 레일놀즈 수송 이론은 어떤 대기(유체) (Fluid System)의 거동을 오일러리안 접근법을 통해서 얻어진 물리량을 통해 설명할 수 있다는 점에서 중요한 의미를 가진다.

6.1 대기운동 지배방정식(Governing Equations for Atmospheric Motion)

6.1.2 기체 상태방정식(Equation of State)

단일 분자로 구성된 이상 기체에서, 단위 면적에 작용하는 기압력 (Pressure Force)은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\vec{F}_p = -\frac{1}{3}rm \langle \vec{u}^2 \rangle ds \vec{n} = -pds \vec{n}$$

여기에서 $r(= N/V)$, m , $\langle \vec{u}^2 \rangle$, p 는 각각 단위 부피당 분자수, 분자 질량, 분자 속도의 통계적 분산, 그리고 압력을 나타낸다. 한편 온도는 아래와 같이 분자 운동에 비례하여 다음과 같이 정의된다.

$$T = -\frac{1}{3} \frac{m}{k} \langle \vec{u}^2 \rangle$$

여기서 $k(=1.38 \times 10^{-23} JK^{-1})$ 는 Boltzmann 상수이다.

두 관계식을 정리하면 기체의 압력, 부피, 그리고 절대 온도 사이의 관계를 나타내는 이상기체(Ideal Gas) 상태 방정식을 얻는다.

$$p = rkT = \frac{NkT}{V} = \frac{nR^*T}{V}$$

여기서 n , $R^*(=8.314 J mol^{-1} K^{-1})$ 는 몰 수(Molecules Number in Mole)와 기체 상수(Universal Gas Constant)를 나타낸다. 이상기체 상태 방정식은 실제 대기의 상태 방정식(Equation of State)과 비교하여 대략 0.2% 이내의 오차를 보이므로, 실제 대기 상태 방정식을 대신하는 매우 정확한 근사 방정식으로 이용된다.

이상 기체 상태 방정식은

Boyle의 법칙 ($p \propto \frac{1}{V}$ at T_{const}),

Charles의 법칙 ($V \propto T$ at p_{const}) 그리고

Avogadro 법칙 ($V \propto n$ at p_{const} and T_{const}) 을 통합하는 관계식이며, 위 식에는 더 이상 분자 운동의 통계적 특성 값이 나타나지 않고, 상태를 나타내는 변수들만의 관계로 표현됨을 알 수 있다.

위 식에서 $R = R^*/M$ 의 관계를 이용하여 다음과 같이 방정식을 얻을 수 있다.

$$p = \rho RT$$

$$p\alpha = RT$$

6.1 대기운동 지배방정식(Governing Equations for Atmospheric Motion)

여기서 R 과 M 은 각각 공기의 기체 상수와 분자량을 나타내며, α 는 비적(Specific Volume)으로 밀도의 역수로 정의된다.

위에서 얻어진 기체 상태방정식은 오직 두 상태 변수(State Variable)만이 대기의 상태를 나타내는 독립 변수이고, 나머지 변수는 두 독립 변수의 관계로 표현되는 종속 변수임을 보여준다. 균질한(Homogeneous) 대기를 가정할 때, 열역학적 상태를 나타내는 독립 변수는 단 두 개이며, 그 외 상태 변수들은 두 개의 독립변수의 관계로 나타내지는 상태 함수(State Function)가 된다.

6.1.3 연속 방정식(Continuity Equation)

질량 보존 법칙은(핵반응에 의해 질량-에너지 전환이 일어나지 않는 경우) 대기(유체)의 질량이 새로 생겨나거나 소멸되어 사라지지 않음을 의미한다. 라그랑지안 기준계에서, 정의에 따라 미소 부피 안의 공기 질량은 일정하며 운동을 따라 그 부피(혹은 밀도)는 변화할 수 있다.

$$\frac{d}{dt} \int_{\tau} \rho d\tau = \frac{d\delta m}{dt} = \frac{d(\rho\delta\tau)}{dt} = 0$$

여기서 $\delta m, \delta\tau(= \delta x\delta y\delta z)$ 는 각각 라그랑지안 질량과 부피를 나타낸다. 미분 공식에 따라 수식을 정리하면 아래와 같이 질량 보존 방정식을 얻을 수 있다.

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = -\nabla \cdot V$$

이 식은 대기(유체)를 따라가며 관찰되는 유체의 밀도 (ρ) 변화는 유체 속도의 발산(혹은 수렴)에 따라 결정됨을 의미한다. 즉, 일정한 질량을 가지고 있는 유체의 부피가 증가할수록(유체의 발산) 그 질량을 가지고 있는 유체의 밀도는 감소한다.

위 식에 레이놀즈 수송 이론을 적용하여 오일러리안 미분항의 관계식으로 표현하면 다음과 같다.

$$\frac{d}{dt} \int_{\tau} \rho d\tau = \int_{\tau} \left[\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho V) \right] d\tau = 0$$

6.1 대기운동 지배방정식(Governing Equations for Atmospheric Motion)

이 식의 두 번째 항이 임의의 라그랑지안 부피에 대해 만족하는 조건을 찾으면 아래의 식을 얻을 수 있다.

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\nabla \cdot (\rho V)$$

이 식은 대기(유체)의 고정된 지점에서 국지 밀도 변화율은 유체 질량속의 발산(혹은 수렴)에 의해 결정됨을 의미한다.

위에서 얻은 질량 보존 방정식은 편미분 방정식이며, 수학적 정의에 따라 이 방정식에 포함된 속도 변수는 미분 가능하므로 연속임을 의미한다. 이런 이유로 이 방정식을 ‘연속 방정식’이라 부른다.

실제 대기는 밀도가 공간상에서 불균질(Inhomogeneous)하고, 압축(Compressible) 특성을 가진다. 대기의 압축 특성은 어떤 공기덩이의 총 부피를 운동을 따라 관찰할 경우 시간에 따라 변화함을 의미한다. 이러한 대기의 특성을 수치예보 모형에서 비압축성(Incompressible) 대기로 가정하기도 한다.

$$\begin{aligned} \frac{d\rho}{dt} &= 0 \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} &= -V \cdot \nabla \rho \end{aligned}$$

즉, 비압축성 대기로 가정할 경우, 대기의 밀도는 공간적으로 다른 분포를 가질 수 있으나, 유체의 총 부피는 시간에 따라 변화가 없음을 의미한다.

6.1.4 운동 방정식(Equation of Motion)

운동 방정식 혹은 운동량 방정식(Momentum Equation)은 대기의 운동을 기술한다. 수치모델에서 바람 벡터를 예측하는데 사용된다. 이 방정식은 고체 역학의 운동량 보존 원리인 Newton 운동 제2 법칙을 대기(유체)에 적용하여 얻는다. 즉, 라그랑지안 기준계에서 주어진 유체의 운동량 변화율은 그 질량에 가해진 외력(External Force)의 합(F)과 같음으로 나타낼 수 있다.

$$\frac{D_a V_a}{Dt} = \frac{F}{m}$$

6.1 대기운동 지배방정식(Governing Equations for Atmospheric Motion)

여기서 $\frac{D_a}{Dt}, V_a, F, m$ 는 각각 절대 기준계(혹은 고정 좌표계, Absolute Frame of Reference)에서의 전미분과 속도, 총 외력, 대기(유체)의 질량을 나타내며, 외력은 만유인력, 전자기력 등과 같이 질량 중심에 가해지는 중심힘(Body Force)과 기압력(Pressure Force), 점성 응력(Viscous Stress)과 같은 면힘(Surface Force)으로 구성된다. 오일러(Euler)는 위의 Newton의 운동 제2 법칙을 점성이 없는 유체 운동에 적용하여 다음의 오일러 방정식(Euler Equation)을 유도하였다.

$$\frac{D_a V_a}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + g_e \vec{k}$$

이 식에서 g_e, \vec{k} 는 각각 중력 가속도(만유인력)와 연직 좌표 단위 벡터를 나타낸다. 우변의 첫 번째 항은 압력 경도력을 나타내며, 두 번째 항은 중력을 나타낸다. 즉, 오일러 방정식은 점성이 무시되는 유체에서 유체의 운동량의 시간 변화량(가속도)은 압력 경도력과 중력에 의해 결정됨을 보여준다. 이 방정식은 분자 단위 운동이나 확률적 표현이 아닌 연속체 개념을 이용하여 유체의 운동을 기술하는 방정식으로, 대기나 해양 등 지구 유체의 운동에 적용할 수 있다는 점에서 의미가 있다. 이후 Navier-stokes 방정식에서는 유체의 점성을 포함하는 유체 운동방정식으로 확장함으로써 좀 더 실제가 가까운 유체 운동을 기술할 수 있는 방정식을 제시하였다.

$$\frac{D_a V_a}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + g_e \vec{k} + \mu \nabla^2 V_a$$

여기서 μ, ∇^2 는 각각 동점성 계수(Dynamic Viscosity Coefficient)와 라플라시안 2계 미분 연산자를 나타낸다. 따라서 Navier-stokes 방정식은 시간과 공간에 대한 2계 편미분 방정식이다. 실제 대기 모델에 적용하는 방정식의 경우 대기의 미시적 분자 점성을 나타내는 마지막 항은 대기 운동에서 다른 힘들보다 훨씬 작은 값을 가지므로 대부분의 경우 무시하게 된다.

뿐만 아니라 대기 모델에서는 고정 좌표계 지구의 회전과 곡률을 적절히 나타내기 위해서 지구 위의 관찰자에 의한 기준계로 회전 좌표계를 이용하며, 직교 좌표계와 구면 좌표계가 일반적이다. 이에 대한 변환은 6.2절에서 설명한다.

6.1 대기운동 지배방정식(Governing Equations for Atmospheric Motion)

6.1.5 열역학 에너지 방정식(Thermodynamic Energy Equation)

열역학 제1 법칙은 운동이 없는 상태에서 어떤 열역학계의 내부에너지 변화는 주변으로부터 받은 열에너지와 기체의 팽창과 수축을 통해 주변에 한 일의 합으로 나타내어진다.

$$\frac{dI}{dt} = Q - W$$

여기에서 I , Q , W 는 각각 내부에너지, 주변과의 열 교환율, 그리고 계(System)가 한 일을 나타낸다. 대기(유체) 연속체의 개념하에서 한 ‘점(Point)’을 하나의 열역학계로 간주할 수 있다. 따라서, 이상기체에서 내부에너지는 온도만의 함수로 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$I = c_v T$$

여기에서 c_v 는 정적 비열(Specific Heat for Constant Volume)을 나타낸다. 이상 기체에서 외부에 한 일은 계로 정의된 기체의 팽창(혹은 수축)으로 나타낼 수 있다.

$$W = p \frac{d\alpha}{dt} \quad (\alpha = \frac{1}{\rho})$$

따라서 열역학 에너지 방정식(혹은 에너지 보존 방정식)은 다음과 같이 나타내어진다.

$$c_v \frac{dT}{dt} = Q - p \frac{d\alpha}{dt}$$

이 식은 임의의 공기덩이(Air Parcel)에 단위질량당 가열률 Q 가 적용되면, 내부에너지 증가와 팽창에 의한 일(Work)로 분배됨을 의미한다. 정적 비열은 정압 비열(Specific Heat for Constant Pressure) c_p 와 $c_p = R + c_v$ 의 관계를 가지므로, 기체상태 방정식을 이용하여 다음의 다른 형태의 방정식을 유도할 수 있다.

$$c_p \frac{dT}{dt} = Q + \alpha \frac{dp}{dt}$$

6.1 대기운동 지배방정식(Governing Equations for Atmospheric Motion)

온위(Potential Temperature, θ)와 엔트로피(Specific Entropy, s)와 관련된 또 다른 형태의 방정식을 아래와 같이 유도할 수 있다.

$$\frac{ds}{dt} = c_p \frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dt} = \frac{Q}{T}$$

여기서 온위는 $\theta = T(p_0/p)^{R/c_p}$ 로 정의된다. 이 형태의 에너지 보존 방정식은 열역학계(혹은 공기덩이)가 단열 과정을 거치게 되면, 그 과정 중에 온위는 일정하게 유지됨을 보여주고 있다.

6.1.6 수분 방정식(Water Mass Equation)

대기 중 수분 보존 방정식은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{dq_n}{dt} = \frac{\partial q_n}{\partial t} + V \cdot \nabla q_n = S_n$$

여기서 q_n, S_n 는 각각 수분량(Water Mass)과 생성/소멸(Source/Sink) 과정을 나타내고, 아래 첨자 n 은 수상(Water Phase) 과 크기 분포에 따른 종류를 나타낸다. 기체상의 수증기(Water Vapor), 액체상의 구름(Cloud)과 강우(Rain), 그리고 고체상의 얼음 결정(Ice Crystal), 눈(Snow), 우박(Graupel/Hail) 등으로 나누어진다.

6.1.7 물질 방정식(Material Equation)

대기 중 포함된 다양한 기체상, 액체상, 혹은 고체상의 물질들(예, 에어로졸, 이산화탄소, 오존)의 보존 방정식은 위의 수분 방정식과 유사한 형태로 아래와 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{d\chi_m}{dt} = \frac{\partial \chi_m}{\partial t} + V \cdot \nabla \chi_m = S_m$$

여기서 생성/소멸 과정은 방출(Emission), 화학 변환(Chemical Transformation), 건식/습식 침적(Dry/Wet Deposition) 과정 등을 포함한다. 이 방정식은 주로 대기 오염 물질의 수치 예보를 위해 주로 사용되었으나, 대기 중 복사 과정, 구름 과정 등 다양한 물리 과정에서 화학 물질(Chemical Species)이 함께 고려가 되므로 이러한 과정을 정교하게 다루는 모델에서는 이 방정식을 함께 수치예보를 위해 풀게 된다.

6.1 대기운동 지배방정식(Governing Equations for Atmospheric Motion)

이상의 대기의 운동과 상태 방정식을 종합하며 아래와 같이 정리할 수 있다.

$$\text{기체 상태 방정식: } p = \rho RT$$

$$\text{연속 방정식: } \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = -\nabla \cdot V$$

$$\text{운동 방정식: } \frac{D_a V_a}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + g_e \vec{k} + \mu \nabla^2 V_a$$

$$\text{열역학 방정식: } c_v \frac{dT}{dt} = Q - p \frac{d\alpha}{dt}$$

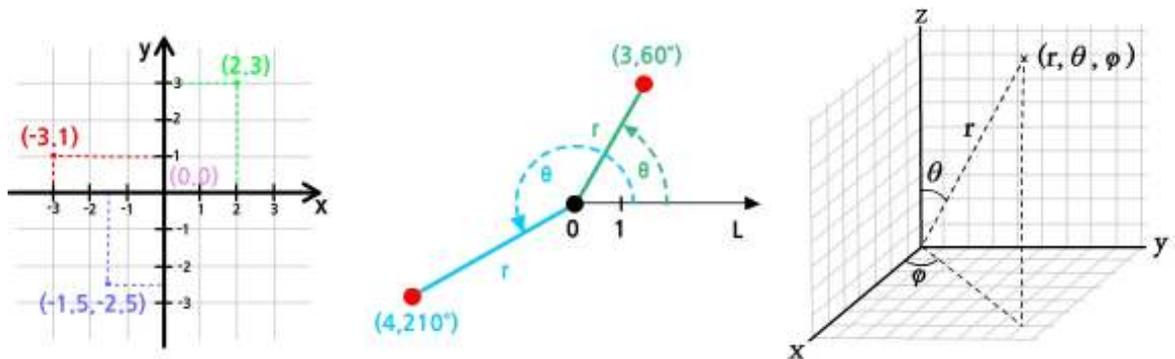
$$\text{수분 방정식: } \frac{dq_n}{dt} = \frac{\partial q_n}{\partial t} + V \cdot \nabla q_n = S_n$$

$$\text{물질 방정식: } \frac{d\chi_m}{dt} = \frac{\partial \chi_m}{\partial t} + V \cdot \nabla \chi_m = S_m$$

이 지배 방정식계은 라그랑지안 미분(전미분) 혹은 오일러리안 미분(시간과 공간에 대한 편미분)으로 구성된 미분 방정식이며, 풀어야 할 변수 ($V_a, \rho, T, p, q_n, \chi_m$)의 수와 방정식의 수가 같아 수학적으로 닫힌 계(Closed System)를 이루고 있다. 따라서 100년 전 Bjerknes가 제시한 것처럼 적절한 경계조건(지표와 대기 꼭대기)과 초기값이 주어지면 이 지배 방정식계는 수학적으로 풀 수 있다. 다른 점이 있다면 그 시절에는 이런 개념의 제시에 그쳤다면, 현대 수치예보는 더 많은 방정식과 변수들로 구성된 지배 방정식계를 이용하여 Bjerknes의 생각을 실현했다는 것이다. 이것은 지난 100년간 이 분야에서 얻은 위대한 발전이라 할 수 있다.

6.2 좌표계 변환(Transformations of Coordinate and Reference Frame)

좌표계(Coordinate System)는 어떤 한 점(혹은 위치)을 기술하기 위해 하나 또는 그 이상의 고유한 숫자들(좌표; Coordinates)로 표현하는 체계를 말한다. 위치란 어떤 좌표계에서 다른 점들과 어떤 기하학적인 상관 관계를 표현하는 것으로, 일반적으로 좌표계의 원점(Origin)으로부터 거리나 기준선(Reference Lines)으로부터 회전한 각도로 표현한다. 그림은 2차원 직교 좌표계(Rectangular Coordinate or Cartesian Coordinate)와 극 좌표계(Polar Coordinate)를 보여주고 있다. 2차원 직교 좌표계에서 어떤 점의 위치는 원점으로부터 x 축과 y 축 방향으로의 거리로 나타내어지고, 극 좌표계에서는 원점에서의 거리(r)와 기준선에서부터 회전한 각도(θ)로 기술되어진다. 3차원 구면 좌표계(Spherical Coordinate)는 2차원 극 좌표계의 3차원 확장으로 원점으로부터의 거리(r)와 두 기준선으로부터 회전한 두 개의 각도(θ, ϕ)로 위치를 표현하는 좌표 체계이다. 좌표계를 선정할 때는 대상 물리계의 대칭성을 잘 활용하면서 간단히 기술할 수 있는지 여부가 중요하게 된다.



[그림 6.2] 2차원 직교 좌표계, 2차원 극 좌표계, 3차원 구면 좌표계(Wikipedia)

6.1.1.2절에서 간단히 설명하였듯이 ‘좌표계 변환’은 기준계로서의 좌표계와 단순히 위치를 표현하는 방법인 좌표계를 구별하여 이해하여야 한다. 이 장에서는 고정 직교 좌표계(혹은 절대 직교 좌표계)에서 얻어진 운동 방정식을 지구 위에 고정되어 회전하는 좌표계(회전 직교 좌표계)로의 변환을 설명한다. 여기서 좌표계는 ‘기준계를 포함하는 좌표계’로 이해하여야 하며, 회전 좌표계는 좌표계의 속도가 일정하지 않은 비관성 기준계이므로 고정 좌표계에서 얻어진 운동 방정식과는 다른 운동 방정식을 얻게 된다(6.2.1 절). 즉, 두 좌표계(기준계)에서 적용되는 물리 법칙이 다를 수 있다. 이어서 동일 기준계 하에서 다른 좌표 체계를 적용한 변환으로, 회전 직교 좌표계에서 회전 구면 좌표계로의 변환을 설명한다(6.2.2 절). 이 변환에서 ‘좌표계’는 ‘기준계를 포함하지 않은 단순한 의미에서의 좌표계’를 의미하고, 따라서 두 좌표계에서 표현되는 물리 법칙은 동일하다.

6.2 좌표계 변환(Transformations of Coordinate and Reference Frame)

구면 좌표계를 이용하면 지구 구면 효과 등 지구 구체 위에서의 운동을 더 간단하고 편리하게 기술 할 수 있는 장점이 있다. 특정 영역에 대한 수치예보를 위한 지역규모모델(Limited-area Model)의 경우, 곡률을 가진 지구 표면을 편평한 평면(Plannar Surface) 위로 투영한 후 직교 좌표계(Cartesian Coordinate)에서 구한 지배 방정식을 주로 이용한다. 이 때 이용되는 지구 투영 방법에 대해 간단히 소개하고 (6.2.3 절), 마지막으로 대기 운동 방정식에서 많이 사용하는 연직 좌표 변환(Vertical Coordinate Transformation)을 설명한다(6.2.4 절).

6.2.1 회전 좌표계 변환

그림6.3은 항성(Fixed Star)에 기준점을 둔 직교 절대 좌표계(Absolute Frame of Reference with Cartesian Coordinate)와 지구 위에 고정된 회전 직교 좌표계를 보여주고 있다. 이 기준계에서 얻어진 대기(유체)의 운동 방정식은 다음과 같다.

$$\frac{D_a V_a}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + g_e \vec{k} + \mu \nabla^2 V_a$$

지구 중심에 중심이 있는 회전 기준계에서 절대 속도(Absolute Velocity) V_a 는 회전하는 지구 위에 위치한 관찰자가 관찰하는 상대 속도(Relative Velocity) V 와 지구 자전에 기인한 속도 성분의 합으로 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$V_a = V + \Omega \times r$$

여기서 Ω 는 지구 자전 각속도를 나타내며, r 은 위치 벡터를 나타낸다. 따라서 회전 좌표계에서의 어떤 벡터의 전미분과 고정 좌표계에서의 전미분 사이의 일반식은

$$\frac{D_a A}{Dt} = \frac{dA}{dt} + \Omega \times A$$

로 나타낼 수 있다(그림 6.4). 이 식에 $A = V_a$ 를 적용하면

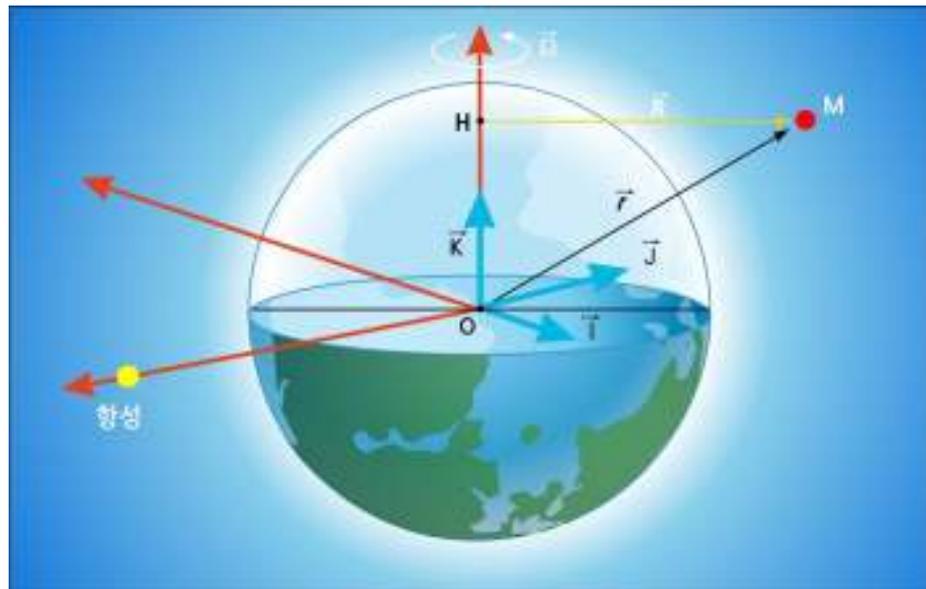
$$\frac{D_a V_a}{Dt} = \frac{dV_a}{dt} + \Omega \times V_a = \frac{dV}{dt} + 2\Omega \times V + \Omega \times (\Omega \times r)$$

6.2 좌표계 변환(Transformations of Coordinate and Reference Frame)

가 된다. 이 식은 회전 좌표계(혹은 기준계)에서 단위 질량당 작용하는 두 개의 겉보기힘(Apparent Forces), 즉 코리올리 힘(전향력, Coriolis Force)와 원심력(Centrifugal Force)이 있음을 보여준다. 코리올리 힘은 회전 좌표계에서 대기(유체)의 운동이 있을 경우에 나타나고, 원심력은 지구 중심에서부터의 대기(유체)까지의 거리에 따라 결정됨을 알 수 있다. 중력(Gravity, g)을 원심력과 만유인력의 합 ($g\vec{k} = g_e\vec{k} - \Omega \times (\Omega \times r) = -\nabla\phi$)으로 나타내면, 결과적으로 회전 좌표계에서 얻어지는 운동 방정식은

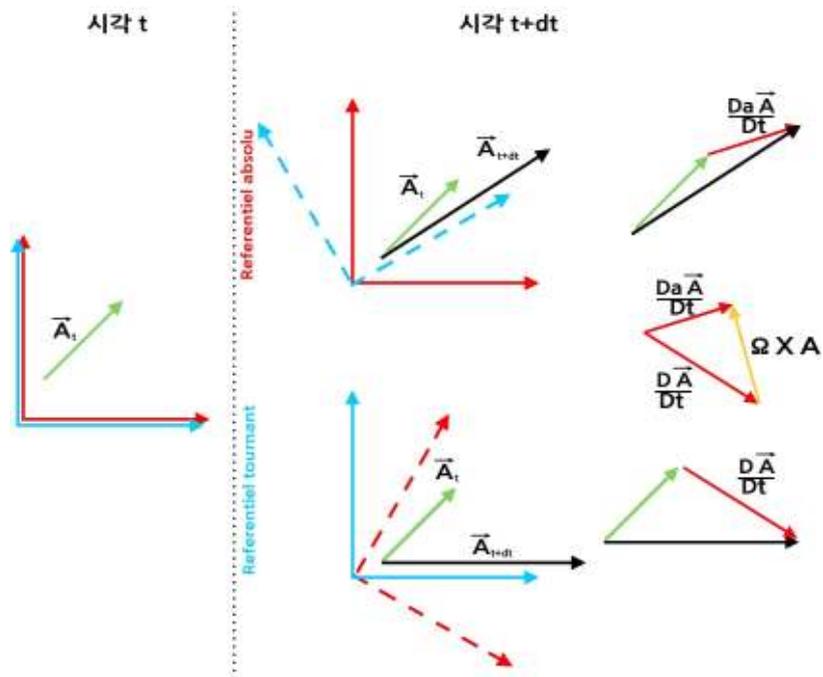
$$\frac{dV}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + g\vec{k} + \mu \nabla^2 V - 2\Omega \times V$$

이 된다. ϕ 는 지오폠펜셜(Geopotential)을 나타낸다.



[그림 6.3] 항성에 기준점을 둔 고정 좌표계(절대 좌표계)와 지구를 따라 회전하는 회전 좌표계 (Sylvie Malardel 슬라이드)

6.2 좌표계 변환(Transformations of Coordinate and Reference Frame)



[그림 6.4] 항성에 기준점을 둔 고정 좌표계(절대 좌표계)와 지구 자전축을 따라 회전하는 회전 좌표계(Sylvie Malardel 슬라이드)

6.2.2 구면 좌표계 변환

구체인 지구 위의 어떤 위치를 표시하는데 일반적으로 많이 사용되는 좌표계는 위경도 구면 좌표계이다(그림 6.5). 실제 지구는 적도 쪽이 볼록한 타원체이지만 적도와 극에서의 지구 반경의 차이가 약 21 km 정도로 지배 방정식의 좌표계 변환을 위해 완전 구체로 가정할 수 있다. 이 좌표계에서는 지구 중심에서부터의 거리(r), 경도(λ)와 위도(φ) 방향의 각도로 나타내는 3차원 좌표를 이용하여 위치를 정의한다. 이 좌표계에서 세 속도 성분은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned} \frac{dx}{dt} &= u = r \cos \varphi \frac{d\lambda}{dt} \\ \frac{dy}{dt} &= v = r \frac{d\varphi}{dt} \\ \frac{dz}{dt} &= w = \frac{dr}{dt} \end{aligned}$$

6.2 좌표계 변환(Transformations of Coordinate and Reference Frame)

구면 좌표계에서의 속도 벡터는 $V_s = u\vec{i} + v\vec{j} + w\vec{k}$ 이고, 단위 벡터들은 각 각 동서 방향, 남북 방향, 연직 방향을 나타낸다. 직교 좌표계에서는 위치에 상관없이 단위 벡터들의 방향이 일정하나, 위·경도 좌표계의 이들 단위 벡터는 구면에서의 위치(위도와 경도)에 따라 다른 방향을 나타낸다. 따라서 가속도(속도 벡터의 전미분)를 계산할 때, 이들 단위 벡터들의 시간에 따른 변화 효과가 포함되게 된다. 이 좌표의 방향의 변화에 의해 다음과 같은 관계를 얻을 수 있다.

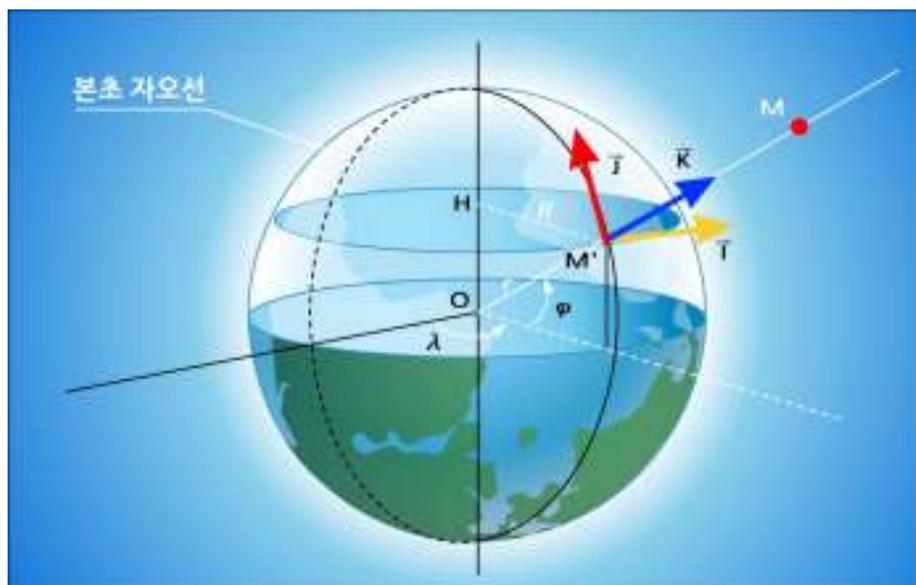
$$\frac{dV_s}{dt} = \left(\frac{du}{dt} - \frac{uv}{r} \tan \theta + \frac{uw}{r} \right) \vec{i} + \left(\frac{dv}{dt} + \frac{u^2}{r} \tan \theta + \frac{vw}{r} \right) \vec{j} + \left(\frac{dw}{dt} - \frac{u^2 + v^2}{r} \right) \vec{k}$$

여기서 추가로 나타나는 항들은 지구의 곡률 효과를 나타낸다. 위경도 구면 좌표계에서 운동 방정식은 다음과 같이 나타낸다.

$$\frac{du}{dt} = 2\Omega v \sin \varphi - 2\Omega w \cos \varphi + \frac{uv}{r} \tan \varphi - \frac{uw}{r} - \frac{1}{\rho r \cos \varphi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + F_\lambda$$

$$\frac{dv}{dt} = -2\Omega u \sin \varphi - \frac{u^2}{r} \tan \varphi - \frac{vw}{r} - \frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \varphi} + F_\varphi$$

$$\frac{dw}{dt} = 2\Omega u \cos \varphi + \frac{u^2 + v^2}{r} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} - g + F_r$$



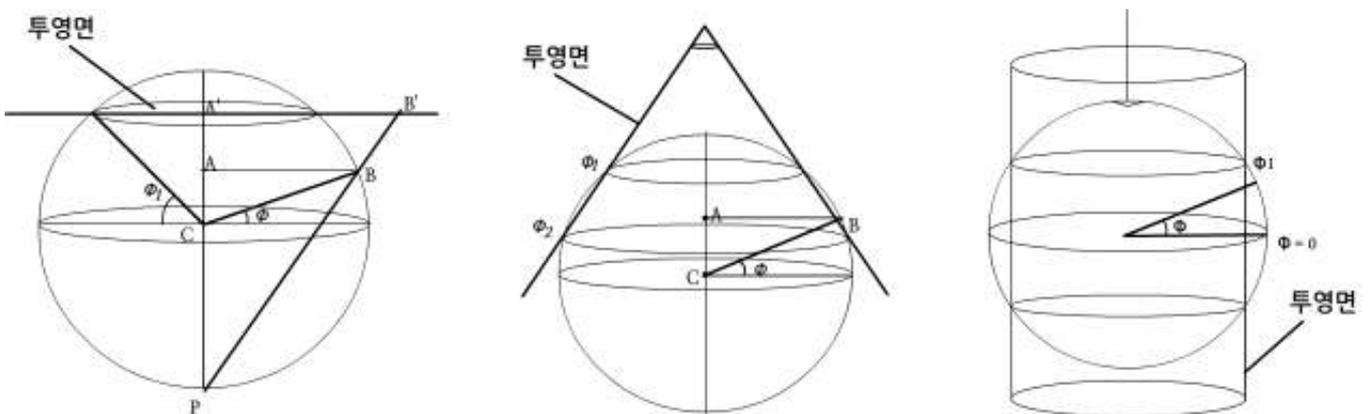
[그림 6.5] 위경도 구면 좌표계(Sylvie Malardel 슬라이드)

6.2 좌표계 변환(Transformations of Coordinate and Reference Frame)

6.2.3 지도 투영(Map Projection)

전지구 모형의 경우 구면 좌표계에서 얻은 지배 방정식을 일정한 위경도 간격으로 배열된 격자점들을 이용하여 수치 예보장을 계산하게 된다. 하지만 지역규모 혹은 중규모 이하의 현상에 관심을 두는 지역규모모형(Limited-area Model)의 경우, 보통 곡률을 가진 구면을 평면으로 투영한 지도 위에서 등거리로 구성된 격자점들을 이용하여 수치 예보장을 계산한다. 지배 방정식은 회전 직교 좌표계에서 얻어진 방정식을 이용하거나 회전 구면 좌표계에서 얻어진 방정식을 지도 인자(Map Factor)를 이용하여 지도 위의 직교 좌표계(Cartesian Coordinate)로 변환된 방정식을 이용한다. 지도 인자(Map Factor)는 지도 위의 거리와 지구 구체 위의 거리의 비로 정의된다.

지역규모모형에서 일반적으로 많이 사용하는 지도 투영법은 극 평사도법(Polar Stereographic Projection), 람베르트 등각원뿔 투영법(Lambert Conformal Projection), 메르카토르 투영법(Mercator Projection)이 있다(그림 6.6). 극 평사도법은 극 지방에서 멀어지면 멀어질수록 투영에 의한 왜곡이 점점 커지게 된다. 모형에서는 지도 투영에 의한 왜곡이 적게 일어나도록 지도 투영법을 선정해야 하므로, 극 평사도법의 경우 극 지역의 수치 모의에 적합하고, 람베르트 등각원뿔 투영법과 메르카토르 투영법은 각각 중위도와 저위도 지역에 대한 수치 모의에 적합하다. 그 외에도 회전 극 평사도법(Rotated Polar Stereographic Projection)은 극 평사도법과 동일하나 투영 기준점이 되는 극점(P)을 회전하여 투영하는 방법으로, 투영에 의한 왜곡은 새롭게 설정된 극점에서 멀어질수록 커지게 된다.



[그림 6.6] 극 평사도법(Polar Stereographic Projection), 람베르트 등각원뿔 투영법(Lambert Conformal Projection), 메르카토르 투영법(Mercator Projection)의 모식도 (ARPS Manual)

6.2 좌표계 변환(Transformations of Coordinate and Reference Frame)

6.2.4 연직 좌표계 변환

앞에서 유도된 대기 운동 지배 방정식에서 연직 좌표는 고도(z)를 이용하고 있다. 일반적으로 많은 수치 예보 모형들이 고도 좌표계 대신 기압이나 온위 등의 물리량을 연직 좌표계로 활용하고 있다. 수학적 측면에서 연직 좌표로 사용할 수 있는 물리량은 좌표면이 여러 고도에서 나타나는 것을 피할 수 있도록 고도에 따라 단조(Monotonic) 변화하는 조건을 반드시 만족하여야 한다. 또한 이 조건을 만족하는 경우 임의의 물리량을 연직 좌표로 채택하여 대기 운동 방정식을 기술할 수 있다(Kasahara, 1974; Staniforth and Wood, 2003).

단조 증가/감소의 조건을 만족하는 임의의 변수 ζ 를 이용하여 임의의 종속 변수 A를 나타내면, 즉 $A(x, y, z, t)$ 는 $A(x, y, \zeta(x, y, z, t), t)$ 로 변환할 수 있다.

그림 6.7에서 독립변수 s는 x, y, t를 나타낸다고 할 때

$$\frac{D-B}{\Delta s} = \frac{C-B}{\Delta s} + \frac{D-C}{\Delta z} \frac{\Delta z}{\Delta s}$$

이므로,

$$\left(\frac{\partial A}{\partial s}\right)_{\zeta} = \left(\frac{\partial A}{\partial s}\right)_z + \left(\frac{\partial A}{\partial z}\right)_s \left(\frac{\partial z}{\partial s}\right)_{\zeta}$$

$$\frac{\partial A}{\partial \zeta} = \frac{\partial A}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial \zeta}$$

이다. 두 식을 결합하면 다음의 관계식을 얻는다.

$$\left(\frac{\partial A}{\partial s}\right)_{\zeta} = \left(\frac{\partial A}{\partial s}\right)_z + \left(\frac{\partial A}{\partial \zeta}\right) \left(\frac{\partial \zeta}{\partial z}\right) \left(\frac{\partial z}{\partial s}\right)_{\zeta}$$

이 관계식은 새로운 연직 좌표계에서의 (혹은 등- ζ 면에서의) 경도(Gradient)와 고도 좌표계에서의 (혹은 등-고도면에서의) 경도의 관계를 나타낸다. 이 식을 이용하면 ($s=x, y$), 새로운 연직 좌표계에서 임의의 스칼라 종속 변수 A의 수평 경도(Horizontal Gradient)와 벡터 종속 변수 B의 수평 발산(Horizontal Divergence)은 각각 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\nabla_{\zeta} A = \nabla_z A + \left(\frac{\partial A}{\partial \zeta}\right) \left(\frac{\partial \zeta}{\partial z}\right) \nabla_{\zeta} z$$

$$\nabla_{\zeta} \cdot B = \nabla_z \cdot B + \left(\frac{\partial B}{\partial \zeta}\right) \cdot \left(\frac{\partial \zeta}{\partial z}\right) \nabla_{\zeta} z$$

6.2 좌표계 변환(Transformations of Coordinate and Reference Frame)

종속변수 $A(x, y, \zeta, t)$ 의 전미분은 아래와 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{dA}{dt} = \left(\frac{\partial A}{\partial t} \right)_{\zeta} + V \cdot \nabla_{\zeta} A + \dot{\zeta} \frac{\partial A}{\partial \zeta}$$

여기서 V 는 수평 방향의 운동 성분을 나타낸다. 또 수평 기압 경도력 (Pressure Gradient)은

$$\frac{1}{\rho} \nabla_z p = \frac{1}{\rho} \left[\nabla_{\zeta} p - \left(\frac{\partial p}{\partial \zeta} \right) \left(\frac{\partial \zeta}{\partial z} \right) \nabla_{\zeta} z \right]$$

로 나타낼 수 있고, 정역학 방정식 $\frac{\partial p}{\partial \phi} = -\rho$ 을 이용하면 등-고도면에서의 기압 경도력은 새로운 고도 좌표계의 등- ζ 면에서의 기압 경도력과 지오폠펌셜 고도의 기울기(Gradient)로 아래와 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{1}{\rho} \nabla_z p = \frac{1}{\rho} \nabla_{\zeta} p + \nabla_{\zeta} \phi$$

등-지오폠펌셜(ϕ)면은 등-고도면과 평형이므로 오른쪽 두 번째 항은 새롭게 정의된 고도 좌표계의 등- ζ 면과 등-고도면(혹은 등-지오폠펌셜면)의 기울기를 나타내는 항이 된다.

따라서, 새롭게 정의된 연직 좌표계에서의 수평 운동 방정식은 (마찰력을 무시하면),

$$\frac{dV}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla_{\zeta} p - \nabla_{\zeta} \phi - f\vec{k} \times V$$

로 나타낼 수 있다. 정역학 방정식은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial p}{\partial \zeta} = -\rho g \frac{\partial z}{\partial \zeta} = -\rho \frac{\partial \phi}{\partial \zeta}$$

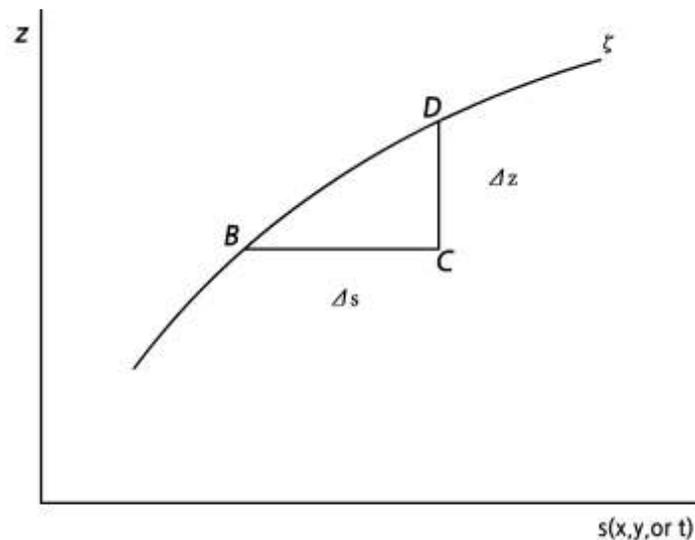
새로운 연직 좌표계에서 유도되는 질량 보존 방정식과 열에너지 보존 방정식은 각각 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{d}{dt} \left(\ln \frac{\partial p}{\partial \zeta} \right) + \nabla_{\zeta} \cdot V + \frac{\partial \dot{\zeta}}{\partial \zeta} = 0$$

$$c_p T \frac{d \ln \theta}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} - \alpha \frac{dp}{dt} = Q$$

6.2 좌표계 변환(Transformations of Coordinate and Reference Frame)

고도 좌표계에서 임의의 연직 좌표계로 변환하게 되면 위와 같은 대기 운동 지배 방정식계를 얻을 수 있다. 여기서 새롭게 도입하는 연직 좌표계가 고도 좌표계와 나란하지 않거나 기압좌표계가 아닌 경우, 수평 기압 경도력이 두 항으로 분리되어 표현되고 있음을 알 수 있다. 기압 경도력은 대기 운동을 설명하는 가장 기본적인 힘이다. 고정/절대 좌표계(혹은 기준계)에서 표현된 운동 방정식(6.1.4 절)에서 분자 운동에 의한 마찰력을 무시한다면 수평 대기 운동에 영향을 미치는 유일한 항이 기압 경도력임을 보였다. 따라서 수치 예보 모델에서 정확한 기압 경도력의 계산은 정확한 수치예보를 위해 중요하다. 하지만 두 항으로 분리되어 나타나는 점은 정확한 수평 기압 경도력을 수치적 방법으로 계산해야 한다는 측면에서 보면 단점으로 해석될 수 있다(6.2.4.2절 참조). 특히, 복잡한 지형이 존재하는 지역이나 속도의 변화(가속도)가 기압 경도력에 크게 의존하는 (혹은, 지구 회전 효과나 지구 곡률 효과가 작은) 중규모 현상의 수치 예보에서 수치 계산의 오차가 크게 나타날 수 있다.



[그림 6.7] 등- ζ 면과 등-고도(z)면에서의 종속 변수 A 의 미분(Derivatives) 관계를 보여주는 모식도. 두 점 B 와 D 는 등- ζ 면의 값을 나타내며, 두 점 B 와 C 는 등-고도면에서의 값을 나타냄(Kalnay, 2003).

위에서 언급하였듯이, 기본적으로 좌표계는 어떤 물리 법칙이나 물리량을 나타내기 위한 기준이 되는 값을 정의하는 것이므로, 수치 예보 모델에서도 대기 운동 지배 방정식을 간단하게 표현하고자 하거나, 지형에 의한 영향이나 경계 조건을 정확하게 주기 위한 목적 등에 따라 선택하고 사용된다. 다음은 많이 사용되는 연직 좌표계의 종류와 장·단점을 간단히 요약하였다.

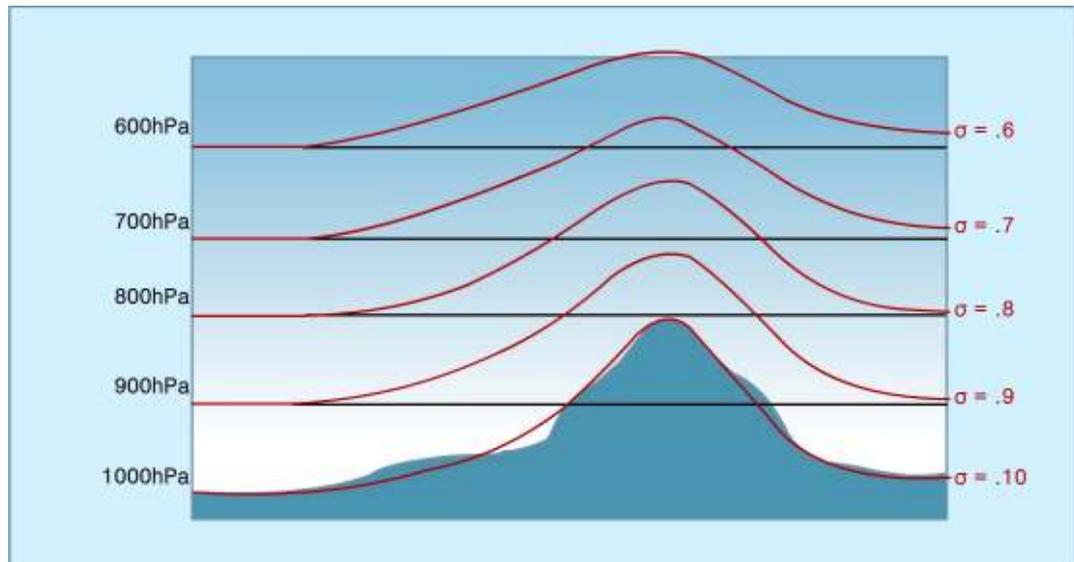
6.2 좌표계 변환(Transformations of Coordinate and Reference Frame)

6.2.4.1 기압 좌표계

$$\zeta = p$$

고도가 높아짐에 따라 단조 감소하는 기압을 연직 좌표로 이용하는 좌표계이다. 대기 운동 방정식과 질량 보존 방정식(연속 방정식)이 간단한 형태를 표현되는 장점이 있다. 특히 연직 운동 방정식에 대해 정역학 가정을 하는 정역학 모델에서 유용한데, 그 이유는 질량 보존 방정식(연속 방정식)이 진단 방정식으로 나타나고, 두 기압면 사이의 기압차는 그 기층의 단위 면적당 공기의 질량에 비례하여 차별화식에서 보존 특성을 쉽게 유지할 수 있는 장점을 가지기 때문이다.

또한 고층 일기도는 등압면(예, 925hPa, 850hPa, 700hPa, 500hPa, 300hPa)에서 대기 운동과 상태를 나타내고 분석하므로, 수치 예보 모델의 결과를 기준 기압면으로 내/외삽하지 않아도 되는 장점을 가진다. 반면 가장 큰 단점은 지표 부근의 지형과 좌표면(등기압면)이 교차하는 지점에서 불연속 문제가 발생한다는 것이다(그림 6.8). 이로 인해 지표 부근의 있는 격자점에서 공간 미분항(예, 기압 경도력)의 계산이 어렵다. 이 문제의 해결을 위해 지형 좌표계(Terrain-following)가 도입되었다(Phillips, 1957; Gal-Chen and Somerville, 1975).



[그림 6.8] 산악 지형에서 나타나는 기압 좌표계(초록)와 시그마 좌표계(빨강)의 비교
(COMET <http://meted.ucar.edu/nwp/course/index.htm>)

6.2 좌표계 변환(Transformations of Coordinate and Reference Frame)

6.2.4.2 지형 좌표계(Terrain-following Coordinate)

$$\zeta = z - z_s$$

$$\zeta = p / p_s$$

고도 좌표계를 이용할 경우에도 기압좌표계와 마찬가지로 좌표면(등고도면)이 지형과 교차하는 문제점을 안고 있다. 이러한 문제를 해결하기 위해 지형 좌표계에서는 지면을 좌표계의 바닥면이 되도록 정의한다. 두 예시된 좌표계는 각각 지형의 높이(Z_s)와 지표면 기압(Surface Pressure, p_s)을 이용하고 있다. 후자를 종종 시그마 좌표계(Sigma Coordinate)라고도 부른다. 시그마 좌표계의 최하층면($\sigma=1$)은 지형과 교차하지 않고 지형을 따라 자연스럽게 흐르면서 정의되는 것을 알 수 있다(그림 6.8). 지형 좌표계를 사용할 경우 장점은 지표 경계 조건을 $\zeta=0$ 로 아주 간단히 표현할 수 있다는 것이다. 이 경계 조건은 최하층면에 수직 방향의 풍속 성분은 0이 됨을 의미하며, 연직 속도 성분은

$$w = V \cdot \nabla z_s$$

에서 얻을 수 있다. 하지만 단점은 그림 6.8에서 보듯이 등좌표면이 상층까지 지형(혹은 지표면 기압)의 형태를 그대로 유지하고 있어, 수평 미분항의 계산의 정확도를 떨어뜨릴 수 있다. 이는 앞에서 언급한 바와 같이 수평 미분항들이 두 개의 항, 즉 새로운 연직 좌표상의 경도(Gradient)항과 고도 좌표면과 새로운 연직 좌표면의 기울기와 관련된 항으로 분리되어 계산됨에 기인한다(6.2.4절). 바람장 예측에 중요한 수평 기압 경도력을 보면 시그마 좌표면상의 압력 경도와 지오폠펜셜의 경도의 차가 가속항으로 작용함을 알 수 있다. 특히, 경사가 급한 산악 지역의 경우에 이들 계산 오차가 커질 수 있다.

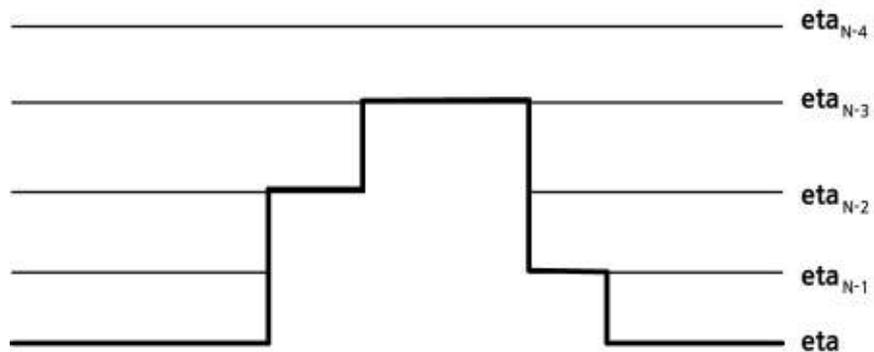
6.2 좌표계 변환(Transformations of Coordinate and Reference Frame)

6.2.4.3 에타 좌표계(Eta Coordinates)

에타(η) 좌표계(혹은 Step-mountain Coordinate)는 시그마 좌표계(지형 좌표계)가 가지는 단점인 복잡한 지형이 있는 하층 경계 부근에서 발생하는 기압 경도력 계산 오차를 줄이기 위해 제시되었다(Mesinger et al., 1988; Janjic, 1990) (그림 6.9)

$$\zeta = \frac{p}{p_s} \frac{p_0(z)}{1000hPa}$$

이 좌표계는 시그마 좌표계에 표준 대기의 연직 기압 분포($p_0(z)$)를 이용한 Scaling Factor를 추가하여 정의한다. 이 좌표계에서 지형은 거의 수평을 이루는 계단 형태로 표현되며, 산악 면은 등-에타 면과 일치한다(그림 6.9). 따라서 이 좌표계의 좌표면(에타면)은 연직 기압 분포의 기준 고도면과 나란하게 정의되고, 따라서 고도면과 새로운 좌표면이 이루는 기울기에 의한 항이 소거되어 기압경도력의 계산이 정확하게 이루어질 수 있다. 이 결과로 복잡한 지형과 관련된 대기 운동이나 현상의 모델 예측 정확도가 시그마 좌표계(지형 좌표계)에 비해 높은 장점을 가지게 된다. 반면 완만하게 변화하는 지형의 경우 불연속적인 계단 형태의 지형 표현은 오히려 대기 경계층의 난류 과정이나 지면 물리과정의 계산에 있어 시그마 좌표계(지형 좌표계)에 비해 덜 정확한 단점을 동시에 가지고 있다.

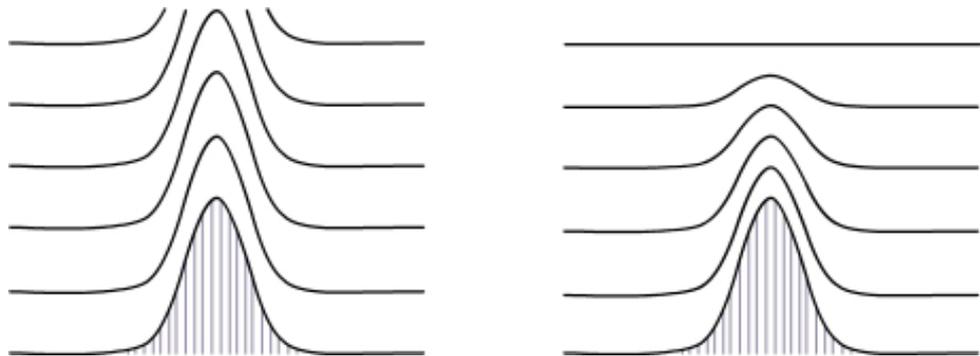


[그림 6.9] 에타 좌표계 모식도(Kalney, 2003)

6.2 좌표계 변환(Transformations of Coordinate and Reference Frame)

6.2.4.4 혼합 지형 좌표계(Hybrid Terrain-following Coordinates)

지형 좌표계(시그마 좌표계)의 단점 중 하나는 대기 상층까지 연직 좌표면이 지형의 형태를 유지하고 있어 수평 기압 경도력(혹은 수평 미분항)의 계산이 높은 고도에서도 부정확하다는 것이다. 반면 기압 좌표계나 고도 좌표계의 경우 수평 기압 경도력은 하나의 항으로 표현되고 높은 고도에서 등-좌표면(등고도면 혹은 등기압면)이 하층의 산악의 형태와 무관하게 ‘수평’적으로 잘 정의되므로 이들 항이 지형 좌표계보다 정확하게 계산된다. 혼합 지형 좌표계(Hybrid Terrain-following Coordinates)는 대기 하층은 복잡한 지형을 잘 표현하는 지형 좌표계로 나타내고 대기 상층은 수평 미분항의 계산 오차를 줄일 수 있는 고도 좌표계나 기압 좌표계를 채택하여 각 좌표계의 장점을 살린 혼합 연직 좌표계이다(예, Simmons and Burridge, 1981) (그림 6.10). 두 좌표계를 혼합하여 사용함으로써 서로 다른 좌표계의 접지면의 처리가 어려운 단점이 있다.



[그림 6.10] 지형 좌표계(Terrain-following Coordinate, 좌)와 혼합 지형좌표계(Hybrid Terrain-following Coordinate, 우)의 비교(Lauritzen, 2011)

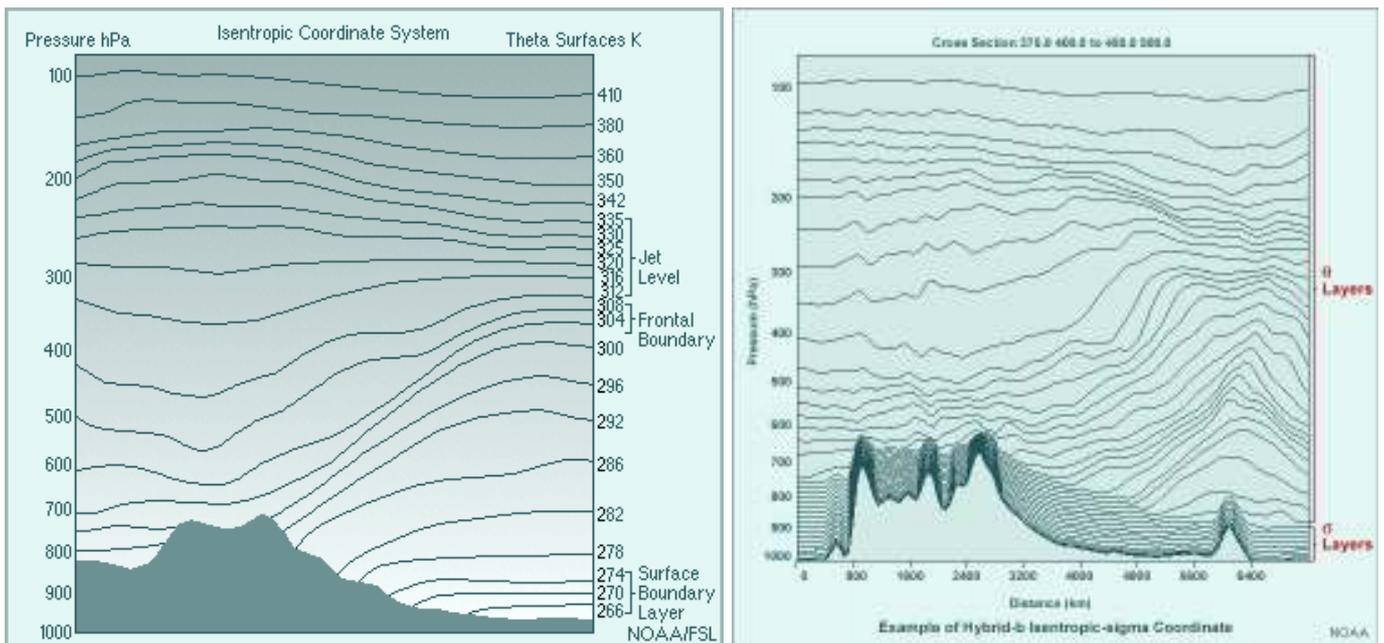
6.2 좌표계 변환(Transformations of Coordinate and Reference Frame)

6.2.4.5 등온위 좌표계(Isentropic Coordinates)

$$\zeta = f(\theta)$$

대기 운동이 건조 단열 과정을 따를 경우 보존되는 물리량인 온위(θ)를 연직 좌표로 채택하는 방법이다(그림 6.11). 비단열 가열항(Diabatic Heating)은 보통의 경우 작은 값을 가지므로, 등온위면이 공기덩이가 움직여가는 라그랑지안 면이 된다. 따라서 고도 좌표계에서 3차원 운동이 등온위 좌표계에서는 2차원으로 표현되며 라그랑지안 보존량, 엔트로피 관련 물리량(예, Static Energy, Potential Temperature), 그리고 잠재 와도(Potential Vorticity)의 보존성이 뛰어난 장점이 있다. 습윤 물리과정의 기술에도 장점이 있다.

또한 전선과 같은 경압성이 강한 지역이나 대류경계면 지역에서 높은 연직 해상도를 가지게 된다. 반면 이 좌표계의 단점은 대기 경계층 부근에서와 같이 대기 운동이 비단열적(Non-adiabatic) 과정에 의해 주로 영향을 받는 곳에서 나타난다. 이런 지역에서는 좌표면이 지형을 교차하므로 지표 부근에서 미분항 계산이 복잡하고, 혼합이 잘 일어난 대기 경계층에서는 연직 해상도가 낮아진다. 드물게 지상 부근에서 고도와 온위가 단조 변화 조건을 만족하지 못하는 경우가 발생하기도 한다. 이러한 단점은 지형 좌표계(시그마 좌표계)를 하층에 도입하고 등온위 좌표계를 상층에 혼합하여 사용하는 좌표계를 통해 해결하기도 한다(그림 6.11)



[그림 6.11] 등온위 좌표계(좌)와 시그마-등온위 혼합 좌표계(우)의 비교
(COMET <http://meted.ucar.edu/nwp/course/index.htm>)

6.3 편미분 방정식과 수치해법

6.3.1 편미분 방정식

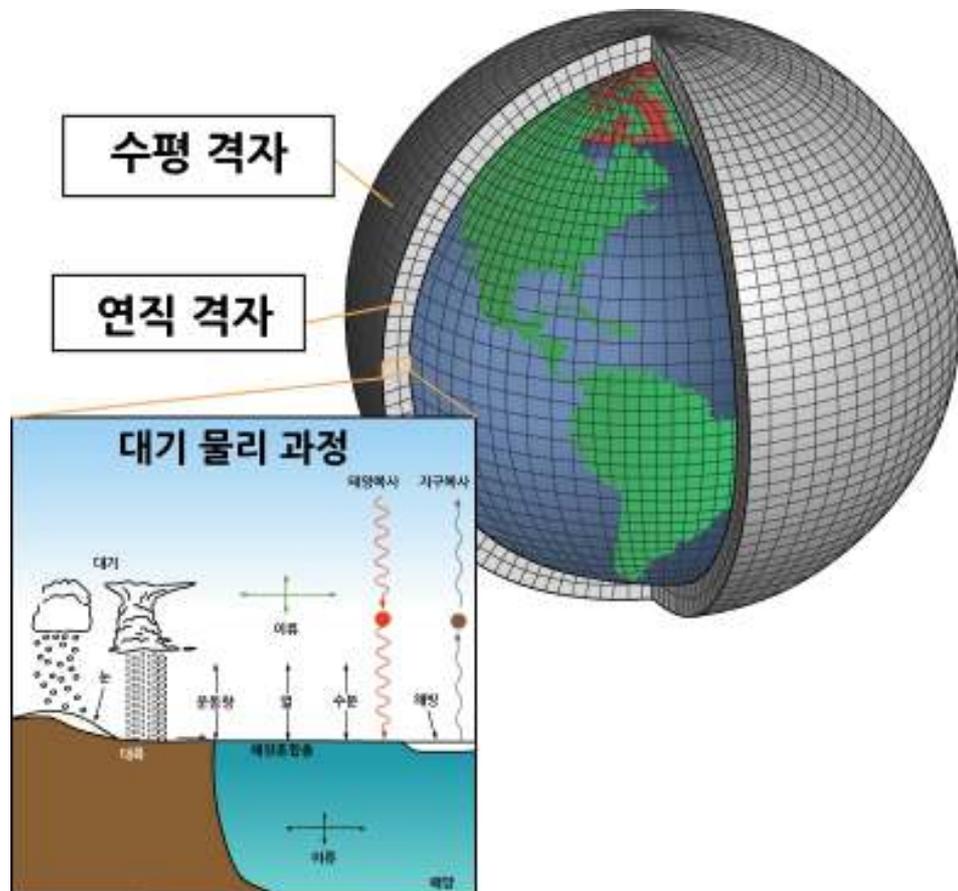
대기 운동과 상태를 지배하는 기본 보존 원리를 라그랑지안 기준 좌표계에 적용하면, 시간의 함수로 나타나는 상미분 방정식(Ordinary Differential Equation) 형태의 지배 방정식계를 얻어낼 수 있다(6.1절). 또한 레이놀즈 수송 이론(Reynolds' Transport Theorem)을 바탕으로 고정된 시간과 공간에서 물리량을 관찰하는 즉, 오일러리안 기준계로 변환할 수 있다. 변환을 통해 얻어지는 지배 방정식은 시간과 3차원 공간을 독립 변수로 하는 편미분 방정식이 되며, 상응하는 물리량을 보다 쉽게 관측할 수 있게 된다. 수학적 측면에서 볼 때 오일러리안 기준계에서 얻어진 운동 방정식은 비선형(Non-linear) 이류항을 포함하는 비선형 편미분 방정식계이지만, 라그랑지안 기준계에서는 비선형 항이 암시적(Implicitly)으로 기술된다는 차이가 있다.

이렇게 얻어진 대기 운동 지배 방정식계는 대기 유체에서 나타날 수 있는 ‘물리적 현상을 표현하는 수학적 모델’이다. 이 방정식계의 해에 도달하기 위한 수학적 측면에서의 절차는 먼저 이 계의 해가 존재하는지 여부(Existence)를 확인해야 하고, 만약 해가 존재한다면 그 해가 유일한지(Uniqueness)를 조사해야 하며, 마지막 단계로 그 해가 수학적으로 안정한지(Stability)를 밝혀 내야 한다. 여기서 해의 ‘안정성’은 연속적으로 주어지는 초기값과 경계값에 대해 그 해도 연속적인 변화를 하는지 여부를 말한다. 이렇게 얻어진 해를 통해 우리는 미래의 대기 운동과 상태를 예측할 수 있게 된다.

앞서 설명하였듯이 대기 운동 지배 방정식계는 비선형 이류항을 포함하는 2계(분자 점성에 의한 소산항을 고려한다면) 비선형 편미분 방정식계이다. 미분 방정식의 해석해(Analytic Solution)가 알려져 있는 경우는 선형 상미분 방정식만 고려하더라도 상당히 제한적이다. 비선형 편미분 방정식은 더욱 어려운 문제로, 대기 운동 지배 방정식계는 그 복잡성에서 볼 때 현대의 수학으로 해석해를 구할 수 없는 문제에 포함된다. 이는 현재까지 ‘해의 존재’ 여부조차 수학적 증명이 되지 않고 있다. 또한 이미 110여년 전 노르웨이의 물리학자이자 기상학자였던 비야크네스(Vilhelm Bjerknes)에 의해 기본적인 대기 운동 지배 방정식이 정립되었지만 이런 수학적 제약이 여전히 남아있다는 사실은 대기 운동과 상태를 설명하는 이 ‘수학적 모델’이 가진 고도의 복잡성을 보여주는 또 다른 예라 할 수 있다.

6.3 편미분 방정식과 수치해법

1920년경 영국의 수학자이자 기상학자였던 리차드슨(Lewis Fry Richardson)이 편미분 방정식을 차분 방정식(Finite Difference Equation)으로 바꾸고, 이를 ‘컴퓨터’(현대의 연산 기계로서의 컴퓨터가 아니라 그 당시 계산은 참여한 많은 사람들에 의해 직접 계산되었음)를 이용하여 해를 구하려 했던 시도, 그 독보적 방법에 따라, 수치적 방법(Numerical Method)으로 대기 운동 지배 방정식의 해를 구한다(그림 6.12). 이는 비선형 편미분 방정식을 푸는 해법들(예, Perturbation Method, Similarity Method, Characteristic Method, Transformation) 중 대기 운동 지배 방정식에 적용할 수 있는 유일한 방법이라고 할 수 있다.



[그림 6.12] 편미분 형태의 대기 운동 지배 방정식은 3차원 지구 대기를 공간적으로 격자화하여 표현된 차분 방정식으로 바꾼 후 컴퓨터를 이용하여 수치적으로 해를 계산. 이 과정은 태양 및 지구 복사 전달, 구름 물리, 지표 과정 등 다양한 물리 과정의 계산을 포함하며 그 결과를 바탕으로 미래의 대기 운동과 상태를 예측 (http://en.wikipedia.org/wiki/Numerical_weather_prediction)

6.3 편미분 방정식과 수치해법

고도의 복잡성을 가진 비선형 대기 운동 지배 방정식의 특성을 이해하는 것은 쉬운 문제가 아니다. 따라서 간단한 형태의 미분 방정식들을 이용하여 이들 특성을 먼저 파악하는 것이 훨씬 복잡한 대기 운동 지배 방정식의 특성과 사용해야 할 수치적 방법을 이해하는데 도움이 될 것이다. 먼저 간단한 형태의 편미분 방정식의 종류와 특성을 살펴보자. 2차원 2계 선형 편미분 방정식의 일반식은 아래와 같이 쓸 수 있다.

$$\alpha(x, y) \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + 2\beta(x, y) \frac{\partial^2 A}{\partial x \partial y} + \gamma(x, y) \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} = f\left(x, y, A, \frac{\partial A}{\partial x}, \frac{\partial A}{\partial y}\right)$$

여기서 임의의 종속 변수 $A(x, y)$ 의 도함수들의 계수는 x 와 y 에 관한 임의의 값을 나타내며, 우변의 함수는 독립 변수와 1계 도함수로 구성된 임의의 연속 함수를 나타낸다. 위의 방정식은 $\beta^2 - \alpha\gamma$ 의 부호에 따라 세가지 형태의 편미분 방정식으로 분류된다.

먼저 $\beta^2 - \alpha\gamma > 0$ 일 경우 방정식은 쌍곡선형(Hyperbolic Type)으로 분류된다. 이 그룹에 속하는 가장 간단한 형태의 미분 방정식은 파동 방정식(Wave Equation)으로, 기타 줄의 진동이나 물결의 파동 등과 같은 파의 전파를 설명할 때 나타나는 형태이다.

$$\frac{\partial^2 A}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 A}{\partial x^2}$$

아래의 이류 방정식(Advection Equation)도 쌍곡선형에 포함된다.

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -c \frac{\partial A}{\partial x}$$

이 이류 방정식의 해는 $A(x, t) = A(x - ct, 0)$ 로 나타낼 수 있다. 이 이류 방정식은 1계 미분 방정식이지만, 그 해가 파동 방정식의 해가 되므로 쌍곡선형에 분류된다. 이는 위의 파동 방정식을 다음과 같이 1계 미분 방정식계로 표현할 수 있으므로 보일 수 있다.

$$\frac{\partial \bar{A}}{\partial t} = -\bar{M} \frac{\partial \bar{A}}{\partial x} \quad \bar{A} = \begin{pmatrix} \frac{\partial A}{\partial t} \\ \frac{\partial A}{\partial x} \end{pmatrix}, \quad M = \begin{pmatrix} 0 & c \\ c & 0 \end{pmatrix}$$

6.3 편미분 방정식과 수치해법

쌍곡선형 방정식은 아래의 식과 같이 두 개의 특성 방정식(혹은 보조 방정식, Characteristic Equations)을 가지며, 이 쌍곡선형 방정식 문제를 이해하는데 중요한 의미를 가진다.

$$\frac{dt}{dx} = \frac{\beta \pm \sqrt{\beta^2 - \alpha\gamma}}{\alpha}$$

따라서 위의 1차원 선형 이류 방정식 문제의 해는 두 개의 특성 방정식(Characteristic Equation)으로부터 얻어진 함수의 합으로 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$A(x,t) = f(x-ct) + g(x+ct)$$

여기서 ‘선형’의 수학적 의미는 방정식의 해가 여럿 존재한다고 할 때 그 해들의 합 또한 그 방정식의 해가 되는 것을 말한다. 이 방정식의 해는 특성 곡선(Characteristic Curves; 위에서 c 가 상수일 경우 특성 곡선은 직선이 된다)을 따라 정보(Signal)가 전파된다는 것을 나타내며, 물리적으로 1차원에서 x 축의 양과 음의 방향으로 각각 파동(Wave; Signal)이 전파됨을 의미한다. 선형 가정을 적용하게 되면, 대기 파동인 음파(Acoustic Wave), 중력파(Gravity Wave), 로스비파(Rossby Wave) 등도 특성 속도 c 로 지구 위의 공간을 전파해 나간다는 것이다. 타원형과 포물선형 방정식은 이런 특성(Characteristics)를 가지지 않는다. 쌍곡선형 방정식은 해를 구하기 위해서는 초기 조건(Initial Condition)과 경계 조건(Boundary Condition)을 동시에 필요로 한다.

$\beta^2 - \alpha\gamma = 0$ 일 경우 타원형(Elliptic Type) 미분 방정식으로 분류된다. 라플라스 방정식(Laplace Equation)과 프아송 방정식(Poisson Equation)이 이 그룹에 속한다. 평형 상태(Equilibrium)나 정상 상태(Steady-state)와 관련된 물리 현상을 기술할 경우 주로 나타나게 된다. 그 예로 임의의 열판의 온도 분포나 상대 와도(Relative Vorticity)와 유선 함수(Streamfunction)의 관계 등을 들 수 있다.

$$\frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} = 0 \quad \text{Laplace equation}$$

$$\frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} = f(x,y) \quad \text{Poisson equation}$$

6.3 편미분 방정식과 수치해법

2계 타원형 방정식은 시간에 대한 변화율(Tendency Term)이 없는 경계 값 문제(Boundary Value Problem)이다. 이 방정식을 풀기 위해서는 풀고자 하는 정의 영역(Domain)의 경계 값이나 경계 조건을 필요로 한다. 경계 조건의 종류에 따라 경계에서 함수 값이 주어진 문제('Dirichlet Problem'), 경계를 따라 경계면에 수직 방향의 1계 도함수(혹은 변화율)가 주어지는 방법('Neumann Problem'), 그리고 지정된 함수 값과 수직 방향의 도함수가 혼합되어 경계 조건으로 주어진 문제로 구분 할 수 있다.

마지막으로 $\beta^2 - \alpha\gamma < 0$ 일 경우 포물선형(Parabolic Type) 미분 방정식으로 분류된다. 두 끝점의 온도가 다른 열선에서의 열 전달 문제나 분자 점성에 의한 운동량 소산 문제, 그리고 난류에 의한 물질/에너지 확산 문제 등의 물리적 현상을 기술하는 관계식에서 주로 나타나는 미분 방정식의 형태로, 가장 간단한 선형 미분 방정식은 아래와 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 A}{\partial x^2}$$

이 방정식은 시간과 공간에 대한 도함수를 포함하고 있어, 적당한 초기 조건(Initial Condition)과 경계 조건(Boundary Condition)이 주어지면 해를 구할 수 있다. 경계 조건은 타원형 방정식에서와 비슷한 방식으로 주어질 수 있으나, 포물선형 미분 방정식에서는 경계 조건은 시간에 따른 함수로 주어진다라는 점이 타원형 미분 방정식과 다르다.

기본적으로 이러한 미분 방정식은 형태에 따라 방정식의 해의 특성, 적절한 초기값과 경계 조건이 적절히 주어져야 하며, 또한 해를 얻기 위한 수치해법이 달라진다. 이들 초기값과 경계값이 너무 많이 지정이 될 경우('Over-specified')는 그 해가 존재하지 않고, 반대로 너무 적게 되면('Under-specified') 유일해가 존재하지 않는다. 또한 초기값과 경계값이 적절한 수를 가진다고 하더라도 시/공간적으로 옳지 않은 곳에 지정이 되면 잘못된 해를 얻을 수 있게 된다. 미분 방정식을 수치적으로 풀 경우에도 필요한 초기 조건과 경계 조건이 적절하게 주어지지 못하면 컴퓨터 연산 중에 에러가 발생하게 될 것이다("Blowing Up"). 따라서 주어진 미분 방정식을 해석적 방법이나 수치적 방법으로 안정한 유일 해를 구하려고 할 때, 적절한(Well-posed) 초기 및 경계 조건의 부여하는 일은 무엇보다 중요하다.

6.3 편미분 방정식과 수치해법

6.3.2 수치해법의 종류

비선형 편미분 방정식인 대기 운동 및 상태 지배 방정식을 수치적 방법으로 푸는 방법은 자료의 표현 방법에 따라 유한 차분법(Finite Difference Method)과 갤러킨 방법(Galerkin Method)으로 나누어 볼 수 있다. 두 방법 모두 시간과 공간에 대한 연속함수로 표현된 대기 운동 지배 방정식을 전지구 혹은 지구 위의 어떤 영역에 대하여 유한한 크기의 시간과 공간으로 적절히 분할(Discretization)한 후 이산화된 시/공간의 값을 계산하게 된다.

먼저, 유한 차분법은 테일러 전개(Taylor's Series Expansion)를 이용하여 편미분항을 차분항으로 근사하여 계산하는 가장 기본적인 방법이다. 임의의 종속 변수 $A(x, y, z, t)$ 에 대해 어떤 한 점 x 와 이 점으로부터 Δx 만큼 떨어진 점을 고려할 때, $x + \Delta x$ 또는 $x - \Delta x$ 에서 종속 변수 A 의 값은 테일러 전개의 정의에 따라 다음과 같이 무한 급수로 나타낼 수 있다.

$$A(x + \Delta x, y, z, t) = A(x, y, z, t) + \frac{\partial A}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} \frac{(\Delta x)^2}{2} + \frac{\partial^3 A}{\partial x^3} \frac{(\Delta x)^3}{6} + \dots$$

$$A(x - \Delta x, y, z, t) = A(x, y, z, t) - \frac{\partial A}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} \frac{(\Delta x)^2}{2} - \frac{\partial^3 A}{\partial x^3} \frac{(\Delta x)^3}{6} + \dots$$

두 식으로부터 x 방향의 1계 편미분항은 다음과 같이 정리할 수 있다.

$$\frac{\partial A}{\partial x} = \frac{A(x + \Delta x) - A(x)}{\Delta x} + O(\Delta x) \quad : \text{forward}$$

$$\frac{\partial A}{\partial x} = \frac{A(x) - A(x - \Delta x)}{\Delta x} + O(\Delta x) \quad : \text{backward}$$

$$\frac{\partial A}{\partial x} = \frac{A(x + \Delta x) - A(x - \Delta x)}{2\Delta x} + O(\Delta x^2) \quad : \text{centered}$$

여기서 $O(\Delta x)$ 와 $O(\Delta x^2)$ 는 각각 1계(Δx)와 2계(Δx^2)이상의 고차 미분항을 나타낸다. 위의 1계 미분항에서 고차항을 무시하고 변화율을 아래와 같이 근사하게 되면 이 값들은 각각 근사 차분 방정식의 오차를 나타내게 된다.

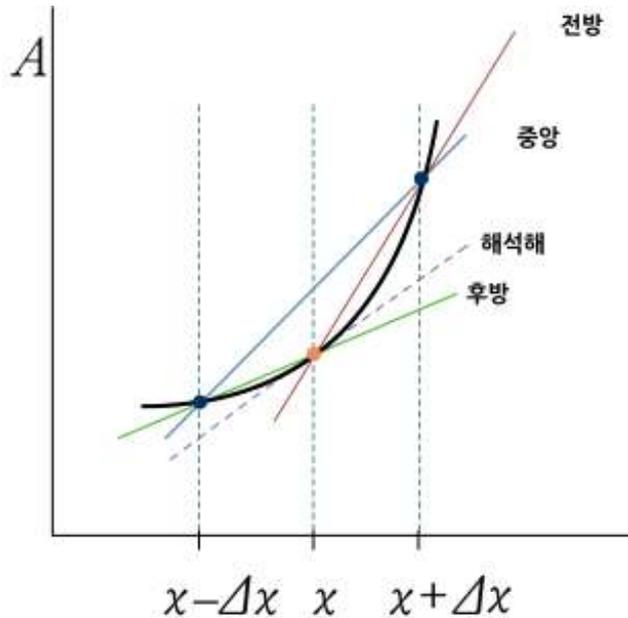
$$\frac{\partial A}{\partial x} \approx \frac{A(x + \Delta x) - A(x)}{\Delta x} \quad : \text{forward}$$

$$\frac{\partial A}{\partial x} \approx \frac{A(x) - A(x - \Delta x)}{\Delta x} \quad : \text{backward}$$

$$\frac{\partial A}{\partial x} \approx \frac{A(x + \Delta x) - A(x - \Delta x)}{2\Delta x} \quad : \text{centered}$$

6.3 편미분 방정식과 수치해법

이와 같이 얻어지는 차분식은 변화율을 근사하기 위해 사용한 값에 따라 전방(Forward), 후방(Backward), 그리고 중앙(Centered) 차분법으로 부른다(그림 6.13).



[그림 6.13] 종속 변수 A의 1계 미분항에 관한 전방(forward), 후방(backward), 중앙(centered) 차분 근사법(Kalnay, 2003 수정)

다시 위의 두 테일러 전개식을 이용하여 2계 도함수를 아래와 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial^2 A}{\partial x^2} = \frac{A(x + \Delta x) - 2A(x) + A(x - \Delta x)}{\Delta x^2} + O(\Delta x^2) \quad : \text{centered}$$

2계 이상 미분항을 생략하면, 이 식의 차분 근사식을 다음과 같이 얻을 수 있다.

$$\frac{\partial^2 A}{\partial x^2} \approx \frac{A(x + \Delta x) - 2A(x) + A(x - \Delta x)}{\Delta x^2}$$

따라서 2계 미분항은 중앙 차분법으로 나타낼 때 주어진 지점에서 값과 각각 양과 음의 방향으로 유한한 거리만큼 떨어져 있는 두 값을 이용하여 근사할 수 있으며, 근사에 따른 오차는 $O(\Delta x^2)$ 가 된다.

여기서 테일러 전개식의 고차항들을 포함하면 더 높은 정확도를 가진 차분 방정식을 얻을 수 있게 된다. 예를 들면 1계 도함수의 2차 정확도를 가지는 중앙 차분법과 4차 정확도를 가지는 중앙 차분법은 다음과 같다.

6.3 편미분 방정식과 수치해법

$$\frac{\partial A}{\partial x} = \frac{A(x + \Delta x) - A(x - \Delta x)}{2\Delta x} + O(\Delta x^2) \quad : 2차$$

$$\frac{\partial A}{\partial x} = \frac{4}{3} \frac{A(x + \Delta x) - A(x - \Delta x)}{2\Delta x} - \frac{1}{3} \frac{A(x + 2\Delta x) - A(x - 2\Delta x)}{4\Delta x} + O(\Delta x^4) \quad : 4차$$

더 많은 격자점을 이용하면 더 정확한 차분 근사식을 얻을 수 있는 장점이 있으나, 이로 인해 계산량이 증가하고 추가적인 경계 조건을 설정하여야 하는 단점이 발생한다. 따라서 편미분 방정식을 차분 방정식으로 근사할 경우 위의 조건들을 종합적으로 고려하여 차분 정확도를 결정하게 된다.

지금까지 x 방향에 대한 차분식을 제시하였으나 독립변수 y 와 z 그리고 시간 t 에 따른 변화율도 동일한 방법으로 근사할 수 있다. 결국 유한 차분법은 미분 방정식을 유한 차분 방정식으로 근사하고, 이 근사 방정식을 수치적으로 계산하여 해를 얻는 방법이다. 쉽게 알 수 있듯이 하나의 대기 운동 지배 방정식계에 대응하는 무수히 많은 차분 근사 방정식계가 유도될 수 있다. 따라서 서로 다른 근사 방정식으로부터 얻은 해들이 하나의 해로 수렴하는지 그리고 수치적으로 얻은 해가 풀고자 하는 편미분 방정식의 해와 일치하는지를 조사할 필요가 생기게 된다.

이 문제와 관련하여 미국의 수학자 랙스(P. Lax)는 수학적 정리(Lax Equivalence Theorem 또는 Lax-Richtmyer Theorem)를 제시하였다. 이 정리에 따르면 “선형 편미분 방정식이 초기값이 잘 정의된(Well-posed) 일관성(Consistency)을 가진 차분 방정식으로 근사 되었을 때, 이 차분법의 안정성(Stability)이 해의 수렴성(Convergence)의 필요충분 조건”이 된다. 여기서 차분 방정식이 가지는 ‘일관성’이란 차분 방정식을 얻을 때 사용했던 유한한 크기의 시간과 공간에 대해 그 크기를 0으로 가져가는 극한을 취하면, 차분 방정식이 원래의 편미분 방정식으로 일치되는 조건을 말한다. 즉,

$$\lim_{\substack{\Delta x \rightarrow 0 \\ \Delta y \rightarrow 0 \\ \Delta z \rightarrow 0 \\ \Delta t \rightarrow 0}} (F_i^n(A(i\Delta x, j\Delta y, k\Delta z, n\Delta t)) - f(A(x, y, z, t))) = 0$$

두 번째 차분법의 ‘안정성’은 시간 적분 과정에서 수치해가 발산(‘Blowing Up’)하지 않는 특성을 말한다. 해의 ‘수렴성’은 편미분 방정식을 수치적 방법으로 해를 구하였을 경우, 일관성의 특성에서와 비슷하게 시간과 공간에 대한 극한을 취할 경우 그 해가 원하는 편미분 방정식의 해에 수렴함을 의미한다.

6.3 편미분 방정식과 수치해법

이 해의 ‘수렴성’이 편미분 방정식을 수치적 방법으로 풀었을 경우 만족해야 하는 가장 중요한 조건이 된다. 하지만 대부분의 경우 편미분 방정식의 해석해를 구하기 어려우므로 이 특성을 조사하기 어렵다. 따라서 상대적으로 쉽게 조사할 수 있는 차분 방정식의 두 특성 즉, ‘일관성’과 ‘안정성’을 조사함으로써 ‘수렴성’이 만족하는지 여부를 확인하는 기준을 제시한다. 렉스의 이 수학적 정리는 비록 선형 편미분 방정식이며 초기 조건이 잘 정의되는 경우에 만족하는 제한적인 정리이지만, 해석해를 구하기 힘든 편미분 방정식을 차분 방정식을 통해 수치적으로 해를 계산할 수 있음을 보여주는 중요한 의미를 지닌다.

또 다른 수치 해법으로는 갤러킨 방법(Galerkin Method)가 있다. 이 방법은 종속 변수를 공간상에서 직교성을 가지는 기저 함수(Basis Function)의 급수(Series)로 표현한 후, 이를 편미분 방정식에 대입하면 풀어야 할 편미분 방정식이 시간에 대한 상미분 방정식(Ordinary Differential Equation)으로 변환하여 해를 구하는 수치 해법이다. 갤러킨 방법의 종류는 사용하는 기저 함수에 따라 분류할 수 있는데, 국지적인 영역에서 직교성을 만족하는 기저 함수(예, Chapeau Function)를 이용하는 유한 요소법(Finite Element Method)과 전역에서 직교성을 만족하는 함수(예, Sinusoidal Function)를 이용하는 분광법(Spectral Method)이 있다. 전지구모델에서 많이 이용되고 있는 분광 모델(Spectral Model)은 분광법을 기반으로 하는 모델이다.

임의의 주어진 영역에서 정의되는 일반적인 편미분 방정식은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$L(A(x,t)) = f(x), \quad \alpha \leq x \leq \beta$$

여기서 종속 변수 A는 $x-t$ 함수로 정의되며, $f(x)$ 는 강제항(Forcing Term)을 나타낸다. 일반적인 편미분 연산자 L 을 정의할 수 있고, 이류항과 확산항을 포함하는 선형 미분 방정식은 다음처럼 정의할 수 있다.

$$L = \frac{\partial}{\partial t} + c \frac{\partial}{\partial x} + \kappa \frac{\partial^2}{\partial x^2}$$

이 방정식의 종속 변수를 공간에 대해 직교성을 가지는 기저 함수를 이용하여 표현한 후, 이를 유한한 수의 함수의 합으로 근사한다. 즉,

6.3 편미분 방정식과 수치해법

$$A(x,t) = \sum_{k=1}^{\infty} a_k(t)\varphi_k(x) \approx \sum_{k=1}^N a_k(t)\varphi_k(x)$$

여기서 $a_k(t)$, $\varphi_k(x)$ 는 시간의 함수로 나타나는 급수의 계수와 직교성을 가지는 기저 함수를 나타낸다. 주어진 구간 $\alpha \leq x \leq \beta$ 에서 다음과 같은 조건을 만족할 때 어떤 함수가 직교성(Orthogonality)을 가진다고 한다.

$$\begin{cases} \int_{\alpha}^{\beta} \varphi_i \varphi_j dx = 0, & i \neq j \\ \int_{\alpha}^{\beta} \varphi_i \varphi_j dx \neq 0, & i = j \end{cases}$$

$$i, j = 1, \dots, N$$

직교성을 가지는 기저 함수의 급수로 표현된 종속 변수를 주어진 편미분 방정식에 대입하면,

$$L\left(\sum_{k=1}^N a_k(t)\varphi_k(x)\right) = f(x)$$

과 같이 얻을 수 있다. 또한 여기서 공간 미분항은 $\frac{d\varphi(x)}{dx}$ 로 해석적 방법으로 직접 계산할 수 있다. 위 식을 살펴보게 되면 기저함수는 알고 있는 값이므로 미분 방정식을 푸는 문제는 급수의 계수를 결정하는 문제가 됨을 알 수 있다. 또 하나의 특징은 유한 개수(N)의 기저함수를 사용하고 있는 점이다. 즉, 수치해가 근사해가 됨을 의미한다. 기저함수의 계수를 계산하기 위해서 위 식을 정리하여 에러항(Error 혹은 Residual)을 다음과 같이 정의한다.

$$e_N = L\left(\sum_{k=1}^N a_k(t)\varphi_k(x)\right) - f(x)$$

이 에러항이 최소가 되도록 계수를 결정하면 된다. 주어진 영역($\alpha \leq x \leq \beta$)에서 에러항과 기저함수가 직교한다는 수학적 정리(Theorem)를 이용하면 다음과 같이 쓸 수 있다.

6.3 편미분 방정식과 수치해법

$$\int_{\alpha}^{\beta} e_N \varphi_k dx = \int_{\alpha}^{\beta} \left(L \left(\sum_{k=1}^N a_k(t) \varphi_k(x) \right) - f(x) \right) \varphi_k dx = 0, \quad k = 1, \dots, N$$

위 식을 이용하면 N개의 선형 방정식을 얻을 수 있으므로, N개의 미지의 계수를 구할 수 있게 된다. 따라서 갤러킨 방법은 모델에서 사용하는 격자의 수와 기저 함수의 수가 유기적으로 관련되어 있음을 알 수 있다.

6.4 격자계와 차분법

대기 운동 지배 방정식을 푸는 두 가지의 수치적 방법 중에서, 일기 예보를 위한 지역 규모 수치 모델에서는 유한 차분법이 주로 사용된다. 먼저 예보를 내리고자 하는 관심 영역을 결정하고, 적절한 수평 및 연직 방향의 격자 간격과 적분 시간 간격을 설정하며 각 격자점에서 지배 방정식의 종속 변수들의 초기값을 설정한 후 경계 조건을 따라 시간 적분함으로써 오일러리안 형태의 지배 방정식을 풀게 된다. 여기서는 공간 변화율을 차분화하는 방법을 다양한 수평 및 연직 격자계의 종류와 함께 살펴보고 그 특성을 설명한다.

6.4.1 수평 격자계의 종류와 특성

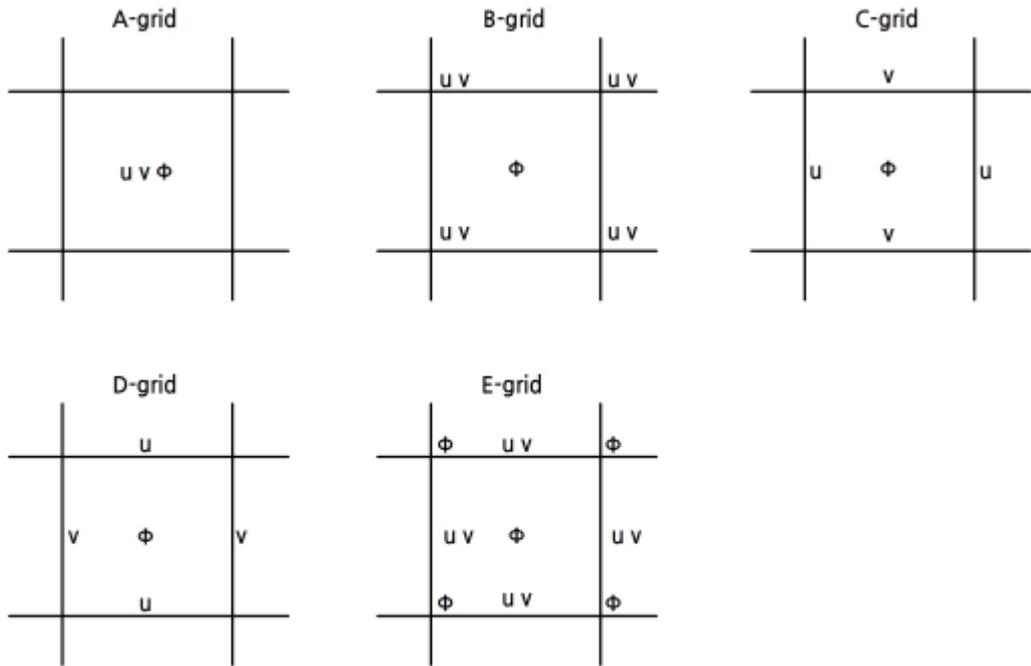
이 절에서는 수치 예보 모델을 위한 수평 격자계 및 차분법을 설명한다. 중요하게 다룰 문제는 대기 파동의 전파를 정확하게 모의하기 위한 다양한 수평 격자계의 특성을 파악한다. 정규 격자계(Regular Grid)와 엇갈린 격자계(Staggered Grid)를 비교 설명하고, 간단한 미분 방정식계를 이용하여 엇갈린 격자계의 장점을 설명할 것이다.

대기운동 지배 방정식은 분자 운동에 의한 소산을 무시한다면 쌍곡선형 미분 방정식에 속한다. 따라서 수치해의 특성이나 격자계의 선택에 있어 대기 파동의 전파 특성을 이해하는 것은 중요한 부분을 차지한다. 즉, 천천히 움직이는 파동(예, 로스비파)의 경우 실제 종관 규모의 날씨 예측에 중요하며, 빠르게 전파하는 음파(Acoustic Wave)와 중력파(Gravity Wave)는 대규모 운동의 균형 상태(지균 상태와 정역학 상태)로 조절하기 위한 요소로 수치 모델에서 적절히 표현되어야 한다. 뿐만 아니라 빠르게 전파하는 대기 파동의 경우 수치적 안정을 위해서 짧은 적분 시간을 요구하게 된다. 따라서 원하는 대기 운동과 상태를 예측하기 위해서는 이러한 대기 파동들을 적절히 모의할 수 있는 격자계의 선택은 중요한 요소가 된다.

그림 6.14는 2차원 천수 방정식계(Shallow Water Equation)를 풀기 위해 선택할 수 있는 수평 격자계의 종류를 예시하고 있다. A-격자계는 정규(Regular) 격자계로 세 개의 종속 변수가 격자의 중앙에 모두 정의되며, 그 외 격자계들은 바람장(u, v)과 질량장(Φ)이 서로 엇갈려 정렬되어 있는 엇갈린(Staggered) 격자계를 나타내고 있다. 이 격자계의 예시에서 알 수 있듯이 하나의 편미분 방정식계가 격자계를 달리하면서 다양한 형태의 차분 방정식으로 표현될 수 있다. 위에서 설명한 다양한 차분 방정식과 함께 수치 예보 방정식은 상당히 많은 경우의 수를 가지고 개발될 수 있다.

6.4 격자계와 차분법

이런 다양한 조합 중에서 가장 적합한 격자계를 선택하는 일은 간략히 설명하였듯이 각 격자계 그리고 이에 연계된 차분식의 대기 파동의 전파 특성을 파악함으로써 해결할 수 있다.



[그림 6.14] 2차원 천수 방정식(shallow water equation)을 위한 수평 격자계의 종류. A-격자계는 정규(regular) 격자계, B-, C-, D-, E-격자계는 엇갈린(staggered) 격자계를 나타냄. (Lauritzen, 2011, Arakawa and Lamb, 1977)

중력파의 전파 특성을 파악하기 위한 가장 간단한 형태의 방정식은 1차원, 선형, 비회전 천수 방정식으로 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \Phi_0 \frac{\partial u}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial \Phi}{\partial x} = 0$$

이 방정식은 정지 상태의 평형 지오폠펜셜(Φ_0)에 대한 섭동(Perturbation) 방정식으로, u 는 속도의 섭동(Perturbation)을, Φ 는 지오폠펜셜의 섭동을 각각 나타낸다.

6.4 격자계와 차분법

적분 구간을 무한대로 가정할 경우 파동 형태의 해를 아래와 고려할 수 있다.

$$\begin{aligned}\Phi &= \text{Re}(\hat{\Phi} \exp[i(kx - \omega t)]) \\ u &= \text{Re}(\hat{u} \exp[i(kx - \omega t)])\end{aligned}$$

여기서 k 와 ω 는 파수(Wavenumber)와 진동수(Frequency)를 나타내고, Re 는 해의 실수 부분을 의미한다. 이 식을 방정식에 대입하여 정리하면 다음과 같은 진동수-파수 방정식(Frequency-wavenumber Relation 혹은 Dispersion Relation)을 얻는다.

$$\omega = \pm k \sqrt{\Phi_0}$$

두 해는 각각 $\omega = +k\sqrt{\Phi_0}$ 로 오른쪽으로 전파하는 파 즉, $\Phi = u\sqrt{\Phi_0}$ 과 $\omega = -k\sqrt{\Phi_0}$ 로 왼쪽으로 전파하는 파 즉, $\Phi = -u\sqrt{\Phi_0}$ 로 이루어진다. x 축 방향으로만 파가 전파된다고 제한을 하였으므로, 얻어진 중력과 해는 위상 속도(Phase Velocity)와 그룹 속도(Group Velocity) 모두 $\sqrt{\Phi_0}$ 값을 가지며, 파수에 무관한(Independent) 비분산성(Non-dispersive) 파동임을 알 수 있다.

다음으로 수치적 방법으로 얻어지는 수치해를 구하고 편미분 방정식으로 부터 얻은 해석해와 비교해 보도록 하자. 이를 통해 다양한 격자계에서 수치해의 특성을 파악할 수 있다. 위의 천수 방정식을 정규 격자계(그림 6.15)에서 2차 정확도의 중앙 차분법을 적용하여 차분 방정식을 얻으면 다음과 같다.

$$\begin{aligned}\frac{\partial \Phi_j}{\partial t} + \Phi_0 \frac{u_{j+1} - u_{j-1}}{2\Delta x} &= 0 \\ \frac{\partial u_j}{\partial t} + \frac{\Phi_{j+1} - \Phi_{j-1}}{2\Delta x} &= 0\end{aligned}$$

각 변수의 격자 간격은 Δx 로 동일하다. 해석해를 구하는 과정과 비슷하게 다음과 같이 파동 형태의 해를 가정할 수 있다.

$$\begin{aligned}\Phi_j &= \text{Re}(\hat{\Phi} \exp[i(kx_j - \omega t)]) \\ u_j &= \text{Re}(\hat{u} \exp[i(kx_j - \omega t)])\end{aligned}$$

6.4 격자계와 차분법

이 때 파동해를 연속 함수가 아닌 이산 함수(Discretization Function)로 나타내어지고, x 방향의 미분항은 두 지수 함수의 차로 나타내어지는 점이 다르다. 수치 안정도 분석을 위해 사용하는 폰뉴만(Von Neumann) 분석 방법으로, 선형 미분 방정식에 사용된다. 따라서 단일 파수를 가지는 파동을 이용하여 분석하게 되면 ‘선형’의 정의에 따라 다른 파수의 파들의 합도 그 해가 되므로 전체 파동에 대한 특성을 파악 할 수 있게 된다. 예를 들면,

$$\frac{u_{j+1} - u_{j-1}}{2\Delta x} = \frac{u_j(e^{ik\Delta x} - e^{-ik\Delta x})}{2\Delta x} = \frac{i \sin(k\Delta x)}{\Delta x} u_j$$

로 나타낼 수 있다. 따라서 위에서 가정한 파동 형태의 이산 함수를 차분 방정식에 대입하여 정리하면 다음과 같은 수치해로 구해지는 파동 분산식(Dispersion Relation)을 얻을 수 있다.

$$\omega = \pm \left(\frac{\sin(k\Delta x)}{\Delta x} \right) \sqrt{\Phi_0}$$

그림 6.16은 위의 정규 격자계에서의 수치해의 중력과 주파수-파수 관계(분산식)를 보여준다(녹색선). 짧은 파장 영역(큰 파수 영역)에서 주파수의 감쇄가 크게 일어나고 있음을 보여준다. 특히 분해 가능할 가장 짧은 파장(2Δx)에 해당하는 파는 전파되지 않는 것을 알 수 있다. 뿐만 아니라 해석해와는 달리 파동의 위상 속도가 파수의 함수로 분산(Dispersion)이 일어나고 있다. 즉, 비분산성을 해석해 중력파가 수치해에서는 수치적 분산(Numerical Dispersion)이 일어나고 있다. 또한 파장이 4Δx 보다 작은 영역(k' < 0.5)에서는 파의 그룹 속도(Group Velocity)가 방향이 바뀌는 것을 보여주고 있다. 이는 해석해와 달리, 중력파에 의한 에너지 전파가 이 기준 파장(혹은 파수)를 기준으로 큰 파장과 짧은 파장에서 서로 반대 방향으로 일어남을 의미한다. 이렇게 파의 전파 특성을 잘 모의하지 못하면 수치 모델이 지균 조절 과정을 잘 모의하지 못하게 된다.

정규 격자계의 결과와 비교하기 위해 엇갈린 격자계(그림 6.15)에서 천수 방정식의 차분 방정식은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

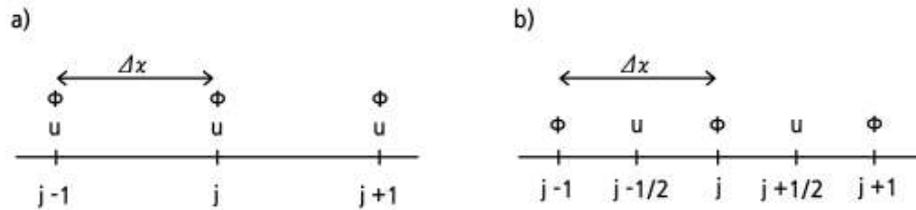
$$\begin{aligned} \frac{\partial \Phi_j}{\partial t} + \Phi_0 \frac{u_{j+1/2} - u_{j-1/2}}{\Delta x} &= 0 \\ \frac{\partial u_{j+1/2}}{\partial t} + \frac{\Phi_{j+1} - \Phi_j}{\Delta x} &= 0 \end{aligned}$$

6.4 격자계와 차분법

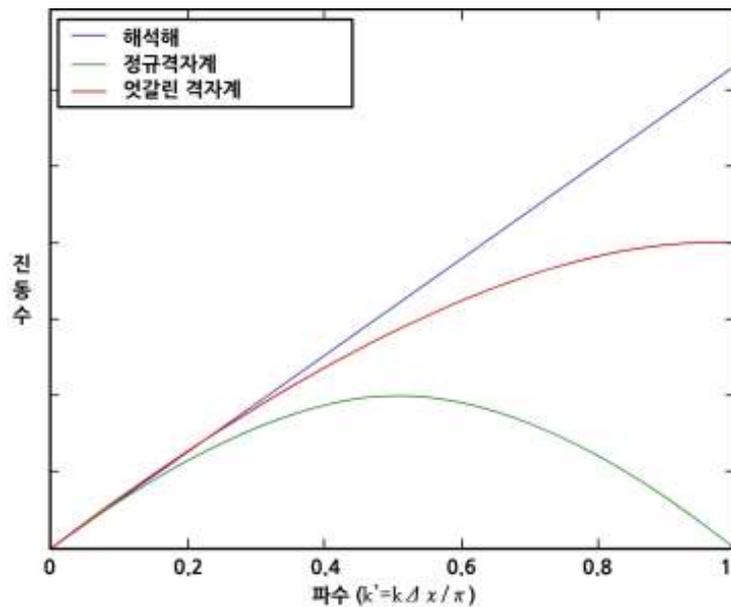
정규 격자계를 이용한 차분 방정식과 마찬가지로 공간에 대한 중앙 차분법을 이용하여 차분화하였다. 엇갈린 격자계를 이용하게 될 경우 차분식이 상대적으로 간단한 형태로 표현되며 공간 미분항이 더욱 정확하게 표현됨을 알 수 있다. 정규 격자계에서와 동일하게 엇갈린 격자계에서의 수치해를 분산식으로 나타내면 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\omega = \pm \left(\frac{\sin(k\Delta x/2)}{\Delta x/2} \right) \sqrt{\Phi_0}$$

이 분산식은 그림 6.16에서 적색으로 나타내었다. 정규 격자계에서의 수치해(녹색)와 비슷하게 수치적 분산이 일어나고 있으며 짧은 파장(혹은 큰 파수)에서 그 오차가 더 크게 나타남을 알 수 있다. 하지만 정규 격자계에서 보다 더욱 정확한 중력파의 전파가 이루어지고 있으며, 짧은 파장에서 에너지 전파 방향이 역전되는 현상이 엇갈린 격자계에서는 발생하지 않는 것을 볼 수 있다.



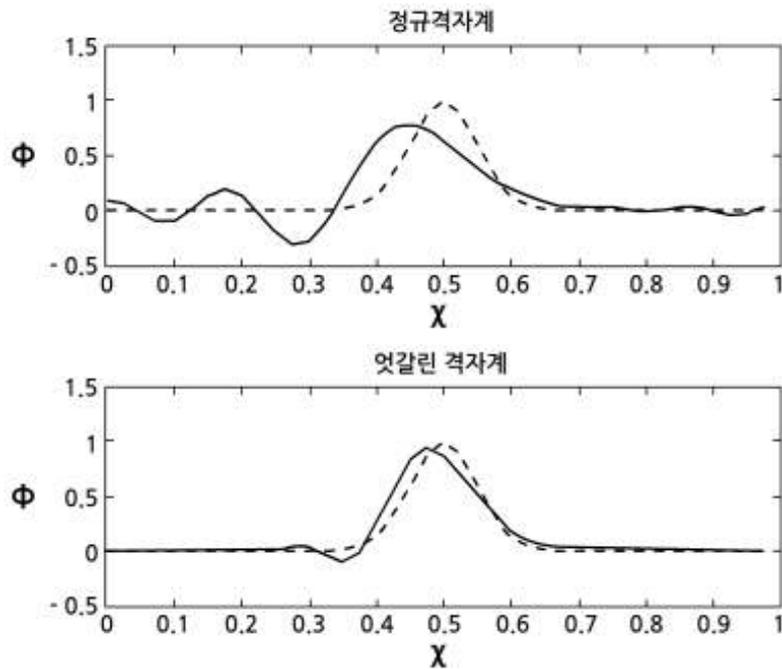
[그림 6.15] 1차원 a) 정규 격자계(Regular Grid)와 b) 엇갈린 격자계(Staggered Grid) 모식도. 두 격자계 모두 변수간의 격자 간격은 Δx 로 동일



[그림 6.16] 1차원 선형 천수 방정식의 분산식(Dispersion Relation): 해석해(청색), 정규 격자계(Regular or Non-staggered Grid; 녹색), 엇갈린 격자계(Staggered Grid; 적색)

6.4 격자계와 차분법

그림 6.17는 두 격자계를 이용하여 계산된 종속 변수 Φ 값을 나타낸다. 파의 수치적 분산(Numerical Dispersion)으로 인해 최고점이 해석해 보다 늦게 나타나는 오차가 발생하고 있으며, 파의 진행 방향 후면에 잔파가 발생하는 것을 볼 수 있다. 이 두 수치해의 오차는 정규 격자계에서 엇갈린 격자계에 비해 크게 나타남을 알 수 있다.



[그림 6.17] 정규 격자계와 엇갈린 격자계에서 계산된 선형 천수 방정식의 수치해 (중력파) 모의 비교. 점선은 Φ 값의 초기값을 나타내며 실선은 각각 주기성(periodic) 경계 조건을 이용하여 도메인을 왼쪽에서 오른쪽 방향으로 1회 순환한 후의 결과를 각각 나타낸다. 초기 값 Φ 는 $8\Delta x$ 에 해당하는 영역에 분포한다. (Lauritzen, 2011)

다음은 회전 효과를 고려한 2차원 천수 방정식을 이용하여 관성 중력과 (Inertia-gravity Wave)의 전파 특성을 파악해 보자. 지배 방정식은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Phi}{\partial t} + \Phi_0 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) &= 0 \\ \frac{\partial u}{\partial t} - f_0 v + \frac{\partial \Phi}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial v}{\partial t} + f_0 u + \frac{\partial \Phi}{\partial y} &= 0 \end{aligned}$$

여기에 임의의 단일 파동 $\exp\{i(kx + ly - \omega t)\}$ 에 비례하는 파동 해를 가정하여, 진동수-파수 관계식을 구하면 다음과 같다.

6.4 격자계와 차분법

$$\omega(\omega^2 - f_0^2 - (k^2 + l^2)\Phi_0) = 0$$

여기서 $\omega = 0$ 는 로스비 파(Rossby Wave)에 해당한다. 천수 방정식에서 코리올리 파라미터 f 를 상수로 가정하면 로스비 파는 전파되지 않음을 의미한다. 또 다른 진동수-파수 관계식이 관성 중력파에 해당한다. 진동수는 수평 파수에 비례하고, 따라서 관성 중력파는 분산파(Dispersive Wave)의 특성을 가진다. 위상 속도와 그룹 속도는 파동 벡터(Wave Vector) 방향으로 향해 있다. 여기서 중요한 파라미터인 로스비 반경(Rossby Tadius 혹은 Rossby Deformation Radius)을 다음과 같이 정의할 수 있다.

$$\lambda = \frac{\Phi_0^{1/2}}{f_0}$$

이 값은 지균 균형을 이루는 운동에 대한 수평 규모로, 관성 시간 규모 ($1/f_0$)동안 중력파가 전파해 갈 수 있는 거리로 해석할 수 있다. 로스비 반경보다 충분히 작은 공간 규모의 경우 분산식은 $\omega^2 = (k^2 + l^2)\Phi_0$ 로 중력파에 의한 지균 조절이 우세하며, 기압 경도력이 가장 중요한 강제력으로 작용한다. 반면 로스비 반경보다 충분히 큰 공간 규모의 경우 분산식은 $\omega^2 = f_0^2$ 로 관성파에 의한 지균 조절이 우세하며, 전향력이 역학 과정에서 중요한 역할을 한다.

위와 같은 특성을 가지는 관성 중력파의 다양한 격자계에서의 전파 특성을 비교하여 보자. 폰 뉴만 분석법을 이용하여 1차원 천수 방정식계의 풀이에서와 같은 방법으로 다양한 격자계에서의 수치해의 분산식을 구할 수 있다. 그림 6.18는 모델 격자 간격이 로스비 반경보다 작을 경우(혹은 로스비 반경이 모델에 의해 잘 분해되는 경우) ($\Delta x/\lambda=0.2$)와 클 경우($\Delta x/\lambda=5$)에 대해 진동수의 수치해와 해석해의 비를 나타내고 있다. A-격자계는 로스비 반경을 잘 분해하는 경우(그림 6.18a), 격자 규모에 의해 잘 분해되는 관성 중력파($k\Delta x$ 와 $l\Delta y$ 가 작은 영역)들은 잘 모의한다.

또한 로스비 반경이 잘 분해되지 않는 경우(그림 6.18b), 격자 규모 부근의 파동들은 전향력에 의해 크게 영향을 받으므로 관성 중력파가 잘 분해되고 있다. 하지만 로스비 반경이 잘 분해되는 경우(그림 6.18a), 격자 규모 부근의 파동($k\Delta x$ 와 $l\Delta y$ 가 큰 영역)들은 기압 경도력과 발산항에 의해 주로 영향을 받으므로 수치해의 정확도가 현저히 떨어지는 것을 알 수 있다. B-격자계의 경우, A-격자계와 비슷하게 로스비 반경을 잘 분해되지 않는 경우(그림 6.18d)는 좋은 수치 정확도를 보이나, 로스비 반경이 잘 분해되지 않는 경우(그림 6.18c) 관성 중력파의 정확도가 떨어지는 모습을 보인다.

6.4 격자계와 차분법

하지만, 격자 규모 부근의 파동들은 A-격자계에서보다는 정확하게 모의되는 것을 알 수 있다(그림 6.18c). C-격자계의 변수들의 배치는 천수 방정식의 미분항들(기압 경도력과 수평 발산항)을 간결하고 표현하기에 좋은 장점을 가진다(그림 6.12). 하지만 전향력의 계산을 위해서 A-와 B-격자계와는 달리 u 와 v 는 평균을 취해야 한다. 이 격자계를 이용할 경우, 로스비 반경이 잘 분해될 경우(그림 6.18e), 관성 중력파는 기압 경도력과 발산항에 의해 영향을 받으므로 수치해의 정확도가 다른 격자계보다 높다.

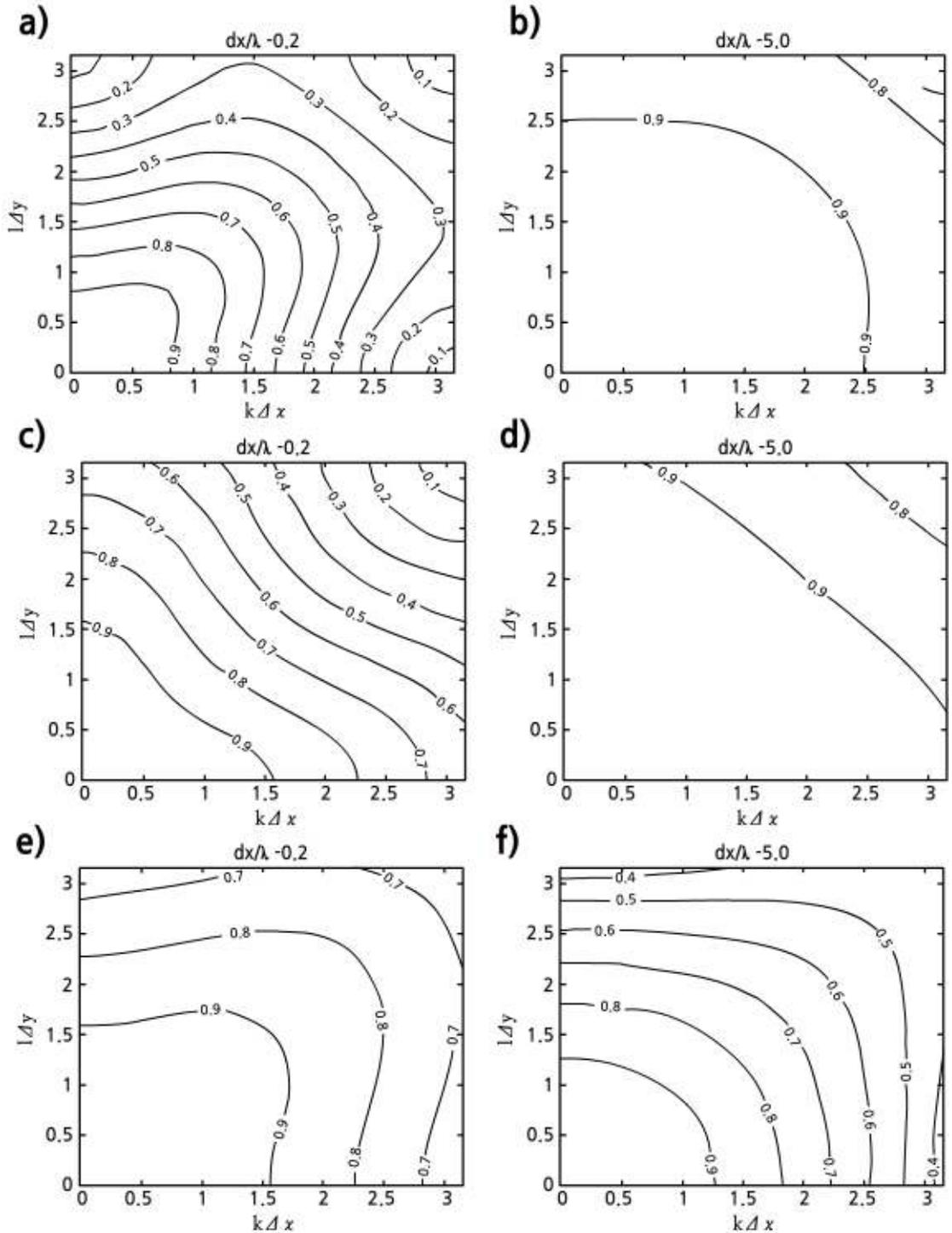
특히, 격자 규모 부근의 파동($k\Delta x$ 와 $l\Delta y$ 가 큰 영역)들에서 좋은 결과를 보인다. 하지만 로스비 반경이 잘 분해되지 않는 경우(그림 6.18f), 격자 규모 부근의 파동은 전향력의 영향을 주로 받는 규모를 가지게 되므로 다른 두 격자계에 비해 낮은 정확도를 보인다. 따라서 C-격자계는 격자 간격이 작은 고해상도 모델에서 보다 정확한 수치해를 보여주고, A-와 B-격자계는 상대적으로 해상도가 낮은 모델에서 유리할 수 있음을 보여주고 있다. 대기 운동의 경우 로스비 반경은 약 1000km정도이므로, 대부분의 모델들이 로스비 반경을 잘 분해하는 영역(Regime)에 포함되어 있어 모델을 개발할 경우 종종 C-격자계를 사용한다.

반면 해양 모델의 경우 로스비 반경은 대략 10km 정도로 보통의 해양 모델의 격자 간격으로 잘 분해되지 않는 영역에 있다. 따라서 B-격자계를 이용하는 모델들이 많다. 컴퓨터 성능의 향상과 함께 격자 크기가 점점 작아지게 되면 (고해상도 수치 모의를 하게 되면) 관성중력파의 수치 모의를 위해서는 C-격자계가 더욱 선호될 수 있음을 예상할 수 있다. 다만 수치 예보에서 로스비 파의 정확한 모의는 중력파 모의의 정확도에 선행해야 함은 자명하다. C-격자계에서 로스비 파의 전파에 중요한 역할을 하는 전향력의 정확한 계산을 위해 아래의 방법이 제시되었다(Thuburn, 2007).

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} - \overline{f_0 v^y}^x + \frac{\partial \Phi}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \overline{f_0 u^x}^y + \frac{\partial \Phi}{\partial y} &= 0\end{aligned}$$

위 식에서 전향력 항은 대응하는 속도 성분을 필요한 격자점으로 내삽하는 대신, 먼저 속도 성분을 방향에 따라 내삽한 후 각 격자점에서 계산된 전향력을 필요로 하는 격자점으로 내삽하는 방법을 취한다. 이런 방식의 계산으로 짧은 파장을 가지는 로스비 파의 정확도가 향상되는 것을 보였다.

6.4 격자계와 차분법



[그림 6.18] A-격자계(a와 b), B-격자계(c와 d), C-격자계(e와 f)에서 공간 파수에 따른 수치해와 해석해의 진동수 비율: 로스비 반경(Rossby Radius) 규모의 운동이 잘 분해되는 경우($\Delta x/\lambda=0.2$)와 잘 분해되지 않는 경우($\Delta x/\lambda=5$). 등치선 간격은 0.1이며 수치해와 해석해가 일치할 경우 1.

6.4 격자계와 차분법

6.4.2 연직 격자계의 종류와 특성

6.2.4절에서 수치 모델을 위한 다양한 연직 좌표계가 존재하고 각각 장/단점을 가지고 있음을 설명하였다. 연직 격자계는 각운동량(Angular Momentum)이나 에너지(Energy)와 같은 보존량을 잘 유지할 수 있는지 여부와 정역학 평형(Hydrostatic Balance)과 파동에 의한 정역학 조절 과정이 수치적 오차를 줄이면서 잘 표현되는지에 의해 결정된다. 엇갈린 격자계는 연직 격자계에서도 적용된다. 수평 격자계에서와 마찬가지로 엇갈린 격자계를 사용하면 계산 시간과 컴퓨터 메모리 사용량을 줄일 수 있으며, 오일러리안 미분항을 간단하게 표현 할 수 있다는 장점이 있다.

정역학 방정식을 푸는 모델은 보통 수평 바람장과 하나의 열역학 변수를 포함한 3개의 예단 변수(Prognostic Variables)를 가진다. 정역학 근사 방정식을 사용하게 되면 빠르게 전파하는 음파(Acoustic Wave)와 중력파(Gravity Wave)가 제거되어 수치적 안정도가 높아진다. 이런 정역학 방정식을 푸는데 많이 사용되는 대표적인 연직 격자계로는 로렌츠(Lorenz) 격자계와 차니-필립스(Charney-Phillips) 격자계가 있다(그림 6.19). 로렌츠 연직 격자계는 어떤 상황에서 물리적 의미를 가지지 않는 파동(수치적 모드; Computational Mode)을 생성하여 수치적 오차를 일어킬 수 있는 단점을 가지는 것을 알려져 있다(Schneider, 1987).



[그림 6.19] 정역학 방정식을 풀기 위한 로렌츠 격자계(좌)과 차니-필립스 격자계(우)

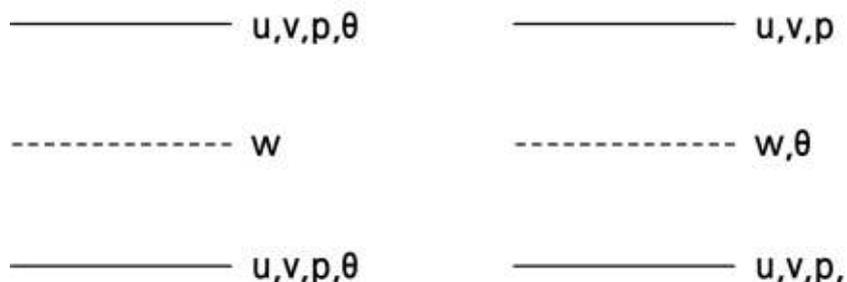
정역학 근사를 하지 않은 압축 오일러 방정식을 고려할 경우 음파, 관성 중력파, 그리고 로스비 파가 제거되지 않는다. 이 지배 방정식계는 5개의 예단 변수를 가지게 되는데, 보통 3차원 바람장과 열역학 변수들이 그것이다. 따라서 이들 변수를 엇갈린 격자계에 나타낼 수 있는 방법은 무수히 많다.

6.4 격자계와 차분법

이런 다양한 조합을 이용한 연직 격자계에서의 수치해의 분석 결과, 정확한 관성 중력파를 표현하기 위해서는 음파를 정확하게 모의하여야 하며, 정확한 로스비 파의 모의를 위해서는 적절한 관성 중력파의 모의가 선행되어야 하는 것으로 알려져 있다(Thuburn and Woollings, 2005). 그림 6.20은 대표적인 두 가지 연직 격자계의 구성을 보여주고 있다. 음파, 관성 중력파 그리고 로스비 파의 분산식(Dispersion Relation)을 분석하면 변수들간의 배치를 어떻게 해야 할 지 정보를 얻을 수 있다.

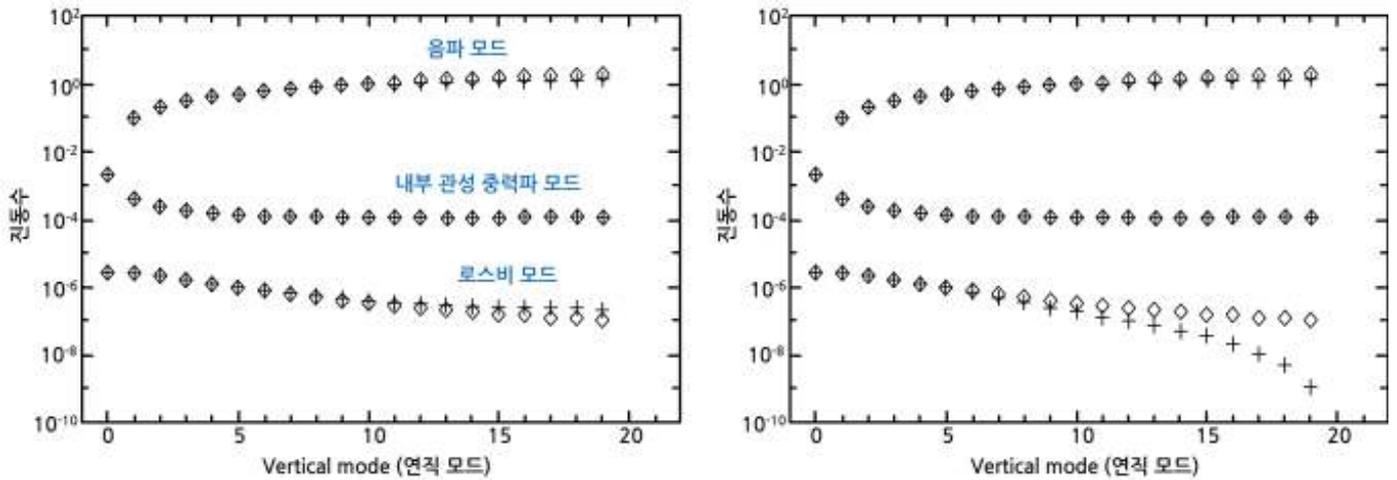
음파의 경우 연직 운동량 w 와 기압 p 가 엇갈려 배치 될 경우 연직방향의 기압 경도를 보다 정확하게 계산할 수 있어 유리하다. 관성 중력파의 경우 음파의 전파와 비슷하게 w 와 p 가 엇갈려 배치되어야 하고 또한 부력이 w 와 같이 위치하여야 더욱 정확한 계산이 가능하게 된다. 여기서 부력 계산을 위한 열역학 변수는 온위 θ 를 사용하여 w 와 같은 레벨에 위치시켜야 한다. 로스비 파의 분산식에서 정확한 파의 모의를 위해서는 기압 p 는 w 와 엇갈려 배치되어야 하고, 수평 운동량(u, v)은 p 와 같은 높이에 위치해야 한다.

또한 온위 θ 는 w 와 같은 높이에 정렬되어야 더욱 정확한 계산이 가능하게 된다. 차니-필립스 연직 격자계(그림 6.20)가 이러한 조건을 만족하도록 예단 변수들이 설정되어 있는 것을 알 수 있으며, 보다 정확한 파동의 전파와 정역학 조절이 가능하리라는 것을 기대할 수 있다. 그림 6.21은 차니-필립스 연직 격자계와 로렌쯔 연직 격자계에서 각각 모의된 음파, 관성 중력파, 그리고 로스비 파의 수치적 분산 관계(+)와 해석해(\diamond)를 비교하고 있다. 두 연직 격자계 모두 음파와 관성 중력파의 전파를 잘 모의하고 있음을 볼 수 있다. 하지만, 로렌쯔 연직 격자계에서는 로스비 파의 전파가 늦게 일어나는 양상을 보여준다.



[그림 6.20] 정역학 가정을 하지 않는 모델의 로렌쯔 격자계(좌)과 차니-필립스 격자계(우).

6.4 격자계와 차분법



[그림 6.21] 차니-필립스 연직 격자계(좌)와 로렌즈 연직 격자계(우)에서 음파, 관성 중력파, 그리고 로스비 파의 수치 계산된 분산 관계(+)와 해석해의 분산 관계(\diamond)의 비교. 서쪽으로 전파하는 파동에 대한 결과를 나타내고 있다(Lauritzen, 2011 수정).

간략히 정리하자면, 다양한 형태의 연직 좌표계가 제안될 수 있으며, 여기서는 대표적인 두 연직 좌표계를 예로 비교하였다. 차니-필립스 연직 좌표계의 경우 로렌즈 연직 좌표계에 비해 대기 파동의 전파를 보다 적절히 모의할 수 있는 것으로 알려져 있다. 하지만 이 절에서 설명하지 않았지만 각 운동량이나 에너지 보존 특성은 로렌즈 연직 좌표계가 더 우수한 것으로 알려져 있다. 수치 예보 역학 관점에서 어떤 특성을 더 잘 유지해야 할지는 쉽게 결정하기 어려운 문제로 여전히 연구가 진행되고 있다.

또한 서로 다른 수평 격자계와 연직 격자계의 비교를 위해 비교적 간단한 대기 파동을 설명할 수 있는 방정식을 이용하였으나, 실제 수치 예보 방정식은 더욱 복잡한 역학 구조를 가지고 있으며 다양한 물리 과정이 포함되어 있으므로 단정적으로 어떤 격자계가 다른 격자계에 비해 더 우수하다고 단언하기는 어려울 것이다.

6.4 격자계와 차분법

6.4.3 격자 해상도(Grid Resolution)와 모델 해상도(Model Resolution)

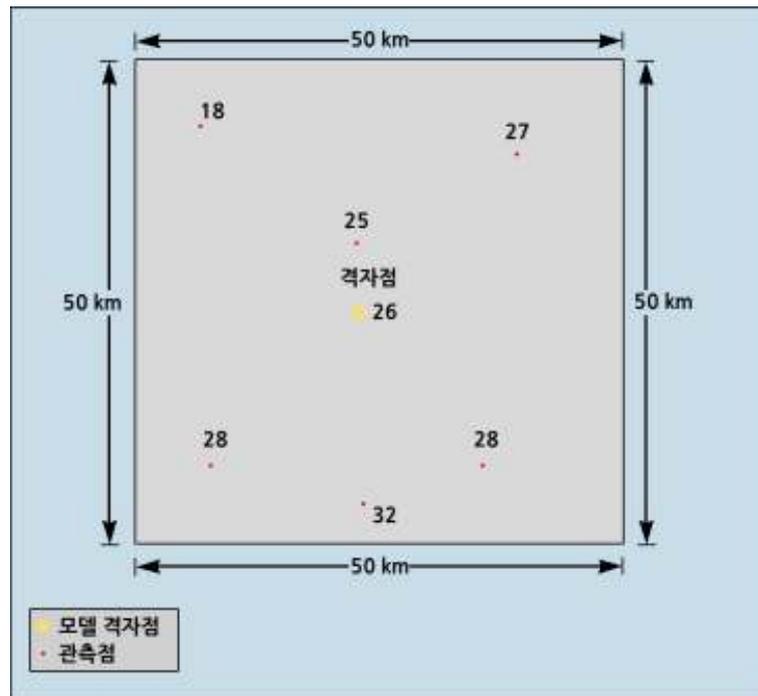
일반적으로 ‘해상도(Resolution)’란 용어는 모델에 사용된 격자점 간격(Grid Spacing, Grid Increment, Grid Resolution)을 나타내는 말로 자주 사용된다. 예로 ‘50km×50km의 해상도를 가지는 모델’이라고 할 때, 이는 모델의 격자점 간격을 나타내고 있음에도 모델의 해상도로 혼용하여 사용하는 경우가 많다. 여기서 이들 용어에 대해 좀 더 명확한 정의를 해 두는 것이 수치 모델의 수행 결과를 해석하는데 도움이 될 것이다.

그림 6.22는 수평 격자 간격이 50km인 모델의 한 격자점을 나타낸다. 이 모델에서 격자점의 값은 격자점 내에 있는 정보들의 시/공간적인 평균을 의미한다. 따라서 그림에 나타낸 격자점은 2,500km²의 영역을 대표하고 있다. 이 격자점에 상응하는 관측값들이 여럿 존재 할 경우, 모델 결과와 비교는 신중하게 이루어져야 함을 잘 보여주고 있다. 표본 이론(Sampling Theory)에 따르면, 격자점 간격 ΔX 가 정해지면 이 표본 간격으로 나타낼 수 있는 정보의 공간 규모는 $2\Delta X$ 보다 큰 규모에 국한된다. 또한 이론적으로 표현할 수 있는 가장 작은 공간 규모가 $2\Delta X$ 이지만 이런 규모의 운동들의 분해 정확도는 상당히 떨어지게 된다. 이런 이유로 어떤 대기 현상을 수치 모의하였을 경우 $4\Delta X$ 보다 작은 규모의 운동은 적절히 모의하지 못한다(Pielke, 1991; Grasso, 2000). 즉, ‘50km×50km의 격자 간격을 가지는 모델의 경우, 모델 해상도(또는 유효 모델 해상도, Effective Model Resolution)는 2,000km×2,000km’보다 크다는 것을 의미하며, ‘격자 간격 혹은 격자 해상도’와 ‘모델 해상도 혹은 유효 모델 해상도’는 그 용어를 구분하여 사용함이 바람직하다.

최근의 이에 관한 논의는 과거의 이런 사실을 좀 더 발전시키고 있다. 수치 모델에서는 대기 운동 지배 방정식의 비선형항은 끊임없이 파동 상호작용을 일으키고 있으며, 이 결과로 상대적으로 큰 규모와 작은 규모 쪽으로 동시에 에너지 전파가 이루어진다. 이때 $2\Delta X$ 보다 짧은 파동이 생성될 경우 모델은 이보다 큰 파장의 파동으로 해석하여 큰 파장의 파동에 에너지가 축적되는 현상, 즉 앨리어싱(Aliasing or Nonlinear Instability)이 발생한다. 이런 수치 불안정이 발생하게 되면 모델은 짧은 시간 내에 발산(‘Blowing Up’)하게 되므로, 차분식이나 인위적인 필터를 통해 지속적으로 작은 파장의 파동을 제거하게 된다.

6.4 격자계와 차분법

또한 파동의 위상과 진폭은 사용하는 격자 체계에 따라 다른 수치적 해의 거동을 보이며, 역시 격자 간격에 비해 작은 규모의 운동에서 더 큰 차이를 보여주고 있다(Mesinger and Arakawa, 1976). 즉 수치 모델은 수치해의 안정성을 확보하기 위해 $2\Delta X \sim 4\Delta X$ 의 파장을 가지는 파동을 지속적으로 제거하여 실제 모델의 해상도는 $4\Delta X$ 보다 훨씬 낮아지게 된다.



[그림 6.22] 모델의 격자점과 격자점 내 포함된 관측값을 나타내는 모식도 (COMET <http://meted.ucar.edu/nwp/course/index.htm>).

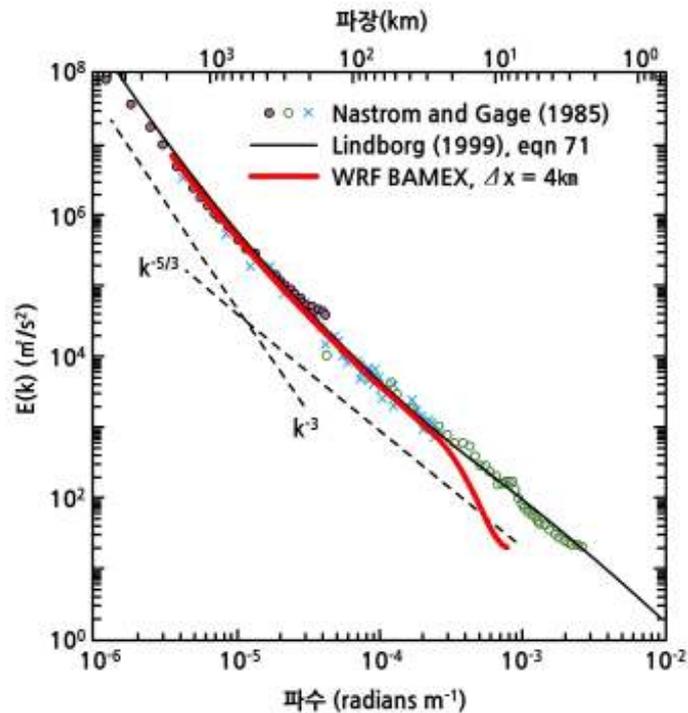
모델에 의해 모의된 대기 운동 에너지 스펙트럼 분석을 통하여 유효 모델 해상도를 결정할 수 있다(Skamarock, 2004). 그림 6.23은 관측을 통해 얻은 대기 중 운동 에너지 스펙트럼과 WRF 모델로 모의된 결과를 비교하고 있다. 격자 간격 4km로 모의된 결과는 관측을 통해 얻은 대규모 운동에 의한 기울기 -3 의 스펙트럼과 중규모 및 그 이하의 규모 운동에 의한 기울기 $-5/3$ 의 스펙트럼을 정확하게 잘 모의하고 있는 것을 알 수 있다.

하지만 작은 규모의 파동의 경우 관측에 비해 현저한 차이를 보이는 곳을 확인 할 수 있다. 그림 6.23은 서로 다른 격자 간격을 이용하여 모의된 모델의 바람장을 이용한 에너지 스펙트럼을 비교하고 있다. 이 결과에 따르면 파장이 대략 $7\Delta X$ 이상인 파동이 모델의 의해 잘 분해되고 있음을 볼 수 있으며, 이 값을 유효 모델 해상도라 볼 수 있다. 이 결과는 WRF의 주어진 구성으로 얻은 값으로 일반적으로 말한다면 대략 $7\Delta X \sim 10\Delta X$ 정도를 모델이 실제 분해해 낼 수 있는 운동의 규모, 즉 유효 모델 해상도로 볼 수 있다.

6.4 격자계와 차분법

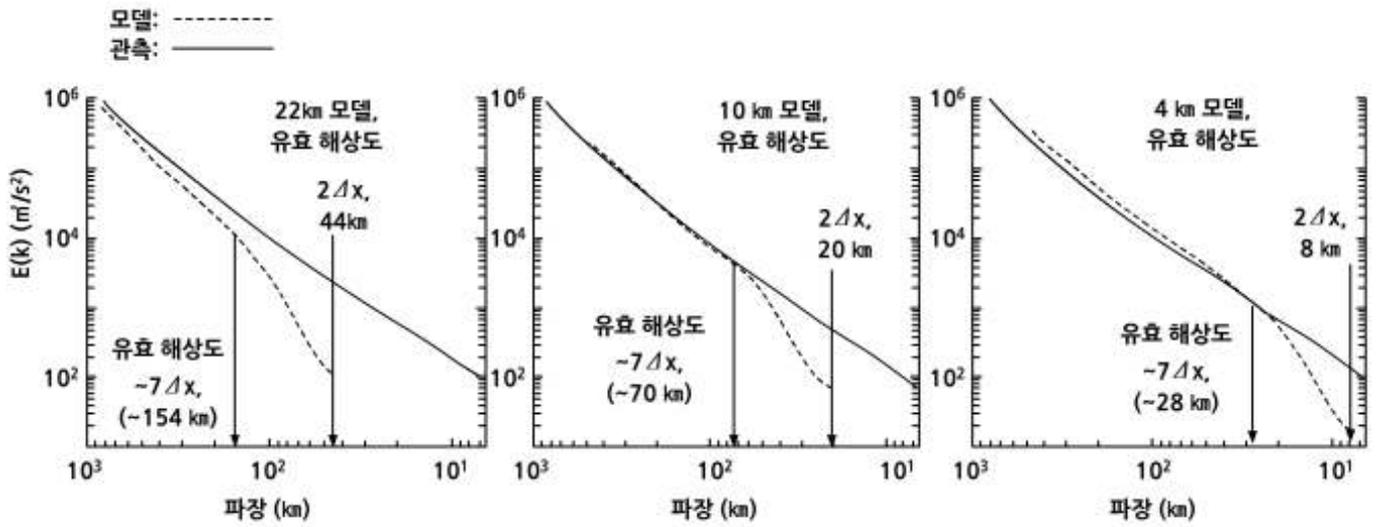
따라서, 1000km의 수평 규모를 가지는 중관장의 예보를 주된 목적으로 할 경우 20-50km의 수평 격자 간격이면 충분하지만, 수 km의 수평 규모를 가지는 대류 현상을 모의하고자 할 경우에는 수 백 m의 격자 간격을 사용해야 될 수도 있음을 시사한다.

‘해상도’에 관한 논의는 모델의 연직 격자 간격과 연직 모델 해상도에도 동일하게 적용할 수 있으며, 정적 자료(Static Data), 위성 및 레이더 등 원격 탐사 관측 등에도 확장하여 적용할 수 있겠다. 예를 들어, 10km 간격의 지형 고도 자료가 있다면 이 자료로부터 얻을 수 있는 공간 규모 해상도는 20km 이상이 되며, 12km의 Footprint를 가지는 적외 영상을 고려할 경우 이 적외 영상에서 뇌우(Thunderstorm)를 관찰할 수 있겠으나, 뇌우의 공간규모를 고려하면 그 이미지는 낮은 해상도를 가진다고 할 수 있다.



[그림 6.23] 관측 및 수치 모의된 에너지 스펙트럼 비교. BAMEX 스펙트럼: WRF 4 km 모의 결과, GASP 관측: Nastrom and Gage, 그리고 MOSAIC 관측: Lindborg. (Nastrom and Gage, 1985; Lindborg, 1999; Skamarock, 2004) (Skamarock, 2004).

6.4 격자계와 차분법



[그림 6.24] 수치 모델의 수평 격자 간격과 모의된 대기 운동 에너지 스펙트럼과의 관계 (Skamarock, 2004)

6.5 시간 차분법

일반적으로 상미분 방정식과 비교할 때, 편미분 방정식을 시간 적분하는 방법은 낮은 차수(Low Order) 방법을 주로 이용한다. 그 이유는 편미분 방정식의 경우 수치해의 오차는 시간 미분항의 차분 근사에 의해서도 발생하지만 공간 미분항들의 차분 근사, 즉 절단 오차(Truncation Error)에 의해서도 발생하게 되는데, 많은 경우 공간 차분에 의해 발생하는 오차가 시간 차분에 의해 발생하는 오차보다 큰 값을 가지기 때문이다. 또한 고차 시간 차분법을 이용할 경우 더 많은 계산량과 컴퓨터 메모리 사용량 등의 추가적인 자원을 요구하게 되므로, 어떤 경우에는 이러한 컴퓨터의 물리적 제한 문제로 고차 시간 차분법의 적용이 불가능하기도 하다. 따라서 대부분의 수치예보 모델의 경우 저차(Low Order) 시간 적분법이 사용된다. 이 절에서는 다양한 시간 적분 방법에 대해 주로 간단한 상미분 방정식을 이용하여 알아보도록 한다.

간단한 시간 t 를 독립변수로 하는 상미분 방정식은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{dA}{dt} = F(A, t), \quad A(0) = A_0$$

임의의 시간 $t_n = n\Delta t, n = 0, 1, 2, \dots$ 에서 종속 변수 $A(t_n)$ 의 값을 수치적 방법으로 계산하기 위해서는 위의 미분 방정식을 시간에 대한 이산화(Discretization)를 통해 대수 방정식(Algebraic Equation)으로 표현한다. 미분 방정식을 대수 방정식으로 바꾸는 방법은 두 가지로 생각해 볼 수 있다. 위의 미분항을 테일러 급수 전개를 이용한 유한 차분법으로 표시하는 방법과 위 방정식의 양 변을 시간 간격 Δt 동안 적분하여 얻는 방법이 있다.

$$A(t_{n+1}) = A(t_n) + \int_{t_n}^{t_{n+1}} F(A(t), t) dt$$

적분에 의한 방법은 위의 적분항을 적절히 수치적 방법으로 표시하면 원하는 대수 방정식을 얻게 된다.

공간 차분법에서와 비슷하게 테일러 급수 전개를 시간 미분에 적용하면 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$A(t_n + \Delta t) = A(t_n) + \Delta t \frac{dA}{dt}(t_n) + \frac{(\Delta t)^2}{2} \frac{d^2 A}{dt^2}(t_n) + \frac{(\Delta t)^3}{6} \frac{d^3 A}{dt^3}(t_n) + \dots,$$

$$A(t_n + \Delta t) = A(t_n) - \Delta t \frac{dA}{dt}(t_n) + \frac{(\Delta t)^2}{2} \frac{d^2 A}{dt^2}(t_n) - \frac{(\Delta t)^3}{6} \frac{d^3 A}{dt^3}(t_n) + \dots$$

$$t_n = n\Delta t, n = 0, 1, 2, \dots$$

6.5 시간 차분법

따라서 위의 두 식을 이용하면 시간 미분항을 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{dA}{dt} = \frac{A(t_n + \Delta t) - A(t_n)}{\Delta t} + O(\Delta t) \approx \frac{A(t_n + \Delta t) - A(t_n)}{\Delta t} \quad : \text{forward}$$

$$\frac{dA}{dt} = \frac{A(t_n + \Delta t) - A(t_n - \Delta t)}{2\Delta t} + O(\Delta t^2) \approx \frac{A(t_n + \Delta t) - A(t_n - \Delta t)}{2\Delta t} \quad : \text{centered}$$

위의 두 식은 모두 Δt 가 0으로 근접하면 절단 오차항(Truncation Error)도 0으로 수렴하므로 앞서 설명한 차분 방정식의 ‘일관성’ 특성을 만족한다. 유한한 Δt 를 이용할 경우 위의 식은 서로 다른 대수 근사 방정식이 된다. 여기서 시간에 대한 전방(Forward) 차분법과 중앙(Centered) 차분법은 각각 시간에 대한 1차와 2차 정확도를 가지는 유한 차분식을 나타낸다. 차분식의 정확도가 도함수(Derivative) 계산의 정확도를 의미하지는 않는다. 즉, 중앙 차분법이 전방 차분법에 비해 실제 미분항을 더 정확하게 표현한다는 의미가 아님에 유의할 필요가 있다.

따라서 주어진 미분 방정식은 전방 차분법을 이용하여 근사한 대수 방정식으로 나타내면 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\frac{A_{n+1} - A_n}{\Delta t} = F(A_n, t_n)$$

이 식에서 초기값 A_0 가 주어지면 A_1 을 구할 수 있고, 회귀적(Recursively)으로 이 식을 적용하면 A_n 에서 A_{n+1} 를 구할 수 있게 된다. 우변의 강제항의 계산 방식에 따라 좀 더 일반적인 형태로 나타내면 다음과 같다.

$$\frac{A_{n+1} - A_n}{\Delta t} = (1 - \alpha)F(A_n, t_n) + \alpha F(A_{n+1}, t_{n+1})$$

$\alpha = 0$ 일 경우 전방 차분법 (혹은 오일러 방법)이라 하고, $\alpha = 1$ 일 경우 후방 차분법 (혹은 후방-오일러 방법)이라고 한다. $\alpha = 1/2$ 경우 Trapezoidal Method라 한다. 공간 차분법에서와 마찬가지로 어떤 미분 방정식을 ‘일관성(Consistency)’이 보장되는 다양한 차분 근사 방정식으로 근사할 수 있게 된다. 렉스의 정리에 따라 해석해에 수렴하는 수치해를 얻기 위해서는 차분법의 ‘안정도’가 보장되어야 한다. 따라서 가장 이상적인 차분식의 선택은 수치적 안정도와 정확도를 동시에 고려하여야 한다. 즉 시간에 따른 적분의 안정성이 보장되면서 정확도가 높은 차분식을 사용할 때 가장 이상적인 ‘수렴하는’ 수치해를 얻을 수 있게 된다. 다양한 차분법을 통해 얻어지는 수치해의 상대적인 정확도는 절단 오차가 시간에 따라 어떤 변화를 하는지 즉, 절단 오차의 크기를 비교하여 결정할 수 있을 것이다.

6.5 시간 차분법

절단 오차의 분석은 해석해를 알고 있는 파동 방정식을 이용하여 수치해와 비교함으로써 이루어진다. 파동의 전파 속도(혹은 위상)와 진폭의 차이를 분석하고, 대부분의 경우 공간 차분식에서와 비슷하게 $2\Delta t \sim 4\Delta t$ 정도의 주기를 가지는 파동에서 이들의 오차가 크게 나타난다.

대기 운동은 다양한 시간과 공간 규모의 운동을 포함하고 있어, 시간에 따라 물리적 현상(혹은 상황)이 증폭되는 경우(예, 열적 불안정에 의한 대류)도 있고, 그대로 유지 되거나 (예, 에너지 및 운동량을 전파하는 대기 파동)나 소멸되는 경우(예, 난류 확산)가 존재할 수 있다. 이러한 현상을 기술하는 대기 운동 지배 방정식의 수치적 해를 구한다는 것은 그 수치적 방법이 이러한 물리적 상황을 높은 정확도를 가지고 표현하여야만 한다. 다만 사용하는 수치적 방법(혹은 차분법)의 안정도와 정확도는 이러한 복잡한 상황에 대하여 적용하여 분석하는 것은 실용적이지 못하므로 풀고자 하는 방정식의 특징을 적절히 나타낼 수 있는 간단한 문제에 적용하여 분석한다. 예를 들면,

$$\frac{d\psi}{dt} = \gamma\psi, \quad \psi(0) = \psi_0$$

여기서 $\gamma = \lambda + i\omega$ 인 복소수로 정의되고, 이 방정식의 해는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\psi(t) = \psi_0 e^{\lambda t} e^{i\omega t}$$

따라서 λ 와 ω 는 각각 시간에 따른 크기(Magnitude)의 변화율과 위상(Phase) 변화율을 의미한다. 따라서 이 방정식의 유한한 Δt 를 가지는 차분 방정식의 수치해를 ψ_n 라고 하면, 다음의 조건을 만족할 때 수치적으로 절대 안정(Absolutely Stable)하다고 한다.

$$|\psi_n| \leq |\psi_0| \quad \text{or} \quad \left| \frac{\psi_n}{\psi_{n-1}} \right| \leq 1, \quad \forall n$$

위에서 설명한 것처럼 좋은 차분법의 결정은 수치해의 안정성과 정확성을 동시에 만족하는 수치 차분식을 결정해야 한다. 일반적으로 파동 방정식과 같이 아주 간단한 문제에 대해서도 어떤 차분식이 다른 차분식보다 모든 면에서 더 우수한 경우는 별로 없다. 편미분 방정식인 대기 운동 지배 방정식에 적용하는 차분 방정식은 훨씬 복잡한 양상을 보이며 가장 좋은 차분식을 위와 같은 방식으로 분석하여 결정하는 일이 쉽지 않다. 다만 간단한 여러 방정식들의 결과를 바탕으로 그 결과를 추정할 수 있다.

6.5 시간 차분법

6.5.1 명시적 방법

명시적 방법(Explicit Method)은 위의 차분식에서 A_n 값을 이용해서 A_{n+1} 를 구하는 방법으로, 적절한 초기값(A_0)이 주어지면 순차적으로 차분 방정식을 계산할 수 있다. 전방(Forward) 차분법, 등넘기(Leapfrog) 방법, 예측-수정(Predictor-corrector) 방법, Adams-Bashforth 방법, Runge-Kutta 방법 등을 예로 들 수 있겠다.

먼저 전방 차분법 (혹은 오일러 방법)은 위의 차분 일반식에서 $\alpha = 0$ 에 해당하는 방법으로 예측값과 현재값으로 구분하여 정리하여 쓰면 다음과 같다.

$$A_{n+1} = A_n + \Delta t F(A_n, t_n) \quad ; Euler (forward)$$

좌변은 종속 변수의 예측값을, 우변은 종속변수의 현재값과 그 값으로 계산된 강제항 F 을 나타낸다.

또 다른 명시적 차분법으로 등넘기 방법(Leapfrog Method)은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\frac{A_{n+1} - A_{n-1}}{2\Delta t} = F(A_n, t_n) \quad ; Leapfrog$$

이 방법은 시간에 대한 미분항을 중앙 차분법으로 나타낸 방식으로 A_{n-1} , A_n , A_{n+1} 의 세 단계의 시간을 이용하는 방법이다. 즉, 예측값을 계산하기 위해서 현재값과 직전의 과거값을 동시에 이용하여 계산하게 된다. 따라서 시간 적분을 위해서는 두 단계의 초기값(A_0 , A_1)을 필요로 하기 때문에 처음 적분시에는 A_0 값을 이용하여 전방 차분법으로 A_1 을 계산한 후, 이 후 적분부터 등넘기 방법을 통해 예측값을 계산한다. 쌍곡선형 미분 방정식에 유용하여 수치예보 모델에서 많이 사용되는 방안 중 하나이나, 큰 단점은 이 방법을 사용할 경우 물리적으로 의미를 가지는 해와 동시에 수치적 오차에 해당하는 해(Computational Mode)가 동시에 나타나고, 실제 물리적 의미가 있는 해와 상호작용 하면서 수치해의 정확도와 안정성을 낮출 수 있다는 점이다. 따라서 이 차분식에서 발생하는 수치적 오차를 줄이는 방안의 하나로 로버트-아젤린 필터(Robert-Asselin Filter)를 같이 이용하게 된다. 이를 이용한 차분식은 아래와 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{A_{n+1} - \bar{A}_{n-1}}{2\Delta t} = F(A_n, t_n) \quad ; Leapfrog$$

$$\bar{A}_n = A_n + \alpha(A_{n+1} - 2A_n + \bar{A}_{n-1}) \quad ; Robert - Asselin filter$$

6.5 시간 차분법

그 외에도 두 단계를 거치는 방법인 예측-수정 방법(Predictor-corrector Methods)은 다음과 같은 일반식으로 쓸 수 있습니다. 이 필터는 시간에 대한 중앙 차분의 평활(Smoothing)을 나타내고 있음을 알 수 있고, 는 평활 계수로 α 매 적분 시각에 $2\Delta t$ 에 해당하는 수치 모드(Computational Mode)를 효과적으로 제거하는 역할을 한다. 대략 1% 정도의 값을 가지며 등넘기 방안에서 효율적으로 활용된다.

$$\frac{A_{n+1}^* - A_n}{\Delta t} = F(A_n, t_n) \quad ; \text{predictor step}$$

$$\frac{A_{n+1} - A_n}{\Delta t} = \beta F(A_n, t_n) + (1 - \beta) F(A_{n+1}^*, t_{n+1}^*) \quad ; \text{corrector step}$$

이 방법은 시간 적분을 두 단계를 거쳐 계산을 한다. 먼저 전방 차분법을 이용하여 임시 예측값(A_{n+1}^*)을 구한다. 두번째 단계에서 앞에서 구한 임시 예측값과 현재값을 이용하여 강제항을 결정한 후 실제 예측값을 구한다. 강제항을 계산하는 방법, 즉 β 값에 따라 Matsuno 방법 ($\beta = 0$)과 Heun 방법 ($\beta = 1/2$)으로 나눌 수 있다.

Adams-Bashforth 방법은 시간 미분항은 전방 차분법과 같은 방법으로 표현하고 강제항을 현재값과 직전의 과거값을 이용하여 계산하는 방법으로 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\frac{A_{n+1} - A_n}{\Delta t} = \frac{3}{2} F(A_n, t_n) - \frac{1}{2} F(A_{n-1}, t_{n-1}) \quad ; \text{Adams - Bashforth}$$

이 방법은 등넘기 방법과 마찬가지로 세 단계의 종속 변수의 값을 필요로 한다. 간단한 예측-수정 파동 방정식을 이용하여 이 방법의 수치해의 특성을 파악하게 되면 등넘기 방안과 비슷하게 물리적 의미를 가지지 않는 수치 모드(Computational Mode)가 존재하게 된다. 하지만 수치 적분 간격을 줄이면 (Δt 가 0으로 가까워지면) 등넘기 방안과 달리 수치 모드도 0에 가까워지는 특성을 가지고 있다. 따라서 2차 정확도를 가지는 차분식으로 Δt 가 작은 값을 가지는 경우에 상대적으로 유리한 방법이라고 할 수 있다. 또한 예측-수정 방법과 비슷하게 두 단계로 계산하는 방법으로 다음과 같이 이용할 수도 있다.

$$\frac{A_n - A_{n-1}}{\Delta t} = F(A_{n-1}, t_{n-1}) \quad ; \text{step 1}$$

$$\frac{A_{n+1} - A_n}{\Delta t} = \frac{3}{2} F(A_n, t_n) - \frac{1}{2} F(A_{n-1}, t_{n-1}) \quad ; \text{step 2}$$

6.5 시간 차분법

예측-수정 방법과 다른 점은 임시 예측값을 계산하지 않는다는 점이다. 등분기 방법과 마찬가지로 처음 적분은 진방 차분법을 이용하여 계산하고 이후의 적분 과정은 이 방법을 통해서 계산하게 된다.

또다른 Multi-step 방법으로 명시적 Runge-Kutta 4차 방법은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\begin{aligned}\frac{A_{n+1/2}^* - A_n}{\Delta t/2} &= F(A_n, t_n) \\ \frac{A_{n+1/2}^{**} - A_n}{\Delta t/2} &= F(A_{n+1/2}^*, t_{n+1/2}^*) \\ \frac{A_{n+1}^* - A_n}{\Delta t} &= F(A_{n+1/2}^{**}, t_{n+1/2}^{**}) \\ \frac{A_{n+1} - A_n}{\Delta t} &= \frac{1}{6} (F(A_n, t_n) + 2F(A_{n+1/2}^*, t_{n+1/2}^*) + 2F(A_{n+1/2}^{**}, t_{n+1/2}^{**}) + F(A_{n+1}^*, t_{n+1}^*))\end{aligned}$$

적분 시간 간격 Δt 를 여러 단계로 나누고 계산 과정을 추가하여, 고차 시간 차분항을 포함하지 않으면서 정확한 수치해를 계산하기 위한 방법으로, 이를 위해 주어진 미분 방정식에 다변수 (여기서는 t 와 A) 테일러 급수 전개를 적용하여 유도할 수 있다. 위에서 보듯이 각 단계의 계산은 1차 테일러 근사(오일러 방법)를 이용하고 있음을 알 수 있다. 위 식은 4차 Runge-Kutta 방법을 예시하고 있지만, 중간 단계를 더 많이 나눌수록 정확도를 높일 수 있다. 하지만 계산이 복잡하고 계산량이 많아지게 되므로 주로 3차나 4차 방법이 사용된다.

6.5.2 암시적 방법

암시적 방법(Implicit Method)은 미분 방정식의 강제항이 예측값 A_{n+1} 를 포함하여 표현되는 차분 방정식을 말한다. 이때 예측값은 현재값 A_n 이나 과거값 A_{n-1} 에서부터 순차적으로 계산되지 않는다. 공간 미분항을 포함하는 편미분 방정식의 경우 각 격자점에서 얻어지는 대수 방정식을 구하고 이 방정식을 행렬로 구성한 후 예측값을 계산한다. 시간에 대한 암시적 방법은 명시적 방법과는 달리 Δt 에 대한 제약이 없어 수치적으로 안정하다.

6.5 시간 차분법

즉, 명시적 방법에 비해 비교적 큰 시간 적분 간격을 선택할 수 있는 장점이 있다. 다만 행렬 계산을 통해 해를 얻어야 하므로 추가적인 계산량과 적분 시간이 요구된다. 이 방법으로는 후방 차분법(혹은 오일러-후방 차분법), Crank-Nicholson 방법 등 다양한 차분법이 있으며, 제시한 두 차분식의 일반식은 아래와 같이 쓸 수 있다.

$$\frac{A_{n+1} - A_n}{\Delta t} = F(A_{n+1}, t_{n+1}) \quad ; Euler - backward (\alpha = 1)$$

$$\frac{A_{n+1} - A_n}{\Delta t} = \frac{1}{2}F(A_n, t_n) + \frac{1}{2}F(A_{n+1}, t_{n+1}) \quad ; Crank - Nicholson (\alpha = 1/2)$$

두 방법 모두 수치적으로 절대 안정한 방법이며 두 단계의 시간값을 이용하므로 수치적 모드(Computational Mode)가 나타나지 않는다. 후방 모드 차분법은 강제항이 예측값에 의해서만 결정되는 방법(Fully Implicit Method)이며 Crank-Nicholson 방법(혹은 Trapezoidal Method)의 경우 강제항을 현재값과 예측값을 동시에 이용하여 계산 한 후 산술 평균하여 나타낸다. Crank-Nicholson 방법은 후방 차분법에 비해 계산량이 많은 단점이 있으나 상대적으로 더 정확한 값을 얻을 수 있다. 또한 현재값으로 계산된 강제항의 기여도를 상대적으로 낮추게 되면, 즉 $\alpha > 0.5$ 이며 수치해의 진폭이 감쇄되는 특징을 가지는데, 이런 특성을 수치적으로 발생하는 파동의 제거나 감쇄를 위해 이용하기도 한다.

암시적 방법의 가장 큰 제약은 행렬 계산을 통해 해를 구해야 한다는 점인데, 일반적으로 1차원 공간에 적용된 경우 보통 삼각 행렬(Tridiagonal Matrix)로 표현되므로 쉽게 계산이 가능하나 3차원 공간에 적용할 경우 역행렬을 구하는 문제가 많은 시간을 요하기도 하고 어려운 문제가 된다.

또한 수치적으로 안정한 방법이지만 ‘정확한’ 방법을 의미하는 것은 아니라는 점을 이해할 필요가 있다. 일반적으로 암시적 방법은 빠르게 진행되는 특성을 가진 파동을 천천히 진행하도록 함으로써 수치적 안정도를 확보하는 방법이므로 일기 예보에서 상대적으로 덜 중요한 음파나 짧은 파장의 중력파를 계산하기 위한 수치 해법에서 쓰일 수 있다.

6.5 시간 차분법

6.5.3 준암시적 방법

준암시적(Semi-implicit Method) 시간 적분 방법은 빠르게 전파하는 파동과 느리게 전파하는 파동을 분리하여 계산하는 방법이다. 즉, 느리게 전파하는(낮은 진동수를 가지는) 파는 명시적(Explicitly) 방법으로 계산하고 빠르게 전파하는(높은 진동수를 가지는) 파는 암시적(Implicitly) 방법으로 계산한다.

임의의 파동이 아래와 같이 낮은 진동수와 높은 진동수로 분리해 보자.

$$\omega = \omega_{low} + \omega_{high}$$

파동 방정식 $\frac{dA}{dt} = i\omega A$ 의 차분 방정식은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{A_{n+1} - A_{n-1}}{2\Delta t} = i\omega_{low} A_n + i\omega_{high} \left(\frac{A_{n+1} + A_{n-1}}{2} \right)$$

여기서 오른쪽 첫번째와 두번째 항은 각각 명시적 부분과 암시적 부분을 나타낸다. 여기서 $\omega_{low} = 0$ 이면 이 차분 방정식은 암시적 방법이 되며 $\omega_{high} = 0$ 이면 명시적 방법이 된다. 암시적 방법은 적분 시간 간격에 구애 받지 않고 수치적으로 안정하므로, 준암시적 방법은 대부분의 명시적 방법보다 더 긴 Δt 를 사용할 수 있게 된다.

수치 예보를 위한 대기운동 지배 방정식은 날씨와 관련된 대규모 파동(예, 로스비 파) 뿐만 아니라 전파 속도가 빠른 음파와 중력파를 발생하는 기작을 모두 포함하고 있다. 이 대기 운동 지배 방정식을 푸는 가장 좋은 방법은 명시적 방법으로 모든 파동을 정확하게 계산하는 것일 것이다. 하지만 명시적 방법은 느리게 진행되는 대규모 파동의 경우 수치적 안정도를 유지하면서 적분할 수 있으나 음파나 중력파의 경우 수치적 안정도를 확보하기 위해서는 적분 시간 간격(Δt)을 아주 작은 값으로 하여야 한다. 하지만 빠른 컴퓨터의 성능 향상에도 불구하고 현실적으로 충분히 작은 적분 시간 간격을 설정하는 일은 한계가 있다. 따라서 준암시적 방법은 수치 예보에 의미가 있는 느린 파동은 명시적 방법으로 계산하고, 상대적으로 의미가 적은 파동들은 암시적 방법으로 계산함으로써, 수치예보의 정확도를 유지하면서 수치적 안정도도 확보하는 방법으로 제안되었다(Robert, 1982).

6.5 시간 차분법

대기 운동 지배 방정식에서 음파는 3차원 바람장의 발산에 의해, 그리고 중력파는 기압 경도력과 수평 발산에 의해 생성되므로 이들 항을 준암시적 방법으로 계산하고 그 외 항들은 명시적 방법으로 계산한다.

준암시적 방법은 중력파나 음파와 같이 빠르게 전파되는 파동을 느리게 전파하도록 수치적으로 왜곡함으로써 날씨와 관련된 규모의 파동을 정확하게 예측하고자 하는 현실적인 방법으로 수치 예보 모델에서 많이 사용된다. 하지만 중력파나 음파는 그 에너지는 작은 값을 가지나 대규모 운동의 관점에서 볼 때 지균 평형과 정역학 평형을 유지하기 위한 조절 기작으로 물리적 의미를 가진다. 준암시적 방법은 이런 조절 기작은 왜곡될 수 있는 가능성이 존재할 수 있다. 따라서 빠르게 전파하는 파를 좀 더 정확하게 모의하기 위한 또 다른 방법으로 이런 파동과 관련된 물리항들은 짧은 적분 시간 간격을 이용하여 명시적으로 계산하고 그 이외의 항들은 더 큰 적분 시간을 이용하는 방법(Fractional Step)이 사용되기도 한다(예, MM5, ARPS, WRF).

6.5.4 준라그랑지안 방법

수치예보 모델에서 많이 사용되는 또 다른 방법으로 준라그랑지안 방법(Semi-Lagrangian Method)이 있다. 이 방법은 오일러리안 시간 변화량을 계산하는 대신 라그랑지안 미분을 계산하는 방법이다. 어떤 물리량 A의 보존 방정식은 아래와 같이 쓸 수 있다.

$$\frac{dA}{dt} = F(A)$$

이 방정식의 왼쪽항은 전미분(혹은 라그랑지안 미분)을 나타내며, 오른쪽항은 물리량 A의 Source/Sink를 나타낸다. 오른쪽 항이 0일 경우 물리량 A는 운동을 따라 그 값이 보존된다. 따라서 라그랑지안 방법은 어떤 공기 덩이를 시간에 따른 위치를 추적한 후 그 시간 동안 Source/Sink가 있으면 그 값을 더해서 계산하고 강제항이 없으면 그 위치에서의 값은 운동의 시작점에서와 같은 값을 가진다, 즉 물리량이 보존된다.

이 방법을 수치 예보 모델에 그대로 적용하기 위해서는 무수히 많은 공기 덩이를 정의하고 또 시간에 따라 그 위치를 추적하여야 하므로 사용하기 적절하지 못하다. 준라그랑지안 방법은 이런 문제를 피하기 위해서 오일러리안 계산에서와 동일하게 시/공간 격자를 설정하여 사용한다.

6.5 시간 차분법

따라서 오일러리안 격자 개념과 라그랑지안 운동 개념이 결합된 방식으로 준라그랑지안 방법이라고 명명한다. 준라그랑지안 방법은 비선형 이류항을 암시적으로 계산하게 되므로 수치적으로 안정한 방법이 된다. 그림 6.25는 준라그랑지안 방법을 설명하는 모식도를 나타낸다. 시각 t_{n+1} 에서의 예측값 A_{n+1} 을 계산하기 위해서 그 격자점에 위치한 공기덩이의 후방 궤적을 따라 현재(t_n) 혹은 과거(t_{n-1})의 위치를 찾는다(각각 그림 6.25의 점 B와 C). 앞에서 설명한 오일러리안 방법과 마찬가지로 준라그랑지안 방법에서도 두 단계 혹은 세 단계의 시간 값을 이용하여 계산할 수 있다.

$$A_{n+1}|_A = A_{n-1}|_C + 2\Delta t F(A_n)|_B \quad ;3-level$$

$$A_{n+1}|_A = A_n|_B + \frac{\Delta t}{2} (F(A_n)|_B + F(A_{n+1})|_A) \quad ;2-level$$

위에서 수직선과 관련된 아래첨자 A는 예측시각의 공기덩이의 위치로 오일러리안 격자점에 대응하는 위치를 나타내고, B와 C는 각각 A에 대응하는 현재와 과거의 공기덩이의 위치를 나타낸다. 이들 위치는 다음의 궤적 방정식(Trajectory Equation)을 계산함으로써 결정할 수 있다.

$$\frac{dX(x, y, z)}{dt} = V(u, v, w)$$

즉, 다음의 방정식으로부터 계산할 수 있다.

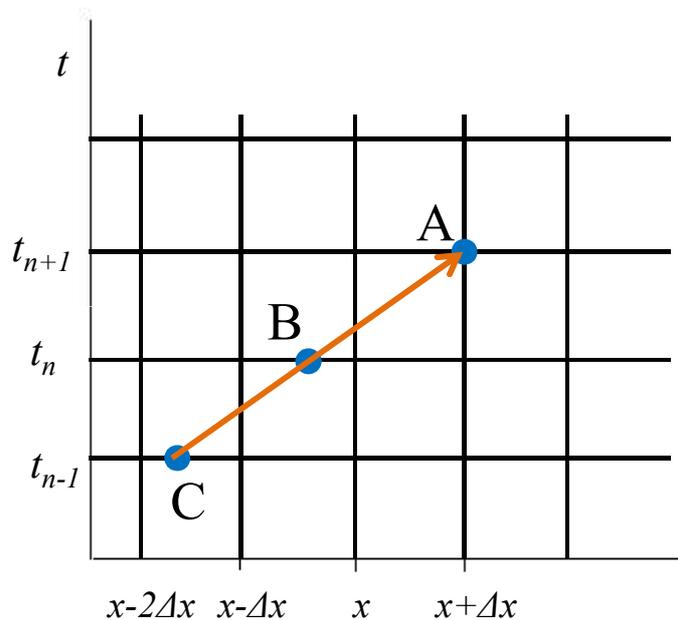
$$X_{n-1}|_C = X_{n+1}|_A - 2\Delta t V_n|_B \quad ;3-level$$

$$X_n|_B = X_{n+1}|_A - \frac{\Delta t}{2} (V_n|_B + V_{n+1}|_A) \quad ;2-level$$

두 단계를 이용하는 방식에서 위치의 결정은 바람의 예측값 ($V_{n+1}|_A$)이 결정되지 않은 상태이므로 반복법(Iterative Method)을 이용하여 계산할 수 있다. 반면 세 단계를 이용하는 방법의 경우는 명시적으로 현재의 속도 벡터를 이용하여 그 위치를 보다 간단하게 결정할 수 있다. 이와 같이 계산하고자 하는 공기덩이(혹은 오일러리안 격자점)의 역궤적 계산을 통해 위치를 결정한 후에는 그 시간대 주변의 격자점들을 이용하여 계산된 위치에서의 물리량 A를 결정하여야 한다. 이 값의 결정은 주로 내삽법(예, Cubic Spline Interpolation)을 이용하여 계산한다. 이 단계를 오일러리안 차분법 계산에서는 없는 과정으로 준라그랑지안 방법에서 계산량이 증가되는 요소가 된다. 위에 제시된 순서를 따라 계산하게 되면 미분 방정식을 시간에 따라 적분해 나갈 수 있게 된다.

6.5 시간 차분법

준라그랑지안 방법에서 정확도는 x 위치의 결정과 그 위치로의 물리량의 내삽의 정확도에 따라 크게 좌우된다. 따라서 안정한 시간 적분 방법이긴 하지만 Δt 나 Δx 가 커지게 되면 정확도를 결정하는 두 요소에 부정적 영향을 미칠 수 있음을 예상할 수 있다. 이런 점을 감안하더라도 이 방법이 오일러리안 방법에 비해 정확도와 효율성을 동시에 만족할 수 있어 수치 예보 모델에서도 활용이 되고 있다(Staniforth and Cote, 1991; Bates et al., 1995, Purser and Leslie, 1996). Purser and Leslie(1996)는 전방 궤적(Forward Trajectory)를 이용한 방법을 제안하였으며 역궤적을 이용한 방법에 비해 이점이 있음을 보이기도 하였다.



[그림 6.25] 준라그랑지안 방법을 나타내는 모식도. 점A는 예측할 격자점을 나타내고 점 B와 C는 역궤적(Backward Trajectory) 계산을 통해 계산되는 현재와 과거에서의 예측점 A의 위치를 나타낸다.

6.6 측면 경계 조건

지역 규모 수치예보 모델들은 특정 지역에서 일어나는 기상현상을 예측하는데 주로 이용된다. 일반적으로 사용되는 전지구 모형의 수평 해상도는 대략 100km 수준이므로 중규모 이하의 운동까지 적절히 표현하지 못한다. 지역 규모 수치예보 모델들은 제한된 지역에 고해상도의 수평 분해능을 요구할 때 사용되며, 경우에 따라서는 지역 규모 수치예보 모델 내에 등지 격자를 취함으로써 더욱 협소한 지역에 대해 더욱 정교한 수치해를 구하려고 한다. 이들 지역 규모 수치 예보 모델들을 시간 적분을 위해 전지구모델과는 달리 모의 영역(Domain)의 측면 경계 조건을 필요로 한다.

따라서 지역 규모 수치예보 모델에서 하층 경계 조건만이 지표-대기 상호작용을 통해 계산되는 물리적 경계 조건이고 나머지 측면과 상층 경계조건은 어느 정도 임의적으로 결정된다. 편미분 방정식의 수치 적분에서 경계 조건의 중요성은 앞에서 간단히 언급하였다. 적절한 초기 조건과 경계 조건이 주어지지 않으면(ill-posed) 원하는 수치해를 얻을 수 없게 된다. 쌍곡선형 방정식의 경우 특성값(Characteristics)의 수만큼의 경계 조건이 필요하며 2계 포물선형이나 2계 타원형 미분 방정식의 경우 하나의 경계 조건이 적절히 주어져야 한다. 지역 규모 수치 예보 모델의 경우에 다양한 방법의 경계 조건을 결정하는 방법이 존재하며, 일반적으로 수치예보 결과를 분석함으로써 그 적절성을 평가할 수 있다. 측면 경계 조건을 단방향(One-way) 조건과 양방향(Two-way) 조건으로 나누어 설명한다.

6.6.1 단방향 측면 경계(One-way Nested Conditions)

대부분의 지역 규모 모델들은 단방향 측면 경계 조건을 이용한다. 이 방법은 저해상도의 공간 규모를 가지는 모델이 이 모델의 일정 영역을 대상으로 하는 고해상도 모델의 측면 경계 조건을 제공하는 방식이다. 하지만 고해상도의 모델 값이 저해상도의 모델에 영향을 미치지 않는다는(‘단방향’). 이 방법의 장점은 저해상도 모델과 고해상도 모델이 독립적으로 개발 가능하다는 점이다. 이상적으로는 저해상도 모델에서 표현하지 못하는 작은 규모의 운동들을 고해상도 모델이 그에 상응하는 강제력(예, 고도, 지표 사용(Land-use), 토양)을 보다 상세하게 고려하여 작은 규모의 운동까지 정확하게 모의하는 것이다.

특히, 지역 기후 모델 같이 장기간 모의를 요하는 경우 저해상도 모델에서 제공되는 측면 경계 조건에 의해 그 결과가 크게 좌우된다. 따라서 저해상도 모델의 결과가 주어진 해상도에서 정확한 수치해를 가지며 이 결과값이 고해상도 모델의 측면 경계 조건으로 제공될 때 오차가 적어야 한다. 다음은 몇 가지 단방향 측면 경계 조건을 결정하는 방법을 간단히 설명한다.

6.6 측면 경계 조건

6.6.1.1 준복사 경계 조건(Pseudo-Radiation Boundary Conditions)

Orlanski(1976)는 순수 쌍곡선형 방정식에 맞는 적절한(Well-posed) 경계 조건으로 복사 조건 ‘Radiation Condition’을 제시하였다. 복사 경계 조건을 다음의 선형 이류 방정식을 이용하여 간단히 설명해보자.

$$\frac{\partial A}{\partial t} + c \frac{\partial A}{\partial x} = 0$$

측면 경계 부근(J-1)에서 이 방정식의 위상속도 c 를 아래와 같이 구할 수 있다.

$$c = -\frac{\partial A}{\partial t} / \frac{\partial A}{\partial x}$$

차분식을 이용하여 위의 방정식을 근사하면 다음과 같다.

$$c' = -\frac{A_{J-1}^n - A_{J-1}^{n-1}}{\Delta t} / \frac{A_{J-1}^n - A_{J-2}^n}{\Delta x}$$

차분식으로 위상속도 c' 가 위와 같이 계산되면 경계 조건은 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$A_J^{n+1} = A_J^n - c' \Delta t / \Delta x (A_J^n - A_{J-1}^n)$$

차분식으로 근사된 복사 조건(‘Radiation Condition’)은 경계에서 발생하는 반사된 파를 완전하게 제거하지는 못한다. 그 이유는 경계에서의 c' 의 계산에서 발생하는 오차로 정확한 값을 경계에 지정할 수 없기 때문이다. 즉, 적절한(Well-posed) 경계 조건이 주어지지 못하여 미분 방정식의 수치해를 얻기 위한 조건이 만족되지 못한다. 따라서 현업용 모델에서는 일반적으로 많이 사용되지 않는 방법이다.

6.6 측면 경계 조건

6.6.1.2 확산 감쇄 방법(Diffusive Damping Method)

이 경계 조건은 경계 주변에서 발생하는 파동의 반사로 인한 오차(Noisy Waves)를 제거하기 위해서 경계 주변의 일정 영역(Boundary Zone 혹은 ‘Sponge Layer’)을 설정하고, 이 영역에 포함되는 격자점에서의 미분 방정식의 계산은 다음과 같이 수평 확산항을 추가하는 방법이다.

$$\frac{\partial A}{\partial t} + c \frac{\partial A}{\partial x} = \left(\frac{\partial}{\partial x} v \frac{\partial A}{\partial x} \right)_{BZ}$$

‘BZ’는 경계 주변의 일정 영역을 나타낸다. 경계 주변에서 적용되는 위의 방정식을 포물선형 미분 방정식의 형태를 가지게 되고 복사 조건(‘Radiation Condition’)에서와 달리 수학적으로 경계값을 잘 줄 수 있게(Well-posedness를 만족할 수 있게) 된다. 하지만 이 방법은 지정된 경계 영역에서 확산항의 추가로 저해상도 모델로부터 들어오는 파동의 감쇄가 일어나게 된다. 특히 파동의 규모가 감쇄 영역의 규모와 유사한 정도에서 큰 감쇄가 발생하게 되고, 내부로 들어오는 정보의 오차가 커지게 된다. 또한 고해상도 모델의 내부 영역에서 발생한 대기 파동이 외부로 빠져나가는 경우에도 경계 영역에서 모델 영역 내부로 반사가 일어나는 단점을 가진다.

6.6.1.3 흐름 완화 방법(Flow Relaxation Method)

이 방법은 위의 수평 확산항을 이용한 감쇄 방법과 비슷하게 경계 영역을 설정하고, 이 영역에 뉴턴 완화항(Newtonian Relaxation Term)을 추가하는 방법이다. 수치 예보 모델에서 자주 사용되는 방법으로 이 항이 추가된 예보 방정식은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\frac{\partial A}{\partial t} = F - K(A - \bar{A})_{BZ}$$

F 는 예보 방정식의 모든 강제항을 나타내고, \bar{A} 저해상도 모델의 값을 나타낸다. 즉 이 방법은 저해상도와 고해상도 모델의 종속 변수 값의 차가 경계 주변에서 줄어들도록 한다. 강제항에 대해서는 명시적 등념기 방법으로, 그리고 뉴턴 완화항에 대해서는 후방 암식적 방법으로 다음과 같이 차분 방정식으로 나타낼 수 있다.

6.6 측면 경계 조건

$$\frac{A^{n+1} - A^{n-1}}{2\Delta t} = F^n - K(A_i^{n+1} - \bar{A}^{n+1})$$

여기서 아래첨자 i 는 고해상도 모델의 예측값으로 경계 주변에서 뉴턴 완화항의 계산 전의 예측값을 의미한다. 즉, $A_i^{n+1} = A^{n-1} + 2\Delta t F^n$ 를 의미한다. 이 두 식을 정리하면 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$A_i^{n+1} = A_i^{n+1} - K2\Delta t A_i^{n+1} + K2\Delta t \bar{A}^{n+1} = (1 - \alpha)A_i^{n+1} + \alpha \bar{A}^{n+1}$$

여기서 $\alpha = 2\Delta t K$ 로 고해상도 모델 내부에서 0의 값을 가지며 경계에서 1의 값을 가진다. 즉, 경계에서 저해상도와 고해상도의 변수 값이 일치하도록 하고 점차 (경계 영역 내에서) 모델 영역 내부로 들어감에 따라 고해상도 모델의 예측값이 저해상도 모델에 의해 주어진 예측 경계값보다 높은 비율로 결정되도록 한다. 이 방법도 역시 계수 K 의 값에 따라 (α 의 값에 따라) 경계에서 파의 반사가 일어나는 것을 피할 수 없으나, 잘못된 파동의 반사를 최소화하기 위한 방안으로 적절한 K 값을 결정하여 사용한다 (Kallberg, 1977; McDonald and Haugen, 1992; Benoit et al., 1997).

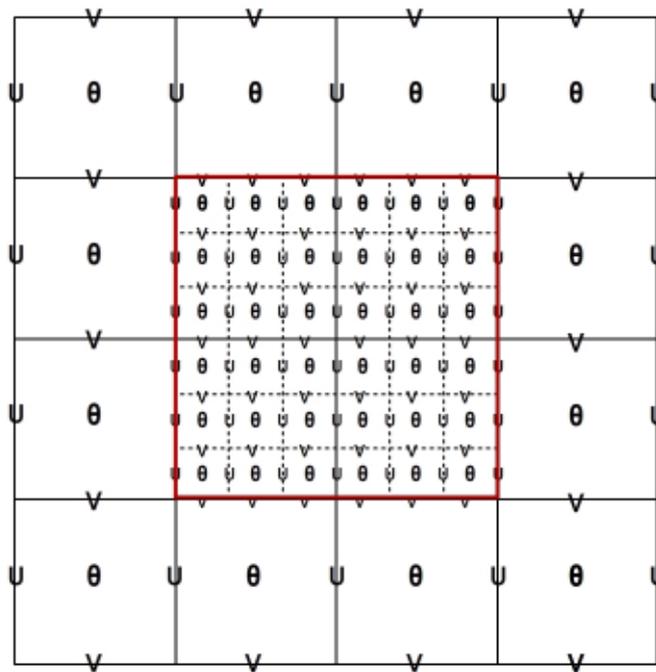
6.6.2 양방향 측면 경계(Two-way Nested Conditions)

저해상도 모델이 고해상도 모델의 초기값과 경계값을 일방적으로 제공하는 방식이 단방향 경계 조건이었다면, 양방향 경계 조건은 고해상도의 모델 결과가 저해상도 모델의 적분에 영향을 미치는 방법이다. 두 모델이 서로 정보를 교환하게 되므로 양방향 경계 조건이라고 한다. 이 개념은 보통 지역 규모 수치 예보에서 어떤 특정 영역에 공간 해상도를 더 높이고자 할 때 등지 격자(Nested Grid)와 함께 활용된다.

6.6 측면 경계 조건

수치 예보 모델에서 격자 크기는 모델이 분해할 수 있는 대기 운동의 규모와 관련이 된다. 전지구 모델이나 넓은 영역을 포함하는 수치 예보 모델의 경우 컴퓨터 성능의 한계로 모델 전체 영역에 대해 격자 크기를 줄이는 것은 한계가 있다. 즉 수십~수백 km의 격자 간격을 가지는 모델로 모의된 결과를 이용하여 관심 지역에 대해 수 km의 격자 간격을 가지는 고해상도 모델을 수행하게 된다. 이렇게 고해상도의 모델 결과를 위해 설정하는 격자를 등지 격자(Nested Grid)라고 한다.

(그림 6.26)은 C-grid를 이용한 수평 등지 격자 개념을 설명하고 있다. 저해상도 모델의 하나의 격자점은 고해상도의 9개의 격자점을 포함하고 있다. 즉 x와 y 방향으로 각각 1:3의 비율을 가지는 예시이다.

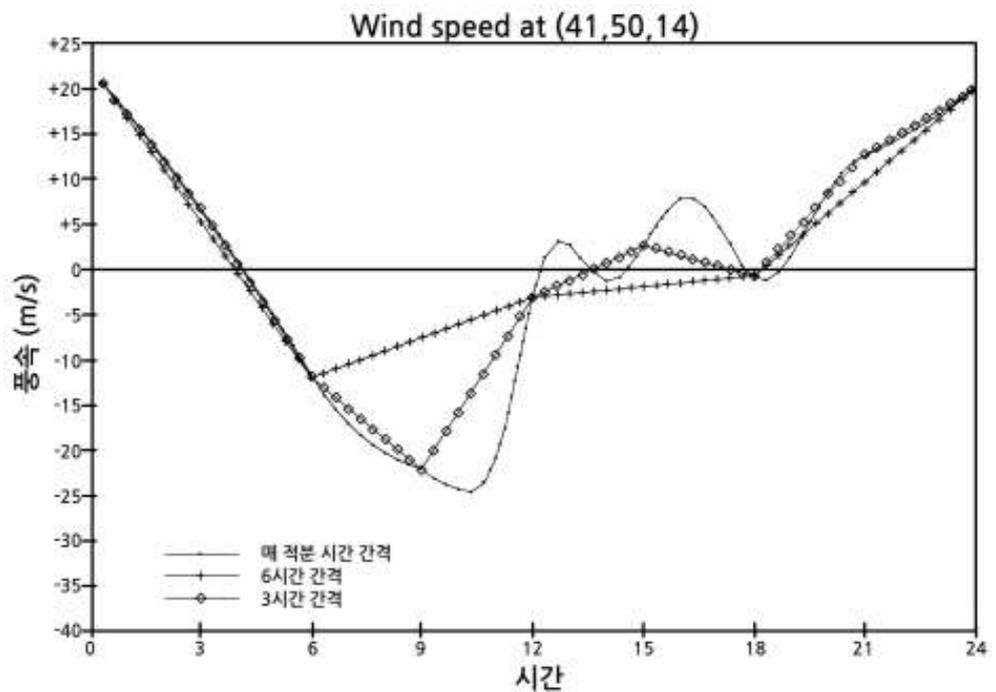


[그림 6.26] C-grid 체계를 이용한 수평 등지 격자계 예시
(Skamarock et al., 2008)

6.6 측면 경계 조건

단방향 경계 조건을 이용하는 방법에서는 저해상도의 모델 결과가 고해상도 모델의 경계(그림 6.26 붉은선) 조건을 총 적분 기간 동안 제공하게 된다. 이 때 경계 조건을 제공하는 시간 주기를 적분 시간 간격과 동일한 Δt 로 설정하거나 좀더 긴 시간의 시간 주기를 이용할 수 있다. 이런 단방향 경계조건에서 이상적인 경계 조건의 제공 주기는 저해상도 모델의 적분 시간 간격과 동일하여야 한다.

(그림 6.27)는 저해상도 모델 결과의 갱신 주기가 길어지게 되면 고해상도 모델의 정보 전달에 오차가 발생할 수 있음을 보여주고 있다.



[그림 6.27] 한 격자점에서의 동서방향 바람 성분 비교
(McDonald: Lateral boundary conditions for meso-scale models: some suggestions)

6.6 측면 경계 조건

양방향 등지 격자계는 단방향 경계 조건과 동일하게 계산되나, Δt 이후 계산된 고해상도 모델의 결과를 이용하여 저해상도 모델의 다음 적분 수행 전에 고해상도 모델이 설정된 영역의 값으로 저해상도 모델의 값을 먼저 갱신한다.

이렇게 갱신된 값을 이용하여 다음 적분을 수행하게 된다. 따라서 양방향 경계 조건을 구현하기 위해서는 저해상도와 고해상도의 두 격자계를 동시에 적분하게 된다. 양방향 경계 조건의 구현은 단방향 경계 조건 보다 더 많은 계산 시간을 요구한다. 양방향 경계 조건을 사용하는 편이 단방향 경계 조건을 사용하는 경우보다 더 정확한 수치예보를 줄 수 있을 것으로 보이나, 현업 측면에서는 항상 그렇지 못하다.

연습문제

1. 대기 운동과 상태를 나타내는 기본 지배 방정식과 수치 예보의 개념을 간단히 설명하시오.
2. 수치 예보 모델의 격자 해상도와 유효 해상도를 비교하여 설명하시오.
3. 정규 격자계와 엇갈린 격자계를 비교하여 설명하시오.
4. 시간차분법의 종류를 제시하고 간단히 설명하시오.
5. 양방향 측면 경계조건(Two-way Nested Condition)에 대해 간단히 설명하시오.

참고문헌

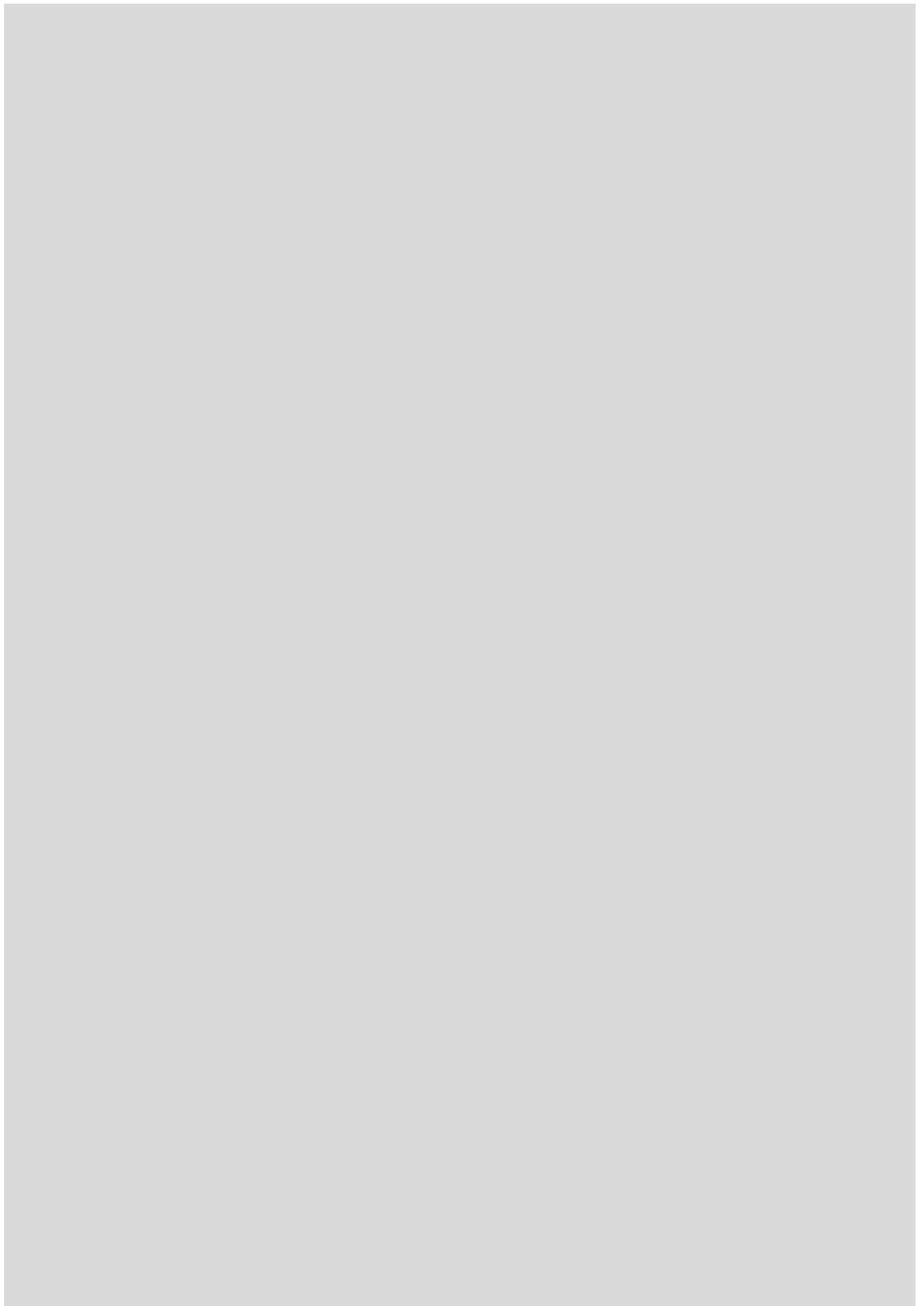
1. Arakawa, A and VR Lamb, 1977: Computational design and the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics* 17, 172-265.
2. Benoit, R, M Desagne, P Pellerin, S Pellerin, Y Chartier and S Desjardins, 1997: The Canadian MC2: A semi-lagrangian semi-implicit wide-band atmospheric model suited for finescale process studies and simulation. *Mon. Wea. Rev.* 125, 2382-2415.
3. Bjerknes, V, 1904: Das Problem der Wettervorhersage, betrachtet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik (The problem of weather forecasting as a problem in mechanics and physics). *Meteor. Z.* 21, 1-7. (English translation by Y. Mintz, 1954, reproduced in *The Life Cycles of Extratropical Cyclones*, 1999, Amer. Meteor. Soc.)
4. Charney, JG, 1955: The use of the primitive equations of motion in numerical prediction. *Tellus* 7, 22-26.
5. Gal-Chen, T and RCJ Somerville, 1975: On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *J. Comput. Phys.* 17, 209-228.
6. Grasso, LD, 2000: The differentiation between grid spacing and resolution and their application to numerical modeling. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 579-580.
7. Janjic, Z, 1990: The step-mountain coordinate: physical package. *Mon. Wea. Rev.* 118, 1429-1443.
8. Lauritzen P, C Jablonowski, M Taylor and RD Nair, 2011: Numerical techniques for global atmospheric models. Springer 577 pp.
9. McDonald, A and J Haugen, 1992: A two-time-level, three-dimensional semi-Lagrangian, semi-implicit, limited-area gridpoint model of the primitive equations. *Mon. Wea. Rev.* 120, 2603-2621.
10. Mesinger, F and A Arakawa, 1976: Numerical methods used in atmospheric models. GARP Publication Series No. 14, WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 64 pp.
11. Kallberg, P, 1977: Test of a boundary relaxation scheme in a barotropic model. ECMWF Research Dept Internal Report number 3, ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK.

참고문헌

12. Kalnay, E, 2003: Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. Cambridge University Press, 341 pp.
13. Kasahara, A, 1974: Various vertical coordinate systems used for numerical weather prediction. *Mon. Wea. Rev.* 102, 509-522.
14. Mesinger, F, ZI Janjic, S Nickovic, D Gavrilov and DG Deaven, 1988: The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. *Mon. Wea. Rev.* 116, 1493-1518.
15. Orlanski, I, 1976: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comput. Phys.* 21, 251-269.
16. Pielke, RA, 1991: A recommended specific definition of "resolution." *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 1914.
17. Phillips, NA, 1957: A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting, *J. Meteor.* 14, 184-185.
18. Purser, RJ and LM Leislie, 1996: Generalized Adams-Bashforth time integration schemes for a semi-Lagrangian model employing the second derivative form of the horizontal momentum equations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 122, 737-763.
19. Robert, A, 1982: A semi-implicit and semi-Lagrangian numerical integration scheme for the primitive meteorological equations. *J. Meteor. Soc. Japan* 60, 319-325.
20. Simmons, AJ and DM Burridge, 1981: An energy and angular momentum conserving vertical finite difference scheme and hybrid vertical coordinates, *Mon. Wea. Rev.* 109, 758-766.
21. Skamarock, WC, 2004: Evaluating mesoscale NWP models using kinetic energy spectra. *Mon. Wea., Rev.* 132, 3019-3032.
22. Skamarock, WC, JB Klemp, J Dudhia, DO Gill, DM Barker, M Duda, X.-Y. Huang, W Wang and JG Powers, 2008: A description of the advanced research WRF version 3, NCAR Technical Note.
23. Staniforth, A and J Cote, 1991: Semi-Lagrangian integration schemes for atmospheric models-A review. *Mon. Wea. Rev.* 119, 2206-2223.
24. Staniforth, A and N Wood, 2003: The deep-atmosphere Euler equations in a generalized vertical coordinate. *Mon. Wea. Rev.* 131, 1931-1938.

참고문헌

25. Thuburn, J, 2007: Rossby wave propagation on the C-grid. *Atmos. Sci. Lett.* 8, 37-42.
26. Thuburn J and TJ Woollings, 2005: Vertical discretizations for compressible Euler equation atmospheric models giving optimal representation of normal modes. *J. Comput. Phys.* 203, 386-404.



7장. 대기물리과정 및 모수화

7.1 서론

7.2 복사에너지 전달 과정

7.3 지표-대기 상호작용

7.4 대기 경계층 난류 혼합 과정

7.5 격자 및 아격자 규모 구름 물리과정

7.6 종력과 항력 모수화

학습목표

- 수치 예보 모델에서 물리과정 모수화의 개념을 이해한다.
- 복사 전달과정의 모수화 방법을 이해한다.
- 자연 지표 및 도시 지표 물리과정과 대기 상호작용의 모수화를 이해한다.
- 대기 경계층에서의 난류 교환 과정의 모수화를 이해한다.
- 격자 규모 및 아격자 규모에서의 구름 물리 과정 모수화를 이해한다.
- 아격자 산악과 적운 대류에 의한 중력과 항력의 모수화를 이해한다.

7.1 서론

지구 대기 중에는 다양한 대기 현상이 발생하고, 이 현상들은 제각각 특징적인 시간과 공간 규모를 가진다(그림 3.7). Orlanski(1975)는 이러한 대기 운동의 규모를 크게 대규모(Macro Scale), 중규모(Meso Scale), 그리고 미세 규모(Micro Scales)로 나누고, 다시 공간 규모에 따라 세부 규모를 나누어 정의하였다(표 7.1). 시간과 공간 규모로 나타낸 그래프에서 재미있는 부분은 어떤 현상의 공간 규모가 크면 시간 규모도 크며, 반대로 공간 규모가 작은 운동은 지속 시간도 짧다는 것이다. 이런 대기 운동의 규모에서 선형적인 특성은 대략 10ms^{-1} 의 속도 규모로 특징지어진다.

[표 7.1] 다양한 대기 현상들의 규모 구분(Orlanski, 1975 수정)

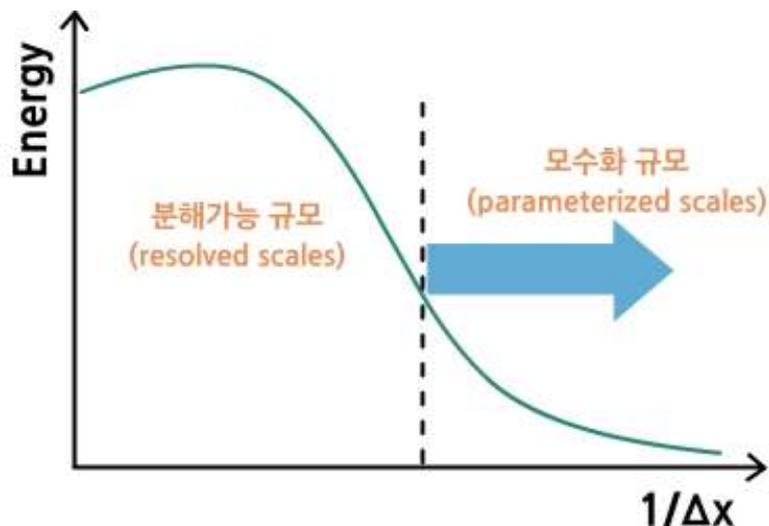
수평 규모	규모	관련 대기 현상
> 10000 km	대규모-알파(α)	지구규모 순환
2000 - 10000 km	대규모-베타(β)	경압성 파동, 저기압
200 - 2000 km	중규모-알파(α)	전선, 허리케인
20 - 200 km	중규모-베타(β)	하층제트, 산곡풍, 해륙풍, 도시풍
2 - 20 km	중규모-감마(γ)	폭풍, 도시효과, 청천 난류
200 m - 2 km	미세규모-알파(α)	적운, 토네이도
20 - 200 m	미세규모-베타(β)	열기포, 용오름
2 - 20 m	미세규모-감마(γ)	난류, 음파

수치 모델은 이러한 대기 현상들을 컴퓨터를 이용하여 모의하는 도구로 이용된다. 하지만 수 m에서 수천 km에 이르는 다양한 공간 규모를 가지는 대기 현상을 제한된 컴퓨터 용량으로 동시에 모의하는 일은 사실상 불가능하다. 앞 장에서 설명하였듯이 일정한 크기의 모델 격자를 설정하여 제한된 규모의 운동까지만 주어진 격자 규모에서 적절히 모의하게 된다. 지역 규모 모델의 경우 일반적으로 사용되는 격자 간격은 수~수십 km정도이며 전 지구모델의 경우 수십~수백 km 정도의 격자 간격을 가지고 있다. 격자 규모에서 분해되지 않는 대기 운동(혹은 대기 운동 에너지)이 존재하게 된다(그림 7.2). 이렇게 아격자 규모(Subgrid Scale)의 대기 현상을 격자 규모의 값으로 나타내는 것을 수치 모델에서 모수화(Parameterization)라고 한다.

7.1 서론

대기 난류나 적은 대류 등과 같은 현상은 일반적인 지역규모 혹은 전지구 모델에서 아격자 규모에 해당하며 이러한 물리 과정들을 적절한 방법을 통해 모수화한다. 아격자 규모의 현상을 모델링하는 것 외에도 어떤 물리 과정이 충분히 복잡한 경우나 혹은 물리과정을 충분히 이해하고 있지 못한 경우에 대해서도 수치 모델에 필요한 정도의 복잡성으로 단순화하여 표현하게 되는데, 이런 과정들도 수치 모수화라고 부른다.

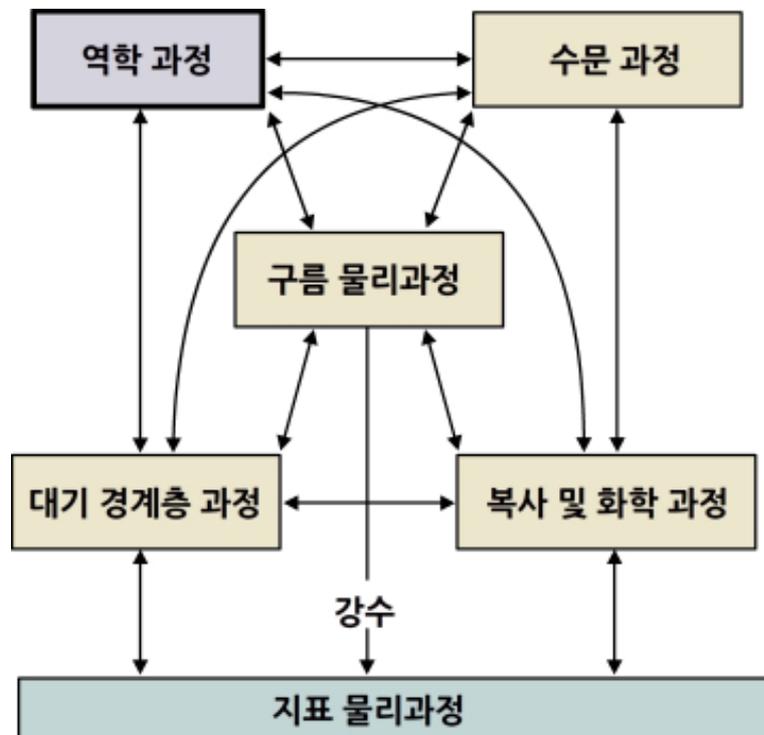
구름 물리 과정이나 대기 상층의 차가운 구름(‘Cold Cloud’) 물리 과정이 각각 이에 해당된다. 일반적으로 복잡한 물리과정에 대한 모수화는 수학적 가정을 이용하여 단순화 하거나 중요하지 않은 물리과정을 생략하여 단순화하게 된다. 또는 관측이나 고해상도 모델(예, Large Eddy Simulation, Direct Numerical Simulation) 결과값을 이용하여 통계식(Statistical Relation)이나 경험식(Empirical Relation)을 구하고 이를 활용하기도 한다. 최근 전지구모델의 구름 물리과정에서 시도되고 있는 방법으로 단순한 구름 물리과정의 모수화 식을 사용하는 대신 정교한 구름 물리 과정을 계산할 수 있는 모델(Cloud-resolving Model)을 전지구모델에 삽입하여 계산하는 방법(‘Super-parameterization’)이 시도되고 있다. 잘 이해하고 있는 복잡한 물리과정을 모델에서 단순화하여 표현하는 과정은 주로 컴퓨터 성능과 관련된 문제이므로, 일반적으로 시간이 지나면서 모델 내의 물리과정들이 과거보다 복잡한 형태로 진화하는 양상을 보인다.



[그림 7.2] 대기 운동 에너지 스펙트럼 모식도. Δx 는 모델의 격자 간격을 나타냄

7.1 서론

수치예보 모델에서 고려되는 주요한 물리과정으로는 단파/장파 복사 전달 과정, 지표-대기 에너지 및 물질 교환 과정, 대기 경계층 난류 혼합 과정, 격자/아격자 규모 구름 물리과정, 그리고 중력과 항력 모수화 과정 등을 들 수 있다. Arakawa는 이들 아격자 규모의 물리과정들을 ‘조절 (Adjustment)’ 과정으로 이해할 수 있다고 하였다(Arakawa, 1997). 예로 대기 경계층 난류 교환 과정은 대기가 지표 조건으로 조절되는 과정을 의미하고, 복사속(Radiative Fluxes)은 온도가 복사 평형으로 조절되기 위해 일어난다. 대류 과정은 불안정 성층화되어 있는 대기가 중립 성층 대기로 조절되는 과정으로 이해할 수 있다. 이들 물리과정들은 서로 상호 작용을 하면서 비선형적인 특성을 보인다(그림 7.3).



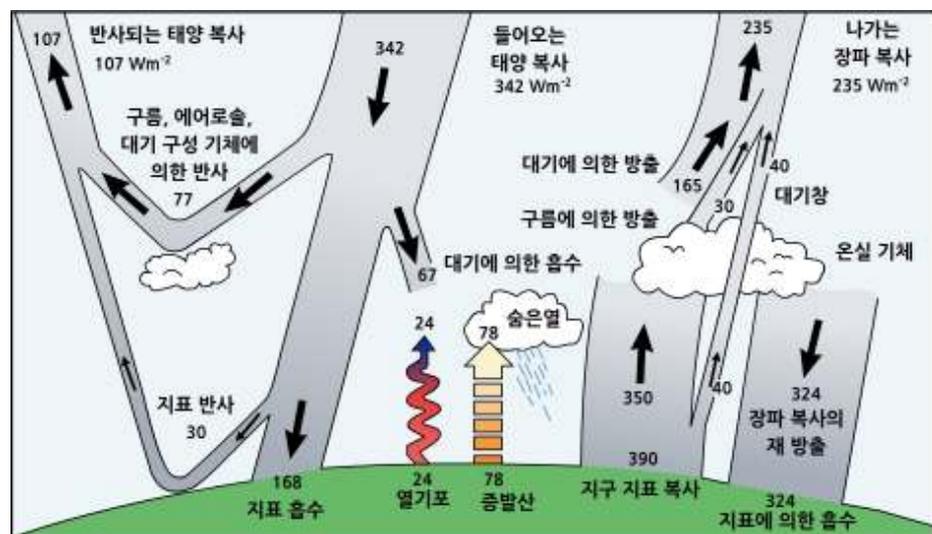
[그림 7.3] 대기 물리 과정들과 다양한 물리과정 간의 상호 작용을 나타내는 모식도. 역학 과정(Dynamical Processes)은 모델에 의해 명시적으로 분해 가능한 역학/물리 과정을 나타내고, 그 외 아격자 물리 과정들은 모수화 됨 (Kalnay, 2003과 Arakawa, 1997)

7.2 복사에너지 전달 과정

태양으로부터 받는 복사 에너지가 대기 운동을 일으키는 근본적인 에너지원이므로, 수치예보 모델에서 복사 전달 과정의 계산은 가장 중요한 부분 중 하나이다. 복사 가열/냉각 과정은 지구 및 대기의 열 수지에 중요하며, 지구의 기상 및 기후를 유도하는 총 에너지의 일부분을 설명한다. 대기 상층으로부터 지구로 들어오는 태양 복사 에너지는 대기를 거쳐 지표에 도달하는 동안 다양한 변화를 거치게 된다. 이 에너지의 일부는 대기 상층에서 반사되어 우주로 되돌아 가고, 일부는 대기를 통과한다. 대기 상층에서 반사된 복사 에너지와 입사 태양 복사 에너지의 비로부터 지구의 행성 알베도(Planetary Albedo)를 정의한다.

대기 중으로 들어온 복사는 대기 중에 포함된 다양한 구성 성분(예, CO₂, H₂O, O₃, Aerosols)에 의해 산란(Scattering), 흡수(Absorption) 그리고 반사(Reflection)되고, 단지 일부의 태양 복사 에너지만이 지표에 도달하게 된다. 지표에 도달한 태양 복사(Solar Radiance)의 일부는 지표에서 반사된다. 여기서 지표에 입사하는 태양 복사 에너지와 지표에서 반사되는 태양 복사 에너지의 비로 지표 알베도(Surface Albedo)를 정의할 수 있다. 대기 중에서 방출되어 지표에 도달하는 장파 복사와 지표에서 방출되는 장파 복사를 포함하여 지표에서 흡수한 순 복사 에너지(Net Radiation)를 계산할 수 있다. 이렇게 지구 지표에 흡수된 복사 에너지는 대기 난류에 의한 현열속(Turbulent Sensible Heat Flux)과 잠열속(Turbulent Latent Heat Flux)으로 대기 중에 방출되고, 나머지는 지중으로 열 전달된다(그림 7.4). 수치 예보 모델에서는 복사 에너지가 지구 지표와 대기에 미치는 영향을 나타내기 위하여 다양한 복잡성을 가진 복사 전달 과정 모수화 방안이 개발되어 사용되고 있다

(http://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric_radiative_transfer_codes).



[그림 7.4] 에너지 순환 과정(IPCC, 2007)

7.2 복사에너지 전달 과정

대기의 복사 전달 과정을 간단히 설명해보자. 편광(Polarization) 효과가 없다고 할 때 물질(혹은 매질)을 통과하는 복사(Radiance)는 4단계의 과정을 거친다. 물질에 의한 복사의 흡수, 물질에 의한 복사의 방출, 진행 방향과 다른 방향으로의 복사의 산란 그리고 마지막으로 진행 방향과 다른 방향에서 빛의 진행 방향으로의 산란 과정이 그것이다. 첫 번째와 세 번째 과정은 복사의 감쇄를 일으키고 나머지 두 과정은 복사의 보강이 일어난다. 복사전달 방정식(Radiative Transfer Equation)은 이들 과정을 포함하는 미분 방정식으로 표현되고, 그 해를 얻기 위해 수치적 방법(예, Discrete Ordinate Method, Monte Carlo method)이 적용된다.

복사(Radiance)는 전리-해리 작용(Ionization-dissociation), 전자의 천이(Electronic Transitions), 회전 및 진동 천이(Rotational and Vibrational Transitions) 등의 방법을 통해 대기중의 기체상과 상호작용을 한다(그림 7.5). 전리-해리 작용은 자외선이나 그보다 짧은 파장대에서 주로 일어나며 분자가 분리되거나 원자에서 전자가 떨어져나가 전리(이온화)되는 작용이다. 약 $0.1\mu\text{m}$ 이하의 태양 복사는 대기 상부에서 산소 원자 같은 기체의 이온화에 의해 거의 흡수되고 이로 인해 전리층이 형성된다. $0.1\sim 0.2\mu\text{m}$ 의 파장대는 O_2 가 O 로 해리되는 과정에서 흡수된다(Schuman-runge Continuum). $0.2\sim 0.3\mu\text{m}$ 사이의 태양 복사는 O_3 의 해리 작용에 의해 거의 흡수된다(Hartley Band). O_3 의 해리 작용은 가시광선 영역에서도 약하게 일어난다(Chappuis Band). 전자의 천이 과정은 궤도 전자가 양자화된 에너지 준위에서 상승할 때 에너지를 필요로 하게 되는데 기체상과 복사의 상호작용으로 에너지를 얻는 과정이다. 이런 전자의 천이 과정은 대부분 자외선이나 가시광선 영역에서 일어난다. 회전 천이 과정은 복사와 상호작용을 통해 분자의 회전 에너지가 변화하는 과정을 말하며, 이는 원적외선이나 마이크로파 영역에서 일어난다.

보통 진동 천이 과정과 동시에 일어나 복잡한 스펙트럼 형태를 나타낸다. 원적외선 영역은 수증기의 회전 천이에 의해 크게 좌우되며, 마이크로 파 영역에서 수증기의 탐지도 회전 천이의 특성을 이용하는 것이다. 적외선 영역에서 대기의 주요한 흡수체인 CO_2 와 H_2O 는 복사와 상호작용하여 대칭 혹은 비대칭의 진동을 일으킨다. 이것이 진동 천이 과정이며 위성 기상학에서 중요하게 응용하는 복사와 기체상의 상호작용 특성이다. 질소(N_2)와 산소(O_2)는 지구 대기에 가장 많이 존재하지만 분자 구조상 전기적 양극성(Electric Dipole Moment)이 없으므로 적외선 영역에 대해 투명하게 된다.

7.2 복사에너지 전달 과정

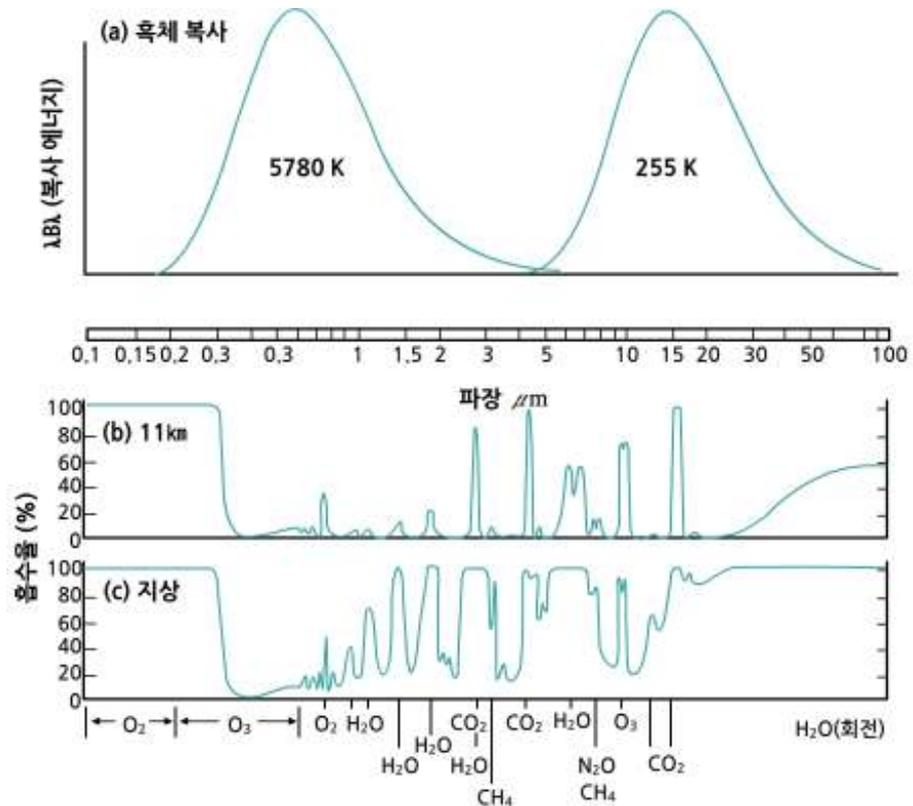
또한 지구 대기에서는 주로 충돌에 의해 분자 변형이 일어나고 이 때문에 약간씩 다른 파장에서 흡수나 방출이 일어나게 되므로 흡수선이 단일 주파수(혹은 단일 파장)가 아니라 다소 넓은 파장대에서 나타나게 된다. 이러한 복사와 대기의 상호작용은 수치 모델에서 직접 다루기에는 상당히 복잡한 물리 과정들이므로(그림 7.5), 대기에 의한 가열율이나 지표 복사 에너지의 계산을 위해서는 이런 과정들을 단순화한 복사 모수화(Radiation Parameterization)를 이용하게 된다.

수치 모델에서는 단순화된 단파 복사와 장파 복사 전달 방정식을 이용하여 태양 복사의 흡수에 의한 대기의 가열이나 적외 복사에 의한 대기의 가열/냉각 과정을 고려한다. 다양한 대기 흡수 기체들(예, O_2 , H_2O , CO_2 , O_3 , CH_4), 에어로졸 그리고 구름의 연직 분포와 대기의 온도 및 압력 분포를 바탕으로 각 층에서의 상향 및 하향 장/단파 복사속을 계산하게 된다. 일반적으로 대기 흡수 기체들이나 에어로졸의 연직 분포의 경우 기후값을 이용하여 계산하며, 지역 규모 수치예보 모델들은 보통 이들 변수들이 예단적으로 계산하므로 모델에 의해 계산된 예측값을 복사 전달 과정의 입력 자료로 이용하여 계산한다.

복사 모수화를 통해 복사 전달 과정을 계산함에 있어 가장 큰 오차를 발생하는 부분은 구름 효과를 고려하는 과정에서 나온다. 지역 규모나 전지구 규모의 수치 모델의 경우 구름 물리과정의 이해 부족, 관측 정보의 부족 등의 이유로 구름을 적절히 모의하지 못하는 경우가 많기 때문이다.

최근에는 기상 모델과 대기질(Air Quality) 모델을 함께 이용하여 대기 복사 계산에 필요한 대기 흡수체의 양과 위치를 모델 예측값을 이용하여 계산하기도 하나 구름과 비슷하게 대기 복사에 관여하는 물질들의 정확한 예측이 선행되어야 하는 문제를 안고 있다.

7.2 복사에너지 전달 과정



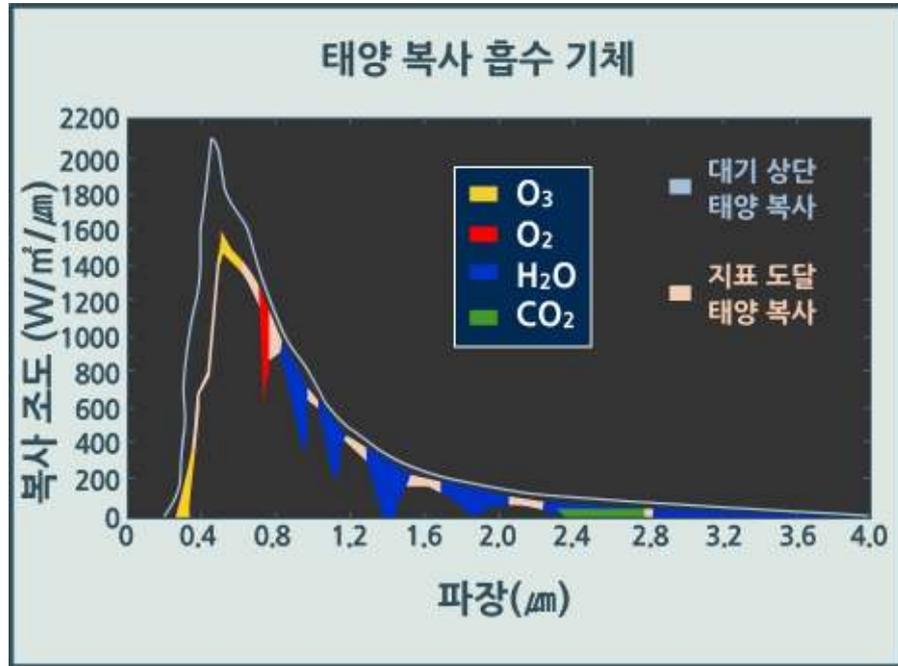
[그림 7.5] 태양과 지구에 평균 온도에 상응하는 흑체 복사 곡선(위)과 대기 중 다양한 기체들과 복사 상호 작용(아래) (Wallace and Hobbs, 2006)

7.2.1 단파복사 전달과정

대기 상단에서부터 태양 (단파) 복사가 들어오면 지표에 도달하기까지 대기 중 흡수 기체와 에어로졸, 그리고 구름 등에 의해 흡수, 반사, 산란 과정을 거치게 된다. 그림 7.6은 대기 상단에서의 단파 에너지와 지표에 도달하는 단파 에너지의 스펙트럼을 나타내고 있다. 지표에 도달한 에너지 스펙트럼에서 색칠된 부분은 단파 복사가 오존, 산소, 수증기, 그리고 이산화탄소에 의해 특정 파장대에서 흡수된 양을 나타낸다. 흡수되는 복사 에너지의 양은 태양 빛이 대기를 거쳐 들어오는 경로상에 존재하는 흡수 기체들의 양에 비례한다(Beer's Law).

두 에너지 스펙트럼의 차이는 흡수를 제외한 감쇄 즉 산란과 반사에 의해 발생한 차이로 해석할 수 있다. 대기 상단에서의 복사에너지 스펙트럼은 태양의 온도에 상응하는 플랑크 곡선에 좀 더 가깝다는 것을 예상할 수 있다.

7.2 복사에너지 전달 과정



[그림 7.6] 대기 상단과 지표에 도달하는 태양 복사 스펙트럼. 대기의 흡수 기체에 의한 흡수량은 색깔로 표시되어 있으며, 대기 상단에서와 지표에서의 복사 차이는 대기에 의한 산란을 나타냄(COMET <http://meted.ucar.edu/nwp/course/index.htm>)

단파 복사의 모수화는 다음의 과정을 통해서 설명할 수 있다. 먼저 태양으로부터 대기 상단으로 입사하는 단파 복사에너지는 태양 상수와 지구-태양의 거리, 태양의 천정각 등을 이용하여 쉽게 계산할 수 있다. 계산된 값으로부터 지표에 도달하는 동안 복사의 감쇄가 일어나게 된다(그림 7.6). 복사전달 방정식은 이 과정을 나타내는 식이며 다음과 같이 일반식으로 쓸 수 있다.

$$\mu \frac{dL_{\lambda}(\theta, \phi)}{d\tau} = -L_{\lambda}(\theta, \phi) + \tilde{\alpha}_{\lambda} B_{\lambda}(T) + \frac{\tilde{\omega}_{\lambda}}{4\pi} \int_0^1 \int_{-1}^1 L_{\lambda}(\mu', \phi') d\mu' d\phi'$$

여기서 $\mu \equiv \cos\theta$, τ 는 광학적 두께를 나타내고, L 과 B 는 각각 특정 파장의 입사 복사에너지와 방출 복사 에너지를 나타내고, θ 와 ϕ 는 천정각과 방위각을 각각 나타낸다. 오른쪽 빛의 경로를 따라 입사되는 복사에너지, 방출되는 복사 에너지, 그리고 빛의 경로로 산란되는 복사에너지를 각각 나타낸다. 흡수 수(Absorption Number)와 단일 산란 알베도(Single Scattering Albedo)는 각각 다음과 같이 정의된다.

$$\tilde{\alpha}_{\lambda} \equiv \frac{\sigma_a(\lambda)}{\sigma_e(\lambda)}, \quad \tilde{\omega}_{\lambda} \equiv \frac{\sigma_s(\lambda)}{\sigma_e(\lambda)}$$

7.2 복사에너지 전달 과정

여기서 $\sigma_a, \sigma_s, \sigma_e$ 는 차례로 각 파장에 대한 흡수 계수(Absorption Coefficient), 산란 계수(Scattering Coefficient), 그리고 소광 계수(Extinction Coefficient)를 의미한다.

연직 광학적 두께(Vertical Optical Depth)는 흡수 계수와 산란 계수의 합으로 정의되는 소광 계수의 연직 합으로 다음과 같이 적분 형태로 정의할 수 있다.

$$\tau(z_1, z_2) \equiv \int_{z_1}^{z_2} \sigma_e(\lambda, z) dz = \int_{z_1}^{z_2} (\sigma_a(\lambda, z) + \sigma_s(\lambda, z)) dz$$

위의 복사 전달 방정식을 모든 파장대에 적용하게 되면 임의의 높이에 있는 대기층에 대해 순 단파 복사속(F_s)을 다음과 같이 구할 수 있다.

$$F_s(z) = F^\uparrow(z) - F^\downarrow(z)$$

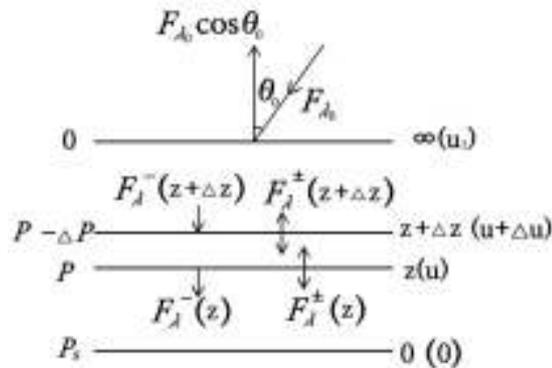
이 복사 수지를 대기층에 대하여 구하면 태양 (단파) 복사에 의한 대기의 가열률은 다음과 같이 구할 수 있게 된다(그림 7.7).

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{g}{c_p} \frac{dF_s(z)}{dz} = -\frac{g}{c_p} \frac{dF_\lambda(u)}{du}$$

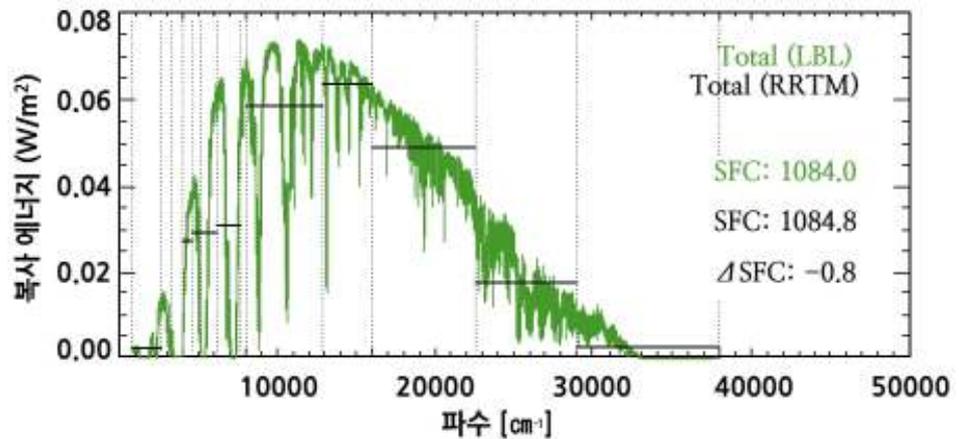
대기층의 온도 변화는 이 대기층의 복사에너지의 수렴/발산에 의해 계산된다. 위의 식에서 보듯이 복사 전달 방정식은 모든 파장 영역에 대해서 계산하여야 한다. 하지만 계산 시간이 많이 걸리므로 몇 개의 파장대를 나누어 각 파장대에 대해 흡수 기체들과 에어로졸, 그리고 구름 등의 평균적인 복사 특성을 고려하여 수치 예보 모델에서는 단순화한 방법을 사용한다(그림 7.7).

예로 지역 규모 모델 WRF에 포함된 NASA/GSFC 방법은 $0.175 \sim 10 \mu\text{m}$ 의 파장 영역을 12개의 밴드(자외선 8 영역, 가시광선 1 영역, 적외선 3 영역)로 나누어서 계산하고, RRTM 방법은 비슷한 복사에너지 파장 영역에 대해 단파와 장파 각각 14개와 16개의 밴드 영역으로 나누어 계산한다. 이들 단순화된 복사 모델들은 Line-by-line 모델 결과와 비교할 때 대략 $1 \sim 2 \text{ Wm}^{-2}$ 이내의 오차를 보이는 정확도를 가진다.

7.2 복사에너지 전달 과정



[그림 7.7] 대기층에서의 상향 및 하향 단파 복사속을 나타내는 모식도



[그림 7.8] 밴드형 모델 RRTM(Rapid Radiative Transfer Model)의 개념도. LBL은 Line-by-line 모델을 의미

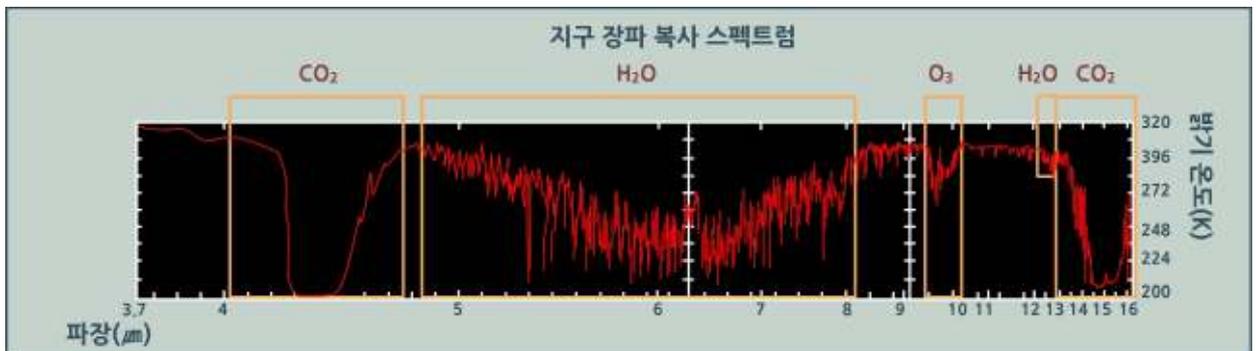
7.2.2 장파복사 전달과정

지구 대기에서 장파 복사의 가장 중요한 흡수체는 수증기(H₂O)이며, 약 6 μm 부근의 진동 천이(Vibrational Transition) 파장대가 존재한다(그림 7.9). 대기 중 이산화 탄소(CO₂)와 오존(O₃) 역시 장파 복사 전달에 중요한 역할을 한다. 그 밖에 다양한 온실 기체들(CH₄, N₂O, CFCs) 또한 장파 복사와 상호작용에서 중요한 역할을 하며, 전지구모델에서 지구 온난화 문제와 관련하여 큰 주목을 받고 있다.

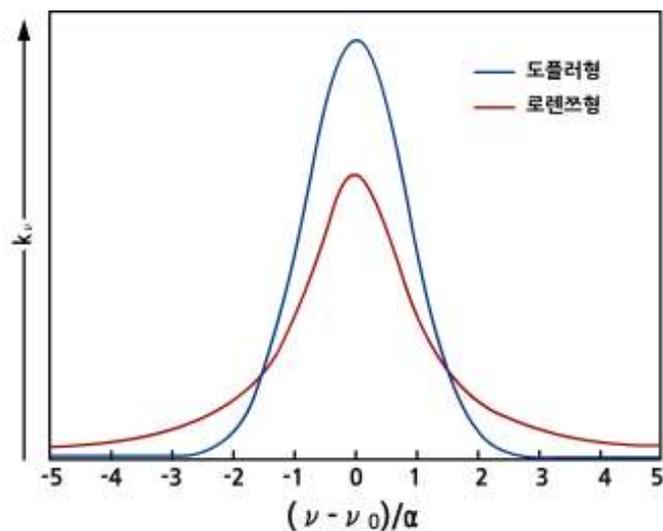
단파 복사에서의와 마찬가지로 이들 기체들에 의한 복사 에너지의 흡수량을 계산하기 위해서는 수만개의 파장대로 나누어진 아주 좁은 흡수선을 모두 포함하여야 한다(그림 7.8). 따라서 수치 예보 모델에서는 다양한 방법(예, Band Models, Correlated-k-distribution Method)을 이용하여 계산 효율을 높이는 방법을 사용한다.

7.2 복사에너지 전달 과정

정확하게 계산할 수 있는 Line-by-line 모델은 단순화한 방법을 검정하기 위한 목적으로 사용되기도 한다(그림 7.8). 밴드 모델(Band Models)들은 비교적 넓은 파장 (혹은 주파수) 영역에 대해 흡수 계수를 구하여 이용한다. 이들 모델들은 Line-by-line 스펙트럴 라인들의 분포를 적절히 표현할 수 있는 해석적 함수를 이용한다(그림 7.10). 흡수 계수(k)의 분포를 이용하는 방법(K-distribution Method)은 그림 7.11에서 보듯이 파장에 대해 복잡한 형태를 보이는 흡수 계수 스펙트럼이 누적 확률(Cumulative Probability)의 함수로 표현했을 때 훨씬 단순한 형태를 보이는 특성을 이용한다. 이 방법은 단일 스펙트럴 라인에서의 투과율 계산을 투과율 함수의 합으로 계산하므로 복사 전달 방정식을 경제적으로 계산할 수 있다.

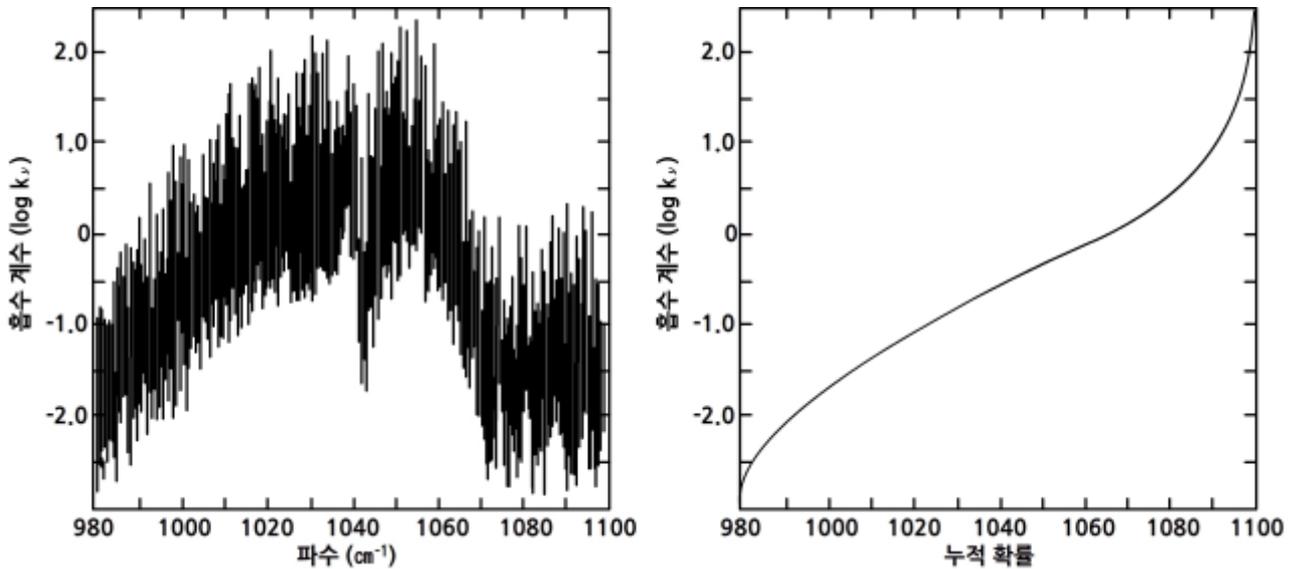


[그림 7.9] 장파 복사와 흡수 기체 상호작용으로 얻어지는 장파 복사 스펙트럼 (COMET <http://meted.ucar.edu/nwp/course/index.htm>)



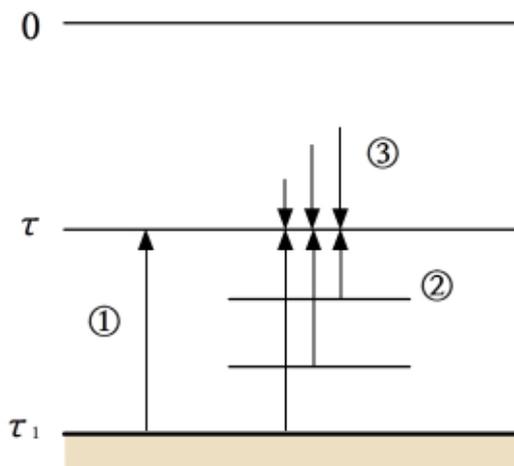
[그림 7.10] 로렌쯔형 함수(Lorentz lineshape function)와 도플러형 함수(Doppler lineshape function)(Wallace and Hobbs, 2006)

7.2 복사에너지 전달 과정



[그림 7.11] 오존 9.6 μm 밴드의 파장(좌)과 누적 확률(우)에 대한 흡수 계수 k 분포(Fu and Liou, 1992)

수치 예보 모델에서 장파 복사에 의한 가열률의 계산은 기본적으로 태양(단파) 복사의 계산과 유사하게 연직 방향(상향/하향)의 복사속을 고려한 간단화된 복사 전달 방정식의 계산을 통해 이루어진다. 다만 단파 복사는 태양이 유일한 복사원(Source)인 것에 반해 장파 복사 전달 과정에서는 지표와 대기도 장파 복사 방출을 통해 관여하기 때문에 그 계산과정이 더욱 복잡하다(그림 7.12).



[그림 7.12] 대기층에서의 장파 복사속 계산 모식도. 어떤 높이에서의 순 장파 복사속은 지표로부터의 방출(1), 각 대기층에서의 방출되어 고려하는 대기층에 도달하는 복사(2와 3)에 의해 결정 됨

7.2 복사에너지 전달 과정

임의의 얇은 대기층에 대해서 순 장파 복사속은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$F_l(z) = F^\uparrow(z) - F^\downarrow(z)$$

상향 및 하향 복사속 $F^\uparrow(z)$, $F^\downarrow(z)$ 는 각각 지표로부터 고도 z 까지 그리고 고도 z 에서부터 대기층 상단까지의 대기 층에서 장파 방출량을 적분하여 구할 수 있다. 이로부터 장파 복사에 의한 대기의 가열률은 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{g}{c_p} \frac{dF_l(z)}{dz}$$

많은 복사 모델에서 복사 전달 방정식을 풀기 위해 필요한 흡수 기체들의 수평 및 연직분포는 단파 복사와 비슷하게 주로 기후값을 이용하여 모수화하고 있다.

7.2.3 구름의 복사 효과 모수화

구름은 대기 복사에 가장 크게 영향을 미치는 요소이다. 일반적으로 구름이 있을 경우 입사하는 단파 복사량을 감소시키고 방출되는 장파 복사량이 줄어들게 된다. 수치 예보 모델의 복사 과정에서 구름 효과를 효과적으로 고려하는 일은 정확한 복사 가열항을 계산하기 위해 중요하다.

격자 규모가 수 km 이내의 값을 가지는 고해상도 수치 모델의 경우 대부분의 구름은 격자 간격에서 분해되고 이 양이 그래도 복사 전달 방정식에 입력 자료로 사용된다. 하지만 격자 규모가 수십 ~ 수백 km에 이르는 수치 예보 모델에서는 진단적 방법을 통해 구름을 계산하는 것이 보통이다. 기초적인 연구는 Slingo(1987)에 기반한 방법으로, 상층, 중층, 그리고 하층 구름에 대해 각각 상대 습도의 임계값을 설정하여 구름의 존재 여부를 결정하였다.

$$C_{fr} = (RH_g - RH_{cr}) / (1 - RH_{cr})$$

여기서 C_{fr} , RH_g , RH_{cr} 는 각각 격자 내 구름 비율(Cloud Fraction), 모델 격자 규모의 상대 습도, 임계 상대 습도(Threshold Relative Humidity)를 나타낸다.

7.2 복사에너지 전달 과정

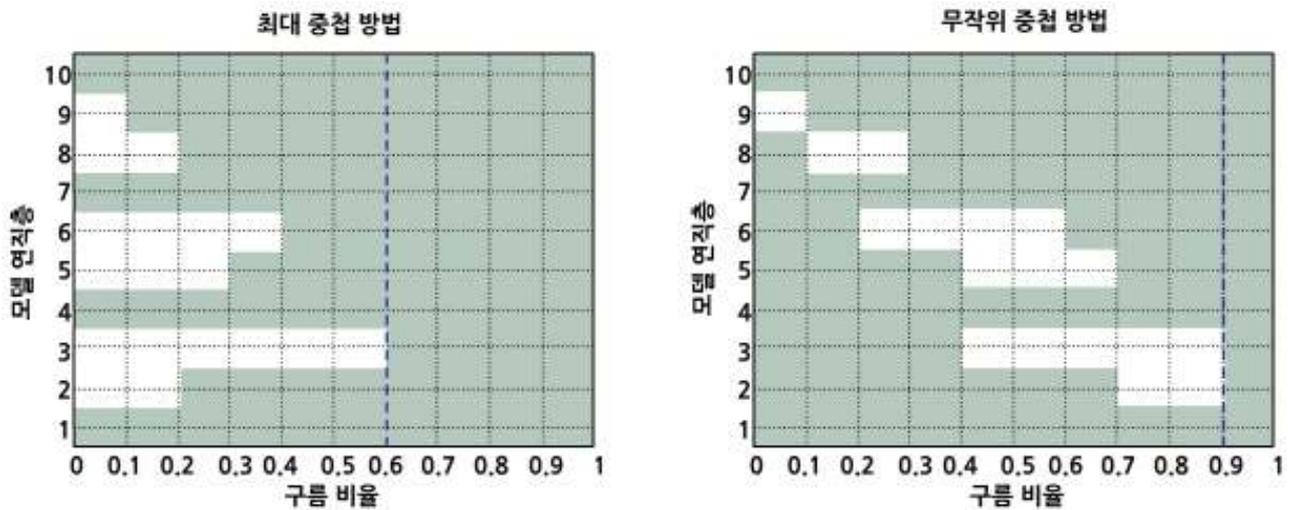
임계 상대습도는 하층, 중층, 그리고 상층 구름에 대해 각각 66%, 50%, 40% 값을 가지며, 이 값들은 지역적 특성에 따라 달라질 수 있는 경험적인 값이다. 따라서 격자내 구름이 차지하는 비율은 0과 1 사이의 값으로 산출된다. 구름(Cloud; q_c)과 비(rain; q_r)의 수상(Hydrometeor)을 고려하는 격자 규모 구름 물리 과정을 포함한 지역 규모 모델의 경우 다음과 같이 다른 방법이 제시되어 사용되기도 한다(Xu and Randall, 1996).

$$C_{fr} = RH \left[1 - \exp \left(- \frac{q_c + q_r}{1 - RH} \right) \right]$$

각 층의 구름 정보가 산출되면 다음으로 고려하는 요소는 구름의 중첩(Overlapping) 양상이다. 즉, 한 격자 내에 연직적으로 존재하고 있는 구름을 대기 상단에서 지표로 투영한다고 할 때, 지표에 투영된 격자 내의 구름이 차지하는 비율은 구름의 중첩에 따라 달라지게 된다. 예로 상층, 중층, 그리고 하층 구름이 각각 25%, 35%, 40% 존재한다고 할 때, 최대 중첩(Maximum Cloud Overlapping), 최소 중첩(Minimum Cloud Overlapping), 무작위 중첩(Random Cloud Overlapping)의 세 가지 방법을 고려할 수 있다(그림 7.13). 최대 구름 중첩 방법은 상층, 중층, 하층 구름이 최대로 중첩되어 있다고 가정하는 경우로 지표의 투영면에서 구름이 차지하는 비율이 최소(40%)가 된다. 최소 구름 중첩 방법은 반대로 각 구름들의 중첩이 최소로 일어나는 것을 가정하는 것으로, 예시의 경우 이 방법에 의해 계산되는 구름이 차지하는 비율은 100%가 된다. 앞의 두 방법은 발생 가능한 두 가지의 극한 상황을 나타내고 있다. 반면 무작위 구름 중첩 방법은 구름의 무작위 중첩을 가정하여 계산하는 방법이다. 다음의 식은 무작위 중첩의 계산 예시이다.

$$C_F = C_h + (1 - C_h)C_m + (1 - C_h - (1 - C_h)C_m)C_l$$

7.2 복사에너지 전달 과정



[그림 7.13] 구름의 중첩 방법 예시. 최대 중첩(좌)과 무작위 중첩(우).
두 그림에서 상층, 중층, 하층에서 구름이 차지하는 비율을 동일

수치 예보의 기본적인 개념을 도입한 Richardson(1922)이 제시하였듯이, 시/공간 차원의 편미분 방정식으로 이루어진 대기 운동 지배 방정식을 풀기 위해서는 적절한 초기 자료와 경계 조건이 주어져야 한다. 수치 예보 모델의 지면 경계 조건은 지표-대기 상호 작용의 계산을 통해 이루어지며, 수치 예보 모델에서 물리 과정의 계산을 통해 주어지는 유일한 경계 조건이다. 대기 꼭대기 경계 조건이나 지역 규모 모델에서 주어져야 하는 측면 경계 조건의 경우 앞 절에서 설명하였듯이 물리 과정에 기반하는 방법이 아니라, 수치적 계산의 정확도와 효율성에 기초하여 수학적으로 결정되는 측면이 강하다.

지표 에너지 수지는 지표면에서의 태양 복사와 지구 복사 에너지 수지에 의한 순 복사 에너지가 대기 난류에 의한 지표-대기 간 현열(Sensible Heat) 및 잠열(Latent Heat) 교환 그리고 전도에 의한 지중(Sub-surface) 열 전달로 균형을 이룬다. 지면 경계 조건은 지표 에너지 수지와 관련된 물리 과정을 계산하는 과정에서 주어진다. 또한 난류 열 교환에 직접적으로 영향을 받는 대기 하부층(약 1~2km 이내)을 대기 경계층(Atmospheric Boundary Layer)으로 정의하는데, 대기 난류에 의한 혼합 과정은 지표-대기 상호 작용의 계산과 밀접한 관계에 있다.

7.3 지표-대기 상호작용

대부분의 수치 예보 모델에서 지표-대기 에너지, 물질, 그리고 운동량의 교환은 모델에 결합된 지면 모델(Land-surface Model)을 통해 계산된다. 지면 모델들은 격자 내에 존재하는 식생과 토양을 중심으로 일어나는 다양한 물리 과정(예, 수문 과정, 난류 교환 과정, 증발산 과정)의 모수화를 포함한다. 역사적으로 보면 1920년대 Richardson은 지표 식생들을 부피가 없는 표면으로 간주하는 ‘Vegetation Film’ 개념을 제시하였다.

이 개념의 도입으로 복잡한 지표 식생을 단순히 표현 할 수 있게 되었다. 하지만 1960년대까지 지면 과정은 큰 발전이 없었으며, 수치 예보 모델이 활성화되기 시작한 1960년대 후반에 토양 열에너지와 수분 전달을 고려하는 모델이 처음으로 제시되었다(Manabe, 1969). 이후 지면 모델 발달의 중요한 전환점은 Deardorff(1978)의 ‘Big Leaf’ 개념의 도입이었다.

이는 다양한 형태와 생태적 특성을 가지는 식생을 하나의 ‘커다란 잎’으로 단순화하여 식생에서 일어나는 증발산(Evapo-transpiration) 과정을 명시적으로 모수화할 수 있는 획기적인 개념이었다. 1980년대 후반까지 이들 기본 개념을 바탕으로 다양한 지면 모델(예, BATS, SiB)이 주로 전지구 모델에 활용되기 위해 개발되었다. 장기간 수치 적분을 통해 기후 예측을 하고자 할 경우에는 지표 물리과정의 정확한 계산은 더욱 중요하다.

1990년대 이후로 더욱 정교한 물리과정을 포함하는 지면 모델(예, LSM, LEAF)이 개발되어 지역 규모 수치 모델에 적용되었다. 대부분의 지면모델들은 지구 위의 존재하는 다양한 지표 조건(예, 산림 지역, 초원 지역, 바다)에 대해 적용할 수 있는 형태로 개발되었다.

2000년대 이후에는 컴퓨터 성능의 급속한 발전과 함께 지역 규모 모델의 수평 해상도가 높아지고 기존에 개발되어 이용되어온 지면 모델이 도시 대기 모의에는 적절하지 못하다는 문제점이 제기되었고, 현재는 도시 지역에 적용할 수 있는 도시 지표 모형들이 개발되어 활용되고 있다.

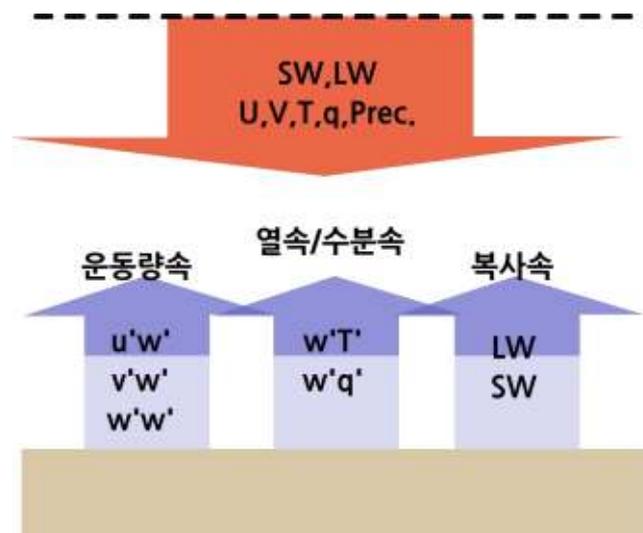
7.3 지표-대기 상호작용

7.3.1 자연지표-대기 상호작용

대기 운동 지배 방정식의 하층 경계 조건으로 필요한 요소는 지표 운동량속(Momentum Flux), 현열속(Sensible Heat Flux), 잠열속(Latent Heat Flux 혹은 수분속), 상향 단파 복사속(Radiant Flux)과 장파 복사속이다. 이들은 각각 운동량 보존 방정식, 열에너지 및 수분 보존 방정식, 그리고 복사 전달 방정식의 하층 경계값이 된다. 따라서 지면 모델(LSMs)의 기본적인 역할은 대기 운동 지배 방정식을 풀기 위해 이들 플럭스를 적절히 결정하는 일이다.

그림 7.14는 지면 모델과 수치 예보 모델 사이의 정보 교환 관계를 모식적으로 나타내고 있다. 수치 예보 모델의 최하층에서 계산되는 풍속, 온도, 비습, 강수, 그리고 하향 장/단파 복사 에너지가 지면 모델에 전달되고, 이 값을 강제력으로 하여 지면 모델은 지표와 대기 사이의 운동량속, 현열속과 잠열속 그리고 상향 장/단파 복사속을 계산하여 되돌려 준다.

이들 플럭스 값들은 대기 난류에 의한 지표-대기 물질 및 에너지 교환을 나타내고, 분자 운동에 의한 기여는 작은 값을 가지므로 무시한다. 여기서는 지표 난류속의 계산을 위해 사용되는 Bulk Method와 Monin-Obukhov Similarity Method를 간단히 설명하도록 한다.



[그림 7.14] 지면 모델과 수치 예보 모델 사이의 플럭스 교환 모식도. 점선은 수치 예보 모델의 연직 최하층을 나타냄. SW와 LW는 하향 단파와 장파 복사 에너지, U, V, T, q, Prec.는 각각 모델의 최하층 격자에서의 동서 방향 운동량, 남북 방향 운동량, 온도, 비습, 그리고 강수량을 나타냄

7.3 지표-대기 상호작용

7.3.1.1 Bulk Method

이 방법을 이용한 지표 현열속, 잠열속, 그리고 운동량속은 각각 다음과 같이 간단한 식으로 표현한다.

$$F_h = c_p \rho C_h |V_a| (T_s - T_a)$$

$$F_q = \rho L C_q |V_a| (q_s - q_a)$$

$$F_m = \rho C_d |V_a|^2$$

여기서 F_h, F_q, F_m 는 각각 난류 현열속, 잠열속, 운동량속을 나타낸다. V_a, T_a, q_a 는 각각 수치 예보 모델의 최하층에서의 풍속, 온도, 비습을 나타낸다. T_s, q_s 는 지표 온도와 비습을 나타낸다. C_h, C_q, C_d 는 각각 무차원 난류 교환 계수를 나타낸다. 이 값들은 대기 안정도와 지표 거칠기 길이의 함수로 계산할 수 있다. 또는 간단히 상수값으로 사용하기도 하는데, 사용 가능한 크기는 관측 자료로부터 다음과 같다.

$$C_h = 1.4 \times 10^{-3}$$

$$C_q = 1.6 \times 10^{-3}$$

$$C_d = 1.1 \times 10^{-3}$$

풍속이 강할수록, 포텐셜(온도차, 비습차, 풍속차)이 클수록 난류 교환속이 커지는 관계를 나타내고 있다.

7.3 지표-대기 상호작용

7.3.1.2 지표 상사 이론 방법(Monin-Obukhov Similarity Method)

대기 경계층의 난류와 관련된 물리 과정들은 상당히 복잡하여 수학적 이론을 기반으로 관계식을 얻기 어렵다. 그 이유로 대부분의 경우 지표 난류속(Surface Turbulent Fluxes)를 결정하는 관계식은 다양한 난류 관측을 기반으로 만들어진다. 상사 이론(Similarity Theory)은 이런 관측들을 기반으로, 평균(혹은 대규모) 바람, 온도, 비습의 무차원화된 연직 분포와 무차원 길이 규모(z/L)를 버킹햄 파이 차원 분석(Buckingham Pi Dimensional Analysis)이 이용하여 관계식을 얻는 방법이다. 여기서 z 는 지면으로부터의 높이를, L 은 Monin-Obukhov 길이로 다음과 같이 정의된다.

$$L = u_*^2 \bar{\theta} / kg\theta_*$$

여기서 k 는 von Karman 상수, g 는 중력 가속도, u_* , θ_* , $\bar{\theta}$ 는 풍속과 온위의 특성값, 그리고 평균 온위값을 나타낸다. Monin-Obukhov 길이는 열속(Heat Flux)와 운동량속(Momentum Flux)의 비로 정의되는 값이며, 대기가 안정할 경우 양(Positive)의 값을 가지며 불안정할 경우 음(Negative)의 값을 가진다. 상사 이론에 따르면, 수평적으로 균질하고(Homogeneous) 정적(Stationary) 지표층에서 무차원화된 연직 바람 속도, 온도 속도, 그리고 비습 속도는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned} \frac{kz}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} &= \phi_m(z/L) \\ \frac{kz}{\theta_*} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} &= \phi_h(z/L) \\ \frac{kz}{q_*} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} &= \phi_q(z/L) \end{aligned}$$

우변의 ϕ_m , ϕ_h , ϕ_q 는 각각 운동량, 열, 그리고 수증기양의 연직 속도(vERTICAL GRADIENT)를 나타내는 무차원 함수이다. 이 함수들은 관측 자료로부터 안정도별 경험적 추정 곡선(Best Fit Curve)으로부터 구해진다. 위 관계식을 이용하여 두 층 사이의 적분을 취하면 다음의 관계식을 얻을 수 있다.

$$\begin{aligned} u(z) &= \frac{u_*}{k} [\ln(z/z_0) - \phi_m(z/L) + \phi_m(z_0/L)] \\ \theta(z) &= \theta_0 + R \frac{\theta_*}{k} [\ln(z/z_0) - \phi_h(z/L) + \phi_h(z_0/L)] \end{aligned}$$

7.3 지표-대기 상호작용

여기서 R 은 운동량과 열의 난류 교환 계수의 비를 나타내는 상수로 0.74의 값을 가진다. 높이 z_0 는 지표면 거칠기 길이로 이 높이에서의 풍속은 0으로 정의된다. θ_0 는 거칠기 길이 높이에서의 온위값을 나타낸다. 난류에 의한 연직 운동량속 및 열속은 이들 지표층 특성값과 다음의 관계로 정의된다.

$$u_* = \overline{|u'w'|}^{1/2}$$

$$\theta_* = -\overline{w'\theta'}/u_*$$

따라서 무차원 함수가 주어졌을 때 지표 난류 운동량속과 열속은 두 층의 적분으로 얻은 식과 Monin-Obukhov 길이를 나타내는 식으로부터 반복적 계산법을 통해 구할 수 있다. 이 방법을 따라 Louis(1979)의 방법은 다음과 같이 지표 난류속을 결정한다.

$$u_*^2 = \frac{k^2}{(\ln z/z_0)^2} u F_m(z/z_0, Ri_B)$$

$$u_* \theta_* = \frac{k^2}{R(\ln z/z_0)^2} u (\theta - \theta_0) F_h(z/z_0, Ri_B)$$

여기서 F_m, F_h 는 지표 거칠기 길이와 Bulk Richardson number(Ri_B)로 정의되는 운동량과 열 교환에 적용할 수 있는 안정도 함수를 나타낸다. 이들은 수치적 방법을 통해 풀 수 있으며, 해를 얻기 위해 매 적분 시간마다 반복적 계산을 필요로 하기 때문에 이를 피하기 위해 간단한 해석적 함수 형태가 제시되어 사용되기도 한다(Louis, 1979). 또한 위와 동일한 과정을 통해 난류에 의한 연직 수증기속(Moisture Flux)도 구할 수 있다.

위와 같이 지표와 대기 사이의 난류속을 계산하기 위해서는 지표 온도와 비습 등의 값이 주어져야 한다. 이를 위해서는 토양의 온도와 수분의 계산을 필요로 한다. 이를 계산하는 모델로는 Force-restore 방법(Deardorff, 1978)이나 다층 모델(Multilayer Models)이 주로 많이 사용된다. Deardorff의 방법은 지표에 도달하는 대기 복사에너지에 직접 반응하는 토양층과 좀 더 긴 시간 규모를 가지고 조절되는 하부 토양층의 2층 구조로 나누어 계산한다.

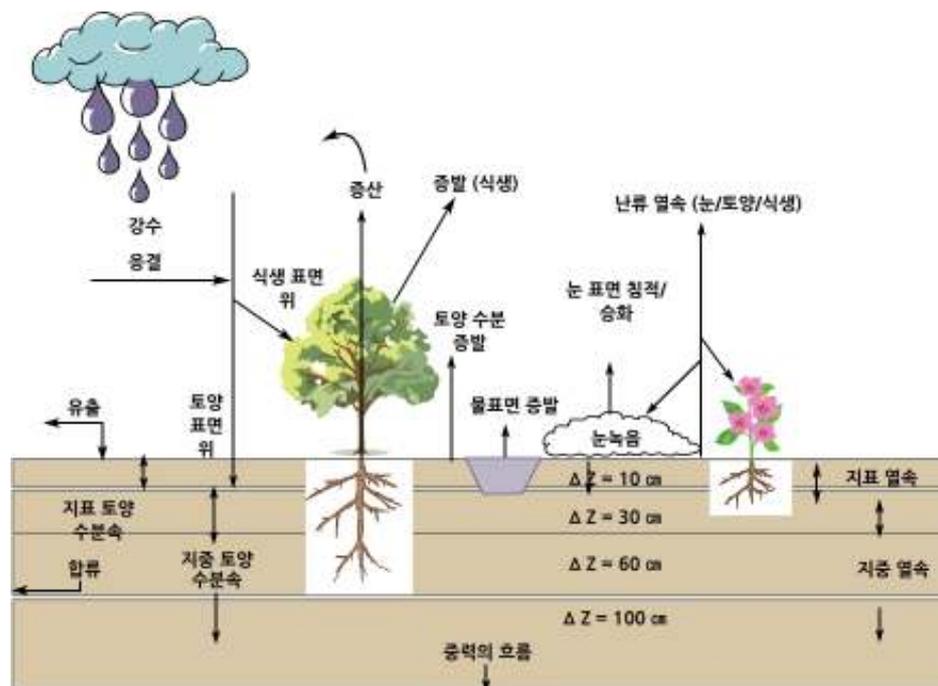
$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = \kappa_T (Q_{Rnet} - Q_H - Q_E) - \frac{2\pi}{\tau} (T_1 - T_2)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{2\pi}{\tau} (T_1 - T_2)$$

7.3 지표-대기 상호작용

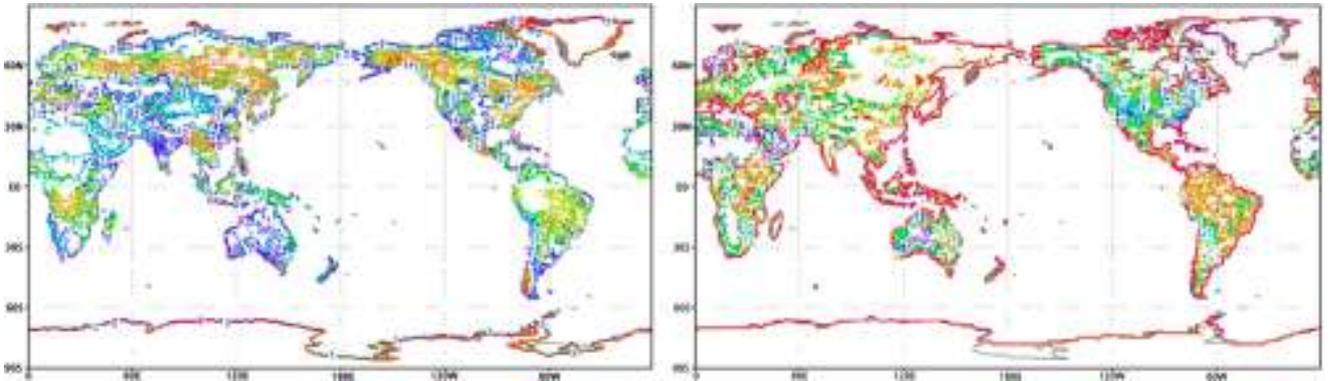
여기서 T_1, T_2 는 각각 상부 및 하부 토양의 온도를 나타내고, Q_{Rnet}, Q_H, Q_E 는 지표에 도달한 순복사속, 지표에서 대기로 방출되는 현열속, 잠열속을 각각 나타낸다. κ_T, τ 는 토양의 열전도율과 상부 토양층과 하부 토양층의 온도 조절을 위한 시간 규모를 나타낸다. 이 시간 규모는 보통 24hr을 이용한다. 이 방법은 계산이 비교적 간단하고 물리적 의미를 지니고 있어 유용하게 사용된다. 다층 모델은 토양층을 여러 개의 층으로 나누어 각층에서의 토양 온도와 수분을 온도 및 수분 확산 방정식을 이용하여 계산한다.

간단히 중요한 요소를 설명하였지만 실제 지역 규모 모델에 사용되고 있는 지면 모델은 훨씬 더 복잡한 물리과정들을 포함하고 있다(그림 7.15). 강수에 의한 식생의 작용과 토양 층으로의 투수 과정, 식생과 토양에서의 증발산 과정, 강수의 유출(Runoff) 과정 등이 그것이다. 또한 지구상에 존재하는 다양한 식생과 토양 조건을 고려하기 위해서 이들을 다수의 형태(Type)으로 구분하여 고려하고 있다(그림 7.16). 구분된 식생 형태는 초원 지역, 산림 지역, 도시 지역 등등으로 구분되고 이들은 각각 지표 알베도, 거칠기 길이, 잎지수(LAI; Leaf Area Index) 등의 파라미터를 값으로 정의된다. 토양 유형은 Sand, Silt, Loam 등으로 구분되며, 역시 열/수분 전도율, 최대 수분함량 등의 물리값을 다르게 지정하여 구분한다. 모델은 이렇게 주어진 파라미터값들과 물리값들을 이용하여 다양한 물리과정을 모수화하고 있다.



[그림 7.15] 지면 모델의 모식도 예시. 지역 규모 수치 예보 모델 WRF에 포함되어 있는 지면 모델 Noah LSM의 모식도(출처: Chen and Dudhia, 2001)

7.3 지표-대기 상호작용



[그림 7.16] USGS(United States Geological Survey)의 식생(좌) 및 토양(우) 구분

7.3.2 도시지표-대기 상호작용

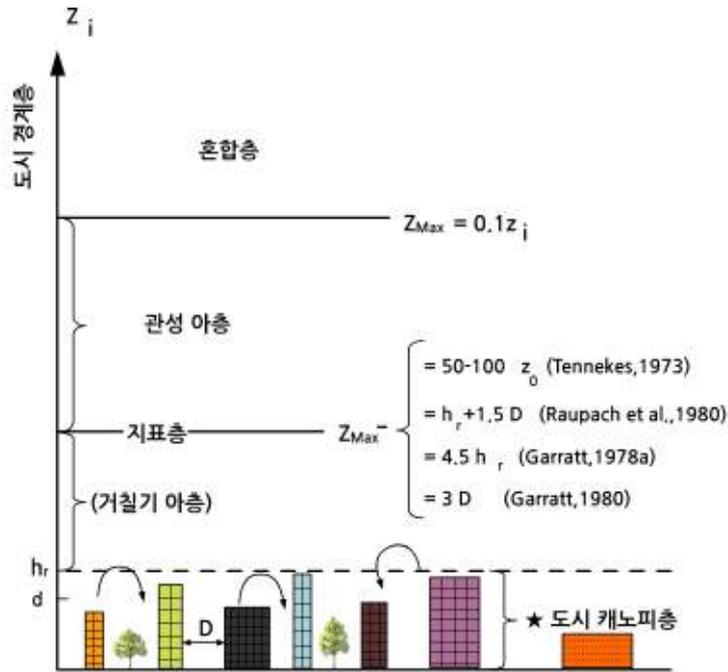
도시 지역(Urban Areas)은 전지구 면적의 단지 0.5% 정도를 차지하고 있다. 개개의 도시는 공간 규모가 수십 km 정도에 불과해 전지구모델이나 수십 km의 격자 규모를 가지는 지역 규모 모델에서 도시 물리 과정의 모수화는 크게 중요하게 인식되지 않았다. 전통적으로 식생 지표의 물리과정 모수화를 그대로 ‘도시 지표’에 적용하여 사용하였다. 하지만 컴퓨터 성능의 발전과 더불어 수 km 정도의 공간 격자 규모를 가지는 수치 모델링이 보편화되면서 도시 지역에 대한 물리과정 모수화의 관심이 증가하였다. 이는 인구가 밀집되어 있는 특성과 인위적 오염물질이 집중적으로 배출되는 지역이라는 특성과 밀접하게 관련되어 있다.

도시는 자연 지표와는 다른 고유의 미기후(Micro-climate)을 형성한다. 이런 특성을 잘 반영하는 대표적인 현상이 1822년 루크 하워드(Luke Howard)가 런던 지역에서 밝힌 도시 열섬(Urban Heat Island) 현상이다. 또한 도시 대기는 난류 특성에 따라 독특한 연직 구조를 가지고 있으며(그림 7.17), 이는 도시가 가지는 다양한 형태적 구조와 관련이 있다(그림 7.18). 예를 들어 고층 건물들로 주로 이루어진 상업 지구나 공업지구의 도시 대기 특성은 건물의 높이가 상대적으로 낮으면서 보다 많은 식생을 포함하는 주거 지역에서 나타나는 대기 구조와는 다른 특성을 나타낸다.

이처럼 다양한 도시 형태적(Morphological) 특성에 따라 난류의 형성과 지표-대기 난류 교환 과정은 복잡한 양상을 보이게 된다. 수치 예보 관점에서 보면, 도시 대기의 자연 지표와 구별되는 다양한 특성은 큰 관심을 받지 못하였으나, 2000년대 들어 고해상도 수치 예보를 위한 모델에서 도시 지역의 하층 경계 조건을 계산하는 도시 지면 모델(Urban Canopy Models)의 개발과 함께 연구가 활성화되고 있다.

7.3 지표-대기 상호작용

도시 지역에서 고려할 수 있는 대표적인 물리 현상으로는 도시 도로 협곡에서의 복사 갇힘(Radiation Trapping) 효과, 인공 구조물에 의한 운동량 소멸(Momentum Drag), 자동차나 공장 등에서 나오는 인공열(Anthropogenic Heat) 효과 등을 들 수 있다. 이러한 물리 과정에 대한 정확한 모수화를 바탕으로 정확한 지면 경계 조건을 제공할 수 있음을 명확할 것이다.



[그림 7.17] 도시 대기 경계층의 연직 구조. 최하층부터 Urban Rough Layer(or Urban Canopy Layer), Roughness Sublayer, Inertial Sublayer, Mixed Layer로 구분되어짐 (Rotach, 1993)



[그림 7.18] 다양한 형태적 특성을 가진 도시의 예시

7.3 지표-대기 상호작용

전통적으로 자연 지표에 대해 사용하여 온 지면 모델들은 식생과 토양으로 구성된 자연지표에 적용할 수 있도록 개발된 모델로, 도시 지역에서 일어나고 있는 다양한 물리과정을 명시적으로 표현하지는 못한다. 다만 관련이 있는 매개 변수들을 ‘적절히’ 바꾸어서(‘Tuning’) 사용하여 왔다. 즉, 인공 구조물에 의한 지표 응력(Surface Stress)이나 압력차에 의한 운동량 소멸(Pressure Drag) 등의 과정을 표현하기 위해서 거칠기 길이를 증가시키거나, 인공 지표의 열관성 특성을 표현하기 위해 토양의 열용량과 열전도도를 증가시키거나, 복사 갇힘 효과를 고려하기 위해 단파 복사 알베도를 감소시키거나, 잠열 방출이 적은 특성을 고려하기 위해 토양의 수분 함량을 줄여서 사용하였다. 이러한 방법을 통해 도시 지면 효과를 요구되는 수준으로 조절할 수 있으나, 근본적인 도시 물리 과정의 모수화 부재는 현열속과 잠열속을 정확하게 모의하는 데 한계를 보였다.

이런 단점을 보완하기 위해 Masson(2000)은 단순한 ‘도시 협곡’ 개념을 중규모 모델에 도입하여 도시 지표에서 일어나는 다양한 물리과정들을 명시적으로 표현하는 도시 지면 모델을 개발하였다(그림 7.19). 이 모델은 도시 지표의 복잡한 형태(그림 7.18)들을 하나의 건물과 하나의 협곡으로 이루어진 형태로 가정하여, 복사 갇힘, 인공 구조물에 의한 운동량 감소, 인공 지표의 열관성 효과 등을 명시적으로 모수화하였다.

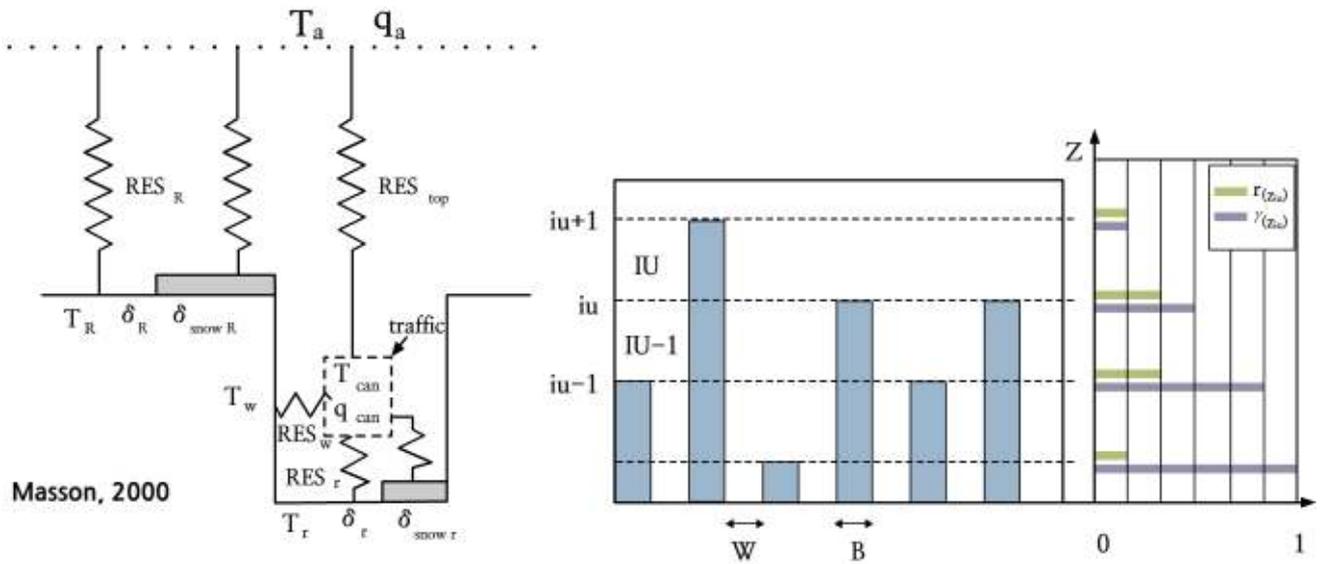
이 방법에서도 도시 지표와 대기 사이의 난류 교환은 지표 상사이론에 기반하여 계산한다. Martilli(2002)는 도시 인공 구조물에 의해 직접 영향을 받는 대기층(‘Roughness Sublayer’)을 좀 더 명시적으로 표현하기 위해 캐노피층을 여러 개의 층으로 구분하여 고려하는 방식을 제안하였다(그림 7.19). 이 방식은 도시 인공 구조물에 의한 운동량 효과의 경우 운동량 보존 방정식에 소멸항(Drag Term)을 추가로 고려함으로써 다음과 같이 계산한다.

$$\left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)_{urb} = -fC_d a(z)u|u|$$

$$\left(\frac{\partial TKE}{\partial t}\right)_{urb} = fC_d a(z)(|u|^3 + |v|^3 + |w|^3)$$

7.3 지표-대기 상호작용

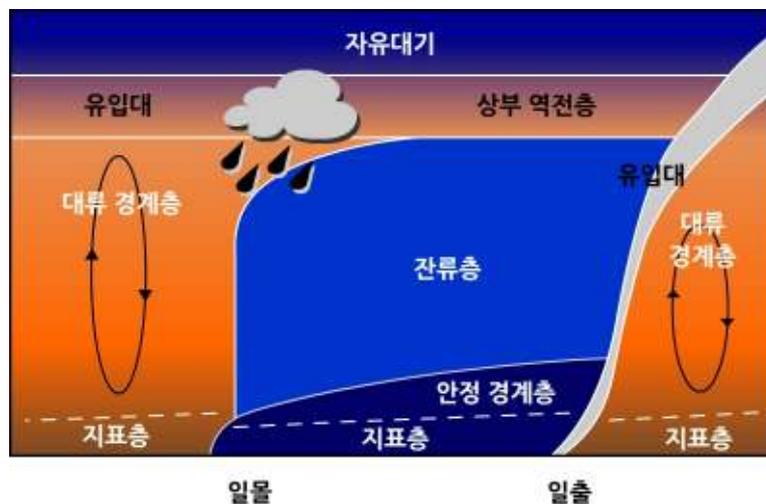
여기서 $C_d, a(z)$ 는 각각 소멸 계수(Drag Coefficient)와 건물 형태 함수를 나타낸다. 또한 이 식은 인공 구조물에 의해 감쇄되는 운동량은 난류 운동 에너지(TKE)의 증가로 나타남을 보여주고 있다. 도시의 식생에 의한 난류 교환 과정을 명시적으로 모수화하는 방법(Lee and Park, 2008) 등 다양한 도시 지면 모델이 지속적으로 개발되어 활용되고 있다(Kusaka et al., 2001; Oleson et al., 2008; Ryu et al., 2012). 다양한 연구 결과들이 기존에 전통적으로 사용된 방식에 비해 새로운 방식이 다양한 도시 형태에 적용 가능하며, 더 나은 지면 경계 조건을 제공할 수 있음을 보이고 있다.



[그림 7.19] 단일층 도시 모수화(Masson, 2000)와 다층 도시 모수화(Martilli, 2002)의 개념도. 두 모수화 명칭은 도시 캐노피층을 분해하는 연직 층수에 따라 구분됨

7.4 대기 경계층 난류 혼합 과정

대기 경계층(Atmospheric Boundary Layer)은 지구 지표에 의해 직접적으로 영향을 받는 약 1~2km 이내의 하부 대기층을 말한다. 대기 경계층의 형성은 난류에 의한 운동량속, 현열속, 잠열속 등에 크게 영향을 받는다. 이들 난류 속의 수평 및 연직 규모는 대기 경계층 높이에 상응하며, 시간 규모는 수시간 이내의 규모를 가진다. 대기 경계층 위쪽에 위치하는 대기층을 구별하여 자유 대기(Free Atmosphere)라고 부른다. 대기 경계층이 난류 운동으로 특징지어진다면 자유 대기는 상대적으로 난류 운동이 약한 대기층으로 구별할 수 있다. 그림 7.20은 대기 경계층의 일변화를 보여주는 모식도이다. 낮 시간에는 지표 가열로 인한 난류 현열속에 의해 잘 혼합된 대류 경계층(Convective Boundary Layer)이 형성되고, 일몰 이후에는 지표면의 복사 냉각으로 안정한 야간 안정층(Nocturnal Stable Boundary Layer)이 형성된다. 야간 안정 경계층은 주로 바람 시어에 의한 불안정으로 발생하는 난류에 의해 형성되며, 난류의 특성은 단속적(Intermittent)이다. 안정 경계층 위로 낮 시간에 잘 혼합된 대기층이 유지될 수 있는데 이 층을 잔류층(Residual Layer)이라고 부른다. 일출과 함께 다시 지표가 가열되면 야간에 형성된 안정층이 점차 사라지면서 대류 경계층이 다시 발달하게 된다. 지표에서 발생한 열기포(Thermals)가 상층의 안정한 대기에 도달하는 지역에서 유입층(Entrainment Layer)이 형성된다. 대기의 안정도가 높을수록 대기 경계층의 발달은 느리게 진행된다. 경계층 높이의 약 10%에 해당하는 하층 대기를 지표층(Surface Layer)이라고 부른다. 일반적으로 수치 예보 모델에서 대기 경계층은 지표층, 대기 경계층, 그리고 유입층의 세 부분의 모수화로 이루어진다. 지표층에 대한 모수화는 앞 절에서 설명한 지면 모델을 통해 계산된다. 이 절에서는 대기 경계층과 유입층에서의 난류 모수화 방안을 알아보도록 하자.



[그림 7.20] 대기 경계층 구조의 일변화 모식도(Stull, 1988)

7.4 대기 경계층 난류 혼합 과정

7.4.1 레이놀즈 평균

편미분 방정식인 대기 운동 지배 방정식을 수치 예보 모델에 이용하기 위해서는 일정 규모의 격자를 설정할 필요가 있다. 그 이유는 대기 운동 지배 방정식이 ‘아주 작은’ 규모에 대해서 만족하는 수학 방정식이므로 이를 그대로 적용하기 위해서는 무한한 수의 격자점을 필요로 한다. 따라서 보다 큰 격자 크기를 설정하고 이 격자의 평균 물리량을 계산하므로써 수치 예보에 활용하게 된다. 레이놀즈 평균(Reynolds Averaging or Reynolds Decomposition)은 종속 예단 변수를 격자 평균과 섭동장(Perturbation)으로 나누는 과정을 의미한다. 임의의 종속 변수 ϕ 는 다음과 같이 구분된다.

$$\phi = \bar{\phi} + \phi'$$

여기서 $\bar{\phi}$ 는 종속 변수의 격자 규모 평균을 의미하며 다음과 같이 정의된다.

$$\bar{\phi} = \frac{\int_t^{t+\Delta t} \int_x^{x+\Delta x} \int_y^{y+\Delta y} \int_z^{z+\Delta z} \phi \, dz \, dy \, dx \, dt}{\Delta t \, \Delta x \, \Delta y \, \Delta z}$$

여기서 $\Delta t, \Delta x, \Delta y, \Delta z$ 는 모델 적분 시간 간격과 x, y, z 방향의 격자 크기를 나타낸다(그림 7.21). ϕ' 는 격자 평균과의 차, 즉 섭동(혹은 난류)을 나타낸다(그림 7.21).

따라서 정의에 따라 다음과 같은 관계식을 얻을 수 있다.

$$\begin{aligned} \overline{\phi'} &= 0 \\ \overline{\bar{\phi}} &= \bar{\phi} \\ \overline{u' \phi} &= 0 \\ \overline{\bar{u} \bar{\phi}} &= \bar{u} \bar{\phi} \end{aligned}$$

즉, 한 격자내의 섭동의 평균은 0이며, 격자 평균은 상수이다. 그리고 서로 다른 변수의 섭동과 평균의 곱은 0이 되고 평균값들의 곱의 평균은 평균값의 곱과 같은 값을 가진다. 이 관계식을 대기 운동 방정식에 대입하여 평균에 대한 방정식을 유도하면 원하는 수치 예보 방정식을 얻게 된다. 다음에서 임의의 스칼라 변수 T에 대한 보존 방정식을 이용하여 적용 예를 살펴보자.

7.4 대기 경계층 난류 혼합 과정

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial uT}{\partial x} - \frac{\partial vT}{\partial y} - \frac{\partial wT}{\partial z}$$

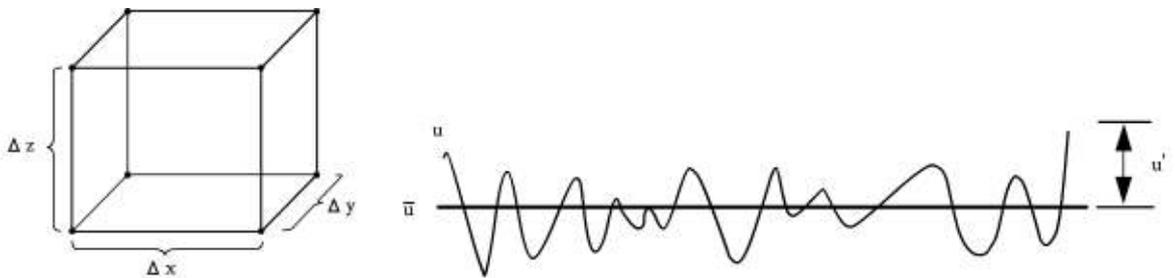
이 식에서 종속 변수 u, v, w, T 를 각각 레이놀즈 분해하면 다음과 같다.

$$\frac{\partial(\bar{T} + T')}{\partial t} = -\frac{\partial(\bar{u} + u')(\bar{T} + T')}{\partial x} - \frac{\partial(\bar{v} + v')(\bar{T} + T')}{\partial y} - \frac{\partial(\bar{w} + w')(\bar{T} + T')}{\partial z}$$

위 식의 각 항을 다시 평균하여 정리하면 다음과 같은 평균 방정식을 얻을 수 있다.

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = -\frac{\partial \bar{u}\bar{T}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{v}\bar{T}}{\partial y} - \frac{\partial \bar{w}\bar{T}}{\partial z} - \frac{\partial \overline{u'T'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v'T'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{w'T'}}{\partial z}$$

격자 평균 T 의 시간 변화율은 격자 평균 바람에 의한 평균 T 의 이류와 바람의 난류 성분에 의한 섭동 T 의 이류로 결정됨을 알 수 있다.



[그림 7.21] 모델 격자(좌)와 격자 평균과 섭동항(우)의 예시

7.4.2 난류종결 방법

기본 대기 운동 지배 방정식은 풀어야 할 종속변수의 개수와 방정식의 개수가 동일한 닫힌 계(Closed System)이지만 레이놀즈 평균 방정식은 섭동들의 곱의 평균항(공분산 'Covariance')들이 추가적으로 포함되어 (위 예시 참조) 풀어야 할 변수의 개수가 방정식의 수보다 많아지게 된다. 이런 경우 수학적으로 이 방정식은 풀 수 없게 된다. 따라서 난류항을 구하기 위한 방안을 필요로 한다. 이를 난류 종결(Turbulence Closure) 문제라고 한다.

가장 간단한 방법은 다음과 같이 난류항을 무시하는 방법이다. 이를 0차 종결(Zeroth Order Closure)이라고 한다.

7.4 대기 경계층 난류 혼합 과정

$$\begin{aligned}\overline{u'T'} &= 0 \\ \overline{v'T'} &= 0 \\ \overline{w'T'} &= 0\end{aligned}$$

일반적으로 지역 규모 모델에서 수평 난류항은 균질한(Homogeneous) 난류로 가정하여 0차 종결을 이용하며, 유효한 가정으로 볼 수 있다. 또한 연직 난류항의 경우에도 잘 혼합되어 있는('Well-mixed') 대기 경계층에 대해서는 적용 가능하다. 하지만 일변화하는 대기 경계층의 수치 모의에서 연직 난류항의 0차 종결은 일반적이지 않다.

또 다른 난류 종결 방법으로는 1차 종결(First Order Closure) 방법이 있다. 이 방법은 격자 규모의 평균장을 이용하여 난류항을 계산하는 방법으로, 수치 예보 모델에서 가장 흔히 사용되는 방법이다. 보통 K-closure라고도 부르며 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\overline{w'T'} = -K \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}$$

난류 운동이 평균장의 지역적인 경도(Local Gradient)를 줄이는 방향으로 일어난다고 가정한다. 난류 확산 계수 K는 난류 강도와 관련된 항이다. 이 식에 따르면 평균장의 연직 경도가 크거나, 난류 운동이 활발하면 난류에 의한 수송이 크게 나타난다. 평균장의 연직 경도는 격자 규모에서 예측되므로 난류 확산 계수의 정확한 결정이 중요한 역할을 한다.

2차 종결(Second Order Closure)은 난류항을 기술하는 예단 방정식을 통해서 계산하는 방식으로, 레이놀즈 평균하는 과정에서 연직 섭동을 양변에 곱하여 이 방정식을 얻어낼 수 있다.

$$\overline{w' \frac{\partial (\bar{T} + T')}{\partial t}} = -\overline{w' \left(\frac{\partial (\bar{w} + w')(\bar{T} + T')}{\partial z} \right)}$$

새롭게 얻어지는 공분산(Covariance)의 예단 방정식은 또 다른 고차 난류항을 포함하는데, 이들 항은 1차 종결에서와 비슷한 방식으로 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$\overline{w'w'T'} = -K \frac{\partial \overline{w'T'}}{\partial z}$$

계층적으로 고차 난류항에 대한 예단 방정식을 구할 수는 있으나 새로운 종속 변수가 발생하는 문제는 반복된다. 일반적으로 수치 예보 모델에서는 2차 이상의 고차 난류 종결을 잘 사용하지 않는다.

7.4 대기 경계층 난류 혼합 과정

7.4.3 국지/비국지 난류 모수화 방법

일반적으로 많은 수치 예보 모델들이 1차 난류 종결 방법을 채택하여 사용하고 있다. 이 방법은 크게 국지적 방법(Local Approach)과 비국지적 방법(Non-local Approach)으로 나누어 볼 수 있다.

먼저 국지적 방법을 이용할 경우 난류 확산항은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \frac{\partial(-\overline{w'T''})}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_T \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \right)$$

여기서 K_T 는 난류 확산 계수($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)를 나타낸다. Louis 방법(Louis, 1979)은 이 값을 다음과 같이 계산한다.

$$K_T = l^2 \left| \frac{\partial V}{\partial z} \right| F(Ri)$$

여기서 l 는 난류 혼합 길이 규모(Mixing Length Scale), $\left| \frac{\partial V}{\partial z} \right|$ 는 풍속의 연직 방향 경도, 그리고 F 는 리차드슨 수(Richardson Number)로 나타낸 대기의 국지 안정도 함수를 각각 나타낸다. 이 방법에 따르면 난류 확산 계수는 난류 규모가 클수록, 풍속의 연직 방향 경도가 클수록, 그리고 대기 안정도가 불안정할수록 큰 값을 가진다. 난류 확산 계수를 계산하는 또 다른 방법으로 Mellor and Yamada 방법(Mellor and Yamada, 1982)를 들 수 있다. 이 방법에서는 대기 난류 운동 에너지(TKE; Turbulent Kinetic Energy)를 예단 방정식을 통해 계산하고, 이를 바탕으로 다음과 같이 난류 확산 계수를 모수화한다.

$$K_T = l \sqrt{TKES_T}$$

여기서 S_T 는 대기 안정도 함수를 나타낸다. 난류 혼합 길이 l 은 TKE값을 이용하여 진단적으로 계산한다. 이 방법은 Louis 방법과 달리 난류 운동을 수치 예보 모델에서 예단하여 난류 정보를 포함하는 면에서 다르다. 난류 혼합 길이 대신 난류 소멸율(Dissipation Rate)을 이용하여 모수화하기도 한다. 두 방법 모두 난류 운동에 의한 확산이 국지적(Local) 변수들에 의해 계산됨을 알 수 있다. 이로 인해 난류의 크기가 국지적 규모(국지적 경도를 계산하는 규모)보다 큰 경우(예, 낮 시간 대류 경계층이 발달하는 경우) 확산 강도를 적절히 표현되지 못하는 단점을 가지게 된다.

7.4 대기 경계층 난류 혼합 과정

비국지적 방법은 역경도항(Counter-gradient Term)을 고려하는 방법(Troen and Mahrt, 1986)과 행렬 형태를 이용하는 방법(Transilient Method; Stull, 1984)이 있다. 먼저 역경도항을 포함하는 방법에서 난류 확산항은 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \frac{\partial(-\overline{w'T'})}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_T \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} - \gamma_T \right)$$

여기서 γ_T 는 역경도항으로, 큰 규모의 난류 운동에 의한 효과를 포함한다. 즉, 어떤 지점에서 국지적 경도가 존재하지 않더라도 난류 확산이 일어날 수 있음을 의미한다. 낮 시간 대류 경계층이 발달하는 경우 지표로부터의 현열속(Surface Sensible Heat Flux)에 의해 국지적 온도 경도(Local Temperature Gradient)가 존재하지 않더라도 연직 혼합이 일어날 수 있다($\gamma_T > 0$). 일반적으로 지표 현열속에 비례하는 값으로 모수화 한다. Transilient 방법은 모든 연직층에 대해 확산이 계산되도록 아래와 같이 확산 방정식이 표현된다.

$$\frac{\partial \bar{T}_i}{\partial t} = \sum_j K_{ij} \bar{T}_j$$

여기서 K_{ij} 는 i 층과 j 층 사이의 난류 혼합 계수(Turbulent Mixing Coefficient)를 나타낸다. 즉, i 층과 다른 모든 층과 혼합을 계산할 수 있다. 다양한 방법으로 K_{ij} 행렬이 구성될 수 있으며, ACM2 방법(Asymmetrical Convective Model; Pleim, 2007)의 경우 상향 난류 혼합의 경우 모든 연직층에 대해서 계산하고 하향 혼합은 국지적으로 계산하도록 행렬을 구성하여 대류 경계층의 난류 특성을 표현한다.

비국지적 방법의 경우 역경도항의 계산이나 난류 혼합 계수 행렬의 구성을 위해서는 대기 경계층에서의 난류 특성을 먼저 파악한 후 이를 모수화에 반영할 필요가 있다. 이런 이유로 이들 방법은 잘 발달된('Well-developed' or 'Well-defined') 대기 경계층(일반적으로 대류 경계층)에서 얻어진 관측 자료나 대류 경계층(Convective Boundary)의 LES(Large-Eddy Simulation) 모델 결과를 난류 특성 파악에 활용한다. 국지적 방법들은 대기 경계층의 난류 특성을 모수화에 명시적으로 포함하지 않는다는 점에서 차이가 있으며, 일반적으로 비국지적 방법이 국지적 방법보다 대기 경계층에서의 난류 혼합이 상대적으로 강하게 모의되는 특성이 있다.

7.4 대기 경계층 난류 혼합 과정

7.4.4 유입 과정 모수화

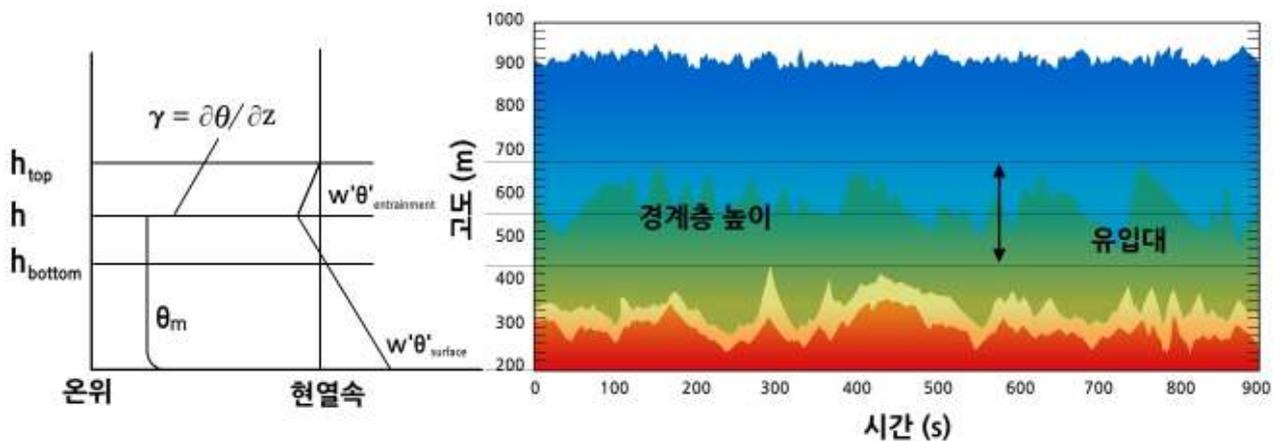
그림 7.22는 잘 발달된 대류 경계층에서의 온위와 현열속의 전형적인 연직 구조와 이에 대응하는 라이다 관측 시계열을 보여준다. 혼합층과 상층의 자유 대기 사이에 일어나는 유입/유출(Entrainment/Detrainment) 과정이 명확하게 나타난다. 이런 유입 과정에 의해 상층의 따뜻하고 건조한 공기가 대기 경계층으로 섞여 들어온다. 일반적으로 수치 예보 모델의 경우 이 과정을 대기 경계층 높이에서의 난류 확산 계수의 계산을 통해 명시적으로 모수화 한다.

$$-\frac{\overline{w'\theta'_v}}{\overline{w'\theta'_v}_o} = const$$

이 식은 K-theory를 이용하여 다음과 같이 정리할 수 있다.

$$K_{(z=h)} = 0.2 \frac{\overline{w'\theta'_v}_o}{\left(\frac{d\overline{\theta}_v}{dz}\right)_h}$$

여기서 h 는 대기 경계층 높이, $\overline{w'\theta'_v}_o$ 는 지표 난류 현열속을 나타낸다. 일반적으로 유입 계수(Entrainment Coefficient)는 0.1~0.3의 범위를 가지며, 자유 대류(Free Convection) 조건에서 이 값은 약 0.2로 주어진다 (Beljaars and Betts, 1993). 위에서 설명한 대기 경계층의 난류 확산 과정과 명확하게 구분하여 정의하기 어려우므로 수치 예보 모델에서 유입 과정의 모수화를 생략하기도 한다(난류 확산 과정을 통해 암시적으로 모수화한다).



[그림 7.22] 전형적인 대류 경계층의 모식도와 이에 대응하는 라이다(Lidar) 관측 시계열 (Cross, 2010)

7.5 격자 및 아격자 규모 구름 물리 과정

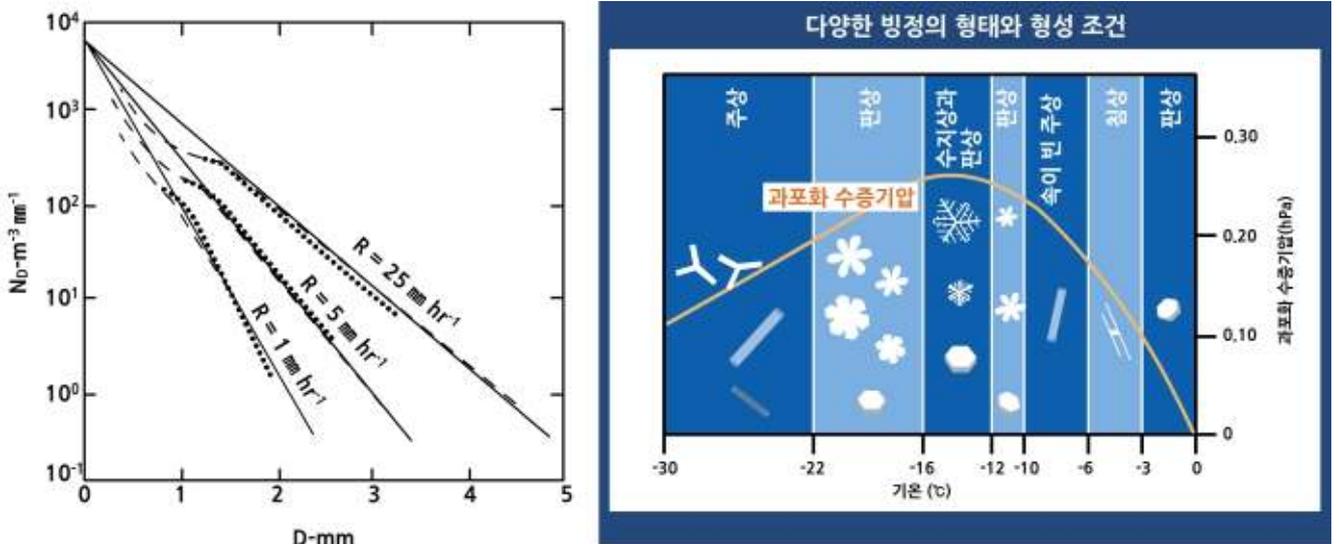
구름과 강수 과정은 태풍, 집중 호우(Heavy Rainfall), 대설(Heavy Snow) 등 큰 피해를 주는 기상 현상들과 직접적으로 관련이 있어, 수치 예보 모델에서 가장 중요하고 정확하게 계산되어야 할 물리 과정 중 하나이다. 또한 이들 과정은 단파 및 장파 복사 과정에 민감하게 영향을 미쳐 지표-대기 상호 작용과 대기 경계층 발달 과정 등에도 큰 영향을 미친다. 뿐만 아니라 대기 오염 물질의 수송과 화학 변환에도 직/간접적으로 영향을 미치게 된다. 따라서 정확한 구름 및 강수 과정의 모수화는 수치 예보 모델의 예보 성능에 큰 영향을 미치게 된다.

이러한 구름 및 강수 물리과정은 수치 예보 모델에서 설정된 격자 크기에 의해 격자 규모 구름 물리과정과 아격자 규모 구름 물리 과정으로 분리되어 다루어진다. 격자 규모 구름 물리 과정은 모델의 격자점에서 분해되는 평균 기상 상태를 이용하여 격자점에서의 구름 상태를 모수화하며, 아격자 규모는 주로 저해상도 지역규모 모델이나 전지구모델에서 대류에 의해 발생하는 아격자 규모 적운형 구름을 모수화 한다. 컴퓨터 성능의 한계로 비교적 큰 격자 간격(수십~수백 km)을 이용하였던 초창기 수치 예보에서 아격자 규모의 구름 물리 과정이 중요한 역할을 하였으나 고해상도 수치 예보가 가능해짐에 따라 구름 물리 과정은 격자 규모 물리 과정을 통해 명시적으로 표현하는 방향으로 발전되고 있다.

7.5.1 격자 규모 구름 물리 과정

대부분의 수치 예보 모델에서 각 격자점에서 상대습도가 100%에 도달하게 되면(포화되면) 구름 물리 과정을 통해 수증기가 응결하여 구름을 형성된다. 이렇게 형성된 구름 입자가 강수 입자로 성장하여 지표에 떨어지게 되면 강수가 된다. 이렇게 격자 규모에서 명시적으로 다루어지는 구름 물리 과정에서 모델 내의 수분 성분은 그 상태에 따라 수증기(Water Vapor), 구름(Cloud), 비(Rain), 빙정(Ice Crystal), 눈(Snow), 싸락눈(Graupel), 우박(Hail)으로 구분된다. 또 각각의 수상(Hydrometeor)은 전형적인 크기 분포와 온도에 따라 독특한 빙정의 형태를 가진다(그림 7.23).

7.5 격자 및 아격자 규모 구름 물리 과정

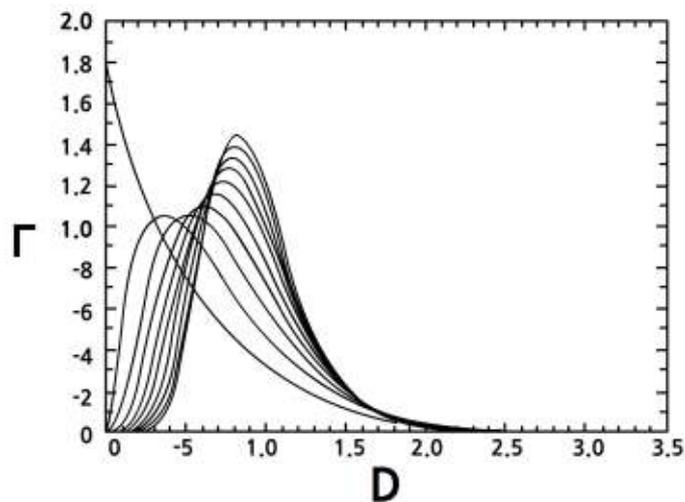


[그림 7.23] Marshal-Palmer 크기 분포(좌)와 온도에 따른 빙정의 형태(우)

일반적으로 대기 수상(Hydrometer)의 크기 분포는 감마 분포 함수 (Gamma Distribution Function)을 이용하여 나타낸다.

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\lambda D)$$

여기서 D, μ, N_0, λ 는 각각 대기 수상의 직경(Diameter), 형태 매개 변수 (Shape Parameter), 절단 매개 변수(Intercept Parameter), 기울기 매개 변수(Slope Parameter)를 나타낸다. 그림 7.24은 다양한 형태 매개 변수에 따른 감마 분포 함수를 나타낸다. 잘 알려진 Marshall-Palmer 지수 분포는 형태 매개 변수가 0일 경우에 해당한다.



[그림 7.24] 형태 매개 변수(shape Parameter)에 따른 감마 분포 함수 예시

7.5 격자 및 아격자 규모 구름 물리 과정

수치 예보 모델에서, 고려하는 수상의 크기 분포를 나타내는 방법에 따라 Bulk 방법과 Bin 방법으로 나눌 수 있다.

먼저 Bin 방법은 대기 수상의 크기 분포를 여러 개의 Bin으로 나누어 표현하는 방식이다. 다음은 선형-지수(Linear-exponential Radius) 형태의 간격으로 Bin을 나누는 방법의 예시를 보여준다(Morrison et al., 2007). 층적운(Stratocumulus)는 1-835 μm 의 크기 분포를 54개 Bins으로 나누고, 적운(Cumulus)는 1-5512 μm 의 크기 분포를 69개 Bins으로 나누어 표현하였다. 선형-지수 함수 형태로 Bin을 나누는 것은 작은 크기를 가지는 대기 수상을 좀 더 잘 분해하면서 계산 시간을 줄일 수 있는 방법이다.

$$r_i = 0.25(i-1) + 10^{0.055(i-1)}$$

여기서 i 는 Bin의 지수(Index)를 나타내며, r_i 는 반경을 나타낸다. 각각의 Bin에 대해서 다음의 보존 방정식을 계산한다.

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{1}{\rho} \nabla \cdot (\rho(V - w_f \bar{k})q) = \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{act} + \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{cond} + \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{acc} + \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{auto} + D(q)$$

여기서 q 는 대기 수상의 비습(Specific Humidity), V 는 격자 규모 바람장, w_f 는 낙하 속도(Fall Speed)를 나타내고, 우변은 각각 응결핵에 의한 핵화(Activation of Aerosol), 응결 및 증발(Condensation and Evaporation), 수적의 응집(Accretion of Cloud Droplets by Rain), 수적의 자동 전환 과정(Autoconversion of Cloud Droplets to Rain), 그리고 수평 확산항을 나타낸다. 이중 모멘트(Double Moment) 방식은 각 대기 수상의 비습 외에 수 농도(Number Concentration)를 추가로 명시적으로 푸는 방법으로, 위와 유사한 보존 방정식을 유도할 수 있다.

수적의 응집 과정과 수적의 자동 전환 과정은 물의 액체상을 크기에 따라 구름 입자와 비 입자로 구분하여 나타나는 과정들로 실제 자연에서는 이 두 항의 구분은 존재하지 않으며 합쳐서 병합(Coalescence) 과정을 나타낸다. Bin 방법으로 계산할 경우 각 대기 수상별 각 크기별 일어날 수 있는 물리적 상황을 자세히 표현할 수 있게 된다. 즉, 좀 더 실제 현상에 가까운 물리 과정을 표현할 수 있는 모델의 자유도(Degree of Freedom)가 증가한다고 볼 수 있다. 하지만 이러한 복잡한 물리 과정을 명시적으로 계산함으로써 계산 시간의 증가가 발생하는 단점이 있으며, 또한 정확한 구름의 형성 물리 과정들이 선행되지 않으면 정확한 계산이 불가능하게 된다.

7.5 격자 및 아격자 규모 구름 물리 과정

한편 Bulk 방법은 각 대기 수상의 크기 분포를 개별 Bin으로 분리하여 나타내는 대신 앞에서 제시한 것처럼 특정 분포 함수로 가정하여 표현하는 방식이다. 응집(Accretion), 병합(Coalescence) 등 물리 과정은 정해진 분포 함수를 이용하여 수학적으로 계산한다. 이 방식은 Bin 방식과 마찬가지로 다양한 수의 대기 수상을 고려할 수 있으며, 또한 비습 외에도 수 농도를 포함하는 다중 모멘트방식을 채택하여 ‘자유도’를 높이기도 한다.

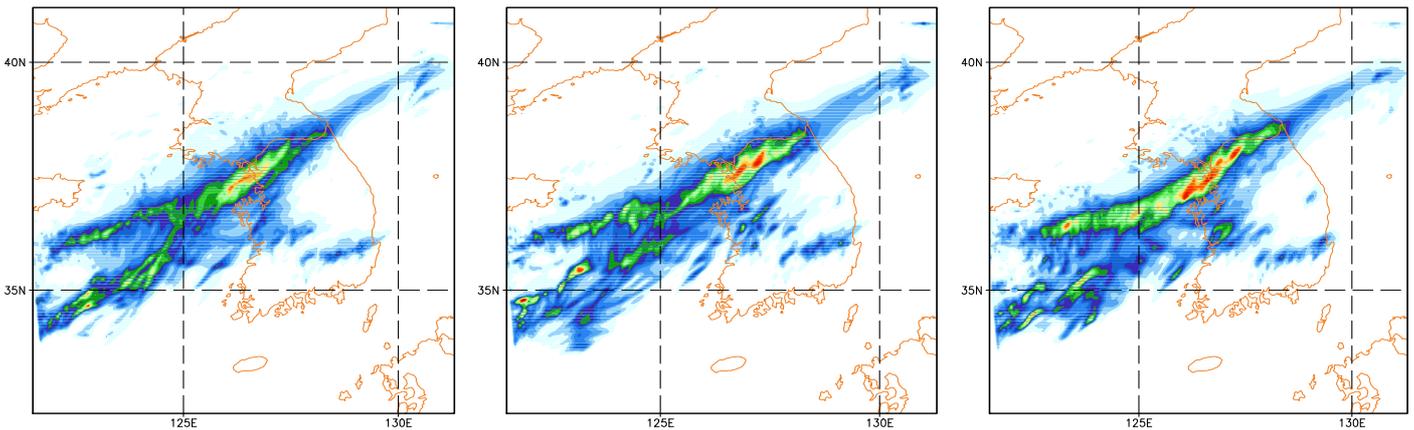
앞선 Bin 방식에 비해 계산 효율이 월등히 좋아 수치 예보 모델에서 주로 많이 사용되는 방식이다(표 7.1). 하지만 대기 수상을 정해진 분포 함수로 표현하게 되므로 보다 현실적인 구름의 분포를 나타내기에 한계가 있을 수 있다. 일반적으로 감마 분포 함수를 많이 사용하며, 이 함수의 계수는 이용 가능한 관측을 통해 주로 얻어지게 된다.

그림 7.25는 중규모 수치 예보 모델 WRF에 포함되어 있는 3가지 다른 단일 모멘트 방식을 이용하여 모의된 집중 호우 패턴을 비교하고 있다. 세 방식은 모두 동일한 구름 물리 과정을 이용한다. 강수역의 전반적인 공간 분포는 유사하나 고려하는 대기 수상이 많아질수록 강수의 국지성이 강해지고 있는 양상을 보여준다. 예시된 바와 같이 구름 물리과정에 대한 모수화 방법에 따라 다른 수치 예보가 생산될 수 있다. 격자 규모 구름 물리과정은 고려하는 대기 수상의 수, 크기 분포를 다루는 방법, 그리고 단일 혹은 이중 모멘트 방법에 따라 상당히 다양한 모수화 방법이 제시되고 있으며, 최적의 방법은 모의하고자 하는 현상에 초점을 맞추어 이들 방법들의 민감도 조사와 성능 평가를 통해 알맞은 방법이 선정되어 사용되고 있다.

7.5 격자 및 아격자 규모 구름 물리 과정

[표 7.1] 다양한 방법의 bulk 구름 물리 과정 모수화

	cloud		rain		ice		snow		graupel		hail	
	N_C	q_C	N_R	q_R	N_I	q_I	N_S	q_S	N_G	q_G	N_H	q_H
Kessler 1969; Berry 1968		○		○								
Wisner et al. 1972		○		○								○
Lin et al. 1983		○		○		○		○				○
Rutledge and Hobbs 1984		○		○		○		○		○		
Ziegler 1985	○	○	○	○		○		○			○	○
Cotton et al. 1986		○		○	○	○		○		○		
Murakami 1990		○		○	○	○	○	○		○		
Tao and Simpson 1993		○		○	○	○		○		○		○
Ferrier 1994		○		○	○	○	○	○	○	○	○	○
Kong and Yau 1997		○		○	○	○						
Meyers et al. 1997		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Reisner et al. 1998		○		○	○	○	○	○	○	○		
Corhard and Pinty 2000	○	○	○	○								
Morrison et al. 2005		○	○	○	○	○	○	○	○	○		
Seifert and Beheng 2002	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		
Hong and Lim 2006		○		○	○	○		○		○		
Thompson et al. 2008		○	○	○	○	○		○		○		
Lim and Hong 2010	○	○	○	○	○	○		○		○		



[그림 7.25] 고려하는 대기 수상의 수에 따른 집중 호우 예측 결과 비교 예시(WSM 3-class(좌), WSM 5-class(중), WSM 6-class(우))

7.5 격자 및 아격자 규모 구름 물리 과정

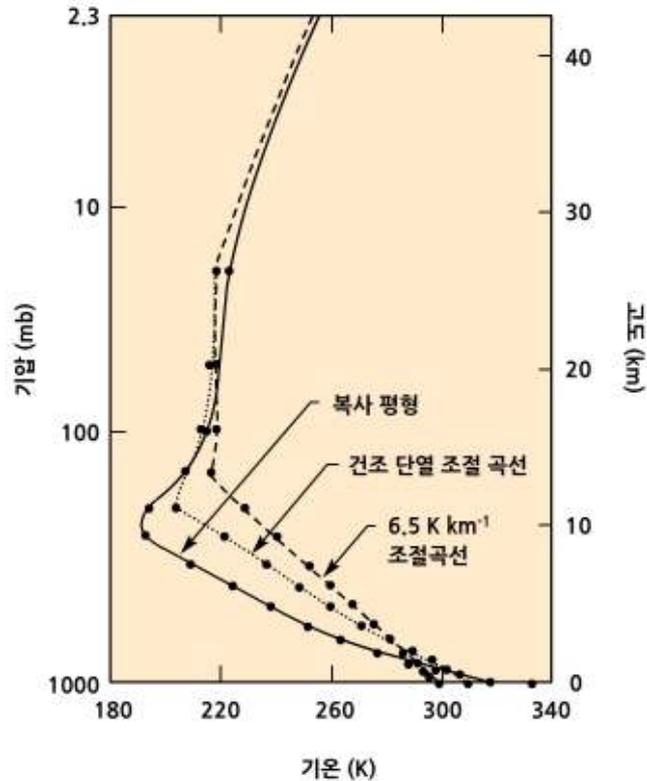
7.5.2 아격자 규모 구름물리과정

일반적으로 저해상도 수치 예보 모델이나 전지구 기후 모델에서 격자 간격은 수십 km 이상을 가진다. 따라서 격자 평균 기상 상황에서는 불포화 상태가 유지되어 구름이 생성되지 않지만 격자 내 특정 부분에서 포화에 도달하여 구름이 생성될 수 있다. 대류에 의해 발생하는 적운형 구름은 아격자(Subgrid) 규모로 여기에 해당한다. 적운형 구름의 시/공간적 규모는 중관 규모 현상에 비해 수십 ~ 수백 배 작은 규모를 가지지만, 다양한 관측들을 통해 이들이 대규모 운동과 열, 운동량, 수분 교환 등의 과정을 통해 큰 영향을 미치는 것으로 밝혀져 있다. 따라서 아격자 규모의 구름에 대한 수치 모수화가 필요하게 된다. 깊은 대류에 의해 발생하는 구름의 경우 수분의 응결(Condensation), 증발(Evaporation), 빙정의 형성(Ice Formation), 용해(Melting), 승화(Sublimation), 강수(Precipitation) 등 다양한 물리 과정이 동시에 일어나고 있는 복잡한 계를 이룬다.

저해상도 수치 예보 모델은 이들 물리 과정을 명시적으로 나타내지 않고, 대신에 적운 대류에서 기인하는 가열(Heating), 습윤화(Moistening), 그리고 강수(Precipitation) 효과를 모수화하여 격자 규모 운동에 반영한다. 이를 적운 대류 모수화라고 하고, 열역학 보존 방정식과 수분 방정식에 아격자 규모 구름 물리과정의 효과가 포함되게 된다. 대표적인 방법으로는 대류 조절 방법(Convective Adjustment Scheme)과 질량속 방법(Mass Flux Scheme)이 있다. 대류 조절 방법은 안정한 대규모 대기 상태를 미리 설정하여 대기에 불안정이 발생하였을 경우에 미리 정해진 대기의 온도와 습도 상태로 조절한다. Manabe 방법, Kuo 방법, Betts-Miller 방법 등이 이 범주에 속하며, 세부 물리 과정을 명시적으로 모수화하지 않으며 평형 상태의 대기 온도와 수분의 연직 분포와 조절 시간 규모(Adjustment Time Scale)의 설정이 모델에서 중요하게 된다.

Manabe 방법(Manabe and Strickler, 1965)은 가장 간단한 방법으로 처음 제시된 방법이다. 기본 개념은 온도 감률(Lapse Rate)이 습윤 단열 감률보다 커지게 되면 연직 수분과 온도 분포는 습윤 단열 감률선과 동일하게 조절되고, 초과되는 수분량은 강수로 빠져나가게 한다(그림 7.26). 이 방법은 대류가 천천히 일어나고 불안정한 대기층에 제한된다는 단점을 가진다.

7.5 격자 및 아격자 규모 구름 물리 과정



[그림 7.26] 습윤 단열 조절 (Manabe, 1964)

Kuo 방법(Kuo, 1974)에서 대류는 수증기의 수렴에 의해 일어나며, 대규모 운동에 의한 수렴 수렴과 지표면으로 부터 증발에 의해 다음과 같이 결정 된다.

$$F = -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} (\nabla_H \cdot \bar{V}q) dp + E_s$$

여기서 오른쪽 첫 번째 항은 대규모 운동에 의한 수렴 수렴을 두 번째 항은 지표로부터의 증발을 나타낸다. 이렇게 계산된 수증기의 총 수렴량은 매개 변수 b의 값에 따라 가열(1-b), 습윤화(b), 그리고 강수(1-b)로 결정된다.

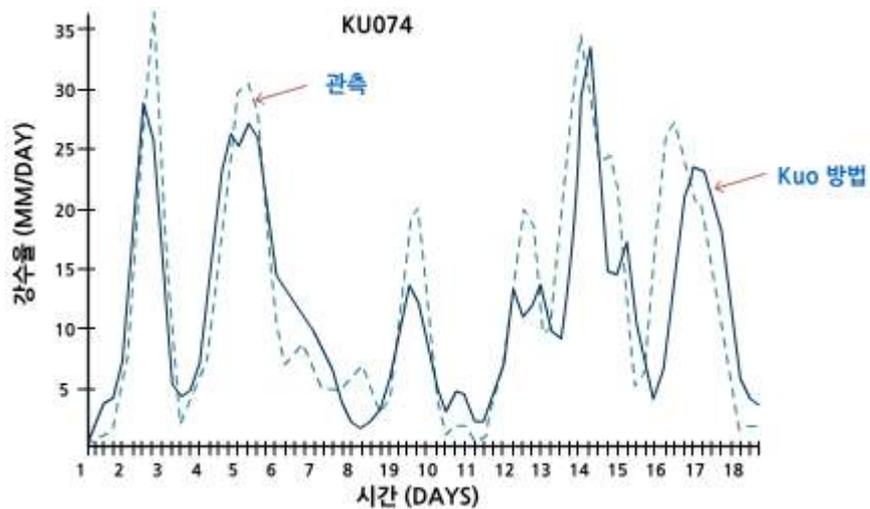
7.5 격자 및 아격자 규모 구름 물리 과정

$$\left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t}\right)_{cu} = \frac{gL(1-b)F}{p_b - p_t} \frac{T_c - T_e}{p_b - p_t} \int_{p_t}^{p_b} (T_c - T_e) dp$$

$$\left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}\right)_{cu} = \frac{gbF}{p_b - p_t} \frac{q_c - q_e}{p_b - p_t} \int_{p_t}^{p_b} (q_c - q_e) dp$$

$$P = (1-b) \left[-\frac{1}{g} \int_0^{p_s} (\nabla_H \cdot \bar{V} \bar{q}) dp + E_s \right]$$

위 방정식은 각각 격자 규모 정적 에너지(Static Energy)와 비습 방정식의 적운 대류에 의한 강제항과 강수를 각각 나타낸다. 첨자 c와 e는 각각 구름과 주변 대기를 의미한다. 매개 변수 b의 결정이 중요한데, 이 방법에서는 경험적으로 결정되며, 이 값의 적절한 선택으로 관측과 유사한 강수율이 모의될 수 있다(그림 7.27). 모수화 방법이 단순하고 계산량이 적기 때문에 수치 예보 모델에서 많이 사용되어 오고 있으며, 경우에 따라 강수를 과다 모의하는 단점을 보이기도 한다. 이는 모수화의 단순함에 주로 기인한다고 할 수 있다.



[그림 7.27] 레이더 관측 강수율(점선)과 Kuo 방법에 의해 계산된 강수율 비교(Krishnamuriti et al., 1980)

Betts-Miller 방법(Betts and Miller, 1986)은 온도와 습도의 기준 연직 분포를 적도 지역에서 발생한 강한 대류계의 관측을 이용한다. 아격자 규모의 대류가 발생할 때 격자 규모의 대기 상태가 관측으로 얻어진 대기의 준평형 상태를 가지도록 조절한다. 적운 대류에 의한 온도와 비습 방정식의 강제항, 그리고 강수는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

7.5 격자 및 아격자 규모 구름 물리 과정

$$\left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial t}\right)_{cu} = \frac{T_{ref} - \bar{T}}{\tau}$$

$$\left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}\right)_{cu} = \frac{q_{ref} - \bar{q}}{\tau}$$

$$P = \frac{1}{g} \int_{p_b}^{p_i} \left(\frac{q_{ref} - \bar{q}}{\tau} \right) dp$$

여기서 첨자 ref는 관측으로부터 얻어진 준평형 상태 연직 분포를 의미하며, τ 는 조절 시간 규모(Relaxation Time Scale)를 나타낸다. 깊은 대류(Deep Convection)의 경우 강수를 형성하지만 대류의 깊이가 한계값(Threshold Value) 이하 일 경우, 즉 얕은 대류(Shallow Convection)로 분류 될 경우 강수를 만들지 않는다. 이 방법 역시 모수화 방법이 단순하여 적은 계산량을 요구하며 쉽게 이용할 수 있는 장점을 가지고 있으나, 기준 프로파일이 관측에서 얻은 기후값을 기반으로 하므로 특정 사례에 적용할 경우 정확도가 떨어질 수 있는 단점이 있다. 또한 기준 프로파일이 열대 지역에서 적운 대류 관측에 기반하므로 얻어졌기 때문에 실제 모의하고자 하는 대류의 조절 시간이 상대적으로 긴 경우 강수를 과다 모의할 수 있는 단점을 가질 수 있다.

Arakawa-Schubert 방법(Arakawa and Schubert, 1974)은 다양한 규모의 형태의 적운형 구름(양상블)들과 대규모 운동 사이의 상호 작용을 이론적 바탕 위에서 개발한 모수화 방법이다. 격자 내에 존재하는 다양한 형태의 적운에 대한 질량속(Mass Flux)은 연직 질량속과 구름의 측면과 꼭대기에서 일어나는 유입/유출(Entrainment/Detrainment) 과정을 통해 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$\sum e_i - \sum d_i = \left(\sum \frac{\partial M_i}{\partial z} + \sum \rho \frac{\partial \sigma_i}{\partial t} \right)$$

여기서 e와 d는 각각 유입과 유출을 나타내고, M은 연직 질량속, σ 는 개개의 구름이 차지하는 면적을 나타낸다. 첨자 i는 각각의 적운을 나타낸다. 따라서 적운 양상블에 대한 질량 보존 방정식은 구름의 총 유입과 유출을 구름 내 연직 질량속과 구름의 면적 증가율로 나타낼 수 있게 된다. 구름과 주변 대기의 정적 에너지와 비습에 대한 방정식과 격자 내에 적운 양상블이 차지하는 면적이 격자 크기에 비해 무시할 수 있을 정도로 작다고 가정하면 두 방정식에서 다음의 관계를 얻을 수 있게 된다.

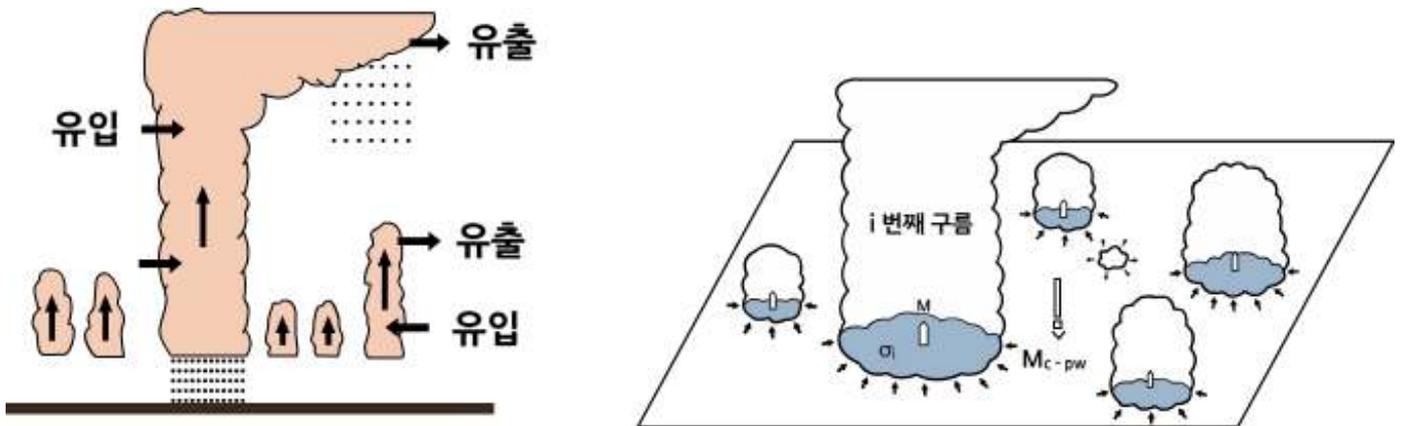
7.5 격자 및 아격자 규모 구름 물리 과정

$$-\frac{\partial \overline{\omega' s'}}{\partial z} + \rho L Q_L = M_c \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} + D_s$$

$$-\frac{\partial \overline{\omega' q'}}{\partial z} + \rho L Q_L = M_c \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} + D_q$$

여기서 Q_L, M_c, D_s, D_q 는 각각 응결/증발속, 구름의 총 질량속, 정적 에너지와 비습에 대한 구름의 총 유출향을 나타낸다. 즉, 적운 앙상블에 대해 총 질량속과 유출속을 계산하게 되면 격자 규모의 열 에너지 및 비습 보존 방정식에 적운 앙상블에 의한 효과를 고려할 수 있게 된다. 이 방법은 물리적 이론을 기반으로 하여 모수화가 이루어지고 있는 점이 앞에서 설명했던 대류 조절 방법들과는 차이가 있다. 따라서 특정한 대기 조건에서 일어나는 적운 대류 효과를 좀 더 현실적으로 모의할 수 있는 장점이 있다. 하지만 격자 내 구름이 차지하는 면적이 작다는 가정을 통해서 얻어지기 때문에 해상도가 상대적으로 고해상도(수~수십 km)에 해당하는 수치 예보 모델에서는 적절하지 못하며 다양한 구름 앙상블을 계산하게 되므로 계산량이 상대적으로 많은 단점이 있다.

이 외에도 CAPE(Convective Available Potential Energy)에 기반한 Kain and Fritsch(1993), 구름에 의한 통계적 혼합을 모수화한 Emanuel (1991)등의 모수화 방안들이 사용되고 있다.



[그림 7.28] Arakawa-Schubert 방법에서 고려하는 적운형 구름 앙상블 모식도 (Trenberth, 1992; Arakawa and Schubert, 1974)

7.5 격자 및 아격자 규모 구름 물리 과정

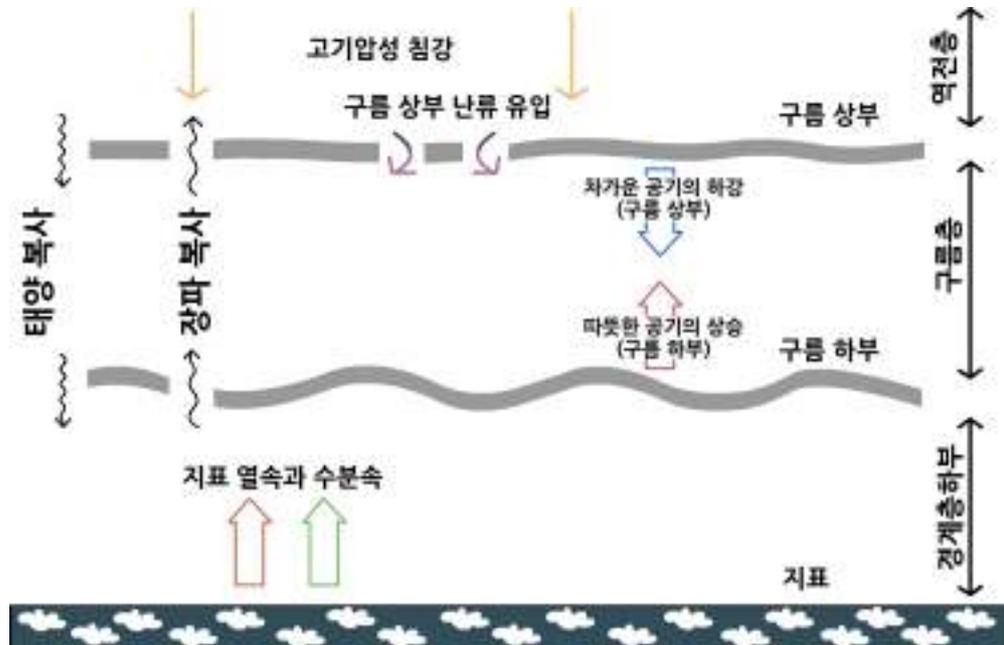
지금까지 설명한 아격자 규모 구름 모수화는 대부분 깊은 대류에 의해 발생하는 적운 대류에 의한 격자 규모 대기 온도와 비습의 조절 과정을 다루고 있다. 이런 깊게 발달하는 적운형 구름 외에도 전지구적으로 층운(Stratus)나 층적운(Stratocumulus)와 같이 하층에 얇게 존재하는 구름들이 넓은 영역에 걸쳐 분포하고 있다(그림 7.29). 이들에 의해 태양 복사와 지구 복사 수지가 달라지며, 대기 경계층의 난류 형성에 영향을 미치며, 이에 따라 하층 대기에서 열과 수증기의 재분배를 변화시킬 수 있다. 깊은 대류와 얇은 대류는 강수를 유발하지는 않지만, 이와 같은 상호 작용을 통해 날씨와 기후에 중요한 영향을 줄 수 있다.



[그림 7.29] 전지구적 연평균 층운의 운량(Klein and Hartmann, 1993)

그림 7.30은 층운형 구름이 있을 경우 구름층과 대기 경계층에서 일어나는 다양한 물리과정을 나타내는 모식도이다. 구름층 상부에서는 장파 복사 방출로 인한 냉각으로 하강류가 발생하고 해수면에서의 현열과 잠열은 구름층을 유지하는 역할을 한다. 구름 상부에서 건조 공기의 유입으로 인해 증발이 발생하여 역전층으로 수증기 공급이 일어나며 구름 상부의 냉각은 종관 규모의 침강에 의해 단열 승온에 의해 평형을 유지하게 된다. 수치 예보 모델에서는 이런 효과를 반영하기 위해 구름층에서의 연직 혼합을 증가시킨다. 이로 인해 구름층의 습윤한 공기와 건조한 상부 역전층의 공기의 혼합을 일어난다.

7.5 격자 및 아격자 규모 구름 물리 과정



[그림 7.30] 전지구적 연평균 증운의 운량(Klein and Hartmann, 1993)

얇은 대류를 모수화하는 방법으로는 에디 확산 계수 방법과 질량속 방법을 들 수 있다. 에디 확산 계수 방법(Tiedtke, 1983)은 다음과 같이 연직 확산 항에 구름의 효과를 추가하여 나타낸다.

$$\left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t}\right)_{st} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho K \frac{\partial}{\partial z} (\bar{s} - L\bar{l}) \right)$$

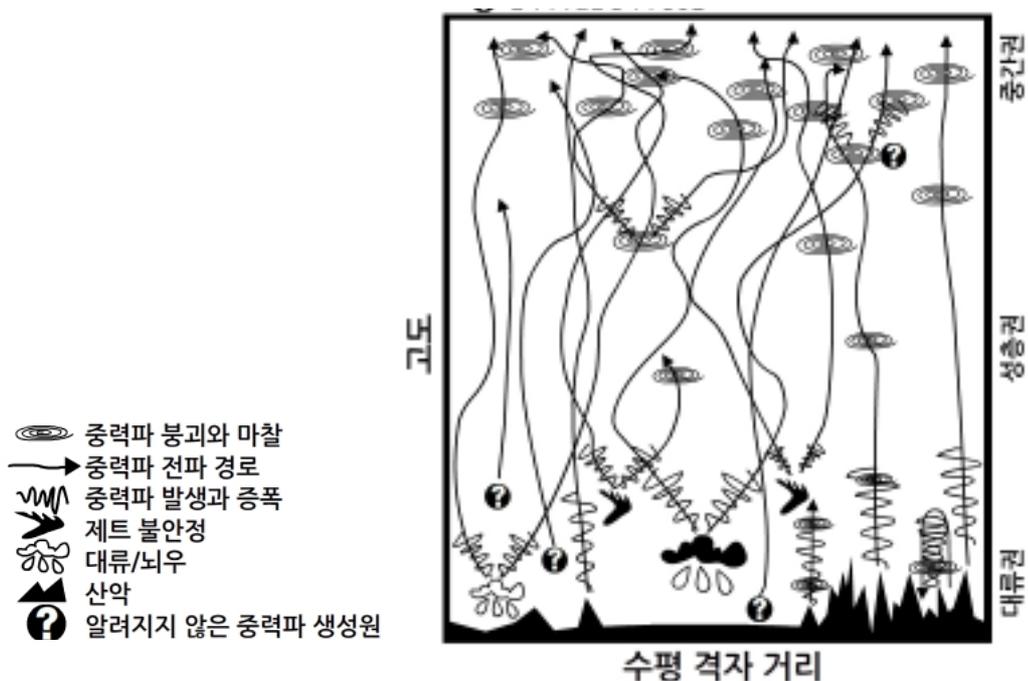
$$\left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}\right)_{st} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho K \frac{\partial}{\partial z} (\bar{q} + \bar{l}) \right)$$

여기서 \bar{l} 는 구름 물(Cloud Water)의 양을 나타낸다. 확산 계수는 구름층에서 일정한 값을 이용하거나 함수 형태를 이용하기도 한다. 하층 증운형 구름의 효과를 모의하지만 확산이 과도하게 모의될 경우 상층 수증기 전달이 과도하게 모의되어 구름의 생성을 방해할 수도 있게 된다. 한편, 질량속 방법(Han and Pan, 2011)은 Arakawa-Schubert 방법을 얇은 대류에 도입한 방법이다. 좁은 구름 영역에서의 상승 운동과 주변 영역에서의 하강 운동에 의해 균형을 이루는 가정을 이용하며, 구름에서의 유입과 유출을 고려하여 모수화 한다. 이 방법은 에디 확산 계수 방법의 단점으로 지적된 강한 연직 확산을 완화해주는 효과가 있는 것으로 보고되고 있다(Han and Pan, 2011).

7.6 중력파 항력 모수화

중력파(Gravity Wave)는 안정 성층화된(Stably Stratified) 유체에서 중력이 복원력으로 작용하여 발생하는 유체의 파동을 말한다. 대기 운동 지배 방정식에서 보면 대기 운동 수평 발산항(Horizontal Divergence Term)과 기압 경도력(Pressure Gradient Force)이 이와 관련된 항들이다. 대기권에서 중력파 발생은 다양한 원인으로부터 발생할 수 있다(그림 7.31). 먼저 공기 흐름이 불규칙적인 산악 지역을 통과하는 경우, 대류에 의해 적운이 깊어 발달하는 경우, 제트 지역에서의 불안정, 그 외에도 다양한 원인에 의해서 중력파는 발생할 수 있다. 이렇게 발생한 중력파는 대기 중으로 운동량과 에너지를 공간상으로 전파하여 섭동이 일어난 지역을 안정한 상태로 조절하는 역할을 한다. 전파되는 중력파가 특정한 대기 조건에서 파동의 파괴(Breaking)나 소산(Dissipation)이 일어나면 대기 운동의 강제항('Body Force' or 'Drag Force')으로 역할을 하게 된다. 이를 중력파 항력(Gravity Wave Drag)이라고 부른다.

지구 대기는 최하부 대기 경계층 지역을 제외하면 안정 성층화되어 있으며, 이로 인해 다양한 규모의 중력파가 끊임없이 발생하여 전파되고 있다. 일반적인 중력파의 수평 규모는 발생원에서의 섭동의 규모와 대기 성층화 정도에 따라 대략 5~500m의 규모를 가진다. 따라서 격자 크기가 수십 km 이상인 수치 예보 모델이나 수백 km에 이르는 전지구모델의 경우 격자 규모에서 대기 중력파의 모두 분해할 수 없으며, 아격자 규모에서 발생하는 중력파의 항력은 모수화하여야 한다.

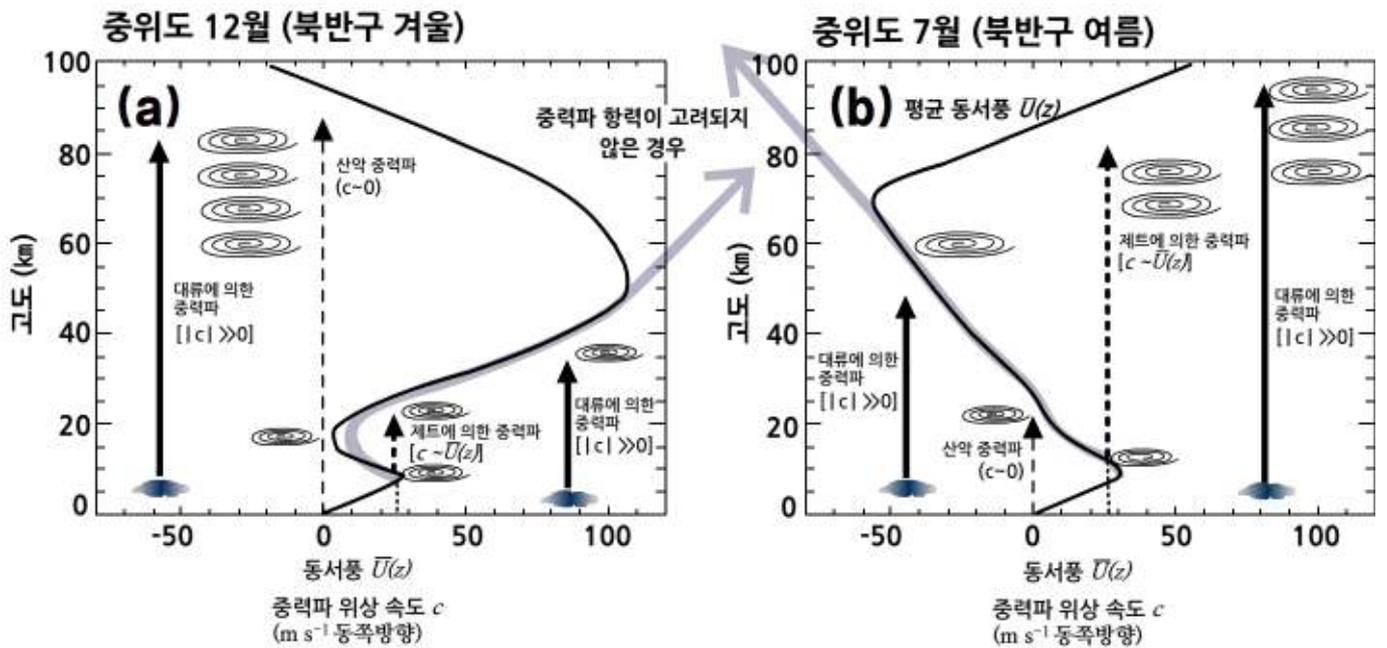


[그림 7.31] 다양한 중력파의 발생과 붕괴를 나타내는 모식도(kim et al., 2002)

7.6 중력파 항력 모수화

중력파 항력 모수화는 1980년대 전지구모델에서 공통적으로 보인 편차(Bias)로부터 기인하였다. 그림 7.32는 북반구 겨울철과 여름철의 평균 동서 방향 바람의 연직 분포를 나타내고 있다. 당시 모델들은 북반구에서 상층 동서 방향 바람을 강하게 모의하고, 비현실적으로 강한 극제트(Polar Jet)를 형성하는 문제점을 보였다. 이 문제를 해결하기 위해 모델 상부에 Rayleigh Friction(Boville, 1986) 이나 Newtonian Cooling(Dickinson, 1973) 항을 추가하여 모델을 관측값에 강제하였다. 이후 아격자 규모의 중력파의 상층 전파와 파괴에 의한 항력이 이들 강제항을 대체할 수 있는 물리과정임이 밝혀졌다(Houghton, 1978; Lindzen, 1981; Matsuno, 1982; Holton, 1982, 1983).

수치 예보 모델의 격자 간격이 다소 성긴 경우나 성층권 이상의 상층 대기를 포함하는 경우 중력파 항력 모수화는 중요한 역할을 하게 된다. 일반적으로 저해상도의 전지구모델에서 중요한 물리 모수화 과정 중 하나이다.



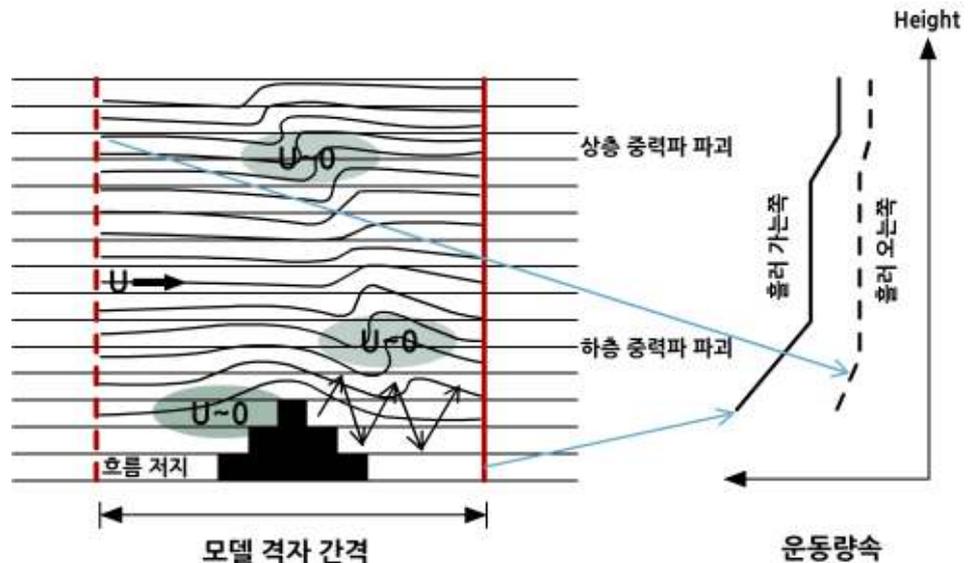
[그림 7.32] 북반구(a) 겨울철과(b) 여름철의 평균 동서 방향 바람의 연직 분포(Kim et al., 2002)

전지구모델에서 아격자 규모 중력파 항력을 고려하지 않을 경우 상층 바람이 비정상적으로 강하게 모의됨을 알 수 있다. 화살표는 중력파의 전파는 나타내고, 소용돌이 기호는 중력파의 파괴(Breaking)을 나타낸다. 예로 산악 중력파는 겨울철 북반구에서 성층권 상부 혹은 중간권까지 전파하여 파괴가 일어나며 여름철 북반구에서는 약 20km 고도에서 임계 고도(Critical Level; 중력파 위상속도와 풍속이 같아지는 고도)를 만나 소산된다.

7.6 중력과 항력 모수화

7.6.1 산악 중력과 항력 모수화

아격자 규모의 산악이 격자 내에 존재할 경우 이 산악에 의한 풍속의 감소는 주로 3 가지 기작에 의해 일어날 수 있다. 첫 번째는 산악에 의한 흐름 차단(Flow Blocking) 효과에 의해 풍상측에서 풍속의 감소가 일어날 수 있다. 두 번째는 안정 성층화된 대기의 풍하측에서 발생한 중력파의 파괴에 의한 항력(Drag Force)에 의해 풍속의 감소가 발생할 수 있다. 마지막으로 산악에 의해 연직으로 전파된 중력파가 상층 대기에서 파동의 파괴(Wave Breaking)에 의해 풍속의 감소가 발생할 수 있다(그림 7.33의 음영으로 표시된 지역). 중력파의 파괴는 연직 방향으로 등온위면의 꺾임이 일어나는 곳으로 파악할 수 있다.



[그림 7.33] 아격자 규모 산악에 의한 풍상측 중력파 파괴와 상층 산악 중력파 파괴 그리고 풍상측 흐름 차단(Flow Blocking)을 보여주는 모식도(좌). 등치선은 등온위면을 나타내고 중력파 항력과 흐름 차단에 의한 풍속의 감소는 음영 지역으로 표시. 산악을 중심으로 풍상측과 풍하측에서 나타나는 전형적인 수평 평균한 운동량속의 연직 분포(우).

아격자 규모의 산악 중력파에 의해 연직으로 전파되는 운동량속(Momentum Flux)이 수렴/발산하는 지역에서 격자 규모 운동량이(보통 감소하는) 영향을 받게 된다. 대기 운동 방정식에서 산악 중력파에 의한 강제항은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)_{GWD} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial z}$$

$$\left(\frac{\partial v}{\partial t}\right)_{GWD} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_y}{\partial z}$$

7.6 중력과 항력 모수화

여기서 ρ, τ 는 공기의 밀도와 항력(Stress)을 나타낸다. 항력의 연직 분포를 구하면 이로부터 각 방향의 운동량 변화를 결정할 수 있게 된다. 그림 7.34는 중력과 항력의 연직 분포와 이에 따른 운동량의 강제항의 변화를 보여주고 있다. 중력과 항력의 연직 발산이 일어나는 곳 ($\frac{\partial \tau}{\partial z} > 0$)에서 운동량의 감소 ($\frac{\partial u}{\partial t} < 0$)가 일어나게 된다.

산악 중력과 항력의 연직 분포는 먼저 기준 고도(Reference Level)에서 지표 항력(Surface Stress or Surface Drag)을 계산한다. 모델의 기준 고도는 보통 아격자 규모의 산악의 높이에 의해 결정되고 항력은 다음과 같이 표현된다(Alpert et al., 1988).

$$\tau_0 = -\frac{1}{\Delta x} \frac{\rho_0 U_0^3}{N_0} \frac{Fr^2}{Fr^2 + 1}$$

여기서 $\Delta x, \rho_0, U_0, N_0, Fr$ 는 각각 모델 격자 간격, 기준 고도에서의 밀도, 풍속, 부력 진동수, 그리고 프루드 수(Froude Number)를 나타낸다. 이 값을 기준으로 모델의 상층 격자점으로 옮겨가면서 항력을 계산하게 된다. 파동이 임계 고도(Critical Layer)를 만나거나 파동 파괴(Wave Breaking)가 일어나지 않는 경우에는 운동량속의 연직 변화는 없으며 다음과 같이 계산된다.

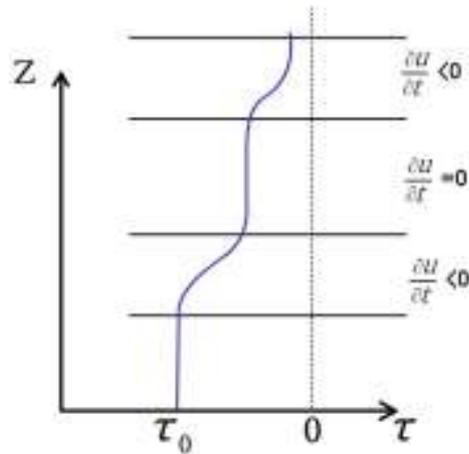
$$\tau_k = \tau_{k-1}$$

즉 위 층의 항력은 아래층의 항력과 동일하게 할당된다. 파동 파괴가 일어나는 경우의 항력은 다음과 같이 계산한다.

$$\tau_k = -\frac{1}{\Delta x} \rho_k U_k N_k \sigma^2$$

여기서 σ 는 아격자 규모 산악 높이의 표준 편차를 나타내며, 대기 조건은 k층에서의 값으로 계산된다. 파동 파괴는 파동 포화 이론(Wave Saturation Theory)에 따라 리차드슨 수(Richardson Number)가 임계값 0.25보다 작을 경우 발생한다고 가정한다(Lindzen, 1981). 위의 조건에 따라 모델 최상층까지 계산하게 되면 항력의 연직 분포를 얻게 되고 이를 이용하여 항력을 쉽게 계산할 수 있게 된다.

7.6 중력과 항력 모수화



[그림 7.34] 중력과 항력 모수화를 나타내는 모식도

7.6.2 적운대류 중력과 항력 모수화

산악 중력과 항력 모수화 방안을 통해 전지구모델들이 가지고 있던 공통적인 문제점(겨울철 북반구의 고위도에서 발생하는 매우 강한 저기압과 중위도 지표의 강한 서풍, 과다 모의되는 성층권 하부의 제트와 극 지역 온도의 과소 모의 등)의 상당 부분 해결하였다. 하지만 북반구에 비해 상대적으로 지형에 의해 유도되는 중력파의 효과가 적은 남반구에서는 여전히 모델 오차 발생이 개선되지 못하였다. 또한 실제 상층 대기에서 관측된 중력파의 많은 부분이 산악으로 유도되는 중력파의 진동수 보다 더 높은 진동수를 가지고 있음이 밝혀지면서, 여름철 적운 대류에 의해 발생하는 중력파와 이에 의한 항력이 중요함이 밝혀졌다.

그림 7.35는 적운 대류에 의한 중력파의 발생과 전파를 나타내는 모식도이다. 구름 상단에서 상층으로 중력파의 전파가 일어나며 산악 중력파에서와 마찬가지로 파동의 파괴에 의해 운동량에 영향을 미치게 된다. 적운 대류에 의한 중력파 항력 계산은 산악 중력파 항력 모수화 방법과 유사하다. 먼저 기준 고도에서의 항력을 계산하게 되는데, 적운 대류의 경우 구름 상단의 높이가 기준 고도가 된다(Chun and Baik, 1998). 기준 고도에서의 항력은 다음과 같이 계산한다.

$$\tau_0 = -\frac{1}{\Delta x} \frac{\rho_0 U_0^3}{N_0} c_1 c_2 \mu_0^2$$

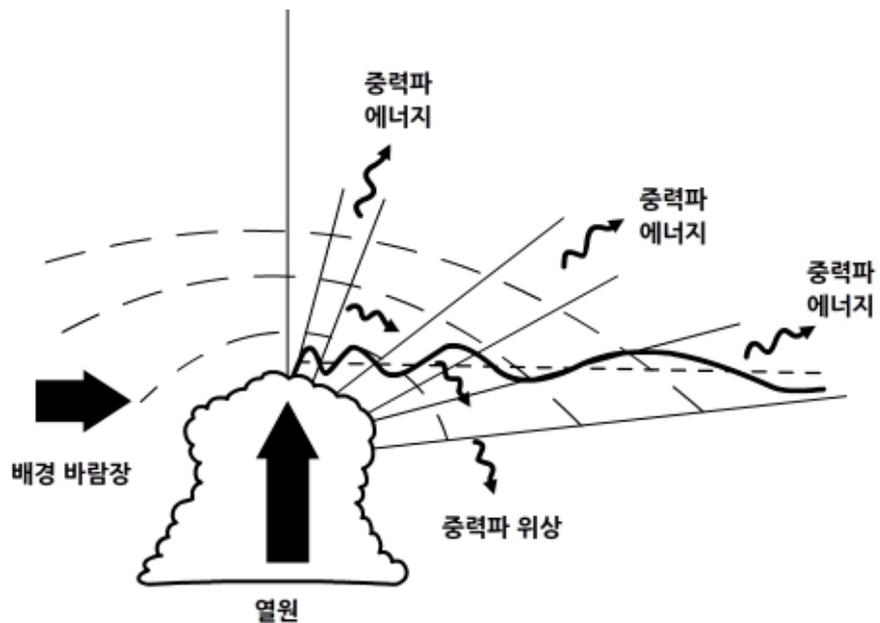
여기서 c_1, c_2 는 각각 비단열 강제력과 관련된 상수이고, μ 는 구름의 최대 가열률과 비례하는 비선형 계수를 나타낸다.

7.6 중력파 항력 모수화

구름 상단 높이에서의 항력, 즉 기준 고도에서의 항력을 계산한 후 항력의 연직 구조 계산을 위해 이 고도로부터 위쪽으로 순차적으로 항력을 계산한다. 산악 중력파에서와 동일하게 파동의 파괴가 일어나지 않는 경우 동일한 운동량속을 가지며, 임계 리차드슨 수에 의해 관별되는 파동의 파괴가 발생하는 경우 항력은 다음과 같이 계산한다.

$$\tau_k = -\frac{1}{\Delta x} \frac{\rho_k U_k^3}{N_k} c_1 c_2 \mu_k^2$$

여기서 첨자 k는 모델의 연직층을 의미한다. 이에 따라 각 층에서의 항력이 계산되면 항력의 연직 수렴/발산에 따라 바람장의 변화를 계산한다. 적운 대류에 의한 중력파 항력 모수화는 깊은 대류가 지속적으로 발생하는 적도 부근에서 중요한 역할을 한다.



[그림 7.35] 적운 대류에서의 중력파 발생 모식도(kim et al., 2002).

연습문제

1. 수치 예보 모델의 물리 과정 모수화 개념을 간단히 설명하시오.
2. 복사 전달 과정의 모수화에 대해 간단히 설명하시오.
3. 도시 지표 모수화 방안의 특징을 설명하시오.
4. 난류 종결 문제(Turbulence Closure Problem)를 간단히 설명하시오.

참고문헌

1. Arakawa, A, 1997: Adjustment mechanisms in atmospheric motions. *J. Meteor. Soc. Japan* 75, 155-179.
2. Arakawa, A and WH Schubert, 1974: Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.* 31, 671-701.
3. Beljaars, ACM and AK Betts, 1993: Validation of the boundary layer representation in the ECMWF model. Vol. II, ECMWF Seminar Proc. on the Validation of Models over Europe, Shinfield Park, Reading, United Kingdom, 159-195.
4. Betts, AK and MJ Miller, 1986: A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX ATEX and arctic air mass datasets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 112, 693-709.
5. Boville, B, 1986: Wave-mean flow interactions in a general circulation model of the troposphere and stratosphere. *J. Atmos. Sci.* 43, 1711-1725.
6. Chen, F and J Dudhia, 2001: Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. *Mon. Wea. Rev.* 129, 569-585.
7. Chun, H.-Y. and J.-J. Baik, 1998: Momentum flux by thermally induced internal gravity waves and its approximation for large-scale models. *J. Atmos. Sci.* 55, 3299-3310.
8. Deardorff JW, 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.* 83(C4), 1889-1903.
9. Dickinson, RE, 1973: Method of parameterization for infrared cooling between the altitudes of 30 and 70 kilometers. *J. Geophys. Res.* 78, 4451-4457.
10. Emanuel, KA, 1991: A scheme for representing cumulus convection in large scale models. *J. Atmos. Sci.* 48, 2313-2335.
11. Fu Q and KN Liou, 1992: On the correlated k distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. *J. Atmos. Sci.* 49, 2139-2156.
12. Han, J.-I. and H.-L. Pan, 2011: Revision of convection and vertical diffusion schemes in the NCEP global forecast system. *Wea. Forecasting* 26:4, 520-533

참고문헌

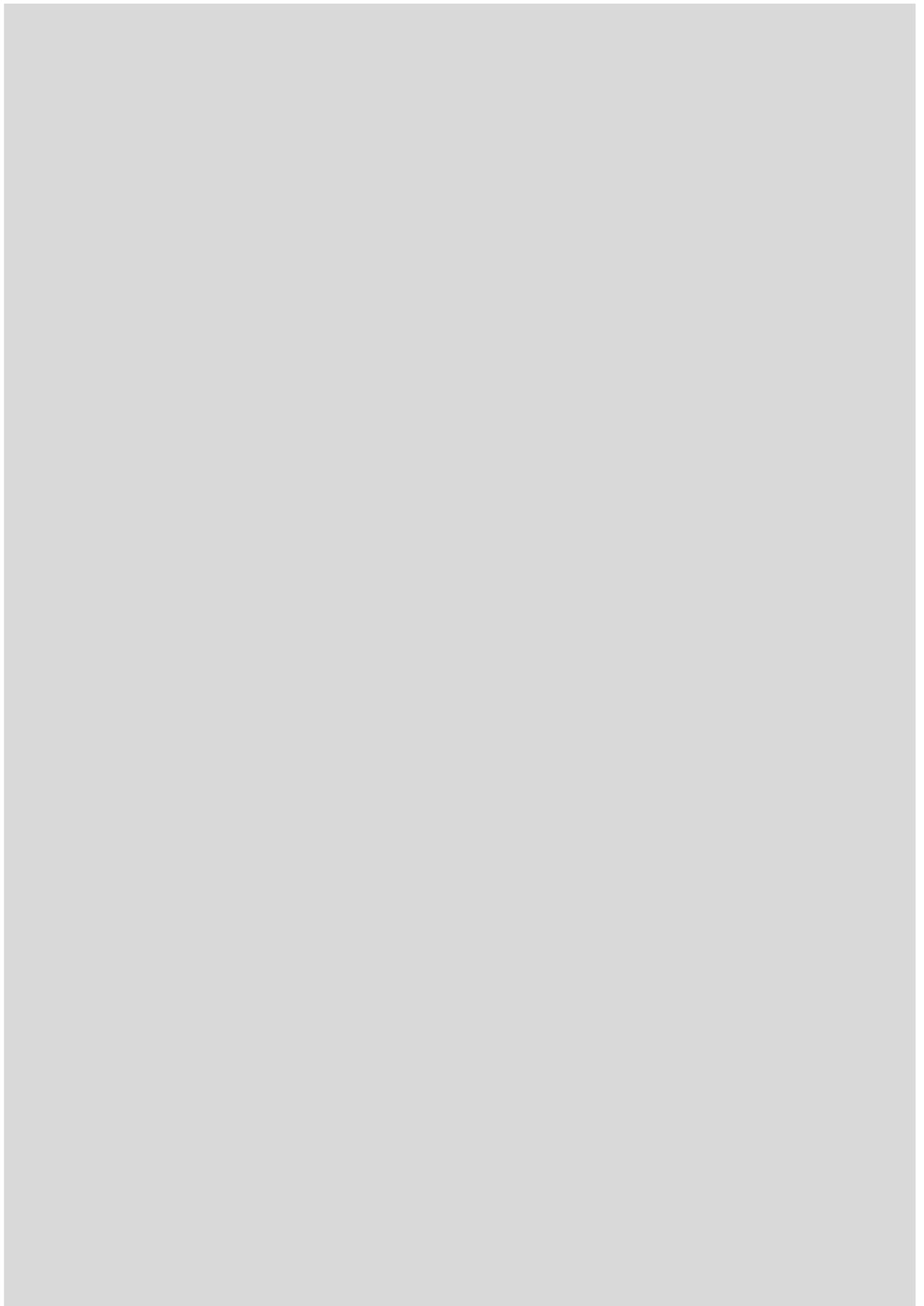
13. Holton, JR, 1982: The role of gravity wave-induced drag and diffusion in the momentum budget of the mesosphere. *J. Atmos. Sci.* 39, 791-799.
14. IPCC, 2007: Intergovernmental Panel on Climate Change (Available at <http://www.ipcc.ch/>).
15. Kain, JS and JM Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.* 47, 2784-2802.
16. Kalnay, E, 2003: Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. Cambridge University Press, 341 pp.
17. Kim, Y.-J., SD Eckermann and H.-Y. Chun, 2002: An overview of the past, present and future of gravity-wave drag parameterization for numerical climate and weather prediction models. *Atmosphere-Ocean* 41:1, 65-98.
18. Klein, SA and DL Hartmann, 1993: The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Climate* 6, 1587-1606.
19. Kuo, HL, 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on the large-scale flow. *J. Atmos. Sci.* 31, 1232-1240.
20. Kusaka H, H Kondo, Y Kikegawa and F Kimura 2001: A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: comparison with multi-layer and slab models. *Bound.-Layer Meteorol* 101, 329-358.
21. Lauritzen P, C Jablonowski, M Taylor and RD Nair, 2011: Numerical techniques for global atmospheric models. Springer 577 pp.
22. Lee, S.-H. and S.-U. Park, 2008: A vegetated urban canopy model for meteorological and environmental modeling. *Bound.-Layer Meteorol.* 126, 73-102.
23. Lindzen, RS, 1981: Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. *J. Geophys. Res.* 86, 9707-9714.
24. Louis, JF, 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound.-Layer Meteorol.* 17, 187-202.
25. Houghton, JT, 1978: The stratosphere and mesosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 104, 1-29.

참고문헌

26. Manabe, S, 1969: Climate and ocean circulation, 1. The atmospheric circulation and hydrology of the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.* 97, 739-774.
27. Manabe, S and RF Strickler, 1964: Thermal equilibrium of the atmosphere with convective adjustment. *J. Atmos. Sci.* 21, 361-385.
28. Manabe, S, J Smagorinsky and RF Strickler, 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle. *Mon. Wea. Rev.* 93, 769-798.
29. Martilli, A, A Clappier and MW Rotach, 2002: An urban surface exchange parameterisation for mesoscale models. *Bound.-Layer Meteorol.*, 104, 261-304.
30. Masson, V, 2000: A physically-based scheme for the urban energy budget. *Bound.-Layer Meteorol.* 94, 357-397.
31. Matsuno, T, 1982: A quasi one-dimensional model of the middle atmosphere circulation interacting with internal gravity waves. *J. Meteorol. Soc. Japan.* 60, 215-227.
32. Mellor, GL and T Yamada, 1982: Development of a turbulent closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 851-875.
33. Morrison H and WW Grabowski, 2007: Comparison of bulk and bin warm rain microphysics models using a kinematic framework. *J. Atmos. Sci.* 64, 2839-2861.
34. Oleson, KW, GB Bonan, J Feddema, M Vertenstein and CSB Grimmond, 2008: An urban parameterization for a global climate model. Part I: Formulation and evaluation for two cities. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 47, 1038-1060.
35. Orlanski, I, 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 56, 527-530.
36. Pleim, JE, 2007: A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: Model description and testing. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 46, 1383-1395.
37. Richardson, LF, 1922: *Weather prediction by numerical process.* New York, Cambridge University Press, xii+ 236 pp.
38. Rotach, MW, 1993: Turbulence close to a rough urban surface Part II: Variances and gradients. *Bound.-Layer Meteorol.* 66, 75-92.

참고문헌

39. Ryu, Y.-H., J.-J. Baik and S.-H. Lee, 2011: A new single-layer urban canopy model for use in mesoscale atmospheric models. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 50, 1773-1794.
40. Slingo, JM, 1987: The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113, 899-927.
41. Stull RB, 1984: Transient turbulence theory. Part I: The concept of eddy mixing across finite distances. *J. Atmos. Sci.* 41, 3351-3367.
42. Stull, RB, 1988: An introduction to boundary layer meteorology, Kluwer Academic Publishers, Boston, 666 pp.
43. Tiedtke, M, 1983: The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. ECMWF Workshop on Convection in Large-Scale Models, 28 November-1 December 1983, Reading, England, pp. 297-316.
44. Troen I and L Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer; Sensitivity to surface evaporation. *Bound.-Layer Meteorol.* 37, 129-148.
45. Trenberth, KE, 1992: Global analyses from ECMWF and atlas of 1000 to 10 mb circulation statistics. NCAR Tech Note NCAR/TN-373+ STR.
46. Wallace, JM and PV Hobbs, 2006: Atmospheric science: an introductory survey. Academic Press 483 pp.
47. Xu, KM and DA Randall, 1996: A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models. *J. Atmos. Sci.* 53, 3084-3102.



8장. 자료동화의 원리 및 방안

8.1 자료동화의 의미와 필요성

8.2 관측자료의 종류와 객관 분석

8.3 초기화의 원리 및 종류



학습목표

- 수치 예보 모델의 초기화의 원리와 종류를 이해한다.
- 관측 자료의 다양한 객관 분석 방법을 이해한다.
- 다양한 자료동화의 방법과 그 원리를 이해한다.

8.1 자료동화의 의미와 필요성

수치 예보 모델을 이용한 수치 예보의 정확도는 수치 예보 방정식에 포함된 역학 과정의 정확한 수치 해석적 표현(예, 차분법)과 다양한 물리 과정들의 현실적 모수화가 중요한 역할을 한다. 이에 더하여 예보 방정식에 포함된 예단 변수들(Prognostic Variables)의 초기값의 적절성에도 크게 좌우된다.

이는 수치 예보 모델이 시간에 따른 대기의 상태를 설명하는 미분 방정식 계로, 수치 해법을 적용하여 얻은 예보 방정식계는 초기 조건에 따라 해가 달라지는 초기치 문제에 해당하기 때문이다. 수치예보 방정식이 해가 존재하기 위한 모든 수학적 조건을 잘 만족한다고(즉, 수치 예보 모델이 완벽하다고) 가정하더라도, 초기 조건, 즉 현재의 대기 상태를 정확하게 파악하지 못하면 정확한 미래의 대기 상태를 예측할 수 없다는 것을 의미한다.

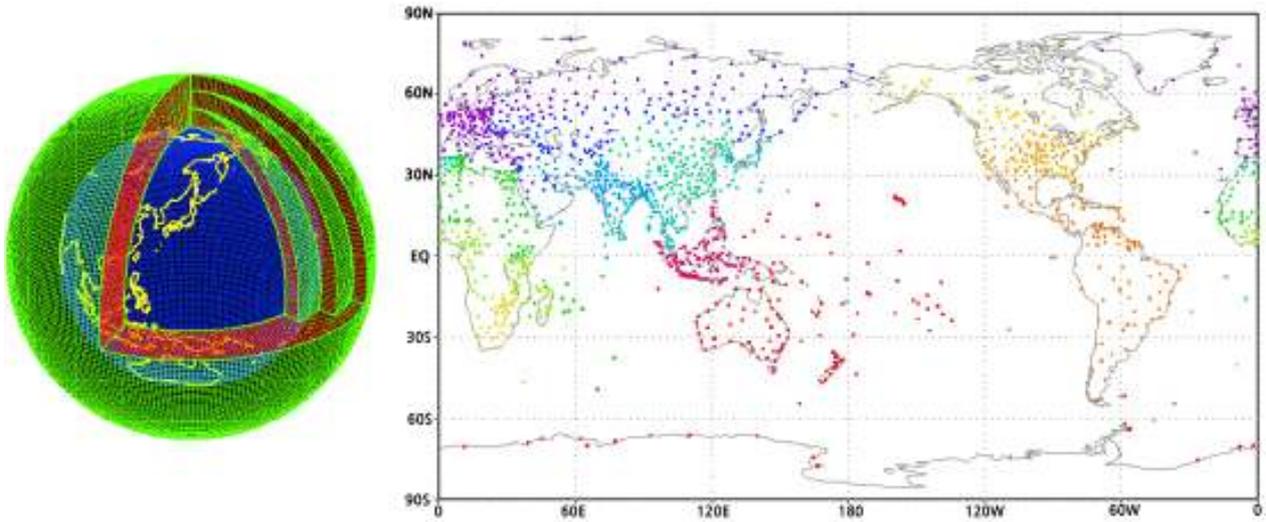
모델의 초기값을 위한 현재의 대기 상태를 파악하는 일은 기본적으로 다양한 대기 관측을 통해 이루어진다. 모델의 격자점은 일정한 간격으로 배치되는 반면 관측 자료는 시/공간적으로 불규칙하게 배치된다(그림 8.1). 자료 동화(Data Assimilation)는 불규칙하게 나열된 이러한 관측 정보를 수치 예보 모델의 역학 과정에 알맞은 형태로 격자화시키는 과정으로 규정할 수 있다.

이 과정은 공간상으로 불규칙하게 분포된 관측 정보를 정규 격자점의 값으로 전환하는 객관 분석(Objective Analysis) 과정과 모델의 역학에 맞는 예단 변수들의 초기값을 설정하는 초기화(Initialization) 과정으로 구성된다. 객관 분석 과정은 관측 공간(Observation Space)의 정보를 모델 공간(Model Space)으로 전환하는 과정을 의미한다. 일반적으로 독립적으로 관측된 예단 변수들을 각각 객관 분석한 결과는 모델 방정식이 포함하고 있는 역학적 균형을 잘 만족하지 못한다.

8.1 자료동화의 의미와 필요성

이렇게 초기 입력 자료에 포함된 역학적 불균형은 모델 적분 시작과 함께 빠르게 전파하는 관성 중력파(Inertia-gravity Waves)를 생성하면서 모델 역학에 의한 조절 과정을 거치게 된다. 하지만 이런 중력파 파동을 적절히 제어하지 못하면 일기 예보와 관련하여 의미있는 파동(예, 준지귤 파동)에 영향을 끼쳐 정확한 예보를 하지 못하게 하거나, 혹은 빠른 전파 특성을 가진 이런 중력파 파동들은 수치적 불안정을 야기해서 모델에 의한 대기 유동이 발산하여 적절한 수치해를 얻을 수 없는 상황에 이르게 된다('Blowing Up'). 이러한 초기장에 포함된 역학적 불균형은 적절한 균형 상태로의 조절이 지속적으로 일어나는 실제 대기에서의 역학 조절 과정과는 다르다. 이는 초기화 과정에서 인위적으로 생겨나는 관성 중력파를 의미하며, 적절히 제거하는 과정이 필요하다.

Richardson에 의한 초기 수치 예보 실험의 실패는 초기장에 포함된 역학적 불균형을 적절히 제거하지 못한 데에 큰 이유가 있다. 따라서 자료 동화는 관측 정보를 이용하여 수치 예보 모델의 역학적 균형을 만족하는 예단 변수들의 초기값을 결정하여, 모델 초기 적분 기간 동안에 비현실적인 관성 중력파의 발생에 의한 오차를 최소화하여 예측 가능성을 높이는 과정이라고 볼 수 있다.

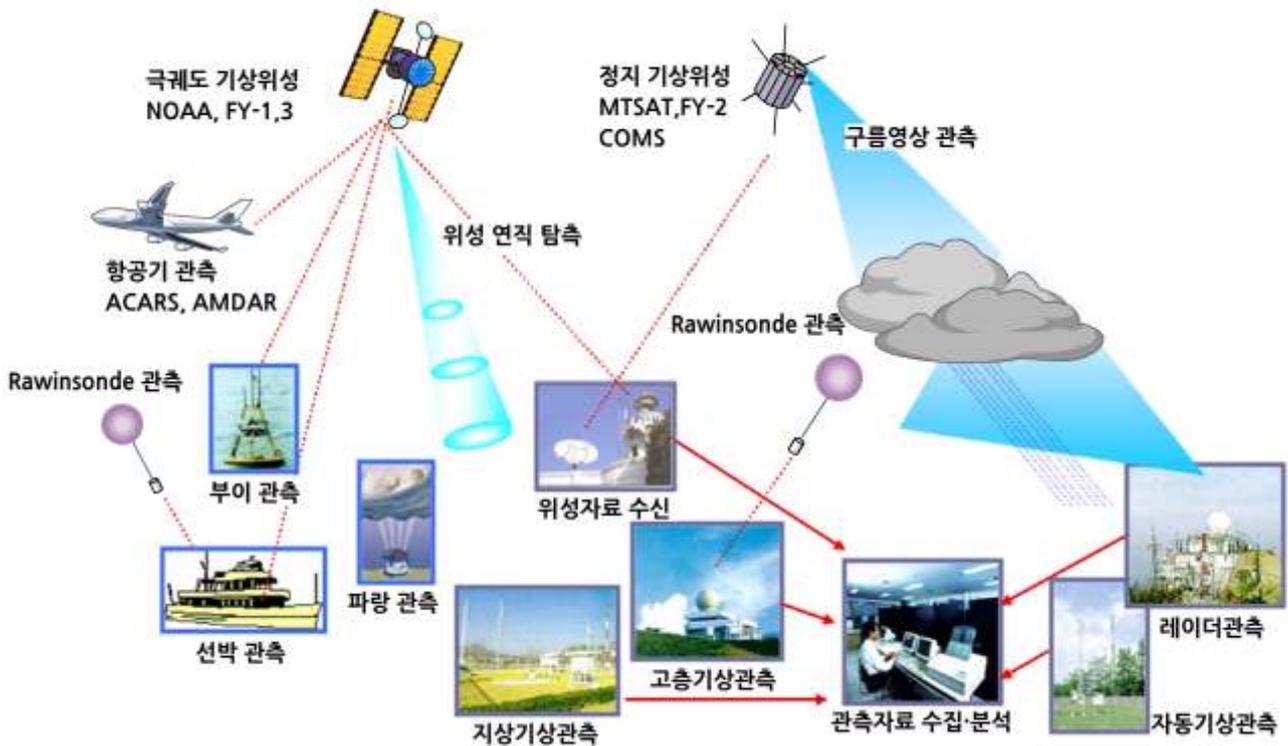


[그림 8.1] 수치예보 모델의 격자와 관측 자료의 예시. 수치예보 모델은 규칙적으로 배열된 격자점에서 예보 변수들이 정의되는 반면 관측망은 공간적으로 불규칙하게 배열되어 있으며 또한 모델에서 필요로 하는 예단 변수들을 제한적으로 관측하게 됨(출처: 기상청 제공)

8.2 관측자료의 종류와 객관 분석

8.2.1 관측자료의 종류

기상 관측은 지상 관측소, 자동 관측소, 라디오존데, 윈드 프로파일러, 항공기, 선박, 레이더, 인공위성 등 다양한 기상 관측 시스템을 통해서 얻어지게 된다(그림 8.2). 이러한 관측 시스템은 관측 대상에 따라 지상 기상관측, 해상 기상관측, 고층 기상관측으로, 관측 시스템의 설치 위치에 따라 지상 기반 관측(Surface-based Measurement)과 우주 기반/항공기 관측(Space-based/Airborne Measurements) 등으로 재분류 할 수 있다. 그 외에도 기상 관측 플랫폼의 관측 특성에 따라 현지 관측(In-situ Measurement), 영역 혹은 부피 관측(Area or Volume Measurements) 등으로 구분할 수도 있다. 이들 관측 시스템으로부터 기온, 습도, 바람, 강수, 일사, 운량 등을 다양한 시/공간 해상도로 관측하게 된다. 지상 기상 관측소와 고층 기상 관측소는 국제 관측 네트워크로 구성되어, 전세계에 분포된 이들 지상 유인 관측소에서는 정해진 시각에 관측을 수행한 후 관측 정보를 공유한다. 일반적으로 이들 관측 정보를 종관 관측(Synoptic Measurement)이라고 부른다. 그 외의 위성관측, 레이더 관측 등 모든 비정규 관측들을 비종관 관측(Asynoptic Measurement)으로 분류한다.



[그림 8.2] 기상 관측 시스템 예시(출처: 기상청 제공)

8.2 관측자료의 종류와 객관 분석

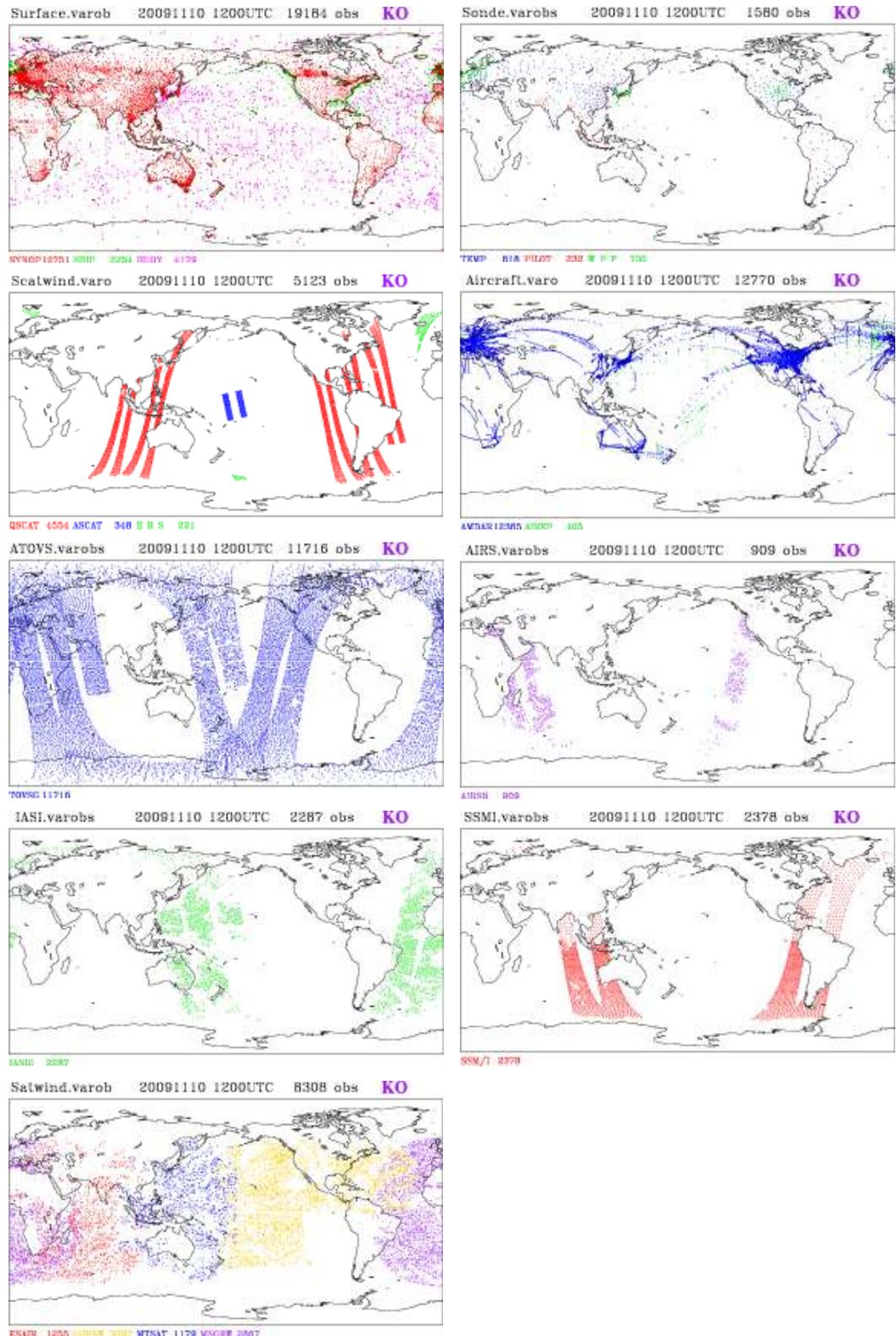
다양한 종류의 기상 관측 플랫폼으로부터 다양한 대기 변수를 관측하고, 관측된 정보는 통신 장비를 통해 수집 분석하는 과정을 거치게 된다. 과거에 비해 현대의 관측 플랫폼은 훨씬 다양해졌으며 시/공간 관측 해상도 또한 크게 증가하였다. 이로 인해 관측 데이터의 크기가 커졌으며, 이들 정보를 한 곳에 수집하기 위한 통신과 분석 처리하는 과정이 더욱 중요한 부분이 되고 있다. 전세계에서 관측된 기상 관측 자료는 기상 전용 통신망(GTS)이나 인터넷을 통해 수신된다.

그림 8.3는 기상청 현업 모델인 전지구 예보 모델에서 활용하는 관측자료의 종류와 공간 분포를 나타낸다. 지상 관측은 전세계 중관 기상 관측소, 선박, 부이에서 얻어진 관측자료를 포함하고, 고층 관측은 라디오존데, 윈드프로파일러 등 관측을 포함하고 있다.

항공기 관측은 일반 상업용 항공기의 경로를 따라 측정된 기상 관측값을 포함하고, 그 외 많은 자료들은 위성들에서 얻어지는 바람장, 복사량, 수증기 정보를 포함하고 있다. 자료 동화에 사용되는 자료의 대략 25%는 지상 관측과 상층 관측이며, 약 15%는 항공기 관측, 그 외 약 60%는 인공 위성에서 측정된 기상 관측 정보로 이루어진다.

일반적으로 지상과 상층 관측은 모델에서 필요로 하는 예단 변수(예, 바람장, 온도, 비습)를 직접적으로 관측하며, 위성 추정 자료에 비해 높은 정확도를 가진다. 위성 자료는 전체 자료 중 많은 부분을 차지하고 있으나, 관측 특성이 현지 관측(In-situ Measurement)이 아닌 부피 관측에 해당하며 3차원 정보로 복원하는 과정에서 불확실성이 추가되어 상대적으로 정확도가 떨어지는 단점이 있다. 하지만 보다 넓은 영역을 관측하는 점에서 큰 장점을 가지고 있다. 이렇게 다양한 형태의 관측 정보는 자료동화에서 필요로 하는 형태로 변환되어 입력 자료로 활용되게 된다. 이러한 변환 과정을 자료해독 과정이라고 하고, 방대한 자료의 효율적 처리를 통해 자료동화 시스템에 필요한 입력 형태를 생산한다.

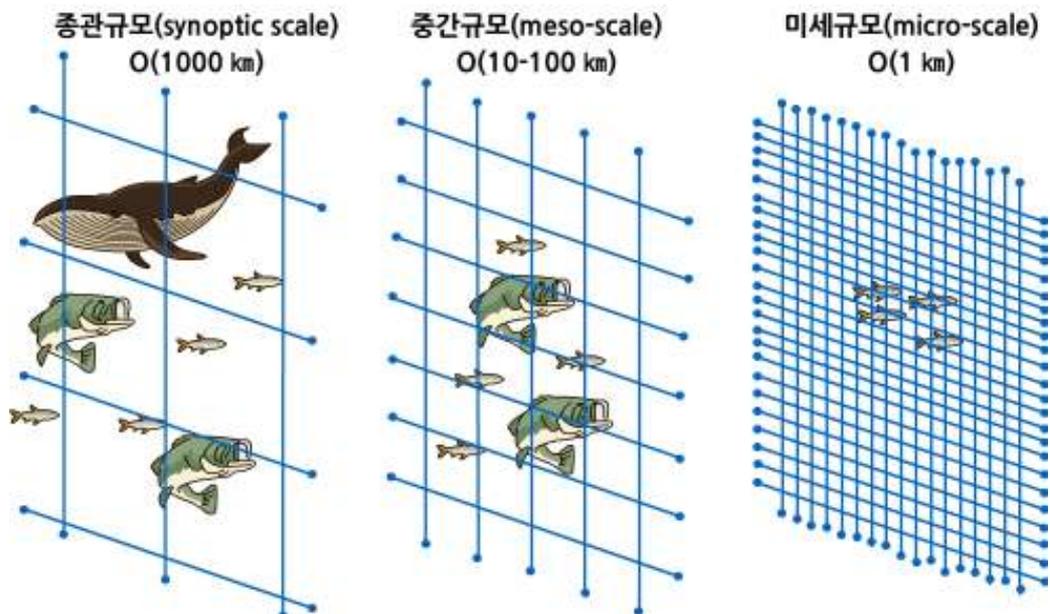
8.2 관측자료의 종류와 객관 분석



[그림 8.3] 기상청 통합 모델에서 활용하는 관측의 종류. 지상 관측(Surface, Ship, Buoy), 고층 관측(Radiosonde, PILOT, Wind Profiler), 위성 해상풍 자료(Scatwind), 항공기 관측(Aircraft), 미국 NOAA 위성 복사량 자료(ATOVS), 미국 AQUA 위성 복사량 자료(AIRS), 유럽 위성 복사량 자료(IASI), 위성 마이크로파 채널 자료(SSM/I), 위성 바람장 자료(Satwind).(출처: 기상청)

8.2 관측자료의 종류와 객관 분석

관측 자료는 관측 기기의 정밀도(Precision)와 정확도(Accuracy)에 의해 그 품질이 결정되며, 관측 주기와 관측기기의 공간 밀집도에 따라 대기 현상에 대한 관측의 대표성(‘Representativeness of Observation’)이 결정된다. 즉, 관측 지점의 공간 분포에 따라 다양한 규모의 현상을 분해할 수 있게 된다(그림 8.4). 관측 지점과 관측 지점 사이의 거리가 짧으면 더 작은 규모의 기상 현상을 적절히 관측할 수 있게 된다. 예를 들어 대략 10~100 km 정도의 공간 규모를 가지는 대기 운동을 관측한다고 할 때, 대략 수 km 정도의 거리를 두고 형성된 관측망이 있다면 이 규모의 운동을 적절히 관측할 수 있을 것이다. 하지만 만약 관측 지점간의 거리가 수천 km에 이르는 관측 시스템에서는 이러한 규모의 운동을 잘 표현하지 못할 것이다. 샘플링 이론(Sampling Theory)에 따라 정확한 정보의 재구성을 위해서는 어떤 규모의 현상에 대해 적어도 4~6개의 관측을 필요로 한다. 우리나라의 지상 관측망의 경우 평균 수평 거리는 약 13km, 자료 수집 시간 간격을 대략 1분 정도로, 지상 관측의 경우 100km 정도의 중간 규모 대기 현상을 적절히 표현할 수 있는 고해상도 관측망을 갖추고 있다(그림 8.5). 상층 기상 관측을 위한 라디오존데 관측소의 경우 관측소간 거리는 대략 120km 정도이며, 연직 분해능은 대략 수 m, 시간 분해능은 12시간(혹은 6시간)정도이다. 윈드 프로파일러 관측망의 추가로 대기 하층 수 km에서의 바람장의 관측 해상도를 더욱 높이고 있다. 이러한 관측 자료에 포함된 오차의 정량적 평가와 관측 자료의 대표성에 대한 이해는 자료동화 과정에서 중요한 의미를 지닌다.



[그림 8.4] 관측망의 공간 규모를 설명하는 모식도(출처: 기상청 제공)

8.2 관측자료의 종류와 객관 분석



[그림 8.5] 우리나라 지상 기상 관측망 위치도. 정규관측소(좌), 자동관측소(중), 상층관측소(우) (출처: 기상청 제공)

품질 검사(Quality Control) 과정은 관측 시스템을 통해서 얻어진 관측 정보를 다양한 품질 관리 기준을 적용하여 자료의 신뢰성을 평가하고, 낮은 신뢰성을 가진 자료를 제거하거나 기타 오류를 수정하는 과정을 말한다. 이러한 과정은 모델에 부정확한 관측 정보가 입력되는 것을 막는 역할을 한다. 관측 정보는 크게 자연 오차(Natural Error)와 총체 오차(Gross Error)로 구분할 수 있다.

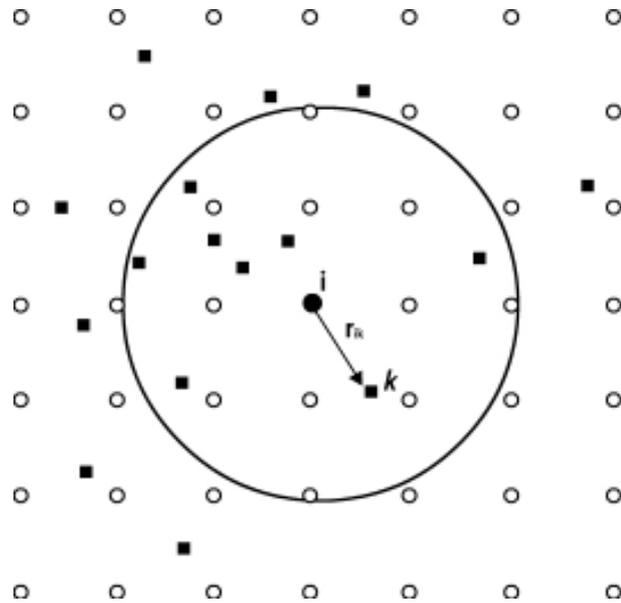
자연 오차는 측기가 가지는 정밀도와 정확도와 관련된 측기 오차(Instrumental Error)와 대표성 오차(Representativeness Error)를 포함한다. 총체 오차는 자료의 기입이나 전송 과정에서 일어날 수 있는 다양한 오차들을 포함한다. 일반적으로 품질 검사는 관측 자료의 기입상 오류 검사, 동일 관측의 중복 검사, 관측값이 측기의 관측 범위 내에 존재하는지 여부 검사, 관측값이 기후학적 극값 범위 내 존재하는지 여부 검사, 주변의 관측 자료와 비교하여 물리적으로 합리적인 차이를 보이는지 여부 검사, 바람장과 질량장의 역학적 균형 관계 검사, 관측값과 모델 예측값 사이의 관측 증분(Observational Increment) 검사 등의 과정을 포함한다.

특정 지역에 관측 밀도가 높은 경우 적절한 역학적 균형의 유지를 위해서 관측 자료를 일정 간격으로 선택적으로 활용하기도 한다. 역학적 균형 관계 검사나 관측 증분 검사는 일반적인 관측 자료의 품질 검사 기준 외에 수치 예보 모델의 입력자료 선정을 위해 추가로 고려하는 자료 검사 기준으로 볼 수 있다.

8.2 관측자료의 종류와 객관 분석

8.2.2 객관 분석

객관 분석(Objective Analysis)은 공간상에 불규칙하게 나열되어 있는 관측 정보를 규칙적인 격자점으로 변환하는 과정을 말한다(그림 8.6). 적절한 객관 분석(초기화)을 위해서는 모델의 자유도(Degree of Freedom)가 관측 정보의 자유도에 그 수(Number)적인 면에서 상응해야 한다. 현대의 수치 예보 모델은 3차원 격자점의 수와 예단 변수의 곱으로 정의할 수 있는 모델 자유도가 $10^6 \sim 10^8$ 에 이른다. 현대 관측의 많은 부분을 차지하는 위성 관측을 포함하더라도 관측 정보의 자유도는 일반적으로 $10^4 \sim 10^6$ 정도로 모델 자유도에 비해 훨씬 작은 값을 가진다. 따라서 객관 분석을 통해서 내삽/외삽(Interpolation/Extrapolation) 과정을 거치게 된다. 추가적으로 필요한 정보를 위해 기후값이나 모델에 의한 예측값을 이용하기도 한다. 여기서는 다항식 내삽법(Polynomial Interpolation), 연속 수정법(Successive Correction Method), 그리고 통계적 내삽법(Statistical Interpolation)을 간단히 설명한다.



[그림 8.6] 규칙적으로 나열된 격자점(Circles)과 불규칙적으로 나열된 관측점(Squares), 그리고 격자점 i 에 영향을 미치는 반경을 나타내는 모식도 (Kalnay, 2003)

8.2 관측자료의 종류와 객관 분석

Panofsky(1949)에 의한 객관 분석 방법은 관측 자료를 3차 다항식으로 Fitting 하는 방법으로, 2차원 테일러 전개를 이용한다. 아래는 3계 도함수 까지 포함한 2차원 테일러 전개를 보여주고 있다.

$$z(x_0 + x, y_0 + y) \approx z(x_0, y_0) + x \frac{\partial z}{\partial x} \Big|_{x_0, y_0} + y \frac{\partial z}{\partial y} \Big|_{x_0, y_0} + \frac{x^2}{2!} \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \Big|_{x_0, y_0} + \frac{y^2}{2!} \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \Big|_{x_0, y_0} \\ + xy \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} \Big|_{x_0, y_0} + \frac{x^3}{3!} \frac{\partial^3 z}{\partial x^3} \Big|_{x_0, y_0} + \frac{y^3}{3!} \frac{\partial^3 z}{\partial y^3} \Big|_{x_0, y_0} + \frac{x^2 y}{2!} \frac{\partial^3 z}{\partial x^2 \partial y} \Big|_{x_0, y_0} + \frac{xy^2}{2!} \frac{\partial^3 z}{\partial x \partial y^2} \Big|_{x_0, y_0}$$

이 식을 간단한 형태로 다시 쓰면 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$Z(x, y) = \sum_{i, j} a_{ij} x^i y^j \quad i + j \leq 3; i, j \geq 0$$

이 관계식을 풀기 위해서는, 즉 계수 a 를 결정하기 위해서는 최소 10개 이상의 관측값이 필요하게 된다. 이 다항식을 모든 관측 자료를 적용하여 구하는 방법으로 전역 다항식 내삽법(Global Polynomial Interpolation)이라고 한다. Gilchrist and Cressman(1954)는 2차 다항식을 이용하고 이 함수의 계수를 격자점 주변의 일정 영역(혹은 영향 반경 Radius of Influence) 이내의 자료만을 이용하여 계산하는 국지 다항식 내삽법(Local Polynomial Interpolation)을 제시하였다(그림 8.6). 이 경우 2차 다항식에서 결정해야 하는 6개의 계수는 최소 자승법(Least Square Method)을 이용하여 구한다. 즉, 다항식과 격자점의 영향 반경 이내에 있는 관측과의 차이가 최소가 되도록 결정한다.

$$\min_{a_{ij}} E = \min_{a_{ij}} \sum_{k=1}^K P_k (Z_k^o - Z(x_k, y_k))^2$$

여기서 K 는 격자점 주위의 영향 반경 내 관측 자료의 수, P_k 는 각 관측의 경험 가중 계수(Weighting Coefficient)를 나타낸다.

Cressman(1959) 방법은 스웨덴의 Bergthorsson and Doos(1955)에 의해 제시된 연속 수정법(Successive Correction method)을 이용한 방법이다. 이 방법에서는 앞의 다항식 내삽법과는 달리 격자점에서의 배경장(Background or First Guess)을 이용한다. 이 값은 모델의 예측값이나 기 후값을 이용할 수 있다. 이 방법은 사용 가능한 관측 자료를 이용하여 배경 장을 수정함으로써 분석장(Analysis Field)을 구하게 된다. 따라서 격자점에서의 초기값은 다음과 같이 배경장 값을 이용하여 주어진다.

8.2 관측자료의 종류와 객관 분석

$$f_i^0 = f_i^b$$

여기서 아래첨자 i 는 격자점을 나타내고, 위 첨자는 반복 계산 회수는 나타낸다. 따라서 f_i^b 는 격자점 i 에서 배경장 값을 나타내고, f_i^0 는 반복 계산을 하기 전의 초기값을 의미한다. 다음 단계에서 관측값을 이용하여 배경장의 수정을 다음과 같은 회귀식으로 계산한다.

$$f_i^{n+1} = f_i^n + \frac{\sum_{k=1}^{K_i^n} w_{ik}^n (f_k^O - f_k^n)}{\sum_{k=1}^{K_i^n} w_{ik}^n}$$

여기서 f_i^{n+1} 는 격자점 i 에서 $n+1$ 번째 회귀식 계산으로 계산된 값을 나타내고, f_k^O 는 격자점 주변 영향 반경 내의 관측값을 의미한다. w_{ik}^n 는 가중합수로 Cressman(1959)에서는 다음과 같이 정의하였다.

$$w_{ik}^n = \frac{R_n^2 - r_{ik}^2}{R_n^2 + r_{ik}^2} \quad \text{if } r_{ik}^2 \leq R_n^2$$

$$w_{ik}^n = 0 \quad \text{if } r_{ik}^2 > R_n^2$$

여기서 r_{ik}^2 는 격자점 i 와 관측점 k 까지의 거리의 제곱을 나타내고, R_n^2 는 n 번째 회귀식 계산에서 적용된 영향 반경의 제곱을 나타낸다. 즉, 영향 반경 내에 존재하는 관측 자료는 거리의 제곱 값에 따라 가중 평균됨을 의미한다. 영향 반경은 회귀식의 반복 계산 과정에서 점점 작은 값으로 설정하는데, 이를 통해 초기 (공간상) 큰 규모의 정보를 포함하고 반복 계산을 통해 점차 작은 규모의 관측 정보를 포함하게 된다. 이 방법에서는 관측 오차가 없는 것으로 가정하고 있다. 관측 오차를 포함하고자 할 경우에 위 회귀식은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$f_i^{n+1} = f_i^n + \frac{\sum_{k=1}^{K_i^n} w_{ik}^n (f_k^O - f_k^n)}{\sum_{k=1}^{K_i^n} w_{ik}^n + \frac{\varepsilon_o^2}{\varepsilon_b^2}}$$

여기서 ε_o^2 와 ε_b^2 는 각각 관측 오차 분산(Observation Error Variance)와 배경 오차 분산(Background Error Variance)를 나타낸다.

또 다른 연속 수정법으로 Barnes(1964) 방법이 있다. 이 방법은 레이더 자료나 공간적으로 작은 영역의 관측 자료를 분석할 때와 같이 적절히 사용할 배경장이 존재하지 않는 경우에 분석장을 얻기 위한 방법이다.

8.2 관측자료의 종류와 객관 분석

회귀식의 초기값은 관측값의 가중 평균으로 아래와 같이 계산한다.

$$f_i^0 = \frac{\sum_{k=1}^{K_i} w_{ik} f_k^O}{\sum_{k=1}^{K_i} w_{ik}}$$

회귀식의 반복 계산은 Cressman 방법과 동일한 식으로 계산하게 된다. Barnes 방법에서는 아래와 같이 지수함수 형태의 가중함수를 사용한다.

$$w_{ik}^n = \exp(-r_{ik}^2 / 2R_n^2)$$

각 회귀식 계산 단계에서 영향 반경은 $R_{n+1}^2 = \beta R_n^2$ 이며, 작은 규모의 정보를 포함하기 위해서 $\beta < 1$ 의 값을 설정한다. 이 방법은 배경장을 사용하지 않는다는 점에서 Cressman 방법과 다르다.

이들 연속 수정법(Successive Correction Method)은 간단하고 계산 시간이 적은 장점을 가지며 거리의 함수를 이용한 경험적 가중 함수 대신 적절한 가중 함수를 선택하면 통계적 내삽법(Statistical Interpolation)과 같은 결과를 얻을 수 있다(Bratseth, 1986).

통계적 내삽법(Statistical Interpolation)은 다른 내삽법과 유사하게 관측값과 배경장의 차가 최소가 되도록 계수를 결정하고, 계산된 가중치를 이용하여 관측값을 격자값으로 전환한다. 이전 방법들과 가장 큰 차이는 Cressman 방법과 Barnes 방법에서 경험적으로 결정된 가중 함수를 사용한 반면 통계적 내삽법은 관측과 배경장의 차의 통계적 분석과 관측이 내재적으로 가지는 오차를 고려한 가중함수를 사용한다. 이 방법은 최적 내삽법(Optimal Interpolation)이라고도 하며 관계식은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$f_i^a = f_i^b + \sum_{k=1}^K w_k (f_k^o - f_k^b)$$

여기서 f_i^a, f_i^b 는 격자점 i 에서 분석값과 배경값을 나타내고, f_k^o, f_k^b 는 관측점 k 에서 관측값과 관측점에서의 배경값을 각각 나타낸다. 그리고 w_k 는 내삽 가중함수를 나타낸다. 이 가중함수는 최소 자승법을 이용하여 분석장의 오차 분산이 최소가 되도록 결정한다. 위에서 $K=1$, 즉 관측이 1인 경우를 고려해보면,

$$w_1 = \frac{\sigma_b^2}{\sigma_b^2 + \sigma_o^2}$$

8.2 관측자료의 종류와 객관 분석

로 나타낼 수 있다. 이렇게 얻어진 분석장의 오차 분산은 다음과 같이 계산된다.

$$\sigma_a^2 = (\sigma_b^{-2} + \sigma_o^{-2})^{-1} = (1 - w_1)\sigma_b^2$$

위의 관계식을 좀 더 일반적인 행렬식으로 표현하면 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$X^a = X^b + W(y^o - H(X^b))$$

$$W = BH^T [HBH^T + R]^{-1}$$

$$P_a = (B^{-1} + H^T R^{-1} H)^{-1} = (I - WH)B$$

여기서 X^a, X^b 는 모델 공간(Model Space)에서 정의되는 분석장(Analysis Field)과 배경장(Background Field)을 나타내는 벡터이고, $y^o, H(X^b)$ 는 관측값과 관측점에 상응하는 배경값을 나타내는 관측 공간(Observation Space)에서 정의되는 벡터이다. 모델 공간에서 정의되는 벡터의 크기(n)는 3차원 격자수와 고려하는 종속 변수의 개수의 곱으로 정의되며, 관측 공간에서 정의되는 벡터의 크기(m)는 관측의 개수로 정의된다. H 는 모델 공간의 배경값을 관측 공간(Observation Space)의 값으로 변환하는 선형(혹은 비선형) 연산자로 보통 관측 연산자(Observational Operator)라고 부른다. W 는 $(n \times m)$ 차원을 가지는 가중 행렬(혹은 Gain Matrix)을 의미하고, P_a 는 관측값과 배경장을 이용하여 얻어진 새로운 분석장의 오차 공분산(Error Covariance)을 나타내며, 분석장의 정밀도(Precision) 정보를 포함한다. B, R 은 각각 배경장 오차 공분산 $(n \times n)$ 과 관측 오차 공분산 $(m \times m)$ 을 나타낸다. $y^o - H(X^b)$ 는 관측 지점에서 관측값과 배경장의 차이를 나타내는 값으로 관측 증분(Observational Increment or Observational Innovation)이라고 부른다. 배경장 오차 공분산 B 와 관측 오차 공분산 R , 그리고 관측연산자 H 를 알면 배경장과 관측 자료를 이용하여 객관 분석을 할 수 있다.

관측 연산자 $H(X^b)$ 에 대해 좀 더 설명하자면, 일반적으로 수치 예보 모델의 예단 변수들(3차원 바람장, 온도, 습도 등)의 분석장은 관측을 통해서 격자점에서 직접 얻어지지 않는다. 지상 관측이나 라디오존데 관측의 경우 예단 변수들을 직접 관측하나 관측지점이 격자점과 다르다. 따라서 이 경우 관측 연산자는 수평 및 연직 방향의 내삽하는 연산자가 되어야 한다.

8.2 관측자료의 종류와 객관 분석

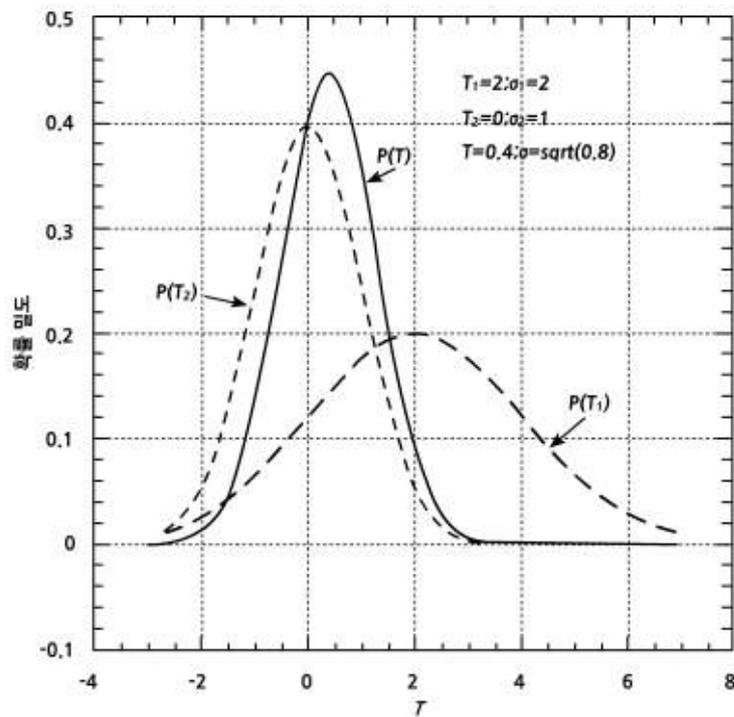
또한 자료동화에서 사용되는 관측의 종류에서 보았듯이 많은 부분이 위성 관측이 차지하고 있다. 위성은 지표와 대기와 상호 작용하는 복사(Radiance), 반사율(Reflectivity), 혹은 굴절률(Refractivity)을 측정한다. 즉, 수치 예보 모델의 예단 변수를 직접 관측하지 않는다. 이런 위성 자료를 수치 예보 모델의 자료 동화에 사용하기 위해서 관측 연산자는 격자 공간(모델 공간)의 온도, 습도, 그 외 흡수체들(오존, 이산화탄소, 에어로졸 등)를 이용하여 위성에서 관측하는 변수들로 변환하는 연산자로, 복사 전달 방정식이 이에 해당할 수 있다. 여기서 또 다른 방법은 먼저 직접 관측된 위성 데이터를 이용하여 추정된(Retrieved) 기상장(온도와 습도 프로파일 등)을 계산한 후, 이 값들을 라디오존데 관측과 비슷하게 자료 동화 과정에 활용할 수 있다. 하지만 일반적으로 위성 복사를 복사전달 방정식을 이용한 관측 연산자를 이용하여 자료동화에 직접 활용하는 방법이 수치 예보를 더욱 향상 시킬 수 있는 것으로 알려져 있다. 그 이유는 위성 복사량으로부터 기상 변수를 추정하는 일은 일종의 역변환 문제(Inverse Problem)로 정확한 추정값을 얻어내기가 상대적으로 어려울 뿐 만 아니라, 계산된 온도나 습도 연직 분포의 관측 오차 공분산(Observation Error Covariance)을 구하기 어렵다. 반면 위성 복사 관측을 직접 이용하는 경우는 모델 공간의 기상 변수를 복사 전달 방정식에 입력하여 위성에 상응하는 전진 계산(Forward Calculation)을 하면 되고, 복사 관측의 오차 공분산은 보통 측기 오차(Instrumental Error)에만 관련되어 있어 잘 정의된다. 어떤 방식이든 관측 연산자는 모델 공간에서 관측 공간으로 전환하는 연산자로 이는 일반적으로 관측 수에 비해 모델 격자 공간의 자유도 수가 더 크기 때문이다.

다음은 최적 내삽법의 결과를 정리하고 있다.

분석장의 배경장에 관측값과 배경값의 차이를 나타내는 관측 증분에 최적 가중함수를 곱한 값을 더하여 계산할 수 있다. 여기서 적용된 최적 가중함수는 관측 공간에서 정의되는 배경 오차 공분산(BH^T)을 배경 오차 공분산과 관측 오차 공분산의 합으로 나타내어지는 총 오차 공분산($HBH^T + R$)으로 나눈 값으로 정의된다. 즉, 배경 오차 공분산이 관측 오차 공분산에 비해 큰 값을 가지게 되면 분석장은 배경장이 관측 정보에 의해 더 많은 수정이 가해짐을 의미한다. 정성적으로 말하면 신뢰성이 높은 관측 정보가 있을 경우 이 값이 새로운 분석장에 더 높은 비중을 가지고 포함됨을 의미한다. 이렇게 얻어진 분석장의 정밀도(Precision) (혹은 분석 오차 공분산의 역행렬)는 배경장의 정밀도(배경 오차 공분산의 역행렬)와 모델 공간으로 전환된 관측장의 정밀도(모델 공간으로 전환된 관측 오차 공분산의 역행렬)의 합으로 나타난다.

8.2 관측자료의 종류와 객관 분석

또는, 배경 오차 공분산에 단위행렬에서 최적 가중 행렬값을 뺀 값을 곱한 값으로 정의된다. 즉, 분석장의 정밀도는 관측장의 정밀도와 배경장의 정밀도보다 항상 높은 정밀도를 가지게 된다. 그림 8.7은 이러한 관계를 나타낸 간단한 모식도이다. 통계 내삽법(혹은 최적 내삽법)에서 얻어지는 이러한 결론들은 관측과 배경장의 오차를 정확하게 추정할 수 있다는 가정을 기초로 얻어지게 된다. 만약 이러한 오차 공분산들이 부정확하거나, 편차(Bias)가 존재하거나, 혹은 관측 오차와 배경 오차가 서로 상관성을 가질(Correlated) 경우, 분석장의 정밀도는 떨어지게 된다.



[그림 8.7] 관측 T_1 과 T_2 의 확률 분포와 최소 자승법(Least Square Method)을 이용하여 얻은 분석장 T 의 확률분포를 나타내는 모식도. 분석장의 평균값은 정밀도가 높은 T_2 의 평균값에 가깝고 분석 정밀도는 두 정밀도 값보다 작은 값을 가진다.(Kalney, 2003)

또 다른 분석 방법으로 변분법(Variational Method)가 있다. 이 방법은 다음과 같이 정의된 함수(혹은 비용함수 Cost Function)의 최소값을 갖는 값을 분석장으로 찾는 방법이다.

$$J(f) = \frac{1}{2} \left[\frac{(f - f_b)^2}{\sigma_b^2} + \frac{(f - f_o)^2}{\sigma_o^2} \right]$$

8.2 관측자료의 종류와 객관 분석

2차 함수의 비용 함수는 배경장과 관측이 각각 정규 분포를 가진다고 가정할 경우, 이로부터 얻을 수 있는 참값의 확률 분포는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$P(f_b | f)P(f_o | f) = \frac{1}{2\pi\sigma_b\sigma_o} \exp\left[-\frac{(f-f_b)^2}{2\sigma_b^2} - \frac{(f-f_o)^2}{2\sigma_o^2}\right]$$

최대 확률법(Maximum Likelihood Method)에 따라 이 확률이 최대가 되는 경우는 위에서 정의한 비용 함수가 최소가 되는 경우와 동일하다. 이는 Bayes 확률 이론을 적용하여도 동일한 결과를 얻을 수 있다(Purser, 1984). 이 방법은 분석장을 조절하여 비용 함수가 최소가 될 경우를 구한다. 최적 내삽법에서 최소 자승법을 이용하여 분석 오차 분산이 최소가 되도록 최적 가중 함수를 구한 반면 변분법에서는 배경장과 관측의 오차 분산의 역수를 가중치를 포함하여 정의한 비용함수를 최소로 하는 분석장을 구한다. 이 두 방법은 서로 다른 방법이지만 동일한 문제(최적의 분석장을 구하는 문제)를 풀고 있다(Lorenc, 1986). 즉, 그림 8.7의 예시는 변분법을 통해 얻은 분석장의 예시로 볼 수도 있다.

8.2.3 평활과 여과

격자화된 자료를 여러 이유로 평활(Smoothing)과 여과(Filtering)의 과정을 거치기도 한다. 일반적으로 수치적 차분법의 오차, 계산 불안정 등으로 모델 결과는 단과장의 오차값을 포함하고 있으며 시간이 지나면서 이 오차값은 성장하여 예보장에 큰 영향을 미칠 수 있다. 따라서 일정한 적분 간격을 두고 이런 작은 규모의 파동을 제거할 필요가 있게 된다.

평활은 원래 존재하는 파동의 파수나 위상의 변화없이 진폭을 줄이는 방법이며, 여과는 특정 파수 혹은 파장 영역을 제거하는 방법을 말한다. 세 격자점을 이용한 1차원의 간단한 평활 방법은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\bar{f}_i = (1-\gamma)f_i + \frac{\gamma}{2}(f_{i-1} + f_{i+1})$$

여기서 \bar{f}_i 는 격자점 i 에서 평활 과정 후 얻어진 값을 의미하고, γ 는 상수이다. 함수 $f = A \exp(ikx)$ 에 적용하여 정리하면 다음과 같은 관계식을 얻는다.

8.2 관측자료의 종류와 객관 분석

$$\bar{f} = R(\gamma)f = (1 - 2\gamma \sin^2 \pi\Delta x/L)f$$

여기서 $R(\gamma)$ 는 반응 함수 (Response Function)로 γ 의 함수로 나타낼 수 있다. $\gamma = 1/2$ 의 경우를 생각해보면 파장 $L = 2\Delta x$ 인 파는 $R(1/2) = 0$ 으로 평활 과정에 의해 완전히 소거됨을 알 수 있다. 파장이 $L = 10\Delta x$ 인 경우는 $R(1/2) = 0.905$ 로 진폭의 약 10%가 평활 과정을 통해 감소됨을 보여주고 있다. 이러한 평활 과정을 반복 사용하게 되면 짧은 파장 뿐만 아니라 긴 파장의 파동도 큰 감쇄가 일어남을 알 수 있다. 여기서 특정 파장보다 큰 파장에는 영향을 미치지 않으면서 짧은 파장은 완전히 제거할 수 있는 반응 함수를 구성할 수 있다.

이 반응함수를 이용할 경우를 단파장 여과 (Low-path Filter) 과정이라고 한다. 이 반응함수를 이용하여 단파장의 정보만은 남길 수도 있는데, 이는 여과 과정을 거치지 않은 분석장에서 단파장 여과 과정을 거친 분석장을 빼면 특정 파장보다 짧은 파장의 정보만을 남길 수 있게 된다. 이를 장파장 여과 (High-path filter) 과정이라고 부른다. 이러한 평활과 여과 과정은 2차원 및 3차원 공간상으로 쉽게 확장할 수 있으며, 시간차원에 대해서도 적용할 수 있다. 이러한 방법들은 개념적으로 단순하여 관측 자료나 모델 결과를 분석하는데 유용하게 이용될 수 있다.

8.3 초기화의 원리 및 종류

초기화(Initialization)은 객관 분석된 초기 바람장과 질량장 사이의 불균형으로 인해 발생할 수 있는 관성 중력과 잡음을 최소화하는 과정을 말한다. 좀 더 구체적으로 설명하기 위해 기압 좌표계에서의 수평 운동량 보존 방정식을 도입해보자.

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (V \cdot \nabla)V + \omega \frac{\partial V}{\partial p} = -f\vec{k} \times V - \nabla\Phi$$

중위도에서 중규모 대기 운동의 평균 상태는 바람장과 지오폠펜셜 고도장의 지균 균형으로 근사된다. 여기서 대기 운동을 따른 가속도항(라그랑지 가속도)은 전향력과 기압 경도력의 차에 의해 결정된다. 관측을 통해 지오폠펜셜 고도장은 비교적 정확하게 측정할 수 있지만 관측 바람장은 일반적으로 10 ~ 100%의 오차를 가진다. 이러한 관측을 이용하여 객관 분석된 초기 바람장을 이용하여 전향력을 계산할 경우 이와 유사한 크기의 오차를 가지게 된다. 규모 분석(Scale Analysis)으로 가속도항은 전향력과 기압 경도력에 비해 1/10 규모를 가지므로, 전향력에서의 10% 오차는 가속도항에서 100%의 오차로 해석된다. 이렇게 강제항의 계산 오차로부터 기인한 가속도항의 오차는 초기 기압장과 바람장의 변화율에도 크게 영향을 미치게 된다. 즉, 모델의 초기 적분 과정에서 입력장의 오차에 의해 발생한 역학적 불균형을 조절하기 위해 큰 규모의 중력파가 발생하게 된다. 이렇게 발생하는 관성중력파는 실제 대기에서는 존재하는 관성중력파에 비해 큰 값을 가지면서 수치 예보에 중요한 대기 파동에 영향을 미치게 된다. 따라서 실제 대기에 존재하지 않는 관성중력파 잡음이 최소가 될 수 있도록 모델 초기장을 입력하는 것이 중요하게 된다.

1950~1960년대 성공적인 수치 예보를 하기 시작한 이래로 다양한 방법의 초기화 방법이 제시되어 활용되어 왔다. 이를 간략히 요약해보면 다음과 같다.

Charney(1955)는 관측/분석 지오폠펜셜 고도장으로부터 준지균 이론에 따라 예단 변수를 결정하는 정적 초기화(Static Initialization)의 방법으로 준지균 초기화(Quasi-geostrophic Initialization)를 사용하였다. 이 방법은 중/고위도 지역에서 성공적으로 적용되었으나 저위도 지역에서 준지균 이론의 한계로 인해 좋은 결과를 보여주지 못하였다. Sasaki(1958), Thompson(1969), Stephens(1970) 등은 역학적 균형을 나타내는 역학 강제항(Dynamic Constraint)과 관측 정보를 적절히 포함할 수 있는 변분 초기화(Variational Initialization) 방법을 제시하였다. 이를 위해 준지균 ω 방정식과 같은 비선형 역학 균형 방정식을 역학 강제항으로 이용하였다.

8.3 초기화의 원리 및 종류

이 방법은 상대적으로 많은 계산량을 요구하고, 준지균 이론에 기초하여 적용한 결과 이 이론의 한계를 벗어나지 못하였다. Miyakoda and Moyer (1968)와 Nitta and Hovermale 1969) 등은 임의의 감쇄항을 대기 운동 방정식에 추가하는 역학 초기화 (Dynamic Initialization)을 제안하였다. Dickinson and Williamson(1972)와 Williamson and Dickinson(1976) 등은 초기장의 정상 모드 (Normal Modes) 분석을 통해서 관성 중력파로 고려할 수 있는 고주파 파동을 제거하는 정규 모드 초기화 (Normal Mode Initialization) 방법을 제시하였다. 이들 방법은 그리 성공적이지 못하였는데, 그 이유는 정규 모드 분석을 위해 선형 방정식을 이용하였기 때문이다. 즉, 저주파 로스비 모드만을 포함한 초기장으로 모델 적분을 시작하더라도 비선형 수치 예보 모델에서 쉽게 관성중력파 잡음이 발생하였다. Machenhauer(1977), Baer(1977), Daley(1978)는 비선형 정규 모드 초기화 (Nonlinear Normal Mode Initialization)를 제안하여 관성중력파를 효과적으로 제거하는데 성공하였다. 이 방법은 Lynch and Huang (1992)와 Lynch (1997)에 의해 제시된 디지털 필터를 이용한 역학 초기화 방법의 개발로 인해 그 효용성이 크게 떨어졌다. 최근 많은 관심을 받는 자료동화 방법으로는 3DVAR/4DVAR(3-dimensional Variational Data Assimilation/4-dimensional Variational Data Assimilation), 칼만 필터 (Kalman Filter) 등이 개발되어 활용되고 있다. 다음은 주요한 초기화(혹은 자료동화) 방법들의 원리를 설명한다.

8.3.1 감쇄 기법

감쇄 기법(Damping Method)은 수치 예보 모델에서 빠르게 전파하는 중력파를 직접적인 방법으로 감소시키는 방법이다. 중력파는 대기 유체의 수평 발산/수렴과 기압 경도력에 의해 발생한다. 따라서 이 방법은 Talagrand (1972)가 제한한 방법으로, 운동량 보존 방정식에 유체 발산 감쇄항을 다음과 같이 추가하였다.

$$\frac{DV}{Dt} = F + \nu \nabla(\nabla \cdot V)$$

여기서 F, ν 는 각각 운동방정식의 강제항과 추가된 발산 감쇄항의 확산 계수를 나타낸다. 이 방정식에 발산 연산자 ($\nabla \cdot$)를 취하면 다음의 방정식을 얻을 수 있다.

$$\frac{D(\nabla \cdot V)}{Dt} = \nabla \cdot F + \nu \nabla^2(\nabla \cdot V)$$

8.3 초기화의 원리 및 종류

이 식의 마지막 항에서 운동량의 발산 성분이 확산 계수에 비례하여 감쇄가 일어남을 알 수 있다. 이 방법은 작은 규모의 운동과 물리과정의 계산에서 발생할 수 있는 수치적 잡음을 줄이기 위해 사용되는 방법으로, 감쇄를 위한 확산 계수의 선택에 크게 영향을 받게 된다.

8.3.2 정적 및 역학 초기화

정적 초기화 (Static Initialization)은 임의의 시각에 관성중력파의 발생을 줄이거나 제거하기 위해서 역학적 균형 관계를 이용하여 초기값을 계산하는 방법을 말한다. 이런 역학적 균형 관계는 대기 운동에서 비발산 지균 관계 (Nondivergent Geostrophic Relation)를 예로 들 수 있다. 즉, 초기값으로 이용되는 자료는 압력장(혹은 지오폠펜셜)과 바람장이 지균 관계에 있도록 조절한다. 하지만 지균 관계를 이용하여 객관 분석한 자료로부터 회전 성분 (Rotational Component)만을 추출하여 초기값으로 사용하는 방법은 실제 원시 방정식을 이용한 수치 예보 모델에서 중력과 발생을 억제하지 못한다(Hinkelman, 1951). 준지균 방정식 (Quasi-geostrophic Equation)이나 ω -방정식을 이용하여 적절한 수준의 발산 성분을 포함함으로써 초기자료에서 관성중력파의 발생을 최소화 할 수 있었다. 하지만 이 방법은 예측 성능을 향상시키는데 큰 도움을 주지 못하였다. 그 주요한 이유로 초기 시각의 관성중력파 발생을 적절히 감소시켰음에도 불구하고, 수치예보 방정식은 비선형 방정식으로 준지균 방정식으로부터 얻은 ‘균형’ 관계와 차이가 있으며 수치 적분 과정에서 지속적으로 관성중력파가 생성되기 때문이다.

역학 초기화 (Dynamic Initialization)은 수치 예보 방정식이 지균 조절 과정을 통해 바람장과 질량장을 적절히 조절하여 준지균 상태(실제 대기의 특성 상태 Characteristics)가 되도록 하는 역학 과정을 포함하고 있음을 활용하는 초기화 방법이다. 즉, 예보 모델의 초기장에 바람장과 질량장의 불균형이 발생한다면 관성중력파가 발생하여 불균형이 발생한 지점으로부터 퍼져나가고, 이를 통해 바람장과 질량장이 균형을 이루도록 조절된다. 이 과정은 실제 대기에 대한 반응과 동일하나, 모델의 경우 객관분석을 통해 초기값을 입력 받았을 때, 이 초기장이 실제와는 질량장과 바람장의 불균형을 포함하고 있을 수 있고 이는 큰 진폭을 가지는 관성중력파를 발생하게 된다. 이렇게 실제와 다르게 모델에서 발생하게 되는 중력파는 결국 연직 속도, 강수 과정 등에 영향을 미치게 된다.

8.3 초기화의 원리 및 종류

초기화 과정의 목적은 이렇게 초기장에 불필요하게 포함된('Spurious') 관성중력파에 의한 잡음을 모델 역학에 의한 조절 과정을 통해서 빠른 시간 안에 제거하는 것이다. 이를 위해서 역학 초기화는 수치 예보 초기 시각 근처에서 전진(Forward) 적분과 후진(Backward) 적분을 반복하여 초기장의 불균형을 감소시키는 방법이다. 다음은 이 방법의 간단한 예시를 보여 준다.

$$\begin{aligned} u_{n+1}^* &= u_n + \Delta t (\partial u / \partial t)_n \\ u_n^{**} &= u_{n+1}^* - \Delta t (\partial u^* / \partial t)_{n+1} \\ \bar{u}_n &= 3u_n - 2u_n^{**} \end{aligned}$$

위 식은 각각 전진 적분, 후진 적분, 그리고 평균 과정을 나타낸다. 이 과정을 통해 관성중력파 성분을 감소시킬 수 있다. 하지만, 이 방법을 통해서 효율적으로 관성중력파를 제거하기 위해서는 위의 과정을 반복해야 하므로 많은 계산시간을 필요로 하며, 큰 규모의 중력파와 작은 규모의 로스비파를 구별하지 못하여 과도한 파동의 감쇄를 일으키는 단점이 있다. 이런 이유로 Lynch and Huang(1992)와 Lynch(1997)에 의해 디지털 필터(Digital Filter)를 포함한 역학 초기화가 제시되기 이전까지는 실제 수치 예보 모델에서 역학 초기화 방법은 널리 사용되지 못하였다. 디지털 필터를 이용한 역학 초기화 방법은 기존의 역학 초기화 방법과 동일하게 전진 적분과 후진 적분은 수행한다. 초기시각의 분석장을 얻기 위해 평균을 계산하는 과정에서 고주파수의 진동수를 가지는 파장을 필터를 이용하여 제거하고 저주파 파장은 그대로 유지하는 점이 이전 역학 초기화 방법과 다른 점이다. 주어진 적분 시간 간격 Δt 와 임계 주파수(Threshold Frequency) $\theta = \omega_s \Delta t$ 에 대해 저주파 영역과 고주파 영역은 각각 $0 \leq |\theta| < \theta_s$ 와 $\theta_s \leq |\theta| \leq \pi$ 로 규정할 수 있고, 필터를 통해서 고주파 영역을 제거하는 과정을 거치게 된다. Lynch (1997)가 제시한 방법은 Dolph-Tchebychev filter에 기반한 방법으로 반응 함수와 그 계수는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned} H(\theta) &= \sum_{n=-M}^M h_n e^{in\theta} \\ h_n &= \frac{1}{2M+1} \left[1 + 2r \sum_{m=1}^M T_{2M} \left(\frac{\cos(\theta_m/2)}{\cos(\theta_s/2)} \right) \cos m\theta_n \right] \end{aligned}$$

여기서 M, r, T_{2M} 는 Tchebychev 다항식과 관련된 파라미터와 함수를 각각 나타낸다. 이 필터를 이용한 최종 분석장은 다음과 같이 계산할 수 있다.

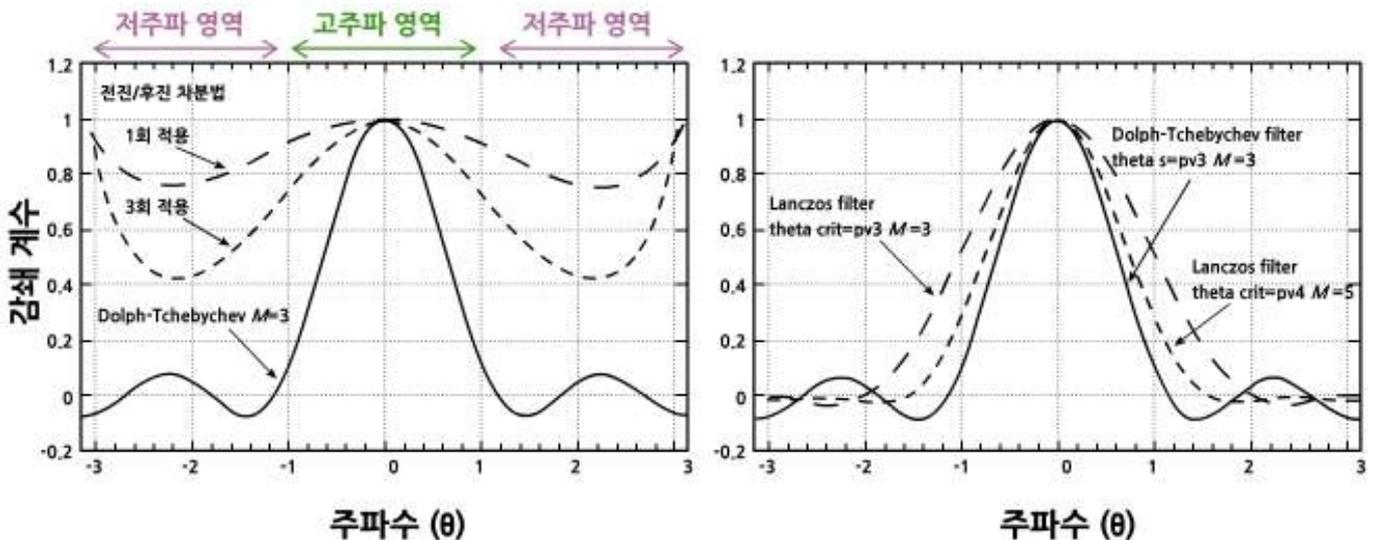
8.3 초기화의 원리 및 종류

$$\bar{u} = \sum_{n=-M}^M h_n u_n$$

또 다른 디지털 필터로 Lanczos 필터는 다음과 같은 계수를 사용한다.

$$h_n = \frac{\sin(n\theta_{cr}\Delta t)}{\pi n} \frac{\sin(n\pi/M)}{\pi/M}$$

그림 8.8은 일반적인 역학 초기화 방법과 디지털 필터를 이용한 역학 초기화 방법의 고주파 감쇄를 비교하고 있다. 기존의 역학 초기화 방법이 지나고 있던 저주파 영역까지 감쇄가 광범위하게 일어나는 현상이 Matsuno 방법을 이용한 결과에서 보여지고 있다. 하지만 이러한 디지털 필터를 이용한 경우에는 저주파 영역의 큰 변화없이 고주파 영역을 효과적으로 제거하고 있다. 위에 제시한 두 디지털 필터에 대한 반응함수는 유사한 성능을 보여주고 있다. 새롭게 제시된 이 방법은 간단히 적용할 수 있는 장점을 가지고 있으며, 비선형 정상 모드 초기화 (Nonlinear Normal Mode Initialization)와 달리 모델이 만들어 내는 과동 영역에서 고주파 영역(관성중력과로 여겨지는 영역)을 효과적으로 제거함으로써 인위적으로 준지균 모드와 관성중력과로 구분하는 정상 모드 초기화 방법에 비해 우수한 초기화 방법으로 여겨진다.



[그림 8.8] (좌) Dolph-Tchebychev 디지털 필터 ($\theta_{cr} = \pi/3, M = 3$)와 전진/후진 적분에 의한 역학 초기화 방법 (Matsuno scheme)의 고주파 영역의 감쇄 비교
(우) Dolph-Tchebychev 필터와 Lanczos 필터의 반응 함수 비교
(Kalnay 2003 수정)

8.3 초기화의 원리 및 종류

8.3.3 정상 모드 초기화

모델의 초기화 과정은 앞에서 계속 언급하고 있듯이 고주파의 관성중력파를 제거하고 준지균 역학 균형을 만족하는 바람장과 질량장을 얻어내는 과정이다. 정상 모드 초기화 (Normal Mode Initialization)는 이러한 목적에 잘 부합하는 방법으로 널리 사용되어왔다. 최근의 자료 동화 과정에서는 디지털 필터를 이용한 역학 초기화나 3DVAR, 4DVAR, 칼만 필터 등의 방법의 활용으로 잘 사용되지 않는 방법이다. 하지만 이 방법의 기본적인 개념을 이해하는 것은 초기화 문제를 더욱 잘 이해하는데 도움이 될 것이다. 여기서는 천수 방정식계를 이용하여 그 개념을 살펴보도록 한다. 이 방정식계는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} - fv + \frac{\partial \phi}{\partial x} &= -\left[u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right] \\ \frac{\partial v}{\partial t} + fu + \frac{\partial \phi}{\partial y} &= -\left[u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right] \\ \frac{\partial \phi}{\partial t} + gH \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) &= -\left[u \frac{\partial \phi}{\partial x} + v \frac{\partial \phi}{\partial y} \right]\end{aligned}$$

이 방정식계의 왼쪽은 선형항들이며 오른쪽은 비선형항들을 각각 나타낸다. 비선형항들을 무시한 선형 방정식계의 3개의 정상 모드해 (Normal Mode Solution)를 다음의 과동함수를 가정한 해를 도입하여 구할 수 있다.

$$\begin{pmatrix} u \\ v \\ \phi \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} U \\ V \\ \Phi \end{pmatrix} \exp[i(kx + ly - \omega t)]$$

이를 대입하여 방정식을 풀게 되면 얻어지는 분산 방정식 (Dispersion Relation)은 다음과 같다.

$$\begin{aligned}\omega_s &= 0 \\ \omega_F &= \pm [f^2 + gH(k^2 + l^2)]^{0.5}\end{aligned}$$

이 식은 천천히 진행되는 로스비파 ('Slow Mode', 첨자 S)와 빠르게 전파하는 관성중력파 ('Fast Mode', 첨자 F)의 분산 관계식을 각각 나타낸다.

8.3 초기화의 원리 및 종류

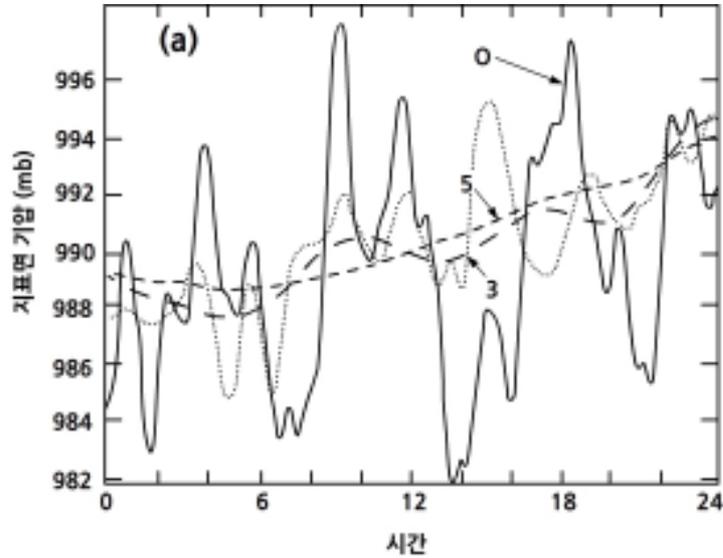
위에서 정의한 정상 모드해를 방정식에 대입하여 정리하면 아래와 같이 로스비파와 관성중력파에 관한 정상 모드 해를 구할 수 있게 된다.

$$\begin{aligned} U_S &= -il\Phi_S / f, \quad V_S = ik\Phi_S / f \\ U_{F\pm} &= \Phi_{F\pm} [k\omega_{F\pm} + ilf] (\omega_{F\pm}^2 - f^2)^{-1} \\ V_{F\pm} &= \Phi_{F\pm} [l\omega_{F\pm} - ikf] (\omega_{F\pm}^2 - f^2)^{-1} \end{aligned}$$

여기서 첨자 $S, F\pm$ 는 각각 로스비 모드 ('Slow Mode')와 동/서 방향으로 전파하는 중력파 모드 ('Fast Modes')에 상응한다. 로스비 모드는 지균 균형 관계를 보여줌을 알 수 있다. 관측값이 이들 정상 모드들의 합으로 구성되어 있다고 생각할 수 있고, 이 값을 정상 모드 위에 투영 (Projection)하면 관측자료가 가지는 로스비 모드와 중력파 모드의 상대적인 가중치를 계산할 수 있다. 이 과정에서 단순히 중력파 모드가 가지는 진폭을 0으로 두어 중력파를 제거하는 방법이 선형 정상 모드 초기화 (Linear Normal Mode Initialization)이다. 따라서 이 방법은 지균 가정을 이용한 정적 초기화의 결과와 같은 결과에 도달하게 된다. 실제 방정식에는 비선형 강제항이 존재하고 이로 인해 지속적으로 중력파가 발생하게 된다. 따라서 비선형 정상 모드 초기화 (Nonlinear Normal Mode Initialization)에서는 로스비 모드와 함께 중력파 모드를 포함하도록 한다. 즉, 중력파 모드의 진폭이 0이 아닌 양의 값을 가진다. 다만 원래 중력파 모드의 관측 정보는 그대로 사용하는 대신, 큰 진폭을 가진 중력파 잡음을 제거하기 위해 초기 중력파 모드에 의해 비정상적인 바람장의 가속이 되지 않도록 가속항이 0이 되도록 진폭을 조절한다.

결과적으로, 수치 예보 모델 역학이 내포하는 준지균 모드와 중력파 모드를 이용하여 관측자료로부터 수치예보에 적합한 준지균 모드와 비선형 관계를 만족하게 하는 중력파 모드의 일부를 초기장에 포함시키는 방법이다. 그림 8.9는 정상 모드 초기화 방법을 이용한 지상 기압의 초기화 예시를 보여주는 것으로, 이 초기화 과정을 통해서 지상 기압에 포함된 중력파 모드가 적절히 제거되는 것을 잘 보여주고 있다. 이 방법은 초기장으로부터 관성중력파에 의한 잡음을 효율적으로 제거하여 현업 모델에서 성공적으로 많이 사용되었다. 하지만 이 방법은 몇 가지 문제점을 보여주고 있다. 먼저 이 방법은 비단열 가열항이 역학 관계에서 상대적으로 중요한 역할을 하는 적도 지역에서 비선형 강제항과 함께 고려해야 하므로 초기화 과정이 더욱 복잡해지는 단점이 있다. 또한 실제 대기 운동에 포함된, 그리고 중요한 고주파수의 파동이 있을 때 'Fast Mode'로 분리되어 상당한 감쇄가 발생할 수 있다는 단점을 가진다.

8.3 초기화의 원리 및 종류



[그림 8.9] 정상 모드 초기화 방법의 예시. 0: 초기화되지 않은 지상 기압, 3: 3개 정상 모드를 포함한 비선형 정상 모드 초기화, 5: 5개의 정상 모드를 포함한 비선형 정상모드 초기화, 점선: 선형 정상 모드 초기화 (Haltiner and Williams, 1980)

8.3.4 변분 자료동화

변분 자료동화 (Variational Data Assimilation)은 수학적으로 변분 연산 (Variational Calculus)을 기반으로 하는 자료 동화 기법으로, 정의된 비용 함수 (Cost Function) 의 최소화 과정 (Minimization Process)을 통해서 분석장을 구하는 방법이다. 관측의 시간 차원을 고려하는지 여부에 따라 3차원 변분 자료동화 (3-dimensional Variational Data Assimilation; 3DVAR)와 4차원 변분 자료동화 (4-dimensional Variational Data Assimilation; 4DVAR)으로 나눌 수 있다. 비용 함수는 모델 공간 (Model Space)에서 정의되는 종벡터 X 와 배경장과의 차이와 이 벡터와 관측 y^o 와의 차이의 가중 평균된 함수로 다음과 같이 정의할 수 있다.

$$J(X) = J(X_b) + J(X_o) = \frac{1}{2}(X - X^b)^T B^{-1}(X - X^b) + \frac{1}{2}(H(X_i) - y_i^o)^T R_i^{-1}(H(X_i) - y_i^o)$$

여기서 $J(X_b)$, $J(X_o)$, H 는 배경장에 대한 비용함수, 관측에 대한 비용함수, 그리고 관측 연산자를 각각 나타낸다. $J(X_b) > J(X_o)$ 경우, 즉 관측 오차에 비해 배경장 오차가 작은 경우 최종 분석장은 관측값에 의해 작은 수정만이 일어남을 의미하고, 그 반대의 경우도 비슷하게 고려할 수 있다. 여기서 관측 연산자가 선형 (혹은 비선형) 예측 모델을 포함하는 경우 3DVAR와 4DVAR는 외형적으로 동일한 비용함수를 가지게 된다.

8.3 초기화의 원리 및 종류

다만 3DVAR 경우 관측값들은 분석 기준 시각의 값으로 고려된다. 구하고자 하는 분석장 X_a 는 비용함수의 값이 최소가 되는 값으로 다음의 조건 만족한다.

$$\frac{\partial J}{\partial X} = \nabla_x J(X_a) = 0$$

적절한 행렬 연산을 거치게 되면 위 방정식을 만족하는 다음의 해를 구할 수 있다.

$$X_a = X_b + [B^{-1} + H^T R^{-1} H]^{-1} H^T R^{-1} (y^o - H(X_b))$$

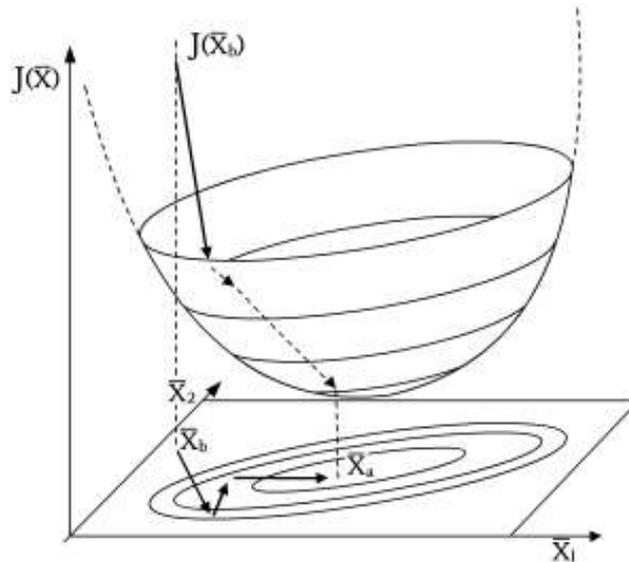
이 관계식은 3DVAR의 해석해로 최적 내삽법의 해와 동일하다(Lorenc, 1986). 이 식을 이용하여 분석장을 구하기 위해서는 대형 행렬 (배경장 오차 공분산의 크기를 가지는 행렬)의 역행렬을 구하여야 하므로, 큰 자유도를 가지는 모델에 적용하는 일이 쉽지 않다. 따라서, 일반적으로 역행렬의 계산없이 수치적 반복 알고리즘 (예, Steepest Descent Method, Conjugate Gradient Method, Quasi-Newton Method)을 이용하여 그 해를 구한다(그림 8.10). 최적 내삽법과 비슷하게 이 계산을 위해서는 배경장 오차 공분산과 관측 오차 공분산이 잘 정의되어야 한다. 일반적으로 관측 오차 공분산은 관측 기기의 정밀도나 정확도에 따라 정의되나 배경장 오차 공분산은 체계적 오차 (Systematic Error)와 무작위 오차 (Random Error)로 나누어 볼 수 있으며 이러한 오차의 구성은 상대적으로 쉽지 않다. 성공적으로 활용된 미국 현업기관의 방법 ('NMC 방법')은 동일시각의 서로 다른 두 가지 예보값의 차를 이용하여 다음과 같이 정의하였다.

$$B \approx (X_{t=48h}^f - X_{t=24h}^f)(X_{t=48h}^f - X_{t=24h}^f)^T$$

여기서 $X_{t=24h}^f, X_{t=48h}^f$ 는 서로 다른 두 시각의 모델 예보값을 나타내고, 배경장 오차 공분산은 이 값에 비례한다고 가정하고 추정한다.

3DVAR는 비용함수의 전역 최소화 방법 (Global Minimization Method)을 통해 분석장을 구하므로, 관측 정보가 분석장의 전역에 영향을 주게 된다. 이는 최적 내삽법이 대형 행렬을 취급하기 위해 국지적 분석이 이루어지는 것과 비교하면 배경장 오차 공분산을 구하는데 장점이 있다.

8.3 초기화의 원리 및 종류



[그림 8.10] 비용함수의 최소화 과정 (Minimization Process)과 얻어지는 분석장의 관계를 나타내는 모식도

4차원 변분 자료 동화 (4DVAR; 4-dimensional Variational Data Assimilation)는 3DVAR의 확장으로 모델 변수 X 가 정의되는 모델 공간이 시간과 공간을 포함한 4차원이 된다. 자료 동화 구간 (Assimilation Window) $[t_0, t_n]$ 내에 위치한 사용 가능한 관측들은 관측이 이루어진 시점에서 관측 증분 (Observational Increment)으로 자료동화에 포함된다(그림 8.11). 4DVAR의 비용 함수는 3DVAR와 유사한 형태를 가지며, 초기 시각 배경장과와의 차이를 나타내는 항과 이용 가능한 관측이 존재하는 시각의 관측 증분에 관련된 항으로 다음과 같이 구성된다.

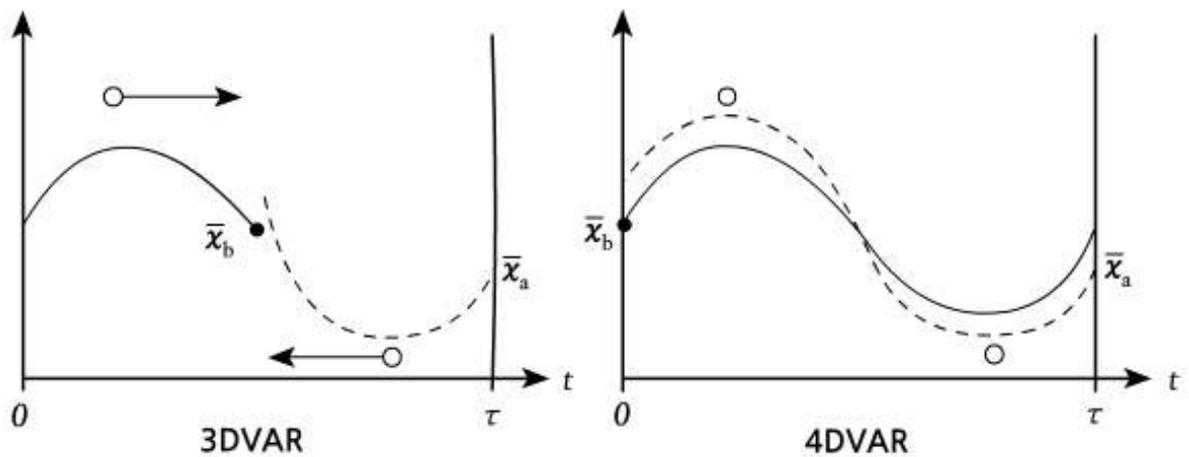
$$J(X_{t=0}) = \frac{1}{2} (X_{t=0} - X_{t=0}^b)^T B_0^{-1} (X_{t=0} - X_{t=0}^b) + \frac{1}{2} \sum_{i=0}^N (G_i(X_i) - y_i^o)^T R_i^{-1} (G_i(X_i) - y_i^o)$$

여기서 $G_i = HM_i$ 는 4DVAR의 일반화된 관측 연산자로 H, M_i 는 모델 공간에서 관측 공간으로 변환하는 연산자와 초기 자료동화 시각에서부터 자료 동화 구간의 특정 시각 i 까지의 적분하는 $(X_{t=i} = M_i(X_0))$ 예측 모델을 나타낸다. 정의된 비용 함수에는 예측 모델이 포함되어 있음을 알 수 있으며, 이 비용 함수를 최소로 하는 초기 시각 ($t=0$)에서의 분석장을 구하는 문제가 되며, 최소화 문제의 조절 변수 (Control Variable)는 초기 시각의 분석장 (X_0)이 된다. 다시 말하면 4DVAR는 자료동화 구간에서 모델의 역할을 만족하면서 동시에 예측값이 관측값과 가장 가까운 초기 분석장을 찾는 과정을 나타낸다. 비용함수의 최소화 과정은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

8.3 초기화의 원리 및 종류

$$\frac{\partial J}{\partial X_0} = \nabla_{X_0} J(X_a) = 0$$

이 과정의 계산은 예보 모델의 적분 과정과 시간 차원의 추가로 3DVAR에 비해 훨씬 복잡해진다. 이런 복잡성에도 불구하고 4DVAR 기법은 시간적으로 불균일하게 분포하고 있는 관측 정보나 비종관 관측 정보를 효율적으로 초기 분석장 생산에 포함할 수 있는 방법이다.



[그림 8.11] 3DVAR와 4DVAR의 차이를 나타내는 모식도. 3DVAR는 특정시각, 즉 배경장이 존재하는 시각에서 분석이 이루어지며, 동화 시간 구간 $[0, \tau]$ 내 사용 가능한 관측 자료는 분석 시점에 포함되어 분석됨. 반면 4DVAR에서 관측 정보는 관측된 시각에서 관측 증분으로 자료동화에 포함되어 분석됨. 관측 자료는 O로 표시 (출처: Holm, 2003)

8.3.5 칼만 필터 자료동화

칼만 필터 자료 동화는 기본적으로 최적 내삽법 (Optimal Interpolation)의 방법과 유사한 구조를 가진다. 두 방법의 차이는 배경 오차 공분산의 계산 방법에 있다. 이 설명을 위해 앞서 설명한 최적 내삽법 (Optimal Interpolation)의 관계식을 다시 도입한다.

$$f^a = f^b + W(f^o - f^b)$$

$$W = \frac{\sigma_b^2}{\sigma_b^2 + \sigma_o^2}$$

$$\sigma_a^2 = (\sigma_b^{-2} + \sigma_o^{-2})^{-1} = (1 - W)\sigma_b^2$$

8.3 초기화의 원리 및 종류

위 식들로부터 알 수 있듯이 최적 내삽법은 관측과 배경의 오차 공분산을 알면 이로부터 최적 가중 함수를 결정할 수 있으며 연속적으로 관측과 배경장을 이용하여 분석장의 계산을 할 수 있다. 일반적으로 수치 예보 과정에서는 이러한 분석을 특정 시간 간격의 분석 주기 (Analysis Cycle)를 가지고 반복하게 된다. 이러한 주기적 분석 과정은 f^b, σ_b^2 를 계산하는 예보 단계 (Forecast Step)와 f^a, σ_a^2 를 갱신하는 분석 단계 (Analysis Step)로 나누어 생각해 볼 수 있다. 예보 단계에서 새로운 배경장 ($t=n+1$)은 현재 ($t=n$) 상태의 분석장을 수치 모델 적분하여 얻어지게 된다. 이 관계는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$f_{t=n+1}^b = M[f_{t=n}^a]$$

여기서 M 은 예보 모델을 의미한다. 최적 내삽법은 배경장의 오차 분산을 다음과 같이 계산한다.

$$(\sigma_b^2)_{t=n+1} = \alpha(\sigma_a^2)_{t=n}$$

여기서 α 는 임의의 상수로 모델 적분 과정에서 초기 오차 분산은 증가한다는 단순한 가정을 이용해서 1 보다 큰 값 (1.5 ~ 2)을 사용한다. 이 값을 이용하여 새로운 가중 함수를 계산할 수 있고 순차적으로 다음 ($t=n+1$) 단계에서 분석장을 계산하게 된다. 칼만 필터 방법은 배경 오차 분산의 계산 방법이 최적 내삽법과 다르다. 이 방법에서는 위와 같이 단순 가정을 이용하는 대신 예측 모델을 이용하여 배경 오차 분산을 계산한다. 예측 모델이 완벽하지 않다고 가정하면 모델 오차를 포함하여 예측 단계는 다음과 같이 다시 쓸 수 있다.

$$f_{t=n+1}^b = M[f_{t=n}^a] + \varepsilon_M$$

여기서 ε_M 는 모델 오차를 나타내고, 이 오차가 편향되어 있지 않고 ('unbiased') 분석 오차와 상관성이 없다고 가정하면 다음과 같은 관계를 유도할 수 있다.

$$(\sigma_b^2)_{t=n+1} = \left(\frac{\partial M}{\partial f} \right)^2 (\sigma_a^2)_{t=n} + Q^2$$

여기서 $\frac{\partial M}{\partial f}, Q^2 (= E(\varepsilon_M^2))$ 는 선형 접선 모델 연산자 (Linear Tangent Model Operator)와 모델 오차 분산을 나타낸다.

8.3 초기화의 원리 및 종류

이렇게 갱신된 배경장과 배경장 오차 분산을 이용하여 분석 단계에서 새로운 단계의 분석장을 계산한다.

다차원 다변수에 관한 일반식으로 쓰면, 먼저 예보 단계는

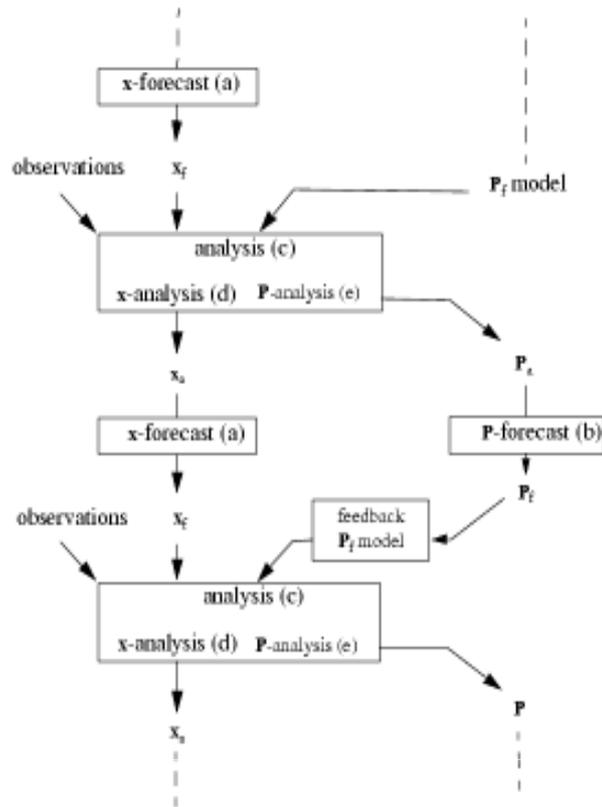
$$\begin{aligned} X_{t=n+1}^f &= M_{t=n}[X_{t=n}^a] \\ P_{t=n+1}^f &= L_{t=n}P_{t=n}^aL_{t=n}^T + Q_{t=n} \end{aligned}$$

로 나타낼 수 있고, 분석 단계는 다음과 같이 정리할 수 있다.

$$\begin{aligned} X_{t=n+1}^a &= X_{t=n+1}^f + K_{t=n+1}(y_{t=n+1}^o - H(X_{t=n+1}^f)) \\ K_{t=n+1} &= P_{t=n+1}^f H_{t=n+1}^T [H_{t=n+1} P_{t=n+1}^f H_{t=n+1}^T + R_{t=n+1}]^{-1} \\ P_{t=n+1}^a &= (I - K_{t=n+1} H_{t=n+1}) P_{t=n+1}^f \end{aligned}$$

여기서 $M, L (= \frac{\partial M}{\partial X})$ 연산자는 각각 비선형 예보 모델과 선형 접선 모델을 나타낸다. 이 분석 주기를 반복하는 자료 동화 방법이 확장 칼만 필터(Extended Kalman Filter) 방법이다. 최적 내삽법과 구분되는 것은 각 분석 단계에서 모델의 예측 오차 공분산(P^f)이 갱신된다는 것이다. 칼만 필터 자료 동화 방법은 선형 모델과 관측 연산자를 적용한 확장 칼만 필터이다. 그림 8.12은 칼만 필터 자료 동화의 분석 주기를 보여주고 있다. 관측 오차 공분산(R), 모델 오차 공분산(Q), 관측값(y)을 알면, 초기 분석장과 배경 오차 공분산을 이용하여 분석장(X^a)과 예측 오차 공분산(P^f)과 분석 오차 공분산(P^a)을 연속적으로 갱신할 수 있게 된다.

8.3 초기화의 원리 및 종류



[그림 8.12] 칼만 필터 자료 동화의 분석 주기를 나타내는 모식도. 칼만 필터 자료 동화에서는 매 분석 단계에서 분석 오차 공분산 (P^a)을 이용하여 배경장 오차 공분산 (P^f)을 계산하는 과정이 포함되어 있음. 변수 x_a 와 x_f 는 각각 모델 변수의 분석장과 예측장을 의미

모델의 배경장 (예측) 오차 공분산을 분석주기 마다 갱신함으로써 예측 오차의 시간에 따른 변화를 분석에 포함하는 장점을 가지고 있다. 반면에 이 방법을 적용하기 위해서는 선형 점진 모델 (혹은 칼만 필터에서는 예보 모델)의 수반 모델 (Adjoint Model)이 필요하며 배경장 오차 공분산은 $\dim(X) \times \dim(X)$ 의 크기를 갖는 대형 행렬로 계산을 위해 많은 시간이 소요되게 된다. 일반적으로 $\dim(X) = 10^6 \sim 10^8$ 정도의 값을 가진다. 앙상블 칼만 필터 (Ensemble Kalman Filter)는 칼만 필터의 단점인 배경 오차 공분산 계산량을 줄이는 한가지 방법이다. 예측 오차 공분산은 다음과 같이 계산된다.

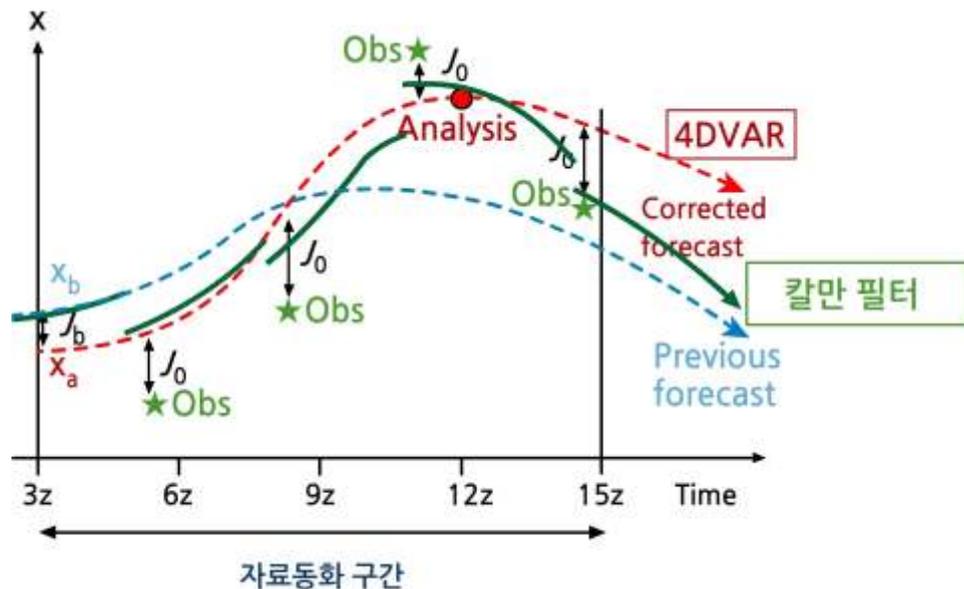
$$P^f \approx \frac{1}{M-1} \sum (X_m^f - \bar{X}^f) (X_m^f - \bar{X}^f)^T$$

여기서 M, X_m^f, \bar{X}^f 는 예측 앙상블 수, 앙상블 멤버 m의 예측장, 그리고 예측 앙상블 평균값을 각각 나타낸다. 예측 오차 공분산은 예측장과 참값 (True Values)의 차에 의해 정의된다.

8.3 초기화의 원리 및 종류

따라서 위의 계산을 위해서 각 앙상블 멤버의 평균값이 참값이 된다는 통계적 가정을 바탕으로, 앙상블 멤버와 앙상블 평균의 차로 예측 오차를 정의한다. 앙상블 칼만 필터 방법은 대략 앙상블 멤버 10 ~ 100를 필요로 하므로 최적 내삽법이나 3DVAR에 비해 많은 계산량이 요구되나 확장 칼만 필터에 비해 훨씬 적은 계산량을 요한다. 또한 선형 접선 모델이나 수반 모델의 계산을 할 필요가 없다.

칼만 필터를 이용한 자료동화는 최적 내삽법, 3DVAR, 4DVAR 자료동화 방법들과는 달리 예측 오차 공분산을 명시적으로 계산한다는 데 큰 차이가 있다. 그림 8.13은 4DVAR와 칼만 필터 방법을 이용한 자료동화 과정을 나타내는 모식도이다. 4DVAR는 초기 배경장 오차 공분산을 이용하나 자료동화 구간에서 예측 모델의 적분 과정이 포함되어 모델의 예측 오차가 암시적으로 반영되나 분석장의 오차 공분산을 직접 계산하지는 못한다. 이런 이유로 앙상블 칼만 필터 자료 동화의 장점과 비종관 자료의 자료동화의 장점을 가지는 변분 자료동화 방법을 혼합한 새로운 자료동화 방법들이 지속적으로 개발되고 있다. 기본적으로 제시된 자료 동화 방법들은 모델과 관측 그리고 예보장의 정확도 (혹은 오차)를 파악하는 일이 무엇보다 중요하다. 따라서 사용하는 예보 모델과 다양한 종관/비종관 관측의 자체 오차를 정확히 산정하고 수정하는 방법, 예측 오차 공분산을 구성하는 방법, 예보에 가장 효과적인 관측 지점과 변수를 파악하는 연구도 수치 예보 성능 향상을 위해 중요하게 다루어져야 한다.



[그림 8.13] 4DVAR와 칼만 필터의 자료동화 과정을 나타내는 모식도. 4DVAR는 자료동화 구간 내에 사용가능 관측과 배경장의 '적절한' 여과 과정 (Smoothing Process)으로, 칼만 필터는 오차를 포함하는 관측으로부터 기상학적 정보를 추출하는 필터 과정 (Filtering Process)으로 볼 수 있음 (Elbern 슬라이드 수정)

8.3 초기화의 원리 및 종류

8.3.6 너징 자료동화

너징 ('Nudging' 혹은 'Newtonian Relaxation') 자료동화 방법은 모델 예단 방정식에 새로운 항을 직접 추가하여, 모델에 의한 예측장이 관측장으로 수렴하도록 하는 방법이다. 이 자료 동화 방법에서 사용되는 예단 방정식은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{Dx_i}{Dt} = F_{x_i} + \frac{x_i^o - x_i}{\tau_{x_i}}$$

여기서 x_i , x_i^o 는 모델의 예단 변수 (예, 바람장, 온도, 비습 등)와 이에 상응하는 관측값 (혹은 분석값) 을 나타내고, F_{x_i} 는 각 예단 방정식의 기본 강제항을 나타낸다.

τ_{x_i} 는 너징 시간 계수를 나타낸다. 이 값이 작을수록 모델의 예보값은 관측값에 더욱 빠르게 가까워진다. 반면 큰 값을 가질 경우에는 이 항에 의한 예단 변수의 조절이 작아진다. 일반적으로 이 값은 경험적으로 결정되며, 새롭게 추가된 항이 기존 방정식에 포함된 항들에 비해 너무 크거나 혹은 너무 작지 않도록 적절한 계수를 설정하는 것이 중요하다.

이 방법은 구현하기 간단한 장점이 있으나, 너징 계수를 경험적으로 결정해야 하는 점과 관측 정보를 예단 변수와 동일하게 구성하여야 하는 단점이 있다. 4DVAR와 달리 위성에서 얻어진 복사량을 직접 자료 동화에 포함할 수 없으므로, 이와 같은 비종관 관측 정보를 활용하기 위해서는 예단 변수로 추정하는 과정과 관측 공간에서 모델 공간으로의 객관 분석 과정을 포함하여야 한다. 일반적으로 현업기관에서 수치예보 초기 자료 생산을 위한 목적보다는 모델 역학 과정을 포함하는 객관 분석을 위한 도구로 주로 많이 활용된다.

연습문제

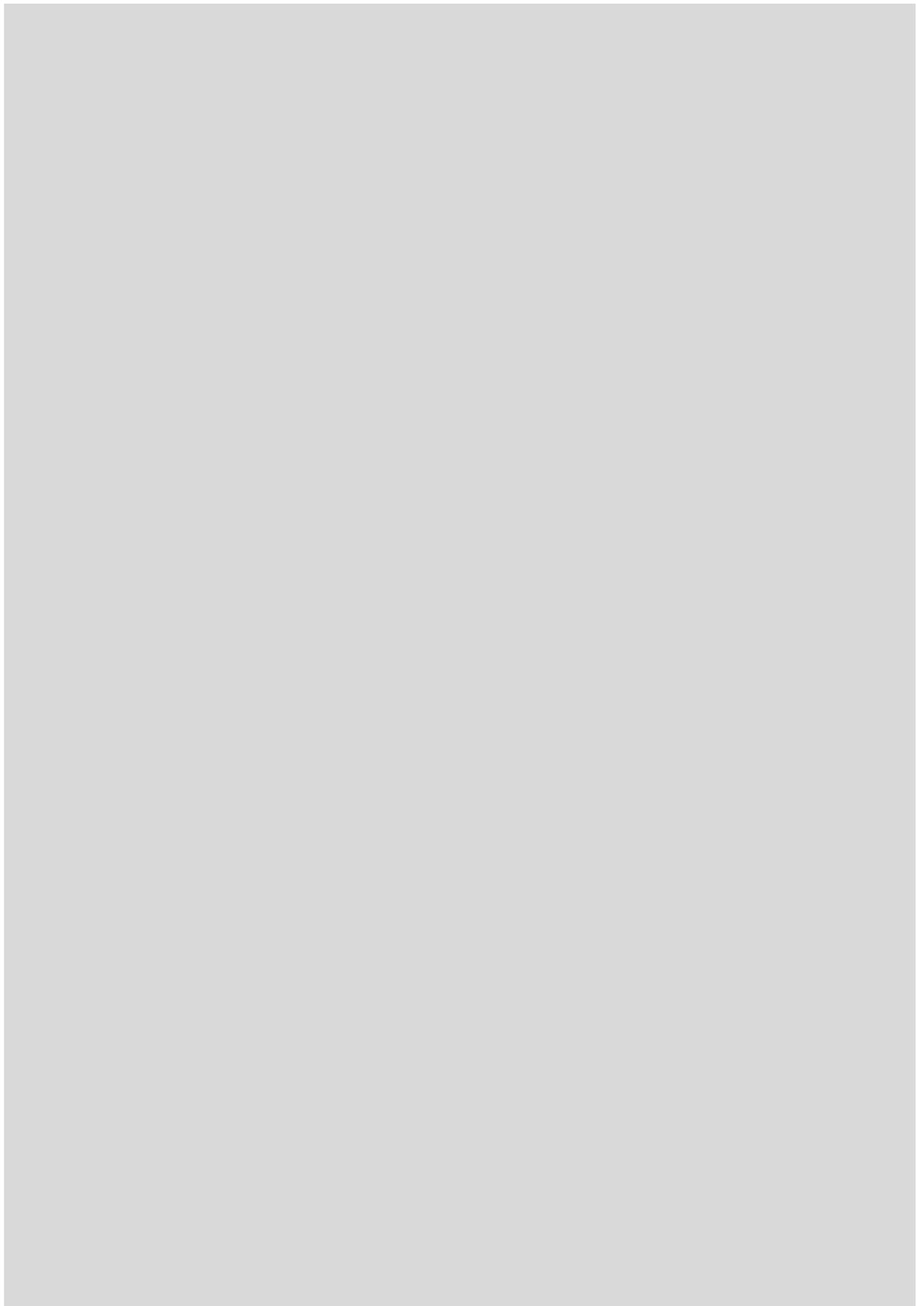
1. 수치 예보 모델의 초기화란 무엇인지 설명하시오.
2. 자료 동화 (Data Assimilation) 과정에서 중요하게 고려되는 점은 무엇인지 설명하시오.
3. 관측 자료의 품질 검사 (Quality Control) 과정에 대해 간단히 설명하시오.
4. 역학적 초기화 (Dynamic Initialization) 기법을 설명하시오.

참고문헌

1. Baer, F and J Tribbia, 1977: On complete filtering of gravity modes through non-linear initialization, *Mon. Wea. Rev.* 105, 1536-1539.
2. Barnes, S, 1964: A techniques for maximizing details in numerical map analysis, *J. Appl. Meteor.* 3, 395-409.
3. Bergthorsson, P and B Doos, 1955: Numerical weather map analysis, *Tellus* 7, 329-340.
4. Bratseth, A, 1986: Statistical interpolation by means of successive corrections, *Tellus* 38A, 439-447.
5. Cressman, GP, 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.* 87, 367-374.
6. Daley, R, 1978: Variational non-linear normal mode initialization. *Tellus* 30, 201-218.
7. Dickinson, RE and D Williamson, 1972: Free oscillations of a discrete stratified fluid with application to numerical weather prediction. *J. Atmos. Sci.* 29, 623-640.
8. Gilchrist, B and G Cressman, 1954: An experiment in objective analysis. *Tellus* 6, 309-318.
9. Haltiner, GJ and RT Williams, 1980: Numerical prediction and dynamic meteorology. John Wiley and Sons, New York, 477 pp.
10. Hinkelmann, K, 1951: Der mechanismus des meteorologischen larmes, *Tellus* 3, 285-296.
11. Holm, 2003: Lecture notes on assimilation algorithm. ECMWF, 30 pp.
12. Kalnay, E, 2003: Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. Cambridge University Press, 341 pp.
13. Lorenc, A, 1986: Analysis methods for numerical weather prediction. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 112, 1177-1194.
14. Lynch, P, 1997: The Dolph-Chebyshev window: a simple optimal filter. *Mon. Wea. Rev.* 125, 1976-1982.
15. Lynch, P and X.-Y. Huang, 1992: Initialization of the HIRLAM model using a digital filter. *Mon. Wea. Rev.* 120, 1019-1034.
16. Machenhauer, B, 1977: On the dynamics of gravity oscillations in a shallow water model with applications to normal mode initialization. *Contrib. Atmos. Phys.* 50, 253-271.
17. Miyakoda, K and R Moyer, 1968: A method of initialization for dynamical weather forecasting, *Tellus* 20, 115-128.

참고문헌

18. Nitta, T and J Hovermale, 1969: A technique of objective analysis and initialization for the primitive forecast equations. *Mon. Wea. Rev.* 97, 652-658.
19. Panofsky, H, 1949: Objective weather map analysis. *J. Meteorol.* 6, 386-392.
20. Purser RJ, 1984: A new approach to the optimal assimilation of meteorological data by iterative Bayesian analysis. 10th Conference on Weather Forecasting and Analysis. American Meteorol. Soc.
21. Sasaki, Y, 1958: An objective analysis based on the variational method. *J. Meteor. Soc. Japan* 36, 77-88.
22. Stephens, J, 1970: Variational initialization with the balance equation. *J. Appl. Meteor.* 9, 732-739.
23. Talagrand, O, 1981: A study of the dynamics of four dimensional data assimilation. *Tellus* 33, 43-60.
24. Thompson, P, 1969: Reduction of analysis error through constraints of dynamical consistency. *J. Appl. Meteor.* 8, 739-742.
25. Williamson, D and R Dickinson, 1976: Free Oscillation of the NCAR global circulation model, *Mon. Wea. Rev.* 104, 1372-1391.



9장 . 모델 결과의 후처리와 활용

- 9.1 후처리의 필요성 및 목적
- 9.2 모델 결과의 변환과 가시화
- 9.3 통계 모델의 응용
- 9.4 모델 결과의 활용

학습목표

- 후처리 과정의 의미와 필요성을 이해한다.
- 날씨 예보를 위한 통계 모델의 원리를 이해한다.
- 수치 예보 모델 결과의 응용 분야를 이해한다.

9.1 후처리의 필요성 및 목적

후처리 과정 (Post-processing)은 수치 예보 모델의 적분 수행 후 얻어진 기본 예측장을 이용하여 사용자가 필요로 하는 정보로 재가공하는 과정이다. 모델의 기본 예측장은 정의된 수평 및 연직 격자 체계에서 정의된다. 즉, 모델 결과는 각 격자점에서 바람, 기온, 비습 등 기본 예단 변수값들 (Prognostic Variables)과 적분 과정에서 진단적으로 계산되는 변수들 (Diagnostic Variables) (예, 2-m 기온, 10-m 풍속, 대기 경계층 높이 등)의 시계열 (Time Series)이 숫자로 저장된다.

가장 기본적인 후처리 과정은 예측된 대기 상태의 분석을 위한 수치 예보 모델 결과의 가시화 (Visualization)이다. 이는 예보관이 날씨 분석과 예보를 위한 목적을 위해, 또는 예보 수요자인 일반인에게 효과적으로 예보 정보를 전달하기 위해 필수적인 과정이다. 일반적으로 모델 결과는 격자화되어 있으므로 쉽게 모델에 의해 계산된 결과를 직접 가시화할 수 있으며 ('Direct Model Output'), 필요에 따라 저장된 모델 결과를 이용하여 새로운 값 (변수)를 계산한 후 이를 가시화할 경우도 있다.

그 외에도 예측 기상장은 다른 수치 모델의 입력 자료로 제공되기도 한다. 또한 수치 예보 모델의 한계로 인해 예측 정확도가 떨어지는 기상 요소는 일반적으로 진단적인 방법으로 재계산을 하는데, 이 경우에 간단한 통계 모델과 함께 예측 기상장이 입력 자료로 사용된다. 이러한 과정들에서도 예보 결과의 적절한 후처리 과정이 필요하게 된다.

따라서 후처리 과정은 간단한 내삽/외삽 계산, 자료 포맷의 전환, 그리고 새로운 예측 정보의 생산까지를 광범위하게 포함하는 과정으로 볼 수 있다.

9.2 모델 결과의 변환과 가시화

수치 예보 모델은 기본적으로 대기 운동 지배 방정식의 예단 변수들, 동서 방향 바람, 남북 방향 바람, 연직 방향 바람, 기온, 비습 등의 값을 정해진 격자점에서 계산하고 결과를 저장한다. 격자점의 위치는 수치 예보 모델이 사용하고 있는 수평 격자계와 연직 격자계의 종류에 의해 결정되게 된다. 예를 들어 수평 격자계를 Arakawa-C 격자계를 사용한다면 격자점의 중심에 질량장 변수들(예, 기온, 비습)이 위치하고, 각 방향으로 1/2 격자 간격 떨어진 지점에 방향별 바람 성분이 정의된다. 연직 격자계로 기압 좌표계를 이용할 경우 모델 변수값들이 정해진 등압면에서 정의되고, 고도 좌표계를 이용할 경우 모델 변수값들은 해수면으로부터의 높이가 같은 등고도면에서 정의된다. 또한 지역 규모 수치 예보 모델의 경우 곡면의 지구 표면을 지도 투영법을 이용하여 투사한 평면에서 모델의 예단 변수들이 정의된다. 따라서 모델에서 수치 적분 수행을 통해 직접적으로 계산되는 변수들의 값은 지도 투영된 평면상에서 정의된 수평 및 연직 격자에 위치한다. 예보관들은 모델에서 직접 출력되는 기상 변수들을 분석하기도 하고, 분석의 편의를 위해서 등압면(Isobaric Surface), 등엔위면(Isentropic Surface), 등고도면(Constant Altitude Surface) 등 다양한 물질면에서의 값으로 전환하여 분석하기도 한다. 이런 모델 결과의 기본 변환은 보통 수평 방향과 연직 방향에 대한 적절한 내삽 방법(예, 선형 내삽, Cubic Spline, 기압 가중 내삽)을 통해 이루어진다.

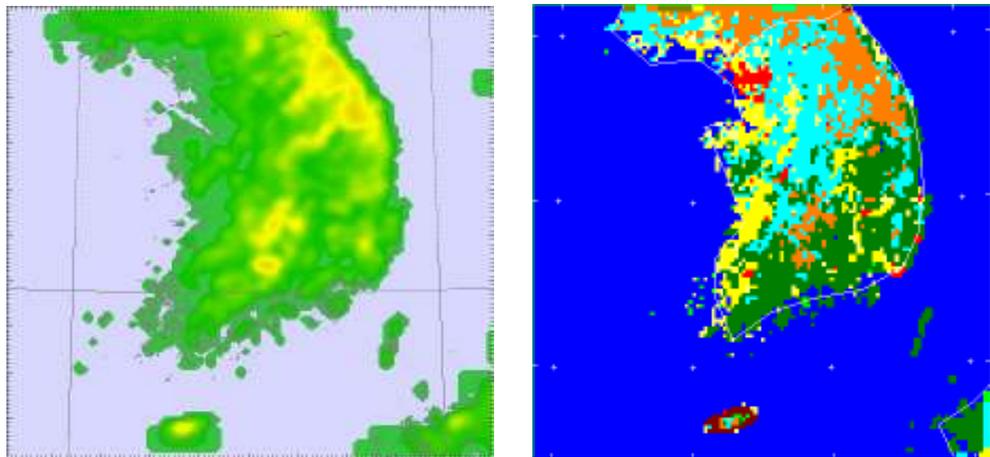
내삽과 같은 단순한 자료 변환 외에도 모델에서 직접 출력되지 않는 기상 변수들을 모델의 예단 기상장을 이용하여 계산하기도 한다. 모델에서 예단한 동서 방향과 남북 방향의 바람장을 이용하여 수평 발산(Divergence)과 소용돌이도(Vorticity)를 계산하는 경우가 쉬운 예가 될 수 있다. 그 외에도 역학 방정식의 균형 관계식을 이용하여 지균풍과 비지균풍 성분, 증후이류(Thickness Advection), 운동에너지와 열역학 에너지 분포, 수분 플럭스 등 다양한 변수들의 계산도 여기에 포함된다.

격자화된 모델 결과를 관측값과 비교하기 위해서는 모델 결과를 관측 지점과 관측 시점으로 자료 변화를 해야 한다. 자료 동화 과정에서 설명했던 관측 연산자(Observation Operator)가 이런 역할을 하였다. 예를 들어 복잡한 산악 지형에 위치한 지상 관측 자료와 모델 결과를 비교할 경우를 생각해 보자. 일반적으로 수치 예보 모델의 수평 해상도는 수 km ~ 수십 km 정도이며 이 격자 규모에 평균된 지형 고도를 이용하여 수치 적분을 수행한다. 따라서 실제 관측 지점의 연직 고도는 이 평균된 지형 고도보다 높을 수도 있고, 반대로 낮을 수도 있다.

9.2 모델 결과의 변환과 가시화

정확한 비교를 위해서 일반적으로 관측값에 대응하는 모델 결과의 자료 변환을 하게 되고, 이 과정에서 고도와 관련된 보정을 필요로 한다. 뿐만 아니라 (일반적인 수치 예보 모델에서 식생과 토양으로 구성되는) 지표 피복 상태도 실제 지점과 다르게 표현된다. 따라서 이러한 보정 과정 또한 모델 자료 변환 과정에 포함될 수 있을 것이다. 수치 예보 모델이 분해하지 못하는 이런 아격자 규모의 변화를 물리적 기반 위에 보정하여 좀 더 정확한 예보를 생산하고자 하는 노력이 통계 모델을 이용한 방법들 (예, 완전 예단법 (PPM; Perfect Prognostic Method), 모델 출력 통계법 (MOS; Model Output Statistics), 칼만 필터 분석법 (Kalman Filter Method))이다.

직접 모델 출력과 자료 변환을 통해 얻어진 다양한 자료들은 가시화 (Visualization)를 통해 전달된다. 자료의 가시화 할 때는 전달하고자 하는 정보를 가장 잘 표현할 수 있는 방법을 선택해야 한다. 다음에 다양한 가시화 방법을 그림들로 예시하였다. 그림 9.1은 수치 예보 모델의 입력 자료로 사용된 지형 고도와 지표 피복을 보여주고 있다. 지형 고도 자료는 등치선도 (Contour Map)로 그려져 있고 지표 피복은 격자 단위의 값으로 그려진 래스트 지도 (Raster Map)이다.



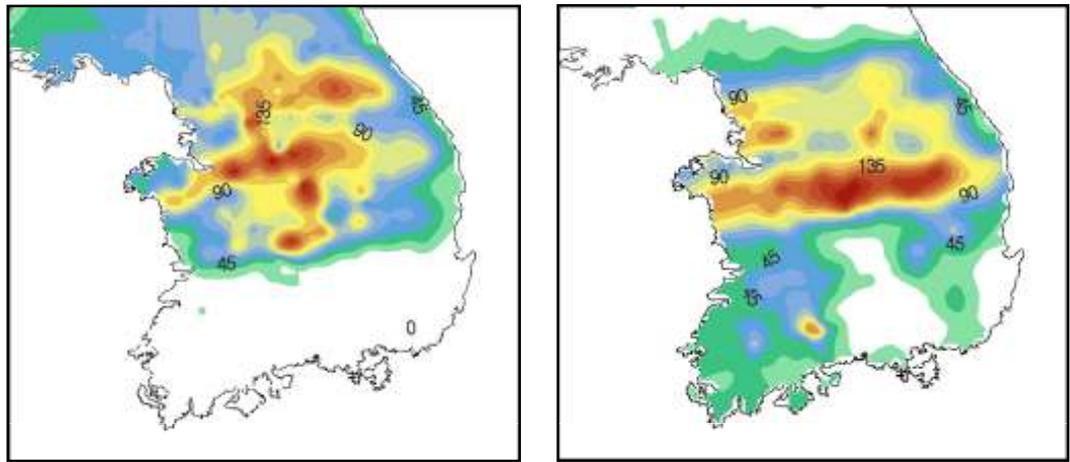
[그림 9.1] 모델의 입력 자료 가시화 예시. 지형 고도 등치선도 (좌)와 지표 피복 래스트 지도 (우)

그림 9.2는 한반도 자동 기상 관측소에서 측정한 강수량과 모델에서 계산된 강수량을 비교하고 있다. 관측 강수량은 불규칙하게 배치된 관측소의 값으로 객관 분석한 후 등치선도로 그려진다. 보통 모델 결과를 관측값과 비교할 경우 동일한 자료 형태로 변환/가시화 후에 활용하게 된다.

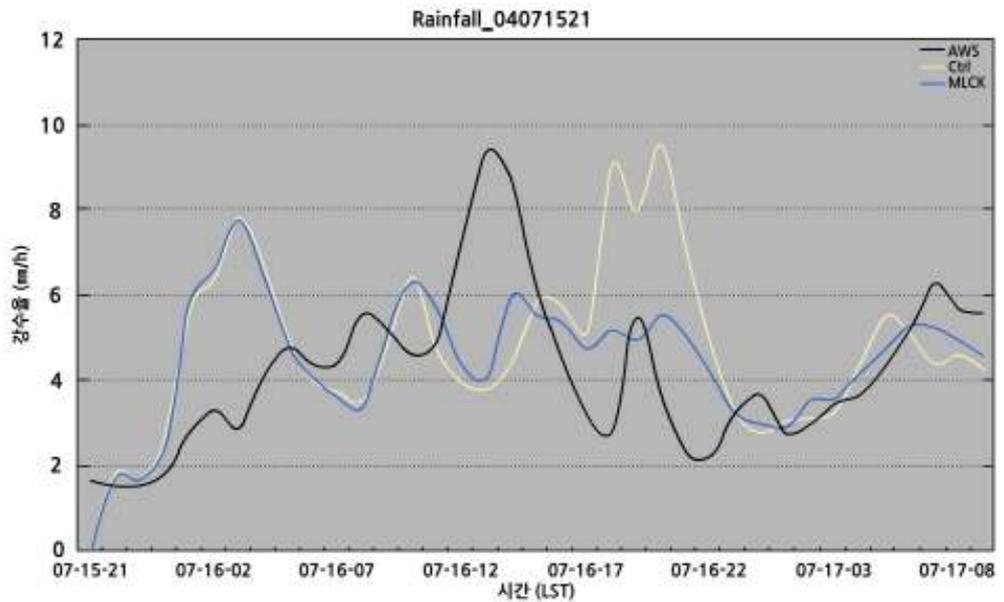
9.2 모델 결과의 변환과 가시화

그림 9.3과 9.4는 관측과 모의된 강수량의 시간 변화를 보여주는 시계열도 (Time Series Map)와 통계 분석을 통해 얻어진 다양한 통계량에 대한 가시화의 예시를 보여주고 있다. 이러한 다양한 가시화 방법을 적절히 선택하고 활용함으로써 모델 결과를 해석/평가 할 수 있다.

그 외에도 대기 상태의 분석을 위해서 다양한 분석도 (Analysis Map)이 작성되어 활용되고 있다. 이 분석도들은 일반적으로 바람장과 질량장을 한 그림에 동시에 표출하여 모델 결과의 분석 효율을 높인다(부록 참조).

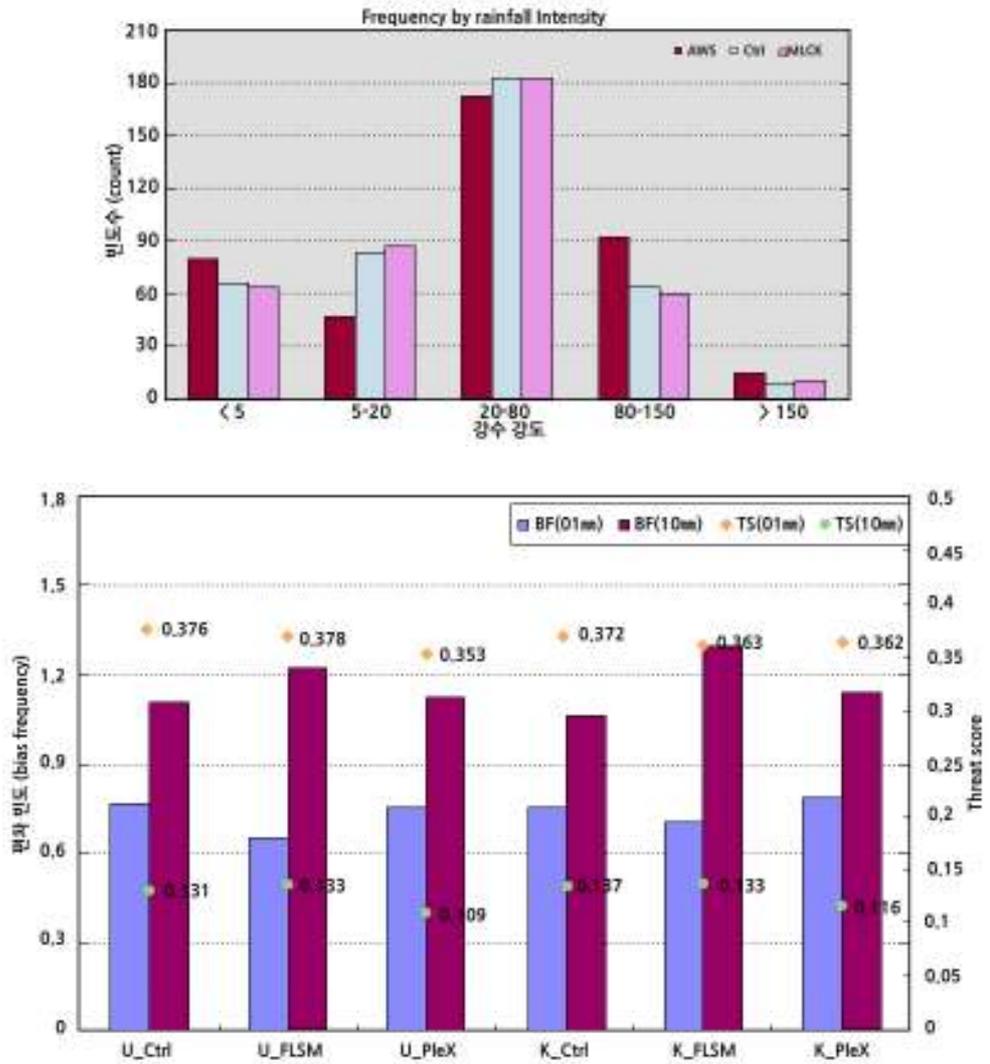


[그림 9.2] 모델 결과 가시화 예시. 자동기상관측소 누적 강수량 (좌)
모델 예측 누적 강수량 (우)



[그림 9.3] 관측과 모델 강수량 시계열 가시화 예시

9.2 모델 결과의 변환과 가시화



[그림 9.4] 강수 강도와 빈도수 분석(위)
Bias Frequency and Threat Score (아래) 및 가시화 예시

9.3 통계 모델의 응용

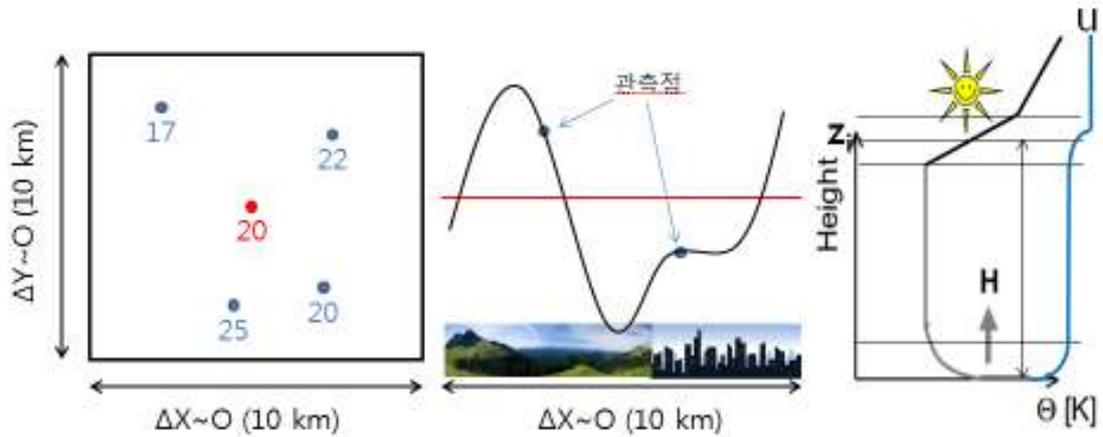
수십 km정도의 수평 격자 간격과 수십 m ~ 수백 m 의 연직 격자 간격을 갖는 지역 규모 수치 예보 모델은 3차원 격자 내 평균된 기상 변수값을 계산한다. 이런 수평 및 연직 해상도를 가질 경우 지상에서 관측되는 기상 변수들은 수치 예보 모델에 의해 적절히 분해되지 못하게 된다. 즉, 모델에 의한 예보 성능이 떨어지게 된다. 그림 9.5는 이러한 관계를 설명하기 위해 제시하였다. 모델의 격자 평균 예측값과 그 격자 내에 포함되어 있는 다수의 관측값이 일치하지 않을 수 있음을 잘 보여주고 있다(그림 9.5좌).

또한 실제 관측 지점의 지표 고도와 지표 피복 상태는 모델에서 사용된 격자 평균 고도와 피복 상태와는 다른 값을 가진다(그림 9.5중). 뿐만 아니라 대기 경계층 하부의 지표층 (Surface Layer)에서의 온도나 풍속은 지표 상태와 대기 안정도에 따라 연직 방향으로 강한 경도를 보인다(그림 9.5우). 예보 모델의 최하층 높이가 대략 100m 정도일 경우, 연직 방향의 평균값이 지표 대기의 온도, 습도, 풍속 등 기상 상태를 대표하지 못한다. 이런 차이들은 상층 대기 상태의 예측보다 지상 대기 상태의 예측에 더 크게 영향을 미치게 된다.

따라서 지표 부근에서 더 정확한 예측 결과를 생산하기 위해서는 수치 예보 모델의 한계 (여기서는 격자 간격)로 고려하지 못한 요소들을 물리적/역학적 관계나 통계적 특성을 이용하여 진단적인 방법으로 적절히 보정해주어야 한다. 기온 예측에서 모델 고도와 관측점의 고도 사이의 차이를 평균 기온 감률을 이용하여 보정하는 것은 물리적 특성을 이용한 보정의 간단한 예가 될 수 있다.

통계 모델 (Statistical Models)은 특정 기상 변수에 대한 예측 정확도를 높이기 위해 관측과 모델 결과 혹은 관측과 기후값 사이에서 얻어지는 통계적 특성을 이용하는 통계 예측 모델을 말한다. 이는 크게 두 가지 목적으로 활용된다고 할 수 있다. 먼저 수치 예보 모델의 수평 및 연직 해상도를 높여 새로운 수치 적분을 하는 대신 다소 간단한 방법으로 원하는 예보를 내리고자 하는 목적이 그것이며, 또 다른 목적은 수치 예보 모델의 직접적인 결과로부터 얻을 수 없는 예보 요소 (예, 강수 확률, 하늘 상태)를 산출하고자 하는 것이다.

9.3 통계 모델의 응용



[그림 9.5] 모델 격자 평균 예단 변수값 (빨강 점)과 모델 격자 내에 포함되어 있는 관측값 (파랑 점)의 공간 분포를 나타내는 모식도 (좌). 모델 격자 내 (X 방향) 실제 지형 고도값 분포 (검정 실선)와 모델에서 사용되는 격자 평균 지형 고도값 (빨강 실선). 격자 내 지표 피복은 도시 지역과 산림 지역이 일정 비율로 포함되어 있고 관측소가 각각 이들 지역에 포함되어 있는 경우를 예시(중). 맑은 날 낮 시간대에 잘 발달된 대기 경계층에서의 온위 (검정 실선)와 바람장 (파랑 실선)의 연직 분포 (우)

9.3.1 다중 회귀 관계식

통계 모델에서 가장 많이 사용하는 방법은 새롭게 예보하고자 하는 (추정 한) 예보 변수와 예측을 위해 사용하는 입력 변수들 사이의 선형 회귀 관계식 (Linear Regression Relation)을 이용하는 방법이다. 다변수 (Multiple Variables)를 이용한 선형 회귀식의 일반식은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\hat{Y} = a_0 + \sum_{i=1}^N a_i X_i$$

여기서 \hat{Y} , X_i 는 각각 예보 (혹은 추정) 변수와 예보를 위한 입력 변수 (혹은 독립 변수)를 의미하고, N 은 입력 변수의 개수를 나타낸다. $N=1$ 인 경우 1차 선형 회귀식이 되며, $N>1$ 이면 선형 다중 회귀 관계식이라고 한다. 회귀식의 계수 a 는 최소 자승법 (Least Square Method)에 기초해서, 선형 회귀 관계식에 의한 추정값과 관측값 사이의 차이의 제곱으로 정의되는 오차가 최소가 되도록 결정된다.

$$Error = \sum_{k=1}^K (\hat{Y}_k - Y_k^o)^2$$

여기서 Y^o , K 는 각각 회귀식을 얻기 위해 사용한 관측 표본과 개수를 나타낸다. 회귀식에서 사용한 독립 변수의 개수가 많을수록 (N 이 커질수록) 추정값과 관측값 사이의 통계적 상관 관계는 높아지게 된다.

9.3 통계 모델의 응용

9.3.2 완전 예단법 (PPM)과 모델 출력 통계법 (MOS)

수치 예보 모델은 현실 대기의 복잡한 변화 과정을 정확하게 예측하고자 하지만 예측 결과는 실제 대기 변화와 일치하지는 않는다. 예를 들어 강수량의 수치 예측은 수치 예보 모델에서 수증기의 응결과 지상으로 떨어지는 과정을 계산하여 얻어지지만 실제 관측 강수량과는 큰 차이를 보이는 경우가 많다. 이는 실제 강수 물리과정은 미세 규모에서 일어나며 현상의 자유도는 사실상 무한대라고 볼 수 있다.

반면 모델은 이들 물리과정이 단순화되어 있으며 아격자 규모의 현상은 더 더욱 제한적으로 표현되어 있다. 이런 수치 예보 모델의 제한적인 특성의 이해를 바탕으로 좀 더 정확하고 실용적인 날씨 예보를 하기 위해 제시된 방법이 완전 예단법과 모델 출력 통계법과 같은 통계 모델을 이용하는 방법이다.

통계 모델은 일반적으로 다중 선형 회귀식을 사용한다. 이미 구성된 이 선형 회귀식에 수치 예보 모델에 의해 예측된 회귀식 입력 변수 (X_i)를 대입함으로써 구하고자 하는 변수 ('날씨')의 예측값 (\hat{Y})을 추정할 수 있게 된다. 두 방법은 근본적인 차이는 다중 선형 회귀식을 구하는 방법에 있다. 완전 예단법 (PPM)은 기상 요소의 관측값과 예보하고자 하는 '날씨' 요소와의 관계를 기후값 (혹은 장기간 누적된 관측값)을 이용하여 구한다.

반면 모델 출력 통계법 (MOS)은 모델에서 직접 출력되는 변수들과 예보하고자 하는 '날씨' 요소와의 관계에서 구한다. 따라서 완전 예단법은 기후값을 예측 입력 변수로 해서 만들어진 회귀 관계식을, 예보 단계에서는 수치 예보 모델의 출력값을 사용하므로 수치 예보 모델의 결과에 포함된 오차가 그대로 '날씨'의 추정값에 반영이 된다.

9.3 통계 모델의 응용

즉, 수치 예보 모델의 오차가 없을 경우 (모델이 완벽하다고 할 때) 회귀 관계식이 가장 정확하므로, 이 특성에 따라 완전 예단법 (Perfect Prognostic Method)으로 명명되었다.

반면 모델 출력 통계법은 기후값을 예측 입력 변수로 사용하는 대신 수치 예보 모델의 예측값을 입력 변수로 해서 회귀식이 만들어진다. 따라서 이 방법은 수치 예보 모델이 가지고 있는 오차가 선형 회귀식을 만드는 과정에 내재적으로 포함된다. 따라서 예측 단계에서 입력 자료에 포함된 수치 예보 모델의 오차를 보정할 수 있게 된다.

좀 더 정확히 말하면, 수치 예보 모델의 체계적 오차 (Systematic Error)와 무작위 오차 (Random Error)중 체계적 오차는 이 방법을 통해 어느 정도 보정될 수 있다는 의미가 된다. 이것이 모델 출력 통계법의 큰 장점이며, 이 때문에 수치 예측 모델의 체계적 오차가 큰 경우 일반적으로 완전 예단법에 비해 정확도가 높은 것으로 알려져 있다. 하지만 모델 출력 통계법을 사용하기 위해서는 일정 기간 수치 예보 모델의 결과가 축적되어야 선형 회귀식을 얻을 수 있게 된다.

또한 수치 예보 모델이 변경될 경우 그에 맞는 새로운 선형 회귀식을 만들어야 하는 단점이 있다.

9.3 통계 모델의 응용

9.3.3 칼만 필터 분석법

칼만 필터 분석법은 통계 모델에 의한 예측 오차를 다음 예보에 반영하는 방법으로, 앞서 설명한 완전 예단법이나 모델 출력 통계법이 예측 오차에 대한 오차를 고려하지 않는다는 점에서 차이가 있다. 기본적인 칼만 필터 분석법은 자료 동화에서 얻은 식과 동일하다. 먼저 예보 단계의 관계식은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\begin{aligned} X_{n+1}^f &= M_n X_n^a \\ P_{n+1}^f &= M_n P_n^a M_n^T + Q_n \end{aligned}$$

여기서 X_n 는 n 시점에서의 다중 회귀 관계식의 회귀 계수를 나타내고, M_n 은 n 시점의 회귀 계수와 $n+1$ 시점의 회귀 계수의 변환 관계를 나타내는 행렬을 나타낸다. P_n, Q_n 은 각각 n 시점의 예측 오차 공분산과 모델 오차 공분산을 나타낸다. 첨자 f, a 는 각각 예측값과 분석값을 의미한다. 다음은 분석 단계로 다음과 같이 쓸 수 있다.

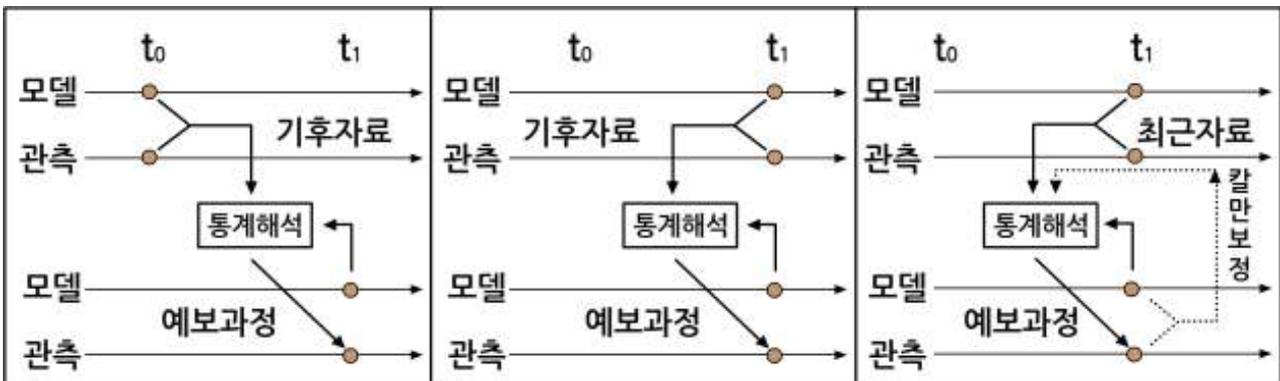
$$\begin{aligned} X_{n+1}^a &= X_{n+1}^f + K_{n+1} (y_{n+1}^o - H_{n+1} X_{n+1}^f) \\ K_{n+1} &= P_{n+1}^f H_{n+1}^T [H_{n+1} P_{n+1}^f H_{n+1}^T + R_{n+1}]^{-1} \\ P_{n+1}^a &= (I - K_{n+1} H_{n+1}) P_{n+1}^f \end{aligned}$$

여기서 H_{n+1} 는 $n+1$ 시점에서의 수치 예보 모델의 예측값을 나타내는 행렬로, ‘날씨’ 요소와 회귀 계수간의 관계를 나타낸다. y_{n+1}^o 는 $n+1$ 시점의 ‘날씨’ 요소의 관측값을 나타내고, R_{n+1} 은 $n+1$ 시점의 관측 오차 공분산을 의미한다. R_n, Q_n 은 관측 오차와 모델 오차로 주어지는 값이 되고, 모델의 예측 오차 공분산 P_n 은 계산 매 시점 갱신된다.

칼만 필터 분석법의 실제 적용 예로 $N=1$ 인 1차 선형 회귀 통계 모델을 이용한 문제를 생각해보자. 보통 M_n 은 이론적으로 유도하기 어려우므로 단위 행렬로 가정하고, $X_n = (a_0, a_1)$ 로 나타낼 수 있고, $H_n = (1, X_1^n)$ 로 수치 예보 모델의 n 시점의 결과로부터 얻어지는 입력 변수를 나타낸다. $n+1$ 시점의 관측값 y_{n+1}^o 이 주어지면 위의 관계식에서 회귀 계수 X_{n+1} 이 갱신된다. 이 과정을 반복적으로 계산하면, 통계 모델에 의한 예측 오차가 이어지는 분석을 위한 선형 회귀 관계식을 갱신함으로써 예보에 반영되게 된다.

9.3 통계 모델의 응용

그림 9.6은 3가지 통계 모델의 자료 해석 과정을 비교하는 모식도를 보여주고 있다. 칼만 필터 분석법에서 선형 회귀식이 예보 오차 분석 결과에 따라 지속적으로 갱신되는 과정을 잘 보여주고 있다. 여기서 이 방법이 수치 예보 모델에 의해 주어지는 기본 입력 변수는 다른 통계 모델들과 동일함을 알 수 있다. 즉, 수치 예보 모델이 가진 체계적 오차부분이 모델 출력 통계법을 통해서 적절히 반영되는 경우라면 칼만 필터 분석법의 구조상 장점에도 불구하고 이 방법을 통해 얻을 수 있는 예보 성능 향상의 이점은 사실상 없다고 볼 수 있다.



[그림 9.6] 통계 모델의 자료 해석 과정 비교 모식도. 완전 예단법 (PPM; Perfect Prognostic Method) (좌), 모델 출력 통계법 (MOS; Model Output Statistics) (중), 칼만 필터 분석법 (우) (이우진, 2006)

통계 모델의 정확도는 기본적으로 회귀식의 정확도에 의존하므로 예보 인자를 잘 표현할 수 있는 입력 인자를 선정하는 일이 중요하다. 또한 바람이나 기온과 같이 국지성이 강한 날씨 요소의 경우 관측점에서 직접 적용될 수 있는 통계 모델을 사용하는 것이 바람직하나, 발생 빈도가 낮은 날씨 요소 (예, 집중호우나 뇌우)의 경우에는 더 많은 표본을 수집하여 좋은 회귀식을 얻기 위해 일정한 지역 규모에 동일하게 적용할 수 있는 통계 모델을 이용할 수 있다.

또 단기 예보 (Nowcasting)를 위한 통계 모델의 경우 레이더나 라이다와 같이 단기예보에 직접 사용되는 관측값을 예보를 위한 독립 변수로 추가하여 정확도를 높일 수 있을 것이다. 더 나아가 지표 모델과 같은 역학 모델을 이용하여 추가적인 예측 정보를 제공한다면 더욱 정확한 통계 모델의 개발이 가능할 것이다.

9.4 모델 결과의 활용

수치 예보 모델의 결과는 모델 적분 시간 (혹은 예보 시간) 내의 대기의 3차원 구조, 즉 바람장, 기온, 비습 등의 상태 변수들을 저장하고 있다. 이 결과들은 다시 대기 상태 정보를 모델의 입력 자료로 하는 다양한 수치 모델에 활용될 수 있다. 황사 모델, 파랑 모델, 라그랑지안 확산 모델 등은 이러한 수치 예보 모델의 결과를 활용하는 예들이다. 여기서는 이들의 활용 예를 간단히 설명하도록 한다.

기상청에서 현업 운영중인 황사 모델은 수치 예보 모델과 유사하게 3차원 격자 구조를 가지며, 황사 입자의 농도를 예측하기 위해 다음의 보존 방정식을 계산한다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial p_* C_i}{\partial t} = & - \frac{\partial p_* C_i u}{\partial x} - \frac{\partial p_* C_i v}{\partial y} - \frac{\partial p_* C_i \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - \frac{\partial C_i g \rho V_i^f}{\partial \sigma} \\ & + p_* \frac{\partial}{\partial x} K_h \rho \frac{\partial C_i / \rho}{\partial x} + p_* \frac{\partial}{\partial y} K_h \rho \frac{\partial C_i / \rho}{\partial y} + \frac{g^2}{p_*} \frac{\partial}{\partial z} K_z \rho^3 \frac{\partial C_i / \rho}{\partial z} + p_* C_0 + p_* S \end{aligned}$$

여기서 C_i 는 입자 크기별 농도, u, v 는 수평 바람장, $\dot{\sigma}, V_i^f$ 는 시그마 좌표계 상의 연직 속도 성분과 하향 낙하 속도, p_* 는 모델 상단과 지표의 기압차, K_h, K_z 는 수평 및 연직 난류 확산 계수, C_0 는 입자간 병합 과정 (Coagulation)을 나타내고, S 는 생성/소멸 항을 의미한다. 입자의 크기 분포는 0.2 ~ 74 μm 사이의 입자 직경을 11개의 빈 (bin)으로 나누어 고려한다. 황사 발원지에서의 입자 생성율은 다음과 같이 추정한다.

$$F_a = (1 - \sum_k f_k R_k) \times \alpha \times u_*^4, \quad u_* \geq u_{*i}$$

여기서 F_a ($\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1}$)는 반경 0.2 ~ 37 μm 인 입자의 생성율, f_k, R_k 는 식물 k 유형의 분포 비율 (Fractional Coverage)과 감소 계수 (Reduction Factor), u_*, u_{*i} 는 지표층 마찰 속도 (Friction Velocity)와 입자 생성을 위한 임계 마찰 속도값을 의미한다.

9.4 모델 결과의 활용

이들 관련식들은 수치 예보 모델에서 주어지는 3차원 대기 상태 입력 변수를 통해 계산되며, 이에 따라 황사 입자의 발생과 분산이 예측된다. 그림 9.7은 황사 모델에 의해 수치 모의된 황사 사례의 예시를 보여주고 있다. 일반적으로 수치 예보 모델의 격자 체계와 황사 모델과 같은 수송 모델(Transport Model)의 경우 지배 방정식을 풀기 위한 수평 및 연직 격자 체계는 서로 다른 경우가 많다. 따라서 수송 모델에 필요한 형태로 입력 기상장을 계산하는 후처리 과정이 필요하게 된다. 이 과정은 수송 모델에서 중요하게 지켜져야 하는 질량 보존 특성을 유지하기 위해 신중하게 설계되어야 한다(Byun 1999a, 1999b).

또 다른 응용 예로 라그랑지안 확산 모델을 들 수 있다. 이 모델의 기본 방정식은 다음의 전미분 관계로부터 주어진다.

$$\frac{DX}{Dt} = V$$

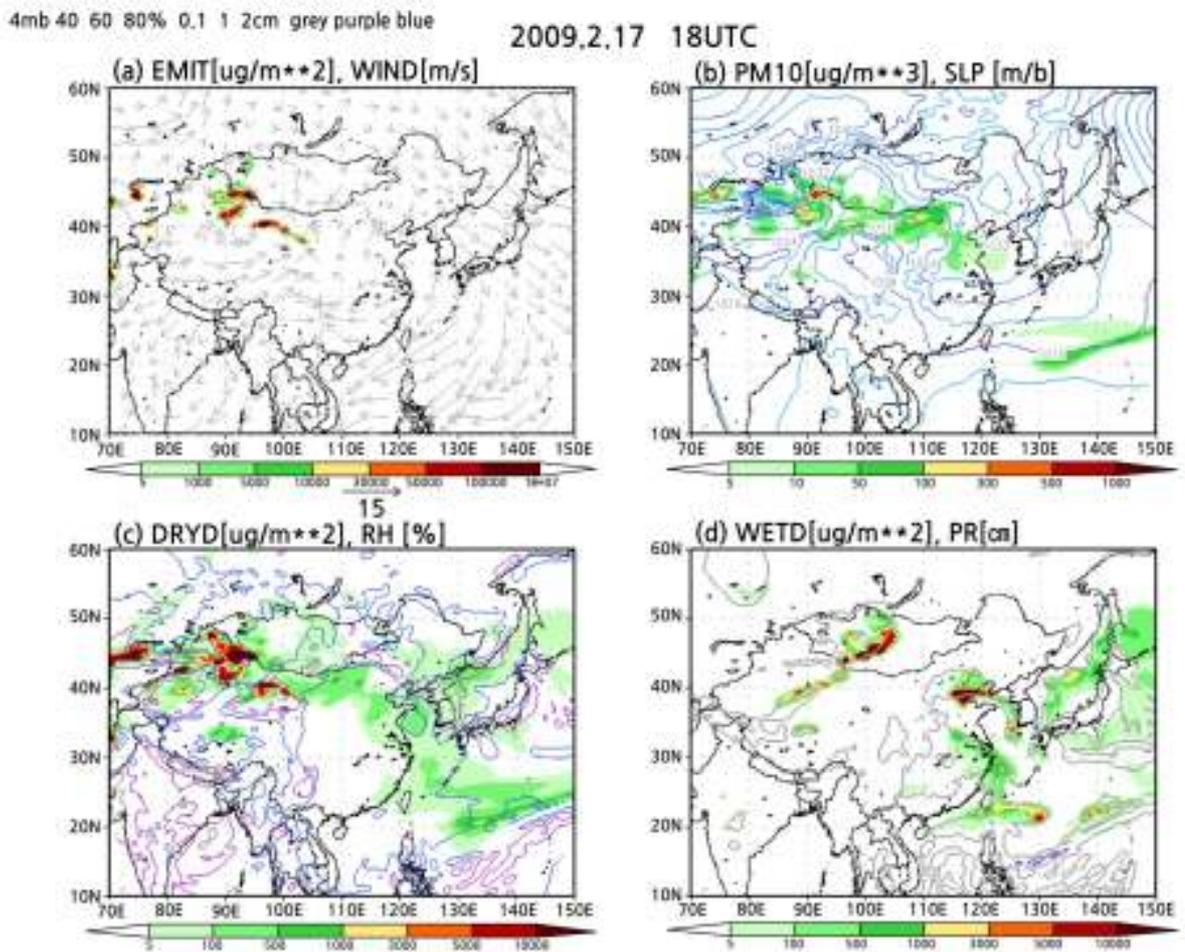
여기서 X, V 는 각각 입자의 위치와 바람 성분을 나타낸다. 차분식으로 전개하면 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$X_i(t + \Delta t) = X_i(t) + [V(t) + v(t)]\Delta t$$

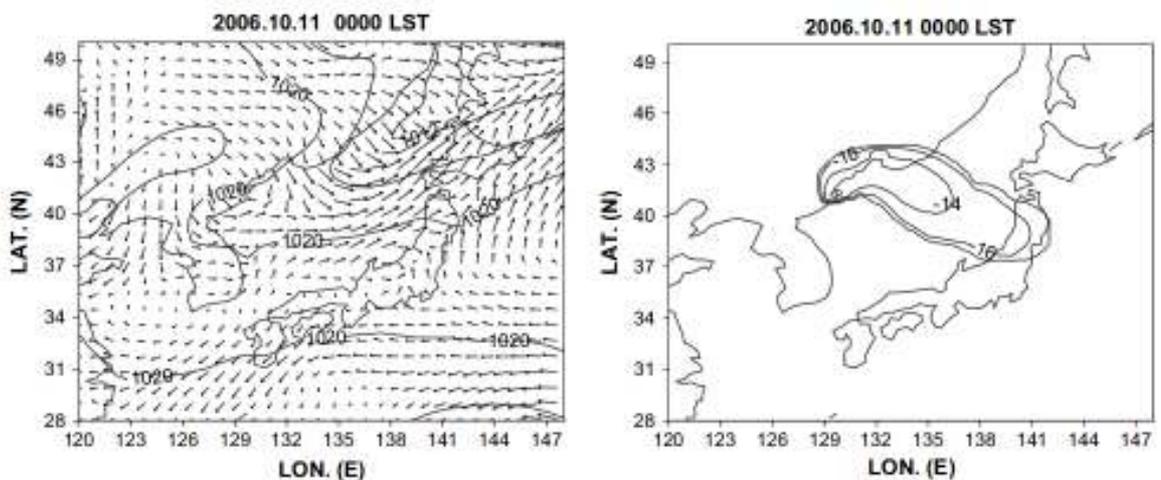
여기서 $V(t), v(t)$ 는 각각 모델의 격자 규모 바람장과 아격자 규모 난류장을 의미한다. 라그랑지안 확산 모델에서 필요로 하는 모델의 격자 규모 바람장은 수치 예보 모델에 의해 예측된 값의 적절한 후처리 과정을 통해 제공될 수 있다. 라그랑지안 모델의 경우에도 바람장은 질량 보존을 만족할 수 있도록 주어지는 것이 중요하다(Brioude, 2012).

이 외에도 수치 예보 모델의 기상장을 입력 자료로 활용하는 다양한 모델들(예, 파랑 모델, 태풍 모델, 전산 유체 역학 모델(CFD; Computational Fluid Dynamics Model), 선박/항공기의 최적 항로 계산 모델)이 있다.

9.4 모델 결과의 활용



[그림 9.7] 황사 모델 예측 결과 예시. (a) 발생량, (b) PM10 농도, (c) 건식 침적 (Dry Deposition), (d) 습식 침적 (Wet Deposition)
(대기 환경 모델링 센터 <http://www.caem.re.kr/eng/main.jsp>).



[그림 9.8] 라그랑지안 확산 모델을 이용한 방사능 물질의 분산 예측 결과 예시
(Kim et al. 2008)

연습문제

1. 수치 예보 모델 결과의 후처리 과정 (Post-processing)에 대해 설명하십시오.
2. 통계 모델의 예보 정확도를 높일 수 있는 방안에 대해 간단히 설명하십시오.
3. 완전 예단법 (PPM)과 모델 출력 통계법 (MOS)을 비교 설명하십시오.

참고문헌

1. 이우진, 2006: 컴퓨터와 날씨 예측. 광교이텍스 284 pp.
2. Brioude, J, WM Angevine, SA McKeen and E.-Y. Hsie, 2012: Numerical uncertainty at mesoscale in a Lagrangian model in complex terrain, *Geosci. Model Dev.*, 5, 1127-1136.
3. Byun, DW, 1999a: Dynamically consistent formulations in meteorological and air quality models for multiscale atmospheric studies. Part I. Governing equations in a generalized coordinate system. *J. Atmos. Sci.*, 56, 3789-3807.
4. Byun, DW, 1999b: Dynamically consistent formulations in meteorological and air quality models for multiscale atmospheric studies. Part II. Mass conservation issues. *J. Atmos. Sci.*, 56, 3808-3820.
5. Kim, C.-H., C.-K. Song, S.-H. Lee and S.-K. Song, 2008: Simulating mesoscale transport and diffusion of radioactive noble gases using the Lagrangian particle dispersion model. *J. Environ. Radioactivity* 99, 1644-1652.

...the first of these is the fact that the ...

...the second of these is the fact that the ...

...the third of these is the fact that the ...

...the fourth of these is the fact that the ...

...the fifth of these is the fact that the ...

...the sixth of these is the fact that the ...

...the seventh of these is the fact that the ...

...the eighth of these is the fact that the ...

...the ninth of these is the fact that the ...

...the tenth of these is the fact that the ...

...the eleventh of these is the fact that the ...

...the twelfth of these is the fact that the ...

...the thirteenth of these is the fact that the ...

...the fourteenth of these is the fact that the ...

...the fifteenth of these is the fact that the ...

...the sixteenth of these is the fact that the ...

...the seventeenth of these is the fact that the ...

...the eighteenth of these is the fact that the ...

10장. 대기의 예측성과 앙상블 확률 예보

10.1 대기의 예측성

10.2 결정론적 예보의 한계

10.3 앙상블 확률 예보



학습목표

- 수치 예보 모델이 가지는 예측성의 문제를 이해한다.
- 결정론적 예보의 한계를 이해한다.
- 앙상블 확률 예보를 이해하고, 결정론적 확률 예보와의 차이를 이해한다.
- 앙상블 확률 예보의 다양한 방법을 이해한다.

10.1 대기의 예측성

수치 예보 모델의 예측 결과와 실제 기상 현상이 차이가 나는 원인은 크게 두 가지로 볼 수 있다. 먼저 수치 예보 모델이 실제 대기 상태 및 운동 지배 방정식의 근사 방정식이며 포함되어 있는 다양한 물리 과정들 또한 실제 대기 상태를 정확하게 나타낼 수 없기 때문이다. 또한 컴퓨터에서 이들 과정들을 계산하는 과정에서 필연적으로 오차 (예, Round-off Errors)가 포함되게 된다. 두번째 주요한 요인은 수치 예보 모델의 입력 자료로 사용되는 초기값의 불확실성이다. 대기의 현재 상태는 다양한 관측 자료를 활용하여 얻는다. 하지만, 근본적으로 모델에서 요구하는 정보의 수 (혹은 자유도)에 비해 관측에서 얻어지는 정보의 수는 훨씬 적다. 뿐만 아니라 관측 자료는 근본적으로 기기 오차, 대표성 오차 등 다양한 오차를 포함하고 있다. 따라서 수치 예보 모델이 요구하는 정확한 초기값을 결정할 수 없으며 필연적으로 불확실성이 내재하게 된다. 차이는 이러한 불가피한 두 특성, 즉 모델의 오차와 초기값의 오차로 인해 수치 예보 모델의 예측 한계는 유한할 수 밖에 없다고 하였다.

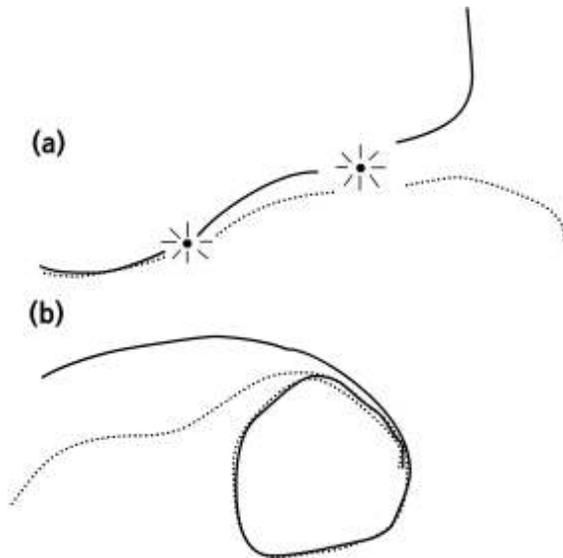
이후 로렌쯔는 이 두 특성에 기인한 오차를 무시한다고 하더라도 대기의 예측성은 유한할 수밖에 없다는 것을 증명하였다(Lorenz, 1963a,b). 그림 10.1은 불안정성을 포함한 역학계와 안정한 역학계를 설명하는 모식도이다. 불안정 역학계는 초기 시각에 두 궤적이 아주 가까이 위치한다고 하더라도 시간이 지남에 따라 발산하는 양상을 보여주며, 반대로 안정한 역학계는 초기 시각의 궤적에 큰 차이가 있다고 하더라도 시간이 지남에 따라 특정 궤도로 수렴함을 보여준다. 즉, 불안정한 역학계는 예측성이 유한한 데 반해, 안정한 역학계는 무한 시간에 대해 예측 가능하다. 다음은 로렌쯔의 결정론적 3-변수 모형을 나타낸다.

$$\begin{aligned}\frac{Dx}{Dt} &= \sigma(y-x) \\ \frac{Dy}{Dt} &= rx - y - xz \\ \frac{Dz}{Dt} &= xy - bz\end{aligned}$$

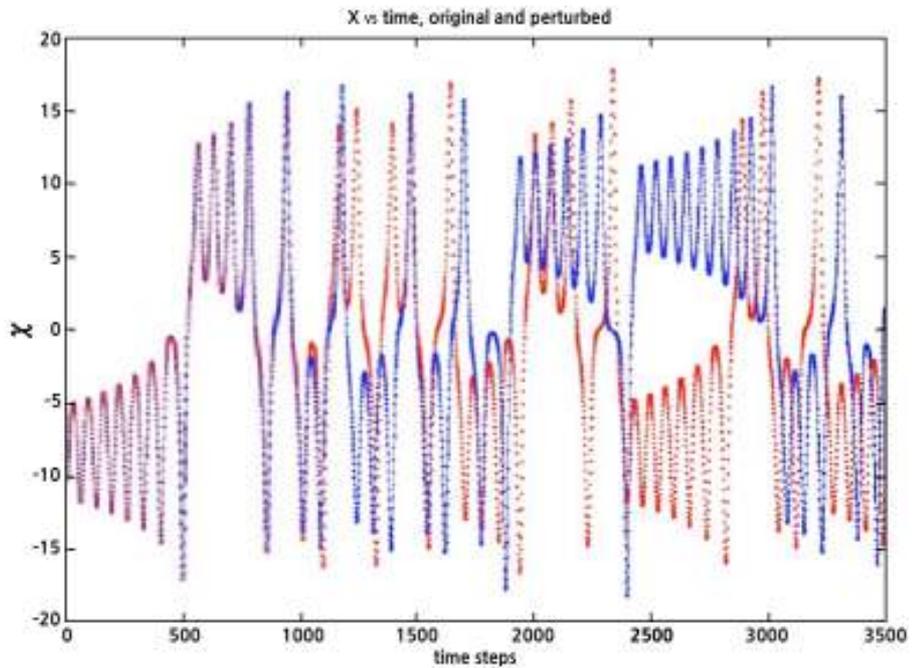
여기서 σ, r, b 는 상수값을 나타낸다. 로렌쯔는 $\sigma = 10, r = 28, b = 8/3$ 을 사용하여 카오스적 해 (Chaotic Solution)을 구하였다. 그림 10.2는 이에 따라 얻어진 해를 보여주고 있다. 초기 시각의 작은 차이를 가진 두 변수를 사용하여 예측한 결과, 시간이 지남에 따라 오차가 성장하여 일정 시간 이후에는 두 해가 완전히 다른 모습을 보여주고 있다. 이는 역학계가 가진 불안정성 (Instability)에 기인한다. 그림 10.3은 초기 조건의 오차 특성과 이의 시간에 따른 변화를 보여주고 있다.

10.1 대기의 예측성

초기 조건에 포함된 오차가 불안정 할수록 훨씬 빠르게 성장하고 있다 (Palmer, 2002). 예측성은 오차의 성장률에 의존하므로, 이는 불안정도가 높은 대기 상태에서 예측성이 시간에 따라 빠르게 낮아짐을 의미한다.

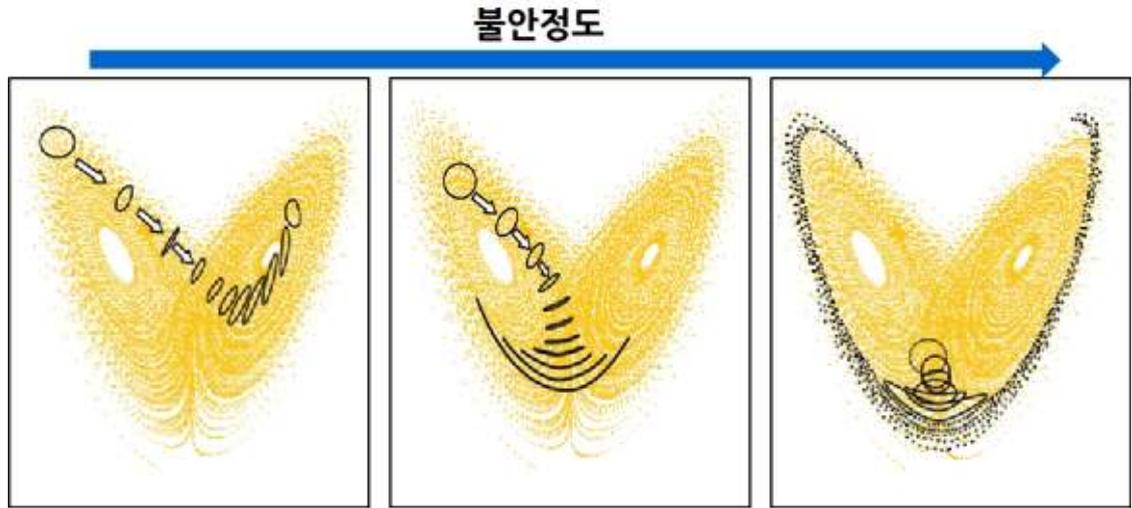


[그림 10.1] (a) 불안정 요소를 포함하는 역학계와 (b) 안정한 역학계를 나타내는 모식도. 불안정한 역학계는 초기 시각에 두 궤적이 아무리 가깝다고 하더라도 시간이 지나면 발산하는 양상을 보여주고 있으며, 반대로 안정한 역학계는 초기 시각의 두 궤적이 서로 다르다고 하더라도 특정한 궤적으로 수렴함을 보여주고 있음 (Kalnay, 2003)



[그림 10.2] 로렌즈 3-변수 모형의 카오스적 해의 예시. 기준 모의 (빨강)와 초기장에 작은 섭동을 가한 모의 결과 (파랑) 비교 (Kalnay, 2010).

10.1 대기의 예측성



[그림 10.3] 초기 조건에 따른 예측성 비교. 초기 조건에 포함된 오차가 불안정 (우 좌) 할수록 훨씬 빠르게 성장함을 보여줌 (Kalnay, 2010). 즉, 불안정도가 높은 대기 상태에서 예측성이 시간에 따라 빠르게 떨어짐을 암시

대기의 운동과 상태를 설명하는 수치 예보 모델의 지배 방정식계 또한 불안정한 역학계의 일종이다. 대기 운동 내에는 연직 조건 불안정, 관성 불안정, 대칭 불안정, 경압 불안정, 순압 불안정, 전선 발생, 난류 발생 등 다양한 불안정 요소를 포함하고 있다(이우진 2006). 이로부터 대기 운동을 지배하는 역학계 또한 카오스적 역학계임을 쉽게 짐작할 수 있다. 로렌즈는 대기 역학계의 분석을 통해 이론적인 대기의 예측성을 대략 2주 정도로 추정하였다(Lorenz 1982). 다음은 로렌즈에 의해 제시된 초차의 시간 거동을 보여주는 간단한 관계식이다.

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = a\varepsilon(1 - \varepsilon)$$

여기서 a, ε 는 각각 오차 성장률 계수 (Error Growth Rate Coefficient)와 RMS (Root Mean Square) 평균 예보 오차를 의미한다. 이 식은 초기 작은 오차는 오차 성장 계수에 따라 빠르게 성장하여 특성 규모에 이르면 괄호 속 요소가 점점 작아지면서 $\varepsilon \approx 1$ 에 수렴하는 특성을 가진다. 이 방정식의 해는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\varepsilon(t) = \frac{\varepsilon_0 e^{at}}{1 + \varepsilon_0 (e^{at} - 1)}$$

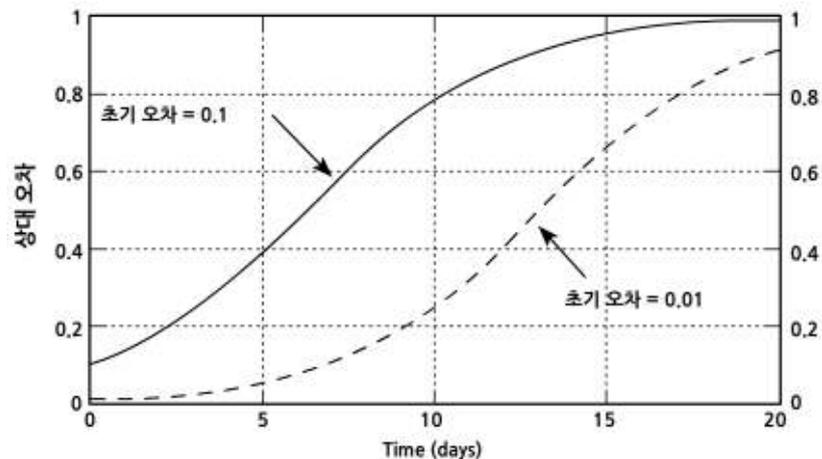
ε_0 는 초기 오차를 의미한다. 그림 10.4은 오차 성장률 계수 $a = 0.35/day$, 초기 오차 1%와 10%에 대한 상도 오차를 나타내고 있다.

10.1 대기의 예측성

최근 500 hPa 지오폠펜셜 고도에 대한 분석 오차 (Analysis Error)는 6 시간 예보 기준으로 대략 5 ~ 15m 정도이며, 자연 변동률이 대략 100m 인 점을 고려하면 초기 분석 오차는 대략 10% 내외가 됨을 추정할 수 있다. 이 그림에서 1%의 초기 오차는 다양한 관측과 정확한 자료 동화를 통해서 얻을 수 있는 가장 정확한 분석 오차값으로 생각할 수 있다. 이를 바탕으로 중관 규모의 운동의 예측 한계를 대략 2주 정도로 추정하는 것은 어느 정도 타당해 보인다.

다만 이는 모델이 완벽하다는 가정으로 얻어지는 이론적 예측 한계이며, 실제 대기의 예측성은 다양한 불안정 조건을 포함한 대기의 상태에 민감하다. 이런 이유로 인해 실제 대기의 예측성은 이론적인 예측 한계에 못 미치게 된다. 또한 대기 예측성은 운동 규모가 작아질수록 예측성도 짧아지는 관계가 있다.

예를 들면 대류에 의한 강수 현상은 그 예측성이 1시간에도 미치지 못한다. 중위도 지역의 경우 주로 경압 불안정 (Baroclinic Instability)에 역학계가 지배되는 반면, 적도 부근에서는 순압 불안정 (Baroclinic Instability)와 대류 불안정 (Convective Instability)에 의해 역학계가 지배된다. 이런 이유로 적운 대류 과정의 수치 모의가 정확하게 이루어지지 않는 적도 지역에서는 예측성 (3~5일)이 중위도 지역의 예측성 (약 7일)에 비해 더욱 떨어진다.



[그림 10.4] 상대 오차 (Relative Error)와 예측 시간 사이의 관계도. 상대오차는 RMS (Root Mean Square) 예보 오차를 기후값에 나타나는 변동성 ($\sqrt{2\sigma_{기후값}}$)으로 나눈 값을 의미. 오차 성장률 $a = 0.35/day$, 초기 오차 1%와 10%에 대한 분석 오차를 표시(Kalnay, 2003)

10.2 결정론적 예보의 한계

단일 수치 예보 모델을 이용하여 대기의 운동과 상태를 결정할 경우, 다양한 모델 오차와 초기값 오차에 의해 큰 영향을 받을 수 있다. 모델 오차 원인으로서는 예보 방정식 (대기 운동)의 근사 오차, 시간과 공간 (수평 및 연직) 차분 방정식의 근사 오차, 바닥 경계 조건과 측면 경계 조건의 오차, 다양한 대기 물리 과정 (예, 복사, 난류, 구름)의 모수화 오차 등을 들 수 있다. 또한 초기값의 오차 원인으로서는 관측 자료의 불균일한 시/공간적 분포에 의한 오차, 측기 오차와 대표성 오차로 대별되는 관측 오차, 품질 검사 과정에서의 오차, 객관 분석 및 자료 동화 과정에서의 오차, 관측 부재에 의한 오차 등을 들 수 있다.

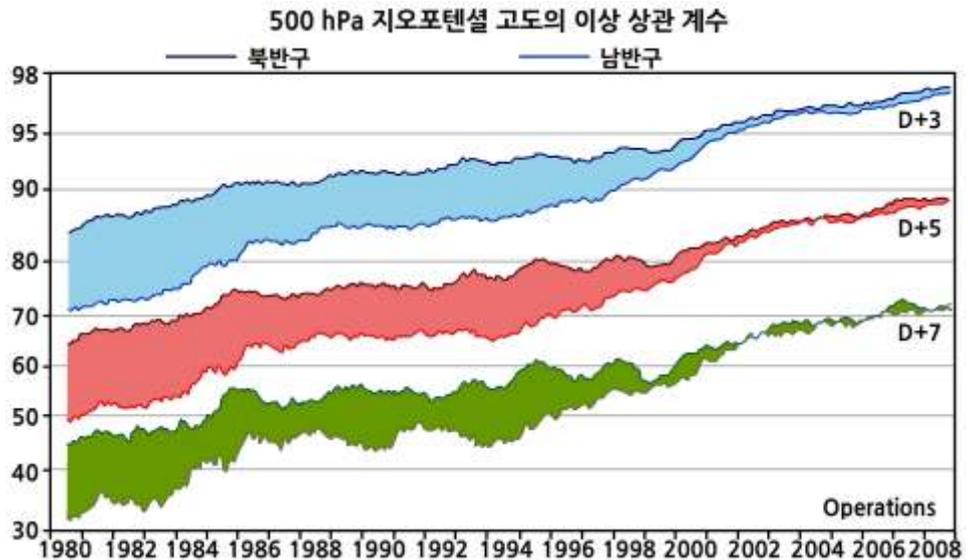
따라서 수치 예보 결과를 이용하여 일기 예보를 할 경우 앞 장에서 설명한 다양한 통계적 방법 (예, 모델 출력 통계법, 완전 예단법, 칼만 필터 분석법)을 이용하여 그 정확도를 높이려고 노력하고, 통계적 방법에 따라 예보의 정확도를 확률적으로 나타낸다.

하지만 결정론적 수치 예보 방법의 경우, 적절히 통계적 방법으로 보정을 한다고 하더라도, 근본적으로 대기 운동의 예측성이 현상에 따라 제한적인 시간 규모를 가진다는 점에서 한계가 있을 수 밖에 없다.

10.2 결정론적 예보의 한계

카오스 이론이 제시된 60년대에는 수치 예보 능력이 1-2일 정도로 이론적으로 추정된 예측성에 훨씬 못 미치는 상황이었다. 따라서 결정론적 측면에서 하나의 수치 예보 모델을 이용하여 수치 예보를 하였다. 다만 더욱 정확한 초기값을 계산하기 위한 다양한 방법을 연구하고, 다양한 물리과정에 대한 정확한 수치 모수화를 통해 예보 능력을 향상하는데 주력하였다. 이는 컴퓨터의 성능이 제한적이었으며, 또한 상당히 부족한 관측 자료에 기인한 면도 있다고 하겠다. 하지만 현대의 수치 모델의 예보 능력은 이들 제한적 요소들이 상당 부분 해소가 되면서 거의 이론적 대기 예측성의 한계에 도달하고 있다(그림 10.5). 대기 유동에 큰 불안정 요소가 없을 경우 현업 예보 모델들은 중관 규모 운동에 대해 +15일 예보가 가능한 수준에 이르렀다.

따라서 실제 대기의 카오스적 특성을 고려한 예보를 위해서는 모델 오차와 초기값 오차를 줄이는 노력과 함께 앙상블 예보를 통해 대기의 불안정성과 연계된 다양한 Regime의 변화를 예측하여야 할 것이다. 카오스 이론에 따르면, 단일 모델에 의한 결정론적 예보 방법은 모델 오차와 초기치의 오차가 완벽하게 제거된다고 하더라도 시스템이 가지는 예측 한계를 넘어서게 되면 수치적 계산에 의해 피할 수 없는 오류를 만들게 된다.



[그림 10.5] 유럽 중기 예보 센터 (ECMWF)의 500 hPa 지오폠펌셜 고도의 앙상블 예측에 대한 이상 상관 계수 검증. 시간이 지남에 따라 꾸준히 예보 성능이 향상되었으며 7일 이상 예보 능력이 상관 지수 0.7 이상의 높은 값을 보여주고 있다(Kalney, 2010).

10.3 앙상블 확률 예보

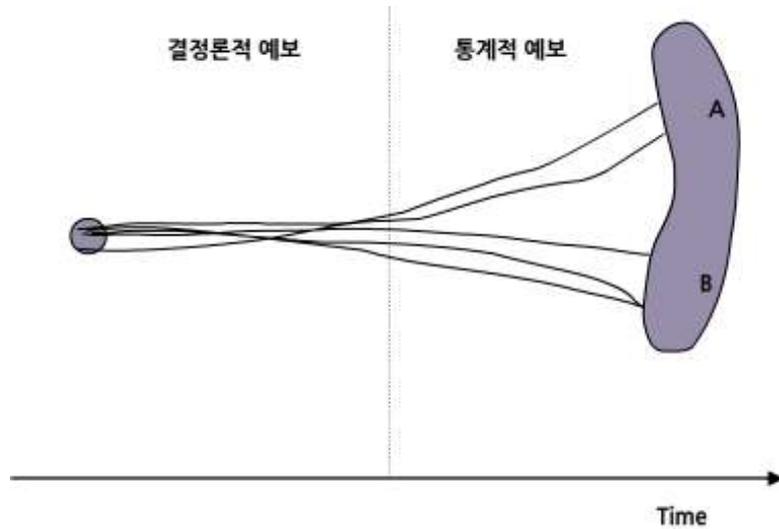
10.3.1 앙상블 확률 예보의 원리

앙상블 확률 예보는 초기 분석장의 오차나 모델과 관련된 오차, 그리고 대기의 카오스적 특성(내재적 Regime의 변화)을 고려하기 위해서 단일 수치 예보 모델 결과를 이용하는 대신 여러 개의 수치 모델 (앙상블 멤버)들의 결과를 앙상블 평균하여 예보하는 방법을 말한다. 단일 수치 예보 모델 결과를 이용하는 결정론적 측면의 확률 예보는 먼저 과거 수치 예보 모델의 결과와 관측의 비교를 통해 통계 (혹은 통계 모델) 특성을 얻어낸 후, 이에 근거해서 특정 예보 시각에 모델 예측값으로부터 일기 상태를 확률 예보하게 된다. 반면 앙상블 확률 예보는 두 개 이상의 수치 예보 모델 결과의 특정 예보 시각의 분포 특성을 파악하여, 대기 상태를 앙상블 멤버로부터 확률적으로 구하는 확률 예보이다. 따라서 앙상블 확률 예보는 단일 모델에 의한 ‘통계적 확률’ 예보와는 차이가 있다.

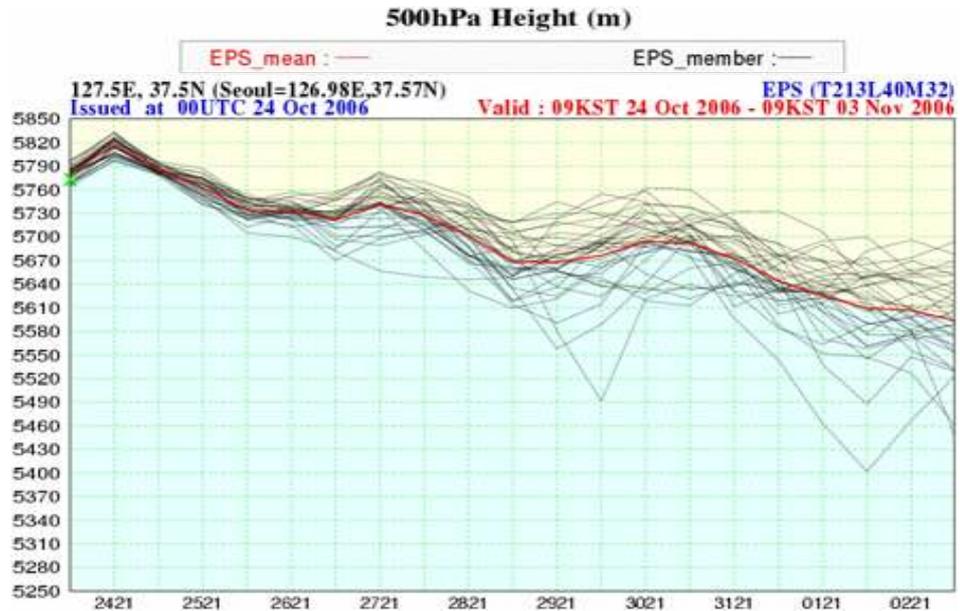
그림 10.6은 초기값에 포함된 오차에 의한 불확실성을 대표하는 다양한 초기값으로부터 수치 적분된 앙상블 멤버 (각각의 궤적)들의 결과를 나타내는 모식도이다. 일반적으로 짧은 적분 시간 내에서는 모델 예측값이 거의 유사한 궤적을 가지지만 (결정론적 예보 가능 구간), 어떤 시각 이후로는 각각의 모델 예측 결과는 서로 상이한 궤적을 가진다(통계적 예보 구간). 그림 10.7은 기상청 앙상블 수치 예보 모델 시스템에서 예측된 500 hPa 지오폠펜셜 고도로부터 이런 특성을 보여주고 있다.

대규모 운동의 경우 이 천이 시간 (Transition Time)은 2-3일 정도이고 대류성 강우와 같은 중규모 현상의 경우 1~2시간 정도가 된다. 천이 시간은 현상의 비선형성이 강할수록 짧아진다. 대규모 흐름이라고 하더라도 강수의 예보는 500 hPa 지오폐텐셜 고도보다 훨씬 빨리 발산하는 경향을 보인다. 이 모식도로부터 서로 다른 Regime에 있는 상태 A와 B가 나타날 확률은 각각 40%와 60%로, 앙상블 멤버의 예측 빈도수에 따라 확률 예보할 수 있게 된다. 이는 대기 예측성 한계와 관련된 앙상블 예보의 개념적 예시로 볼 수 있다.

10.3 앙상블 확률 예보



[그림 10.6] 초기값에 포함된 오차에 의한 불확실성을 대표하는 다양한 초기값으로부터 수치 적분된 앙상블 멤버 (각각의 궤적)들의 결과를 보여주는 모식도. 여기서 확률 40%와 60%로 상태 A와 B를 각각 확률 예보할 수 있을 것이다. 큰 맥락에서 예보는 결정론적 예보와 통계적 예보로 나누어 볼 수 있다(Tracton and Kalnay, 1993).



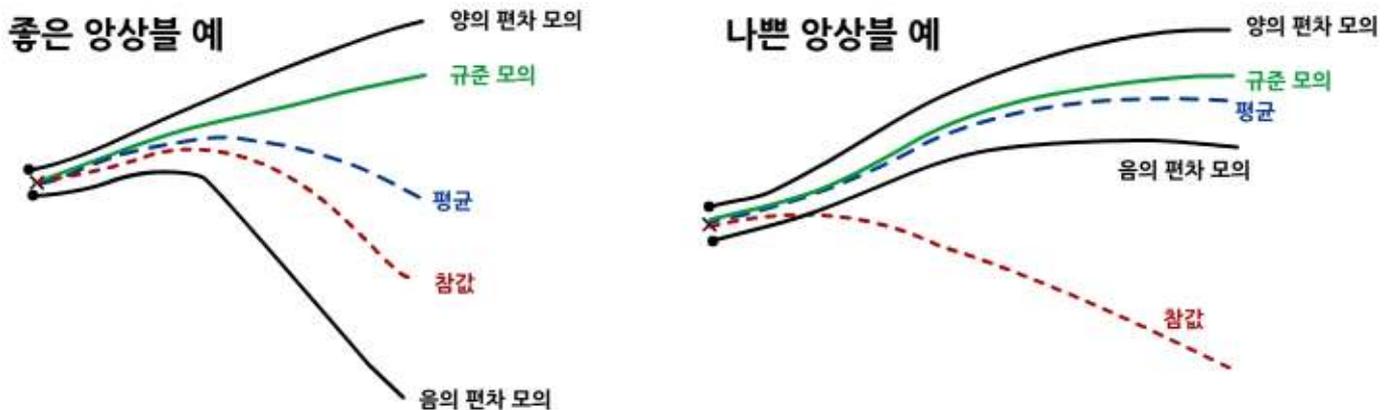
[그림 10.7] 앙상블 평균 예측값 (붉은 실선)과 앙상블 멤버의 예측값 (검은 실선)의 비교 예시

앙상블 확률 예보에서 중요한 것은 초기 분석장 오차나 모델 오차 등 다양한 오차 원인을 정확하게 파악하여 앙상블 멤버를 구성하는 일이 중요하다. 그림 10.8은 이상적인 앙상블 멤버 구성에 관한 개념적 설명을 보여주고 있다. 기본적으로 좋은 앙상블 예보를 하기 위해서 앙상블 멤버 내에 참값이 존재하여야 한다. 또한 앙상블 멤버의 퍼짐(Spread)이 적을 때 높은 확률로 예보할 수 있게 된다.

10.3 앙상블 확률 예보

정리하자면, 앙상블 예보의 목적은 기본적으로 세가지로 생각해 볼 수 있다. 첫째, 앙상블 평균 (Ensemble Averaging)을 통해 예보의 정확도를 높이는 것이다. 앙상블 멤버 중 다른 멤버들에 비해 큰 차이를 보이면서 불확실성이 큰 멤버를 제거하거나 평균할 때 가중치를 조절하여 예보 정확도를 높일 수 있다. 두번째 목적은 예보의 신뢰도 (Reliability)에 관한 정보를 제공하는 것이다. 만약 앙상블 멤버간의 차이가 크지 않다면 (수렴한다면) 예보를 좀 더 신뢰할 수 있지만, 반대로 멤버간의 차이가 크다면 (발산한다면) 예보의 신뢰도가 낮아지는 것은 자명하다. 앙상블 멤버간 퍼짐 (Spread) 정도와 모델의 예측 오차의 구분이 명확하지 못한 점이 있으므로, 예보자는 이를 고려하여 예보를 내리게 된다. 마지막으로 앙상블 예보는 확률 예보를 위한 정량적인 기반을 제공하는 것을 목적으로 한다.

앙상블 예보를 활용하기 위해서는 앙상블 멤버를 어떻게 구성하는지를 결정하는 것이 중요하다. 여기서는 모델 앙상블 예보와 초기장 앙상블 예보로 구분하여 간단히 설명하고, 앙상블 예보의 보정 방법을 이어서 설명하도록 한다.



[그림 10.8] 예측성이 좋은 앙상블 예보와 예측성이 나쁜 앙상블 예보 예시.

앙상블 멤버는 분석장에 초기 섭동을 주고 있음. 예측성이 좋은 앙상블 멤버의 구성은 앙상블 멤버의 예측값 범위 내에 참값이 존재하는 경우이며, 반대로 예측성이 나쁜 앙상블 멤버의 구성은 모든 앙상블 멤버의 결과가 참값으로부터 벗어나 있음. 이 예에서는 좋은 앙상블 구성은 나쁜 앙상블 구성에 비해 정확도 (Accuracy)는 높고 정밀도 (Precision)은 낮게 표현. 나쁜 앙상블의 경우에도 모델의 체계적 오차 (Systematic Errors)를 보여줌으로써 모델 특성과 예측성에 대한 의미있는 정보를 제공 (Kalnay 2010)

10.3 앙상블 확률 예보

10.3.2 모델 앙상블 예보

모델 앙상블 예보는 하나의 모델 결과 대신 여러 모델의 예측 결과들을 가중 평균하여 일기 예보를 내리는 방법으로, 예보 검증 오차를 최소화하는 방법으로 평균을 취한다.

$$F_{EPS} = A_0 + \sum_{k=1}^K A_k F_k$$

여기서 F_{EPS} , F_k 는 모델 앙상블 평균과 앙상블 멤버 k 의 예측값을 각각 나타내고, A_k 는 가중 계수 (Weighting Coefficient)를 나타낸다. 날씨 패턴에 따라 모델 앙상블 예보의 정확도도 달라지므로, 장기간의 모델 예측 결과들로부터 날씨 패턴별 모델들의 오차 특성을 파악한 후 최적의 예보를 산출할 수 있도록 하는 것이 필요하다.

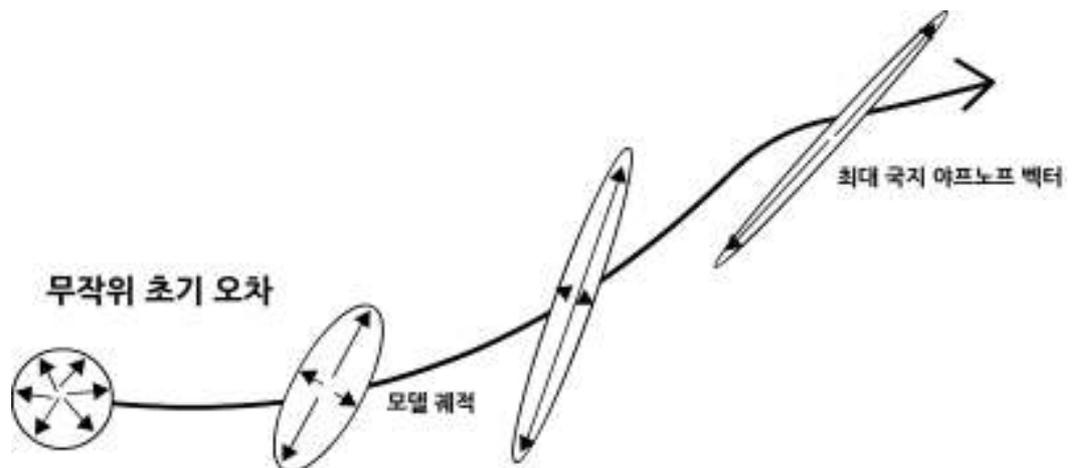
수치 예보 모델을 이용하여 앙상블 멤버를 구성하는 방법으로는 서로 다른 수치 예보 모델을 사용하는 방법이다. 동일한 수치 예보 모델을 사용하더라도 역학과정, 물리과정, 수평 및 연직 좌표계, 격자 해상도 등을 달리하여, 예측 시간까지 모델의 적분 후 서로 다른 결과를 얻을 수도 있다. 또는, 다양한 기관에서 현업으로 활용하고 있는 모델 결과들을 종합하는 방법이 있을 수 있다. 예로 미국 해공군 합동 태풍 경보 센터 (JTWC)에서는 미 해군 전지구 예보 모델 (NOGAPS)과 태풍 모델 (GFDN), 영국 기상청 전지구 예보 모델, 일본 기상청 전지구 예보 모델과 태풍 모델 등의 다양한 현업 기관 모델을 이용하여 태풍 예보를 종합적으로 산출하고 있다. 그 외에도 수치 예보 모델의 지면 혹은 측면 경계 조건을 다르게 설정하면 예측 시간까지 적분 후 얻어지는 결과는 달라지게 된다. 해수면 온도나 토양 수분이나 온도, 그리고 측면 경계 조건으로 사용되는 기상장을 다양하게 변화시킬 수 있다.

10.3.3 초기값 앙상블 예보

초기값 앙상블 예보는 여러 수치 모델을 사용하는 대신 하나의 수치 모델을 이용하는 방법으로, 서로 다른 초기값을 설정하여 앙상블 멤버를 구성하는 방법이다. 이는 모델과 초기 조건이 완벽하다고 하더라도 불안정한 역학계는 유한한 예보 한계를 가진다는 카오스 이론에 충실한 방법이라고 볼 수 있다. 실제 수치 예보 모델은 완벽하지 못하고, 또한 초기값도 정확하게 입력할 수 없다. 초기값으로 사용되는 분석장은 다양한 오차를 함께 포함하고 있으므로 이러한 오차 범위 내에서 앙상블 멤버를 구성하게 된다.

10.3 앙상블 확률 예보

다만 이러한 경우의 수는 무수히 많으므로 가장 효과적인 예보가 가능한 섭동장을 만드는 것이 중요하다. 이러한 목적을 위해서 앙상블 예보의 원리에 따라 초기 분석장에 주어진 오차가 빠르게 성장할 수 있는 초기 조건을 선택해야 한다. 그림 10.9은 초기 무작위 섭동이 일정 시간 후 국지 라프노프 벡터(Local Lyapunov Vector: LLV)로 수렴함을 보여주는 모식도로, 오차가 가장 크게 나타나는 방향을 찾아 선택해야 초기 오차로부터 나타날 수 있는 대기 상태의 변화를 잘 포함할 수 있게 된다. 유럽 중기 예보센터와 미국 기상청은 이러한 조건을 만족할 수 있는 방법으로 특성 벡터(Singular Vector) 방법과 브리딩 벡터(Breeding Vector) 방법을 사용하고 있다. 두 방법 모두 오차 성장이 가장 빠르게 나타나는 방향을 찾는 방법이다. 그 외에도 초기값 앙상블을 구성하는 방법으로 몬테카를로 방법(Monte Carlo Forecast; MCF), 시간 지연 평균 방법(Lagged Average Forecast; LAF) 등이 있다.



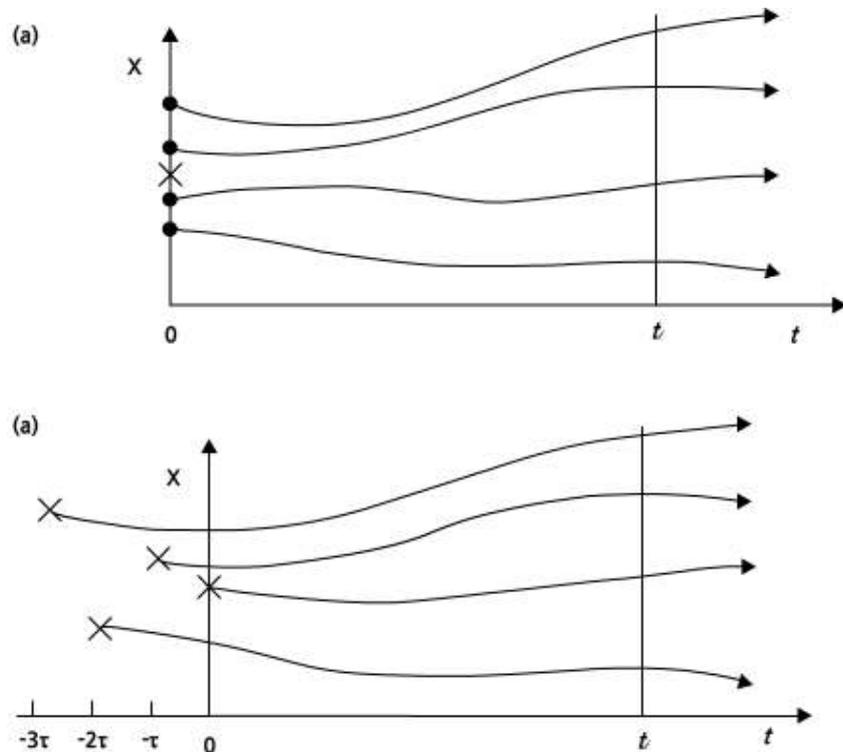
[그림 10.9] 초기 무작위 섭동장이 궤적을 따라 (시간이 지남에 따라) 국지 라프노프 벡터(Local Lyapunov Vector: LLV)로 수렴함을 보여주는 모식도 (Kalnay 2003)

몬테카를로 방법(MCF)은 초기값에 포함될 섭동(Perturbations)을 무작위 방법으로(그림 10.10a), 통계-역학 예측 모형(Stochastic-dynamic Forecasting)(Epstein 1969)의 실제 수치 예보 모델에 적용하여 계산 가능한 근사적인 방법이다. 통계-역학 예측 모형 방법은 N 자유도를 가지는 모델에서 $N(N+1)/2 + N$ 개수의 예보 방정식이 필요하고, 이는 $(N+3)/2$ 의 예보 앙상블 멤버가 필요한 것으로 해석된다. 따라서 일반적으로 10^6 이상의 자유도를 가지는 현대의 수치 예보 모델에 개념적으로 적용하기 사실상 불가능한 방법이다. 몬테카를로 방법은 훨씬 적은 수의 앙상블 멤버만을 필요로 하고 어느 정도의 정확도를 보이는 방법이다.

10.3 앙상블 확률 예보

시간 지연 평균 방법 (LAF)은 몬테카를로 방법의 변형된 방법의 하나로, 모델 시작 시간이 서로 다른 모델 예측 결과를 동일 분석 시각에서 앙상블 평균하는 방법이다(그림 10.10b).

즉, 초기 시각 $t=0$ 과 함께 이전 시각 $t=-\tau, -2\tau, \dots, (N-1)\tau$ 에서 수치 모델 적분을 수행하며, 섭동장은 예측 오차로부터 자연스럽게 포함되게 된다. 현업 기관에서는 $\tau=6, 12, 24\text{hr}$ 을 이용하면 이미 수치 예보 모델의 예보 주기와 일치하므로 그 결과를 그대로 활용할 수 있다. 이 방법은 몬테카를로 방법과 같이 동일한 모델을 사용하기 때문에 단순하며 간단하다는 장점이 있지만, 많은 앙상블 멤버를 이용하게 되면 분석이 이루어지는 시각의 예측 정확도가 낮아질 수 있다는 단점이 있다.

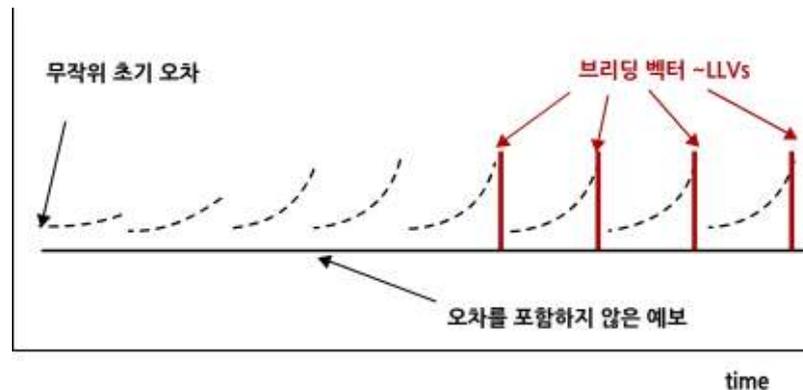


[그림 10.10] 몬테카를로 앙상블 방법과 (b) 시간 지연 앙상블 방법의 모식도. X 축은 적분 시간, Y 축은 모델 예측 변수를 나타낸다(Kalnay 2003).

특성 벡터 (Singular Vector) 방법은 초기 섭동을 준선형 (Quasi-linearized) 모델을 이용하여 생산하고, 이를 초기값으로 하여 적분 수행 후 앙상블 멤버를 구성하는 방법이다. 유럽 중기 예보 센터 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts: ECMWF)는 선형 접선 모델 (Tangent Linear Model)을 36hr 적분하여 얻은 특성 벡터 (Singular Vectors)들의 선형 합으로 초기 섭동장을 구성하여 현업에 적용하였다. 이 방법은 초기값에 성장 가능한 최대 섭동을 포함할 수 있는 장점이 있다.

10.3 앙상블 확률 예보

브리딩 벡터 (Breeding Vector) 방법은 비선형적 접근으로 라프노프 벡터 (Lyapunov vectors)를 찾는 방법으로, 비선형 수치 예보 모델을 이용하여 기준 모의 (Control Simulation)와 섭동 오차를 포함한 초기장 (Perturbed Initial Values)을 이용한 모의의 차를 이용한다. 먼저 기준 모의를 수행한 후, 초기 시각부터 브리딩 주기 (Breeding Cycle) (보통 6시간 혹은 12시간)까지 무작위 섭동을 포함하는 초기장을 이용하여 적분을 수행한다. 이후 각 주어진 분석 주기 마지막 시각에서 초기 오차를 포함한 수치 모의 결과에서 기준 모의 결과를 뺀다. 이 차이가 초기 섭동의 크기와 같도록 크기를 조정된 후, 다시 조절된 섭동을 포함한 초기장을 이용하여 비선형 수치 모델을 다음 브리딩 주기까지 적분한다. 이 과정을 분석 주기마다 반복 수행한다(그림 10.11). 이렇게 초기 무작위 섭동으로부터 초기 천이 주기 (Transient Period)를 지나면 브리딩 벡터 (Breeding Vectors or Bred Vectors)로 나타내어지는 브리딩 과정의 섭동 (Perturbations)은 몬테카를로 방법이나 시간 지연 평균 방법에 의해 얻어지는 섭동에 비해 훨씬 빠르게 성장하는 특징을 가지고, 국지 라프노프 벡터 (Local Lyapunov Vectors)에 상응한다. 이 방법은 미국 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 과 JMA (Japan Meteorological Administration)에서 채택하여 활용하고 있으며, 과거에 우리나라 KMA (Korea Meteorological Administration)에서도 사용한 바 있다.

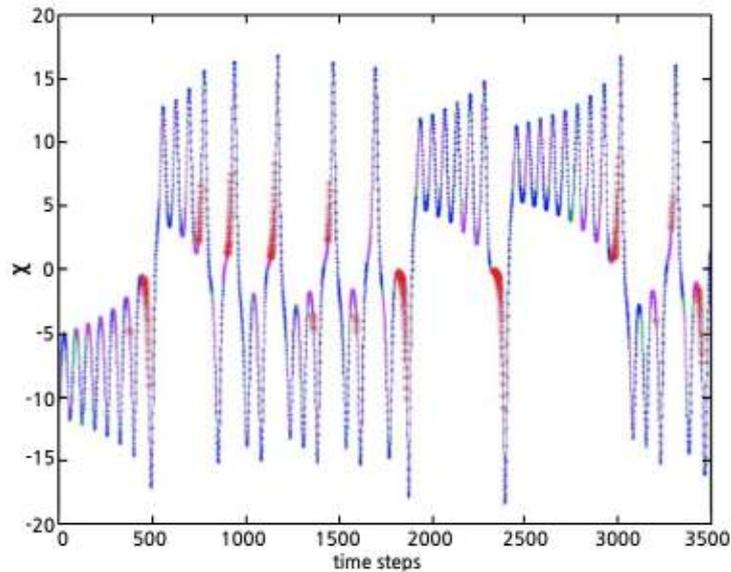


[그림 10.11] 브리딩 방법을 이용한 초기 무작위 섭동의 성장을 보여주는 모식도. LLV (Local Lyapunov Vectors)는 국지 라프노프 벡터를 나타낸다. X 축은 적분 시간, Y 축은 예측 변수값을 의미한다 (Kalnay 2003).

그림 10.12는 브리딩 벡터를 이용한 로렌즈 3-변수 모델의 결과와 오차 성장률을 함께 제시하고 있다. 두 가지 특성 공간을 보이는 카오스적 해를 오차 성장률의 추적을 통해서 두 Regime 사이의 천이 (Transition)과 천이 후 어떤 Regime이 지속되는 시간을 상당히 정확하게 예측할 수 있음을 보여주고 있다. 일명 결정론적 카오스 ('Deterministic Chaos')를 의미한다.

10.3 앙상블 확률 예보

이는 실제 수치 예보 모델을 통해 카오스적 대기 현상의 예측성을 높일 수 있다는 또 다른 가능성을 보여주고 있다.



[그림 10.12] 브리딩 벡터 (breeding vectors)의 성장률 (growing rate)에 따라 색칠된 로렌즈 역학계의 해. 빨강 *는 브리딩 벡터의 성장률이 기준값 (>1.8) 이상인 값을 나타내고 있음 (Kalnay 2010)

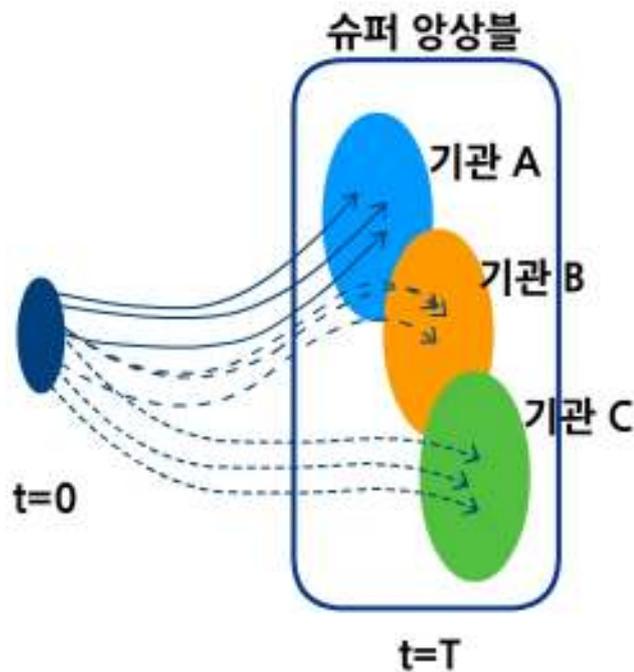
10.3.4 앙상블 예보의 보정

앙상블 예보는 일반적인 결정론적 예보 결과의 집합이므로, 개개의 앙상블 멤버의 예측 결과를 다음 절에서 설명할 다양한 검증 방법들을 통해 평가할 수 있다. 뿐만 아니라 앙상블 평균을 통해 얻어진 예보 결과에 대한 검증도 동일한 방법으로 할 수 있다. 앙상블 예보가 기본적으로 결정론적 관점의 기준 예보에 비해 예측성을 높이려는 방법이긴 하나, 다양한 이유로 앙상블 예측 결과에도 오차가 발생하게 된다. 이 때 앙상블 예보 결과를 관측과 비교하여, 대응되는 관측과의 차이가 줄어드는 방향으로 체계적 오차를 보정함으로써 예보 확률을 더욱 높이게 된다. 예를 들면, 베이지언 모델 평균 기법 (Bayesian Model Averaging)을 이용하여 앙상블 확률 분포를 관측 빈도와 비교하여 보정하기도 하고 (Raftery et al., 2003), 모델 출력 통계법 (MOS)와 같이 다중 회귀식을 이용한 다양한 통계 기법을 통해 앙상블 확률 예보를 보정하기도 한다(Gneiting et al., 2004).

앙상블 예보 성능을 향상시키기 위한 또 다른 방법으로 ‘슈퍼 앙상블 기법 (Superensemble Approach)’가 있다. 이 방법은 앞서 설명한 모델 앙상블 예보 기법과 초기값 앙상블 예보 기법의 조합으로 생각할 수 있다.

10.3 앙상블 확률 예보

개개의 현업 예보 기관에서 작성하는 앙상블 예보보다 다양한 여러 현업 예보 기관의 모델 결과를 앙상블 평균할 때 더 좋은 예보 성능을 보인다는 사실에 기인한 접근법이다. 이러한 사실은 단기 지역 규모 예보 모델에서도 동일한 결과로 나타났다(Hou et al., 2001). 이는 다양한 현업 모델들의 조합을 통해서 모델의 초기값에 포함된 오차와 모델 자체의 오차를 단일 기관의 경우보다 더 잘 표현 (샘플링)하기 때문으로 해석할 수 있다. 그림 10.13은 슈퍼 앙상블의 구성을 나타내는 모식도이다.



[그림 10.12] 슈퍼 앙상블 모식도. 현업 기관 A, B, C는 각각 3개의 앙상블 멤버를 구성하여 $t=T$ 시각에 앙상블 예보를 내림. 슈퍼 앙상블은 이 기관들의 모든 결과 (여기서는 9개의 앙상블 멤버)를 앙상블 평균하여 예보를 내리게 됨 (이우진, 2006 수정)

연습문제

1. 결정론적 예보 (Deterministic Forecast)의 한계를 설명하시오.
2. 결정론적 예보에서의 확률 예보와 앙상블 확률 예보의 차이를 설명하시오.
3. 앙상블 예보 (Ensemble Forecast)에서 앙상블 멤버를 구성하는 방법을 설명하시오.

참고문헌

1. 이우진, 2006: 컴퓨터와 날씨 예측. 광고이텍스 284 pp.
2. Epstein, ES, 1969: Stochastic-dynamic prediction. *Tellus* 21, 739-759.
3. Gneiting, T, AE Raftery, AH Westveld and T Goldman, 2004: Calibrated probabilistic forecasting using ensemble model output statistics and minimum CRPS estimation. *Mon. Wea. Rev.* 133, 1098-1118.
4. Hou, DE, E Kalnay and KK Droegemeier, 2001: Objective verification of the SAMEX '98 ensemble forecasts. *Mon. Wea. Rev.* 129, 73-91.
5. Kalnay, E, 2003: Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. Cambridge University Press, 341 pp.
6. Kalnay, E, 2010: "Fighting chaos" in weather and climate prediction. WMO executive council meeting. Geneva, 17 June 2010.
7. Lorenz, EN, 1963a: Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos Sci.* 20, 130-141.
8. Lorenz, EN, 1963b: The predictability of hydrodynamic flow. *Trans. NY Acad. Sci., Series II* 25, 409-432.
9. Lorenz, EN, 1982: Atmospheric predictability experiments with a large numerical model. *Tellus* 34, 505-513.
10. Palmer, TN, 2002: The economic value of ensemble forecasts as a tool for risk assessment: From days to decades. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 112, 747-774.
11. Raftery, AE, F Balabdaoui, T Gneiting and M Polakowski, 2003: Using Bayesian model averaging to calibrate forecast ensembles. Technical Report no. 440, Department of Statistics, University of Washington, 28 pp.
12. Tracton, MS and E Kalnay, 1993: Operational ensemble prediction at the national meteorological center: practical aspects. *Wea. Forecasting* 8, 379-398.

...the first of these is the fact that the...

...the second is the fact that the...

...the third is the fact that the...

...the fourth is the fact that the...

...the fifth is the fact that the...

...the sixth is the fact that the...

...the seventh is the fact that the...

...the eighth is the fact that the...

...the ninth is the fact that the...

...the tenth is the fact that the...

...the eleventh is the fact that the...

...the twelfth is the fact that the...

...the thirteenth is the fact that the...

...the fourteenth is the fact that the...

...the fifteenth is the fact that the...

...the sixteenth is the fact that the...

...the seventeenth is the fact that the...

...the eighteenth is the fact that the...

...the nineteenth is the fact that the...

...the twentieth is the fact that the...

11장. 모델 검증 및 결과 활용

11.1 모델 검증의 필요성 및 목적

11.2 평가 척도 및 검증 방안

11.3 모델 검증 시 고려사항



학습목표

- 수치 예보 모델의 결과 검증의 필요성을 이해한다.
- 주요한 검증 방법을 이해하고 실제 적용할 수 있다.
- 모델 검증 과정에서 고려해야 할 사항들을 이해한다.

11.1 모델 검증의 필요성 및 목적

수치 예보 모델의 검증은 모델에 의해 예측된 대기 상태와 동일 시각의 관측 자료를 비교함으로써 이루어진다. 모델 결과의 검증 과정은 수치 예보 모델을 개선하고 더 나은 예보를 위해 중요한 부분이다. 모델의 평가는 크게 모델의 예측값과 관측값의 일치도 정도를 판별하는 기술적 평가와 모델 예측 결과가 필요로 하는 정보의 효율적 제공 정도를 파악하는 실용적 평가로 나누어 볼 수 있다(Murphy 1993; 이우진 2006). 기술적 평가는 모델 예측과 비교할 수 있는 사용 가능한 관측 자료로부터 직접 비교함으로써 이루어지고, 실용적 평가는 예측 정보의 만족도, 모델의 처리 속도 및 비용 등 경제적 요소를 분석함으로써 이루어진다. 이 장에서는 모델의 기술적 평가 부분을 중심으로 설명하기로 한다.

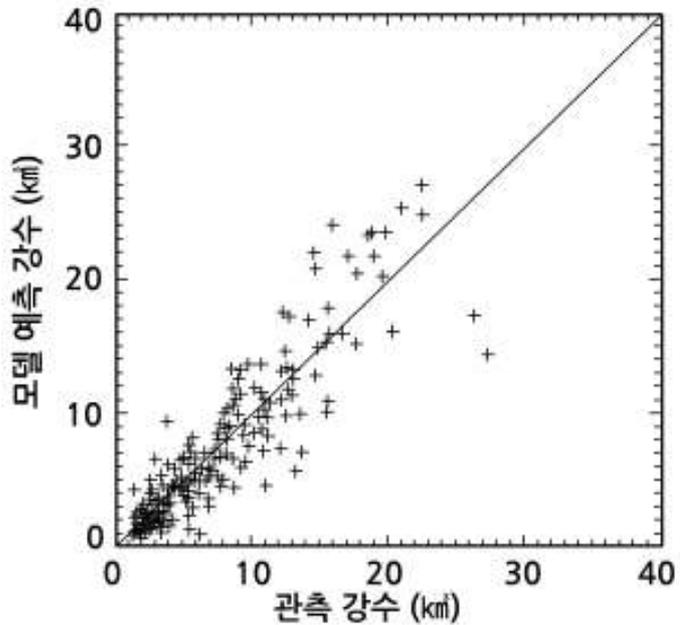
모델 검증 과정은 크게 세 가지로 나누어 볼 수 있다. 첫째, 모델의 예보 성능을 지속적으로 관리하는 것이다. 현업 기관에서는 매일 (혹은 정기적으로) 일기 예보를 생산한다. 지속적인 모델의 예측 성능 검증을 통해 모델이 가지는 오차를 파악할 수 있고, 이를 바탕으로 제공되는 개별 기상 정보의 정확도를 파악할 수 있다. 둘째, 검증 과정을 통해 모델이 가지는 오차를 파악하고 이를 개선하는 것이다. 모델이 가지고 있는 오차의 특성을 파악하여 모델에 포함되어 있는 다양한 물리 과정, 역학 과정, 자료 동화 과정을 개선함으로써 체계적 오차 (Systematic Errors)를 줄일 수 있다. 마지막으로, 예보관은 검증 과정을 통해 다양한 기상 현상에 대한 모델의 예측 성능에 대한 지식을 쌓을 수 있고 이를 바탕으로 좀 더 정확한 일기 예보를 생산할 수 있게 된다.

일반적으로 사용되는 모델 검증 방법은 연속 변수 검증, 이진 변수 검증, 다중 범주형 변수 검증, 확률 변수 검증 등이 있으며, 이 장에서 간단히 설명하도록 한다.

11.2 평가 척도 및 검증 방안

11.2.1 연속 변수 검증

연속 변수 검증은 시/공간적으로 연속적으로 정의되는 모델의 예측 변수 (예, 바람, 온도, 비습)와 상응하는 관측 정보를 직접 비교하여, 모델-관측 간의 차이를 정량화하는 방법이다. 연속 변수에 대한 가장 기본적인 모델 검증은 산포도 (Scatter Plot)를 통해서 이루어진다(그림 11.1). 연속 변수의 모델값-관측값 쌍이 산포도에서 하나의 점으로 나타내어 진다. 1:1선을 중심으로 점들이 모여 있을수록 모델 예보가 정확한 것으로 판단한다. 그 외에 자주 사용되는 통계 검증 방법들을 다음에 제시하였다.



[그림 11.1] 모델 예측 강수와 관측값을 비교하는 산포도 (Scatter Plot)의 예시

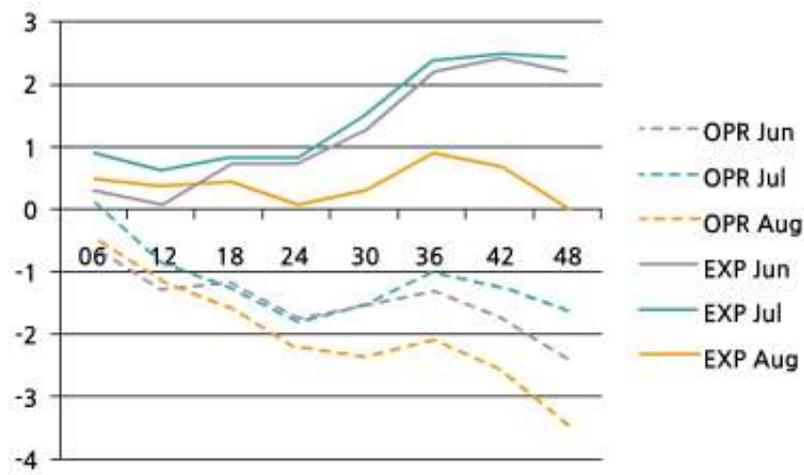
11.2 평가 척도 및 검증 방안

11.2.1.1 평균 편차 오차(MBE: Mean Bias Error)

모델 예측값과 관측값의 차를 평균한 값이다.

$$MBE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)$$

여기서 F_i, O_i 는 각각 모델 예측값과 관측값을 나타내고, N 는 검증에 사용되는 모델값-관측값 쌍의 개수를 나타낸다. 이 값은 양수와 음수를 모두 가지며, 0일 경우 모델값의 평균과 관측값의 평균이 일치함을 나타낸다.



[그림 11.2] 시간별 평균 편차 오차를 나타내는 예시

11.2.1.2 평균 제곱근 오차(RMSE: Root Mean Square Error)

모델 예측값과 관측값의 차의 제곱을 평균하여 계산한 값으로, 양수값을 가지는 통계값으로 0일 때 모델과 관측이 정확하게 일치함을 나타낸다. 다음은 $RMSE$ 와 이 값의 체계적 오차와 무작위 오차를 정의한다.

$$RMSE = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2 \right]^{1/2}$$

$$RMSE_s = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\hat{F}_i - O_i)^2 \right]^{1/2}$$

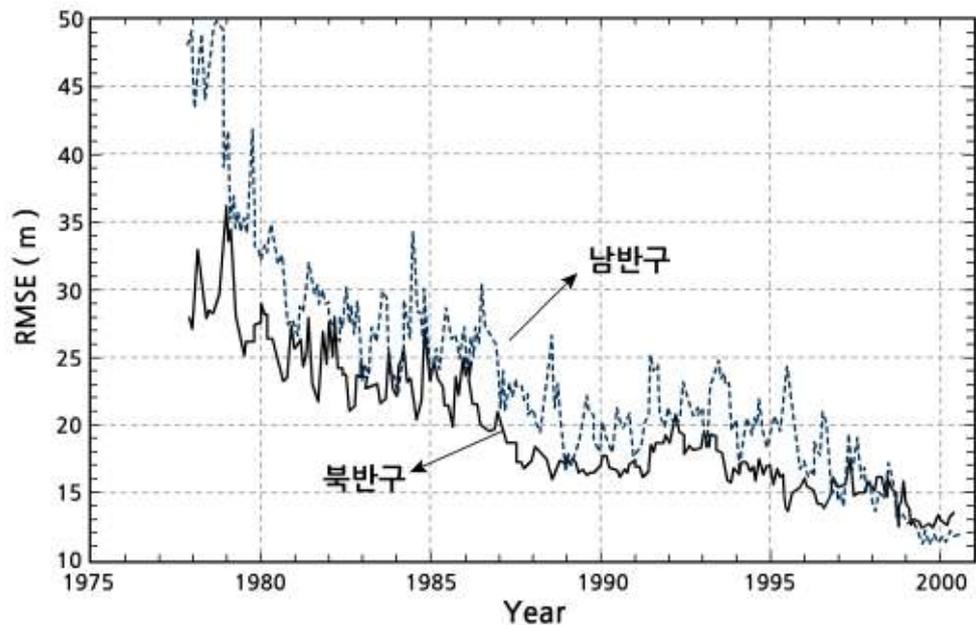
$$RMSE_u = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - \hat{F}_i)^2 \right]^{1/2}$$

$$RMSE^2 = RMSE_s^2 + RMSE_u^2$$

11.2 평가 척도 및 검증 방안

여기서 $\hat{F}_i (= a + bO_i)$ 는 관측값과 모델값의 선형 회귀식으로부터 계산되며, a 와 b 는 회귀 계수 (Regression Coefficients)를 나타낸다. $RMSE_s$ 는 모델의 체계적 오차 (Systematic Error)와 관련된 오차를 의미하고 모델의 물리과정이나 입력 파라미터의 개선으로 수정 가능한 오차를 나타낸다. 반면 $RMSE_u$ 는 무작위 오차와 관련되어 있으며 수정 불가능한 오차를 의미한다.

중기 예보 모델의 정확도를 비교할 때 500hPa의 지오폠펜셜 고도의 RMSE 값을 비교하여 판정한다(그림 11.3).



[그림 11.3] 미국 NCEP 현업 모델의 6 시간 예측 500 hPa 지오폠펜셜 고도와 라디오 존데 관측값의 비교 (Kalnay 2003).

11.2.1.3 결정 계수(Determinant Coefficient)

모델 예측값과 관측값 사이의 선형 상관 계수(Correlation Coefficient)의 제곱으로 표현 되는 값으로, 0과 1 사이의 변화를 가진다. 정확한 선형 상관성을 가질 경우 1을 가지며, 모델의 평균 편차 (Mean Bias)에는 큰 영향이 없는 통계값이다.

$$R^2 = \frac{\left[\sum_{i=1}^N O_i F_i - \left(\sum_{i=1}^N O_i \sum_{i=1}^N F_i \right) / N \right]^2}{\left[\sum_{i=1}^N O_i^2 - \left(\sum_{i=1}^N O_i \right)^2 / N \right] \left[\sum_{i=1}^N F_i^2 - \left(\sum_{i=1}^N F_i \right)^2 / N \right]}$$

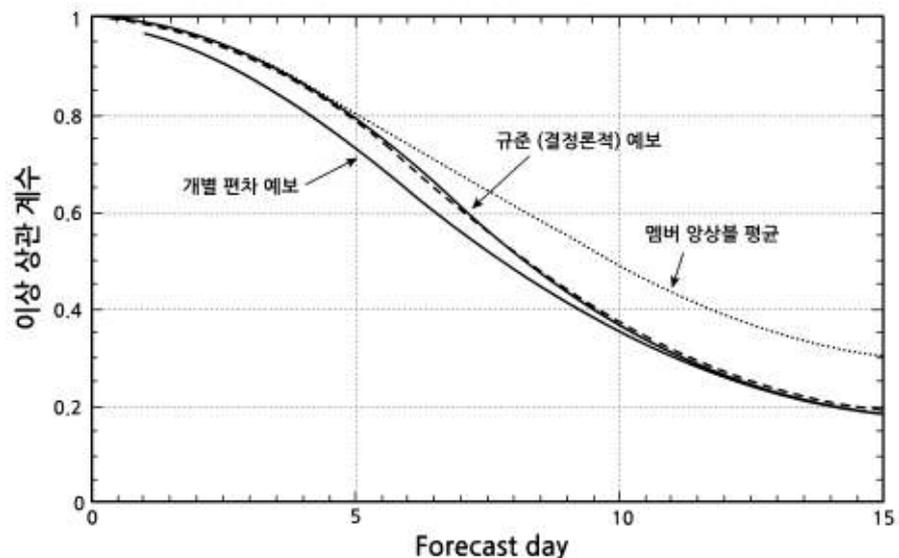
11.2 평가 척도 및 검증 방안

11.2.1.4 이상 상관 계수(ACC: Anomaly Correlation Coefficient)

두 표본의 평균값 대신 기후 평균값을 사용하여 모델 예측값과 관측값 사이의 패턴의 일치 여부를 나타내는 값으로, -1과 1 사이의 값을 갖는다. 모델 예측값과 관측값이 장주기 변동(예, 계절 변동)을 함께 포함하고 있을 경우, 두 표본의 상관 계수가 이런 장주기 변동에 의한 영향으로 큰 값을 가질 수 있다. 따라서 이 지수는 두 표본에서 장주기 변동을 제거한 후 상관 계수를 구함으로써 이 문제를 완화시킬 수 있게 된다.

$$ACC = \frac{\sum_{i=1}^N (F_i - C_i)(O_i - C_i)}{\left[\sum_{i=1}^N (F_i - C_i)^2 \right]^{1/2} \left[\sum_{i=1}^N (O_i - C_i)^2 \right]^{1/2}}$$

여기서 C_i 는 기후값을 나타내며, 장기간 평균한 모델 분석장을 사용한다. 상관 계수와 마찬가지로 이 지수는 표본 사이의 평균 편차에는 덜 민감하다.



[그림 11.4] 이상 상관 계수의 적용 예시. 예측 기간이 길어질수록 이상 상관 계수는 낮아진다. 일반적으로 이상 상관 계수가 0.6 이상일 때 예측성이 있다고 판별한다(Kalnay 2003).

11.2 평가 척도 및 검증 방안

11.2.1.5 S1 지수

공간 패턴의 일치성을 나타내는 검증 지수로, 양의 값을 가지고, 값이 작을수록 두 표본 사이의 공간 패턴이 서로 일치함을 나타낸다. 0의 값은 정확한 예보를 의미한다. 이상 상관 지수 (ACC)와 함께 수치 예보 모델의 결과를 검증하는데 자주 사용된다.

$$S1 = \frac{\sum_{i=1}^N |\Delta_i F - \Delta_i O|}{\sum_{i=1}^N \max(\Delta_i F, \Delta_i O)} \times 100$$

여기서 Δ_i 는 격자점 i 에서 계산되는 수평 경도 (Horizontal Gradient)를 나타낸다. 일반적으로 지오폠펜셜 고도나 해면 기압의 검증에서 많이 사용된다.



[그림 11.5] 미국 NCEP 현업 모델의 S1 지수 적용 예시 (Kalnay 2003)

11.2 평가 척도 및 검증 방안

11.2.1.6 브라이어 숙련도(BSS: Brier Skill Score)

$$BSS = \left[1 - \frac{\sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (C_i - O_i)^2} \right] \times 100$$

여기서 C_i 는 기준값을 의미하고, 괄호 안의 둘째항은 기준값의 오차와 예측값의 오차의 비를 나타낸다. 이 지수가 작은 값을 가지면 예보 정확도가 기준이 되는 값의 정확도에 비해 나아진 것이 없음을 의미하고, 반대로 1에 가까운 값을 가지면 기준값에 비해 예보값의 정확도가 개선되었음을 의미하게 된다.

11.2.2 이진 변수 검증

어떤 날씨 요소에 대해 수치 예보 모델이 예측하였는지 혹은 예측하지 못하였는지와 같이 특정 임계값 (Threshold Value)을 기준으로 양분 예보 (Dichotomous Forecast)를 내리는 경우가 많다. 어떤 지역에 강수가 있었는지 유무 예보, 안개 발생 여부 예보 등이 이런 예에 해당한다. 이런 형태의 날씨 예보를 검증하기 위해 수치 예측값과 관측값을 각각 이진 변수로 나타낸 분할표 (Contingency Table)를 정의하고 (표 11.1), 이 분할표를 기준으로 다양한 예보 평가 지수를 개발하여 활용한다.

[표 11.1] 이진 변수 검증 분할표. H (hit: 맞힘): 현상이 발생할 것으로 예보하고 실제 현상이 발생한 경우, M (miss: 미예보): 현상이 발생하지 않을 것으로 예보하고 실제 현상이 발생한 경우, F (false alarm: 미발생): 현상이 발생할 것으로 예보하고 실제 현상이 발생하지 않은 경우, C (correct negative: 미발생 맞힘): 현상이 발생하지 않을 것으로 예보하고 실제 현상이 발생하지 않은 경우

		예보 (Forecast)		
		예 (Yes)	아니오 (No)	소계 (Total)
관측 (Observation)	예 (Yes)	H	M	H+M
	아니오 (No)	F	C	F+C
	소계 (Total)	H+F	M+C	

분할표를 이용하면 효과적으로 수치 모델의 예보 성능을 관별할 수 있다. 수치 예보 모델의 예보 성능이 좋을수록 H (맞힘)와 C (미발생 맞힘)의 범주가 많아지고 반대로 M (미예보)과 F (미발생)은 줄어들게 된다. 분할표의 요소들의 다양한 조합으로 예보 성능의 상태를 설명할 수 있는 통계 지수들은 다음과 같다.

11.2 평가 척도 및 검증 방안

11.2.2.1 정확도(Accuracy)

$$A = \frac{H + C}{H + M + F + C}$$

전체 표본 개수에 대해 예보 모델에 의해 정확하게 예보된 표본 개수의 비로 정의된다. 이 값은 0에서 1사이를 가지며, 1에 가까울수록 정확도가 높은 것으로 해석할 수 있다. 이 지표는 H (맞힘)과 C (미발생 맞힘)을 구분하지 않는다. $C \gg H$ 인 특별한 경우 (예, 건조지역의 강수 예보 경우) 이 지표에 의한 정확도는 높으나 현상 발생에 대한 예보 정확도는 확인하기 어려울 수 있다.

11.2.2.2 편차도(Bias Score)

$$B = \frac{H + F}{H + M}$$

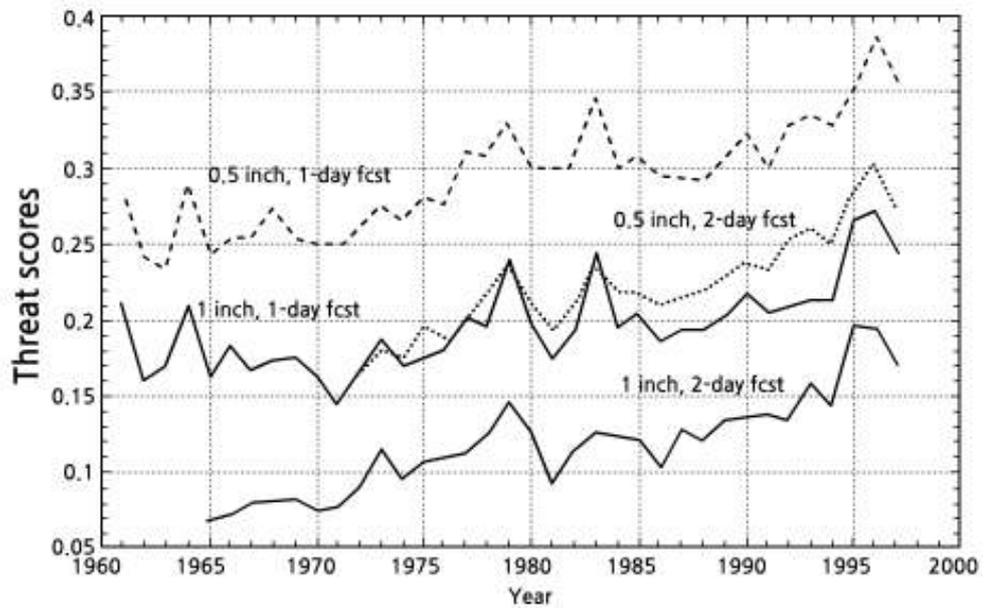
현상의 관측 발생 빈도와 예보 모델에 의한 예측 발생 빈도의 비로 정의된다. 1보다 큰 값을 가진다면 실제 현상의 발생 빈도보다 예보 모델에 의한 예측 발생 빈도가 크므로, 더 자주 예보 한다는 의미를 가진다. 예보가 정확할수록 이 지표는 1에 가까운 값을 가진다. 다만 편차도는 예보가 얼마나 정확히 관측에 대응하는지를 나타내는 지수가 아니라 관측과 예측의 발생 빈도를 상대적 비로 나타내는 지수임에 유의해야 한다. $F=M$ 경우를 예로 들 수 있다.

11.2.2.3 임계 성공 지수(CSI: Critical Success Index)

$$CSI = \frac{H}{H + M + F}$$

관측과 예측 구별없이 현상의 발생과 관련된 전체 표본 수에 대한 발생한 현상을 예측한 표본 수로 나눈 값으로 정의된다. Threat Score (혹은 Gilbert Score)라고도 불리며, 0에서 1 사이의 값을 가진다. 좋은 수치 예보 모델일수록 이 지표는 1에 가까운 값을 가지게 된다. 이 지표는 C (Correct Negative) 범주를 제외하고 정의된 지수로, 예보하는 현상에 더욱 초점이 맞추어져 있어 정확도 (Accuracy) 지표와 함께 보완적으로 활용할 수 있다. 이 지표는 현상의 발생 빈도수에 따라 좌우되므로, 집중 호우의 강수 특성을 가져 실제 발생 일수가 적은 지역에 대해서는 잘못된 통계 값을 발생할 수도 있다. 이런 경향은 현상의 발생 빈도가 잦은 경우에도 발생하는데, 수치 예보 모델이 우연히 맞출 가능성도 높아지기 때문이다.

11.2 평가 척도 및 검증 방안



[그림 11.6] 미국 현업 모델의 연도별 24시간 누적 강수량 예측 추이의 임계 성공 지수의 적용 예시 (Kalnay 2003)

11.2.2.4 하이데크 숙련도(HSS: Heidke Skill Score)

$$HSS = \frac{H + C - R}{H + M + F + C - R} \quad R = \frac{(H + M)(H + F) + (C + M)(C + F)}{H + M + F + C}$$

정확한 예보를 한 표본의 수에 우연히 적중한 예보의 표본을 제거한 값을 전체 표본에서 역시 우연히 맞춘 예보 표본 수를 뺀 값으로 나눈 값으로 정의된다. 여기서 R은 우연히 들어맞은 예보의 표본 수를 의미한다. 즉, 우연에 의해 적중할 수 있는 표본 수를 제외하여 실제 수치 예보 모델의 성능에 의존한 예보 성공률을 의미한다. 1의 값을 가까울수록 좋은 예보 성능을 보여주는 것으로 해석할 수 있다.

11.2.2.5 탐지 확률(POD: Probability of Detection)

$$POD = \frac{H}{H + M}$$

현상이 일어났던 표본 수 중에서 정확한 예보가 이루어진 표본의 수로 정의되며, 적중률(Hit Rate)으로도 불린다. 0에서 1사이의 값을 가지며 1에 가까울수록 수치 예보 모델의 성능이 좋음을 의미한다. 이 지수는 F (False Alarm)을 고려하지 않으므로 예보가 남발되었을 경우에도 이 값은 낮아지지 않는 특성을 가진다.

11.2 평가 척도 및 검증 방안

11.2.2.6 오보율(FAR: False Alarm Ratio)과 성공률(SR: Success Ratio)

$$FAR = \frac{F}{H + F}$$

현상의 발생을 예보한 표본 수에 대한 예보 적중하지 못한 표본의 수로 정의된다. 0에서 1 사이의 값을 가지며, 이 지수는 0에 가까울수록 수치 예보 모델이 성능이 좋음을 의미한다. 모델이 실제 발생한 현상을 예보하지 못한 경우인 M (Miss)에 대한 분포가 이 지수에 영향을 미치지 않으므로, 현상의 발생 예보를 놓치는 경우가 많아도 지수에 영향을 주지 않는다. 성공률 (SR: Success Ratio)을 다음과 같이 정의할 수 있다.

$$SR = 1 - FAR = \frac{H}{H + F}$$

11.2.3 다중 범주형 변수 검증

이진 변수 검증은 예보와 관측을 각각 ‘예’와 ‘아니오’의 두 범주 (Categories)로 모델의 예측 성능을 검증하였으나, 일반적으로 기상 현상 들은 2개 이상의 범주로 구분하여 볼 수 있다. 강수의 경우 비, 눈, 우박으로 나눌 수 있고 강수량도 그 양을 여러 개의 구간으로 고려하여 생각해 볼 수 있다. 다중 범주형 변수는 셋 이상의 여러 구간으로 나누어진 변수를 의미하며, 이를 활용하여 수치 모델의 예측 검증에 사용할 수 있다. 이진 변수 검증의 경우와 비슷하게 다중 범주형 변수에 대해서도 분할표를 작성하면 효과적으로 활용할 수 있다(표 11.2).

[표 11.2] 4개의 범주를 가지는 다중 범주형 변수에 대한 검증 분할표 예시. N (F_i, O_j)는 i번째예보 범주에 속하고 j번째 관측 범주에 속하는 표본의 수를 의미한다 (이우진, 2006).

		예보 (forecast)				
		F1	F2	F3	F4	소계
관측 (Observation)	O1	N (F1,O1)	N (F2,O1)	N (F3,O1)	N (F4,O1)	N (O1)
	O2	N (F1,O2)	N (F2,O2)	N (F3,O2)	N (F4,O2)	N (O2)
	O3	N (F1,O3)	N (F2,O3)	N (F3,O3)	N (F4,O3)	N (O3)
	O4	N (F1,O4)	N (F2,O4)	N (F3,O4)	N (F4,O4)	N (O4)
	소계	N (F1)	N (F2)	N (F3)	N (F4)	N

11.2 평가 척도 및 검증 방안

이진 변수 검증에 활용한 검증 지수들을 표 2를 이용하여 확대 적용할 수 있다. 다중 범주형 변수의 j 범주에 대한 편차도 (Bias Score)는 다음과 같이 계산할 수 있다.

$$B(j) = \frac{N(F_j)}{N(O_j)}$$

정확도 (Accuracy) 지수는 다음과 같이 정의할 수 있다.

$$A = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^J N(F_j, O_j)$$

여기서 J 는 특정 범주의 표본의 수, N 은 총 표본의 수를 나타낸다. 우연에 의한 수치 예보 모델의 예보 성공률을 제거하는 하이테크 숙련도 (Heidke Skill Score)는 이진 변수에서와 유사하게 다음과 같이 정의할 수 있다.

$$HSS = \frac{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^J N(F_j, O_j) - \frac{1}{N^2} \sum_{j=1}^J N(F_j)N(O_j)}{1 - \frac{1}{N^2} \sum_{j=1}^J N(F_j)N(O_j)}$$

11.2.4 확률 변수 검증

확률 예보도 일기 예보의 일종이기 때문에 당연히 이에 대한 적당한 검증 방법이 확립되어야 한다. 확률 예보의 경우에 어떤 기상 현상이 일어날 확률 몇 %라고 하면 그 자체가 이미 예상되는 오차의 정도를 나타내고 있으므로, 앞서 설명한 이진 변수와 다중 변수 검증과 같은 범주형 (Category type) 검증 방법과 조금 차이가 있다. 표 11.3은 각 구간별로 예보 확률과 관측 빈도를 나타낸 계급 신뢰도표 (Ranked Reliability table)로, 확률 변수 검증에 활용할 수 있다. 여기서 구간별 예보 확률과 관측 빈도는 일대일 대응한다. 여기서 관측 빈도 (O_k)는 확률 구간 K 로 예보된 표본의 개수 중 현상이 관측된 표본의 수 (Y_k)의 비율로, 이 값이 예보 확률 (P_k)에 가까울수록 편차 (Bias)가 없는 신뢰할 수 있는 예보를 의미한다.

11.2 평가 척도 및 검증 방안

[표 11.3] K개 확률 구간에 대한 계급 신뢰도표 예시. 예보 확률 P_k 의 확률 구간 K로 예보한 표본의 개수, Y는 구간내 관측된 표본의 개수, N은 현상이 나타나지 않은 표본의 개수를 나타낸다. 관측 빈도 (O_k)는 K번째 확률 구간에 대한 관측 빈도를 의미한다. 예보 범주에 속하고 j번째 관측 범주에 속하는 표본의 수를 의미한다(이우진 2006).

		예보 확률 (P_k)			
		$1 \geq P_k > \frac{K-1}{K}$	$\frac{K-1}{K} \geq P_{k-1} > \frac{K-2}{K}$...	$\frac{1}{K} \geq P_1 > 0$
관측 (observation)	예 (Y)	Y_K	Y_{K-1}	...	Y_1
	아니오 (N)	N_K	N_{K-1}	...	N_1
관측 빈도 (O_k)		$\frac{Y_K}{Y_K + N_K}$	$\frac{Y_{K-1}}{Y_{K-1} + N_{K-1}}$...	$\frac{Y_1}{Y_1 + N_1}$

브라이어 지수 (Brier Score)는 확률 예보의 정확도를 검증하는 주요한 지표로 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$BS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sum_{k=1}^K (P_{ik} - O_{ik})^2$$

여기서 N은 기상 현상에 대한 예보 회수를 P_{ik} , O_{ik} 는 각각 확률 구간 k의 예측 확률과 관측 빈도를 의미한다. 이 지수는 제곱 오차로 표현되며, 작은 값일수록 정확도가 높다는 의미이다. 이진 변수로 표현되는 현상 (예, 강수 유무)에 대한 1회 확률 예보를 예로 들면, 발생 확률 100%로 예보한 현상이 실제 일어나는 경우 $BS=0$ 이 된다. 또한 확률 0%로 예보하고 현상이 일어나지 않았다면 이 경우에도 $BS=0$ 이 된다. 만약 발생 확률 70%로 예보하고 현상이 발생하면 $BS = (0.7 - 1)^2 = 0.09$ 가 된다. 만약 발생 확률 30%로 예보하고 현상이 발생하면 $BS = (0.3 - 1)^2 = 0.49$ 가 된다. 만약 발생 확률을 50%로 예보한다면 현상의 발생 여부에 관계없이 이 지수값은 0.25가 된다. 이 지수가 가지는 의미를 좀 더 정확하게 이해하기 위해서 3개의 항으로 세분화하면 다음과 같다(Murphy, 1973).

$$BS = \underbrace{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^K n_k (P_k - \bar{O}_k)^2}_{\text{Reliability}} - \underbrace{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^K n_k (\bar{O}_k - \bar{O})^2}_{\text{Resolution}} + \underbrace{\bar{O}(1 - \bar{O})}_{\text{Uncertainty}}$$

11.2 평가 척도 및 검증 방안

여기서 P_k, \bar{O}_k, n_k 는 각각 구간 k 의 예보 확률, 관측 빈도 평균, 예보 표본 개수를 나타내고, \bar{O} 는 전체 관측 빈도 평균을 의미한다. 첫번째 항은 신뢰도 (Reliability)를 나타내는 항으로, 예보 확률이 얼마나 실제 현상의 발생 확률에 가까운가를 측정한다.

예를 들어 현상의 예보 확률이 60%이고 실제 10 차례 중 6번 현상이 발생하게 되면 이 항은 0의 값을 가지게 되고, 최고의 신뢰도 값을 나타낸다. 두번째 항은 분해능 (Resolution)을 나타내는 항으로, 큰 값일수록 좋은 지수를 가지게 된다. 세번째 항은 불확실도 (Uncertainty)를 나타내는 항으로, 현상의 내재적 불확실성의 정도를 나타낸다. 따라서 브라이어 지수는 이러한 정보들을 모두 포함한 확률 예보 검증 지표가 된다.

11.3 모델 검증 시 고려 사항

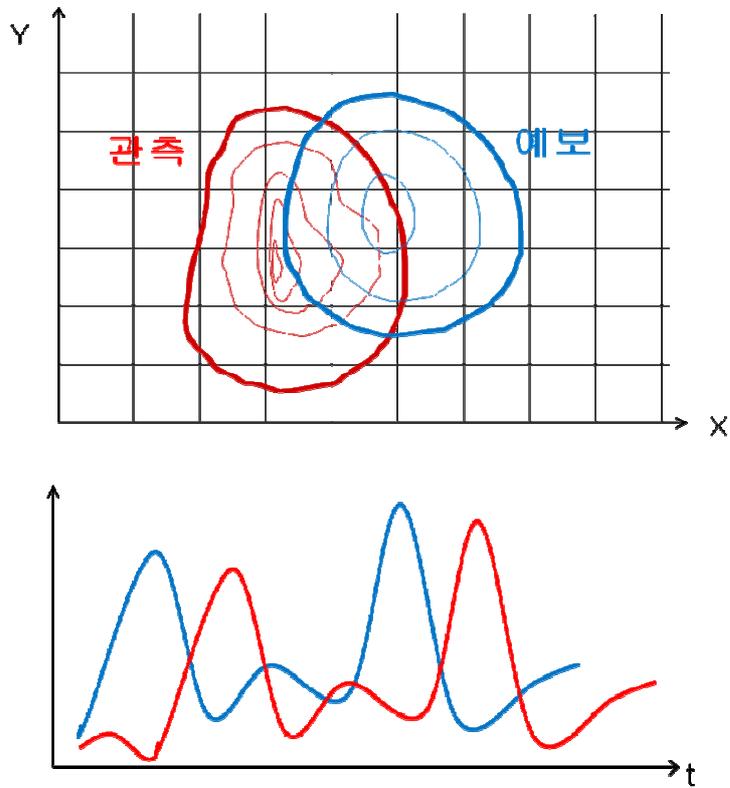
엄밀한 모델의 검증 과정을 수행하기 위해서는 여러 가지 고려해야 할 사항들이 있다. 가장 먼저 모델 예측 결과값은 관측값과 일대일 대응되지 않는다는 점이다. 모든 관측은 대표성 오차 (Representativeness Errors)와 기기 오차 (Instrumental Errors)에서 기인한 편차 (Bias Errors)와 무작위 오차 (Random Errors)를 가지게 된다. 또한 모델 결과는 격자점에서 시/공간 평균된 값으로 표현되어 있는 반면 관측 정보는 직접적으로 이들 값에 상응하지 않는다. 따라서 모델 결과를 관측과 비교할 경우에는 이들이 가지는 오차 (혹은 불확실성)을 고려하여야 한다.

일반적으로 모델의 검증 결과는 다양한 변수에 대해 검증하고, 이를 위해 사용된 검증 자료의 질과 양이 높을 때 그 결과의 신뢰도가 높아진다. 그 외에도 검증시 고려해야 할 사항으로는 검증 요소 (예, 기온, 풍속, 일 최고 기온), 검증 공간 규모 (예, 도시, 해상, 산악, 한반도), 검증 시간 규모 (예, 일 변동, 계절 변동, 연 변동, 시간 규모별 극값) 등이 있다.

이와 같은 검증 요소를 잘 선정한 후, 이들 요소를 다양한 검증 방법들을 통해 모델의 정확도를 평가할 필요가 있다. 특정한 검증 방법 (예, 평균, 편차, RMSE)이 전반적인 오차의 특성을 다 보여주지 못하기 때문에 다양한 요소를 종합적으로 분석함으로써 더 좋은 검증 결과를 얻어낼 수 있을 것이다.

그림 11.7은 어떤 기상 현상에 대한 관측값과 예보값을 등치선도로 비교하는 모식도와 연속변수의 시계열을 보여주고 있다. 수치 예보 모델이 적절히 현상의 시/공간 패턴과 강도를 모의하고 있지만 현상이 발생한 시점과 공간상 위치가 관측과 모델에서 차이가 발생하고 있다. 이런 상황은 수치 예보 모델의 검증 상황에서 쉽게 접하게 된다. 예를 들면 집중 호우의 예측이 여기에 속할 수 있다. 이 그림은 위에서 제시한 다양한 고려 사항과 함께 검증 지수의 계산에서 유의할 점을 시사한다.

11.3 모델 검증 시 고려 사항



[그림 11.7] 관측과 예측의 공간상 차이 (상)와 시간상 차이 (하)를 보여주는 모식도

연습문제

1. 수치 예보 모델의 검증 목적을 설명하시오.
2. 연속 변수(Continuous Variables) 검증에 대해 설명하시오.
3. 양분 예보(Dichotomous Forecast)에 의한 이진 변수 검증 방법을 설명하시오.
4. 수치 예보 모델의 검증 시 고려 사항에 대해 간단히 설명하시오.

참고문헌

1. 이우진, 2006: 컴퓨터와 날씨 예측. 광고 이택스 284 pp.
2. Kalnay, E, 2003: Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. Cambridge University Press, 341 pp.
3. Murphy, AH, 1973: A new vector partition of the probability score. J. Appl. Meteor. 12, 595-600.
4. Murphy, AH, 1993: What is a good forecast? An essay on the nature of goodness in weather forecasting. Wea. Forecasting 8, 281-293.

...the first of these is the fact that the ...

...the second of these is the fact that the ...

...the third of these is the fact that the ...

...the fourth of these is the fact that the ...

...the fifth of these is the fact that the ...

...the sixth of these is the fact that the ...

...the seventh of these is the fact that the ...

...the eighth of these is the fact that the ...

...the ninth of these is the fact that the ...

...the tenth of these is the fact that the ...

...the eleventh of these is the fact that the ...

...the twelfth of these is the fact that the ...

...the thirteenth of these is the fact that the ...

...the fourteenth of these is the fact that the ...

...the fifteenth of these is the fact that the ...

...the sixteenth of these is the fact that the ...

...the seventeenth of these is the fact that the ...

...the eighteenth of these is the fact that the ...

...the nineteenth of these is the fact that the ...

...the twentieth of these is the fact that the ...

...the twenty-first of these is the fact that the ...

...the twenty-second of these is the fact that the ...

바로 수록. 연습문제 해설



1장 연습문제

1. 수치예보의 원리를 설명하시오.

해설: 수치예보는 현재의 대기 상태와 운동으로부터 미래의 대기 상태와 운동을 예측하는 것을 말한다. 대기 상태와 운동의 변화는 운동량 보존, 열 에너지 보존, 수분 및 물질 보존 등 기본적인 물리적 법칙에 의해 설명된다는 점에서 시작한다. 이런 대기의 변화는 비선형 편미분 방정식으로 표현되며, 지배 방정식계의 해는 컴퓨터를 통해 수치적 방법으로 얻을 수 있다. 이 때 현재의 대기 상태와 운동이 초기값으로 필요하게 되며, 다양한 관측 자료를 기반으로 얻게 된다. 이 외에도 구름 물리 과정, 복사 과정, 지표 에너지 교환 과정 등 다양한 물리 과정들을 적절히 포함하여야 정확한 수치 예보를 생산할 수 있게 된다.

2. 격자점 모델과 분광 모델의 특징과 장단점을 설명하시오.

해설: 수치 모델은 자료를 표현하는 방법에 따라 격자점 모델과 분광 모델로 구분할 수 있다. 격자점 모델은 시/공간적 규모를 가지는 격자점을 설정하고, 각 격자점에서 물리 변수들의 값이 정의되며 편미분 방정식은 차분 방정식의 형태로 근사하여 계산한다. 반면 분광 모델은 물리 변수를 직교성을 가지는 선형 기저 함수의 유한 급수로 표현한다. 따라서 공간 미분의 계산은 분광 모델에서 해석적으로 계산되므로 격자점 모델에서 사용하는 차분법에 비해 정확하게 계산할 수 있으며, 또한 차분법에서 발생할 수 있는 비선형 불안정을 피할 수 있는 장점이 있다. 반면 분광 모델은 격자점 모델에 비해 불연속성이 강한 지점의 표현이 어려우며 (Gibbs 현상), 고해상도 계산을 위해서는 계산 시간이 많이 소요되는 단점을 가진다.

3. 모수화의 필요성과 모수화가 필요한 물리 과정을 제시하시오.

해설: 수치 모델에서 모수화는 격자 크기보다 작은 규모의 운동이나 다양한 물리 과정을 모델 내에 포함하는 것을 말한다. 이는 일정 크기 이상의 격자 간격을 사용해야 하는 수치 예보 모델에서 필연적으로 발생하는 과정이다. 또한 물리 과정에 대한 정확한 이해가 부족하거나 그 과정이 복잡한 경우 단순화 하는 과정이 필요하다. 이러한 모수화의 정확한 표현은 모델이 예측 성능에 직접적인 영향을 주게 된다. 대기 중의 복사 전달 과정, 격자규모 및 아격자 규모 구름 물리 과정, 지표-대기 물질 및 에너지 교환 과정 등이 수치 예보 모델에 필요한 물리 과정들이다.

1장 연습문제

4. 연직좌표계인 시그마(σ) 좌표계를 정의하고 이러한 좌표계가 필요한 이유를 설명하시오.

해설: 일반적으로 수치 예보 모델에서 연직 좌표계로 고도 (z)를 사용하는 대신 고도와 단조 변화를 하는 다양한 변수를 도입하여 활용하는 경우가 많다. 그 중 하나로 기압 좌표계를 들 수 있다. 이 좌표계는 운동 방정식과 연속 방정식 등 지배 방정식이 다소 간단하게 표현되는 장점이 있으며, 또한 일기 예보를 위한 기상 분석장은 등 기압면에서 주로 이루어지므로 예보 분석에 유용한 좌표계이다. 하지만 복잡한 지형이 존재하는 지역에서 등기압면의 불연속성이 발생하는 단점이 발생하게 된다. 이를 보완하기 위해 제안된 좌표계가 시그마 좌표계로, 등 시그마면은 기압을 지표 기압으로 정규화함으로서 다음과 같이 얻어진다.

$$\sigma = p/p_s$$

이로써 복잡한 지형이 존재하는 지역에서 지면 경계 조건을 단순화하는 등 기압 좌표계가 가지는 단점을 보완할 수 있다.

1장 연습문제

5. 지면 경계조건 중 하나인 지형을 처방하는 방법에 대해 설명하고 실제 지형과 처방된 지형 사이의 차이가 수치모델의 모의 수준에 미치는 영향에 대해 논하시오.

해설: 수치 모델에서 지형 고도는 일반적으로 고해상도의 지형 고도 자료를 이용하여 모델의 격자점 내 평균값으로 설정한다. 지형은 국지 및 종관 규모에서의 대기 흐름과 기상현상에 큰 영향을 주는데, 평균 고도를 사용하는 모델의 경우 지형에 의한 영향을 단순화하는 경향이 생길 수 있다. 이는 고도의 변화가 큰 산악 지역에서 실제고도와 차이가 가장 크게 나타날 수 있다. 일부 모델에서는 산맥이 대기 흐름에 미치는 영향(‘항력’)을 보다 정확히 계산하기 위하여 평균 고도를 격자점 내 고도의 표준편차를 이용하여 높이기도 한다. 이런 유형의 지형을 에워쌈(최고점 : Envelope) 지형이라 한다. 또는 격자점 내 산악의 정점 많을 평균하는 방법인 윤곽(Silhouette) 지형이 제안되어 사용되기도 한다. 이들 방법은 평균 지형에 비해 산악에 의한 항력을 크게 하며, 강한 강수를 유도하기도 한다. 고해상도 모델의 경우 이런 지형 처방 방법에 의한 차이는 상대적으로 줄어든다. 저해상도의 모델의 경우 먼저 이들 방법에 의한 모델의 예측 성능을 정확하게 평가한 후, 그 활용도를 결정하는 것이 필요할 것이다.

2장 연습문제

1. 수치모델의 모의 수준이 낮은 이유를 아는대로 설명하시오.

해설: 수치 모델의 예측 성능은 다양한 요소들에 의해 복합적으로 영향을 받는다. 이들 요소에는 수치 차분 방법, 물리과정의 모수화 정확도, 모델의 초기화의 정확도, 사용 가능한 관측 자료 등이 있다. 모델에서 사용하는 격자 크기도 모델의 예측 성능을 결정하는 중요한 요소로 생각할 수 있다. 저해상도 모델의 경우 산맥과 같은 복잡한 지형이 실제 지형에 비해 단순 하고 평활화되어 표현된다. 또한 더 많은 물리 과정 (적운 대류, 대기 난류 혼합 등)들에 대해 아격자 모수화를 도입하여야 한다. 이들 요소들의 부정확성이 수치 모델의 모의 수준을 낮게 하는 원인이 된다.

2. 수치모델에서 지형을 평활화하여 처방하는 이유를 설명하시오.

해설: 컴퓨터 성능의 한계로 대기 운동 지배 방정식을 계산하기 위해 무한히 많은 격자점을 설정할 수 없다. 따라서 모델에서 사용하는 격자 크기에 따라 실제 지형은 평균되어 모델에 처방하게 된다. 또한 수평 기울기가 큰, 즉 경사가 급한 복잡한 지형에서는 수치 차분법의 부정확성으로 인해 실제 존재하지 않은 (물리적이지 않은) 시그널이 모델에 의해 생성될 수 있다. 이렇게 생긴 모델의 오차가 모델 적분 과정에서 성장하여 수치해를 오염시키는 경우도 발생한다. 이런 문제를 피하기 위해 모델에 처방되는 지형을 실제보다 기울기가 완만한 형태로 처방하기도 한다.

2장 연습문제

3. 자료동화를 정의하고 관측자료가 부족한 지점에서의 문제점을 설명하십시오.

해설: 수치 예보 모델은 현재 대기의 운동과 상태를 초기값으로 하여 미래의 대기 상태를 예측하는 도구이다. 여기서 자료 동화는 이용 가능한 관측 정보와 모델 분석장을 이용하여 모델의 역학 과정에 맞는 초기값을 생산하는 과정이다. 수치 예보 모델은 모델의 예단 변수(바람장, 온도, 습도 등)들에 대한 초기값을 필요로 하게 된다. 현재의 대기 상태에 대한 정확한 관측이 이들 예단 변수의 초기값 생산하는 과정에서 가장 중요하다. 해양이나 고층 대기와 같이 관측이 부족한 지점의 경우 모델에 의해 생산되는 예측장만을 사용하게 되므로 정확한 대기 운동과 상태의 파악이 어렵고, 이는 수치 적분 과정에서 예보 영역 전체에 영향을 미치게 된다.

4. 모델의 공간해상도는 대부분 균일한 반면 연직 해상도는 매우 다르게 처방된다. 고도별 모델의 연직층수 분포를 설명하고 그렇게 처방하는 원인을 설명하십시오.

해설: 보통 전지구 모델과 지역 모델은 지표면을 포함하여 30~70층을 가지며, 지표에 가까운 하층에서 격자 간격이 조밀하고 상층으로 갈수록 성근 격자 간격을 사용한다. 대기 하층에 가까울수록 지형이나 대기 난류에 의해 직접 영향을 받는 공간 규모가 작은 대기 운동이 활발하므로 이를 적절히 모의하기 위해 조밀한 격자 간격을 사용한다. 반면 대기 상부로 갈수록 지표 마찰층의 영향에서 벗어나면서 상대적으로 큰 운동 규모가 지배적이며, 이에 따라 모델의 격자 간격도 성글어진다.

3장 연습문제

1. 앙상블 예측 시스템의 필요성에 대해 설명하시오.

해설: 대기의 운동을 설명하는 물리/역학 체계는 비선형적 특성을 가지며, 이는 작은 초기 조건의 차이도 적분시간이 길어지면 전혀 다른 상태로 변화해 갈 수 있음을 의미한다. 수치 모델들은 특정 규모의 시/공간 해상도를 설정하고, 다양한 물리 과정들이 포함된다. 이는 모델의 불확실성이 내재적으로 존재함을 의미한다. 불완전한 초기조건과 모델의 상호작용으로 예측시간이 길어지면 필연적으로 예측 수준이 낮아질 수 밖에 없다. 따라서 장기 적분에 대한 모델의 내재적 성능의 감소를 보완하기 위해 앙상블 예측 시스템이 필요하게 된다.

2. 앙상블 시스템 구축시 고려해야 할 모델의 해상도와 앙상블 멤버 수 중 어느 것이 더 중요한지 설명하시오.

해설: 높은 모델의 해상도는 단일 모델에 의한 예측의 신뢰성이 저해상도 모델에 비해 향상되므로 필요한 앙상블 멤버 수를 줄일 수 있는 장점을 가진다. 하지만 상대적으로 많은 계산 시간을 요구하게 된다. 제한된 컴퓨터 자원을 이용하여 예보를 할 경우 적절한 모델의 해상도와 앙상블 멤버 수를 결정해야 하는 문제가 발생한다. 어느 한쪽이 다른 쪽에 비해 중요하다고 판단하기는 어려우며, 장기간 모델의 예보 성능과 앙상블 멤버와 관련성을 고려하여 경험적으로 결정되어야 할 것이다.

3. 방대한 양의 앙상블 멤버 자료들을 효과적으로 활용하는 기법들에 대해 설명하시오.

해설: 앙상블 예보는 많은 수의 앙상블 멤버에 의한 예측값을 종합적으로 분석하여야 하므로, 처리해야 할 정보의 양이 방대해지는 단점이 있다. 따라서 이러한 정보를 일기 예보에 효율적으로 활용하기 위해서는 간결하게 요약하는 과정이 필요하다. 이를 위해 자주 사용되는 방법이 앙상블 멤버들의 평균, 편차 그리고 스파게티(Spaghetti)도이다. 앙상블 예측 시스템의 통계적 특징을 시각화한 EPSgram도 유용한 시각적 표출 방법으로 활용된다. 이를 통해 확률 예보가 가능해지며 분석장의 앙상블 멤버간의 편차 등을 효과적으로 파악할 수 있게 된다.

3장 연습문제

4. 결정론적 예보와 확률적 예보의 장점과 단점에 대해 설명하시오.

해설: 결정론적 예보는 일기 예보를 내릴 때 대기의 운동과 상태를 정량적으로 규정하는 방법으로, 보통 단일 수치 예보 모델 결과를 이용하여 수치 예보를 내리는 경우에 상응한다. 반면 확률적 예보는 대기의 비선형성에서 기인한 예측성의 한계와 모델의 오차 등을 고려하여 대기 현상의 발생을 확률적으로 예보하는 것을 말한다. 보통 대기 역학계의 비선형성을 넘은 예보를 위해 앙상블 멤버를 선정하여 이들 멤버들의 결과를 종합적으로 분석하여 확률적 예보를 내리는 경우가 이에 해당한다. 결정론적 예보는 수치 계산량이 상대적으로 적은 장점이 있으나 대기에 내재한 다양한 불안정성으로 인한 예측성 한계를 넘기 어려운 단점을 가진다.

5. 기준 예보로부터 앙상블 멤버를 구성하는 방법들을 제시하고 각각에 대해 간단하게 설명하시오.

해설: 기준 예보로부터 앙상블 멤버를 정의하기 위한 방법으로 무작위법, 증식법, 고유 벡터 방법 등이 있다. 무작위법은 초기값에 무작위적 방법으로 섭동을 포함시키는 방법을 말한다. 이 방법은 빠르고 쉽지만, 비효율적이라는 단점이 있다. 증식법은 비선형적 접근으로 비선형 수치 예보 모델을 이용하여 기준 모의 와 섭동 오차를 포함한 초기장을 이용한 모의의 차를 이용한다. 먼저 기준 모의를 수행한 후, 초기 시각부터 증식 주기 (보통 6시간 혹은 12시간)까지 무작위 섭동을 포함하는 초기장을 이용하여 적분을 수행한다. 이 후 각 주어진 분석 주기 마지막 시각에서 초기 오차를 포함한 수치 모의 결과에서 기준 모의 결과를 뺀다. 이 차이가 초기 섭동의 크기와 같도록 크기를 조정된 후, 다시 조절된 섭동을 포함한 초기장을 이용하여 비선형 수치 모델을 다음 증식 주기까지 적분한다. 이 과정을 분석 주기마다 반복 수행한다. 이러한 과정은 기준예보로 재수렴하는 경향을 제거하는 데 효과가 있는 것으로 알려지고 있다. 고유벡터 방법은 초기 섭동을 준선형 모델을 이용하여 생산하고, 이를 초기값으로 하여 적분 수행 후 앙상블 멤버를 구성하는 방법이다. 유럽 중기 예보 센터 (ECMWF)는 선형 접선 모델을 36hr 적분하여 얻은 특성 벡터 들의 선형 합으로 초기 섭동장을 구성하여 현업에 적용하였다. 이 방법은 초기값에 성장 가능한 최대 섭동을 포함할 수 있는 장점이 있다.

4장 연습문제

1. 통합모델과 가변 격자계의 장점에 대해 논하시오.

해설: 통합 모델은 가변 격자계를 사용하는데, 이는 모의 영역의 중앙부를 고해상도로, 가장자리로 갈수록 저해상도로 격자점을 설정할 수 있는 격자계를 말한다. 이는 전지구 또는 저해상도 지역예보모델로부터 제공받는 경계조건을 위한 과도한 디스크 사용량을 줄이고, 적절한 비용으로 관심 모의 영역으로부터 경계지역을 최대한 멀게 하기 위함이다. 특히 경계 조건에 의해 발생하는 수치적 오차가 예보 영역의 수치해에 미치는 영향을 최소화하는 장점이 있다.

2. 수치모델에서 산출되는 주요 예단변수들을 제시하시오.

해설: 수치 모델에 사용되는 변수는 모델 방정식계에서 시간에 따른 변화를 예단적으로 푸는 예단 변수와 이들로 부터 진단적으로 계산되는 진단 변수로 나눌 수 있다. 일반적인 수치 예보 모델에서 사용되는 주요 예단변수는 수평 및 연직 바람장, 온위, 비습, 구름 물과 얼음, 지상 기압, 토양 온도 및 수분 함량, 캐노피 기온 및 수분 함량, 적설량, 지표면 온도 등으로 모델의 각 격자점에서 정의된다.

4장 연습문제

3. 동네예보에서 생산하여 제공하는 예보요소 종류와 생산과정을 설명하십시오.

해설: 동네예보에서 생산 및 제공하는 예보요소는 기온, 최저/최고 기온, 상대 습도, 풍향, 풍속, 강수 확률, 강수 상태, 강수량, 신적설, 하늘상태, 유의파고 등이 포함되며, 예보요소에 따라 정시 기준인 요소와 3~12시간 동안 누적량을 예보한다. 동네예보 생산과정은 다음과 같다. 먼저 수치예보모델을 이용하여 한반도 부근의 수치화된 수치예보 자료를 생산하고, 동네예보모델은 수치예보자료의 예보특성을 분석하여 지역별 상세한 예보 가이드언스를 생산한다. 동네예보모델로 생산된 예보 가이드언스를 예보관에게 제공되고, 예보관은 동네예보 편집기를 이용하여 예보 가이드언스를 수정 및 조정하여 최종의 동네예보를 생산한다. 이 과정에서 예보관은 다양한 분석 예보자료를 통하여 최종 예보를 결정하고 동네예보를 편집한다. 예보관이 생산한 동네예보는 5km 간격의 격자마다 수치화된 정보로 이루어져 있으며, 그래픽, 시간별 예보, 문자 예보, 예보 통보문, 131예보 등의 방법으로 대국민 서비스를 제공 한다.

4. 슈퍼컴퓨터를 정의하고 수치예보에서 슈퍼컴퓨터가 필요한 이유를 설명하십시오.

해설: 슈퍼컴퓨터는 현재의 기술로 구현할 수 있는 최고의 작업 처리 능력이나 최상의 연산 속도를 지니는 고성능 컴퓨터를 지칭하는 일반적인 용어이다. 슈퍼컴퓨터의 성능은 주로 Flops로 나타내는데 이는 Floating Point Operations Per Second의 약자로 이는 1 Tflops은 초당 1조 (10¹²)번의 부동소수점 연산을 수행할 수 있는 성능을 의미한다. 기상청에서 활용하고 있는 슈퍼컴퓨터 3호기는 758 Tflops의 성능을 가진다. 이런 빠른 연산을 처리하는 컴퓨터는 일기 예보와 같이 비선형적이며 고도의 복잡성을 가진 수치 방정식을 풀어내기 위해 필수적인 요소가 된다. 일기 예보의 발전은 슈퍼 컴퓨터의 발전과 함께한다고 해도 과언이 아닐 정도로 밀접한 관련성을 가지고 있다.

5장 연습문제

1. 수치 예보 모델에서 얻어지는 일기도에 대해 간단히 설명하시오.

해설: 수치 예보 모델로부터 얻어지는 예보장은 기본적으로 지상, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 200 hPa 등 다른 기압 고도면에서의 일기도로 나타낸다. 각각의 일기도는 기본적으로 등기압면에 나타나는 고도장을 정해진 간격으로 표시하고, 그 기압면에서 기온, 혼합비, 와도, 풍속, 상당온위 등의 기상 요소를 추가하여 적절히 표현한다. 이들 일기도는 00 UTC와 12 UTC 시각의 모델 결과로부터 3 시간 간격 ($T+0 \sim T+72$), 6 시간 간격 ($T+72 \sim T+84$), 혹은 12 시간 간격 ($T+84 \sim T+252$)으로 모델 결과를 표출한다. 그 밖에도 눈 혼합비, 강설량, 강수량, 면적 강수량, 지상 습수, 하층 습수, 10 m 바람 등의 예보 요소를 표출한다. 또한 보조일기도로써 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa의 전선 강도, 저기압 이동경로, 층후 이류, 상승속도, 와도 이류, 고도변화, 유선, 가강수량 등의 일기도들이 작성된다.

2. 수치 예보로 부터 작성되는 일기도에 표시되는 문자 정보들에 대해 설명하시오.

해설: 각각의 일기도들은 모델 실행과 관련된 문자 정보를 포함하고 있다. 먼저 TIME은 정보가 발생된 시간을 UTC와 KST로 병기하고, 모델에 관한 기본 정보 (예, GDAPS는 전지구 모델, UM은 통합 모델, N512L70은 수평격자와 연직 층수 표시)를 표시한다. 또한 각 일기도에 표출하는 기상 변수들이 표시되며, 그 일기도가 언제 유효한지를 나타내는 유효시각 정보를 포함한다(예, VALID : 09UTC 13 NOV 2011 (+ 069h)).

3. 1000-500 hPa 층후도 작성법과 이 층후도를 활용하는 방안에 대해 설명하시오.

해설: 기압이 다른 두 층 간의 수직 두께를 층후라 한다. 1000-500 hPa 층후도는 1000 hPa과 500 hPa 면 사이의 대기의 두께를 나타내며, 하부 대기의 열적 구조와 관련된다. 얇은 층후는 찬 공기를 나타내며, 반대로 두터운 층후는 이 층에서 따뜻한 공기가 위치함을 의미한다. 층후도는 온란전선, 한랭전선, 폐색전선 등 불연속선의 위치와 강도 분석에 유용하며, 또한 지상 기압계의 이동과 발달/소멸 분석에도 유용하게 활용할 수 있다.

5장 연습문제

4. 앙상블 결과의 활용방안과 주의사항에 대해 설명하시오.

해설: 기상청의 전지구 그리고 지역 앙상블 예측 시스템(MOGREPS)은 24개 앙상블 멤버로부터 길게는 10일까지의 예보를 산출한다. 이 자료들은 클러스터, 확률 지도, 모테오그램의 형태로 표출하여 활용한다. 클러스터는 앙상블 자료를 표시하는 가장 전형적인 방법으로, 각 앙상블의 정보를 요약해 표시함으로써 쉽게 앙상블 멤버의 예측과 퍼짐 정도를 쉽게 확인 가능한 방법이다. 강수량, 풍속, 돌풍, 강설, 시정, 운량, 온도 등의 기상 요소는 이들이 발생할 확률을 표시한 확률 지도를 작성하여 활용하기도 한다. 또한 특정 지역에 대해서는 메테오그램(Metogram) 형태로 표시할 수 있다. 이는 앙상블의 기준 멤버 값의 변화와 앙상블 멤버에서 나타나는 최저/최고 자료를 함께 나타내는 방법이다.

앙상블 자료는 세련된 그래프와 높은 해상도로 예보 자료들 중에서 주목을 받으나, 결정론적인 예보에서와 같이 앙상블 자료에 대해서도 비판적인 안목으로 동일한 품질검사와 조사가 필요하다. 앙상블 자료는 예보를 위한 하나의 도구이지 예보 자체를 대체하는 것이 아니라 는 점을 기억하는 것이 중요하다.

5. 습구온위(θ_w)를 정의하고 850 hPa 고도에서 이 변수를 이용하여 전선을 찾는 원리를 설명하시오.

해설: 습구온위는 공기괴를 응결 고도까지 건조 단열적으로 상승시킨 후 습윤 단열적으로 1000 hPa까지 하강시켰을 때의 온도로 정의한다. 이 값은 850 hPa 일기도 분석에 유용하게 사용되는데, 이 변수를 이용하면 동일 기단내에서 습구온위가 보존되므로 서로 다른 기단들을 파악하기 용이하다. 또한 습구온위의 강한 경도가 나타나는 지역은 서로 다른 성질의 기단이 만나서 생기는 전선을 의미하게 된다. 이에 상응하는 지상의 전선은 습구온위 경도 지역에서 온난한 지역에 위치하는 경향이 있고, 폐색전선은 등온위선의 능(Ridge)으로 확인할 수 있다.

6장 연습문제

1. 대기 운동과 상태를 나타내는 기본 지배 방정식과 수치 예보의 개념을 간단히 설명하시오.

해설: 대기의 운동과 상태는 기본 물리 법칙 (혹은 보존 원리)들을 잘 따르고, 이를 적절한 기준계 (오일러리안 혹은 라그랑지안 기준계)에 적용하여 수학적 형태의 기본 지배 방정식계를 얻을 수 있다. 수치 예보를 위해서는 보통 회전하는 지구 위에 위치한 관찰자를 기준으로 하는 기준계 (Reference of Frame)에 이들 물리 보존 원리들을 적용하여 대기 운동 지배 방정식계를 얻는 것이 일반적이다. 고려되는 보존 원리들은 뉴턴의 운동 제2 법칙에 따르는 운동량 보존 원리, 열역학 제1 법칙에 기반한 에너지 보존 원리, 질량 보존 법칙에 기반한 대기 질량, 수분 (Water Mass) 보존 원리, 물질 (Materials) 보존 원리, 그리고 이상 기체 상태에 관한 법칙들에 기반한 기체 상태 방정식으로 구성되며, 다음과 같이 나타낼 수 있다.

1. 기체 상태 방정식: $p = \rho RT$

2. 연속 방정식: $\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = -\nabla \cdot V$

3. 운동 방정식: $\frac{D_a V_a}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + g_e \vec{k} + \mu \nabla^2 V_a$

4. 열역학 에너지 보존 방정식: $c_v \frac{dT}{dt} = Q - p \frac{d\alpha}{dt}$

5. 수분 방정식: $\frac{dq_n}{dt} = \frac{\partial q_n}{\partial t} + V \cdot \nabla q_n = S_n$

6. 기타 물질 방정식: $\frac{d\chi_m}{dt} = \frac{\partial \chi_m}{\partial t} + V \cdot \nabla \chi_m = S_m$

이와 같이 얻어진 지배 방정식계는 수치예보의 중요한 변수들인 3차원 바람 속도 (동서방향, 남북방향, 연직방향), 공기의 밀도, 온도, 압력, 대기 중 수분량과 화학 성분들 간의 관계를 나타내며, 컴퓨터를 이용하여 지배 방정식을 풀어 미래의 대기 운동과 상태를 계산하는 과정을 수치 예보라 부른다.

6장 연습문제

2. 수치 예보 모델의 격자 해상도와 모델 유효 해상도를 비교하여 설명하십시오.

해설: 일반적으로 수치 예보 모델의 공간 해상도는 모델에 사용된 격자점 간격으로 나타내게 되는데 이를 격자 해상도 (Grid Resolution)라고 한다. 이는 단순히 격자점 간격 (Grid Spacing, Grid Increment)을 나타내는 용어이다. 반면 모델의 유효 해상도 (effective resolution)은 실제 모델에서 분해 가능한 현상의 규모와 관련하여 규정되어지게 된다. 표본 이론 (Sampling Theory)에 따르면, 격자점 간격 ΔX 가 정해지면 이 표본 간격으로 나타낼 수 있는 정보는 $2\Delta X$ 보다 큰 규모에 국한된다. 이론적으로 분해 가능한 가장 작은 규모의 현상의 크기는 $2\Delta X$ 정도이나, 실제 수치 예보 모델에서는 수치해의 안정성을 확보하기 위해 $2\Delta X \sim 4\Delta X$ 의 과장을 가지는 파동을 적분 기간 동안 지속적으로 제거하게 되므로 실제 모델의 해상도는 $4\Delta X$ 보다 훨씬 낮아지게 된다. 일반적으로 많이 사용되는 수치 예보 모델의 유효 해상도 즉, 모델에 의해 적절히 분해 가능한 운동의 공간 규모는 대략 $7\Delta X \sim 10\Delta X$ 정도이며, 이는 수치 모의된 결과를 이용한 대기 운동 에너지 스펙트럼 분석을 통해 확인할 수 있다.

3. 정규 격자계와 엇갈린 격자계를 비교하여 설명하십시오.

해설: 정규 격자계 (Regular Grid)는 각 격자점에서 모든 예단 변수가 정의되는 격자계를 말하며, 엇갈린 격자계 (Staggered Grid)는 예단 변수들이 동일 격자점에서 정의되는 대신 서로 엇갈려 배치하는 격자계를 말한다. 따라서 다양한 형태의 엇갈린 격자계 구성이 가능하며, 수평 및 연직 방향의 공간 차분 뿐만 아니라 시간 차분법에서도 적용 가능하다. 일반적으로 엇갈린 격자계를 사용하게 되면 정규 격자계를 이용할 때보다 컴퓨터 계산 시간과 저장 용량을 줄일 수 있는 장점을 가지나, 모델 변수가 정의되지 않는 시점이나 위치에서의 값을 결정하기 위해서는 추가적인 내삽 과정이 필요할 수 있다. 수치 예보 모델은 실제 중관 규모의 날씨 예측에 중요한 대기 파동 (로스비파)과 대규모 운동의 지균 및 정역학 조절 과정에서 중요한 역할을 하는 음파와 중력과 등을 모두 적절히 표현하여야 한다. 따라서 격자계의 선택은 대기 운동과 상태의 정확한 예측과 관련된 대기 파동들을 적절히 모의할 수 있는지 여부에 따라 결정된다.

6장 연습문제

4. 시간차분법의 종류를 제시하고 간단히 설명하시오.

해설: 시간 차분법은 명시적 방법, 암시적 방법, 준암시적 방법, 그리고 준라그랑지안 방법 등으로 나누어 볼 수 있다. 먼저 명시적 방법 (Explicit Method)은 각 격자점에서의 예측값은 현재값이나 그 이전 값을 이용하여 직접 계산할 수 있는 차분 방식을 말한다. 즉 초기값이 적절히 주어지면 시간 적분은 순차적으로 계산된다. 전방 (Forward) 차분법, 등넘기 (Leapfrog) 방법, 예측-수정 (Predictor-corrector) 방법, Adams-Bashforth 방법, Runge-Kutta 방법 등의 방법들이 있다. 반면 암시적 방법 (Implicit Method)은 예측값의 계산을 위해 현재나 과거의 값 이외에도 예측 단계의 값을 포함하는 차분 방법을 말한다. 이 때 예측값은 현재값이나 과거값에서부터 순차적으로 계산되지 않고, 각 격자점에서 얻어지는 대수 방정식을 구하고 이 방정식들로 구성된 행렬 계산을 통해 예측값을 계산하게 된다. 시간에 대한 암시적 방법은 명시적 방법과는 달리 Δt 에 대한 제약이 없어 수치적으로 안정하여, 명시적 방법에 비해 비교적 큰 시간 적분 간격을 선택할 수 있는 장점이 있다. 하지만 행렬 연산으로 인한 추가적인 적분 시간을 필요로 하게 된다. 이 방법으로는 후방 (Backward) 차분법, Crank-Nicholson 방법 등 다양한 차분법이 있다. 준암시적 (Semi-implicit Method) 시간 적분 방법은 빠르게 전파하는 파동과 느리게 전파하는 파동을 분리하여 계산하는 방법으로, 느리게 전파하는 대기 파동은 명시적 (Explicitly) 방법으로 계산하고 빠르게 전파하는 파동들은 암시적 (Implicitly)으로 계산하는 방법이다. 고성능 컴퓨터의 등장에도 불구하고 여전히 충분히 작은 적분 시간 간격을 설정하는 일에는 한계가 있다. 따라서 준암시적 방법은 날씨 예보에 의미가 있는 느린 파동은 명시적 방법으로 계산하고, 상대적으로 의미가 적은 파동들은 암시적 방법으로 계산함으로써, 수치예보의 정확도를 유지하면서 수치적 안정도도 확보하는 방법으로 볼 수 있다. 준라그랑지안 방법 (Semi-Lagrangian Method)은 오일러리안 시간 변화량을 계산하는 대신 라그랑지안 미분을 계산하는 방법이다. 즉, 비선형 이류항을 암시적으로 계산하게 되므로 수치적으로 안정한 방법이며 오일러리안 계산에서와 동일하게 시/공간 격자를 설정하여 사용함으로써 순수 라그랑지안 방법이 가지는 문제 (무수히 많은 공기덩이를 정의해야 하는 문제)를 보완하는 방법이라 할 수 있다.

6장 연습문제

5. 양방향 측면 경계조건 (Two-way Nested Condition)에 대해 간단히 설명하시오.

해설: 양방향 경계 조건은 저해상도 모델이 고해상도 모델의 초기값과 경계값을 일방적으로 제공하는 방식인 단방향 경계 조건과 달리 고해상도 모델에 의해 모의된 결과가 저해상도 모델의 결과를 갱신하는 방법을 말한다. 이 방법은 일반적으로 지역 규모 수치 예보에서 특정 영역의 모의 공간 해상도를 높이고자 하는 경우 동지 격자 (Nested Grid)와 함께 활용된다. 양방향 동지 격자계는 단방향 경계 조건을 사용할 때와 유사한 적분 절차로 계산되나, 적분 시간 간격 (Δt) 이후 계산된 고해상도 모델의 결과를 이용하여 저해상도 모델의 다음 적분 수행 전에 고해상도 모델이 설정된 영역의 값으로 저해상도 모델의 값을 먼저 갱신한다. 따라서 양방향 경계 조건을 이용할 경우에는 저해상도와 고해상도의 두 격자계를 동시에 적분하여야 한다. 그 결과로 양방향 경계 조건을 사용할 경우 수치 모의에 필요한 총 적분 시간은 단방향 경계 조건을 사용할 때보다 길어지게 된다.

7장 연습문제

1. 수치 예보 모델의 물리 과정 모수화 개념을 간단히 설명하시오.

해설: 대기 운동은 수 m에서 수천 km에 이르는 공간 규모와 이에 상응하는 시간 규모의 다양한 현상들을 포함한다. 수치 모델은 이러한 대기 현상들을 컴퓨터를 이용하여 예측하고자 하는 도구로 이용된다. 하지만 근본적으로 제한된 컴퓨터 계산 용량으로 인해 일정한 크기의 모델 격자를 설정하여 이에 상응하는 규모 이상의 크기를 가지는 대기 운동들만 주어진 격자 규모에서 적절히 모의하게 된다. 지역 규모 모델의 경우 일반적으로 사용되는 격자 간격은 수~수십 km정도이며 전지구모델의 경우 수십~수백 km 정도의 격자 간격을 가지고 있다. 따라서 격자 규모에서 분해되지 않는 대기 운동 현상 (혹은 대기 운동 에너지)이 존재하게 되는데, 이런 대기 현상들을 아격자 규모 (Subgrid Scale) 현상이라고 한다. 대기 난류나 적은 대류 등과 같은 현상들이 일반적인 지역규모 혹은 전지구모델에서 아격자 규모에 해당하며, 아격자 규모의 물리 과정들이 격자 규모 역학 및 물리 과정에 중요하게 영향을 미치게 되므로 그 효과를 적절히 고려해 주게 되는데 이를 모수화 (Parameterization)라고 한다. 이는 아격자 규모의 현상을 모델링하는 것 외에도 어떤 물리 과정이 충분히 복잡한 경우나 혹은 물리과정에 대한 충분한 지식이 없을 경우에 대해서도 수치 모델에 필요한 정도의 복잡성으로 단순화하여 표현하는 과정을 포함한다.

7장 연습문제

2. 복사 전달 과정의 모수화에 대해 간단히 설명하시오.

해설: 수치 예보 모델에서 복사 에너지 전달 과정은 대기의 가열율/냉각률과 지표 에너지 수지 계산을 위해 필요한 과정으로 복사 전달 방정식에 근거하여 다양한 방법들이 제시되어 사용되고 있다. 일반적으로 단파 복사 전달 과정과 장파 복사 전달 과정으로 분리해서 고려한다. 단파 복사 전달과정은 대기 상단에서부터 태양(단파) 복사가 들어오면 지표에 도달하기까지 대기 중 흡수기체와 에어로졸, 그리고 구름 등에 의해 흡수, 반사, 산란 효과를 계산한다. 장파 복사 전달과정은 단파 복사 전달과정과 유사하며 큰 차이점은 지표 및 지구 대기가 장파 복사의 방출원으로 고려된다는 점이다.

복사 과정 모수화에서 가장 큰 오차를 발생하는 부분은 구름 효과인데, 이는 수치 모델에 의한 구름의 모의가 관측과 큰 차이를 보이기 때문이다. 단파 및 장파 복사에너지에 의한 대기의 가열율/냉각률은 연직 방향의 복사 속(Radiative Flux)의 수렴/발산으로 나타내며, 지표에 도달하는 복사 강제항은 모델의 최하층에서 계산된 하향 복사 속을 이용하게 된다.

7장 연습문제

3. 도시 지표 모수화 방안의 특징을 설명하시오.

해설: 도시 지표의 특성은 복잡한 도시 형태적 (Morphological) 특성으로 인해 난류의 형성과 지표-대기 난류 교환 과정이 상대적으로 균질한 자연 지표에 비해 복잡한 양상을 보인다. 이 외에도 도시 지역에서는 도로 협곡에서의 복사 갇힘 (Radiation Trapping) 효과, 인공 구조물에 의한 운동량 소멸 (Momentum Drag) 효과, 그리고 인간 활동에 의해 생성/배출되는 인공열 (Anthropogenic Heat) 효과 등 자연 지표에서와 차별되는 물리과정들이 존재한다. 대략 2000년대 이전에 도시 지표 모수화는 자연 지표에 대해 사용하여 온 지면 모델들은 식생과 토양으로 구성된 자연지표에 적용할 수 있도록 개발된 모델을 도시에 적용하기 위하여 매개 변수들 (예, 거칠기 길이, 토양의 열관성, 지표 알베도, 토양 수분)을 ‘적절히’ 바꾸어서 (‘Tuning’) 사용하여 왔다. 하지만 이런 방법들은 도시 지역에서 일어나고 있는 다양한 물리과정을 명시적으로 표현하지는 못하기 때문에 다양한 형태를 가지는 도시 지표에서의 지표-대기 상호 작용을 나타내는데 한계를 보였다. 이런 단점을 보완하기 위해 최근 개발되어 활용되는 도시 지표 모수화 방안들은 단순한 ‘도시 협곡’ 개념을 중규모 모델에 도입하여 도시 지표에서 일어나는 다양한 물리과정들을 명시적으로 표현한다. 많은 수치 예보 사례들을 통해 최근에 개발되어 활용되고 있는 다양한 방안들이 도시 지표와 대기간의 운동량, 에너지, 그리고 물질 교환 과정을 보다 현실적으로 계산할 수 있는 것으로 보고되고 있다.

7장 연습문제

4. 난류 종결 문제 (Turbulence Closure Problem)을 간단히 설명하시오.

해설: 대기 운동 지배 방정식은 풀어야 할 종속변수의 개수와 방정식의 개수가 동일한 닫힌 계 (Closed System)이지만 일반적인 수치 예보 모델에서 적용하는 레이놀즈 평균 방정식은 난류 운동에 의한 항 (난류항)들이 포함되어 변수의 개수가 방정식의 수보다 많아 얻어진 미분 방정식계는 수학적으로 풀 수 없게 된다. 여기서 방정식계를 풀 수 있는 형태로 만들기 위해 난류항을 구하기 위한 방안을 난류 종결 (Turbulence Closure) 문제라고 한다. 가장 간단한 방법은 아래와 같이 난류항을 무시하는 방법이다. 이를 0차 종결 (Zeroth Order Closure)이라고 한다.

$$\overline{u'T'} = 0; \overline{v'T'} = 0; \overline{w'T'} = 0$$

수치 예보 모델에서 수평 난류항은 균질한 난류 (Homogeneous Turbulence)를 가정하여 0차 종결을 유효한 가정으로 이용한다. 다른 난류 종결 방법으로는 1차 종결 (First Order Closure) 방법이 있다. 이 방법은 격자 규모의 평균장을 이용하여 난류항을 계산하는 방법으로, 수치 예보 모델에서 가장 흔히 사용되는 방법이며, 보통 K-closure 라고도 부른다. 예를 들어 난류에 의한 열 속 (Turbulent Heat Flux)는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\overline{w'T'} = -K \frac{\partial \overline{T}}{\partial z}$$

이는 분자 운동에서 열 전달을 설명하는 Fourier Law를 난류 운동에 의한 열 전달에 적용한 방법으로, 난류에 의한 열 전달이 평균장의 온도 경도에 비례한다고 가정한다. 여기서 난류 확산 계수 K는 난류 강도에 비례하는 값으로, 평균장의 연직 경도는 격자 규모에서 예측되므로 난류 확산 계수의 정확한 계산이 난류 확산 과정의 모수화에서 중요한 역할을 한다.

8장 연습문제

1. 수치 예보 모델의 초기화란 무엇인지 설명하십시오.

해설: 수치 예보 모델에서 사용하는 지배 방정식은 시간에 따른 대기의 상태를 설명하는 미분 방정식으로 구성된다. 따라서 수치 해법을 적용하여 얻은 예보 방정식계를 특정 지역에 적용하여 수치 예보를 할 경우 초기 조건과 경계 조건을 필요로 하게 된다. 즉, 초기/경계 조건에 따라 해가 달라지는 초기값 및 경계값 문제로 볼 수 있다. 수치 예보 모델에서 예보 방정식에 포함된 예단 변수들 (Prognostic Variables)의 초기값을 결정하는 일을 초기화 (Initialization) 라고 한다. 수치 예보 모델의 물리 과정과 역학 과정이 완벽하다고 가정하더라도 초기 조건, 즉 현재의 대기 상태를 정확하게 파악하지 못한다면 미래의 대기 상태를 정확하게 예측할 수 없게 된다. 현재의 대기 상태를 파악하는 일은 기본적으로 다양한 대기 관측을 통해 이루어진다. 따라서 공간상으로 불규칙하게 분포된 관측 정보를 정규 격자점의 값으로 전환하는 객관 분석 (Objective Analysis) 과정과 이 관측 정보가 모델의 역학에 맞도록 조절하는 과정을 포함하여 자료 동화 (Data Assimilation)라 부르기도 한다.

8장 연습문제

2. 자료 동화 (Data Assimilation) 과정에서 중요하게 고려되는 점은 무엇인지 설명하시오.

해설: 다양한 플랫폼에서 얻어진 관측 정보를 모델 공간 (Model Space)으로 전환하는 과정을 객관 분석이라고 부른다. 일반적으로 객관 분석을 통해 얻어진 모델 예단 변수들의 초기값은 모델 방정식에 내재되어 있는 역학적 균형 관계를 만족하지 못한다. 초기값에 포함된 역학적 불균형은 모델 적분 시작과 함께 빠르게 전파하는 관성 중력과 (Inertia-gravity Waves)를 생성하면서 모델 역학에 의한 조절 과정을 거치게 된다. 하지만 이런 중력과 파동이 모델 내에서 적절히 제어되지 못하면 일기 예보에 중요한 영향을 미치는 준지균 파동을 정확하게 예측하지 못하게 되거나, 혹은 빠른 전파 특성을 가진 이런 중력과 파동들은 수치적 불안정을 야기해서 모델에 의한 적절한 수치해를 얻을 수 없게 된다. 따라서 자료 동화 과정에서는 실제 대기에서 존재하지 않지만 객관 분석을 통해 포함될 수 있는 역학적 불균형을 적절히 제어하는 초기화 과정을 포함하는 것이 중요하게 된다. 이 외에도 자료 동화 과정에서 중요한 점은 관측을 통해 실제 대기에 포함되어 있는 중요한 공간 규모의 대기 상태와 운동을 적절히 분석해 낼 수 있어야 한다는 점이다. 즉, 적절한 자료동화를 위해서는 관측 정보의 자유도가 모델의 자유도에 상응해야 함을 의미한다.

8장 연습문제

3. 관측 자료의 품질 검사 (Quality Control) 과정에 대해 간단히 설명하십시오.

해설: 품질 검사 과정은 관측 시스템을 통해서 얻어진 관측 정보를 다양한 품질 관리 기준을 적용하여 자료의 신뢰성을 평가하고, 낮은 신뢰성을 가진 자료를 제거하거나 기타 오류를 수정하는 일련의 과정을 말한다. 이러한 과정은 모델에 부정확한 관측 정보가 입력되는 것을 막는데 중요한 역할을 한다. 관측 정보는 크게 자연 오차 (Natural Error)와 총체 오차 (Gross Error)로 구분할 수 있다. 자연 오차는 측기가 가지는 정밀도와 정확도와 관련된 측기 오차 (Instrumental Error)와 대표성 오차 (Representativeness Error)를 포함한다. 총체 오차는 자료의 기입이나 전송 과정에서 일어날 수 있는 다양한 오차들을 의미한다. 일반적으로 품질 검사는 관측 자료의 기입상 오류 검사, 동일 관측의 중복 검사, 관측값이 측기의 관측 범위 내에 존재하는지 여부 검사, 관측값의 기후학적 극값 범위 내 존재하는지 여부 검사, 주변의 관측 자료와 비교하여 물리적으로 합리적인 차이를 보이는지 여부 검사, 바람장과 질량장의 역학적 균형 관계 검사, 관측값과 모델 예측값 사이의 관측 증분 (Observational Increment) 검사 등의 과정을 포함한다. 역학적 균형 관계 검사나 관측 증분 검사는 일반적인 관측 자료의 품질 검사 기준 외에 수치 예보 모델의 입력자료 선정을 위해 추가로 고려하는 자료 검사 기준으로 볼 수 있다.

8장 연습문제

4. 역학적 초기화 (Dynamic Initialization) 기법을 설명하시오.

해설: 초기화 과정의 근본적인 목적은 초기장에 포함된 비현실적 ('Spurious') 관성중력과 잡음을 제거하는 것이다. 역학 초기화는 수치 예보 초기 시각 근처에서 전진 (Forward) 적분과 후진 (Backward) 적분을 반복 수행하여 초기장의 불균형을 감소시키는 방법이다. 간단한 예시를 들면 다음과 같다.

$$\begin{aligned} u_{n+1}^* &= u_n + \Delta t (\partial u / \partial t)_n \\ u_n^{**} &= u_{n+1}^* - \Delta t (\partial u^* / \partial t)_{n+1} \\ \bar{u}_n &= 3u_n - 2u_n^{**} \end{aligned}$$

디지털 필터 (Digital Filter)를 포함한 역학 초기화가 제시되면서 수치 예보 모델에서 많이 활용되는 방법이다. 디지털 필터를 이용한 역학 초기화 방법은 초기시각의 분석장을 얻기 위해 평균을 계산하는 과정에서 고주파수의 진동수를 가지는 파장을 필터를 이용하여 제거하고 저주파 파장은 그대로 유지하는 점이 이전 역학 초기화 방법과 다르다.

9장 연습문제

1. 수치 예보 모델 결과의 후처리 과정 (Post-processing)에 대해 설명하십시오.

해설: 후처리 과정은 수치 예보 모델의 적분 수행 후 얻어진 기본 예측장을 이용하여 사용자가 필요로 하는 정보로 재가공하는 일련의 과정을 말한다. 보통 모델 결과는 각 격자점에서 바람, 기온, 비습 등 기본 예단 변수값들 (Prognostic Variables)과 적분 과정에서 진단적으로 계산되는 변수들 (Diagnostic Variables) (예, 2-m 기온, 10-m 풍속)의 시계열 (Time Series)로 저장된다. 이를 이용한 가장 기본적인 후처리 과정은 예측된 대기 상태의 분석을 위한 수치 예보 모델 결과의 가시화 (Visualization)이다. 이는 예보관이 날씨 분석과 예보를 위한 목적을 위해, 또는 예보 수요자인 일반인에게 효과적으로 예보 정보를 전달하기 위해 필수적인 과정이다. 그 외에도 예측 기상장은 다른 수치 모델의 입력 자료로 사용되기도 한다. 또한 수치 예보 모델의 한계로 인해 예측 정확도가 떨어지는 기상 요소는 통계 모델을 활용하여 예측성을 높인다. 이러한 과정에서 내삽/외삽 계산, 자료 형태 (Format) 전환 등의 적절한 후처리 과정이 필요하게 된다.

2. 통계 모델의 예보 정확도를 높일 수 있는 방안에 대해 간단히 설명하십시오.

해설: 통계 모델의 정확도는 기본적으로 회귀식의 정확도에 의존하므로 예보 인자를 잘 표현할 수 있는 입력 인자를 선정하는 일이 무엇보다 중요하다. 또한 바람이나 기온과 같이 국지성이 강한 날씨 요소의 경우 관측점에서 직접 적용될 수 있는 통계 모델을 사용하는 것이 바람직하나, 발생 빈도가 낮은 날씨 요소 (예, 집중호우나 뇌우)의 경우에는 더 많은 표본을 수집하여 좋은 회귀식을 얻기 위해 일정한 지역 규모에 동일하게 적용할 수 있는 통계 모델을 이용할 수 있다. 또 단기 예보 (Nowcasting)를 위한 통계 모델의 경우 레이더나 라이다와 같이 단기에보에 직접 사용되는 관측값을 예보를 위한 독립 변수로 추가하여 정확도를 높일 수 있을 것이다. 지표 부근의 기상 요소의 통계 예측의 경우 수치 예보 모델에 분해하지 못하는 국지 규모의 지표 상태를 지표 모델을 이용하여 추가적인 예측 정보를 생산/활용한다면 더욱 정확한 통계 모델의 개발이 가능할 것이다.

9장 연습문제

3. 완전 예단법 (PPM)과 모델 출력 통계법 (MOS)을 비교 설명하시오.

해설: 통계 모델은 일반적으로 다음과 같은 다중 선형 회귀식을 사용한다.

$$\hat{Y} = a_0 + \sum_{i=1}^N a_i X_i$$

여기서 \hat{Y} , X_i 는 각각 예보 (혹은 추정) 변수와 예보를 위한 입력 변수 (혹은 독립 변수)를 의미하고, N 은 입력 변수의 개수를 나타낸다. 이 선형 회귀식에 수치 예보 모델에 의해 예측된 회귀식 입력 변수 (X_i)를 대입함으로써 구하고자 하는 변수 ('날씨')의 예측값 (\hat{Y})을 추정할 수 있게 된다.

완전 예단법 (PPM)과 모델 출력 통계법 (MOS)의 근본적인 차이는 다중 선형 회귀식을 구하는 방법에 있다. 완전 예단법 (PPM)은 기상 요소의 관측값과 예보하고자 하는 '날씨' 요소와의 관계를 기후값 (혹은 장기간 누적된 관측값)을 이용하여 구한다. 반면 모델 출력 통계법 (MOS)은 모델에서 직접 출력되는 변수들과 예보하고자 하는 '날씨' 요소와의 관계에서 구한다. 따라서 완전 예단법은 기후값을 예측 입력 변수로 해서 만들어진 회귀 관계식을, 예보 단계에서는 수치 예보 모델의 출력값을 사용하므로 수치 예보 모델의 결과에 포함된 오차가 그대로 '날씨'의 추정값에 반영된다. 즉, 수치 예보 모델에 의한 예측 인자에 오차가 없을 경우 회귀 관계식이 가장 정확한 결과를 주게 된다. 반면 모델 출력 통계법 (MOS)은 기후값을 예측 입력 변수로 사용하는 대신 수치 예보 모델의 예측값을 입력 변수로 사용하여 회귀식이 만든다. 이 방법은 수치 예보 모델이 가지고 있는 오차가 선형 회귀식을 만드는 과정에 내재적으로 포함된다. 따라서 수치 예보 모델이 가지는 체계적 오차 (Systematic Error)를 어느 정도 보정할 수 있음을 의미한다. 이것이 모델 출력 통계법의 장점이며, 수치 예측 모델의 체계적 오차가 큰 경우 일반적으로 완전 예단법에 비해 정확도가 높은 것으로 알려져 있다. 하지만 모델 출력 통계법을 사용하기 위해서는 일정 기간 동일 수치 예보 모델의 결과가 축적되어야 선형 회귀식을 얻을 수 있으며, 모델이 바뀌면 다시 통계 모델을 구성하여야 한다는 단점이 있다.

10장 연습문제

1. 결정론적 예보 (Deterministic Forecast)의 한계를 설명하십시오.

해설: 수치 예보 모델은 실제 대기 상태 및 운동 지배 방정식의 근사 방정식을 사용하며 다양한 물리 과정들도 모수화를 통해 근사적으로 계산한다. 또한 초기값은 관측 자료의 오차, 초기화 방법의 불완전성 등으로 인해 내재적 불확실성을 포함하게 된다. 수치 예보 모델에서 피할 수 없는 이 두 가지 특성으로 인해 수치 예보 모델의 예측 한계는 유한한 것으로 알려져 있다. 카오스 이론은 이들 내재적 오차 요소가 완벽하게 해결된다고 하더라도 불안정 역학계에서는 그 예측성이 유한함을 보여주고 있다. 따라서 단일 모델에 의한 결정론적 예보 방법은 대기가 가지고 있는 예측 한계를 넘어서게 되면 피할 수 없는 오차를 만들게 된다. 이러한 대기의 예측 한계는 대기 운동의 규모에 따라 다양한 시간 규모를 가지므로 그 복잡성이 더해진다. 따라서 실제 대기의 카오스적 특성을 고려한 예보를 위해서는 모델 오차와 초기값 오차를 줄이는 노력과 함께 앙상블 예보를 통해 대기의 불안정성과 연계된 다양한 Regime의 변화를 예측할 필요가 있다.

2. 결정론적 예보에서의 확률 예보와 앙상블 확률 예보의 차이를 설명하십시오.

해설: 단일 수치 예보 모델 결과를 이용한 결정론적 확률 예보 방법은 과거의 수치 예보 모델의 결과와 관측의 비교를 통해 얻어진 통계 (혹은 통계 모델) 특성에 근거해서 특정 예보 시각에 모델 예측값으로부터 일기 상태를 확률 예보하는 방법이다. 즉, 이 방법에서 예보 확률은 모델의 성능 검증을 통해 얻어지게 된다. 반면 앙상블 확률 예보는 앙상블 확률 예보는 초기 분석장의 오차나 모델의 물리과정, 역학과정과 관련된 오차, 그리고 대기의 카오스적 특성을 고려하기 위해서 여러 개의 수치 모델 (앙상블 멤버)들의 결과를 앙상블 평균하여 예보하는 방법이다. 이 방법에서의 예보 확률은 앙상블 멤버들로부터 계산하므로 단일 모델에 의한 확률 예보와는 차이가 있다.

10장 연습문제

3. 앙상블 예보 (Ensemble Forecast)에서 앙상블 멤버를 구성하는 방법을 설명하시오.

해설: 먼저 서로 다른 수치 예보 모델을 사용하여 앙상블 멤버를 구성할 수 있다. 다양한 기관에서 개발되어 활용되고 있는 모델들을 활용할 수도 있고, 동일한 수치 예보 모델을 사용하더라도 역학과정, 물리과정, 수평 및 연직 좌표계, 격자 해상도 등을 달리하여 모델을 적분하는 경우 각각의 모의 결과는 하나의 앙상블 멤버로 생각할 수 있다. 지역 규모 수치 예보 모델인 경우 지면 혹은 측면 경계 조건을 달리 설정하여 서로 다른 앙상블 멤버를 구성하기도 한다. 그 외에도 초기값 앙상블 예보는 여러 수치 모델을 사용하는 대신 하나의 수치 모델을 이용하는 방법이며, 초기값을 달리하여 앙상블 멤버를 구성하는 방법이다. 이는 모델과 초기 조건이 완벽하다고 하더라도 불안정한 역학계는 유한한 예보 한계를 가진다는 카오스 이론에 충실한 방법이라고 볼 수 있다. 앙상블 확률 예보를 위한 앙상블 멤버 구성에서 중요한 것은 초기 분석장 오차, 모델 오차 등 다양한 오차 원인을 파악하여 각각의 앙상블 멤버가 이를 대표할 수 있어야 한다. 즉 이상적인 앙상블 예보를 위해서는 앙상블 멤버의 내에 참값이 존재하도록 멤버 구성을 설계하여야 한다.

11장 연습문제

1. 수치 예보 모델의 검증 목적을 설명하시오.

해설: 수치 예보 모델의 검증은 모델에 의해 예측된 대기 운동과 상태를 관측 자료가 이용 가능한 시점에서 관측 자료와 비교함으로써 이루어지며, 이 과정은 수치 예보 모델을 개선하고 더 나은 예보를 생산하기 위한 목적으로 이루어진다. 모델 검증 과정을 구체적으로 설명하자면 크게 세 가지로 나누어 볼 수 있다. 첫째, 모델의 예보 성능을 지속적으로 관리하는 것이다. 현업 기관에서는 매일 (혹은 정기적으로) 일기 예보를 생산하고, 일정 시간 이후에는 활용 가능할 관측 자료를 이용하여 모델의 검증이 가능하게 된다. 지속적인 모델의 예측 성능 검증을 통해 모델이 가지는 오차를 파악할 수 있고, 이를 바탕으로 제공되는 개별 기상 정보의 정확도 혹은 신뢰도를 파악할 수 있게 된다. 둘째, 지속적인 검증 과정을 통해 파악된 모델의 오차는 이를 개선하는 근거를 제시하게 된다. 모델 오차 특성을 파악하여 모델에 포함되어 있는 다양한 물리 과정, 역학 과정, 자료 동화 과정을 개선함으로써 체계적 오차 (Systematic Errors)를 줄일 수 있다. 마지막으로, 예보관은 검증 과정을 통해 일기 예보에 포함하여 생산하고 있는 다양한 기상 현상들에 대한 모델의 예측 성능에 대한 지식을 쌓을 수 있고 이는 예보관의 주관이 필요로 하는 예보 상황에서 좀 더 정확한 일기 예보를 생산할 수 있는 경험적 정보로 활용될 수 있게 된다.

2. 연속 변수 (Continuous Variables) 검증에 대해 설명하시오.

해설: 연속 변수 검증은 시/공간적으로 연속적으로 정의되는 모델의 예측 변수와 상응하는 관측 정보를 직접 비교하여, 모델-관측간의 차이를 정량화하는 방법이다. 바람, 온도, 비습 등 모델의 기본 예측 변수와 이를 이용하여 계산할 수 있는 다양한 진단 변수들은 시간과 공간에 대해 연속적으로 변화하는 물리량으로 일반적으로 동일한 물리량이 관측으로부터 얻어지므로 모델-관측의 1:1 정량적 비교가 가능하게 된다. 연속 변수에 대한 가장 기본적인 모델 검증은 모델값-관측값의 쌍이 하나의 점으로 나타내어지는 산포도 (Scatter Plot)를 이용할 수 있다. 이 외에도 평균 편차 오차 (MBE), 평균 제곱근 오차 (RMSE), 결정 계수 (Coefficient of Determinant), 이상 상관 계수 (Anomaly Correlation Coefficient), S1 지수 등 다양한 통계 지수를 활용하여 모델을 검증할 수 있다.

11장 연습문제

3. 양분 예보(Dichotomous Forecast)에 의한 이진 변수 검증 방법을 간단히 설명하시오.

해설: 양분 예보는 ‘어떤 사건이 일어날 것인가?’에 대한 질문에 ‘예’ 혹은 ‘아니오’로 예측하는 방법으로, 일기 예보의 경우 강우나 안개 예보가 일반적으로 양분 예보의 예에 해당한다. 이진 변수 검증 방법은 이런 형태의 예보를 검증하기 위한 방법으로, 분할표 (Contingency Table)를 작성한 후 각 범주별 발생 빈도를 활용하여 예보를 평가한다. 분할표는 예보와 관측에 대해 각각 ‘예’와 ‘아니오’로 나누어 표시한 표로 4가지 범주 (맞힘 H, 미발생 맞힘 C, 미예보 M, 미발생 F)로 구성되게 된다. 수치 예보 모델의 예보 성능이 좋을수록 H와 C의 범주가 많아지고 반대로 M과 F는 줄어들게 된다. 분할표의 요소들의 다양한 조합으로 예보 성능의 상태를 설명할 수 있는 통계 지표들이 만들어져 활용되고 있다. 정확도 (Accuracy), 편차도 (Bias Score), 임계 성공 지수 (Critical Success Index 혹은 Threat Score), 하이데크 숙련도 (Heideke Skill Score), 탐지 확률 (Probability of Detection), 오보률 (False Alarm Ratio), 성공률 (Success Ratio) 등은 모델의 이진 변수 검증을 위해 자주 활용되는 검증 지표들이다.

4. 수치 예보 모델의 검증 시 고려 사항에 대해 간단히 설명하시오.

해설: 모델의 검증에 있어서 가장 중요한 것은 ‘참값’이 무엇인지 파악하는 일이다. 일반적으로 지표, 고층, 위성 등 다양한 관측 플랫폼에서 얻어진 기상 관측 자료를 ‘참값’으로 사용하여 모델을 검증하게 된다. 하지만 관측값이 모델 예측 변수와 일대일 대응되지 않는다는 점과 모든 관측은 대표성 오차 (Representativeness Errors)와 기기 오차 (Instrumental Errors)에서 기인한 편차 (Bias Errors)와 무작위 오차 (Random Errors)를 가진다는 점을 고려하여야 한다. 또한 모델 결과는 격자점에서 시/공간 평균된 값으로 표현되어 있는 반면 관측 정보는 직접적으로 이들 값에 상응하지 않는다. 일반적으로 모델의 검증 결과는 다양한 변수에 대해 검증하고, 이를 위해 사용된 검증 자료의 질과 양이 높을 때 그 결과의 신뢰도가 높아진다.