기상청 Korea Meteorological Administration

초급 예보관 훈련용 교재

대기분석 및 예보

목차

1장. **지구대기**

2장. **지상일기도 분석**

3장. **상층일기도 분석**

4장. **기단**

5장. **전선과 온대저기압**

6장. **비전선 기압계**

7장. **종관 기상학 기본 개념1 – 용어와 특이현상**

8장. **종관 기상학 기본 개념2 – 현상 예보**

9장. **기상 요소별 예보**

10장. **등온위면 일기도**

11장. **컨베이어 벨트**

12장. **저기압발생**

1장. 지구대기

1.1 지구대기의 기원
1.2 대기의 구성
1.3 기상학적 대기
1.4 대기 중의 물
1.5 대기순환의 간단한 모형
1.6 차등가열의 원인
1.7 대기대순환의 순환세포
1.8 종관특징과 강수 분포

학습목표

-지구대기의 생성과정을 이해한다

-지구대기의 구성 성분, 대기의 층상구조와 그 특징을 이해한다.

-대기 대순환의 발달기구와 모형을 이해한다.

-지표의 차등가열의 원인을 이해한다.

-대기의 종관 특징과 이에 따른 강수 분포를 이해한다.

1.1 지구대기의 기원

대기는 천체를 둘러싸고 있는 기체로 되어 있는 겉층(Envelope)이다. 지구의 대기는 중력으로 유지되며 상당부분 지구와 같이 회전한다. 지구의 크기와 비교하면 대기는 굉장히 얇다. 대기질량의 99%는 지구 반지름의 0.005배인 30km 아래에 있다. 대기의 운동과 더불어 대기의 화학적, 물리적 성질, 질량, 수분은 기상학의 연구주제가 된다. 대략 4.5×10^{9}년 전에 지구가 만들어졌을 때, 아마 지구에는 대기가 없었던 것으로 생각된다.

대기는 화산으로 인해 지구내부에서 물질들이 폭발하면서 형성된 것으로 고려된다. 폭발 물질은 주로 수증기로 구성 되어 있었으며 일부 이산화탄소와 질소, 황(Sulphur)도 포함되어 있었다. 대기가 포함할 수 있는 수증기의 양은 제한되어 있어서 대부분의 수증기가 물로 응결되면서 바다가 만들어 졌다. 해양에서 발달한 원시식물이 만들어지면서 다음 광합성 반응의 산물인 산소가 조금씩 방출되기 시작하였다.

$$H_2O + CO_2 \rightarrow CH_2O + O_2 \qquad (1.1)$$

대기에 산소량이 점점 많아지면서 오존층이 만들어졌다. 오존층은 태양 스펙트럼 중에서 인간과 동물에 해로운 자외선을 효과적으로 걸려준다. 이로 인해 치명적인 자외선을 피해 깊은 바다에 살던 식물들이 점차 해면 가까이로 이동하기 시작했다.

여기에서 식물에 해롭지 않은 태양 복사량이 증가했고 광합성으로 만들어지는 산소 발생률이 증가했다. 양의 되먹임(Feedback)효과로 산소는 현재의 농도까지 만들어지게 되었다. 그 결과 산소는 우주에서는 그리 흔하지 않은 요소인데 반해 지구 대기에서는 중요한 구성 성분이 되었다.

1.2 대기의 구성

대기의 구성성분은 표 1.1과 같다. 상당히 변화량이 심한 수증기와 오존 그리고 액체와 고체 상태의 에어로졸을 제외하고, 고도 100km 아래에서 대기의 구성성분은 잘 혼합되어 있다. 그리고 고도 100km 위에서 대기는 성분 별로 분리되어 있다.

1.2.1 균질권과 이질권

고도 100km 위에서 난류에 의한 대기혼합은 비효율적이며, 그 대신 분자확산이 더 중요하다. 분자확산은 가벼운 기체를 무거운 기체와 분리시켜 더 높은 고도에 존재하도록 한다. 난류에 의한 혼합에서 분자 확산으로 바뀌는 고도를 난류권계면(Turbopause)이라고 한다. 대기는 하부에 구성성분이 잘 혼합된 균질권과 그 위층에 확산이 지배적인 이질권으로 구분한다(그림 1.2 참고). 고도 600-800km 위에서는 대기의 입자들 간의 충돌이 거의 없어서 외계로 향해 운동하는 입자들은 대기에서 탈출한다. 이 영역을 외기권(Exosphere)이라고 부른다.

대기에서 자외선 복사는 일반적으로 산소와 이산화탄소, 수증기 분자를 그 구성 입자들로 분해한다. 이 과정은 대기상층에서 매우 효과적으로 일어나서 많은 자외선이 흡수 되므로 자외선은 지표에 거의 도달하지 않는다. 고도 약 300km에서 산소 원자(O)는 가장 흔한 성분이며, 산소 원자보다 더 무거운 질소는 산소원자 아래에 있다. 500km 이상에서는 수소와 헬륨이 가장 많다.

[표 1.1] 지구대기의 구성성분

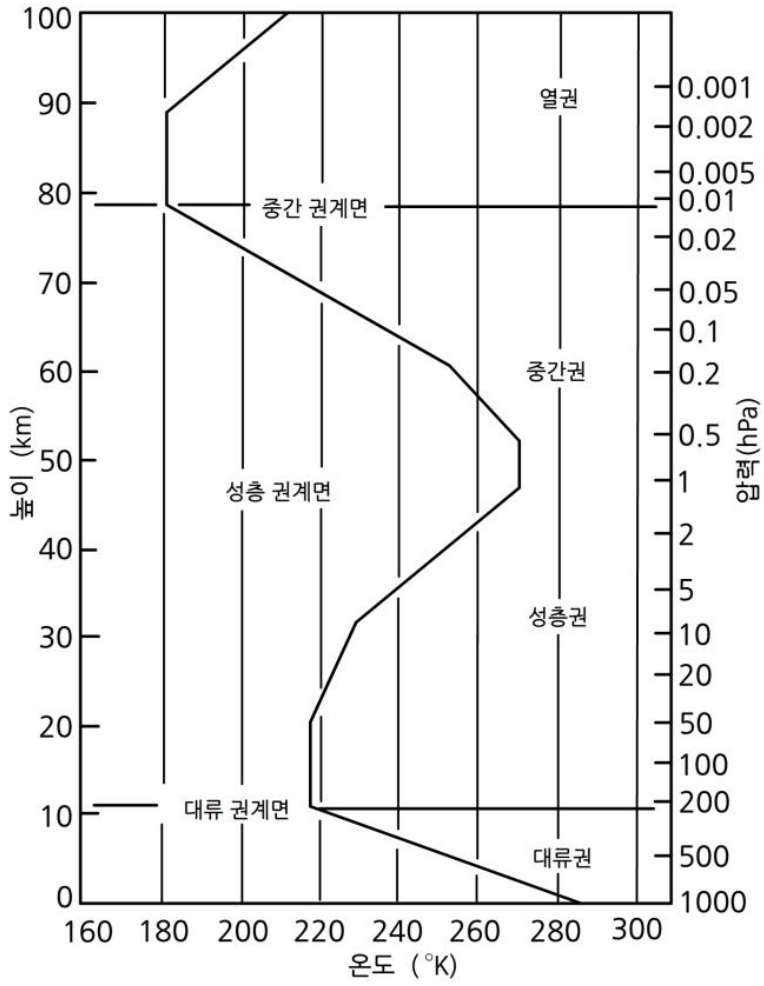
기체	분자식	질량 백분율	부피 백분율	분자량
질소	N_2	75.52	78.09	28
산소	O_2	23.15	20.95	32
아르곤	Ar	1.28	0.93	40
이산화탄소	CO_2	0.046	0.03	44
네온	Ne	0.012	0.0018	20
헬륨	He	0.0007	0.0005	4
메탄	CH_4	0.0008	0.00015	16
크립톤	Kr	0.003	0.0001	84
오존	O_3	0~0.01	다양	48
수증기	H_2O	0~4	다양	18

1.2 대기의 구성

1.2.2 이온층

태양에서 온 자외선과 x-선 복사는 공기 분자들을 이온화시킨다. 실제로 태양복사 중에서 이온화에 이용되는 복사는 60km 위의 고도에서 모두 흡수된다. 60km는 이온층의 아랫부분이다(그림 1.2 참고). 이온층의 자유전자는 라디오파를 반사시키며, 이로 인해서 장거리 통신이 가능하다.

대기는 흔히 구형의 층으로 구분한다. 대기의 온도가 연직으로 변하므로, 그 특징에 따라 그림 1.1과 같이 4개의 층으로 구분할 수 있다. 각 층의 맨 윗부분은 '계면(Pause)'이라고 하며, 각각 대류권계면, 성층권계면, 중간권계면, 열권계면이라고 한다.



[그림 1.1] 표준대기에 대한 기온의 연직분포

1.3 기상학적 대기

1.3.1 대류권

대기질량의 약 80%는 대류권에 있다. 여기서는 평균 온도가 고도에 따라 감소한다. 기온의 연직 분포가 덜 안정적이기 때문에 대류, 난류에 의한 연직 혼합이 대기의 다른 기층보다 더 잘 일어난다. 연직운동과 많은 수증기량은 대기의 모든 중요한 기상 현상이 일어나게 하는 원인이다. 대류권은 우리가 살고 있는 기층이므로 쉽게 관측할 수 있어서 가장 잘 알고 있는 대기층이다. 대기의 열적구조는 태양복사로 생기는 지표의 가열이 주 원인이며 대류권에서 열 이동은 주로 대류와 난류에 의해서 일어난다. 이것은 성층권과 대조적이다. 성층권은 태양복사가 바로 흡수되어서 열이 공급되며, 성층권에서는 연직 혼합이 거의 제한되어 있다.

대류권계면의 매일의 위치와 온도는 잘 알려져 있지 않지만 대류권계면의 위치와 온도는 대류권의 대류와 난류에 의한 가열과 성층권의 복사가열 사이의 균형의 결과로 볼 수 있다. 열대에서는 지표온도가 더 높으면 대류혼합이 일어나는 고도도 더 높아진다. 원래 지표온도가 높은데도 이 고도에 도달하는 공기가 온도가 매우 낮은 것은 단열 냉각 때문이다. 따라서 열대 대류권계면은 온도가 낮고 고도가 높은 반면에 고위도의 대류권계면은 온도가 높고 그 고도는 낮다.

전형적인 적도의 대류권계면은 16km이며, 온도는 -80℃이다. 극지방의 전형적인 대류권계면은 대략 8km이지만 장소에 따라서 3km 높이로 낮아질 수도 있다. 일반적으로 극지방의 대류권계면의 온도는 여름에는 대략 -40℃이고 겨울에는 -60℃이다.

1.3.2 성층권

성층권의 온도구조는 오존(O_3)에 의한 자외선 흡수에 의해서 결정된다. 오존에 의한 자외선 흡수는 고도 50km에서 최대이며, 이 고도에서 최대온도가 나타나며 성층권계면이 정의된다. 성층권계면의 온도는 고도와 계절에 따라서 다양하게 나타난다. 극지방에서는 겨울에는 -30℃, 여름에는 +20℃의 온도 분포를 나타낸다.

1.3 기상학적 대기

대류권에서 성층권으로 이동하면서 대기성분의 농도가 갑자기 변한다. 오존 농도는 증가하는데 반해서 수증기 농도는 갑자기 감소한다. 이것은 오존이 적고 수증기가 많은 대류권과 오존이 풍부하고 건조한 성층권 사이에는 혼합이 거의 없음을 보여준다. 성층권이 건조한데도 불구하고 17-30km 고도에서 겨울철 고위도에서 구름이 관측된다. 구름은 일반적으로 무지개의 색으로 보이고 진주운(Nacreous Cloud)이라고 불린다.

대류권에서 온도가 크게 감소하는 것이 대류권계면에서 중단되고, 성층권으로 진입하면서 고도에 따라 온도가 증가 한다. 그 결과 강한 대기의 정적 안정도는 대류권의 뚜껑 역할을 하며 대류권과 성층권 사이의 공기가의 교환을 막는다. 대류권과 성층권이 차지하는 대기질량은 지구대기의 질량의 99.9%가 된다.

1.3 기상학적 대기

1.3.3 중간권

중간권의 온도는 그림 1.1과 같이 성층권계면의 최고 온도에서부터 중간권 85km 부근까지 고도에 따라 감소한다. 중간권 온도는 여름에 고위도에서 -120℃로 낮고 겨울에는 -50℃이다. 성층권계면과 반대로 여름에는 온도가 낮고 겨울에는 높다. 그 이유는 중간권의 온도는 순전히 복사로 결정되지 않고, 여름에는 극 상공에서 공기가 상승하고, 겨울에는 극 상공에서 공기가 하강하는 중간권 내에서 일어나는 적도횡단순환이 영향을 미치는 것으로 생각된다. 즉 상승과 하강의 결과로 대기의 냉각과 가열이 일어난다.

대류권에서처럼 불안정 온도분포는 연직 운동이 가능하다는 것을 의미한다. 여름에는 충분히 공기가 상승한 나머지 고위도 중간권 윗부분에서 구름이 형성되기도 한다. 이때에 받는 최적의 태양복사량으로 성층권계면의 온도가 가장 높다. 이 구름을 야광운이라고 한다. 이 구름은 아주 얇지만 어두운 밤하늘을 배경으로 구름을 볼 수 있다. 그 이유는 수평선 바로 아래 각도로 있는 태양이 있는 구름을 비추어 주기 때문이다. 삼각측량 기술을 이용하여 80km 고도에 있는 이 구름의 높이를 추정할 수 있다.

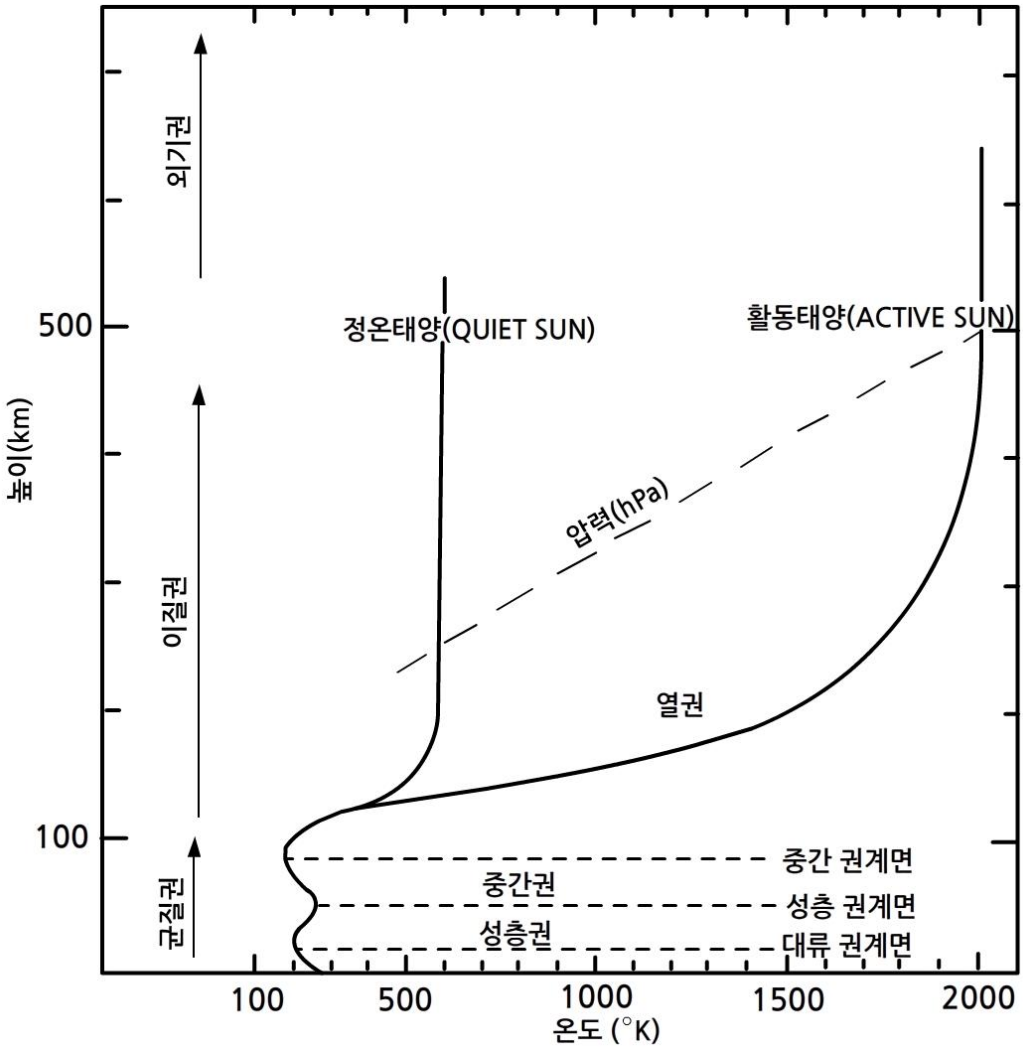
1.3.4 열권

중간권계면 위에서 온도의 급격한 상승은 산소의 해리과정(Dissociation : $O_2 \rightarrow O + O$)에서 자외선 흡수로 설명할 수 있다. 열권은 중간권계면에서 수백 km 고도 위쪽으로 확장되어 있으며, 그림 1.2에서 보는 바와 같이 태양활동의 정도에 따라서 열권의 온도는 500-2000K에 달한다. 낮과 밤의 온도차는 수백도 차이가 난다.

1.3 기상학적 대기

열권계면(Thermopause)은 다소 등온분포가 바뀌는 고도로 정의한다. 이 높이는 약 200-500km로 다양하다. 이 고도 역시 태양 활동에 따라 달라진다. 500km 위의 상공에서 온도는 정의하기가 매우 어렵다. 그 이유는 분자들 사이의 공간이 너무 넓어서 분자들은 독립적으로 움직인다. 그래서 분자들이 동일한 온도를 같기가 어렵다.

그림 1.2에서 정온태양(Quiet Sun)은 흑점 발생의 11년 주기에서 태양활동이 최소인 경우고, 활동태양(Active Sun)은 11년 흑점 발생 주기 동안 태양활동이 최대인 시기이다. 이 시기에는 흑점, 플레어, 홍염 발생이 최대가 된다.



[그림 1.2] 지구 대기에서 연직 온도 분포

1.4 대기 중의 물

물은 대기 중에서 비교적 차지하는 양이 작지만 그 양이 크게 변한다(대류권 : 0-4%). 그 이유는 물이 접하는 온도범위에서 고체, 액체, 기체상으로 존재하기 때문이며, 잠열과정으로 지상의 온도분포를 결정하는 역할을 한다. 다음은 물의 가능한 상변화를 보여 준다.

- 상변화에서 열이 계로 공급되는 경우
  - 고체 → 액체 융해
  - 액체 → 기체 증발
  - 고체 → 기체 승화

- 상변화에서 계가 열을 방출하는 경우
  - 액체 → 고체 응고
  - 기체 → 액체 응결
  - 기체 → 고체 침착

잠열은 단위 질량의 물질의 상이 변할 때, 온도변화 없이 흡수되거나 방출된 열의 양으로 정의한다. 다음은 0℃에서 물의 잠열 값을 나타낸 것이다.

융해 잠열 : $L_c = 334 \times 10^3 Jkg^{-1}K^{-1}$

승화 잠열 : $L_s = 2834 \times 10^3 Jkg^{-1}K^{-1}$

증발 잠열 : $L_e = 2501 \times 10^3 Jkg^{-1}K^{-1}$

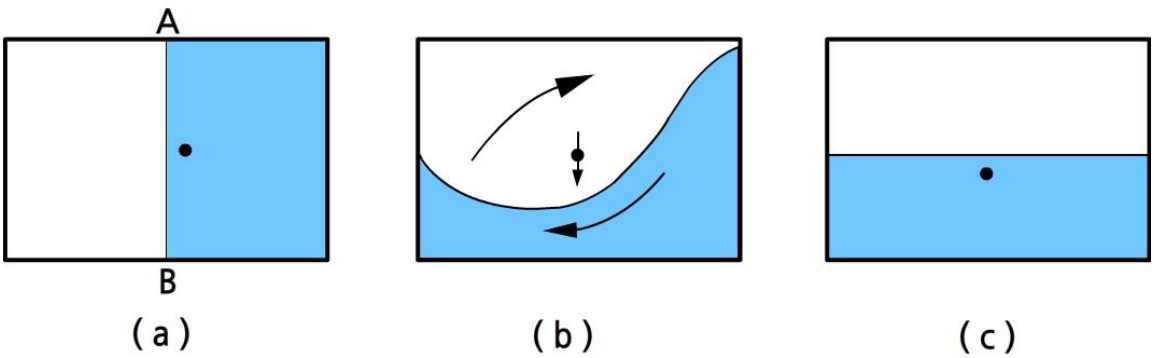
증발잠열의 큰 값은 대기 중에서 가용한 에너지가 현열뿐만 아니라 수증기양에 상당히 의존함을 의미한다. 만약 물의 온도만을 변화시킬 경우 물 1g이 증발하는데 필요한 열로 그 온도를 592K까지 높일 수 있다.

1.5 대기순환의 간단한 모형

대기의 대순환은 전 지구상에서 공기의 평균흐름이며, 주로 지표상의 열의 분포로 결정된다. 대기의 평균흐름과 열 분포가 기후를 결정한다. 통상적으로 기후학과 관련해서 대기대순환에 관한 연구는 기상의 통계적 대표치와 상당히 관련되어 있다.

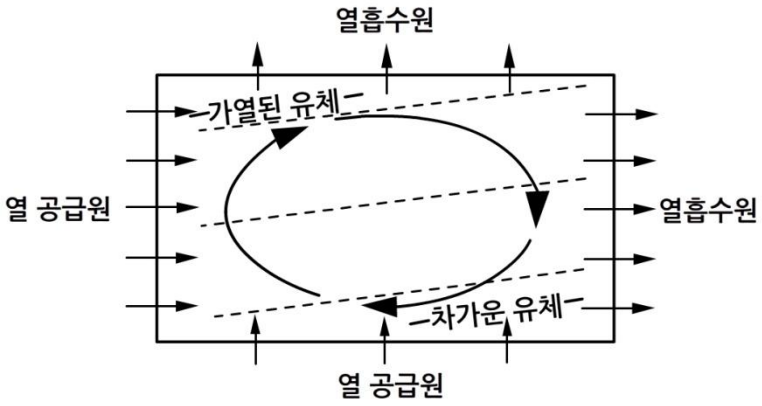
부피가 동일하지만 밀도가 달라서 혼합할 수 없는 두 가지 액체가 탱크를 채우고 있다고 생각하자. 그림 1.3과 같이 두 액체를 구분하는 칸막이는 움직일 수 있다. 만일 칸막이를 갑자기 제거하면, 두 액체가 평형을 찾을 때까지 액체는 운동을 계속한다. 마찰 때문에 액체의 운동은 무작위 분자 운동으로 전환되고 결국은 계가 정지하게 된다. 전체적으로 보면 운동 후에는 계의 무게중심이 낮아지고 온도는 약간 증가한다.

이것은 대기의 운동에너지 순환을 나타내는 모형으로 볼 수 있다. 순환과정에서 운동에너지는 위치에너지로 전환되고 마찰 때문에 운동에너지가 소모된다. 그러나 순환이 지속되려면 다시 계의 무게 중심이 올라가면서 계의 위치에너지가 공급되어야 한다. 이와 같은 순환이 어떻게 이루어지는가는 다음에 주어진 정상상태의 순환모형으로 설명할 수 있다.



[그림 1.3] (a) 무거운 액체 (색칠된 부분)와 가벼운 액체가 움직이는 칸막이 AB로 나누어져 있다. 점은 계의 무게중심이다. (b)칸막이를 제거하면 액체가 운동한다. (c) 마찰 때문에 운동이 사라지고 나서 액체가 평형 상태에 놓이게 된다.

1.5 대기순환의 간단한 모형



[그림 1.4] 열 공급원과 열 흡수원의 분포에 의한 유체의 순환 모형. 그림에서 점선은 등밀도선을 나타냄

그림 1.4는 액체로 가득 찬 탱크를 나타낸다. 탱크의 바닥과 왼쪽 벽에 내부 열원이 있고 탱크의 위와 오른쪽 벽으로 열이 빠져나간다. 가열에 차이가 생기면서 느린 시계방향의 순환이 형성된다. 왼쪽 벽에서 가열로 액체의 밀도가 작아져서 액체가 상승한다. 그리고 오른쪽 벽에서 냉각으로 액체의 밀도가 커져서 액체가 하강한다. 수평부분의 순환은 연직운동에 대응해서 생기며, 그리고 액체가 왼쪽으로 이동하면서 점차 따뜻해지도록, 액체가 오른쪽으로 이동하면서 냉각되도록 연직운동을 더 강화시킨다.

탱크 내부에서 더 가벼운 액체는 왼쪽 편에서 올라가고 똑같은 부피인 더 무거운 액체는 오른쪽 편에서 내려간다. 밀도가 다르지만 부피가 같은 액체가 교환되면서 아래방향으로 순 질량속(Net Mass Flux)이 이동한다. 이 질량속은 운동에너지가 제공되면서 계의 무게중심을 낮춘다. 그러나 이 정상상태 순환에서 무게중심의 하강은 하부에서 가열과 위에서 냉각으로 저지를 받는다.

이러한 과정이 효과적으로 액체의 밀도 분포를 바꾸면서 무게중심은 올라간다. 대기에 이 순환모형을 적용하면, 잠열과정은 순환을 강화시킨다. 수증기의 잠열은 순환의 하부에서 방출된다. 상승하는 부분에서 수증기는 응결하고, 잠열은 현열로 변화하고 수평방향에서 열 분포의 차이를 강화한다.

1.6 차등가열의 원인

남·북간의 차등가열은 지표에서 여러 가지 요인 때문에 발생한다. 이 중에서 주된 요인은 고도와 계절에 따라서 태양의 고도가 달라지기 때문이다. 고위도에서 태양광은 지표에 좀 더 비스듬하게 지표에 도달하며, 이로 인해 그 에너지는 더 넓은 영역에 퍼지게 된다. 그리고 태양복사가 대기를 통과하는 경로가 더 길어지면서 산란과 흡수 때문에 더 많은 복사를 잃게 된다. 겨울철에 고위도에서는 낮의 길이가 짧고, 한겨울에 극지방에 어둠이 계속된다. 이 지역에서는 복사에너지의 결손을 보충할 단파복사의 입사는 없는 반면에 지표는 계속적으로 외계로 복사를 방출한다.

알베도는 가열의 차이를 유지할 때 중요하다. 북극과 남극의 얼음판들은 입사하는 단파복사를 효과적으로 반사한다. 적도에서 대기에 도달하는 태양 복사보다 계속적인 백야기간(Daylight Period)에 여름철 극 상공의 대기에 태양 복사가 더 많이 도달한다. 알베도가 크고 태양의 고도 각이 작으면 적도에서보다 더 넓은 지역에 에너지를 퍼뜨린다. 이로 인해 가열효과를 감소시키며 그리고 지표에 도달하는 에너지 중 상당한 양을 외계로 다시 반사시킨다. 지구 복사 에너지 수지를 보면 위도 40° 이상의 극지방에서는 평균적으로 외계로 나가는 장파 복사가 들어오는 단파 복사를 능가한다.

1.7 대기대순환의 순환세포

적도에서 고온과 극지방의 저온 분포는 구조화된 열적 순환을 형성하며, 기초적인 수준에서 보면 이 순환은 단일세포 순환으로 정상 순환모형과 유사하다. 그러나 지구의 회전으로 인해 순환은 복잡한 형태가 되며, 지구자전은 적도와 극 사이의 순환을 세 개의 세포로 분리시킨다.

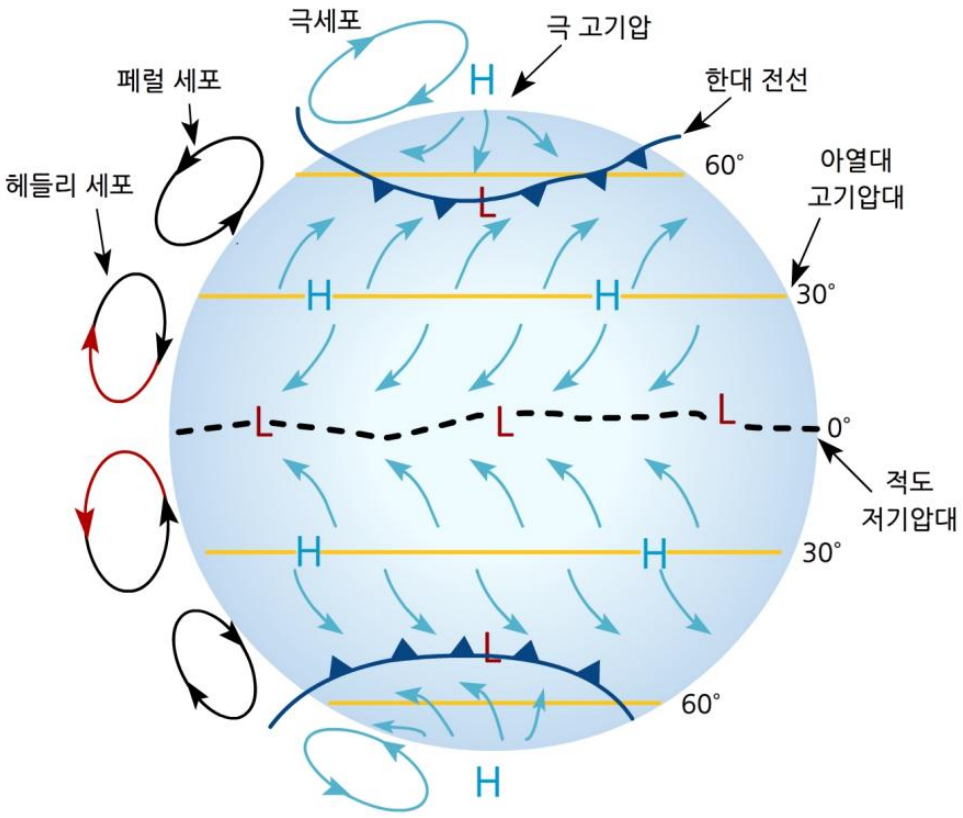
적도 지방에서는 지표에 있는 공기가 상승하여 극 쪽으로 이동한다. 그러나 적도를 출발한 공기는 이동과정에서 복사냉각과 수렴으로 침강하여 위도 30° 부근의 지상에 고기압(H)을 형성한다. 그리고 이 고기압에서 기압이 낮은 적도 쪽으로 공기가 이동하기 시작한다. 한편 코리올리 힘이 공기를 진행방향에 대해 오른 쪽으로 편향시켜 북반구에서는 북동 무역풍이 형성된다. 한편 남반구에는 지상 고기압에서 적도로 공기가 이동하는데 코리올리 힘이 공기를 진행방향에 대해 왼쪽으로 편향시켜 남동 무역풍이 형성된다. 이 바람을 무역풍이라고 하는 까닭은 무역을 하면서 새로운 세계를 개척하는데 중요한 역할을 해서 이런 이름이 붙여지게 되었다. 이 순환세포의 이름은 영국 기상학자, George Hadley(1685-1768)의 이름을 따서 명명하였으며, Hadley는 무역풍을 설명하려고 처음으로 헤들리 세포의 존재를 가정했다.

컴퓨터 모델과 회전통의 중심에 냉각된 물을, 그리고 가장자리에는 가열된 물로 이루어진 실험 장치를 이용하여 대기운동을 모의(Simulation) 하였다. 모의실험은 지구 자전과 물이 포함되어 있는 적도에 해당하는 가장자리에서 가열되고 극지방에 해당 하는 중심에서는 냉각된다는 사실을 가정아래 수행 되었다. 이 들 모의결과는 헤들리 순환은 위도 40° 이상에서 나타나는 복사에 의한 에너지 손실을 보충하는 열이동 기구를 설명할 수 없음을 보여 주었다.

결과적으로 인해 자오선(남-북)의 온도경도는 증가하고 결국 헤들리 모드(Mode)에서 대기의 흐름은 저기압, 고기압성 맴돌이(Eddy)로 분열 되면서 불안정해 진다. 강력한 경압지역에 의한 현상은 교란되고 주된 동서류(서-동)에서 불안정이 형성되는데 이를 경압 불안정(Baroclinic Instability)이라고 한다. 경압불안정은 한대전선(Polar Front)상에서 일시적으로 저기압을 형성·소멸하고 중위도에서 변덕스러운 일기를 결정한다.

1.7 대기대순환의 순환세포

그림 1.5에서 보는 바와 같이 헤들리 세포와 극 사이에는 순환이 두 개 더 있다. 이 순환들은 잘 정의되지는 않지만 바람분포를 통계적으로 연구하면서 명확해졌다. 위도 30°에서 60° 부근에 페럴 순환(미국 기상학자 William Ferrel의 이름을 따라 명명 하였다)이 있다. 그리고 페럴 세포와 극 사이에 있는 약한 극 세포가 있다. 페럴 세포는 직접적으로 열순환에 의한 것이 아니며, 다른 두 세포와 달리 순환방향이 반대이다. 페럴 세포는 저기압성 요란지역을 나타내며 간헐적으로 열대세포와 극지방 간에 열과 서향 운동량(Westerly Momentum)을 수송한다.



[그림 1.5] 대기대순환의 모형. 그림에서 L은 지상 저기압, H는 지상 고기압을 표시하며, 적도저압대는 ITCZ에 해당

1.8 종관특징과 강수 분포

페럴 세포와 극 세포가 만나는 곳에서 공기가 상승하여 저기압이 형성된다. 그리고 극지방의 북동풍과 중위도에서 아열대에서 기원한 남서풍이 수렴하여 한대 전선을 만들며, 그 위치는 매일매일 크게 바뀐다. 따뜻한 공기가 상승한 적도에서는 느슨한 저기압 벨트가 형성된다.

대기대순환에 관한 앞에 기술에서 보면, 열대지역과 한대 전선을 따라서 공기가 상승하는 중요한 두 지역이 있음을 알 수 있다. 예상하는 바와 같이 이 지역에서 평균 강수량이 가장 많다. 열대 지역에서 상승기류가 가장 탁월한 지역은 남동 무역풍과 북동 무역풍이 수렴하는 곳이며, 강화된 수렴영역으로 열대수렴대(ITCZ)라고 한다.

1.8.1 열대수렴대

ITCZ의 위치는 부분적으로 열적도의 위치로 결정된다. 열적도는 태양이 한낮에 머리 바로 위에 있는 위도다. 열적도는 계절에 따라 이동하며, 남쪽으로는 6월 21일까지 멀리 남회귀선(위도 23.5°)까지 이동했다가 12월 21일에는 북쪽으로 북회귀선(위도 23.5°)까지 이동한다. 이것은 열대 지역에 있는 대부분의 영역이 우기(Rainy Season)가 2회 있음을 의미한다. 하나는 ITCZ가 적도에서 멀어질 때고 다른 하나는 적도 쪽으로 이동할 때다. ITCZ가 극과 최대로 가까운 지역은 우기가 1회밖에 없다.

한편 ITCZ의 최 북단에 근접한 지역에서는 우기가 1년에 1회밖에 없으며, 어떤 지역에서는 이마저도 기대할 수 없다. 그 이유는 ITCZ 위치가 변하기 때문이다. 지구 전체로 보면 대기가 대규모로 침강하는 두 지역이 있으며 지상 고기압이 형성된다. 이중 하나는 위도 30° 부근의 아열대 고기압과 극지방에 위치한 극고기압(Polar High Pressure)이며, 이 지역은 강수량이 비교적 적다.

그 결과 세계의 주요 사막은 아열대 고기압 벨트에서 발견된다. 그리고 극지역도 건조하다. 두 지역이 건조하게 보이지 않는데, 그 이유는 증발률이 너무 낮고 오랜 기간 동안 강수가 지표에 있기 때문이다.

1.8 종관특징과 강수 분포

헤들리 세포에서 상공에서 극 쪽으로 부는 바람은 코리올리 힘이 작용된다. 코리올리 힘은 북반구에서 바람을 오른쪽으로 휘게 하고 남반구에서는 바람을 왼쪽으로 휘게 한다. 그래서 북반구, 남반구 모두에서 서풍이 형성된다.

운동량이 보존 시에는 위도가 증가하면서 바람의 서풍성분이 증가한다. 위도 30° 부근의 지표는 약 $60 ms^{-1}$로 움직이며 적도에서 더 천천히 움직인다. 그 이유는 두 영역에서 지구의 회전중심까지 거리가 서로 다르기 때문이다. 이 영역에서 바람이 최대 속도에 도달하며 $50 ms^{-1}$를 초과하기도 하며, 아열대 상층 제트가 발견된다.

앞의 설명은 평균 지구기상을 다만 위도의 함수로 나타내었다. 그림 1.7은 2월과 6월 기간에 평균 해면기압의 패턴은 대기 순환이 육지와 바다의 분포에 의해 어떻게 바뀌는지 보여준다. 아열대 고기압 벨트는 여름에 북반구에서 연속되어 있지 않고, 대서양과 태평양 상공에서 세포로 분리되어 아조레스 고기압과 태평양 고기압이 생긴다. 겨울철에 고기압은 북아메리카를 가로질러서 북쪽으로 확장하며, 아시아 대륙에는 매우 뚜렷한 고기압이 북위 50°에 그 중심을 두고 있으며 이것이 바로 시베리아 고기압이다.

실제 지상기압패턴이 간단한 패턴과 이렇게 다른 이유는 육지와 바다 사이의 차등가열과 냉각이 남북 간의 온도경도(Temperature Gradient)를 변형시키기 때문이다. 겨울철에 육지표면은 해면보다 더 차갑다. 그리고 더 차고 밀도가 큰 공기로 인해 기압이 더 높아진다. 여름철에도 유사하게 육지는 바다보다 더 따뜻하다. 그리고 따뜻하고 밀도가 작은 공기 때문에 기압이 더 낮다. ITCZ의 위치와 방향이 열적도와 다르게 나타나는 것은 차등가열 때문이다.

1.8 종관특징과 강수 분포

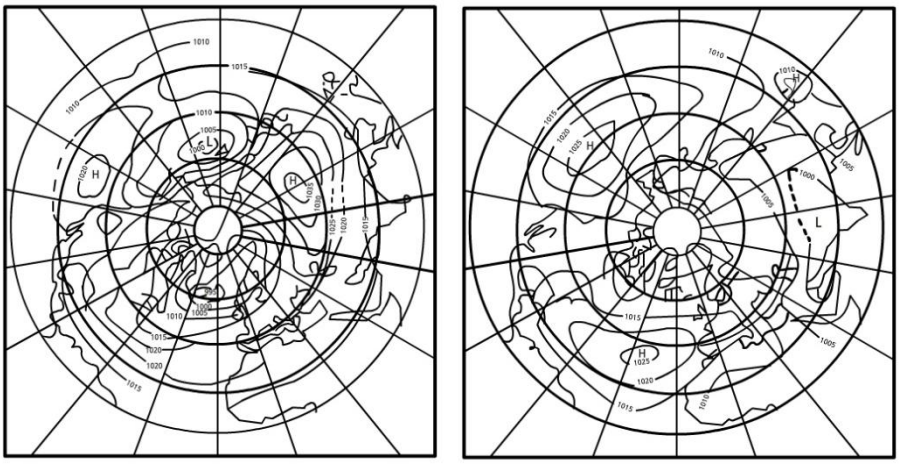
육지와 해수면의 차등가열의 원인

- 육지에는 공극이 많기 때문에 열전도도가 낮다. 그래서 가열이 얕은 지표에 제한 됨으로 이로 인해 지표 근처에서 온도 상승이 크다.
- 바다는 반투명해서 태양복사가 해수면을 통과하며 더 깊은 곳까지 퍼진다. 그리고 해수면의 최상부가 전도하면서 열을 전파한다.
- 물은 비열이 크다. 그래서 온도를 올리려면 열이 많이 필요하다.
- 바다에 흡수된 열은 대부분 현열 과정(온도상승)보다는 잠열 과정(상변화)에 사용 된다. 바다 위의 증발은 잠열속이 현열속보다 한 차수 큰 것을 의미하며, 한편 육지 위에서는 두 가지가 비슷하다.

비열이 크고 열이 이동되는 깊이(~100m)가 깊다는 것은 바다가 열을 아주 많이 포함할 수 있다는 것을 의미한다. 육지보다 계절에 따른 변화가 반응이 느리다. 평균적으로 바다의 알베도는 육지의 알베도보다 작다. 그래서 평균적으로 이 요인은 육지와 바다의 온도 차가 강화하지 않는다.

그리고 지형도 넓은 범위로 부는 바람에 영향을 미친다. 북아메리카의 록키산맥과 같은 지형은 산맥의 위에 기압마루를, 하류에 상층기압골을 형성한다. 이러한 효과는 평균 상층 일기도상에서 확인할 수 있다. 상층 바람은 주로 지상발달을 결정하기 때문에 지상기상 현상에 영향을 주며, 그 영향이 하류 수천 km까지 미칠 수 있다.

또한 산맥은 강수 분포에 지대한 영향을 주기도 한다. 바람이 풍상측은 습한 반면 풍하측은 건조하다. 남반구에서 육지가 적다. 그래서 순환은 육지-해양 온도차 즉 지형의 영향을 더 적게 받는다.



[그림 1.6] 1950-59년 평균 해면기압 분포(hPa). 북반구의 1월(왼쪽), 7월(오른쪽)

1.8 종관특징과 강수 분포

1.8.2 간단한 세계 강수 모델

그림 1.7은 년 평균 강수량을 나타낸다. 위도에 따른 강수역의 특징은 다음과 같다(표 1.1 참고).

----------90°----------

자주 약한 극고기압의 영향을 받는다. 때론 이동성 저기압의 영향을 받는다. 일 년 동안 강수 형태는 눈이나 싸라기눈이 대부분이다. 수분이 적어서 강수량이 제한되어 있다. 그러나 이 지역은 알베도가 크고 강한 일사의 부족은 증발을 제한한다.

----------70°----------

일반적으로 일시적 고기압(Transient High Pressure)과 같이 이동성 저기압의 영향을 받음. 특히 겨울에 서쪽경계에 전선성·지형성 강수가 지배적이다. 대륙성 동쪽경계 기후에서는 일년중 여름철의 절반이 대류성 강우이다. .

----------45°----------

지중해성 기후. 겨울에 이동성 저기압의 영향 아래에 있다. 그러나 여름에 아열대 고기압 침강 벨트가 북쪽으로 이동할 때에는 덥고 건조하다.

----------30°----------

일반적으로 사막 지역이며, 광범위한 넓은 침강이 있는 대륙의 중심과 서부에는 특히 사막이 존재한다. 강수는 대개 일 년에 약 200mm 이하이다. 증산(Transpiration)이 거의 없어서 대류권 저층이 매우 건조하다. 그래서 '피드백' 순환이 일어나지 않는다. 고지대는 다른 한계상황(주로 대류)에서 강수를 유도한다.

----------20°----------

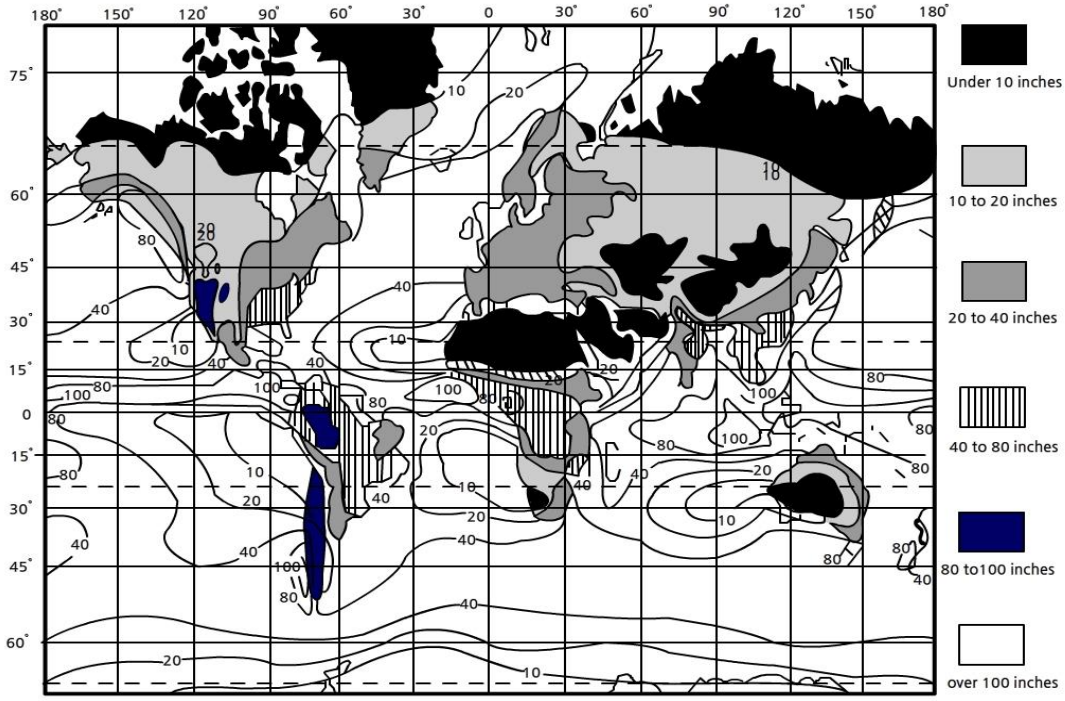
ITCZ가 진입하면 우기가 발생한다. 그리고 우기에는 대류성 비(자주 뇌우)가 거의 규칙적으로 있다.

----------10°----------

열대우림기후. ITCZ가 절대 멀리 떨어져 있지 않으므로 비는 일 년 내내 있다. 일부 지역에서는 ITCZ가 북쪽, 남쪽으로 이동하면서 우기가 두 번 있다.

----------적도----------

1.8 종관특징과 강수 분포



[그림 1.7] 연평균 강수량(inch)

[표 1.1] 북반구에서 위도에 따른 연평균 강수량 분포와 가장 습한달

위치	위도	연평균 강수량	가장 습한 달
Isfjord Radio(Spitzbergen)	78°04′N	354mm	10월
Aldergrove(N.Ireland)	54°39′N	846mm	12월
Warsaw(Poland)	52°11′N	471mm	7월
Athens(Greece)	37°58′N	402mm	12월
Aoulef(Algeria)	26°58′N	15mm	12월/2월
Kano(Nigeria)	11°58′N	872mm	8월
Mbandaka(Zaire)	0°03′N	1678mm	10월

연습문제

1. 균질권과 이질권의 차이를 설명하시오.

2. 대류권, 성층권, 중간권 그리고 열권에서 기온분포의 특징을 설명하시오.

3. 대기의 운동 에너지의 주 공급원은 무엇인가? 대기의 순환과정에서 위치에너지는 어떻게 운동 에너지로 전환되는지 설명 하시오.

4. 대기대순환의 3세포 모형을 설명하고, 그리고 실제순환과 어떻게 다른지 기술하시오.

5. 아열대 지역에 왜 고기압이 생성되는지 설명 하시오. 그리고 지역에 따른 아열대 고기압들의 이름을 열거하시오.

6. 다음에 대해서 설명하시오.
   (1) ITCZ (2) 열적도 (3) 이온층 (4) 한대전선

2장. 지상일기도 분석

2.1 일기도 분석 개요
2.2 등치선 그리기
2.3 분석의 기초
2.4 분석 기법
2.5 기상요소의 표시
2.6 일기도 분석에서 해야 할 일과 하지 말아야 할 일

학습목표

- 지상일기도 분석의 기초를 이해한다.
- 전선 분석 방법을 이해한다.
- 기상현상 분석 및 표시 방법을 이해한다.

2.1 일기도 분석 개요

기상 예보가 이루어진 긴 기간 동안 연필과 지우개는 예보관들의 가장 기본적인 업무 도구가 되었다. 시간이 지나고 기술도 빠르게 발전했지만 손으로 일기도를 분석하는 것은 종관 규모에서부터 국지규모까지 기상 현상이 발생하고 발달하는 과정을 추적하고 예보를 생산하는데 큰 도움을 준다는 것은 불변하는 사실이다. 만약 일기도가 정확하게 분석되었다면 일기도는 여러 가지 유용한 정보들을 제공할 것이다.

- 바람의 강도와 방향
- 바람이 수렴하고 발산하는 지역 즉 악기상이 발달하는 지역
- 상세한 구름의 구조와 분포
- 주요 기상이 나타나는 지역
- 국지 기상 효과들
- 각 기압계의 상세한 이동
- 얼마나 수치예보 모델이 현상을 잘 모의하고 있는가

신중하고 정성 어린 일기도 분석은 매우 중요하다. 만약 예보관이 현재 어떤 일이 일어나고 있는지에 대해서 제대로 이해하지 못하고 있다면 정확한 예보를 생산할 수 있을 것이라고 기대할 수 없기 때문이다.

분석을 시작하거나 일기도를 그리기 시작하면 먼저 아래 몇 가지 질문에 답을 준비하고 있어야 할 것이다.

- 내가 왜 이것을 하고 있는가?
- 이 일이 내가 현상을 지속적으로 추적하는데 도움을 받고 나아가 근무조 교대나 외부의 고객들을 지원할 때 동료들에게 도움을 줄 수 있는가?
- 내가 지원하는 대내 혹은 대외 기관의 고객들은 어떤 분석을 보기를 원하는가?

2.2 등치선 그리기

일기도를 통해 다양한 기상 변수들을 찾아내야 하기 때문에 가장 기본적인 기술인 등치선(동일한 값들을 연결한 선, 동일한 기압을 연결한 선을 등압선) '분석'은 가장 기본적인 기술이다. 그러나 등치선 분석을 시작하는 단계에서 누구나 따라야 하는 가장 중요한 법칙 중에 하나는 "지워지지 않는 펜을 절대로 처음부터 사용하지 말라"는 것이다. 실수는 항상 발생할 수 있기 때문이다. 정상적인 일기도 분석 기법은 먼저 개략적인 선을 연필로 그려서 전체적인 기압계의 위치를 파악하고 예보에 필요한 요소들에 대한 예보관 스스로의 감을 잡은 후 필요에 따라 새롭게 분석을 하는 방법이다. 지워지지 않는 펜은 일기도 분석이 끝난 이후에 중요한 현상들을 강조하는데 사용하는 것이 좋다. 만약 예보관이 전선과 등압선을 분석한다고 하면 등압선은 연필로 분석한 그대로 놔두고 전선 부분을 색깔로 표시하는 것이 좋다.

위에서 언급한 일반적인 규칙을 떠나서 기상자료의 실제적인 분석을 위해서 등치선을 그릴 때 적용할 수 있는 몇 가지 지침을 알고 있는 것이 좋다.

1. 기입된 일기도를 전반적으로 훑어 본 후 분석하고자 하는 등치선 값들의 범위를 정한다.

2. 일기도를 분석할 때 경우에 따라 약 6가지의 등치선 값들을 일기도 상에 그려야 한다는 점을 인식하고 적절한 분석 간격을 결정해야 한다.

3. 만약 일기도에 기입된 값들이 정수로 구성되어 있고 비슷한 값들이 연속적으로 넓게 분포하고 있다면, 정수 단위가 아닌 절반인 소수점 단위(예를 들어 1 간격이 아닌 0.5 간격)로 분석하는 것이 좋다. 그림 2.1과 그림 2.2는 각각 정수와 소수점 단위로 분석한 예이다. 등치선을 기계적으로 따라서 분석하는 것보다 전체적인 패턴을 따라서 분석하는 것이 전반적인 기상 상태를 분석하고 예보하는데 유리하다.

4. 분석할 간격과 값들이 정해지면 그 중간 값을 정해서 먼저 그리는 것이 좋다. 예를 들어 1004hPa에서 1006hPa 사이의 기압을 2hPa 간격으로 분석할 때는 먼저 1005hPa의 등압선을 먼저 개략적으로 그려보는 것이 유리하다. 중간 값들을 먼저 분석하면 이 등치선이 전체적인 등치선들의 형태를 확인하는 안내선 역할을 해서 다른 등치선들의 위치를 찾고 분석을 해 나가는데 도움을 줄 것이다.

2.2 등치선 그리기

5. 일정한 간격을 두고 등치선을 분석할 때는 바로 다음 등치선을 그리지 말고 그 다음 등치선을 먼저 그리는 것이 좋다. 예를 들어 1004hPa 등압선 바로 다음에 1006hPa 등압선을 분석하는 것 보다는 1008hPa이나 1010hPa 등치선을 먼저 분석하는 것이다. 이렇게 되면 그 가운데 있는 등치선을 찾기 편하고 전체적인 등치선의 모양과 일정한 패턴이 쉽게 나타날 것이기 때문이다. 표 2.1에서 볼 수 있다.

6. 중간 값들까지 그린 후에는 다른 등치선들의 위치를 재조정해서 일기도에 기입된 자료들이 제공하는 최적의 정보들을 전체적으로 조망할 수 있는 최적의 형태를 만들어 나간다. 중간 값들은 두 개의 영역을 잘 구분해 주기 때문에 쉽게 일기도를 분석할 수 있도록 한다는 점을 주목할 필요가 있다.

2.2 등치선 그리기

등치선들은 연필로 연속적으로 한 번에 지나가도록 그리고 가능하면 평탄하게(Smooth) 그려야 한다. 일기도를 분석함에 있어서 어떠한 기상 변수이든 한눈에 보기에 등치선이 강하게 꺾이는 경우에는 자료가 잘못되어 있을 가능성을 염두에 두고 다시 한 번 의심해 볼 필요가 있다.

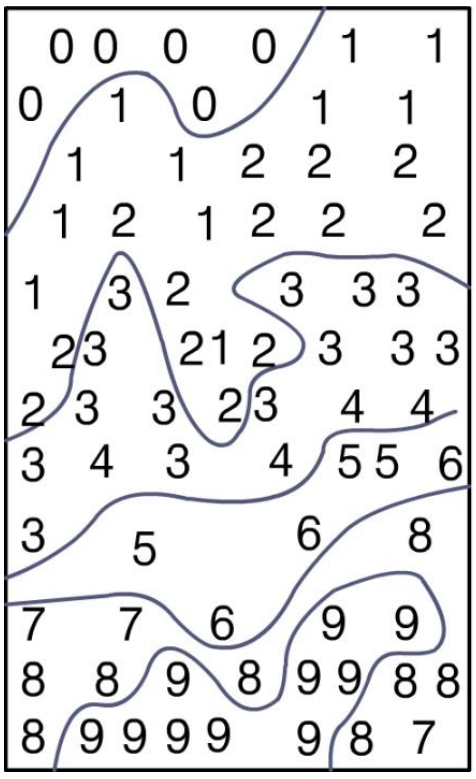
등치선을 그리는데 있어서 기상현상을 유추하는 것은 차를 운전하거나 자전거를 타는 것과 비교할 수 있다. 운전을 하면서는 자신이 어디에 있는지 보지 않고 어디로 가야하는지 보면서 미리 예측하고 방향을 전환하는 것처럼 등치선이 움직일 방향을 미리 보면서 분석해 나가면 등치선을 보다 쉽고 부드럽게 그릴 수 있다. 또한 사소한 선은 무시하라. 만약 잘못되더라도 지우개로 지울 수 있으므로 가능하면 선은 두껍게 그리는 것이 좋다. 약하고 불안정한 선들은 그 분석이 정확했다고 하더라도 이를 통해 예보에 대한 영감을 얻기 어려울 것이다. 항상 부드러운 2B나 4B 연필을 사용하면 쉽게 잘못된 선을 지울 수 있다.

일반적으로 일기도에서 그려지는 등치선들을 표 2.1에서 볼 수 있다.

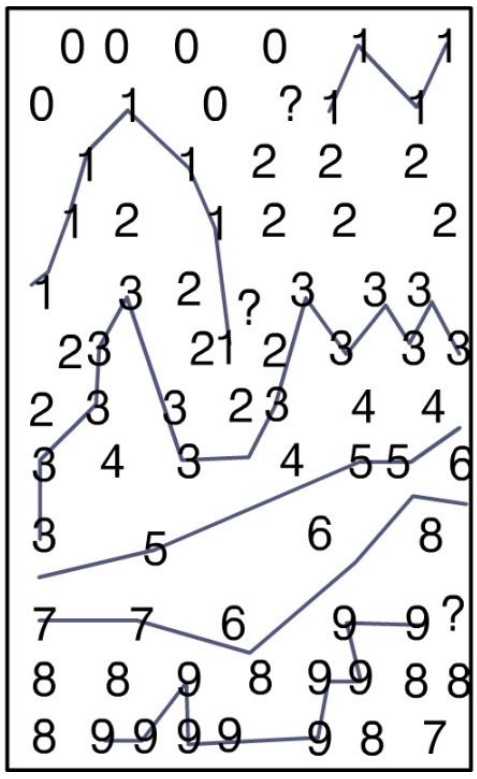
[표 2.1] 일반적으로 분석되는 기상요소와 등치선 이름

기상 요소	등치선 이름
온도	등온선(Isotherms)
노점 온도	등노점선(Isodrosotherms)
기압	등압선(Isobars)
기압 변화	등기압변화선(Isallobars)
풍속	등풍속선(Isotachs)
풍향	등풍향선(Isogon)
강수량	등강수량선(Isohyet)
운량	등운량선(Isonph)

2.2 등치선 그리기



[그림 2.1] 0.5에서 시작하여 2 간격으로 분석한 어떤 정수로 된 변수



[그림 2.2] 1로부터 시작하여 2 간격으로 분석한 어떤 정수로 된 변수

2.3 분석의 기초

분석 임무를 시작할 때에는 활용할 수 있는 정보들이 어떤 것들이 있는지 확인해야 한다.

2.3.1 위성과 레이더 영상

위성영상은 지상일기도 분석에 있어서 많은 도움을 줄 수 있다. 특히 해양과 같이 지상관측 정보가 매우 드문 지역에 대해서 지상일기도 분석에 필요한 다양한 정보를 제공해 줄 수 있다. 위성영상을 통해서 지상일기도 분석에 도움을 받을 수 있는 요소로는 전선의 위치, 고저기압의 중심, 기압능과 기압골의 축의 위치와 이동방향 등을 들 수 있다. 다만, 위성영상이 매우 유용한 자료이기는 하지만, 우주에서 관측한 값이기 때문에 높은 구름이 있는 경우 대기 하층에 대한 정보가 차단된다는 사실을 항상 주지하고 있어야 한다. 기상 레이더영상과 위성영상을 동시에 활용한다면 전선, 강한 대류활동과 같은 주요 기상현상의 위치를 일기도에서 정확하게 판단하는데 도움이 된다.

2.3.2 수치예보 자료

수치예보 모델 자료는 일기도를 분석하는 절차에서 크게 기여하는 것이 없다. 보통의 경우 모델 결과는 손으로 일기도 분석이 끝난 다음에 나오기 때문이다. 그러나 크게 보았을 때, 모델 결과를 활용하면 일기도 상에서 찾을 수 없는 기상 현상들의 위치가 어디인지를 유추하는데 큰 도움이 된다. 현재 분석 시간의 일기도가 아니더라도 지난 시간에 예측된 현재 시간에 대한 예보 자료를 통해서도 일기도 분석에 많은 도움을 받을 수 있다. 그러나 일기도 분석을 통해서 수치예보를 평가하는 것이 우선이지 수치예보를 통해서 일기도 분석을 하는 것은 아니라는 점은 명심해야 한다.

2.3.3 전 시간 일기도

전 시간 일기도를 연속적으로 검토하고 조사하면 주요 기상 현상들의 이동이 어떻게 되는지 인지할 수 있고 따라서 현재의 위치가 일기도 상에 어디에 위치하고 있는지 짐작할 수 있게 된다. 대기가 유체이기 때문에 이러한 **연속성**(Continuity)을 활용하는 것은 기상 분석 절차의 시작에 매우 중요한 위치를 차지한다.

2.4 분석 기법

2.4.1 전선성 경계의 위치

항상 지상일기도 분석을 시작함에 있어서 제일 먼저 해야 할 일은 전선의 위치를 연필로 표시하는 것이다. 아래 몇 가지들 혹은 전부가 지상 전선의 위치를 찾는 기준이 될 수 있다.

- 바람의 순전
- 노점 온도의 변화
- 기압골이 강화되는 등압선
- 현재 기상
- 기압 급변
- 운형
- 운량

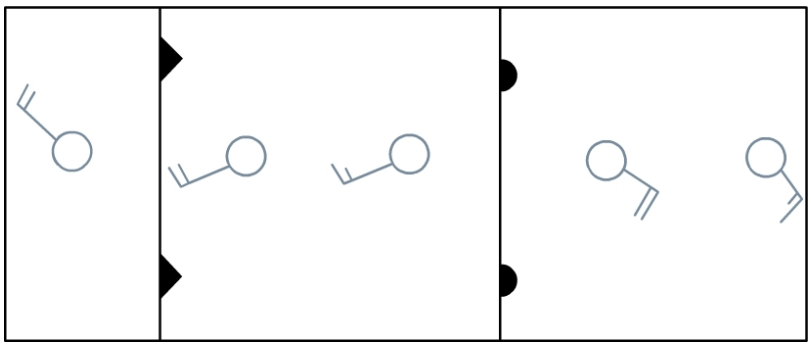
이상적으로는 이러한 전선에 대한 지시자들이 동시에 동일한 선상에서 나타난다면 전선의 위치를 쉽게 확인할 수 있을 것이다. 그러나 실제로 이런 일은 거의 발생하지 않는다. 만약에 100명의 예보관들에게 사전에 아무런 정보 없이 일기도에서 전선의 위치를 찾으라고 한다면 비록 큰 차이는 없을지라도 동일하다고 할 수는 없는 10개에서 15개 정도의 다른 전선 위치를 주장할 것이다. 이 문제에 대한 정답은 존재하지 않는다. 그러나 모두가 맞다고 동의할 수 있는 정답도 틀릴 가능성이 높다.

분석에 사용할 수 있는 기법 중에 하나는 '**열쇠를 쥐고 있는 관측들**'을 확인하는 것이다. 전선의 양쪽 어디엔가는 명확하게 전선의 위치를 확인할 수 있는 **명확한** 관측들이 존재하고 있다. 가능한 정확하게 전선의 위치를 결정하기 위해서는 반드시 관측 자료들 중에서 열쇠를 쥐고 있는 관측들이 무엇인지 결정하는 것이 중요하다. 전선에 대한 다양한 관점을 토대로 열쇠를 쥐고 있는 관측들을 찾아낼 수 있다면 일기도 분석을 시작하면서 개략적인 전선의 위치를 미리 머리에 두고 접근할 수 있을 것이다.

그렇다면 어떻게 주요 기상현상들의 위치를 찾는데 열쇠를 쥐고 있는 관측들을 찾는 방법을 스스로 확립해 나갈 수 있을 것인가? 전선의 경우에는 전선을 가로질러 나타나는 바람 순전(그림 2.3)과 노점온도 변화(그림 2.4)를 들 수 있다.

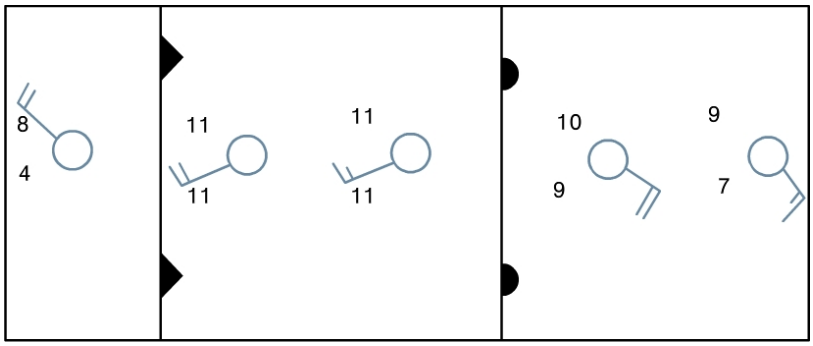
2.4 분석 기법

일반적으로 활동적인 전선은 찾기가 쉽다. 전선과 관련되어 기압골이 깊어지는 곳에 전선이 존재할 가능성이 높기 때문에 기압골은 전선의 중요한 지시자 역할을 한다.



[그림 2.3] 전선의 통과에 따라 바람이 순전하는 모습.

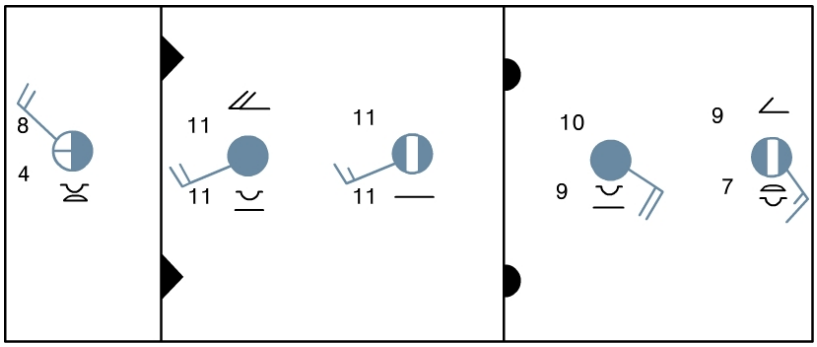
바람은 전선이 통과하기 전에는 반전하는 형태를 보이고 전선의 전면에서 풍속이 증가하는 것을 볼 수 있다. 그리고 전선이 통과한 후에는 바람이 순전하는 것이 명확하게 나타난다. 풍향이 변화하는 각도는 40° 정도가 보통이지만 20° 보다 작을 수도 있다.



[그림 2.4] 전선의 통과에 따른 온도와 노점온도 변화

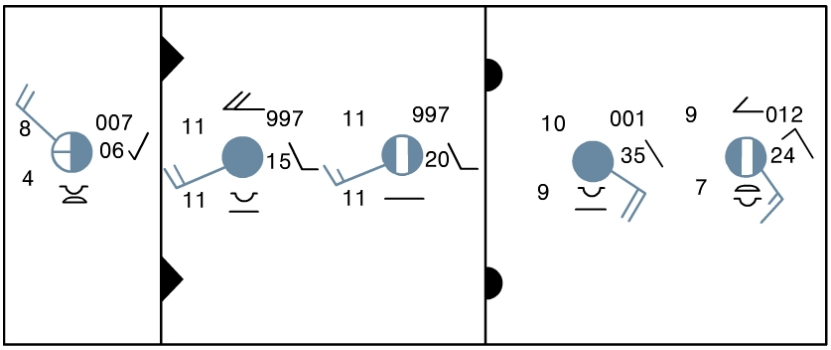
온도와 노점온도는 기단이 변화하는 것처럼 일변화가 발생하기 쉽다. 따라서 온도 자료만을 가지고 급변하는 지역을 전선으로 오인하는 경우가 발생할 수 있다. 그림 2.4에서 볼 수 있듯이 노점온도는 바람이 순전하는 것과 연계하여 분석할 경우 전선의 위치를 찾는데 유용하게 활용할 수 있다. 온난 전선을 중심으로는 대부분 온도 차이가 약하므로 온도만으로는 전선의 위치를 찾기는 어렵기 때문이다.

2.4 분석 기법



[그림 2.5] 전선의 통과에 따른 운형과 운량 변화

구름은 균질한 기단 내에서는 노점온도처럼 확실한 변수가 될 수 있지만 넓게 차폐되어 있는 경우에는 신뢰성이 떨어지는 특징을 가지고 있다. 전형적인 전선 주변의 구름 구조는 그림 2.5에서 보이는 것과 같이 전선의 전면대에서 상층운이 나타나고 전선 부근에서는 두꺼운 낮은 구름들이 분포한다. 따뜻한 영역에 있는 층운 계열 구름들은 태양 가열로 인해서 고기압 영역에서 깨지는 경향을 보인다.

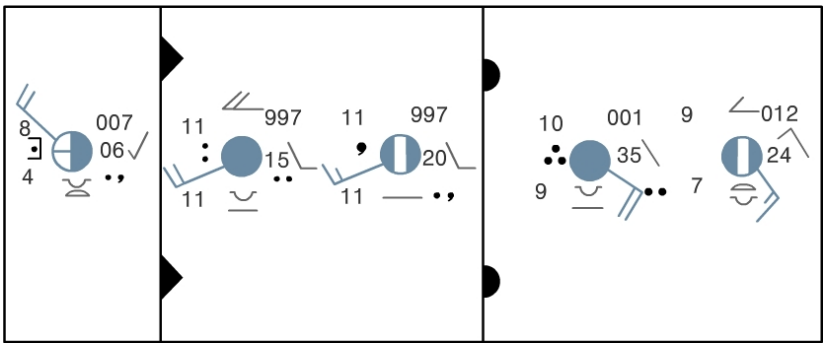


[그림 2.6] 전선의 통과에 따른 기압과 기압 경향 변화

기압 경향은 전선 통과의 좋은 지시자가 되는데 특히, 보다 활동적인 저기압 시스템에서 유용하다. 그림 2.6에서 보는 바와 같이 기압은 온난 전선 전면에서 떨어지고, 따뜻한 영역에서 유지되다가 한랭 전선 후면에서 상승하는 경향을 가지고 있다. 한랭 전선은 기압 경향 흔적이 급하게 변화하는 것으로 구별해 낼 수 있다. 만약 저기압계가 발달하거나 채워지고 있는 중이라고 하면 기압계의 변화가 완화될 수 있기 때문에 기압 경향이 전선의 표지 역할을 하는데 제한이 될 수 있다.

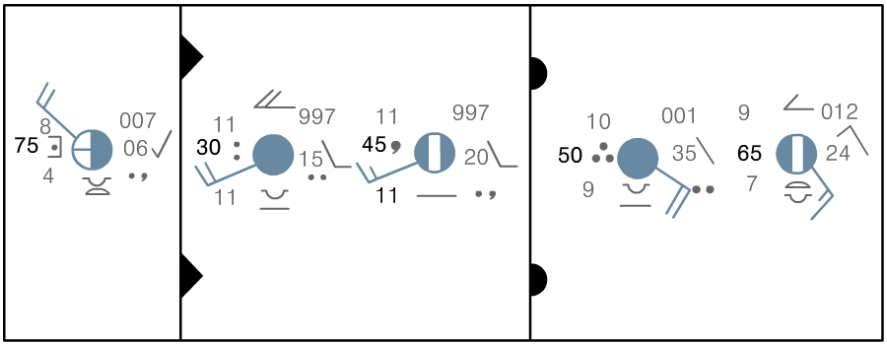
또한 기압골 전면에서 파가 발달하고 있으면 기압 경향에 영향을 줄 수 있고 갑작스러운 기압의 상승은 전면지역에서의 파의 성장에 대한 경고를 보내는 것으로 볼 수 있다.

2.4 분석 기법



[그림 2.7] 전선 통과에 따른 기상 현상 변화 경향

비는 보통 온난 전선의 먼 전면대에서 시작되어 점점 강해지고 전선에 가까워질수록 지속성이 강해진다. 전선이 통과하고 나면 강한 비는 소산되고 약한 비나 이슬비로 대체된다. 한랭 전선의 근처에서는 비는 다시 강해지는 경향을 가진다. 가장 강한 비는 지상전선 상공으로 독립적인 뇌우를 동반하기도 한다.



[그림 2.8] 전선 통과에 따른 시정 변화 경향

시정은 매우 가변적인 요소이기 때문에 항상 전선에 대한 지시자의 역할을 하는 것은 아니다. 그림 2.8에서 보는 것과 같이 가장 낮은 시정은 습윤한 열대 해양성 기단과 관련되어 있는 경우가 많고 시정은 한랭 전선이 통과한 이후에는 뚜렷하게 좋아지는 경향을 가진다.

2.4 분석 기법

2.4.2 등압선 분석

등압선 분석은 어디에서 시작하는 것인가 ?
먼저 일기도 상에서 관측 자료가 많은 지역의 중앙 부분에서 가장 대표적인 값으로 생각되는 하나의 기압 값을 선택하라. 이 값으로부터 등압선을 분석하고 계속해서 주변의 이어지는 등압선을 분석하는 것이 좋다. 첫 번째 기압 값은 짝수를 선택하고 표 2.2에서 보이는 것과 같이 분석 영역이 넓을수록 등압선 간격을 넓혀나가야 한다.

[표 2.2] 지상일기도 기압분석 시작 값과 적절한 등압선 간격

일기도 형태	시작하는 기압 값	최종 등압선 간격
국지 분석 일기도	...992, 996, 1000, 1004, 1008, 1016…	1hPa. 기압이 조밀한 경우 2hPa
한반도 일기도	...992, 996, 1000, 1004, 1008, 1016…	2hPa. 기압이 소한 경우 1hPa
아시아 일기도	...992, 1000, 1008, 1016...	4hPa (여름은 2hPa)

빠르고 연한 연필로 넓은 간격으로 등압선을 분석하는 것이 좋다. 이후에 다시 상세하게 분석해야겠지만, 지상일기도 분석을 시작하는 단계에서는 이 방법을 사용할 것을 권장한다.

넓은 간격으로 등압선을 분석한 후에는 그 사이 값에 해당하는 등압선을 분석한다. 이 단계는 보다 신중하게 진행되어야 하는데 지우개로 등압선들을 지우고 다시 그리기도 하고 전선의 위치를 수정해야 할 필요도 있을 것이다.

등압선은 다른 등압선과 평행하고 부드러운 곡선으로 그린다. 아주 분명한 이유가 없이 등압선이 갑자기 조밀해지거나 넓어지는 경우는 거의 없다. 계곡이나 산악에 위치한 지점들의 기압 값은 때때로 이상하게 나타날 수 있는데 이 경우 그 값들은 무시하는 것이 좋다. 등압선은 크게 변화하지 않는 특징을 가지고 있다. 등압선이 일정한 방향으로 급하게 변하는 지역은 전선 주변 밖에 없다.

2.4 분석 기법

지상일기도 분석이 끝나며 다음 항목들을 점검해야 한다.

- 바람이 고기압에서 저기압 방향으로 등압선에 10°에서 40° 각을 가지고 불고 있는가?
- 지상 풍속이 측정된 경도풍(지상 마찰력, 안정도 등을 고려한)과 잘 합치되는가?
- 전선면에서 등압선이 골을 형성하고 있는가?
- 일기도에 기입된 구름, 기상현상, 시정, 기온, 노점온도가 해당 기단 내에서 기대되는 값들과 일치 하는가?

만약 위의 항목들을 점검한 후 만족스러운 것이 특정한 관측 값들을 무시한 결과가 아닌가? 만약 무시한 결과라면 정직하게 그러한 행동을 정당화 시킬 수 있는가? 그리고 이러한 정당화를 상관에게도 납득시킬 수 있는가? 만약 관측(일부라도)이 분석과 일치하지 않는다면 그 분석은 잘못된 것이다.

필요한 경우 일기도를 재분석하는 것을 두려워 하지 말아야 한다.

마지막으로 분석이 만족스럽다면 일기도를 최종 정리해서 보기 좋게 만들어야 한다. 일기도를 분석하는 일을 자랑스럽게 여겨야 한다. 다른 누군가가 그 일기도를 다음에 볼 것이라는 사실을 잊지 말아야 한다.

2.4.3 기상현상 분석

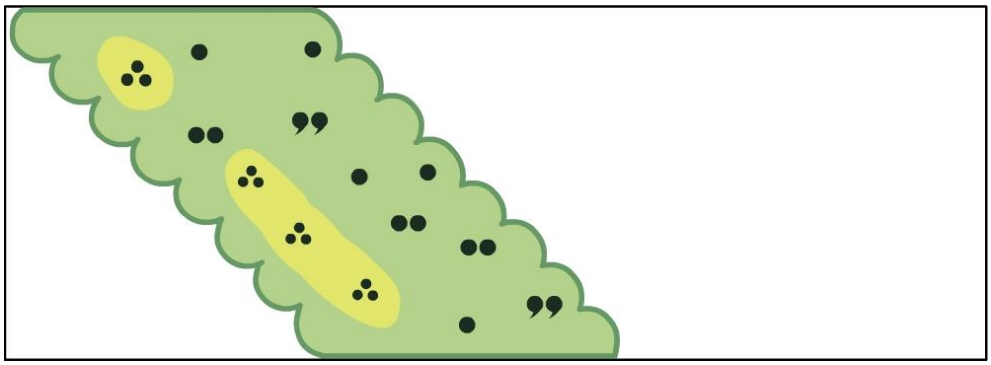
다른 기상요소와 함께 강수 영역을 컬러로 표시하고 강수가 심한 지역은 강조색으로 표시하는 것이 유용하다. 그림 2.9와 같이 강수가 있는 지역은 부채꼴 모양의 닫힌 실선으로 표시하고 옅은 녹색으로 색칠을 한 후에 강도가 보통이거나 강한 지역은 어두운 녹색으로 칠해서 강조하는 것이 좋다.

소나기는 녹색으로 소나기 기호를 크게 표시하고 넓은 밴드형 강수가 아니라면 닫힌 실선으로 영역을 표시하지는 말아야 한다.

겨울철 강수는 푸른색으로 색깔을 표현한다.
안개나 시정이 떨어진 지역은 노란색으로 색칠하고 필요한 경우 부채꼴 형태의 닫힌 실선으로 영역을 표시한다.

뇌우는 뇌우 기호를 붉은 색으로 표시한다.

2.4 분석 기법



[그림 2.9] 주요 강수지역을 강조색으로 표현한 현재기상 표시

2.4.4 구름 분석

구름은 명확하게 분석하기 어려운 요소이다. 유용한 방법들은 다음과 같다.

1. 구름 분석의 양단 결정한다. 예를 들어 어떠한 고도에 상관없이 운량이 3/8 미만인 경우와 운고 1,000ft 이하의 구름의 운량이 4/8 이상인 경우를 산정해 보자. 이 경우 맑은 지역과 구름이 낀 지역을 명확하게 구분할 수 있을 것이다.

2. 구름 분석의 양단을 결정한 다음에는 기입된 관측 값들을 살펴서 하층운 기준에 도달하는 구름은 붉은색으로 표시하고 구름이 없는 지역은 필요한 경우 푸른색으로 표시한다.

3. 구름의 운형이 판단되면 동일한 운형의 지역을 부채꼴 모양의 닫힌 실선으로 표시하는 것이 유용하다.

2.5 기상요소의 표시

하나의 일기도에 너무 많은 다른 정보들을 표시하는 것은 어떤 요소를 강조하는 방법이 같아서 서로 충돌하는 경우가 있으므로 좋지 않다. 하나의 일기도에는 최대 2개 정도의 기상요소 표시선이 들어가는 것이 좋다. 하나의 일기도에 음영으로 색칠을 할 경우는 그것이 유일한 기상요소 표시선이 아니라면 피하는 것이 좋다. 일기도는 일정한 거리에서 바라보는 사람들을 위해서 너무 혼란스럽지 않게 표시되어야 한다. 만약 다른 사람이 3~4m 거리에서 봤을 때 일기도 분석을 통해서 무엇을 나타내려고 하는지 명확하게 알 수 있도록 표시되어야 한다. 일기도는 자기 자신이 아닌 다른 사람에게 보여주기 위해서 준비되는 것이라는 사실을 명심하여야 한다.

닫힌 부채꼴 선으로 영역을 에워싸는 것은 인위적인 경계선이 되는 것을 피해야 한다. 해무에 동반된 층운이 그 좋은 예가 될 것이다. 해무에 동반된 층운은 일기도에 기입된 값이 없다고 하더라도 바다에 넓게 분포할 수 있다. 해무에 동반된 층운이 나타난 영역을 표시한 때에는 육지에 있는 관측소를 선 안에 포함하지 않도록 유의하여야 한다. 해무를 영역으로 표시할 때는 바다 쪽으로 열린 실선으로 표시하여 그 지역이 해무 영역으로 의심되는 지역임을 나타낸다. 서로 비슷한 지역에 위치한 지점들의 관측에서 한 곳의 관측 값이 없는 경우에는 인근의 값을 통해서 가정해서 표시할 수 있는데 이 경우에는 서로의 연관성이 명확한지를 먼저 살펴야 한다. 자료가 드문드문 있는 지역에서 강수 밴드의 위치는 레이더 자료를 활용하는 것이 유용하다.

2.5.1 기상요소별 색깔 도표

표 2.3은 전통적으로 특정한 형태의 정보를 보여주기 위해서 강조색으로 나타내는 색깔들이다.

[표 2.3] 기상요소를 강조하기 위한 색깔 목록

기상요소	색깔	기상요소	색깔
비/이슬비	초록색	저기압 중심	붉은색
눈	푸른색	고기압 중심	푸른색
뇌우	붉은 종관 기호	온난 전선	붉은색
안개	노란색	한랭 전선	푸른색
소낙성 강수	뒤집힌 초록색 삼각형	폐색 전선	자주색
층운형 구름	붉은색	기압골	검은색
층적운 구름	갈색	기압능	검은 지그재그선

2.6 지상일기도 분석에서 해야 할 일과 하지 말아야 할 일

지상일기도 분석	
해야 할 일	하지 말아야 할 일
• 전선 분석으로부터 시작 • 지난 시간 일기도 보기 • 관측이 없는 지역의 위성과 레이더 영상 보기 • 열쇠를 쥐고 있는 관측들 확인하기 • 전선을 대략적으로 그리기 • 뚜렷하게 표시하기 • 등치선을 그릴 때 어디 있는가가 아닌 어디로 가는지를 보기 • 등압선을 부드럽게 그리고 등압선들이 서로 대략 평행하게 가도록 그리기 • 전선면에서 골을 가지게 등압선 그리기 • 등압선의 값을 기류의 방향 표시하기 • 분석한 내용 재점검하기 • 일기도 모서리에서 등치선 분석을 끝내고 외삽을 통해서 분석하기 • 시간이 허용한다면 일기도를 보기 좋게 만들기. 보기 좋은 일기도는 예보에 대한 신뢰도를 높임	• 등압선 먼저 그리기 • 일기도에서의 전선 위치를 확인하기 위해서 수치예보 자료 보기 • 특별한 사유 없이 등압선 간격이 모아지거나 벌어지게 하기 • 등압선을 흐리거나 불안정하게 그리기 • 특별한 사유 없이 관측 무시하기 • 등압선을 끝내지 않고 내버려 두기 등압선은 단독으로 끝나지 않음

연습문제

1. 지상일기도 분석 요소와 등치선 이름과 간격을 쓰시오.

2. 지상일기도에서 전선을 판단하는 기준을 설명하시오.

3. 기상현상을 분석하는 방법을 설명하시오.

4. 지상일기도 분석에서 하지 말아야 할 일들을 쓰시오.

3장. 상층일기도 분석

3.1 상층일기도 분석 개요
3.2 상층일기도 분석 자료의 종류
3.3 등고도선 분석
3.4 상층일기도 분석 기법들
3.5 등풍속선 분석

학습목표

- 상층일기도 분석에 필요한 자료를 파악한다.
- 상층일기도 분석 기법들에 대해서 이해한다.

3.1 상층일기도 분석 개요

상층일기도는 고정된 동일한 고도가 아닌 등기압면에 기상자료를 기입하여 분석한다. 등고도면이 아닌 등압면에서 분석하는 이유는 다음과 같다.

첫째, 등고도면을 분석할 경우 지균 흐름을 계산할 때 밀도를 고려해 주어야 한다. 지균풍 방정식은 등고도면에서와 등압면에서 계산식이 다르다.

$$V_g = \left| \frac{1}{\rho f} \frac{\partial h}{\partial n} \right| \quad \text{.... 등고도면에서의 지균풍}$$

$$V_g = \left| \frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial n} \right| \quad \text{.... 등압면에서의 지균풍}$$

공기의 밀도는 고도에 따라 급하게 변화하기 때문에 각각 다른 고정된 등고도면 일기도는 각각 다른 지균 규모를 가져야 하는 단점을 가지게 되고, 실제 기상 업무에서 공기의 밀도는 관측 대상이 아니다.

둘째, 대부분의 항공기의 고도계는 기압을 통해서 고도를 계산한다. 이 말은 조종사가 기압계를 통해서 동일한 고도를 비행하고 있다는 것은 실제 동일한 고도를 비행하는 것이 아니라 등기압면을 비행하고 있음을 의미한다.

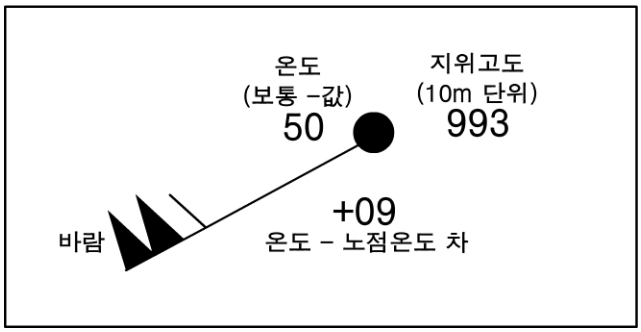
셋째, 등압면 일기도에서의 온도의 변화는 기압의 변화에서 기인한 것이 아닌 실제 기단 사이의 차이를 나타내어 주어 쉽게 기단의 경계와 차이를 분석하게 도움을 준다.

상층일기도는 일반적으로 850hPa, 700hPa, 500hPa, 300hPa, 250hPa, 200hPa 등압면 일기도를 말한다.

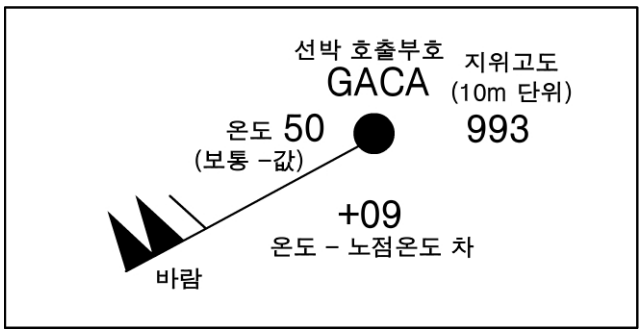
3.2 상층일기도 분석 자료의 종류

다양한 대기 상층 자료들이 상층일기도에 함께 기입된다. 상층일기도에 기입되는 관측 자료는 그림 3.1~3.4와 같다.

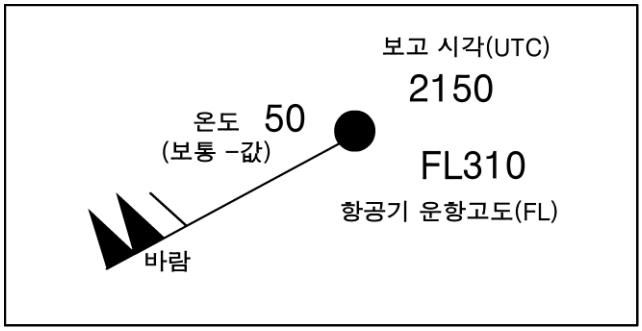
상층의 공기는 상층 대기 관측 지점이 작기 때문에 매우 드문드문 하게 분포한다. 상층 대기는 라디오 존데(RAOB), 조종사 기상보고(AIREP 혹은 PIREP), 위성 추출 고도(SATOBs) 등으로부터 정보를 입수한다. 관측 자료들의 숫자가 작기 때문에 획득할 수 있는 모든 자료를 활용하는 것이 중요하다.



[그림 3.1] 육지 관측소에서 관측된 상층 자료의 기입 모형

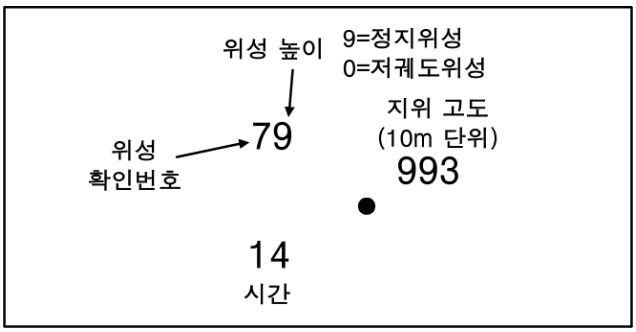


[그림 3.2] 선박에서 관측된 상층 자료의 기입 모형



[그림 3.3] 항공기에서 보고된 상층 자료의 기입 모형

3.2 상층일기도 분석 자료의 종류



[그림 3.4] 위성 자료에서 추출된 상층자료의 기입 모형

3.2.1 상층 바람

지상과 선박에서 직접 라디오존데를 이용하여 관측한 값들이 주로 이용되고 그 정확도가 매우 높다. 위성에서 추출한 바람은 주로 구름의 이동 벡터에서 얻어지는데 자료가 없는 해양이나 오지에서 유용하게 활용되지만 정확도는 떨어진다.

3.2.2 지위 고도

지위 고도는 라디오존데에서 관측된 온도와 기압을 통해 간접적으로 계산된다. 정확도는 바람에 비해서 높지 않은 편이다. 나라에 따라 라디오존데 관측에 각각 다른 장비들을 이용하고 복사 효과에 대한 보정 방법이 다르기 때문에 나라마다 자료의 불연속성이 발생할 수도 있다. 기압이나 온도 센서는 상승하면서 상층 바람에 의해서 많이 표류하기 때문에 고도에 따라 관측 오차가 증가하는 경향을 가진다. 그러나 보통 지위 고도는 10m 단위로 보고되기 때문에 작은 오차의 영향은 약화된다.

3.2.3 층후

층후는 2개의 기압면 사이의 지위 고도 차이를 의미한다. 층후는 200hPa 고도까지 높은 신뢰성을 가진다. 또한 층후는 인접한 관측소들끼리 연속성을 가지는데 그 이유는 층후를 계산하는 과정에서 기계적 오차들이 제거되기 때문이다. 보통 상층일기도에서 많이 분석되는 층후는 1000-500hPa과 1000-850hPa 층후이다.

3.2 상층일기도 분석 자료의 종류

3.2.4 상층 온도와 습도

온도와 습도는 라디오존데의 센서에서 직접 측정되는데 오차가 발생하기 쉽고 수평적으로 불연속이 발생하기 쉽다. 특히 습도는 습도 관측 장비의 한계로 인해 오차가 크게 발생할 가능성이 높다. 따라서 높은 고도에서는 습도를 보고하지 않는 경우가 많다.

3.2.5 온도풍

다른 상하층 고도의 지균풍 벡터의 차이를 온도풍이라고 부른다. 가장 일반적으로 사용하는 고도는 1000hPa과 500hPa 고도를 이용한 온도풍으로, 1000-500hPa 온도풍은 오차가 크게 날 수 있다. 왜냐하면 1000hPa 고도가 대기 경계층 하부에 위치하거나 마찰의 영향을 받을 가능성이 높기 때문이다. 따라서 900hPa 고도의 바람을 대신 이용하는 경우가 있는데 이 경우에는 층후 경도에 비해서 온도풍을 약하게 계산하는 단점이 있다. 500-300hPa 온도풍은 이러한 문제들이 없다.

3.3 등고도선 분석

상층일기도에서는 지균 관계식이 아주 잘 적용된다. 그러나 기입된 바람이 실제 관측된 바람이라고 하더라도 등고도선의 흐름은 상층 지균 기류의 흐름을 표현한다. 많은 경우 상층풍의 방향은 이 등고도선과 나란하게 흘러가지만 경우에 따라 등고도선을 가로질러 나타나기도 한다.

제트기류의 입구와 출구에서는 비지균 운동이 등고도선을 가로지르는 운동 성분을 강화시켜 바람의 강도와 등고도선 사이의 간격이 반비례하는 지균 관계가 깨어지는 경우도 발생한다. 제트기류의 근처에서는 일반적으로 저기압(차가운) 지역에서 큰 수평 시어를 가지게 된다. 따라서 등고도선은 그 시어 지역이 강조될 수 있도록 그려져야 한다. 제트기류가 위치하는 곳에서는 등고선 간격이 일정하게 등고선을 그리지 않도록 주의하여야 한다.

3.4 상층일기도 분석 기법들

1. 250hPa 혹은 300hPa 일기도부터 시작하라.

2. 대기 경계층 효과에 의해서 기류가 왜곡되는 경우가 없으므로 등고도선은 기류의 흐름을 따라 부드럽게 그려라. 등고도선은 상층 기류의 주된 흐름을 잡아낼 수 있도록 그린다. 평균적인 상층일기도의 등고도선 간격은 60gpm이고 300hPa은 120gpm을 사용한다. 표 3.1은 상층일기도와 층후도를 그릴 때 사용하는 각 고도별 표준 값들이다.

3. 가능하면 등고도선은 관측된 바람의 풍향과 풍속에 맞추어 그려라. 만약 풍향과 풍속에 의문이 생긴다면 바람이 기입과정에서 완전히 잘못되었다는 확신이 없거나 일반적인 바람 관계식에 완전히 맞지 않는 경우가 아니라면 기입된 바람을 믿어라.

4. 바람에 대한 확신이 없다면 등고도선을 개별 라디오존데에서 관측된 등고도 값에 맞추기 위해서 휘어지게 그리지 말라.

5. 자료가 드문드문 있는 지역에서는 제트기류를 따라 등고도선을 밀집되게 그리고 경도를 평활화시키지 말아야 한다. 기입된 풍속을 통해 지균관계식을 활용하여 적절한 등고도선 간격을 그려 넣어라.

6. 비록 상층이라고 하더라도 기류가 가속되거나 감속되는 지역에서는 바람이 약간 등고도선을 가로지르는 것을 허용하라. 그러나 이 경우에도 그 각도는 제트기류 입구에서는 저기압(차가운) 지역으로 제트기류 출구에서는 고기압(따뜻한) 지역으로 가로지르도록 그려야 한다.

7. 뚜렷하게 등고도선이 곡선을 이루고 있는 지역에서는 경도풍 효과를 적절하게 표현하라. 강한 저기압성 곡선은 기입된 바람 자료보다 등고도선 간격을 좁게 그리고, 강한 고기압성 순환 곡선은 간격을 넓게 그린다. 뚜렷한 기압골에서 곡률은 커질 수 있는데 기압능에서의 곡률은 이론적으로 제한되어 있다.

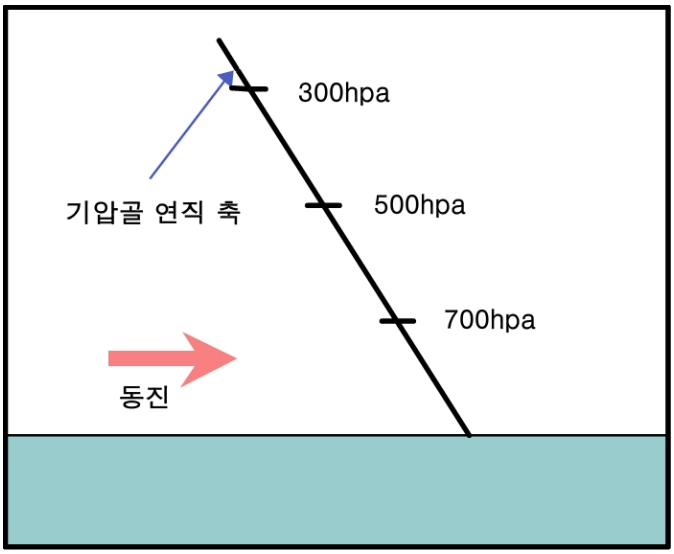
8. 상층일기도에서의 비정상적인 고도 변화는 하층일기도의 동일한 위치에 비슷한 현상이 나타난다.

9. 수직적인 연속성을 고려하라. 기압골과 기압능은 수직적으로 연결되어 있고, 그 기울기는 고도에 따라 서쪽으로 기울어져 있는 경우가 대부분이다(그림 3.5 참조).

3.4 상층일기도 분석 기법들

[표 3.1] 상층일기도와 층후 선도를 분석할 때 사용되는 표준 고도값과 선 색깔
(색깔은 나라와 기관에 따라 다를 수 있음)

850hPa 혹은 1000-850 층후	700hPa	1000-500 층후	500hPa	300hPa
1020	2640	4920	4920	8640
1080	2700	4980	4980	8700
1140	2760	5040	5040	8760
1200	2820	5100	5100	8820
1260	2880	5160	5160	8880
1320	2940	5220	5220	8940
1380	3000	5280	5280	9000
1440	3060	5340	5340	9060
1500	3120	5400	5400	9120
1560	3180	5460	5460	9180
1620	3240	5520	5520	9240
1680	3300	5580	5580	9300
1740	3360	5640	5640	9360
1800	3420	5720	5720	9420
1860	3480	5780	5780	9480
1920	3540	5840	5840	9540



[그림 3.5] 서쪽에서 동쪽으로 움직이는 기압계의 고도별 기압골 중심축의 위치

3.5 등풍속선 분석

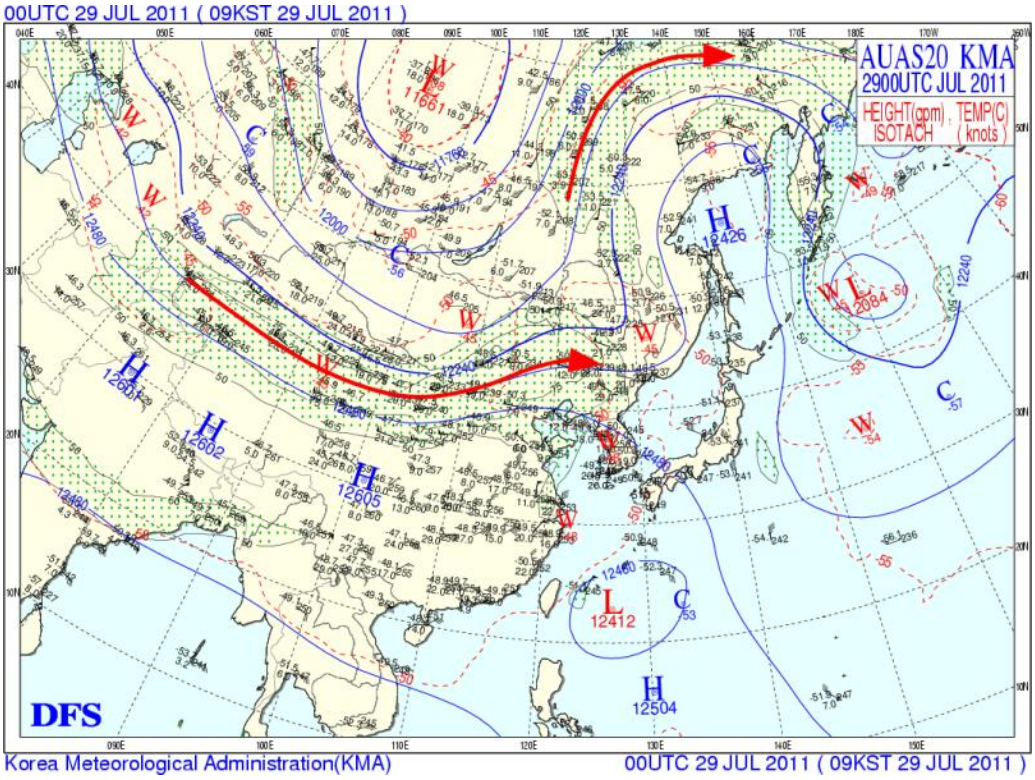
등풍속선은 평균 풍속과 일치하게 그려져야 한다.
그림 3.6은 300hPa 고도의 등풍속선을 20kts 간격으로 그린 것이다. 주목해서 볼 것은 제트기류를 중심으로 저기압(북쪽) 구역의 등풍속선이 고기압(따뜻한) 구역의 등풍속선에 비해서 조밀하게 그려져 있다는 것이다. 또한 지역적인 제트기류의 풍속이 가장 강한 지역에서 좁은 등풍속선 패턴에 약간의 동요가 나타난다는 것도 주목해야 한다.

자료가 드문드문 있는 지역에서는 풍속에 대한 정보가 거의 없기 때문에 다음 같은 분석 지침을 따르면 된다.

1. 등풍속선은 경도풍 관계식과 반드시 맞아야 한다. 지균 규모 계산표와 곡률 보정표를 활용하면 분석에 도움이 될 것이다. 실제 바람은 등압선 간격 보다는 기압골에서 약하고 기압능에서 강하게 나타난다.

2. 등풍속선은 제트기류 부근에서는 기류와 대략 평행하게 흐른다.

3. 제트기류 양쪽의 등풍속선은 제트 중심의 위치와 최대 순간풍속을 산정하는데 활용될 수 있다.



[그림 3.6] 200hPa 제트기류 및 등풍속선 분석 예시

연습문제

1. 상층일기도에서 등압면 분석을 하는 이유를 설명하시오.

2. 상층일기도에서 분석하는 등압면 고도를 열거하시오.

3. 상층일기도에서 분석하는 자료의 종류를 쓰시오.

4장. 기단

4.1 기단의 정의
4.2 발원지와 기단의 변질
4.3 기단의 유형

학습목표

- 기단과 기단의 특성에 대해 안다.
- 기단과 관련한 우리나라의 일기유형이 어떠한지를 안다.

4.1 기단의 정의

기단(Air Mass)이란 상대적으로 온도와 습도의 수평변화가 미미한 매우 큰 공기 덩어리를 일컫는다. 이런 기단은 온도와 습도의 변화가 급격히 일어나는 전이대(전선)에 의해 주변 공기덩어리와는 분리된다.

기단이 차지하는 수평 면적은 수천 ㎢에 달하고 연직 방향으로는 구름과 날씨의 균일한 상태를 포함하는 대류권 전체를 차지하기도 한다.

4.2 발원지와 기단의 변질

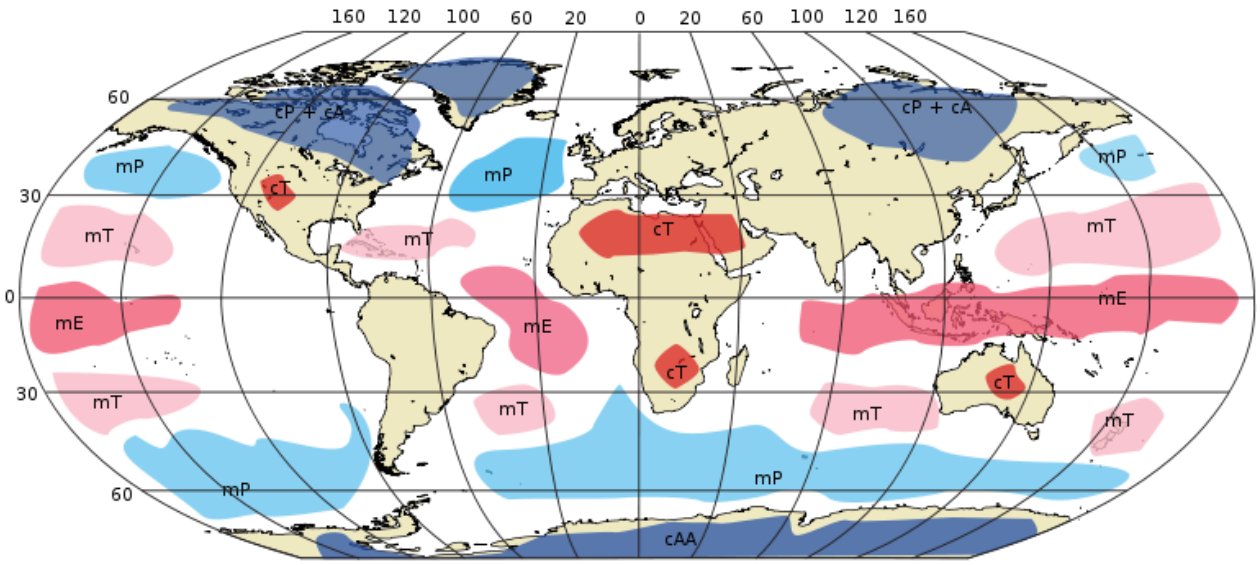
4.2.1 기단의 발원지

온난하고 한랭한 공기의 발원은 공기가 차가워지거나 따뜻해지는 것이 지표면의 온도에 의하여 좌우된다는 것을 이해한다면 쉽게 알 수 있다. 온난기단은 따뜻한 지표면, 반대로 한랭기단은 차가운 지표면 근처에서 계속 접촉하여 형성된다.

이때 공기를 데우거나 차게 하는 열 수송 과정은 서서히 일어난다. 예를 들면, 보통 대류권의 공기를 10℃ 높이기 위해서는 거대한 공기덩어리가 한 지역에 가라앉은 상태에서 일주일 또는 그 이상의 시간이 소요된다. 공기가 밑으로 가라앉아 오래 정체하여 지표면의 특성을 서서히 얻을 수 있는 지구의 일부 지역을 발원지(Source Region)라고 한다.

따라서 주요 발원지는 바람이 약한 아열대(열대기단)와 극 주변(한대기단)의 고기압 벨트이다(그림 4.1).

한편 편서풍이 강하게 부는 중위도 대에서는 대규모 요란이 많이 발생하며, 고기압이 발생하여도 이동성이기 때문에 지표의 특성을 갖는데 필요로 하는 충분한 시간을 갖지 못하여 기단이 형성되기 어렵다.



[그림 4.1] 전세계 기단의 발원지

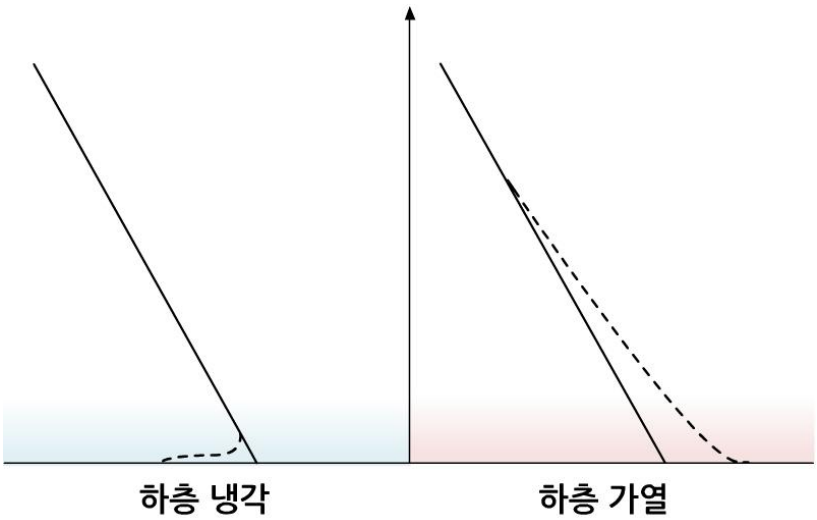
4.2 발원지와 기단의 변질

4.2.2 기단의 변질

발원지의 지표면 특성에 따라 기단은 한랭하거나 온난할 수 있고, 건조하거나 습윤할 수도 있다. 그리고 기단의 안정도도 추론할 수 있다. 열대공기는 하층으로부터의 가열 때문에 불안정한 반면, 한대공기는 하층으로부터의 냉각 때문에 안정하다. 기단은 발원지에서 떠나 움직이기 때문에 지면의 자연적인 변동으로 변질된다. 즉, 움직이는 기단은 독립적으로나 동시적으로 아래의 두 가지 과정들로 인하여 변질될 수 있음을 의미한다.

- 해양으로 이동하는 기단은 해수의 증발로 인하여 특히 접지층의 수분 함량이 증가하게 될 것이다. 상대적으로 길쭉한 육지나 대륙을 이동하는 기단은 비교적 건조할 것이다.

- 발원지에서 떠나 따뜻한 지표면을 이동하는 한랭기단은 하층에서부터 가열되어 접지층의 공기가 불안정해진다. 그리고 찬 지표면을 이동하는 온난기단은 하층에서부터 냉각되어 접지층의 공기가 안정하게 될 것이다(그림 4.2). 특히 하층으로부터의 가열효과는 대기의 높은 층까지 퍼진다.



[그림 4.2] 변질된 열대기단(좌)과 한대기단(우)의 전형적인 연직 온도 프로파일

기단이 변질되는 정도는 다음의 3가지 주요 요소들에 의해 결정된다.

1) 발원지에서 기단의 초기 특성
2) 공기의 이동
3) 이동지역의 지표면 상태

4.2 발원지와 기단의 변질

우리나라의 경우, 겨울철에 기단의 변질에 의한 일기변화가 종종 목격되는데, 서해안과 동해안, 울릉도, 독도, 제주도 등의 풍상측 지방에 한파와 함께 내리는 눈을 하나의 예로 들 수 있다(그림 4.3).

이는 북서쪽의 차고 건조한 공기가 상대적으로 따뜻한 바다를 이동해오면서 하층에서부터 따뜻해지고, 이로 인하여 하층부가 불안정해지고, 다량의 수증기도 흡수하여 습도가 높은 상태에서 육지의 지형에 의해 상승 응결된 것이다.

[그림 4.3] 우리나라 주변의 기단 변질의 예시

4.3 기단의 유형

우리는 이미 기단의 두 가지 주요 유형 즉 한대와 열대기단을 정의하였다.

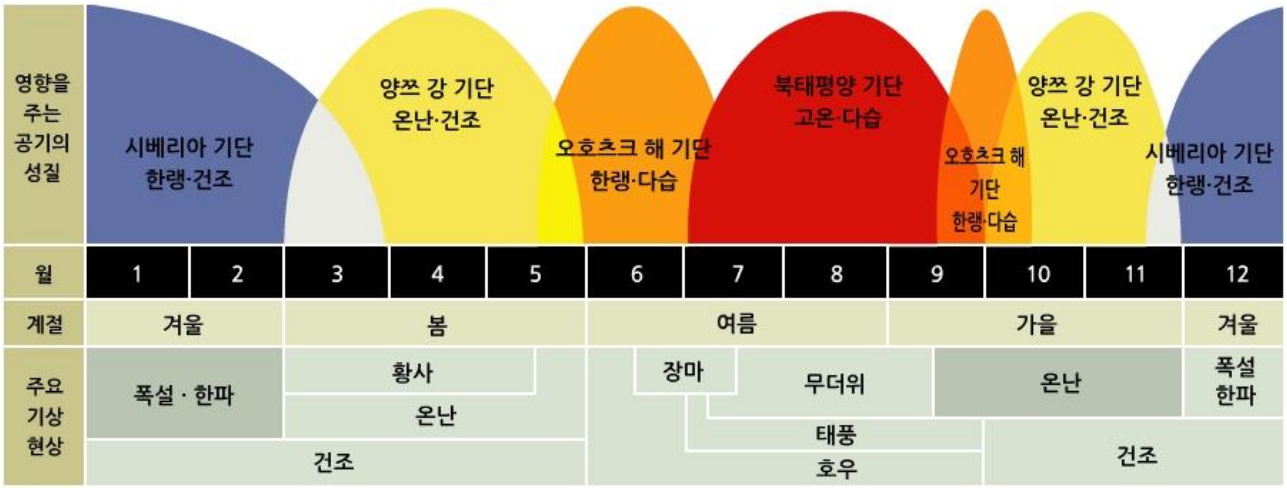
또한 이들 기단은 발원지를 떠나서 해양과 대륙을 이동할 수 있다. 그래서 네 개의 기단과 우리나라에 영향을 끼치는 기단의 세부분류에 의한 한 개의 기단을 추가하여 총 다섯 가지 유형을 정의할 수 있으며 기단의 각 이름은 다음과 같다.

대륙성 열대기단	cT
해양성 열대기단	mT
대륙성 한대기단	cP
해양성 한대기단	mP
적도 기단	mE

기단은 각각 아래의 용어로 특징 지어진다.

- 온도
- 습도
- 감률의 변화
- 안정도
- 일기
- 시정

이를 바탕으로 각 기단들의 주요 특징을 요약하면 표 4.1과 그림 4.4와 같다.



[그림 4.4] 계절별 기단과 기상현상

4.3 기단의 유형

[표 4.1] 우리나라에 영향을 끼치는 기단의 전형적인 특징

	대륙성 열대기단 (양쯔강 기단)
	봄, 가을
온도	온난
습도	건조
안정도	불안정(이동후, 하층 안정)
일기	날씨가 변화가 잦은 가운데 온화하고 맑은 날씨, 안개, 황사
	해양성 열대기단 (북태평양 기단)
	여름
온도	고온
습도	다습
안정도	불안정
일기	폭염, 열대야, 때때로 적(란)운 발생, 뇌우를 동반 소나기
	대륙성 한대기단 (시베리아 기단)
	겨울
온도	한랭
습도	건조
안정도	안정(이동후, 하층 불안정)
일기	맑고 혹한 (때때로 눈), 삼한사온, 영동 지방 폭설(푄)
	해양성 한대기단 (오호츠크해 기단)
	초여름(장마기), 가을
온도	한랭
습도	다습
안정도	안정(이동후, 하층 불안정)
일기	흐리고 장맛비, 영서 지방 가뭄(푄)
	적도기단
	태풍 발생시
온도	고온
습도	다습
안정도	불안정
일기	강풍 동반한 태풍, 집중호우

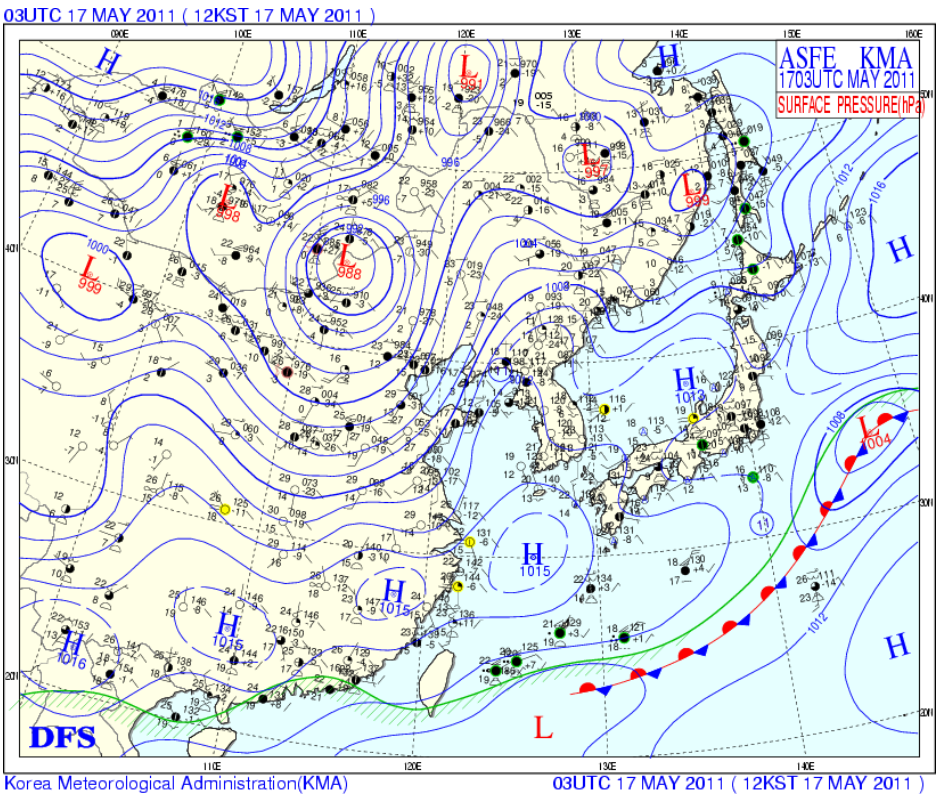
4.3 기단의 유형

4.3.1 대륙성 열대기단

대륙성 열대기단은 주로 봄・가을철에 영향을 끼친다. 우리나라 부근으로 이동해오는 대륙성 열대기단은 중국 남부 내륙 양쯔강 부근에서 발원한 양쯔강 기단으로, 최근 시베리아 기단의 일부가 남하하여 변질된 것이라고 보는 견해가 있다. 대륙성 열대기단은 3~4일 간격을 두고 이동성 고기압의 형태로 우리나라에 다가온다(그림 4.5).
초기에는 불안정하지만 너무 건조하기 때문에, 남・서해상을 지나면서 수분을 공급 받아도, 우리나라에 유입될 경우 온난하고 건조한 날씨를 보인다. 때때로 고기압 주변이나 저기압 이동시에 충분한 수분이 공급되어 상승하면, 소나기나 뇌우가 발생하기도 한다.

시정은 일반적으로 중국이나 몽골 등에 있는 사막과 황토 지대의 작은 모래나 황토, 또는 먼지가 날아와 떨어지는 황사로 인하여 보통이거나 나쁘다. 심한 경우 자동차나 건물에 먼지가 쌓이기도 하고, 이때 비나 눈이 내리면 흙비나 누런 눈을 보게 된다.

이런 특징이 있는 대륙성 열대기단은 3월~5월, 10월~11월에 발생한다.



[그림 4.5] 봄・가을철 우리나라에 대륙성 열대공기를 가져오는 전형적인 종관 일기도

4.3 기단의 유형

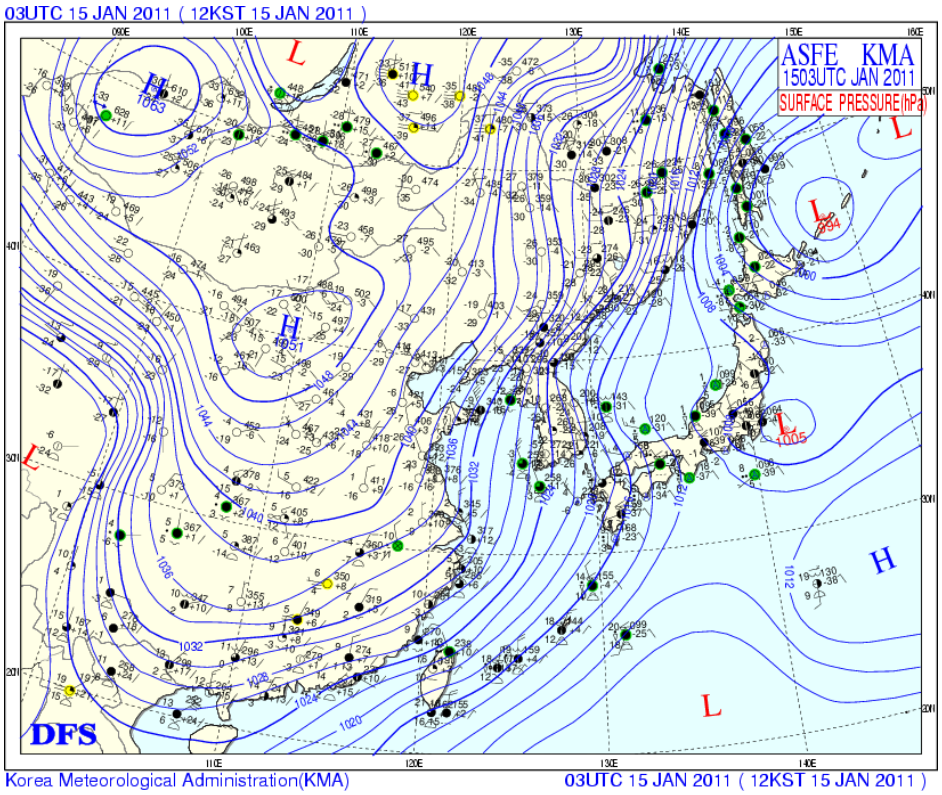
4.3.2 대륙성 한대기단

대륙성 한대기단은 고위도의 광대한 시베리아 지역이 발원지다. 여름에는 대륙이 너무 데워지기 때문에, 이 기단은 겨울철 일기현상만을 설명한다.

대륙성 한대기단이 우리나라에 확장해 올 때의 기압배치는 아시아 대륙에 고기압이 넓게 위치한 전형적인 겨울철의 북풍 또는 북서풍이 강한 서고동저형이다(그림 4.6).

우리나라 쪽으로 확장하는 이 기단은 이동경로에 따라 다른 특징을 보인다. 본래 이 기단은 강한 북서풍을 동반하는 매우 한랭건조한 기단으로, 전반적으로 맑고 기온이 낮다. 그러나 이 기단이 강한 바람을 동반한 채 상대적으로 따뜻한 서해상을 이동하면 불안정하고 수분이 증가하여 때때로 서해안 가까이에 비나 눈을 내리게 한다.

대륙성 한대기단은 11월 후반에서 3월까지 우리나라에 접근한다.

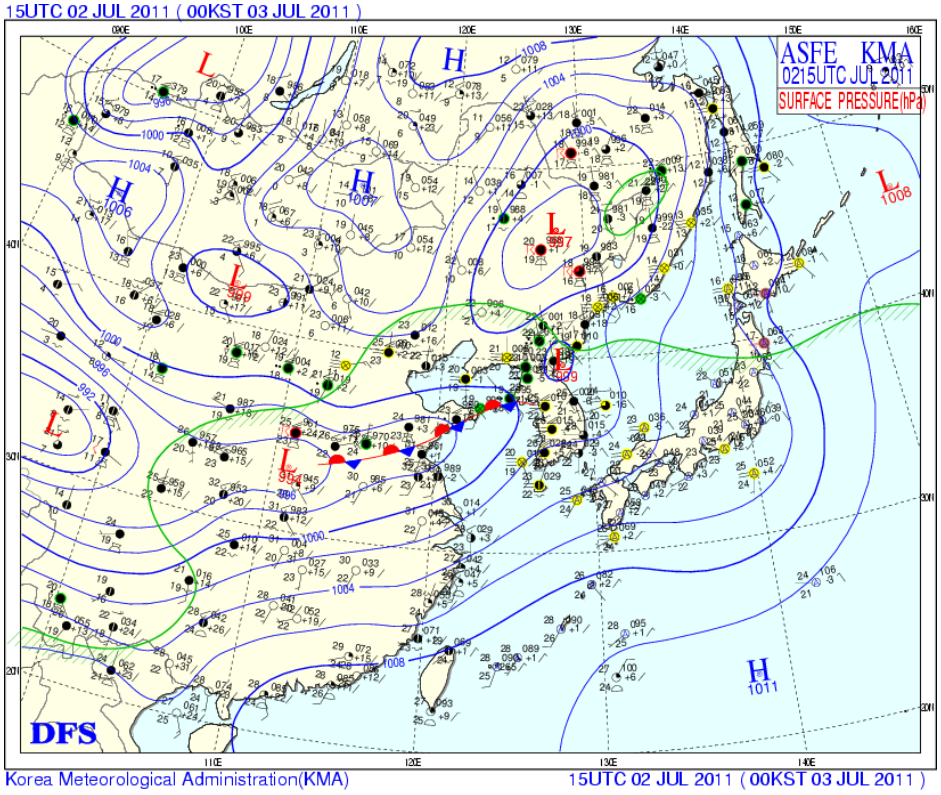


[그림 4.6] 겨울철 우리나라에 대륙성 한대공기를 가져오는 전형적인 종관 일기도

4.3 기단의 유형

4.3.3 해양성 열대기단

해양성 열대기단의 발원지는 따뜻한 열대 바다인 북태평양이다. 이 기단은 보통 저위도에서 남풍 또는 남서풍이 북태평양 고기압 주변을 따라 불어 온다(그림 4.7).



[그림 4.7] 여름철 우리나라에 해양성 열대공기를 가져오는 전형적인 종관 일기도

이 기단은 본래 최하층부가 온난 습윤하여 불안정하고, 한랭한 바다를 이동할 때에는 공기는 안정화되고 포화가 멈춘다. 우리나라에 접근한 경우, 따뜻한 육지를 만나 기온 감률이 증가하여 공기는 더욱 불안정해지고, 쉽게 변질된다. 특징은 수증기의 흐름 방향에 의존하며, 지역마다 크게 차이가 나고 짧은 시간에 온화해진다.

우리나라의 남쪽에서의 해양성 열대 기단은 노령산맥과 소백산맥에 의한 상승응결 효과가 결부되어 강한 폭우를 유발하기도 한다. 서쪽에서는 서해상의 하층에서 온난 습윤한 공기와 상층의 한기유입으로 인한 뇌우를 동반한 집중호우가 발생하기도 한다.

4.3 기단의 유형

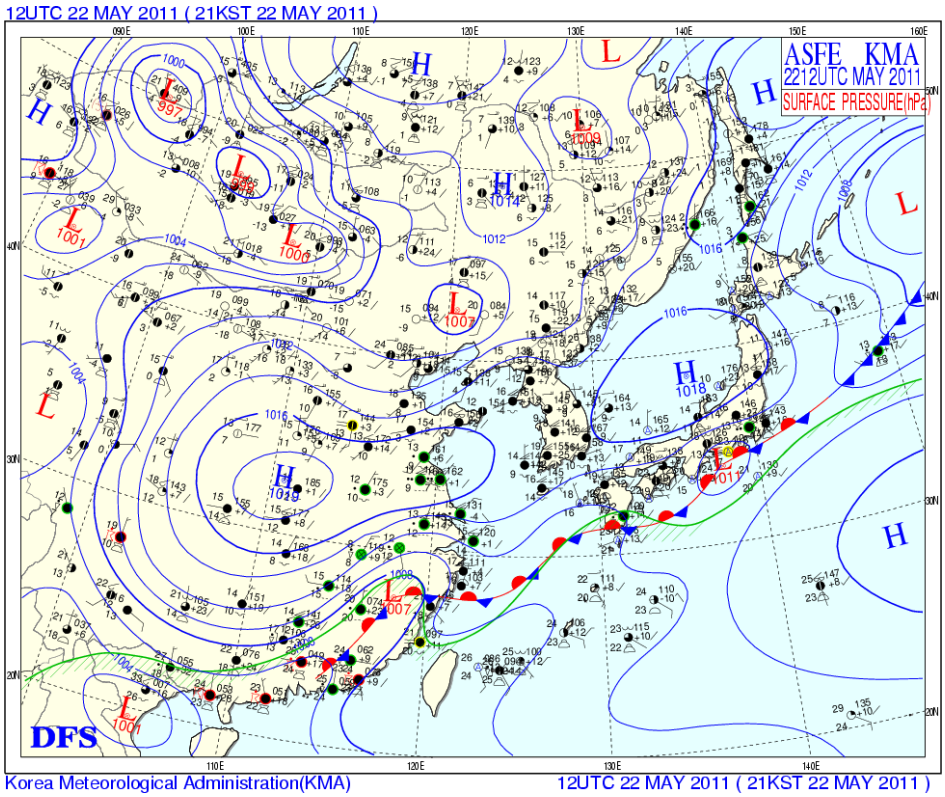
때때로 강한 일사로 인한 적운 또는 적란운이 발달하여 좁은 지역에서 수시간 내에 뇌우를 동반한 게릴라성 폭우를 발생시키기도 한다.

북태평양 기단이 우리나라에 위치할 때는 7월~9월로, 일중 온도가 30℃를 넘으며, 우리는 이때 최고기온을 경험한다. 밤에는 15~20℃에 이르며, 특히 25℃를 넘을 경우 열대야를 겪기도 한다.

4.3.4 해양성 한대기단

해양성 한대기단은 우리나라의 북동쪽 오호츠크해에서 이동해온다. 전형적인 종관 상황은 고기압이 오호츠크해 가까이에 중심을 두고, 북태평양 고기압과 만나 불연속선에서 장마전선이 나타날 때이다(그림 4.8).

이 기단은 아주 차고 건조하게 시작하지만, 해수의 온도가 상승하면서 기단의 온도도 계속적으로 상승하여 불안정하게 되고, 많은 수분을 함유하면서 북태평양 기단으로 변질된다.



[그림 4.8] 초여름 장마철 우리나라에 해양성 한대공기를 가져오는 전형적인 종관 일기도

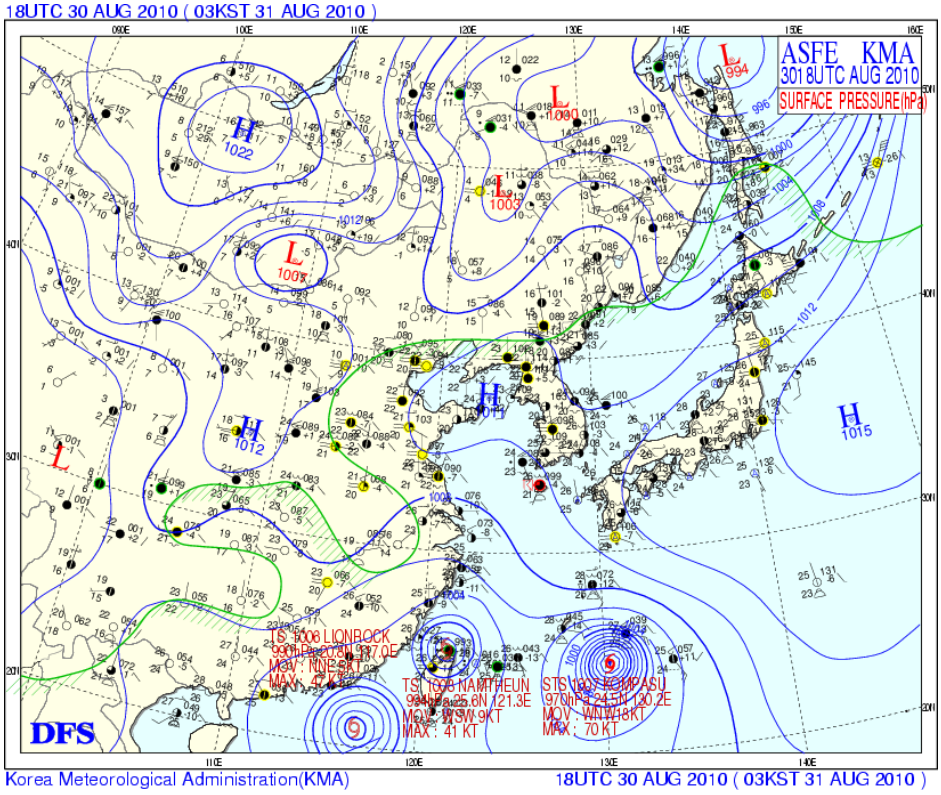
4.3 기단의 유형

4.3.5 적도기단

적도기단은 열대기단 중 주로 해양의 열대저압대에서 활발한 대류활동에 의하여 상층까지 다습해지고 불안정한 기단을 말한다.

우리나라에서는 태풍 북상 시에 이런 고온다습한 적도기단을 밀고 올라와서 호우가 내리는 경우도 있다.

계절에 따라 적도무풍대가 북상 또는 남하하게 되므로 그 발원지도 어느 정도 남북으로 이동한다.



[그림 4.9] 태풍 북상시 우리나라에 적도공기를 가져오는 전형적인 종관 일기도

요약

넓은 지역에서 비슷한 일기가 나타나는 현상을 설명해주는 기단과 각 기단의 특성을 알아보았다. 대륙성 기단은 육상에서 형성되고 해양성 기단은 해상에서 형성되며, 열대기단은 더운 열대지방에서 발원한다.

우리나라 겨울철에 영향을 끼치는 대륙성 한대기단(시베리아 기단)은 한랭건조하고, 봄·가을철에 우리나라 부근에 접근하는 대륙성 열대기단(양쯔강 기단)은 고온건조하다.

여름철에는 해양성 열대기단(북태평양 기단)이 접근하여 고온다습하다. 특히 초여름 장마철에 영향을 미치는 해양성 한대기단(오호츠크해 기단)은 한랭습윤하다.

이런 기단의 형성 및 변화하는 과정과 원인을 예단하며, 기단의 이동방향을 예측하는 것이 바로 일기예보의 일부이다.

연습문제

1. 기단의 발원지가 되기 위해서 그 지역에 부합되어야 할 조건은 무엇인가?

2. cT, cP, mT, mP 그리고 mE 기단들의 기온과 습도 특성을 비교하고, 이들 중에서 가장 뜨겁고, 건조하고, 차갑고 그리고 가장 습한 기단은 무엇인지 서술하시오.

3. 공기덩어리를 기단으로 분류함에 따른 이점과 한계점을 설명하시오.

4. 우리나라에 접근하는 대륙기단이 본래의 발원지에서 벗어나 서해를 가로질러 이동함에 따라 어떠한 변화가 일어나는지 서술하시오.

5. mT와 mP기단이 충돌은 일 년 중 어느 때에 일어나며 어떠한 현상들이 발생하는지 서술하시오.

5장. 전선과 온대저기압

5.1 전선
5.2 온대저기압의 일생(Life-cycle)
5.3 온대저기압의 3차원 구조
5.4 한대전선제트

학습목표

- 전선의 종류별 특성에 대해 안다.
- 전선을 중심으로 발달하는 온대저기압의 일생과 3차원 구조에 대해 안다.
- 한대전선제트에 대해 안다.

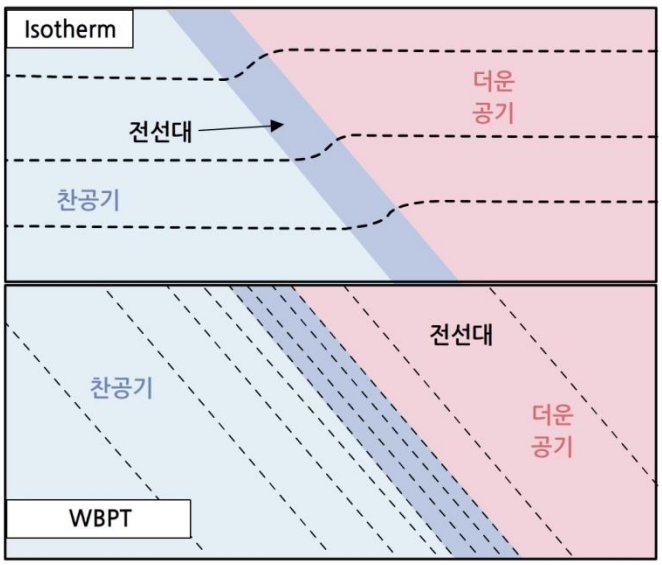
5.1 전선

5.1.1 전선의 정의

전선(Front)은 대조적인 두 기단 사이의 전이대(전선대)이다. 전선대(Frontal Zone)에서는 온도와 습도의 수평 경도가 크다. 습구 온위(θ_w)는 이러한 온도와 습도를 함축하는 유용한 파라미터이며, 습윤 또는 건조 단열 과정에서 보존된다. 그림 1에 등온선과 θ_w 선으로 표시된 전선의 연직분포를 나타냈다. θ_w 선은 교차하지 않고 전선과 나란히 놓여 일직선을 이루며, 수평 경도가 큰 부분은 전선대를 나타낸다.

두 기단을 분리하는 전선은 그림 5.1과 같이 찬 공기 쪽으로 기울어져 있다. 그러나 전선의 기울기는 실제보다 과장되어 가파르게 묘사되었음에 유의하여야 한다. 실제 전선의 기울기는 1:100 정도이다.

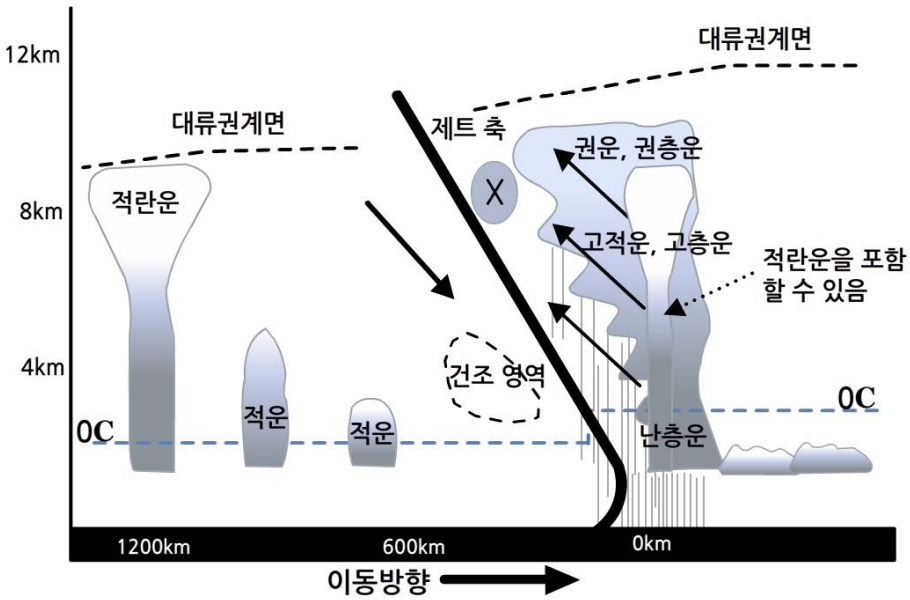
따뜻한 공기와 찬 공기는 밀도가 다르기 때문에 두 공기는 서로 섞이지 않고, 보통 따뜻하고 가벼운 공기가 차갑고 무거운 공기 위로 올라가는 상승운동이 존재한다. 이러한 상승 운동은 팽창과 단열냉각을 이끌고, 순차적으로 응결, 구름의 형성, 그리고 비를 내리게 한다. 전선이 이동하여 지표면의 찬 공기를 따뜻한 공기로 교체하는 전선을 온난전선(Warm Front)이라고 한다. 반대로 따뜻한 공기를 찬 공기로 교체하는 전선이 한랭전선(Cold Front)이라고 불린다. 비록 온난전선과 한랭전선이 서로 다른 특징을 보이지만, 두 전선 사이에 열적 구조가 다른 것은 아님을 기억해야 한다. 예를 들어, 그림 5.1의 전선이 온난전선인지 한랭전선인지 구분하여 말하는 것은 불가능하다.



[그림 5.1] 등온선(위)과 등 θ_w선(아래)으로 표시된 전선의 연직분포

5.1 전선

5.1.2 한랭전선

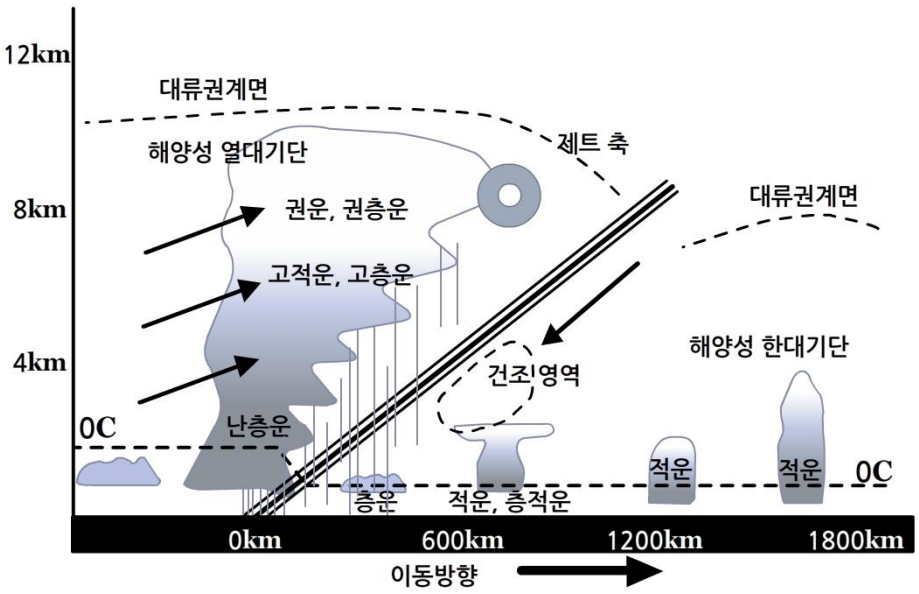


[그림 5.2] 한랭전선의 연직단면

경 사	보통 1:30~1:100 정도이고, 활동성 전선일수록 경사가 더 가파름. 평균 1:70 정도임.
구 름	층운(*Str*)의 두꺼운 층. 몇몇 활동성 한랭전선은 가끔 적란운(*Cb*)을 포함하고, 몇몇은 주로 대류성 구름으로 구성됨. 전선 후면에는 대류성이고 부서진 구름이 위치함.
기 상	지상전선 주변에 아주 좁은 강우띠(*Rain Band*)가 위치하여 전선에서 소나기가 내림. 적란운(*Cb*)이 존재할 때에는 우박이나 뇌우의 위험도 있음.
온 도	보통 온도는 하강함. 그러나 전선 통과 후 맑은 곳에서는 일사 때문에 상승할 수도 있음.
이 슬 점	전선이 통과할 때, 하강함.
시 정	강수 중에는 보통이고, 전선 통과 후에는 급격히 향상되어 좋아짐.
기 압	전선이 접근함에 따라 기압이 하강하고, 전선 통과 시나 후에는 급격히 상승함.
지 상 풍	풍향은 전선 통과 전에 약간 반전(*Backing*). 통과할 때 급격히 순전(*Veering*)
상 층 풍	지상전선 통과 후 고도가 높아짐에 따라 풍향은 반전
이 동	35~50㎞ 정도

5.1 전선

5.1.3 온난전선

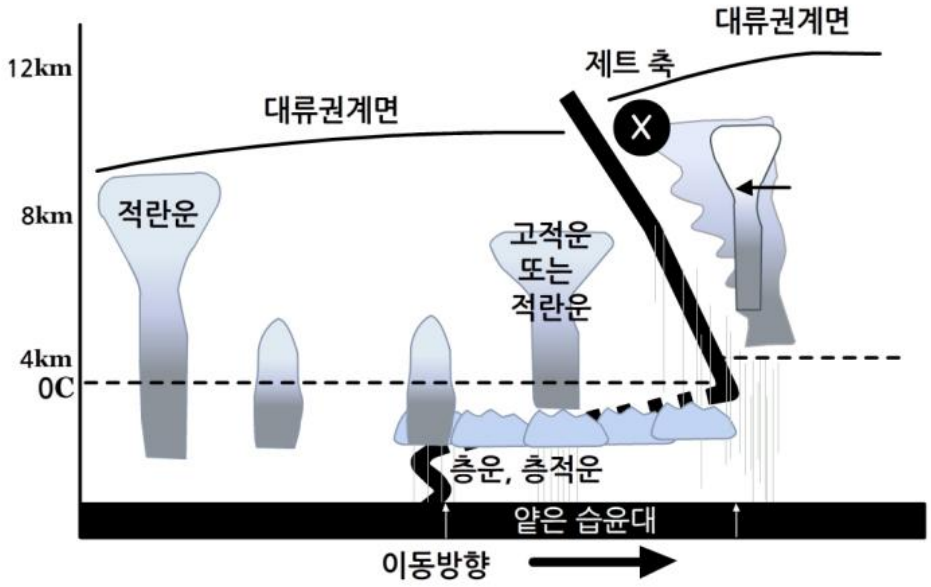


[그림 5.3] 온난전선의 연직단면

경 사	보통 1:100~1:200이고, 활동성 전선일수록 경사가 더 가파름. 평균 1:150 정도임.
구 름	상층 운량이 증가, 전선에 접근함에 따라 두껍고 낮음. 지상전선의 800 ㎞ 전방에서 상층 구름의 가장자리가 먼저 접근함.
기 상	지상전선의 약 200~400 ㎞ 전방에서 약한 비가 내리고, 지상전선 부근에서는 보통의 비가 내리며, 통과 후에는 비가 그침. 온난역에서는 약한 비나 이슬비(D*rizzle*)가 산발적으로 발생할 수 있음.
온 도	전선이 통과할 때 온도는 상승하나, 비가 내리면 온도가 낮아지기 때문에 반드시 상승하는 것은 아님.
이 슬 점	전선이 통과하기 전에 상승하기 시작하고, 전선이 통과할 때 뚝 떨어짐.
시 정	전선이 통과하기 전에 좋고, 강수 중에는 보통이었다가 온난역에서는 가끔 나쁨.
기 압	전선이 접근함에 따라 기압이 점점 더 하강. 일반적으로 기압은 온난역에서 크게 변하지 않으나, 저기압이 강해질수록 계속적으로 하강할 수 있음.
지 상 풍	전선이 통과하기 전에 반전이고 풍속이 증가함. 통과할 때 순전
상 층 풍	지상전선의 전면에서는 고도가 높아짐에 따라 풍향은 순전
이 동	25~35㎞ 정도(한랭전선의 절반정도)

5.1 전선

5.1.4 분리형(Split) 한랭전선



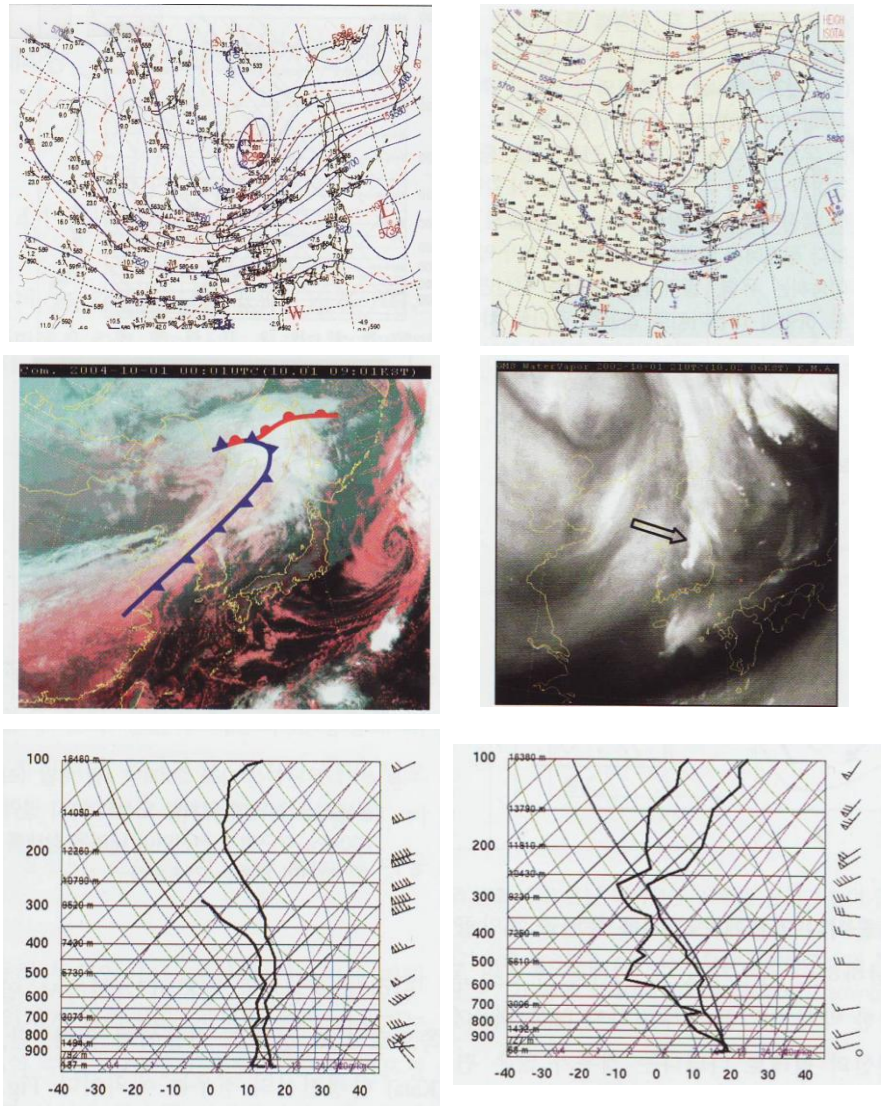
[그림 5.4] 분리형(Split) 한랭전선의 연직단면

경 사	전선은 서로 다른 층에서 두 개 영역으로 분리됨.
구 름	뇌우를 발생할 수 있는 고적운(*Ac*)을 포함한 상층 전선이 통과할 때에 대기 중층에 두꺼운 층을 형성. 지상전선이 통과하고 하늘이 맑기 전에 대기 하층에 얇은 층을 형성
기 상	상층 전선에서나 전면에 보통 또는 강한 비가 내리고, 이어 약한 비로 바뀜. 지상전선이 통과하고 하늘이 맑기 전에 얕은 습윤대(Shallow Moist Zone, SMZ)에 우박이나 뇌우의 위험을 동반한 강한 돌풍이 있을 수 있음.
온 도	상층 전선의 영향은 거의 없음. 일사 증가 등의 영향이 없다면 지상전선의 통과 중에는 온도가 낮아질 것임.
이 슬 점	상층 전선은 효과가 없고, 지상전선이 통과할 때 이슬점이 급격히 낮아질 수 있음.
시 정	상층 전선과 SMZ에서 비가 내리는 중에는 나쁘지만 그 외에는 보통임. 지상전선이 통과할 때에는 시정이 좋음.
기 압	상층 전선의 영향은 거의 없음. 일반적으로 온난역과 SMZ에서 일정하지만, 한랭전선의 통과 후에는 상승함.
지 상 풍	상층 전선의 영향은 거의 없음. 지상전선이 통과할 때에 순전
상 층 풍	SMZ에서 거의 일정하나 상층 전선의 통과 후에는 고도가 높아짐에 따라 반전. 지상전선이 통과할 때에는 모든 고도에서 반전
이 동	상층 전선이 지상에서의 전선보다 빠르게 이동

5.1 전선

5.1.5 활승전선과 활강전선

활동성 전선은 활승전선(Anafront)이라고도 불리고, 비활동성 전선은 활강전선(Katafront)이라고 불린다. 활승전선은 그림 5.2, 5.3과 같이 대류권 전체에서 전선면의 온난한 쪽에서의 상승 운동과 상층까지의 공기 포화가 특징이다. 그러나 활강전선의 경우에는 대류권 중·상층의 공기가 가라앉기 때문에 연직운동이 약해지며, 비단열적으로 공기가 온난하고 건조해지는 경향이 있다. 이때 중·상층운의 광범위한 층이 없어지고, 대신에 이 층은 약 3~4㎞까지 층적운(Sc)과 낮은 고적운(Ac) 층으로 구성된다. 이 엷은 구름은 따뜻한 공기에 머물기 보다는 전선대 어느 한 쪽으로 넓게 퍼지고 약한 강수를 내린다(그림 5.5).



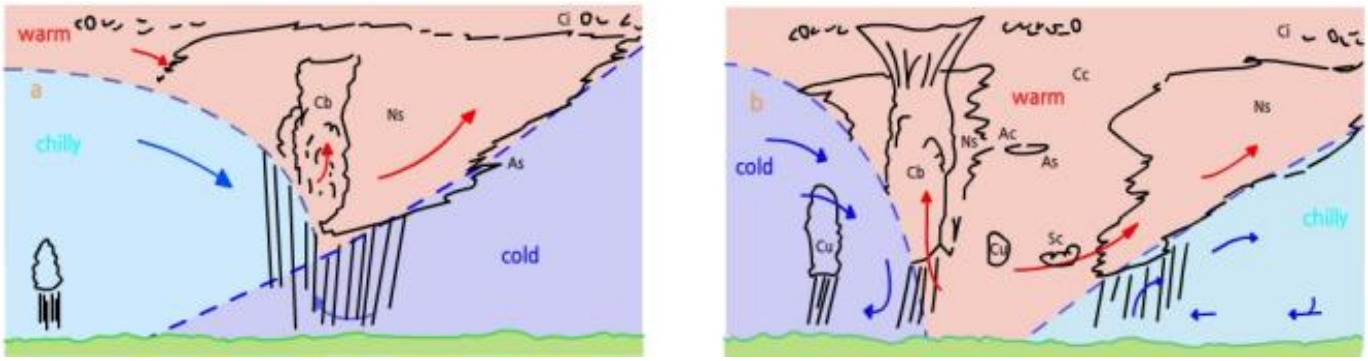
[그림 5.5] 활승형(좌)과 활강형(우) 한랭전선

5.1 전선

전선은 전선의 길이나 시간에 따라 활승에서 활강으로 변할 수도 있다. 일반적으로 발달하는 저기압 주변에서 온난전선이 활승형으로, 한랭전선은 활강형으로 되는 경향이 있다. 그러나 고기압 역에서는 이 두 전선은 모두 활강형으로 되는 경향이 있다. 우리나라의 경우, 가을철 및 겨울철에 한기를 동반한 기압골이 나타나며, 일기도상에서는 뚜렷하지 않으나 활승형 한랭전선의 형태로 나타나는 경우가 많다.

5.1.6 폐색전선과 정체전선

폐색전선(Occluded Front)은 한랭전선과 온난전선이 부딪치고 합쳐져 폐색상태가 된 전선을 말한다. 이때 한랭전선 후면의 찬 공기가 온난전선 전면의 찬 공기보다 찰 때에는 한랭 폐색전선, 반대의 경우에는 온난 폐색전선이 발생한다(그림 5.6). 한랭 폐색전선은 한랭전선이 온난전선 밑으로 파고들기 때문에 지상의 폐색전선 후면에 상층의 온난전선이 위치하게 되고, 한랭 폐색전선은 폐색되기 전의 한랭전선이 온난전선을 타고 활승하여 지상 폐색전선의 전방에 상층 한랭전선이 위치하게 된다.



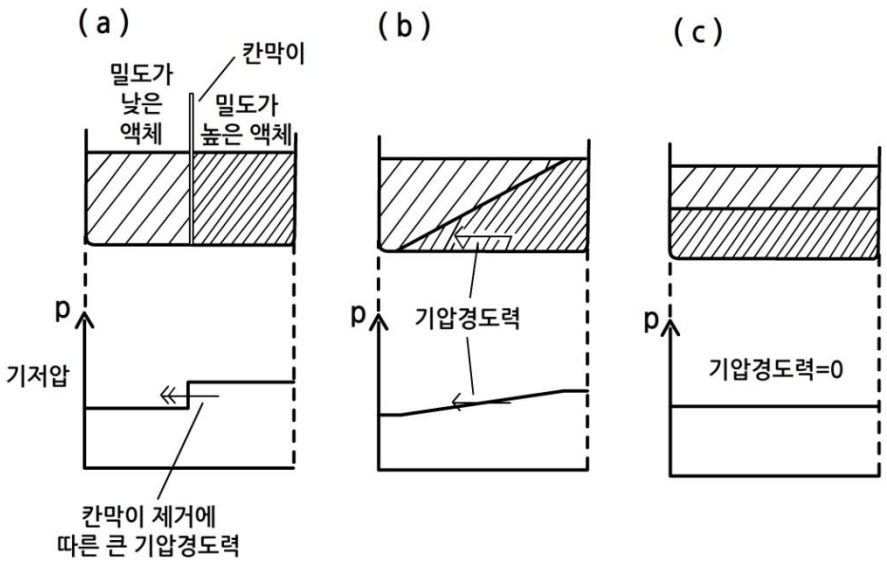
[그림 5.6] 한랭 폐색전선(좌)과 온난 폐색전선(우)

정체전선은 움직이지 않거나 움직여도 매우 느리게 움직이는 전선을 일컫는다. 상공의 풍향이 전선의 방향과 평행하나 전선 양쪽에서 반대 방향을 이루고 있을 때 정체전선이 형성된다. 장마전선이 규모가 큰 정체전선의 예이다.

5.1 전선

5.1.7 수평 바람시어(Wind Shear)와 전선면의 안정도

밀도가 다른 액체가 얇은 연직 칸막이로 분리되어 그릇에 담겨 있다고 가정하자(a 단계). 기압경도력(Pressure Gradient Force)은 밀도가 큰 곳에서 작은 곳으로 작용하기 때문에 이 칸막이를 제거할 때 밀도가 큰 액체가 밀도가 작은 액체를 차지한다(b 단계). 밀도가 큰 액체가 위에 있고 수평 기압경도력이 0이 될 때인 c 단계에서는 평형이 이루어진다. 이 과정을 실제 대기에 적용하면, b 단계는 지구의 자전 때문에 차라리 c 단계보다 안정적이라고 할 수 있으며, 다음과 같이 설명할 수 있다.



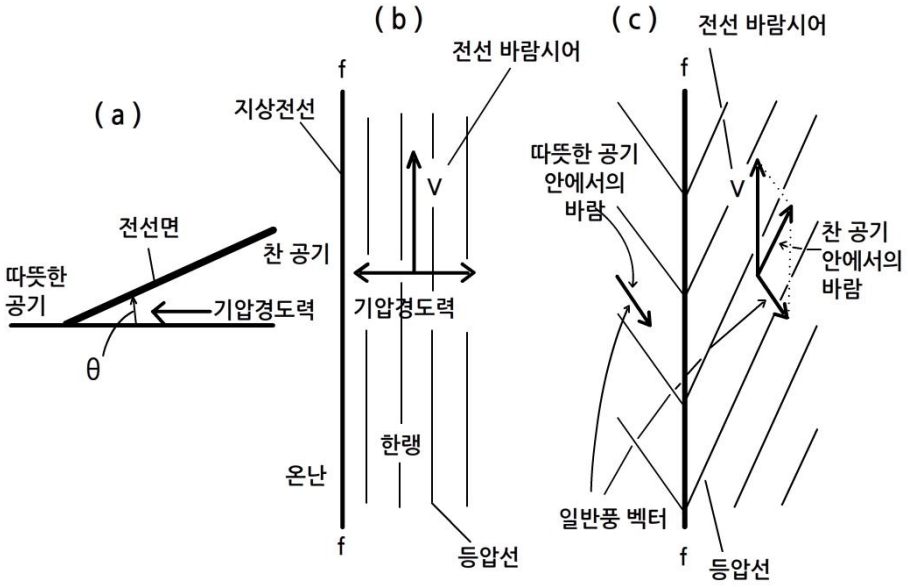
[그림 5.7] 밀도가 다른 유체의 안정도.
a) 칸막이 분리 b) 칸막이가 제거될 때 불안정 c) 안정

그림 5.8(a)와 같이, 온난기단에서 수평 기압경도력이 작용하지 않고 (그러므로 등압선이 없음) 따뜻한 공기덩어리와 찬 공기덩어리가 서로 가까이 있다고 가정하자. 그림 5.7의 예시와 마찬가지로, 찬 공기의 무거운 무게 때문에 기울어진 전이대 아래에 기압경도력이 작용한다. 이에 유발된 지균운동으로 코리올리 힘(Coriolis Force)이 기압경도력과 평형을 유지한다. 이는 그림 5.7(c)처럼 찬 공기가 완전히 온난한 공기 아래에 놓이는 것을 저지한다.

5.1 전선

그 결과로 찬 공기에서의 지균류(Geostrophic Flow)는 수평 바람시어가 전선면에 걸쳐서 존재한다는 것을 의미한다. 어떤 일반풍이 두 기단에서 방향성을 갖고 불더라도, 전선의 바람 시어와 같은 기단들의 상대적인 운동(Relative Motion)은 변하지 않는다(그림 5.8(c)). 전선에 나란한 찬 공기의 상대적인 운동에서 바람 시어는 북반구에서 바람이 왼쪽으로 불게 한다. 이와 동시에 따뜻한 공기는 전선 좌측을 떠나 찬 공기로 움직이는 것처럼 보이게 된다. 이런 이유로 전선의 통과 후에 바람은 순전하고, 이는 기압골을 따라서 놓이려는 경향이 있다.

평형을 유지하기 위해 전선에 필요한 두 기단 사이의 바람시어는 전선대에서 일정량의 저기압성 회전 또는 와도를 일으킨다. 이는 전선대가 저기압 발생에 대한 잠재력이 있다는 것이다.



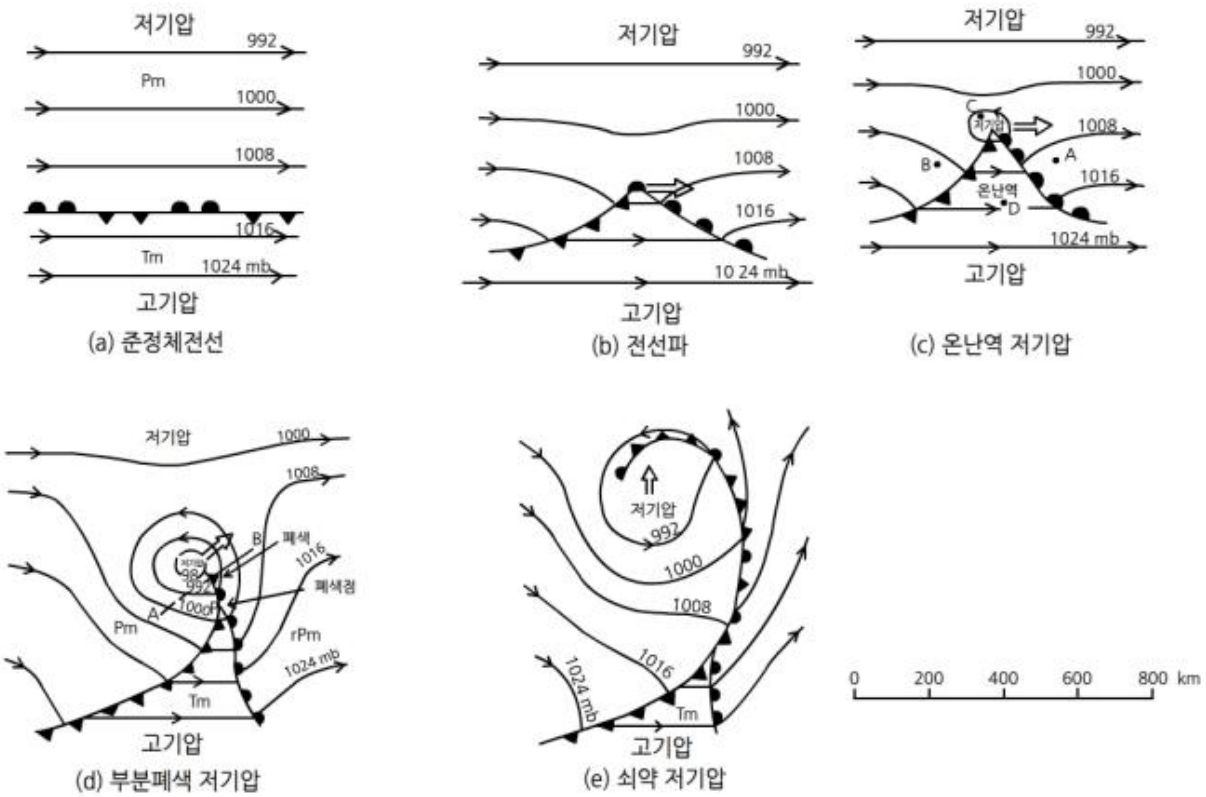
[그림 5.8] 기울어진 전선면의 안정도. a) 연직단면. b) 지균 평형을 만족하는 전선의 바람 시어. c) 전선 양쪽에 일반풍 벡터 포함

5.2 온대저기압의 일생(Life-cycle)

5.2.1 온대저기압 발생

그림 5.9(a)의 준정체전선(Quasi-stationary Front)을 생각해보자. 등압선은 남쪽 또는 북쪽으로의 어떠한 과정도 만들지 않고 준정체전선을 따라 나란히 놓여 있다. 여기에서 각 기단의 바람이 바람 시어의 조건을 만족함을 유념하자. 그림 5.9(b)는 전선을 따라 저기압성 회전 때문에 생긴 섭동을 나타낸다. 이는 준정체전선의 일부가 전선을 따라 어느 한 점에서 회전하게 되는 원인이 되며 전선파(Frontal Wave)라고 알려져 있다. 그 파동의 끝 쪽으로 등압선의 뒤틀림이 있음을 주목하자.

이것은 지상에 따뜻하고 밀도가 낮은 공기가 차고 밀도가 큰 공기로 교체되는 곳에서 기압이 하강하기 때문에 발생한다. 여기서 잠시, 그림에서 저기압이 왜 찬 공기 위에 생기는지 궁금할지도 모른다. 이것은 한랭기단이 더 낮은 고도에서 따뜻한 대류권계면을 갖고 있기 때문이다. 그래서 성층권 공기가 온난기단 위에 있는 것보다 한랭기단 위에서 더 따뜻하고 밀도가 낮다. 즉 이는 밀도가 높은 대류권의 공기를 더 많이 대체하므로 기압이 하강하기 쉽게 된다.



[그림 5.9] 온대 저기압의 일생(Life-cycle)

5.2 온대저기압의 일생(Life-cycle)

5.2.2 온대저기압 발달

전선파는 온난기단에서의 바람(15 ~ 20m/s)과 거의 유사한 속도로 한대전선을 따라 동쪽 또는 북동쪽으로 이동한다. 만약 전선파가 그 모양을 그대로 유지하고 확대되지 않는다면, 그저 한대전선을 따라 이동하는 일시적인 요란으로서 전선파는 하루에 1500㎞를 이동할 수 있다. 이러한 형태로 일어나는 전선파는 안정파(Stable Wave)가 되었다고 말한다.

그러나 몇몇 파동들은 불안정하고 파장이 길어지고 진폭이 커진다. 이런 파동요란의 발달이론은 복잡하고, 한대전선 지역에서의 경압성(수평 온도경도), 섭동의 파장, 위도와 연직 바람 시어에 의존한다. 특히 600~4000㎞ 파장에서 파의 진동이 불안정하게 되고 증폭된다는 것이 밝혀졌다. 파동이 불안정하면 그림 5.9(b) 단계 이후로 발달할 가능성이 높다. 이러한 발달 현상을 경압 불안정(Baroclinic Instability)이라고 한다.

그림 5.9(c)는 그림 5.9(b)보다 약 하루 늦게 일어나는 단계이다. 따뜻한 공기에서 찬 공기 쪽으로의 밀림이 증가한 것을 볼 수 있다. 다시 말하면 파동이 증폭되었다. 기존의 저기압성 회전과 함께 따뜻한 공기에 의해 찬 공기가 대체되는 닫힌 순환이 형성되며 파동의 끝에서 기압이 크게 감소하는데, 이는 열린 파동 저기압(Open Wave Depression)이라고 알려져 있다.

적도 쪽으로 이동하는 한랭전선과 극 쪽으로 이동하는 온난전선 사이에 있는 지역은 저기압의 온난역(Warm Sector)으로 알려져 있다. 온난역에서 등압선은 약간 뒤에 있고, 저기압 시스템은 온난기단의 바람으로 이동하기 때문에 저기압은 반시계 방향으로 회전하기 시작한다. 일단 저기압이 온난역 단계에 도달하면 보통 계속 발달한다. 저기압의 온난역은 진폭이 증가하고 좁아진다.

5.2.3 온대저기압 소멸

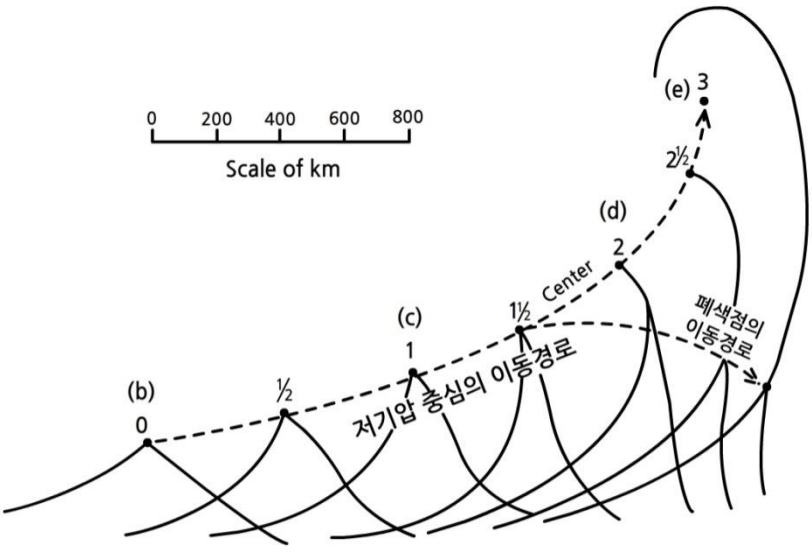
지상저기압은 파동의 끝에서 분리되어, 점진적으로 뒤쪽의 찬 공기 쪽으로 이동하고 강해진다. 이때 한랭전선이 온난전선을 추월하고 지면으로부터 온난역 공기를 들어 올리거나 서로 맞물려서 폐색 전선을 형성된다.

5.2 온대저기압의 일생(Life-cycle)

저기압은 일반적으로 이런 폐색과정이 시작된 이후 6~12시간 동안에 가장 강하다(그림 5.9(d)). 저기압 중심이 한랭기단과 온난기단의 지면 충돌로 점점 희미해지기 때문에, 강한 경압성대와의 접촉이 줄어든다. 저기압은 점점 더 반시계 방향으로 회전하고 속도가 느려진다. 그림 5.9(e)는 소멸하는 저기압(Decaying Depression)을 나타낸다. 저기압 중심은 폐색전선에서 분리되어 서서히 북쪽으로 이동해간다.

그림 5.10은 12시간 간격으로 이상적인 시스템의 위치를 찍은 연속일기도를 보여준다. 시스템의 주요 발달과정은 다음과 같다.

- 한대전선을 따라 이동하는 섭동의 진폭과 파장이 증가
- 폐색과정
- 왼쪽으로의 경로 뒤틀림
- 느려지는 이동속도

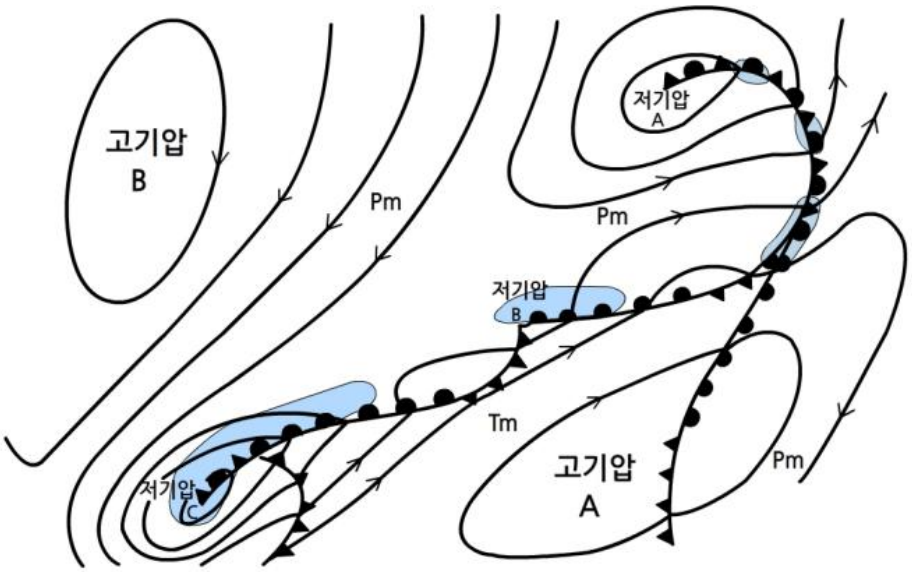


[그림 5.10] 폐색저기압의 발달을 보여주는 연속일기도

5.2 온대저기압의 일생(Life-cycle)

5.2.4 2차 저기압

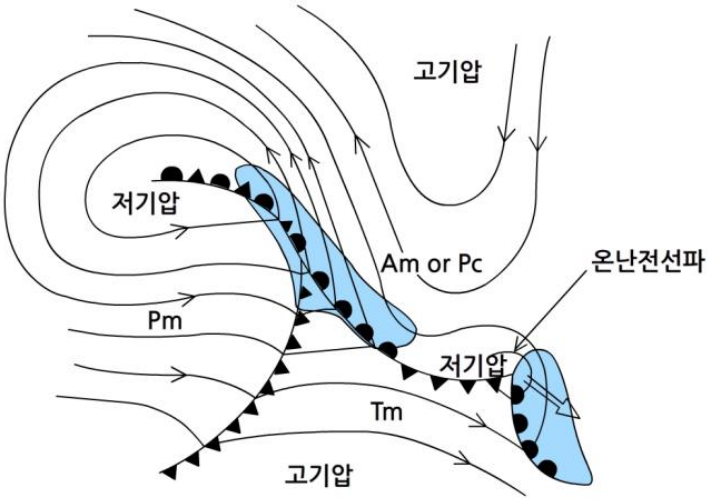
한랭, 온난, 그리고 폐색전선의 교차점(Triple Point)은 저기압 중심으로부터 좀 더 이동함에 따라 오른쪽으로 어떻게 구부러지는 경향이 있는지 유념하자. 저기압들은 종종 이동하는 한랭전선을 따라 형성되는데, 저기압이 강해지고 진폭이 커지기 전에 초기에는 파동으로 나타난다. 이런 과정은 한대전선을 따라 연속적인 저기압 가족을 이끌 수 있다(그림 5.11).



[그림 5.11] 발달 단계가 다른 저기압 가족. 암역은 강우역을 나타냄

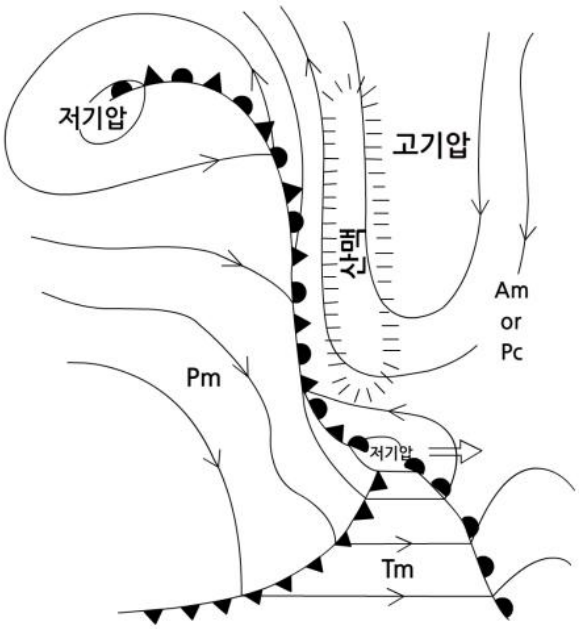
5.2 온대저기압의 일생(Life-cycle)

가끔 파동이 온난전선에서 형성되고 저기압으로 발달할 수 있다. 이것은 해양성 열대공기가 대륙성 한대기단 위에 영향을 끼칠 때 일어나며, 전선을 따라 경압성이 커지면 저기압이 발생하기 쉬운 환경이 된다(그림 5.12).



[그림 5.12] 온난 전선파에서의 저기압 형성

경우에 따라서는 주요 저기압 중심이 고지대 경계(산맥)에서 저지되었을 때, 교차점에서 이탈(Break-away) 저기압이 형성될 것이다(그림 5.13).



[그림 5.13] 폐색점에서의 이탈(Break-away) 저기압

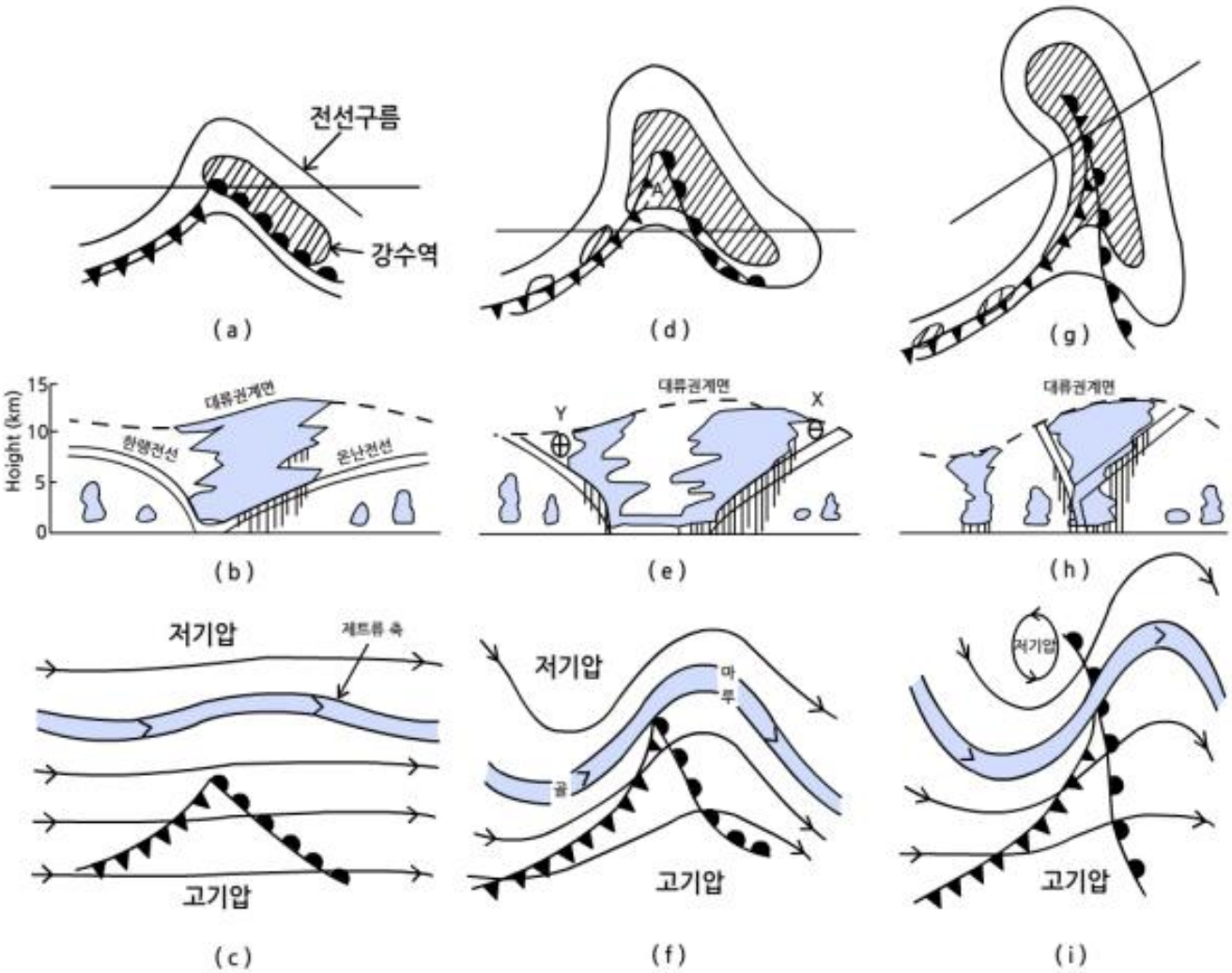
5.3 온대저기압의 3차원 구조

대기의 수평 온도 차이가 없다면, 상층류는 마찰층 위의 하층류와 정확하게 같을 것이고, 저기압과 고기압의 구조는 대기권 전 범위에서 동일할 것이다. 반면에, 지상에서 수평 기압경도가 없고 온도 차이만 존재한다면, 아래와 같은 이유로 고층에서는 기압경도력이 존재할 것이다.

정역학 방정식(Hydrostatic Equation)에서 입증된 바와 같이, 따뜻하고 밀도가 낮은 기단에서는 고도가 높아짐에 따라 기압은 서서히 하강하고, 차고 밀도가 높은 기단에서는 고도가 높아짐에 따라 기압은 급격히 하강하기 때문에, 저기압의 골은 한랭공기 상공에 존재한다. 대류권에서는 높이 올라갈수록 기온이 기압에 미치는 영향이 커지고, 열적으로 발생된 상층기압 패턴은 고도가 높아짐에 따라 더 분명해진다.

물론 실제 대기에서는 지상 기압차와 수평 온도차가 모두 존재한다. 그리고 열린 파동저기압의 경우에 저기압 중심은 난기의 능 끝부분 아래에 놓인다. 그러므로 기압이 더 서서히 낮아지기 때문에 고도가 높아짐에 따라 상층 기압패턴은 미미해진다. 저기압이 오래 지속되어 파동 끝에서 뒤쪽 한랭공기 쪽으로 움직일 때, 닫힌 순환은 위로 발달한다.

5.3 온대저기압의 3차원 구조



[그림 5.14] 폐색저기압 모형의 3차원 구조. (상) 전선구름의 수평분포. (중) 전선구름에서 그은 직선의 단면. (하) 300hPa에서의 유선

온난역 밑에 있는 지상 기압골(Surface Trough)은 연직으로 올라갈수록 한기 쪽으로 편향되어 점진적으로 서쪽으로 배치되고, 그곳의 기압은 급격히 하강한다. 즉, 같은 방법으로 시스템 전면에 있는 고기압의 지상 마루(Surface Ridge)는 고도가 높아짐에 따라 온난역을 구성하는 따뜻한 공기의 마루를 향하여 점진적으로 서쪽으로 배치하게 된다(그림 5.13).

결과적으로 상층의 등고선 패턴은 그림 5.14에서 보인 것과 같다. 지상저기압은 상류(Upstream)의 골과 하류(Downstream)의 마루 사이에 놓인다. 한기는 적도 쪽으로 밀고 난기는 극 쪽으로 밀기 때문에 상류 골과 하류 마루의 진폭은 커진다.

5.3 온대저기압의 3차원 구조

온난과 한랭기단은 고도에 따른 기압 감률이 서로 다르기 때문에 상층에서는 강한 기압경도력이 발생한다. 이는 대류권계면 1㎞ 아래에 중심을 둔 전선대 위에서 강풍의 제트(Jet)를 발생시킨다. 제트는 왼쪽에 더 낮은 기압(더 찬 공기)을 동반하고 분다. 비록 평면에서는 제트 중심핵(Jet Core)이 찬 공기에 있는 것처럼 보이지만 이는 실제 전선대 위쪽인, 상층의 난기 위에 놓여있음을 기억해야 한다. 즉, 제트 중심핵은 지상 온난전선의 전면에 위치하나, 한랭전선의 후면에 더 가깝다. 제트 중심핵은 한랭, 온난, 그리고 폐색전선의 지상 교차점을 지난다.

하층류에 대한 상층류의 발생 때문에, 북반구에서는 온난전선이 접근 시, 바람이 고도가 높아짐에 따라 순전(Veer)하고, 한랭전선 후면에서는 고도가 높아짐에 따라 반전(Back)한다. 이것은 그림 5.15에서 분명하게 볼 수 있다.

일반적으로 중위도 종관 현상들과 관련된 온도 패턴은 지상의 기압 패턴과 반대이다. 예를 들어, 지상 골은 온난기단의 온도 마루 아래에 위치하고, 지상 기압마루는 한랭공기의 온도 골 아래에 위치한다.

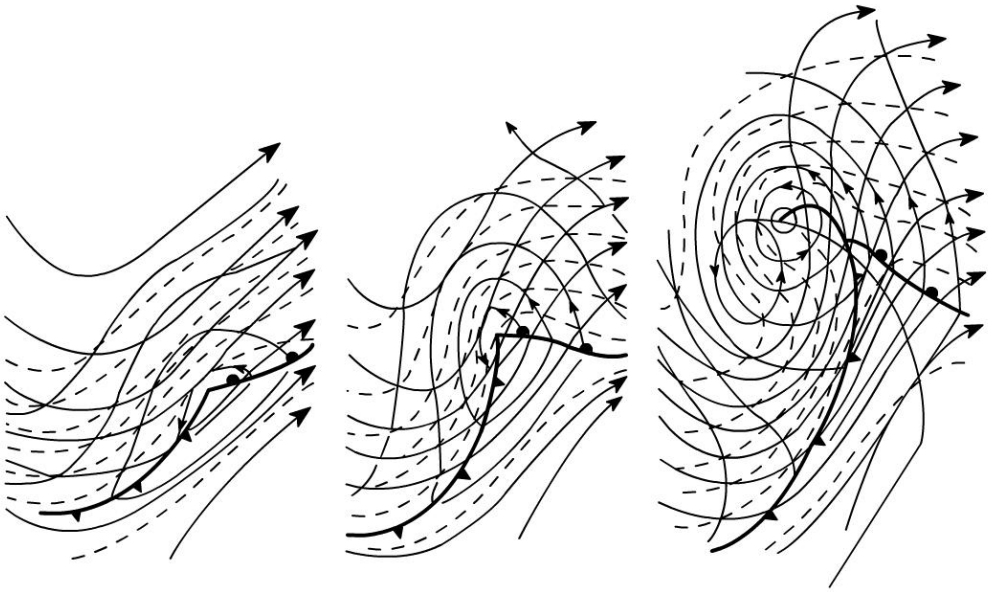
이는 고도가 높아짐에 따라 서쪽으로 기울어진 구조를 만드는 효과가 있을 뿐만 아니라, 상층의 등고선 패턴을 부드럽게 한다. 그 근거로 300hPa에서 닫힌 저기압과 고기압 순환이 그리 많지 않고, 폭이 넓은 골과 마루의 이어짐이 많다는 것을 (예로)들 수 있다.

5.3 온대저기압의 3차원 구조

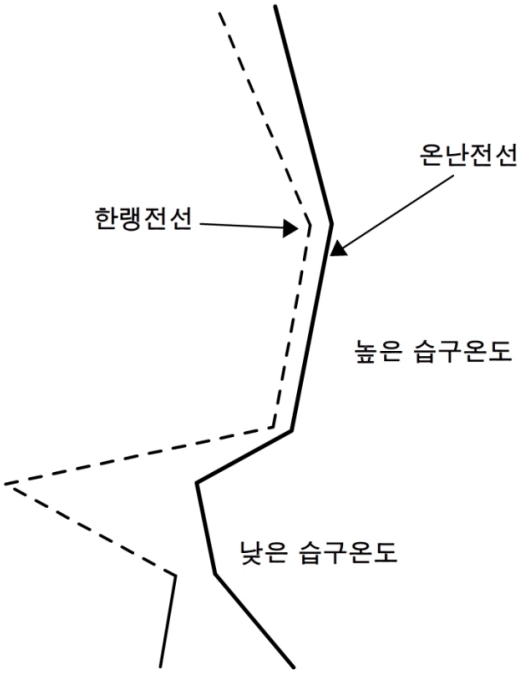
지상 온난전선의 전면을 관측한 연직 사운딩(Sounding)으로부터 기입된 단열선도는 지상 한랭전선 후면을 관측한 연직 사운딩에서 기입된 것과 유사하다. 둘 다 하층의 찬 기단에서는 θ_w가 낮고, 고도가 높아짐에 따라 증가한다. 가끔 건조대(Dry Zone)가 더 한랭한 기단의 전선면 부근에서 명확하게 보인다. 이것은 전선대 부근에서 하강하여 비단열적으로 따뜻해지고 건조해진 공기에서 기인한 것이다. 때때로 이 공기는 성층권에서 나와서 제트주변에서 대류권으로 유입되기도 한다.

이런 연직 사운딩에서 전선이 온난형인지 한랭형인지를 알 수 있는 한 가지 방법은 전선면을 지나는 연직 풍향의 변화이다. 북반구에서 만약 풍향이 순전하면 온난전선이 있다는 것이고, 풍향이 반전하면 한랭전선이 있다는 것이다.

5.3 온대저기압의 3차원 구조



[그림 5.15] 온대저기압의 3 가지 단계. 얇은 실선은 지표기압을 나타내고, 굵은 실선은 500 hPa의 고도선을 나타내며, 점선은 1000-500hPa 층후의 평균온도를 나타내는 등치선임. 높은 값일수록 그림의 아래 쪽으로 놓여있음



[그림 5.16] 온난전선 전면과 한랭전선 후면을 관측한 연직 습구온도(θ_w) 분포

5.4 한대전선제트

5.4.1 제트류

강한 상층 바람은 권운(Ci)의 이동에서 처음 추론되었고, 이후 항공기 운행으로 확인되었다. 이들 강풍은 수평 길이가 길고, 대기권에 깊게까지 확장될 수도 있다. 보통 최대 바람은 제트류(Jet Stream)라고 일컫는 곳에 위치한다.

제트류는 좁은 리본 모양의 빨리 이동하는 공기로 정의되는데, 전형적으로 이 기류의 길이는 1000㎞, 폭은 100㎞, 두께는 1㎞ 정도이며, 풍속은 최소 30m/s(60kt) 정도 이다.

강한 상층의 바람은 일반적으로 대기층 전체에서 일어나는 강한 수평 온도 경도와 관련이 있다.

제트류는 전세계 다양한 위치에서 계절적으로 그리고 짧은 시간 규모로 일어날 수 있지만, 이 책에서 우리는 한대전선제트(Polar Front Jet)에 대해서만 언급할 것이다.

5.4.2 한대전선제트

한대전선제트는 양반구의 위도 35°와 70° 사이 어디에나 위치할 수 있다. 여름에는 북쪽으로 이동하여 더 높은 위도에, 겨울에는 남쪽으로 이동하여 더 낮은 위도에 위치한다. 한대전선제트는 연중 나타나지만 겨울에 훨씬 뚜렷하고, 아열대의 온난한 공기와 한대의 아주 차가운 공기를 나눈다.

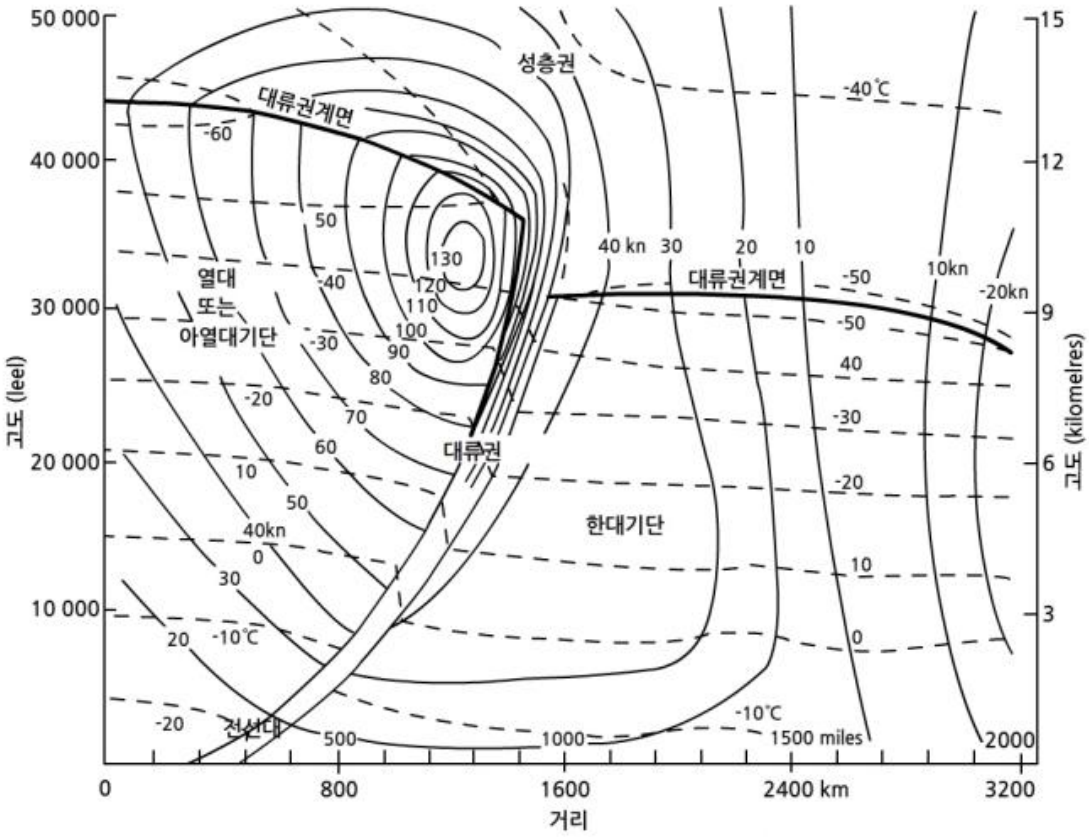
이름이 제시하는 것과 같이 제트는 한대전선(Polar Front)과 관련이 있다. 지상 전선과 관련된 저기압의 발달에 따라, 온도 경도가 강화되고 대류권 꼭대기에 강한 바람이 분다.

제트 중심핵은 대류권계면 약 1㎞ 아래의 온난기단에 위치한다. 이것은 500hPa의 전선대 위에 위치하고, 1000-500hPa 층후의 수평경도가 가장 큰 지역의 한기 가장자리에 위치한다.

제트는 300~250hPa 사이에 있으며, 최대풍속이 부는 층은 마루보다는 골에서 더 낮게 위치하는 경향이 있다. 풍속은 겨울에 150kt를 초과하고, 최대 200kt까지 이른다고 알려져 있다.

5.4 한대전선제트

일반적으로 제트는 서쪽방향(190°~350°)에서 분다. 그러나 북쪽에서 불어오는 제트가 (북동풍의 제트) 겨울에 가끔 발생하기도 한다. 남동풍 제트도 발생하지만 100kt를 초과하는 풍속은 드물다.
수평 바람 시어는 보통 제트축의 차가운 쪽에서 강하지만, 따뜻한 쪽에서의 시어는 요란을 일으키는 원인이 되는 임계값(Critical Value)에 가깝다 (그림 5.17).



[그림 5.17] 한대전선제트류의 단면. 실선은 등풍속선(kt), 점선은 등온도선(℃)

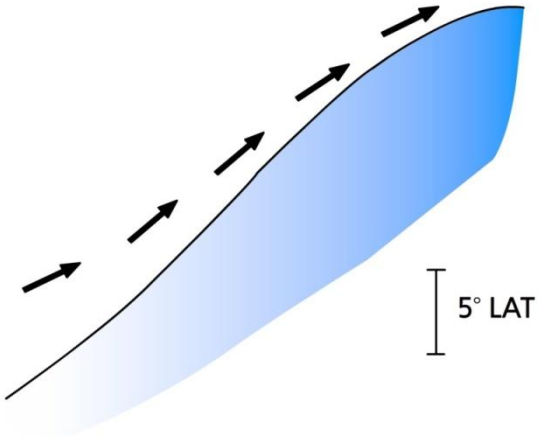
연직 바람 시어는 1㎞ 당 5~10m/s 정도이고, 측면 바람 시어는 100㎞ 당 5m/s 정도이다.

제트는 연직운동을 증가시키기 때문에 제트를 따라 가속과 감속이 아주 크다. 그래서 일기의 발달에 영향을 준다

5.4 한대전선제트

전선구름은 일반적으로 온난기단에 발생하고 층운형 구름의 가장자리는 아주 뚜렷한 경계로 나타난다(그림 5.18). 이 경계는 다음의 규칙을 활용하여 제트 축의 위치를 짐작하는데 활용할 수 있다(Bader, et al., 1995, Section 3.2.2.1).

- 제트는 뚜렷한 상층운 가장자리에 평행하게 놓인다.
- 제트 축은 보통 구름 가장자리의 1° 위도 내에 있다.
- 제트 축은 수증기 영상에서 습윤/건조 경계 가까이에 위치한다. 이때는 수증기 경계와 구름의 가장자리가 모두 나타나지만, 일치하지 않는다.



[그림 5.18] 권운띠의 가장자리와 한대제트류 축(화살표) 사이에 관계를 보여주는 개념도

요약

기단의 경계역인 전선(전선대), 전선과 함께 발달하는 저기압의 일생과 3차원 구조, 그리고 저기압 발달과 관련된 한대전선제트의 특징에 대해 알아보았다.

전선의 통과는 기온, 습도의 급격한 변화로 상승운동을 촉발하여 구름을 만들기 때문에 일기분석에서 중요하다. 기단의 연직운동과 활동성에 따라 다양하게 구분되고 각기 특성이 다르다. 특히 온난공기가 한랭공기로 대체되는 한랭전선의 앞면을 따라 온난공기가 다습하고 불안정하면 소나기가 내린다. 온난공기가 한랭전선 위로 올라가는 온난전선을 따라 광범위한 구름과 강수가 형성된다. 폐색전선은 한랭전선과 온난전선의 특성을 모두 갖는다. 이들 세 가지 전선은 중위도 일기 시스템인 파동저기압 또는 전선저기압의 주요 요소이다.

파동저기압은 전선을 따라 형성되고 일반적으로 예측할 수 있는 일생의 단계별 순환을 진행한다. 한대전선을 따라 서로 밀도가 다른 두 기단이 전선에 평행하게 앞쪽으로 움직이는 곳에서 저기압성 순환이 있는 파가 발생한다. 이때 따뜻한 공기는 찬 공기가 있는 지역으로 유입해 들어가며 극 쪽으로 전진한다. 지상에서 이러한 방향 변화는 기압패턴에서의 재조정을 초래하여 파의 끝에서 저기압의 중심이 위치한 거의 원에 가까운 등압선을 만든다. 파동저기압 시스템이 발달하면서, 보통 한랭전선은 온난전선보다 빠르게 전진하고 점차적으로 온난전선과 가까워져 온난전선을 들어 올리면서 폐색전선을 형성한다.

결국 모든 온난 구역은 강제로 들어 올려지고 찬 공기는 하층에서 저기압을 둘러싸면서 저기압은 쇠약해지고 결국 잘 조직된 반시계 방향의 흐름도 사라진다. 마지막으로 이런 저기압 순환을 유지하고 발달시키는데 중요한 역할을 하는 것이 바로 제트류임을 기억하도록 한다.

연습문제

1. 한랭, 온난, 정체 그리고 폐색전선의 구조를 서술하시오.

2. 왜 한랭전선은 온난전선보다 더 가파른 경사를 갖는가? 그리고 만약 당신이 전형적인 온난전선의 지표 부분으로부터 200km 떨어진 지점에서 있다면, 당신 머리 위 전선면의 높이는 얼마나 되는가?

3. 온난형 폐색전선과 한랭형 폐색전선의 차이점에 대해 설명하시오.

4. 중위도 저기압을 종종 파동저기압이라고 부르는 이유는 무엇인가?

5. 중위도 파동저기압 형성에서 폐색전선이 형성되는 단계의 파동저기압의 특징을 설명하시오.

6. 파동 저기압 내에서 강수가 가장 잘 나타날 수 있는 지역은 어디인가?

7. 중위도 저기압의 중심이 관측자의 북쪽에서 지나갈 때, 관측자가 겪게 되는 날씨 상태에 대해 설명하라.

8. 상층에서 강한 기압경도가 발생하는 이유는 무엇인지 서술하시오. 그리고 이 때문에 발생하는 것으로, 저기압을 발달시키는데 주요한 역할을 하는 것은 무엇인지 말하시오.

9. 저기압은 본래의 한대전선이론에 따르면 어디에서 가장 많이 발생하는가?

6장. 비전선 기압계

6.1 서론
6.2 저기압
6.3 열저기압
6.4 극저기압
6.5 지형저기압
6.6 열대저기압
6.7 고기압
6.8 기타 종관규모 기압 패턴

학습목표

- 중위도 지역에 영향을 미치는 다양한 비전선 기압계에 대해 안다.

6.1 서론

온대 기후의 중위도에서 대부분 기압계는 사실상 우리가 전선시스템이라고 지칭하는 것이다.

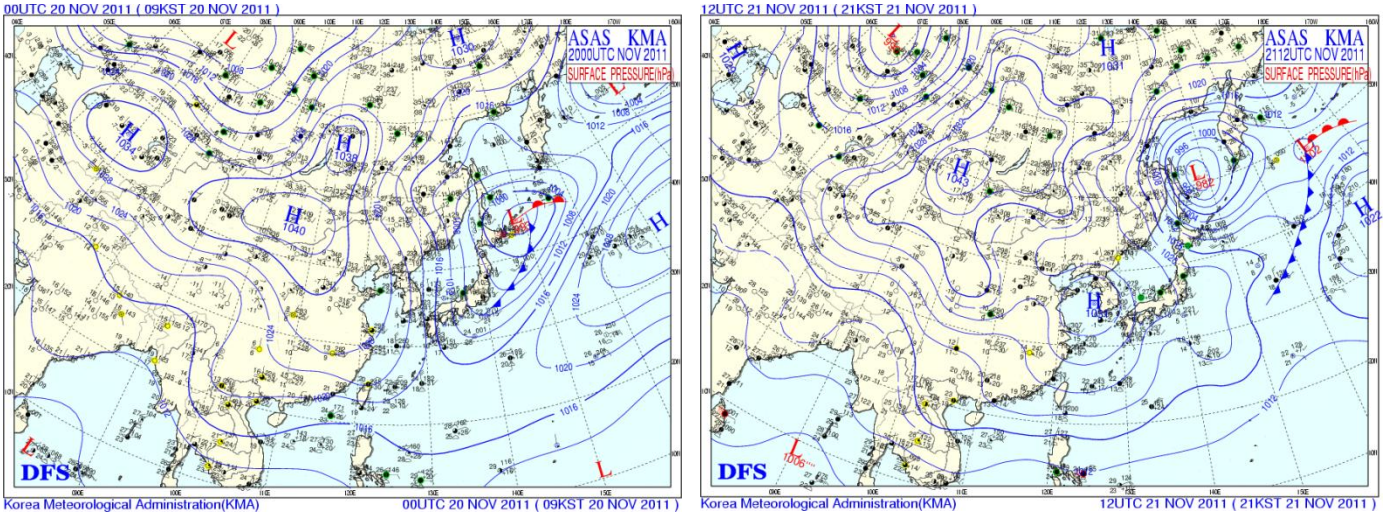
전선 기압계(시스템)는 두 기단(온대와 한대)의 경계에서 형성된다. 그 외의 다양한 형태의 비전선 기압계가 중위도 지역에 영향을 미친다.

6.2 저기압

폐색 전선저기압이 오래 지속될 때, 저기압 순환내의 기단은 변질되어 점점 그들의 고유 특성을 잃는다. 결과적으로 폐색전선은 잘 정의되지 않는다. 만약 기압이 더 이상 하강하지 않으면, 저기압은 전선의 특성 없이 순환을 하게 된다.

비록 성숙한 전선저기압만큼 활동적이지 않더라도, 이 저기압은 불안정하고 수렴하기 때문에 여전히 비나 소나기가 내리는 곳이 있다. 이는 그림 6.1에서 전선이 없어진 후(좌→우)에 순환하면서 이동하는 저기압의 전면에 초록색의 강우역으로 확인할 수 있다.

저기압의 순환은 대류권 전체에 존재한다. 저기압의 이동은 느리고 다소 불규칙해지는 경향이 있다. 그리고 저기압은 주변 흐름 중 가장 강한 흐름 쪽으로 향하고, 그 상태로 수일 동안 지속될 수도 있다. 이로 인하여 또 다른 유동적 특징이 저기압 주변에서 발생할 수 있다.



[그림 6.1] 저기압 예시

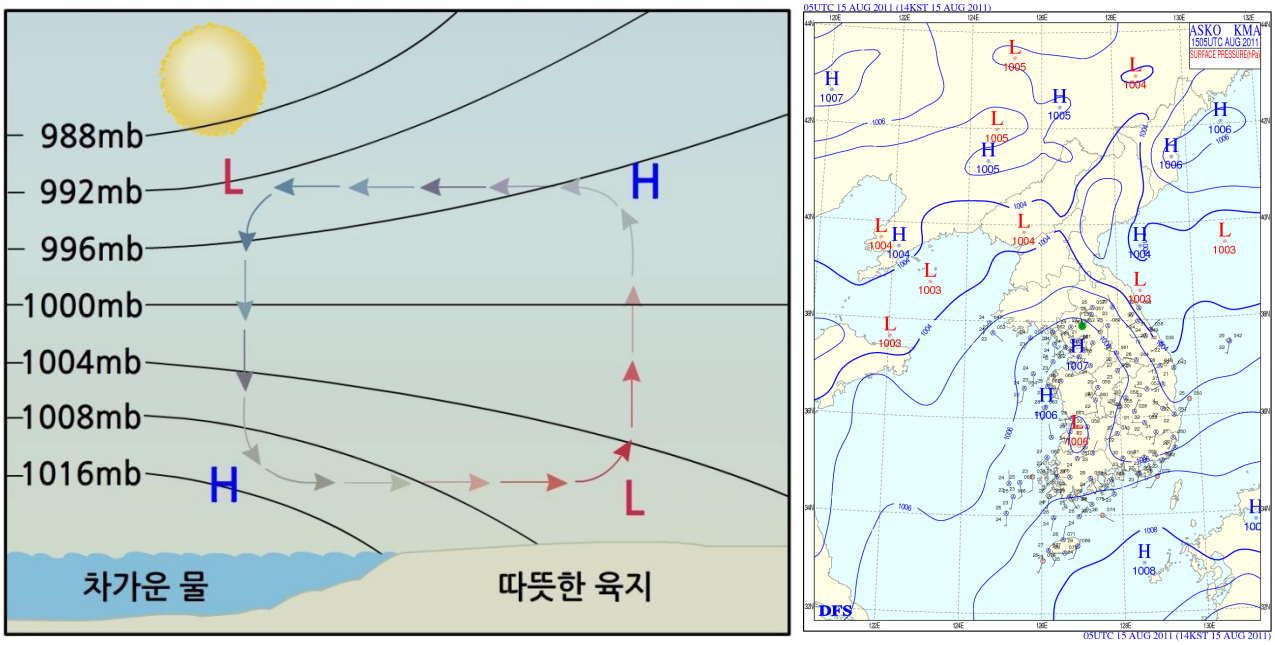
6.3 열저기압

얕은 저기압은 여름철 낮 중, 특히 기존의 기압패턴이 약할 때 섬이나 반도에서 그 세력이 강해진다. 이 저기압 형성의 근본적인 원인은 육지가 바다보다 훨씬 더 빨리 더워진다는 것에 있다.

육지가 더워지면, 저기압은 열을 약 850hPa까지의 하층대기로 이동시킨다. 이는 850hPa 등압면까지의 하층대기 위쪽 기온과 기압은 영향을 받지 않지만, 반대로 아래쪽의 따뜻하고 밀도가 낮은 공기는(정역학 방정식에 따라) 지면의 기압을 서서히 감소시킨다. 그러므로 상대적으로 더 높은 기온 때문에 지상 기압은 더 낮다.

우리나라에서 이런 기압차는 일반적으로 2hPa 정도일 뿐이고, 저녁에 기온이 떨어짐에 따라 금방 사라진다. 즉, 그 효과는 대규모 기압 패턴으로 가려진다. 그 예로 그림 6.2는 오후 2시경 전라도 지방에 육지와 해상의 온도차이로 인해 발생한 저기압을 보여준다. 이처럼 뚜렷한 열저기압(Thermal Low)은 오후 늦게 형성되어 유지되고, 한 밤중에 약해지는데 완전히 사라지는 것은 아니다.

열저기압에서의 날씨는 대체로 맑고 건조하다. 그러나 대기가 불안정하면, 날씨는 하층 수렴으로 소나기와 뇌우가 있을 수 있다.



[그림 6.2] 열저기압

6.4 극저기압

극기단이 발생 후 바로 발원지를 떠나 해양을 거쳐 이동할 때, 따뜻한 물과 접촉한 기단의 하단부는 아래쪽에서부터 계속 가열된다. 즉 열저기압의 형성에서 언급한 것과 같은 이유로 기압은 하강한다. 이런 저기압을 극저기압(Polar Lows)이라고 한다.

위 두 가지 저기압형(극저기압과 열저기압)의 중요한 차이점은 바로 극저기압이 해양에서 낮과 밤에 계속 가열되고, 육지와 해양의 온도 차이가 최대가 되는 겨울철 현상이라는 것이다.

극저기압은 해수면으로부터의 현열(Sensible Heat)뿐만 아니라, 잠열(Latent Heat)에도 의존한다. 해양에서 증발한 수분은 저기압내의 적란운(Cb)에서 응결한다. 이에 따른 잠열방출에 의해 더 가열된다.

극저기압은 열저기압처럼 한 지역에 머물러 있지 않고, 북극해나 한류를 따라 이동한다.

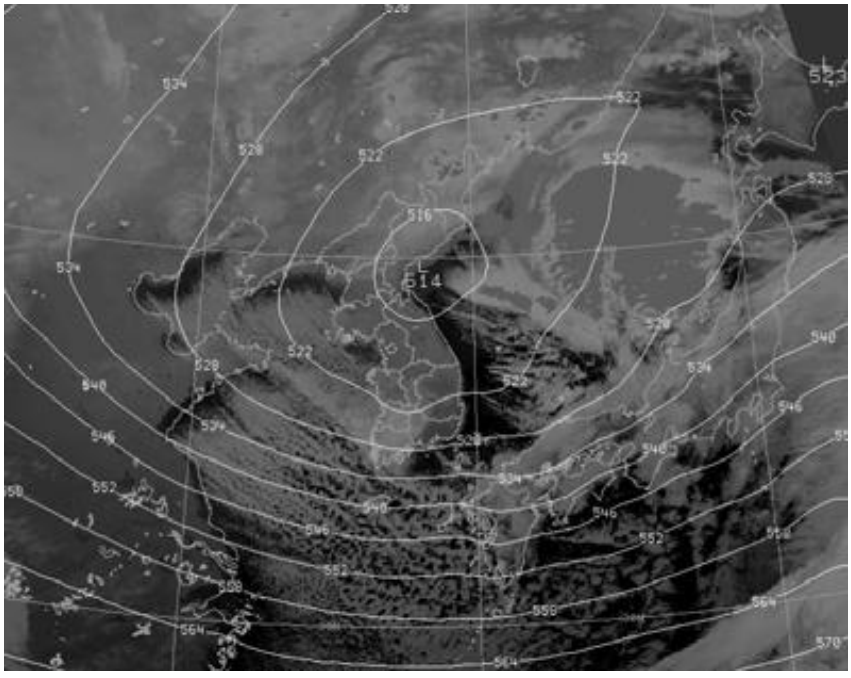
6.4 극저기압

극저기압은 보통 열저기압보다 그 세력이 우세하다. 이는 극저기압이 해양 위를 떠다니는 극기단으로 해수면보다 20~30℃ 더 낮은 온도차를 보이기 때문이다.

바다 위의 공기와 육지나 극의 빙하 위에서의 공기 간에는 온도 기울기가 크다. 이런 경압불안정이 몇몇 극저기압 형성의 일부를 담당할 수 있다는 의견도 있다.

극저기압에서의 하층 수렴과 강한 불안정은 소나기를 자주 일으키고, 때때로 장시간 비 또는 눈을 내린다. 극저기압은 대부분 폐색저기압 서쪽에 형성되어 위치한다. 일단 저기압이 육지로 접근하면, 잠열과 현열의 공급이 중단되어 일반적으로 급속히 소멸한다.

그림 6.3은 2005년 12월 한반도 서해안에 집중적으로 눈이 내려 충청·호남지방을 중심으로 많은 눈이 내린 예이다. 전형적으로 수백 ㎞의 직경인 저기압은 그 규모가 작고 해상에서 형성되기 때문에, 우리는 극저기압을 예단하기 어려울 지도 모르지만, 그림 6.3과 같이 위성영상에서 회전하는 발달한 콤마, 혹은 나선형 구름으로 종종 확인할 수 있다.



[그림 6.3] 극저기압과 500hPa 일기도

6.5 지형저기압

산맥을 넘는 바람은 고지대에서 고기압성으로 휘는 경향이 있고, 풍하측에는 저기압성으로 휘는 경향이 있다. 이는 산이나 언덕 위에 기압마루, 또는 풍하측에 기압골을 만든다.

고지대의 풍상측(바람이 불어오는 쪽, Windward Side)에 공기가 쌓이는 관성효과가 기압차를 강화하고, 닫힌 순환이 풍하측(바람의 불어가는 쪽, Leeward Side)에 발달한다(그림 6.4).

보통 고지대에서 풍하측으로 향하는 하강류는 공기가 단열적으로 온난하고 건조하기 때문에 악기상을 일으키는 것은 드물다. 우리나라에서는 태백산맥에서 봄이나 가을에 부는 이 바람을 양간지풍이라고 한다.

[그림 6.4] 지형저기압

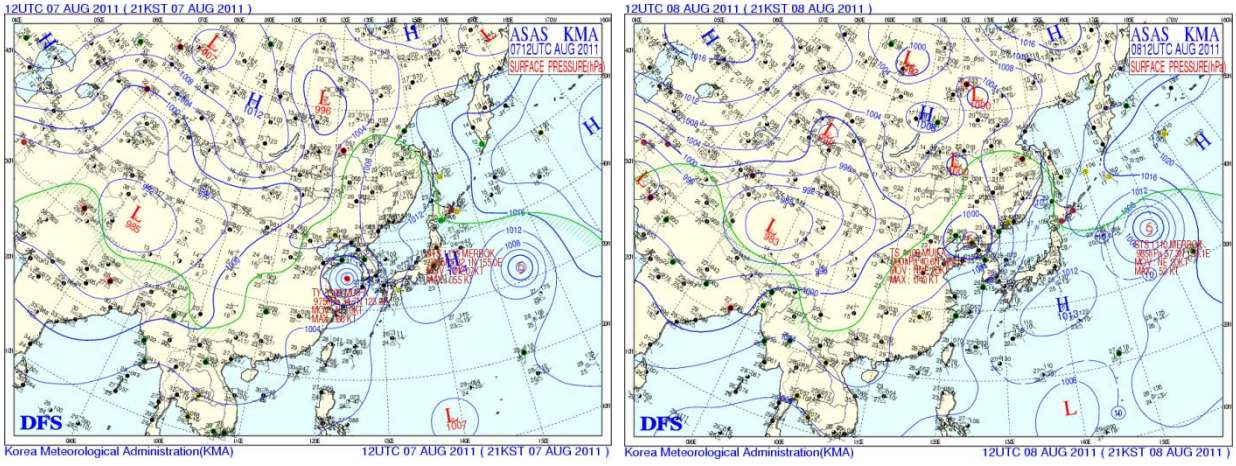
6.6 열대저기압

태풍과 같은 열대저기압(Tropical Depression)은 고위도 쪽으로 이동하고, 에너지원(따뜻한 해수면 온도)으로부터 단절되면 약해진다. 일반적으로 상당히 빨리 소멸해 버린다(그림 6.5).

이 열대저기압은 아주 드물게 중위도 편서풍대에서도 나타나는데, 이 경우에는 한대전선과의 연계 및 경압불안정으로 강해진다.

우리나라에서 나타나는 열대저기압은 강한 바람과 많은 비를 동반하는 매우 강한 저기압이다. 주로 여름과 가을에 걸쳐 많이 발생한다. 특히 1959년 9월의 '사라(SARAH)'는 3300여명의 사상자를 발생시킨 역대 최고의 인명피해를 일으킨 태풍으로 알려져 있다.

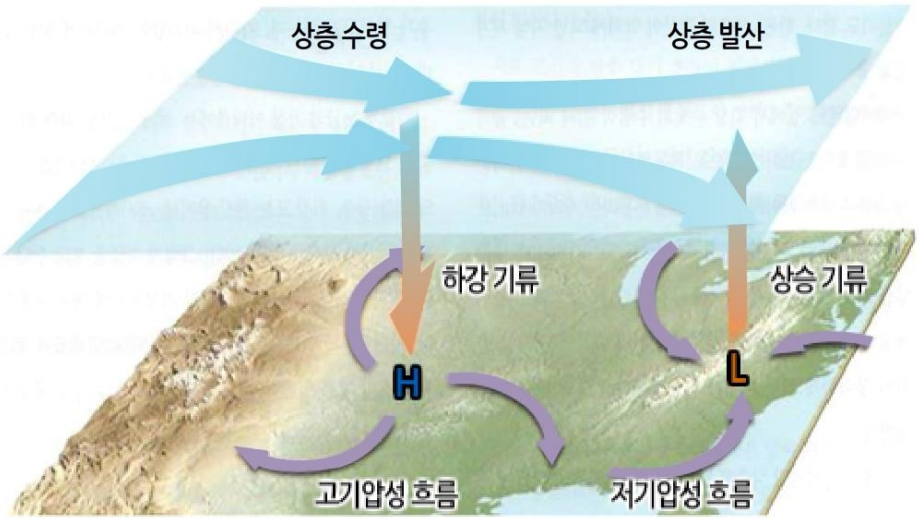
참고로 가장 많은 비를 뿌린 태풍은 지난 2002년 8월 31일 하루 동안 강릉에 871mm에 달하는 집중호우를 뿌린 '루사(RUSA)'이다. 태풍 '루사'는 가장 큰 재산피해를 준 태풍이기도 하다.



[그림 6.5] 열대저기압'무이파(MUIFA)'(좌) 2011년 8월 7일 12UTC 서해상에서 발달
(우) 2011년 8월 8일 12UTC 상륙하여 쇠약

6.7 고기압

고기압(Anticyclone)은 중심이 주변보다 기압이 높고, 그 주변의 바람이 지구 자전방향과 반대로 분다. 지구자전과 같은 방향으로 순환하는 저기압(Cyclone)과 반대개념이다



[그림 6.6] 지상 저기압과 고기압에 관련된 대기흐름

저기압과 고기압은 근본적으로 몇 가지 차이점이 있다. 일반적으로 고기압이 크고, 느리게 움직이며, 저기압보다 지속 시간이 길다. 고기압은 중심 가까이에서 기울기가 아주 작기 때문에 중심에서 바람이 약하고 기울기의 변화가 큰 특성이 있다. 대개 저기압은 그들 각각의 일생(Life-cycle)이 독립적인 반면에, 새롭게 생성된 고기압은 대부분 기존의 고기압의 연장을 통해 생성되며 결국에는 기존 고기압을 대체한다.

우세한 고기압의 가장 중요한 특징은 공기가 넓게 퍼져 서서히 가라앉는 현상인 침강(Subsidence)이다. 침강은 떠오르는 공기와 관련 있는 저기압과는 직접적인 차이가 있다. 공기가 포함하는 물의 양은 일정하나 침강하는 공기는 단열 압축(Adiabatic Compression)되어 1㎞ 낮아질 때마다 10℃ 정도 데워지기 때문에 이 공기가 포함하는 물의 양은 일정하다. 그래서 공기가 가라앉을수록 상대습도(RH)는 낮고, 공기는 따뜻해진다.

6.7 고기압

침강은 대류권 중층에서 가장 잘 나타나는데, 대류권 하층에서는 고기압의 침강률이 점점 줄어들어서 지면 1㎞ 이내에서는 아주 작다. 지면 효과 때문에 위로 생기는 난류(Turbulence)에 의한 혼합이 공기의 온도를 낮추고, 주로 겨울철 해상에서 층운(St), 층적운(Sc)을 형성한다. 그러므로 고기압 지역은 맑거나 구름이 끼는데, 특히 이는 겨울철 예보에 어려움이 될 것이다.

가라앉는 따뜻한 공기의 근저에서 나타나는 침강역전(Subsidence Inversion)은 고기압에서 관측된 연직 사운딩(Sounding)에서의 특징이며, 이는 대류(Convection)의 높이를 제한한다. 또한 침강역전은 하층 대류권의 덮개 역할을 하고, 산업지대에서의 생성된 오염원이 퍼져나가는 것을 막으며, 연무(Hazy) 상태를 만든다. 저기압이 따뜻해지는 공기로부터 생기는 것과 마찬가지로, 고기압은 찬 공기의 영역과 관련이 있다. 그러나 전 대류권이 평균 이하의 온도로 더 찬 공기인 지역을 말하는 것은 아니다. 저온인 영역은 두 개의 뚜렷한 층의 한 곳에서 발생하는 경향이 있고, 이에 따라 다음의 두 가지 고기압 유형으로 구분된다.

a) 한랭 고기압(Cold Anticyclone) : 차고 밀도가 높은 공기가 대류권(2㎞) 하층에 넓게 모여 있을 때 발생. 2㎞ 이상의 층에서 온도는 거의 보통임.

b) 온난 고기압(Warm Anticyclone) : 차고 밀도가 높은 공기가 대류권 상층과 성층권 하층 사이에 넓게 모여 있을 때 발생. 대류권 중·하층은 보통보다 더 따뜻함.

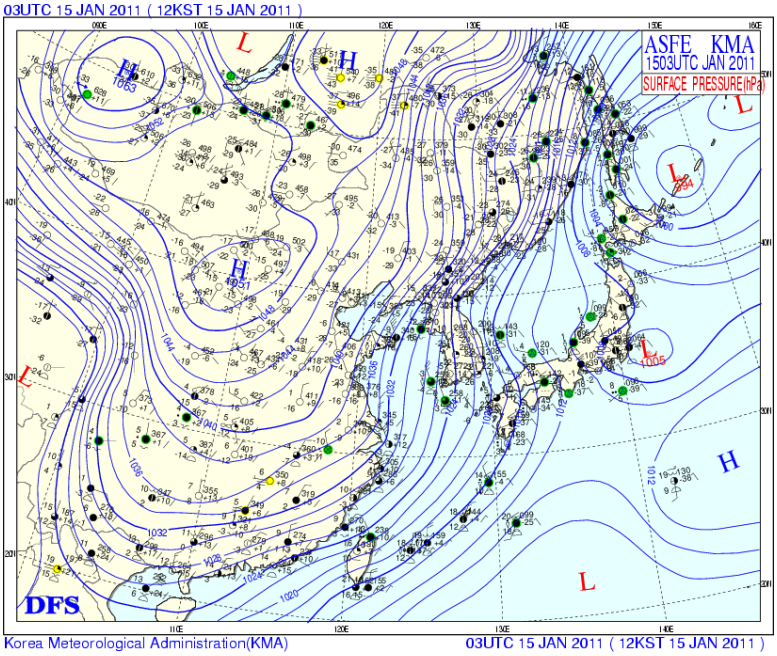
즉, 한랭 고기압과 온난 고기압은 대류권 하층부의 온도로 구분될 수 있다.

6.7.1 한랭 고기압

겨울철, 시베리아나 캐나다와 같이 광범위한 대륙의 기단 하층에서 오래 지속된 복사냉각은 거대하고 느리게 움직이는 한랭 고기압을 형성한다. 차고 밀도가 높은 공기는 고도가 높아짐에 따라 기압이 더 빨리 낮아지기 때문에, 고기압은 고도가 높아질수록 발견되기 어렵고 2~3㎞ 고도에서는 사라져버린다. 이런 특징이 있을 때 최대 지상기압이 기록된다.

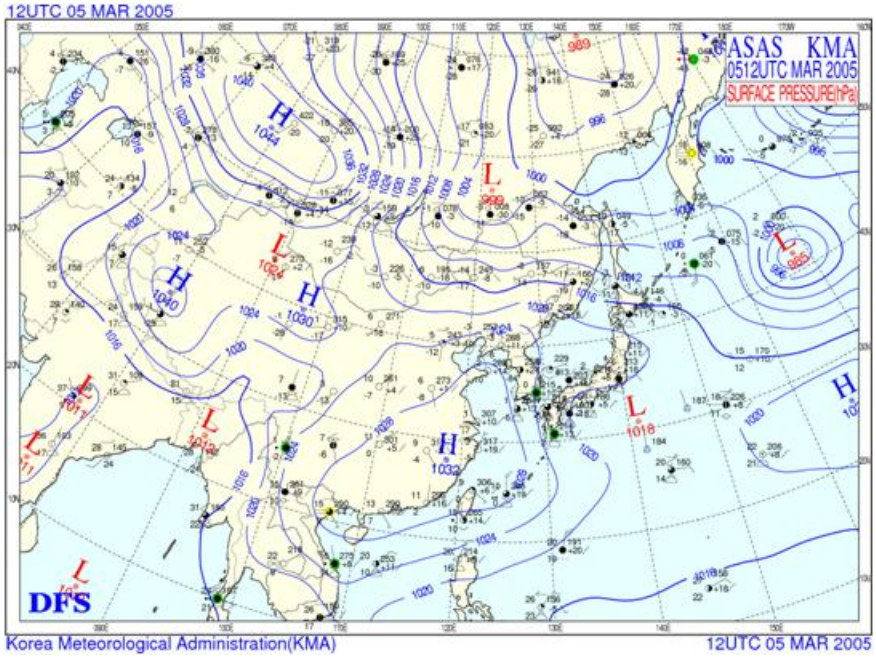
그림 6.7은 겨울철 우리나라에 영향을 미치는 시베리아 고기압이 한랭고기압의 대표적인 예이다.

6.7 고기압



[그림 6.7] 한랭 고기압 예시

다른 형태의 한랭 고기압은 두 개의 연속된 저기압 사이에 기압이 증가하여 생긴다. 이런 형태는 이동성이고, 저기압과 비슷한 속도로 움직이는 경향이 있다. 이런 유형의 고기압은 '이동성(Travelling)' 고기압이라 불린다. 주로 봄과 가을에 우리나라를 통과한다(그림 6.8).



[그림 6.8] 이동성 한랭 고기압 예시

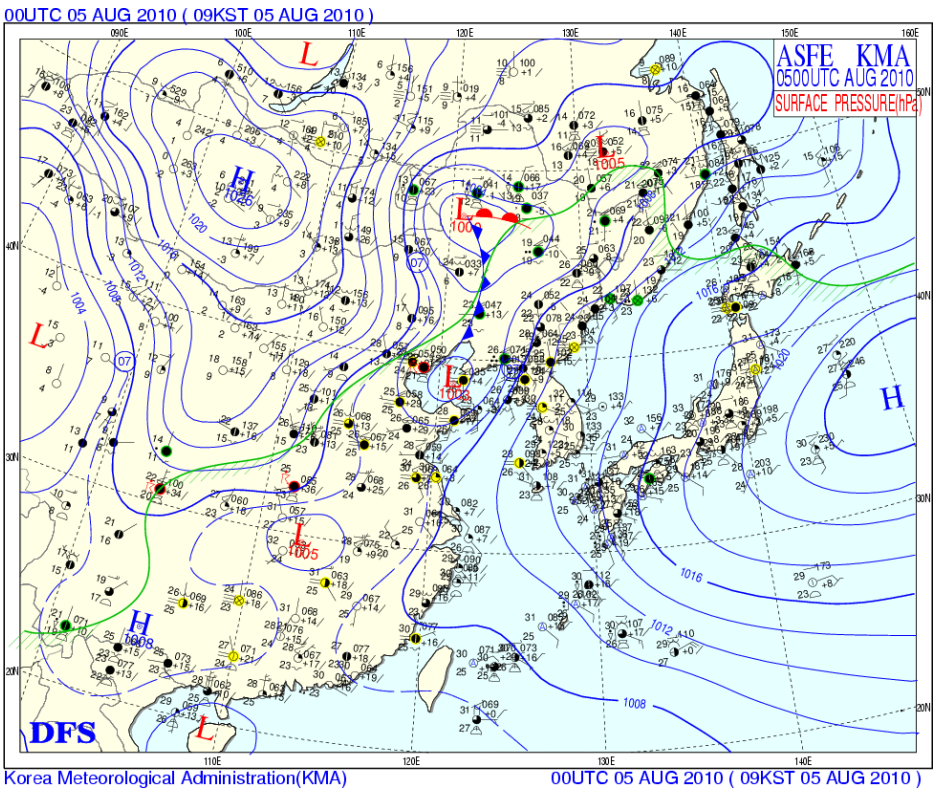
6.7 고기압

6.7.2 온난 고기압

온난 고기압의 순환은 대류권 중하층에서 고도가 높아짐에 따라 연직으로 강해진다. 이 지역에서의 공기는 따뜻하고 고도가 높아질수록 기압은 서서히 하강한다.

이런 과잉 지상기압은 대류권계면에서 일어난다. 즉 대류권계면 부근에서의 발산이 원활하지 않아 권계면과 지표 사이에 하강기류가 발생하는데, 대류권 하층의 공기는 상층의 공기보다 상대적으로 따뜻하게 된다.

우리나라에 영향을 미치는 대표적인 온난 고기압은 북태평양 고기압이 있다. 북태평양 고기압이 계속 확장하여 우리나라 상공에 상층까지 고기압이 강하게 세력을 떨치면, 무더위가 이어진다(그림 6.9).



[그림 6.9] 온난 고기압 예시 '북태평양 고기압'

모든 고기압이 명백하게 그 유형이 구분되어지는 것은 아니다. 모든 고기압의 최대 해수면기압(1070hPa 초과)은 예외적으로 하층에서 한기가 평균 대류권계면보다 높은 곳에서의 한기와 합쳐질 때 나타난다.

6.7 고기압

이동성 한랭 고기압은 저층의 공기가 따뜻해지고 대류권계면이 상승함에 따라 온난형으로 전환될 수 있다. 대개 이들은 아열대고기압 쪽으로 이동하여 아열대 고기압과 합쳐진다.

일반적으로, 고기압의 서측에서는 난기가 북쪽으로 이류되고, 동측에서는 한기가 남쪽으로 이류 될 때 고기압이 형성된다. 난기가 고기압을 에워싸면, 고기압들은 약해지는 경향이 있다.

6.7.3 저지 고기압

중위도에서의 평균 흐름은 대부분 동서(Zonal, West-east)방향 이지만, 특정한 지역에서의 흐름은 불규칙적으로 남북(Meridional, South-north) 방향이 된다.

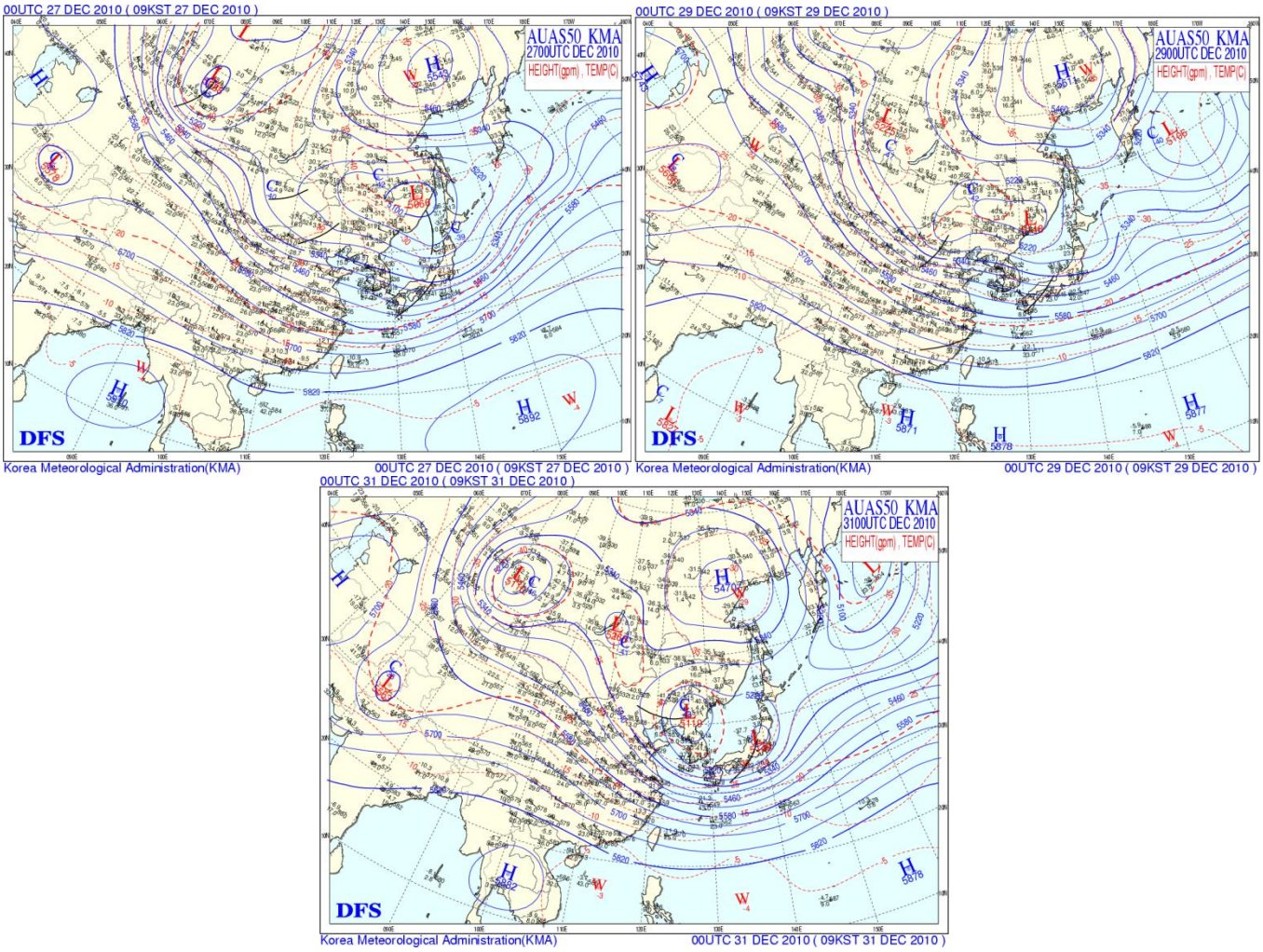
이는 위도 50~60°의 온대 저기압 벨트 중앙에 한 개 이상의 정체한 온난 고기압들이 나타나기 때문이다.

한대전선은 이 고기압들의 배치를 방해하고, 이로 인하여 전선 저기압이 70° 이상의 고위도로 이탈하거나 30~40°의 저위도로 밀려나게 된다.

6.7 고기압

즉, 저기압은 저지(Blocked)되고, 고기압은 저지 고기압(Blocking High)이라고 한다.

우리나라 주변에서는 오호츠크해 부근 상공에서 주로 발생하는 경향이 있다(그림 6.10).



[그림 6.10] 우리나라 주변에서 발생하는 저지 고기압 예시

6.8 기타 종관규모 기압 패턴

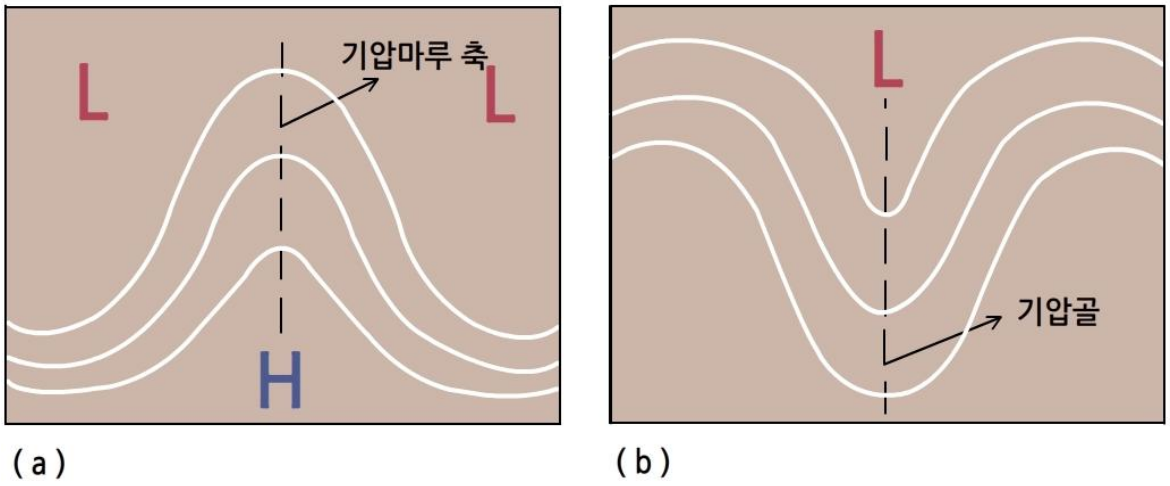
6.8.1 기압골

저기압의 골(Trough)은 저기압성으로 구부러진 등고선의 영역이다(그림 6.11). 이는 저기압의 연장된 영역으로 발생하고, 전선을 통과할 때나, 불안정한 한대기단에서 그 특징이 보다 명확하고 쉽게 정의된다.

명확한 비전선 기압골은 강한 대류선과 때때로 지속적인 강우로 나타난다. 잘 발달된 기압골은 기압골을 지나는 상대적인 지균풍으로 한랭전선과 유사하게 움직일 것이다.

6.8.2 기압마루

고기압의 마루(Ridge)는 닫힌 순환계를 동반하지 않고 고기압성으로 구부러진 지역이다(그림 6.11). 예를 들어, 고기압 마루는 온난 고기압이 확장하거나, 고기압 중심이 형성되지 않을 때 이동성 저기압 사이의 영역에서 확인된다.

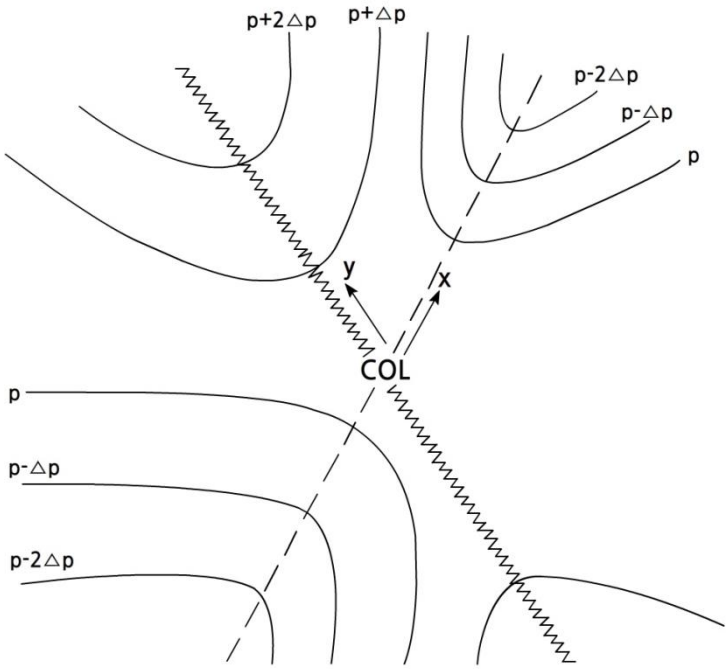


[그림 6.11] 기압마루(a)과 기압골(b)

6.8 기타 종관규모 기압 패턴

6.8.3 안장부

안장부(Col)는 각각 두 개의 고기압과 저기압 사이에 형성된 약한 기압의 영역을 의미한다(그림 6.12). 바람은 약하지만, 연관된 수렴 영역이 구름과 기상현상을 동반한 전선의 발생으로 이어질 수 있다.



[그림 6.12] 안장부

요약

이 장에서는 기단의 이동에서 밀도가 다른 두 기단의 경계(전선)에서 일어나는 저기압 시스템(전선기압계) 외에, 지표면의 차등가열, 지형, 그리고 공기의 수렴 또는 발산 등에 의한 다양한 고·저기압 시스템(비전선기압계)에 대하여 알아보았다.

비전선 기압계에는 지표부근의 차등 가열에 의한 공기의 밀도 차에 의하여 생기는 열저기압과 극저기압, 산맥의 바람이 부는 아래쪽이 기압이 낮아져 생기는 지형 저기압이 있다.

그리고 복사냉각이 강하여 지표부근의 공기의 밀도가 켜져서 생기는 키 작은 한랭고기압, 대기순환 중에서 공기가 막혀 수렴으로 공기가 퇴적되어 그 지표에 형성되는 키 큰 온난고기압, 그 외에 한대전선을 따라 이동하는 저기압과 고기압의 흐름이 통상의 흐름을 벗어나 불규칙한 흐름을 보이는 저지고기압 등이 있다.

또한 저기압과 고기압처럼 닫힌 순환계가 아닌 저기압과 고기압의 연장선 영역에 존재하는 기압골과 기압마루, 그리고 두 고기압, 저기압 사이에 형성되는 안장부가 있다. 이들 기압계 및 기압패턴은 각기 종관적 특징이 다르므로 주의하여 기억할 필요가 있겠다.

연습문제

1. 열저기압과 극저기압은 서로 어떻게 다른가?

2. 저기압 순환과 고기압 순환을 비교하여 묘사하고, 기단이 형성되지 못하는 것은 어느 순환인가?

3. 한랭 고기압과 온난 고기압은 서로 어떻게 다른가?

4. 저지 고기압이 발생하는 이유는 무엇인가?

5. 전형적인 기압마루와 기압골의 패턴에서 저기압성(양의 소용돌이도), 고기압성(음의 소용돌이도) 지역은 어디인가?

7장. 종관 기상학 기본 개념1 - 용어와 특이현상

7.1 서론
7.2 종관 기상학 사용의 장점
7.3 용어
7.4 종관 기상 현상

학습목표

- 종관 기상학에 포함되는 대기현상의 기본개념과 특징을 안다.

7.1 서론

종관 기상학은 연직으로는 대류권 전체를 포함하고, 수평적으로는 1,000 ㎞ 정도의 범위를 가지는 광범위한 대기의 이동과 발달 특성에 대한 학문이다. 시간적 규모는 12시간에서 수일 정도이다. 이 장에서는 광대범위 기상학에 대한 기본적인 개념과 특징을 소개한다.

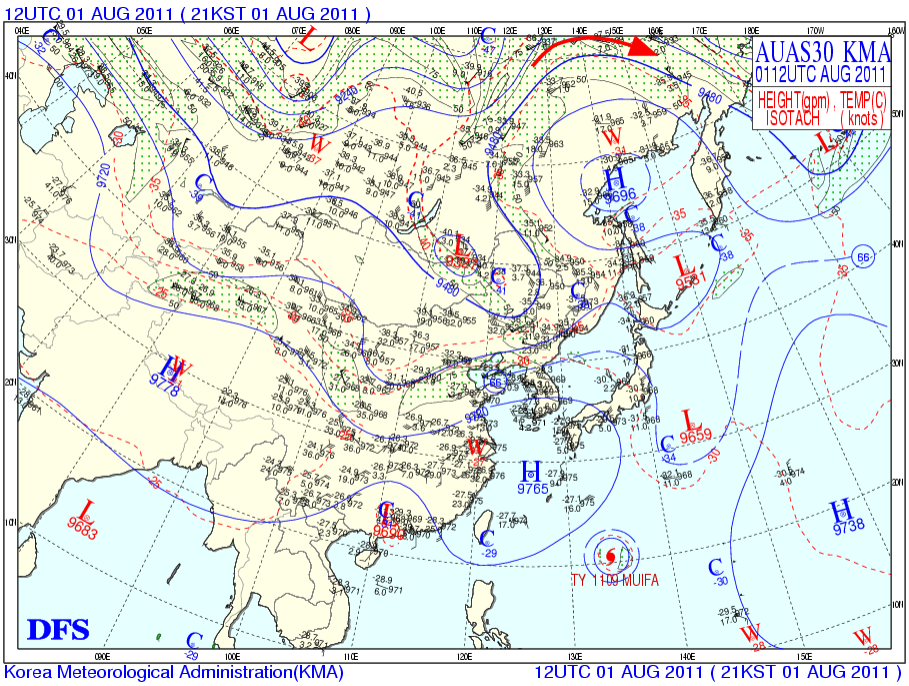
7.2 종관 기상학 사용의 장점

상층 대기의 발달은 지상 대기의 발달에 직접적으로 영향을 미치며, 반대로 지상 대기의 발달은 상층에 영향을 준다. 상층 대기의 등고선 일기도에서 나타나는 특징을 활용하여 지상 기압 변화를 유추하는 것은 흔한 일이다. 지상 기압 변화에 대한 추가적인 움직임의 예측은 상층 등고선의 패턴 변화를 유추함으로써 이루어진다.

예보관은 골과 마루의 패턴을 보고 광대범위 기상학 이론을 활용하여 발달 지역의 이동을 인지하고, 예측하며, 설명할 수 있다. 이를 위해서 통상적으로 활용되는 일기도는 300과 500hPa 일기도이다. 본 장에서는 이러한 종관 기상학의 용어를 정의함으로써 예보관이 가이던스(Guidance)에 따라 대기의 발달을 잘 이해할 수 있도록 해준다.

7.3 용어

그림 7.1은 일변화의 전형적인 특성을 보여주는 300hPa 일기도의 예이다. 모든 예보관들은 상층 일기도에서 발견되는 그 기상학적 특징을 설명할 수 있어야 한다.



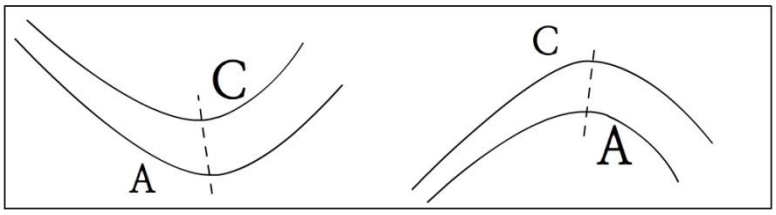
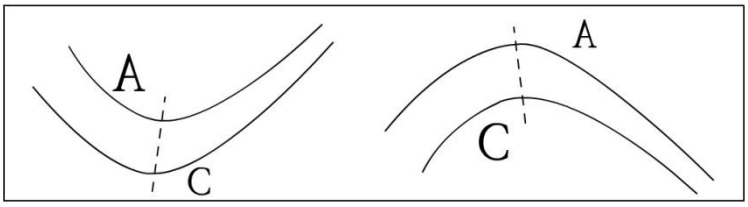
[그림 7.1] 전형적인 300hPa 일기도

7.3 용어

일반적으로 사용되는 관련 용어들과 간단한 설명을 다음의 표에 정리하였다. 표에는 같은 의미를 포함하는 몇몇 단어 또는 관용구들도 함께 분류되어 있다. 목록에 없는 용어들은 '기상용어사전(Meteorological Glossary)'을 참조하면 될 것이다.

용 어	설 명
대상류(Zonal Flow) 이동류(Mobile Flow) 높은 대상지수(High Zonal Index)	- 대상순환을 말하고, 특히 동서류가 탁월하고 남북류가 매우 약한 흐름이며, 대상류와 관련된 지상현상들은 빠르게 동진함 - 높은 대상지수는 위도권에 따른 대상류의 강도가 클 때를 나타냄
자오면류(Meridional Flow) 낮은 대상지수(Low Zonal Index)	- 남북류가 특히 탁월한 기류를 말하며, 어떤 흐름의 경도(남북)성분을 가리키는 경우도 있음 - 낮은 대상지수는 위도권에 따른 대상류의 강도가 약할 때를 나타냄
장파(Long Wave) 로스비파(Rossby Wave)	- 대규모 기압골/마루 패턴의 진폭을 설명하는데 사용됨 - 개개의 고·저기압의 규모보다는 크고, 지구를 둘러싸고 편서풍대에 있는 파동으로, 그 파수가 최소 2~3 즉 2,000㎞이거나 보통 4~6 정도인 파장 6,000㎞ 가량임 - 상층 대류권 극지부근에 나타나야 함
단파(Short Wave)	- 로스비파보다 작은 진폭을 가진 기압골/마루를 설명하는데 사용됨 - 저기압 규모의 파동으로 구를 둘러싼 파수가 7~12 정도 즉, 10 이내의 위도를 차지하는 파동을 말함
증폭(Amplification) 확장(Extension)	- 파동 패턴이 남북 방향으로 확장하는 것을 뜻함 - 통상적으로 마루는 증폭, 골은 확장으로 표현함
완화(Relaxation) 쇠약(Declining)	- 확장의 반대개념임 - 통상적으로 마루는 쇠약, 골은 완화로 표현함
분열(Disruption)	- 대상류가 대규모 기압골/마루의 목(Neck) 부분을 가로지르기 때문에, 자오면 패턴이 닫힌 저기압성이나 닫힌(Closed) 고기압성 소용돌이로 분리될 때를 일컬음 - 저지현상의 발달을 미리 알려줌

7.3 용어

용 어	설 명
분리/절리(Cut off)	- 대기 상층에 있는 위도권 길이의 1/7 ~ 1/3 정도의 파장을 가진 행성파가 그 진폭이 발달하여 기압골/마루가 있는 곳에서 고기압이나 저기압이 분리되어 독립된 소용돌이를 만듦 - 새롭게 형성된 고기압이나 저기압은 분리/절리 현상으로 일컬음
저지(Blocking)	- 때때로 패턴이 종관 현상의 동쪽으로의 진행이 멈춤으로써 찌그러지게 됨. 이들의 방해는 고기압과 저기압이 한 자리에서 오랜 기간 즉 한 주정도 유지되도록 함 - 유출저지(Diffluent Block) 또는 오메가 저지(Omega Block)가 대표적임
경압(Baroclinic)	- 등밀도면과 등압면이 일치하지 않는 상태를 가리키는 형용사 - 수평 온도/습도의 경도(기울기)가 강한 지역임. 이런 큰 기울기는 전선 경계와 연관이 있을 때가 많음
순압(Barotropic)	- 등밀도면이 동시에 등압면과 같은 상태를 말하는 형용사 - 수평 온도/습도의 경도가 약한 지역임. 이들 지역은 전선으로부터 훨씬 멀리 떨어져 있음
분류곡(Diffluent Trough) 분류능(Diffluent Ridge)	- 분류곡/능은 동쪽에서의 지균류 강도가 서쪽보다 약할 때 나타나는 층현상 - 북반구에서 기압골 축은 남서/북동쪽의 경사를 가지는 경향이 있음 
합류골(Confluent Trough) 합류능(Confluent Ridge)	- 합류곡/능은 후면보다 전면에서의 지균류 강도가 강할 때 나타나는 상층현상 - 북반구에서 기압골 축은 북서/남동쪽의 경사를 가지는 경향이 있음 

7.3 용어

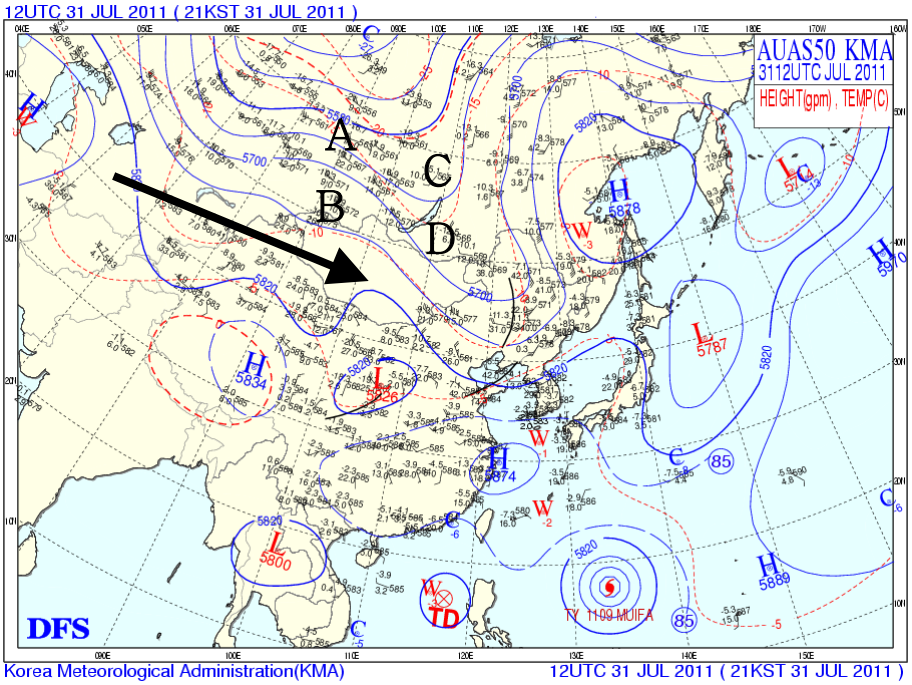
용 어	설 명
강제 상승(Foreced Ascent)	- 상승의 강제력으로 기압골축의 전면의 지상저기압 발달, 하강의 강제력으로 후면의 고기압 발달이 있을 때를 말함 - 모든 기압골/마루에 대한 상승 강제력은 하강 강제력에 비해 평균적으로 동일하거나 반대임 - 기압골에서 상승/하강에 대한 강제력의 크기는 수렴/발산의 증가로 평균이상 증가할 것임
전파(Propagate)	- 기류를 따라 흐르는 제트류 전체의 이동을 설명할 때 활용되는데, 이동 방향을 따라 앞쪽으로 확장될 때를 말함
제트류(Jet Streams)	- 대류권 상부 또는 권계면 부근의 좁은 영역에 집중된 강한 기류임 - 제트류는 수 ㎞ 깊이, 수백 ㎞의 폭, 수천 ㎞ 길이를 차지하기 때문에 리본 모양의 빠르게 이동하는 공기(Ribbon of Fast Moving Air)로 불림
제트 스트리크(Jet Streak)	- 제트류 내에 존재하는 아주 강한 바람의 핵을 가리킴 - 하나의 제트류에 다른 크기의 몇 개 코어가 있을 수 있음

7.4 종관 기상 현상

이 절에서는 관측된 종관 패턴과 그 주요 과정들을 설명할 것이다. 상층 등고선 일기도에 각 점들을 나타내고, 지상 일기도와 관련된 상층 등고선 영역은 지상기압변화에 대한 상층 공기 발달을 연결하여 보일 것이다.

7.4.1 대상류(Zonal Flow)

대상류(Zonal Flow)는 상층대기에서 지배적인 서쪽에서 동쪽으로 부는 서풍 흐름을 설명하는데 사용되는 용어이다. 그 흐름이 대부분 동서로 있을 때, 이를 이동성(Mobile)이라고 한다.



[그림 7.2] 500hPa 일기도에서의 대상류

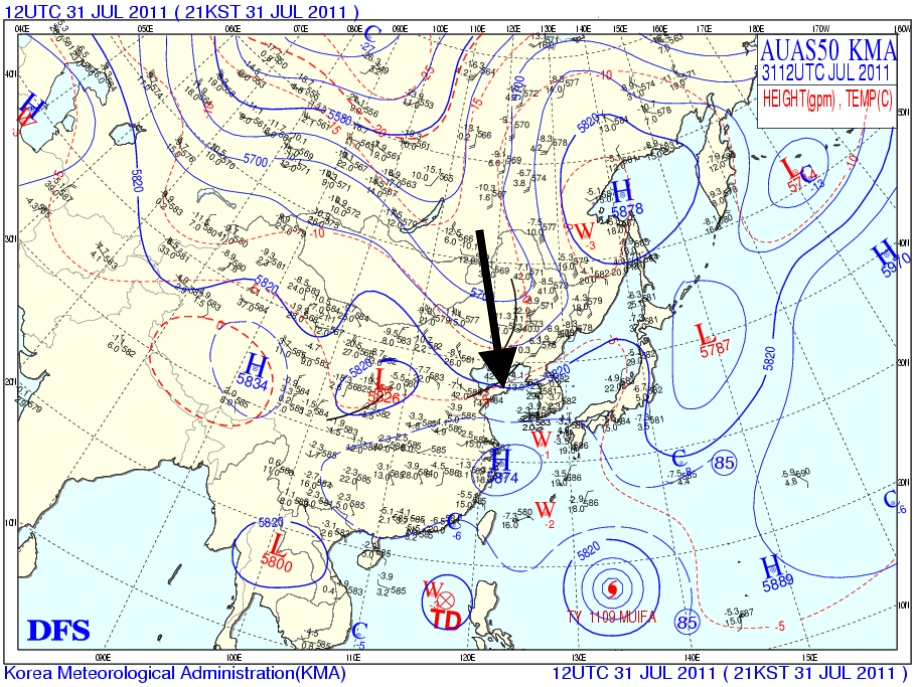
7.4.2 대상지수(Zonal Index)

대상지수는 두 위도선 사이에서의 서풍 흐름의 강도를 나타낸다. 이 지수는 위도 상에서 두 곳의 평균 등고선을 계산하고, 남북 간의 차이를 나타냄으로써 측정된다. 그림 7.2의 경우, A~B 사이의 대상지수가 C~D 사이보다 큰 것을 확인할 수 있다.

7.4 종관 기상 현상

7.4.3 자오면류(Meridional Flow)

대상류는 기압골과 마루의 형성 때문에 종종 그 방향을 바꾼다. 그 중 강한 북풍이나 남풍이 발달할 수 있는데, 이를 자오면류라고 한다. 보통 기류가 완전히 남북은 아니지만, 그림 7.3과 같이 남북성분이 동서성분보다 강하다.



[그림 7.3] 500hPa 일기도에서의 자오면류

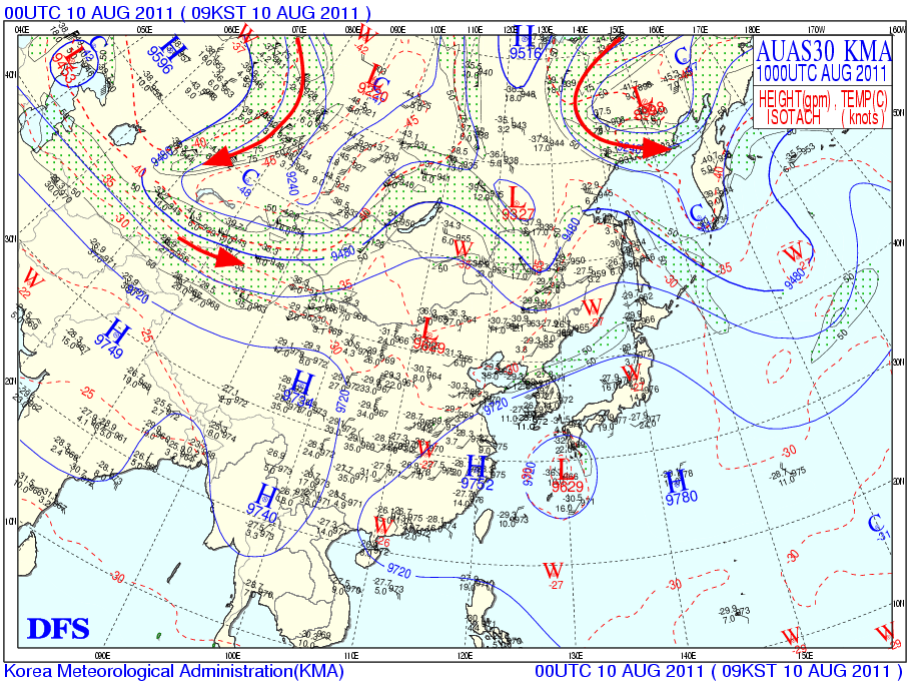
7.4 종관 기상 현상

7.4.4 장파 또는 로스비파(Long Wave, Rossby Wave)

그림 7.4와 같이 중위도대의 상층 대기에서 파동 형태의 흐름을 장파라고 한다. 또한, 이것은 상층대기 가운데 길고 진폭이 큰 파동으로 지구를 둘러싼 대규모적인 상층의 흐름으로 C. A. Rossby에 의해 발견되어, 로스비파라고도 한다.

이는 제트류의 축에서 발달하여 차가운 극지방의 공기와 따뜻한 열대지방의 공기를 분리해주는 역할을 하는 커다란 대칭적인 진동파로, 종종 고정된 위치에서 머무르기도 하지만 보통 일주일 정도의 주기로 서쪽에서 동쪽으로 움직여 간다.

로스비 파의 패턴은 국지적인 날씨에 큰 영향을 주지는 않지만, 파동의 흐름의 변화가 기압의 발산과 수렵을 야기하기 때문에 종관 기상학에서 상당히 중요하다.



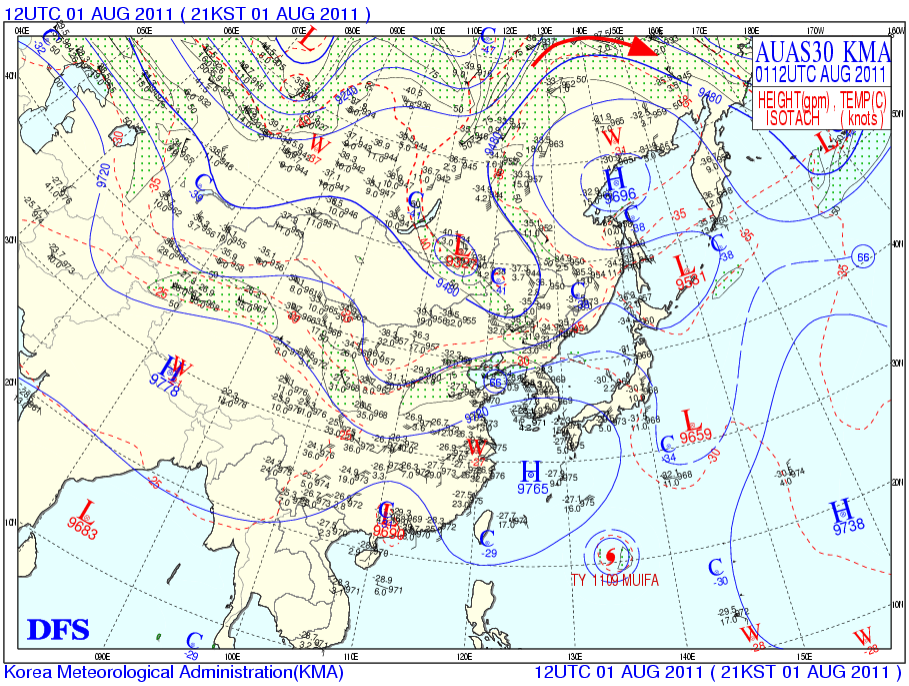
[그림 7.4] 장파 또는 로스비파 보여주는 상층 일기도(300hPa)

7.4 종관 기상 현상

7.4.5 단파 기압골과 기압마루(Short Wave Trough and Ridges)

단파 기압골과 마루는 빨리 이동하며, 기압마루, 기압골, 그리고 전선파와 같이 빠르게 이동하는 작은 규모의 지상기압계와 관련이 있다.

그림 7.5는 몇 개의 단파 기압골과 기압마루를 가진 300hPa 일기도에서의 전형적인 상층 흐름을 보여준다.



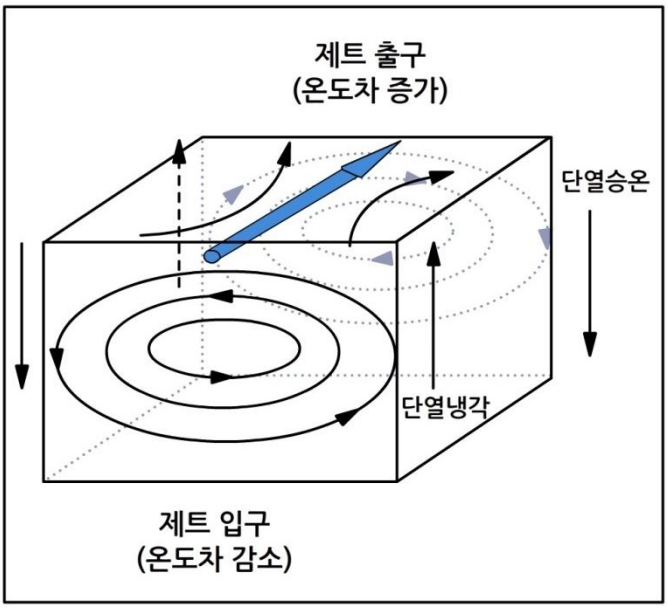
[그림 7.5] 단파골과 마루를 보여주는 상층 일기도(300hPa)

7.4 종관 기상 현상

7.4.6 제트류 전파(Jet Propagation)

서풍 제트류는 보통 서쪽에서 동쪽으로 전파되고, 이는 비지균(Ageostrophic) 효과로 설명된다. 그림 7.6은 제트류의 구조도를 보여준다. 제트의 입구와 출구를 지나는 흐름에 의해 연직 운동이 생기는 것을 고려해보자. 입구에서 제트의 따뜻한 쪽에서 찬 쪽으로 가로지르는 곡선 흐름은 한랭한 쪽에서 수렴/하강하고, 따뜻한 쪽에서 발산/상승한다. 하강하는 공기는 단열 승온(Adiabatic Warming)으로 평균 온도가 상승한다.

반대로 따뜻한 쪽의 상승하는 공기는 단열 냉각(Adiabatic Cooling)되어 평균 온도가 하강한다. 다시 말하면, 한랭한 쪽의 온난화와 온난한 쪽의 한랭화는 제트 입구에서의 온도 경도를 감소시켜서, 제트가 약해진다. 제트의 출구에서는 비지균 영향으로 반대 효과가 있다. 즉, 한랭한 쪽의 상승에 의한 온도 하강과 온난한 쪽의 하강으로 인하여 온도 상승이 일어나, 출구에서는 온도경도는 증가하여 결과적으로 제트는 강해진다. 그러므로 제트는 하향(Downstream) 전파되는 경향이 있다.



[그림 7.6] 유입과 유출 지역을 보여주는 제트코어의 구조도. 넓은 원통의 화상표는 제트 핵을 가리키고, 양쪽에 있는 두 개의 흰 화살은 수평 지균풍 흐름을 나타냄. 입구와 출구의 완전한 유선은 제트를 횡단하는 비지균 흐름을 나타냄

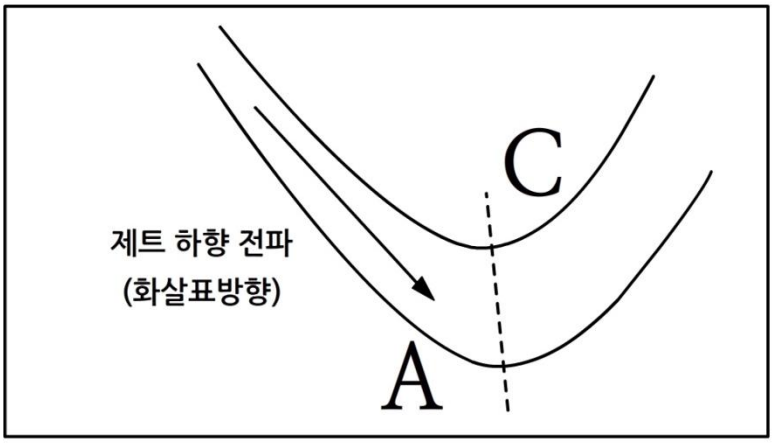
7.4 종관 기상 현상

7.4.7 유출, 기압골 확장과 기압마루 증폭 (Diffluence, Trough Extension and Ridge Amplification)

제트가 하향 전파된다는 사실로부터, 우리는 유출 마루와 골에서 제트의 전파 효과를 확인해 볼 것이다. 7.3절의 유출에 대한 정의에서 마루나 골 축의 서쪽에서 바람이 강함을 유념해야 한다(그림 7.7). 남쪽과 동쪽으로 확장되는 제트는 자오면의 확장을 유도하는 경향이 있다. 이는 다음의 두 가지 효과를 가진다.

1. 골의 아래쪽이 굴곡이 크기 때문에 제트류가 가속하여 지균류를 증가시킨다.
2. 강한 유출은 골 쪽으로 흐르는 제트류를 감속시킨다. 1과 2의 효과는 C에서 A로 등고선을 가로지르는 이탈을 증가시키고, 등고선을 가로지르는 이 흐름의 증가는 한기 쪽의 골 전면에 발산을 증가시킨다. 발산의 증가가 클수록 상층의 강제력을 증가시켜 상층 골의 전면에 지상저기압 발달을 용이하게 한다.

동일한 근거가 상층 마루의 증폭을 설명하는데 활용될 수 있다.



[그림 7.7] 제트의 이동 방향을 보여주는 유출곡

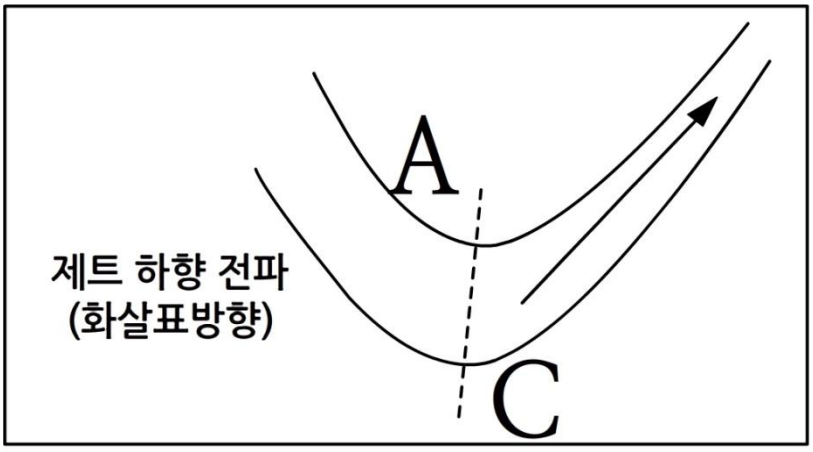
7.4 종관 기상 현상

7.4.8 유입, 기압마루 쇠약과 기압골 완화 (Confluence, Ridge Declining and Trough Relaxation)

제트류 주위에 전파되어 골의 기저에서 최대풍속이 있을 때 자오면 확장은 그 한계에 도달한다. 추가적인 전파는 골 축의 동쪽에 최대풍의 제트가 있을 때까지 진행되고, 최종 전파는 매우 빠르게 일어난다. 7.3절에서 유입골과 마루에 대해서는 이미 설명한바 있으며, 그림 7.8은 유입 마루를 나타낸다.

제트는 골이 남쪽에서 완화되도록 하는 화살표 방향에서 하향 전파가 계속 진행된다. 이는 다음의 두 가지 효과를 가지게 된다.

1. 골 아래쪽의 굴곡이 작아지는 것은 제트류가 감속되어, 결과적으로 지균류의 이탈을 저감시킨다.
2. 유입 효과를 줄이는 것은 가속에 의한 지균류의 이탈을 저감시킨다. 골이 그림 7.8에서 A로 표시된 지상고기압 발달 영역 (제트의 왼쪽 입구)을 이끌어내는 강한 강제력을 완화시키고 약화시키기 때문에, 결과적으로 이 A 영역은 사라지게 될 것이다.



[그림 7.8] 제트의 이동방향을 보여주는 유입 마루

7.4 종관 기상 현상

7.4.9 분열(Disruption)

기압골 쪽으로 강한 자오면 확장이 있을 때, 상층대기에서 기압골의 분열이 일어난다. 이는 강한 대상류가 남쪽으로 분리저기압을 남기는 기압골의 가는 부분을 절단하면서 일어난다.

이러한 현상은 NWP 모형에서 잘 묘사되지 않는 특이현상이다.

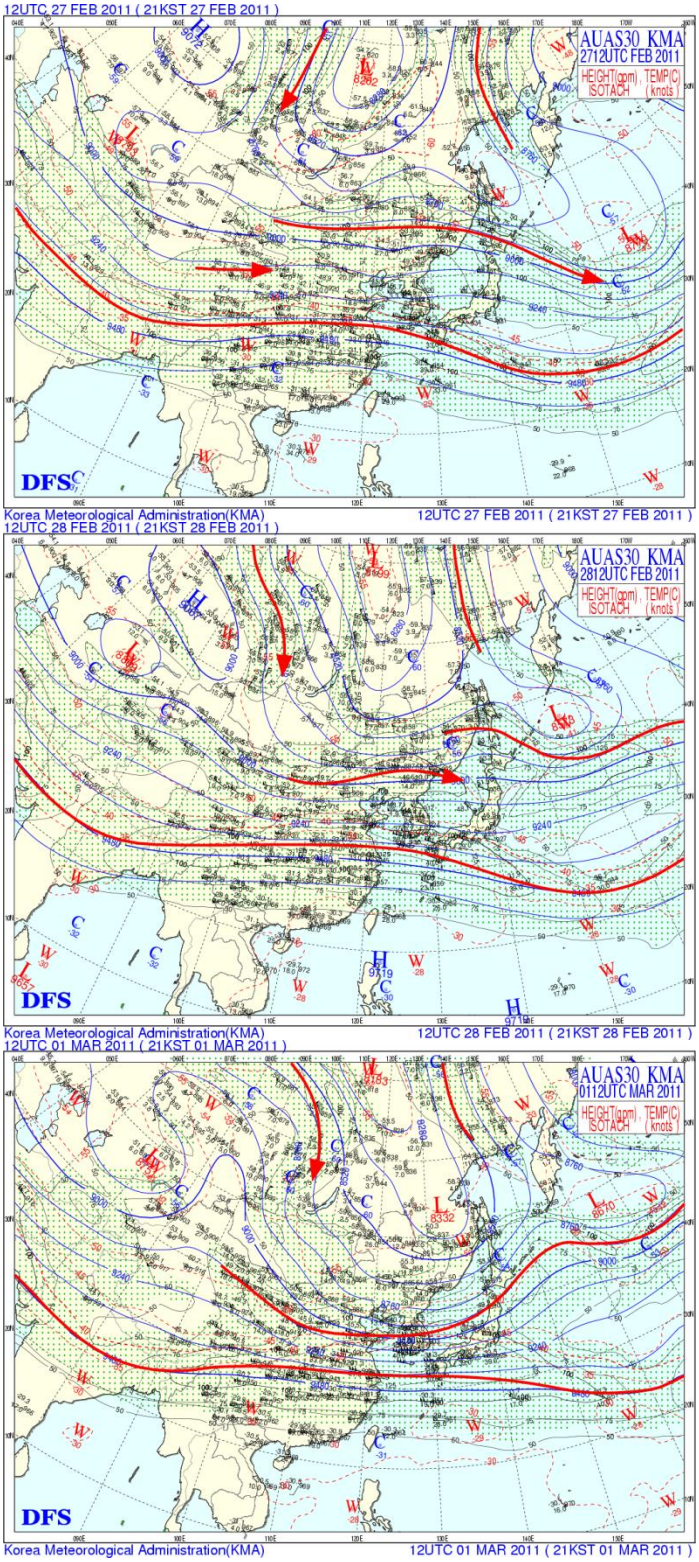
그림 7.9는 기압골 분열이 일어나는 3단계 과정을 보여준다. 대부분의 경우, 대상류는 그림 7.9의 예시보다 더 강하게 흐른다.

맨 위 그림은 기압골 축의 서쪽과 동쪽으로 강한 자오면류를 동반한 기압골 단계이고,

가운데 그림(12시간 후)은 강한 대상류가 기압골의 가는 부분을 가로질러 동쪽으로 미는 단계이며,

맨 아래 그림(다음 12시간 후)은 기압골 기저에 분리저기압이 있고, 흐름이 더욱 북쪽에서 보다 큰 대상류 상태로 남아 있는 단계이다.

7.4 종관 기상 현상



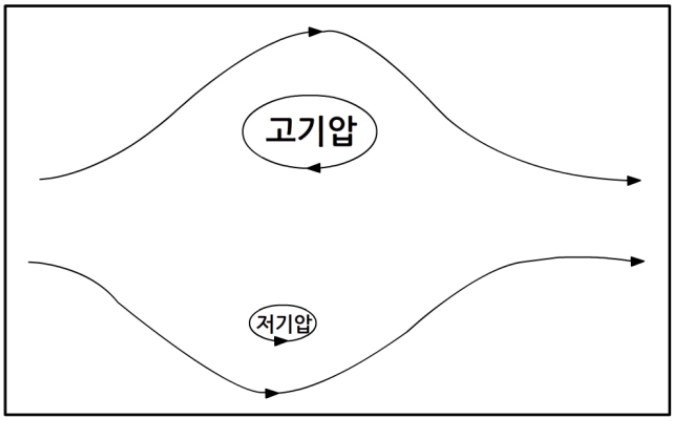
[그림 7.9] 기압골 분열 3단계

7.4 종관 기상 현상

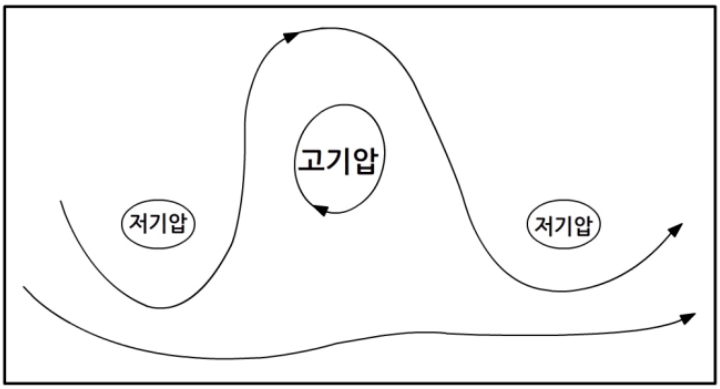
7.4.10 저지(Blocking)

일반적으로 발생하는 저지(Blocking) 패턴에는 자오면 확장으로 생긴 오메가 저지(Omega Block)와 유출 저지(Diffluent Block)가 있다. 저지패턴은 대개 봄철에 발생하는데, 여름철에 발생하는 경우도 있다. 이들은 저지고기압의 북쪽 또는 남쪽으로 저기압의 효과를 가지며, 1주일 또는 그 보다 조금 더 오래 유지된다.

유출 저지는 분리형으로 분리저기압을 동반하며, 강한 저지 현상은 북측에 닫혀있는 고기압 중심과 남측에 닫힌 저기압 중심을 가진다(그림 7.10). 오메가 저지는 남북형으로 분리저기압을 동반하지 않는다(그림 7.11).



[그림 7.10] 유출 저지의 예



[그림 7.11] 오메가 저지의 예

앞서 언급한 바와 같이, 저지는 1주일 이상 지속될지라도, 결국은 분열된다. 이들은 상층고기압과 지상고기압이 북쪽에서 형성된 대상류를 동반하고 남동진할 때, 충돌하기도 한다.

연습문제

1. 기상분석 및 일기 예보를 설명하는 대표적인 일기도는 무엇인가?

2. 제트 스트리크란 무엇인가?

3. 유출과 유입은 무엇인가? 그리고 북반구에서 기압골 축은 유출과 유입에서 어떤 경사를 갖는지 묘사하라.

4. 남반구와 북반구 중 어디에서 로스비파가 좀 더 크게 나타날 수 있는가?

5. 상층 편서풍내의 장파와 단파가 어떻게 다른지 묘사하시오.

6. 파동 저기압의 발달에서 상층발산의 역할을 설명하고, 제트류의 입구와 출구를 지나는 흐름에 의해 연직 운동이 생기는 과정을 열적효과와 결부지어 말하시오.

8장. 종관 기상학 기본 개념2 – 현상 예보

8.1 서론
8.2 전선의 이동과 발달
8.3 저기압
8.4 고기압

학습목표

- 종관 기상학에 포함되는 대기현상의 기본개념과 특징을 안다.

8.1 서론

본 장에서는 기상현상의 이동과 발달에 관련된 개념에 대해 알아본다. 주요 현상으로는 전선 시스템과 고・저기압이 있다.

8.2 전선의 이동과 발달

8.2.1 전선의 이동

전선 시스템은 이류(Advection)와 연속성(Continuity)을 종합하여 이해하여야 한다. 수평 방향의 이류만을 고려하면, 전선은 전선 쪽으로 부는 바람(지균풍)의 평균풍속과 거의 같은 속도로 이동한다. 이동 속도는 마찰력으로 인해 아래 표 8.1과 같이 다양하다.

[표 8.1] 전선계의 이동 속도

전선의 유형	이 동 속 도
온난전선 (Warm fronts)	- 육지: 지균풍의 2/3 - 해상: 지균풍의 5/6
한랭전선 (Cold fronts)	- 육지와 해상: 지균풍속과 같음.
폐색전선 (Occusions)	- 한랭전선과 같은 속도의 한랭 폐색전선 - 온난전선과 같은 속도의 온난 폐색전선

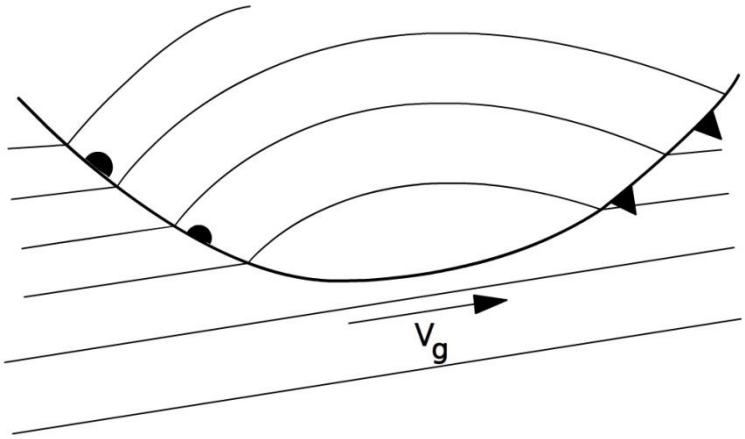
전선을 따라 등압선의 간격이나 기압 경도는 전선의 이동속도와 직접적으로 관련이 있으며, 시간이 지남에 따라 변한다. 즉 (강화되는 저기압처럼) 기압 경도를 나타내는 등압선의 간격이 조밀하다면, 그 전선의 이동속도가 빨라지고, 등압선의 간격이 느슨해지고 열리면 전선의 이동속도는 느려진다. 온난전선이 한랭전선보다 더 빨리 이동하는 것은 아주 드물기 때문에, 온난역은 보통 시간이 지남에 따라 좁아진다.

전선시스템에 관련된 기압의 변화가 클 경우, 등기압변화 효과(Isallobaric Effect)는 매우 중요하다. 예를 들어, 한랭전선 후면에서 기압의 큰 상승은 전선이 초지균적(Super Geostropic)으로 이동하는데 기여한다. 때때로 기압경도가 전 전선시스템에서 약해지기도 한다. 이 경우, 기압경도의 약화 이후 일어나는 운동은 등기압변화 효과만으로 일어난 것이다.

전선은 특히 1000-500hPa 층후 값이나 300hPa 등고선과 관련이 있다. 그러므로 전선의 이동은 관련된 등고선의 이동 예측을 통해 전망할 수 있다.

전선시스템의 방향 전환점은 한랭전선이 온난전선으로 바뀌는 변환점이며, 일반적으로 지균풍속으로 움직이는 온난공기에서 등압선을 따라 이동한다 (그림 8.1).

8.2 전선의 이동과 발달



[그림 8.1] 전선 전환점에서의 이동속도

8.2.2 전선의 발달

전선발생(Frontogenesis)은 전선대의 강화나 발달을 의미한다. 이는 수평적 온도경도의 강화에 좌우되고, 강우띠의 확대나 강우가 세지고 오래 지속되는 현상으로부터 알 수 있다. 위성영상에서는 전선발생을 전선대에서 구름 정상(꼭대기)의 온도 냉각으로 알 수 있다.

전선발생은 다음과 같을 때 일어난다.
- 전선의 골이 깊어지면서 전선의 양쪽에서 기압이 떨어질 때이다.
- 두 개의 수렴하는 풍속대가 만날 때 이다.
- 전선이 고지대를 이동할 때이다. 이 효과는 특히 온난전선을 동반하고 산맥의 풍상측에서 현저한 강화를 보인다.

전선소멸(Frontolysis)은 전선발생과 반대로 전선대의 약화를 의미한다. 이것은 수평 온도경도의 약화에 좌우되고, 강우띠가 좁아지거나 때때로 비가 금방 그치는 현상으로부터 알 수 있다. 위성영상에서는 전선소멸을 전선대의 구름 정상의 온도가 상승하는 것으로 알 수 있다.

전선소멸은 다음과 같을 때 일어난다.
- 전선의 양쪽에서 기압이 상승할 때이다.
- 발산하는 바람장이 있을 때이다.
- 지형효과가 풍하측에서 전선을 약화시킬 때이다.

8.3 저기압

다음의 규칙은 저기압의 이동과 발달에 유용한 정보를 제공한다.

1. 이동성 저기압은 오래 머물고 천천히 움직이는 준정체성 고기압이나 저기압 쪽으로 휘어지는 경향이 있다.

2. 저기압이나 파동들이 닫힌 순환이 없고 더 이상 발달하지 않는다면, 이들은 온도풍이나 시스템의 정상에서 부는 300hPa 바람 방향으로 움직인다. 경험적으로, 이들의 이류속도는 약 $1/2V_{thermal}$ 또는 $1/3V_{300}$ 정도이다.

3. 열린파 저기압(Open-wave Depression)은 $4/5V_g$으로 온난역 등압선 방향으로 움직이며, 이 단계에서 저기압은 일반적으로 강화될 것이다.

4. 저기압은 등기압변화 저기압(Isallobaric Low)의 전면에서의 최대기압하강과 등기압변화의 고기압(Isallobaric High) 후면에서의 최대기압상승을 이은 선의 방향으로 이동하게 된다. 그러나 이런 경우에는 이동속도를 정량화할 방법은 없다.

5. 온난역에서 기압하강은 저기압이 강화되는 것을 가리킨다.

6. 파동저기압은 만약 그들이 주된(Main) 저기압에서 한랭전선을 따라 최소 600㎞에 있지 않으면 강화되지 않는다.

7. 한랭 공기가 저기압의 후면에서 남쪽으로 향할 때 저기압은 강화된다. 한랭 공기가 저기압의 우측에 있을 때 기압은 회복될 것이다.

8. 저기압은 폐색과정이 시작한 이후 6~12시간 동안 기압 하강이 계속된다. 그 후에는 기압강화가 멈추고, 느려지며, 보통 저기압의 본래 이동경로의 왼쪽으로 회전한다.

9. 오래 지속된 저기압(Old Low)은 대부분 거의 이동이 없고 아주 서서히 움직이며, 저기압 중심으로부터 분리되어 폐색이 진행되면서 서서히 약화된다.

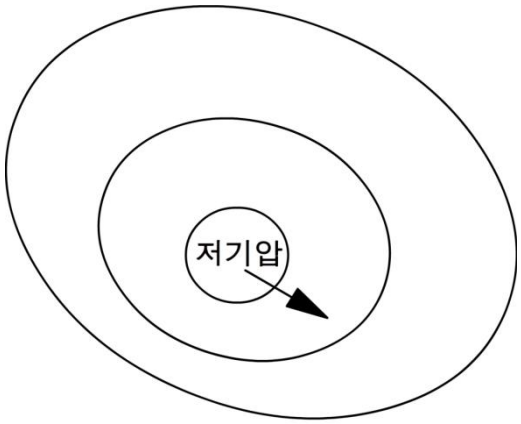
8.3 저기압

10. 상대적으로 서서히 움직이게 되는 오래된 저기압은 그림 8.2와 같이 저기압 주변에서 최대풍속의 풍향으로 움직일 것이다. 이 흐름은 점차 저기압 주변에서 전파되어 저기압의 경로는 휘어지게 됨을 기억하자. 이런 저기압은 12시간에 위도 1~2° 이상 이동하는 것이 어렵다.

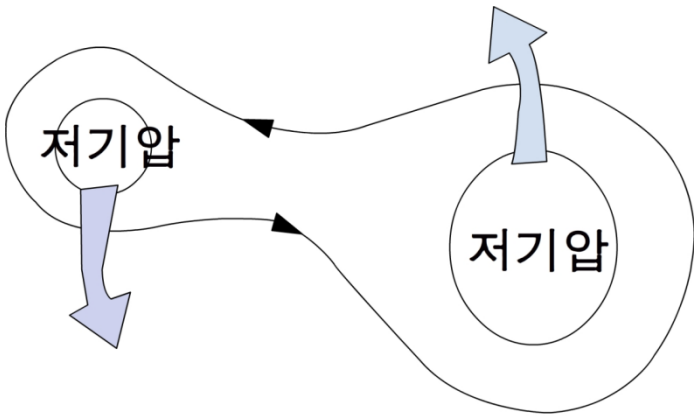
11. 복잡한 저기압 시스템에서, 두 개의 쌍을 이룬 저기압은 서로 주변에서 아령(Dumb-bell)의 형태를 보이는 경향이 있다(그림 8.3). 이들의 이동에 대한 상세한 예측은 어렵다.

12. 저기압의 이동을 예상하기 위해서는 연속성(Continuity)에 기초하여 저기압의 과거 기록을 이용해라.

13. 만약 이동성 저기압 전면에서의 기압 하강이 후면에서의 기압상승보다 더 크면, 저기압은 강화된다. 그리고 반대의 경우, 저기압은 약화된다.



[그림 8.2] 강한 기류 방향으로 이동하는 오래된 저기압



[그림 8.3] 쌍 저기압의 '아령(Dumb-bell)' 효과

8.4 고기압

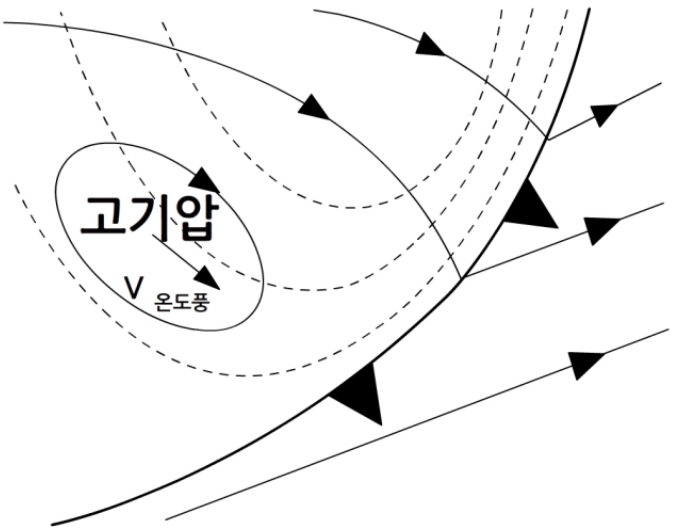
고기압의 이동을 고찰하기 이전에 우선 다음의 네 가지 고기압 시스템을 정의하는 것이 필요하다.

- 한랭하고 서서히 움직이는 고기압(Cold, Slow-moving Highs)
- 온난하고 서서히 움직이는 고기압(Warm, Slow-moving Highs)
- 한랭 이동고기압(Cold, Mobile Highs)
- 온난하고 서서히 움직이는 고기압으로 변하는 한랭 이동고기압(Cold, Mobile Highs Becoming Warm Slow-moving Highs)

처음 두 가지는 반영구적인 현상으로, 이들은 서서히 움직이고 일주일 정도 지속된다. 이들의 상층 바람 순환은 200hPa 정도의 고도에서 확인되며, 이들 주변의 작은 현상들은 고기압쪽으로 편향되는 경향이 있다.

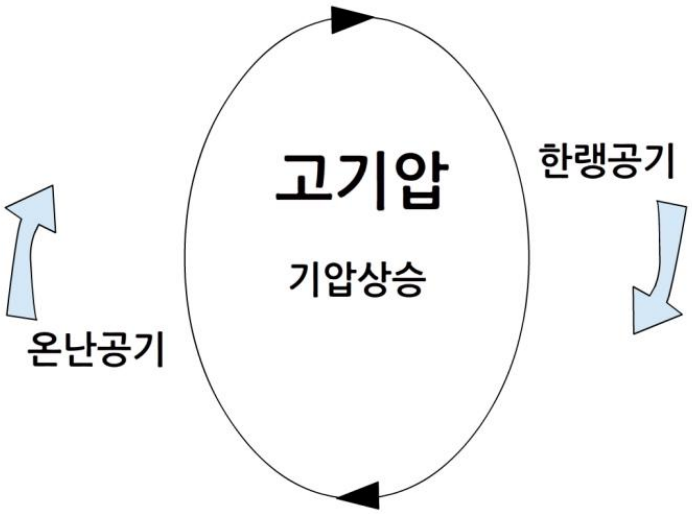
한랭한 이동성 고기압은 보통 한랭전선 통과 후에 발달한다. 그들은 상대적으로 얕은 대기에서의 현상으로, 700hPa 일기도에서 분명한 패턴을 확인하기 어려우나, 보통 온도경도(Thermal Gradient)는 뚜렷하다. 이 고기압은 비록 온도경도의 온난한 쪽인 온도풍 방향으로 이동하는 경향이 있다. 이동속도는 전형적으로 $4/5V_{thermal}$ 이다(그림 8.4).

서쪽으로 강한 온난이류가 있고 동쪽으로 한랭이류가 있는 공기를 가진, 이동고기압은 아주 서서히 형성될 것이다. 온난공기가 고기압 주변 오른쪽으로 이류할 때, 고기압은 형성되어 온난하고 서서히 움직이는 고기압이 된다. 그리고 고기압은 약화되기 시작할 것이다(그림 8.5).



[그림 8.4] 온도풍에 의해 휘어진 한랭전선 후면의 한랭 이동 고기압

8.4 고기압



[그림 8.5] 온도이류에 의해 형성되는 고기압

기압 경향을 아는 것 외의, 고기압 시스템의 발달과 약화를 정량화하는 경험적인 규칙은 없다. 고기압은 전면에서 기압이 상승하더라도 만약 중심에서 기압이 하강하면 쇠약해진다.

연습문제

1. 기압경도란 용어를 설명하고, 강한 기압경도는 무엇을 의미하는지 설명하시오.

2. 예보관들은 종종 1000-500hPa 층의 두께를 분석한 일기도를 사용한다. 이 일기도는 기상학자에게 어떤 정보를 제공하겠는가?

3. 전선대가 강화되거나 발달하여 전선이 발생하는 경우를 3가지 이상 제시하시오.

4. 지상저기압이 발달하거나 강화되려면 상층 저기압이 그 서쪽에 자리잡아야 하는 이유가 무엇인가?

5. 한랭 공기가 저기압의 후면에서 남쪽으로 향할 때 저기압은 ( )된다. 한랭 공기가 저기압의 ( )에 있을 때 기압은 회복될 것이다.

6. 이동성 저기압 전면에서의 기압 하강이 후면에서의 기상상승보다 작으면, 저기압은 ( )된다.

7. 4가지 고기압 시스템(Cold Slow-moving High, Warm Slow-moving High, Cold Mobile High, Cold Mobile High becoming Warm Slow-moving High)을 설명하시오.

9장. 기상 요소별 예보

9.1 지상풍 예보
9.2 온도 예보
9.3 층운형 구름 예보
9.4 대류성 구름 예보
9.5 강수 예보
9.6 시정 예보
9.7 복사안개 예보 기법들

학습목표

- 기상요소별 예보법에 대해서 개략적으로 이해한다.
- 바람, 온도, 구름, 강수, 시정, 안개 예보에서 고려해야 할 사항들을 이해한다.

9.1 지상풍 예보

9.1.1 지상풍 예보 개관

지상풍(Surface Wind)이란 어떤 의미일까? 표준 기상 관측에서 바람은 사방으로 트인 지역의 10m 상공의 바람을 관측하는 것으로 지상에서 관측하는 것이 아니다. 지상에서 1m에서 2m 사이에 있는 사람들이 느끼는 바람은 연직 윈드시어, 난류와 차폐 효과 등으로 인해서 관측되는 지상풍과 큰 차이가 날 수 있다. 온도가 낮을 때는 바람이 더 세게 느껴지는데 이것은 바람에 의한 체감온도(Wind Chill) 효과 때문이다.

예보에 있어서는 다양한 고객들이 유용하게 활용할 수 있도록 객관적인 지상풍 예보를 제공해 주어야 한다. 따라서 지상풍 예보는 실제로 관측을 실시하는 10m 높이의 바람을 예보하여야 한다. 그 예보를 토대로 사용자들은 자신들이 처해진 환경 속에서 지상풍을 이해하고 이용하면 된다. 항공기상에서는 측풍 한계를 10m 풍속으로 결정하고, 항해사들은 10m 풍속을 기준으로 한 보우퍼트(Beaufort) 풍력 계급을 주로 사용한다. 일반인들은 지상 1m에서 2m 사이의 약한, 보통, 신선한 강한 바람 등을 느끼고 사용하는데 다분히 주관적인 한계가 있다.

9.1.2 풍속과 풍향의 변동

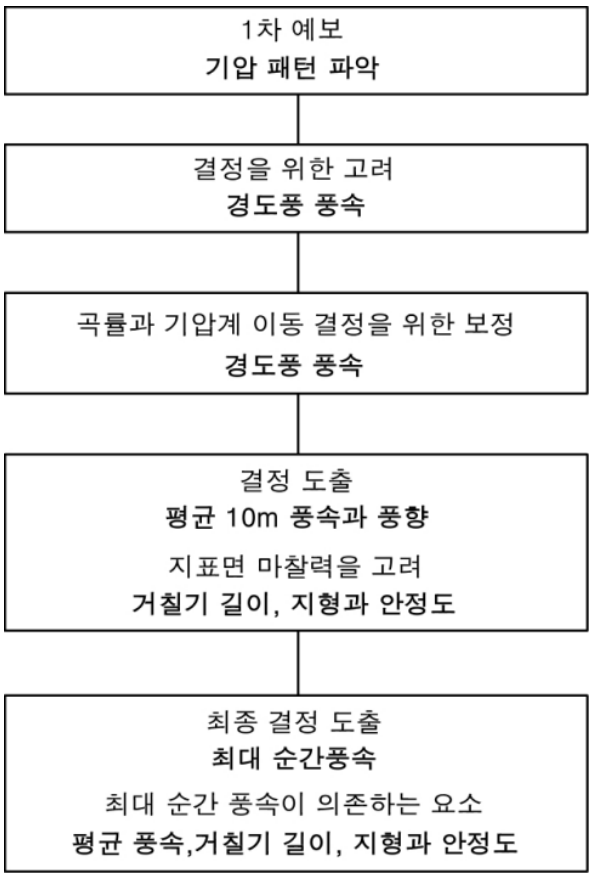
바람은 시간 규모에 따라 다양하게 변동한다.

- 난류 에디 (~ 수 초)
- 열기포(Thermal)의 상승과 하강 (~ 수 분)
- 중규모 현상들 (~ 수 시간)
- 종관규모 기압계들 (~ 수 일)
- 행성규모 전구 순환 (~ 수 주)
- 계절 변화 (~ 수 개월)

예보관들은 예보 기간 동안 바람이 어떻게 변화할 것인가에 대한 정보를 충실히 제공하여야 한다. 바람 예보에는 **평균 풍속, 최대 순간풍속, 평균 풍향, 풍향 변화 범위**에 대한 정보가 포함되어야 한다. 물론 이 값들은 예보 기간 동안 몇 차례 씩 바뀌기도 한다.

지상풍을 예보하는 것은 매우 어려운 임무이기 때문에 다양한 요소들을 고려해야 한다. 그림 9.1은 지상풍 예보 절차를 단순화하여 순서도로 나타낸 것이다.

9.1 지상풍 예보



[그림 9.1] 10m 바람을 예측하기 위한 예보 절차

9.1.3 예보 절차

9.1.3.1 기압 패턴 예보

1시간에서 2시간 이내의 초단기 예보를 위해서 **실제 지상 분석**은 매우 유용한 정보를 제공한다. 지상 기압 경향이 기압경도가 순전하는지 반전하는지 강화되는지 약화되는지에 대해서 확인한다.

현업 기관에서 주로 하는 24시간 예보와 같이 상대적으로 긴 예보의 경우에는 예상도가 도움이 된다. 그러나 얼마나 신뢰할 수 있는지에 대한 확신이 있는가? 기압계의 발달이 앞선 예상들과 잘 조화되고 있어서 여전히 예보 자료로 활용할 수 있는가?

9.1 지상풍 예보

수치예보 결과도 기압 패턴 예보의 대안이 될 수 있다. 그러나 수치예보의 기압장을 예보 생산의 지침으로 활용하기 위해서는 지상풍에 대한 예보가 바로 생산되어 나오는 수치예보 모델에서 기압 경도를 활용해서 바람을 예측하는 것이 가치있는 일인가 고려해야 한다.

9.1.3.2 지균풍 계산

지균풍은 지균 균형이 이루어지는 규모에서 활용할 수 있다. 대부분의 일기도들이 규모를 알려주기 때문에 규모와 등압선 간격을 이용해서 지균풍을 계산할 수 있다.

예제 : 1:5,000,000 지도에 등압선 간격이 2hPa인 일기도가 있다. 그런데 지균풍을 계산하기 위한 지균 규모가 1:15,000,000 일기도에서는 등압선 간격 4hPa을 기준으로 만들어져 있다면. 어떻게 지균풍을 계산할 수 있을까?

첫 번째, 주어진 규모를 이용해서 바람을 계산한다. 여기에서 그 바람을 V_{scale} 이라고 하자. 이것을 다른 규모의 일기도에서의 바람으로 변환하기 위해서는 규모 계수를 곱해야 한다. 규모계수는 $\frac{\text{규모의규모}}{\text{일기도의규모}}$ 가 된다.
따라서 규모 계수는 $\frac{15000000}{5000000} = 3$ 이 되는 것이다. 다음은 두 가지 일기도의 등압선 간격을 이용하여 계수를 구하면
$\frac{\text{일기도의등압선간격}}{\text{알고있는규모에서의등압선간격}} = \frac{2}{4} = \frac{1}{2}$ 가 된다.
따라서 두 개의 계수를 이용하면 Vg = Vscale × 3 × 1/2이 된다.
규모를 이용하여 지균풍을 구할 때는 위도가 어떻게 되느니, 주변의 온도 분포가 어떻게 되는지도 고려해야 한다. 왜냐하면 아주 따뜻한 공기나 아주 낮은 기압은 차갑거나 높은 기압에 비해서 지균풍이 강한 특징을 가지고 있다.

9.1 지상풍 예보

9.1.3.3 경도풍의 결정

고기압성 기류는 과-지균, 저기압성 기류는 저-지균 특성을 가지고 있다. 예를 들어 북위 50°N에서 100kts의 풍속을 가지는 지균풍이 곡률 1,200마일의 고기압성 순환에 있을 때 경도풍의 풍속은 약 141kts가 된다.

곡률 반경을 결정한 후에는 기압계의 이동에 대해서도 고려하여야 한다. 저기압은 이동방향의 북쪽과 북동쪽의 곡률이 급한 특성을 가지고 있기 때문에 이 지역에서 경도풍이 약하고, 그 남쪽과 남서쪽은 곡률이 완만하기 때문에 경도풍이 강해지는 특성을 가지고 있다. 고기압은 이동이 상대적으로 느리기 때문에 이동 방향에 따른 차이가 크지 않다.

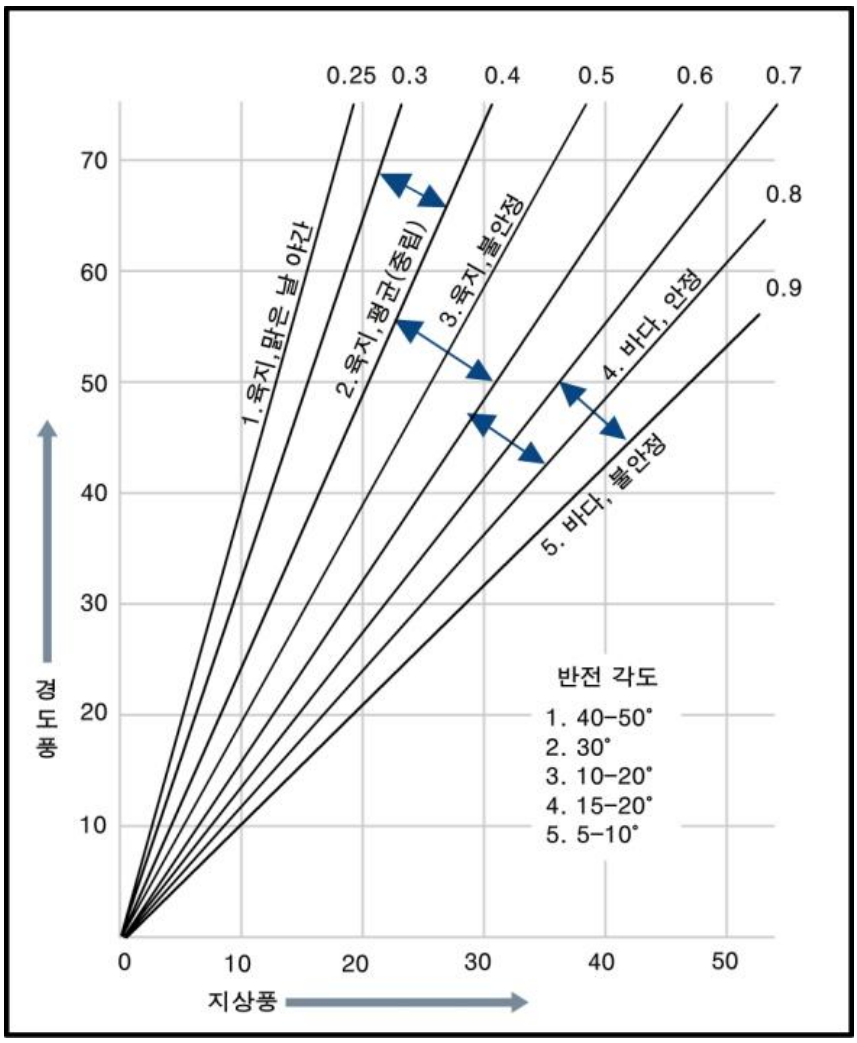
9.1.3.4 지상풍의 결정

북반구에서 지표면 마찰은 풍향을 저기압 중심으로 **반전(Back)**시키고 풍속을 감소시킨다. 마찰력의 효과는 거칠기 길이와 지형 그리고 지표면 부근 공기의 안정도에 의존한다. 아래 표는 지표면 부근의 상태에 따른 반전 각도와 경도풍에 대한 지상풍 풍속 비율을 나타낸 것이다.
이 표를 이용해서 경도풍을 지상풍으로 전환할 때 사용할 수 있는 계산도표가 그림 9.2이다. 그러나 실제 관계는 지역에 따라 가변적이므로 국지풍 특성과 사례분석을 참조하여야 한다.

[표 9.1] 주변 환경에 따른 지상풍과 경도풍의 풍향 풍속 차이

지표면 상태	안정도	반전 각도	지상풍 : 경도풍 비
육지	불안정	10 ~ 20°	0.4~0.6 : 1
	평균(중립)	30°	0.3~0.4 : 1
	안정(맑은 날 야간)	40 ~ 50°	0.25 : 1
해수면	불안정	5 ~ 10°	0.7~0.9 : 1
	안정	15 ~ 20°	0.6~0.8 :1

9.1 지상풍 예보



[그림 9.2] 육지와 해상에서의 경도풍과 지상풍 사이의 관계 도표

9.1.3.5 최대 순간 풍속 결정

평균 풍속과 최대 순간 풍속 사이의 차이는 지표면의 거칠기 길이와 지형, 지표면 근처 대기의 안정도에 의해 결정된다. 중립에 가까운 평균적인 안정도에서는 지역에 따라 평균 풍속에 대한 최대 순간 풍속의 값이 대략적으로 아래와 같이 결정되어 진다.

[표 9.2] 주변 환경에 따른 평균 풍속과 최대 순간 풍속의 비율

도심	2
외곽 구릉지	1.7
외곽 평지	1.5
바다	1.3

9.1 지상풍 예보

9.1.3.6 중규모와 국지규모 영향

중규모와 국지규모 환경은 일반적으로 경도풍을 약화시킨다. 전형적인 중규모 영향은 다음과 같다.

- 계곡에 의한 깔때기 모양 지형
- 해륙풍의 발달
- 상승풍과 하강풍

이러한 효과들은 전향력이 거의 없기 때문에 지균풍이 만들어지기 어려운 열대지역에서 매우 중요한 역할을 한다.

또한, 수평 규모가 1km 이하인 국지규모 효과도 특정한 지역에서 지상풍에 큰 영향을 줄 수 있다. 국지규모 효과는 도심지역 빌딩 사이에서의 기류 변형과 통풍 효과, 산악지역에서의 수목에 의한 차폐 효과 등이 지상풍의 방향과 풍속에 영향을 줄 수 있다. 따라서 특정한 지역에 대한 성공적인 지상풍 예보를 위해서는 사전에 그 지역의 지형과 기후학적 특성에 대한 지식을 가지고 있어야 한다.

9.1.4 수치예보 결과의 활용

최근 수치예보 모델의 자료는 일반적으로 지상풍 예보에 대한 매우 훌륭한 정보를 제공한다. 특히 지역규모 모델들은 현실에 가까운 예보 결과들을 제공하기도 한다. 그러나 수치예보 모델의 결과 자료는 항상 주의 깊게 검토한 후에 사용하여야 한다.

모델의 예보가 바른 방향으로 가고 있는가? 수치예보 모델 내부에 지역적인 특성들이 반영되어 있는가? 등에 대한 명확한 답을 가지고 있어야 한다. 지상풍 예보를 독자적으로 낼 수 있는 예보관의 능력이 수치예보 모델 결과 자료에 더해졌을 때 그 예보의 신뢰도가 향상될 수 있다.

9.1 지상풍 예보

9.1.5 결론

지금까지 알아본 지상풍 예보 고려 요소들 이외에도 몇 가지 더 고려해야 할 사항들이 있다.

- 산악파와 다른 지형 효과
- 마이크로버스트, 토네이도, 기타 대류성 구름 관련 현상
- 등기압 변화 효과

강풍은 아래와 같은 조건들에서 잘 발생한다.

- 불안정한 대기
- 짧은 지표면 거칠기 길이
- 고기압성 기류
- 큰 기압경도
- 부가적인 등기압 변화 효과
- 국지적 지형 효과

강풍에 대한 정확한 예보를 충분한 선행 시간을 두고 예보해서 경보를 발표하고 주의를 기울이기 위해서는 항상 기상변화 경향에 주의를 기울이는 것은 예보관의 기본 임무이다.

9.2 온도 예보

9.2.1 온도예보를 위한 기초 지식들

표준 기상 관측 절차에서 온도는 지상으로부터 1.25m 높이에 있는 공인된 백엽상의 온도계를 사용하여 측정한다. 따라서 필요한 온도예보는 이 백엽상 온도를 예보하는 것이고 온도 예보는 백엽상 온도를 통해서 검증될 수 있다. 백엽상 온도계는 지표면 근처에서 직사광선이 닿지 않도록 고안된 나무 상자 내부의 그늘진 곳의 온도를 측정하도록 만들어져 있다.

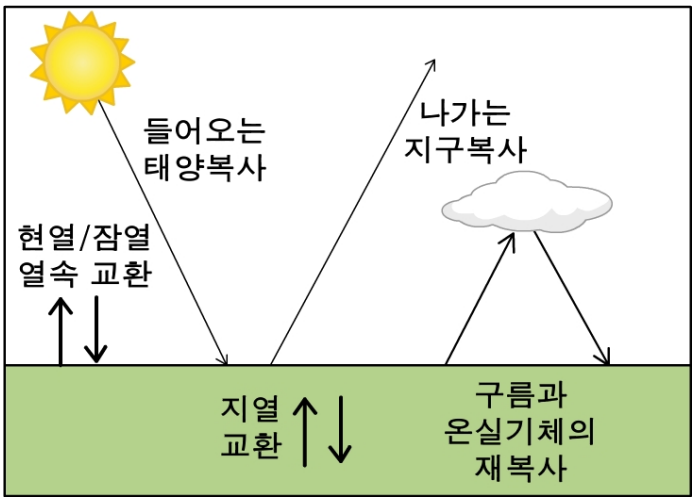
백엽상 온도는 3가지 요소에 의해서 영향을 받을 수 있다.
- 백엽상 아래의 지표면 온도
- 바람의 강도
- 지표면 부근 공기의 안정도

백엽상 아래 놓인 지표면 온도는 지표면으로부터 나오고 들어가는 열속(Flux of Heat Energy)에 의해서 결정된다(그림 9.1, 표 9.1, 표 9.2 참조). 지표면 열의 근원은 태양으로부터 들어오는 단파 복사 에너지이지만, 대기나 구름에서 하부로 전달되는 장파 복사 에너지, 따뜻한 지표면으로부터 나오는 열속, 수증기 응결에 이한 잠열 방출, 온난 이류에 의한 현열 수송 등 다양한 요인들에 공기 중에 열 교환이 일어나 온도를 변화시킨다.

지표면은 복사 방출에 그 열을 먼저 빼앗긴다. 스테판-볼츠만 법칙에 의하면 복사열을 손실률은 그 물체가 가진 절대온도의 4승에 비례하는 것으로 알려져 있다. 따라서 지표면이 뜨거울수록 방출하는 복사 에너지가 커지게 되는 것이다. 지표면이 차가워지면 지표면 부근의 공기도 같이 차가워지기 때문에 온도가 내려간다. 또 다른 공기 냉각은 공기 자체에서 지표면 방향으로 보내는 열속, 수증기나 지표면 수분 증발에 의한 잠열 상실, 한랭 이류에 의한 현열 손실 등에 의해서 발생한다.

지표면에 더해지는 총 열에너지가 빠져나가는 총 열에너지 보다 많으면 지표면 온도는 상승하고, 지표면이 잃어버리는 열에너지가 얻는 열에너지 보다 많으면 지표면 온도는 떨어지게 된다.

9.2 온도 예보



[그림 9.3] 지표면 온도를 결정하는 주요 에너지들

[표 9.3] 지표면 가열의 원인들

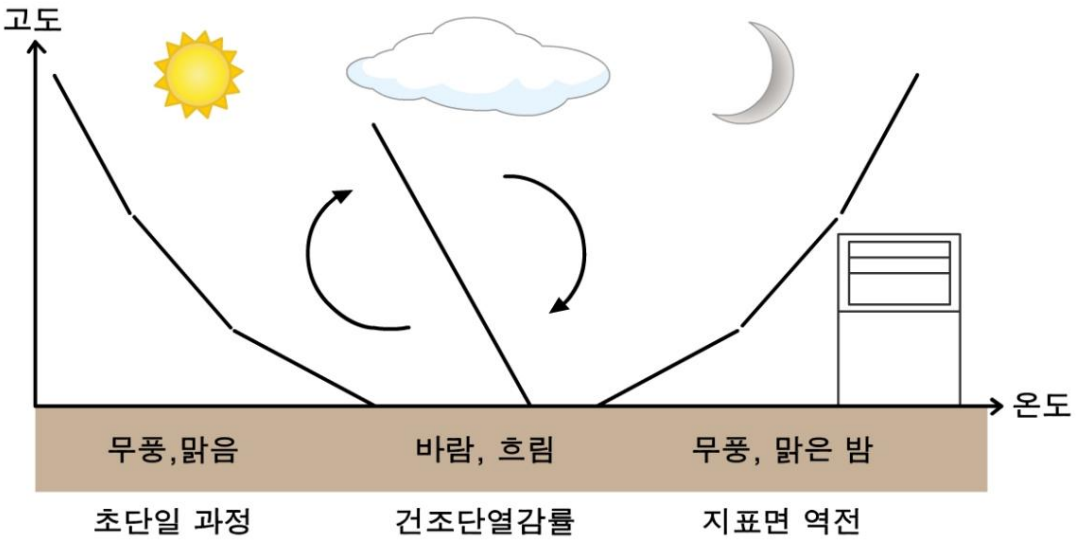
지표면 가열	
근원적 원인	• 태양 복사 에너지
기타 원인	• 대기와 구름으로 부터 장파복사 • 상향하는 토양 열속 • 응결에 의한 잠열 방출 • 온난 이류에 의한 현열 증가

[표 9.4] 지표면 냉각의 원인들

지표면 냉각	
근원적 원인	• 지구 장파복사 방출
기타 원인	• 하향하는 토양 열속 • 지표면 수분의 증발에 의한 잠열 손실 • 한랭 이류에 의한 현열 손실

9.2 온도 예보

바람의 세기와 지표면 부근 대기의 안정도는 지표면 온도와 백엽상 온도의 차이를 결정하는 주요한 요소이다(그림 9.4). 흐리고, 바람이 부는 날씨에서는 경계층의 공기들이 잘 섞이게 되고 높이에 따른 온도 감률은 건조단열감률(DALR)을 따르게 된다. 이러한 환경에서는 지표근처의 자유대기 온도와 백엽상 온도차이가 거의 나지 않는다.



[그림 9.4] 3 가지 전형적인 기상 조건에서의 지표면 부근 온도의 연직 프로파일

맑은 날씨에서 지표면은 많이 데워지고 초-단열층이 지표부근에 형성된다. 이러한 현상은 바람이 약하고 덥고 건조한 여름철 오후에 잘 나타나고 이 경우에는 지표면 온도와 백엽상 온도가 20℃ 까지도 차이가 날 수 있다.

바람이 없고 맑은 날 밤에는 지표면이 상향하는 지구복사로 인해서 차가워지게 되고, 지표면 근처에서는 역전층이 형성된다. 역전층이 만들어지면 공기의 상하 혼합이 거의 발생하기 않기 때문에 지표면 온도보다 백엽상 온도가 뚜렷하게 높게 나타나는데, 추운 겨울밤의 경우에는 백엽상 온도가 10℃까지 높게 나올 수 있다.

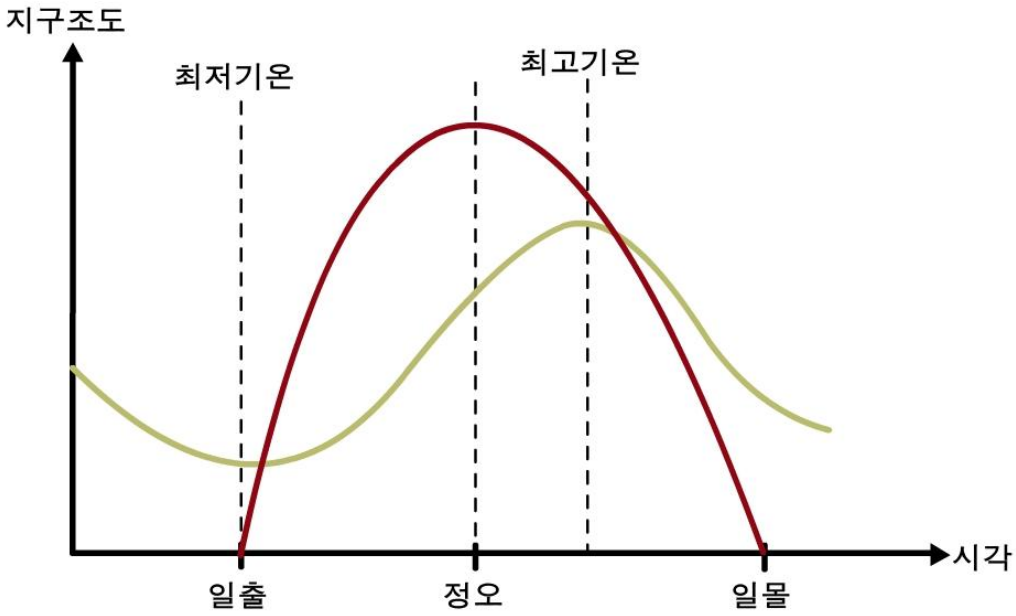
따라서 온도를 예측할 때는 다양한 범위의 기상 요소들을 고려하여야 한다. 지표면 부근의 대기의 상태가 이틀 동안 계속해서 동일한 조건이 발생하는 경우가 거의 없기 때문에 온도 예보는 높은 숙련도와 경험을 요구한다.

9.2 온도 예보

9.2.2 지상 온도

9.2.2.1 복사 균형

그림 9.5는 지표면 한 지점에서의 24시간 동안의 태양과 지구조도의 변화를 그래프로 그린 것이다.



[그림 9.5] 지표상의 한 지점에서 들어오는 태양복사(붉은 선)와 밖으로 나가는 지구복사(갈색선)의 복사조도의 24시간 변화 개념도

유입되는 태양복사는 야간에 0, 정오에 최대값을 가진다. 그러나 지구는 계속해서 장파 복사를 하는데 복사량은 온도에 비례한다(스테판의 법칙). 다른 원인들도 지표면 온도의 변화에 영향을 미치기도 하지만 지표면 온도 변화의 가장 주된 2가지 원인은 태양복사와 지구복사라고 할 수 있다. 그림 9.5에 나타난 24시간 동안의 복사량 변화와 온도변화 경향은 다음과 같이 정리할 수 있다.

- 해가 뜨기 전까지 태양으로부터의 태양복사가 없는 상태에서, 지구에서 계속해서 외부로 지구복사를 방출함에 따라 지표면 온도가 계속해서 하강한다.

- 해가 뜬 후에는 태양 복사량은 정오까지 계속해서 증가하게 된다. 이에 따라 밖으로 나가는 지구복사량에 비해서 들어오는 태양복사량이 많기 때문에 지표면 온도는 계속해서 상승하게 된다.

9.2 온도 예보

• 정오가 지나면 태양복사량은 점점 감소하게 되지만 지표면 온도는 밖으로 나가는 지구복사량이 들어오는 태양복사량보다 많이 질 때까지 계속해서 상승한다.

• 해가 저물면 태양복사는 곧바로 0으로 떨어진다. 그러나 밖으로 향하는 지구복사가 대기를 계속해서 데우기 때문에 밤이 되더라도 천천히 기온이 떨어지게 된다.

지표면 온도와 백엽상 온도의 관계의 설명에서 알 수 있듯이 지표면의 복사에너지 균형은 맑은 날 백엽상 온도의 일변화 경향에 직접적인 영향을 미치는 요소이다.

9.2.2.2 온도의 일변화

온도의 일변화 폭과 형태는 다양한 요소들에 의해서 영향을 받고 다양한 모습을 가진다. 온도의 일변화를 예보하기 위해서는 첫 번째로 **지구로 들어오는 태양복사량**에 대해서 충분히 고려해야 한다. 태양복사는 대기에 대해서는 투명하고 태양 광선의 입사각에 의해서 지표면에 도달하는 양이 변화한다.

대기의 투명도는 다음 같은 요소에 의해서 좌우된다.
• 대기 중의 총 운량
• 대기 중 오염물질과 먼지의 양

태양 광선의 입사 각도는 다음 같은 요소에 의존한다.
• 일중 시각
• 계절
• 위도

지표면의 지형도 매우 중요한데, 남쪽 방향의 산악의 경사면은 북쪽 방향의 경사면에 비해서 동일한 조건에서 단위 면적당 받아들이는 태양복사량이 많다.

두 번째로 고려해야 할 요소는 구름과 대기로부터 지표면으로 향하는 장파복사이다. 수증기는 아주 효과적인 '온실 가스'로 태양복사는 통과시키는 반면 지구복사는 붙잡아서 비슷한 파장으로 다시 지표면으로 되돌려 보낸다. 구름도 비슷하게 장파복사를 흡수하고 재방출한다.

9.2 온도 예보

이러한 현상은 야간에 지표면 온도 변화에 가장 큰 영향을 미친다. 맑은 날 밤에는 구름이 낀 밤 보다 지표면 온도가 빠르게 내려가고, 건조한 공기(낮은 노점온도)는 습윤한 공기(높은 노점온도)에 비해서 온도가 빨리 떨어진다.

다음으로 지표면 온도 상승은 다음과 같은 지표면 특성에 의존한다.

- **알베도** : 지표면의 반사율(알베도)은 들어오는 태양복사가 얼마나 많이 지표면에 흡수되는 가를 결정한다. 태양복사는 콘크리트 포장재와 황무지에서 가장 잘 흡수된다.

- **비열량** : 비열량이 높은 지표면은 온도의 상승과 하강을 느리게 하는 효과를 가진다. 물은 토양이나 바위에 비해서 높은 비열량을 가지기 때문에 젖은 지표면은 마른 지표면에 비해서 낮 동안 더 오랫동안 지표면을 데우고 야간에 온도가 천천히 떨어진다.

- **열전도율** : 지표면이 데워지면 따뜻한 지표면과 상대적으로 차가운 하층 사이에서 온도 경도가 발생하고 지표면에서 지하로 향하는 열속이 형성된다. 비슷하게 밤에는 지표면이 먼저 냉각되면서 상대적으로 따뜻한 지하에서 지표면으로 향하는 열속이 형성된다. 토양의 열전도율은 토양의 유형과 습기 함유량에 따라 다양하게 나타난다. 건조하고 모래와 같은 토양은 그 사이에 공기주머니가 형성되어 있기 때문에 토양 상하층간에 단열작용을 하고 열전도율을 떨어뜨린다. 따라서 낮 동안에는 온도가 빠르게 상승하고 밤에는 온도가 빠르게 하강하는 성질을 갖는다. 일반적으로 동일한 높이에 위치한 관측소라고 하더라도 토양이 모래로 구성되어 있는 관측소에서 가장 낮은 온도가 발생한다. 적설이 지표면 열속에 미치는 영향도 주목해야 한다. 새롭게 내린 눈은 일반적으로 낮은 열전도율을 가지기 때문에 토양에서 위로 향하는 열속을 크게 감소시킨다. 따라서 눈이 덮고 있는 지역의 관측소가 다른 지역의 관측소에 비해서 최저기온이 더 낮게 나타난다.

- **습기 함량** : 습기가 지표면의 비열량과 열전도율에 영향을 미치는 영향과 습기에 의한 잠열속(Latent Heat Flux) 작용에 대해서도 충분히 고려해야 한다. 낮 동안 지표면 부근의 습기가 증발하면서 잠열을 흡수하기 때문에 지표면 부근의 온도가 급하게 상승하는 것을 막아주고 밤에는 응결과 서리 침착으로 잠열을 방출하면서 야간 온도 하강을 늦추는 작용을 한다.

9.2 온도 예보

• **식생** : 백엽상은 사방이 뚫린 장소에 짧은 잔디가 덮인 곳에 설치되어 식생에 의한 온도 변동을 방지하도록 설치되어야 한다. 식생의 종류가 온도 변화에 큰 영향을 미친다는 사실을 잘 인식하여야 한다. 나무와 수풀은 지표면이 습기를 유지하는데 도움을 주기 때문에 수목이 우거진 지역의 온도는 다른 식생에 비해서 낮에는 낮고 밤에는 높은 특성을 가진다.

온도를 예보할 때는 위에서 언급된 모든 상황들을 충분히 고려해야 한다. 표 9.5는 온도 변화에 영향을 줄 수 있는 주요 요소들을 정리한 것이다.

[표 9.5] 지표면 온도 변화에 영향을 주는 요소들

들어오는 태양복사량	• 운량 • 대기 오염물질과 먼지 • 일중 시각 • 계절 • 위도 • 지형
지구복사에 대한 '온실효과'	• 운량 • 지표면 부근의 노점 온도
기타 고려 요소들	• 알베도 • 비열량 • 적설 • 습기 함량 • 식생

지금까지 육지의 지표면 온도 변화에 대해서 다루었다. 다음과 같은 요소들 때문에 해수면 온도는 거의 일변화를 하지 않고 연간 변화를 하는 경향을 갖는다.

• 해양의 비열이 높다.
• 해양의 난류혼합이 해수면에서 아래로 향하는 가열과 냉각을 넓게 한다.
• 들어오는 열에너지의 대부분이 증발에 의한 잠열로 전환된다.
• 해수면 부근의 공기는 수증기 함유량이 높아 위로 향하는 순-지구복사량을 감소시킨다.

해수면 온도 변화는 계절에 비해서 지연되어 나타난다. 해양은 봄 동안 천천히 데워지지만 열 함량이 높기 때문에 가을까지도 충분히 높은 온도를 유지한다. 따라서 봄과 여름에는 육지에 비해서 낮은 기온을 가을과 겨울에는 육지에 비해서 높은 기온을 나타내는 특징을 갖는다.

9.2 온도 예보

9.2.3 행성 경계층 온도

지표면 부근의 대기 온도는 지표면 온도의 직접적인 영향을 받는다. 태양에 의해서 지표가 데워지면 그 열이 지표에 접촉된 공기를 통해서 위쪽으로 전달된다. 이렇게 전달된 열은 대기의 난류혼합 과정을 통해서 위쪽으로 전달되어 대기의 온도를 상승시킨다. 경계층이 불안정해서 혼합이 잘 이루어지면 열 전달이 활발하게 이루어지기 때문에 대기는 건조단열감률(DALR)과 비슷한 연직 프로파일을 가지게 된다. 강한 일사와 바람이 약하면 난류혼합이 건조단열감률을 유지할 수 없기 때문에 지표면 부근의 기온감률은 초-단열적으로 변화하게 된다.

야간에 지표면이 차가워지면, 전도에 의해서 지표면 부근의 공기는 차가워지고 냉각작용은 난류혼합에 의해서 점점 위쪽으로 펴져나간다. 잘 혼합된 경계층과 강한 바람은 지표면 근처의 공기가 건조단열감률을 갖도록 한다. 만약 바람이 약하면 지표면의 냉각은 공기를 안정되게 해서 상하층간의 수직 혼합을 방해한다. 이러한 현상이 지속되면 지표면 근처에는 기온 역전이 나타난다. 역전이 발생하면 온도는 고도에 따라 상승하고 역전층의 위쪽은 지표면의 냉각이 더 이상 영향을 미치지 못한다.

경계층 온도 변화에 영향을 줄 수 있는 다른 요소들은 다음과 같다.

- **비** : 빗방울이 증발하기 위해서 잠열이 필요함에 따라 공기를 냉각시킨다.
- **눈** : 온도가 0℃ 근처의 공기에서 눈이 녹을 때 잠열이 필요하므로 공기가 냉각된다.
- **눈의 증발** : 눈이 증발될 때 잠열이 필요하므로 공기가 냉각된다.
- **온난이류** : 온난이류가 긴 기간 동안 계속되면 국지적인 복사 냉각 효과에도 불구하고 온도는 상대적으로 높은 상태를 유지한다. 이러한 현상은 겨울 동안 온난이류가 발생하면 온도가 높게 유지되는 것과 관련되어 있다.
- **한랭이류** : 비슷하게 한랭이류는 복사 가열 효과에도 불구하고 온도가 상대적으로 낮게 유지되게 한다. 여름철 해륙풍에 의한 한랭이류가 해안가 지역의 온도를 낮게 유지하게 하는 현상이 이와 관련되어 있다.

9.2 온도 예보

9.2.4 온도 변동률

온도는 시간 규모에 따라 다양하게 변화한다. 여름이 겨울에 비해서 따뜻하고 낮이 밤에 비해서 따뜻한 것이 그것이다.

예보관들은 온도의 일변화 폭에 특별한 관심을 가지고 있어야 한다. 낮 최고 기온을 알고 있을 때, 최저 기온은 어떻게 결정할 것이고, 밤 최저 기온을 알고 있을 때 내일 최고 기온은 얼마가 될 것인가? 온도의 일변화 정도는 일정하지 않고 다음과 같은 요소들에 의해서 변화한다.

- **구름** : 구름이 낀 날은 최고 기온이 낮고 최저 기온이 높게 난다. 반면 맑은 날은 최고 기온이 높고 최저 기온이 낮게 나타난다.

- **바람** : 바람이 많이 부는 날은 낮 기온의 변화를 감소시키고 바람이 없으면 낮 기온의 변화가 심하다. 구름이 많고 바람이 부는 겨울은 난류혼합, 구름, 이류 효과가 태양의 가열을 무시할 정도로 크게 나타나기 때문에 긴 경우 24시간 이상 온도가 거의 동일하게 유지되는 경우도 자주 나타난다.

- **지표 특성** : 토양 종류, 식생, 알베도, 비열량, 열전도율 등과 같은 요소들이 온도의 상승과 하강에 큰 영향을 준다는 사실을 이미 알고 있다. 따라서 지표면이 쉽게 가열되고 냉각되는 특성을 가지면 대기의 온도 변화도 크게 나타날 것이다.

- **이류 효과** : 해안선 부근에 위치한 관측소는 바람이 강하게 부는 경우 온도의 일변화가 거의 나타나지 않는다.

[표 9.4] 한국 서울, 강릉, 철원의 30년 평균 일최고, 최저 기온 분포

	1		2		3		4		5		6	
	최고	최저	최고	최저	최고	최저	최고	최저	최고	최저	최고	최저
서울	1.6	-6.1	4.1	-4.1	10.2	1.1	17.6	7.3	22.8	12.6	26.9	17.8
강릉	4.8	-3.3	5.9	-2.3	10.5	1.6	17.7	7.6	22.5	12.7	24.7	16.7
철원	0.8	-10.9	3.8	-8.6	9.8	-2.5	17.6	3.3	22.3	10.1	26.1	15.9

	7		8		9		10		11		12	
	최고	최저	최고	최저	최고	최저	최고	최저	최고	최저	최고	최저
서울	28.8	21.8	29.5	22.1	25.6	16.7	19.7	9.8	11.5	2.9	4.2	-3.4
강릉	27.9	21.0	28.2	21.2	24.5	16.3	20.1	10.8	13.6	4.9	8.0	-0.5
철원	28.0	20.2	28.9	20.0	24.8	13.3	18.6	4.9	10.4	-1.2	3.4	-7.6

9.2 온도 예보

표 9.4는 서울, 강릉, 철원 3개 기상대의 월별 일 평균 최고 최저 기온 분포를 보여주는 것이다. 중부내륙에 위치한 철원은 서울과 비교했을 때 여름 기온은 비슷하게 나타나지만 겨울 기온이 크게 떨어져 연 기온과 일 기온의 변화가 크게 나타나는 대륙성 기후 특성을 가진다. 반면 태백산맥 너머 동해안에 위치한 강릉은 해풍의 영향을 주로 받기 때문에 여름 동안 최고기온이 작게 올라가고, 겨울에 비교적 온화한 기후 특성을 가진다. 따라서 예보관들은 온도 예보를 생산할 때 국지적인 기상 통계와 지역 특성을 충분히 고려해서 예보를 생산해야 한다.

9.2.5 온도 예보 기법들

온도 예보를 위한 다양한 기법들이 개발되어 현업에 적용되고 있다. 표준 예보절차는 첫 번째 낮 최고기온과 야간 최저기온을 예측하는 것이다. 다음에는 이 값들을 24시간 동안의 온도변화 그래프에 내삽하는 것이다. 온도 예보의 성공 여부는 다양한 보정 기법을 얼마나 잘 적용하느냐 뿐만 아니라 예보관들이 24시간 동안의 온도 변화 경향을 얼마나 잘 이해하고 있느냐에 따라 결정된다. 온도의 변화를 예보할 때 고려해야 할 요소들은 종관기상환경, 전선, 구름과 바람의 변동, 이류 효과, 지형과 기타 국지적인 기후학적 영향 등이 있다.

9.2.5.1 최고 기온 예보

최고 기온 예보 기법들은 태양으로부터 유입되는 복사에너지의 양에 기초하고 있다. 태양에너지는 지표면에 접촉되어 있는 공기를 데우고 가열된 에너지는 대류나 난류에 의해서 상층으로 전달된다.

Johnston 기법은 가용 태양에너지를 등온에서 단열 온도프로파일을 가질 때까지 데워지는 대기의 두께라는 관점에서 나타내는 방법이다. 이 기법은 단열선도에 투명한 용지를 씌워서 최고기온을 예측한다. 구름과 다른 영향 요소들을 충분히 고려해서 최고기온예보를 생산해야 한다는 사실도 인지하고 있어야 한다. 이 기법은 맑은 날 단열선도를 이용해서 쉽게 최고기온을 예상할 수 있다는 점에서 널리 사용되고 있다.

9.2 온도 예보

Callen and Prescott 기법은 1000-850hPa 층후를 이용해서 최고기온을 예보하는 기법이다. 온도와 층후는 명백한 관련성을 가지고 있는데 층후가 두꺼우면 최고기온이 높다는 관련성을 이용해서 최고기온을 예상하는 것이다. 이 기법은 계절과 운량에 따라 적절하게 보정되어야 한다. 이 기법의 장점은 넓은 지역에 대한 최고 기온을 예상할 때 1000-850 층후선도만을 활용해서 쉽게 적용할 수 있다는 것이다. 수치예보에서는 며칠 앞서서 층후선도를 제공해 주기 때문에 이 기법은 장기 온도 예보에 적용할 수 있다.

9.2.6 수치예보 모델통계(MOS) 기법

최근 들어 모델 결과자료를 후처리 과정을 통해 모델통계(MOS) 기법 형태로 전환하여 주어진 지역에서의 최고·최저기온을 명시적으로 예보할 수 있도록 하는 방법이 개발되고 있다. MOS에 적용되는 매개 변수들은 모델의 수평해상도 제한 때문에 모델 내부에 적절하게 모수화할 수 없는 세부적인 지형과 대기 하부 경계층 구조들로 이 기법의 정확도는 얼마나 매개 변수들을 현실에 가깝게 만들어 주느냐에 좌우된다.

9.2.6.1 모델통계(MOS) 기법

수치예보 모델 결과를 활용한 MOS 기법과 McKenzie 공식과 같은 통계 기법의 미묘한 차이는 최저기온을 예보하는데 활용되는 통계와 관련된 변수들이 이미 예보된 것을 사용하는 반면 McKenzie 기법은 이미 발생한(운량과 풍속) 변수들을 사용하는 데에서 발생한다. 이에 따라 McKenzie 기법은 정확한 최저기온 예보를 위해서는 예보관들이 야간의 운량과 풍속을 정확하게 예측해야 하는 반면 MOS는 모델 예보가 가지는 오차를 이해하고 있어야 한다.

MOS 기법은 다중 회귀방정식을 통해 기상대에서 가장 가까운 격자점으로부터 온도 예보에 필요한 변수들을 내삽하여 해당 관측소에 대한 최저·최고기온을 예보한다. 온도 예보에 사용되는 MOS 변수들은 다음과 같다.

- 평균해면기압과 지표면 온도
- 모델에서 예측된 25m와 870hPa 온도, 노점온도, 풍속
- 지표면의 온도와 기압 그리고 870hPa 풍향
- 안정도를 판단하기 위한 온도의 연직 시어

9.2 온도 예보

MOS 기법의 정확도를 더해주기 위해서 Kalman 필터 체계를 활용하여 60일 동안의 수치예보 모델 결과 자료에서 유추된 일일 오차를 회귀방정식에 계속해서 반영시켜 준다. 회귀방정식에 사용되는 값들은 최근 일에 가장 큰 가중치를 주고 날짜가 멀어질수록 기하급수적으로 그 가중치를 감소하도록 반영한다. MOS 기법을 통해 최저기온을 예상할 때는 06UTC 자료를, 최고기온을 예상할 때는 12UTC 자료를 이용하고 기상대에서 가장 가까운 격자의 값을 인근 관측소에 내삽하여 온도를 예상한다.

9.2.6.2 MOS 기법의 성능

MOS 기법을 통한 예보의 정확도에 대한 통계적 평가는 모델이 평균적으로 잘 예측하고, 특히 온도 예보에는 명백하게 유용한 도구라는 것을 잘 보여준다. 다른 자동화된 예보 기법들과 마찬가지로 각 기법들이 가지는 장단점에 대해서 잘 알고 있어야 한다. 자동화된 기법들이 좋은 가이던스를 제공한다고 하더라도 이것들을 항상 주의 깊게 활용하여야 한다.

MOS 기법의 단점은 최저기온 예보에 사용되는 매개변수들을 한낮 온도가 상승하는 시간이 06UTC 모델 결과 자료에서 얻는다는 점이다. 따라서 이 시간 전후에 기상 조건이 변화하더라도 이것을 예보에 반영할 수 없다. 만약 새벽에 온난전선이 찬 기단에 앞서서 기상대를 통과할 것으로 예보된다면 최저 기온은 MOS 기법에 의해서 예보된 것보다 더 낮을 가능성이 높다.

또한 870hPa 이하에서 경계층 역전이 발생하는 상황도 주의해야 한다. 만약 층운이나 층적운이 870hPa 이하 역전층에 걸려 있고 구름의 위에는 건조한 공기가 있는 상황이라면, MOS 모델은 구름이 없는 상태로 이해할 것이다. 왜냐하면 MOS는 870hPa 습도를 경계층 구름의 인식자로 이용하기 때문이다. 이 경우 MOS는 최저기온을 너무 낮게 예측하는 우를 범한다. 반대로 겨울철 야간에 대륙으로부터 찬 공기가 대기 하층으로 유입되는 상태가 발생하면 MOS는 최고기온을 너무 높게 예측한다.

MOS 기법은 극심한 온도변화가 발생하는 상황을 예보하는데 어려움을 겪는다. 차가운 공기와 더운 공기가 급변하는 상황이 시작되거나 끝나는 시점에서 특히 MOS 기법은 큰 오차를 가진다. 만약 현재의 기상 상황이 경험칙을 벗어나는 수준에서 크게 변동하고 있다면 지난 60일 동안의 통계치는 큰 의미가 없다. 따라서 이 경우에는 최근 자료에 더 많은 가중치를 두고 예보에 임해야 한다.

9.3 층운형 구름 예보

9.3.1 층운형 구름 예보 개관

구름은 공기가 노점온도보다 냉각되면 발생하는데 만약 대기가 안정되어 있으면 구름은 층운형 구름이 된다. 공기의 냉각은 보통 공기의 상승에 의해서 발생한다. 상승하는 공기는 주변 기압이 낮아짐에 따라 점차 팽창하고 단열팽창의 결과는 온도 하강으로 이어진다. 층운형 구름을 만드는 주요 상승운동 3가지는 다음과 같다.

- 공기 덩어리 상승
- 지형에 의한 상승
- 난류 혼합

가장 전형적인 층운형 구름은 경계층에서 형성되는 층운(ST)과 층적운(SC)이다. 층운과 층적운은 빠르게 하늘을 덮고 낮은 운저를 가지기 때문에 특히 항공기상에서는 매우 중요한 예보 대상이다.

하층운인 층운과 층적운뿐만 아니라 중층운과 상층운형 층운들 즉 고적운(AC), 고층운(AS), 난층운(NS), 권운(CI), 권적운(CC), 권층운(CS) 등도 잘 예보되어야 한다.

층운형 구름 예보를 위해서는 2가지 응결 고도에 대해서 잘 이해하고 있어야 한다.

1. 상승응결고도
2. 혼합응결고도

이 2가지 응결고도의 정의와 실제 현업 예보에서 어떻게 결정하는지를 이해하는 것은 층운형 구름 예보에 매우 중요하다(부록 참조).

9.3 층운형 구름 예보

9.3.2 공기 덩어리 상승

9.3.2.1 전선성 구름

전선과 기압 하강은 넓은 영역에서 공기를 천천히 상승시켜서 대류권 내에서 광범위하게 층운형 구름을 만들어 낸다. 전선에 동반된 구름은 연직적인 연속성은 없지만 일반적으로 한 개 혹은 그 이상의 구름층들이 서로 분리되어 형성된다. 전선에 동반된 상승운동은 아주 넓은 영역에서 발생하지만 연직 속도는 수 cm/s에 불과하다.

1) 예보 기법

전선성 층운형 구름을 예보하기 위해서는 다음 3가지 중요한 고려 요소가 필요하다.

분석
이류
발달

단기예보든 장기예보든 보다 세부적인 예보를 생산함에 있어서 이 3가지 요소를 충분히 고려해야 한다.

단열선도로부터 계산된 전선성 구름의 구조

다음 예보지침은 전형적인 단열선도의 건구온도와 노점온도 차이를 통해서 유추된 전선성 구름의 예보칙으로 실제 사용 시 충분한 평가 검토가 필요

건구 온도 ≥ 0℃		
$(T-T_d) \leq 1℃$	8/8 층	OVC
$(T-T_d)$ 1~5℃	얇은 층운	SCT ~ BKN
$(T-T_d) > 5℃$	구름 없음	CLR ~ FEW
건구 온도 < 0℃		
$(T-T_d) < 3℃$	8/8 층	OVC
$(T-T_d)$ 3~5℃	두꺼운 층운	BKN
$(T-T_d)$ 6~10℃	얇은 층운	FEW ~ SCT
$(T-T_d) > 10℃$	구름 없음	
계산된 구름층		
0 ~ 500m	층운	
500m ~ 2,500m	층적운	
2,500m ~ 6,000m	고층운	
6,000m ~ 9,000m	두꺼운 난층운	
≥ 6,000m	권운 혹은 권층운	

9.3 층운형 구름 예보

단기예보(약 12시간까지)

현재 기상상태에 대한 상세한 분석 :

- 지상 관측(상층 구름이 분명하지 않을 경우)
- 상층 관측과 상승 운동(표 9.1 참조)
- 위성 영상(상층운이 하층을 가린 경우)

바람장에 의한 최근 대기상태의 이류 :

- 경도풍의 성분이 전선에 수직
- 구름 고도에서의 실제 혹은 예보된 바람

시간에 따른 최근 대기 상태의 발달 :

- 기압 경향
- 파동이 전선으로 발달?
- 상층일기도에 발달 구역 존재?
- 모델 결과자료가 실제 관측과 대비해서 적절한가?
- 해안, 지형에 의한 국지 효과들

장기예보(12시간 이상)

단기예보에서 언급된 내용들이 그대로 적용되지만, 시간이 지남에 따라 신빙성이 떨어지므로 다음과 같은 자료를 추가해서 분석한다.

- 수치예보 자료를 활용해서 전선, 저기압, 강수 밴드의 위치를 확인하고 실제 시스템의 활동과 일치하는지 평가하라.
- 고전적인 전선 이론을 적용하라(이때 이 전선이론의 한계를 항상 인식하고 있어야 한다). 그리고 국지 기상에 대한 지식을 토대로 구름 구조와 같은 예보 대상에 대한 최적의 예측을 생산하라.

9.3.2.2 강수 과정에서 형성된 구름

강수가 구름 속에서 구름이 없는 층으로 떨어지면 증발이 발생한다. 구름 속에서 나온 차가운 강수입자는 주변의 공기를 냉각시키고 노점 온도를 증가시킨다. 이러한 현상들이 강해지면 구름이 없는 층에서 응결이 일어나고 구름이 발생한다.

9.3 층운형 구름 예보

1) 비에 의해서 형성된 구름

토막(Pannus) 층운은 오랫동안 비가 지속되는 두꺼운 비구름 바로 아래에서 형성된다. 토막 층운은 외견상 울퉁불퉁하고 일반적으로 조각난 형태이다. 이 구름은 하늘을 완전히 덮는 경우는 거의 없고 형성되기 위해서는 긴 시간동안 비가 필요하다. 토막층운의 운저를 예보할 때는 대략적으로 다음과 같은 예보칙을 따른다.

2시간 동안 보통/강한 비 유지 - 층운 운저 250m
3시간 동안 보통/강한 비 유지 - 층운 운저 120m

그러나 경사면이나 이류 작용이 있는 경우에는 이 예보칙이 적용되지 않는다. 사면을 불어 오르는 바람 관측이 토막 층운의 운고를 결정하는데 도움을 줄 수 있다.

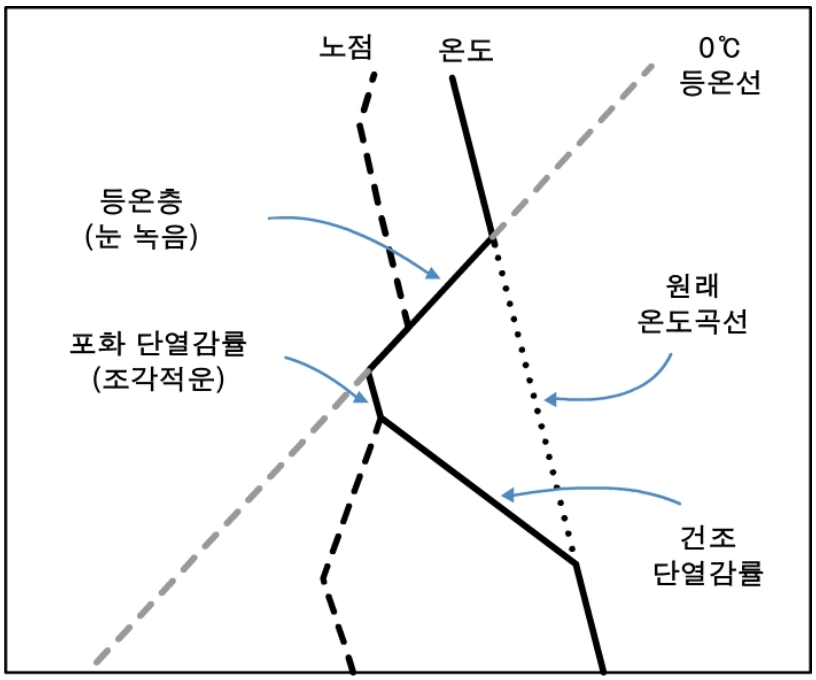
2) 눈에 의해서 형성된 구름

영하의 구름에서 형성된 눈이 하강하여 기온이 영상인 구름이 없는 층에 도달하면, 눈이 녹기 시작하고 눈이 녹으면 잠열을 흡수하므로 주변 공기를 냉각시켜 등온층을 형성한다.

1시간 동안 내리는 눈은 약 180m 두께의 등온층을 만들고, 4시간 동안 지속되면 최대 360m 깊이까지 발달한다.

0℃ 등온층이 아래로 확장하여 하부에 놓인 따뜻한 공기 속으로 들어가면 이미 차가워진 등온층 공기와 영향을 받지 않은 주변 공기 사이에서 건조단열감률이 형성된다. 만약 공기가 포화 상태에 도달하면 그 불안정으로 인해 강수를 가진 구름의 하부의 0℃ 등온층 근처에 수백 피트 두께의 울퉁불퉁한 조각적운(Fractocumulus)을 형성한다. 그림 9.6은 어떻게 온도의 연직 프로파일이 수정되는지를 보여준다. 만약 충분한 냉각작용이 지속되어 눈이 녹지 않고 지상에까지 도달하면 0℃ 등온층이 지표면 근처에 형성되게 되고 이 경우에는 토막층운이 형성된다.

9.3 층운형 구름 예보



[그림 9.6] 녹는 눈에 수정된 온도 연직 프로파일

9.3.2.3 비 전선성 중층운과 상층운

대부분의 중층운과 상층운은 대규모 기단 상승과 관련되어 발생한다. 따라서 이들 구름을 예보하기 위한 예보기법은 9.3.2.1과 같다. 비 전선성 구름은 예측하기가 힘들다. 특히 이들 구름이 얇은 구름의 발생은 단열선도나 수치예보모델에서도 그 발생 가능성을 발견하기가 어렵다.

비 전선성 중상층운은 중층 혹은 상층 불안정 구역이나 바람 시어 구역 등에서 주로 발생하는데 아래와 같은 방법을 활용하는 것이 예보에 도움이 된다.

9.3 층운형 구름 예보

i) 위성영상 특히 적외영상을 활용하라.

ii) 실제 혹은 예보된 단열선도를 활용하라.
- T-Td < 10℃
- 강한 연직 바람 시어(바람이 고도에 따라 증가)
- 중층/상층의 조건부 혹은 잠재 불안정 구역

iii) 수치예보모델의 구름이나 상대습도 자료를 활용하라.

iv) 중층운이나 상층운이 발생하기 좋은 구역
- 찬공기풀(Cold Pool) 혹은 층후 골이 깊은 곳
- 제트기류의 따뜻한 지역 (제트 축 300마일 이내)
- 깊은 300hPa 기압능 상공이나 바로 후방

v) 대류권계면 대비 권운의 꼭대기
- 낮은 대류권계면(9,000m 이하) - 권운이 대류권계면까지 도달
- 높은 대류권계면(10,000m 이상) - 권운이 대류권계면 넘어서 발달

9.3 층운형 구름 예보

9.3.3 지형에 의한 강제 상승

9.3.3.1 활승 층운

안정된 공기 덩어리가 강제로 높은 지역으로 상승하여 상승응결고도(LCL)에 도달하면 층운이 형성된다. 만약 공기 덩어리가 많은 습기를 함유하고 있으면 LCL은 낮을 것이고 아주 작은 산 사면에서도 하층운이나 안개가 형성될 것이다.

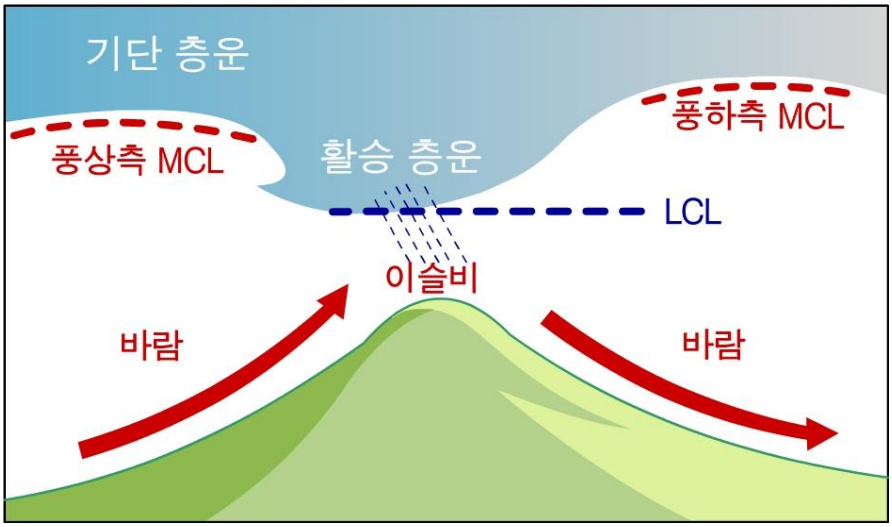
활승 층운의 형성은 적절하게 경사진 지형과 지형에 맞아떨어지는 풍향 등에 좌우되기 때문에 어느 지역에 안개가 형성될 것인지 아닌지를 결정하는 것은 이들 요소를 잘 판단하는 것이 중요하다. 따라서 활승 층운 형성을 정확하게 예보하기 위해서는 국지적인 지형 특성과 기상 특성을 잘 이해하는 것이 무엇보다 중요하다. 표 9.6은 활승 층운이 형성되는데 유리한 조건들을 정리한 것이다.

[표 9.6] 활승 층운 발달에 적절한 요인들

- 안정된 대기
- 최하층에서 거의 포화된 공기
- 경사진 지형
- 적절한 상승 바람 방향
- 알맞은 산곡풍

난류 혼합에 의해서 넓은 지역에 층운이 본포하고 있는 종관 환경에서(이때 층운의 운고는 혼합응결고도 즉 MCL에 의해서 좌우된다) 바람이 불어오는 지형의 상승 경사면의 층운의 운고는 평지에 비해서 낮아진다. 또한 강수가 발생하면 푄(Föhn) 현상에 의해서 풍하측에서는 운고가 높거나 운량이 줄어든다.

9.3 층운형 구름 예보



[그림 9.7] 활승 운동과 푄현상에 의한 층운 운고의 변화

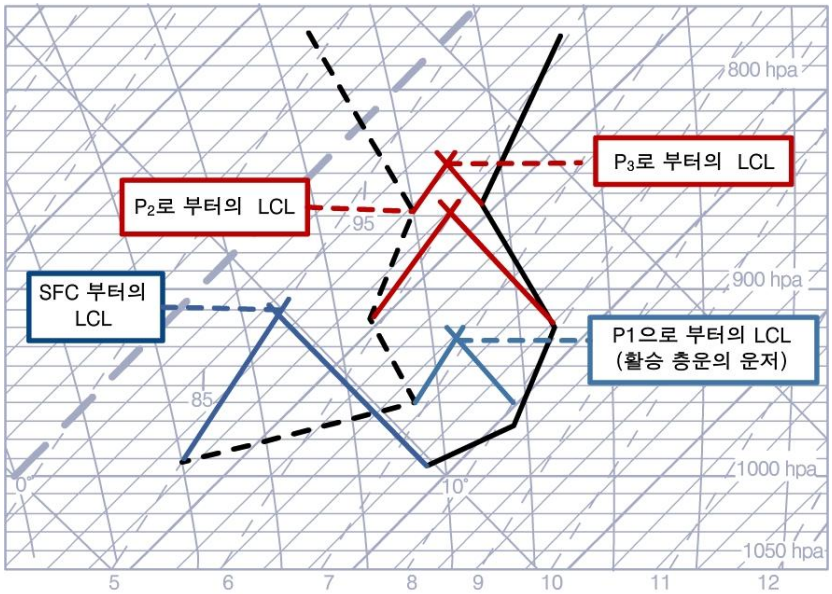
층운 운저 고도를 결정하는 방법(그림 9.8 참조)

i) 적절한 단열선도를 결정한다.

ii) 지역의 온도와 노점온도에 맞게 지표면 부근의 온도와 습도 프로파일을 변경한다.

iii) 지표면 부근의 LCL 고도들을 알아낸다.

iv) 활승 층운의 운저는 가장 낮은 LCL에 의해서 결정된다. 이 LCL고도는 보통은 지표면으로 부터의 LCL이 된다.



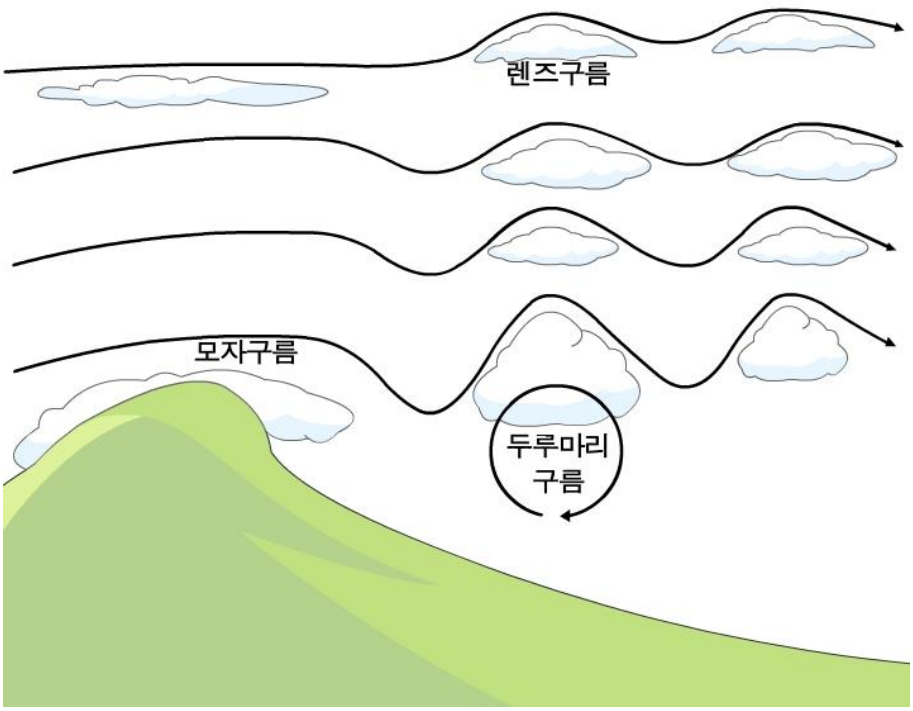
[그림 9.8] 활승 층운의 운저 결정(P1로부터 상승한 공기의 LCL)

9.3 층운형 구름 예보

9.3.3.2 지형성 구름

높은 지형을 가로지르는 기류에 의해서 만들어진 상승 운동은 독특한 형태를 가지는 지형성 구름을 형성한다. 실제 구름의 형성은 바람과 온도 프로파일 그리고 지형의 형태에 의해서 결정된다. 주요 지형성 구름은 그림 9.9에서 보는 바와 같다.

- 모자구름 : 산 정상이나 바로 아래 지표에 거의 붙어있는 하층운으로 구름의 상부는 부드럽고 지형의 형태와 거의 같은 모양이다.
- 렌즈구름 : 정체 혹은 준 정체된 형태를 가지며, 모양은 부드러운 렌즈 형태이다. 렌즈구름은 지형의 풍하측에 평행한 밴드 형태로 형성된다. 렌즈구름은 대기 중에 풍하파(Lee Wave)가 형성될 때 만들어진다.
- 두루마리구름 : 산악파의 마루와 평행하게 만들어지는 층운 혹은 층적운 형태의 구름으로 산악의 풍하측에서 만들어지는 난류성 회전 운동에 의해서 만들어진다.
- 깃발구름 : 정체된 깃발모양의 구름으로 원뿔 형태의 산에 강한 바람이 불 때 풍하측에서 격리되어 나타난다.



[그림 9.9] 잘 발달된 산악파 활동에 따른 지형성 구름들

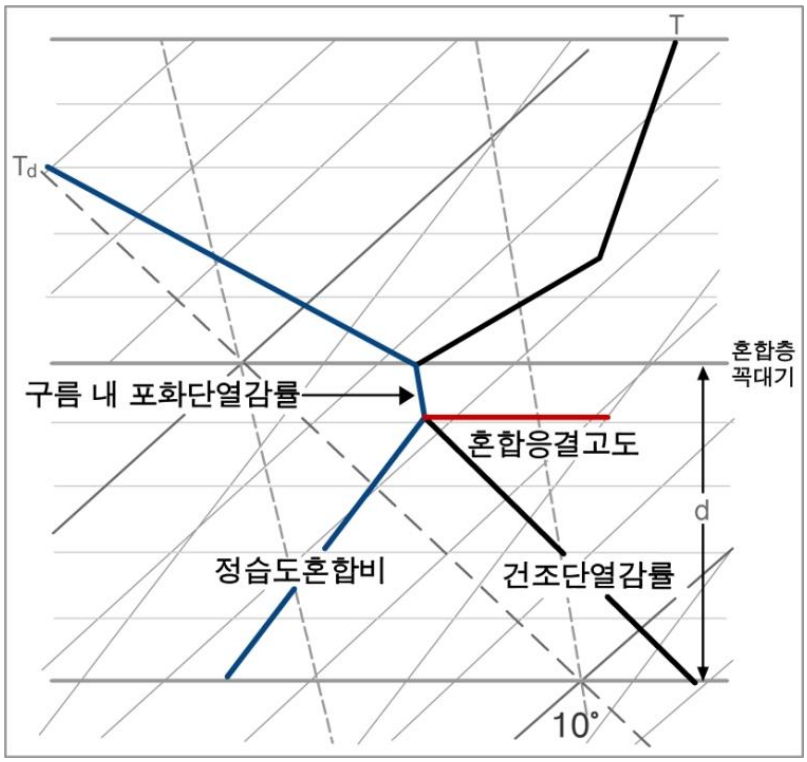
9.3 층운형 구름 예보

9.3.4 난류 혼합

9.3.4.1 일반 원리

한 층 내에서의 난류 혼합은 바람 시어에 의해서 발생한다. 난류 혼합은 어떤 고도에서도 발생이 가능하지만 예보관에게 가장 중요한 것은 경계층 내에서 발생하는 것이다. 경계층 내에서는 지표면 마찰력에 의해서 수천 피트 이하의 고도에서 큰 바람 시어가 발생할 수 있다. 이번 항에서는 경계층 혹은 혼합층 내에서 발생하는 난류성 구름에 초점을 맞추도록 하겠다. 비 전선성 중층운과 상층운에 대한 예보칙은 9.3.2.3항을 참조한다.

난류는 혼합층 내에서 건조단열감률을 가지는 온도 프로파일과 발달하는 정습도혼합비(Constant HMR)값을 가지는 습도 프로파일을 가진 대기 구조에서 발생한다. 결과적으로 이러한 대기구조에서의 공기의 상대습도는 고도에 따라 상승하여 포화상태에 이르면 혼합응결고도(MCL)에 운저를 가지는 구름이 형성된다. 난류 구름은 역전층이 존재하는 경우 구름층 내부의 온도 프로파일은 포화단열감률까지 발달하지만, 구름 운정에서의 급격한 온도상승과 노점온도 감소로 인해서 발달이 제한된다. 이때 더 이상 발달하지 못한다(그림 9.10 참조).



[그림 9.10] 잘 혼합된 경계층에서의 온도(검은색)와 노점온도(푸른색) 프로파일 도해, d는 혼합층의 깊이를 의미

9.3 층운형 구름 예보

혼합응결고도를 이용하여 운저 고도를 결정할 때는 혼합층의 깊이(d)가 얼마인지 정확히 알아야 한다. 난류성 구름의 운정은 온도 프로파일을 통해서 강한 역전층이 존재하는 고도로 판단할 수 있지만 운저 고도를 판단할 때는 몇 가지 경험적 기법들이 활용되어야 한다.

지상풍 풍속이 16kts 이하 :

$d = 200\,V_s$, 여기에서 V_s는 지상풍 풍속(kts)

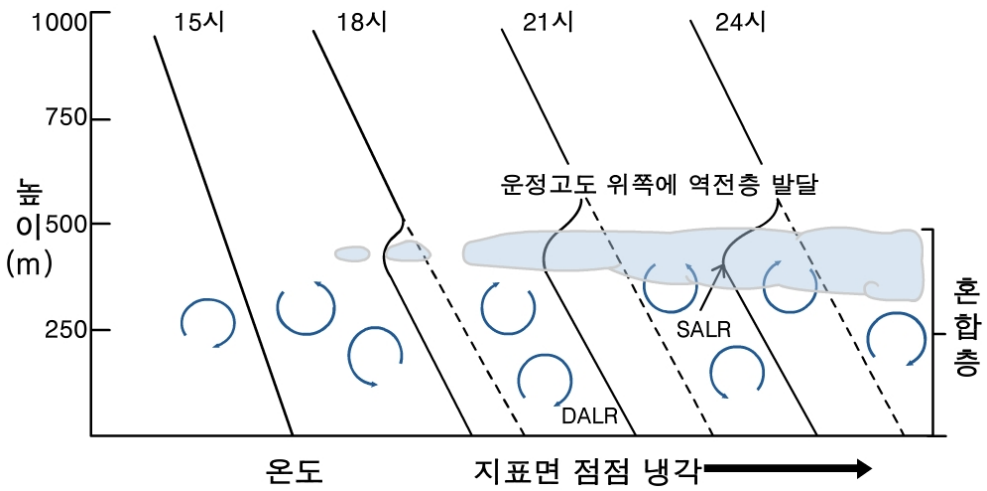
지상풍이 16노트 이상 :

$d \approx 3300ft \sim 3600ft$(야간)
$d \approx 4000ft \sim 3600ft$(주간)

정확한 혼합층의 깊이의 한계를 결정하는 데는 어려움이 있지만, 혼합응결고도의 적절한 추정과 국지적으로 만들어진 경험적 방법을 동원하면 신뢰할 수 있는 난류성 구름의 운저 고도를 결정할 수 있다.

9.3.4.2 기단형 층운

기단형 층운은 난류 경계층 내부의 습윤한 공기가 차가운 표면과 접촉하여 노점온도 이하로 냉각되었을 때 발생한다(그림 9.11 참조).



[그림 9.11] 야간 냉각에 의한 층운 형성. 3시간 마다 그려진 온도 프로파일은 지표면 냉각과 경계층 하부의 온도를 낮추는 난류 혼합 운동에 의해서 모양이 바뀌는 것을 보여준다. 층운은 역전층의 하부에서 형성된다.

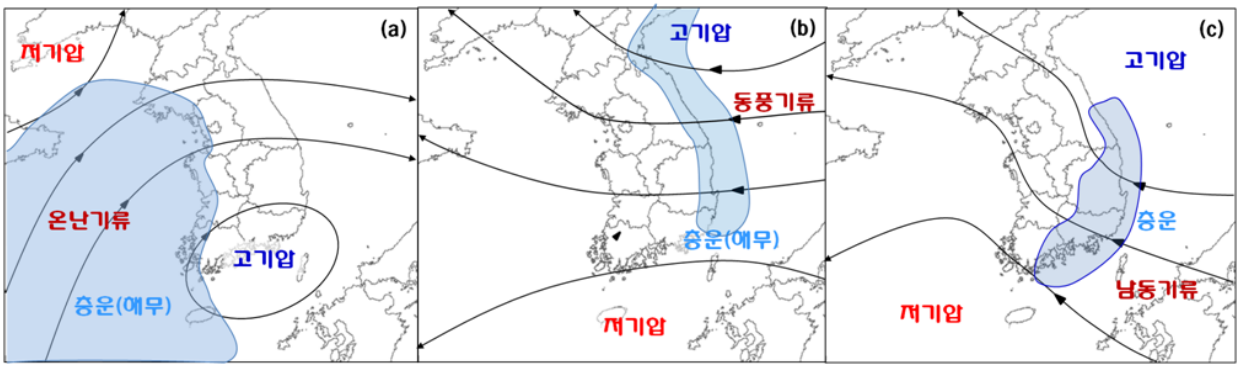
9.3 층운형 구름 예보

그림 9.12와 같이 한반도에서 주로 발생하는 기단형 층운을 3가지 유형으로 분류할 수 있다.

- 온난 습윤한 남서기류 : 습하고 안정된 양자강 기단이나 북태평양 해양성 기단이 한반도 남쪽까지 이동해서 온난 습윤한 남서기류가 서해상으로 유입되면, 아래의 상대적으로 차가운 해수면에 의해서 공기가 냉각되고 서해상에는 넓게 층운이 형성되고 때로는 해무의 형태로 해안선 부근 내륙까지 침범한다. 층운은 지상의 바람이 15kts 이상일 때 주로 발생한다. 이들 층운 혹은 해무가 내륙까지 깊게 침범하느냐의 여부는 계절에 따라 다르다. 따뜻한 계절에는 이 층운은 쉽게 그 영향력을 상실하지만, 가을이나 겨울에는 넓은 영역에 분포하고 한반도 서부 전체에 영향을 미치기도 하며, 층운이 두껍게 발달하는 경우에는 이슬비가 같이 내리기도 한다.

- 온난/한랭한 동풍기류 : 온난/차가운 기류가 상대적으로 차가운/따뜻한 공기가 동해를 지나 태백산맥에 만나게 되면, 공기들이 냉각되고 습기를 공급받아 동해상과 태백산맥 동쪽에 층운이나 해무를 형성한다. 동해의 층운이 겨울철에 발달하면 동해안 지역에 지속적인 강설을 초래할 수 있고, 해무의 형태로 유입되면 항공기 운항에 큰 영향을 미친다.

- 남동기류 : 남해상을 지나는 기압골과 북동쪽에 고기압이 위치한 상태에서 남동기류가 형성되면 한반도의 남동해안과 소백산맥과 지리산을 연하는 지역의 동쪽에 층운이 형성된다. 이러한 형태의 층운은 계절에 무관하게 만들어지는 경향을 가지며, 지형적인 영향을 받아서 풍상측에서 상대적으로 많은 비와 눈이 내리게 하는 요소가 될 수 있으며 남동기류가 유지되는 동안 비교적 오랜 기간 동안 영향을 미친다. 이러한 형태의 구름은 9.3.3.1에서 언급한 활승 층운이 전형적인 예가 될 수 있다.



[그림 9.12] 층운(음영) 발생 3가지 주요 유형: (a) 습윤한 남서기류, (b) 차가운 동풍기류, 3) 겨울철 남동기류

9.3 층운형 구름 예보

한반도 남서해안도 습윤한 남서기류가 유입되면 서해안과 남해안에 자주 층운과 해무가 발생한다. 또한 여름철에 차가운 오츠크해 기단으로부터 동풍이 유입되면 동해안 지역을 중심으로 저온현상과 함께 층운과 해무가 발생하고 이슬비 형태의 비가 오랜 시간동안 지속된다. 그러나 영국과는 달리 한반도 동쪽은 태백산맥으로 가려져 있기 때문에 남동풍에 의해서 내륙까지 넓게 층운이 형성되는 경우는 드물고, 다만 남동기류가 유입되면 영남 내륙지방까지 동해안에서 만들어진 층운이 유입되는 경우가 있지만 이 경우에도 시정이 좋기 때문에 항공기 운항에 큰 장애를 줄 정도는 아니다.

해상에 만들어진 층운은 내륙으로 유입되기도 하고, 다시 해안으로부터 물러나기도 하는데 주로 해륙풍의 영향을 받기 때문에 육지와 해양 사이의 온도 차가 얼마나 많이 나느냐가 중요한 예보 인자가 된다. 층운 구름대의 해안 쪽 혹은 내륙 끝단은 바다 위에서의 냉각에 의한 순 응결과 육지 쪽의 가열에 의한 순 증발이 균형을 이루는 곳이라고 볼 수 있다. 여름철에는 낮 동안 육지가 일사에 의해 충분히 가열되기 때문에 층운을 말려서 해안 쪽으로 물러나게 할 수 있다. 그러나 육지의 온도가 많이 올라가면 반대급부로 해풍의 풍속이 증가하기 때문에 다시 층운이 육지로 밀려들게 할 수도 있다. 야간에는 육지의 기온이 빨리 떨어지면서 증발률이 낮아지기 때문에 층운이 내륙 깊숙이 들어온다. 이러한 층운의 유입과 후퇴가 일변화하는 현상은 주변 종관 기상 환경이 변화하지 않는 한 며칠 동안 유지될 수 있다. 그러나 아주 미묘한 습도나 풍속의 차이도 층운의 유입과 후퇴에 영향을 미칠 수 있기 때문에 운고와 운량의 영향을 많이 받는 항공기상에서는 큰 도전 과제가 된다.

해안에 위치한 많은 기상대는 연안에 형성되는 층운의 유입 여부를 판단하기 위한 독자적인 국지 예보 기법을 발전시켜 왔다. 기상대에 새로 보임되는 예보관들은 층운 예보를 하기 전에 최우선적으로 국지 예보칙을 숙지하고 있어야 한다. 일반적인 연안 층운의 예보칙은 해안의 기온이 떨어져 층운 소산 온도 보다 2℃ 이상 낮아지면 육지로 유입되기 시작한다. 이때 해안의 온도는 해수면 온도를 사용하는 것이 좋다.

9.3 층운형 구름 예보

9.3.4.3 예보 기법들

만약 층운의 발생이나 유입이 예측되면 다음과 같은 사항을 같이 예보해야 한다.

- 층운의 운저 고도
- 층운의 운정 고도
- 층운이 형성되거나 소산되는 온도
- 층운이 형성되거나 소산되는 시간

이론과 경험칙을 바탕으로 층운의 형성을 예측하는데 도움을 주기 위한 수많은 계산식들이 만들어져 사용되어 왔다. 이들 계산식은 사용하는 지역에 따라 그 장단점이 확연하게 차이가 나기 때문에 경험과 국지적인 지식을 대체할 수 있을 만큼 개관적인 예보 기법은 존재할 수 없다. 가장 좋은 방법은 자신이 예보하는 지역의 국지 분석과 다양한 도표들을 활용하는 것이다.

1) 층운 운저 고도 예보

층운의 운저 고도를 결정하려면 우선

- 바람의 강도
- 공기 중의 상대습도를 알아야 한다.

바람의 강도는 난류 혼합의 효율과 혼합층의 깊이에 영향을 미친다. 일반적인 규칙은

바람이 강할수록, 운저 고도가 높다.

가장 일반적으로 사용하는 일반 원리는 층운 운저 고도, h(ft)는 다음과 같다.

$$h \approx 75\,V_s$$

여기에서, Vs 는 지상풍 풍속(kts)임.

공기 중의 상대습도는 혼합응결고도의 높이를 결정하는데 사용된다. 지상온도와 노점온도의 차이(T-Td)를 이용한 층운 운저 고도 계산을 위한 경험식은 다음과 같다.

$$h \approx 420\,(T - T_d)$$

9.3 층운형 구름 예보

그러나 지상 온도와 노점 온도차는 그 자체로 혼합층을 대표하지 않는다는 사실을 인지하고 있어야 한다. 지표면이 냉각되면 층운의 운저 고도를 실제보다 낮게 예보할 수 있고, 지표면이 가열되면 운저 고도를 높게 예보할 수 있기 때문이다.

위에서 제시된 경험칙들이 언제나 신뢰성 있는 결과를 제공하는 것은 아니다. 실제 사용에 있어서는 국지적인 특성들을 충분히 고려해야 한다. 만약 실제로 풍상측에 층운이 이미 만들어져 있다면 비록 다소간의 냉각과 국지효과를 감안해야 하겠지만 관측된 운저 고도가 예보 생산에 좋은 정보가 될 것이다.

2) 층운 운정 고도 예보

층운의 운정 고도는(9.3.4.1 참조) 혼합층의 꼭대기 높이와 같을 것이다. 혼합층의 깊이는 불확실하므로 거의 모든 경우에 층운의 두께가 수백 피트 보다 두껍지 않다는 사실을 항상 명심하고 있어야 한다.

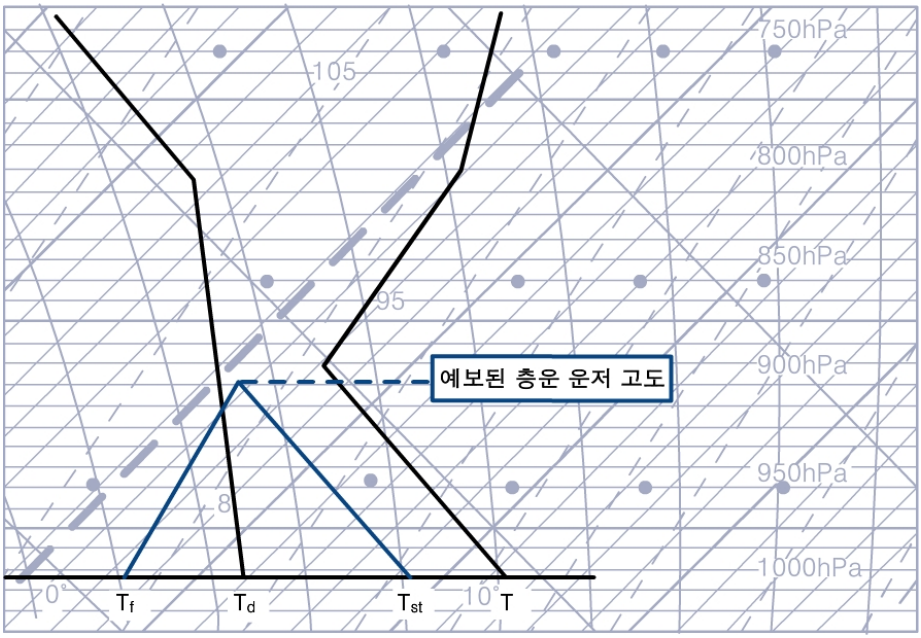
3) 층운 형성 온도 예보

층운 형성 온도(T_{st})는 여러 가지 정보로부터 구할 수 있다. 어떤 것을 선택할 것인지는 기상대의 위치와 종관 환경에 따라 가변적이다.

층운 형성 온도는
- 일기도에 기입된 층운의 온도
- 이른 아침의 층운 소산 온도에서 1℃ 혹은 2℃를 뺀 온도
- 해상에서 만들어진 층운이 이류할 것으로 예상되는 경우 해수면 온도
- 단열선도를 통해서 계산된 층운 형성 온도(그림 9.13 참조)

층운 형성 온도는 다음과 같이 계산할 수 있다.
i) Saunder 기법을 이용하여 안개 형성 온도(T_f)를 결정한다.
ii) T_f로부터 정습도혼합비 선을 따라 층운 형성 예상 고도까지 올라간다.
iii) 이 고도에서 지표면까지 건조단열선을 따라 지상기압 고도까지 내려왔을 때 만나는 온도가 층운 형성 온도(T_{st})가 된다.

9.3 층운형 구름 예보



[그림 9.13] 단열선도를 이용한 층운 형성 온도(T_{st}) 결정

4) 층운 형성 시각 예보

가장 많이 사용하는 방법은 맑은 날 온도 냉각 곡선을 만드는 것이다. 온도 곡선이 층운 형성 온도(T_{st})와 만나는 시각이 층운이 형성될 것으로 예상되는 시각이다.

5) 층운 소산 예보

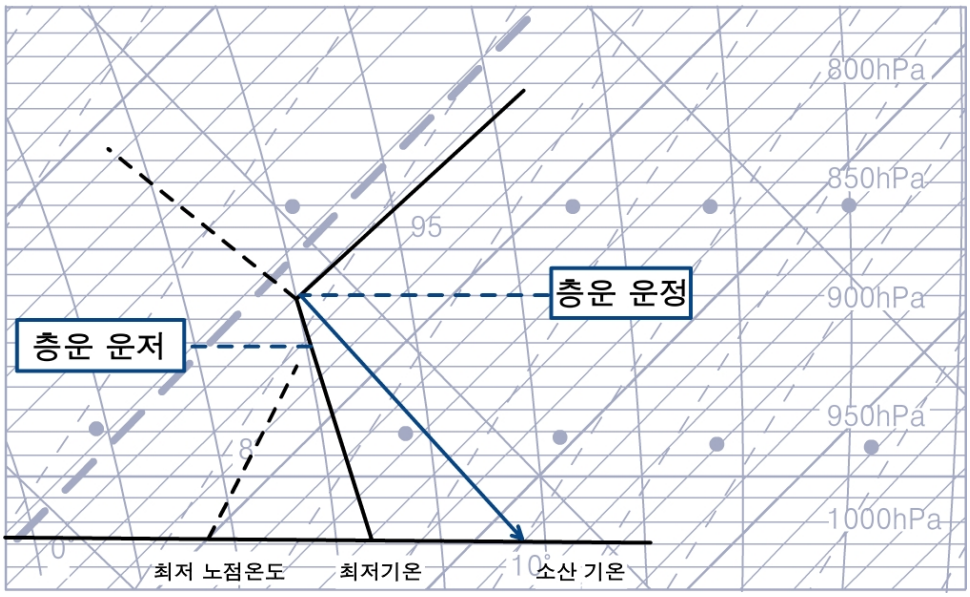
층운이 소산되는 데에는 다음 3가지의 소산 메커니즘이 필요하다.

- 일사
- 바람 증가
- 건조한 공기의 이류

(1) 일사에 의한 층운 소산

층운이 소산되는 온도는 그림 9.14와 같이 단열선도를 통해서 구할 수 있다. 만약 일중 온도 상승 곡선이 흐린 상태를 근거로 만들어 졌다면 층운이 소산되는 시각은 층운 소산 온도가 도달하는 그 시각이 된다. 겨울철에는 층운이 보통 하루 종일 유지되거나 소산되더라도 최고기온이 발생하는 시간이 지나서 소산이 일어난다.

9.3 층운형 구름 예보



[그림 9.14] 단열선도를 이용한 층운 소산 온도 결정

층운 소산 온도는
i) 층운 운정 고도에서부터 건조단열선을 따라 지상 기압 고도까지 내려와 만나는 온도를 결정한다.
ii) 이 온도가 층운 소산 온도이다.

따라서 일사에 의해 층운이 소산되는 시각은 일 온도변화 곡선에서 층운 소산 온도가 나타나는 시각이다.

(2) 바람의 증가에 의한 층운 소산

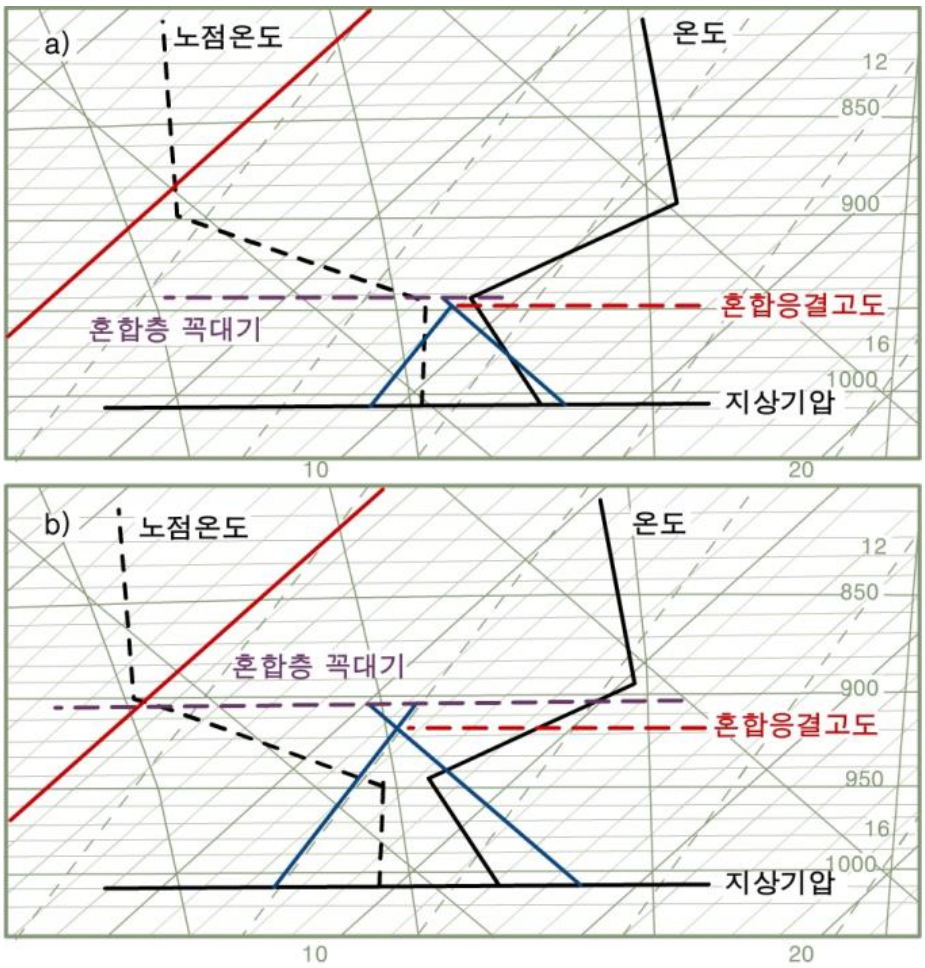
풍속의 증가는 혼합층을 깊어지게 하는 작용을 한다. 혼합층이 깊어지면 건조한 공기가 구름층 상부까지 혼합될 수 있고 그 결과 층운의 소산이 시작될 것이다(그림 9.15 참조).

(3) 건조 공기 이류에 의한 층운 소산

다른 지역으로부터의 건조 공기 이류도 층운을 소산시킬 수 있다. 이 경우 층운의 후방 끝단은 위성 영상과 일기도를 통해서 알 수 있다.

해상에 형성되어 있던 층운들이 대륙으로부터의 건조한 공기 이류에 따라 사라지는 현상을 쉽게 목격할 수 있다.

9.3 층운형 구름 예보



[그림 9.15] 바람 증가에 따른 층운의 소산 : a) 약한 바람 상태에서 얇은 혼합층에 동반된 층운, b) 강한 바람에 의해 혼합층이 깊어지면서 구름 소산

9.3.4.4 비 전선성 층적운

층운 형성에 있어서 지표면의 마찰력에 의해서 발생하는 순수한 기계적 난류가 일반적이다. 그러나 층적운의 경우에는 구름의 일부 중에서 덩어리진 형태는 대류 활동이 일정 부분 그 역할을 담당한다.

층적운은 오랜 시간동안 유지되고 넓은 지역에 구름이 덮인다. 그리고 그 형성과 소산을 예보한다는 것은 상당히 어려운 문제로 남아있다. 특히 비 전선성 층적운의 예보가 어려운데 이번 항에서는 비 전선성 층적운의 예보에 대해서 알아본다.

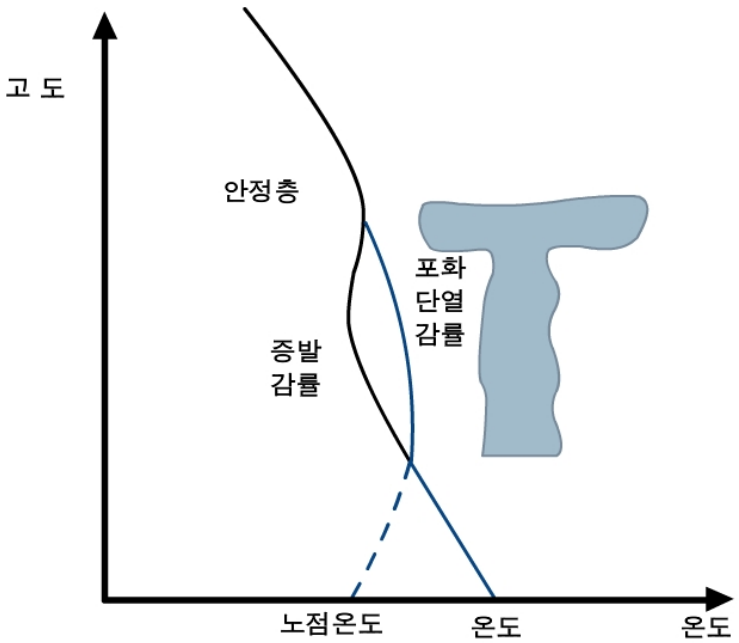
비 전선성 층적운은 2가지 범주로 나눌 수 있다.

- 적운의 확산에 따른 층적운 형성
- 고기압성 층적운

9.3 층운형 구름 예보

1) 적운의 확산에 따른 층적운 형성

발달하던 적운이 대기 안정층을 만나면 연직 성장이 제한을 받게 되고 구름의 상부가 옆으로 퍼져 나가면서 층적운이 형성되고, 어떤 경우에는 하루 종일 깨지지 않고 그 형태가 유지되기도 한다(그림 9.16 참조).



[그림 9.16] 대기 안정층 하부에서 적운 확산에 따른 층적운 형성

이런 형태의 층적운은 침강하는 해양성 기단 내에서 특히 고기압의 동쪽 부분에서 주로 발생한다.

9.3 층운형 구름 예보

표 9.16은 적운의 확장에 따른 층적운의 발달과 쇠퇴에 대한 주요 판단 기준을 정리한 것이다.

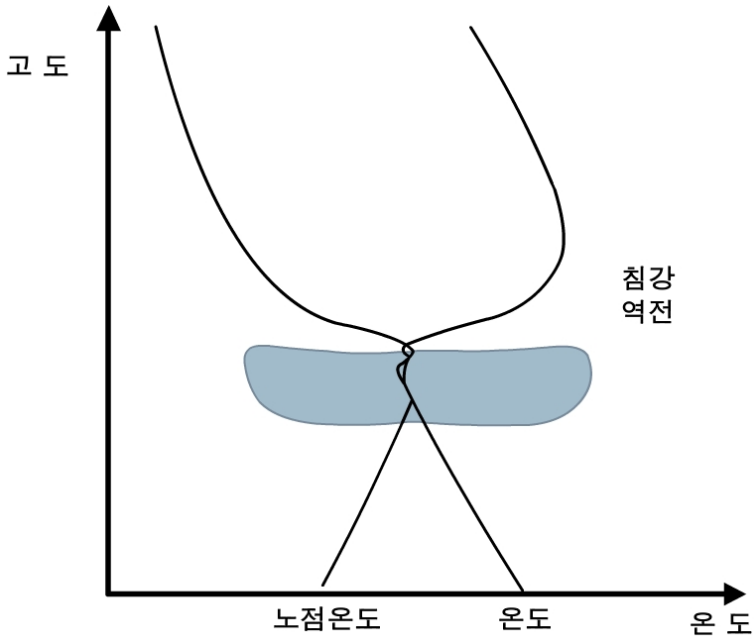
[표 9.16] 적운의 확산에 따른 층적운 발달과 쇠퇴의 주요 판단 기준

발 달	소 산
1. 일사가 가장 강한 시간대라고 하더라도 역전층 혹은 잘 발달된 안정층이 대류성 구름의 연직 발달을 막을 정도 강한 상태	1. LCL이 역전층의 30hPa 이내까지 상승 할 만큼 노점 온도가 하강하는 상태
2. 대류활동이 시작될 때 역전층의 하부까지의 기온감률이 건조단열감률에 가까운 상태	2. LCL이 역전층의 30hPa 이내까지 상승할 만큼 지표면 온도가 상승하는 상태
3. 역전층 아래 LCL이 2000ft 미만인 상태	3. 역전층이 LCL의 30hPa 이내까지 하강할 만큼 침강이 지속되는 상태
4. LCS과 역전층 하부의 노점 온도차가 5℃ 내외인 상태	4. 역전이 약해져서 적운의 꼭대기가 더 높은 고도까지 발달하고, 구름층으로 건조 공기 유입이 시작되는 상태
	5. 야간 냉각에 의해서 대류활동이 중단된 상태

9.3 층운형 구름 예보

2) 고기압성 층적운

층적운은 고기압권 내에서 침강 역전이 발생할 때 자주 발생한다(그림 9.17 참조). 이런 상태에서 발생한 층적운은 수천 ㎢ 까지 퍼지고 오랜 시간 동안 유지된다.



[그림 9.17] 침강 역전층 하부에서의 고기압성 층적운 형성

(1) 고기압성 층적운 형성

층적운의 형성은 침강 역전층 바로 아래 혼합층에서의 기계적 난류에 의한 형성, 지표면 가열에 의한 대류활동에 의한 형성, 혹은 이 두 가지가 혼합되어 나타나기도 한다. 대류활동은 차가운 공기가 따뜻한 수면 위를 통과할 때 부분적으로 중요한 역할을 한다. 침강역전은 대류활동의 깊이를 제한하고 층적운이 빠르게 넓게 발달하는데 도움을 준다.

고기압성 층적운 예보 지침들
i) 구름층의 바람에 의해서 층적운 전단이 이류하고 있는지 살핀다.
ii) 위성 영상을 활용한다. 특히, 가시영상이 유용하다.
iii) 고기압성 층적운은 형성되면 하늘을 완전히 덮는 것으로 예보한다.
iv) 층적운은 일사를 감소시키고 야간 냉각을 제한한다.
v) 고기압성 층적운은 오랫동안 유지된다. 특히 겨울에 더 오래 유지된다.

9.3 층운형 구름 예보

(2) 고기압성 층적운 소산

고기압성 층적운의 소산을 예측하는 것은 매우 어렵다. 특히 겨울이 그렇다. 그렇지만 다음의 예보 지침들이 도움을 줄 것이다.

i) 위성영상과 고층 관측 자료를 활용하여 층적운 밴드의 후방 경계를 파악하고 구름층의 바람에 의해서 이류하는 속도를 살핀다.
ii) 만약 지표면 온도가 상승하여 운정 고도까지의 온도 프로파일이 건조단열감률 상태까지 발달한다면, 층적운은 깨어지기 시작할 것이다. 다만, 온도가 하강하면 다시 형성될 수 있다. 겨울에는 지표면 온도 상승에 의한 소산을 기대할 수 없다.
iii) 침강이 지속되어 역전층이 충분히 아래로 내려와 건조 공기가 구름층에까지 도달하면 층적운은 소산될 것이다. 그러나 아주 드문 경우에 해당한다.

9.4 대류성 구름 예보

9.4.1 대류성 구름 예보 개관

이번 절에서는 대류성 구름 형성의 기본적인 메커니즘을 이해한 후에 대류성 구름의 예보와 관련된 문제들에 대해서 알아보고, 대류성 구름과 관련된 소낙성 강수와 뇌우에 대해서 알아보기로 하자.

비록 대류성 구름은 매우 흔한 현상이지만 예보관에게는 항상 딜레마를 안겨준다. 앞으로 다룰 예보 지침들이 일정한 지역에 대류성 구름과 관련된 소낙성 강수나 뇌우를 예보하는데 바로 활용할 수 있는 것들이지만 대류성 구름도 매우 국지적인 현상이라는 사실은 명심하고 있어야 한다. 최신 수치예보 기법이나 기타 비-수치예보 기법들을 통해 일정한 지역에서 언제 대류성 구름에 동반된 소낙성 강수나 뇌우가 발생할 것인지 비교적 정확한 예측이 가능해졌다. 그러나 기상정보를 이용하는 고객들이 구체적으로 정확하게 언제 어디서 예보를 원할 때 실망을 안겨준 일이 흔하게 발생한다. 아래의 예보 지침들은 대류성 구름과 그 관련 현상들을 예보할 때 고려해야 할 요소들 정리한 것이다.

1. 어떤 기단이 오늘 우리 기상대에 영향을 미칠 것인가?

2. 과거 기상자료를 검토했을 때, 어제 그 기단 내에서 소나기가 발생했는가?
(i) 어디서? 해상 혹은 해안가? 아니면 산악 혹은 육지?
(ii) 언제? 24시간 내내? 아니면 최대 기온이 나타났을 때 만?
(iii) 그때 온도는?

3. 지난 시간 동안 기단은 얼마나 변화가 있었는가?
(i) 해상이나 육지를 이류 하면서 하부로부터 가열 혹은 냉각
(ii) 온난 혹은 한랭 이류에 의한 상층의 가열 혹은 냉각
(iii) 지표면으로부터 증발 혹은 상층 습윤 공기의 이류에 따른 기단 내 습기량의 증가 혹은 감소

4. 상층 단열선도를 숙지하고 있는가?

5. 잠열을 방출하거나 잠재 불안정을 만들어 낼 요소는 무엇인가?

하층 수렴
(i) 등압선의 저기압성 곡률
(ii) 해륙풍 전선 혹은 두 개의 해륙풍 전선 충돌
(iii) 지상 기압의 하강

9.4 대류성 구름 예보

강제 기단 상승
(i) 지형성 상승
(ii) 상층의 발산-상층 기압골
(iii) 전선 동반

고원지대의 강한 상층 가열

9.4.2 단열선도의 활용

적절한 단열선도를 통해 대표적인 상승운동을 결정한 후, 단열선도 위에 기상대의 관측소 기압과 적절한 '기단' 노점온도를 표시한다. 기단 노점온도는 다음과 같은 방법으로 결정한다.
(a) 전날 육지의 노점온도 값
(b) 해안에 위치한 기상대의 노점온도 값(일반적으로 너무 높기 때문에 주의해야 한다)
(c) 냉각 역전층 상부의 노점 온도를 지표면으로 내삽한다.
(d) 혼합층(경계층) 내에서의 평균 습윤 혼합비로부터 유추한다.

단열선도를 이용해서 대류성 구름을 예보할 때는 관측소 노점온도가 아니라 기단의 노점온도를 이용하여야 한다. 왜냐하면 이 예보칙은 어떤 지점에 대한 대류성 구름 예보가 아니라 지역에 대한 예보이기 때문이다.

기상대 관측소 기압에 해당하는 지표면 '기단' 노점온도로부터 습윤 혼합비선을 따라 상승시켜 주변 기온 곡선과 만나는 곳까지 올라간다. 이 만나는 고도가 대류가 시작되는 대류응결고도(CCL) 혹은 Normand 포인트가 된다.

CCL로부터 건조단열감률 선을 따라 관측소 기압까지 내리면 그 온도가 대류성 구름이 형성되기 시작되는 온도인 대류운 온도(T_{cu})가 된다.

대류운 온도까지 올라가는 시각은 기상대 온도 변화 곡선을 참조하여 결정한다.

노점온도의 변화가 없다고 가정하면, 온도가 상승하면서 Normad 포인트와 CCL 고도가 올라갈 것이다. 이런 현상은 대류활동이 활발한 날에 자주 볼 수 있다.

9.4 대류성 구름 예보

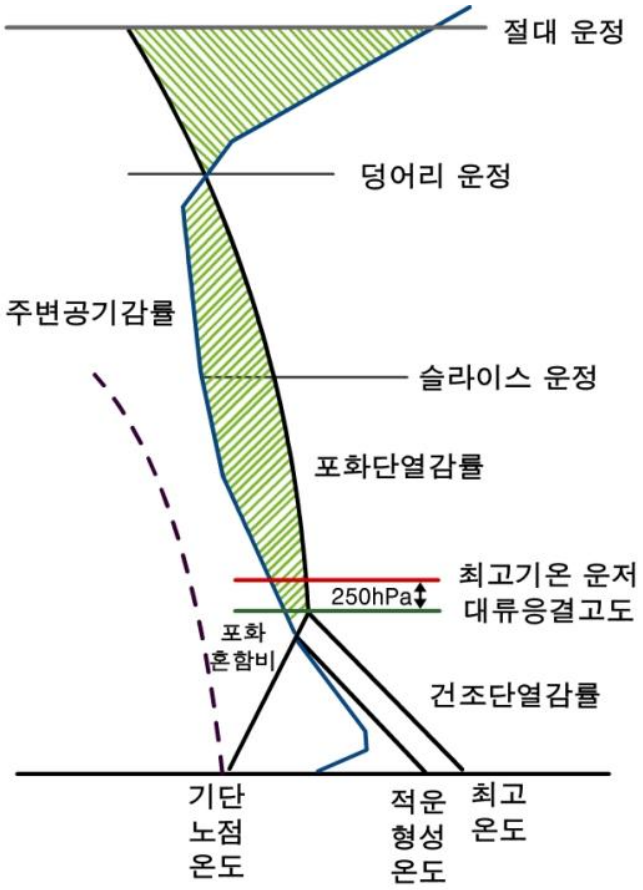
대류운동이 시작되면 대류성 구름의 운저는 CCL 근처가 되지만, 기온이 상승하는 낮에는 구름이 형성되는 운저 고도가 CCL보다 25hPa 정도 높게 형성된다. 그 이유는 상승하는 공기 덩어리의 주변 대기로부터 건조한 공기가 대류성 구름 속으로 유입되기 때문이다.

최고기온이 나타나는 시각을 지나 지표면이 식기 시작하더라도 구름의 운저 고도가 동시에 내려가지는 않는다. 왜냐하면 최고기온이 나타나는 시점에서 지표면으로부터 상승한 열기포(Thermal)들에 의해 상승운동이 유지되기 때문이다. 결국 대류성 구름들의 소산은 구름 하부에서부터 깨어지거나 층적운이나 고적운으로 퍼져나가면서 이루어진다.

강수를 동반한 대류성 구름의 운저는 상대적으로 낮을 것이다. 일반적인 경우보다 얼마나 낮을지는 소낙성 강수의 강도, 주변 대기의 습도, 대기 오염물질의 농도와 같이 알기 힘든 변수 등에 의해서 결정된다.

대류성 구름의 운정은 CCL에서 포화단열감율 선을 따라 상승시켜 그 선이 주변 온도 공기 프로파일과 다시 만나는 고도에서 결정된다. 이것을 공기덩어리 곡선(Parcel Curve)라고 부른다(그림 9.18 참조).

9.4 대류성 구름 예보



[그림 9.18] 단열선도를 활용한 대류성 구름 판단

단열적으로 상승하는 공기 덩어리는 3개의 대류성 운정 고도에 대한 정보를 제공한다.

9.4.2.1 슬라이스 운정(Slice Top)

대기가 비교적 건조한 상태인 이른 아침 시간에 발생한 대다수 대류성 구름의 운정 고도가 이 고도에서 나타난다. 슬라이스 운정은 다른 열역학적 고려보다는 관측에 의해서 결정되기 때문에 과학이라기보다는 기술에 가깝다. 슬라이스 운정 고도를 예측할 때는 그 고도가 주요한 역전층의 고도보다 높지 않아야 하며, 등온적으로 상승하는 공기덩어리의 궤적의 범위 내에 위치하고 있어야 한다. 만약 역전층이나 등온대기가 존재하기 않으면 슬라이스 운정 고도는 상승하는 공기덩어리가 처음으로 주변대기의 온도 프로파일과 만나는 고도가 된다. 이것은 다분히 직관적인 방법인데 공기덩어리는 대부분 부력이 강하기 때문에 기존 구름이 관측되는 고도보다 높게 예측하는 것이 좋다.

9.4 대류성 구름 예보

9.4.2.2 덩어리 운정(Parcel Top)

덩어리 운정 고도는 공기덩어리의 상승궤적과 주변 공기의 온도 프로파일이 교차하는 지점으로 더 이상 공기덩어리가 부력을 갖지 못하는 고도를 의미한다. 주변 대기가 충분히 습윤하지 않다면 실제 발생하는 대류성 구름의 일부만이 이 고도까지 발달할 수 있다. 그렇지만 낮 동안 계속해서 대류성 구름이 발달하여 하부의 풍부한 습기가 구름 상부까지 이동하고 이것이 다시 유출(Detrainment)에 의해서 운정에서 습윤한 공기가 빠져나가면 오후에는 대류성 구름의 운정이 덩어리 운정 고도까지 성장할 수 있다.

9.4.2.3 절대 운정(Absolute Top)

대류 활동이 아주 강해서 상승하는 공기덩어리가 덩어리 운정 고도까지 성장한 경우에도 그 공기덩어리는 상당한 상향 운동량을 그대로 가지고 있을 가능성이 높다. 따라서 대류성 구름은 더 이상 부력이 없다고 하더라도 계속해서 연직으로 성장할 여력을 가지게 되는 것이다. 절대 운정 고도는 단열선도에서 덩어리 운정 이상의 고도에서 공기덩어리 궤적과 주변공기 온도 곡선이 이루는 면적과 덩어리 운정 이하의 고도에서 이루는 면적이 같은 고도라고 정의할 수 있다. 실제로 절대 운정 고도는 정확하게 추측하기 어렵기 때문에 대략적으로 그리거나 자동 상층 분석 자료를 활용하는 경우가 많다. 절대 운정 고도는 이례적으로 대류권계면을 넘어 성층권까지 높게 나타날 수 있는데 이것을 '오버슈팅 운정(Overshooting Top)'이라고 부른다. 오버슈팅이 발생하기 위해서는 주변 대기가 매우 습윤해야 하고, 주변온도 프로파일과 덩어리 궤적의 온도차이가 적어도 5℃ 이상이어야 하기 때문에 중위도에서는 자주 발생하지 않는다.

9.4.2.4 다른 방아쇠 메커니즘들(Trigger Mechanisms)

만약 대류활동이 지표면 온도 상승에 의한 발생과 같은 단일한 방아쇠 메커니즘에 의해서 발생한다면 비록 많은 가정 사항들이 이미 포함되어 있기는 하지만 대류성 구름의 발생과 소멸 그리고 어떠한 지역에서의 소낙성 강수와 뇌우의 발생 여부는 비교적 높은 정확률로 예보할 수 있을 것이다. 불행하게도 실제 대기에서는 다양한 방아쇠 메커니즘들이 작용해서 대기 중의 불안정도를 높이기도 하고, 방아쇠 메커니즘끼리의 상호작용을 통해 더 강한 대류 활동을 유도하는 복잡성을 가지고 있기 때문에 각 메커니즘들의 영향이 어느 정도인지 또 얼마나 발달에 기여할 것인지를 정량적으로 평가하는 것이 불가능하다. 하지만, 대류활동을 유도할 수 있는 요소들이 얼마나 있는지에 대해서 알 수 있다면 그 결과로 발생하는 대류운, 소낙성 강수,

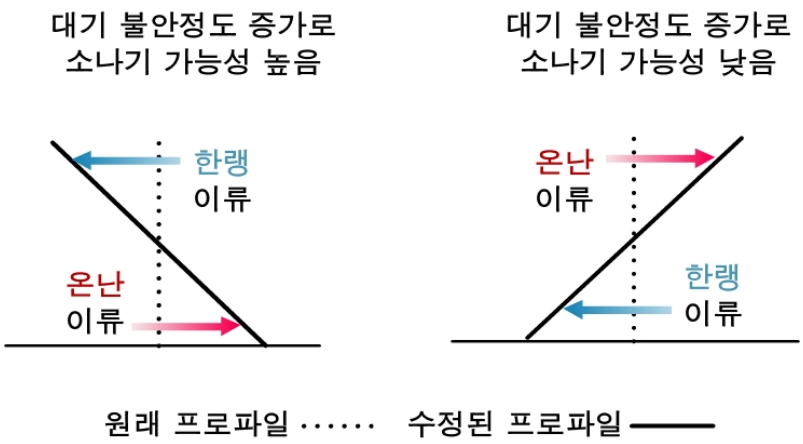
9.4 대류성 구름 예보

뇌우의 발생 가능성을 평가하는 것은 가능하다.

적운발생온도(Tcu)를 결정하고 지상온도만으로 강수를 포함하는 대류성 구름의 발달 가능성을 예보할 때는 예보기간 동안 온도 프로파일이 어떻게 바뀔 것인지에 대해 고려해야 한다.

1) 온도 이류의 효과

온난 이류와 한랭 이류가 대기의 다른 고도에서 발생하면 그 형태에 따라 대류활동의 위험성이 증가하기도 하고 감소하기도 한다.



[그림 9.19] 온도이류에 따른 대기의 안정도 변화

온도 이류는 바람이 고도에 따라 순전하는지 반전하는지를 살피면 알 수 있다. 고도에 따라 다른 바람은 상승운동을 일으키는 중요한 요인으로 작용한다.

2) 상층 기압골/기압능의 효과

상층 기압골이 통과하면 상층에 발산 구역을 동반하고 이에 따라 지상에는 수렴 구역이 형성된다. 따라서 상층 기압골의 전방에서는 하층 수렴이 강화됨에 따라 대류 활동이 강화되고 기압골이 통과한 후에는 하층 발산에 이해서 대류 활동이 억제된다. 기압골 접근시기와 최고온도가 발생하는 시기가 겹칠 때 강한 대류 활동이 발생할 위험이 가장 높다. 상층 기압능은 기압골과 반대로 기압능 전면에서는 대류가 억제되지만 후면에서는 강화될 가능성이 있다.

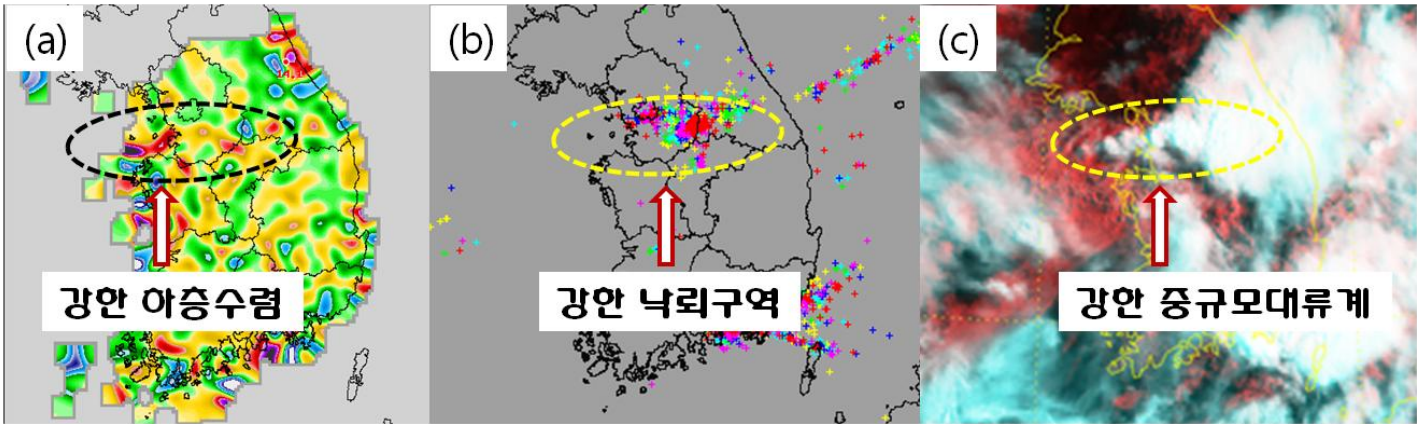
9.4 대류성 구름 예보

3) 하층 수렴과 지형 효과

해안선 부근의 하층 수렴과 지형효과가 혼합되어 나타나는 강력한 중규모 대류계(MCS : Mesoscale Convective System)을 만들어내는 적운의 형태는 우리나라 여름철 집중호우를 야기하는 중요한 요인이 된다. 소위 '사소한 끝물(Final Straw)'이라고 불리는 이 적운은 수렴이 발생하는 해안선보다 약간 내륙에서 발생하는 특성을 가지고 있는데, 2011년 7월 27일 서울지역에 시간당 70mm 이상의 강한 집중호우를 일으킨 중규모대류계가 그 좋은 예가 된다(그림 9.20 참조).

그림 9.20a에서 볼 수 있듯이 경기만 부근에 경기남부지방으로 때 형태의 강한 수렴구역이 형성되어 있다. 이 수렴구역은 낙뢰와 뇌우가 발생하기 1시간 전부터 이미 서해안 부근에서 형성되어 있었으며 점차 내륙으로 이동하고 있는 모습을 가진다. 이 수렴구역을 따라 서쪽에서 동쪽으로 띠 형태의 강한 낙뢰구역(9.20b)이 형성되어 있고, 이는 위성사진(9.20c)에서 전형적인 중규모대류계의 모습을 가지는 거대한 적운형태의 구름 무리를 만들어 내고 있다.

특히 한반도에서 발생하는 국지적인 집중호우(소위 게릴라성 호우)를 동반하는 중규모대류계의 발생, 발달 및 이동을 예보하기 위해서는 예보관들은 해양과 육지의 지형차이와 지형에 의한 기류의 변화에 의해서 발생하는 해안선 부근의 수렴구역의 발생에 유의해야 하며, 이러한 형태로 발달하는 적운은 오랜 지속시간과 국지적인 호우와 강풍을 동반할 수 있음을 인식하고 있어야 한다.



[그림 9.20] 하층수렴과 지형효과에 의한 강한 대류성 스톰 발생 예. (a) 하층 수렴(붉은색 계열 수렴 구역), (b) 낙뢰 영상, (c) 위성 영상

9.4 대류성 구름 예보

9.4.2.5 기타 고려 요소들

- 공기덩어리 궤적이 주변공기 온도 프로파일보다 오른쪽에 있다고 하더라도 역전층은 대류활동을 억제한다.

- 대기 중의 습기 함량이 매우 중요하다. 구름은 건조층에서 만들어지면 증발되어 버리는 경향이 있다. 공기덩어리의 상승 궤적은 응결이 일어났을 때만 포화단열감률 선을 따라 상승할 수 있고 그렇지 않은 경우에는 건조단열감률 곡선을 따라 상승한다.

- 수퍼셀 스톰(Supercell Storm)과 같이 강력한 대류성 뇌우는 어느 정도의 바람 시어가 존재하는 환경에서 발생하지만 대부분의 경우 강한 바람 시어는 대류의 연직 성장을 억제한다.

- 해상이나 바람이 불어오는 해안의 경우에는 해수면 온도의 일변화가 거의 없기 때문에 대류성 구름의 발생 횟수나 강도가 일변화 경향을 가지지 않는다.

- 만약 구름층의 상대습도가 50% 정도이면 구름은 2옥타 정도 될 것이고, 약 75% 정도이면 5옥타까지 증가할 것이다. 대류성 구름의 운량은 지상관측에서 과대하게 평가되기 쉬운 요소이다.

9.4.3 소낙성 강수 예보

일반적으로 소낙성 강수는 얇은 대류성 구름보다는 두꺼운 구름에서 더 잘 발생한다. Bergeron-Findeison 과정(빙정설)이 작동하기 위해서는 적운의 운정 온도가 -10℃ 미만으로 떨어져야 한다. 다만 소낙성 강수들은 구름 속에서 충돌병합과정에 의해서 강수 입자가 성장하는 경우에는 따뜻한 온도에서도 발생할 수 있는데, 이때 구름의 깊이는 최소 1,800m가 넘어야 한다.

만약 운정 온도가 -12℃ 이상이고 구름의 두께가 1,500m 미만인 경우 소낙성 강수가 발생할 확률은 10% 미만이고 그 확률은 구름 두께가 3,000m를 넘어가면 90%까지 증가한다. 그러나 이 규칙은 이슬비 형태의 소낙성 강수에는 적용되지 않는다. 병합 과정에 의해서 강수입자가 성장하는 이슬비 형태의 소낙성 강수는 강수량도 아주 작지만 시정과 운저 고도가 떨어지는 특징이 있다.

9.4 대류성 구름 예보

이슬비 형태의 소낙성 강수는 염분 응결핵의 농도가 높은 열대 해양과 같은 해양성 환경에서 자주 발생한다.

바람 시어도 어떤 특수한 환경에서는 대류성 구름의 생애를 연장시키지만 대부분의 경우에는 바람 시어가 강하면 구름 내부의 상하 운동을 위한 순환을 방해해서 대류성 구름의 성장을 방해한다. 이 경우 충분한 고도에서 구름이 발달한다고 하더라도 소낙성 강수가 발생할 확률이 낮고 발생하더라도 강수량도 작다.

일반적인 규칙으로 소낙성 강수는 대륙성 환경보다는 하층 습기와 염분 응결핵이 풍부한 해양성 환경에서 더 잘 발생한다.

9.4.4 뇌우 예보

적란운(CB)은 운정 고도가 얼음이 어는 고도까지 발달하는 대류성 구름을 말한다. 구름 속에서 얼음은 -12℃부근에서 발생하기 시작하고 구름 온도가 -20℃를 넘을 때 구름 내부 전체가 얼음으로 변한다.

적란운 예보는

- 여름철에는 공기덩어리 운정 고도가 4,500m(550hPa) 이상, 겨울에는 3,000~3,600m 인 경우
- 구름 운정 온도가 -20℃ 이상일 때 예보한다.

적란운은 700hPa 고도의 기류를 따라 이동한다.

뇌우를 예보하기 위해서는 통계적 기법을 바탕으로 하는 몇 가지 불안정 지수들에 대해서 알고 있으면 도움이 된다.

9.4.4.1 Rackcliff 불안정 지수

Rackcliff 불안정지수는 900hPa의 습구온위(Θw900)에서 관측된 500hPa 온도(T_{500})를 뺀 값으로 나타낸다.

$$T = \theta_{w900} - T_{500}$$

9.4 대류성 구름 예보

값이 높을수록 불안정이 큰 것으로 판단하며, 전선이 없는 상황에서 30 이상인 경우 뇌우 발생 가능성이 큰 것으로 예상한다.

9.4.4.2 수정된 Jefferson 불안정 지수

Rackcliff 지수를 Jefferson이 수정하여 만든 것으로 계산식은

$$T_{mj} = 1.6\,\theta_{w900} - T_{500} - 0.5D_{700} - 8$$

으로 나타낼 수 있다. 여기에서 D700은 700hPa에서의 온도-노점온도 차고, 아래와 같이 간단한 식으로 바꾸어 사용하기도 한다.

$$T_{mj} = 1.6\,\theta_{w900} - T_{500} - 11$$

일반적으로 뇌우는 T_{mj} 지수가 29 이상일 때 예보한다.

9.4.4.3 Boyden 불안정 지수

Boyden 지수는 10미터 단위의 1000-700 층후(Z)와 700hPa 온도로 결정한다.

$$I = (Z - 200) - T$$

지수 값이 클수록 불안정이 큰 것으로 간주되며 보통 93에서 94 사이 값일 때 뇌우를 예상한다. 지역에 따라서는 94에서 95사이가 뇌우 발생에 더 유리하기도 하다.

9.5 강수 예보

9.5.1 강수 예보 개관

강수를 만드는 여러 가지 메커니즘에 대해서는 앞선 절에서 여러 차례 언급되었다. 이번 절에서는 층운과 대류성 구름에 의한 강수를 예보하는 측면에서 직면할 수 있는 문제들을 다루기로 하겠다.

강수 예보는 다양한 측면에서의 고려 사항을 검토하여야 한다.
1. 강수 형태. 예를 들어 이슬비, 비, 우박 혹은 눈
2. 강수 영역. 예를 들어, 국지적 강수 혹은 넓은 지역에 내리는 강수
3. 강도. 예를 들어, 약, 보통, 강함
4. 강수 지속 시간
5. 정량적 총 강수량

강수 예보의 문제는 3가지 파트로 나눠서 검토할 수 있다.

- 전선성 강수
- 비 전선성 강수
- 불안정에 의한 강수

9.5.2 전선성 강수

종관 일기도 : 일기도를 분석하여 전선의 유무를 파악하라. 활성 전선의 경우에는 비교적 판단이 쉽지만, 비활성 전선의 경우에는 그 위치를 파악하는데 어려움을 겪는다. 특히 전선이 지상 관측이 거의 이루어지지 않는 바다에 위치한 경우가 그렇다. 비활성 전선이나 해상의 전선의 경우 위성영상이 큰 도움을 준다. 강수 구역은 일기도에 닫힌 녹색으로 표시한다.

악기상 추적도 : 위성 영상에 기상 요소들을 오버레이해서 강수 구역을 추적하는 것은 매우 유용한 도구가 된다. 이 방법을 사용하면 어떤 형태의 구름에서 강수가 발생하는지 판단하기 용이하다. 그 이후에는 수치예보 모델에서 생산되는 700hPa 바람장을 오버레이해서 강수를 포함한 구름대가 어느 방향으로 이동할지 판단한다. 레이더에서 관측된 자료들을 더하면 실제 구름 내의 강한 강수구역의 강도와 이동을 판단할 수 있다. 레이더 영상을 이용해 강수 밴드를 추적할 때는 발달 단계인지 소멸 단계인지 지형 영향은 어떤지 신중하게 판단해야 한다.

9.5 강수 예보

과거 자료 : 이전 시간에 분석된 일기도를 잘 살펴서 어떻게 전선이 이동해 왔는지, 어떻게 강수 구역이 확대되거나 축소되었는지 확인해야 한다. 강수 구역과 관련된 전선은 연속법으로 선을 그어서 그 이동 방향과 속도를 판단한다. 등압선 형태도 잘 살펴서 기압계가 더 깊어지는지 점점 채워지는지를 살펴야 한다. 당연히 점점 깊어지는 전선이 더 활성을 띤다.

단열선도 : 단열선도를 이용한 분석도 전선의 위치를 파악하는데 활용될 수 있다. 얼마나 습윤한 공기가 혹은 건조한 공기가 상승하고 있는지 검토하고 지역의 불안정이 집중호우를 야기할 수 있는지 판단한다.

상층 선도 : 강수 예보에 있어서 좋은 지침을 제공하는 것이 700hPa 바람이다. 강수는 많은 경우 700hPa의 풍향과 풍속에 따라 움직이는 경향을 가진다. 상층 기압골이나 제트기류가 존재하는지도 살펴야 한다. 300hPa의 기압골이 지상전선 상공에 전반적으로 걸쳐있으면 지상 전선은 발달한다.

9.5.3 비 전선성 강수

비 전선성 강수 구역은 특이한 요소들을 동반하는 경우가 많기 때문에 그 전조들을 분석하면 강수의 발생 가능성에 대한 좋은 정보를 얻을 수 있으며, 강수 구역의 변화에 대해서도 합리적인 예보를 생산할 수 있다.

예를 들어, 상층 기압골의 강화와 같은 전조들이 더욱 강해지면 연직운동의 증가로 이어져 강수의 강도는 더 강해 질 것이다. 비슷하게 차가운 한대 전선의 통과가 예상되면 이에 따라 강수현상의 유지에 필요한 열적 원천이 사라짐에 따라 강수 강도도 점진적으로 줄어들 것이다.

우리가 알고 있는 특이한 요소들과 연결되어 있지 않은 비 전선성 강수가 발생하는 지역을 예보할 때는 좀 더 심혈을 기울여야 한다.

비 전선성 강수는 다음 2가지 범주로 나눌 수 있다.

1. 조직화된 요소들과 연관된 강수
2. 조직화된 요소들과 연결되지 않은 강수

9.5 강수 예보

9.5.3.1 조직화된 비 전선성 강수

지상일기도 : 지상일기도에서 확인할 수 있는 주된 현상은 기압골과 한대 저기압이다 지상 기압골과 한대 저기압은 전선에 비해 보존성이 떨어진다. 지상 기압골과 관련된 강수 구역의 이동은 700hPa 바람과 연관되어 있을 가능성이 높다. 한대 저기압과 관련된 강수 구역은 이동이 불규칙하고 연속법으로 추적한 방향과 일치하지 않는 경우가 많으며 850hPa 바람이 어느 정도 이동방향과 속도에 대한 정보를 제공하지만 뚜렷하지 않다.

상층일기도 : 층후 패턴을 고려한 찬공기풀과 상층 기압골, 등고도선 패턴을 고려한 기압골은 불안정도와 관련된 비, 소낙성 강수, 뇌우 발생 가능성 가능성에 대한 유용한 징후가 된다. 여름과 겨울 모두 이들 요소들은 강수 분포의 중규모적 차이의 원인으로 작용한다.

겨울철에는 이들 요소들이 국지적인 적설량 차이에 결정적인 요인으로 작용한다. 열적 풀이나 기압골과 관련된 가장 강한 대류활동은 국지적인 강수를 가져온다. 예를 들어 이들 요소들이 관련되어 있으면 내륙이나 높은 지형의 풍하측까지도 연직 운동량이 보존되기 때문에 많은 강수가 발생할 수 있다. 반면 조직화되지 않은 비 전선성 강수는 내륙 깊은 곳이나 산악의 풍하측에서 발생하기 힘들다.

여름철에는 각종 요소들이 미치는 영향은 비슷하지만 가장 강한 대류 활동은 가열이 가장 강하게 발생하는 내륙에서 발생한다. 소낙성 강수는 상층 기압골이나 찬공기풀에 의해서 증가된 불안정도의 영향으로 더 강화되며 강한 불안정도는 뇌우 발생의 방아쇠 작용을 한다.

상층 기압골과 찬공기풀은 주간 일사가 없는 시기에 발생하는 소낙성 강수의 강도를 증가시키는데 기여한다.

9.5.3.2 층운형 구름에서 내리는 강수

층운형 구름에서 만들어지는 강수는 이슬비, 약한 비와 같은 비 전선성 강수로 구름 내부의 운동 역학적 요인보다는 구름의 강수물리과정과 관련되어 있을 가능성이 높다. 층운형 구름에서 내리는 강수를 예보할 때는 구름층의 두께와 온도를 고려해서 구름 입자가 충분히 성장해서 도중에 증발하지 않고 지상에까지 도달할 만큼 자랄 수 있는지 판단해야 한다.

9.5 강수 예보

해상에서 만들어진 층운이나 해무에 동반되는 이슬비는 내륙으로 들어오면 일사와 복사 그리고 건조한 공기의 이류 등으로 인해서 소산된다.

이슬비는 늦은 밤이나 이른 아침에 내리는 경우가 많은데 이것은 층운이나 층적운의 두께가 야간 냉각으로 인해서 두꺼워지기 때문이다. 층운(ST)로부터 이슬비가 지상에까지 도달하기 위해서는 운저고도가 300m 이하여야 한다. 구름 하층에 놓여있는 대기의 온도-노점온도 차이가 2℃ 미만이어야 한다. 그렇지 않으면 이슬비는 중간에 증발해서 지상에 도달하기 힘들다. 강한 이슬비는 대부분 지형성 구름과 관련되어 나타난다.

고기압성 순환이 이루어지는 지역에서 산발적으로 발생하는 약한 비는 두꺼운 층을 이루고 있는 층적운(SC)에 의해서 자주 발생한다. 층적운은 예보하기 어렵기로 악명이 높다. 따라서 층적운에서 내리는 비를 예보한다는 것은 더 큰 도전이 된다. 고기압이 충분히 발달하면 층적운 층의 두께는 얇아지고 강수는 종료될 것이다.

위성 영상을 통해서 층운과 층적운의 운정 온도가 낮은 곳을 찾아보면 그곳에서 이슬비나 비가 내릴 가능성이 높다. 다시한번 강조하지만 실제 기상현상과 위성 영상을 오버레이해서 분석하는 것은 매우 유용한 예보 도구가 된다.

9.5.4 대기불안정에 의한 강수

종관 일기도 : 일기도를 분석하여 소낙성 강수나 뇌우가 이미 발생하고 있는지를 살펴야 한다. 그리고 그 강수가 지형의 영향을 받고 있는지? 기압계 패턴과 관련이 있는지? 등에 대해서 면밀히 살펴야 한다.

위성영상은 소낙성 강수의 수평적 분포에 대해서 좋은 정보를 제공한다. 적외 위성영상의 운정 온도와 단열선도에서 계산된 운정 온도와 고도를 비교함으로써 실제 구름의 높이를 산정할 수 있다.

과거 자료 : 어제 일기도를 재검토하라. 해상이나 육지에서 소낙성 강수나 기단성 뇌우가 발생하였는지 살피고 어느 시간대에 발생했는지도 살펴본다.

9.5 강수 예보

단열선도 : 대표적인 상승 공기덩어리를 결정한다. 그 공기덩어리가 불안정한지, 습윤한지 건조한지를 결정한다. 일반적으로 높은 수분 함량을 가진 대기는 대류 활동이 활발할 수 있고 소낙성 강수나 뇌우를 동반할 가능성이 높다. 대기 불안정이 해소될 수 있는 온도를 찾는 것도 중요하다. 관측소의 온도 곡선을 분석하면 불안정이 해소되는 온도가 곧 소낙성 강수가 발생하는 시간이라는 사실을 알게 될 것이다. 만약 상승하는 공기덩어리가 매우 불안정하다면 대형 적운(CU)이 발생할 것이고 아주 빠르게 발달하여 소낙기가 예상보다 일찍 시작될 수 있다.

변화 가능한 요소들 : 상승하는 공기가 더 불안정해 질 것인지, 안정화 될 것인지, 습윤해 질 것인지 건조해 질 것인지 관심을 기울여서 예보에 반영해야 한다.

9.5.4.1 소낙성 강수

소낙성 강수가 발생할 수 있는 다양한 조건들 중에서 어느 것이 소낙성 강수를 강화시키고 어떤 석이 약화시키는지 뚜렷한 차이를 찾기가 힘들다. 그리고 정확하게 언제 어느 특정된 장소에 소낙성 강수가 내릴 것인지 예보할 수 있는 예보 기법도 없다.

소낙성 강수의 형성 과정을 되새겨보면 소낙성 강수는 구름의 두께가 1,500m 이상이고 운정 온도가 -12℃ 보다 낮으면 발생할 확률이 높다고 할 수 있다. 따라서 이러한 형태의 구름이 관측되면 소낙성 강수 가능성은 예보하여야 한다.

레이더 영상에서 소낙성 강수라고 해서 레이더 에코들이 항상 불규칙하게 형성되어 있지만은 않다. 중규모대류계와 관련된 강한 소낙성 강수들은 뚜렷한 선형 구조를 가지고 비교적 긴 시간 동안 강한 집중호우를 좁은 지역에 내리기도 한다.

강한 바람 시어는 큰 적운에서부터 내리는 강수를 감소시켜 약한 비가 내리게 할 수 있다.

9.5 강수 예보

9.5.4.2 적란운과 뇌우

적란운(CB)은 뇌우와 관련되어 있고, 큰 CB는 우박과 돌발 홍수와 관련되어 있으며, 작은 CB에서도 집중호우가 발생할 수 있기 때문에 매우 중요하고 신중하게 다루어야 할 예보 요소이다. 기상레이더나 위성영상을 통해서 적란운을 추적하는 것은 쉽지만, 큰 스톰을 추적할 때 큰 스톰의 주변에서 새롭게 발생하는 대류성 셀들을 놓치지 않아야 한다. 이 작은 셀들은 아주 빠른 시간에 강한 대류성 스톰으로 자라서 새로운 피해를 야기할 수 있기 때문이다. 아주 좁은 지역에 많은 양의 비가 집중되면 커다란 자연재해가 발생할 수 있다. 특히 많은 비가 많은 양의 물을 흡수 할 수 없는 지형에 집중되면 그 물은 빠르게 강이나 도로에 누적될 것이고 결국은 돌발 홍수를 야기할 것이다. 여름철 돌발적인 국지성 집중호우는 시간당 100mm 이상의 극단적인 강우 강도를 가질 수도 있다. 여름철 집중호우로 인한 돌발홍수는 교량이나 도로들을 쉽게 파괴한다. 재해관련 기관의 사람들은 짧은 시간에 얼마나 많은 양의 비가 내릴지에 대해서 많은 관심을 가진다.

뇌우가 발달하기 위해서는 아주 깊은 대류와 충분한 습기가 공급되어야 한다. 뇌우 발생이 가능한 구름의 운정 온도는 -20℃ 이하여야 한다.

적란운과 뇌우를 적절히 예보하기 위해서는 강수량, 낙뢰, 레이더 에코 영상의 변화를 실시간으로 감시하고 추적해 나가야 한다.

적란운과 뇌우는 자주 전선(특히 한랭전선)과 동반되는 경우가 많은데 이 경우에는 전선대 내에서 적란운과 뇌우가 발생하는 특정 지점을 구분하기 힘들다.

겨울철의 한대 저기압, 여름철의 열적 저기압과 수렴선은 적란운과 뇌우가 형성될 수 있는 또 다른 아주 좋은 메커니즘이다.

9.5.5 강수 형태

지금까지 강수 예보에 대한 전반적인 예보칙들을 살펴보았다. 그러나 어떤 환경에서 어떤 형태의 강수가 발생할 수 있는지 구분할 수 있어야 한다.

9.5 강수 예보

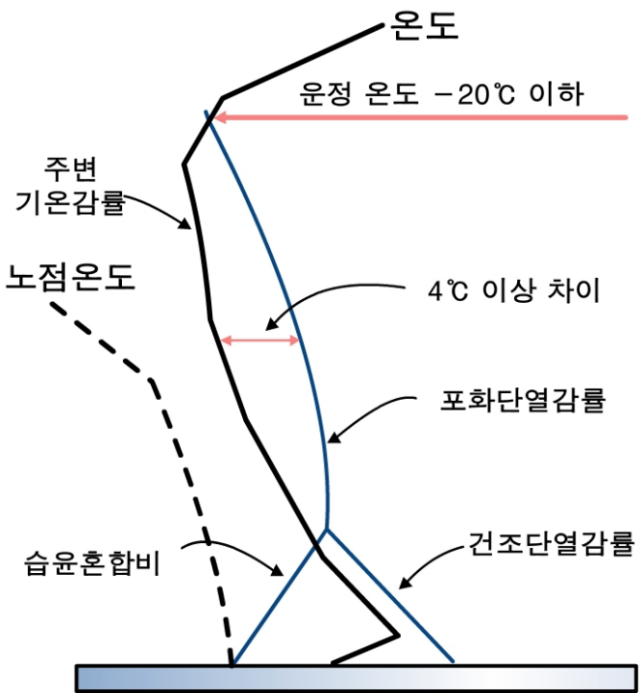
9.5.5.1 우박

거대한 적란운이 있으면 우박이 발생할 가능성이 높음을 예보한다. 우박 예보를 위해서는 적란운의 운정 온도가 -20℃ 이하여야 한다. 우박 발생 가능성에 대한 확실한 예보칙은 여전히 만들어지지 않고 있다. 공기덩어리 방법을 이용하여 계산된 대류성 구름의 운정 고도가 4,500m 이상이거나 공기덩어리 궤적과 주변 공기의 온도 프로파일의 온도차가 4℃ 이상이면 우박을 예보하여야 한다는 예보 기법이 많이 알려져 있다.

최근 러시아에서는 다음과 같은 예보칙이 발표되었다.

“대표적인 단열선도에서 공기덩어리 상승 궤적을 구한다. 그 공기덩어리가 -20℃ 고도까지 끌어올렸을 때, 주변 공기가 가지는 온도 프로파일과의 온도차를 계산한다. 만약 그 차이가 5℃ 이상이며 우박을 예보하며, 2.5℃에서 5℃ 사이이면 부드러운 우박이나 비를 예보하고, 차이가 2.5℃ 미만이면 비를 예보 한다.”

큰 우박은 지속성을 가지는 ‘정상 상태’의 대류성 스톰이 필요한데, 적란운 내부에서 발생한 우박들이 충분한 상하운동을 통해 일정한 크기 이상으로 성장할 수 있는 시간이 필요하기 때문이다.



[그림 9.23] 우박이 만들어지기 위한 상층 조건들

9.5 강수 예보

9.5.5.2 이슬비

이슬비는 운정 고도의 온도가 -5℃ 이상이어서 얼음 알갱이가 거의 없고, 강수입자의 성장이 주로 병합과정인 구름에서 만들어진다. 이슬비가 내리기 위해서 필요한 구름의 최저 깊이는 600m이다.

겨울철 강수예보의 주된 문제는 강수가 지상에 도착할 때, 비로 내릴 것인지, 눈인지 진눈깨비인지를 결정하는 것이다. 대기 최하층의 온도가 어떤 형태의 강수가 지상에까지 도달할 것이지 결정하는 가장 중요하다. 눈을 예보할 때 사용되는 예측인자들은 대부분 지표면 부근 100hPa의 온도에 기반을 두고 있다. 습구온도를 조심해서 살펴야 한다. 왜냐하면 비가 내리면서 증발하면서 발생한 냉각 때문에 한두 시간 내에 건구온도가 습구온도까지 냉각되기 때문이다.

9.5.5.3 비 혹은 눈?

내리는 강수가 비로 내릴지 눈으로 내릴지 예보하는 것은 어려우므로 다양한 인자들을 고려해야 한다.

기상대 위치 : 높은 고도에 위치한 기상대가 낮은 해안선 부근의 기상대보다 눈이 많다.

적설 : 눈이 이미 넓은 지역에 걸쳐 덮여 있으면 강수는 눈으로 떨어질 가능성이 높은데, 그 이유는 대기 최하층의 대기가 차가워져 있기 때문이다. 적설이 풍부하면 1000-850hPa 층후가 눈을 예상할 수 있는 두께보다 두꺼워도 눈이 내릴 수 있다.

풍향 : 해안에 위치한 기상대에서 바람이 바다에서 육지로 불어오면 대기 최하층의 공기가 효과적으로 가열되기 때문에 강수는 비나 진눈깨비로 내릴 가능성이 높다. 반대로 풍향이 육지 특히 눈이 덮인 지역을 따라 불어오는 것으로 바뀌면 비는 쉽게 눈으로 변한다.

만약 따뜻하고 습한 공기의 아래로 차갑고 건조한 공기가 파고들면 하층의 층후가 얇아지기 때문에 강설량을 크게 증가시킨다.

9.5 강수 예보

온난전선 접근 : 겨울철에 강수가 예상될 때 온난전선의 접근은 많은 적설량을 기록할 가능성이 높기 때문에 예보관들에게 많은 문제를 제공한다. 만약 하층의 전선 전면의 공기가 매우 차갑다면(강한 복사가 발생한 이후) 강수는 눈으로 시작되어 따뜻한 공기가 도달하면 비로 바뀔 것이다. 문제가 발생할 수 있는 상황은 남쪽이나 남서쪽으로부터 이동해오는 전선의 이동이 느리거나 정체되면서 따뜻한 공기의 이동이 늦어지면서 해당 기상대가 계속해서 차가운 공기의 영향을 받는 경우이다. 이러한 환경에서 대부분의 전선성 강수는 약해지는 경향을 가지지만, 전선의 후면에서 천수파(Shallow Wave)가 발달하면 누적 강설량이 크게 늘어날 가능성이 높다.

한대저기압 : 한대저기압은 해안을 건너서 들어올 때 많은 양의 눈을 가져올 수 있기 때문에 매우 중요한 예보 요소이다. 겨울철에 한반도를 지나서 동해상으로 진출한 한대저기압이 발달하면서 동해와 일본 동부에 많은 양의 눈을 내리는 경우가 많다. 한대저기압에 동반된 강수 구역은 레이더 관측 범위 밖에 있다고 하더라도 위성을 통해서 쉽게 판단할 수 있다. 만약 선박 전문에서 강풍을 보고하거나 믿기 어려운 현상이 일기도에 기입되어 있다면 그대로 믿는 것이 상책이다. 수치예보 모델은 아주 작은 규모의 기상현상을 잘 모의하지 못한다.

소낙눈 : 겨울철 소낙눈이 가지는 독특한 특징은 강한 서풍기류가 깊은 불안정을 큰 적란운에 제공하여 많은 눈을 내리게 하고, 어떤 경우 강수가 오래 지속될 수 있다는 것이다. 많은 경우 소낙눈은 눈으로 바뀔 수 있는데 이때 강설 시작 온도는 전선성 강설에 비해서 높은 경우가 많다(표 9.23 참조).

[표 9.23] 어는 고도 이하에서 눈이 내릴 수 있는 강수 시작 습구 온도

강수 형태	강수 시작 습구 온도	
	눈이 내림	눈이 내리지 않음
오래 지속되는 전선성 강수	+2.0℃	+2.5℃
넓은 지역에 내리는 강도가 보통 혹은 강한 불안정성 강수	+3.0℃	+3.5℃

땅날림 눈 혹은 날림 눈 : 두 가지 모두 심각한 항공기상 장애 요소가 될 수 있다. 또한 넓은 지역에서 발생할 경우 통신교란을 가져올 수 있고 시정을 크게 떨어뜨릴 수 있다.

9.5 강수 예보

내린 눈이 날리기 위해서는 기온이 0℃ 이하이고 가벼운 마른 눈이어야 하며

- 바람이 12kts 미만이면 눈 날림 현상 없음.
- 쌓인 눈이 얇고 풍속이 12~16kts 사이이면 약하거나 보통의 날림 현상이 가능하고 풍속이 17kts 이상이고 많은 눈이 쌓여있으면 심각한 날림 현상 가능

강설 예보에 사용되는 예측인자들이 많은데 가장 신뢰성이 높은 것으로 알려진 것이 1000-850hPa 층후를 이용하는 Boyden 방법이다. 다른 방법들이 대기 하층의 평균 온도를 예측인자로 사용하는 것과 구별된다. 그런데 1000-500hPa 층후는 눈 예보에는 적합하지 않다. 왜냐하면 실제로는 지표면 부근의 강수에는 거의 영향을 주지 않는 상층의 온난 혹은 한랭 이류의 영향을 받을 수 있기 때문이다.

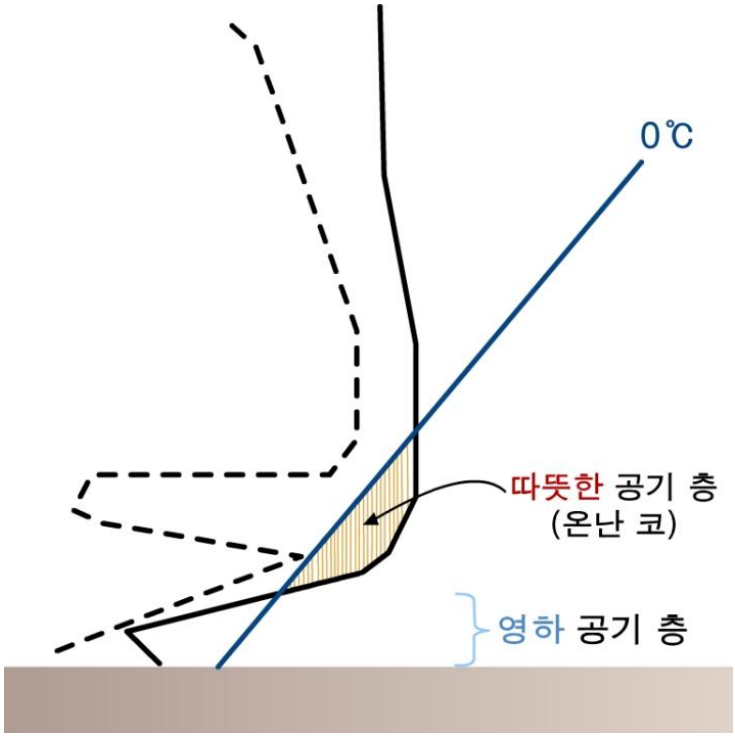
9.5.5.4 어는 강수

어는 강수는 비나 이슬비 형태가 될 수 있다. 어는 강수는 고체형 강수가 지상에 도달하기 전에 영상의 기온층을 통과하면서 녹은 상태에서 다시 지표면 근처 얇은 영하(Sub-zero) 기온층으로 떨어질 때 발생한다. 이러한 상태에서 비가 차가운 지표면을 때리면 얼어붙기 전에 퍼지면서 광택이 나는 얼음 막을 형성한다. 어는 강수는 매우 위험한 기상 현상인데 특히 도로에 내리는 경우 큰 교통사고의 원인이 되고 보행자들의 미끄럼 부상 원인이 되기도 하며 항공기 운영에도 장애를 준다.

그림 9.24는 어는 강수가 올 수 있는 상층 온도 구조를 보여주고 있다. 이러한 형태의 온도 구조는 지표면이 야간 복사 냉각에 의해서 강하게 냉각되어 있고(혹은 하층 한랭 이류) 온난전선이 접근하는 경우에 발생한다. 이러한 상황에서 전선에 동반된 강수가 지상 온도가 영상으로 올라가기 전에 떨어지면 어는 강수가 된다.

어는 이슬비도 비슷한 과정을 통해서 어는 비로 바뀔 수 있지만, 어는 이슬비가 발생하려면 상층이 완전히 0℃ 이하이어야 한다. 이 상태에서 구름 입자가 과냉각 수적들을 병합하면서 성장하여 지상에 도달하면서 바로 얼어붙을 수 있다.

9.5 강수 예보



[그림 9.24] 어는 강수가 만들어지기 위한 상층 조건들

9.5.6 눈 예측인자

9.5.6.1 1000-850hPa 층후를 이용한 Boyden 기법

1000-850hPa 층후를 다음과 같은 식으로 보정할 필요가 있다.

$$C = A + \frac{H_{1000} - H_{GR}}{30}$$

여기에서,
C = $1000-850hPa$ 층후 보정값
A = 실제 $1000-850hPa$ 층후(gpm)
H_{1000} = $1000hPa$ 고도
H_{GR} = 관측소고도혹은해면고도

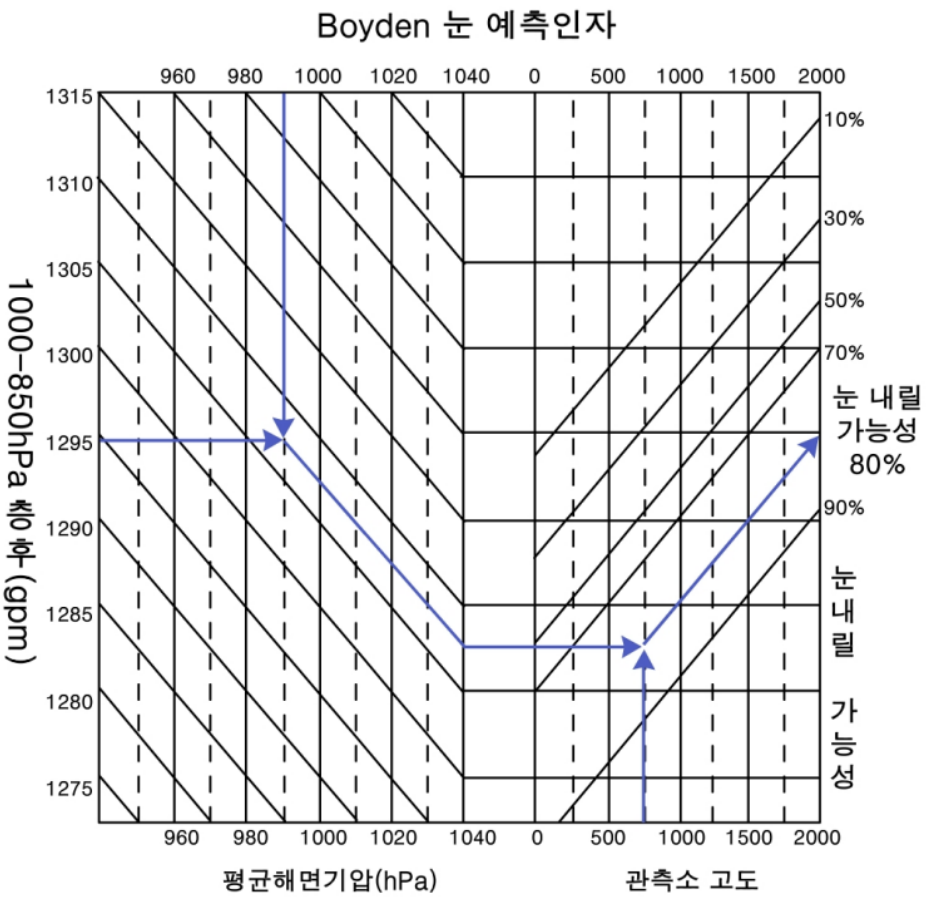
보정된 1000-850hPa 층후 값을 이용한 눈이 내릴 가능성은 다음 표와 같다.

9.5 강수 예보

[표 9.23] 층후 값을 이용한 눈이 내릴 가능성

	눈이 내릴 확률(%)				
	90%	70%	50%	30%	10%
보정된 1000-850hPa 층후(gpm)	1281	1290	1293	1298	1303

그림 9.25는 보정된 층후를 통해서 어떻게 눈이 내릴 가능성을 예측하는지를 보여주고 있다.



[그림 9.25] 강수가 눈으로 내릴 가능성 예보. 관측소 고도가 750ft(230m)이고 해면기압이 99hPa이고 1000-850hPa 층후가 1295일 때 눈이 내릴 확률이80%임을 보여줌

9.5 강수 예보

9.5.6.2 습구온도 0℃ 높이

잠열로 인한 냉각효과를 고려한 습구온도 0℃ 높이도 부가적으로 눈 예측 인자로 사용할 수 있다.

[표 9.23] 고도에 따른 강수의 형태

습구온도 0℃ 높이	강수의 형태
300m 미만	대부분 눈, 가끔 비로 내릴 수도 있음
300 ~ 600m	지속적인 강수가 눈으로 바뀌기 쉬움
600 ~ 900m	대부분 비, 눈이 내릴 가능성 낮음
900m 이상	거의 대부분 비, 눈 가능성 거의 없음

차가운 지표면 공기가 따뜻한 공기층 아래로 밀려들어온 상황임을 인지하고 있어야 한다.

9.5.6.3 Hand 법칙

Hand 법칙은 지표면에서 하층 100hPa의 평균 온도를 사용하여 지표면에 내리는 강수의 형태를 예보한다.

[표 9.23] 온도에 따른 지표면 도달 강수 형태

하층 100hPa의 평균 온도	지표면에 도달하는 강수의 형태
-1.5℃ 미만	눈
-1.5℃ ~ 0.5℃	진눈깨비
0.5℃ 이상	비

강하고 지속적인 강수는 증발에 의한 잠열 흡수로 최하층의 냉각으로 이어진다.

9.5 강수 예보

9.5.6.4 지표면에서 0℃ 등온선까지의 높이

[표 9.23] 등온선 높이에 따른 강설 확률

0℃ 등온선 높이(m)	12	25	35	45	61
눈이 내릴 가능성	90%	70%	50%	30%	10%

9.5.6.5 백엽상 흑구 온도 기법(Lumb 기법)

기상대의 고도가 H(100m 단위)이고 바람이 강하게 부는 경우

(i) 관측소 고도가 170m인 경우

$T_w < (2.1 - 0.6H)$℃ 이면 비가 녹는 눈으로 바뀜

$T_w < (0.6H)$℃ 이면 비가 눈으로 변함

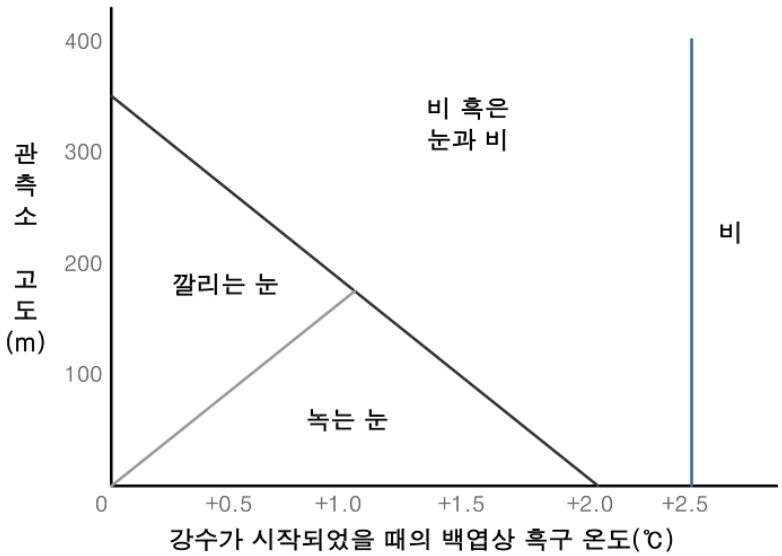
여기에서 T_w는 강수가 시작되었을 때 백엽상 습구 온도

(ii) 관측소고도가 170~350m인 경우

$T_w < (2.1 - 0.6H)$℃ 이면 눈이 내릴 가능성이 높음

(iii) $T_w > 2.5$℃ 이면 관측소 고도에 관계없이 진눈깨비가 내림.

바람은 적어도 보통 이상으로 강하게 불어야 하고 하층운이나 중층운이 충분히 덮고 있는 상황에서 주로 활용한다.



[그림 9.26] Lumb의 방법을 통해 눈을 예측하기 위한 도표

9.5 강수 예보

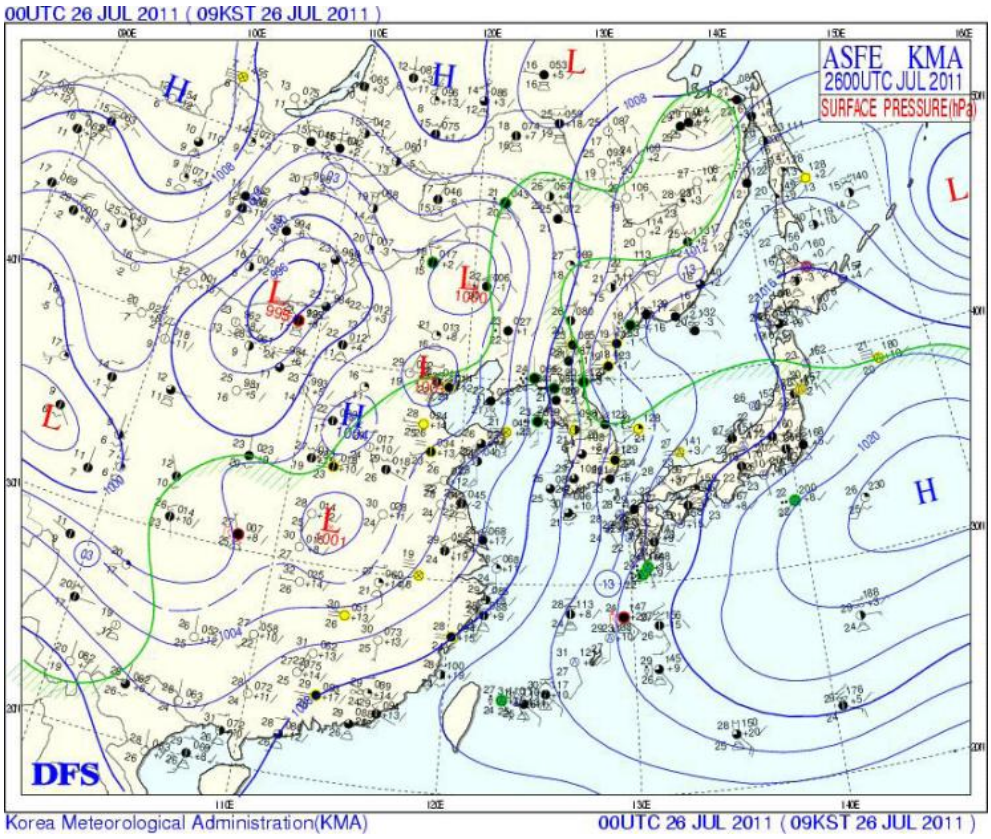
9.5.7 지상, 상층, 보조 자료를 이용한 집중호우 사례

개요

- 2011년 7월 26일 ~ 27일 서울 경기 지역을 중심으로 누적강수량 500mm 이상, 시간당 50mm 이상의 집중호우 발생

지상, 상층, 보조(위성/레이더) 자료에서 어떻게 표현되었고, 어떻게 그 전조가 나타나는지 살펴 보자.

• 지상일기도(2011년 7월 26일 00UTC) 분석



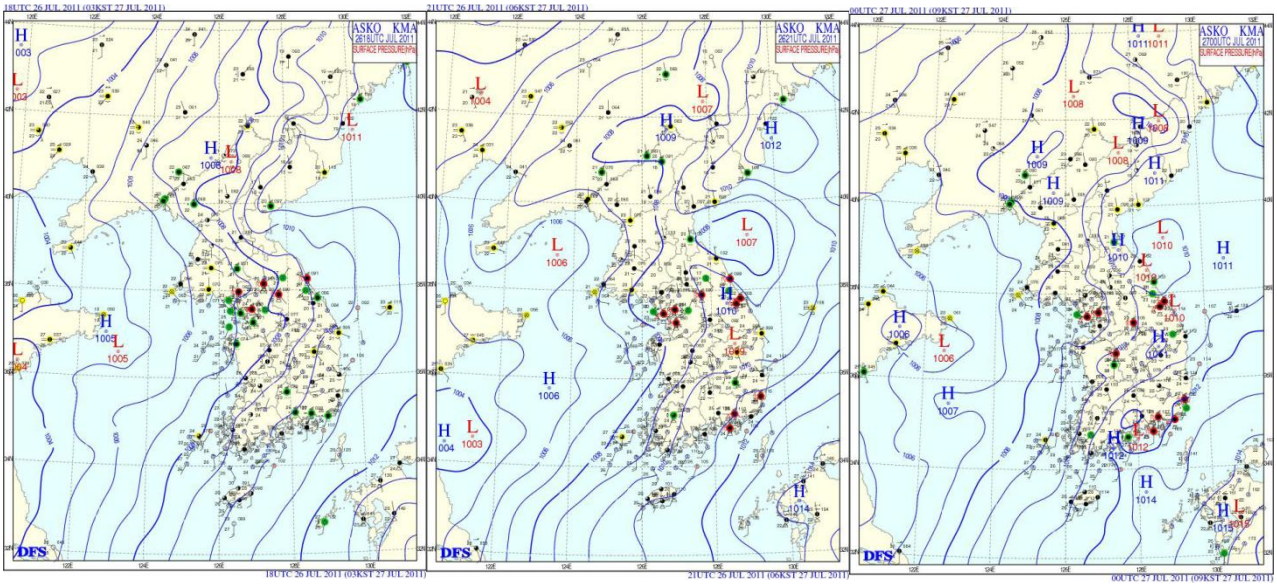
[그림 9.27] 지상일기도

한반도 발해만 부근에 위치한 기압골 전면의 영향을 받고 있으며 녹색으로 T-Td가 3℃ 이하 지역 녹색 실선과 사선표시. 안개(노란색) 및 뇌우(붉은색) 관측 지점을 채색하고 있다.

지상일기도에서 상세한 전선 및 상세한 관련 정보 제공 및 일기도를 손으로 분석할 필요가 있다.

9.5 강수 예보

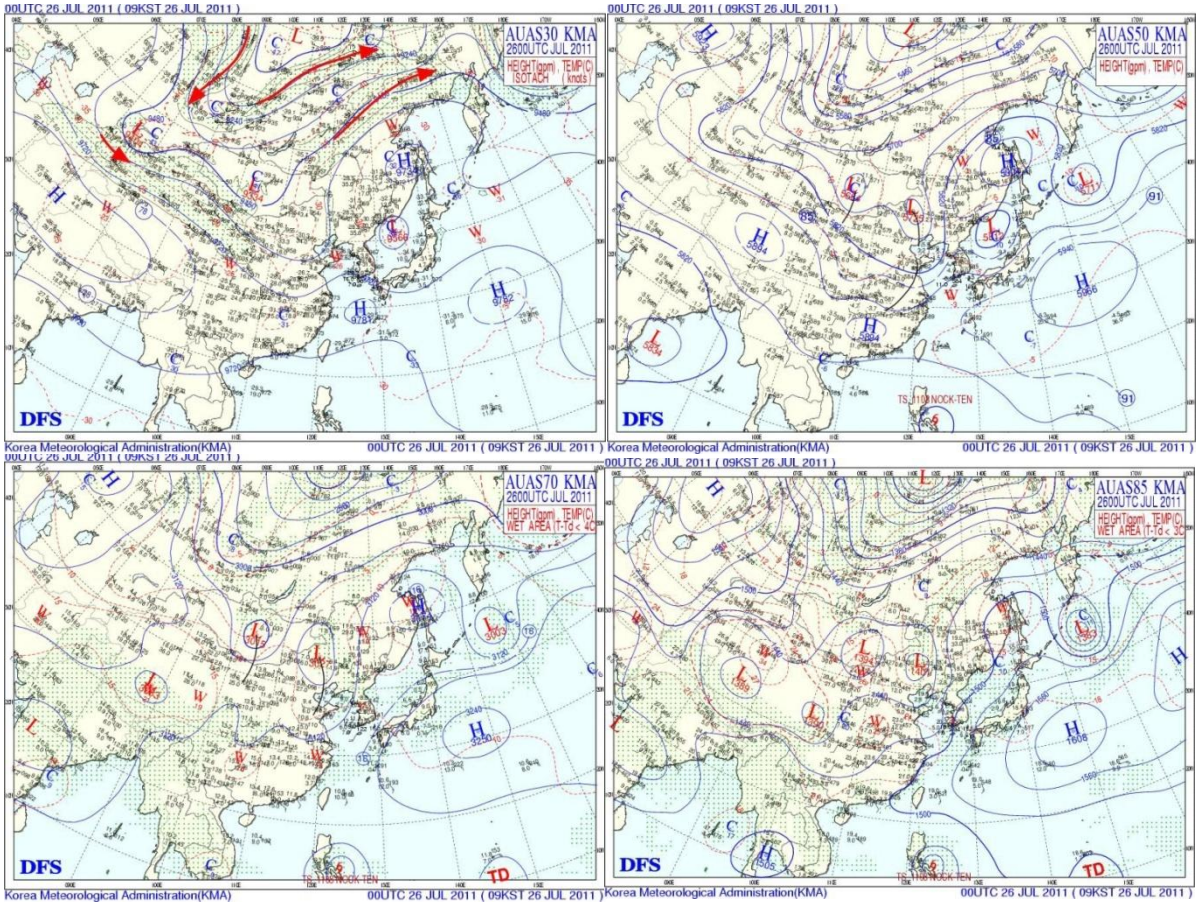
종관 일기도에서는 실제로 집중호우가 발생한 지역에서의 경계면(전선, 강수/비강수 지역 등)에 대한 정보 획득이 불가능하다.
- 중규모 기상현상은 국지일기도의 활용이 필수



[그림 9.28] 국지일기도

9.5 강수 예보

• 상층일기도(2011년 7월 26일 00UTC) 분석

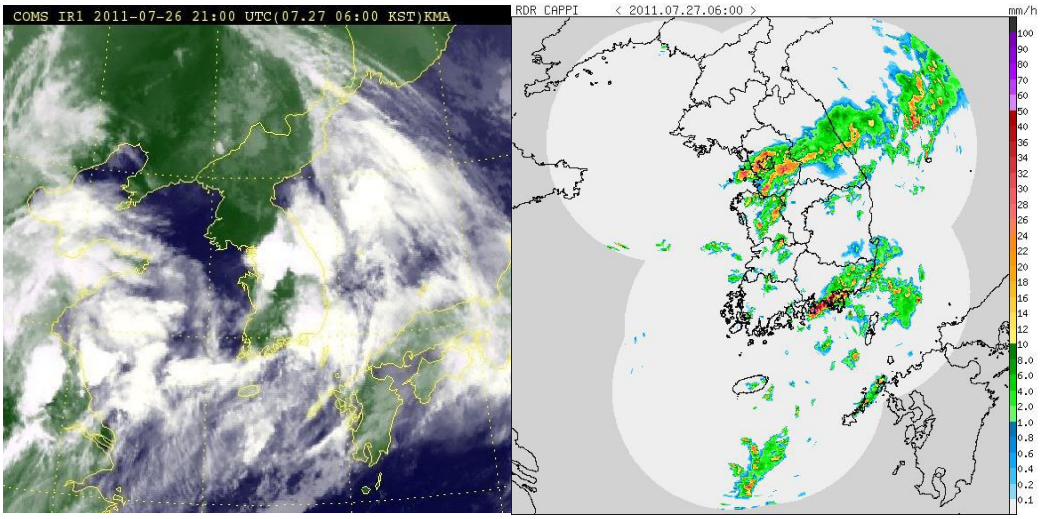


[그림 9.29] 300hPa, 500hPa, 700hPa, 850hPa 상층일기도 예시(좌측 위부터 시작)

300hPa : 등고도선과 등풍속선(녹색음영), 제트기류(붉은 굵은 선), 등온선(붉은 점선)를 표시한다.
700hPa : 등고도선(검은색), 등온선(붉은 색), 습윤지역(T-Td 3℃ 이하, 녹색), 상층기압골(검은색)을 표시한다.
500hPa : 등고도선(검은색), 등온선(붉은 색), 상층 기압골(검은색)을 표시한다.
850hPa : 등고도선(검은색), 등온선(붉은 색), 습윤지역(T-Td 3℃ 이하, 녹색 점), 상층기압골(검은색)을 표시한다.

상층일기도 각 고도별 주요 분석 및 채색 변수 이해 필수, 지상의 기압변화는 상층과 연동되어 나타나므로, 기압골과 습윤지역, 제트기류 분석 등 중요하다.

9.5 강수 예보



[그림 9.30] 적외영상과 레이더 합성 영상

적외위성 : 집중호우와 직접 연관된 중규모 대류계를 명확하게 포착한다.
레이더 합성 : 구름 속에 묻혀있는 강한 선형 에코 위치의 파악이 가능하다.
- 지상일기도/상층일기도에서 찾기 힘든, 지상의 명확한 악기상 지역 탐지 및 분석에 매우 유용하다.

9.6 시정 예보

9.6.1 정의

9.6.1.1 기상학적 시정

정의 : 인식 가능한 물체를 육안으로 보고 확인할 수 있는 가장 긴 수평거리

야간 시정 정의 : 정상적인 낮에 가까운 광도를 가지는 인식 가능한 물체를 육안으로 보고 확인할 수 있는 가장 긴 수평거리

9.6.1.2 가시거리 측정

공항에서는 시정을 측정할 때 활주로 가시거리(RVR), 경사 시정, 경사 가시거리 등과 같은 시정 측정값을 사용한다. 이 값들을 어떻게 측정하는지는 항공기상에서 다룬다. 기상학적 시정과 가시거리가 같은 시간 같은 장소에서도 다른 값을 가질 수 있다는 사실을 인식하고 있어야 한다.

9.6.2 시정에 영향을 미칠 수 있는 요소들

1. 강수
2. 비-흡습성 응결핵의 농도
3. 흡습성 응결핵의 농도와 상대 습도
4. 관측자로부터 태양의 각도

시정을 예보하기 위해서 예보관은 아래 사항들을 정확하게 예측하여야 한다.

- 강수 특성, 강수량과 강도
- 응결핵의 농도와 대기 중의 습도

강수 예보는 수치예보 모델 결과자료를 통해 명시적으로 예측할 수 있고 관측 자료를 통해 쉽게 보정하여 사용할 수 있다. 그러나 응결핵 농도와 습도는 모델을 통해서 구하기 어렵고, 시정예보에는 안정도, 습도, 기류의 흐름, 풍향과 풍속, 운량, 온도 변화 등이 복합적으로 작용할 수 있기 때문에 매우 어려운 예보 요소이다.

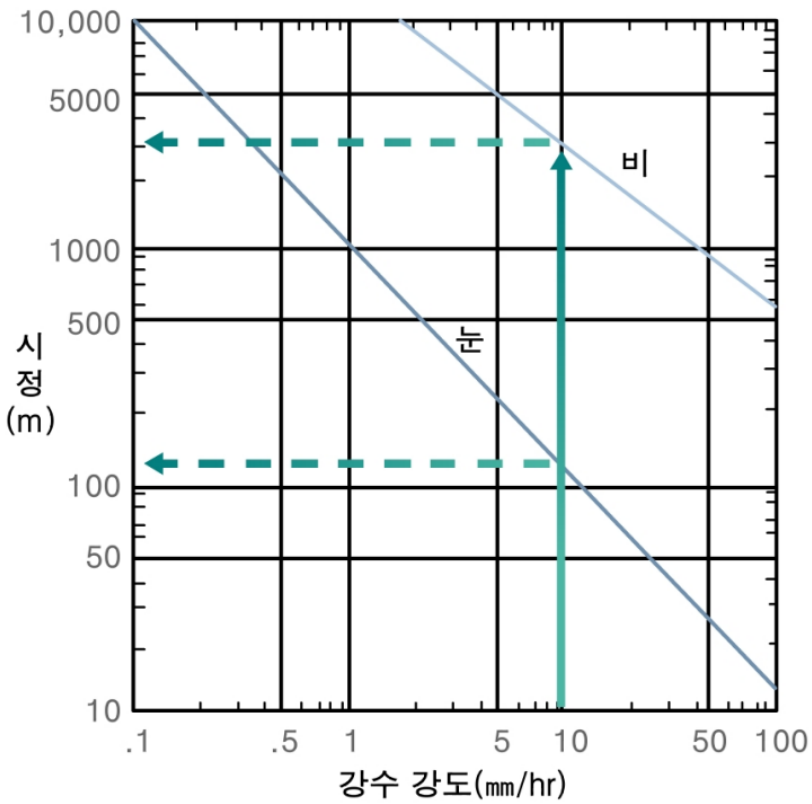
9.6 시정 예보

9.6.2.1 강수

액체 형태의 강수가 내릴 때는 물함량과 수적의 개수에 시정이 반비례 한다. 즉, 가장 낮은 시정은 이슬비(많은 수적 개수)와 강한 비(큰 물함량)에서 발생한다.

눈과 같은 고체 형태의 강수(젖은 눈 포함)에서는 강수 강도에 따라 시정 저하가 급하게 일어난다. 보통 강도를 가지는 눈도 시정을 1,000m 이하로 떨어뜨린다. 그림 9.31은 강수 강도에 따라 예상되는 개략적인 시정을 도표로 나타낸 것이다.

만약 눈과 날림 눈이 동시에 발생하면 시정은 200m 이하로 급격하게 떨어져 블리자드 상태를 만든다.



[그림 9.31] 눈과 비의 강수 강도에 따른 시정 도표. 시간당 10mm의 비는 시정을 3,000m까지 떨어뜨리는 반면, 눈은 같은 강도에서 120m까지 떨어뜨림.

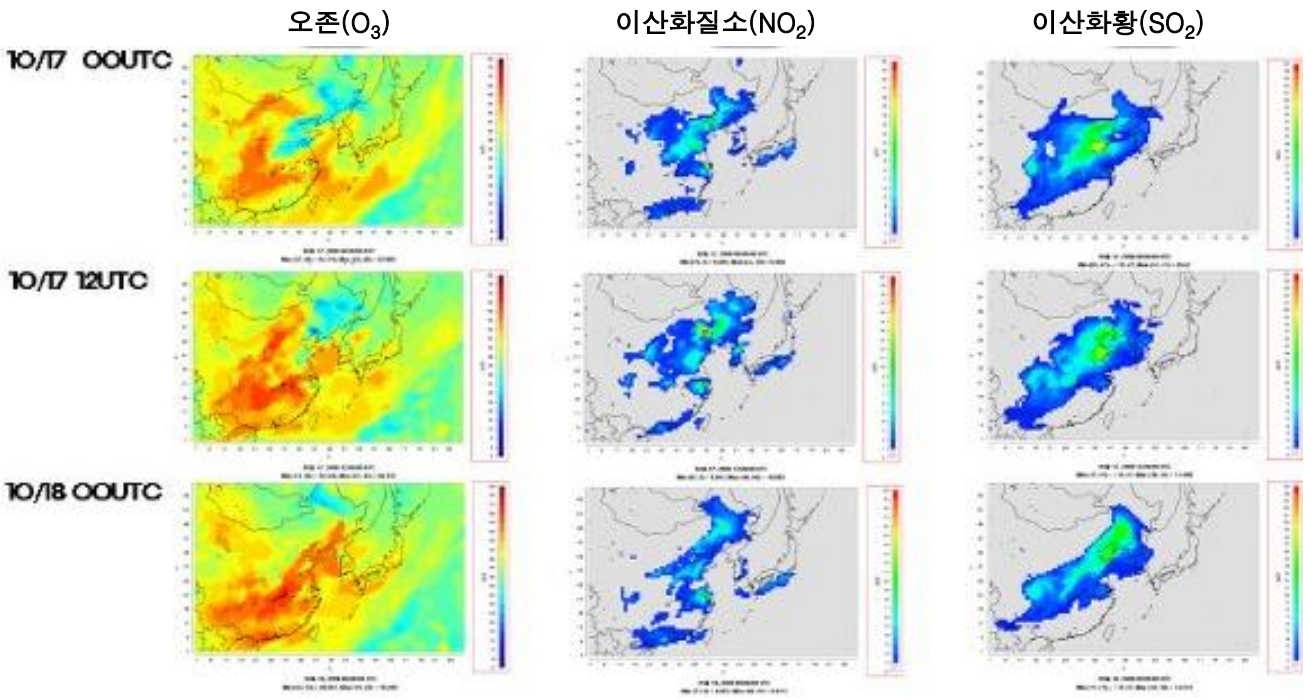
9.6 시정 예보

9.6.2.2 오염물질의 농도(비-흡습성)

대부분의 경우 시정 저하에 오염물질이 미치는 영향은 다른 요인들과 구분하기가 어렵다. 지역에 위치한 오염물질의 방출 장소를 알고 있는 상태에서 오염물질이 국지적인 시정저하를 가져올지를 예보하기 위해서는 국지적인 바람방향과 안정도에 대한 정보가 필요하다. 공업 오염물질은 태양빛에 의한 광해리 작용으로 인해 더 두꺼워지게 되고 오후에 이로 인한 시정 저하가 가장 심하게 나타난다. 그림 9.32는 국립환경연구원에서 관측한 한반도 주변에서 주로 시정저하와 대기 오염에 영향을 미치는 오존, 이산화질소, 이산화황의 수평 분포를 보여주고 있다. 그림에서 볼 수 있듯이 한반도에서 관측되는 비흡습성 물질의 발원지가 중국에 있음을 알 수 있다.

9.6.2.3 흡습성 응결핵 농도와 상대 습도

흡습성 응결핵 농도와 상대습도는 연무 예보에 가장 중요한 요소이다. 연무 입자의 성장과 감소는 상대습도의 증가와 감소에 따른 용해 효과에 의해서 좌우된다. 상대습도가 60% 이상이면 흡습성 응결핵을 통해 연무 입자가 성장하고 시정에 심각한 영향을 미치기 시작한다.



[그림 9.32] 2010년 10월 17일 아시아지역 오존(O_3), 이산화질소(NO_2), 이산화황(SO_2)의 농도 분포

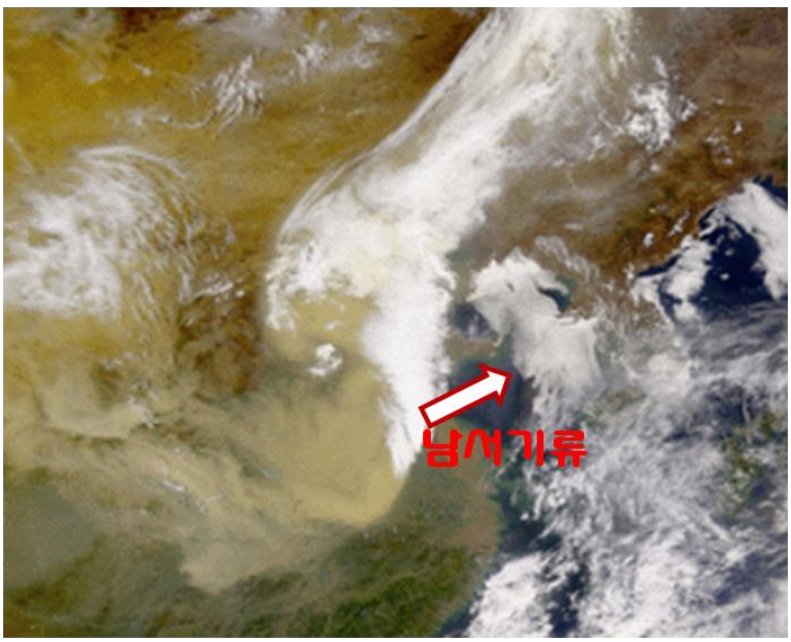
9.6 시정 예보

9.6.3 연무의 일반적인 특징들

그림 9.30에서 보인 바와 같이 아시아에서 가장 큰 오염물질 발원지은 중국이다. 아래 그림 9.31은 중국에서 발생한 연무 무리가 기압골에 동반된 남서기류를 따라 한반도로 유입되고 있는 모습을 보여주고 있는데 봄철에 대기가 안정되어 있는 상태에서 지속적인 연무현상이 발생하는 원인으로 가장 주목받고 있는 것이 아시아갈색구름(ABC : Asia Brown Cloud)이다. 아시아갈색구름은 대기 중에 발생한 오염물질들이 대기 중의 수증기와 결합하여 나타나는데, 대기오염 그 자체 뿐만 아니라 태양으로부터의 복사를 방해해서 장기적으로는 기후변화에도 영향을 미치는 것으로 알려져 있다.

9.6.3.1 지형의 영향

연무에 지형이 미치는 영향은 주변이 산악으로 둘러싸인 분지형 지형에 위치한 기상대에서 뚜렷하게 나타난다. 예를 들어 대구기상대는 북서쪽과 남동쪽에 산이 위치하고 그 사이에 위치하고 있기 때문에 북서기류나 남동기류를 따라 오염물질이 모여드는 구조를 가지고 있고 대부분의 공장지대가 북서쪽에 위치하고 있기 때문에 다른 지역에 비해서 연무의 발생이 잦고, 한번 발생한 연무가 쉽게 사라지지 않고 지속적으로 영향을 미치는 특성을 가진다.



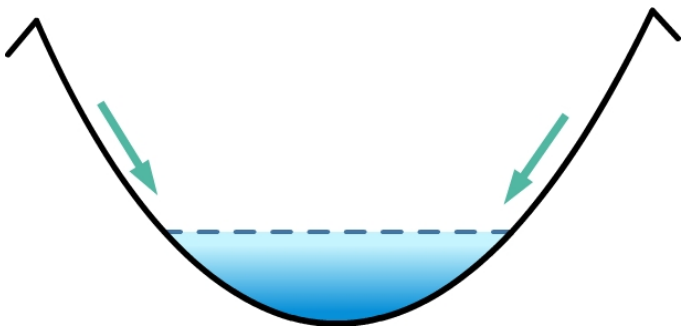
[그림 9.33] 중국 동부지역에서 발생한 아시아갈색구름(ABC)의 분포와 기류에 따른 이동

9.6 시정 예보

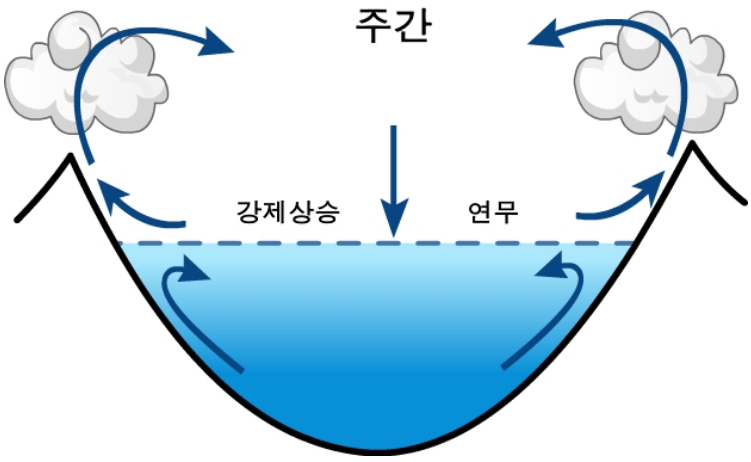
연무는 안정된 대기와 약한 바람에 동반되어 나타난다. 그리고 사면이 산지로 둘러싸인 지역에서 더 강한 연무가 발생하고 오랫동안 지속되는 경향을 가지고 있다. 지형적인 특성이 갇힌 형태에 있는 기상대는 오염물질이 빠져나가지 못하고 모여있는 경우가 많기 때문에 그 농도도 점점 짙어지는 경향을 가진다(그림 9.34 참조).

세계적으로 볼 때 주요한 도시들이 이러한 환경에 많이 놓여있다. 오염이 심한 대표적인 도시인 로스앤젤레스가 그 대표적인 예로 연무와 대기오염 농도가 높고 심한 경우에는 위험 수위까지 증가한다.

대부분의 대류활동이 주변의 산악에서 시작되기 때문에 이에 대한 대응으로 발생하는 하강기류가 갇힌 지형으로 침강하고 이에 따른 역전층으로 인해서 연무가 유지되는 상황이 발생하면 심하면 일주일 이상 연무의 영향권에 놓일 수 있다(그림 9.35 참조).



[그림 9.34] 계곡 연무(야간 냉각에 의해 발생)

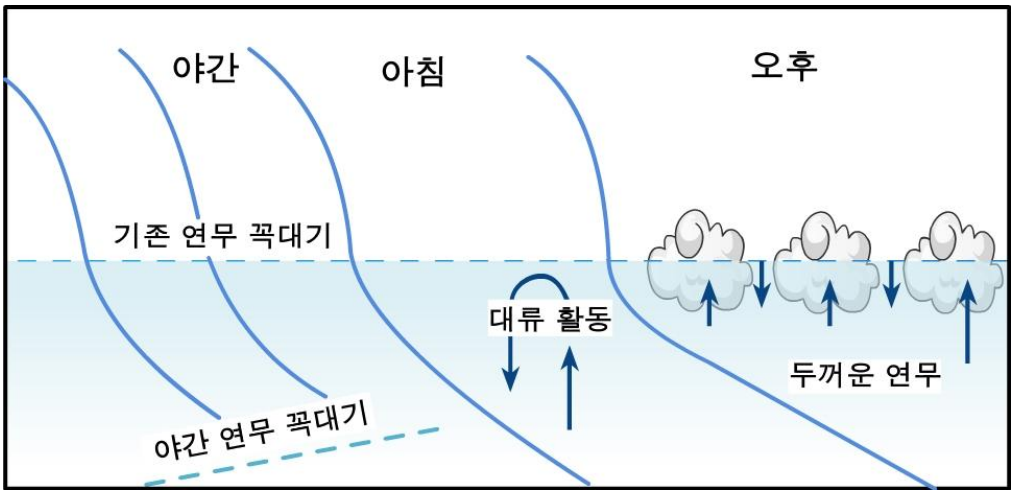


[그림 9.35] 주간 가열에 따른 대류활동과 연무

9.6 시정 예보

9.6.3.2 연무의 일변화

연무는 대기가 안정된 상태에서 적절한 기류가 조성되면 발달하기 시작한다. 만약 역전이 하루 종일 계속되면 시정은 계속해서 하강할 것이다. 그림 9.36은 일중 지속되는 연무 현상에 대한 연직 단면도를 보인 것이다.



[그림 9.36] 연무의 일변화

그림 9.36과 같이 연속적인 연무는 다음과 같은 과정을 거친다.

- 야간 하층 역전층의 형성
- 냉각에 의한 습도증가와 시정 저하
- 일출과 함께 하층 역전층 소산. 역전층에 갇혀있던 연무가 건조한 대류활동에 의해 경계층 전체로 확산. 이때 지상 시정은 개선
- 대류활동이 계속됨에 따라 연직으로 떠 오른 연무의 두께가 두꺼워짐. 반면 최하층의 시정은 느리게 개선

일몰 이후에 다시 하층에 다른 역전이 형성되면서 같은 과정의 반복이 시작된다. 대기의 안정도가 낮아지면서 연직으로 떠 있는 연무가 연직으로 3,000m 상공까지 퍼져나가기도 하며, 이런 상황이 유지되면 대류권계면까지 연무가 확산되어 대류권이 전체적으로 뿌연 상태가 되기도 한다.

연무에 의한 최저 시정은 최저기온이 나타나는 시기와 거의 일치하며 최고시정은 최고기온이 나타나는 시기와 일치한다.

9.6 시정 예보

9.6.3.3 연무의 소산

가장 효과적인 연무 소산 방법은 기단의 변화이다. 여름철에 약한 기압골이 지나가면 날씨 변화는 거의 없지만 기단이 변하면서 연무가 빠르게 사라지는 경우가 있다. 대륙에서 기단이 접근할 경우 이 기단이 새로운 오염 물질을 동반해서 오는 경우가 있을 수 있기 때문에 기단이 변화한다고 하더라도 큰 시정 변화가 없을 수도 있다. 이러한 경우에는 비가 내려서 공기 중의 오염 물질을 씻어 내는 것이 가장 효과적인 방법이 된다.

9.6.4 시정 예보

9.6.4.1 일반적 방법

연무가 있는 상태에서의 시정예보는 지상선도 분석, 온도 예보 등과 같이 기본적인 예보 기법에 기반을 두고 있으며, 국지성이 큰 예보 요소이기 때문에 지형과 국지풍의 영향도 충분히 고려해야 한다.

분 석
일반적인 시정은 얼마인가? 시정은 어떻게 변화하고 있는가? 시정의 변화를 야기하는 요소들은 무엇인가?

예보 1단계
기단의 특성은? 기단은 어느 정도 변질되어 있는가? 바람의 방향과 세기는? 예상되는 온도와 노점온도는? 전선이 예보지역을 통과할 것인가? (역학적으로 약한 전선이라도 기단의 변화를 초래할 수 있다는 사실을 명심하라)

예보 2단계
국지적인 고려 요소 : Middle Wallop 예보 방법(9.6.4.2 참조) File 예보 방법(9.6.4.3 참조) 수치예보 이용법

9.6 시정 예보

9.6.4.2 예보 도구 – Middle Wallop 방법

이 방법은 영국 남부 지방에서의 관측 연구를 통해서 만들어진 경험식이기 때문에 다른 지역에서 활용하기 위해서는 적절한 국지적인 조절이 필요할 것이다.

시정이 야간 사이에 저하 될 것을 예보할 때

1. 온도와 노점온도의 변화 곡선을 그린다.
2. 야간 사이 지상풍을 예보한다.
3. 최고 기온 시간대의 시정에서 이류가 영향을 미칠 수 있는지 고려한다.
4. 온도가 기단의 노점온도까지 떨어지면 시정은 풍속에 의존하여 변화 한다(표 9.30 참조).
5. 전날 안개가 낀 상태에서 다른 요인의 변화가 없이 온도 곡선에서 나타난 최저기온이 나타나는 시간대의 온도가 기존 온도보다 1℃ 떨어질 때마다 시정도 절반씩 떨어진다.

[표 9.30] 풍속과 예상되는 시정

풍속(kts)	시정
0~5kts	최고기온 시간대의 1/3
6~9kts	최고기온 시간대의 1/2
10kts 이상	최고기온 시간대의 3/4

9.6.4.3 예보 도구 – 파일 방법

이 방법은 영국 남부 5개 기상대의 강수가 있었던 날이나 바람이 없었던 날은 제외하고, 풍속, 상대습도, 시정의 상관관계를 분석하여 만든 것이다. 이 방법은 예보 유효시간의 6시간에서 8시간 전에 사용하는 것이 좋으며 2개의 부분으로 나누어진다.

9.6 시정 예보

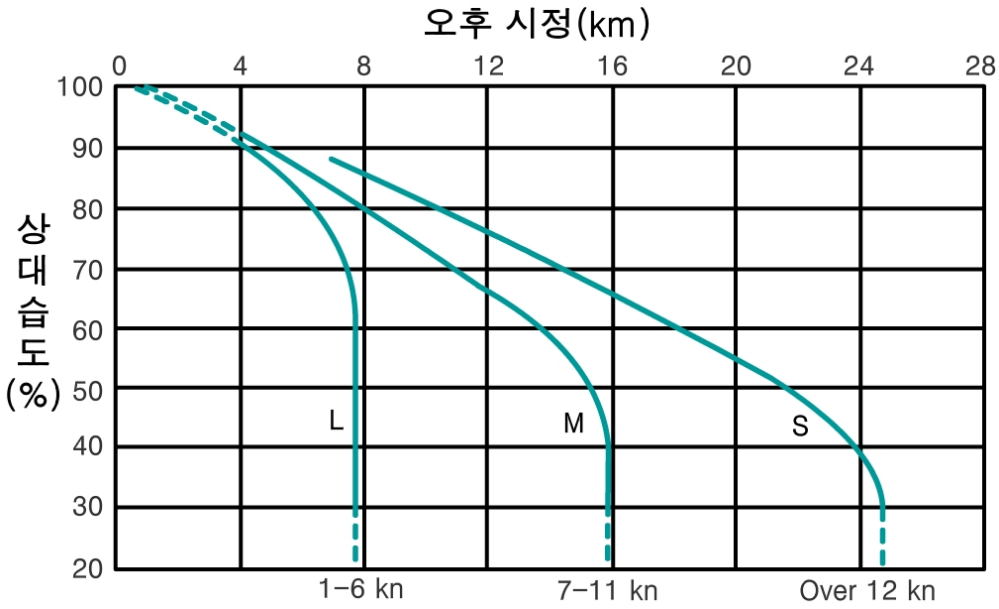
1) **예측**

- 오후와 야간 지상풍 풍속
- 오후와 야간 상대 습도
- 보정 도표를 활용한 실제 시정 예보값 읽기

2) 도표 값에서 보정계수를 곱해서 실제 시정을 **예보**한다.

1) 오후 시정 예보

예상되는 오후 시간대의 상대습도와 지상풍 풍속을 통해 그림 9.37의 도표를 따라 시정을 결정한다. 풍속 곡선은 연구에서 얻어진 값들의 중간 값으로 지역에 따라 별도의 내삽이나 수정이 필요하다.

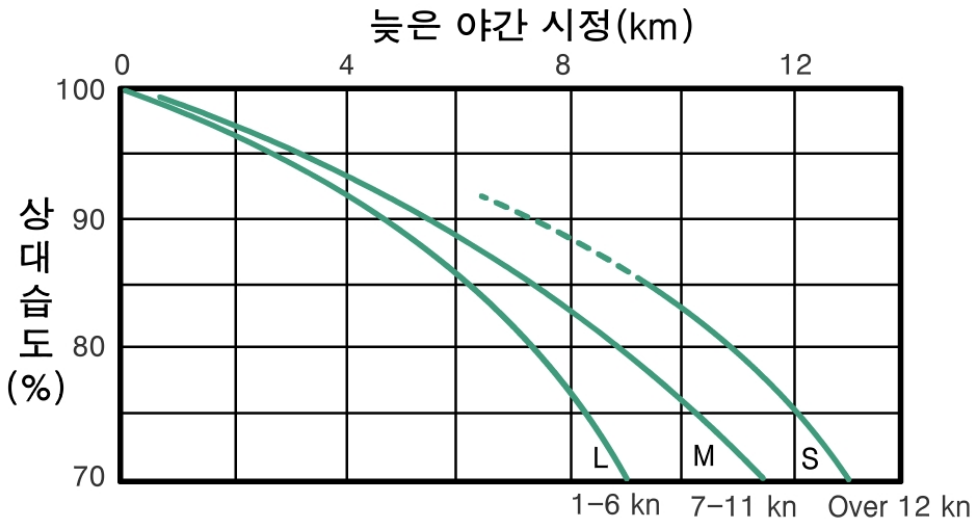


[그림 9.37] 오후시정도표

2) 야간 시정 예보

예상되는 야간 시간대의 상대습도와 지상풍 풍속을 통해 그림 9.38의 도표를 따라 시정을 결정한다. 두 개의 도표 사이에는 상관관계가 없기 때문에 오후 풍속이 12kts 였다면 야간의 바람은 7~11kts나 그 이하일 것이다.

9.6 시정 예보



[그림 9.38] 야간 시정예보도표

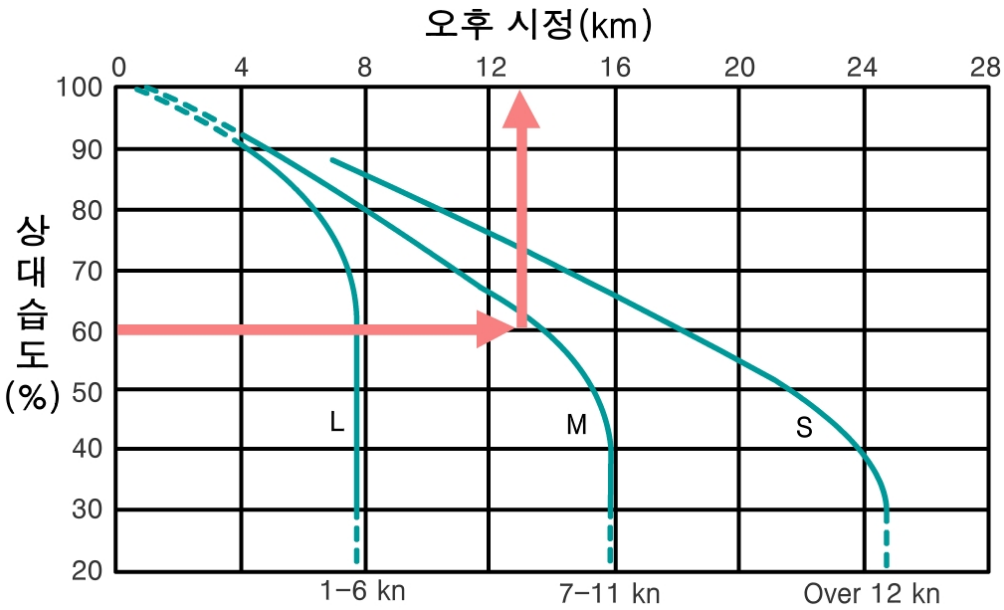
3) 보정 계수 적용

보정계수를 계산하기 위해서는 두 개의 시정도표 중 하나를 이용하여 다음과 같은 절차를 따른다.

1. 지상일기도와 풍상측의 상대습도와 풍속을 확인한다.
2. 이 값들을 시정도표에 적용하고 그 값이 중간선(s)의 위아래에 놓이면 이 계수에 시정도표의 시정 값을 곱한다.

예제)
오후에 기상대에서 관측된 시정과 일기도와 관측자료 분석을 통해 확인한 풍상측의 기상 조건이 아래와 같을 때의 시정예보
실제 오후 시정 : 20km
상대 습도 : 약 60%
지상풍 풍속 : 10kts

9.6 시정 예보



[그림 9.39] 야간 시정예보도표

첫 번째, 시정도표를 사용하여 계산했을 때, 상대습도 60% 이면 오후 시정은 13km가 되어야 한다. 그런데 실제 시정이 20km이므로 보정 계수는 20/13 = 1.5가 된다.
이 보정계수를 이용하여 다음날 오후에 대한 시정을 예보한다. 만약 다음날 상대습도가 50%로 떨어질 것으로 예상되면, 시정도표에서 구한 시정 15km에 보정계수 1.5를 곱하여 시정이 22km로 예보한다.

이 시정도표를 이용해서 예보를 결정할 경우, 위에서 구한 보정계수는 실제 상황을 잘 고려해서 사용하여야 한다. 숙련되지 않은 예보관들은 이 방법을 사용할 때 정확한 바람과 습도 예보가 매우 중요하다는 사실을 인지하고 기단이 이동하는 도중 변질될 가능성을 면밀히 검토해야 한다.

9.7 복사안개 예보 기법들

9.7.1 복사안개 예보의 일반 원칙들

안개의 형성은 매우 복잡한 현상으로 다양한 요소들이 미묘하게 균형을 이루어야 한다. 오후 중반에 그날 밤이 복사냉각이 심하게 발생할 가능성이 있는지를 통해 쉽게 그 가능성은 인지할 수 있지만, 실제로 예보를 통해 어느 정도의 안개가 끼고 시정을 떨어뜨릴 것인지 결정하는 것은 매우 어려운 문제이다. 아래 표 9.30은 복사안개 형성에 적당한 기상 요소들을 정리한 것이다. 그렇지만 지표면의 수분, 지형과 같은 국지적인 요소도 매우 중요하다. 따라서 예보 지역의 고유한 특성을 알고 있는 것은 무엇과도 대체할 수 없는 중요한 자산이 된다.

[표 9.30] 복사안개 형성에 유리한 기상 요소들

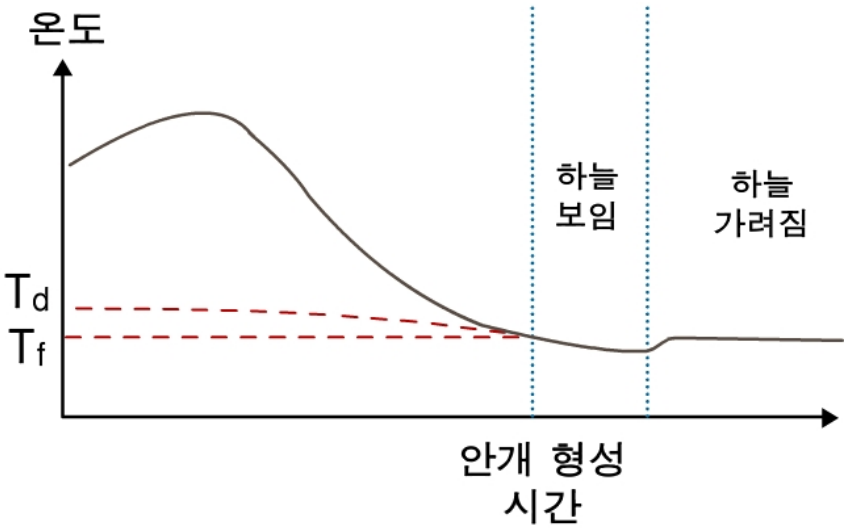
1. 구름 없거나 얇은 상층운만 존재
2. 하층 100m 이하에 습윤 공기 위치
3. 습윤한 지표면(강수 종료 혹은 습지)
4. 약한 지상풍
5. 안개 형성에 적당한 국지 지형

9.7 복사안개 예보 기법들

9.7.2 형성

9.7.2.1 안개 온도

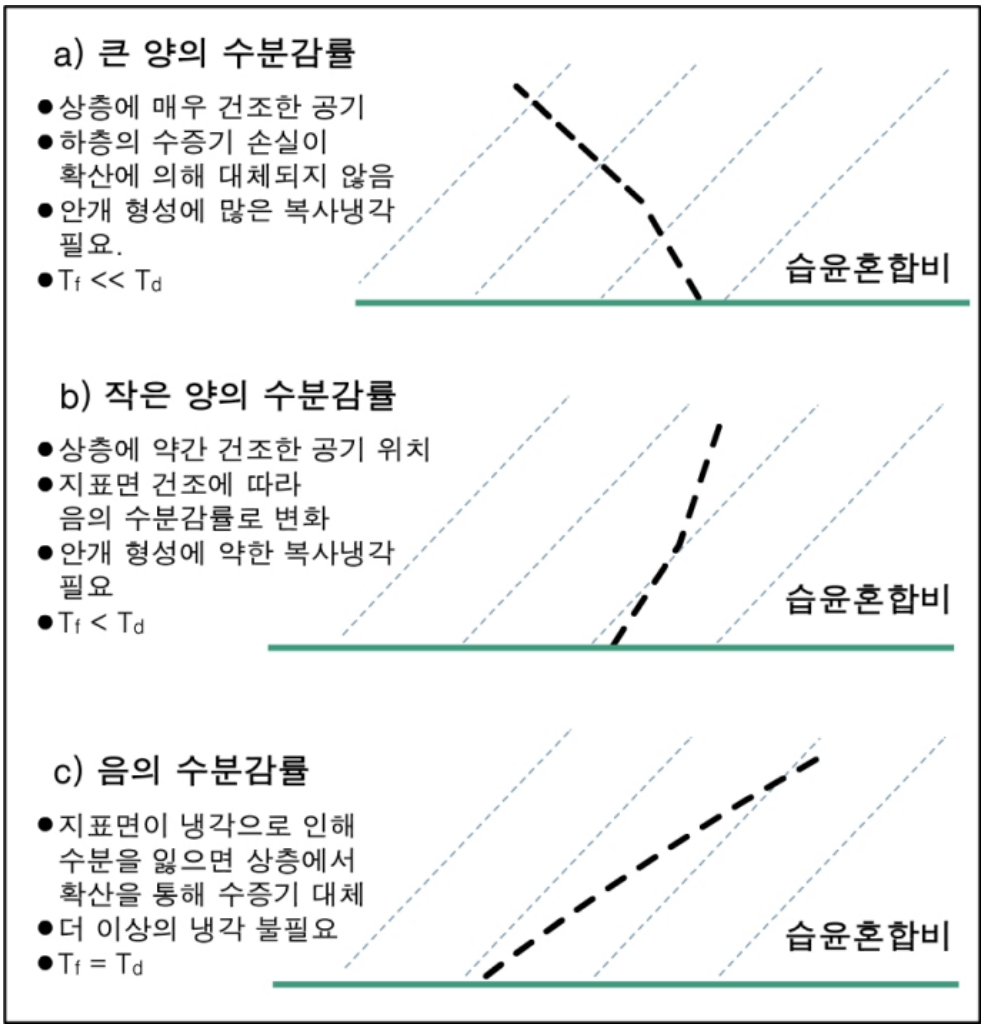
복사무는 지표면이 복사냉각 됨에 따라 지표면 부근의 공기가 포화되면서 형성된다. 지표면 온도가 지표면 주변공기의 노점온도(T_d)까지 내려가면 안개 침착(Deposition)이 시작되고 노점온도가 점차 내려가기 시작한다. 이 경우 상층으로부터 수증기가 확산되어 응결되면서 없어진 수증기를 채워주면서 상당한 깊이 이상의 공기가 건조한 상태가 될 것이다. 따라서 안개가 형성되기 전에 온도는 떨어져 기단의 노점 온도 이하로 뚜렷하게 떨어진다. 마침내 안개가 형성되기 시작하는 온도를 안개 온도 (Fog point, T_f)라고 부른다(그림 9.40 참조).



[그림 9.40] 복사냉각이 심한 야간의 전형적인 냉각 곡선. 지표면 온도가 노점온도(T_d) 보다 떨어지고, 온도와 노점온도가 안개온도(T_f)와 같거나 떨어지면 안개가 형성된다. 온도가 떨어지는 비율은 안개가 형성되기 시작하면 낮아진다(가끔 안개가 짙어지면 백엽상 온도가 상승하기도 한다).

9.7 복사안개 예보 기법들

노점온도 T_d 와 안개온도 T_f 의 차이는 대기 최하층 30~50hPa 하부의 수증기 분포에 의존한다. 그림 9.41은 3가지 다른 수분감률(Hydrolapse) 형태를 보인 것이다.



[그림 9.41] 수분감률 효과가 기단 노점온도(T_d)와 안개 온도(T_f)의 상관관계에 미치는 영향

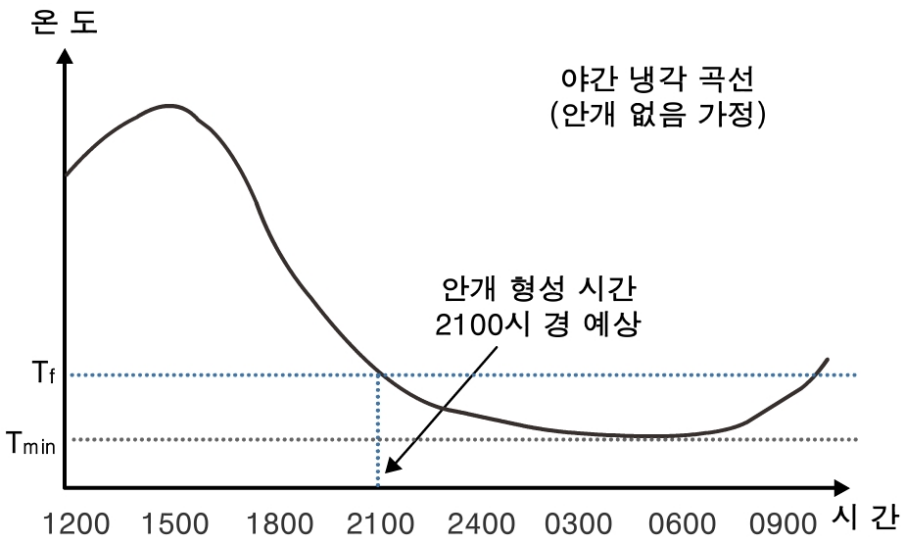
9.7 복사안개 예보 기법들

만약 안개 온도가 알려지면 예상되는 야간 최저기온($T_{\min}$)과 안개온도(T_f)를 비교하여 안개 형성 여부를 판단할 수 있다(표 9.30 참조).

[표 9.30] $T_{\min}$과 T_f의 차이에 기초한 안개 가능성 예측

$T_f - T_{\min}$:	예상되는 안개 예측
$\geq +1$	광범위한 안개 예상
≈ 0.5	야간 늦게 안개 형성 가능
≈ 0	새벽에 조각난 안개 형성 가능
$-0.5 \sim -1.5$	안개 발생이 잦은 구역에서 조각 안개 가능
≤ -2	안개 가능성 없음

만약 T_f가 $T_{\min}$에 비해서 확연하게 높다고 하면(따라서 안개 형성이 예상되면) 안개가 형성되는 시간대는 야간 냉각 곡선에 따라 결정할 수 있을 것이다(그림 9.42 참조).



[그림 9.42] 야간 냉각 곡선을 이용한 안개 형성 시간 결정. 이 경우 $T_{\min}$에 비해서 T_f가 확연히 높기 때문에 T_f로 안개 형성 시간을 2100시로 예측하였음

9.7 복사안개 예보 기법들

T_f 를 결정하기 위한 다양한 기법들이 개발되어왔는데, 가장 널리 사용되는 것은 Saunders 기법이다. Saunders 기법의 특별한 강점은 고도에 따른 온도와 노점온도의 변화에서 얻어진 정보를 사용한다는 것이다. 안개 형성 예보에 있어서 수증기 연직분포에 대한 중요성은 이미 설명되었다. 적절한 연직 프로파일이 존재한다면 Saunders 기법은 다른 기법들에 비해서 뚜렷한 장점을 가지고 있는데 이 기법에서 T_f를 찾는 방법은 다음과 같다.

1) 단열선도 수정

단열선도에 기입된 고층대기 사운딩을 결정한다. 그리고는 다음 2단계의 절차로 T_f 찾기를 시작한다.

(i) 관측된 최고 기온($T_{\max}$)과 최고 기온이 나타난 시각의 노점 온도 (T_{dmax})를 등압선에 표시한다.
(ii) 관측소 기압에 맞는 지상 등압선을 그린다.

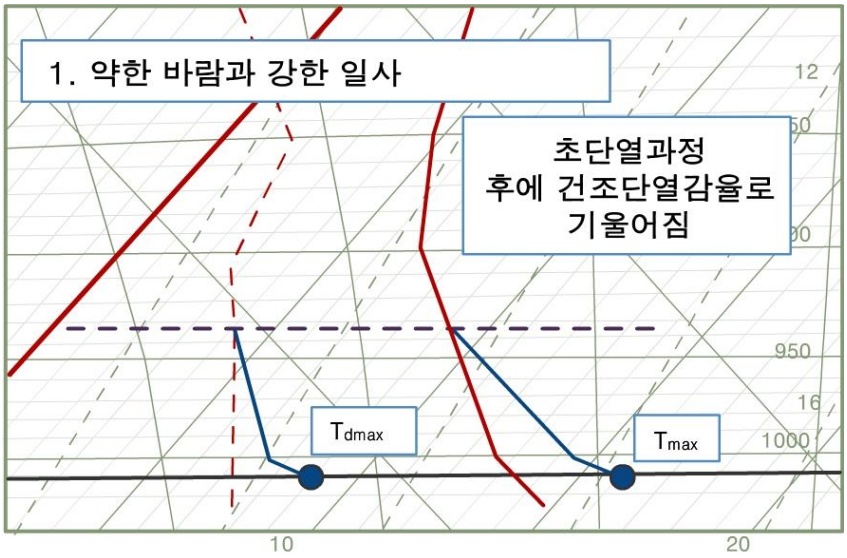
마지막 단계는 실제 수정을 실시하는 단계이다. 수정을 하는 목적은 라디오존데를 올린 지점의 상층 환경이나 수치예보 모델에서 예보된 지점의 상층 환경이 아니라 기상대를 대표하는 상층 환경을 만들기 위함이다. 이 과정에서 반드시 생각해야 할 부분은 바람이나 구름과 같은 환경이 달라질 경우에 어떻게 대처할 것인가 하는 것이다. 다양한 가능한 조합이 있지만 여기에서는 3가지 예를 들어 설명하겠다(그림 9.43 참조). 항상 수정을 최소화하는 것이 좋다. 만약 많은 수정을 하려면 아래의 질문들에 충분히 답할 수 있어야 한다.

적절한 상층과 모델 격자점을 사용하였는가?
적절한 기단을 상정하였는가?
대기 상태에 대한 잘못된 가정은 없었는가?

다른 대체할 수 없는 기억을 찾을 수 없다면 Saunders 방법의 타당성은 항상 질문에 답할 수 있을 것이다. 여기에서 보이는 안개온도는 비판적으로 실험되고 다른 가능한 방법을 통해 얻어진 안개온도와의 비교를 통해서 얻어진 것이다.

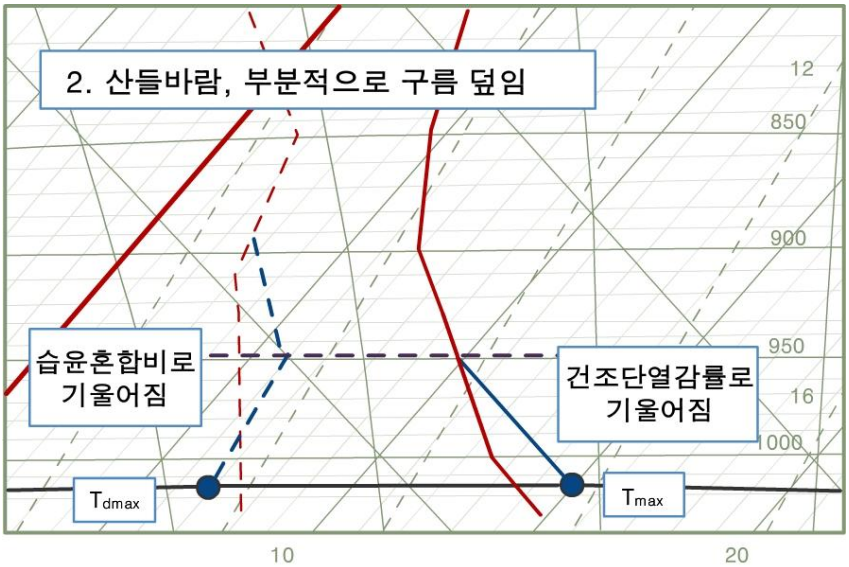
9.7 복사안개 예보 기법들

그림 9.43과 9.44, 9.45는 수정의 예를 보이기 위한 것이다. 붉은 선은 원래 단열선도의 선들이고 푸른 선은 어떻게 수정이 이루어졌는지 보이는 것이다.



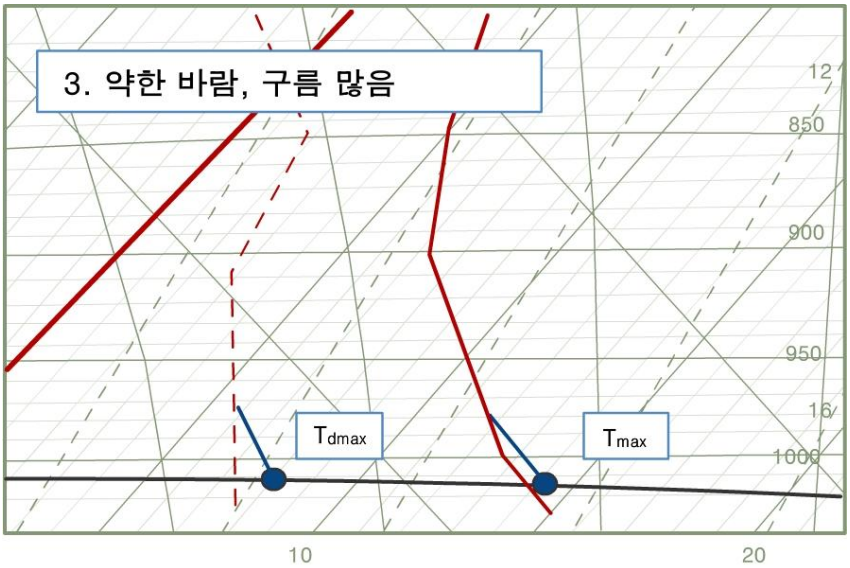
[그림 9.43] 바람이 없는 여름 낮에 대한 수정

보통의 경우 초단열감률이 지표면에서 20hPa 고도까지 나타나거나 3℃를 넘는 경우는 거의 찾을 수 없다. 보통의 여름 낮인 경우 10hPa과 1.5℃가 실제에 가깝다.



[그림 9.44] 산들바람이 불고 구름이 조금 있는 날에 대한 수정. 건조단열감률과 습윤혼합비 수정은 구름층의 운저 고도까지 확대한 것이다.

9.7 복사안개 예보 기법들



[그림 9.45] 약한 바람이 불고 구름이 많은 낮에 대한 수정. 수정이 반드시 이루어져야 한다는 강한 증거가 없으면 수정을 최소화하여야 한다.

2) Saunders 방법 그리기

적절한 안개온도(T_f)를 찾기 위해서 다음과 같은 내용을 수정된 단열선도에 그린다.

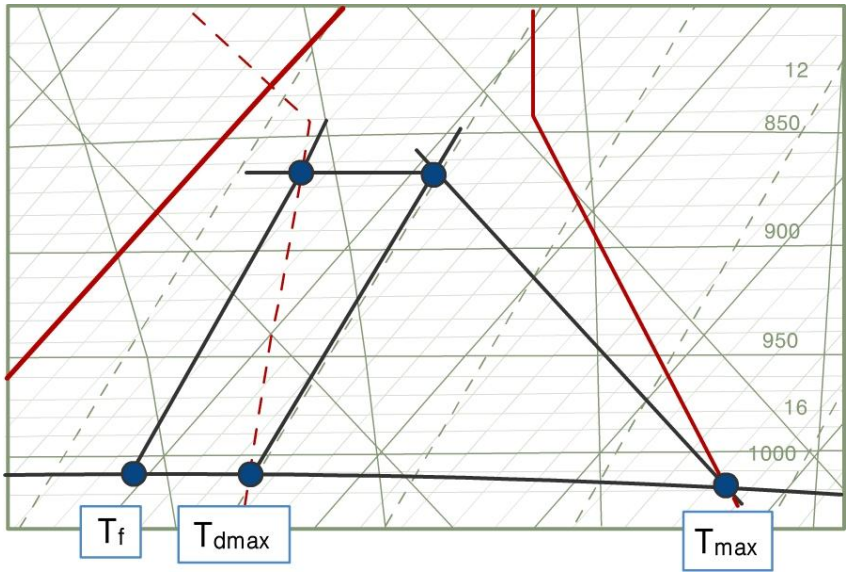
(i) Normand 이론을 이용하여 상승응결고도를 찾는다

(ii) 이 고도에 등압선을 노점온도를 가로질러 그린다.

(iii) 등압선과 노점온도 곡선이 교차하는 지점에서부터 지표면 기압(QFE) 고도까지 정습윤혼합비선을 그린다.

(iv) 이 지점에서 단열선도가 가지는 온도를 읽어 T_f로 정한다. 다음의 그림 9.46, 9.47, 9.48은 어떻게 그리기가 진행되는지를 보여준다.

9.7 복사안개 예보 기법들

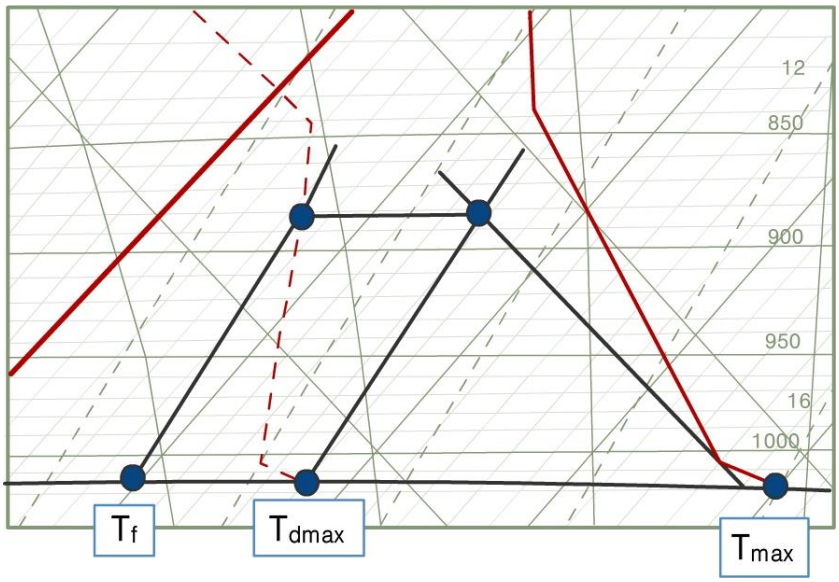


[그림 9.46] T_f를 찾기 위한 Saunders 기법 – 수정하지 않은 상태

이 기본적인 그리기는 안개 온도(T_f)를 찾은 좋은 방법을 보여주고 있다. 그러나 Saunders는 현실에 가까운 값을 얻기 위해서는 어떤 형태의 노점온도 곡선은 약간씩 수정되어야 한다는 것을 발견했고 다음 그림들과 같이 3가지의 노점온도 곡선을 밝혀냈다.

3) Saunders의 수정

Type 1 – 지표면에서 초단열과정이 있는 경우



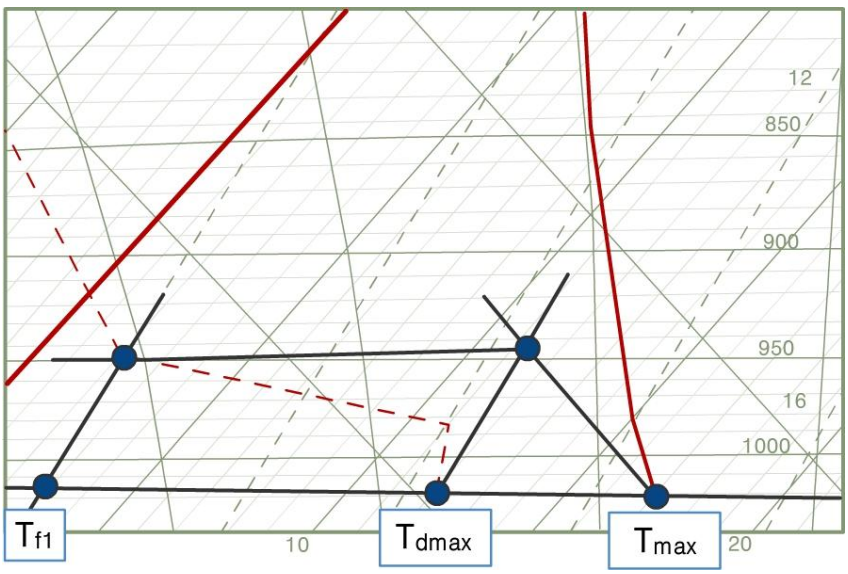
[그림 9.47] 지표면 초단열 과정을 적용한 단열선도 수정

9.7 복사안개 예보 기법들

이 경우는 표준 선도를 사용하지만 실제에 가까운 안개 온도(T_f)를 구하기 위해 지표면의 초단열감률의 효과를 반영한 것이다. 건조단열감률선은 지표면 초단열이 끝나는 곳에서부터 그려야 하며 이때의 온도를 표준 선도의 기준으로 삼아야 한다.

이런 형태의 상층 선도는 뚜렷한 초단열감률이 적용되는 바람이 약하고 강한 일사가 있는 날 사용되어야 한다. 초단열감률이 2℃를 넘는 경우나 그 깊이가 20hPa를 넘는 경우가 거의 없기 때문에 습윤감률을 적절하게 수정하여 비슷한 깊이를 만들어 준다. 이렇게 하더라도 안개온도에 영향을 미치는 경우는 거의 없다.

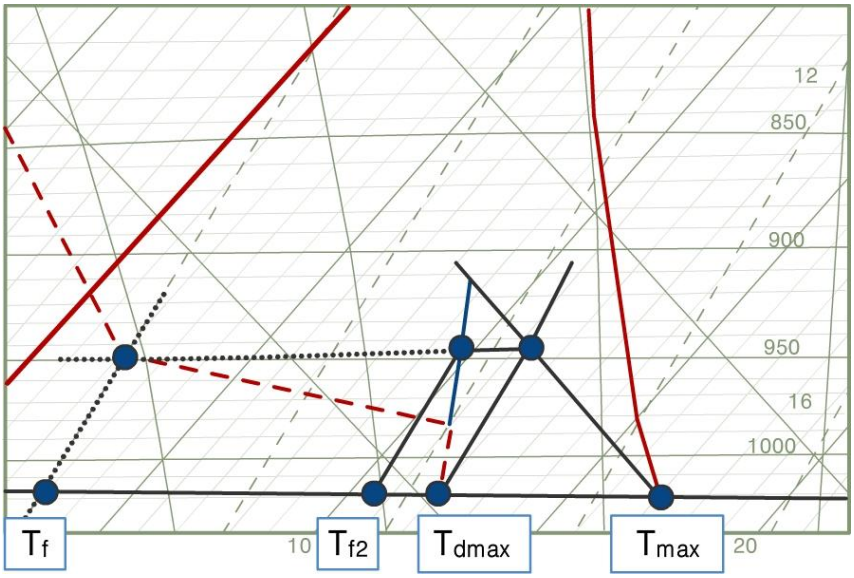
Type 2 – 지표면 위에 건조한 공기가 있는 경우



[그림 9.48] 지표면 부근 건조한 공기가 있을 때의 단열 선도

위의 그림 예에서 볼 수 있듯이 상층에 건조한 공기가 있으면 표준 선도를 통해서 구해진 안개 온도(T_{f1})이 비현실적인 값을 갖게 된다.

9.7 복사안개 예보 기법들



[그림 9.49] 지표면 부근 건조한 공기가 있을 경우의 단열 선도 수정

수정된 위의 예를 보면 하부의 노점 온도 곡선이 표준 선도의 값과 만날 때까지 위쪽으로 외삽(푸른색 선)되어 진 것을 알 수 있다. 그 결과 현실에 가까운 안개 온도(T_{f2})를 얻을 수 있게 되었다.

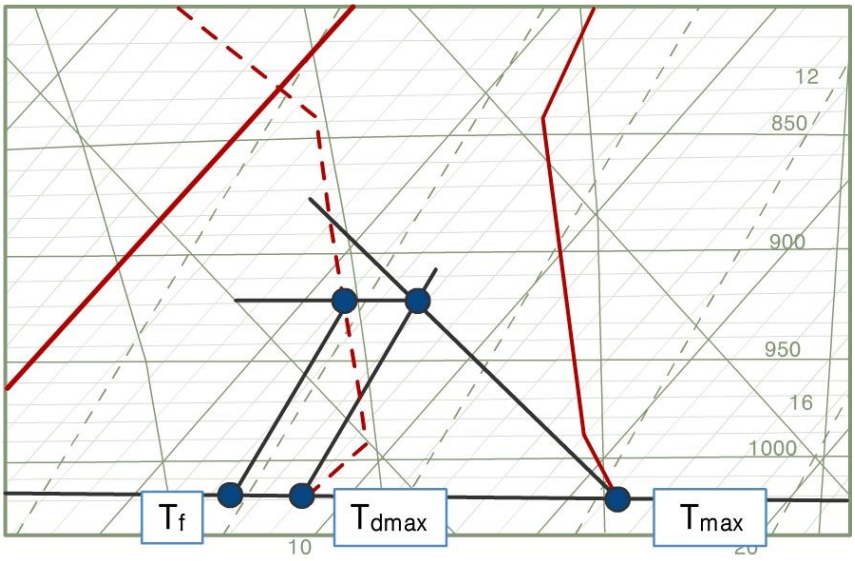
Type 2 – 선도 그리기를 위한 중요한 조언

이러한 경우를 이용하기 위한 좋은 전략은 표준 선도와 수정된 선도 모두에서 안개 온도를 구해서 그 값들을 비교하는 것이다. 만약 차이가 2℃ 이내로 작다면 어느 것이 더 현실에 가까운 것인지 고민할 필요가 없다. 적절하다고 판단되는 어떤 것을 사용해도 무방하다.

Type 3 – 지표면 노점온도가 상층의 노점온도 곡선을 아래로 연장했을 때 왼쪽에 놓이는 경우

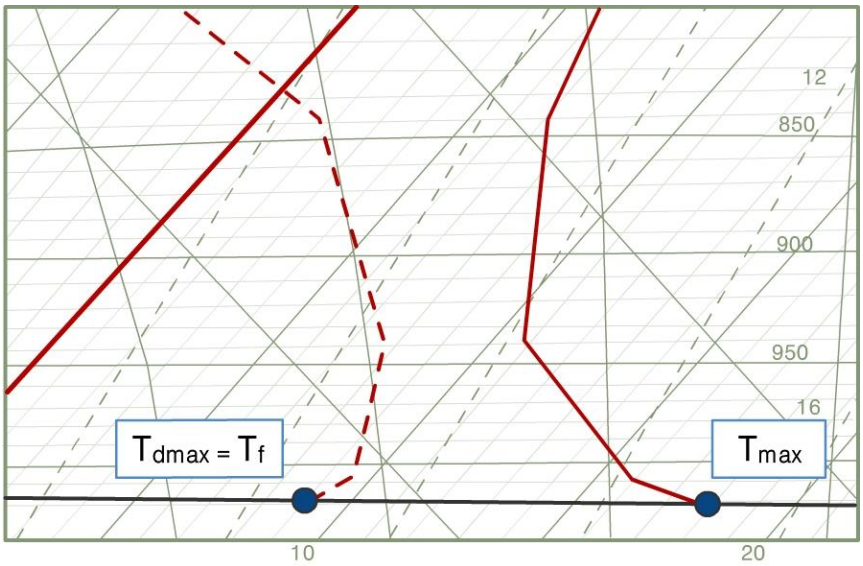
이 경우에는 최하층 주변 공기의 단열감률에 따라 2가지 수정이 가능하다.

9.7 복사안개 예보 기법들



[그림 9.50] 하층 기온감률이 건조단열감률보다 작은 경우

(A) 만약 최하층의 기온 감률이 건조단열감률보다 작을 때는 표준 선도를 따른다.



[그림 9.51] 하층 기온감률이 건조단열감률보다 크거나 같은 경우

(B) 만약 최하층의 기온 감률이 건조단열감률과 같거나 크다면 선도를 그릴 필요가 없다. 그냥 노점 온도(T_d)를 안개 온도(T_f)로 택하면 된다.

9.7 복사안개 예보 기법들

Saunders 기법 사용을 위한 조언들

(i) 만약 침강 역전으로 인해 건조한 공기가 지표면으로부터 30hPa 고도 까지 내려왔다면 안개 온도로 노점 온도(T_d)를 택한다.

(ii) 만약 오후에 비가 내려서 땅이 젖어 있다면, 실제 안개 온도는 선도에서 주어진 T_f 보다 높을 것이다.

(iii) 만약 라디오존데에서 얻어진 상층선도에서 상층까지 비가 있다면, 선도에서 얻어진 T_f 는 비현실적으로 높을 것이다.

(iv) 만약 해풍이 늦은 오후에 도달한다면, 안개 온도는 선도에서 얻어진 것보다 훨씬 높을 것이다.

9.7 복사안개 예보 기법들

9.7.3 안개 소산

9.7.3.1 안개 소산 개관

복사안개의 소산에는 4가지 메커니즘이 작용할 수 있다.

1. 태양 복사
2. 경도풍 증가
3. 안개층 위로 구름의 이류
4. 건조한 공기의 이류

본 항에서는 4가지 메커니즘 중에서 태양 복사에 의한 안개 소산을 다룰 것이다. 다른 메커니즘은 '안개' 강의 내용을 참고한다.

주의할 점

태양 복사에 의한 안개 소산 기법을 적용할 때에는 다른 과정들이 복합적으로 작용한 것이 아닌지 고려하여야 한다. 복사안개 소산은 이류 효과, 상승운도 등과 같은 복합적인 과정을 통해 이루어질 수 있기 때문에 다음에 설명될 것처럼 태양 복사 자체만으로 소산이 이루어진 것이 아니라면 현실적인 지침이 될 수 없을 수 있다.

9.7.3.2 단열선도 수정

여기에서 단열선도 수정의 목적은 새벽에 발생한 안개의 상단을 정확하게 예측하기 위해서 이루어진다. 안개가 연직으로 얼마나 발달되어 있는지를 아는 것은 안개 소산 온도를 추정한데 결정적이다. 실제로 가장 가까운 라디오존데 관측지점이 가까워도 수 km 이상 떨어져 있거나, 고도가 다르거나, 해안선 부근에 위치하고 있는 경우가 대부분이고, 시간도 지난밤에 관측된 것일 것이다. 가장 좋은 대체 방법은 항공기 관측이나 기상대에서 라디오존데 관측을 하는 것이다. 다른 방법으로는 안개가 '하늘이 보이는' 상태에서 '하늘을 가리는' 상태로 변화한 시간을 알고 그 시간의 백엽상 온도를 안다면 그것으로 안개 꼭대기 온도를 가정할 수 있다.

9.7 복사안개 예보 기법들

9.7.3.3 안개소산 예보 기법들

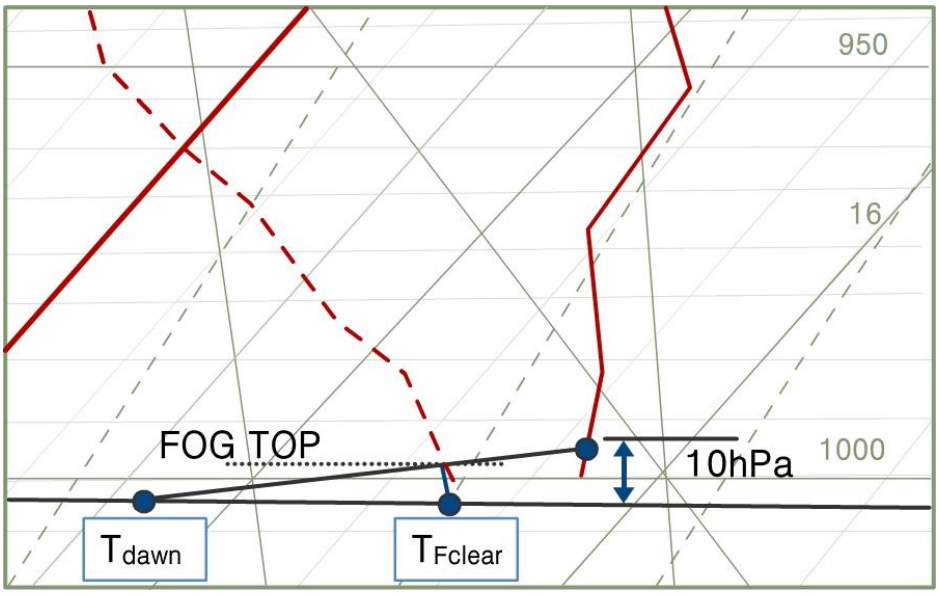
만약 대체할 수 있는 다른 방법이 없다면 다음과 같이 선도 수정을 통해서 구해야 한다.

3가지 대체 방법이 있는데 그것들은 안개의 상태와 가용한 상층 정보가 필요하다.

- 새벽안개, 하늘 보임
- 새벽안개, 하늘 가려짐, 상층에 역전 존재
- 새벽안개, 하늘 가려짐, 상층에 역전 없음

CASE A : 새벽안개, 하늘 보임

역전층의 두께는 10hPa로 가정할 수 있고, 다음과 같이 선도를 그린다.



[그림 9.52] 새벽에 하늘이 보이는 경우의 안개높이 추정

9.7 복사안개 예보 기법들

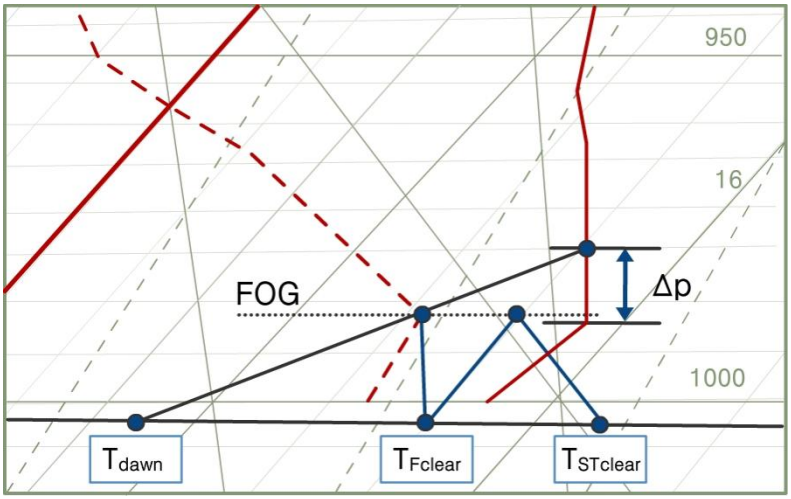
CASE A에 대한 단열선도 그리기 : 새벽안개, 하늘 보임

절차는 다음과 같다.

(i) 대표적인 상층선도를 이용하여 기상대 기압(QFE)에 해당하는 지표면 등압선을 그린다.
(ii) 등압선 위에 관측된(예보된) 새벽 온도(T_{dawn})를 표시한다.
(iii) T_{dawn} 에서부터 지상에서 10hPa 상공에 있는 원래 온도 곡선이 만나는 점까지 선을 긋는다. 이 선과 노점온도가 만나는 곳이 안개의 꼭대기에 해당하고 여기에서부터 포화단열감률 선을 따라 지표면 등압선까지 내렸을 때 만나는 지점이 안개 소산 온도(T_{Fclear})가 된다.

9.7 복사안개 예보 기법들

CASE B : 새벽안개, 하늘 가림, 상층에 지표면 역전층 존재



[그림 9.53] 새벽에 하늘이 안보이고, 역전층이 있는 경우의 안개높이 추정

CASE B에 대한 단열선도 그리기 : 새벽안개, 하늘 가림, 상층에 지표면 역전층 존재

만약 한밤중에 관측된 라디오존데 자료가 지표면 역전을 잘 보여준다면 다음 같은 절차에 따라 선도를 그린다.

(i) 대표적인 상층선도를 이용하여 기상대 기압(QFE)에 해당하는 지표면 등압선을 그린다.
(ii) 등압선 위에 관측된(예보된) 새벽 온도(T_{dawn})를 표시한다.
(iii) T_{dawn}에서부터 역전층의 꼭대기에 ΔP만큼 떨어진 높이의 온도선 만나는 점까지 선을 긋는다.

ΔP = 18hPa : 11월, 12월, 1월
ΔP = 12hPa : 2월, 3월, 4월, 8월, 9월, 10월
ΔP = 6hPa : 5월, 6월, 7월

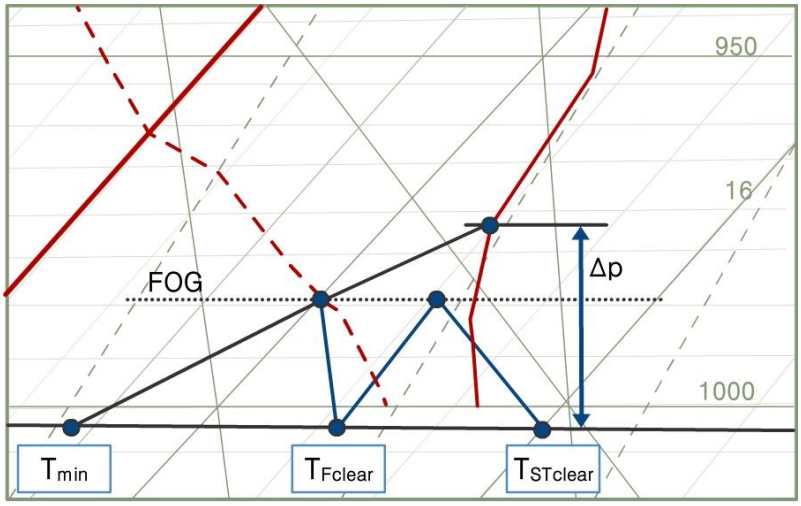
9.7 복사안개 예보 기법들

(iv) 이 선과 노점온도가 만나는 곳이 안개의 꼭대기에 해당하고 여기에서부터 포화단열감율선을 따라 지표면 등압선까지 내렸을 때 만나는 지점이 안개 소산 온도(T_{Fclear})가 된다.

(v) 일사에 의해서 소산된 안개는 떠오르면서 층운을 형성한다. 이 층운이 소산되는 온도($T_{STclear}$)는 안개 소산 온도(T_{Fclear})로부터 습윤혼합비선을 따라 상승해서 안개의 꼭대기와 만난 후 건조단열감율선을 따라 다시 내려와 지표면 등압선과 만나는 지점이 된다.

9.7 복사안개 예보 기법들

CASE C : 새벽안개, 하늘 가림, 상층에 지표면 역전층 없음



[그림 9.53] 새벽에 하늘이 안보이고, 역전층이 없는 경우의 안개높이 추정

CASE C에 대한 단열선도 그리기 : 새벽안개, 하늘 가림, 상층에 지표면 역전층 없음

만약 한밤중에 관측된 라디오존데 자료가 지표면 역전을 **잘 보여주지 못한다면**, 다른 대체 방안을 검토해 보아야 하겠지만 그렇지 못하다면 다음 같은 절차에 따라 선도를 그린다.

(i) 대표적인 상층선도를 이용하여 기상대 기압(QFE)에 해당하는 지표면 등압선을 그린다.
(ii) 등압선 위에 관측된(예보된) 새벽 온도(T_{dawn})를 표시한다.
(iii) T_{dawn} 에서부터 역전층의 꼭대기에 ΔP 만큼 떨어진 높이의 온도선 만나는 점까지 선을 긋는다.

ΔP = 40hPa : 11월, 12월, 1월
ΔP = 35hPa : 2월, 3월, 4월, 8월, 9월, 10월
ΔP = 30hPa : 5월, 6월, 7월

9.7 복사안개 예보 기법들

(iv) 이 선과 노점온도가 만나는 곳이 안개의 꼭대기에 해당하고 여기에서부터 포화단열감률 선을 따라 지표면 등압선까지 내렸을 때 만나는 지점이 안개 소산 온도(T_{Fclear})가 된다.

(v) 일사에 의해서 소산된 안개는 떠오르면서 층운을 형성한다. 이 층운이 소산되는 온도($T_{STclear}$)는 안개 소산 온도(T_{Fclear})로부터 습윤혼합비선을 따라 상승해서 안개의 꼭대기와 만난 후 건조단열감률선을 따라 다시 내려와 지표면 등압선과 만나는 지점이 된다.

연습문제

1. 지상풍 예보 절차를 간략히 기술하시오.

2. 온도 예보에 필요한 복사균형에 대해서 설명하시오.

3. 강수 과정에서 형성되는 구름의 종류에 대해서 설명하시오.

4. 전선성 강수와 비전선성 강수의 차이를 설명하시오.

5. 시정에 영향을 미칠 수 있는 요소를 설명하시오.

10장. 등온위면 일기도

10.1 서론
10.2 방법론
10.3 시스템의 상대적 관점

학습목표

- 등온위면의 작성법을 안다.
- 등온위면과 바람의 관계를 이해한다.

10.1 서론

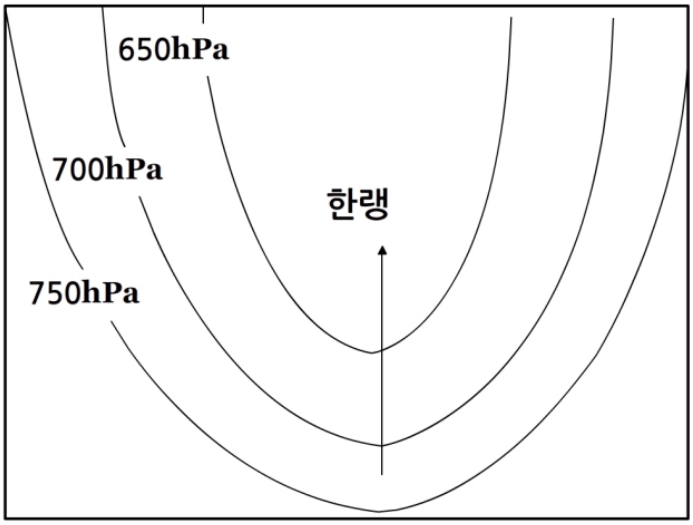
등온위면(Isentropic Surface)은 대기의 하층에서 고층까지 연장될 수 있기 때문에 한 개의 수평면으로는 나타낼 수 없다. 예보관들은 등온위면 분석(Isentropic Analysis)을 다루기 어렵다는 것을 이미 알고 있다.

등온위면 분석을 잘 이해하기 위한 첫 번째 단계는 등온위면 일기도를 작성하는 방법과 바람의 흐름이 등온위면과 어떤 관계가 있는지를 아는 것이다.

10.2 방법론

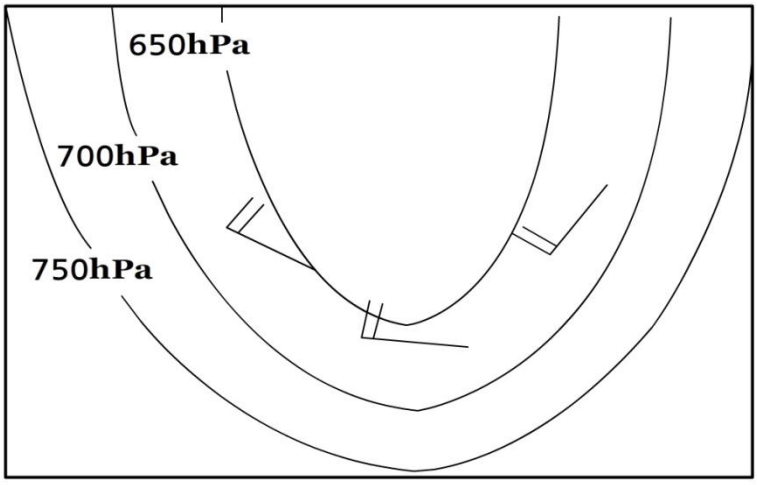
1. 단열선도(Tephigram)를 이용하여 18 또는 20℃를 나타내는 θ면에 대한 hPa 단위의 고도를 표시한다.

2. 일단 등압선(동일한 고도)을 긋고 해당 시도를 기입한다. 그림 10.1은 상층 골 주변에서의 등온위면을 보여준다.



[그림 10.1] θ=20℃ 인 일정한 고도선을 보여주는 전형적인 일기도. 등온위면은 고도가 높아짐에 따라 화살표 방향으로 기울어짐

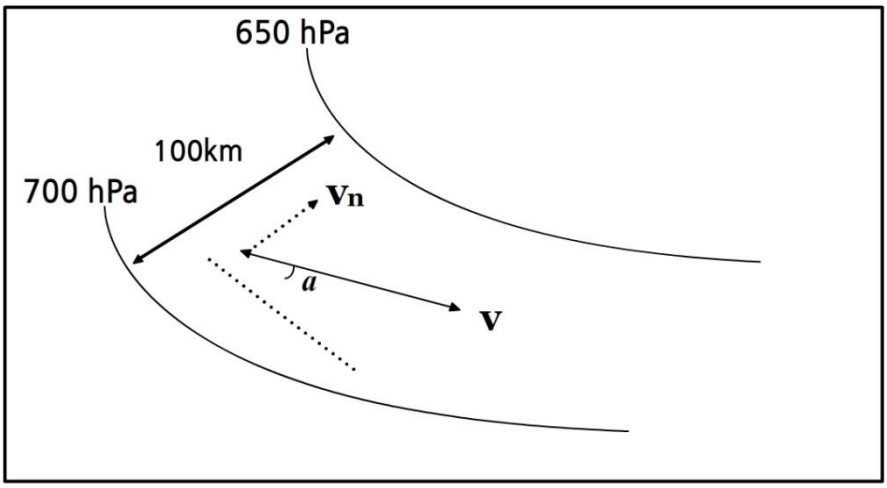
3. 여기에 700hPa의 대표 고도에 대한 실제 바람을 기입한다. 유선(Streamline)을 나타내기 위해서 기입한 것들을 연결한다 (그림 10.2) .



[그림 10.2] 등온위면에 그려진 700hPa 바람

10.2 방법론

4. 임의의 상승이 일어나는 것을 알기 위해서 다음 단계에서는 그림 10.3과 같이 등온위면의 위쪽이나 아래쪽으로 불어나가는 바람 성분을 찾는다.



[그림 10.3] 등온위면에 관하여 기입된 한 개의 바람을 확대한 그림. V_n성분은 700hPa에서 650hPa로 불고 등온위면 위로 상승하는 것을 나타냄

5. 그림 10.3을 참고하면, 위치를 자세하게 예상하는 것이 가능하고, 바람 성분이 흐름과 어떻게 연관되는지 아는 것이 가능하다. V_n은 등온위면을 지나는 바람 성분이다.

$$V_n = V\sin\alpha$$

이 예제에서 $\alpha = 20^\circ$, V는 m/s 단위로 가정한다.

$$V_n = 20\sin 20 = 7 m/s$$

공기가 V_n방향으로 움직이는 데 소요되는 시간은

$$\frac{100km \times 1000(m/km)}{7 m/s} = 14286 s$$

이고, 동일한 시간동안 공기가 위로 이동한 거리는 약 600m정도이므로, 연직속도(Vertical Velocity)는

$$\frac{600m \times 100(m/cm)}{14286 s} \approx 4 cm/s$$

이다. 전형적인 전선면에서의 공기상승 속도 대략 4~6cm/s 이다.

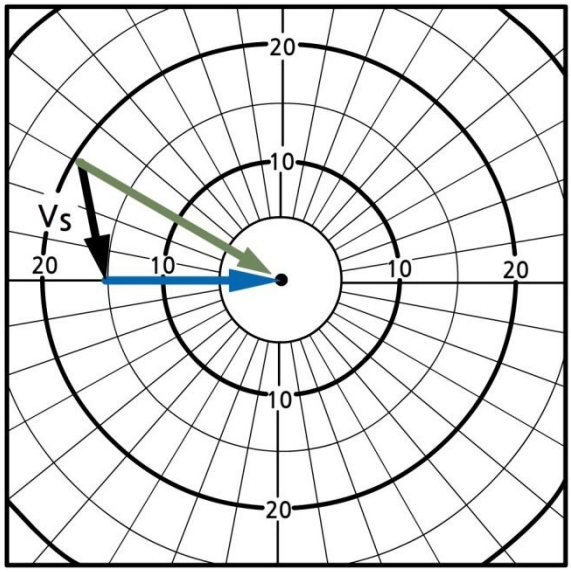
10.3 시스템의 상대적 관점

앞 절에서 등온위면에서의 상승과 하강을 알 수 있는 방법론을 설명하였으나, 그림 10.3에서 주어진 방법은 한 가지 빠진 정보가 있어 사실 불완전하다. 그것은 우리가 바람이 지구표면이나 어떤 시스템에 대해 상대적인지의 여부를 고려하지 않았다는 것이다. 여기서, 시스템이란 말은 등온위면을 의미한다.

그 차이는 우리가 공기의 이동을 어떻게 바라보느냐에 영향을 미친다. 지구표면의 관점에서 볼 때, 그 시스템이 15m/s 속도로 서쪽으로 움직이면, 지구에서 관찰하는 시스템 주변의 바람은(서쪽으로부터의) 동쪽으로 움직이는 성분을 가지는 것으로 보이게 된다. 결과적인 흐름은 시스템의 상대적인 바람과 그 시스템의 이동이 있을 것이다. 다시 말하면, 우리가 실제 바람이라고 부르는 것이 있을 것이다.

이를 감안하면 그림 10.3에 배치된 상황은 지구관점과 시스템의 상대적 관점, 즉 두 가지로 고려될 수 있다. 이 차이를 설명하기 위해서, 우리는 그림 10.3이 10m/s로 움직이는 기압골 부근에서의 지구관점에서 보고 있다고 가정할 것이다.

그림 10.4는 호도그래프에 기입된 바람과 시스템의 이동을 보여준다. V_s로 나타난 세 번째 벡터는 실제 바람속도인 300° 각도로 20m/s에서 시스템의 속도인 270° 각도로 15m/s를 빼줌으로써 결정된 시스템의 상대적인 바람속도이다.

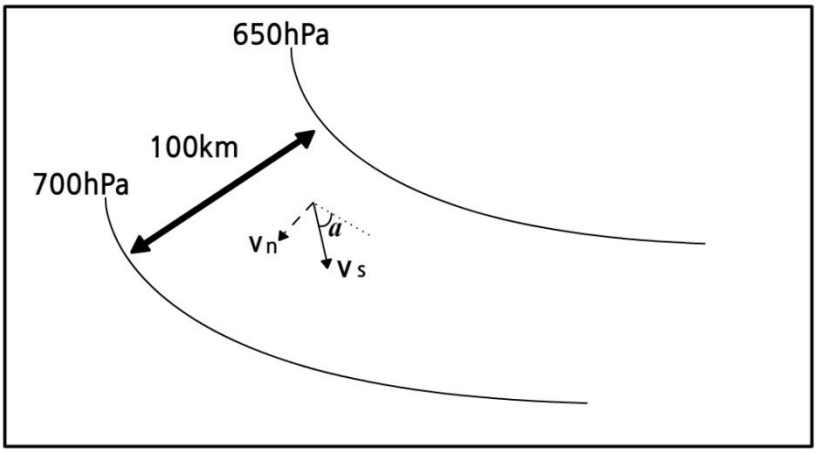


[그림 10.4] 호도그래프, V_s는 시스템의 상대적 바람으로 실제바람(녹색 화살표)에서 시스템의 이동(파란색 화살표)을 빼줌

10.3 시스템의 상대적 관점

등온위면 분석의 최종 단계는 합성(Resultant) 시스템에 상대적인 바람이 어떻게 등온위면 위쪽이나 아래쪽으로 움직이도록 하는지 고려하는 것이다. 이것은 위성영상에서의 패턴을 이해하고 설명하는 것만으로 발생하는 자연적인 발달을 이해할 수 있다.

그림 10.5는 그림 10.3을 참고하여 등온위면에서 350° 각도로 11m/s인 합성 바람을 기입한 것이다. 공기는 상승하는 것이 아니라 사실상 등온위면 아래로 하강하고 있다는 것이 확실하게 나타난다. 위성영상에서 보면, 공기의 하강으로 인하여 구름정상이 따뜻해지거나, 때로는 심지어 구름분산(Cloud Dispersal)이 일어나며, 이러한 현상은 상승의 경우에는 있을 수 없다.



[그림 10.5] 그림 10.3의 합성시스템에 상대적인 바람. 시스템에 대한 평균 바람성분은 고층에서 하층으로 불며, 이는 시스템의 상대적인 바람을 추적함으로써 분명히 알 수 있음

요약

이 장에서는 등온위면 분석과 등온위면에서의 공기의 상승과 하강운동의 관계에 대해서 다루었다. 시스템 자체의 움직임을 고려하지 않는 등온위면 분석은 공기의 상승과 하강에 대한 잘못된 결론을 내릴 수 있게 한다. 위성영상을 바르게 해석하고 적용하며, 강우 시스템의 신개념 모델을 이해하기 위해서는 지구상대적인 관점보다는 시스템의 상대적인 움직임을 고려하는 것이 항상 중요하다.

연습문제

1. 등온위면 일기도 작성법을 순차적으로 설명하시오.

2. 등온위면과 바람의 흐름이 어떤 관계가 있는지 설명하시오.

3. 등온위면에서 V_n은 무엇인가?

4. 실제 우리가 공기의 이동을 올바르게 바라보기 위해서 동온위면에서 공기의 이동 외에 추가적으로 고려해야 할 요소는 무엇인가?

5. 위성영상에서 공기의 하강을 알 수 있는 근거를 제시하시오.

11장. 컨베이어 벨트

11.1 서론
11.2 컨베이어 벨트의 기본 개념
11.3 컨베이어 벨트의 유형

학습목표

- 컨베이어 벨트의 개념과 유형별 특징에 대해 안다.

11.1 서론

날씨를 관측하거나 예보하는 이들은 날씨시스템이 매일 다르다는 것을 곧 알게 된다. 하지만 대부분의 시스템은 공통적인 몇 가지 기본 현상들을 포함하므로, 각 시스템에서 이들 현상들을 확인하고, 다른 시스템과 연관된 특징으로 시스템을 분류하는 것이 가능하다. 이는 공통된 요소로 날씨시스템의 구조를 설명할 수 있게 한다.

예를 들어, 우리는 전선과 같이 명확하게 다른 온도와 습도를 가진 공기의 경계와 연관 지어 구름이나 강우띠를 확인할 수 있다. 그 다음, 우리는 비슷한 특징을 가진 전선들이 과거에 어떻게 움직여왔는지를 파악함으로써 이번 시스템이 향후 어떻게 움직일 것인지에 대한 몇몇 상황을 예측하게 된다. 이렇게 함으로써 우리는 역학적으로 아주 정확한 방법을 활용하여 날씨시스템의 발달을 설명하지 않아도 된다. 그 대신, 날씨시스템의 구조를 설명하기 위해서 많은 사람들의 경험을 활용하여 날씨시스템이 미래에 어떻게 움직일지에 대해 관측하고 추측한다.

이와 같은 접근을 하기 위해서, 우리는 늘 날씨시스템을 결정하는 요소들에 대한 상황을 기억할 필요가 있다. 이는 우리가 실제 관측하는 시스템의 요소들에 알맞은 틀(Framwork)로서의 역할을 한다. 이를 개념모형(Conceptual Model)이라고 한다. 개념모형은 시스템에서 일어나는 현상을 가시화하는데 도움을 주는 날씨시스템의 간략한 설명이고, 비, 구름, 그리고 온도 등의 분포 지역을 설명한다. 하나의 개념모형은 현업 예보관이 실시간 관측된 날씨시스템에 적용할 수 있을 정도로 간단해야 한다. 그리고 동시에 우리가 실제 관측하는 다양한 날씨시스템을 다룰 수 있을 정도로 유연해야 한다.

11.1 서론

개념모형의 사용은 전혀 새로운 것이 아니다. 날씨 관측이 가능했던 이래로 기상학자들은 그들이 보는 패턴을 이해할 수 있도록 기본모형의 틀을 만들려고 노력해왔다. 20세기 초반, 대부분의 관측은 지상 관측에 기초하였으므로, 이때 고안된 개념모형은 2차원이었다.

초기 개념모형의 고전적인 예는 바로 아열대(Extra-tropical) 전선저기압의 노르웨이 모형(Norwegian Model)이다. 이는 지상에서 관측할 수 있는 것들로 전선과 저기압의 발달을 설명하는데, 저기압은 서로 다른 특징이 있는 두 공기의 다소 정적인 경계인 지상 전선에서의 작은 파에서 생기기 시작한다는 것을 말해준다. 이 경계는 노르웨이 모형의 전형적인 온난전선과 한랭전선 구조로 서서히 발달하고, 모형은 우리가 전선 주변에서 예상하는 전형적인 날씨 상태를 설명한다. 모형은 그 다음 전선이 발달함에 따라 겪는 생애(Life Cycle)를 설명하고, 이런 발달 과정에서 동반되는 전형적인 날씨 패턴을 제안한다.

노르웨이 모형을 발전시킨 많은 연구가 1차 세계 대전 전/중에 일어났다. 이때 비어켄즈(Jacob Bjerkens)가 이끈 노르웨이 기상학자 그룹은 스칸디나비아(Scandinavia)에 걸친 날씨시스템의 지상관측을 연구하고 있었다. 그들은 저기압 중심과 관련되어 구름과 비가 있는 것을 설명하려고 시도했고, 우리가 전선이라고 부르는 기단들 사이의 경계로 이들 날씨를 설명했다. 전선은 서로 맞부딪히는 기단들 사이의 전쟁지대(Battle Zone)라는 의미로, 이는 당시에 유럽에서 발발한 전쟁의 영향을 받아 전쟁 용어로부터 유래되었다는 견해가 있다.

노르웨이 모형은 현업 기상 예보에 지속적으로 활용되고 있다. 기상수치예보(Numerical Weather Prediction, NWP)가 실용화되기 이전에는, 일련의 지상 관측 자료와 발달 저기압에 대한 노르웨이 모형이 중위도 예보의 초석이 되었으며, 대류권 상층의 관측이 가능해지고 상층 흐름에 의한 날씨시스템의 발달에 관한 연구들에 의하여 좀 더 체계화되었다. 오늘날 NWP 결과가 대부분의 날씨 예보에 기초가 되고 있음에도 불구하고, 현업 예보관들은 아직도 지상관측 일기도 분석에 있어서 이러한 노르웨이 모형을 활용한다.

11.1 서론

1960년대와 70년대에는, 새로운 관측 자료인 위성영상(Satellite Imagery)이 기상학자들에게 제공되었다. 위성영상은 지표면에 기초한 견해 대신에 처음으로 대기의 정상-하부 그림을 제공하였다. 이러한 위성영상의 연구로부터, 기상학자들은 시간에 지남에 따라 서서히 발달해 가는 날씨시스템을 볼 수 있었고, 지상관측으로는 분명하지 않았거나 제한적인 상층관측에 의하여 단지 부분적으로만 설명되었던 현상들을 파악할 수 있었다.

또한, 기상학자들은 보정된 레이더를 활용하여 자세한 공기의 이동과 강우분포를 작은 규모에서 상세히 살펴 볼 수 있게 되었다. 이들 연구는 노르웨이 모형으로 설명되지 않는 날씨시스템에서의 강우분포와 기류의 작은 규모의 변동성을 밝혔다.

영국 맬버른(Malvern) 레이더 연구소(Radar Research Establishment)의 기상학자들이 이와 같은 연구를 수행하는 그룹 중 하나이다. 이 그룹에는 브라우닝(K. A. Browning)과 해럴드(T. W. Harrold)가 포함되어 있었다. 이들은 레이더와 위성영상의 관측현상들을 설명할 수 있는 새로운 개념모형을 개발하였다. 정체한 큰 기단들 사이의 전쟁 지대로써 전선을 설명하는 대신에, 그들은 3차원적인 날씨시스템에서 빠르게 움직이는 기류를 설명하는 하나의 모형을 개발했다. 이들은 이렇게 빠르게 움직이는 기류가 날씨시스템 발달에 있어서 지속적으로 열과 수분 그리고 운동량을 수송하는 것으로 보였기 때문에 '컨베이어 벨트(Conveyor Belts)'라고 불렀다.

최초의 컨베이어 벨트에 관한 참고문헌은 해럴드(T. W. Horrold)의 1973년 논문이다. 이들 기류의 위치와 상호작용은 각 날씨시스템의 개별 특징을 결정한다.

본 장에서는 발달하는 아열대 저기압의 컨베이어 벨트 개념모형을 서술할 것이다. 첫 번째로, 스스로 움직이는 날씨시스템에서 공기의 운동을 이해할 수 있는 컨베이어 벨트의 기본개념을 정의할 것이다. 그 다음, 컨베이어 벨트의 구성 요소들을 설명하고 노르웨이 저기압 모형의 현상과 관련지을 것이다. 컨베이어 벨트의 관점에서 저기압발생의 과정은 다음 장에서 고찰될 것이다.

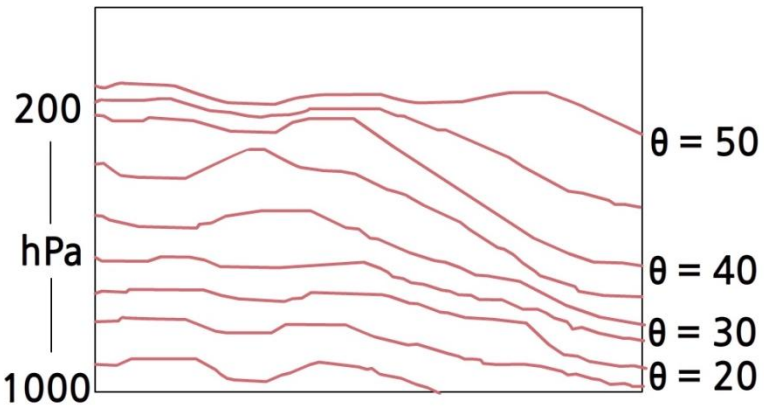
11.2 컨베이어 벨트의 기본 개념

기상자료(Meteorological Data)를 표현하고 분석하는 데에는 다양한 방법들이 있다. 현업에서 매우 보편적으로 사용되는 방법은 등압면 일기도를 그리는 것이다. 이는 대기 변수들을 관측하는데 있어서 주로 기압의 연직 좌표계가 사용되기 때문이다. 그러나 공기는 등압면을 따라 움직이는 것만이 아니므로, 등압면에서 기류를 묘화하는 것만으로는 실제 공기 운동이 어떻게 일어나는지에 대해 잘못된 정보를 얻을 수도 있다. 실제로 날씨시스템의 발달에 중요한 것은 등압면 사이에서의 공기의 수송이다.

11.2.1 등온위면 흐름

공기가 자유대기(Free Atmosphere)를 이동하기 때문에, 종관 시간 규모에서 일어나는 대부분의 과정은 외부와의 열전달이 없이 단열적이다. 그래서 공기덩어리가 포화된다면 그들의 온위(Potential Temperature, θ)나 습구 온위(Wet-bulb Potential Temperature, θ_w)는 보전되는 경향이 있다. 등온위면(일정한 θ나 θ_w)을 따라 이동하는 공기를 고려함으로써, 우리는 공기의 상승과 하강에 대한 보다 현실적인 그림을 얻을 수 있다.

등온위면은 찬 공기 위쪽으로 기울어진다. 이는 단열선도와 열역학적 그림에서 쉽게 증명되는데, 즉 등온위선(Isentrope)이나 건조 단열선(Dry Adiabats)의 그림에서 찬 공기 쪽으로 기울어진 모습을 볼 수 있다. 이는 또한 관측 자료의 분석으로부터도 확인할 수 있다. 그림 11.1은 남쪽에 위치한 한 지역(그림의 우측)과 북쪽에 위치한 한 지역(그림의 좌측)을 그은 선을 따라 온위의 연직단면을 그림 예를 보여준다. 비록 일부 차이는 있지만, 이 그림은 등온위선이 북쪽의 한랭한 공기 위쪽으로 기울어진 일반적인 경향을 보인다.

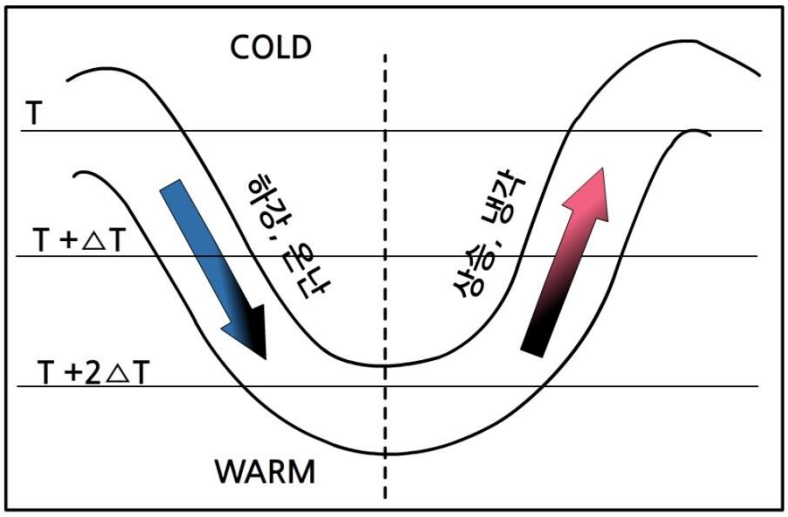


[그림 11.1] 온위의 연직 단면

11.2 컨베이어 벨트의 기본 개념

만약 남쪽에서 북쪽으로 흐르는 기류가 있다면 공기가 등온위면을 따라 상승(Ascending)할 것이고, 반대의 경우에는 북쪽에서 남쪽으로 공기가 하강(Descending)할 것이다. 그림 11.1에서의 연직 규모는 실제보다 과장되게 그려져 있고, 실제 등온위선의 경도는 아주 작다. 그리고 등온위면의 흐름과 관련된 연직속도는 mm/s 정도의 규모를 가진다.

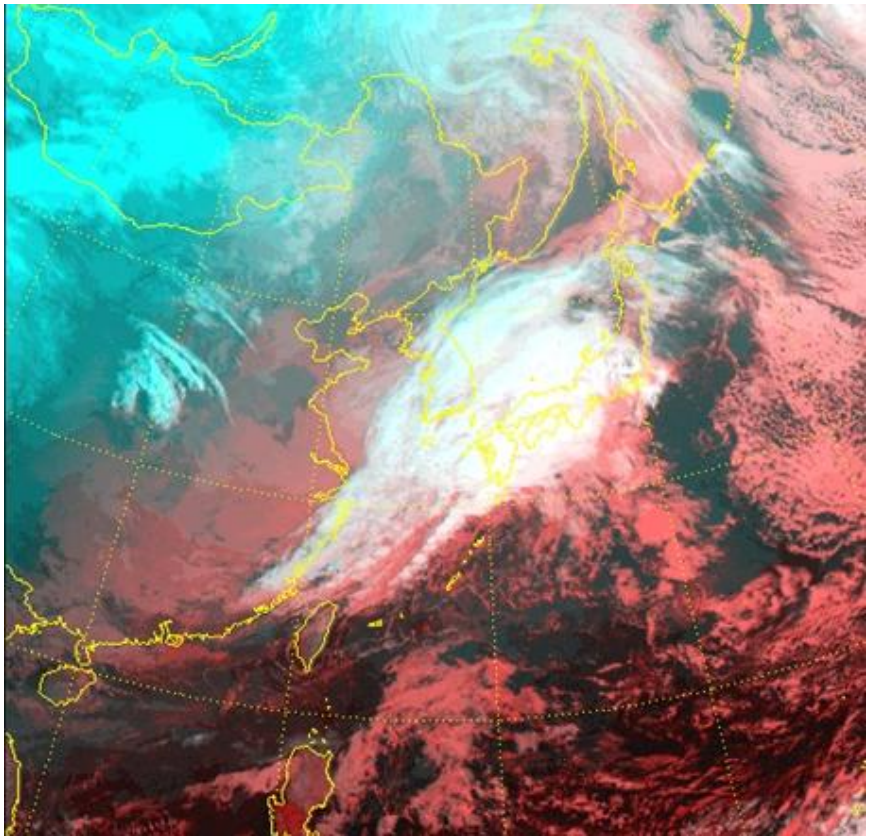
그림 11.2와 같이 극에서 적도쪽으로 온도 경도가 있는 대기 상층에 장파골이 위치한 지역의 이상적인 사례를 고려해보자. 기압골 축의 후방에서 공기가 찬 쪽에서 따뜻한 쪽으로 흘러서, 등온위면 아래로 향하면 이 공기는 단열적으로 온난해질 것이다. 반대로 기압골 축의 전면에서는 공기가 등온위면을 따라 위로 흐르면 단열적으로 냉각될 것이다.



[그림 11.2] 정형화된 극-적도의 온도경도가 있는 지역에서 이상적인 상층의 장파골

11.2 컨베이어 벨트의 기본 개념

우리는 위성영상을 분석하여 상승과 하강의 유형에 대한 그 증거를 확인할 것이다. 기압골 축의 후방에서 기류를 따라 움직이는 구름역은 기압골의 기저에 접근함에 따라 따뜻해지거나 사라질 것이다. 기압골 전면의 기류가 상승하는 부분에서 공기가 상승응결고도(Lifting Condensation Level)에 도달함에 따라 구름이 발달하는 것을 종종 볼 수 있다. 이는 구름 정상이 기류가 상승함에 따라 좀 더 북쪽에서 냉각되는 것으로 보인다(그림 11.3).



[그림 11.3] 장파 골의 전면에서 형성된 구름의 위성영상

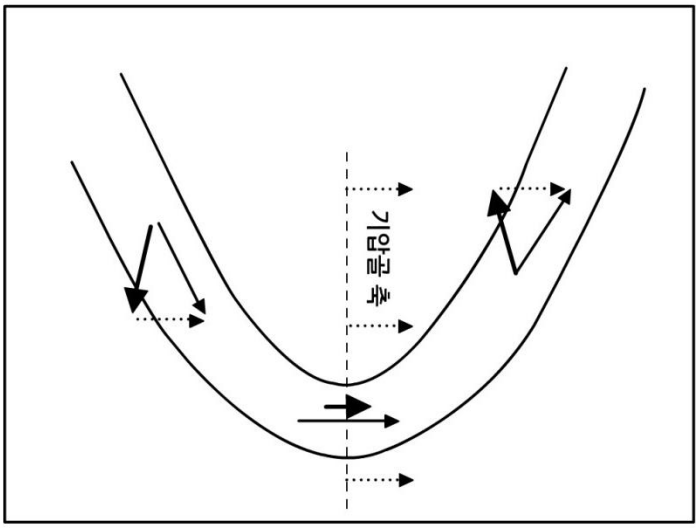
11.2.2 시스템의 상대적 흐름

대부분의 저기압들은 시간에 따라 이동하며, 지표면에 대해 상대적이다. 몇몇은 저기압 형성의 초기 단계에서 계속적으로 움직인다. 우리가 날씨시스템에서 공기들이 어떻게 이동하는지의 개념모형을 만들고자 한다면, 관측 가능한 자료를 사용하여 시스템이 스스로 움직이고 있다는 사실을 고려해야 한다.

기류를 따라 동쪽으로 움직이는 상층 골에 대한 간단한 예를 고려해 보자.

11.2 컨베이어 벨트의 기본 개념

기압골에서 바람의 측정은 지표면에 상대적인 속도를 알게 해준다. 이는 우리가 측정하는 바람 내부에 지구가 고정된 좌표계로 있기 때문이다. 바람의 측정에서는 기압 골 자체에 상대적인 속도를 구할 수 없을 것이다. 이동하는 기압골에 상대적인 풍속을 측정하기 위해서는 측정된 바람에서 기압골의 이동벡터를 빼야 한다. 이 방법은 시스템의 상대적인(System-relative) 바람 벡터를 제공한다. 기압골이 동쪽으로 50kts로 이동하고 우리가 기압골 기저에서 60kts의 서풍을 측정한다면, 공기는 이동하는 기압골에 상대적인 풍속(10kts)으로 기압골 축을 지난다(그림 11.4) .

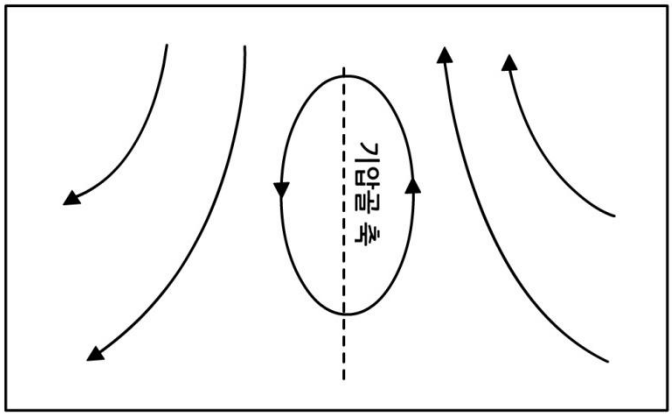


[그림 11.4] 움직이는 상층 골과 바람벡터. 얇은 실선의 화살표는 지구에 상대적인 바람 벡터이다. 점선의 화살표는 기압골이 움직인 벡터이고, 두꺼운 화살표는 시스템의 상대적인 바람 벡터를 나타냄

우리는 이를 기압골의 모든 점에서 적용할 수 있으며, 골 주변에서 시스템 상대적 흐름의 유선을 작성할 수 있다. 그림 11.5는 이 기압골에 대한 유선을 보여준다. 기압골 축에 가까운 쪽의 흐름이 기압골 전면과 후면에서 고기압성으로 휘어진 것이 확인된다.

또한, 우리는 기압골 축 주변에서 지구의 상대적인 등고선으로 보이지 않는 닫힌 저기압성 회전을 볼 수 있다. 이는 기압골이 축의 북쪽에서 개별 공기덩어리보다 동쪽으로 빠르게 움직이기 때문에 보이는 현상이고, 기압골은 개별 공기덩어리를 지나쳐 이동한다. 고정 좌표계로서 기압골 축을 정하면, 이들 공기덩어리는 서쪽으로 움직여 기압골 축을 가로지른다.

11.2 컨베이어 벨트의 기본 개념

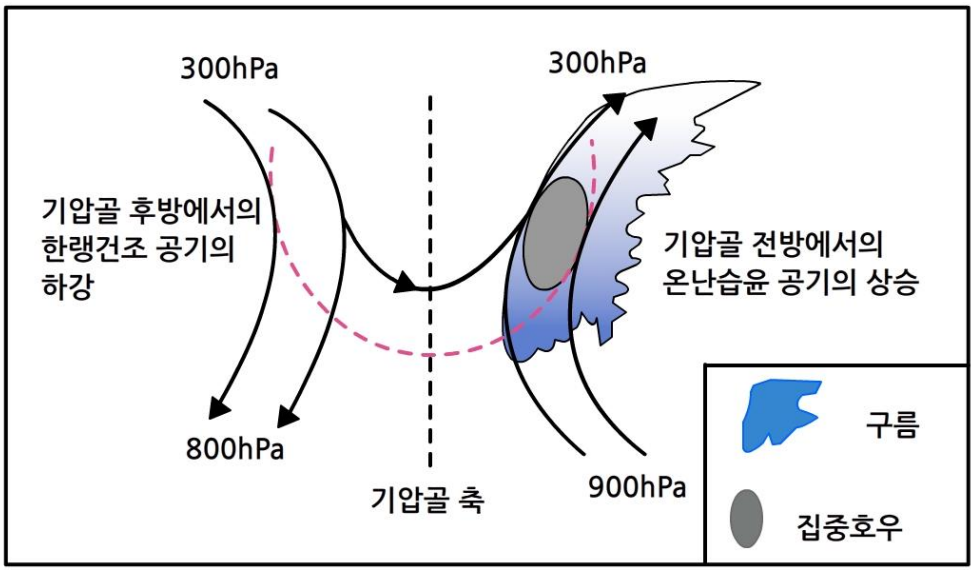


[그림 11.5] 그림 11.4에서 보인 기압골에 대한 시스템 상대적인 유선 패턴

시스템의 상대적인 관점에서 닫힌 순환을 볼 수 있는 능력은 아주 중요하다. 계속 움직이는 지상저기압은 어떠한 지구 상대적인 순환을 나타내지 않지만, 시스템의 상대적인 관점에서 지상저기압은 북쪽에서 동풍이 나타나서 닫힌 저기압과 잠재적으로 강풍을 나타낼 수 있다.

11.2.3 등온위면과 시스템의 상대적 흐름의 결합

등온위면과 시스템 상대적인 흐름의 개념을 결합해 봄으로써 우리는 날씨 시스템에서 기류를 가시화하는 새로운 방법을 가졌다. 그림 10.6은 동쪽으로 서서히 움직이는 장파 골에 대한 시스템의 상대적인 유선을 보여준다.



[그림 11.6] 붉은색 점선은 지위고도선의 상층 골의 모양을 나타냄. 실선 화살표는 시스템 상대적인 흐름의 유선임. 기압시도는 흐름이 상승하거나 하강하는 것에 대한 등온위면의 고도를 나타냄

11.2 컨베이어 벨트의 기본 개념

유선 끝의 기압시도는 기압골의 전면과 후면에서 양쪽 등온위면에서의 흐름에 대한 고도를 나타낸다. 기압골 축의 뒤쪽에 있는 공기는 등온위면을 따라 하강하여 온난해지고 건조해진다. 기압골 축의 전면에 있는 공기는 저층으로부터 상승하여 냉각되고 습윤해진다. 그림과 같이 몇몇 층에서는 구름이 형성되고, 충분한 연직 운동이 있다면 강우도 발생할 수도 있다.

발달하는 날씨시스템에서의 기류에 대한 개념모형을 개발할 때 이런 시스템의 상대적인 등온위면 관점을 사용할 것이다. 이는 각 시스템에서 관측되는 각 다른 특징들과 저기압에서의 기류가 어떻게 상호작용하는지에 대해 더 잘 이해할 수 있도록 해 줄 것이다.

11.3 컨베이어 벨트의 유형

서론에서 언급한 바와 같이, 컨베이어 벨트의 개념은 새로운 것은 아니다. 1960년대의 레이더, 위성 그리고 존데(Dropsonde) 관측에서 노르웨이 저기압 개념을 따르지 않는 날씨 시스템 기류의 지속적인 이동이 확인되었다. 이는 컨베이어 벨트 개념모형의 발달에 큰 역할을 했고, 컨베이어 벨트는 보다 진보된 개념모형이 되었다. 이 절에서는, 온난 컨베이어 벨트와 한랭 컨베이어 벨트를 설명할 것이다. 그리고 컨베이어 벨트와 시스템 전.후면에서의 공기 간의 흐름에 대한 상호작용을 조사할 것이다.

11.3.1 온난 컨베이어 벨트(Warm Conveyor Belt, WCB)

11.2.1에서 언급했듯이, 공기가 등온위면을 따라 움직이기 때문에 상층 골의 전면에서 공기는 일반적으로 상승하여 냉각된다. 이렇게 상승하는 공기의 발원지는 아열대 고기압대의 해면 근처이다. 그래서 이 공기는 일반적으로 높은 θ_w를 가지고 고온 다습하다. 종종 그림 11.3의 위성영상에서 구름 낀 영역과 같이, 수백 ㎞의 길이로 전 대류권 깊이까지 상승하는 흐름에서 형성될 것이다. 이런 공기는 저층에서 고층으로 계속적으로 상승하며 고온 다습하기 때문에 온난 컨베이어 벨트(Warm Conveyor Belt, WCB)라고 정의된다.

온난 컨베이어 벨트의 전형적인 특징은 다음과 같다.

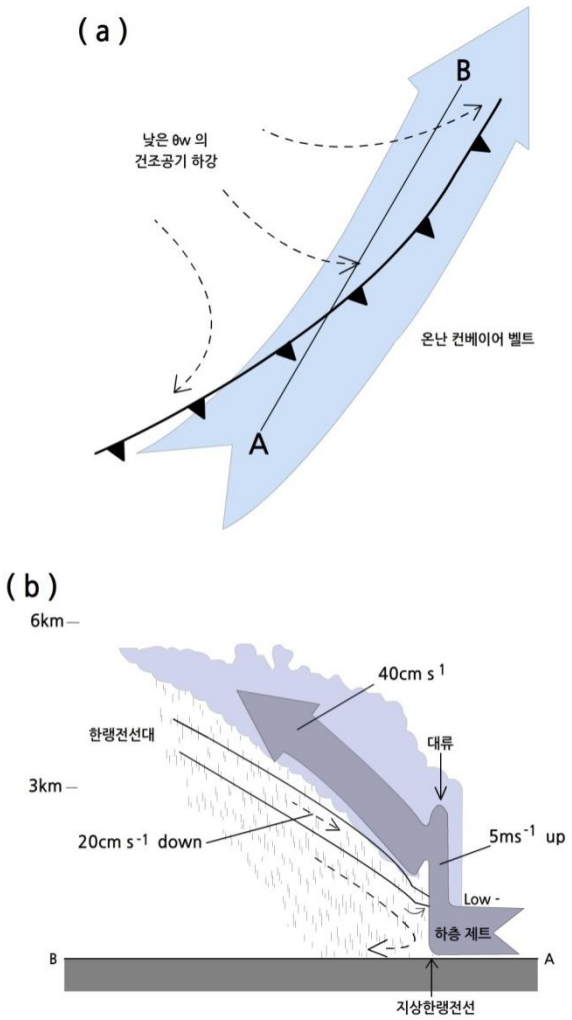
- ~200㎞ 폭
- 100~1000 ㎞ 길이
- ~2㎞ 깊이
- ~10cm/s의 전형적인 연직 속도
- 컨베이어 벨트에서의 높은 θ_w 공기와 시스템의 후면에서의 더 낮은 θ_w 공기의 경계를 나타내는 북서쪽의 선명한 가장자리

날씨시스템에서 온난 컨베이어 벨트는 노르웨이 저기압 모형에서 정의한 바와 같이 종종 지상 한랭전선과 나란하다.
실제로 지상 WCB에서 높은 θ_w 공기와 시스템의 후방에서의 낮은 θ_w 공기 간의 경계는 지상의 한랭전선과 정확하게 일치한다. 이는 적어도 지상에서 두 개념모형이 양립할 수 있음을 보여준다.

11.3 컨베이어 벨트의 유형

11.3.1.1 온난 컨베이어 벨트에서 후방으로 기울어진 상승(Ana Cold Front)

WCB에서 공기의 운동은 그림 11.6과 같이 기압골 축의 전방에서 유선 방향으로 일어난다. 그러나 이들은 기류의 가속이나 감속 때문에 WCB의 축을 지나는 흐름의 지균 성분을 종종 갖게 된다. 왼쪽에 이런 요소가 있다면 시스템의 후방에서 한랭공기 쪽으로 몇몇 상대적인 운동이 있을 것이다. 그래서 WCB가 낮은 θ_w공기 위를 상승하여 두 기류 사이의 경계에서 후방으로 기울어진다. 이는 노르웨이 모형의 전형적인 한랭전선과 일치하고, 활승 한랭전선(Ana Cold Front)에 속하게 된다. 이런 배치에서는 낮은 θ_w 공기가 점진적으로 상승하며, 지상의 WCB를 절단하는 곳에서 아주 강한 연직 운동이 있다. 이는 지상전선 근처에서 보통 비나 강한 비를 유발하고 전선 후면에서는 약한 비를 발생시킨다. 지상전선이 통과한 후에는 중상층 구름의 돌출이 있을 수 있다(그림 11.7).

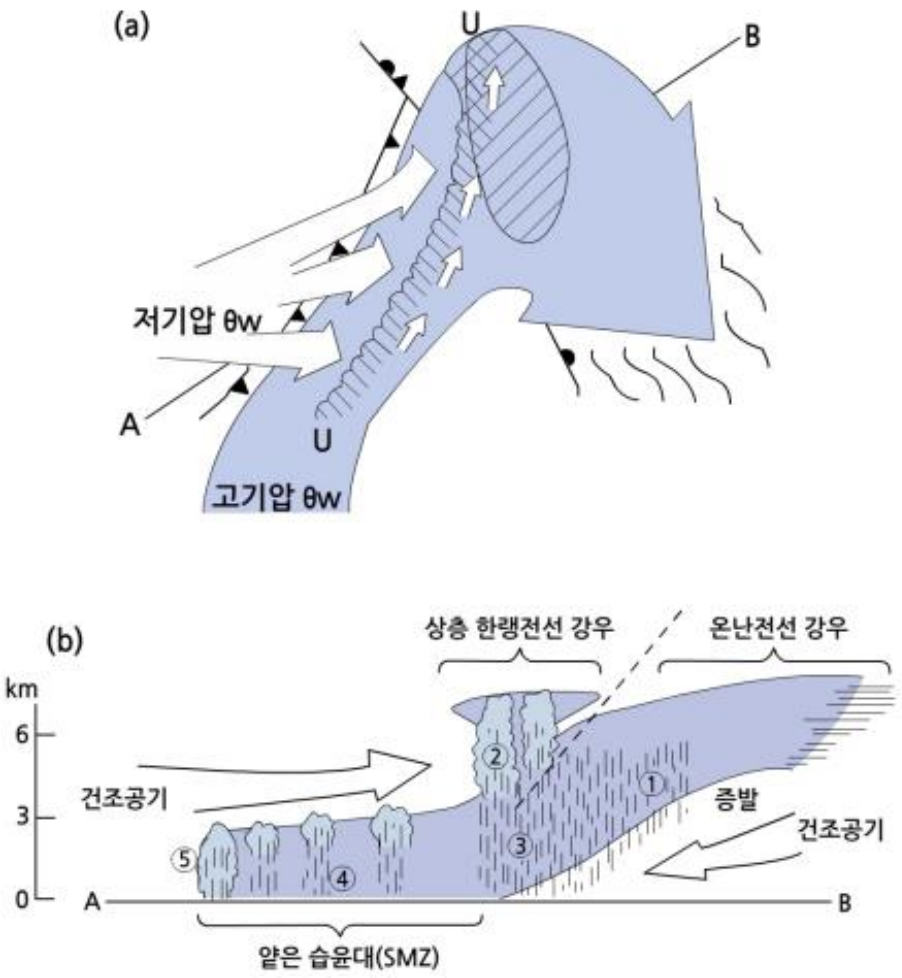


[그림 11.7] WCB 후방으로 기울어진 상승. (a) 온난 컨베이너 벨트와 이와 관련된 지상 한랭전선의 단면. (b) (a)에서 선 AB의 연직 단면

11.3 컨베이어 벨트의 유형

11.3.1.2 온난 컨베이어 벨트에서 전방으로 기울어진 상승(Kata Cold Front)

온난 컨베이어 벨트에서 후방으로 기울어진 상승의 사례는 WCB와 낮은 θ_w 공기 뒤에서는 가능하지 않다. 온난 컨베이어 벨트에서 오른쪽으로 흐름 성분이 있다거나, 하강하는 낮은 θ_w 공기가 WCB를 가로질러 큰 상대적인 속도성분을 가진다면, 낮은 θ_w 공기가 실제 WCB를 절단하지 않고 WCB를 덮쳐버린다. 지상 한랭전선은 지상에서 두 기류 사이의 경계에서 뚜렷하지만, 실제로 WCB와 낮은 θ_w 공기의 상층 경계는 실제 지상전선의 전면에 있을 것이다. 이 경계는 그림 11.8(a)에서의 가리비 모양의 UU선과 같으며, 보통 상층 한랭전선(Upper Cold Front)에 속한다. 여기서 지상전선 전면의 상층 전선은 분리형 또는 전방으로 기울어진 한랭전선(Split or Forward Sloping Cold Front)으로 알려져 있다.



[그림 11.8] WCB 전방으로 기울어져 상승. (a) 선 UU의 상층 한랭전선을 가진 평면. (b) (a)에서 AB선의 연직 단면

11.3 컨베이어 벨트의 유형

상층 한랭전선의 후면에서는 지표면 근처 WCB에서 낮은 θ_w공기가 높은 θ_w공기를 따라 잡는 지역이다. 습윤한 공기가 700hPa이나 800hPa까지 확장되기 때문에 비록 이 용어에 약간의 오해가 있더라도 이 지역은 얕은 습윤지대(Shallow Moist Zone, SMZ)로 알려져 있다. 이곳은 고르지 못한 강우와 이슬비를 가진 구름층으로 특징지어진다. SMZ에서 매우 중요한 특징은 SMZ 위에서 θ_w가 감소함에 따라 연직 프로파일(Vertical Profile)이 잠재적으로 불안정(Potentially Unstable)하다는 것이다. 역학적 강제나 지형에 의한 강제 상승은 SMZ에서 공기를 상승시키고 불안정이 완화되어, 깊은 대류운을 형성하고 집중호우를 일으킨다. 만약 이 같은 현상이 SMZ 전체에서 발생하면 대류(Convection)는 매우 빠르게 SMZ에서 상층 대류권으로 수분을 수송하여 θ_w를 증가시키고 상층 한랭전선을 가로질러 수분 차이를 미미하게 한다.

이와 관련된 강우 사례는 그림 11.8(b)에서 보여준다. 대부분의 집중 호우(3)는 상층 한랭전선(2)의 전면에서 일어나며, 종종 지상 온난전선(1) 전면에서의 비와 병합할 수 있다. SMZ에서 비(4)는 잠재적 불안정이 완화되지 않는다면 보통 약하거나 불규칙하다. 지상 한랭전선(5)은 비록 잠재적 불안정이 전선을 따라 오른쪽으로 완화되어 강해지더라도, 아주 약한 비의 좁은 선으로 나타난다.

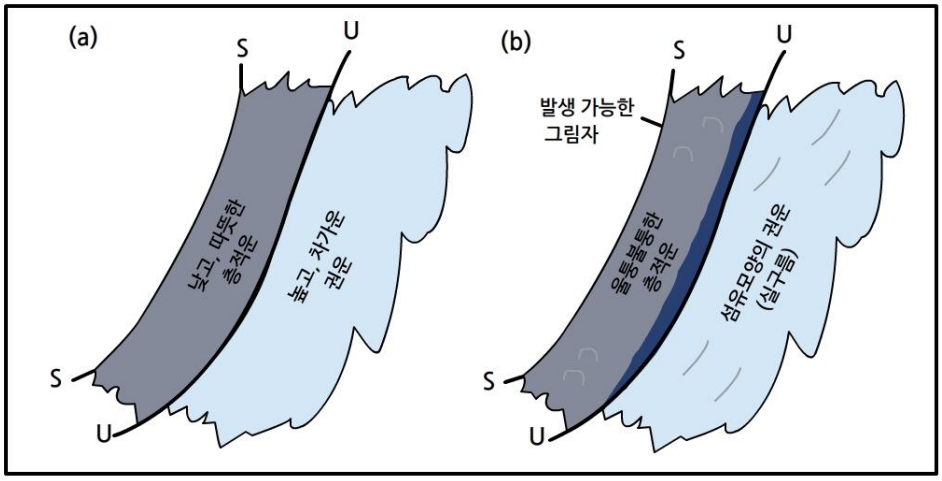
SMZ에서 잠재적 불안정의 완화가 날씨에 미치는 영향은 아무리 강조해도 지나침이 없다. 매우 짧은 시간간격에서도 이슬비를 내리는 층적운(Stratocumulus)의 얇은 층에서 집중호우나 뇌우를 동반한 강한 대류운으로 바뀔 수 있다.

분리형 한랭전선과 그와 관련된 SMZ의 존재는 위성 영상에서 다음의 특징을 보인다(그림 11.9).

- 상층 한랭전선의 전면에서 높은 구름 정상은 적외(IR)영상에서 밝게 보인다. 그러나 SMZ에서 하층 구름은 적외선 채널에서 어두운 회색으로 보일 것이고 가시(VIS)영상에서는 밝게 보인다.
- 가시영상에서 두 지역 간에 차이를 보면, 상층 한랭전선의 전면의 구름은 WCB 흐름 방향을 따라 권운의 특징이 있고, SMZ에서 구름은 층적운의 특징이 있다.
- SMZ에서 잠재적 불안정이 완화되면 대류운 정상이 이 지역에서 나타날 것이고, 적외채널에서 밝은 색의 구름 정상을 확인할 수 있다.
- 분리형 전선의 존재의 한 가지 징조는 하루 중의 어떤 시간에 상층 구름이 가시채널에서 구름 그림자를 만들 것이다.

11.3 컨베이어 벨트의 유형

그림 11.9는 가시와 적외채널에서 전방으로 기울어진 온난 컨베이어 벨트의 구조화된 위성영상을 보여준다. SMZ에서 잠재적 불안정이 완화되면 적외영상에서 매우 밝은 색의 대류운 정상이 지상과 상층 한랭전선 사이에서 나타날 것이다.



[그림 11.9] 분리형 한랭전선의 구조화된 위성영상. (a) 한랭전선(UU)의 전면에 차가운 층운과 SMZ에서 따뜻해진 구름 정상을 가진 적외영상의 구름 구조. (b) 상층 전선 전면에 층운형 구름과 SMZ에서 층적운을 가진 가시채널에서 구름 패턴. 상층운은 SMZ에서 저층운의 그림자를 가지고 있음. SS 선은 지상 한랭전선을 나타냄

11.3.1.3 분리형 한랭전선 발생

많은 분리형 저기압이 유출되는 상층 기압골과 함께 발생한다. 이는 기압골 축의 전면에서 WCB를 감속시키고, WCB 흐름의 우측으로 지균 운동을 일으킨다. 기압골 뒤에서 하강하는 낮은 θ_w 공기는 최대 제트역에 존재하므로, WCB에서 공기 위를 빠르게 이동한다.

실제로 수많은 사례들은 WCB에서 후방과 전방으로 기울어진 상승의 두 사례로 구분되어 질 수 있다. 대부분의 전선 시스템은 이들 두 사례 중 어느 하나에 속하고, WCB가 생애 중에 한 사례에서 다른 사례로 완전히 변하기도 한다. 또한 전선이 WCB를 따라 한 곳에서 분리형이 되기도 한다. 이는 WCB와(시스템을 따라 다른 곳에서) 하강하는 낮은 θ_w 공기의 상대적인 운동에 의해 좌우된다. 전선의 이런 역학적 자연 변화는 노르웨이 전선모형으로 잘 설명되지 않는다. 노르웨이 모형의 또 다른 개념은 온난전선의 전면 및 한랭전선의 후면과 같이 지상전선의 한랭한 쪽에서 가장 강한 비가 내린다는 것이다. 컨베이어 벨트는 온난역에서 강한 강우가 발생하는 것을 설명할 수 있다.

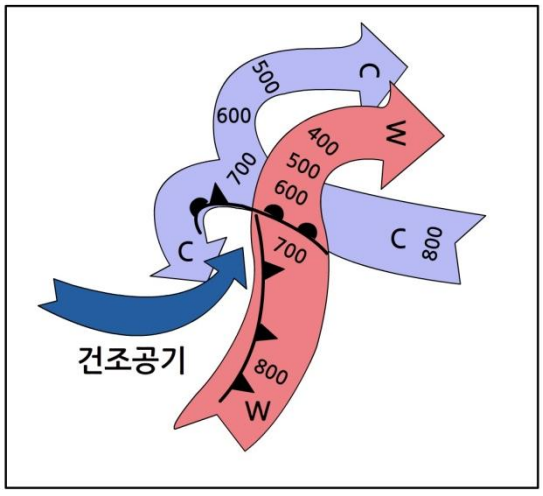
11.3 컨베이어 벨트의 유형

11.3.2 한랭 컨베이어 벨트(Cold Conveyor Belt, CCB)

한랭 컨베이어 벨트(CCB)는 발달하는 저기압의 동쪽이나 북동쪽에서 생긴다. WCB 공기보다 θ_w가 더 낮은 것이 특징이다. CCB 흐름은 저기압 중심의 북쪽으로 이동하는 저기압에 상대적인 서쪽으로 이동하며, 종종 WCB의 아래 부분을 잘라낸다.

초기에 CCB 공기는 아주 건조하지만, WCB 근처를 지나기 때문에 WCB로부터의 강수가 건조한 공기 주변에서 증발하여, CCB 흐름이 습윤해진다. 이 수분은 CCB에 의해 등온위면 위로 운반되고, CCB가 WCB 바로 아래에서 생성되기 때문에 구름 형성을 유발할 것이다. 이는 적외채널에서 봤을 때, 전형적으로 극지를 향하는 WCB 끝에서의 구름보다 더 따뜻한 정상을 가지는 중하층 구름일 것이다.

CCB가 WCB의 바로 밑에서 생성되기 때문에, CCB 흐름은 종종 두 개의 갈라진다. 상승 지류는 고기압성으로 회전하고 WCB 흐름에 나란히 흐르며, 하층 지류는 저층 바람과 연관되어 저기압성으로 회전할 것이다. 이 지류는 저기압 중심 주변을 둘러싼다. 그림 11.10은 WCB 주변에서 생성되는 CCB의 지류를 보여준다.



[그림 11.10] 발달하는 저기압에서의 온난 컨베이어 벨트(W)와 한랭 컨베이어 벨트(C). 컨베이어 벨트를 따라 적힌 숫자는 벨트에 따라 다른 고도에서의 등압면을 나타냄

11.3 컨베이어 벨트의 유형

11.3.3 건조공기유입(Dry intrusion)

온난 컨베이어 벨트와 한랭 컨베이어 벨트는 상층 골의 전방에서 생긴다. 기압골의 후방에서의 흐름은 발달하는 날씨 시스템의 중요한 요소를 구성한다. 11.3.1절에서 이미 WCB와 시스템 후방에서 낮은 θ_w 공기 사이에 상호작용이 한랭전선에서 구름과 강우분포를 결정하는 것에 중요함을 언급하였다. 낮은 θ_w 공기는 저기압발생에 중요한 역할을 하며, 이것을 건조공기유입(Dry Intrusion)이라 한다. 저기압발생을 고찰할 때 구름과 강우를 형성하는 상승습윤공기(Moist Ascending Air)에만 중심을 두는 것은 당연하다. 그러나 하강건조공기(Dry Descending Air) 또한 중요하다. 하강건조공기와 상승습윤공기의 서로 다른 성질은 날씨 시스템에서 발생하는 θ_w와 잠재와도(Potential Vorticity)와 같은 물리량의 큰 수평 및 연직 경도를 가져온다.

건조공기유입에서 공기는 보통 하강한다. 이런 공기가 대류권의 저지대 근처에서 발생한다는 것이 연구되었다. 몇몇 공기들은 실제 성층권에서 발생하지만, 대부분의 공기들은 대류권계면의 대류권 쪽에서 발생한다. 공기가 등온위면에서 하강하기 때문에 건조공기유입의경우 공기는 단열적으로 온난해지고, 온난 컨베이어 벨트의 주변에서 발생한 공기는 WCB 공기와 유사해진다.

그러나 여전히 유입된 건조공기와 WCB 공기 사이에 θ_w 차이는 존재한다. 사실 상층 한랭전선은 온도보다 습도로 잘 구분되는데 이런 습도차는 종종 수증기(WV) 위성영상에서 잘 관측된다. 대류권 중상층에서 아주 건조한 공기는 수증기 영상에서 암역으로 보이고, 반면에 상층 대류권에서의 아주 습윤한 공기는 밝은 영역으로 보인다. 수증기 영상의 연구 결과는 유입된 건조공기가 어떻게 계속적으로 하강하는지를 평가할 수 있게 해준다. 영상에서 계속 어두워지는 곳이 있다면 그것은 공기가 계속적으로 하강하는 것이고 시스템이 잠재적으로 강화될 수 있는 곳이다.

요약

이 장에서 설명된 현상들은 대부분의 아열대 저기압이 생기는 기본 요소이다. 이상적인 모형들이 있다는 것과 실제 대기는 훨씬 복잡할 수 있음을 아는 것은 매우 중요하다. 예를 들어, 온난 컨베이어 벨트가 분리되어 갈라지는 것도 가능하고, 한 개 이상의 한랭 컨베이어 벨트가 저기압 내에 존재할 수도 있다.

또한 이 장에서 제시된 한랭전선의 두 모형이 다양한 사례의 구분자라는 것과 실제 한랭전선이 일부에서는 종종 분리형이라는 것을 아는 것도 중요하다. 전선의 기울기는 뒤쪽에서 앞쪽으로 또는 역으로 시간에 따라 변화한다. 그래서 주어진 시간에서 전선의 기울기가 어느 한 모형에 일치하는 것은 아니다. 위성, 레이더, 지상관측, 그리고 존데 프로파일을 종합하여 사용하는 것이 발달하는 날씨 시스템내의 자연 현상을 결정하는 최선의 방법이다.

연습문제

1. 개념모형을 정의하시오.

2. 1970년대, 컨베이어 벨트와 같은 3차원적인 날씨시스템의 모형이 개발된 계기는 무엇인가?

3. 위성영상에서 기압골 축의 후방에서 기류를 따라 움직이는 구름역은 기압골의 기저에 접근함에 따라 없어지고 반대로 전방에서 구름역이 뚜렷해지는 이유가 무엇인지 설명하시오.

4. 중위도 컨베이어 벨트 모형의 2가지 컨베이어 벨트(WCB, CCB)를 묘사하라.

5. 컨베이어 벨트 시스템 후방에 위치한 저기압 발생에 중요한 역할을 하는 낮은 θ_w 공기는 무엇 때문에 일어나는가?

6. 컨베이어 벨트 모형은 원래의 한대전선 모형의 공기 흐름 묘사와 어떻게 다른가?

12장. 저기압발생

12.1 서론
12.2 저기압발생의 유형

학습목표

- 저기압발생의 유형과 그 특징에 대해 안다.

12.1 서론

‘컨베이어 벨트’와 ‘저기압발생’의 개념은 함께 사용되어야 하기 때문에, 이 장에서는 앞서 서술한 ‘컨베이어 벨트’의 개념에 의거하여, 저기압발생(Cyclogenesis)의 유형과 주요 발달 단계별 특징에 대하여 정리하였다.

온대지역에서의 저기압은 일반적으로 상층(기압)골과 관련되어 발생된다. 이 기압골의 형태와 동향은 저기압마다 매우 다를 수 있다. 그럼에도 불구하고, 대부분의 저기압발생의 구성 요소들은 기압골 주변의 제트 스트리크(Jet Streak)와 관련되는 건조공기유입(Dry Intrusion)과 컨베이어 벨트에 의하여 설명될 수 있다.

저기압 발생의 유형을 구분하기 위한 몇몇 분류 방법은 개발되어져 왔다. 그 중 ‘Images in Weather Forecasting’에서 설명된 Young(1993)에 의한 방법이 가장 널리 사용되고 있으며, 이 장에서 우리는 다음의 3가지의 저기압발생 유형에 대해서 알아볼 것이다.

- 신흥 구름헤드(Cloud Head) 저기압발생
- 순간폐색(Instant Occlusion) 저기압발생
- 콤마형(Comma)구름 또는 찬 공기 저기압발생

발달 시스템(Developing System) 안에서의 서로 다른 흐름들 사이의 상호관계와 기압골의 형태에 의존하는 광범위한 저기압발생의 구성 요소들은 이 3가지 범주 안에서 구분이 가능하다.

12.2 저기압발생의 유형

12.2.1 신흥 구름헤드(Cloud Head) 저기압발생

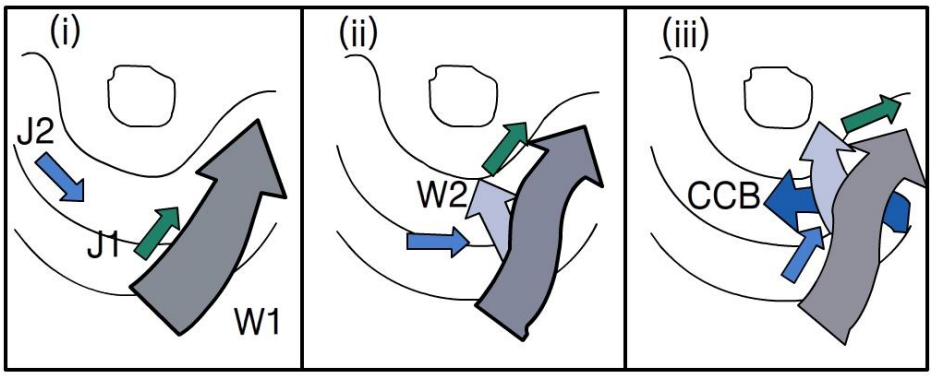
이 유형의 경우, 저기압발생은 상층골 전면의 온난 컨베이어 벨트(WCB) 흐름과 관련하여 일어난다. 그림 12.1은 이 유형의 저기압발생의 주요 단계를 보여준다.

(i) W1은 상층골 보다 앞선 하층제트(J1)의 온난측에 있는 기존의 WCB이다. 이것과 관련된 것이 한대전선 구름띠(Polar Front Cloud Band)이다. 이 구름띠는 그림 12.2의 위성영상에서와 같이 남북방향이며, 상층골의 형태에 따라 다소 다른 형태를 보일 수 있다. J2는 기압골 축선 후방의 하강건조공기 안의 제트 스트리크를 나타낸다.

(ii) 저기압발생의 첫 번째 징조는 WCB에서 구름의 끝이 극지를 향하는 'S'모양의 곡선의 발달이다. 유입된 건조공기 흐름의 제트 스트리크(J2)와 관련되는 제트 왼쪽 출구의 존재는 WCB 측면 부근의 상승과 저기압 소용돌이를 유도한다. 이것은 위성영상(그림 12.2)의 E지점에서 보이는 신흥 구름헤드의 출현을 의미하며, W2로 표기된 하층에서의 WCB의 지류에 의해 형성된다. 이 신흥 구름헤드의 구름 정상(Top)은 전형적으로 W1의 구름보다 낮을 것이다.

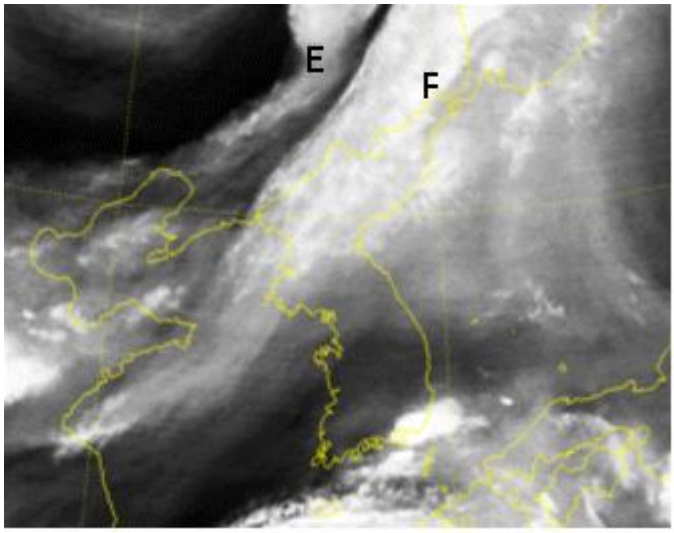
(iii) 이후 단계에서, 신흥 구름헤드는 구름헤드에 수분을 공급하는 한랭 컨베이어 벨트(CCB) 발달에 의해 강화될 수 있다. 또한, CCB는 시스템과 상대적인 동풍방향의 흐름을 나타낸다. 이에 따라, 건조공기 유입은 W1과 구름헤드 사이의 시스템 중심을 절단한다. 이것은 종종 적외선 영상의 클리어슬롯(Clear Slot) 또는 수증기 영상의 다크슬롯(Dark Slot)으로 분명히 나타난다. 만약 다크슬롯이 시간에 따라 더 어둡게 되면, 그것은 건조공기유입이 시스템의 더 낮은 곳까지 하강하고, W1/W2에서 높은 θ_w의 공기를 가능한 약화시키고, 더 강렬한 상승을 강요하고, 시스템의 심화를 나타낸다.

12.2 저기압발생의 유형



[그림 12.1] 신흥 구름헤드 저기압발생. J2는 상층(기압)골 후방의 건조공기와 관련되는 제트 스트리크이다. W1은 하층제트(J1)와 관련된 기존의 온난 컨베이어 벨트(WCB) 흐름이다. W2는 WCB의 2차적 분기물로서, 처음에 신흥 구름헤드를 형성한다. CCB는 한랭 컨베이어 벨트로서 저기압발생의 진행 중에 발달하고, 하층에서 시스템과 상대적인 동쪽으로부터의 (동풍방향의) 흐름을 나타냄

그림 12.2는 그림 12.1(ii) 단계에서의 저기압 발달의 적외선 위성영상을 보인다. 이 단계에서, 저기압 중심은 WCB 바로 아래에 위치한다. 그러나 발달이 계속 진행되면서, 저기압 중심은 WCB의 극지로 향하는 끝 가장자리 쪽을 향하여 이동하고, 결국에는 한대전선 구름띠와 신흥 구름헤드 사이의 구름이 없는 건조역(Dry Slot)으로 이동한다.



[그림 12.2] 적외선 위성영상으로 본 신흥 구름헤드 저기압발생. 이 단계는 그림 12.1의 (ii) 단계에 해당한다. F는 WCB와 관련하는 한대전선 구름띠를 나타낸다. E는 신흥 구름헤드를 나타냄

12.2 저기압발생의 유형

영(Young)의 방법은 저기압발생의 유형을 기압골의 유입, 유출, 그리고 대칭에 따라 더 상세히 구분할 수 있다. 그러나 이 3가지 유형들은 발달의 초기 단계에서 유사한 특징을 나타낸다. 유출 기압골의 경우, W2 흐름은 발달이 진행되면서 더 광범위해질 것이고, 종종 분리형 한랭전선을 생성하는 건조공기유입에 의하여 오버런(Over-run)할 가능성이 높다.

12.2.2 순간폐색(Instant Occlusion) 저기압발생

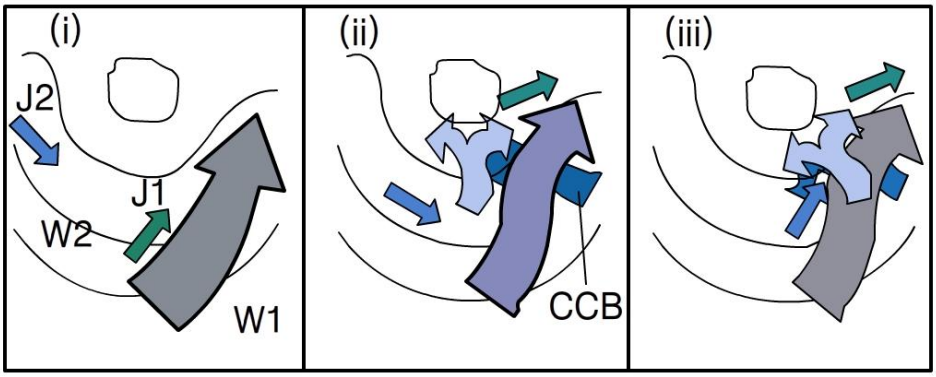
상층의 장파(기압)골은 상류 쪽으로의 흐름에 포함된 단파(기압)골을 가지고 있는 경우가 있다. 이 단파골의 전방에 상승을 야기하는 양의 소용돌이 이류(Positive Vorticity Advection, PVA)의 영역이 있을 것이다. 이것은 찬 공기 안의 강화된 대류 영역의 위성영상에서 종종 나타나며, 주변의 적운 세포(Cell) 보다 더 높은 구름 정상을 가지고 있다. 순간폐색 저기압은 찬 공기 안의 구름영역(Cloud Area)과 주요 한대전선 구름띠 컨베이어 벨트의 상호작용을 포함한다. 이러한 순간폐색 저기압발생의 순서는 그림 12.3에 보였다.

(i) 비록 찬 공기의 구름영역이 그 안에 포함된 대류세포(Convective Cell)를 가지고 있다고 할지라도, 그것은 여전히 등온위면(Isentropic Surface)을 따라 비스듬히 상승하는 WCB의 일부 특징을 보여준다. 이 WCB가 그림 12.3에서 W2이고, W1은 주요 한대전선 구름띠 WCB이다.

(ii) W2는 장파골 기저(Base)를 돌아 W1에 접근하기 때문에, 새로운 구름은 이 둘 사이의 갈라진 틈에서 관측된다. CCB 흐름은 W1의 바로 아래에서 출현한다. W2와 관련되는 PVA와 온난이류는 하층의 저기압 소용돌이와 시스템과 상대적인 동풍방향의 흐름을 야기한다.

(iii) W2와 W1은 결국 합쳐진다. 그 결과 구름 형성은 성숙한 저기압의 노르웨이 모형의 폐색(Norwegian Model Occlusion)과 유사하지만, 위성영상은 이 상태로 이어지는 과정이 노르웨이 모형의 폐색 과정과 완전히 다르다는 것을 보여준다. 앞 절에서와 마찬가지로 건조공기유입은 W1과 구름헤드 사이의 시스템을 절단한다.

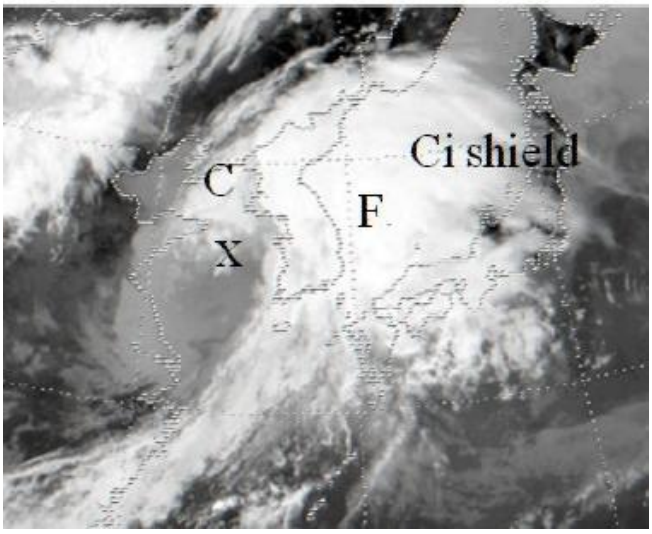
12.2 저기압발생의 유형



[그림 12.3] 순간폐색 저기압발생. J2는 건조공기유입과 관련된 제트 스트리크이다. W1은 J1과 관련된 주요 WCB이다. W2는 장파골 축 뒤쪽의 흐름에 포함된 단파골과 관련된 WCB이며, 주요 기압골 기저(base)를 돈다. CCB는 저기압발생 중에 형성되는 한랭 컨베이어 벨트임

그림 12.3(iii)는 신흥 구름헤드 저기압발생의 경우에 해당하는 그림 12.1(iii)과 매우 유사하다. 그러나 이 경우에 구름헤드는 W1 바로 아래에서 출현하지 않았으며, 찬 공기 안에서 완전히 분리된 존재로서 나타나기 시작하였다.

그림 12.4는 순간폐색 저기압의 적외선 영상이다. C는 W2와 관련된 구름영역이고, F는 W1과 관련된 한대전선 구름띠이다. W1과 구름헤드 사이의 건조공기유입은 오버런(Over-run)과 구름헤드 안쪽 끝 가장자리에서 잠재적 불안정을 일으킬 수 있다. 이 잠재적으로 불안정한 공기 덩어리의 상승은 강한 대류성 강수와 뇌우의 빠른 형성을 야기할 수 있다.



[그림 12.4] 순간폐색 저기압의 적외선 영상. C는 W2와 관련된 구름영역이고, F는 W1과 관련된 한대전선 구름띠임

12.2 저기압발생의 유형

영(Young)의 분류법에서, 저기압발생의 추가 유형은 신흥 구름헤드와 순간폐색 유형의 조합형이다. 저기압 발달에 영향력을 미치는 구름영역 C는 W1을 향하여 움직이지만, 이 경우의 구름헤드는 C와 F의 두 구름영역의 병합이 없고 W1 바로 아래에서 출현한다. 구름영역 C는 종종 이 단계에서 흩어지기 시작한다. 영은 이것을 두 영역의 병합 없이 F에서 파동(Wave)을 유도하는 C와 관련된 상승, 즉 유도파(Induced Wave) 저기압발생이라고 설명했다. 이 유형은 'Images in Weather Forecasting'에 자세히 설명되어 있다.

12.2.3 콤마형(Comma)구름 저기압발생

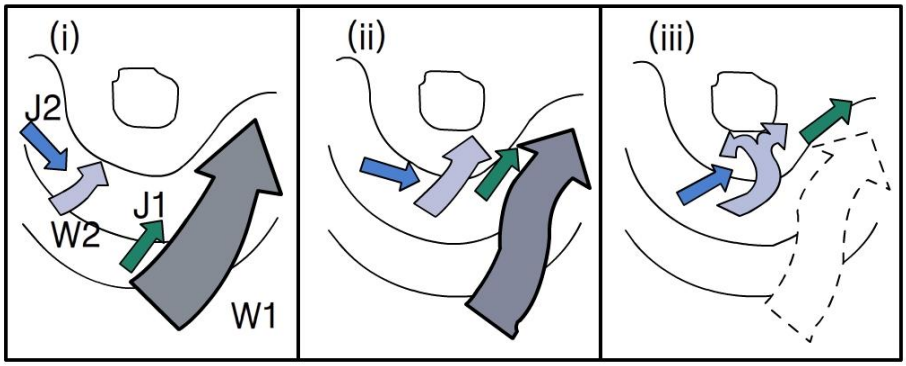
이 유형의 저기압발생은 한대전선 구름띠의 극지방향 쪽 찬 공기 안에서 일어나며, 그렇기 때문에 때때로 찬 공기 저기압 발생이라고도 한다. 그림 12.5는 이러한 콤마형구름 저기압발생의 단계를 보여준다.

(i) 이 그림은 순간폐색 저기압발생의 경우에 해당하는 그림 3(i)와 동일하다. 다시 말하면, 이 그림에서 주요 WCB W1의 극지방향 쪽 단파골과 관련되는 WCB W2를 볼 수 있다.

(ii) 콤마 구두점 표시와 유사한 구름영역을 가지고 있는 W2는 장파골 기저를 돈다. 연구보고에 따르면, 만약 W2가 W1의 300㎞ 이내로 접근하면, 순간폐색의 경우처럼 W1의 바로 아래에서 저기압발생이 일어날 것이라고 한다. 그러나 W2가 W1의 극지방향 쪽으로 300㎞보다 더 떨어져 있으면, 저기압발생은 주요 한대전선 구름띠와의 상호작용 없이 W2의 바로 아래에서 일어날 것이다.

(iii) W2가 기압골 기저를 돌면, 구름영역은 물질 상승과 대류 때문에 확장되고, 저기압성 회전이 시작될 것이다. 이것은 저기압발생이 W1과 관련된 주요 한대전선 구름띠와는 관계없이 W2 바로 아래에서 일어나는 것을 보여준다. 이 단계에서, 콤마형구름이 더욱 발전함에 따라, 한대전선 구름띠는 사실상 소멸하기 시작한다.

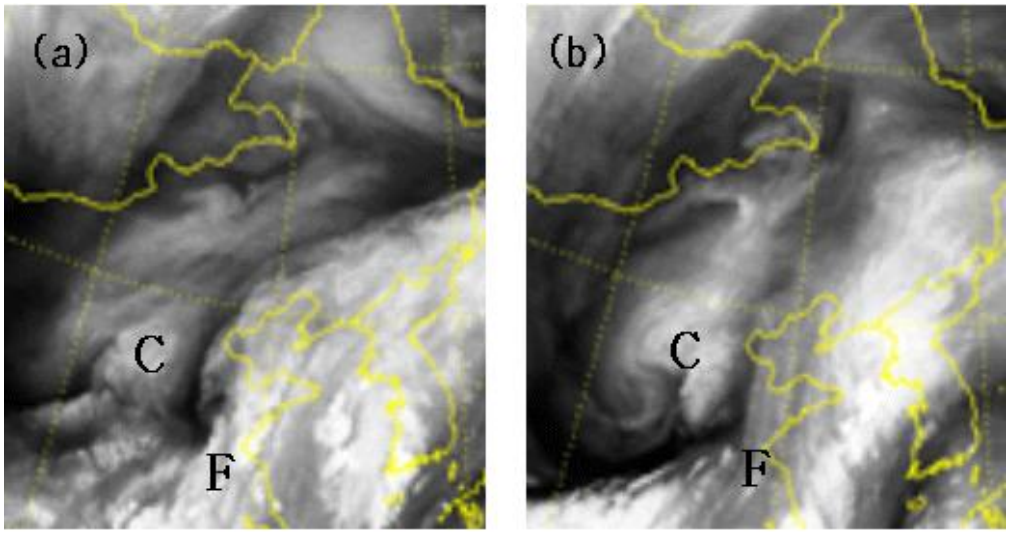
12.2 저기압발생의 유형



[그림 12.5] 콤마형구름 저기압발생. J2는 건조공기유입의 흐름과 관련된 제트 스트리크이다. W1은 J1과 관련된 주요 WCB이다. W2는 장파골 축 뒤쪽의 흐름에 포함된 단파골과 관련된 WCB이며, 주요 기압골 기저(base)를 돈다. W2 아래에서 저기압이 발달함에 따라, W1과 관련된 구름은 소별하기 시작

콤마형구름 저기압발생은 위성영상에서 상당히 독특한 모양을 보이는 경향이 있다. 콤마형구름 안에 대류성 구름요소가 포함되어 있을 것이고, 온난이류의 결핍 때문에 높은 권운막(Cirrus Shield)이 없다. 콤마형구름 저기압의 전선구조는 찬 공기 안에서 완벽하게 형성될 때까지 잘 표시되지 않는다. 풍향과 기압변화는 잘 표시되지만 명확한 이슬점차가 없는 지상기압골은 지상 한랭전선의 자리를 차지한다.

12.2 저기압발생의 유형



[그림 12.6] 콤마형구름 저기압의 위성영상. (a)는 찬 공기 구름영역 C와 한대전선 구름띠 F를 가지고 있는 초기단계에서의 시스템이고, (b)는 콤마형구름 발달단계에서의 시스템이다. C는 매우 차가운 구름 정상을 가지는 전형적인 콤마형으로 발달한다. F는 소멸하기 시작

그림 12.6은 두 개의 다른 발달 단계에서의 콤마형구름 저기압을 보여준다. 그림 12.6(a)는 찬 공기의 구름영역 C와 한대전선 구름띠 F를 가지고 있는 콤마형구름 저기압발생의 초기단계의 경우이다. 그림 12.6(b)에서 보이는 바와 같이 시간이 지남에 따라 콤마형구름 저기압으로 발달하면서 F는 소멸하기 시작하며, C에서의 구름정상은 상당히 차가워진다.

요약

이 장에서 설명한 저기압발생 유형은 수많은 저기압 발달 방법의 전형적인 개념모형이다. 실제 대기의 경우에 때로는 더 복잡하다 하더라도, 중위도 지역의 대부분의 저기압발생은 이 장에서 설명한 간략한 유형분류의 개념 요소들을 포함할 것이다. 관측위성영상은 저기압발생의 초기 징후를 알아내는데 매우 유용하며, 우리는 그 시스템이 향후 어떻게 발달할 것인지 평가하기 위하여 이 장에서 설명한 간략한 개념을 적용할 수 있다.

위성영상 및 기타 자료들로부터 저기압발생의 유형을 인지함으로써, 우리는 저기압 발달이 일어나고 있는 초기 징후를 알 수 있다. 가장 유용한 응용 중 하나는 NWP의 예측을 검증하는 것이다. 위성영상에서 우리가 파악한 유형이 NWP에 의하여 예측된 저기압발생과 일치한다면, 우리는 어느 정도의 신뢰도를 가지고 예측자료를 사용할 수 있다. 그러나 우리가 인지할 수 있는 실제 일어나고 있는 저기압 발생을 NWP에서 예측하지 못하였다면, 정확한 예보를 위한 어떠한 수정이 필요할 것이다.

위성영상에서 발견된 저기압발생의 징후가 예보관들에 의해 파악되지 않았거나 또는 NWP에서 예측되지 않았던 외국(영국)의 전형적인 에피소드로는 1987년 10월 폭풍(Storm)이 있다. 그로부터 10년 후인 1997년 성탄절 전날(Christmas Eve), NMC의 수석 예보관은 NWP에서 예측하지 못한 빠른 저기압발생을 간파하였다. 그는 모든 예측자료를 조정할 수 있었고, 고객들에게 공포된 예보는 매우 정확하였다.

연습문제

1. 저기압 발생(Cyclogenesis)의 구성요소는 무엇으로 설명될 수 있는가?

2. 3가지 저기압 발생 유형(신흥 구름헤드, 순간 폐색, 콤마형 구름 또는 찬 공기 저기압 발생)을 구분하여 발달 단계별 특징을 설명하고 묘사하시오.

3. 신흥 구름헤드 저기압 발생에서 첫 번째 징조는 무엇인가?

4. 순간 폐색 저기압 발생에서 강한 대류성 강수와 뇌우가 일어나는 곳은 어디인가?

5. 콤마형 구름 또는 찬 공기 저기압방생에서 높은 권운막이 없는 이유는 무엇인가?