

발 간 등 록 번 호

11-1613000-003212-01



항공종사자 표준교재<개정판>
Standard Airmen's Handbook

항공기상

Aviation Weather



국토교통부



항공종사자 표준교재<개정판>
Standard Airmen's Handbook

항공기상

Aviation Weather



국토교통부

표준교재 이용 및 저작권 안내




표준교재의 목적

본 표준교재는 체계적인 글로벌 항공종사자 인력양성을 위해 개발되었으며 현장에서 항공안전 확보를 위해 노력하는 항공종사자가 알아야 할 기본적인 지식을 집대성하였습니다.

표준교재의 저작권

이 표준교재는 「저작권법」 제24조의2에 따른 국토교통부의 공공저작물로서 별도의 이용허락 없이 자유이용이 가능합니다.

다만, 이 표준교재는 “공공저작물 자유이용허락 표시 기준(공공누리, KOGL) 제3유형  ”에 따라 공개하고 있으므로 다음 사항을 준수하여야 합니다.

1. 공공누리 이용약관의 준수 : 본 저작물은 공공누리가 적용된 공공저작물에 해당하므로 공공누리 이용약관(www.kogl.or.kr)을 준수하여야 합니다.
2. 출처의 명시 : 본 저작물을 이용하려는 사람은 「저작권법」 제37조 및 공공누리 이용조건에 따라 반드시 출처를 명시하여야 합니다.
3. 본질적 내용 등의 변경금지 : 본 저작물을 이용하려는 사람은 저작물을 변형하거나 2차적 저작물을 작성할 경우 저작권권을 침해할 수 있는 본질적인 내용의 변경 또는 저작자의 명예를 훼손하여서는 아니 됩니다.
4. 제3자의 권리 침해 및 부정한 목적 사용금지 : 본 저작물을 이용하려는 사람은 본 저작물을 이용함에 있어 제3자의 권리를 침해하거나 불법행위 등 부정한 목적으로 사용해서는 아니 됩니다.



표준교재의 이용 및 주의사항

이 표준교재는 「항공안전법」 제34조에 따른 항공종사자에게 필요한 기본적인 지식을 모아 제시한 것이며, 항공종사자를 양성하는 전문교육기관 등에서는 이 표준교재에 포함된 내용 이상을 해당 교육과정에 반영하여 활용할 수 있습니다.

또한, 이 표준교재는 「저작권법」 및 「공공데이터의 제공 및 이용 활성화에 관한 법률」에 따른 공공 저작물 또는 공공데이터에 해당하므로 관련 규정에서 정한 범위에서 누구나 자유롭게 이용이 가능합니다.

그리고 「공공데이터의 제공 및 이용 활성화에 관한 법률」에 따라 이 표준교재를 발행한 국토교통부는 표준교재의 품질, 이용하는 사람 또는 제3자에게 발생한 손해에 대하여 민사상·형사상의 책임을 지지 않습니다.

표준교재의 정정 신고

이 표준교재를 이용하면서 다음과 같은 수정이 필요한 사항이 발견된 경우에는 항공교육훈련포털 (www.kaa.atims.kr)로 신고하여 주시기 바랍니다.

- 항공법규 등 관련 규정의 개정으로 내용 수정이 필요한 경우
- 기술된 내용이 보편타당하지 않거나, 객관적인 사실과 다른 경우
- 오타자 및 앞뒤 문맥이 맞지 않아 내용과 의미 전달이 곤란한 경우
- 관련 삽화 등이 누락되거나 추가적인 설명이 필요한 경우

※ 주의 : 표준교재 내용에는 오류, 누락 및 관련 규정 미반영 사항 등이 있을 수 있으므로 의심이 가는 부분은 반드시 정확성 여부를 확인하시기 바랍니다.



1장 지구 대기 1

- 1.1 개요.....2
- 1.2 대기의 조성.....2
- 1.3 대기의 연직 구조.....6
- 1.4 표준대기.....9

2장 온도와 열전달 11

- 2.1 개요.....12
- 2.2 물질.....12
- 2.3 에너지.....12
- 2.4 열.....12
- 2.5 온도.....12
- 2.6 열전달.....14
- 2.7 비열.....19
- 2.8 고도에 따른 온도 변화.....21

3장 수증기 25

- 3.1 개요.....26
- 3.2 물 순환.....26
- 3.3 포화.....28
- 3.4 상대습도.....28
- 3.5 이슬점(노점).....29
- 3.6 습도의 측정.....29
- 3.7 온도-이슬점 간격(습수).....31
- 3.8 이슬과 서리.....32

CONTENTS

4장 지구 대기의 열적불균형 33

4.1 개요.....	34
4.2 지구 대기의 에너지 균형.....	34
4.3 선택 흡수와 대기 온실효과.....	34
4.4 지구 표면과 대기 사이의 열적 불균형.....	37
4.5 위도 변화에 따른 열적 불균형.....	39
4.6 계절 변화.....	40
4.7 주야 온도의 일변화.....	41

5장 대기압과 고도측정 43

5.1 개요.....	44
5.2 대기압.....	44
5.3 밀도.....	53
5.4 고도 측정.....	56
5.5 밀도 고도.....	58

6장 일기도 63

6.1 개요.....	64
6.2 기상 관측 장비.....	64
6.3 분석.....	65
6.4 지상일기도.....	69
6.5 등압면 일기도.....	69



7장 / **바람** **71**

- 7.1 개요..... 72
- 7.2 풍향과 풍속..... 72
- 7.3 바람의 측정 74
- 7.4 바람에 작용하는 힘 75
- 7.5 상층풍..... 78
- 7.6 지상풍..... 80
- 7.7 바람과 연직운동 81

8장 / **대기의 대순환과 제트 기류** **83**

- 8.1 비(非) 회전 지구 순환계..... 84
- 8.2 회전 지구 순환계 84
- 8.3 제트 기류 85

9장 / **국지풍** **89**

- 9.1 개요..... 90
- 9.2 대기운동의 규모 90
- 9.3 열순환 92
- 9.4 위험..... 93
- 9.5 해풍..... 93
- 9.6 육풍..... 95
- 9.7 호수풍..... 95
- 9.8 곡풍..... 96
- 9.9 산/들판 바람의 원리..... 97
- 9.10 산풍..... 98
- 9.11 활강풍..... 98
- 9.12 뽀 바람..... 99

CONTENTS

10장 / 기단, 전선, 저기압 파동 모형 101

10.1 기단	102
10.2 전선	104
10.3 저기압 파동 모형	107
10.4 건조선	108

11장 / 연직 운동과 구름 형성 111

11.1 개요	112
11.2 불포화 공기덩어리의 연직 운동 효과	112
11.3 포화 공기덩어리의 연직 운동 효과	113
11.4 연직 운동의 일반적 요소	116

12장 / 대기 안정도 119

12.1 개요	120
12.2 공기덩어리를 활용한 대기의 안정도 평가	120
12.3 대기의 안정도 형태	120
12.4 대기 안정도의 변화 과정	124
12.5 안정도 측정	127
12.6 요약	128



13장 / 구름 129

13.1 개요 130

13.2 구름 형성 130

13.3 구름 고도 131

13.4 구름 형태 131

14장 / 강수 141

14.1 개요 142

14.2 강수 형성을 위한 필요 성분 142

14.3 강수의 성장 과정 142

14.4 강수의 형태 143

15장 / 항공기 운항에 영향을 미치는 바람 145

15.1 개요 146

15.2 측풍 146

15.3 돌풍 146

15.4 배풍 147

15.5 풍향의 급변(가변풍/급변풍) 147

15.6 윈드시어 147

16장 / 날씨, 시정장애, 실링, 산악장애 149

16.1 날씨와 시정 장애 150

16.2 저 실링과 산악 차폐 156

CONTENTS

17장 난기류 159

17.1 개요.....	160
17.2 난기류의 원인.....	160
17.3 난기류의 요소들.....	163

18장 착빙 165

18.1 개요.....	166
18.2 과냉각수.....	166
18.3 구조착빙.....	166
18.4 엔진 착빙.....	171

19장 뇌우 173

19.1 개요.....	174
19.2 뇌우 세포 형성에 필요한 조건.....	174
19.3 뇌우 세포 생애.....	175
19.4 뇌우의 종류.....	176
19.5 뇌우 이동에 영향을 주는 요소.....	178
19.6 뇌우의 위험.....	179

20장 기상레이더 183

20.1 기상레이더 원리.....	184
--------------------	-----



21장 열대 기상 191

21.1 순환192

21.2 일시적인 체계197

22장 북극 기상 205

22.1 개요206

22.2 기후, 기단과 전선206

22.3 북극의 특색208

22.4 기상 위험208

23장 우주 기상 211

23.1 태양-우주 기상 기원212

23.2 태양의 에너지 출력 및 변동성212

23.3 태양 흑점과 태양주기212

23.4 태양풍213

23.5 태양의 폭발 활동213

23.6 지리 공간214

23.7 은하계 우주 방사선215

23.8 지자기 폭풍215

23.9 태양 복사 폭풍215

23.10 이온층(전리층) 폭풍216

23.11 태양 플레어 라디오 블랙아웃216

23.12 항공기 운항 상 우주 기상의 영향217

CONTENTS

24장 / 항공기상 관측 219

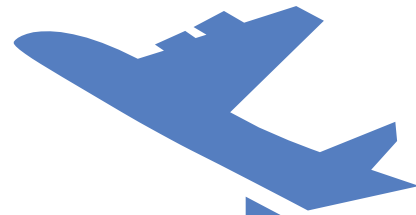
24.1 지상관측.....	220
24.2 조종사기상보고.....	247
24.3 항공기 관측 보고.....	250
24.4 레이더 관측.....	251
24.5 위성관측.....	258
24.6 라디오존데 관측.....	262
24.7 일기도 기입.....	263

25장 / 기상 정보 분석 271

25.1 지상일기도 분석.....	273
25.2 상층일기도 분석.....	278

26장 / 항공기상 예보 285

26.1 항공기상의 특보 및 경보.....	286
26.2 공항예보.....	295
26.3 위험 기상 예보.....	308



1장 ▶▶

지구 대기

- 1.1 개요
- 1.2 대기의 조성
- 1.3 대기의 연직 구조
- 1.4 표준대기



1 장 지구 대기

1.1 개요(Introduction)

지구의 대기는 지표로부터 수천 마일까지 지구를 둘러싸고 있는 여러 개의 공기층으로 이루어져 있으며, 고(高)고도로 올라갈수록 공기층은 점차 얇아지지만, 지구의 중력에 의해 지구 밖(외계)으로 이탈하지 않는다. 대기권에 있는 공기는 우리가 숨을 쉬게 해 주고, 외계로부터 생물체를 보호해 주며, 수분(수증기, 구름, 강수), 기체, 그리고 작은 입자들로 구성되어 있다.

이 장에서는 대기의 구성과 연직구조, 그리고 표준 대기 등에 대하여 설명하고자 한다.

1.2 대기의 조성(Composition)

대기의 건조 공기는 표 1-1과 같이 다양한 성분으로 조성된다. 표1-1을 보면 질소(N₂)가 전체의 78%, 산소(O₂)가 21%가량이다. 만약 나머지 소량기체들을 모두 제거한다면 이 정도의 질소와 산소 비중은 약 80km(또는 50mile) 높이까지 일정하게 유지될 수 있을 것이다.

이들 기체는 지구표면에서 생성되고 소멸하며 균형을 이루고 있다. 예를 들어, 질소는 토양의 박테리아와 관련된 생물학적인 작용을 통하여 대기에서 없어졌다가 식물과 동물의 부패를 통해 다시 대기로 돌아온다.

[표 1-1] 대기 건조공기의 조성

기체	분자식	체적비(%)
질소	N ₂	78.084
산소	O ₂	20.947
아르곤	Ar	0.934
이산화탄소	CO ₂	0.033
네온	Ne	18.20/100만
헬륨	He	5.20/100만
메탄	CH ₄	1.75/100만
크립톤	Kr	1.10/100만
이산화황	SO ₂	1.00/100만
수소	H ₂	0.50/100만
아산화질소	N ₂ O	0.50/100만
제논	Xe	0.09/100만
오존	O ₃	0.07/100만
이산화질소	NO ₂	0.02/100만
옥소	I ₂	0.01/100만
일산화탄소	CO	미량(trace)
암모니아	NH ₃	미량(trace)

* 대기 중 수증기는 미량에서 약 4%까지 존재하지만, 수증기가 증가하면 다른 기체는 비례적으로 감소한다.

산소는 반대로 유기물이 썩을 때와 산소가 다른 요소와 결합하여 산화물을 생성할 때 대기에서 빠져나간다. 산소는 또한 이렇게 제거된 산소는 식물이 햇빛을 받아 이산화탄소와 물을 결합하여 광합성을 통해 대기로 되돌아간다.

우리가 숨쉴 때 폐가 산소를 빨아들이고 이산화탄소를 내뿜음으로써 대기에서 빠져나간다. 눈에 보이지 않는 수증기(Water Vapor) 농도의 경우 때와 장소에 따라 큰 차이를 보인다. 더운 열대지방의 지표면

가까이에서는 수증기가 대기 가스의 최대 4%에 이르지만 추운 극지방에서 수증기 농도가 1% 미만으로 떨어질 수도 있다. 물론 수증기 입자는 눈으로 보이지 않는다. 수증기는 구름 물방울이나 얼음 결정과 같은 보다 큰 액체 또는 고체로 변형될 때 보일 수 있다. 수증기가 액체로 변하는 것을 응결(condensation)이라고 한다. 대기의 하부에 물은 여기저기에 있다. 지표면 근처의 정상적인 기온과 기압 상태에서 기체, 액체, 고체 형태로 존재하는 유일한 물질이 물이다.

수증기는 우리 대기에서 매우 중요한 기체이다. 수증기는 크기가 커질 때 비가 되어 지상으로 떨어지는 액체와 고체형 구름 입자를 형성할 뿐 아니라 기체에서 액체의 물이나 얼음으로 변할 때 엄청난 양의 잠열(Latent Heat)을 발생하기도 한다. 잠열은 뇌우, 태풍과 같은 폭풍우를 일으키는 대기의 중요한 에너지원이다. 더욱이 수증기는 마치 온실 유리가 내부열이 빠져나가 바깥 공기와 혼합되지 않도록 막는 것처럼 지구에서 내뿜는 에너지의 일부를 강력히 흡입하기 때문에 주요한 온실 기체 역할을 한다.

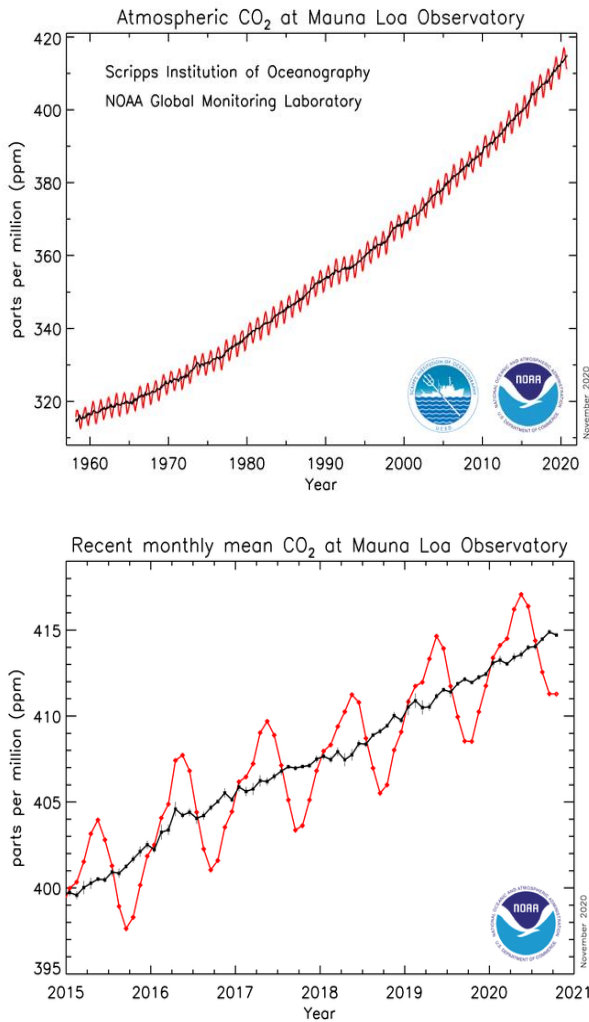
이산화탄소(CO₂)는 대기의 약 0.033%로 적은 비율을 차지한다. 하지만 무시하지 못할 비율이다. 이산화탄소는 주로 식물의 부패를 통해 대기에 존재하게 된다. 또한, 화산폭발, 동물의 날숨, 화석연료의 연소, 산림 벌채를 통하여 대기에 추가된다. 반대로 식물이 이산화탄소를 소비하여 광합성을 하게 되면 대기에서 이산화탄소가 빠지게 된다. 이렇게 빠져나간 이산화탄소는 나무에 저장된다.

해양은 바다수면의 식물성 플랑크톤(작은 표류

식물)이 이산화탄소를 유기조직에 고정시키는 작용을 통하여 이산화탄소의 거대한 저장소 역할을 한다. 바다수면에 직접 용해되는 이산화탄소는 아래쪽으로 섞여 더 깊은 곳을 통하여 순환한다. 해양에는 대기 중 이산화탄소 함량의 50배 이상이 포함된 것으로 추정된다.

그림 1.1은 대기 중 이산화탄소 농도가 하와이 Mauna Loa 관측소에서 처음으로 측정되었던 1958년 이후 12% 이상이 상승한 것을 보여준다. 이와 같은 증가는 화석연료 사용에 주로 기인하는 것으로 보인다. 그러나 산림 벌채로 소각되거나 썩으면서 직접 대기로 확산되는 이산화탄소가 증가분의 약 20%를 차지할 것이다. 기상학자들은 이산화탄소의 수준이 연간 약 0.4% 증가하고 있는 현재의 추세로 나갈 때 대기의 이산화탄소 농도는 현재의 360 ppm에서 21세기 말에는 500ppm으로 상승할 것으로 예상하고 있다.

이산화탄소는 수증기와 마찬가지로 지구의 배출 에너지 일부를 가두는 작용을 하기 때문에 또 하나의 중요한 온실가스 구실을 한다. 따라서 대기의 이산화탄소 농도가 커질수록 지표면 대기온도는 높아질 것이다. 미래의 대기조건을 예측하기 위한 수학적 모형 실험은 대부분 이산화탄소와 기타 온실가스의 증가를 2100년에는 지표면 온도가 약 1~3.5도 높아지는 지구온난화현상을 빚을 것으로 예측되고 있다. 이와 같은 온난화로 지구의 주요 열대저기압체계를 유도하는 기류가 "정상적" 진로를 벗어나기 시작하므로 수자원의 양과 질은 감소될 수 있다.



[그림 1-1] Mauna Loa 관측소에서 측정한 대기 주 이산화탄소(단위ppm)

* 식물이 죽고 이산화탄소 배출이 많은 겨울철에는 단위가 높고 식물이 대기에서 이산화탄소를 흡수하는 여름철에는 단위가 낮다.

온실 기체로 이산화탄소와 수증기만 있는 것은 아닙니다. 최근 밀도가 높아져 이슈가 되고 있는 기타 온실가스로는 메탄(CH₄), 일산화 질소(N₂O), 염화불화탄소 (CFCs) 등이 있다.

예를 들자면 메탄이 대기에 차지하는 비율은 10년간

연간 0.5% 정도씩 증가해 왔다. 메탄가스 대부분은 논이나 산소가 부족한 토양에서 박테리아에 의해 식물성분이 분해되면서, 흰개미의 생물학적 활동으로, 그리고 암소의 배에서 일어나는 생화학적 작용으로 배출된다. 메탄 배출량이 급속히 증가하는 원인은 현재 연구 중에 있다. 산소와 질소가 높은 온도에서 반응할 때 생성되며, 자동차의 내연기관, 가스 터빈 등에서 주로 발생하는 일산화질소(N₂O)의 밀도도 연간 0.25% 비율로 늘어나고 있다. 일산화질소는 박테리아와 특정 미생물에 의한 화학작용으로 땅 속에서 자연적으로 생성된다. 이것은 태양의 자외선에 의해 파괴된다.

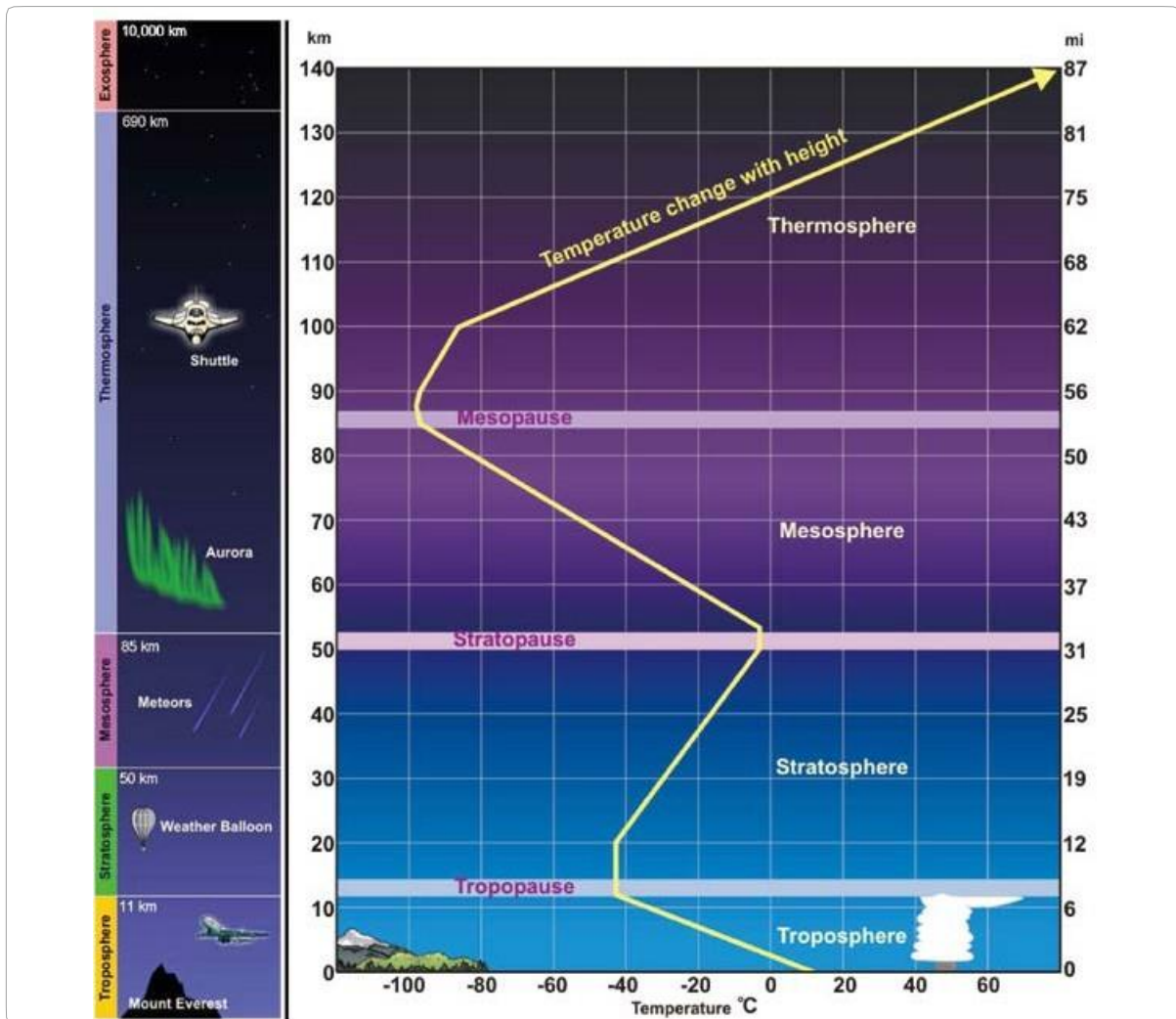
대표적으로 염화불화탄소는 최근 증가세를 보이는 온실 기체 중 하나이다. 이 기체는 스프레이 상품의 추진제로 가장 널리 사용되고 있다. 그러나 오늘날에는 주로 냉매, 전자제품의 마이크로 회로 세척제 등으로 사용된다. 비록 대기 중 평균 밀도는 매우 낮지만(표 1.1 참조) 지구기온을 상승시킬 가능성이 있으며 오존가스 파괴에도 일부 원인을 제공하므로 대기에 중요한 영향을 미치는 기체이다.

지표면의 오존(Ozone, O₃)은 눈과 목을 자극하고 식품에 해를 끼치는 광화학 스모그(Photo-chemical Smog)의 주된 성분이다. 하지만 대기 중 오존의 대부분은 산소원자와 산소분자가 결합하여 자연적으로 오존을 형성하는 성층권에 자리잡고 있다. 성층권의 오존 밀도는 부피로 보았을 때 평균 0.002% 정도이다. 적은 양이지만 태양의 해로운 자외선으로부터 동식물과 인간을 보호해 주기 때문에 중요한 역할을 한다.

1.2.1 공기덩어리(Air Parcel)

공기덩어리(air parcel)는 대기의 기본 특성 중 일부 또는 전부를 가진 공기의 가상적 체적이다. 공기덩어리는 매우 많은 공기 분자를 가지고 있으며, 비록 충분히 작은 양의 공기덩어리라도 조성 성분은

대략적으로 일정하다. 공기덩어리의 정확한 수치적인 정의는 주어지지 않았지만, 공기덩어리는 일반적으로 입방 센티미터(cm^3)로 설명된다. 기상학에서 공기덩어리는 특정 대기의 변화 과정을 설명하기 위한 도구로 사용되므로, 이 교재에서도 공기덩어리에 대한 내용이 자주 언급될 것이다.



[그림 1-2] 대기의 연직 온도 분포에 의한 구분

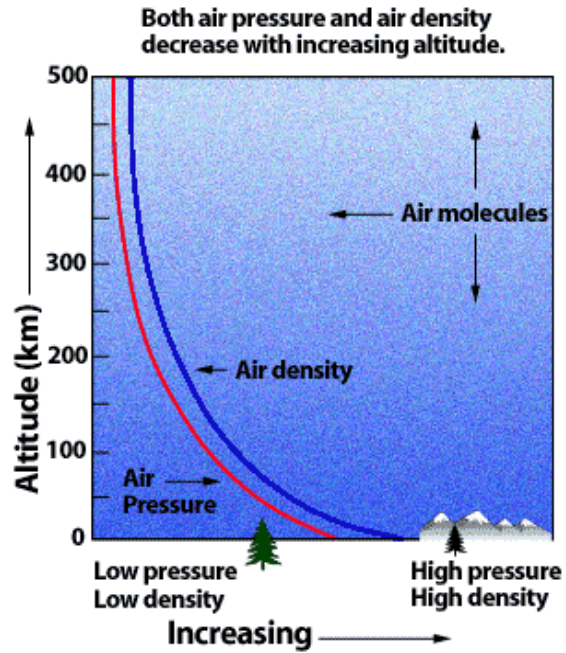
1.3 대기의 연직 구조(Vertical Structure)

지구의 대기는 평균 기온 변화, 화학적 조성, 운동 및 밀도의 연직 구조를 기반으로 5개의 층(그림 1-2)으로 세분된다. 5개 층의 구분은 열 특성, 화학적 조성, 이동 및 밀도의 최대 변화가 발생하는 권계면(pause)에 의해 결정된다.

1.3.1 기압과 밀도(Pressure and Density)

중력의 작용으로 공기분자들은 지표면 가까이 자리 잡고 있다. 눈에 보이지는 않지만 공기를 지구의 중심으로 끌어당기는 강한 힘에 의해 공기 분자들은 압축되어 일정한 체적내의 공기 분자수는 늘어난다. 일정 고도 위의 공기가 많을수록 압축효과는 더 커진다. 주어진 공간 체적 안의 공기분자수를 공기밀도라 한다. 따라서 밀도는 지표에서 가장 높고 고도가 올라감에 따라 낮아진다. 그림 1-3을 보면 지표면 가까이에 있는 공기는 압축된다는 사실 때문에 지표면에서 올라갈수록 공기밀도가 처음에는 급속히 낮아지다가 점차 서서히 낮아진다는 것을 알 수 있다.

공기분자들은 무게를 가지고 있다. 지표의 일정한 지역에 미치는 힘의 양을 대기압(Atmosphere Pressure)라고 한다. 대기의 어떤 고도에서는 특정 지점 상공의 공기 무게로 기압을 측정할 수 있다. 우리가 높은 곳으로 올라갈수록 우리 위의 공기분자 수는 적어진다. 따라서 기압은 고도가 올라가면 올라갈수록 낮아진다.



[그림 1-3] 기압, 밀도, 고도의 상관관계

대기밀도와 같이 기압도 고도에 따라 처음에는 급속히 감소하다가 점차 서서히 감소한다. 만약 해수면 1m²에서 대기의 꼭대기까지 공기기둥의 무게를 측정한다면 1013.25N/m² 가까이 될 것이다.

1.3.2 대류권(Troposphere)

대류권은 지구 표면에서 수직으로 약 11km(36,000ft)의 고도까지 해당되는 대기층이다. 우리가 살고 있는 대류권은 높이에 따라 기체가 감소하면서 공기층이 얇아진다. 또한 대류권은 높이에 따라 온도가 감소한다. 대기권의 최하층에서 고도가 증가할수록 나타나는 온도는 약 15°C(59°F)에서 -56.5°C(-70°F)로 떨어진다. 고도에 따라서 약 6.5°C/km(2°C/1,000ft)의 비율로

온도가 감소하는 대류권은 기상 현상이 일어나는 곳이기도 하다.

대류권의 고도는 위도, 계절과 밀접하게 연관된 온도의 변화에 따라 변동된다. 적도 지방에서 가장 높고 극지방으로 갈수록 낮아지며, 같은 위도일 때에는 여름철에 높고 겨울철에 낮다. 대류권계면의 평균 고도는 적도 부근 약 18-20km(11-12miles), 극지방 약 6km(3.7 miles), 북위와 남위 50° 위도 지방 약 9km(5.6 miles)이다.

대류권의 최상단면을 대류권계면(tropopause)이라 하며, 대류권계면은 Jet기류, 청천난기류(CAT)와 뇌우(thunderstorm)와 같은 기상 현상이 나타나므로 항공기 운항에 중요한 영향을 미친다. 대류권과 대류권계면은 대기의 가장 낮은 층이다.

1.3.3 성층권(Stratosphere)

성층권은 대류권의 바로 위에 존재하며, 지구 표면에서부터 고도 약 50km까지의 대기층이다. 대기를 구성하는 기체의 19%를 보유하고 있지만, 수증기는 거의 존재하지 않는다.

온도는 산소 분자가 태양 복사를 흡수하면서 고도에 따라 증가하며, 이는 오존의 형성을 이끈다. 대류권계면에서 평균 -56.5°C(-70°F)를 보이던 온도는 자외선 복사의 흡수로 인해 성층권계면에서 최대 약 -3°C(27°F)까지 상승한다. 온도가 올라가면 가스의 움직임이 느려지므로 안정된 층이 된다.

성층권은 안정된 층으로 대류권에서의 대류 현상과 같은 특성이 나타나지 않으므로 일기 변화도 거의 관측되지 않는다. 대류권에서의 난기류를 피하기 위해 성층권 하부에서 비행할 수 있지만,

대류권에서 발생한 뇌우의 대류성 오버슈트(overshoot)가 발생할 수 있다. 성층권에서의 비행은 더욱 따뜻한 온도로 인한 연료 소비 증가, 그리고 방사선 및 오존 농도의 증가 등과 같은 문제점이 있다.

1.3.4 중간권(Mesosphere)

중간권은 성층권계면으로부터 약 85km(53miles) 사이에 위치한다. 산소 분자를 포함한 기체는 고도에 비례하여 점차 얽어진다. 이와 같이 자외선 복사에 의한 가열 효과는 두드러지게 감소하여 고도에 따라 온도가 감소한다. 성층권계면과 맞닿은 부분의 온도는 약 -3°C이며 높이에 따라 온도가 감소하여 중간권계면에 이르면 -100°C까지 감소한다. 그러나 중간권에서 기체는 대기로 진입하는 운석의 속도를 늦추고 태우면서 밤하늘에 별뿔별을 보여줄 만큼 두껍다.

1.3.5 열권(Thermosphere)

열권은 중간권계면으로부터 수직 고도 690km(430miles)까지 도달한다. 대기권 중에서 가장 위쪽에 있으므로 상부 대기라고도 한다. 열권의 기체는 중간권보다 더욱 얽어진다. 온도는 고도에 따라 상승하는데, 열권의 밀도가 매우 낮아서 적은 열로도 온도가 많이 올라간다. 태양으로부터 높은 에너지를 가진 자외선과 X선을 흡수하면서 열권의 상층 부근에서는 2,000°C(3,600°F)까지 온도가 올라갈 수 있다. 그러나 고온임에도 불구하고 공기가 희박하여 우리가 느끼는 실제의 피부 온도는 매우 차갑게 느껴질 것이다. 열권에 있는 극소수의 분자로부터 흡산되는 총 에너지는 우리 피부를 가열하기에 충분하지 않다.

열권은 태양과 상대적으로 가까운 거리에 있어서 강력한 태양풍을 직접 맞으므로 원자가 되는 현상이 나타난다. 이러한 현상을 전리층이라고도 한다. 전리층은 전파를 반사하므로 원거리 무선통신을 가능하게 한다. 또한 극지방의 밤하늘에 아름다운 색채를 띤 오로라 현상도 열권에서 일어난다. 열권의 상부층인 열권계면은 고도에 따라 온도가 증가하다가 마지막엔 등온(等溫)층이 나타난다.

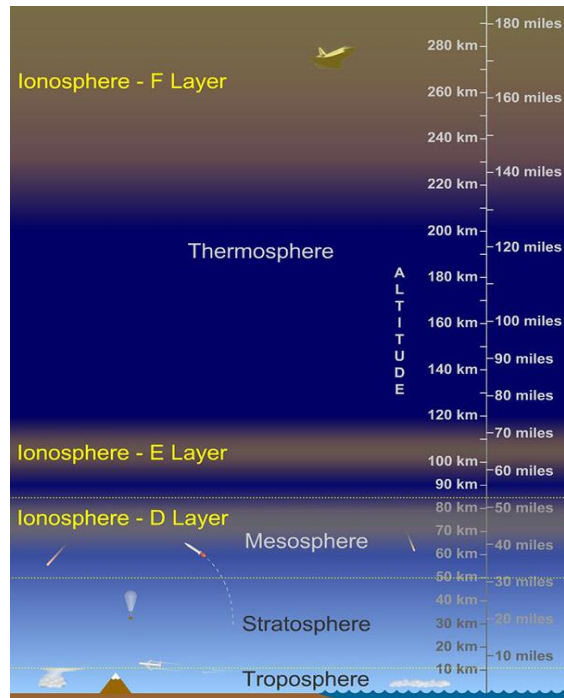
1.3.6 외기권(Exosphere)

외기권은 대기권의 가장 바깥부분 또는 꼭대기 부분이다. 열권계면 위의 층이므로 지구 대기와 행성 공간 사이의 전이층이기도 하다. 외기권의 상한 고도는 약 10,000km(6,200miles)로 추정된다. 외기권은 대기가 대단히 희박하여 기체 입자의 평균자유 행로가 길며, 이곳에 존재하는 가스인 수소와 헬륨 등이 소량 이기는 하지만 외부공간으로 빠져나갈 수 있는 지구의 위성 궤도이다.

1.3.7 이온권(Ionosphere)

이온권(ionosphere)은 하나의 층이라고 보기는 어렵다. 이온과 자유전자가 상당히 밀도가 높게 분포되어 있는 초고층 대기권 내부의 전리화 영역을 말한다. 이온은 전자를 한 개 혹은 두 개를 잃거나 더 열은 상태의 원자와 분자를 가리킨다. 원자는 충돌해 오는 입자가 전달하는 에너지 또는 태양에너지를 전량 흡수하지 못할 때 전자를 상실하고 양전기를 띠게 된다.

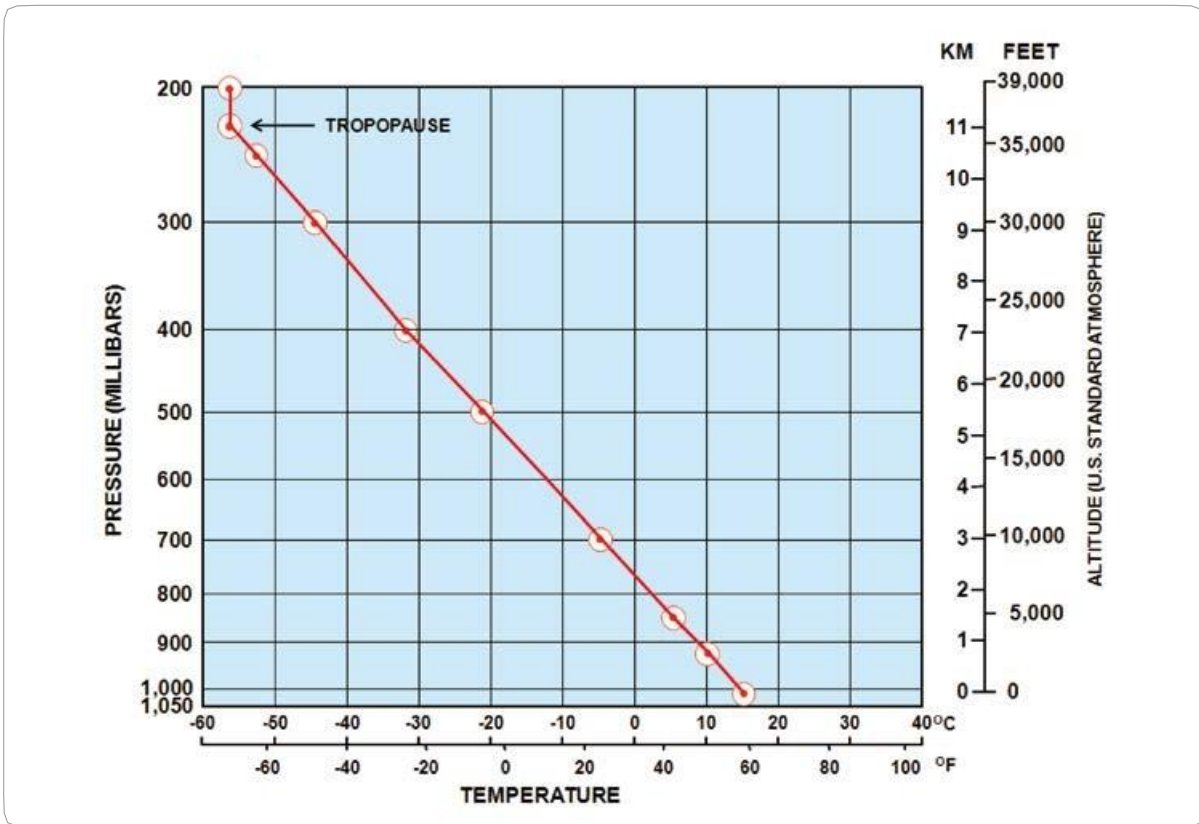
이온권의 하부는 보통 지상 약 60km상공에 위치한



[그림 1-4] 대기층과 이온권

다. 이온권은 지상 60km 상공으로부터 대기권 꼭대기까지 펼쳐져 있다. 따라서 이온권 대부분은 열권에 포함되어 있다.

이온권은 무선통신에서 중요한 역할을 한다. D층으로 불리는 하층은 표준 AM라디오파를 지구로 반사시키지만 동시에 반사 시에 흡수를 통해 라디오파를 크게 약화시킨다. 그러나 밤에는 D층이 점차 사라져 AM 라디오파가 이온권 높이(E층과 F층으로) 파고들 수 있고 거기서 이들 라디오파는 다시 지구로 반사되는 것이다. 밤에는 이온권 윗 부분에서 라디오파가 적게 흡수되기 때문에 이온권에서 지구로, 지구에서 다시 이온권으로 반복이동하게 되면 이런 방법으로 표준 AM 라디오파는 밤중에 원거리에도 달할 수 있다.



[그림 1-5] 대류권에서의 표준대기

[표 1-2] 표준 대기의 특성

특성	미터법 단위	미국 단위
해면기압	1013.25hectopascals	29.92inches of mercury
해면온도	15°C	59°F
대류권 기온 감률	6.5°C/1,000m	3.57°F/1,000ft
대류권 기압 고도	11,000m	36,089ft
대류권 계면 온도	-56.5°C	-69.7°F

주: 1 hectopascal = 1 millibar

1.4 표준대기(The Standard Atmosphere)

표준대기는 모든 위도, 계절, 그리고 고도에서 대기 환경 전체의 평균을 나타내는 것이다. 표준대기는 대기 온도, 기압, 그리고 밀도의 가상 수직 분포이며, 국제 협정에 따라 기압 고도계 교정, 항공기 성능 계산, 항공기 및 미사일 설계, 탄도 테이블 등의 목적으로 대기를 대표하는 것으로 간주한다(표 1-2 및 그림 1-5 참조). 항공기가 고(高)고도로 비행을 한다고 하더라도 ICAO에서는 표준대기를 성층권까지만 규정하고 있으나, 미 공군의 경우는 대류권과 성층권과 함께 중간권과 열권까지 모두 포함하여 규정하고 있다.



2장 ▶▶

온도와 열전달

- 2.1 개요
- 2.2 물질
- 2.3 에너지
- 2.4 열
- 2.5 온도
- 2.6 열전달
- 2.7 비열
- 2.8 고도에 따른 온도 변화



2장 온도와 열전달

2.1 개요(Introduction)

온도는 대기의 상태를 설명하는 데 사용되는 가장 기본적인 변수 중 하나이다. 온도는 계절, 낮과 밤, 심지어는 시간대에 따라서 변화한다. 또한 온도는 지역, 고도, 그리고 위도에 따라서 달라진다. 온도는 특히 비행에 결정적인 영향을 미칠 수도 있다. 항공과 기상학에 영향을 미치는 온도를 알아보기 위하여, 이 장에서는 온도, 온도 측정, 열의 전달과 불균형 등에 대하여 설명하고자 한다.

2.2 물질(Matter)

물질은 물체를 구성하는 원자와 분자로 이루어져 있다. 지구의 모든 물질에는 중력이 작용하며, 정지 또는 운동하는 물체는 지속성을 유지하기 위해 관성이 나타난다. 물질의 질량에 작용하는 지구의 중력은 무게를 발생시킨다. 물질은 고체, 액체, 기체 상태로 존재한다.

2.3 에너지(Energy)

에너지는 일을 할 수 있는 능력이다. 에너지는 여러 형태로 존재할 수 있으며, 역학 에너지, 전기에너지,

원자에너지 등으로 변환할 수 있다. 기상에서 자주 언급되는 역학 에너지에는 운동에너지(kinetic energy)와 위치에너지(potential energy)가 포함된다. 단위시간에 유출되는 에너지의 양은 동력으로 표기할 수 있다. 원자와 분자는 끊임없이 움직이기 때문에 운동에너지를 생산한다. 물체의 높낮이 위치에 따라서 위치에너지의 양이 달라진다. 또한 움직이는 물체의 속도에 비례하여 운동에너지의 수준도 달라진다.

2.4 열(Heat)

열은 물체를 구성하고 있는 원자와 분자의 운동에너지의 총량이다. 물체에 가해진 열의 양과 물체의 상태는 상관관계를 가진다. 물체의 원자와 분자는 같은 속도로 움직이지 않는다. 그래서 물체의 원자와 분자 간에는 실제적으로 운동에너지의 범위가 존재한다.

2.5 온도(Temperature)

온도는 물체 내 원자와 분자의 평균 운동에너지를 수치로 표현한 것이다. 온도는 분자의 운동에너지에 의해 직접적으로 영향을 받는다. 온도가 높다는 것은 물체의 분자 속도가 빠르다는 것을 의미하므로

분자의 운동에너지가 높아지는 것을 뜻한다. 반대로 낮은 온도는 분자의 운동 속도를 느리게 만들기 때문에 분자의 운동에너지가 낮아진다. 온도는 공기의 내부 에너지를 지수로 표현한 것이다.

2.5.1 온도 측정(Temperature Measurement)

온도계는 온도 측정을 위해 사용되는 기구다. 높은 온도는 분자의 높은 에너지, 낮은 온도는 분자의 낮은 에너지와 관련된다.

2.5.2 온도 단위(Temperature Scales)

온도 단위는 절대온도, 섭씨온도, 그리고 화씨온도가 있다. 온도 에너지의 0도를 결정하는 방법과 온도 단위의 증가 폭을 설정하는 차이에 따라서 온도 단위를 달리 사용한다.

- 절대온도(Kelvin: K): 운동에너지가 이론적으로 0이 될 때를 기준으로 하여 0K로 설정한다. 열역학 제2법칙에 의해 이론적으로 정해진 기체의 부피가 0이 되는 극한 온도인 -273.15°C가 0K이다. 절대온도는 운동에너지의 분자 움직임과 직접적으로 관련되는 수치이다.

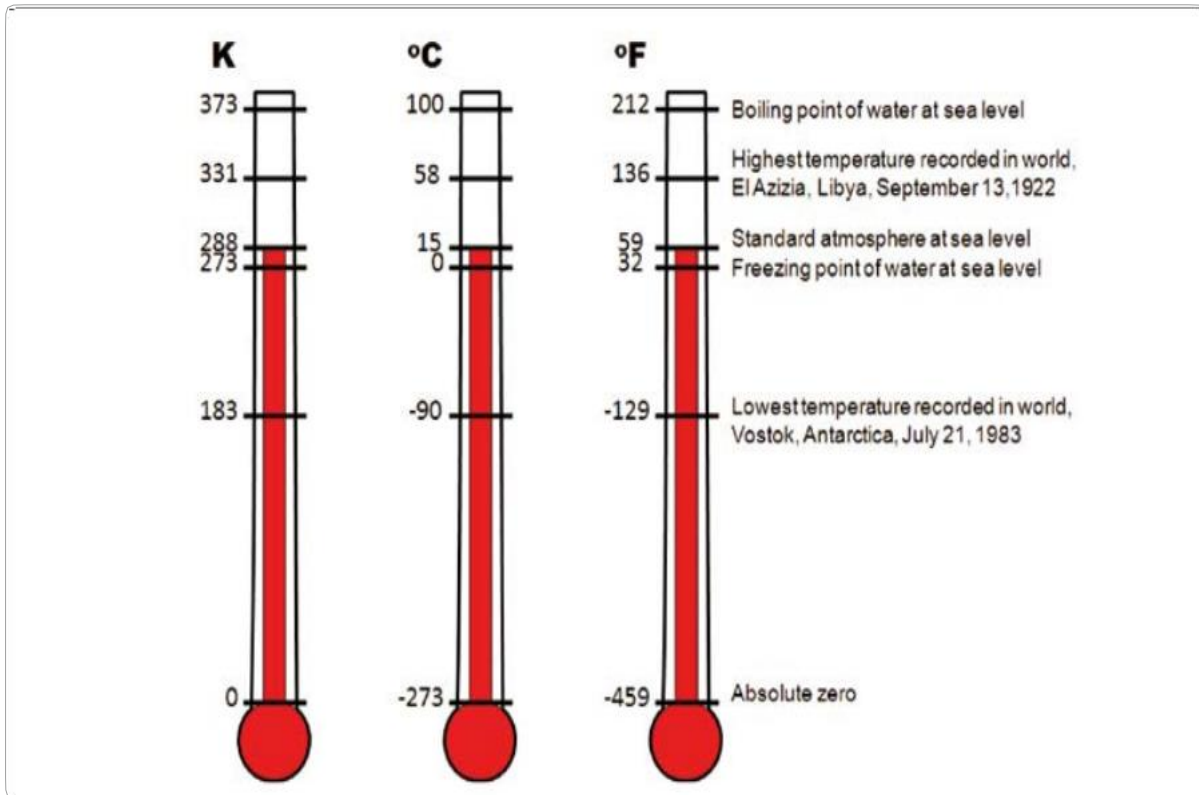
절대온도를 사용하는 이유는 섭씨온도 또는 화씨온도와는 달리 물질의 상태와 관련이 없기 때문이다. 절대 온도는 평균 운동 분자 활동의 직접 척도이므로 절대 0보다 차가울 수 없으며, 이에 따라 절대온도에는 음수가 포함되지 않는다. 절대온도의 K는 1948년에 영국인 Kelvin이 도입하였으며, 이름의 머리글자를 딴 것이다.

- 섭씨온도(Celsius: °C): 1기압을 기준으로 물의 어는 점을 0°C, 끓는점을 100°C로 설정하였다. 온도 단위의 증가를 100등분하였기에 '백분도 척도'라고도 한다. 섭씨온도계의 간격은 정확히 절대온도의 간격과 같은 크기다. 1742년 스웨덴의 천문학자 Celsius가 창시하였다고 하여 「셀시우스도」라고도 부른다. 국제단위계에서는 -273.15°C가 절대영도인 절대온도(K)를 채택하고 있으나, CGS(cm, g, s), MKS(m, kg, s)와 MTS(m, ton, s) 단위계에서는 섭씨온도를 사용한다.

- 화씨온도(Fahrenheit: °F): 화씨온도는 1714년 독일의 물리학자인 Fahrenheit가 창안하였다. 0°F는 소금, 암모니아 등을 만들 수 있는 가장 낮은 온도를 기준으로 설정되었다. 물의 어는 점을 32°F, 끓는점을 212°F로 온도를 180등분 하였다.

[표 2-1] 온도 환산표

화씨온도와 섭씨온도 환산	$[^{\circ}\text{F}] = ([^{\circ}\text{C}] \times 9/5) + 32$	$[^{\circ}\text{C}] = ([^{\circ}\text{F}] - 32) \times 5/9$
절대온도와 섭씨온도 환산	$[\text{K}] = [^{\circ}\text{C}] + 273.15$	$[^{\circ}\text{C}] = [\text{K}] - 273.15$
절대온도와 화씨온도 환산	$[\text{K}] = ([^{\circ}\text{F}] + 459.67) \times 5/9$	$[^{\circ}\text{F}] = ([\text{K}] \times 9/5) - 459.67$
$1^{\circ}\text{C} = 274.15\text{K}, 1^{\circ}\text{C} = 33.8^{\circ}\text{F}$		
$1^{\circ}\text{F} = 255.93\text{K}, 1^{\circ}\text{F} = -17.22^{\circ}\text{C}$		



[그림 2-1] 절대온도, 섭씨온도, 화씨온도계의 비교

2.6 열전달(Heat Transfer)

열전달은 온도차로 인해 에너지가 한 지점에서 다른 지점으로 이동하는 현상이다. 특정 물체의 온도가 주변의 온도에 비하여 상대적으로 높을 때, 온도가 낮은 곳으로 열이 이동한다. 특정 물체와 주변의 온도가 동일하게 되는 열의 평형 상태가 될 때까지 열전달은 계속된다. 그러나 열전달은 지속적이지만, 평형 상태가 되어 가면서 전달 속도가 느려질 뿐이다.

지구의 표면을 데우는 열전달의 원천은 태양이다. 태양에너지는 우주 공간과 지구 대기권을 통해 지표면

에 전달된다. 이 에너지는 지표면과 대기를 가열하기 때문에 일부는 열에너지가 된다. 열의 전달 방법은 복사, 전도, 대류, 또는 이들의 열전달은 기본적으로 대류 열전달의 변형으로 다루어진다. 열전달 방법의 예를 들면, 난로 위에 주전자를 올려놓았다고 가정해 본다. 복사는 난로 주변에서 따뜻함을 느끼는 것이며, 전도는 주전자가 뜨거워지는 현상이며, 그리고 대류는 난로에 의해 방 안의 공기가 따뜻해지는 것으로 설명될 수 있다. 전도는 일반적으로 고체를 중심으로 일어나며, 대류는 액체와 기체에서 나타나는 현상이다. 따라서 기상 현상은 태양의 복사와 공기 중의 액체와 기체에 의한 대류와 밀접한 관련이 있음을 알 수 있다.



[그림2-2] 복사의 예

2.6.1 복사(Radiation)

난로나 모닥불 앞에 위치하면 방출되는 열을 느낄 수 있다. 이와 같은 현상을 '복사'라고 한다. 복사는 열을 전달하는 매체가 없어도 열이 직접 이동하게 된다. 물체의 온도가 높으면 복사 에너지의 양은 증가한다. 복사 에너지를 이해하기 위해서는 태양과 지구 사이에 열을 전달하는 매체가 없다는 점이다. 매체가 없이 전달되는 태양에너지는 응달과 양달의 위치에 따라 따뜻한 정도가 달라진다.

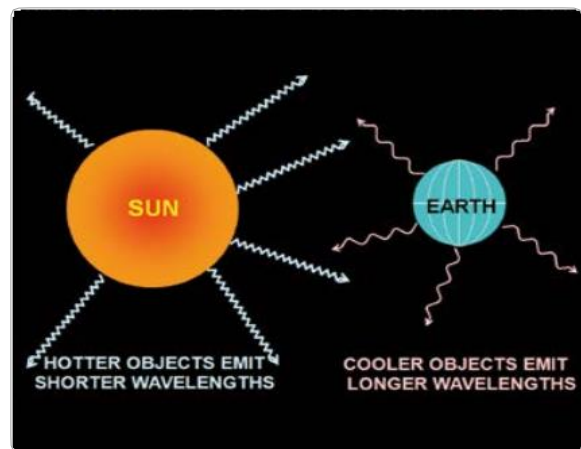
복사는 전자기복사(electromagnetic radiation)에 의해 공간을 통하여 열에너지가 전달되는 것을 말한다. 전자파(electromagnetic waves)는 빛의 속도로 이동하며, 파장 또는 주파수 개념으로 설명된다. 감마선은 높은 주파수를 가지는 반면, 라디오파는 낮은 주파수에 해당한다.

모든 물체는 물체 내의 열에너지가 복사에너지로 변환하는 과정에서 에너지가 방출(복사)된다. 그리고 변환된 복사에너지는 공기, 물, 또는 대기 공간 등과

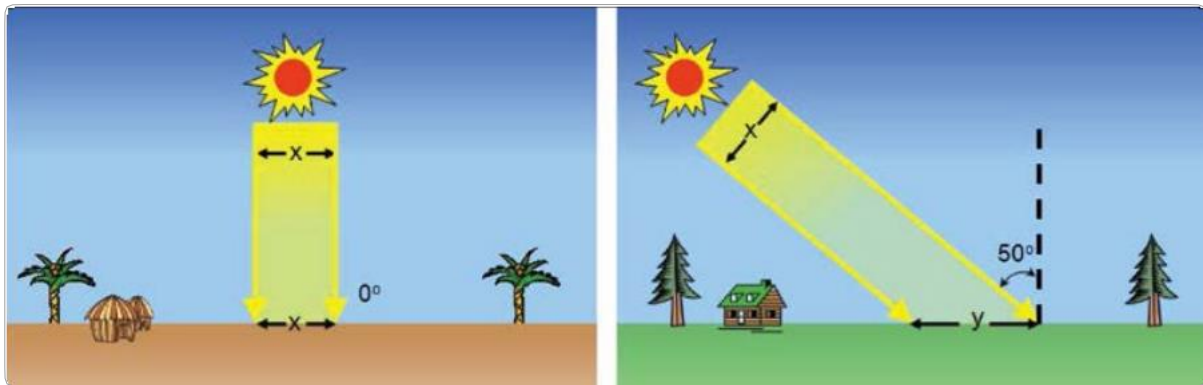
같은 매체를 통과한다. 이 과정에서 매체에 접촉하는 파동 에너지는 방향을 바꾸게 되면서 생성된 복사에너지는 반사된다. 결과적으로 복사에너지가 흡수되고 전자파 에너지는 흡수 물체에 의해 열에너지로 변환된다. 방출 물체는 열에너지를 잃어버리는 이 과정에서 흡수 물체는 열에너지를 얻게 된다.

2.6.1.1 태양에너지와 지구 에너지 복사 (Solar and Terrestrial Radiation)

태양(태양 복사)과 지구(지구 복사)를 포함하여 모든 물체는 복사에너지를 방출한다. 모든 물체의 최대 복사 파장의 길이는 온도와 반비례 관계에 있다. 물체가 뜨거울수록(차가울수록) 파장의 길이는 짧아진다(길어진다). 태양은 뜨거운 물체이므로 짧은 파장을 방출하고, 지구는 상대적으로 차가운 물체이므로 긴 파장을 방출한다. 태양의 최대 복사 파장은 상대적으로 짧으며 가시(可視)스펙트럼의 중심에 위치한다. 지구의 최대 복사 파장은 상대적으로 길고 적외선 스펙트럼의 중심에 위치한다.



[그림 2-3] 복사 파장에 대한 온도의 영향



[그림 2-4] 태양에너지의 천정각

2.6.1.2 태양 천정각(Solar Zenith Angle)

지구의 표면에 전달되는 태양에너지의 양은 천정(天頂) 각도에 따라 달라진다. 천정각은 태양에너지가 지구의 표면에 전달되는 것을 측정하는 지역의 각도로 정의된다. 태양에너지의 천정각은 위도, 계절, 일출과 일몰의 시각 등에 따라 달라진다.

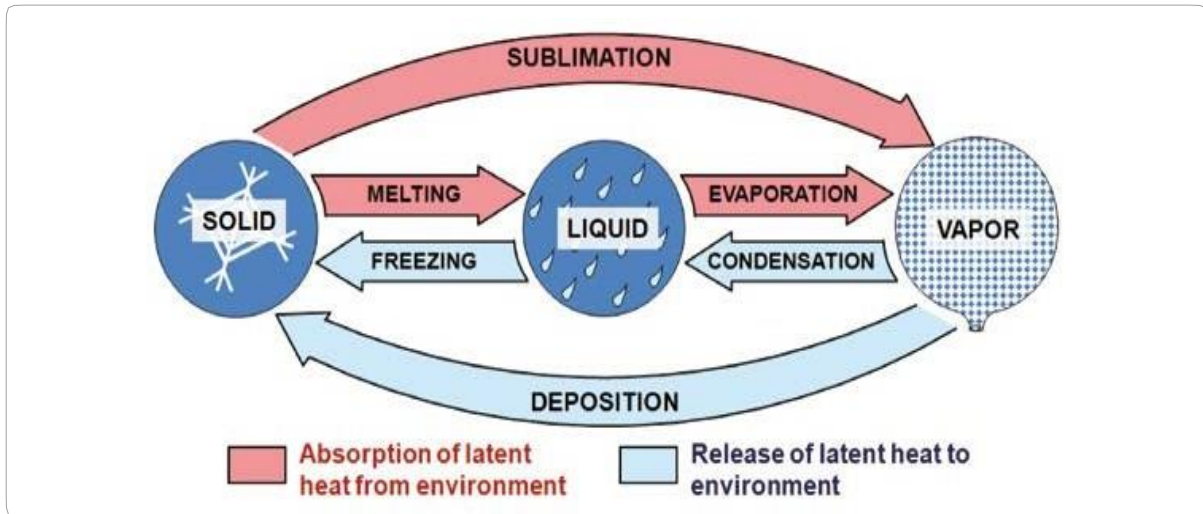
그림 2-4와 같이 천정각이 0° 이면 일사량은 최고점에 해당하는데, 이는 태양이 머리 위에 있다는 것으로 이해된다. 반면, 태양에너지의 천정각이 증가할수록(x 값보다 y 값이 증가할수록) 일사량은 줄어든다. 특히 천정각이 증가할수록 태양의 일사가 줄어들면서 파장이 길어지고, 결과적으로 태양에너지는 지구의 표면에 도달하기 전에 지구의 대기에 산란 또는 흡수된다. 태양이 하늘의 중천에 있을 때가 수평에 있을 때보다 상대적으로 지구의 표면을 뜨겁게 데울 수 있다.

2.6.2 잠열(Latent Heat)

수증기는 처음에는 보이지 않는 기체이지만 점점 큰 액체 또는 고체 입자로 변화하면서 마침내 사람의

눈에 보여 지게 된다. 이런 변화 과정을 상태변화라고 한다. 물과 같은 어떠한 물질을 어떠한 상태에서 다른 상태로 변화시키는 데 필요한 열 에너지를 잠열(latent heat)이라 한다. 또한 잠열은 물질의 상태가 변화할 때 단위 질량에 의해 방출되거나 흡수되는 열에너지의 양이다. 물이 상태를 변화시킬 때마다 에너지는 열로 방출되거나 주변(환경)으로부터 흡수된다. 이러한 열의 전달은 물의 온도의 상승이나 하강 없이 이루어지기 때문에 방출되거나 흡수된 열을 잠열(latent 라틴어로 숨어서 누워 있다는 뜻)이라고 한다.

작은 물방울을 현미경으로 보면 표면의 분자들은 끓이지 아니하게 증발한다. 에너지가 많을수록 빨리 움직이는 분자들이 쉽게 증발하여 남아 있는 분자들의 평균 운동은 각 분자의 추가 증발에 따라 감소하게 된다. 온도는 평균 분자 운동을 측정한 것이기 때문에 운동 속도가 느려진다는 것은 물의 온도가 낮아진다는 것을 의미한다. 따라서 증발은 냉각과정이라 할 수 있다. 즉 물의 상태를 액체에서 기체로 바꾸는 데 필요한 에너지는 물이나 공기 등 다른 열원에서 빠져나오기 때문에 증발은 곧 냉각과정인 것이다.



[그림2-5] 물의 상태변화 상황에서 나타나는 잠열 이동

증발에 따라 물이 빼앗긴 에너지는 수증기 분자 속에 “누워있다”고 말할 수 있다. 따라서 이처럼 “숨어 있는” 상태의 에너지를 잠열이라 말한다. 하지만 수증기가 다시 액체인 물로 응결될 때 잠열은 사람이 느끼고 온도계로 측정할 수 있는 현열(sensible heat)로 다시 나타나는 것이다. 따라서 증발의 반대 현상인 응결은 승온(condensation)과정이다.

수증기가 액체 방울들로 응결할 때 방출하는 열에너지를 “응결잠열”이라 한다. 반대로 같은 온도에서 액체를 수증기로 변화시킬 때 사용된 열에너지를 “증발잠열”이라 한다. 실내 온도에서 물 1g이 증발하는데 600cal의 열이 필요하다. 우리 몸에서 증발하는 수분은 그 양이 많기 때문에 목욕 후 수건으로 물기를 말리기 전 물기가 열에너지를 흡수하여 기체로 상태변화하기 때문에 우리는 서늘하게 느끼는 것이다. 그림 2-5는 물의 상태가 변화할 때 발생하는 잠열의 이동을 보여주고 있다. 왼쪽에서 오른쪽

으로 상태가 변할 때 열은 그 물질에 의해 흡수되기 때문에 주변에서는 열에너지를 그만큼 빼앗긴다.

용해(melting), 증발(evaporation), 승화(sublimation) 과정은 모두 주변 온도를 떨어뜨리는 결과를 가져온다. 반대로 그림과 같이 상태의 변화가 오른쪽에서 왼쪽으로 진행될 때는 그 물질이 열에너지를 방출하여 주변에 전달된다. 그러므로 결빙(freezing), 응결(condensation), 침적(deposition) 과정은 주변 온도를 상승시키는 결과를 가져온다.

잠열은 대기 에너지의 중요한 열의 공급원이 된다. 먼저 수증기 분자들이 지표면에서 떨어지게 되면 부채질을 하면 주변의 먼지가 함께 날아가는 것 같이 바람에 휩쓸려 버린다. 이들 수증기 입자는 대기 온도가 낮은 고(高)고도에 이르러 액체와 얼음 분자로 이루어진 구름으로 변한다. 이런 과정을 거치면서 많은 양의 열에너지가 주위로 방출된다.



[그림 2-6] 분자 접촉에 의해 주전자 바닥의 뜨거운 곳에서 찬 부분으로 열이 이동하는 것을 전도라 한다.

2.6.3 전도(Conduction)

물질 내부에서 분자와 분자 사이를 오가는 열의 이동을 전도(conduction)라 한다. 그림 2-6에서처럼 가스레인지의 불 위에 주전자를 올려놓으면 주전자의 분자들은 가스레인지 불꽃에서 흡수하는 열에너지로 점점 빠르게 진동한다. 빠른 속도로 진동하는 분자들은 주변 분자들도 빠른 속도로 진동하도록 자극한다. 이러한 과정으로 열은 주전자 바닥을 달구게 되고 주전자 내부의 물까지 뜨거워지게 된다. 이렇게 주전자 바닥에서 주전자 전체로, 주전자 안의 물로 전달되는 열의 이동은 전도로 일어난다. 이와 같이 열은 항상 상대적으로 따뜻한 곳에서 차가운 곳으로 이동하며 양쪽의 온도차가 클수록 이동 속도는 빨라진다.

분자에서 다른 분자로 에너지를 쉽게 통과시키는 물체는 열의 좋은 전도체라 한다. 열의 전도는 그 물질의 분자간 결합 구조에 따라 정도가 달라진다.

그러므로 금속 물체의 온도를 판단하기 어려울 때가 종종 있다. 표 2-2를 보면 금속과 같은 고체는 훌륭한 전도체임을 알 수 있다. 예를 들자면 실온에서 금속 파이프를 잡으면 그 물건은 손의 열을 빠르게 빼앗아가기 때문에 실제보다 훨씬 차갑게 느껴진다. 반대로 공기는 열의 전도율이 매우 낮기 때문에 바람이 없는 날에는 지상의 열기가 전도를 통하여 대기로 전달되는 범위는 지표면으로부터 수 cm에 불과하다. 그러나 공기는 이 에너지를 한 지역에서 다른 한 지역으로 빠르게 이동시킬 수 있다.

[표 2-2] 여러물질의 열전도율

물질	상태	열전도율($W\ m^{-1}\ K^{-1}$)
은	고체	429
구리	고체	401
알루미늄	고체	250
철	고체	80
젖은 모래	고체	2.7
물(얼음)	고체($0\ ^\circ C$)	2.18
모래	고체	1.7
석회석	고체	1.26-1.33
유리	고체	1.05
물(액체)	액체	0.58
마른 모래	고체	0.35
토양	고체	0.17-1.13
목재(참나무)	고체	0.17
목재(발사)	고체	0.055
눈	고체($<0\ ^\circ C$)	0.05-0.25
공기	기체	0.024
물(수증기)	기체($125\ ^\circ C$)	0.016

※ 모든 측정은 $25^\circ C$ 에서 이루어졌으며, $1K = -272.15^\circ C$ 이다.

2.6.4 대류(Convection)

대류는 물이나 공기와 같은 유체의 집단 이동으로 열이 전달되는 것이다. 이러한 유형의 열 전도는 액체와 기체 속에서 자유롭게 움직이고 흐름을 형성할

수 있다. 따뜻하고 맑은 날 지표면의 어떤 지역은 다른 지역보다 태양에너지를 더 많이 흡수한다. 따라서 태양에너지를 받아 더 많이 흡수한 지역은 더워지게 되고 지표면 근처의 기온은 균일하지 않게 나타난다. 지표면의 더워진 지역의 공기 분자들은 지면과 충돌, 전도를 통하여 추가적인 에너지를 얻게 되고 더 더워진 공기는 팽창하며 주변의 찬 공기보다 밀도가 작아지게 된다. 팽창한 따뜻한 공기는 상승하게 되고, 커다란 더운 공기덩어리들이 상승하면서 열에너지를 높은 고도로 전달하게 된다. 이에 따라 상승한 공기대신 상대적으로 차갑고 무거운 공기는 지표면을 향해 내려가게 되고 이 공기가 더워지면 다시 상승하면서 이러한 과정을 반복하게 된다. 기상학에서는 이와 같은 열의 연직 교환을 대류라고 한다. 그리고 상승하는 공기덩어리를 열적(thermals)이라 한다.

높은 고도로 상승한 공기는 팽창하면서 점차 퍼져나갔다가 천천히 낮은 고도로 내려가기 시작한다. 지표면 근처에서 이 공기덩어리는 다시 더운 지점으로 이동하여 높은 고도로 상승한 공기덩어리가 있던 자리를 메운다. 이러한 방법으로 대기 중에 대류성 순환 또는 열적 공기덩어리가 만들어진다. 대류성 순환에서 따뜻한 높은 고도로 상승한 공기는 냉각되게 된다. 상승하는 공기는 팽창/냉각되고 하강하는 공기는 압축/가열되게 된다

공기덩어리가 데워져 높은 고도로 상승하였다가 다시 하강하여 본래의 위치로 돌아가는 과정을 대류성 순환이라고 한다. 이러한 순환의 수평적 이동으로 인한 열에너지의 전달을 이류(advection)라고 한다. 예를 들어 호수 위로 불어오는 바람은 수면에서 수증기를 빨아들여 대기의 다른 곳으로 이동시킨다.

공기덩어리가 식으면 수증기는 구름 입자로 응결되어 잠열을 방출한다. 따라서 이러한 과정은 열에너지를 대기에서 재분배하는 중요한 과정이다.

2.7 비열(Specific Heat)

열전달은 복사, 대류, 전도, 또는 세 가지가 복합되어 나타난다. 그러나 복사, 대류, 전도, 또는 이들의 조합과 관계없이, 특정 열량의 입력(또는 출력)에 대한 온도

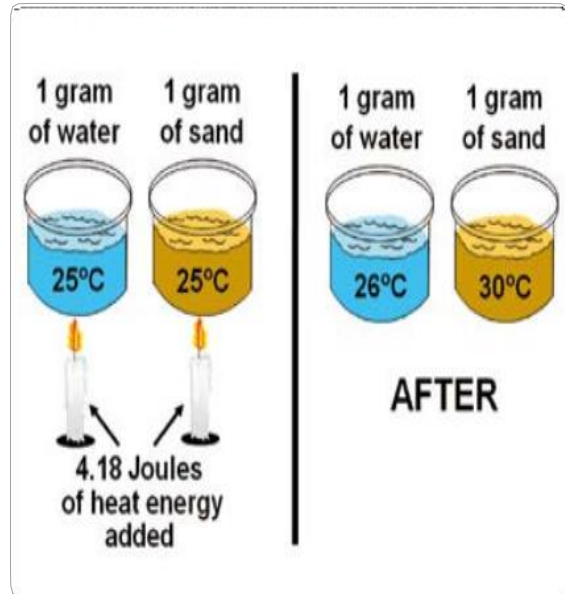
[표 2-3] 물질별 비열용량

물질	상태	비열용량(J g ⁻¹ K ⁻¹)
물(수증기)	기체(100 °C)	4.22
물	액체(25 °C)	4.18
목재(발사)	고체	2.90
물(얼음)	고체(0 °C)	2.05
목재(참나무)	고체	2.00
토양(수분)	고체	1.48
사질식토(sandy clay)	고체	1.38
공기(해면, 건조)	기체	1.01
아스팔트	고체	0.92
진흙	고체	0.92
알루미늄	고체	0.91
벽돌	고체	0.90
콘크리트	고체	0.88
유리	고체	0.84
석회석	고체	0.84
모래(석영)	고체	0.83
토양(건조)	고체	0.80
화강암	고체	0.79
철	고체	0.46
구리	고체	0.39
수은	액체	0.14
납	고체	0.13

※ 모든 측정은 25 °C에서 이루어졌으며, 1K = -272.15°C이다.

반응은 물질마다 차이가 있다. 단순히 비열이라고도 불리는 비(比)열용량은 특정 온도의 간격을 기준으로 물질의 단위 수량의 온도를 높이는 데 필요한 열에너지의 척도로 정의된다. 비열용량은 물질에 가해진 열과 그 온도 상승과의 비로 정의된다. 비열용량은 물질 1g의 온도를 1K 올리는 데 필요한 열량이다. 비열용량은 일반적으로 Joules/ gram-Kelvin($J g^{-1} K^{-1}$) 단위로 표시된다. 따라서, 동일한 온도 측정값을 가진 두 개의 다른 물질이 반드시 같은 양의 열에너지를 보유하지는 않는다. 같은 양의 열에너지에 노출되면, 비열용량이 낮은 물질이 비열용량이 큰 물질보다 더 많이 가열된다. 물은 자연에서 존재하는 물체 중에서 가장 높은 비열용량을 가지고 있음을 알 수 있다. 물은 열에너지를 저장하기 위해서 토양, 모래, 돌, 또는 공기와 같은 물체에 비하여 높은 용량이 필요하다는 것을 의미한다. 즉 물은 다량의 열에너지를 저장할 수 있으면서도 온도 변화는 크지 않다는 것이다.

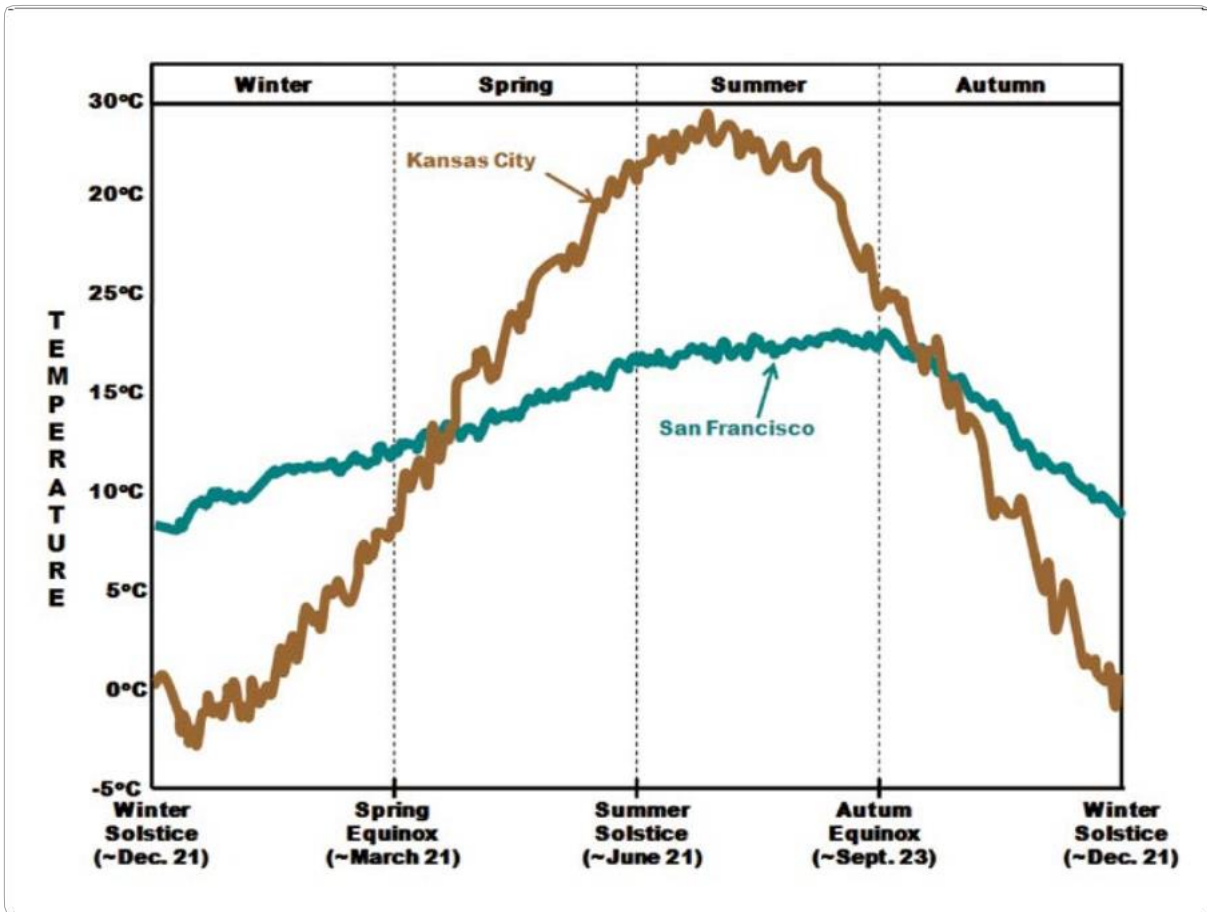
그림 2-6은 물과 모래의 비열용량을 비교한 것이다. 물의 비열용량은 석영 모래보다 5배 이상 높다. 따라서 1g의 물의 온도를 1°C 올리려면 4.18Joules의 열이 필요하고, 1g의 석영 모래를 1°C 높이려면 0.83Joules만 있으면 된다. 이와 같은 이유로 맑은 여름날의 오후에 해변의 모래가 물보다 더 뜨거운 것이다. 비열용량의 차이는 호수나 바다와 같은 수면 온도가 육지의 지표면 온도보다 시간의 변화에 따라서 적게 나타나는 주요 원인 중 하나이다. 물은 여름과 낮에 육지보다 더욱 천천히 가열되고, 겨울과 밤에는 더욱 천천히 냉각된다. 따라서 수역(水域)이 육지의 질량보다 열적관성(thermal inertia)이라고 불리는 온도 변화에 대해 더 큰 저항을 나타낸다.



[그림 2-6] 물과 모래의 비열용량의 차이

열 흐름의 차이는 수역이 육지보다 더욱 천천히 가열되고 냉각되는 또 다른 이유로 설명된다. 입사(入射)가 되는 태양에너지의 복사는 수심으로 깊숙이 침투하지만, 토양과 암석의 경우는 맨 윗부분의 표면만 가열할 수 있다. 또한 물은 유체이기 때문에 열에너지는 대류를 통해 많은 양이 깊은 곳까지 순환될 수 있다. 수온 변화는 매일 6m(20ft) 이상, 그리고 연간 200~600m(650~1950ft)의 깊이까지 발생한다. 이 과정은 느린 전도를 통해 열이 전달되어야 하기 때문에 육지와 차별성이 있다. 육지의 온도 변화는 하루에 10cm(4inch)의 깊이까지만 발생하고, 연간으로는 15m(50ft) 이하로 한정된다.

물은 육지보다 온도 변화가 훨씬 적다. 바다가 육지에 비하여 상대적으로 천천히 따뜻해지고 더욱 느리게 차가워지므로 물에 인접한 육지 기온을 조절하는데 도움을 준다.

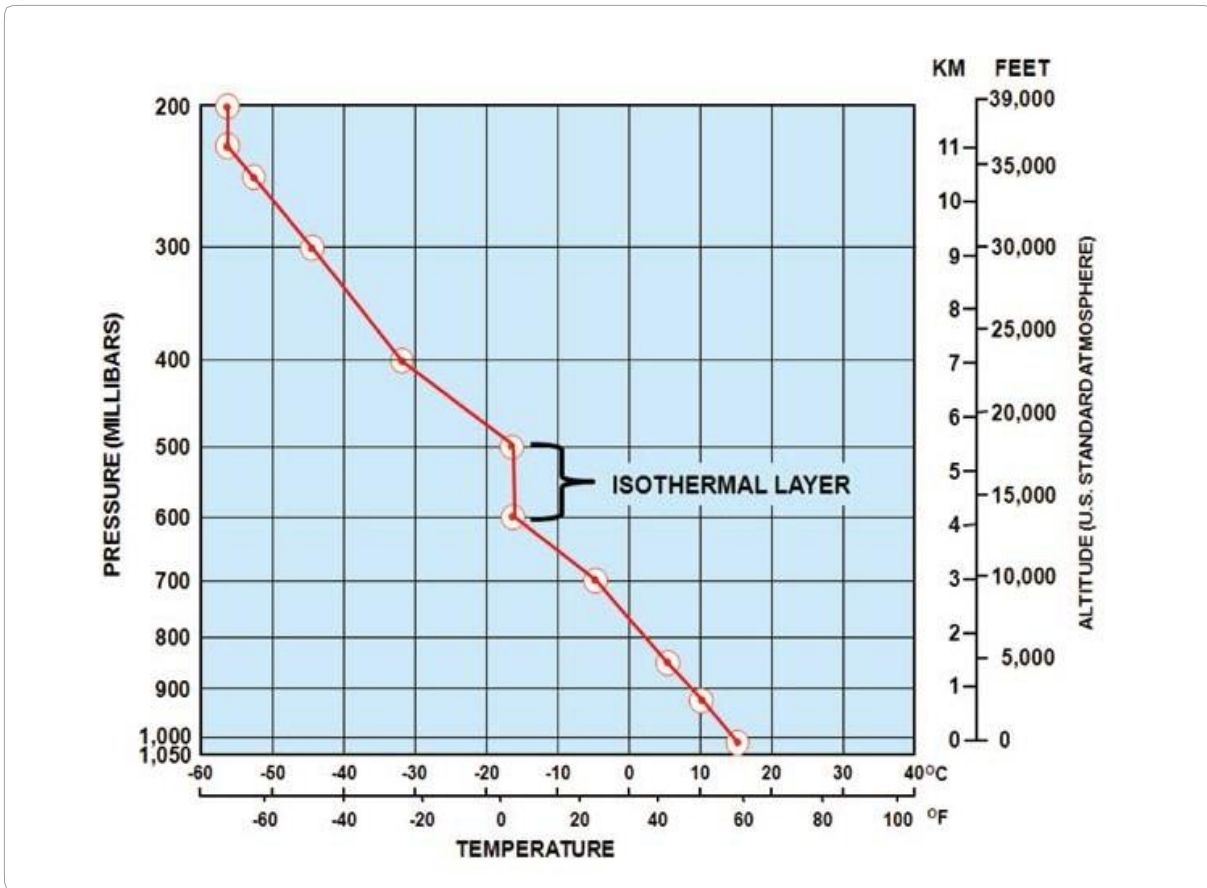


[그림 2-7] 샌프란시스코(해상)와 캔자스시티(대륙)의 일일 평균 온도 변화

이와 같은 이유로 바다 또는 큰 호수(해상 위치) 풍 하측에 위치한 섬이나, 인접 지역은 내륙지역보다 일교차나 계절에 따른 온도 차이가 작게 나타나게 된다. 예를 들면 미국의 샌프란시스코(해상)와 캔자스시티(대륙)를 볼 때 비록 두 도시의 위도는 동일하다고 하더라도 일일 온도 편차는 샌프란시스코가 훨씬 낮은 것을 들 수 있겠다. 그림 2-7은 이와 같은 효과의 설명을 보여주고 있다. 또한 우리나라의 경우, 서울과 강릉도 위도는 비슷하지만 강릉의 일일 온도차가 적게 나타난다.

2.8 고도에 따른 온도 변화 (Temperature Variations with Altitude)

온도 감률(a lapse rate of temperature)은 지구의 대기에서 고도의 변화에 따른 온도 감소로 정의된다. 표 1-2에 제시된 바와 같이, 표준대기에서는 온도가 6.5°C/km(3.57°F/1,000ft) 감소한다. 그러나 이와 같은 수치는 평균이기 때문에 정확한 값을 의미하는 것은 아니다. 실제로 대류권 온도는 때로는 일정하거나, 때로는 고도에 따라 상승하기도 한다.



[그림 2-8] 탐측(sounding)에서 관측된 등온층

결빙 고도(freezing level)를 예측하기 위해 표준 기온 감률을 적용할 때는 유의해야 한다. 그것은 대기의 경계층은 종종 건조 단열층이므로 결빙 고도를 예측할 때 틀릴 수 있기 때문이다.

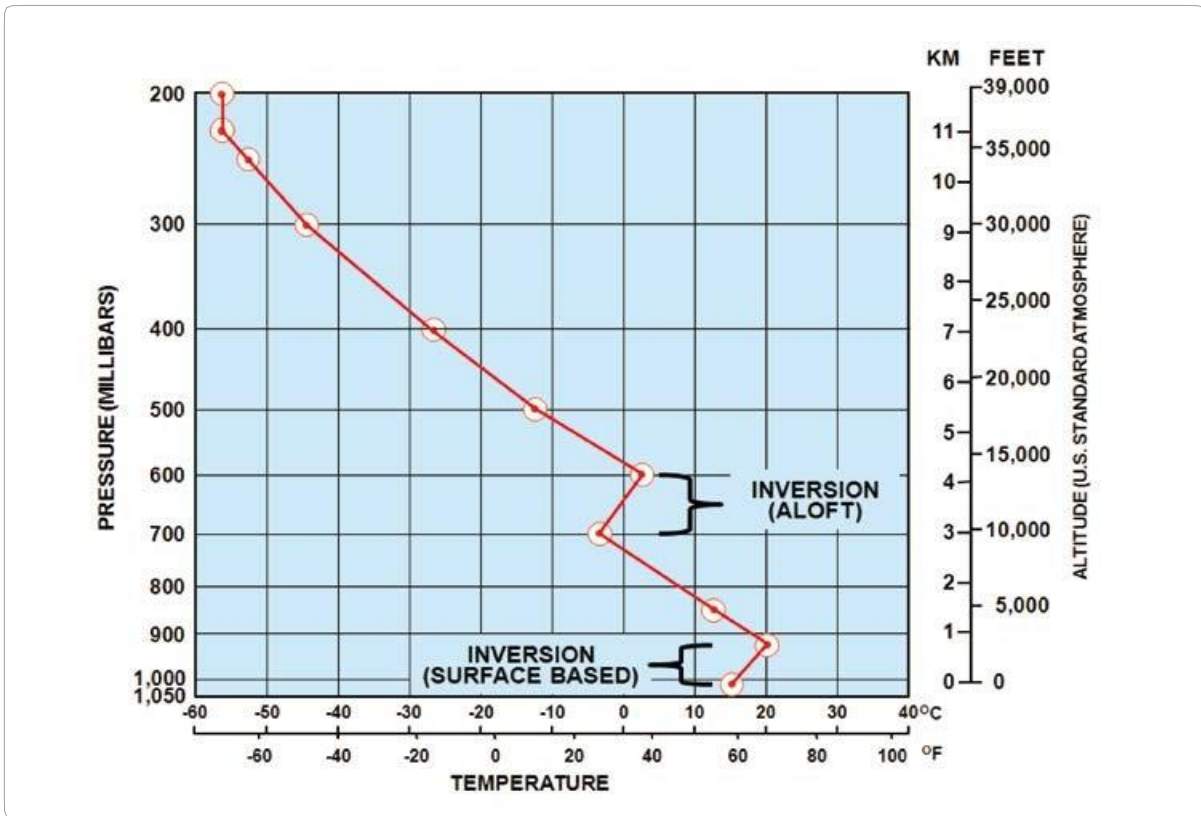
농도, 그리고 공해 등과 같은 물리적 특성을 연직 분포로 측정하는 것이다. 대기 탐측을 위하여 라디오존데 (radio sonde) 또는 로켓존데(rocket sonde) 등을 활용한다.

2.8.1 대기 탐측(Atmospheric Sounding)

대기 탐측은 임의의 고정된 위치를 기준으로 대기의 연직 특성을 관측하는 것이다. 즉 대기에서의 압력, 온도, 풍속 및 풍향, 이슬점, 액체 함수율, 오존

2.8.2 등온층(Isothermal Layer)

등온층은 고도가 올라가더라도 온도가 변화하지 않고 일정하게 유지되는 임의의 대기층을 의미한다 (그림 2-8 참조).



[그림 2-9] 탐측(sounding)에서 관측된 기온 역전

2.8.3 기온 역전(Temperature Inversion)

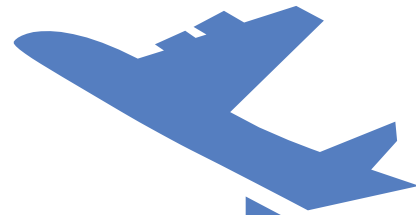
대류권에서의 온도 변화는 고도와 밀접한 관련성을 가진다. 일반적으로 고도가 올라가면 온도는 낮아지는 것으로 알고 있다. 그러나 기온 역전은 고도가 올라갈수록 온도가 증가하는 현상이다.

기온 역전의 원인이 지표면에 있으면 접지 역전(surface-based inversion)이라고 하고, 기온 역전의 원인이 지표면이 아니면 상층 역전(inversion aloft)이라고 한다(그림 2-9 참조). 접지 역전은 일반적으로 바람이 약하고 맑은 날 밤 육상에서 발생한다.

지표면은 위에 놓여있는 공기보다 더 빨리 복사 냉각된다. 지상과 접촉하는 공기는 차가워지고, 몇 백 피트 위의 온도는 거의 변하지 않는다. 따라서 온도는 높이와 함께 증가한다.

기온 역전은 대기의 여건에 따라 어떤 고도에서든 일어날 수 있다. 예를 들면, 상층의 따뜻한 공기 흐름이 지표면의 차가운 공기를 덮게 되면 상층 역전이 발생한다. 역전은 성층권에서 흔히 나타나는 현상이다.

역전층의 주요 특성은 대기의 뚜렷한 안정도이다. 그래서 역전층에서는 난기류가 거의 발생하지 않는다. 난기류에 대해서는 <17장>에서 상세하게 서술할 것이다.



3장 ▶▶

수증기

- 3.1 개요
- 3.2 물 순환
- 3.3 포화
- 3.4 상대습도
- 3.5 이슬점(노점)
- 3.6 습도의 측정
- 3.7 온도-이슬점 간격(습수)
- 3.8 이슬과 서리



3장 수증기

3.1 개요(Introduction)

수증기란 물이 기체의 형태를 이루고 있는 것을 말하며, 대기의 변화를 주도하는 주요 성분 중의 하나이다. 그러나 대기를 구성하는 주요 성분 중에서 수증기가 차지하는 비중은 매우 미세하다. 대기에서의 수증기량은 극 미량에서 체적의 4%까지 다양하게 분포되지만, 공간과 시간에 따라 양의 차이는 매우 다르다. 대기 중 수증기의 약 절반이 2km(6,500ft) 이하의 고도에 존재하며, 미세한 양이 대류권계면 위에서 발생하기도 한다.

수증기는 구름과 강수(예: 비와 눈)의 원재료일 뿐만 아니라 열에너지를 전달하고 복사열의 흡수와 방출을 통해 지구의 온도를 조절하는 매체이기도 하다. 공기에 존재하는 수증기는 상대습도 또는 이슬점 등과 같은 다른 개념으로도 측정할 수 있다. 수증기가 기상에 미치는 요인을 설명하기 전에, 물과 대기가 지구-대기 시스템을 통해 어떻게 순환하는지에 대하여 먼저 알아보려고 한다.

3.2 물 순환(The Hydrologic Cycle)

물 순환(그림 3-1참조)은 대기과 지구 사이의 물의 이동 또는 교환을 나타내는 시스템으로 물의 지속적인

순환을 의미한다. 수증기는 물 순환에서 중요한 역할을 담당한다.

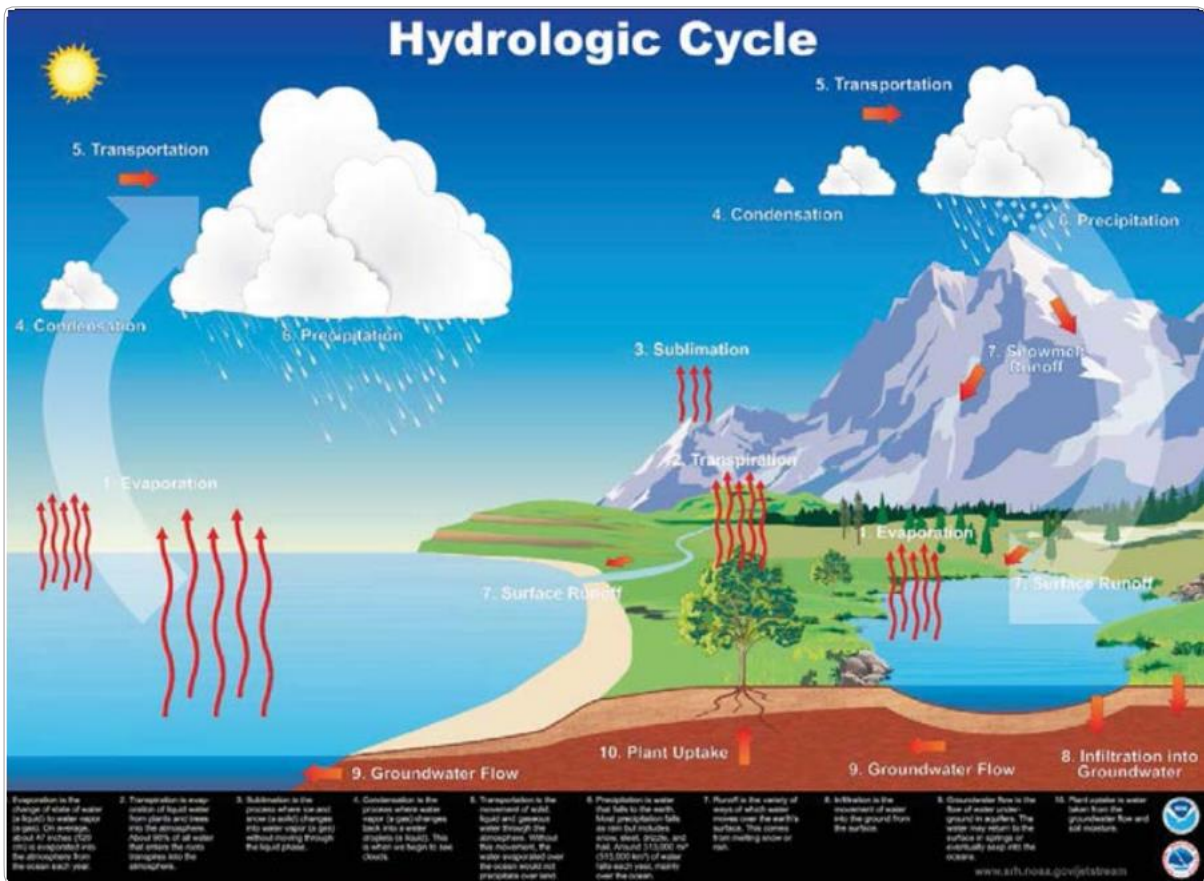
3.2.1 증발(Evaporation)

증발은 액체가 기체로 바뀌는 전이 현상이다. 기상학에서 관심을 가지는 물질은 물이므로 주요 요인을 바다에서 찾고 있다. 매년 평균적으로 약 120cm(47inch)가 바다에서 대기로 증발한다. 그러나 증발이 일어나기 위해서는 에너지가 필요하다. 에너지는 태양, 대기, 지구 또는 인간에 의해 생성될 수 있다.

증발이라는 용어에 대한 이해는 일상의 경험을 통해 쉽게 알 수 있다. 신체의 체온이 올라가거나 운동으로 몸이 따뜻해지면 피부에서 땀이 분비된다. 신체 온도를 이용하여 땀이라는 액체를 증발시켜 열을 제거하고 몸을 냉각시키게 된다. 샤워하거나 수영장에서 나올 때도 이와 같은 효과가 나타난다. 샤워 이후에 느끼는 차가움은 피부의 물이 증발하면서 피부로부터 열을 빼앗으므로 나타나는 체온 저하 현상 때문이다.

3.2.2 증산(Transpiration)

증산은 식물의 잎에 있는 기공을 통해 수분을 증발시키는 현상이다. 대부분 식물의 증산은 대기의 습도와 토양의 수분 함량에 의해 제어되는 수동적인 과정



[그림 3-1] 물 순환

이다. 식물의 잎 표면에 있는 기공은 전체 잎 면적의 1%에 불과하고, 또한 증산된 수분 중에서 단지 1%만이 식물의 성장 과정에 사용되고, 나머지 99%는 대기로 전달된다.

3.2.3 승화(Sublimation)

승화는 고체가 액상을 거치지 않고 기체로 변화되는 전이 현상 또는 그 반대의 변화로 정의된다. 대기에서 얼음과 눈(고체)이 기체로 바뀌면 승화된다고 한다.

3.2.4 응결(Condensation)

응결은 기체가 액체로 변하는 전이 상태이다. 대기에서는 대기의 물리적 조건에 따라 수증기가 응결되어 구름, 안개, 이슬, 또는 서리처럼 보일 수 있다.

3.2.5 수송(Transportation)

수송은 대기를 통해 나타나는 고체, 액체, 그리고 기체 상태인 물의 운동이다. 이러한 움직임이 없다면, 바다 위로 증발한 물은 지표면으로 침전될 수 없다.

3.2.6 강수(Precipitation)

강수는 응결된 작은 입자가 충돌 및 병합을 통해 성장하여 떨어지는 현상이다.

3.2.7 유출(Runoff)

유출은 과도한 강수량으로 지표면이 포화되어 더 이상의 물을 흡수할 수 없는 경우에 발생한다. 유출은 강수가 하천과 강으로 흘러 결국 바다로 되돌아가는 것이다. 유출수가 대기로 증발하면 물 순환이 다시 시작된다. 일부 물은 토양 또는 지하수로 스며들면서 수분이 다시 식물로 옮겨가서 증산이 일어난다.

3.2.8 침투(Infiltration)

침투란 물이 지표면에서 땅속으로 이동하는 것이다.

3.2.9 지하수 흐름(Groundwater Flow)

지하수 흐름은 대수층 지하에서 물이 이동하는 것이다. 대수층은 지표면에 떨어진 비나 눈 일부가 지하로 침투하여 밑으로 흐르다가 더는 침투할 수 없는 점토층을 만나면 생기는 지하수 지층이다. 지하수는 샘으로 솟아 나와 지표면으로 흐르기도 하지만, 결국 바다로 돌아간다.

3.2.10 식물 흡수(Plant Uptake)

식물흡수는 식물의 뿌리가 접하는 주변의 지하수나 토양의 수분을 흡수하면서 이루어진다.

3.3 포화(Saturation)

포화는 더 이상 채울 수 없이 가득 채운 것으로 이해된다. 따라서 기상학에서 포화는 주어진 온도와 기압에서 공기덩어리가 보유할 수 있는 최대 수증기의 양이다. 포화 공기란 공기덩어리가 보유할 수 있을 만큼의 모든 수증기를 가지고 있지만, 불포화 공기는 공기덩어리가 더 많은 수증기를 보유할 수 있을 정도의 여유가 있음을 의미한다.

3.4 상대습도(Relative Humidity)

상대습도는 특정 온도와 기압에서 공기덩어리가 보유할 수 있는 수증기의 양(포화 수증기)과 대기 중에 실제로 포함된 수증기의 양을 백분율로 표시한 비율이다.

상대습도는 대기 습도를 표현하는 가장 일반적인 방법이지만, 또한 잘못 이해되는 개념이기도 하다. 상대습도는 공기의 실제 수증기 함량을 나타내는 것이 아니라, 공기가 얼마나 포화 상태에 있는지를 의미하는 것이다. 상대습도가 100%인 공기덩어리는 포화 상태이고, 상대습도가 100% 미만인 공기덩어리는 불포화 상태이다.

기압이 일정하다고 가정하였을 때 공기덩어리가 수증기를 포함할 수 있는 용량은 온도와 밀접한 관계가 있다. 수증기량을 변경하지 않고 공기덩어리의 상대습도를 변경할 수 있다. 그림 3-2는 이와 같은 설명을 보여준다.

해발 고도에서 온도가 30°C인 공기덩어리는 27g의 수증기를 저장할 수 있는 용량을 가지고 있다. 실제

Temperature (at sea level)	30°C	20°C	10°C
Actual gram of water vapor Potential gram of water vapor			
Relative Humidity	$8/27 = 30\%$ (unsaturated)	$8/15 = 53\%$ (unsaturated)	$8/8 = 100\%$ (saturated)

[그림 3-2] 상대습도에 대한 온도의 영향

로 8g을 보유하고 있다면, 상대습도는 30%가 되므로 불포화 상태가 된다. 그러나 공기덩어리 온도가 20°C로 내려가면 수증기 저장 용량이 15g으로 줄어들고, 상대습도는 53%로 상승한다. 10°C에서 공기덩어리의 수증기 저장 용량은 실제로 보유하고 있는 수증기의 양(8g)과 같아지며, 상대습도는 100%로 증가하며 포화 상태가 된다. 이러한 냉각 과정을 통하여 공기 덩어리의 실제 수증기 함량은 일정하게 유지되었지만, 상대 습도는 온도가 감소함에 따라 증가하였다.

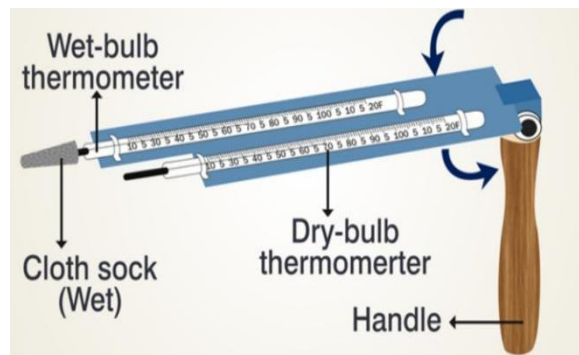
3.5 이슬점(노점)(Dewpoint)

이슬점은 일정한 기압과 일정한 수증기 압력에서 공기덩어리에 포함된 수증기가 물(이슬)로 응결되기 위한 온도이다. 즉, 이슬점은 공기 중의 수증기가 포화 상태에 이르러 물방울로 맺히는 현상이 일어나는 온도로 설명된다. 이 온도가 0°C(32°F)보다 낮으면 서리가 생성되는 서릿점이 된다. 공기덩어리 온도를

낮추면 수증기를 보유하는 능력이 감소한다.

3.6 습도의 측정(Measurement of Humidity)

이슬점과 상대습도를 측정할 때 사용되는 일반적인 측정기구는 건습계(psychrometer)이다. 습도계에는 두 개의 유리관 액체 온도계가 끝에 손잡이 또는 체인이 달린 금속조각에 나란히 연결되어 있다. 두 개의 온도계 중 하나는 온도계의 동그란 부분을 거즈로 감싸고 있다.



[그림 3-3] 휘돌이 습도계

<사용방법>

1단계: 사전 준비

건습구 습도계를 사용하기 전에 초기 준비 단계를 수행하여 정확한 측정값을 얻을 수 있도록 하는 것이 좋다. 기본적으로 장치의 온도계가 동일한 초기 판독값을 표시하도록 하여 동일한 시작점에서 측정을 시작해야 한다. 이를 위한 좋은 방법은 약 1분 동안 급속도로 건습구 습도계를 흔드는 것이다.

2단계: 심지 준비

이 장치는 습구 온도계와 더불어 일반(건식) 온도계를 사용한다. 온도계의 동그란부분에 심지/소크를 물에 완전히 담가 사용 준비를 한다.

3단계: 건습구 습도계 회전

위에 제시된 단계를 따라 눈금을 다시 읽으면 습도계 사용을 시작할 수 있다. 심지에서 나오는 물이 주변 공기로 증발되도록 약 1분 동안 원을 그리며 돌려야 하고, 따라서 습구 온도계를 식혀야 한다.

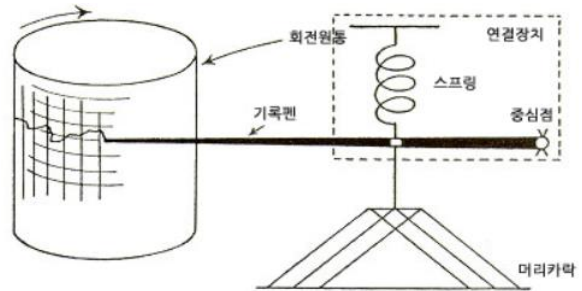
4단계: 판독값 실행

1분간 회전한 후 젖은 온도계부터 시작하여 두 온도계의 판독값을 기록한다.

5단계: 습도 계산

습도를 계산하려면 이전 단계에서 얻은 온도 값 간의

차이를 선택한 다음, 습도 값을 알고자 하는 건습구 습도계 차트를 참조한다(표3-1 참조).



[그림 3-4] 모발 습도계의 원리

[표 3-1] 28°C의 기온의 건구온도와 습구온도의 차이에 따른 상대습도

건구온도계와 습구온도계의 온도차이	상대습도
0	100%
1°C	93%
2°C	86%
3°C	78%
4°C	71%
5°C	65%
6°C	59%
7°C	53%
8°C	47%
9°C	42%
10°C	36%

건구온도계가 나타내는 온도는 현재 기온, 즉 건구 온도이다. 건구와 습구의 온도차이를 건습구 온도차라고 한다. 건습구 온도차가 크면 수분이 다량 공기 중으로 증발할 수 있고 상대습도가 낮다는 것이다. 반대로 건습구 온도차가 작으면 증발할 수 있는 여지가 적고 따라서 공기는 포화상태에 가깝고 상대습도는 높게 된다. 만약 차이가 없다면 건구와 습구, 그리고 노점은 모두 같고 공기는 포화되어 있으며 상대습도는 100%임을 의미한다.

보통 습도를 측정하는 기기를 습도계(hygrometer)라 하며 사람이나 말의 털을 사용하는 것을 모발 습도계라 한다. 상대습도가 증가하면 모발의 길이가 늘어나고 상대습도가 감소하면 모발 길이가 짧아지는 원리를 이용하여 제작된 것이다. 기름기를 제거한 여러 가닥의 모발이 지렛대에 부착한다. 모발 길이에 작은 변화가 생기면 연결 시스템을 통해 변화를 증폭하여 상대습도를 나타내도록 눈금이 그려진 다이얼에 전달하는 것이다(그림3-4 참조). 모발 습도계는 건습구 습도계만큼 정확도가 높지 않으므로 상대습도의 일변화 폭이 큰 지역에서는 자주 보정할 필요가 있다.

습도를 측정하는 또 다른 기기는 전기 습도계이다. 이 전기 습도계는 탄소막을 입힌 납작한 접시 모양을 하고 있다. 이곳에 전류를 통과시키면 수증기가 흡수되면서 탄소막의 전기저항에 변화가 일어난다. 이 변화량을 상대습도로 환산하는 것이다. 이 측정기는 상승 기상자료를 수집하는 라디오존데에 널리 사용된다. 그밖에 적외선 습도계도 있다. 이 적외선 습도계는 일정한 공기에서 수증기가 흡수한 적외선 에너지량을 측정하여 상대습도를 환산한다. 마지막으로 이슬점계는 대기 중 실제 수증기압을 측정하여 대기 중의 수증기량을 산출한다.

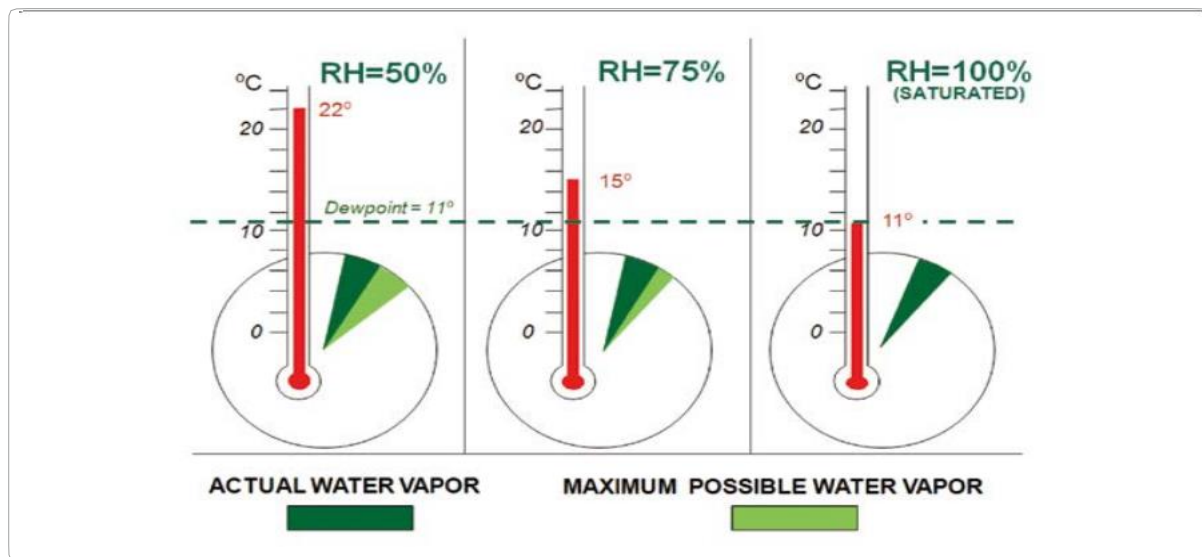
3.7 온도-이슬점 간격(습수) (Temperature-Dewpoint Spread (Dewpoint Depression))

온도-이슬점 간격은 현재의 공기덩어리가 가지고 있는 습도에서 예상되는 이슬점과 현재 온도의 차이를 말하고 습수 또는 spread라고 한다. 공항의 정식

기상관측 보고(METAR) 또는 특별 기상관측 보고(SPECI)에서 온도와 이슬점은 모두 관측하여 보고된다. 온도는 공기덩어리의 수증기 보유 능력에 크게 영향을 미치지만, 이슬점은 공기덩어리의 실제 수증기량을 나타낸다. 간격이 감소하면 상대습도가 증가한다. 습수가 0으로 감소하면 상대습도는 100%이고 공기덩어리는 포화 상태가 된다. 아래의 그림 3-5은 온도-이슬점 간격과 상대습도간의 관계를 보여주고 있다.

지상 온도-이슬점 간격은 안개를 예측하는 데 있어 중요하지만, 강수량 예보에는 주요요인이 아니다. 강수에 영향을 미치기 위해서는, 공기덩어리는 두꺼운 상층부에 이르기까지 모두 포화 상태가 되어야 한다.

주: 상대습도(RH)는 온도-이슬점 간격에 따라 다르다. 그림3-5에서 이슬점은 일정하지만, 온도는 왼쪽에서 오른쪽으로 갈수록 감소하고 있다. 왼쪽 그림에서 상대습도는 50%이며 이는 공기덩어리가 실제로 존재하는 수증기의 두 배를 저장할 수 있음을 의미한다. 공기덩어리가 냉각되면 상대습도는 증가하지만, 온도-이슬점 간격은 감소한다. 공기덩어리 온도가 이슬점(11°C)과 같아지도록 냉각되면 수증기를 보유할 수 있는 용량은 실제로 존재하는 양으로 줄어 든다. 온도-이슬점 간격은 0이고, 상대습도는 100%이며, 공기덩어리는 이제 포화 상태가 된다.



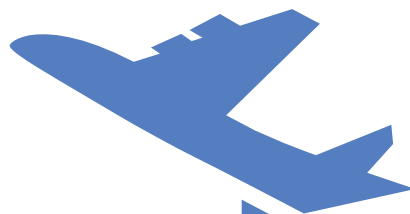
[그림 3-5] 상대습도에 대한 온도-이슬점 간격 효과

3.8 이슬과 서리(Dew and Frost)

맑고 바람이 없는 밤 지표 부근의 물체들은 적외선 복사에너지를 방출함으로써 급속히 냉각된다. 지면과 주위 물체들은 주변 공기보다 훨씬 차가워지는 환경이 되기도 한다. 이런 차가운 지면과 접촉하는 대기는 전도에 의해 냉각한다. 궁극적으로 대기는 노점까지 냉각된다. 지표면의 식물들의 표면이 이 온도 이하로 냉각되면 표면 위에 수증기가 응결하기 시작하여, 작은 물방울을 만들어 진다. 이것이 이슬(dew)이다. 기온이 어는점 이하로 내려가면 이슬도 얼게 되어 작은 얼음 구슬인 언 이슬이 만들어 지는 것이다. 가장 온도가 낮은 공기는 지표면 부근에 있어 수 10cm 상공의 물체보다는 지면에서 가까운 풀잎 위에 이슬이 더 잘 맺히는 것이다. 이슬은 신발을 적실 뿐 아니라 강우량이 적은 기간 동안 식물에 수분을 공급하는 중요한 근원이다.

바람이 불고 구름이 가득 덮인 밤보다는 구름없이 맑고 바람이 없는 밤에 이슬이 잘 맺힌다. 구름없는 맑은 밤에는 지표면이 급속도로 냉각되고 바람이 고요하여 차가운 공기가 지표면 위로 깔리게 된다는 의미이다. 이러한 대기상태는 통상 맑은 날 고기압과 관련이 있다. 이와는 반대로 흐리고 바람부는 날에는 지표면의 냉각을 저해하게 되어 이슬이 맺히지 못하게 하고 비를 동반한 폭풍이 다가옴을 암시하기도 한다.

차갑고 바람이 없는 맑은 날 이른 아침 노점 온도가 어는점 이하로 내려가면 서리가 내려 앉는다. 기온이 노점(이러한 경우는 어는점)에 도달하고 그 이상 냉각이 계속될 때 수증기는 액체상태를 뛰어넘어 얼음으로 변한다. 이와 같은 과정을 침착(deposition)이라 한다. 이렇게 형성된 하얀색의 얼음들을 서리라 한다. 서리는 나뭇 가지와 같은 형태를 보이기 때문에 언 이슬과는 쉽게 구별된다.



4장 ▶▶

지구 대기의 열적 불균형

- 4.1 개요
- 4.2 지구 대기의 에너지 균형
- 4.3 선택 흡수와 대기 온실효과
- 4.4 지구 표면과 대기 사이의 열적 불균형
- 4.5 위도 변화에 따른 열적 불균형
- 4.6 계절 변화
- 4.7 주야 온도의 일변화



4장

지구 대기의 열적 불균형

4.1 개요(Introduction)

날씨는 자연의 변덕스러운 결과가 아니라, 지구 표면과 대기 내에서의 불균등한 가열과 냉각 비율에 따른 대기의 반응이다. 입력되는 태양복사의 흡수는 가열을 일으키고, 반사되는 지구복사의 방출은 냉각을 일으킨다. 이 과정에서 가열과 냉각 속도의 불균형, 즉 온도 기울기가 발생한다. 온도 기울기는 거리 단위당 온도의 변화율을 의미한다. 결과적으로 대기 순환과 날씨 변화는 태양열과 지구열을 재분배하고 평형을 유지하기 위한 대기의 끊임없는 시도이다. 이 장에서는 지구 대기의 에너지 균형, 지구 표면과 대기 사이의 열적 불균형, 위도 변화에 따른 열적 불균형, 계절 변화, 그리고 온도의 일변화 등에 대하여 설명하고자 한다.

4.2 지구 대기의 에너지 균형 (The Earth-Atmosphere Energy Balance)

지구 대기의 에너지 균형은 그림 4-1에서 볼 수 있듯이 태양에서 오는 에너지(태양복사)와 지구에서의 방출 에너지(지상 복사)의 균형으로 설명된다. 태양으로부터 입사(入射)되는 100단위의 복사는 지구로부터 나가는 100단위의 방출 에너지와 균형을

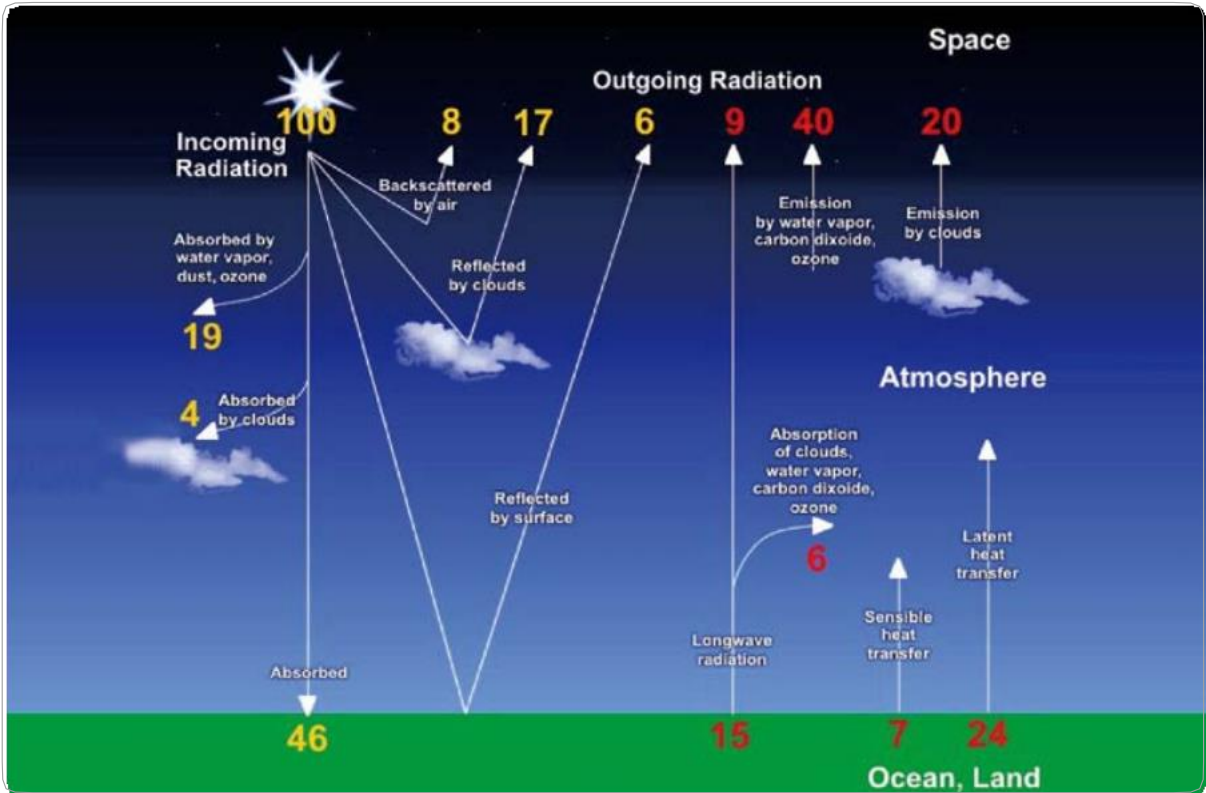
이룬다. 그러나 태양복사열은 다양한 요인에 의해 반사 또는 흡수된다.

즉, 태양복사가 지구에 도달할 때, 일부는 공기(8%), 구름(17%) 또는 지표면(6%)에 의해 공간으로 반사되고, 일부는 수증기와 먼지 및 오존(19%), 또는 구름(4%)에 의해 흡수된다. 지구 표면에 흡수되는 에너지의 양은 46%이다.

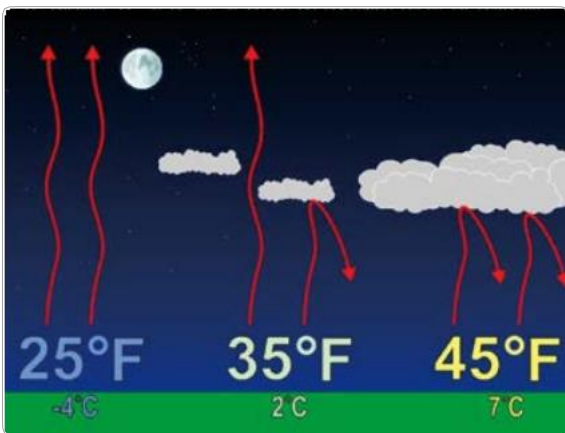
지구는 태양보다 온도가 훨씬 낮기 때문에 복사에너지가 매우 낮아져서 장파인 적외선 에너지를 방출한다. 이 에너지가 대기의 열로 방출되는 것을 간접적으로 본 경험이 있을 것이다. 가령, 화창한 날에 뜨거운 길에서 무언가 상승하면서 반짝이는 것을 보았다면 바로 그것이 적외선에너지이다. 지구 대기권의 에너지 균형은 태양으로부터 받은 에너지(태양복사)를 지구가 잃어버린 에너지(지상복사)로 다시 우주 공간에서 균형을 맞출 때 평형에 도달하게 된다. 이와 같은 방법으로 지구는 끊임없이 안정적으로 평균온도를 유지할 수 있다.

4.3 선택 흡수와 대기 온실효과 (Selective Absorbers and The Atmospheric Greenhouse Effect)

지구의 대기권이 적외선 복사에너지를 흡수하기도 하고 방출하기도 한다. 지구와는 달리 대기권은



[그림 4-1] 지구-대기 에너지 균형



[그림 4-2] 밤의 복사냉각에 대한 온실효과

흑체(black body)가 아니기 때문에 어느 파장의 복사는 흡수하고 다른 파장은 투과시킨다. 이와 같이 복사

에너지를 선택적으로 흡수하고 방출하는 물체를 선택 흡수체(selective absorber)라고 한다. 지구의 환경에는 많은 선택 흡수체가 있다. 예를 들어 눈은 적외선 복사에너지를 잘 흡수하지만 태양 복사에너지는 잘 흡수하지 못한다. 복사에너지를 선택적으로 흡수하는 물체는 같은 파장으로 복사에너지를 선택 방출한다. 따라서 눈(snow)은 적외선 에너지를 잘 방출한다. 밤 동안 눈은 주위에서 흡수하는 것보다 훨씬 많은 적외선 에너지를 방출한다. 이처럼 적외선 복사에너지의 많은 양을 방출하고, 또한 눈의 단열 성능이 추가되어 대부분의 겨울 밤 맑은 날 눈 위의 공기가 더할 수 없는 정도로 생각하는 것이다.

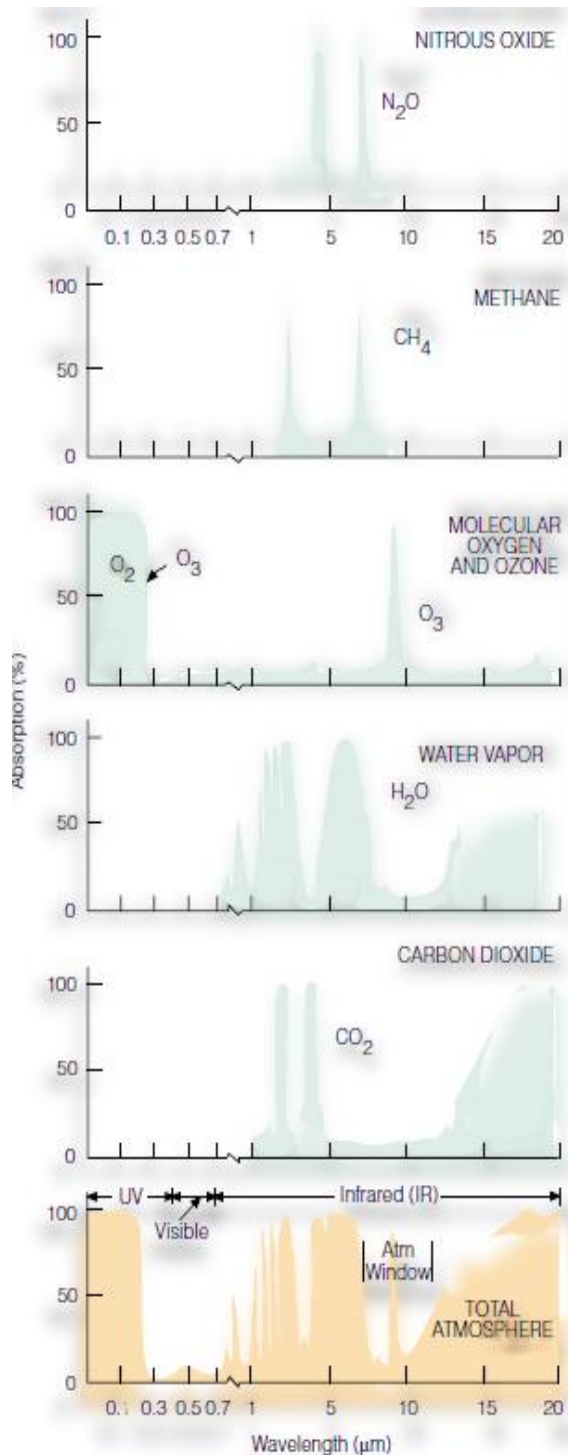
그림 4-2를 보면 대기권의 선택 흡수기체가 파장과

흡수율에 따라 나타나 있다. 수증기와 이산화탄소는 적외선 복사에너지를 강하게 흡수하지만 가시태양 복사에너지는 잘 흡수하지 못한다. 일산화질소, 메탄, 오존과 같은 선택 흡수 기체들은 지표면에서 방출된 지구복사에너지를 잘 흡수하여 운동 에너지를 얻는다. 이 기체 분자들은 지구복사에너지를 잘 흡수하지 못하는 산소, 질소 등 주위 분자들과 충돌하여 얻은 에너지를 나눠 갖는다. 분자간 충돌로 대기 중 평균 운동에너지는 증가하고 그 결과 대기 온도는 올라간다. 그러므로 지표면에서 방출된 지구복사 에너지 대부분은 하층 대기를 따뜻하게 한다.

적외선파장에서 복사 에너지를 선택적으로 방출하는 수증기와 탄산가스와 같은 선택 흡수체인 기체로부터 나온 복사에너지는 각 방향으로 흩어진다. 이 복사에너지 일부는 지표면으로 향해 그 곳에서 흡수됨에 따라 지상 온도를 높인다. 이런 지구복사 에너지를 방출하여 거기서 흡수된 에너지가 대기권 하층의 온도를 높이게 된다.

이처럼 수증기와 이산화탄소는 지구 복사에너지를 흡수하고 방출함으로써 지구복사에너지가 우주로 빠르게 방출되지 못하게 막는 단열층과 같은 역할을 한다. 이러한 선택 흡수 기체가 존재하지 않는다면 지표면과 대기 하층의 온도는 실제보다 훨씬 낮을 것이다. 앞에서 언급했듯이 수증기와 이산화탄소가 없다면 지구의 평균 복사 평형 온도는 -18°C 정도로 ISA 15°C 보다 33°C 나 낮은 온도일 것이다.

수증기, 이산화탄소, 메탄, 일산화질소 등 기체 기체의 흡수성은 온실 유리와 비슷한 것으로 여겨졌다. 온실의 유리는 가시복사 에너지의 유입을 허용하지만 지구복사에너지가 유출되는 것을 어느 정도 차단한다. 이 때문에 대기 중 수증기와 이산화탄소의



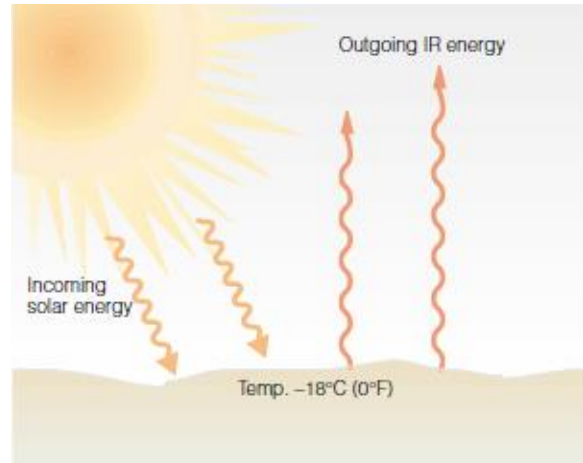
[그림 4-3] 선택 흡수 기체들의 복사 에너지 흡수

작용을 대기 온실효과(atmospheric greenhouse effect)라 한다.

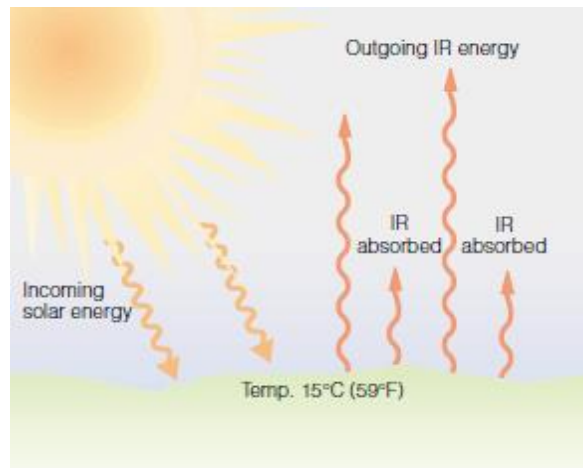
그림 4-3을 보면 수증기와 이산화탄소 모두 지구 복사에너지를 흡수하지 않는 영역이 있다(약 8~11 μm 파장). 이 파장의 방출 에너지는 대기를 통과해 우주 공간으로 빠져나가기 때문에 8~11μm의 파장 범위를 대기의 창(atmospheric window)이라 한다. 밤에는 구름이 대기 온실효과를 크게 만든다. 작은 액체 구름의 물방울은 지구복사에너지를 잘 흡수하나 태양의 가시 복사에너지는 잘 흡수하지 못하므로 선택 흡수체라 할 수 있다. 구름은 8~11μm 파장을 흡수하기 때문에 대기의 창을 막아 대기 온실효과를 크게 만드는 역할을 한다.

구름은 지구복사에너지를 품질 좋은 방출체이기도 하다. 구름의 꼭대기(cloud top)에서는 지구복사에너지가 위쪽으로 복사되고 구름의 밑면(cloud base)에서는 에너지가 지표면으로 복사되어 지표면에 흡수된 후 다시 구름으로 재 복사되는 것이다. 이런 과정은 바람 없는 구름 덮인 밤이 바람 없는 맑은 밤보다 기온을 더 높게 유지한다. 이러한 구름이 다음날까지 남아 있으면 구름은 태양에너지 중에 많은 양을 우주로 반사시켜 지구에 도달하지 못하도록 막는 역할을 한다. 이때 지표면은 구름없는 맑은 날이 되었을 때보다 덜 더워져 바람이 없고, 구름 낀 날은 일반적으로 맑고 바람 없는 날보다 기온이 낮은 것이다.

요약하면 대기 온실효과는 수증기, 이산화탄소 그리고 기타 소량기체들이 선택 흡수체이기 때문에 일어나는 현상이다. 이 기체들은 태양 복사에너지의 대부분을 지표면으로 통과시키지만 지구복사에너지는 많은 양을 흡수함으로써 지구복사에너지가 우주로 빠르게 빠져나가지 못하도록 막는 것이다.



[그림 4-4] 대기 온실효과가 없을 때



[그림 4-5] 대기 온실효과가 있을 때

4.4 지구 표면과 대기 사이의 열적 불균형 (Heat Imbalances Between Earth Surface and the Atmosphere)

지구-대기 에너지 균형 수치(그림 4-1 참조)는 지구의 표면에서 대기로 열을 전달하는 과정에서 나타나는 현열(7%)과 잠열(24%)의 과정을 보여준다. 지구의

표면이 계속해서 뜨거워지거나 대기가 지속적으로 냉각되는 것을 방지하기 위해서는 현열과 잠열이라는 두 과정이 모두 필요하다.

현열은 전도 및 대류 모두를 포함한다. 현열의 원인은 공기 밀도의 차이에 있다. 따뜻한 공기는 시원한 공기보다 밀도가 낮다.

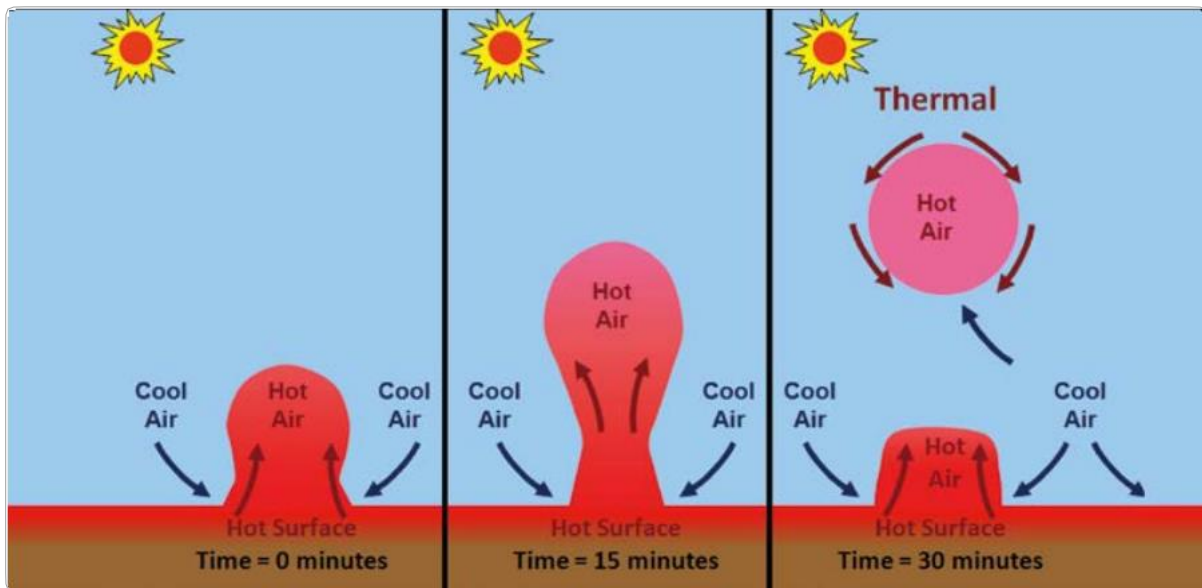
따뜻한 햇볕이 잘 드는 날의 지구 표면은 태양복사나 일사량이 풍부하여 따뜻하게 가열된다. 그러나 가열 현상은 지구의 표면에서 불규칙한 특성을 보이는 원인으로 작용한다. 즉 지구 표면의 특정 지역은 다른 곳보다 태양에너지의 열을 더욱 많이 흡수하기도 한다. 열은 상대적으로 따뜻한 지표면에서 차가운 공기층 위로 이동하여 지표면 근처의 얇은 공기층을 데우기 시작한다. 가열된 공기는 팽창하여 주위의 찬공기보다 밀도가 낮아지면서 상승 작용을 하게 된다.

이 과정을 거치면, 열이라고 하는 따뜻한 공기의 큰 거품이 발생하고 열에너지가 지표면 위쪽의 공기로 전달된다(그림 4-5 참조). 더욱 차갑고, 밀도가 큰 공기는 상승 공기를 대체하기 위하여 지상으로 가라앉는다. 이와 같은 과정을 거치면서 차가운 공기는 차례로 가열되고 상승하면서 순환을 반복한다.

열을 통한 반복적인 순환은 대류 현상으로 지구의



[그림 4-6] 대기에서의 대류



[그림 4-7] 열의 발달

표면에서 열을 대기로 운반한다. 공기는 불완전한 열 전도체이기 때문에(표 2-3 참조), 대류는 대기 내에서 발생하는 열 수송 체제에서 전도보다 훨씬 중요한 역할을 담당한다.

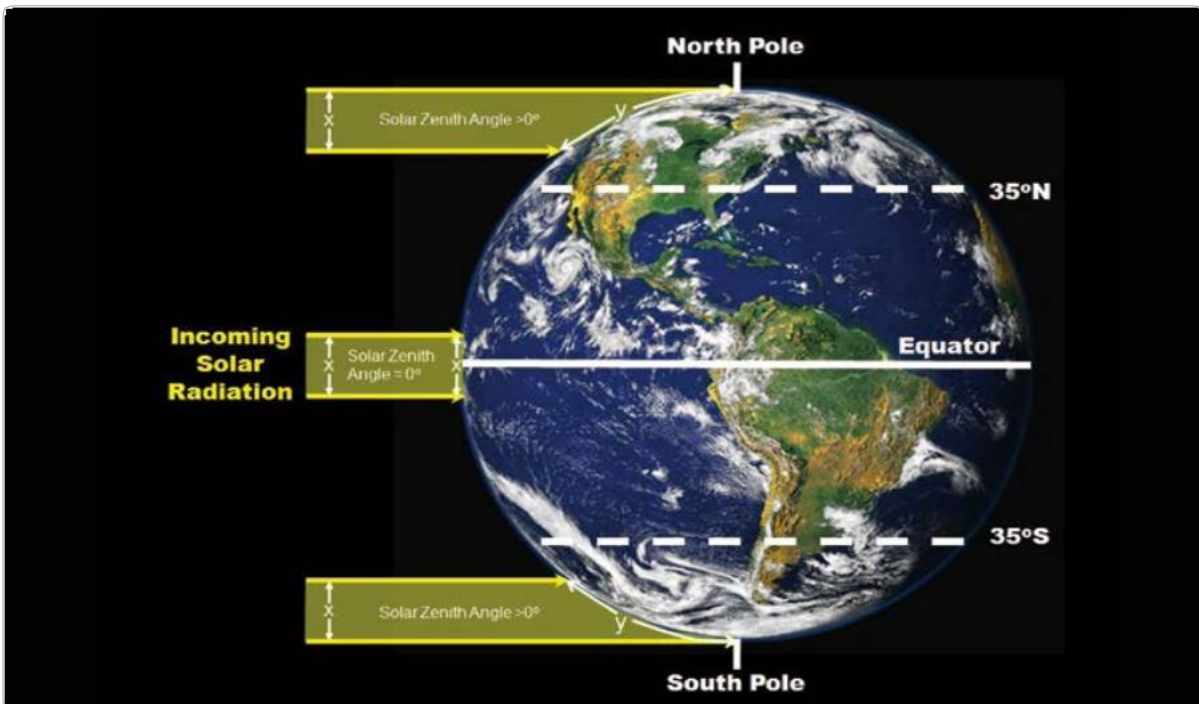
4.4.1 잠열(Latent Heat)

물의 상태변화와 관련된 잠열 교환(2.6.2 참조)은 지구 표면의 과도한 열을 대기로 이동시키는 중요한 작용이다. 지구 표면이 복사열을 흡수함에 따라 생성된 열의 일부는 해양, 호수, 강, 토양 및 식물 등을 통해 증발시킨다. 물은 수증기의 잠열 때문에 열에너지를 흡수하게 된다. 이 수증기의 일부는 미세한 물방울로 응결되거나, 구름으로 보이는 빙정(氷晶)으로 침착된다.

구름이 형성되는 동안에 수증기는 상태가 변하고, 이때 잠열은 대기로 방출된다. 이 과정에서 초과되는 열은 지구의 표면에서 대기로 옮겨진다.

4.5 위도 변화에 따른 열적 불균형 (Heat Imbalance Variations with Latitude)

복사 가열 및 냉각에 대한 지구에서의 열적 불균형은 지구 표면과 대기 사이의 수직적 변화에 따른 영향과 함께 위도에 따른 수평적 현상에서도 발생한다. 지구는 본질적으로 구형이기 때문에, 입사되는 태양복사의 평행한 광선은 높은 위도보다 상대적으로 낮은 위도에 직접적 영향을 미친다(그림 4-8 참조).



[그림 4-8] 위도에 따른 천정각의 차이

즉 태양의 천정각이 작으면 작을수록 태양은 극 지역보다 적도 지역 상공을 더욱 직접적으로 비추게 된다. 높은 위도에서는 태양복사가 넓은 지역을 비추게 되므로 단위면적당 강도는 낮은 위도의 지역보다 줄어든다. 따라서 지구는 높은 위도보다 낮은 위도에서 더욱 많은 태양복사를 흡수하게 되므로 적도와 극 사이의 열적 불균형을 발생시키는 온도 기울기가 형성된다.

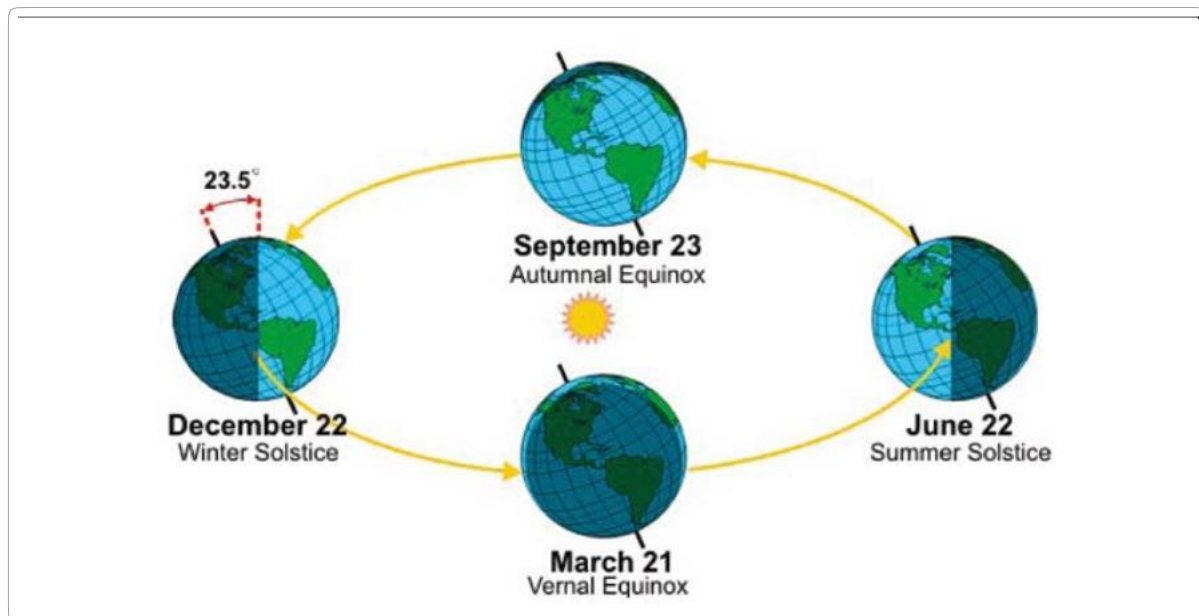
지구 복사의 방출은 위도에 따라 차이가 나지만, 태양복사의 흡수보다 적게 나타난다. 위도에 따라 온도의 차이가 나므로 위도가 높아질수록 지구복사의 방출은 감소한다. 따라서 고위도 지역에서의 연간 냉각 비율은 가열 비율을 초과하고 있으며, 반대로 위도가 상반된 현상이 발생된다.

모든 위도에서 나타나는 태양복사와 지구복사에는 차이가 있지만, 평균을 산출하면 동일해야 한다. 이와

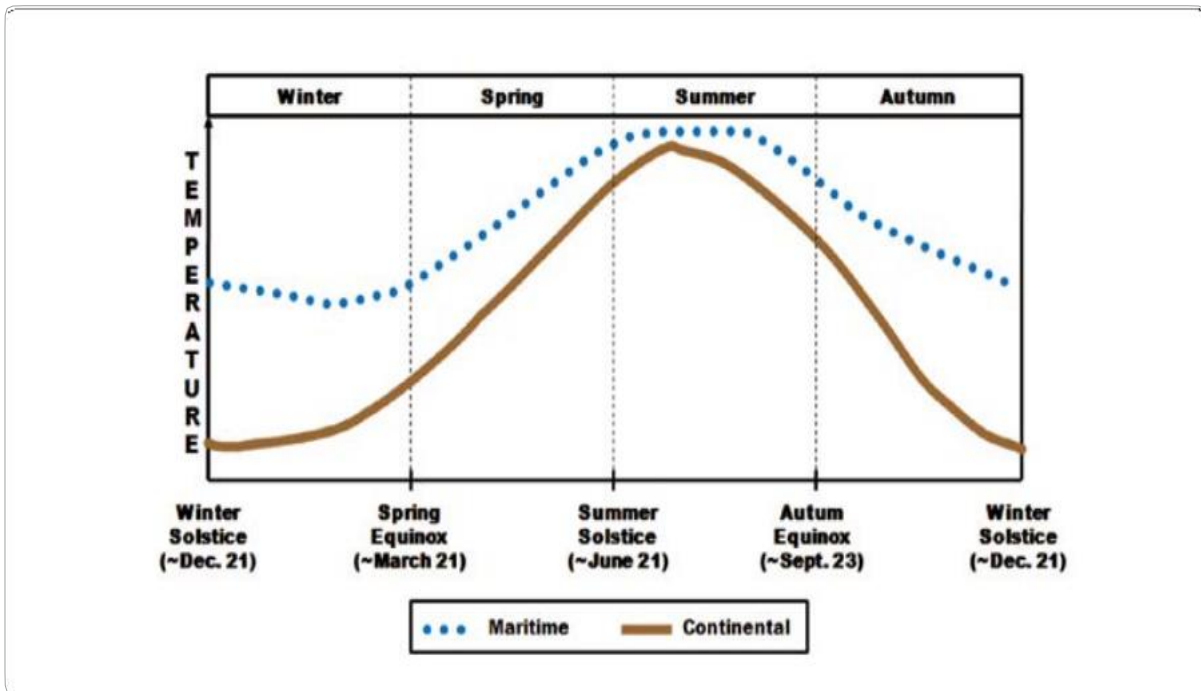
같은 균형을 유지하지 않으면 지구는 일정한 평균 온도를 유지할 수 없다. 양쪽 반구의 약 35°의 위도에서는 입사와 방출되는 에너지의 양이 동일한 지역이다. 이는 고위도에서 연간 순 냉각이 발생하고 저위도에서는 순 가열이 있음을 의미하는 것이다. 그러나 이러한 생각은 사실과 다르다. 열대 지방의 초과되는 열은 어떤 메커니즘(들)에 의해 극지로 수송되고 있다. 즉 극지방으로의 열 수송은 대기 순환, 그리고 기상 및 해류에 의해 이루어진다.

4.6 계절 변화(Seasons)

계절은 지구가 태양을 공전하는 동안 지구의 회전축이 기울어져 있어서 발생한다(그림 4-9 참조). 지구의 회전축은 태양과 지구 궤도의 평면을 기준으로



[그림 4-9] 북반구의 계절에 따른 태양 천정각의 차이



[그림 4-10] 북반구의 계절에 대한 평균 온도 변화

수직선에서 23.5도 기울어져 있고, 일 년 내내 변함없이 동일한 방향을 가리킨다.

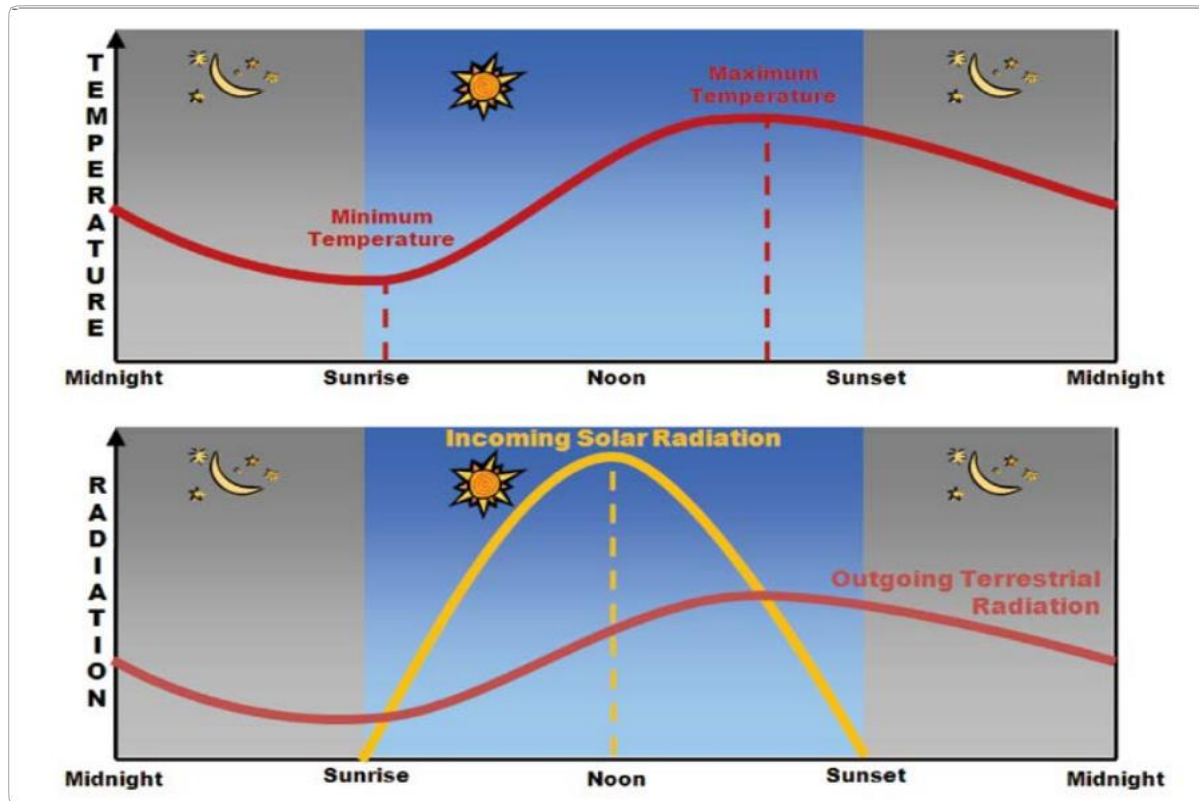
북극은 태양 중심(12월 22일경) 쪽으로 가장 많이 기울어져 있다. 따라서 북반구에서 일 년 중에서 해가 가장 긴 날(태양의 천정각이 가장 낮음)이 하지(6월 21일경)에 나타나며, 일 년 중에서 해가 가장 짧은 날(태양의 천정각이 가장 큼)은 동지에 발생한다. 세계적으로 주야의 길이가 동일하게 12시간인 날은 춘분(3월 21경)과 추분(9월 23일경)이다.

그림 4-10은 북반부(해양과 대륙 모두)에서의 계절에 따른 평균온도의 변화를 나타내고 있다. 일 년 중에서 가장 더운 날(추운 날)은 하지(동지) 다음에 나타난다. 열흐름 과정에서 지구표면을 완전히 가열(냉각)하는데 필요한 시간 지연이 주된 원인이다.

4.7 주야 온도의 일변화 (Diurnal Temperature Variation)

주야 온도의 일변화는 지구가 축을 중심으로 회전함에 따라 태양의 일출 및 일몰(태양 천정각의 변화)로 인한 일사량의 변화로 나타나는 '주간 최고 온도'와 '야간 최저 온도'로 설명된다. 그림 4-11은 하늘이 맑은 날의 육지에서 나타난 전형적인 온도의 일변화와 복사열의 변화를 보여준다.

지구의 가열과 냉각은 태양복사와 지구복사의 불균형 때문에 나타난다. 지구는 입사되는 태양복사열을 통해 낮 동안 가열된다. 낮과 밤에 외계로 방출되는 지구복사열에 의해 대기는 열 손실이 일어난다. 해돋이 직후에 지구 표면에서 받은 태양복사(일사량)는



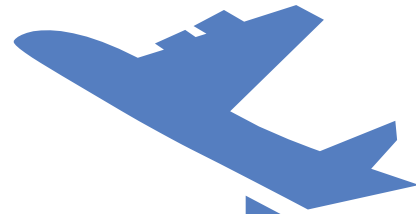
[그림 4-11] 맑은 날 육지의 온도 일변화 및 복사열 변화

방출하는 지구복사보다 크므로 지구의 표면은 따뜻해진다. 태양복사와 지구복사의 차이가 최고로 나타나는 시점은 정오경이지만, 지표면 기온이 가장 높은 시점은 오후 중반에 나타난다. 이와 같은 차이는 지구의 전도 및 대류로 인해 지표면 근처의 공기가 가열되는데 필요한 시간에서 기인된다. 방출하는 지구복사열이 일사량의 비율을 초과하면서 지표면 기온은 냉각되기 시작한다.

밤이 되면 일사량은 없지만 지구복사열이 지속해서 방출되면서 지구 표면은 계속 냉각된다. 냉각은 일출 직후까지 계속되지만, 태양복사가 시작된다고 해서 지구 표면의 온도가 올라가는 것은 아니다. 입사되는

태양복사가 방출하는 지구복사를 초과하면서 기온이 올라가기 시작한다. 따라서 최저 온도라고 불리는 가장 낮은 지표면 기온은 일반적으로 일출 직후에 관측된다.

온도의 일변화 크기는 주로 지표면 유형, 위도, 하늘 맑기(예: 구름 또는 오염 물질), 공기의 수증기 함량, 그리고 풍속에 의해 영향을 받는다. 기온 변화가 크게 나타나는 데 영향을 미치는 요인은 육지, 낮은 위도, 맑은 하늘, 건조한 공기, 그리고 잔잔한 바람 등이다. 반면, 온도 변화가 작게 나타나는 데 영향을 미치는 요인은 해면, 높은 위도, 구름 덮인 하늘, 습한 공기, 그리고 강한 바람 등이다.



5장 ▶▶

대기압과 고도 측정

- 5.1 개요
- 5.2 대기압
- 5.3 밀도
- 5.4 고도 측정
- 5.5 밀도고도



5장

대기압과 고도 측정

5.1 개요(Introduction)

대기압은 지구 대기의 기압으로 대기의 상태를 설명해 주는 가장 기본적인 단위로 기상관측 보고를 통하여 알 수 있다. 사람들은 온도와 상대습도의 변화에 대해서는 쉽게 인지할 수 있으나, 대기압의 변화를 인지하는 것은 쉽지 않다. 그러나 지구의 기압 변화는 바람을 생성하여 기상 변화를 주도하는 기압의 중심부(고기압 중심부, 또는 저기압 중심부)와 연관이 있다. 기압과 밀접한 연관성이 있는 밀도는 조종사가 여러 고도에서 어떻게 비행을 할 것인가를 결정하는 주요한 공기의 특성이다.

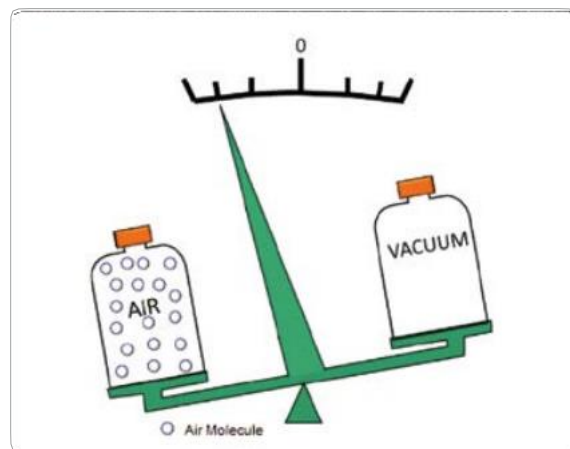
이 장에서는 대기압, 대기압의 측정 방법, 그리고 대기압의 변화 등에 대하여 설명하고자 한다. 또한, 조종사가 비행 중에 원하는 고도를 맞추기 위해 사용하는 기압고도계에 대해 설명하고, 밀도와 밀도 고도와의 관계에 대해 설명하겠다.

5.2 대기압(Atmospheric Pressure)

대기압은 지구를 둘러싸고 있는 공기의 압력이므로 대기의 운동에 따라서 임의의 방향으로 움직인다. 대기의 여러 층을 구성하는 원자와 분자의 크기가 비록 작지만 표면에 압력을 가하게 된다. 각 분자는

너무작아서 느낄 수 없고 아주 미세한 압력만을 가하지만, 매 순간 표면에 닿는 모든 분자의 압력을 합산하면 총 압력은 상당하다. 우리는 이것을 '기압'이라고 한다. 공기의 밀도가 증가함에 따라, 단위 시간과 면적당 미치는 힘은 증가한다. 분자는 모든 방향으로 움직이기 때문에 밑으로부터 물체에 부딪히면 기압 방향이 위로 나타난다. 기압은 모든 방향으로 작용한다.

지구 표면의 단위 면적에 영향을 미치는 무게로 설명되는 대기압은 단위면적당 힘이다. 그러나 공기는 기체이므로 무게를 저울로 측정하는 데 어려움이 있다. 3세기 전 이탈리아의 과학자 토리첼리(Evangelista Torricelli; 1609-1647)는 수은기둥과의 균형을 유지하면서 대기의 무게를 측정할 수 있음을 증명하였다.



[그림 5-1] 공기와 진공의 무게 비교

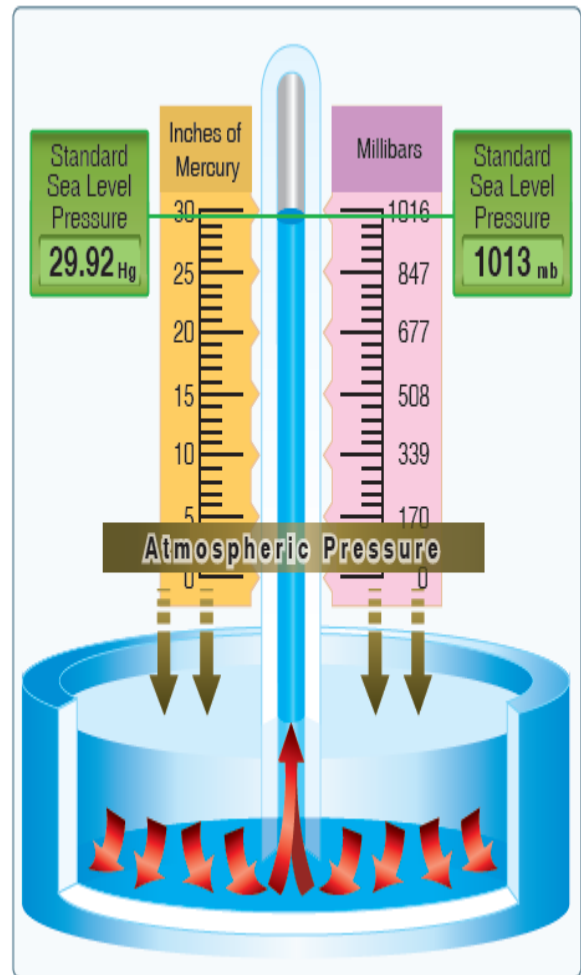
토리첼리는 압력을 무게로 환산할 수 있는 방법을 제안하였다. 공기가 무게가 있다는 것은 그림 5-1의 진공과 비교해 보면 쉽게 알 수 있다. 공기는 물질로 구성되어 있기 때문에 지구의 중력에 의해 무게를 가진다.

5.2.1 기압의 측정(Measuring Air Pressure)

기압은 주어진 면적 사방으로 고르게 공기분자들이 미치는 힘이라고 정의할 수 있다. 수많은 공기분자들은 사람의 몸에 계속해서 힘을 미치지만, 사람의 몸 내부의 수많은 공기분자들도 몸 외부로 같은 강도의 힘을 주고 있기 때문에 사람의 몸은 유지된다.

공기분자들이 사람의 몸에 끊임없이 충돌하는 것을 사람이 느끼지 못하더라도 빠른 기압의 변화는 감지할 수 있다. 예를 들어 기압이 낮은 높은 고도로 급격히 올라가면 귀에서 “찌직” 하는 소리가 들리는 것을 경험한 적이 있을 것이다. 이러한 현상은 기압이 감소하고 있는 것을 귀 안의 고막이라는 부위의 안과 밖에서 기압차를 감지하여 기압 조절 및 균형을 이룰 때 나는 소리이다. 이러한 기압의 변화를 감지하여 측정하는 기계를 기압계 (barometer)라고 한다.

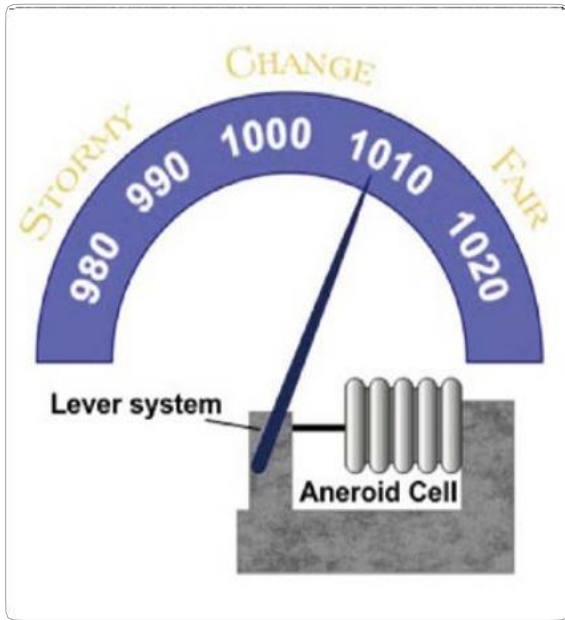
1643년 갈릴레오(Galileo)의 제자 에반젤리스타 토리첼리(Evangelista Torricelli)에 의해 수은기압계 (mercury barometer)가 발명되었다. 이 기압계는 한쪽은 열려있고 다른 쪽은 닫혀 있는 긴 유리관에 공기를 제거하고 유리관의 열린 끝을 막은 상태에서 수은이 담긴 접시에 담긴 후 막은 것을 열었을 때 접시에 담긴 수은이 유리관 안으로 73cm를 타고 올라갔다.



[그림 5-2] 수은 기압계

토리첼리는 유리관 속의 수은주가 접시 위의 공기의 무게를 나타내어 수은주의 높이가 기압의 측정치라는 결론을 내렸다(그림 5-2 참조).

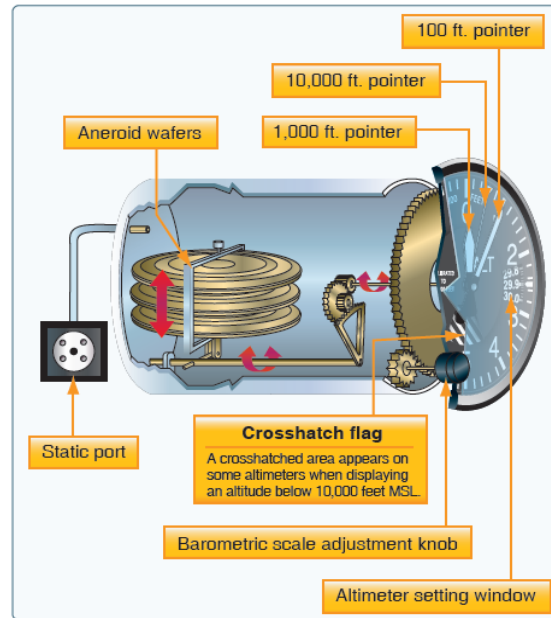
가장 일반적으로 사용되는 기압계는 아네로이드 기압계(aneroid barometer)이다. 이 기압계 속에는 유리관과 수은대신 작고 신축성 있는 금속셀이 들어 있다. “아네로이드”라는 이름의 금속셀을 완전히 밀폐하기 전 공기를 일부 제거하여 외부의 작은 기압변화에도 셀이 팽창 혹은 수축될 수 있도록 하였다. 기압의



[그림 5-3] 아네로이드 바로미터

변화에 따라 셀의 크기 변화를 지렛대로 증폭시켜 지시 바늘로 전달하면 현재의 기압이 표시되도록 하였다(그림 5-3 참조). 그림 5-3과 같이 어떤 아네로이드 기압계는 기압 수치 위에 기상 관련 글귀를 표시해 두기도 한다. 이러한 글귀는 기압이 지시하는 구간에 있을 때 예상되는 날씨를 말해 준다. 지표면 기압이 높을수록 공기가 하강하여 맑은 날씨가 될 가능성이 있으며, 지표면 기압이 낮을수록 공기가 상승하여 구름낀 습한 날씨가 될 가능성이 높다.

아네로이드 기압계에는 기압고도계와 자기기압계의 두 가지 유형의 있다. 기압고도계는 아네로이드 기압계로 기압을 측정하여 지시하는 지침에 고도가 표시되도록 제작되어 있다(그림 5-4 참조). 자기기압계는 기압을 기준시간에 따라 변화를 볼 수 있도록 기록하는 기록용 아네로이드 기압계이다. 기본적인



[그림 5-4] 기압고도계

로 자기기압계에는 표시기에 잉크펜이 붙어있다. 이 펜은 내장된 시계에 의해 서서히 돌아가는 드럼에 부착되어 있는 기록지에 기압의 변화를 기록한다(그림 5-5 참조).

5.2.2 기압의 판독(Pressure Reading)

그림 5-2 수은기압계의 수은주의 높이를 읽어 기압을 판독하는 것은 간단하게 보이지만 간단하지가 않다. 접시에 있는 수은은 액체이므로 온도변화에 민감하게 반응한다. 온도가 높아지면 수은은 팽창하고 온도가 낮아지면 수축한다. 이에 따라 온도의 영향을 받지 않고 정확하게 기압을 측정하기 위해서는 모든 수은기압계가 같은 기온에서 판독한 것처럼 수정되어야 한다. 아주 미세한 중력의 차이도

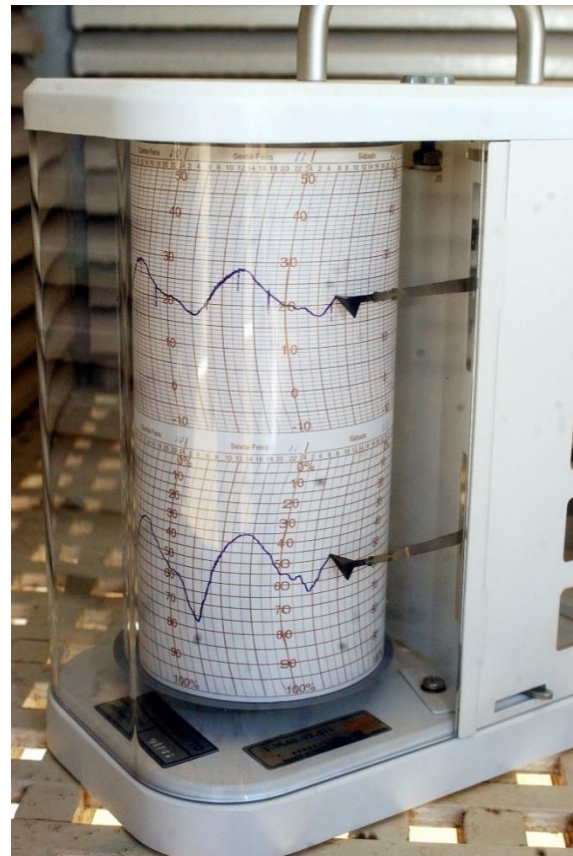
수은주의 높이에 영향을 주기 때문에 수은기압계를 판독할 때에는 여러가지 변수를 고려하여야 한다. 기온, 중력, 계기오차 등을 고려하여 보정을 거친 후 특정한 위치와 고도에서 판독한 기압을 관측소 기압(station pressure)이라 한다(그림 5-6 참조).

고도가 다른 두 관측소에서 판독한 기압이 비교될 수 있도록 고도보정이 이루어 진다. 관측소들은 고도를 평균해수면으로 조정해 기압을 판독한다. 이와 같이 해발고도를 조정해 판독한 기압을 해면기압(sea level pressure)이라고 한다.

5.2.3 기압 단위(Atmospheric Pressure Units)

대기압은 전 세계적으로 다양한 방식으로 표현된다(표 5-1 참조). 세계의 기상학자들은 오랫동안 대기압을 밀리바(mb 또는 mbar) 단위를 사용하여 측정했는데, 이 압력은 평방센티미터(cm²)당의 힘으로 나타낸다.

그러나1960년 국제단위계(SI)가 도입된 후, 대부분의 국가에서 헥토파스칼(hPa) 단위를 채택하였다. 공항 정식 기상관측(METAR)/공항 특별 기상관측(SPECI)에서



[그림 5-5] 자기기압계

hPa단위를 사용한 시기는 1968년부터이다. 세계기상기구(WMO)에서는 제9회 정기총회(1983년)에서 1984년 7월 1일부터 기압 단위를 hPa로 사용할 것을 의결하였다. 그리고 1992년부터 일기도 기압의 기압에 hPa를 사용하게 되었다. 그러나 아직 많은 기상학자들은 자신들이 받았던 교육 과정과 경험에 의존하여 기압 용어를 사용하고 있다. 따라서 일부는 밀리바(millibars)라는 용어를 계속해서 사용하기도 하고, 때로는 헥토파스칼(hectopascals)을 사용하기도 한다. 수은의 단위 인치(inHg 또는 Hg)는 미국에서 고도 측정을 위해 여전히 사용되고 있다.

기압의 단위	해면 표준기압	상용 기관
Hectopascals (hPa)	1013.2 hPa	METAR/SPECI
Millibars (mb or mbar)	1013.2 mb	U.S. Weather Charts
Inches of mercury (inHg or Hg)	29.92 inHg	U.S. Aviation
Pounds per square inch (psi)	14.7 psi	U.S. Engineering

[표 5-1] 기압의 단위

5.2.4 기압 변화(Pressure Variation)

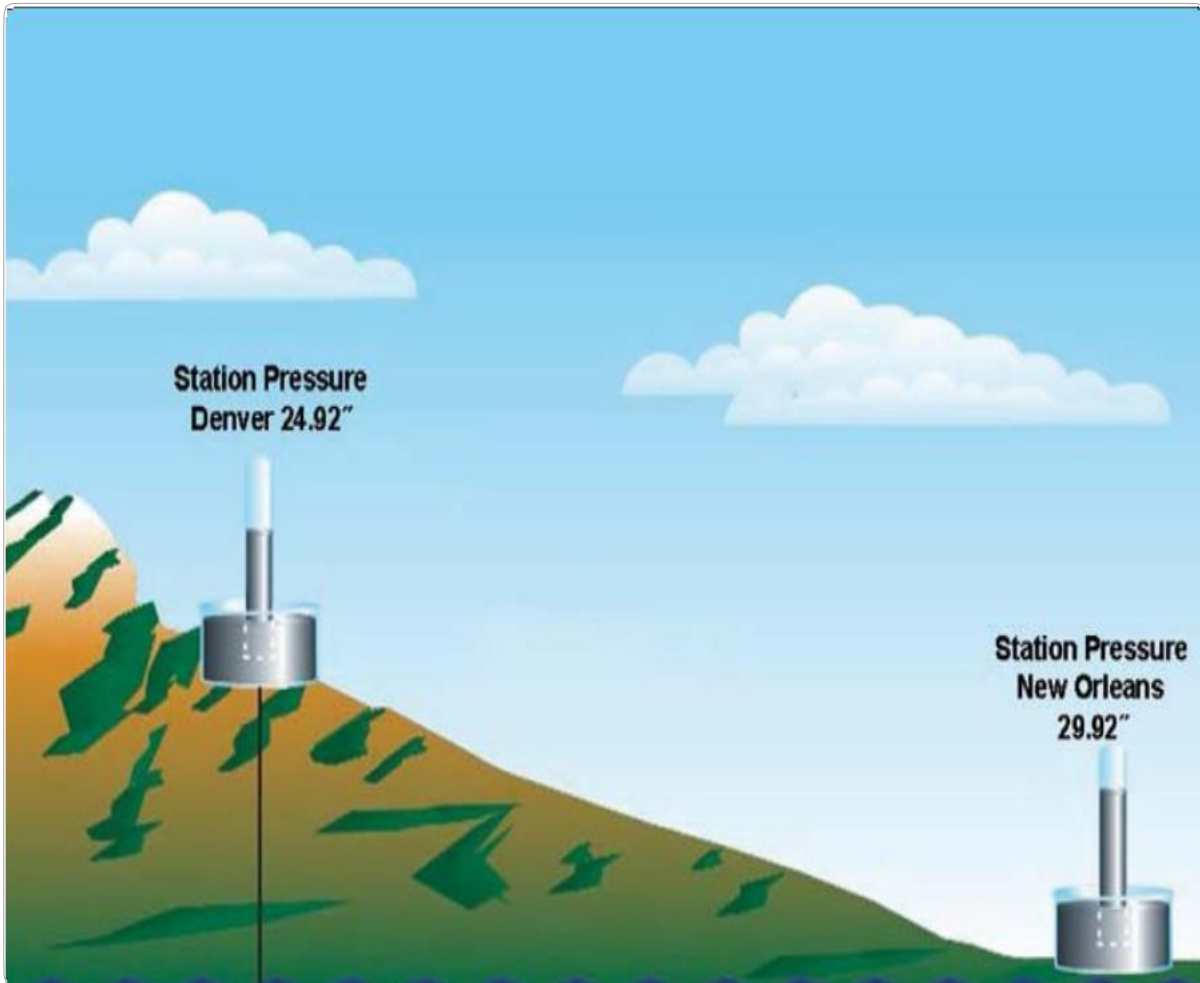
대기압은 수증기와 같은 미세한 요인에도 영향을 받을 뿐만 아니라 고도 및 공기 온도에 따라 변화한다.

5.2.4.1 고도에 따른 기압 변화 (Pressure Changes with Altitude)

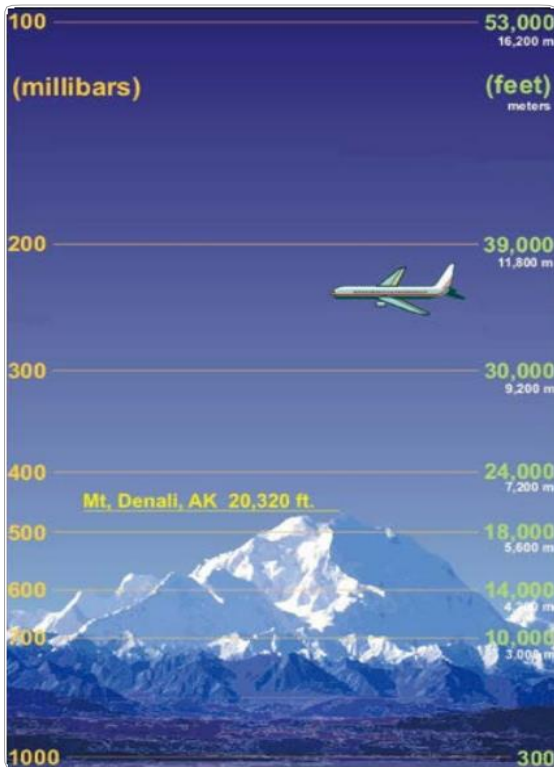
우리가 비행기를 타고 높은 고도로 올라가게 되면 공기의 무게가 감소한다. 만약 우리가 높은 상공에서

기압계를 소지할 수 있다면, 공기의 무게가 감소함에 따라 기압이 낮아지는 것을 측정할 수 있을 것이다. 그림 5-7은 표준대기에서의 높이에 따른 기압의 감소를 보여준다.

이 표준 고도는 표준온도를 기준으로 하고 있지만, 실제 대기에서는 표준온도가 아니므로 다음의 하위 절에서 기압과 온도의 영향에 대하여 서술하고자 한다.



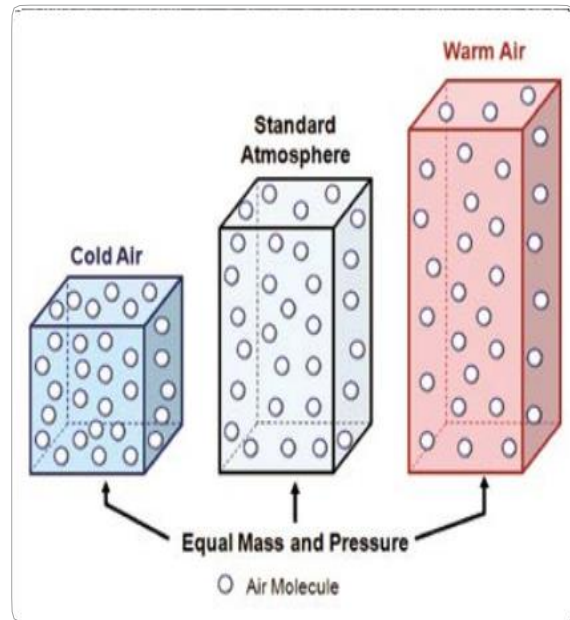
[그림 5-6] 관측소 기압



[그림 5-7] 표준대기에서의 기압

**5.2.4.2 기압에 대한 온도의 영향
(Temperature Effects on Pressure)**

대부분의 물질과 마찬가지로, 공기는 더워지면 팽창하고 냉각되면 수축된다. 그림 5-8은 세 가지의 공기 형태를 가정하고 있다. 첫째는 공기가 표준보다 차갑고, 두 번째는 표준온도를 가진 공기이며, 마지막 하나는 표준보다 따뜻한 공기라고 가정한다. 그리고 기압은 각각 상하에서 동일하다고 가정한다. 따뜻한 공기는 표준온도의 공기보다 팽창하여 키가 높게 되고, 차가운 공기는 표준온도의 공기보다 축소되어 낮은 키가 된다. 기압이 세 조건에서 동일하게 작용하기 때문에 따뜻한 공기의 높이에 따른 기압 감소율은 표준보다 낮지만, 차가운 공기의 높이에 따른 기압 감소율은 표준보다 크게 작용한다.





[그림 5-8] 기압에 대한 온도의 영향

5.2.5 해면 기압(Sea Level Pressure)

고도에 따라 기압이 크게 달라지기 때문에 고도가 다른 관측소들의 기압을 비교하는 데 한계가 있다. 관측소 간 기압을 비교하기 위해서는 몇 가지의 일반적인 기준을 조정해야 한다. 평균 해면(MSL)은 기압을 결정하는데 가장 유용한 참고 자료다. 그림 5-9에서 5,000ft 높이에 있는 관측소에서 측정된 기압은 수은기압계를 기준으로 25inch이다. 기압은 1,000ft당 수은기압계로 약 1inch씩 증가되므로 모두 5inch의 증가가 나타난다. 따라서 해면 기압은 약 25 + 5, 즉 30inch가 된다.

해면 기압은 일반적으로 지상일기도에 표기된다. 그러나 지구의 기압은 계속하여 변화한다. 따라서 지상일기도의 연속성은 변화하는 기압을 이해할 수 있도록 나타내어야 한다.

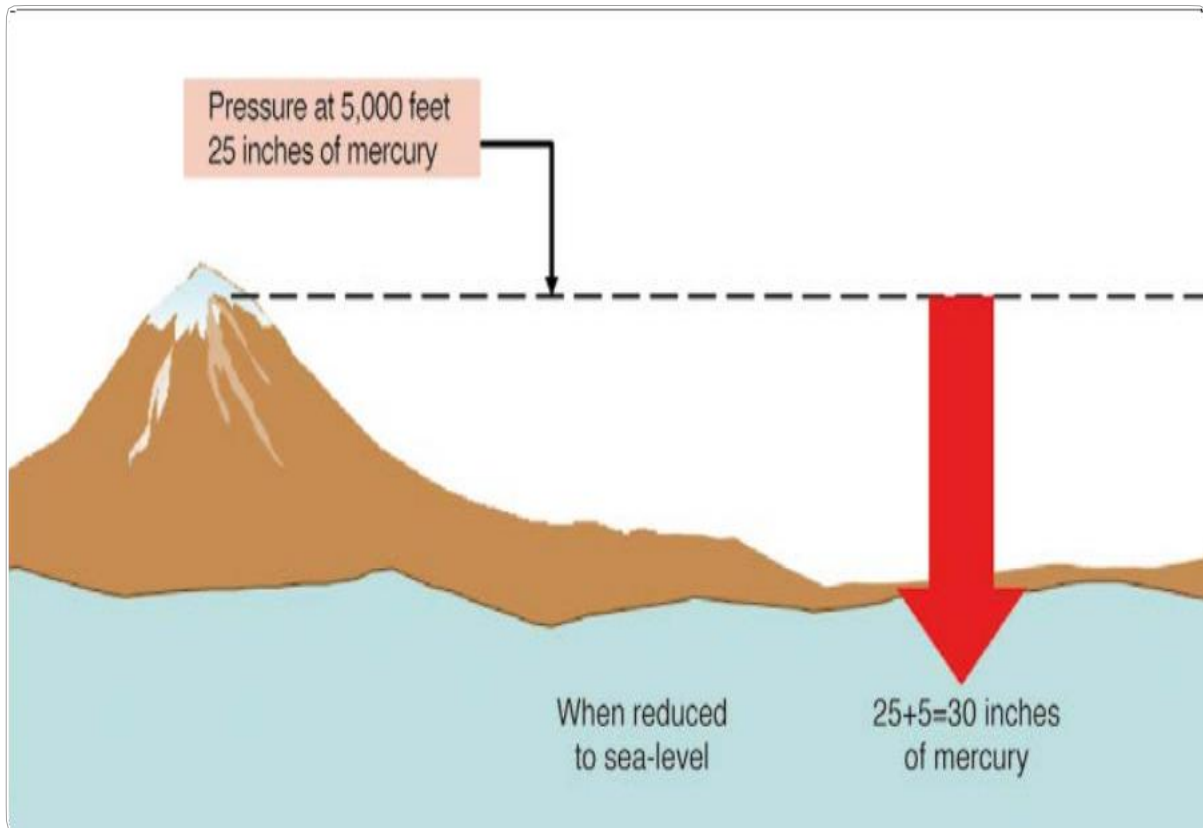
기압 체계	기호	정의
저기압	L	지상일기도에서 닫힌 등압선의 기압이 가장 낮은 곳 또는 등압면 일기도에서 닫힌 등고선의 고도가 가장 낮은 곳으로서 사이클론(cyclone)이라고 한다.
고기압	H	지상일기도에서 닫힌 등압선의 기압이 가장 높은 곳 또는 등압면 일기도에서 닫힌 등고선의 고도가 가장 높은 곳으로서 안티 사이클론(anticyclone)이라 고도 한다.
기압골		저기압에서 상대적으로 길게 확장된 영역
기압마루		고기압에서 상대적으로 길게 확장된 영역

[표 5-2] 기압 체계의 기호

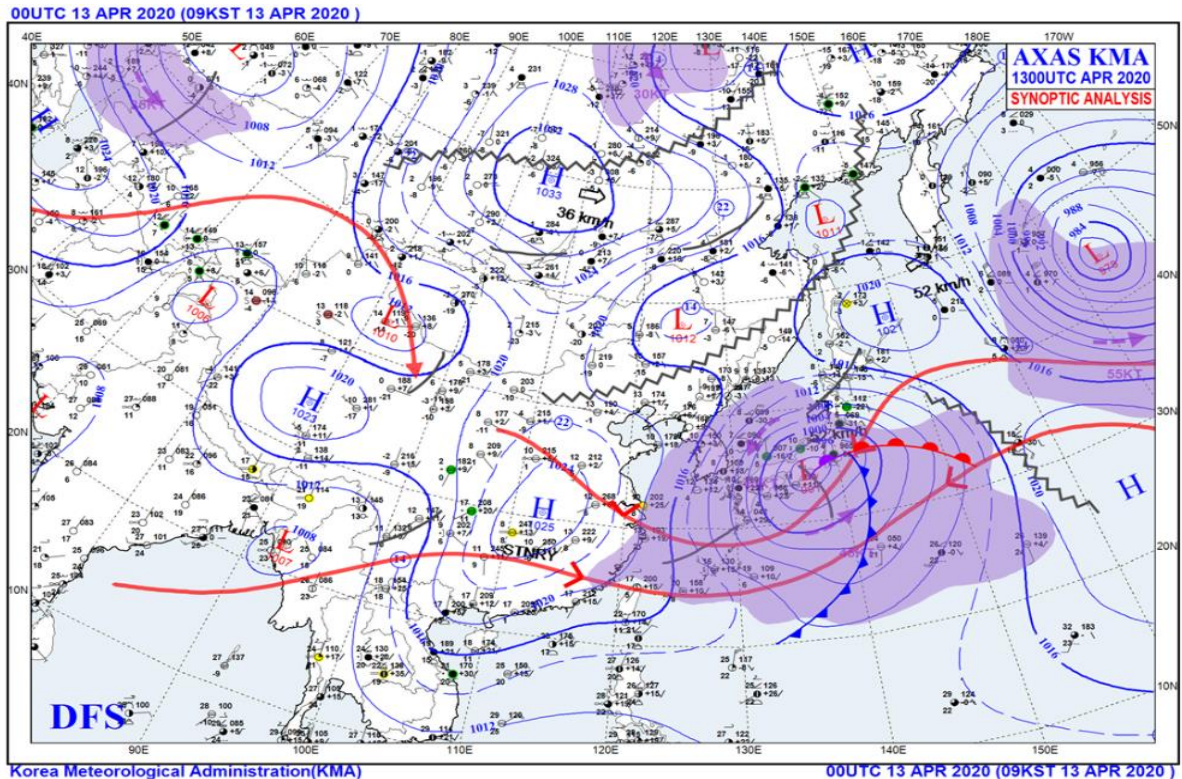
5.2.5.1 해면 기압 분석(지상일기도)

(Sea Level Pressure Analyses (Surface Chart))

지상일기도에 해면 기압을 기입한 다음, 해면 기압이 동일한 지점을 연결하는 선을 그리게 된다. 이와 같이 동일한 기압을 잇는 선이 '등압선'이다. 따라서 지상일기도는 식별 가능하고 체계적인 기압의 형태를 보여주는 등압선을 분석하는 것이다. 또한 등압선을 통해 네 개의 기압 체계, 즉 저기압, 고기압, 기압골, 기압마루를 분석하는 것이다(표 5-2 및 그림 5-10 참조).



[그림 5-9] 해수면에 대한 관측소 기압의 감소



[그림 5-10] 지상일기도의 기압 형태

5.2.6 등압면(Constant Pressure Surface)

등압면은 주어진 시점에서 어느 곳에서나 기압이 동일한 표면이다. 예를 들면, 500hPa의 등압면은 일정한 표면의 어느 곳에서나 500hPa의 기압을 가지고 있다. 등압면의 높이(고도)는 주로 온도로 인해 달라진다. 이 높이는 라디오존데(radiosonde)로 측정할 수 있다.

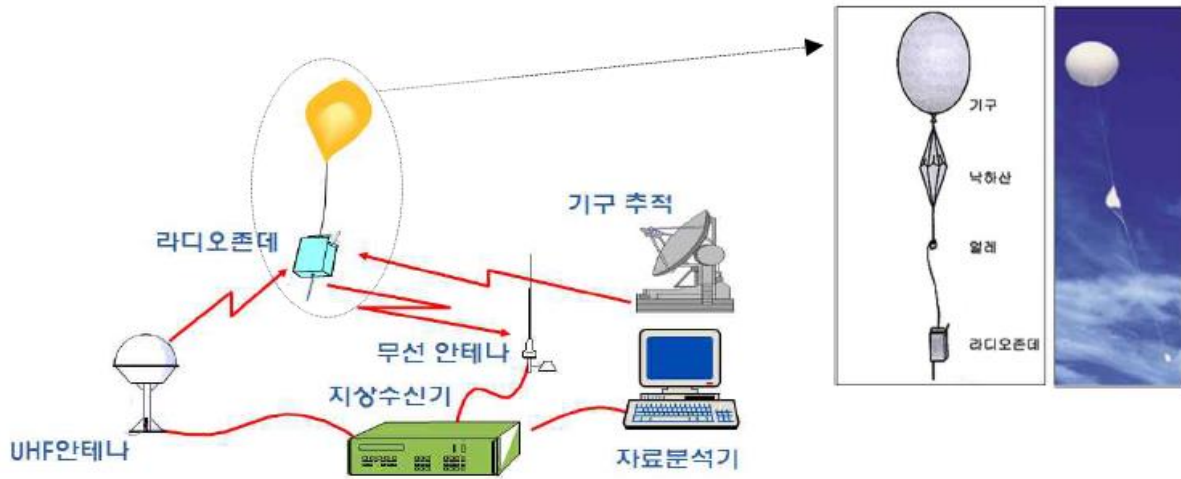
5.2.6.1 라디오존데 관측 (Radiosonde Observations)

기상청은 정기적으로 상공의 공기를 관측하기 위하여 고층 기상 탐측(sounding)을 실시하고 있다. 풍선을 활용하여 전파 장치와 감지 요소로 구성된

라디오존데 장비(그림 5-11 참조)를 상층으로 띄워 올린다. 상층으로 올라가면서 라디오존데는 기압, 온도 및 상대습도 데이터를 전송한다. 상층의 풍향과 풍속은 GPS(Global Positioning Satellites)를 사용하여 비행 중인 라디오존데의 위치를 추적함으로써 알 수 있다. 전 세계 대부분의 관측소에서는 라디오존데 관측을 실시하고 있다.

5.2.6.2 등압면 분석(상층일기도) (Constant Pressure Surface Analysis (Upper Air Chart))

라디오존데 또는 상층을 관측할 수 있는 다른 장비가 측정한 이러한 고도는 등압면 일기도에 기입되고, 동일한 고도의 점을 연결하는 선을 그려 상층의



[그림 5-11] 기상 관측용 풍선과 라디오존데

기상을 분석한다. 이러한 선이 등고선이다. 등고선이란 무엇을 의미하고 있는가?

먼저 지표면 고도의 변화를 보여주는 지형지도에 그려진 등고선으로 상상해 보도록 하자. 이 등고선들은 지표면의 등고선을 나타내고 있다. 지구의 표면은 고정된 기준이며, 높이의 변화가 등고선으로 그려져 있다. 동일한 개념으로 지형지도의 등고선이 아니고 상층의 등압면 고도로 바꾸어 상층일기도의 등고선에 적용한다. 기압 면의 높이 변화가 등고선으로 표현된다.

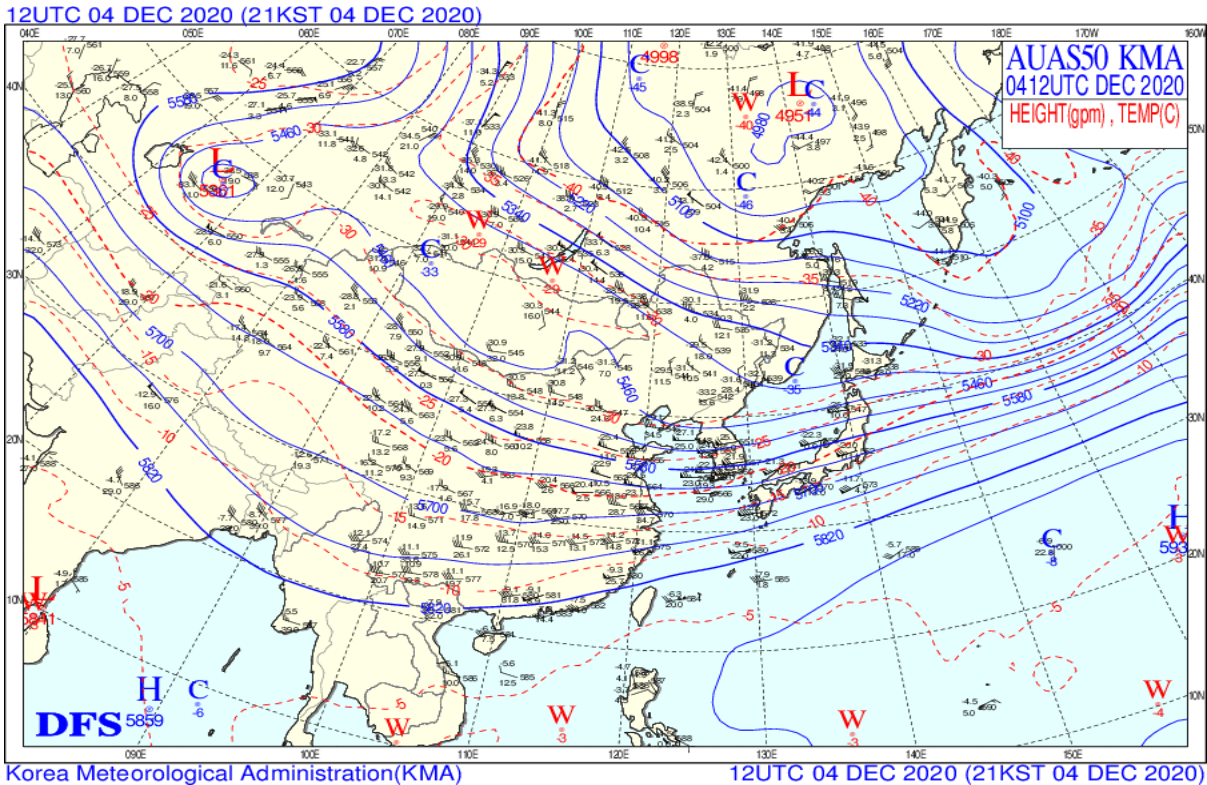
예를 들어, 700hPa의 등압면 분석 일기도는 700hPa 등압면 높이에 대한 등고선 일기도이다. 등고선 일기도는 높이의 변화를 기반으로 하지만, 비행 고도에서의 이러한 변화는 매우 미미하며, 평균해수면(MSL)에서 약 3,000m (10,000ft) 높이의 일기도는 700hPa 일기도라고 간주하자.

등고선 일기도(그림 5-12 참조)는 등압선 일기도가 지상에서의 기압 구조를 보여주는 것처럼 상층의

저기압, 고기압, 기압골, 기압마루를 보여준다. 이러한 고기압 및 기압골과 저기압 및 기압마루의 체계를 '기압 파동(pressure wave)'이라 한다. 이 기압 파동은 물의 움직임에서 볼 수 있는 파동과 매우 유사하다. 기압 파동은 산마루(기압마루)와 골짜기(기압골)가 있으며 끊임없이 움직인다.

[표 5-3] 등압 상층일기도의 평균 고도

상층일기도(hPa)	기압 고도 (평균 수치)	
	피트(ft)	미터(m)
100	53,000ft	16,000m
150	45,000ft	13,500m
200	39,000ft	12,000m
250	34,000ft	10,500m
300	30,000ft	9,000m
500	18,000ft	5,500m
700	10,000ft	3,000m
850	5,000ft	1,500m
925	2,500ft	750m



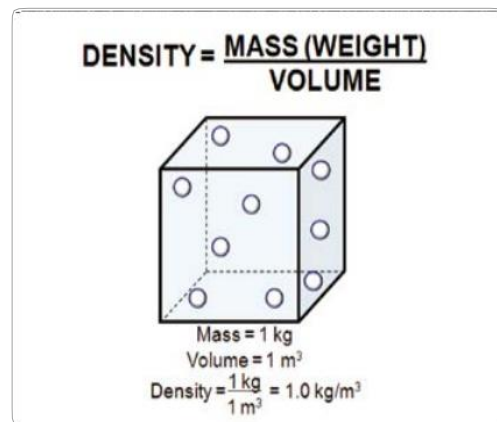
[그림 5-12] 500hPa 등압 일기도

5.3 밀도(Density)

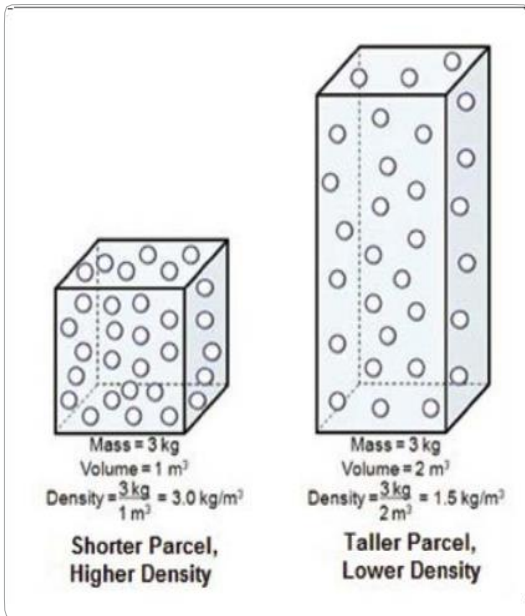
밀도는 물질의 무게를 의미하며 물질의 부피와 질량의 비율로 나타낸다. 대기 밀도는 주어진 공기의 부피 내에 얼마나 많은 공기의 질량이 포함되어 있는지를 측정하는 것이다. 대기 밀도는 일반적으로 입방미터(m³)당 그램(g) 또는 입방미터당(m³) 킬로그램(kg)단위로 표현된다. ICAO 국제표준대기(ISA)에서 평균 해수면에서는 대기의 밀도를 1225g/m³으로 기술된다 (그림 5-13 참조).

공기덩어리의 밀도는 부피와 반비례한다. 질량이 동일하다고 가정하면, 밀도가 높은 공기덩어리는 밀도가 낮은 공기덩어리보다 부피가 작다(그림 5-14 참조).

5.3.1 밀도와 체적의 상관관계 (Volume Effects on Density)



[그림 5-13] 밀도는 부피당 질량(무게)



[그림 5-14] 밀도에 대한 부피 효과

더욱 작은 공기덩어리(즉 더욱 작은 부피의 공기덩어리)는 상대적으로 더욱 큰 부피를 가진 큰 공기덩어리보다 높은 밀도를 가진다. 상대적으로 작은 공기덩어리의 분자는 더욱 작은 부피 내에서 압축되기 때문이다.

5.3.2 밀도의 변화(Changes in Density)

일반적으로 공기덩어리의 밀도는 질량, 기압, 또는 온도의 변화에 의해 영향을 받는다. 보일의 법칙에 기초하면, 이상 기체의 밀도(ρ , 그리스 문자 rho)는 다음과 같다.

$$\rho = \frac{MP}{RT}$$

(M = 몰 질량, P = 기압, R = 일반적인 기체상수, T = 절대온도)

5.3.3 밀도와 기압의 상관관계 (Density Effects on Pressure)

밀도는 기압과 관련이 매우 높다. 질량과 온도가 일정하다고 가정하면, 높은 기압을 가진 공기덩어리가 상대적으로 낮은 기압을 갖는 공기덩어리보다 높은 밀도를 가진다.

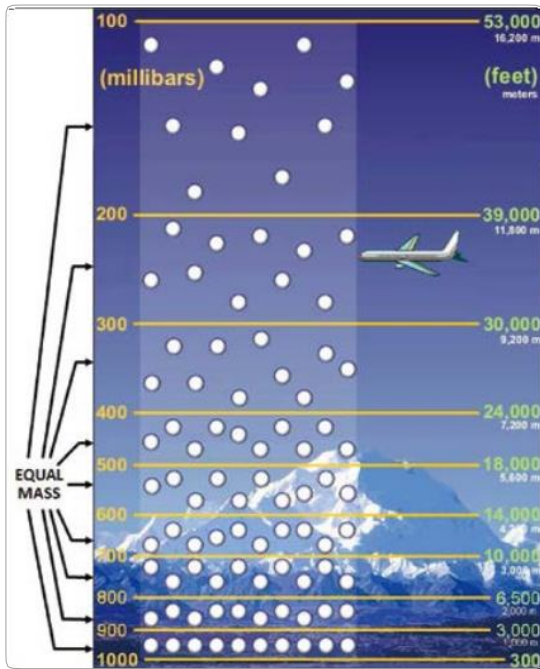
앞에서 서술한 것과 같이 기압은 대기의 높이에 따라 감소한다. 따라서 밀도도 높이에 따라 감소함을 알 수 있다(그림 5-15 참조).

대기에서 기압은 방향의 밀도에 가장 큰 영향을 미친다.

5.3.4 밀도와 온도의 상관관계 (Temperature Effects on Density)

공기의 변화는 대기 밀도에 영향을 미칠 것이다. 공기덩어리가 가열되면 공기의 분자 에너지가 증가하여 공기덩어리의 부피가 커지게 되어 공기의 밀도가 감소한다. 반대로 공기덩어리가 식으면 공기 분자가 덜 힘차게 움직이고 공기덩어리의 부피가 줄어들어 공기 밀도가 높아진다.

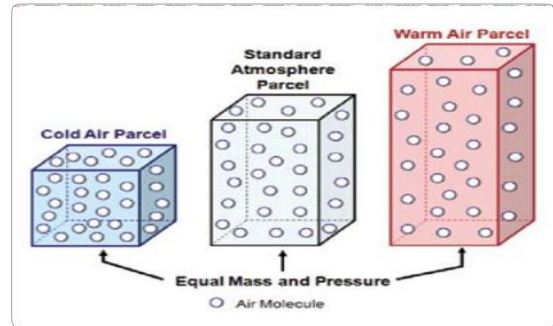
따라서 밀도는 온도와 반비례 관계에 있다. 질량과 기압이 일정하다고 가정할 때, 온도가 높은 공기덩어리는 온도가 낮은 공기덩어리보다 낮은 밀도를 가진다(그림 5-16 참조). 따뜻한 공기가 많은 부피를 차지하기 때문이다. 대기에서 수평 방향(위도)을 기준으로 온도가 밀도에 가장 큰 영향을 미친다. 예시로 뉴욕과 마이애미는 온도가 다르므로 밀도에 큰 영향을 미친다. 우리나라의 경우, 서울과 제주도를 비교하면 온도가 다르므로 대기의 밀도도 차이가 난다.



[그림 5-15] 대기 중 밀도에 대한 기압 변화

5.3.5 밀도와 수증기의 상관관계 (Water Vapor Effects on Density)

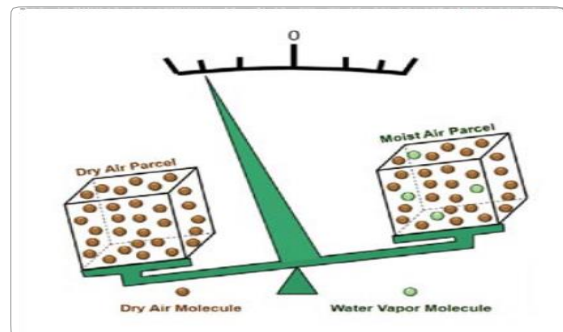
공기덩어리에 존재하는 수증기의 양은 공기 밀도에 영향을 미칠 것이다. 수증기의 밀도는 건조한 공기 내에서 다른 구성의 가스 밀도보다 낮다. 따라서 밀도가 높은 가스를 대체하기 위해 공기덩어리 내에 수증기가 많을수록 공기덩어리의 밀도는 낮아질 것이다. 다시 말하자면, 공기덩어리의 밀도는 수증기의 양과 반비례 관계에 있다. 기압, 온도, 그리고 부피가 일정하다고 가정하면, 많은 양의 수증기를 가지고 있는 공기는 상대적으로 적은 양의 수증기를 내포한 공기보다 밀도가 낮다. 이는 밀도와 수증기의 상관관계로 공기 중에 수증기가 많을수록 밀도가 낮고, 적은양의 수증기를 내포하고 건조할수록 밀도가 높기 때문이다(그림 5-17 참조).



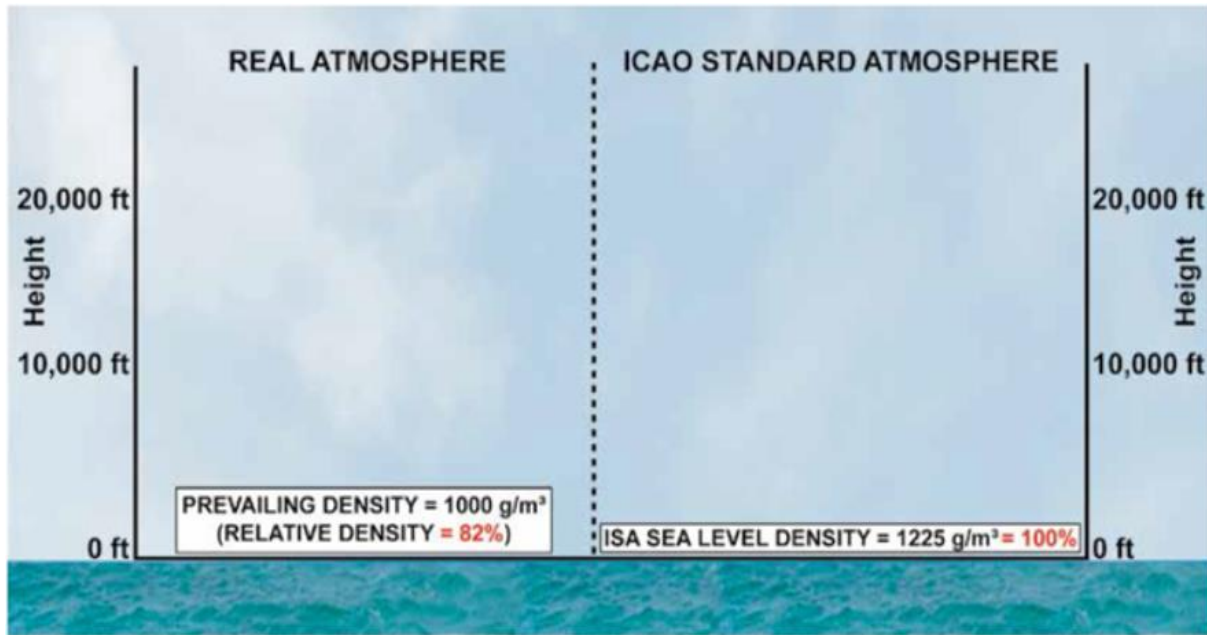
[그림 5-16] 밀도에 대한 온도 영향

5.3.6 상대 밀도(Relative Density)

ICAO 국제표준대기(ISA)의 평균 해수면에서 대기 밀도는 특정 시간 및 특정 장소에 존재하는 대기 밀도를 비교하는 기준으로 사용할 수 있다. 평균 해수면에서 입방미터당 1,225그램(1,225 g/m³)의 국제표준대기(ISA)의 밀도는 100%로 간주한다. 만약, 주어진 장소에서 또는 해수면에서 실제 밀도가 입방미터당 1,000그램이었다면(1,000 g/m³), 이 밀도는 그림 5-18에 나타난 것과 같이 국제표준대기 평균 해수면 밀도의 약 82%가 될 것이다. 이러한 방식으로 대기 밀도를 비교하는 표현방법을 상대밀도(Relative Density)라 한다. 다시 말하자면, 상대밀도는 현재 공기밀도를 국제표준대기(ISA) 평균 공기밀도와 비교한 것이다.



[그림 5-17] 밀도에 대한 수증기의 영향



[그림 5-18] International Standard Atmospheric 상대밀도(Relative Density) 비교

5.4 고도 측정(Altimetry)

고도계는 본질적으로 아네로이드 기압계이다. 차이 점은 눈금에 있다. 고도계는 기압 단위가 아닌 고도 단위로 눈금이 매겨진다. 고도계에 눈금을 매기는 기준은 표준대기이다.

5.4.1 고도(Altitude)

고도는 간단한 용어처럼 보인다. 고도는 지구 표면 위에 있는 물체의 연직 높이를 의미하지만, 항공에서는 다양한 의미를 내포하고 있다.

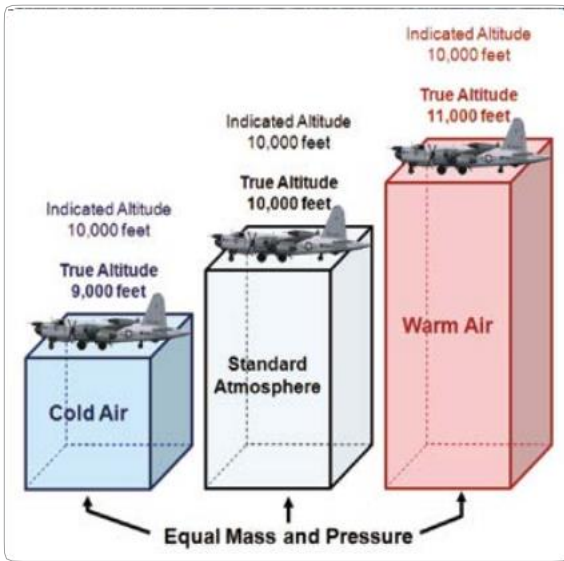
5.4.1.1 진고도(TA, True Altitude)

실제의 대기는 표준대기가 아니기 때문에 고도계의 눈금에 나타나는 고도는 지표면으로부터 항공기

까지의 실제 고도 혹은 진고도가 아니다. 진고도란 평균해수면으로부터 비행 중인 항공기까지의 실제의 고도이다. 고도계에 지표로부터의 실제 고도가 표시되지 않는다면 무슨 고도를 표시하는 것일까?

5.4.1.2 지시 고도(IA, Indicated Altitude)

앞에서 설명한 그림 5-16은 세 종류의 대기의 형태에 대한 평균온도의 영향을 보여주는 그림이다. 세 종류의 그림 모두 아래쪽과 위쪽의 기압은 동일하다. 항공기의 고도계는 본질적으로는 아네로이드 기압계이기 때문에 각 공기 기둥의 위쪽에 있는 고도계가 지시하는 고도는 동일하다. 그림 5-19을 보면 쉽게 이해할 수 있을 것이다. 따뜻한 대기의 위치에서 비행하고 있는 조종사는 고도계에 표시된 고도보다 실제로는 더 높은 고도에서 비행하게 된다.



[그림 5-19] 진고도와 지시고도의 차이

반면, 차가운 대기의 위치에서 비행하고 있는 조종사는 고도계에 표시된 고도보다 실제로는 더 낮은 고도에서 비행하게 된다.

고도계에 표시된 높이는 지표면 기압의 변화에 따라 변화한다. 고도계의 눈금은 지표면 기압의 변화에 따라 조절할 수 있지만, 비행 중인 아래쪽 대기의 평균 온도에 따라 고도계의 눈금을 조절할 수 있는 방법은 없다. 고도계에 표시된 지시 고도는 비행 중인 지역에서 기압에 따라 수정하였을 때의 평균해수면(MSL) 상공의 고도이다. 고도계 조절에 대한 내용은 다음과 같다.

5.4.1.3. 고도계 조정(Altimeter Setting)

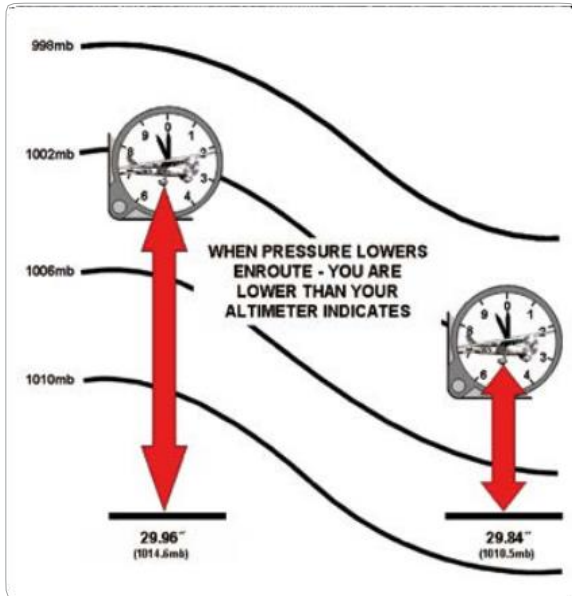
고도계의 눈금은 조절이 가능하기 때문에 조종사는 자신의 고도계를 조정하여 특정 고도에서 진고도를 읽을 수 있다. 이착륙은 가장 중요한 비행 단계이다. 따라서 공항의 높이는 고도계의 실제 눈금의 값에 가장 일치되는 고도이다. 고도계 조절은 고도계가 공항의 높이를 진고도로 나타내도록 기압 고도계의

눈금을 조정하는 것이다. 비행고도(FL)에서 항공기에 표시되는 지시 고도(IA)와 진고도(TA)가 같을 때는 해당 위치의 대기가 표준대기일 경우에 한정하여 지시 고도, 진고도, 절대 고도가 일치한다. 그러나 대기는 수시로 변하기 때문에 이런 경우는 잘 나타나지 않는다. ICAO에서 정한 표준대기 기준으로 공역별로 고도계를 수정하여 비행하는 항공기의 고도계를 공역별로 일치시키는 고도계 수정 절차를 '고도계 조정(setting)'이라고 한다.

고도계 수치가 다른 고도계 수치와 호환되는지 확인하려면 조종사는 고도계 설정이 최근의 수치인가를 확인해야 한다. 조종사는 비행 중 가장 가까운 지상의 기상관측소에서 제시하는 고도계 수치를 자주 조정해야 한다.

그림 5-20은 비행 중에 고도계 조절을 성실하게 수행하지 않으면 조종사가 겪을 수 있는 어려움을 보여주고 있다. 조종사는 고기압 지역에서 저기압 지역으로 비행할 때, 비행기는 고도계가 지시하는 것보다 낮은 고도로 비행하고 있다는 사실을 인지해야 한다. 그림 5-21은 조종사가 따뜻한 지역에서 상대적으로 차가운 지역으로 비행할 때, 고도계에 표시된 고도보다 더 낮게 비행할 수 있다는 것을 보여주고 있다.

평평한 지형 위를 비행할 때에는 실제의 고도보다 낮게 비행하여도 큰 문제가 되지는 않는다. 주변을 비행하는 다른 항공기도 진고도가 아닌 고도로 비행 중이기 때문이다. 모든 항공기의 고도계 수치는 호환되고 있다. 그러나 추운 날씨에 산악 지역을 비행하는 경우, 조종사는 지시 고도와 진고도의 차이를 고려해야 한다. 조종사는 진고도로 비행하여도 장애물에 부딪히지 않도록 지시 고도를 조정하는 계산이 필요하다는 것을 알고 있어야 한다.



[그림 5-20] 고도계 수치에 대한 기압변화의 영향

5.4.1.4 수정된 고도(진고도와 유사) (Corrected (Approximately True) Altitude)

조종사가 항공기와 지표면 사이의 평균온도를 언제든지 알 수 있다면, 항공기의 컴퓨터로 이 평균 온도를 사용하여 진고도를 계산할 수 있다. 그러나 조종사가 그 아래 온도를 알 수 있는 유일한 방법은 그 항공기 고도에서의 자유대기 온도이다. 따라서 항공기의 컴퓨터는 외기 온도(outside airtemperature: OAT)를 사용하여 지시 고도를 진고도와 근사하게 보정한다. 이렇게 수정한 고도는 항공기 아래의 온도로 수정한 지시 고도이며, 수정은 표준대기 온도에서 현재 온도의 추정된 편차를 기반으로 한다. 이 값은 진고도에 가까운 근삿값이며 항공기 컴퓨터에서 진고도라고 표시된다. 조종사가 인근의 관제소 등에서 보고받은 값으로 고도계를 조정할 경우, 지표면의 장애물을 회피하는데 사용할 수 있는 진고도에 가까운 수치이다.

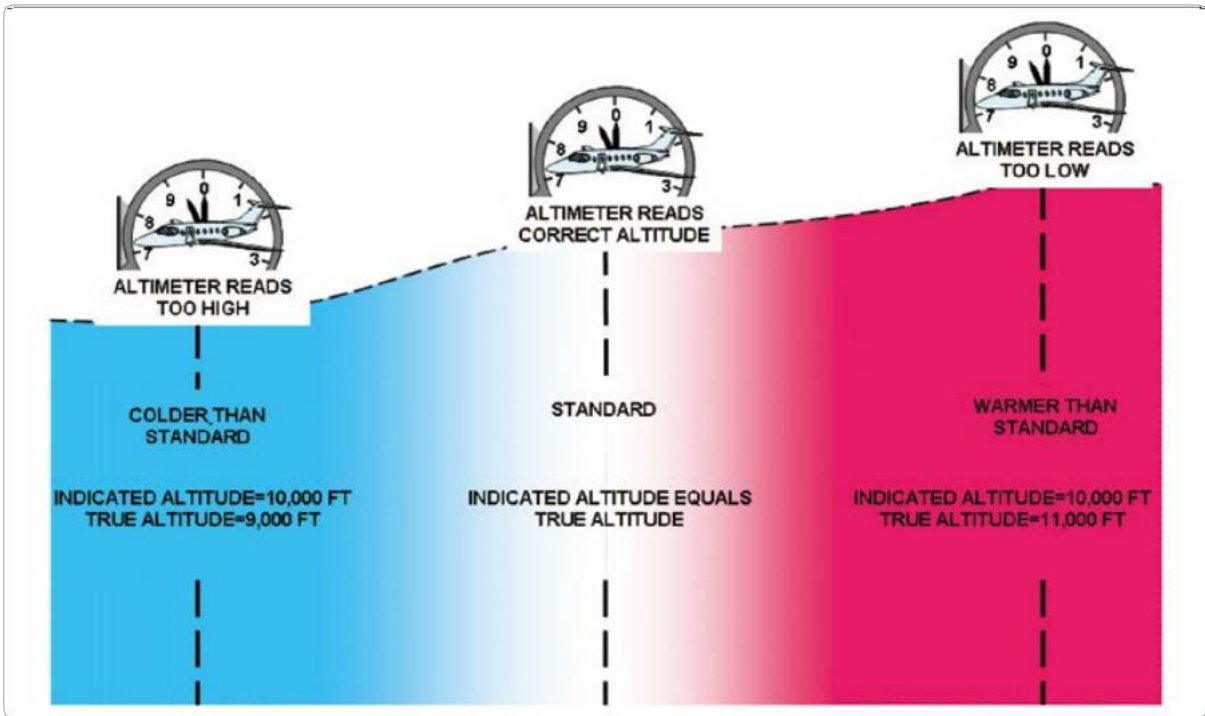
5.4.1.5 기압 고도(PA, Pressure Altitude)

기압은 지표면에서 가장 높고, 고도가 높아짐에 따라 감소한다. 기압과 고도의 반비례 원리에 기초하여 임의의 기압에 해당하는 고도를 '기압 고도'라 한다. 기압 고도는 표준대기의 기압과 고도의 관계를 기준으로 임의의 위치에 해당하는 대기압에 대한 고도로서 가상의 고도이다.

표준대기의 해수면 기압은 29.92inch(1013.2hPa)이다. 기압은 표준대기를 통해 일정한 비율로 감소한다. 따라서 표준대기에서는 특정 고도에 따라 일정한 기압이 존재한다. 기압고도는 고도계를 29.92inch(수은)로 조정하였을 때 고도계에 표시되는 평균해수면 고도(MSL)이다. 즉 고도계를 29.92로 조정할 경우 정압공(static port)에서 측정한 기압의 고도이다. 기압은 특정 기압 고도에 관계없이 어디에서나 동일하기 때문에 동일한 기압 면은 기압 고도도 동일하다. 조종사가 일정한 고도로 비행하고 있다는 것은 일정한 기압 면을 앞에서 서술한 것처럼, 일정한 기압 면은 실제로는 서로 다른 높이를 가지고 있다. 따라서 특정 기압 고도인 일정한 기압 면을 비행할 때, 조종사의 진고도도 변하게 된다. 그러나 기압 고도가 FL140(미국의 경우 FL180) 이상으로 비행하기 때문에 조종사는 거의 항상 가장 높은 지형 장애물을 회피하게 될 것이다.

5.5 밀도고도(Density Altitude)

밀도고도는 ICAO 국제표준대기(ISA)의 고도를 기준으로 실제 밀도가 어느 정도 발생할 수 있는지를 나타내는 지표이다. 또한, 표준대기에서 온도 편차, 즉 온도의 차이



[그림 5-21] 고도계 수치에 대한 온도 변화 영향

를 조정한 기압 고도를 말한다. 밀도고도와 기압 고도의 관계는 진고도와 지시 고도와 관계와 같다고 할 수 있다. 밀도고도와 대기의 밀도는 밀도가 증가(감소)하면 밀도고도는 감소(증가)하는 관계에 있다. 공항의 고도가 높으면(예, 미국의 덴버공항) 낮은 고도에 위치한 공항(예, 미국의 뉴올리언즈공항)보다 기압과 밀도는 더 낮지만 밀도고도는 더 높다.

대기의 상태가 표준대기와 같다면 밀도고도는 공항의 표고와 같겠지만 그런 경우는 극히 드물다. 표준기압보다 기압이 더 낮은 공항 또는 표준온도보다 온도가 더 높은 공항에서는 밀도고도가 표준보다 더 높고, 반대의 경우는 밀도고도가 더 낮다.

동일한 고도를 비교할 때 온도가 밀도에 미치는 영향이 가장 크므로 온도가 가장 중요한 요소이다.

더운 여름날에는 공기의 밀도가 낮아지므로 밀도고도는 높아지고, 추운 날에는 공기의 밀도가 높아지므로 밀도고도는 낮아진다. 이슬점도 밀도에 영향을 미치지만 일반적으로 무시할 수 있을 정도로 미약하다.

밀도고도는 항공기의 성능과 관련된 지표이다. 밀도고도가 높을수록 항공기 성능은 감소하고, 반대로 밀도고도가 낮을수록 항공기 성능은 높아진다. 밀도고도가 높아서 항공기 성능을 감소시키는 요소는 다음의 3가지가 있다.

1. 엔진에 들어가서 연소하는 데 필요한 공기의 양이 줄어들기 때문에 항공기의 동력이 감소한다.
2. 프로펠러 항공기의 경우는 프로펠러를 구동하는 공기의 양이 적어지고, 제트 항공기의 경우는 배기

3. 가스의 중량이 적어지므로 결과적으로 항공기의 추진력이 감소한다

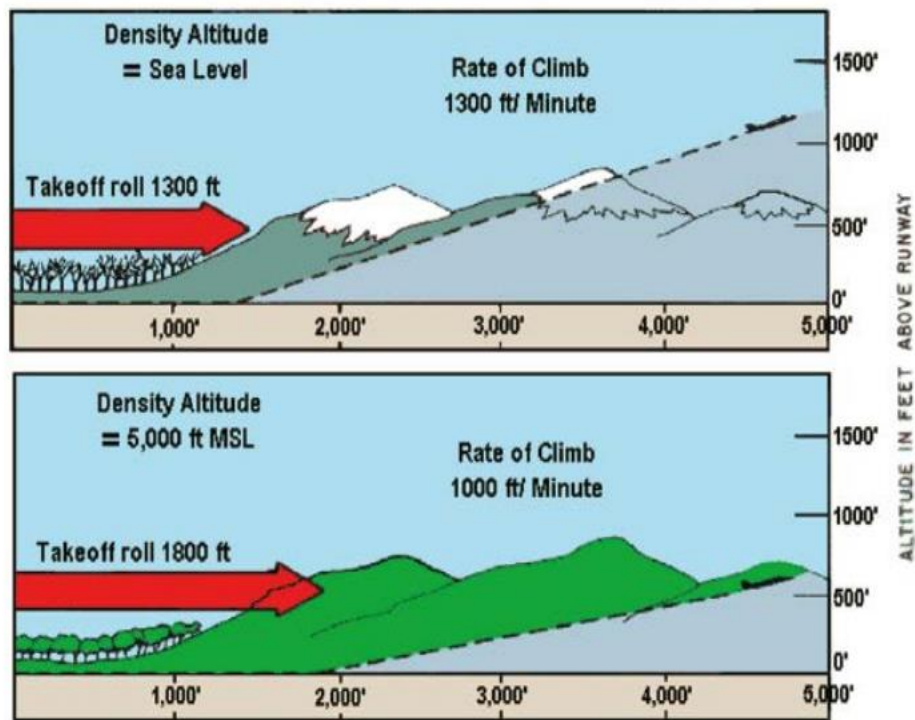
밀도가 낮은 공기는 날개에 작용하는 힘이 적기 때문에 양력이 감소한다.

조종사는 속도계로 고(高)고도의 밀도고도를 알 수는 없다. 항공기는 속도계가 지시하는 속도를 참조하여 이륙, 상승, 순항, 강하, 착륙을 행한다.

그러나 어느 특정한 고도에서의 지시대기속도(IAS)는 밀도고도가 높을수록 진대기속도(TAS)와 대지속도(GS)는 증가한다. 그 결과 밀도고도가 높을수록 이륙거리와 착륙거리가 증가하고, 상승률은 감소한다. 이륙을 위하여 보다 빠른 대지속도(GS)와 더 긴 활주 거리를 필요로 하고, 항공기의 추력이 감소함에 따라 더 긴 활주 거리가 필요하다. 착륙 시에는 대기속도가 증가하기 때문에

착륙거리도 증가한다. 밀도고도가 높으면 규정된 지시대기속도(IAS)에서 진대기속도(TAS)는 더 빨라지므로 주어진 시간에 더 먼 거리를 비행하게 되어 상승 각도는 더 낮아지게 된다. 동시에 추력과 상승률도 감소하는 문제가 발생한다. 그림 5-22은 밀도고도가 이륙거리와 상승률에 미치는 영향을 보여준다.

밀도고도가 높으면 순항고도에도 문제가 될 수 있다. 기온이 표준대기보다 높으면, 밀도고도가 높을수록 상승할 수 있는 고도는 낮아진다. 예를 들어, 기압 고도 10,000ft의 온도가 20°C라고 가정하면 밀도고도는 10,000ft가 아닌 12,700ft가 된다. 따라서 조종사가 고도계를 10,000ft에 맞추어 비행하면 실제의 항공기는 표준대기 온도가 -8°C인 12,700ft의 성능으로 비행하게 될 것이다.

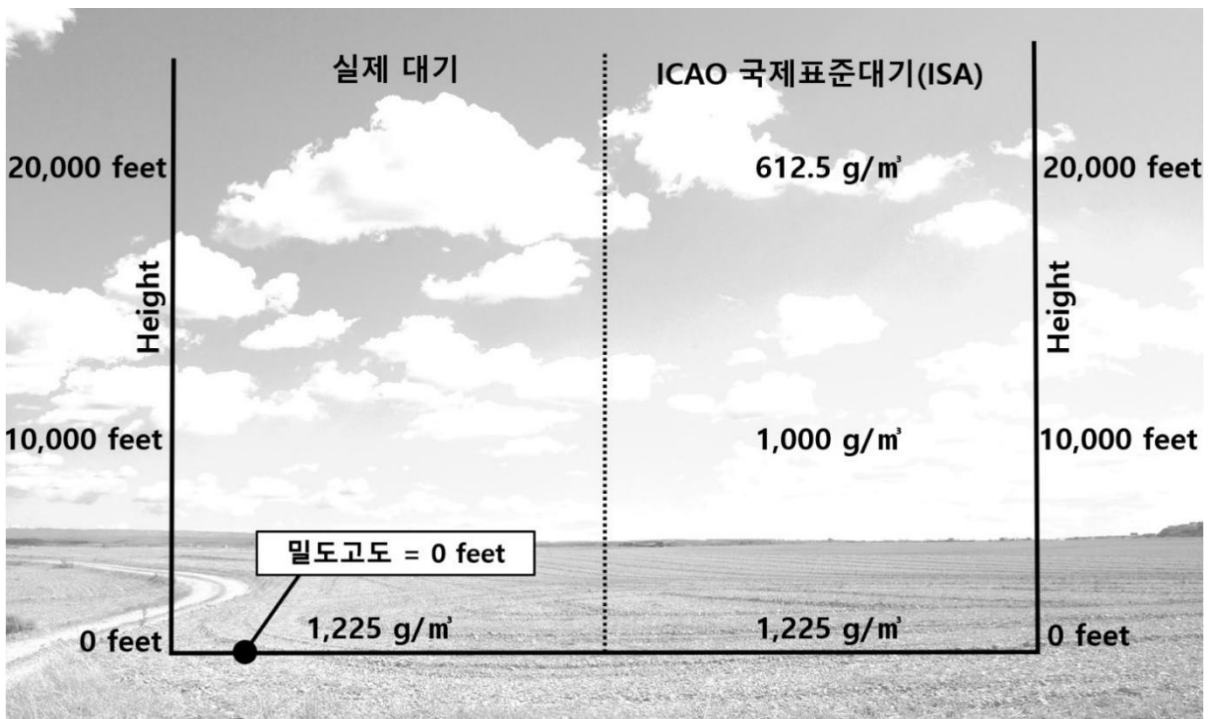


[그림 5-22] 높은 밀도고도가 비행에 미치는 영향

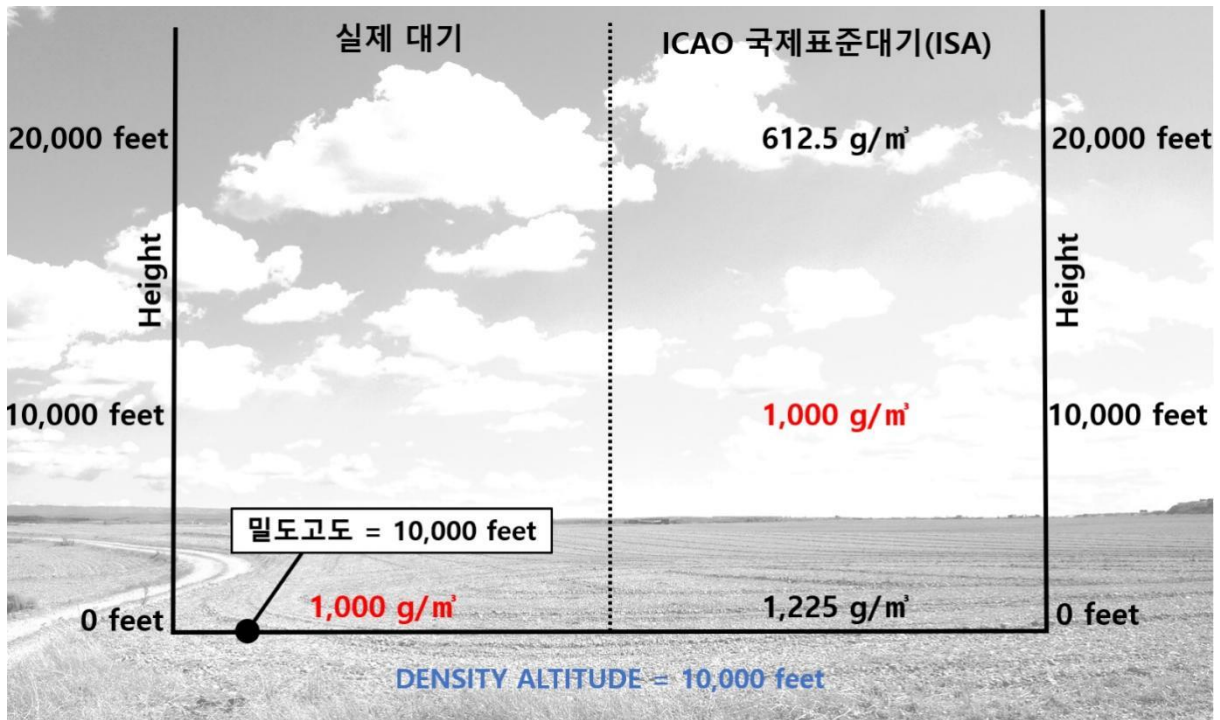
예를 들어, 항공기가 해수면 고도의 비행장에서 이륙하려고 하는데, 그날의 대기 조건이 ICAO 국제표준대기(ISA) 조건과 정확히 일치한다면, 실제 대기의 해수면에서의 공기 밀도는 ISA에서 0 feet 지점에서 보는 것과 정확히 일치할 것이고, 항공기의 밀도고도는 0 feet일 것이다(그림 5-23 참조). 그러나 다른 날 실제 대기의 해수면에서의 대기밀도가 입방미터당 1,000그램이 된다면, 이 낮은 대기 밀도는 국제표준대기(ISA)의 고도(0 feet)에서 해수면(0 feet)보다 높은 고도의 밀도에 해당될 것이다. 그림 5-24는 이 두 번째 예시에서 해수면에서의 대기밀도가 국제표준대기(ISA)의 10,000 feet에서 발생하는 밀도와 동일한 것을 보여준다. 따라서 실제 대기 중 평균해수면에서의 밀도고도는 이 특정일에 10,000 feet이다.

앞서 언급한 것처럼, 밀도고도는 항공기 성능에 결정하는 중요한 매개변수인데, 이는 항공기의 공시된 성능 수치가 가장 일반적으로 국제표준대기(ISA) 조건에 부합한다고 가정하기 때문이다. 특히 필요한 이착륙 거리를 계산할 때 해당 비행장의 밀도고도를 조종사가 계산하는 것이 중요하다. 밀도고도는 통상 기압고도와 기온을 표준 항공기 성능 그래프에 입력할 때 참고된다. 밀도고도 계산에는 두 가지 간단한 방법이 있다.

한가지 방법은 E6B를 사용하는 것이다. 이 부분은 공중항법 시간에 배우게 될 부분이다. 다른 한가지 방법은 간단한 수학 공식을 사용하는 것이다. 수학 공식을 사용하는 방법을 살펴보면, 국제표준대기(ISA)조건에서의 1°C 변함에 따라 118.8 feet의 고도



[그림 5-23] 실제 공기와 국제표준대기의 밀도비교



[그림 5-24] 해수면에서 1,000 g/m³는 국제표준대기의 10,000 feet 밀도와 같다.

$$\text{DENSITY ALTITUDE} = \text{PRESSURE ALTITUDE} \pm (\text{ISA DEVIATION} \times 118.8) \text{ feet}$$

$$\text{DENSITY ALTITUDE} = 2000 + (14 \times 118.8) = 3663 \text{ feet}$$

차이에 해당한다는 것이다. 우리가 계산에 사용하는 고도는 항공기의 기압고도, 즉 국제표준대기압 1013.2 hPa에 대한 고도이다. 실제 기온이 국제표준대기(ISA)보다 높으면 밀도고도가 관측된 기압고도보다 커진다.

실제기온이 국제표준대기(ISA)보다 낮으면 밀도고도는 관측된 기압고도보다 낮아진다. 예를 들어, 특정날에 기압고도는 2,000 feet, 기온은 25°C라 가정해보자. 국제표준대기(ISA)의 경우, 2,000 feet 기온은 11°C이다(ISA 해수면 기온은 15°C이고, ISA 기온은 1,000 feet당 약 2°C의 기온감률을 갖는다.).

따라서, 2,000 feet에서는 25°C의 온도가 해당 고도에서의 국제표준대기(ISA) 기온보다 14°C가 높다. 그러므로 국제표준대기 편차는 ISA+14이다. 결론적으로 관기압고도 2,000 feet로 관측된 날의 밀도고도는 3,663 feet이다.



6장 ▶▶

일기도

- 6.1 개요
- 6.2 기상관측 장비
- 6.3 분석
- 6.4 지상일기도
- 6.5 등압면 일기도

6장 일기도

6.1 개요(Introduction)

일기도는 일정한 시각에 광범위한 지역에 대한 기상 자료의 값을 지도 위에 기록하여 대기 상태를 설명하고, 기압과 바람 등과 같은 연속된 양을 등압선 등으로 그리는 것이다.

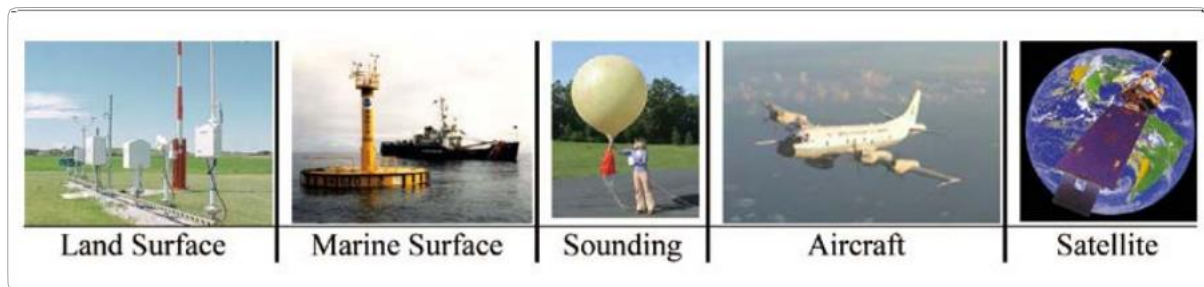
일기도에 제시할 수 있는 정보의 양은 엄청나지만, 지상일기도와 임의의 상층일기도에 한정하여 분석하고 있다. 기상 체계는 3차원(3-D)이기 때문에 지상 및 상층 기류의 일기도 모두가 필요하다. 지상일기도는 일정한 고도(일반적으로 해면고도)의 날씨를 나타내며, 상층일기도는 등압면의 날씨를 나타낸다. 기상청에서는 항공과 관련된 기관을 지원하기 위하여 다양한 일기도를 작성하고 있다.

이 장에서는 일기도를 작성하기 전의 과정인 기상 관측에 대한 내용, 분석 절차, 그리고 지상일기도 및 상층일기도인 등압면 일기도의 개요에 대하여 설명하고자 한다.

6.2 기상관측 장비 (Weather Observation Sources)

일기도는 다양한 관측 방법을 통하여 수집된 자료를 기반으로 기입되고 분석된다. 기상관측 방법은 다음과 같다.

- 지표면 관측(예: 자동 지상관측 장비(ASOS), 자동 기상관측 장비(AWOS), 기상 및 환경 모니터 링 방송국의 네트워크인 Mesonet)
- 해양 표면(예: 선박, 부이, 해안 해양 자동화 네트워크(C-MAN), 조수 게이지)
- 고층 기상 탐측(sounding)(예: 라디오존데, 드롭존데, 파이발(pibal), 프로파일러(profiler), 도플러(Doppler) 기상 레이더 Azimuth Display(VAD) 바람 프로파일)
- 항공기 관측(예: 항공기상 보고(AIREP), 조종사 기상 보고(PIREP), 항공기 기상 시상 자료(AMDAR))



[그림 6-1] 기상 관측 방법

항공 운항 교신 시스템 또는 공중 지상 데이터통신 시스템(ACARS))

- 인공위성 관측 등

6.3 분석(Analysis)

분석은 일기도에 기입된 다양한 요인의 형태를 그림으로 나타내고 해석하기 위함이다. 일기도 분석은 기상예보를 위한 필수적 과정이다. 기상학자가 현재 발생하고 있는 기상 현상을 알지 못한다면, 미래에 어떤 일이 일어날지 예측한다는 것은 거의 불가능하다. 지난 수년간 컴퓨터를 활용하여 일기도를 분석하였으나, 컴퓨터는 분석한 내용을 해석할 수 없는 한계가 있다. 따라서 기상학자들은 필요할 경우에 분석한 일기도에 근거한 주관적 분석을 계속 수행해 야 한다.

6.3.1 분석 절차(Analysis Procedure)

분석 절차는 닷 도트(dot-to-dot) 색칠 공부와 비슷하다. 한 도트에서 다음 도트로 선을 그리듯이 일기도 분석은 대기의 다양한 요소를 나타내는 점 사이에 같은 값의 선 또는 등고선을 그리면 된다. '등치선(isopleth)'은 특정 대기 변수의 동등한 값을 갖는 점을 기상 지도 위에 연결하는 모든 선을 설명하기 위한 광범위한 용어이다. 기상학에서 등치선은 일기도에서 주어진 변수(기압 또는 온도 등)에 대하여 동일한 값을 공간에서 연결한 선이다.

일기도 분석 절차는 기입된 데이터의 지도에서 시작

[표 6-1] 일반적인 등치선

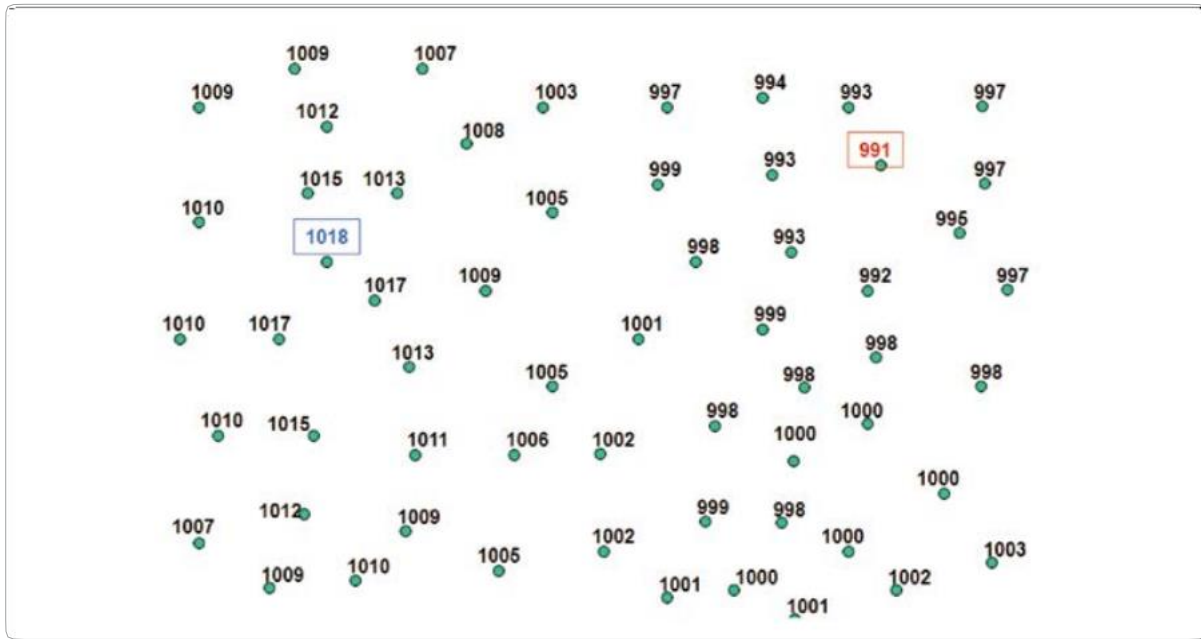
등치선	변수	정의
등압선(Isobar)	기압	동일하거나 일정한 압력의 점들을 연결하는 선
등고선(Isoheight)	고도	등압면과 같이 특정한 면의 평균해수면으로부터의 일정한 높이를 이은 선
등온선(Isotherm)	온도	동일하거나 일정한 온도의 점을 연결하는 선
등풍선(Isotach)	풍속	동일한 풍속의 지점을 연결하는 선
등습선(Isohume)	습도	동등한 습도의 점을 그린 선
등노선(Isodrosotherm)	이슬점	동일한 이슬점의 점들을 연결하는 선

된다(그림 6-2 참조). 분석 절차를 수행하기 전에 잘못 기입된 자료 또는 기입에는 이상이 없으나 타당하지 않은 자료들은 제거할 수 있다.

일기도에는 다양한 숫자가 기입되어 있으므로 산만하고 혼란스럽게 보이기도 한다. 분석 절차가 완료되면 형태가 나타나고 날씨에 대한 주요 정보가 나타난다.

6.3.1.1 1단계: 분석할 최적의 등압선 간격과 값 결정(Step 1: Determine the Optimal Contour Interval and Values to be Analyzed)

일기도 분석 절차의 첫 번째 단계는 최대 및 최소 데이터 값과 해당 범위를 식별하기 위한 최적의 등압선 간격과 분석할 값을 결정하는 것이다. 가장 좋은 등압선 간격은 날씨의 중요 기능을 식별할 수 있는 충분한 윤곽선이 포함되지만, 일기도가 복잡해지는 정도가 되어서는 안 된다. 각 기상 요소는 기상청의 일기도 분석에서 제시한 표준 등압선 간격을 준수하면 되지만,



[그림 6-2] 분석 절차 1단계: 분석할 최적의 등압선 간격과 값 결정

필요한 경우에는 다른 값으로 조정할 수 있다. 모든 등압선 값은 동일한 기압의 간격으로 균등하게 나누어야 한다. 예를 들어, 등압선은 1000hPa을 기준으로 4hPa 간격으로 그리면 된다. 그러나 4hPa 선의 간격이 넓으면 2hPa의 점선을 그릴 수 있으며, 여름은 등압선의 간격이 넓으므로 2hPa 간격으로 그릴 수 있다.

그림 6-2에서 991hPa이 가장 낮으며, 1018hPa이 가장 높은 수치이다. 1000hPa을 기준으로 4hPa씩 뺄셈을 하게 되면, 991hPa의 근삿값인 992hPa의 값에서 시작하는 등압선 분석을 수행하면 된다.

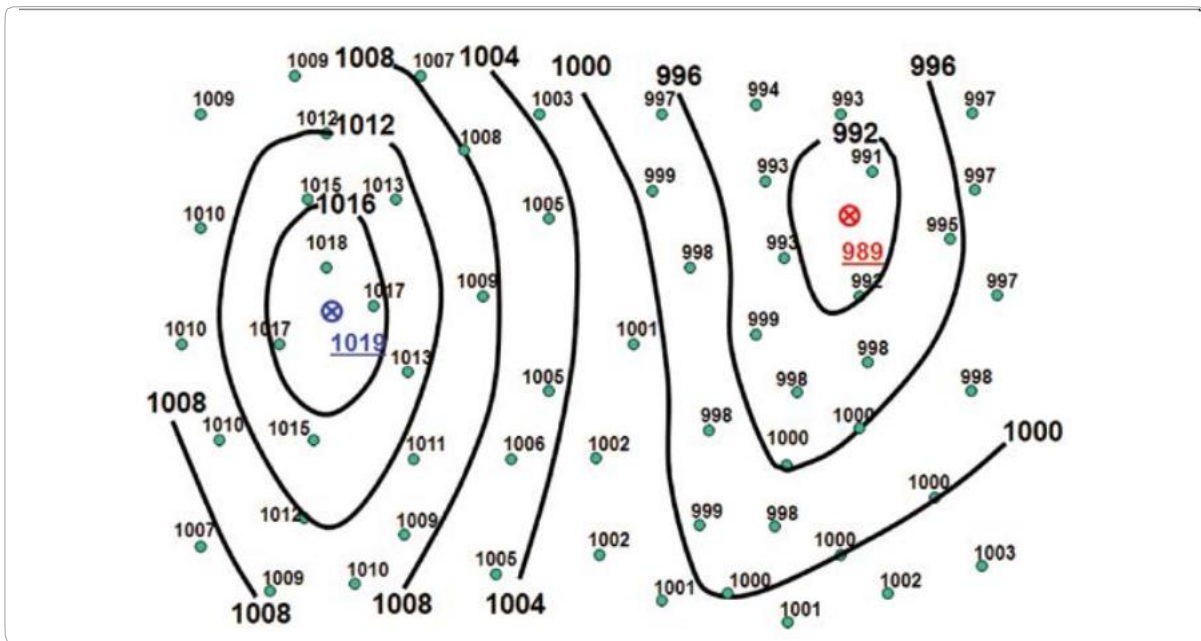
6.3.1.2 2단계: 등압선 및 극한치 그리기
(Step2: Draw the Isoleths and Extrema)

두 번째 단계는 첫 번째 단계에서 선택한 등압선 값과 등압선 간격을 사용하여 등압선과 극한치(최대

및 최소)를 그린다. 일반적으로 데이터 영역의 가장자리(일기도의 가장자리), 또는 그려지는 등압선 값과 일치하는 데이터 점에서 등압선을 그리기 시작하는 것이 가장 쉽다. 이산적인 값을 통하여 알지 못하는 등압선 값을 추정하여 분석하는 내삽법(interpolation)은 데이터 포인트 사이의 등압선을 그리고 극한을 결정하는 데 사용된다. 내삽법은 기입된 값 사이의 간격 내에서 등압선 값을 추정하는 것으로 이해하면 된다.

일기도에서 등압선과 극한치를 그리기 위해서는 다음의 규칙을 준수해야 한다.

- 분석은 데이터 영역 내에서 수행해야 한다. 분석은 데이터 요소가 없는 일기도의 가장자리를 넘어서면 안 된다. 그것은 추측에 불과하다.
- 기압의 수치를 기입하는 방법은 두 가지이다. 폐곡선의 경우는 중심 위치 위쪽(북쪽)의 등압선을



[그림 6-3] 분석 절차 2단계: 등압선 및 극한값 그리기

- 끊고 해당 기압의 수치를 기입하면 된다. 폐곡선이 아닌 하나의 선으로 연결되는 등압선은 (시작과 끝인) 양쪽 끝에 해당 기압의 수치를 기입한다.
- 기입하는 모든 기압의 수치는 정수 단위의 끝 두 자리이다. 예를 들면 1000hPa의 경우는 00으로 기입하고, 996hPa의 경우는 96으로 기입한다. 끝 두 자리의 수치는 위도에 평행하고 크기가 일정하게 기입한다. 그림 6-2의 경우와 같이 미국의 경우는 996의 경우 996으로 기입한다.
- 등압선은 두 가지 형태로 나타난다. 즉 폐곡선, 또는 일기도의 연변(네 면)에서 마무리된다.
- 등압선은 서로 교차하거나 도중에 두 갈래로 갈라지지 않는다. 또한 두 등압선이 한 등압선으로 합쳐지지도 않으며 도중에 끊어지지도 않는다.
- 임의의 등압선을 경계로 한쪽은 그 등압선 값보다 높은 기압이 나타나며, 다른 한쪽은 그 등압선

- 값보다 반드시 낮은 기압이 나타나도록 그린다.
- 같은 기압의 수치를 가진 두 등압선이 가까이 마주보면서 평행하게 그리지 않도록 한다.
- 기압골과 기압마루가 만나는 안장부(鞍裝部, 두 개의 고기압과 두 개의 저기압이 맞닿아 있는 중심 부분의 지역)의 경우, 같은 등압선의 수치는 대각선을 유지하면서 등압선 간의 간격이 평행하도록 그린다.
- 등압선의 간격은 풍속과 반비례한다. 풍속의 차가 없으면 가급적 간격을 일정하게 그린다.
- 지상에 비해 해상은 마찰이 크지 않다. 따라서 바람이 등압선과 이루는 각도는 해상에서 15-30도, 육상에서 30-45도 정도이며, 마찰이 큰 곳일수록 각도가 커진다. 그러나 풍속이 5knot 이하의 미풍인 경우는 위와 같은 규칙이 지켜지지 않는 경우도 있다.

6.3.13 3단계: 중요한 날씨의 특징 해석



(Step 3: Identify Significant Weather Features)

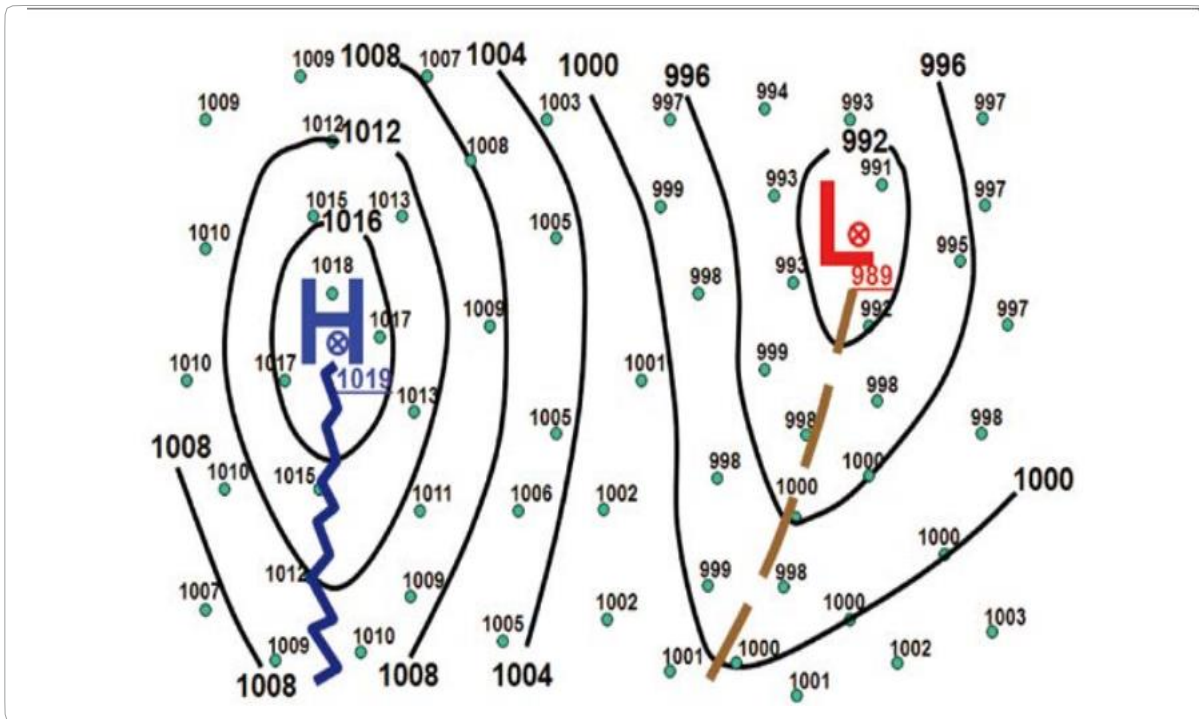
세 번째(마지막 단계) 단계는 기상의 중요 특징을 해석하는 절차이다. 극한에 대한 보편적인 표시는 기압의 높낮이에 대해서는 H(높음), L(낮음), 그리고 온도에 대해서는 W(온대) 및 K(한대)로 표시한다.

온대(따뜻함)와 한대(추위)에 대한 대문자는 독일 단어를 계속해서 사용하고 있다. 그리고 다른 중요 특징을 나타낼 때는 X(최대)와 N(최소) 등을 사용한다. 기압골과 기압마루와 같은 기타 중요한 특징도 확인할 수 있다. 가장 일반적인 일기도 기호는 표 6-2와 같다(표 5-2와 동일함).

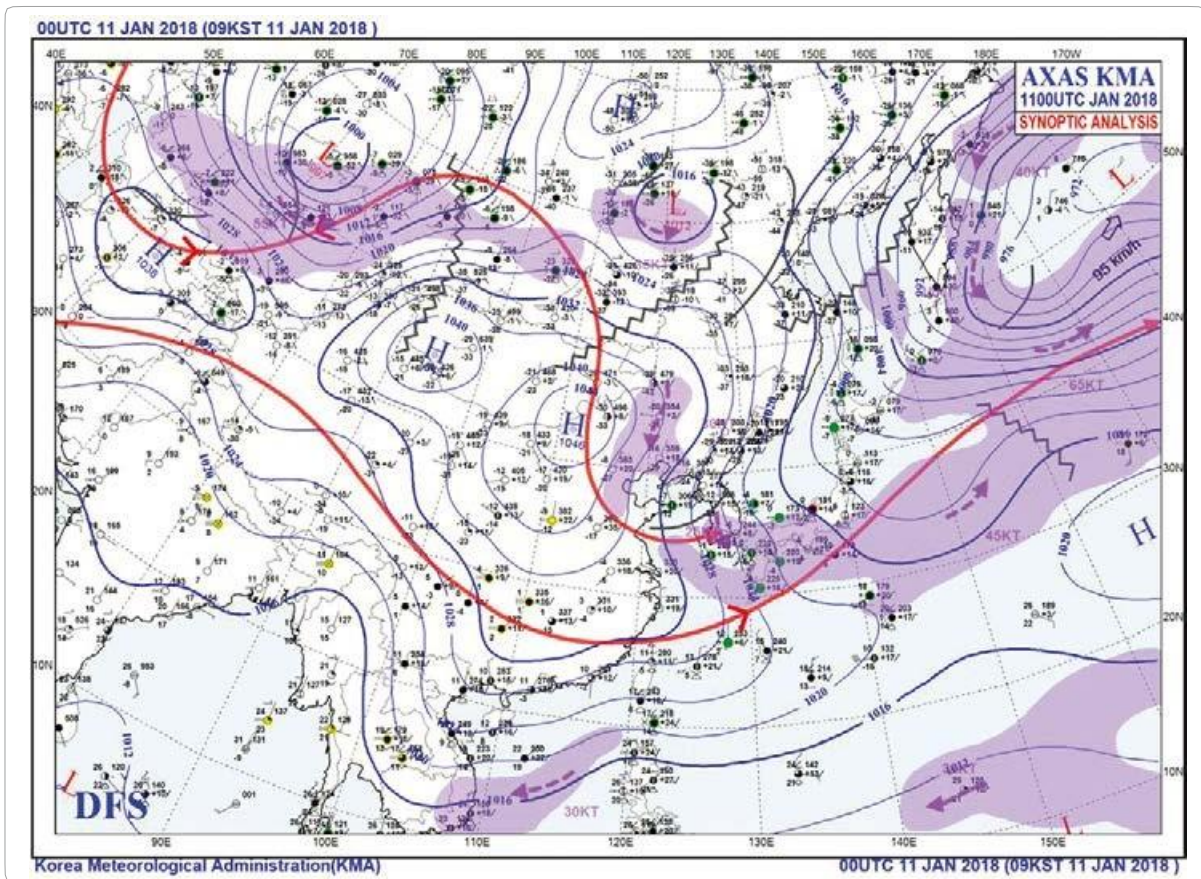
그림 6-4의 지상일기도 분석에서 고기압, 저기압, 기압골, 기압마루를 확인할 수 있다.

[표 6-2] 기압 체계의 기호

기압 체계	기호	정의
저기압	L	지상일기도에서 닫힌 등압선의 기압이 가장 낮은 곳 또는 등압면 일기도에서 닫힌 등고선의 고도가 가장 낮은 곳으로서 사이클론(cyclone)이라고도 한다.
고기압	H	지상일기도에서 닫힌 등압선의 기압이 가장 높은 곳 또는 등압면 일기도에서 닫힌 등고선의 고도가 가장 높은 곳으로서 안티 사이클론(anticyclone)이라고도 한다.
기압골		저기압에서 상대적으로 길게 확장된 영역
기압마루		고기압에서 상대적으로 길게 확장된 영역



[그림 6-4] 지상일기도



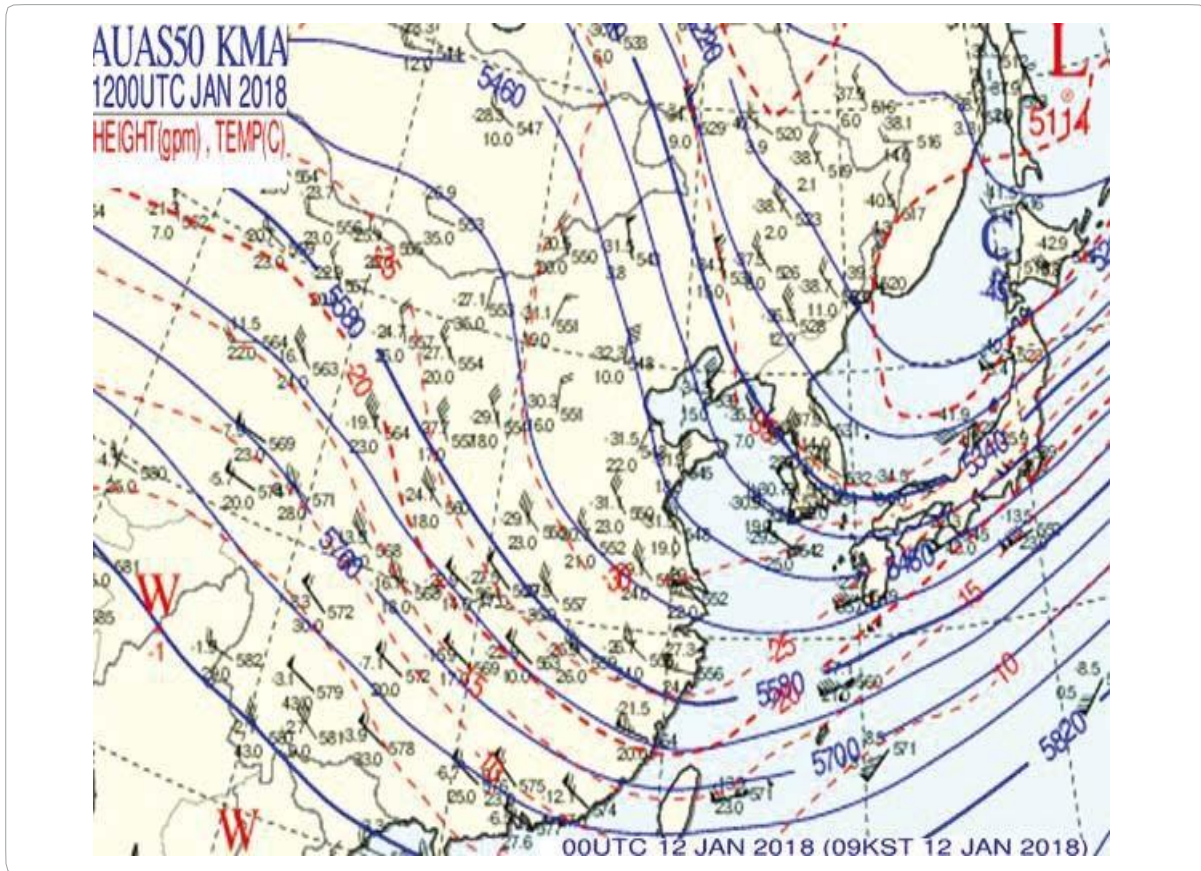
[그림 6-5] 지상일기도

6.4 지상일기도(Surface Chart)

지상일기도(지상도 또는 해면 기압도라고 함)는 기상관측 자료의 값을 분석한 결과이다. 기본적으로 지상일기도는 고기압, 저기압, 기압골, 기압마루를 포함한 해면 기압과 전선의 특징과 위치 및 다양한 경계(예: 건조선(drylines), 유출경계 및 해풍 전선)의 위치와 특성을 포함하여 해면 기압 분포를 보여준다. 기압은 평균해면(MSL)을 기준으로 작성되지만, 지상일기도의 다른 모든 요소는 지표면 관측 지점에서 발생하는 것처럼 표시된다.

6.5 등압면 일기도(Constant Pressure Chart)

등압면 일기도는 대기압이 동일한 표면의 조건을 나타내는 일기도이다. 즉 기압이 일정한 면의 일기도를 의미한다. 예를 들면, 500hPa 상층일기도는 대기압이 500hPa인 대기 수준에서의 기상 조건을 나타내고 있다. 등압면 일기도에는 표면의 고도 분포(등고선), 바람(등풍선), 온도(등온선) 및 때때로 습도(등습선)의 분석 자료를 나타낸다. 등압면도는 1,000hPa(지상일기도와 동일하게 적용하고 있음), 850hPa, 700hPa, 500hPa 일기도 등으로 표시된다. 특정 기압을

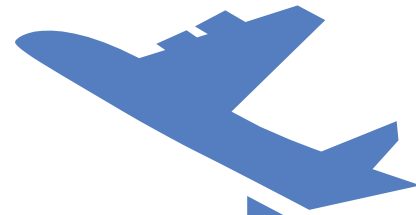


[그림 6-6] 500hPa 등압면 일기도의 예

나타내는 값의 해발고도는 일정한 시간에 한 지점에서 다른 위치로 다양할 수 있으나, 때로는 어느 한 지점에서 시간에 따라 달라지므로 일정한 고도/높이의 표면을 나타내는 것은 아니다. 기압차는 고도차에 비례한다. 상층일기도에서 등압면 일기도를 적용하는 것은 등고면에서의 등압선(isobar) 대신 등압면에서의 등고선(contour)을 분석하기 위함이다.

등고선 분석(그림 6-6 참조)은 지상일기도가 지표면의 관측 자료인 고기압, 기압마루, 저기압, 기압골을 보여주는 것처럼 상층의 기상 상태를 제시하고 있다.

상층의 고기압/기압마루와 저기압/기압골의 체계를 기압파라고 한다. 기압파는 호수의 물체에서 볼 수 있는 파동과 유사하게 나타난다. 파형의 꼭대기(마루)와 골짜기(골)가 있다.



7장 ▶▶

바람

- 7.1 개요
- 7.2 풍향과 풍속
- 7.3 바람의 측정
- 7.4 바람에 작용하는 힘
- 7.5 상층풍
- 7.6 지상풍
- 7.7 바람과 연직운동



7장 바람

7.1 개요(Introduction)

바람은 지구 표면을 따라 움직이는 상대적인 공기의 흐름이다. 우리는 실제로 공기가 움직이는 것을 볼 수는 없지만, 물체에 가하는 힘으로 움직임을 측정할 수 있다. 예를 들면, 나무가 흔들리거나 나뭇잎 부스러기가 날리는 것을 보고 바람이 불고 있음을 알 수 있다.

바람은 날씨와 항공기에 있어 매우 중요한 요소이다. 바람은 기상 현상을 만들어 내기도 하고, 날씨를 변화시키기도 하고, 새로운 날씨를 만들어 내기도 한다. 또한 바람은 모든 비행 단계에서 항공기에 영향을 미친다.

이 장에서는 바람의 이름과 원인에 대하여 설명한다.

7.2 풍향과 풍속

(Wind Direction and Speed)

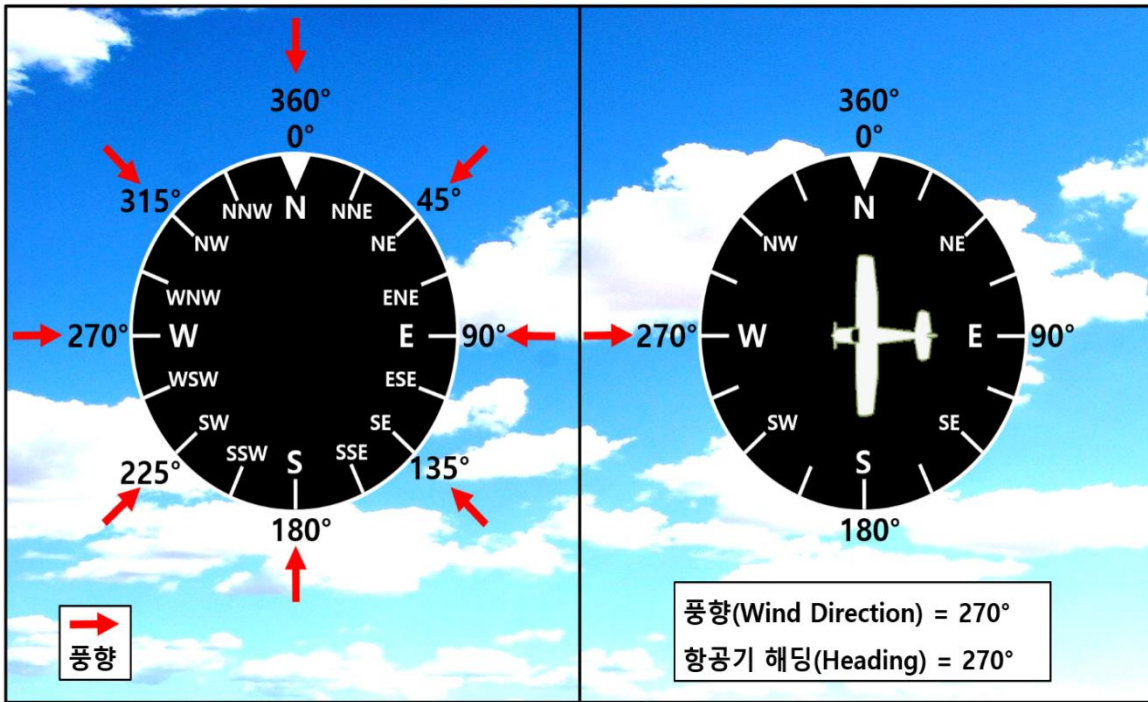
바람은 보통 풍향과 풍속을 모두 나타내는 속도로 표현된다. 어떤 물체의 움직임 방향은 보통 북쪽으로부터 도(Degree) 단위로 주어진다. 이 척도는 북쪽인 0도에서 시작하여 북쪽을 가로지르는 360도까지 이르는 것으로서 북쪽을 표현하는 또다른

방법이다. 바람의 방향은 바람의 불어나가는 방향이 아니라 바람이 어디에서 오는지를 나타내는 표시로 주어진다.

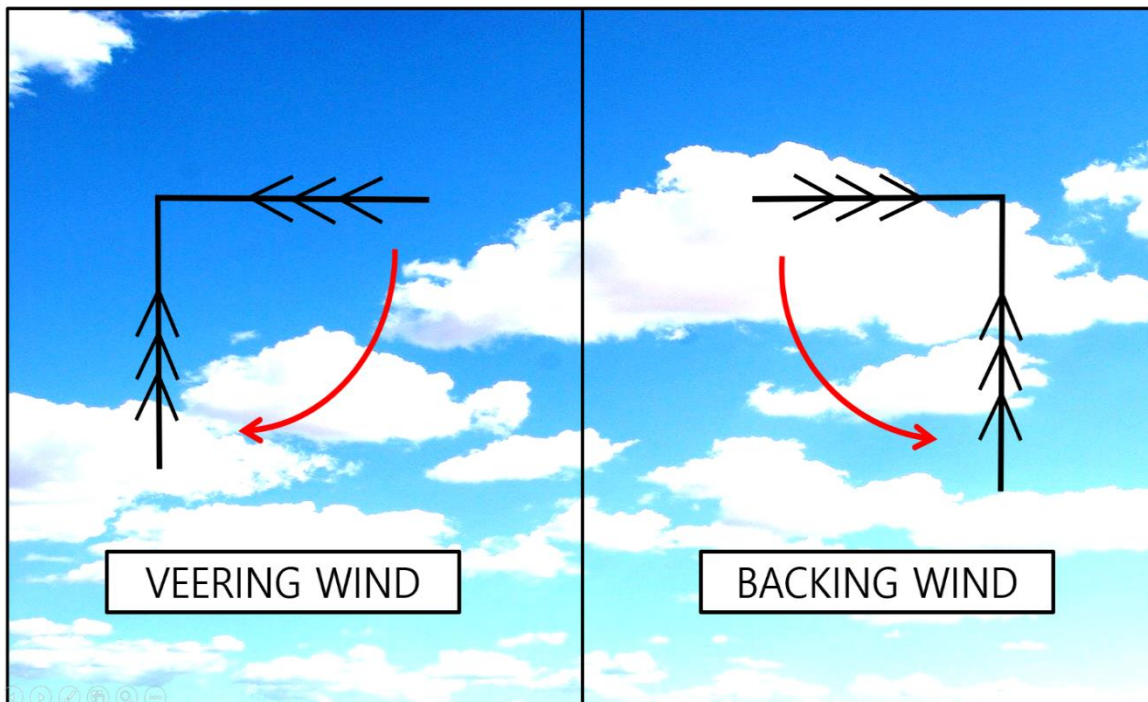
예를 들어, 동쪽으로 부는 바람을 서풍이라고 하며, 풍향은 270도이다. 이와 같은 내용은 그림 7-1을 참고하라.

일반적으로 기상학에서 풍향은 진북(True North)에 상대적으로 주어진다. 비행 계획에서 이러한 바람 방향을 사용할 때는, 일반적으로 항법을 계획할 때 도(Degree) 단위로 이루어지지만 그 방향이 자북(Magnetic North) 단위로 수행되며, 속도의 삼각함수 계산 결과인 진북 heading(Heading)에 변동을 추가하거나 빼서 마지막에 편차(Variation)를 고려한다. 따라서 진북을 제공하는 대표적인 항공기상정보는 정시관측 보고[METAR(Aviation Routine Weather Report)], 공항예보[TAF(Terminal Aerodrome Forecast)], 연직바람예보[FB(Wind Aloft Forecast)], 조종사기상보고[PIREP(Pilot Weather Report) 등이 이에 해당된다.

보고된 바람이 진북방향인 아닌 자북방향으로 주어지는 경우가 있다. 예를 들면, 이륙(Take-off), 착륙(Landing)시 관제사(Controller)가 조종사에게 풍향 정보를 제공할 때, 비행장 터미널에서 정보를 제공하는 비행정보방송서비스 ATIS (Automatic Terminal Information Service)에서 풍향이 보고될 때이다. 바람의 방향 변화는 시계방향(veering)과 시계 반대방향



[그림 7-1] 바람의 방향 16방위



[그림 7-2] Veering과 Backing

(Backing)이라는 용어를 사용하여 표현된다 불어오는 바람이 시계방향으로 방향을 바꾸고 있다.

예를들어, 바람이 90° 였고 현재는 180°의 방향에서 불어오고 있다면 바람은 Veering으로 표현된다. 바람의 방향이 반시계 방향으로 바뀌면 바람이 Backing이라 한다. 예를 들어, 바람이 270°에서 불다가 현재는 180°에서 불어온다면 바람은 Backing으로 표현된다(그림 7-2 참조).

바람은 주어진 그 방향과 속도로 보고된다. 속도의 표준단위는 초당 미터로 나타낸다. 하지만 일반적으로 항공에서 운용의 목적으로 채택된 용어는 노트(knots)이다. 1노트는 시간당 1NM과 같다.

7.3 바람의 측정 (Measuring Wind Velocity)

풍속을 측정하는 것은 꽤 간단하다. 가장 일반적으로 사용되는 관측기는 그림 7-3에 표시된 풍속계(anemometer)와 풍향계(wind vane)이다. 이 세개의 컵은 바람속도를 포착하고 그 결과 스피들 주위를 회전한다. 바람의 방향은 원격 송신 풍향계에 의해 측정된다. 이러한 기구는 비행장 주변에서 이륙이나 착륙 항공기의 대략적인 지상 풍속을 관측하는 데 사용된다.

지표면 바람의 정의는 지상 10미터 상공에서



[그림 7-3] 풍속계(좌), 풍속계(중), 지상에 설치된 풍향/풍속계(우)

부는 바람이다. 따라서 이러한 기구는 지상으로부터 10m 높이에 설치되어 공기의 흐름을 바람의 흐름을 방해하고 오류값을 나타낼 수 있는 요소를 제거한다.

7.4 바람에 작용하는 힘 (Forces That Affect the Wind)

바람에 작용하는 힘은 기압경도력(Pressure Gradient Force: PGF), 전향력(Coriolis force), 그리고 마찰력이다.

7.4.1 Newton의 운동법칙 (Newton's Law of Motion)

Newton의 첫번째 운동법칙은 "어떤 물체에 힘이 가해지지 않는 한 정지상태의 물체는 정지상태로 운동상태의 물체는 운동상태로 직선을 따라 일정한 속도로 움직인다."라고 기술할 수 있다. 예를 들자면, 투수의 손에 남아 있는 야구공은 투수가 야구공에 힘을 가하기 전에는 투수의 손에 남아 있을 것이고, 던져진 공은 공기 마찰력(공의 운동을 방해하는), 중력(지표면으로 끌어당겨지는 힘), 포수의 글러브(공의 운동을 정지시키고자 하는 반대방향의 동일한 힘)이 없다면 계속해서 공은 움직일 것이다. 동일하게 공기를 움직이게 하고 속도를 늦추거나 빠르게 하며, 방향을 바꾸게 하려 한다면 외부의 힘이 작용하여야 한다. Newton의 제2법칙은 다음과 같다. "어떤 물체에 가하는 힘은 물체의 질량에 가속도를 곱한 것과 같다."

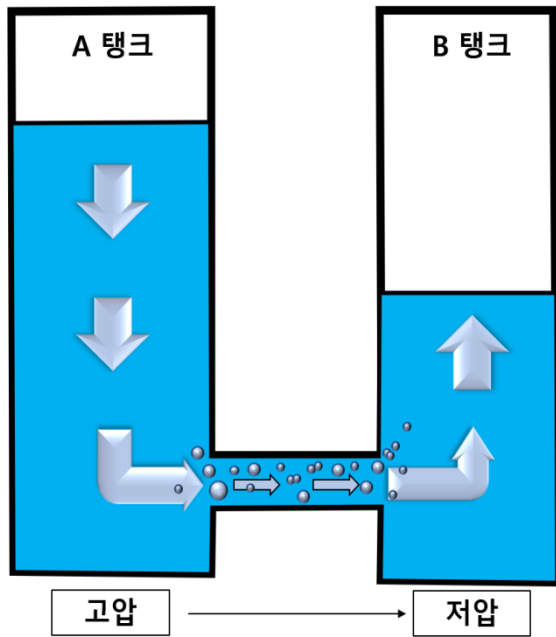
이 법칙은 아래와 같이 수식으로 표시할 수 있다.

$$F = ma$$

이러한 관계에서 우리는 물체의 질량이 일정할 때 물체에 작용하는 힘이 생성되는 가속도와 직접 관련이 있음을 알 수 있다. 가장 간단한 형태의 힘은 밀거나 당기는 것이다. 가속이란 시간의 경과에 따른 속도의 변화이며, 물체의 가속, 감속이나 방향의 변화를 말한다. 하나 이상의 힘이 어떠한 물체에 작용할지는 모르기 때문에 Newton의 제2법칙은 총체적인 힘을 가리킨다. 따라서 바람이 어느 방향으로 불지에 대한 판단은 공기의 수평 이동에 영향을 미치는 모든 힘을 확인하고 조사해야 한다. 이 힘은 기압경도력, 전향력, 마찰력, 구심력 등이다.

우리는 이미 기압의 수평적 차이가 공기를 움직이게 하고, 따라서 바람이 불게한다는 것을 배웠다. 공기는 보이지 않는 기체이기 때문에 물과 같은 눈에 보이는 액체를 확인하면 기압의 차이가 어떻게 운동을 일으키는지를 보는 것이 이해하는데 도움이 될 것이다.

그림 7-4에서 두개의 큰 탱크의 아래쪽에 연결하는 파이프가 설치되어 있다. A탱크는 2/3가 차 있고 B탱크는 1/3 밖에 차 있지 않다. 각 탱크 하단의 수압은 위의 수압에 비례하기 때문에 A탱크 하단의 수압이 B탱크 하단의 압력보다 크다. 더욱이 유체압력은 모든 방향에서 균등하게 작용하기 때문에 B탱크에서 A탱크로 가는 배관보다 A탱크에서 B탱크로 향하는 배관의 압력이 더 크다. 압력이 단위 면적당 힘이기 때문에 A탱크에서



[그림 7-4] 수평기압차 설명

B탱크로 향하는 알짜힘(net force)도 있어야 한다. 이 힘은 물이 높은 압력에서 낮은 압력쪽으로 왼쪽에서 오른쪽으로 흐르게 한다. 압력차가 클수록 힘이 세고 물이 빠르게 움직인다. 비슷한 방법으로 대기압의 수평적 차이는 공기를 움직이게 한다.

7.4.2 기압경도력 (PGF, Pressure Gradient Force)

바람은 기압경도력이라고 불리는 힘에 의한 압력 차이에서 발생한다. 어느 지역에 기압의 차이가 생기면 기압경도력은 그 기압의 차이를 같게 맞추기 위하여 바람을 일으킨다. 이 힘은 상층 기상도의 높이 등고선 기울기와 지상 기상도의 등압선 기울기로 구분된다(그림 7-5 참조).

기압경도력은 고도 또는 기압이 높은 곳에서 낮은 곳으로 흐르며, 등고선 또는 등압선과 직각을 이룬다. 어느 지역에서 기압의 차이가 발생하면 기압경도력이 등고선 또는 등압선의 직각 방향으로 공기를 움직이기 시작한다. 풍속은 기압경도력에 비례하고 기압경도력은 등고선 또는 등압선의 경사도에 비례한다.

등고선 또는 등압선이 조밀할수록 바람이 강하게 불고 간격이 넓을수록 바람은 약하게 분다. 기압을 분석하고 등고선 또는 등압선의 간격을 통하여 풍속을 파악할 수 있다.

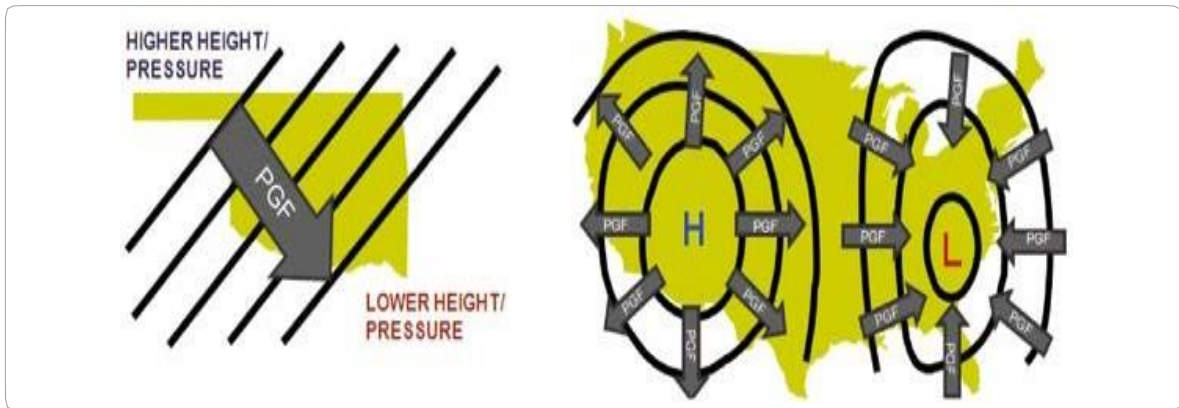
그림 7-6의 왼쪽은 등고선 또는 등압선의 간격이 넓기 때문에 기압경도력이 약하여 바람이 약하게 불고, 오른쪽은 상대적으로 등고선 또는 등압선의 간격이 좁기 때문에 기압경도력이 강하여 바람이 강하게 분다.

바람 부는 원인이 기압경도력의 힘뿐이라면 바람은 고기압에서 저기압의 방향으로 불겠지만, 지구의 자전으로 인하여 바람의 방향에 영향을 미치는 전향력(Coriolis force)이라는 두 번째의 힘이 작용한다.

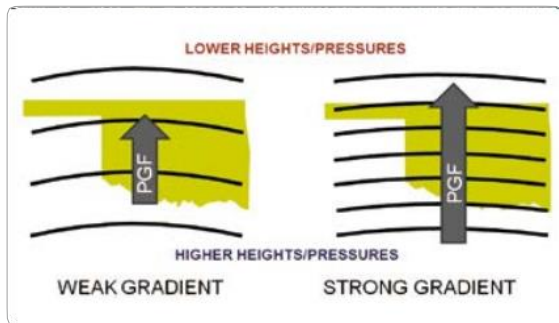
7.4.3 전향력(Coriolis Force)

움직이는 물체는 외부의 힘에 영향을 받기 전까지는 직선운동을 한다. 그러나 회전하는 플랫폼에서 움직이는 물체를 보면, 물체의 질량 이동은 편향되거나 곡선으로 보인다.

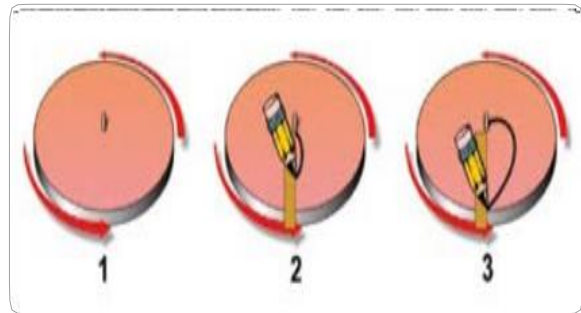
턴테이블을 상상해 보자. 연필과 눈금자를 사용하여 회전하는 턱테이블의 중심에서 바깥쪽 원주인 가장자리로 선을 직선으로 그어 본다. 그러나 턱테이블을 멈춰 세워서 보면 선이 중심에서 바깥 쪽으로



[그림 7-5] 기압경도력의 방향



[그림 7-6] 기압경도력의 크기



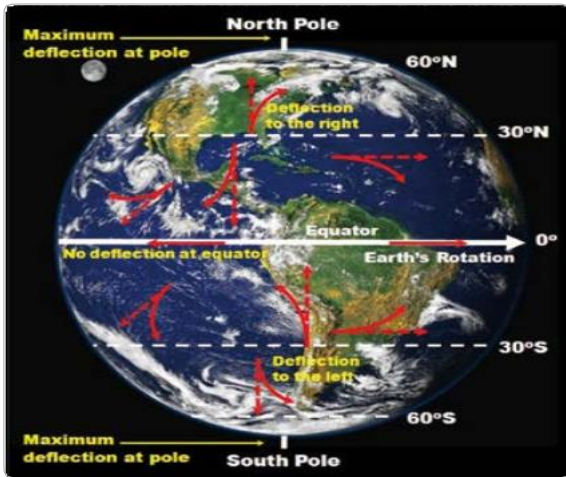
[그림 7-7] 전향력의 예

나선형으로 뿔어 나갔음을 알 수 있다(그림 7-7 참조). 전향력으로 연필이 오른쪽으로 비껴나갔다. 회전계 같은 비관성 좌표계에서 작용하는 겉보기 힘은 움직이는 지구상에서 입자를 전향시킨다. 지구가 구형이므로 전향력은 단순한 턴테이블보다 훨씬 더 복잡하게 작용한다. 이 힘은 지구상에서 관찰되는 하나의 자연현상을 설명하는 용어이다. 이 원리는 1835년 프랑스의 공학자이며 수학자인 Gaspard-Gustave de Coriolis에 의해 처음으로 설명된 고전역학에서의 관성력이다.

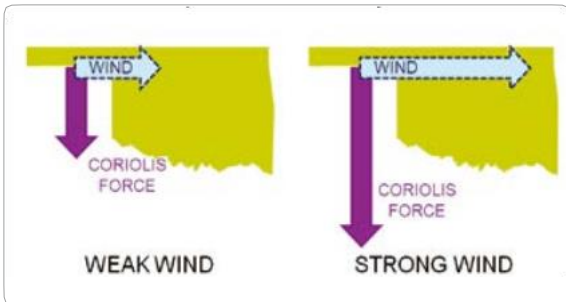
전향력은 모든 움직이는 물체에 영향을 미친다. 이 힘은 북반구에서 오른쪽으로, 그리고 남반구에서 왼쪽

으로 공기를 전향시킨다. 전향력은 바람의 방향과 직각을 이루며 바람에 직접적으로 비례한다. 즉 풍속이 증가함에 따라 전향력이 증가한다. 주어진 위도에서, 풍속이 두 배로 증가하면, 전향력이 두 배로 늘어나는가? 주어진 위도에서만 가능한가?

전향력은 적도에서 0을 보이며, 극에서 최대까지 나타나므로 위도에 따라 다르게 작용한다. 적도를 제외하면 어느 곳이든 풍향에 영향을 미치는데, 중위도 및 고위도에서 더욱 두드러진다. 전향력의 크기는 풍속에 정비례한다. 그림 7-9의 오른쪽 그림 풍속은 왼쪽에 비하여 두 배나 강하다. 따라서 전향력은 두 배가 된다.



[그림 7-8] 지구에서의 전향력의 변화

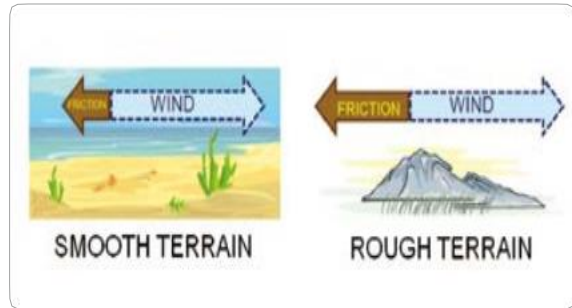


[그림 7-9] 풍속에 따른 전향력의 크기 변화

마찰력(Friction Force)

바람은 지형 지표면의 마찰에 영향을 받는다. 거친 마찰도 커지게 된다. 마찰은 힘이 아니지만, 바람 방향과 반대로 작용하기 때문에 실질적으로 바람에 영향을 미치는 효과적인 힘으로 작용한다.

마찰력의 크기는 지형 거칠기에 정비례한다. 그림 7-10의 두 그림은 풍속은 동일하지만 오른쪽이 왼쪽에 비하여 마찰력이 더욱 강하다. 마찰력의 크기는 풍속에 정비례한다. 그림 7-11에서 오른쪽 그림이 왼쪽 그림에 비하여 풍속이 두 배나 강하므로



[그림 7-10] 지형의 형태에 따른 마찰력 크기 변화

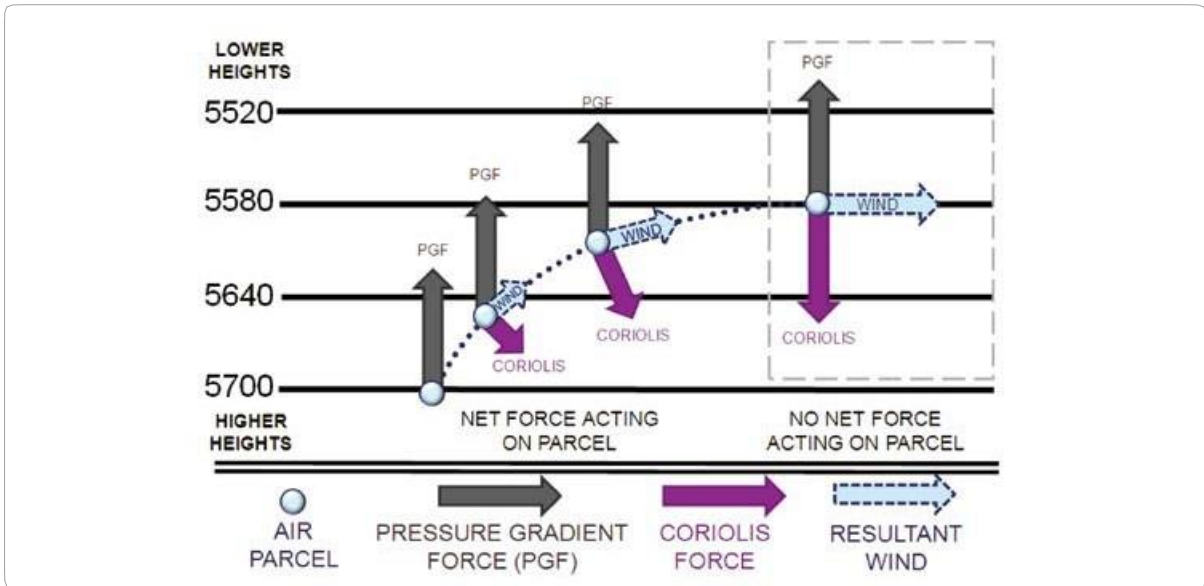


[그림 7-11] 풍속에 따른 마찰력 강도 변화

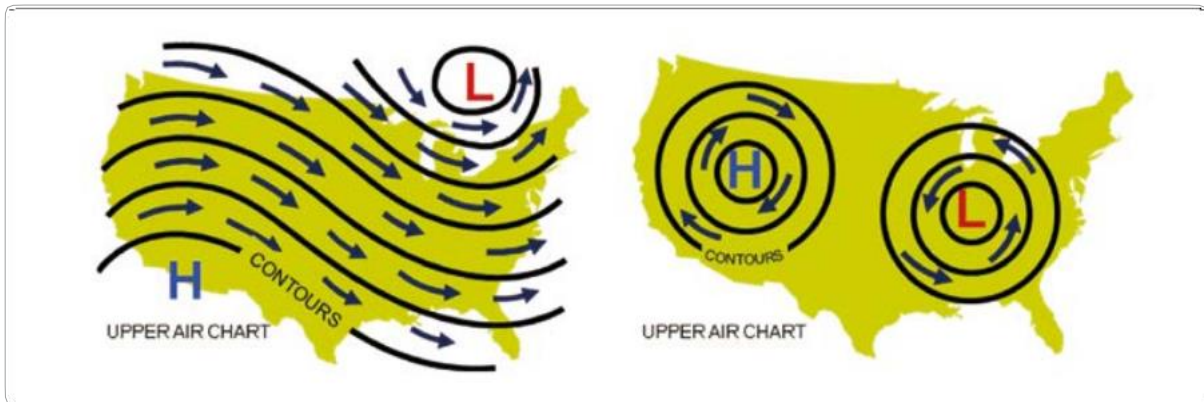
마찰력 또한 두 배가 된다. 마찰력은 지표면에서 상층으로 갈수록 감소한다. 수천 피트 이상에서의 마찰력은 중요한 요인이 아니다. 그러나 강한 바람이 거친 지형에서 받은 마찰력은 높은 고도에까지 확장되므로 풍속과 마찰의 형태에 따라서 다소 차이가 날 수 있다.

7.5 상층풍(Upper Air Wind)

마찰층(가장 낮은 수천 피트) 위의 대기에서는 기압 경도력과 전향력만이 공기의 수평운동에 영향을 미친다. 지구자전으로 발생하는 전향력과 기압경도력이 균형을 이루었을 때 부는 바람을 '지균풍'이라고



[그림 7-12] 지균풍

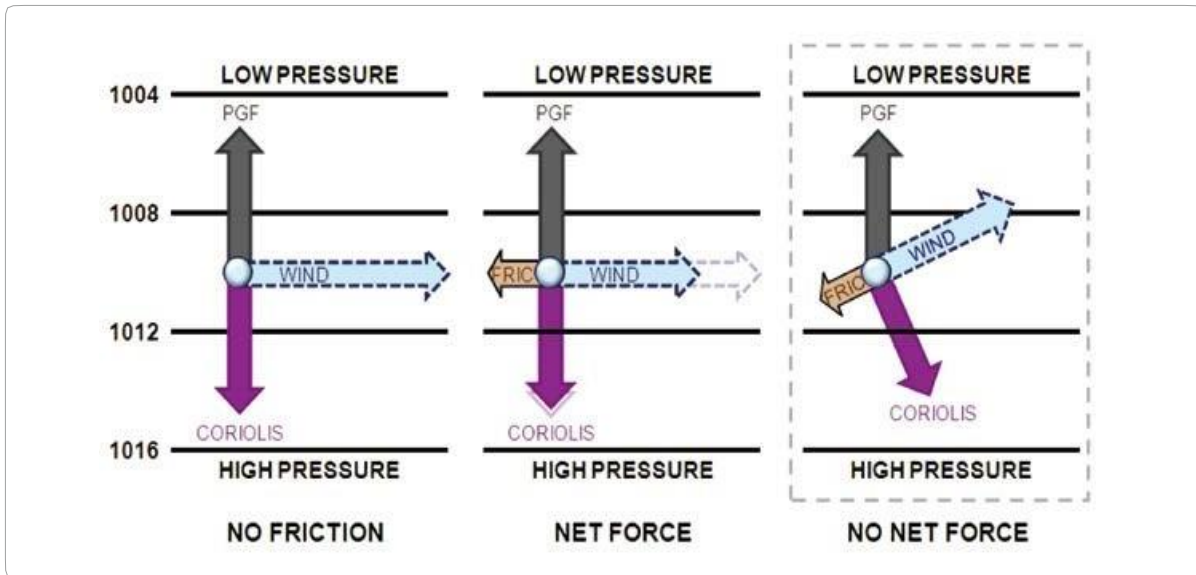


[그림 7-13] 상층풍의 흐름

한다. 기압경도력은 바람을 유도하고 등고선에 수직으로 향한다. 기압경도력의 방향으로 바람이 불다가 공기가 움직이기 시작하면 자전에 의한 전향력이 작용하여 북반구(남반구)에서 오른쪽(왼쪽)으로 휘어지는 운동이 나타난다.

풍속이 증가하면 전향력도 비례하여 증가하면서 기압경도력과 전향력이 평형을 이루게 되고 바람은

일정한 속도로 등압선과 나란히 불게 된다. 이때 전향력은 그림 7-12과 같이 기압경도력의 균형과 정확히 맞추게 된다. 힘이 균형을 이루면 바람은 등고선과 평행을 유지한다. 즉 전향력이 수평으로 기압경도력과 정확하게 균형을 이루게 되면서 수평 바람이 불게 되는 지균풍이 발생한다.



[그림 7-14] 지상풍의 힘

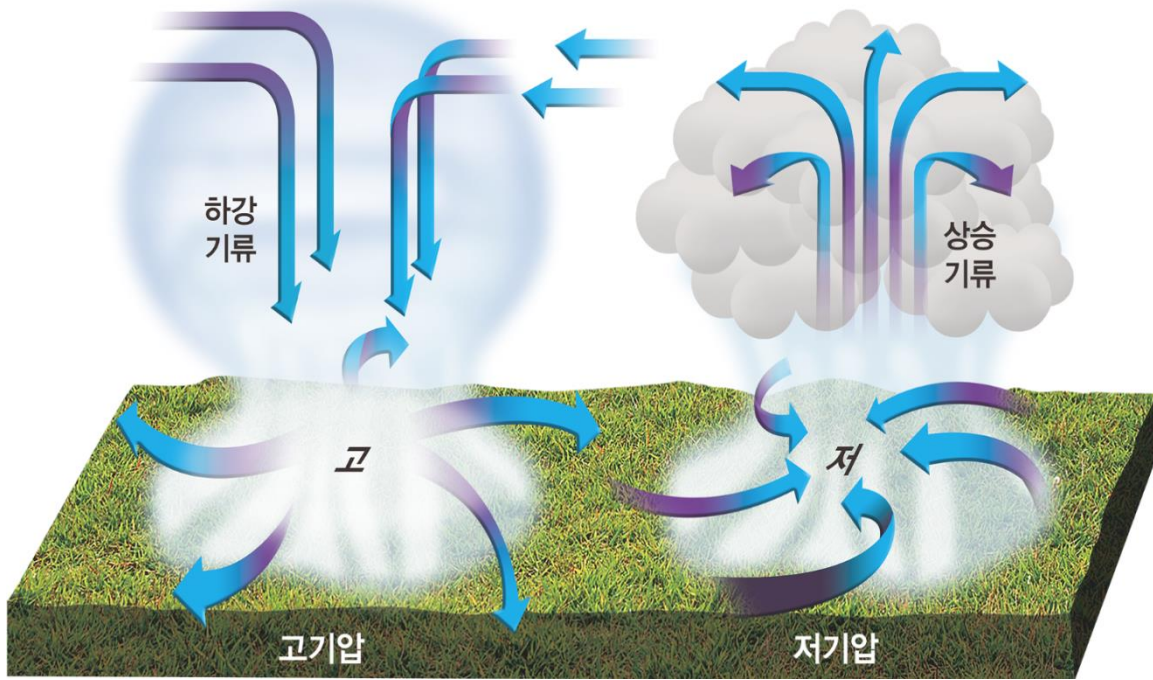


[그림 7-15] 지상풍의 흐름

7.6 지상풍(Surface Wind)

지구 표면에는 세 가지 힘이 작용한다. 마찰력이 바람 속도를 늦추므로 전향력이 감소한다. 그러나 마찰은 기압경도력에 영향을 미치지 않는다. 기압경도력과 전향력은 더 이상 균형을 이루지 못한다. 강한 기압경도력은 그림 7-14에서와 같이, 세 가지 힘이

균형을 이룰 때까지 등압선을 가로지르는 각도에서 바람을 보다 낮은 기압쪽으로 돌린다. 등압선에 대한 지상풍의 각도는 해수면에서는 약 10°이며, 거친 지형에서는 45°까지 증가한다. 결과 산악 지역에서는 거대한 마찰로 인해 지상풍과 기압 기울기를 관련시키는 데 어려움이 있다. 또한 기압에 대한 지역의 지형적인 영향으로 바람의 특성을 알아내는 데 어려움을 겪기도 한다.



[그림 7-16] 고기압과 저기압의 흐름

7.7 바람과 연직운동(Wind and Vertical Air Motions)

지금까지 우리는 지상풍이 저기압의 중심부를 향해 불어오고, 고기압의 중심에서 바깥쪽으로 불어나가는 것을 알았다. 공기가 저기압 영역의 중앙을 향해 안쪽으로 이동하기 때문에 공기가 어디론가 이동해야 한다(그림 7-16참조). 이 수렴된 공기는 땅속으로 들어갈 수 없기 때문에 천천히 상승한다. 지표면 저기압의 수렴하는 중심부의 약 6km 정도의 상층부의 공기는 수렴되는 지표면의 공기를 보충하기 위하여 발산되기 시작한다. 상층의 발산한 공기가 수렴하는 지표면공기의 균형을 잡는 한 저기압 중심의 기압은 변하지 않는다. 그러나 상층부의 발산과 지표면의 수렴의 균형이 맞지 않으면 지표면 기압은 달라진다. 예를 들어 상층부의 발산량이 지표면의 수렴량을

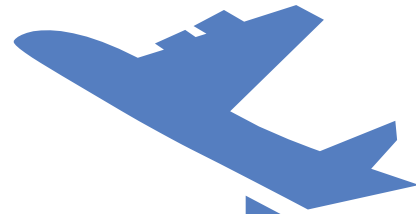
초과하게 되면, 하층부의 중심 기압이 감소하고, 하층 주변의 등압선들의 간격이 조밀해지게 된다. 이러한 상황은 기압경도를 증가시켜 지표면 풍속을 증가시킨다.

지표면 바람은 고기압 영역의 중심에서 바깥쪽으로 불어나간다. 이러한 횡방향으로 확산되는 공기를 대체하기 위하여 고기압 위 상층부의 공기는 수렴하게 되어 천천히 하강한다(그림 7-16참조). 다시 말하면, 상층부의 수렴된 공기와 하층부의 발산되는 공기의 균형이 유지되는 한, 고기압 영역의 중심기압은 변하지 않을 것이다.

공기가 저기압 영역 위로 상승하는 속도나 고기압 영역 위에서 하강하는 속도는 이러한 두개의 기압배치에 따른 주변의 수평풍에 비해 그 크기가 작다. 일반적으로 연직 운동은 보통 초당 약 2~3cm, 하루에 약 1.6km (또는 1mile) 정도에 불과하다.

우리는 앞서 공기가 기압의 차이로 이동한다는 것을 배웠다. 기압은 상층으로 올라갈수록 급속하게 감소하기 때문에 항상 수평보다 훨씬 더 강하게 상층으로 향하는 기압경도력이 있다. 하지만 그럼에도 공기가 우주 밖으로 빠져나가지 않는 이유는 무엇일까? 그 이유는 공기가 상층으로 향하는 기압경도력이 항상 지구중심부로 작용하는 중력과 균형을 이루기 때문에 우주 밖으로 빠져나가지 않는다.

이 두 힘이 평형을 이룰 때 공기는 정역학평형(hydrostatic equilibrium)상태라고 한다. 공기가 정역학평형상태일 때, 공기에 작용하는 연직 알짜힘이 없기 때문에 연직 알짜가속도도 없다. 대기는 대부분 일정한 속도로 공기가 천천히 상승하거나 하강할 때도 정역학평형에 가깝다. 하지만 이러한 균형은 강한 뇌우, 토네이도에서는 존재하지 않는다. 이곳에서 공기는 상당한 연직가속도를 보인다. 그러나 이러한 현상은 대기의 수직 전체범위를 고려할 때 비교적 짧은 연직거리에 걸쳐 발생한다.



8장 ▶▶

대기의 대순환과 제트기류

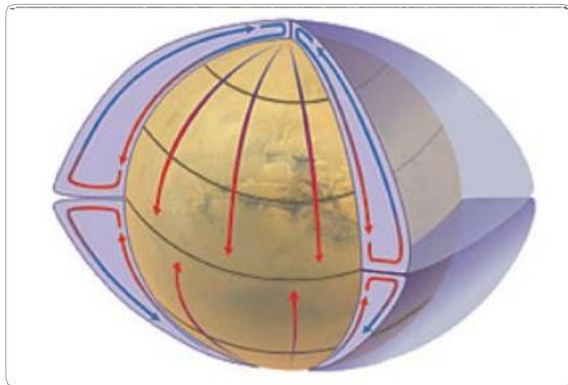
- 8.1 비(非)회전 지구 순환계
- 8.2 회전 지구 순환계
- 8.3 제트기류

8장

대기의 대순환과 제트기류

8.1 비(非)회전 지구 순환계 (Non-Rotating Earth Circulation System)

지구 순환계는 대기 및 폭풍이 지구 표면을 어떻게 움직이는지를 설명하고 있다. 지구가 자전과 공전을 하지 않고, 물이 없다면 지구 순환에 대한 설명은 매우 간단하고, 기상 변화 또한 매우 단조로울 것이다. 이러한 요인들이 없다면, 태양의 영향을 받는 지구의 표면과 대기는 태양계의 어떤 위성보다 많은 태양열을 받게 된다. 그러면 적도가 매우 뜨거워져서 뜨거운 공기가 대기로 상승하게 될 것이다. 뜨거운 공기는 극으로 이동하면서 매우 차가워질 것이며, 그 열은 다시 가라앉으면서 적도로 돌아가게 된다(그림 8-1 참조). 그러면 양극에는 큰 고압 영역이 생성되고, 적도 부근에는 큰 저기압 벨트가 자리하게 될 것이다.

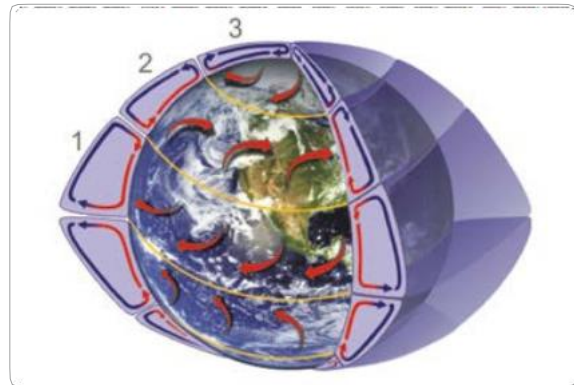


[그림 8-1] 지구의 자전과 공전 및 물이 없다고 가정한 대기의 순환

8.2 회전 지구 순환계 (Rotating Earth Circulation System)

그러나 지구는 자전축이 기울어져 회전하고, 남반구보다 북반구에 대륙이 많이 분포하여 지구 순환계는 실제로 매우 복잡하다. 극과 적도 사이의 단순한 순환이 아닌 3개의 순환이 있다(그림 8-2 참조).

- 해들리 순환(Hadley Cell): 적도 지역에서 상승한 공기가 위도 30° 부근에서 하강하여 다시 적도로 되 돌아오는 거대한 열대류 순환이다. 열대 및 아열대 기후를 결정하는 대류 순환이다
- 페렐 순환(Ferrel Cell): 아열대 고압대와 위도 60° 사이에 형성되는 순환이다. 19세기 윌리엄 페렐(William Ferrel)에 의해 생성된 이 순환은 낮은 위도에서는 극지방과 동쪽으로 흐르고, 높은 위도



[그림 8-2] 지구의 순환 체계

에서는 적도와 서쪽으로 흐른다.

- 극 순환 (Polar Cell): 위도 60° 부근과 극 사이에서 일어나는 순환이다. 공기가 상승하여 갈라지면서 극지방으로 이동하게 된다. 극지방으로 이동하여 침강한 지상풍은 동쪽(북극 동부)으로 불게 된다.

세 개의 순환은 직접, 간접 순환으로 구분된다. 열대류에 의해 형성된 해들리 순환과 한대의 극 순환은 직접 순환이며, 직접 순환에 의해 역학적으로 형성된 페렐 순환은 간접 순환이라고 한다.

세 개의 순환 셀 사이에서 고기압과 저기압 밴드가 지표면에 형성된다. 고기압 밴드는 남반구와 북반구의 위도 약 30°에 위치한다. 저기압 밴드는 적도와 남반구와 북반구의 위도 50°~60°에서 발견된다. 일반적으로 고기압에서는 건조하고 따뜻한 날씨가 유지되며, 저기압에서는 비가 오거나 습도가 높다. 이와 같은 날씨의 변화는 지구에서 발생하는 순환의 결과이다. 위도를 중심으로 사막의 수를 비교해 보면 흥미롭다. 남·북반구의 위도 50°~60°와 30°에 위치한 사막의 수는 강수량과 반비례 관계를 보인다. 대륙의 서부 해안 부근의 고위도 지역은 지구에서 발생하는 폭풍의 영향으로 많은 강수량을 기록하고 있다.

8.3 제트기류(Jet Streams)

8.3.1 개요(Introduction)

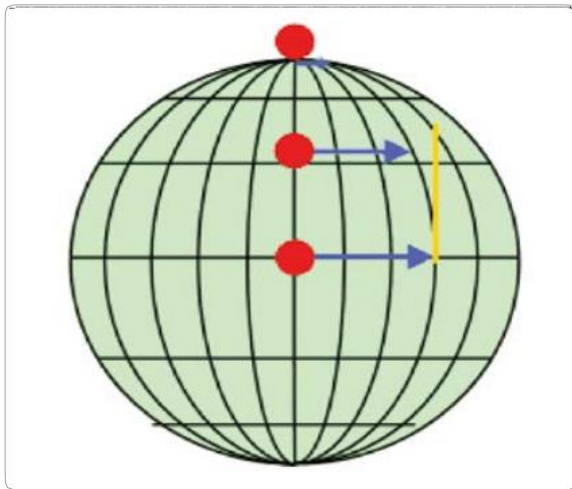
제트기류는 대기의 상층부에 불고 있는 상대적으로 범위가 좁은 강한 바람의 띠를 말한다. 주로 서쪽에서

동쪽으로 부는 편서풍이지만, 때로는 남쪽이나 북쪽 방향으로 파동치며 흐르기도 한다. 제트기류는 뜨거운 공기와 차가운 공기의 경계를 따라 형성된다. 제트기류는 뜨겁고 차가운 공기의 경계를 이루므로 북반구와 남반구의 겨울에 가장 강하게 발생한다. 그러나 남반구보다 북반구에서 겨울에 제트기류가 강하게 나타난다.

8.3.2 제트기류의 방향(Direction of Wind Flow)

제트기류의 바람이 왜 서쪽에서 동쪽으로 불고 있을까? 앞 장에서 서술했듯이, 지구가 자전하지 않으면 따뜻한 공기가 적도에서 상승하여 양극으로 이동하게 될 것이다. 그러나 지구는 자전의 영향으로 적도(해들리), 아열대(페렐), 그리고 북극(극 순환)과 같이 세 개의 권역(셀)으로 나뉘어 순환하게 된다. 같은 원리로 지구의 자전은 제트기류의 발생 원인이 된다.

공기의 움직임은 북쪽에서 남쪽으로 똑바로 흘러가는 것이 아니며, 공기의 운동량에 의해 영향을 받는다. 위도의 남북 방향에서 발생하는 온도차가 클수록 빠른 에너지 수송이 요구되므로, 공기가 적도에서 멀어지면서 공기가 가지고 있는 운동량과 지구 축의 위치에 따라서 바람 흐름의 속도가 달라진다. 지구 축의 위치에 따라서 공기의 속도는 달라진다. 적도에서 있는 사람은 위도 45°에서 있는 사람 보다 훨씬 빠르게 움직인다. 그림 8-3에서 적도에 있는 사람은 다른 두 사람보다 노란색 선에 빨리 도착한다. 북극에서 있는 사람은 천천히 회전은 하지만 전혀 움직이지 않고 있다. 회전 속도는 사람의 몸무게에도 영향을 미쳐, 적도에 있는 사람은 북극 또는 남극에 있는 사람에 비하여 1파운드 정도의 몸무게가 덜 나가게 하는 원인이

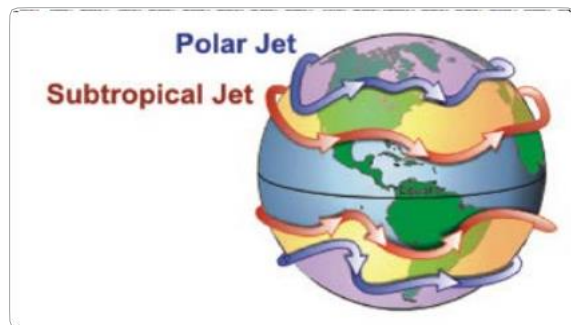


[그림 8-3] 위도와 지구의 축에 대한 상대 속도

된다. 지구를 돌고 있는 공기의 운동량은 보존된다. 즉, 적도 상공의 공기가 양극으로 이동하기 시작하면 동쪽 방향으로 향하는 흐름은 지구 자전의 영향으로 일정하게 유지된다. 그러나 공기의 아래에 있는 지구의 자전 속도는 양극 쪽으로 갈수록 느려지므로 양극 쪽으로 향하는 공기의 속도도 점점 느려진다. 그 결과 공기의 흐름은 적도로부터 멀어질수록 공기의 아래쪽에 위치한 지구의 자전 속도보다 훨씬 더 빠르게 동쪽으로 움직인다.

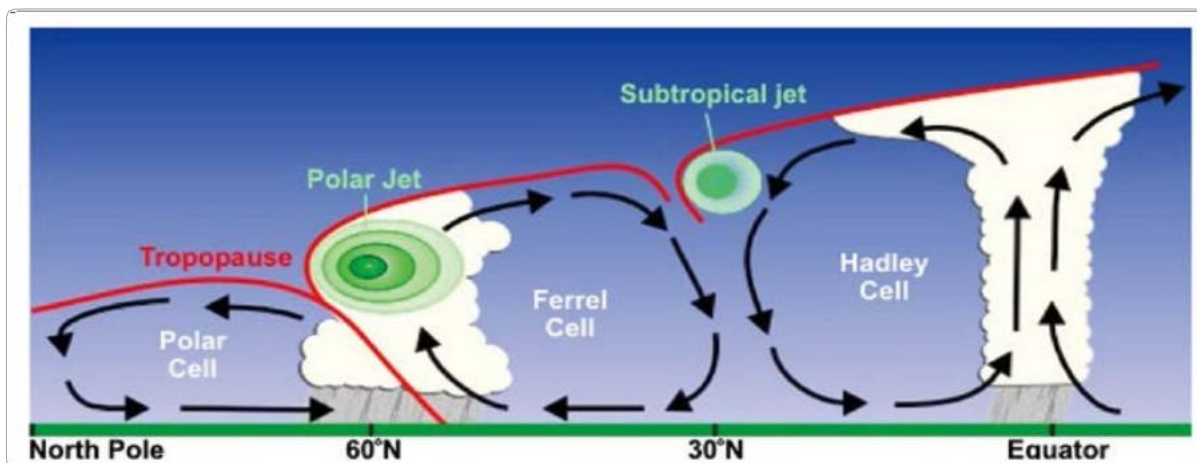
8.3.3 제트기류의 위치 (Location of Wind Flow)

남·북반구의 위도 50°~60° 지역에는 극 제트기류가 발생하며, 북반구 위도 30° 부근에는 아열대 제트기류가 나타난다. 제트기류는 고도 약 6~13km의 높이에서 주로 발생하고, 풍속은 239knot(시속 442km) 이상으로 부는 경우도 있다.



[그림 8-4] 극 제트와 아열대 제트기류

제트기류는 태양의 위치에 의해서도 영향을 받는다. 봄이 되면 태양의 고도가 매일 증가하므로, 제트

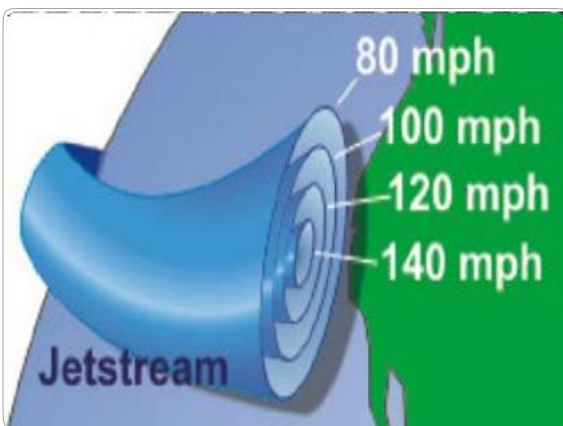


[그림 8-5] 세 개의 순환영역(셀) 및 제트 기류의 위치

기류는 여름까지 시베리아 북쪽 지역으로 이동한다. 가을이 다가오고 해발고도가 낮아지면서 제트기류가 남쪽으로 이동하여 우리나라에 차가운 공기를 공급한다. 우리나라는 겨울에 여름보다 제트기류의 영향을 강하게 받는다. 기상 캐스터가 TV에서 일기도 위에 제트기류를 선으로 표시하며 설명하는데, 표시되는 선은 일반적으로 바람이 가장 강하게 부는 위치를 가리킨다. 제트기류가 영향을 미치는 바람의 영역은 실제로는 표시되는 지역보다 훨씬 넓다.

그림 8-6과 같이 바람이 부는 위치가 별개의 지역이 아니라, 중심 영역으로 갈수록 풍속이 증가하는 것이다.

제트기류의 바람 세기의 차이를 시각적으로 설명하기 위하여 강물의 흐름을 예로 들어 보겠다. 강물의 흐름은 중심에서 가장 빠르고, 강둑으로 올수록 속도가 감소한다. 제트기류는 공기가 강물과 같이 흐른다고 생각하면 된다.



[그림 8-6] 제트 기류 풍속



9장 ▶▶

국지풍

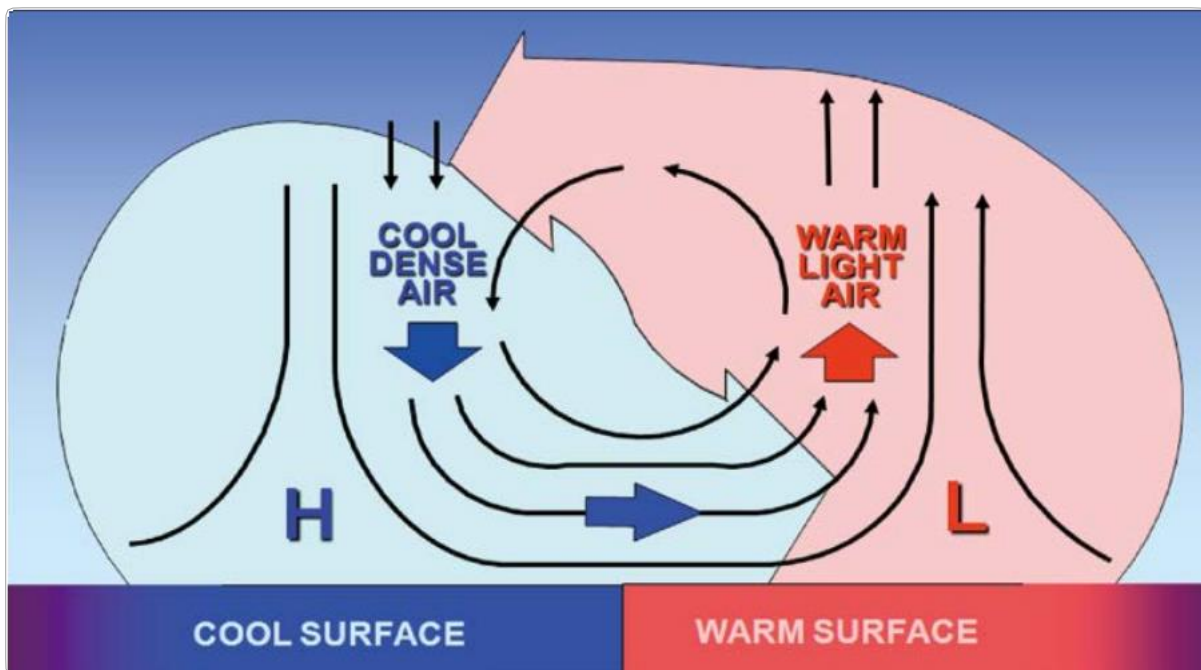
- 9.1 개요
- 9.2 대기운동의 규모
- 9.3 열순환
- 9.4 위험
- 9.5 해풍
- 9.6 육풍
- 9.7 호수풍
- 9.8 곡풍
- 9.9 산/들판 바람의 원리
- 9.10 산풍
- 9.11 활강풍
- 9.12 윈 바람

9.1 개요(Introduction)

국지풍은 낮의 지표면 가열이나 밤의 지표면 냉각에 의해 지상에 나타나는 작은 규모의 기상 현상이다. 즉 지상의 지표면에 나타나는 공기의 기온차로 발생한다. 낮에는 지표면과 접촉하는 공기가 더워지고 밤에는 차갑게 생각된다. 작은 규모의 기상 현상인 기압 경도가 발생하는데, 차갑고 밀도가 높은 고압영역에서, 그리고 따뜻하고 밀도가 낮은 저압영역에서 나타난다 (그림 9-1 참조).

9.2 대기운동의 규모(Scales of Atmospheric Motion)

우리는 흔히 바람이라고 부르는 움직임의 공기는 보이지 않지만, 우리가 보는 거의 모든 곳에서 그 증거를 볼 수 있다. 그 증거로는 바위를 조각하고, 잎을 움직이며, 연기를 내뿜고 그리고 수증기를 구름으로 응결할 수 있는 곳으로 끌어올리는 것으로 알 수 있듯이 바람은 우리가 가는 곳마다 우리와 함께 있다. 더운 날씨에는 더위를 식힐 수 있고, 추운 날씨에는 몸을 떨게 할 수도



[그림 9-1] 국지풍 순환

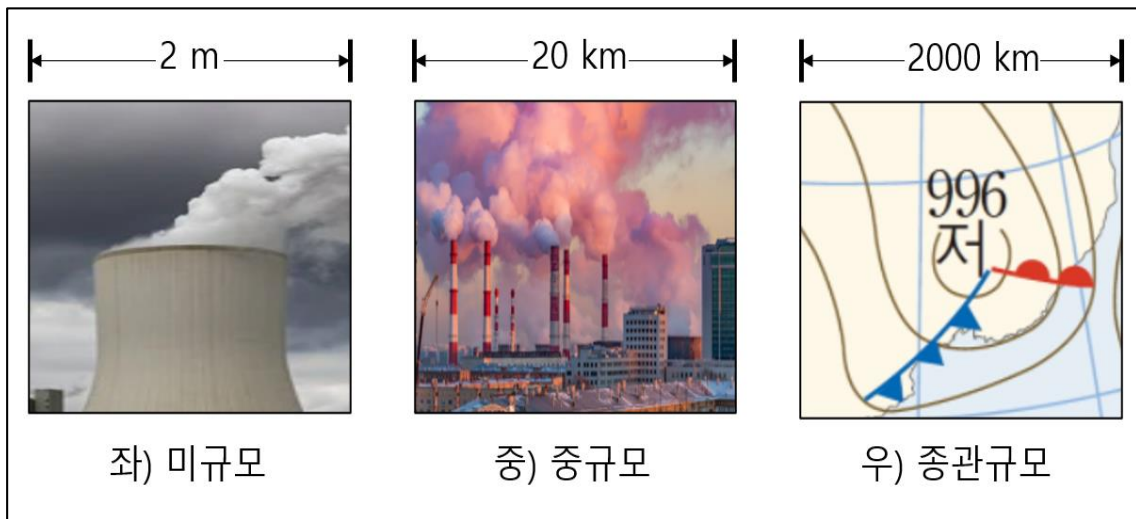
있다. 산들바람이 옆집에서 된장찌개를 끓이는 음식 냄새를 불어줄 때 식욕이 돌아날 수도 있다. 바람은 강력한 원소이다. 기후의 일꾼인 바람은 전 세계의 폭풍과 큰 날씨 시스템을 움직인다. 열, 습기, 오염물질, 미세먼지, 곤충, 박테리아, 꽃가루 등을 한 지역에서 다른 지역으로 운반한다.

여러 크기의 순환이 대기 중에 존재한다. 작은 소용돌이들이 더 큰 소용돌이 안에서 형성되는데, 이것은 훨씬 더 큰 소용돌이 바람을 맴돌이(eddy)라고 하는 더 강력하고 거대한 소용돌이를 초래할 수 있다. 명확성을 위해 기상학자들은 크기에 따라 순환을 배열한다. 작은 돌풍에서 거대한 폭풍에 이르는 이 운동의 크기를 운동의 규모(scales of motion)라고 한다.

대도시의 산업공단지역의 굴뚝에서 나온 연기가 깨끗한 공기중으로 뿜어져 나온다고 생각해보자(그림 9-2 참조). 연기속에서 규칙적이지 않은 작은 움직임과

같은 작은 맴돌이들이 굴러서 돌기 때문이다. 이 맴돌이는 가장 작은 규모의 운동인 미규모(microscale)라고 한다. 미규모에서 직경이 수 m 미만인 맴돌이는 연기를 흩뿌릴뿐만이 아니라 나뭇가지를 흔들고 먼지를 공중으로 날려버린다. 대류나 장애물을 지나 불어오는 바람에 의해 형성되며 대개는 짧은 시간 즉 몇 분 밖에 지속되지 않는다.

그림 9-2(중)에서 연기가 올라감에 따라 시내 중심부로 표류하는 것을 볼 수 있다. 여기서 연기는 더욱 높이 솟아 산업공단지역 쪽으로 다시 운반된다. 이 도시대기의 순환은 다음으로 큰 규모인 중규모(meso-scale)에 속한다. 전형적인 중규모 바람은 직경이 수 km에서 수백 km까지 다양하다. 일반적으로 중규모는 미규모 운동보다 더 오래 지속되며, 종종 몇십 분, 몇 시간 또는 어떠한 경우에는 하루만큼 오래 지속되는 경우도 있다. 중규모 순환은 뇌우, 토네이도, 소형



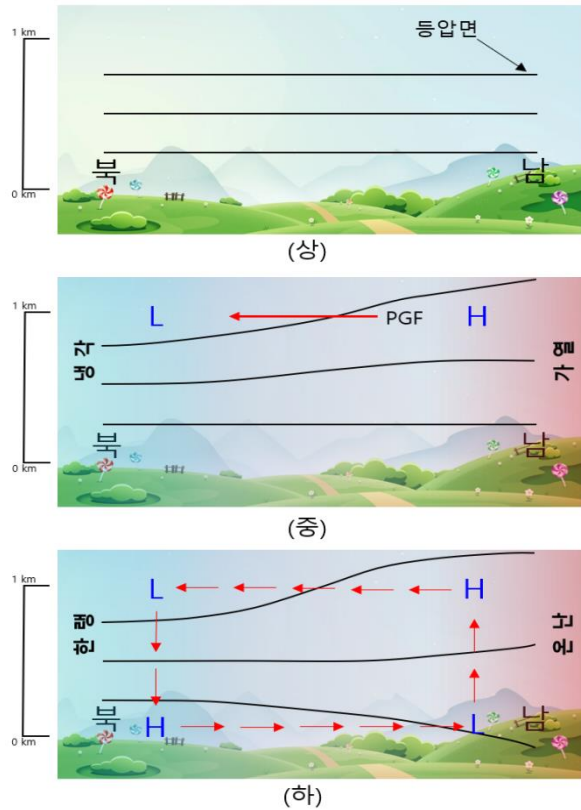
[그림 9-2] 대기운동의 규모

열대폭풍뿐만 아니라 국지적인 바람도 이에 포함된다. 그림 9-2(우)에는 연기도, 공기의 순환도 그려져 있지 않다. 우리가 보는 모든 것은 중위도의 고기압(anticyclone)과 저기압(cyclone) 지역 주변의 순환만 그려져 있다. 이것은 종관규모(synoptic scale) 또는 일기도 규모이다. 이 크기의 순환은 수백에서 심지어 수천 평방 km의 지역에 영향을 미치며, 그 수명은 다양하지만 일반적으로 수일에서 수 주 동안 지속되기도 한다. 가장 큰 규모바람을 행성규모(planetary scale) 또는 지구규모(global scale)라고 한다. 때에 따라 종관 규모와 행성규모를 결합하여 대규모(macroscale) 순환이라 하기도 한다.

9.3 열순환(Thermal Circulations)

그림 9-3(상)에 표시된 기압의 연직분포를 생각해 보자. 등압선은 모두 지표면에 평행하게 높여 있어 기압이나 온도에 수평적인 변화가 없고, 기압경도와 바람 또한 없다. 대기가 북쪽으로 갈수록 차가워지고 남쪽으로 갈수록 따뜻해진다고 가정하자(그림 9-3(중) 참조). 지표면 위쪽의 차갑고 밀도가 높은 공기에서는 등압선이 더 조밀해지는 반면에 따뜻하고 밀도가 낮은 공기에서는 등압선 간격이 넓다. 이러한 등압선 차이는 상공에 수평적으로 기압경도력이 생겨 공기를 고기압지역에서 저기압 지역으로 이동하게 한다.

지표면에서 기압은 상공의 공기가 움직이기 시작하기 전까지는 변하지 않는다. 상공의 공기가 남쪽에서 북쪽으로 이동함에 따라 공기는 남쪽 지역을 떠나 북쪽 지역 상공에 축적된다. 이러한 공기의 재분배는 남쪽으로 가면서 지상기압을 낮추고 북쪽으로



[그림 9-3] 지표면 근처의 대기 가열

가면서 지상기압을 높인다. 결과적으로 기압경도력은 북쪽에서 남쪽으로 발생하여 지상풍이 불기 시작한다. 그림 9-3(하)에서와 같이 기압 및 기온의 재분포와 대기의 순환이 이루어진다. 차가운 지표면의 공기가 남쪽으로 이동하면서 따뜻해지고 밀도가 낮아진다.

지표면 저기압 영역에서는 따뜻한 공기가 지표면 상공 약 1km(3,300 feet)의 고도까지 서서히 상승 팽창 냉각되어 수평적으로 북쪽의 저기압을 향해 이동한다. 이동한 공기는 서서히 가라앉아 지표면에서 고기압을 향해 이동함으로써 순환을 완성한다. 따뜻한 공기가 상승하고 차가운 공기가 가라앉은 온도변화에 의해 발생하는 순환을 열순환(thermal circulation)이라 한다.

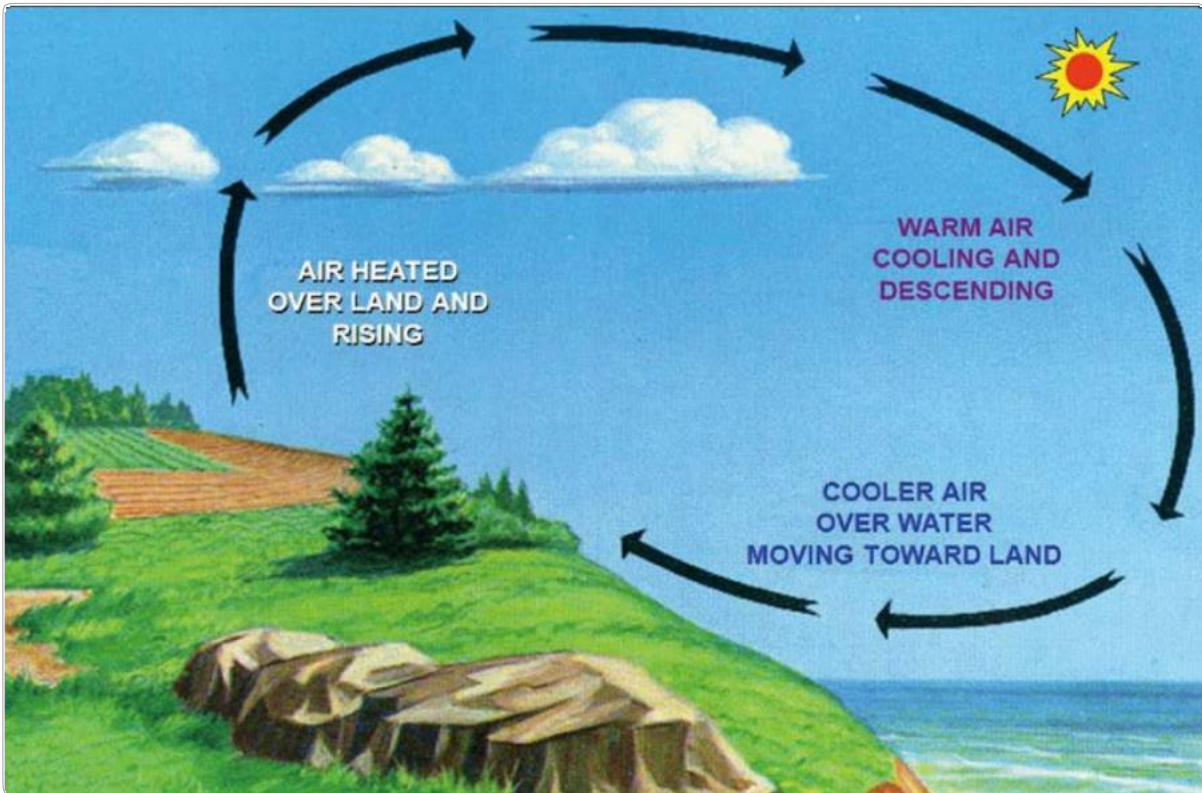
9.4 위험(Hazards)

국지풍은 항공기 운항에 위험 요인이 될 수 있다. 난기류와 지표 바람의 변화는 항공기 운항을 위협하는 주요 요인이다. 국지풍은 구름을 생성시키고 비(뇌우 포함)를 동반할 수 있다. 즉 충분한 습기를 함유한 공기가 따뜻한 지표면 위로 상승하면서 발생하는 것이다.

9.5 해풍(Sea Breeze)

해풍(그림 9-4 참조)은 바다에서 육지로 올라가는 해안 지역의 바람이며, 해면이 인접한 지표면보다

차가울 때(즉 지표면이 해수면 온도보다 높을 때) 온도차로 인해 발생한다. 해풍은 비교적 햇살이 강한 여름날에 발생할 가능성이 높다. 햇살이 강한 여름에 육지 위의 공기는 해면 위의 공기보다 따뜻하다(즉 밀도가 낮다). 육지의 지면이 해면의 물보다 빨리 가열된다. 작은 규모의 기압경도는 가열된 육지 상공의 저압부와 상대적으로 차가운 해수면 상공의 고압부 사이에서 발달한다. 그러면 작은 규모의 바람이 기압경도력 방향인 해면에서 육지로 불게 된다. 공기는 육지에서 상승하여 해면으로 침강한다. 해면에 침강하는 공기 위의 구름(강수)은 소멸되고, 육지에서 상승하는 공기 위로는 구름이 발생할 수 있다.



[그림 9-4] 해풍

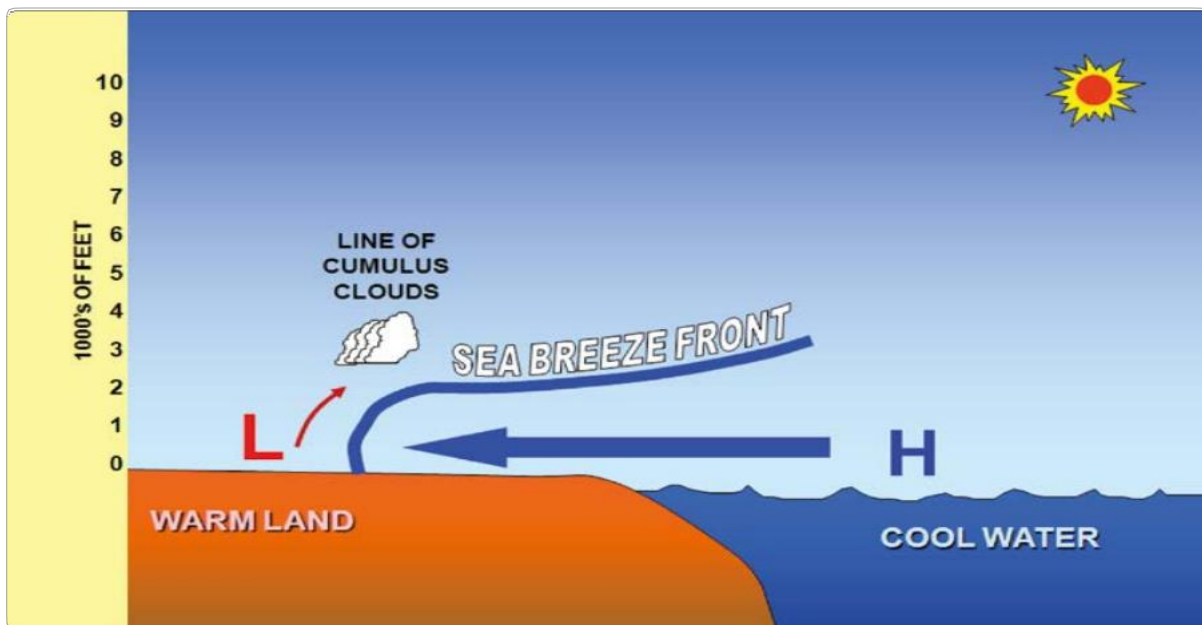
9.5.1 해풍전선(Sea Breeze Front)

해풍전선(그림 9-5 참조)은 해풍이 불 때 해양의 차고 습한 공기덩어리와 내륙의 따뜻하고 건조한 공기덩어리 사이에 형성되는 온도와 습도의 불연속선이다. 해풍전선은 전선의 수평을 따라 바람 급변 현상과 적운 구름의 발달을 보이기도 한다. 그러나 육지 위로 밀려 상승하는 공기 질량이 건조하거나 안정적이면 적운 형태의 구름이 발생하지 않을 수 있다. 다만, 기류의 수렴에서 상승기류나 하강기류가 존재하므로 항공기 이착륙에 위험 요소로 작용할 수 있다. 해풍전선의 위치와 이동은 해안선 모양, 작은 규모 바람의 방향과 속도, 육지와 해면의 온도차 등에 영향을 받는다. 온도차는 구름의 양과 일사의 영향에 따라 달라질 수 있다. 대류를 발생시키는 깊이가 얕아서, 일반적으로 강수 형성에는 한계가 있다. 그러나 해풍전선은

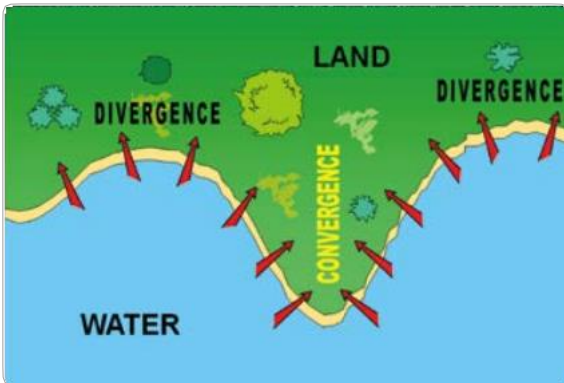
소나기 및 뇌우 발생을 위한 상승 체제로 작용할 수 있다.

9.5.2 연안 효과(Effects of Coastline Shape)

지형적으로, 연안선 모양은 해풍에 따른 대류 발달에 중요한 역할을 담당한다(그림 9-6 참조). 좁은 반도나 섬은 일반적으로 늦은 아침이나 이른 오후에 강력한 대류가 발달하는 지역이다. 이것은 반대쪽 해안을 따라 형성된 해풍이 반도 또는 섬의 중심근처에서 합쳐지기 때문이다. 수렴은 해풍이 반대방향에서 합쳐지는 지점에서 발생한다. 공기 질량이 충분한 습도를 함유하고 불안정한 경우, 소나기와 뇌우를 발생시키기 위해서는 강한 상승작용이 필요한데, 해안선의 모양에 따라서 강한 상승작용을 유발시키는 요인이 된다.



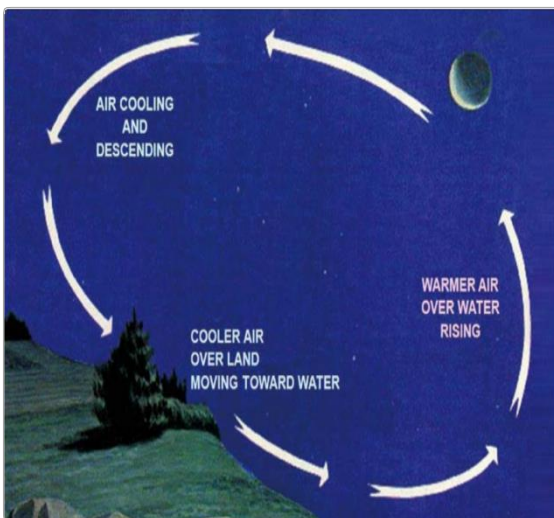
[그림 9-5] 해풍전선



[그림 9-6] 해풍에 대한 연안선의 영향

9.6 육풍(Land Breeze)

육풍(그림 9-7 참조)은 해면이 육지보다 따뜻할 때 온도 차에 의해 육지에서 해면으로 부는 바람이다. 육풍은 보통 야간과 이른 아침에 발생한다. 육지가 해양보다 빨리 식기 때문에 전도로 인해 육지 위의 공기는 해양 위의 공기보다 빨리 냉각된다(밀도가 높다). 이때 차가운 육지의 고압부에서 온난한 해양의



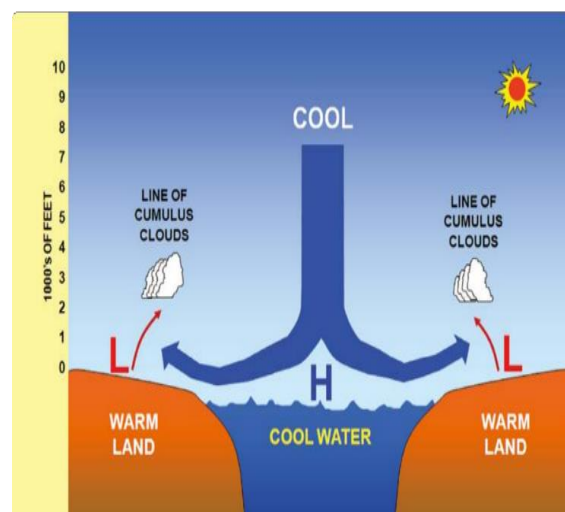
[그림 9-7] 육풍

저압부 사이에 작은 규모의 기압경도가 발달한다.

약한 수준의 바람이지만 기압경도력의 방향으로 이동한다. 따라서 바람은 육지에서 해면으로 불게 된다. 육풍은 보통 해풍보다 약하다. 공기는 해면 위로 상승하여 육지로 가라앉는다. 구름과 강수는 해면 위에 상승하는 공기에서 발생할 수 있다.

9.7 호수풍(Lake Breeze)

국지풍의 하나인 호수풍(그림 9-8 참조)은 오후에 발생한다. 호수 표면이 인접한 육지보다 차가울 때 온도 차로 발생한다. 호수풍의 발생은 해풍과 유사하며, 미국의 5대호에서 흔히 나타난다. 해풍과 호수풍은 모두 따뜻한 계절, 주로 봄과 여름에 발생한다. 해풍과 호수풍은 모두 수직으로 영향을 미치는 종관풍(synoptic wind)의 조건이 형성될 때 쉽게 관측된다. 해풍과 마찬가지로 호수풍 순환에서 나타나는



[그림 9-8] 호수풍



[그림 9-9] 해풍과 호수풍의 예

상향 운동 지점에서 뇌우가 형성될 가능성이 높다. 호수풍의 영향으로 인접한 지역에 뇌우가 발생하는 경우가 많다.

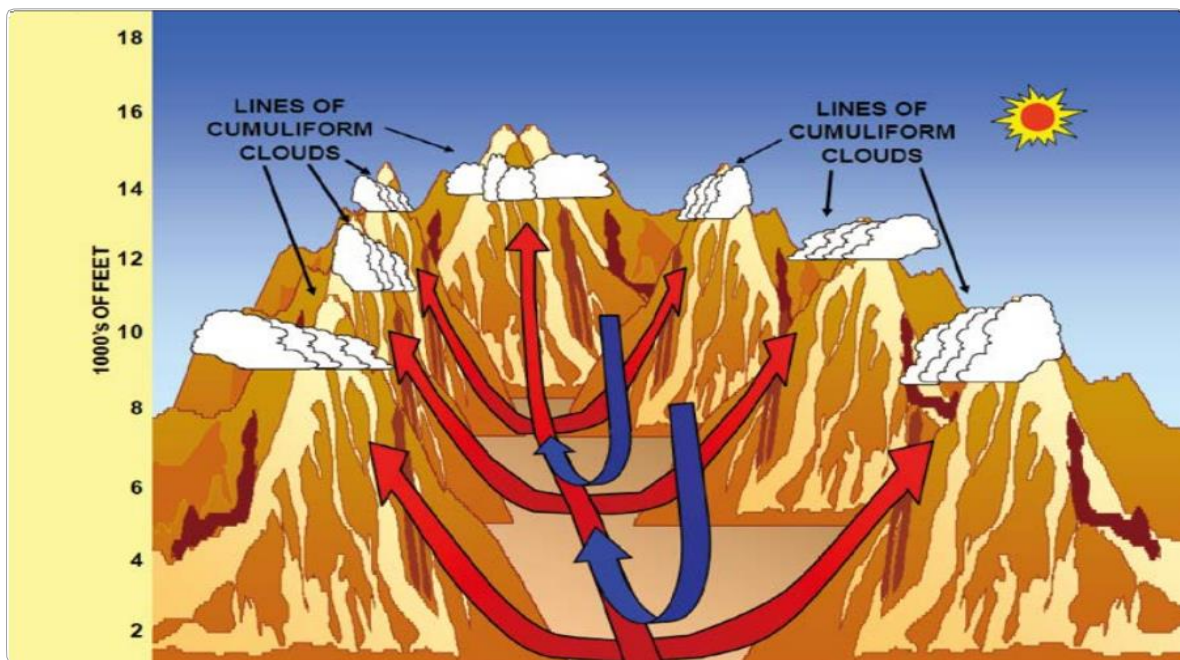
호수풍 순환의 강도는 호수의 깊이에 영향을 받는다. 수심이 얇은 호수는 빠르게 따뜻해지므로 수심이 깊은 호수보다 여름철에 호수풍이 발생할 가능성은 제한적이다. 수심이 얇은 호수는 육지와 비슷한

수준으로 따뜻해지므로 호수풍 발생이 잘 관측되지 않는다.

그림 9-9은 호수풍 뒤로 가라앉는 공기가 온타리오호와 이리호(Lake Ontario and Lake Erie) 상공과 육지의 수 마일에 걸쳐서 구름 형성을 방해하는 그림이다(NASA 제공).

9.8 곡풍(Valley Breeze)

곡풍(그림 9-10 참조)은 낮 동안 산 아래에서 산 정상으로 올라가는 바람이다. 산의 경사면에 접촉하는 공기는 골짜기의 공기보다 따뜻해진다(밀도가 낮다). 이것은 산의 경사면에 접촉하는 공기가 골짜기의 공기보다 빠르게 가열되기 때문이다. 따뜻한 경사면의 낮은 기압과 차가운 계곡 바람을 가진 높은 기압이



[그림 9-10] 곡풍

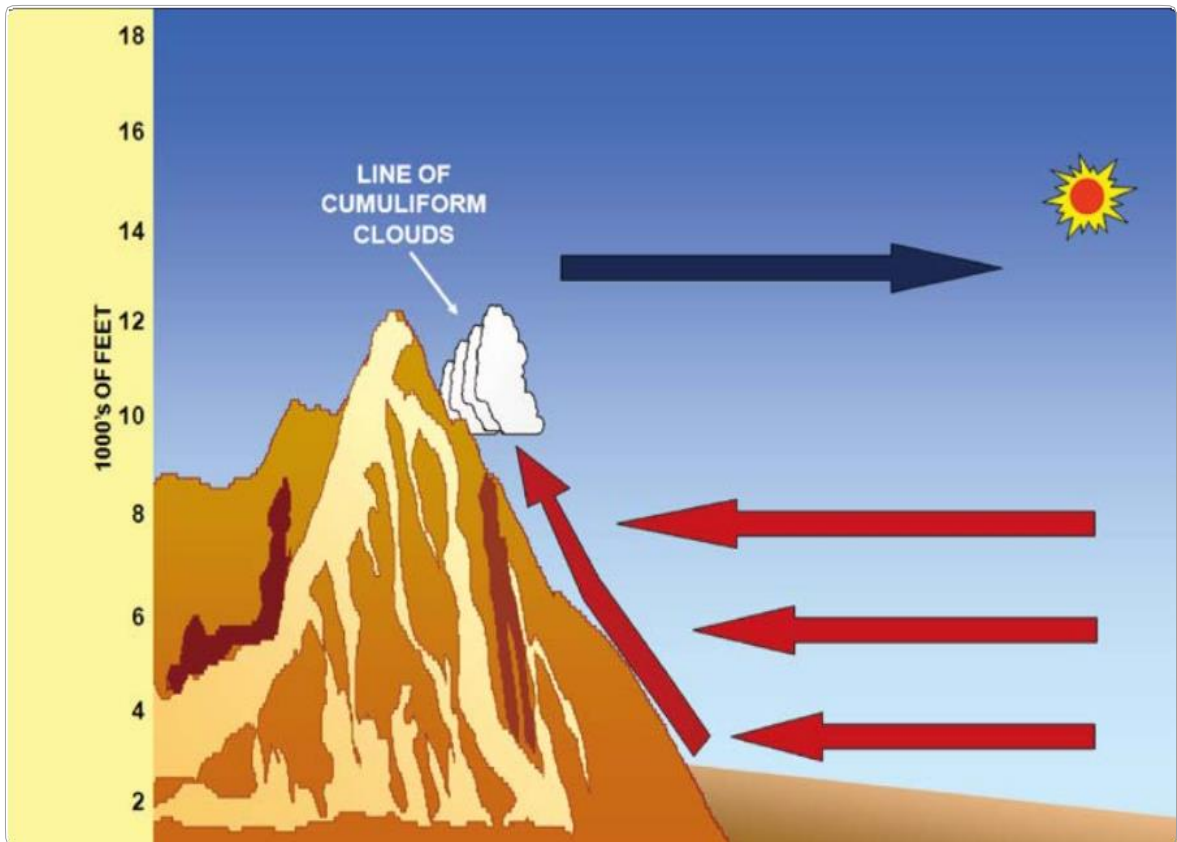
기압경도력의 방향으로 전개되는 기압경도를 발달 시킨다(수평 기준).

따라서 바람이 계곡에서 산정상으로 불게 된다. 경사진 지형에서 공기가 상승하고 계곡을 넘어간다. 구름과 강수는 산 경사면을 넘어서면서 나타난다.

9.9 산/들판 바람의 원리 (Mountain-Plains Wind System)

산/들판 바람의 원리(그림 9-11 참조)는 산이나 산맥과 인접한 들판(평원) 사이에서 주간에 발생하는

국지풍이다. 주간에는 산/들판 바람의 원리의 절반이 곡풍에 해당한다. 산의 경사면 공기는 평원 위의 공기보다 따뜻해진다(밀도가 낮음). 경사면과 접촉하는 공기가 평원 위의 공기보다 빠르게 가열되기 때문이다. 기압경도는 따뜻한 경사면의 낮은 기압과 찬 공기를 가진 평원 위의 높은 기압 사이에서 발달한다(수평 기준). 바람은 기압경도력의 방향으로 발달한다. 따라서 바람은 평원에서 산의 경사면으로 불게 된다. 경사면 정상에서는 약한 반대 방향의 흐름이 있다. 구름과 강수는 산의 정상으로 상승하는 공기에서 발생할 수 있다.



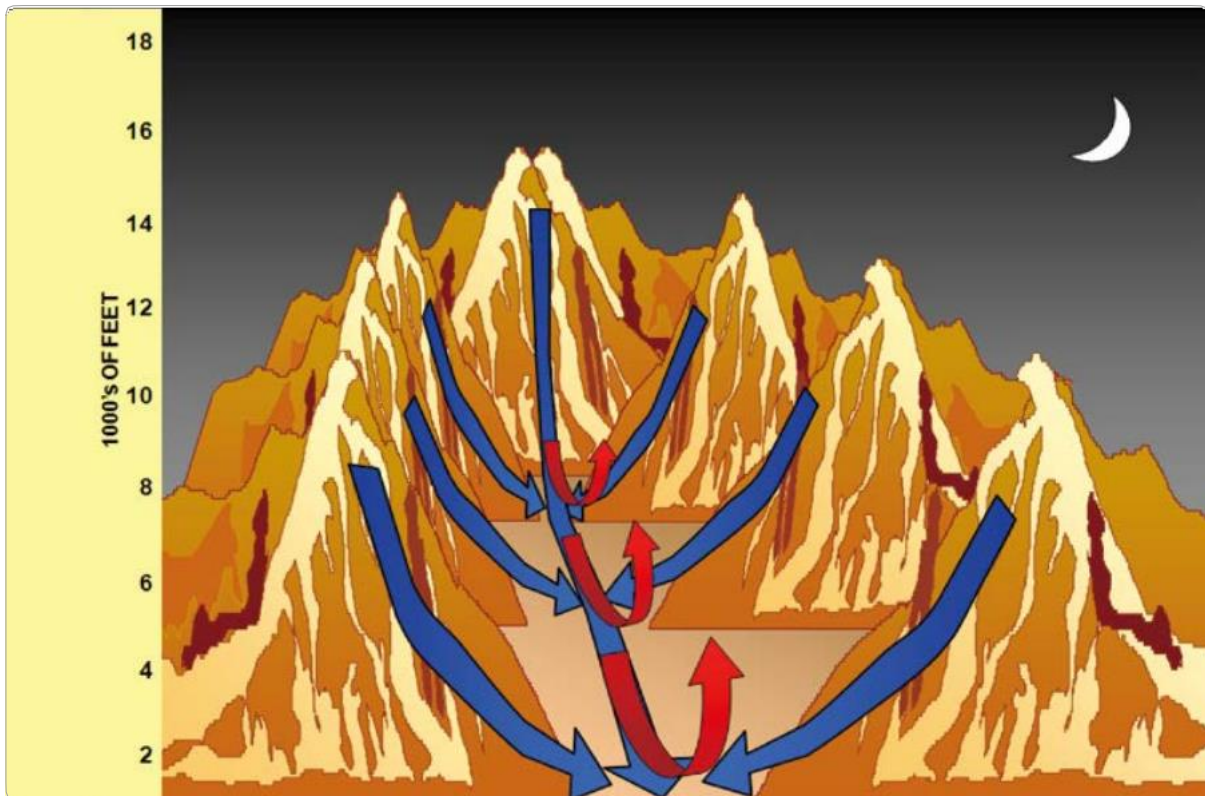
[그림 9-11] 산/들판 바람의 원리

9.10 산풍(Mountain Breeze)

산풍(그림 9-12 참조)은 산골짜기에서 흔히 볼 수 있는 야간의 비탈길 바람이다. 경사면과 접촉하는 공기는 계곡 위의 공기보다 빠르게 냉각된다. 경사면 위의 기압은 계곡 위의 기압보다 높다(수평 기준). 경사면 위의 차가운 공기는 계곡 위의 따뜻한 공기보다 밀도가 높다. 지표면 바람이 산에서 경사면 아래 계곡으로 흐르게 된다. 공기는 계곡 위로 상승하고 경사면 위로 가라앉는다. 해풍과 육풍과 같이 산풍과 곡풍은 동일한 원리로 형성되는 국지풍이다. 산풍은 밤에 산 정상에서 산 아래로 공기가 이동하는 바람이며, 곡풍은 낮에 골짜기에서 산 정상으로 공기가 이동하는 현상이다.

9.11 활강풍(Kabatic Wind)

산 위에서 계곡으로 하강하는 바람 중 산풍보다 훨씬 강한 바람에 한해 활강풍(kabatic wind)이라 한다. 활강풍은 태풍바람의 속도에 맞먹는 속도로 비탈길을 빠르게 불어 내려올 수도 있지만 대부분은 그만큼 강하지 않고 10 Knots 이하인 경우가 많은 편이다. 활강풍을 일으키기 위한 이상적인 환경은 산으로 둘러싸인 높은 고원으로, 급속하게 내리막이 있는 고원지대이다. 이 고원에 겨울눈이 쌓이면 그 위를 지나는 공기는 냉각되어 밀도가 높아져 고원의 틈새와 가장자리를 따라 내려오기 시작하여 찬바람을 발생시킨다. 그러나 만약 바람이 좁은 협곡이나 좁은 수로에 집중되면, 흐름이 파괴적으로



[그림 9-12] 산풍

증가하여 폭포수처럼 활강하는 경우가 종종 생긴다. 활강풍 은하구의 삼각주 일대의 농작물에 자주 피해를 입힌다. 이 바람은 북서풍으로 지중해의 따뜻한 공기는 위로 올라가고, 육지에서 불어온 차가운 공기는 해수면 아래로 가라 앉으면서 강한 바람을 일으킨다. 또한, 많은 안개를 만들면서 프랑스 남부지역에 일조량 부족 현상을 일으켜 포도를 재배할 때 더운 기후를 밀어내주어 너무 폭 익지 않고 산미감을 가진 포도를 만들게 해준다. 이외에도 북미주의 콜롬비아 조지풍(Coho), 그린란드와 남극의 빙산 꼭대기에서도 활강풍인 100 knot를 넘나드는 강한 찬바람이 분다.

9.12 핀 바람(Foehn Wind)

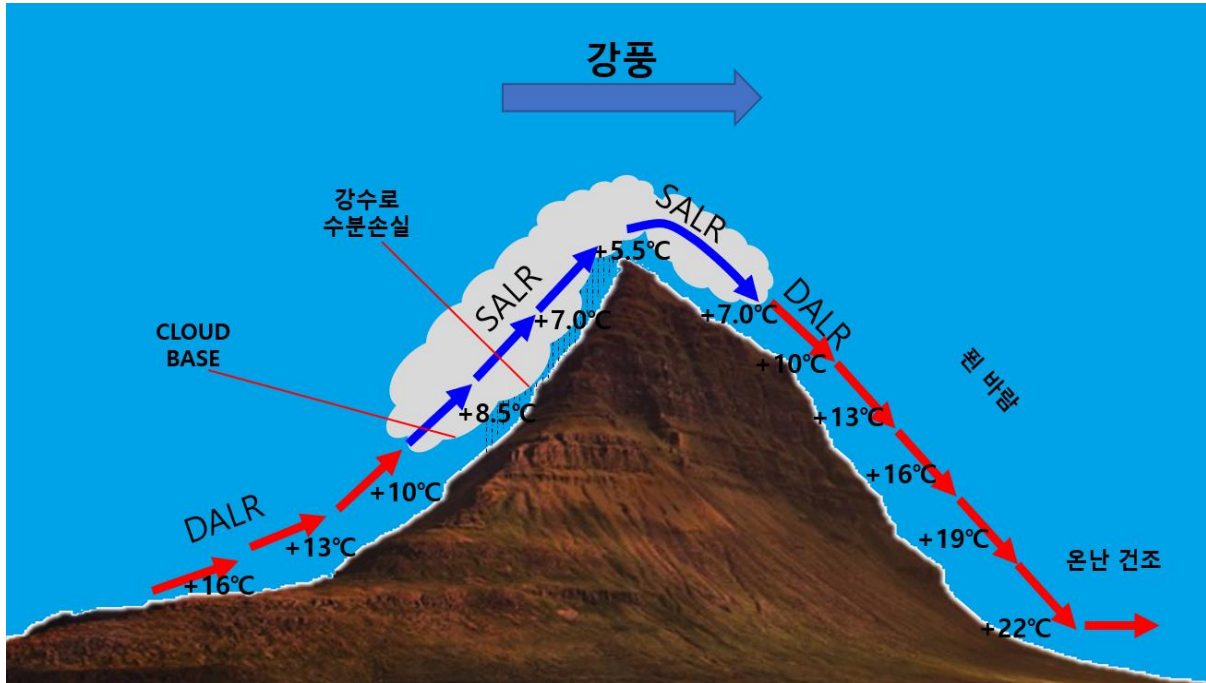
핀 바람(foehn wind)은 안정된 공기가 산 위로 흘러 올라가 반대편으로 내려갈 때 발생한다. 그림 9-13을 보면, 공기가 산 위로 밀려올라갈 때, 1,000foot 당 3°C의 건조단열감률(dry adiabatic lapse rate)로 냉각될 것이다. 이슬점에 도달하면 구름이 생긴다. 이후 강제 상승이 계속된다면 포화단열감률(saturated adiabatic lapse rate)로 1,000foot 당 1.5°C로 냉각된다. 이 구름에서 비가 내리고, 그에 따라 이 공기덩이의 수증기량은 감소하게 될 것이다. 그러나 공기는 안정되어 있어 다시 산 아래쪽으로 흘러내려가며 단열적으로 따뜻해질 것이다.

처음에는 구름이 없어질때까지 포화단열감률로 기온이 상승하며, 그 다음 건조단열감률로 기온이 상승할 것이다. 바람이 불어와 내려가는 쪽의 공기는 대부분 1,000foot당 3°C의 건조단열감률 속도로

기온이 올라가고 있다는 것을 알아야 한다. 이것은 몇 가지 독특한 효과를 만들어낸다. 만약 바람이 불어오는 쪽의 공기가 1,000foot당 1.5°C로 기온이 내려가지만, 바람이 불어 내려갈 때의 공기는 건조해져 1,000foot당 3°C로 기온이 상승하게 되며, 바람이 처음 불어 올라가기 시작했을 때 보다 바람이 내려와 있는 공기는 훨씬 더 따뜻해졌을 것이다.

핀 바람은 남부 알프스에서 매우 흔하게 발생한다. 특히 겨울에는 유럽 본토에서 바람이 알프스산을 타고 올라가 산을 넘어 지중해로 유입된다. 핀 바람은 원래 알프스 산중, 핀이라는 산에서 부는 국지풍에서 비롯된 것이다.

이러한 바람은 세계 특정 지역에서 큰 문제를 일으킬 수 있으며, 이 바람을 미국 캘리포니아 남부를 향해 동쪽 또는 북동쪽에서 부는 건조 온난풍을 산타아나(Santa Ana) 바람이라 한다. 미국 뉴멕시코 북동부에서 캐나다로 연결되는 비교적 좁은 지역에서 록키산맥의 동쪽 비탈을 따라 내려오는 바람을 지눅 바람(chinook wind)이라 말한다. 우리나라에서는 태백산맥을 넘어 부는 높새바람이 대표적인 핀 바람이다. 우리나라 봄철인 3~4월 이동성 고기압에 의해 영서지방에서 영동지방으로 부는 서풍으로 핀 바람인 양간지풍이 있다. 이 바람은 순간 최대풍속 71.2knot로 매우 강한 바람을 동반하여 영동지방의 대형 산불을 유발하여 큰 피해를 주기도 한다.



[그림 9-13] 편 바람을 일으킬 수 있는 조건



10장 ▶▶

기단, 전선, 저기압 파동 모형

10.1 기단

10.2 전선

10.3 저기압 파동 모형

10.4 건조선

10장 기단, 전선, 저기압 파동 모형

10.1 기단(Air Masses)

기단은 온도와 습도가 균질한 물리적 성격을 가진 대규모의 공기덩어리다. 기단의 생성지역은 극지방부터 사막과 열대, 그리고 해양까지 다양하지만, 균질한 온도와 습도가 동화될 수 있을 만큼 충분히 오랜 시간 동안 접촉할 수 있어야 한다. 접촉하는 장소의 지표면 또는 해수면의 물리적 특성에 따라 기단의 성격이 형성된다.

기단의 뚜렷한 경계는 수평 방향으로 수백에서 수천 킬로미터까지 확장된다. 기단은 발원지에 따라 국제적인 용어로 극기단, 한대기단, 열대기단, 적도기단이 있다. 그러나 미국과 캐나다에서는 대륙성한대기단, 해양성한대기단, 대륙성열대기단, 해양성열대기단으로 구분하기도 한다.

이 장에서는 기단의 분류 및 특성, 전선의 형성과 이동, 그리고 저기압 파동모델 등에 대하여 설명하고자 한다.

10.1.1 기단의 분류(Air Mass Classification)

기단은 형성 영역의 온도와 습도의 특성에 따라 분류된다(그림 10-1 참조).

10.1.1.1 온도 특성 (Temperature Properties)

발원지의 위도에 따라 구분한다.

- 극기단(A): 북극의 얼음 및 눈 표면에서 발생하고 주로 겨울에 형성되는 아주 차가운 기단
- 한대기단(P): 고위도에서 발생하는 비교적 차가운 기단
- 열대기단(T): 저위도 지역에서 발생하는 뜨거운 특성의 기단

[표 10-1] 기단의 온도 특성에 따른 정리

기단의 분류	기호	성질	발생 장소
극기단	A(Arctic)	한랭	극지방
한대기단	P(Polar)	한랭	고위도(40°~60°)
열대기단	T(Tropical)	고온	아열대 고압대(20°~40°)

10.1.1.2 습도 특성(Moisture Properties)

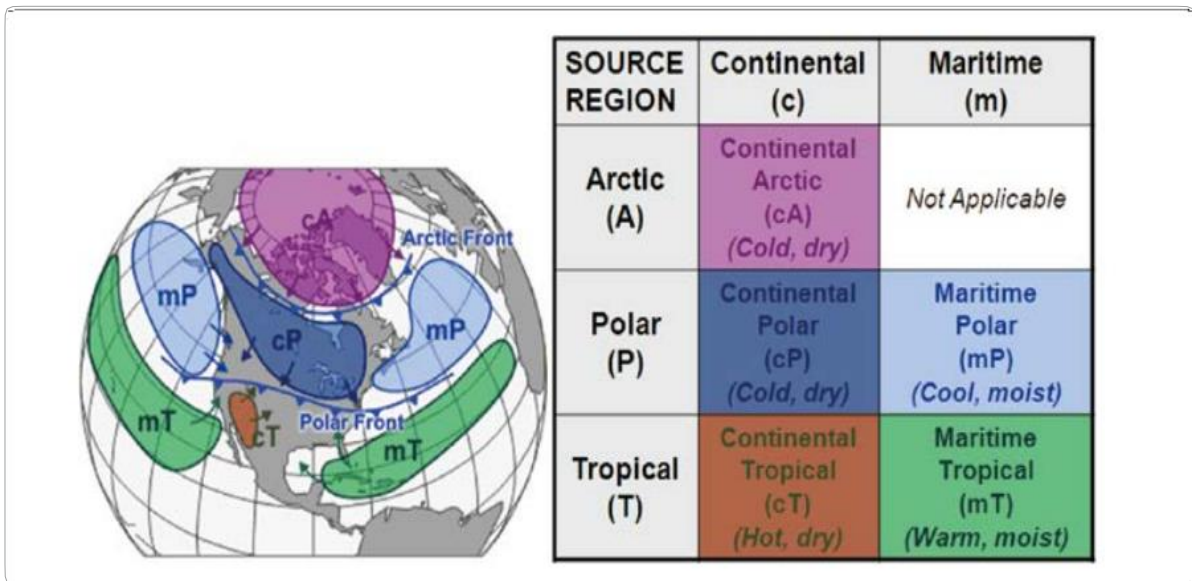
- 대륙성(c): 육지에서 발생하는 건조한 기단
- 해양성(m): 해양에서 발생하는 습한 기단

[표 10-2] 기단의 습도 특성에 따른 정리

기단의 분류	기호	성질	발생 장소
대륙성기단	c(continental)	건조	대륙
해양성기단	m(maritime)	다습	해양

10.1.1.3 5개의 기단(Five Air Masses)

위의 분류 체계를 적용할 때 5개의 기단으로 구분할 수 있다.



[그림 10-1] 기단의 분류

- 대륙성극기단(cA): 한랭, 건조
- 대륙성한대기단(cP): 한랭, 건조
- 대륙성열대기단(cT): 고온, 건조
- 해양성극기단(mP): 서늘, 다습
- 해양성열대기단(mT): 온난, 다습

명칭과 기호, 발원지, 발달 시기, 그리고 특성 등을 제시하면 표 10-4와 같다.

[표 10-4] 우리나라에 영향을 미치는 기단의 특성

명칭	기호	발원지	발달 시기	특성
시베리아 기단	cP (대륙성 한대)	시베리아 대륙	겨울	• 한랭건조 • 겨울의 흑한 • 삼한사온
오호츠크해 기단	mP (해양성 한대)	오호츠크해	장마기 가을	• 한랭 다습 • 동해안 흐리고 강수 빈번
북태평양 기단	mT (해양성 열대)	북태평양	여름	• 고온 다습 • 열대야와 폭염
양자강 기단	cT (대륙성 열대)	양자강 이남	봄과 가을	• 온난 건조 • 이동성 고기압 • 따뜻하고 건조

주: 해양성 북극 기단(Maritime Arctic, mA)은 거의 형성되지 않기 때문에 제시하지 않았음.

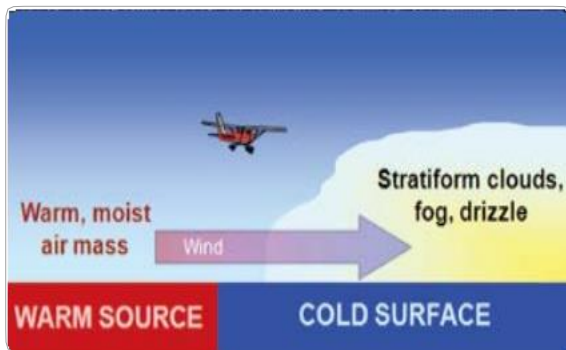
[표 10-3] 기단의 분류 및 특성

발원지	열대(T)	한대(P)	극(A)
대륙(c)	cT: 고온, 건조, 안정(상층)/불안정(지상)	cP: 한랭, 건조, 안정	cA
해양(m)	mT: 온난, 다습, 불안정	mP: 서늘, 다습, 불안정	mA

우리나라에 영향을 미치는 기단은 시베리아, 양자강, 오호츠크, 그리고 북태평양 기단 등이다. 각 기단의

10.1.2 기단의 변질(Air Mass Modification)

기단은 거대한 공기덩어리이므로 대기의 특성에



[그림 10-2] 기단의 변질

따라 이동하게 된다. 기단이 발원지를 떠나 이동하면서 도중에 접촉하는 지표면의 온도 및 습도 등과 상호 교환하면서 기단의 성질이 점점 변하게 된다.

온난한 기단이 한랭한 지역을 지나면 아래층의 대기가 먼저 냉각되므로 기단이 안정되어 층운형의 구름이 생성된다(그림 10-2 참조).

반면, 한랭한 기단이 온난한 지역을 지나가게 되면 하층의 가열된 공기가 수증기를 공급받으면서 대류성 구름이 생성된다. 미국의 경우, 이런 경우에 호수 효과가 나타난다. '호수 효과'는 한랭한 기단이 온난한 5대호를 통과할 때 해면의 따뜻한 안개 등의 수분을 공급받으면서 점차 상층까지 수분을 공급하게 되어 눈이 내리는 현상이다(그림 10-3 참조). 기단의 변질은 하층에서 시작하여 점차 상층으로

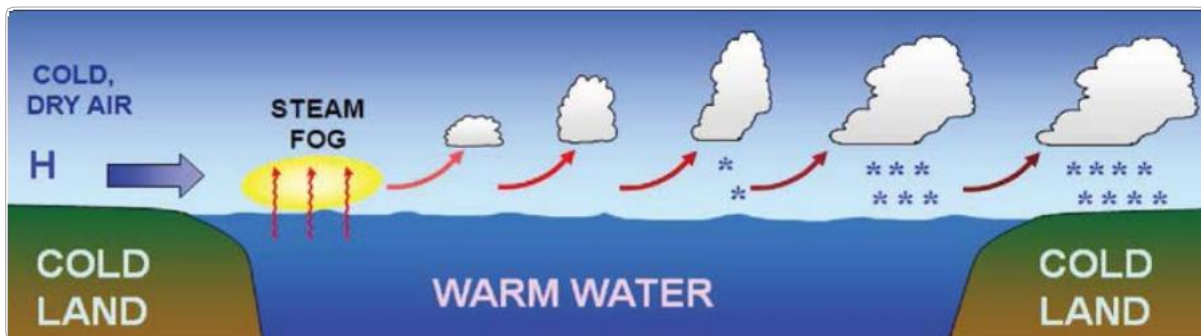
전달되며, 통과하는 지표면의 성질과 통과 시간 등과 같은 요인에 의해 변질의 정도가 달라진다.

기단의 변질은 열역학적과 역학적 영향으로 구분된다. 열역학적 영향은 하부로부터의 가열 또는 냉각, 수증기 공급, 응결이나 강수에 의한 수증기의 제거 등이다. 역학적 영향은 난기류 혼합, 발산 또는 수렴을 통한 기온감률, 대기의 하강/상승 연직 운동, wind shear에 의한 새로운 성질의 상층 공기 이류 등이 있다.

10.2 전선(Fronts)

기단이 발원지를 떠나 이동하면서 다른 기단과 만나게 되면 서로 다른 성격의 두 기단이 경계를 이루는 것이 전선이다. 전선은 선이나 면이 아니라 일정한 두께를 가진 대기의 거대한 공기덩어리다. 전선은 한 기단이 다른 기단과 융화되는 특성에 따라 표 10-5와 같이 분류될 수 있다.

온도는 밀도와 관련이 있고, 밀도는 압력과 연관된다. 따라서 온도가 낮고 밀도가 높은 한랭한 기단은 온난한 기단 아래로 썩기 모양으로 파고들게 된다. 온도가 높고 밀도가 낮은 온난한 기단은 한랭한



[그림 10-3] 호수 효과

[표 10-5] 전선의 기호와 정의

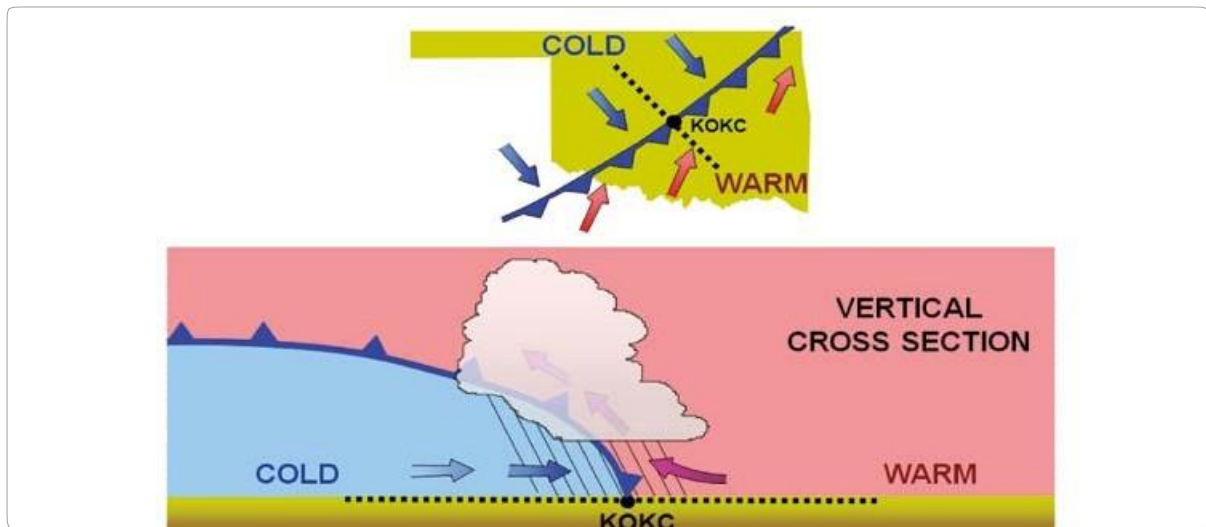
전선	일기도 기호	정의
한랭전선		한랭한 공기가 온난기단의 따뜻한 공기 쪽으로 파고들 때 형성되는 전선
온난전선		온난한 공기가 한랭한 공기 쪽으로 이동해 가는 전선
정체전선		정체되어 있거나 매우 느리게 움직이는 전선
폐색전선		저기압에 동반된 한랭전선과 온난전선이 합쳐져 폐색 상태가 된 전선

기단 위로 올라가게 되면서 안정한 상태로 전이된다. 안정한 상태에서의 위치에너지는 최소가 되기 때문에 처음보다 위치에너지가 감소한다. 위치에너지는 운동에너지와 직결되므로 감소된 위치에너지는 운동에너지로 바뀌어 바람이 불게 된다. 또 온난한 기단의 상승에 의한 단열냉각으로 수증기가 응결되어 강수 현상이 나타난다. 서로 다른 성격의 두 기단이

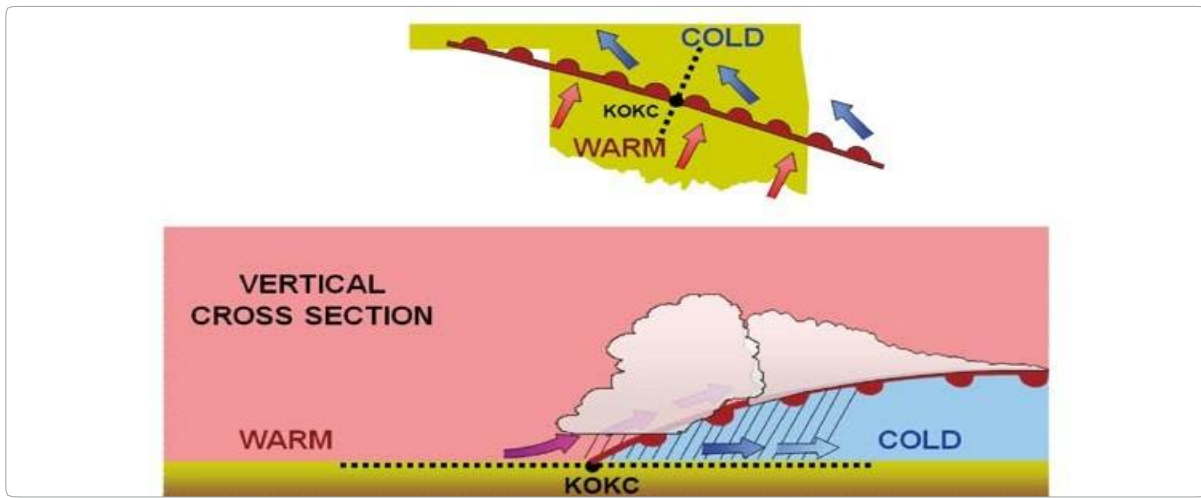
만나게 되면 이와 같은 기상요소가 면을 경계로 하여 급격히 변화하게 된다.

이러한 면의 특성을 '전선면'이라고 한다. 그리고 이 면이 수직으로 지표면과 만나는 선을 '전선'이라고 한다. 그리고 성격이 다른 두 기단은 밀도 차이가 나타난다. 밀도 차이는 또한 온도 차이이다. 따라서 전선을 형성하는 두 기단의 구분은 기단의 온도 차로 설명하는 것이 일반적이다.

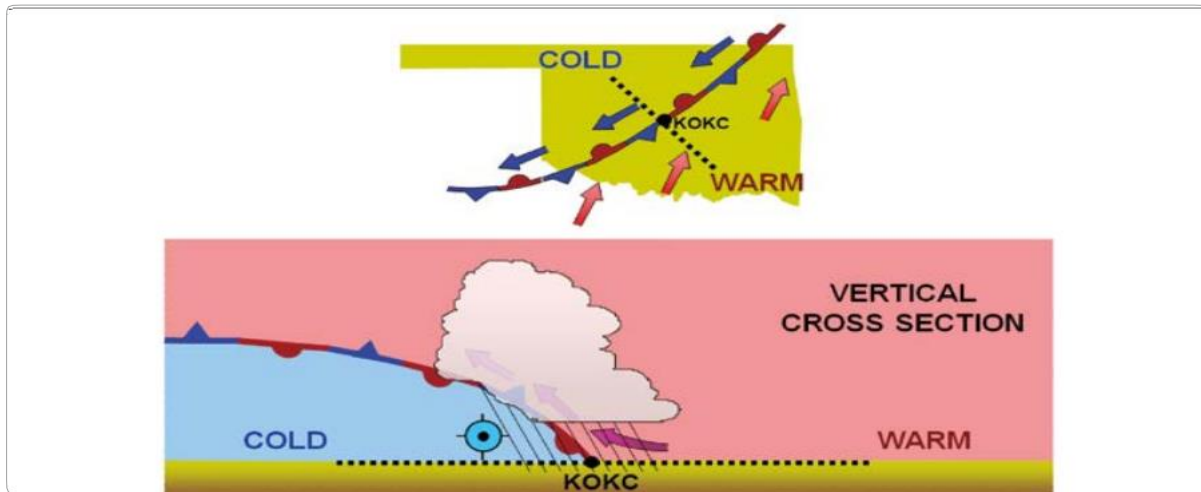
전선은 지표면에만 존재하는 것이 아니라 수직 구조를 가지고 있다. 한랭전선은 가파른 경사면을 가지며 온난한 공기는 위로 향하게 된다(그림 10-4 참조). 따뜻한 공기는 찬 공기 위로 타고 오르게 된다. 이 과정에서 따뜻한 공기가 불안정하게 되면서 전선을 따라서, 또는 전선 앞쪽의 좁은 지역에서 소나기와 뇌우가 발생한다. 온난전선은 더운 공기가 찬 공기 위를 타고 오르기 때문에, 이동 속도가 느리고 기울기가 작다(그림 10-5 참조). 온난전선 부근에 형성되는 구름은 난층운과 고층운 등이다. 강수 지역은 넓고 오랫동안 비가 내리나, 강수의 강도는 약한 편이다.



[그림 10-4] 한랭전선



[그림 10-5] 온난전선

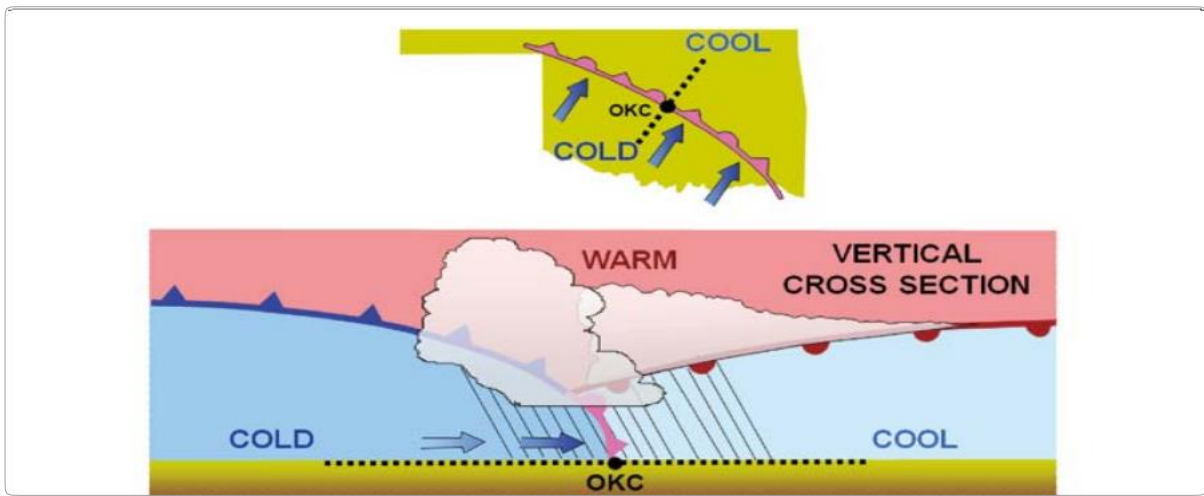


[그림 10-6] 정체전선

정체전선은 두 기단의 전선이 정체되거나 매우 느리게 이동하는 전선이다. 정체전선의 경사는 다양하지만, 전선을 따라 상승하는 온난한 공기에 의해 구름과 강수는 지속적으로 형성된다(그림 10-6 참조).

차가운 한랭전선은 일반적으로 따뜻한 온난전선보다 빠르게 이동하지만, 시간이 경과할수록 따뜻해진다. 저기압에 동반된 한랭전선과 온난전선인 두 개의

전선이 합쳐지면서 폐색전선이 형성된다(그림 10-7 참조). 폐색전선은 한랭형 폐색전선과 온난형 폐색전선이 있다. 한랭형 폐색전선은 한랭전선 후면의 찬 공기가 온난전선 전면의 찬 공기보다 더욱 차가울 때 형성된다. 온난형 폐색전선은 한랭전선 후면의 찬 공기보다 온난전선 전면의 찬 공기가 더욱 차가울 때 나타난다.



[그림 10-7] 폐색전선

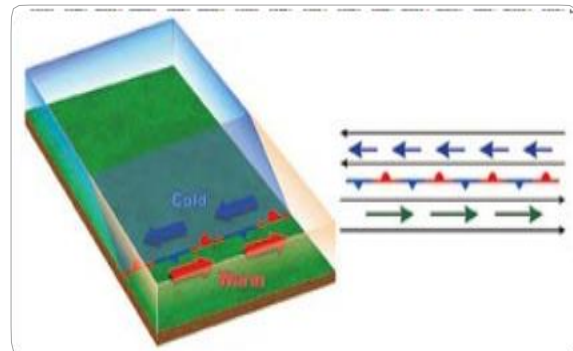
10.3 저기압 파동 모형 (The Wave Cyclone Model)

저기압 파동은 전선면을 따라 움직이고 형성되는 저기압 순환이다. 저기압 중심에 대한 순환은 전선면을 따라 파도가 꼬이는 경향을 보인다. 저기압 파동은 일반적으로 중위도에서 발생한다. 저기압 파동은 전선면을 따라 며칠에서 일주일 동안 서쪽에서 동쪽으로 이동하는 법칙을 가지고 있다.

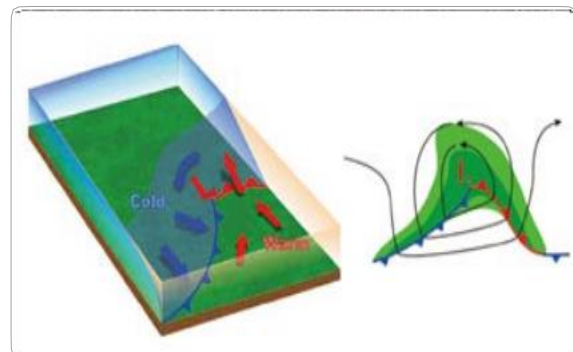
저기압 파동은 예측 가능한 변화 과정을 보인다. 처음에는 차가운 공기에서 따뜻한 공기로 분리되는 정체전선이다(그림 10-8 참조).

저기압 파동은 전선상에 형성된다(그림 10-9 참조). 전선은 파가 발달하는 킨크(kink)에서 발달한다. 강수는 전선면을 따라 상승 구간에 위치한 곳에서 가장 강한 강도(짙은 녹색)로 발달한다.

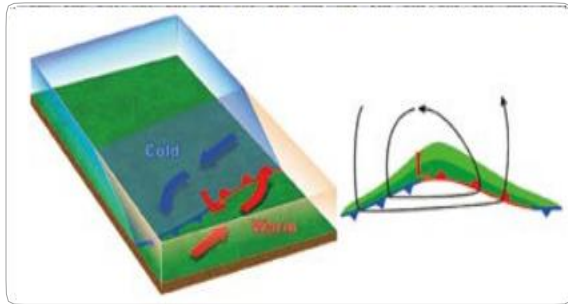
파동의 물결이 심화됨에 따라 한랭전선과 온난전선의 구분이 조직적으로 시작된다(그림 10-10 참조). 네 번째 단계에서 파동은 완전한 모양을 갖추게 된다.



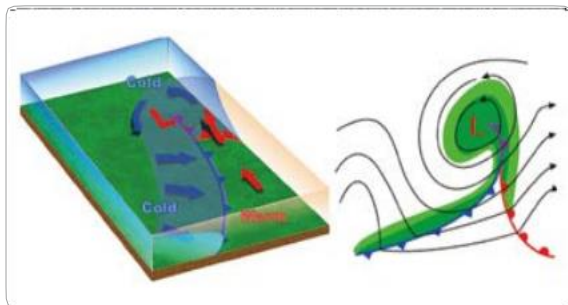
[그림 10-8] 저기압 파동 모형: 1단계



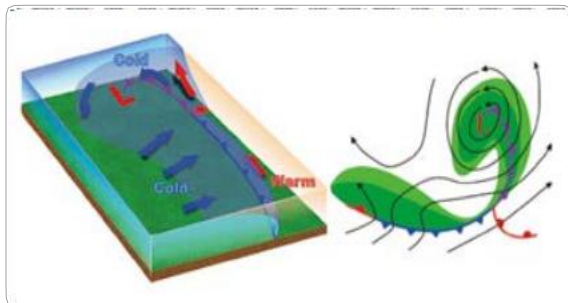
[그림 10-9] 저기압 파동 모형: 2단계



[그림 10-10] 저기압 파동 모형: 3단계



[그림 10-11] 저기압 파동 모형: 4단계



[그림 10-12] 저기압 파동 모형: 5단계

(그림 10-11 참조). 한랭전선이 온난전선을 추월하면서 폐색 전선이 형성된다. 한랭전선이 온난전선의 앞쪽으로 계속해서 진행함에 따라 폐색이 증가하고 결국 온난 다습한 공기의 공급을 차단하게 된다(그림 10-12 참조). 이와 같은 과정을 거치면서 저기압 파동은 소멸하게 된다.

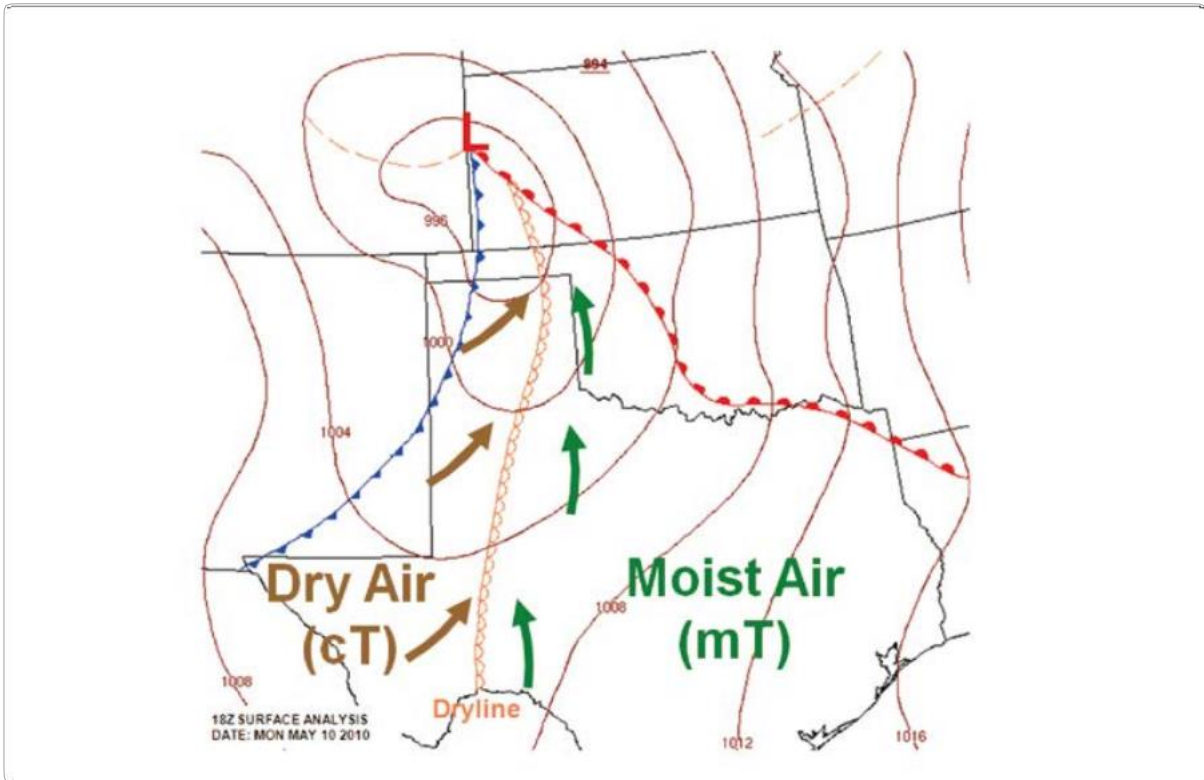
10.4 건조선(Dryline)

건조선은 습한 기단과 건조한 기단의 경계선을 의미한다. 건조선은 모든 나라에서 발생한다. 미국에서 건조선은 전형적으로 봄과 초여름에 남부 및 중부 고원 평야를 가로지르는 북쪽으로부터 남쪽으로 위치하며, 이 건조선은 멕시코만으로부터 발달하는 습한 기단(mT)이 건조한 미국 남서부의 기단(cT)과 만나면서 발생한다.

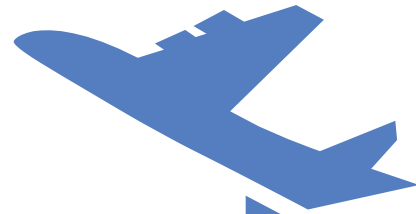
온도차로 인하여 기압경도가 바뀌면 습한 공기가 상승하면서 적란운을 형성하고 뇌우 및 토네이도 등을 발생시키면서 항공기 운항에 어려움을 초래한다(그림 10-13 참조).

건조선은 일반적으로 오후에 동쪽으로 진행하고 밤에는 서쪽으로 이동하면서 약화된다. 그러나 강한 파형 저기압은 하루 중 어느 시간에도 관계없이 동쪽으로 건조선을 이동시킬 수 있다.

전형적으로 건조선 수송은 습도의 급격한 감소를 가져오고, 하늘은 맑으며, 남쪽 또는 남동쪽에서 서쪽 또는 남서쪽으로 바람이 이동한다. 낮 시간 동안 건조선이 통과하는 경우, 먼지가 분출되고 기온이 상승할 수 있다. 이러한 변화는 건조선이 서쪽으로 후퇴할 때 역순으로 발생한다.



[그림 10-13] 건조선의 예



11장 ▶▶

연직 운동과 구름 형성

- 11.1 개요
- 11.2 불포화 공기덩어리의 연직 운동 효과
- 11.3 포화 공기덩어리의 연직 운동 효과
- 11.4 연직 운동의 일반적 요소



11 장

연직 운동과 구름 형성

11.1 개요(Introduction)

구름은 지구의 대기에 존재하는 미세한 물방울과 얼음 입자로 구성된 가시적 집합체다. 안개와 구름은 차이점이 있다. 안개는 지표면에 형성되고, 구름은 지표면 위에 있다.

구름은 공기가 지속적으로 상승하는 곳에 수증기가 응축되거나 또는 안개의 가장 낮은 층의 수증기가 상승하여 대기에 생성된다. 약한 강수보다 강한 강수를 생성하기 위해서는 수직적으로 두꺼운 구름이 형성되어야 하는데, 이를 위해서는 공기의 상승 기류가 지속적으로 요구된다.

이 장에서는 불포화 공기덩어리와 포화 공기덩어리의 연직 운동의 특성과 연직 운동의 유형 등에 대하여 설명하고자 한다.

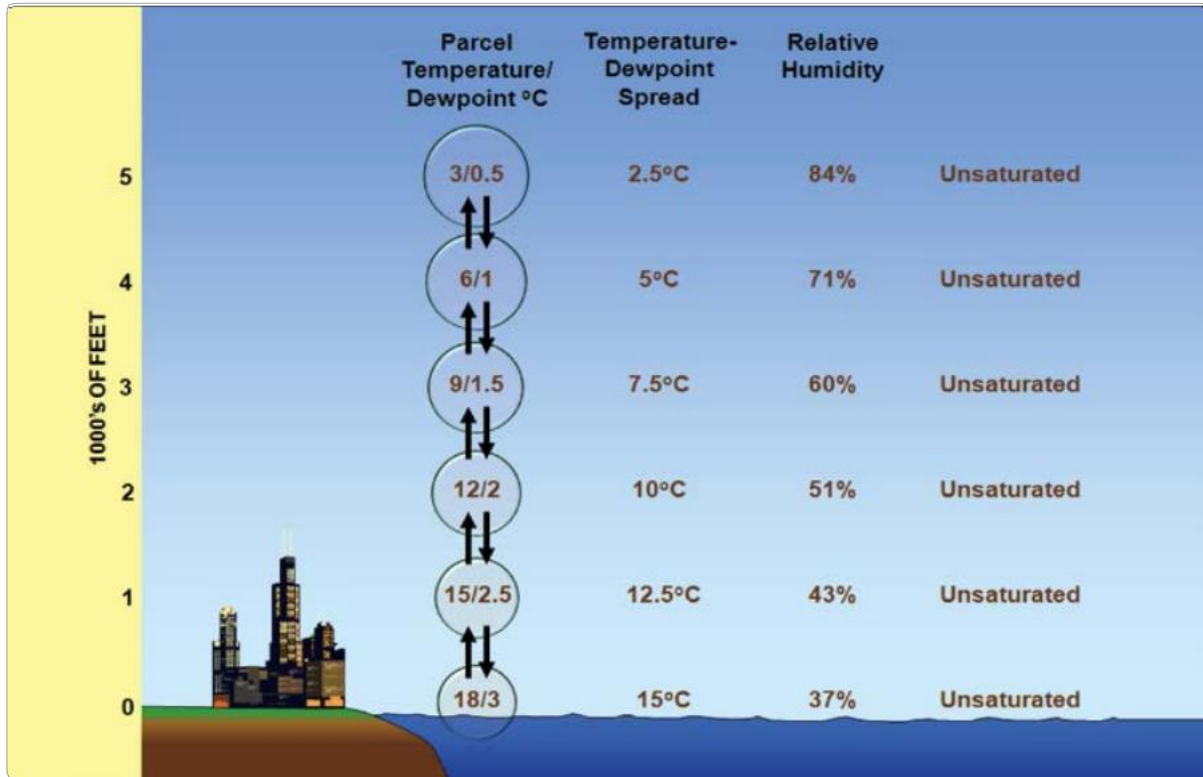
11.2 불포화 공기덩어리의 연직 운동효과 (Vertical Motion Effects on an Unsaturated Air Parcel)

공기덩어리가 상승한다는 것은 압력이 낮은 고도로 이동한다는 것이다(높이에 따른 압력 감소). 이 경우 공기덩어리는 팽창하게 된다. 이 과정은 공기 덩어리로부터 열을 뺏는 작업을 필요로 하기 때문에 공기는 상승할수록 냉각된다(그림 11-1 참조). 이러한 과정을

'단열과정'이라고 한다. 단열이라는 용어는 공기덩어리 주위로 열이 전달되지 않는다는 것이다. 공기는 열전도율이 낮기 때문에(표 2-3 참조) 전도에 의한 열전달은 무시할 정도로 미미하다. 공기덩어리가 상승하면서 냉각되는 속도를 온도 체감률 또는 감률(lapse rate)이라고 한다. 상승하는 불포화 공기덩어리(상대습도가 100% 미만인 공기)는 상승하면 열을 방출하면서 냉각된다. 1,000ft 당 약 3°C의 감률이 일어난다(9.8°C/1km). 또한 동시에 이슬점은 1,000ft당 약 0.5°C 감소한다(1.8°C/1km). 공기덩어리의 온도-이슬점 간격은 상대습도가 증가하는 동안 감소하게 된다.

이와 같은 과정에서 공기가 불포화 상태로 남아 있어 수증기가 손실되지 않는다면, 침강 현상이 나타날 수 있다. 침강하는(가라앉는) 공기덩어리는 고기압 영역으로 이동하면서 압축된다. 이를 '단열압축'이라고 한다. 공기덩어리 주위의 대기는 압축 공기에 의해 따뜻해진다. 따라서 침강하는 공기덩어리의 온도는 1,000ft 당 약 3°C 증가한다(9.8°C/1km). 동시에 이슬점은 1,000ft당 약 0.5°C 상승한다(1.8°C/1km). 공기덩어리의 온도-이슬점 간격은 상대습도가 감소하는 동안 증가한다.

지표면의 공기덩어리는 18°C의 온도와 3°C의 이슬점을 가지며, 이는 불포화 상태임을 나타낸다. 공기가 상승함에 따라 1,000ft당 3°C의 건조단열감률에서 온도가 감소하고, 이슬점은 1,000ft당 0.5°C로 감소



[그림 11-1] 불포화 상승/하강 공기덩어리의 예

한다. 온도-이슬점 간격은 상대습도가 증가하는 동안 감소한다. 공기덩어리가 불포화 상태로 남아 있다. 면 이와 같은 과정은 역현상으로 나타날 수 있다.

11.3 포화 공기덩어리의 연직 운동 효과 (Vertical Motion Effects on a Saturated Air Parcel)

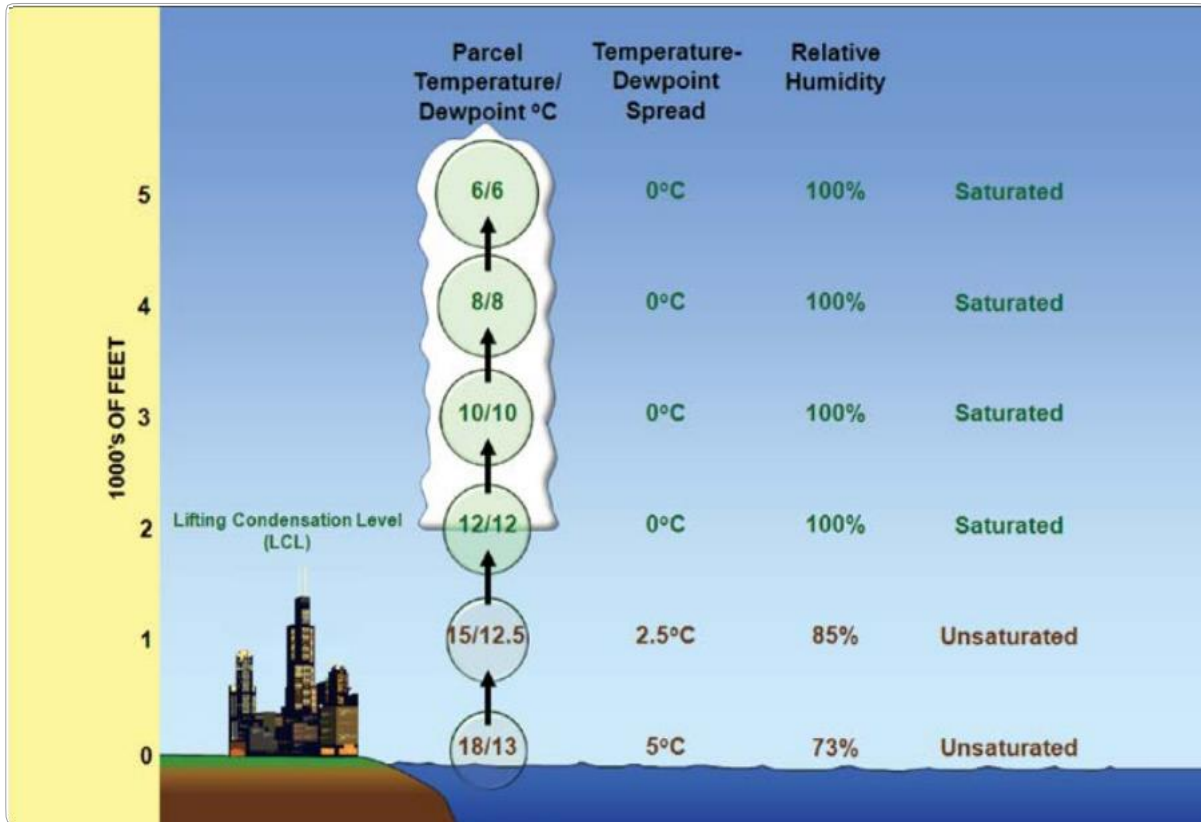
상승 응결고도(Lifting Condensation Level: LCL)는 습기가 있는 불포화상태의 공기가 건조 단열적으로 상승하여 포화 상태가 일어나는 고도이다. 상승 응결고도는 상승하는 공기덩어리의 온도와 이슬점이 동일해지는 고도로 설명되기도 한다. 따라서 상승 응결고도

에서는 온도-이슬점 간격이 0이고 상대습도는 100%가 되는 것을 의미한다.

포화 공기덩어리를 계속해서 상승시키면 응결, 구름 형성, 그리고 잠열이 방출된다. 응결이 되며 발생한 열은 공기덩어리 팽창에 의한 냉각을 상쇄하기 때문에, 공기덩어리는 습윤단열감률로 생각된다.

그 값은 온난한 포화 공기덩어리에서는 1.2°C/1000 feet(4°C/1km), 차가운 포화 공기덩어리에서는 3°C/1000feet(9.8°C/1km) 사이이다.

동시에 공기덩어리의 이슬점은 동일한 비율로 감소한다. 단순하게 설명하기 위하여 교재에서는 2°C/1000 feet 습윤 단열감률을 사용한다. 온도에 관계없이 상대습도는 약 100%로 일정하다. 그러나 포화 공기덩어리(그림 11-2 참조)가 팽창 및 냉각되면서 수증기 함량이



[그림 11-2] 포화 공기덩어리의 예

감소한다. 이것은 수증기의 일부가 물방울에 응축되거나 얼음 결정에 침착되어 구름을 형성하기 때문에 일어나는 현상이다. 이 과정에서 먼지, 진흙, 그을음, 황산염, 그리고 해염 입자 등이 구름(얼음)을 응결시키는 촉매로 작용한다. 습윤단열감률 과정을 거치면서 공기덩어리는 구름을 수직으로 발달시킨다.

지표면의 공기덩어리는 18°C의 온도와 13°C의 이슬점을 가지며, 이는 불포화 상태임을 나타낸다. 공기덩어리가 상승하면서 1,000ft당 3°C의 건조단열감률로 온도가 감소하고, 이슬점은 1,000ft당 0.5°C로 감소한다. 공기덩어리가 2,000ft의 상승 응결고도(LCL)에서 포화 상태에 도달할 때까지 상대습도는 증가하고 온도-이슬점 간격은 감소한다. 공기덩어리가 계속해서 상승할 때 응결은 구름을 형성한다. 응결 중 방

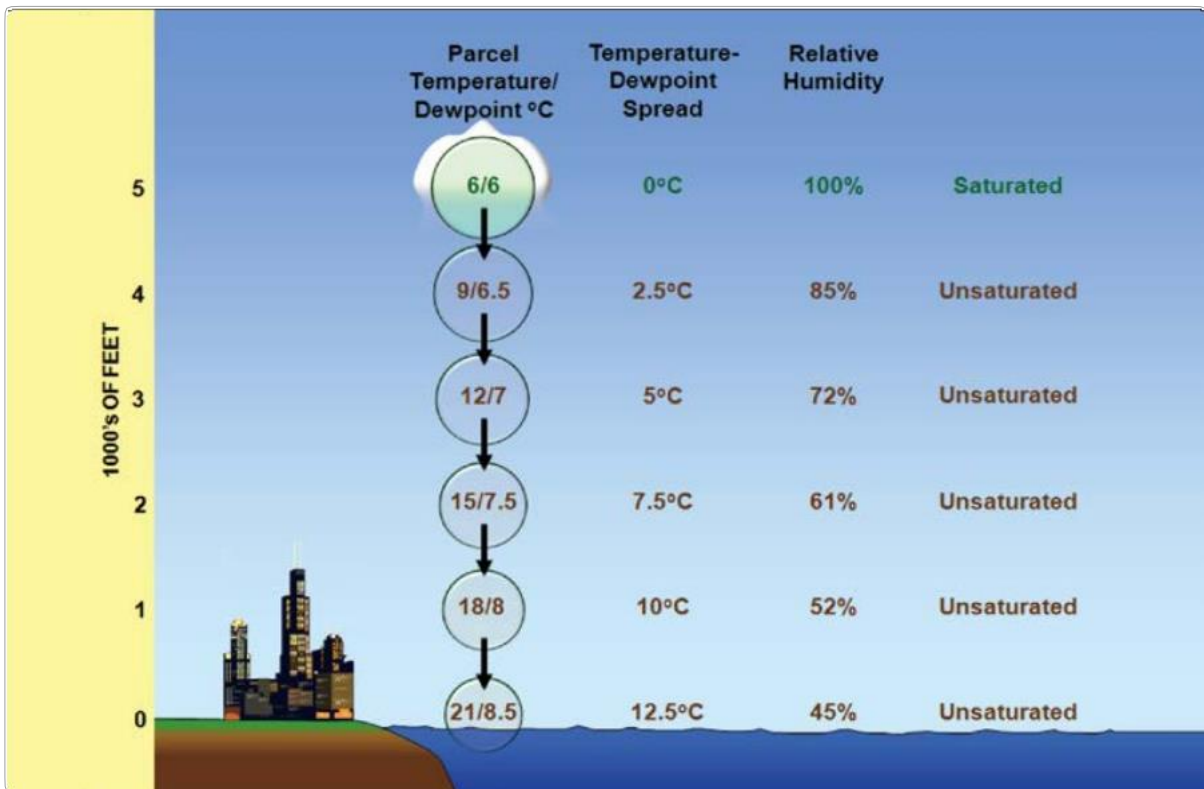
출된 열이 팽창으로 인한 냉각을 상쇄하기 때문에 공기덩어리는 1,000ft당 2°C의 습윤단열감률로 냉각된다.

공기덩어리의 이슬점은 손실된 수증기가 응결되어 구름을 형성하는 것과 동일한 비율로 감소한다. 상승하는 포화(즉 구름) 공기덩어리의 상대습도는 약 100%로 일정하게 유지 된다.

침강하는 포화 공기덩어리(그림 11-3 참조)는 빠르게 불포화 상태로 변한다. 온도는 1000ft당 3°C

증가하며, 이슬점은 1,000ft당 0.5°C로 증가한다(표 11-1 참조). 온도-이슬점 간격은 상대습도가 감소하는 동안 증가한다.

5,000ft에서 공기덩어리의 온도와 이슬점은 모두 6°C이다. 이것은 포화를 의미한다. 공기덩어리가



[그림 11-3] 침강 공기덩어리의 예

침강하면 급속하게 불포화 상태로 변한다. 1,000ft 당 3°C 증가하고 이슬점은 1,000ft당 0.5°C 증가한다. 공기덩어리가 지표면에 도달할 때까지 상대습도가 감소하고, 온도 이슬점 간격은 증가한다. 그림 11-2의 상승 과정과 비교해 볼 때, 그림 11-3의 공기덩어리는 지표면에서 훨씬 따뜻해지고 건조해졌음을 알 수 있다.

[표 11-1] 공기덩어리의 연직 운동 특성

공기 덩어리	불포화 상태			포화 상태		
	온도 변화	이슬점 변화	상대습도	온도 변화	이슬점 변화	상대습도
상승	-3°C/1,000 ft	-0.5°C/1,000 ft	증가	-1.2 °C to -3 °C/1,000ft	온도 변화와 동일	100%
하강	+3°C/1,000ft	+0.5°C/1,000ft	감소			

11.4 연직 운동의 일반적 요소 (Common Sources of Vertical Motion)

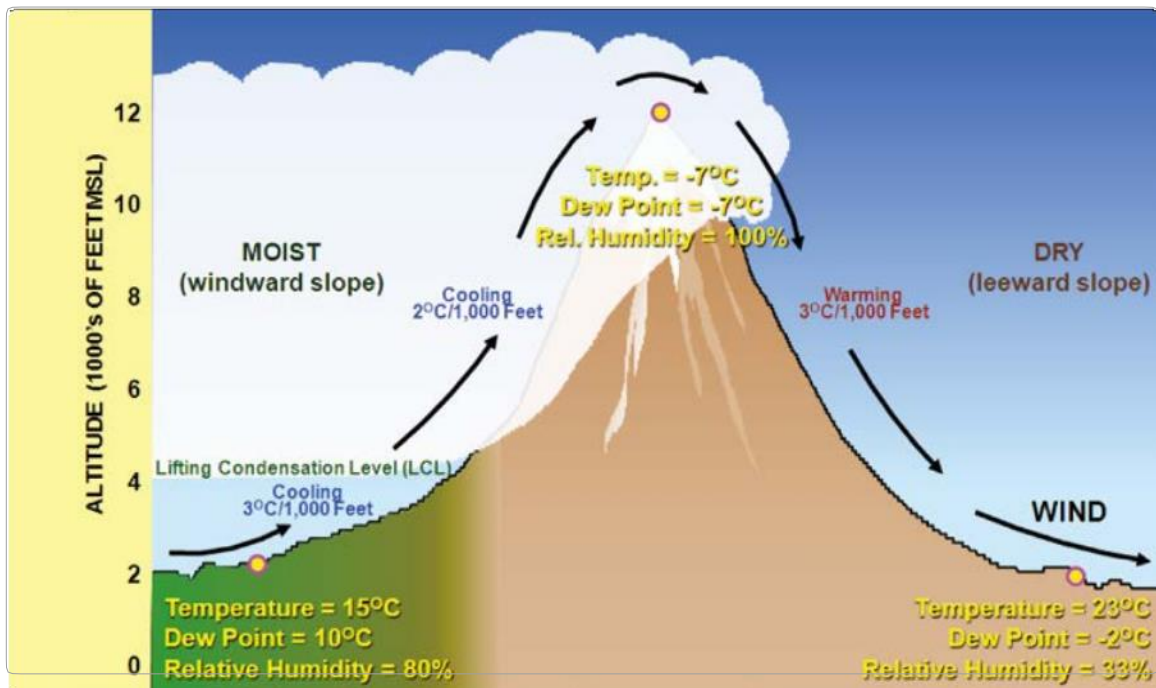
대기 중에서 공기가 냉각되기 위해서는 연직 운동이 필요하다. 연직 운동의 일반적 요소에는 지형적 영향, 마찰 영향, 전선 상승, 그리고 부력 등이 있다.

11.4.1 지형 영향(Orographic Effects)

산과 계곡으로 불어오는 바람은 공기의 상승과 침강을 유발한다. 바람이 불어 상승하는 산악 정상부에서는 온난 다습한 공기가 단열 팽창되어 냉각되면서 응결고도에서 구름이 형성되고 비가 내린다. 그러나 바람이 정상을 지나 산 아래로 이동하면 공기가 단열 압축되어 온도가 올라가면서 건조해져서 구름이

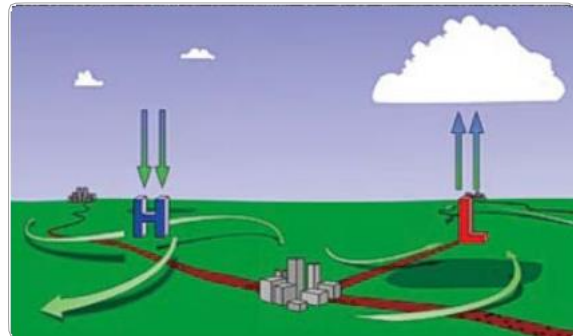
없어지고 비도 내리지 않는다(그림 11-4 참조). 공기가 산의 경사면 위(windward slope)로 상승하면, 팽창 및 냉각으로 상대습도가 증가한다. 공기가 충분히 냉각되면, 구름과 강수량이 LCL 이상에서 발생한다. 반대로 바람이 산의 경사면 아래(leeward slope)로 불게 되면 공기가 압축되면서 상대습도가 줄어들고 구름과 강수를 분산시킨다. 이와 같이 산맥은 두 개의 대조적인 기후대, 즉 바람이 불어오는 경사면의 습기 찬 기후와 바람이 불어가는 경사면의 건조한 기후를 유발한다. 건조한 날씨를 보이는 산의 침강면은 건조한 날씨가 수백 마일까지 이어지는 경우도 있으며, 이를 비 그늘(rain shadow) 효과라고 한다. 결과적으로 공기의 팽창과 압축은 구름 및 강수의 발달 및 소멸에 영향을 미친다.

공기덩어리가 2,000ft에서 온도 15°C, 이슬점 10°C



[그림 11-4] 지형적 영향의 예

그리고 상대습도가 80%에서 상승운동을 시작한 다고 가정한다. 공기덩어리가 바람이 불어오는 경사 면에서 들어올려지면, 온도는 1,000ft당 3°C의 건조단열 감률로 냉각되고, 이슬점은 1,000ft당 0.5°C의 속도로 냉각되며, 4,000ft의 LCL에서 포화 상태가 될 때까지 냉각된다. 공기덩어리가 12,000ft 정상에 도달할 때까지 공기덩어리의 온도와 이슬점 모두 1,000ft당 2°C의 단열 감률로 냉각된다. 즉 공기덩어리의 기온은 -7°C, 이슬점은 7°C, 상대습도는 100%가 된다. 공기덩어리가 산의 경사면 아래(leeward slope)로 침강함에 따라 온도는 1,000ft 당 3°C 증가, 이슬점은 1,000ft당 0.5°C 증가한다. 공기덩어리는 2,000ft를 침강하면서 23°C의 온도, -2°C의 이슬점, 33%의 상대습도를 유지하게 된다. 상승할 때보다 침강할 때의 공기가 훨씬 따뜻해지고 건조해졌음을 알 수 있다.



[그림 11-5] 마찰 영향

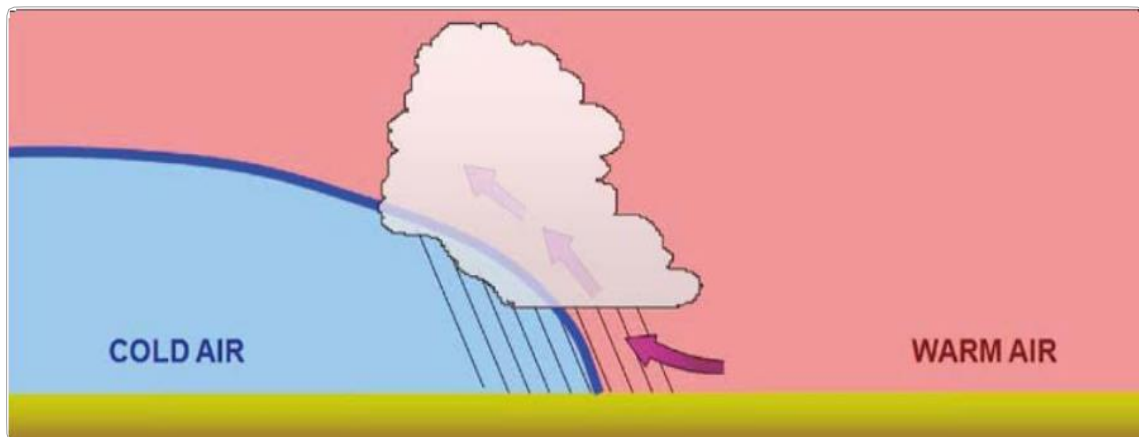
마찰력으로 인하여 저기압에서는 반시계 방향과 안쪽의 나선형으로 수렴한다. 고기압에서는 바람이 공기의 침강과 압축을 유발하여 온도가 올라가면서 구름과 강수의 소멸을 제공하는 원인이 된다. 반면, 저기압에서는 바람이 공기의 상승과 팽창, 그리고 냉각을 유발하여 충분한 습기가 주어진다면 구름과 강수를 형성한다(그림 11-5 참조).

11.4.2 마찰 영향(Frictional Effects)

북반구에서 지표면 바람은 고기압에서 시계 방향과 바깥쪽으로 나선형을 그리면서 발산하게 되고,

11.4.3 전선성 치올림(Frontal Lift)

전선성 치올림(그림 11-6 참조)은 차갑고 고밀도인 공기가 따뜻하고 저밀도인 공기 아래로 파고들면

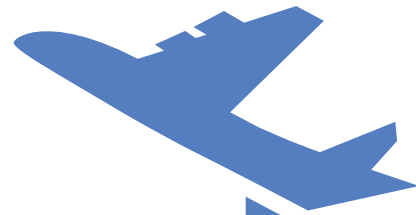


[그림 11-6] 전선성 치올림

서 형성된다. 온난전선 상에서의 공기 상승은 자연적 현상이지만, 한랭전선 상에서의 공기 상승은 강제 상승이 된다. 양력에 의해 상승한 공기가 수분을 함량했을 때 응결고도에 이르면 응결이 시작되어 구름과 강수가 발생하게 된다.

11.4.4 부력(Buoyancy)

지표면 근처의 공기는 접촉하는 지표면의 특성에 따라 가열되는 속도가 달라진다. 육상은 해면보다 빨리 가열된다. 육상과 해면의 온도차는 밀도 차이를 초래하여 따뜻한 공기가 상승하는 부력이 형성된다. 고밀도의 차가운 공기는 저밀도의 따뜻한 공기를 가볍게 누르는(즉 들어올리는) 경향이 있다. 가열로 인한 공기의 대규모 상승의 경향과 정도를 안정도로 설명하게 된다. 대기의 안정도에 대한 내용은 <12장>에서 서술하고자 한다.



12장



대기 안정도

- 12.1 개요
- 12.2 공기덩어리를 활용한 대기의 안정도 평가
- 12.3 대기의 안정도 형태
- 12.4 대기 안정도의 변화 과정
- 12.5 안정도 측정
- 12.6 요약



12장

대기 안정도

12.1 개요(Introduction)

대류에 의해 생성된 대류성 구름과 강수는 층운으로 형성된 층운성 구름과 강수와는 확실하게 차별적인 이동 환경을 가지고 있다. 대별되는 차이는 공기 덩어리의 연직 운동에 저항하거나 가속하는 환경이다. 대기 안정도는 공기덩어리의 연직 운동을 강화 또는 억제하여 비행 중에 조우하게 될 구름과 강수의 유형을 결정한다.

이 장에서는 대기의 안정도를 나타내는 다섯 가지 유형을 중심으로 설명하고자 한다.

12.2 공기덩어리를 활용한 대기의 안정도 평가(Using a Parcel as a Tool to Evaluate Stability)

공기덩어리는 대기의 특정 연직 기둥 내의 대기 안정도를 평가할 수 있는 도구로 활용할 수 있다. 공기덩어리는 지정 고도(일반적으로 지표면)를 기준으로 특정 고도까지 연직으로 상승한다. 공기덩어리가 들어올려지면서 상승하면 <11장>에서 서술한 팽창과 잠열 효과로 온도가 낮아진다.

강제 상승으로 인한 공기덩어리는 주변의 공기와 기온에서 차이를 보인다. 상승된 공기덩어리가 주위 공기보다 차가우면 밀도가 높아져 원래 수준으로

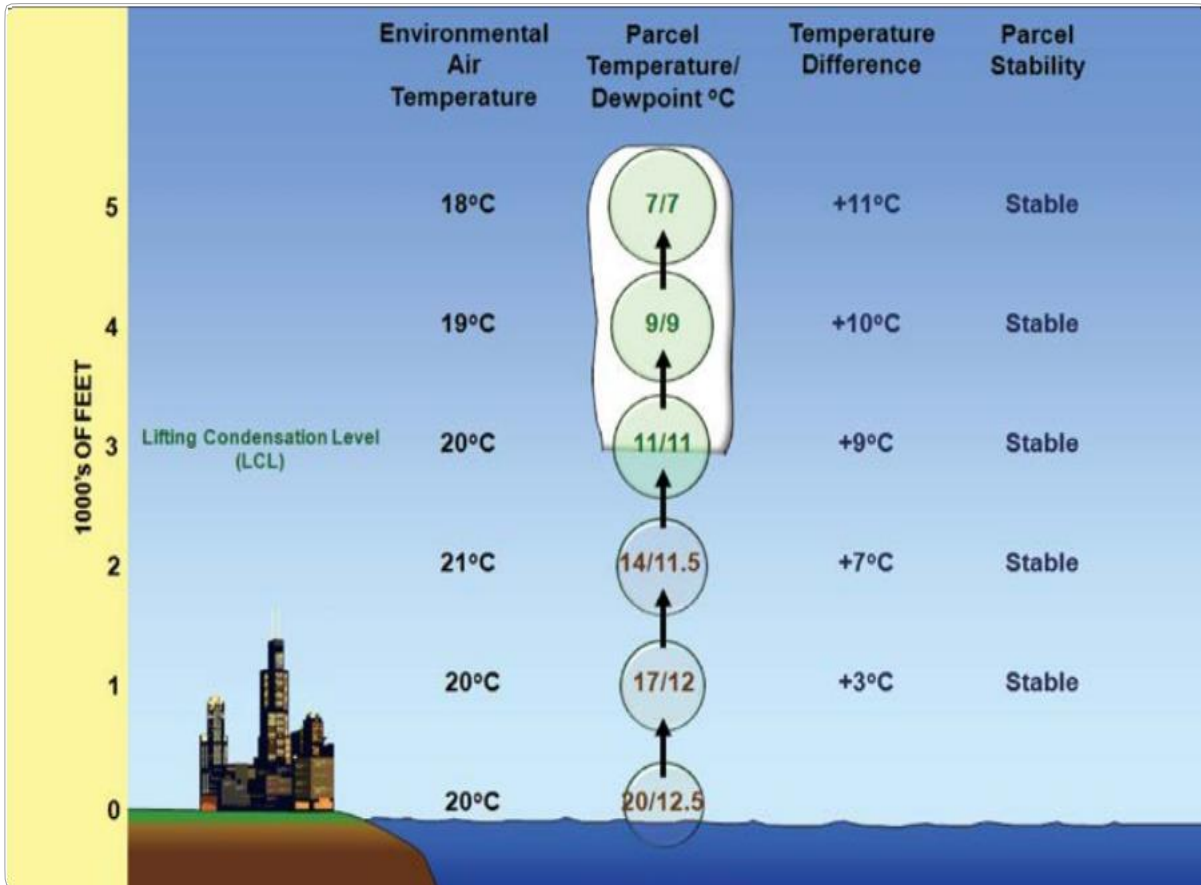
되돌아간다. 이 경우에 공기덩어리는 강제 상승 변위에 저항하기 때문에 안정적이다. 들어올려진 공기덩어리가 주변 공기와 동일한 온도라면 동일한 밀도가 되어 같은 수준을 유지한다. 이 경우에 공기덩어리는 중립적으로 안정도를 유지한다. 반면, 들어올려진 공기덩어리가 주위 공기보다 따뜻하고 저밀도(더 가벼운 경우)인 경우, 주변 환경과 동일한 온도에 도달할 때까지 계속해서 상승한다. 이런 경우가 발생하면 불안정한 공기덩어리가 된다. 온도 차가 클수록 연직 운동도 빨라진다.

12.3 대기의 안정도 형태(Stability Types)

대기 중 공기 기둥의 안정도 형태는 기둥 내에서의 공기덩어리의 안정도 정도에 따라 분류된다. 공기 기둥의 조건은 지표면이 기저부가 되고, 상단부는 기둥의 깊이(높이)로 결정된다. 대기 안정도의 다섯 가지 유형은 다음과 같다.

12.3.1 절대안정(Absolute Stability)

절대안정(그림 12-1 참조)은 기온감률이 습윤단열감률보다 낮을 때의 대기 공기 기둥의 상태이다. 여기에는 등온 및 기온역전 현상 모두를 포함한다. 위쪽으로 들어올려진 공기덩어리는 주위 공기보다 차가우므로(밀도가 높음) 원래의 상태로 되돌아가려는



[그림 12-1] 절대 안정의 예

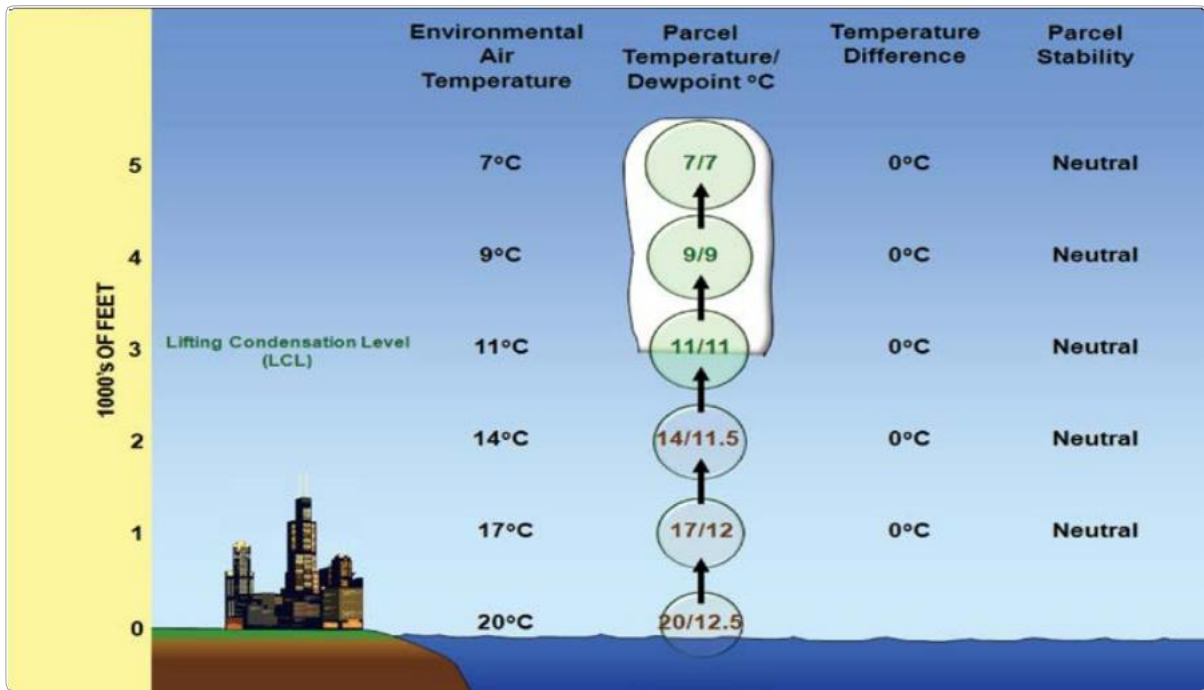
경향이 있다.

12.3.3 절대불안정(Absolute Instability)

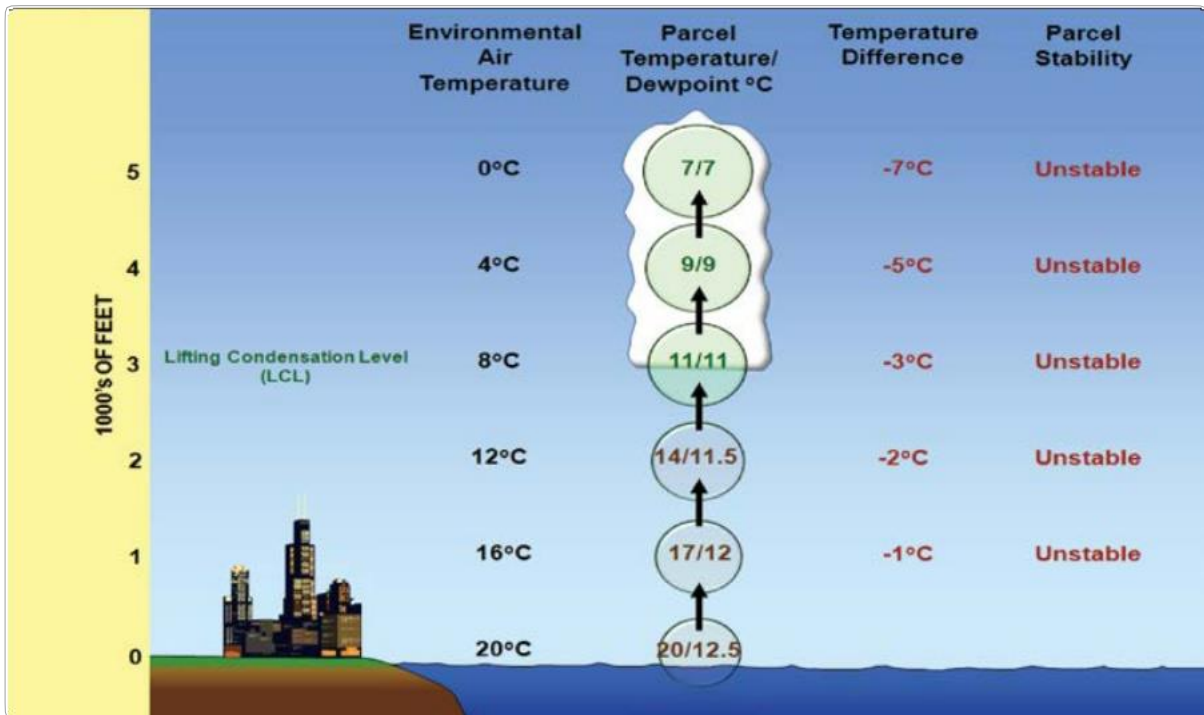
12.3.2 중립 안정(Neutral Stability)

중립 안정(그림 12-2 참조)은 상승(또는 침강)하는 공기덩어리가 항상 주위 공기와 동일한 온도(밀도)를 갖는 상태의 대기 공기 기동을 의미한다. 공기 기동이 불포화된 경우, 기온감률이 건조단열감률과 같을 때 중립 안정도를 유지한다. 공기 기동이 포화된 경우, 기온감률이 습윤단열감률과 같을 때 중립 안정도가 형성된다.

대기의 공기 기동 상태를 나타내는 안정도 형태 중의 하나인 절대불안정(그림 12-3 참조)은 기온의 초단열감률(즉 건조단열감률 속도보다 빠름)이 나타나는 상태로 설명된다. 연직으로 상승되는 공기덩어리는 변위 방향으로 가속된다. 결과적으로 공기덩어리의 운동에너지는 원래의 지표면에서 멀어질수록 증가하게 된다. 초단열감률은 주위의 기온감률이 건조단열감률보다 높을 때 일어나는 현상이다. 즉, 날씨가 맑고 바람이 거의 없는 여름에 건조한 지표면이 강한 일사에 의해 가열되면서 공기 상승이 가속화되어 대기가 불안정해진다.



[그림 12-2] 중립 안정의 예



[그림 12-3] 절대불안정의 예

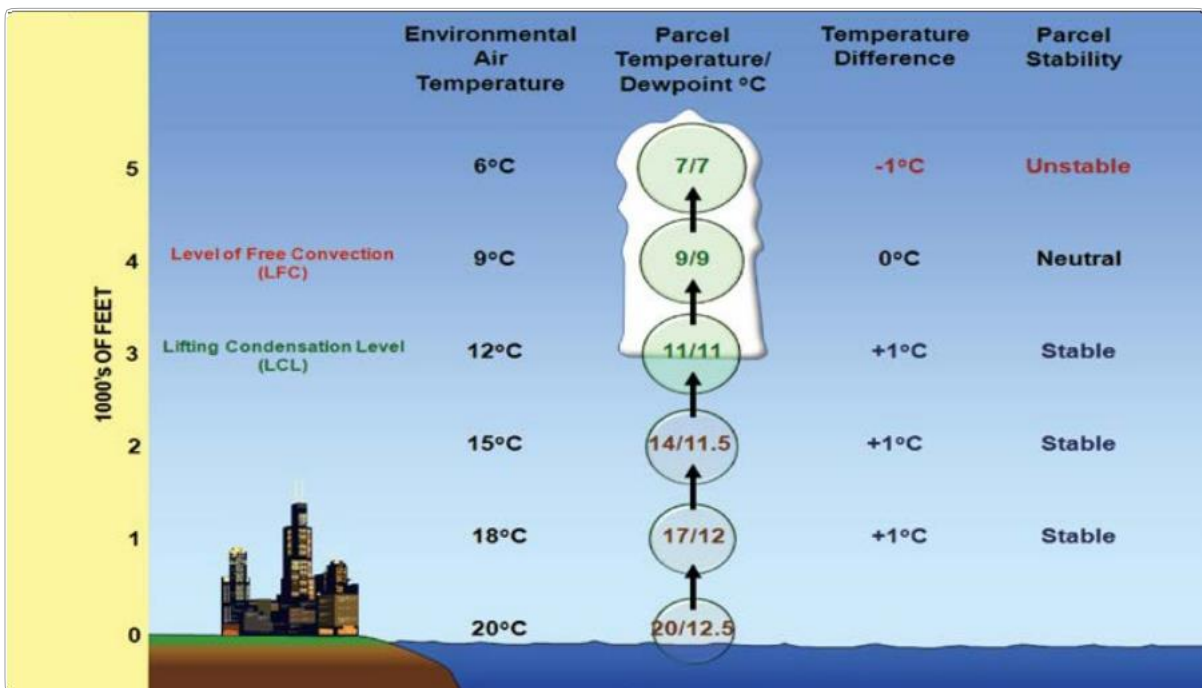
12.3.4 조건부 불안정(Conditional Instability)

조건부 불안정(그림 12-4 참조)은 대기의 불포화 공기 기둥의 상태인데, 기온감률이 건조단열감률보다 낮지만 습윤단열감률보다 높을 때의 상태이다. 연직으로 들어올려진 공기덩어리가 초기에는 안정적이지만, 상승 응결고도(Lifted Condensation Level: LCL)보다 높은 지점에서는 불안정해질 수 있다. '조건부'라는 용어는 공기덩어리가 자신의 부력으로 인해 불안정해지고 상승하기 전에 특정 고도로 들어올려져야 함을 의미한다.

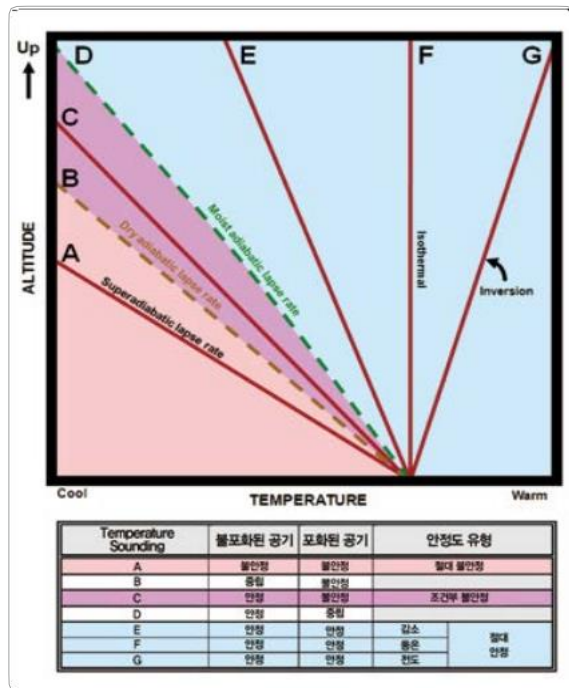
자유 대류 고도(Level of Free Convection: LFC)는 대기에서 공기 기둥이 조건부 불안정 상태에서 주변에 형성된 공기(예: 불안정한 대기)보다 처음으로 따뜻해진 다음에, 포화 및 습윤 단열 상태가 될 때까지

지 건조 단열 상태가 들어올려지는 고도를 의미한다. LFC는 조건부 불안정도 상태를 나타내는 공기 기둥에서 나타나는 특징이다. 즉, 자유 대류 고도는 조건부 불안정 대기에서 포화될 때까지 건조 단열적으로 상승하는 공기덩어리가 점차 포화 단열적으로 변화하고 상승하면서 처음으로 주위보다 따뜻해지는 높이를 의미한다.

응결고도(condensation level)는 공기덩어리가 상승하면서 포화 및 응결되어 구름이 발생하는 고도이다. 수증기로 포화되지 않은 공기가 상승하면서 단열 팽창하여 온도가 이슬점 이하로 내려가고, 그로 인해 구름이 생성되는 고도이다. 상승 응결고도는 공식적으로 건조 단열 상승에 의해 냉각될 때 공기덩어리의 상대습도(RH)가 100%에 도달하는 높이로 정의된다.



[그림 12-4] 조건부 불안정의 예



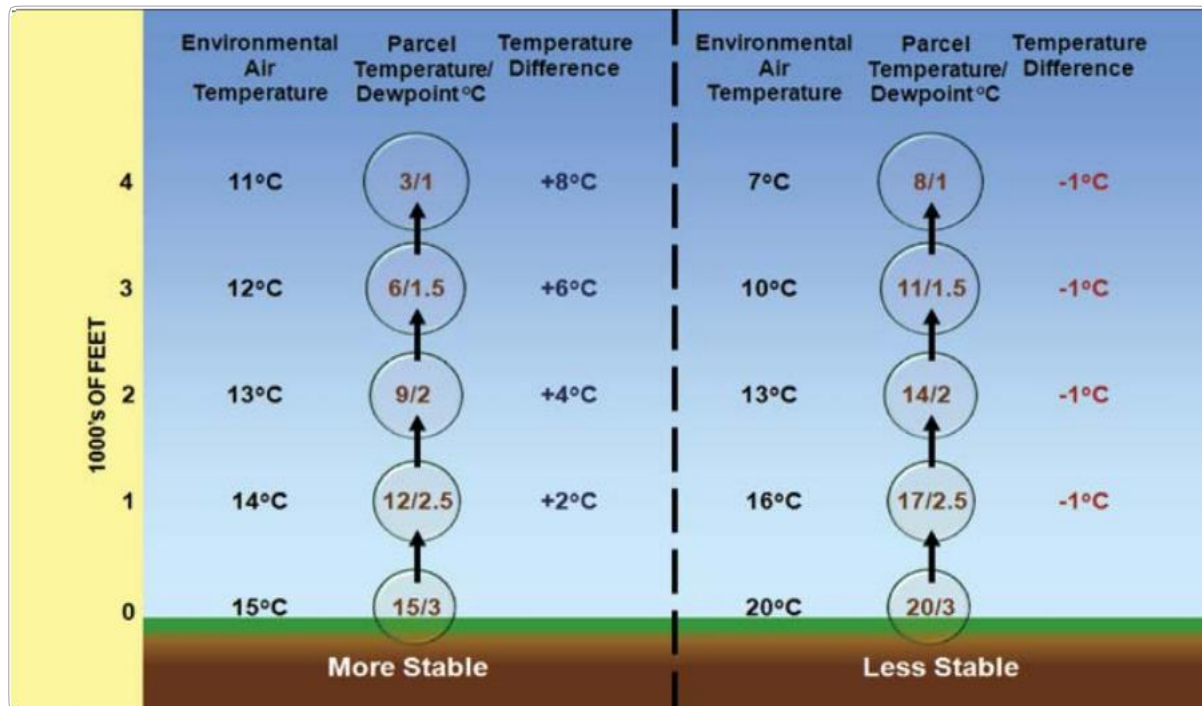
[그림 12-5] 대기의 안정도 형태

12.3.5 안정도 형태의 요약 (Summary of Stability Types)

아래의 그림 12-5는 대기에서 발생할 수 있는 안정도 형태를 요약하고 있다.

12.4 대기 안정도의 변화과정(Processes that Change Atmospheric Stability)

대기 안정도의 변화는 높이에 따른 온도(밀도) 변화와 반비례 관계에 있다(그림 12-6 참조). 기온감률이 증가하면 안정도가 감소한다. 반대로 기온감률이 감소하면 안정도가 증가한다. 안정도의 변화는 공기의 이동으로 발생하지만, 온도의 일변화(주간과 야간)가 주요 원인으로 작용한다. 기온감률이 높기 때문에 오른쪽의 공기 기둥은 상대적으로 불안정하다.



[그림 12-6] 안정도에 대한 기온 감률의 영향

12.4.1 안정도와 바람의 영향 (Wind Effects on Stability)

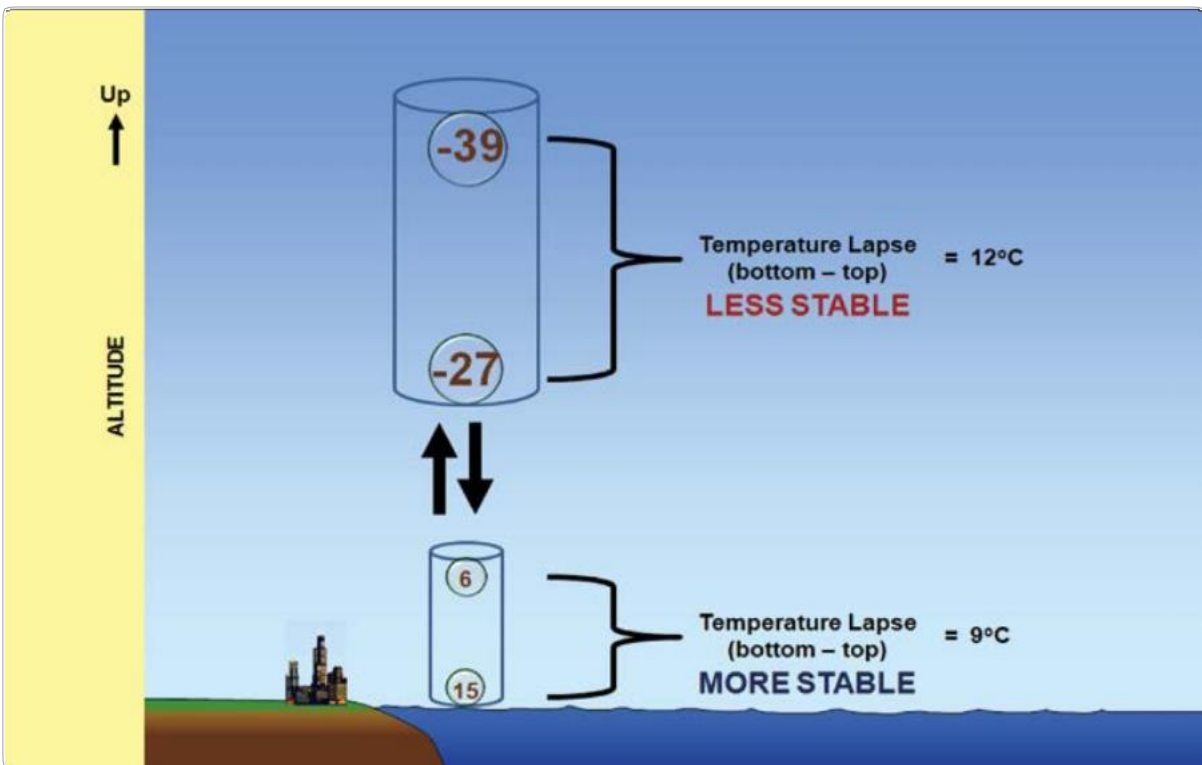
바람은 기온감률에 영향을 미치므로 대기의 공기 기동에 대한 안정도에 변화를 제공할 수 있다. 찬 기류가 공기 기동의 하단(찬 공기 이류)으로 파고들거나 따뜻한 기류(따뜻한 공기 이류)가 공기 기동의 상단으로 불게 되면 안정도가 증가한다.

반면, 바람이 공기 기동의 하단으로 더욱 따뜻한 공기를 불어넣거나, 또는 공기 기동의 상단으로 더욱 차가운 공기를 불어넣게 되면 대기의 안정도는 감소한다.

12.4.2 안정도와 공기의 연직 운동 영향 (Vertical Air Motion Effects on Stability)

대기에서 공기 기동이 침강할 때 더욱 안정화된다(그림 12-7 참조). 공기 기동이 침강할 때, 대기의 무게에 의해 압축되고 연직으로 수축한다. 그리고 단열 압축으로 인해 공기층 전체가 따뜻해진다. 그러나 공기 기동의 윗부분은 상대적으로 더욱 압축되므로 바닥 부분보다 더욱 따뜻해진다. 이 과정을 통해 공기 기동은 기온감률이 줄고 안정도가 증가한다.

반대로, 대기에서 공기 기동이 상승하면 안정도가 더욱 불안정해진다. 공기 기동이 상승할수록 공기 밀도가 급격히 감소하게 되는데, 이때 공기 기동은 연직으로 팽창된다. 공기층이 불포화 상태로 유지되는 한, 공기층 전체는 건조단열감률로 인해 냉각된다



[그림 12-7] 안정도에 대한 연직 공기 운동의 영향

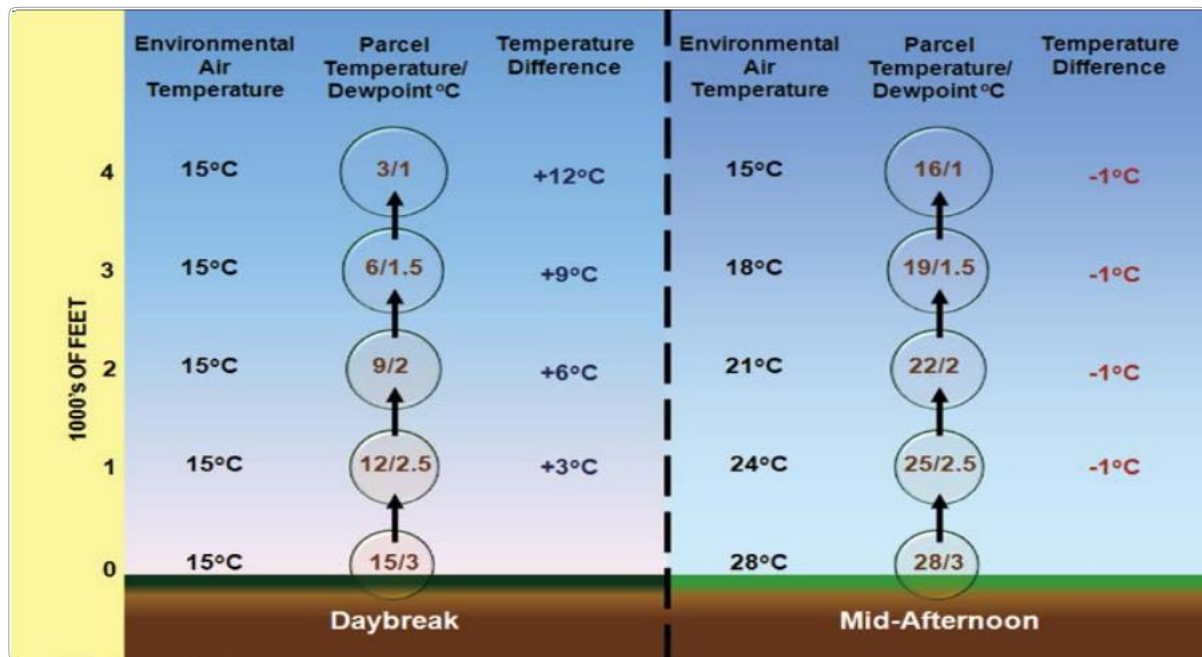
(표 11-1 참조). 그러나 팽창 효과로 인해 상단의 공기 기둥이 하단의 공기 기둥보다 더욱 많이 냉각된다. 이 과정을 통해 공기 기둥은 기온감률이 높아지고 안정도가 감소한다.

하단의 공기가 상단의 공기보다 상대습도가 더욱 높으면 상승하는 공기 기둥이 점차 불안정해진다. 공기가 상승으로 이동함에 따라 하단의 공기는 포화 상태에 빠지며, 보다 적은 습윤단열감률로 인하여 냉각된다(11.2 참조). 이와 같은 과정은 결과적으로 공기 기둥 내에서 감률을 증가시키고 안정도를 감소시킨다. 이 과정을 대류 불안정이라고 하며, 뇌우 발생과 깊은 관련이 있다.

12.4.3 안정도와 온도의 일변화 영향 (Diurnal Temperature Variation Effects on Stability)

주간과 야간의 온도 변화(그림 12-8 참조)는 대기안정도 변화에 중요한 영향을 줄 수 있다. 낮의 지표면 가열은 기온감률을 높이고 안정도를 감소시킨다. 반대로, 야간의 지표면 냉각은 기온감률을 감소시키고 안정도를 증가시킨다. 공기는 열에 가장 약한 도체이므로 하루 동안에 나타나는 기온 변화는 대류권 하부에서 나타나는 가장 두드러진 기상 현상이다(표 2-3 참조).

주간과 야간의 온도(및 안정도) 변화의 크기는 지표면 유형, 위도, 하늘 상태(예: 구름 및 오염 물질), 공기의 수증기 함량, 그리고 풍속에 의해 일차적으로 영향을 받는다. 기온 변화가 최대화되는 조건은 맑은



[그림 12-8] 안정도에 대한 일 기온 변화의 영향

하늘에 건조하고 가벼운 바람이 있으며, 저위도의 육상에서 나타난다. 반대로 기온 변화가 최소화되는 조건은 구름이 많은 하늘, 습한 공기 및 강한 바람이 있는 고위도의 넓은 수역이 있는 대양이다.

12.5 안정도 측정 (Measurements of Stability)

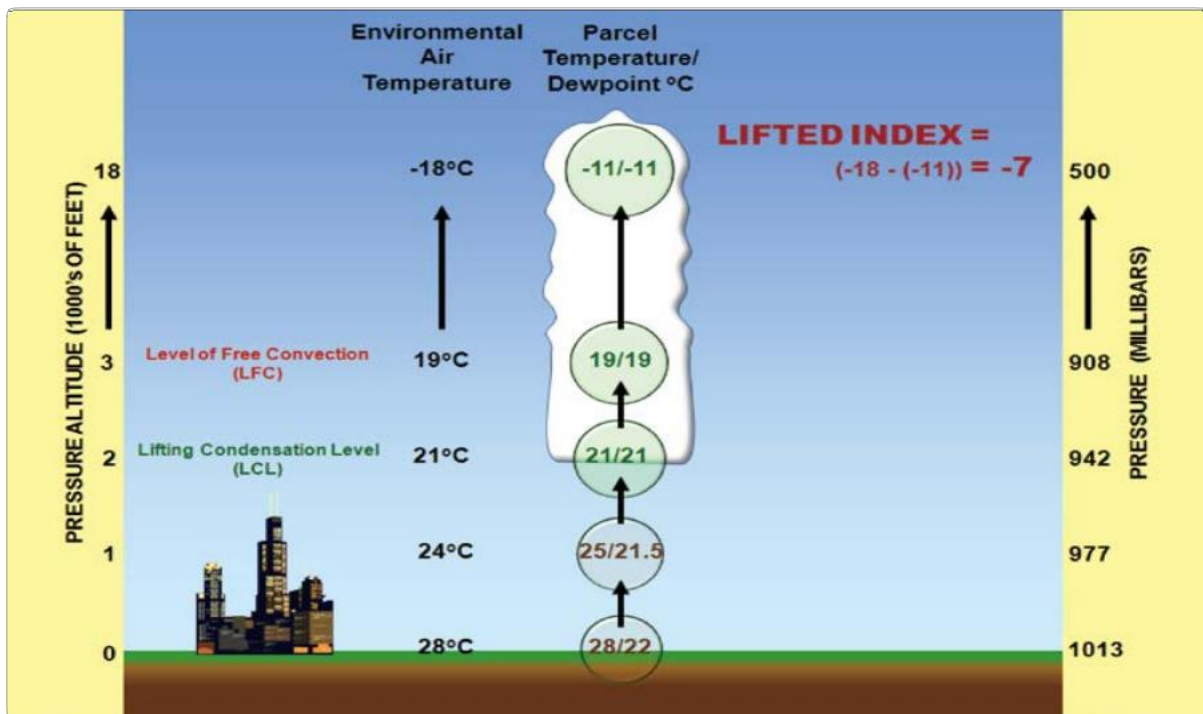
대기 안정도와 대류성 폭풍의 가능성을 평가하기 위한 방법으로 안정도 지수 또는 기타 방법을 적용할 수 있다. 가장 일반적인 방법은 상승 지수(Lifted Index: LI)와 대류 가용 잠재 에너지(Convective Available Potential Energy: CAPE)이다.

대류 가용 잠재 에너지는 공기덩어리가 상승할 때 사용할 수 있는 최대 에너지를 의미한다.

12.5.1 상승 지수(Lifted Index)

상승 지수(그림 12-9 참조)는 단열된 공기덩어리(일반적으로 지표면)와 대기 중 주어진 압력(일반적으로 500hPa)에서 나타나는 환경에서의 온도차이다. 양수 값은 안정된 공기 기둥(각각의 기압에서), 음수는 불안정한 공기 기둥을 나타낸다. 수치가 0인 경우는 공기 기둥의 안정도가 중립임을 의미한다. 상승 지수의 양(음)의 값이 클수록 대기의 기둥이 안정(불안정)하다는 것을 의미한다.

상승 지수는 일반적으로 뇌우 예보에 사용되는 반면, CAPE는 불안 정도를 측정하기 위하여 사용된다. 그러나 상승 지수는 컴퓨터를 사용하지 않고도 쉽게 산출할 수 있는 장점이 있다.



[그림 12-9] 상승 지수의 예

12.5.2 대류 가용 잠재 에너지(CAPE, Convective Available Potential Energy)

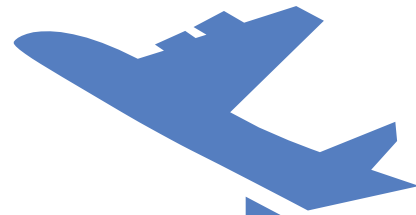
CAPE는 상승하는 공기덩어리가 대류를 위해 사용할 수 있는 최대 에너지의 양이다. CAPE는 탐측(sounding)을 통해 관측된 자유대류고도에서의 공기덩어리가 가지는 포화단열선, 건조단열선, 그리고 포화 혼합비선 등의 특성으로 표현된다. 단위는 공기 kg당 joules(J/Kg)이다. 1kg당 0joules보다 큰 값은 공기의 불안 정도와 뇌우의 가능성을 제시하는 것이다.

CAPE는 상승기류 내의 최대 잠재 연직 속도와 직접적으로 연관된다. 따라서 높은 값의 CAPE는 강한 상승기류를 가질 수 있는 잠재성을 의미한다. 천둥 번개가 치는 환경에서 관측된 값은 종종 1kg당 1,000 joules를 초과하며, 극단적인 경우 1kg당 5,000joules를 초과할 수도 있다.

12.6 요약(Summary)

대기 안정도는 공기의 연직 운동에 영향을 주므로 날씨의 변화와 관련이 높다. 안정된 공기는 연직 운동을 억제하고 불안정한 공기는 연직 운동을 향상시킨다.

<13장>에서는 안정도가 구름과 강수 유형을 결정하는 과정에 대하여 논의할 것이다.



13장



구름

13.1 개요

13.2 구름 형성

13.3 구름 고도

13.4 구름 형태

13장 구름

13.1 개요(Introduction)

구름은 지표면 위 대기의 미세한 물방울과 얼음 입자의 가시적인 집합체이다. 안개와 구름의 차이는 안개는 지표면에 닿아 있고, 구름은 지표면 상공에 위치해 있다는 것이다. 구름은 공기의 움직임, 안정도 및 습기에 대한 정보를 제공하는 하늘의 꾀말과 같다.





구름에 대한 정보는 조종사가 기상 조건 및 잠재적인 기상 위험을 시각화하고 판단하는 데 도움을 준다. 공기의 지속적인 상승기류로 수증기가 응결되거나, 또는 안개의 가장 낮은 층의 증발의 결과로 인하여

대기에서 구름이 생성된다. 약한 강도보다 강한 강도의 강수를 생성할 수 있는 조건으로 수직적으로 두꺼운 구름을 형성할 수 있는 공기의 상승기류가 요구되므로, 이 장에서는 구름의 생성과정에 초점을 두고 서술하고자 한다.

13.2 구름 형성(Cloud Forms)

지구 대기에서 외견으로 관찰되는 구름의 네 가지 형성 유형은 다음과 같다(표 13-1 참조).

[표 13-1] 구름 형성

 권운 형성	20,000ft(6,000m) 이상의 고도에서 형성되고 일반적으로 얼음 결정으로 구성됨. 높은 고도의 구름은 전형적으로 얇고 흰색이지만 태양이 수평선에 있을 때 색상을 형성할 수 있음. 권운은 일반적으로 쾌청한 날씨에 발생하며, 형성 고도에서 공기 이동 방향을 제시함.
 난층운 형성	Nimbus는 라틴어로 '비'를 의미함. 이 구름은 일반적으로 7,000~15,000ft(2,100~4,600m) 사이에 형성되며 지속적 강수를 보임. 구름이 두꺼워지고 비가 떨어지기 시작하면 구름의 바닥은 지표면으로 낮아지는 경향이 있음.
 적운 형성	희고 보풀보풀한 솜덩이 또는 수북하게 쌓인 솜덩이처럼 보이며 대기 중에 일어나는 공기의 연직운동 또는 열 상승을 보여주는 구름. 응결과 구름 형성이 시작되는 수준은 평평한 구름 기둥으로 표시되며 높이는 상승하는 공기의 습도에 따라 달라짐. 습기가 많을수록 구름 기저가 낮아짐. 적운 형태의 구름 상부는 6만ft(18,000m) 이상에 도달할 수 있음.
 층운 형성	Stratus는 "층" 또는 "담요"의 라틴어임. 이 구름은 전체 하늘을 담요처럼 덮을 수 있는 특징 없는 낮은 층으로 구성되고 일반적으로 회색의 어두운 날씨를 초래함. 구름 기저는 지상에서 불과 몇 백 피트 떨어져 있음. 언덕과 산 너머로 안개로도 볼릴 수 있음. 또한 낮에 지표면 가열로 인해 안개가 지표면으로부터 들어올려지면서 낮은 층운을 형성함.

13.3 구름 고도(Cloud Levels)

전통적으로 구름이 존재하는 대기는 상층운, 중층운, 하층운의 세 가지 고도로 나눌 수 있다(표 13-2 참조). 각 고도는 특정 유형의 구름이 가장 자주 발생하는 높이의 범위로 정의된다. 구름의 고도는 중첩될 수 있으며, 고도의 한계는 위도에 따라 다르다. 세 고도에 대한 높이는 다음과 같다.

[표 13-2] 지표면과 운저의 고도

고도	극 지역	온대 지역	열대 지역
상층운	10,000-25,000ft (3-8km)	16,500-40,000ft (5-13km)	20,000-60,000ft (6-18km)
중층운	6,500-13,000ft (2-4km)	6,500-23,000ft (2-7km)	6,500-25,000ft (2-8km)
하층운	Surface-6,500ft (0-2km)	Surface-6,500ft (0-2km)	Surface-6,500ft (0-2km)

13.4 구름 형태(Cloud Types)

구름 형태(종류)는 각 고도별로 나눌 수 있다. 이 장에서는 구름 형태(아래에 있음)에 대한 정의는 상세하게 서술하지 않고, 다만 주요한 유형 및 특징, 그리고 다소 유사한 외형으로 관측되는 구름들을 구분할 수 있는 필수적 특징에 한정하여 설명하고자 한다.

구름은 특정 고도에서 관측 지점을 기준으로 식별된다. 해수면에서 산 정상에 덮고 있는 층운을 관측할 수 있다.

그러나 그 산 정상에서 관측하면 같은 구름은 안개로 보고된다. 이와 같은 현상의 예외에는 산 위에서의 적운 또는 적란운 구름이 있다. 적운 또는 적란운은 수직운으로 분류할 수 있다. 즉 적운 또는 적란운은 하층운의 고도에서 관측되지만, 상층운의 고도까지 확장하여 수직으로 발달한다. 하층운은 일반적으로 6,500ft(2,000m) 이하의 운저를 가지고 있지만, 산 정상에서 관측되었다면 하층운의 기저는 12,000ft(3,600m)이거나, 해발고에 가까운 특정한 위치에 비해 상대적으로 더 높을 수 있다. 그러나 산 위에 위치했기 때문에 어떤 경우에는 적운 또는 적란운으로 보고될 수 있다.

13.4.1 상층운(High Clouds)

상층운에는 권운(Cirrus: Ci), 권적운(Cirrocumulus: Cc), 그리고 권층운(Cirrostratus: Cs) 등이 있다. 외관이 얇고 흰색으로 관찰되지만, 태양이 수평선에 있을 때 웅장한 색 배열이 나타날 수 있다. 상층운은 얼음 결정으로 구성되어 있다.

13.4.1.1 권운(Ci, Cirrus)

권운(그림 13-1 참조)은 흰색 패치, 또는 좁은 밴드의 흰색, 섬세한 필라멘트 형태의 구름이다. 이 구름은 머리카락과 같은 섬유질 모양이며 부드러운 광택이 관찰된다.

권운의 얼음 결정입자 중 상당수는 상당한 속도로 낙하할 수 있는 충분한 크기로 구성된다. 그러나 권운의 구름 자체는 항공기에 거의 영향을 주지 않으며 중요한 결빙이나 난기류는 나타나지 않는다.



[그림 13-1] 권운 (Ci)

13.4.1.2 권적운(Cc, Cirrocumulus)

권적운은 얇은 흰색 패치, 시트, 또는 음영이 없는 구름층으로 나타나며 곡물, 잔물결 등의 형태로 매우 작은 요소로 구성되는 상층운 유형이다. 구름의 요소는 병합되거나 분리될 수 있으며 다소 규칙적으로 배열되어 있다.

권적운(그림 13-2 참조)은 매우 과냉각된 물방울, 작은 얼음 결정, 또는 과냉각된 물방울과 작은 얼음의 혼합물로 구성될 수 있다. 대개, 과냉각 수적(水滴)



[그림 13-2] 권적운(Cc)

은 빙정으로 빠르게 변환될 수 있으므로 조종사는 난기류와 착빙을 예상해야 한다. 그러나 권적운이 관찰되는 것은 일반적이지 않으며 권운 또는 권층운으로 보고되기도 한다.

13.4.1.3 권층운(Cs, Cirrostratus)

권층운(그림 13-3 참조)은 일반적으로 섬유질(머리카락과 같은)이지만 때로는 부드러우며 흰 베일로 하늘을 완전히 덮을 수 있고, 부분적 또는 전체적으로 무리(halo) 현상(햇무리 또는 달무리 현상)을 생성한다. 권층운은 때때로 밤에는 거의 식별할 수 없을 만큼 가늘고 투명하다. 태양이나 달 주위에 관찰되는 무리가 유일한 식별 방법이다.

권층운의 층에 대한 조명의 입사각은 식별 특성을 결정할 때 고려되는 중요 요인이다. 해가 높을 때(일반적으로 50° 고도 이상), 권층운은 육지의 물체에 의한 그림자 형성을 막지 못하며, 무리는 완전한 원형일 수 있다. 태양의 각도가 점차 낮아지면, 무리는 단편화되고 광도는 눈에 띄게 감소한다. 태양이 수평선 근처에 있을 때, 권층운은 권운과 구별하기가 불가능할 수 있다.



[그림 13-3] 권층운(Cs)

권층운은 주로 얼음 결정으로 구성되지만 착빙은 거의 없으며, 난기류도 없다.

13.4.2 중층운(Middle Clouds)

중층운에는 고적운(Alto cumulus: Ac), 고층운(Altostratus: As), 그리고 난층운(Nimbostratus: Ns) 등이 있다. 중층운은 일반적으로 물방울로 구성되어 있다. 그러나 영하의 온도에서는 과냉각 수적 또는 얼음 결정으로 구성될 수도 있다. 고층운은 보통 중층에서 관측되지만, 가끔은 상층으로 확장되기도 한다. 난층운은 거의 중층에서 발견되지만 하층 또는 다른 층으로 발달하기도 한다.

13.4.2.1 고적운(Ac, Alto cumulus)

고적운(그림 13-4 참조)은 흰색 또는 회색이며, 둥근 모양, 둥근 덩이, 롤 등으로 나타나는 물결 모양의 면이 있는 층 또는 조각으로 관측된다. 고적운의 요소는 대개 명확하게 설명되어 있지만 부분적으로 섬유질이거나 또는 흐트러져 있을 수 있고, 두 요소가

병합될 수도 있고 나타나지 않을 수도 있다.

고적운을 형성하는 주요 성분은 작은 수적이다. 작은 수적은 선명한 윤곽을 형성시키며 내부적으로는 낮은 가시성을 제공한다. 그러나 매우 낮은 온도에서는 얼음 결정이 형성될 수 있다. 고적운을 통과하여 비행하는 조종사는 난기류와 약한 착빙을 예상해야 한다.

고적운은 태양과 달의 위치를 충분히 밝힐 수 있는 투명한 단일 층이다. 구름은 하늘 전체를 덮지 않으며 개개의 요소는 거의 변하지 않는다. 얇은 고적운은 코로나(Corona)를 형성하기도 한다.

13.4.2.1.1 렌즈형 고적운(Alto cumulus Lenticularis)

일반적으로 Alto cumulus Standing Lenticular (ACSL)로 알려진 렌즈형 고적운(그림 13-5 참조)은 오리온 유형의 구름이다. 이 구름은 종종 어떤 곳에서는 소멸되고, 다른 곳에서 생성되는 것처럼 보인다. 아몬드 또는 파도 구름 모양의 조각을 형성한다. 이와 같은 형성은 대기의 파동에 의해 유발되며, 산악 지형 또는 언덕 지대에서 흔히 볼 수 있다.



[그림 13-4] 고적운(Ac)



[그림 13-5] 렌즈형 고적운 (ACSL)

이 구름은 수천 피트에 불과한 높이의 언덕에 의해 생성될 수 있으며, 바람이 부는 방향으로 60mile(100km) 이상까지 확장될 수 있다. 구름의 요소는 구름의 바람이 불어가는 가장자리에서 형성되며, 증발하는 바람이 불어가는 가장자리로 운반된다. 구름은 일반적으로 고정되어 있거나 천천히 움직인다. 이 구름은 종종 매우 부드러운 외곽선을 가지며 확실한 음영을 나타낸다.

렌즈형 고적운은 파장의 위치를 제시하는 것처럼 보이지만, 반드시 난기류의 강도 또는 상승 및 하강 기류의 강도를 의미하는 것이 아니다. 이것은 구름의 상승과 습도의 영향으로 생성된다. 적절한 수분 공급이 있는 약한 기류에서는 잘 생성된 파장(즉 ACSL 구름)이 관찰되고, 파장이 심하게 형성되어도 매우 건조한 대기에서는 관측되지 않는 경우도 있다.

13.4.2.2 고층운(As, Altostratus)

고층운(그림 13-6 참조)은 회색 또는 푸른색(흰색이 아님)의 시트, 또는 줄무늬의 섬유질, 또는 균일한 모양의 층으로 이루어져 있다. 고층운은 하늘을 완전히 덮는 경우가 많으며, 실제로 수천 평방 마일의 지역을 덮을 수도 있다. 이 구름층은 태양의 위치를 나타내기에 충분히 얇지만, 틈과 돌출이 나타나면 불규칙한 모양과 간격을 갖기도 한다.

고층운은 수백 피트에서 수천 피트의 비교적 큰 수직 범위 내에서 매우 이질적인 미립자로 구성된다. 다음과 같이 구분할 수 있다.

- 1) 상부는 대부분 또는 전체가 얼음 결정체로 구성.
- 2) 중간 부분은 얼음 결정, 눈송이, 그리고 과냉각된 물방울의 혼합물.

- 3) 기저는 완전한, 또는 거의 완전한 과냉각 또는 통상적인 물방울.

이와 같은 다양한 유형이 여러 부분의 조합으로 발생할 수 있지만, 위의 3)과 같은 형태로만 발생하는 경우는 결코 없다. 입자는 가장 두꺼운 부분을 제외하고는 태양을 어둡게 하지 않도록 넓게 분산되어 있지만, 태양의 이미지에 지표면 유리 효과(ground-glass effect)를 부과하고, 정확한 윤곽선이 그려진 그림자가 육지 물체에 투영하는 것을 방지한다. 즉, 햇무리 현상이 발생하지 않는다. 조종사는 난기류를 거의 또는 전혀 느낄 수 없지만, 과냉각 지역에서는 약하거나 중정도 결빙을 예상할 수 있다.

얇은 고층운은 일반적으로 권층운의 베일이 점진적으로 두꺼워지는 것으로 진화한다. 이것은 구름이 성장함에 따라 높이가 증가하는 대부분의 구름과는 달리, 구름의 기저가 낮아짐에 따라 초기의 층운(또는 난층운)이 성장하는 것을 의미한다. 고층운은 회백색 또는 푸르스름한 색이며, 결코 흰색이 아니며, 더 큰 부분은 태양(또는 달)을 드러내기에 충분할 만큼 반투명하다. 육지에 있는 물체는 그림자를 투영하지 않으며 무리 현상은 결코 볼 수 없다.



[그림 13-6] 얇은 고층운(As)

13.4.2.3 난층운(Ns, Nimbostratus)

난층운은 짙은 회색의 구름층이며, 비나 눈이 연속적으로 내리게 하는 구름으로 확산된다. 번개, 천둥, 우박 등을 동반하지는 않는다.

난층운은 때로는 과냉각된 물방울과 빙방울, 또는 눈 결정과 눈송이로 구성되며, 수평 및 수직적으로 넓게 분포한다. 난층운의 두께와 밀도로 인해 태양을 볼 수 없다.

난층운보다 낮은 부근에는 작은 물방울이 없기 때문에, 난층운의 내부에서 희미하고 균 일한 조명을 나타낸다. 또한 난층운의 운저에 대한 설명에는 한계가 있지만, 가시성을 악화시키는 깊은 영역으로 구성되어 있다. 운저에서는 눈이 비에 녹는 현상이 나타날 수 있다.

난층운은 매우 낮은 층운 또는 층적운(stratocumulus)과 병합할 수 있지만, 공식적으로 중층운으로 분류된다. 구름의 분류 기준에서 난층운이 하층운으로 구분되는 경우도 있다. 난층운은 거의 난기류를 형성하지 않지만 빙점 부근의 온도에서는 심각한 착빙을 발생시킬 수 있다.

두꺼운 고층운(altostratus)은 밀도가 높고, 얇은 고층운보다 짙은 회색 또는 푸르스름한 회색을 띠며, 태양 또는 달을 완전히 감출 수 있을 정도로 밀도가 높다. 고층운이 더 두꺼워지고 기저가 낮아지면 강수를 생성하게 되는데, 그 시점이 난층운의 형성이라고 한다.

일부 분류에서 난층운을 하층운에 포함시키기도 하는데, 이는 강수가 지속되는 동안 난층운의 기저가 낮은 고도까지 하강하기 때문이다. 그러나 공식적으로 난층운은 중층운으로 분류된다.



[그림 13-7] 두꺼운 고층운(As) 또는 난층운(Ns)

13.4.3 하층운(Low Clouds)

하층운은 적운(Cumulus: Cu), 탑적운(Towering cumulus: TCu), 층적운(Stratocumulus: Sc), 층운(Stratus: St), 그리고 적란운(Cumulonimbus: Cb) 등이 있으며 물방울로 구성된 저층의 구름이다. 그러나 온도가 매우 낮을 경우에는 과냉각 수적 또는 얼음 결정으로 구성될 수 있다. 적운과 적란운은 일반적으로 기저는 하층에서 관측되지만, 수직 범위가 너무 커서 상부는 중층과 상층에 도달할 수 있다.

13.4.3.1 적운 및 탑적운

(Cumulus (Cu) and Towering Cumulus (TCu))

적운은 일반적으로 밀도가 높고 날카롭고, 비(非)섬유질의 외곽선을 가진 개별적이고 분리된 요소로 형성된 운형이다. 구름의 요소들은 수직으로 전개되어 상승하는 고분, 돔, 또는 탑 모양을 보이며, 상부는 종종 콜리플라워(cauliflower) 모양과 유사하다. 햇볕이 잘 들어오는 부분에서는 화려한 흰색을 보인다. 구름의 기저는 비교적 어둡고 거의 수평이다. 수평선 근처에서, 적운의 수직적인 발달은 종종 개별 구름이



[그림 13-8] 작은 수직 발달의 적운(Cu)

병합되는 것처럼 보인다. 강수가 발생하면, 일반적으로 소나기가 내린다. 바람과 조명(illumination) 등과 같은 다양한 효과로 인하여 위에서 서술한 특성에 변화를 제공하기도 한다. 적운은 큰 밀도의 작은 물방울로 구성되며 과냉각이 자주 발생한다. 구름 안에는 더 큰 물방울이 형성되어 구름이 발달함에 따라 비나 꼬리구름(virga: 구름에서 떨어지는 물이나 얼음 입자이지만, 지표면에 도달하기 전에 증발하면서 보이는 구름 줄기)이 지표면으로 떨어질 수 있다. 얼음 결정 형성은 충분히 낮은 온도, 특히 구름이 수직으로 발달함에 따라 상부에서 일어난다.

수직으로 발달하지 않는 적운의 경우, 약간의 난기류는 나타나지만 심각한 결빙은 일어나지 않는다. 그러나 조종사는 탑적운(즉 중(中)정도나 강하게 발달한 적운)에서 매우 강한 난기류, 그리고 영하의 온도에서는 확실하게 착빙이 생긴다는 것을 예상해야 한다. 탑적운은 뇌우의 첫 단계로 설명되기도 한다. 적운 형성은 구름이 진화하면서 나타나는 흐릿한 반점이 선행되는 경우가 있다. 완전한 적운이 형성되면, 구름은 뚜렷한 수평 기저와, 평평하거나 약간 둥근 상판을 가지고 있다. 발달 단계에서 적운은 대기 날씨



[그림 13-9] 탑적운(TCu)

의 영향을 확실하게 받는 것으로 알려져 있다. 맑은 아침에 지표면이 태양의 영향으로 급격히 뜨거워지면서 적운이 형성될 수 있다. 해안 근처에서 형성되는 적운은 낮과 밤의 영향에서 달리 나타난다. 낮에는 해풍에 의해 육지에 형성되고, 밤에는 육풍에 의해 해면 위에 형성될 수 있다.

13.4.3.2 층적운(Sc, Stratocumulus)

층적운(그림 13-10 참조)은 층상(層狀)을 이루는 층운 계통의 구름이다. 주로 회색, 또는 희끄무레한 층, 또는 조각 형태이다. 어두운 부분이 많으며 꼬리 구름에서는 예외이지만, 섬유질 형태를 보이지 않는다. 구름의 요소는 모자이크, 둥근 롤 모양 등이다. 구름 요소는 병합되기도 하고, 병합되지 않을 수도 있다. 일반적으로 규칙적인 그룹, 선, 또는 기복으로 정렬되어 단순한(때로는 교차 패턴) 물결무늬의 모양을 보인다. 구름 요소는 일반적으로 평평하고 부드럽고 크다. 구름이 수평선 위의 30° 이상의 각도에서 관측되는 경우, 층적운의 요소들은 5°보다 큰 각도를 가진다. 층적운의 요소 구조가 동일한 층으로 연속적일 때는 실제보다 더욱 낮은 밀면에 형성되어 있다. 층적운은 작은 물방울로 구성되지만, 때로는 큰

물방울, 부드러운 우박, 또는 드물기는 하지만 눈송이를 수반한다. 일반적인 조건에서 얼음 결정은 너무 흐려서 구름에 섬유질을 부여하지 못한다. 그러나 극도로 추운 날씨에 얼음 결정은 풍부한 꼬리 구름을 생성할 만큼 충분할 정도의 양을 가질 수 있으며, 때로는 햇무리 현상까지도 일으킬 수 있다. 가장 높은 액체 수분 함량은 구름 상부에 있으며, 온도가 아주 낮을 경우에 착빙 위험이 가장 높다. 특히 꼬리구름은 매우 낮은 온도에서 구름 아래에 형성될 수 있다. 층적운에서는 강수가 거의 발생하지 않는다. 조종사는 영하의 온도에서 경도 수준의 난기류와 착빙의 가능성을 예상할 수 있다. Ceiling과 시정(視程)은 낮은 층운보다 비교적 좋다.

층적운은 하나 또는 그 이상의 고도에서 둥근 질량 또는 롤로 구성된 조각이나 층으로 나타난다. 구름은 회색이거나 희끄무레하며 항상 어두운 부분이 있다. 때로는 요소가 병렬 대역에 놓이는 경우도 있다. 원근법 때문에 층적운은 지평선 쪽으로 수렴하는 것처럼 보일 수 있다. 드문 현상이기는 하지만, 렌즈 모양이나 아몬드 형태로 나타날 수도 있다.



[그림 13-10] 층적운(Sc)

13.4.3.3 층운(St, Stratus)

층운(그림 13-11 및 그림 13-12 참조)은 상당히 균일한 운저를 가진 회색층 형태의 구름이다. 층운은 보통 강수량을 생산하지 않지만, 강수가 발생하면 이슬비, 얼음 결정, 또는 눈 알갱이와 같은 미세한 입자 형태를 보인다. 층운은 비정형 조각 또는 구름 조각 형태로 관찰되기도 한다. 이 경우 빠른 변환이 나타나는 것이 일반적인 특징이다.

태양이 구름을 통해 보일 때, 윤곽의 식별이 분명하다. 태양 원주 둘레의 영역에서 층운은 매우 희게 보일 수 있다. 태양으로 멀리 있고, 구름이 태양을 가릴 수 있을 정도로 충분히 두꺼울 때, 층운은 약하고 균일한 빛의 밝기, 즉 휘도(luminance)를 보인다. 층운의 미립자는 매우 균일하며 비교적 넓게 분산된 물방울로 구성되지만, 낮은 온도에서는 얼음 결정(일반적인 경우는 아님)으로 구성되는 경우도 있다. 햇무리 현상은 낮은 온도에서 얼음 결정이 나타나는 경우에 발생할 수 있다.

층운에서는 난기류가 거의 없지만, 온도는 심한 착빙을 일으킬 수 있을 정도로 낮다. 층운이 안개와 강수를 함께 동반할 때, 시계 비행에 어려움을 초래할 수 있다. 층운은 하층운으로 대체로 회색, 일정한



[그림 13-11] 층운(St)



[그림 13-12] 악천후의 편층운(Stratus Fractus: StFra) 및 조각적운(Cumulus Fractus: CuFra)

특색 없는 단일층으로 관측된다. 때로는 어둡거나 위협적일 수도 있지만 약한 강수를 제공할 뿐이다. 이와 같은 특성은 비, 눈, 또는 얼음 알갱이를 생성하는 난층운과 쉽게 구별된다. 안개는 바람의 증가 또는 온도의 상승으로 층운의 위로 상승하기도 한다. 층운은 비교적 얇은 편이며, 태양이나 달의 둘레에 명확한 윤곽선을 보이는 경우도 있다.

이러한 낮은 고도의 불규칙한 조각의 구름은 강수가 발생하기 전, 강수가 내리는 도중, 그리고 강수가 내린 후 잠시 동안에 다른 유형의 구름과 항상 함께 나타난다. 이 구름들은 낮은 고층운(As) 또는 난층운(Ns)의 운저에서 발생하기도 한다. 또한 적란운(Cb)과 침강하는 적운(Cu) 아래에서도 발생되며, 집합적인 조각구름으로 알려져 있다.

13.4.3.4 적란운(Cb, Cumulonimbus)

적란운(그림 13-13 및 그림 13-14 참조)은 격리된 구름, 또는 분리된 상부가 있으며, 벽을 세운 것과 같이 발달하는

밀도가 매우 높고 수직적으로 형성되는 구름 유형이다. 산 또는 거대한 탑으로서 적어도 상부의 일부는 일반적으로 매끄럽고 섬유질이 풍부하고 줄무늬가 있으며, 권계면에 접근하면 거의 평면을 보인다. 상층 부분은 대개 모루(anvil), 또는 거대한 깃털 형태로 퍼진다. 적란운의 기저에서는 매우 어두운 색상을 보인다. 적란운의 기저에서는 또한 꼬리구름, 강수, 그리고 낮고 울퉁불퉁한 구름이 존재하는 경우가 많다. 물론 그렇지 않은 경우도 있다. 많은 비를 내리는 소나기가 나타난다. 적란운의 구름 내부 또는 구름 사이에서 천둥 번개(뇌전)의 발생이 흔하다: 뇌운(thundercloud), 소나기구름(thunderhead: 적란운의 위쪽 부분만 지칭함) 및 뇌우(thunderstorm)와 관련된다.

적란운은 물방울과 얼음 결정으로 이루어져 있으며, 얼음 결정은 구름의 상부에 존재한다. 또한 큰 물방울, 눈송이, 눈알갱이, 때로는 우박을 포함하기도 한다. 액상 형태는 실질적으로 과냉각일 수 있다. 적란운의 심한 난기류 등은 비행에 많은 위험을 제공한다.

모루가 없는 적란운은 구름 정상 부분이 섬유 모양이거나 또는 모루 형태의 모양으로 발달하지 못한다. 용기된 부분은 줄무늬없이 희끄무레한 모양을 형성하는 경향이 있다. 적란운에서 소나기 또는 뇌우가 발생할 수 있다. 그러나 천둥 번개의 존재는 모루가 없는 적란운과 탑적운을 구분하는 기준이 된다. 적운, 층적운, 그리고 층운에서도 이와 같은 현상은 동일하다.

모루가 있는 적란운의 특징은 멀리서 보았을 때 전체적인 윤곽을 볼 수 있다는 것이다. 거대한 구름 상부는 종종 모루, 깃털 또는 거대한 덩어리와 닮은 섬유질, 또는 줄무늬 구조를 보여 준다. 이 구름은



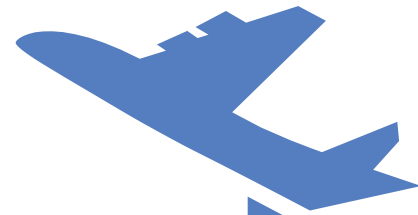
[그림 13-13] 모루가 없는 적란운(Cb)



[그림 13-14] 모루가 있는 적란운(Cb)

고립된 구름 또는 광범위한 벽으로 나타날 수 있으며, 스콜, 우박, 또는 천둥을 동반하는 경우가 많다. 기부 밑에는 매우 어둡고, 깨어진 층운이 형성되며, 스톰(storm)은 지구지표면에서 불과 수백 피트에 불과한 기저부에서 연속적으로 형성되기 위해 병합될 수 있다.

유방운(mammatus)은 특히 돌출형 모루 밑면에 형성될 수 있으며, 특히 태양 고도각이 낮을 때 두드러지게 관찰된다('mammary cloud'를 의미하는 mammatus 또는 mammatocumulus)는 적란운의 기저부가 다른 종류의 부모 적란운에 붙어 있는 세포 모양으로 관찰된다.) 그리고 조밀한 권운(Ci), 고적운(Ac), 고층운(As), 층적운(Sc), 적운(Cu), 그리고 층운(St) 등과 같은 모든 구름이 관측될 수 있다.



14장



강수

14.1 개요

14.2 강수 형성을 위한 필요 성분

14.3 강수의 성장 과정

14.4 강수의 형태



14장 강수

14.1 개요(Introduction)

강수는 액체 또는 고체의 물 입자 형태 중의 하나이며, 대기에서 지표면으로 떨어진다. 강수의 유형은 이슬비, 비, 눈, 얼음 결정, 얼음 알갱이, 우박, 작은 우박, 또는 눈 알갱이 등이 있다.

이 장에서는 강수가 형성되는 조건과 과정, 그리고 강수의 형태 등에 대하여 설명하고자 한다.

14.2 강수 형성을 위한 필요 성분 (Necessary Ingredients for Formation)

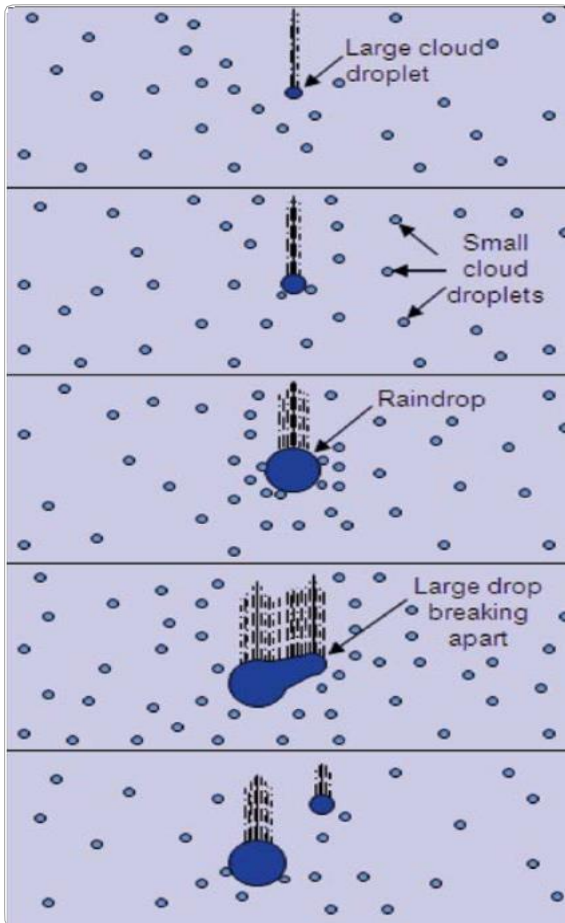
강수 형성을 위해서는 수증기, 수증기를 구름으로 응결시키기에 충분한 양력, 그리고 구름 방울의 부피와 무게를 증가시켜서 강수로 낙하시킬 수 있을 정도의 발달 과정이 요구된다.

강수로서의 의미가 생성되기 위해서는 구름이 적어도 4,000ft이상의 두께는 되어야 한다. 강수량이 많을수록 구름의 두께도 증가한다.

공항의 이착륙에서 강수 보고를 받았다면, 구름의 두께가 4,000ft이상은 될 것으로 예상해야 한다.

14.3 강수의 성장 과정(Growth Process)

모든 구름은 물을 함유하지만 일부만이 강수를 생성한다. 구름 물방울, 또는 얼음 결정은 너무 작기 때문에 강수로 지표면에 떨어질 수 없다. 미세한 크기의 구름 물방울은 낙하하는 속도가 엄청 느리다. 3,300ft(1,000m)의 구름 기저에서 떨어지는 구름 물방울은 지상에 도달하는 데 평균적으로 약 48시간이 소요된다. 구름 기저 아래로 떨어지면 몇 분 안에 증발하므로 지표면에 도달하지 못한다. 구름 물방울(또는 얼음 결정)이 증발(또는 승화)되기 전에, 강수로 지표면에 도달할 수 있을 정도로 커지기 위해서는 두 가지의 성장 과정이 요구된다. 하나는 충돌·병합(collision-coalescence) 과정이며, 다른 하나는 온난우(warm rain) 과정이다(그림 14-1 참조). 이 과정에서 다양한 크기의 구름 물방울과 다른 낙하 속도 사이에서 충돌이 발생한다. 서로 달라붙거나 큰 물방울을 만들기 위해 병합된다. 이 과정을 통하여 방울이 너무 커져서 공중에 매달리지 못하면 비가 되어 지표면에 낙하한다. 이 과정은 결빙 수준이 매우 높은 따뜻한 열대기단에서 나타나는 주요 성장 과정으로 이해된다. 구름 물방울이 너무 작은 경우는 소량의 강수만이 지표면으로 떨어진다.



[그림 14-1] 충돌·응집 또는 온난우 과정

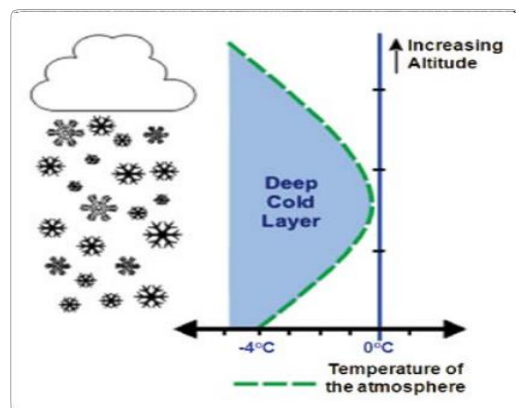
그러나 큰 구름 물방울은 낙하 속도가 빠르므로 빨리 떨어지며, 낙하하면서 작은 물방울과 충돌 병합하여 성장할 수 있다. 또 다른 하나의 과정은 얼음 결정 과정이다. 얼음 결정과 물방울이 함께 존재하는 매우 찬 성질의 구름에서 발생한다. 이 상황에서 수증기가 얼음 결정 위에 직접 부착되기 쉽기 때문에 얼음 결정은 물방울을 침착시키면서 크기가 증가한다. 결정체는 결국 무거워져서 떨어지게 된다.

지표면의 기온이 차가우면 눈이 내릴 수도 있다. 그렇지 않으면 눈송이가 녹으면서 비가 내릴 수 있다. 이것은 중위도 및 고위도 지역에서 나타나는 주요 성장 과정이다.

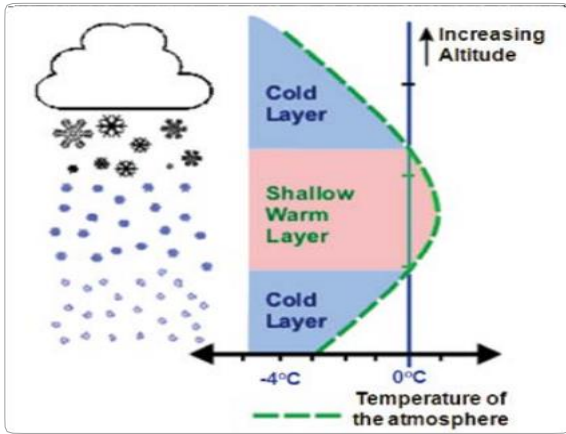
14.4 강수의 형태(Precipitation Types)

지표면에서 관측되는 강수 유형은 온도의 수직 분포에 의해 결정된다. 눈은 대기의 수직 온도가 전체적으로 결빙(0°C) 이하로 유지될 때 발생한다(그림 14-2 참조).

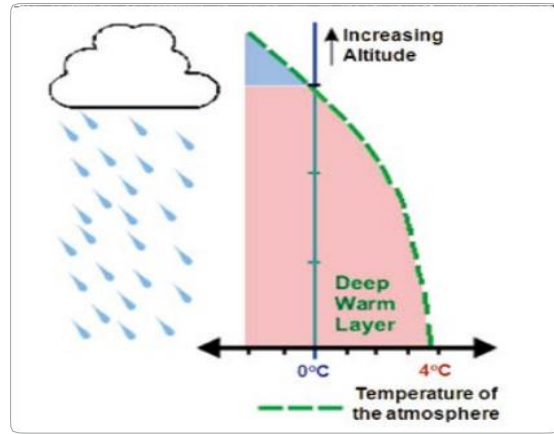
샤라기눈(진눈깨비)은 결빙 온도 이상을 보이는 얇은 층, 또는 지표면에서는 결빙 이하의 낮은 기온을 보이는 두꺼운 층에서 발생한다. 눈이 얇은 따뜻한 층으로 떨어지면 눈송이가 부분적으로 녹는다. 녹은 눈송이는 결빙 이하의 공기로 재진입하기 때문에 얼음 알갱이로 재결빙된다(그림 14-3 참조). 언 비(freezing rain)는 지표면에서 결빙 이하(0°C)의 층이 얇고, 결빙 이상(영상) 온도를 갖는 두꺼운 층에서



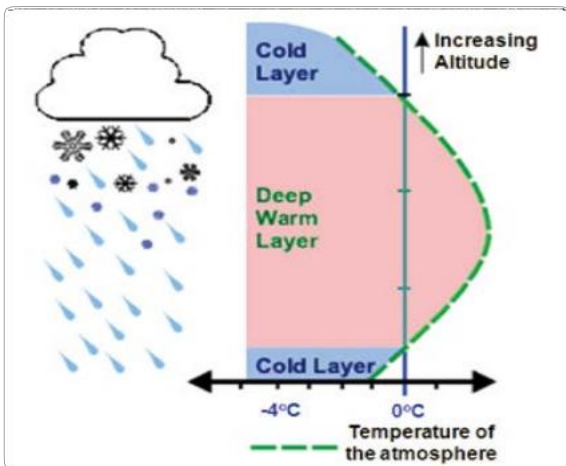
[그림 14-2] 눈의 온도 환경



[그림 14-3] 싸라기눈의 온도 환경



[그림 14-5] 비의 온도 환경



[그림 14-4] 언 비의 온도 환경

발생한다. 비와 눈으로 시작될 수 있지만 따뜻한 층에서는 모두 비로 내린다. 비는 얼어 있는 공기 아래로 떨어지지만 깊이가 얇기 때문에 비가 얼음 알갱이로 얼어붙을 시간이 없다(그림 14-4참조). 지표면이나 노출된 물체와 접촉하면 물방울이 얼어붙는다. 비는 지표면을 기준으로 결빙 이상의 온도층이 두꺼울 때 발생한다(그림 14-5 참조).



15장 ▶▶ 항공기 운항에 영향을 미치는 바람

- 15.1 개요
- 15.2 측풍
- 15.3 돌풍
- 15.4 배풍
- 15.5 풍향의 급변
- 15.6 윈드시어

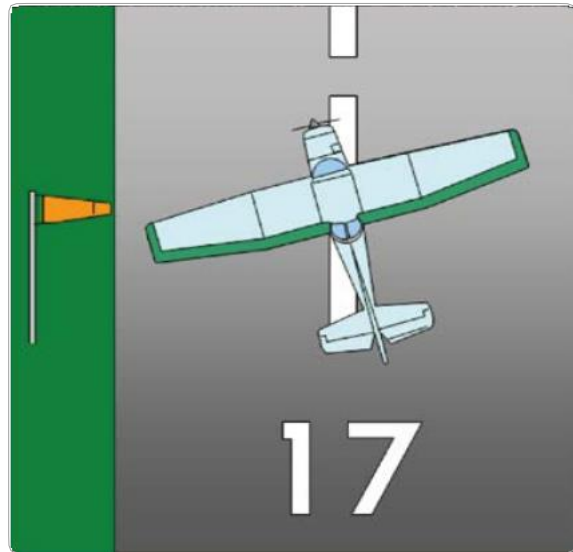
15장

항공기 운항에 영향을 미치는 바람

15.1 개요(Introduction)

항공기 운항에 영향을 미치는 바람(역풍)은 기상과 관련된 사고 발생의 위험이 높은 범주에 해당한다. 이와 같은 역풍에는 측풍, 돌풍, 배풍, 가변풍, 급변풍, 그리고 윈드시어 등이 있다. 이착륙은 모든 비행에서 가장 중요한 과정인데 역풍의 영향에 노출되기 쉽다. 일반적인 비행에서 조종사에게 가장 위험한 바람은 낮은 고도에서의 측풍과 이착륙 과정에서의 임계 값 수준을 초과하는 배풍이다.

이 장에서는 항공기 이착륙에 영향을 미치는 바람의 특성 등에 대해 설명하고자 한다.



[그림 15-1] 측풍

15.2 측풍(Crosswind)

측풍은 항공기 기수 방향에 직각으로 부는 바람이다. 측풍에 의해 생성된 드리프트(drift)의 잠재력은 항공기 항법에 중요한 요인이며, 이착륙 시 미치는 영향은 가장 높다. 항공기가 바람에 적응해야 효율적 이착륙이 가능하다. 항공기의 지상 속도가 최소화되고, 활주로의 이륙을 위해 짧은 활주가 요구되는 조건이면, 조종사는 부드러운 착륙을 위해 조정할 수 있는 시간적 여유가 있다. 그러나 바람이 활주로에 직각으로 불게 되면 항공기의 방향 제어에 영향을 받는다. 조종사가 측풍에 대한 올바른 보정을

제공하지 못하면 항공기가 활주로 측면에서 표류하거나 착륙장치에 측면 부하(side load)가 발생할 수 있다. 극단적인 경우, 착륙장치(landing gear)가 파괴될 수 있다(그림 15-1 참조).

15.3 돌풍(Gust)

돌풍은 풍속의 최고와 최저 차이가 10knot이상의 변동을 나타내는 바람이다. 항공기가 바람을 타고 운항하여도 이착륙 중의 돌풍은 조종사에게 문제가 될 수 있을 정도의 대기속도 변동을 초래한다.

돌풍은 속도를 증가시켜 부력을 증가시키게 되므로 항공기가 일시적으로 위로 올라갈 수 있다. 또한 돌풍이 멈추면 갑자기 속도가 감소되면서, 이로 인한 부력 감소는 항공기를 가라앉힌다. 터치다운 시점에서 돌풍은 안전한 착륙을 방해하는 위험 요소이다.

15.4 배풍(Tailwind)

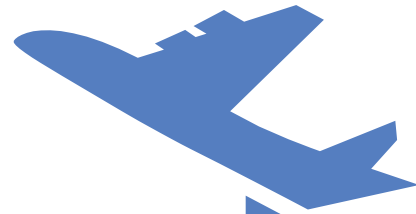
배풍은 항공기 뒤에서 흔들림을 제공할 수 있는 바람이다. 배풍은 이착륙에 위험을 제공할 수 있다. 충분한 양력(揚力)을 발생시키기 위해서는 높은 지상 속도가 필요한데, 배풍은 항공기의 활주 길이를 보다 길게 요구하는 원인이 된다. 또한 초기 이륙 중의 낮은 이륙 각도는 활주로 끝의 장애물을 넘을 수 없는 위험을 제공할 수 있다. 또한 항공기 착륙 시에는 높은 지상 속도에서 터치다운되므로 보다 긴 착륙 활주가 요구된다. 바람은 이착륙 수행에서 항상 고려되어야 하는 요인이다.

15.5 풍향의 급변(가변풍/급변풍) (Variable Wind/Sudden Wind Shift)

가변풍은 풍향을 빈번히 바꾸는 바람이며, 급변풍은 풍향이 좁은 영역에서 갑자기 바뀌는 바람이다. 둘 다 모두 낮은 풍속에서도 이착륙에 어려움을 제공할 수 있다. 맞바람이 갑자기 측풍 또는 배풍이 될 수 있다.

15.6 윈드시어(Wind Shear)

윈드시어는 풍속 또는 풍향의 변화인데, 주로 수직적으로 발생한다. 윈드시어 프로파일의 특성은 항공기의 이착륙 시 충격을 결정하는 중요한 요인이다.



16장 ▶▶

날씨, 시정 장애, 실링, 산악 장애

16.1 날씨와 시정 장애

16.2 저(低)실링과 산악 차폐

16장

날씨, 시정 장애, 실링, 산악 장애

16.1 날씨와 시정 장애 (Weather and Obstructions to Visibility)

날씨와 시정 장애 요인은 안개, 박무, 연무, 연기, 강수, 높날림 눈, 먼지 폭풍, 모래 폭풍, 화산재 등이 포함된다.

16.1.1 안개(Fog)

안개는 지면을 기반으로 한눈에 보이는 미세한 물방울 덩어리이며, 수평 시정을 5/8법정마일(1km)미만으로 감소시킨다. 이슬비와 달리, 안개는 땅으로 떨어지지 않는다. 안개는 구름과 차이가 있는데, 안개는 지면에 기초하고 있고 구름은 지면 위(51ft)에 있다. 구름 물방울은 기온이 영하일 때 액체로 남아 있을 수 있다. 안개는 물방울로 구성되어 있고, 결빙 이하의 온도에서 발생하는 안개를 빙무(언 안개)라 한다. 안개가 너무 얇아서 6ft(2m) 높이에서 시정 장애 현상이 발생하지 않는다면 단순히 얇은 안개(땅안개)라 한다.

안개는 온도와 이슬점이 같거나 거의 동일할 때 형성된다. 이는 이슬점(복사안개, 이류안개 또는 활승안개 생성) 이하로 공기를 냉각될 때, 또는 수증기를 추가하고 이슬점을 높임으로써(전선 안개 또는 증기 안개를 생성함) 발생한다. 안개는 온도-이슬점 차이가 2°C(4°F) 이상일 때 잘 발생되지 않는다.

16.1.1.1 안개 종류(Fog Types)

안개 종류는 생성 기능에 따라 명명된다.

(1) 복사안개(Radiation Fog)

복사안개(그림 16-1 참조)는 안개의 일반적인 유형이며, 복사냉각으로 이슬점까지 혹 그 이하로 기온이 낮아질 때 육지에서 생성된다. 따라서 복사안개는 일반적으로 야간에 발생하며 해가 뜨기 전까지는 종종 사라지지 않는다.

복사안개는 상대적으로 얇은 안개이다. 하늘 전체를 차폐할 만큼 짙게 발생하거나 하늘의 일부만 차폐 되기도 한다. 지면 안개는 지면 근처에 국한된 복사안개의 한 형태이다.

복사안개 형성에 유리한 요소는 1)건조 공기층 아래에 비교적 습윤한 공기가 존재하고 2)구름이 없을 것, 그리고 3) 지면 바람이 약해야 한다. 지구복사는 지표면을 냉각시키고 지표면과 접촉한 공기를 냉각시킨다.



[그림 16-1] 복사안개

공기가 이슬점까지 냉각되면 안개가 형성된다. 비가 땅을 적시고, 하늘이 맑아질 때 복사안개는 다음날 아침에 자주 발생한다.

수면은 야간에 복사냉각이 적기 때문에 복사안개는 육지에 국한된다. 바람이 없으면 얇게 생성된다. 약 5knots(kts) 이상의 바람은 공기를 혼합하여, 더 높은 층까지 냉각이 확산되면서 안개를 깊게 한다. 강한 바람은 안개를 분산시키거나, 혼합층의 상단에 형성된 층운이 있는 훨씬 더 높은 층까지 공기를 혼합한다. 땅안개는 일반적으로 해가 뜨면 오히려 급속하게 소산되며, 복사안개는 안개 위에 구름이 덮이지 않으면 일반적으로 정오 전에 소산된다.

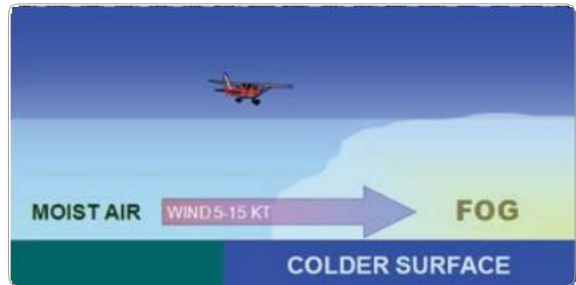
특히 야간 냉각이 모든 안개를 강화하기 때문에 복사안개와 다른 유형의 안개를 구별하는 것이 어려울 수 있다.

(2) 이류안개(Advection Fog)

이류안개(그림 16-2)는 습윤한 공기가 차가운 지면 위로 이동하고, 이슬점 아래로 그 공기가 냉각될 때 형성된다(그림 16-3). 이 안개는 해안 지역에서 발생하지만 종종 내륙 안으로 이동한다. 바다에서 이를



[그림 16-2] 이류 안개



[그림 16-3] 이류 안개 형성

‘해무’라 한다. 이류안개는 풍속이 약 15kts까지 증가함에 따라 짙어진다. 15kts보다 강한 바람은 안개를 낮은 층운 또는 층적운으로 들어올린다. 미국 서해안은 이류안개에 아주 취약하다. 이 안개는 차가운 바닷물 때문에 해안에 자주 형성되고 바람에 의해 내륙으로 이동한다. 몇 주간 바다 위에 남아 있을 수 있으며, 밤 사이 육지로 왔다가 다음 날 아침에 바다로 후퇴한다. 겨울철, 미국의 중부와 동부 지역의 이류안개는 멕시코만의 습윤한 공기가 북쪽 차가운 땅 위로 퍼질 때 생긴다. 안개는 오대호의 북쪽으로 더 멀리 퍼질 것이다. 북반구의 바다는 차가운 북극 바다를 통해 북쪽으로 흐르는, 따뜻하고 습기 있는 열대 공기의 결과로 여름에 짙은 해무가 빈번하게 발생한다.

조종사는 이류안개를 통과하는 것과 복사안개를 통과하는 것 사이에 거의 차이가 없음을 알 것이다. 또한, 이류안개는 대개 복사안개보다 더 광범위하고 훨씬 더 지속적이다. 이류안개는 주·야간에 상관없이 빠르게 움직일 수 있다.

(3) 활승안개(Upslope Fog)

활승안개는 습도가 높고 안정된 공기가 경사진 지형을 따라 이동할 때 이슬점 이하로 단열냉각이

되어 형성된다. 보다 강한 바람은 안개를 낮은 층운으로 끌어올리는 경향이 있기 때문에 풍속이 5~15kts 인 바람이 활승안개 형성에 가장 좋다.

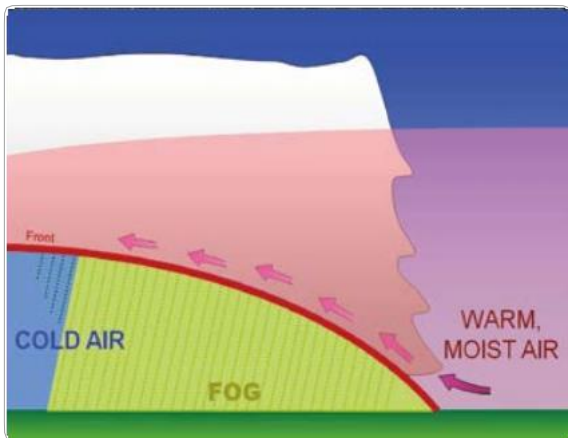
활승안개는 복사안개와는 달리 흐린 하늘 아래에서 형성될 수 있다. 활승안개는 풍(風)상층에서 많이 발생하고, 풍(風)하층에서 다소 덜하다. 활승안개는 종종 상당히 깊고 높은 고도까지 이어진다.

(4) 전선안개(Frontal Fog)

따뜻하고 습한 공기가 전선 위로 갈 때 구름과 강수가 생길 수 있다. 만약 아래의 차가운 공기가 이슬점 근처에 있으면, 강수에서의 증발(또는 승화)이 차가운 공기를 포화시켜 안개를 형성한다.

이런 방법으로 형성된 안개를 전선안개(또는 강수에 의해 유발된 안개)라고 한다. 그 결과는 응결된 물방울의 연속 영역이 지면부터 구름까지 나타난다. 전선안개는 상당히 짙게 끼며 오랜 시간 동안 계속될 수 있다. 이 안개는 넓은 지역으로 확장되어 항공 운항을 완전히 중단시킬 수 있다.

이 안개는 일반적으로 온난전선과 관련이 있지만 다른 전선에서도 발생할 수 있다.



[그림 16-4] 전선 안개 형성

(5) 김 안개(증기무)(Steam Fog)

매우 차가운 공기가 상대적으로 따뜻한 물을 가로질러 이동할 때, 충분한 습기가 수면에서 포화에 이르기까지 증발한다. 상승하는 수증기가 차가운 공기와 만날 때 즉시 재응결되고, 하부로부터 데워진 공기와 더불어 상승한다.

공기가 불안정해지기 때문에 안개는 줄무늬 모양과 비슷한 필라멘트나 연기처럼 보인다. 이 현상을 '김 안개'라 한다. 추운 가을 아침의 호수와 개울에서, 또 겨울에는 차가운 기단이 대륙과 얼음 선반(ice shelves) 밖으로 이동하는 동안 바다 위에서 관찰된다. 김 안개는 종종 매우 얇게 끼는데 이는 증기가 올라오면서 불포화 공기 위에서 재 증발되기 때문이다. 하지만, 그것은 밀도가 높고 넓은 지역으로 확장될 수도 있다.

김 안개는 불안정한 공기의 얇은 층과 관련이 있다. 따라서 조종사는 이 사이를 통과할 때 대류 난기류를 예상할 수 있다. 경우에 따라, 응축된 증기의 기둥이 안개층에서 올라와 회전하는 김 회오리바람(steam devils)을 형성하는데, 이는 내륙에서의 모래 회오리바람(dust devils: 먼지 회오리)과 그 모양이 비슷하다.

16.1.1.2 미스트(Mist)

미스트는 눈에 보이는 미세한 물방울 또는 얼음 결정체를 말한다.

미스트는 풍경을 덮는 얇은 회색의 베일을 형성한다. 안개와 비슷하지만 동일하게 시정을 차단하지 않는다. 미스트는 안개와 연무의 중간으로 간주된다. 또한, 수평 시정이 1000~5000m로 감소되며 상대 습도가 80% 이상이 되며, 동일한 정도는 시야를 가리지 않는다. 그러나 이러한 범주들 사이에는 뚜렷한 경계가 없다.

16.1.3 연무(Haze)

연무는 육안으로 볼 수 없는 극히 작은 입자들이 대기 속에 존재하는 것으로, 공기가 유백색을 띠게 할 정도로 충분히 많다. 그것은 더 짧은 빛의 파장을 산란시킴으로써 시정을 감소시킨다. 연무는 어두운 배경에서 푸른색을, 밝은 배경에서 노란색을 형성한다. 연무는 단지 회색 흐림을 야기하는 미스트에 의해 구분된다. 특정 연무 입자는 상대습도가 증가함에 따라 크기가 증가하여 시정을 크게 감소시킨다. 시정은 질감과 색상을 볼 수 있는 능력을 포함하여 멀리 볼 수 있는 정도를 나타내는 척도이지만, 연무는(시정이 좋을 때와 비교해) 같은 배경을 같은 선명도로 볼 수 없도록 한다.

연무는 안정된 공기에서 발생하며 대개 수천ft 두께이지만, 수직으로 15,000ft(4,600m)까지 확장될 수 있다. 연무 층은 그 위에 명확한 실링을 가지고 있으며, 이는 비행 중인(공대공) 시정이 무제한적으로 보이게 한다. 이 고도, 혹은 이하에서는 경사(공기-지상 간) 시정이 나쁘다. 연무 속의 시정은 조종사가 태양을 향하고 있는지, 아니면 멀어지고 있는지에 따라 크게 달라진다.

16.1.4 연기(Smoke)

연기는 화재, 산업 연소 또는 기타 원인으로 인해 연소하여 생성된 공기 속에 있는 부유물이다. 입자가 25-100mile(40-160km) 이상 이동할 때 연무로 변할 수 있으며 큰 입자는 침전되고 다른 입자는 대기를 통해 광범위하게 산란된다.

연기는 시정을 0으로 감소시킬 수 있을 뿐만 아니라, 많은 화합물이 유독성을 띠며 자극적이다. 가장 위험한 것은 일산화탄소 중독이며, 때로는 시안화수소 및 포스젠(phosgene) 등 질식성 가스의 효과가 더해질 수 있다.

날씨가 맑은 날이면 지표면의 연무나 연기는 낮 동안 시정이 회복된다. 낮 동안에 일사로 인해 지표면이 가열되면 대류성 혼합이 일어나 연무나 연기를 높은 고도로 퍼트려 지표면의 부유물 농도를 낮추기 때문이다. 그러나 시정이 회복되는 데에 걸리는 시간은 안개 소산보다 느리다. 안개는 증발하지만, 연무와 연기는 공기의 움직임에 의해 분산된다. 연무 또는 연기 위에 두꺼운 구름층이 햇빛을 차단한다면 소산을 방해하여 낮 동안 시정은 거의 회복되지 않을 것이다.

16.1.5 강수(Precipitation)

강수는 액체 또는 고체의 물 입자의 형태 중 하나이며, 대기로부터 낙하해 땅에 도달한다. 눈, 비, 이슬비가 강수의 종류이다. 폭설은 시정을 0까지 떨어뜨릴 수 있다. 비는 폭우(소나기)를 제외하고 1마일 미만까지 지상시정을 감소시키지 않는다.

이슬비는 보통 비보다는 시정을 크게 제한한다. 이는 안정된 기단에서 만들어지며, 일반적으로 안개가 동반되는 층운형의 구름에서 비가 내리기 때문이다. 이슬비가 약한 비로 바뀌면, 물방울의 크기가 증가하기 때문에(단위면적당 더 적은 개수의 물방울이 있기 때문에) 시정이 회복된다.

16.1.6 높날림 눈(Blowing Snow)

높날림 눈은 바람에 의해 지표면에서 6ft(2m)이상 높이까지 들어 올려진 눈으로, 수평시정거리가 7SM미만(11km)으로 감소되었다고 보고되었을 정도로 몰아치는 현상이다. 가볍고 건조한 분말 형태의 눈은 바람에 날리는 경향이 가장 크다. 강한 바람은 눈이 50ft(15m) 정도까지 떨어지는 것을 막으며 하늘을 가리고 지상시정을 거의 0으로 만든다. 바람이 줄어들면 시정이 빠르게 회복된다.

16.1.7 먼지 폭풍(Dust Storm)

먼지 폭풍은 광범위한 지역에서 강한 바람과 먼지로 가득 찬 공기가 특징인 악천후이다. 먼지 폭풍은 미세한 입자로 이루어진 토양, 모래와 점토가 풍부한 곳에서 발생하며, 강한 바람에 노출되면 바람에 실려 운반된다. 미세한 입자로 이루어진 토양은 마른 호수 지대(또는 분지 평야: 플라야playas), 범람 평야, 바다 퇴적물 및 빙하 퇴적물에서 흔히 발견된다. 대부분의 먼지는 여러 요인에서 유래한다. 강력한 먼지 폭풍은 먼지 발원지 및 그 부근의 시정을 거의 0으로 감소시키며, 먼지 발원지로부터 멀어지면 시정이 회복된다.

먼지 폭풍은 사막과 같은 불모지의 땅에서 낮 동안 일사로 인해 가열이 극심이 진행될 경우, 먼지가 부유할 수 있을 정도로 불안정한 대기, 즉 난기류가 존재할 경우에 쉽게 발생하는 경향을 띤다. 먼지 입자를 움직이기 위해서 지상 바람은 15노트 이상의 바람이 필요하다. 사막 덮개(desert pavement)라는 촘촘한 암석 조각으로 덮여 있는 사막 표면에 먼지 폭풍이 발생하기 위해서는 35노트 이상의 바람이 불

어야 된다. 먼지 폭풍의 평균 높이는 3,000-6,000ft(약 1km까지)이다. 그러나 종종 15,000ft(4,600m)까지 치솟을 수 있다.

일몰 직후 강한 냉각은 하층 대기를 신속하게 안정시켜, 기온역전이 먼지를 가라앉힌다. 난기류가 없으면 먼지는 일반적으로 시간당 1,000ft(300m)의 속도로 가라앉는다. 먼지가 가라앉기까지 몇 시간이 걸릴 수 있다. 그러나 강수는 대기에서 먼지를 매우 효과적으로 제거한다.

먼지 폭풍 속에서의 항공기 운항은 매우 위험할 수 있다. 시정은 몇 초 만에 0으로 떨어질 수 있으며, 먼지는 또한 엔진의 공기 흡입구를 막거나 손상시키고, 전기광학 시스템에 피해가 수반되며, 조종사 등 탑승자의 건강에 문제를 일으킨다.

조종사 관점에서 관측된 지상 수평 시정에 비해 먼지 폭풍 속의 경사 시정(공기 대 지면)이 일반적으로 더 줄어든다는 사실을 아는 것은 아주 중요하다. 따라서 관측된 수평 시정이 3마일 이상인 경우에도 조종사가 비행장을 확인하지 못할 수도 있다.

16.1.8 모래 폭풍(Sandstorm)

모래 폭풍은 강한 바람에 의해 불어오는 모래 입자이다. 모래 입자는 대부분 10ft(3.5m) 이하에서 제한되어 있으며, 지면에서 50ft(15m) 이상 올라가는 경우는 거의 없다. 모래 폭풍은 먼지 폭풍과 비슷하지만 국지적으로 발생한다. 모래 입자가 먼지 입자보다 크고 무겁기 때문이다. 모래 폭풍은 먼지가 많이 섞이지 않은 모래 언덕이 있는 사막 지역에서 가장 잘 발달된다.



[그림 16-5] 하부브

16.1.9 하부브(Haboob)

하부브는 적란운(또는 뇌우)에서 강하게 형성된 하강 기류로 인해 먼지와 모래를 공기 중으로 격렬하게 들어 올려 발생한 먼지 폭풍이나 모래 폭풍을 지칭한다. 하부브는 대부분 지속 시간이 짧지만, 상당히 강력하다. 먼지 벽은 수평으로는 60mile(100km) 이상 뻗어 나가며, 수직으로는 뇌우의 바닥까지 상승할 수 있다. 강력한 한기의 하강기류로 인해 회오리바람이 자주 발생하여 거대한 먼지/모래 소용돌이를 일으킨다.

16.1.10 화산재(Volcanic Ash)

화산재는 화산에서 유래된 가루 입자로 구성되어 있으며, 오랜 기간 동안 대기 중에 부유할 수 있다. 상층대기로 화산재를 보내는 심각한 화산 분출은 전세계에서 일 년 동안 수 회 발생한다. 공중으로 치솟는 화산재 기둥은 특히 야간이나 계기비행 시 (instrument meteorological conditions: IMC)에 보이지 않을 수 있다. 눈으로 보더라도 화산재 구름과 일반

구름을 시각적으로 구별하기는 어렵다. 화산재는 항공교통관제 레이더에 의해 탐지되지 않는다. 그러나 화산 폭발 초기에 화산재의 농도가 짙어지면 기상레이더에 의해 감지될 수 있다.

화산재 구름 안으로 비행하는 것은 매우 위험할 수 있다. 화산재는 실리카(유리)로 이루어져 있다. 화산재가 제트엔진으로 들어가면 용융되어 터빈날개 및 연료 인젝터(injector) 점화기에 끈적끈적하게 부착되어 버린다.

엔진에 공기가 들어가지 않으면 연료가 점화가 되지 않으며, 엔진이 완전히 정지되기 직전에 천천히 엔진 터빈이 도는 현상(스풀링다운 현상: spooling down)이 일어난 뒤, 엔진이 완전히 꺼진다. 항공기가 화산재 구름을 빠져 나와 더욱 차가운 공기로 비행하게 되면 터빈날개에 식어 굳어 있던 실리카가 제거되고, 이후 다시 날개가 회전하기 시작하면서 엔진실에 공기가 유입되어 다시 점화되게 된다. 피스톤식 항공기는 엔진 동력을 잃을 가능성이 적긴 하지만, 화산재 구름을 지난다면 얼마 지나지 않아 엔진에 심각한 피해가 갈 것이 거의 확실하다. 화산재는 또한 시간당 수백 마일의 속도로 날아가는 항공기에 마모 손상을 일으킨다.

비행기 앞 유리에 충돌하는 화산재 입자는 앞 유리를 마모시켜 서리가 낀 것 같이 조종사의 시야를 흐리게 한다. 샌드 블라스팅처럼 화산재는 날개 앞쪽 부분과 내비게이션 장비, 비행기 정면 코 부분의 페인트 제거와 금속에 구멍을 만든다. 또한 화산재는 항공기 환기 장치, 유압 및 계기, 전자 및 비행 정보 시스템을 오염시킨다. 활주로를 덮고 있는 재는 착륙 유도 장치 혹은 표시를 가리고, 항공기가 이륙 및 착륙 시 필요한 마찰력을 잃을 수 있다.

16.2 저(低)실링과 산악 차폐 (Low Ceiling and Mountain Obscuration)

16.2.1 저(低)실링(Low Ceiling)

층운은 저(低)실링과 관련해 가장 빈번하게 영향을 주는 구름이다. 안개와 비슷하게 층운은 공기 중에 떠다니는 극히 작은 물방울이나 얼음 결정으로 이루어져 있다. 산 위에 있는 관측자는 층운을 보고 안개라고 할 수도 있는데, 층운과 안개는 종종 함께 존재한다. 많은 경우에 안개와 층운 사이에 명확한 구분선이 없다. 오히려, 하나는 점차적으로 다른 하나와 합쳐진다.

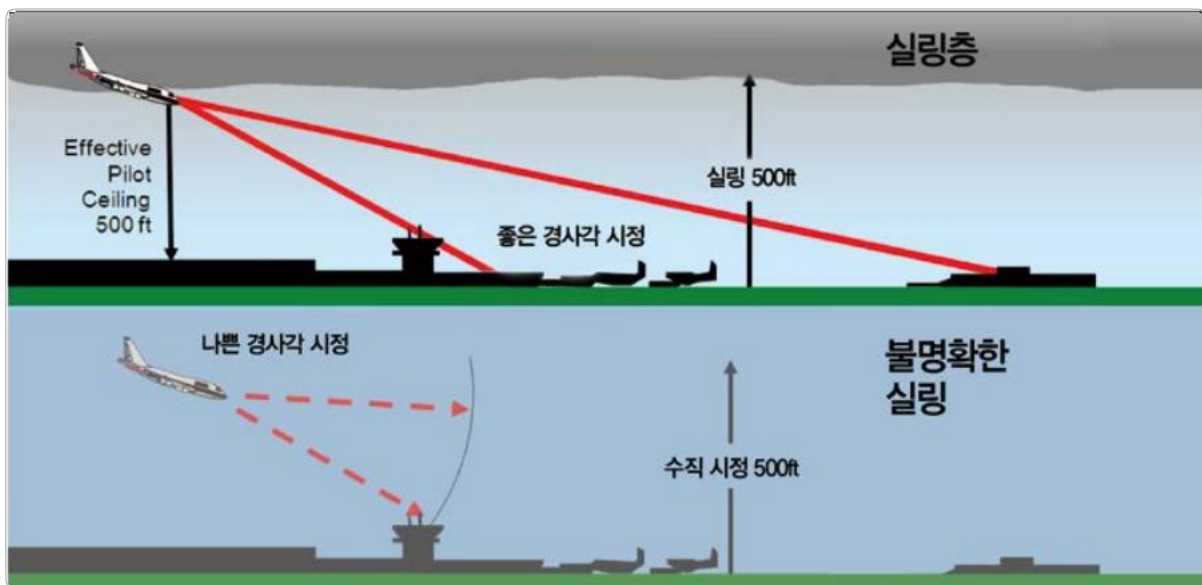
조종사의 시정은 층운 안에서 제로(0)마일이 된다. 지표면에 떠 있는 층운은 일사로 인한 가열로 낮은 아침이나 이른 오후에 운저의 높이가 상승하거나 구름이 소산되는 경향이 있다. 낮은 층운형의 구름들은

습윤한 공기가 차가운 기단과 섞이거나, 온도와 이슬점 차이가 작을 때 발생한다.

모든 실링이 조종사에게 똑같이 위험한 것은 아니다. 명확하지 않은 실링(indefinite ceiling; 또는 운저가 명확히 관찰되지 않는 구름, METAR에서 VV로 표시되는 상태)은 공중에 떠 있는 구름에 의해 만들어진 동일한 실링보다 위험하다. 조종사가 실링 아래로 내려갈 때, 조종사는 아래에 펼쳐진 지표면과 활주로를 모두 볼 수 있다. 하지만, 명확하지 않은 실링은 조종사의 경사 시정(공중 대 지면)을 제한하기 때문에 실링 아래로 내려가더라도 활주로를 볼 수 없다.

16.2.2 산악 차폐(Mountain Obscuration)

산악 장애는 구름, 강수량, 연기 또는 기타 차폐 원인으로 인해 산이나 산등성이 가려진 상태이다.



[그림 16-6] 높은 실링층 vs 불명확한 실링

산이 가려지면 산 너머로 항로가 이어질 때 특히 위험할 수 있다. 산 주변의 큰 고도 변화로 인해 지표 기상 관측이 잘못 전달될 수 있다. 예를 들어, 산 위의 등산객들은 안개를 볼 수 있지만 계곡 아래에 위치한 기상관측소는 시계비행(visual flight rules: VFR)이 가능한 실링으로 전달할 수 있다.



17장



난기류

17.1 개요

17.2 난기류의 원인

17.3 난기류의 요소들



17장

난기류

17.1 개요(Introduction)

항공기의 난기류는 비행 중인 항공기의 불규칙한 움직임으로, 특히 급변하는 풍속의 변화로 동체가 상하로 심하게 요동치는 것이 특징이다. 난기류는 덜컹거리면서 항공기 구조 손상 및 승객의 부상을 일으킬 수 있는 심한 흔들림까지 다양하다. 난기류 강도와 관련된 항공기의 대응 방법은 항공 정보 매뉴얼(Aeronautical Information Manual: AIM)에 설명되어 있다.

17.2 난기류의 원인(Causes of Turbulence)

난기류는 대류성 흐름(대류성 난기류(convective turbulence)로도 칭함), 바람 흐름의 방해물(기계적 난기류(mechanical turbulence)로도 칭함), 그리고 윈드시어에 의해 발생된다.

17.2.1 대류성 난기류(Convective Turbulence)

대류성 난기류는 대류성 흐름과 그에 따른 공기의 상승 및 하강으로 인해 발생한 난기류의 수직 운동이다. 모든 상승 흐름에는 그에 대한 보상 움직임으로 하향 흐름이 있다. 하향 흐름은 상향 흐름보다 넓은 영역에서 자주 발생한다. 따라서 상승 흐름보다

수직 하강 속력이 느리다.

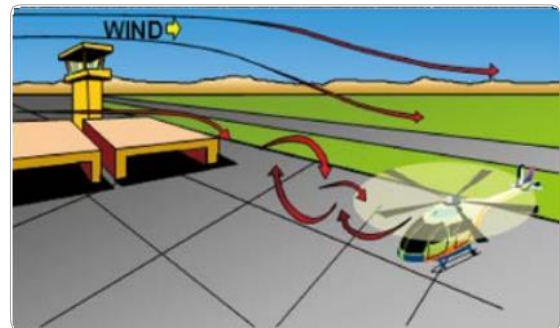
일사에 의한 대류는 따뜻한 여름 오후, 바람이 약할 때 가장 활발하다. 지표면에 위치한 따뜻한 공기 덩어리 안에서 특히 얇고 절대불안정 조건을 가진 가열된 공기를 만드는데, 이 공기가 상승한다. 대류는 지표면 가열이 진행됨에 따라 대류의 강도가 증가하고 상승하는 높이가 높아진다. 모래나 암석으로 덮인 황무지나 경작지와 같은 불모지 표면은 식물로 덮인 땅이나 바다보다 더 뜨거워진다. 따라서 지표면과 그 부근의 공기는 불균등하게 가열된다. 불균등한 가열 때문에 대류 강도는 가까운 거리 안에서도 다양하다.

공기가 위로 상승함에 따라 단열팽창을 하며 냉각된다. 대류성 흐름은 공기 온도가 주위 공기의 온도와 같아지는 고도에 도달할 때까지 계속 상승한다. 만약 그 공기가 포화 상태까지 냉각되면, 적운형 구름이 만들어진다.

화창한 오후에 땅 너머에 흔히 볼 수 있는 울퉁불퉁하게 성장한 구름은 대기 중에서 대류성 난기류를 나타내는 지표이다. 운정은(雲頂) 일반적으로 대류가 일어나는 상한선을 나타낸다. 조종사는 대류운 위의 공기는 안정한 가운데, 대류운 안에서나 아래에서는 난기류를 만날 것으로 예상할 수 있다(그림 17-1 참조). 대류의 높이가 크게 높아질 때, 모루 모양과 같이 꼭대기가 있는 적운과 적란운이 형성된다. 적란운은 위험한 대류 난기류에 대한 시각적 경고를 준다.



[그림 17-1] 대류성 난기류



[그림 17-3] 기계적 난기류



[그림 17-2] 열적 난기류

공기가 너무 건조해서 적은 모양의 구름이 형성될 수 없을 때, 대류 흐름은 여전히 존재할 수 있다. 이는 건조 대류 혹은 열적 난기류라 한다(그림 17-2 참조). 조종사는 난기류를 만날 때까지 이에 대한 존재를 거의 모른다.

17.2.2 기계적 난기류(Mechanical Turbulence)

기계적 난기류는 나무, 건물, 산과 같은 바람의 흐름을 가로막는 장애물에 의해 야기되는 난기류이다. 바람 흐름을 방해하는 장애물은 부드러운 바람 흐름을 복잡한 소용돌이 모양으로 만든다(그림 17-3 참조). 이 지역을 통과하는 항공기는 기계적 난기류를 경험한다.

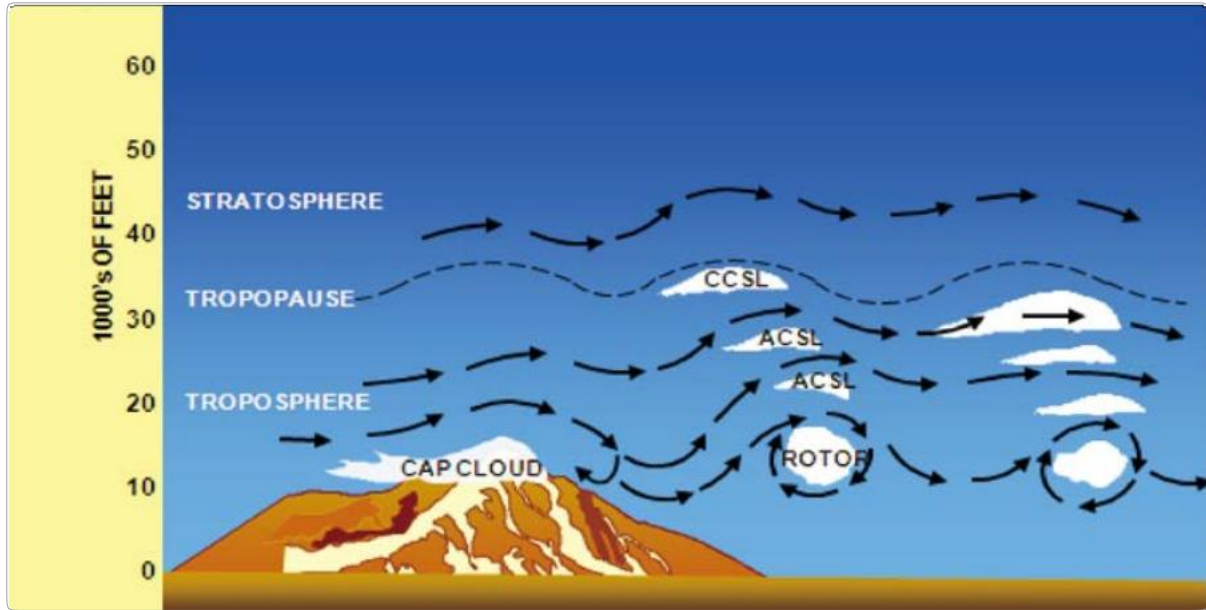
기계적 난기류의 강도는 풍속과 장애물의 거칠기에 따라 달라진다. 바람의 속도가 빠르고 표면이 거칠수록 난기류가 커진다.

바람은 난기류 소용돌이를 아래로 운반한다. 거리는 바람의 속도와 대기의 안정도에 따라 다르다. 불안정한 대기는 안정한 대기보다 큰 소용돌이를 형성한다. 하지만 불안정한 대기에서 소용돌이는 빨리 소산되는 데 비해 안정된 대기에서 발생한 소용돌이는 다소 느리게 없어진다.

17.2.2.1 산악파(Mountain Waves)

산악파(그림 17-4)는 안정된 공기 흐름이 산이나 능선을 지나갈 때 형성되는 대기의 파동형 난기류다. 산악파는 산의 윗부분과 풍(風)하측에서 생성되는 기계적 난기류의 형태이다. 바람이 빠르게 불어 나가는 동안 파동은 거의 고정되어 있다. 산악파는 산맥의 풍하측에서 600마일(1,000km) 이상 확장될 수 있다.

산악파는 극한의 난기류를 만든다. 위치와 강도는 파동의 특성에 따라 다르다. 놀랍게도, 수직으로 전파되는 산악파는 20만ft(60,000m) 이상이라고 기록되어 있다. 산악파는 종종 산맥 너머 풍하측으로 바뀌는 곳에서 격렬한 하강기류가 발생한다.



[그림 17-4] 산악파

때로는 하강 속도가 항공기의 최대 상승 속도를 초과하여 항공기를 산 중턱으로 추락시킬 수 있다. 산악파로 인해 생성된 구름은 산악파가 상승하는 곳에 생기며 파장의 마루에서 생긴다.

가장 특이한 점은 날카로운 가장자리, 렌즈 모양 또는 아몬드 모양의 구름이다.

산 정상 부분에 충분한 수증기가 존재할 때, 산악파는 모자(cap) 구름, 렌즈 권적운(cirrocumulus standing lenticular: CCSL), 렌즈 고적운(altostratus standing lenticular: ACSL) 및 롤 구름(rotor clouds)을 형성한다(그림 17-5 참조). 이 구름은 산의 산악파가 존재한다는 시각적 증거를 제공한다. 그러나 공기가 매우 건조한 경우 이러한 구름이 없을 수 있다.

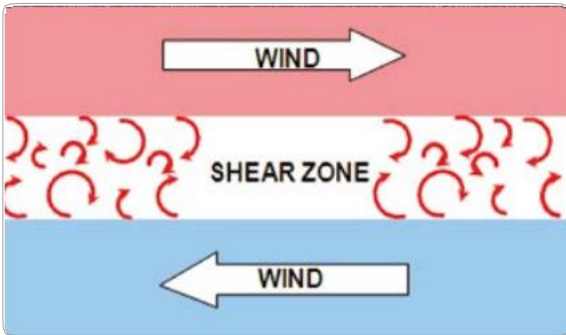
위험한 산악파의 부가적 정보는 위험한 산악파와 시각 지시자(Hazardous Mountain Winds and their Visual Indicators: AC 00-57)를 참조.



[그림 17-5] 산악파 구름

17.2.3 윈드시어 난기류(Wind Shear Turbulence)

윈드시어는 풍향의 변화율이며, 이는 단위 거리당 속도를 포함하기도 한다. 윈드시어는 두 개의 바람 흐름 사이에서 난기류를 발생시킨다(그림 17-6 참조). 윈드시어는 대기의 어느 고도에서든 바람 전향이나 풍속 기울기 둘 중 하나와 연관될 수 있다.

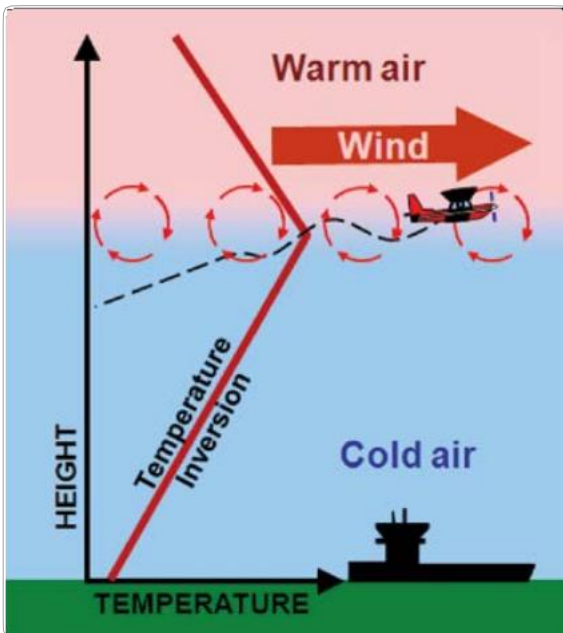


[그림 17-6] 윈드시어 난기류

17.2.3.1 기온역전(Temperature Inversion)

기온역전은 온도가 고도에 따라 증가하는 특정 공기층을 말한다. 이런 역전은 야간의 복사냉각, 전선 구역, 그리고 찬 공기가 계곡에 갇히게 된 곳에 지상 수천 피트 이내에 발생한다.

강력한 윈드시어는 기온역전층에서 종종 발생하며 난기류가 발생할 수 있다.



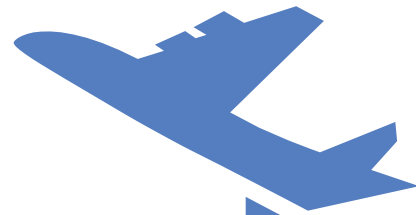
[그림 17-7] 기온 역전에 의한 윈드시어 난기류

17.2.3.2 청천난기류(CAT)

청천난기류는 구름이 없는 높은 고도 (20,000–50,000ft)에서 윈드시어와 연관된 난기류 현상으로, 특히 제트기류의 중심과 제트를 둘러싸고 있는 주변 공기에 종종 경고없이 항공기에 영향을 줄 수 있다. 제트기류가 가장 강한 겨울철에 청천난기류의 빈도가 가장 많고 강도도 가장 강하다.

17.3 난기류의 요소들(Turbulence Factors)

항공기가 난기류에 어떻게 반응하는지는 난기류 강도, 항공기 크기, 날개 하중, 속도 및 항공기 고도에 따라 다르다. 항공기가 빠른 속도로 특정 바람의 흐름에서 다른 바람의 흐름으로 비행하면, 비행기는 가속도의 갑작스런 변화를 경험하게 된다.



18장



착빙

18.1 개요

18.2 과냉각수

18.3 구조 착빙

18.4 엔진 착빙

18장 착빙

18.1 개요(Introduction)

일반적으로 착빙은 물체(특히 항공기)에 만들어지는 얼음의 퇴적물이다. 이는 비행에 있어 주요 위험 기상 중 하나이다. 착빙은 누적되는 위험이다. 항공기가 착빙에 오랫동안 노출될수록 위험은 더욱 악화된다.

18.2 과냉각수(Supercooled Water)

결빙(freezing)은 복잡한 과정이다. 대기 중에 떠 있는 순수한 물은 -40°C 에 도달할 때까지 얼지 않는다. 이런 현상은 물방울의 표면장력이 결빙을 방지하기 때문에 발생한다. 물방울이 작거나 순수한 물일수록 과냉각될 가능성이 높다. 또한, 과냉각수는 '과냉각된 큰 물방울(supercooled large drops: SLD)'로 알려진 물방울로 존재한다. 언 비와 언 이슬비가 내릴 때는 SLD가 일반적이다.

구름의 과냉각 수적 함량은 온도에 따라 다르다.

0°C 에서 -10°C 구름은 주로 과냉각된 물방울로 구성된다. -10°C 에서 -20°C 사이에는 액체 방울과 얼음 결정이 공존한다. -20°C 이하에서 구름은 일반적으로 대부분이 얼음 결정으로 구성된다.

그러나 강력한 수직 상승기류(예: 적란운)는 온도가 -40°C 에 이르는 높은 고도로 과냉각된 물을 운반

할 수 있다. 충분히 냉각되면 과냉각수는 어느 정도의 충격이 가해지면 결빙된다. 이는 비행기가 과냉각된 물방울로 구성된 액체 구름이나 강수를 통과할 때 왜 얼음이 쌓이는지를 설명해 준다.

18.3 구조 착빙(Structural Icing)

구조 착빙은 비행기 바깥에 붙어 있다. 이는 과냉각된 물방울이 기체에 부딪치고 얼 때 발생한다. 구조 착빙은 거친 착빙, 맑은 착빙, 그리고 혼합 착빙의 3가지 유형으로 분류될 수 있다.

18.3.1 거친 착빙(Rime Icing)

거친 착빙은 과냉각된 작은 물방울이 항공기에 충돌한 후 순간적으로 결빙되어 형성된, 거칠고 유백색이며 불투명한 얼음이다. 이것은 가장 자주 보고되는 착빙의 유형이다. 이 유형의 착빙은 지그재그식의 질감이 항공기의 공기역학적 상태를 방해할 수 있기 때문에 위험을 초래한다.

거친 착빙은 보다 차가운 온도, 보다 낮은 수분 함량 및 작은 물방울일 때 잘 형성된다. 이는 물방울이 비행기와 부딪히며 급속하게 얼 때 성장한다. 결빙이 급속하게 진행되어 주변에 있는 공기를 가두어, 구멍이 많고 잘 부러지고(brittle) 불투명하고 유백색

얼음을 형성한다. 착빙은 날개의 앞쪽 가장 자리와 기체의 다른 노출된 부분에서 공기의 흐름을 타고 자란다.

18.3.2 맑은 착빙(Clear Icing)

맑은 착빙은 과냉각된 큰 물방울이 상대적으로 느리게 얼면서 형성되며, 광택이 있고 투명한 얼음이다. 맑은 착빙은 따뜻한 온도, 높은 액체수분 함량 및 큰 물방울이 있는 환경에서 쉽게 발견된다. 맑은 착빙은 일부 과냉각 수적이 즉시 얼어붙는 동안 일부 과냉각 수적은 비행기 표면에 스며들고 이동하여 천천히 얼면서 생긴다. 이 점진적인 결빙 과정에서 기포는 모두 탈출하게 된다. 따라서 맑은 착빙은 거친 착빙보다 투명하며 밀도가 높다. 이 착빙은 항공기 표면에서 얇고 매끄러운 표면처럼 형성되거나 개울이나 물줄기 모양, 방지턱 모양처럼 형성될 수 있다. 맑은 착빙은 여러 가지 이유로 인해 더 위험한 얼음 유형이다. 공기 흐름에 큰 영향을 주는 에어포일(airfoil; 날개 또는 프로펠러)의 상하부 맨 앞부분에 뿔을 형성하는 경향이 있다. 맑은 착빙은 거친 착빙보다 큰 요동과 난기류가 존재하는 영역에서 발생한다. 이 착빙은 투명하여 눈으로 확인하기가 어렵기 때문에 조종사는 이 착빙이 발생하고 있음을 빨리 인식하지 못할 수 있다. 대부분의 경우 제빙장치를 가동하여 거의 완전히 제거되지만, 제빙 또는 방빙 방지 장치를 넘어 착빙이 형성된다면 제거가 어려울 수 있다.

18.3.2.1 과냉각된 큰 물방울(SLD)

비행 운항에 특히 위험한 착빙 유형은 SLD이다. 이들은 영하의 환경에서 직경이 40미크론 이상인

물방울을 말하는데, 이는 언 이슬비(40-200미크론)와 언 비(200미크론)를 포함한다. 이러한 방울은 얼기 직전에 어느 정도 에어포일을 따라 흐를 수 있다. SLD는 욱실 창문 유리처럼 매우 울퉁불퉁하고 고르지 않은 질감의 얼음을 형성하는 경향이 있다.

SLD 얼음은 제빙장치의 범위를 넘어서 에어포일(airfoil)의 후미에서 형성되는 경향이 있다. 따라서 에어포일에 잔류하는 얼음은 계속해서 공기의 흐름을 방해하고, 항공기의 공기역학적 보전성(保全)을 감소시킨다. 에어포일의 하부 및 상부 표면상의 얼음은 소량이라도 공기역학적 특성을 심각하게 감소시킬 수 있다.

또한 잔여 얼음은 에어포일의 상당 부분을 따라 난기류를 발생시킨다. 이 잔류하는 얼음은 비행 중인 항공기의 속도를 감소시키는 스포일러의 역할을 한다. 극단적인 경우, 난기류 및 유동 분리 기포(flow separation bubbles)는 에어포일을 따라 이동할 수 있으며, 의도치 않게 에일러론(ailerons)을 작동시켜 위험하고 불안정한 비행 조건을 만든다.

18.3.3 혼합 착빙(Mixed Icing)

혼합 착빙은 거친 착빙과 맑은 착빙의 혼합물이다. 혼합 착빙은 액체 수분 함량, 온도 및 방울 크기의 변화로 인해 비행기에 거친 착빙과 맑은 착빙 둘 다 형성된다. 혼합 착빙은 측면에서 보았을 때 비교적 투명한 층과 불투명한 얼음층이 함께 나타난다. 혼합 착빙은 항공기에 맑은 얼음과 비슷하게 위험을 초래한다. 공기 흐름을 방해하여 조종 및 성능에 문제를 일으킬 수 있는 뿔 또는 기타 모양을 형성한다. 혼합 착빙은 동체의 더 많은 표면에 퍼져 나갈 수 있으며 맑은 착빙

보다 제거하기 어렵다. 방빙 장치 또는 제빙장치에 의해 보호되지 않은 에어포일 부분에까지 퍼질 수도 있다. 에어포일 후미로 더 넓은 범위에 걸쳐 만들어진 착빙은 유동 분리 기포와 난기류를 야기하며, 이로 인해 항공기의 비행에 있어서 에어포일의 능력이 감소된다.

18.3.4 착빙의 요소(Icing Factors)

구조적 착빙은 여러 가지 요인에 의해 결정된다. 중요도 순에 따라, 착빙 유형 및 심각성과 가장 밀접한 관련이 있는 기상학적 특징은 과냉각 수적 함량 (supercooled liquid water content: SLWC), 온도 (또는 고도) 및 수적 크기이다. 그러나 항공기 종류, 설계 및 디자인, 그리고 속도 또한 중요한 요소이다. SLWC는 착빙에 필요한 물의 양을 결정하는데 중요하다. 가장 많은 경우는 적운형 구름에서 발견되고, 층운형 구름에서는 가장 적다. 그러나 대부분 착빙의 경우, SLWC는 낮다.

착빙의 가능성은 온도에 매우 의존적이다. 착빙이 형성되려면 외기 온도가 섭씨온도 0°C이하여야 한다. 구름이 더 차가워지면서 SLWC는 얼음 결정만 남을 때까지 감소한다.

따라서 거의 모든 착빙은 0°C에서 -20°C 사이의 온도 간격에서 발생하는 경향이 있으며 모든 착빙 보고를 분석한 결과, 약 절반이 -8°C에서 -12°C 사이에서 발생한 것으로 알려져 있다. 고도 측면에서는 10,000ft에 부근에서 가장 많은 빈도로 발생하며, 발생 횟수의 약 절반이 5,000ft-13,000ft 사이에서 발생한 것으로 알려져 있다. 착빙 발생에 있어서 다른 물리적 조건을 고려하지 않은 온도만의 한계는 -40°C인

데, 이는 응결핵이 존재하더라도 과냉각 수적이 얼어붙을 수 있기 때문이다.

일반적으로 거친 착빙은 -15°C보다 추운 곳에서 발생하는 경향성을 보이며 -10°C보다 따뜻할 때 맑은 착빙이, 그 사이의 온도에서는 혼합 착빙이 발생한다. 이는 단지 일반적인 지침일 뿐이다. 착빙의 형성은 액체 수적 함량, 물방울의 크기 및 항공기별 변수에 따라 다양하다.

항공기가 만약 차가운 대기 속에서 오래 있었다면 그 동체는 따뜻한 대기(0°C 이상의 대기) 속에서 도차갑게(0°C 이하) 유지될 수 있다. 예를 들어, 항공기가 추운 날씨에 비행하다 더 높은 온도로 내려가면 기체는 즉시 대기 온도까지 가열되지 않는다. 일부 항공기의 경우, 동체는 착륙한 후에도 0°C보다 차가운 상태를 유지하기도 한다. 동체 안에 연료 탱크가 존재하는(flush-mounted) 항공기는 외기 온도가 0°C 이상인 환경에서도 착빙이 일어나기 쉽다. 이러한 특성은 동체마다 다르므로 조종사가 항공기의 특성의 한계를 인식하는 것이 중요하다.

수적의 크기가 착빙에 영향을 미칠 수는 있지만, 수적의 크기가 구름 입자보다 큰 경우가 아닌 이상(예: 언 이슬비나 언 비), SLWC나 온도보다는 큰 영향이 없다. 수적의 크기는 동체에 의한 수적 충돌 위치에 영향을 미친다. 작은 물방울은 비행기의 에어포일의 앞부분에 충돌하는 경향이 있다. 언 비나 언 이슬비 정도 크기의 큰 수적은 항공기가 만들어 낸 공기의 유선을 따라 흐르면서 에어포일 뒤쪽으로 흘러 충돌할 수 있다.

항공기의 속도는 착빙 유형과 심각성을 결정하는 중요한 기상 요소이다.

과냉각된 수적의 총동률은 속도와 함께 증가하여 착빙의 축적을 증가시키지만, 이와 함께 마찰로 인한 기체 표면의 가열에 의해 효과가 반감된다. 일반적으로 기체의 결빙은 575kts 이상의 속도에서는 무시될 수 있다.

항공기 유형과 디자인 또한 중요한 요소이다. 이러한 특성은 동체마다 다르므로 조종사가 항공기의 특성의 한계를 인식하는 것이 중요하다.

상업용 제트 항공기는 일반적으로 경량 터보프롭 항공기보다 구조적 착빙에 덜 취약하다. 이는 빠른 속도, 강력한 제빙장치 및 온도가 일반적으로 너무 낮아 수적이 빙결되는 고도에서 순항하는 경향이 있기 때문이다. 반대로 비교적 가벼운 터보프롭 항공기는 빙결이 더 흔하고 느린 속도로 더 낮은 고도에서 비행하기 때문에 착빙에 더 취약하다.

18.3.5 층운형 구름 속 착빙 (Icing in Stratiform Clouds)

중고도와 저고도 층운형 구름 속 착빙은 평균적으로 3천~4천ft 두께의 층에 국한되어 있다. 따라서 비행기가 구름 속에 있다 할지라도 수천ft 고도 변경은 항공기를 착빙 조건에서 벗어나게 한다. 착빙의 강도는 일반적으로 흔적만 보이는 정도에서부터 약한 정도이며, 구름의 상부에서 착빙의 강도 최댓값이 발생한다.

거친 착빙과 혼합 착빙은 모두 층운형 구름에서 발견된다. 주된 위험 증상은 층운형 구름이 수평방향으로 넓게 퍼져 있는 것이다. 높은 고도에서 발견되는 층운형 구름(즉 -20°C보다 낮은 온도)은 대부분 얼음 결정으로 구성되어 거의 착빙을 일으키지 않는다.

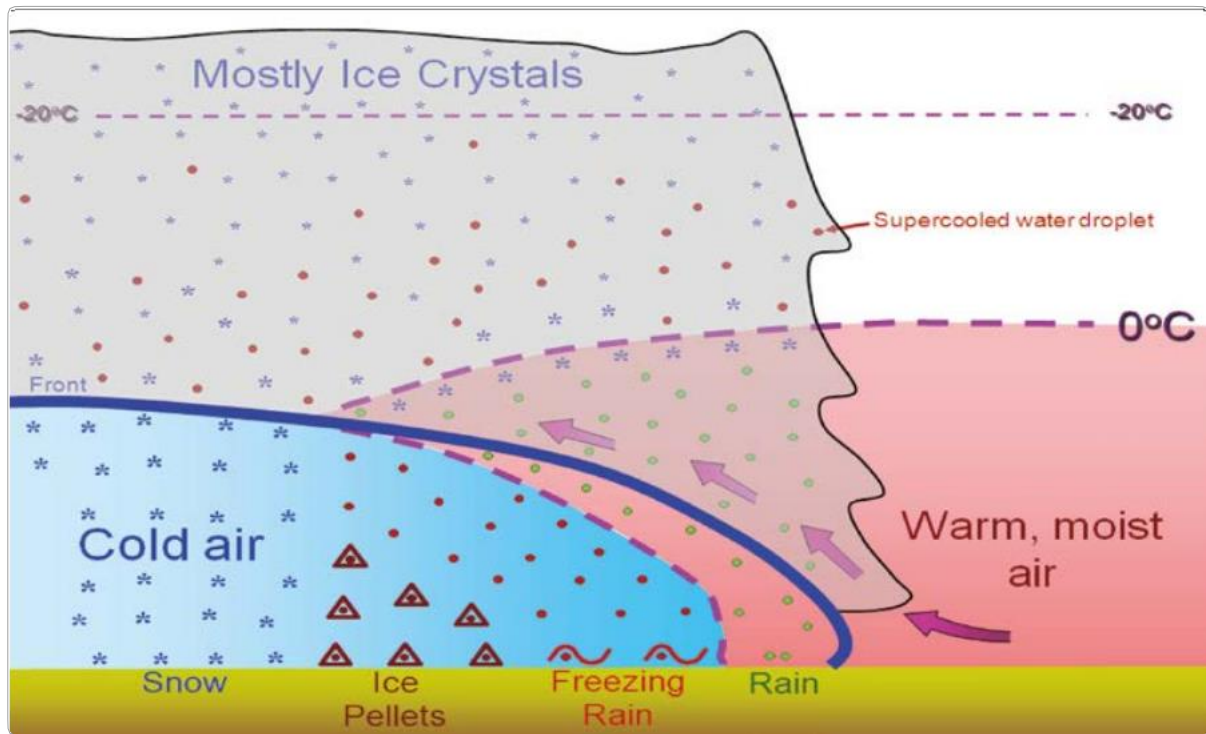
18.3.6 적운형 구름 속 착빙 (Icing in Cumuliform Clouds)

적운형 구름에서의 착빙 층은 수평 방향으로는 층운형 구름보다 작지만 수직적으로는 더 크다. 착빙에 도움이 되는 요인 중 많은 부분이 특정 구름의 발생 단계에 영향을 받기 때문에 적운형 구름에서는 착빙이 더 다양하다. 착빙의 강도는 작은 크기의 적운을 지날 때 생길 수 있는 흔적만 보이는 정도에서부터 탑적운 또는 적란운에서 생길 수 있는 극심한 착빙 정도에 이르기까지 다양할 수 있다. 착빙은 성장하는 적운형 구름에서 응결고도 위의 모든 고도에서 발생할 수 있으나, 상승기류가 집중되고 SLD가 풍부한 구름의 상부에서 가장 강렬하다. 탑상 적운 혹은 적란운의 높이까지 착빙이 생길 수 있는데, 강한 상승기류가 SLD로 하여금 영하 40도의 온도에서도 존재할 수 있도록 만든다. 적운형 구름의 착빙은 대부분 맑은 착빙이지만, 높은 고도에서는 거친 착빙과 혼합되어 존재한다.

18.3.7 전선에서 착빙(Icing with Fronts)

대부분의 착빙 보고는 전선 근처에서 일어난다. 이 착빙은 전선 위와 아래 모두에서 일어날 수 있다 (그림 18-1 참조).

전선 위에서 상당한 착빙이 발생하려면 따뜻한 공기가 반드시 들어올려져야 하며, 섭씨 0도 이하의 온도로 포화 및 냉각되어 과냉각 수적이 존재해야 한다. 과냉각된 수적은 항공기와 충돌 시 얼어붙는다. 따뜻한 공기가 불안정한 경우, 착빙이 산발적일 수 있다. 반면 안정하면, 착빙은 넓은 영역에 걸쳐 연속적



[그림 18-1] 전선에 의한 착빙

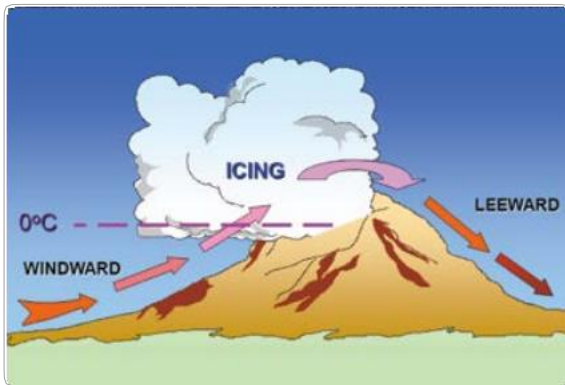
으로 발생할 수 있다. 한랭전선을 따라 흐르는 소나기 또는 뇌우는 착빙을 생성하기도 하지만, 비교적 전선을 따라 좁은 구역에서만 가능하다.

극심한 강도의 맑은 착빙이 발생하는 최적의 위치는 전선의 밑에 언비 혹은 언이슬비이다. 비는 전선면 위에서 착빙보다 더 따뜻한 온도에서 형성된다. 비가 내리면서 어느점 이하의 온도 공기를 통과하며 과냉각이 된다. 이렇게 생성된 SLD는 항공기와 충돌 시 얼어버린다. 아래의 결빙 층이 얇은 경우 지표면에 언비가 내리는 반면, 아래의 결빙 층이 두터우면 과냉각된 물방울이 지표면으로 떨어지며 얼음덩어리(ice pellets)로 얼어붙는다. 얼음덩어리는 상공에 착빙의 존재를 나타낸다. 이때 일어나는 착빙은 다량의 과냉각 수적 때문에 심각할 수 있다.

언 강수(freezing precipitation)에서 일어나는 착빙은 넓은 지역을 가로질러 수평 방향으로 이어지므로, 저고도로 하강하는 조종사는 그 지역을 이탈하기가 어렵기 때문에 매우 위험하다.

18.3.8 산악과 착빙(Icing with Mountains)

산악 지역에서는 착빙이 더 심각하다. 산맥은 풍(風)상측의 공기를 상승시킨다. 상승 흐름은 응결고도 이상에서 큰 과냉각 수적을 만드는 것을 돕는다. 산악 범위를 가로지르는 전선의 움직임은 전선 상승과 산에 의한 상승 흐름 효과를 더하여 매우 위험한 착빙 구간을 만든다(그림 18-2 참조). 가장 심각한 결빙은 산등성이와 산등성이의 바람이 불어오는 쪽에서



[그림 18-2] 산에서의 착빙

발생한다. 이 지역은 일반적으로 산 꼭대기에서부터 약 5,000ft 상공 위로 확장되지만 적운형 구름이 발생하면 훨씬 더 확장될 수 있다.

산악 지역에서의 착빙은 조종사가 지형 고도가 높아 결빙 온도 이상의 고도로 내려갈 수 없기 때문에 특히 위험할 수 있다. 조종사가 풍상 측에서부터 산 등성으로 접근하면, 운항하는 항공기는 심한 착빙으로 인해 산꼭대기 너머로 고도를 높이지 못하거나 고도를 유지하기도 힘들 수 있다. 이 결말은 추락이 될 지도 모른다.

18.3.9 착빙의 위험 요소들(Icing Hazards)

구조 착빙은 항공기 성능을 저하시킨다. 공기의 원활한 흐름을 파괴하고 마찰력(항력)을 증가시키면서 이륙(양력) 능력을 감소시킨다. 비행기에 생긴 착빙의 무게는 공기 흐름이 방해 받는 것과 비교할 때 중요하지 않다. 늘어난 항력을 보상하기 위해 더 큰 추력이 추가되고, 고도를 유지하기 위해 기수가 들어올려지면 받음각이 증가한다. 이렇게 하면 날개와 동체 아래쪽에 착빙이 더 많이 쌓일 수 있다.

풍동(風洞) 실험과 비행 시험에서 거친 사포 조각보다 두껍거나 거칠지 않은 서리, 눈, 얼음 누적(날개의 앞쪽 가장자리나 위쪽 표면에)이 양력을 30% 감소시키거나 항력을 40% 증가시킴을 보여 주었다. 더 큰 착빙은 양력이 훨씬 더 줄어들고 항력이 80% 이상 증가하게 할 수 있다.

날개, 프로펠러, 앞 유리, 안테나, 통풍구, 흡입구 및 엔진 덮개(cowlings) 등 비행기의 노출된 모든 정면 부분에 얼음이 쌓인다. 이는 열이나 덮개가 닿지 않는 비행 환경에서 발생된다. 심한 착빙이 아니어도, 가벼운 항공기는 충분히 얼음 축적 또는 착빙 성장으로 인해 지속적인 비행이 불가능할 수 있다. 비행기가 평소보다 훨씬 더 빠른 속도와 낮은 받음각에서도 양력을 잃어버릴 수 있다. 이것은 조정이 안되는 가운데 비행기가 좌우나 앞뒤로 흔들릴 수 있으며, 자세 회복이 불가능할 수도 있다.

조종사는 제빙기가 제공하는 방빙 또는 제빙 장치와 관계없이 눈으로 보이는 수직 지대를 벗어나야 한다. 운저(cloud bases) 아래의 고도로 내려가거나 운정(cloud tops)보다 높은 고도로 올라가거나, 다른 코스로 넘어가는 방법이 있다. 이 방법이 가능하지 않으면 조종사는 결빙 온도 이상인 고도로 고도를 변경해야 한다.

18.4 엔진 착빙(Engine Icing)

18.4.1 기화기 착빙(Carburetor Icing)

흡기식 엔진에서 기화 공정은 유입되는 공기의 온도를 33°C가량 낮출 수 있다. 수분 함량이 충분히

높으면 스로틀(throttle)과 벤투리관에 얼음이 생성되어 점차 엔진에 공기 공급이 차단된다. 소량의 기화기 얼음이라도 동력 손실을 초래하며 엔진을 거칠게 만들 수 있다. 상대습도가 50%이상인 경우, 하늘이 맑은 상태이며 외기 온도가 33°C라도 기화기에 얼음이 형성될 수 있다.

18.4.2 높은 얼음물 함량(HIWC)

높은 얼음물 함량은 적어도 연구와 이해의 관점에서 보면 상대적으로 새로운 착빙 위험 요소이다. HIWC는 적도 부근에서 생성된 높은 구름과 뇌우의 운정, 또는 모루 부분에 존재할 수 있는 높은 고도의 얼음 결정을 나타낸다. 특정 HIWC 조건하에서, 연소 정지를 비롯하여 터빈엔진 성능에 부정적인 영향을 받을 수 있다.



19장



뇌우

19.1 개요

19.2 뇌우세포 형성에 필요한 조건

19.3 뇌우세포 생애

19.4 뇌우의 종류

19.5 뇌우 이동에 영향을 주는 요소

19.6 뇌우의 위험

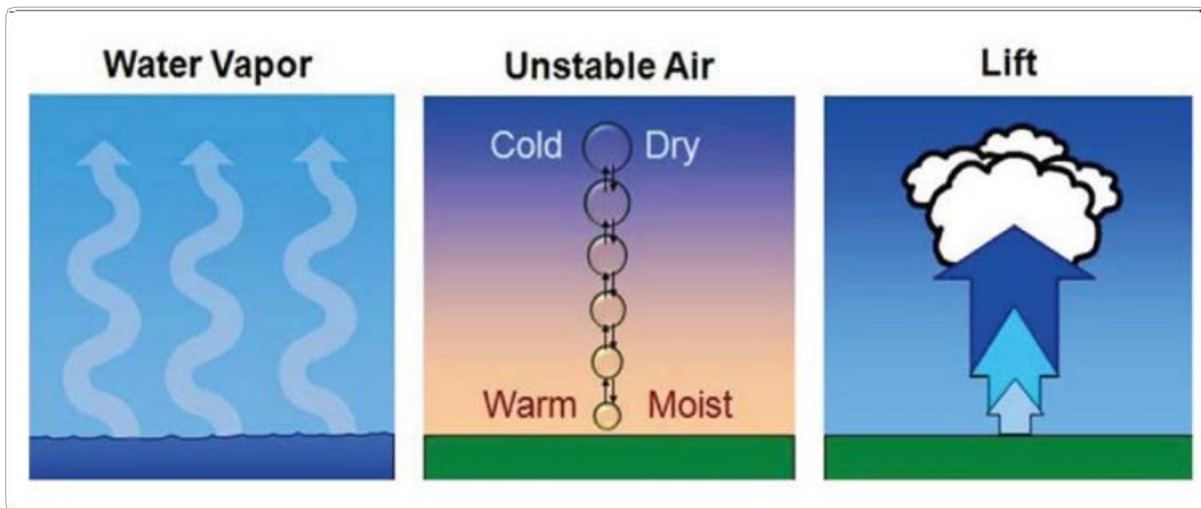
19장 뇌우

19.1 개요(Introduction)

뇌우는 규모가 비교적 작은 폭풍으로 언제나 적란운에 의해 생성되며, 번개와 천둥이 항상 동반되고, 대개 강한 돌풍과 폭우, 때로는 우박이 함께 관측된다. 전 세계적으로 매일 4만 건의 뇌우가 발생하며, 미국 역시 당연히 그 중 하나이다. 뇌우는 항공교통에 방해물이 되는데, 그 이유는 항공기가 뇌우를 동반하는 구름의 고도 위로 날기에는 너무 높으며, 통과하거나 아래로 지나가기에는 너무 위험하고, 우회하기에는 힘들기 때문이다.

19.2 뇌우세포 형성에 필요한 조건 (Necessary Ingredients for Thunderstorm Cell Formation)

뇌우세포 형성에는 충분한 수증기, 불안정한 대기 및 상승 운동(lifting mechanism)의 3가지 성분이 필요하다(그림 19-1 참조). 불안정한 공기를 생성하기 위해서는 충분한 수증기(일반적으로 이슬점을 사용하여 측정)가 있어야 한다. 사실상 모든 소나기 및 뇌우는 조건부 불안정 조건인 기단에서 형성된다. 조건부 불안정 조건의 공기덩어리는 불안정성을 해소하기 위해 강한 상승이 필요하다. 상승 운동은 지표면 저기압이나 기압골 주변의 수렴하는 바람, 전선, 경사면 활승 기류, 건조선(drylines), 이전 폭풍



[그림 19-1] 뇌우 세포 형성에 필요한 요소들

에 의해 생성된 유출 경계(outflow boundaries), 해륙 풍, 호수풍, 골풍과 같은 국지풍이 포함된다.

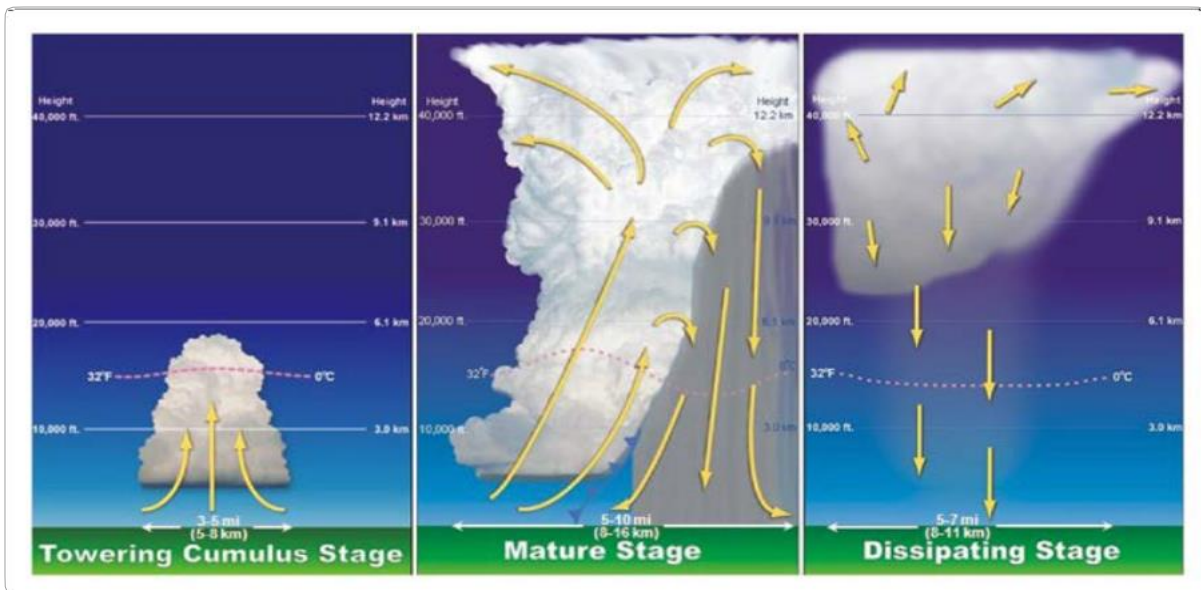
19.3 뇌우세포 생애 (Thunderstorm Cell Life Cycle)

뇌우세포는 번개와 천둥을 가진 적란운의 대류 세포이다. 이 세포는 수명 기간동안 3개의 뚜렷한 단계를 거친다(그림 19-2 참조). 이 단계는 차례대로 발달(towering cumulus), 성숙(mature), 그리고 소멸(dissipating)이다. 전체 주기는 일반적으로 약 30분이다.

발달 단계의 가장 큰 특징은 강한 상승기류이다. 상승 기류는 구름의 정상 부근에 집중되어 있는 따뜻하고 떠오르는 공기덩어리로, 그 뒤에 상승하면

서 구름으로 흔적을 남긴다. 상승기류 속도는 분당 3,000ft를 초과할 수 있다.

강수가 표면에 도달하면 세포가 성숙 단계로 이동한다. 강수가 구름을 통과해 내려오고 인접한 공기를 아래쪽으로 끌어내리므로 주변에 상승기류를 만드는 강한 하강기류를 형성한다. 하강기류는 차고 돌풍이 부는 공기덩어리인데, 부모 뇌우세포보다 앞서서 돌출되며 지표면을 따라 펼쳐진다. 활 모양의 하강기류 선단(leading edge)은 한랭전선의 축소형처럼 닮았으며, 돌풍 전선(gust front)이라고도 불린다. 돌풍 전선을 따라 만들어진 상승기류는 새로운 뇌우세포로 형성될 수 있으며, 때로는 부모 세포 앞에서 발생할 수 있다. 적란운의 오버슈팅(overshooting)된 꼭대기는 낮은 성층권까지 빈번하게 침투하며, 운정에서의 강풍은 더 이상 상승하지 못하고 꺾여 최대로 발달한 적란운이 모루 모양을 하는 이유가 된다.



[그림 19-2] 뇌우 세포 생명 주기

기상 위험도는 성숙 단계의 끝으로 향하면서 최고 강도에 도달한다.

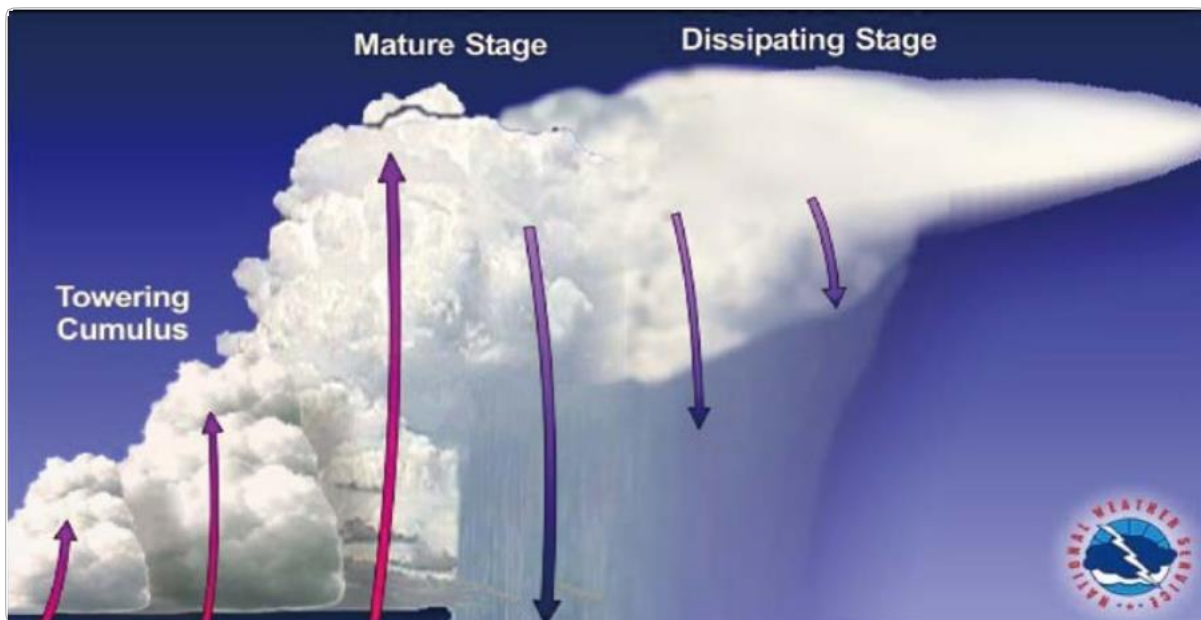
소멸 단계는 강수가 내리는 지역에서의 강한 하강 기류로 요약된다. 구름 전체에서 상승기류를 침강하는 공기가 대체하며, 이는 상승기류로 인해 제공되는 수증기의 효과적인 차단을 의미한다. 강수는 점점 줄어들고 끝난다. 단열압축은 침강하는 공기를 데우며 상대습도는 감소한다. 대류운은 점차 하층부터 소산되며 모루 모양의 구름만 남긴다.

19.4 뇌우의 종류(Thunderstorm Types)

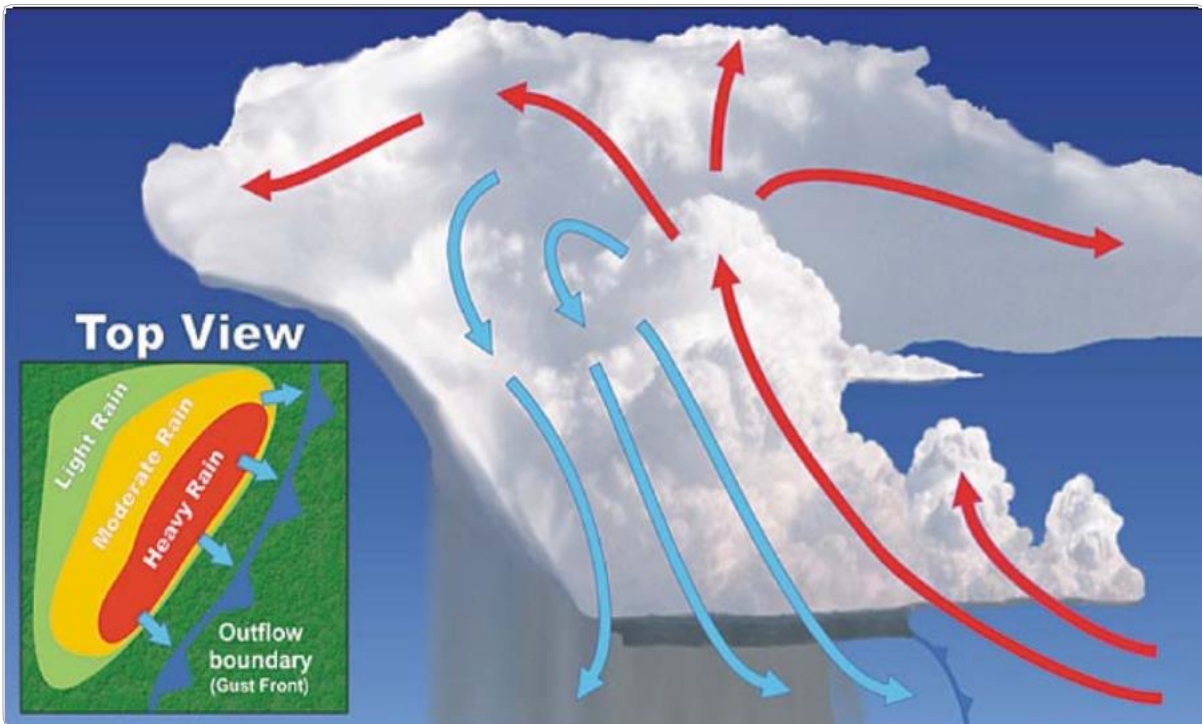
뇌우는 보편적으로 단일 세포, 다세포, 거대세포라고 불리는 세 가지 주요 종류가 있다. 모든 종류의 뇌우는 항공기에 위험하다.

단일 세포(보통 세포라고도 함) 뇌우는 단 하나의 세포로 구성된다. 생성과 소멸 주기는 이전 섹션에서 다루었다. 야간이나 다른 구름과 함께 존재하는 경우를 제외하고는 조종사가 쉽게 우회할 수 있다. 단세포 뇌우는 드물다. 거의 모든 뇌우는 다세포이다.

다세포 무리 뇌우(multicell cluster thunderstorm) (그림 19-3, 19-4 참조)는 생성과 소멸 주기가 다양한 세포의 무리로 구성된다. 조직화된 다세포 무리 속에서 첫 번째 세포가 성숙되면 하강기류가 형성되며, 뒤이어 새로운 세포가 상승기류를 통해 만들어지며 그 자리를 대신한다. 다세포 무리의 주기는 몇 시간(또는 그 이상)일 수 있다. 새로운 세포는 뇌우 형성의 세 가지 필수 조건이 존재하는 한 계속 형성될 것이다. 그 크기와 지속성은 단일 세포 뇌우보다는 우회하는 데 어려울 수 있다. 다세포 무리 뇌우 지역은 항공교통에 있어서 지뢰밭과 같다.



[그림 19-3] 다세포 무리 뇌우



[그림 19-4] 다세포 라인 뇌우

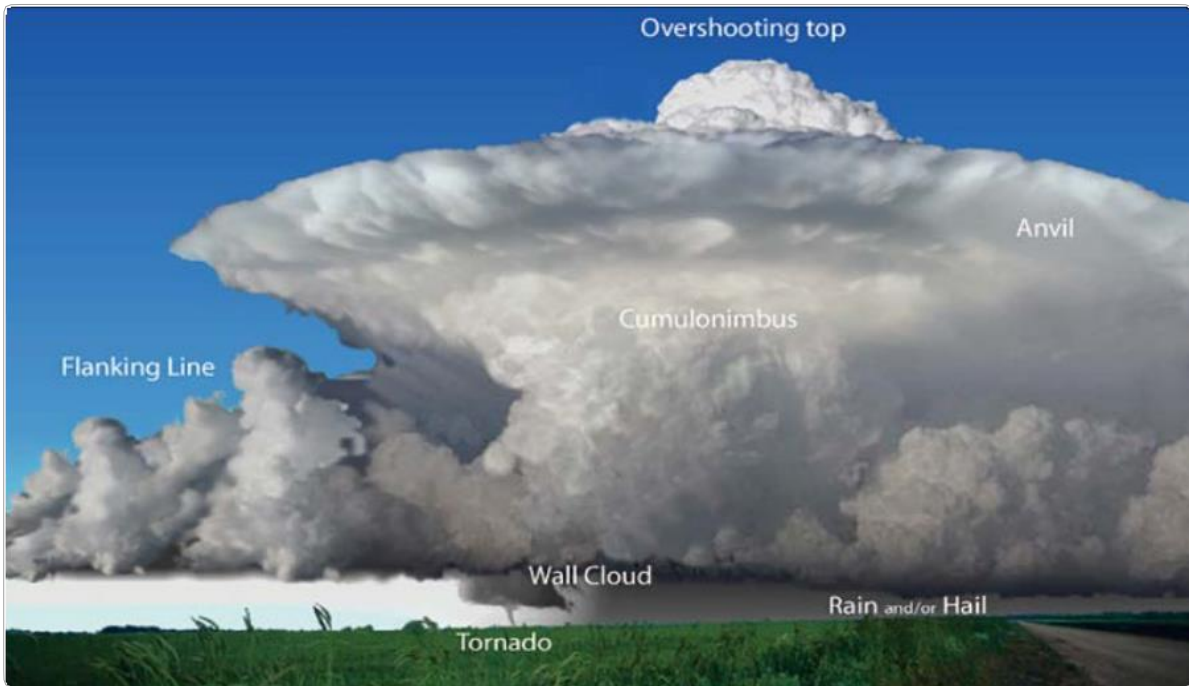
때때로 뇌우들은 수백 마일까지 뻗은 선형으로 이루어진다. 뇌우 시스템의 선단(leading edge)에서 새로운 세포는 지속적으로 비 또는 가끔씩 동반된 우박과 함께 재생성된다. 때로는 선으로 이루어진 폭풍우는 거대세포가 될 수 있다. 세 가지 필수 성분이 계속 존재하는 한, 이 선형의 뇌우들은 몇 시간 이상 지속될 수 있다. 이 스콜선(squall line)은 항공기가 뇌우를 동반하는 구름의 고도 위로 날기에는 너무 높으며, 통과하거나 아래로 지나가기에는 너무 위험하고, 우회하기에는 힘들기 때문에 항공교통에 가장 큰 피해를 준다. 미국에서 발생하는 모든 토네이도 중 약 25%가 스콜선에 의해 야기된다. 거대세포 뇌우(그림 19-5 참조)는 종종 위험한 대류 폭풍으로 장기간 지속될 수 있도록 하는 단일적이고 준-안정형(quasi-

steady)인 회전 상승기류로 주로 구성된다.

이는 내부 구조가 매우 조직적이기 때문에 조종사에게 매우 위험할 수 있다. 상승 속도는 분당 9,000ft (100knot)에 도달할 수 있는데 이는 거대세포 뇌우를 더욱 위험하게 만든다.

거의 모든 거대세포는 심각한 날씨(예: 큰 우박 또는 피해가 심한 바람)를 만들며, 약 25%는 토네이도를 만든다. 거대세포는 수 시간(또는 그 이상)동안 지속될 수 있다. 새로운 세포는 세 가지 필수 성분이 존재하는 한 계속 형성될 것이다(19.2 참조).

거대세포는 그 크기와 지속성 때문에 단일 세포 뇌우보다 훨씬 더 우회하기 힘들다. 또한 다세포 무리 뇌우 또는 다세포 라인 뇌우(multicell lines)은 거대세포 뇌우 시스템의 일부로 통합되어 존재할 수 있다.

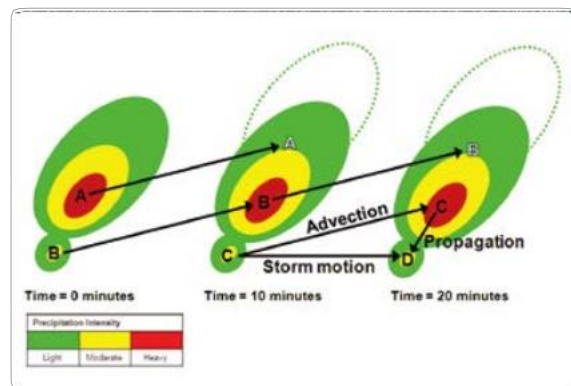


[그림 19-5] 거대세포 뇌우

19.5 뇌우 이동에 영향을 주는 요소 (Factors that Influence Thunderstorm Motion)

뇌우는 단단한 물체나 나무 블록이 아닌 '과정'이다. 폭풍(storm)의 이동은 이류(advection)와 증식(propagation)이 결합된 효과와 같다(그림 19-6 참조). 이류는 폭풍 움직임의 구성 요소인데, 적란운의 수직 고도 전체의 평균 바람 속도를 가지고 움직이는 개별 세포로 인해 일어난다. FL180(500hPa)의 바람은 일반적으로 이류 방향과 속도에 대한 좋은 근사치를 제공한다. 증식은 오래된 뇌우세포 소산과 새로운 세포 발달로 인해 생성된 폭풍 움직임의 구성 요소이다. 폭풍의 움직임은 폭풍을 구성하는 개별 세포의 움직임에서 크게 벗어날 수 있다.

폭풍을 구성하는 개별 세포는 북동쪽으로 이동(이류)하지만, 소산되고 새로운 세포로 대체(증식)된다. 폭풍의 이동은 이류와 증식의 결합된 효과와 같다.



[그림 19-6] 뇌우활동에 영향을 미치는 요인

19.6 뇌우의 위험(Hazards)

뇌우는 거의 모든 항공기 기상 위험을 하나로 묶을 수 있다. 이러한 위험에는 번개, 역풍, 하강, 난기류, 장식, 우박, 급격한 고도 변경, 정전기 및 토네이도가 포함된다.

19.6.1 번개(Lightning)

모든 뇌우는 정의에 따라 번개와 천둥을 일으킨다. 번개는 뇌우에 의해 발생하는 가시적인 전기 방전이다. 방전은 구름 내, 구름과 공기 사이, 구름과 땅 사이, 또는 땅과 구름 사이에서 발생할 수 있다. 번개로 인해 항공기가 손상되거나 운항이 불가능한 상태가 될 수 있다. 번개는 항공기 동체 표면에 구멍을 뚫을 수 있다. 통신 및 전자 탐색 장비가 손상될 수 있다. 인근의 번개는 조종사의 눈을 멀게 하여 계기적으로, 시각적으로 조종할 수 없게 만든다. 주변의 낙뢰는 또한 자기나침반에 영구적인 오류를 유발할 수 있다. 번개 방전은 멀리 떨어져 있는 경우에도 중/저주파의 무선통신을 방해할 수 있다. 번개는 연료 증기를 점화하기도 하는데 폭발의 원인으로 의심을 받기도 한다. 그러나 번개 자체로 인한 심각한 사고는 극히 드물다.

19.6.2 역풍(Adverse Wind)

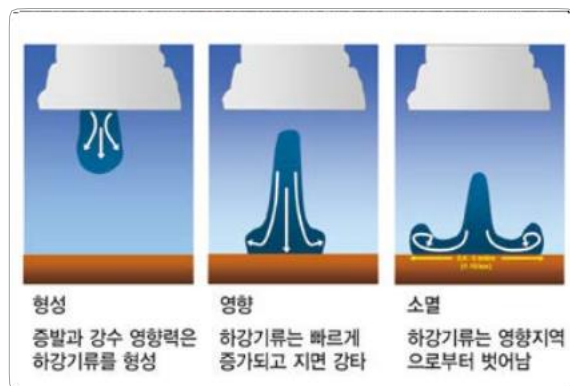
역풍은 언제나 뇌우와 강수에서 수 마일 떨어진 곳에서 관측된다. 측풍, 돌풍 또는 가변풍/급변풍은 항공기 이륙, 접근 및 착륙 시 충격을 일으킬 수 있다. 돌풍 전선이 놓여 있는 지역과 바로 뒤쪽 지역이

특히 위험하다. 왜냐하면 이는 지상 바람이 급격하게 변하기 때문이다.

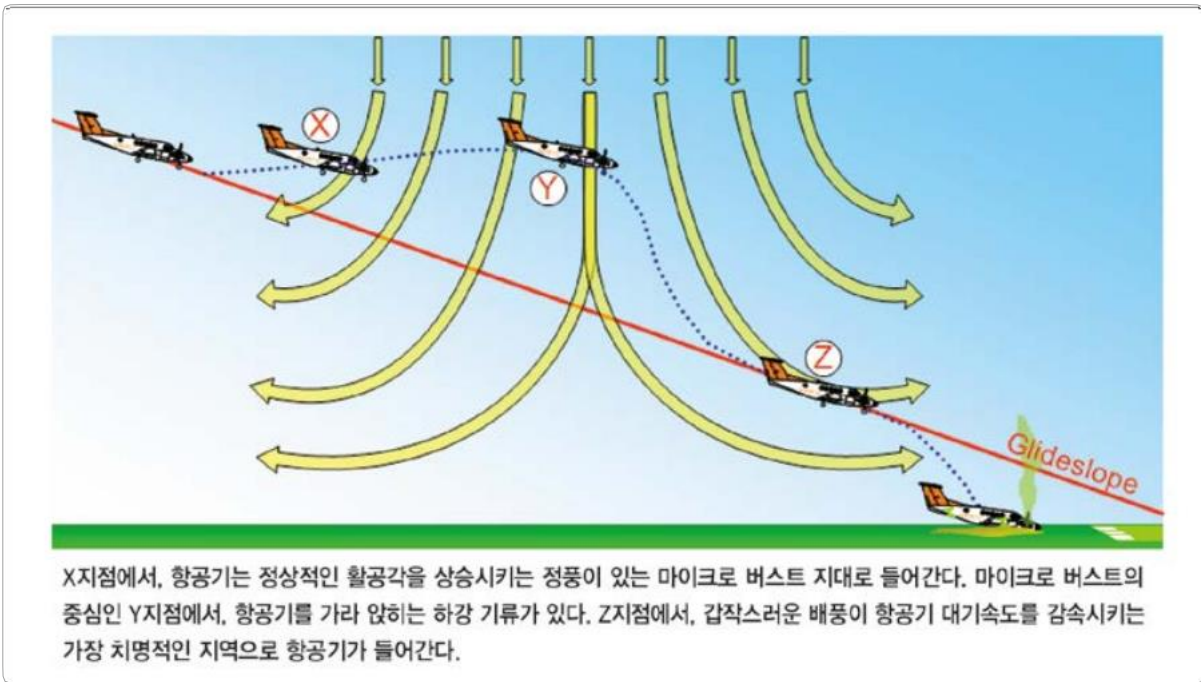
19.6.3 다운버스트(Downburst)

소나기 및 뇌우세포는 강풍을 일으켜 종종 해를 끼치는데, 강한 '다운버스트'라고 불리는 강풍으로 인해 발생하는 경우가 있다. 다운버스트(그림 19-7 참조)는 조종사에게 위험한 조건을 만들 수 있으며, 많은 저고도 윈드시어 사고를 일으켰다. 작고 지속 시간이 짧은 다운버스트를 '마이크로 버스트 (microburst)'라 한다. 마이크로버스트는 조종사가 정풍 시어(shear)에 대응하여 출력을 줄이고, 기수를 낮출 경우 착륙 중에 특히 위험하다(그림 19-8참조). 배풍 시어(shear)가 일어날 때 낮은 기수, 낮은 출력 상태로 비행기가 유지되면 항공기의 자세 복구가 더욱 어려워진다. 이는 비행기가 실속(失速)하거나 활주로에 도달하지 못할 수 있다.

조종사는 접근 단계 초기에 마이크로버스트 경고를 받아야 하며, 첫 번째 경고부터 비상 접근에 대한 절차를 준비해야 한다.



[그림 19-7] 다운버스트 수명 주기



[그림 19-8] 마이크로 버스트에 착륙

그러나 저고도에서 마이크로 버스트를 맞닥뜨리면 자세 제어 복구는 불가능할 수도 있다.

19.6.4 난기류(Turbulence)

난기류는 모든 뇌우에 존재하며 심한 난기류가 일반적이다. 돌풍 위험은(gust loads) 기동하는 속도에서 항공기를 실속하게 하거나 순항속도에서 구조적 손상을 초래할 정도로 심각할 수 있다. 상승기류와 하강기류 사이의 시어에서 가장 강한 난기류가 발생한다. 적란운 밖에서 난기류는 수천 피트 위, 그리고 수평거리 20mile 떨어진 곳에서 발견된다. 돌풍 전선과 주변 공기 사이의 윈드시어 구역은 매우 심한 난기류가 있는 공간이다. 흔히 돌풍 전선의 지표면 위치는 지면에 따른 먼지 또는 부스러기의 선으로 표시되거나,

수면에서는 분사된 물의 선으로 표시된다. 때로 돌풍 전선 시어 영역은 선반 구름(shelf cloud)이 그 지시자가 되고(그림 19-9), 이는 온난 습윤한 공기가 돌풍 전선에 의해 들어올려



[그림 19-9] 선반 구름을 동반한 뇌우

짐에 따라 형성된다. 선반 구름은 다세포 라인 뇌우 (multicell line thunderstorm)가 있을 때 가장 흔히 보인다.

19.6.5 착빙(Icing)

뇌우는 빙결 고도 이상에서 풍부한 과냉각 수적을 생성한다. 상승기류의 온도가 약 -15°C 로 냉각되면 남은 수증기의 대부분이 얼음 결정으로 승화된다. 이 고도보다 높으면 과냉각 수적의 양이 감소한다. 그러나 과냉각수는 뇌우 상승기류 속에서처럼 활발한 수직 운동이 있는 -40°C 만큼 차가운 온도에서 존재한다. 맑은 착빙은 빙결 고도 이상의 모든 고도에서 발생할 수 있지만, 높은 고도에서는 거친 착빙과 맑은 착빙이 섞인 혼합 착빙이 일어나기도 한다. 풍부한 과냉각 수적은 0°C 에서 -15°C 사이에서 맑은 착빙이 매우 빠르게 일어나며, 뇌우세포들의 무리(cluster of cells) 안에서 과냉각 수적이 자주 섞일 수 있다. 그렇기 때문에 뇌우 착빙은 매우 위험하다.

19.6.6 우박(Hail)

우박은 뇌우에 의해 생성된 불규칙적인 형태를 가지고 있는 구형의 고체 강수이다. 강한 상승기류, 높은 과냉각 수적 함량, 큰 구름 알갱이(cloud-drop) 크기 및 거대한 수직 높이를 가지고 있는 구름 등 특징적인 조건을 가지고 있을 때 우박 형성에 유리하다. 우박의 단위는 우박 덩어리(hailstone: 헤일스톤)이라고 불린다. 헤일스톤의 크기는 완두콩(직경 0.25인치) 크기부터 소프트볼(직경 4.5인치)보다 큰 크기도 볼 수 있다.



[그림 19-10] 비비안. 사우스 다코타 레코드 우박

직경이 3인치 이상인 우박은 항공기에 심각한 피해를 입히며 조종하기가 어렵다. 사우스다코타 주 비비안에서 2010년 7월 23일 직경 8inch, 원주 18.62inch, 무게 1.93pound짜리 우박을 수집했다(그림 19-10 참조).

우박은 중위도의 대륙 내부에서 가장 흔하게 발견되며, 열대 지방은 고산 지대에서만 발견된다. 미국에서 우박은 로키산맥의 동쪽 대평원 지역에서 가장 일반적이다. 응결고도 아래로 떨어지면 우박은 녹기 시작하고 지표면에 도달하기 전에 작은 우박들은 비로 녹을 수 있기 때문에 우박은 높은 고도의 하늘이나 고산지에서 흔히 발생한다.

19.6.7 갑작스런 고도 변화 (Rapid Altimeter Changes)

기압은 일반적으로 뇌우의 접근과 함께 급격히 떨어지며, 돌풍 전선 통과와 차가운 다운버스트 내 심한 소나기가 내릴 때 급격히 상승하며, 폭풍이 지나감에 따라 정상으로 돌아간다. 이 압력 변화의 주기는 15분 이내에 발생할 수 있다.

19.6.8 정전기(Static Electricity)

라디오 수신기의 일정하고 심한 정도의 소음을 내는 정전기는 날아가는 항공기의 빠른 금속 점과 가장자리에서 나오는 강력한 코로나방전에 의해 발생한다. 뇌우의 근처에서 자주 발생하며 항공기가 구름, 강수 또는 고체 입자가 밀집된 지역을 통과해 날아가면서 정전기가 축적된다. 전기가 근처의 표면이나 공기로 방출되는데 이때 낮은 주파수에서 잡음이 발생한다.

코로나방전은 약한 불빛으로 밤에 볼 수 있다. 외관상 다소 섬뚱하나, 안전에는 해가 없다. 코로나는 선박 돛대 상단에서 방전되는 모습을 본 지중해 선원들에 의해 '성 엘모의 불(St. Elmo's fire)'이라 이름이 지어졌다.

19.6.9 토네이도(Tornado)

토네이도는 격렬하게 회전하는 공기 기둥이며 지표면과 접촉한다. 토네이도는 적운형 구름의 옆 부분 또는 밑부분에서 돌출되어 튀어나오는데, 가끔(항상은 아니다)은 깔때기 모양의 구름(funnel cloud)으로 인해 눈에 보일 때도 있다. 토네이도가 눈에 보이는 깔때기 모양의 구름없이 발생하는 경우, 지표면에서 파편은 대개 땅과 접촉하는 격렬한 순환의 존재를 나타낸다. 용오름은 물 표면에서 발생하는 모든 토네이도다. 토네이도는 세계 어느 곳에서나 발생할 수 있지만 봄의 오후와 저녁에 미국 중부 및 동부에서 흔하게 발생한다. 대개 몇 분밖에 걸리지 않고 수마일을 이동하지만 극단적인 경우에는 90분 이상 지속되며 100mile 이상 이동할 수 있다.

작은 규모에서는 토네이도가 모든 대기 순환에서 가장 격렬하다. 그 소용돌이는 일반적으로 직경이 몇 백 yard이지만 너비가 10yard 미만에서 2mile 이상이 될 수 있다. 풍속은 일반적으로 enhanced Fujita scale을 사용하여 측정한다(표 19-1).

미국의 모든 토네이도 중 80%이상이 거대세포 뇌우에 의해 생성된다. 특정 대규모 기상 시스템과 관련되어 일어나는 다중 토네이도는 '토네이도 발생(tornado outbreak)'이라 한다.

드문 경우지만 하나의 거대세포가 여러 시간 동안 여러 토네이도를 생성할 수 있다. 토네이도에 들어가는 항공기는 구조적 손상을 입을 가능성이 거의 확실하다.

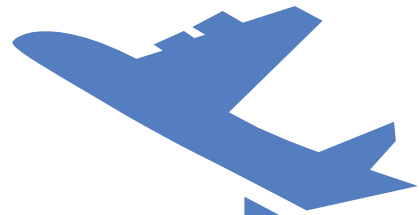
극심한 토네이도 안에 있는 토네이도의 소용돌이는 구름의 정상까지 연장되었던 것으로 기록되어 있다.

[표 19-1] 개선된 휴지타(Fujita Scale)등급으로 측정된 토네이도 피해량

EF-Rating	등급	3초 돌풍		해석	상대적 빈도
		mph	km/h		
EF-0	약함	65-85	105-137	강풍	53.5%
EF-1	약함	86-110	138-177	약함	31.6%
EF-2	강함	111-135	178-217	강함	10.7%
EF-3	강함	136-165	218-266	심각함	3.4%
EF-4	맹렬함	166-200	267-322	엄청남	0.7%
EF-5	맹렬함	>200	>322	말기 힘듦	<0.1%

알림: 개선된 F 등급은 피해에 근거한 풍력 추산치이다. 3초간의 돌풍은 METAR/SPEC와 같은 바람이 아니다.

알림: 보고된 손상이 없는 확인된 토네이도는 항상 EF-0로 평가되어진다.



20장

기상레이더



20.1 기상레이더 원리

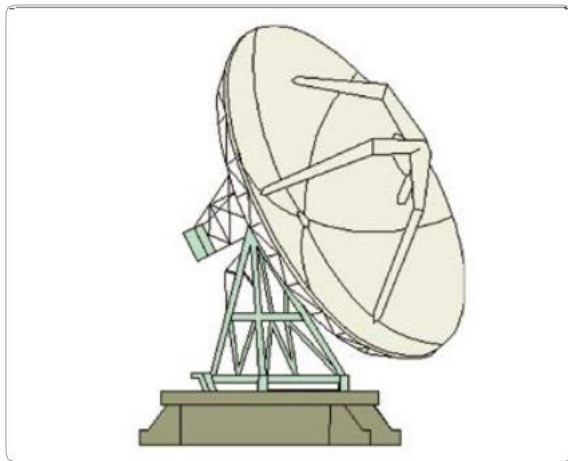
20장 기상레이더

20.1 기상레이더 원리 (Principles of Weather Radar)

강수를 탐지하는 가장 효과적인 도구는 레이더이다. 전파 탐지와 거리를 나타내는 레이더는 1940년대부터 강수를 탐지하는 데 사용되었다. 레이더의 향상된 기능은 강수를 탐지하고 표시하는 데 있어 더 정밀함을 가능하게 했다.

20.1.1 안테나(Antenna)

안테나(그림 20-1 참조)는 대기에 전파를 번갈아 방출하고 수신한다. 전파의 에너지 펄스가 표적을 탐지할 수 있다. 만일 그렇다면, 그 에너지의 일부는 안테나로 돌아올 것이다.



[그림 20-1] 레이더 안테나

안테나의 모양에 따라 전파의 모양이 결정된다. WSR-88D에는 포물선 모양의 안테나가 있다. 이것은 좁은 모양의 빔에 전파를 집중시킨다. 안테나는 대기의 많은 고도를 스캔할 수 있도록 기울어질 수 있다.

20.1.2 후방 산란 에너지 (Back scattered Energy)

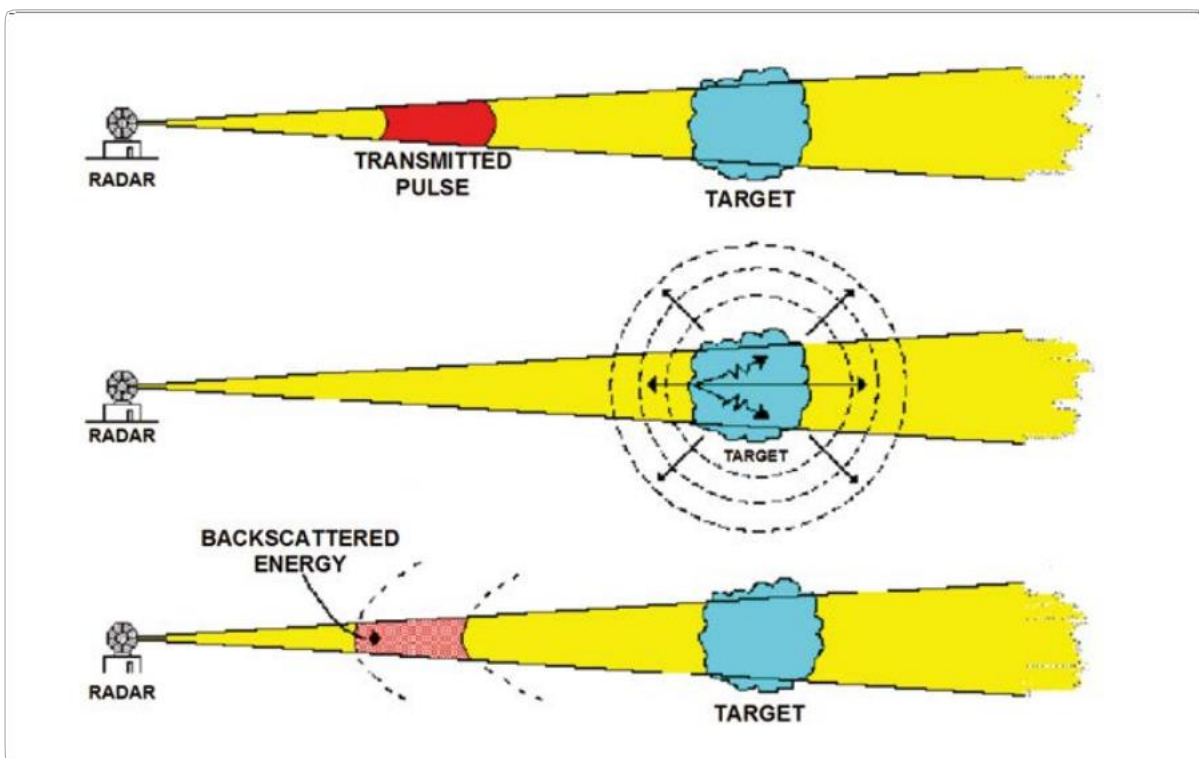
목표를 탐지한 후 곧바로 레이더로 돌아오는 에너지의 양을 후방 산란 에너지라고 한다(그림20-2 참조).

표적은 강수, 구름, 먼지, 새, 곤충, 건물, 공기덩어리의 경계, 지형 등을 포함할 수 있다. 반사율은 후방 산란 에너지의 양을 나타내는 척도이다. 에코는 후방 산란 에너지(즉, 반사율)의 레이더 디스플레이 상의 외관이다.

20.1.3 출력 전원(Power Output)

WSR-88D는 최대 전력 출력이 750kw이다. 이것은 구름, 먼지, 곤충 등과 같은 대기의 낮은 반사율(작은) 표적을 더 잘 탐지할 수 있도록 한다. 대부분의 항공기 레이더는 최대 출력이 50kw 미만이다.

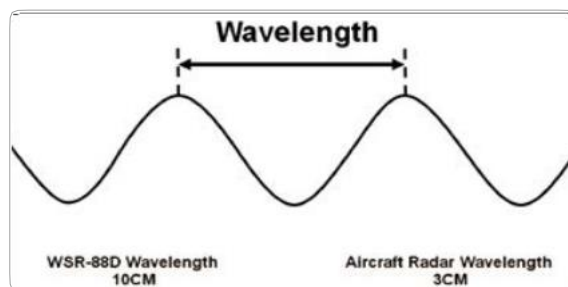
따라서 항공기 레이더로는 더 작은 표적을 탐지하기 어렵다.



[그림 20-2] 후방 산란 에너지

20.1.4 파장(Wavelengths)

파장은 레이더에서 방출되는 전파 내 두 개의 마루 (crest) 또는 두 개의 골짜기 사이의 거리다(그림 20-3 참조). WSR-88의 파장은 10cm이다. 대부분의 항공기 레이더는 3cm의 파장을 가지고 있다. 더 짧은 파장은 작은 표적을 탐지할 때 더 우수하지만, 더 긴 파장보다 훨씬 감소율이 크다.



[그림 20-3] 파장

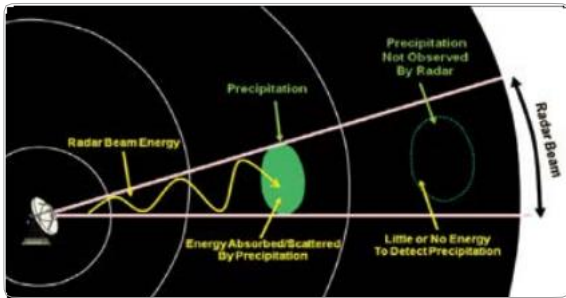
20.1.5 감쇠(Attenuation)

감쇠는 레이더 빔 내의 에너지를 감소시키는 과정이다. 이것은 후방 산란 에너지의 양을 감소시킨다.

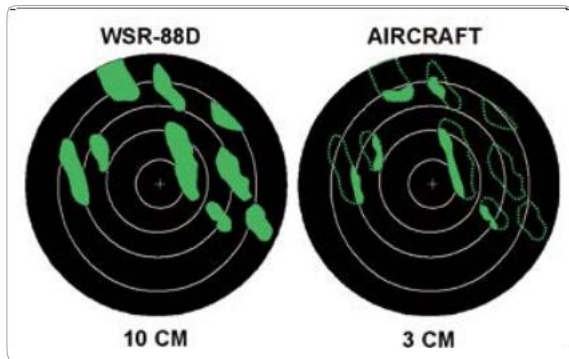
20.1.5.1 강수 감쇠(Precipitation Attenuation)

강수 감쇠(그림 20-4 참조)는 강수 입자의 에너지 흡수 또는 산란으로 인해 레이더 빔 내의 에너지 강도가 감소하는 것이다. 레이더 주변의 강수는 레이더 빔 내의 에너지를 흡수하고 산란시킨다.

따라서 만약 강수가 있다면, 에너지는 초기 강수 지역을 넘어서는 목표물에 도달하는 경우가 거의 없을 것이다. 강수 감쇠 때문에, 원거리 표적(즉, 강수)은 레이더 영상에 표시되지 않을 수 있다. 레이더의 파장이 감소함에 따라, 강수 감소량이 증가한다. WSR-88D의 10cm 파장은 강수에 의해 크게 약화되지 않는다. 그러나 일반적으로 3cm 파장을 갖는 항공기 레이더는 상당한 강수 감쇠 문제를 가지고 있다. 그 결과 항공기 기상레이더는 일반적으로 극단적인 강도의 에코를 보여 준다.



[그림 20-4] 강수 감쇠



[그림 20-5] 강수 감쇠 vs. 파장

20.1.5.2 거리 감쇠(Range Attenuation)

거리 감쇠는 빔이 안테나에서 멀어진 만큼 레이더 빔 내의 에너지 강도가 감소하는 것이다. 보상이 없

다면, 레이더에서 멀리 떨어져 있는 표적은 레이더에 근접한 동일한 표적보다 덜 강하게 나타난다. 거리 감쇠는 WSR-88D에 의해 자동으로 보상된다.

그러나 대부분의 항공기 레이더는 50-75NM까지 거리 감쇠에 대해 보상한다. 이 거리를 벗어난 목표는 실제보다 더 강하게 나타난다.

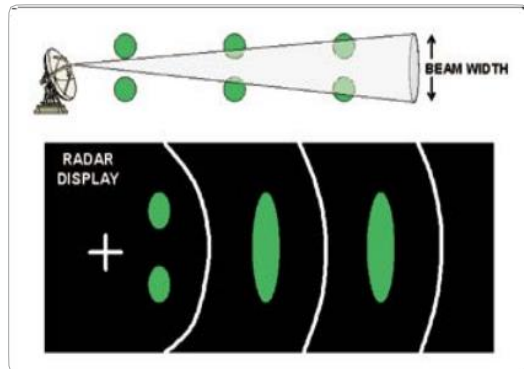
20.1.6 해상도(Resolution)

해상도는 레이더가 목표를 구분해 개별적으로 보여 줄 수 있는 능력이다.

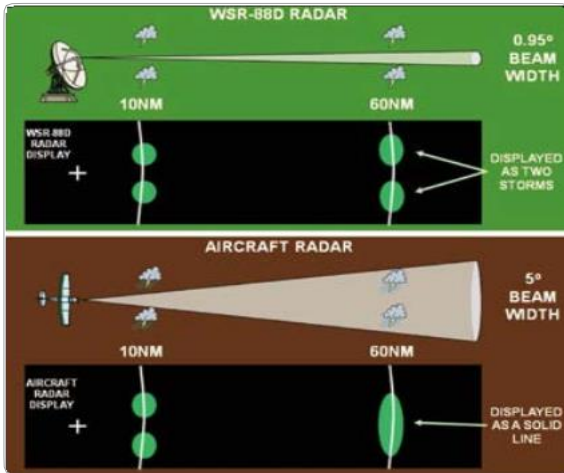
20.1.6.1 빔 해상도(Beam Solution)

빔 해상도는 동일한 범위에서 대상을 개별적으로 식별할 수 있는 레이더의 기능이지만, 방위각은 다르다(그림 20-6 참조). 레이더 이미지에서 두 개의 에코로 표시되려면 두 개의 대상을 적어도 하나의 빔 폭(지름)으로 구분해야 된다.

WSR-88D의 빔 폭은 0.95도이다. 따라서 60NM 범위에서 1NM 이상 분리된 대상이 별도로 표시되며, 120NM의 범위에서 최소 2NM으로 구분된 대상이 별도로 표시된다



[그림 20-6] 빔 해상도



[그림 20-7] WSR-88D와 항공기 레이더의 빔해상도 비교

항공기 레이더의 빔 폭은 3-10°이다. 60NM의 범위에서 5°의 평균 빔 폭이라고 가정하면, 5.5NM이상 분리된 목표는 별도로 표시된다. 120NM의 범위에서 최소 10NM으로 구분된 대상이 디스플레이상에 구분되어 표시된다.

빔 해상도는 항공기 레이더보다 WSR-88D가 더 좋다(그림 20-7 참조).

위의 예에서 목표(뇌우)는 항공기와 WSR-88D 레이더 모두에 대한 방위각에서 같은 범위에 있다. 10NM에서 빔 폭은 WSR-88D와 항공기 레이더가 천둥 번개를 별도로 표시하기에 충분할 만큼 작다. 60NM에서 WSR-88D 빔 폭은 여전히 뇌우를 각각 표시할 만큼 충분히 작다. 그러나 항공기 레이더 빔 폭은 더 크므로 2개의 다른 뇌우가 하나의 에코로 표시된다.

광선이 레이더로부터 멀어지면 폭은 더 넓어진다. 따라서 레이더로부터의 거리가 증가함에 따라 빔해상도는 감소한다. 결과적으로 강수선은 레이더에 더 가까이 이동함에 따라 분산하는 것으로 나타난다. 실제로는, 강수는 언제나 그곳에 있다.

20.1.7 레이더 파의 진행(Wave Propagation)

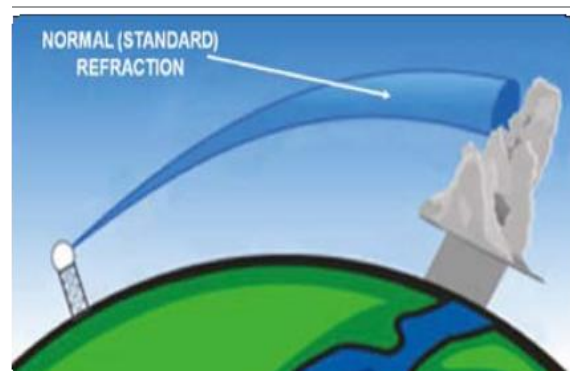
레이더 빔은 직선으로 움직이지 않는다. 빔은 대기 밀도의 차이로 인해 구부러져 있다. 온도, 습도 및 압력의 변화에 의해 발생하는 이러한 밀도 차이는 수직 및 수평 방향 모두에서 발생하며, 레이더 빔의 속도 및 방향에 영향을 준다.

밀도가 높은 대기에서는 빔이 느리게 이동한다. 반대로, 밀도가 낮은 환경에서는 빔이 더 빨리 이동한다. 밀도의 변화는 매우 가까운 거리에서 발생할 수 있으므로 빔이 커질수록 밀도가 다른 지역에 있는 것이 일반적이다. 빔은 레이더 파(Wave)의 느린 부분의 방향으로 구부러질 것이다.

20.1.7.1 정상 굴절(Normal (Standard) Refraction)

정상(즉, 표준) 조건하에서 높이가 증가함에 따라 대기 밀도가 점차 감소한다. 결과적으로, 레이더 빔의 상부는 빔의 하부보다 더 빨리 이동한다. 이로 인해 빔이 아래로 굽는다(그림 20-8 참조).

레이더 빔의 곡률은 지구의 곡률보다 작다. 따라서 지구 표면 위의 레이더 빔 높이가 증가하는 거리와 함께 증가한다.

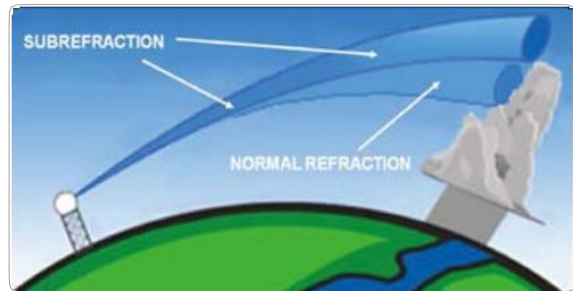


[그림 20-8] 정상굴절

20.1.7.2 과소 굴절(Subrefraction)

대기 조건은 결코 정상적이거나 표준이 아니다. 대기의 밀도가 정상 속도 이상에서 높이에 따라 감소한다. 레이더 빔이 정상보다 적게 구부러진다. 이 현상을 과소 굴절이라 한다(그림 20-9 참조).

과소 굴절은 레이더 빔이 정상적으로 탐지될 수 있는 물체를 초과할 때 일어난다. 예를 들면, 먼 뇌우가 과소 굴절로 탐지되지 않을 수 있다. 과소 굴절은 레이더가 뇌우의 실제 강도를 과소평가하게 한다. 과소 굴절은 강수 입자가 더 작은 적란운 운정 부근 뇌우에 부딪치기 때문에 뇌우가 레이더에서 더 약하게 보일 수 있다.



[그림 20-9] 과소 굴절

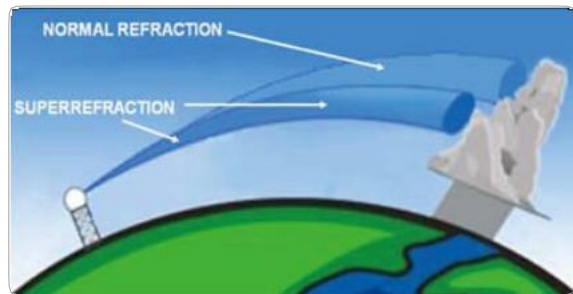
20.1.7.3 과대 굴절(Superrefraction)

반대로 고도가 올라갈수록 대기의 밀도 감소율이 정상보다 낮거나, 오히려 고도가 높아질 때 밀도가 높아지는 경우가 있다. 이 경우 레이더 빔이 정상 이상으로 구부러지는데 이 현상을 과대 굴절이라 한다(그림 20-10 참조).

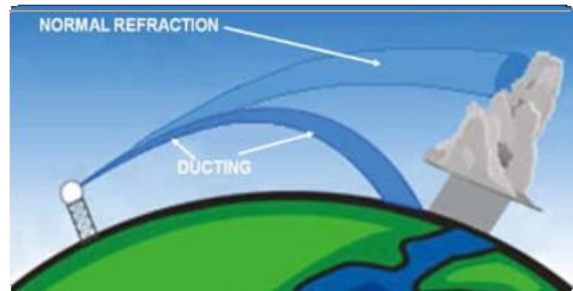
과대 굴절은 정상적인 대기에서 일어나는 것보다 레이더 빔이 지구 표면에 더 가깝게 이동하도록 한다. 레이더는 강수의 중심을 탐지해 실제보다 뇌우의 강도를 과대평가하는 결과를 가져올 수 있다. 만약 과대 굴절을 야기하는 대기 조건이 빔을 지구의 곡률과 같거나 더 크게 구부리면, '빔 갇힘'이라고 불리는 상태가 발생한다.

빔 갇힘(ducting)이 발생하면 레이더 빔이 지구 표면에 충돌하여 빔의 일부 에너지가 후방 산란한다.

이로 인해 종종 레이더 디스플레이에 나타나는 비정상적 진행(anomalous propagation; AP)이라고 알려지는 잘못된 에코(false echoes)가 발생한다.



[그림 20-10] 과대 굴절

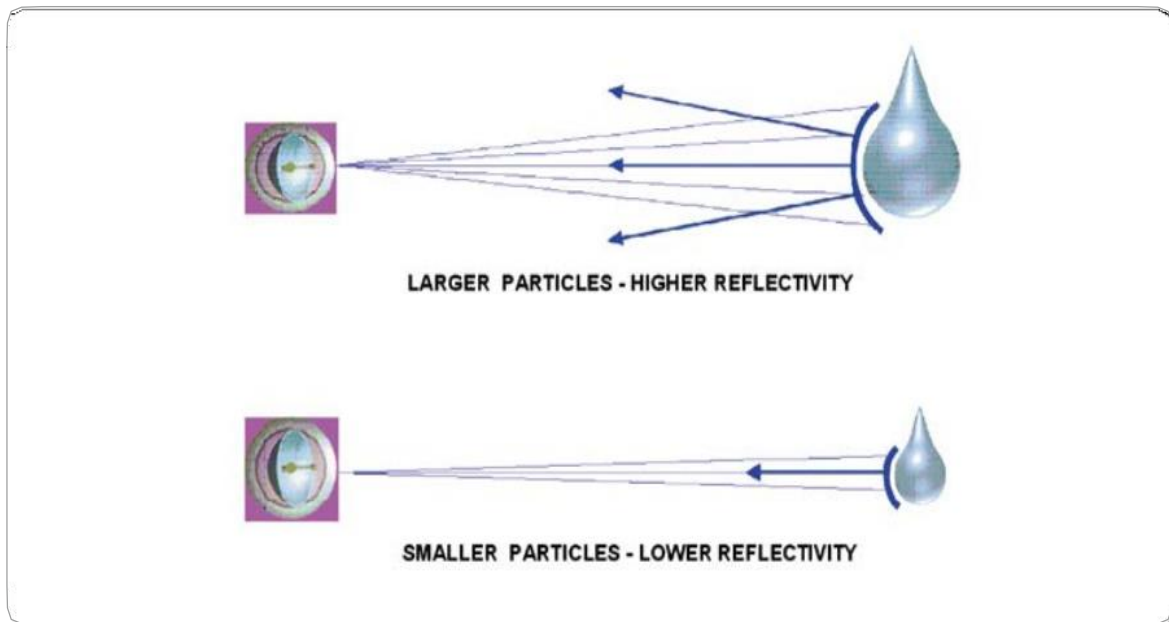


[그림 20-11] 빔 갇힘

20.1.8 강수의 강도(Intensity of Precipitation)

강수의 강도는 '반사율'이라고도 알려진 강수에 의해 후방 산란되는 에너지의 양으로 결정된다. 반사율은 다음에 따라 결정된다.

- (1) 강수 입자의 크기
- (2) 강수의 형태 (액체 혹은 고체)
- (3) 강수의 농도 (부피당 입자)
- (4) 강수의 모양



[그림 20-12] 액체 표적과 관련한 반사율

**20.1.8.1 액체 강수의 강도
(Intensity of Liquid Precipitation)**

액체 입자의 반사율을 결정하는 가장 중요한 요소는 강수의 입자 크기이다(그림 20-12 참조). 큰 입자는 작은 입자보다 더 큰 반사율을 가진다. 예를 들어, 1/4-inch 직경의 입자는 직경이 1/8인치인 64개의 입자와 동일한 양의 에너지를 후방 산란한다. 레이더 이미지/강도 스케일은 Z(dBZ)의 데시벨로 측정된 반사율과 관련된다. dBZ 값은 대기의 표적으로부터의 복귀 신호 강도에 따라 증가한다. 일반적으로 액체 강수 크기 정도의 입자 반사율은 15dBZ 이상의 값과 관련된다. 15dBZ 미만의 값은 일반적으로 액체 구름 크기의 입자와 관련이 있다. 그러나 이렇게 낮은 수치는 먼지, 꽃가루, 곤충, 또는 대기 중의 다른 작은 입자와 관련될 수도 있다.

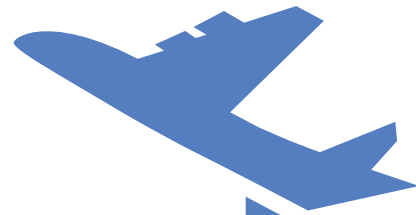
20.1.8.2 눈의 강도(Intensity of Snow)

강설의 강도를 결정하는 데 레이더 이미지를 이용할 수는 없다. 그러나 일반적으로 강설량은 반사율이 증가함에 따라 증가한다.

20.1.8.3 밝은 띠(Bright Band)

밝은 띠는 레이더에 의해 관찰되는 응결(녹은)고도를 나타낸다. 이 용어는 레이더 안테나가 강수를 통해 스캔할 때 발생할 수 있는 향상된 반사율의 밴드에서 기인한다.

구름 속의 응결고도에는 액체로 코팅되어 있는 얼음 입자가 포함되어 있다. 이러한 입자들은 결빙층 위 아래에 위치한 구름 입자들보다 훨씬 더 많은 에너지를 반사한다(큰 빗방울처럼 레이더에 나타난다).



21장



열대 기상

21.1 순환

21.2 일시적인 체계

21장 열대 기상

21.1 순환(Circulation)

엄밀히 말하면 열대지방은 북위 23.5°N와 남위 23.5°S 사이에 있다. 그러나 이 지역의 전형적인 날씨를 때때로 적도에서부터 위도 45도까지 확장된다. 열대지방은 일률적으로 우기이며, 덥고 습한 것으로 생각할 수 있다.

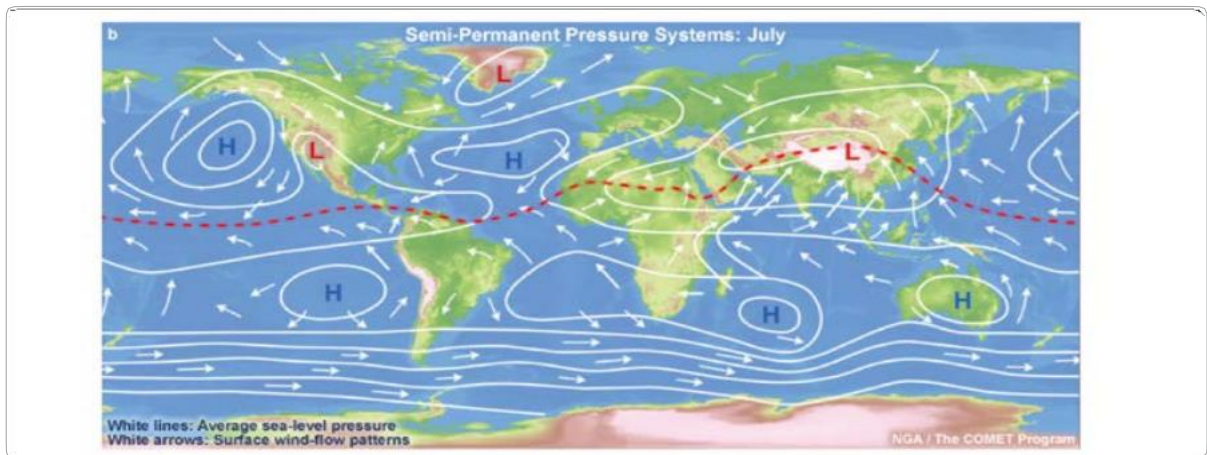
그러나 열대지방에는 세계에서 가장 습기가 많은 지역과 건조한 지역이 모두 포함되어 있다. 이 장에서는 열대지방에 대한 기본 순환, 건조하고 습한 지역을 결정하는 지형의 영향 및 기본 열대 순환을 침범하거나 방해하는 임시 시스템에 대해 설명한다. 아열대 고압대에서 적도 쪽으로 바람이 불어 나가면서 두 반구의 동북 및 동남 쪽 무역풍을 형성한다고 설명했다.

이러한 무역풍은 공기가 상승하는 적도 근처에서 수렴한다. 이 수렴 지대는 열대수렴대(Intertropical Convergence Zone: ITCZ)이다.

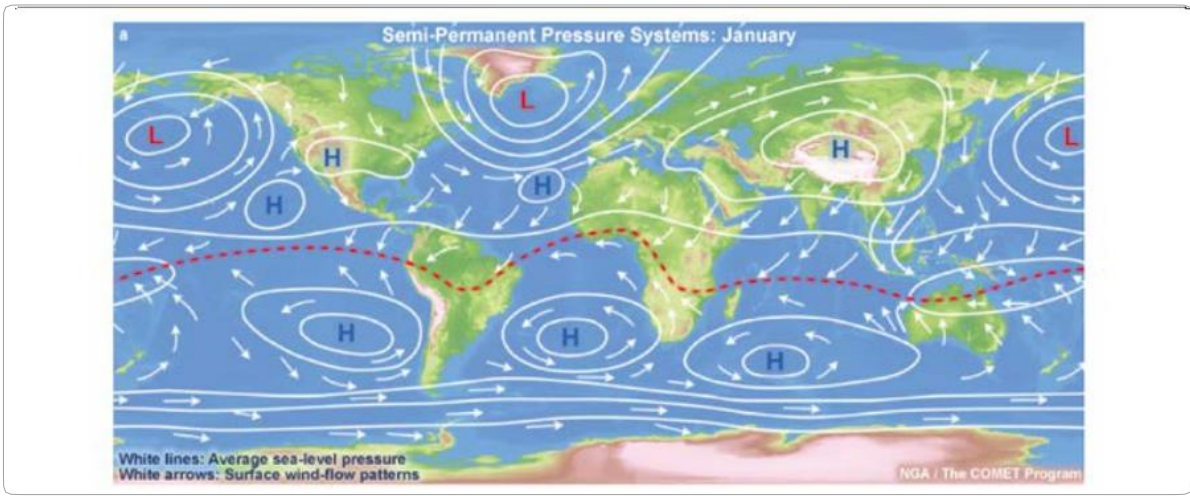
세계의 일부 지역에서는 육지와 해양의 계절적 온도 차이가 무역풍 순환을 지배하는 다소 큰 순환 패턴을 생성한다. 이러한 영역이 몬순지대이다. 여기에서 열대 기상은 아열대 고압대(subtropical high pressure), 무역풍대(trade wind belts), ITCZ 및 몬순 지대를 포함한다.

21.1.1 아열대 고압대 (Subtropical High Pressure Belts)

아열대 고압대의 영향하에 있는 지표면이 모두 균일한 온도의 바다라면, 고압대는 전 세계를 아우르는



[그림 21-1] 7월 세계 평균 지상기압분포와 바람



[그림 21-2] 1월 세계 평균 지상기압 분포와 바람

연속적인 고기압이 될 것이다. 고압대는 공기가 하강하거나 가라 앉는 지역일 것이며, 강한 기온역전과 극히 적은 강수량을 특징으로 한다. 그러나 고압대의 위도에 있는 지표면은 일반적으로 연중 내내 해수면보다 따뜻하다. 따라서 그림 21-1 및 그림 21-2. 아열대 고압대는 북반구 겨울 동안 남쪽으로 이동하고 여름에는 북쪽으로 이동한다. 계절 이동, 역전의 높이와 강도 및 지형 형상이 아열대 고압대의 날씨를 결정한다.

여름철 북반구에서는 가열된 육지에 저기압이 위치하고, 비교적 차가운 해양 지역은 고기압이 위치하는 경향이 있다. 반대로 차가운 남반구에서는 북반구와 반대의 패턴이 된다. 차가운 육지 지역은 고기압이, 수면은 저기압이 위치하는 경향이 있다. 그러나 상대적으로 작은 육지 면적 때문에 남반구에서 그 관계가 분명하지 않다. 아열대 고압대는 양쪽 반구에서 약 30도의 위도에서 분명히 나타나며, 빨간색 점선은 ITCZ를 나타낸다. 이 계절에는 그림 21-1의 패턴이 바뀐다. 추운 북반구에서는 차가운 육지는 주로

고기압 지역이고, 따뜻한 해양은 저기압 지역이다. 따뜻한 남반구에서 육지 지역은 낮은 기압을 띠는 경향이 있으며, 해양은 높은 기압을 띠고 있다. 아열대 고압대에 위치한 두 반구 모두에서 이 현상은 분명하다. 고압대는 최대 가열 구역(the zone of maximum heating)의 이동과 함께 7월에는 북쪽으로, 1월에는 남쪽으로 이동한다. 빨간색 점선은 ITCZ를 나타낸다.

21.1.1.1 대륙기상(Continental Weather)

아열대 고압대 영향을 받는 대륙의 서쪽 지역은 공기가 안정적이다. 기온역전은 아열대 고기압 지역의 동쪽이 대륙의 서쪽 지역과 겹치는 곳에서 가장 강하고 가장 낮다. 습기가 역전 아래 있게 되면 안개와 낮은 층운이 자주 발생한다.

그러나 습기층이 얇고 공기가 안정되어 있으므로 강수량은 거의 없다. 사람이 많이 거주하는 지역은 공기에 오염 물질을 추가하여 역전에 갇힌다면 시정 문제를 악화시킨다. 예를 들어, 남서부 미국은 여름에 아열대 고기압에 의해 지배받고 캘리포니아 남부의

반쯤은 건조한 여름 기후에 익숙하다. 강우는 드물지만, 안개는 해안을 따라 발생한다. 겨울에는 아열대 고압대가 남쪽으로 이동한다. 예를 들어 남부 캘리포니아를 생각해 보면, 겨울에는 중위도 순환의 영향을 받아 비가 내리며 극지방 기단이 가끔씩 영향을 주기 때문에 시정이 좋은 맑은 하늘을 가져온다.

동부 대륙 연안의 상황은 그 반대이다. 기온역전은 대륙의 동쪽 연안에 영향을 주는 아열대 고압대 지역의 서쪽이 가장 약하며, 고도는 가장 높다. 대류가 기온역전을 통과할 수 있으며, 소나기와 뇌우가 종종 발생한다. 강수량은 일반적으로 상당한 양의 작물을 키우는데 충분하다. 예를 들어, 미국의 남부 캘리포니아와 같은 위도에 있는 대서양 연안 지역은 여름에 건조하지 않다. 낮은 실링과 안개는 종종 서해안 목적지에서 착륙하는 것을 방해하지만, 일반적으로 내륙으로 수 mile 떨어진 곳에 적절한 예비 공항이 있다. 넓은 지역에 걸쳐 대기가 불안정하며, 대기 불안정에 따른 위험 때문에 동부 해안 목적지의 예비 공항이 더 치명적일 수도 있다.

21.1.1.2 해양 날씨(Weather over Open Sea)

넓은 바다 위 아열대 고압대의 영향하에 있는 지역은 구름 낀 날씨가 거의 없다. 몇몇의 구름은 역전층의 높이에 따라 3,000-6,000ft사이이다. 시계비행(visual flight rules: VFR)에 있어 일반적으로 실링 및 시정은 충분하다.

21.1.1.3 섬 날씨(Island Weather)

아열대 고압대의 영향을 받는 섬 지역은 지속적인

기온 역전 때문에 강우량이 매우 적다. 일부 큰 섬은 일사에 의한 지표면의 가열로 인해 가벼운 대류성 소나기가 발생한다. 소나기구름의 운정은 넓은 바다 보다 약간 높다. 기온은 온화하며, 계절적 변화와 기온의 일변화가 적다. 버뮤다의 쾌적하고 상쾌한 기후가 그 좋은 예이다.

21.1.2 무역풍대(Trade Wind Belts)

그림 21-1과 그림 21-2는 7월과 1월 열대지방의 일반적인 바람을 보여 준다. 아열대 고압대가 위치하고 있는 대양 위로 부는 무역풍은 북반구에서 주로 북동풍이며 남반구에서는 남동풍이다. 아열대성 고압대 지역에서의 기온역전은 무역풍으로 옮겨지고 이것은 무역풍 역전으로 알려져 있다.

아열대 고압대 지역처럼 기온역전은 무역풍이 불어 나가는 대륙의 서안에서 가장 강하며, 무역풍이 불어오는 대륙 동해안이 가장 약하다. 열대성 폭풍우 기간을 제외하고는 이 우세한 바람 방향의 일일 변동은 작다. 결과적으로, 무역풍대의 특정 위치의 날씨는 날마다 거의 변화하지 않는다.

21.1.2.1 해양 날씨(Weather over Open Sea)

무역풍대에서 바다 위의 하늘 상태는 평균적으로 구름이 절반 정도 덮여 있다. 운정은 기온역전의 높이에 따라 3,000~ 8,000ft 범위이다. 아열대 지방보다는 소나기가 흔하지만, 비교적 강수량이 적다. 비행하기에 일반적으로 좋은 날씨이다.

21.1.2.2 대륙 날씨(Continental Weather)

무역풍이 대륙의 서안을 따라 불어 나가는 곳에서는 하늘이 일반적으로 맑으며 이 지역은 매우 건조하다. 바하 캘리포니아의 바하 반도는 잘 알려진 예이다. 무역풍이 대륙의 동안 지역으로 불어 들어오는 곳에서는 소나기와 가끔 영향을 주는 뇌우 등으로 인해 강수량이 풍부하다. 멕시코의 동해안이 좋은 예이다. 강우는 산맥에 의해 바람이 막히지 않는 한, 내륙 안으로 상당 거리 이동할 수 있다. 산맥으로 막혀 있는 내륙 지역은 사막이다. 예를 들면, 사하라 사막과 미국 남서부의 건조한 지역이 있다. 건조한 지역에서의 오후의 대류는 강한 일사로 인한 지표면의 가열 때문에 공통적으로 일어난다. 또한 적운과 적란운이 생길 수 있지만 구름의 운저가 높고 수분 함량이 낮기 때문에 강우량이 적다.

동부 해안과 산맥을 따라 비행할 때의 항공 기상은 소나기와 뇌우의 일반적인 위험에 노출된다. 건조한 지역을 지나는 것이 대부분 좋지만, 오후에 대류로 인한 난기류를 만날 수 있다. 특히 먼지 폭풍에 대해 잘 알고 있어야 하는데, 모래나 먼지가 볼 때 시정이 제한되는 경우가 있을 수 있다.

21.1.2.3 섬 날씨(Island Weather)

섬에 존재하는 산 지역은 무역풍의 날씨로 인한 영향이 매우 크다. 무역풍은 거의 같은 방향에서 일정하게 불기 때문에 항상 섬의 같은 면에 부딪친다. 바람과 맞닿는 쪽은 풍(風)상측이며, 바람이 불어 넘어가는 쪽은 풍(風)하측이다. 구름 꼭대기가 거의 10,000ft를 넘는 경우가 드문 가운데, 산의 풍상측면은 바람으로 인해 강우량이 풍성하고 빈번하게 비가 내린다. 뇌우는 드물다. 풍하측 경사면에 있는 내리막

바람은 공기가 건조해 상대적으로 맑은 하늘과 훨씬 적은 강우량을 보인다.

무역풍 대에 있는 많은 섬들에는 풍부한 수목이 있으며, 풍하측은 다소 건조한 반면, 풍상측에는 우림이 우거질 때도 있다. 예를 들어 하와이 오아후 섬은 무역풍의 방향으로 약 24mile 정도 펼쳐져 있는 넓이의 섬이다. 연간 강수량은 풍상측 해안에서 약 60인치, 산 정상에서 평균 200인치인 데 반해, 풍하측 해안에는 10인치로 급감한다.

이러한 섬 근처에서 비행에 가장 큰 위험 요소는 가려져 있는 산이다. 실링과 시정은 소나기가 내릴 때 풍상 측에서는 시계비행(VFR)을 때때로 제한하기도 한다. 풍하측 경사면에서는 계기비행(IFR)이 필요할 정도의 날씨는 거의 나타나지 않는다.

산이 없는 섬들은 구름과 강우가 거의 영향을 미치지 않는다. 오후에 일사에 의한 지표면 가열은 대류를 증가시키지만 소나기 활동은 그리 크지 않다. 그러나 아열대 고압대 또는 무역풍대 안에 있는 섬에서는 운정(雲頂)이 높게 올라가지 않더라도 적운을 형성한다. 따라서 섬에서 생긴 적운은 섬 주변의 적운 평균 운정(雲頂)보다 높이 솟아올라 있는 구름이 대개 섬의 대략적인 위치를 표시한다. 조종사가 대양에 불시착해야 한다면, 조종사는 키 큰 적운을 찾아 그곳으로 향해야 한다. 아마도 섬 육지 표면에 표시를 남길 것이고, 이는 생존 가능성을 높일 것이다.

21.1.3 열대수렴대(The Intertropical Convergence Zone: ITCZ)

ITCZ에서 수렴하는 바람은 공기를 위쪽으로 밀어낸다. ITCZ는 가끔 뇌우를 동반한 소나기를 내리는

적도 부근에서 지구를 둘러싼 구름의 띠로 나타난다. 밀도가 높은 구름 덩어리는 수백 mile 뻗어 있으며 때때로 더 작은 선으로 분해된다.

이는 무역풍의 수렴 때문에 존재한다. 북반구에서 무역풍이 남서 방향으로 움직이는(북동풍) 반면 남반구에서는 북서쪽으로 이동(남동풍)한다. 열대 지방에서의 대류 폭풍의 경향은 일반적으로 소규모로 지속 기간이 짧지만 강한 비가 내릴 수 있다. 열대성 강수량의 40%는 시간당 1인치(약 25mm)를 초과하는 것으로 추산된다. 가장 큰 비는 일반적으로 정오에 발생한다. 적도에서는 열대수렴대가 3월과 9월 일 년에 두 번 발생하며, 결과적으로 두 번의 건기가 발생한다.

그림 21-1과 그림 21-2는 ITCZ와 계절변동을 보여준다. ITCZ는 열대 바다에는 잘 드러나지만 대륙 지역에서는 약하고 잘 정의되어 있지 않다.

ITCZ의 대류는 엄청난 양의 수분을 높은 고도까지 운반한다. 소나기와 뇌우는 ITCZ에 자주 있으며, 그림 21-1과 같이 40,000ft 이상의 운정을 보이는 것이 일반적이다. 강수량은 매우 풍부하다. 대류가 ITCZ를 지배하기 때문에 ITCZ에 존재하는 섬과 바다 위의 날씨에는 약간의 차이가 있을 수 있다.

ITCZ를 통해 비행하는 것은 대개 적란운과 뇌우를 피하는 통상적인 관행에 따르면 큰 문제가 되지 않는다.

ITCZ는 대륙 위에서 잘 나타나지 않았기 때문에 ITCZ 대륙의 날씨를 설명하려고 하지 않는다. 대륙의 날씨는 건조한 숲에서 우림까지 다양하며, ITCZ보다 몬순과 더 밀접한 관련이 있다.

21.1.4 몬순(Monsoon)

그림 21-1과 21-2에서 볼 수 있듯이, 아시아 대륙 전체에 걸쳐 아열대 고압대는 완전히 무너진다. 아시아는 겨울철에 매우 강한 고기압의 영향권에 들며, 여름에는 강력하게 발달한 저기압의 영향을 받는다. 남반구는 계절이 반대이긴 하지만 호주와 중앙아프리카에서도 마찬가지이다.

겨울 동안 내륙 깊숙한 곳에서 한랭 고기압이 발달해 대륙 연안으로 부는 바람의 원인이 된다. 여름에는 바람의 방향이 바뀌어 따뜻하고 습한 바람이 내륙 안 저기압 지역까지 깊게 불어 들어간다. 이 대규모의 계절풍 변화가 몬순이다. 가장 주목할 만한 계절풍은 남부 아시아 및 동남아시아의 몬순이다.

21.1.4.1 여름 혹은 습한 몬순 날씨 (Summer or Wet Monsoon Weather)

여름 동안 중앙아시아의 저기압은 대륙 남서쪽에서 따뜻하고 습기가 많으며 불안정한 해상 공기를 끌어 들인다. 강하게 가열된 지표면의 공기는 상승하면서 높은 고도에 흐르는 공기와 결합(coupling)되어 두터운 구름, 폭우 및 많은 뇌우를 발생시킨다. 인도의 일부 지역의 강수량은 연간 400인치(약 10,000mm 이상)를 초과하며 6월과 10월 사이에 집중된다.

몬순은 너무나도 뚜렷하여 바다 위 상당히 멀리 떨어져 있는 대기 순환에도 영향을 미친다. 그림 21-1에서처럼, 여름에 적도에서 남아시아 해안까지 우세한 바람이 남부와 남동쪽에 있음을 주목해야 한다. 몬순의 영향이 없다면 이 지역들은 북동 무역풍에 의해 지배를 받고, 몬순 영향 지역의 섬들은 빈번한 소나기의 영향을 받는다.

**21.1.4.2 겨울 몬순 날씨
(Winter Monsoon Weather)**

그림 21-2에서의 겨울 계절풍은 그림 21-1에 표시된 것에 비해 반대임을 기억해 뒤라. 히말라야 산맥의 남쪽 경사면을 따라 내려오면 고원지대의 차갑고 건조한 공기가 단열적으로 따뜻해진다.

건조한 겨울 몬순의 영향으로 내륙에서는 거의 비가 내리지 않는다. 건조한 공기는 비교적 더 따뜻한 물 위로 이동해 감에 따라 공기 하층에 더 많은 수분을 빠르게 흡수하고 더 따뜻해져 대기가 불안정해진다. 비는 바다 위 섬들과 해안 지역에 자주 내리는데 이는 물 위를 이동하는 공기의 방향성을 따른다.

필리핀은 특별한 특징이 있다. 여름 동안 필리핀은 분명히 남쪽의 몬순 흐름에 있고, 강우량이 많다. 겨울에는 북동 무역풍과 몬순 흐름 사이의 변동 지대에서 북동쪽 바람의 영향을 받는다. 우리는 이러한 현상을 무역풍이나 몬순이라고 부르며, 두 경우 모두 강수량이 풍부하다. 필리핀은 일 년 내내 습하고 열대기후를 가지고 있다.

21.1.4.3 다른 몬순 지역들(Other Monsoon Areas)

7월의 호주(남반구 겨울)는 그림 21-1과 같이 주로 육풍이 부는 고압대 지역이다. 호주 대륙의 대부분은 겨울 동안 건조하다. 1월에는 그림 21-2에서 볼 수 있듯이, 바람이 내륙의 저기압으로 육지에 유입이 된다. 그러나 호주의 연안의 대부분은 산으로 둘러싸여 있으며, 산의 풍상측 경사면은 습하다. 내부는 하강하는 바람이 따뜻하고 건조하다. 중앙아프리카는 습기가 많은 기후와 정글로 유명하다. 그림 21-1과 그림 21-2에서 보듯이, 일 년 중 대부분의 우세한 바람은 내륙으로 들어오는 해풍이며, 일부 지역은 연중 내내

습하다. 다른 지역은 계절풍 이동과 함께 몬순이 나타나며, 여름에는 우기가 있고 겨울에는 건기가 나타난다. 아프리카의 기후는 매우 다양하여 상세한 지역별 연구만이 각 지역의 전형적인 기후를 설명할 수 있다.

남반구 겨울(7월)에 아마존 계곡에서 나타나는 남동 무역풍은 그림 21-1에서와 같이 계곡 깊숙이 침투하여 정글 기후 원인이 되는 풍부한 강우량을 보인다. 1월에 ITCZ는 그림 21-2와 같이 계곡 남쪽으로 이동한다. 북동 무역풍은 몬순을 따라 움직이고, 적도를 넘어 아마존 계곡에도 침투한다. 아마존 정글은 주로 몬순 바람 때문에 생긴다.

**21.1.4.4 몬순에서의 비행 날씨
(Flying Weather in Monsoons)**

겨울 몬순 동안 건조한 내륙지역 위로 비행하기 아주 좋은 날씨가 계속된다. 바다 위에서 비행하는 조종사는 소나기와 뇌우 사이에서 항로를 잘 골라야 한다. 여름철 몬순의 경우, 시계비행(VFR)은 지상의 낮은 실링과 폭우로 인해 종종 제한된다. 계기비행(IFR)은 천둥 번개의 위험에 대처해야 한다. 열대 지방의 빙결 고도는 상당히 높기 때문에 착빙은 높은 고도에서만 발생한다.

21.2 일시적인 체계(Transitory Systems)

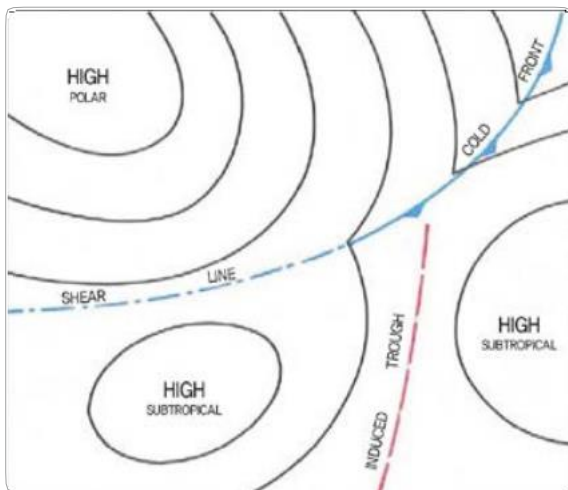
주요 대류 순환들(prevaling circulations)이 날씨를 분석하는 유일한 고려 사항은 아니다. 중요한 것은 열대 기상학에 영향을 주는 요소는 시어라인(shear line)과 열대 상부 대류권 기압골(Tropical Upper Tropospheric Trough: TUTT), 열대 불안 정파,

ITCZ를 따라 북동 및 남동 무역풍이 수렴되는 지역, 열대저기압 등이다.

21.2.1 극 전선과 시어라인(Remnants of Polar Fronts and Shear Lines)

극 전선에서 분리된 부분이 대류선이 되어 가끔 열대성 저기압을 생성할 수 있다. 고위도에서 유래된 찬 공기 덩어리가 열대지방에 도달할 때까지 온도와 습도는 전선 양쪽에서 거의 동일하다. '바람 전이(wind shift)'라고도 불리는 시어 라인은 모두 남아 있다(그림 21-3). 이들은 주로 허리케인 계절 초기 또는 후기에 대서양, 멕시코만 또는 캐리비안해에서 발생하는 폭풍에 영향을 미친다.

그림 21-3에도 표시된 시어라인은 반영구적인 고기압이 두 개의 세포를 가르면서 골을 만드는 결과를 가져온다. 이 시어라인들은 수렴 영역이며 상승 운동을 만들어 낸다. 결과적으로 상당한 뇌우와 소나기 활동이 시어라인을 따라 발생한다.



[그림 21-3] 아열대의 내에서 활동하는 극 고기압에 의해 발생한 시어선과 유도기압골

21.2.2 열대 상부 대류권 기압골(TUTT)

일반적으로 열대지방의 10,000ft 이상의 층을 통과하는 기압골은 특히 극지방 번두리를 따라서 이동한다. 이들은 TUTTs로 알려져 있다. 그림 21-4는 그런 기압골을 보여 준다. TUTT가 남동쪽이나 동쪽으로 이동하면, 기압골 선의 동쪽 넓은 영역으로 중층운과 상층운을 확장시킨다. 때로는 잘 발달된 기압골이 열대지방 깊숙하게 확장되고, 기압골의 적도 끝부분에서 폐쇄된 저기압이 만들어지기도 한다. 그 저기압은 기압골과 분리되어 서쪽으로 이동하는데, 두꺼운 구름과 많은 강수를 가져온다. 이 저기압이 강한 아열대 제트기류 근처에서 발생하는 경우, 광범위하고 때로는 두터운 권운과 일부 대류운, 그리고 청천난기류가 발생한다.

TUTT와 저기압은 열대지방에서 상당한 강수량을 보이는데, 특히 산악 지역과 일사에 의해 가열되어 상승해 포화된 공기가 존재하는 지역에서 특히 심하다.



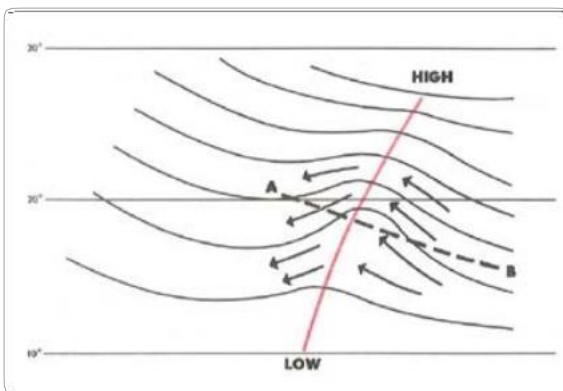
[그림 21-4] TUTT가 하와이를 건너 동쪽으로 이동. 광범위한 구름은 기압골 동쪽에서 발달

이 저기압 시스템은 마우이와 하와이의 큰 섬의 높은 지형에서 300inch(약 7,500mm)이상의 연간 강수량에 크게 기여한다. 열대지방의 다른 산악 지대도 지구상에서 가장 습한 곳이다.

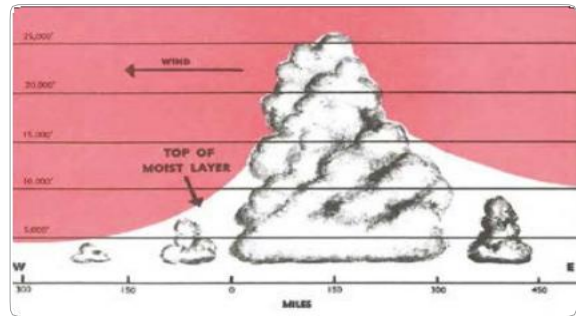
21.2.3 열대 불안정파(Tropical Wave)

열대 불안정파(편동 파동(easterly waves)이라고도 함)는 일반적으로 무역풍대에서 발생하는 열대성 요란이다. 북반구에서는 보통 아열대 고압대의 남동부 주변에서 발생한다. 그들은 열대지방의 우세한 편동순환(easterly circulation) 내에 있는 고기압의 남쪽 가장자리를 따라 동쪽에서 서쪽으로 이동한다. 불안정파 앞에서의 지상풍은 보통 무역풍 방향보다 다소 북쪽이다.

그림 21-5와 같이 불안정파가 접근하면 압력이 낮아지며 지상풍은 동남동 또는 남동으로 이동한다. 전형적인 불안정파 이전에는 매우 좋은 날씨가 있지만, 두터운 구름과 함께 종종 비와 뇌우가 뒤따라온다. 기상 활동은 대략 남북 선상에 있다.



[그림 21-5] A-B로 진행되는 북반구 동풍 불안정파



[그림 21-6] 그림 21-5의 A-B선을 따른 수직 단면

바람은 일반적으로 북동풍에서 남동풍으로 이동한다. 불안정파는 서쪽을 향해 이동하며, 좋은 날씨가 선행되고 종종 흐린 날씨 및 강수가 뒤따른다.

열대 불안정파는 모든 계절에 발생하지만 여름과 초가을에 더 자주 발생한다. 태평양 불안정파가 하와이에 자주 영향을 미친다. 대서양 불안정파는 가끔 멕시코만으로 이동하여 미국 해안에 이른다.

21.2.4 서아프리카 요란선(WADL)

때때로 스콜선과 유사한 대류선이 열대 위도에 걸쳐 있는 대륙에서 서쪽으로 이동해 해양 무역풍과 합류한다. 북대서양에서 이것은 서아프리카 요란선으로 알려져 있다. WADL은 20~40mile의 속도로 편동 파동(easterly waves)보다 빠르게 이동할 수 있다. 일부 WADL은 결국 열대성 태풍 또는 허리케인으로 발달한다.

21.2.5 열대저기압(Tropical Cyclones)

열대성 저기압은 열대성 해양을 기점으로 하는 저

기압에 대한 일반적인 용어이다. 열대성 저기압은 평균 10분 풍속을 기준으로 강도에 따라 분류된다. 이 폭풍우의 돌풍(gust)은 평균 10분 풍속보다 50%이상 높다. 북대서양과 태평양 북서부의 열대성 저기압 분류는 다음과 같다:

1. 열대성 저기압 – 최대 34knots
(시간당 64km/h)의 바람
2. 열대성 폭풍우- 35~64knots
(시간당 65~119km/h)의 바람
3. 허리케인- 최소 65knots
(시간당 120km/h)의 바람

세계의 다른 지역에서 북서 태평양의 태풍, 남서 태평양과 남동 인도양(호주 부근)의 강력한 열대 사이클론, 북 인도양의 강력한 사이클론 폭풍, 남서 인도양의 열대성 저기압 같은 허리케인 강도를 충족시키는 열대성 저기압에 대해 다양한 용어가 사용된다. 슈퍼 태풍이라는 용어는 최고 지속풍이 최소 130노트(시간당 241km/h)인 경우에 사용된다.

21.2.5.1 발달(Development)

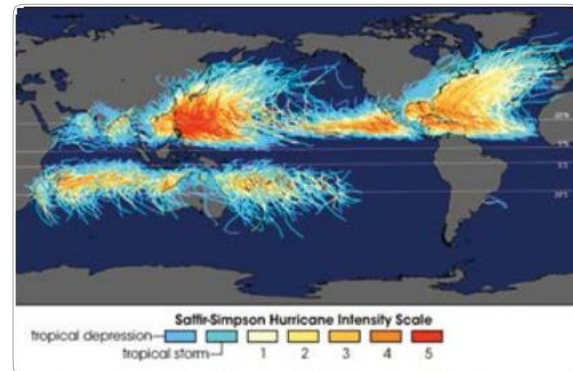
열대성 저기압 발달의 전제 조건은 저고도 수렴과 저기압 윈드시어 조건 아래에 최적의 해수면 온도이다. 열대성 저기압이 잘 발달되는 곳은 대륙에서 열대 해양으로 움직이는 저위도 내 대류선(line of convection), 시어라인, TUTTs, 열대성 불안정파, WADL과 같은 곳이다.

이러한 열대성 저기압 발달(이하 '시스템')과 관련된 저고도 수렴 자체만은 열대성 저기압의 발달을 지원하지 않는다. 시스템은 높은 대류권 고도에서

수평 유출(발산)이 있어야만 한다. 이 조합은 굴뚝을 만들어 공기가 구름과 강수량을 일으키는 부력을 만든다. 응결은 다량의 잠열을 방출하여 시스템의 온도를 상승시키며 상승 운동을 가속시킨다. 온도 상승은 지상기압을 낮추어 저고도 수렴을 증가시킨다. 이렇게 하면 습기가 많은 공기가 시스템에 유입이 된다. 이러한 연쇄 반응 현상이 계속되면 거대한 소용돌이가 발생하여 허리케인의 풍속이 최고조에 달할 수 있다.

그림 21-7은 열대성 저기압이 자주 발생하는 지역을 보여준다. 그들은 보통 위도 5°와 20°사이에서 발생한다. 코리올리의 힘이 적도 근처에서는 너무 작기 때문에 열대저기압이 적도의 5°이내에 있을 가능성은 거의 없다. 저기압 주변 지역에 바람을 가두어 두기에는 힘이 충분하지 않기 때문이다. 바람은 적도 저기압 주변으로 흐르며 그곳의 공간은 또 다시 재빠르게 채워진다.

이 지도는 2006년 9월까지 국립 허리케인 센터 및 JTWC에서 제공되는 모든 폭풍우 추적을 기반으로 한다. 경로의 누적으로 허리케인 기후 현상에 대한 몇 가지 세부 정보가 표시된다. 예를 들어, 가장 심한



[그림 21-7] 열대 저기압의 약 150년간의 경로와 지구상에 나타난 강도

폭풍이 발생한 곳, 허리케인의 궤도에 영향을 미치는 대규모 대기 패턴을 보여 준다.

21.2.5.2 이동(Movement)

북반구의 열대저기압은 보통 저위도 지역에서 서북 방향으로 이동한다. 이러한 폭풍우가 중위도로 이동함에 따라 그들은 우세한 편서풍의 영향을 받게 된다. 현재 폭풍우는 두 개의 바람 영향을 받고 있다. 저고도에서는 무역풍, 상층에서는 우세한 편서풍. 따라서 폭풍우는 매우 불규칙하게 움직인다. 심지어 진행 방향 반대로 회전해서 갈 수 있다. 마지막으로 우세한 편서풍의 영향을 받게 되면, 폭풍은 북쪽을 향하고, 그 다음 북동쪽으로, 마지막으로 동북동으로 이동한다. 이 시기에는 열대저기압은 완전히 중위도로 들어간다.

21.2.5.3 소멸(Decay)

열대저기압이(북반구에서) 북쪽 또는 동쪽으로 갈수록 보통 열대성 저기압의 특성을 잃기 시작하여 중위도 저기압 특성으로 바뀐다. 차가운 공기가 폭풍우로 흐르면 폭풍의 세력이 점차적으로 약해진다. 폭풍우가 해안선 또는 넓은 바다를 따라 움직이면, 열대지방에서 멀리 떨어진 지역까지 영향을 미치고 서서히 소멸된다. 그러나 폭풍우가 육지로 내습할 경우, 수증기 공급이 차단되어 급속도로 위력이 줄어들고 표면 마찰이 증가한다. 보통 파괴와 홍수의 흔적을 남긴다.

폭풍은 중위도 특성을 취할 때 '열대지방 외부'를 의미하는 온대저기압이라고 한다. 열대성 저기압은 고위도 폭풍이 생산한 기상 조건과 다소 다른 기상 조건을 만들어 낸다.

21.2.5.4 열대 저압부의 날씨 (Weather in a Tropical Depression)

발달 단계에 있는 동안, 폭풍은 여러 층 내 완전히 구름으로 차폐된 원형의 특징을 갖는다, 이 구름에는 수많은 소나기와 뇌우가 포함되어 있다. 소나기 및 뇌우의 양상은 군데군데 흩어져 있는 것부터 밀집되어 있는 것까지 다양하다. 구름 패턴의 직경은 100마일 미만의 소형 시스템에서 200마일 이상의 대형 시스템까지 다양하다.

21.2.5.5 열대 폭풍우와 허리케인 (Weather in Tropical Storms and Hurricanes)

저기압 흐름이 증가함에 따라 뇌우와 소나기는 깨어지거나 견고한 선으로 형성되어 폭풍우의 중심으로서의 나선형의 바람의 흐름과 평행을 이룬다. 이 선은 레이더에서 자주 볼 수 있는 나선형 모양이다. 이 강우띠(rain band)는 폭풍우 주위를 돌면서 계속 변화한다. 강우띠에서 내리는 비는 매우 심해 실링과 시정을 거의 0으로 만든다. 바람은 대개 매우 강하고 돌풍을 일으켜 위협적인 난기류를 일으킨다. 강우띠 사이에서는 실링과 시정이 다소 회복되며 난기류는 일반적으로 덜 강하다.

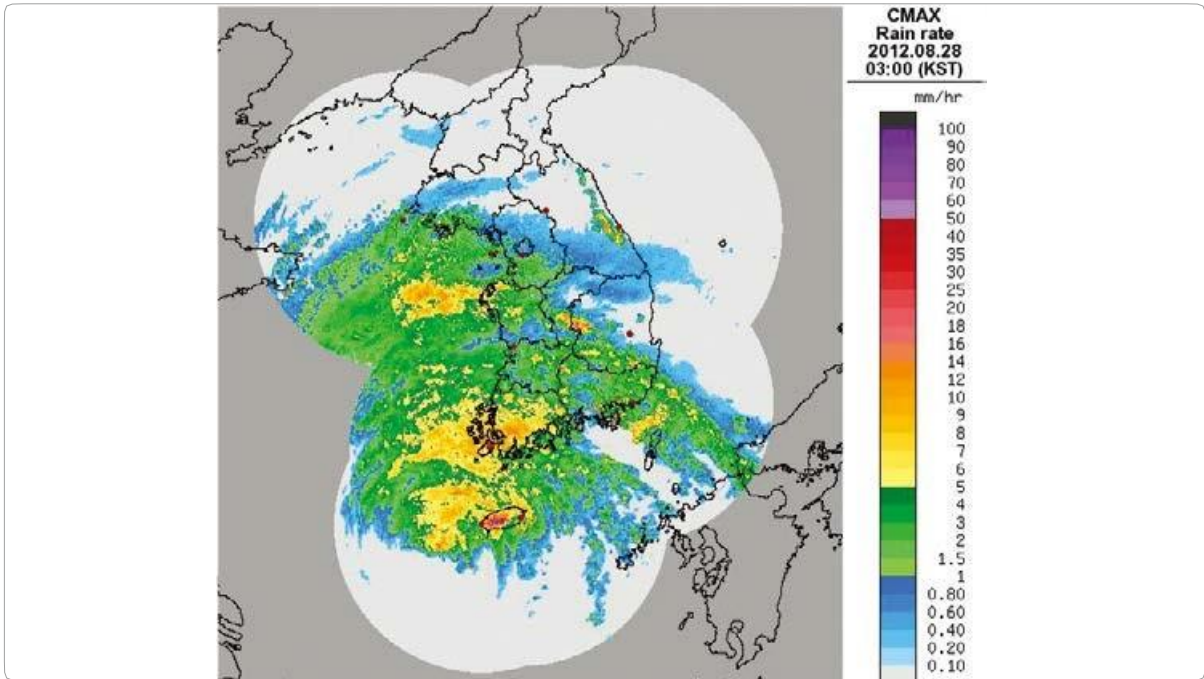
눈(eyes)을 형성하는 대부분의 열대저기압은 열대성 폭풍 강도에 도달한 후 48시간 이내에 이루어진다. 태풍의 눈 속에서 하늘은 구름이 없고 바람은 비교적 약하다. 태풍의 눈의 평균 직경은 15mile에서 20mile 사이지만, 때때로 7마일 정도로 작고 드물게는 직경이 30마일 이상이다. 눈 주위에는 50,000ft 이상으로 확장될 수 있는 구름벽이 있다. 이 구름벽은 많은 비와 폭풍의 가장 강한 바람을 포함하고 있다. 175노트의 최고 풍속이 몇몇 폭풍에서 기록되어 왔다.

그림 21-8과 아래 그림 21-9를 참조할 때, 이는 성숙한 태풍의 레이더 표출과 위성사진이다.

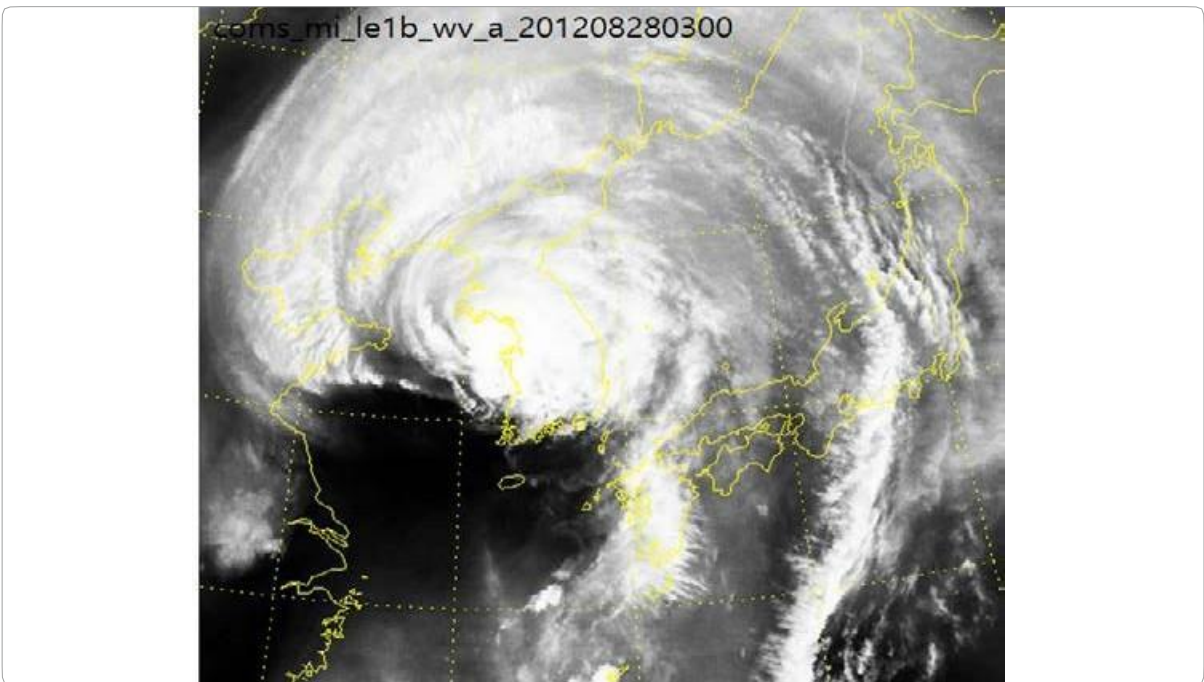
나선형 강우대와 원형 눈에 주목하라. 이 두 그림은 같은 날, 같은 시각의 사진이다.

[표 21-1] Saffir-Simpson허리케인 바람 등급에 대한 가옥 피해와 풍속

Saffir-Simpson 허리케인 등급	풍속	집의 피해 정도
5	≥157 mph ≥137 knots ≥252 km/h	모든 이동 주택의 거의 완전한 파괴가 발생한다. 조립 주택의 대부분이 층 지붕 파손과 벽 붕괴 상태에서 파괴된다. 지붕 덮개, 창문 및 문까지 광범위한 손상이 발생한다. 다량의 비산 잔해물이 대기 중에 떠다닐 것이며, 비산잔해의 위험은 보호되든 보호되지 않은 모든 창문에서 발생할 것이다.
4	130-156 mph 113-136 knots 209-251 km/h	모든 오래된 (1994년 이전 건설) 이동 주택이 대부분 파괴될 것이다. 새로운 이동 주택의 상당수도 파괴될 것이다. 약하게 만들어진 조립주택은 지붕 구조의 손실뿐만 아니라 모든 벽들이 완전한 붕괴의 피해를 입는다. 잘 지어진 집도 지붕 구조 및 일부 외벽의 손실로 심각한 피해를 입을 수 있다. 지붕 피복재, 창문 및 출입문까지 광범위한 손상이 발생한다. 다량의 비산물 잔해가 대기 중에 떠다닐 것이며, 비산잔해의 위험은 보호되든 보호되지 않은 모든 창문을 부술 것이다.
3	111-129 mph 96-112 knots 178-208 km/h	모든 오래된 (1994년 이전 건설) 이동 주택이 대부분 파괴될 것이다. 새로운 이동 주택의 상당수도 파괴될 것이다. 약하게 만들어진 조립주택은 지붕과 외벽이 날아가는 피해가 발생할 것이다. 보호되지 않은 창은 비산물 잔해에 의해 파손된다. 잘 지어진 조립주택도 지붕데크와 차양 끝부분이 날아가는 심각한 피해를 볼 것이다.
2	96-110 mph 83-95 knots 154-177 km/h	오래된 (주로 1994년 이전 건설) 이동 주택은 파괴될 가능성이 매우 높으며, 날아다니는 잔해물은 근처의 이동 주택을 파손시킬 수 있다. 최신 이동 주택도 파괴될 수 있다. 약하게 만들어진 조립주택은 지붕 구조가 날아갈 가능성이 높다. 특히 지붕 구조가 제대로 고정되지 않은 경우 특히 그렇다. 보호되지 않은 창은 비산물 잔해에 의해 파손될 가능성이 크다. 잘 지어진 조립주택도 지붕에 손상이 발생하며, 알루미늄, 그물망, 수영장 울타리의 손상은 일상적이다.
1	74-95 mph 64-82 knots 119-153 km/h	1994년 이전에 건축되어 오래된 이동 주택은 파괴될 수 있다. 특히 제대로 정박되지 않은 경우 더욱 그럴 수 있다. 최신 고정된 이동 주택은 지붕의 표면 손상과 관련된 피해가 있을 수 있다. 파편이 날아가는 경우 보호되지 않은 창문은 깨질 수 있다. 벽돌 굴뚝이 넘어질 수도 있다. 잘 만들어진 주택은 옥상 지붕 판, 비닐, 처마 밑 패널 및 배수로 등 손상을 줄 수 있다. 알루미늄, 그물망, 수영장 울타리의 손상이 발생한다.



[그림 21-8] 2012년 8월 28일 제주 고산에서 관찰된 태풍 볼라벤 레이더 영상



[그림 21-9] 2012년 8월28일 위성에서 관찰된 태풍 볼라벤



22장



북극 기상

22.1 개요

22.2 기후, 기단과 전선

22.3 북극의 특색

22.4 기상 위험

22장

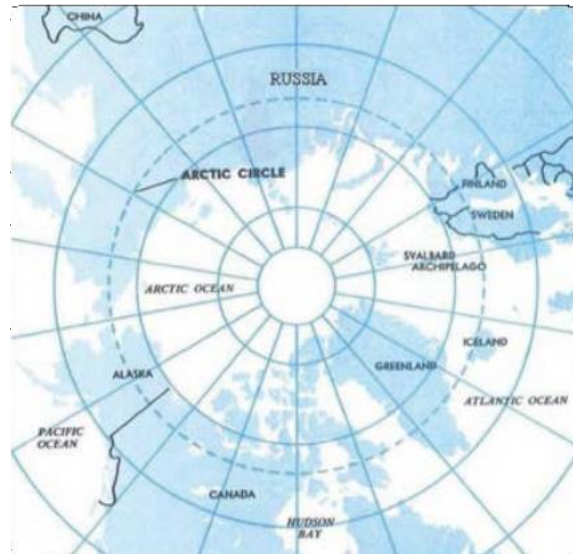
북극 기상

22.1 개요(Introduction)

엄밀히 말하면 북극은 북극권(북위 66.5도) 내에 있는 그림 22-1의 아래 영역이다. 그러나 북극은 일반적으로 북부 지역으로 막연히 정의된다.

알래스카의 대부분은 북극권의 남쪽에 있지만, <22장>에서 알래스카 날씨도 북극의 날씨로 포함한다.

북극 날씨에 대한 소개로 이 장에서는 기후, 대기 질량 및 북극 전선을 조사하고 북극의 날씨 특성을 소개하며 북극의 기상재해에 대해 논의한다.



[그림 22-1] 북극권

22.2 기후, 기단과 전선(Climate, Air Masses, and Fronts)

북극 기후에 영향을 주는 여러 요인이 있다. 특히 북극 지역에서, 어떤 지역의 기후는 대체로 태양으로부터 받은 에너지의 양에 의해 결정된다. 그러나 산과 얼음 덮인 그 지역의 국지적 특성도 기후에 영향을 미친다.

22.2.1 긴 낮과 밤(Long Days and Nights)

북극에서도 낮과 밤 길이의 계절 변화는 지구의 기울기와 태양의 회전 때문에 발생한다.

22.2.2 육지와 해양(Land and Water)

그림 22-1은 북극의 해양 분포와 육지 분포로 나눈다. 북극 산맥은 공기 이동에 효과적이다. 대규모의 기단은 내륙에 축적된다. 따라서 북극의 육지 지역은 기단의 발원지이다.

북극해의 상당 부분은 영구 얼음 팩으로 알려진 깊은 얼음 층으로 일 년 내내 덮여 있다. 이 얼음 팩은 봄과 여름에 얼음이 녹고 가을과 겨울에 얼음이 증가하는 계절 주기를 가진다. 비록 북극해의 상당 부분이 일 년 중 많은 기간 동안 얼음에 덮여 있다고 해도, 얼음과 물 아래는 주변의 차가운 육지보다 더 많은 열을 포함하여 기후를 조절한다. 해양 및 연안지역은

겨울에는 온화한 기후를, 여름에는 시원한 기후를 나타낸다. 커다란 바다와 달리 커다란 육지는 계절에 따라 더 큰 온도 변화를 보인다.

22.2.3 온도(Temperature)

겨울에는 북극지방이 매우 추운 반면, 지역 지형과 기압계 움직임으로 인해 때로는 일부 지역이 의외로 따뜻하다. 겨울에는 연안 지역이 내륙보다 따뜻하다. 여름에는 수 시간의 햇빛으로 내부가 쾌적하게 따뜻해지는 반면, 연안 지역은 바다가 가까워 여름이 비교적 짧고 시원하다.

22.2.4 구름과 강수(Clouds and Precipitation)

북극의 구름은 얼음 펙이 더 널리 퍼지기 때문에 겨울 동안 최소가 된다. 봄은 흐린 날이 많고, 해빙의 일부가 녹고 북극해에서 추가로 물이 들어날 때 여름과 가을에는 구름이 최대로 된다.

여름 오후 내륙에 형성되는 산발적 적운은 가끔 천둥 소나기로 발달한다. 이 천둥 소나기는 일반적으로 중위도의 운동과는 반대되는 북극의 북동쪽에서 남서쪽으로 이동한다.

겨울철 극저기압은 바다 위에서 형성될 수 있다. 극저기압은 찬 공기가 따뜻한 물 위로 흐를 때 급속적으로 발달하는 작고 강렬한 저기압계이다. 그들은 위험 기상, 강풍, 강수량을 동반한다. 극저기압은 육지로 이동하면 빠르게 소멸된다.

북극의 강수는 지역마다 크게 다를 수 있지만 일반적으로 적다. 일부 지역은 극지 사막으로 알려져 있다.

겨울철 북극에 내리는 강수는 눈인 반면, 여름철 강수는 바다와 얼음 정상에서는 눈의 형태로, 내륙 지역에서는 비가 내린다. 얼음 펙과 연안 지역의 연간 강수량은 내륙보다 적다.

22.2.5 바람(Wind)

일반적으로 북극 바람은 약하다. 강풍은 가을과 겨울에 해안 지역을 따라 더 자주 발생한다. 풍속은 대개 일 년 내내 대륙 내에서 약하지만 일반적으로 여름과 가을에 가장 강하다.

22.2.6 기단-겨울(Air Masses—Winter)

겨울에는 팽창된 얼음 펙과 인접한 눈 덮인 육지에 기단이 형성된다. 이 기단은 매우 차가운 표면 공기, 매우 건조하고 강한 저고도 기온역전이 특징이다.

때로는 얼지 않은 바다 위 공기가 북극인 북쪽으로 흐른다. 한랭 다습한 공기는 겨울철 대부분 북극에서 흐린 날씨와 강수량을 나타낸다.

22.2.7 기단-여름(Air Masses—Summer)

여름철에는 북극의 영구 동토(凍土)의 최상층이 녹으면서 습기 찬 땅이 생겨 북극 분지의 광활한 수면 지역은 두드러지게 증가한다. 따라서 전체 영역이 더욱 습하고 상대적으로 온화하며, 반(半)해상 성질을 띠게 된다.

가장 많은 양의 구름과 강수량은 여름에 내륙에서 발생한다.

22.2.8 전선(Fronts)

폐색전선이 일반적이다. 폐색전선 내 기상 조건은 다른 지역과 같이 북극에서도 거의 같다. 낮은 구름, 강수량, 악(惡)시정 및 갑작스러운 안개 형성 등이다. 전선은 내륙 지방보다 해안 지방에서 훨씬 빈번하다.

22.3 북극의 특색(Arctic Peculiarities)

북극에는 이 지역 고유의 특색 있는 현상이 관찰된다.

22.3.1 기온역전 효과 (Effects of Temperature Inversion)

북극은 온도가 고도와 함께 증가할 때 발생하는 저고도 기온역전을 빈번하게 경험한다(즉, 차가운 공기가 지면 근처에 있고 그 위에 온난한 공기가 있음). 역전은 지상 바람을 늦게 불게 하고 오염 물질을 가두어, 역전이 끝날 때까지 지속되는 스모그와 연무 조건을 만든다. 또한 빛은 역전을 통해 낮은 각을 통과할 때 구부러져 지평선 너머의 물체가 수평선 위에 나타날 수 있는 신기루의 형태인 '루밍'이라는 효과를 낸다. 이러한 저고도 역전은 태양, 달 및 기타 물체의 모양을 왜곡한다.

22.3.2 눈 덮인 표면에 의한 빛 반사(Light Reflection by Snow-Covered Surfaces)

더 많은 빛은 어두운 표면보다 눈 덮인 표면에 의해 반사된다.

눈은 가끔 그림자를 지울 만큼 북극의 햇빛을 충분히 반사하기 때문에 물체의 대비가 감소한다. 어둡고 먼 산들은 쉽게 알아볼 수 있지만, 일반적으로 볼 수 있는 틈은 대조가 없어 감지되지 않을 수 있다.

22.3.3 천체로부터의 빛 (Light from Celestial Bodies)

달과 별에서 나오는 빛은 저위도에서보다 북극지방에서 훨씬 강렬하다. 별에서 오는 빛도 다른 곳에서 볼 수 있는 것보다 훨씬 더 많이 볼 수 있게 한다. 완전히 구름으로 차폐된 하늘 아래에서만 북극의 밤 어둠이 저위도에서 어둠의 정도에 가까워진다.

22.4 기상 위험(Weather Hazards)

기상 위험은 시야를 제한하는 현상, 눈보라, 착빙, 서리 및 대비 부족(화이트아웃)을 포함한다.

22.4.1 안개와 얼음안개(Fog and Ice Fog)

안개는 물방울이나 얼음 입자가 지구 표면의 공기 중에 떠 있을 때 발생한다. 물방울 안개는 여름 동안 연안 지역에서 발생한다. 얼음안개(빙정 안개, 빙결된 안개, 서리 안개, 서리 조작, 회색 공기, 거친(rime) 안개, 빙무라고도 함)는 과냉각된 물방울이 직접 결빙되어 형성된 안개의 일종이다. 얼음안개는 부유된 얼음 입자로 구성되어 있으며 부분적으로 직경이 20-100 μ 이지만 주로(특히 밀도가 높은 경우) 약 12-20 μ 의 얼음 입자이다.

그것은 매우 낮은 온도에서 발생하며 보통 고위도의 맑고 바람 없는 날 씨에 발생한다. 태양은 햇무리를 일으킬 수 있다. 유효한 시정은 태양 쪽을 보았을 때 훨씬 더 많이 줄어 든다. 얼음안개는 -30°C보다 따뜻한 온도에서는 거의 발생하지 않으며, 수증기 발생원 근처에서 -45°C의 기온에서 거의 항상 존재하며 온도가 감소함에 따라 빈도가 증가한다. 이러한 수증기 발생 요인은 빠르게 흐르는 물줄기의 열린 웅덩이, 바다, 동물 떼, 화산 등과 특히 난방, 자동차 및 항공기의 연소 생성물들이다. -30°C보다 높은 온도에서 수증기 발생원은 냉각되면 얼음안개로 변하는 수적의 증기 안개를 유발할 수 있다.

22.4.2 높날림 눈과 땅 날림 눈(Blowing and Drifting Snow)

얼어붙은 북극해와 해안 지역을 따라 가을과 겨울에 발생하는 '높날림 눈(Blowing snow)', '땅 날림 눈(Drifting snow)'과 강풍은 일반적으로 위험한 날씨다. 높날림 눈은 쌓인 눈이나 떨어지는 눈이 바람에 의해 날리면서 지상시정을 감소시킨다. 땅 날림 눈은 강한 지상풍에 의해 발생된 눈 깊이와 강설이 고르지 못하게 쌓인다. 땅 날림 눈은 대개 눈이 내릴 동안 혹은 끝난 후에 발생한다. 땅 날림 눈은 높날림 눈과 관련이 있다.

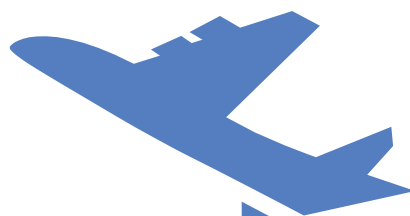
북극에서는 눈이 건조하고 미세하기 때문에 지면에 발생된 자국을 지우고, 눈을 지면 몇 ft까지 올릴 수 있는 약한 바람에 의해 쉽게 발견된다. 갑작스런 지상풍의 증가는 수 분 내에 멀리까지 보이던 시정을 거의 제로로 감소시킨다. 이 갑작스런 시정 감소는 북극에서 경고 없이 자주 발생한다.

22.4.3 서리(Frost)

서리는 물의 응결점 아래에서 고체 표면이나 지표면에 얇은 빙정이 형성된 것이다. 북극에서 서리는 봄, 가을, 겨울 동안 해안 지역에서 발생한다.

22.4.4 화이트아웃(Whiteout)

화이트아웃은 태양이 지평선 근처에 있을 때 북극에서 봄과 가을에 가장 자주 발생하는 시정 제한 현상이다. 이것은 구름이 완전 차폐된 층이 눈 혹은 얼음의 지표면 위에 겹쳐질 때 발생한다. 태양의 평행광선은 눈 표면을 여러 각도에서 접근하기 위해 구름 층을 통과할 때 부서지고 산란된다. 산란된 빛은 눈과 구름 사이를 무수히 앞뒤로 반사하여 모든 그림자를 제거한다. 그 결과 거리 감각의 손실이 있다. 건물, 사람 및 어두운 색상의 물체가 공중에 떠 있는 것처럼 보이며 수평선이 사라진다.



23장



우주 기상

23.1 태양 - 우주 기상 기원

23.2 태양의 에너지 출력 및 변동성

23.3 태양 흑점과 태양주기

23.4 태양풍

23.5 태양의 폭발 활동

23.6 지리 공간

23.7 은하계 우주 방사선

23.8 지자기 폭풍

23.9 태양 복사 폭풍

23.10 이온층(전리층) 폭풍

23.11 태양 플레어 라디오 블랙아웃

23.12 항공기 운항 상 우주 기상의 영향

23.1 태양 - 우주 기상 기원(The Sun- Prime Source of Space Weather)

태양은 일반적으로 우주 기상을 설명하는 데 있어 가장 우선시되는 요인이다. 우주 기상 용어는 태양에서 일어나는 과정을 설명하는 데 사용된다. 즉 지구 환경에 영향을 줄 가능성이 있는 지구 자기권, 이온층, 열권 등이다. 태양으로부터의 방출은 연속적(예를 들어, 태양광 발광 및 태양풍)이고, (예를 들어, 코로나 질량 방출(CMEs: coronal mass ejections) 및 발광) 폭발적이다. 이러한 태양 폭발은 지구에 라디오 정전, 자기폭풍, 이온층 폭풍 및 복사 폭풍을 일으킨다.

태양에서 오는 전하를 띤 입자들과 마찬가지로, 우주 은하선(GCR: Galactic Cosmic Rays)은 더 먼 초신성에서 비롯되고, 지구 근처의 우주 기상 조건에 기여하는 전하를 띤 입자이다. 근본적으로 지속적인 복사로 인해 지구상에 전하를 띤 입자들로 구성된다.

태양과 비 태양 구성 요소의 합은 수신된 잠재적 방사선량의 전체 범위와 같다. GCR 유량의 크기는 흑점주기(흑점은 뒤에 설명됨)와 반비례한다. 즉, 태양 흑점이 지구 근처의 행성 간 환경이 층흐름이고 안정적일 때 최소이고, GCR 성분은 지구 환경에 쉽게 접근할 수 있기 때문에 커진다. 태양 흑점이 최대일 때, 태양 폭발과 관련된 난기류 및 에너지는 지구 근처로의 GCR 접근을 감소시킨다.

23.2 태양의 에너지 출력 및 변동성(The Sun's Energy Output and Variability)

태양은 변하기 쉬운 별이다. 시간에 따라 지속적인 배출물과 폭발적인 배출물 사이의 균형이 일정하지 않다는 것을 의미한다. 이러한 변화 성질을 추적하기 위해 흔히 사용되는 하나의 지표는 흑점의 발생이다. 천문학자들은 수백, 심지어 수천 년 동안 계속해서 태양 관측해 왔다. 비록 기초 물리학은 아직 잘 이해되지 않았지만, 평균적으로 태양흑점은 11년 주기다. 개별 주기의 크기와 지속 시간은 다양하지만, 전형적으로 더 많은 폭발 사건이 태양의 최대치 근처에서 발생하는 반면, 태양의 최저치 근처에서 관측되는 경우는 드물다. 라디오에서 X선까지의 모든 태양 전자파 방출은 태양 최대치 동안 더 강하고 태양 최저치 근처에서 덜 강하다.

23.3 태양흑점과 태양주기(Sunspots and the Solar Cycle)

우주 기상 활동은 태양흑점의 활동에 따라 다양하기 때문에, 그것들은 종종 우주 기상 조건을 바꾸는 대용 지수로 사용된다.

태양흑점은 원래 강력한 국지적 자기장 때문에 존재한다. 이 필드들이 폭발할 때, 심각한 우주 기상이 발생할 수 있다. 흑점은 쉽게 발견되지만, GCR, CMEs, 및 증가된 태양풍과 같은 다른 현상들은 땅에서 관측하기가 더 어렵고 흑점의 긴 역사적 기록과 관련이 없다.

23.4 태양풍(Solar Wind)

태양풍은 '플라스마(plasma)'라고 불리는 전하를 띤 입자와 자기장의 태양에서 멀어지는 연속인 흐름이다. 태양풍은 태양 코로나의 매우 높은 온도의 결과이며, 우주 내로 플라스마가 팽창하는 결과물이다.

태양풍은 지구 환경에 영향을 미치는 대부분의 에너지를 태양 폭발로부터 운반한다. 유일한 예외는 빛과 X선으로 이루어진 태양 플레어 광자가 태양 플레어로 방출되는 에너지를 운반한다는 것이다.

폭발이 없는 동안에도, 플라스마의 끊임없는 흐름은 지구의 지자기장에 연료를 공급한다. 만약 폭발이 일어난다면 태양풍은 빠르고 에너지가 넘칠 것이고, 또는 방해받지 않는 고속 태양풍이 코로나에서 빠져나갈 수 있게 하는 코로나 홀 구조 때문에 점차적으로 증가할 수 있다.

지구에서 보듯, 태양은 대략 27일 주기로 회전하기 때문에, 수개월 동안 지속할 수 있도록 장착된 코로나 홀 구조는 대략 27일마다 일정에 따라 지구를 선회할 것이다.

23.5 태양의 폭발 활동 (Solar Eruptive Activity)

대부분의 태양 폭발은 강한 자기장이 있는 지역에서 기인된다. 보통 태양흑점으로 표시된 이 영역은 활성 영역이라 한다. 활성 영역은 태양이 최대일 때 흔하고 많으며 태양이 최소일 때 적다. 플레어와 CME는 태양 폭발의 두 가지 주요 유형이다. 이들은 독립적으로, 또는 동시에 발생할 수 있다. 태양 플레어는 지상에서 볼 수 있기 때문에 100년 넘게 인식되어 왔다. 지난 50년 동안, 수소-알파 (656.3nm 파장) 필터가 장착된 지상망원경으로 플레어를 관측하는데 사용되었다.

플레어는 매우 밝은 섬광 단계로 특징지어지며, 최대 플레어 동안 몇 분에서 몇 시간까지 지속될 수 있다. 플레어는 감마선에서 라디오에 이르기까지 전자파 방출 스펙트럼에서 모든 주파수로 방출할 수 있다.

태양 플레어와는 대조적으로, CME는 특별히 밝은 것이 아니라 감지하기 어렵고, 태양으로부터 완전히 분출하는데 몇 시간이 걸릴 수 있다. CME는 태양계 바깥쪽 대기인 코로나의 거대한 부피의 분출이다. 위성 시대 이전에 관측하기가 매우 어려웠다. 커다란 태양 플레어에서 방출되는 에너지는 CME에서 방출되는 것과 동등하지만, CME는 지구의 자기장을 교란시키는데 훨씬 효과적이며 가장 강력한 자기 폭풍을 유발하는 것으로 알려져 있다. 태양에서 지구까지 CME 일반적인 소요 시간은 1일 미만에서 4일 이상까지 걸릴 수 있다. 비교해 보면 플레어 중에 발생하는 전자파 방출의 이동 시간은 빛의 속도이다. 순간적으로 태양빛을 받는 지구 관측 쪽에 영향을 준다.

태양 플레어와 CME의 빈도는 태양주기로 추적된다. 태양활동주기의 최대 단계에서 하루에 25번 정도의 태양 플레어가 발생한다. 태양 활동의 최소 주기에서 25개 플레어가 발생하기 위해서는 6개월 혹은 더 많은 시간이 걸린다. CME 빈도는 태양활동주기의 최대 근처에서 일 5회부터 최소 주기에서는 주 1회, 혹은 더 길게까지 다양하다. 태양을 출발하여 관측된 많은 CME는 지구 방향이 아니다.

23.6 지리 공간(Geospace)

지리 공간이란 태양풍 내 지구 자기장의 영향을 받는 지구를 둘러싼 우주 공간이다. 만약 지구가 자기장을 가지고 있지 않다면, 태양풍은 과거 방해 받지 않고, 지구의 질량과 대기에 의해서만 영향을 받았을 것이다. 지구의 자기장은 모든 방향으로 바깥쪽으로 뻗어 있다. 이것은 태양 폭풍의 흐름으로부터 지구를 방어하는 보호막을 형성한다. 이 보호막을 자기권이라 한다. 자기권은 전형적으로 주간에는 지구 반경 약 10배로 태양을 향해 확장되며, 야간에는 태양으로부터 몇 배나 더 멀리 뻗는다. 모양은 강한 태양풍 조건에서 확장되는 혜성 꼬리와 유사하며, 조용한 시기에는 덜 확장된다. 자기권은 새벽과 황혼 영역에서 지구 반경 약 20배로 확장된다. 자기권은 태양풍에 의해 운반되는 대부분의 에너지를 편향시키면서 지구의 가까이에 있는 시스템에 흡수될 수 있는 일부분을 만들어 낸다. 태양이 활동하고 CME가 지구와 상호작용을 하면 추가 에너지로 인해 자기권이 파괴되어 자기 폭풍이 발생한다.

그런 다음, 시간이 지남에 따라 자기권은 다양한 과정을 통해 조정되고 다시 정상으로 돌아간다. 자기권 내 태양풍으로부터 흡수되는 가장 눈에 띄는 에너지의 현상은 북반구와 남반구 모두에서 오로라이다. 오로라는 태양에서 가속된 전자가 지구의 자기장을 따라 극지방으로 내려가면 발생하는데, 그곳에서 전자들은 지구의 상층 대기에 있는 산소와 질소 원자 및 분자와 충돌한다.

이러한 충돌에서 전자는 그들의 에너지를 대기 중으로 전달하고, 원자와 분자를 더 높은 에너지 상태로 자극한다. 그들이 에너지 상태를 낮추기 위해 긴장을 풀면 에너지가 빛의 형태로 방출된다. 간단히 말해서, 태양풍의 에너지가 많을수록 오로라가 더 밝아지고 더 넓어진다.

지구에 더 가까이 있는 것은 이온층이라고 하는 또 다른 지역이다. 이것은 약한 플라즈마의 껍질로, 중성 대기 속에 포함된 전자와 이온들이 존재한다. 이온층은 고도에서 약 80km에서 시작하여 상부 측에서 많은 지구 반경을 확장한다.

극자외선(EUV) 태양열 방출은 중성 대기를 이온화함으로써 이온층을 생성한다. 이 과정에 의해 만들어진 전자와 이온은 낮은 이온층에서 더 빨리 진행하는 화학 반응에 관여한다. 이온층은 낮과 밤에 크게 변한다.

태양이 질 무렵, 다른 동적 과정들과 함께 화학적 과정들은, 다음 날 다시 한 번 태양 EUV를 가져올 때까지 유지하도록 이온의 일부를 남게 한다. 중요한 점은 태양풍에 의해 태양에서 나오는 에너지가 이온권으로 이동한다는 것인데, 거기서 그것은 우주 기상 폭풍 동안 주변 조건을 바꾼다.

23.7 은하계 우주 방사선 (Galactic Cosmic Radiation)

흔히 은하 우주 광선(GCR; Galactic Cosmic Rays)으로 더 알려져 있는 은하 우주 방사선(GCR: Galactic Cosmic Radiation)은 전하를 띤 입자, 무거운 이온, 양자, 그리고 태양권 내부의 전자에 퍼붓는 먼 초신성들의 결과이다. GCR의 풍부함은 태양주기에 반비례한다. 태양 최대치에서, 태양풍 흐름이 거칠고 강할 때, GCR 유량은 억제되고 낮아진다. 태양 최소치에서 GCR 유량은 지구 주변 환경에서 약 30%정도 증가한다. 고에너지의 GCR 이 지구의 대기로 들어갈 때, 지표면으로 가는 중성자를 포함하여 일련의 상호작용을 일으키는 2차 입자가 생성된다.

23.8 지자기 폭풍(Geomagnetic Storms)

지자기 폭풍은 태양풍 내에서 지구 자기장에 대해 강한 요란을 일으킨다. 이러한 폭풍은 여러 활동들, 기술 시스템, 그리고 중요한 기반 시설에 문제를 일으킨다. 지구 근처의 시스템은 태양으로부터 나오는 에너지의 충격에 적응하려고 할 때, 지구 자기장의 위상은 폭풍이 닥칠 때 바뀐다. 지자기에 의해 유도된 CME와 충격은 종종 문제의 주체이며, 지구 자기장의 교란된 상태를 허용한다.

가장 분명하고, 유일한 기쁨은 에너지화된 지자기장의 속성이 오로라라는 것이다. 지자기장 폭풍은 오로라를 밝게 비추고 적도 쪽으로 움직이는 경향이 있다. 지자기 폭풍의 지속 시간은 대개 일 단위이다. 가장 강한 폭풍우는 거의 일주일 동안 지속된다.

CME의 연속은 지구로 공급되는 추가 에너지와 관련하여 방해받은 기간을 연장시킬 수 있다.

지자기 폭풍의 빈도는 태양주기를 반영하지만, 더 자세히 보면 이분법의 분포를 보여 준다. 많은 량의 폭풍은 잦은 CME로 인한 결과로 최대 태양에서 나타나고, 고속의 태양풍의 흐름때문에 쇠퇴기에 다시 발생한다. 전형적으로 가장 강력한 폭풍은 태양 최대 근처에서 발생하며, 약한 폭풍은 쇠퇴기 동안에 발생한다.

23.9 태양복사 폭풍 (Solar Radiation Storms)

태양복사 폭풍은 대량의 전하를 띤 입자들이 태양 혹은 태양 근처의 과정에 의해서 가속되고, 그 전하를 띤 입자들로 지구 근처 환경을 뒤덮을 때 일어난다. 이러한 입자들은 인간에게 투여되는 방사선량의 증가를 가져오고, 전자기기를 망쳐 놓는 가능성을 증가시킨다.

지구의 자기장과 대기는 태양복사로부터 어느 정도 보호되지만, 고도, 위도, 자기장 강도 및 방향에 따라 보호가 감소한다. 지구상의 극지방은 이러한 전하를 띤 입자에 대해 가장 노출되어 있다. 극에서 자기장 선은 수직으로 아래쪽으로 확장되어 지구의 표면을 가로지른다. 이를 통해 입자가 자기장을 따라 나선형으로 이동하여 대기 속으로 침투하여 이온화를 증가시킬 수 있다.

지구에서의 방사선 증가의 위험과 관련된 중요한 요인은 태양 양자의 에너지 분포이다. 다양한 에너지의 양성자가 태양에서의 폭발 현장의 기능과 태양과

지구 사이의 자력적인 연결의 함수로서 지구를 덮을 것이다. 고(高)에너지 양자는 인간에게 우려되는 방사선량 증가의 원인이 된다. 저에너지 양성자는 인간에게는 거의 영향을 미치지 않지만 극이온층(전리층)에는 심각한 영향을 미친다.

태양복사 폭풍의 지속 시간은 양자 에너지 수준뿐만 아니라 태양 폭발의 크기의 함수이다. 상당한 규모이지만 낮은 에너지의 경우 지속 기간은 1주일 동안 지속될 수 있다. 고(高)에너지를 가진 결과들은 단지 몇 시간 동안 지속될 수 있다. 태양복사 폭풍의 지속 시간에는 많은 변화가 있다. 이는 지구 근처에 전하를 띤 입자의 가속과 전파에 기여하는 많은 요인들 때문이다. 태양복사 폭풍은 태양주기의 어느 지점에서나 발생할 수 있지만, 태양 최대치 가까운 기간 동안에 발생하는 것이 가장 일반적인 경향이다.

23.10 이온층(전리층) 폭풍 (Ionospheric Storms)

이온층 폭풍은 태양 입자 및 전자기 복사의 대규모 유입으로 인해 발생한다. 이온층과 자기권 사이에는 강한 결합이 존재하는데, 이는 양쪽 체제가 동시에 방해 받을 수 있음을 의미한다.

이온층 폭풍의 증상으로는 강화된 전류, 난기류 및 파동 활동, 자유 전자의 불균일한 분포가 있다. 전자가 클러스터(cluster)를 통과하는 신호의 섬광으로 이어지는 클러스터링은 글로벌 내비게이션 위성 시스템(GNSS)에 특히 문제가 된다. 이온층 폭풍 충격의 지속 시간은 몇 분에서 하루 정도 지속되는 사건까지 넓은 범위이다. 일반적 법칙에서 이러한 이온층 폭풍

은 지자기 폭풍의 기간과 흡사하다.

이온층 폭풍의 강도는 태양주기 내 현지 시각, 계절 및 시간의 함수에 따라 크게 다르다.

이온층 폭풍의 발생 빈도는 중요한 주의 사항이 있는 지자기 폭풍과 비슷하다. 자기 적도의 양 측면에서 약 $\pm 10^\circ$ 의 위도로 확장되는 적도 근처의 전리층은 지자기 폭풍이 없는 경우에도 일몰 이후와 자정에 가까운 시간에 매우 심한 요란이 있을 수 있다.

이러한 특성은 태양으로부터 외부 자극보다는 이온층의 내부 전기역학과 관계가 있다. 요란은 예측하기가 매우 어려워, 해당 지역의 기후학적 통계로 잘 설명될 수 있다.

23.11 태양 플레어 라디오 블랙아웃 (Solar Flare Radio Blackouts)

라디오 블랙아웃은 고주파(HF:3-30MHz)에 주로 영향을 미치지만, 해로운 영향은 매우 높은 주파수(VHF)(30~300MHz) 이상으로 유출되어 수신 감도가 떨어지거나 줄어든다. 정전은 지구의 햇볕이 잘 드는 쪽을 이온화하는 태양광의 방출로 인한 전자밀도 증가의 결과이다.

이 과정은 태양 플레어로부터 X선 및 EUV 버스트로 구성되어 90km이하 대기 내 자유전자의 수를 증가시키고, 라디오파가 이 지역을 통과할 때 손상되는 라디오 에너지의 양을 증가시키는 중립 대기와 더불어 상호작용을 증가시킨다. 대형 플레어 사건동안 손실되는 라디오 에너지의 양이 정상적인 라디오 수신기에 사용할 수 없을 정도로 너무 작아 이온층으로부터 귀환 신호를 만드는 데 충분하다.

이 과정의 순수 효과는 HF 송신 장치에 대한 블랙아웃이다.

주간 태양 플레어 무선 블랙아웃의 지속 시간은 X 레이와 EUV 광자가 도달하기 시작하고 감소하는 태양 플레어의 지속 시간을 밀접하게 따른다. 일반적으로 라디오 정전은 몇 분 동안 지속되지만, 간혹 몇 시간 동안 지속될 경우 상당히 빨리 종료된다.

23.12 항공기 운항상 우주 기상의 영향 (Effects of Space Weather on Aircraft Operations)

23.12.1 통신(Communications)

저 위도와 중간 위도에서의 HF통신은 해외 비행 중에 항공기에 의해 사용되며, 송수신자간에 교신 가능한 VHF통신이 선택이 아닌 경로에서 사용된다. HF는 지구의 곡률 주변에 신호를 보내도록 스킵 모드를 활성화한다. 태양 플레어가 발생할 경우, 데이사이드(dayside)상 HF 통신은 태양 플레어가 일어날 때 부정적인 영향을 받을 수 있으며, 광양자는 페이딩, 노이즈 또는 완전한 정전을 유발하여 이온층의 낮은 고도의 전자 밀도를 빠르게 변경한다. 일반적으로 이러한 붕괴는 수명이 짧기 때문에 (수십 분에서 수 시간 정도) 정전이 빨리 끝난다.

고위도 지역 및 극지방 지역의 HF 통신은 일부 우주 기상 사건 때문에 장기간, 때로는 며칠 동안 악영향을 받는다. 고위도 및 극이온층은 전하를 띤 입자가 침강하는 곳으로 국지적 이온화를 변조하고, 국지적인 흡수를 증가시킬 만큼 라디오파 HF를 편향시키기 위한 가파른 국지적 이온화 경사를 제공한다.

위성통신 신호는 이온층의 대부분을 통과하며 광범위한 지역에서 널리 통신하는 수단이다. 위성통신에 일반적으로 사용되는 주파수는 이온층이 투명하게 보이기에 충분히 높다.

그러나 이온층이 난기류이며, 비균질적이고, 진폭과 위상 모두에서 깜박거리는 섬광이라 불리는 효과가 전송된 신호에 부과된다. 섬광은 수신기가 도플러 변화된 전파를 추적할 수 없으며 잠금 장치가 손실될 수 있다.

23.12.2 항법과 GPS(Navigation and Global Positioning System(GPS))

우주 기상은 GPS에 3가지 방식으로 악영향을 미친다. 즉, 계산된 위치 오차를 증가시키며, 수신기의 잠금 손실을 유발하고, 태양 전파 잡음으로 전송된 신호를 압도한다.

23.12.3 조종사와 승객에 대한 방사선 노출 (Radiation Exposure to Flightcrews and Passengers)

특정 상황에서 발생하는 태양복사 폭풍은 비행 승무원과 승객에 대한 방사선 오염을 증가시킨다.

고위도 극지방과 높은 고도는 입자에 대한 차폐 효과가 가장 작기 때문에, 더 높은 고도의 극지방을 비행할 경우 그 위험은 가장 크다. 증가된 방사선 오염은 저위도 및 중위도로 비행할 경우에는 덜 심각한 문제다.

23.12.4 항공 장비의 방사선 영향(Radiation Effects on Avionics)

항공기 전자 시스템의 전자 부품은 우주 광선, 태양 입자 및 대기에서 생성된 2차 입자의 크게 이온화된 상호작용으로 손상을 받기 쉽다. 이러한 구성 요소가 점차 작아지고 취약해지기 때문에 손상의 위험이 증가한다.



24장



항공기상 관측

- 24.1 지상관측
- 24.2 조종사기상보고
- 24.3 항공기관측보고
- 24.4 레이더관측
- 24.5 위성관측
- 24.6 라디오존데관측
- 24.7 일기도기입



24장

항공기상 관측

항공기상 관측은 항공기 안전 운항에 필요한 기상 정보를 생산·제공하기 위하여 공항 내 기상 상태를 규정에 의해 측정하는 업무이며, 해당 관측은 당해 공항 내에서 사용하는 보고와 당해 공항 밖으로 통보되는 보고로 구분된다.

24.1 지상관측

지상관측에는 3가지 일반적인 종류가 있다.

(1) 수동 관측

NWS이나 FAA에 의해 인증을 받은 기상 관측자(유인)가 실시한 관측이다.

(2) 자동 관측

자동화된 관측은 인간이 입력하거나 감독하지 않는 기기와 알고리즘에서 관측된다. 미국에는 자동화된 관측 시스템에는 자동 지상관측 시스템(ASOS)과 AWOS(자동 기상관측 시스템)의 두 가지 주요한 종류가 있다. 자동화된 METAR 및 SPECI는 보고서에 AUTO를 포함한다.

(3) 보완된 관측

미국의 특정 공항에서 볼 수 있는 자동 관측 시스템은 기상관측에서 인증된 기상 관측자 또는 타워

관제사에 의해 입력 및 감독된다. 이를 증가된 관측소라고 한다. 유인 관찰자는 자동화 시스템의 기능을 넘어서는 날씨 요소 및 운영상 중요한 것으로 생각되는 것을 보고한다. 유인 관측자가 관찰하고 보고한 기상 요소는 선택된 공항에 따라 다양하다. 보완된 보고서에는 AUTO가 사용되지 않는다.

1990년대 중반 이전에 수동 관측소가 가장 일반적이었던 반면, 오늘날의 METAR 및 SPECI의 대부분은 완전히 자동화된 관측소에서 관측된다.

24.1.1 관측 시간에 의한 종류

항공기상 관측은 정해진 간격을 두고 실시하는 정시 관측(METAR), 국지 정시 관측 보고(MET REPORT) 및 특정 기준에 의한 해당하는 변화가 있을 때 실시하는 특별 관측(SPECI), 국지 특별 관측 보고(SPECIAL)이다. 특히 항공교통 업무 기관 등의 요청 및 항공기 사고 시 실시하는 수시 관측(SPECIAL)이 있다.

24.1.1.1 정시 관측(Routine Observations)

정시 관측이란 고정 간격으로 실시하는 관측을 말하며 기상 당국, 항공교통 업무 당국 및 관련 운항자간에 합의한 경우를 제외하고, 매일 24시간 동안 실시해야 한다. 정시 관측에는 지상풍, 시정, 활주로 가시거리, 현재 일기 그리고 또는 구름, 온도, 이슬점, 기압, 보충 정보 등을 포함해야 한다.

정시 관측 시간(Routine Observation Time) 기상 관서는 정시 관측을 1시간 간격으로 실시하며 인천공항은 지역 항공 항행 협정에 의거해 매 30분 관측을 추가 실시한다. 관측 시간은 공항별로 공항 및 운항 관련자와 협의 및 조정할 수 있다.

(1) 정시 관측의 통보(Routine Observations Reports)

1) 정시 관측 보고(METAR)

공항 내외로 전파되며, 주로 운항 계획, VOLMET 방송 및 D-VOLMET을 위해 사용된다.

2) 국지 정시 관측 보고(MET REPORT)

당해 공항에 전파되어야 하며, 주로 이착륙 항공기를 위해 사용된다.

24.1.1.2 특별 관측(SPECI)

특별 관측은 정시 관측 사이에 지상풍, 시정, 활주로 가시거리, 현재 일기 또는 구름에 관한 특정 기준값 이상의 변화가 있을 때 실시하는 관측으로 국제 규정에 정해진 특정 기준 값이나 기상 당국이 항공 교통 업무 당국, 운항자 및 기타 관련자들과 협의하여 정한 값에 따라 수행한다.

(1) 특별 관측 기준

(Criteria of Special Observations)

국지 특별 관측 보고(SPECIAL) 기준값은 기상 관서와 항공교통 업무 당국, 운항자 및 기타 관련자들이 협의하여 정하며, 특별 관측 보고(SPECI)는 다음 기준에 따라 발표한다. (단, 인천공항 정시 관측은 30분 간격이므로 특별 관측 보고를 생략한다.)

1) 바람

- ① 평균 풍향이 가장 최근에 보고한 풍향보다 60° 이상 변화하고, 변화 전과 또는 후의 평균풍속이 10kt (5m/s) 이상일 때
- ② 평균풍속이 가장 최근에 보고한 평균풍속보다 10kt(5m/s) 이상 변화할 때
- ③ 평균풍속의 변동(gust)이 최종 보고된 값보다 10kt(5m/s) 이상 변화하고, 전 또는 후의 평균풍속이 15kt(7.7m/s) 이상일 때

2) 시정

- ① 시정이 호전되면서 다음 기준치 중 하나 이상의 값과 같아지거나 경과할 때, 또는 악화되면서 기준치 중 하나 이상의 값을 경과할 때
가. 기준치(m): 800, 1500, 3000 또는 5000

② 수직 시정

- 하늘이 차폐되고 관측된 수직 시정이 호전되면서 다음 기준치 중 하나 이상의 값과 같아지거나 경과할 때, 또는 악화되면서 기준치 중 하나 이상의 값을 경과할 때
가. 기준치(ft/m): 100/30, 200/60, 500/150 또는 1000/300

3) 활주로 가시거리(RVR)

- 활주로 가시거리가 호전되면서 다음 기준치 중 하나 이상의 값과 같아지거나 경과할 때, 또는 악화되면서 기준치 중 하나 이상의 값을 경과할 때
가. 기준치(m): 50, 175, 300, 550 또는 800

4) 기상 현상

① 기상 현상이 시작, 종료, 또는 강도의 변화가 발생할 때

- 가. 어느 강수
- 나. 보통 또는 강한 강수(소나기 포함)
- 다. 뇌전(강수 유)
- 라. 먼지 폭풍
- 마. 모래 폭풍
- 바. 깔때기 구름(토네이도 또는 용오름)

② 기상 현상이 시작 또는 종료될 때

- 가. 어느 안개
- 나. 낮게 날린 먼지, 모래 또는 눈
- 다. 높게 날린 먼지, 모래 또는 눈
- 라. 뇌전(강수 무)
- 마. 스콜

5) 구름

① BKN 또는 OVC인 최하층 운고가 상승하면서 다음 기준치 중 하나 이상의 값과 같아지거나 경과할 때, 또는 하강하면서 다음 기준치 중 하나 이상의 값을 경과할 때

- 가. 기준치(ft/m): 100/30, 200/60, 500/150, 1000/300, 1500/450

② 1500ft (450m) 미만의 높이에 있는 운량이 다음과 같이 변할 때

- 가. SCT이하에서 BKN 또는 OVC로 변화
- 나. BKN 또는 OVC에서 SCT이하로 변화

(2) 특별 관측의 통보

(Special Observations and Reports)

1) 특별 관측 보고(SPECI)

당해 공항 내외로 전파되며, 주로 운항 계획, VOLMET 방송 및 D-VOLMET를 위해 사용된다.

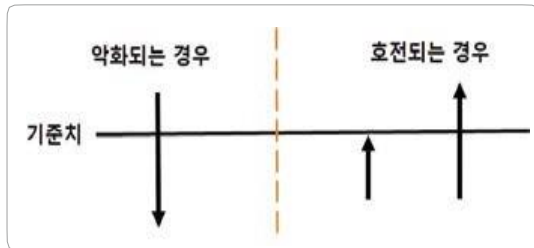
2) 국지 특별 관측 보고(SPECIAL)

당해 공항에만 전파되며, 주로 이착륙 항공기를 위해 사용된다. 이 보고는 생산되는 즉시 해당 항공교통 업무 기관에 통보되어야 하며, 운항자 및 공항의 기타 이용자도 이용할 수 있어야 한다. 그러나 합의에 의해 다음의 경우 통보하지 않아도 된다.

- ① 기상 관서에 있는 것과 같은 지시계가 해당 항공교통 업무 기관에 설치되어 있고, 착륙과 이륙용 보고에 적합하게 관측되는 지시계의 이용에 관하여 합의가 되어 있는 요소
- ② 보고 척도가 한 단계 이상 변할 때마다 공항에 있는 관측자가 이를 해당 항공교통 업무 기관에 통보하는 경우의 활주로 가시거리

(3) 기상 요소의 악화 또는 호전 시의 통보

- 1) 하나의 기상 요소가 악화되면서 다른 기상 요소는 호전되는 경우, 하나의 특별 보고를 작성해야 하며, 이는 악화 보고로 취급해야 한다.
- 2) 상태 악화를 알리는 특별 보고(SPECI)는 관측 즉시 전파해야 한다. 상태 호전을 알리는 특별 보고는 호전 상태가 10분 동안 지속될 때 송신해야 한다. 필요한 경우, 그 10분의 끝에 우세한 상태를 나타내기 위하여 송신 전에 수정해야 한다.



3) 특별 보고와 국지 특별 보고의 기준치 해당 여부는 위를 참고하여 판단해야 한다.

24.1.1.3 수시 관측(Provisional Observations)

항공교통 업무 기관의 요청이 있을 때 기상 요소에 대해 수시 관측을 실시하여 공항 내에만 통보해야 한다.

(1) 항공기 사고 관측과 통보 (Accidental Observations)

항공기 사고를 목격하였거나 항공교통 업무 기관으로부터 사고 발생 통지를 받았을 때 정시 관측에 준하는 모든 요소에 대해 관측을 실시하고 보충 정보란에는 'ACCID'로 기입해야 한다.

그러나 다음의 경우에는 항공기 사고 관측을 생략할 수 있다.

- 1) 항공기 사고 관측을 하고자 하는 시각과 정시 관측 및 특별 관측 시각이 거의 같은 시간대로 중복되고 있을 때
- 2) 사고 발생 시각과 사고 발생을 통지받은 시간 사이에 정시 관측 및 특별 관측을 이미 완료하였을 때에는 저시 및 특별 관측으로 사고 관측을 대체하고, 보충 정보란에 'ACCID'로 기록해야 한다.

24.1.2 항공기상 통보의 형식 (Format of Meteorological Reports)

식별군은 보고 형태 지시자, 그 지역 지시자, 그리고 관측 시각 순으로 작성해야 한다.

<보고 형태 지시자>

METAR/SPECI 또는 MET REPORT/SPECIAL로 아래 4가지 종류로 보고된다.

```
전문형식 METAR 또는 SPECI CCCC YYGGggZ (AUTO)
MET REPORT 또는 SPECIAL CCCC YYGGggZ
작성 예 METAR RKSI 030200Z 또는 SPECI RKSI 211025Z
MET REPORT RKSI 030200Z 또는 SPECIAL RKSI 211025Z
```

[그림 24-1] METAR/SPECI 보고 형태 지시자

- (1) METAR(Aerodrome routine meteorological report): 정시 관측 보고
- (2) SPECI (Aerodrome special meteorological report): 특별 관측 보고
- (3) MET REPORT(Local routine report): 국지 정시 관측 보고
- (4) SPECIAL(Local special report): 국지 특별 관측 보고

※작성 예에서 붉게 표현된 부분이 보고 형태의 지시자이다.

24.1.2.1 관측 지점

(1) 지역 지시자(CCCC)는 보고 지점의 ICAO 지역

```
전문형식 METAR 또는 SPECI CCCC YYGGggZ (AUTO)
MET REPORT 또는 SPECIAL CCCC YYGGggZ
작성 예 METAR RKSI 030200Z 또는 SPECI RKSI 211025Z
MET REPORT RKSI 030200Z 또는 SPECIAL RKSI 211025Z
```

[그림 24-2] 보고 지점의 지역 지시자

지시자로 표현된다.

ICAO 공항 코드는 전 세계의 각 공항을 나타내는 4자리의 영문 코드이다.

ICAO 지역 지시자(ICAO Document 7910. Location Indicator)에서 첫째 글자는 세계 전체에서 지역 즉 ICAO에서 지정하고, 둘째 글자는 해당 지역에서의 나라 즉 해당 국가 영문 첫 번째 글자이고, 세 번째 글자는 그 해당국 지방에 해당하는 명칭으로 해당 국가에서 지정하고, 네 번째 글자는 공항명 또는 도시명이다.

예로, 대한민국의 첫자 R은 북서부 태평양 지역, 두 번째 글자 K는 KOREA을 의미하고 세 번째 글자는 한국 내 지역 D: 독도, J: 전라, N: 강원, P: 부산, 경남, 제주, S: 서울, 경기, T: 대구, 경북을 의미한다. ICAO 코드는 조종사 및 항공사 운영 부서의 비행 계획에 사용된다. 이 코드는 예약, 수하물 처리 및 항공사 시각표에 사용되는 일반 대중이 만난 국제항공운송협회(IATA) 코드와는 다르다.

(2) 국내 공항 관측소 지점은 다음과 같다.

[표 24-1] 국내 공항관측소 지점

김포	인천	제주	무안	울산	양양	여수
RKSS	RKSI	RKPC	RKJB	RKPU	RKNY	RKJY
대구	광주	포항	사천	속초	청주	하네다 (일본)
RKTN	RKJJ	RKTH	RKPS	RKND	RKTU	RJTT

24.1.2.2 보고서의 날짜와 시간

관측 시각(YGGGgZ)은 관측 수행 시각, 날짜/시각/분으로 구성(UTC)되며 모든 기상관측 요소가 사람의 관여 없이 자동으로 관측되면 AUTO로 표시한다.

```

전문형식 METAR 또는 SPECI CCCC YYGGggZ (AUTO)
MET REPORT 또는 SPECIAL CCCC YYGGggZ(UTC)
작성 예 METAR RKSI 030200Z 또는 SPECI RKSI 211025Z(UTC)
MET REPORT RKSI 030200Z 또는 SPECIAL RKSI 211025Z
    
```

[그림 24-3] 보고서의 날짜와 시간

작성 예에서 일자는 처음 두 자리 (03)이고, 그 다음에 (02)시 및 (00)분이 온다. 날짜 및 시간 그룹은 항상 ZULU 시간을 나타내는 Z(UTC)로 끝난다.

24.1.2.3 보고서 수정자

METAR KOKC 011955Z AUTO 22015G25KT 180V250 3/4SM R17L/2600FT +TSRA BROVC010CB 18/16 A2992 RMK AO2 TSB25 TS OHD MOV E SLP132

보고서 수정자 AUTO는 인간의 개입이나 감독 없이 완전 자동 보고서로 METAR/SPECI를 식별한다. METAR 또는 SPECI에 수정 사항 발생 시 보고서 수정자를 AUTO 대신 COR로 대체한다.

24.1.3 통보의 내용 및 순서(Contents of Reports)

24.1.3.1 지상풍 관측과 통보 (Observing and Reporting Surface Wind)

지상풍의 평균 풍향·풍속 및 풍향·풍속의 주요 변동을 측정해야 하며 풍향은 진북 기준 10° 단위로, 풍속은 m/s(혹은 knots)로 각각 보고해야 한다. 풍향 풍속은 관측 지점을 지나는 공기의 수평운동이다. 속도와 방향을 포함하는 벡터로 측정한다. 풍향은 바람이 불어오는 방향으로 관측하며, WMO 권고에 따라 진북을 기준으로 360°의 10°간격으로 10분 평균값을 관측 보고한다.

(1) 정시/특별 관측 보고(METAR/SPECI)
한 개의 활주로가 있을 경우에는 활주로 전체, 활주로가 두 개 이상일 때에는 전체 활주로 상태를 대표하는 것이어야 한다.

(2) 국지 정시/국지 특별 보고(MET REPORT/SPECIAL)는 이륙 항공기를 위해 사용될 때는 활주로 전체 바람을 보고하고, 착륙 항공기를 위해 바람이 사용될 때는 착륙 접지 지역을 대표하는 바람이어야 한다.

(3) 지상풍 관측용 측기 설치
지상풍 관측은 활주로 위 10±1m(30±3ft) 높이의 상태를 대표하는 것이어야 한다.

(4) 풍향·풍속 보고의 평균 기간
1) 정시 및 특별 관측 보고(METAR/SPECI) 10분 평균값을 사용하며, 풍향 그리고/또는 풍속이 10분간 현저히 불연속일 때는 불연속 이후로 발생한 자료만 가지고 평균값으로 사용해야 한다. 따라서 이러한 경우에는 시간 간격이 줄어들 수 있다.

2) 국지 정시 및 국지 특별 관측 보고 (MET REPORT/SPECIAL)
국지 정시 및 국지 특별 관측 보고와 항공교통 업무기관에 제공되는 지상풍은 2분 평균값을 사용해야 한다.

*주: 현저한 불연속은 변화 전 또는 변화 후 풍속이 10kt(5m/s)인 바람이 돌발적으로 30도 이상 풍향이 변화되거나 10kt(5m/s) 이상의 풍속 변화가 적어도 2분간 유지될 때이다.

3) 순간최대풍속(gust) 평균 기간 국지 정시 및 특별 보고용과 METAR 및 SPECI용 그리고 항공교통 업무 기관에 있는 평균풍속(gust) 변화 감시를 위한 바람 표출기용에 사용되는 평균 풍속(gust)은 3초간 평균값을 사용해야 한다.

(5) 전문 작성 및 형식
1) 정시 및 특별 관측 보고(METAR/SPECI) 전문 형식



[그림 24-4] METAR/SPECI 전문 형식

- ① 풍향은 진북 기준 10° 단위로 반올림한 3단위 숫자로 표기해야 하며, 바로 뒤에 풍속을 표기해야 한다. 풍속의 단위는 knot 또는 m/s 로 한다.
예) 31015KT
- ② 풍속이 1kt(0.5m/s) 미만일 때 즉, 무풍(calm)인 경우에는 '00000'으로 표기해야 한다.
예) 00000KT
- ③ 100kt (50m/s)이상인 풍속을 통보할 때는 지시자 'P'를 사용하여 풍속을 '99'로 보고해야 한다.
예) 140P99KT
- ④ 관측 시간 바로 전 10분 동안에 평균풍속으로부터의 변동폭(gust)은 그 변동이 평균풍속으로부터 10kt(5m/s)이상일 때만 통보하며 풍속의 변동 폭은 최대 풍속만 표기해야 한다.
예) 12006G18KT

- ⑤ 관측하기 바로 전 10분동안에 풍향이 60°이상 180°미만으로 변하고 평균풍속이 3kt이상 일 때 양극단의 풍향을 양방향 사이에 'V'자를 넣어서 시계 방향 순서로 표기해야 한다.

예) 02010KT 350V070

- ⑥ 관측하기 바로 전 10분 동안에 풍향의 변동이 60°이상 180°미만이고 평균풍속이 3kt(1.5m/s) 미만일 경우 'VRB'를 사용하여 보고해야 한다.

예) VRB02KT

- ⑦ 풍향의 변동이 180°이상이고 평균 풍향의 관측이 불가능할 경우, 가령 뇌전이 공항을 통과할 때는 바람이 변하는 양극단 방향에 관계 없이 변동(variable)으로 표기해야 한다.

예) VRB03KT

2) 국지 정시 및 국지 특별 관측(MET REPORT/SPECIAL) 전문 형식

작성 예
SPECIAL RKS1 211025Z WIND RWY 27 TDZ 240/16KT MAX27 MNM10 END
250/14KT VRB BTN 220/ AND 300/

[그림 24-5] MET REPORT/SPECIAL 전문 형식

- ① 국지 관측에서 지상풍을 보고할 때는 WIND 라는 명칭을 먼저 기록하고, 그 뒤에 풍향과 풍속에 관한 정보를 기록해야 한다.
- ② 풍향은 자북 기준 10° 단위로 반올림한 3단위 숫자로 표기하며, /'뒤에 풍속을 표기해야 한다. 풍속의 단위는 knot 또는 m/s로 한다.
예) WIND 240/8KT

참고로 활주로 방향, 관제탑 등이 모두 자북 기준 방위를 사용하기 때문에 이착륙하는 항공기를 위해서는 진북으로 관측한 풍향을 자북으로 변경하여 사용해야 한다.

- ③ 활주로상의 한 곳 이상에서 바람이 관측될 경우에는 이들 대푯값에 대한 위치를 필히 표기해야 한다.

예) WIND TDZ 190/11KT

- ④ 하나 이상의 활주로를 사용할 때에는 활주로별 바람을 관측해야 하며, 그 값과 관련된 활주로를 필히 표기해야 한다.

예) WIND RWY 15 TDZ 190/11KT

- ⑤ 풍향의 변동 폭을 통보할 경우 바람이 변하는 양극단 값을 '°' 단위로 표기해야 한다. 평균 풍속의 변동을 보고할 경우, 단위는 knot 또는 m/s로 표시된 최대 및 최소값으로 보고 해야 한다.

예) WIND VRB BTN 350/ AND 050/2KT

- ⑥ 풍속이 1kt (0.5m/s) 미만인 때는 'CALM'으로 표기해야 한다.

예) WIND CALM

- ⑦ 100kt (50m/s) 이상인 풍속을 통보할 때는 'ABV99KT(ABV49MPS)'와 같이 표기해야 한다.

예) WIND 270/ABV99KT

- ⑧ 관측 시간 바로 전 10분 동안에 나타난 평균 풍속으로부터의 변동폭(gust)은 그 변동이 평균 풍속으로부터 아래와 같은 경우 통보해야 하며, 풍속의 변동 폭은 최대 및 최소 풍속으로 표기해야 한다.

가. 소음 감소 절차가 PANS-ATM (Doc 4444)

의 7.2.7에 따라서 적용될 때, 국지 정시 보고와 특별 보고에서 12.5m/s (5 kt) 또는 그 이상인 경우

나. 그 밖의 경우, 10kt (5m/s) 이상

예) WIND 120/6KT MAX18 MNM4

- ⑨ 풍향의 전체 변동폭이 60°이상 180°미만이 고 풍속이 3kt이상일 때는 그 변동 사항을 포함해야 한다. 이때의 풍향 변동폭은 관측 시간 전 10분 동안에 나타난 풍향의 양극단 값을 표기해야 한다.

예) WIND 020/10KT VRB BTN 350/ AND 070/

- ⑩ 풍향 변동이 60° 이상 180° 미만이고 평균 풍속이 3kt(1.5m/s)미만일 경우, 바람이 변하는 양극단 방향은 표기하고 평균 풍향은 표기하지 않아야 한다.

예) WIND VRB BTN 350/ AND 050/2KT

- ⑪ 풍향 변동이 180° 이상이고 평균 풍향의 관측이 불가능할 경우, 가령 뇌전이 공항을 통과할 때는 바람이 변하는 양극단 방향에 관계없이 변동(variable)으로 표기해야 한다.

예) WIND VRB3KT

*주: 1. 10분간 풍향과/또는 풍속이 현저히 불연속일 때는 불연속 이후에 발생한 풍향 풍속 변동만 보고해야 한다. 이러한 풍향과 풍속 변동은 다음에서 구해야 한다.

2. 수동 시스템은 풍향-풍속 지시계, 또는 가능하다면 풍향-풍속 기록계의 관측값을 사용한다.
3. 자동 시스템은 관측된 풍향 풍속 실측값 24.1.5.5.1, 라 1), 2)에서 요구된 2분, 10분 평균은 아니다.

24.1.3.2 시정 관측과 통보 (Observing and Reporting Visibility)

시정은 우세 시정을 기준으로 관측·통보되어야 하며 m 또는 km단위로 보고해야 한다.

(1) 시정의 관측

1) 정시 및 특별 관측 보고(METAR/SPECI) 공항과 그 근접 지역의 상태를 대표하는 것이어야 하며, 이러한 관측의 경우 각 방위별 시정의 변동에 특별히 주의해야 한다.

2) 국지 정시 및 국지 특별 관측 보고 (MET REPORT/SPECIAL)

이륙 항공기를 위한 시정은 활주로 전체 상태를 대표하는 것이어야 하며, 착륙 항공기를 위한 시정은 활주로 착륙 접지대의 상태를 대표하는 것이어야 한다.

(2) 시정 관측용 측기 설치

시정은 활주로 위 약 2.5m 높이에서 측정해야 하며, 국지 정시 및 특별 보고를 위한 시정 관측 장비는 활주로나 접지대를 따라서 시정을 가장 잘 감지할 수 있는 곳에 설치해야 한다.

(3) 시정 보고의 평균 기간 시정을 계기 시스템으로 측정하는 경우, 그 값은 매 60초마다 갱신되어야 하며, 평균 기간은 다음과 같다.

1) 정시 및 특별 관측 보고(METAR/SPECI)

10분간 평균값을 사용해야 한다. 단, 10분 기간 동안에 현저한 불연속이 발생한 경우에는 불연속 후에 발생한 값만을 사용해야 한다.

*주: 현저한 불연속은 시정이 급격하고 지속적으로 변화하여 SPECI 보고의 발표 기준에 도달하거나 경과하여 최소한 2분간 지속될 때이다.

2) 국지 정시 및 국지 특별 관측 보고

(MET REPORT/SPECIAL)

국지 정시 및 국지 특별 보고용과 항공교통 업무 기관의 시정 표출기용은 1분간 평균값을 사용해야 한다.

(4) METAR 및 SPECI 보고에서 시정은 우세 시정(Prevailing Visibility)으로 관측해야 한다. 우세 시정(Prevailing Visibility)이란, 공항의 절반 또는 지평원의 절반 이상에 걸쳐 나타나는 시정 값을 뜻한다. 여기서 영역 범위는 연결되어 있지 않은 구역들을 포함할 수 있다.

(5) 시정 보고 단위 시정이 800m미만인 경우 50m 단위로, 800m이상 5km미만인 경우 100m 단위로, 5km이상 10km미만인 경우 1km 단위로, 10km이상인 경우 CAVOK를 사용할 조건일 때를 제외하고는 '9999'로 표시해야 한다. 시정의 측정 값이 보고 단위와 일치하지 않을 경우 낮은 쪽으로 절삭해야 한다.

(6) 전문 작성 및 형식

1) 정시 및 특별 관측 보고(METAR/SPECI)

전문 형식
작성 예) SPECI RKSS 211025Z 31015G27KT 280V350 6000 2800E

[그림 24-6] METAR/SPECI 시정 전문 형식

① 시정은 우세 시정을 4자리의 숫자를 사용하여 m 단위로 보고해야 한다.

예) 4000(시정 4000m), 0350(시정 350m)

② 시정이 10km이상인 경우 CAVOK를 사용할 조건인 때를 제외하고는 '9999'로 보고해야 한다.

③ 최단 시정이 1500m미만이거나, 우세 시정의 50%미만이고 5000m미만일 때 우세 시정과 최단 시정을 모두 보고해야 한다. 이때 가능하다면 최단 시정 값에는 공항의 위치를 기준으로 한 일반적인 방향을 8방위로 표기한다.

예) 2000 1200NW, 0800 0450S, 6000 2800E, 6000, 2800

④ 최단 시정이 한 방향 이상에서 관측될 때는 운향상 중요한 방향의 최단 시정이 보고되어야 한다.

예) 4000 1400N

⑤ 시정이 급격히 변동하여 우세 시정을 결정할 수 없을 때는 방향 표기 없이 최단 시정을 보고해야 한다.

2) 국지 정시 및 국지 특별 관측

(MET REPORT/SPECIAL)

작성 예)
SPECIAL RKSI 211025Z WIND RWY 27 TDZ 240/16KT MAX27 MNM10 END
250/14KT VRB BTN 220/ AND 300/ VIS RWY 18 TDZ 6KM RWY 27 TDZ 4200M

[그림 24-7] MET REPORT/SPECIAL 시정 전문 작성

- ① 요소의 명칭 'VIS'를 표시해야 하고 시정에 사용되는 단위를 분명하게 규정해야 한다.

예) VIS 350M, VIS 7KM

- ② 시정이 10 km이상인 경우 CAVOK를 사용할 조건인 때를 제외하고는 '10km'로 보고해야 한다.

예) VIS 10KM

- ③ 시정 측정을 위한 계기 시스템을 사용할 때 가. 만약 시정을 활주로상의 한 곳 이상에서 관측될 경우, 착륙 접지대의 대푯값을 먼저 보고해야 한다. 다음으로 필요에 따라 활주로의 중간 및 반대편 끝 구역의 대푯값과 이러한 대푯값에 대한 위치가 표시되어야 한다.

예) VIS RWY 09 TDZ 800M END 1200M

나. 하나 이상의 활주로를 사용하고 활주로별로 시정을 관측할 때는, 필요에 따라 각각의 활주로에 대한 시정값을 표기해야 하며 그 값과 관련된 활주로를 표기해야 한다.

예) 하VIS RWY 18 TDZ 6KM END 4200M RWY 27 TDZ 8KM END 5KM

24.1.3.3 활주로 가시거리(RVR) 측정과 통보 (Observing and Reporting Runway Visual Range)

활주로 가시거리의 측정은 활주로 위 약 2.5m (7.5ft)높이에서 수행해야 한다.

- (1) 측정 대상 활주로 가시거리는 다음의 경우를 포함하여 시정이 악화된 기간 동안에 사용하기 위하여 모든 활주로에서 측정해야 한다. 특히 운영 등급(CAT I) I의 계기접근 및 착륙 운영을 위한 정밀 접근 활주로의 이륙용으로 사용

되며, 고광도 활주로등과/또는 중심선 등이 있는 활주로에서 측정해야 한다.

주: 정밀 접근 활주로는 공항 시설 등급에 상응하는 항 공기 운항이 이루어질 수 있도록 계기착륙 시설 (ILS) 또는 목시(目視) 보조물 등이 설치된 계기 유도 활주로를 말한다(공항 운영 등급 참조).

(2) 활주로 가시거리의 측기 위치

- 1) 활주로그시거리 측정은 활주로 중심선으로부터 측면 거리 120m이내의 위치에서 수행해야 한다.
- 2) 착륙 접지대의 상태를 대표하는 활주로 시단으로부터 활주로를 따라 약 300m에 위치한 장소이어야 한다.
- 3) 활주로 중간 지점 및 반대편 끝 부분의 상태를 대표하는 측정 지점은 활주로 전단으로부터 활주로를 따라 1000m에서 1500m되는 지점에, 그리고 활주로 반대편 끝으로부터 약 300m 되는 거리에서 관측해야 한다.
- 4) 이와 같은 측정 지점의 정확한 위치와 필요한 경우 추가적인 측정 지점은 활주로 길이, 안개 다발 지역 등 항공, 기상, 기후적인 요소를 검토한 후 결정해야 한다.

(3) 활주로 가시거리 측정용 측기

- 1) 활주로 가시거리는 투과율 계기(transmissometer) 또는 전방산란 측정기(forward-scatter meter)를 활주로 옆에 평행하게 설치하여 측정하며, 조종사 눈높이에서 내려다봤을 때의 값으로 간주하여 사용해야 한다.
- 2) 투과율 계기 또는 전방산란 측정기에 근거한

관측 시스템은 운영 등급(CAT II, III)의 계기 접근 및 착륙을 하는 활주로의 활주로 가지거리를 측정하는 데 사용해야 한다.

주: 정확도는 하나의 계기 구성에서 또 다른 계기 구성까지 다양할 수 있기 때문에 활주로 가지거리 측정계기를 선정하기 전에 성능 특성을 검토·점검해야 한다. 특히 전방산란 측정기의 검정은 투과율 계기의 표준에 부합되고 입증될 수 있어야 하고 정확도가 운영 범위에 맞게 입증되어야 한다.

3) 활주로 가지거리 측정에 사용되는 계기는 각 활주로마다 별도로 계산해야 한다. 활주로 등강도(Runway light intensity)를 사용할 때 RVR은 활주로상에서 가용한 최대 등화 강도의 3%이하 등강도는 계산하지 않아야 한다. METAR/SPECI에서 활주로 가지거리는 활주로에서 사용 가능한 최대 등강도를 적용해야 한다.

(4) 활주로 가지거리의 보고 평균 기간

활주로 가지거리를 계기 시스템으로 측정하는 경우, 출력 값은 최소한 매 60초마다 대푯값이 갱신되어야 하며, 평균 기간은 다음과 같다.

1) 정시 및 특별 관측 보고(METAR/SPECI)

10분간 평균값을 사용해야 한다. 단 10분 기간 동안에 현저한 불연속이 발생한 경우에는 불연속 후에 발생한 값을 사용해야 한다.

주: 현저한 불연속은 활주로 가지거리가 급격하고 지속적으로 변화하여 SPECI의 특별 보고 관측 기준에 도달하거나 경과하여 최소한 2분간 지속될 때이다.

2) 국지 정시 및 국지 특별 관측 보고
(MET REPORT/SPECIAL)

국지 정시/국지 특별 보고 및 항공교통 업무 기관의 활주로 가지거리 지시계는 1분간 평균값을 사용해야 한다.

(5) 활주로 가지거리 측정 방법은 시정 또는 활주로 가지거리가 1500m미만일 때 그 기간 내내 m단위로 측정해야 한다.

(6) 활주로 가지거리 보고 단위

활주로 가지거리는 400m미만인 경우 25m단위로, 400m이상 800m미만인 경우 50m단위로, 800m이상은 100m단위로 표시해야 한다. 측정값이 보고 단위와 일치하지 않을 경우 낮은 쪽으로 절삭해야 한다.

(7) 전문 작성 및 형식

1) 정시 및 특별 관측 보고(METAR/SPECI)



[그림 24-8] METAR/SPECI 활주로 가지거리 전문 형식

① 활주로 가지거리의 약어 RVR를 나타내는 'R'로 시작하고 다음에 활주로 지시자가 붙고 '/' 다음에 m단위의 RVR 값을 보고해야 한다.

예) R32/0400(32방향 RVR 400m),
R32L/0400(32방향 왼편 RVR 400m)

② 활주로 가지거리가 상한지 2000m를 초과할 때는 'P'를 사용하여 보고해야 한다.

예) R15/P2000(15방향 RVR 2000m 초과)

- ③ 활주로 가지거리가 하한치 50m미만일 때는 'M' 을 사용하여 보고해야 한다. 단, 각 공항에서는 'M' 뒤에 시스템이 결정할 수 있는 최솟값을 사용하여 보고해야 한다.

예) R15/M0050(15방향 RVR 50m미만)
R24/M0150(24방향 RVR 150m미만)

- ④ 착륙 접지대의 대푯값만 보고해야 하며, 활주로상 위치 표시는 하지 않아야 한다. 착륙 접지대 활주로 가지거리 값을 4개까지 보고할 수 있으며 그 값에 대한 활주로 표시를 해야 한다.

예) R16LL/0650 R16L/0500 R16R/0450
R16RR/0450 (16방향 맨 왼쪽 RVR 650m, 16
방향왼쪽 RVR 500m, 16방향 오른쪽 RVR
450m, 16방향 맨 오른쪽RVR 450m)

2) 국지 정시 및 국지 특별 관측(MET REPORT/SPECIAL)

작성 예
SPECIAL RKSI 211025Z WIND RWY 27 TDZ 240/16KT MAX27 MNM10 END
250/14KT VRB BTN 220/ AND 300/ VIS RWY 18 TDZ 800M END 1200M RVR RWY 18
TDZ 110M MID 700M END ABV 1300M

[그림 24-9] MET REPORT/SPECIAL 활주로
가지거리 전문 작성 형식

- ① 요소 명칭은 약어 형태로 표시하고 사용 단위를 포함해야 한다.

예) RVR RWY 32 400M(32방향 RVR 400m)

- ② 활주로 가지거리가 상한치 2000m를 초과하거나, 그 장비로 측정할 수 있는 최댓값보다 클 경우는 'ABV' 용어 뒤에 '2000' 혹은 계기가 측정할 수 있는 최댓값을 표시해야 한다.

예) RVR RWY 14 ABV 2000M(14방향 RVR
2000m초과)

RVR RWY 12 ABV 1200M(12방향 RVR
1200m초과)

- ③ 활주로 가지거리가 하한치 50m미만이거나, 그 장비로 측정할 수 있는 최솟값보다 적을 경우는 BLW 용어 뒤에 계기가 측정할 수 있는 최솟값을 표시해야 한다.

예) RVR RWY 10 BLW 50M(10방향 RVR 50m
미만)

RVR RWY 10 BLW 150M(10방향 RVR 150m
미만)

- ④ 활주로 가지거리가 착륙 접지대 등 활주로를 따라 위치한 한 지점에서만 측정되었을 경우에는 위치 표시를 하지 않아야 한다.

예) RVR RWY 20 500M(20방향 활주로 가지거
리 500m)

- ⑤ 활주로 가지거리가 활주로를 따라 위치한 둘 이상의 장소에서 측정되었을 때는 착륙 접지대에서의 대푯값을 먼저 표시해야 하고, 그 다음 중간 지점 및 끝 지점의 대푯값을 각각 표시해야 한다. 이러한 대푯값의 대한 위치를 'TDZ', 'MID', 'END'으로 각각 표시해야 한다.

예) RVR RWY 12 TDZ 125M MID 500M
END 400M(12방향 활주로그가지거리 착륙접
지대 125m, 중간지점 500m, 끝지점
400m)

- ⑥ 두 개 이상의 활주로는 사용될 때는 각각의 활주로는 대한 이용 가능한 RVR 값과 그 값에 대한 활주로를 표시해야 한다. 만약 두 개 이상의 활주로는 사용하지만, RVR이 하나의 활주로는에서만 이용 가능하다면 그 활주로는 대한 정보를 표시해야 한다.

예) RVR RWY 26 500M RWY 20 800M(26 방향 RVR 500m, 20방향 RVR 800m)

24.1.3.4 현재 일기 관측과 통보(Observing and Reporting Present Weather)

(1) 공항에서 발생하는 일기 현상은 관측되고 보고되어야 하며, 자동 관측 장비로 수행할 경우, 그 장비로 적절히 결정할 수 없는 현재 일기 요소에 대한 수동 삽입표가 만들어져야 한다.

1) 정시 및 특별 관측 보고(METAR/SPECI)

현재 일기 관측은 당해 공항의 상태를 대표하는 일기 현상을 관측해야 하고, 특정 현재 일기 현상은 그 부근의 상태를 대표하는 것이어야 한다.

2) 국지 정시 및 국지 특별 관측(MET REPORT/SPECIAL)

현재 일기의 관측은 당해 공항의 상태를 대표하는 것이어야 한다.

(2) 현재 일기의종류

다음의 현재 일기 현상이 발생하였을 때는 보고해야 하며, 각 요소별 개별적 약어, 보고 관련 기준 및 특성은 다음과 같다.

1) 강수

① 이슬비(Drizzle): DZ

직경 0.5mm미만의 아주 작은 물방울들이 내리는 강수로서 얼핏 보면 공중에 떠있는 것 같이 보이며, 대기가 약간만 움직이더라도 따라 움직이는 것을 볼 수 있다. 이슬비는 보통 연속된 두꺼운 층운(st)에서 내린다. 운고는 대단히 낮으며 지면까지 도달하여 안개로 되는 수가 많다. 특히 해안이나 산악 지대에서는 이슬비로 내리는 수

가 많다. 이슬비로 인한 강수량은 1시 간에 1mm 이상이 되는 일은 드물다. 시정은 비가 내릴 때보다 더욱 나쁜 것이 특징이다. 그러나 고층운이나 난층운에서 내리는 가는 비를 이슬비로 취급해서는 안 된다.

② 비(Rain): RA

직경 0.5mm이상의 물방울로 된 강수를 비라고 한다. 빗방울 크기는 보통 안개비 입자보다 크다. 그러나 강우역((降雨域)의 연변에서는 빗방울이 떨어지는 도중에 증발하기 때문에 안개비의 입자와 같은 정도의 작은 입자로 되는 수가 있다. 그런 경우에는 빗방울의 입자가 분산해서 내리게 되므로 안개비와 구별된다.

③ 눈(Snow): SN

얼음 결정으로 된 강수로서 결정 형태는 침상(針), 각주상(角柱), 판상(板: 수판상(樹板狀)을 포함) 등이 있고, 이러한 결정들이 규칙적으로 결합한 것도 있으며, 불규칙하게 결합한 덩어리를 이룬 것도 있다. 눈은 대기 중에서 수증기가 승화된 것이 모체가 되며 여기에 과냉각된 물방울이 부착하여 빙결된 것과, 다소 물기를 포함하고 있는 것도 있다. 이와 같은 것들이 불규칙하게 흩어져 내리기도 하며 어떤 때는 여러 개가 결합되어 눈송이를 이루어 내릴 때도 있다. 구름 속에서 떨어지는 단일, 또는 덩어리로 된 빙정이 고체 형태로 떨어지는 것을 말한다. 매우 낮은 온도에서 눈송이는 작으며 그 구조는 단순하다. 빙결점 온도 부분에서는 개개의 눈송이가 많은 수의 빙정(별 모양이 우세한)으로 구성되며, 이런 눈송이의

직경은 25mm이상 된다.

④ 싹눈(Snow grains): SG

이슬비가 언 것으로 매우 작은 불투명한 흰색 얼음 입자이다. 이러한 입자는 매우 납작하거나 또는 길쭉하며 직경은 대체로 1mm미만이다. 굳은 지면에 떨어져도 튀지 않으며 부서지지도 않는다. 소낙성 강수 형태로 내리지 않으며 과냉각된 층운(stratus)이나 안개에서 내린다.

⑤ 얼음싸라기(Ice pellets): PL

쉽게 부서지지 않는 투명 또는 반투명의 얼음 입자로 직경이 5mm이하이며, 빙결된 빗방울이나 커다란 녹은 눈송이로부터 형성된다. 고층운 혹은 난층운에서 내리며 빙결 과정은 지면 부근에서 일어나므로 심한 착빙 위험을 가져온다. 입자는 지면에 부딪치면 소리를 내고 튀어 오른다.

⑥ 우박(Hail): GR

투명하거나 부분 또는 전부가 불투명하고 일반적으로 5~50mm이내의 직경을 갖는 얼음 조각(우박)을 말한다. 최대 직경이 5mm이상일 때 사용하며, 1kg이상의 하중을 갖는 매우 큰 우박이 관측된 적도 있다. 우박은 강한 뇌전에 동반하여 비에 섞여 내리는 수가 많다.

⑦ 작은 우박과/또는 눈 싸라기(Small hail and/ or snow pellets): GS

최대 우박의 직경이 5mm미만일 때 사용하며, 약어 GS는 두 가지 다른 형태의 강수를 보고하는 데 사용해야 한다.

• 작은 우박(Small hail)

단단한 지면에 떨어져 튀는 소리를 들을 수 있는 직경 5mm이하의 투명한 얼음 입자이다. 전체 또는 부분적인 얼음 층으로 둘러싸인 눈 싸라기로 구성되며, 눈 싸라기와 우박의 중간 단계이다.

• 싸라기 눈(Snow pellets)

희고 불투명하며 거의 둥근 형태의 얼음 입자로 0°C 근처에서 눈과 함께 내린다. 직경은 보통 2~5mm이며, 단단한 지면에 떨어질 때 쉽게 부서지며 튀어 오른다. 지상 기온이 0°C 전후일 때 눈 싸라기는 취우(驟雨)성 강수로서 눈에 선행하여 내리는 수가 많다. 또 눈이나 빗방울과 섞여서 내리는 수도 있다.

참고로 거대한 적란운은 우박이 생성되는 주요 구름이다. 구름이 매우 높이 발달하며, 얼음 입자들을 충분히 성장할 수 있게 하기 위해 구름 속에서 매우 활발한 상승작용이 필요하다. 몇몇 우박은 완전한 성장 과정이 종료되기 전에 구름의 옆이나 꼭대기로 밀려나 눈 싸라기로 된다.

2) 차폐(대기 물 현상)

① 안개(Fog): FG

매우 작은 물방울 또는 얼음 입자가 공기 중에 부유하는 것으로 수평 시정이 1000m미만으로 감소한다. 안개 속에서의 대기는 습하고 차갑게 느껴지며 상대습도는 100%에 가깝다. 대체적으로 백색이지만 공업지대에서는 연기와 먼지로 인하여 회색이나 황색을 띠게 된다. 'MI', 'BC', 'PR' 또는 'VC'로 수식하는 경우를 제외하고는

시정이 1000m미만일 때 보고한다.

② 박무(Mist): BR

지극히 미세한 물방울이나 젖은 흡습성 입자가 공기 중에 부유하는 것으로 수평 시정이 1000~5000m로 감소되며 상대습도가 80%이상이 된다. 박무가 낀 때의 대기는 안개처럼 습하고 차갑게 느껴지지는 않는다. 시정이 1000m이상 5000m이하일 때 보고한다.

3) 차폐(대기 먼지 현상)

다음의 차폐 현상은 대기 먼지 현상에 의해 시정이 5000m이하일 때만 사용되어야 한다. ('DRSA' 및 'VA'는 5000m 초과 시 사용 가능)

① 모래(Sand): SA

지면에서 솟아오르는 조그만 모래 입자의 부유로 인하여 수평시정거리가 5000m이하로 감소한다.

② 먼지(넓게 퍼진)[Dust(widespread)]: DU

지면에서 솟아오르는 조그만 먼지 입자의 부유로 인하여 수평시정거리가 5000m미만으로 감소한다.

③ 연무(Haze): HZ

눈에 보이지 않는 지극히 미세하고 건조한 입자가 공기 중에 부유하는 것으로 수평시정거리를 5000m이하로 감소시키는 유백광의 입자가 공기 중에 무수히 많다.

④ 연기(Smoke): FU

연소에 의해 발생하는 조그만 입자가 공기 중에 부유하는 것으로 수평시정거리가 5000m이하로 감소된다. 만약 부유하는 물방울이 없고 상대습도가 약 90%이하이면 수평시정거리 1000m미만에서 연기가 사용되어야 한다.

⑤ 화산재(Volcanic ash): VA

활화산에서 유래한 크기가 상당히 다양한 대기 중의 먼지나 입자이다. 조그만 입자는 종종 성층권까지 올라가서 장기간 떠다닌다. 큰 입자는 대기권에 남아서 바람에 의해 지구 여러 지역에도달할 수 있다. 비와 중력에 의하여 결국은 대기 중의 화산재가 제거된다. 집중된 큰 입자나 조그만 입자는 엔진을 포함하여 항공기에 상당한 손상을 가져올 수 있다.

⑥ 황사

황사가 예상될 때, 관측자 시야의 전(全)방위에 대한 시정이 혼탁해지고 하늘이 옅은 황갈색을 보이거나, 황사 관측 장비(PM10)의 관측값이 기준 지점별 기준 농도의 값 이상일 경우에 '황사 현상의 발생'으로 한다. 황사 관측 방법은 황사 관측 장비(PM10)가 없는 관서의 경우, 인근 PM10 기준 지점 관측값을 참조하여 관측하여 보고한다.

[표 24-2] 각 공항별 판정을 위한 PM10 관측값 기준지점

공항명	인천	제주	무안	여수	양양	김포	울산
PM10 지점	강화 (201)	고산 (185)	광주 (156)	전주 (192)	속초 (090)	서울 (108)	울산 (152)
적용	기준지점별 PM10 관측값 기준 농도 참조						

[표 24-3] 기준지점별 PM10 관측값 기준 농도

자료지점	공항명	봄 (3-5월)	여름 (6-8월)	가을 (9-11월)	겨울 (12-2월)
속초	양양공항	122		99	109
서울	김포공항	196		122	147
울산	울산공항	115		90	109
광주	무안공항	146		128	146
고산	제주공항	122		111	112
전주	여수공항	106		86	104
강화	인천공항	155		153	179

[표 24-4] 황사 관측 시 전문 작성 및 통보 방법 (기존 동일)

시정	일기현상	보충정보(REMARK)
5,000m이하	DU	기록안함
5,000m 초과 (10km 포함)	(DU)	RMK ASIAN DUST(HWAANGSA) 기록

일반적으로 현재 일기 코드(WMO 4677 code)가 큰 숫자를 보고하나, 아래의 경우 현재 일기 코드를 06으로 보고하며, 황사가 박무 현상을 동반한 경우 주요 현상인 황사를 박무보다 우선적으로 전문에 포함한다.

예) DU BR

황사가 연무 현상을 동반한 경우 황사만 관측한다.

예) DU

4) 기타 현상

① 먼지/모래 회오리[Dust/sand whirls(dust devil)]: PO

지면에서 솟아오른 먼지나 기타 가벼운 물질이 건조하고 먼지가 많거나 모래가 많은 지면 위에서 급격하게 회전하는 직경 수m의 공기 기둥이다.

보통 수직으로 200~300ft이하로 솟구치지만 매우 뜨거운 사막 지역에서는 2000ft까지 솟구치는 경우도 있다.

② 스콜(Squall): SQ

갑자기 솟아오르는 강한 바람으로 보통 적어도 1분 동안 지속되며 좀 더 긴 지속 시간을 갖는 돌풍(Gust)과 구별된다. 풍속이 16kt(8m/s) 이상 급격히 증가하여 22kt(11m/s) 이상되는 풍속이 적어도 1분 이상 지속된다. 스콜은 수평적으로 수 km, 수직적으로 수천ft까지 확장되는 규모가 큰 적란운과 격렬한 대류 활동과 종종 연관된다.

③ 깔때기 구름(토네이도 또는 용오름)

[Funnel cloud(tornado or waterspout)]: FC

적란운으로부터 아래로 드리워지나 지면까지는 도달하지 않는 기둥 또는 깔때기 형태의 구름으로 표시되는 격렬한 소용돌이 현상으로 직경이 수 m에서 수백 m까지 다양하다. 지상에서 발달한 깔때기 구름을 토네이도라 칭하며, 수면 위에서 발달한 것을 용오름이라 한다. 격렬한 토네이도는 풍속이 약 300kt(150m/s)에 이를 수도 있다.

④ 먼지 폭풍(Duststorm): DS

강하고 급격한 바람에 의하여 왕성하게 상승된 먼지 입자의 총체로 보통 뜨겁고 건조하며 바람이 부는 조건, 특히 구름이 없는 왕성한 한랭전선의 전면에서 발생한다. 먼지 입자의 직경은 전형적으로 0.08mm미만이며 결과적으로 모래보다 훨씬 더 높이 상승할 수 있다.

[표 24-5] 부호표 4678(WMO No.306 Manual on codes Table 4678)

수식어		일기현상		
강도	상태	강수	장애	기타
-약함	MI 얇은	DZ 이슬비	BR 박무	PO 먼지/모래 소용돌이 (회오리 바람)
	BC 흩어진	RA 비	FG 안개	SQ 스콜
보통(수식어 없음)	PR 부분적인(공항의 일부를 덮고 있을 때)	SN 눈	FU 연기	FC 깔때기 구름 (토네이도 또는 용오름)
	DR 낮게 날린	SG 싸락눈	VA 화산재	SS 모래 폭풍
+강함 (잘 발달된 먼지 / 모래 소용돌이와 깔때기 구름)	BL 높게 날린	IC 얼음 결정체(빙침)	DU 널리 퍼진 먼지	DS 먼지 폭풍
	SH 소낙성의	PL 얼음 싸라기	SA 모래	
VC부근	TS 뇌전의	GR 우박	HZ 연무	
	FZ 어는(과냉각)	GS 작은 우박 또는 싸라기 눈		

⑤ 모래 폭풍(Sandstorm): SS

강하고 급격한 바람에 의하여 왕성하게 상승된 모래 입자의 총체로 모래 폭풍의 전면 부분은 넓고 높은 벽과 같은 모양을 갖는다. 상승하는 모래의 높이는 풍속과 불안 정도에 따라 증가한다. 중요 항공 보고에 대한 현재 일기 현상의 종류 및 각각의 약자 부호와 참고 기준은 위와 같다.

을 동반하는 뇌전은 'TSGR', 작은 우박과/또는 눈 싸라기를 동반하는 뇌전은 'TSGS'와 같이 보고 해야 하며, 이들 현상이 복합되어 나타날 때는 'TSRASN'과 같이 보고해야 한다. 관측 시간 전 10분동안에 공항에서 천둥소리를 듣거나 번개가 탐지되었지만, 강수가 관측되지 않았을 때는 수식어 없는 약어 'TS'를 사용해야 한다.

(3) 현재 일기 현상 종류별 관측 기준 및 특성

현재 일기 현상의 수식어는 필요에 따라 보고해야 하며, 수식어에 대한 각각의 약어 및 특성은 다음과 같다.

1) 뇌우(thunderstorm): TS

번개와 천둥을 동반하는 급격한 방전 현상으로 뇌우는 발달한 적란운에서 구름과 구름 사이 또는 구름과 지면 사이의 방전으로 나타나며 소낙성 비를 동반하는 수가 많다. 비를 동반하는 뇌전은 'TSRA', 눈을 동반할 때는 'TSSN', 얼음싸라기를 동반하는 경우는 'TSPL', 우박

2) 소낙성(Shower): SH

보통 대류운에서 오는 단시간의 강한 강수를 말하며 갑작스런 시작과 종료 그리고 강수 강도가 급격히 변화하는 특징을 가지며, 소낙성의 비는 'SHRA', 눈은 'SHSN', 얼음싸라기는 'SHPL', 우박은 'SHGR'. 작은 우박과/또는 눈 싸라기는 'SHGS' 또는 이들 현상이 복합되어 나타날 때는 'SHRASN'과 같이 보고해야 한다. 공항 부근에서 관측된 소나기는 강수의 형태나 강도에 대한 수식없이 'VCSH'와 같이 보고해야 한다.

2) 어는(Freezing): FZ

안개(FG), 이슬비(DZ) 그리고 비(RA)에만 사용해야 한다. 수식어 'FZ'는 물방울 온도가 0°C 미만(과냉각)일 때의 안개(FG), 이슬비(DZ), 또는 비(RA)만을 수식하는 데 사용한다.

과냉각된 물방울은 지면이나 항공기에 충돌해서 물과 얼음의 혼합물을 형성한다. 어는 안개는 보통 상고대(Rime), 또는 드물게는 맑은 얼음으로 쌓인다.

3) 높게 날림(Blowing): BL

지상 위로부터 2m(6ft)이상의 높이로 바람에 의해서 올라간 먼지(DU), 모래(SA), 눈(SN) 보고에 사용한다. 눈의 경우에는 구름으로부터 내리는 눈과 지상으로부터 바람에 의해서 올라간 눈과 혼합된 경우에 사용해야 한다.

4) 낮게 날림(Low drifting): DR

지상 위로부터 2m(6ft) 미만으로 바람에 의해 올라간 먼지(DU), 모래(SA), 눈(SN)과 함께 사용해야 한다.

5) 얇은(Shallow): MI

수식어 'MI'는 수평시정거리가 1000m이상이지만, 지면으로부터 2m(관측자의 눈높이)까지 1000m 미만인 시정 층이 있는 안개(FG)를 나타낼 때만 사용해야 한다.

운항상 'MIFG'는 활주로 표시와 활주로 등이 보이지 않는 문제점을 야기하기도 한다.

6) 산재한(Patches): BC

수식어 'BC'는 공항에 안개가 산재하고 있음을 표시할 때만 사용해야 한다. 그러므로 비록 METAR/SPECI에서 수평시정거리를 1000m이상으로 보고해도 관측자는 1000m미만의 시정 구역을 볼 수 있다.

7) 부분적(Partial): PR

공항의 상당한 부분에 안개가 덮여 있는 반면 나머지 부분은 안개가 없음을 나타낼 때 사용한다. 수식어 'PR'은 안개(FG)에만 사용되며, 공항 일부 구역에 안개가 끼었으나 나머지 구역은 맑음을 표시한다.

(4) 현재 일기 현상 강도 및 인접

현재 일기 현상 강도 및 공항에 인접한 현재 일기 현상의 보고 등은 다음과 같이 표시해야 한다.

1) 강도

DZ, GR, GS, PL, RA, SG 및 SN(또는 이들 현재 일기 형태를 포함하여 혼합된 경우)과 관련이 있을 때만 사용하며, 혼합의 경우 강도는 강수에 대한 것이다. DS 및 SS는 보통 및 강한 강도로 표시한다.

[표 24-6] 현재 일기 형태 강도

강도	국지. 정시 및 특별보고	(METAR/SPECI)
약한(Light)	FBL	-
보통(Moderate)	MOD	(표시 없음)
강함(Heavy)	HVY	-

- ① 이슬비의 강도 기준은 다음과 같다.
Light: 시정 1,000m이상, Moderate: 시정 500m~ 900m, Heavy: 시정 450m이하
- ② 비(소낙성 포함)의 강도 기준은 다음과 같다.
Light: < 2.5mm/h, Moderate: 2.5 ≤ rate < 10.0mm/h, Heavy: ≥ 10.0mm/h
- ③ 눈(소낙성 포함)의 강도 기준은 다음과 같다.
Light: 시정 1,000m이상, Moderate: 시정 400m~900m, Heavy: 시정 350m이하
시정 1,000m미만 이슬비의 경우 DZ FG/+DZ FG로 보고하고, 이슬비를 제외한 강수 현상이 시정 1,000m미만인 경우에는 FG 제외하고 보고한다.
단, 강수 전 시정 장애 현상이 관측된 경우에는 시정 장애 현상을 적용하여 보고하고, 강수가 있더라도 안개로 인한 시정 1,000m미만인 경우 강수 강도 기준을 적용하지 않는다. 예로 안개가 존재하며 약한 강설일 경우에는 -SNFG로 표시하고, 안개가 존재하지 않으며 강한 강설로 인하여 시정 1,000m미만인 경우에는 +SNBR로 표시한다.

2) 인접 (VC: Vicinity)

- ① 인접이란 공항 기준 위치로부터 약 8~16km 사이를 뜻하며, METAR 및 SPECI 보고에서만 사용할 수 있다.
- ② 'DS', 'SS', 'FG', 'FC', 'SH', 'PO', 'BLDU', 'BLSA', 'BLSN', 'TS' 및 'VA'와 함께 사용할 수 있다.
- ③ TS, FZ, SH, BL, DR, MI, BC, PR이 보고되지 않을 경우에만 보고할 수 있다.

예) VCTS(O), TS(O), TS VCTS(X)

(5) 전문 작성 및 형식

- 1) 정시 및 특별 관측 보고(METAR/SPECI) 전문 형식: W'W

작성 예: SPECI RKSI 211025Z 31015G27KT 280 V350 6000 1400SWR14L/P1500 R14 R/0800V1200U +SHRA

- 2) 국지 정시 및 국지 특별 관측 (MET REPORT/SPECIAL)

작성 예: SPECIAL RKSI 211025Z WIND RWY 2 7 TDZ 240/16KT MAX27 MNM10 E ND 250/14KT VRB BTN 220/ AND 3 00/ VIS RWY 18 TDZ 800M END 12 00M RVR RWY 18 TDZ 110M MID 700M END ABV 1300M HVY SHRA FG

24.1.3.5 구름 관측과 통보 (Observing and Reporting Clouds)

운항상 중요한 구름을 서술하기 위해 필요에 따라 운량, 운형 및 운저고도를 관측·보고해야 하며, 하늘이 차폐되었을 때에는 운량, 운형 및 운저고도 대신에 수직 시정을 관측해야 한다. 운저고도와 수직 시정은 m단위로 보고해야 한다. 운량 그리고 또는 운저고도를 측정하기 위하여 자동 관측 장비가 사용되는 곳에서는 그 장비가 직접 관측할 수 없는 구름이나 층의 높이와 함께 운량 및 적절한 운형을 수동 삽입할 수 있는 표를 만들어야 한다.

(1) 구름의 관측

1) 정시 및 특별 관측 보고(METAR/SPECI)

구름 관측은 당해 공항 및 그 부근의 상태를 대표하는 것이어야 한다.

2) 국지 정시 및 국지 특별 관측

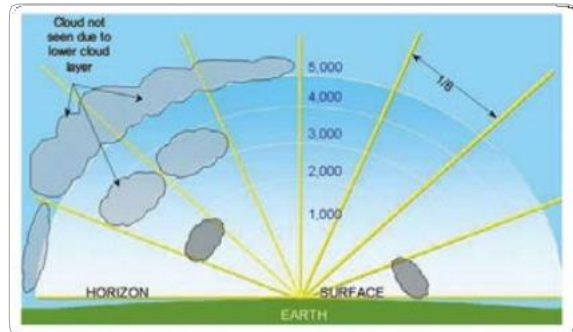
(MET REPORT/SPECIAL)

구름 관측은 사용 활주로 시단의 상태를 대표하는 것이어야 한다. 정밀 접근 활주로가 있는 공항의 경우에는 계기착륙 장치의 미들 마커(middle marker) 또는 착륙 활주로 말단에서 착륙 전단으로부터 900~1200m (3000~4000ft) 떨어진 위치의 상태를 대표하는 것이어야 한다.

3) 운저고도는 보통 공항 표고로부터의 높이를 보고해야 한다. 공항 표고보다 활주로 전단의 표고가 50ft(15m)이상 낮은 정밀 접근 활주로를 사용할 경우 도착하는 항공기가 통보되는 운저고도를 활주로 전단의 표고와 참조할 수 있도록 국지적 협정을 체결해야 한다.

(2) 운량 보고 방법

- 1) 전체 하늘에 대해 구름이 차지하고 있는 부분을 okta(8분위)로 표현해야 한다.
- 2) 구름의 운량에 따라 FEW(1~2oktas), SCT(3~4oktas), BKN(5~7oktas), 또는 OVC(8oktas)의 약어를 사용하여 보고해야 한다.
- 3) 운저고도가 비슷한 구름이 산재하고 있을 때는 동일 고도로 간주하여 운량을 보고해야 한다.



[그림 24-10] METAR/SPECI 하늘 상태 코드

- 4) 한 층의 구름이 적란운, 탑상 적운, 보통의 구름으로 구성되어 있을 때 운형은 적란운으로, 운량은 동일 고도에 있는 모든 운량의 합으로 보고해야 한다.

[표 24-7] 구름층에 대한 METAR/SPECI 축약용어

보고 축약어	의 미	총 운량
VV	Vertical Visibility	8/8
SKC or LR1	Clear	0
FEW2	Few	1/8 - 2/8
SCT	Scattered	3/8 - 4/8
BKN	Broken	5/8 - 7/8
OVC	Overcast	8/8

(3) 운저고도 보고 기준

- 1) 운저고도는 250ft(75m)까지는 50ft(15m) 간격으로 300ft(90m)부터 10,000ft(3,000m)까지는 100ft(30m) 간격으로 보고해야 한다.
- 2) 운저고도 100ft 미만의 구름이 관측되었을 때는 'NSNSNS000'으로 보고해야 한다.
예) SCT000, FEW000

3) 산악 지대에서 구름이 관측 지점의 고도보다 낮을 경우 구름은 'NSNSNS///'로 보고해야 한다.

예) SCT///, FEW///CB

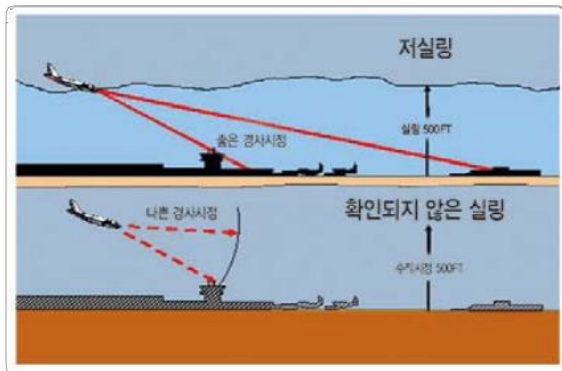
3) 관측 지점에서 강수 또는 시정 장애 현상으로 하늘이 차폐되어 구름을 관측할 수 없을 때는 수직 방향으로 특정 목표물을 확인할 수 있는 거리 즉, 수직 시정을 관측하여 보고해야 한다.

예) VV001, VV002

4) 운고계가 없는 공항에 한하여 수직 시정 관측이 불가능할 때는 VV///로 보고해야 하고, 운고계가 있는 공항에서는 운고계를 참고하여 000ft까지 관측해야 한다.

예) VV///, VV000

실링은 두 예에서 500ft이지만, 확인되지 않는 실링(아래)은 착륙 항공기에 더 부정적인 영향을 줄 수 있다. 이는 경사 시정 감소 때문에(예, 안개, 날림 먼지나 눈으로 인해) 활주로 확인이 제한된다. 조종사는 활주로가 아니라 땅을 볼 것이다. 조종사가 접근 최저에 있다면, 접근은 계속할 수 없고, missed approach를 실행해야 한다.



[그림 24-11] 저(低)실링 vs. 명확하지 않는 실링

(4) 운형 보고

중요한 대류운[CB(적란운), TCU(탑상 적운)]이외의 구름의 형태는 식별하지 않아야 한다. 탑상 적운(Towering Cumulus)의 약어인 TCU는 연직으로 크게 확장된 배추 모양의 적운을 의미한다.

(5) 구름군 보고

운향상 중요한 운량과 운고는 다음의 순서에 따라 보고해야 한다.

- 1) 최저 구름층은 보고되어야 할 운량에 관계없이 적절하게 FEW, SCT, BKN 또는 OVC로 표시
- 2) 제2층 구름층은 3oktas 이상을 가리고 있는 그 다음 운층 또는 운고, SCT, BKN 또는 OVC로 표시
- 3) 제3층 구름층은 5oktas 이상을 가리고 있는 그 다음 높은 운층 또는 운고, BKN 또는 OVC로 표시
- 4) 적란운(CB) 또는 탑상 적운(TCU)이 관측될 때는 상기 1)~3)의 제한을 받지 않고 반드시 보고해야 한다.

(6) CAVOK, NSC 정의

1) CAVOK(Ceiling And Visibility OK)

- ① 항공기 운항에 영향을 줄 수 있는 기상 현상이 일정 기준 이상인 경우에는 그 현상의 명칭 또는 관측값을 구체적으로 명시하는 대신 'CAVOK'라는 용어를 사용하고 있다.
- ② 다음과 같은 상태가 동시에 관측되었을 경우 모든 보고에는 시정, 활주로 가시거리, 현재 일기, 구름 정보 대신 'CAVOK'라는 용어를 사용한다.

시정 10km이상, 운항상 중요한 구름이 없고, 강수, 대기물-먼지 현상, 뇌전 등의 중요 기상 현상이 없을 때

2) NSC (Nil Significant Cloud)

운항상 주요한 구름이 없고 수직 시정에 제한이 없으나 'CAVOK' 약어 사용이 부적절할 경우에 사용해야 한다.

(7) 전문 작성 및 형식

1) 정시 및 특별 관측 보고(METAR/SPECI)

전문 형식: NSNSNSHshshs 또는 VVhshshs
또는 NSC

작성 예: SPECI RKSI 211025Z 31015G27KT 280V3
50 6000 1400SW R14L/P1500 R14R/0
800V1200U +SHRA BKN009CB OVC
020

① 운저고도는 10,000ft(3,000m)까지 100ft (30m) 간격으로 보고해야 한다. 관측된 운저고도 값이 맞지 않을 경우, 가까운 낮은 단계로 보고한다.

② 강수 또는 시정 장애 현상으로 하늘이 차폐된 경우에는 수직 시정은 250ft(75m)까지는 50ft(15m) 간격으로 300ft(90m)부터 2,000ft (600m)까지는 100ft(30m) 간격으로 보고해야 한다.

예) VV002 (수직 시정 200ft)

③ 수직 시정의 관측이 불가능할 때는 ///로 보고해야 한다.

예) VV///

④ 중요한 대류운(TCU, CB)이 존재할 때는 구름

형태를 표기해야 한다.

예) BKN009TCU, SCT025CB

24.1.3.6 기온 및 이슬점온도의 관측과 통보
(Observing and Reporting Air Temperature and Dew-Point Temperature)

기온과 이슬점온도는 이착륙 시에 소요되는 활주 거리 결정과 탑재 인원 및 화물 중량 계산에 사용되며 또한 대류 운저고도 추정에도 사용하기도 한다. 항공기의 부양력은 기온과 이슬점온도에 따라 변화한다. 고온인 경우에는 대기밀도가 감소하여 평상시 보다 과다한 활주 거리가 소요되며, 저온인 경우에는 항공기 표면에 부착된 비나 눈이 얼어 항공기의 부양력을 감퇴시킬 뿐만 아니라 활주로 위에 있는 빗물이나 눈 등의 강수 동결시켜 제동력을 저하시킨다. 기온과 이슬점온도 관측 자료는 항공기 운항에 매우 다양하게 활용되고 있다.

(1) 기온과 이슬점온도의 관측 지점 기온 및 이슬점온도는 전체 활주로를 대표하는 위치에서 관측해야 한다.

(2) 기온과 이슬점온도의 보고 방법

1) 기온과 이슬점온도는 섭씨 단위로 소수 1위까지 관측하여, 가장 가까운 정수로 보고해야 한다.

2) 기온이 영상일 때는 4사 5입 하고, 영하일 때는 5사 6입 하여 보고해야 한다.

예) +2.5°C → +3°C, -2.5°C → -2°C

(3) 전문 작성 및 형식

전문 형식 TT/TdTd
 작성 예 SPECI RKSS 211025Z 31015G27KT 280V350 1400W 6000N R24/P1500
 +SHRA FEW005 FEW010CB SCT018 BKN025 10/03

[그림 24-12] 기온 이슬점 전문 형식

1) 정시 및 특별 관측 보고(METAR/SPECI)

주: 기온과 이슬점온도 사이에 '/'를 넣어 구분한다. 온도가 영하인 경우에는 'M'을 온도 값 앞에 붙여서 보고해야 한다.

예) 17/10, 02/M08, M01/M10

2) 국지 정시 및 국지 특별 관측

(MET REPORT/SPECIAL)

작성 예: SPECIAL RKSI 211025Z WIND RWY 27 TD
 Z 240/16KT MAX27 MNM10 END 250/14
 KT VRB BTN 220/ AND 300/ VIS RWY 1
 8 TDZ 800M END 1200M RVR RWY 18 T
 DZ 110M MID 700M END ABV 1300M
 HVY SHRA FG CLD RWY 18 BKN 200FT
 OVC 1000FT RWY 36 BKN 300FT TMS0
 8 DPMS18

기온을 나타내는 명칭은 'T', 이슬점온도는 'DP'로 표기하여 보고해야 한다. 온도가 영하인 경우에는 'MS'를 온도 값 앞에 붙여서 보고해야 한다.

예) T17, TMS08, DP15, DPMS18

24.1.3.7 기압의 관측과 통보(Observing and Reporting Atmospheric Pressure)

기압 관측은 항공기 고도계의 정확한 보정치를 구하기 위하여 실시한다. 비행 방식에는 조종사가 지표면의 지형지물을 보고 항공기의 위치를 확인하는

시계비행방식(VFR)과 조종석에 있는 여러 가지 계기에 의하여 위치와 고도를 확인하는 계기비행 방식(IFR)이 있다. 일반적으로 공항에 낮은 구름이나 안개가 끼어 있으면 기장은 활주로의 위치를 눈으로 확인할 수 없으므로 무선 유도신호에 따라 착륙한다. 항공기의 고도계는 기압 고도계 또는 전파고도계로 되어 있으며, 공항 기상 관서의 고도계 수정치를 기준으로 하여 항공기의 현재 고도를 계산하는 것이다. 따라서 기장은 항공기를 착륙시키고자 할 때에는 그 공항의 기압 값을 받아 고도계시도를 수정할 뿐만 아니라 항공교통관제 지시에 의한 적정 고도를 유지하기 위해서도 고도계를 수정한다. 이러한 고도계 수정치를 구하기 위한 기압 관측은 항공기 안전운항에 직결되는 매우 중요한 관측이므로 정확하게 측정·계산해야 한다.

(1) 기압의 관측

공항 기상 관측 장비 기압 수감부는 활주로를 대표할 수 있는 위치에 설치해야 한다.

(2) 기압 관측의 기준 고도

QFE의 계산을 위한 기준 고도로는 공항 표고가 사용되어야 한다. 활주로 전단이 공항 표고보다 2m(7ft) 이상 낮거나 높은 비정밀 활주로 및 정밀 접근 활주로에서 필요할 경우 QFE는 당해 활주로 전단의 표고를 참조해야 한다.

(3) 기압 관측 측기 종류

1) 공항 기상관측 장비

공항 기상관측 장비의 기압 수감부는 고정판에 붙어 있는 진동판의 진동으로 인하여 발생하는 전기 용량의 변화량을 가지고 측정한다.

기압이 변화하면 고정판의 간격이 변화하고 발진 기의 진동수도 달라지므로 이 변화 내용이 정밀 진동수/전압 변환기에 보내져서 기압 값으로 환산 출력된다. QFE와 QNH는 각각 hPa와 inch 값으로 표출된다.

2) 아네로이드 기압계

아네로이드형 기압계는 수은기압계에 비하여 정확도가 낮고 오차가 생길 수 있으므로 일정 기간이 경과한 후 수은기압계와 비교 관측을 실시하여 보정해야 한다. 아네로이드형 기압계 시도의 오차 한계는 ± 0.5 hPa 이하이다.

3) 수은기압계

원칙적으로 포르탕(Fortin) 수은기압계를 사용하며, 수은기압계는 원래 각 부분의 온도가 동일한 조건일 때 정확한 기압을 측정할 수 있게 되어 있다.

(4) 고도계 수정치

항공기 운항에서는 기압을 고도로 전환하는 기압 고도계를 사용한다. 고도계 수정치는 특정 기준 고도면으로부터 기압 고도를 구하기 위하여 사용되는 값으로 사용 목적과 기준 고도의 차이에 따라 QFE, QNH, QFF 및 QNE의 네 가지로 구분한다.

즉, 항공기 기압 고도계의 0점을 어느 기준면에 맞추느냐에 따라 시도(示度)의 차이가 나는 것이다. (기압 고도계의 고도 눈금은 국제표준대기를 기준으로 하고 있으며, 기준면을 변경함으로써 고도계의 시도(示度) 수정이 가능하다.)

1) QFE

QFE는 현지 기압을 공항 공식 표고 값으로 고도 보정한 기압 값으로, QFE값을 기준으로 세팅한 항공기가 공항의 공식 표고 지점 위에 있을 경우 기압 고도계의 시도가 0으로 나타내는 고도계 수정치이다. 비행 중에 표시되는 고도는 공항의 공식 기준점 위의 고도이다.

2) QNH

QNH는 공항 관측 지점으로부터 해수면까지를 국제표준대기(ISA) 온도로 가정하여 해면경정한 기압 값으로, QNH 값을 기준으로 세팅한 항공기가 공항의 공식 표고 지점 위에 있을 때 기압 고도계의 시도가 공항의 공식 표고 값을 나타내는 고도계 수정치이다.

3) QFF

QFF는 공항 관측 지점으로부터 해수면까지를 등온대기로 가정하여 해면경정한 기압 값으로, 현재 온도를 사용한다. QFF와 QNH의 차이는 대기의 상태가 국제표준대기와 명확히 다를 때 (예를 들면, 기온이 높고 고도가 높은 공항) 확연히 구별될 수 있다.

4) QNE

QNE는 기압 고도계의 고도계 시도 0점을 표준 대기 1013.2hPa로 맞추는 고도계 수정치이다. QNE로 공항의 착륙 지점까지의 고도를 알 수 있다. 더욱 넓은 의미로, 이것은 또한 기압 고도이며, 국제표준대기에서 어떤 특정 고도로서 달리 정의될 수 있다. 대양 상공을 비행하거나 특정 고도

이상의 고공을 비행할 때에는 동일한 QNE를 사용하여 항공기 충돌이 방지된다.

(5) 전문 작성 및 형식

1) 정시 및 특별 관측 보고(METAR/SPECI)

전문 형식 QPHPHPHH
작성 예 SPECI RKSS 211025Z 31015G27KT 280V350 6000 1400SW R24/ P1500
+SHRA FEW005 FEW010CB SCT018 BKN025 10/03 Q0995

[그림 24-13] METAR/SPECI 기압 전문 형식

① METAR/SPECI 보고에서 기압은 QNH 값을 포함하여 보고해야 한다.

② QNH는 4자리 정수의 hPa로 보고하며, hPa의 소수 1위 이하는 버린다.

예) 1012.9 hPa → 1012

③ QNH를 보고 시 'Q'를 4자리 정수 값 앞에 붙여서 보고해야 한다.

예) 1012 → Q1012

2) 국지 정시 및 국지 특별 관측

(MET REPORT/SPECIAL)

작성 예: SPECIAL RKSI 211025Z WIND RWY 27 T
DZ 240/16KT MAX27 MNM10 END 250/14
KT VRB BTN 220/ AND 300/ VIS RWY 18
TDZ 800M END 1200M RVR RWY 18 TD
Z 110M MID 700M END ABV 1300M HVY
SHRA FG CLD RWY 18 BKN 200FT OVC1
000FT RWY 36 BKN300FT TMS08 DPMS1
8 QNH 0995hPa QFE RWY 18 0956hPa R
WY 24 0955hPa

① 국지 정시 및 특별 보고에서 QNH 값을 반드시 포함해야 하며, QFE는 요청 시 제공해야 한다.

② QNH와 QFE는 4자리 정수의 hPa로 보고하

며, hPa의 소수 1위 이하는 버린다.

예) 1012.6 hPa → 1012

③ QNH를 보고할 때는 'QNH'를, QFE를 보고할 때는 'QFE'를 4자리 정수 값 앞에 붙이고, 기압 값 뒤에는 단위를 표기하여 보고해야 한다. 예) QNH 0995hPa QFE 1001hPa

④ 만약 두 개 이상의 활주로의 QFE 값이 필요할 때는, 그 QFE 값에 대한 활주로를 명시해야 한다.

예) QFE RWY 18 0956hPa RWY 24 0955hPa

24.1.3.8 보충 정보 관측과 통보(Observing and Reporting Supplementary Information)

공항에서 실시하는 관측에는 접근 및 상승 지역의 중요 기상 상태에 대해 이용 가능한 보충 정보를 포함해야 하고, 가능하다면 그 현상의 수직 범위, 이동의 방향 및 속도 등의 정보를 명시해야 한다. 자동 관측 시스템을 사용하여 관측한 곳에서는 그 장비로 적절히 결정할 수 없는 중요 기상 상태와 관련된 정보를 수동 삽입하기 위한 준비 표를 만들어야 한다.

(1) 최근 일기 보고

국지 정시 및 특별 보고, METAR/SPECI에서 마지막 정시 관측의 통보 이후에 공항에서 관측되었지만 기간이 짧아 관측 시간에는 관측되지 않는 다음의 최근 일기 현상이 관측될 때는 최대 3개 군까지 보충 정보를 보고해야 한다.

- 1) 어는 강수
- 2) 보통 또는 강한 강수 (소낙성 포함)
- 3) 높게 날린 눈

- 4) 먼지 폭풍, 모래 폭풍
- 5) 뇌전
- 6) 깔때기 구름(토네이도 또는 용오름)
- 7) 화산재

(2) 윈드시어

윈드시어 관측이 가능한 공항에서는 윈드시어 정보를 추가해야 한다. 윈드시어에 관한 보충 정보는 활주로 방향에 따라 관측된 경우 'WS R14' 또는 전체 활주로에서 관측된 경우 'WS ALL RWY'와 같은 형식으로 보고해야 한다. 윈드시어 정보를 METAR 및 SPECI에 포함해야 한다.

(3) 활주로 상태 정보

- 1) 활주로 상태는 다음 군을 사용하여 보고해야 하며, SNOCLO는 적설로 인해 공항이 폐쇄된 상태를 나타내며, CLRD//는 한 개 또는 전체 활주로의 오염 상태가 끝났을 때 보고한다.

RDRDR/ERCRReReRBRBR

- ① RDRDR: 활주로 지시자 ②ER: 활주로 퇴적물
- 2) 활주로 지시자의 추가 숫자 부호 88은 전체 활주로를 의미하며, 99는 활주로 최신 상태 정보 보고가 불가능한 경우로 직전 시간 활주로 상태를 다시 보고한다.

예) R24/451293

- ① DRDR = 24
- ② ER = 4
- ③ CR =5
- ④ eReR = 12
- ⑤ BRBR = 93

24활주로의 30%가 12mm 깊이의 건조한 눈이 쌓여 있어 중정도의 제동 행위를 요함.

예) R/SNOCLO 적설로 인하여 공항이 폐쇄되었음.

(4) 비고

비고는 적정한 경우 METAR 및 SPECI를 포함된다.

[표 24-8] METAR/SPECI 비고의 순서

자동 순서		계획된 언어		첨가됨과 자동화된 유지관리	
1	화산 폭발	14	우박 크기	27	특별한 시간 내 강수량
2	깔때기 구름	15	미류운	28	구름 형태
3	형태 순간 자동화된 관측소	16	다양한 실링 고도	29	일조 시간*
4	순간 풍속	17	장애	30	시간당 온도, 노점
5	바람 이동	18	다양한 하늘상태	31	6시간 내 최고 온도
6	탐 측 지상시점	19	중요한 구름형태	32	6시간 내 최저 온도*
7	다양한 우시점	20	2차 지역 실링 고도	33	24시간 내 최고/최저온도*
8	시정 지역	21	갑자기 상승/하강하는 기압	34	3시간 기압영향*
9	2차 지역 시점	22	해면 기압	35	센스 상태 지표
10	번개	23	항공기 경미한 사고	36	유지 관리 지표
11	강수 시작과 끝	24	특별 관측 없음	*알림: 부가 자료는 기후 목적을 위해 NWS가 기본적으로 사용한다. 이 그룹은 항공 회사에 직접적 영향이 없고, 여기서도 논의되지 않는다.	
12	뇌우 시작과 끝	25	눈의 빠른 증가		
13	뇌우 지역	26	다른 주요 정보		

METAR/ SPECI 보고는 (1)자동, 수동 및 일반 언어와 (2)첨가물 및 자동화된 유지 관리 데이터의 두 범주로 분류된다.

24.1.3.9 자동 관측 시스템을 이용한 기상정보 보고(Reporting of Meteorological Information from Automatic Observing System)

자동 관측 시스템을 이용한 METAR 및 SPECI, MET REPORT, SPECIAL는 공항 비운영 시간 동안에 사용하고 'AUTO'라고 명시해야 한다.

자동 관측 시스템 사용에 관한 지침은 「공항 자동 기상관측 시스템 매뉴얼 (Doc 983 7)」을 따른다.

- (1) 지상풍, 활주로 가지거리, 기온 및 이슬점온도, 기압은 관련 규정에 따라 보고해야 한다.
- (2) 시정은 관련 규정에 따라 보고해야 한다. 그러나 시정이 자동 관측 시스템으로 관측되지 않는 경우에는 '////'로 대체해야 한다.
- (3) 현재 일기는 관련 규정에 따라 보고해야 한다. 그러나 강수 형태가 자동 관측 시스템에 의하여 확인될 수 없을 경우에는 강수 형태에 'UP'를 덧붙여 사용해야 하며, 현재 일기가 자동 관측 시스템으로 관측되지 않는 경우에는 '/'로 대체해야 한다.
- (4) 구름과 수직 시정은 관련 규정에 따라 보고해야 한다. 그러나 운량과 운고가 자동 관측 시스템으로 관측되지 않는 경우에는 '///'로 대체해야 한다.
- 1) 운형이 자동 관측 시스템으로 관측되지 않는 경우, 각 구름군에서 구름 형태는 '///'로 대체해야 한다.
- 2) 구름이 자동 관측 시스템으로 탐지되지 않을

경우, 약어 'NCD'를 사용하여 표시해야 한다.

- 3) 자동 관측 시스템으로 적란운 또는 탑상 적운이 감지되고 운고 또는 운량이 관측되지 않았을 경우, 운고 또는 운량은 '///'로 대체해야 한다.
- 4) 하늘이 차폐되고, 시스템/센서의 일시적인 장애로 수직 시정 값이 자동 관측 시스템으로 결정될 수 없을 때, 수직 시정은 '///'로 대체되어야 한다.
- (5) 보충 정보는 관련 규정에 따라 보고해야 한다. 그러나 강수 형태가 자동 관측 시스템에 의하여 확인될 수 없을 경우에 현재 강수는 최근 일기 현상 이외에 약어 'REUP'를 사용해야 한다.

24.1.4 항공기상 관측 요소의 범위와 분해능

[표 24-9] 항공기상 관측 요소의 범위와 분해능

요소	구분	단위	범위	분해능
활주로	-	-	01-36	1
풍향		TRUE	010-360	10
풍속		MPS	1-99	1
		KT	1-199	1
시정		M	0-750	5-
		M	800-4,900	100
		KM	5-9	1
		KM	10-	0(고정값:10km)
활주로지거리		M	0-376	25
		M	400-760	50
		M	800-,2000	100
수직시정		M	0-75	15
		M	90-600	30
		FT	0-250	50
		FT	300-2,000	100
운저고도		M	0-75	15
		M	90-3,000	30
		FT	0-250	50
		FT	300-10,000	100
기온/이슬점		°C	-80~+80	1
QNH,QFE		Hpa	0500-1100	1
강수량		mm	0.0-	0.1
적설		cm	0.0-	0.1
현상강도		강,중,약		

50m/s(100kt)인 지상풍은 보고할 필요는 없다. 그러나 필요에 따라 항공이 아닌 다른 목적으로 99m/를 초과 하는 속력을 보고 하는 규정은 있다.

MET REPORT와 SPECIAL에 포함되는 관측 단위와 범위 및 분해능은 표 24-9와 같다.

24.2 조종사 기상 보고(PIREP)

조종사들은 다른 조종사들의 비행 계획 및 준비를 돕기 위해 좋은 나쁜 모든 관측 결과를 보고해야 한다. 발생할 것으로 예보되었지만 발생하지 않는 경우 조종사도 관측된 기상 상황 보고해야 한다. 이는 NWS의 예보를 검증하고, 항공기상청(지역·접근 관제소)을 위해 더 정확한 예보 생산에 도움이 될 것이다.

PIREP는 규정된 형식을 사용하여 준비한다. (그림 24-14, 조종사 기상 보고서(PIREP)코딩/포맷 참조). 모든 PIREP에 필요한 요소는 다음과 같다. 메시지 유형, 위치, 시간, 고도/비행 고도, 항공기 유형 및 보고된 현상을 설명하기 위해 적어도 다른 하나의 요소가 필요하다. 데이터가 보고되지 않으면 요소는 생략된다. 별도의 언급이 없는 한 모든 고도 참조는 MSL이다. 시정 거리는 법정 마일(SM)이며, 그 외 거리는 해리(NM) 단위이다. 시간은 UTC로 보고된다.



[그림 24-14] 조종사 기상 보고 (PIREP) 표시 형식

24.2.1 메시지 유형(UUAALUA)

PIREP의 두 가지 유형은 긴급(UUA)과 정기(UA)이다.

24.2.1.1 긴급 PIREP

긴급(UUA) PIREP는 다음에 관한 정보를 포함한다.

- (1) 토네이도, 깔때기 구름 또는 용오름
- (2) 심각하거나 극단적인 난기류(CAT(Clear Air Turbulence) 포함)
- (3) 심한 착빙
- (4) 우박
- (5) 지상의 2,000ft이내의 LLWS. LLWSPIREPs는 조종사가 10kts 혹은 그 이상의 바람 속도 변화를 보고한다면 UUA로 분류된다. 바람 속도 변화가 보고되지 않고 LLWS가 보고했다면 PIREP은 UUA로 분류된다.
- (6) 화산재 구름
- (7) 비행 조종을 위험하게 하거나 위험 가능성이 있는 기타 기상 현상이 보고자의 검토 후 보고됨.

24.2.1.2 정기 PIREPs

정기 PIREP는 조종사로부터 24.4.1.1.1 부분에 정리된 긴급 PIREP에 포함되지 않은 보고서를 수신한 후에 논의한다.

- (1) 위치(/OV)

위치(/OV)는 현상이 발생한 위치 참조 자료이다. 보고서 제출 시 항공기의 위치가 아니다. 위치는 지리적 위치 또는 경로 구간 둘 다 참조한다.

위치 참조는 예보 정확도, 모니터링 및 검증에 도움이 되어 기상학자가 좋아한다.

예:

/OV APE 이상 고주파수 전(全)방향 범위 방송국(VOR)

/OV KJFK 이상 존 F. 케네디 국제공항, 뉴욕

/OV APE230010 10NM에서 230도 고주파수전(全)방향 범위 방송국(VOR)

/OV KJFK107080 80NM에서 107도 존 F. 케네디 국제공항, 뉴욕

(2) 경로 구간

PIREP는 경로를 설명하기 위해 두 개 이상의 위치를 사용하여 참조할 수 있다.

/OV KSTL-KMKC

램버트-사인 루이스 국제공항부터 찰스 B까지 워싱턴 주 캔자스시티의 윌러 다운타운공항

/OV KSTL090030-KMKC045015

90도 30 NM에서 램버트-사인 루이스 국제공항 찰스 B부터 45도 15 NM까지

(3) 시간(TM)

Time(TM)은 보고된 현상이 발생했거나 나타난 시간이다. UTC의 4자리 숫자로 표시된다.

예: /TM 1315 1315 UTC

(4) 고도/비행고도(FL)

고도/비행고도(FLY)는 이 현상이 처음 발생한 곳에서 수백 피트 MSL의 고도이다.

모를 경우, UNKN을 입력한다. 항공기가 상승하거나 하강할 때, 적절한 약어는(DURC 또는 DURD)

비고란(RM)에 입력한다. 동일한 고도에서 발생한 경우, 기상 상태를 설명할 적절한 요소 내에 고도 범위를 입력한다.

예:

/FL085 8,500ft MSL

/FL310 비행고도 310

/FLUNKN/RM DURC 비행고도 모름. 상승 중임.

(5) 항공기 유형(TP)

항공기 타입(TP)을 입력한다. 모를 경우, UKNN을 입력한다. 결빙과 난기류 보고는 항상 항공기 유형을 포함한다.

예:

/TP BE20 슈퍼킹 항공 200

/TP SR22 권운 22

/TP P28R 파이프 화살

/TP UNKN 항공기 유형 모름

(6) 하늘 상태(SK)

하늘 상태 (SK) 그룹은 운저고도, 운정 고도 및 운량을 보고하는 데 사용된다.

운저고도는 MSL 기준 백ft 단위로 표시된다. 구름 최고층은 TOP 단어로 앞에 MSL 백ft 단위로 입력된다. 가장 높은 구름층 위로 구름이 없다고 보고 되면, SK는 보고된 정도에 따라 표시된다.

예:

/BKN040-TOP065 운저 실링 고도 4,000ft MSL,

구름 top 6,500ft MSL

/SK OVC100-TOP110/SKC

운저 차폐 고도 10,000ft MSL, 구름top 11,000ft MSL

이상 CLR

/SK OVC015-TOP035/OVC230
 운저 차폐 고도r 1,500ft MSL, 구름 top 3,500ft MSL,
 운저 차폐 23,000ft MSL
 /SK OVC-TOP085 완전 차폐, top 8,500ft MSL

(7) 비행 시정과 기상(WX)

조종사는 아래와 같이 그들이 조우한 기상 상황을 보고한다. 보고될 때 비행 시정이 기상 장(WX field) 내에 가장 먼저 만나게 된다. 이것은 반올림된 두 자리 시정 값 FV로 표시된다. 필요한 경우 가장 가까운 전체 법정 마일에 SM(FV03SM)을 첨부한다. 시정이 제한되지 않은 것으로 보고되면 FV99SM이 표시된다.

예:

/WX FV01SM +DS000-TOP083/SKC/RM DURC.

비행 시정 1sm, 지상에서 강한 먼지 폭풍, top 8,300ft MSL, 이상 맑음(CLR) 비행상승 중 두 가지 이상의 강수 형태가 보고서에 결합되면 상세한 강수 유형이 먼저 보고된다.

/WX FV00SM +TSRAGR

비행 시정 0sm, 뇌우, 폭우, 우박

/WX FV02SM BRHZ000-TOP083

비행 시정 2sm, 지상에서 열린 안개, 연무, top 8, 300ft MSL

(8) 기온(TA)

외부 기온(TA)은 십씨 2자리 숫자로 보고된다. 음의 온도는 M (예: /TA 08 또는 /TA M08) 접두사가 붙는다.

(9) 바람 방향과 속도(WV)

풍향과 속도는 풍향을 나타내기 위해 3자리 숫자를

사용하여 진북 기준으로 표시되며 풍속을 나타내려면 2자리 또는 3자리 숫자로 표현한다. 보고된 풍속이 10Kts보다 작으면 선행 0이 사용되고, 바람 그룹은 속도 단위(kts)를 나타내기 위해 항상 KT를 추가한다.

예:

/WV 02009KT 20도에 9kts

/WV 28057KT 280도에 57kts

/WV 350102KT 350도에 102kts

(10) 난기류(TB)

난기류 강도, 유형 및 고도는 바람의 방향과 속도 후에 보고된다.

지속 시간((간헐적(INTMT), 간헐적(OCNL) 또는 연속적(CONS))이 먼저 표시된 다음, 강도는 약한(LGT), 보통(MOD), 심함(SEV), 심각(EXD)이 뒤를 잇고, 강도의 범위 또는 변화는 하이픈(예: MOD-SEV)으로 구분된다. 난기류가 예측되었지만 발생하지 않을 경우, 음의 값(NEG)으로 표시된다. 유형은 두 번째로 표시된다. 청천난기류(CAT) 또는 CHOP는 조종사가 보고되면 입력한다. 구름과 관련이 없는 고고도의 난기류가 CAT이다.

고도는 고도/비행 높이 수준(FLY) 그룹에서 보고된 값과 다른 경우에만 보고된다. 난기류 계층이 보고되면 높이값은 하이픈으로 구분된다. 하한 또는 상한 한계를 정의하지 않을 경우, BLO 또는 ABV를 사용한다.

예:

/TB LGT 약한 난기류

/TB LGT 040 4,000ft MSL에서 약한 난기류

/TB OCNL MOD-SEV BLO 080

8,000ft MSL이하 간헐적 중정도에서 심한 난기류까지

/TB MOD-SEV CAT 350 35,000ft MSL에서 중정도에서
심한 CAT까지

/TB NEG 120-180 12,000ft와 18,000ft MSL 사이
음의 난기류

/TB CONS MOD CHOP 220/NEG 230-280
22,000ft MSL 연속적 중정도 chop 23,000ft와 28,000ft
MSL 사이 음의 난기류

/TB MOD CAT ABV 290 29,000ft MSL에서 중정도 CAT

(11) 착빙(IC)

착빙 강도, 유형 및 고도는 난기류 이후에 보고된다. 강도는 미약(TRACE), 약함(LGT), 중정도(MOD) 또는 심각(SEV)의 축약을 사용하여 먼저 표시된다. 강도의 범위 또는 변화에 대한 보고는 하이픈으로 구분된다. 착빙이 예측되었지만 발생하지 않았다면 음수(NEG)로 표시된다. 착빙 유형이 두 번째로 보고된다. 보고 유형은 거친(RIME), 맑은(CLR), 또는 혼합(MX)이다.

보고된 착빙/고도는 고도/비행 수준(FL) 그룹에서 보고된 값과 다른 경우에만 표시된다. 하이픈은 보고된 착빙 층을 분리하는 데 사용된다. 위(ABV), 혹 이하(BLO)는 층이 확인되지 않을 때 표시된다. 착빙에 대한 조종사 보고는 대기 온도(TA)도 포함되어야 한다.

예:

/IC LGT-MOD MX 085 8,500ft MSL에서 약함~중
정도 mixed icing,

/IC LGT RIME 약한 rime icing

/IC MOD RIME BLO 095 9,500ft MSL 이하 중정도
rime icing

/IC SEV CLR 035-062 3,500ft to 6,200ft MSL 심한
clear icing

(12) 비고(/RM)

비고(/RM) 그룹은 중요하게 고려되는 현상을 보고 하는데 사용되지만 다른 그룹에는 적합하지 않다. LLWS 보고에 제한하지 않지만, 뇌우 선(line), 적용 및 이동, 번개, 이산화황(SO₂) 가스펄, 구름이 관찰되었지만 기상 현상이 발생하지 않고, 그 현상이 발생한 지점에 대한 지리적 또는 지역적 설명까지 포함된다. 위험 기상은 먼저 보고되어야 하고, LLWS는 가능한 범위 내에서 설명되어야 한다.

24.3 항공기 관측 보고(AIREP)

AIREP는 항공기에서 지상 기지로 보내는 메시지가 다. AIREP는 항공기의 위치, 시간, 비행고도, 다음 보고 지점상 예상 도착 시간(ETA), 목적지 ETA, 연료 잔여 분량 및 기상정보로 구성된다.

24.3.1 AIREP 유형과 내용

AIREP에는 정기 또는 위치 보고(ARP)와 특수(ARS)의 두 가지 유형이 있다. AIREP는 조종사가 보고할 수 있지만, 대다수의 일상 AIREP는 자동화되어 있고, 전달과 처리는 항공기와 NWS까지 즉 항공기에서 서비스 제공 업체(예: 비행 계획 회사)로 다운링크되어 있다.

대부분의 AIREP에서는 비행 경로를 따라 선택된 간격으로 바람과 온도를 장착된 센서와 검침기로 보고하고 있다. 일부 항공기에는 습도/수증기, 난기류 및 착빙을 측정하기 위해 센서 및 탐측기를 장착했다.

AIREP의 형식은 ICAO의 규정에 따른다.

24.3.1.1 AIREP 예문

다음 예는 <http://www.aviationweather.gov>의 사례이다. 실제 항공사의 호출부호는 가상의 호출부호로 바뀌었고 특별 AIREP는 일상 보고서에서 작성되었다.

(1) 정기 AIREP 예문

ARP XXX836 2443N 15516W 2229 F350 M43

315/128 TB LGT

ARP 항로 보고

XXX836 항공기 호출부호

2423N 15516W 위, 경도 위치, 북위 24도 23분, 서

경 155도 16분

F350 항공기 고도, FL350

M43 온도, -43 °C

315/128 풍향(진북)/풍속 315도 / 128 kts

TB LGT 약한 난기류

(2) 특별 AIREP 예문

ARS XXX836 2443N 15516W 2229 F350 M43

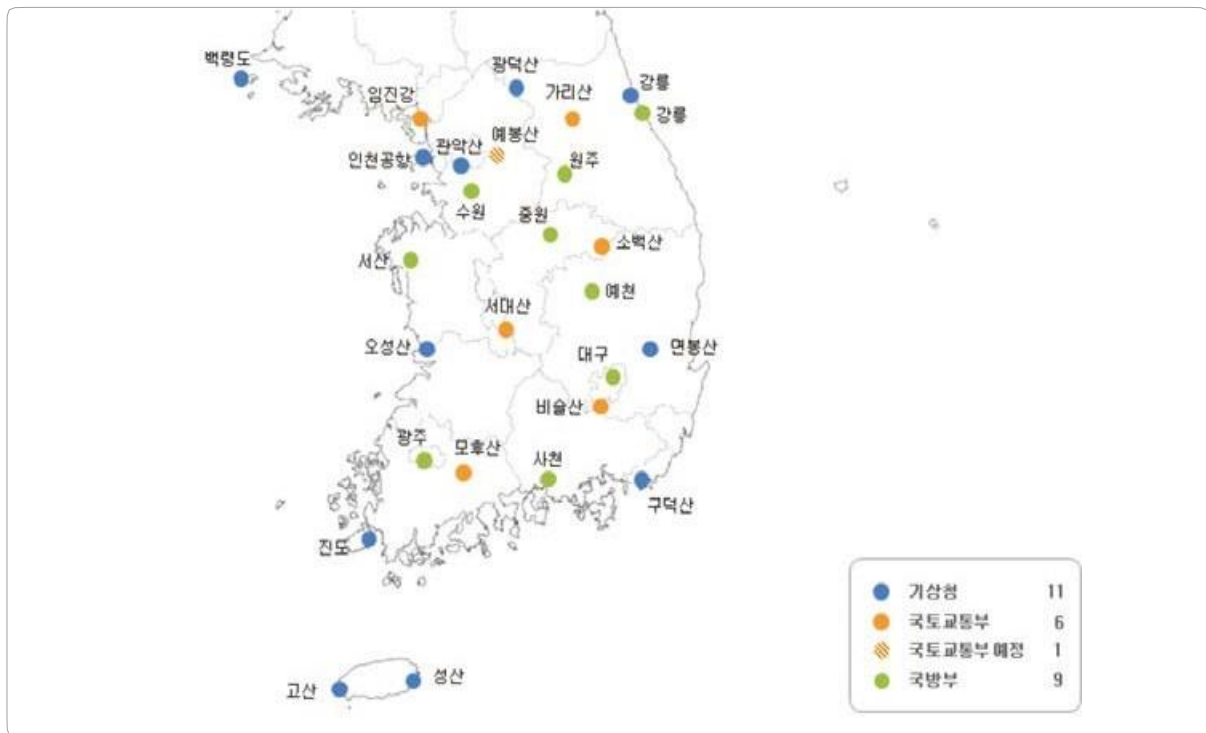
315/128 TB SEV

ARS 특별 AIREP

24.4 레이더 관측(Radar Observations)

24.4.1 개요(Introduction)

기상레이더 관측과 결과 이미지는 기상 레이더에 의해 탐지된 강수와 비강수 표적의 그래픽 표출



[그림 24-15] 한국 기상레이더망

이다. 차세대 기상레이더(NEXRAD)라고도 알려진 Radar-1988 Doppler WSR-88D)는 모든 NWS 일기예보 사무실(WFO)의 웹 사이트에서 볼 수 있는 다양한 제품에 이러한 목표를 제시한다.

24.4.2 레이더 관측망

한국에서 운영 중인 기상레이더는 기상레이더 센터에서 운영하고 있는 11대와 항공기상청에서 운영하고 있는 인천 영종도 레이더를 포함하여 12대가 있고, 국토교통부 7대, 국방부 9대로 총 28대의 기상레이더를 운영하고 있다.

<http://radar.kma.go.kr/lecture/radar/network.do>

24.4.3 레이더 종류

안테나의 수에 따라 단일(Monostatic), 이중(Bi-static), 다중(Multistatic) 안테나 레이더로 구분된다.

- (1) 단일(Monostatic) 안테나 레이더는 전자파의 송신과 수신을 담당하는 안테나가 동일한 레이더를 말하며, 대부분의 기상레이더의 형태이다.
- (2) 이중 안테나(Bi-static) 레이더는 전자파의 송신 및 수신 이 두 대의 레이더로 분리되어 정확도가 높은 바람장(wind field) 분석을 수행할 수 있는 레이더를 말한다.
- (3) 다중 안테나(Multistatic) 레이더는 송신기 하나에 여러 대의 수신기로 구성되어, 바람장(wind field)을 정확하게 분석, 기상 현상의 입체적 감시, 지형에 의한 차폐 현상이 있는 곳에 유리한 특징을 가진다.

- (4) 연속파 레이더는 도플러 기능을 이용하여 이동 속도의 측정이 가능하다. 가장 간단한 형태의 레이더로 주파수의 변조 없이 계속 전자파를 송신하는 고속도로의 스피드건이 그 일종이다.
- (5) 펄스 레이더(대부분의 기상레이더)는 펄스파를 이용하여 물체를 탐지하며, 펄스가 짧으면서 진동수는 큰 것이 탐지에 좋다. 일반적으로 사용되는 진동수는 300MHz~30GHz이다.
- (6) 레이더 송신 신호의 주파수와 수신 신호의 주파수를 비교하여 주파수의 차이로 목표물의 속도를 구하고 거리를 측정하는 도플러레이더, 파장이 서로 다른 S-밴드(파장 10cm), C-밴드(파장 5cm), X-밴드(파장 3cm) 레이더 등이 있다.

[표 24-10] 기상레이더 종류

기준	종류
안테나 개수	단일 안테나(mono-static), 이중 안테나(bi-static), 다중 안테나(multi-static)
파의 유형	펄스(pulse), 연속파(continues)
도플러 기능	도플러(Doppler) 비도플러, 또는재래식(non-Doppler or Convention)
편파	수평편파, 수직편파, 이중편파(dual-polarimetric)
파장	S-BAND(~10cm), C-band(~5cm), X-band(~3cm), Ku/Kaband(~1cm)

24.4.4 레이더 밴드와 활용 분야

레이더의 주파수는 대략 1~40GHz 사이의 마이크로파 대역을 많이 사용하며, 기상레이더의 파장별 주파수 범위 및 활용 분야는 표와 같다.

목표물의 위치는 안테나의 방향과 고도각, 그리고

송신 전파와 반사파의 시간 간격으로부터 알 수 있다. 목표물의 대상이 우적이나 우립자일 경우 기상레이더라 부르며, 주로 파장이 3.2cm, 5.7cm, 10cm의 마이크로파를 사용한다. 일반적으로 파장이 짧을수록 강수에 의한 감쇠가 크고, 넓은 영역을 관측할 수 없기 때문에 기상청의 현업용 레이더는 주로 5.7cm나 10cm파장을 사용하고 있다.

특히 TDWR은 공항에서 항공기 이착륙에 필요한 기상정보를 획득하기 위해 설치된 도플러 기상레이더로서, 마이크로버스트, 돌풍 전선, 강수 등 비행장 주위의 위험한 기상 상태를 감시한다. 또한 일반적으로 레이더의 파장이 짧을수록 고(高)분해능이지만, 유효 관측 반경이 짧다.

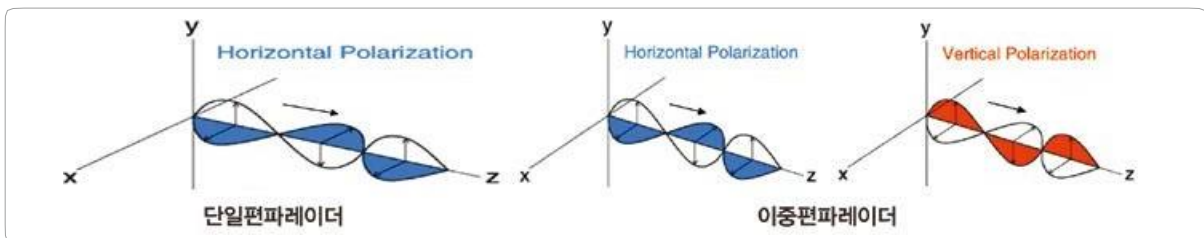
[표 24-11] 기상레이더 밴드와 활용

밴드	주파수	파장	활용
L	1-2Ghz	30-15cm	UHF wind profiler (윈드프로파일러 또는 수직측풍기)
S	2-4Ghz	15-8cm	Long Range Weather Radar (먼거리 기상레이더)
C	4-8Ghz	8-4cm	Terminal Doppler Weather Radar (공항기상레이더)
X	8-12Ghz	4-2.5cm	Cloud Radar (구름레이더)
Ku	12-18Ghz	2.5-1.7cm	Satellite-borne Radar (위성탑재레이더)
K	18-27Ghz	1.7-1.2cm	
Ka	27-40Ghz	1.2-0.75cm	

24.4.5 기상레이더는 어떻게 관측하는가?

기상레이더는 발사된 전자파가 비, 눈, 우박 등의 기상 목표물에 부딪혀 되돌아오는 반사파의 신호를 분석하여, 강수 구름의 위치와 이동 상태, 강수 강도 등을 감시, 추적하는 원격 탐사장비이다.

- (1) 단일 편파 레이더는 목표물 탐지를 위하여 전자기파를 활용한다.
전자기파는 그림과 같이 파의 진행 방향과 직교하는 두 개의 평면에서 전기장(파란색 면)과 자기장이 진동하는 구조를 가진다.
- (2) 전자기파의 중요한 특징은 전자기장의 상호 유도이다. 즉 전기장이 형성되면 이로 인해서 자기장이 유도·형성되고, 이 자기장은 새로운 전기장을 유도·형성하면서 매질(媒質)이나 자유 공간에서 파가 진행한다.
1) 편파는 전자기파 중에서 전기장이 진동하는 방향을 나타낸다.
따라서 단일 편파 레이더는 x축에서 전기장이 진동하는 방향과 나란한 수평편파를 활용한다.
- (3) 이중 편파 레이더는 수평편파와 수직편파를 동시에 송수신하거나, 수평편파와 수직편파를 동영상에서 보는 것과 같이 교대로 발사하고 수신한다.



[그림 24-16] 단일과 이중편파 레이더

24.4.6 기상레이더 산출 자료

단일 도플러레이더에서 관측하고 있는 관측 변수에 해당하는 것은 지형 클러터를 제거하기 전의 반사도(DZ), 지형 클러터를 제거한 후의 반사도(CZ), 시선 속도(VR), 스펙트럼 폭(SW)이다.

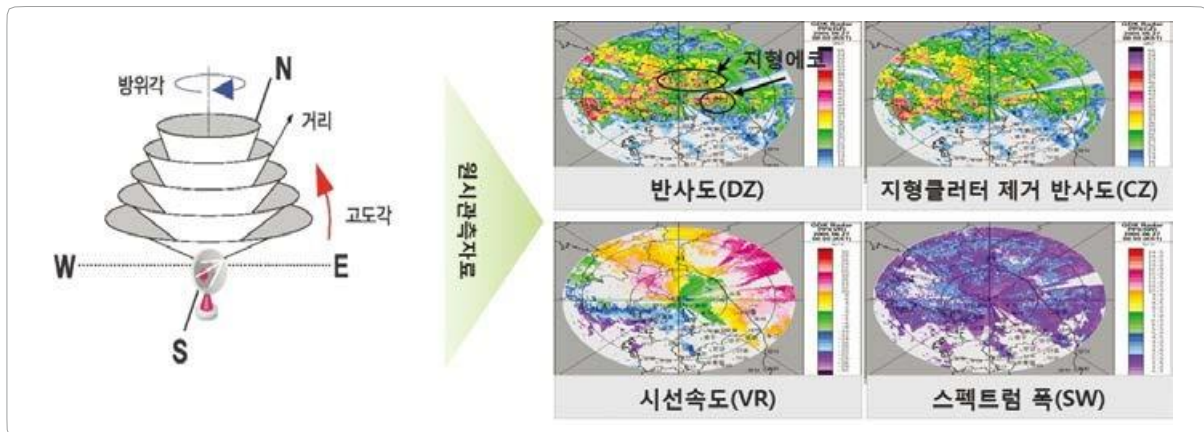
레이더를 중심으로 하여 하나의 고도각을 고정시켰을 때 관측한 PPI 모드이다. 따라서 레이더 중심으로부터 가장자리로 갈수록 고도가 높아짐을 알고 있어야 한다.

지형 클러터는 산, 빌딩, 나무 등으로부터 오는 신호로서, 시선 속도가 거의 0인 것을 이용하여 제거된다. 일반적으로 반사도(DZ) 영상에서 알 수 있듯이 지형 클러터가 레이더 가까이 존재하지만, 레이더 빔이 지표 쪽으로 과대 굴절되는 경우에는 레이더로부터 멀리 있는 산, 빌딩 등으로부터 오는 지형 클러터도 있게 된다.

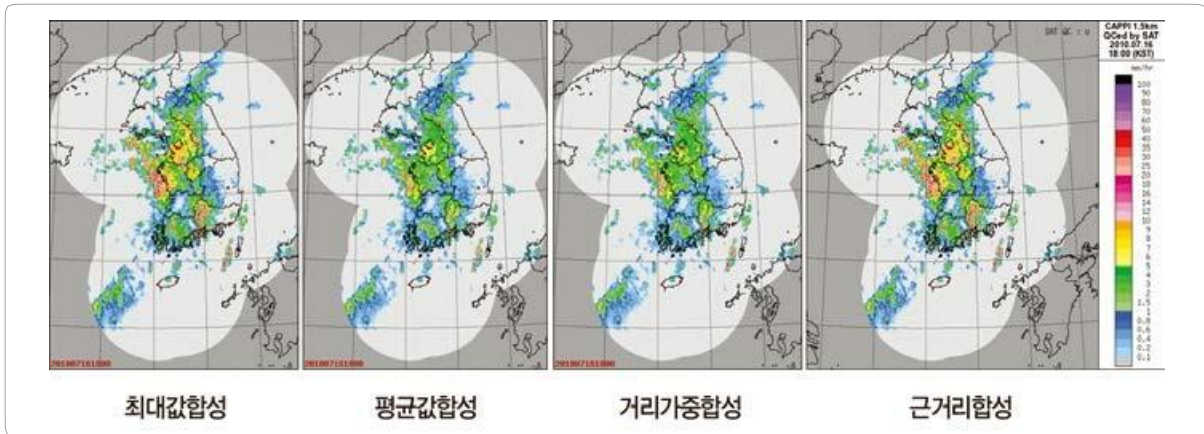
24.4.6.1 레이더 반사도 합성장

다음은 최댓값, 평균값, 거리 가중, 근거리 합성 방법에 따라 기상청에서 현업으로 운영되고 있는 레이더의 합성 자료(CAPPI 1.5km 합성)를 생성하였다.

- (1) 최댓값 합성 방법에서는 상대적으로 강하게 관측되는 레이더의 반사도가 중복 영역의 대부분을 차지하게 되면서 레이더 관측 반경 가장자리에서 불연속을 보이는 경향이 있다. 예를 들면 강수 지역이 레이더로부터 멀리 있을 경우 밝은 띠 에코를 관측하게 되어 합성 과정에서 반영되어 표출된다.
- (2) 평균값 합성 기법에서는 레이더 간 반사도 차이와 밴드별(예, C-밴드 면봉산 레이더, S-밴드 오성산 레이더) 반사도 차이에 의해 에코를 과소 모의하는 경우가 발생하고, 레이더 관측 반경 가장자리에서 불연속이 나타난다.
- (3) 거리 가중 합성 기법은 S-밴드 레이더 간 합성에 있어 비교적 정확한 값을 가졌으며, 관측 반경 가장자리에서 불연속이 작다.



[그림 24-17] 입체관측에서 산출된 자료



[그림 24-18] 레이더 반사도 합성영상기법

24.4.7 기상레이더 영상 종류

(1) PPI(plan Position Indicator) 영상

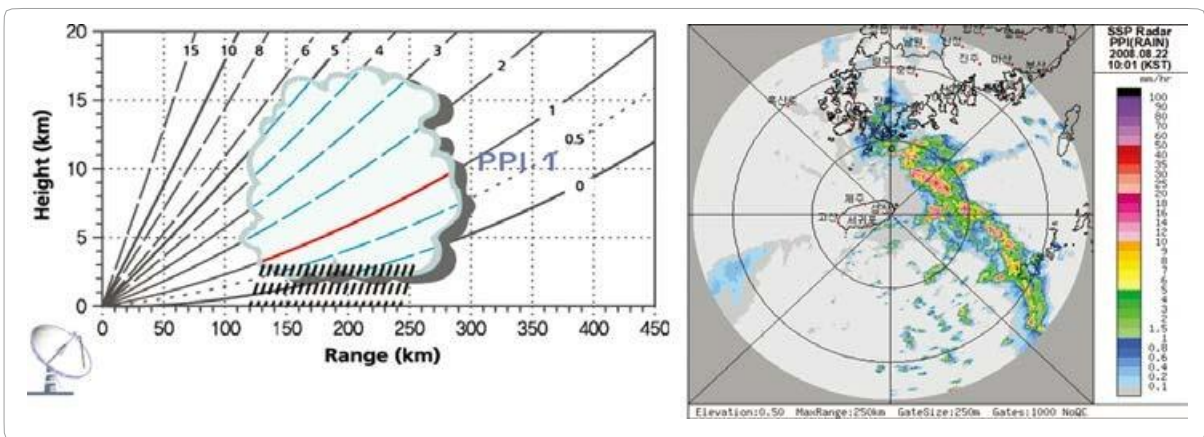
PPI는 Plan Position Indicator의 약어로 아래 그림 왼쪽과 같이 주어진 고도각에서 관측된 레이더 에코를 오른쪽 그림과 같이 평면상에 표출한 것이다.

PPI는 기상레이더에서 생산되는 가장 기본적인 영상으로서 실시간으로 표출된다. PPI는 레이더로부터 관측 레인지가 멀어질수록 관측 고도각이 높아지

는 특징이 있다. 따라서 PPI 영상 해석 시 이러한 점을 고려하여야 한다.

오른쪽 그림은 PPI의 한 예로 강우 밴드가 북서에서 남동으로 발달해 있음을 알 수 있다. 이때 강우 밴드의 북서 끝 단의 고도와 남동 끝 단의 관측 고도는 서로 다르다는 것에 주의해야 한다.

(2) CAPPI (Constant Altitude PPI) 영상 CAPPI는 Constant Altitude PPI의 약어로, 일정한 고도면에



[그림 24-19] PPI 레이더 영상

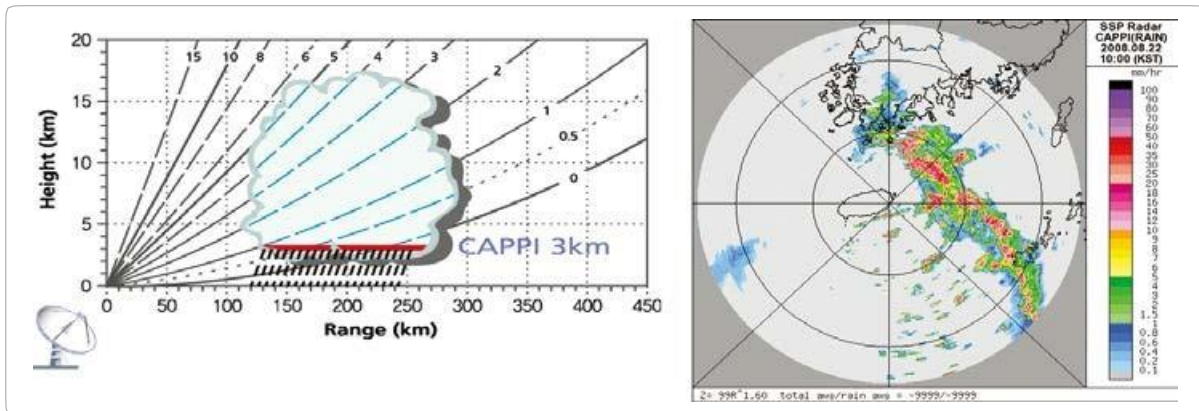
대한 레이더 영상을 뜻한다. 그림은 여러 고도면에 대한 PPI를 합성하여 임의의 일정한 고도면에 대한 관측 영상을 만들고, 여러 개의 고도각에 의한 높이 3km에 해당하는 CAPPI를 나타낸 것이다. 그림에서 보는 바와 같이, 3km에서 CAPPI 관측은 이루어지지 않으므로 여러 개의 PPI 관측 값으로부터 내삽법 및 외삽법으로 계산한 값과 PPI 관측 값을 합성하여 CAPPI를 구성한다. 오른쪽 그림-아래는 1.5km의 CAPPI의 한 예로 강우 밴드가 북동에서 남서 방향으로 발달해 있다.

(3) CMAX(Column Max) 영상

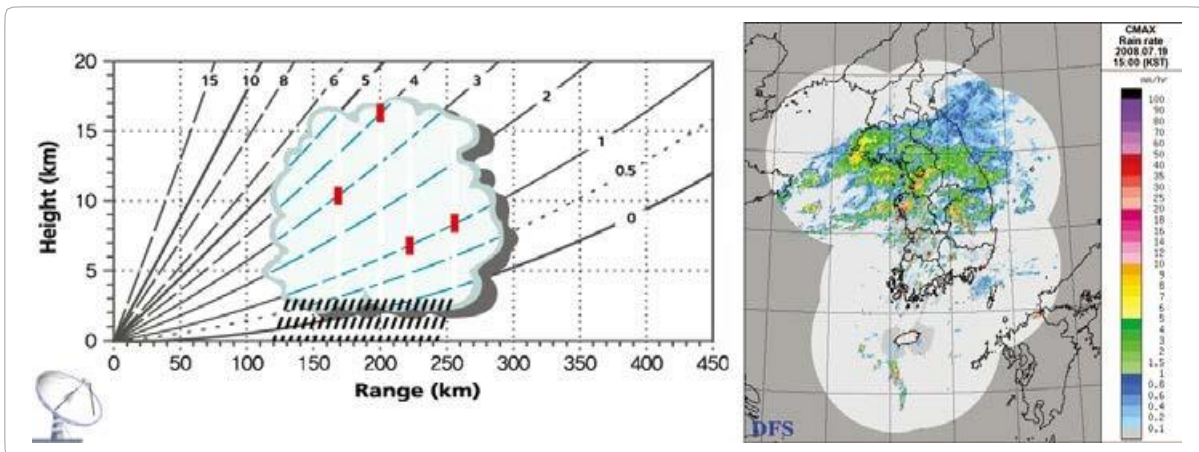
CMAX는 왼쪽 그림과 같이 관측된 강우, 에코 가운데서 연직으로 가장 강한 반사도를 오른쪽 그림과 같이 평면상에 표출한 것이다. BASE 자료와의 비교로 대류운의 발달 정도와 밝은 띠(bright band)를 분석하는데 활용된다.

(4) ETOP(Eco Top) 영상

관측 자료의 각 열(column)에서 임계 값 고도 이하에서 에코가 나타나는 가장 높은 고도를 km 단위로



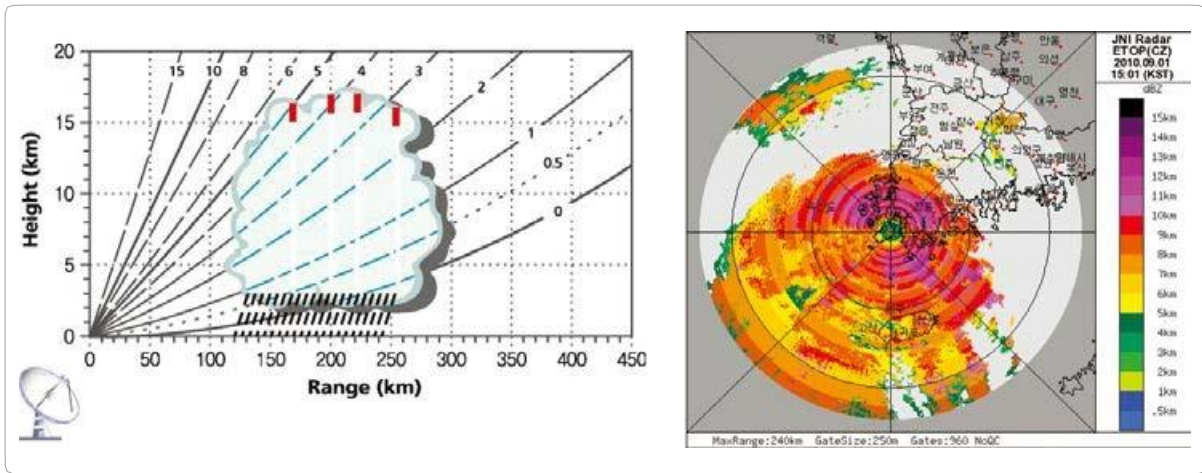
[그림 24-20] CAPPI 레이더 영상



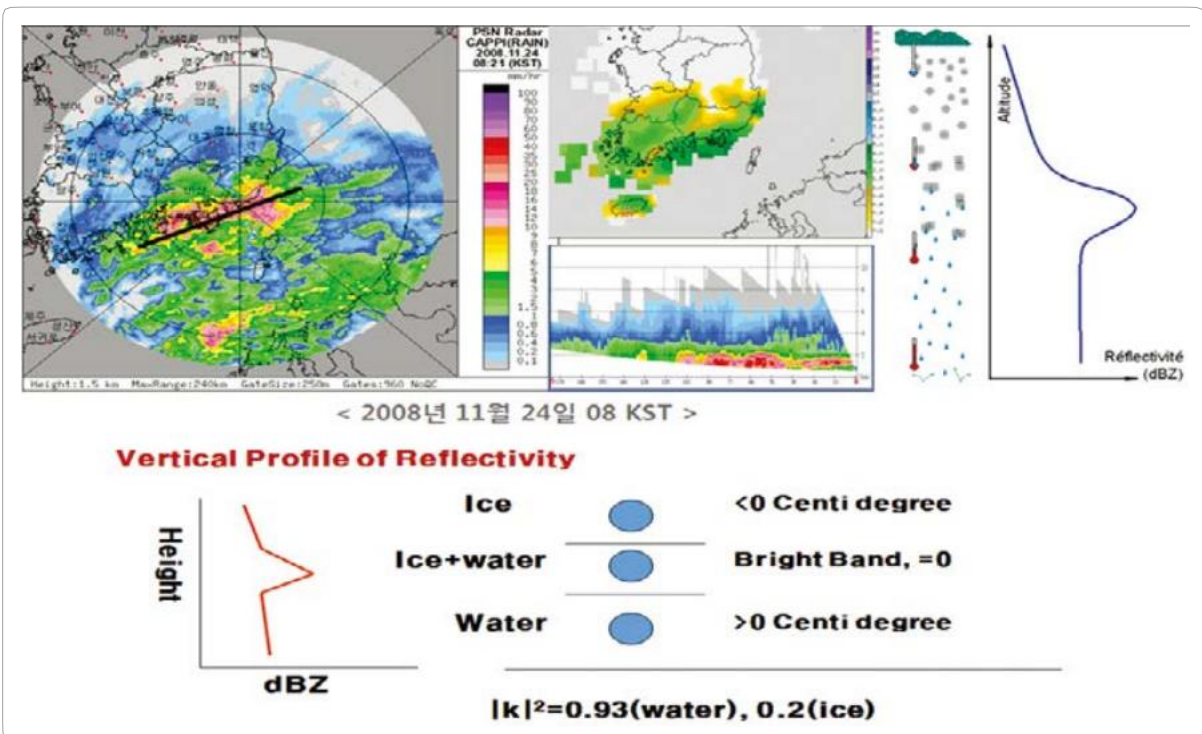
[그림 24-21] CMAX 레이더 영상

로 표출한 자료이다. 에코의 높이를 한눈에 파악하여 위험 기상 발달을 분석하는 데 유용하다.

(5) 밝은 띠
 밝은 띠는 레이더 반사율의 불연속면인 0°C 기온



[그림 24-22] ETOP(Eco Top) 레이더 영상



[그림 24-23] 2008년 11월24일 밝은 띠 사례

층이 존재할 때 나타나며, 특히 눈이 낙하하면서 이 층을 통과하면 반사율이 높은 물방울로 되기 때문에 레이더 에코는 유난히 강하게 관측된다. 이 강한 에코를 밝은 띠라고 한다.

밝은 띠의 가장 강한 에코 강도는 0°C 온도선이 나타나는 고도에서 아래쪽으로 300m정도 아래 부분에서 관측된다. 레이더 방정식에서 물방울의 유전율은 0.93, 얼음의 유전율은 0.23이다. 따라서 눈이 녹는 고도/또는 어는 고도(freezing level)에서 비로 변하기 시작하면, 눈 표면부터 녹기 시작하여 눈 표면에 수막이 형성된다. 이러한 눈 표면에 형성된 수막이 강한 반사 작용을 한다. 눈이 전부 녹으면 에코의 강도는 약해 지는데, 이는 빗방울의 낙하 속도가 커서 빗방울의 공간 밀도가 줄어들고, 또 물방울이 될 때 표면적이 감소하기 때문이다(아래 그림). 눈이나 얼음 상태의 강수가 물의 상태로 변하는 녹는 층(melting layer)은 계절에 따라 변한다. 기상레이더에서는 이러한 녹는 층을 밝은 띠로 관측하므로, 밝은 띠의 고도는 계절에 따라 달라진다. 일반적으로 밝은 띠가 관측되는 고도는 겨울보다 여름이 조금 높다.

24.5 위성 관측(Satellite)

24.5.1 개요(Introduction)

위성은 기상 데이터를 수집할 조직이 없는 국가나 해양처럼, 특히 자료 희박 지역까지, 유일하게 세계적인 기상 데이터 수집의 가장 중요한 원천이다.

NOAA의 GOES 이미지는 모든 NWS WFO 웹 사이트처럼 AWC의 웹 사이트에서 찾을 수 있다. 알래스카에 대한 추가 위성 이미지는 NWS 알래스카 항공기상 유닛(AAWU) 웹 사이트에서 찾을 수 있다. 기상청은 2011년부터 COMS을 운영하며, 16종의 기상위성 영상 자료를 예보에 활용하고 있다. 이는 국가 기상위성 센터 웹 사이트에서 실시간 확인 가능하다.

스카에 대한 추가 위성 이미지는 NWS 알래스카 항공기상 유닛(AAWU) 웹 사이트에서 찾을 수 있다. 기상청은 2011년부터 COMS을 운영하며, 16종의 기상위성 영상 자료를 예보에 활용하고 있다. 이는 국가 기상위성 센터 웹 사이트에서 실시간 확인 가능하다.

<http://nmsc.kma.go.kr/html/homepage/ko/main.do>

24.5.2 영상 종류(Imagery Types)

세 가지 유형의 위성사진이 흔히 사용되는데, 가시 영상(VIS), 적외 영상(IR), 수증기 영상(WV)이다. 가시 영상(VIS)은 낮에만 사용하며, 적외 영상(IR), 수증기 영상(WV)은 밤에도 이용 가능하다.

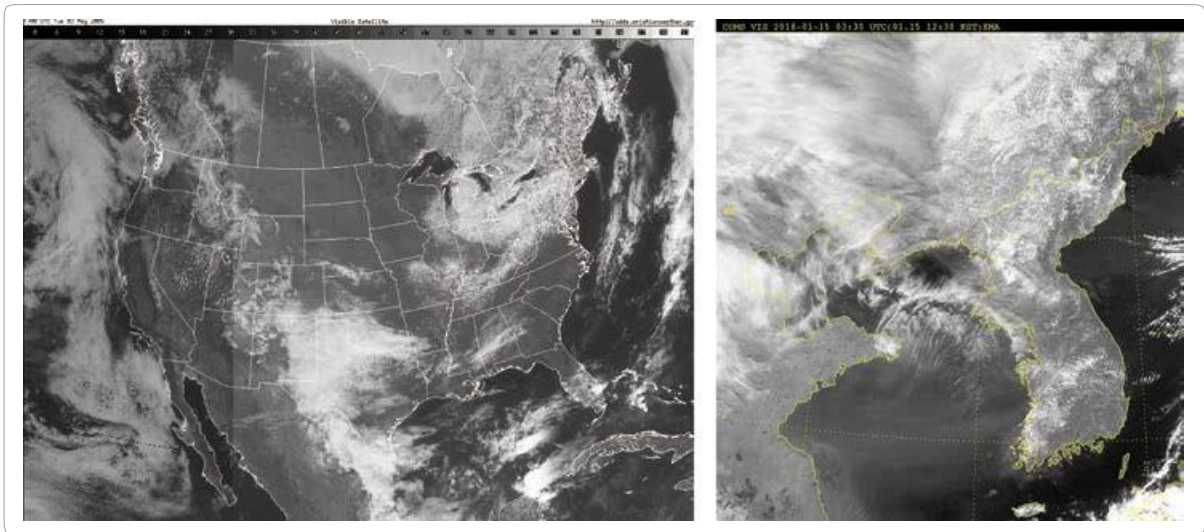
(1) 가시 영상(VIS)

1) 관측 방법

가시 영상은 0.55~0.8 μ m 파장대를 관측하며 구름 및 지표에 의한 태양광의 반사 정도를 측정한다. 주간의 구름 운형 분석에 활용하며, 안개/하층운의 구분이 쉽다. 또한 짙은 황사도 관측이 가능하며 구름과 달리 불투명한 막 형태로 나타난다.

태양빛에 반사되는 정도를 관측하므로 태양이 없는 밤에는 관측이 불가능하다는

단점이 있다. 또한 반사 정도는 태양광의 강도, 태양이나 지구에 대한 위성의 상대 위치에 의존하기도 한다. 흑백 사진과 같이 가시 영상(VIS)은 위성 신호에서 생성된다. 구름은 대개 흰색으로 보이지만 육지와 수면은 회색 또는 검은 색으로 나타난다.



[그림 24-24] 가시 영상 (VIS) GEOS(좌) COMS(우)

2) 활용

가시 영상으로 구름과 지표면의 구분이 가능하다. 먼저 바다와 호수의 경우 반사도(알베도)가 낮아 가시 영상에서는 어둡게 보인다. 육지의 경우 바다보다 밝고, 구름보다는 어둡다. 육지의 반사도는 지표면의 성질에 따라 달라지는데, 사막은 삼림이나 전원지대에 비해서 밝고, 눈이 쌓인 지면이나 해빙 지역은 구름의 반사도와 비슷하다. 구름은 육지보다 알베도가 커서 흰색~회색으로 보인다. 주요 대상의 알베도를 살펴보면, 해양이나 호수의 알베도는 8%정도, 새로 쌓인 눈은 80%, 적란운은 90%정도이다.

(2) 적외 영상(IR)

1) 관측 방법

적외 영상은 대기창 영역인 10~12 μ m 파장대에서 측정되는 지표 또는 구름에서 방출되는 복사량을 관측한다. 복사량을 온도로 환산하며, 이를 '밝기 온도'라고 한다. 가시 영상과 달리 24시간 연속

관측이 가능하며, 구름의 온도를 관측하고 이를 이용하여 구름의 고도를 산정하기도 한다. 해수면 온도나 지표면 온도를 관측하는 데 사용한다.

대기에서 매우 높은 구름은 일반적으로 매우 차갑다(예: -50°C). 지구 표면에 매우 가까운 구름은 일반적으로 따뜻하다(예: +5°C). 마찬가지로, 육지는 낮은 구름보다 더 따뜻하다(예: +20°C). 차가운 구름은 따뜻한 구름보다 적외선 에너지를 적게 방출하며 대지는 따뜻한 구름보다 더 많이 방출한다.

위성으로 측정된 데이터는 온도에 따라 보정되고 색상이 지정된다. 대기 온도가 고도(보통)와 함께 감소하기 때문에 구름 상단 온도를 이용하면 어떤 구름이 높은 고도이고 어느 구름이 낮은 고도인지 대략적으로 결정할 수 있다.

구름이 존재할 때 적외 영상(IR)에 표시되는 온도는 구름 상단의 온도이다.

구름이 없을 때, 온도는 땅이나 바다의 온도이다. IR 채널의 가장 큰 장점은 야간에 에너지를 감지할 수 있다는 것이다. 따라서 적외 영상(IR)은 하루 24 시간 사용할 수 있다.

2) 활용

주야 연속적으로 관측이 가능한 적외 영상을 이용하여 저기압의 발달과 소멸의 추적이 가능하다. 상층 강풍대에 동반한 상층운의 구분도 하며, 태풍의 진로나 강도를 추정하는 데 활용한다. 여름철의 경우 장마전선의 이동을 실시간 감시할 수 있다.

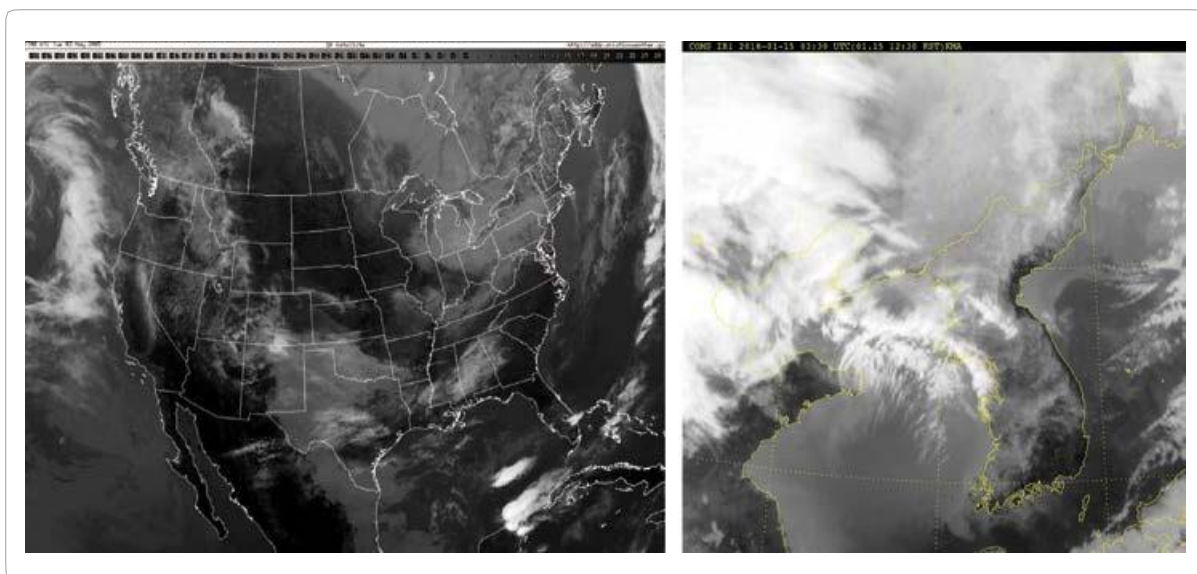
겨울철 시베리아기단이 우리나라 서해안과 동해안으로 확장하면서 따뜻한 해수면에서 증발하는 열과 수증기로 구름 열(line)이 생성된다. 이 경우 서해안과 제주도 지역에 대설의 가능성이 높다.

(3) 수증기 영상(Water Vapor Imagery)

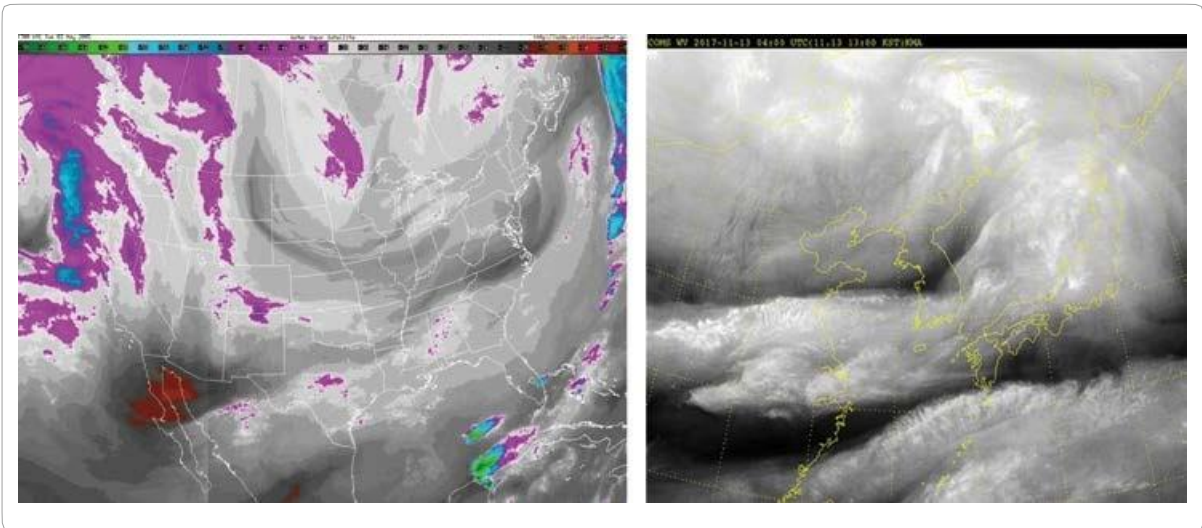
수증기 영상(그림 3-33 참조, 수증기 위성 이미지-미국 예)은 일반적으로 700hPa(MSL 약 10,000ft)에서 200hPa(대략 비행고도 (FL) 390) 사이의 층 내부 및 상부 대류권에 위치한 수증기의 양을 표시한다.

수증기 이미지에 표시된 실제 수치는 섭씨온도로 표시된다. 적외 영상(IR)과 달리 이러한 값과 구름의 온도 사이에는 직접적인 관계가 없다. 수증기 영상은 실제로 구름을 '보지' 않지만 높은 고도의 수증기를 보게 된다.

수증기 영상으로부터 얻을 수 있는 가장 유용한 정보는 기상 시스템, 제트기류 및 뇌우의 위치와 이동이다. 또 다른 유용한 정보는 영상에 사용된 색 눈금자이다. 일반적으로 빨간색 음영으로 표시된 지역은 상층 대기에서 매우 건조하여 구름이 없는 곳이며, 땅에서 보면 선명하고 푸른 하늘이 보일 것이다. 반대로, 청색 또는 녹색 음영으로 표시된 영역은 많은 수분 함량을 나타내며 흐림을 나타낸다. 이 흐림은



[그림 24-25] 적외영상(IR) GEOS(좌) COMS(우)



[그림 24-26] 수증기영상 GEOS(좌) COMS(우)

단순히 높은 권운 유형, 또는 뇌우일 수 있다. 이것은 수증기 영상 자체로는 확인할 수 없지만 해당 가시 영상(VIS), 적외 영상(IR)와 함께 사용하면 쉽게 결정할 수 있다. 수증기 채널의 가장 큰 장점은 야간에 에너지를 감지할 수 있다는 점이다. 따라서 수증기 영상은 하루 24시간 사용할 수 있다.

(4) 합성 영상(가시채널+적외채널)

1) 합성 방법

가시 채널과 적외 채널을 G, R, B로 지정하여 합성한 합성 영상은 단일 채널 영상을 볼 때보다 구름 유형을 구분하기 쉽다. 구름의 모양과 결(texture)뿐만 아니라 색상으로도 구름 유형의 구분이 가능하기 때문이다. 빨간색(R)에 가시 영상을, 녹색(G)과 파란색(B)에 적외 영상을 대입하여 합성 영상을 만든다.

가시 영상에서 잘 나타나는 안개/하층운, 적운은 빨간색 계열로, 적외 영상에서 잘 관측하는 상층운은 파란색(녹색+파란색)으로 나온다.

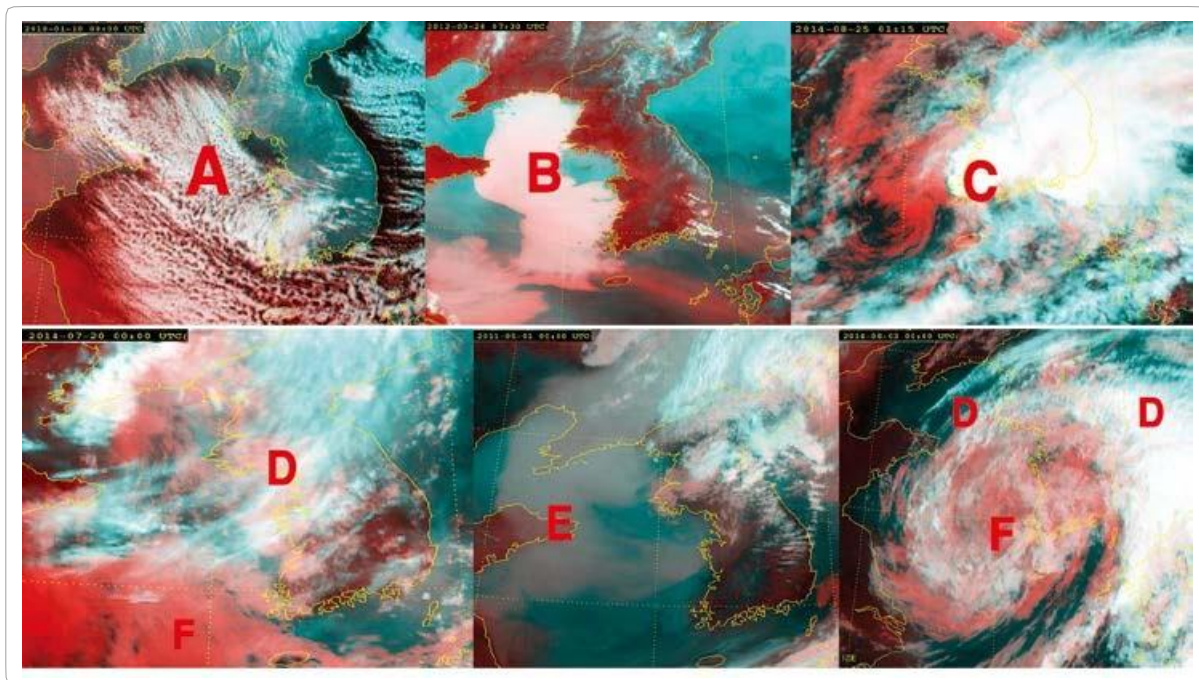
가시 영상과 적외 영상 모두에서 잘 보이는 적란운은 흰색으로 보이며, 가시 영상과 적외 영상에서 모두 어둡게 나오는 바다는 검은색으로 보인다.

2) 활용

합성 영상에 나타나는 기상 현상이다. 그림 24-16에서 A는 겨울철 한기가 확장할 때 서해상에 발생하는 구름열(층적운, 적운 계열)로 하층운 계열의 구름으로 분홍색으로 표현된다.

B는 안개/하층운 영역으로 매끄러운 분홍색 영역으로 나타난다.

대류운인 C는 흰색으로 나타나며 몽글몽글한 형태도 볼 수 있다. 상층운인 D는 파란색이며, E는 중국에서 접근하는 황사를 나타내고, F는 태풍에 동반된 하층운과 구름 중에서 활성화된 대류운들이 보이고 있다.



[그림 24-27] 사례별 합성영상 활용(출처: 기상청)

24.6 라디오존데 관측 (Radiosonde Observations)

1930년대 후반부터, NWS는 기상관측용 풍선에 부착된 라디오존데(radiosondes)로 상층 관측을 했다. 라디오존데의 기상 자료는 NWS에서 컴퓨터 모델 예보를 생산하기 위한 기초가 된다. 라디오존데는 수소 또는 헬륨 가스로 팽창된 대형 풍선 아래에 매달려 있는 소형의 소모품 부품(무게는 100g~ 500g)이다.

라디오존데가 분당 300m(약 1,000ft/분)로 상승하며, 라디오존데의 센서는 압력, 온도 및 습도의 프로파일을 측정한다. 이 센서들은 배터리로 작동하는 무선송신기에 연결되어 센서 측정을 지상 추적 안테나로 전송한다. 수직 풍속과 방향은 GPS(Global Positioning Satellites)를 사용하여 비행 중 라디오존데의 위치를

추적하여 얻는다. 기상청(KMA)은 1964년 4월 1일 포항기상대에서 최초로 라디오존데를 이용한 레원존데(Radiosonde) 고층 기상관측을 시작했다. GPS 라디오존데는 측정 센서로서 고층 대기의 기온, 습도, 기압을 관측하고, GPS 방식에 의해 바람을 산출한다.

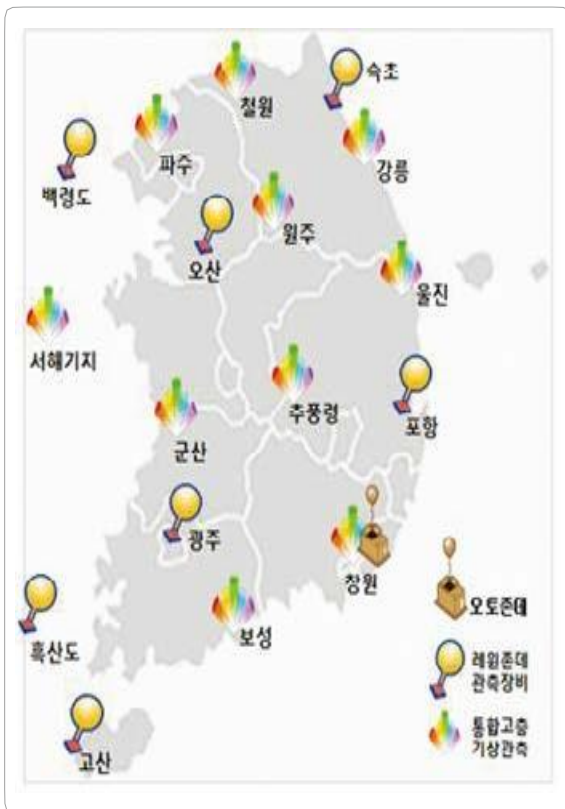
레원존데(Radiosonde) 관측에 대한 시간 및 공간적 해상도 향상을 위해 기상청은 연직 바람 관측 장비(Wind Profiler)를 9개 지점(파주, 군산, 강릉, 창원, 원주, 추풍령, 창원, 울진, 해양 기상 기지)에 설치하여 운영 중이다.

2009년에는 고층의 기온과 습도 관측을 위해 연직 바람 관측 장비 설치 지점과 동일한 장소에 라디오미터를 총 9대 설치함으로써, 전국 9개 지점에서 10분 간격으로 대기 상층의 5km까지 기온, 습도, 바람을 종합 측정할 수 있는 통합 고층 기상관측망(연직 바람 관측 장비+라디오미터)이 완성되었다.

24.6.1 논의

라디오존데를 가진 풍선은 지정된 위치(그림 25-28참조)에서 전 세계 약 1100 UTC 및 2300 UTC로 하루 2회 비양(飛揚)하지만, 오산, 광주에는 1일 4회를 비양한다.

풍선이 고도 100,000ft에 도달하는 데 약 90분이 소요되며, 수집된 기상 자료는 1800, 1200, 0600 및 0000 UTC의 관측 시간에 발표한다. 지역 내 악(惡)기상을 포함하여 다양한 이유 때문에 특별 관측을 실시한다.



[그림 24-28] 국내 라디오존데 망(출처: 기상청)

24.7 일기도 기입

WMO에 등록된 모든 관측소에서 관측된 상층과 지상 관측 자료들이 기상 통신망(GTS: The Global Telecommunication System)을 통하여 수집되면, 각 관측소에서는 일기도에 표시된 국가별 지역별 관측 지점을 찾아 수신된 관측 자료 즉 기온, 이슬점 온도, 기압, 바람, 구름, 일기 상태 등을 숫자나 기호를 일기도에 표시하는 것을 '기입'이라 한다. 기입이 끝나면 일기도에서 기압, 기온 등 같은 값끼리 연결하여 등치선을 그리고 고저 기압의 위치, 전선의 종류와 위치 등을 일기도에 표시하는 작업을 '묘화'라고 한다.

현재 기상청에서 사용하고 있는 일기도는 극(極)평사도법에 의해 2천만 분의 1로 축소된 지도를 기본 일기도로 사용하고 있으며, 이 밖에도 동부 아시아 일기도, 국지 일기도, 북반구 일기도 등이 사용되고 있다. 최근 일기도 기입 및 묘화를 컴퓨터를 이용하여 자동으로 처리할 수 있는 플로터를 사용하지만 경험 축적과 재분석을 위해 숙련된 사람이 직접 그리기도 한다. 일기도 기입은 WMO가 지정한 종관 관측 자료 기입 코드 순서에 따라 기입한다.

WMO에서는 육지 관측소 지상 종관 보고서에는 두 가지 기본적인 형태가 있는데, 그 중 하나는 완전한 형태이고 다른 하나는 축소된 형태이다. 완전한 양식은 6시간 간격으로 보고되는 종관 관측 또는 SYNOP로 불린다. 표준 관측 시간은 0000, 0600, 1200, 1800UTC 이나 특별 관측 시에는 3시간짜리 관측 자료도 있다. 중간 관측 시간은 0300, 0900, 1500, 2100UTC이다 (LAND STATION SURFACE SYNOPTIC CODE FM 12-IX SYNOP: September 3, 2007).

24.7.1 지상일기도 기입

24.7.1.1 전문 형식

AAXX 04004 Iliii iRiXhvw Nddff 1SnTTT
 2SnTdTdTd 4PPPP 5aPPP 6RRRtR
 7wwW1W2 8NhCLCMCH

해석:

SECTION 0 M M M M $\left[\begin{array}{l} D \dots D^{****} \\ \text{or} \\ A_1 A_2 A_3 A_4 A_5 A_6 A_7 A_8 \end{array} \right]$ Y Y G G $\left[\begin{array}{l} i i i i^* \\ \text{or} \\ 99 \text{ } \dots \text{ } \end{array} \right]$ M M M M $\left[\begin{array}{l} A_1 A_2 A_3 A_4 A_5 A_6 A_7 A_8 \end{array} \right]$

(1) 섹션 0에서 MiMiMjMj 은 code table 2582에 나타난 전문 종류로 FM 12-IX 코드 종관 관측(SYNOP)의 육상 관측소의 관측 자료를 의미한다.

SECTION 1 i₁i₂hVW Nddff (00ffft) 1s₁TTT $\left[\begin{array}{l} 2s_1 T_0 T_0 T_0 \\ \text{or} \\ 29UUU \end{array} \right]$ 3P₀ P₀ P₀ P₀

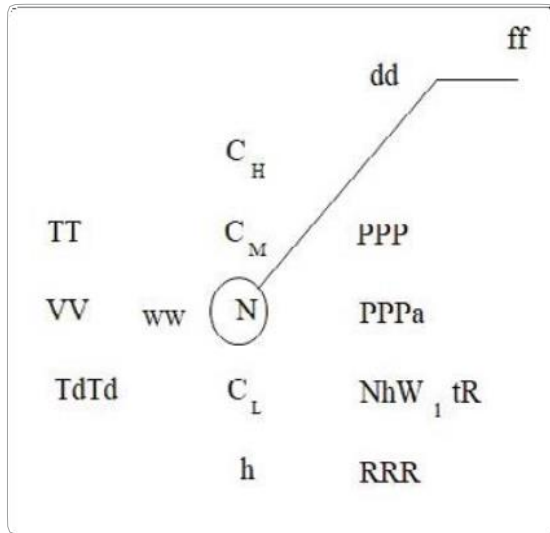
4PPPP
 or 5app 6RRRt₀ $\left[\begin{array}{l} 7wwW, W_2 \\ \text{or} \\ 7W_2 W_3 W_{31} W_{32} \end{array} \right]$ 8N₁ C₁ C₁ C₁ 9GGgg
 4a₁hh

- (2) YYGG는 날짜와 관측 시각(UTC)을 나타내고, iw는 code table 1885에 지시하는 풍속 단위를 결정한다. 일반적으로 0과 1은 m/s로, 3과 4는 kts로 의미한다.
- (3) 섹션 1에서 iR은 code table 1819 나타난 강수 자료 포함 여부를 설명하는 것이다. 일반적으로 1은 6RRRtR 강수 자료가 포함된 것으로 의미한다.
- (4) lx는 code table 1860로 표시된 관측소의 운영 형태와 7그룹의 현재 일기와 과거 일기가 포함

되었는가를 설명하는 것으로, 1은 유인 관측에 현재 일기가 포함된 것이며, 4는 자동 관측으로 되며 현재 일기를 사용한다.

- (5) h는 code table 1600 나타난 최하층 운저의 지상 고도를 나타낸다. 0은 0-100ft, 3은 600-900ft를 표시한다.
- (6) VW는 code table 4377에 나타난 지상시정을 표시한다. 00-10까지는 1/16마일씩 증가해서 10일 경우는 5/8마일 즉 1km가 되고, 11-50까지는 0.1km씩 증가하여 50은 5km로 3마일로 간주한다. 51-55까지는 사용하지 않으며, 56-80은 1km씩 증가하여 80은 30km를 의미하고, 74는 15마일이다. 81-89까지는 5km씩 증가하여 81은 35km, 89는 70km이상이 된다. 90는 1/16마일을 적을 때 사용하고, 99는 50 이상일 때 사용한다. 시정을 표시하기 위해서는 환산표를 사용해야 한다.
- (7) N은 code table 2700을 사용하며 총 구름의 운량을 뜻한다. 0는 구름이 없는 것이며, 8은 하늘에 구름으로 완전 차폐되어 하늘을 관측할 수 없다.
- (8) dfff는 Code table 0877로 표시된 풍향과 풍속을 의미한다.
- (9) SN은 온도의 부호를 설명한다. 0은 +값을, 1은 -값을 나타낸다.

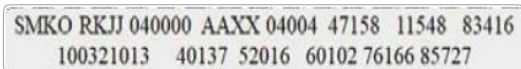
24.7.1.2 일기도 기입 모형 및 해석



[그림 24-29] 일기도 기입모형

(1) 일기도 기입 방법

- 1) SMKO: 종관 기상 전문, RKJJ: 대한민국 광주 관측소



[그림 24-30] 지상일기도 기상전문

- 2) llll 군 - 47158

47은 아시아 태평양 지역을 뜻하며, 원은 관측소를 의미하고, 158(iii)은 광주관측소 지점 번호(고유 번호)를 의미한다.

- 3) iRixhvw 군 - 11548

iR에 해당하는 1은 강수 자료가 포함된, iX이 1이므로 유인 관측소이다.

따라서 11은 강수 자료가 포함된 유인 관측소의 관측 자료이다.

- 4) 5는 최저 운저고도로서 600-1,000m에 해당하며, 전문 숫자 그대로 원(관측소) 아래에 기입한다.

- 5) 48은 시정을 의미하며, 마일로 환산하면 3마일이나 대부분 환산하지 않고 전문 숫자 그대로 원(관측소) 앞부분에 기입한다.

- 6) 8은 총 운량으로 하늘이 구름으로 완전히 차 폐됐음을 의미한다(그림 25-9 참조).

- 7) 34는 풍향이 340도임을 의미하고, 16은 풍속이 16kts이다. kts와 m/s의 구분은 04004에서 4에 해당하므로 4는 kts지수로 실제 관측값을 의미한다. (1: 추정값, 2: 관측값은 m/s, 3: 추정값, 4: 관측값은 kts이다.)

향과 풍속의 표시는 그림 25-7, NWS 지상 분석 차트의 바람 표시 모델을 참조한다.

- 8) 기온과 이슬점온도 - 10034 21013
기온의 지시자는 1, 이슬점의 지시자는 2이다. 10034에서 1 다음의 숫자가 0이므로 영상 03.4도를 의미하나 사사오입으로 3도만 기입한다. 21013은 이슬점으로 2 다음 숫자가 1이므로 영하 1.3도를 의미하고 -1도로 시정 자료 위에는 온도, 아래에는 이슬점을 기입한다.

- 9) 해면 기압과 기압 변화량 - 40137 52016
4는 해면 기압을, 5는 기압 변화 경향을 나타낸다. 40137에서 137은 해면 기압 1013.7hpa를 의미하고 원 오른쪽 위에 137로 기입한다. 52016은 기압 변화 경향으로 지난 3시간 동안 기압 변화가 1.6hpa 상승했음을 의미한다. 기압 변화 경향은 그림 25-8을 참조한다.

- 10) 강수량 및 현천 - 60102 76166
60102에서 6은 강수량 지시자로 tR Code

table 4019에 2는 12시간 동안의 강수량 (mm 단위)을 의미하고, 강수량은 10mm로 전문 숫자 그대로 010을 기입하고, 76166는 현천(Present weather)으로 61 코드는 연속적 비로 현천(Present weather) 부호표를 활용한다. 과거 기상 현상 66은 code table을 참조하여 W1 하나만 기입한다.

11) 구름 - 85727

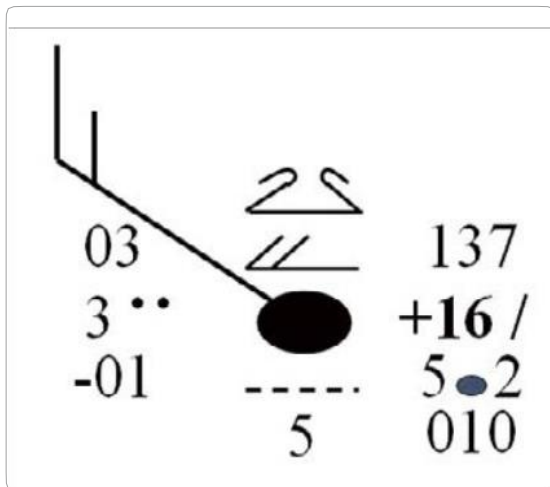
8은 구름 보고 지수이고 5는 최저층의 운량으로, 하층운 또는 하층운이 없을 때는 중층운량이며 전문 그대로 기입한다. 7은 하층운형, 2는 중층운형, 운형 7은 상층운형을 뜻하며, 기입은 숫자 기호에 맞게 운형 부호를 찾아 상, 중, 하층의 운형을 그린다.

12) 기입 완성된 결과 및 해석

① 결과

② 지상일기도 전문 해석

현재 광주의 날씨는 북서풍 15노트 바람이 불고, 시정은 5킬로미터, 비가 내리고 있으며, 온도



[그림 24-31] 지상일기도 기입 결과

3도, 이슬점온도 -1도, 구름은 가득 차 있고, 하층운은 5/8 하층, 중층, 상층운이 있으며, 해면 기압 1013.7hpa, 기압은 1.6hpa 상승했고, 과거에도 비가 내리고 있었으며 12시간 동안 강수량이 10mm였다.

24.7.2 상층일기도 기입

상층 관측 형태 및 보고 table 1.7에 의거하여 FM 35-X-TEMP ID는 TT이고 고정 관측소 레인 관측 전문을 기입해야 한다.

24.7.2.1 전문 해석

```
가. 전문 형식(TEMP)
MMMMYYGG L 99P.P.P. T.T.T.D.D. d.d.f.f.f. P.P.P.
T.T.T.D.D. d.d.f.f.f-----n
```

[그림 24-32] 상층일기도 전문형식

(1) MiMi는 전문 종류 인식 부호이고 MjMj는 전문 part 인식 부호이다.

지상 전문처럼 YY는 관측 일자: UTC), GG는 실제 관측 시각을 의미한다.

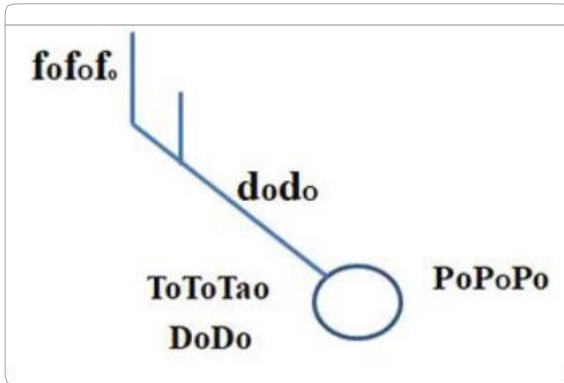
Id는 code table 1734에 나타난 바람이 보고되는 마지막 표준 등압면 값이고, llll은 육상 관측소의 구역 번호 지점 번호이다.

24.7.2.2 상층 관측 전문 기입 모형

(1) 상층 관측 자료 기입 및 해석

1) TTAA 고층 자료

UMKO RKSO: 47122/2013년 07월 14일 00시
TTAA 64001 47122 99004 25617 28503



[그림 24-33] 상층일기도 기입모형

00091 26013 28006 92775
 21202 23532 85505 16405 24540 70135
 08002 26042 50584 05710
 27045 40757 12757 28526 30971 27317
 28535 25099 37139 28540
 20249 50549 28041 15433 59158 28533
 10683 63758 29523 88142
 60558 28034 77999 31313 52106 82308 =

2) 전문 설명 및 기입

- ① UMKO - 한국 고층 전문
- ② RKSO (Republic of Korea Osan), 47122 - 관측한 지점의 부호
- ③ 140000 - 14일 00시 00분(UTC)
- ④ TTAA - Tempo 전문의 Part A를 나타낸다.

가. 64001

관측 날짜에 +50으로 Knots를 의미하고, 날짜면 m/s를 의미한다. 64는+50이기 때문에 풍속의 단위가 Knots다. 관측 시간은 UTC이다.

나. 47122

47은 지역 번호 122는 오산 관측 지점 고유 번호이다.

다. 99004

99는 지상 자료 지시수이고 004는 1004 hpa 해면 기압을 표시한다.

라. 25617

256은 기온이 25.6도이다. 6이 짝수이면 영상, 홀수이면 영하를 의미한다.

256은 영상 25.6이다. 17은 기온과 이슬점 차이가 1.7이다. 따라서 $25.6 - 1.7 = 23.9$ 가 이슬점온도이다.

상층일기도 분석에서는 습수(濕數) 분석이 필요하기 때문에 일기도에는 기온, 이슬점 차이를 전문 그대로 기입하고, 단열선도 분석할 때는 이슬점온도를 환산해서 기입해야 한다.

마. 28503

285는 풍향이 285도이고, 03은 풍속이다. 상층의 풍향은 지상과 다르게 5도 간격으로 기입한다. 또 풍속이 100kts가 넘어가면 풍향 5에 1을 더하여 표시한다.

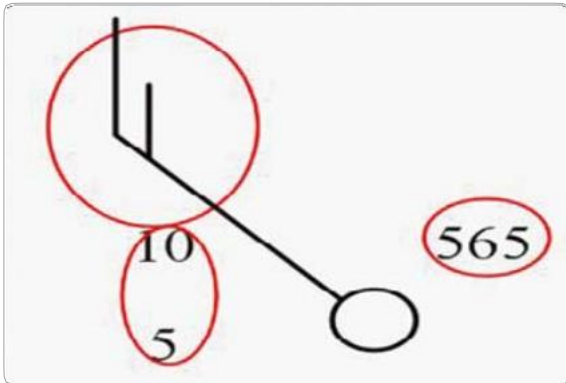
예) 28603이면 풍향은 285도이고, 풍속은 103kts가 된다.

바. 전문에서 00은 1000hPa gpm의 기온, 바람,

92는 925gpm의 기온, 바람, 850, 700, 500, 300, 250hPa의 주요 층의 표준 등압면을 의미한다.

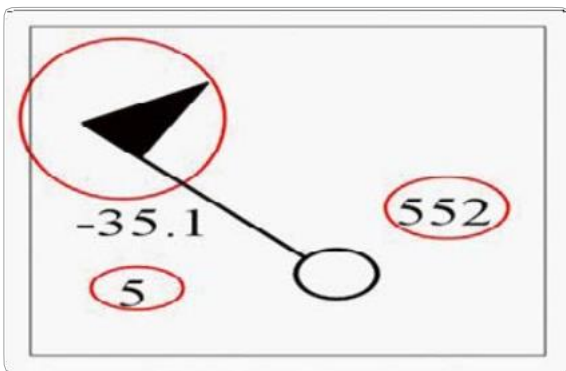
(2) 완성된 기입 모형

1) 850hPa



[그림 24-34] 기입 완성된 850hPa

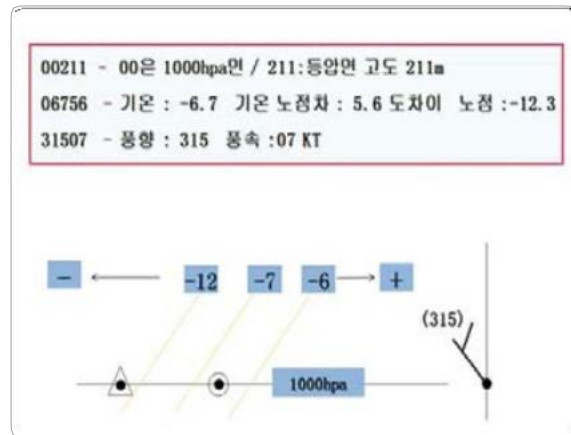
2) 500hPa



[그림 24-35] 기입 완성된 500hPa

24.7.2.3 단열선도

단열선도 기입은 고층 기상 전문을 수직적 관점에서 해석하기 위해 SKew-T_L Log DIAGRAM상에 표시하는 것을 말한다. 각 기압 고도의 기온 값을 찾아 점을 찍고 작은 원으로 둘러싼 후, 전문의 기온차를 기온으로부터 뺀 이슬점온도 값을 찾아 점을 찍고



[그림 24-36] 단열선도 기입법

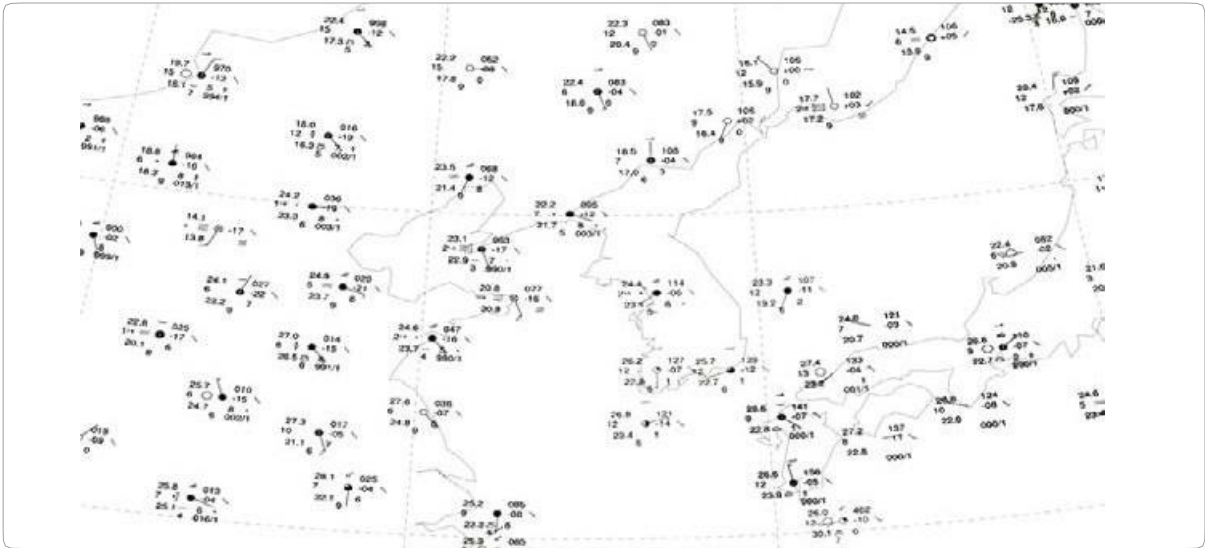
정삼각형으로 둘러싼다. 바람 자료는 오른쪽 바람 기입축의 해당 고도에 상층일기도에서 바람 기입 요령과 같이 기입한다.

전문 기입이 모두 끝나면 이제까지 표시해 놓은 모든 기온 점들을 하층에서 상층의 순서로 실선으로 연결하고, 이슬점온도 점들은 파선으로 연결한다. 한 장의 단열선도에는 두 조의 상태 곡선 자료까지 기입된다. 또한 연속성을 알기 위하여 보통 전 시각의 상태 곡선을 복사하는데, 이런 경우에는 세 조의 자료를 기입하게 된다.

실제로 한 단열선도에 여러 조의 상태 곡선을 기입할 때, 전 시각 자료의 복사는 흑색으로 하고, 그 후 처음 그려지는 상태 곡선은 청색으로, 다음 상태 곡선은 적색으로 기입한다. 단열선도상에 기입되거나 분석되는 모든 자료는 같은 시각의 것이라면 모두 같은 색으로 표시되어야 한다(기상백과, 기상청).

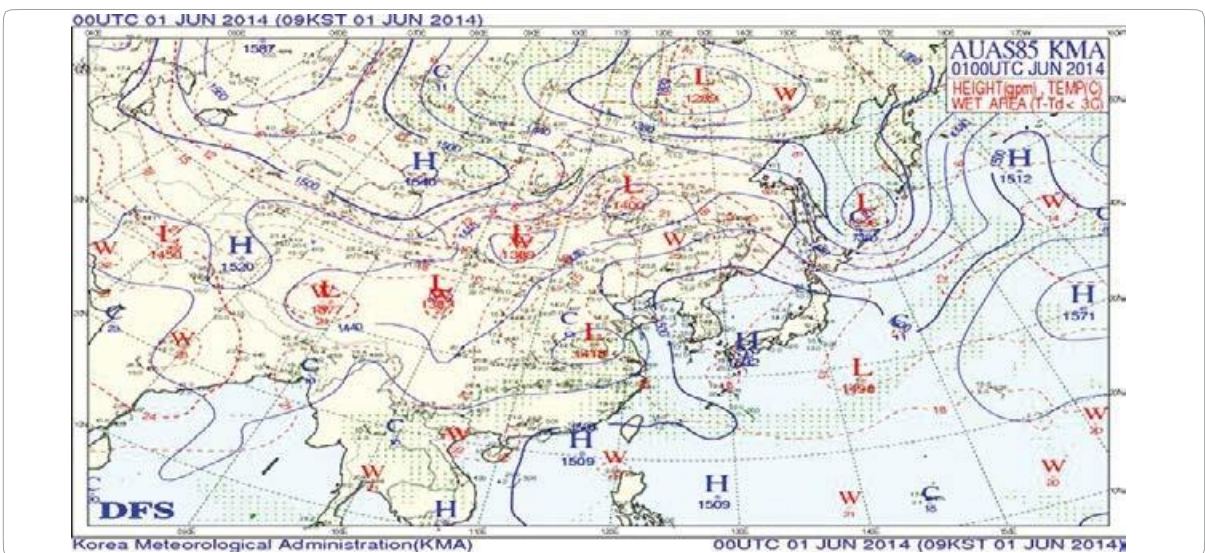
24.7.3. 일기도 기입의 예

(1) 지상일기도



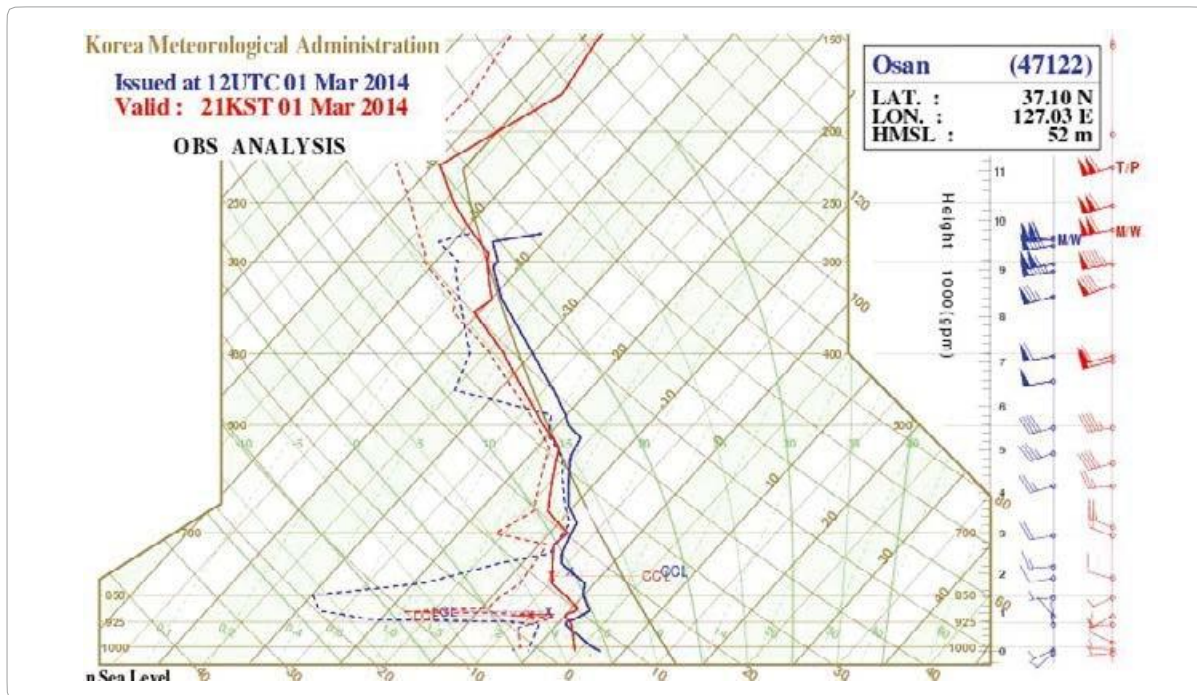
[그림 24-37] 동아시아 컴퓨터 기입 일기도(출처: 기상청)

(2) 상층일기도

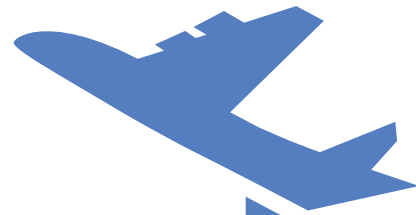


[그림 24-38] 기입 완성된 850hPa 일기도(출처: 기상청)

(3) 단열선도



[그림 24-39] 기입 완성된 단열선도(출처: 기상청)



25장 ▶▶

기상정보 분석

25.1 지상일기도 분석

25.2 상층일기도 분석



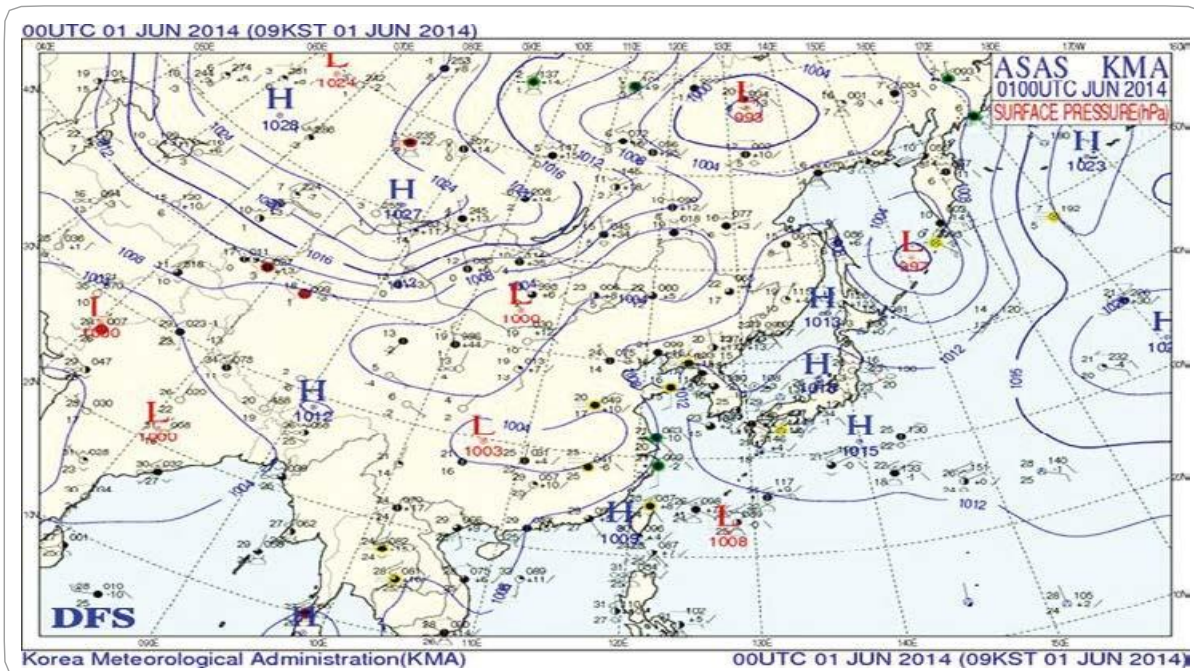
25장

기상정보 분석

3가지 유형의 기상정보 중 두 번째는 분석이다. 기상정보의 분석은 관측된 기상 데이터의 향상된 묘화 및 또는 해석이다.

1990년대 이전에는 대부분의 분석 일기도를 예보자가 직접 작성했다. 일기도는 공기가 움직이는 모습을 나타내어야 하므로 공기가 흘러가면서 모이고 퍼지는 모양을 정확히 알면, 공기가 모여드는 곳에 상승기류, 퍼져 나가는 곳에 하강기류가 생기므로 그에 따라 날씨의 분포를 알 수 있다.

- (1) 지형의 기복 때문에 바람 관측이 정확하지 못하기 때문에 공기의 수렴과 발산을 정확히 파악할 수 없다.
- (2) 일기도에서 등압선을 그리는 이유는 바람과의 관계를 이용하면 등압선을 비교적 용이하게 그릴 수가 있고, 공기의 수렴과 발산을 쉽게 파악이 가능하다.
- (3) 일정한 기압장(pressure field)에서 기압경도력 때문에 공기덩어리가 움직이게 되고,



[그림 25-1] 기상청 지상 분석 일기도(출처: 기상청)

지표상에서 움직이는 공기덩어리에는 지구의 자전에 의해 그 공기덩어리의 속도에 비례하는 전향력(코리올리힘)이 영향을 미치게 된다.

25.1 지상일기도 분석

지상일기도란 광범위한 지역에 걸친 일정 시각의 지상의 일기 상태를 숫자나 기호를 사용하여 한 장의 지도상에 나타낸 것이다. 따라서 일기 분포 상태를 알고 정확한 일기예보를 생산하기 위해서는 동시 관측과 관측치의 집결 배포로 일기도 작성의 기능을 갖는다. 따라서 하루에 일정한 시간의 간격을 두고 일기도를 묘화함으로써 일기의 시간적 변화를 알 수 있고, 일기도상의 지점도 적당한 거리를 유지함으로써 일기 상태를 대체로 판단할 수 있다.

25.1.1 관측 요소 이해

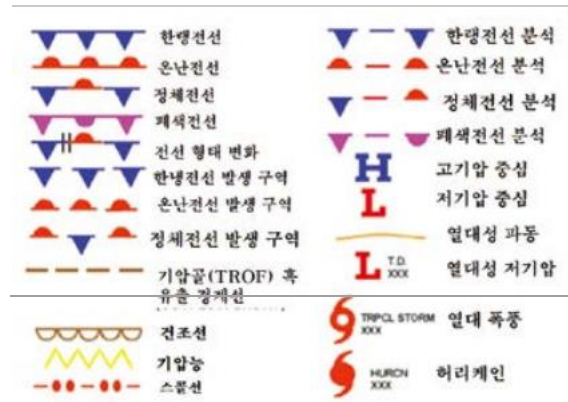
기상청은 지상 분석 일기도를 매일 8회 분석한다. 유효 시간은 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 및 21 UTC (Coordinated Universal Time)이다.

(1) 분석 기호

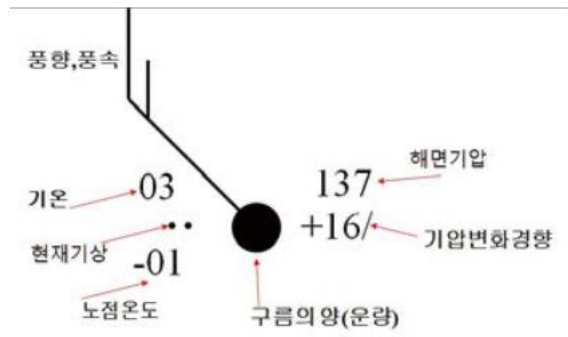
NWS 지상 분석 일기도 기호, 그림 25-2는 NWS 지상 분석 일기도에서 사용되는 분석 기호를 보여 준다.

(2) 관측소 표시 모델

지상, 선박, 부표, 해안-해양 자동화 네트워크 관측소는 지상 날씨 특성을 분석하고 해석하는 데 도움을 주기 위해 도표에 표시하였다(그림 25-3 참조).



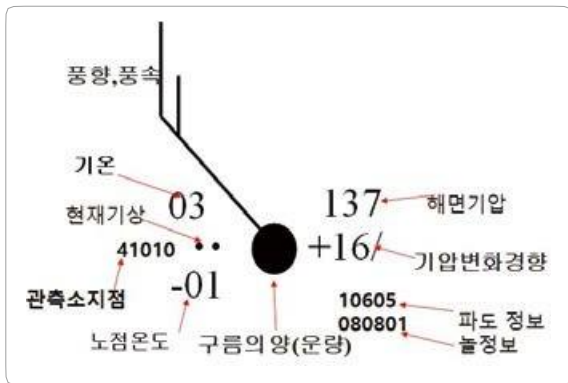
[그림 25-2] NWS 지상 분석 일기도 기호



[그림 25-3] NWS 지상 분석 일기도 관측소 표시 모델

일부 관측소는 공간적 한계 때문에 표현되지 못하지만, 보고하는 모든 관측소는 분석하는 데 사용된다. 그림 25-3, NWS 지상 분석 차트 관측소 표시 모델 및 그림 25-4, NWS 지상 분석 일기도 배/부이 표시 모델은 지상 분석 일기도에 사용되는 가장 일반적으로 사용되는 관측소 표시 모델이다.

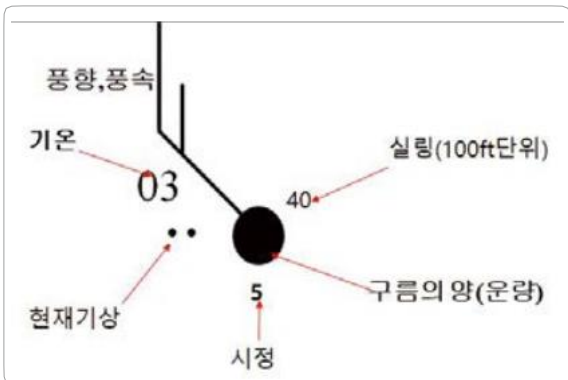
WPC는 또한 항공 공동체를 위한 지상 분석 일기도를 만든다. 그림 25-5, 항공 관심 관측소 표시 모형에 대한 NWS 지상 분석 일기도는 이 일기도에 대한 관측소 표시 모형이다.



[그림 25-4] NWS 지상 분석 일기도 배/부이 표시 모델



[그림 25-6] NWS 지상 분석 일기도 공통 기상 현상 기호



[그림 25-5] 항공사 관심 관측소 표시 모형에 대한 NWS 지상 분석 일기도

25.1.2 관측 자료 분석

(1) 기온

기온은 화씨(Fahrenheit), 섭씨 단위로 표시된다.

(2) 이슬점

이슬점은 화씨(Fahrenheit), 섭씨 단위로 표시된다.

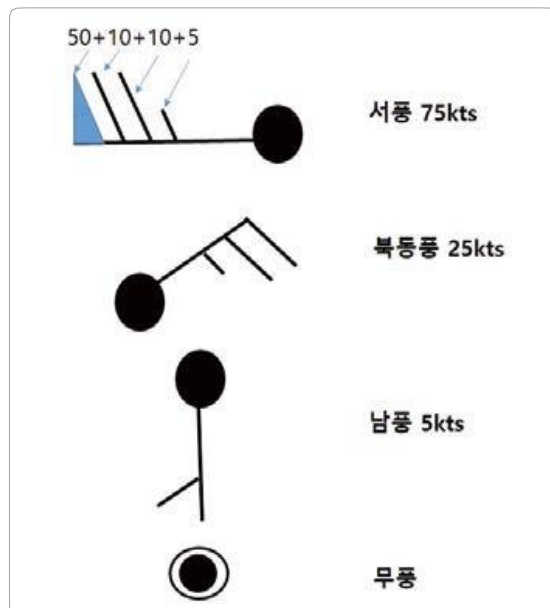
(3) 현천

관측 시점에 강수량이 발생하거나 감소된 시정 요인이 존재하는 조건이 되면 기상 기호가 그려진다.

NWS 지상 분석 일기도 기상 현상 기호, 그림 25-6은 가장 공통적인 기상 기호 목록을 포함한다.

(4) 바람

바람은 5노트(kts) 단위로 표시된다. 바람의 방향은 진북을 기준으로 하고, 바람이 불어오는 방향으로 줄기(선)를 표현한다. 풍속은 깃발(50kts), 깃



[그림 25-7] NWS 지상 분석 일기도 바람 표시 모델

(10kts), 반깃(5kts)등 각각의 값을 더하여 결정한다. 관측 시점에 바람이 고요하면 관측소 위에 원 하나를 그리면 된다. 그림 25-7, NWS 지상 분석 일기도 바람 표시 모형에는 몇 가지 견본 기호가 있다.

(5) 실링.

실링은 지면 높이(AGL)에서 백ft 단위로 표시된다.

(6) 시정

지상시정은 전체 법령 마일(sm)로 표시된다.

(7) 기압

해면 기압은 10분의 1hpa로 표시되며, 첫 번째 두 자리(일반적으로 10 또는 9)가 생략됐다. 참고로 1013hpa은 수은주 29.92inch와 같다. 아래는 표시된 값과 완결한 해면 기압을 변환한 견본이다.

410	1041.0hpa
103	1010.3hpa
987	998.7hpa
872	987.2hpa

(8) 기압 경향

압력 경향은 지난 3시간 동안 해면 기압이 어떻게

변화했는지를 나타내기 위한 숫자와 기호 두 가지 구성 요소가 있다. 숫자는 밀리바의 10분의 1에서 3 시간 동안 변화를 제공하는 반면, 기호는 이 변화가 어떻게 발생했는지를 그림으로 보여 준다. NWS 지상 분석 일기도 기압 경향, 그림 25-8는 기압 경향의 의미를 표현했다.

(9) 운량

대략적으로 하늘 상태의 운량은 관측소 표시의 중앙에 있는 원으로 결정할 수 있다. 원이 채워지는 양은 구름으로 덮인 하늘의 상태를 반영한다. NWS 지상 일기도 운량 표시 기호인 그림 25-9에서는 일반적인 운량 표시를 설명한다.

25.1.3 지상 등압선 분석

등압(Isobars), 기압계(Pressure System) 및 전선(Fronts)이 지상일기도 분석에서 가장 일반적인 요소이다.

25.1.3.1 등압선

(1) 등압선은 기류의 흐름을 파악하기 위하여 분석하므로 일기예보에 중요한 역할을 한다.

상승	0: 상승 후 하강		하강	5: 하강 후 상승	
	1: 상승 후 일정			6: 하강 후 일정	
	2: 계속 상승			7: 계속 하강	
	3: 하강 후 상승			8: 상승 후 하강	
	4: 일정				

[그림 25-8] NWS 지상 분석 일기도 기압 경향

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	/
N											
	0	1/8	2/8	3/8	4/8	5/8	6/8	7/8	8/8	운량관측불능	
	Clear	Scattered clouds			Broken Clouds			Overcast	Missing		

[그림 25-9] 지상 분석 일기도 운량 기호

- (2) 기압이 같은 곳을 연결하는 선이다.
- (3) 기압이 꼭 같을 경우는 거의 없으므로 기압치를 내삽법, 외삽법하고, 풍향과 풍속을 고려하여 분석하여야 한다.
- (4) 등압선 분석은 1000hPa를 기준으로 동계(10. 1~5. 30)에는 4hPa, 하계(6. 1~9. 30)에는 2hPa 간격의 흑색 실선으로 분석한다.
- (5) 등압선은 보통 4hpa 간격으로 실선으로 표시한다. 각각의 등압선에는 값들이 있다. 예를 들어, 1032는 1,032.0hpa을, 992는 992.0hpa을 의미한다.

25.1.3.2 기압계

- (1) 기압계나 전선계 등은 갑자기 발생하든가 소멸하는 경우가 거의 없고 연속적으로 변하므로 갑작스런 변화가 나타났을 경우에는 전 시각의 일기도 분석의 잘못 여부를 검토한다.
- (2) 지상일기도에 고기압을 묘화한다. 고기압은 기압이 가장 높은 곳이 고기압의 중심이 되며 시계 방향으로 바람이 불어 나간다. 해면 기압이 같은 등압선을 연결해 보면 중심으로 갈수록 높은 기압선이 위치하게 된다. 일반적으로 중심기압은 고기압 중심에서 가장 높은 기압이고,

저기압 중심에서 가장 낮은 기압이다. 중심기압은 각각 기압 중심에 표시한다.

- (3) 지상일기도에 저기압을 묘화한다. 저기압은 기압이 가장 낮은 곳이 고기압의 중심이 되며 반시계 방향으로 바람이 불어 들어온다. 해면 기압이 같은 등압선을 연결해 보면 중심으로 갈수록 낮은 기압선이 위치하게 된다.

- 1) 저기압의 형태는 다양하게 발생하지만 여기서는 등압선의 모양과 전선 유무에 따라 전선 저기압, 비전선 저기압으로 분류하고 비전선 저기압은 열대성저기압, 지형 저기압, 열 저기압, 이차 저기압으로 분류하여 설명하기도 한다.
- 2) 전선 저기압(frontal cyclone): 저기압이 발달하여 한랭전선과 온난전선을 동 반하는 일반적인 저기압으로, 전선에 따른 악(惡)기상이 존재하는 저기압이다.
- 3) 열 저기압(thermal low): 지표면이 국지적으로 강한 열을 받아 기온이 상승하여 생긴 저기압을 말하며, 내륙분지나 사막에서 좁은 범위에 일중(日中)에 발생했다가 야간에 소멸하는 작은 규모의 저기압을 말한다.

- 4) 열대성저기압(Tropical storm): 적도의 부근에서 발생한 열대성저기압이 북상 하여 중위도로 이동해 오면서 점차 발달하는 태풍의 형태를 띠거나 쇠약하여 열대성저기압이 온대성저기압으로 쇠퇴하기도 한다.
 - (4) 지상일기도에 지상 전선을 묘화한다. 지상 전선은 한랭전선과 온난전선으로 구성되어 있으며, 한랭전선 후면에는 북서풍, 한기가 있고 전면에는 남서풍, 난기가 위치한다. 온난전선의 전면에는 한기와 북동풍, 남동풍이 나타나고 후면에는 난기와 남서풍이 나타난다.
 - (5) 기압의 연장 지역, 혹은 기압골은 점선으로 표시하고 TROF라는 단어로 식별한다. 고기압의 연장 지역, 혹은 기압능은 톱니 모양의 기호로 표시한다.
- 25.1.3.3 전선**
- (1) 전선에서는 기압경도가 불연속이므로 기압골, 등압선이 급히 구부러지는 것에 유의하고, 등압선이 평행으로 되어 있어도 그 간격이 급격히 변하고 있는 지역상에는 전선이 존재할 가능성이 크다.
전선 전면: 기압 하강, 전선 후면: 기압 상승
 - (2) 전선은 성질이 서로 다른 기단의 경계이므로 기온, 이슬점, 풍향 등이 불연속을 이루어 등온선, 이슬점선의 밀집 지역, 풍향의 급변이 있는 지역에 존재할 가능성이 크다.
 - (3) 전선 경계에서는 일반적으로 일기나 운형 등의 큰 차이가 나타나므로 이러한 곳에 전선이 존재할 가능성이 크다.
 - 1) 온난전선→ 전면: 약천. 후면: 호천
 - 2) 한랭전선→ 별 뚜렷한 차이가 없다.
 - (4) 전선에 따라서는 일반적으로 일기가 나쁘다. 일기가 나쁜 구역이 선도(線圖)상으로 나타날 경우 전선이 존재할 가능성이 많다(한랭전선).
 - 1) 온난전선: 층상운 계통의 구름이 우세하나 강한 기류가 있는 저기압 중심 부분에는 적운 계통의 구름이 나타난다.
 - 2) 한랭전선: 난기 중에 수증기가 풍부한 경우 전선에 평행하게 대류운, 소나기, 뇌우 등이 발생한다.
 - 3) 활성전선: 상층까지 난기 상승(전선 후면에 약천)
 - 4) 비활성전선: 상층까지 난기 상승(전선 전면 부근에 약천)
 - (5) 풍향의 불연속
 - 1) 한랭전선→ 전면: 남서풍, 후면: 북 ~ 북서풍
 - 2) 온난전선→ 전면: 남동~동풍, 후면: 남서풍
 - (6) 전선의 수직적 구조: 한랭전선은 전선면의 경사가 후면으로 기울어 져 있으며, 온난전선은 전선면의 경사가 전면으로 기울어져 있다. 그 기울기는 지면 마찰의 영향으로 한랭전선의 경사가 온난전선의 경사보다 크다.
 - 1) 한랭전선의 기울기: 1/50~1/100
 - 2) 온난전선의 기울기: 1/100~1/200

25.1.3.4 등압선 분석 방법

- (1) 등압선은 반드시 폐곡선이 되든지, 아니면 일기도의 연변에서 끝나야 한다.
- (2) 등압선은 서로 교차하지 않는다.
- (3) 등압선은 도중에 두 갈래로 갈라지거나 두 등압선이 한 등압선으로 합해지지도 않으며 도중에 끊어지지도 않는다.
- (4) 대단히 긴 저압부나 고압부는 나타나기 힘들다. 따라서 가능하면 같은 값의 두 등압선이 가까이 마주 보면서 긴 거리를 평행하게 가지 않도록 묘화한다.
- (5) 대칭적인 두 고기압이나 저기압 사이에는 같은 값의 두 등압선이 서로 반대 방향이다(안장 부-말안장 모양이란 뜻, 즉 동일 기압선이 마주볼 때 사용되는 용어)
- (6) 특별히 풍속차가 없는 한, 두 등압선의 간격은 가급적 일정하게 그리며 이때 간격은 풍속에 반비례하게 분석한다.
- (7) 지상에서 바람은 저기압 쪽을 향하여 두 등압선을 일정한 각으로 횡단하면서 저기압 중심부를 향하여 반 시계 방향으로 돌면서 불어 들어오는 것처럼 보이게 분석한다.
- (8) 기압장이 변하는 지역에서는 등압선과 풍향의 교각이 변압풍으로 인하여 기압 상승 지역에서는 커지고, 기압 하강 지역에서는 작아진다.
- (9) 고기압이나 전선을 동반하고 있지 않은 저기압에서의 등압선은 일반적으로 둥근 편이다.
- (10) 전선을 동반하고 있는 저기압에선 전선에서 등압선이 심하게 저기압성으로 굴곡이 지도록 분석한다.
- (11) 등압선은 자료가 많은 곳(주로 육지), 또는 자

료의 신빙성이 큰 곳부터 분석하기 시작하여 주위로 연장시켜 나간다(우리나라 주변부터 분석한다).

- (12) 한 선으로 연결되는 등압선은 양끝에 시도(示度)를 쓰며, 폐곡선을 이룬 등압선은 중심 위치의 북쪽에 등압선을 끊고 시도를 기입한다. 중간선의 경우, 일기도 안에서 그쳤을 경우에는 그 끝에 쓴 시도를 적당한 크기의 원(약 1/4Inch)으로 둘러싼다.
- (13) 모든 시도는 정수 단위의 끝 두 자를 위도에 평행하게 기입한다.

(예) 1004hPa → 04, 996hPa → 96, 1024hPa → 24

1000hPa → 00, 976hPa → 76, 1054hPa → 54

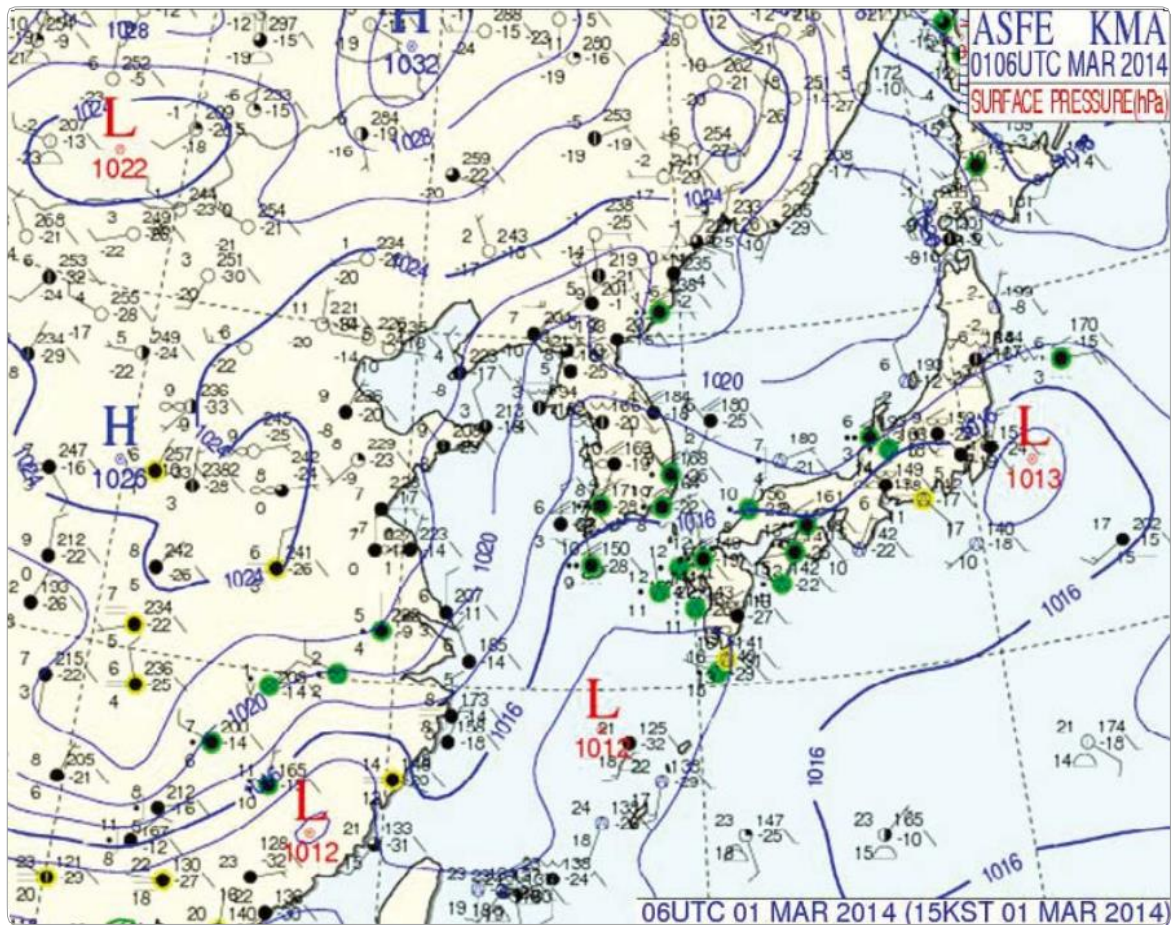
25.1.3.5 지상일기도 분석의 예

지상 분석 일기도는 유효 시간 00, 06, 12 및 18 UTC 동안 일일 4회 생산된다.

25.2 상층일기도 분석

상층일기도는 지상 등압면 일기도보다 높은 고도에 대한 등압면 일기도를 말하며, 기압계의 수직 구조를 알기 위한 입체 분석의 수단으로 사용된다.

뿐만 아니라 상층의 기압계가 지상 기압계의 변화에 선행되어 일어나는 경우가 많기 때문에 그 변화를 분석하여 지상의 일기 변화를 예측하는 데 이용한다.



[그림 25-10] 지상 분석 일기도 결과 (출처: 기상청)

25.2.1 등고선 분석

등고도면에서의 등압선 대신 등압면에서의 등고선을 분석한다. 즉, 기압차는 유체 정역학 방정식의

$\Delta P = -\rho g \Delta Z$ 에 의해 고도차에 비례한다. 따라서 고도가 높다는 것은 기압이 높다는 것과 같은 의미를 갖는다.

(1) 고층 관측에서 일정 고도의 기압 값을 얻기 보다는 일정 기압면의 고도 값 산출이 용이하다.

(2) 등압면도 거의 수평을 이루고 있어서 등고도면과 큰 차이가 없다.

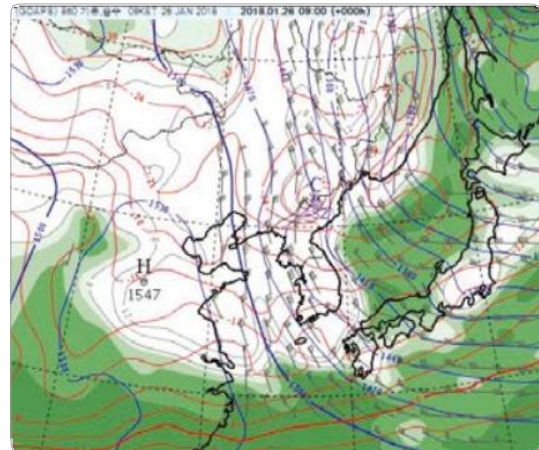
(3) 등압면에서의 등온선은 단열 변화를 가정할 때 등온위선으로 간주할 수 있어서 등압면으로부터 등층후선(공기층의 두께)을 쉽게 구할 수 있다.

(4) 등이슬점온도선은 등혼합비선으로 간주할 수 있다.

(5) 같은 위도에서 지균평이 고도차에서만 비례하고 대기의 밀도와는 무관하므로 지균평 계산이 용이하다.

- (6) 등압면상을 비행하는 항공기에서 사용하기에 편리하다.
- (7) 등고선은 각 등압면의 기준 고도를 중심으로 60gpm(때에 따라 30gpm, 120gpm) 간격의 흑색 실선으로 그리되, 간격이 소할(성갈: 기상학적으로 소하다란 용어를 씀) 때는 중간선을 그릴 수 있다. 값은 10gpm을 단위로 하여 5280gpm인 경우 528로 쓴다.
- (8) 한 선으로 연결되는 등고선의 흐름의 시작에는 해당 등고선의 값을, 흐름의 끝에는 표준 고도와 의 고도 편차 값(D-value)을 위도에 평행하게 표시한다. 단, 중심 값은 10gpm 단위로 반올림하여 전체의 값을 적는다. 폐곡선을 이룬 등고선의 경우는 기압계의 중심 북쪽에 등고선을 끊고 등고선 값을 기입한다.

- (2) 등온선이 폐곡선을 이루면서 그 중심이 한랭 지역이면 청색으로 빗금 칠을 하고 COLD라 쓰며, 온난 지역이면 적색으로 빗금 칠을 하고 WARM으로 쓴다.
- (3) 북으로부터 기류를 받고 있는 지역은 보통온곡(Thermal Trough)이 위치하고, 남쪽으로부터의 기류를 받는 지역은 온도능(Thermal Ridge)이 위치한다.



[그림 25-11] 850hPa 등고선, 온도선, 습수선 분석 (출처: 기상청)

[표 25-1] 등고선 묘화 기준과 D-value

등압면 (hPa)	표준 고도 (gpm)	기준 고도 (gpm)	D-value (gpm)	등고선 간격* (gpm)
850	1,457	1,500	+40	30**
700	3,012	3,000	-10	30**
500	5,574	5,580	+10	60
300	9,164	9,180	+20	120
200	11,784	11,760	-20	120
100	16,180	16,200	+20	120

25.2.1.1 온도 분석

- (1) 온도선(Isotherm)은 0°C를 기준으로 하여 5°C 또는 6°C 간격으로 분석하며 적색 실선으로 묘화하고 시도도 적색으로 기입한다.

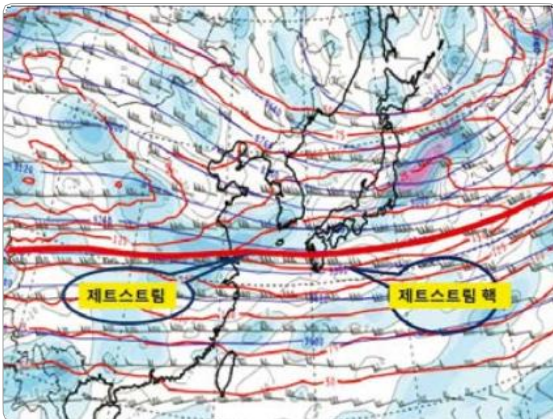
25.2.1.2 이슬점 분석

상층일기도에서 기단의 수증기량 분포, 전선의 위치 및 강도를 알기 위하여 습도를 분석한다. 습도 분석에는 이슬점온도 분석과 이슬점 편차 분석이 있으며, 이슬점온도는 다음과 같은 요령으로 분석한다.

- (1) 등이슬점선은 0°C를 기준으로 5°C 간격으로 분석하며, 녹색 실선으로 묘화하여 시도도 녹색으로 기입한다.

25.2.1.3 제트기류 분석

- (1) 지구를 둘러싸며 흐르는 50KTS이상의 강한 서풍기류를 제트기류라 한다.
- (2) 중심 최대 풍속은 50~200KTS 정도이나 때로는 250KTS를 초과할 때도 있으며, 풍속은 여름철에 약하고 겨울철에 강하다.
- (3) 등풍속선을 50KTS 기준으로 100KTS까지는 25KTS 간격으로, 100KTS이상은 50KTS 간격으로 묘화한다.
- (4) 보통 제트기류 핵(Jet Core)은 500hPa이상의 등압면선도에서 폭이 약1/4 Inch 되는 적색 화살표를 표시한다.

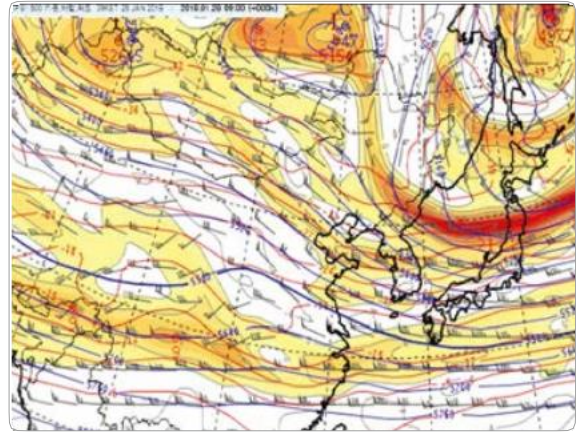


[그림 25-12] 200hPa 제트 스트림 분석

25.2.1.4 주요 층 분석

기상청에서 주요 층 분석은 925, 850, 700, 500, 300, 200, 100hPa까지 00, 06, 12, 18UTC 시간 간격으로 분석하여 제공하며, 보조 일기도로는 북반구 전구(全球) 500hPa 등고선과 온도 분석장, 편차도를 제공하고 있다. 관련 홈페이지는 아래와 같다.

(<http://www.weather.go.kr/weather/main.jsp>)



[그림 25-13] 500 hPa 등고선 온도선 분석 일기도

25.2.2 라디오존데 분석

라디오존데 관측을 분석하는 일반적인 수단은 Skew-T 선도이다. Skew-T 선도는 주로 대기 분석의 일부로 기상학자를 대상으로 하며 기상학자가 사용한다. 예를 들어, Skew-T 선도를 사용하여 다음을 수행할 수 있다.

- (1) 결빙 고도 결정하기
- (2) 대기의 안정도 결정
- (3) 악(惡)기상에 대한 가능성 결정
- (4) 역전의 깊이와 고도 결정
- (5) 운저, 운고와 구름층
- (6) 급상승 조건 결정

25.2.2.1 형식

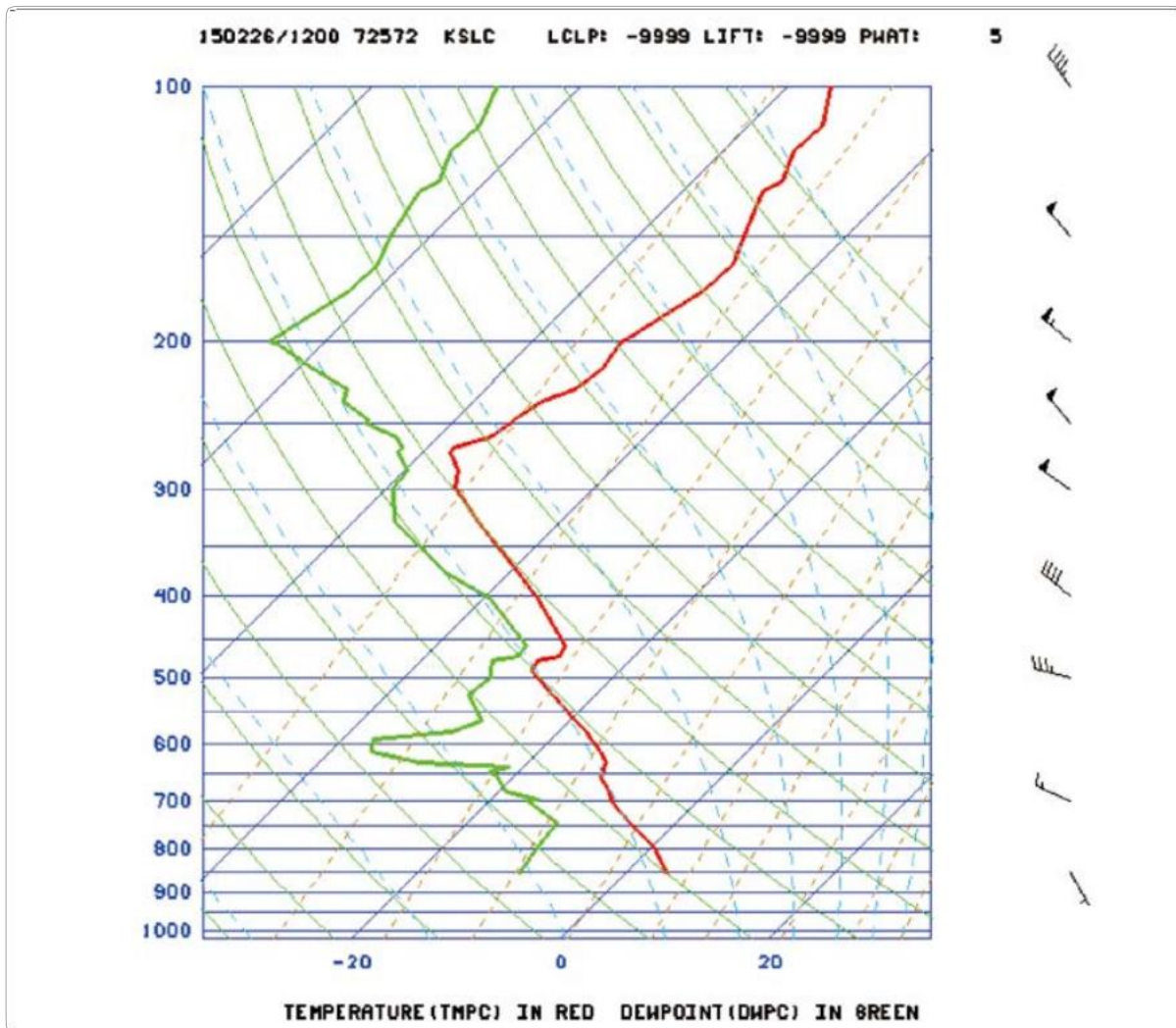
Skew-T 선도는 NWS NCO 모델 분석과 지침 웹사이트에 대해 다음 형식을 사용한다(다른 기상 제공자와 웹 사이트는 다른 형식, 특히 다른 색상을 갖는다).

- (1) 수평축은 섭씨온도(오른쪽에서 비뚤어지며 -20, 0, 20(Celsius))로 표시
- (2) 수직축은 hPa 단위의 기압 고도, 1,000(해수면 근처)에서 100(MSL약 53,000ft)까지 표시
- (3) 굵은 적색 실선은 라디오 관측(기상 풍선)으로 부터 수신된 관측소 상공 온도 종단면을 표시
- (4) 굵은 녹색 실선은 이슬점 종단면을 표시

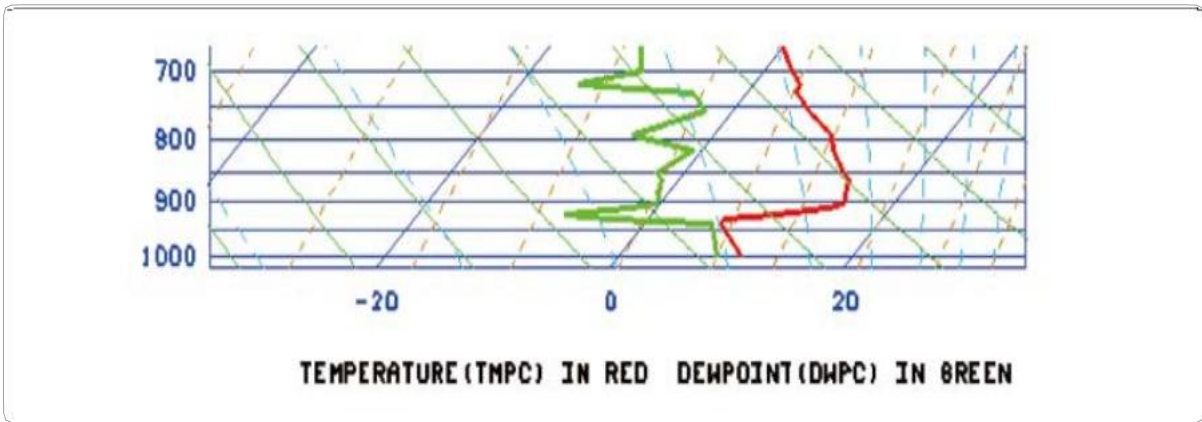
(5) 오른쪽 편에는 수직 바람을 표시

25.2.2.2 운정 사례

그림 25-15는 Vandenberg 공군 기지(VAFB)(캘리포니아 주)에서 전형적인 해안 층운에 대한 1200 UTC 라디오존데 관측값이다. 약 950hPa에서 온도선(굵은 빨간색 선)과 이슬점 선(굵은 녹색 선)은 거의 붙어 있다.



[그림 25-14] Skew-T 선도 견본



[그림 25-15] Vandenberg 공군 기지 1200 UTC 라디오존데 관측값

이 고도가 운정 (cloud top)이다. 온도와 이슬점은 빠르게 분리 즉 950hPa 이하의 차고 습한 공기는 950hPa이상에서는 건조하고 따뜻한 공기로(구름이 없는 곳) 바뀌게 된다. 이는 950hPa에서 형성된 층운이 950hPa이상에서는 구름이 없이 맑은 날씨를 보이게 되는 것이다.

25.2.2.3 활용

Skew-T 선도는 대기 분석 및 다양한 예보의 공식 일환으로 기상학자들에 의해 주로 사용되는 경향이 있다.



26장 ▶▶

항공기상 예보

26.1 항공기상의 특보 및 경보

26.2 공항예보

26.3 위험기상예보



26장 항공기상 예보

26.1 항공기상의 특보 및 경보

항공기상 특보는 공항 내에 계류 중인 항공기를 포함한 지상의 모든 항공기, 공항 시설 및 공항 업무와 항공로 상에서 항공기 안전 운항에 영향을 미칠 수 있는 기상 현상을 국제적으로 합의된 약어를 사용하여 발표한다. 항공기상 특보는 국제민간항공협약 부속서 3에 따라 다음과 같이 분류한다.

- (1) SIGMET 정보
- (2) AIRMET 정보
- (3) 공항 경보(Aerodrome Warnings)
- (4) 윈드시어 경보
(Wind Shear Warnings and Alerts)

26.1.1 SIGMET 정보(SIGMET Information)

SIGMET 정보는 항공기 안전 운항에 영향을 미칠 수 있는 기상 현상과 대기 중 다른 현상의 시·공간적인 변화에 대하여, 발생하거나 발생이 예상될 때, 국제적으로 합의된 약어를 사용하여 서술하는 것이다.

- (1) SIGMET 차트 정보
- (2) SIGMET의 발표 관서(Met office issuing SIGMET)

SIGMET은 기상 감시소(Meteorological Watch Office) 역할을 수행하는 항공기상청에서 발표한다.

(3) SIGMET의 발표 시각(Issuing time of SIGMET)
SIGMET은 기상 현상의 발생이 예상되는 시각으로부터 4시간 이내에 발표한다. 다만 화산재와 태풍에 대한 SIGMET은 사전에 경고하기 위해서 발생 예상 시간으로부터 12시간 이내에 발표한다.

(4) SIGMET의 유효 시간
(The Period of validity of SIGMET)

SIGMET의 유효 시간은 4시간을 초과하지 않아야 하며, 화산재 구름과 태풍과 같은 특별한 경우의 유효 시간은 6시간을 초과하지 않아야 한다.

26.1.1.1 SIGMET의 내용 및 형식 (Contents and format of SIGMET)

- (1) SIGMET 전문은 승인된 ICAO의 약어와 명확한 의미를 가진 수치를 사용하여 간략하게 작성한다. SIGMET의 일련번호는 0001UTC이후부터 새롭게 갱신된다.
- (2) SIGMET의 발표 형식은 부록의 <표1> (SIGMET, AIRMET의 형판)을 따른다.
(WMO No.49 Appendix 5, ICAO ANNEX3 Appendix 6 Table A6-1)
- (3) SIGMET은 불필요한 설명 자료를 포함시키지



[그림 26-1] SIGMET 차트 (출처: 항공기상청)

않으며, 뇌전 또는 태풍의 경우에는 난기류 및 착빙에 관련된 사항을 포함시키지 않는다.

(4) 항공기 안전 운항에 영향을 미칠 수 있는 기상 현상

- 1) 뇌전/우박을 동반한 뇌전
- 2) 태풍
- 3) 심한 난기류
- 4) 심한 착빙
- 5) 심한 산악파
- 6) 강한 먼지 폭풍 또는 모래 폭풍
- 7) 화산재
- 8) 방사성 구름

<주1> 간략하게 약어로 서술한 SIGMET과 WMO BUFR 부호 형식을 사용하여 그림 형태로 화산재 구름과 태풍에 관한 SIGMET 정보를 발표한다.

<주2> BUFR 부호 형식은 WMO Publication No. 306, Manual on Code, Volume I. 2, Part B-Binary Codes 에 수록되어 있다.

<주3> 그래픽형식의 SIGMET 정보는 해당기호와 ' / ' 또는 약어의 사용을 포함하여 ICAO Annex 3 (APPENDIX 1)에 따라 PNG형식으로 발표된다. 만약 SIGMET 정보의 디지털 형식이 배포되면, 기상 감시소는 전 세계 운용 가능 정보 교환 모델에 따라 XML/GML을 사용한 디지털 형식의 SIGMET 정보를 발표해야 한다.

<주4> 정보 교환 모델, XML/GML, 그리고 메타 데이터 프로필 지침은 「Manual on the Digital Exchange of Aeronautical Meteorological Information (Doc 1000 3)」에 제공된다.

26.1.1.2 SIGMET 전문(Message of SIGMET)

(1) 식별군

- 1) 식별군은 ICAO 지명 약어, 보고 형태 지시자, 유효 시간 및 SIGMET 발표 기상 관서 지시자 순으로 작성한다.

전문 형식: CCCC SIGMET [n]nn VALID

YYG1G1g1g1/YYG2G2g1g1 C1C1C1C1

작성 예: RKRR SIGMET A05 VALID 221215 /221600 RKSI

해석 예: 22일 0000UTC 이후 항공기상청(기상 감시소: RKSI)이 인천 비행정보구역(항공교통 센터: RKRR)에 대하여 5번째로 발표하는 SIGMET 전문으로 22일 1215UTC에서 22일 1600UTC까지 유효함.

- 2) 지명 약어(CCCC): ICAO에 의해 규정된 네 자리 부호로서 항공 고정국의 지명을 나타냄.
- 3) 보고 형태 지시자 및 일련번호: SIGMET 발표 번호
- 4) 유효시간(YYG1G1g1g1/YYG2G2g1g1): SIGMET의 유효시간으로 YYG1G1g1g1부터 YYG2G2g1g1까지이다.
- 5) 기상 감시소 지명 약어(C1C1C1C1) 및 연자부호 (-): SIGMET를 작성 발표하는 기상 감시소의 ICAO 지명 약어와 본문을 구별하기 위한 연자 부호

(2) 본문 전문 작성

- 1) 본문의 맨 앞에는 발표하는 SIGMET에 관련된 비행정보구역(FIR) 또는 그 명칭을 표시한다.
- 2) 발생 또는 발생이 예상되는 기상 현상과 상태는 그에 따른 약어를 사용하여 표현한다.

(3) 기상 현상과 그에 따른 약어 표현

1) 뇌전(TS: Thunderstorm)

- ① OBSC(obsured) 뇌전(필요할 경우 뇌전을 동반하지 않는 CB 포함)이 연무 또는 연기에 의해 모호하거나 어둠으로 쉽게 볼 수 없을 때 사용한다.

예) OBSC TS

- ② EMBD(embedded) 뇌전(필요할 경우 뇌전을 동반하지 않는 CB 포함)이 구름층 내에 끼어 있거나 쉽게 인식할 수 없을 때 사용한다.

예) EMBD TS

- ③ FRQ(frequent) 현상에 의해 영향을 받거나 받을 것으로 예상하는 구역에 대하여 최대 75% 이상의 공간을 차지할 때 사용하며, 인접한 뇌전 사이의 간격이 거의 없는 뇌전 구역(고정 시간 또는 유효 기간)을 표현한다.

예) FRQ TS

- ④ SQL(squall line) 각각의 구름 사이에 간격이 거의 없는 선 상태의 뇌전을 표현한다.

예) SQL TS

- ⑤ GR(hail) GR이 동반되는 경우에는 뇌전과 함께 표현한다.

예) OBSC TSGR, EMBD TSGR, FRQ TSGR, SQL TSGR

2) 난기류(TURB: Turbulence)

지상 바람과 연관된 저층 난기류, 두루마리 흐름 또는 제트기류 부근의 운중 난기류 또는 청천 난기류(CAT)의 EDR의 최고 값이 0.7 초과되면 심한 난기류, 0.4~0.7인 경우 보통 난기류로 표현한다. 또한 난기류는 대류운과 연관되어 사용되지 않는다.

예) SEV TURB

- 주: EDR (Eddy Dissipation Rate): 와도(渦度) 소실률
- 3) 착빙(ICE: Icing) 대류운 이외의 심한 착빙과, 어는 비에 의해 야기되는 심한 착빙을 표현한다.
예) SEV ICE; SEV ICE (FZRA)
- 4) 먼지 폭풍 또는 모래 폭풍(DS 또는 SS: Duststorm 또는 Sandstorm), 강한 먼지 폭풍 또는 강한 모래 폭풍을 표현한다.
예) HVY DS; HVY SS
주: 모래 폭풍 또는 먼지 폭풍의 강도는 다음을 참고한다.
- 심함: 차폐되고 시정이 200m이하
- 보통: 차폐되지 않고 시정이 200m이하인 경우 또는 시정이 200m~600m 사이
- 5) 심한 산악파(MTW: Mountain wave)
예) SEV MTW
- 6) 화산재(VA: Volcanic ash) 화산재에 대해 표현하며, 화산의 이름을 알고 있는 경우 그 이름을 표현한다.
예) VA
- 7) 방사성 구름(RDOACT CLD)
방사성 구름에 대한 정보가 있을 경우 표현한다.
예) RDOACT CLD
- (4) SIGMET 예시
- 1) 태풍 SIGMET 전문
① RKRR ② SIGMET B03 ③ VALID 251600/252200 ④ RKSII①RKRR ⑤ INCHEON FIR ⑥ TC ⑦ GLORIA ⑧ PSN N3230 E12430 CB OBS AT 1600Z ⑨ WI 150KM OF TC CENTRE

- TOP FL500 ⑩ NC ⑪ FCST AT 2200Z TC CENTRE PSN N3440E12440=
해석:
① 지명 약어: 항공교통 센터의 ICAO 지명 약어
② SIGMET 발표 번호: 0001UTC 이후 발표된 3번째 SIGMET
③ 유효 시간: 25일 1600UTC부터 2200UTC까지
④ 기상 감시소 지명 약어 및 연자부호: 항공기상청의 ICAO 지명 약어
⑤ 관련 비행정보구역: INCHEON FIR
⑥ 기상 현상: 태풍
⑦ 태풍 이름: GLORIA
⑧ 관측위치 및 시간: N32°30' E124°30', 1600UTC
⑨ 적란운의 범위: 태풍 중심으로부터 150km 반경 안에 적란운이 관측되었으며 운정 고도는 FL50
⑩ 강도: 강도는 변화 없음
⑪ 유효 시간의 종료 시각에 대한 예상: 2200UTC에 태풍 중심의 예상 위치는 N34°40' E124°40'

- 2) 심한 난기류 SIGMET 전문
① RKRR ② SIGMET C05 ③ VALID 221215/221600 ④ RKSII①RKRR ⑤ INCHEON FIR ⑥ SEV TURB ⑦ OBS AT 1210Z ⑧ N3540 E12640 FL250 ⑨ WKN FCST AT 1600Z N3540 E12800 =

- 해석:
① 지명 약어: 항공교통 센터의 ICAO 지명 약어
② SIGMET 발표 번호: 0001UTC 이후 발표된 5번째 SIGMET

- ③ 유효 시간: 22일 1215UTC부터 1600UTC까지
- ④ 기상 감시소 지시자 및 연자부호: 항공기상청의 ICAO 지명 약어
- ⑤ 관련 비행정보구역: INCHEON FIR
- ⑥ 기상 현상: 심한 난기류
- ⑦ 관측 시간: 1210UTC
- ⑧ 난기류의 범위: 비행고도 25000FT에서 N35° 40' E126°40' FL25'범위에서 난기류가 관측됨.
- ⑨ 강도: 강도는 약화
- ⑩ 유효 시간의 종료 시각에 대한 예상: 1600 UTC 난기류의 예상 위치는 N35°40' E128°00'

3) 화산재 SIGMET 전문

①RKRR ②SIGMET A02 ③VALID 211100/211700 ④RKSI RKRR ⑤INCHEON FIR ⑥VA ⑦ERUPTION MT SAKURAJIMA ⑧PSN N3135 E13040 ⑨VA CLD OBS AT 1100Z ⑩N3400 E12730-N3400 E12835- N3230 E12730-N3230 E12710-N3230 E12700-N3400 E12730 ⑪FL250/400INTSF ⑫FCST AT 1700Z VA CLD N3400 E12625- N3400 E12800-N3310 E12800-N3230 E12730-N3230 E12650-N3100 E12600- N3230 E12600 =

해석:

- ① 지명 약어: 항공교통 센터의 ICAO 지명 약어
- ② SIGMET 발표 번호: 0001UTC 이후 발표된 2 번째 SIGMET
- ③ 유효 시간: 21일 1100UTC부터 1700UTC까지
- ④ 기상 감시소 지명 약어 및 연자부호: 항공기상청의 ICAO 지명 약어
- ⑤ 관련 비행정보구역: INCHEON FIR

- ⑥ 기상 현상: VA(화산재)
- ⑦ 화산 정보: SAKURAJIMA 화산(화산 분출에 대해 이미 알려져 있는 경우 ERUPTION 표시, 이미 화산의 이름이 알려져 있는 경우 약어 MT< 화산 명칭>으로 표시)
- ⑧ 화산의 위치: N31° E130°40'
- ⑨ 관측 시간: 1100UTC에 화산재 구름이 관측
- ⑩ 화산재 구름의 범위: 비행고도 25000FT에서 40000FT사이에 N34°00' E127°30'-N34°00' E128°35'-N32°30' E127°30'-N32°30' E127° 10'-N32°30' E127°00'범위에 화산재 구름 분포
- ⑪ 강도: 강해짐
- ⑫ 유효 시간의 종료 시각에 대한 예상: 1700UTC에 화산재 구름은 대략적으로 N34° 00'E126°25'—N34°00' E128°00'—N33°10' E128°00'-N32°30' E127°30'-N32°30' E126° 50'-N31°00' E126°00'-N32°30' E126°00'사이에 예상됨.

26.1.1.3 SIGMET 전문의 취

(Cancellation of SIGMET)

SIGMET이 이미 발표되었으나 그 지역에서 기상 현상이 더 이상 발생하지 않거나 또는 발생하지 않을 것으로 예상되는 경우 취소한다.

SIGMET의 취소

RKRR SIGMET A03 VALID 101345/101600 RKSI RKRR INCHEON FIR CNL SIGMET A02 101200 /101600

**26.1.1.4 SIGMET의 전파
(Dissemination of SIGMET)**

- (1) SIGMET은 항공기상청에서 세계 공역 예보 센터, 지역 공역 예보 센터 및 지역 항공 항행 협정에 따라 다른 기상 관서에 분배하며, 화산재 구름에 관한 SIGMET은 화산재 주의보 센터에 분배한다.
- (2) SIGMET은 국제 OPMET 데이터뱅크와 인터넷 서비스 기반의 항공 고정 업무 운영을 위해 지역 항행 협정에 의해 지정된 센터에 송신한다.

26.1.2 AIRMET 정보(AIRMET Information)

AIRMET는 10,000ft 이하의 저고도를 운항하는 항공기에 영향을 미칠 수 있는 기상 현상이 시·공간적 변화에 의해서 발생하거나 발생이 예상될 때 국제적으로 합의된 부호를 사용하여 서술하며, 저고도 공역 예보에 포함된 기상 현상을 포함하여 발표한다.

(1) AIRMET 차트 정보



[그림 26-2] AIRMET 차트(출처: 항공기상청)

(2) AIRMET의 발표 관서
(Met office issuing AIRMET)
AIRMET은 기상 감시소(Meteorological Watch Office) 역할을 수행하는 항공기상청에서 발표한다.

(3) AIRMET의 발표 시각
(Issuing time of AIRMET)
AIRMET은 그 현상의 발생이 예상되는 시각으로부터 4시간 이내에 발표한다.

(4) AIRMET의 유효 시간
(Period of validity of AIRMET)
AIRMET의 유효시간은 4시간을 초과하지 않아야 한다.

주: AIRMET은 10,000ft이하를 운항하는 항공교통량의 밀도를 고려하여 지역 항공 항행 협정에 따라 기상 감시소에서 발표한다.

26.1.2.1 AIRMET의 내용 및 형식 (Contents and format of AIRMET)

- (1) AIRMET은 승인된 ICAO의 약어와 명확한 의미를 가진 수치를 사용하여 간략하게 약어로 작성한다.
- (2) AIRMET의 발표 형식은 부록의 <표1> (SIGEMT, AIRMET의 형판)을 따른다. (WMO No.49 Appendix 5, ICAO ANNEX3 Appendix 6 Table A6-1)
- (3) AIRMET은 불필요한 설명 자료를 포함시키지

않으며, 뇌전 또는 적란운과 관련된 AIRMET은 난기류와 착빙에 관련된 사항을 포함시키지 않는다.

- (4) 10,000ft(산악 지형에서 비행고도 15,000ft, 필요할 경우 그 이상의 고도까지)이하의 저고도 운항 항공기에 영향을 미칠 수 있는 기상 현상
 - 1) 지상 풍속
 - 2) 지상시정
 - 3) 뇌전
 - 4) 산악 차폐
 - 5) 구름(적란운 또는 탑상 적운)
 - 6) 보통 착빙
 - 7) 보통 난기류
 - 8) 보통 산악파

주: 그래픽 형식의 AIRMET 정보는 ICAO Annex 3 (APPENDIX 1)에 따라 PNG형식으로 발표된다. 만약 AIRMET 정보의 디지털 형식이 배포되면, 기상 감시소는 전 세계 운용 가능 정보 교환 모델에 따라 XML/GML을 사용한 디지털 형식의 AIRMET 정보를 발표해야 한다.

주: 정보 교환 모델, XML/GML 그리고 메타 데이터 프로파일 지침은 「Manual on the Digital Exchange of Aeronautical Meteorological Information (Doc 10003)」에 제공된다.

26.1.2.2 AIRMET 전문(Message of AIRMET)

- (1) 식별군
 - 1) 식별군은 ICAO 지명 약어, 보고 형태 지시자, 유효 시간 및 AIRMET 발표하는 기상 감시소의 지명 약어 순으로 작성한다.

- 2) 전문 형식: CCCC AIRMET [n]nn VALID
 YYG1G1g1g1 / YYG2G2g1g1C1C1C1C1
 작성 예: RKRR AIRMET A05 VALID 221215
 /221600 RKSI
 해석 예: 22일 0000UTC 이후 항공기상청(기상 감시소: RKSI)가 인천 비행정보구역(항공관제소: RKRR)에 대하여 5번째로 발표하는 AIRMET 전문으로 22일 1215UTC에서 22일 1600UTC까지 유효함.
- 3) 지명 약어(CCCC): ICAO에 의해 규정된 네 자리 부호로서 항공 고정국의 지명을 나타냄.
- 4) 보고 형태 지시자 및 일련번호: AIRMET 발표 번호
- 5) 유효시간(YYG1G1g1g1/YYG2G2g1g1):
 AIR MET 정보의 유효시간으로 YYG1G1g1g1 부터 YYG2G2g1g1까지이다.
- 6) 기상 감시소 지명 약어(C1C1C1C1) 및 연자부호 (-): AIRMET를 작성 발표하는 기상 감시소 ICAO 지명 약어와 본문을 구별하기 위한 연자 부호
- (2) 본문
- 1) 본문의 맨 앞에는 발표하는 AIRMET에 관련된 비행정보구역(FIR) 또는 그 명칭을 표시한다.
- 2) 발생 또는 발생이 예상되는 기상 현상은 다음의 약어를 사용한다.
- (3) 기상 현상과 그에 따른 약어 표현
- 1) 지상풍(SFC WIND: Surface Wind Speed) 평균풍속이 30kt(15m/s) 이상 예상되는 지역에 대하여 사용 단위와 함께 표현
- 예) SFC WIND 35KT
- 2) 지상시정(SFC VIS: Surface Visibility) 5,000m이하의 시정 장애를 야기하는 하나의 기상 현상 또는 복합 현상 중 하나를 표현
- 예) SFC VIS 0800 FG
- 3) 뇌전(TS: Thunderstorm)
- ① 우박을 동반하지 않고, 현상에 의해 영향을 받거나 받을 것으로 예상하는 구역에 대해, 최대 50% 미만의 공간을 차지할 것으로 예상될 때 ISOL(isolated)를 사용하며, 다음과 같이 표현한다.
- 예) ISOL TS
- ② 우박을 동반하지 않고, 현상에 의해 영향을 받거나 받을 것으로 예상하는 구역에 대해, 최대 50~75%이상의 공간을 차지할 것으로 예상될 때 OCNL(occasional)을 사용하며, 다음과 같이 표현한다.
- 예) OCNL TS
- ③ 우박을 동반하고, 현상에 의해 영향을 받거나 받을 것으로 예상하는 구역에 대해, 최대 50% 미만의 공간을 차지할 것으로 예상될 때 ISOL(isolated)를 사용하며, 다음과 같이 표현한다.
- 예) ISOL TSGR
- ④ 우박을 동반하고, 현상에 의해 영향을 받거나 받을 것으로 예상하는 구역의 최대 50~75% 이상의 공간을 차지할 것으로 예상될 때 OCNL(occasional)을 사용하며, 다음과 같이 표현한다.
- 예) OCNL TSGR

4) 산악 차폐: 산악 지대가 연무 또는 연기에 의해 차폐되거나 어둠으로 쉽게 볼 수 없을 때 OBSC(obscured)를 사용하며, 다음과 같이 표현한다.

예) MT OBSC

5) 구름

① 지상 위 1,000ft(300m) 미만의 운저고도를 갖는 BKN 또는 OVC의 구름 구역을 운저고도, 운정 고도 및 단위와 함께 표현한다.

예) BKN CLD 400/3000FT

② 적란운 또는 탑상 적운은 다음과 같이 표현한다.

③ 예상되는 구역에 최대 50% 미만의 공간을 차지할 정도의 적란운 또는 탑상 적운이 끼었거나 낄 것으로 판단될 때는 ISOL(isolated)를 사용하며, 다음과 같이 표현한다.

예) ISOL CB(또는 TCU)

④ 예상되는 구역에 최대 50~75%이상의 공간을 차지할 정도의 적란운 또는 탑상 적운이 끼었거나 낄 것으로 판단될 때는 OCNL(occasional)를 사용하며, 다음과 같이 표현한다.

예) OCNL CB(또는 TCU)

⑤ 예상되는 구역에 최대 75%이상의 공간을 차지할 정도의 적란운 또는 탑상 적운이 끼었거나 낄 것으로 판단될 때는 FRQ(frequent)를 사용하며, 다음과 같이 표현한다.

예) FRQ CB(또는 TCU)

6) 착빙(ICE Icing)

① 대류운 이외의 보통 착빙을 표현한다.

예) MOD ICE

7) 난기류(TURB: Turbulence)

① 강한 지상 바람과 연관된 저층 난기류, 두루마리 흐름 또는 제트기류 부근의 운중 난기류 또는 청천난기류(CAT)의 EDR의 절정기 값이 0.7 초과이면 심한 난기류, 0.4~0.7인 경우는 보통 난기류로 표현한다.

예) MOD TURB

8) 산악파(MTW: Mountain Wave)

① 대류운 이외의 보통 산악파를 표현한다.

예) MOD MTW

(4) 관측 또는 예측되는 정보 및 지속 시간은 다음의 약어를 사용하여 표현한다. 약어 'OBS' 또는 'FCST'는 기상 현상의 관측 또는 예상되는 기상 현상을 UTC 기준의 시간과 함께 표현한다. 전문 형식: OBS[AT nnnnZ] 또는 FCST
작성 예: OBS AT 1210Z
해석 예: 12시 10분에 관측됨.

(5) 위치는 위도/경도 또는 국제적으로 잘 알려진 위치로 표시

전문 형식: WI Nnn[nn] Ennn[nn] - Nnn[nn] Ennn[nn]

작성 예: WI N3400 E12625—N3400 E12800—N3310 E12800—N3230 E12730—N3230 E12650—N3100 E12600—N3230 E12600—N3400 E12625

해석 예: N34°00' E126°25'—N34°00' E128°00'—N33°10' E128°00'—N32°30' E127°30'—N32°30' E126°50'—N31°00' E126°00'—N32°30' E126°00' 사이에 위치

(6) 현상의 발생 또는 예상되는 고도를 표현한다.

전문 형식: TOP FLnnn 또는 FLnnn/nnn 또는

SFC/ FLnnn

작성 예: FL350/400

해석 예: 비행고도 35000ft에서 40000ft 사이

(7) 이동 또는 예상 이동, 정체 정보를 16방위와 kt

또는 km/h의 속도 단위 중의 하나로 표시하며 기상 현상의 예상되는 강도 변화를 표현한다.

전문 형식: MOV NW[nnKT] 또는 STNR/INTSF

작성 예: MOV E 20KT WKN

해석 예: 20kt의 속도로 동쪽으로 이동 중이며 강도는 약화되고 있음.

주: 강도 변화를 표시하는 용어의 의미

- INTSF(intensify): 강해지는, 강화되어지는

- WKN(weaken): 약해지는

- NC(no change): 변화 없는

26.1.2.3 AIRMET 취소

(Cancellation of AIRMET)

AIRMET이 이미 발표되었으나 그 지역에서 기상 현상이 더 이상 발생하지 않거나 또는 더 이상 발생하지 않을 것으로 예상되는 경우 취소한다.

AIRMET의 취소

RKRR AIRMET B03 VALID 101345/101600

RKSI

RKRR INCHEON FIR CNL AIRMET B02

101200/101600

26.1.2.4 AIRMET의 전파

(Dissemination of AIRMET)

AIRMET은 관련 기상 당국의 합의에 따라 비행정보구역의 기상 감시소 역할을 행하는 항공기상청에서 관련 기관에 전파한다.

26.2 공항 예보(Terminal Aerodrome Forecasts/TAF)

26.2.1 항공 예보

항공기 안전과 경제적인 운항을 위하여 공항, 구역, 항공로 등에서 비행에 영향을 주는 기상 현상을 입체적이고 광범위하게 서술하는 것으로, 아래와 같이 분류한다.

(1) 공항 예보(Terminal Aerodrome forecasts)

(2) 이륙 예보(Take-off Forecast)

(3) 착륙 예보(Landing Forecast)

(4) 중요 기상예보(Significant weather forecast)

1) 고고도 중요 기상예보

(High-level Significant weather forecast)

2) 중고도 중요 기상예보(Medium-level

Significant weather forecast)

3) 저고도 중요 기상예보

(Low-level Significant weather forecast) 6~30

시간의 유효 시간을 갖는 공항 예보는 비행 계획

작성과 운항 승무원에 대한 브리핑에 사용되고,

2~3시간의 유효 시간을 갖는 이착륙 예보는 항공

기의 이륙과 착륙에 사용된다.

※ 참고

- 공항에 대한 예보 및 경보 구역은 해당 공항의 공항표점 (ARP)을 기준으로 반경 8km이내 지역을 말한다(ICA0 Doc 8896 3.4).

**26.2.1.1 공항 예보의 발표 관서
(Met Office Issuing TAF)**

공항 예보는 항공기상청의 항공기상 관서에서 발표한다. 다만 군 관할 공항은 군에서 발표한 예보로 대체한다.

**26.2.1.2 공항 예보의 발표 시각
(Issuing Time of TAF)**

국제공항에 대한 공항 예보는 일 4회(05, 11, 17, 23UTC) 발표하며, 국내 공항에 대한 공항 예보는 일 4회(00, 06, 12, 18UTC) 발표한다. 다만 항공기 운항 상황을 고려하여 필요한 경우에는 공항 예보의 발표 시각 및 유효 시간을 조정할 수 있다. 기상 관서는 한 공항에 대하여 주어진 발표 시간에 하나의 예보만을 발표한다.

주: 12시간 미만의 유효 시간을 가지는 공항 예보는 3시간 간격으로, 12시간 이상 30시간까지의 유효 시간을 가지는 공항 예보는 6시간 간격으로 발표하며, 수정 예보는 필요에 따라 발표한다.

**26.2.1.3 공항 예보의 유효 시간
(Period of Validity for TAF)**

공항 예보의 유효 시간은 각각의 발표 시각 1시간 이후부터 30시간 이내로 하며, 새로 발표되는 공항 예보는 이전에 발표된 공항 예보를 대체한다.

**26.2.1.4 공항 예보의 내용 및 형식
(Contents and Format of TAF)**

- (1) 공항 예보는 WMO No.306 Manual on Codes, FM 51-XITAF ICAO 부속서 3, 부록 5, 표A5-1 형식에 의해 발표하며, 항공 고정 통신망을 통해 국내외로 교환한다.
- (2) 공항 예보의 형식(WMO No. 306 Manual on Codes, FM51-XITAF CODE FORM ICAO 부속서 3, 부록 5, 표 A5-1)
- (3) 예보에 서술하는 변화 및 확률군의 수는 최소한으로 하여야 하고, 보통 5개 군을 초과하지 않아야 한다.
- (4) 예보를 발표한 항공기상 관서에서는 예보를 지속적으로 검토해야 하며, 필요한 경우 수정 예보를 발표한다.

26.2.1.5 공항 예보 전문(Message of TAF)

- (1) 식별군
 - 1) 식별군은 보고 형태 지시자, 지명 약어, 발표 시각 및 유효 시간 순으로 작성한다.
전문 형식: TAF CCCC YGGggZ Y1Y1G1G1/
Y2Y2G2G2
작성 예: TAF RKS1 130500Z 1306/1412
해석 예: 인천국제공항의 공항 예보, 발표 시각은 13일 0500UTC, 유효 시간은 13일 0600UTC부터 14일 1200UTC까지 임.
 - 2) 보고 형태 지시자(TAF): TAF
(Terminal Aerodrome Forecasts)
 - 3) 지명 약어(CCCC): 공항의 ICAO 지명 약어
 - 4) 발표 시각(YGGggZ): 발표 시각으로, 날짜/시각/분으로 구성(UTC 기준)

- 5) 유효 시간(Y1Y1G1G1/Y2Y2G2G2): 유효 시간으로 Y1Y1G1G1부터 Y2Y2G2G2까지이다.
- (2) 지상풍
- 1) 풍향과 풍속은 dddff로 공백 없이 표시하고, 풍속은 측정 단위(KT 또는 MPS) 붙임.
전문 형식: dddffGfmfmKT 또는 MPS
작성 예: 31015G25KT
해석 예: 풍향 310°, 평균풍속 15kt, 순간최대풍속 25kt
 - 2) 최대 풍속(돌풍)이 평균풍속보다 10kt(5m/s) 이상 지속될 것으로 예상되면 평균풍속 뒤에 문자 G를 붙이고 최대 풍속을 표현한다. 풍속이 100kt(50m/s) 이상으로 예상될 때는 문자 P 뒤에 99KT(49m/s)를 사용하여 표현한다.
작성 예: 310P99KT
해석 예: 풍향 310°, 평균풍속 100kt이상
 - 3) VRB는 평균풍속이 3kt(1.5m/s) 미만일 때, 또는 평균풍속이 3kt(1.5m/s) 이상이지만 우세한 풍향을 예상할 수 없는 경우에 사용한다. 바람이 1kt(0.5m/s) 미만일 것으로 예상되면 풍향·풍속은 00000(calm)으로 표현한다.
- (3) 시정
- 1) VVV는 시정을 의미하며 예상되는 우세 시정을 4자리 숫자로 표시하고, 우세 시정으로 예보할 수 없을 때는 최단 시정으로 표현한다.
전문 형식: VVV 또는 CAVOK
작성 예: 8000
해석 예: 시정 8,000m
 - 2) 시정이 800m미만으로 예상될 때는 '0350' 등과 같이 50m단위로 표현한다.
 - 3) 시정이 800m이상~5,000m미만으로 예상될 때는 100m단위로 표현한다.
 - 4) 시정이 5km~10km미만으로 예상될 때는 '7000' 등과 같이 1,000m단위로 표현한다.
 - 5) 시정이 10km이상으로 예보될 때는 CAVOK가 적용되는 예보를 제외하고는 '9999'로 표현한다.
 - 6) 다음의 조건에 부합할 때는 시정, 일기 및 구름군 대신에 'CAVOK'를 사용한다.
 - ① 시정 10km이상
 - ② 운향상 중요한 구름이 없을 때
 - 운향상 중요한 구름: 운저고도가 1,500m (5,000ft)미만, 또는 최저 구역 고도 중 높은 쪽 아래의 구름, 운저고도에 관계없이 적란운 또는 탑상적인
 - ③ 중요 일기 현상이 없을 때(WMO No.306 Manual on coeds, code table 4678 참조)
- (4) 일기 현상
- 1) w'w'는 유효 시간 동안 예상되는 일기 현상을 의미한다.
전문 형식: w'w' 또는 NSW
작성 예: SHRA
해석 예: 보통 강도의 소낙성 비
 - 2) 공항 내에서 다음의 각 일기 현상의 특성과 강도가 단일 또는 복합 일기 현상에 의해 발생이 예상되는 경우, 하나 또는 그 이상, 최대 3개까지 예보한다. 이러한 일기 현상이 끝날 것으로 예상될 때에는 'NSW'로 표현 한다.

- ① 어는 강수
- ② 어는 안개
- ③ 보통 또는 강한 비(소낙성 포함)
- ④ 낮게 날린 먼지, 모래 또는 눈
- ⑤ 높게 날린 먼지, 모래 또는 눈(눈 폭풍 포함)
- ⑥ 먼지 폭풍
- ⑦ 모래 폭풍
- ⑧ 뇌전(강수 유무 무관)
- ⑨ 스콜
- ⑩ 깔때기 구름(토네이도 또는 용오름)
- ⑪ 기상 당국과 ATS 당국, 그리고 관련 운항자와의 협의에 따른 WMO No 306 Manual on codes 의 code table 4678에 포함된 일기 현상

(5) 구름

1) 운량은 전체 하늘에 대해 구름이 차지하고 있는 부분을 okta(8분위)로 표현하며 운량에 따라 FEW(1~2oktas), SCT(3~4oktas), BKN(5~7oktas) 또는 OVC(8oktas)를 사용하며 운고는 100ft 단위로 표현한다.

전문 형식: NsNsNshshshs 또는 VVhshshs 또는 NSC

작성 예: FEW005 FEW010CB SCT018 BKN025

해석 예: 500ft 고도에 1~2oktas 구름, 1,000ft 고도에 1~2oktas 적란운, 1,800ft 고도에 3~4oktas 구름, 2,500ft 고도에 5~7oktas 구름

- 2) 구름이 전혀 없고, 약어 'CAVOK'가 적절치 않을 경우에는 'NSC'를 사용한다.
- 3) 하늘이 차폐될 것으로 예상될 때는 구름군 대신 수직 시정(VVhshshs)으로 표현한다. 이때 뒤의 3자리 숫자는 100ft 단위의 수직 시정을

의미한다.

4) 여러 운층 또는 구름의 양을 예보할 때, 운량과 운저고도를 다음 순서로 표현한다.

- ① 운량에 관계없이 적절하게 FEW, SCT, BKN 또는 OVC를 사용하여 최저운층 또는 구름의 양을 예보
- ② 3/8 이상을 가리고 있는 그 다음 운층 또는 구름의 양을 SCT, BKN 또는 OVC를 사용하여 예보
- ③ 5/8 이상을 가리고 있는 그 다음 운층 또는 구름의 양을 BKN 또는 OVC를 사용하여 예보
- ④ ①~③에 보고되지 않은 적란운(CB)또는 탑상적운은 예상될 때마다 운형을 표시하여 예보

5) 구름 정보는 예를 들어 5,000ft(1,500m)나 가장 높은 최저 구역 고도 중 높은 쪽 고도 아래에 있는 구름과 적란운이 예상되는 경우로 운항상 중요한 구름으로 제한한다. 이러한 표현을 적용함에 있어, 적란운이 없을 것으로 예상되거나 5,000ft(1,500m)나 가장 높은 최저 구역 고도 중 높은 쪽 고도 아래에 구름이 없을 것으로 예상되고 'CAVOK'의 사용이 적절하지 않을 때는 약어 'NSC'를 사용하여 표현한다.

주: 최저 섹터 고도(MSA: Minimum Sector Altitude)란 공항 부근의 무선 항공보안시설을 중심으로 반경 46km(25해리)의 원내에 위치한 모든 물체의 높이로부터 긴급 사태에 대비해서 최소한 1,000ft(300m)의 여유를 두고 설정한 비행 안전 최저 고도이며, 공항별 MSA는 다음과 같다.

[표 26-1] 공항별 최저 섹터 고도

공항	MSA(ft)	공항	MSA(ft)	공항	MSA(ft)
인천	3900	김해	5200	광주	5000
김포	4000	청주	4600	포항	4800
제주	8500	대구	5800	사천	8400
울산	5200	여수	8400		
무안	3800	양양	7700		

(6) 기온

공항 예보의 유효 시간 동안의 최고기온과 최저 기온에 대한 발생일과 발생 시각을 표현할 수 있다.(단, 지역 항공 항행 협정에 의해 기온 예보를 포함할 경우)

작성 예: TX30/1306Z TN26/1321Z

해석 예: 13일 06UTC 최고기온 30°C, 13일 21UTC 최저 기온 26°C

(7) 변화군

- 1) 변화군은 기상 당국이 항공교통 업무 기관 운항자 등과 협의하여 정한 특정 기준값 및 국제 규정(ICAO 부속서 3, 부록 5 1.3.1 또는 WMO-No 49, 6.2.5)에서 정한 특정 기준값 이상으로 변화될 것으로 예상될 때 사용한다.
- 2) 공항 예보에서 사용하는 변화군의 변화 지시자는 BECMG, TEMPO, FM 등이 있다.

① 변화 지시자 BECMG (Becoming)

가. BECMG은 특정 기간 (YYGGYeYeGeGe) 내의 불특정 시간에 예상되는 기상의 규칙 또는 불규칙적인 변화를 표현한다. 이러한 군의 뒤에 붙은 기상 현상은 중대하게 변화될 것으로 예상되는 기상 요소만 표시하나 구름군은 예외이다.

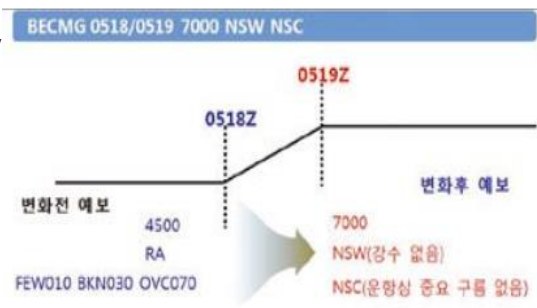
즉, 여러 개 구름군 중에서 하나의 구름군이라도 변할 것으로 예상되면, 변화가 예상되지 않은 구름군을 포함하여 모든 구름군을 표현한다. 만일 변화군이 더 이상 사용되지 않는다면 BECMG YYGGYeYeGeGe 후에 주어진 기상 현상이 YeYeGeGe 시간 이후부터 예보 기간 종료 시까지 지속되는 것으로 이해해야 한다. 변화 기간은 보편적으로 2시간을 초과할 수 없으면 어떠한 경우라도 4시간을 초과할 수 없다.

나. BECMG 전문 형식

전문 형식: TTTTT YYGG/YeYeGeGe

작성 예: BECMG 0518/0519 7000 NSW NSC
BECMG 0

해석 예: 05일 1800UTC에서 05일 1900UTC 사이에 시정이 7,000m이고, 강수가 없고, 운항상 중요 구름이 없음.



[그림 26-3] BECMG 전문 이해

② 변화 지시자 TEMPO (Temporary)

가. TEMPO는 특정 기간(YYGGYeYeGeGe)의 어느 시간에 예상되는 기상 현상의 일시적 변화를 표현한다. 이러한 군에 표현된 기상 현상 변화의 지속 시간(각각의

①, ②, ③, ④)은 매 경우 1시간 미만이고, 각 변동 시간의 합(①+②+③+④)이 YGGYeYeGeGe 기간의 1/2미만일 것으로 예상될 때 사용한다. 만일 매 경우 일시적 변동 시간이 1시간 이상 지속되거나 각 변동 시간의 합이 YGGYeYe GeGe 기간의 1/2이상 될 것으로 예상되면 변화 지시자 BECMG를 사용한다.

나. TEMPO 전문 형식

전문 형식: TTTTT YGG/YeYeGeGe

작성 예: TEMPO 0521/0523 0400 FG

해석 예: 05일 2100UTC에서 05일 2300 UTC 사이에 일시적으로 시정이 안개로 인해 400m가 될 때가 있을 것으로 예상됨.



③ 변화 지시자 FM (From)

가. FM은 일련의 우세한 기상 현상이 뚜렷하게 변하여 다른 기상 현상으로 변화할 것으로 예상될 때 사용한다.

FM이후에는 모든 예보 요소를 표현해야 하며, FM 시간군(YGGGgg: 일자, 시간, 분) 이전에 주어진 모든 현상은 FM 시간군 이후에 표현된 현상으로 대체된다.

나. FM 전문 형식

전문 형식: TTYGGgg

작성 예: FM060500 20010KT 4000 SHRA BKN030 OVC070

해석 예: 06일 0500UTC 부터는 200° 방향의 바람이 10kt로 불고 소나기로 해서 시정이 4,000m, 3,000ft 고도에 5~7oktas, 7,000ft 고도에 구름으로 완전 차폐될 것으로 예상됨.



[그림 26-5] From 전문 이해

(8) 확률의 사용

1) 예보 요소의 발생 확률은 필요에 따라 약어 'PROB'를 사용하며, 'PROB' 다음에 적용되는 예보 기간과 10단위의 퍼센트 확률로 표현한다.

전문 형식: PROBC2C2 YGG/YeYeGeGe

[TTTTT YGG/YeYeGeGe

작성 예: PROB30 TEMPO 0610/0612

+TSRA BKN015CB OVC070

해석 예: 06일 1000UTC에서 06일 1200UTC 사이에 강한 강도의 비를 동반한 뇌전과 1,500ft 고도에 운량 5~7oktas의 적란운, 7,000ft의 고도에 완전 차폐가 예상되지만 발생 확률은 30%임.



[그림 26-6] PROB 전문 이해

- 2) PROB2C2는 기상 현상의 변화에 대한 확신이 높지 않지만 변화가 예상되는 기상 요소가 항공기 운항에 중대한 영향을 줄 것으로 예상되면 사용한다.
- 3) 지시자 C2C2는 발생 확률에 대한 백분율을 의미하며, 30% 또는 40%만을 사용할 수 있다. PROB 뒤에는 항상 시간YYGG/ YeYeGeGe나 또는 TTTTT YYGG/ YeYeGeGe이 붙는다.
- 4) 예보 요소에 대한 발생 확률이 30%미만일 때는 운항상 중요하지 않으므로 언급하지 않는다.
- 5) 예보 요소에 대한 발생 확률이 50% 이상이며, 그에 대한 확신이 크면 BECMG, TEMPO 또는 FM 중 적절한 것을 사용하여 표현한다.
- 6) 확률은 변화 지시자 'BECMG' 또는 'FM'을 수식하는 데 사용할 수 없다.

주: 일시적 변동이 예보 기간의 1/2 미만으로 발생하는 것을 의미하는 TEMPO와 30% 또는 40%의 가능성이 예상되는 PROB를 혼동해서는 안 된다. TEMPO는 일시적으로 기상 현상의 변동이 발생한다는 예보자의 확신이며, PROB는 현상이 발생할 것이라는 가능성을 기술하고자 할 때 사용한다.

26.2.1.6 공항 예보의 해석 (Interpretation of TAF)

(1) TEMPO와 BECMG를 사용한 TAF

```
TAF RKSJ 111100Z 1112/1218 16011KT 2500 BR FEW010 SCT020
TEMPO 1117/1119 18015G25KT 3500 -TSRA FEW015CB BKN030 OVC070
BECMG 1121/1122 22011KT 6000 NSW
BECMG 1214/1215 16007KT 3200 BR-
```

[그림 26-7] TAF 전문 이해

해석: 11일 11UTC에 발표한 예보로 유효 시간은 11일 12UTC에서 12일 18UTC까지며, 남남동풍이 11knot로 불고 시정은 2,500m로 박무가 예상, 하늘 상태는 구름 조금 상태.
11일 17~19UTC 사이에 잠시 남풍이 15knot, Gust 25knot, 시정은 3,500m에 약한 뇌우가 있겠음, 하늘 상태는 흐리고 적란운 발생, 3,000ft에 실링.
21UTC부터 날씨가 변화하기 시작하여 22UTC부터는 남서풍이 1knot불고, 시정은 6000m로 좋아져, 시정 장애 현상 BR(박무 현상)은 없어짐, 하늘 상태는 구름 조금 상태.
12일 14UTC부터 날씨가 변화하여 15UTC부터 바람은 남남동풍(160도 방향) 7knot로 바뀌고, 시정은 3,200m의 박무가 예상됨. 하늘 상태는 계속 구름 조금 상태.

(2) TEMPO와 PROB를 사용한 TAF

```
TAF RKSJ 130500Z 1306/1412 31015KT 8000 SHRA FEW005 FEW010CB SCT018 BKN025
TEMPO 1311/1316 4000 +SHRA
PROB30 TEMPO 1314/1315 TSRA SCT005 BKN10CB
```

[그림 26-8] TAF 전문 이해

해석: 13일 0500UTC에 발표한 인천국제공항의 13일 0600UTC부터 14일 1200UTC까지의 공항 예보. 지상풍은 풍향 310°, 풍속 15kt, 시정은 8,000m에 보통 강도

의 소낙성 비가 내리고, 500ft 고도에 운량 1~2 oktas 구름, 1,000ft 고도에 운량 1~2oktas 의 적란운, 1,800ft 고도에 운량 3~4oktas 구름 및 2,500ft 고도에 운량 5~7oktas 구름이 낄 것으로 예상됨.

13일 1100UTC에서 1600UTC 사이에 일시적으로 강한 소낙성 비가 내리면서 시정이 4,000m가 될 것으로 예상됨.

13일 1400UTC에서 1600UTC 사이에 일시적으로 보통 강도의 비를 동반한 뇌전 현상이 예상되고, 500ft 고도에 운량 3~4oktas인 구름과 1,000ft 고도에 운량 5~7oktas인 적란운의 발생 가능성이 있으나 예상 확률은 30%임.

26.2.1.7 수정 예보 발표 기준

(Use of Change Groups and Amendment: TAF)

운항상 중대한 기상 현상으로 간주되어 공항 예보의 변화군에 포함시키거나 또는 수정 예보에 사용되는 기준은 다음을 근거로 해야 한다.

- (1) 지상풍이 운항상 중요한 값으로 변할 것으로 예상될 경우, 다음과 같은 바람 변화를 고려하여 기상 당국과 관련 항공교통 업무 기관 및 운항자 간의 협의에 의하여 결정한다.
 - 1) 사용 중인 활주로의 변경
 - 2) 활주로 배풍 또는 측풍이 해당 공항에서 운항하는 표준 항공기에 대한 운항 제한값에 따라 변하는 것을 나타내야 하는 경우
 - 3) 지상풍 변화군 사용은 평균 풍향이 60° 이상 변화하거나, 평균풍속이 10kt이상 변화할 경우에 사용(단 활주로 배풍 또는 측풍이 해당 공항 활주로 선택에 영향을 주는 경우는 예외로 함).
 - 4) 평균 지상 풍속이 10kt(5m/s) 이상 변화할 것으로 예상될 때

- 5) 최대순간풍속(gust)이 10kt(5m/s) 이상 변화할 것으로 예상되고, 변화 전·후(and, or) 평균풍속이 15kt(7.5m/s) 이상 되는 경우

[표 26-2] 공항 활주로 방향

공항	활주로 방향	공항	활주로 방향	공항	활주로 방향
인천	15-33 16-34	김해	18-36	광주	04-22
김포	14-32	청주	06-24	포항	10-28
제주	07-26 13-31	대구	13-31	사천	06-24
울산	18-36	여수	17-35		
무안	01-19	양양	15-33		

- (2) 시정이 호전되어 다음 기준 중 하나 이상의 값에 도달하거나 경과할 것으로 예상될 때, 또는 악화되어 다음 기준치 중 하나 미만의 값을 경과할 것으로 예상될 때
 - 1) 150, 350, 600, 800, 1,500 또는 3,000m
 - 2) 5,000m(시계비행 규칙으로 운항하는 항공기가 많을 경우)
- (3) 다음 일기 현상 또는 그 복합 현상의 시작, 종료 또는 강도 변화가 예상될 경우
 - 1) 어는 안개
 - 2) 어는 강수
 - 3) 보통 또는 강한 강수(소낙성 포함)
 - 4) 뇌전
 - 5) 먼지 폭풍
 - 6) 모래 폭풍

- (4) 다음 일기 현상 중 하나의 현상이 시작 또는 종료되거나, 그 복합 현상이 시작 또는 종료될 것으로 예상될 때
 - 1) 낮은 날림 먼지, 모래 또는 눈
 - 2) 높은 날림 먼지, 모래 또는 눈
 - 3) 스콜
 - 4) 깔때기 구름(토네이도 또는 용오름)
- (5) BKN 또는 OVC 이상의 최하층의 운저고도가 높아지면서 다음 기준치 중 하나 이상의 값에 도달하거나 경과할 것으로 예상될 때, 또는 낮아지면서 다음 기준치 중 하나 미만의 값을 경과할 것으로 예상될 때
 - 1) 100, 200, 500 또는 1,000ft(30, 60, 150 또는 300m)
 - 2) 1,500ft(450m)(시계비행 규칙으로 운항하는 항공기가 많을 경우)
- (6) 1,500ft(450m) 이하에 있는 운량이 다음 기준으로 변화될 것으로 예상될 경우
 - 1) NSC, FEW, SCT로부터 BKN, OVC로
 - 2) BKN, OVC로부터 NSC, FEW, SCT로
- (7) 적란운의 발생 또는 소멸이 예상될 때
- (8) 수직 시정이 호전되면서 다음 기준치 중 하나 이상의 값에 도달하거나 경과될 것으로 예상될 때, 또는 악화되면서 다음 기준치 중 하나 미만의 값을 경과할 것으로 예상될 때 100, 200, 500 또는 1,000ft(30, 60, 150 또는 300m)

- (9) 기상 당국과 운항자의 합의에 따른 국지 운항 제한치를 근거로 한 기준

26.2.2 착륙 예보(Landing Forecasts)

착륙 예보는 이용자와 공항으로부터 1시간 이내의 비행 거리에 있는 항공기에 필요한 기상정보를 제공하는 것으로, 해당 공항에 예상되는 기상 현상을 국제적으로 합의된 부호를 사용하여 간결하게 서술한다.

26.2.2.1 착륙 예보의 유효 시간 (Period of Validity for Landing Forecasts)

착륙 예보의 유효 시간은 관측 보고 시간으로부터 2시간 이내이다.

26.2.2.2 착륙 예보의 내용과 형식 (Contents and Format of Landing Forecasts)

- (1) 착륙 예보는 지상풍, 시정, 일기 및 구름 중 1개 이상의 요소에 대한 중요 변화를 표현
- (2) 구름의 경우 중요 변화는 변화가 예상되지 않는 구름 층을 포함한 모든 구름 층을 표현
- (3) 착륙 예보에서 사용되는 기상 요소 및 용어, 단위 및 척도는 착륙 예보를 포함하여 보고하는 정시 관측 보고 또는 특별 관측 보고에서 사용하는 것과 같아야 한다.

26.2.2.3 착륙 예보 전 (Message of Landing Forecasts)

- (1) 착륙 예보 전문 작성
 - 1) 지상풍, 시정, 일기 및 구름 등의 요소에 6.2.7항에 해당하는 중요한 변화가 예상될 때

변화 지시자 BECMG와 TEMPO를 적절히 사용하여 표현한다.

- 2) 어떠한 변화도 예상되지 않을 때는 NOSIG로 표현한다.
- 3) 변화 지시자 PROB는 착륙 예보에서 사용하지 않는다.

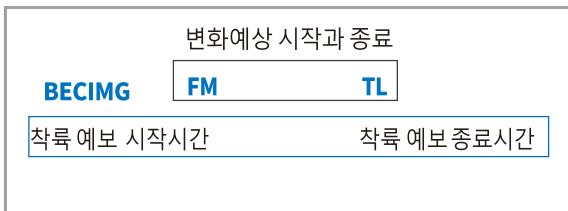
(2) 변화 지시자

변화지시자	변화기간	지상바람	단위	시정	현상	하늘상태
BECMG 또는 TEMPO	FM TL AT	dddffGfmfm	KT	VVV	w'w'	NsNsNshShShS 또는 VhShShS
또는 NOSIG)		또는	또는	또는	또는	
		MPS	CAVOK	NSW	NSC	

[그림 26-9] 착륙 예보 변화 지시자 이해

1) BECMG(Becoming)

- ① 규칙적인 또는 불규칙적인 비율로 특정 값에 도달하거나 경과할 것으로 예상되는 기상 현상의 변화를 기술할 때 사용한다.
- ② 변화가 예측되는 기간이나 시간은 약어 FM, TL, AT을 적절하게 사용하여 표현하며, 시간과 분으로 표시된 시간군을 함께 사용한다. 변화의 시작과 끝을 표시하고자 할 때는 FM 과 TL을 각각 사용한다.

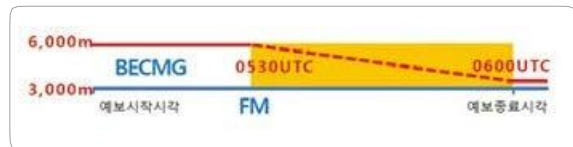


[그림 26-10] 변화 지시자 Becoming 개념

작성 예: METAR RKSI 250500Z 12005KT 6000
SCT030 12/02 Q1024 BECMG FM0530

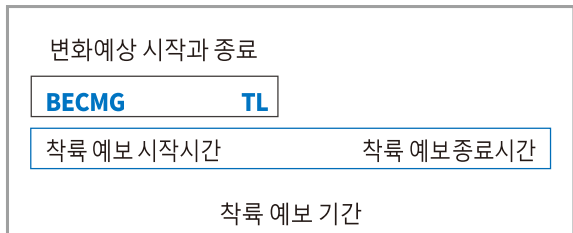
TL0600 3000 BR=

해석 예: 시정 6,000m가 0530UTC에 변화가 시작되어 0600UTC 이후부터는 시정 3,000m가 예상됨.



[그림 26-11] 변화 지시자 Becoming 시각적 이해

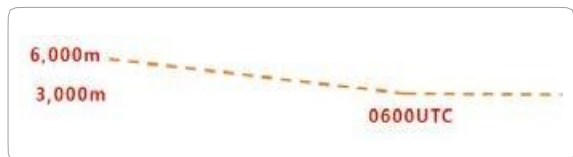
- ③ 변화가 착륙 예보의 시작 시각과 함께 시작되어 유효 시간 이전에 종료될 것으로 예상되면 FM은 생략하고 TL을 사용한다.



[그림 26-12] TL 개념

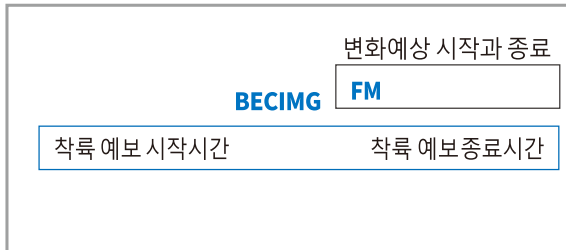
작성 예: METAR RKSI 250500Z 12005KT 6000
SCT030 12/02 Q1024 BECMG TL0600
3000 BR=

해석 예: 시정 6,000m에서 착륙 예보 유효 시간의 시작 시각에 변화가 시작되어 0600UTC 이후부터는 시정 3,000m가 예상됨.



[그림 26-13] TL의 시각적 이해

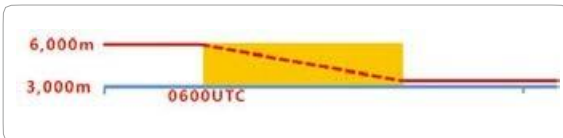
④ 변화가 유효 시간 내의 일정 시각에 시작되어 종료 시각과 함께 종료될 것으로 예상되면 FM을 사용하고 TL은 생략한다.



[그림 26-14] FM 개념

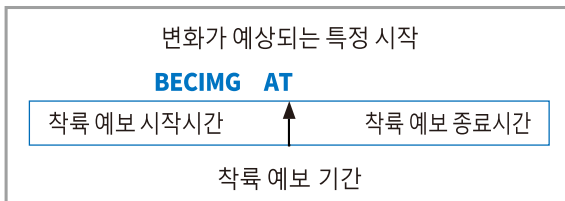
작성 예: METAR RKSI 250500Z 12005KT 6000 SCT030
12/02 Q1024 BECMG FM0600 3000 BR=

해석 예: 시정 6,000m에서 0600UTC에 변화가 시작되어 기록 예보 종료 시각에 시정 3,000m가 예상



[그림 26-15] FM의 시각적 이해

⑤ 변화가 착륙 예보의 특정 시간에 발생할 것으로 예상될 때 약어 AT과 관련 시간군을 사용한다.



[그림 26-16] AT의 개념

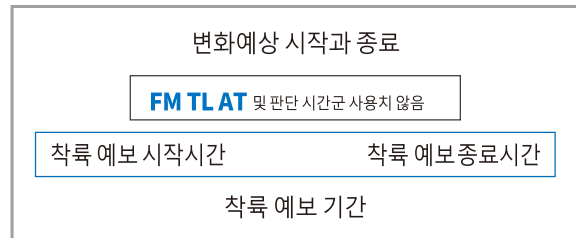
작성 예: METAR RKSI 250500Z 12005KT 6000 SCT030
12/02 Q1024 BECMG AT0600 3000 BR=

해석 예: 시정 6,000m에서 0600UTC이후 부터는 시정 3,000m가 예상



[그림 26-17] AT의 시각적 이해

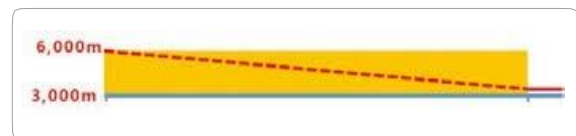
⑥ 변화가 착륙 예보의 시작 시각과 함께 시작되어 유효 시간의 종료 시각에 종료될 것으로 예상될 때는 약어 FM, TL, AT와 관련 시간군을 생략하고 BECMG를 단독으로 사용한다.



[그림 26-18] 착륙 예보 BECMG 단독 사용 시

작성 예: METAR RKSI 250500Z 12005KT 6000 SCT030
12/02 Q1024 BECMG 3000 BR=

해석 예: 시정 6000m에서 변화가 착륙 예보 유효 시간의 시작 시각에 시작되어 착륙 예보 유효 시간의 종료 시각에는 시정 3,000m 가 예상



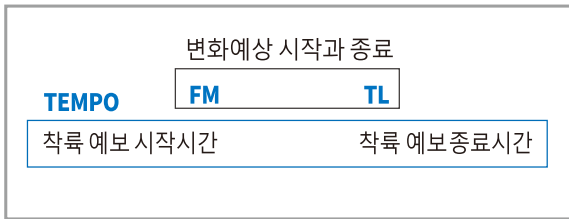
[그림 26-19] 착륙 예보 BECMG 단독 사용 시 시각적 이해

2) 변화 지시자 TEMPO

① 기상 현상의 일시적 변화가 특정 값에 도달하

거나 경과되고, 각 변화의 지속 시간이 1시간 미만이며, 각각의 변화 시간의 합이 예보 기간의 1/2미만일 때 사용한다.

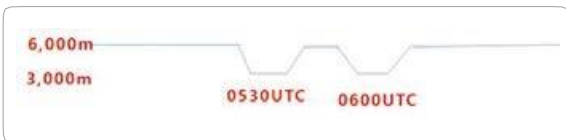
- ② 변화가 예상되는 일시적 기간을 약어 FM, TL 과 관련 시간군을 적절히 사용하여 표현한다.



[그림 26-20] 변화 지시자 TEMPO 개념

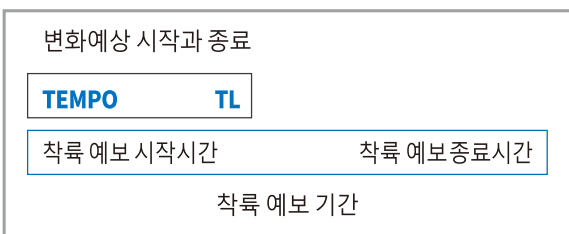
작성 예: METAR RKSI 250500Z 12005KT 6000 SCT030
12/02 Q1024 TEMPO FM0530 TL0600 3000
BR=

해석 예: 시정 6,000m에서 0530UTC부터 0600UTC
까지 일시적으로 시정 3000m가 예상됨.



[그림 26-21] TEMPO 시각적 이해

- ③ 일시적 변화가 착륙 예보의 시작 시각과 함께 시작되어 유효 시간 이전에 종료될 것으로 예



[그림 26-22] TEMPO에서 TL의 개념

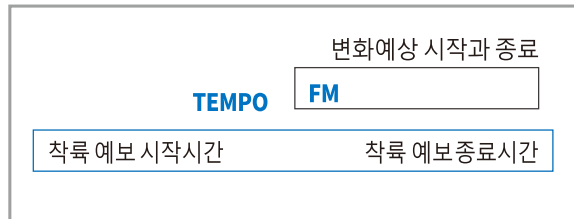
상되면 FM은 생략하고 TL을 사용한다.

작성 예: METAR RKSI 250500Z 12005KT 6000 SCT030
12/02 Q1024 TEMPO TL0600 3000 BR=
해석 예: 시정 6000m에서 일시적으로 착륙 예보 유효
시간의 시작 시각에서 0600UTC까지 시
정 3000m가 예상됨.



[그림 26-23] TEMPO에서 TL의 시각적 이해

- ④ 일시적 변화가 유효 시간 내의 일정 시각에 시작되어 종료 시각과 함께 종료될 것으로 예상
되면 FM을 사용하고 TL은 생략한다.



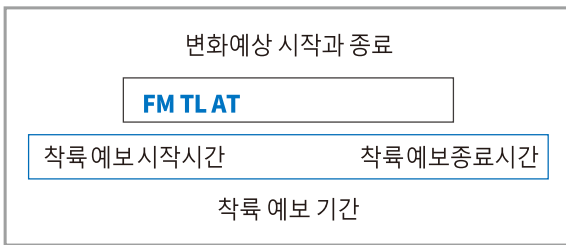
[그림 26-24] TEMPO에서 FM의 개념

작성 예: METAR RKSI 250500Z 12005KT 6000 SCT030
12/02 Q1024 TEMPO FM0600 3000 BR=
해석 예: 시정 6,000m에서 0600UTC부터 일시적으로
착륙 예보 유효 시간의 종료시각까지 시정
3,000m가 예상됨.



[그림 26-25] TEMPO에서 FM의 시각적 이해

- ⑤ 일시적 변화가 유효 시간의 시작 시간에 시작되어 종료 시각과 함께 종료될 것으로 예상될 때는 FM과 TL 및 관련 시간군은 생략하고 TEMPO를 단독으로 사용한다.



[그림 26-26] 변화 지시자 TEMP 단독 사용 시

작성 예: METAR RKSI 250500Z 12005KT 6000 SCT030

12/02 Q1024 TEMPO 3000 BR=

해석 예: 시정 6000m에서 일시적으로 착륙 예보 유효 시간의 시작 시각에서 종료 시각까지 시정 3000m가 예상



[그림 26-27] 변화 지시자 TEMP 단독 사용 시 시각적 이해

26.2.2.4 포함될 기상 요소 (Inclusion of Meteorological Elements in Landing Forecasts)

(1) 지상풍

- 1) 평균 풍향이 60° 이상 변화하고 변화 전후의 평균풍속이 10kt이상 예상될 때
- 2) 평균풍속이 10kt이상 변화할 것으로 예상될 때
- 3) 운항상 중요한 바람 변화의 임계 값은 항공교통

업무 기관 및 운항자의 자문을 받아 기상 당국이 다음과 같은 바람의 변화를 고려하여 설정한다.

(2) 시정

시정이 다음 기준에 도달하거나 경과할 것으로 예상될 경우

- 1) 150, 350, 600, 800, 1,500 또는 3,000m
- 2) 5,000m(단, 시계비행 규칙에 따라 운항하는 항공기가 많을 경우)

(3) 일기 현상

- 1) 다음 일기 현상(최대 3개까지)의 시작, 종료 또는 강도의 변화가 예상될 경우

- ① 어는 강수
- ② 보통 또는 강한 강수(소낙성 포함)
- ③ 뇌전(강수 동반)
- ④ 먼지 폭풍
- ⑤ 모래 폭풍
- ⑥ 기상 당국에 의해 ATS 당국과 관련 운항자 들과의 협의에 따른 ICAO 부속서 3(부록 34.4.2.3)에 수록된 기타 일기 현상

- 2) 다음 일기 현상(최대 3개까지)의 시작, 종료 가 예상될 경우

- ① 어는 안개
 - ② 낮게 날린 먼지, 모래 또는 눈
 - ③ 높게 날린 먼지, 모래 또는 눈(눈 폭풍 포함)
 - ④ 뇌전 (강수 유무 무관)
 - ⑤ 스콜
 - ⑥ 깔때기 구름(토네이도 또는 용오름)
- 3) 발생된 일기 현상의 종료가 예상될 때는 NSW를 사용하여 표현한다.

(4) 운고

운량 5oktas 이상 되는 최저층 구름의 운고가 다음 기준에 도달하거나 경과될 것으로 예상될 경우

- 1) 100, 200, 500 또는 1,000ft(30, 60, 150 또는 300m)
- 2) 1,500ft(450m)(단, 시계비행 규칙에 따라 운항하는 항공기가 많을 경우)

(5) 운량 1,500ft이하에 있는 구름의 운량이 다음 기준으로 변화될 것으로 예상될 경우

- 1) NSC, FEW 또는 SCT에서 BKN 또는 OVC로 증가
- 2) BKN 또는 OVC에서 NSC, FEW 또는 SCT로 감소

(6) 수직 시정이 다음 기준에 도달하거나 경과될 것으로 예상될 경우 100, 200, 500 또는 1,000ft(30, 60, 150 또는 300m)

26.2.3 이륙 예보(Forecasts for Take-off)

이륙 예보는 항공기의 안전한 이륙을 지원하기 위하여 국제적으로 합의된 부호를 사용하여 간결하게 서술한다.

**26.2.3.1 이륙 예보의 발표 시각
(Issuing Time of Forecasts for Take-off)**

이륙 예보는 요청에 따라 출발 예정 시간 전 3시간 이내에 운항자 및 운항 승무원에게 제공될 수 있도록 발표한다.

26.2.3.2 이륙 예보의 내용 및 형식(Contents and Format of Forecasts for Take-off)

- (1) 이륙 예보는 매 정시로부터 3시간 이내에 예상되는 활주로 상에서의 지상풍과 기온, 기압(QNH) 및 국지적으로 합의된 기타 요소의 상태에 관한 정보를 표현한다.
- (2) 이륙 예보에서 사용되는 기상 요소, 용어, 단위 및 척도는 해당 공항의 정시 관측 보고 또는 특별 관측 보고에서 사용하는 것과 같아야 한다.

26.3 위험 기상 예보(Significant Weather (SIGWX) Forecasts)

26.3.1 개요(Introduction)

위험 기상 예보란 ICAO 부속서 3에 의거해 항로상에 영향을 미칠 수 있는 기상 현상을 예보한다.

예보의 종류는 SWH 즉 고고도(25,000ft~63,000ft), SWM 즉 중고도(10,000ft~25,000ft), 저고도(10,000ft이하)로 각각 나뉘어 위험 기상 예상도(SIGWX)로 발표한다.

- (1) 세계 공역예보 센터(WAFC)는 영국 데본주 엑서터에 위치한 WAFC LONDON과 미국 미주리주 캔사스에 위치한 WAFC WASHINGTON로 2개 장소에서 운영 중이다.
- (2) 설립 목적은 ICAO/WMO에 의해 기상/항공 관계자를 위한 전 세계의 항로 위험 기상 예보를 하는 것이다.

(3) 예보 요소는 제트기류, 청천난기류, 적란운, 대류권계면, 착빙, 화산, 방사능, 열대저기압 등이다.

를 비행하는 항공기 운항용으로 발표하는 AIRMET 을 지원하기 위해서 국제적으로 합의된 기호를 사용하여 표현한다.

**26.3.1.1 위험 기상 예보의 발표 관서
(Met Office Issuing SIGWX Forecasts)**

위험 기상 예보는 항공기상청에서 발표한다. 다만 세계 공역 예보 센터(WAFC)를 통해 발표될 때에는 세계 공역 예보 센터의 중요 기상 예보를 우선으로 발표한다.

또한, 세계 공역 예보 센터에서 발표한 중요 기상 예보는 임의로 수정하지 않는다.

**26.3.1.2 위험 기상 예보의 발표 시각
(Issuing time of SIGWX Forecasts)**

발표 시각은 일 4회(05, 11, 17, 23UTC) 발표한다.

**26.3.1.3 위험 기상 예보의 유효 시각
(Time of Validity for SIGWX Forecasts)**

고고도 중요 기상 예보의 유효 시각은 발표 기준 시각으로부터 24시간 후(06, 12, 18, 00, UTC)이다. 중고도 중요 기상 예보의 유효 시각은 발표 시각 1시간 이후부터 12시간 후(18, 00, 06, 12 UTC)이다. 저고도 중요 기상 예보의 유효 시간은 발표 시각 1시간 이후부터 6시간 후(12, 18, 00, 06 UTC)이다.

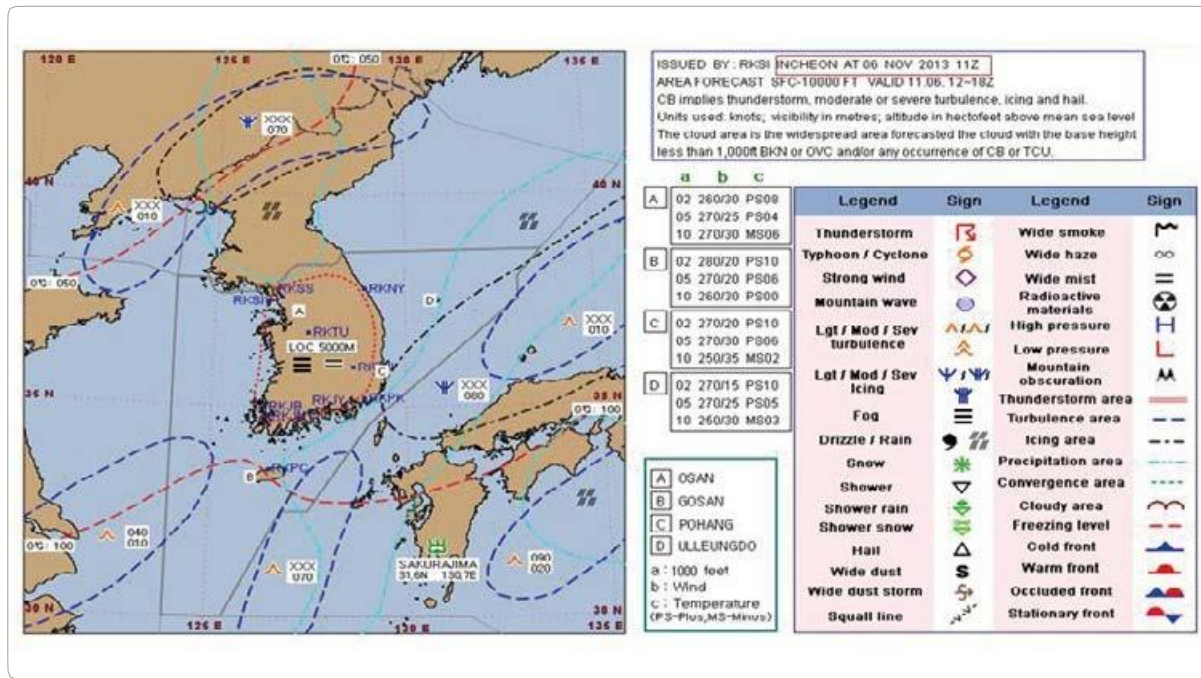
**26.3.2 저고도 위험 기상 예보
(Elements of Low-level SIGWX Forecasts)**

저고도 중요 기상 예보는 비행고도 10,000ft이하 (산악 지역은 15,000ft, 또는 필요에 따라 그 이상)

- (1) 기압 중심과 전선의 예상 이동 경로
- (2) 적란운 또는 탑상 적운 및 1,000ft 미만에 5oktas 이상의 운량의 구름
- (3) 빙결 고도
- (4) 화산 분출(이름 표시)
- (5) 뇌전
- (6) 태풍
- (7) 보통 또는 심한 난기류
- (8) 보통 또는 심한 착빙
- (9) 보통 또는 심한 산악파
- (10) 먼지 폭풍
- (11) 모래 폭풍
- (12) 화산재
- (13) 방사성 구름
- (14) 30kt(15m/s) 이상의 지상풍
- (15) 시정 감소를 야기하는 지상시정 5,000m미만의 구역(기상 현상 포함)
- (16) 지역 항공 항행 협정에 의거한 해수면 온도와 바다 상태

**26.3.3 중고도 위험 기상 예보
(Elements of Medium-level SIGWX Forecasts).**

중고도 위험 기상 예보는 우리나라 비행정보구역 내에서 10,000ft에서 25,000ft 고도를 운항하는 항공기에 영향을 줄 수 있는 기상 현상의 발생이 예상될 때, 국제적으로 합의된 기호를 사용하여 표현한다.



[그림 26-28] 저고도 위험 기상 예보 (출처: 항공기상청)

중고도로 운항하는 항공기에 영향을 미칠 수 있는 기상 현상은 고고도 위험 기상 예보 요소와 동일하다.

26.3.4 고고도 위험 기상 예보 (Elements of Hight-level SIGWX Forecasts)

고고도 위험 기상 예보는 우리나라 비행정보구역 내에서 25,000ft에서 63,000ft 고도를 운항하는 항공기에 영향을 줄 수 있는 기상 현상의 발생이 예상될 때, 국제적으로 합의된 기호를 사용하여 표현한다.

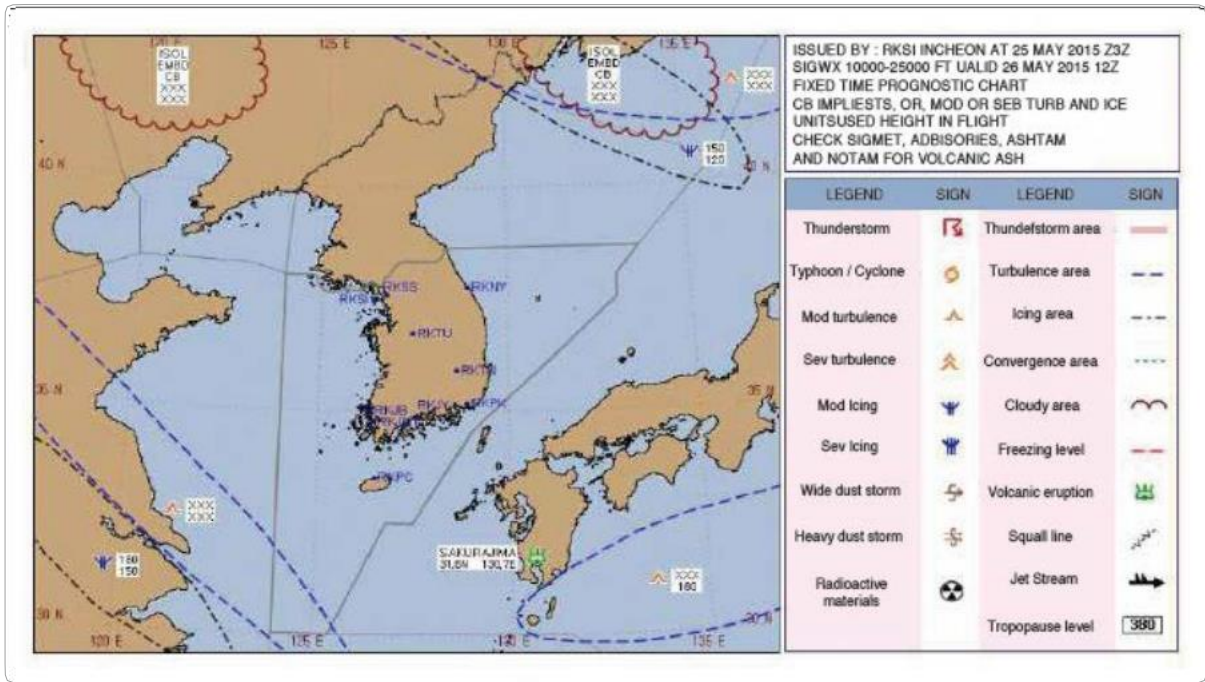
(1) 고고도로 운항하는 항공기에 영향을 미칠 수 있는 기상 현상

- 1) 태풍(tropical cyclone)

- 2) 심한 스콜
- 3) 보통 또는 심한 난기류
- 4) 보통 또는 심한 착빙
- 5) 넓게 퍼진 모래 폭풍 또는 먼지 폭풍
- 6) 1)~5)항, 그리고 뇌전에 관련된 적란운
- 7) 권계면 고도
- 8) 제트기류
- 9) 항공기 운항에 중요한 화산재 구름
- 10) 대기 중으로 방출된 방사성 물질

주: 대류운 구름 구역 이외의 보통 또는 심한 난기류 및 착빙은 위험 기상 예보에 포함한다.

자료는 High Level SigWx (FL250-630) Region: M-NP
 ACTime: 0600Z 15 Jan이다.



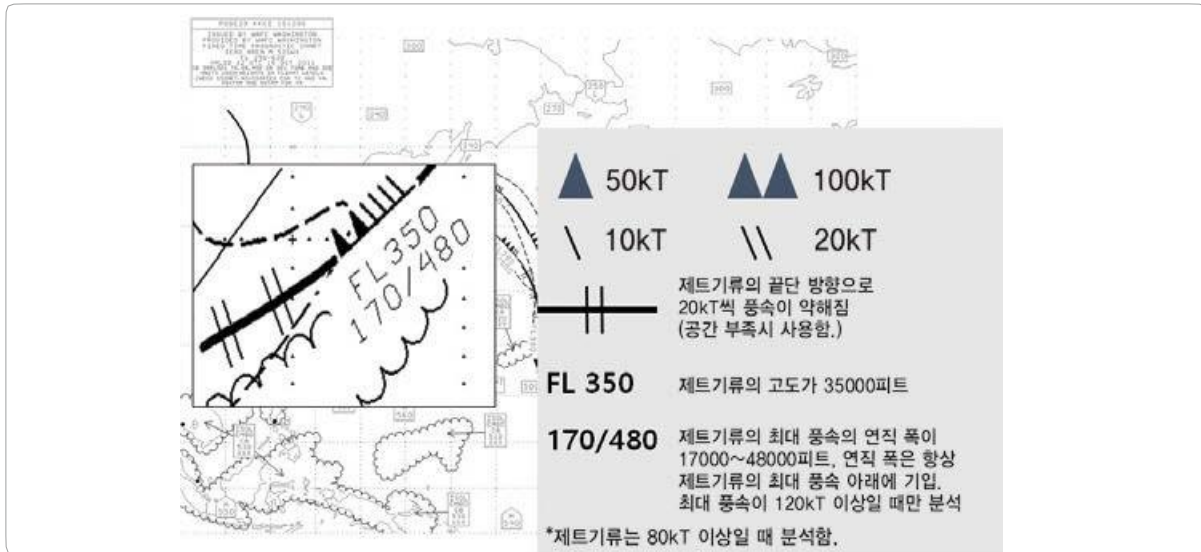
[그림 26-29] 중고도 위험 기상 예보 (출처: 항공기상청)



[그림 26-30] 고고도 위험 기상 예보 (출처: AVIATION WEATHER CENTER)

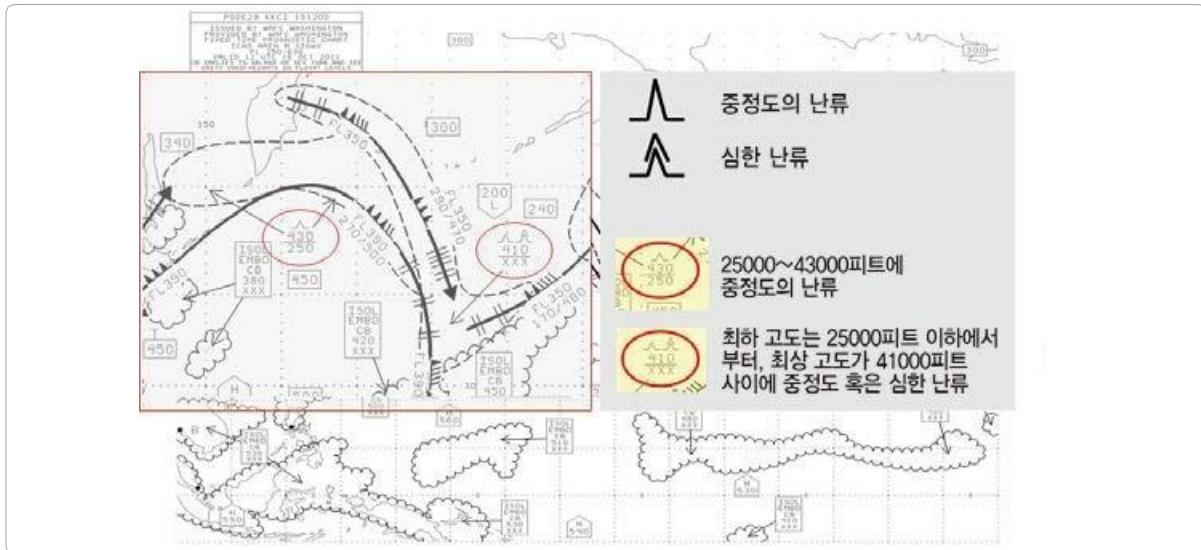
26.3.5 위험 기상 예보(SIGWX) 해석

(1) 제트기류



[그림 26-31] SIGWX 차트상 제트기류 분석

(2) 청천난기류



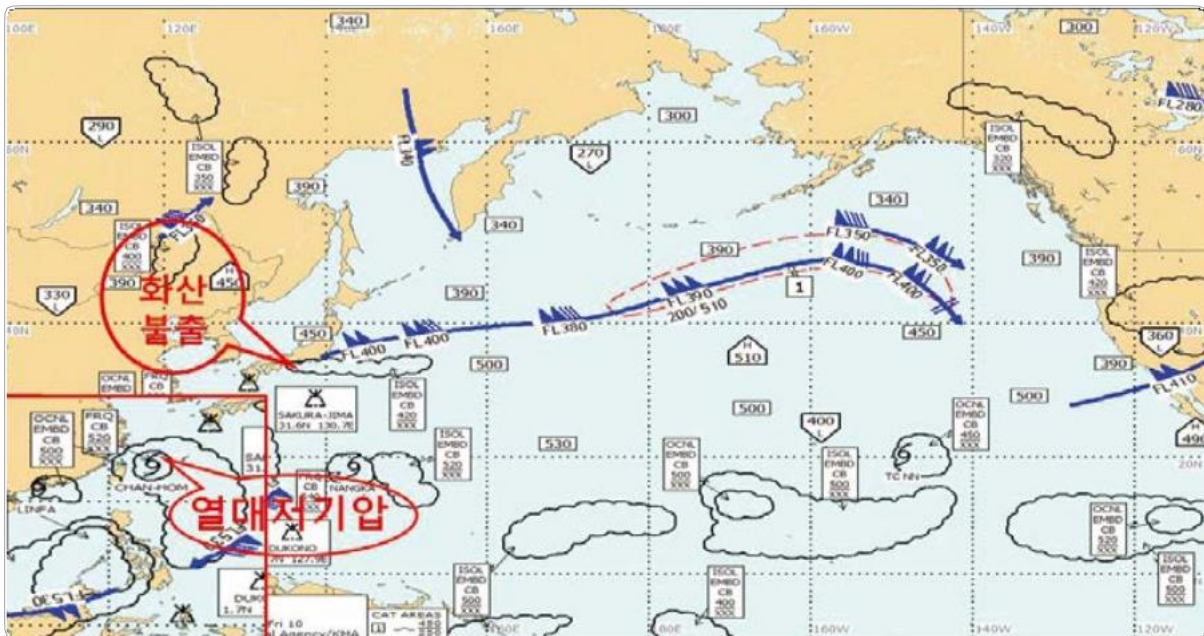
[그림 26-32] SIGWX 차트상 청천난기류 분석

(3) 방사능



[그림 26-33] SIGWX 차트상 방사능 분석

(4) 열대저기압, 화산



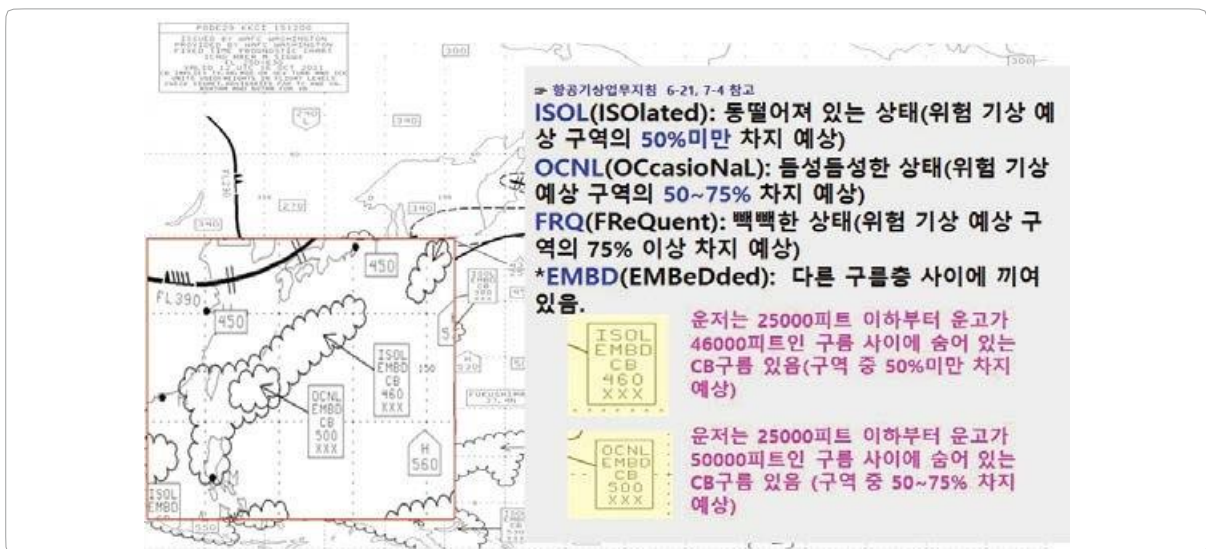
[그림 26-34] SIGWX 차트상 열대저기압과 화산

(5) 착빙



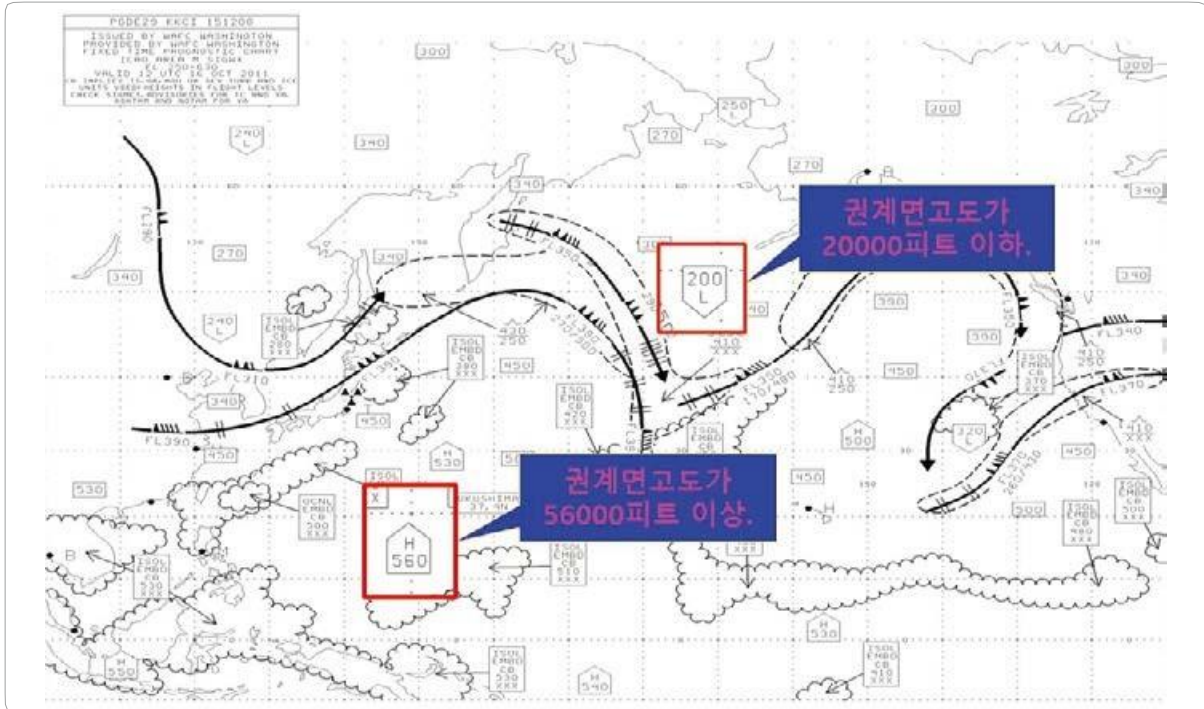
[그림 26-35]SIGWX 차트상 착빙 분석

(6) 구름



[그림 26-36] SIGWX 차트상 구름 분석

(7) 권계면 고도



[그림 26-37] SIGWX 차트상 권계면 고도 분석

**26.3.6 중요 기상 예보의 수정
(Amendment of SIGWX Forecasts)**

중요 기상 예보에 포함된 기상 현상이 더 이상 발생되지 않거나, 또는 예상되지 않을 때, 기상 현상의 강도의 변화가 있거나 신규 발생 또는 종료가 예상될 경우, 중요 기상 예보를 수정 발표한다. 단, 세계 공역 예보 센터에서 발표된 중요 기상 예보는 수정할 수 없다.




**26.3.7 중요 기상 예보의 그림 기호
(Symbol of SIGWX Forecasts)**

(1) 중요 일기 현상 표시 방법




- 1) 구름과 태풍, 전선, 중요 일기 현상, 중요 기상 구역 등 모든 기상 현상 표시는 유효 시간이 종료되는 시간대(FIXED TIME)를 기준으로 표시한다.
- 2) 중요 일기 현상은 중요 기상 구역 안에 해당 그림 기호를 넣어 표시하되, 여백이 없을 때에는 구역 밖에 빈 여백을 활용한다.
- 3) 빙결 고도는 중부 지방을 지나는 대표적인 고도를 그린 후 고도를 표기한다. 필요 시 남부 지방을 지나는 빙결 고도를 표시할 수 있다.
- 4) 난기류는 항공 예보 모델 등을 참고하여 작성한다.

(2) 현상 기호 표시 및 설명

1) 태풍/열대저기압, 고기압, 저기압, 이동 방향 및 속도

 태풍/열대저기압	 고기압
 저기압	 이동방향및속도

2) 전선

 지상 한랭전선의 위치, 예상 이동 방향 및 속도	 지상 온난전선의 위치, 예상 이동 방향 및 속도
 지상 폐색전선의 위치, 예상 이동 방향 및 속도	 지상 준정체전선의 위치

3) 난류, 착빙

 보통난류	 보통착빙
 심한난류	 심한착빙
 난류 발생 예상 최저및최대고도	 착빙 발생 예상 최저및최대고도

4) 강수 현상

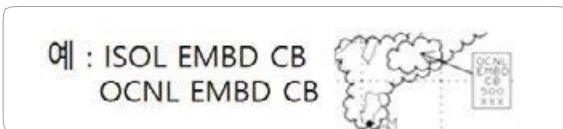
 비	 눈
 소낙성비	 소낙성눈
 안개비	 우박

5) 기타 현상 기호

 뇌전	 심한 스킨라인
 광범위한 모래 또는 먼지폭풍	 광 범위한 연기
 광범위한 안개	 광범위한 박무
 방사능 오염	 산악파
 화산 분출	 산악 차폐
 화산재	 강풍
 광범위하게 날린 눈	 심한 모래 또는 먼지
 광범위한 연무	 권계면 고도
 빙결 고도	 권계면 최고 고도
 권계면 최저 고도	 해수면 온도
 최대풍 풍속 및 고도	 해수면 상태
 제트 깊이: 최대 풍속 120KT이상의 구역에서 연직방향의 80KT이상의 최하 고도 및 최고 고도를 표시	

(3) 운량, 운형, 운저 및 운정 고도

- 1) CB구름 표시 방법 아래 용어를 복합적으로 적절히 사용하여 운저 및 운정 고도를 표시한다.
 - ① OBSC(obsured): 연무 또는 연기에 의해 모호하거나 어둠으로 쉽게 볼 수 없는 것을 의미함.
 - ② EMBD(embedded): 다른 구름층 사이에 끼어 있어 쉽게 인식할 수 없는 것을 의미함.
 - ③ ISOL(isolated): 동떨어져 있는 상태를 의미함 (중요 기상 예상 구역의 50% 미만을 차지할 것으로 예상될 때).
 - ④ OCNL(occasional): 듬성듬성한 상태를 의미함 (중요 기상 예상 구역의 50~75%이하 차지할 것으로 예상될 때).
 - ⑤ FRQ(frequent): 뺏뺏한 상태를 의미함(중요 기상 예상 구역의 75%이상을 차지할 것으로 예상될 때).



- 2) CB를 제외한 기타 구름 표시 방법
 - ① 운량: FEW, SCT, BKN, OVC
 - ② 운저고도: 100ft 단위로 표시

● 집필위원

안병문(한서대학교)

● 연구 및 감수위원

김영철(한서대학교)

● 기획 및 관리

유경수(항공안전정책과장)

강정현(항공안전정책과)

김홍일(항공안전정책과)

● 편집 및 디자인

도서출판 성진문화

주소 | 서울특별시 영등포구 당산로41길 11 당산 SK V1 Center W동 430호

TEL | 02-2272-4641 FAX | 02-2272-4643

출판등록 | 2007년 9월 20일 제 2015-000120호

ISBN 978-89-85682-38-1 95550

항공종사자 표준교재<개정판> 항공기상

발행일 | 초판 2018년 4월 / 개정판 2022년 2월

발행처 | 국토교통부 항공안전정책과(세종특별자치시 도움6로 11)



항공종사자 표준교재<개정판>
Standard Airmen's Handbook

