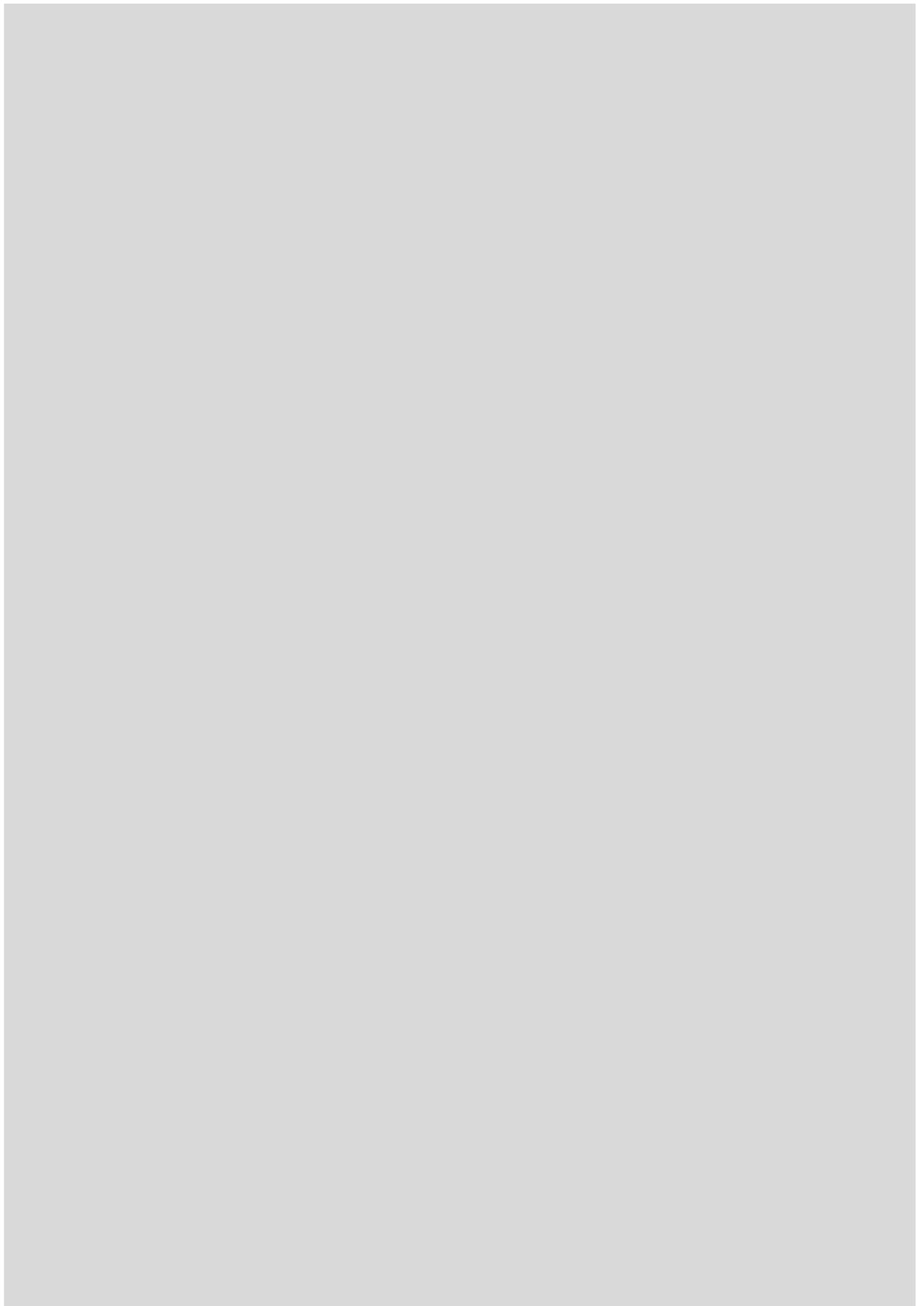


예보관 훈련용 기술서

레이더기상학





1장. 레이더 기상학

- 1.1 기상레이더 기초이론
- 1.2 레이더 강수추정
- 1.3 레이더 시선속도 해석
- 1.4 뇌우 상승기류 판별
- 1.5 단세포 다운버스트
- 1.6 거대세포
- 1.7 다중세포
- 1.8 토네이도
- 1.9 우박판별
- 1.10 풍해
- 1.11 돌발홍수

학습목표

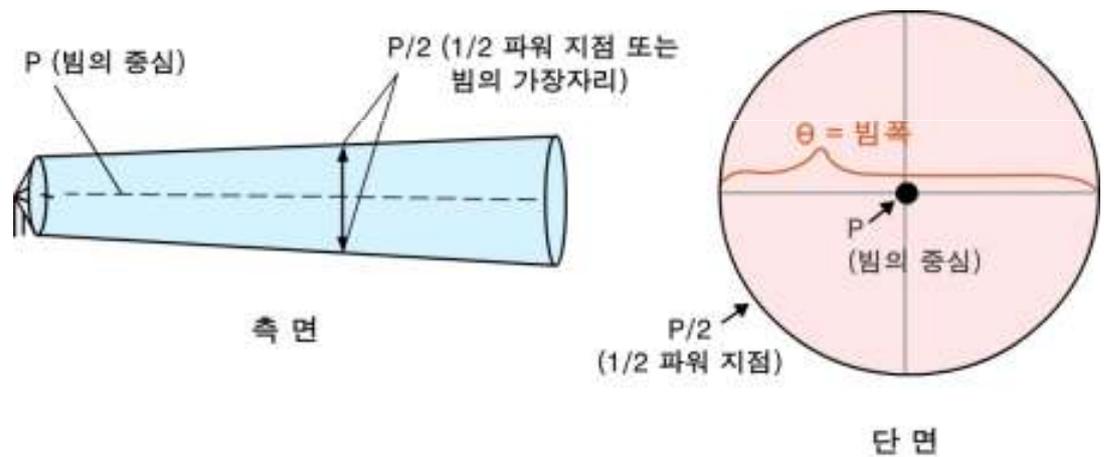
- 기상레이더에 관한 기초 지식을 습득한다.
- 레이더 관측 자료에 내재하는 다양한 오차들을 이해한다.
- 레이더를 이용한 강우추정의 이론 및 한계점을 이해한다.
- 도플러 시선속도의 관측 원리를 이해한다.
- 도플러 시선속도를 이용하여 기상현상의 역학적 특징을 분석할 수 있는 기초 지식을 습득한다.
- 도플러 레이더 자료에 나타나는 뇌우의 상승기류 신호의 분석기법을 습득한다
- 단세포, 거대세포, 다중세포 뇌우의 레이더 관측 특징을 이해한다
- 레이더 자료를 이용한 토네이도, 우박 신호를 탐지하는 기법을 습득한다
- 강풍, 폭우를 발생시키는 레이더 신호를 이해한다

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.1 전자기파의 전파 및 펄스부피

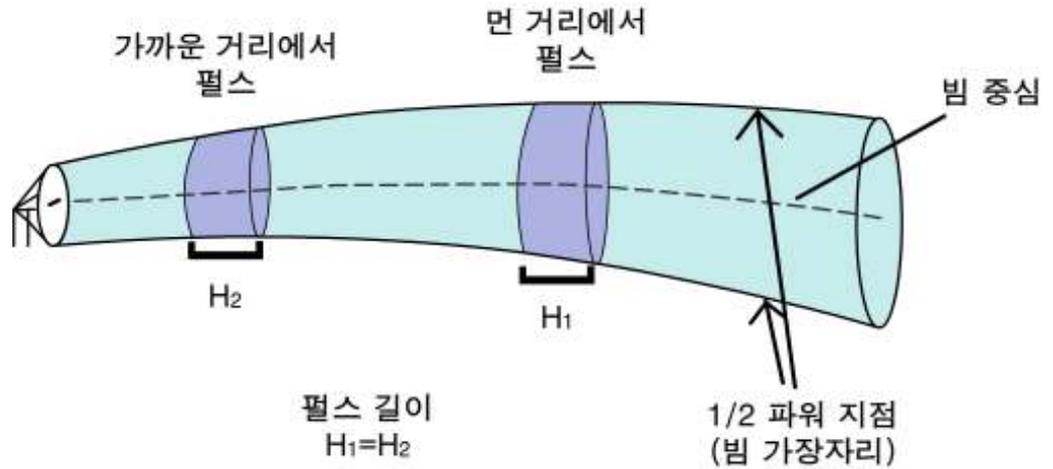
기상레이더는 안테나로부터 빛의 속도에 가깝게 전파되어 멀어지는 이산 펄스로 전자기파 에너지를 송신한다. 개별 펄스의 부피는 감지 가능한 목표물의 양을 결정한다. 즉 펄스 볼륨은 얼마나 많은 에너지가 레이더로 되돌아오는지를 직접적으로 결정한다. 펄스의 부피와 모양은 레이더 안테나의 모양, 방출되는 에너지의 파장(λ), 레이더 송신시간의 길이에 의해 결정된다.

기상레이더는 좁은 원뿔모양의 펄스 빔을 방출하는데 각각의 펄스는 잘려진 원뿔 모양과 닮았다. 레이더 펄스부피는 그림 1.1에 묘사되어있다. 최대 출력은 빔의 중앙에서 송신되고 바깥쪽으로 갈수록 출력이 약해진다. 레이더 빔의 각폭(θ) 또는 빔폭은 최대 방출에너지의 $1/2(-3\text{dB})$ 이 되는 경계지역까지로 정의된다.



[그림 1.1] 빔 중앙의 최대출력의 절반[빔 중앙보다 3dB적은 부분]으로 정의된 빔폭(θ)

1.1 기상레이더 기초이론



[그림 1.2] 레이더 빔의 기하학적 모양과 펄스 부피. 두 펄스의 길이 H 가 같지만 펄스 1이 펄스 2보다 부피가 더 크다.

대부분의 기상청 S-밴드 레이더에서 출력이 절반이 되는 부분(Half Power Points)은 1° 이다. 즉, 빔폭이 1° 이다. 또한 실제 빔의 넓이는 거리가 멀어질수록 증가하지만, 실제 길이는 그대로 유지된다. 따라서 펄스 부피도 레이더로부터 거리가 멀어질수록 증가하게 된다. 송신량이 고정되어 있기 때문에 레이더 펄스의 출력밀도는 거리가 멀어질수록 감소하게 된다. 또한 펄스형태의 송신은 목표물의 거리 정보를 알 수 있게 한다.

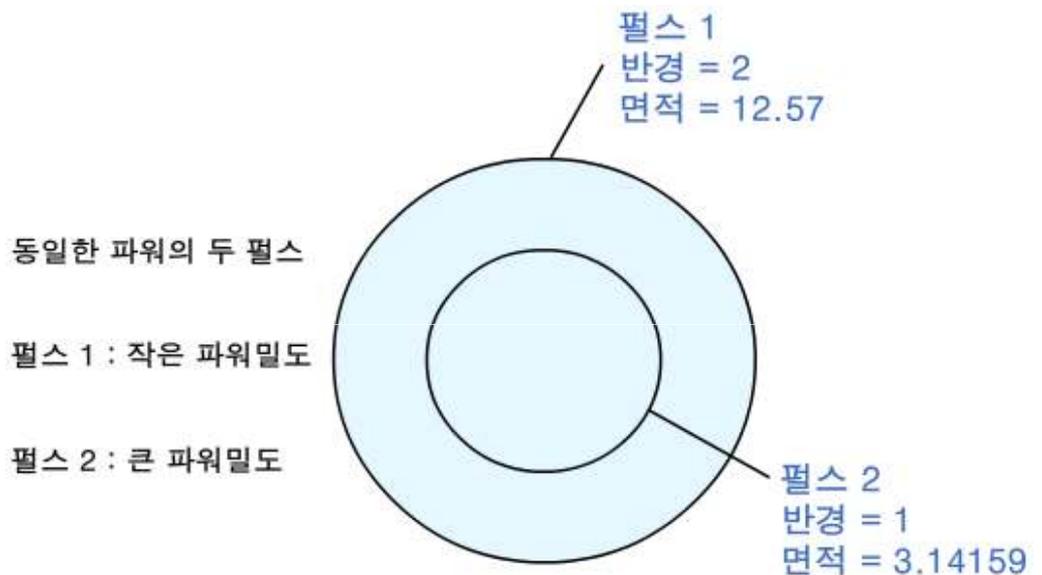
미국 NEXRAD 레이더의 빔폭은 레이더 안테나가 정지해 있을 때 0.87° 에서 0.96° 사이 값을 가진다. 그러나 현업 운영 중에는 안테나가 회전하면서 레이더 빔이 퍼지게 된다. 물리적인 빔폭에 대비하여 이러한 퍼짐 현상이 포함된 빔폭을 유효빔폭(Effective Beamwidth)이라 부른다. 이 유효빔폭의 효과는 뒷장에서 다시 설명한다.

1.1.2 파워밀도

출력밀도는 얼마나 많은 에너지가 목표물에 의해서 흡수되며 안테나 방향으로 반사 또는 후방산란 될지를 결정 한다. 그림 1.2는 레이더로부터 다른 거리에 있는 두 펄스를 나타낸다. 오른쪽 펄스(펄스 1)가 레이더로부터 더 멀리 있기 때문에 왼쪽 펄스(펄스 2)보다 더 큰 부피와 낮은 출력 밀도를 가진다.

1.1 기상레이더 기초이론

그림 1.2에 있는 펄스의 실제 길이(H)는 레이더가 에너지를 송신할 때 시간길이 또는 펄스 지속시간(Pulse Duration)에 의해 결정된다. 기상청 레이더는 1, 2, 2.5, 4.5 μ s를 사용한다. 미국 WSR-88D의 펄스지속시간은 짧은 펄스운용 모드일 때(Short Pulse Mode) 1.57 μ s이고 긴 펄스모드일 때는 4.7 μ s이다. 또한 원뿔 모양의 주방사부(Main Beam)에서 빔 중심에 대한 수직 단면은 원이다. 출력밀도를 표현하는 다른 방법으로 단면의 단위면적당 출력을 이용한다. 그림 1.3에서는 펄스 1의 단면적이 펄스 2보다 4배 더 크다. 두 펄스에서 첫 송신 에너지는 같으므로 펄스 2는 펄스 1보다 4배 더 큰 펄스 밀도를 가진다.



[그림 1.3] 펄스의 끝에서 본 펄스부피와 출력밀도 차이의 예

만약 두 개의 레이더가 같은 양의 초기 출력을 방출했지만 다른 빔폭을 가지고 있다면 더 좁은 빔폭을 가지는 레이더가 더 큰 출력밀도 때문에 더 좋은 감도를 가진다. 이는 빔폭이 작은 레이더가 더 먼 거리에서 작은 목표물을 감지할 수 있음을 의미한다.

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.3 후방산란에너지

레이더 빔 안의 펄스부피(Pulse Volume)가 목표물에 부딪히면 에너지는 모든 방향으로 산란된다. 이 때 매우 작은 양의 에너지만이 레이더 방향으로 후방 산란된다. 후방산란의 정도나 양은 목표물의 다음과 같은 요인에 의해 결정된다.

- 1) 크기 (레이더 단면적) $\alpha = 2\pi r/\lambda$
- 2) 모양 (구형, 타원형, 평면 등)
- 3) 상태 (액체, 고체, 혼합, 건조, 습윤 등)
- 4) 수 농도, 단위 부피당 입자 수

후방산란에서는 레일리(Rayleigh)와 비레일리(Non-rayleigh)의 두 종류로 구분된다. 레일리(Rayleigh) 산란은 목표의 지름이 출력된 전자기파의 파장보다 16배 보다 작은 경우에 발생한다(Doviak and Zrnic 1984, Battan 1973). 기상청에서 사용하는 S-밴드 레이더의 파장은 대략 10cm로 입자가 7mm이하 일 때 레일리 산란이 발생한다. 7mm이상의 강수입자는 드물기 때문에 S-밴드 레이더에서 강수는 모두 레일리 산란으로 가정한다.

대부분의 우박은 직경이 크기 때문에 레일리 산란이 성립하지 않는다. 한편 S-밴드 레이더로 관측되는 대부분의 목표물은 강수입자크기 보다 작거나 비슷하기 때문에 레이더 반사도(Radar Reflectivity)는 레일리가 가정에 의해 계산된다.

1.1.4 Probert-Jones 레이더 방정식

대부분의 기상 레이더는 좁은 빔에 집중된 에너지를 가지는 펄스를 특정 시간간격으로 방출한다. 각각의 펄스는 특정한 양의 에너지를 가지고 대기 중으로 전파되거나 다양한 크기의 목표물에 의해 산란된다. 레이더로 되돌아오는 에너지는 매우 작고 ($\sim 10^{-8} \sim 10^{-4} w$) 방출된 최대 출력보다 10^{-20} 만큼 작은 값이다.

1.1 기상레이더 기초이론

Probert-Jones의 레이더 반사도 공식은 펄스화된 전자기파 에너지와 목표물 감지의 한계를 설명하기 위해 물리적 양을 정량화 하는데 도움을 준다. P-J공식은 다음과 같다.

$$P_r = \left[\frac{P_t G^2 \theta^2 H \pi^3 K^2 L}{1024 (\ln 2) \lambda^2} \right] * \frac{Z}{R^2} \quad (1.1)$$

P_r = 목표물로부터 레이더로 돌아온 출력(watts)

P_t = 송신 출력의 최대값(watts)

G = 안테나 이득

θ = 빔폭

H = 펄스 길이

π = 원주율(3.141592)

K = 물리상수(목표의 물리적 특징)

L_a = 감쇠와 수신기 감지시 신호감소인자

Z = 목표의 반사도

λ = 출력 에너지의 파장

R = 목표까지의 거리

기상레이더의 경우 오직 수신파워(P_r)와 반사도(Z), 감쇠인자(Attenuation Factor, L_a) 그리고 거리(R)이 고정되어 있지 않다. 따라서 고정되어있는 변수들을 하나의 상수로 표현하면 이를 레이더 상수(Radar Constant, C_r)라 부른다. 변수와 레이더 상수를 합치면 다음과 같은 간단한 식이 유도된다.

$$P_r = \frac{C_r Z L_a}{R^2} \quad (1.2)$$

C_r 은 레이더 상수이다. Z에 대해 풀어쓰면

$$Z = \frac{P_r R^2}{C_r L_a} \quad (1.3)$$

위의 식에서 수신파워와 거리(시간에 기초한)를 알면 목표의 반사도를 추정할 수 있다.

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.4.1 상당반사도(Equivalent Reflectivity)와 반사도

우리는 기술적으로 샘플 부피 내 모든 목표물의 물리과정과 우적크기 분포를 알 수 없기 때문에 레이더 학자들은 레이더 반사도(Z)를 상당 반사도(Equivalent Reflectivity, Z_e)로 나타낸다. 이는 곧 모든 후방산란에너지가 레일라이 근사를 만족하는 액체 목표물로부터 온다는 것을 가정한다. 직경이 크고 물로 표면이 덮인 우박이 샘플 부피 내에 있을 경우 레일라이 가정이 맞지 않음을 알 수 있다. 따라서 상당반사도(Equivalent Reflectivity)를 실제 반사도 대신 쓰는 것이 적절하다. 그러나 일반적으로 대부분의 레이더에서는 모든 후방산란이 레일라이 산란을 하는 목표물로부터 온다는 가정과의 일관성을 위해서 반사도 Z 가 사용된다.

1.1.4.2 반사도와 반사도의 데시벨

거리로 정규화된 반사도 Z 의 범위는 많은 차수에 걸쳐있다. 따라서 큰 범위의 값을 작은 범위로 축소하기 위해 $Z [mm^6 m^{-3}]$ 를 Z 의 데시벨 단위인 [dBZ]로 나타낸다. 편이성과 혼돈을 피하기 위하여 Z 의 데시벨 값을 dBZ 표시한다. 또한 Z 에서 dBZ로 전환은 다음과 같다.

$$dBZ = 10 \log_{10} Z \quad (1.4)$$

예를 들어 $Z = 4000 mm^6 m^{-3}$ 이면 $dBZ = 10 \log_{10} 4000 \sim 10 \times 3.6 = 36$ dBZ이다. 표 1.1에 dBZ 값을 $Z [mm^6 m^{-3}]$ 로 표현한 것이다.

감도가 뛰어난 기상레이더는 청천대기 관측모드에서 -32dBZ까지 관측할 수 있다. 음의 값은 Z 가 $0 \sim 1 mm^6 m^{-3}$ 일 경우 $\log_{10} Z$ 는 음수가 되고 따라서 음의 dBZ 값을 가진다. 매우 작은 반사도 값은 매우 작은 크기의 입자가 존재함을 의미한다(재, 먼지 등). 0dBZ보다 작은 반사도는 브래그 산란(Bragg Scattering)으로 알려진 굴절계수의 정도의 결과이다. 브래그 산란과 0dBZ보다 작은 반사도가 관측되는 예는 유출경계(Outflow Boundaries), 돌풍전선(Gust Front), 중규모의 한랭전선(Cold Front)이 있다.

또한 기상레이더는 95dBZ까지 반사도를 측정할 수 있다. 예를 들어 $1 m^3$ 의 부피에 38.3mm의 직경을 가지는 물로 코팅된 우박이 있다고 하면 반사도 값은 대략 95dBZ이 된다. 실제 큰 우박 사례에 관측되는 최대 반사도는 대부분 70dBZ이다. 이렇게 우박의 반사도가 작게 나오는 것은 목표물이 레일라이 가정을 만족하지 못함을 나타낸다.

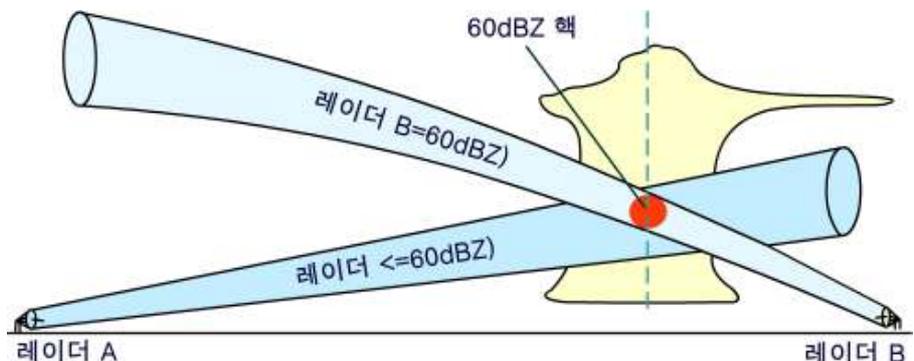
1.1 기상레이더 기초이론

[표 1.1] 반사도 값의 $[mm^6m^{-3}]$ 과 $[dBZ]$ 단위 비교의 예

dBZ	Z(mm^6m^{-3})
-32	0.000631
-28	0.001585
-10	0.1
0	1
5	3.162
18	63.1
30	1,000
41	12,589
46	39,810
50	100,000
57	501.187
95	3,162,277,660

1.1.4.3 빔의 채워짐(Beam Filling)과 반사도 차이

균일한 강수 사례에 샘플 부피로부터 돌아오는 신호의 파워는 거리가 멀어질수록 작다. 이는 거리가 멀어지면서 펄스부피가 증가하고 파워밀도가 작아지기 때문이다. 한편 간략화된 레이더 방정식을 표현한 그림 1.4에서는 이러한 효과가 식의 분자에 있는 거리에 (R^2)에 의해 반사도 Z 가 정규화 되어 있다. 이는 가까이 위치한 약한 뇌우가 멀리 있는 뇌우보다 반사도가 강하게 관측되는 것을 방지해 준다. 이러한 반사도의 거리에 따른 정규화는 레이더 빔이 상응하는 우적크기 분포로 완벽하게 채워졌을 때만 사용할 수 있다.



[그림 1.4] 두 개의 레이더가 다른 거리에서 뇌우의 핵을 측정하고 있다.

1.1 기상레이더 기초이론

그림 1.4에서 뇌우의 핵에서 우적크기 분포는 반사도 60dBZ에 해당한다. 점선으로 표시된 부분에 높은 반사도의 핵이 있고 두 빔이 지나간다. 그러나 오직 레이더 B의 빔만이 60dBZ로 가득 채워져 있다. 반면 더 먼 거리에 있는 빔 A의 경우 60dBZ 코어와 그보다 약한 주변 에코를 포함한다. 따라서 빔 부피에 대한 평균효과에 의하여 60dBZ 보다 작은 반사도가 A에서 관측된다. 이와 같이 빔이 완전히 채워지지 않을 경우 종종 같은 고도를 관측하는 두 레이더가 서로 다른 반사도를 나타낸다.

1.1.5 펄스반복주기(Pulse Repetition Frequency, PRF), 최대관측거리(R_{max}), 최대관측속도(V_{max})

1.1.5.1 펄스반복주파수(Pulse Repetition Frequency, PRF)

펄스반복주파수는 레이더에 의해 초당 송신되는 펄스의 수를 말한다. 이것의 역수는 펄스 반복 시간(Pulse Repetition Time, PRT)이라 부르며 하나의 펄스를 송신한 후 다음 펄스를 송신할 때 까지 시간간격을 말한다. PRF는 기상레이더에서 최대 측정 거리(Maximum Unambiguous Range, R_{max})와 최대 도플러 시선속도(Maximum Doppler Velocity, V_{max})를 결정하는 중요한 변수이다. 표 1.2는 PRF와 PRT의 관계를 나타낸다.

[표 1.2] PRF와 PRT

PRF (s^{-1})	PRT (msec)
250	4.0
500	2.0
750	1.3
1000	1.0
1250	0.80
1500	0.67

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.5.2 최대 측정 거리(Maximum Unambiguous Range, R_{max})와 PRF의 관계

전자기파를 주어진 시간 간격을 가지는 펄스파를 이용하는 가장 주된 이유는 이를 통한 거리측정이다. 수신시간(Listening Period)은 첫 번째 펄스 송신 이후에서 두 번째 펄스를 발사하기 전까지의 시간을 나타낸다. 이 기간에 의하여 첫 번째 펄스가 전파되어 수신될 때까지 가능한 왕복 최대 거리가 결정된다. 이 거리를 2로 나누어 산출한 것이 최대 측정 거리(R_{max})이다. R_{max} 는 수학적으로 다음과 같이 표현된다.

$$R_{max} = \frac{c\tau}{2} \quad (1.5)$$

이때 c 는 빛의 속도, τ 는 수신시간이다. 펄스 지속시간(Pulse Duration, μs)이 $PRT(ms)$ 에 비해 매우 작기 때문에 R_{max} 는 τ 대신 PRT나 PRT로 전환해서 나타낼 수 있고 다음과 같다.

$$R_{max} = \frac{c}{2PRF} \quad (1.6)$$

$$R_{max} = \frac{cPRT}{2} \quad (1.7)$$

$PRF(s^{-1})$ 는 펄스반복 주파수, $PRT(s)$ 는 펄스반복 시간이다.

즉 $PRT = \frac{1}{PRF}$ 이다.

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.5.3 최대 측정 속도(Maximum Unambiguous Velocity, V_{max})와 PRF의 관계

R_{max} 가 PRF에 의존할 뿐만 아니라 최대 측정 속도 또한 PRF에 의존한다. 모호하지 않음(Unambiguous)은 기상레이더가 가장 큰 도플러속도를 정확하게 결정할 수 있는 성능을 나타낸다. V_{max} 와 PRF의 관계는 수학적으로 다음과 같이 표현한다.

$$V_{max} = \frac{\lambda PRF}{4} \quad (1.8)$$

$$V_{max} = \frac{\lambda}{4PRT} \quad (1.9)$$

이때 PRF는 펄스 반복 주기(s^{-1}), PRT는 펄스 반복 시간=1/펄스반복주기(s)이다. PRF가 1000펄스/s이고 (PRT=0.001s) 파장이 10.5cm(λ)는 송신파의 파장)일 때 V_{max} 는 26.25m/s(51kt)이다.

1.1.5.4 도플러 딜레마

R_{max} 와 V_{max} 둘 다 PRF에 의존하지만 의존정도가 다르다. 다음 두 식에서 R_{max} 는 PRF와 역의 의존성을 가지고 V_{max} 는 직접적인 의존성을 가진다.

$$R_{max} = \frac{c}{2PRF} \quad (1.10)$$

$$V_{max} = \frac{\lambda PRF}{4} \quad (1.11)$$

R_{max} = 최대 탐지 거리

V_{max} = 최대탐지속도

λ = 파장 (S-밴드 10cm)

PRF = 펄스반복주파수

1.1 기상레이더 기초이론

PRF가 증가하면 R_{max} 는 감소하는 반면 V_{max} 는 증가한다. 또한, PRF가 감소하면 R_{max} 는 증가하지만 V_{max} 는 감소한다. 높은 V_{max} 가 높은 PRF를 가져야 하기 때문에 관측최대 거리 R_{max} 가 짧아진다. 높은 PRF는 짧은 R_{max} 를 가지고 다중착에코(Multiple Trip Echo)의 확률을 증가시킨다. 도플러 딜레마는 R_{max} 와 V_{max} 둘 다 최대를 하는 하나의 PRF는 없음을 나타낸다. 표 1.3은 다양한 현업용 PRF와 상응하는 R_{max} 와 V_{max} 값을 나타낸다. PRF가 조절가능하기 때문에 R_{max} 와 V_{max} 의 PRF에 대한 의존성은 레이더 운영자에게 매우 중요하다.

낮은 PRF는 관측거리와 출력에 있어 바람직한 반면 높은 PRF는 목표물의 속도 관측에 필수적이다. 하나의 PRF에 대해 두 가지 모두 만족시킬 수 없는 것을 도플러 딜레마(Doppler Dilemma)라 부른다.

[표 1.3] 여덟개의 PRF와 R_{max} , V_{max}

PRF#	PRF	R_{max} (nm)	V_{max} (kts)
1	322	252	16
2	446	181	22
3	644	126	32
4	857	95	43
5	1014	80	51
6	1095	74	55
7	1181	69	59
8	1282	63	64

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.6 거리의 문제

1.1.6.1 펄스 지속시간(Pulse Duration), τ

펄스 지속시간, τ 는 펄스가 송신되는 시간의 길이(μsec)이다. 짧은 펄스 모드에서 많이 사용하는 펄스 지속시간은 $1\mu\text{s}$ 이다. 펄스 지속시간에 빛의 속도($c=3\times 10^8$ m/s)를 곱하면 짧은 펄스모드에서 펄스 길이, H, $\sim 300\text{m}$ 를 산출할 수 있다. 긴 펄스모드에서는 펄스지속시간이 $4.5\mu\text{sec}$ 이고 펄스 길이는 $\sim 1,350\text{m}$ 이다.

긴 펄스 모드에서, 주어진 목표물로부터 받는 총 전력은 짧은 펄스 모드에서의 총 전력에 4.5배한 것과 비슷하다. 그 결과, 기상레이더가 긴 펄스 모드에서 작동할 때 짧은 펄스 모드에서 보다 더 민감하다. 긴 펄스와 짧은 펄스를 펄스 반복 진동수(Pulse Repetition Frequency, PRF) 또는 펄스 반복 주기(Pulse Repetition Time, PRT)와 혼동하면 안 된다.

펄스 지속시간은 PRF(or PRT)에 독립적이고 레이더가 펄스를 송신하고 있는 시간을 나타내고 반면에 PRF(or PRT)는 얼마나 자주 레이더가 펄스를 송신하는가를 결정한다.

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.6.2 수신시간(Listening Period)

만약 PRT는 한 펄스의 시작으로부터 다음 펄스의 시작까지의 시간이고, t 는 송신하는데 걸리는 시간이면, 수신시간 $\tau = \text{PRT} - t$ 이다. 예를 들어, 그림 1.5에서, 기상레이더가 짧은 펄스 모드로 작동하고 PRT가 $1000 \mu\text{s}$ (0.001s or 1 ms)이면, 수신시간은 $\tau = \text{PRT} - t = 1000 - 1 = 999 \mu\text{s}$ (or 0.999 ms)이다(그림 1.5).

그 결과, 이 PRT로 작동하는 레이더는 1시간 동안, 오직 약 3.6초를 송신하는데 보낸다. 이 기상레이더의 경우 99.9% 시간이 반환 신호를 수신하는 시간임을 의미한다. 긴 펄스($4.5 \mu\text{s}$)에서 레이더는 매 시간마다 16초 송신하고, 99.5%를 수신하는 시간으로 소비한다.



[그림 1.5] 펄스지속시간, t 와 수신시간, τ . x 축은 시간, 그리고 빛의 속도, c 를 곱하면, 물리적인 펄스 폭, H 가 됨

1.1.6.3 목표물 거리 결정(Target Range Determination)

펄스가 레이더에서 송신되면, 목표물의 거리는 첫 번째 수신된 펄스가 송신된 시간과 수신된 시간 사이의 총 경과시간에 의해 결정된다. 이 값에 빛의 속도를 곱하고 2로 나누면 목표물까지의 거리가 된다. $1/2$ 인자는 펄스의 왕복을 고려한 것이다. 방정식의 형태로 표현하면 다음과 같다.

$$\text{목표물 거리} = \frac{cT}{2} \quad (1.12)$$

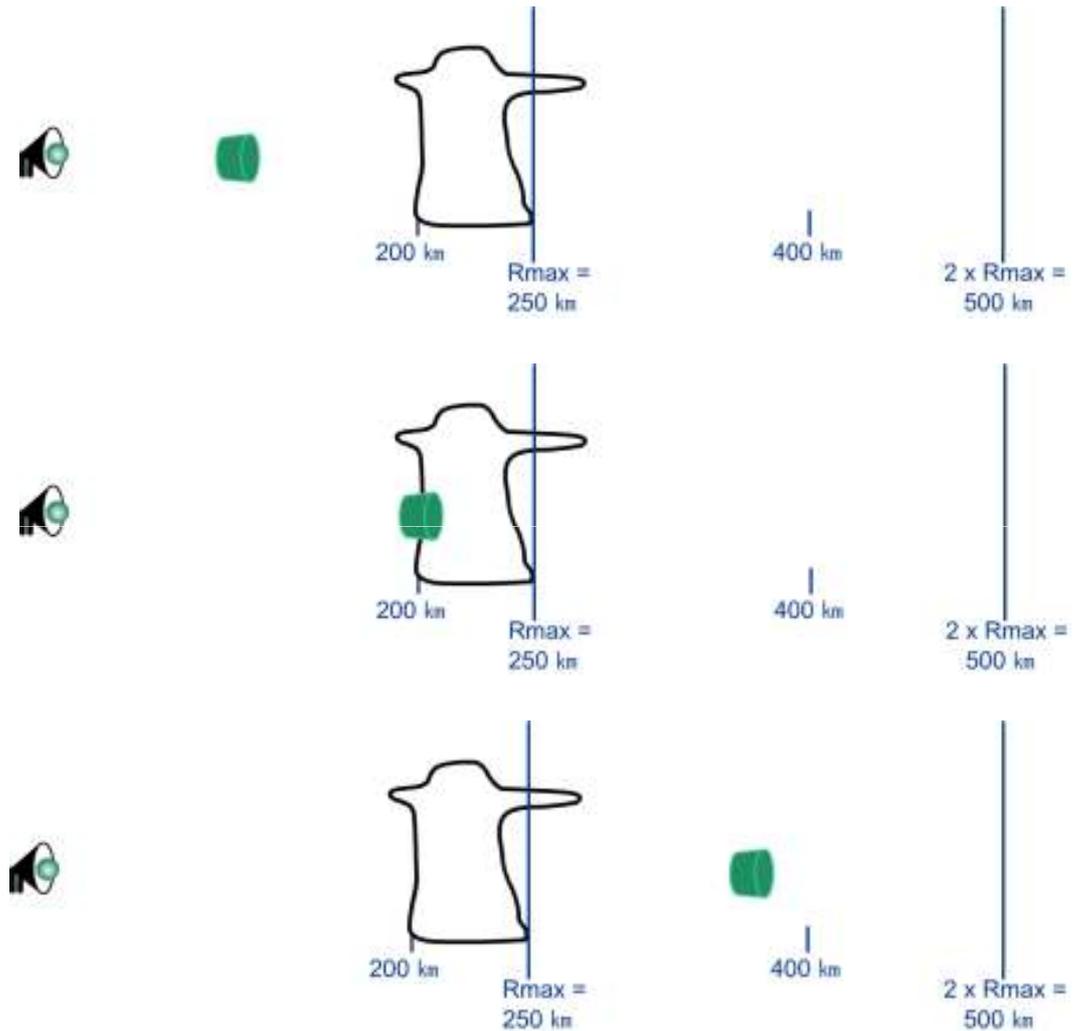
여기서 $c =$ 빛의 속도 ($\sim 3 \times 10^8 \text{ m}^{-1}\text{s}$), $T =$ 관측된 펄스의 송신시간과 수신시간의 차이를 나타낸다.

위 방정식은 R_{max} 범위 안에 있는 목표물들에 적용된다. 범위 R_{max} 밖에 있는 목표물들은 레이더와 너무 가까운 거리에 부정확하게 나타난다. 이 현상을 거리 접힘(Range Folding)이라고 하고 정확한 속도 정보를 관측하기 위하여 사용하는 높은 PRF에서 주로 발생한다.

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.6.4 거리접힘(Range Folding)

거리 접힘은 레이더에서 방위각은 정확하지만, 잘못된 거리에 에코를 위치하게 하는 것이다. 이 현상은 목표물이 최대관측거리, R_{max} 에서 벗어났을 때 발생한다.

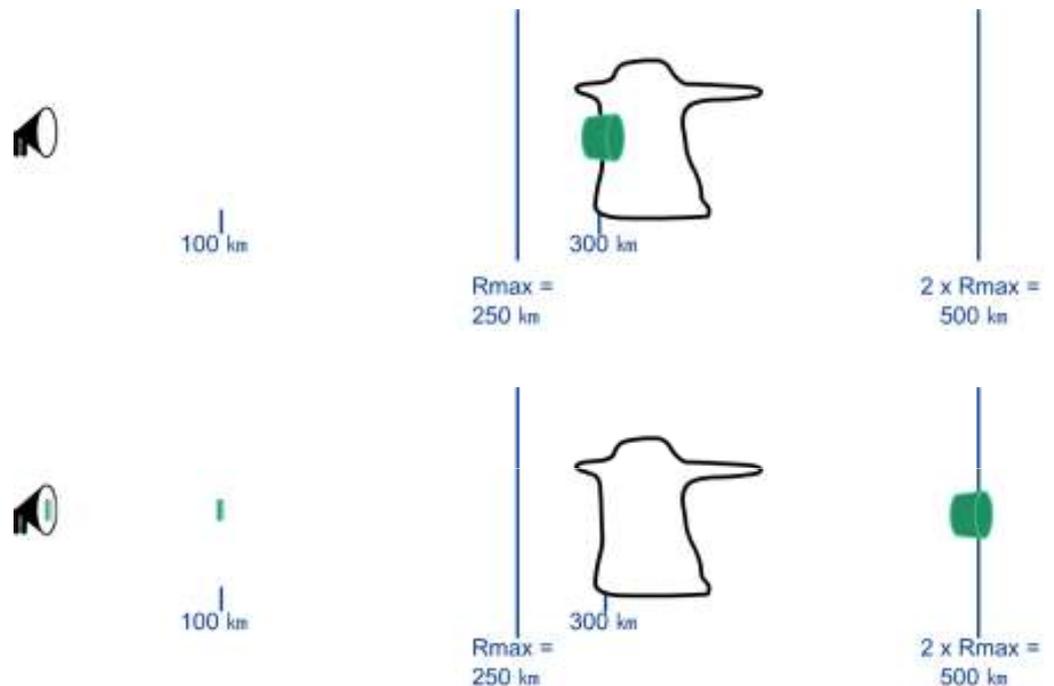


[그림 1.6] R_{max} 범위 안에 있는 하나의 목표물에 대한 예. 펄스가 이동하고 200km에 위치한 목표물의 가장자리와 상호작용. 펄스는 계속해서 레이더로부터 멀어지고 반면에 작은 에너지 일부는 후방 산란되어 두 번째 펄스가 송신되기 전에 레이더로 도착.

그림 1.6은 거리접힘이 발생하지 않는 에코의 예이다. 실제 목표물 거리는 200km인 반면 $R_{max} = 250$ km이다. 주어진 R_{max} 는 펄스가 다음 펄스가 송신되어지기 전에 최대 500km 만큼 이동할 수 있는 것을 의미한다.

1.1 기상레이더 기초이론

펄스가 200km에 위치한 목표물에 산란될 때, 펄스의 대부분의 에너지는 계속해서 같은 방향으로 이동하는 반면에 에너지의 일부는 목표물에 의해 반사되어진다. 반사된 에너지는 총 400km($2 \times 200\text{km}$) 거리를 이동하고, 반면에 나머지 에너지는 레이더로부터 계속 멀어진다. 두 번째 펄스는 아직 송신되지 않기 때문에 레이더는 정확하게 목표물의 위치를 200km로 정한다.

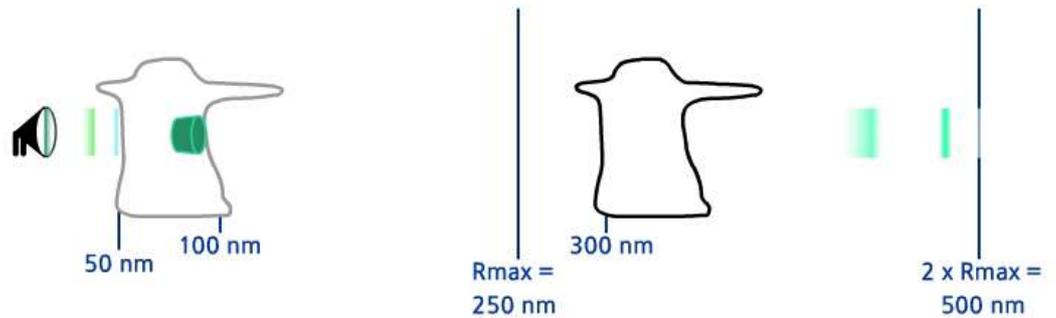


[그림 1.7] R_{max} 범위를 벗어난 하나의 목표물에 대한 예. 펄스가 300km에 있는 목표물의 가장자리와 상호작용한다. 첫 번째 펄스는 계속해서 레이더로부터 멀어지는 방향으로 이동하는 반면 후방 산란된 적은 양의 에너지는 다음 펄스가 송신되기 직전에 100km에 도달한다.

그림 1.7에서 $R_{max} = 250\text{km}$ 이고 실제 목표물의 위치는 300km로, R_{max} 로부터 50km 벗어나 있다. 펄스 1은 300km에서 목표물과 부딪히고 그것의 일부 에너지는 반사되어져 레이더로 돌아오고, 나머지 에너지는 계속해서 밖으로 향한다. 또 하나의 펄스가 송신되기 전에 각 에너지는 500km 또는 $2 \times R_{max}$ 만큼 이동한다.

밖으로 움직이는 에너지가 500km에 도달하면 동시에 반사되어 레이더를 향해 돌아오는 에너지가 200km만큼 되돌아온다(레이더로부터 100km거리와 같다). 그러나 다음 펄스 2가 송신된다. 즉, 펄스 1로부터 반사된 에너지는 레이더로 되돌아오지 않았지만 레이더가 펄스 2를 송신할 때 이것을 고려하지 않는다.

1.1 기상레이더 기초이론



[그림 1.8] R_{max} 를 벗어난 하나의 목표물에 대한 예. 첫 번째 펄스로부터 후방 산란된 에너지가 $2R_{max}$ 를 이동하여 레이더로 되돌아오는 반면 다음 펄스는 R_{max} 에 도달. 레이더는 후방 산란된 에너지를 두 번째 펄스로부터(첫 번째 펄스가 아니라) 오는 것처럼 해석, 그리고 부정확하게 목표물이 $R_{max}/2$ 에 위치한 것으로 해석

그림 1.8에서, 펄스 2가 목표물이 위치해 있지 않은 R_{max} 에 도달할 때, 펄스 1로부터 후방 산란된 에너지가 레이더에 도달한다. 그러나 펄스 2는 이미 송신되어졌기 때문에, 레이더는 되돌아온 신호를 펄스 2로부터 오는 것처럼 간주하고 그것이 펄스 1의 이차에코(Second Trip Echo)이고 목표물이 $2R_{max}$ 에 위치해 있음을 알지 못한다. 레이더는 펄스 1이 R_{max} 에 위치해 있는 목표물에 의해 후방 산란된 것이 아니라 펄스 2가 $R_{max}/2$ 에 위치한 목표물에 의해 후방 산란되어 오는 에너지를 받은 것으로 간주할 것이다.

만약 목표물이 R_{max} (또는 R_{max} 의 배수)로부터 특정 거리만큼 벗어나 있다면, 그것은 레이더로부터 같은 거리만큼 떨어져 있는 것으로 잘못 나타날 것이다. 만약 R_{max} 가 250 km이면, 0 km부터 250 km까지의 범위 안은 일차(First Trip)이고 정확한 거리에 위치해 있을 것이다. 251km부터 500km까지의 범위는 이차(Second Trip)이다. 실제 550km에 있는 목표물은 50km에 위치해 있는 것으로 레이더에 감지될 것이다.

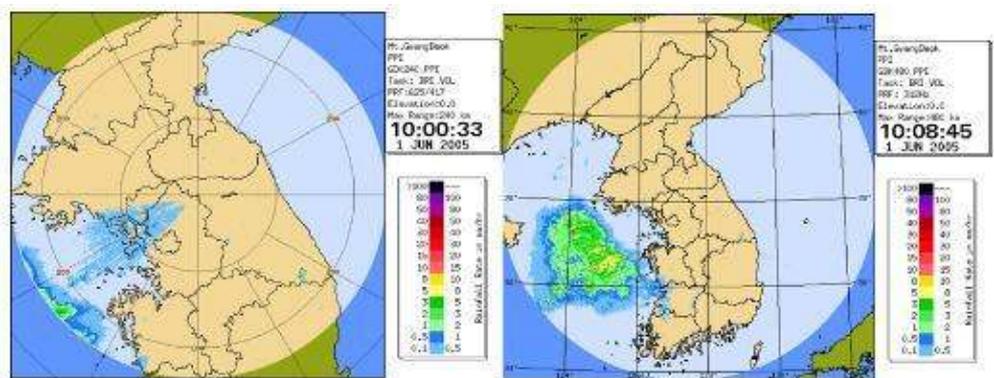
또 하나의 예는 R_{max} 가 80km(전형적인 도플러 모드의 R_{max})이고 목표물의 실제 거리가 30km, 110km, 190km에 있는 경우이다. 그 결과 레이더는 3개의 목표물로부터 동시에 펄스를 받는다. 그리고 3개의 목표물들은 동일한 겉보기(Apparent) 거리 30km에 위치한다.

1.1 기상레이더 기초이론

이착에코는 레이더 관측 영상에서 다음과 같은 특징을 갖는다.

- 에코가 레이더 빔 방향으로 가늘고 길게 나타남
- 에코 모양이 고깔형태로 나타나고 에코의 강도가 전반적으로 약함
- 원거리의 기상정보를 관측한 것이므로 고도에 따라 에코가 급격히 약해지거나 사라짐
- 연직 단면상에서 에코 꼭대기가 불규칙하게 나타남

그림 1.9는 광덕산 레이더로 2005년 6월 1일에 관측한 이착에코 사례이다. 비교를 위하여 비슷한 시기에 광덕산 레이더로 관측한 480km 반사도 영상을 오른쪽에 나타내었다. 480km 영상에서 서해상에 강한 강수대가 위치하고 있다. 이 강수대가 240km 영상(왼쪽)에서 레이더 영상의 남서쪽 가장자리에 관측되었다. 이 강수대와 레이더 사이에 부채꼴의 불규칙적이고 약한 강수가 위치한다. 이는 서해상에 위치한 강수대의 이착에코이다. 영상에서 쉽게 알 수 있는 것과 같이 이착에코의 강도가 약하고 에코의 모양이 방위각방향으로 압축이 된 것처럼 보인다.



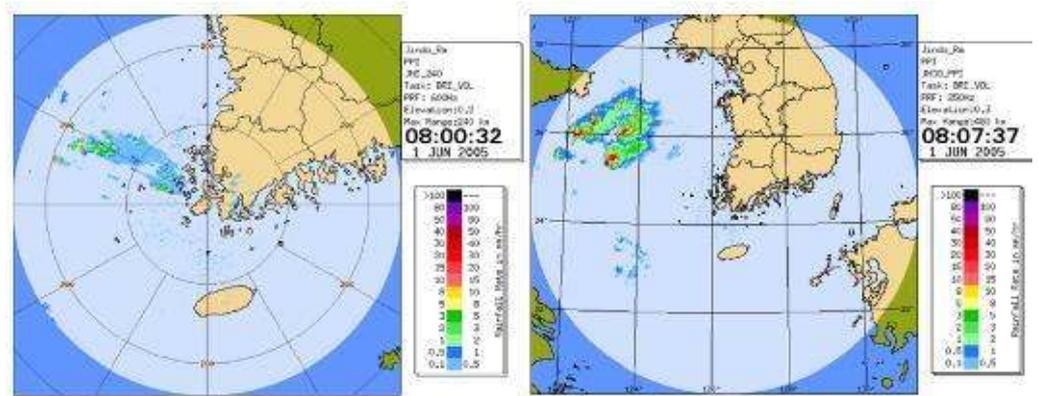
[그림 1.9] 광덕산 레이더의 이착 에코 사례 : 최대관측거리 (좌) 240km, (우) 480km

1.1 기상레이더 기초이론

그림 1.10은 진도 레이더로 관측한 이착에코 사례이다.

그림 1.9와 유사하게 240km와 480km 영상을 함께 나타내었다. 480km영상에서 산둥반도 방향으로 서해상에 강한 강수에코가 존재하는 것을 알 수 있으며 240km영상에서는 북서 방향으로 약한 이착에코가 관측되었다.

이러한 이착에코들은 가까이 있는 실제 강수에코들과 중첩이 되지 않아 비교적 구별이 용이하다.



[그림 1.10] 진도 레이더의 이착 에코 사례 : 최대 관측거리 (좌) 240km, (우) 480km

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.7 레이더 빔 특성

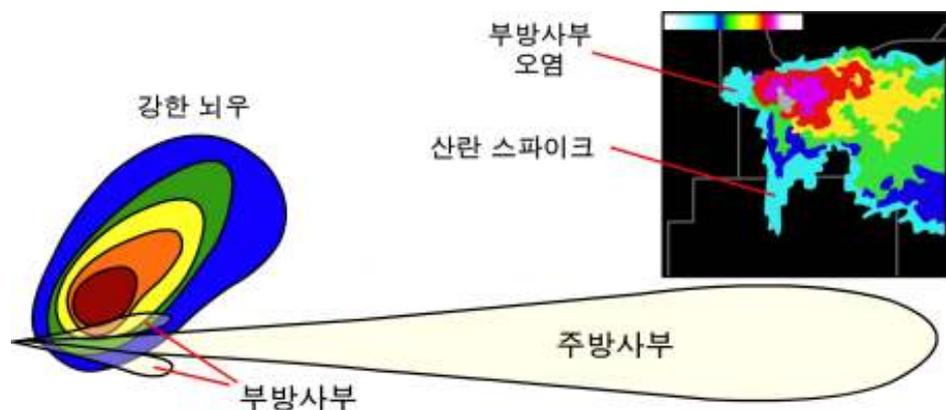
1.1.7.1 부방사부 오염(Side Lobe Contamination)

부방사부 오염은 주방사부에서 벗어난 부방사부로부터 돌아온 수신신호의 결과이다. 주방사부안에서 송신된 전력은 부방사부 송신전력보다 훨씬 더 크다. 목표물로부터 기상레이더의 가장 강한 부방사부는 주방사부로부터 오는 전력보다 보통 ~30dB 낮은 신호를 수신한다. 따라서, 주방사부와 부방사부 둘 다 강수지역을 관측할 때, 부방사부로부터 되돌아오는 전력은 무시할 수 있다.

그러나 강한 기온 역전층이 존재(과대굴절 조건)할 때 낮은 고도각을 관측하면 부방사부오염에 의하여 이상전파에코가 관측된다.

대부분의 부방사부 오염은 가까운 거리의 강한 대류에 의해 발생하는 경향이 있다. 만약 반사도 경도가 충분히 크면, 주방사부는 청천을 관측하는 반면, 부방사부는 뇌우를 관측한다(그림 1.11). 이 경우, 낮은 반사도가 주방사부와 일치하는 방위각 방향에서 나타난다. 부방사부 오염은 안테나가 시계방향으로 회전하는 경우 시계방향으로 낮은 반사도가 퍼져(Smearing)서 나타난다.

그림 1.11의 레이더 영상은 레이더가 강수의 북동쪽에 위치하고 시계반향으로 안테나를 회전하는 경우이다. 부방사부에 의한 오염이 강수에코에서 안테나가 돌아가는 방향(시계방향)에 나타난다.



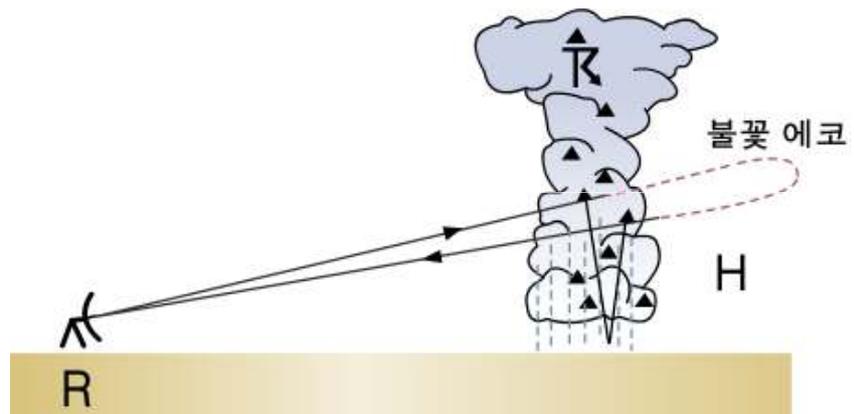
[그림 1.11] 부방사부 오염의 예. 강한 반사도 경도는 주방사부가 아니라 부방사부가 목표물과 상호작용한다. 오른쪽 위의 그림은 2003년 5월 4일 실제 관측 자료이다. 이 거대세포(Supercell)의 반사도 핵(core)의 값은 70 dBZ보다 크고, 시선 방향으로(핵의 남쪽) 세 개의 물체에 의한 산란 스파이크(Three-body Scatter Spike)가 있고, 또한 방위각 방향으로(핵의 서쪽) 부방사부 오염이 나타남

1.1 기상레이더 기초이론

기상레이더의 빔 패턴을 고려하면 부방사부 오염은 주방사부에서 $5\sim 10^\circ$ 벗어난 방사부로부터 발생할 것이다. 그러므로, 부방사부 오염은 적어도 5° 방위각에서 10dBZ radial^{-1} 의 반사도 경도가 존재하여야 발생할 수 있다.

그림 1.11에서는 부방사부에 의한 오염 뿐만 아니라 다중산란에 의한 산란 스파이크(우박썰기) 또는 불꽃에코(Flare Echo)를 나타낸다.

이러한 불꽃에코는 그림 1.12에서와 같이 우박과 지표면으로부터 다중 반사를 통하여 되돌아오는 경로가 길어지기 때문이다. 신호가 돌아 올 때까지 걸리는 추가시간으로 인하여 레이더에서 더 먼 거리에 있는 에코처럼 해석되고, 강한 에코에서부터 멀어지면서 확장하는 시선방향의 썰기처럼 나타난다.

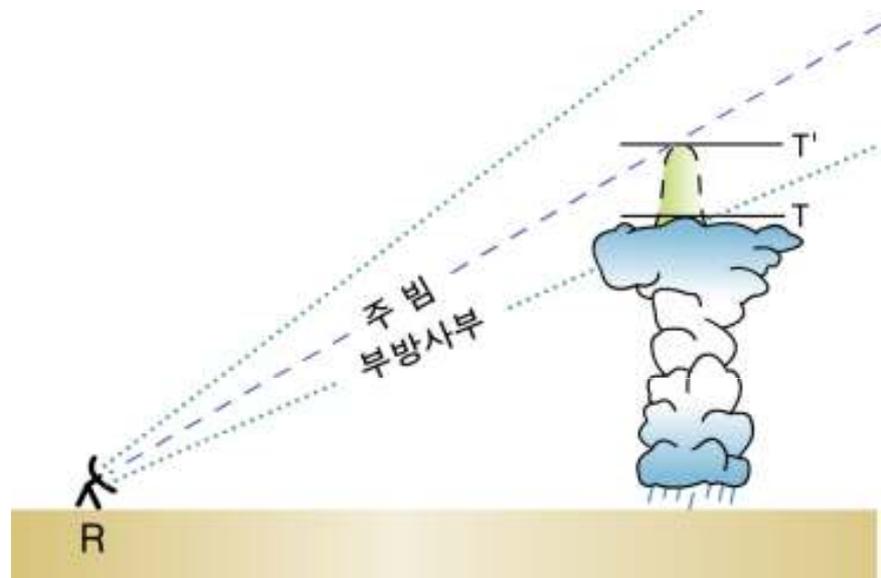


[그림 1.12] 불꽃에코가 발생하는 모식도

1.1 기상레이더 기초이론

부방사부 오염에 의한 다른 효과로는 강한 뇌우의 꼭대기에서 관측되는 썩기모양의 에코이다. 그림 1.13은 멀리 있는 적란운에 대한 관측 예를 보여 준다(주빔이 실제 에코 꼭대기 위를 통과한다).

그러나 부방사부에서 송신된 파워가 구름 속의 우박 기둥과 부딪치게 되면, 결과적으로 생성된 에코가 레이더의 주빔에 의한 에코로 해석될 수 있다. 따라서 주빔 고도까지 ‘썩기(Spike)’처럼 보이고, 실제 에코 탑 위치를 과대 추정할 것이다.



[그림 1.13] 주빔은 구름 꼭대기 위를 지나고 부방사부는 우박 기둥에 의해 반사됨. 구름의 실제 높이는 T이지만 관측은 T'로 됨

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.7.2 레이더 빔 굴절(Radar Beam Refraction)

기상 레이더에서는 표준 대기를 가정하고 레이더 빔의 중앙선 높이를 계산한다. 만약 대기가 표준 굴절 조건으로부터 벗어나면, 레이더 빔 또한 가정된 일반적인 전파 경로로부터 벗어난다. 즉, 다른 매질을 통과하는 것처럼 레이더 빔이 굴절 되거나 휘어 과소굴절 또는 과대굴절이 일어날 수 있다. 그림 1.14는 다양한 빔 전파 경로들을 나타낸다. 그림 1.15는 표준 대기 조건에서 거리에 따른 빔의 중앙선 높이를 나타낸다.

1.1.7.3 빔 전파 방정식(Beam Propagation Equation)

그림 1.15에서 거리와 높이 그림은 표준 굴절 조건을 가정한 거리 높이 방정식을 기반으로 계산되었다. 아래 방정식은 빔의 높이(H) 곡선을 얻기 위해 사용된 수학적 표현이다. 빔의 중심 높이는 일반적으로 다음 방정식을 사용한다:

$$H = SR \times \sin \text{PHI} + (SR \times SR) / (2 \times IR \times RE) \quad (1.13)$$

여기서, H = 레이더 빔의 중앙선 높이 (km)

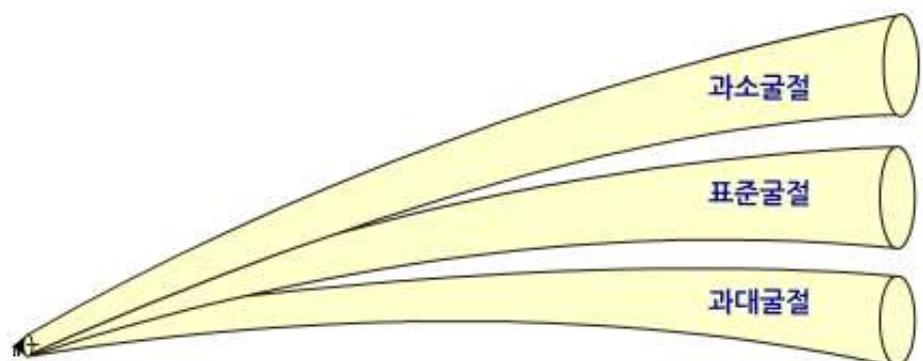
SR = 경사 거리 (km)

PHI = 고도각 (°)

IR = 굴절률 (=1.21)

RE = 지구 반지름 (=6371km)

산출물 생성에서, 미터단위(km)를 nm와 kft로 변환하였다. 이 방정식을 이용하여 고도각에 따른 빔의 높이를 계산할 수 있다.

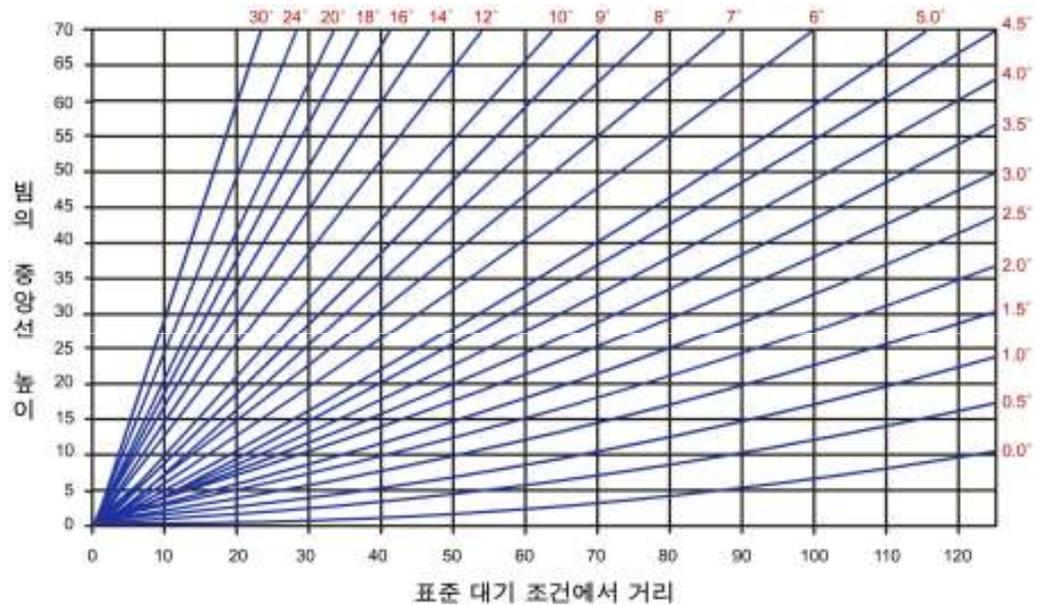


[그림 1.14] 다양한 대기 굴절률 조건에 대한 빔의 전파 경로

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.7.4 과소굴절(Subrefraction)

빔이 표준 대기에서 특정한 양만큼 굴절한다고 가정한다. 만약, 빔이 일반적인 경우보다 적게 굴절되면, 이것을 과소굴절(Subrefraction)이라고 부른다. 빔은 표준대기에서 계산된 높이보다 더 높을 것이고 목표물의 높이는 과소 추정될 것이다. 110nm 거리와 1.5 고도를 예로 들어, 그림 1.15에서 빔의 중앙선은 ~26000ft이다. 과소굴절 조건에서, 에코의 꼭대기가 26,000ft일 때 레이더 빔은 그 위를 지나가게 되고 에코는 감지되지 않는다. 에코의 상단은 더 낮은 고도각에서 감지될 것이다.



[그림 1.15] 표준 굴절 조건으로 가정하였을 때 고도각에 따라 다양한 거리에 대한 빔 중앙선 높이

과소굴절은 대기의 기온 감률이 건조 단열감률로 접근하고 수증기가 고도에 따라 증가할 때 발생한다. 일반적인 시나리오는 상층에 습한 층이 있는 'Inverted-V' 대기상태이다, 과소굴절의 경우 에코 높이 과소추정 이외에 이 현상은 저층에서 지형에코를 줄이는 경향이 있다.

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.7.5 과대굴절(Superrefraction)

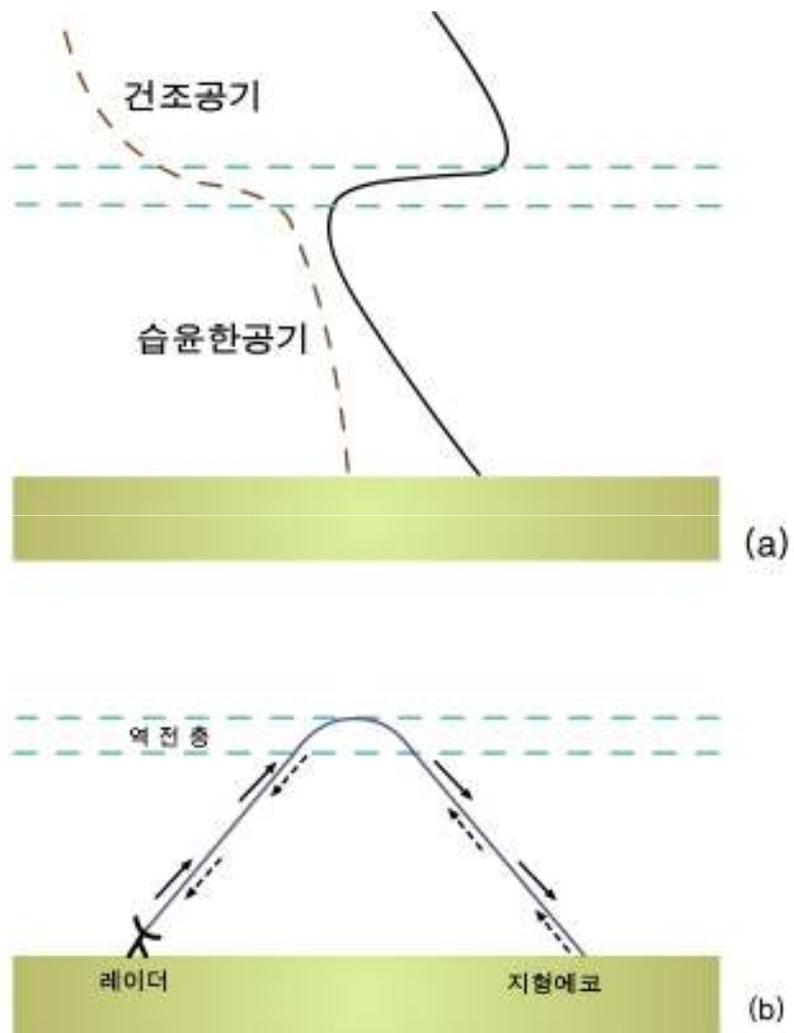
반대 상황인 과대굴절은 레이더 빔이 표준보다 더 굴절될 때 발생한다. 이 빔은 표준대기에서 보다 더 낮을 것이고 목표물 높이는 과대 추정될 것이다. 이러한 과대 굴절은 에코 높이의 과대 추정뿐만 아니라, 과대굴절은 낮은 고도의 지형에코를 증가시킨다. 이것은 우리가 일반적으로 언급하는 이상전파(Anomalous Propagation, AP) 에코들의 원인이다.

예를 들어, 90nm와 1.5 고도를 사용하면, 그림 1.15에서 빔 중앙선 높이는 ~19,000ft이다. 과대 굴절 조건에서 에코 꼭대기가 19,000ft이면 레이더 빔이 그 아래를 지나가게 된다. 에코의 꼭대기는 높은 고도각에서 감지될 것이다.

과대굴절은 주로 상층 또는 하층의 온도 역전에서 발생하고, 지구복사, 침강, 뇌우의 확장흐름(Outflow), 전선 뒤의 한랭 이류 등에 기인할 수 있다.

1.1 기상레이더 기초이론

그림 1.16은 과대굴절(이상전파)가 발생할 전형적인 온도 및 수증기 분포를 나타낸다. 1-2km 사이의 고도에서 강한 온도 역전과 습도의 급격한 변화를 보여주는 전형적인 연직 구조이다. 역전층 내에서, 레이더 빔은 초기 경로에 대해 상대적으로 아래쪽으로 굴절되며, 이때 예외적으로 증가한 지형에코가 관측된다.



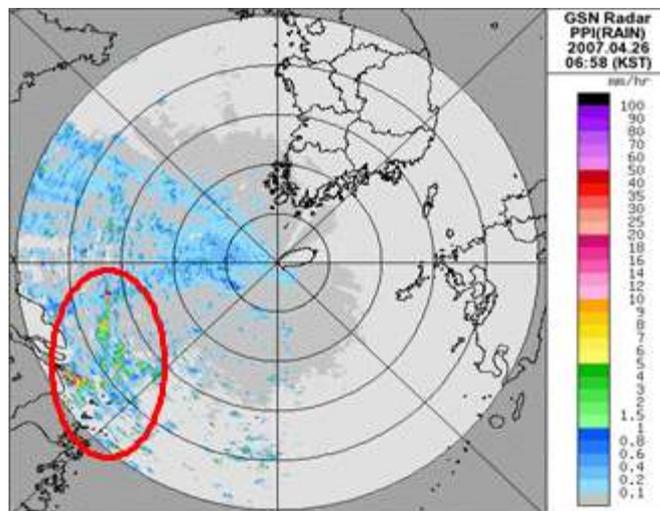
[그림 1.16] (상) 이상전파와 연관된 전형적인 연직 분포구조, 및 (하)이때 레이더 빔의 전파 경로.

1.1 기상레이더 기초이론

육지 위에서 이상전파는 급격한 강도의 변화로 인해 공간적으로 매우 불규칙한 에코를 만든다. 해양에서 이 효과가 일반적으로 약하지만, 거친 바다에서는 육지만큼 강한 이상전파가 생긴다. 이상전파는 고기압성 상황이거나 지표에서부터 100-200m 정도의 깊은 야간 역전이 있을 때 흔히 발생한다. 후자의 경우, 특히 역전층이 생성하거나 소멸하는 동안 이상전파의 나타남과 사라짐이 급격하게 이뤄진다.

연속적인 이미지 표출로 고정 또는 불규칙적 영상으로 이상전파를 식별하는데 도움이 될 수 있다. 그러나 경우에 따라서 이상전파에 의한 에코가 실제 강수처럼 조직적으로 움직일 수 있다. 높은 고도각의 PPI 혹은 높은 고도의 CAPPI는 보통 이상전파가 나타나지 않아 단일 레이더 표출로부터 생긴 문제를 제거하는데 효과적이다. 또 네트워크에서, 레이더의 겹친 부분에서 관측된 에코의 차이로 이상전파를 구별할 수 있을 것이다.

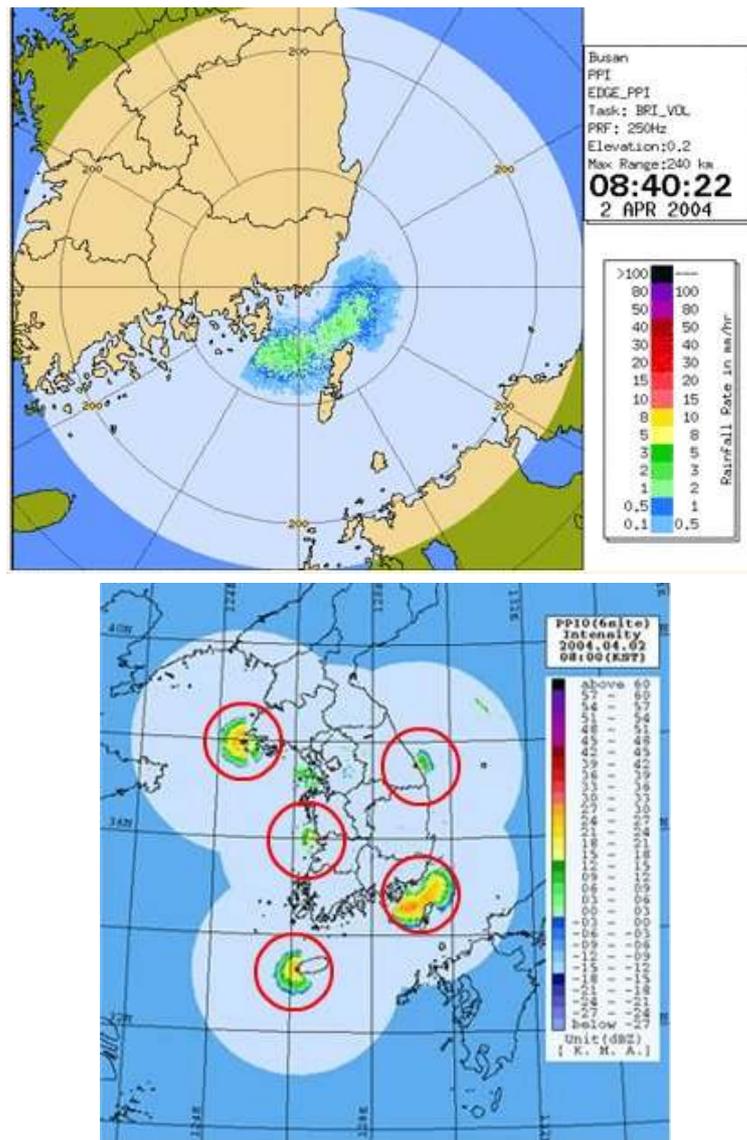
그림 1.17은 2007년 4월 26일 고산레이더로 관측한 이상전파(파랑에코)의 레이더영상이다. 남서에서 북서 방향으로 파랑에코가 넓게 분포하고 있으며 특히 남서쪽에서는 강한 파랑에코가 존재한다.



[그림 1.17] (상) 이상전파와 연관된 전형적인 연직 분포구조 및 (하)이때 레이더 빔의 전파 경로

1.1 기상레이더 기초이론

그림 1.18는 2004년 4월 2일 구덕산 레이더 및 합성도 상에서 관측한 파랑에코 사례이다. 레이더를 기준으로 남서~북동쪽 50km 부근 해상에 파랑에코가 띠모양으로 뚜렷하게 보인다. 이러한 파랑에코는 레이더 빔이 표준대기보다 해상으로 더 휘어 발생하는 현상이다. 이 경우 레이더 빔은 표준대기에서 관측하는 고도보다 낮은 고도를 관측한다.



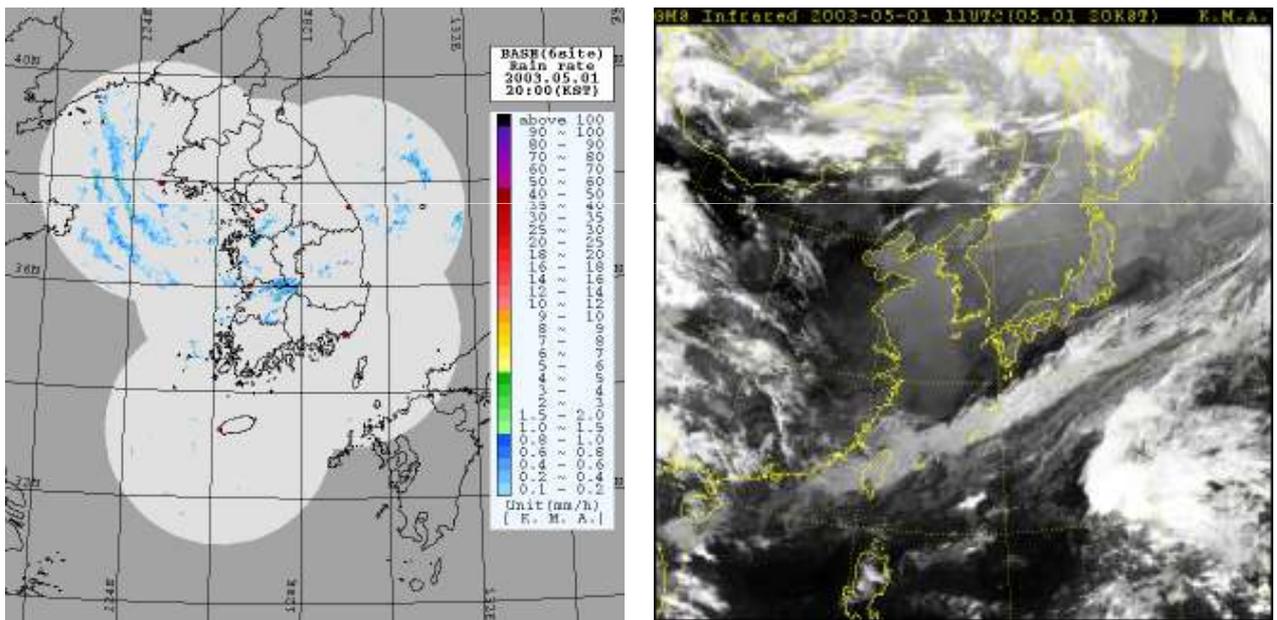
[그림 1.18] (상)부산 구덕산레이더 관측한 파랑에코, (하) 합성도 상에 나타난 해안 근처에 위치한 레이더로 관측한 파랑에코

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.7.6 빗 갇힘(Ducting)

빗 갇힘은 과대굴절의 특별한 조건으로 안정층이나 기온 역전층에서 레이더 빔이 갇히는 것이다. 이것은 빔이 일반적인 경우보다 더 아래로 구부러지는 원인이 되지만 빔은 드물게 지면에 접촉한다. 빗 갇힘은 R_{max} 를 벗어난 목표물을 감지할 수 있게 하는 과대굴절의 극한 사례이다.

그림 1.19는 2003년 5월 1일 합성 영상으로 서해상에서 띠모양의 에코가 관측되었다. 이 에코는 빗갇힘에 의하여 빔이 해상으로 휘어져서 해상이 관측되고 해상에서 빔이 레이더파의 진행 방향으로 반사되어 전파되면서 빗갇힘에 의하여 다시 해상으로 휘어 해상이 관측된 사례이다. 띠모양의 에코가 시선방향으로 연속하여 3번 나타난다.



[그림 1.19] (좌)2003년 5월 1일 레이더 합성영상. 백령도 레이더에서 관측한 서해상의 강한 파랑에코가 관측됨. (우)같은 사례에 대한 적외 위성영상

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.7.7 거리 분해능(Range Resolution)

레이더의 거리분해능은 거리빈(Range Bin)과 거리게이트(Range Gate)에 의해 결정된다. 레이더 자료의 생산은 레이더로부터 같은 거리로부터 수신된 여러 개의 펄스를 조합하여 레이더 자료가 생산된다.

즉, 하나의 레이더 모멘트 자료(반사도, 시선속도, 스펙트럼폭)는 여러 개의 펄스 수신신호를 처리하여 생산된다. 따라서, 펄스의 길이가 거리방향으로 독립적인 펄스 샘플로부터 모멘트 자료를 생산할 수 있는 최소 거리를 결정한다. 예를 들어 $1\ \mu\text{s}$ 의 펄스길이에 대한 거리 방향으로 독립적인 샘플로 생성된 모멘트의 최소 분해능은 150m이다.

1.1 기상레이더 기초이론

그림 1.20은 왜 두 목표물이 적어도 반지름 방향의 펄스 길이의 1/2일 때 분리되어지는지를 나타낸다. 목표물 A에 부딪힌 레이더 펄스(녹색막대기로 표시된 송신펄스)의 에너지 중 일부(녹색 막대기로 표시된 수신신호)가 레이더를 향하여 후방 산란된다.

송신 펄스가 목표물 B에 도달할 때까지 펄스는 계속 이동하고 에너지는 목표물 A로부터 계속해서 반사된다. 펄스가 목표물 B에 부딪혀 목표물로부터 에너지가 후방 산란하기 시작한다(오렌지색으로 표시된 수신신호).

목표물 A로부터 반사된 에너지(녹색 막대기)는 펄스가 전파할 때 계속해서 레이더를 향해서 산란한다. 목표물 A와 B의 거리가 펄스길이의 1/2일 경우 목표물 A로부터 수신신호의 뒤쪽 끝과 목표물 B로부터 수신신호의 앞쪽 끝이 정확하게 일치한다. 만약 목표물들이 펄스 폭의 1/2보다 더 가까이 있으면, 후방 산란된 에너지는 겹쳐진다. 이때 레이더는 두 목표물을 구별할 수 없으며 두 조각의 정보가 하나의 긴 에코로 결합된다.

이러한 최소 분해능을 거리빈이라 한다. 그러나 수신된 아날로그 신호를 디지털 신호로 전환하는 티지타이저의 종류에 따라 독립적이지 않은 샘플에 의한 분해능은 이 값보다 더 좋아질 수 있다. 자료의 잡음을 제거하고 자료의 저장을 용이하게 하기 위하여 거리빈을 여러 개 평균하여 거리게이트에서 값을 산출한다.



[그림 1.20] 이 그림은 관측 가능한 최대 거리 분해능의 예임. 두 물체는 적어도 펄스 길이의 1/2일 때 분리되어질 수 있음. 위쪽의 녹색 막대기는 송신펄스, 아래쪽의 녹색과 오렌지색 막대기는 목표물 A와 B에 의한 수신신호

1.1 기상레이더 기초이론

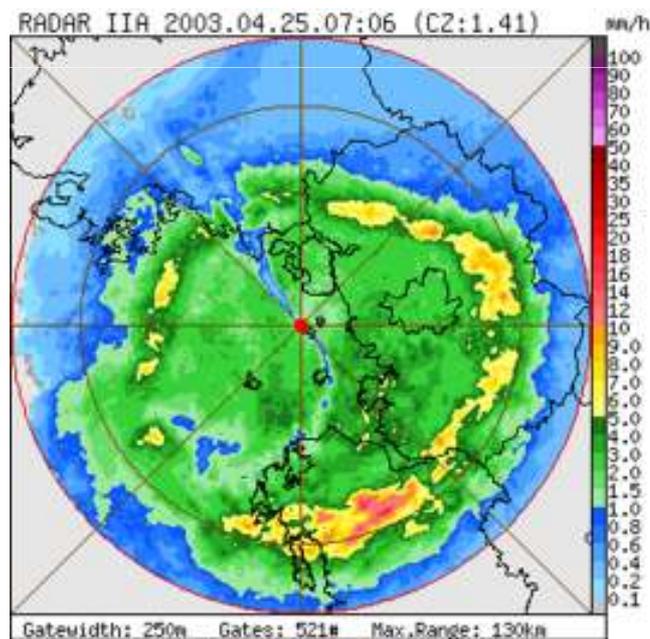
1.1.8 레이더 표현 자료

레이더 자료의 표현에는 PPI(Plan Position Indicator), RHI(Range Height Indicator), CAPPI(Constant Altitude Plan Position Indicator)가 주로 이용된다.

1.1.8.1 PPI(Plan Position Indicator)

PPI는 레이더 자료의 가장 일반적인 표출방법이고, 레이더 이미지의 다수가 이 형태로 표출되어져 있다. PPI를 이용한 레이더 반사도 표출 예시가 그림 1.21에 있다. 레이더가 영상의 중심에 위치하고 레이더 자료를 거리 및 방위각의 정보로 2차원상에 투영하여 나타난다.

즉, 레이더빔의 주어진 고도각 자료가 평면으로 투영된다. 따라서, 가까운 거리의 자료는 지표와 가까운 높이에서 왔고, 먼 거리에 있는 자료는 높은 고도로부터 온 것이다.

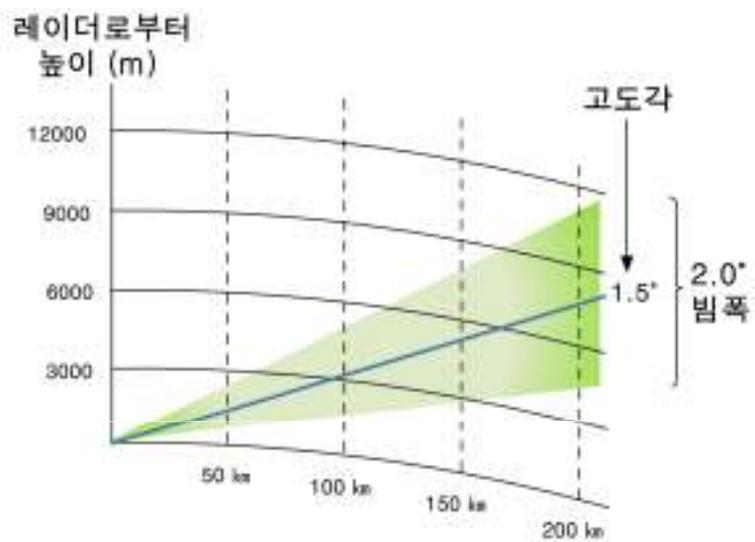


[그림 1.21] 이 그림은 인천 영종도 레이더로 2003년 4월 25일에 관측한 고도각 1.41도에서 반사도의 PPI 영상임. 최대 관측 거리는 레이더로부터 130km임. 밝은 띠의 높이 변화를 확인할 수 있음.

1.1 기상레이더 기초이론

그림 1.22는 거리에 따라 빔의 높이가 어떻게 변하는지 보여준다. 빔의 높이는 지구곡률과 굴절률에 의해 결정된다.

많은 레이더는 산의 정상 또는 높은 지역에 위치하기 때문에 레이더에 근접한 지역에서부터 멀어질수록 지표면에서 빔 높이는 그림 1.22에서 보는 것 보다 더 높아지게 된다. 여러 개의 PPI, 즉 여러 개의 고도각 PPI를 하나로 묶어서 부피자료라 부른다.



[그림 1.22] 고도각 1.5°에서 거리에 따른 레이더 빔의 높이 및 폭의 변화

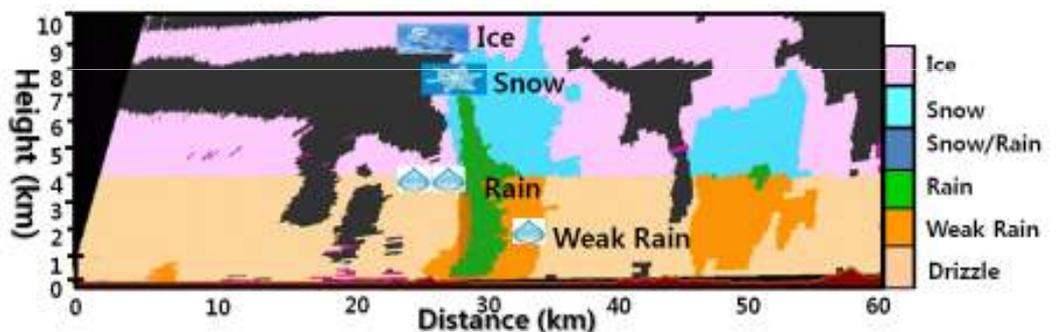
1.1 기상레이더 기초이론

1.1.8.2 RHI(Range Height Indicator)

RHI 표출은 레이더 안테나를 특정한 방위각에서 위아래로 움직여가며 만든 대기의 연직단면이다. 이 표출 형식은 구름시스템 안의 강수요소와 미세 물리과정의 연직형태를 보여준다. 예를 들면, 녹는 층은 ‘밝은 띠’라고 알려진 젖은 눈(Wet Snow)으로부터 돌아오는 강한 파워로 인해 쉽게 탐지될 수 있다.

또 강수 사례를 층운형, 대류형 혹은 강한폭풍 종류로 분류하는데 반사도의 연직패턴을 사용할 수 있다.

그러나 이러한 RHI 관측은 현업용 레이더에서는 흔히 사용되지 않고 주로 연구용 레이더 관측에 주로 많이 사용된다. 그림 1.23은 국립기상연구소의 X밴드 이중편파레이더로 관측한 반사도의 RHI 영상으로 강수의 연직 발달을 쉽게 확인할 수 있다.



[그림 1.23] 국립기상연구소의 X밴드 이중편파레이더로 관측한 대류형 강수에 대한 강수유형 구분

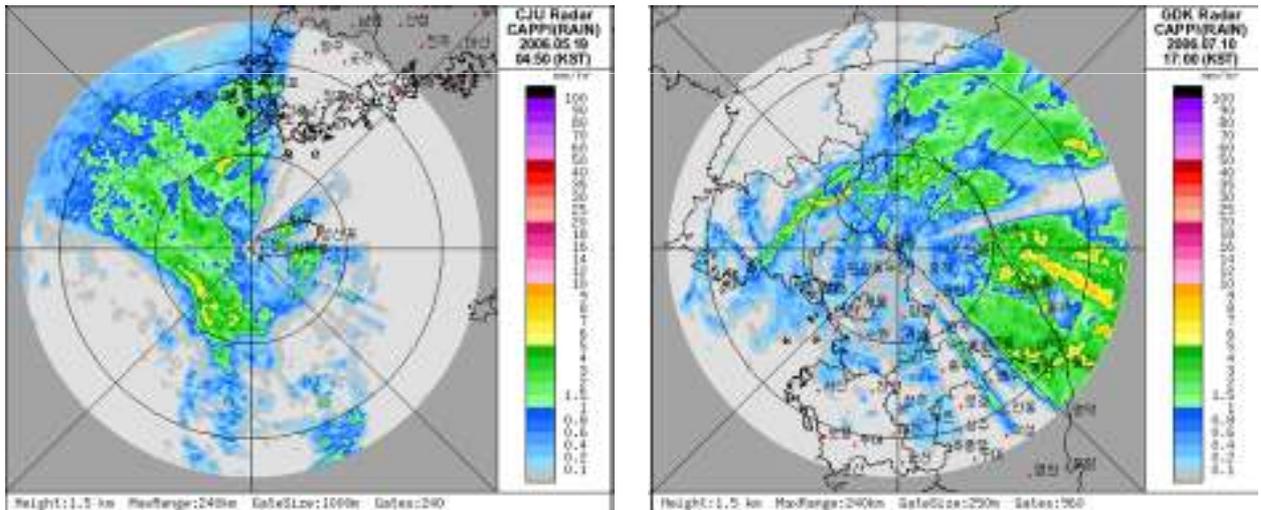
1.1 기상레이더 기초이론

1.1.8.3 CAPPI(Constant Altitude Plan Position Indicator)

PPI 및 RHI는 단일 고도에서의 영상을 나타내지 못한다. 즉 해발고도 1.5km에서의 영상은 PPI 관측자료에서 얻어지지 않는다. 따라서 여러 개의 PPI 자료를 활용하여 일정고도에서의 PPI 영상을 생성할 수 있고 이러한 표출을 CAPPI라 부른다. CAPPI를 생산하기 위해서는 각각의 고도각에서 레이더로부터 동일한 거리를 나타내는 원형 자료들로 구성한다.

즉, 원거리에서 낮은 고도각, 근거리에서 높은고도각 자료를 이용하여 CAPPI를 생산한다. 따라서 빔 중심은 레이더 사이트 위에서 거의 같은 고도를 가지게 되고, 정해진 특정고도에서 강우강도를 구할 수 있다.

그림 1.24는 제주도 고산 레이더와 광덕산 레이더로 관측한 부피자료를 이용하여 생산한 해발 1.5km 고도에서의 CAPPI 영상을 나타낸다. 두 영상에서 빔차폐의 효과가 잘 나타난다.



[그림 1.24] 이 그림은 기상청에서 운영하는 고산(좌) 및 광덕산(우) 레이더로 관측한 부피자료를 이용하여 생산한 1.5km 고도에서 CAPPI의 예시. 고산레이더의 경우 북동쪽, 광덕산 레이더의 경우 동북동과 남동 방향에서 빔차폐가 나타남

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.9 도플러 효과

1.1.9.1 도플러 효과

도플러 효과는 관측자와 에너지원이 상대적으로 움직일 때 관측자에게 도달하는 에너지원의 주파수 변화로 정의된다. 도플러 효과나 편이는 파원이 움직이지 않고 샘플링 되는 목표물이 움직이거나 정지하고 있을 때 쉽게 알 수 있다. 주파수 편이는 목표물이 에너지원에 가까워지거나 멀어짐에 따라 발생한다.

전파되는 전자기에너지의 속도, 그 에너지의 주파수와 파장 사이의 관계는 다음과 같다.

$$c = f\lambda \quad (1.14)$$

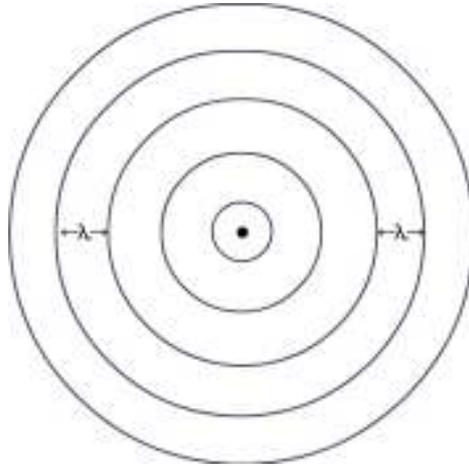
c 는 빛의 속도(상수로 가정), f 는 주파수, λ 는 에너지의 파장이다. c 가 상수일 때, f 와 λ 는 반비례 관계를 갖는다. 예를 들면, λ 가 증가하면, f 는 감소한다. 반대 경우도 같다.

만약 식 (1.14)이 기상 레이더에 의해 샘플링 된 목표물의 도플러 움직임을 나타내는 데 사용된다면, 다음 식으로 나타낼 수 있다.

$$V_r = f_{dop}\lambda \quad \text{or} \quad f_{dop} = \frac{V_r}{\lambda} \quad (1.15)$$

V_r 은 목표의 시선 속도, f_{dop} 은 레이더와 가까워지거나 멀어지는 목표물의 움직임에 의해 발생하는 도플러 주파수 편이이다. 그리고 λ 는 전파된 에너지의 파장이다. 멈춰있는 목표물의 경우, 파장이나 주파수는 변하지 않는다. 그림 1.25에서 원 가장자리에 위치한 레이더는 어느 곳에서도 주파수 편이를 관측할 수 없다.

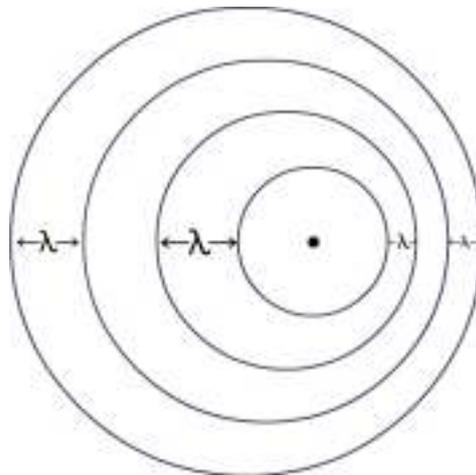
1.1 기상레이더 기초이론



[그림 1.25] 정지된 목표물은 주파수 편이가 없음

목표물이 서쪽에서 동쪽으로 이동하는 경우(그림 1.26), 레이더에서 멀어지거나 가까워지면서 발생한 주파수 편이는 부호가 다를 뿐 그 양은 같다.

- 레이더가 동쪽 가장자리에 위치할 경우, 목표물이 레이더 쪽으로 움직이므로 편이는 양의 부호를 갖는다(λ 는 감소하는 반면 f_{dop} 는 증가한다).
- 레이더가 서쪽 가장자리에 위치할 경우, 목표물이 레이더에서 멀어지므로 편이는 음의 부호를 갖는다(λ 는 증가하는 반면 f_{dop} 는 감소한다).



[그림 1.26] 움직이는 목표물은 주파수 편이가 있음

그러나 식 (1.15)는 목표물의 실제 시선 속도를 이끌어 내지는 못한다. 기상 도플러 레이더의 경우, 식은 다음과 같다.

$$f_{dop} = \frac{-2V_r}{\lambda} \tag{1.16}$$

1.1 기상레이더 기초이론

주파수가 두 배가 되는 물리적 이유는 두 가지로 볼 수 있다. 1) v_r/λ 과 같은 양만큼 목표물의 전기적 진동 주파수(Electric Vibrational Frequency)가 증가하는 것과 2) 레이더 수신기 방향에서 목표물의 복사장의 주파수가 v_r/λ 양만큼 증가하는 것이다. 음의 부호는 목표물 움직임이 레이더에서 가까워지거나 멀어지는 것에 대한 설명을 포함하고 있다(예를 들어, 음의 v_r 은 양의 f_{dop} 를 나타낸다. 반대로 같다).

주어진 레이더에서 λ 가 상수이므로, 식 (1.16)은 도플러 주파수 편이와 시선속도 사이의 직접적인 관계를 설명한다.

1.1.9.2 도플러 효과와 음파

도플러 효과는 일반적으로 음파를 이용하여 설명한다. 예를 들면 구급차가 사이렌을 울리며 당신에게 상당히 빠른 속도로 움직이고 있다고 하자. 사이렌 음조(주파수)의 증가는 음파의 압축(더 짧은 파장)에 의해 일어난다. 구급차가 당신에게서 멀어질 때, 음파의 팽창(더 길어진 파장)때문에 음조(주파수)는 감소한다.

일반적인 음파의 주파수는 $1 \times 10^4 \text{ Hz}$ (10,000 Hz)이다. 파원이 수신기로부터 50 노트로 가까워지거나 멀어지는 경우, 발생하는 도플러 주파수 편이는 $\sim 800 \text{ Hz}$ 정도이다. 편이된 주파수의 양은 원래 전송된 주파수의 $\sim 8\%$ 정도이다. 이는 사람의 귀로도 쉽게 측정할 수 있다.

1.1.9.3 도플러 효과와 레이더 펄스

레이더에 의해 전송되는 전자기파는 음파보다 훨씬 높은 고주파이고 빛의 속도로 나아간다. $\sim 10.5 \text{ cm}$ 대의 파장을 사용하는 도플러 레이더에서, 전송 주파수는 $\sim 2.85 \times 10^9 \text{ Hz}$ (28억 5천만 Hz)다. 목표물이 시선 방향으로 50 노트로 움직이면 487 Hz의 도플러 주파수 편이가 발생한다. 이는 원래 전송된 주파수의 $\sim 2 \times 10^{-5} \%$ (0.00002%)에 불과하다. 이 값은 측정하기에는 매우 작은 주파수 편이이다.

따라서 레이더는 목표물의 시선 속도를 결정하기 위해 직접 주파수 편이를 관측하기 보다는 되돌아온 연속 펄스들 사이의 펄스 간 위상차(Pulse-to-pulse)의 변화를 이용한다. 위상차는 더 쉽게 측정되며 이 기술을 ‘펄스 쌍 처리(Pulse Pair Processing : PPP)’라 부른다. 각각의 전송된 펄스에 대한 초기 위상 정보와 수신된 펄스의 위상은 알 수 있다. 따라서 연속하여 수신된 펄스의 위상을 비교하여 도플러속도를 측정한다.

1.1 기상레이더 기초이론

레이더가 관측하는 최대 위상차는 180° 이므로, 이와 연관된 최대 속도가 있다. 이를 최대 탐지 속도, V_{max} 라 부르고, 180° 의 최대 펄스 쌍 위상편이에 해당한다.

목표물의 속도를 결정하는 과정은 두 개의 연속하는 되돌아온 펄스의 위상각이 결정되면 상대적으로 간단하다. 첫 번째 돌아온 펄스의 위상과 두 번째 돌아온 펄스의 위상을 얻고 이들의 차이(펄스 쌍 위상 편이)를 계산한다. 펄스 쌍 위상 편이는 180° 의 최대 관측 가능한 위상 편이와 비교되어지고 위상 편이 비율에 V_{max} 를 곱한다.

펄스 쌍 위상 편이와 시선 속도는 다음의 식으로 표현된다. 펄스 쌍 위상 편이와 시선 속도는 다음의 비율로 연관되어 진다.

$$\frac{P.S.}{180^\circ} = \frac{|V_r|}{|V_{max}|} \quad (1.17)$$

여기에서 P.S.는 펄스 쌍 위상 편이의 양이고, $|V_r|$ 은 목표물의 시선 속도, 그리고 $|V_{max}|$ 는 최대 관측 가능 속도 (V_{max} 의 크기)다. 주어진 모든 V_{max} 에 대해, 목표물의 속도는 발생한 펄스 쌍 위상 편이의 양에 직접적으로 비례한다.

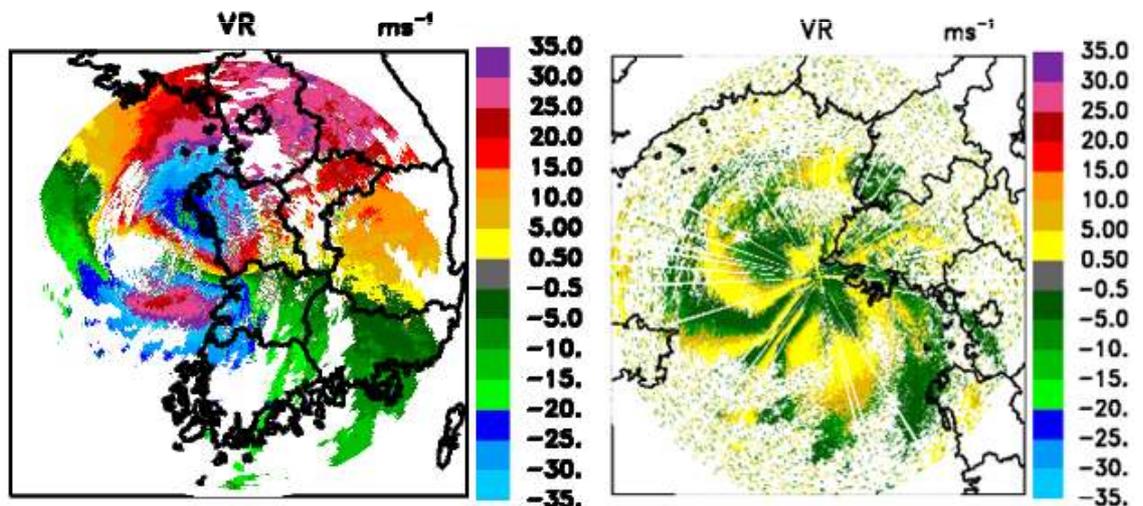
1.1 기상레이더 기초이론

1.1.9.5 속도 접힘 및 접힘풀기

최대 탐지속도 또는 나이퀴스트 속도는 레이더 파장과 PRF에 비례한다. 장 파장의 레이더에서 높은 PRF를 사용하면 최대 탐지속도를 증가시킬 수 있다. 이러한 최대 탐지속도는 펄스사이 위상편이가 180° 일 때 나타나고 목표물이 더 빠른 속도로 움직이면 위상편이가 180° 를 초과하여 접힌 속도값이 관측된다.

그림 1.28은 오성산 및 백령도 레이더로 관측한 시선속도 영상을 나타낸다. 오성산 레이더 영상의 경우 레이더의 북서쪽과 서쪽에서 시선속도가 접혀서 나타나고 백령도 레이더는 단일 PRF를 사용하기 때문에 2~3회의 접힘이 나타난다.

이러한 접힘은 실제 바람과는 반대의 풍향을 나타내고 이러한 자료를 이용한 바람장 산출은 부정확한 결과를 야기한다. 따라서 시선속도 자료의 활용에 앞서 접힘풀기가 선행되어야 한다.



[그림 1.28] 시선속도 접힘을 나타내는 예시 영상. (좌) 2009년 09월 02일 0300 LST에 오성산레이더 관측한 시선속도 영상, (우) 2011년 08월 08일 0900 LST에 백령도레이더 관측한 시선속도 영상

1.1 기상레이더 기초이론

속도접힘 풀기는 4단계의 과정을 거친다. 이러한 여러 단계의 과정은 중저기압, 폭풍 꼭대기 발산 등과 같은 작은 규모에서 발생하는 접힘뿐만 아니라 넓은 지역에서 나타나는 접힘도 함께 풀어주기 위해서이다. 다음의 각 단계를 나타낸다.

1 단계 : 시선방향 연속성 검사

거리 빈에서 추정속도의 접힘여부를 판단하기 위하여 이 값과 시선을 따라 레이더 방향으로 검색하여 같은 시선방향에서 가장 가까운 유효한 속도와 비교한다. 만약 추정속도가 이 주변 값의 임계치내가 아니면, 접힌 것으로 표시한다. 만약 이들 중 하나가 임계치 내라면, 이 값은 보존된다.

2 단계 : 9 지점 평균

만약 1단계가 실패하면, 시선방향으로 레이더 쪽의 4지점 값들과 이전 시선 방향의 5지점 값의 평균 속도를 계산한다. 추정 속도와 평균값을 비교하여 임계치 내가 아니면, 접힌 속도 값으로 체크한다. 만약 이들 중 하나가 임계값 이내 값이라면, 이 값은 그대로 유지된다.

3 단계 : 확장된 검색

만약 2 단계가 실패하면, 같은 시선 방향에서 레이더 방향으로 30개 빈과 이전 시선 방향에서 레이더에서 먼 방향으로 15개 빈을 이용한다. 추정속도를 이 주변 값과 비교하여 임계치보다 크면 접힘으로 표시한다. 만약 이 값이 임계치 이내라면 이 값은 유지된다.

1 ~ 3 단계의 유효성

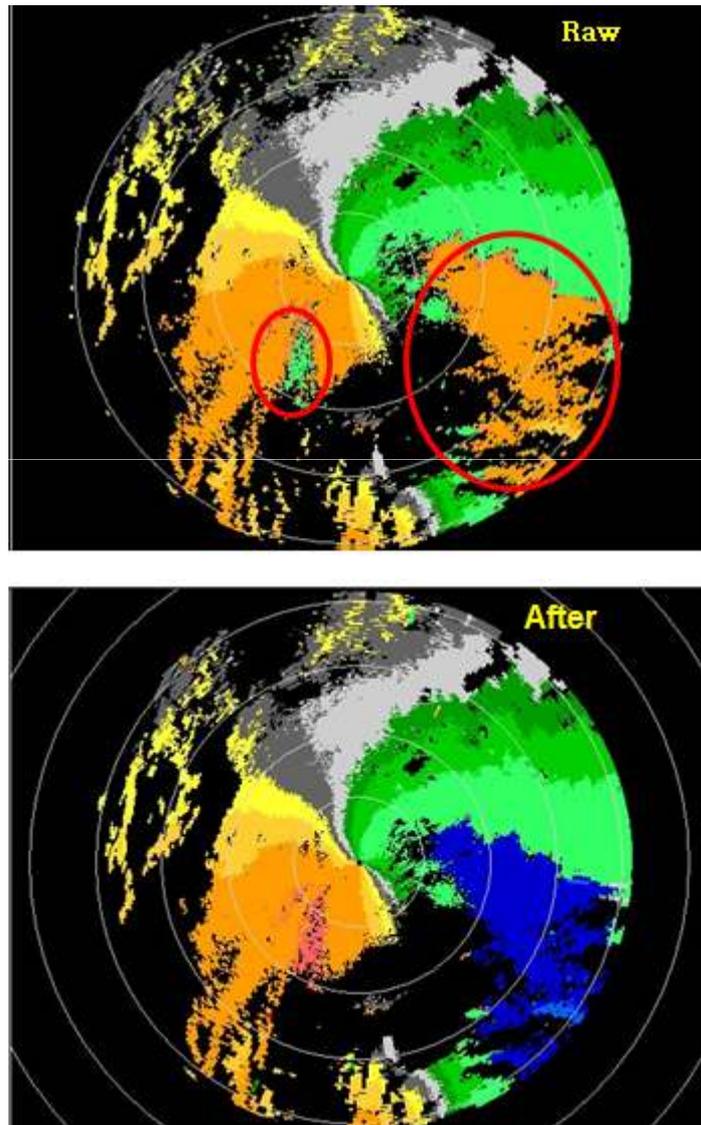
첫 세 단계는 추정 속도를 이미 처리된 주변의 유효한 속도와 비교하는 것이 일반적인 목적이다. 각 단계는 추정속도에서 조금 멀리 떨어져 있는 자료를 사용한다.

4 단계 : 주변 바람

마지막 단계는 주변 바람을 이용하는 것이다. 이 주변 바람은 지상에서 시작하여 1000ft 간격으로 70,000ft까지의 평균 바람을 나타낸다. 주변바람과 추정속도를 비교하여 접힘을 확인한다.

1.1 기상레이더 기초이론

만약 첫 세 단계가 비교를 위한 유효한 주변 속도 찾기에 실패하면, 첫 번째 추정 속도는 주변 바람에서 얻어진 속도와 비교된다. 만약 추정속도가 주변 바람 값의 임계치를 벗어나는 경우, 이 값은 접힘으로 표시되고, 임계치 이내이면, 이 값은 보존된다. 만약 추정 속도와 접힘이 풀린 속도가 주변 바람 값의 임계치 내에 들어가지 않으면, 추정치는 지워지고 '자료 없음'으로 할당된다.



[그림 1.29] (상) 시선속도 접힘을 나타내는 예시 영상. (하) 시선속도 접힘이 풀린 영상

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.10 레이더 기본자료 산출

단일 펄스에서 수신된 신호를 이용한 레이더 변수의 추정에는 통계적인 불확실성이 너무 커서 기본 자료를 산출하기에 어렵다. 그러므로 충분한 자료 품질을 얻기 위해서는 많은 수의 펄스를 처리해야 한다. 펄스수가 증가할수록 통계적 불확실성은 줄어든다. 실제 펄스수는 안테나 회전속도, PRF에 따라 바뀐다. 안테나 회전이 느릴수록, PRF가 클수록 펄스수가 증가하여 통계적 불확실성이 작아진다.

1.1.10.1 반사도 자료

거리빈으로부터 되돌아온 파워(P_r)의 양이 측정되면 레이더 방정식을 통해서 레이더 반사도(Z)를 간접적으로 결정한다. 되돌아온 파워의 평균정보는 기상청 레이더의 경우 대부분 각 0.25km 거리 빈에서 생성된다. 계산에 사용된 펄스 수는 레이더의 스캔전략에 따라 변한다.

작은 PRF를 사용할 때 먼 거리까지의 반사도 자료를 얻을 수 있다. 작은 PRF는 펄스 간의 휴지시간을 증가시키고 R_{max} 를 증가시키기 때문이다. 긴 R_{max} 는 다중 접힘에코(Multiple Trip Echo)의 가능성을 줄인다. 한편 큰 PRF는 속도 자료 수집에서 필요하며, 많은 수의 펄스를 사용하여 속도관측 오차를 줄인다.

1.1.10.2 평균 시선속도 자료

도플러 속도 정보는 PPP(Pulse Pair Processing)로 얻어진다. PPP는 주어진 거리 빈에 대한 연속적인 펄스 사이의 평균 위상차를 결정한다. 같은 거리빈을 가지지만 연속적인 회전에 의하여 아주 작은 방위각 값의 차이를 가지는 시선방향에서의 펄스를 PRT 간격으로 수집하여 이들 레이더 원시 신호의 지연 자기상관관계를 도출하여 시선속도를 산출한다. 펄스 간의 휴지시간을 줄이고 R_{max} 를 줄이는 높은 PRF를 사용하면 최적의 안정한 속도 자료를 얻을 수 있다.

1.1.10.3 스펙트럼 폭 자료

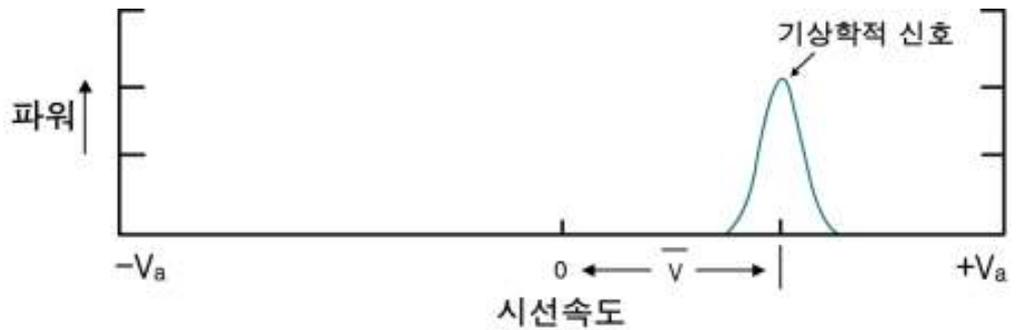
스펙트럼 폭은 거리 빈 안의 속도 분산의 양을 나타낸다. 스펙트럼 폭은 수학적으로 거리 빈 안의 풍속과 풍향의 변동에 비례한다. 속도는 평균 흐름을 나타내기 때문에 스펙트럼 폭이 큰 지역에서는 속도를 추정하는 것이 무의미 할 수 있다.

1.1 기상레이더 기초이론

큰 스펙트럼 폭과 관련된 기상학적 특징이나 조건은 다음과 같다.

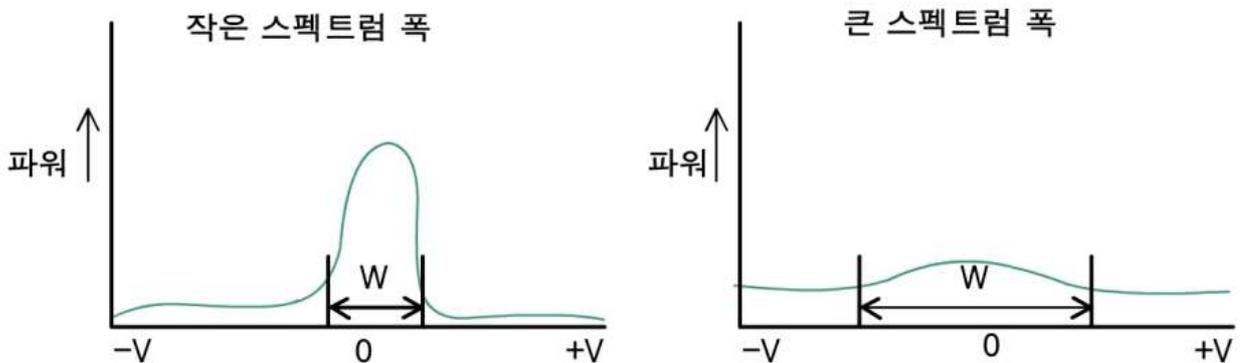
- 전선, 뇌우의 유출류, 해풍 등과 같은 경계
- 뇌우, 시어 지역, 난류, 바람 시어

스펙트럼 폭 추정은 통계적 기법인 시선속도와 유사하게 지연 자기상관관계(Autocorrelation)를 이용하여 구한다. 이것은 되돌아온 연속적인 펄스의 신호 변동을 측정하는 방법이다. 이 방법에서는 도플러 파워스펙트럼(그림 1.30)이 가우시안 분포를 가진다고 가정한다. 여러 개의 펄스로부터 얻은 파워와 속도 정보는 스펙트럼 계수(Spectral Coefficients)로 바꾼다. 종모양 곡선(그림 1.30)은 이러한 계수에 맞춘 것이고 이 곡선의 폭은 스펙트럼 폭의 크기에 비례한다.



[그림 1.30] 기상학적 물체로부터 되돌아온 파워의 가우시안 분포

스펙트럼 폭의 크기는 매우 다양하다. 속도 값은 파워에 가중치를 적용하여 구해지므로 파워 분포는 스펙트럼 폭에 크게 영향을 준다. 그림 1.31은 큰 파워를 가지면서 스펙트럼 폭이 좁은 경우와 파워가 낮고 스펙트럼 폭은 넓은 경우의 차이를 나타낸다.



[그림 1.31] 높은 파워 신호에 의한 좁은 스펙트럼 폭(좌)과 낮은 파워 신호에 의한 넓은 스펙트럼 폭(우)

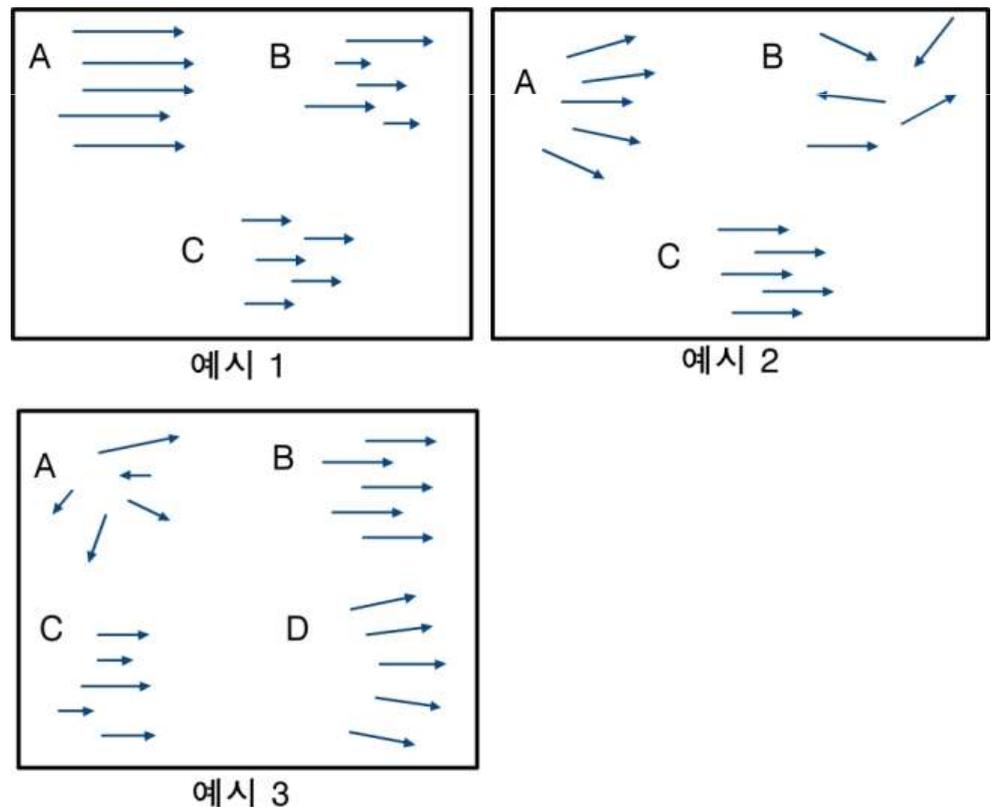
1.1 기상레이더 기초이론

그림 1.32에서 스펙트럼 폭이 큰 그룹이 어느 것인지 알아보자. 화살표의 길이는 풍속을 나타내고, 방향은 거리 빈 안의 산란체의 운동 방향을 나타낸다. 되돌아온 파워는 모든 산란체에서 같다고 가정한다.

예시 1에서는 B가 가장 큰 스펙트럼 폭을 가진다. A, B의 경우 방향시어와 속력시어 모두 존재하지만 B의 경우는 속력시어가 존재한다.

예시 2에서는 B가 가장 큰 스펙트럼 폭을 나타낸다. A, B, C 모두 속력시어는 존재하지 않는다. C는 방향시어가 없고 A는 작은 방향시어를 나타낸다. 그러나 B는 가장 큰 방향시어를 가진다.

예시 3에서는 A가 가장 큰 스펙트럼 폭을 나타낸다. B는 속력 및 바람시어 모두 영이다. C는 속력 시어, D는 방향시어만을 가진다. 이에 반하여 A는 속력 및 방향시어 모두 크게 나타난다.



[그림 1.32] 스펙트럼 폭의 비교를 위한 세 가지 예시

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.11 레이더 지형에코 및 이상전파

지형에코는 자료의 품질을 저하시킨다. 따라서 레이더 자료를 이용하여 지형에코를 판단하는 것은 자료해석에 선행하여 고려하여야 하는 매우 중요한 과정이다.

1.1.11.1 지형에코

지형에코는 움직이지 않는 비기상학적 물체로부터 되돌아온 신호가 걸러지지 않고 기본자료 계산에 포함될 때 발생한다. 기본 자료로부터 모든 산출물이 생산되고 알고리즘이 적용되기 때문에, 지형에코는 기본자료와 구해진 산출물의 품질을 떨어뜨린다. 지형에코 제거는 기본자료를 생성하기 전에 레이더자료 신호처리에서 적용하거나 자료 생산 후 레이더 에코의 시공간적인 특성을 이용하여 제거할 수 있다.

지형에코에는 표준대기 조건에서 발생한 일반적인 지형에코(Normal Ground Clutter)와 과대굴절 대기상태에서 일시적으로 발생하는 이상굴절 에코(Anomalous Propagation : AP)가 있다. 일반적인 지형에코부터 먼저 설명한다.

1) 지형에코의 일반적 특징

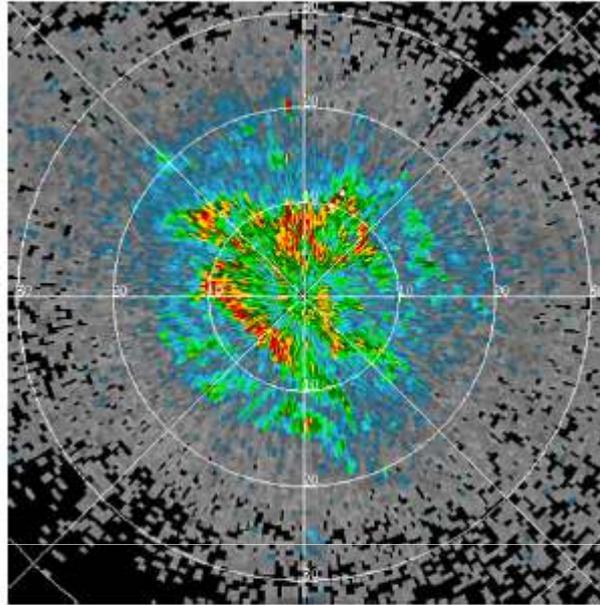
지형에코의 일반적인 특징은 다음과 같다.

- 지형에코는 일반적으로 낮은 고도각에서 생긴다.
- 지형에코는 레이더와 가까운 거리에서 발생한다. 그러나 다양한 거리에서 높은 산에 레이더 빔이 부딪혀 발생하는 경우도 있다.
- 특정한 고도각에서, 지형에코는 서로 다른 시간대에 관측된 부피주사 (Volume Scan) 자료에서 거의 변화하지 않으며 거의 모든 시간에 존재한다.

1.1 기상레이더 기초이론

- 반사도 산출물에서 지형에코의 특징

지형에코가 제거되지 않으면 지형 목표물은 강한 파워와 강한 반사도를 나타낸다. 필터에 의해 걸러지지 않은 지형에코는 지형이나 건축물에 의하여 반사도 자료에 나타나며 인접하는 거리 게이트에서 큰 차이를 보인다.

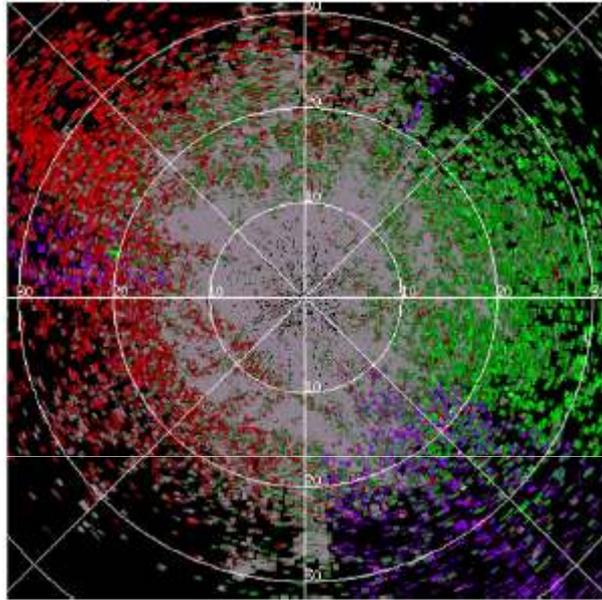


[그림 1.33] 걸러지지 않은 지형 에코 반사도 자료 예시

1.1 기상레이더 기초이론

- 평균 시선속도 산출물에서 지형에코의 특징

지형 목표물은 대부분 움직이지 않기 때문에 영에 가까운 시선속도 값이 나타나지만 예외는 있다. 흔들리는 나뭇잎, 파도, 자동차, 풍력발전기 등은 영이 아닌 시선속도 값을 가진다. 평균시선속도 산출물에서의 걸러지지 않은 지형에코는 거의 영의 시선속도를 가지는 넓은 영역 안에 영이 아닌 값이 고립적으로 나타나는 특성을 가진다.

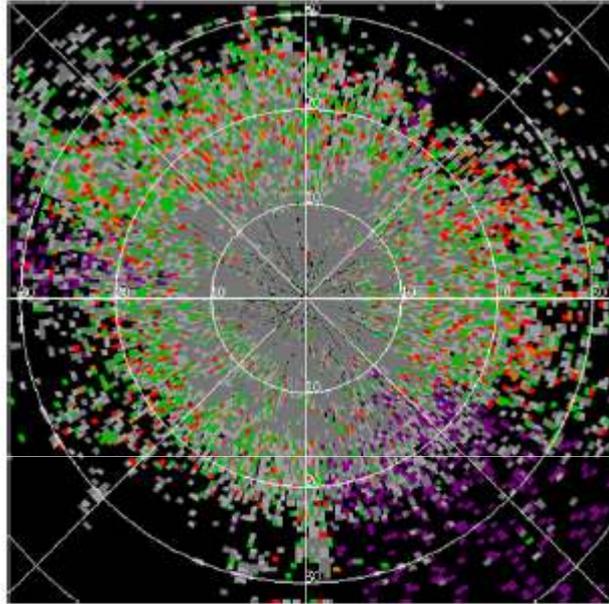


[그림 1.34] 걸러지지 않은 지형 에코 시선속도 자료 예시

1.1 기상레이더 기초이론

- 스펙트럼 폭 산출물에서 지형에코 특징

일반적으로 지형 목표물의 속도 변동은 작으며 스펙트럼 폭 또한 작다. 평균시선속도 산출물에서와 같이 예외가 있다. 흔들리는 나뭇잎, 고속도로의 차 등에서 큰 스펙트럼 폭 값이 나온다. 스펙트럼 폭 산출물에서 걸러지지 않은 지형에코는 낮은 스펙트럼 폭을 가지는 넓은 영역 내에 큰 값의 스펙트럼 값을 가지는 영역이 포함되어 나타난다(그림 1.35).



[그림 1.35] 걸러지지 않은 지형 에코 기본 스펙트럼 폭 자료 예시

1.1 기상레이더 기초이론

2) 이상전파에코의 일반적인 특징

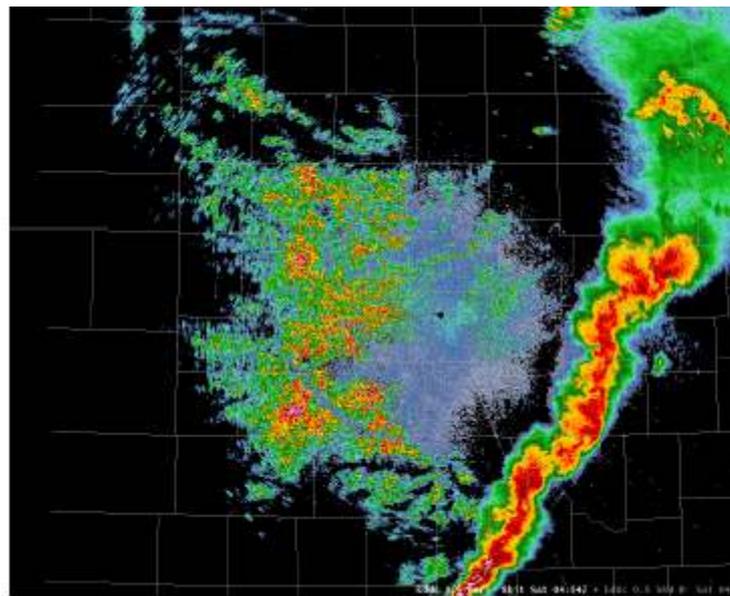
이상전파 에코는 대기상태에 의존하기 때문에 시,공간에서 일시적으로 나타난다. 레이더 산출물에서 지형으로부터 되돌아온 이상전파 에코는 발생 일, 시간, 부피주사에 따라 달라진다. 일시적인 이상전파 에코와 항상 존재하는 일반적인 지형에코를 구별하는 것은 중요하다.

이상전파에코의 일반적인 특징은 다음과 같다.

- 이상전파에코는 일반적으로 가장 낮은 고도각의 산출물에서 가장 잘 나타난다.
- 이상전파에코는 레이더로부터의 다양한 거리에서 나타난다.
- 과대굴절은 고도에 따라 온도가 증가하거나 수증기가 고도에 따라 감소하거나, 두 조건이 동시에 발생할 때 나타난다.

- 반사도 산출물에서 이상전파의 특징

반사도 자료에서 이상전파에코는 넓은 영역에서 다양한 값으로 얼룩덜룩하게 보인다. 이상전파에코에서 지형에 의한 불규칙한 모습은 매우 뚜렷하게 나타난다. 반사도 값은 매우 높고 인접한 게이트에서 급격하게 변화한다. 이상전파에 의한 반사도 경도는 기상학적 에코와 같은 완만한 형태를 보이지 않는다(그림 1.36).

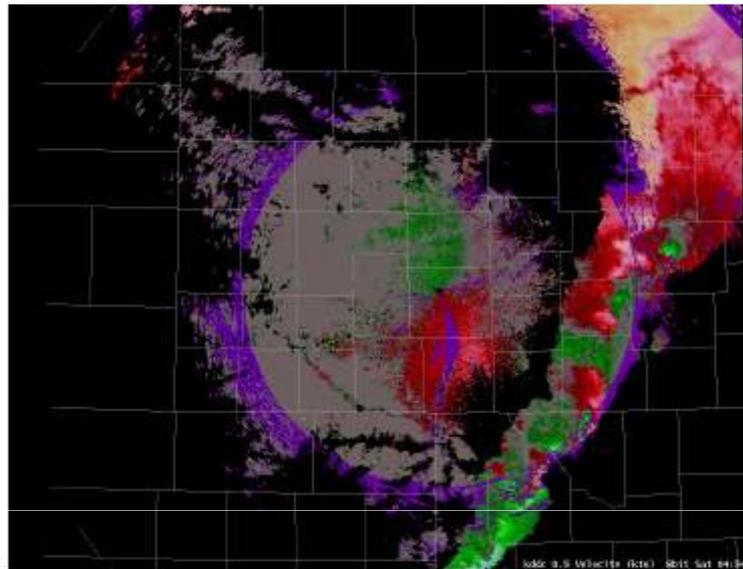


[그림 1.36] 스콜선 뒤의 걸러지지 않은 광범위한 이상전파에코. 이상전파에코와 스콜선의 차이점이 뚜렷하게 보임

1.1 기상레이더 기초이론

- 평균 시선속도 산출물에서 이상전파의 특징

이상전파에코의 속도 값은 몇몇 예외를 제외하고 보통 영에 가깝다. 흔들리는 나뭇잎, 파도, 차 등은 영이 아닌 값으로 나타난다. 평균 시선속도 산출물에서 걸러지지 않은 이상전파는 영의 값을 가지는 넓은 영역 내의 고립된 영이 아닌 좁은 영역이 나타나는 특징을 보인다.



[그림 1.37] 스킨선 뒤의 걸러지지 광범위한 이상전파에코의 속도자료. 광범위한 영역에서 속도가 거의 영을 나타냄

- 스펙트럼 폭 산출물에서 이상전파의 특징

이상전파에코의 속도 퍼짐은 보통 작아서 스펙트럼 폭 값 또한 작다. 평균 시선속도 자료에서와 같이 예외가 있다. 흔들리는 나뭇잎, 파도, 차 등에서 큰 스펙트럼 폭 값이 나타난다. 스펙트럼 폭 산출물에서 걸러지지 않은 이상전파에코는 큰 값을 포함하는 넓은 영역에서의 작은 스펙트럼 폭으로 나타난다.

1.1 기상레이더 기초이론

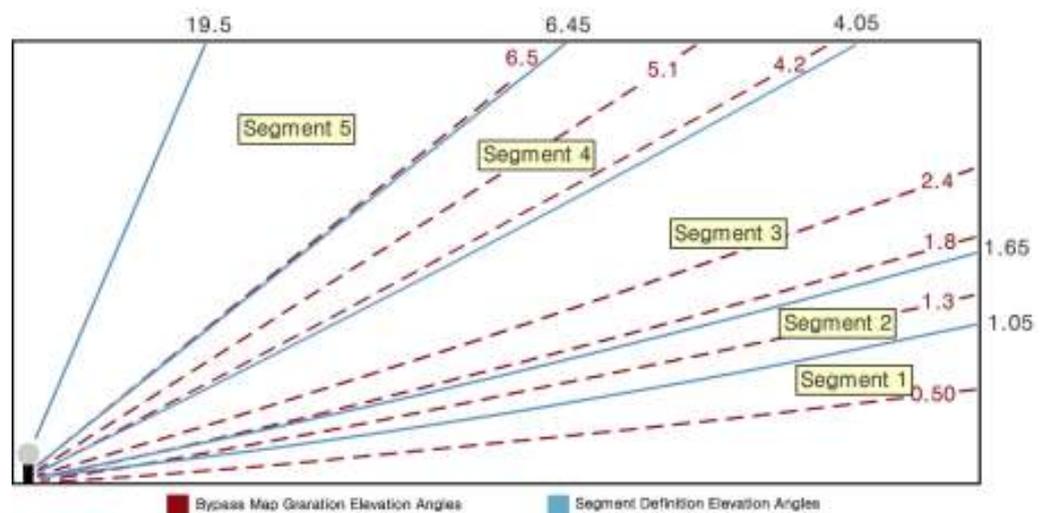
1.1.11.2 지형에코 제거 알고리즘

현재 기상청 레이더에 활용되는 품질관리 알고리즘은 미국 NSSL에서 개발한 퍼지알고리즘을 국내 실정에 맞게 수정한 것이다. 반사도, 시선속도, 스펙트럼폭의 공간 변동을 계산하고 이를 퍼지 소속값을 환산 및 조합하는 알고리즘이다. 도입 초기에는 반사도의 수평 변동(TDBZ), 반사도의 연직차(VDZ)의 두 퍼지 변수를 사용하였으나 반사도의 연직차값이 가장 효과적이라는 연구결과에 따라 현재는 반사도의 연직차만을 활용한다. 두 퍼지 변수는 다음과 같이 정의한다.

$$TDBZ = \frac{\sum_{j=-Ngates/2}^{Ngates/2} (Z_{i,j} - Z_{i,j})^2}{N} \quad (1.18)$$

$$VDZ = \frac{Z_{i,j,k} - Z_{i,j,ref}}{H_{i,j,k} - H_{i,j,ref}} \quad (1.19)$$

여기에서 i 는 방위각 방향의 인덱스, j 는 게이트 인덱스, k 는 고도각 인덱스이다. 따라서 TDBZ는 특정 레이더 픽셀을 중심으로 반사도의 차이를 나타낸다. VDZ 계산에서 ref는 해당 게이트, 방위각에서 기준 고도(3~4km)에 해당하는 고도각에서 반사도이다. 그림 1.38은 기준고도에서 반사도 값을 도출하기 위한 고도각 결정의 모식도를 나타낸다. 200km 이상의 거리에서는 VDZ를 이용한 비강수에코의 제거는 어렵다. 각 레이더 픽셀에서 계산한 VDZ값이 임계값(20)을 초과하면 비강수에코로 제거한다.

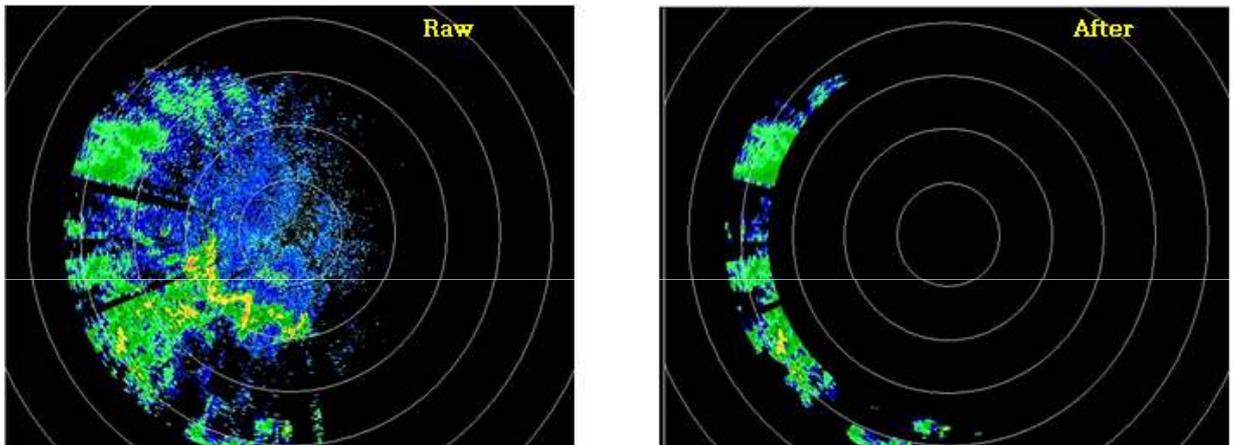


[그림 1.38] 5개의 지형에코 고도범위(파란선이 경계)와 정적보조지도의 기본 고도각

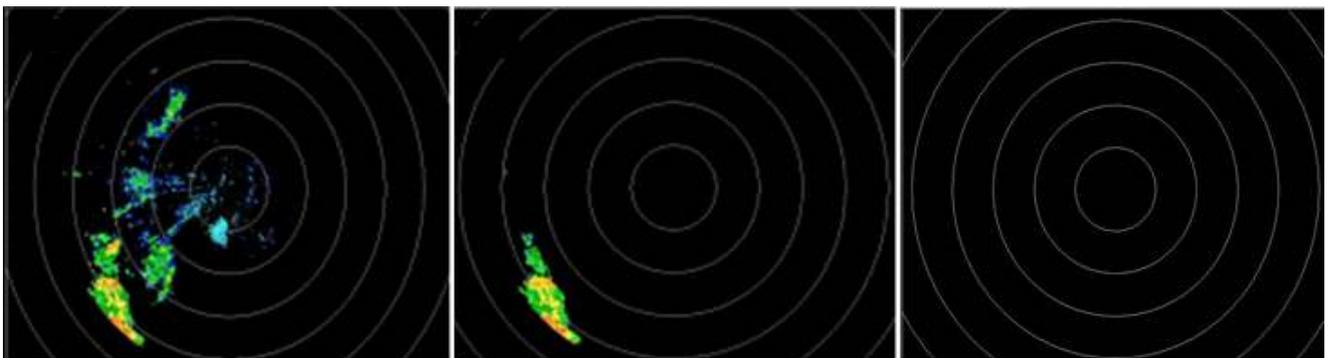
1.1 기상레이더 기초이론

그림 1.39는 소개된 품질관리 알고리즘을 이용하여 이상전파에코를 제거한 사례이다. 170km 이내에서는 모든 이상전파가 제거되었지만 원거리에서는 이상전파에코가 그대로 존재한다. 이는 원거리에서 VDZ가 효율적이지 못함을 나타낸다.

그림 1.40도 유사하게 근거리에서는 이상전파가 효과적으로 제거된 반면 원거리에서는 제거되지 않았다. 두 경우 모두 기준 고도를 2.5km를 사용한 경우이며 2.5km의 고도에 해당하는 원거리서는 2.5km 고도에서 값 대신 다음 고도각을 사용할 경우 원거리에서도 이상전파가 제거되었다(그림 1.40 오른쪽).



[그림 1.39] 품질관리 알고리즘 적용 전(좌)과 후(우)의 반사도 영상. 이상전파 사례임



[그림 1.40] 품질관리 알고리즘 적용 전(좌)과 후(중간)의 반사도 영상. 이상전파 사례임. 오른쪽 그림은 원거리에서 기준고도각 반사도 대신 위 고도각의 반사도를 이용함

1.1 기상레이더 기초이론

1.1.12 거리 접힘 풀기 알고리즘

1.1.12.1 비 중첩 에코 사례

기상청에서는 거리접힘풀기 알고리즘이 존재하지 않아, 미국 ROC(레이더 운영센터)에서 활용하고 있는 알고리즘을 설명하도록 한다. 높은 PRF 모드가 사용되고 R_{max} 가 짧을 때, 첫 번째 왕복에서 같은 겹보기 거리를 차지하는 에코가 없는 것처럼 시선 방향을 따라 에코를 위치시킨다.

1 단계 : 진짜 거리와 가능한 거리

낮은 PRF로 원거리 자료가 수집되고 나면, 각 목표물의 거리와 되돌아온 강도를 알게 된다. 그러나, 속도값은 작은 최대 관측속도를 나타낸다. 낮은 PRF로 관측한 자료를 이용하여 각 에코의 위치를 참고한다.

그림 1.41은 낮은 PRF 관측하였을 때 레이더 에코가 각각 20, 90nm에 위치한다.



[그림 1.41] 시선 방향을 따라 각 목표물의 거리와 강도는 낮은 PRF 모드에서 관측 됨

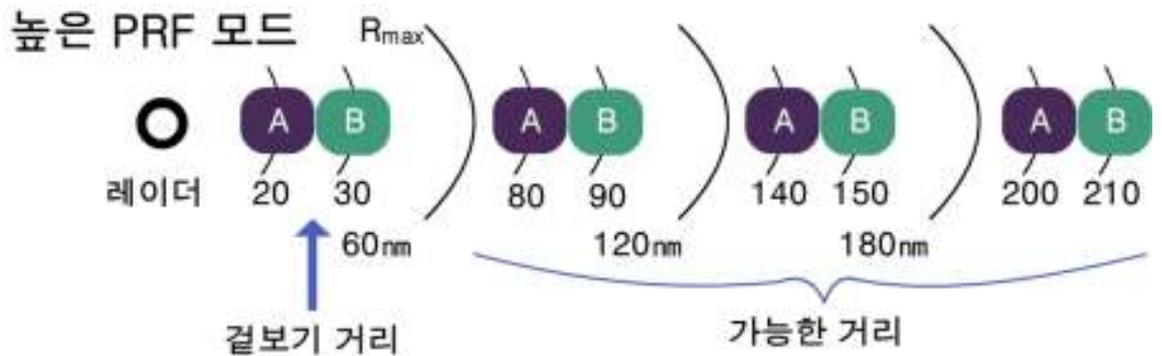
낮은 PRF로 관측 자료를 이용하여 같은 시선방향에서 높은 PRF 모드가 사용될 때 각 목표물이 가지는 겹보기 거리를 계산한다. 이 경우, 높은 PRF는 60nm의 R_{max} 를 가진다. 두 목표물에 대한 겹보기 거리는 R_{max} 내에 있다 (그림 1.42).



[그림 1.42] 높은 PRF 모드에서 각 목표물의 계산된 겹보기 거리

1.1 기상레이더 기초이론

높은 PRF에서 계산된 자료를 이용하여 가능한 다착에코(Multiple Trip Echoes)의 거리를 계산한다(그림 1.43). 이렇게 미리 계산된 자료와 실제 관측 자료를 비교할 수 있다.



[그림 1.43] 높은 PRF 모드에서 각 목표물의 걸보기 및 가능한 거리. 거리들은 높은 PRF 자료를 수집하기 전에 결정되어짐

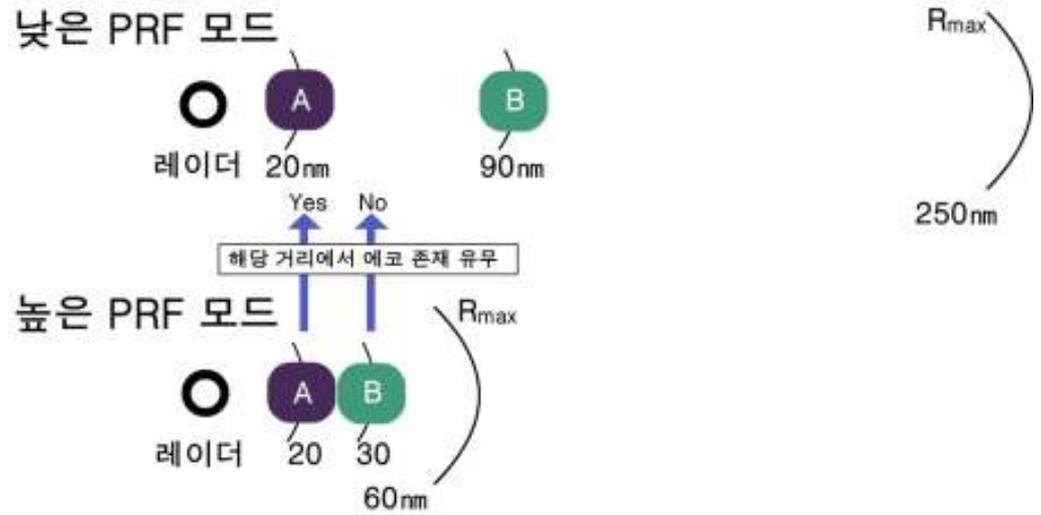
2 단계 : 강도 비교

높은 PRF가 사용되어진 경우, 만약 어떤 에코가 같은 거리 bin에서 ‘접혀’ 있는지의 유무를 계산한다. 만약 접혀있다면 두 개 혹은 여러 개 에코들의 수신된 강도를 비교한다. 이 경우, 에코들은 같은 bin으로 접히지 않고, 따라서 에코 중첩도 없다.

3 단계 : 접힘 풀기

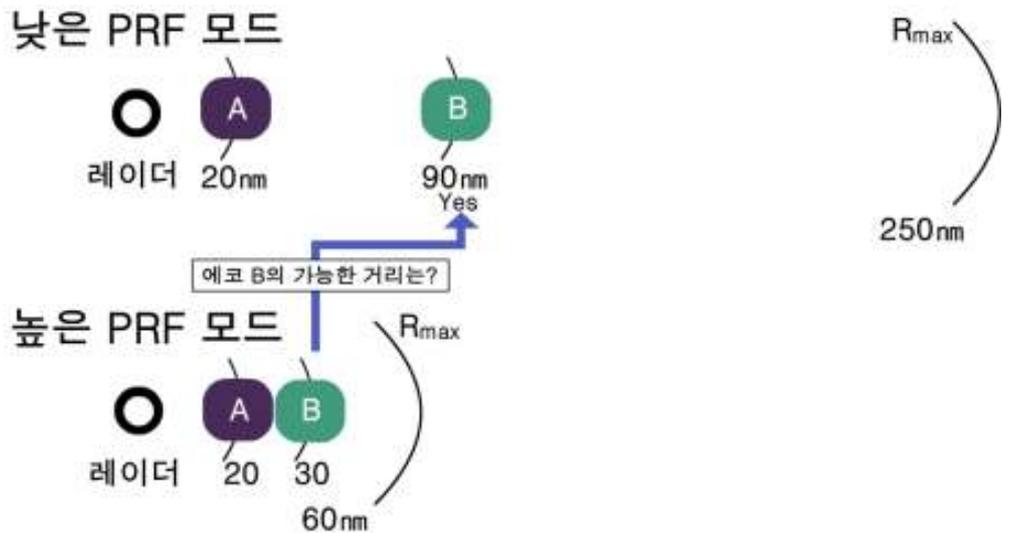
높은 PRF 자료가 수신되면 속도 자료는 정확하겠지만, 짧은 R_{max} 로 인해, 어떤 에코는 첫 왕복에서 R_{max} 를 넘어서서 접히게 될 것이다. 접힘 풀기 단계에서는 높은 PRF 자료(속도와 스펙트럼 폭 값)와 낮은 PRF 자료(강도와 거리)를 매 bin마다 대조한다. 높은 PRF 자료에서 속도 값의 걸보기 거리는 낮은 PRF 자료에서 같은 거리를 확인함으로써 검증된다(그림 1.44).

1.1 기상레이더 기초이론



[그림 1.44] 높은 PRF 자료의 속도 값의 겹보기 거리는 낮은 PRF 자료의 해당되는 거리와 비교됨

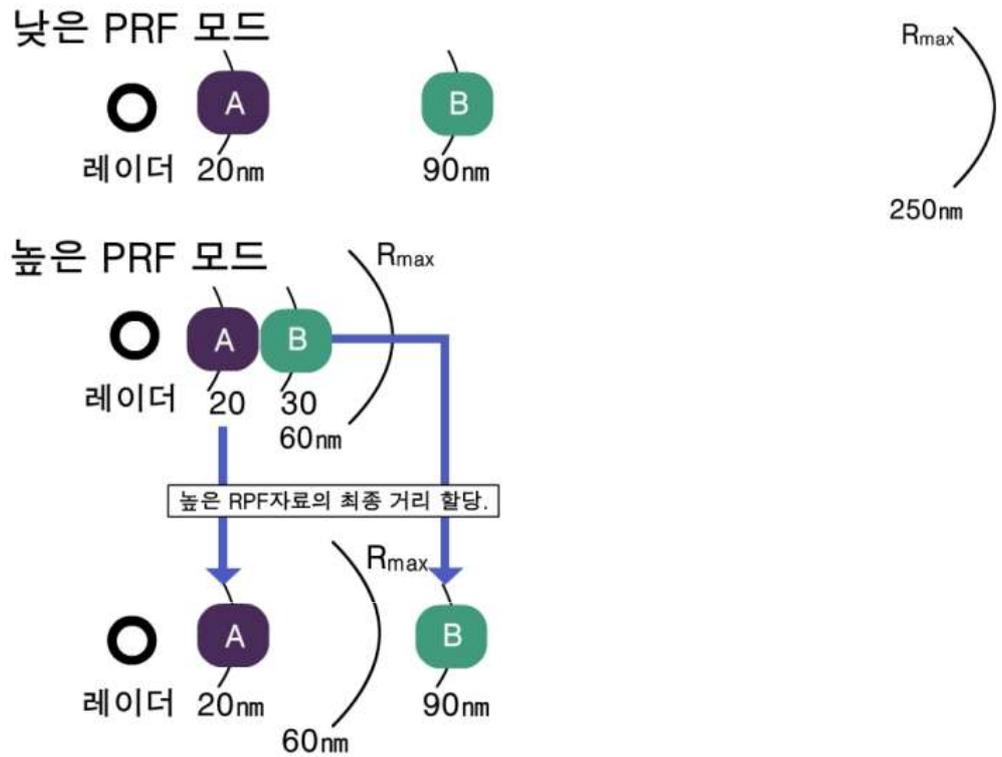
목표물 A의 경우, 낮은 PRF 자료의 동일한 거리에서 에코가 존재하기 때문에 목표물 A는 20nm의 거리에 배정된다. 낮은 PRF 자료에서 30nm에 목표물이 없기 때문에, 목표물 B의 가능한 거리는 60nm를 더하여 낮은 PRF 자료와 비교한다(그림 1.45).



[그림 1.45] 높은 PRF 자료의 속도 값의 겹보기 거리는 낮은 PRF 자료의 그 같은 거리와 비교됨

1.1 기상레이더 기초이론

그림 1.46은 목표물 A와 B의 최종 거리 할당을 나타낸다. 거리접힘풀기 알고리즘은 낮은 PRF와 높은 PRF 자료에서 이러한 빈과 빈의 비교를 수행하여 높은 PRF 자료에 적절한 거리를 할당할 수 있다.



[그림 1.46] 기본 속도와 기본 스펙트럼 폭 자료의 거리 할당

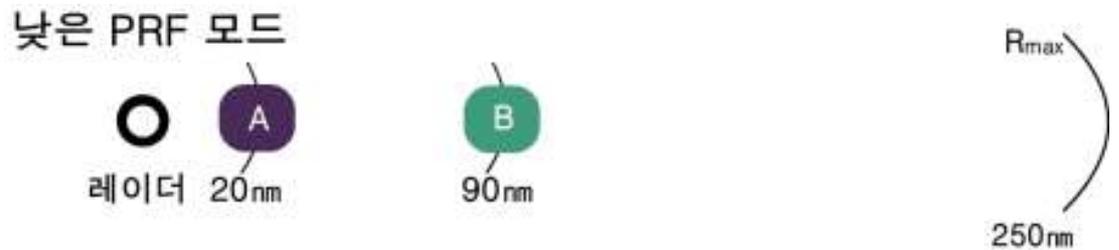
1.1 기상레이더 기초이론

1.1.12.2 중첩된 에코 사례

이 경우에, 시선 방향을 따라 높은 PRF 모드에서 같은 거리 bin에서 접힌 에코와 목표물이 동시에 존재한다.

단계 1 : 진짜 거리와 가능한 거리

이전 경우처럼 낮은 PRF 자료가 한번 수집 되면 시선 방향을 따라 각 목표물에 대한 강도와 거리 정보는 알 수 있다. 그림 1.47은 낮은 PRF로 관측한 경우로 각각 20, 90nm에 에코가 존재한다.



[그림 1.47] 시선 방향을 따라 낮은 PRF 모드에서 각 목표물의 거리를 확인함

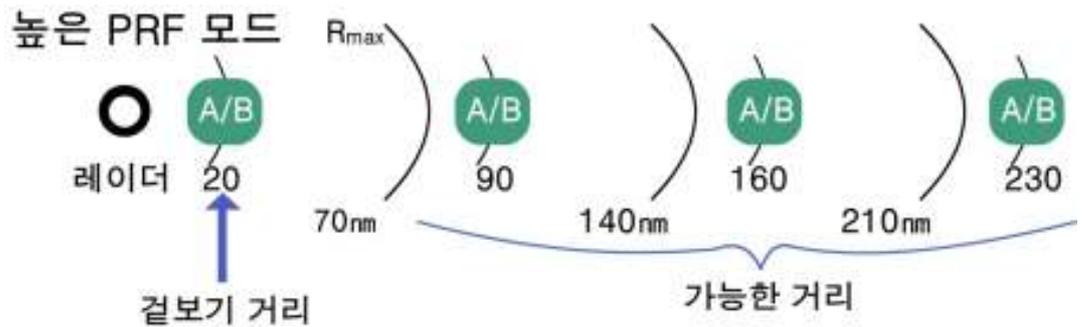
이 경우 목표물 A와 B의 겹보기 거리는 높은 PRF의 R_{max} 를 기반으로 계산한다. 그림 1.48의 경우 $R_{max} = 70nm$ 이므로 실제거리가 20nm와 90nm인 A와 B의 경우 20nm의 겹보기 거리를 가진다.



[그림 1.48] 높은 PRF 자료가 수집되기 전에 계산된 높은 PRF 모드에서 계산된 겹보기 거리, 에코 A와 B가 중첩됨에 주의

1.1 기상레이더 기초이론

또한 각 목표물에 대한 다차에코의 가능한 거리를 계산한다. 이 계산 결과를 이용하여 높은 PRF 자료를 수집하는 경우 모든 가능한 목표물 거리는 사전에 확인할 수 있다(그림 1.49).



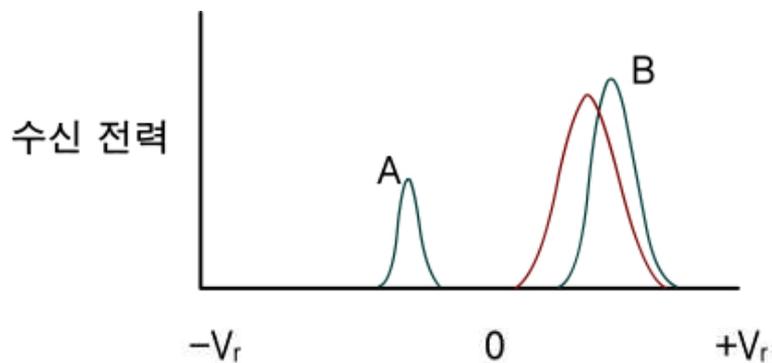
[그림 1.49] 각 목표물의 높은 PRF 모드에서 결보기 거리 및 가능한 거리. 거리는 높은 PRF 자료를 수집하기 전에 결정되어진다. 반복된 에코 중첩을 주의

높은 PRF 모드로 자료를 수집할 때, 20nm의 결보기 거리에 있는 자료값은 목표물 A와 B 모두에서 수신된 신호로 구성된다. 두 목표물로부터 펄스가 동시에 안테나에 도달하였다. 관측된 속도값은 강도에 가중치를 두고 계산한다. 따라서 중첩 에코와 관련된 속도 자료는 훨씬 큰 강도를 가지는 에코의 대표값으로 주어진다.

1.1 기상레이더 기초이론

그림 1.50에서, 목표물 A와 B는 독립적인 신호로 표시된다. 하지만 이는 오직 우리의 이해를 위한 것이다. 신호 처리기는 서로 다른 두 목표물에서 수신된 사실을 모르고, 거리 bin에서 가용한 모든 펄스를 분석한다. 파란 곡선은 거리 bin에서 관측 자료이며, 관련된 속도값은 A보다 B를 더 대표한다.

이는 목표물 B가 A보다 훨씬 더 높은 강도를 나타내기 때문이다. 속도값은 강도에 가중치가 있기 때문에 다른 것보다 훨씬 더 큰 강도를 가지는 목표물에 ‘혼합된’ 또는 관측된 속도 값을 할당하는 것은 상당히 정확한 값을 제공한다. 그러나, ‘큰 강도’라는 용어는 정량화되어야 한다.



[그림 1.50] 목표물 A와 B에서의 펄스가 동시에 레이더로 돌아오기 때문에 하나의 신호(파란 곡선)로 분석됨

2 단계 : 강도 비교

낮은 PRF 자료에서, 두 에코의 수신 강도는 알고 있다. dB단위로 강도비(낮은 것 분의 높은 것)를 다음과 같이 계산한다.

$$dB = 10 \log \left(\frac{P_{high}}{P_{low}} \right) \quad (1.20)$$

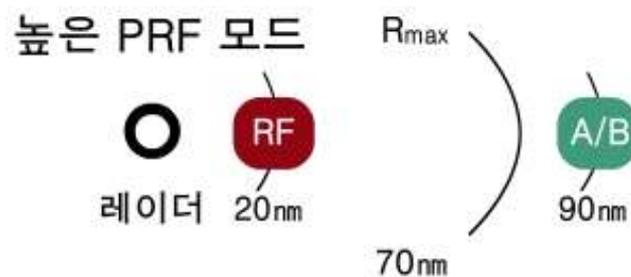
- 강도비가 임계치(기본 값이 5dB이며 바꿀 수 있는 매개 변수)를 초과하면, 속도 자료는 더 큰 강도로 돌아온 에코에 할당될 것이고 동시에 다른 것은 거리접힘에 할당된다.
- 강도비가 임계치를 넘지 못하면, 중첩된 에코 모두 거리접힘(RF)에 할당된다.

1.1 기상레이더 기초이론

3 단계 : 접힘 풀기

높은 PRF 자료가 수집되면 비 중첩 에코의 예와 같이, 높은 PRF 자료의 걸보기 및 가능한 거리는 낮은 PRF 자료의 실제 거리와 비교된다.

이 예시에서, 목표물의 파워비(A/B)가 임계치를 초과한다고 가정한다. 두 에코의 거리는 알고 있기 때문에, 혼합된 속도값은 90nm의 B에 할당될 것이고, 거리접힘은 20nm의 A에 할당될 것이다(그림 1.51). B의 거리에 할당된 속도값은 A에 의한 수신에 의해 약간 편향된다는 것에 주의하라.



[그림 1.51] 에코 중첩이 발생한 거리 bin에서 낮은 PRF에서 관측된 두 에코의 비와 임계치의 비율에 의하여 속도값을 B에 할당하거나 A에 거리접힘(RF)을 나타냄

거리 접힘 풀기 알고리즘의 장점

거리 접힘 풀기 알고리즘은 높은 PRF에 의하여 최대 거리를 초과하는 거리에서 속도와 스펙트럼 폭 자료의 적절한 거리를 할당한다. 에코 중첩이 있을 때, 중첩된 에코의 하나는 강도비가 임계치를 초과한다면 속도와 스펙트럼 폭 자료가 할당되고, 다른 하나는 거리접힘에 할당되어 질 것이다.

거리접힘풀기 알고리즘을 사용하는 것은 낮은 PRF 모드로 목표물 거리를 제대로 결정하고 높은 PRF 모드로 속도와 스펙트럼 폭을 더 정확하게 측정할 수 있게 한다.

거리 접힘 풀기 알고리즘의 단점

특정 기상조건은 다른 조건보다 거리 접힘에 더 큰 도움을 준다. 시선 방향을 따라 정렬된 다수의 에코가 존재하는 경우에는 에코 중첩이 극대화되고, 따라서 거리 접힘 자료 또한 최대가 된다.

에코가 중첩되었을 때, 강도비가 임계치를 초과하지 않으면 속도와 스펙트럼 폭 자료는 사용할 수 없다. 이 에코들은 거리접힘에 할당된다.

1.2 레이더 강수추정

이 절에서는 레이더를 이용한 강수 추정의 기초에 대해서 설명한다. 상세 목표는 다음과 같다.

- 반사도(Z)와 강우강도(R)의 우적크기분포에 대한 의존성과 R과 Z관계의 한계를 파악하고자 한다.
- 레이더를 이용한 강수량추정과 관련된 10가지 잠재적인 오차들을 파악한다.

1.2.1 레이더 반사도(Z)와 강우강도(R)

1.2.1.1 레이더 반사도(Z)

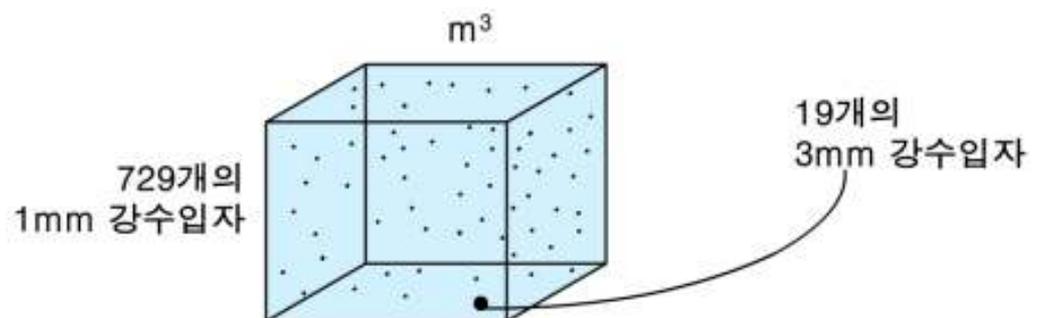
반사도(Z)는 돌아오는 파워로 추정하지만 우적크기분포를 알고 있다면 직접 계산할 수 있다. 반사도는 식(1.20)과 같이 우적크기분포에 의존적이다.

$$Z = \int N(D)D^6 dD \quad (1.21)$$

여기에서, $Z[\text{mm}^6\text{m}^{-3}]$ 는 반사도 인자, $D[\text{mm}]$ 는 우적직경, $N(D)[\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}]$ 는 단위부피(1m^3)내의 주어진 우적크기 간격에 대한 우적의 개수를 나타낸다. 식에 의하며 Z 는 우적크기분포의 6번째 적률, 즉 우적 직경의 6승에 의존한다.

1.2.1.2 계산의 예

레이더가 1mm의 강수입자 729개와 3mm의 강수입자가 1개를 포함하고 있는 단위부피(1m^3)를 관측한다(그림 1.52). 위의 식을 사용하여 Z 를 다음과 같이 구한다.



[그림 1.52] Z계산 예시

1.2 레이더 강수추정

$$\begin{aligned}
 Z &= (729 \text{ drops}/m^3)(1\text{mm})^6 + (1\text{drop}/m^3)(3\text{mm})^6 \\
 &= 729\text{mm}^6/m^3 + 729\text{mm}^6/m^3 \\
 &= 1458\text{mm}^6/m^3
 \end{aligned}$$

$Z = 1458\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ 이다.

1.2.1.3 Z를 dBZ로 변환

Z (mm^6/m^3)값의 범위는 매우 크게 나타나기 때문에 선형 값(mm^6/m^3) Z 는 현업에서 거의 사용하지 않는다. 대신 다음의 식을 이용하여 dBZ로 전환하여 사용한다.

$$dBZ = 10\log Z \quad (1.22)$$

따라서 위 예시에서 dBZ값은 $10\log 1458 \approx 10(3.2) \approx 32\text{dBZ}$ 와 같이 나타난다.

1mm 강수입자 729개와 3mm 강수입자 1개의 반사도 기여도는 동일하다. 이것은 Z 값의 강수입자 직경의 6승에 대한 의존성을 잘 나타낸다. 강수입자 직경의 작은 변화는 매우 큰 값의 반사도를 변화하게 한다.

1.2.1.4 Z추정

레이더는 수신되는 파워만을 측정한다. 수신된 파워와 Probert-Jones 레이더 방정식을 이용하여 반사도 Z 를 추정한다. 다른 우적크기 분포들이 동일한 Z 값을 나타낼 수 있기 때문에 문제가 발생하고, 이것은 강우량 추정의 정확도에 영향을 미친다.

1.2 레이더 강수추정

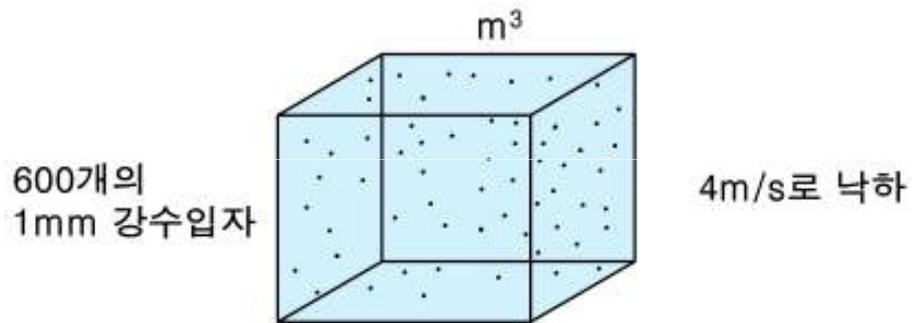
1.2.1.5 강우강도(R)

강우강도(R)은 Z와는 다른 형태로 우적크기분포에 의존한다. R은 강수입자의 직경에 따른 낙하속도(V_f)에 의존적이며 관계식은 식(1.22)과 같다.

$$R = \frac{\pi}{6} \int N(D) D^3 V_f(D) dD \quad (1.23)$$

여기에서, R[mmhr⁻¹]은 강우강도, D[mm]는 강수입자의 직경, N(D)[m⁻³mm⁻¹]는 단위부피(1m³)내의 주어진 우적크기 간격에 대한 우적의 개수, $V_f(D)$ [ms⁻¹]는 직경에 따른 낙하속도를 나타낸다. R은 우적직경의 3승과 입자의 낙하속도에 비례한다.

1.2.1.6 R 계산의 예



[그림 1.53] R계산 예시

$N(D) = 600 \text{drops m}^{-3}$, $D = 1 \text{mm}$, $V_f = 4 \text{ms}^{-1}$ 일 때, 위식을 이용하여 강우강도 R을 계산하면 아래와 같다.

$$\begin{aligned} R &= (\pi/6)(600/m^3)(1 \text{mm}^3)(4 \text{ms}^{-1}) \\ &= (\pi/6)(600/10^9 \text{mm}^3)(1 \text{mm}^3)(4000 \text{mms}^{-1}) \\ &= (0.004)\pi(\text{mms}^{-1}) \\ &\approx 0.00127 \text{mms}^{-1} \end{aligned}$$

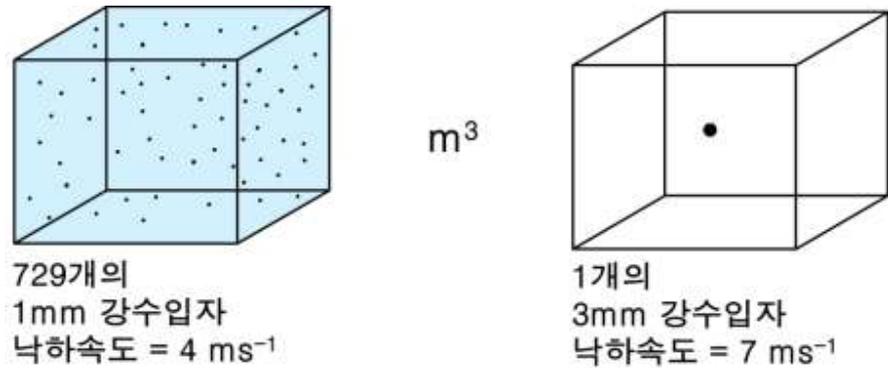
단위를 mmhr⁻¹로 전환하면,

$$\begin{aligned} &= (0.00127 \text{mm/s})(3600 \text{s/hr}) \\ R &= 4.57 \text{mmhr}^{-1} \end{aligned}$$

1.2 레이더 강수추정

1.2.1.7 같은 반사도, 다른 강우강도 사례

반사도는 같지만 강우강도가 다른 아래 두 부피를 살펴보자.



[그림 1.54] 같은 반사도, 다른 강우강도 예시

그림에서 첫 번째 부피 안에는 낙하속도 4ms^{-1} , 직경 1mm의 강수입자가 729개 존재한다. 반사도 계산 결과에 의하면 $Z_1 = 729 \text{ mm}^6\text{m}^{-3}$ 이고 이것을 dBZ로 변환하면 29dBZ가 된다.

첫 번째 부피의 강우강도(R_1)는 5.59mmhr^{-1} 이다. 두 번째 부피는 낙하속도 7ms^{-1} 을 가지는 직경 3mm의 강수입자 하나가 존재한다. 반사도는 $Z_2 = 729 \text{ mm}^6\text{m}^{-3}$ 이며 29dBZ로 앞의 결과와 동일하다. 그러나 강우강도(R_2)는 0.25mmhr^{-1} 이다.

Z 는 동일하지만 강우강도(R)은 두 관측부피에서 크게 다르게 나타난다.

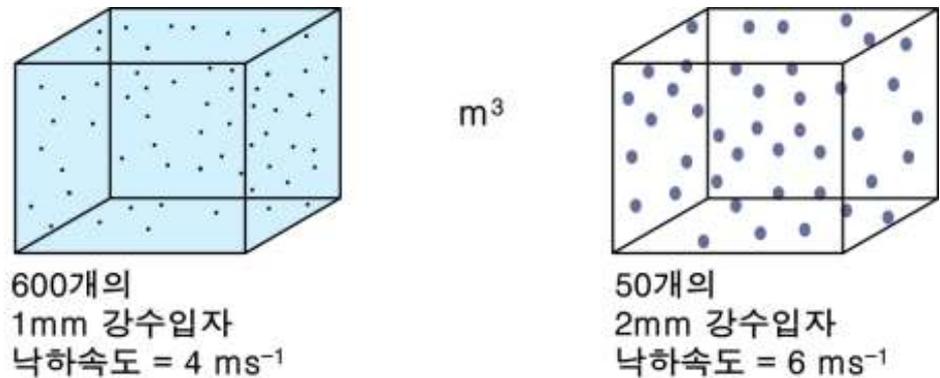
1.2.1.8 같은 강우강도, 다른 반사도 사례

반대로, 두 부피은 동일한 강우강도지만, 반사도가 다르게 나타날 수도 있다.

다음의 그림에서 첫 번째 부피는 낙하속도가 4ms^{-1} 인 직경 1mm의 강수입자가 600개를 포함하고 있다.

$R_1 = 4.57\text{mmhr}^{-1}$ 이고 $Z_1 = 600\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ (28dBZ) 이다. 두 번째 부피는 낙하속도가 6ms^{-1} 인 직경 2mm 강수입자가 50개이다. $R_2 = 4.57\text{mmhr}^{-1}$ 이고 $Z_2 = 3200\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ (35dBZ)이다. 이는 두 번째 부피가 첫 번째 부피보다 5배나 높은 반사도 값을 나타낸다.

1.2 레이더 강수추정



[그림 1.55] 같은 강우강도, 다른 반사도 사례

1.2.1.9 유일하지 않은 Z-R 관계식

Z는 강수입자직경의 6승에 비례하고, R은 직경의 3승에 비례한다. 하나의 Z값에 따라 여러 가지 R값이 존재하기 때문에 Z-R 관계식은 단 하나의 식으로 표현되지 않는다. 유사하게 하나의 R값에 대하여 여러 가지 Z값이 존재한다.

1.2.1.10 Z-R 관계식

거리빈에서 반사되어 돌아오는 파워의 평균을 계산하고 레이더 방적식을 사용하여 이 값에서 반사도를 계산한다. R은 관측된 Z로부터 Z-R관계식을 통하여 구한다.

강우의 종류에 따라 다르게 사용할 수 있는 여러 개의 Z-R관계식이 있다. Z-R관계식에 매개변수를 바꾸어 필요로 하는 다른 Z-R관계식을 사용할 수 있다. 어떤 Z-R관계식을 선택하여도 액체강수율(강우율)을 평가한다.

1) 대류 Z-R 관계식

대류성 강수에는 2개의 Z-R 관계식을 사용할 수 있다. 첫 번째는 여름철 심층 대류뿐만 아니라 일반적인 비열대성대류를 위한 것이다. 이 관계식은 다음과 같다.

$$Z = 300R^{1.4} \quad (1.24)$$

두 번째 대류성강수의 식은 직경이 작은 입자들을 많이 포함하고 있는 열대와 아열대 사상에 대한 것이다. 이 관계식은 다음과 같다.

$$Z = 250R^{1.2} \quad (1.25)$$

1.2 레이더 강수추정

2) 층운형 Z-R관계식

층운형 강수에는 세 가지 Z-R관계식이 있다. 첫 번째는 모든 일반 층운형 강수를 위한 것이다. 이는 Marshall-Palmer의 Z-R 관계식으로 잘 알려져 있다.

$$Z = 200R^{1.6} \quad (1.26)$$

남은 두 층운형 강수의 Z-R관계식은 겨울철 강우와 지형성강우를 위한 것이다. 첫 번째 겨울 층운형 Z-R관계식은 다음과 같다.

$$Z = 130R^{2.0} \quad (1.27)$$

두 번째 지형성 강우 Z-R관계식은 다음과 같다.

$$Z = 75R^{2.0} \quad (1.28)$$

적절한 Z-R 관계식의 선택은 강우추정 정확도를 향상 시킬 수 있다. 그러나 이러한 Z-R 관계식 이외에도 여러 가지 오차 원인이 존재한다.

1.2.2 강우추정의 오차원인

몇몇 잠재적인 오차는 R의 추정에 영향을 줄 수 있다. 본 절에서는 다양한 오차를 세 유형으로 분류하여 설명한다. 세 유형의 오차는 Z 추정 오차, Z-R관계식과 관계된 오차, 그리고 빙 전파 효과에 의한 오차이다.

1.2.2.1 Z추정 오차

1) 지형에코(Ground Clutter)

필터로 지형에코를 제거하지 않고 Z-R 관계식의 입력자료로 이용하면 지형에코가 있는 지역은 강우를 과대추정 할 것이다. 그리고 필터링이 지형에코가 없는 지역에 적용될 경우 기상에코의 일부가 제거되어 그 지역은 강우를 과소추정 할 수 있다. 따라서 지형에코 지역은 필터를 적용하고 기상신호를 복원하여 필터에 의한 효과를 최소화하고 기상에코지역은 필터를 적용하지 않아야 한다.

1.2 레이더 강수추정

2) 이상전파 에코(Anomalous Propagation Clutter)

이상전파에코가 필터링 되지 않을 경우, 강우량을 과대추정 한다. 이상전파가 존재하지 않는 부분에 필터링이 적용될 경우 그 부분은 강우가 과소추정 된다. 지형에코와 유사하게 정확한 강수 추정을 위해서는 이상전파에코는 필터링을 적용하고 기상에코는 필터링이 적용되지 않아야 한다.

3) 부분 빔 채워짐

일반적으로 부분 빔 채워짐은 레이더로부터 멀리 있는 기상에코에서 발생한다. 레이더 방정식의 가정 중 하나는 레이더 빔을 대기수상체가 균일하게 채우고 있다는 것이다. 그러나 레이더 빔이 레이더로부터 거리가 멀어질수록 넓어지기 때문에 이 조건을 충족시키기 어렵다.

따라서 멀리 떨어져 있는 빔보다 좁은 목표물은 실제보다 크게 나타난다. 이러한 작은 목표물로부터 돌아오는 파워는 전체 빔폭에서 평균되어 과소추정 한다. 부분 빔 채워짐의 결과는 강우강도를 과소추정하고 강우지역을 과대추정 한다.

4) 젖은 레이돔

레이돔이 강한강수 또는 부분적으로 언비로 인하여 젖어있으면 레이돔에 의하여 빔의 감쇠가 일어나기 때문에 강우를 과소추정 할 수 있다. 목표물에 대하여 낮게 측정된 파워는 반사도와 강우강도의 과소추정을 야기한다.

5) 하드웨어의 보정

하드웨어 보정 오차는 강우추정에 상당한 오차를 야기한다. 레이더는 매 볼륨스캔에 대해서 보정을 수행함으로써 정확한 반사도와 강우추정을 할 수 있다. 보정 값은 일반적으로 dB로 나타낸다. 이 값이 +/- 2dB가 되면, 하드웨어에 이상이 발생하였다고 판단하고 정비를 수행하는 것이 바람직하다. 볼륨스캔 사이에 보정값이 크게 변하면 하드웨어 오작동을 나타낸다. 이때 Z와 R은 과대·과소 추정 된다.

6) 언덕에 의한 강수 차폐

언덕에 의한 강수 차폐 혹은 옴페는 그림 1.56에 나타난 것처럼 고지대 바깥쪽에 있는 지역의 강우강도를 과소 추정한다. 부분차폐가 발생하면 지형 구조를 상세하게 파악하여 언덕에 의해 가로막히는 총 빔의 비율을 계산하여 강우강도의 보정을 통상적으로 적용할 수 있다.

1.2 레이더 강수추정



[그림 1.56] 레이더빔을 가로막는 언덕에 의한 효과

1.2.2.2 Z-R관계식 오차

1) 우적크기분포의 변동성

사용되는 Z-R관계식과 관계된 우적크기 분포의 변동은 강우의 과대·과소 추정의 원인이 된다. 다른 우적크기가 동일한 Z값을 나타낼 수 있으나 사용된 Z-R관계식에 따라 계산된 R의 값과 실제 강우강도는 많은 차이가 있다. 예를 들어 Z-R관계식은 가정하는 것 보다 큰 빗방울의 비율이 많은 적란운의 경우에 실제 강우강도보다 과대 추정하는 경향이 있다. 마찬가지로, 가정된 것보다 작은 입자들을 포함하는 층운형 구름의 경우에 강우강도는 과소 추정된다.

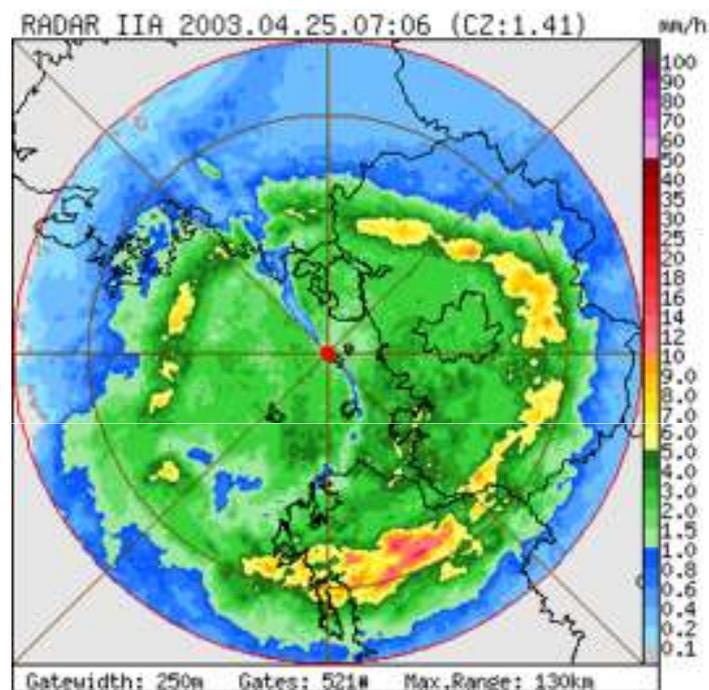
2) 눈, 얼음, 혼합강우

우박, 눈, 진눈깨비와 혼합된 강우는 큰 반사도 값을 가지게 되고 이는 강우강도의 과대추정 원인이 된다.

눈입자와 얼음 입자의 굴절지수와 낙하속도는 빗방울과 현저하게 다르다. 눈에 대해 확립된 Z-R 관계식은 비의 관계식과는 다르다. 전형적인 관계식은 $Z = 2000R^2$ 이다. 이 관계식은 10cm 파장으로 운영되는 레이더가 약한 강설에 민감하지 않다는 것을 암시한다. 또 많은 강설과 관련된 천층 구름 관측시 가장 좋은 결과를 얻기 위해서는 매우 민감하고 좁은 빔 폭을 가지는 3cm 레이더가 유리하다

1.2 레이더 강수추정

온화한 기후에서, 빗방울의 형태로 지면에 도달하는 대부분의 강수입자는 원래 구름 속 높은 고도에서 얼음이나 눈입자로 형성된 것이다. 얼음이 녹는 고도로 떨어질 때 얼음은 외부표면이 녹기 시작한다. 녹는 고도(0°C) 바로 아래의 물로 쌓여진 얼음 입자들은 반사가 강해져 강한 레이더 신호를 발생시킨다. 이를 밝은 띠(Bright Band)라 부른다. PPI표출에서 밝은띠는 비정상적인 강한 강우링 형태로 보여지며 광범위한 층운형 지역에서 빈번히 관측된다(그림 1.57).



[그림 1.57] 관악산 레이더 2003년 4월 25일에 관측한 밝은띠 사례. 밝은띠의 높이가 변함을 알 수 있음

적란운 안의 우박은 그 크기가 매우 커질 수 있다. 특별히 표면이 물로 덮힌 일부 우박들은 매우 큰 반사도를 가질 수 있다. 이러한 신호는 예보관들에게 악기상 발생에 관한 매우 중요한 신호를 제공한다.

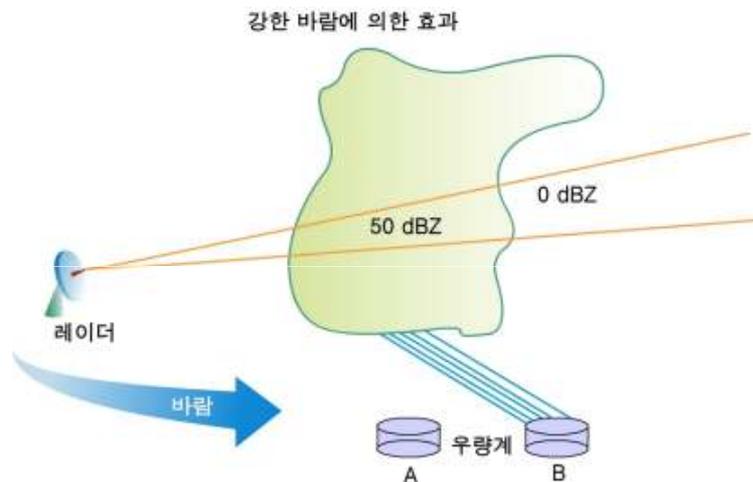
그러나 우박은 강우강도를 구하는데 있어서 좋은 지표는 아니다. 큰 우박에 의하여 레이더 빔의 미산란이 발생하여 작업입자에서 적용되는 레일라이 산란을 따르지 않게 된다. 우박 발생시 보통정도의 강우량을 생성하지만 반사도에 대한 특별한 보정이 없다면 레이더는 강우강도를 과대 추정한다.

1.2 레이더 강수추정

1.2.2.3 빙전파효과 오차

1) 강한 수평바람

구름 아래에서 강한 수평바람은 자료가 관측된 지점 아래의 지상지점이 아닌 떨어진 지점에 강수를 내리게 한다. 아래의 그림에서 지상우량계 A 위의 스톱중심에서 레이더 반사도는 50dBZ이다. 강한 수평바람이 구름아래에 존재할 경우 A 지점 위에 있는 강우는 바람에 의하여 풍하측에 위치하는 우량계 B에 떨어진다. 그러나 우량계 B지점 위에서 관측된 레이더 반사도는 0dBZ이다. B지점 위의 영역에서 레이더 추정강우는 0이지만 실제 많은 비가 내린다.



[그림 1.58] 레이더 빔 아래 강한 수평바람의 효과

2) 레이더 빔 아래에서 강수의 증발과 성장

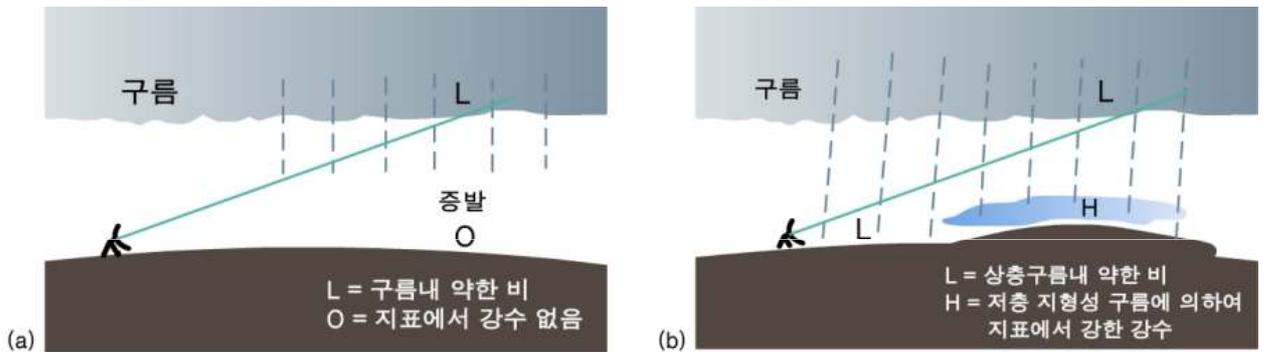
레이더 빔고도가 가장 낮을 때 지표 강우강도를 정확하게 추정할 수 있다. 그러나, 그림 1.59(a)에 나타난 것처럼 가장 낮은 고도각일지라도 구름 안에서(L지역) 탐지된 약간의 강수는 빔 고도 아래의 건조한 공기에 의해 증발될 수 있다. 이것은 지표면 0에서 강우강도의 과대추정을 야기한다.

극단적인 예로 꼬리구름(Virga)이 있고 이때 구름에서 레이더 강수추정은 비교적 정확하지만, 지상에서는 비가 내리지 않거나 아주 적게 나타난다. 이 증발의 실질적인 결과는 특별히 온난전선의 앞쪽 가장자리에서 지표강수의 시작시간에 대한 1~2시간의 예보오차이다. 이 효과는 레이더 빔이 지표위로 수 킬로미터 떨어진 원 거리에서 가장 분명하게 나타난다.

1.2 레이더 강수추정

이것과 반대의 효과를 보이는 과정이 그림 1.59(b)에 있다. 레이더 빔 아래 쪽에서 강수의 저고도 강화는 흔히 풍상측 사면에 나타난다. 약한비(L지역)가 상층구름에서 생성되어 매우 습하고 구름이 많은 지표근처를 통과하면, 낮은 고도(H지역)에서 강우강도가 크게 증가할 수 있다.

이것이 강수량 증대의 ‘Seeder-feeder’기작이다. 레이더 빔 아래고도에서 발생하는 이러한 병합은 주로 열대 지역에서 많이 나타나지만 한국의 여러 지역에서도 나타난다. 열대 기단의 많은 작은 물방울들이 병합하여 지상으로 떨어지기 때문에 레이더는 강우를 과소추정 한다. 이러한 현상은 지형에 코 효과를 피하기 위해 빔을 높이 송신할 경우 탐지가 어렵다. 또한 원거리에서 가장 낮은 고도각 스캔일지라도 스톱의 중심 부분 위를 지날 수 있다.



[그림 1.59] 상층구름 아래에서 강우강도의 변화. (a) 레이더 빔 아래에서 증발, (b) 레이더 빔 아래에서 지형효과에 의한 강우량 증가

1.2 레이더 강수추정

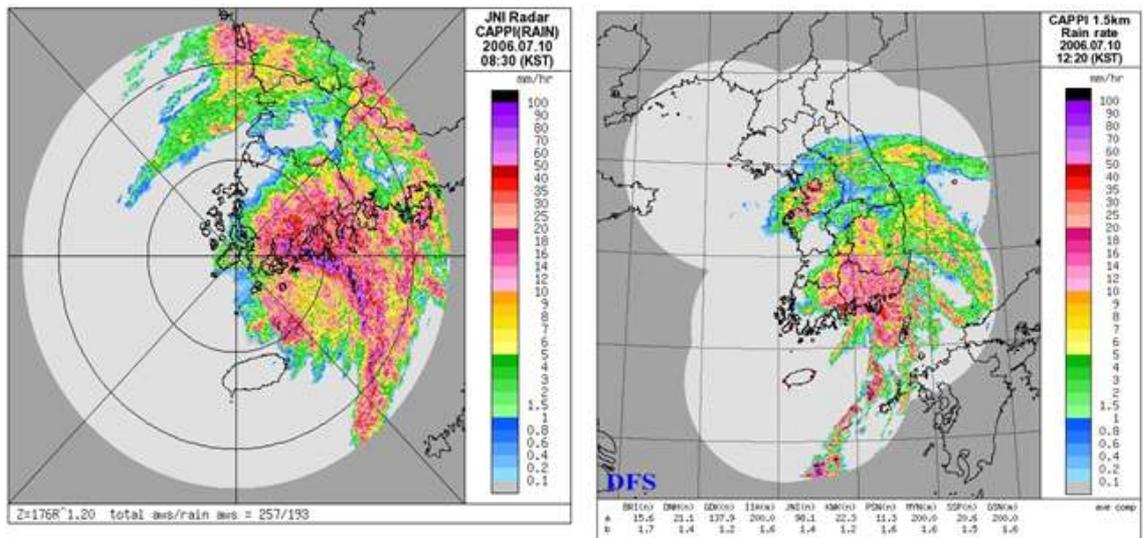
1.2.3 우량계를 사용한 레이더 강수량 추정의 보정

레이더를 이용한 강수량추정은 앞 절에서 언급한 오차원인들에 의해 쉽게 영향을 받는다. 따라서 관련된 우량계 값과 이 추정값을 비교하여 추정강우의 정확도를 향상하여야 한다. 기상청에서는 RAR(Radar-AWS Rainrate)을 사용하여 레이더 추정강우를 조정한다.

RAR시스템은 레이더 관측 주기인 매 10분마다 새로운 Z-R 계수를 결정하여 강우강도를 추정한다. RAR 산출 시스템의 구성은 레이더 반사도 자료 처리, 우량계 강수량 자료 처리와 강우강도 추정으로 크게 세 부분으로 구성되어 있다.

먼저 관측된 반사도 자료의 품질관리를 수행한 후 1km의 분해능을 가지는 1.5km CAPPI를 생성한다. 기상청에서 운영한 실시간 우량계자료는 TRMM-GSP 알고리즘을 이용하여 강우강도(mmh^{-1}) 자료로 변환한다. 마지막으로 각 레이더에서 Z-R 계수를 결정하고 강우강도를 추정한다.

그림 1.60은 진도레이더 반사도 자료에 RAR를 적용하여 생성한 개별레이더 RAR 강우 영상과 기상청 레이더의 합성 RAR 강우영상을 나타낸다.



[그림 1.60] RAR를 이용하여 산출한 개별레이더 강우(좌) 및 합성 강우(우) 영상

1.3 레이더 시선속도 해석

이 절에서는 1) 시선속도 신호를 판별하는데 사용되는 기본원리, 2) 속도 표출과 연직 바람 프로파일의 상관성, 3) 레이더 속도 산출물에서 속도 해석원리를 적용하는 법을 설명한다. 관측된 시선속도의 해석을 통하여 다음의 다양한 정보를 획득할 수 있다.

- a. 들어오는 흐름, 나가는 흐름
- b. 일정한 풍속과 풍향
- c. 바람의 연직프로파일
- d. 속도의 최대값
- e. 합류(Confluence)과 분류(Diffluence)
- f. 연직 불연속
- g. 경계면

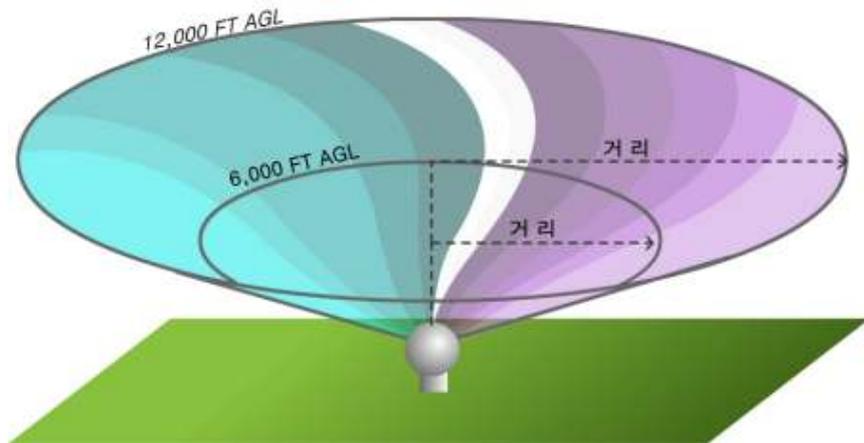
1.3.1 대규모 도플러 속도패턴

이 절에서는 청천대기 뿐 아니라 강우가 넓게 퍼진 사례에서 큰 규모의 속도 신호를 해석할 것이다. 다음 절에서는 대류 스톱과 관련된 속도신호에 중점을 둔다. 먼저 속도 신호를 해석하기에 앞서 유의할 사항은 다음과 같다.

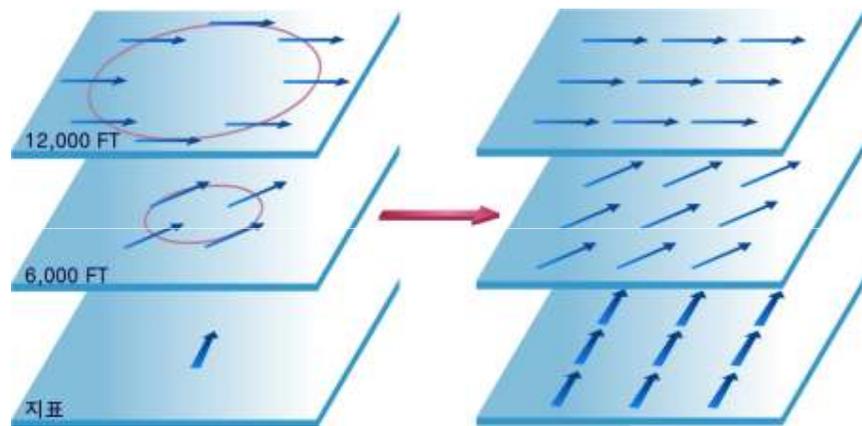
- 속도 산출물을 해석할 때 실제속도가 아닌 시선속도가 표출 된다.
- 부적절하게 접힘이 풀린 속도와, 거리 접힘은 속도 해석을 방해 할 수 있다.

속도 PPI영상을 해석할 때, 우리는 위에서 콘을 바라보고 있는 것이다(그림 1.61). 따라서 레이더 중심에서부터 멀어질수록 고도가 높아진다. 이 원리를 이용하여, 우리는 하나의 고도각에서 얻어진 속도 PPI로부터 3차원 바람장을 추정할 수 있다(그림 1.62). 속도 산출물을 볼 때, 실제로 2차원 표출 상에서 3차원 바람의 흐름을 보는 것이다. 따라서 표출시 각 경사거리에 해당하는 높이를 기록해 놓으면 도플러 속도를 해석하기 쉽다

1.3 레이더 시선속도 해석



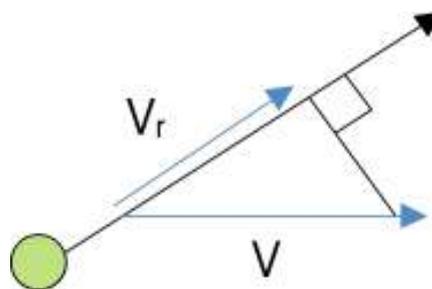
[그림 1.61] 디스플레이 가장자리에서의 경사 거리는 지상위의 높이에 해당함



[그림 1.62] 도플러 레이더 자료로부터 얻어진 삼차원 흐름

1.3.1.1 시선속도

시선속도(V_r)은 물체의 운동 성분 중 레이더 시선(방위각)방향과 평행한 방향의 성분으로서 정의된다. 이것은 실제 속도 성분 중 레이더의 시선방향을 따라 다가오거나 멀어지는 성분이다(그림 1.63, 그림 1.64).



[그림 1.63] 시선속도에 대한 모식도

1.3 레이더 시선속도 해석

도플러 시선속도에 관련하여 기억해야 할 중요한 원리는 다음과 같다.

1. 시선속도는 항상 실제 목표물의 속도와 같거나 작다.
2. 시선속도는 목표물의 움직임이 레이더 시선방향과 일직선으로 다가오거나 멀어질 때 실제 목표물의 속도와 같다.
3. 시선속도 0 값은 목표물의 움직임이 시선방향과 수직이거나, 목표물이 움직이지 않을 때 관측된다.

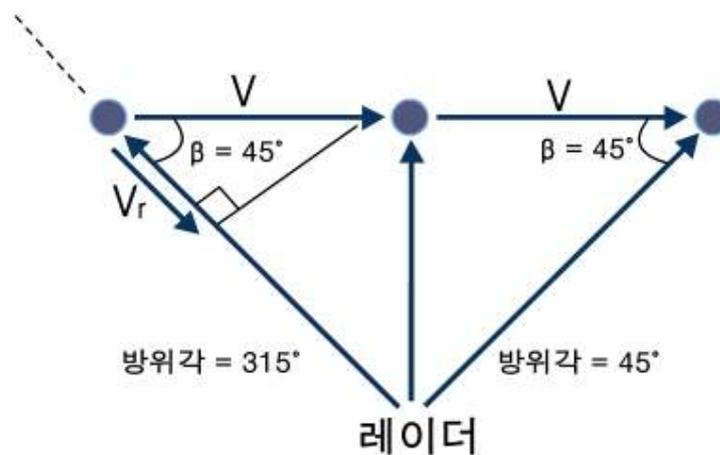
큰 규모의 대기흐름을 관측할 때, 레이더에 나타난 대부분의 시선속도는 실제 대기의 움직임보다 작게 나타난다. 이것은 레이더로부터 멀어지거나 다가오는 순환의 요소만이 실제로 감지되기 때문에 스톰 규모의 회전성 흐름에도 적용된다.

1.3.1.2 시선속도 방정식

목표물의 실제 속도와 레이더로 관측된 시선 속도사이의 관계는 시선속도 방정식을 이용하여 수학적으로 표현할 수 있다.

$$|V_r| = |V| \cos \beta \quad (1.29)$$

여기서 V_r 는 시선속도, V 는 실제 속도, β 는 실제 속도 V 와 시선속도 사이의 작은 각, \cos 는 코사인이다. 각 β 는 레이더가 바라보는 각(즉 레이더 시선방향 또는 방위각)과 실제 표적의 속도벡터(V) 사이의 두 각 중 작은 값이다.



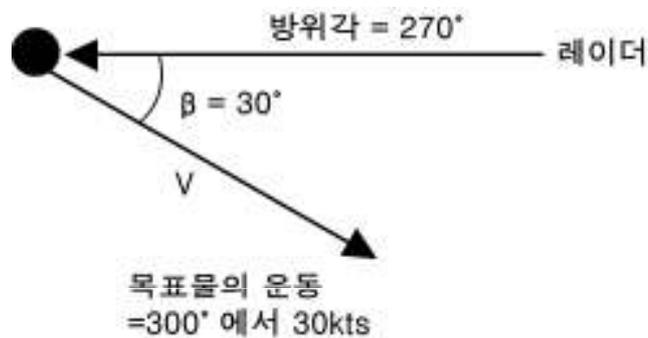
[그림 1.64] 표적의 움직임이 레이더 빔과 직교할수록(수직과 멀어질수록), β 값은 증가(감소)한다. 목표물의 움직임이 레이더 빔과 완전히 직교할 때, β 는 90도 이고, 시선속도는 0의 값을 가짐

1.3 레이더 시선속도 해석

β 가 0° 일 때, 목표물의 움직임은 레이더의 빔과 평행하고, $\cos\beta$ 가 1이다. 목표물의 시선속도($|V_r|$)은 실제 목표물의 속도($|V|$)와 같다.

β 가 90° 일 때, 목표물의 움직임은 레이더 빔 방향과 수직이고, $\cos\beta$ 는 0이 된다. 시선속도($|V_r|$)는 0이고, 목표물의 움직임에서 레이더를 향해 움직이거나 멀어지는 요소는 없다.

방정식 (1.28)을 통해 속도가 계산되면, 레이더로 다가오는지 멀어지는지에 대한 방향이 결정되어야 한다. 시선방향에 대한 실제 바람 성분의 방향으로 결정된다. 그림 1.64에서, 시선 성분, V_r 은 레이더로 다가오는 방향이다. 따라서 시선 속도는 -26kts 가 된다.

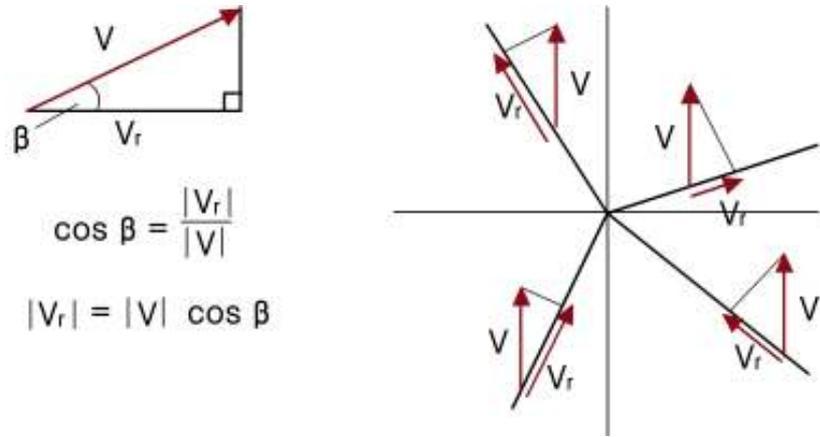


[그림 1.65] 시선속도 계산 예시

다가오는 속도(차가운 색)가 음수가 되고, 멀어지는 속도(따뜻한 색)가 양수가 되는 이유는 처음 도플러 레이더가 연직을 향하는 형태여서, 하강기류(음의 속도 운동)는 레이더를 향하는 방향이었기 때문이다. 산출물을 해석하기 전에 항상 산출물과 관련된 색깔규모(Color Scale)를 참고해야 한다.

그림 1.66은 방정식 (1.29)이 삼각법에서 어떻게 나오는지 보여준다. 여기서 실제 바람 벡터, 레이더 시선방향과, 수직인 성분은 직각 삼각형을 이룬다. 또한 그림 1.66에서 실제 바람은 남풍이다. 레이더 방위각은 각 사분면에서 선택되었고, 실제 바람 벡터는 레이더와 평행한 요소와 수직인 요소로 분해하였다. 비록 크기는 다르지만, 남쪽의 두 사분면에서 시선속도는 다가오는 방향이고, 북쪽 두 사분면에서는 멀어지는 방향이다.

1.3 레이더 시선속도 해석



[그림 1.66] 실제 속도에서 시선 방향 요소의 방향 결정

목표물의 속도와 레이더 방위각 사이의 각도가 커질수록, 관측된 표적의 실제 속도와, 속도산출물 사이의 백분율은 작아진다.

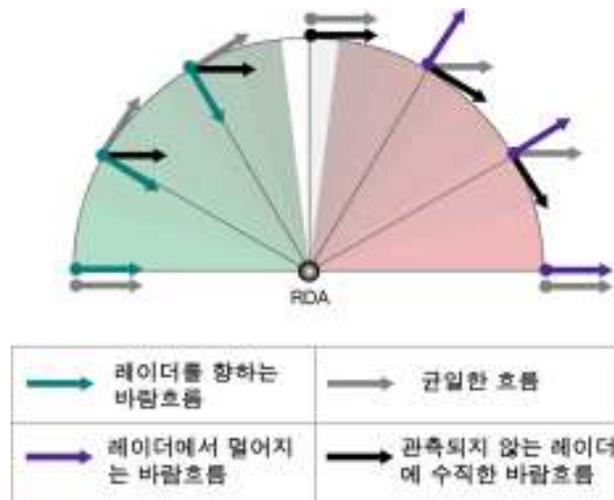
표 1.4는 β 와 관측된 실제 목표물의 속도의 백분율을 나타낸 것이다. 이것은 코사인 함수이기 때문에 선형관계를 가지지 않는다. 예를 들면, β 가 45° (0° 와 90° 의 반)이면 실제 속도의 50%가 아니라 대략 70%가 시선속도가 된다.

[표 1.4] 관측된 표적 속도의 백분율

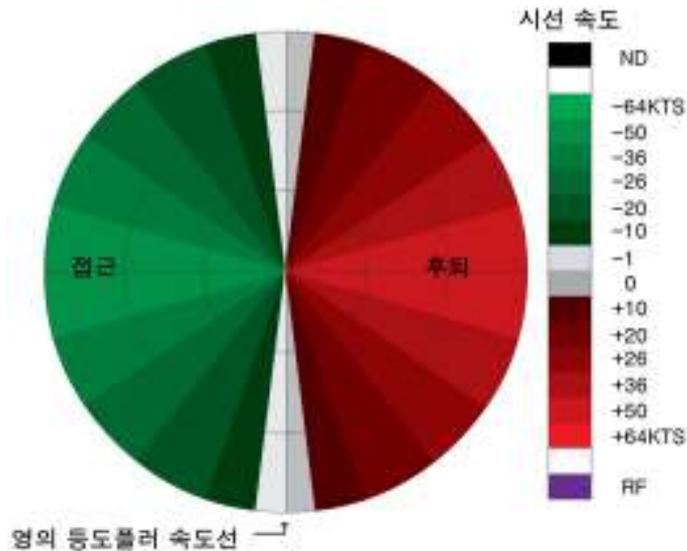
β [degree]	$\cos \beta$	백분율
0	1	100
5	0.996	99.6
10	0.985	98.5
15	0.966	96.6
30	0.866	86.6
45	0.707	70.7
60	0.5	50
75	0.259	25.9
90	0	0

1.3 레이더 시선속도 해석

그림 1.67은 레이더의 속도 관측 능력과, 균일한 서풍 흐름에서 관측자가 관측할 수 있는 시선속도를 나타낸다. 바람이 시선방향과 평행하게 불 때, 바람의 전체 성분이 관측된다. 시선방향이 실제 바람에 대해 수직이 될수록, 시선 성분은 감소한다. 시선방향이 바람과 수직일 때 레이더는 시선속도는 0으로 표시한다. 그러나 실제 속도는 변하지 않는다. 이것이 실제 바람 방향/속도에서 멀어질수록 색깔이 변하거나, 속도가 감소하는 것처럼 보이는 이유이다(그림 1.68).



[그림 1.67] 회색 화살표는 실제바람, 녹색과 빨간 화살표는 시선방향으로 관측된 요소를 나타낸다. 검은 화살표는 레이더에서 관측되지 않는 시선 방향에 수직인 성분이다.



[그림 1.68] 균일한 서풍에 대한 시선 속도 패턴

1.3 레이더 시선속도 해석

1.3.1.3 풍향결정

풍향 결정에 유의한 몇 가지 용어를 정의한다.

영의 속도 : 실제 속도가 영 또는 풍향이 빔과 수직인 도플러(시선)속도

등속도선(Isodop) : 일정한 도플러(시선)속도의 선

영의 등속도선 또는 등도플러속도선(Zero Isodop) : 도플러(시선)속도값이 영인 지점을 연결한 선

영의 등도플러속도선은 풍향을 결정하는데 사용한다. 한 쪽에서 불어오는 방향, 다른 쪽에서 불어나가는 방향을 가지는 영의 등도플러속도선은 바람이 레이더 빔에 수직임을 나타낸다. 영상에서 가로지르는 직선의 등도플러속도선은 보통 모든 층에서 균일한 방향의 흐름을 나타낸다.

바람 방향이 고도에 따라 변할 때 등도플러속도선을 사용하면 바람 방향을 결정하는데 도움을 줄 수 있다. 다음은 영의 등도플러속도선을 이용하여 풍향을 결정하는 방법이다.

1. 레이더로부터 등도플러속도선의 한 점을 향해 레이더로부터 시선방향으로 선을 그린다.
2. 시선방향을 따르는 선과 수직인 화살표를 그린다. 불어오는 방향에서 나가는 방향으로 화살표를 가리켜야 한다.
3. 균일한 흐름을 가정하면 이 화살표는 특정 거리(고도)에서의 바람 방향을 나타낸다.

1.3 레이더 시선속도 해석

충분한 관측 영역을 가진 경우 방향을 결정하기 위해 일정한 거리(고도)에서의 최대 접근/후퇴 속도를 이용할 수 있다.

위에서 설명한 방법이 적용되지 않는 경우가 많이 있을 수 있다. 이 경우 다음의 두 가지 방법을 결합하여 사용하여야 한다.

특정거리(고도)에서의 풍속이 균일한 흐름이라면 도플러 속도가 가장 큰 값으로 풍속을 결정한다. 가장 큰 도플러 속도는 일반적으로 영의 등도플러속도선으로부터 $\pm 90^\circ$ 근처에서 찾을 수 있다.

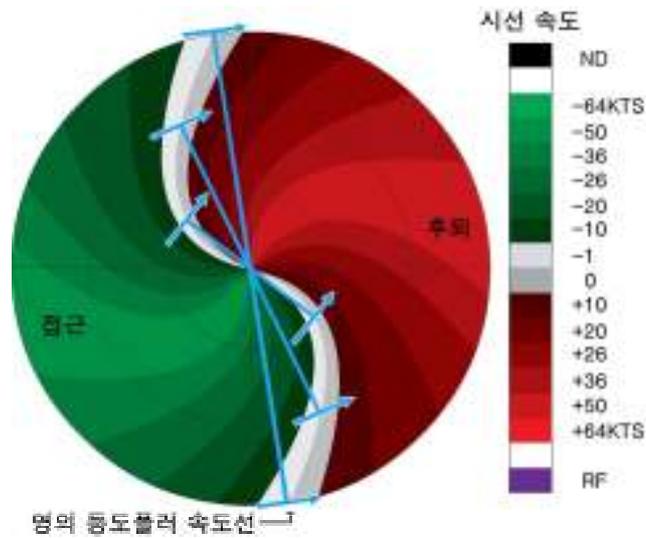
앞에서 설명한 영의 등도플러속도선 방법을 사용함으로써, 임의의 거리(고도)에서 바람방향도 결정할 수 있다. **영의 등도플러속도선 그 자체가 아니라, 레이더(시선방향)로부터 그은 직선에 수직인 화살표를 그리는 것이 매우 중요하다.**

그림 1.69는 레이더로부터 그려진 직선과, 방향을 나타내는 화살표를 보여준다.

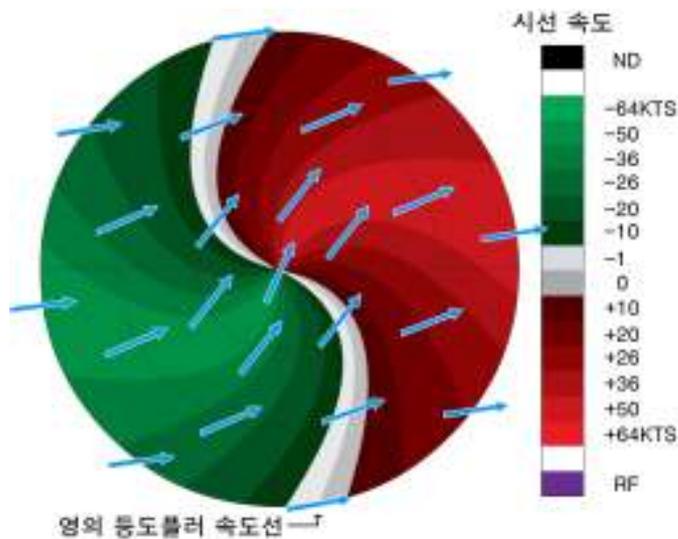
그림 1.70은 영의 등도플러속도선 분석을 기초로 하여 전체 영상에 계산된 바람장을 보여준다.

1.3 레이더 시선속도 해석

모든 보여진 레이더 시선속도의 영상에서 레이더는 중심에 위치한다. 이 영상에서 거리링과 관련하여, 첫 번째 거리링은 저층의 속도, 두 번째 거리링은 중층의 속도, 표출의 가장자리는 고층의 속도를 나타낸다. 거리링을 볼 때 레이더로부터 각 링의 거리와, 각 거리링의 평균 고도각을 알아야 한다. 레이더로부터의 거리 및 고도각에 따라 각 거리링의 높이가 결정된다.



[그림 1.69] 레이더로부터 영등도플러속도선을 그림. 그리고 그 지점에서 시선방향과 수직한 화살표를 그림

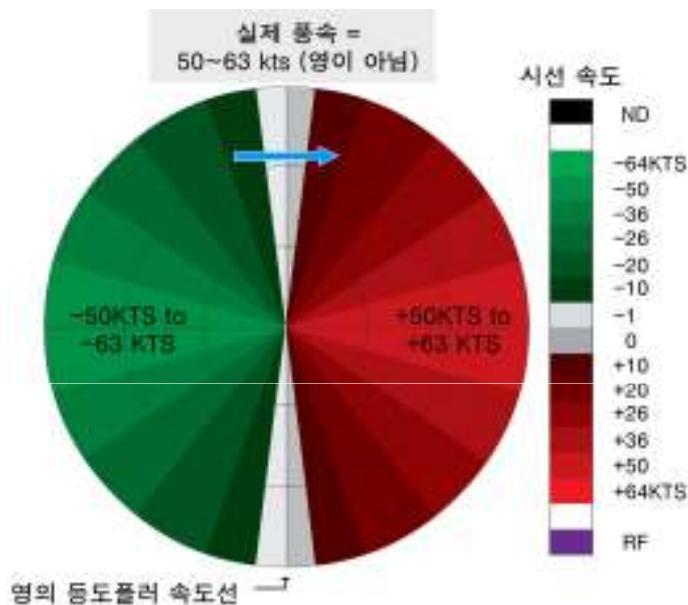


[그림 1.70] 화살표는 각 거리링에서의 흐름을 나타냄

1.3 레이더 시선속도 해석

1) 고도에 따라 일정한 방향

그림 1.71에서, 영의 등도플러속도선은 표출을 가로지르는 흰색 직선이다. 직선인 영의 등도플러속도선은 일정한 방향을 나타낸다. 이 경우 풍향은 지표면에서 영상의 가장자리 까지 동쪽으로 부는 균일한 서풍이다. 이 예는 레이더에서 모든 영의 등도플러속도선이 모인다. 이것은 풍속이 항상 일정함을 나타낸다. 특정 거리(고도)에 대해서, 같은 최대값의 불어 들어오는 흐름과 나가는 흐름이 존재한다.



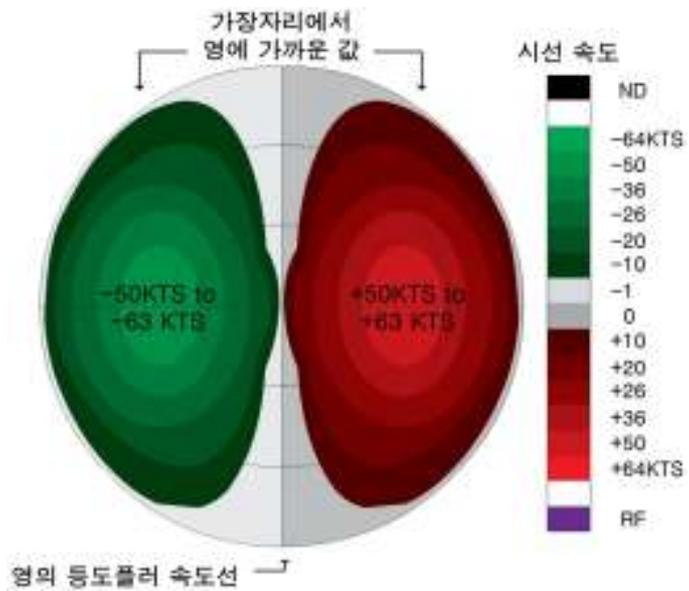
[그림 1.71] 균일한 서풍 흐름에서 시선속도 패턴. 직선의 영의 등도플러속도선은 일정한 방향을 나타내고, 레이더에서 수렴하는 영의 등도플러속도선은 일정한 속력을 나타냄

2) 바람 최대값

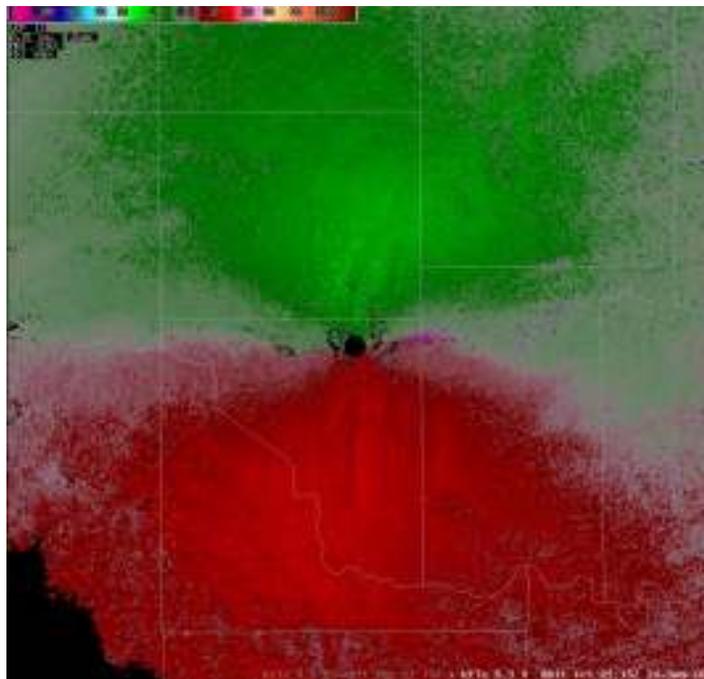
바람 최대값은 최대속도 값 근처에 닫힌 등도플러선에 의해 찾을 수 있다. 그림 1.72는 첫 번째와 두 번째 거리링(서쪽에서 동쪽) 사이에서 최대 속도를 나타내는 닫힌 등도플러선을 보여준다. 영의 등도플러선 보다 큰 값은 또한 레이더에서 모인다. 영상에서 가장자리로 갈수록 풍속이 줄어들며 가장자리에 해당하는 높이에서는 바람이 없다.

그림 1.73은 동에서 서쪽으로 직선에 가까운 영의 도플러속도를 가지는 예이다. 이 경우 시선속도 최대값 주위에 작은 값의 시선속도 값을 가지는 저층 최대 바람이 존재한다. 저층의 바람은 레이더 근처에서 대략 15kts이며 반면 멀어질수록 30-35kts로 증가한다. 그러나 시선방향으로 레이더로부터 계속 멀어질수록 속도가 감소하기 시작한다.

1.3 레이더 시선속도 해석



[그림 1.72] 상층에 최대 풍속이 존재할 때 시선 속도 패턴. 레이더의 서쪽과 동쪽에 달린 등속도선이 있음.



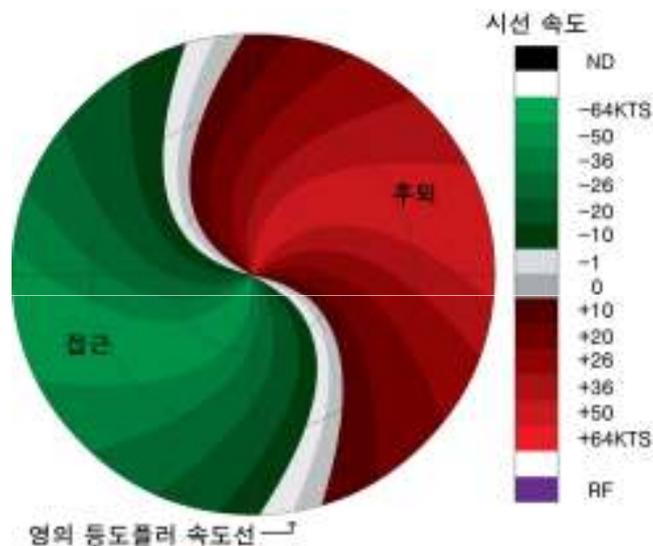
[그림 1.73] 직선의 영등속도선과 상층에서 최대 풍속을 가지는 속도 이미지의 예

1.3 레이더 시선속도 해석

3) 'S' 모양

영의 등도플러선의 곡률은 고도에 따라 풍향이 바뀔을 의미한다. 그림 1.74는 영의 등도플러선이 'S' 모양을 가진다. 방향은 레이더에서는 남풍, 첫 번째 거리링에서는 남서풍, 영상의 가장자리에서는 서풍으로 변한다. 속도는 지표에서부터 최대 표출된 고도까지 36-49kts로 일정하다.

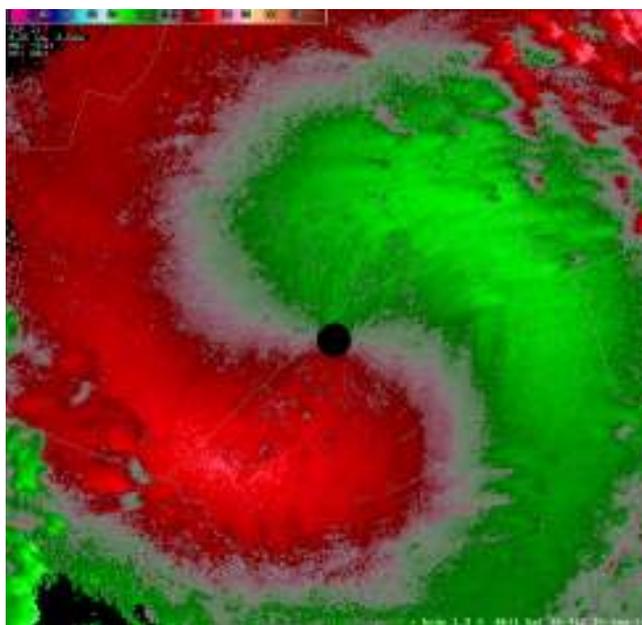
이러한 연속 바람 프로파일은 바람이 고도에 따라 시계방향으로 회전함을 나타낸다. 기상학적인 용어로 이것을 순전이라 한다. 순전은 전형적으로 온난이류를 나타낸다.



[그림 1.74] 바람이 고도에 따라 순전하는 'S' 모양의 영등속도선 패턴

그림 1.75는 바람이 고도에 따라 순전하는 실제 예이다. 레이더에서는 북-북동풍, 표출의 가장자리로 갈수록 남풍으로 풍향이 바뀌는 'S' 형태의 영의 등도플러선을 가진다. 따라서 바람은 전체 층에서 고도에 따라 순전한다. 또한 바람의 최대값이 저층에 존재함을 알 수 있다.

1.3 레이더 시선속도 해석

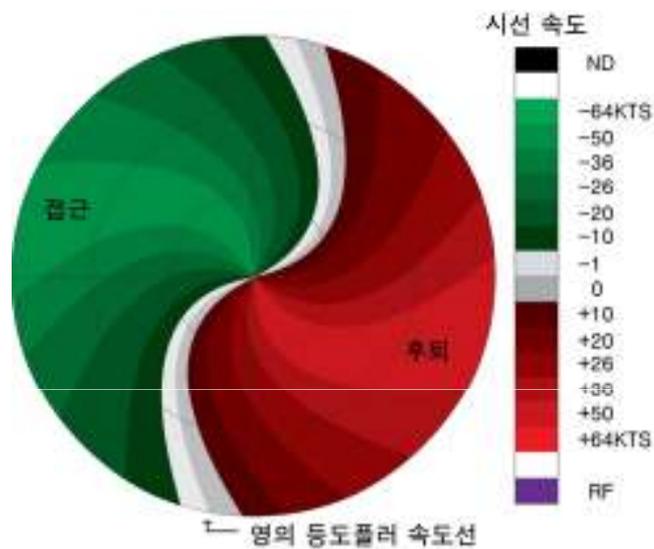


[그림 1.75] 바람이 고도에 따라 순전하는 'S' 형태의 영등도플러선 패턴을 가지는 실제 대기 예시

1.3 레이더 시선속도 해석

4) 역 'S' 형태

그림 1.76에서 영의 등도플러선은 고도에 따라 방향이 변함을 나타내는 곡률을 보이고 있다. 바람은 레이더에서 남풍, 첫 번째 거리링에서는 남동풍, 그리고 표출의 가장자리에서는 동풍이다. 연직 바람 프로파일은 바람이 지표에서부터 표출의 최고 고도각까지 갈 때 반시계 방향으로 돌고 있음을 나타낸다. 기상학적인 용어로 이것을 반전이라 하며, 주로 한랭 이류가 나타난다.



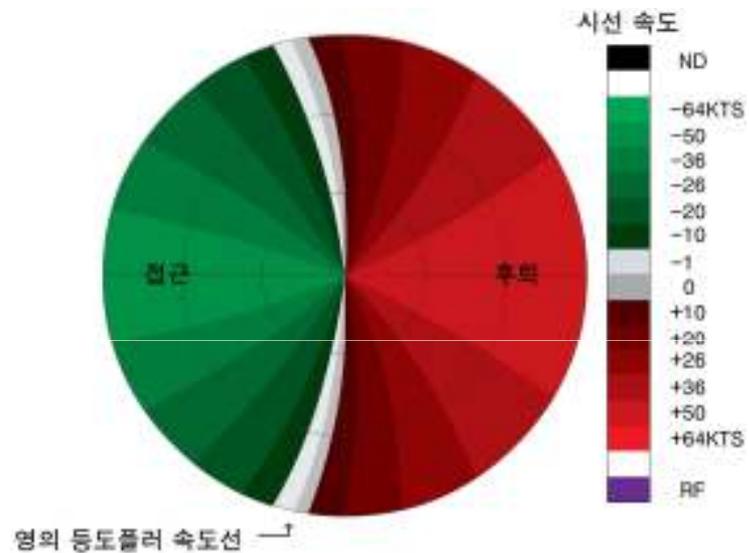
[그림 1.76] 바람이 고도에 따라 반전함을 나타내는 역 'S' 형태의 영등도플러속도 패턴

1.3 레이더 시선속도 해석

5) 분류(Diffluence)

그림 1.77에서, 수평바람이 모든 층에서 분류한다. 이 경우 표출을 두 부분(위의 반쪽과 아래의 반쪽)으로 나누어 해석하는 것이 더 쉽다.

위의 반쪽에서 방향은 표면에서 서풍, 표출의 가장자리에서는 남서풍으로 변한다. 아래 반쪽에서 방향은 표면에서는 서풍, 가장자리에서는 북서풍으로 변한다. 이와 같은 패턴은 레이더를 통과하면서 공기가 퍼져나가는 것을 보여준다. 영의 등도플러선이 '활' 형태를 가지고 활 안쪽에 불어 들어오는 흐름이 존재한다.



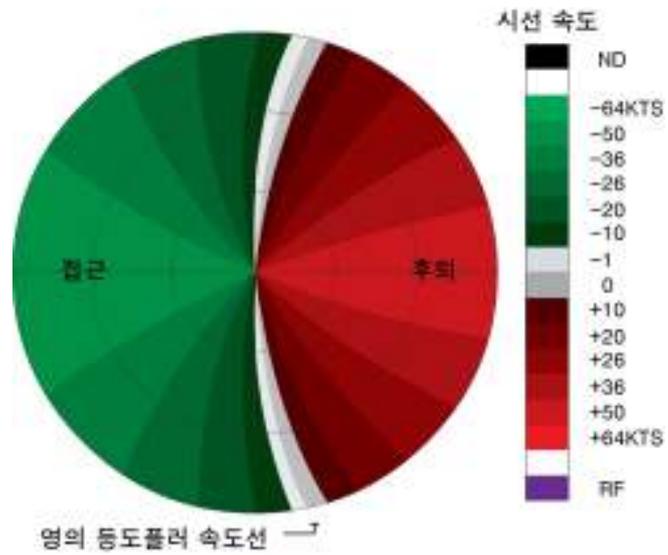
[그림 1.77] 활 형태의 영등도플러선과 활 안쪽에 불어 들어오는 바람을 가지는 분류 패턴

6) 합류(Confluence)

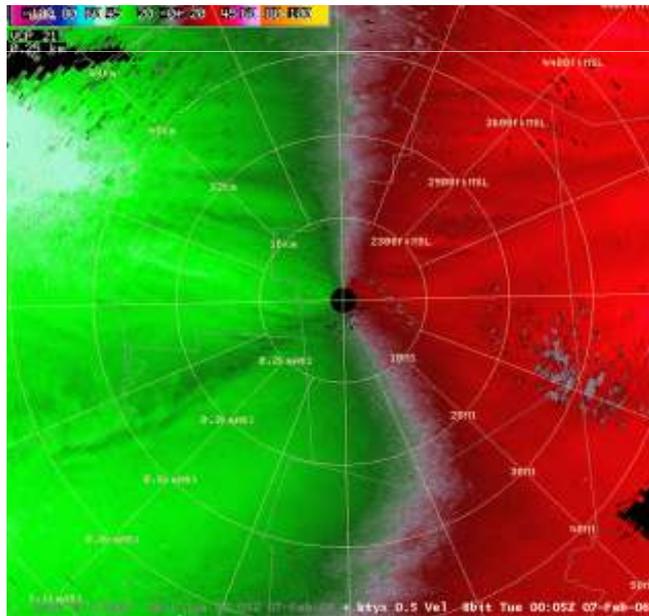
그림 1.78에서 흐름은 모든 층에서 합류한다. 불어나가는 바람이 '활' 모양의 등도플러선의 안쪽에 있는 것에 주의해야 한다.

합류지역의 한 예로 그림 1.79를 볼 수 있다. 호수 효과에 의한 눈 밴드가 남서에서 북동으로 레이더를 통과한다. 불어나가는 바람이 영의 등도플러선의 흰쪽에 존재한다.

1.3 레이더 시선속도 해석



[그림 1.78] 영등도플러선이 활 형태를 가지고, 불어나가는 바람이 활의 안쪽에 있는 합류패턴

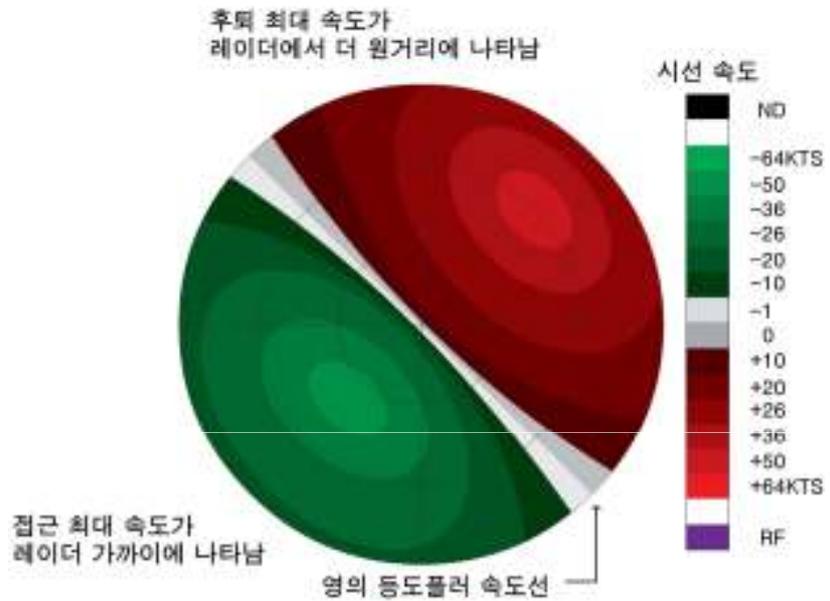


[그림 1.79] 레이더 사이트를 통과하는 호수효과 눈 밴드를 포함하는 합류패턴의 예

1.3 레이더 시선속도 해석

7) 기울어진 바람 최대값

그림 1.80은 남서쪽에서 북동쪽으로 영상을 가로지르는 바람을 보여준다. 불어오는 방향과 나가는 바람의 최대값의 위치에 주목하자. 불어오는 최대값은 첫 번째와 두 번째 거리링 사이에 있고 흘러나가는 최대값은 두 번째와 세 번째 거리링 사이에 있다. 이것은 바람 최대값이 영상을 가로지르면 서 고도에 따라 증가함을 나타낸다.

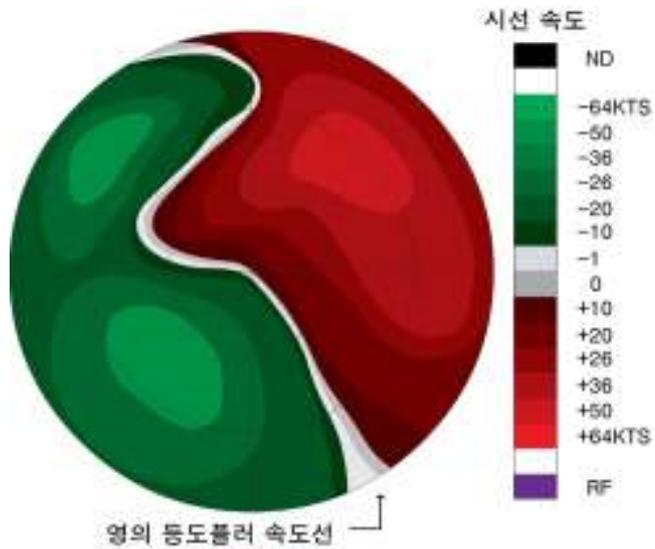


[그림 1.80] 바람 최대값이 기울어진 형태의 시선속도 패턴. 들어오는 방향과 나가는 방향의 최대값이 레이더로부터 서로 다른 거리에 있음. 따라서 최대값이 다른 고도에 존재함

8) 수평 불연속/전선

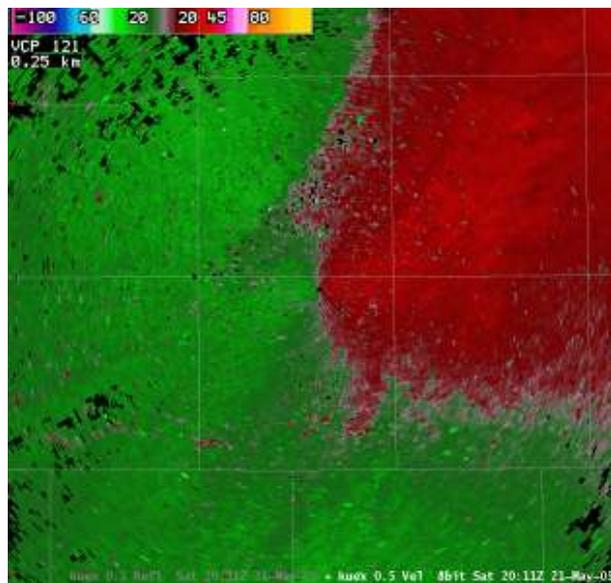
그림 1.81에서 레이더의 북서쪽에 전선 경계가 존재한다. 영의 등도플러선이 표출의 남동쪽 2/3 위에 'S' 형태로 나타난다. 속도 최대값은 레이더의 남서쪽과 북동쪽에 위치해 있다. 전선 뒷면 북서쪽에 또 다른 최대값이 존재한다. 북서쪽의 최대값은 다른 최대값들과 '연결'되어 있지 않음을 알아야 한다. 그림 1.82 역시 레이더의 북서쪽에 전선 경계를 가지고 있다. 실제 기상현상에서, 특히 하나의 볼륨스캔에서, 전선 경계를 보는 것은 항상 쉽지 않다.

1.3 레이더 시선속도 해석



[그림 1.81] 레이더의 북서쪽에 위치한 전선

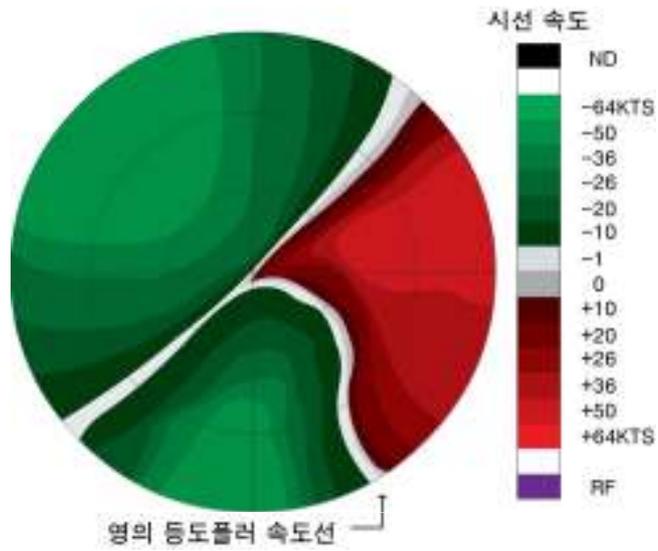
전선 앞쪽에 바람은 남-남서에서부터 불어 들어온다. 이것은 영상의 북쪽 반을 통해 불어나가는 바람과 연결 지을 수 있다. 전선의 위치는 레이더의 북서쪽에서 불어 들어오는 바람과, 레이더에서 불어나가는 바람 사이에 분리된 선을 따라 발견 할 수 있다. 이 경계는 상층에서 발견된다.



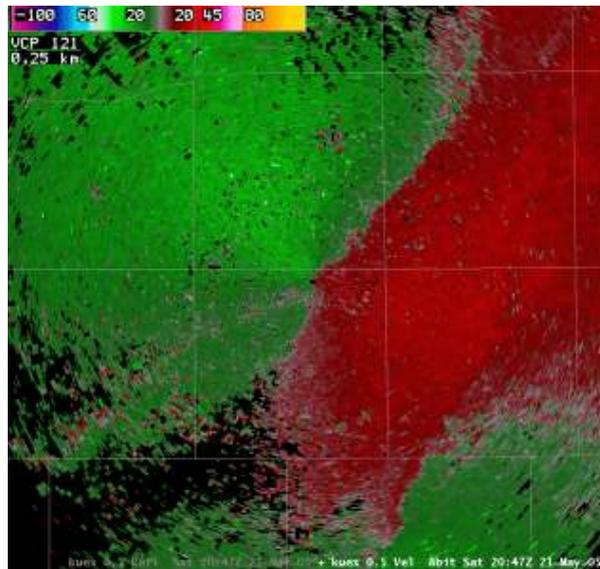
[그림 1.82] 레이더의 북서쪽에 존재하는 전선의 예

1.3 레이더 시선속도 해석

그림 1.83에서 전선 경계는 레이더 위에서 남서쪽에서 북동쪽으로 위치해 있다. 바람은 전선후면에서 북서풍, 전선 전면에서는 남서풍이 불어온다. 그림 1.84는 레이더 위쪽에 위치해 있는 전선 경계를 포함하는 속도 그림의 예이다. 불어 들어오는 바람은 레이더의 남쪽과 서쪽에 위치해 있다. 풍속의 급격한 변화는 경계의 위치를 나타낸다.



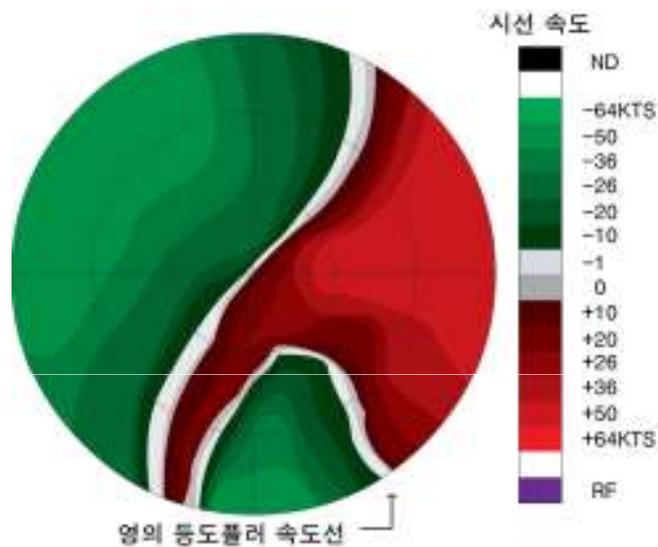
[그림 1.83] 레이더 위에 전선이 존재함



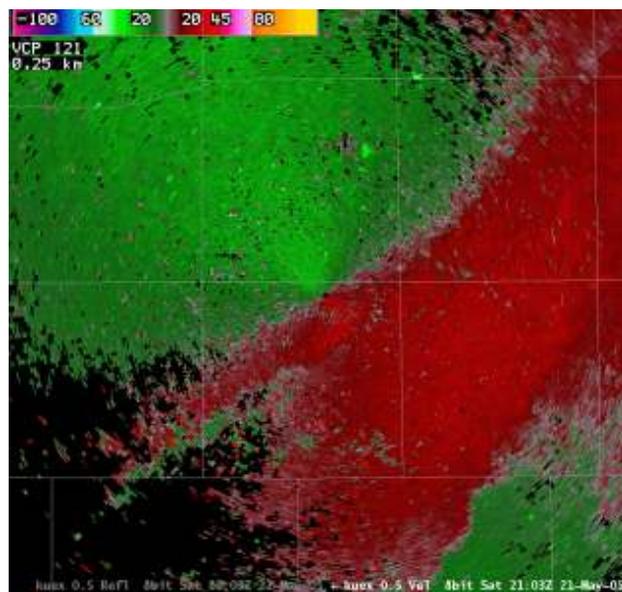
1.3 레이더 시선속도 해석

그림 1.85에서 전선은 레이더의 남동쪽에 위치한다. 전선 전면의 바람은 여전히 남서쪽에서 불어오고 있다. 전선 경계는 레이더의 남쪽에 남-남서에서 북-북서 방향의 영의 등도플러속도선을 따라 위치하고, 영상의 북동사분면에 계속된다. 바람은 레이더의 중앙에 위치한 영의 등도플러속도선의 역 'S' 형태 패턴으로 보아, 전선 후면에서 반전하고 있다.

그림 1.86은 레이더의 동쪽에서 불어나가는 바람의 앞쪽 가장자리를 따라 위치하는 전선을 나타낸다. 전선은 이제 영상을 가로지르는 남서의 직선에 뻗어있다.



[그림 1.85] 전선은 레이더의 남동쪽에 위치함



[그림 1.86] 레이더의 남쪽에 있는 전선의 예

1.3 레이더 시선속도 해석

1.3.1.4 요약

시선속도 영상을 볼 때 상층에서 위쪽이 북쪽인 콘을 보고 있다.

바람의 전체 요소는 오직 시선방향과 평행할 때만 관측된다.

바람이 시선방향과 수직일 때 시선속도는 영이 된다.

불어오는 바람은 음수이고 차가운 색으로 정해진다.

불어나가는 바람은 양수이고 따뜻한 색으로 정해진다.

만약 균일한 흐름장이라면, 특정 거리(고도)에서의 풍속은 그 고도에서 가장 큰 도플러 속도로 결정된다.

일반적인 'S' 형태의 영의 등도플러선은 시계방향으로 회전하는 연직 바람 프로파일(순전)을 보이고, 일반적으로 온난이류를 나타낸다.

역 'S' 형태의 영의 등풍속선은 반시계 반향으로 회전하는 연직 바람 프로파일(반전)을 보이고, 일반적으로 한랭이류를 나타낸다.

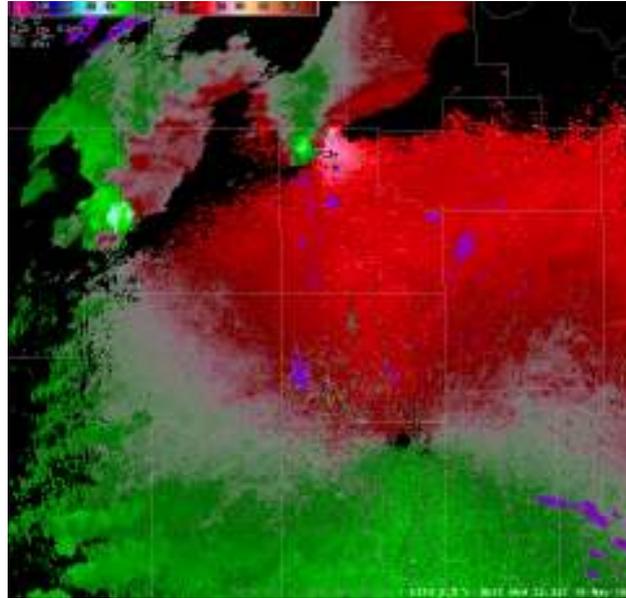
불어오는 바람이 안쪽에 있는 활 모양의 영의 등풍속선은 발산을 나타낸다. 불어나가는 바람이 안쪽에 있는 활모양의 영의 등풍속선은 수렴을 나타낸다.

1.3.2 스톰규모 도플러 속도패턴

지금까지 살펴본 속도 사례들은 대규모 시스템이다. 이 절에서는 스톰-규모의 속도 상에서 수렴 및 발산 구별법과 스톰-규모의 속도 상에서 저기압 및 고기압성 순환 구별법을 설명한다. 또한 식별된 속도 패턴과 연관된 중 규모 기상 조건 및 위험요소를 파악한다.

이러한 작은 규모의 현상들은 일반적으로 겨우 수 개의 거리 게이트 내에 나타나므로, 상대적으로 고도각에서 변화가 작다(그림 1.87).

1.3 레이더 시선속도 해석



[그림 1.87] 작은 규모 및 큰 규모의 속도 패턴. 레이더 근방의 큰 규모의 영 등도플러 속도선 패턴과 레이더 북쪽과 북서쪽의 개별 스톰에 주목하라.

1.3.2.1 레이더의 위치

작은 규모에서 자료를 조사할 때, 레이더에 대해 현상이 어디에 나타났는지를 파악하는 것이 중요하다. 작은 규모의 회전이나 수렴/발산 형태를 알아 보기 위해 현업자는 확대 기능을 사용하는데, 이 경우 표출상에서 레이더의 위치는 중심이 아니거나 영상에 나타나지 않을 수 있다. 다음의 세 가지 사항들을 단독 또는 복합적으로 사용하여 레이더의 위치를 유추할 수 있다.

- 1) 레이더가 중심인 극 좌표계 격자를 속도 산출물에 겹쳐 나타냄으로써 확대된 영역의 방위각/거리 정보를 보여줌
- 2) 원하는 위치에 마우스 커서를 놓고 왼쪽 버튼을 누르면 레이더로부터 해당 위치의 방위각과 거리가 표시됨
- 3) 레이더로부터 거리가 멀어질수록 인접하는 게이트 간의 폭이 증가함

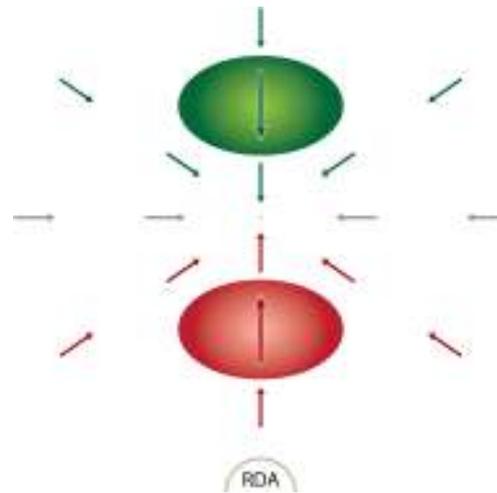
1.3.2.2 수렴/발산

순수 발산이나 수렴 패턴을 해석할 때, 속도의 양/음의 최대값들이 동일한 방위각 방향에서 나타난다. 이때 속도 패턴이 수렴인지 발산인지는 어떤 최대값이 레이더와 가까운지에 따라 알 수 있다. 다음의 예시에서 레이더는 속도장의 남쪽에 위치한다.

1.3 레이더 시선속도 해석

- 수렴

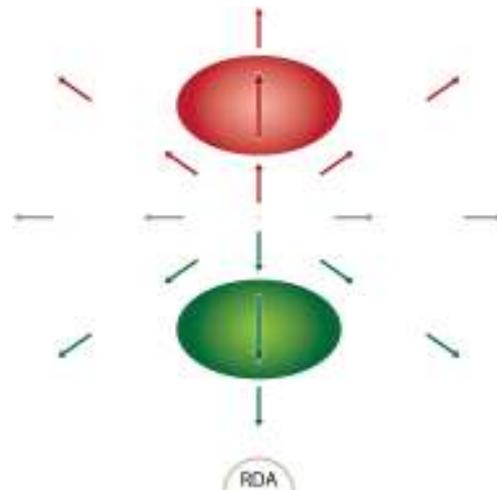
양과 음의 속도 최대값들이 같은 방위각 방향에 위치하며, 후퇴하는 속도의 최대값이 레이더 가까이 나타난다(그림 1.88).



[그림 1.88] 순수 수렴만 존재할 경우, 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

- 발산

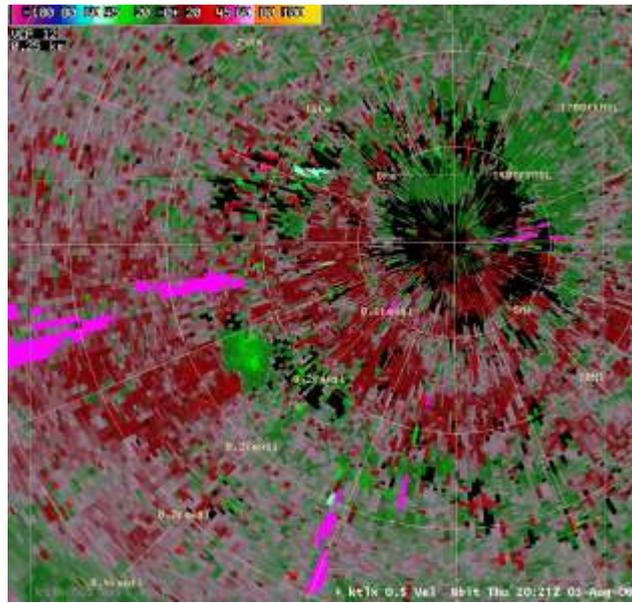
양과 음의 속도 최대값들이 같은 방위각 방향에 위치하며, 접근하는 속도의 최대값이 레이더 가까이 나타난다(그림 1.89).



[그림 1.89] 순수 발산만 존재할 경우, 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

1.3 레이더 시선속도 해석

그림 1.90은 발산의 실제 사례로, 지면에 도달한 뇌우의 다운버스트 바로 후면의 순환성 방출흐름 패턴과 관련이 있다. 이 경우 최대 접근 속도가 최대 후퇴 속도보다 레이더에 더 가까이 나타난다.



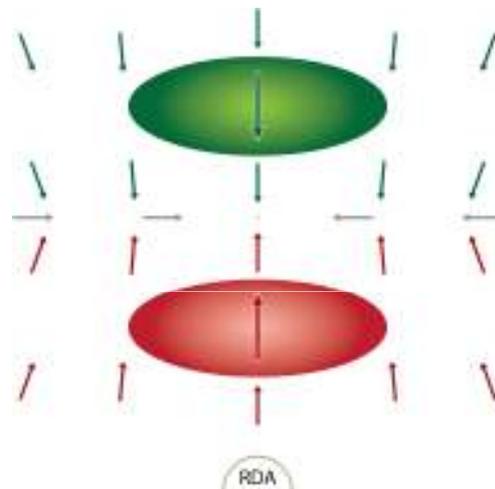
[그림 1.90] 레이더의 남서쪽에 작은 발산이 존재함

1.3 레이더 시선속도 해석

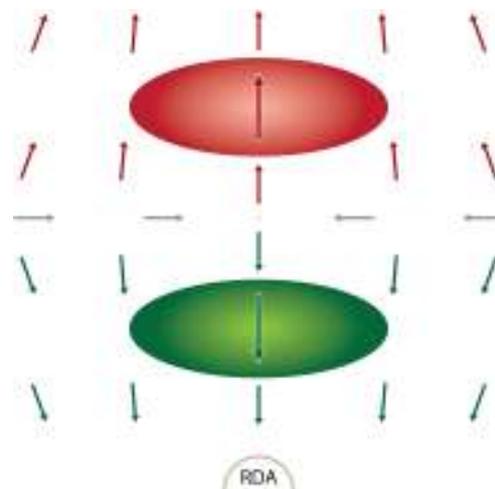
1.3.2.3 선형 수렴과 발산

그림 1.88과 1.89는 공간상의 특정 지점에 나타나는 순수 수렴과 발산의 개념 모델을 나타낸다. 한 예로 그림 1.89의 모델은 단일 스톰의 다운버스트를 가장 잘 묘사하며 원형 발산을 유발한다(이것은 그림 1.90의 실제 사례에서도 잘 나타난다).

그러나 수렴이나 발산 영역은 직선 형태로 나타나기도 한다. 그림 1.91을 보면, 선형 경계를 따라 넓은 후퇴 속도 영역에 수렴하는 넓은 접근 속도 영역이 나타나있다. 그림 1.92에는 접근 속도와 후퇴 속도가 선형의 경계를 따라 발산한다.



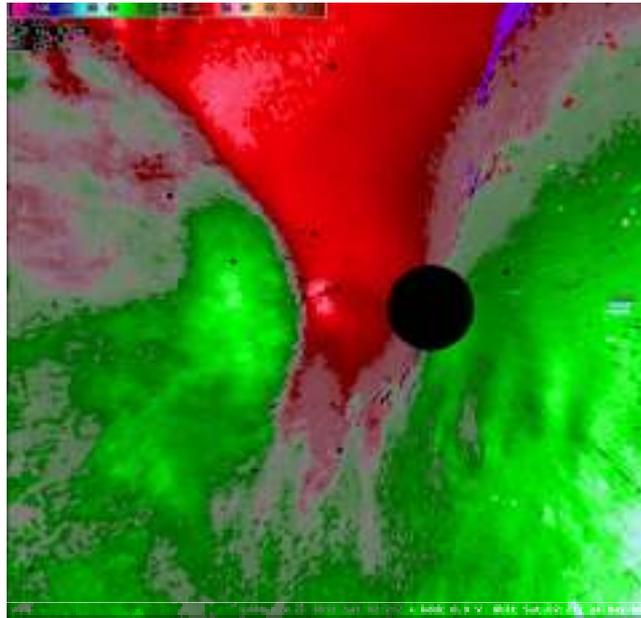
[그림 1.91] 순수 선형의 수렴만 존재할 경우, 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임



[그림 1.92] 순수 선형의 발산만 존재할 경우, 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

1.3 레이더 시선속도 해석

그림 1.93의 사례를 보면 레이더의 서쪽에 불룩하게 나온 선형의 수렴이 나타나는데 이것은 강한 선형대류에 동반되는 돌풍전선을 따라 발생한 것이다. 이 경우 수렴영역이 남-북으로 길게 늘어져 나타난다.



[그림 1.93] 레이더의 서쪽에 나타난 선형 수렴 형태

1.3.2.4 회전

순수 회전 패턴을 해석할 때, 양과 음의 속도 최대값들이 레이더로부터 동일한 거리에 나타난다. 접근 최대값이 속도장의 왼쪽/오른쪽에 위치하느냐에 따라 저기압성/고기압성 회전인지 구분할 수 있다. 다음의 예시에서 레이더는 영상의 남쪽에 위치한다.

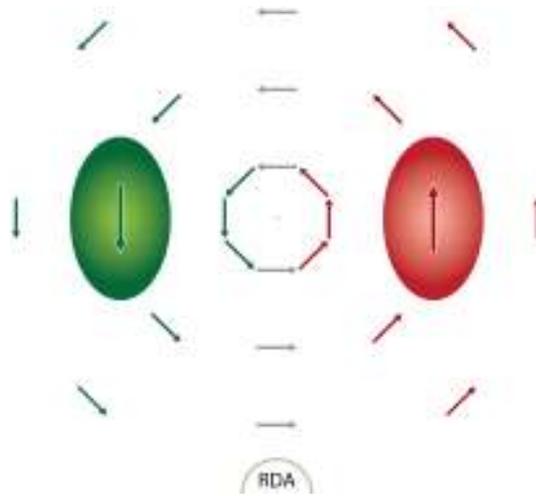
- 저기압성 회전

레이더의 위치에서 보면 최대 속도값들이 같은 거리상에 위치하며, 접근 속도 최대값이 왼쪽에 나타난다(그림 1.94).

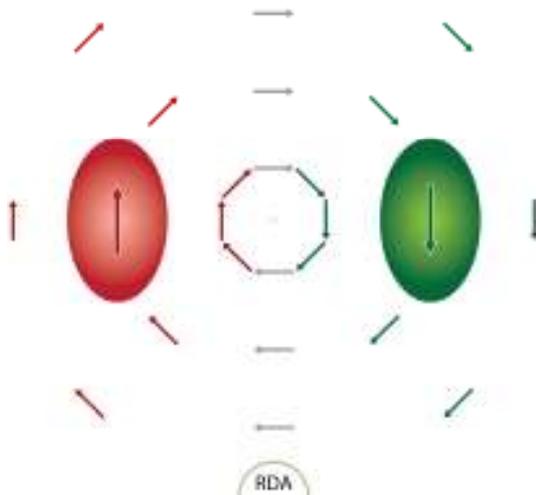
- 고기압성 회전

레이더의 위치에서 보면 최대 속도값들이 같은 거리상에 위치하며, 접근 속도 최대값이 오른쪽에 나타난다(그림 1.95).

1.3 레이더 시선속도 해석



[그림 1.94] 순수 저기압성 회전의 경우 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임



[그림 1.95] 순수 고기압성 회전의 경우 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

1.3 레이더 시선속도 해석

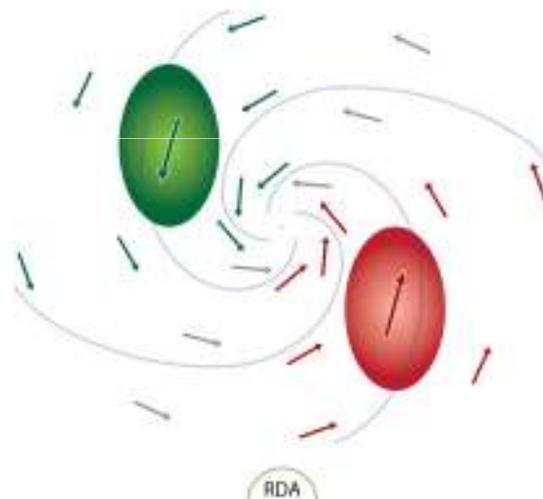
1.3.2.5 조합

다음의 예시에서 레이더는 속도장의 남쪽에 있다. 레이더의 위치에서 본 속도의 최대값이 나타나는 위치를 파악하여 수렴 또는 발산, 저기압성 또는 고기압성 회전을 알아낼 수 있다. 예시에서 양과 음의 최대 속도는 레이더로부터 등방위각 방향, 등거리에 위치하지 않는다.

앞서 수렴과 발산에 대해 논의한 바와 같이, 다음의 영상들은 스톰 규모의 선형 특징에 초점을 맞춰 볼 수 있다. 그러나 여기서 나타난 예시들은 공간상의 한 지점에 초점을 맞춘 예이다.

- 저기압성 순환

그림 1.96을 보면 후퇴 속도 최대값이 레이더에 가깝고(수렴), 접근 속도 최대값이 왼쪽에 나타난다(저기압성).

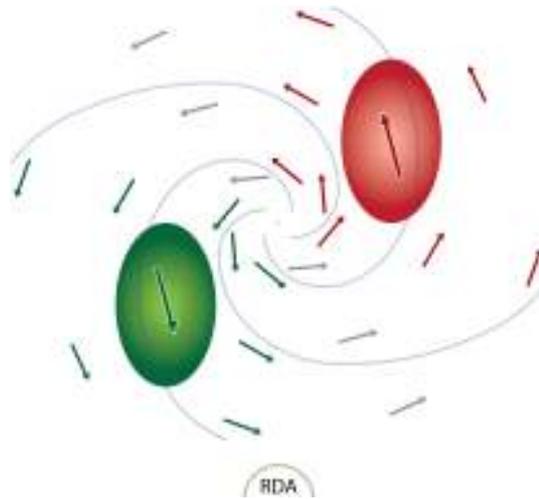


[그림 1.96] 저기압성 수렴에 대한 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

1.3 레이더 시선속도 해석

- 저기압성 발산

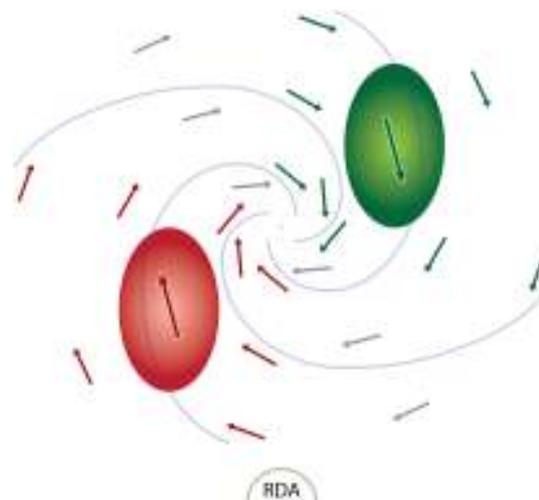
그림 1.97을 보면 접근 속도 최대값이 레이더에 가깝고(발산), 접근 속도 최대값이 왼쪽에 나타난다(저기압성).



[그림 1.97] 저기압성 발산에 대한 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

- 고기압성 수렴

그림 1.98을 보면 후퇴 속도 최대값이 레이더에 가깝고(수렴), 접근 속도 최대값이 오른쪽에 나타난다(고기압성).

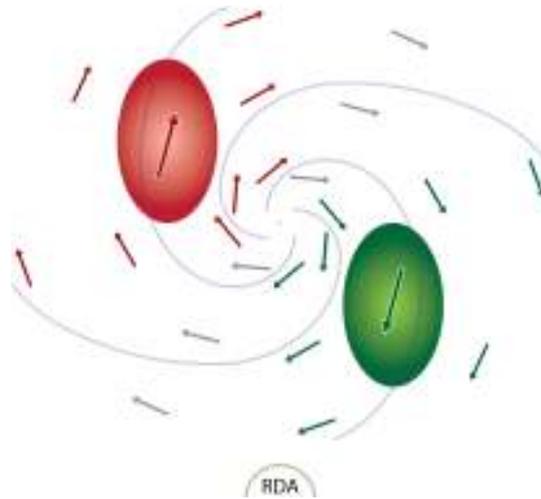


[그림 1.98] 고기압성 수렴에 대한 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

1.3 레이더 시선속도 해석

- 고기압성 발산

그림 1.99를 보면 접근 속도 최대값이 레이더에 가깝고(발산), 접근 속도 최대값이 오른쪽에 나타난다(고기압성).



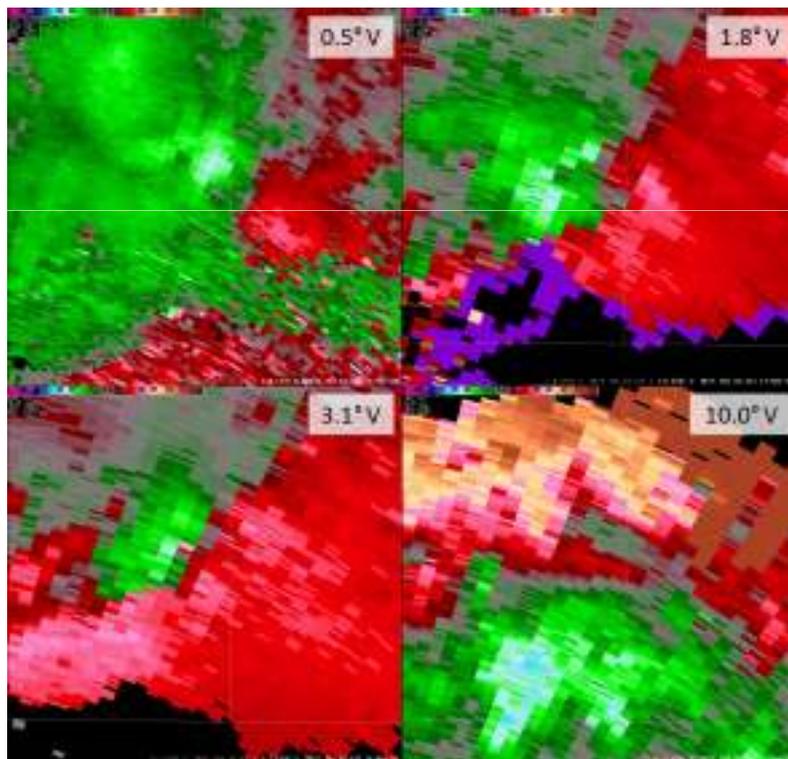
[그림 1.99] 고기압성 발산에 대한 접근/후퇴 속도 최대값의 위치. 레이더의 위치는 남쪽임

1.3 레이더 시선속도 해석

1.3.2.6 단일 스톱 내 스톱 규모 회전 사례

그림 1.100에서 레이더는 각 패넬의 남남서에 위치한다. 상단 왼쪽 패넬 (0.5°)에는 저기압성 수렴이 나타나며, 상단 오른쪽 패넬 (1.8°)과 하단 왼쪽 패넬 (3.1°)은 순수한 저기압성 회전에 가깝다. 하단 오른쪽 패넬 (10.0°)은 스톱 꼭대기에서 나타나는 발산으로 보인다. 또한 고도가 높아지면서 넓은 영역의 순환의 축이 기울어지는 것과 자료 질 문제(1.8° 영상의 거리 접힘과 10.0° 영상의 부적절하게 접힘이 풀린 속도)를 볼 수 있다.

스톱에 대한 상대적 평균 시선속도 산출물을 이용하면 기본 속도에서 스톱의 운동에 의한 성분이 제거되기 때문에 한 스톱 내의 순환 및 꼭대기의 발산을 더 쉽게 파악할 수 있다.



[그림 1.100] 한 스톱을 관측하였을 때, 서로 다른 네 고도각에 대한 4분면 영상. 레이더는 영상의 남남서에 위치하며, 작은 규모 특징들은 고도에 따라 변화함

1.3 레이더 시선속도 해석

1.3.2.7 요약

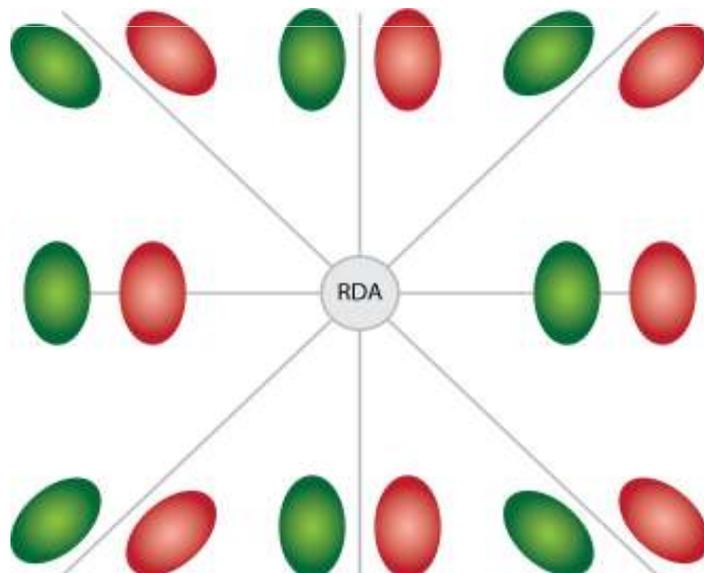
수렴 : 양과 음의 속도 최대값들이 같은 방위각 방향에 위치하며, 후퇴 속도 최대값이 레이더 가까이 나타난다.

발산 : 양과 음의 속도 최대값들이 같은 방위각 방향에 위치하며, 접근 속도 최대값이 레이더 가까이 나타난다.

저기압성 회전 : 레이더의 위치에서 보면 최대 속도값들이 같은 거리상에 위치하며, 접근 속도 최대값이 왼쪽에 나타난다.

고기압성 회전 : 레이더의 위치에서 보면 최대 속도값들이 같은 거리상에 위치하며, 접근 속도 최대값이 오른쪽에 나타난다.

그림 1.101을 이용하여 레이더의 위치에 따라 레이더 속도의 특성이 어떻게 변하는지 살펴 볼 수 있다.



[그림 1.101] 레이더 방위각이 변함에 따라 작은 규모의 특징이 어떻게 바뀌는지 보여주는 예

1.4 뇌우 상승기류 판별

1.4.1 기초이론

1.4.1.1 단세포뇌우의 구조 및 발달 과정

뇌우는 대기불안정과 상승기작에 의해 발달한다. 기작에 의하여 불안정한 공기가 상승하여 냉각되고 응결하여 구름이 형성된다. 이러한 대류는 연직 바람시어에 의하여 어떠한 형태로 발달할 것인지 결정된다. 즉 지표 근처에서 지상 6km 층까지 시어에 의하여 단세포 또는 거대세포뇌우의 발달이 결정된다. 예를 들어 이 층에서 시어가 10ms^{-1} 보다 작을 경우 단세포 뇌우가 우세하게 발달한다.

이렇게 발달한 단세포 뇌우는 약 30분 동안 적운기(Cumulus Stage), 성숙기(Mature Stage), 및 소멸기(Dissipation Stage)를 거쳐 지상에 강수를 발생시키고 소멸한다(그림 1.102).

○ 적운단계(Cumulus Stage)

적운단계는 상승기류에 의하여 적운이 성장하는 시기로 강수와 하강기류가 존재하지 않는다. 구름입자의 성장에 의하여 작은 강수입자가 생성되지만 상승기류에 의하여 대기중에 부유한다. 구름 가장자리를 따라 큰 경도의 굴절률에 의하여 $-10\sim 0\text{dBZ}$ 정도의 반사도가 S-밴드 레이더에 관측된다. 상승기류가 용해층 고도 이상으로 상승하게 되면 $10\sim 20\text{dBZ}$ 의 첫 강수에코가 생성되고 상승기류가 $-10\sim -20^\circ\text{C}$ 층을 통과할 때 강한 강수에코 코어(Core)가 발달한다.

○ 성숙단계(Mature Stage)

초기세포의 발달 후 약 15~20분 이후 반사도 에코 코어의 강도는 약 $45\sim 50\text{dBZ}$ 정도에 도달하고 강수입자의 낙하속도가 상승기류보다 더 커져 하강기류가 발생한다. 하강기류의 시작은 주위 건조한 공기의 유입을 야기한다. 주위 건조한 공기와 구름내 공기의 혼합은 강수입자의 증발을 유발하고 이로 인하여 하강기류가 더 가속화 된다.

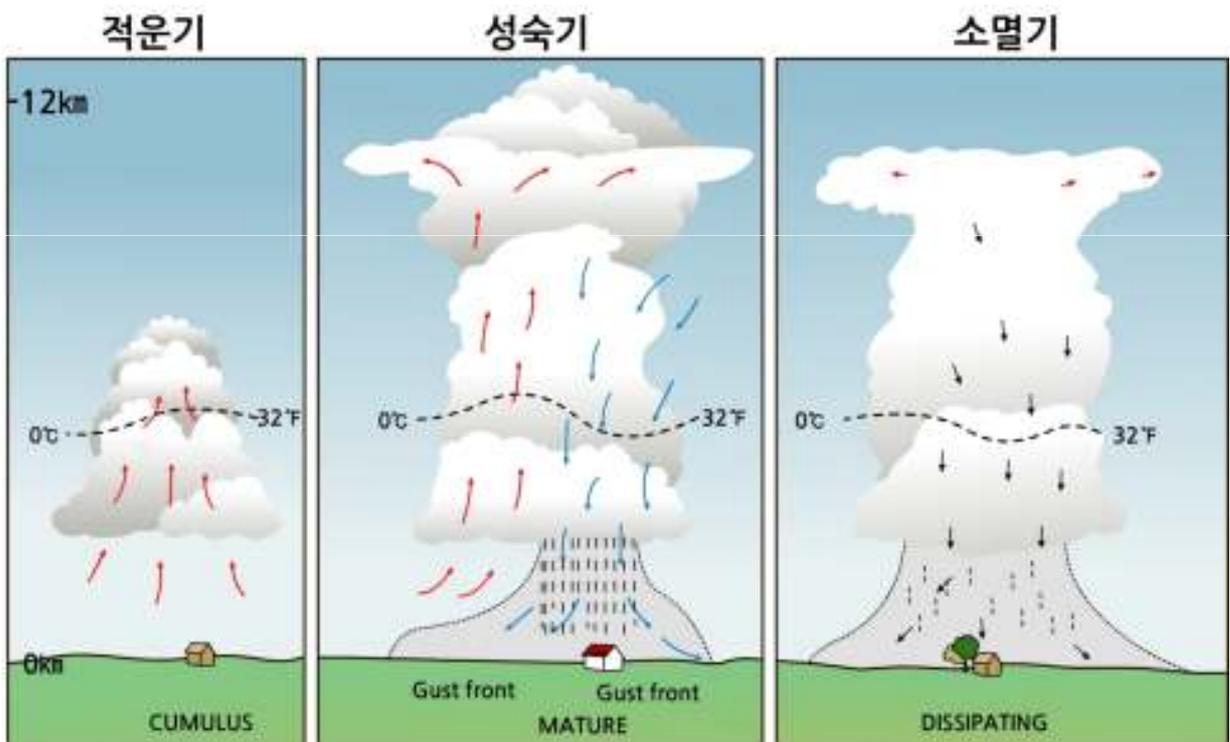
일반적으로 하강하는 레이더 에코코어의 하부영역과 하강기류가 존재하는 영역이 일치한다. 코어가 지상에 도달하면 사방으로 퍼지게 되어 찬공기영역(Cold Pool)을 형성하고 찬공기영역의 전면에 강한 바람시어가 존재하는 돌풍전선(Gust Front)을 형성한다. 이때 지상에서 강우가 가장 강하게 나타나면 상승기류는 하강하는 코어의 한쪽 편에 위치한다. 지상에서 찬공기영역이 주위공기를 안정화시키고 이에 따라 상승기류는 점차 약해지게 된다.

1.4 뇌우 상승기류 판별

○ 소멸기(Dissipating Stage)

상승기류가 약해지면 습하고 불안정한 공기의 유입이 약화된다. 이러한 습윤공기유입의 약화는 응결잠열의 방출을 제한하고 궁극적으로 상승류를 사라지게 한다. 하강류만 존재하는 구름은 점차 소멸하게 된다.

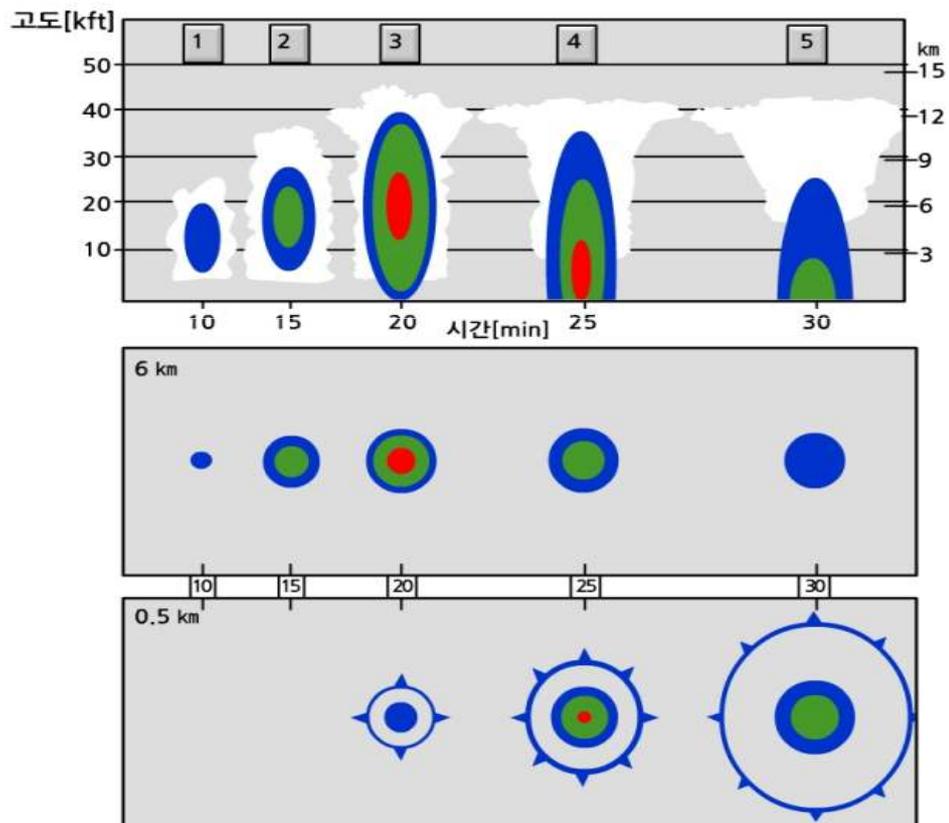
이처럼 시어가 약한 환경에서 발달하는 단세포 뇌우의 이동을 예측하는 것은 쉽지 않다. 그러나 일반적으로 0~6km층에서 평균바람 또는 각 층에서 공기의 밀도를 곱하여 평균한 밀도가중 평균바람(Density-weighted Mean Winds)을 사용한다. 만약 단세포 뇌우의 높이가 높지 않을 경우 평균하는 고도를 낮추어야 보다 실질적인 단세포뇌우의 이동을 예측할 수 있다.



[그림 1.102] 단세포의 일생을 나타내는 모식도(C. D. Ahrens의 Meteorology Today)

1.4 뇌우 상승기류 판별

그림 1.103은 단세포뇌우의 일생에 따른 레이더 반사도 분포를 나타낸다. 성숙기 초기(가장 위 그림에서 2)까지 반사도 코어가 상층에 위치하고 0.5km 하층에서는 반사도 값이 나타나지 않거나 약한 값이 나타난다. 성숙기(3)에 접어들면서 코어가 하층으로 점차 이동하고 지상에서는 강수가 강해지기 시작한다. 코어가 지상에 도달하면(4) 가장 강한 강수가 발생하고 이때에는 하층 반사도가 상층 반사도보다 높은 값을 가진다. 따라서 반사도 코어의 하강을 예측함으로써 강수량 및 강한 하강류를 예측할 수 있다. 소멸기(6)에는 상, 하층 모두 반사도값이 작아지고 지상이 상층보다 높은 값을 가진다.



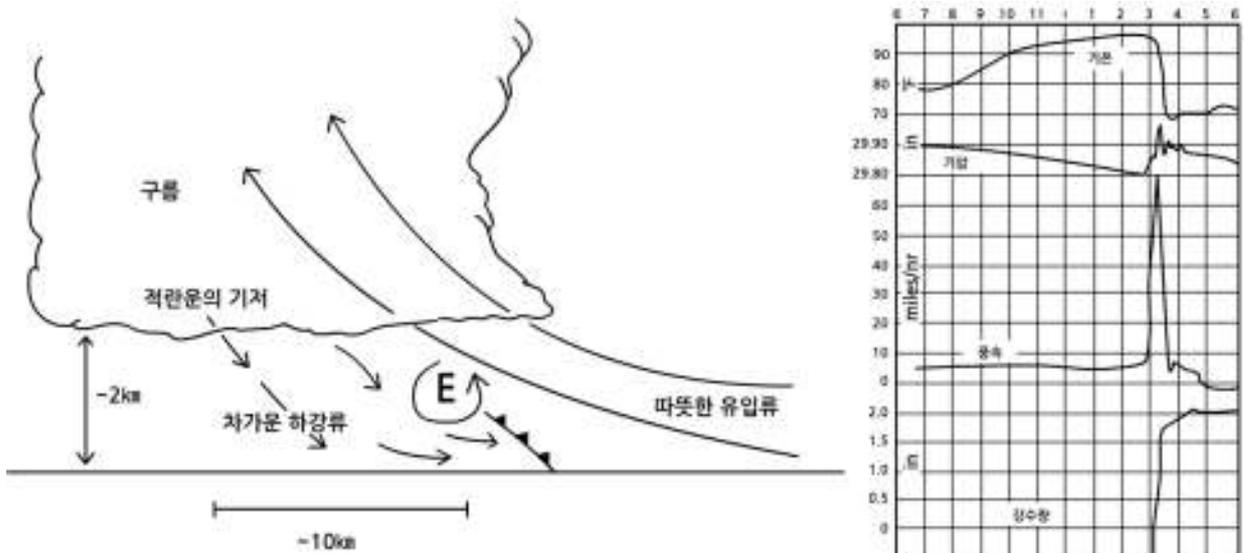
[그림 1.103] 단세포 뇌우의 일생에 따른 레이더 반사도 연직분포(가장 위 그림), 고도 6km에서 반사도의 수평분포(가운데 그림) 및 고도 0.5km에서 반사도 및 돌풍전선(가장 아래 그림). 돌풍전선은 푸른색 실선과 바깥으로 돌출된 세모로 나타냄. 붉은색은 높은 반사도, 푸른색은 낮은 반사도를 나타냄

1.4 뇌우 상승기류 판별

1.4.1.2 단세포 뇌우 통과시 기상변화

단세포와 연계된 기상현상으로는 강한 하강류, 돌풍전선 등이 있다. 레이더 반사도 코어가 45~50dBZ에 도달하면 강수입자의 낙하속도가 상승기류를 극복하여 하강하게 되고 이로 인하여 하강류가 발생한다. 또한 주위 건조공기의 유입은 증발을 야기하고 이로 인하여 밀도차가 발생하여 하강류를 강화하게 된다. 보다 상세한 내용은 1.5장 다운버스트에서 다룬다. 이러한 하강류는 지상에서 주위로 퍼지게 되고 이로 인한 유출흐름이 생성되고 이러한 유출 흐름의 전면에 돌풍전선(Gust Front) 또는 유출경계(Outflow Boundary)가 발생한다. 그림 1.104는 단세포 뇌우가 통과했을 때 지상에서 기상변수의 변화를 나타낸다.

뇌우와 관련하여 기온이 점차 상승하고 기압이 하강하다 뇌우가 접근하여 직접적인 영향권에 들면서 온도가 급격히 낮아지고 기압이 증가하면서 변동이 심하게 나타난다. 또한 시간당 약 70마일의 강한 돌풍이 불고 강수량이 급격히 증가한다. 이처럼 뇌우와 연계하여 급격한 기상의 변화가 존재하므로 이의 효과적인 감시를 위해서는 레이더를 통한 기상현상의 감시 및 구조에 대한 해석이 필수적이다.



[그림 1.104] 뇌우 통과 시 지상에서 기상변수의 시계열 변화

1.4 뇌우 상승기류 판별

1.4.1.3 뇌우와 연계된 상승기류 발달

상승기류의 위치와 세기를 판별하는 것은 뇌우세포의 잠재적인 위험도를 측정하기 위하여 매우 중요하다. 그러나, 단일도플러레이더를 이용한 상승기류의 측정을 불가능하다. 이는 저층관측에서 얻어지는 레이더 시선속도값이 일반적으로 수평성분을 가지기 때문이다. 이중편파레이더 자료는 상승기류의 세기를 추정하는데 더 나은 정보를 제공할 수 있다. 본 절에서는 뇌우 발생시 단일도플러레이더를 이용하여 상승기류에 대한 정보를 획득하는 방법 또는 지표로 알아본다. 이들 지표로는 다음이 있다.

- 대기 반사도 코어의 고도와 강도
- 대기 하층과 상층의 수렴과 발산
- 보편적인 상승기류의 모양

주어진 대류가용위치에너지(CAPE: Convective Available Potential Energy)의 대표값에서 이론적인 최대상승속도(W_{max})를 다음의 식으로 도출할 수 있다.

$$W_{max} = \sqrt{2CAPE}$$

이 방법은 강수부하(Precipitation loading)와 건조 공기의 유입을 고려하지 않았다. 그러므로 대부분의 단세포 뇌우의 상승기류는 W_{max} 의 50% 정도이다.

1) 강수부하의 효과

예를 들어 두께가 18km 이상, CAPE=3000 J kg⁻¹인 뇌우는 같은 세기를 가지는 두께가 12km인 뇌우보다 약한 상승가속도를 가진다. 상대적으로 약한 상승가속도는 강수부하과정에 의하여 상승기류가 이론적인 높은 속도에 도달하기 전에 그 세기가 감소하게 한다. 더 강한 상승가속도는 구름 응결핵을 위로 빠르게 이류 시키므로 큰 강수입자의 성장이 일어나지 않게 된다. 따라서 CAPE 값뿐만 아니라 대류층에서 CAPE의 분포를 파악하는 것이 중요하다. CAPE 밀도(또는 정규화된 CAPE)는 이러한 분포를 추정할 수 있는 변수이다.

1.4 뇌우 상승기류 판별

2) 상승기류의 세기와 건조 공기의 유입

주어진 같은 크기의 CAPE와 CAPE 밀도에서도 항상 상승기류의 세기가 같은 것은 아니다. 일부 뇌우는 CAPE에 관계없이 약한 상태를 유지하기도 한다. 상승기류가 좁은 영역에서 나타날 경우 코어쪽으로 건조공기의 유입이 용이하여 상승기류의 세기가 약해질 수 있다. 또한, 많은 양의 중층 건조공기는 큰 값의 CAPE에서도 건조공기의 유입효율을 증가시켜 상승기류의 세기를 감소시킬 수 있다.

주어진 유입효과를 고려하였을 때, 가장 큰 상승기류 가능성을 가지는 뇌우를 찾기 위해서는 다음과 같은 요소들에 주의를 기울여야 한다.

- 상승하는 공기와 혼합되어 상승기류를 감소시킬 수 있는 주변 건조공기의 존재
- 상승기류 코어 주위에서 넓은 상승기류영역의 존재: 위성영상에서 적운의 폭(Width) 또는 레이더 영상에서 중층 강우 코어의 폭은 건조공기의 유입이 적은 뇌우를 판단할 수 있게 함. 강한 에코로 둘러싸인 약에코역(BWER: Bounded Weak Echo Region)은 상승기류의 크기를 추정하는 데 사용된다. 넓은 상승기류는 또한 낮은 스펙트럼 폭(Spectrum Width)을 가지는 지역으로 나타날 수 있다.
- 기 발달한 뇌우 주위에서 발생하는 이차적인 상승기류는 모델이나 라디오존데 관측이 나타내는 것보다 습윤한 중층 환경에서 성장할 수 있다.
- 중규모 상승(예, 유출경계면)이 일어나는 지역에서 성장하는 넓은 지역의 높은 적운은 주변 환경이 분석 자료보다 실제 더 습윤함을 나타낸다.

3) 와도가 상승기류의 세기에 미치는 영향

만약 상승기류가 중층의 주요한 연직 와도와 상관관계가 높으면 상대적으로 작은 부력이 존재하는 환경에서도 아주 강한 상승기류가 형성될 수 있다. 중층 메조사이클론은 역학적 기압섭동 최저값으로 채워져 있어 상승기류의 세기를 크게 증가시킬 수 있다. 수치모델을 통해 추정된 연구에 의하면 상승기류 세기의 50% 이상이 역학적 기압 강제력에 기반을 둔다.

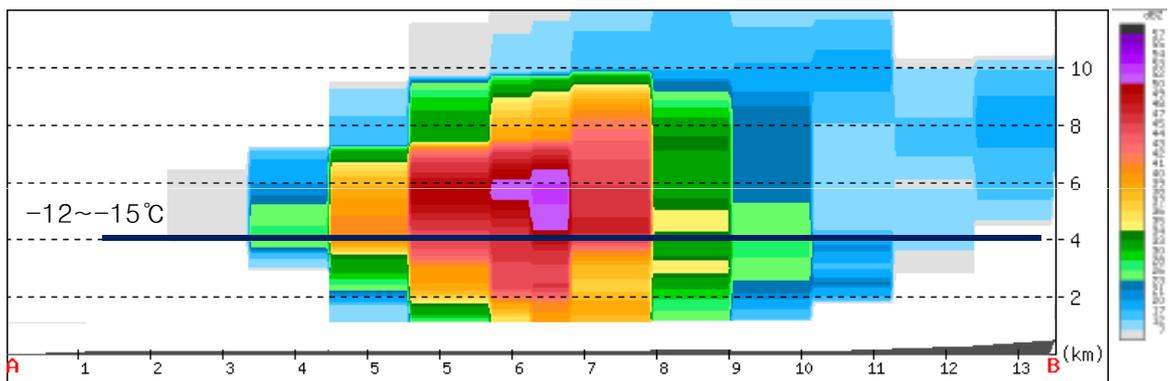
1.4 뇌우 상승기류 판별

1.4.2 상승기류의 위치와 강도

1.4.2.1 상층 반사도 코어와 상승기류의 세기

상승기류의 위치를 추정하는 가장 일반적인 방법은 뇌우의 생애 주기 중 최대고도에 도달할 때 상층 반사도 코어의 위치를 분석하는 것이다. 수상체의 성장은 가장 강한 상승기류가 $-12\sim-20^{\circ}\text{C}$ 인 층을 지나갈 때 최대가 된다. 따라서 이 층의 바로 위 반사도 코어가 위치하는 지역에서 최대의 상승기류가 나타난다.

그림 1.105는 반사도의 연직 단면을 나타내며 $-12\sim-15^{\circ}\text{C}$ 고도에서는 주위 라디오존데 관측에서 획득하였다. 50dBZ(보라색)이상의 반사도 코어가 $-12\sim-15^{\circ}\text{C}$ 고도에서 나타나는 전형적인 사례이다.



[그림 1.105] 단세포 뇌우를 통과하는 횡단면에서 반사도 값. $-12\sim-15^{\circ}\text{C}$ 가 나타나는 고도(파란색)에서 가장 강한 반사도 코어가 나타남.

상승기류가 강해질 수록 상층 코어의 강도와 고도는 증가한다(Burgess and Lemon, 1990). 더 강한 상승기류에서는 반사도 45, 50, 55 dBZ의 고도가 더 높은 곳에서 나타난다. 주어진 동일한 주위환경에서 상승기류의 강도가 증가할수록, 강한 하강기류와 큰 우박의 가능성 또한 증가한다. 연구에 따르면 높은 반사도 값의 고도가 높을수록 뇌우의 악성 잠재성이 증가하였다.

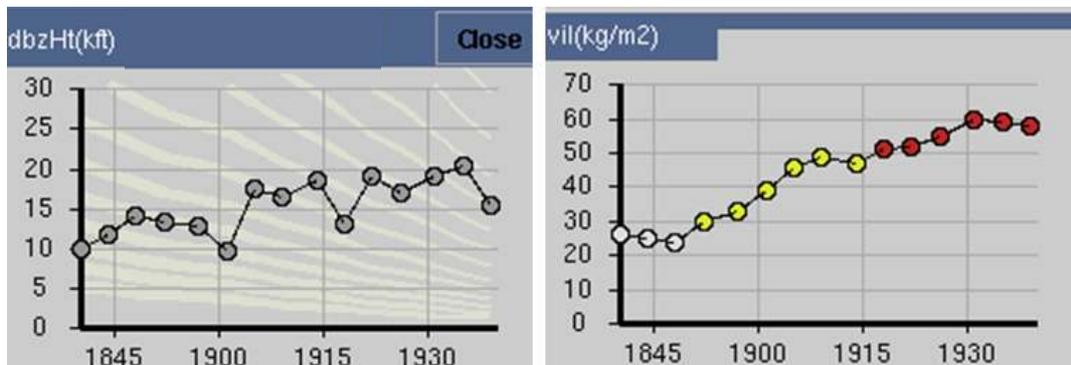
Cerniglia와 Snyder(2002)에 따르면 55dBZ 고도가 더 높은 고도에 도달할수록 악기상(바람, 우박)에 대한 오경보율이 감소하였다. 또한 용해층 고도 위에서 65dBZ의 반사도가 나타나는 64개 뇌우의 96%가 악성뇌우(우박크기 >0.5 inch 또는 임계치 이상의 돌풍)로 나타났다(Gerard, 1998).

1.4 뇌우 상승기류 판별

1.4.2.2 연직적분액체수함량(Vertically Integrated Liquid Water Content)과 상승기류

반사도의 고도만을 사용하여 상승기류의 위치를 추정하는 경우 거리가 증가함에 따른 빔폭, 빔채워짐, 스캔전략, 굴절률 등의 레이더 샘플링 한계로 인하여 정확도가 급격히 떨어진다. 이를 해결하기 위하여 빙결고도에서 뇌우의 꼭대기까지 반사도를 적분하거나 반사도를 액체수함량(Liquid Water Content)으로 전환하여 적분한 VIL(Vertically Intergrated Liquid Water Content: VIL)을 사용한다. 액체수함량은 반사도에 4/7승을 취하여 연직으로 적분하여 구한다.

또한 VIL을 뇌우꼭대기 높이로 나누면 VIL밀도를 구할 수 있다. 이러한 적분량인 VIL 또는 VIL밀도는 연속하는 볼륨스캔에서 샘플링의 한계에 의한 변화가 작다. 이러한 특징이 그림 1.106에 잘 나타난다. 반사도는 1901UTC와 1918UTC에 급격히 감소하지만 VIL은 이러한 급격한 감소없이 지속적으로 증가한다. 이러한 최대반사도가 나타나는 고도의 변화경향은 샘플링에 의한 한계이며 물리적인 변동에 의한 것은 아니다. 따라서 상층반사도 코어의 고도 변화보다는 VIL이 레이더 스캔의 한계를 극복할 수 있다.

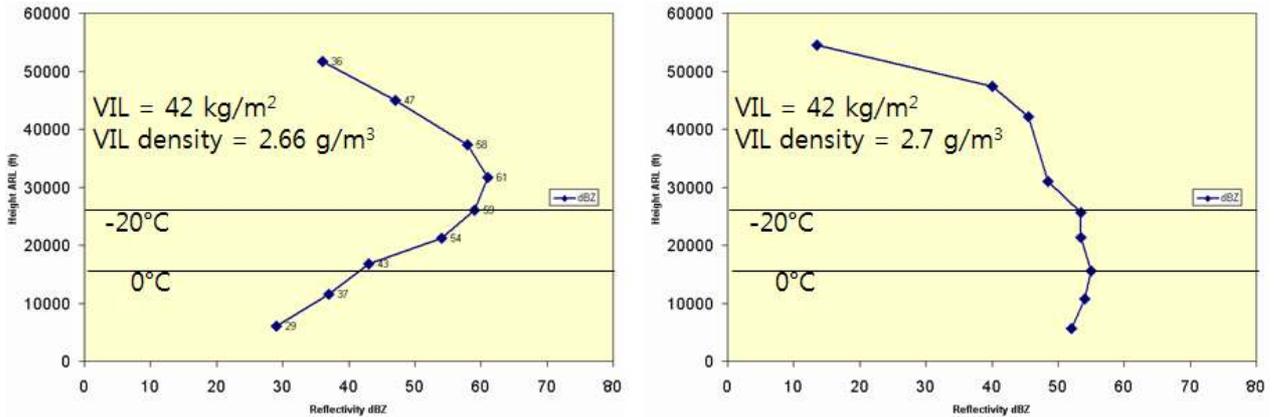


[그림 1.106] 2008년 8월 16일에 관측한 최대 반사도 고도(좌) 및 연직적분수액량(VIL, 우)의 시계열

VIL 또는 VIL 밀도의 경우 일반적으로 지상에서 에코 꼭대기까지 전층에 대한 적분량이다. 따라서 이 두 변수는 동일한 반사도 값의 최대 코어가 상층이나 하층에 나타나더라도 유사한 값을 가진다. 악성뇌우의 초기에는 최대 반사도 코어가 상층에 나타나고 발달되어 강수를 동반하며 점차 하층으로 이동한다. 결국 코어가 상층에 나타날 때 악성 가능성이 더 큰 것을 알 수 있다.

1.4 뇌우 상승기류 판별

그림 1.107의 경우 뇌우의 중심과 주위에서 반사도 프로파일을 나타낸다. 뇌우 중심에서 반사도 프로파일은 최대값이 상층에 나타나지만 중심에서 벗어난 지역에서 반사도 프로파일은 빙결고도 이상의 고도에서 고도가 증가함에 따라 반사도가 감소하는 것을 보여준다.



[그림 1.107] 2003년 7월 10일 0109 UTC에 뇌우 중심(좌)과 주위에서 반사도 프로파일. 0°C와 -20°C를 나타내는 고도는 수치모델 자료임

이처럼 서로 다른 반사도 프로파일을 나타내지만 유사한 VIL 및 VIL 밀도를 가진다. 따라서 이 두 변수값에 의하면 두 경우 모두 유사한 악성을 가진다. 그러나 실제 최대반사도 코어가 상층에 존재하는 경우가 더 악성일 수 있다. 따라서 이 경우 두변수로 악성을 판단하는 것은 적절하지 않음을 알 수 있다. 따라서 악성 판단을 위한 변수로는 전층에 대하여 적분한 VIL 또는 VIL 밀도 보다는 용해층에서 에코 꼭대기까지 적분한 변수가 더 적절함을 알 수 있다.

요약하면 반사도의 단일 고도 문턱값에만 의존하여 경보 결정을 하기에는 레이더 빔 고도의 불확실성이 너무 크다(예, 55dBZ 에코의 고도). 따라서 이러한 고도 결정보다는 뇌우가 강해지면서 용해층 고도 이상으로 확장할 때 반사도 프로파일의 모양과 강도를 결정하여야 한다. 최상층에서 강한 반사도 프로파일을 가지는 뇌우는 최하층에서 강한 반사도 프로파일을 가지는 뇌우보다 더 악성일 가능성이 높다. 또한, 최상층에서 강한 반사도 프로파일을 가지는 뇌우는 지상으로 코어가 하강하기 전에 상층에서 큰 우박을 동반하는 코어의 생성을 나타낸다.

1.4 뇌우 상승기류 판별

1.4.2.3 속도신호를 이용한 상승기류 강도 추정

모든 대류성 뇌우는 공기를 상승기류로 유입시키는 하층 수렴과 평형 고도 근처에서 상승기류를 소산시키는 상층 발산의 구조를 가진다. 악성뇌우의 경우, 상승기류의 강도 뿐만 아니라 수렴과 발산 신호의 강도도 크다. 이러한 수렴 및 발산의 신호패턴을 도플러 시선속도로 감지하여 상승기류의 강도를 추정할 수 있다.

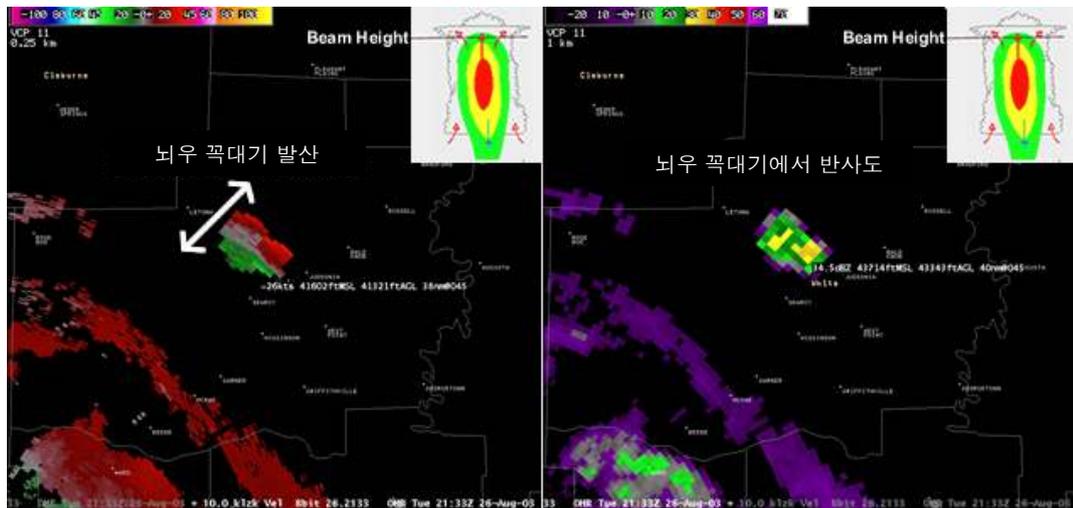
1.4 뇌우 상승기류 판별

1) 뇌우 꼭대기 발산 신호

레이더 속도자료 또는 뇌우의 상대적 속도자료는 뇌우가 평형 고도에 도달하여 모루구름(Anvil)을 형성할 때 뇌우의 꼭대기에서 발산흐름을 보인다. 발산의 중심은 상승기류 최상층의 위치를 나타낸다. 발산의 강도는 상승기류의 강도와 양의 상관관계를 가진다(Witt and Nelson, 1990). 최대 유입 및 유출 흐름은 상당히 강해질 수 있는데, 강한 뇌우 안에서는 양 방향으로 50노트를 초과한다.

그림 1.108은 거대세포 꼭대기를 관측한 것이다. 발산축(Divergence Axis)과 반사도 코어가 거의 같은 곳에 존재한다. 시선속도로 계산한 뇌우의 최상층 발산(V)은 약 90kt이다. 경우에 따라 에코의 상층부와 발산의 중심이 다르게 위치할 수 있는데 이는 뇌우의 운동 때문이다.

이러한 상층부 발산의 관측은 레이더 스캔에 영향을 받는다. 스캔고도각이 저층에 집중된 경우 이러한 발산의 관측이 불가능하며 고도각 사이에 이 발산층이 존재할 수 있어 주의를 요한다. 이러한 상층발산은 상승기류와 연관되어 있고 따라서 최대 우박크기와 밀접한 관계를 나타낸다(Witt and Nelson, 1990).



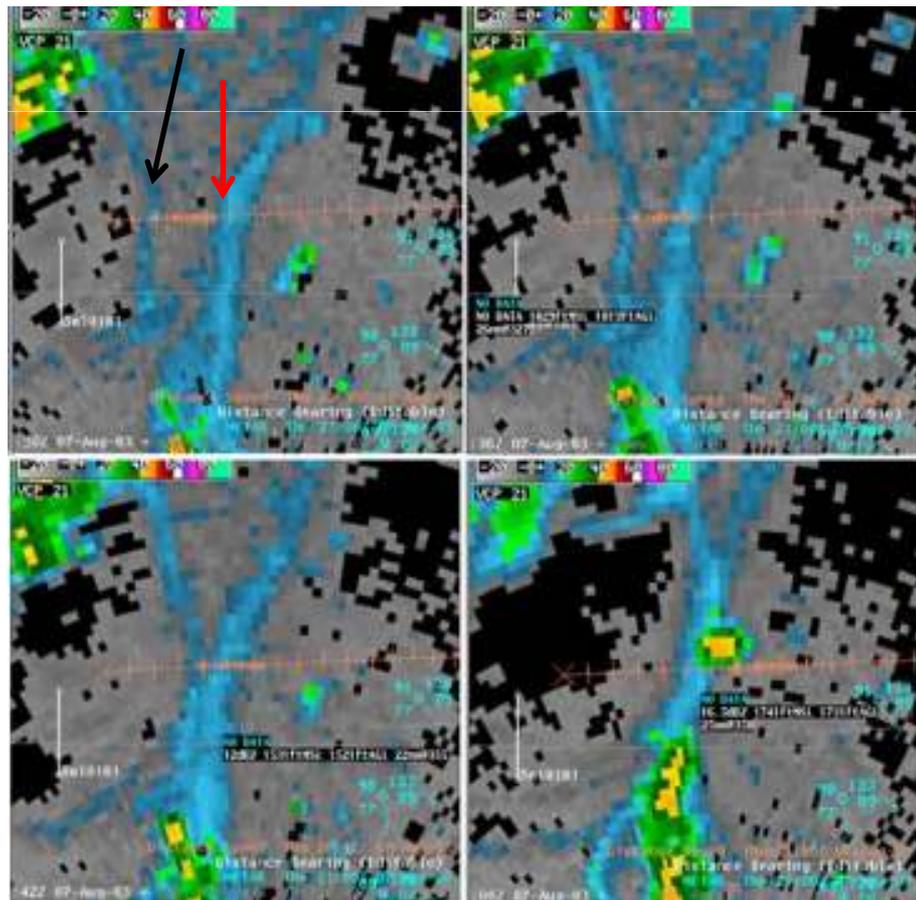
[그림 1.108] 초기단계 뇌우의 꼭대기에서 나타나는 발산의 예시. 발산과 반사도 코어의 위치가 일치함. 그림에서 오른쪽 위의 작은 그림은 뇌우에서 레이더 빔의 위치를 나타냄

1.4 뇌우 상승기류 판별

2) 하층 수렴

대류세포의 초기상태에서 상승기류와 연관되어 공기가 붙어 들어옴에 따라 하층 2km 이하 지역에서의 약한 시선속도의 수렴이 존재할 수 있다. 처음으로 발생하는 비악성 대류세포의 최대 시선속도는 대부분 아주 작은 값을 가진다. 찬공기영역(Cold Pool)이 발달하면서, 지표면에서 발생한 상승기류는 가장자리에서 강한 초기 경압력에 의하여 더 강해진다. 찬공기영역들이 충돌하거나 다른 경계면과 상호작용하면 지면 위 수 km 이내에서 25 kt를 초과하는 연직상승기류가 발생한다.

그림 1.109는 서쪽에서 접근하는 약한 돌풍전선(검은색 화살표)과 남북으로 위치한 강한 전선면(붉은색 화살표)이 충돌하여 뇌우세포가 발생하는 예를 나타낸다. 이 경우 시선속도 분석 결과 약 26kt/km의 시어가 발생하였다(시선속도는 나타내지 않음).



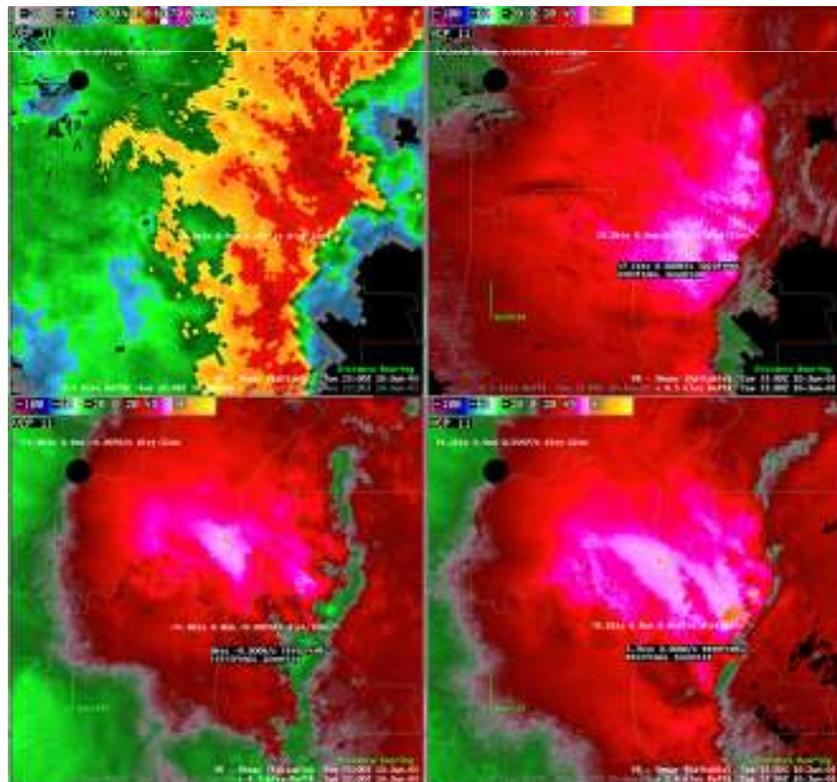
[그림 1.109] 두 충돌하는 경계면에 의한 뇌우 발달 예시

1.4 뇌우 상승기류 판별

더 강한 뇌우에서 찬공기영역의 경계가 강하고 깊어짐에 따라 더 강한 하층 수렴이 발달하기 쉽다. 즉 뇌우의 하층에서 상승기류의 강도를 결정하는 것은 수렴의 강도뿐만 아니라 깊이 또한 중요하다. 대부분의 악성 다중세포의 경우, 찬공기영역의 전면부는 약 5km의 두께와 50kt이상의 속도차를 가질 수 있으며 이는 약 70kt를 초과하는 상승기류를 유도한다.

상대적으로 두꺼운 수렴영역에 대한 예시가 그림 1.110에 있으며 이는 악성 보우에코(Bow Echo)의 전면부에 나타난다. 돌풍전선은 1km 너비의 경계에서 시어가 약 20kt이며, 깊이가 적어도 3km인 강한 수렴에 의해 유지되었다(예, 수렴 $> 0.01s^{-1}$). 이 경우 연속방정식에 의하면 약 $30ms^{-1}$ 을 초과하는 상승기류가 돌풍전선의 최상층에서 나타날 수 있다.

하층 수렴은 레이더 근처에서만 탐지될 수 있다. 이러한 제약은 레이더 수평선이 거리에 따라 고도가 증가하기 때문이다. 또한 수렴은 대부분 비선대칭성의 특성을 가지기 때문에 원거리에서 레이더 관측부피가 증가하면 뚜렷한 수렴 신호를 관측하기 어렵다.



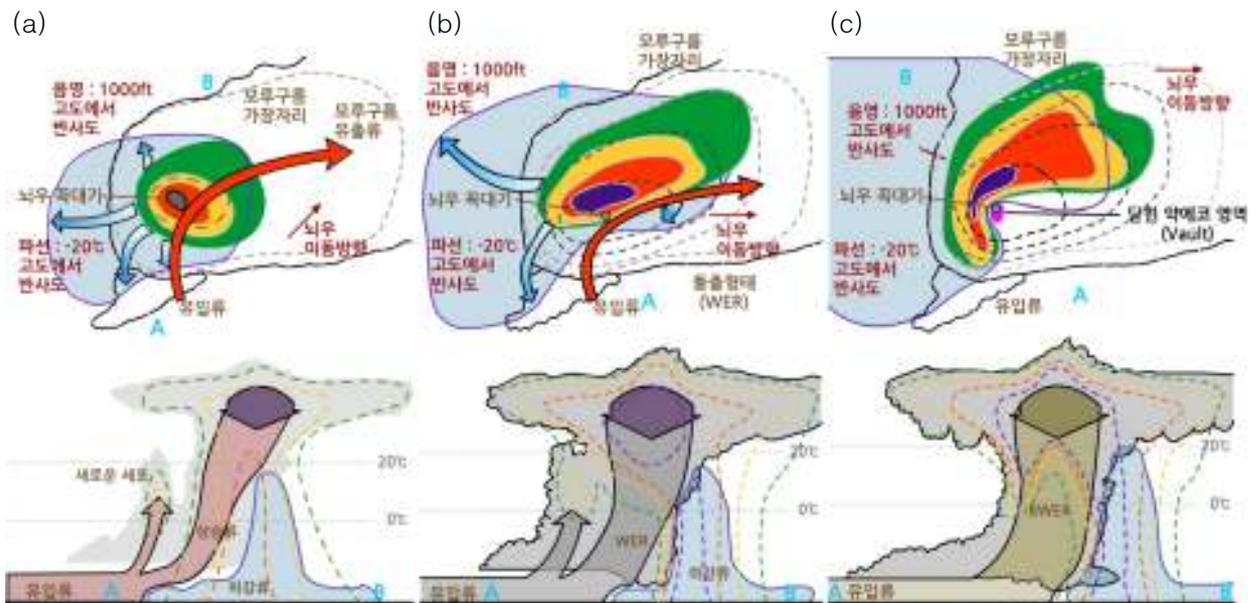
[그림 1.110] 레이더로 관측한 악성 스킨선(2003년 6월 10일 23시). 위쪽 두 패널은 0.05° 고도각의 반사도 및 시선속도를 나타냄. 아래쪽 오른쪽은 고도각 2.4°, 왼쪽은 고도각 4.3°에서 시선속도임

1.4 뇌우 상승기류 판별

1.4.2.4 3차원 뇌우 구조를 통한 정성적 상승기류 강도 추정

특정한 악기상의 위험도(예, 우박과 바람)를 분석하기 이전에 악성/비악성에 대한 구별이 가능한 뇌우의 3차원 특성을 분석하는 것이 중요하다. 하층, 중층, 상층에서의 반사도의 3차원 분포를 분석함으로써 악성정도를 파악할 수 있다(Lemon, 1980). 즉 상승기류의 세기가 악기상의 중요한 지배인자이기 때문에 반사도 코어의 3차원적 형태를 분석하는 것이 중요하다. 다음의 이론적인 모델은 연직시어 큰 환경에서 비악성모드에서 악성모드로 진화하는 대류에 대한 것이다.

연직시어가 존재하는 환경에서 약한 상승기류는 풍하측으로 경사져 있고 전형적으로 강수를 공중에 지지할 수 있을 정도로 강하지 않다(그림 1.111a). 하층의 수렴과 상층의 발산은 상대적으로 약하다. 이러한 구조에서는 위험기상의 발달 가능성 또한 상대적으로 낮다. 이러한 구조를 가지는 비악성 대류세포의 예가 그림 1.112a에 있다. 하층에서 반사도가 가장 강하고 상층으로 고도가 증가할수록 반사도 값이 급격히 감소한다. 안테나 스캔과 뇌우의 움직임으로 인하여 돌출형태(Overhang)의 코어가 연직단면에 나타날 수 있지만 실제 존재하지는 않는다.



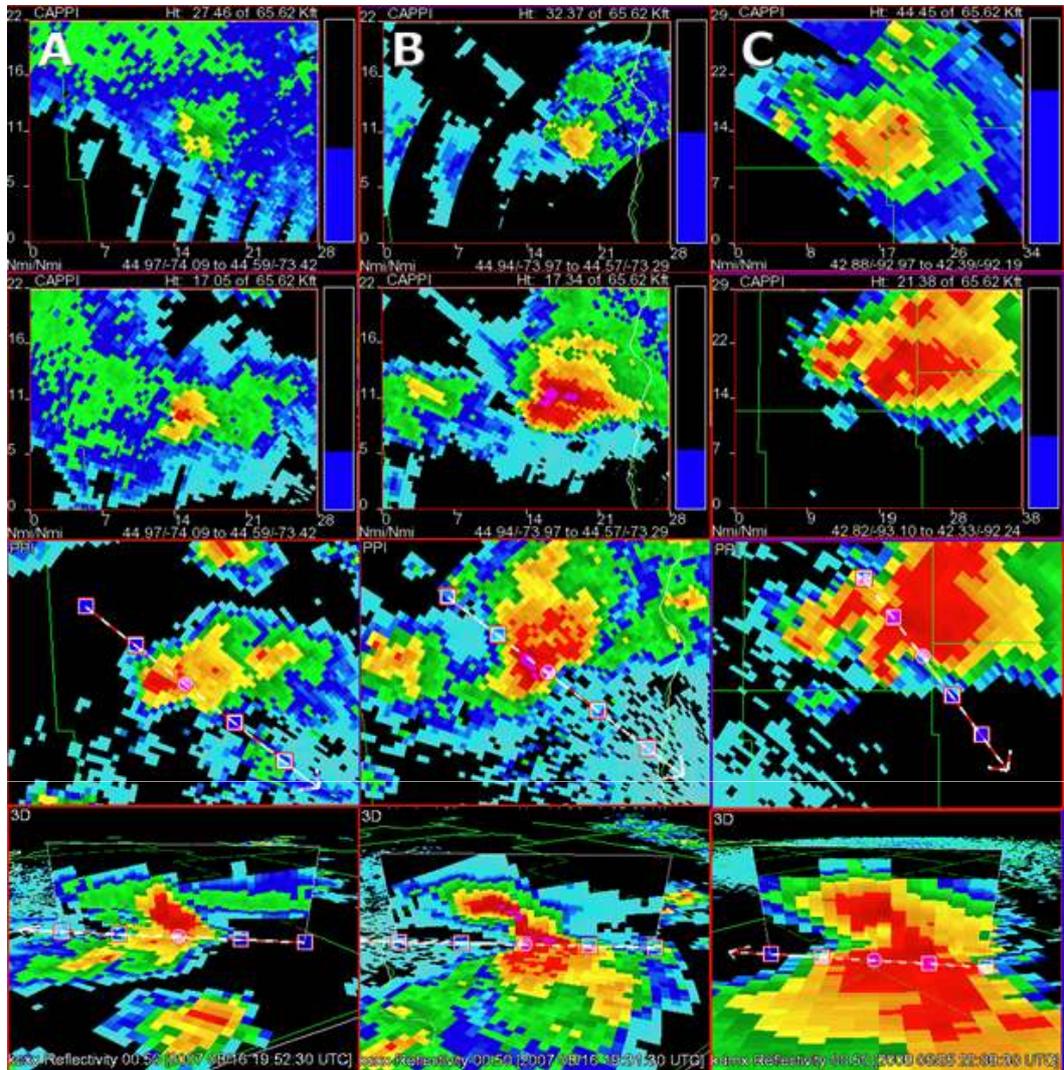
[그림 1.111] 시어가 존재하는 환경에서 뇌우의 반사도 구조도: (a) 약한 상승기류, (b) 강한 상승기류, (c) 강한 회전성 상승기류. 위 패널은 뇌우의 꼭대기에서 본 그림이며 아래 패널은 위 패널에서 A-B 방향의 연직 단면도임

1.4 뇌우 상승기류 판별

상승기류의 강도가 증가함에 따라, 상승기류는 연직으로 나타나고 강수의 강한 코어를 지탱할 수 있어 약에코역(Weak Echo Region: WER)이 형성된다(그림 1.111b). 이에 대한 예시 그림 1.112b에서 반사도 코어는 명확하게 WER의 위쪽에서 돌출형태로 나타나고 하층에서 반사도가 약한 지역은 뇌우의 유입류의 풍상측 방향으로 열려있다. 또한 WER의 내부에서 풍하측 방향으로 반사도의 강한 기울기가 존재한다. 뇌우의 중간층에 닫힌 약에코역(Bounded WER: BWER)이 나타나기 시작한다. 이러한 뇌우는 악기상을 만들어 낼 가능성이 높다. 돌출형태의 상당 부분이 용해층 위쪽에 위치할 경우 큰 우박이 발생할 가능성이 높다.

가장 강한 상승기류가 발달하면 기류는 연직으로 향하고 닫힌 약에코역(BWER)이 나타낸다(그림 1.111c). 이에 대한 예시로 그림 1.112c에서 WER이 연직으로 확장하면서 강해져서 BWER이 발달한다. 이 뇌우는 그림 1.112a와 b에서 보다 상승기류가 더 강하다. WER 지역의 곡률이 더 커지고 에코의 꼭대기가 BWER 또는 WER의 바로 위에 존재한다. 이러한 뇌우는 가장 강한 상승기류와 악성 기상을 유발한다.

1.4 뇌우 상승기류 판별



[그림 1.112] 반사도의 고도에 따른 분포 및 연직 단면도 (a) 비악성 뇌우, (b) 악성 바람과 우박을 동반하는 거대세포, (c) 토네이도가 발생한 거대세포. 맨 아래 줄의 그림들은 각각의 뇌우에서 화살표를 따라 생성된 연직단면과 고도각 0.5°에서 반사도 영상. 아래서 둘째 줄의 그림은 0.5°에서 반사도 영상을 나타냄. 위에서 두 번째 줄은 중층에서 반사도 영상이며 제일 위 그림은 뇌우의 꼭대기에서 반사도 영상을 나타냄

강한 상승기류의 기저는 전형적으로 WER 또는 BWER의 아래, 강한 반사도 경도가 존재하는 지역, 그리고 유입류 관입부 근처에서 나타난다. 이러한 상승기류의 기저는 저층 도플러 시선속도값에서 강한 수렴이 존재하는 영역에서 시작된다.

1.4 뇌우 상승기류 판별

지금까지 논의한 상승기류 신호는 주위 환경에 따라 서로 다른 형태의 악기상을 야기한다. 다음은 이에 대한 몇 가지 예이다.

- 포화되고 온난한 사운딩(예, 열대 저기압성 회전)에서 BWER이 나타나는 경우에도 이 고도가 너무 따뜻하기 때문에 큰 우박이 존재하지 않을 수 있다.
- 작은 거대세포의 경우 하층 평형고도가 나타나고 이러한 경우 BWER이 너무 작아 원거리에서 관측하기 어렵다. 여기에서 평형고도(Equilibrium Level)는 공기덩이가 상승하다가 주변 공기와 온도가 같아지면서 부력을 상실하는 고도를 말한다.
- 강한 강수를 동반하는 많은 거대세포와 보우에코(Bow Echo)는 주 코어를 중심으로 대류권에서 계산한 시어벡터의 방향에 대하여 전면에서 WER과 BWER가 존재한다.
- 직선이나 시계방향의 곡선 호도그래프 환경에서는 좌측이동 뇌우가 빈번하다. 이때 상승기류는 뇌우의 이동방향을 바라볼 때 주 코어의 좌측 전면 옆에 나타난다. 이에 대한 상세 설명은 뒤 장에서 기술한다.

1.4.3 요약

단세포 대류세포에서 상승기류의 위치를 판별하는 가장 일반적인 방법은 온도가 -15°C 보다 낮은 층에서 존재하는 가장 강한 상층 반사도 코어의 위치를 파악하는 것이다. 코어가 더 높은 곳에 위치한다면, 상승기류가 더 강할 수 있다. 상승기류의 기저는 뇌우의 초기단계에서 주로 경계층에서부터 시작한다. 그러나 시간이 지남에 따라 강한 반사도 코어가 하강기류를 형성하고 상승기류의 기저는 더 상승하게 된다. 뇌우가 소멸단계에 들어섬에 따라, 상승기류는 모루구름 영역에서만 관측된다.

강한 반사도 코어의 최대 고도는 상대적 상승기류의 세기에 의해 결정된다. 일반적으로 더 높은 고도에서 코어가 형성될수록, 강한 바람 또는 우박과 같은 악기상이 나타날 가능성이 커진다.

1.4 뇌우 상승기류 판별

뇌우가 지속될 때 반사도 코어와는 다른 반사도에서 나타나는 신호가 중요하다. 악성 다중세포나 거대세포에서 나타나는 더 강한 상승기류는 상층 에코 코어의 급격한 반사도 경도가 나타나는 영역의 아래와 WER의 위 부근에서 나타난다. 상승기류가 강화되고 관련된 유입류가 증가하면 급격한 반사도 경도 영역은 오목한 모양을 띄게 된다. WER의 크기와 범위는 상승기류가 강해짐에 따라 증가한다. BWER은 가장 강한 상승기류에서 형성된다.

시어 환경(Sheared Environment)에서 강한 상승기류의 위치와 특성 파악에는 다음의 규칙이 유용하다.

- 에코 코어는 빙결고도 위 -20°C 가 나타나는 층에서 강해지고 커진다.
- 에코코어 하층에서 강한 반사도 경도가 발달한다.
- 강한 돌출형태 에코는 오목한 반사도 경도 영역 위로 확장하여 WER를 형성한다.
- 하층 WER 지역 위에 뇌우의 꼭대기가 위치한다.
- WER이 연직으로 확장됨에 따라 강한 상승기류 지역에서 BWER이 형성된다.
- 강한 뇌우에서는 상층 발산이 강해진다.
- 하층의 수렴은 더욱 강해지고 수렴이 나타나는 층의 두께도 깊어진다.
- 하층, 중층에서 중규모 저기압이 형성된다(모든 중규모 저기압에서 강한 상승기류를 나타내는 것은 아니다).

1.5 단세포 다운버스트

개개의 뇌우 세포에서의 레이더를 이용하여 다운버스트를 직접 탐지하는 것은 쉽지 않다. 그러나, 주위 대기환경 자료와 레이더 신호가 가지는 대표 특징들을 이용하여 하강기류를 탐지할 수 있다. 이 장에서는 다운버스트 형성, 형성에 필요한 환경, 다운버스트의 종류와 이와 연관된 레이더 신호에 대해 기술한다. 따라서 본 장의 목표는 건조, 습윤 마이크로버스트를 형성하는 적절한 환경과 뇌우 신호를 파악한다. 또한 거대세포에서 강풍에 대한 적절한 환경과 레이더 신호를 파악한다.

1.5.1 정의 및 하강기류

이번 장에서 다루는 하강기류는 일반적으로 개별 단세포 뇌우 내에서 나타나는 상승기류와 같은 규모이다. 다운버스트(Downburst)는 뇌우에서 발생한 하강기류가 지면에 도달하여 수평으로 퍼지면서 불어나오는 유출류를 말한다. 유출류가 나타나는 영역의 직경 크기에 따라 직경이 4km 이상이면 매크로버스트(Macroburst), 4km 미만이면 마이크로버스트(Microburst)로 나눈다. 이러한 유출류의 영역은 종종 상승기류의 직경보다 큰 값을 가질 수 있다. 따라서 본 장에서 기술하는 다운버스트(매크로버스트, 마이크로버스트), 그리고 하강기류는 단세포 뇌우에서 하강기류와 이에 의한 유출류의 형성과정을 통칭한다.

상승기류가 시작하는 층은 상대적으로 명확하지만, 하강기류의 시작층은 불확실하다. 또한 강우의 증발 냉각은 하강기류의 단열 가열과 완벽하게 대응하지 않는다. 따라서, 하강기류 발생시 기온은 습윤단열선을 따르지 않는다. 그러나 건조공기의 유입이 코어에 도달할 수 없을 정도로 상승기류 영역이 충분히 크다면 상승기류 영역에서는 온도선이 빈번하게 습윤단열선을 따른다. 따라서 상승기류의 잠재적 세기를 추정하는 것보다 하강기류의 잠재적 세기를 추정하는 것이 매우 어렵다(Wakimoto, 2002). 하지만 단세포 뇌우에서 하강기류의 세기에 영향을 미치는 두 가지 주요 발생기작이 존재하며 이 두 기작을 살펴보고자 한다.

1.5 단세포 다운버스트

1.5.2 다운버스트 발생기작

1.5.2.1 증발 냉각

증발냉각(Evaporational Cooling)은 강수나 구름 입자가 증발하면서 주위 공기를 냉각하여 하강기류가 습구온도에 도달하도록 한다. 공기가 더 건조하거나 건조 공기의 유입이 더 많아진다면, 하강기류의 음의 부력이 커지게 되고, 악성 다운버스트가 형성될 가능성이 커진다. 다음의 두 방법에 의하여 건조 공기가 주위 공기의 냉각을 강화한다.

1) 측면 건조공기 유입

건조 공기는 LCL(Lifted Condensation Level) 이상의 고도에서 상승기류의 측면으로 유입되고, 강수와 상호작용한다. 냉각의 정도는 건조공기의 상당온위(θ_e)와 양의 상관성을 가진다. 중층에서 낮은 θ_e 는 더 큰 잠재적인 음의 부력과 상응한다. 지표면 θ_e 과 θ_e 의 최소값을 가지는 중층 3~6km(AGL)에서 θ_e 값의 차이가 크면(>25-30K) 강한 하강기류의 높은 잠재성을 나타낸다(Atkins and Wakimoto, 1991). 이러한 유입은 35dBZ 이상의 높은 반사도를 가지는 대류에 동반하여 나타난다.

2) 구름 하부 증발 냉각

강수가 구름의 기저에서 떨어지기 시작하면, 증발에 의한 온도 냉각이 발생한다. 하강기류의 최종 속도는 증발에 가용한 강수와 구름에서 지면까지의 거리에 의존한다. 대류가 지표면에서부터 발생한다고 가정하였을 때 상승하는 LCL 고도는 점점 더 건조한 경계층이 존재함을 암시한다. LCL이 지상고도 4km 이상의 고도까지 도달하고 구름 하부에서 건조단열에 가까운 기온감율이 존재할때 약한 강수를 가지는 뇌우도 강한 하강기류를 생성할 수 있다(Wakimoto, 1985). 따라서 구름 하부에서 증발 냉각은 낮은 반사도(< 35dBZ)를 가지는 뇌우에서 건조 마이크로버스트를 형성하는 유일한 강제 발생기작이다(Wakimoto, 1985). 고체 강수입자의 용해, 증발/승화는 증발만 존재할 때 보다 더 강한 음의 부력을 생성할 수 있다(Wakimoto, 1985).

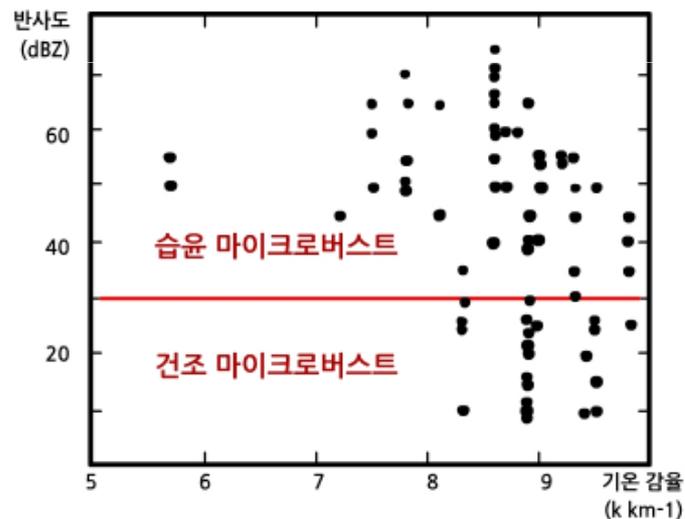
이러한 증발 냉각에 의한 다운버스트 뿐만 아니라 저층에 중저기압이 존재할 경우 중저기압 내부에 존재하는 와도축에서 압력이 하강할 수 있다. 이처럼 압력이 하강하면 연직방향으로 비정역학 압력경도가 발생하여 하강기류가 더 강화될 수 있다.

1.5 단세포 다운버스트

1.5.2.2 강수부하(Precipitation Loading)

기온감율이 감소함에 따라, 하강기류는 음의 부력 효과만으로 하강기류를 유지하기가 점점 더 어려워진다. 강수에 의해 음의 부력이 약해지지만 강한 강수는 하강기류가 지속적으로 하강할 수 있게 한다. 이러한 강수부하에 의한 효과는 반사도가 45dBZ보다 높을 때 중요하다(Srivastava, 1985). 반사도와 기온감율에 따른 마이크로버스트 발생에 관한 연구결과에 따르면 기온감율이 높은 경우($>8K km^{-1}$) 건조 및 습윤 마이크로버스트가 동시에 존재할 수 있지만 기온감율이 감소할 경우($<8K km^{-1}$)에는 45dBZ이상의 반사도가 존재하여야 한다(그림 1.113).

또한 단세포 뇌우의 성숙단계에서 하강기류는 이러한 강한 반사도 코어가 하강할 때 관측된다. 이때 건조 및 습윤 마이크로버스트에 대한 정의는 다양하지만 가장 많이 사용되는 정의에 의하면 강우량이 0.25mm이하에서 발생하는 마이크로버스트를 건조 마이크로버스트라 한다.



[그림 1.113] 마이크로버스트가 관측되었을 경우 구름하부 기온감율과 반사도 값(Srivastava, 1985)

1.5 단세포 다운버스트

1.5.3 다운버스트의 종류

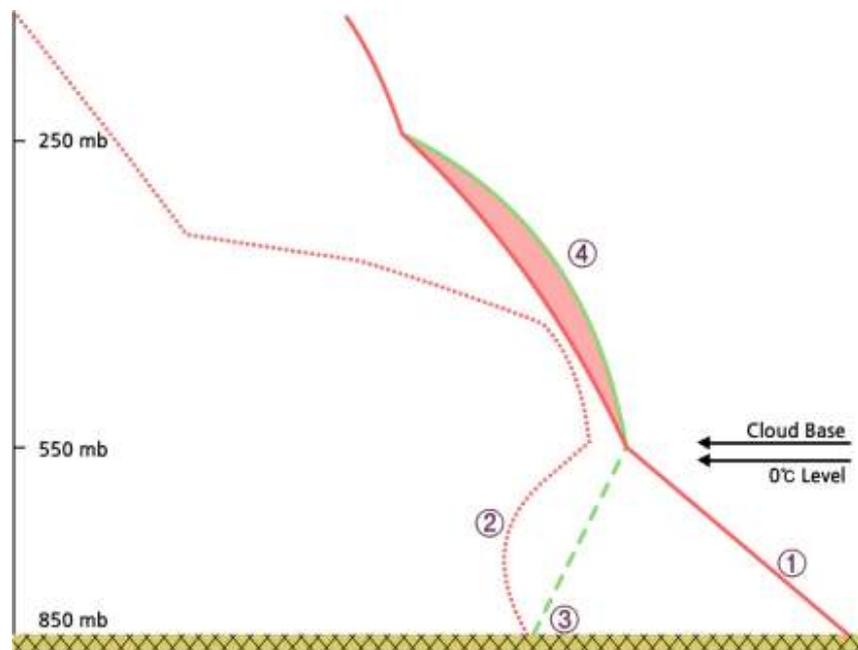
다양한 관측 결과에 따르면 내재된 강우량의 양에 따라 단세포 뇌우의 하강기류가 다양하게 존재한다. 지표에 도달하는 강우량이 0.25mm보다 작을 경우 발생하는 건조 마이크로버스트는 일반적으로 반사도가 35dBZ 이하인 뇌우에서 형성된다. 습윤 마이크로버스트(Wet Microburst)는 강한 강수에 의해 발생하며 35dBZ 이상의 강한 반사도를 나타내는 뇌우에서 형성된다. 이들 두 종류의 마이크로버스트는 역학적 발생기작에 차이가 있기 때문에 이들의 관측을 위하여 다른 방법이 필요하다.

1.5 단세포 다운버스트

1.5.3.1 건조 마이크로버스트

건조 마이크로버스트는 LCL 이하 고도에서 강수의 증발에 의해 형성된다. 이러한 사례는 LCL이 적어도 지상고도 3km인 매우 건조대(Arid) 또는 반건조대(Semi-arid)에서 가장 일반적으로 나타난다(Wakimoto, 1985). 건조 마이크로버스트는 500Jkg^{-1} 이하의 CAPE, LCL 이상의 중층 고도에서 습윤한 대기가 존재할 때 발생하기 쉽다.

그림 1.114는 건조 마이크로버스트가 발생하기 유리한 연직 기온분포를 나타낸다. LCL이 용해층 고도 위에 존재하고 구름하부에서 지표까지 건조단열감율에 가까운 온도프로파일이 나타난다(①). 또한 구름하부의 경계층이 매우 건조하며(②) LCL위의 대기중층에서 습윤층이 존재하고(③) 비교적 작은 CAPE($< 500\text{Jkg}^{-1}$)을 가진다(④). 이 경우 강수부하나 측면 건조 공기유입이 중요하지 않은 약한 상승기류가 나타난다. 특히, 건조 마이크로버스트는 LCL의 기온이 응결고도 이하로 내려가고 LCL 아래로 떨어지는 강수가 눈입자로 구성되었을 경우 더 쉽게 발생한다. 이는 눈입자의 경우 건조공기와의 접촉면이 크게 증가하여 쉽게 증발하기 때문이다.



[그림 1.114] 전형적인 건조 마이크로버스트 사운딩. 붉은색 실선은 기온선, 붉은색 점선은 노점온도선을 나타냄. LCL이 영하의 고도에서 나타나고 구름기저에서 지표까지의 온도가 건조단열선을 따르며 매우 건조함

1.5 단세포 다운버스트

그림 1.114와 유사한 사운딩과 3km 이상의 용해층 고도 상층에서 약한 반사도는 건조 마이크로버스트의 전형적 특징이다. 그림 1.115에서와 같이 30-35dBZ의 반사도 코어가 지표 위 15-24kft 위에서 발달한다. 이 반사도 코어는 용해층 위에 위치하기 때문에 고체상의 강수입자이며 이들이 LCL고도 아래로 하강하면서 승화한다. 그림 1.116은 관측된 시속속도 영상으로 구름의 기저 근처에서 약한 수렴을 나타낸다.

이때 레이더 빔이 단세포 뇌우를 관측할 때 빔의 고도는 15kft이다. 이러한 약한 수렴은 구름 기저 아래에서 하강기류의 시작을 나타낸다. 대부분 건조 마이크로버스트와 유사하게 비교적 적은 시속속도의 수렴값(25~30kt)을 갖는다. 이러한 약한 수렴은 보통 레이더 샘플링 한계나 접선방향의 수렴으로 인하여 쉽게 관측되지 않는다. 상층의 반사도 코어는 용해층 아래로 하강하고(그림 1.117) 구름하부 증발 냉각에 의하여 하층에 건조 마이크로버스트를 생성한다. 따라서 반사도 코어의 하강을 감지하여 건조 마이크로버스트의 선행예보시간을 확보할 수 있다.



[그림 1.115] 건조 마이크로버스트를 생성하는 단세포 뇌우의 반사도 단면도 (1997년 7월 9일 2232 UTC)

1.5 단세포 다운버스트



[그림 1.116] 건조 마이크로버스트가 발생하였을 때 1.5도 고도각에서 관측한 시선속도 PPI(1997년 7월 9일 2249UTC). 수렴이 존재하는 지역에서의 레이더 빔의 고도는 약 15kft임



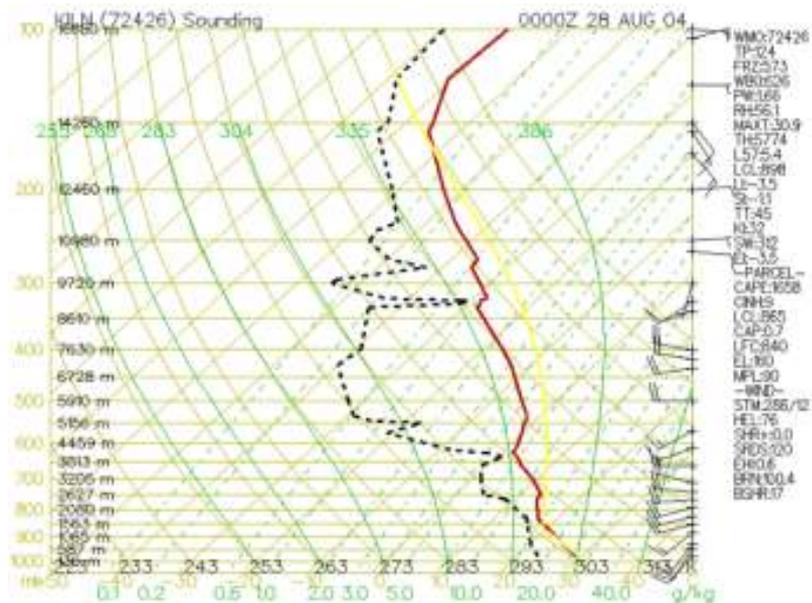
[그림 1.117] 건조 마이크로버스트를 생성하는 단세포 뇌우의 반사도 단면도 (1997년 7월 9일 2249 UTC)

1.5 단세포 다운버스트

1.5.3.2 습윤 마이크로버스트

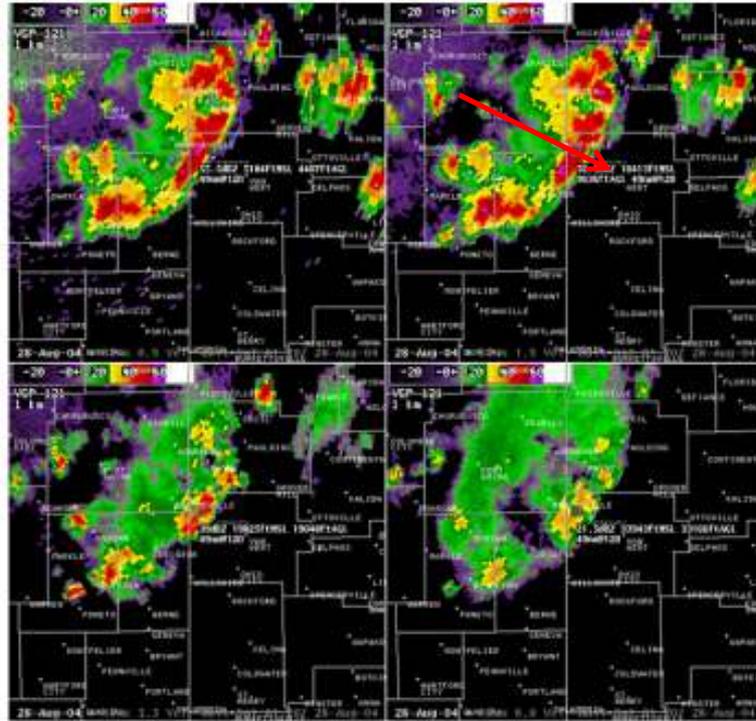
습윤 마이크로버스트는 대부분 중층의 건조공기의 유입이나 강수부하에 의해 발생한다. 이러한 사례는 보통 큰 CAPE(>1000 J/kg), 급격한 기온감율, 또는 상당한 중층 건조공기가 존재하는 곳에서 빈번히 발생한다(그림 1.118). 습윤 마이크로버스트가 나타나는 환경에서는 지표면과 최소 θ_e 값이 나타나는 중층과의 θ_e 의 차이값이 25K를 초과한다(Atkins and Wakimoto, 1991). 또한 LCL 아래에서 급격한 기온감율은 하강기류 억제를 최소화 하여 강한 유출류(Outflow)를 생성한다. 그러나, LCL의 고도는 건조 마이크로버스트에서 만큼 중요하지 않다. 따라서 예보관은 습윤 마이크로버스트를 형성하는 대기 조건을 파악하기 위하여 지표와 대기 중층과의 θ_e 의 차이를 나타내는 분석도를 사용하여야 한다.

다음은 습윤 마이크로버스트 사례의 대표적 특성을 나타낸다(그림 1.118). 그림 1.118의 사운딩은 최하층 지표면부터 1500m까지의 얇은 건조단열층, 최소의 CIN, 중/강의 강도를 가지는 CAPE(~1600 J/kg), 그리고 중층 건조층을 나타낸다. 이러한 사운딩이 관측되었을 때 네 개의 고도각(0.5, 1.5, 3.3, 6.0도)으로 관측된 레이더 영상에서는 강한 전면의 반사도 경도와 다중세포 복합체를 나타낸다(그림 1.119). 강한 반사도가 나타나는 영역(그림 1.119의 각 패널에서 반사도 및 높이 값이 나타나 있는 위치)에서 레이더 중심에서 시선방향으로 뇌우에 대한 연직단면도는 그림 1.120과 같다.

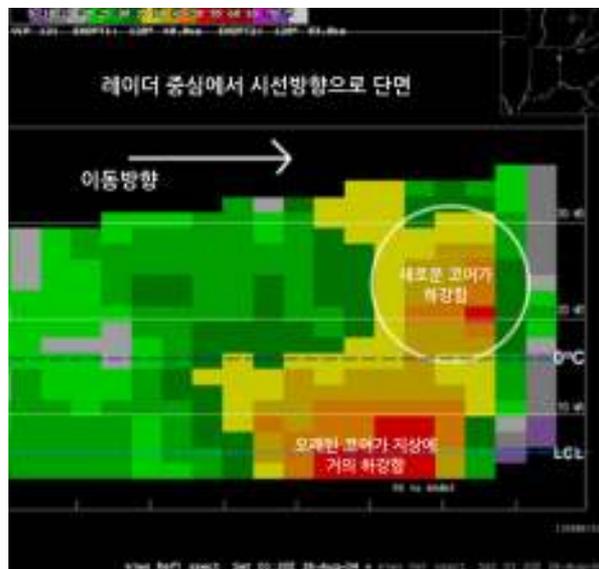


[그림 1.118] 큰 값의 CAPE와 지표면과 중층 사이에서 큰 θ_e 의 차이값을 나타내는 습윤 마이크로버스트의 전형적인 사운딩(2004년 8월 28일 0000UTC).

1.5 단세포 다운버스트



[그림 1.119] 고도각(0.5, 1.5, 3.3, 6.0도)에 따른 반사도 이미지(2004년 8월 28일 0120 UTC)

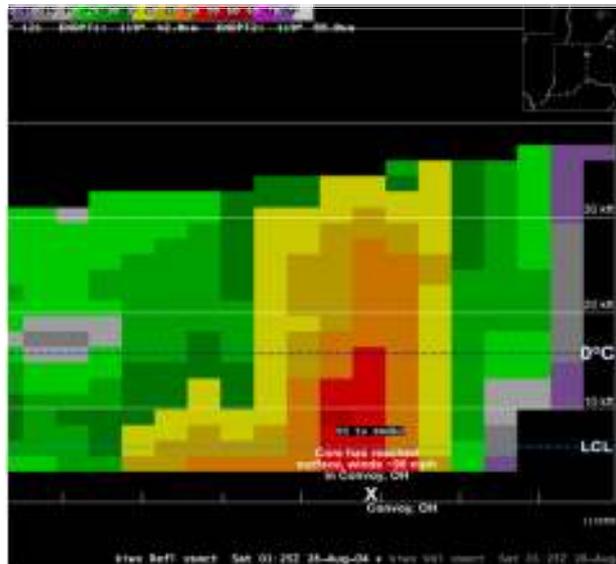


[그림 1.120] 상층 하강기류가 발생하기 시작하는 초기 시간(Initiation Time)에 그림 1.119의 화살표 방향의 반사도 단면도(2004년 8월 28일 0120 UTC). 5분 후에 지상에서 90m/h 속도를 가지는 강풍이 발생함

1.5 단세포 다운버스트

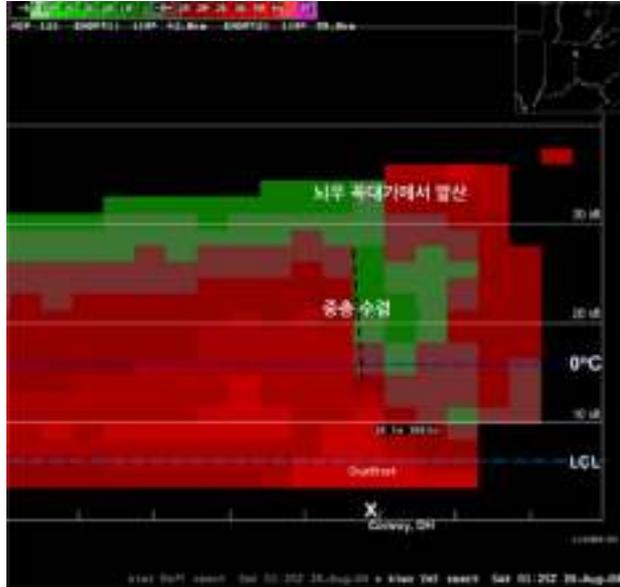
습윤 마이크로버스트에서는 상승된 반사도 코어가 초기의 상승기류를 넘어설 수 있도록 하는 충분한 강수부하가 발생할 때 하강기류가 형성된다. 하강기류가 형성되면, 건조 공기의 유입은 하강기류를 유지시키거나 강화한다. 단면도를 살펴보면 강한 반사도 코어는 LCL 아래로 하강하여 지상에 거의 도달하였고 20kft의 상층에 새로운 코어가 생성되었다. 이 레이더 영상이 관측된 5분 후, 지상에서 40m/s이상의 강풍이 불었다. 강풍이 발생한 시간에 반사도 연직 단면에서는 5분 전에 새롭게 성장한 반사도 코어가 강풍이 발생한 지상으로 하강하였다.(그림 1.121).

하강기류가 발생함에 따라 중층의 방사상의 수렴 또한 발달하여 하강기류의 중심으로 유입된다(그림 1.122). 이러한 수렴은 종종 하강기류가 지면에 닿을 때에 최고값을 나타낸다. 따라서 이러한 수렴을 관측하여 마이크로버스트를 예보할 경우 충분한 선행시간을 확보할 수 없기 때문에 상층에서 나타나는 반사도 코어를 이용하여야 한다. 또한 경우에 따라 강한 반사도 코어가 완전히 지상으로 하강하지 않고 강한 유출류를 발생시킬 수 있기 때문에 주의를 요한다.



[그림 1.121] 지상에 강풍이 발행하였을 때 반사도 단면도 (2004년 8월 28일 0125 UTC)

1.5 단세포 다운버스트

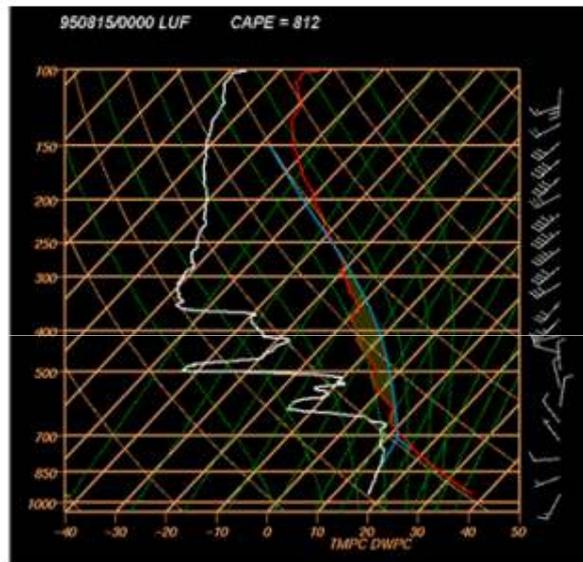


[그림 1.122] 지상에 강풍이 발행하였을 때 시선속도 연직 단면도 (2004년 8월 28일 0125 UTC). 중층에 수렴(파선)이 나타남(그림 1.120과 동일한 방향의 단면도임).

1.5 단세포 다운버스트

1.5.3.3 하이브리드 마이크로버스트

하이브리드 마이크로버스트는 중층과 하층 강제력에 의하여 발생한다. 하이브리드 마이크로버스트를 생성하기 위한 환경은 큰 값의 CAPE, 지표와 중층 사이 큰 θ_e 의 차이, 그리고 높은 LCL과 하부에서 단열감율에 가까운 조건이어야 한다. 어떤 의미에서 하이브리드 마이크로버스트는 건조와 습윤 마이크로버스트 사이에서 발생하며 대부분이 이에 해당한다. 하이브리드의 사운딩은 깊은 경계층(높은 고도의 LCL), 큰 값의 CAPE(>500 J/kg), 그리고 중층의 건조공기층을 가지는 특성을 나타낸다(그림 1.123).



[그림 1.123] 중층의 건조 공기와 LCL 아래의 두꺼운 혼합층을 나타내는 전형적인 하이브리드 마이크로버스트 사운딩(1995년 8월 15일 0000UTC)

1.5 단세포 다운버스트

1.5.4 요약

이번 장에서는 다운버스트의 생성 기작인 증발 냉각, 승화과정, 강수 부하에 대하여 설명하였다. 또한 마이크로버스트의 종류(건조, 습윤, 하이브리드 마이크로버스트)에 따른 주위 환경 및 레이더 영상을 소개하였다. 건조 마이크로버스트는 작은 CAPE, 매우 두꺼운 건조단열 경계층을 가지고, 때때로 LCL이 용해층 고도 이상에서 나타난다. 습윤 마이크로버스트는 상당히 큰 CAPE, 낮은 구름 기저와 건조한 중층을 가지는 특징을 가진다. 하이브리드 마이크로버스트는 깊은 건조 단열 경계층과 상당히 큰 CAPE를 가지는 특징을 보인다.

우리는 아래의 단계로 발생하는 강한 마이크로버스트의 전조에 대해서 논의하였다.

- 상층 강한 반사도 코어 형성
- 강한 반사도 코어의 하부 가장자리의 하강
- 중층 시선속도 수렴의 발생(항상 레이더에서 관측되는 것은 아님)
- 중층 시선속도 수렴의 증가 및 반사도 코어의 지면 도달에 따른 다운버스트 발생.

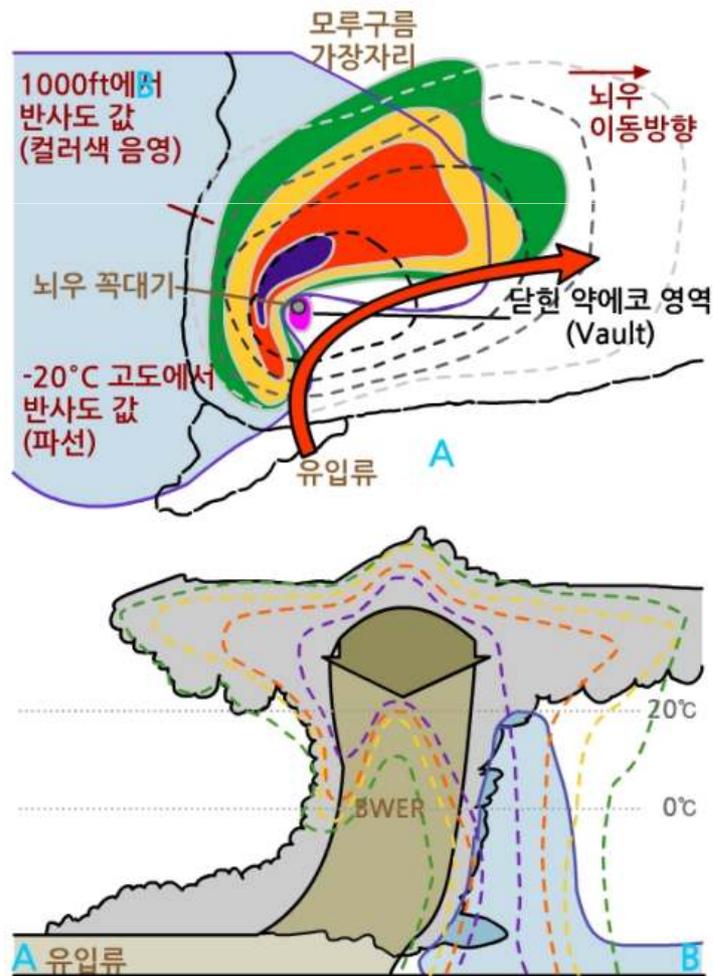
이러한 전조를 레이더 반사도 및 시선속도 영상에서 관측 또는 감시함으로써 다운버스트의 예측 선행시간을 확보할 수 있다.

1.6 거대세포

1.6.1 반사도 특성

거대세포의 상승기류의 강도 및 지속성은 독특한 강수 형태를 만든다. 본 절에서는 거대세포와 연관된 일반적 레이더 반사도 특성을 기술한다.

Lemon (1980)에 의하면 거대세포 뇌우는 그림 1.124에서와 같은 레이더 반사도 신호를 나타낸다. 그림에서 모루구름의 가장가리는 옅은 푸른색으로 표시되었다(그림에서 위 그림). 컬러 등고선은 저층(1000ft)에서 반사도, 파선은 -20°C 고도에서 반사도를 나타낸다. 유입류는 붉은색 화살표로 나타내었다. 유입류가 존재하는 하부에서는 반사도가 약하고 중층에서는 강한 반사도의 돌출부(Overhang)가 존재한다. 뇌우의 꼭대기(검은 점)와 BWER(붉은색 채색 영역)이 동일한 위치에 나타나며 유입류는 붉은 화살표를 따라 상승한다.



[그림 1.124] 거대세포 뇌우의 반사도 구조 개념 모델. (위) 수평 단면도, (아래) 연직 단면도. A, B는 연직단면도의 시작점과 끝점은 나타냄. 아래 그림의 푸른색 영역은 한기대(cold pool)을 나타냄

1.6 거대세포

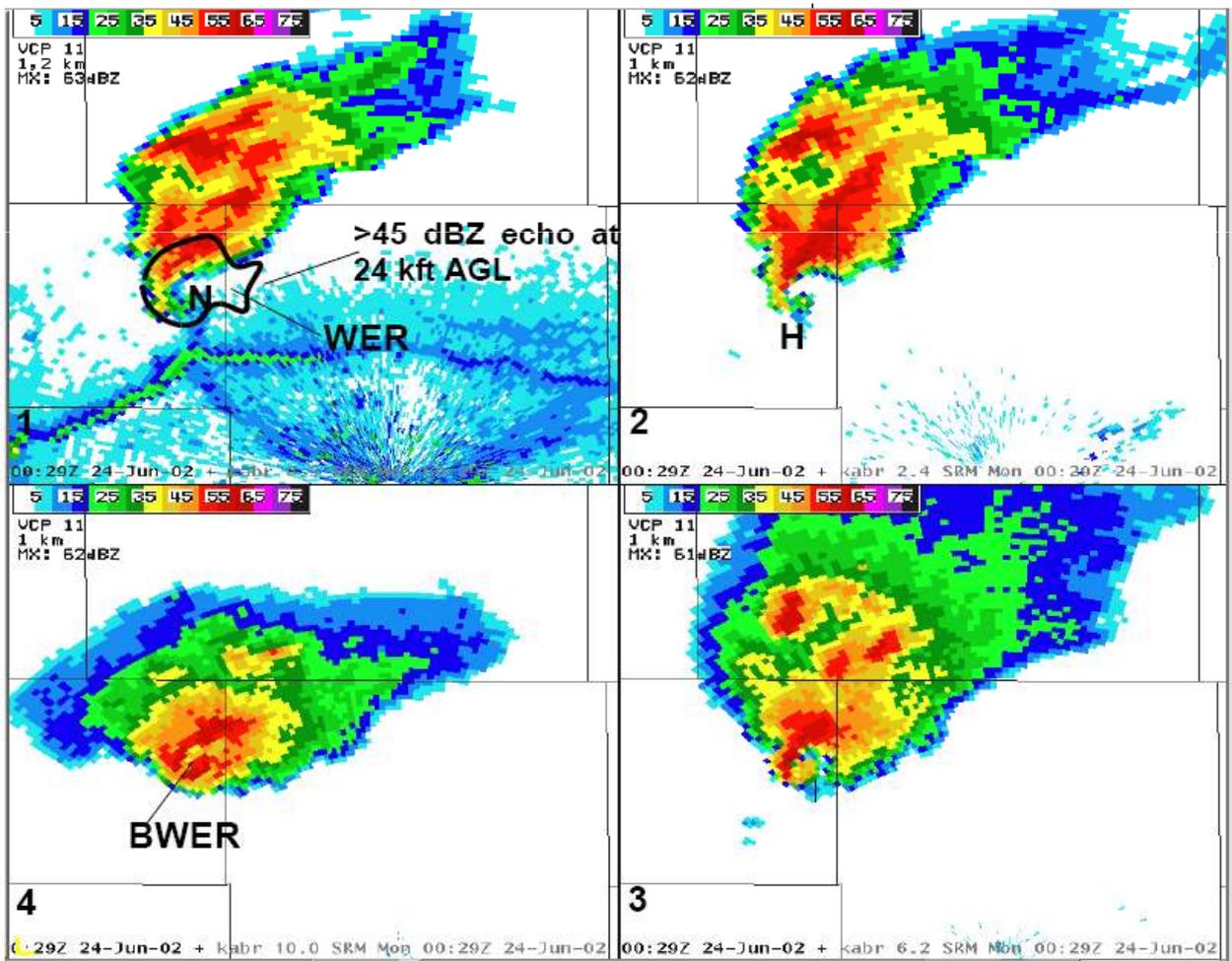
갈고리 에코(Hook Echo)와 높은 반사도 기울기 경도가 뇌우의 운동 방향에 대해 전면에 나타난다. 우박의 핵은 주로 BWER의 북, 북서쪽, 또는 유입류 관입부에서 나타나며 때로는 갈고리 에코 영역으로 확장되어 나타난다. 연직단면도(아래 그림)에서는 약한 반사도가 연직으로 확장된 BWER이 존재한다. 이러한 BWER은 상승기류와 잘 일치한다. 유입류의 반대 방향에서는 강한 반사도 영역이 상층에서 지상까지 확장되어 강한 강수의 낙하를 나타내고 이 지역에서 하강기류가 강하게 존재한다. 하강기류에 의하여 상층에서 지표면까지 강한 한기대가 위치한다.

레이더 반사도와 연관된 거대 세포의 신호는 다음과 같다:

- 거대세포의 저층 유입류가 존재하는 지역에서 저층 오목한 강한 반사도 경도 영역(그림 1.125의 N 영역) : 저층에 오목하게 발생하는 강한 반사도 경도 지역은 강화된 저층 유입류와 이에 따른 강한 상승기류의 존재를 나타낸다. 뇌우가 레이더 가까이 나타날 때 지상 돌풍전선(Gust Front)이 유입류가 존재하는 오목한 영역으로 말려들어가는 것을 볼 수 있다(그림 1.125의 왼쪽 위 그림). 유입류가 있는 오목한 영역은 거대세포의 전형적인 특징이지만 거대세포가 아닌 뇌우에서도 발생할 수 있다.
- 저층 강한 반사도 경도 영역 가까이 나타나는 반사도 최대치 : 그림에서 반사도 최대치가 저층 유입류 근처에 존재하여 강한 반사도 경도를 유발한다. 따라서 반사도 최대치의 위치가 유입류 방향으로 이동하면 저층 반사도 경도가 증가한다.
- 갈고리 에코(Hook Echo)는 거대세포의 전형적인 특징이며 강한 중저기압(Mesocyclone)을 동반함(그림 1.125의 오른쪽 위 그림에서 H영역) : 중층 순환 주위에서 발생하는 강수는 갈고리에코를 발생시킬 수 있다. 전면측면중심(Forward Flank Core)에서 떨어지는 강수의 경우 저층 회전에 의해 갈고리에코를 생성한다. 후면측면하강류(Rear-flank Downdraft) 영역에 존재하는 낙하하는 강우 또한 갈고리에코를 생성할 수 있다. 갈고리에코의 형태는 매우 다양하며 소우 거대세포의 경우 갈고리에코가 나타나지 않는다.

1.6 거대세포

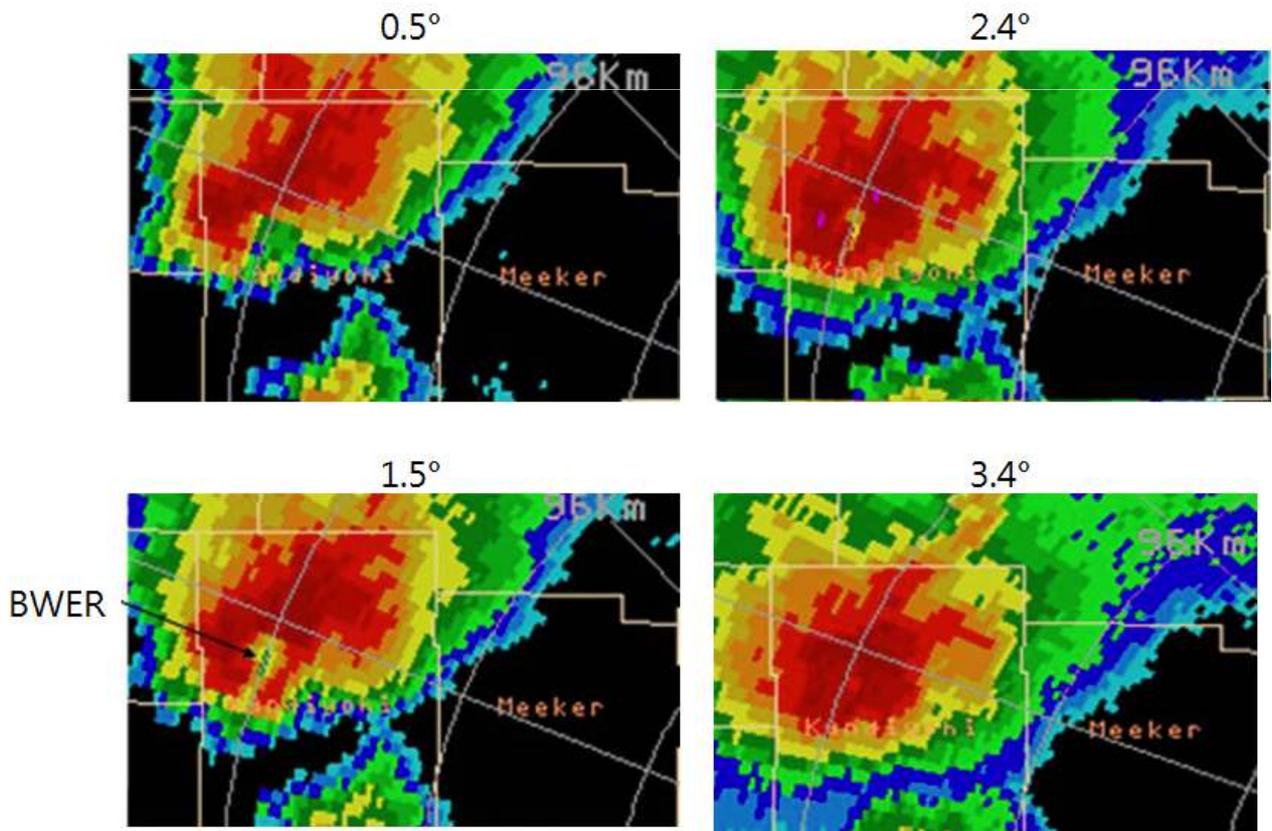
- 약한 에코영역(WER, Weak Echo Region)은 대부분 거대세포에서 일반적으로 생성되며 약한 중저기압을 동반함(그림 1.125의 왼쪽 위 그림) : WER은 5분 이상 지속되어야하고, 8~20kft 층의 약한 반사도 위에 강한 반사도(>45dBZ)로 덮혀있어야 한다. WER은 연직시어가 존재하는 환경에서 위험기상의 일반적 특성이다. WER이 강한 반사도로 덮혀 있지 않을 경우 약한 상승기류 또는 상승기류가 존재하지 않음을 의미한다. 상층의 넓게 퍼지는 모루구름이 이러한 예에 해당한다. 또한 WER은 강한 반사도 경도를 가지는 저층 최대 반사도 근처에 존재하여야 하며 뇌우 상대적인 흐름에서 저층 유입류 쪽에 존재하여야 한다. 빠르게 움직이는 뇌우의 경우 뇌우의 이동방향으로 비정상적인 WER이 발생할 수 있어 뇌우의 이동을 고려하여야 한다.



[그림 1.125] 네 개의 고도각에서 나타난 거대세포의 반사도 예시. 1) 0.5°(1.5kft 고도에 해당), 2) 2.4°(5.5kft 고도에 해당), 3) 6°(14kft 고도에 해당), 4) 10°(24kft 고도에 해당)

1.6 거대세포

- 닫힌 약에코역(Bounded WER: BWER)은 강한 상승기류를 가지는 거대세포 뇌우에서 일반적인 것은 아님(그림 1.125의 아래 왼쪽 그림) : BWER의 존재는 항상 위험기상과 연관이 있지만 모든 거대세포 뇌우에서 필수적으로 나타나는 것은 아니다. 8~25kft에서 BWER을 찾기 시작한다. 강한 상승기류가 -20 °C 고도에서 큰 강수입자를 생성함에 따라 거대세포 뇌우는 매우 강한 반사도로 덮혀 있다. BWER은 강한 상승기류가 모루구름 고도까지 큰 강수입자의 생성을 저지하여 발생하는 것으로 추측된다. 모루구름 고도에서 큰 강수입자들이 주위의 하강기류 영역으로 떨어진다. 두 번째 가설은 중저기압 주위에서 강수의 둘러싸임에 의해 BWER이 중저기압의 중심에서 발생할 수 있다는 것이다. BWER은 상승기류가 강할수록 레이더로부터 거리가 가까울수록 쉽게 관측할 수 있다. 강한 거대세포 뇌우의 경우 뇌우의 꼭대기까지 BWER을 생성한다. BWER이 관측된 사례에 대한 레이더 PPI영상은 그림 1.126에 있다. 1.5°, 2.4° 고도에서 BWER이 뚜렷하게 나타난다.



[그림 1.126] 거대세포 뇌우를 네 개의 고도각에서 관측한 반사도 PPI. 1.5°와 2.4°에서 작은 규모의 BWER이 관측됨

1.6 거대세포

이러한 반사도 특성이 모든 거대세포 뇌우에서 나타나는 것은 아니다. 레이더 분해능 또한 이러한 반사도 신호의 관측에 영향을 미친다. 원거리에서 갈고리 에코, BWER과 같은 작은 규모 및 얇은 층에서 나타나는 특성을 관측하기에는 레이더 분해능이 너무 낮다. BWER의 경우 일반적으로 130km 이상의 원거리에서는 관측이 어렵다. 소형 거대세포일 경우 더욱 이러한 반사도 신호를 관측하기 어렵다.

유입류 관입 영역과 강한 반사도 경도지역은 원거리에서도 관측이 가능할 수 있다. 또한 거대세포는 정상상태가 아니다. 거대세포 뇌우의 중/상층 상승기류가 급격하게 작아지고 저층에서만 강한 상승기류를 유지할 경우 BWER이 사라진다. 경우에 따라 갈고리 에코의 모양이 레이더 관측 주기보다 더 짧은 시간에 급격히 변화할 수 있음에 유의하여야 한다.

요약하면 거대세포 뇌우에서 뇌우의 상대 운동을 고려한 흐름 중에 유입류가 발생하는 지역에서 반사도의 오목한 영역이 발생한다. 이러한 오목한 영역은 가장 큰 반사도 경도 영역으로 둘러싸여 있다. 이러한 오목한 영역은 다른 특성에 비하여 거리에 따라 관측 성능이 거리에 따라 비교적 적게 저하된다. WER 또한 거대세포 뇌우에서 빈번하다. WER의 일부 영역은 상승기류가 강수입자의 낙하속도보다 큰 지역이지만 모든 WER 영역이 상승류 영역은 아니다. BWER은 WER이 강수의 최대치 영역으로 연직으로 확장되어 나타난다. 이러한 특성은 매우 강한 상승기류와 연관되어있지만 규모가 매우 작아 원거리에서 관측이 어렵다.

1.6.2 시선속도 특성

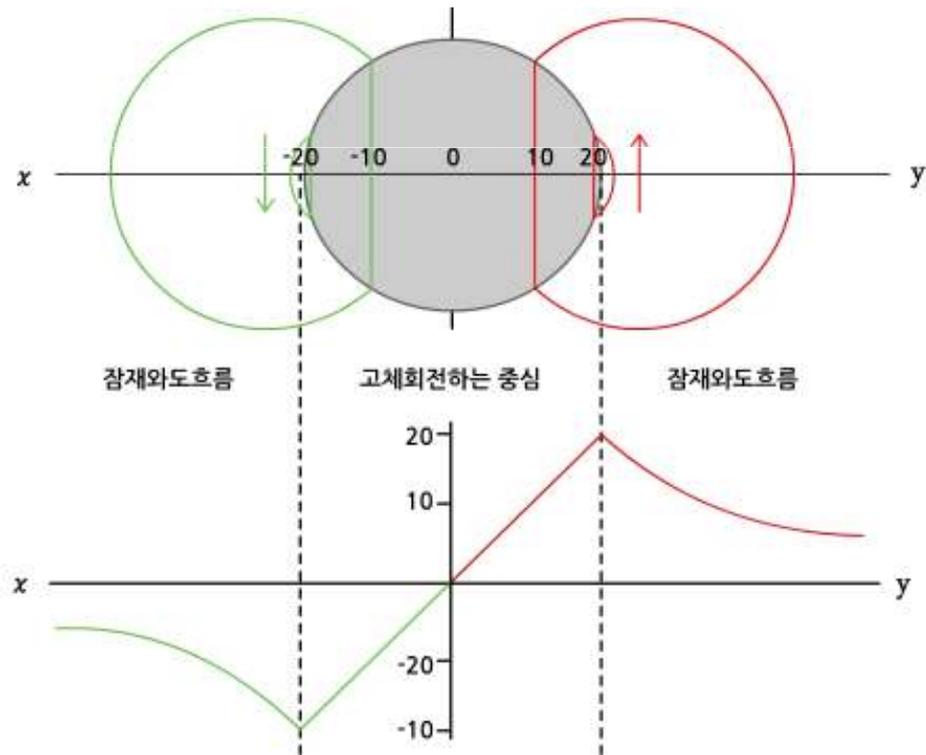
상당히 많은 경우에 예보관들이 반사도 신호만으로 거대세포 뇌우와 단세포 뇌우를 구별하는 것은 쉽지 않다. 도플러 시선속도를 이용하면 반사도 뿐만 아니라 속도 정보를 함께 이용하여 거대세포 뇌우의 판단이 용이해진다. 이 장에서는 중저기압의 관점에서 거대세포 뇌우와 연관된 속도신호를 기술한다.

심층습윤대류(Deep Moisture Convection)의 상승기류 내에 포함된 연직외도 영역은 거대세포 뇌우를 정의하는 특징이다. 중저기압은 대류 뇌우의 상승, 하강기류와 연관된 작은 규모의 연직외도 최대값으로 정의한다. 이때 시어, 연직 두께, 지속성의 기준치를 만족하여야 한다.

1.6 거대세포

중저기압 속도 구조는 란킨 조합소용돌이(Rankine Combined Vortex)의 구조와 유사하다(그림 1.127). 중저기압의 중심부에서는 고체의 회전이 발생하여 접선속도가 반경에 비례한다. 이 중심부에서 벗어나면 속도는 반경이 증가함에 따라 지수적으로 감소한다. 그림 1.127의 아래 그림은 중저기압의 중심부로부터 속도변화를 잘 나타낸다. 레이더는 시선속도 성분만 관측이 가능하기 때문에 이들 속도의 시선성분만 관측한다.

따라서 중저기압은 레이더로부터 동일한 거리에서 접근 및 후퇴속도의 쌍으로 나타난다. 그림 1.127의 위 그림에서와 같이 접근하는 시선속도 영역(초록색 선)과 후퇴하는 시선속도 영역(붉은색 선)이 동시에 쌍으로 나타난다. 도플러 레이더로 관측한 중저기압의 시선속도의 형태는 이러한 개념모델을 잘 보여준다(그림 1.128). 저층고도각에서는 시선속도쌍이 약하지만 고도각이 증가함에 따라 접근/후퇴 시선속도쌍이 더욱 뚜렷하게 나타난다.



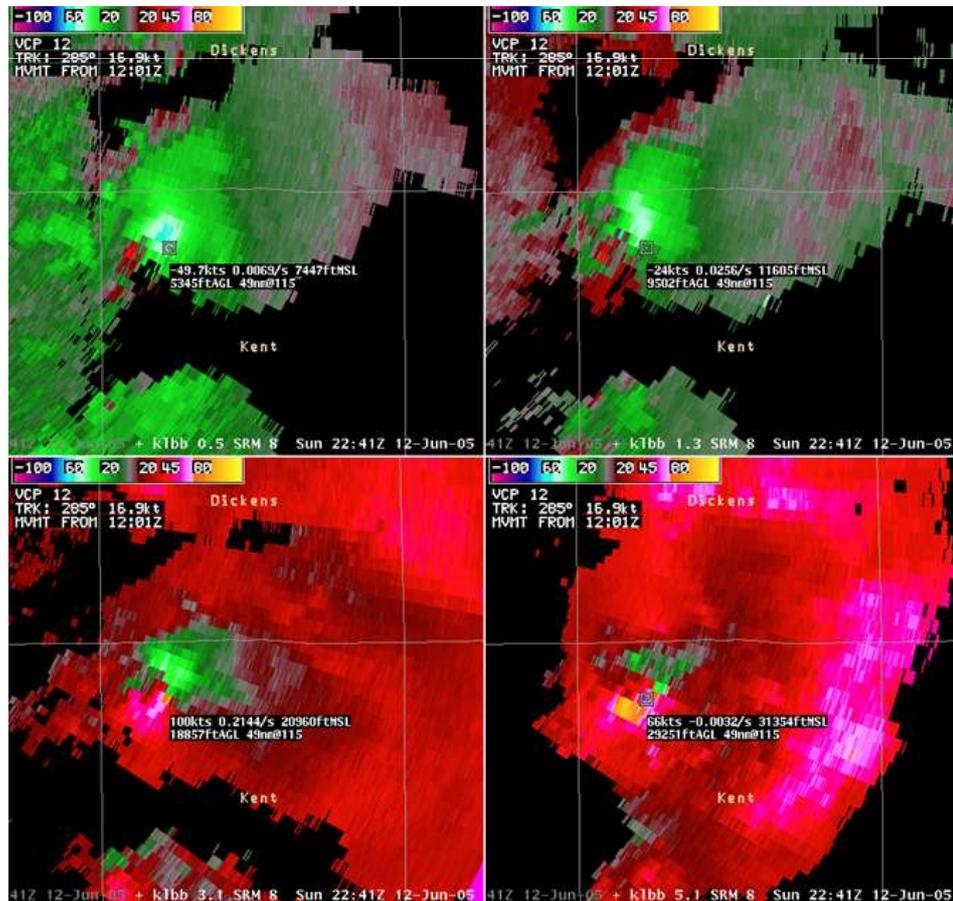
[그림 1.127] 조합 란킨소용돌이와 같은 속도프로파일을 보이는 중저기압의 모식도. (위) 레이더에서 관측할 경우의 후퇴(붉은색 실선)/접근(초록색 실선) 시선속도 쌍을 나타내고 (아래) 중저기압 중심부에서 거리에 따른 속도값을 나타냄. 중심부에서는 고체 회전이 나타나고 중심에서 벗어난 지역에서는 속도값이 지수적으로 감소함

1.6 거대세포

중저기압의 정확한 관측을 위하여 시어지속성과 연직 두께에 대한 기준을 적용한다. 다음의 조건을 만족하면 중저기압으로 나타낼 수 있다:

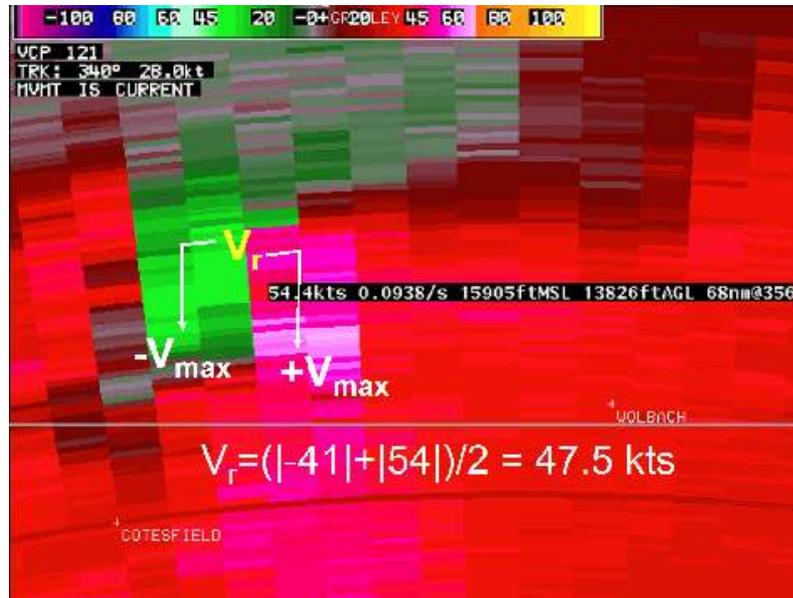
- 최대 접근 및 후퇴시선속도가 나타나는 지점의 거리로 정의한 중심 직경이 8km보다 작음.
- 회전속도가 중저기압 최소 강도보다 커야함. 회전속도(V_r)는 $V_r = (|V_{min}| + |V_{max}|) / 2$ 로 계산하고 이때 V_{min} , V_{max} 은 회전에서 최소, 최대 시선속도 값임. 그림 1.128은 회전속도가 47.5kt인 사례를 나타냄. 최소, 최대 시선속도 값이 각각 41, 54kt임(그림 1.129).
- 이러한 특성이 적어도 10분 이상은 지속되어야 함.

경우에 따라 이러한 조건을 모두 만족하지 않는 중저기압이 존재할 수 있다. 따라서 중저기압에 대한 예보관의 판단이 중요하다.



[그림 1.128] 2005년 6월 12일 2241UTC에 관측한 중저기압의 예시. 이 중저기압 사례시 토네이도와 소프트볼 크기의 우박이 관측됨. 0.5°, 1.3°, 3.1°, 5.1°에서 PPI 시선속도 영상을 나타냄.

1.6 거대세포



[그림 1.129] 13.8kft 고도에서 회전속도 계산의 예시

회전속도시어는 V_{\min} 와 V_{\max} 이 나타나는 지점의 거리로 회전속도를 나눈 값으로 정의한다. 중저기압에서는 약 10^{-2} s^{-1} 정도의 크기를 가진다. 하지만 중저기압의 강도가 변하지 않았지만 두 지점사이의 거리가 바뀔 때 따라 회전속도시어는 급격히 바뀔 수 있다. 따라서 회전속도시어의 계산은 여러 개의 연속한 부피관측 자료를 이용하여 계산하여야 하며 이의 계산에 주의를 요한다. 따라서 회전속도 값으로 중저기압의 강도를 추정하는 것이 더 타당할 수 있다. 또한 여러 층에서 회전속도를 계산하여 중저기압의 강도로 활용하는 것이 더 대표성이 있다.

최소 회전속도 임계치를 설정하기 위하여 거대세포의 크기 및 레이더로부터의 거리가 필요하다. 원거리 또는 회전의 크기가 줄어들 경우 레이더 샘플 분해능이 나빠지기 때문에 약한 순환에서 중저기압을 구별하기 위해서는 최고 회전속도를 낮게 설정하여야 한다. 심층 연직속도 특성과 관계없는 상당수의 천층 회전에 의한 오관별을 막기 위하여 연직 기준이 필요하다. 두껍고 연직으로 연관된 회전은 연직소용돌이의 팽창과 와도 이류 때문에 대부분 상승 및 하강기류와 연관이 있다.

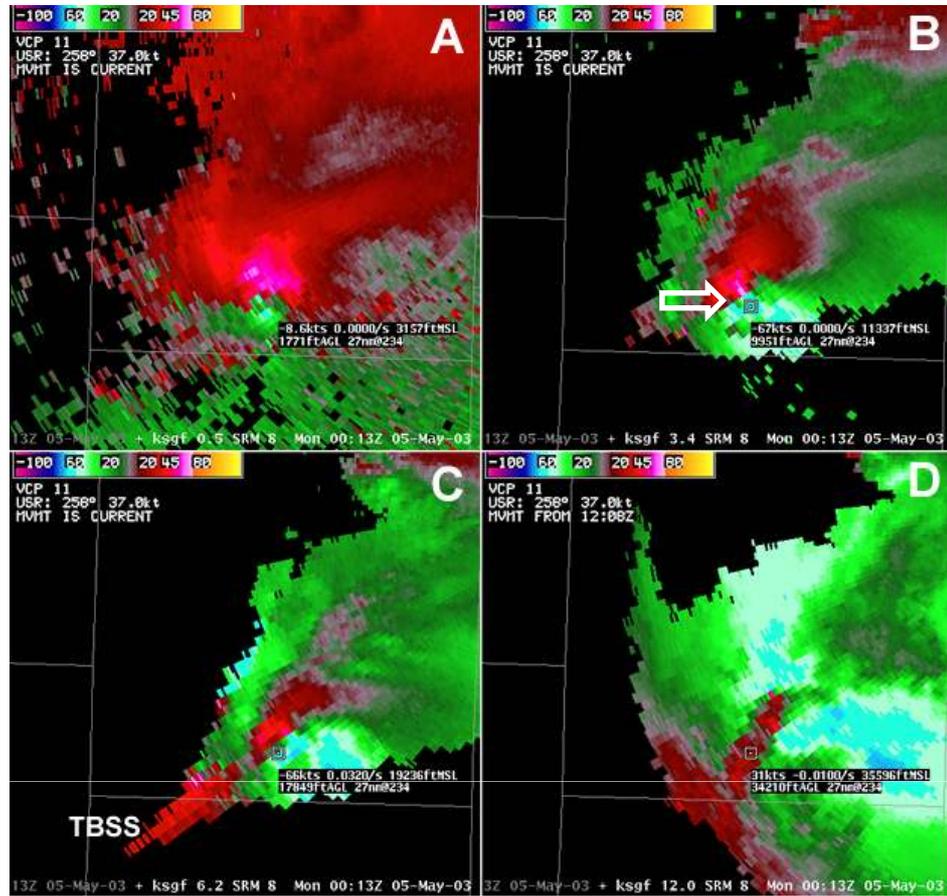
최근 연구에 따르면 모든 중저기압의 3%만이 토네이도와 연관되어 있다. 대부분의 중요 토네이도는 중저기압이 발달한 20~30min 후에 발생한다. 하지만 모든 토네이도의 50%의 경우 중저기압이 토네이도 발생에 대한 선행시간을 제공하지 못한다.

1.6 거대세포

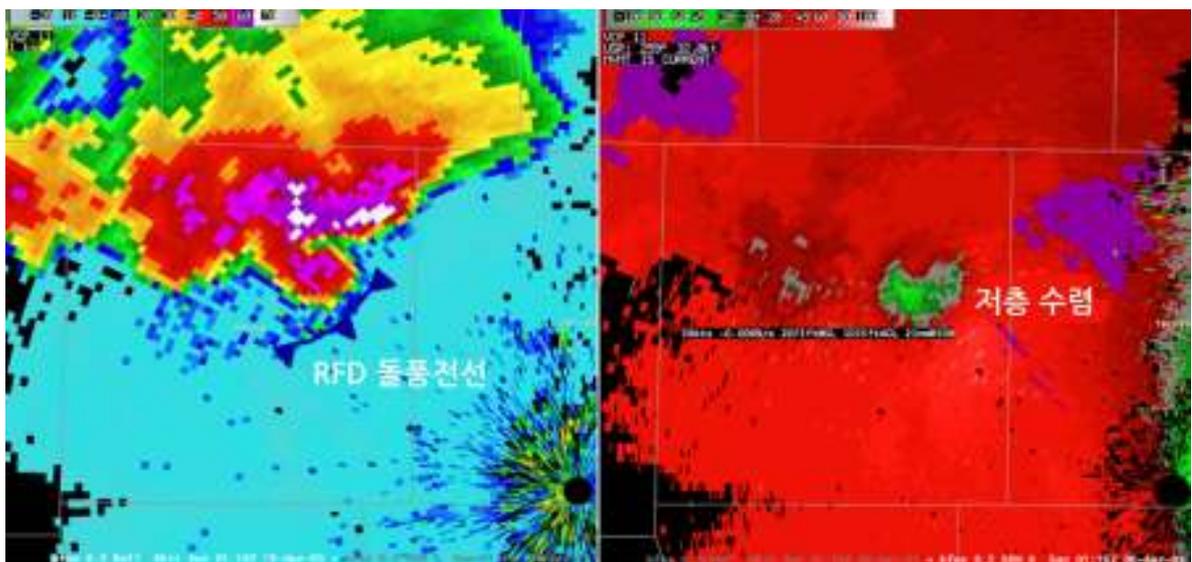
중저기압은 생애 동안 조직화단계(Organizing Stage), 성숙단계(Mature Stage), 소멸단계(Dissipating Stage)를 거친다:

- 조직화단계 : 전형적으로 조직화된 중저기압은 최대 기울어진 고도 또는 상승기류의 중층에서 시작된다. 이후 중저기압의 위, 아래로 성장한다. 중층의 중저기압은 상승기류가 우세하다. 만약 중저기압이 레이더의 근거리에 위치할 경우 가장 저층 고도각에서 수렴 신호를 관측할 수 있다.
- 성숙단계 : 이상적으로 성숙한 중저기압은 큰 저층 수렴(그림 1.130의 위 왼쪽 그림), 중층에서 순회전(그림 1.130의 위 오른쪽 및 아래 왼쪽 그림), 상층에서 발산 회전(그림 1.130의 아래 왼쪽 그림), 뇌우의 꼭대기에서 순 발산(그림 1.130의 아래 오른쪽 그림에서 뇌우의 남서쪽)이 존재한다. 이 예시에서는 중저기압의 발산역이 뚜렷하게 나타나지 않고 실제 대부분의 중저기압에서는 이러한 네가지 연직구조가 모두 동시에 나타나지 않을 수 있다. 성숙단계 중저기압의 저층 절반 영역은 후미측면 하강기류(Rear-flank Downdraft)가 존재한다. 후미측면 하강기류는 접근/후퇴속도 사이의 강한 수렴으로 나타날 수 있다(그림 1.131). 이 수렴은 대칭의 구조를 가지는 소용돌이에서 발생하는 접근속도에서 후퇴속도로 바뀌는 특징과는 다르다. 성숙단계의 중저기압에서는 지상 수 km까지 확장되어 나타날 수 있는 후미측면 하강기류가 나타나야 한다.
- 소멸단계 : 소멸하는 중저기압에서 저층의 수렴회전신호는 유출류가 우세해짐에 따라 점차 발산 회전신호로 바뀐다. 최대 회전속도가 감소함에 따라 중저기압의 두께도 감소한다. 중저기압이 토네이도를 가지고 소멸기를 거치면 중저기압의 모든 신호가 사라진 이후에도 상당 기간 동안 토네이도가 유지된다.

1.6 거대세포



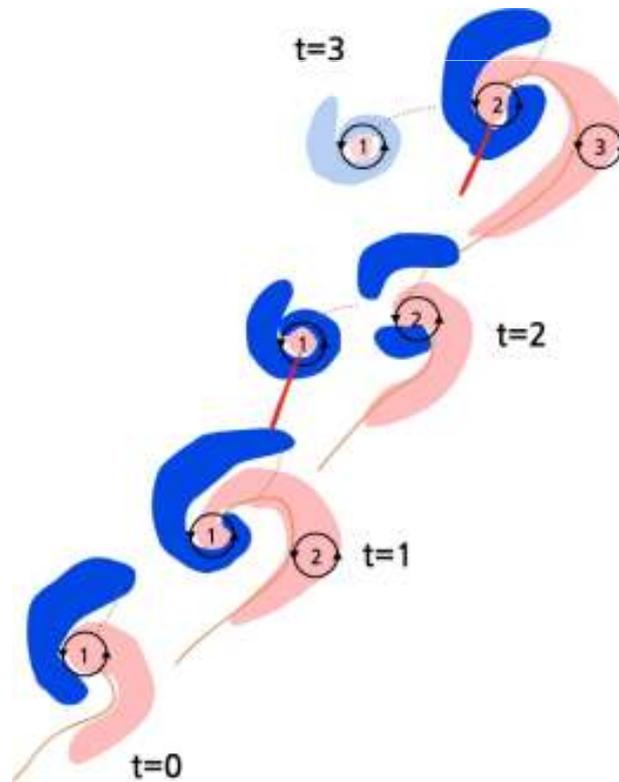
[그림 1.130] 토네이도를 발생시킨 거대세포 뇌우에서 성숙한 중저기압의 연직 구조. 고도각은 각각 0.5°, 3.4°, 6.2°, 12.0°임. 아래 왼쪽 그림에서는 우박에 의한 반사도 스파이크(TBSS)를 볼 수 있음. B의 화살표는 저기압성 순회전을 나타냄.



[그림 1.131] (왼쪽)0.5 반사도 PPI와 (오른쪽)뇌우 상대적인 속도. 갈고리에코 전면을 따라 표시된 푸른색 전선은 후면측면 하강기류를 나타냄. 이 지역에서 시선속도의 강한 시선방향 수렴이 존재함

1.6 거대세포

거대세포 뇌우는 생애주기 동안 두 개 이상의 토네이도를 생성할 수 있다. 거대세포 뇌우에서 유출류가 부족해짐에 따라 첫 번째 중저기압은 성숙하기 위하여 전형적으로 가장 긴 시간이 걸린다. 이어 발생하는 중저기압은 강한 돌풍전선에 의한 강한 상승 및 소용돌이 기울어짐에 의하여 훨씬 빨리 성숙한다(그림 1.132). 연속하여 발달하는 중저기압의 생의 주기는 첫 번째 중저기압 보다 길지 않을 수 있다. 후미측면 하강기류가 지표에 도달함에 따라 첫 번째 중저기압은 하층으로 확장한다. 후미측면 하강기류가 성숙함에 따라 유출류는 회전의 중심부근에서 저기압성으로 말리게 되고 궁극적으로 유출류를 막게 된다. 후미측면 하강기류가 열역학적으로 불안정하다면 첫 번째 발달한 중저기압은 장시간 동안 유지될 수 있다. 하지만 후미측면 하강기류와 연관된 돌풍전선의 전면부에서는 증가한 수렴과 연직 저층 시어 때문에 상승기류 및 새로운 중저기압을 생성한다. 생성된 중저기압은 국지적인 후미측면 하강기류의 강화에 의해 저기압성으로 말리게 되고 이러한 과정은 수시간 동안 지속된다. 여러 개의 중저기압이 이와 같은 형태로 거대세포 뇌우에서 생성된다.



[그림 1.132] 여러 개의 중저기압을 생성하는 거대세포 뇌우의 저층에서 시간 합성 모식도. 원안의 번호는 소용돌이를 나타내고 굵은 선은 바람 변이선임. 토네이도 트랙은 붉은선이며 분홍색(푸른색) 채색 영역은 상승(하강)기류 영역을 나타냄. 화살표는 소용돌이회전을 고려한 궤적은 나타냄(Dowell and Bluestein, 2004).

1.6 거대세포

요약하면 중저기압을 결정하는 기준은 다음과 같다:

- 시어 기준 : 임계치에 따라 시어가 변함. 일부 중저기압은 잘 분해가 되지 않지만 상당한 위험기상을 동반함. 중저기압의 와도값은 $\sim 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ 임.
- 크기 : 중저기압은 전형적으로 직경 8km이하임.
- 연직 연속성 : 중저기압은 적어도 두 개의 고도각에서 나타나야함.
- 지속성 : 중저기압은 전형적으로 적어도 10분 이상은 지속되어야 함.

1.6.3 강수분포에 따른 거대세포

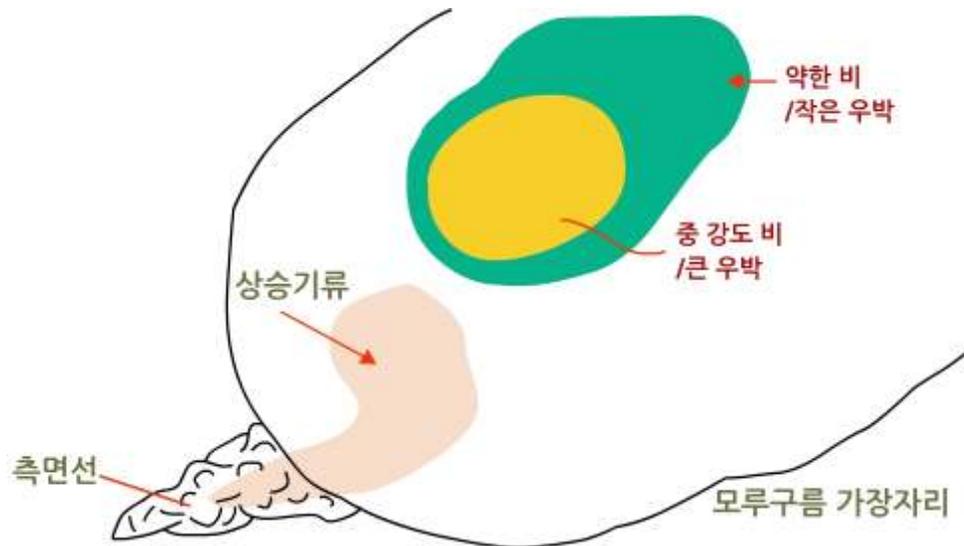
모든 거대세포 뇌우는 연직바람시어에 의해 유도된 연직와도를 가지는 중저기압이 있지만 다양한 거대세포의 구조는 현업에서 이의 판별을 어렵게 한다. 이 장에서는 다양한 거대세포의 종류에 대하여 기술하고 이들의 레이더 관측상의 특징을 기술한다.

거대세포 뇌우는 상승기류 주위에 포함된 강수량과 중저기압의 상대적 위치에 따라 소우 거대세포(Low Precipitation Supercell), 전형적 거대세포(Classic Supercell), 다우 거대세포(High Precipitation Supercell)로 구분할 수 있다. 또한 소형 거대세포(Mini Supercell), 좌측이동 거대세포(Left-moving Supercell)을 분류할 수 있다. 이들의 환경적, 구조적, 진화적 차이점을 기술한다.

1.6.3.1 소우 거대세포 뇌우

소우 거대세포뇌우는 소량의 강수가 지표에 도달하고 상승기류가 우세하다. 이러한 뇌우는 상승기류 영역이 육안으로 관측되며 투명한 강수핵과 함께 거의 반투명하다. 강수의 부족은 하강기류의 형성을 억제하여 유출류가 부족한 뇌우에 해당한다. 뇌우에서 나타나는 상승기류는 강한 중층 중저기압을 보이지만 후미측면 하강기류의 부족으로 인하여 하층 중저기압은 거의 형성되지 않는다. 갈고리 에코가 존재하지 않으며 대부분의 강수는 뇌우에 상대적인 상층바람에 의하여 상승기류의 풍하측으로 이동한다. 최대 강수량은 작지만 풍하측의 반사도 최대값 지역에서 큰 우박이 존재한다(그림 1.133).

1.6 거대세포



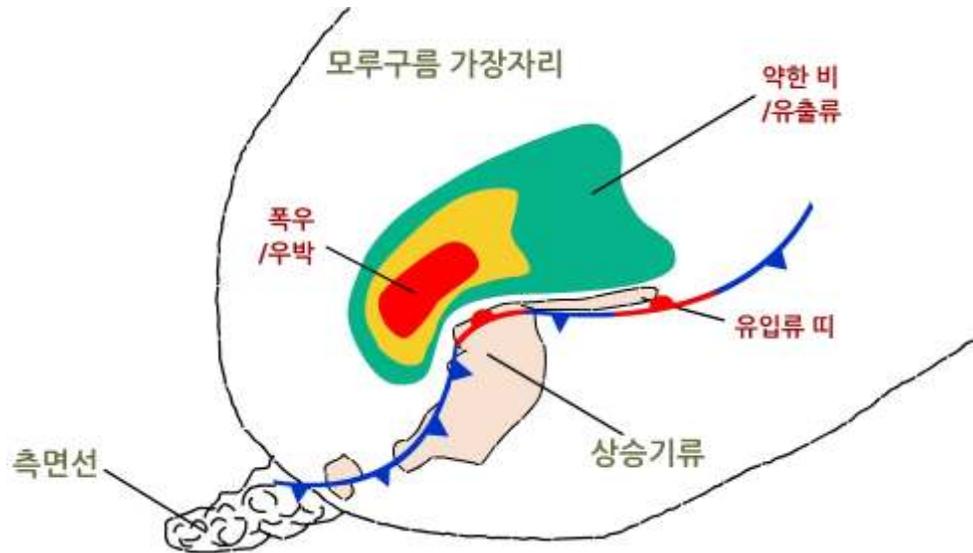
[그림 1.133] 폭대기에서 바라본 소우 거대세포뇌우의 모식도

이 뇌우는 상당한 불안정도와 시어가 필요하지만 다른 조건들이 강수의 양을 줄이는 역할을 한다. 상대적으로 건조한 경계층 공기는 가용한 수증기량을 줄이고 건조공기의 유입을 촉진한다. 그러나 경계층 수증기가 높은 경우에도 소우 거대세포가 발생할 수 있다. 중요한 특징은 모루구름 층에서의 강한 뇌우 상대적인 바람($>30\text{ms}^{-1}$)의 존재이다. 강한 바람에 의하여 강수가 모루층에서 떨어지기 전에 상승기류가 존재하는 영역의 풍하측으로 이동한다(Rasmussen and Straka, 1998). 대기 중층이 건조할 경우 수상체들이 상승기류로 재 유입되는 경우는 거의 없다.

1.6.3.2 전형적 거대세포 뇌우

전형적 거대세포 뇌우는 충분한 강수를 유발하여 중정도의 유출류를 생성할 수 있을 정도의 하강기류를 생성한다. 이 뇌우의 경우 앞 절에서 언급한 전통적인 레이더 신호 특성들이 잘 나타난다(갈고리 에코, WER, BWER, 오목한 반사도 경도 지역, 중저기압(그림 1.134)). 후미측면 하강기류가 강하여 저층 중저기압 발생이 가능하다. 이 경우 바람 및 토네이도에 의한 위험기상의 위협이 높다.

1.6 거대세포



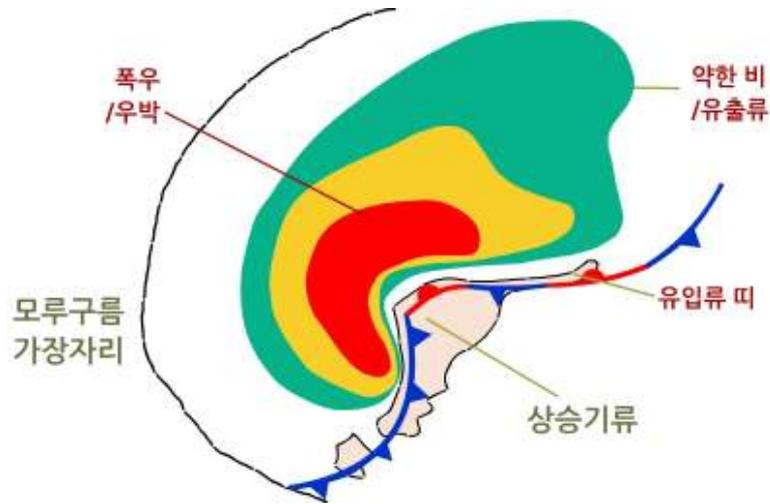
[그림 1.134] 폭대기에서 바라본 전형적 거대세포뇌우의 모식도

소우 거대세포 뇌우보다는 수증기가 많은 환경에서 발달하고 모루구름 층에서 뇌우 상대적인 바람은 소우 거대세포 뇌우보다는 작다($18\sim 30\text{ms}^{-1}$). 이들 뇌우는 대부분의 장시간 지속되는 토네이도 및 순환 토네이도(Cyclic Tornado)를 생성한다.

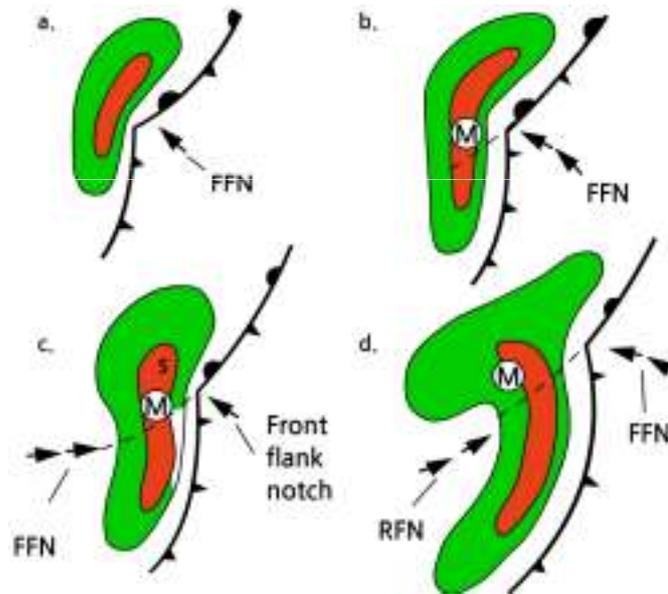
1.6.3.3 다우 거대세포 뇌우

다우 거대세포는 거대세포 중 가장 일반적이다. 매우 효율적인 강수 생산자이며 강한 하강기류 및 유출류를 생성한다. 많은 양의 강수가 중저기압 주위에 둘러싸여 크고 높은 갈고리 에코를 생성한다. 때때로 갈고리에코와 연계된 후미측면 하강기류 돌풍전선은 전면을 따라 강한 대류를 유발할 수 있다(그림 1.135). 이 결과로 가장 강한 중심부가 중저기압 경로의 후면 또는 오른쪽에 나타날 수 있다. 경우에 따라 이러한 과정은 거대세포가 보우 에코(Bow Echo)로 발달할 수 있게 한다. 다양한 형태의 가능한 다우 거대세포가 존재할 수 있지만(그림 1.136) 상승기류 및 장시간 지속되는 중저기압이라는 공통 특성을 가진다.

1.6 거대세포



[그림 1.135] 꼭대기에서 바라본 다우 거대세포뇌우의 모식도



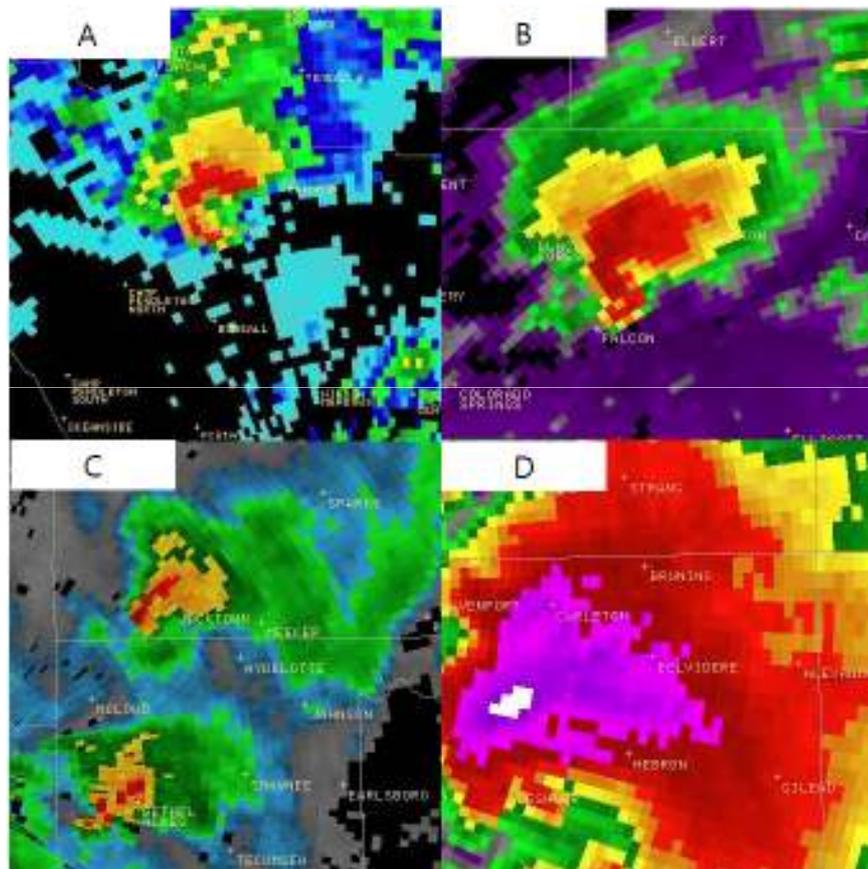
[그림 1.136] 다양한 형태의 다우 거대세포 뇌우(Moller et al., 1990; Doswell, 1985)

일반적으로 갈고리에코의 강한 반사도로 인하여 중저기압은 레이더로 잘 관측된다. 그러나 야외에서 토네이도 생성에 가장 유리한 중저기압 영역을 관측하는 것은 쉽지 않다. 다우 거대세포는 여러 거대세포 중 가장 많은 수증기량을 보이지만 많은 수증기가 필수적인 것은 아니다. 다른 특성은 모루구름 층에서 뇌우 상대적인 바람이 작고($<18\text{ms}^{-1}$) 이므로 강수입자가 상승기류 영역에 떨어져 강수씨로 작용하여 강수 효율을 증가시킨다. 주위의 측면선이나 뇌우에 의해 씨뿌리기로 인하여 거대세포가 다우 거대세포뇌우로 발달할 수 있다. 다우 거대세포 뇌우는 토네이도를 동반하고 큰 우박, 풍해, 돌발홍수의 위험이 매우 높다.

1.6 거대세포

1.6.3.4 소형 거대세포뇌우

거대세포 뇌우가 중저기압 주위에 떨어지는 강수의 양에 따라 다양한 형태를 보이듯이 다양한 폭과 두께를 가질 수 있다. 넓은 영역에서 중저기압을 가지는 키가 작은 거대세포 및 좁은 영역에서 중저기압을 가지는 키 큰 거대세포 뇌우가 존재할 수 있다. 정의에 따르면 소형 거대세포는 키가 작으면서 작은 영역에 중저기압을 가지는 뇌우이다. 소형 거대세포의 키는 20~30kft, 중저기압의 직경은 4.8km 이내이다.



[그림 1.137] A, B, C: 소형 거대세포의 예시, D: 다우 거대세포 예시. 모든 그림은 같은 배율로 확대함. 모든 거대세포는 토네이도를 생성함

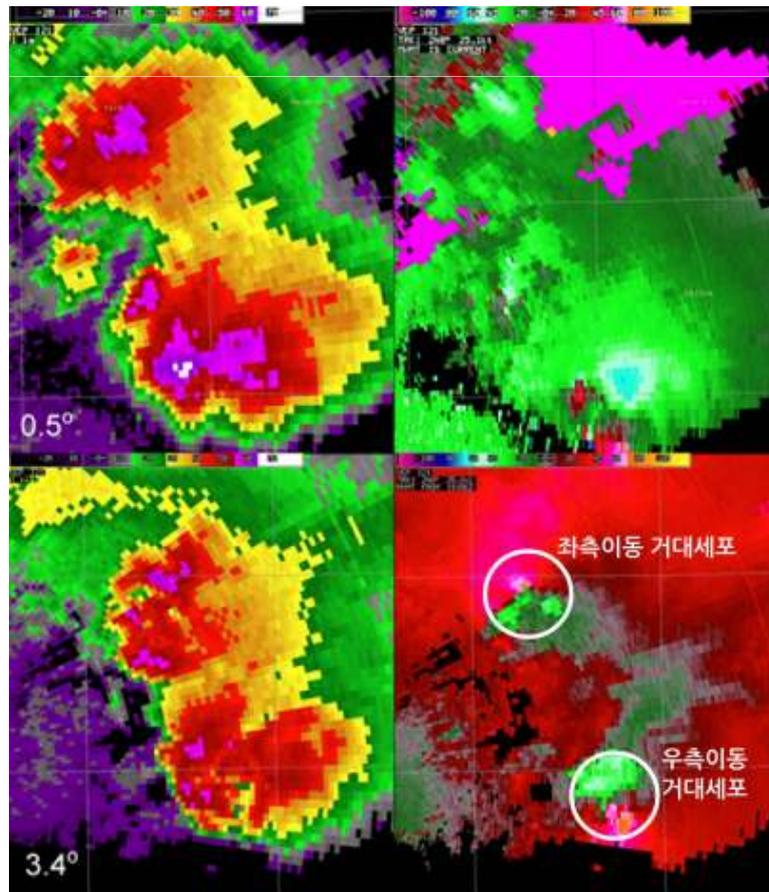
키가 작은 거대세포와 일반적인 크기의 거대세포 사이에는 구조상의 차이는 존재하지 않지만 단지 기대되는 위험기상이 다르다. 소형 거대세포에서는 큰 우박(>6.25cm)이 드문데 이는 우박성장 영역 내에서 상승기류가 연속적으로 제한되어 있고 상승기류의 수평영역이 작기 때문이다. 원거리에서 저분해능의 레이더 관측으로는 작은 중저기압 내 높은 회전속도를 관측하기 어렵다. 그림 1.137은 같은 크기로 확대한 세 개의 소형 거대세포(A, B, C)와 하나의 다우 거대세포(D)를 나타낸다.

1.6 거대세포

이들 소형 거대세포의 경우 중저기압이 작고 약하지만 토네이도를 생성하였다. 따라서 소형 거대세포를 판별하는 것이 중요하고 약한 순환(회전속도 <math>< 30\text{kt}</math>)에서도 상당한 토네이도 위험성이 있음을 인식하여야 한다.

1.6.3.5 좌측이동 거대세포 뇌우

좌측이동 거대세포는 고기압성으로 회전하고 원 뇌우의 분리에 의해 생성된다. 구조적으로 우측이동 거대세포와 거울 이미지 형태의 구조를 가진다. 좌측이동 거대세포는 토네이도를 발생시키지 않으며 종종 큰 우박의 긴 피해 트랙을 남긴다. 호도그래프가 직선일 경우 좌측이동 거대세포는 우측이동 거대세포와 유사한 강도를 가진다. 좌측이동 거대세포는 북쪽에 강한 반사도 경도 지역과 오목한 지역이 위치하고 있어 뇌우의 중심의 왼쪽에 상승기류가 위치한다(그림 1.138). 3.4° 반사도 이미지에서 두 거대세포 모두 BWER을 보이고 북쪽의 세포(좌측이동 거대세포)는 고기압성, 남쪽의 세포(우측이동 거대세포)는 저기압성 회전을 보인다.



[그림 1.138] 0.5°와 3.4° 반사도 및 시선속도(뇌우 상대 속도) PPI 영상. 그림에서 북쪽(남쪽)에 고기압성(저기압성) 회전을 가지는 거대세포가 나타남. 3.4° 반사도 이미지에서 두 거대세포 모두 BWER을 보임

1.6 거대세포

본 절에서는 다섯 종류(소우 거대세포, 전형적 거대세포, 다우 거대세포, 소형 거대세포, 좌측이동 거대세포)의 거대세포를 살펴보았다. 소우 거대세포는 갈고리 에코를 생성하지 않으며 유출류가 충분하지 않아 저층 중저기압을 생성하기 어렵다. 또한 일반적으로 건조한 대기경계층과 모루구름층에서 강한 뇌우 상대 흐름을 가진다.

전형적인 거대세포는 전면 측면 강우중심부에 비하여 작은 갈고리 에코를 가지고 저층 중저기압을 생성하기에 충분한 유출류를 가진다. 또한 뇌우 상대 흐름이 중정도의 $18\sim 30\text{ms}^{-1}$ 이다. 다우 거대세포는 큰 갈고리 에코와 뇌우 중심부에 중저기압이 위치한다. 강한 후미측면 하강기류 유출류가 다우 거대세포에서 나타나며 모루구름층에서 뇌우 상대 흐름($<18\text{ms}^{-1}$)이 약하다.

소형 거대세포는 다른 거대세포와 유사한 구조를 가지지만 레이더가 거대세포 가까이 위치하지 않는다면 작은 특성으로 인하여 레이더로 관측하는 것이 매우 어렵다. 좌측이동 거대세포는 우측이동 거대세포와 거울 이미지 형태의 구조를 가지고 고기압성 회전을 한다. 토네이도는 잘 발생하지 않지만 우박과 같은 위험기상을 동반한다. 북반구에서 좌측이동 거대세포는 빠르게 이동하지만 특정한 환경에서는 천천히 이동할 수 있다.

1.7 다중세포

다중세포 뇌우는 근접하여 서로 영향을 주는 단세포 또는 거대세포성의 개별 뇌우들로 구성된다. 본 교재에서 다중세포는 강수지역 또는 한기역(Cold Pool)을 공유하는 두 개 이상의 세포그룹을 말한다. 대부분의 심층 습윤대류(Deep Moist Convection)는 다중세포로 진화하는데 이는 단세포가 제공할 수 있는 것보다 더 큰 불안정과 강제력을 제공하기 때문이다. 완전한 고립상태에서 단세포가 발달하는 것은 드물다. 따라서 다중세포는 다양한 불안정도와 연직바람시어 환경에서 빈번하게 발생한다. 강제력, 연직시어, 불안정도의 조합이 다중세포의 크기와 조직화에 영향을 준다. 본 절에서는 다중세포의 종류에 영향을 미치는 메커니즘과 다중세포의 종류에 대하여 기술한다. 또한 레이더 영상에서 다중세포의 특징들을 기술한다.

1.7.1 메커니즘

다양한 구조와 강제력 메커니즘으로 인하여 다중세포뇌우를 구별하는 것은 매우 복잡하다. 단 하나의 다중세포 구별 방법은 존재하지 않는다. 따라서 다중세포 종류에 대한 구별보다는 직접적인 영향을 주는 주요 특성을 기술한다.

- 강제력의 종류 및 방향성 : 많은 다중세포는 자신의 한기역에 의해 생성된다. 또한 다중세포는 한기역이 없이도 생성될 수 있다. 강제력의 방향은 다중세포의 발달에 영향을 미친다. 다른 요인들이 동등할 때 강한 강제력이 약한 강제력 보다 새로운 세포를 더 빨리 발생시킨다.
- 연직바람시어 : 주위 대기의 연직바람시어는 한기역과 반응하고 새로운 세포를 생성할 수 있게 한다. 연직바람시어와 상승기류의 상호작용은 새로운 세포생성에 대한 잠재력에 영향을 준다.
- 연직 안정도 프로파일 : 연직안정도 프로파일은 강제력에 의한 새로운 대류 발생의 수월성과 다중세포에서 강한 한기역의 발생 능력에 영향을 미친다.
- 다중세포 크기와 코리올리력의 영향 : 다중세포의 크기와 코리올리력의 영향은 상호 양의 상관성을 가진다. 다중세포의 크기가 증가함에 따라 주요 한기역과 다른 내부 순환(예: 후미유입제트류)의 발생 가능성이 증가하고 코리올리력이 주요 영향인자로 작용할 가능성이 증가한다.

1.7 다중세포

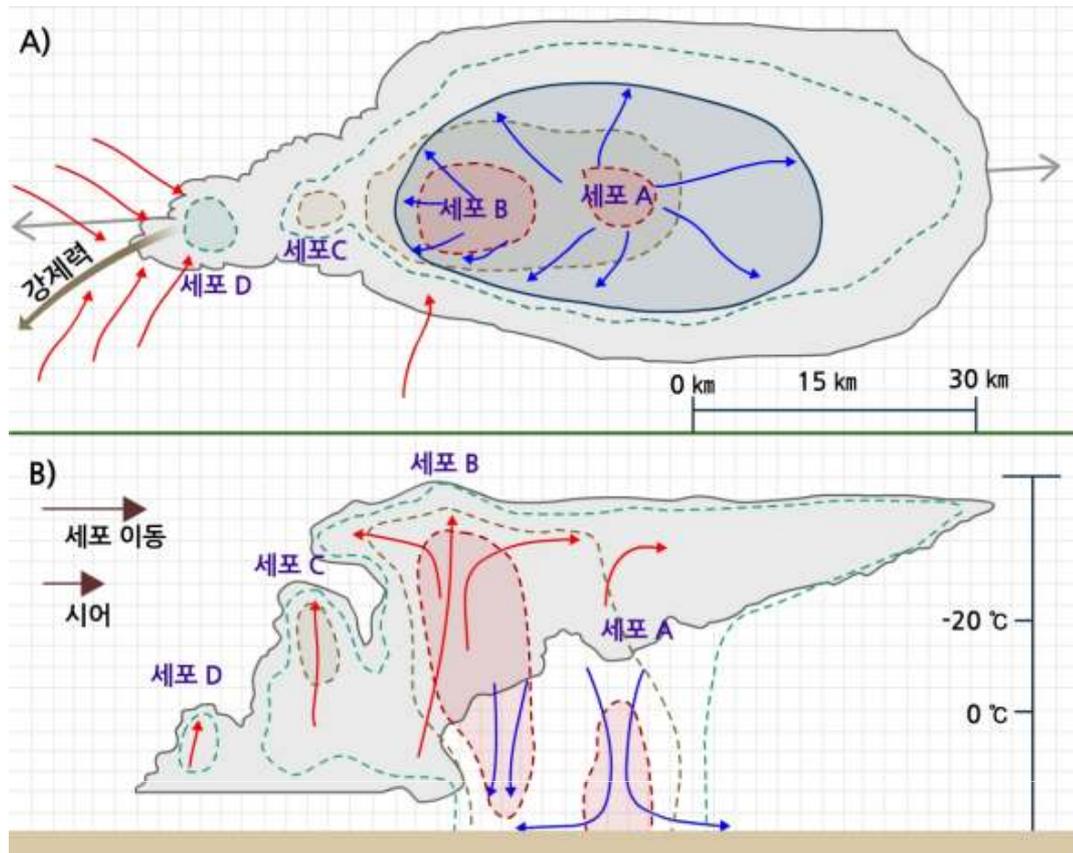
1.7.2 소규모 고립다중세포

가장 작은 다중세포의 전형적인 특성은 여러 개의 다른 발달단계의 세포를 가진다는 것이다. 이러한 특성을 나타내는 세포를 소규모 고립다중세포 (Isolated Multicell)라 부른다. 새로운 세포가 오래된 세포가 소멸되기 전에 가까이 발생하여 구름발생 요인들과 강수를 공유한다.

그림 1.139에서와 같이 생애주기 중 다른 단계에 있는 세포가 존재한다. 세포 A는 비가 내리고 하강기류가 전 영역에 위치하고 강한 강수 중심부가 지상에 닿아있는 소멸기의 세포이다. 세포 B는 성숙기로 강한 강수핵이 하강기류와 함께 하강하고 있으며 상승기류가 평형고도 위까지 존재한다. 세포 C와 D는 다중세포뇌우에서 가장 최근에 발생한 세포로 주로 상승기류로 이루어져 있다.

이 경우 새로운 세포의 생성은 한기역과 떨어진 지역에서 발생한다. 이러한 종류의 다중세포는 규모가 너무 작아 선형 조직화되지 않는다. 그림 1.139에 나타낸 모식도에서 새로운 세포는 강제력의 축을 따라 생성되고 이러한 생성지역은 한기역의 경계 밖에 위치한다. 한기역이 존재하지만 새로운 세포를 생성시키기에는 너무 약하다. 대부분의 소규모 다중세포는 한기역이 약하여 외부 강제력과 불안정도에 의존적이다. 그림에서 강제력이 세포의 이동을 주도하는 층의 흐름의 풍상층에 나타나 있지만 한기역이 약한 다중세포 생성에 반드시 이러한 순서가 필수적인 것은 아니다.

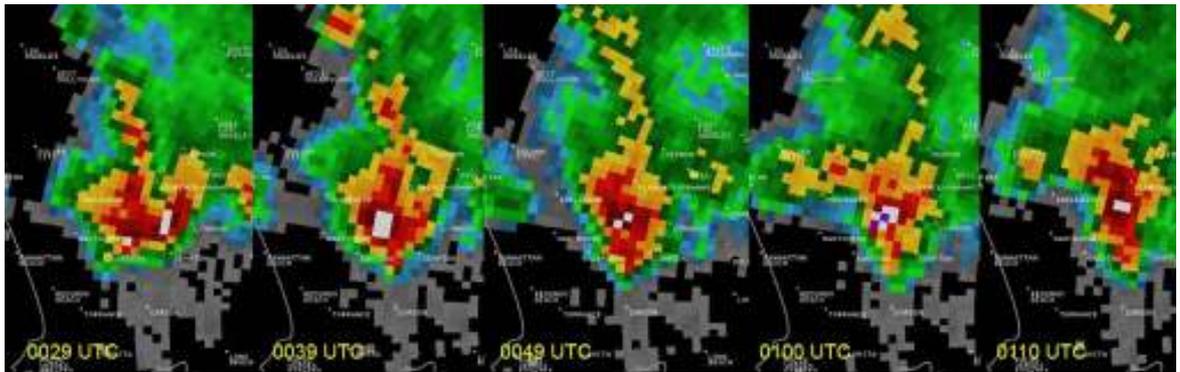
1.7 다중세포



[그림 1.139] 외부 메커니즘에 의해 강제된 소규모 다중세포뇌우의 모식도. a) 위에서 본 모식도로 갈색선은 강제력을 나타냄. 한기역은 푸른색 음영, 구름경계는 회색 음영으로 강조되었음. 초록, 황갈색, 붉은색 점선은 각각 20, 40, 50 dBZ 반사도를 나타냄. 하층유입류(유출류)는 붉은색(푸른색) 유선으로 표시됨. 열은 양방향 화살표는 그림 b)의 연직 단면 위치를 나타냄. b) 그림에서 붉은색(푸른색)은 상승기류(하강기류)를 나타냄. 다중세포의 이동방향과 단면 방향이 일치함. 다중세포에 상대적인 세포 운동벡터 및 연직시어벡터는 왼쪽에 표시됨. 수평규모는 a)에 맞게 나타내었으며 b)의 이해를 돕기 위하여 연직규모를 과장함

1.7 다중세포

그림 1.140에 나타낸 다중세포는 주로 점원 강제력에 의하여 형성된 것으로 정지하고 있는 적운 구름물과 해륙풍 전선 사이의 상호작용에 의한 것이다. 새로운 세포가 교차점에서 생성되고 북쪽으로 이동하여 소멸한다. 다중세포를 이동시키기에는 한기역이 너무 약하여 세포의 후방전파(Backward Propagating), 즉 세포가 남쪽에서 생성되어 북쪽으로 이동하여 다중세포에 의한 돌발홍수가 유발되었다.



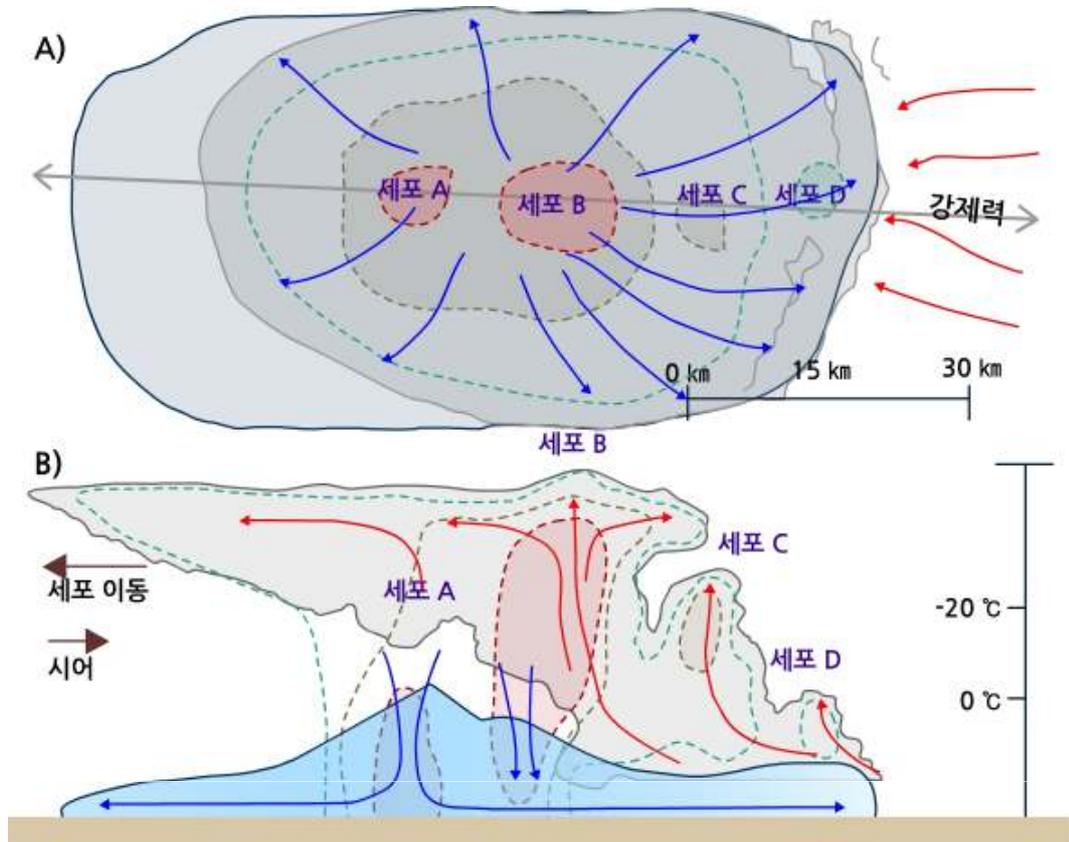
[그림 1.140] 가장 저층고도각으로 관측된 반사도의 시계열. 거의 정지한 두 경계면의 교차점에서 새로운 세포가 발생하고 북쪽으로 이동하여 소멸됨

약한 한기역에서 발달한 소규모 다중세포는 지상에 떨어진 상층에서 발생할 수 있다. 즉 다중세포로 유입되는 유입류가 지상에서 떨어진 상층에서 발생할 경우 이러한 형태의 다중세포가 발생한다.

또한 소규모 다중세포뇌우는 강한 한기대에서 발생할 수 있다. 그림 1.141은 강한 한기대가 우세한 소규모 다중세포의 개념모델이다. 새로운 세포는 한기대의 전면부에서 상승에 의하여 생성된다. 돌풍전선은 전형적으로 개별 세포보다 빠르게 움직이기 때문에 이러한 형태의 다중세포는 개별 세포보다 더 빠르게 움직인다.

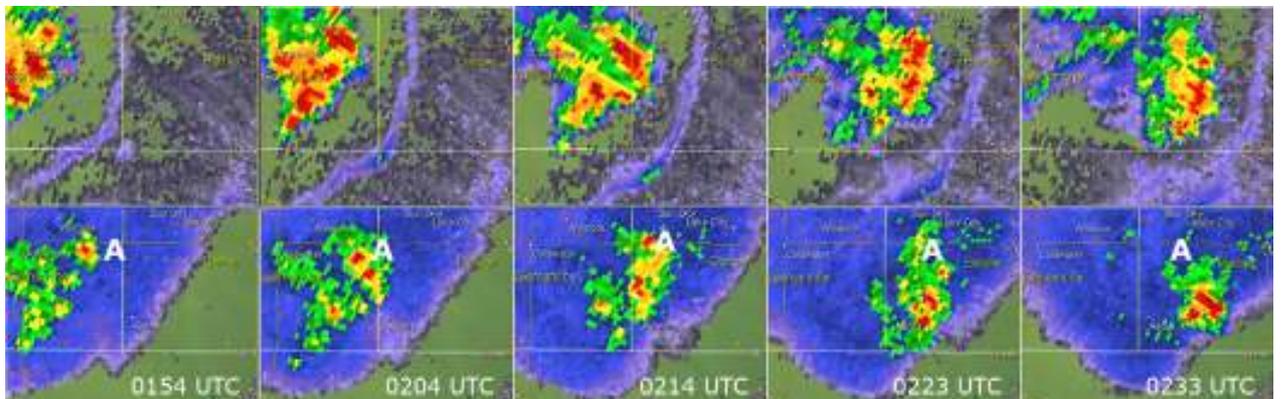
이러한 경우를 전면전파(Forward Propagation)라 부른다. 이 경우 다중세포는 왼쪽으로 이동하고 다중세포에 상대적인 개별세포의 이동은 오른쪽이다. 연직시어는 왼쪽으로 작용한다.

1.7 다중세포



[그림 1.141] 한기대가 우세한 소규모 다중세포뇌우의 개념모델. 기호는 그림 1.140과 동일함. 그림 b)에 한기대가 푸른색 음영으로 표시됨

이러한 전면전과 다중세포에 대한 반사도 영상이 그림 1.142에 나타나 있다. 세포 A가 한기대의 전면부에서 생성되어 발달하고 동쪽으로 이동하면서 성숙하여 소멸한다. 이때 세포 A의 동쪽으로 이동속도는 돌풍전선 및 다중세포보다 느리다.



[그림 1.142] 한기대가 우세한 소규모 다중세포 예시. 위(아래) 그림은 고도각 0.5°(4.3°)에서 반사도임. A는 한 세포의 생애를 나타냄

1.7 다중세포

1.7.3 대규모 다중세포

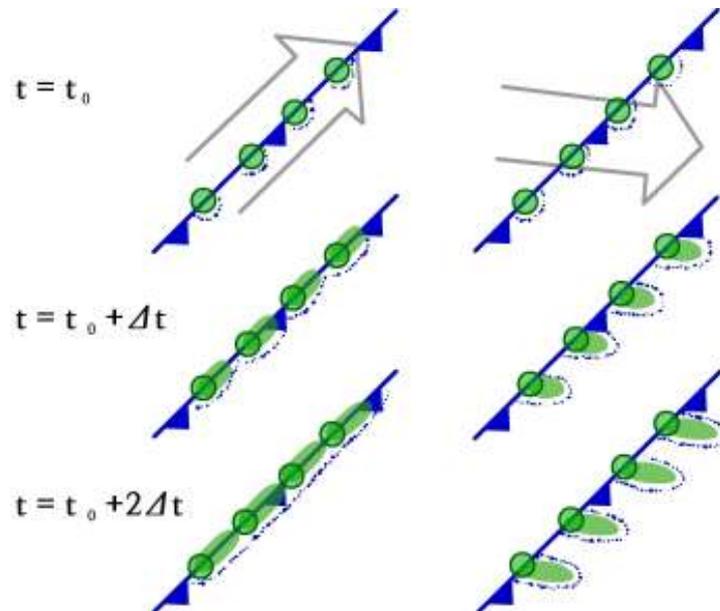
다중세포는 보통 meso- β (20~200km)와 meso- α (200~2000km) 규모이며 수 시간 이상 지속된다. 대규모 다중세포에서는 많은 수의 개별 세포가 존재하고 있어 유사한 발달단계에 속하는 많은 세포가 존재한다. 중규모대 류계(Mesoscale Convective System: MCS)는 모든 방향으로 강수영역이 100km를 초과하는 다중세포를 나타내기 위하여 정의 되었다(Maddox, 1980). 그러나 대규모 다중세포는 이러한 기준을 만족할 필요성이 없다. 조직화되지 않은 MCS에서는 번번하지 않지만 새로운 세포의 발달 가능한 여러 측면(Flank)이 존재한다.

한편 조직화된 MCS는 하나의 선형 측면에서 빈번한 새로운 세포의 발달이 나타난다. MCS는 구조와 진화에 영향을 미치는 시스템 전체의 강한 순환, 넓은 영역의 모루구름방패(Anvil Shield)와 뒤따르는 층운형 강수역을 생성한다. 지속적인 MCS 구조에서만 오로지 코리올리력이 MCS 진화에 중요한 영향을 미친다.

대규모 다중세포는 쉽게 선형 특성을 나타내는데 이는 외부 강제력메커니즘(예 : 전선)과 내부에서 생성된 한기역(Cold Pool) 경계를 따라 길쭉한 선형의 상승이 일어나기 때문이다. 전선은 강제력이 선형이 되도록 하지만 강제력이 약할 경우 다중세포는 하나의 긴 라인형태로 융합되지 않는다. 심층시어가 경계면과 평행하면 개별 한기역은 쉽게 융합할 수 있고 전선을 강화하며 더 큰 규모에서 선형 성장을 가능하게 한다.

그림 1.143은 선형 강제력이 나타날 때 이 강제력의 방향과 시어의 방향에 의한 강수의 발달을 나타낸다. 시어방향과 강제력 방향이 일치할 경우(왼쪽) 강수가 강제력 방향으로 발달하여 이동하고 각 세포간의 상호작용이 활발하게 일어난다. 두 방향이 직각일 경우(오른쪽) 강수가 강제력 선과는 직각방향으로 이동한다.

1.7 다중세포



[그림 1.143] 선형 MCS 발달 경향을 결정하는 선형 강제력에 대한 시어방향 효과. 왼쪽(오른쪽)은 강제력과 평행(연직)한 시어를 나타냄. 녹색영역은 강수를 나타내고 점-파선은 한기역 경계를 나타냄(Markowski & Richardson, 2007)

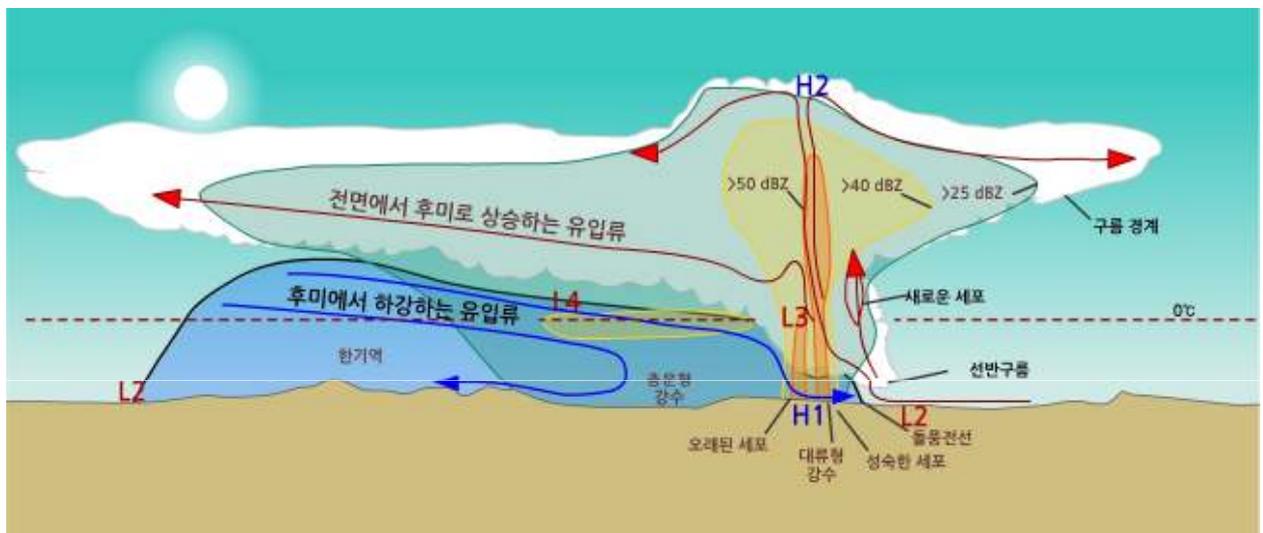
선형발달 경향에 더하여 큰 모루구름과 한기역이 지상에서 상층까지 기압을 변형시킴에 따라 MCS는 강한 시스템 규모의 순환을 유발한다. 또한 많은 양의 층운형 강우가 모루구름 아래로 떨어진다.

이러한 선형 다중세포의 잘 알려진 흐름 구조 중 한 예가 그림 1.144에 나타나 있다(Smull and Houze, 1987). MCS의 전면에서 유입류는 상승기류로 전환되어 강한 대류형 강수발달을 유도하고 대류권계면까지 상승하여 양방향으로 분리된다. 발달한 강수는 성숙 단계를 거쳐 서서히 약화된다.

한편 유입류의 일부는 상승하는 전면에서 후면으로의 유입류(Front-to-rear Inflow)로 전환되어 후면으로 상승하면서 모루구름을 형성한다. 이러한 흐름은 습하고 부력이 큰 흐름이다. 반면 이러한 흐름의 하부에서는 후미유입류제트(RIJ: Rear-inflow Jet)가 발생하여 한기를 지표면으로 유입시켜 한기대를 형성한다. 이러한 한기대와 전면의 습하고 따뜻한 유입류 경계에 돌풍전선이 생성된다.

1.7 다중세포

후미유입류제트는 그림 1.144에 나타난 중층 중저기압(그림에서 L3, L4)에 기인한다. 전면 선대류 영역의 뒤에 발달한 L3는 정역학적으로 유도된 음의 기압섭동에 의해 형성된 것이다. 이러한 섭동은 위를 향하는 기울어진 시어를 가지는 따뜻한 대류성 상승기류의 아래와 차가운 하강기류의 위에서 발달된 것이다. 중층 중저기압 L4는 전면에서 유입된 따뜻하고 부력이 큰 공기와 RIJ에 의한 차고 건조한 공기 사이에서 발생한다. 그림 1.141과 1.144의 가장 큰 차이점은 층운형 강수역과 RIJ의 존재이다. 두 특성 모두 큰 MCS에서 빈번하게 나타난다.



[그림 1.144] 중규모대류계의 개념 단면도(Smull and Houze, 1987)

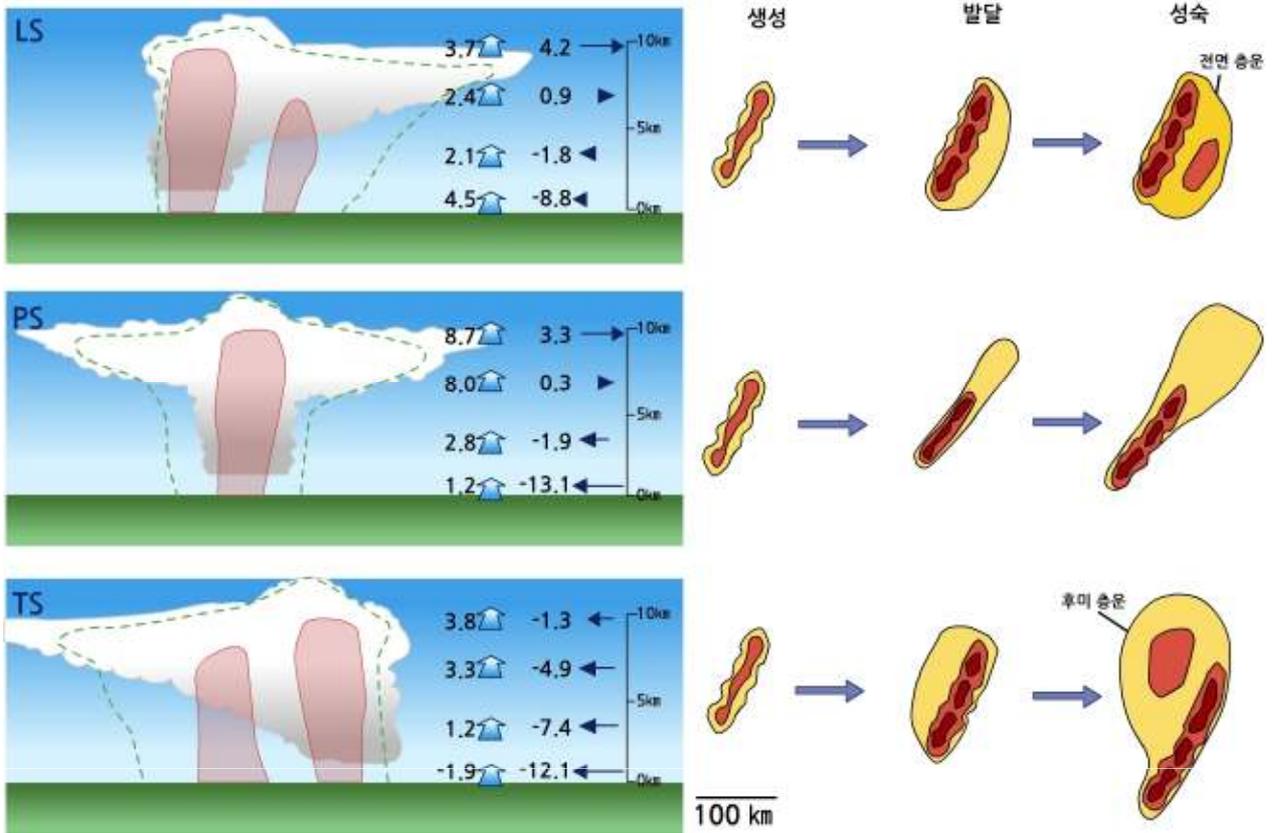
MCS는 다양한 형태로 발달하지만 전형적인 성숙한 시스템은 대류 및 층운형 강수영역을 가진다. MCS의 종류는 1) 시스템의 발달 환경, 2) 시스템의 한기대역의 강도에 의해 결정된다. Parker and Johnson(2000)의 MCS들에 관한 연구에 의하면 강수입자의 형태 분포와 층운형 강수의 형태는 평균 뇌우 상대바람에 의해 결정된다.

주위 중층 및 상층대기에서 시스템 운동의 상대적인 바람의 풍속과 방향은 MCS의 진화에 영향을 미친다. 이들의 연구에 의하면 MCS 스콜라인은 다음의 세 종류로 진화한다. 1) 후미 층운형 MCS, 2) 전면 층운형 MCS, 3) 평행한 층운형 MCS. 이들의 주요 차이는 뇌우 상대흐름 때문에 발생한다.

1.7 다중세포

- 전면 층운형 MCS(Leading Stratiform MCS: LS) : 전면 층운형 강수 스콜라인은 전형적으로 후미 층운형 시스템보다 천천히 움직이며 다른 어떠한 종류의 MCS보다 강한 중, 상층 뇌우 상대적 흐름(후미에서 전면을 향하는 흐름으로 묘사됨)을 가진다(그림 1.145의 위 그림). 층운형 강수가 강한 대류가 나타나는 대류선의 전면에서 넓게 나타난다. 이 시스템은 가장 작은 한기역을 생성한다.
- 평행 층운형 MCS(Parallel Stratiform MCS: PS) : 평행 층운형 MCS 구조는 다소 일반적인 형태는 아니다. 모루구름과 수반된 층운형 강수는 강한 대류선과 일치하고 대류선의 양쪽 중 어느 방향으로도 확장될 수 있다. 이러한 MCS는 강한 뇌우상대흐름이 대류선을 따라 중, 상층에서 나타날 때 발생한다(그림 1.145의 가운데 그림). 강한 한기대를 형성하므로 장시간 동안 지속되기는 어렵다.
- 후미 층운형 MCS(Trailing Stratiform MCS: TS) : 후미 층운형 MCS 스콜라인은 하층에서 강한 시스템 상대적인 흐름에 의하여 전면에서 후면으로 향하는 기울어진 흐름이 존재할 때 발생한다(그림 1.145의 아래 그림). 이 경우 전면 가장자리에서 강한 하층 수렴이 나타나며 층운형 강수는 강한 대류역의 후미에 나타난다. 이러한 강수계에서는 한기역이 이 시스템의 유지를 위한 강제력을 제공한다.

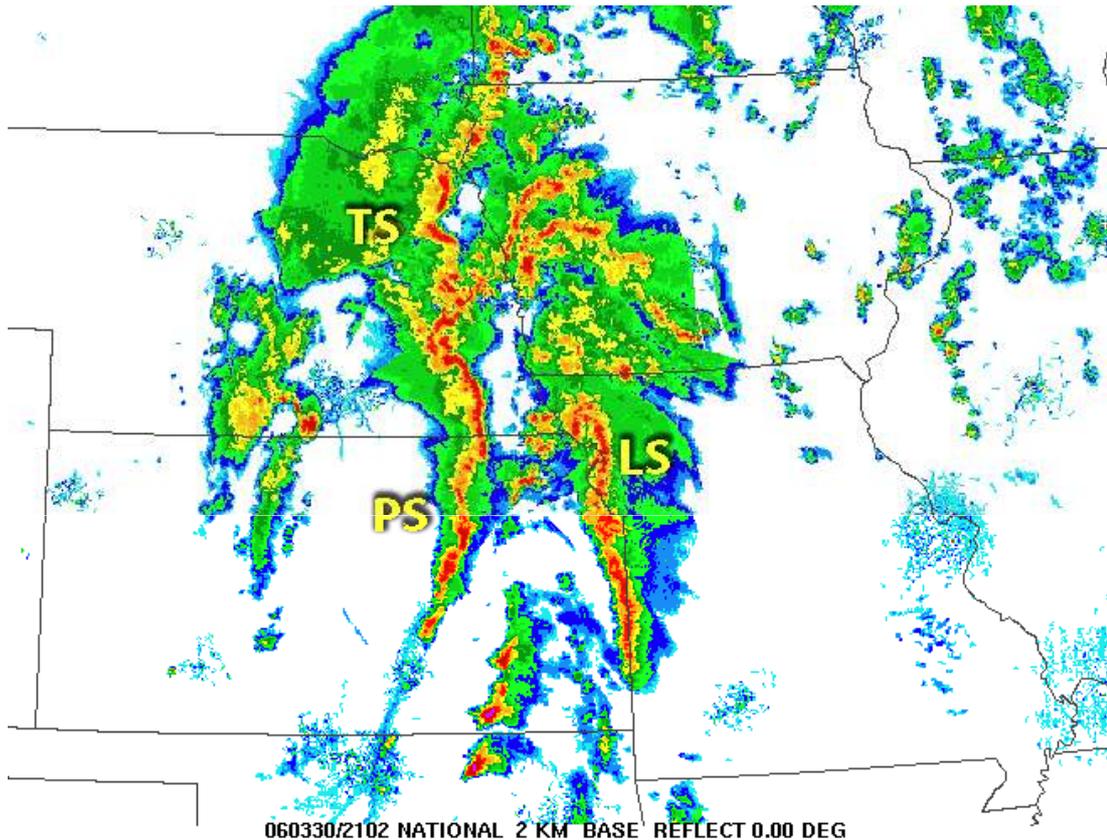
1.7 다중세포



[그림 1.145] 대류선에 직각인 시스템 상대적인 흐름에 따른 세 가지 MCS 종류의 모식도(Parker and Johnson, 2000). (위) 전면 층운형 MCS, (중간) 평행 층운형 MCS, (아래) 후미 층운형 MCS. 왼쪽 연직 단면도에서 가장 왼쪽에 있는 화살표와 숫자는 대류선과 평행한 시스템 상대적인 바람성분을 나타내고 오른쪽 화살표와 숫자는 대류선과 직각인 시스템 상대적인 바람성분을 나타냄. 오른쪽 그림은 세 종류의 스킴라인에 대한 진화 세 단계에 대한 레이더 반사도 분포를 나타냄

1.7 다중세포

그림 1.146은 이러한 세 가지 스콜라인이 동시에 나타나는 레이더 반사도 영상이다. 이때 상층에 강한 단파골이 존재하였다. 각각의 MCS는 다른 경계면에서 형성되었다. 후미 층운형 MCS(TS)는 지상저기압의 북쪽에 위치한 정체전선면, 평행 층운형 MCS(PS)는 건조선(Dryline), 전면 층운형 MCS(LS)는 한기와 연계된 유출류에 의해 형성되었다.

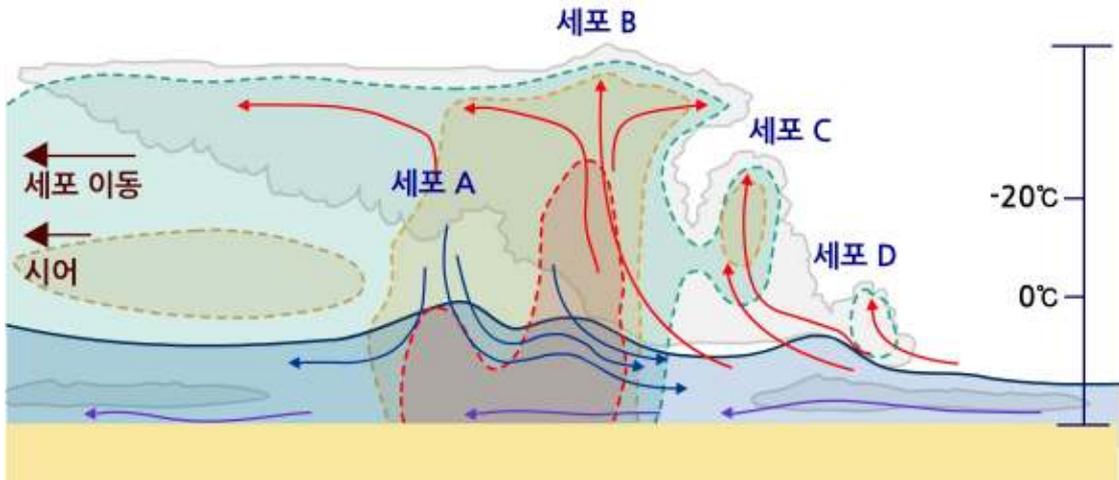


[그림 1.146] 세 종류의 선형 MCS를 나타내는 레이더 반사도 모자이크
(French and Parker, 2006)

지금까지 논의한 모든 대규모 MCS는 한기역이 중요한 역할을 하였지만 한기역이 중요한 인자가 되지 못하는 대기환경도 존재한다. 상층 MCS(Elevated MCS)는 이러한 한기역의 영향을 받지 않고 발달하는 다중 세포이다. 이러한 MCS가 발생하기 위해서는 개별 세포의 상승공기의 주원인이 지표가 아닌 상층에 위치하고 지표면 근처의 공기는 조건부 안정이어야 한다. 이러한 시스템의 모양은 원래의 강제력의 모양과 강도에 의존한다. 또한 이러한 다중세포는 하강기류를 생성하지만 지표 근처 공기의 CAPE가 영이면 돌풍전선이 새로운 지표 대류를 생성하기에는 비효율적이다. 안정층으로 통과하는 하강기류는 지표면에 도달하지 못하고 지표에 떨어진 상층에서 중력파를 생성하여 새로운 세포의 발생을 돕는다.

1.7 다중세포

그림 1.147에서와 같이 새로운 세포의 발생이 지표면이 아닌 한기역의 위에서 나타나고 강수에 의한 하강기류가 지표면에 도달하지 못한다.



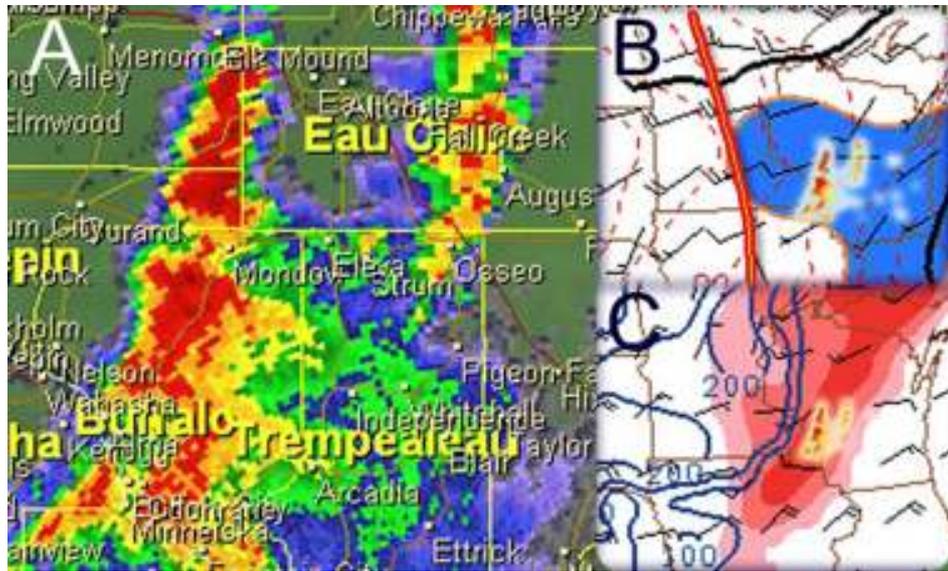
[그림 1.147] 상층 다중세포의 도식도. 붉은색(푸른색) 선은 유입류(유출류)와 상승기류(하강기류)를 나타냄. 지표 근처 보라색 유선은 위의 다중세포와 작용하지 않는 흐름임. 푸른색 음영 지역(한기역) 내에 안정층은 나타냄

그림 1.148은 남북의 축을 따라 여러 개의 세포가 발달한 사례에 대한 반사도(A), 중규모 재분석(B, C) 영상을 나타낸다. (A)의 반사도 영상에서 세포들이 남-북으로 정렬되어 있다. 이때 중규모 분석자료를 살펴보면 지표 온난전선(붉은색 굵은실선)의 전면부에서 남-북 방향의 다중세포가 발달하였다(그림 1.148B). 다중세포는 850hPa 고도에서 나타나는 전선발달 영역(푸른색 음영영역)에 위치한다. 또한 다중세포가 발생한 지역에서 부력이 큰 유입류가 나타나는 고도가 1000m AGL보다 크게 나타나 지표가 아닌 상층에서 다중세포가 발달한 것을 유추할 수 있다.

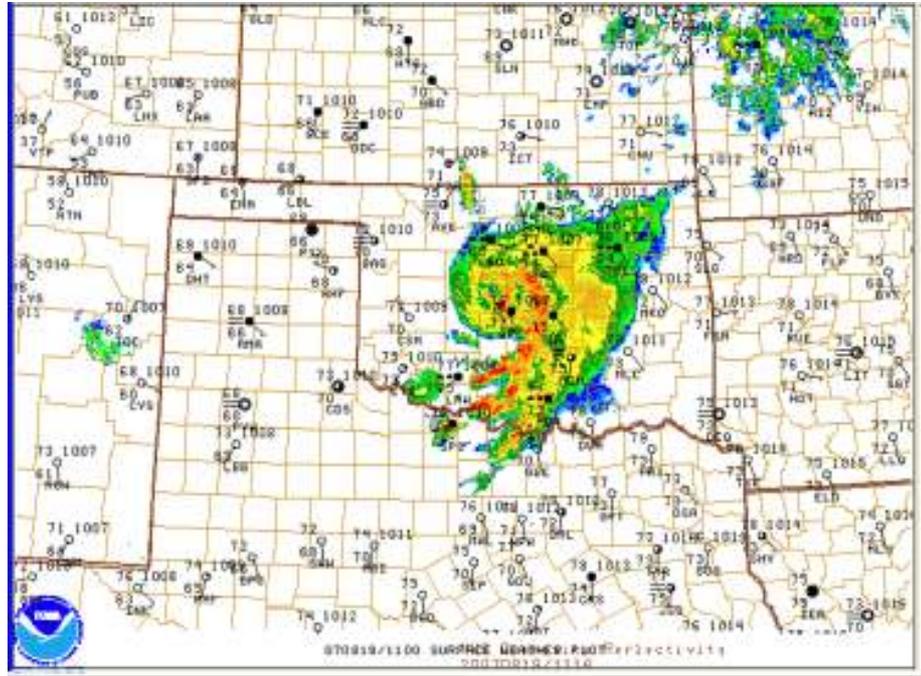
또한 매우 습한 환경에서 지표에서 발달하는 MCS는 한기역이 약하다. 이러한 예시로 열대 저기압이 있다. 열대저기압은 온난핵 다중세포이며 대류 가열이 발생하는 지역의 아래에서 기압값의 최소는 지표면 근처의 한기역에 의해 사라지지 않는다. 또한 강제력은 내부에서 생성된다.

열대저기압은 시스템을 유지하고 한기역을 극복하기 위하여 전형적으로 따뜻한 물과 같은 지속적인 가열원을 요구한다. 그러나 유사한 구조가 한기역의 생성이 약한 육지에서 발견되었다. 그림 1.149에 나타난 사례에서 순환 중심이 새로운 MCS를 발달시킴에 따라 열대성 폭풍의 잔해가 새롭게 발달한다. 나아가 이 경우 MCS는 큰 한기역을 생성하지 못하고 온난핵저기압이 지상에서 강화되었다.

1.7 다중세포



[그림 1.148] 남-북 방향으로 발달한 상층 다중세포 예시. (A) 반사도 영상, (B) 중 규모 850 hPa 재분석 영상으로 온도(붉은색 파선), 바람, 전선발달(푸른색 음영 영역)을 나타냄. 지표 온난전선이 두 줄의 붉은색 선으로 나타남. (C) 유효부력 유입류 기저고도를 나타냄. 붉은색 영역은 1000m AGL 이상을 나타냄. (B), (C)에서 (A)의 반사도 영상이 붉은색 계통의 색으로 강조되어 있음



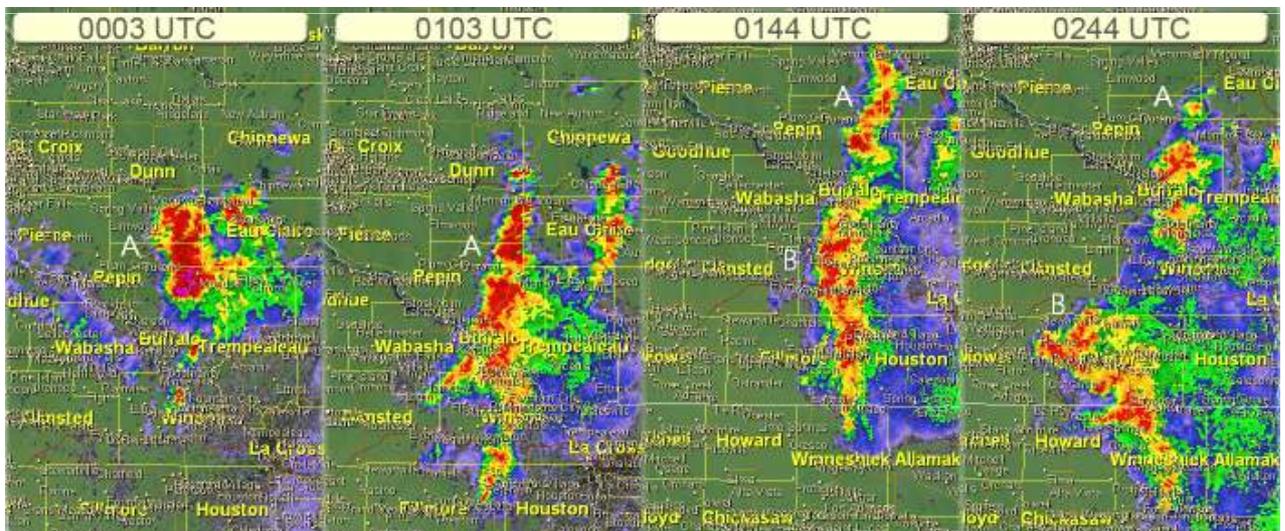
[그림 1.149] 열대저기압의 재 발달과 연관된 지상관측과 레이더 반사도 모자이크

1.7 다중세포

다중세포가 성장하거나 지속될 때 한기역은 더 깊어진다. 다중세포가 초기 발달할 때의 강제력에 의한 성장은 한기역 또는 돌풍전선에 의한 상승이 증가하면서 한기역에 의한 성장으로 전이된다.

그림 1.150은 상층 다중세포에서 지표에서 발달하는 다중세포로 진화한 예이다. 0003UTC에서 0244UTC까지 레이더 반사도 영상을 나타낸다. 그림 1.148은 동일한 사례에 대하여 0144UTC에 북동쪽에 나타난 상층 MCS를 나타낸다(A로 표시). 북동쪽 영역은 850hPa 고도에서 전선발달이 강한 영역이었다. 그림 1.148B에서 남북으로 지상전선이 위치하고 있다. 지상전선이 위치하는 지역에 0003UTC에는 뚜렷한 에코가 없지만 0144UTC에는 지상전선의 위치에 강한 레이더 반사도가 나타나고(B로 표시) 다음 시간대에 남서쪽으로 전파된다.

이러한 강수계의 발달은 지상의 한기역에 의한 상승에 의한 것이다. 반면 지표근처에서 상승에 의한 강수계가 발달함에 따라 북동쪽에 위치한 상층 MCS는 서서히 약해진다.

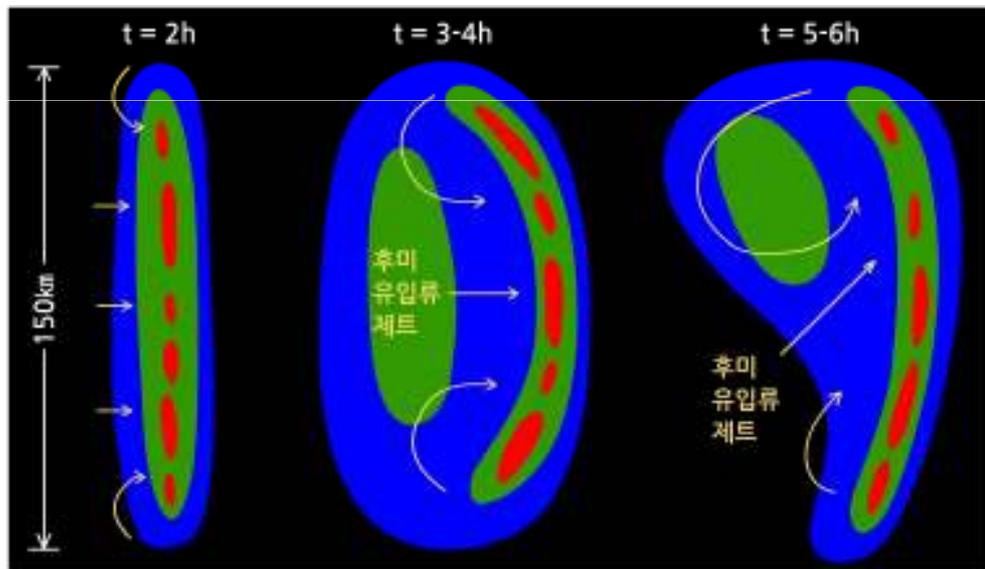


[그림 1.150] 그림 1.148 사례에서 다른 시간대의 가장 낮은 고도각에서 반사도 영상

1.7 다중세포

약/중의 시어환경에서 우세한 북쪽 선단 소용돌이는 시간에 따라 후미로 이동한다. 주위 시어가 강하고 상승기류가 연속적으로 존재할 경우 선단 소용돌이는 전면 대류선에 가까이 위치한다. 코리올리력과 중층 수렴이 존재할 경우 북쪽의 저기압성 소용돌이가 더 강해지고 이로 인하여 비대칭성이 강화된다. 이러한 비대칭성을 가지는 MCS는 오랜 기간 동안 유지될 수 있다.

우세한 저기압성 소용돌이는 이를 발생시킨 대류계보다 더 오래 유지될 수 있으며 이를 중규모대류소용돌이(Mesoscale Convective Vortex: MCV)라 부른다. 중규모대류소용돌이는 수일 동안 지속될 수 있고 또 다른 대류를 유발할 수 있다. 선단소용돌이는 일반적으로 스콜라인의 하강기류역에서 발달하기 때문에 토네이도와 연관되어 있지는 않다. 그러나 소용돌이 사이에 존재하는 후미유입제트(Rear Inflow Jet)를 강화할 수 있기 때문에 선단 소용돌이는 하강기류의 증가와 강한 지상풍의 원인이다.



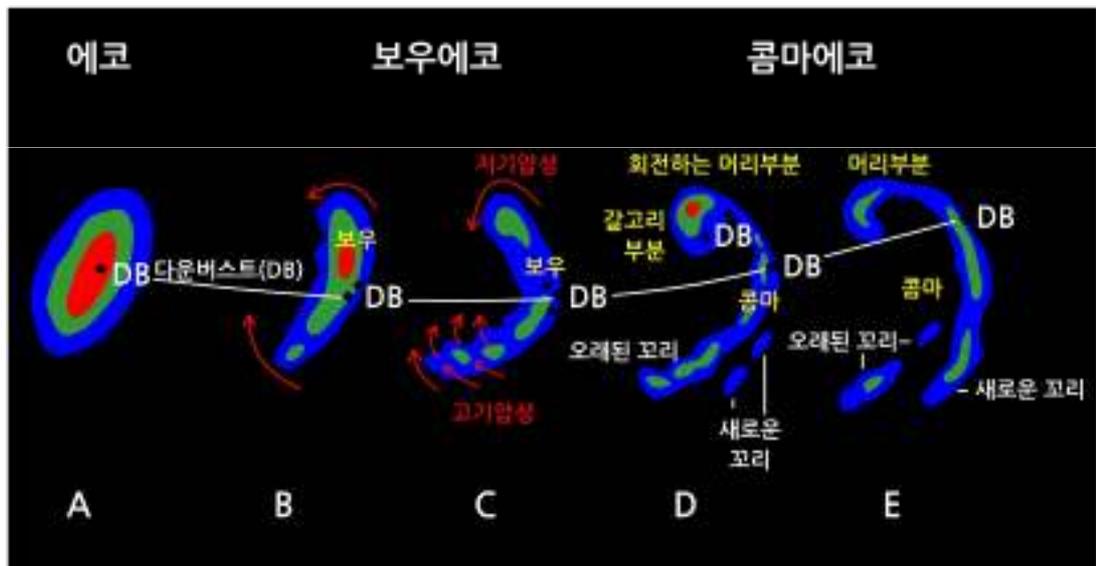
[그림 1.152] 스콜라인에서 발달하는 저기압성 선단소용돌이(COMET Program)

보우에코는 1978년 Fujita에 의해 대류형 세포로 구성된 길이 20~120km의 활모양의 레이더에코를 나타내기 위해 도입되었으며 강한 지상풍에 의한 긴 영역에서 피해를 유발한다. 보우에코는 일반적으로 레이더 영상에서 오목한 형태를 가지고 스콜라인을 가속화시키는 부분으로 관측된다. Fujita의 개념모델에 따르면 초기 보우에코는 강한 독립적인 세포 또는 작은 선형세포로 시작한다(그림 1.153). 초기세포는 이후 대칭적인 활모양 형태를 수 시간 유지한다.

1.7 다중세포

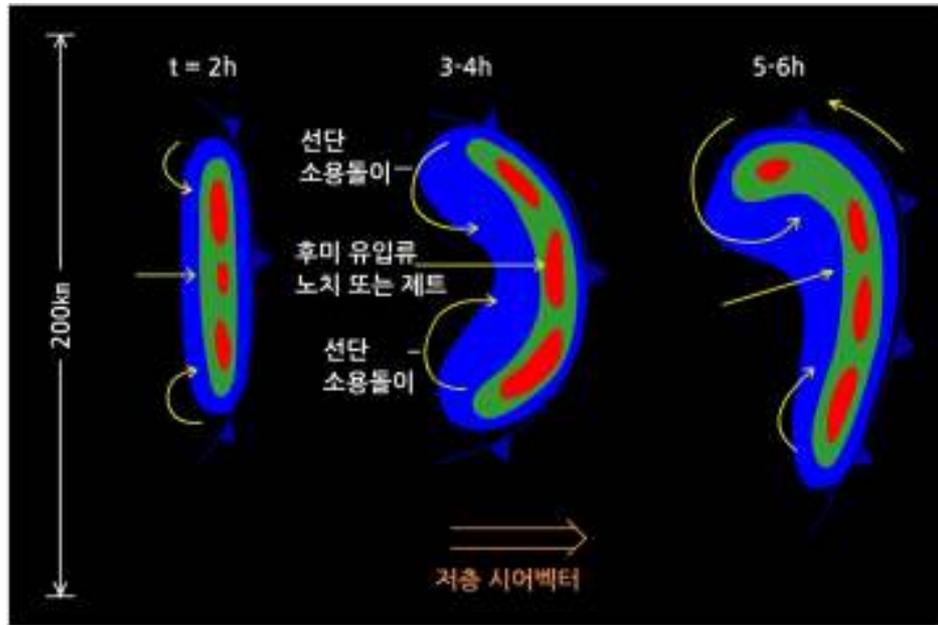
보우에코의 다른 레이더 특성은 후미유입류노치(Rear-inflow Notch : RIN)라 불리는 약한 에코 노치의 발달이다. RIN은 보우의 중심 뒤에 위치하고 강한 후미유입류제트를 나타낸다(그림 1.154). RIN은 개별 보우 영역의 후미에서 빈번하게 관측되는데 이는 보우의 후미를 향하는 통로 역할을 하고 증발 냉각에 의한 낮은 상당온위공기 영역을 나타낸다. 크고 명확히 구별되는 보우에코에서 다중 RIN과 약한 에코통로가 레이더 영상에 나타날 수 있다. 또한 이러한 RIN은 후미유입류제트가 지상으로 하강하는 곳이며 이로 인하여 강한 지상풍에 의한 큰 피해가 생긴다.

성숙한 보우에코의 연직단면도(그림 1.155)에서는 1) 시스템의 전면에 강하고 연직으로 직립한 상승기류, 2) 상승기류영역의 후미로 파고들어 지표로 하강하는 후미유입류제트, 그리고 3) 상승하는 기류가 상층에서 후미로 전환되어 층운형 강수역으로 유입되는 시스템 규모의 상승기류를 보인다.

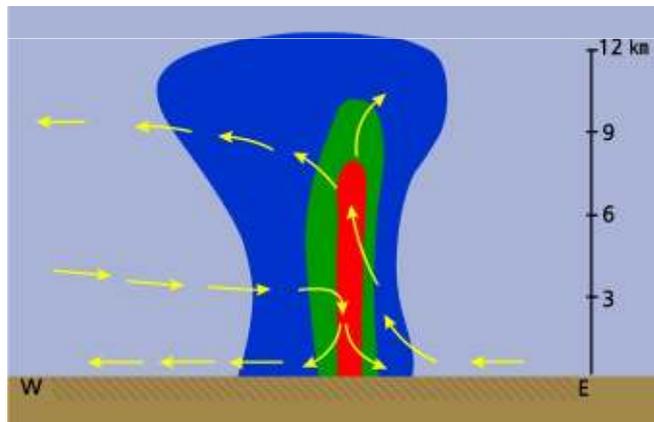


[그림 1.153] Fujita(1978)에 기술된 보우에코 진화의 개념모델

1.7 다중세포



[그림 1.154] 선단소용돌이와 후미유입류노치의 발달을 나타내는 강한 보우에코 진화의 개념 모델.(COMET, 1999)



[그림 1.155] 성숙한 보우에코의 연직단면도의 모식도.(COMET, 1999)

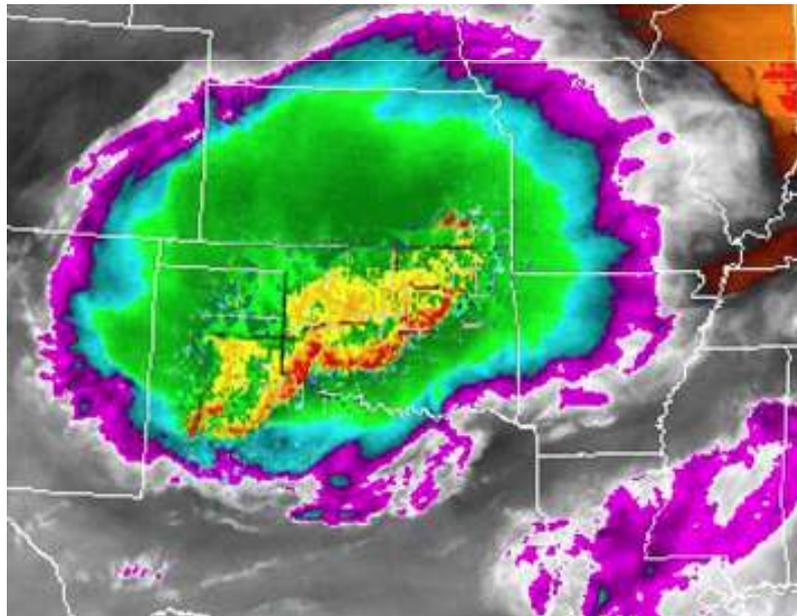
중규모대류복합체(Mesoscale Convective Complex: MCC)는 적외위성 영상에 기초하여 정의되었다(Maddox, 1980). Maddox는 시스템의 크기, 모양, 지속시간을 이용하여 MCC를 분류하였으며 조건은 다음과 같다:

- -33°C보다 낮은 적외밤기온도를 가지는 구름방패(Cloud Shield) 지역이 105km² 이상이고 -52°C보다 낮은 내부구름역이 0.55km²보다 커야 함.
- 최소한 6시간 이상 지속되어야 함
- 이심률(단축과 장축의 비)이 0.7이상이어야 함.

1.7 다중세포

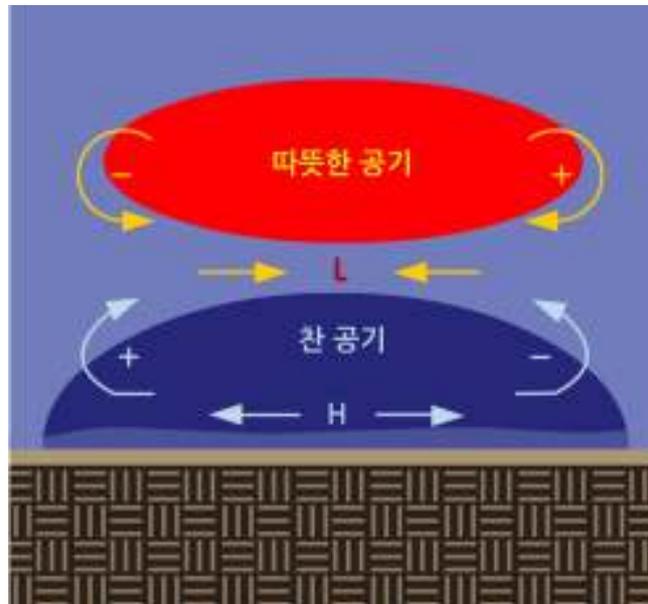
그림 1.156는 중규모대류복합체의 예시로 원형의 모루구름이 아래 강한 대류에 의한 선형(레이더 영상 참조) 특징을 가진다. 레이더 영상에서는 이러한 선형 대류의 특징이 뚜렷하게 나타난다. 그러나 이러한 레이더 에코의 선형 특징에도 불구하고 모든 MCS들 중 MCC는 대기 중층에 중규모대류소용돌이(Mesoscale Convective Vortex: MCV)를 생성할 수 있다. 이는 모루구름 층에서 발생한 가열로 인하여 정역학적으로 유도된 저기압이 생성되기 때문이다(그림 1.157). MCV는 연직바람시어가 강하지 않을 때 장시간 지속되는 경향이 있다.

따라서 이들은 주로 중위도 편서풍대의 적도방향 가장자리 및 적도에서 주로 생성된다. 많은 MCS가 중층 정역학적 저기압을 생성하지만 MCC 모루구름의 모양과 크기가 장시간 지속되는 MCV를 생성하는 데 유리하다. 이러한 MCV는 다음날 다양한 형태의 다중세포 구조를 생성할 수 있다. 그림 1.156의 경우 강한 MCV를 생성하였고 수일 동안 강한 뇌우와 돌발홍수를 유발하였다.



[그림 1.156] 중규모대류복합체의 극단적 예시. GOES 수증기 영상이 배경에 있고 그 위에 레이더 반사도가 중첩됨

1.7 다중세포



[그림 1.157] MCS에서 유도된 모루구름 가열, 정역학 저기압 형성 및 중층에서 유입류에 대한 모식도. 저기압을 중심으로 위에 따뜻한 공기, 아래에 찬 공기가 존재(COMET, 1999).

1.8 토네이도

대류현상 내에서 강한 시어, 회전 비발산 흐름과 같은 작은 규모의 속도 패턴을 고려하여 토네이도 예보를 할 수 있다. 도플러 레이더에서 관측된 속도 신호 형태와 실제 바람장 사이의 관계를 파악하기 위해서는 뇌우의 구조, 진화, 레이더 샘플링 방법에 대한 주의 깊은 검토가 필요하다. 이러한 작은 규모의 신호는 순환의 크기와 레이더에서의 거리에 따라 다양한 도플러 레이더 신호를 나타낸다. 본 절에서는 토네이도성 소용돌이 신호(Tornadic Vortex Signature: TVS)와 토네이도 신호(Tornado Signature: TS)를 구별하는 방법과 이를 이용한 실제 토네이도 판별에 대하여 설명한다.

1.8.1 토네이도 규모의 신호

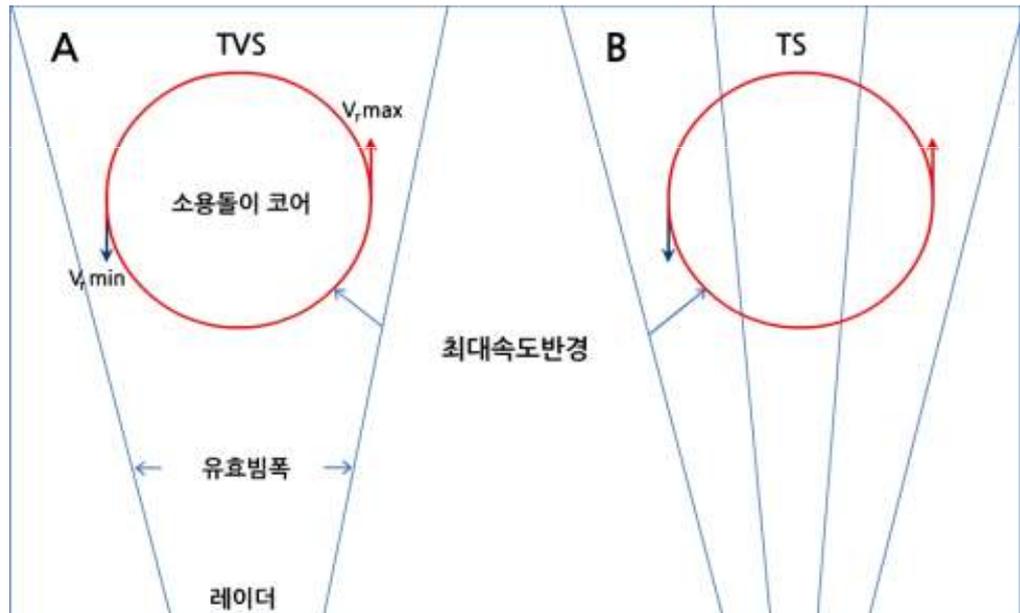
본 절에서는 TVS와 TS를 정의하기 위한 필요조건과 실제 뇌우규모의 순환과 TS/TVS 사이의 관계를 이해하고자 한다.

토네이도 생성과정은 전통적으로 레이더 영상에서 중, 하층의 회전성 속도의 증가로 나타난다. 순환지역이 감소하는 것(죄어짐 과정)이 일반적이며 이로 인하여 TS/TVS로 발달한다. 또한 TS/TVS는 아무것도 없는 곳에서 갑자기 나타나기도 한다. 토네이도의 발생위치가 레이더로 부터 멀리 떨어진 경우에는 이러한 죄어짐 과정이 존재하기 전에 나타나는 시어를 레이더로는 관측하기 어렵다. 이러한 신호의 관측 유무와 관계없이 TS/TVS의 출현은 강한 상승기류와 하층 순환의 증가와 관계가 있다. 이 절에서는 감시 알고리즘이 아닌 관측자에 의한 TS/TVS 관측을 기술한다.

TS/TVS 카테고리를 만족하는 순환의 종류들은 시어, 연직 확장 정도, 지속성에 대한 기준 이상인 토네이도성 회전과 연관이 있다. TVS/TS는 큰 중규모저기압에 중첩된 토네이도성 속도프로파일로 기술할 수 있다. 그러나 큰 근원 순환이 반드시 필요한 것은 아니며 때때로 TVS/TS 자체가 중 규모저기압이다. TVS/TS에 대한 상세한 기준을 기술한다.

1.8 토네이도

TVS는 토네이도 규모 순환의 중심 지름이 레이더 유효빔폭보다 작을 때 발생한다(그림 1.158a). TVS는 최대($V_{r,max}$)와 최소($V_{r,min}$) 시선속도가 이웃하는 방위각에서 나타난다. 모든 소용돌이 중심이 하나의 레이더 빔에 들어가지 않아야 한다. 이 경우 최대 시선속도와 최소 시선속도가 서로 상쇄되어 거의 영의 시선속도에 가깝게 나타나고 최대/최소 시선속도의 변이를 관측할 수 없다. 그림 1.159는 0.5° 고도각에서 관측된 TVS의 예를 보여준다. 최대 시선속도는 35kt이다. 이 TVS는 유효빔폭이 너무 넓어 내부 핵을 관측하지 못하기 때문에 랭킨조합소용돌이(Rankine Combined Vortex) 구조를 나타내지 않는다. 대신 도플러레이더 관측자료에서는 소용돌이도의 중심에 가까워질수록 속도값이 증가하여 최대/최소 시선속도에 도달하고 최대와 최소시선속도가 이웃하는 방위각에서 나타난다. 최대 시선속도($V_{r,max}$)가 나타난 지역의 남쪽에 보다 큰 $V_{r,max}$ 이 존재하고 이는 후미측면하강기류(Rear-flank Downdraft)와 연관되어 있을 것이다.



[그림 1.158] A) 토네이도성 소용돌이 신호(Tornadic Vortex Signature: TVS)와 B) 토네이도 신호(Tornado Signature: TS)의 모식도. 소용돌이의 중심 직경은 붉은색 원으로 표시됨. 유효빔폭은 TVS의 직경보다 크고 TS의 직경 이하임

1.8 토네이도



[그림 1.159] 토네이도성 소용돌이 신호(TVS)의 예시. 왼쪽(오른쪽) 패널은 0.5° 고도각에서 반사도(시스템 상대 시선속도)를 나타냄. 레이더에서 TVS까지의 거리는 약 51km임

토네이도 규모 소용돌이의 중심 직경이 유효빔폭 이상일 경우에 관측된 신호를 TS라 부른다(그림 1.158b). 최소한 하나의 빔이 소용돌이 중심을 관측할 경우 최대/최소 시선속도가 항상 하나 이상의 방위각으로 분해되어 나타난다. 그림 1.160은 TS의 예이다. 최대/최소 시선속도가 4개의 유효빔폭 또는 1.85km로 분해되어 나타난다. 최대 접근속도는 124kt이다. 주어진 이 그림들과 지상에서 보고된 바에 의하면 이 TS는 거대한 토네이도를 나타내었다.

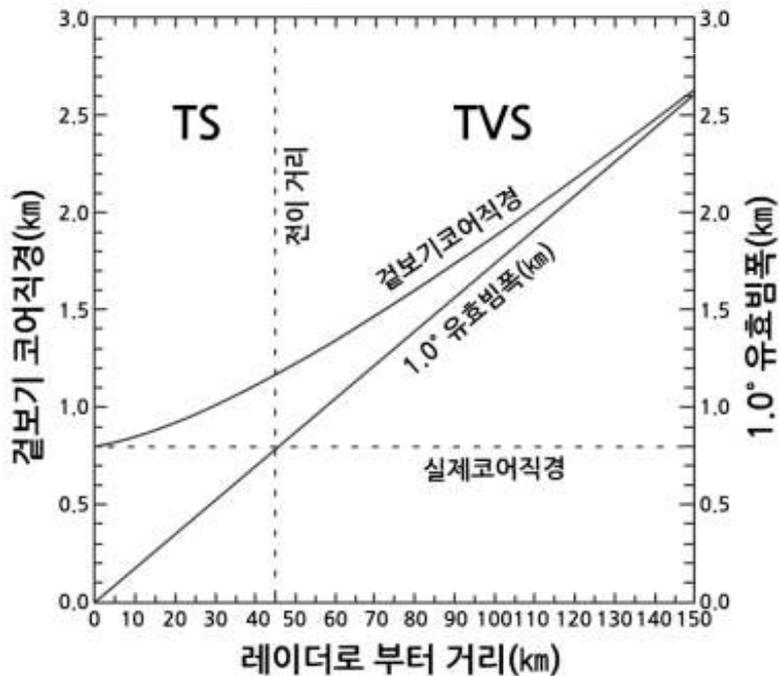


[그림 1.160] 토네이도 신호(TS)의 예시. 왼쪽(오른쪽) 패널은 0.5° 고도각에서 반사도(시스템 상대 시선속도)를 나타냄. 거리 및 확대 정도는 그림 1.159와 동일함

1.8 토네이도

그림 1.159와 1.160은 같은 확대비율이며 두 소용돌이는 레이더에서 51km에 위치하고 있으므로 두 토네이도의 크기 차이를 쉽게 알 수 있다. 비록 두 토네이도가 크기나 강도 면에서 매우 다르지만 두 소용돌이는 속도의 고립된 중심과 이로 인한 뚜렷한 최대/최소 시선속도와 접선 시계방향의 최대 시선속도 경도를 잘 나타낸다. 따라서 이 경우 TS와 TVS의 속도 구조는 거의 순수회전에 해당한다.

TS가 존재한다고 하여 반드시 토네이도 폭을 결정할 수 있는 것은 아니다. TS의 겉보기 중심 직경은 실제 직경이 일정할지라도 거리에 따라 증가한다. 그림 1.161은 1° 빔폭의 레이더로 참 직경 0.8km의 토네이도를 관측하였을 경우 레이더로 추정된 거리에 따른 겉보기 직경의 크기를 나타낸다. 그림에서 TS에서 TVS 지역으로 전이에도 불구하고 직경 추정값이 거리에 따라 급격히 증가함을 볼 수 있다. 그림 1.160과 같은 거대한 토네이도의 겉보기 중심의 직경은 참 직경과 좀 더 가까울 것이다. 그러나 이 경우에도 더 과대 추정할 수 있다.



[그림 1.161] 빔폭 1°의 레이더로 0.8km 참 직경을 가지는 토네이도를 관측하였을 때 추정된 겉보기 직경의 증가. 거리가 증가함에 따라 겉보기 직경은 레이더 유효빔폭에 근접함(Brown et al., 1978)

1.8 토네이도

관측된 순환이 진짜 TVS 또는 TS인지를 판단하기 위하여 몇 가지 기준이 필요하다. 다음의 세 가지 기준이 사용된다:

- 최소 시어 : 객관적 알고리즘에 사용된 것과 같이 이 기준에 대한 명확한 최소 기준치는 없다. 예보관이 정의할 최소 시어는 레이더로부터의 거리, 예보관이 결정한 소용돌이의 크기, 뇌우 주변의 환경, 과거 경험 등에 의존한다.
- 연직 확장성 : 최소한의 연직 연속성이 TS나 TVS에 존재하여야 한다. 그래서 순환 내에 상승기류가 존재할 확률이 높아야 한다. 대부분의 경우 깊이가 최소한 1500m가 되어야 한다. 키가 작은 거대세포는 토네이도성 일지라도 심층 TS/TVS를 나타내지 않는다. 이러한 거대세포에서는 단지 최저 고도각에서만 게이트와 게이트 사이의 회전 신호가 나타난다. 때때로 샘플링과 소용돌이 신호의 모호성 때문에 TS와 TVS가 이웃하는 고도각에서 이러한 신호가 나타날 수 있다.
- 지속성 : 우연히 연직으로 연결되는 순환의 가능성을 줄이기 위해 TS/TVS는 최소한 5분 이상 지속되어야 한다. 그러나 때때로 몇몇 TS/TVS는 5분 이하의 짧은 기간 내에 토네이도 형으로 발전한다. 만약 강한 상승기류 신호 주변에서 TS/TVS 신호가 관측된다면 지속성을 고려하지 않고 TS/TVS로 분류할 수 있다.

TS/TVS에서 최대 방위각 시어를 찾는 것이 강도를 결정하는데 가장 최적의 방법일 것이다. 그러나 예보관들은 기본 자료로 빠르게 찾을 수 있는 방법이 필요하다. 가장 빠른 방법은 소용돌이 중심 주위의 최대시선속도(그림 1.159와 1.160에서 $V_{r,max}$ 와 $V_{r,min}$)의 차이를 계산하는 것이다. 속도차이(ΔV)는 다음과 같다.

$$\Delta V = |V_{r,min}| + |V_{r,max}|$$

1.8 토네이도

최대시선속도와 최소시선속도의 부호가 같을 수 있기 때문에 접근/후퇴속도를 사용하지 않는다. 레이더로부터의 거리가 멀어질수록 최대 시선속도와 최소시선속도 사이의 거리가 멀어지기 때문에 ΔV 는 시어와 같지 않다. 그러나 과정을 간단하게 하기 위하여 여전이 ΔV 를 사용하고 해상도가 떨어지면서 ΔV 와 시어 사이의 관계가 어떻게 영향을 받는지 계산한다. ΔV 의 계산에는 두 가지 방법이 사용된다:

- 저층 ΔV (Low-level ΔV) : 가장 낮은 고도각에서 ΔV 를 계산.
- 최대 ΔV : 모든 고도각 중에서 가장 큰 ΔV 값을 취함.

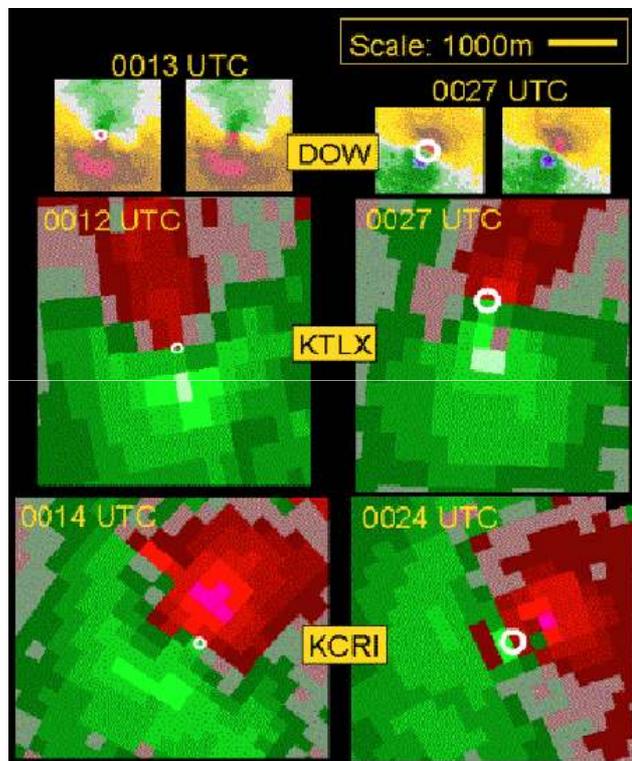
뇌우의 종류, 주변 환경, 레이더에서의 거리 등 다양한 변수에 따라 최적의 TVS/TS 관측을 위한 저층 ΔV 와 최대 ΔV 의 임계값이 변할 수 있다. 따라서 이에 대한 체계적인 연구가 필요하다. 미국의 경우 다양한 검증에 의하면 저층 $\Delta V=20\text{ms}^{-1}$, 최대 $\Delta V=30\text{ms}^{-1}$ 일 때 최적의 적층 정확도를 보였으며 자동알고리즘에서는 저층 $\Delta V=25\text{ms}^{-1}$, 최대 $\Delta V=36\text{ms}^{-1}$ 을 사용하고 있다. 국내에서는 이러한 연구가 없어 임계치를 제시하기는 어렵다.

TS/TVS 관측은 거리에 따른 레이더 관측 분해능의 저하로 인하여 한계를 지닌다. 그러나 토네이도 관측을 위한 거리에 따른 TV/TVS 감지의 통계적인 결과를 보면 레이더로부터 150km이내에서는 별다른 거리저하가 일어나지 않았다. 이 결과는 적어도 150km 안에서는 레이더 거리 저하 보다 다른 효과들이 더 중요함을 나타낸다.

그림 1.162에서 고해상도 이동용도플러레이더(Doppler on Wheels: DOW)와 현업용 레이더로 관측한 도플러시선속도 영상이다. 이동용도플러레이더에서 나타난 토네이도의 최대풍속 직경을 이동용레이더 및 현업용 레이더 자료에 흰색 실선으로 모두에 중첩하였다. 현업용 레이더에서는 실제 토네이도 보다 훨씬 큰 순환을 보인다. 저층에서 TS/TVS는 대부분 후미측면 하강기류(Rear-flank Downdraft: RFD) 내에서 중규모저기압(Mesocyclone)이 강화되는 부분을 나타낸다(그림 1.163). RFD 측은 주로 갈고리에코(Hook Echo)의 축 가까이에 정렬된다. 갈고리에코 및 RFD 내부의 저층 공기흐름은 순환의 중심으로 갈수록 서서히 증가한다.

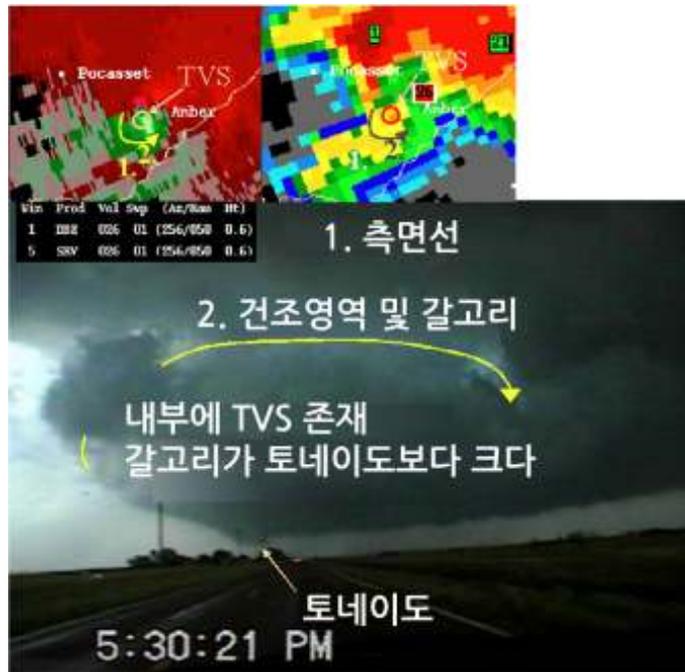
1.8 토네이도

원 거리에서 TS/TVS는 아마 비발산 중층 중규모저기압으로 부르는 것이 더 적절하다. 비발산 중규모저기압은 빈번하게 발생하기 때문에 이들은 원 거리에서 TVS로 자주 나타난다. 따라서 TS/TVS 관측 거리를 레이더로부터 150km로 제한한다. 그리고 약간의 드문 경우로 소용돌이 중심이 네 개 이상의 유효빔폭일 경우 현업용레이더는 토네이도를 구분할 수 있다. 이러한 토네이도는 토네이도에 근접할 정도로 강해진 저층 중규모저기압이다. 이런 현상들은 그들 스스로가 TS로 관측되고 그 안에 TVS로 관측되는 부소용돌이가 있을 수 있다.



[그림 1.162] 이동용 도플러레이더(DOW)와 현업용 레이더(KLTX, KCLX)로 관측한 도플러 시선속도. DOW 영상에서 최대 바람을 가지는 토네이도의 직경을 흰색 실선으로 표시하였으며 같은 실선이 현업용 레이더 영상에도 중첩됨. 직경은 0012(0027)UTC에 200(500)m임

1.8 토네이도



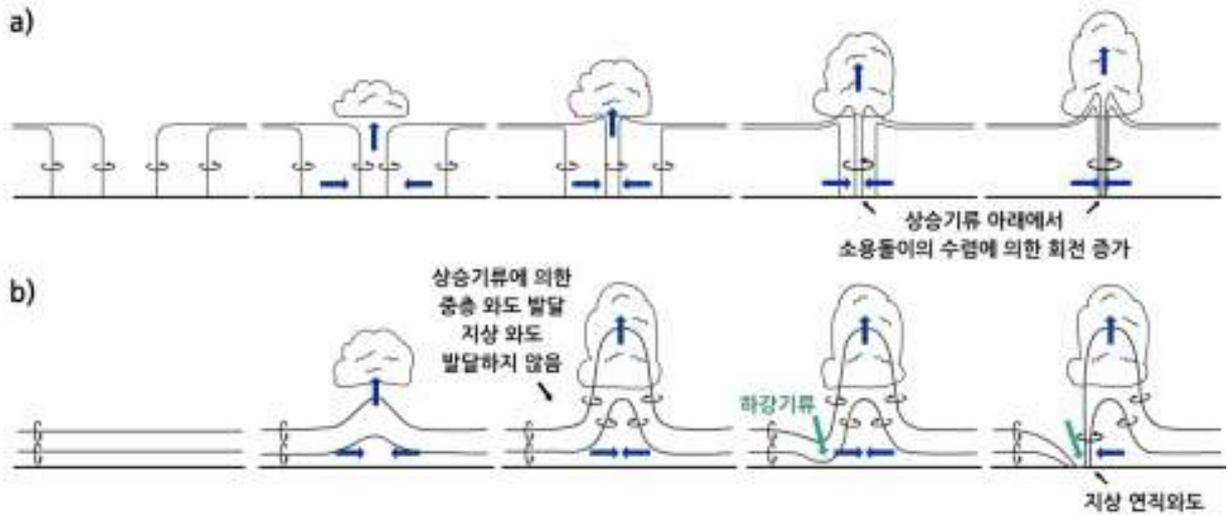
[그림 1.163] TVS와 연관된 레이더 관측 영상 및 지상에서 북쪽으로 촬영한 사진. 사진에 나타난 숫자와 레이더 반사도 및 시선속도 영상의 숫자는 상응함

1.8.2 중규모저기압 토네이도

기본적으로 토네이도는 대류구름 하부로 수렴 및 상승하는 흐름 내의 강한 수직 소용돌이를 필요로 한다. 따라서 수직 소용돌이의 기원에 대한 이해가 필요하다. 수직소용돌이는 이미 수렴선에 포함되어 있고 이를 강화하기 위한 국지적인 강한 상승기류에 의해 발생한다. 이러한 형태의 토네이도를 육지용오름(Landspout)이라 부르며 중규모저기압이 없는 토네이도이다. 이에 대한 모식도는 그림 1.164a에 있다. 이러한 토네이도는 상승기류에 의해 생성된 단세포벼우에서 발생할 수 있는 유일한 종류이다.

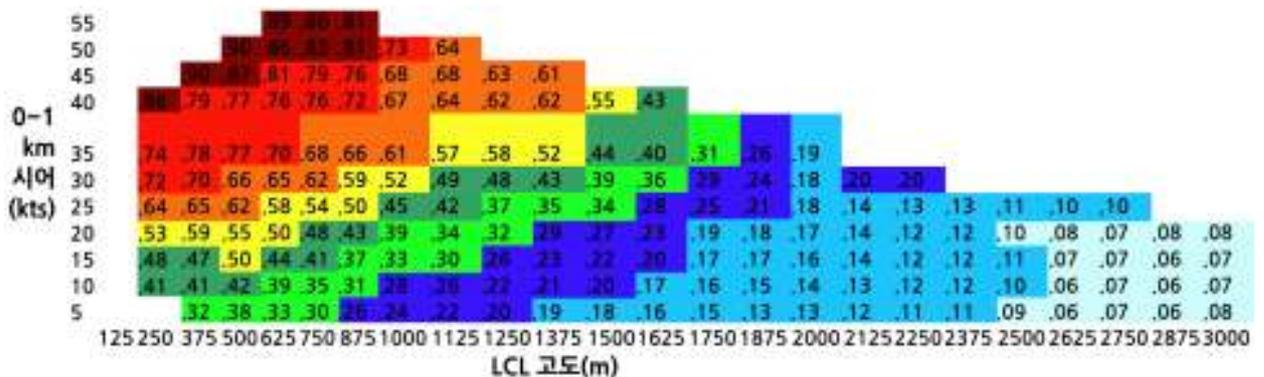
두 번째 종류의 토네이도(그림 1.164b)는 벼우발달 전 단계에서 수직 소용돌이가 없는 환경에서 발생한다. 토네이도가 발생하기 위해서는 하강기류에 의하여 지면에서 소용돌이가 연직으로 기울어져야 한다. 상승기류만으로 이러한 상황을 만들지 못하며 하강기류가 존재하여야 한다. 많은 토네이도에서 소용돌이는 이들 두 가지 방법 모두로부터 생성된다. 또한 스콜라인 토네이도의 소용돌이에 대한 기원은 명확하지 않다.

1.8 토네이도



[그림 1.164] 토네이도 생성으로 진행되는 소용돌이 선의 간략한 진화 모식도. (a) 존재하고 있는 연직와도의 상승기류에 의한 수렴 및 신장. (b) 하강기류에 의한 수평와도의 아래방향 기울어짐과 주위 상승기류에 의한 연속한 수렴 및 신장(Markowski and Richardson)

대부분의 오랫동안 지속되고 가장 위험성이 높은 토네이도는 중규모저기압과 거대세포뇌우를 동반한다. 따라서 주위 환경에서 충분한 심층 시어와 불안정이 존재하는 것이 매우 중요하다. 그러나 대부분의 거대세포가 토네이도를 발생시키지 않기 때문에 토네이도를 생성하기 위해 다른 요소들이 필요하다. 여러 연구에 따르면 중규모저기압 토네이도 생성을 위하여 0~1km 사이의 강한 시어와 저층 치올림응결고도(Lifted Condensation Level: LCL)가 필요하다(그림 1.165). 저층 시어는 저층 중규모저기압을 강화시킨다. 저층 LCL은 연직 소용돌이를 쉽게 신장할 수 있도록 하는 부력을 가지는 후미측면하강기류(Rear-flank Downdraft)와 연관이 있다(Markowski et al., 2002). LCL과 시어가 존재하여 강한 저층 상승기류의 가속을 촉진하여야 한다(즉 CIN이 낮고 강한 저층 수렴이 존재).



[그림 1.165] 1973~1993년 자료를 이용하여 도출한 LCL고도와 0~1km 층에서 시어에 따른 토네이도 발생 확률

1.8 토네이도

경계면은 국지적으로 토네이도성 거대세포 발생에 유리한 지역이다. 이런 종류의 경계면에는 다음이 있다:

- 바람과 큰 지상대류가용위치에너지(Surface based CAPE: SBCAPE)를 동반한 약한 경계면은 강한 하층 시어, 작은 LCL과 CIN을 제공함(그림 1.166).

- 거대세포 주변 환경에서 강한 연직 소용돌이를 가진 경계면.

거대세포는 경계면을 따라 펄스세포와 유사하게 효율적으로 연직소용돌이를 신장할 수 있고 토네이도는 사전경고 없이 발생할 수 있다. 그림 1.166에서는 중층에 중규모저기압을 가지는 거대세포가 경계면을 통과하면서 저층 중규모저기압을 발달시키고 서서히 소멸해가는 예를 나타낸다. 경계면을 기준으로 남쪽에는 약한 시어, 북쪽에서는 강한 시어가 존재한다. 경계면의 양쪽에서는 충분한 값의 지상대류가용위치에너지(SBCAPE)가 있다.



[그림 1.166] 토네이도 생성에 유리한 변수들을 기술한 경계면을 가로지르는 거대세포의 모식도

1.8 토네이도

뇌우의 절반 아랫부분에 강한 상승기류가 있으면 저층 순환이 토네이도 안으로 뻗칠 수 있다. 앞에서 언급하였듯이 저층 반사도 경도에서 오복한 부분의 시작, 강한 에코의 돌출부(Overhang), WER 위의 에코꼭대기의 이동, 뇌우 운동의 변화 증거 등은 상승기류에 대한 정보를 제공한다.

BWER은 잘 나타나지 않지만 나타날 경우 강한 중규모저기압이나 TVS와 연계하여 토네이도의 위험을 증가시킨다. 그러나 BWER에 의존하여 경보를 내지 않는다. 또한 TVS와 연계된 중규모 저기압이 발달하면 토네이도 발생 가능성이 더욱 증가한다.

강한 토네이도 잠재력을 가지는 중규모 저기압은 가속되는 유입류 신호를 보인다. 때때로 후미측면하강기류(RFD)와 갈고리에코는 주변을 감싸고 저층 중규모 저기압이 발생하면서 폐색된다. 최근의 연구 결과에 따르면 BWER, TVS, 중규모저기압이 동시에 발생할 경우 토네이도 발생 확률은 더욱 증가한다. 경우에 따라 BWER이 붕괴되고 뇌우 꼭대기의 하강, 중규모저기압 직경의 수축은 토네이도가 발생한다는 증거일 수 있다.

토네이도성을 띠지 않는 거대세포와 돌풍전선이 합쳐진다면 토네이도 발생 확률이 증가할 수 있다. 이러한 합쳐짐에 의해 토네이도가 발생할 수 있는 다양한 가능성이 확인되었지만 무엇이 토네이도를 생성하는지에 대한 이해는 매우 낮다. 토네이도성이 아닌 거대세포와 주변 돌풍전선의 상호작용은 다음의 다양한 진화를 야기한다.

- 후미측면하강기류(RFD)가 강화되어 토네이도를 생성
- 뇌우가 많은 소용돌이 흐름을 흡수하고 기울어지게 하여 토네이도를 발생시킴.
- 토네이도가 발생하지 않을 수 있음.

1.8 토네이도

1.8.3 스콜라인 토네이도

다양한 뇌우 구조가 토네이도성 다중세포와 연관되어 있다. 일부는 보우에코에서 선단 소용돌이와 연관되어 있으며 다른 것들은 거대세포에 의해 발생한다. 거대세포는 세포가 흩어져 있는 스콜라인 발달의 초기단계에 일반적으로 나타난다. 보우에코의 생성과정은 앞 절에서 기술하였다.

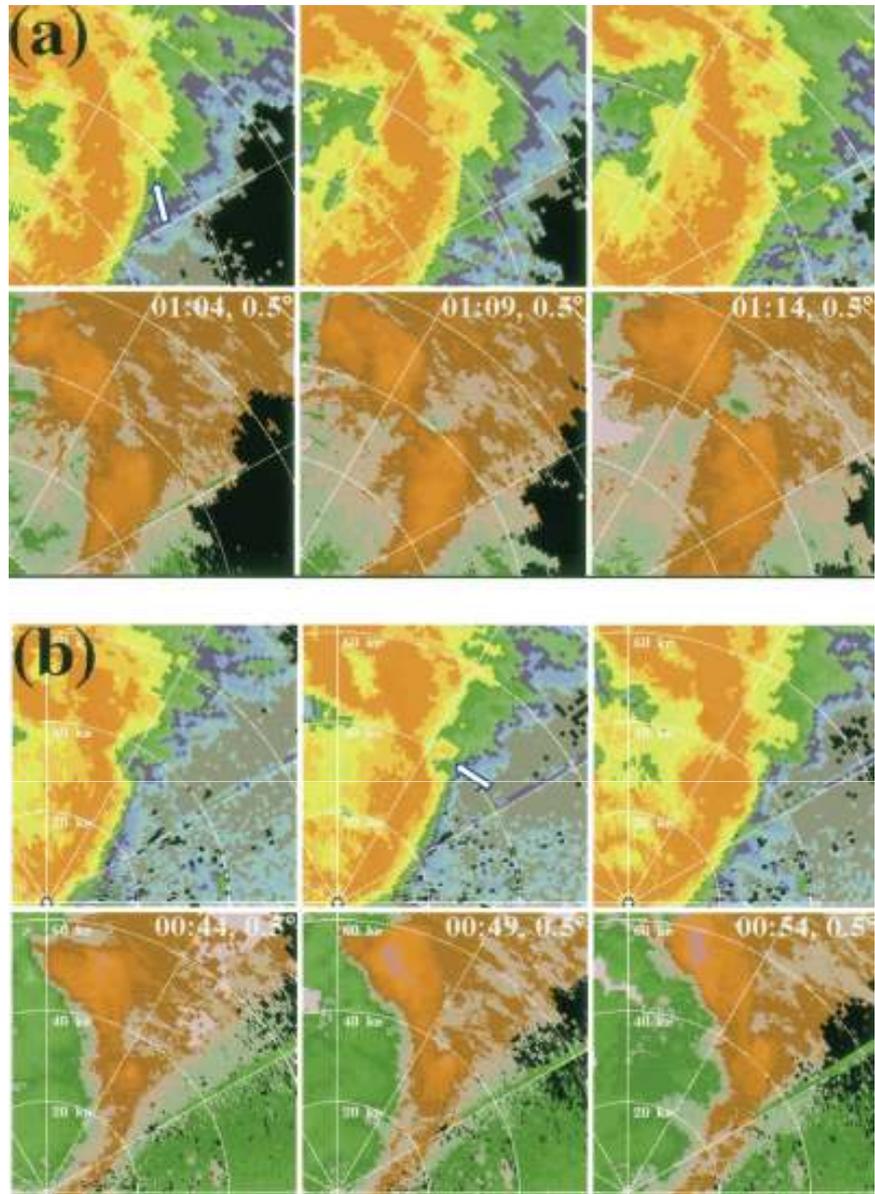
보우에코와 거대세포 모두 강한 연직소용돌이를 필요로 하기 때문에 거대세포와 강한 보우에코는 때때로 서로 가까운 곳에서 발생하거나 생애 동안 서로의 구조로부터 진화해 발생하기도 한다. 보우에코 토네이도와 거대세포 토네이도의 주변 환경은 구별하기 어렵다. 따라서 잘 조직화된 다중세포에서 거대세포가 자주 관측되는 경향을 통해 다중세포 안에서 각각의 개별적인 세포의 뇌우구조를 설명하는 것이 중요하다.

토네이도 발생 전 유출류의 북쪽에서 반사도 그림에 잘 정의된 전선 유입류 관입부(Front Inflow Notch)가 나타난다(그림 1.167a에서 화살표로 표시). 그림에서 두 사례 모두 뚜렷한 관입부를 보인다. 이 경우 연직와도가 강한 지표수렴에 의해 강화되고 저층에서 최대값을 가진다. 따라서 스콜라인에서 토네이도는 고립된 거대세포에서 보다 빨리 생성된다.

준선형 대류계(Quasi-linear Convective System: QLCS) 내에서 발달하는 토네이도는 저층에서 형성되어 위층으로 발달하는 TVS와 연관되는 경향이 있다. 반면 전통적인 거대세포는 중층순환이 먼저 발달하고 아래로 내려간다(Trapp et al., 1999). 그림 1.168은 하층에서 발달하는 TVS 진화에 대한 그림이다. 최대/최소 시선속도 값의 차이(ΔV)가 최대가 되는 지점이 지표면 근처에 나타난다.

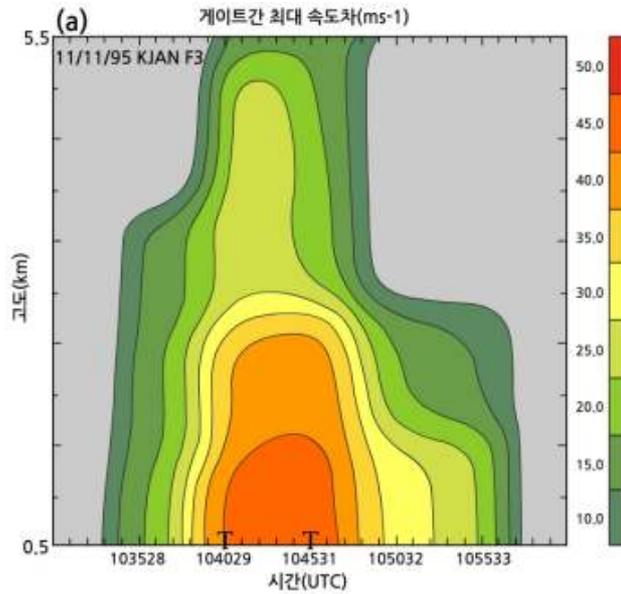
스콜라인 토네이도는 레이더로부터 30~60km 이상 떨어지면 감지하기가 굉장히 어렵다. 그림 1.169는 이러한 예시로 흰 화살표 지역은 토네이도가 발생한 지역이다. 반사도 및 시선속도 영상에서 TS/TVS의 뚜렷한 특징이 보이지 않는다.

1.8 토네이도

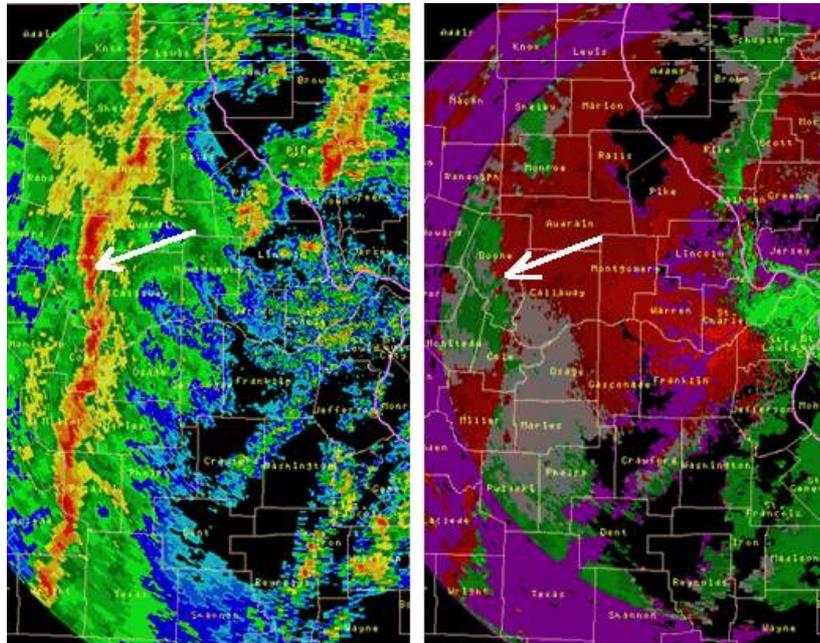


[그림 1.167] 두 스콜라인 토네이도 사례에 대한 반사도 및 시선속도 영상. 화살표는 전선유입류 관입부를 나타냄(Trapp et al., 1999).

1.8 토네이도



[그림 1.168] 하강하지 않는 TVS에 대한 게이트-게이트 시선속도 차이값의 시간-고도에 따른 변화. T는 지상에서 토네이도 관측을 나타냄



[그림 1.169] 원거리에서 발생한 스콜라인 토네이도의 0.5° 고도각 반사도 및 뇌우 상대 속도 영상. 화살표는 토네이도를 발생시킨 뇌우를 나타냄

1.8 토네이도

1.8.4 요약

토네이도 규모의 소용돌이는 고립된 최대/최저 속도와 함께 거의 순수한 회전을 가지고 있다. 만약 도플러 레이더의 유효빔폭이 소용돌이 중심 직경과 비슷하거나 작으면 소용돌이는 TS로 관측된다. 만약 유효빔폭이 토네이도 중심의 지름보다 크다면 TVS로 관측된다. TS는 소용돌이 중심 바깥쪽의 잠재적 흐름과 하나 이상의 방위각으로 분리된 최대/최소속도를 가지는 중심안의 강제회전을 나타낸다. 이것은 비발산 중규모 저기압과 연관된 란킨조합소용돌이와 동일하다. TVS에서는 단지 잠재적 흐름과 이웃하는 방위각에서 최대/최소 시선속도를 나타낸다. 최대/최소 시선속도가 가깝은 하나의 레이더빔 내에 있어 감소된 평균속도를 나타낸다. 이 경우 최대/최소 속도가 하나의 유효빔폭으로 분리된다.

TS/TVS는 속도차에서 임계치를 넘어야 한다. 이 조건은 뇌우의 규모, 거리에 따른 효과 등으로 바뀔 수 있다. TS/TVS는 연속성을 가져야 한다는 두 번째 기준은 중요하다. 두 개의 고도각 또는 최소한 1500m가 적절한 시작값이다. 세 번째 기준은 TS/TVS가 적어도 5분의 지속성을 지녀야 한다는 것이다.

토네이도는 기 존재하던 연직 소용돌이나 하강기류로 인해 연직으로 기울어진 소용돌이로부터 발달한다. 이 절에서는 세 종류의 토네이도에 대해 기술하였다: 중규모저기압 토네이도, 스콜라인 토네이도(QLCS 토네이도), 중규모 저기압성이 아닌 토네이도이다.

중규모저기압과 스콜라인 토네이도는 강한 저층시어, 강한 심층시어, 낮은 LCL, 충분한 CAPE가 있는 환경에서 생성된다. 중규모 저기압성이 아닌 토네이도는 강한 연직 소용돌이도를 가지는 경계면과 큰 CAPE, 큰 저층 기온감률, 경계면 위에서 발달하는 상승기류가 필요하다.

거대세포와 연계된 중규모저기압성 토네이도는 강한 저층/중층 상승기류 신호, 상층 순환의 강화, 갈고리에코/후미측면하강기류(RFD)가 먼저 관측된 후 발생한다. TVS, BWER, 중규모저기압 등 다중 신호가 동시에 나타날 때 토네이도가 발생할 확률이 높다.

1.8 토네이도

스콜라인 토네이도는 주로 심층 상승기류 신호를 가지고 있지 않지만 저층 상승기류가 매우 강할 수 있다. 이들은 전형적으로 보우에코선의 전면부에서 나타나며 전선유입류 관입부가 먼저 나타난다. TVS 신호 역시 하층에서 갑자기 나타난다.

중규모저기압성이 아닌 토네이도는 심층순환이 존재하지 않아 레이더로 관측하기 어렵다. 그러나 가까운 곳에서는 레이더로 저층 순환을 추정할 수 있다. 이러한 토네이도는 기 존재하는 저층 순환과 함께 초기 상승기류 시기에 발생한다.

1.9 우박판별

우박은 발생 시 인명 및 재산에 큰 피해를 입힐 수 있음에도 불구하고 많은 연구가 수행되지 않았다. 현재 단일편파레이더는 많은 악기상의 경우에 직접적으로 우박을 판별할 수 없으며 레이더에서 나타나는 악성 우박의 대리 신호의 정확한 이해는 우박 발생에 대한 예보를 생성하는데 도움이 된다. 이 절에서는 단세포와 다중세포 뇌우에서 명확히 나타나는 공통적인 우박 신호에 대해 소개한다.

1.9.1 우박형성 조건

우박의 형성과 성장에 필요한 성분들은 충분히 잘 이해되고 있다. 우박의 크기를 최대화하기 위해서 우박의 씨(Hail Embryo)가 상승 기류 내 우박 성장 영역 안에서 최대한 머물러야 한다. 이러한 조건은 다음에서 가능하다.

- 큰 우박을 떠있게 하고 성장을 유지하기 위하여 -10°C 에서 -20°C 의 찬 기층 내에서 강한 상승기류의 존재
- 수평으로 이동하는 우박을 유지시키기 위한 넓은 영역의 상승기류
- 완전히 성장하지 않은 우박이 낙하하는 것을 막기 위한 지속적인 상승기류

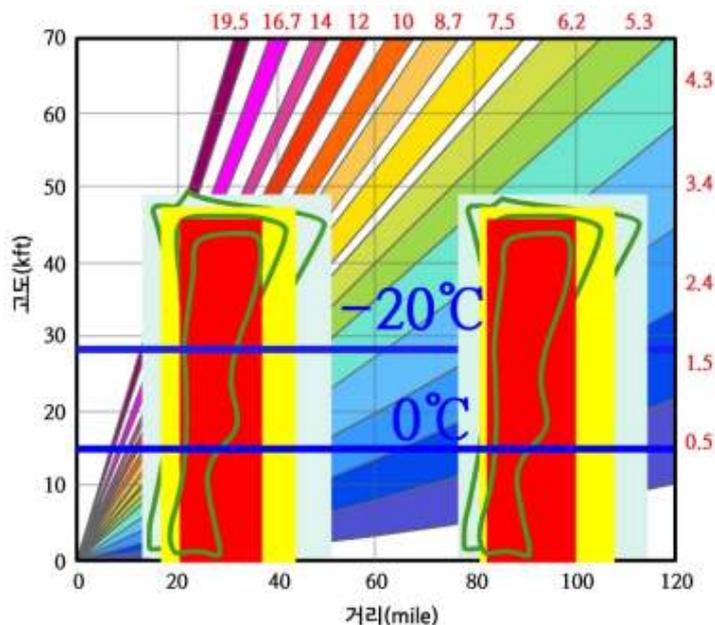
우박의 크기를 판별하기 위하여 여러 가지 방법이 사용된다. 1) 보통보다 높은 값의 상층 반사도 핵, 2) 높은 VIL 과 VIL 밀도, 3) 60dBZ보다 큰 저층 반사도의 존재, 4) 약한 에코 지역(Weak Echo Region: WER), 4) 닫힌 약에코 지역(Bounded Weak Echo Region: BWER), 5) 삼체 산란 스파이크(Three Body Scatter Spikes: TBSS), 6) 뇌우 꼭대기의 발산, 7) 중규모 저기압을 이용하여 큰 우박의 존재를 추정할 수 있다. 큰 우박과 강한 상승기류에 대한 레이더 신호는 매우 유사하다. 여러 위험기상 중 우박은 영하의 대기 또는 높은 고도에서의 강한 상승기류의 존재에 가장 의존적이다.

1.9 우박판별

1.9.2 반사도 신호를 이용한 우박판별

큰 우박을 형성하기 위하여 강한 상승기류가 존재하여야 한다. 상승기류의 세기의 증가는 상승기류 안에서 오랜 기간 동안 우박이 성장을 지속할 수 있도록 한다. 레이더 관측에서 비정상적으로 강한 상승기류의 첫 번째 징후는 뇌우의 초기 단계에서 일반적인 반사도보다 더 강한 상층 반사도 핵이다. 특히 -20°C 이하에서 55dBZ보다 큰 반사도는 명확히 우박의 존재를 나타낸다(그림 1.170). -20°C 이하에서 반사도가 증가하면 큰 우박의 존재 확률도 급격히 증가한다.

따라서 -20°C 에 해당하는 고도와 레이더 높이의 부정확도 범위를 파악하는 것이 중요하다(Witt et al, 1998). 그림에서 동일한 뇌우가 근거리 및 원거리에 위치할 때 서로 다른 고도각을 이용하여 -20°C 고도에서 반사도 값을 파악하여야 한다. 즉 근거리에서는 높은 고도각, 원거리에서는 저층 고도각을 이용한다. 또한 근거리에서는 높은 고도각으로 고분해능의 반사도 값의 관측이 가능하지만 원거리에서는 빔폭이 넓어짐에 따라 분해능이 떨어지고 관측되는 반사도 값도 변한다.



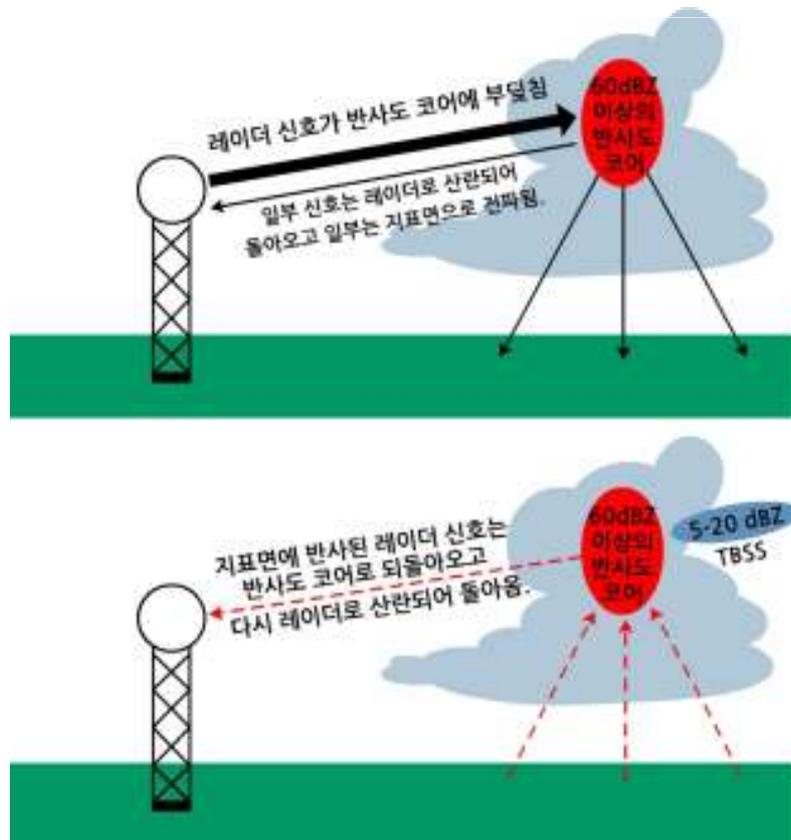
[그림 1.170] 우박 위험성을 진단하기 위한 단세포 뇌우의 반사도 핵 및 레이더 관측 고도각의 모식도. 왼쪽의 뇌우의 우박핵은 레이더 근거리에 위치하고 있어 고 고도각으로 관측이 가능하며 좁은 빔폭으로 인하여 고분해능 반사도 값의 관측이 가능함

가장 낮은 고도각에서 60dBZ의 반사도의 관측은 우박의 존재를 판단할 수 있는 중요한 인자이다(Witt, 1996).

1.9 우박판별

그러나 이와 같은 반사도는 높은 수농도의 작은 크기의 우박이나 적은 수의 위험한 크기의 우박으로도 나타날 수 있다. 따라서 위험한 우박의 잠재성을 판단하기 전에 뇌우 구조를 조사하여야 한다. 여러 연구에 따르면 강한 상승기류의 중심에서 성장하는 우박은 WER/BWER의 위쪽에 위치한다. WER/BWER이 존재함으로 인하여 우박이 성장하는 영역으로 다량의 구름 수액의 유입이 가능하다. 큰 WER/BWER이 존재함으로써 우박이 중심부로 떨어지기 전에 넓은 영역에서 장 시간 동안 성장할 수 있다. WER/BWER는 상승기류와 관련되어 강한 반사도가 WER/BEWER의 위에 위치한다. 대다수의 거대한 우박 사례에서는 BWER이 존재한다. WER이 지속적으로 존재할 경우 우박 성장에 유리하다.

TBSS는 S-밴드(파장 10cm) 레이더로 상승기류에서 거대 우박을 직접 탐지하는 방법이다. 이러한 신호의 관측 시 악성뇌우 경보를 발령할 수 있다. TBSS는 레이더로부터 방사된 에너지가 우박에 반사된 후 지면에 부딪혔다가 다시 우박으로 반사되어 레이더에 수신된 것으로 수신시간의 지연이 발생하여 멀리 떨어진 곳에서 되돌아온 신호로 오인하게 된다(그림 1.171).



[그림 1.171] 삼체산란 스파이크(Three-body Scatter Spike)의 발생 모식도

1.9 우박판별

그림 1.172는 높은 고도각에서의 전형적인 TBSS를 나타낸다. 강한 우박 중심이 나타나는 위치의 고도가 지표로부터 증가하면 스파이크의 길이가 증가한다. TBSS는 15-24dBZ의 낮은 반사도, 낮은 시선속도, 높은 스펙트럼폭을 가진다. 경우에 따라 15-25dBZ 보다 낮은 반사도를 가지는데 이 경우는 TBSS를 악성우박과 연관시키는 것이 모호하다.



[그림 1.172] 고도각 2.4°에서 관측한 삼체산란 스파이크의 예시

연직적분수액량(Vertically Integrated Liquid Water Content: VIL)은 비슷한 환경의 인접한 뇌우에서 뇌우의 강도를 비교하는데 유용하다. 일반적으로 강한 상승기류는 높은 VIL을 생성하고 뇌우 성숙단계에서 VIL의 최대값이 나타난다. 그러나 VIL은 뇌우에서 악성 우박이나 특정 크기의 우박의 존재에 대한 좋은 지표는 아니며 그 이유는 다음의 요소에 기인한다.

- 많은 알고리즘들이 VIL 계산시 56 dBZ의 최대 임계값 사용: VIL 알고리즘에서는 원래 연직 누적 시 우박의 기여도를 제거하여 계산한다. VIL 계산 시 56dBZ보다 큰 반사도는 56dBZ로 치환된다. 예를 들어 VIL 계산시 10,000~20,000ft 층에서 75dBZ 값을 가지는 뇌우는 같은 층에서 56dBZ를 가지는 뇌우와 동일한 기여도를 가진다. 따라서 이러한 VIL 계산에서의 한계점을 개선하지 않은 경우에 VIL을 이용한 우박의 진단은 타당하지 않다.

1.9 우박판별

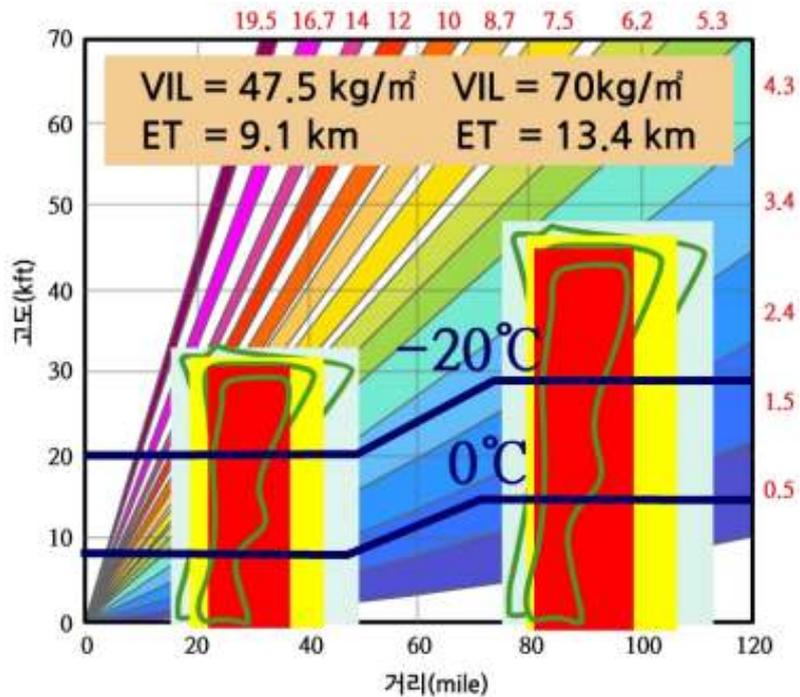
- 환경에 대한 의존성(Environmental Dependence) : VIL 변수는 주위 환경의 열역학적 프로파일에 상당히 의존적이다. 이것은 주어진 날에 대하여 크게 변하고 하나의 레이더 관측영역 내에서도 변한다.
- 빠른 뇌우의 움직임 : 일반적으로 VIL 계산은 격자 단위로 계산한다. 따라서 빠르게 이동하는 뇌우의 경우 레이더의 스캔 시간과 뇌우의 이동으로 인하여 심하게 기울어지게 되고 이로 인하여 VIL이 과소 추정된다.
- 스톱 상부와 지면근처에서 내삽 효과 : 알고리즘에서 내삽은 특히 레이더로부터 근거리 및 원거리에서 큰 오차를 야기한다.

VIL을 스톱 꼭대기 높이로 나누어 정규화 함으로써 VIL 밀도를 산출할 수 있다(Amburn and Wolf, 1996; Cerniglia and Snyder, 2002; Blaes et al., 1998). VIL 밀도는 $[kgm^{-3}]$ 의 단위이며 VIL을 $[m]$ 단위의 에코 꼭대기 높이로 나누어서 구한다. 1000을 곱해서 처리하기 쉬운 단위인 $[gm^{-3}]$ 를 얻을 수 있다(VIL을 km단위의 에코꼭대기 높이로 나누어 $[gm^{-3}]$ 밀도를 산출할 수 있다). 이 변수는 빙결고도의 높이에 대한 대체 값으로 뇌우의 깊이를 사용함으로써 강수계에 따라 VIL 임계치를 바꾸어야 하는 문제를 해결할 수 있다. 키가 작고, 높은 반사도의 뇌우는 강한 상승기류가 존재하고, 우박 형성 지역이 낮아 지표에 도달하기 전에 용해가 가능한 시간이 짧다.

예시가 그림 1.173에 있다. 그림에서 뇌우는 상이하지만 같은 VIL 밀도값을 가진다. 그러나 오른쪽의 심층 뇌우가 왼쪽의 뇌우보다 더 강한 상승기류를 가진다는 것을 추정할 수 있다(높은 반사도가 더 높은 대기에 위치함). 펄스 뇌우에 대하여 악성 우박은 VIL 밀도가 $3.28gm^{-3}$ 을 초과할 가능성이 높다. 또 다른 연구에서는 대략의 큰 우박에 대한 임계치로 $3.28\sim 3.5gm^{-3}$ 를 사용한다.

우박의 크기와 VIL 밀도의 상관관계는 매우 약하다. 따라서 매우 높은 VIL 밀도값을 가지는 뇌우에서 큰 우박을 예상하는 것은 특히 펄스 뇌우에서 타당하지 않다. VIL과 에코의 꼭대기 높이는 레이더의 고도 추정에 의존하기 때문에 레이더 고도의 불확실성은 VIL 밀도값에서도 존재한다. 따라서 우박의 위험성을 추정하는데 VIL과 VIL 밀도 하나만을 사용하지 않고 동시에 사용하는 것이 더 타당하다.

1.9 우박판별



[그림 1.173] 두 개의 다른 스톰에 대하여 VIL 밀도 계산 예시를 보여주는 도식도. VIL 밀도의 최종 단위는 $[gm^{-3}]$ 이며 두 뇌우에서 VIL 밀도는 $5.22 [gm^{-3}]$ 로 동일

1.9.3 시선속도 신호를 이용한 우박판별

반사도 기반의 신호에 더하여 악성 우박은 속도신호로부터도 잘 추정할 수 있다. 속도신호에는 1) 중규모저기압과 2) 뇌우 꼭대기 발산이 있다.

강한 중규모저기압 : 강한 중층 중규모저기압에서 동역학적 압력의 하강은 우박이 성장하는 지역에서 상승기류를 가속화 시킨다. 이는 상승기류 내의 성장하는 우박의 잔류시간을 증가시킴으로써 ‘정체 지점(Stagnation Point)’을 제공한다.

뇌우꼭대기에서 강한 발산 : 상층의 강한 발산은 큰 우박의 잠재성을 평가 하는데 고려할 수 있다. 뇌우의 꼭대기를 통과하는 고도각 단면에서 최대 로 불어 들어오는 흐름과 나가는 흐름의 속도를 검사한다. 뇌우 꼭대기에서 강한 발산 흐름($|V_{out}| + |V_{in}| > 75kts$)의 존재는 적어도 위험한 우박을 생성할 수 있는 강한 상승기류를 나타낸다. 최대 속도차이와 우박 크기에 대한 표가 아래에 있다. 뇌우 꼭대기에서의 발산은 좁은 연직층에서 나타나기 때문에 레이더에 의해 쉽게 관측이 되지 않는다. 따라서 이 방법은 반사도를 조사한 이후 우박의 위험성을 진단하기 위하여 사용되어야 한다.

1.9 우박판별

[표 1.5] 우박크기와 모루구름 꼭대기에서 멀어지는 흐름과 접근하는 흐름의 차이의 관계(Witt and Nelson, 1991)

속도차(kt)	최대우박크기
110-135	골프공
136-175	테니스공
176-225	야구공
>225	소프트볼 공

그림 1.174는 모루구름 꼭대기에서 발산을 이용하여 상승기류의 강도를 평가하는 예시이다. 첫 번째, 모루구름 위 치올림이 관측되는 가장 꼭대기의 고도각을 사용한다. 최소와 최대 속도의 절대값을 더하면 뇌우 꼭대기에서 속도 차이의 대표 값을 얻는다. 이 경우에는 160kt보다 큰 값을 가진다.

만약 그림에서와 같이 치올림 꼭대기를 관측하지 못한다면 이 방법을 적용할 수 없다. 여러 가지 복잡한 요소들로 인하여 이러한 방법들이 적용되지 않을 수 있음에 유의하여야 한다.



[그림 1.174] 거대세포 꼭대기에서 반사도(좌)와 시선속도(우)의 예시

1.9 우박판별

약성 우박을 생성하는 신호의 관측도 중요하지만 약성 우박을 생성하지 못하는 세포의 신호도 유용하게 사용될 수 있다. 이러한 신호는 다음과 같다.

- 우박 성장 층(-10℃ ~ -30℃ 층) 안의 중층에서 작은 기온감률을 가지는 습윤한 환경에서의 세포.
- -20℃ 고도 이상에서 약한 반사도 중심을 가지는 천층 세포

Houze et al.(1990)은 다양한 중규모 강수계에서 위험기상의 위치를 제시하였으며 토네이도와 우박 발생이 다중세포시스템 발달의 초기단계에 치중하여 나타남을 기술하였다. 또한 토네이도나 우박 발생은 1) 스클라인의 남쪽 끝을 따라 위치한 세포와 2) 스클라인의 전면에 고립된 강한세포와 연관이 있음을 밝혔다. 이는 고립된 세포에서 때때로 나타나지만 잘 발달한 대류선에서 훨씬 더 많이 발생하는 강풍과는 대조적이다.

다중세포가 강해질수록 한기역의 효과와 시스템 후면에서 전면으로 향하는 흐름의 증가가 중요해지기 때문에 전면부를 따라 수직 상승하는 기류가 더 쉽게 발생할 수 있다. 큰 우박의 낙하는 하강기류 지역 또는 다중세포의 후류지역이 아닌 이러한 상승기류 지역에서 더 발생하기 쉽다. 큰 우박은 때때로 다중세포 복합체에서 준정적인 강한 세포에서 발생할 수 있다.

따라서 다중세포에서 우박을 탐지하기 위해서 예보관은 돌출부(Overhang)와 중층 회전을 포함하여 상승기류/하강기류의 4차원 구조를 조사하여야 한다.

1.9 우박판별

1.9.4 요약

우박은 위험한 단계까지 성장하기 위하여 영하의 강한 상승기류 영역 내에서 상당한 잔류 시간이 요구된다. 넓고 강한 지속적인 상승기류는 우박이 가장 큰 크기로 성장할 수 있도록 한다.

큰 우박과 관련된 레이더 신호는 대부분은 강한 상승기류를 찾는 것과 동일하다. 그러나 우박에 대한 구체적 적용 시 상층에서의 강한 상승기류가 존재하여야 한다. 이러한 정보는 상층에서의 강한 반사도 중심, WER, BWER의 존재, 상층 발산, 그리고 중규모저기압 등이다. TBSS와 강한 저층 반사도는 상승기류와 연관이 없는 신호이다.

TBSS는 우박의 중심과 교차하는 레이더 빔의 고도에서 큰 우박의 존재를 나타내는 유일한 직접 탐지 신호이다. 이 신호는 레이더 파장의 1/5에 해당하는 강수입자에 의하여 레이더 빔이 산란될 때 나타난다. TBSS는 큰 우박을 탐지하기 위한 충분조건이지 필요조건은 아니다.

1.10 풍해

1.10.1 기초

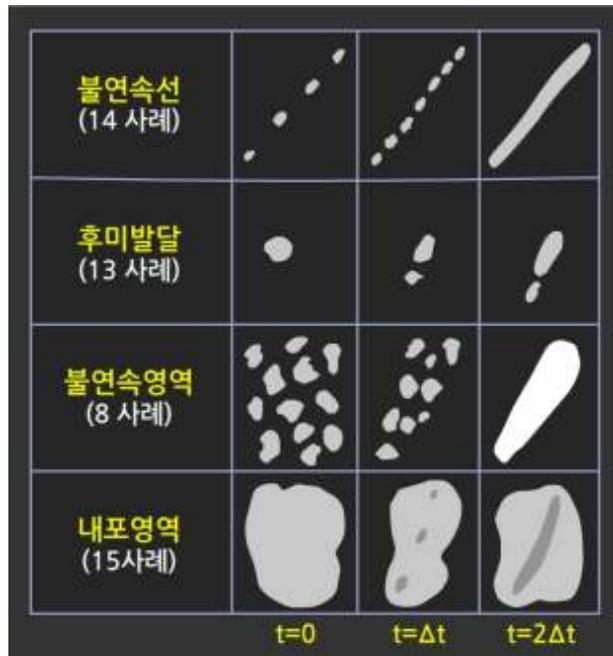
다중세포에서는 개별 세포에서 생성된 마이크로버스트 뿐만 아니라 시스템 전체에서 발생하는 강풍이 존재할 수 있다. 강풍의 수 시간 지속 시간과 수백 km의 피해 영역을 발생할 수 있는 예로는 데레초(Derecho)가 있다. 본 절에서는 다중세포에서 발생하는 위험 강풍에 대한 신호 및 특성을 기술한다.

풍해를 발생하는 뇌우의 신호는 거대세포를 포함한 스콜라인 및 보우에코와 연관이 있다. 스콜라인은 여러 가지 형태로 형성되며(그림 1.175) 시어 프로파일에 따라 그 구조가 변한다. 약, 중의 시어에서 주로 2차원 구조가 나타난다. 이러한 스콜라인은 다음의 특성이 있다.

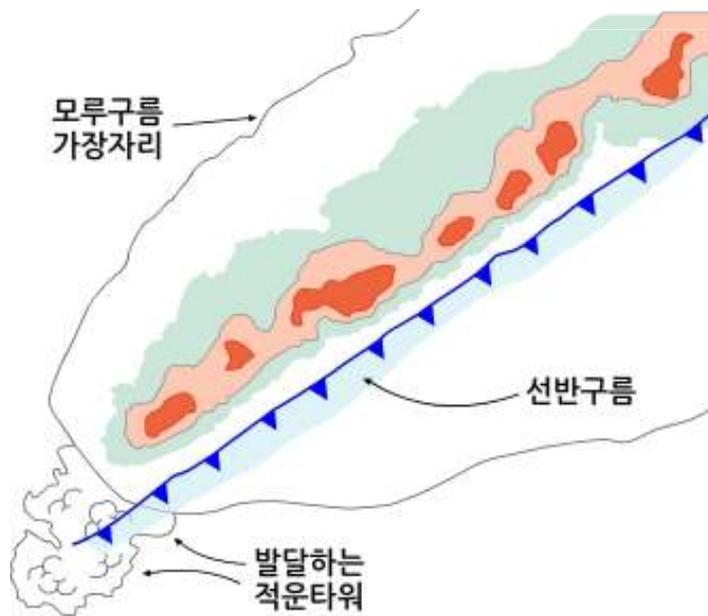
- 전면 가장자리에서 강한 반사도를 가지는 대류핵
- 약한 반사도의 후미 층운형 강우 영역
- 평균 바람에 의한 선형 에코의 이동
- 에코가 전면 가장자리로 국한됨
- 돌풍전선은 전면 가장자리 대류의 앞쪽에 위치할 수 있음.

풍해를 발생시키는 이러한 스콜라인의 구조에 대한 개념도는 그림 1.176과 같다. 스콜라인에 대한 예시는 그림 1.177에 나타내었다. 그림에서처럼 전면에 강한 반사도가 존재하고 후면에 넓은 영역의 약한 층운형 강수가 분포한다. 스콜라인 및 보우에코와 연관된 강풍 위협을 진단하기 위해서는 가장 저층 고도각에서 반사도 및 시선속도를 조사한다. 전면 가장자리에서 반사도 경도가 강할수록 돌풍전선면을 따라 상승기류 및 이로 인한 수렴이 강하다. 이러한 구조는 풍해의 가능성을 높인다. 또한 돌풍전선이 다중세포 클러스터와 동일한 속도로 이동하면 경계면 상대 흐름에 의하여 전면 가장자리를 따라 새로운 세포의 성장 가능성이 최대가 된다.

1.10 풍해

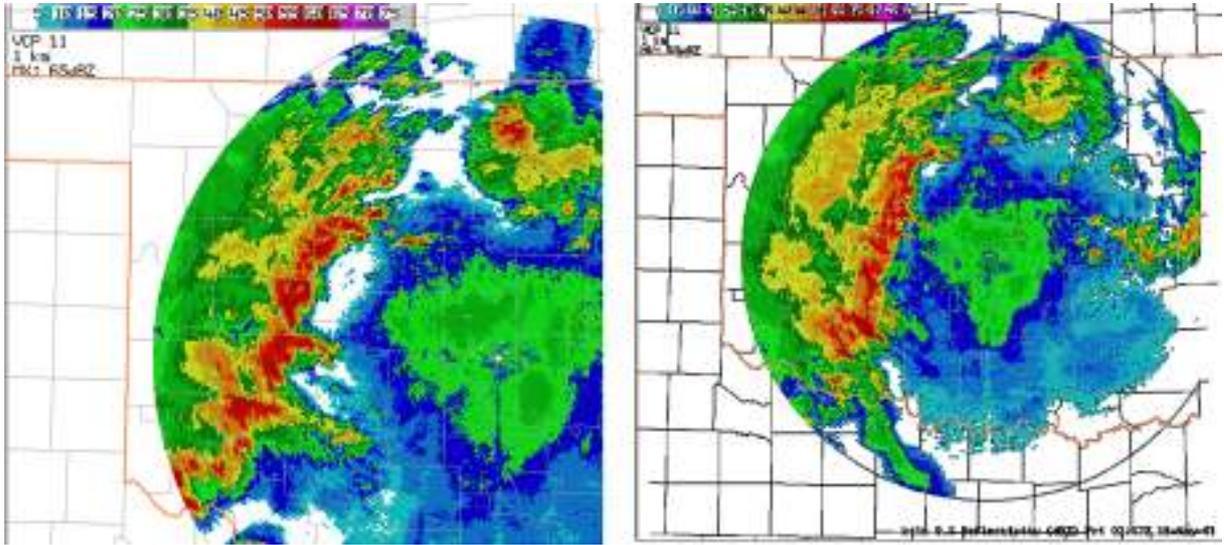


[그림 1.175] 스콜라인 발생의 일반적인 형태 (Bluestein and Jain, 1985)



[그림 1.176] 좁은 스콜라인의 반사도 구조 모식도

1.10 풍해



[그림 1.177] 시어가 약, 중일 때 발생한 스콜라인의 반사도 예시. 0.5° 고도각에서 관측됨

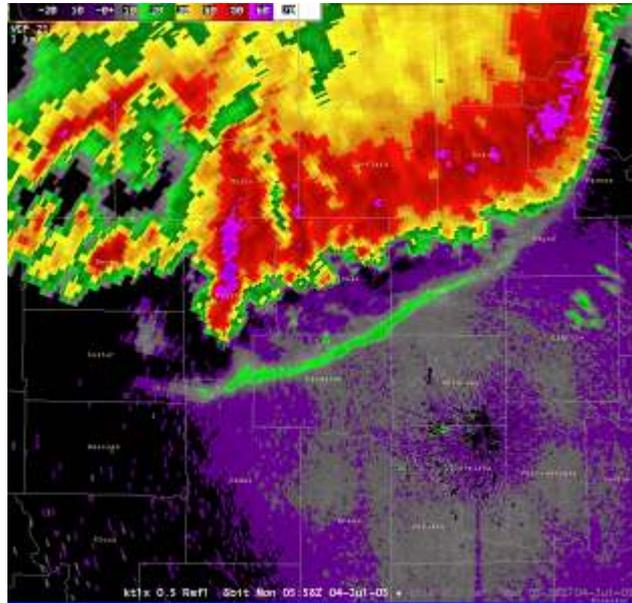
그림 1.178은 돌풍전선을 따라 경계면 상대 흐름이 서로 다른 스콜라인의 예시이다. 스콜라인의 북동쪽 부분은 경계면과 시스템의 속도가 유사하여 함께 이동하여 강한 상승기류와 강한 반사도를 나타낸다. 남서쪽 부분은 돌풍전선과 떨어져 있고 이산된 세포성 상승기류에 의한 에코 특성을 나타낸다. 이 레이더 반사도 영상으로부터 스콜라인의 북동쪽에 강풍 위험이 있음을 추정할 수 있다. 실제 이 지역의 강한 반사도 전면 가장자리에서 $130\text{kmh}^{-1} \sim 160\text{kmh}^{-1}$ 의 강풍이 관측되었다.

1.10.2 레이더에 나타난 강풍 신호

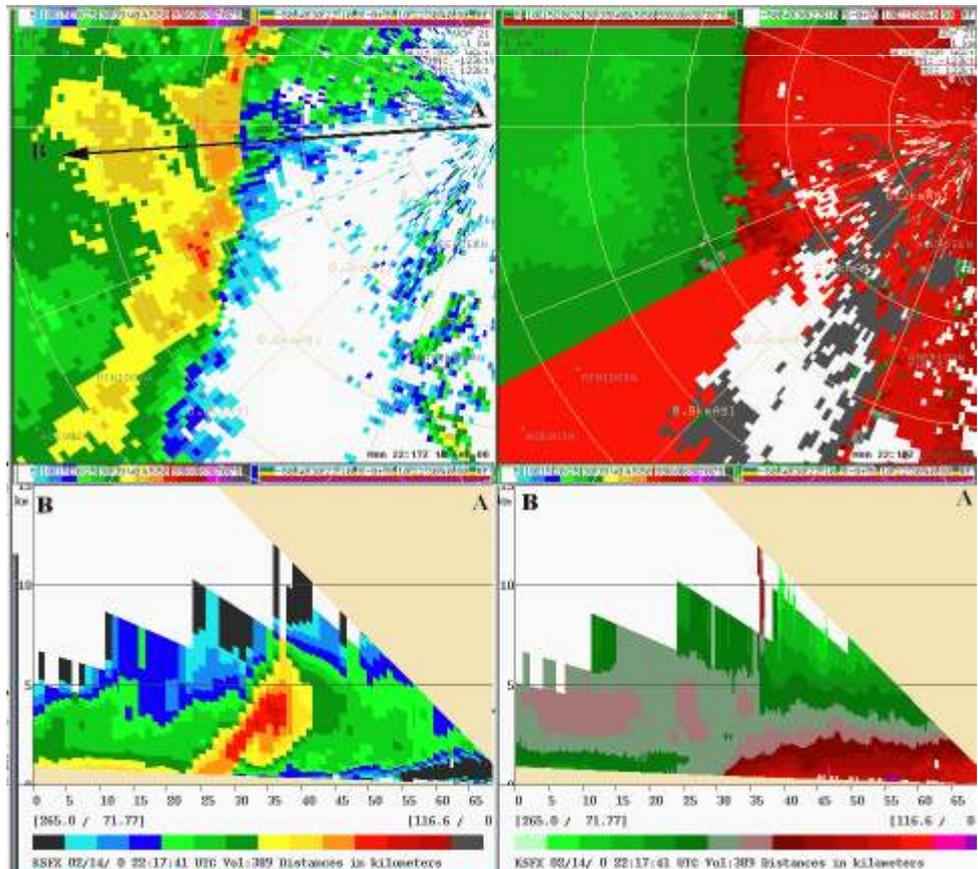
다중세포 구조에서 WER/BWER의 존재는 풍해의 잠재성을 나타낸다. 그림 1.179는 다중세포 뇌우에서 WER 구조의 예이다. 그림에서 화살표 방향의 단면도에서 뚜렷하게 WER이 레이더에서 거리 35km, 고도 2km 부근에 위치하며 이 지역에서 하층 시선속도의 강한 수렴과 고도에 따른 강한 시어가 존재한다.

보우에코(Bow Echo)는 빠르게 이동하고 오목한 모양의 에코로 강한 마이크로버스트와 매크로버스터를 잘 생성한다. 데레초(Derecho)와 같이 피해를 유발하는 다운버스트가 동시에 발생하거나 대류선을 따라 고립 뇌우에서도 발생할 수 있다. 다운버스트 바람은 스콜라인의 가속되는 영역의 후미 부근에서 전형적으로 발달한다. 즉 가장 강한 바람은 보우의 정점에서 존재한다(그림 1.180).

1.10 풍해

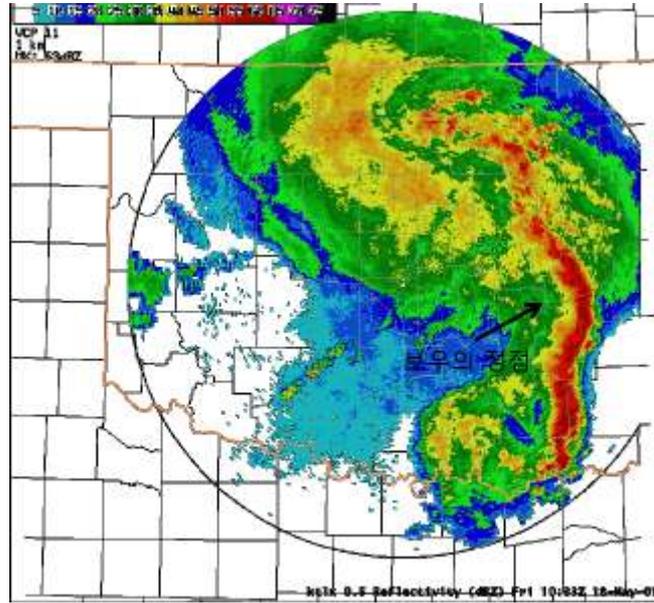


[그림 1.178] 강한 스콜라인에 대한 저층 스캔 반사도. 스콜라인의 전면에 돌풍전선이 뚜렷하게 나타나고 이 전선과 스콜라인의 강수 예코의 거리가 위치에 따라 다름



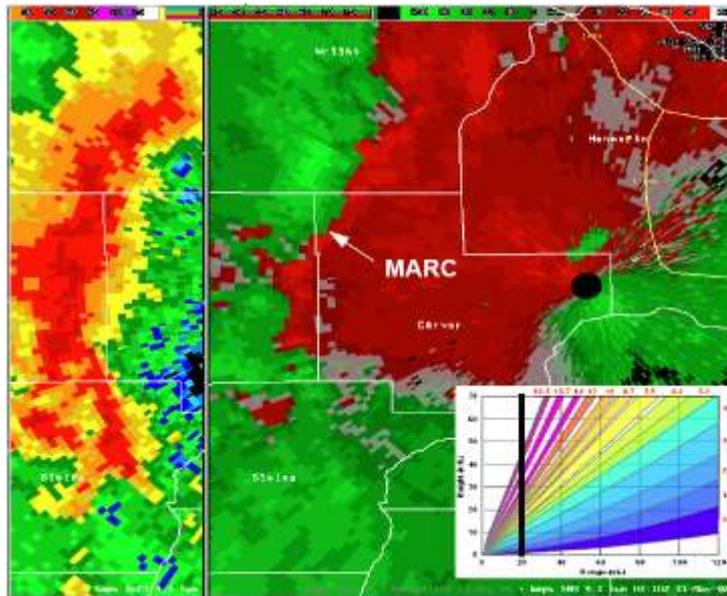
[그림 1.179] (위) 0.5° 고도각에서 관측된 반사도 및 뇌우 상대 시선속도. (아래) 위 영상에서 화살표 A-B 방향의 단면도. 레이더로부터 약 35km, 고도 2km부근에 WER이 존재함

1.10 풍해



[그림 1.180] 0.5° 고도각 반사도 영상에 나타난 보우에코

강풍과 토네이도와 연관된 레이더 신호에는 중층 시선속도 수렴신호(Mid-altitude Radial Convergence Signature: MARC)가 있다. MARC는 상층 후미유입류체트 하강의 전조이다(Przybylinski, 1998). 강한 시선속도차이(강한 수렴역)는 대류선의 전면 가장자리를 따라 강한 반사도 핵의 풍하측에 위치한다(그림 1.181). 지상 3~5km 고도에서 속도차가 25ms^{-1} 보다 큰 지속적인 MARC 영역은 강풍 발생에 대한 선행시간을 제공할 수 있다.



[그림 1.181] 중층 시선속도 수렴(MARC) 영역을 나타내는 4.3° 고도각에서 반사도(좌) 및 시선속도(우) 영상. 스캔 고도각을 나타내는 영상에서 MARC가 나타난 거리를 검은색 굵은선으로 표시

1.10 풍해

1.10.3 요약

다중세포 뇌우에서 발생하는 강풍은 개별 다운버스트보다 큰 규모에서 발생하는 시스템 규모의 순환에 의해 발생한다. 스콜라인에서 가장 강한 바람은 돌풍전선의 바로 뒤와 강한 반사도 핵의 전면 가장자리에서 발생한다.

스콜라인에서 강한 반사도가 나타나고 강한 반사도의 전면 가장자리 근처에 돌풍전선이 존재할 경우 더 강한 바람이 발생한다. 또한 강한 스콜라인에서는 상승기류가 연직으로 직립하고 이의 결과로 하층에 WER과 WER 위에 에코 돌출부가 나타난다.

스콜라인의 강한 반사도핵 내에서 MARC가 존재할 경우 강풍이 발생할 수 있다. 수렴축을 가로지르는 속도차가 적어도 50kt 이상이어야 한다. MARC의 존재는 강화된 강풍에 대한 전조이다. 보우에코에서 대부분의 위험한 강풍이 발생한다. 특히 보우에코의 정점에서 바람이 가장 강하다.

1.11 돌발홍수

돌발홍수에 대한 감시 및 경보를 위해서는 기상학뿐만 아니라 수문학적 측면도 동시에 고려하여야 한다. 본 절에서는 기상학적인 측면만 고려한다.

1.11.1 폭우 잠재성 인자

폭우에 대한 잠재성을 평가하기 위해서는 두 가지 사항을 고려하여야 한다:

1) 순간 강우강도 잠재성, 2) 폭우 지속시간.

강우강도는 다음의 함수이다.

- 상승기류 강도
- 상승기류에 유입되는 공기의 물함량
- 강수생성 효율

상승기류 강도 및 상승기류에 유입되는 물함량(혼합비)은 상향 수분속(Moisture Flux)에 기여한다. 그러나 지상에서 강수로 환원되는 상향 수분속의 양은 강수효율로 정의된다. 높은 효율을 가지는 뇌우에서 강우강도는 상승기류가 약할지라도 쉽게 100mmh^{-1} 에 도달한다. 강수효율을 직접 측정하는 것은 불가능하기 때문에 뇌우가 얼마나 효율이 좋은지를 알 수 있는 변수를 파악하는 것이 필요하다. 일반적으로 충돌 및 병합에 의한 강수 과정이 빙정과정에 의한 강수보다 더 효율적이다.

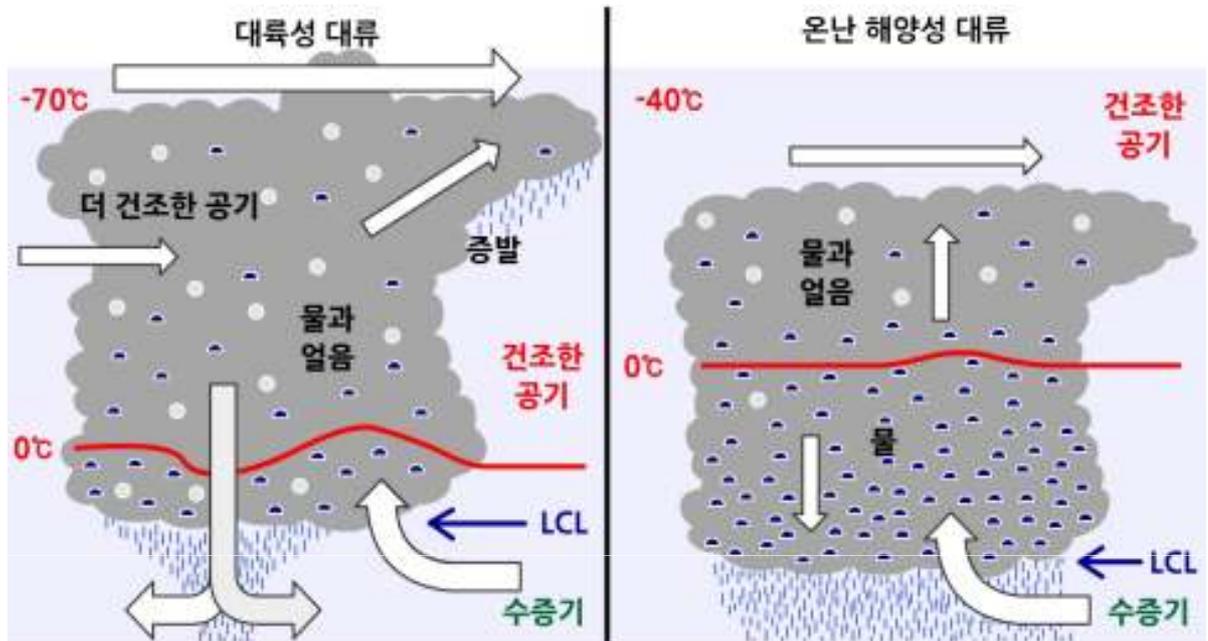
1.11.2 강수효율

단세포 뇌우에서 강수효율을 증가시키는데 도움이 되는 특성은 모순되게도 강한 하강기류를 억제하는 특성들과 유사하다. 다음의 요소들이 뇌우의 강수효율을 높이는데 중요하다.

- 매우 높은 중층 상대습도 : 측면 건조공기의 유입(Entrainment)은 상승기류 내 구름수함량을 보존하는데 도움이 되지 않는다. 따라서 중층대기에서 상대습도가 높아야 한다.
- 심층 온난구름층 : 빗방울의 충돌 및 병합과정을 도울 수 있는 두꺼운 층의 온난구름이 존재하면 강수효율을 높일 수 있다(Beard and Ochs, 1993). 온난구름층의 두께는 LCL에서 용해고도까지이다. 온난구름의 층이 3km를 초과할 경우 돌발홍수와 연계된 뇌우가 발생할 수 있다.

1.11 돌발홍수

대륙에서 발달하는 대륙성 강수의 경우 뇌우가 높게 발달하여 한랭우 과정이 중요한 반면 해양성 강수는 LCL에서 용해고도까지 층이 두껍게 나타나 충돌, 병합에 의한 강수 성장으로 강수 효율이 매우 높다(그림 1.182). 또한 해양성 강수의 경우 LCL의 고도가 훨씬 낮게 나타난다.



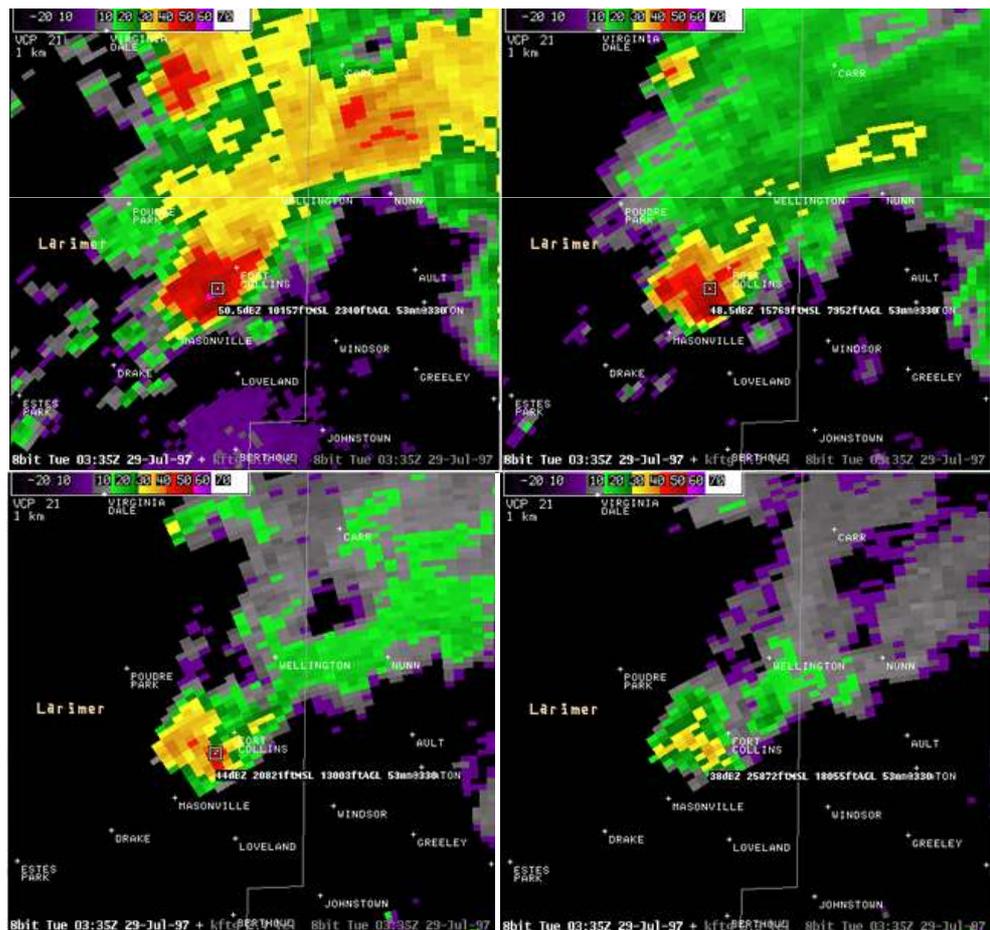
[그림 1.182] 육지에서 발생하는 한랭우 과정이 중요한 대륙성 강수 및 해양에서 발생하는 온난우 과정이 중요한 해양성 강수의 모식도

- 넓은 영역에서 상승기류 : 넓은 지역에서의 상승기류는 건조공기의 유입을 감소시킨다.
- 씨뿌리기(Seeding) : 씨뿌리기는 강수 생성을 시작하게 만든다. 뇌우 세포내에서 씨뿌리기는 주 상승기류 영역내로 수상체 씨를 유입시킴으로써 발생한다. 뇌우세포 사이의 씨뿌리기는 세포들이 수상체를 공유함으로써 강수 효율을 증가시킨다. 다중세포에서는 상승기류가 수상체를 재활용하여 강수효율을 높인다. 전형적인 거대세포와 같은 강한 상승기류가 존재하는 뇌우에서는 상승기류가 강수효율보다 더 중요할 수 있으며 돌발홍수를 야기할 수 있다.

뇌우가 온난우 과정에 의해 대부분의 강수를 생성한다면 높은 수밀도의 작은 강우입자로 인하여 전형적인 R-Z관계식은 강우를 과소 추정한다. 이러한 뇌우는 심층 온난구름, 적은 낙뢰, 용해층에서 LCL까지 반사도의 증가 등의 특징을 보인다. 구름꼭대기 온도는 $>-40^{\circ}\text{C}$ 의 분포를 보인다.

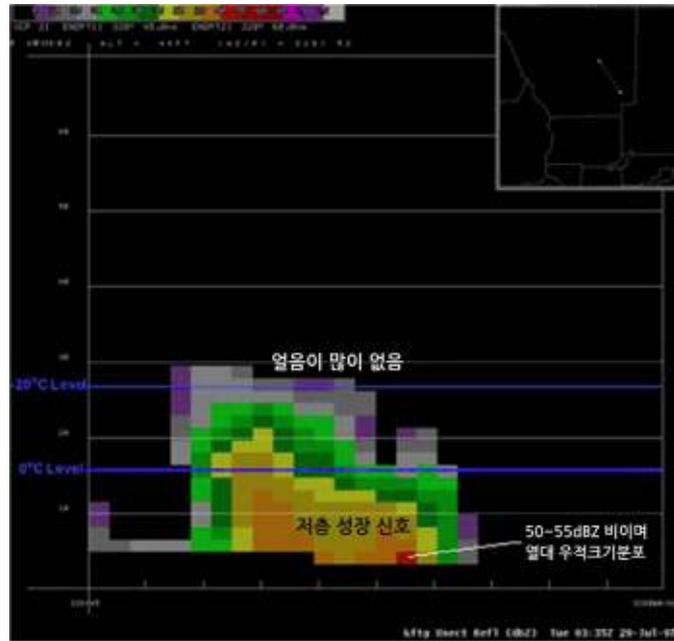
1.11 돌발홍수

그림 1.183은 돌발홍수를 유발한 대류성 강수에 대한 고도각(0.5°, 1.5°, 2.4°, 3.4°)에서 반사도 영상이다. 1.5° 고도각이 용해층에 가장 가깝다. 이 그림에서 0.5° 고도각이 LCL의 바로 위에 존재하면 이 고도각으로 추정된 강수량은 항상 과소 추정값을 보인다. 또한 고도각이 증가함에 따라 반사도 값이 급격히 감소함을 알 수 있다. 특히 용해층 위에서 반사도의 감소는 더욱 뚜렷하다(그림 c, d). 이 강수계에 대한 연직 단면도 또한 용해층 고도 아래에서 반사도의 급격한 증가와 위에서 반사도의 급격한 감소를 확인할 수 있다. 특히 -20°C에서 반사도가 거의 나타나지 않는다. 이처럼 강한 에코가 용해층 아래 저층에서 나타날 경우 돌발홍수의 가능성이 증가한다. 용해층 아래에서 강한 반사도가 나타나는 심층 온난우의 다른 예시는 그림 1.184, 1.185에 나타내었다. 그림 1.184에서도 또한 용해층 위에서 반사도 값이 급격히 감소하고 아래에서 강한 반사도 값이 나타난다.

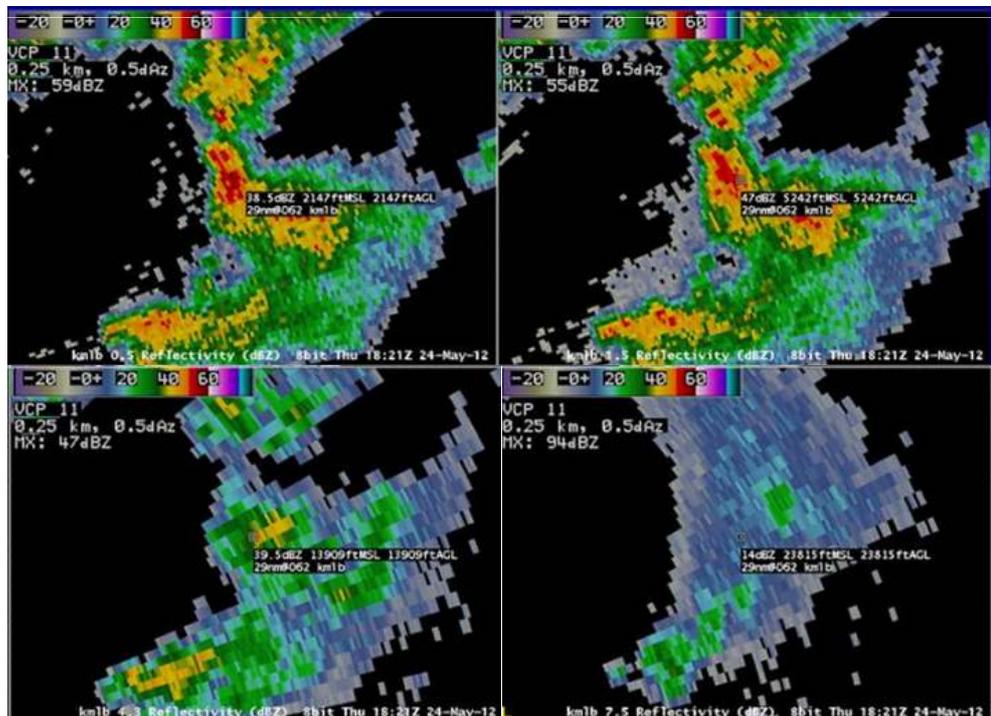


[그림 1.183] 돌발홍수를 유발한 대류성 뇌우에 대하여 관측한 4개의 고도각에서 반사도 영상. (a) 0.5°, (b) 1.5°, (c) 2.4°, (d) 3.4°. (a), (b)는 용해층 아래, (c), (d)는 용해층 위에서 관측 영상임

1.11 돌발홍수

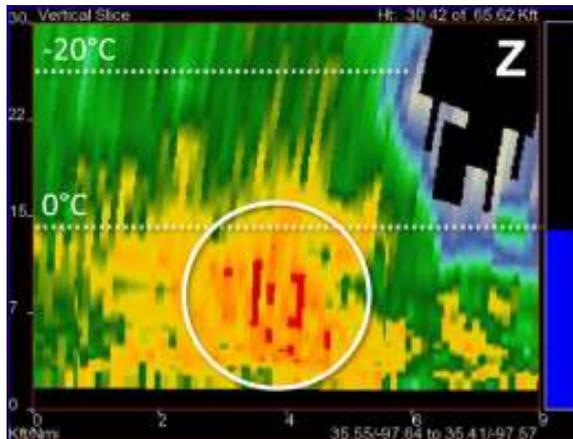


[그림 1.184] 그림 4.183 사례에 대한 반사도 연직단면 영상. 저층에 강한 반사도 값이 나타남



[그림 1.185] 돌발홍수를 유발한 심층 온난우 사례 예시. 4개의 고도각에서 관측한 반사도 영상. (a) 0.5°, (b) 1.5°, (c) 4.3°, (d) 7.5°

1.11 돌발홍수



[그림 1.186] 돌발홍수를 유발한 심층 온난우의 연직단면도.
강한 반사도 에코가 용해층 아래 저층에서 나타남

1.11.3 폭우 지속시간

폭우 지속시간은 강수효율과 함께 폭우 잠재성을 평가하는 중요한 요소이다. 폭우 지속시간은 강수핵의 크기/모양과 뇌우 운동의 함수이다.

뇌우의 크기는 매우 중요하며 강수의 지속시간을 가늠하게 한다. 큰 뇌우의 경우 당연히 지상의 특정 지점을 통과하는데 긴 시간이 소요된다. 뇌우의 모양은 수평 규모를 의미한다. 뇌우의 모양에 대한 예측은 강제력(외부 강제력 또는 한기역)의 모양에 대한 이해가 필요하다. 그림 1.187에서 선형 다중세포와 전면에 존재하는 거대세포에 의한 강수 비교 시 당연히 거대세포보다 선형 다중세포에 의한 강수 지속시간이 길다.

뇌우의 운동은 원형 세포로 가정했을 때 이동 시간 및 뇌우의 장축과 운동의 각도를 결정하기 때문에 매우 중요하다. 그림 1.187에서 선형대류세포가 남쪽으로 이동할 때와 북동쪽으로 이동할 때를 비교해 보면 북동쪽 즉 선형 에코의 장축 방향으로 이동할 때 강수의 지속시간이 길어져 폭우를 쉽게 발생시킬 수 있다.

1.11 돌발홍수



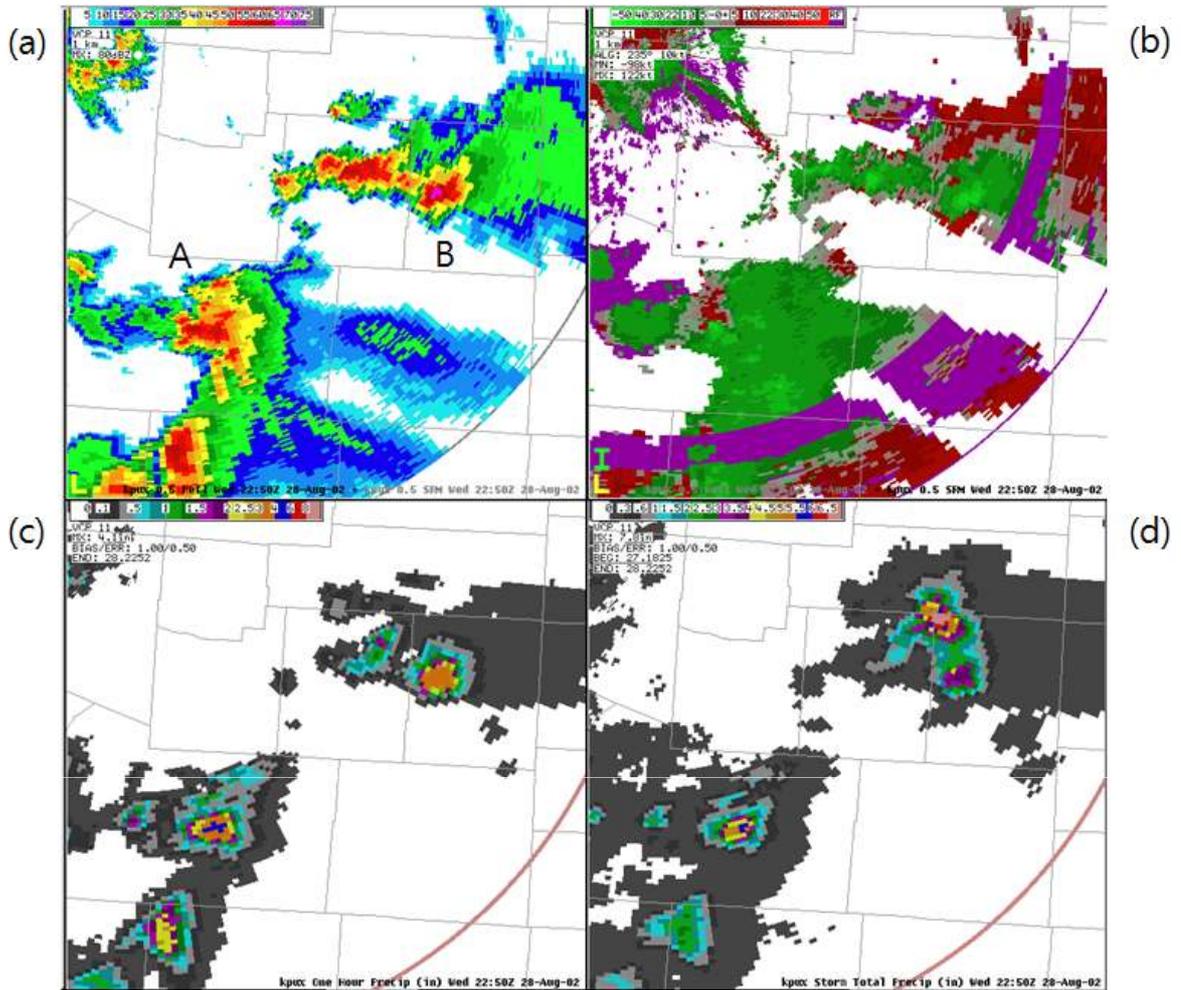
[그림 1.187] 뇌우의 크기/모양 및 이동에 따른 강수 지속시간의 차이를 설명하기 위한 거대세포 및 선형 대류세포 예시

단세포 뇌우에서 뇌우의 운동은 평균 지향층(Steering-layer) 바람을 따라 움직인다. 일반적으로 0~6km 층이 사용된다. 지향층 흐름이 약하면 폭우 지속시간이 길어진다. 거대세포 뇌우에서는 고도에 따른 연직 바람 프로파일을 고려하여야 한다. 거대 세포의 경우 상층의 평균바람보다도 세포의 특정 부분이 항상 천천히 이동할 수 있으며 이로 인하여 폭우에 대한 위험도가 증가한다. 특히 운동이 10ms^{-1} 이하일 경우 매우 위험하다. 운동값이 더 작을 경우 더 위험해진다. 거대세포의 경우 일반적으로 강수효율이 매우 낮지만 긴 지속시간으로 인하여 폭우를 발생할 수 있다.

따라서 강수 지속시간이 거대세포에서 돌발홍수의 잠재성을 결정하는 가장 중요한 요인이다. 거대세포의 운동을 결정하는 방법으로 가장 많이 사용되는 것은 ID(Internal Dynamics) 방법이다(Bunkers et al., 1998; Bunkers et al., 2000). 이 방법은 0~6km의 평균 바람과 0.5km이하 하층 바람 및 5.5~6km 바람의 시어를 계산하고 평균바람에서 시어벡터의 수직인 방향으로 7.5ms^{-1} 이동하여 거대세포의 운동을 결정하는 방법이다. 이 방법에 대한 상세 설명은 논문에 기술되어 있다.

그림 1.188은 동시에 발달한 두 거대세포에 대한 예시로 이동이 매우 느린 경우이다. 이 경우 두 세포 모두 100mm이상의 강우를 유발하였으며 이로 인한 돌발홍수가 발생하였다.

1.11 돌발홍수

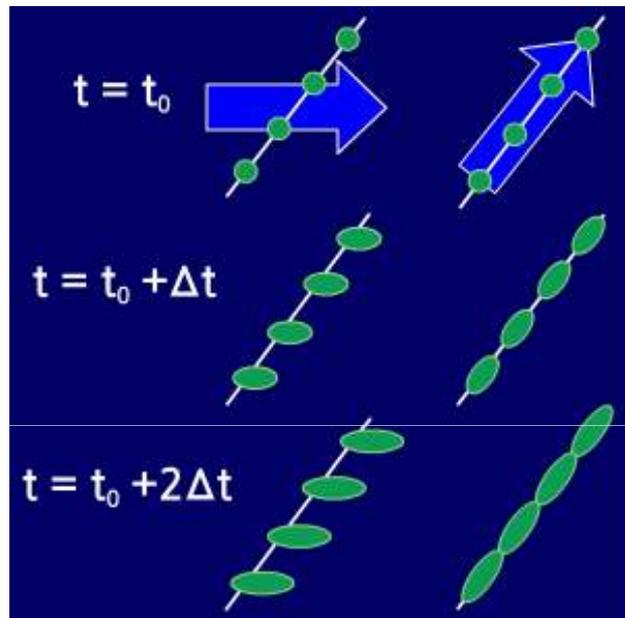


[그림 1.188] 동시에 발달한 두 거대세포 예시 및 이에 의한 강우량. (a) 반사도, (b) 뇌우 상대 시선속도, (c) 뇌우 누적 강우, (d) 한 시간 강우량. 두 거대세포의 느린 운동으로 인한 폭우 및 돌발홍수가 발생함

다중세포는 재생성 특성으로 인하여 돌발홍수를 발생시키는 경향이 있다. 새로운 세포의 생성과정에 의하여 다중세포복합체의 순운동이 작아질 수 있다. 세포 재생성에 의한 강수계의 운동성분과 평균 지향층 흐름이 상쇄될 경우 에코의 후미발달(Back Building) 및 무리지움(Training)이 발생한다. 또한 다중세포 복합체 내의 여러 세포들이 동일한 지역에서 최대 강도로 발달할 경우 최대 강우를 생성한다.

1.11 돌발홍수

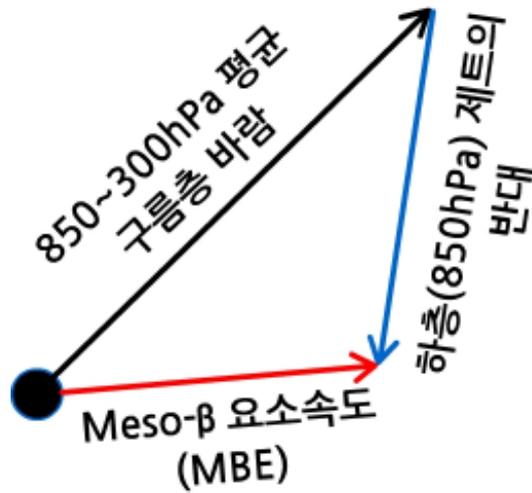
평균흐름의 방향과 강제력의 방향 또한 폭우 지속시간을 결정하는 중요한 요소이다. 그림 1.189에서 남서-북동 방향의 강제력이 작용할 때 평균바람에 따라 강수세포의 발달 방향이 변한다. 평균바람이 서풍일 경우 세포가 발달하여 동쪽으로 이동한다. 이에 비하여 바람의 방향과 강제력의 방향이 동일할 경우 세포가 발달하여 북동쪽으로 이동하여 하나의 강한 선형에코를 형성하고 강제력 방향으로 강수의 지속시간을 연장하여 폭우가 발생한다.



[그림 1.189] 뇌우의 평균흐름과 강제력의 방향에 따른 강수세포 발달 모식도 (Markowski and Richardson, 2007)

다중세포 및 중규모대류복합체에서 폭우 발생에 대한 감시 및 예측 시 meso- β 요소속도(Meso-beta Element Velocity: MBE)를 이용하면 후미발달(Back Building) 강수계 전파를 기술할 수 있다. 그림 1.190은 다중세포뇌우에서 MBE를 계산하는 예시이다. 850~300hPa 층에서 평균 바람 벡터를 계산하고 이 벡터를 하층제트의 음의 값과 합하여 MBE를 계산한다. 이 경우 계산된 MBE 벡터는 평균바람보다 작으므로 에코의 후미발달(Back Building), 또는 준정지/천천히 움직이는 다중세포복합체를 의미한다.

1.11 돌발홍수

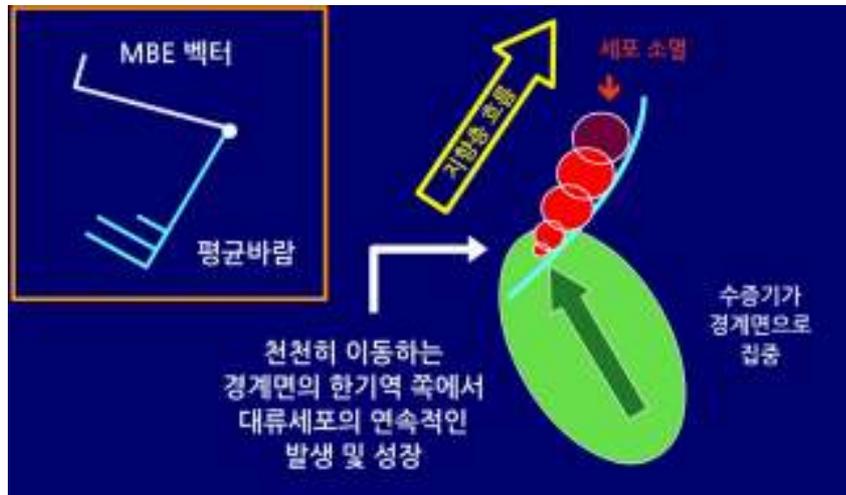


[그림 1.190] 다중세포 뇌우에서 meso-β 요소속도 도출 모식도

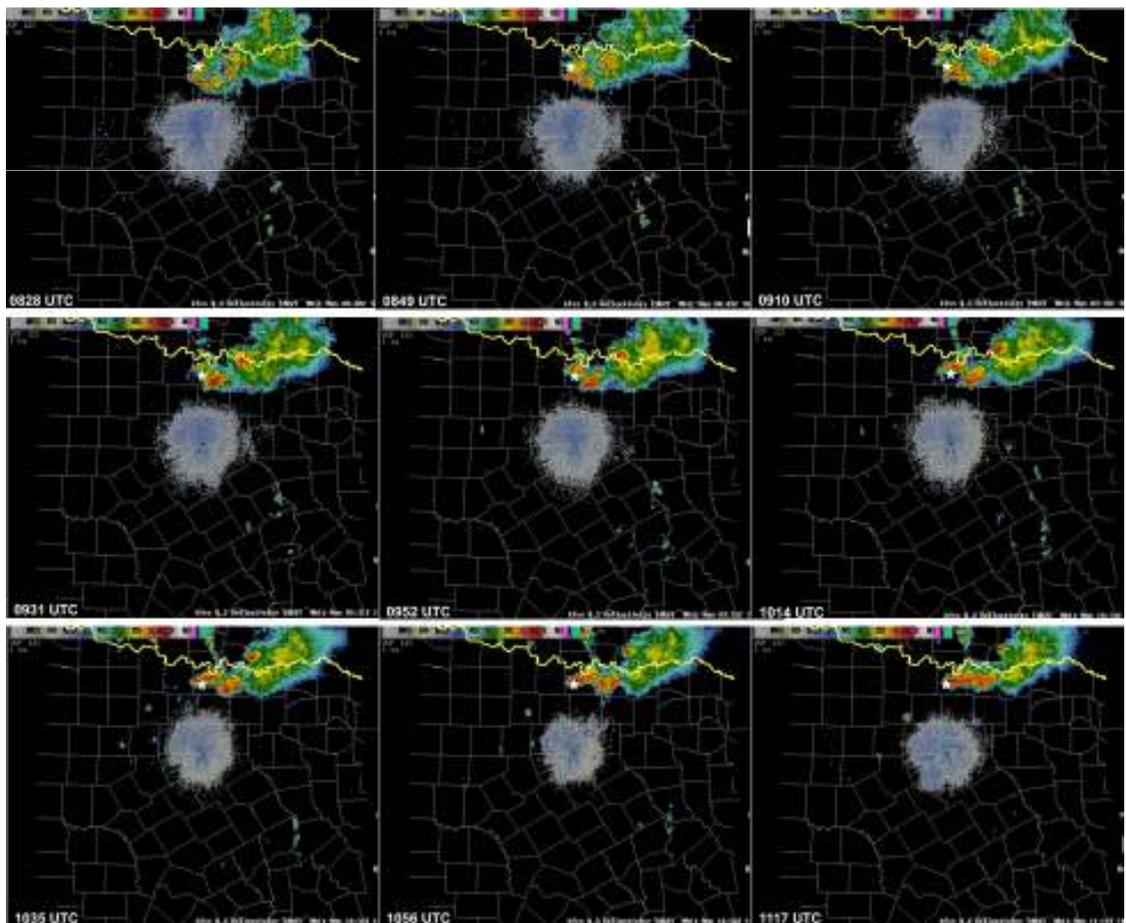
뇌우의 운동속도가 빠를 경우에도 동일한 지점에서 새로운 뇌우세포가 발생하면 돌발홍수가 발생할 수 있다. 그림 1.191은 천천히 움직이는 경계면을 따라 새롭게 생성된 뇌우가 전파되어 폭우를 발생하는 경우이다. 경계면이 남서-북동으로 위치하고 남동쪽에서 집중된 수증기가 경계면으로 유입되어 경계면에서 새로운 세포가 생성된다. 평균 바람은 25kt의 남서풍으로 새롭게 생성된 뇌우는 이 평균바람을 따라서 북동쪽으로 경계면을 따라 이동한다.

계산된 MBE 벡터는 5kt의 약한 서풍으로 평균 바람에 비해 매우 작은 값을 보여 후미발달(Back Building) 에코 형태를 보인다. 따라서 강수가 상당기간 한 지역에 정체할 수 있으며 이로 인하여 폭우가 발생할 수 있다. 그림 1.192는 이러한 예시에 대한 시간에 따른 레이더 반사도 영상을 나타낸다. 별표로 표시된 지역에서 지속적인 강수의 생성이 관측되었다. 이 사례에서 0905UTC에 경계면은 서-남서로 분포하고 남서쪽에서 집중적인 수증기의 유입이 존재한다. 평균바람은 남서풍으로 경계면과 나란하다(그림 1.193).

1.11 돌발홍수



[그림 1.191] 빠르게 움직이는 뇌우와 정지한 경계면에 의한 새로운 세포의 생성 및 전파의 모식도. 새로운 세포의 생성으로 인하여 폭우가 발생함



[그림 1.192] 준 정체한 경계면, 집중된 수증기 유입, 및 경계면과 평행한 평균바람에 의한 후미발달 예코의 예시. 시간에 따른 반사도 영상을 나타냄

1.11 돌발홍수



[그림 1.193] 그림 1.192 사례에 대하여 0905UTC에 관측된 반사도 영상과 이에 중첩된 수증기 유입 벡터(초록색 화살표), 경계면(파선), 및 평균바람(흰색 화살표)

1.11 돌발홍수

1.11.4 요약

대류성 강수계에 의한 폭우 가능성은 강수 강도와 강수 지속시간으로 결정된다. 강우강도는 상승기류의 강도, 상승기류로 유입되는 수증기량, 강수 생성 효율의 함수이다.

효율적으로 강우를 생성하는 대류는 주로 심층 습윤대기, 넓은 상승기류 영역, 심층 온난구름층, 구름간/구름내 씨뿌리기가 존재할 때 더 잘 발생한다. 특히 저층에 강한 반사도 핵이 존재하고 윗층 위에서 반사도가 급격히 감소하면 충돌/병합에 의한 강수 성장이 활발하여 폭우 발생의 잠재성이 높아진다.

강한 강우가 지속될 경우에 돌발홍수가 발생한다. 강수 지속시간은 강우핵의 크기, 핵의 모양, 뇌우 운동의 함수이다. 특히 평균 운동속도는 지속시간을 결정하는 매우 중요한 요소로 거대세포 및 다중세포에서 평균 운동을 계산하여야 한다. 또한 강수계의 이동이 빠를 경우에는 강제력과 운동 방향에 따라 폭우 발생이 가능하다.

연습문제

1. 레이더 강우추정 시 영향을 미치는 오차원인들을 기술하시오
2. 대기 중 1m^3 를 가지는 부피 내에서 관측한 강우 입자의 분포가 다음과 같이 3개의 입자직경에서 강우입자가 존재할 때 강우 강도(mmh^{-1}) 및 레이더 반사도(dBZ) 값을 계산하시오.

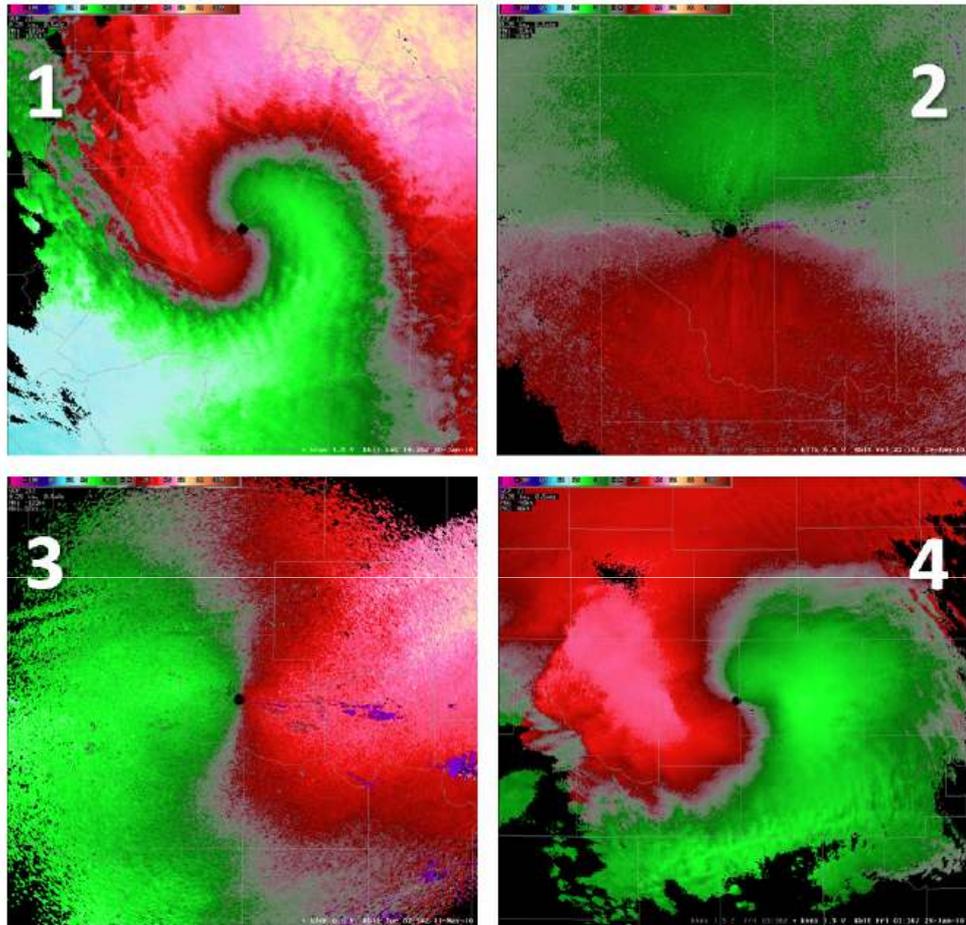
$$N(D=1\text{mm}) = 500\text{m}^{-3}$$

$$N(D=2\text{mm}) = 200\text{m}^{-3}$$

$$N(D=3\text{mm}) = 50\text{m}^{-3}$$
3. 우량계로 관측한 강우강도가 5mm/h 이고 레이더로 관측한 레이더 반사도값이 34dBZ 일 때 관계식 $Z=210R^{1.47}$ 을 이용하여 레이더 강우를 추정 시 추정오차(mm/h)는 얼마인가?
4. 레이더의 빔 폭이 1도 일때 레이더에서 30km , 60km , 120km 떨어진 지점에서 이 레이더 빔의 폭을 km 단위로 나타내시오.
5. R-Z 관계식이 다음의 세 가지 $Z=100R^{1.5}$, $Z=500R$, $Z=300R^{2.0}$ 를 보일 때 레이더 반사도 보정 오차 2dB 때문에 발생할 수 있는 강수 추정 상대오차를 구하시오.
6. S-밴드 레이더에서 $\text{PRF} = 1200\text{Hz}$ 로 강수를 관측하였다. 최대관측거리와 최대관측 속도(나이퀴스트 속도)를 계산하시오.

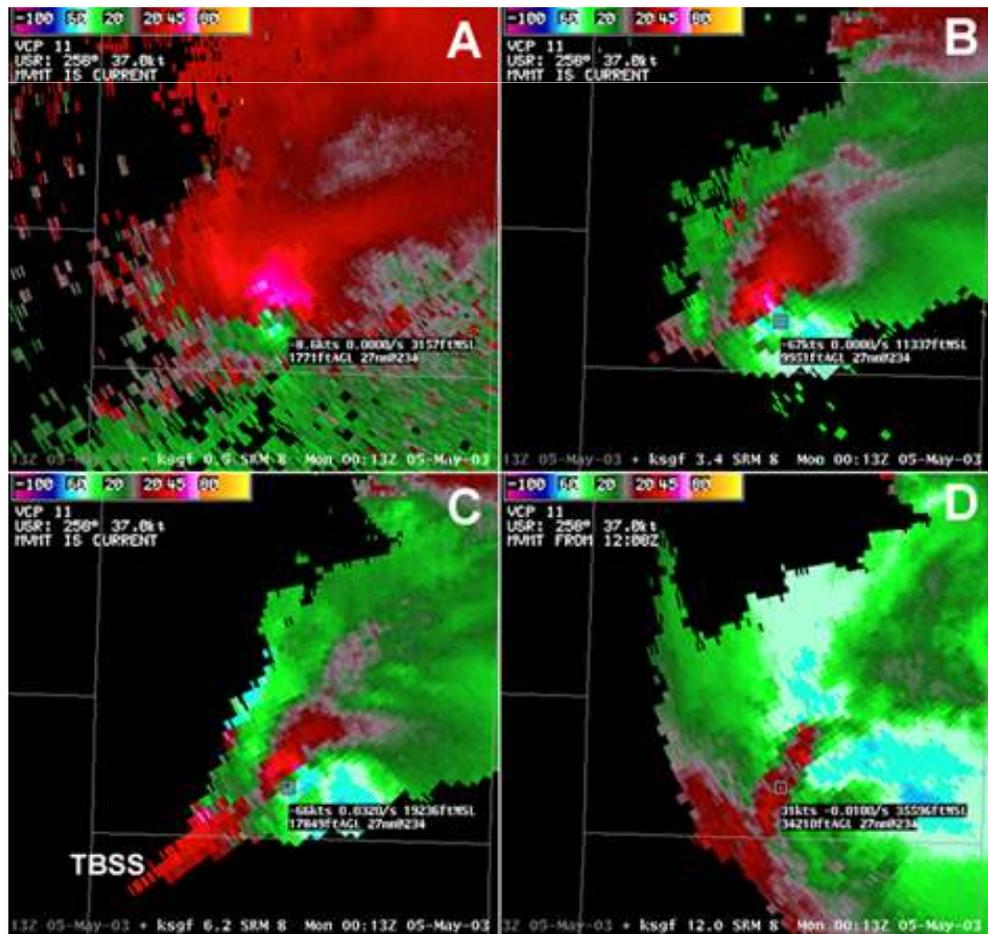
연습문제

7. 아래 4개의 PPI영상에 해당하는 바람의 연직프로파일을 그리시오. 이때 영상의 가장자리에서 관측고도는 6km이다. 또한 초록색 계통의 색깔은 레이더로 접근, 붉은색 계통의 색깔은 레이더로부터 멀어지는 현상을 나타낸다.



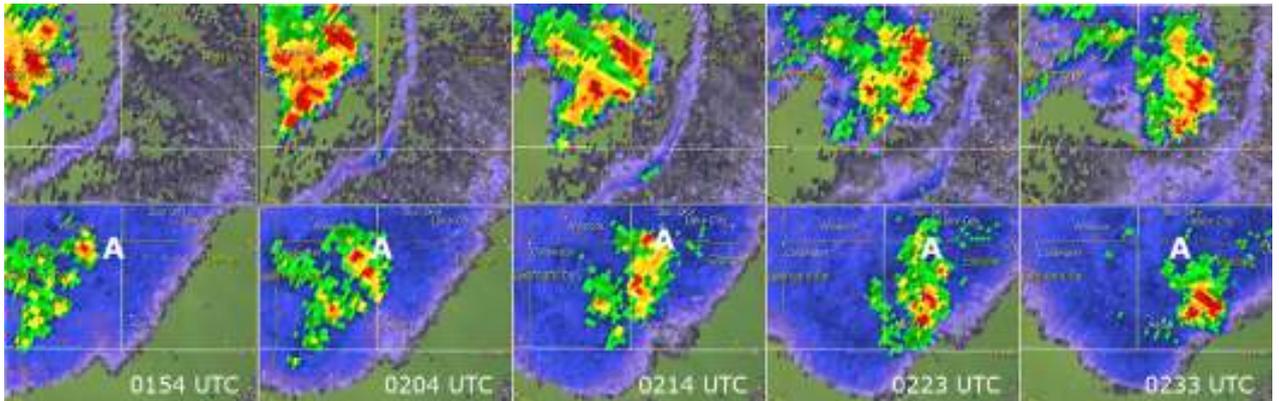
연습문제

8. 단세포 뇌우의 일생을 간략하게 기술하시오.
9. 일반적으로 대류가용위치에너지(CAPE)를 이용하여 뇌우에서 공기의 최대상승속도를 계산할 수 있다. 그러나 뇌우에서 관측되는 실제 최대 상승속도는 이렇게 계산된 값보다 일반적으로 작는데 그 이유 두 가지를 기술하시오.
10. 단세포 뇌우에서 레이더 영상을 이용하여 상승기류의 위치를 파악하는 가장 일반적인 방법은?
11. 다운버스트를 발생시키는 두 가지 발생기작은 무엇인가?
12. 다음은 중규모저기압이 발생하였을 때 네 개의 고도각(0.5°, 3.4°, 6.2°, 12.0°)에서 관측한 시선속도 PPI 영상이다. 각 영상에서 나타난 중규모 저기압과 연관된 도플러시선속도의 특징을 기술하시오.

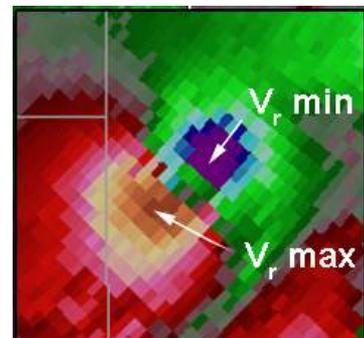
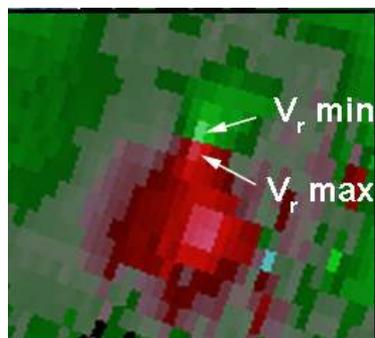


연습문제

13. 다음은 두 고도각(0.5° , 4.3°)에서 관측한 반사도 영상이다. 이 영상에서 북서쪽의 뇌우 가까이에서 발생하여 남동쪽으로 전파되는 띠모양(남서-북동 방향)의 약한 에코가 존재한다. 이 에코의 발달 과정과 전/후면 온도 분포를 기술하시오.



14. MCS(Mesoscale Convective System)은 대기 중/상층에서 시스템 상대적인 바람에 의하여 세 가지 종류의 스콜라인 MCS로 발달한다. 이들 세 종류의 MCS를 기술하고 생성, 발달, 성숙기에 반사도의 수평적 분포를 그리시오.
15. Maddox(1980)에 의해 정의된 중규모대류복합체(Mesoscale Convective Complex: MCC)의 분류 조건을 기술하시오.
16. 다음은 두 사례에 대하여 관측한 도플러 시선속도 영상이다. 초록색 계통의 색은 접근, 붉은색 계통의 색은 후퇴하는 속도를 나타낸다. 두 영상 중 각각 어떤 영상이 TS(Tornado Signature), TVS(Tornadic Vortex Signature)에 해당하는지를 이유와 함께 기술하시오.



참고문헌

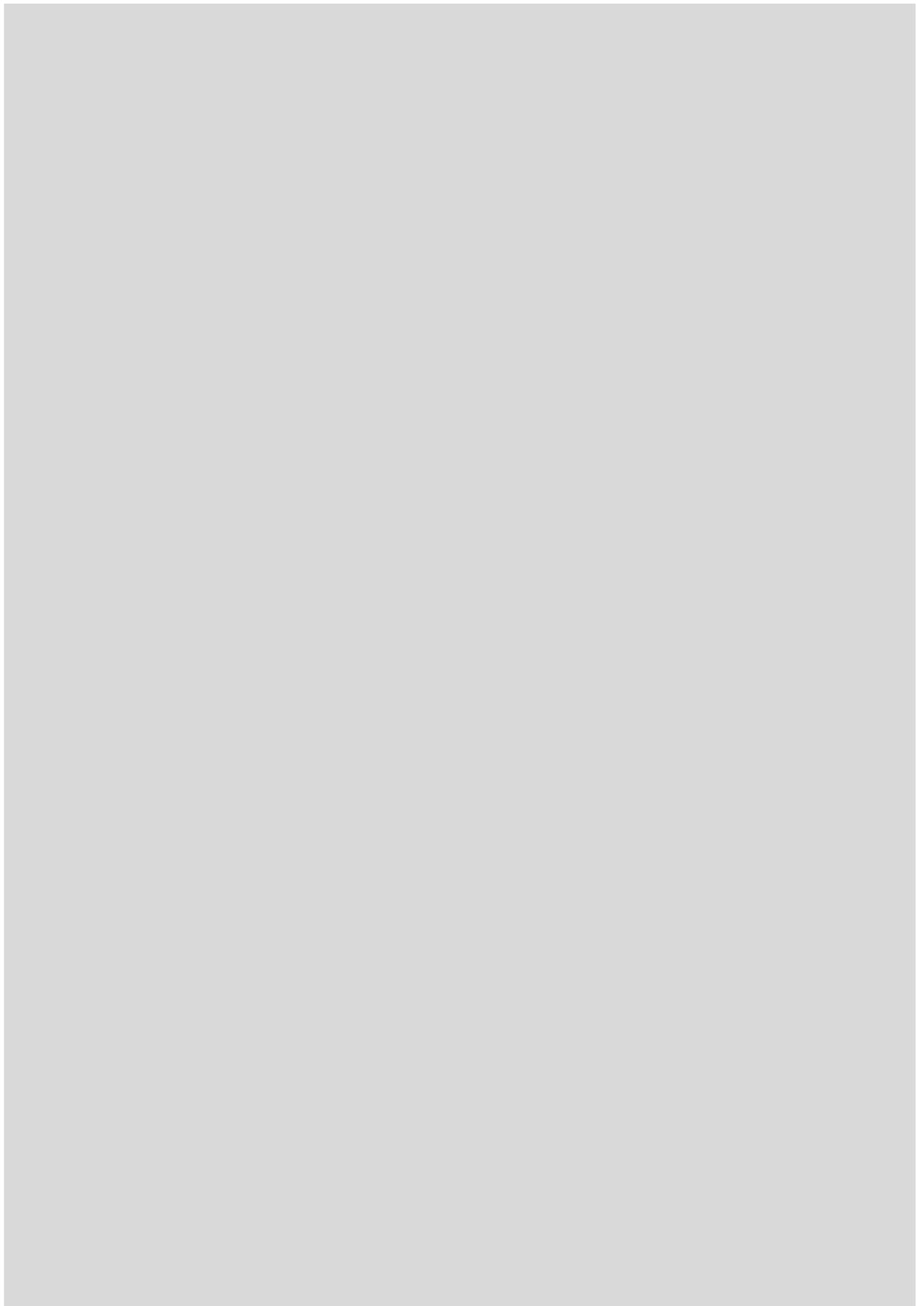
1. Amburn, S., and P. Wolf, 1997: VIL density as a hail indicator. *Wea. Forecasting*, 12, 473-478.
2. Atkins, N. T., and R. M. Wakimoto, 1991: Wet microburst activity over the southeastern United States, *Wea. Forecasting*, 6, 470-482.
3. Blaes, J. L. C. S. Cerniglia Jr., M. A. Caropolo., 1998: VIL density as an indicator of hail across Eastern New York and Western New England. Eastern Region Technical Attachment. No. 98-8, 17pp.
4. Bluestein, H.B., and M.H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1711-1732.
5. Brown, R. A., L. R. Lemon, and D. W. Burgess, 1978: Tornado detection by pulsed Doppler radar. *Mon. Wea. Rev.*, 106:29-38.
6. Bunkers, M. J., B. A. Klimowski, J. W. Zeitler, R. L. Thompson, and M. L. Weisman, 1998: Predicting supercell motion using hodograph techniques. Preprints, 19th Conf. on Severe Local Storms, Minneapolis, MN, Amer. Meteor. Soc., 611-614.
7. Bunkers, M. J., B. A. Klimowski, J. W. Zeitler, R. L. Thompson, and M. L. Weisman, 2000: Predicting supercell motion using a new hodograph technique. *Wea. Forecasting*, 15, 61-79.
8. Burgess, D. W., and L. R. Lemon, 1990: Severe thunderstorm detection by radar. *Radar in Meteorology*, D. Atlas, Ed., Amer. Meteor. Soc., 619-627.
9. Cerniglia, C. S., and W. R. Snyder, 2002: Development of warning criteria for severe pulse thunderstorms In the northeastern United States using the WSR-88D. Eastern Region Technical Attachment, No. 2002-03, 14 pp.
10. COMET, 1999: Mesoscale Convective Systems: Squall Lines and Bow Echoes. Online training module, <http://www.meted.ucar.edu/convectn/mcs/index.htm>.
11. Doswell, C.A. III and D.W. Burgess, 1993: Tornadoes and tornadic storms: A review of conceptual models. *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards* (Church et al., eds). Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 79, 161-172.

참고문헌

12. Doswell, D. C., H. B. Bluestein, 2002: The 8 June 1995 McLean, Texas, storm. part II: Cyclic tornado formation, maintenance, and dissipation. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2649–2670.
13. French, A. J., and M. D. Parker, 2006: Multiple modes of convection in moderate-to-high shear environments. Preprints, 23rd Conf. Severe Local Storms, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., paper P12.6.
14. Fujita, T.T., 1978: Manual of downburst identification for project NIMROD. SMRP Research Paper No. 156, 104 pp.
15. Lemon, L. R., 1980: Severe thunderstorm radar identification techniques and warning criteria. NOAA Tech. Memo. NWS NSSFC-3, Kansas City, National Severe Storms Forecast Center, 60 pp.
16. Maddox, Robert A., 1980: Mesoscale Convective Complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1374–1387.
17. Markowski, P. M., J. M. Straka, E. N. Rasmussen, 2002: Direct surface thermodynamic observations within the rear-flank downdrafts of non-tornadic and tornadic supercells. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 1692–1721.
18. Moller, A. R., C. A. Doswell, and r. Przybylinski, 1990: High-precipitation supercells: A conceptual model and documentation. Preprints, 16th Conf. on Severe Local Storms, Kananaskis Park, AB, Canada, Amer. Meteor. Soc., 52–57.
19. Parker, M.D., and R.H. Johnson, 2000: Organizational Modes of Midlatitude Mesoscale Convective Systems. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3413–3436.
20. Przybylinski, R.W., 1995: The bow echo: observations, numerical simulations, and severe weather detection methods. *Wea. Forecasting*, 10, 203–218.
21. Przybylinsk., and D. M. DeCaire, 1985: Radar signatures associated with the derecho. One type of mesoscale convective system. Preprints 14th Conf. on Severe Local Storms, Indianapolis, IN, Amer. Meteor. Soc., 228–231.
22. Rasmussen, E. N., and J. M. Straka, 1998: Variations in supercell morphology. Part I: Observations of the role of upper-level storm-relative flow. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2406–2421.

참고문헌

23. Smull, Bradley F., R. A. Houze, Jr., 1987: Rear Inflow in Squall Lines with Trailing Stratiform Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2869–2889.
24. Srivastava, R. C., 1985: A simple model of evaporatively driven downdraft: Application to microburst downdraft. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1004–1023.
25. Trapp, R. J., 1999: Observations of nontornadic low-level mesocyclones and attendant tornadogenesis failure during VORTEX. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 1693–1705.
26. Trapp, R., J., G. J. Stumpf, and K. L. Manross. 2005: A reassessment of the percentage of tornadic mesocyclones. *Wea. Forecasting*, 20, 680–687.
TWG, 2002: Tornado Warning Guidance. Web page, <http://www.wdtb.noaa.gov/resources/PAPERS/twg02/index.html>
27. Wakimoto, R. M., 1985: Forecasting dry microburst activity over the high plains. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1131–1143.
28. Wakimoto, R. M., 2002: Convectively driven high wind events. *Severe Convective Storms C. Doswell III, Ed., Amer. Meteor. Soc.*, 255–298
29. Witt, A., 1996: The relationship between low-elevation WSR-88D reflectivity and hail at the ground using precipitation observations from the VORTEX project. Preprints, 18th Conf. on Severe Local Storms, San Francisco, CA, Amer. Meteor. Soc., 183–185.
30. Witt, A, and S. P. Nelson, 1991: The use of single-Doppler radar for estimating maximum hailstone size. *J. Appl. Meteor.*, 30, 425–431.
31. Witt, A., M. D. Eilts, G. J. Stumpf, J. T. Johnson, e. D. Mitchell, and K. W. Thomas, 1998: An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D. *Wea. Forecasting*, 13, 286–303.



바로 수록. 연습문제 해설



연습문제

1. 레이더 강우추정 시 영향을 미치는 오차원인들을 기술하시오.

해설: 1) Z 오차 : 지형에코, 이상전파, 부분 빔 채워짐, 젖은 레이돔, 하드웨어 보정, 차폐 등
 2) Z-R 관계식 오차 : 우적크기 분포 변동, 눈/얼음/혼합강우
 3) 빔전파효과 오차 : 강한 수평 바람, 빔 아래 강수의 증발 및 성장

2. 대기 중 1m³를 가지는 부피 내에서 관측한 강우 입자의 분포가 다음과 같이 3개의 입자직경에서 강우입자가 존재할 때 강우 강도(mmh⁻¹) 및 레이더 반사도(dBZ) 값을 계산하시오.

$$N(D=1\text{mm}) = 500\text{m}^{-3}$$

$$N(D=2\text{mm}) = 200\text{m}^{-3}$$

$$N(D=3\text{mm}) = 50\text{m}^{-3}$$

해설: $Z(\text{dBZ}) = 10 \cdot \log(500 \cdot 1^6 + 200 \cdot 2^6 + 50 \cdot 3^6) = 47.0\text{dBZ}$

$$R(\text{mm/h}) = (3.14/6) \cdot (500 \cdot 1^3 \cdot 4 + 200 \cdot 2^3 \cdot 6 + 50 \cdot 3^3 \cdot 7) \cdot (10^{-6} \cdot 3600) = 39.7\text{mm/h}$$

3. 우량계로 관측한 강우강도가 5mm/h이고 레이더로 관측한 레이더 반사도값이 34dBZ 일 때 관계식 $Z=210R^{1.47}$ 을 이용하여 레이더 강우를 추정 시 추정오차(mm/h)는 얼마인가?

해설: $R(\text{radar}) - R(\text{gage}) = [(10^{(0.1 \cdot Z)}) / 210]^{(1/1.47)} - 5\text{mm/h} = 0.41\text{mm/h}$ (과대 추정)

4. 레이더의 빔 폭이 1도 일때 레이더에서 30km, 60km, 120km 떨어진 지점에서 이 레이더 빔의 폭을 km 단위로 나타내시오.

해설: 빔폭(km), $l = r \cdot \theta$ (beam width) = 0.52km ($r = 30\text{km}$)

$$r = 30\text{km} : \text{빔폭} = 0.52\text{km}$$

$$r = 60\text{km} : \text{빔폭} = 1.05\text{km}$$

$$r = 120\text{km} : \text{빔폭} = 2.09\text{km}$$

연습문제

5. R-Z 관계식이 다음의 세 가지 $Z = 100R^{1.5}$, $Z = 500R$, $Z = 300R^{2.0}$ 를 보일 때 레이더 반사도 보정 오차 2dB때문에 발생할 수 있는 강수 추정 상대오차를 구하시오.

해설: R : 참값(Z일때), R' : 강우(보정오차 2 dB : Z')

$$Z = aR^b \text{일때}$$

$$R'/R = [(Z'/a)^{(1/b)}] / [(Z/a)^{(1/b)}] = (Z'/Z)^{(1/b)}$$

$$10 \cdot \log(Z'/Z) = 2\text{dB}$$

$$R'/R = (10^{0.2})^{(1/b)}$$

$$\text{when } Z = 100R^{1.5}, R'/R = 36\%$$

$$\text{when } Z = 500R, R'/R = 58\%$$

$$\text{when } Z = 300R^{2.0}, R'/R = 26\%$$

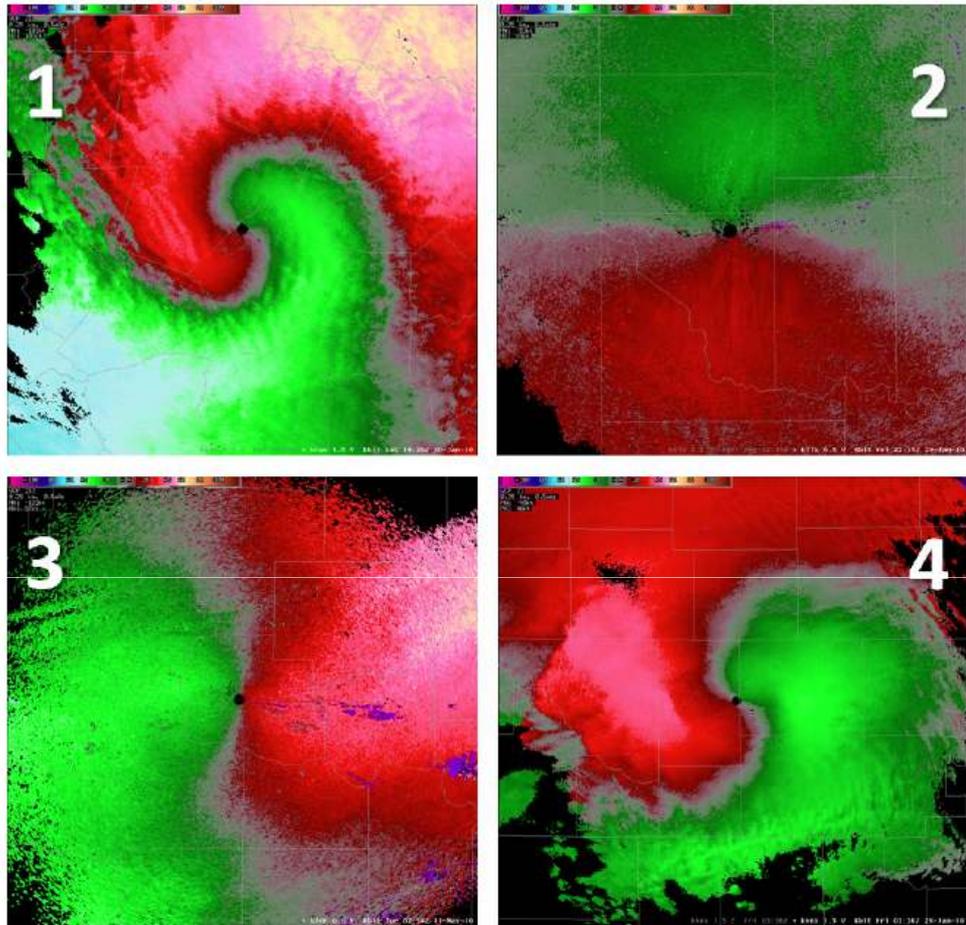
6. S-밴드 레이더에서 PRF = 1200Hz로 강수를 관측하였다. 최대관측거리와 최대관측 속도(나이퀴스트 속도)를 계산하시오.

해설: $R_{max} = c/(2 \cdot \text{PRF}) = 125\text{km}$

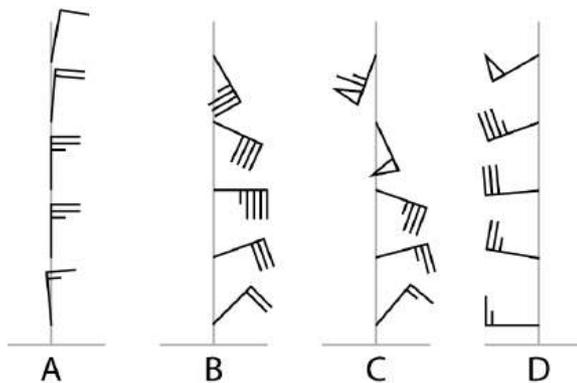
$$V_{max} = \text{Wavelength} \cdot \text{PRF} / 4 = 30\text{m/s}$$

연습문제

7. 아래 4개의 PPI영상에 해당하는 바람의 연직프로파일을 그리시오. 이때 영상의 가장자리에서 관측고도는 6km이다. 또한 초록색 계통의 색깔은 레이더로 접근, 붉은색 계통의 색깔은 레이더로부터 멀어지는 현상을 나타낸다.



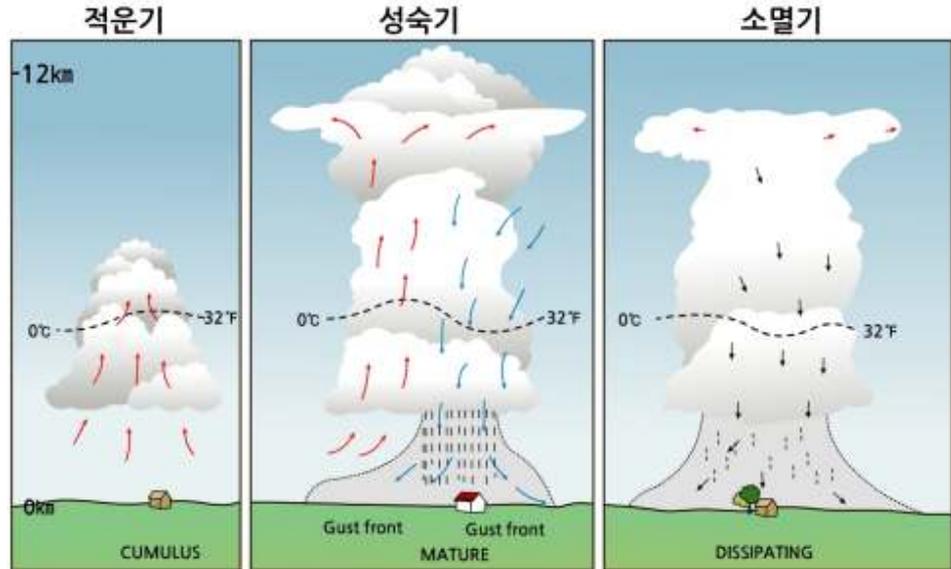
해설: 2 = A, 4 = B, 1 = C, 3 = D



연습문제

8. 단세포 뇌우의 일생을 간략하게 기술하시오.

해설: 적운기 → 성숙기 → 소멸기



9. 일반적으로 대류가용위치에너지(CAPE)를 이용하여 뇌우에서 공기의 최대상승속도를 계산할 수 있다. 그러나 뇌우에서 관측되는 실제 최대상승속도는 이렇게 계산된 값보다 일반적으로 작는데 그 이유 두 가지를 기술하시오.

해설: 1) 강수부하 효과(Precipitation Loading)
2) 건조공기 유입(Entrainment)

10. 단세포 뇌우에서 레이더 영상을 이용하여 상승기류의 위치를 파악하는 가장 일반적인 방법은?

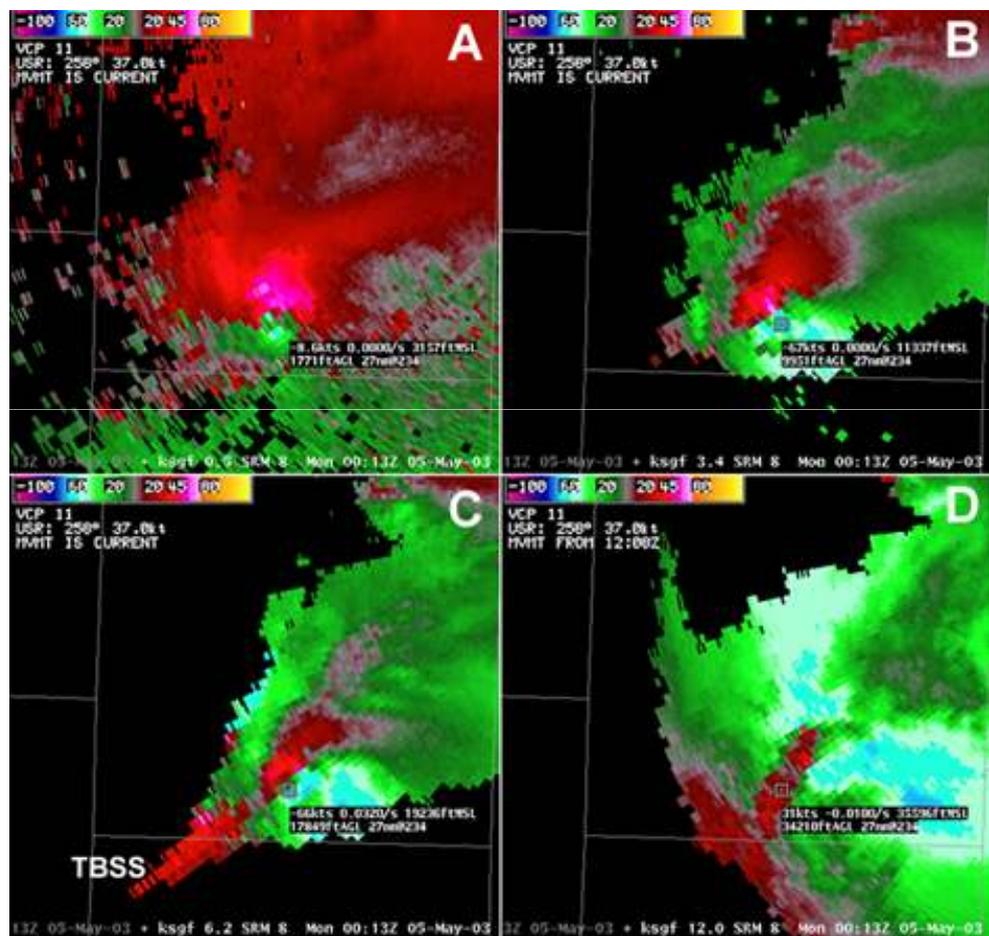
해설: 온도가 -15°C 보다 낮은 층에서 존재하는 가장 강한 상층반사도 코어의 위치를 파악하여 상승기류의 위치를 판별함.

연습문제

11. 다운버스트를 발생시키는 두 가지 발생기작은 무엇인가?

해설: 증발냉각(측면건조공기 유입, 구름하부증발 냉각)과 강수부하

12. 다음은 중규모저기압이 발생하였을 때 네 개의 고도각(0.5°, 3.4°, 6.2°, 12.0°)에서 관측한 시선속도 PPI 영상이다. 각 영상에서 나타난 중규모 저기압과 연관된 도플러시선속도의 특징을 기술하시오.



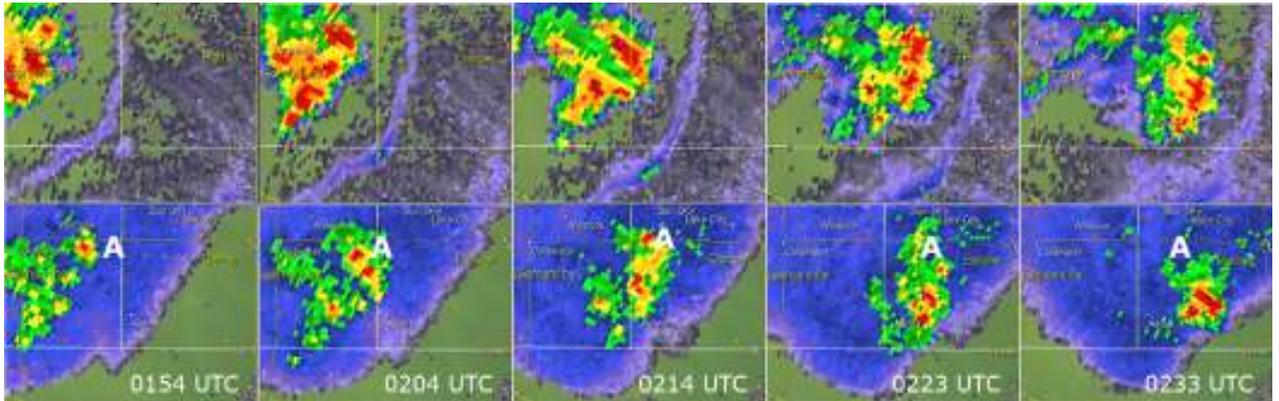
해설: A : 큰 저층 수렴

B : 중층에서 저기압성 순회전

C, D : 상층에서 발산 회전(이 경우는 꼭대기에서 순발산이 나타나지 않음)

연습문제

13. 다음은 두 고도각(0.5°, 4.3°)에서 관측한 반사도 영상이다. 이 영상에서 북서쪽의 뇌우 가까이에서 발생하여 남동쪽으로 전파되는 띠모양(남서-북동 방향)의 약한 에코가 존재한다. 이 에코의 발달 과정과 전/후면 온도 분포를 기술하시오.

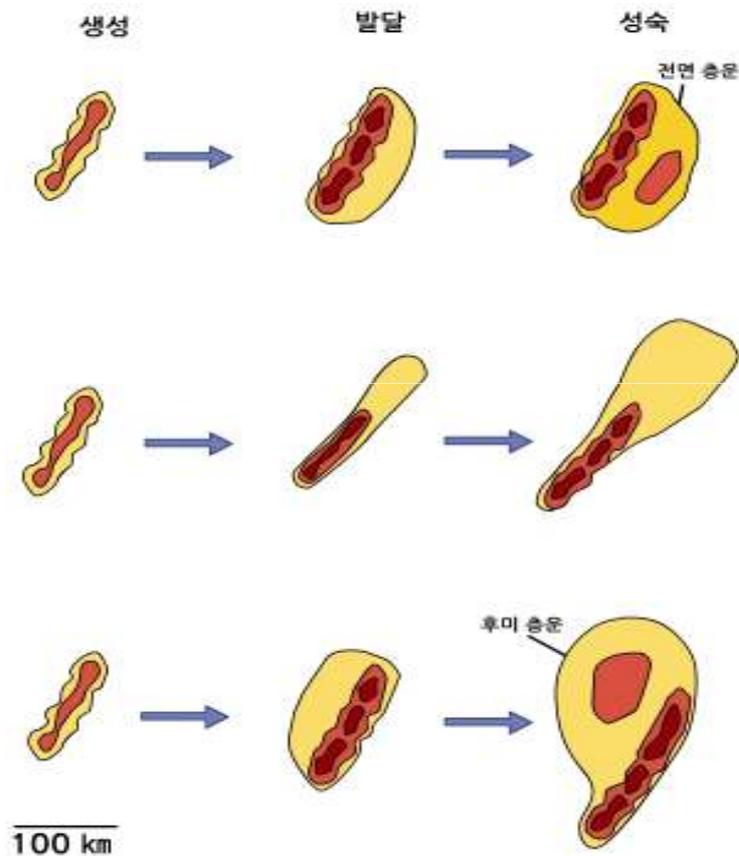


해설: 돌풍전선(뇌우에서 하강한 찬공기가 주위로 전파되어 주위 따뜻한 공기와 경계를 형성함), 강한 바람이 불고 돌풍전선면을 따라 공기가 상승하여 2차 뇌우가 발생할 수 있음.

연습문제

14. MCS(Mesoscale Convective System)은 대기 중/상층에서 시스템 상대적인 바람에 의하여 세 가지 종류의 스콜라인 MCS로 발달한다. 이들 세 종류의 MCS를 기술하고 생성, 발달, 성숙기에 반사도의 수평적 분포를 그리시오.

해설: 1) 전면 층운형 MCS(Leading Stratiform MCS: LS):
 2) 평행 층운형 MCS(Parallel Stratiform MCS: PS):
 3) 후미 층운형 MCS(Trailing Stratiform MCS: TS):



연습문제

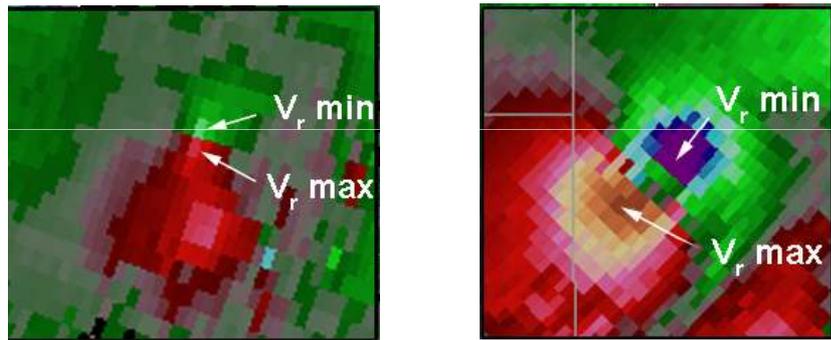
15. Maddox(1980)에 의해 정의된 중규모 대류 복합체 (Mesoscale Convective Complex: MCC)의 분류 조건을 기술하시오.

해설: 1) -33°C 보다 낮은 적외선 밝기 온도를 가지는 구름 방패 (Cloud Shield) 지역이 105km^2 이상이고 -52°C 보다 낮은 내부 구름 역이 0.55km^2 보다 커야 함.

2) 최소한 6시간 이상 지속되어야 함

3) 이심률 (단축과 장축의 비)이 0.7 이상이어야 함.

16. 다음은 두 사례에 대하여 관측한 도플러 시선 속도 영상이다. 초록색 계통의 색은 접근, 붉은색 계통의 색은 후퇴하는 속도를 나타낸다. 두 영상 중 각각 어떤 영상이 TS (Tornado Signature), TVS (Tornadic Vortex Signature)에 해당하는지를 이유와 함께 기술하시오.



해설: 왼쪽 : TVS (최대 최속 시선속도가 인접하는 방위각에서 나타나 최대 회전 반경이 유효빔폭보다 작거나 유사함)

오른쪽 : TS (최대 최속 시선속도가 여러 개의 방위각으로 떨어져 있음)