

발 간 등 록 번 호

예보 현장
활용 지침서

Why?
How!

여름철 예보



기상청

CONTENTS

여름철 실황분석 가이드스

「단계별 실황분석 절차(여름철)」	1
1. 1 여름철 실황분석의 중요성	2
1. 2 여름철 실황분석 방법	16
1. 3 실황분석 사례	20

호우 분석 가이드스

2. 1 하층제트의 정의와 특징	28
2. 2 하층제트의 상승운동을 이용한 호우구역 해석	31

일내 변화 특성을 고려한 여름철 강수 예보

3. 1 일내 변화란?	38
3. 2 시간대별 강수 특징	39
3. 3 첫 번째 특성, “하층제트는 야행성이다.”	41
3. 4 두 번째 특성, “북태평양 고기압은 하루 한 번 숨을 쉰다.”	51
3. 5 여름철 일내 변화를 고려한 강수예보 판단 플로우 차트	58

장마의 초기단계, 종료단계 예보 방법

4. 1 장마란?	60
4. 2 장마의 시작단계	62
4. 3 장마의 종료단계	71
4. 4 장마의 시작/종료단계 예보를 위한 플로우 차트	80

한반도 폭염의 원인과 예보 가이드스

5. 1 폭염과 폭염예보란?	82
5. 2 우리나라 폭염에 영향을 주는 기단과 그 예측	83
5. 3 폭염 예측 방법	88
5. 4 극한의 기온(40°C 이상) 예측과 일교차 활용법	96
5. 5 폭염의 시작/종료단계 예보를 위한 플로우 차트	100

발 행 일 2019년 6월
집 필 한상은, 공상민, 우재훈, 김영준, 박선영, 김기현
편 집 김예은, 유영은
발행부서 예보국 예보분석팀

표지 및 내지 사진: [표지] 제30회 기상기후사진 공모전 입선작 - '우중 수련'
[내지] 제35회 기상기후사진 공모전 입선작 - '일몰 그리고 소나기'

1. 여름철 실황분석 가이드스

단계별 실황분석 절차(여름철)

단계	업무	내용
실황파악	▶ 수증기 영상 분석 ▶ 레이더 영상 분석	- 상층 기류 흐름 파악 - 건조역 및 고/저기압의 위치와 강도, 변화 경향 분석 - 강수 위치 및 강도 파악
메커니즘 분석	▶ GTS 분석 ▶ 강수 발달 지역의 단열선도 분석	- GTS 전문 묘화 및 분석 • 200hPa/500hPa: 북태평양 고기압/티베트 고기압 세력, 기압골 파악 • 850hPa: 하층 저기압 발달, 하층 기압계 및 수증기 유입 분석 - 단열선도 해석으로 강수의 3차원적 구조와 불안정도 분석, 하층의 수증기량 분석 수치모델 자료가 관여되지 않은 상태에서 1차 예상 시나리오 작성
실황과 모델 간 차이 인식	▶ 실황 자료와 수치모델 예상장 비교·분석	- 수치모델이 모의하는 강수의 역학적 해석 - 강수 영역 및 강수 강도 비교 - 수증기 영상과 수치모델 모의 위성 영상 비교 - 200hPa/500hPa 지위고도, 기압계 비교 - 850hPa 풍속(하층제트) 비교 수치모델 예상과 실황 간 차이를 정량적으로 비교·분석
실황분석 적용	▶ 실황을 바탕으로 예보 시나리오 작성	- 수치모델 결과에 실황분석의 오차를 적용하여 최종 예상 시나리오 수정 - 유사사례를 분석하여 서브 시나리오 작성

1. 1 여름철 실태분석의 중요성

여름철 우리나라의 기압계는 남북으로 기온과 고도의 차이가 거의 없는 순압대기 혹은 상당순압대기 구조를 보인다. 그러나 현업 모델들은 경압대기에 최적화된 모델이기 때문에 순압대기에 가까운 여름철 기압계 예측에 많은 오차를 내포하고 있다. 따라서 여름철 실태분석은 다른 계절에 비해 특히 중요하다.

수치모델 예측에서 지상과 대기의 수증기량은 큰 오차를 보인다. 여름철 높은 온도에서의 수증기량은 약간의 증가만으로도 강한 대류성 구름을 만들거나 또는 약간의 감소로 호천의 날씨가 나타날 수 있다. 따라서 수증기의 양에 집중된 실태분석은 특히 중요하다고 할 수 있다.

1. 1. 1 우리나라 여름철 기압계 특성

우리나라 서쪽에 위치한 유라시아 대륙은 지표의 눈이 녹고 일사가 강해지는 봄철부터 비열 차이로 인해 육지가 해양보다 빨리 가열된다. 특히, 여름이 시작되는 6월부터 유라시아 대륙에는 열저기압이 대규모로 형성되고 해양에는 북태평양 고기압이 강화되면서 우리나라는 서쪽의 저압부와 동쪽의 고압부 사이에 놓인다. 열저기압 남쪽인 벵골만과 남중국해, 그리고 북태평양 고기압 남쪽인 적도 태평양에서부터 뜨겁고 습한 공기가 우리나라로 공급된다. 강수의 재료인 충분한 양의 수증기가 뒷받침 되는 하층 기압계가 만들어 지는 것이다. 강한 상승 운동이 없더라도 중하층 대기에 수증기가 충분하다면 호우가 발생할 수 있는 잠재력이 충분하기 때문에 이러한 기압계는 여름철 강수 발달에 큰 역할을 한다.

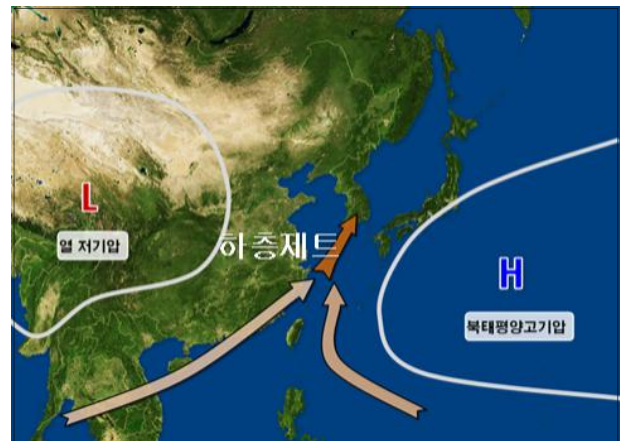
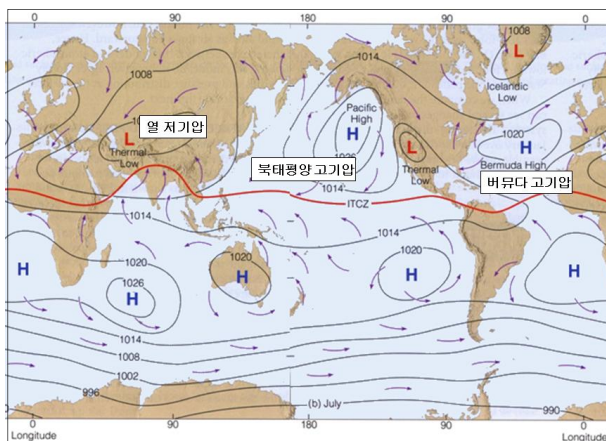


그림 1-1. 여름철(7월) (좌) 지상 기압계와 (우) 우리나라 부근 지상 기압계 분포
(손에 잡히는 예보기술, 2014)

강수는 과포화 상태인 공기덩이에서 수증기가 응결하면서 수적을 형성하고, 성장 과정을 거치면서 지상으로 낙하하는 현상이다. 일반적으로 공기덩이가 포화 상태가 되려면 수증기량이 많아지거나 기온이 하강하여 포화수증기압이 낮아져야 한다. 앞서 여름철 기압계 특징으로부터 우리나라는 하층 대기의 수증기 공급이 원활한 상태를 갖추고 있음을 알고 있다. 수증기가 공급된 상태에서 공기덩이가 상승한다면 건조공기가 상승할 때보다 쉽게 포화가 될 수 있다. 그림 1-2처럼 기온이 같은 조건에서 하층의 수증기 공급만으로도 이슬점 온도가 상승하면서 낮은 고도에서 구름이 발달할 수 있는 조건이 만들어진다.



그림 1-2. 하층 수증기 공급에 따른 구름 발달

Clausius-Clapeyron 방정식은 그림 1-3과 같이 지수 함수의 구조로서, 대기 중에 함유할 수 있는 최대 수증기량이 낮은 온도에서는 변화가 적다가 높은 온도에서 급격히 증가한다는 것을 보여준다. 여름철에는 높은 기온에서 많은 수증기량을 가질 수 있으므로 약간의 기온 변화에 따라 수증기 함유량이 커질 수 있다.

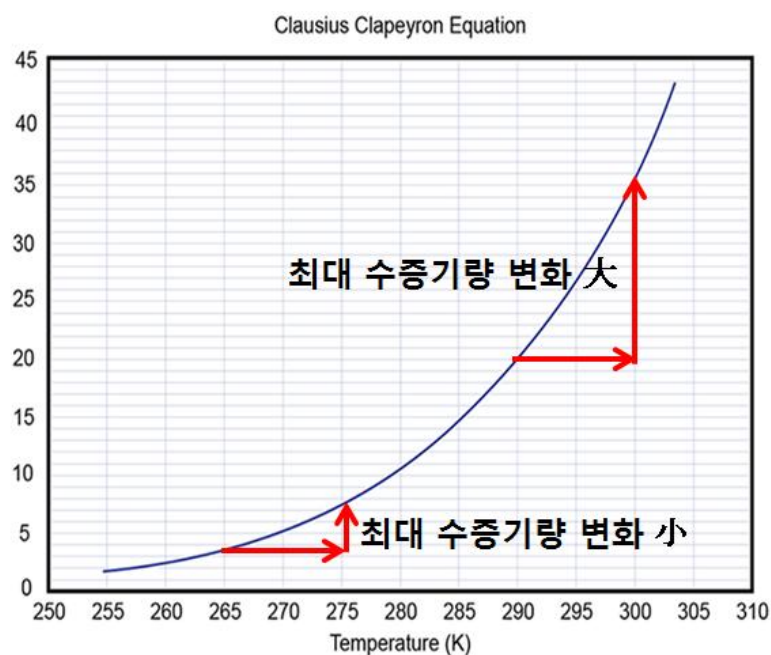


그림 1-3. 수증기압 포화곡선(Clausius-Clapeyron Equation)

그림 1-4는 기상청에서 사용하는 Skew T - Log P diagram이다. 지상(1000hPa) 약 -12°C에서 1kg의 건조공기가 가질 수 있는 최대 수증기량은 1.5g에 불과하다. 이 때 지상에서 포화되어 상승하는 경우 수증기량이 작아 잠열 방출이 적기 때문에 건조단열 기온감률(약 100m 상승 시 1°C 기온 하강)과 비슷한 구조를 보인다(A). 반면, 33°C의 기온에서 포화되어 상승하는 공기의 경우 약 33g의 수증기를 가질 수 있기 때문에 많은 양의 수증기가 액체 혹은 고체로 응결되면서 대기 중으로 방출되는 잠열이 많다. 그러므로 상승할 때 기온 하강이 작고(B) 주변 공기보다 따뜻하고 밀도가 낮아져 계속해서 상승할 수 있는 구조가 만들어진다.

대기는 일반적으로 조건부 불안정 상태에 있다. 조건부 불안정 대기란 안정하고 불포화 상태인 공기덩이가 강제로 상승하면서 포화에 도달하고 구름을 형성한 뒤, 주위의 공기보다 따뜻해지는 고도에 이르게 되는 상태의 대기를 말한다. 상승하는 공기덩이의 기온이 주위보다 높아지면 다른 도움 없이도 계속해서 상승할 수 있기 때문에 이러한 상태를 불안정하다고 한다. 이 고도를 자유대류고도(LFC)라 하고, 자유대류고도(LFC)에 도달한 공기덩이는 지속적인 상승 운동을 하면서 큰 CAPE* 값을 갖게 된다.(*대류 가용위치에너지; 자유대류고도나 대류응결고도에서 부력에 의해 상승하는 공기덩이가 가질 수 있는 최대 가용에너지)

이렇듯 여름철에는 높은 기온, 수증기 공급 등 구름이 상층까지 잘 발달할 수 있는 대기의 연직 구조를 갖추고 있기 때문에 하층 수증기량에 대한 분석이 중요하다.

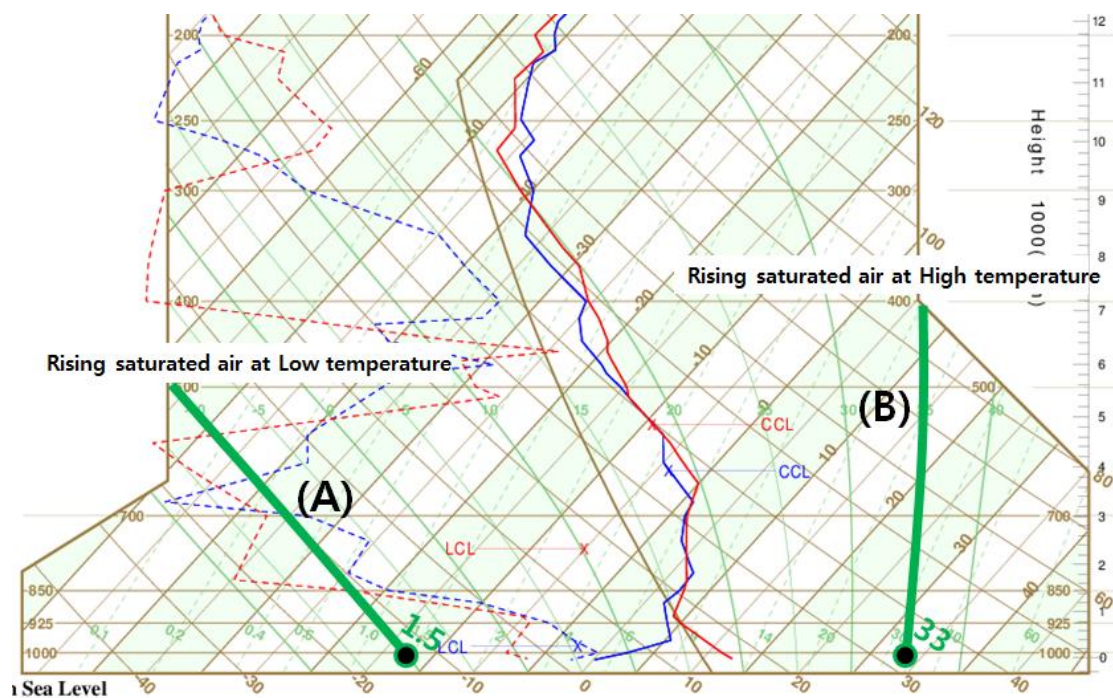


그림 1-4. 온도에 따른 포화단열감률의 변화

1. 1. 2 수치모델의 여름철 기압계

북태평양 고기압

온난 습윤한 성질을 가진 북태평양 고기압은 일사가 강한 여름에 세력이 확장되었다가 겨울로 넘어가면서 수축하는 계절적 변동을 보인다. 이와 같은 원리로 하루 동안에도 확장과 수축을 반복하는데 일사가 강한 낮에는 가열되어 확장하였다가 밤사이 기온이 떨어지면 냉각되어 수축한다.

지난 20년간(1998년~2017년) 관측한 광주의 500hPa 지위고도를 시간대별로 보면 (그림 1-5) 03시에 최솟값, 15시에 최댓값을 보이는데 그 차이는 약 7gpm 정도이다. 500hPa 지위고도가 연직적으로 7gpm 낮아진다는 것은 수평적으로는 70km나 이동한다는 것을 의미한다. 강수대가 기압골의 남동진 등의 다른 이유 없이도 밤사이 남하할 수 있다는 것이다. 행정구역 상 도의 남북거리가 80~100km인 것을 감안했을 때 이러한 강수대의 이동은 방재적인 측면에서 큰 의미를 갖는다.

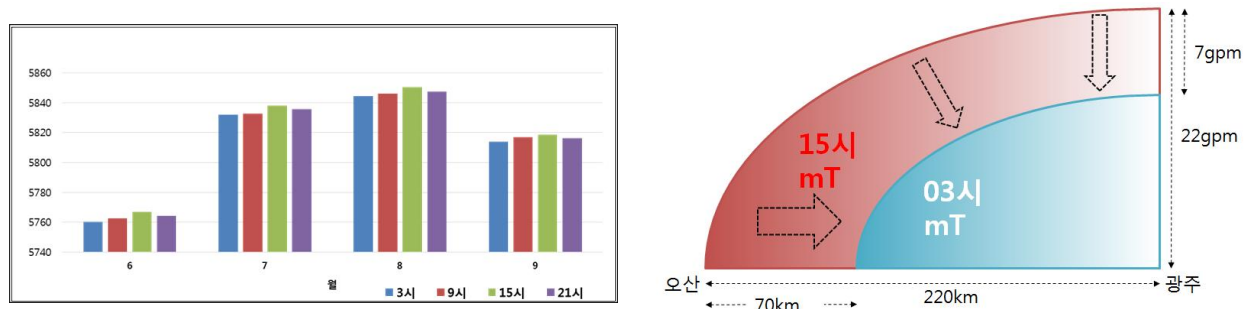


그림 1-5. 20년간(1998~2017년) 광주의 시간대별 500hPa 지위고도(gpm)의 변화

그림 1-6은 2016년 7월 18일 09시에 발표된 500hPa 고도/기온에 대한 UM 모델 예상장이다. 기후학적으로 500hPa의 5880gpm 등고도선과 북태평양 고기압 가장자리가 잘 일치한다고 알려져 있으므로(Choi and Byun 2007, Bao 1987, Huang and Tang 1964) 5880gpm을 기준으로 북태평양 고기압의 예측 경향을 살펴보았다. 7월 19일 03시 예상장을 보면 북태평양 고기압의 서쪽과 북쪽 경계가 18일 21시 보다 수축한 것을 알 수 있다. 19일 09시가 되면서 북쪽 경계가 큐슈 북부에서 대한해협으로 확장하고, 19일 21시에는 북쪽과 서쪽으로 더 확장하는 것으로 모의하고 있다. 이로써 UM 모델에는 북태평양 고기압의 일내 변화 경향이 반영되어 있는 것을 알 수 있다.

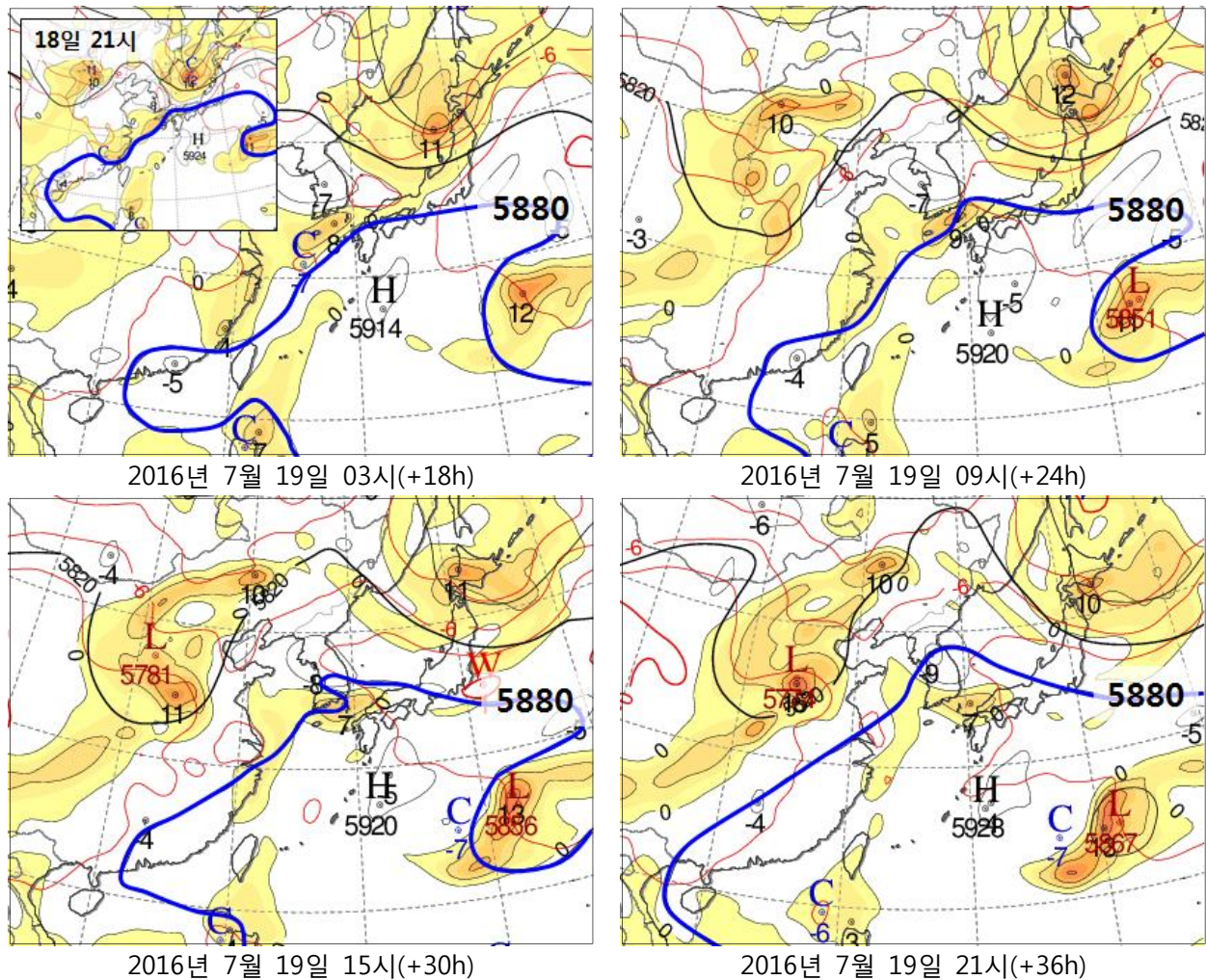


그림 1-6. 북태평양 고기압의 일변화에 대한 UM 모델 500hPa 모의 경향

그러나 UM 모델은 북태평양 고기압이 21시에 가장 확장하는 것으로 모의하면서 500hPa 지위고도가 3시에 최솟값, 15시에 최댓값을 보이는 관측 경향과는 맞지 않는 모습을 보인다. 또한 북태평양 고기압의 일내 변화 경향은 모의하지만 그 폭을 실험보다 크게 표현하고 있었다.

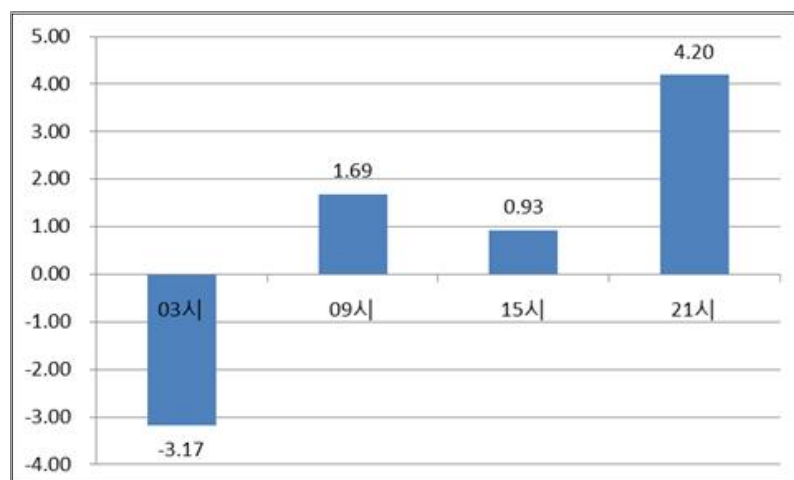
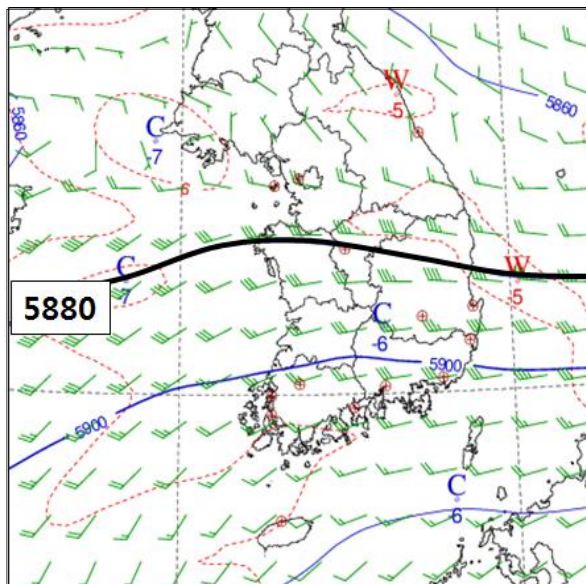


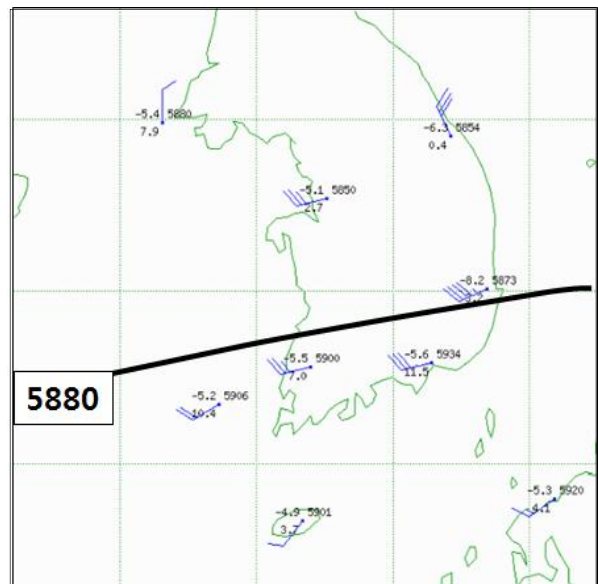
그림 1-7. 광주 500hPa 지위고도(2016년~2018년, 7월~8월) UM 모델 편차

그림 1-7의 500hPa 지위고도의 일변화에 대한 UM 모델의 시간대별 편차(광주, 2016~2018년, 7~8월)를 보면 21시 양의 편차 → 03시 음의 편차 → 09시 양의 편차로 바뀌는 것을 볼 수 있다. 즉, 밤사이 북태평양 고기압이 수축할 때에는 예상 등고도선이 실황보다 남하하는 것으로 모의하였다가 아침에 다시 확장할 때에는 실황보다 더 북상시킨다는 것을 의미한다.

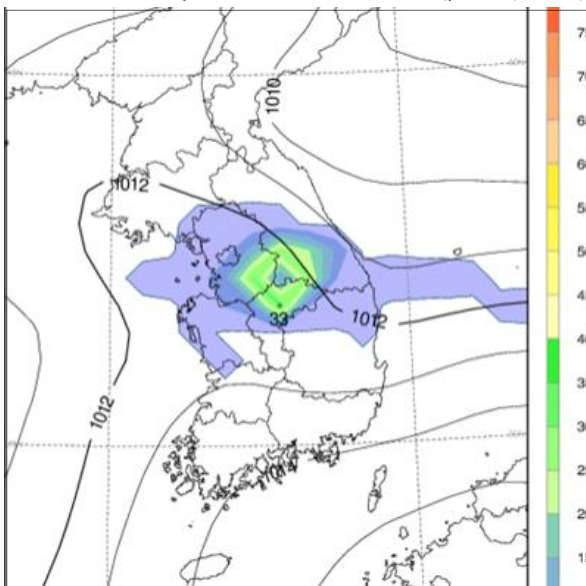
기단의 경계에서 발달하는 장마전선의 경우 북태평양 고기압의 일내 변화를 따라 밤사이 고기압이 수축할 때 남하하고, 낮에 확장할 때 다시 북상하는 모습을 보인다. 장마전선이 남하하다가 다시 북상하는 사이(새벽~아침)에 정체하게 되는데, 이 때 한 구역에 머무르면서 집중호우가 발생하기 쉽다. 그러나 수치모델은 북태평양 고기압의 수축 및 확장에 편차를 가지고 있으므로 장마전선의 남하 및 북상에도 오차를 보인다.



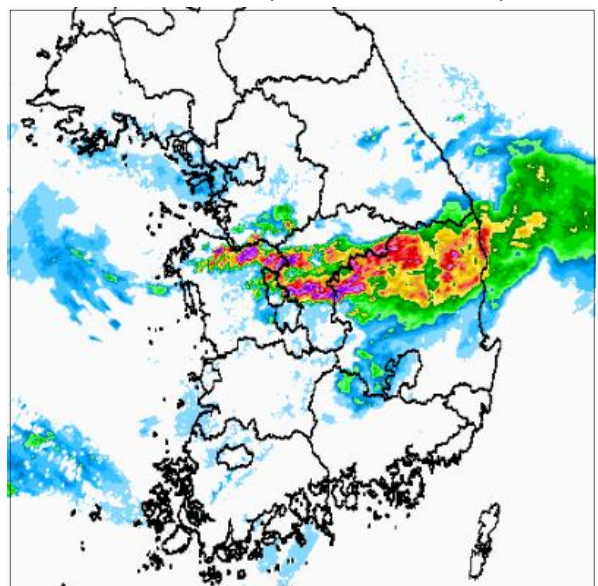
7월 16일 09시 UM 모델 500hPa 예상장(+24h)



7월 16일 09시 500hPa GTS 분석



7월 16일 09시 UM 모델 지상 예상장(+24h)



7월 16일 09시 레이더 영상

그림 1-8. 2017년 7월 16일 09시 UM 모델 예상장(+24h)과 실황 비교

그림 1-8에 있는 2017년 7월 16일 09시에 대한 UM 모델(7월 15일 09시 발표 모델)과 실황을 비교해보자. 수치모델은 500hPa 5880gpm 등고도선을 충청북부에 걸쳐 있는 것으로 모의하였다. 강수 구역도 5880gpm 북단인 중부지방과 충청북부, 경북북부로 예상하였고 특히 경기남부, 강원영서남부, 충청북부에 30mm 이상의 강수량이 집중될 것으로 모의하였다. 그러나 실황 GTS 자료를 기반으로 분석한 5880gpm 등고도선은 남부지방에 걸쳐있는 것으로 나타났다. 또한 레이더 영상에서도 좁은 띠 형태의 강수대가 충청도와 경북북부에 걸쳐있고 강한 강수대는 충북중부에 있는 것을 알 수 있다.

한편 하루 동안 나타나는 지위고도의 편차뿐만 아니라 6월~9월 사이 관측된 지위고도의 전체적인 변화 경향과 모델의 편차를 비교해 보면(그림 1-9), 지위고도가 하강하는 추세일 때(A) UM 모델은 실황보다 높게 모의하고(양의 편차), 지위고도가 상승하는 추세일 때(B) 모델은 낮게 모의(음의 편차)하는 경향을 보인다. 지위고도의 변화가 급격하게 나타날수록 그 편차는 더 커진다. 즉 수치모델이 고도장의 변화를 반영하지 못하고 있음을 알 수 있다.

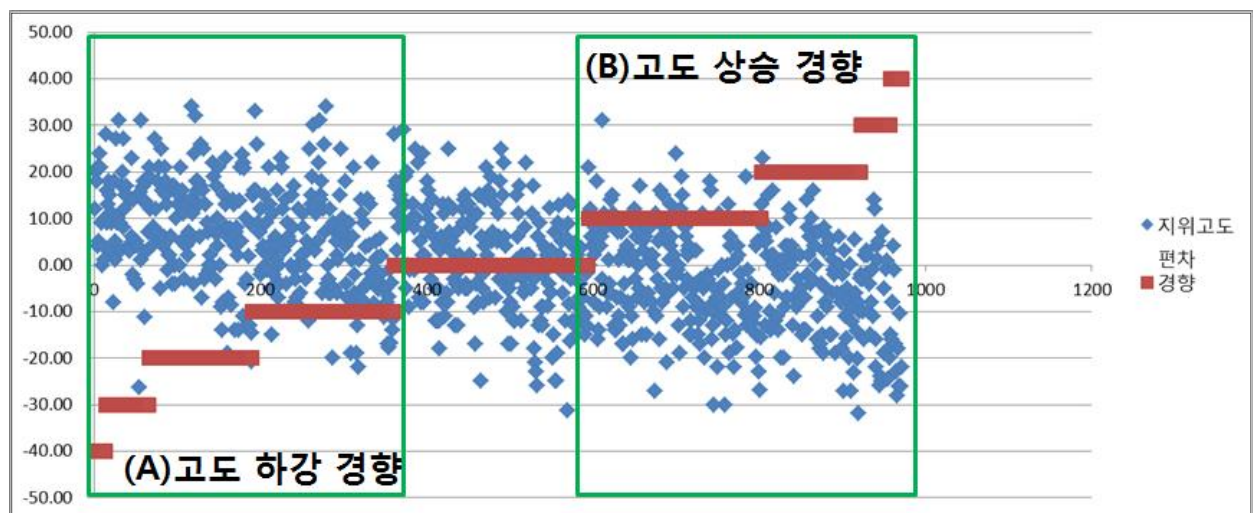


그림 1-9. 광주 500hPa 지위고도 변화 경향에 따른 모델 편차(2016~2018년, 6~9월)

따라서 GTS 분석을 통한 북태평양 고기압의 위치 파악은 여름철 강수 구역 및 집중호우 구역 분석을 위해 선행되어야 할 작업이다.

폭염

수치모델이 북태평양 고기압을 모의함에 있어 오차를 가지는 것은 장마전선뿐만 아니라 폭염을 예측하는 데에도 영향을 준다. 북태평양 고기압이 확장하여 우리나라를 완전히 덮으면서 장마는 종료되고 따뜻하고 습한 기단의 영향을 받아 폭염이 시작된다. 앞서 언급했듯이 UM 모델은 500hPa의 지위고도를 잘 모의하지 못하는 경향이 있으므로 폭염, 특히 중기예보 측면에서의 기온 예보에 대한 예측성이 낮다.

우리나라 상층 기압계를 지배하는 기단은 북태평양 고기압과 티베트 고기압이다. 평균 해발고도가 약 4km 이상인 티베트 고원에는 여름철 강한 일사 가열로 인해 열저기압이 형성되고 상층(200hPa)에는 가열로 데워진 공기가 팽창하면서 거대한 상층 고기압이 만들어지는데 이것을 티베트 고기압이라고 한다. 티베트 고기압이 티베트 고원에서부터 우리나라 상공까지 확장하고 북태평양 고기압이 일본 남동쪽 해상에서 우리나라 상공까지 확장하면서 거대한 동서 고기압 벨트를 형성한다. 우리나라에는 하층에서부터 200hPa까지 견고한 고기압이 형성되면서 열기가 빠져나가지 못하고 폭염이 나타나게 된다.

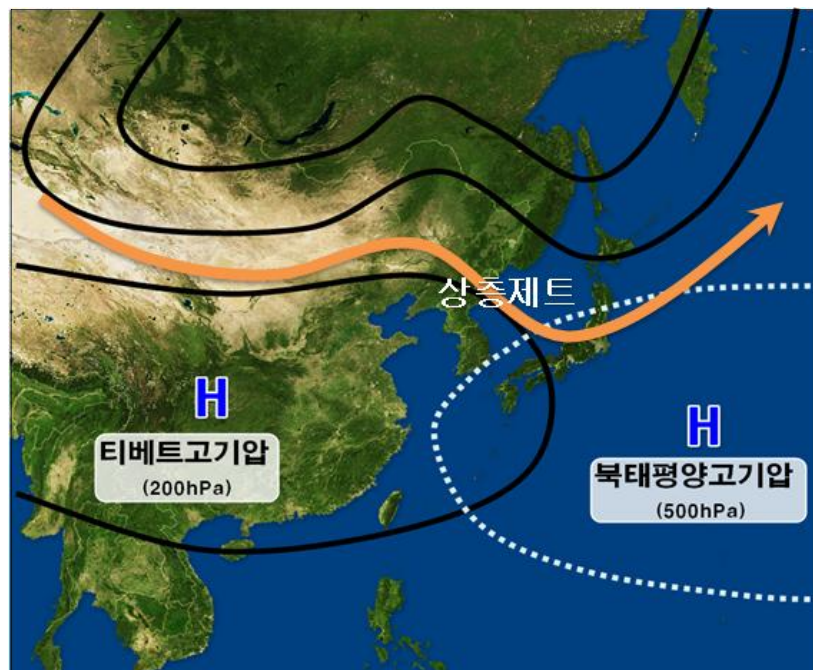


그림 1-10. 여름철 우리나라 부근 상층 기압계

폭염에 대한 이슈는 중기예보에 대한 관심으로 이어진다. 당장 내일의 낮 기온도 궁금하지만 폭염이 언제까지 지속될지에 대한 정보에 더 집중하기 때문이다. 그러나 중기예보 측면에서의 수치모델의 폭염 예측성은 현저히 떨어진다고 할 수 있다. 특히 기온예보에 활용하는 MOS는 기후적인 통계자료가 포함되기 때문에 이례적인 폭염을 따라가지 못하는 모습을 보인다. 예측기간 후반으로 갈수록 평년을 쫓아가는 것이다.

2018년 8월 1일부터 10일까지의 최고기온을 살펴보면 1일에 39.6℃를 기록한 뒤, 낮아지는 경향이지만 6일 부터는(9일을 제외하고) 다시 35℃를 넘는다. 그러나 8월 1일 09시에 발표된 UM과 ECMWF 모델의 기온 예측을 보면 예측 기간 후반으로 갈수록 35℃를 넘지 못하는 기온 경향을 보여주고 있다. 또한 모델간의 편차도 크다. 만약 모델의 기온 경향을 따라 중기예보를 했다면 대다수 국민들은 아마도 8월 초가 지나면 극한의 폭염이 끝날 것이라고 기대했을 것이다.

최고 기온	1일	2일	3일	4일	5일	6일	7일	8일	9일	10일
8월	39.6	37.9	37.9	34.9	33.9	35.3	35.9	35.3	32.5	36.8

표 1-1. 2018년 8월 1일~10일 서울 최고기온(℃)

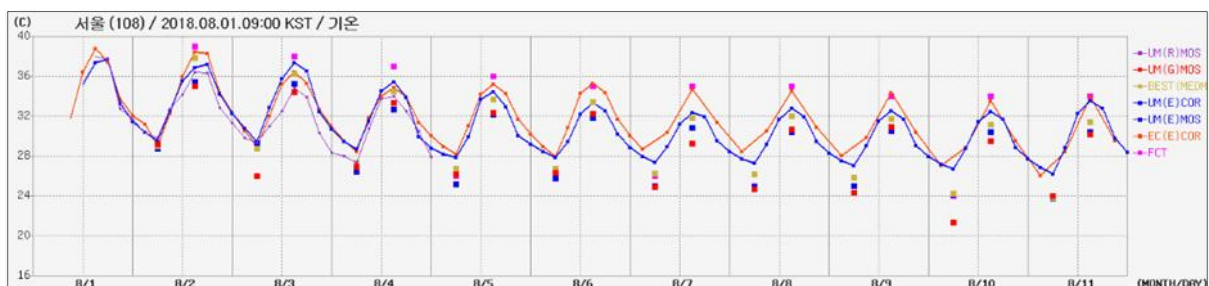


그림 1-11. 중기예보 기간 서울 낮최고기온 모델별 예측(2018년 8월 1일 09시 발표 모델)

그렇다면 중기예보에서 낮 최고기온을 예보할 때 어떤 자료를 참고해야할까? 우리는 폭염의 지속 경향을 나타내야하므로 티베트 고기압 또는 북태평양 고기압의 동향을 살펴야함을 이미 알고 있다.

그림 1-12는 2018년 8월 포항의 200hPa과 500hPa 지위고도에 대한 UM 모델 편차를 나타낸 것이다. 09시 발표 모델을 기준으로 초기장부터 최대 12일까지의 예측성을 보여준다. 두 등압면에 대해 모두 음의 편차(과소모의)를 보이고 있지만 500hPa의 경우 3일 이후에 대한 예상 지위고도가 10gpm 이상 차이가 난다는 것을 알 수 있다. 반면 200hPa은 7일 이후부터 10gpm 이상 편차가 나타나기 시작했다. 특히 3~7일 사이의 모델편차가 500hPa에 비해 작은 것을 알 수 있다. 즉 500hPa보다 200hPa에 대한 수치모델의 예측성이 더 신뢰할 만 하다는 것을 보여준다.

2017년도 또한 편차는 다르지만 위와 비슷한 결과를 보여준다. 2017년의 경우 200hPa은 예측 기간이 6일을 넘어가게 되면서 10gpm 이상 음의 편차가 나타났고 500hPa은 예측 기간 3일 이후부터 10gpm 이상 음의 편차를 보였다.

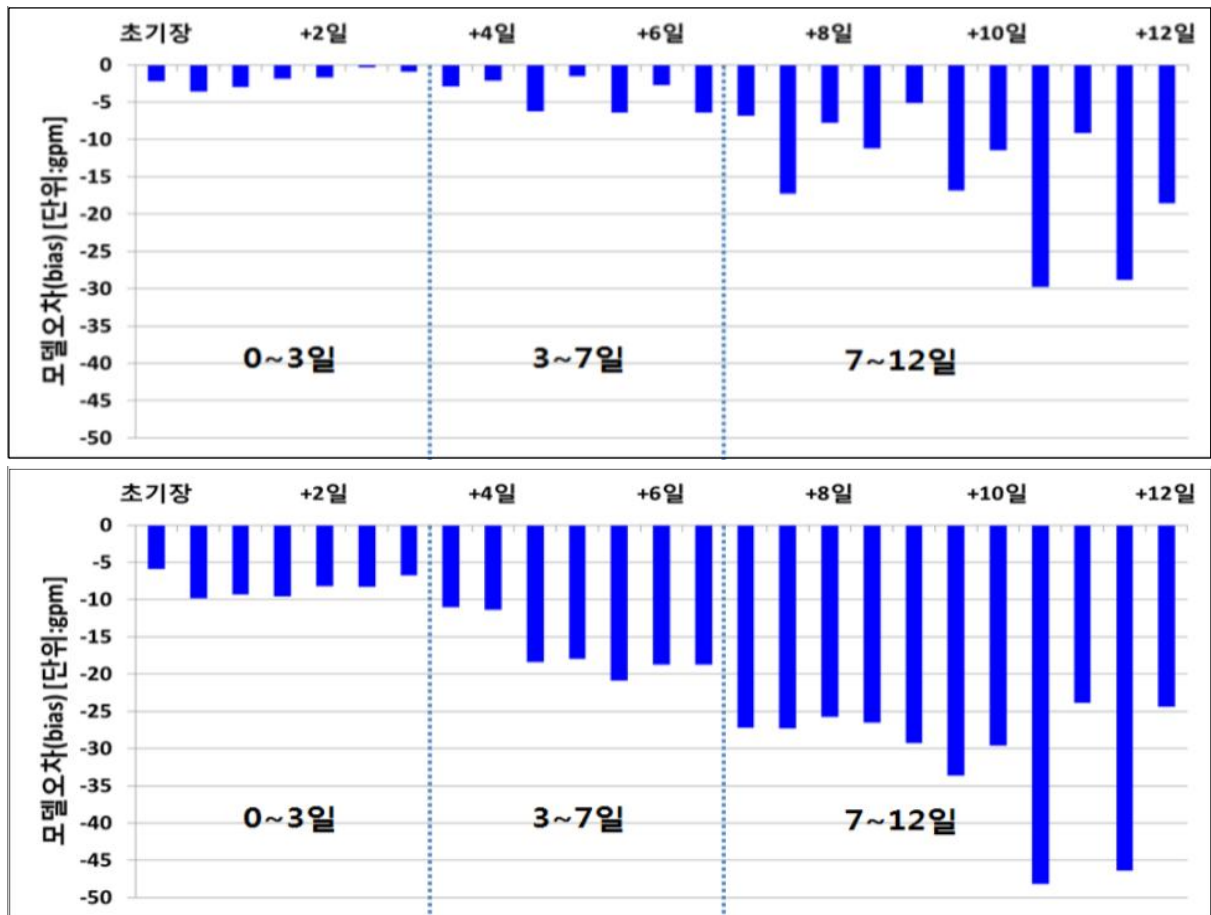


그림 1-12. 포항 200hPa(위)과 500hPa(아래) 지위고도(2018년 8월) UM 모델 편차

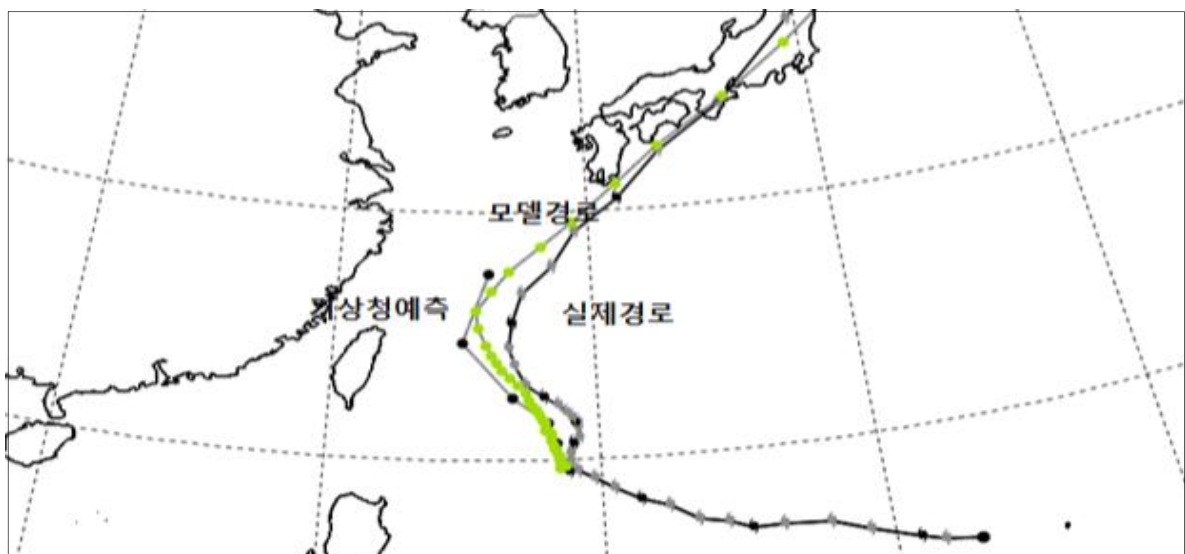
수치모델의 음의 편차가 크다는 것은 모델이 북태평양 또는 티베트 고기압을 축소시키는 경향이 있다는 것이다. 예측 시간이 멀어질수록 수치모델은 특히 북태평양 고기압을 축소시키려는 경향을 보이는데 이것은 기온을 낮게 모의하는 결과를 초래한다. 이러한 수치모델 경향을 의심 없이 따라가게 되면 최종적으로는 중기 예보 기간에 대한 폭염 예측에 실패하게 되는 것이다. 따라서 폭염을 예측할 때에는 500hPa의 북태평양 고기압 보다 200hPa의 티베트 고기압을 분석하는 것이 기온 예보 정확도를 높이는 데 도움이 된다.

태풍

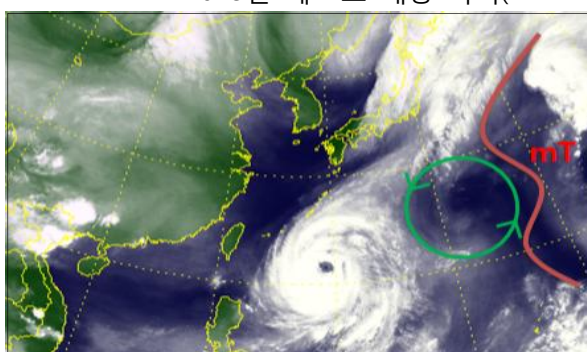
태풍 예보에서 가장 중요한 것은 태풍의 진로이다. 태풍의 이동경로는 태풍의 크기, β -표류, 지향류의 영향이 복합적으로 작용하나 태풍 주변의 바람장, 즉 지향류의 영향을 가장 많이 받는 것으로 알려져 있다(George & Gray, 1976; Chan & Gray, 1982). 우리나라로 접근하는 태풍은 대개 북태평양 고기압의 가장자리를 따라 시계 방향으로 회전한다.

그러나 수치모델이 북태평양 고기압의 세력을 잘 모의하지 못하거나 태풍 주변에 중규모의 저기압이 위치하는 것을 모의하지 못한다면 태풍의 예상 진로는 빗나간다. 태풍이 받는 지향류가 달라지기 때문이다.

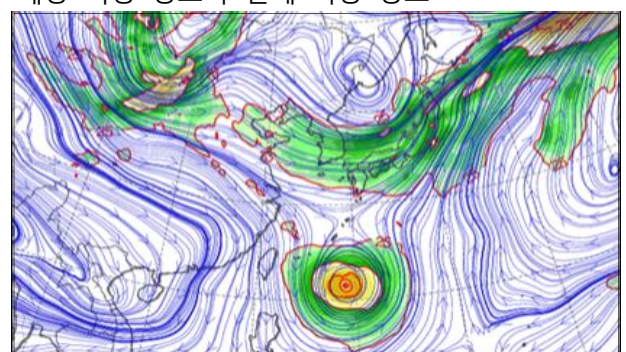
2018년 제24호 태풍 짜미(TRAMI)의 사례를 보자. 그림 1-13과 같이 짜미(TRAMI)의 최종 이동 경로는 수치모델이 모의한 것만큼 서진하지 못하고 예상보다 동쪽에서 북상하였다. 수치모델은 북태평양 고기압이 확장하면서 태풍도 고기압의 흐름을 따라 서쪽으로 이동할 것이라고 모의하였다. 그러나 당시 수증기 영상을 보면 태풍의 북동쪽에 저기압성 회전이 존재하는 것을 볼 수 있다.



2018년 제24호 태풍 짜미(TRAMI)의 예상 이동 경로와 실제 이동 경로



2018년 9월 27일 09시 수증기 영상



2018년 9월 27일 500hPa 유선 예상장

그림 1-13. 2018년 제24호 태풍 짜미(TRAMI) 경로 분석

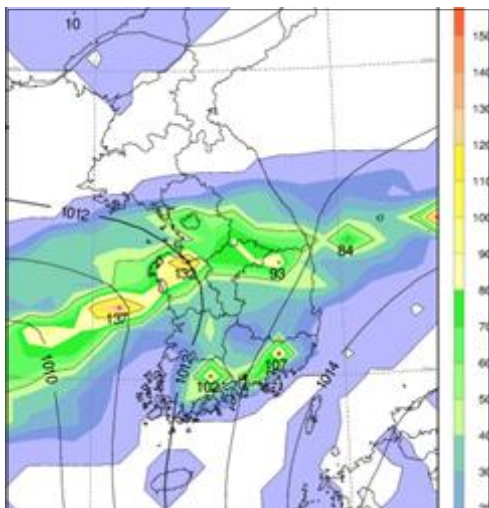
이것은 수치모델 초기장에서 조차 뚜렷하게 나타나지 않는 흐름이었다. 결국 이 작은 저기압성 회전이 북태평양 고기압의 확장을 막으면서 태풍을 서쪽으로 밀어내는 것을 방해하는 역할을 하였다.

이렇듯 수치모델이 중규모의 저기압을 잘 모의하지 못하기 때문에 우리나라에 직접적인 영향을 주지 않더라도 태풍의 이동경로를 예측하기 위해서는 북태평양 고기압과 함께 중규모 저기압에 대한 크기와 위치 파악이 중요하다.

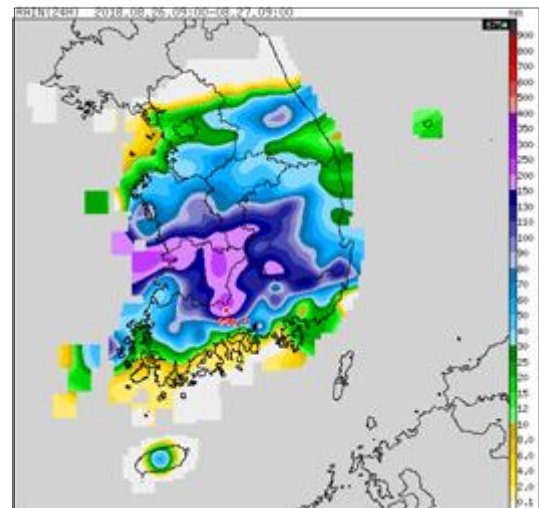
하층제트

700hPa 이하 고도에서 부는 25kts 이상의 남서풍(하층제트, LLJ)은 많은 양의 수증기와 열을 저위도에서 고위도로 수송하는 역할을 한다. 하층제트는 호우구역을 동반하는데 북쪽으로 이동하면서 상승하던(상대적으로 따뜻한 공기이므로) 하층제트가 상층제트의 발산 구역과 만나 급격한 연직 운동으로 바뀌면서 대류성 구름을 발달시키기 때문이다. 이것을 상하층 제트 커플링이라고 한다. 또한 하층제트가 실어 나르던 수증기를 포함한 고온의 공기덩이가 상승하면서 잠열을 방출하고 주위보다 따뜻해져 상승 운동을 활발하게 만들기 때문이기도 하다. 이러한 호우구역은 주로 850hPa 강풍대의 북단에서 나타난다.

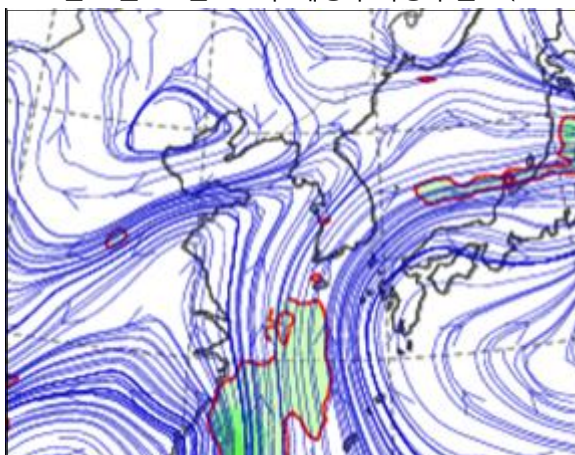
따라서 집중호우 구역을 예상하기 위해서는 850hPa이나 925hPa의 강풍대의 위치를 분석하는 것이 중요하다. 하층제트 북단에서의 상승 운동이 일어나는 위치뿐만 아니라 수증기의 유입량에도 오차가 발생하기 때문이다.



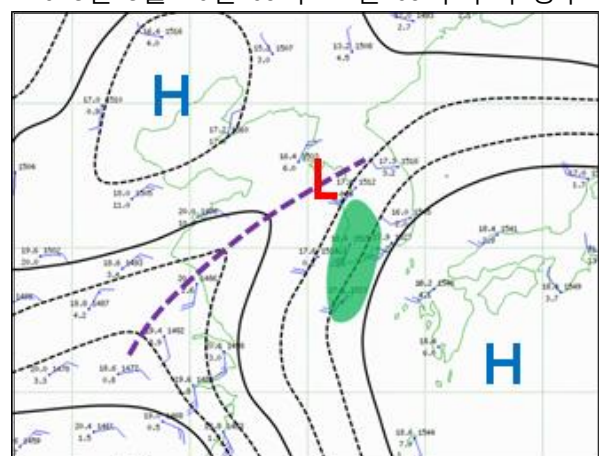
2018년 8월 27일 09시 예상누적강수분포(+24h)



2018년 8월 26일 09시~27일 09시 누적 강수



2018년 8월 27일 09시 850hPa 예상장(+24h)



2018년 8월 27일 09시 850hPa GTS 분석

그림 1-14. 2018년 8월 27일 예상장 및 실황 비교

2018년 8월 27일 사례를 보면 24시간 전 모델이 예상한 집중 호우구역보다 실제로는 더 남쪽에서 강수가 집중되었다. 정체전선을 동반한 저기압이 통과하기 전 온난이류에 의해 강수가 내린 것으로 UM 모델은 하층제트를 제주도 남쪽 해상에 위치할 것으로 모의하였다. 그러나 모델 예상과는 다르게 우리나라 남서쪽에 하층제트가 발달하면서 하층제트의 전면인 충청도에 대류성 강수가 발생하였다. 또한 하층제트로 인해 예상보다 큰 고상당온위역이 유입되면서 강수 집중 구역의 강수량도 증가하였다.

하층제트는 낮보다 야간에 더 강화되는 특성이 있다. 왜냐하면 하층제트는 행성경계층 고도 부근에 위치하기 때문이다. 지면의 일사 가열, 마찰 등의 영향으로 난류가 발생하는 혼합층을 행성경계층(PBL)이라고 하는데, 행성경계층(PBL)은 내륙으로 유입되는 하층제트를 방해하는 역할을 한다. 그러나 지면의 냉각으로 대기가 안정해지는 야간에는 행성경계층(PBL)의 고도가 낮아진다. 난류 등의 방해 요소가 낮보다 약해지므로 하층제트가 내륙까지 유입되기 쉽다. 하층제트를 동반한 호우 시스템의 영향을 받는 경우 낮보다 야간에 집중호우가 더 잘 발생하는 이유이다.

그러나 수치모델은 하층제트의 일내 변화를 잘 모의하지 못한다. 850hPa 20kts 이상 풍속에 대한 UM 모델의 편차를 보면, 15시를 제외한 일사의 영향을 받지 않는 시간에는 음의 편차가 나타나는 것을 알 수 있다. 수치모델이 실제 풍속보다 약하게 모의하고 있는 것이다. 수치모델이 야간의 하층제트를 잘 모의하지 못함으로써 결국 이 시간에 발생하는 집중호우에 대한 예측성도 낮다.

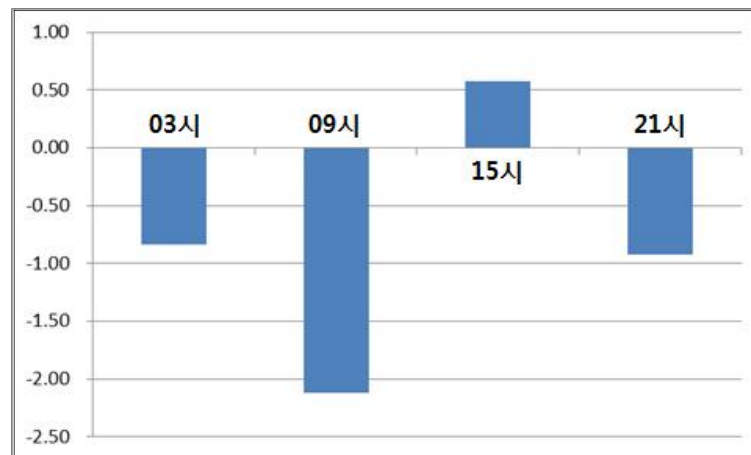


그림 1-15. 2016~2018년 6월~9월 850hPa 20kts 이상 풍속 모델 편차

그러므로 유입되는 하층 수증기량 및 대류성 강수의 발달 구역을 예상하기 위해 하층 풍속에 대한 수치모델과 실황의 비교가 중요한 것이다. 또한 집중호우의 빈도가 높은 09시에 수치모델이 풍속을 과소모의 하는 경향이 두드러지므로 집중호우 구역 및 강수량 산정 시 야간의 하층제트 강화에 대해서도 고려하여야 할 것이다.

1. 2 여름철 실황분석 방법

지금까지 여름철 대기구조와 수치모델의 특성을 통해 여름철 실황분석의 필요성에 대해 설명하였다.

1. 여름철에는 하층 대기로 수증기 공급이 원활해지면서 강한 대류운동을 일으킬 수 있으므로 하층 수증기량에 대한 분석이 중요하다.
2. 수치모델은 북태평양 고기압의 일내 변화에 대한 진동폭이 크다. 21시~03시에는 강수대를 실황보다 남하시키고, 03~09시에는 북편시키는 경향이 있다.
3. 수치모델은 500hPa 고도장의 급격한 변화를 따라가지 못한다.
4. 500hPa 북태평양 고기압보다 200hPa 티베트 고기압에 대한 수치모델의 예측성이 높다. 따라서 폭염에 대한 중기 예보 시에는 200hPa 일기도를 활용한다.
5. 하층제트 북단에서 집중호우가 발생하며, 수치모델은 야간에 강화되는 하층제트를 과소모의 하는 경향이 있다.

실황분석 시 위와 같은 특징을 고려하면서 『WHY? HOW! 겨울 강수예보 가이드스』에서 소개하였던 실황분석 절차를 따르면 될 것이다.

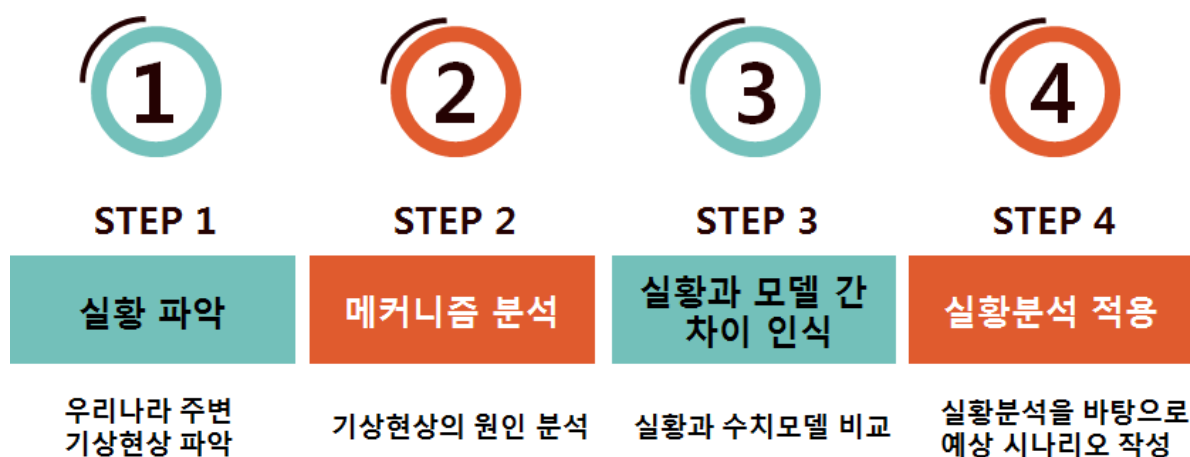


그림 1-16. 실황분석 절차

단계 1. 실황 파악

- (1) 가장 먼저 해야 할 일은 위성 영상, 레이더 영상을 비롯한 다양한 관측 자료를 검토하여 우리나라 주변의 기상현상을 파악하는 것이다. 대류 운동의 어디에서 나타나고 있는지, 강수가 있다면 강수대의 위치와 강도를 파악한다.
- (2) 주의해야 할 점은 수증기 영상을 통해 현재뿐만 아니라 수 일 전부터 현재까지 나타나는 기류의 흐름과 순환을 파악해야 한다는 것이다. 또한 주변 고/저기압의

위치와 강도, 변화 경향을 분석한다.

- (3) 깊은 대류에 의해 발달하는 구름도 위성 영상에서 뚜렷하게 나타난다. 수증기 영상에서 암역으로 표현되는 건조역을 3차원 구조로 해석하여 기압골, 대류성 강수의 발달 가능성을 파악할 수 있다.

상층의 흐름을 파악하는 것은 여름철 강수와 같은 단기예보뿐만 아니라 폭염 전망과 같은 중기예보를 하는데 있어서도 중요한 작업이다.

단계 2. 메커니즘 분석

- (1) 우리나라에 영향을 줄 수 있는 시스템의 개념모델을 분석한다. 각 개념모델의 특징으로부터 시스템에 영향을 주는 기상요소가 무엇인지 파악한다.
- (2) 전일 21시와 당일 09시의 GTS 전문을 이용하여 일기도를 묘화함으로써 현상의 원인을 분석한다. 특히 여름철은 작은 변화만으로도 강한 강수를 일으킬 수 있기 때문에 전 시간과 비교하여 무엇이 달라졌는지 파악하는 것이 중요하다.
 - ① 200hPa와 500hPa의 등고선과 등온선을 묘화하고 상층 기압계를 분석한다. 북태평양 고기압과 티베트 고기압의 세력 및 중심 위치 등을 파악하고 대류 활동을 지원해주는 상층 기압골이 있는지도 분석한다. 수치모델에서 모의하지 못하는 기압골을 파악하는 것은 불안정도와 관련된 강수의 가능성을 분석할 때 도움이 된다. 상층 기압골 전면에서는 하층 수렴이 강화되고 대류 활동이 활발해지기 때문이다.
 - ② 850hPa의 기압계도 묘화하여 하층 고/저기압의 위치와 발달 정도를 파악하고 하층제트를 동반하는지, 수증기 공급이 뒷받침되는 구조인지 분석한다. 하층에서의 수증기 유입이 원활한 여름철은 하층에서부터 포화단열선을 따라 상승하면서 자유대류고도(LFC)에 쉽게 도달할 수 있기 때문에 대류 활동이 활발하게 일어날 수 있고 소낙성 강수나 뇌우를 동반할 가능성도 크다. 또한 하층제트는 많은 양의 수증기와 열을 공급하는 역할을 할 뿐만 아니라 풍속이 강화되는 야간에 집중 호우를 일으킬 수 있다.
- (3) 강수의 구조를 파악하기 위해서 단열선도의 해석도 필요하다. 강수의 연직구조, 불안정도, 하층 수증기량 등을 분석할 수 있다.
- (4) 수치모델 자료가 관여되지 않은 상태에서 실험자료를 기반으로 예상 시나리오를 작성한다.

단계 3. 실험과 모델 간 차이 인식

- (1) 수치모델이 모의하는 구름이나 강수의 역학적인 메커니즘을 분석하고 어떻게 진행될 것인지 파악한다.
- (2) 실험과 수치모델을 비교하여 차이점을 분석한다. 현재 나타나고 있는 강수 영역 및 강수 강도가 수치모델 모의와 다른지 비교한다. 수증기 영상과 수치모델의 구름

- 모의 영상을 비교하여 기단의 위치, 건조역의 위치, 발달 정도 등을 비교한다.
- (3) 앞서 2 단계에서 분석한 GTS 자료를 토대로 수치모델 예상장과 비교한다.
- ① 시스템을 발달시키거나 약화시키는 요소(기압골 전면과 후면의 풍속, 온도경도, 기압골 후면 한기 지원 등)에 대해 정량적 차이를 파악한다.
 - ② 특히 여름철에는 200hPa와 500hPa의 지위고도를 비교하여 모델이 어느 정도의 오차를 가지고 있는지 파악해야한다. 1.1.2.에서 설명하였듯이 장마전선의 위치나 태풍 경로를 예측할 때에는 북태평양 고기압의 세력을 파악하는 것이 중요하다. 한편, 폭염은 티베트 고기압의 세력을 파악하기 위해 200hPa 지위고도를 비교한다.
 - ③ 집중호우 구역을 분석하기 위해 850hPa 강풍대의 위치, 풍속도 실황과 비교한다. 야간에 하층제트가 강화되는 경향도 잊지 말아야할 것이다.

단계 4. 실황분석 적용

- (1) 수치모델과 실황 간에 나타난 오차를 예보에 반영하여 최종 예상 시나리오를 작성한다.
- (2) 시스템의 메커니즘을 바탕으로 유사사례를 찾아 제2, 제3의 시나리오를 준비한다.
- (3) 변동 가능성을 대비하기 위해 향후 분석요소를 점검한다.

종관 분석 후에는 이러한 종관장이 우리 지역에 어떤 영향을 줄 것인지 예상하는 것은 이후의 작업이다. 태풍의 접근이나 집중호우의 발생에 유리한 종관 환경이 만들어지면 레이더 영상, 위성 영상, 단열선도, 일기도 등을 세심하게 분석하여 구체적인 영향 지역과 기상 현상들을 예측하는 노력을 기울여야한다. 우리나라의 여름철 집중호우를 야기하는 것은 주로 중규모 현상이기 때문이다.

집중호우를 야기하는 대표적인 형태는 중규모 대류계(MCSs)이다. 중규모 대류계(MCSs)는 복합적인 뇌우와 지속적인 강수가 나타나는 지역이 연결되어 수평 규모가 최소한 100km 이상인 구름계이다. 깊은 대류 운동이 지속적으로 발생하거나 대류 운동에 의해 중규모 연직 순환이 발생하는 현상이다.

앞서 구름은 습윤하고 따뜻한 공기덩이가 상승하여 냉각되면서 발달한다. 습윤한 공기가 상승하게 되면 응결되는데 수증기에서 액체로 상변화를 하는 과정에서 잠열을 방출하게 되고 주변 공기에 비해 상대적으로 기온이 높아지면서 지속적인 상승이 가능하게 된다고 하였다. 이 때 대기가 충분히 불안정해지면 적란운의 형태까지 발달할 수 있고 천둥과 번개까지 형성된다.

즉, 뇌우가 형성되기 위해서는 풍부한 수증기, 불안정한 대기, 강한 상승운동이 있어야 한다. 대기는 일반적으로 조건부 불안정 상태에 있고 상승운동은 외부 강제력이므로 기온이 높은 여름철에는 기온의 작은 변화에도 급변하는 하층 수증기량의 분석이 중요

하다(1.1.1. 참고).

단세포 뇌우는 한 시간 내에 3단계를 거칠 수 있다. 즉, 수명이 짧고 위험기상으로 발달하는 일이 드물다. 집중호우는 대개 다수의 뇌우세포로 이루어진 뇌우의 집단에 의해 발생한다.

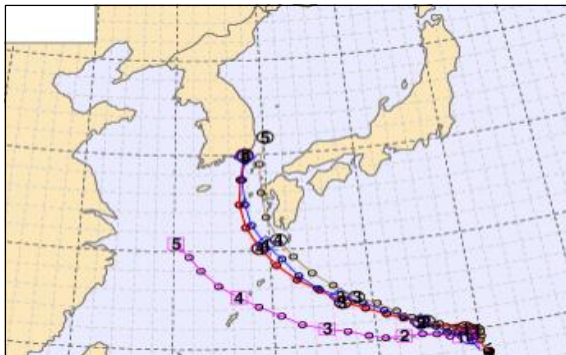
적운, 적란운과 같은 대류운은 대개 위성 영상에서 덩어리 모양의 형태를 하고 있는데 구름의 경계가 뚜렷하지만 적란운의 경우 구름의 상부가 퍼지기 때문에 풍하측에서는 경계선이 분명하지 않다. 수증기 영상에서 온정온도가 -50°C 이하이고 모루구름이 나타나며 구름대의 북서쪽에 건조역이 있다면 대류 운동이 강한 지역이므로 호우가 발생할 수 있다. 대류운은 시간에 따른 변화가 크므로 위성 영상의 실태 감시가 중요하다.

1. 3 실황분석 사례

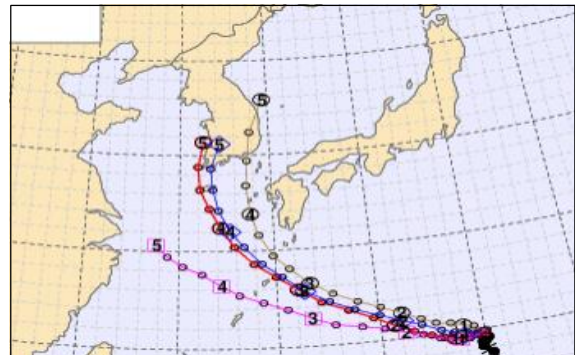
1. 3. 1 태풍 솔릭 진로 예측(2018년 8월 22일~24일 사례)

(단계 1) 실황 파악

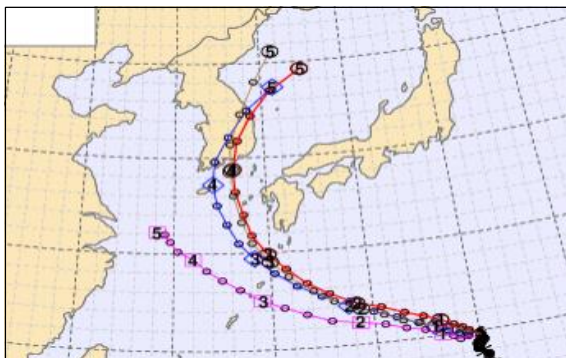
2018년 8월 22일~24일 제19호 태풍 솔릭이 제주도 서쪽 해상으로 북상하여 우리나라를 통과하였다. 모델 간 컨센서스는 잘 이루어졌으나 12시간 간격으로 태풍 진로를 오락가락 모의하고 있었다.



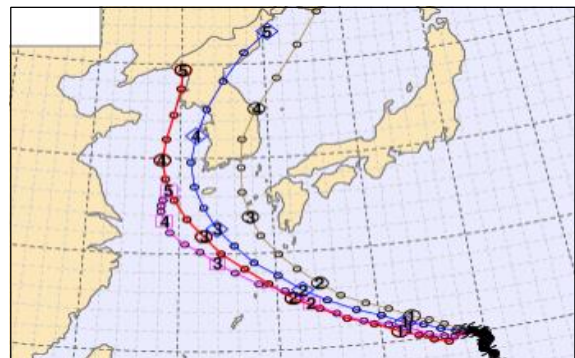
2018년 8월 17일 21시 (대한해협) 모델



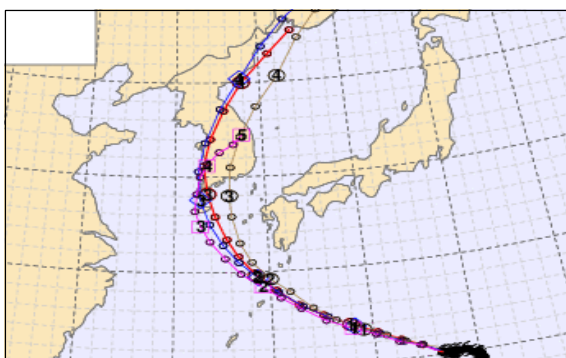
2018년 8월 18일 09시 (서해안) 모델



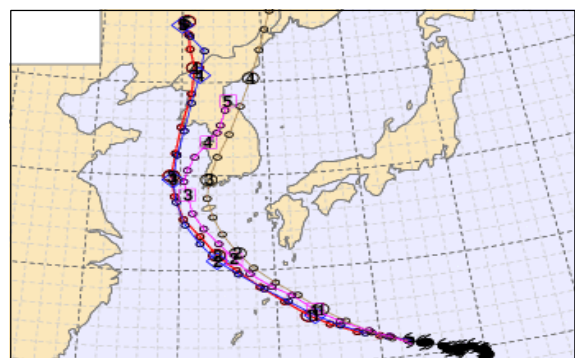
2018년 8월 18일 21시 (남해안) 모델



2018년 8월 19일 09시 (서해안) 모델



2018년 8월 19일 21시 (전라도) 모델

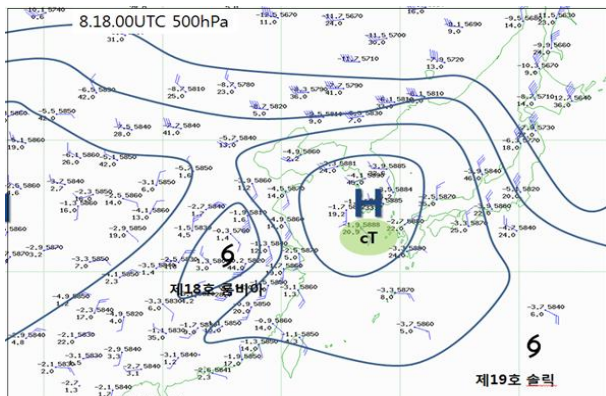


2018년 8월 20일 09시 (서해안) 모델

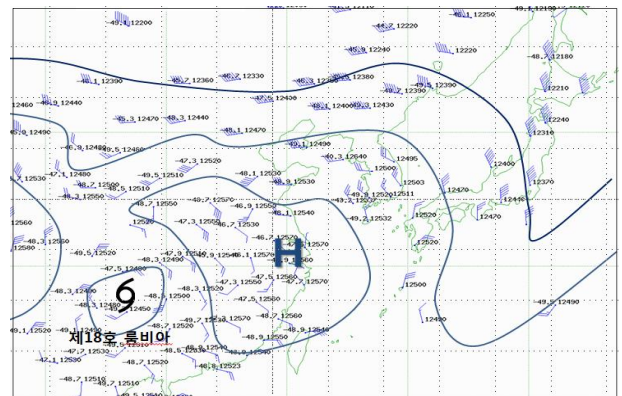
그림 1-17. 2018년 제19호 태풍 솔릭 경로 변동(KMA, ECMWF, UK, NCEP, CMC, CMA 양상별)

(단계 2. 메커니즘 분석)

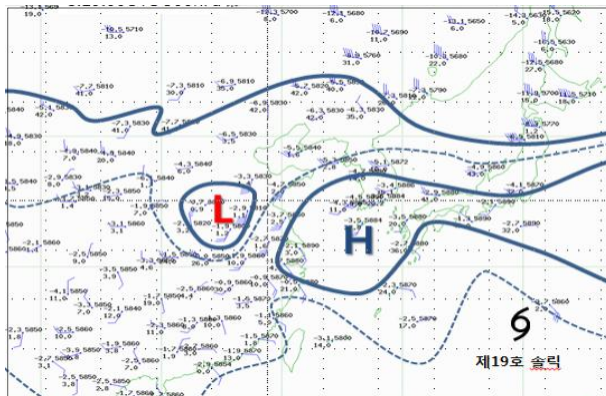
태풍의 진로를 예상하기 위해 상층 기압계의 흐름을 살펴보았다. 2018년 8월 18일 09시부터 20일 09시까지 200hPa와 500hPa의 GTS를 묘화하였다. 18일 09시의 500hPa 일기도를 보면 제18호 태풍 룸비아가 중국내륙으로 진입한 것을 알 수 있다. 이로 인해 상층 고기압이 분리되면서 우리나라 상공에 고립된 채 정체하고 있다. 분리된 고기압은 북태평양 고기압과 결합하는 모습을 볼 수 있는데, 수치모델이 예상한 것 보다 고기압의 세력이 강한 상태였다. 200hPa에서도 고기압이 우리나라로 확장하면서 중심축이 북위 30°보다 북쪽에 위치해 있고 세력도 더 강한 것으로 나타났다.



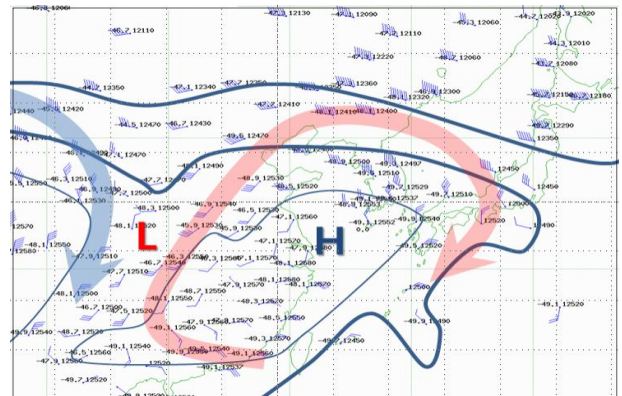
2018년 8월 18일 00UTC 500hPa GTS 분석



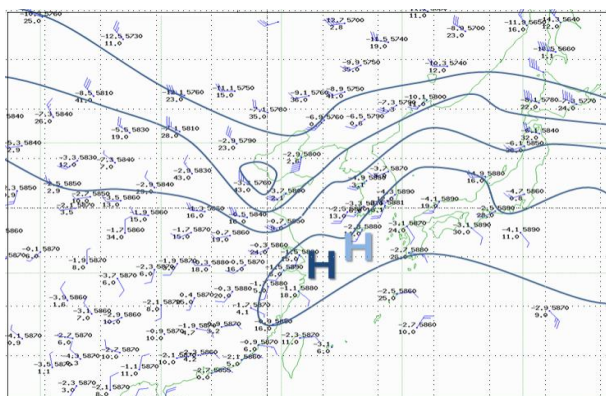
2018년 8월 18일 00UTC 200hPa GTS 분석



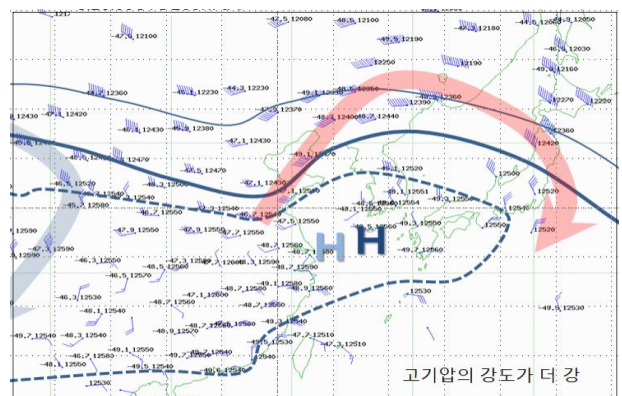
2018년 8월 19일 00UTC 500hPa GTS 분석



2018년 8월 19일 00UTC 200hPa GTS 분석



2018년 8월 20일 00UTC 500hPa GTS 분석



2018년 8월 20일 00UTC 200hPa GTS 분석

그림 1-18. 태풍 진로 예측을 위한 500hPa(왼쪽)와 200hPa(오른쪽) GTS 분석

(단계 3. 모델과 실황 간 오차 인식)

500hPa 고도의 5880gpm 등고도선을 수치모델 예상 위치와 비교해 보면 차이가 뚜렷한 것을 알 수 있다. 8월 18일 21시에 발표된 모델이 북태평양 고기압 세력을 약하게 모의하고 있었던 것이다. 수치모델은 5880gpm 등고도선을 제주도 부근에 위치하는 것으로 모의하였으나 GTS 분석 결과 상해 부근까지 확장되어 있는 것으로 나타났다. 북태평양 고기압의 중심 위치도 달랐다. 관측 자료를 바탕으로 생산된 분석장은 수치모델보다는 북태평양 고기압을 확장시켜 놓았으나 실황을 완벽하게 반영하지는 못하였다. 이러한 차이는 GTS 분석장 뿐만 아니라 수증기 영상에서도 확인할 수 있었다.

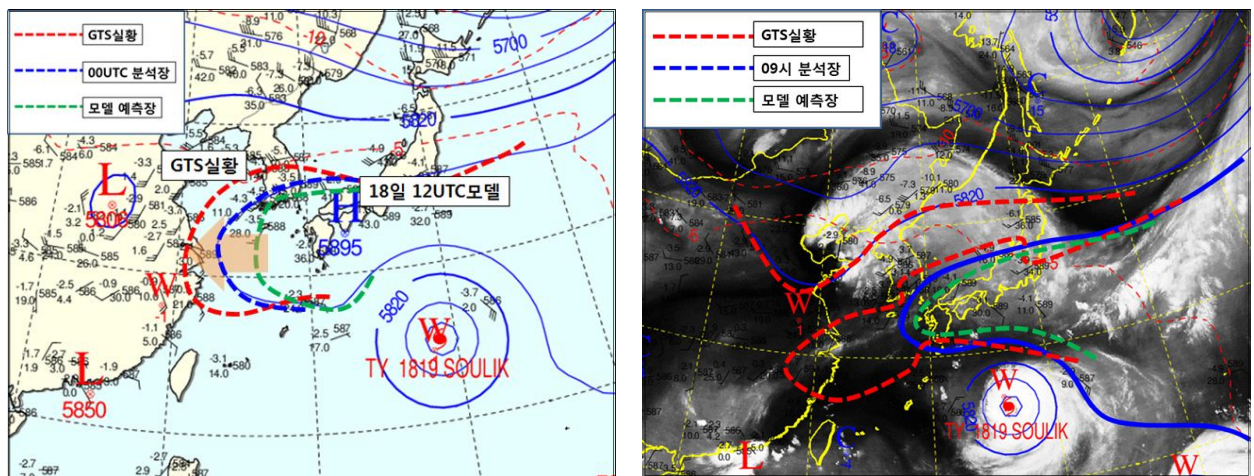


그림 1-19. 500hPa 5880gpm 등고도선의 비교

(단계 4. 실황분석 오차 적용)

500hPa 고기압이 수치모델이 예상하는 것보다 서쪽으로 확장되어 있고, 우리나라 상공에는 고기압이 버티고 있는 상태였다. 태풍은 이 상층 고기압의 흐름을 따라 동풍의 영향을 받게 되어 계속 서진할 수밖에 없었다. 따라서 상층의 흐름을 반영하여 수치모델이 모의하는 것보다 더 서쪽으로 태풍이 이동할 것임을 예측할 수 있다.

1. 3. 2 폭염 사례(2018년 7월 31일 사례)

(단계 1) 실황 파악

2018년 7월 30일, 한중국경 부근에 500hPa 기온 0°C선, 850hPa 기온 27°C선이 위치한 가운데 이 지역의 낮 최고기온이 40°C 가까이 기록되었다(중국 지안 38.4°C, 북한 강계 38°C, 북한 청강 40.2°C). 향후 폭염이 지속될 것인지, 우리나라도 최고기온의 극값을 경신할 것인지 등 폭염 전망에 대해 예측하기 위해 실황분석이 필요하였다.

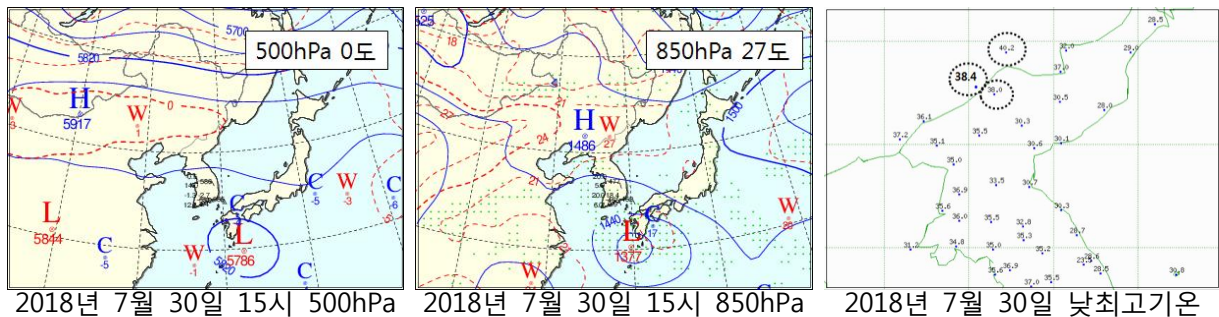


그림 1-20. 2018년 7월 30일 기온 실황

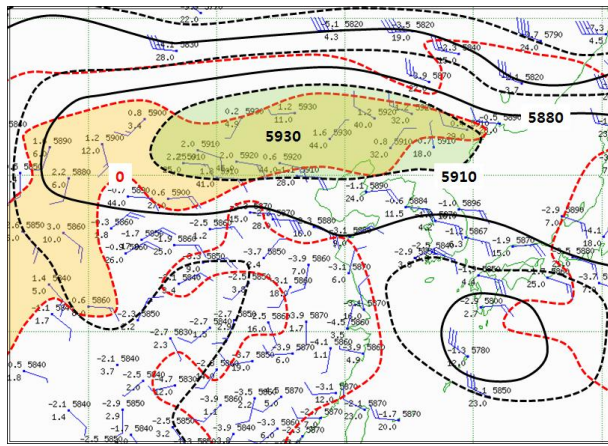
(단계 2. 메커니즘 분석)

그림 1-21과 같이 500hPa GTS를 전일(7월 30일)부터 묘화하여 상층의 흐름을 추적하였다. 2018년 7월 30일 21시에는 5910gpm 등고도선(고기압)과 기온이 0°C 이상인 구역(난역)이 우리나라 북쪽에 위치하고 있었으나 31일 09시에는 5910gpm 선과 0°C 선이 북한으로 남하한 것을 볼 수 있다. 그러나 고기압의 크기는 전일에 비해 상대적으로 약해진 것처럼 보이는데, 이것은 일내 변화에 의한 일시적인 현상이었다.

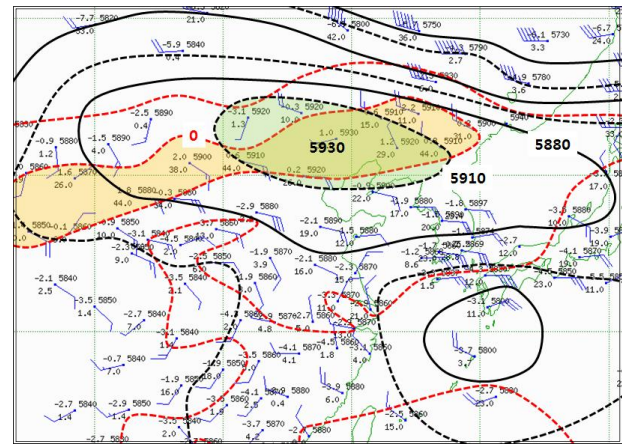
(단계 3. 모델과 실황 간 오차 인식)

수치모델이 상층 고기압의 세력을 잘 모의하고 있는지 비교해 보았다. 2018년 7월 31일 09시를 기준으로 500hPa 고기압 중심 부근의 모델 기온 편차(모델-실황, 그림 1-21 (아래))를 보면 음의 값이 나타난다. 실황의 기온이 모델보다 더 높다는 것이다. 0°C 이상인 난역의 영역을 비교해 보아도 수치모델보다 실황에서 더 넓은 분포를 보이고 있었다.

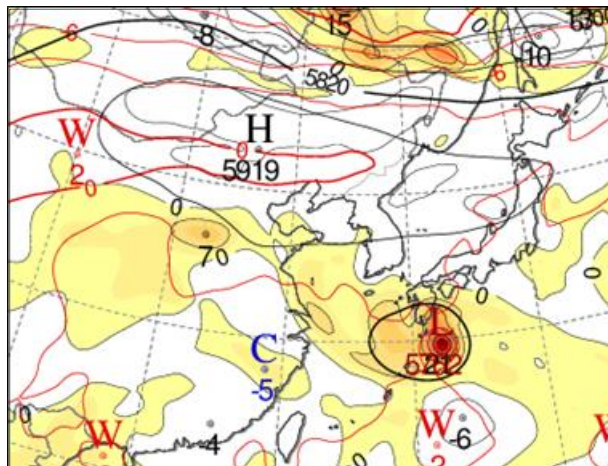
고기압 중심 시도 또한 수치모델은 5919gpm으로 모의하고 있으나 GTS 전문에는 5930gpm이 관측되고 있었다. 즉, 수치모델이 예상하는 것보다 상층 고압부가 더 강한 상태임을 알 수 있다.



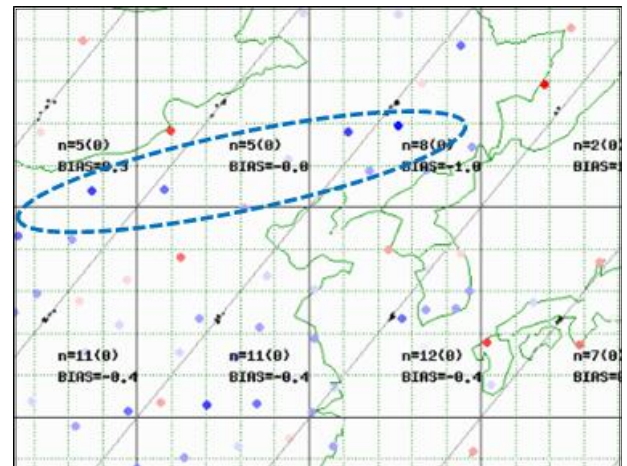
2018년 7월 30일 21시 500hPa GTS



2018년 7월 31일 09시 500hPa GTS



2018년 7월 31일 09시 500hPa 예상장(+12h)



2018년 7월 31일 09시 500hPa 기온 편차

그림 1-21. 500hPa (위) GTS 분석, (아래) 수치모델과 비교

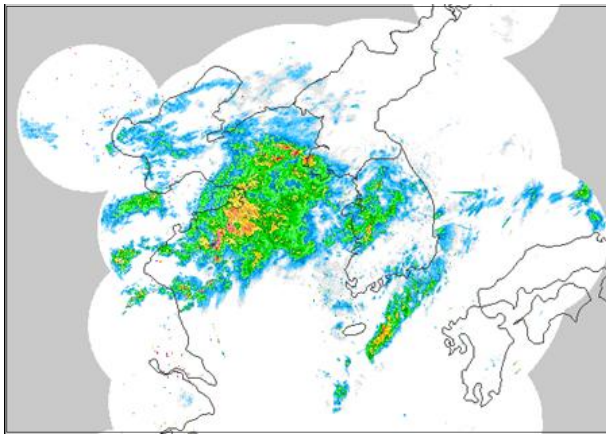
(단계 4. 실황분석 오차 적용)

난역을 동반하는 우리나라 북쪽의 상층 고기압이 수치모델 예상보다 강하게 나타나고 있으므로 폭염은 당분간 지속되는 것으로 분석할 수 있다. 특히 우리나라 주변으로 고기압 중심이 이동하고 있으므로 우리나라도 한중국경 부근의 실황과 같이 최고기온 극값 수준에 도달할 가능성이 있다. 따라서 고기압의 향후 이동 경향에 대해 계속 감시해야 할 것이다.

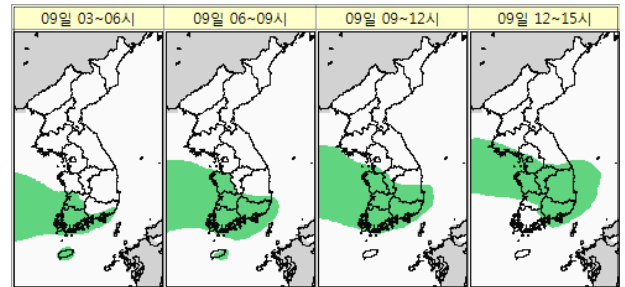
1. 3. 3 장마전선에 의한 강수 사례(2018년 7월 9~10일 사례)

(단계 1) 실황 파악

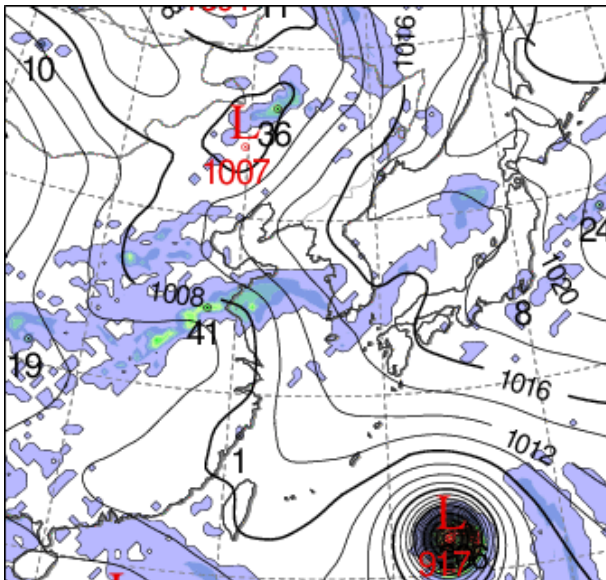
2018년 7월 9일 09시의 레이더를 보면 산둥반도 부근의 서해상에 강수영역이 넓게 분포하여 있는 것이 보인다. 그러나 수치모델이 예상한 장마전선의 위치와 당일(9일) 05시에 발표된 예보의 예상 강수영역과는 다른 모습이였다. 예상보다 강수대가 북상한 형태로 나타나고 있었다.



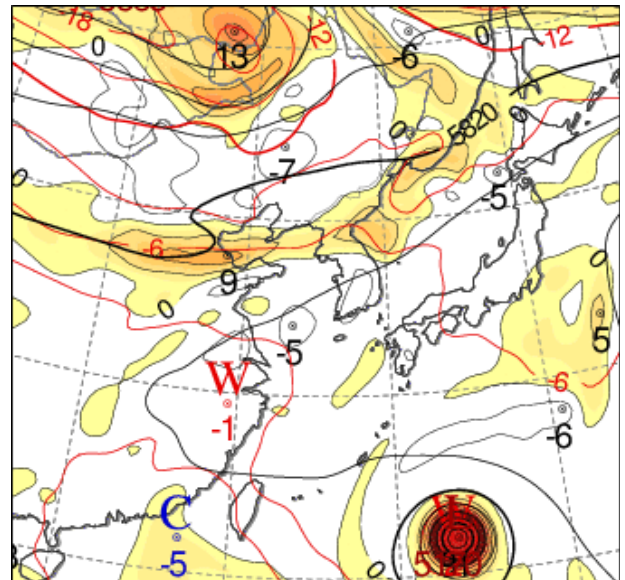
7월 9일 09시 레이더 영상



7월 9일 05시 발표 예상 강수영역



7월 9일 09시 UM 모델 지상 강수 예상장(+24h)



7월 9일 09시 UM 모델 500hPa 예상장(+24h)

그림 1-22. 2018년 7월 9일 09시 실황과 모델 예상장(+24h)

(단계 2. 메커니즘 분석)

2018년 7월 9일 09시 850hPa GTS를 묘화해보니 정체전선이 산둥반도 남쪽에 위치하는 것으로 분석되었다. 그러나 정체전선 주변의 풍향 시어는 남서풍-동풍으로 뚜렷하지만 풍속은 10~15kts로 약해 하층제트가 동반되지는 않은 상태였다. 운정 온도를 보여주는 위성영상과 비교해 보니 낮은 운정 온도를 가진 대류운이 전선상에 있음을 알 수 있었다. 북태평양 고기압은 분리되어 우리나라 남쪽과 동쪽에 각각 위치하였고 특히 일본 부근에 강하게 자리 잡고 있었다.

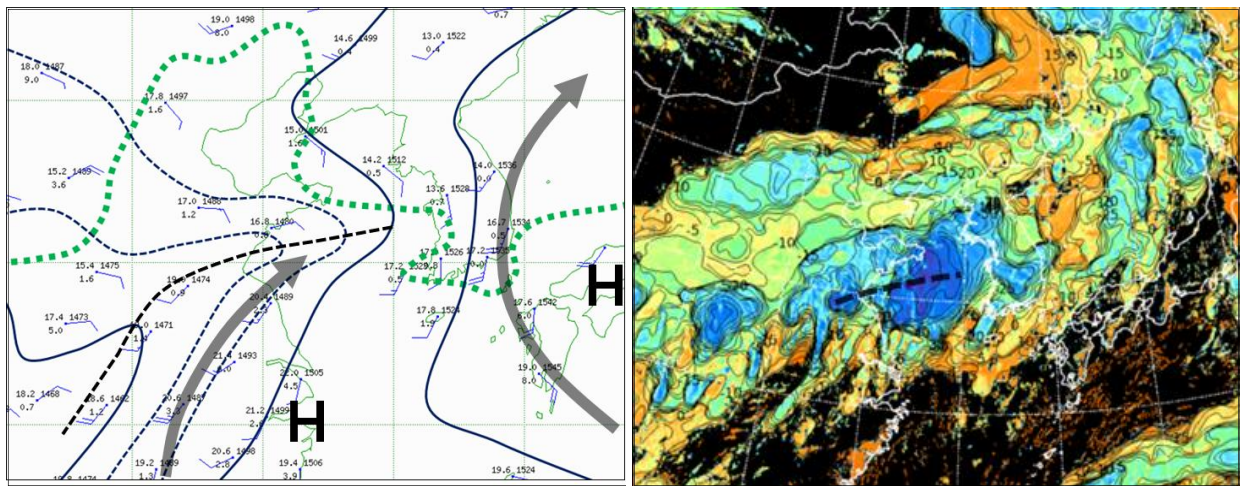


그림 1-23. 2018년 7월 9일 09시 850hPa GTS 분석 그림 1-24. 2018년 7월 9일 09시 위성영상(운정온도)

(단계 3. 모델과 실황 간 오차 인식)

500hPa 일기도를 보면 기압골 전면으로 강풍대가 형성되어 있어(그림 1-25 초록색 영역) 기압골이 더 이상 발달하지 못하고 약화될 것임을 알 수 있다. 또한 5880gpm 고도선으로 그려지는 고기압은 모델이 예상하는 지위고도의 위치와 비교했을 때 실황에서 더 강하게 나타나고 있었다. 이로 인해 강수대가 모델이 예상하는 것보다 북편해 있는 것이었다.

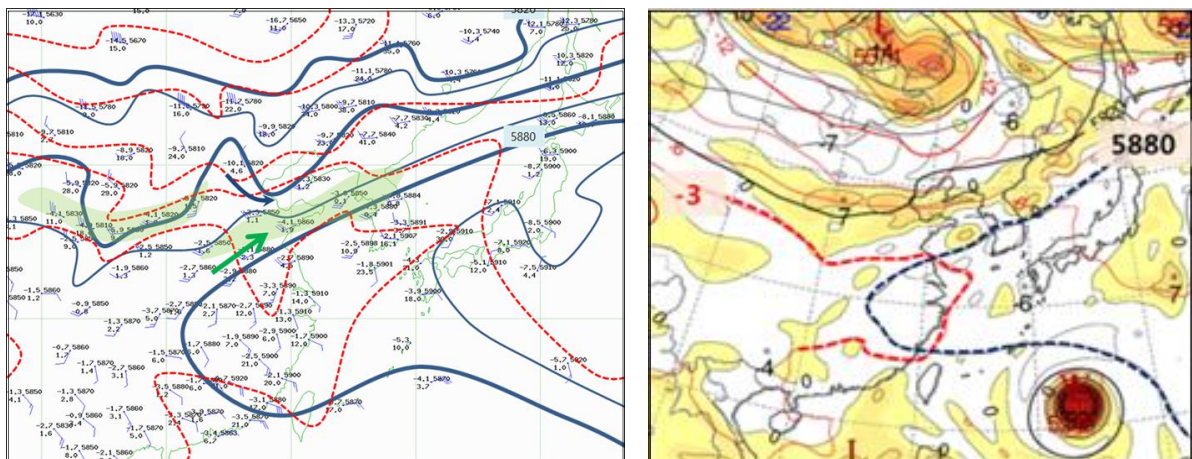


그림 1-25. 2018년 7월 9일 09시 500hPa GTS 분석

그림 1-26. 7월 9일 09시 500hPa 예상장(+12h)

(단계 4. 실태분석 오차 적용)

실태에서 강수대가 모델 예상보다 북편해 있는 상태로 남쪽에 고기압이 예상보다 강하게 받치고 있고 상층 기압골이 뒷받침되지 않으므로 강수대가 발달하면서 남하하기 힘든 기압계를 보이고 있었다. 정체전선 주변의 하층 풍속도 강하지 않은 것으로 보아 대류성 강수로 발달하기 힘들고, 동쪽에도 분리된 고기압이 강하게 자리 잡고 있어 강하게 발달한다하더라도 유입되기 힘들 것이다.

참고문헌

1. 기상청, 2014 : 손에 잡히는 예보기술
2. James R. Holton, Gregory J.Hakim : An introduction to dynamic meteorology
3. 기상청, 2012 : 예보관 중급과정 훈련교재 - 대기물리
4. 윤순창, 이갑복, 1990 : 순압 대기에서의 태풍의 이동 성향에 관한 연구, 한국기상학회지, 26권 1호, 33-36.

2. 호우 분석 가이드선스

2. 1 하층제트의 정의와 특징

동아시아에서 여름철 호우와 관련된 연구에서 빠질 수 없는 요소가 바로 하층제트이다. 하층제트는 700hPa 이하 층에서 25kts(12.5m/s)이상으로 부는 강풍을 일컫는다. 단순히 25kts 이상의 모든 바람을 통용하지 않으며, 온난이류가 동반된 경우를 하층제트라고 한다. 결국 우리나라에서는 대부분이 남풍의 풍계를 갖는 25kts 이상의 바람을 하층제트라고 할 수 있으며, 겨울철 북서풍의 강풍을 하층제트라고 하지 않는다. 하층제트는 많은 양의 수증기와 저위도의 고열을 유입시키기에 집중호우의 가장 중요한 기작이 될 수 있다. 본 장에서는 하층제트에 의해 동반된 호우의 구조와 특징을 활용한 호우지역을 찾는 방법에 대해서 알아본다.

2. 1. 1 호우와 90% 내외 관련성과 일변화

우리나라를 포함한 동아시아에서 호우는 하층제트와 밀접한 관련이 있다. 일본의 장마인 바이유(Baiu) 기간의 호우를 연구한 Matsumoto(1973)는 하층제트의 풍속이 강우강도와 비례함을 밝혔으며, 특히 집중호우와 상관관계가 높음을 제시했다. 중국과 대만의 장마인 메이유(Mei-Yu) 기간의 호우를 연구한 Chen and Yu(1988)는 하층제트가 관측될 때, 호우 발생률이 91%로 매우 높음을 보였다. 우리나라에서는 황승언과 이동규(1993)가 장마기간 중 호우 발생 시 하층제트가 88.2% 관측됨을 제시했다. 이상의 연구들을 종합해 볼 때, 우리나라를 포함한 동아시아에서 발생하는 여름철 호우는 약 90% 내외가 하층제트와 관련되어 있다고 할 수 있다.

이 하층제트는 행성경계층고도 부근에 위치하기 때문에 일내 변화(diurnal cycle)가 발생한다(Wexler, 1961). 낮에는 일사에 의한 지면 가열로 행성경계층고도가 높아지고 난류에 의한 마찰 효과가 크지만 야간에는 지표 부근이 안정화되어 마찰력이 줄어들면서 하층제트의 풍속이 증가하게 된다. 특히, 야간에는 마찰 효과가 없는 상태에서 남에서 북으로 많은 수증기와 고열의 공기가 이동하는데 반하여 대기의 온도는 하강하므로 유입되는 수증기량은 많고, 담을 수 있는 수증기량은 줄어들어 더 많은 강수가 나타난다.

이런 낮과 밤의 풍속 차이와 대기의 기온 변동은 고위도로 수송하는 수증기와 에너지량에 큰 차이를 만들어 비가 내리는 시점에 따라 호우의 빈도와 강수량의 차이가 발생하게 된다. 하층제트가 동반된 호우발생 빈도 연구에서 늦은 밤에서 이른 아침 사이에 발생한 호우가 낮에 발생한 호우보다 최소 25%이상 많은 것으로 조사된 바 있으며, 비슷한 시스템으로 발생한 호우일 경우에도 야간에 강수량이 더 많은 것으로 알려져 있다(Hoecker 1963, Hoecker 1965, Bonner 1968, Augustine and Caracena 1994, Mitchell et al. 1995).

2. 1. 2 상·하층제트 커플링의 호우구조

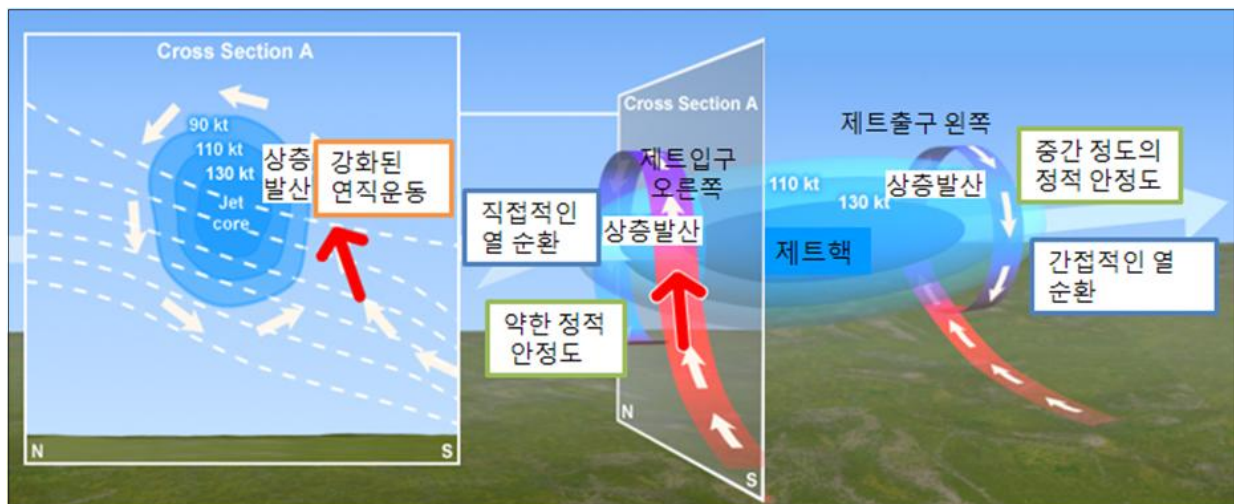


그림 2-1. 상층제트와 하층제트의 커플링의 형태로 나타나는 직접적인 열 순환의 모식도
(Uccellini and Kocin, 1987)

그림 2-1과 같이 지면부근에서 형성된 하층제트는 일정 각도로 상승하면서 북쪽으로 이동한다. 그 이유는 높은 기온을 가진 공기이면서 수증기를 많이 함유하고 있어 같은 고도의 북쪽 공기보다 가볍기 때문이다. 같은 온도에서 기체의 H_2O 는 건조 공기보다 0.633 비율로 가볍다.

북쪽으로 이동하던 하층제트는 상층제트의 발산 구역 하부로 이동한 후 급격하게 상승운동으로 전환된다. 그 이유는 포화된 상태에서 많은 양의 수증기를 가지고 있기 때문에 상층의 발산은 더 쉽게 상승 운동으로 전환되기 때문이다. 높은 온도에서 많은 양의 수증기를 가진 공기는 대기 중으로 잠열을 많이 방출하기 때문에 주변 대기의 기온보다 높아 쉽게 빠른 상승 운동이 나타나기 때문이다.

결국, 포화된 상태에서 하층제트가 북쪽으로 이동하는 상황이라면, 상층제트의 발산 구역이 호우 구역을 결정하는데 중요한 열쇠가 된다고 할 수 있다.

호우는 대부분 상층제트의 입구 오른쪽 발산 구역에서 나타나는데, 하층제트가 이 구역의 하부에서 급격한 상승 운동으로 전환되어 제트의 북쪽 상공으로 이동한다. 따라서 저위도 지상 부근의 높은 에너지가 고위도의 상부 대기로 이동하게 되는데 이런 형태를 직접 열순환(direct circulation)이라고 한다.

평면의 일기도에서 상층제트가 위치한 200hPa 일기도와 하층제트가 위치한 850hPa 일기도를 중첩해서 보면 두 제트가 직각 형태로 교차되는 모습이 보이는데, 이 형태를 상·하층 제트 커플링이라고 한다.

2. 2 하층제트의 상승운동을 이용한 호우구역 해석

2. 2. 1 수평 일기도 상에서 재해석

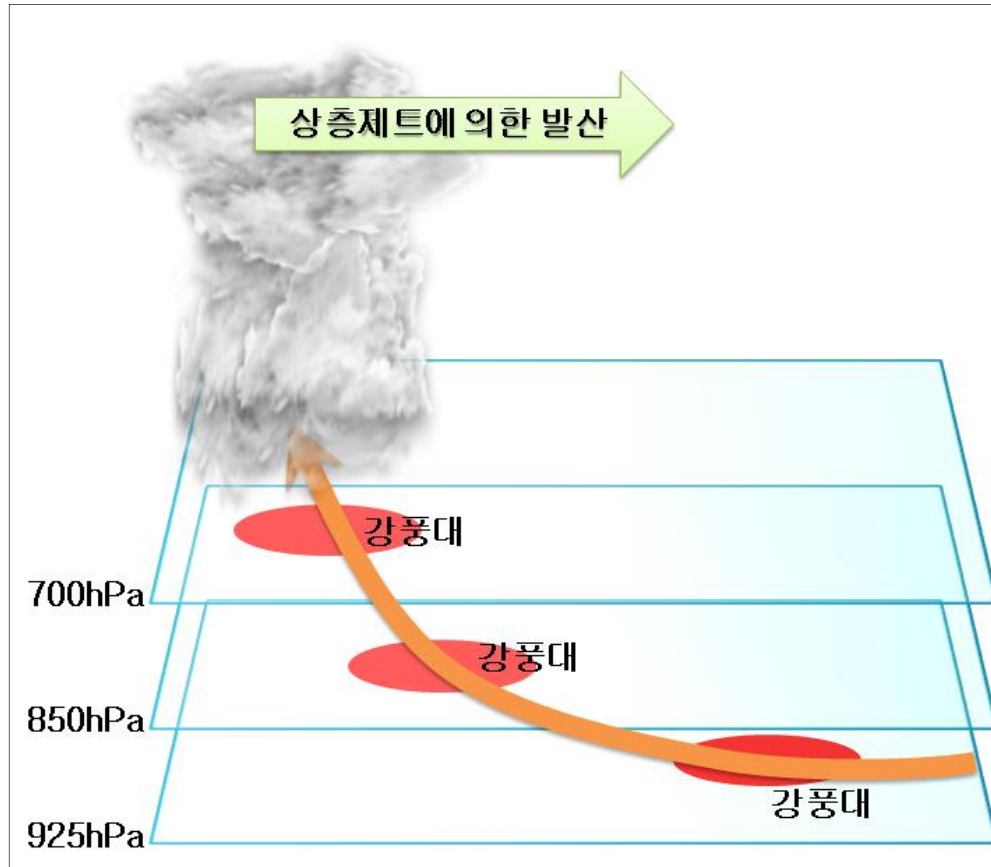


그림 2-2. 표준등압면(고도)을 따라 남에서 북으로 이동하는
하층제트의 연직 이동 경로와 대류 구름대 위치의 모식도

하층제트는 수평적으로 이동하지 않는다. 그림 2-2와 같이 남쪽 저위도에서 지표 부근 대기를 통과한 후 925hPa, 850hPa, 700hPa 고도를 통과하고 상층제트 발산 구역의 하부에 들어서면서 강한 연직 운동으로 전환된다. 이런 3차원의 기류 움직임을 고려하여 각 등압면 고도에서 호우 구역을 찾아보면, 850hPa의 가장 강한 풍속 지역의 북쪽에서 강한 대류성 구름대와 호우가 나타난다고 해석 할 수 있다.

그림 2-3은 하층제트에서 발생하는 호우의 연직운동을 재해석한 모식도이다. 남쪽에서 북쪽으로 이동하는 하층제트는 지표 부근의 공기와 밀도 차이가 발생하여 850hPa 내외의 고도에서 남에서 북으로 기울어진 전선대가 형성된다. 이 전선대의 경사면을 타고 계속 북쪽으로 이동하므로 850hPa 수평 일기도에서 강풍 중심은 대류 구름대의 남쪽에 위치하게 된다. 여기서 호우 지역을 분석하는 실마리를 찾을 수 있다.

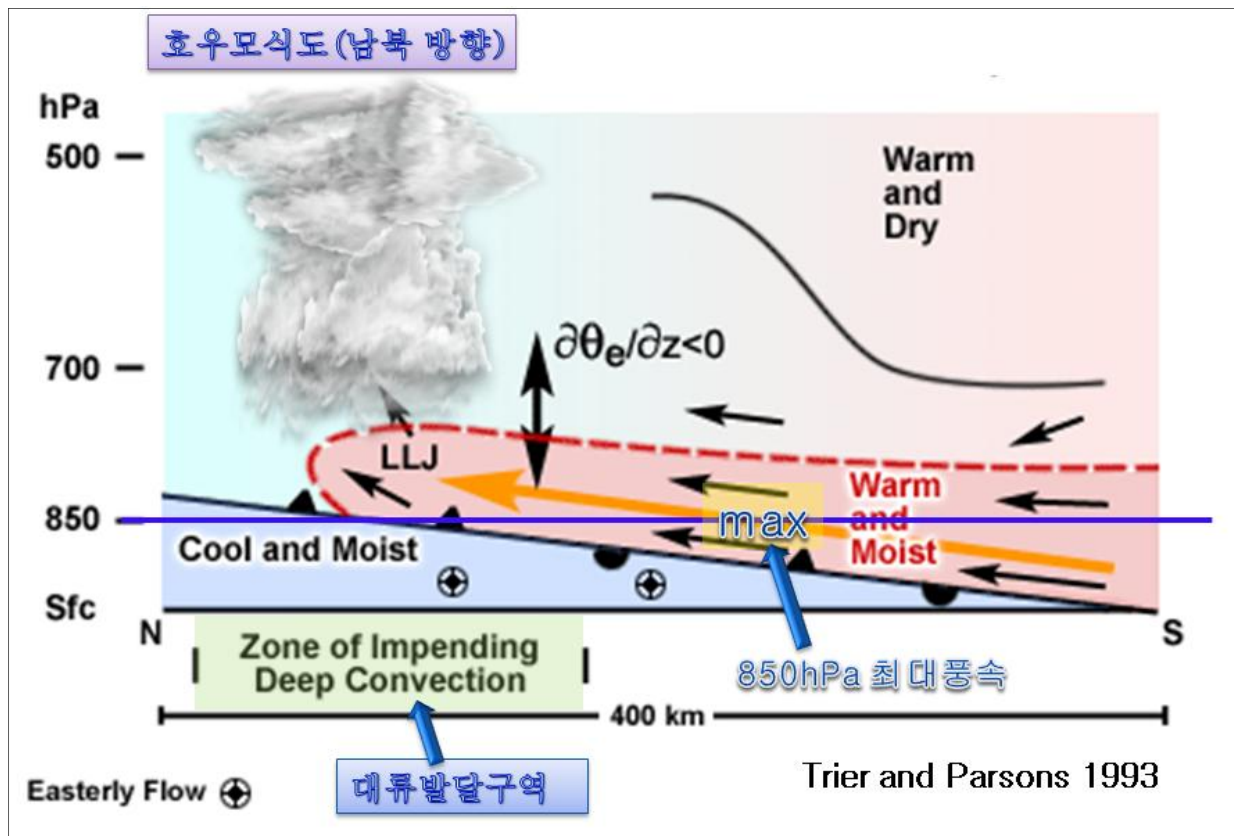


그림 2-3. 남에서 북으로 이동하는 하층제트에 의한 대기의 연직구조 분포

그림 2-4는 실제 호우가 발생한 사례의 연직바람분포를 그림 2-3의 모식도와 같이 보여 준다. 지상에서는 동풍의 바람이 불고, 1차 최대풍이 500hPa 고도 부근에서 나타나며, 이후 상공으로 이동할수록 풍속이 현저히 줄어드는 모습이 보인다. 다시, 200hPa 고도에서 상층제트에 의한 2차 최대풍이 나타난다.

즉, 지상 부근의 대기와 섞이지 않으면서 하층제트에 의해 북쪽으로 이동하는 공기에 의해 지상과 지표 부근 대기는 상부의 대기에서 관측되는 풍향(남서류)과 다른 동풍이 나타났다. 850hPa 하부의 전선면을 따라 북쪽으로 상승하는 하층제트에 의해 상공으로 이동할수록 풍속이 증가하는데, 500hPa 부근에서 최대 풍속이 나타난 후 풍속이 감소한다. 그 이유는 수평적 바람 성분이 500hPa 고도 부근에서 연직 운동 성분으로 전환되었기 때문이다. 상승 운동이 대부분인 상황에서 500~200hPa 고도에는 풍속이 현저히 감소하였다. 이후 상층의 제트 발산구역이 있는 대류권계면 부근 고도인 200hPa에서는 다시 풍속이 증가한 모습이다.

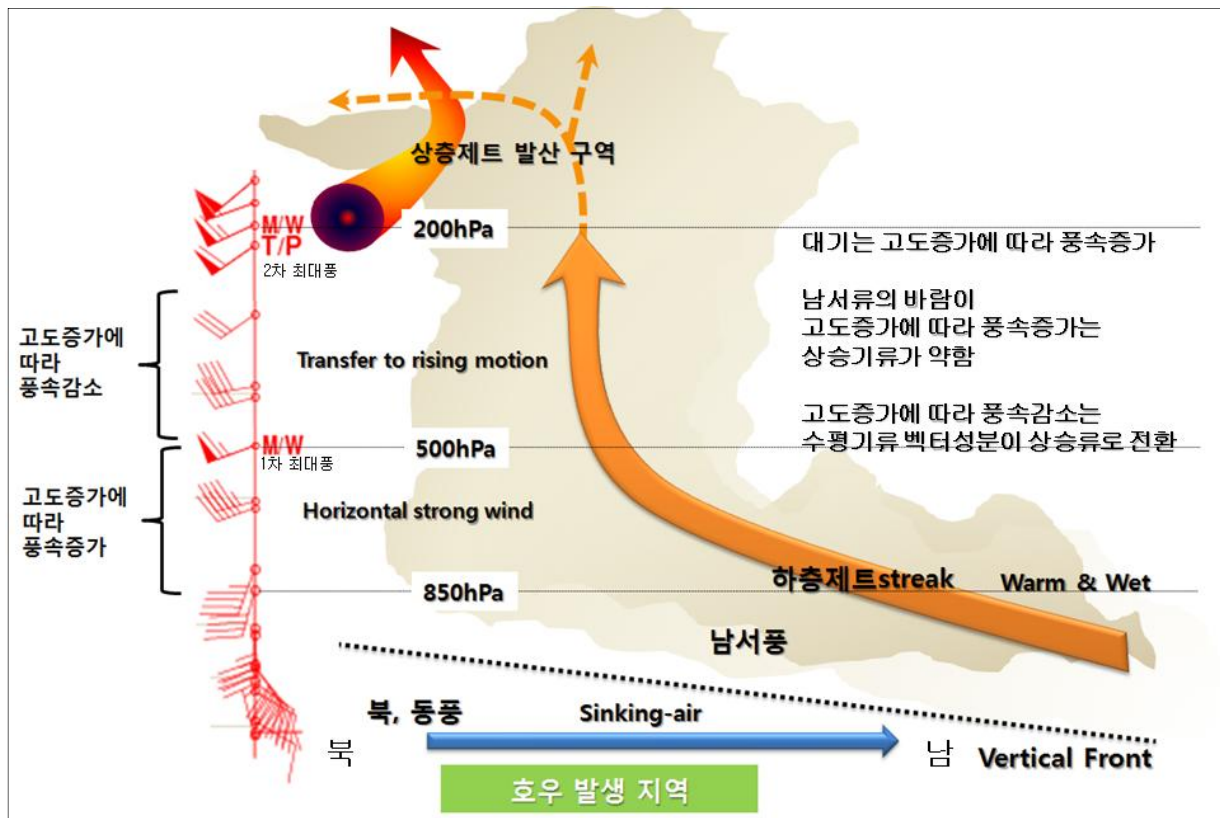


그림 2-4. 강한 대류성 강수대가 발생한 지역의 연직바람과 그림 2-3의 모식도 중첩

2. 2. 2 호우구역 찾기

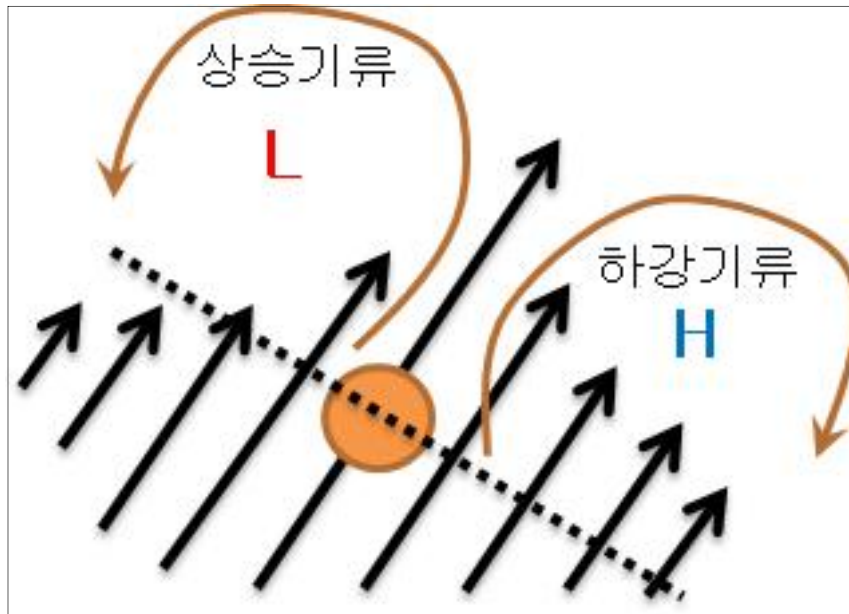


그림 2-5. 850hPa 유선장을 이용한 기류의 수렴과 발산구역 찾기
(중심의 주황색 원은 가장 강한 풍속이 위치한 지역을 의미 함)

그림 2-5는 850hPa 고도에 하층제트가 위치한 지역에서 수렴과 발산이 발생할 수 있는 지역을 모식도화한 것이다. 화살표와 같이 남에서 북으로 이동하는 기류가 존재할 때, 주황색의 강풍 중심을 통과하는 가장 강한 바람이 부는 화살표(vector를 의미)가 위치하고, 왼쪽과 오른쪽으로는 풍속이 서서히 감소한다. 이런 형태일 경우, 수평적 바람 시어에 의해서 강풍 중심이 지나가는 화살표의 왼쪽으로는 저기압성 회전에 의한 하층 수렴이, 오른쪽으로는 고기압성 회전에 의한 하층 발산이 나타난다. 따라서 공기가 하층대기에 모여서 수렴에 의한 포화가 나타날 수 있는 구역은 강풍 중심을 지나가는 유선의 왼쪽 지역이라고 할 수 있다.

이 왼쪽 구역에서도 앞에서 보여준 그림 2-3과 2-4의 모식도를 참고하면, 그림 2-5에서 보여준 점선의 남쪽 구역은 하층제트의 주 기류가 850hPa 고도면을 뚫고 상승하지 못한 구역이라고 해석할 수 있다. 그에 반하여 점선의 북쪽은 850hPa 고도면을 뚫고 상승 운동이 일어날 수 있는 구역이다. 따라서 호우 구역은 850hPa 최대 풍속을 지나가는 유선을 기준으로 그 북쪽과 북서쪽 영역으로 제한되어 나타난다.

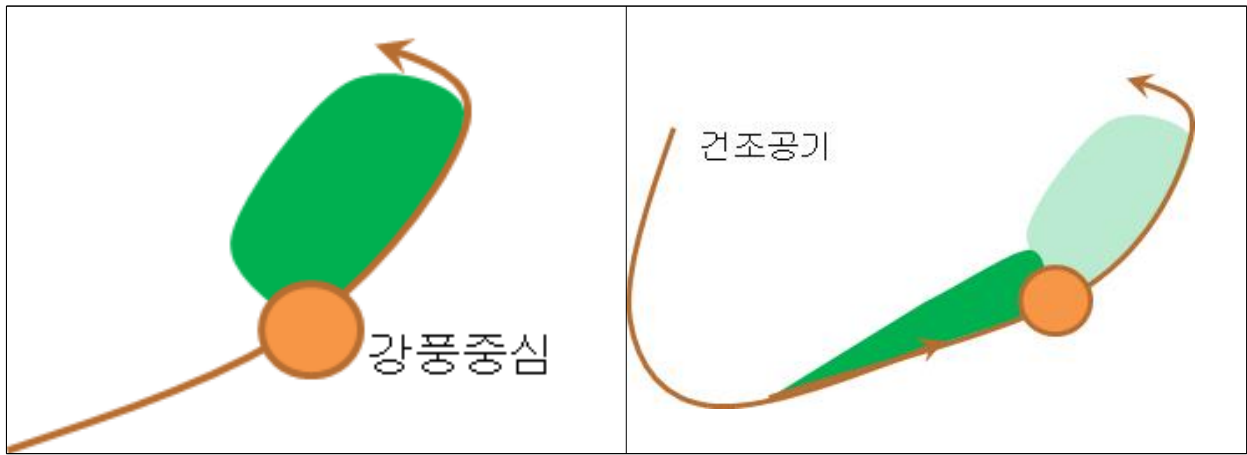


그림 2-6. 850hPa 풍속과 유선을 이용한 호우구역 찾는 방법

(좌) 하층제트 중심을 기준으로 그 북쪽과 북서쪽에서 발생하는 호우구역,

(우) 하층제트 중심을 기준으로 그 남쪽에서 발생하는 호우구역을 의미함

(호우 탐지 방법. 한상은 등 특허등록(2012년))

그림 2-6은 850hPa 고도장에서 등풍속의 강풍 중심과 유선을 이용한 호우 구역을 찾는 방법이다. 앞에서 설명한 바와 같이 850hPa 하층제트에서 가장 강한 중심 풍속을 찾는다. 이 중심을 지나는 유선을 기준으로 그림 2-6의 왼쪽과 같이 호우구역이 찾아진다. 이 호우구역은 하층제트 전면형 호우로 설명할 수 있으며, 전체 하층제트에 의한 호우 중 90%내외가 이에 해당한다(손에 잡히는 예보기술, 2014). 북쪽의 경계면은 유선의 방향이 휘어지는 구역이며, 풍속이 15kts 이상이다. 풍향이 휘고 풍속이 줄어드는 이유는 북쪽에 다른 기단의 경계가 위치하는 것을 의미하므로 더 이상 기류가 북쪽으로 이동하기 어려워 호우 구역의 북쪽 경계가 된다.

그림 2-6의 오른쪽은 하층제트 후면형 호우 형태인데, 모식도에서는 영역의 넓이가 실제보다 상당히 넓게 그려졌지만, 대부분은 하층제트 중심의 남쪽으로 그려진 유선의 위치와 거의 일치할 정도로 남북의 폭은 작다. 이 유형은 상층 저기압에 의한 건조공기가 남하하여 마치 한랭전선과 같은 대류성 구름대를 만들 때 나타난다. 따라서 건조공기라고 쓰인 곳에 저기압이 위치하고 그 저기압을 따라 그림과 같이 기류가 이동할 때 호우가 발생하므로 반드시 건조공기 침투가 있는지 파악해야 한다. 하층제트 후면형 호우는 그 폭이 좁아 강수 강도는 강하나 지속성은 적다. 그러나 정체할 경우에 국지적인 호우가 나타날 가능성이 높다. 만약 우리나라 서쪽으로 상층 저기압이 위치한다면 전면형 호우 구역과 후면형 호우 구조가 동반되는 경우가 있으니, 분석에 유의해야 한다.

2. 2. 3 호우의 포텐셜(potential)

우리나라에서 호우가 발생되기 위해서는 기본적인 임계값이 필요한데, 가강수량(PW)은 50이상, 850hPa 상당온위는 333K 이상, KI는 30 이상이다.

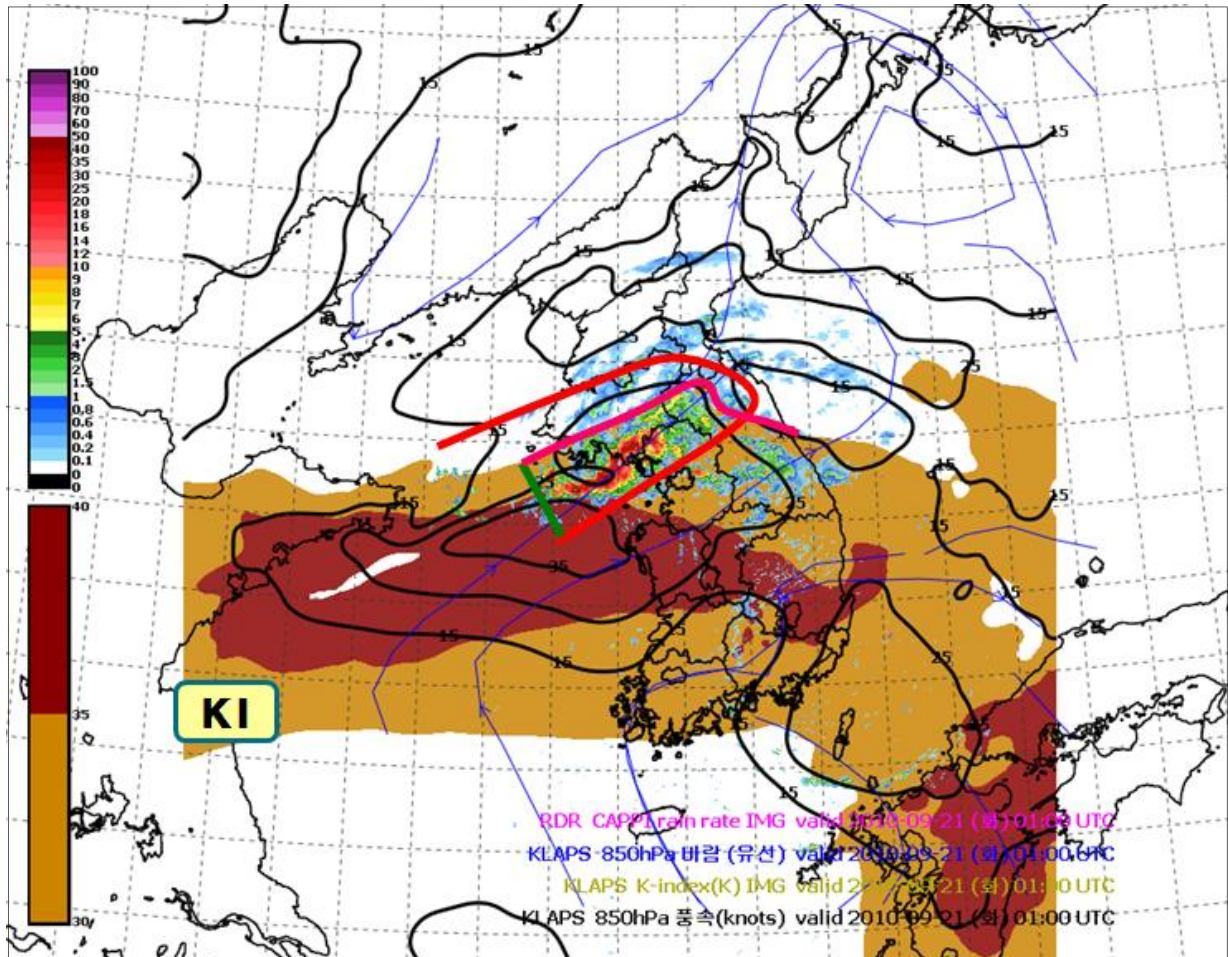


그림 2-7 2010년 9월 21일 10시 기준 레이더 영상과 850hPa 기류 중첩

(검은색 실선: 등풍속선, 채색된 영역: KI 30 이상, 파란 선: 유선)

그림 2-7의 실제 사례에서 가장 강한 바람은 태안반도 서쪽 해상에 위치한다. 이 중심 풍속을 지나는 유선을 따라 북쪽으로 이동하면 강원도 북쪽에서 유선이 휘어지는 모습이 관측된다. 여기까지가 호우구역의 북쪽 영역에 해당한다. KI 30이상의 값을 중첩하여 호우 영역을 설정하면, 교집합이 되는 붉은색 영역이 호우 구역과 일치함을 알 수 있다.

참고문헌

1. 황승언, 이동규, 1993: 한반도에 발생한 호우와 하층제트의 관련성에 관한 연구. 한국기상학회지, 29(2), 133-146.
2. Augustine, J. A. and F. Caracena, 1994: Lower-tropospheric precursors to nocturnal MCS development over the Central United States. Wea. Forecasting, 9, 116-135.
3. AMS Glossary, 2000: AMS 전자기상사전.
<http://amsglossary.allenpress.com/glossary>
4. Bonner, W. D., 1968: Climatology of the low level jet. Mon. Wea. Rev., 96, 833-850.
5. Chen, G. T.-J. and C.-C. Yu 1988: Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-yu season. Mon. Wea. Rev., 116, 884-891.
6. Hoecker, W. H., 1963: Three southerly low-level jet streams delineated by the Weather Bureau special pilot network of 1961. Mon. Wea. Rev., 91, 573-582.
7. _____, 1965: Comparative physical behavior of southerly boundary-layer wind jets. Mon. Wea. Rev., 93, 133-144.
8. Matsumoto, S., 1973: Lower tropospheric wind speed and precipitation activity. J. Meteor. Soc. Japan, 51, 101-106.
9. Mitchell, J. F. B., R. A. Davis, W. J. Ingram, and C. A. Senior, 1995: On surface temperature, Greenhouse Gases, and Aerosols: Models and Observations. J. Climate, 8, 2364-2386.
10. Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. Mon. Wea. Rev., 107, 682-703.
11. _____, and P. J. Kocin, 1987: The interaction of jet streak circulations during heavy snow events along the east coast of the United States. Wea. Forecasting, 2, 289-308.

3. 일내 변화 특성을 고려한 여름철 강수 예보

Why?

소나기를 제외한 여름철 강수는 대부분 새벽부터 오전 사이에 집중되며, 특히 이 시간대의 강수는 집중호우로 이어지는 경우가 많다(Lim, 1998). 이러한 강수의 일내 변화 특성은 왜 나타나는 것인지, 그리고 여름철 강수 예보 시에 어떤 점을 고려해야하는지 알아보고자 한다.

3. 1 일내 변화란?

지구는 하루에 한 번 자전을 한다. 지구의 자전 때문에 어느 한 지점에서 낮에는 태양 복사에너지의 크기가 최대가 되고, 밤에는 최소가 되면서 규칙적으로 일주기(diurnal cycle)의 진동을 하게 된다. 그림 3-1의 AWS 시계열을 보면 알 수 있듯이 기온(빨간색 실선)은 뚜렷하게 일주기 진동을 하는 기상요소이다. 일주기의 진동은 결국 기온의 일내 변화로 나타난다.

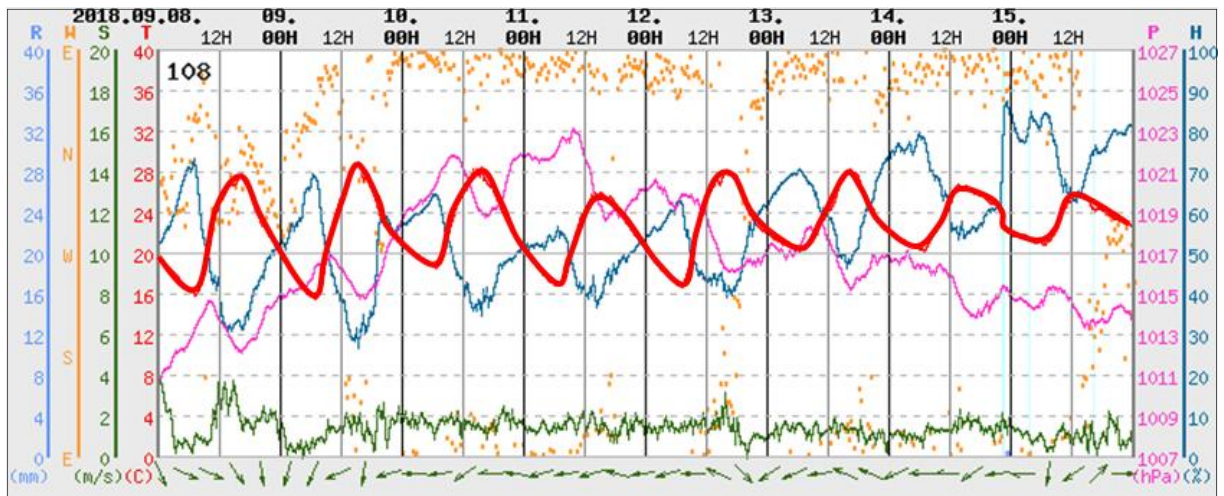


그림 3-1. 서울(108) 지점의 2018년 9월 8~15일 AWS 시계열

3. 2 시간대별 강수 특징

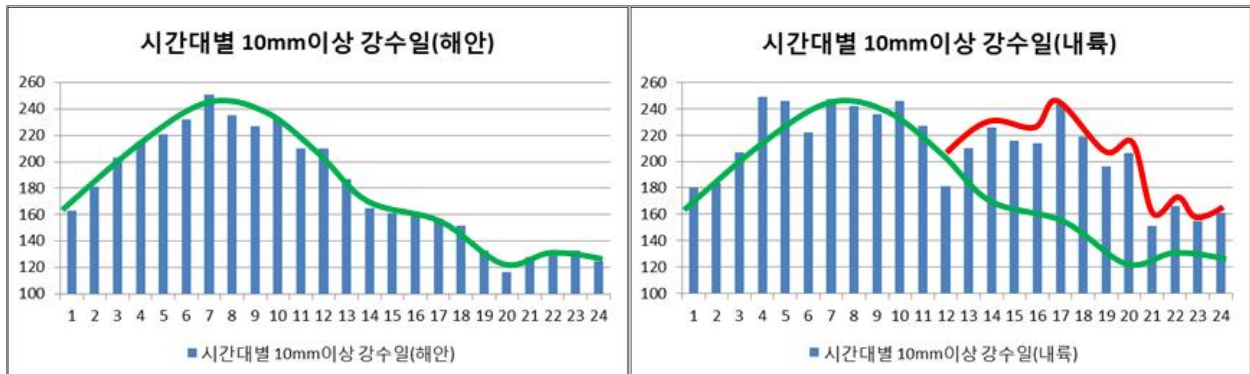


그림 3-2. 1990~2017년 5~9월 시간대별 10mm 이상 강수일수

(좌) 인천, 서산, 목포, 부산, 울산, 창원, 제주 총 7개 지점

(우) 서울, 수원, 청주, 대전, 춘천, 광주, 안동, 대구 총 8개 지점

그림 3-2는 시간대별 10mm 이상의 강도를 갖는 강수일수를 해안과 내륙지역으로 분리해서 나타낸 그래프이다. 강수일수의 절대 값이 아닌 시간대별 차이에 주목해서 보게 되면 해안 지점을 나타낸 그림 3-2(좌)에서 새벽부터 오전 사이에 강수일이 집중 되고, 오후부터 자정까지는 빈도가 현저하게 줄어드는 것을 알 수 있다(초록색 실선). 내륙 지점을 나타낸 그림 3-2(우)에서도 새벽부터 오전 사이에 강수가 집중 되고 있으나 (초록색 실선) 해안과는 다르게 오후에도 강수가 집중 되고 있다(빨간색 실선). 내륙의 오후 강수가 14시부터 20시에 집중 된 것을 보면 열적 불안정에 의한 소낙성 강수의 결과로 해석할 수 있다. 결국 내륙의 오후 강수를 소낙성 강수로 여기고 배제한다면 해안과 내륙 지점 모두 강한 강수가 집중되는 시간대는 새벽부터 오전 사이인 것을 알 수 있다.

이러한 특징들은 1시간 최다 강수량의 극값 발생 시간대에서도 나타난다. 표 1-1에서 내륙 지역인 청주의 1시간 최다 강수량 순위 자료를 보면 1위부터 5위까지 발생시각이 새벽부터 오전 사이 시간대와 오후 시간대 모두 나타나고 있다. 하지만 해안 지역인 부산을 보면 오직 새벽부터 오전 시간대 내에서만 극값이 나타나는 것을 알 수 있다. 내륙과 해안의 시간대별 강수 특징이 그대로 반영된 결과이다.

지점		1위		2위		3위		4위		5위	
		값	시각	값	시각	값	시각	값	시각	값	시각
131	청주	91.8	07:11	64.0	17:24	63.0	16:22	62.7	16:50	62.0	10:20
159	부산	106.0	00:19	96.0	08:22	90.0	07:33	89.0	06:40	86.7	08:53

표 3-1. 청주와 부산 지점의 1시간 최다 강수량 (mm) 순위 극값과 발생시각

앞서 언급한 기온의 일내 변화를 고려해보면 강수가 집중되는 새벽부터 오전사이
기온이 가장 낮은 시간대이고, 반대로 기온이 가장 높은 오후부터 밤 시간대에는 강수
빈도가 낮은 것을 알 수 있다. 과연 기온의 일내 변화는 여름철 강수 발생에 어떠한
영향을 미치는 것인가?

3. 3 첫 번째 특성, “하층제트는 야행성이다.”

3. 3. 1 (Why) 하층제트와 호우

하층제트(Low-Level Jet)는 일반적으로 850hPa이나 925hPa 등압면 고도에서 25kts 이상의 풍속으로 나타나며, 여름철 우리나라로 유입되는 남서풍의 하층제트는 다량의 수증기와 열을 이류시키는 역할을 한다. 하층제트는 대기 하층으로 수증기를 공급하기 때문에 강한 대류성 강수를 발생시킬 수 있어, 여름철 호우 발생에 있어서 매우 중요한 인자이다. 우리나라 장마기간 중 호우 발생 시에 25kts 이상의 하층제트가 존재할 확률은 88.2%로 높은 연관성이 있다(황승언, 1993).

3. 3. 2 (Why) 하층제트의 일내 변화

이러한 하층제트도 시간대별로 발생 빈도가 다르게 나타난다. 그림 3-3은 광주 고층 관측 지점의 03시, 09시 15시, 21시 시간대별 850hPa 하층제트(25kts 이상) 발생 빈도 그래프이다. 6월에서 9월 사이 하층제트의 빈도는 새벽부터 오전 시간대인 03시와 09시에 높게 나타나고, 오후부터 밤 시간대인 15시와 21시에는 낮게 나타나는 것을 알 수 있다. 특히 호우가 빈번하게 발생하는 7월과 8월에는 그 차이가 더욱 뚜렷하게 나타나는데, 앞서 그림 3-2에서 살펴보았던 시간대별 강수 빈도 자료에서와 같은 결과를 보여주고 있다.

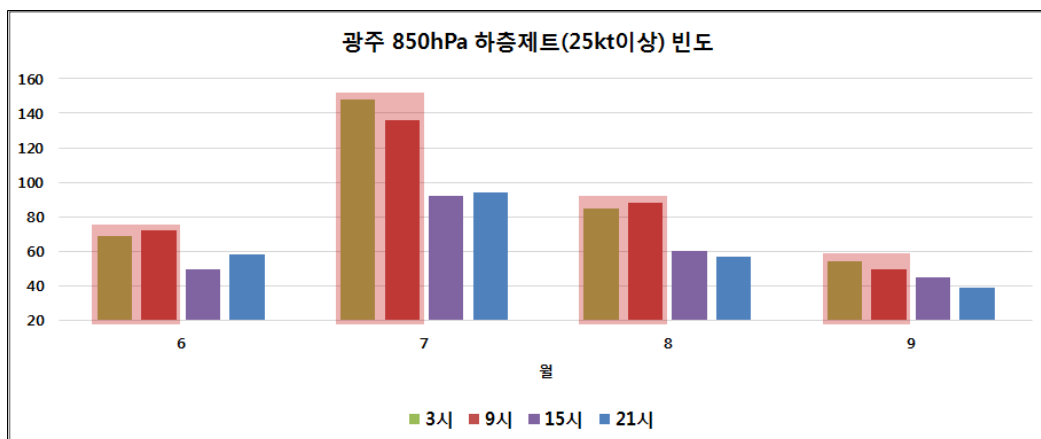


그림 3-3. 1998~2017년 6~9월 광주 지점의 시간대별 850hPa 하층제트 발생 빈도

통계 자료를 통해 두 가지 사실을 알 수 있는데, 첫 번째는 10mm 이상의 강도를 갖는 강수는 하층제트와 관련이 깊다는 것이고, 두 번째로 더욱 중요한 사실은 하층제트는 기온의 일내 변화에 영향을 받는다는 것이다. 결국 하층제트는 기온이 높은 시간대에는 약화되고 기온이 낮은 시간대에는 강화되는 특징을 보여준다.

3. 3. 3 (Why) 경계층과 하층제트

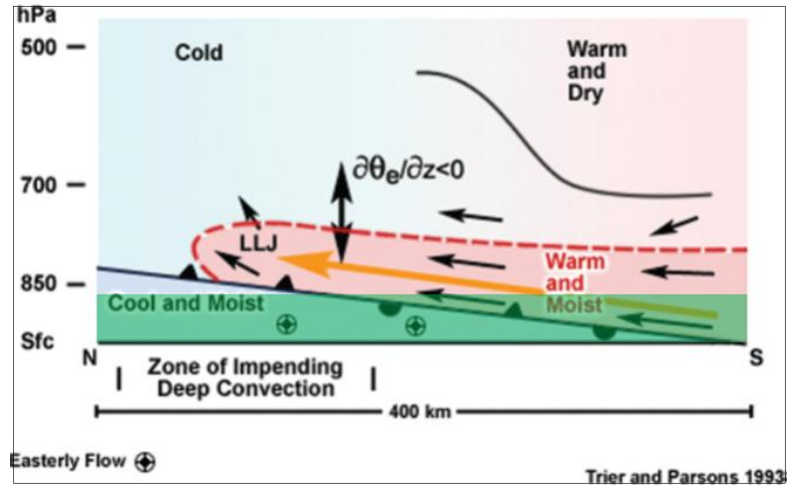


그림 3-4. 하층제트의 남북방향 연직구조에서의 경계층 위치

그림 3-4는 하층제트의 남북방향 연직구조를 나타낸 그림이며, 경계층 깊이를 약 1km로 가정하여 초록색으로 채색하였다. 여기서 문제는 하층제트가 발생하는 고도에 경계층이 존재하게 된다는 것이다. 경계층 내부에는 혼합층이 존재하는데 이 혼합층 내에서는 에디(eddy)의 운동이 활발해 마찰력이 작용하게 된다. 특히 경계층이 높게 발달할수록 에디의 운동은 더욱 활발해지고 마찰력도 더욱 커진다.

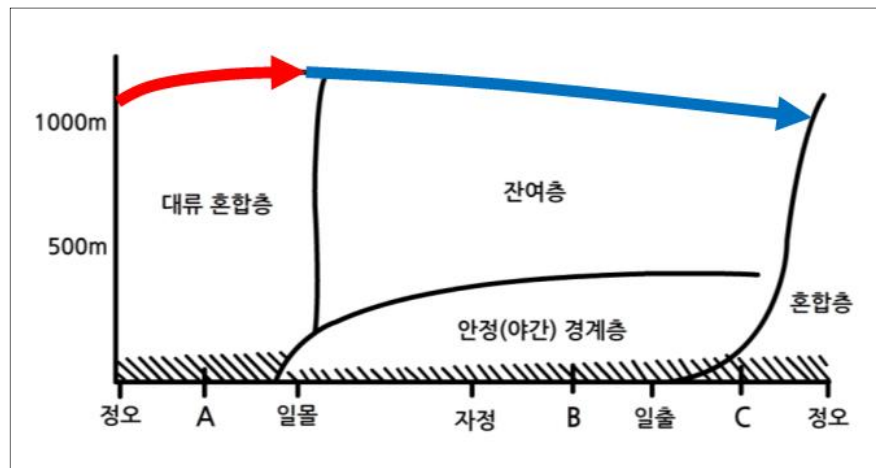


그림 3-5. 대류 혼합에 의한 경계층의 일주기 변동(Stull, 1988)

맑고 바람이 약한 대기 상태에서는 낮 동안 지표면의 일사 가열에 의해 대류가 강화된다. 그림 3-5에서와 같이 낮 동안은 대류에 의해 대류 혼합층이 깊게 발달하면서 경계층의 상부가 높아지게 된다(빨간색 화살표). 반대로 일몰 후 야간에는 대류에 의한 혼합이 약화되면서 경계층의 상부가 점차 낮아지게 된다(파란색 화살표). 이와 같이 기온의 일내 변화에 따라 경계층의 높이도 낮과 밤의 차이를 보이게 된다.

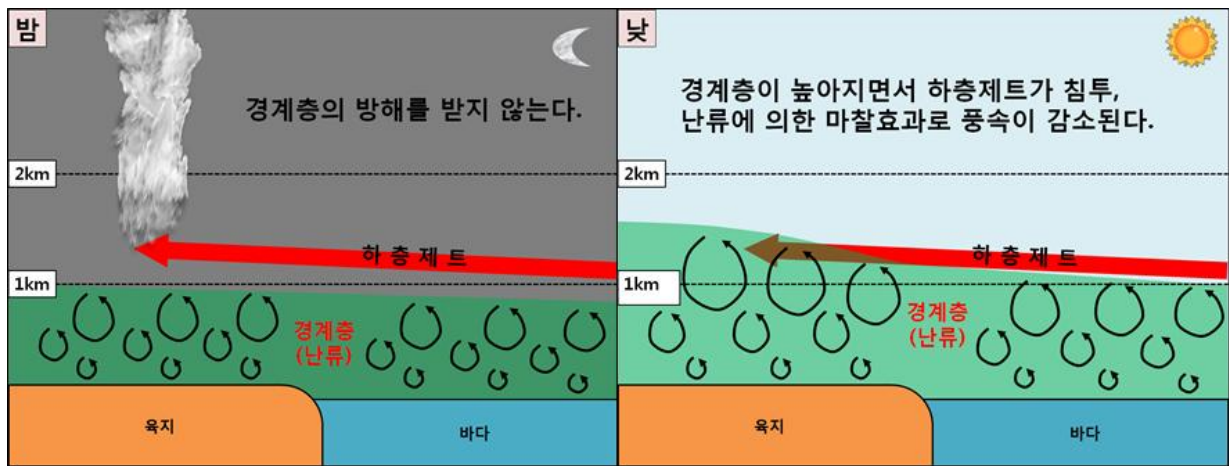


그림 3-6. 밤과 낮의 경계층 높이 변화와 하층제트의 위치

그림 3-6에 밤과 낮의 경계층 높이 변화와 하층제트의 위치를 단순화하여 나타냈다. 그림과 같이 하층제트가 1km 높이 바로 위에 위치한 상황에서, 밤과 낮의 변화를 생각해보자. 먼저 밤에는 경계층 상부의 높이가 1km 미만으로 낮아지면서 하층제트는 경계층에 의한 마찰효과를 받지 못하게 되고 결국 풍속이 감소되지 않으므로 지균풍(기압경도력+전향력)에 가까운 풍속을 유지하게 된다. 하지만 낮에는 경계층 내의 혼합이 활발해지면서 그림과 같이 경계층 상부의 높이가 1km 이상으로 높아진다면 하층제트는 결국 경계층 내부로 침투하게 되고 마찰력이 작용해 풍속이 감소하게 된다. 결국 낮 시간대에는 경계층의 마찰효과로 하층제트의 발생 빈도가 낮아지게 되고, 호우 가능성도 낮아지게 된다.

또한 그림 3-6의 모식도에서 나타낸 것처럼 경계층은 해상보다 육상에서 더욱 높게 발달하기 때문에 육상에서의 마찰력이 더 크게 작용한다. 여름철 낮에 해상에서 발달한 강수대가 육상으로 이동하는 경우 급격하게 약화될 때가 있는데 이러한 이유 때문이다.

3. 3. 4 (How) 하층제트의 일내 변화를 고려한 강수 예보

앞서 통계 자료들을 통해 하층제트의 풍속이 기온이 높은 오후~밤에 약화되고 기온이 낮은 새벽~오전에는 강화됨을 확인했으며, 시간당 10mm 이상의 강도를 갖는 강수의 시간대별 빈도 또한 하층제트의 발생 빈도와 유사한 시간대에 나타남을 보았다. 따라서 하층제트가 강화되는 새벽~오전 시간대에는 호우 가능성이 높음을 인지하고 예보를 해야 하며, 반대로 오후~밤 시간대에는 호우 가능성이 낮음을 항상 염두 해야 한다.

이러한 특성을 고려하더라도 실제 예보를 할 때는 수치모델의 결과물을 참고해야하는데, 문제는 지표면의 영향을 크게 받는 경계층의 경우 수치모델의 모의 성능이 좋지 못하기 때문에 하층제트의 모의 성능도 영향을 받을 수밖에 없다. 그림 3-7은 2016~2018년 6~9월 기간 수치모델의 광주 지점 850hPa 예상(+18~36시간) 풍속을 실제 고층관측 자료로 검증한 결과이다. 모델은 UM전구 N768을 사용했으며, 하층제트의 가까운 풍속인 20kts 이상인 사례만을 검증하였다.

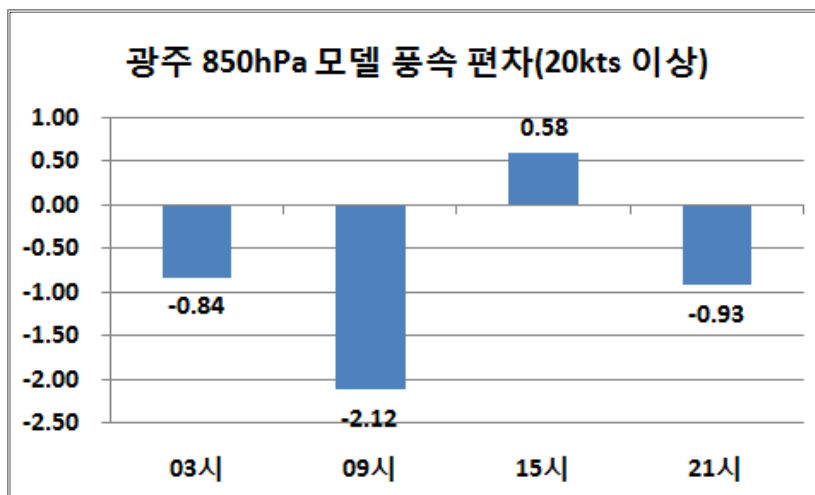


그림 3-7. 2016~2018년 6~9월 광주 지점의 시간대별 850hPa 모델 풍속 편차

검증 결과를 보면 전체적으로 850hPa 풍속에 대한 수치모델의 편차는 음의 편차를 보이면서 하층제트를 과소모의 하는 경향이 나타난다(참고로 전체 풍속에 대한 검증 결과는 편차가 거의 나타나지 않음). 특히 09시에 -2.12kts로 음의 편차가 가장 크게 나타나고, 15시에는 0.58kts값은 작지만 유일하게 양의 편차가 나타난다. 만약 하층제트에 의한 강수가 예상되는 상황에서 시간대가 09시 근처라면 수치모델의 850hPa 예상 풍속보다 실제 풍속이 더 강하게 나타나면서 강수가 예상보다 더 강해질 수 있는 것이다. 반대로 하층제트에 의한 강수가 예상되는 시간대가 15시라면 수치모델의 예상 보다는 강수가 강해지기 어려운 시간대라고 볼 수 있다.

3. 3. 4. 1 새벽~오전 시간대 예상보다 강해지는 강수

새벽에서 오전 사이 강수량을 수치모델에서는 어떻게 모의하는지 사례를 조사하였다. 그림 3-8은 2016~2018년 6~9월 기간 중 00~12시 사이 우리나라 AWS 중 누적 강수량이 100mm 이상인 지점이 나타난 사례 총 45건 중 지형효과에 의해 강수량이 강화되었던 사례 9건을 제외한 나머지 36개 사례의 수치모델 예상 강수량 편차이다. 파란색 막대그래프는 누적강수량을 크기순으로 나열했으며, 빨간색 점은 각 사례별 누적강수량의 모델과 실황의 편차이다. 먼저 왼쪽 박스 영역은 수치모델이 누적강수량을 100mm 미만으로 예상한 사례인데, 오차가 모두 음의 편차로 과소모의 하는 결과를 보여준다. 대부분 50mm 이상의 강수량 오차를 보이고 있으며, 이 구간에서의 모델 예상강수량 대비 실제 강수량의 비율은 평균 320%로 나타나 3배 정도의 오차가 발생함을 알 수 있다. 반면에 오른쪽 박스 영역은 수치모델이 누적강수량을 100mm 이상으로 예상한 사례로 약간의 음의 편차 경향이 있으나 대부분 오차가 50mm 이내로 크지 않다. 이 구간에서의 모델 예상강수량 대비 실제 강수량의 비율은 평균 110%로 모델과 실황의 차이가 크지 않음을 알 수 있다. 따라서 수치모델이 100mm 이상의 강수량을 예상하는 경우 강수 시스템을 대체로 잘 모의하는 것으로 보여, 예상강수량을 그대로 참고하여 예보를 하면 된다. 하지만 반대로 수치모델이 100mm 미만의 강수량을 예상하는 경우에는 3배 이상의 오차가 발생할 가능성이 높으므로 예상강수량을 높여 예보할 필요가 있다.

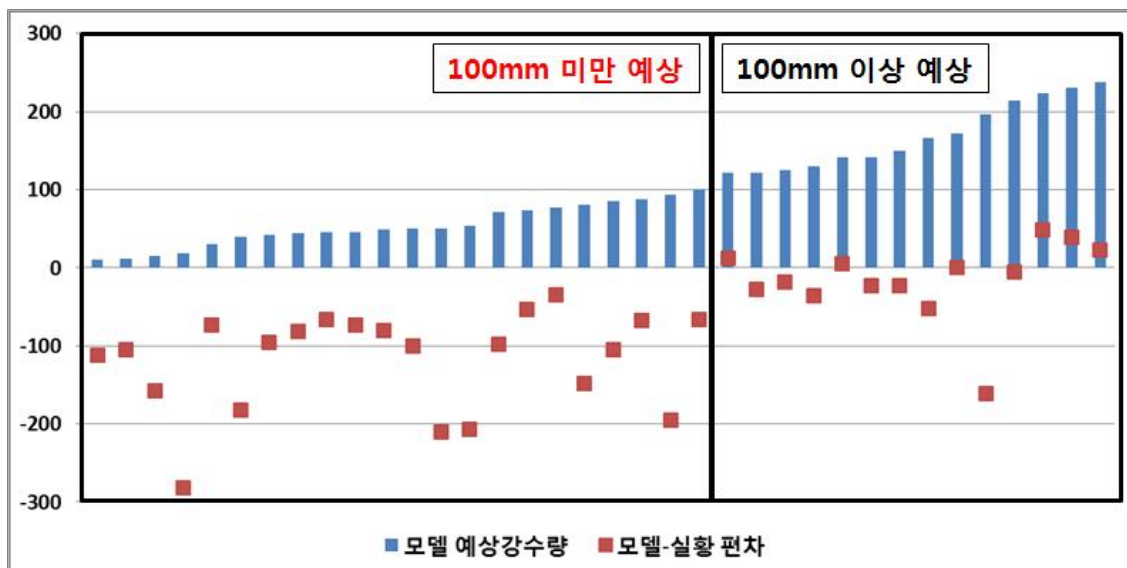


그림 3-8. 2016~2018년 6~9월 00~12시 100mm 이상 사례의
강수량 모델-실황 편차

그림 3-9는 2017년 7월 16일 수치모델이 하층제트의 강도를 과소모의하면서 충청도를 중심으로 예상보다 많은 강수가 기록된 사례이다. 전날(15일) 00UTC 수치모델에서 16일 09시에 충청도 지역으로 하층제트 후면에서의 강수를 모의했으며, 12시간 누적 강수량을 최대 94mm 예상했다. 하지만 실황은 모델 예측의 약 3배인 289.7mm를 기록하였다. 850hPa의 모델-실황 풍속 편차를 보면 주간인 전날 15시에는 뚜렷한 편차 경향이 없었으나 야간으로 접어든 후 03시와 09시인에는 전체적으로 과소모의(파란색) 경향이 뚜렷해지는 것을 알 수 있다. 결국 야간의 하층제트 풍속이 예상보다 강해지면서 강수량이 많아진 결과라고 할 수 있다.

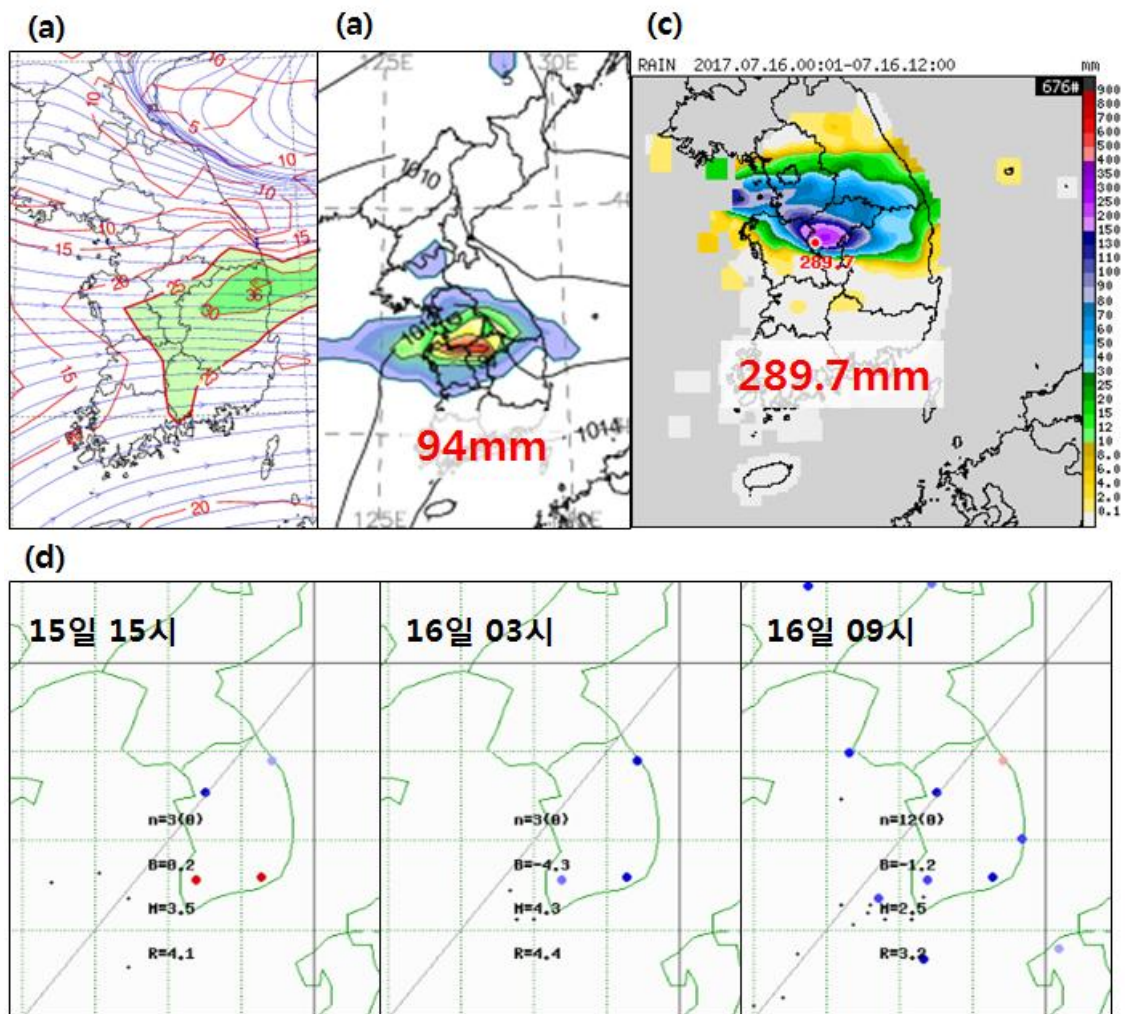


그림 3-9. 2017년 7월 16일 15시 수치모델 예상보다 강한 하층제트로 강수가 강화됐던 사례

- (a) 수치모델 850hPa 유선 예상장, (b) 수치모델 12시간 누적강수 예상장,
(c) AWS 12시간 누적강수 실황, (d) 시간대별 850hPa 모델-실황 풍속 편차

3. 3. 4. 2 오후 시간대 예상보다 약해지는 강수

새벽~오전 시간대와는 반대로 오후 시간대에는 수치모델의 예상보다 하층제트의 풍속이 약해지는 경향이 있다. 하지만 그림 3-7을 보면 알 수 있듯이 09시의 편차보다는 15시의 편차는 그 값이 작은 편이므로, 새벽~오전 시간대 보다는 그 효과가 빈번하게 나타나진 않는다. 나타난다 하더라도 하층제트가 약해지는 상황이 되므로 위험기상의 가능성이 낮아지는 시간대가 된다.

그림 3-10은 2016~2018년 7~8월 광주 지점의 850hPa 수치모델의 풍향과 풍속 편차 자료로 시간대는 마찰력이 가장 커질 수 있는 15시를 대상으로 했다. 가로축은 풍속의 모델-실황 편차이고, 세로축은 풍향의 편차이다. 먼저 대부분 사례들이 풍속에서 양의 편차로 나타나는 것을 알 수 있어 수치모델의 15시 하층제트 과대모의 특성을 보여준다. 여기서 풍속과 풍향이 함께 양의 편차를 보이는 1사분면에 67% 이상의 많은 사례가 분포하고 있는데, 이것은 실황에서는 모델 예상보다 풍속이 약화되면서 풍향도 함께 약화된 상황으로 마찰력이 작용한 것을 의미한다.

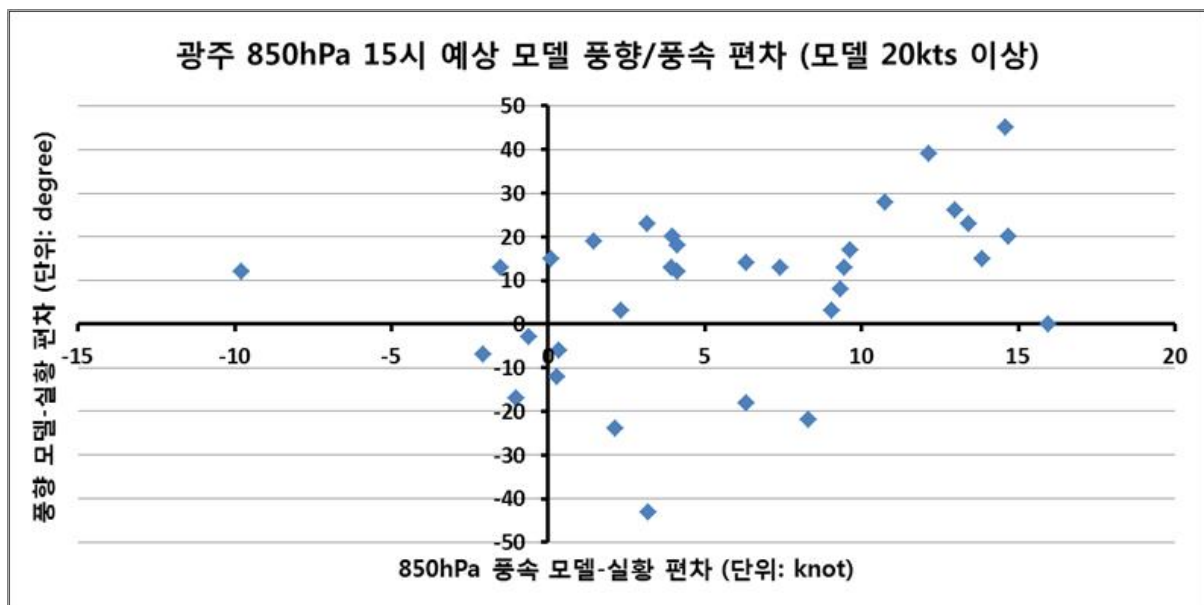


그림 3-10. 2016~2018년 7~8월 광주 850hPa 15시 예상 모델 풍향/풍속 편차
(모델 20kts 이상 예상)

그림 3-11은 2017년 7월 8일 수치모델이 하층제트에 의한 중부지방에 강한 강수를 예상했으나 예상과는 다르게 강수가 매우 약했던 사례이다. 전날(7일) 00UTC 수치모델에서 이날 15시 중부지방으로 850hPa의 25kts 이상의 하층제트를 모의했고, 하층제트 북단인 수도권과 강원영서지역을 중심으로 매우 강한 비를 예상했다. 하지만 실제 풍속은 수치모델의 예상보다 매우 약했고(편차도에서 빨간색 점), 강한 강수도 전혀 나타나지 않았다. 역시나 이때의 시간대는 기온이 가장 높은 15시로 역전층이 발달하기 좋은 시간대였다.

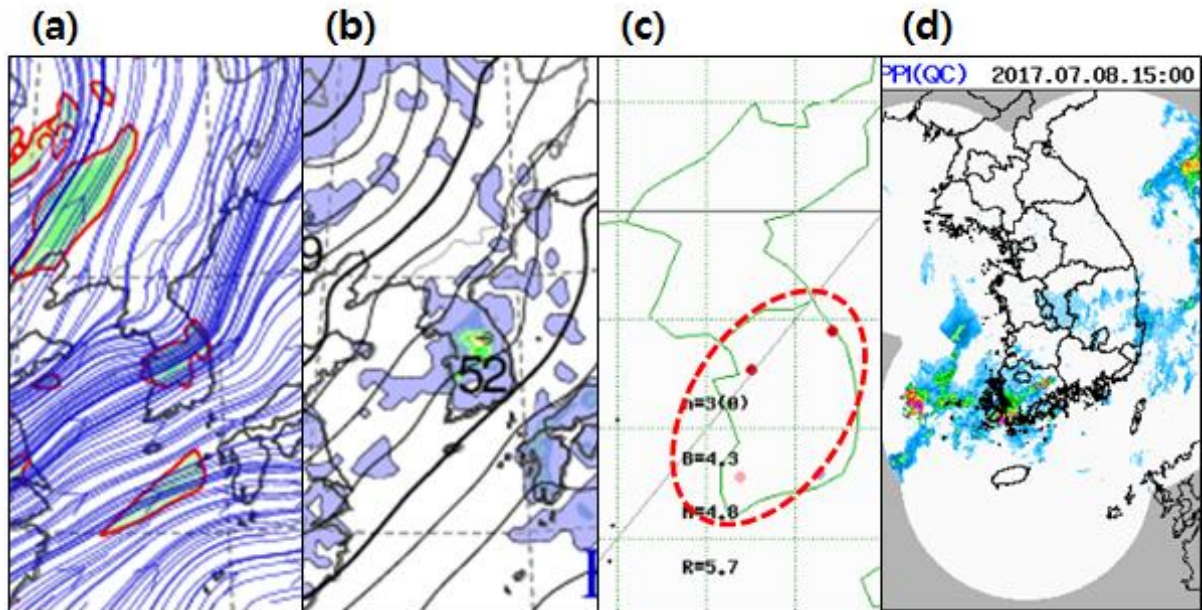


그림 3-11. 2017년 7월 8일 15시 수치모델 예상(+30H)보다 약한 하층제트로 강수가 약화됐던 사례
 (a) 수치모델 850hPa 유선 예상장, (b) 수치모델 지상 강수 예상장,
 (c) 850hPa 모델-GTS 풍속 편차, (d) 레이더 영상

하지만 아무리 15시가 하층제트의 마찰효과가 큰 시간대라 하더라도 예외적인 상황은 있을 수 있으므로, 무작정 강수를 약하게 예상하는 것은 위험할 수 있다. 따라서 다음과 같은 수치모델의 모의 경향 파악이 필요하다. 앞서 언급한 사례에서 그림 3-12를 보면 전날(7일) 00UTC 수치모델이 7일 15시에 지상기온을 과소모의(편차도에서 파란색 점)하는 경향을 보여주고 있으며, 다음날인 8일 15시에도 계속해서 과소모의의 경향이 유지되면서 수치모델 예상보다 실제 지상기온은 높게 나타났다. 결국 수치모델의 예상보다 오후에 경계층이 강하게 발달하면서 하층제트에 의한 강수를 약화시킬 수 있는 상황을 모델의 모의 경향 파악하여 전날부터 분석이 가능한 부분이라고 할 수 있다.

오후 시간대의 하층제트 약화 효과는 하층제트 유무에 영향을 줄 수 있으므로 강수량의 차이보다는 강수 시스템 자체의 유무 결과로 나타날 수 있다. 결국 강수 시스템 자체가 약화되면서 강수가 자체가 없거나 하층제트에 의한 강수가 아닌 불안정에 의한 소낙성 강수의 형태로 바뀔 수 있음을 고려해야 한다.

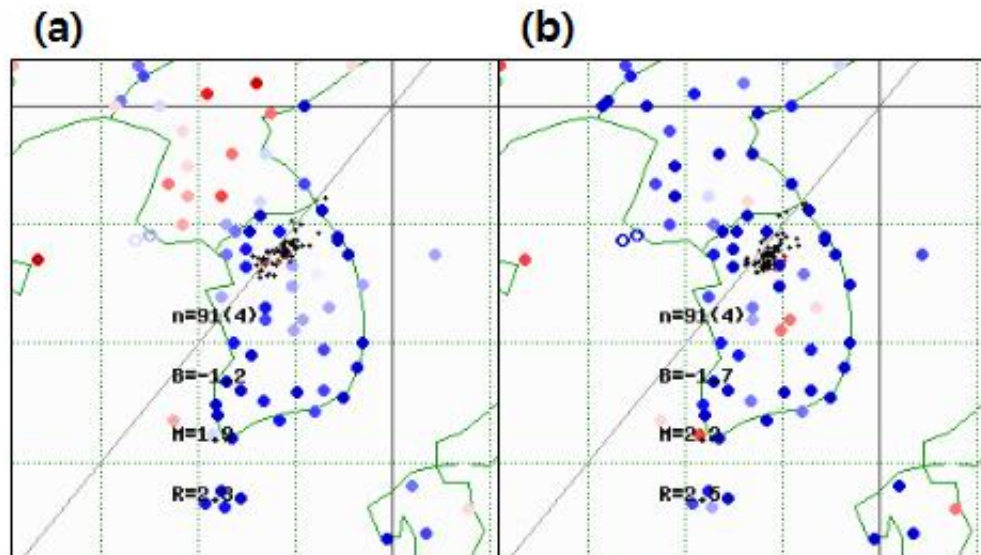


그림 3-12. 2017년 7월 7일 00UTC
모델 예상 지상기온과 GTS 실태의 편차
(a) 7일 15시 예상(+06H)-GTS 편차, (b) 8일 15시 예상(+30H)-GTS 편차

다만, 오후 시간대라 하더라도 그림 3-13과 같이 북쪽에서 건조역이 강하게 남하하는 경우, 즉 종관적인 강제력이 일내 변화보다 강하게 작용할 경우에는 강수가 약화되지 않고 오히려 강해질 수 있으므로 주의할 필요가 있다.

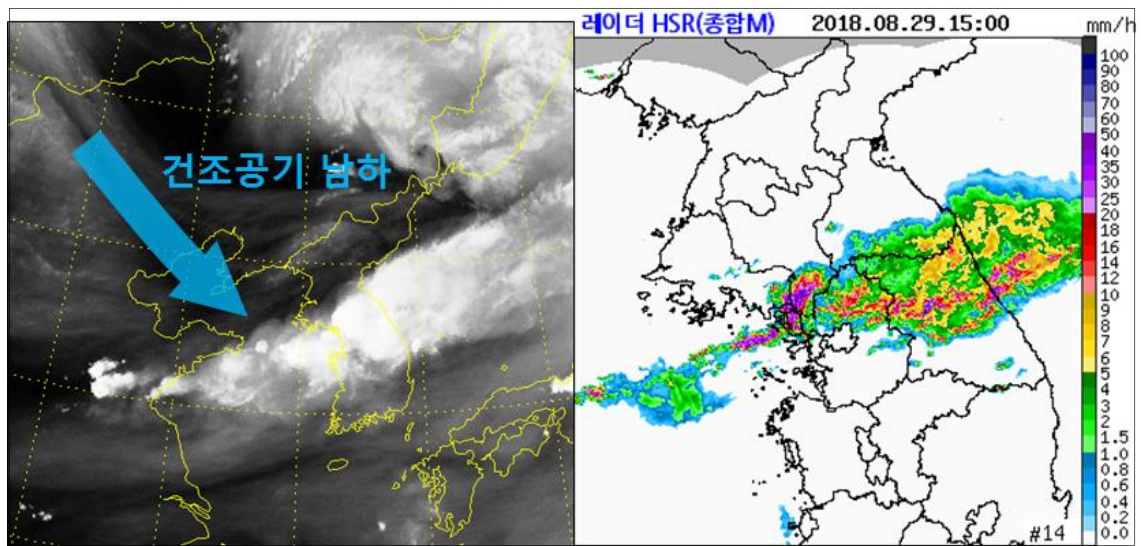


그림 3-13. 2018년 8월 29일 15시, 오후 시간대에 강수가 강화된 사례

3. 4 두 번째 특성, “북태평양 고기압은 하루 한 번 숨을 쉰다.”

3. 4. 1 (Why) 북태평양 고기압과 호우

북태평양 고기압은 여름철 우리나라에 가장 큰 영향을 미치는 고기압이다. 특히 우리나라 여름철의 장마전선은 북태평양 고기압의 북단 가장자리를 따라 형성되는 것이 일반적이므로(박순웅, 1988) 북태평양 고기압은 집중호우와 매우 밀접한 연관이 있다. 여름이 되면 북태평양 고기압이 점차 우리나라로 확장하면서 장마가 남쪽에서부터 시작돼 점차 북쪽으로 확대되게 된다. 결국, 북태평양 고기압이 우리나라로 얼마나 확장과 수축을 하느냐에 따라서 장마전선에 의한 집중호우 구역이 남북 방향으로 달라질 수 있으므로 북태평양 고기압은 여름철 호우 분석에 있어서 매우 중요한 인자라고 할 수 있다.

3. 4. 2 (Why) 북태평양 고기압의 일내 변화

일반적으로 고기압과 저기압의 기압계는 전체적인 기압계 파동의 흐름을 따라 이동을 한다. 하지만 북태평양 고기압의 경우 기단의 성격을 가진 고기압이기 때문에 여간해서는 움직이지 않고 성질도 변하지 않는다. 상층 기압골이나 태풍과 같은 주변 기압계의 힘이 강하지 않는 이상 북태평양 고기압은 쉽게 확장이나 수축이 되지 않는다. 결국 북태평양 고기압은 키 큰 고기압이므로 기온(층후)의 변화에 따라 확장과 수축을 하게 된다.

그림 3-14는 광주 고층관측 지점의 03시, 09시 15시, 21시 시간대별 500hPa 지위고도를 평균한 그래프이다. 6월부터 9월까지 모두 기온이 낮은 시간대인 03시에 최저값을 기온이 높은 시간대인 15시에는 최댓값을 나타낸다. 특히 북태평양 고기압의 영향을 가장 많이 받는 7~8월에는 그 차이가 약 7gpm으로 가장 크게 나타난다. 즉, 7~8월에 북태평양 고기압은 우리나라 부근에서 평균 7gpm의 폭으로 확장과 수축을 반복한다고 볼 수 있다.

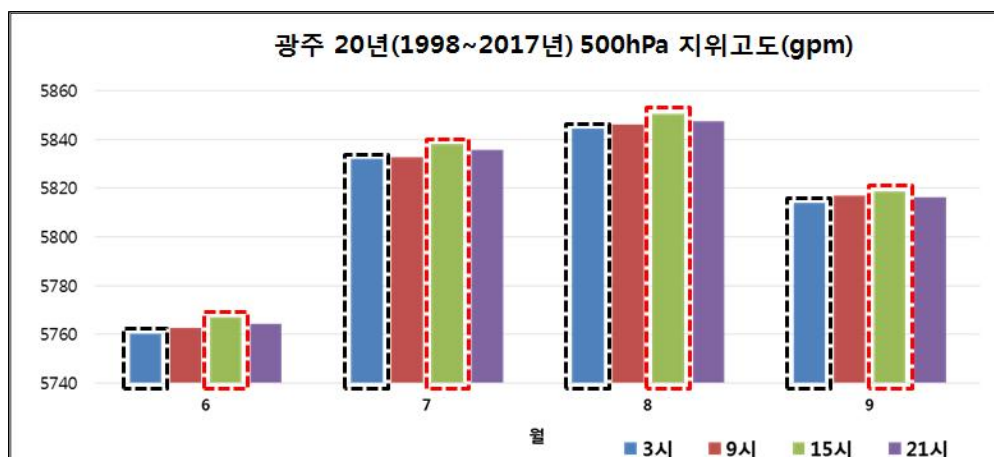


그림 3-14. 1998~2017년 6~9월 광주 지점의 시간대별 500hPa 지위고도 평균

북태평양 고기압이 7gpm 차이로 확장과 수축했다는 것은 연직으로 팽창과 수축을 했다는 뜻이다. 그림 3-15는 낮과 밤 기온(층후) 변화에 따른 키 큰 고기압의 지위고도 변화를 나타낸 것으로, 500hPa 등압선의 위치가 층후가 팽창하는 낮에는 높은 고도에 위치하고 층후가 수축하는 밤에는 보다 낮은 고도에 위치하는 것을 알 수 있다. 따라서 500hPa 일기도를 보았을 때, 고기압 주변으로 낮에는 고도장이 상승하고 밤에는 하강하는 경향이 나타나는 것을 확인할 수 있다.

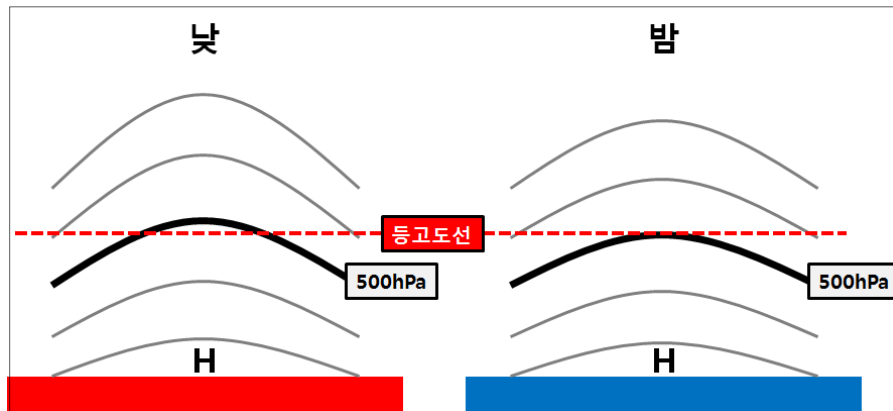


그림 3-15. 낮과 밤 기온(층후) 변화에 따른 키 큰 고기압의 지위고도 변화

그러면 7gpm의 변화가 수평적으로는 얼마만큼의 변화로 나타나는지 그림 3-16에 단순화하여 나타내었다. 오산과 광주 고층관측 지점의 여름철 평균 지위고도 차이는 약 22gpm으로 나타나고, 오산과 광주의 수평거리는 220km이다. 따라서 그림과 같이 7gpm의 지위고도 차이는 수평거리 70km 차이로 생각할 수 있다. 쉽게 생각하면 북태평양 고기압은 하루에 한번 숨을 쉬는 것과 같이 수평적으로 70km 거리만큼 배를 내밀었다가 집어넣는 행동을 하게 된다. 우리나라 도의 남북거리가 80~100km 정도 되는 점을 감안하면 70km의 거리는 강수 예보를 할 때 집중구역을 선정함에 있어서 엄청난 변화 폭이라고 할 수 있다. 더욱이 7gpm은 평균값이기 때문에 상황에 따라서는 더 큰 폭으로 숨을 쉬는 경우도 있을 것이다.

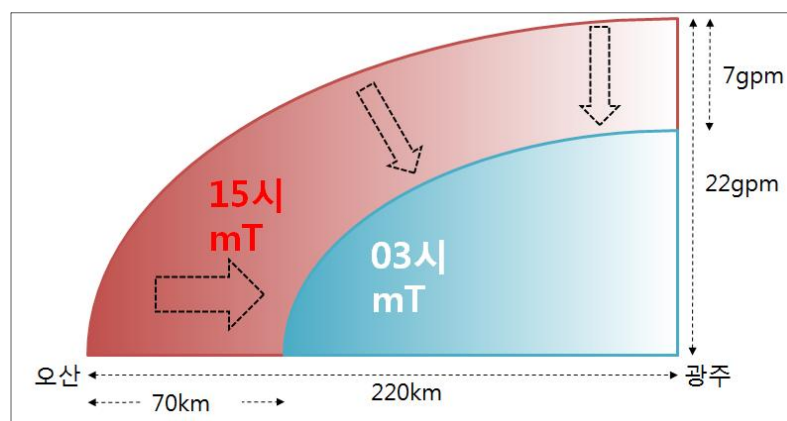


그림 3-16. 오산과 광주 고층관측 지점의 500hPa 평균 지위고도 차이와 수평거리 계산

3. 4. 3 (Why) 강수대의 남북 진동과 정체

북태평양 고기압의 북단 가장자리에서 강수대가 발달해서 남북으로 진동을 하고 있는 상황을 생각해보자. 만약 한기를 동반한 상층 기압골이 우리나라를 통과하는 것과 같은 강한 강제력이 작용하지 않는 상황이라면 강수대는 정체하는 경향을 보이면서 조금씩 남북으로 진동을 하게 된다. 그림 3-17에서와 같이 일주기의 지위고도 변화에 따라 북태평양 고기압도 확장과 수축을 반복하고, 그에 따라 강수대도 남북으로 진동을 하게 된다.

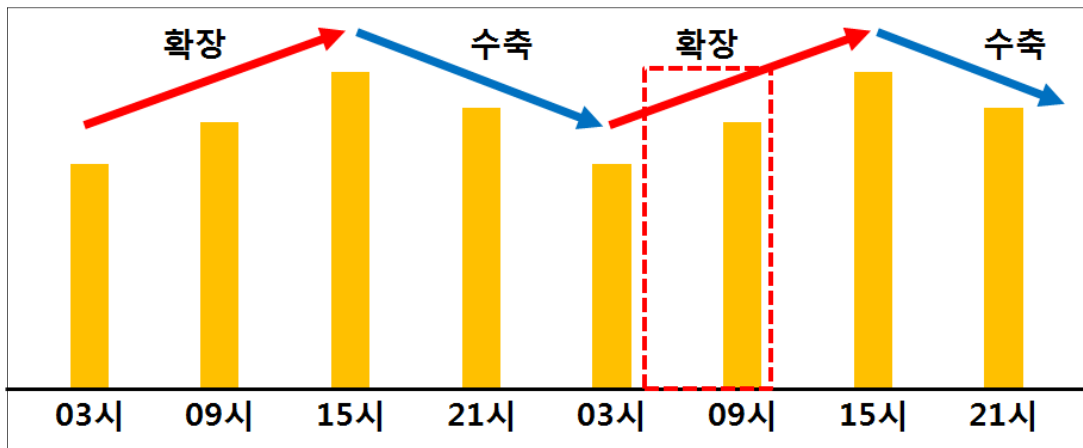


그림 3-17. 시간대별 500hPa 지위고도와 북태평양 고기압의 변화 경향

이렇게 남북으로 강수대가 진동을 하는 상황에서 주의해야할 시간대가 있는데, 그림 3-17의 빨간색 점선으로 표시한 09시 부근이다. 일반적으로 북상하는 강수대에서는 찬 공기 위로 따뜻한 공기가 상승하는 상황이므로 온난전선 강수의 특징을 보이고, 강수대는 넓게 분산된 형태로 나타난다. 하지만 남하하는 강수대에서는 따뜻한 공기 아래로 차갑거나 건조한 공기가 하강하는 상황이므로 한랭전선 강수의 특징을 보이면서 강수대는 좁고 강하게 나타난다. 만약 한랭전선 강수의 강도를 갖는 강수대가 정체한다고 생각하면 좁은 지역으로 집중호우가 발생하게 된다. 그림 3-17에서 표시한 09시의 시간대가 바로 이러한 상황이 나타날 수 있는 시간대가 되는 것이다. 또한 이 시간대에는 하층제트의 강화 효과도 함께 나타나기 때문에 더욱 집중호우가 발생하기 유리한 시간대가 되므로, 두 가지 상황을 모두 고려했을 때, 새벽~오전 사이의 시간대는 강한 강수와 함께 많은 강수가 나타날 수 있는 매우 유리한 시간대임을 꼭 염두 해야 한다.

3. 4. 4 (How) 북태평양 고기압의 일내 변화를 고려한 강수 예보

앞서 언급이 있었듯이 북태평양 고기압의 일내 변화를 고려하여 강수 예보하기 위해서는 기압골에 의한 강제력이 강하지 않은 기압계 조건에서만 적용이 필요하다. 그림 3-18에서 왼쪽 그림과 같이 상층 기압골의 강제력을 받는 경압대기 상황에서는 고기압의 일내 변화 폭보다 기압골 자체의 위치나 강도에 따라 강수대의 위치가 변할 수 있으므로 이런 상황에서는 기압골의 분석이 더 중요할 수 있다. 오른쪽 그림과 같이 상층의 뚜렷한 기압골이 없이 동서의 흐름을 보일 때는 상당순압대기의 특징을 보이면서 고기압의 일내 변화가 뚜렷하게 나타나게 되고, 강수대의 위치에 영향을 주게 된다. 따라서 오른쪽과 같은 기압계 조건일 때 북태평양 고기압의 일내 변화를 고려해야 한다.

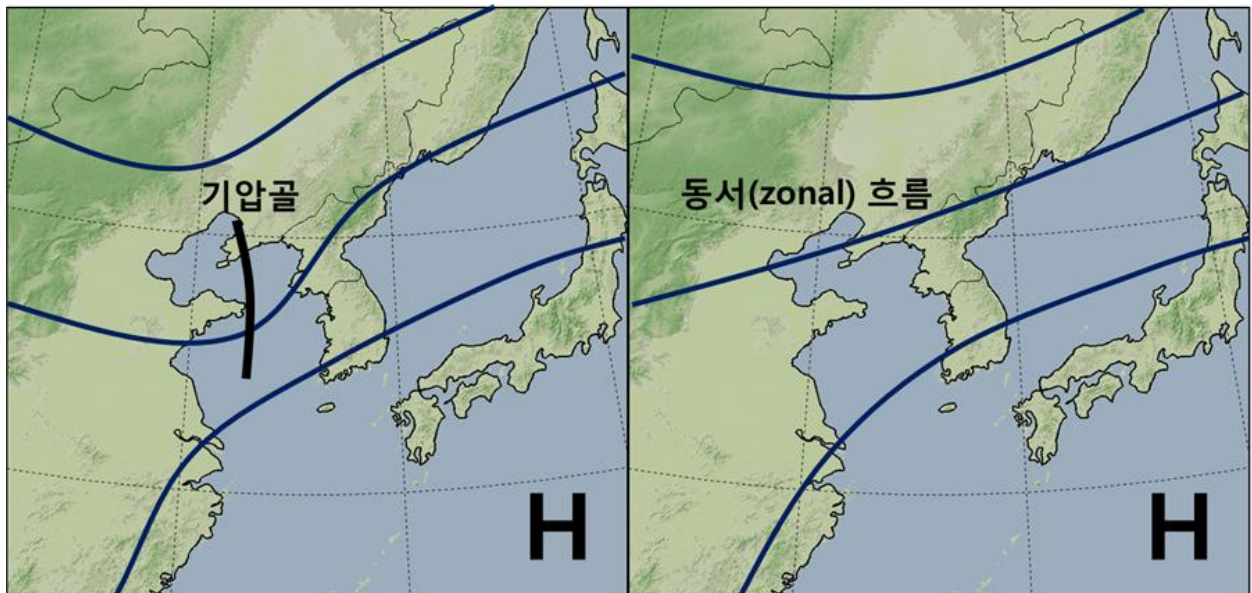


그림 3-18. 500hPa 기압계 모식도
(좌) 기압골 영향 강함, (우) 기압골 영향 없음

그러면 북태평양 고기압의 일내 변화를 고려했을 때 무작정 09시 시간대에 강수량을 과대하게 예보하면 되는 것인가. 강수량도 문제이나 남하하는 전선성 강수의 경우 강수영역의 남북 폭이 좁기 때문에 정확한 강수영역의 예측이 더욱 문제가 된다. 실제 북태평양 고기압이 숨을 쉬는 거리만큼 수치모델이 정확하게 모의를 하고 있는지, 마찬가지로 수치모델에서 북태평양 고기압을 모의하는 특징을 알아보자.

그림 3-19는 2016~2018년 7~8월 기간 수치모델의 광주 지점 예상(+18~36시간) 500hPa 지위고도를 실제 고층관측 자료로 검증한 결과이며, 모델은 UM전구 N768을 사용했다. 먼저 오른쪽 상단의 관측 자료를 보면 앞서 20년치 지위고도를 조사했던 자료와는 다르게 검증 기간 동안의 시간대별 지위고도에서는 15시가 아닌 21시에 최댓값이 나타난다. 이 기간 동안 여름철 티벳고기압이 우리나라로 강하게 확장한 것이 반영된 결과로 볼 수 있다(실제로 2016년과 2018년 폭염이 장기간 지속됐음). 문제는 왼쪽 상단의 모델 자료인데, 03시와 21시의 차이가 심하게 벌어져서 나타난다. 관측 자료에서는 03시와 21시의 차이가 약 6.4gpm이나 모델 자료에서는 약 13.5gpm으로 2배의 차이가 난다. 수평거리로는 70km의 모델 오차가 발생할 수 있는 결과이다. 결국 가운데 아래 위치한 모델 편차 자료를 보면 21시에는 4.2gpm 양의 편차, 03시에는 -3.2gpm 음의 편차가 나타난다.

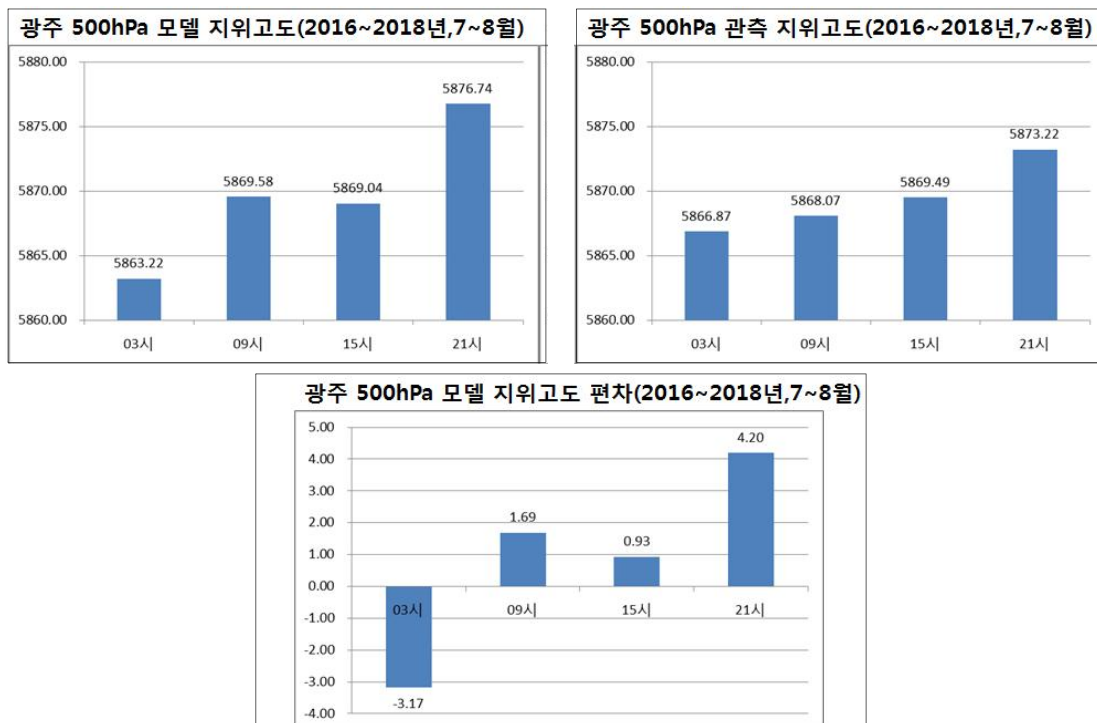


그림 3-19. 2016~2018년 7~8월 광주 지점의 시간대별 500hPa 지위고도 검증 결과

모델의 편차만큼 실제 강수대의 이동이 어떻게 전개될 수 있는지 그림 3-20에 나타냈다. 시간대별로 관측치의 평균값은 검정색으로, 수치모델은 초록색으로 강수대의 위치를 표현했다. 21시부터 09시로 이어지는 흐름에서 모델의 강수대는 크게 요동을 치는 경향을 보이는데 여기서 21시는 전선성 강수가 발달하기 어려운 시간대임을 고려하여 배제한다면 결국 중요한 시간대는 03시에서 09시의 변화이다. 03시에서 09시로 넘어가면서 관측의 강수대 위치는 조금 북상하는 경향으로 나타나지만 중요한 것은 수치모델의 상승 경향이다. 관측의 변화 폭 보다 큰 폭으로 강수대를 북상 시키는 경향을 보여주게 된다. 따라서 03시와 09시에는 이러한 오차를 반영하여, 강수대의 위치를 예상할 필요가 있으며, 특히 09시 시간대에는 강수대가 정체하는 시간대이므로 집중호우 구역으로 설정을 하고, 수치모델의 예상보다는 남쪽을 포함하여(약 50km까지) 호우 구역을 고려해야 한다.

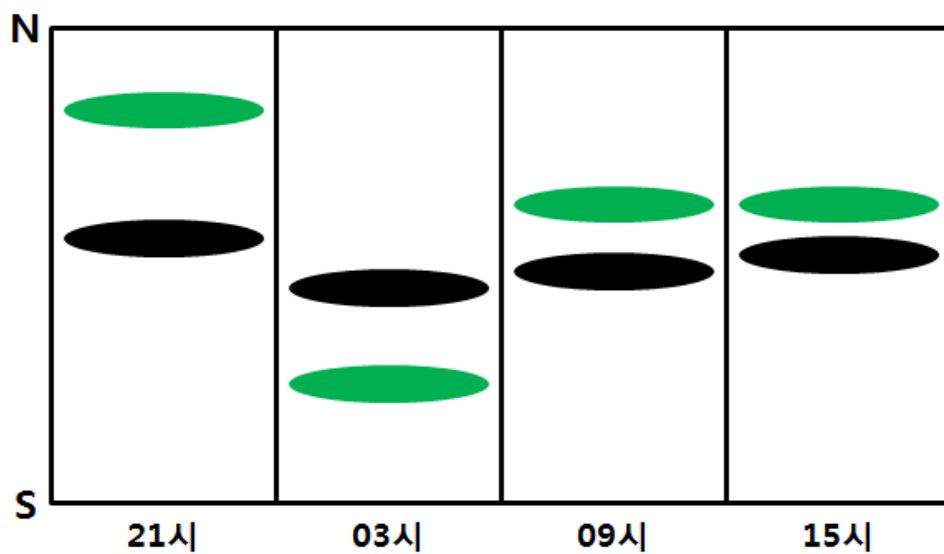


그림 3-20. 시간대별 남북방향 강수대 위치 (초록색) 수치모델 (검정색) 관측

그림 3-21은 이와 같은 결과가 반영되었던 실제 사례로, 2017년 7월 16일 아침 청주에 집중호우가 내렸으며, 수치모델의 예상보다 집중호우 구역이 남쪽으로 형성됐다. 시간대별로 보면 전선성 강수대가 발달하기 어려운 15일 21시에는 강수대가 약하고 수치모델에서도 산발적으로 강수로 모의하고 있다. 16일 03시부터 강수대가 강화되기 시작하는데 03시에는 수치모델의 예상보다 강수대는 북쪽에 위치하고 있다. 강수대가 정체하면서 가장 강해질 수 있는 09시에는 그림 3-18의 수치모델 경향처럼 실제 강수대보다 북쪽으로 강수대를 모의하고 있어 남북의 오차가 발생했다.

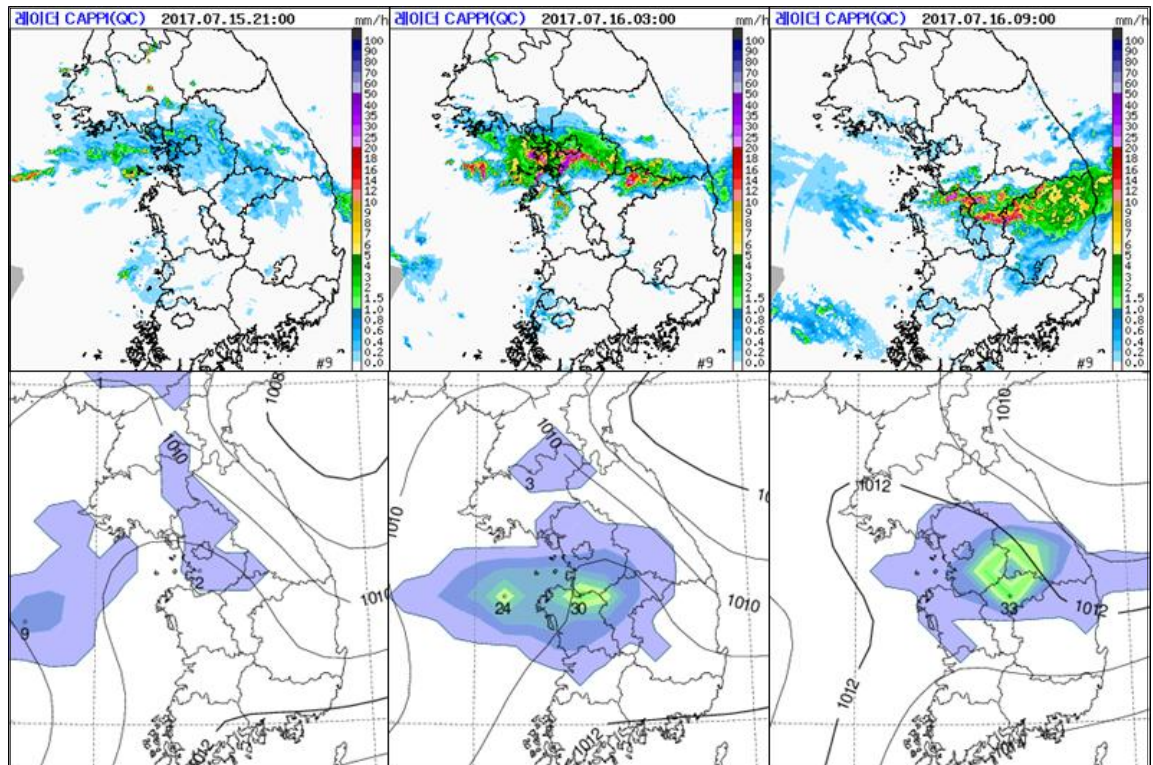


그림 3-21. 2017년 7월 15일 21시~16일 09시
(위) 레이더 강수, (아래) 수치모델 예상 강수

그림 3-22에서 보면 전날 수치모델이 예상했던 16일 09시의 500hPa의 5880gpm 선의 위치는 실제 GTS 실태으로 분석한 결과 더 남쪽으로 위치하고 있었다. 따라서 북태평양 가장자리에서 형성된 정체전선 강수는 결국 09시 수치모델의 예상보다 남쪽으로 나타나면서 당초 예상보다 강수 집중구역이 남쪽으로 빗나갔던 사례가 됐다.

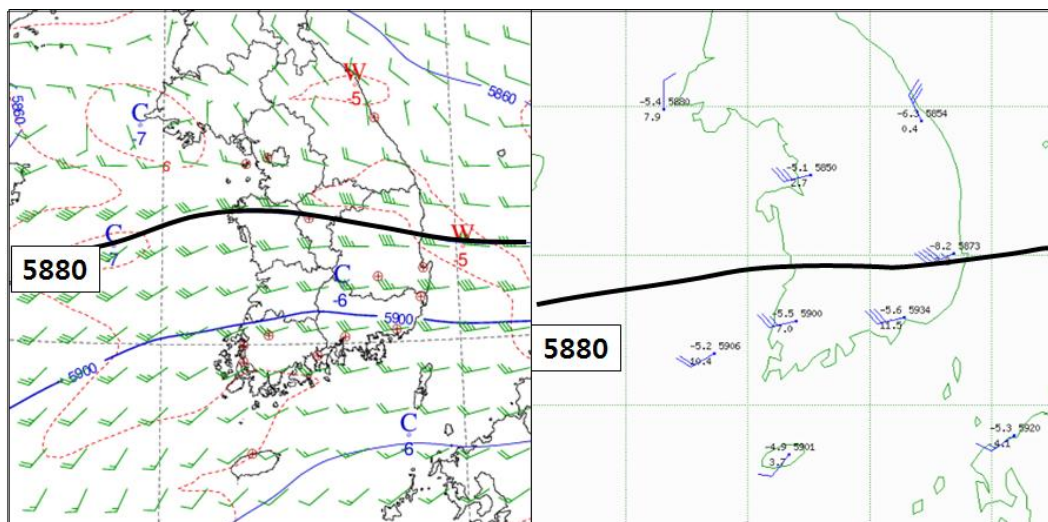
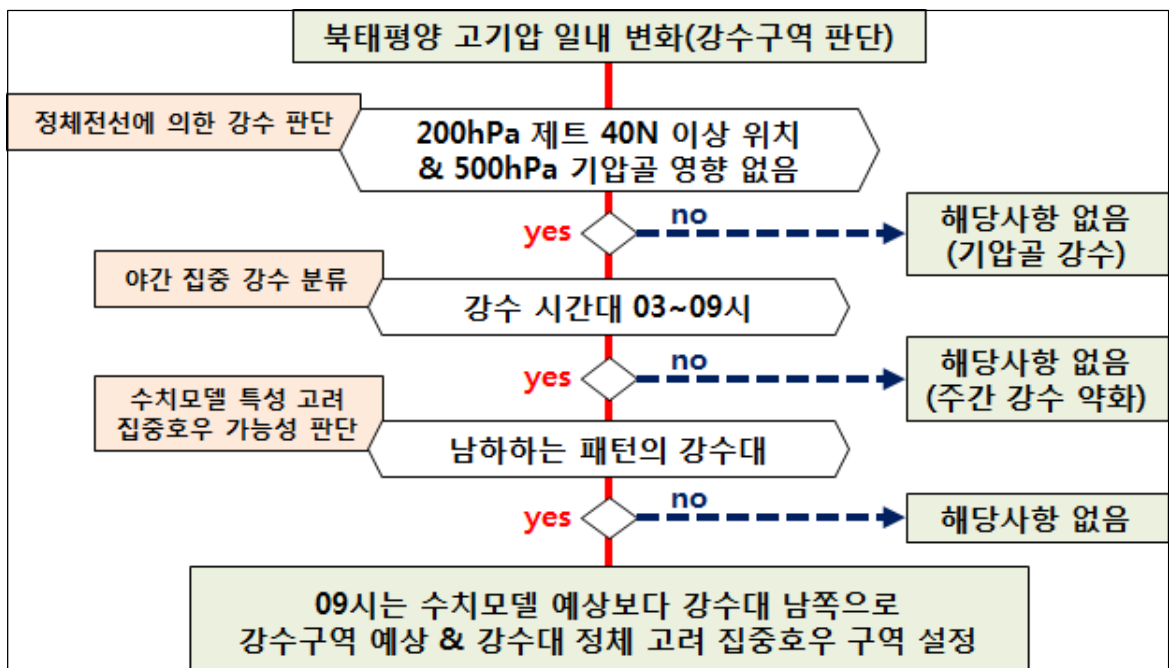
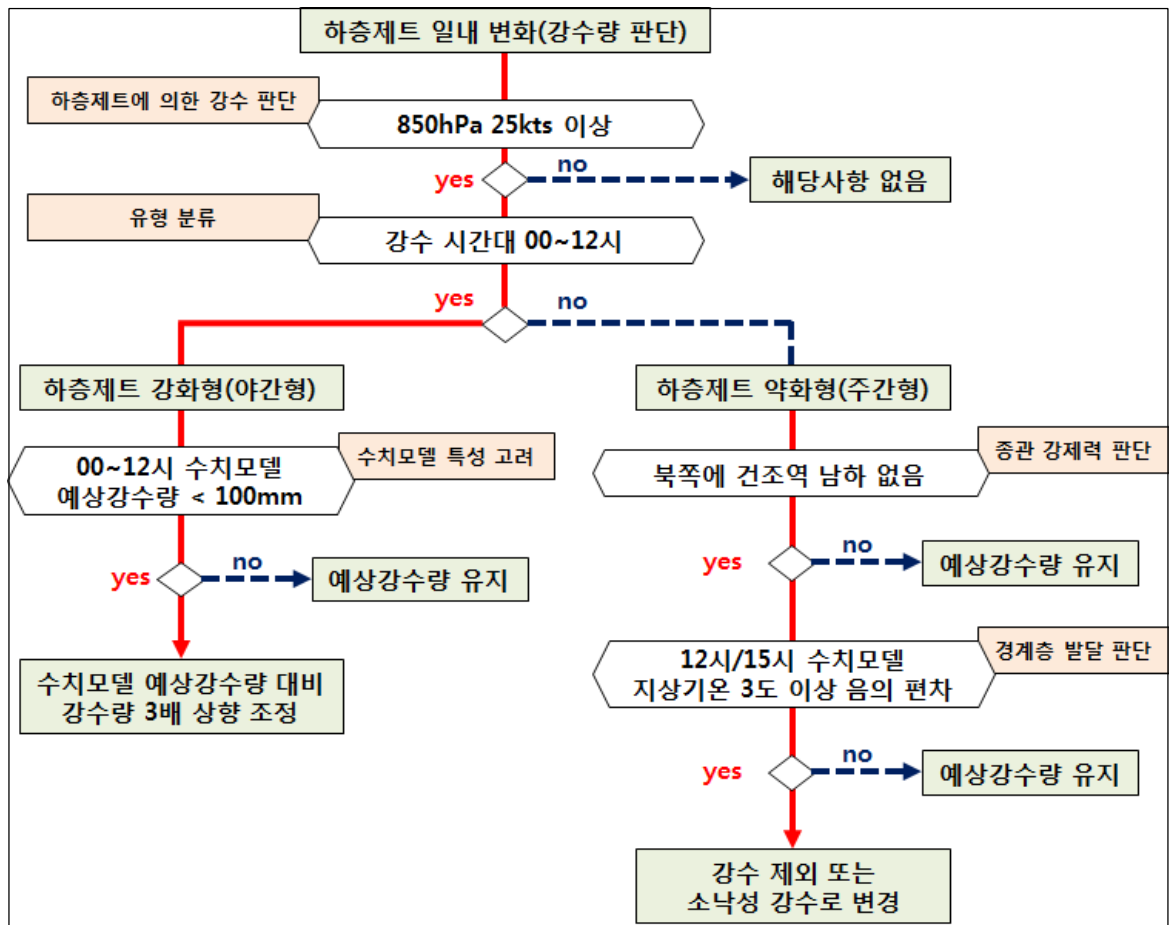


그림 3-22. 2017년 7월 16일 09시
(좌) 수치모델 500hPa 예상, (우) 500hPa GTS 분석

3. 5 여름철 일내 변화를 고려한 강수예보 판단 플로우 차트



참고문헌

1. 박순웅, 안현주, 전영신, 1988: 1985년 장마기간에 동부 아시아 지역의 대기 순환의 연구. 한국기상학회지, 29권 3호, 22-43.
2. 황승언, 이동규, 1993: 한반도에서 발생한 호우와 하층제트의 관련성에 관한 연구. 한국기상학회지, 29권 2호, 133-146.
3. Lim, G.-H., and H.-J. Kwon, 1998: Diurnal Variation of Precipitation over south Korea and its Implication. J. Korean Meteor. Soc., 34, 222-237.
4. Stull, R. B., 1988: An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic, 666 pp.
5. Trier, Stanley B., and David B. Parsons, 1993: Evolution of Environmental Conditions Preceding the Development of a Nocturnal Mesoscale Convective Complex. Mon. Wea. Rev., 121, 4, 1078-1098.

4. 장마의 초기단계, 종료단계 예보 방법

Why?

기상청에서는 공식적으로 장마의 시작과 종료에 대한 예보는 하지 않고 있다(2009년 종료). 대신에 현상이 모두 종료된 이후 재분석하여 장마의 시작과 종료에 대한 정보만을 대국민에게 제공하고 있다. 그럼에도 불구하고 예보관의 입장에서는 장마의 시작단계와 종료단계에 대한 예보방법을 갖추는 것은 중요한 의미를 가진다. 일반 국민들은 장마에 대한 정보에 매우 관심이 많아 중·단기예보에서 장마에 대한 언급이 반드시 포함되어야하기 때문이다.

4. 1 장마란?

장마의 정의는 보는 관점에 따라서 여러 가지로 해석이 가능하다.

먼저 장마백서(2011, 서경환)에서의 “동아시아 몬순 시스템의 일부로, 여름철 우리나라 남쪽의 온난습윤한 열대성 기단과 북쪽의 한랭습윤한 한대성 기단이 만나서 형성되는 정체전선으로, 전선이 걸쳐있는 지역에는 강한 남서풍과 습윤한 공기의 유입량이 증가하고 장기간 많은 비가 내리는데 이러한 현상을 장마라 한다”로 정의한다.

예보관의 관점에서는 장마전선 또는 장마전선 상에서 발달한 저기압의 영향으로 비가 올 것으로 예상이 될 때, 날씨해설 정보에 장마전선을 명기하여 강수의 원인이 장마전선에 의한 것으로 언급하게 되며, 이것이 곧 예보관의 관점에서의 장마로 정의 할 수 있다.

일반 국민의 상식에서 본다면 단순히 여름철 오랜 기간 지속되는 비를 장마로 생각하고 있으며, 이것은 기상학적인 정의와 차이가 있다.

따라서 예보관은 기상학적인 정의, 또는 장마백서에 따른 장마 시종의 정보를 국민에게 그대로 전달하는 것은 적절한 방법이 아니며, 기상학적인 정보를 토대로, 국민 상식에 맞는 정보를 전달하여야 한다.

4. 1. 1 우리나라 장마전선의 특징

우리나라와 중국, 일본의 여름철 우기는 아시아 여름몬순의 한 부분으로서 많은 연구가 이루어지고 있다. 그렇지만, 우리나라 부근의 장마전선은 대기층간의 바람 영향 이외에도 여러 종류의 기단이 만나 형성 되므로 아시아 몬순의 연직 대기구조 보다 훨씬 복잡하다.



그림 4-1. 장마전선에 영향을 미치는 5개의 기단(장마백서, 2011)

그림 4-1과 같이 몬순 기압골, 북태평양 고기압, 대륙성 기단(cT), 오호츠크해 기단, 극 기단이 영향을 주기 때문에 복잡하고 다양한 양상을 나타내고, 실제 전선 예보에 있어서는 각 기단의 특성과 강수 메커니즘을 이해하고 모델에서의 각 기단별 예측력을 고려하여 예보하는 것이 필요하다.

4. 2 장마의 시작단계

4. 2. 1 장마 시작 단계에서 장마전선의 500hPa 지위고도 정의

흔히 북태평양 고기압의 경계를 500hPa의 5880gpm라고 이야기 한다. 하지만 장마가 시작하는 단계에서 전선대의 지위고도는 조금 다르다. 한여름이 되기 전 아직 북태평양 고기압의 성장이 완전하지 않고, 중위도 상층골 파동의 영향을 받기 때문에 5880gpm 보다 더 낮은 지위고도에서 장마가 형성된다. 구체적인 수치를 알아보기 위하여 과거 12년의 사례를 살펴보았다.

제주 장마시작	500hPa 지위고도	850hPa 하층제트
2017년 06월 24일	5760~5820	하층제트 영역 북쪽
2016년 06월 18일	5820~5850	하층제트 내 북단
2015년 06월 24일	5820	하층제트 영역 북쪽
2014년 06월 17일	5760~5820	하층제트 영역 북쪽
2013년 06월 18일	5760~5820	하층제트 없음(수렴라인)
2012년 06월 18일	5790	하층제트 영역 북쪽
2011년 06월 10일	5760	하층제트 내 북단
2010년 06월 17일	5790~5820	하층제트 영역 북쪽
2009년 06월 21일	5790	하층제트 없음(수렴라인)
2008년 06월 14일	5790	하층제트 내 북단
2007년 06월 21일	5790	하층제트 없음
2006년 06월 14일	5790	하층제트 내 북단

표 4-1. 장마 시작 단계 시 장마전선의 위치

표 4-1에서 과거 사례들을 보면 대부분 장마전선은 하층제트 내 북단 또는 하층제트 영역의 북쪽에 위치하였고, 500hPa 지위고도는 5880gpm이 아니라 5820gpm보다 낮은 값인 경우가 많았다. 이에 따라서 장마 시작 단계에서 강수는 남방한계가 5820gpm, 강수 축은 그보다 낮은 5790gpm 또는 5760gpm으로 잡는 것이 타당하다.

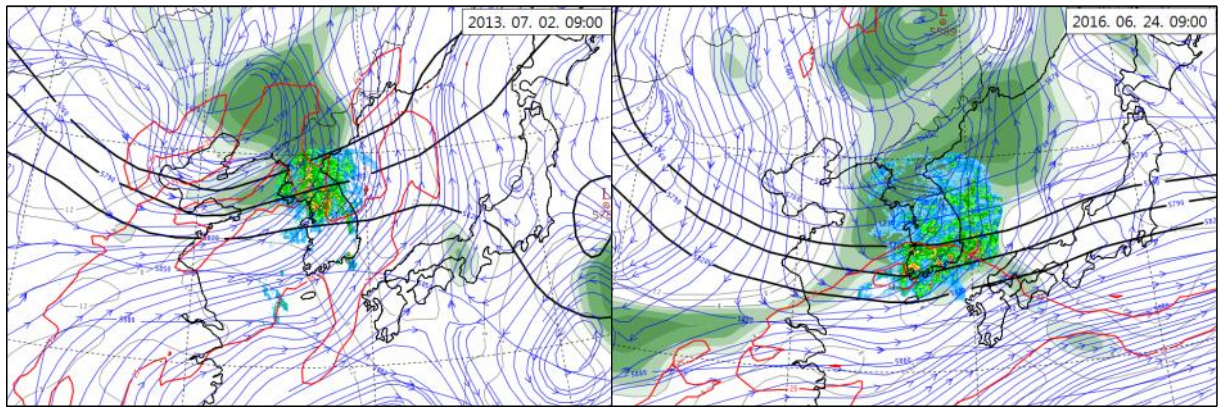


그림 4-2. 500hPa 지위고도(검은 선), 700hPa 습수(녹색음영), 850hPa 유선(파란 선), 레이더합성영상
(좌) 2013년 7월 2일 09시, (우) 2016년 6월 24일 09시

실제 2013년과 2016년의 사례를 살펴보았다. 선진예보시스템-통합기상분석을 이용하여 위 그림과 같이 나타내었다. 검은 선은 남쪽에서부터 500hPa의 5820gpm, 5790gpm, 5760gpm이고, 녹색음영은 700hPa 습수, 파란 선은 850hPa 유선장, 그리고 빨간 선은 25kts 이상 강풍역이다. 강수의 남쪽한계선은 5820gpm와 잘 일치하는 모습을 보였고, 전선의 축은 5790gpm과 일치되는 경향을 보였다. 또한 강수영역은 700hPa 습수역과 하층 풍계가 남서류인 곳에서 형성되었다.

4. 2. 2 장마 시작 단계 종관기압계 특징

제주도에 장마가 시작되었던 날의 종관기압계의 특징을 살펴보았다. 2011~2018년의 사례를 살펴보면 공통적인 특징을 몇 가지 있다. 첫 번째로 북위 30°에 해당하는 상해 인근에 지상저기압(또는 태풍)이 나타난다는 점, 두 번째로는 앞서 이야기 한 것처럼 500hPa의 5820gpm과 5760gpm 사이에 제주가 위치한다는 점, 세 번째는 상층 골이 한반도 서쪽에 위치한다는 점이다. 네 번째로는 850hPa의 상당온위 333K가 제주, 또는 그 북쪽으로 확장한다는 점이다.

500hPa 지위고도	850hPa 상당온위	지상저기압 위치	500hPa 기압골
5760~5790gpm	333K 내외	상해인근 또는 그 북쪽	동경 120도 내외

표 4-2. 장마 시작 단계에서의 종관기압계 특징

2017년 제주에 장마가 시작되었던 6월 24일 일기도에서 그 특징이 잘 드러난다. 발해만 인근으로 하여 상층저기압이 위치하고 있으며 산둥반도 방향으로 골이 위치하고, 지상에서는 상해부근에 저기압이 위치하고 있다. 또한 북위 30°에 5820gpm 선이 위치하며, 제주도에는 그보다 낮은 5770gpm선이 위치하고 있다.

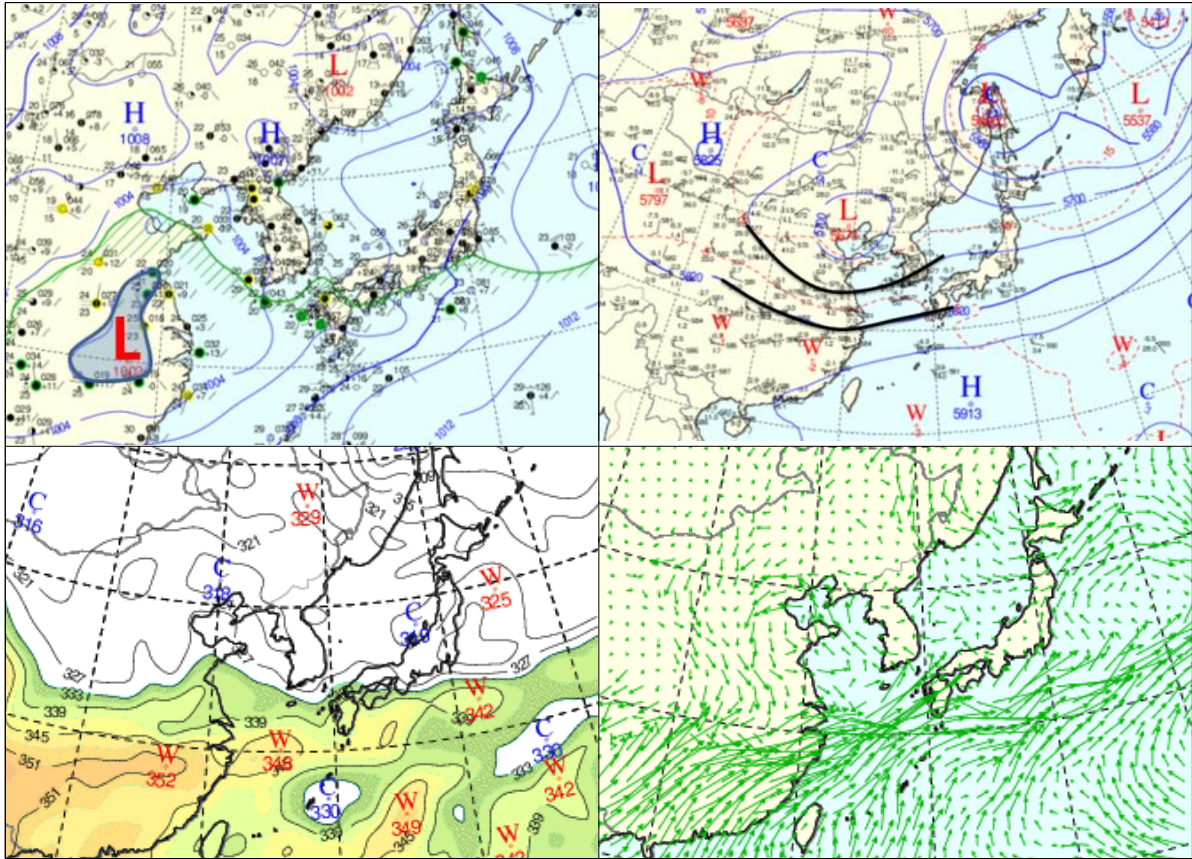


그림 4-3. 2017년 6월 24일 09시 일기도
(좌상) 지상일기도, (우상) 500hPa 일기도,
(좌하) 850hPa 상당온위, (우하) 850hPa 수분속

실제 강수대의 위치를 보면 상해인근으로부터 제주도에 걸쳐 선형의 강수대가 형성되어 있고, 수증기 영상에서 기압골의 형태가 암역으로 잘 나타나고 있다. 즉 상해인근의 저기압과 5820gpm선에 동반된 북태평양 고기압 가장자리, 그리고 북서쪽에서 접근하는 기압골이 잘 균형을 이루며 제주도에 장마전선이 형성된 것으로 볼 수 있다.

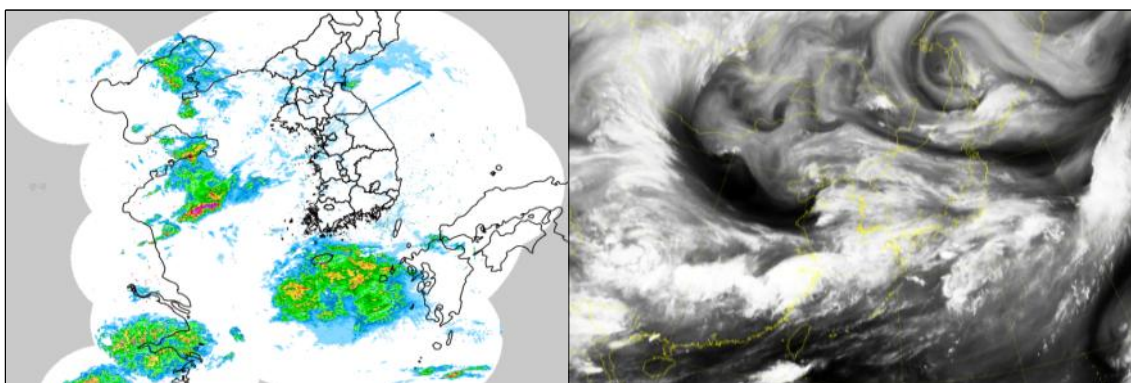


그림 4-4. 2017년 6월 24일 09시 (좌) 레이더 영상, (우) 수증기 영상

4. 2. 3 중기예보에서의 장마시작 예측 실패 사례와 원인

앞 절에서 장마가 시작될 때 나타나는 종관기압계 특징을 크게 4가지로 제시하였다. 위 4가지 요인 중에서 어느 특정 요소가 크게 빛나간다면 장마의 시작 예측도 따라서 빛나갈 것이다.

그렇다면 과거에 장마 시작단계 예측에서 실패했던 사례에서는 어떠한 종관요소의 예측이 빛나갔는지 살펴보면 예측실패의 이유가 개선방법을 알 수 있을 것이다.

2018년 6월 22~23일 사례로 강수 예측실패의 원인을 살펴보았다.

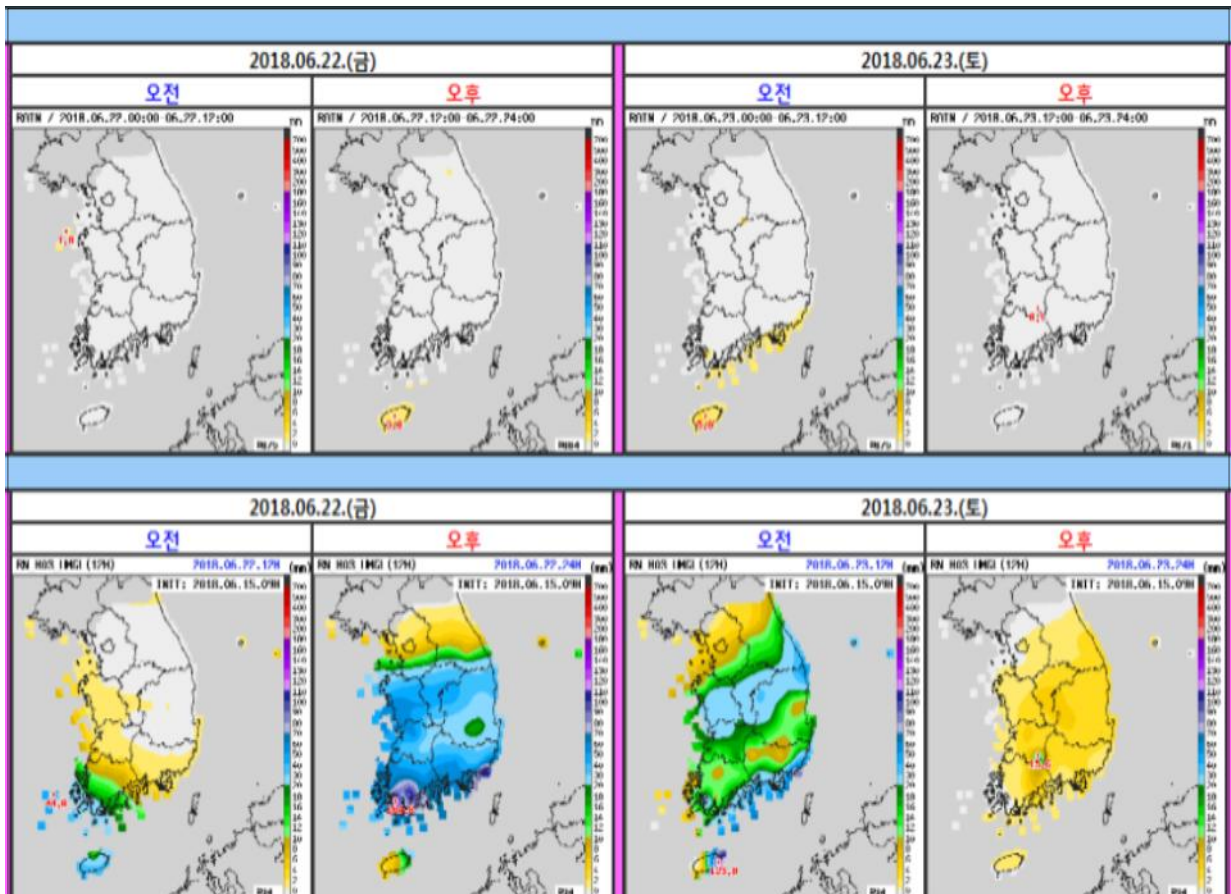


그림 4-5. 2018년 6월 22~23일 강수
(상) 관측 실태, (하) UM 예측결과(15일 00UTC 발표)

그림 4-5에서 보이는 바와 같이, UM 모델에서는 22일과 23일 전국에 강수를 예측했으나 (16일 모델도 유사한 결과), 실제 22일과 23일에는 제주도와 남해안 일부지역에만 강수가 기록되었다.

이렇게 크게 차이가 발생한 이유는 850hPa 상당온위에서 확인 할 수 있다.

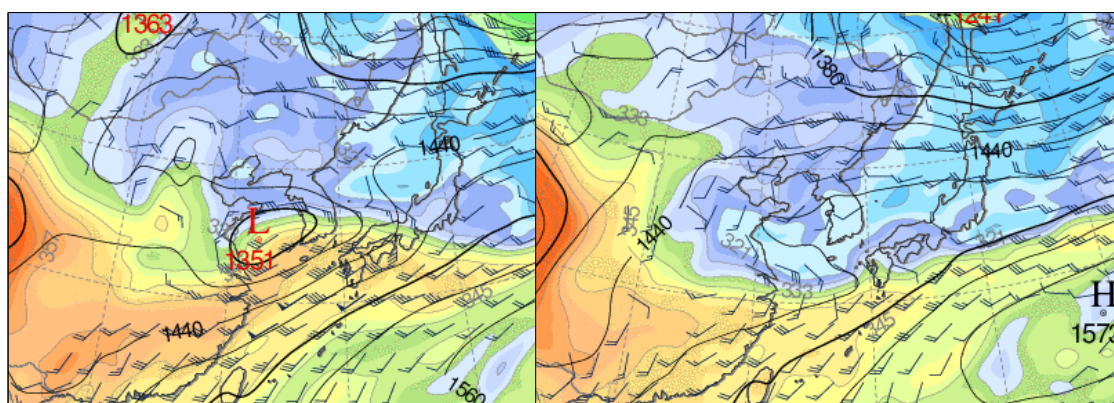


그림 4-6. 2018년 6월 22일 12UTC 850hPa 상당온위
(좌) UM 예측결과(15일 00UTC 발표), (우) GDAPS 초기장

그림 4-6을 보면, 직관적으로 큰 차이를 발견 할 수 있다. 서해상에 저기압 발달 여부와 그에 따른 상당온위역에서 매우 큰 차이가 나타났다. 15일 모델에서 예측하는 서해상의 강한 저기압은 중국 화남지역에서 난기와 수증기가 계속해서 축적된 상황에서 상층골이 접근하며 발달한 것으로 보인다. 다시 말하면, 22~23일 우리나라에 강수 오차가 발생하는 원인은 화남지역에 수증기와 열기를 과대하게 모의하였기 때문이다.

그렇다면 북태평양 고기압의 경계를 가늠 할 수 있는 500hPa의 예측 정확도는 어떠 했을까?

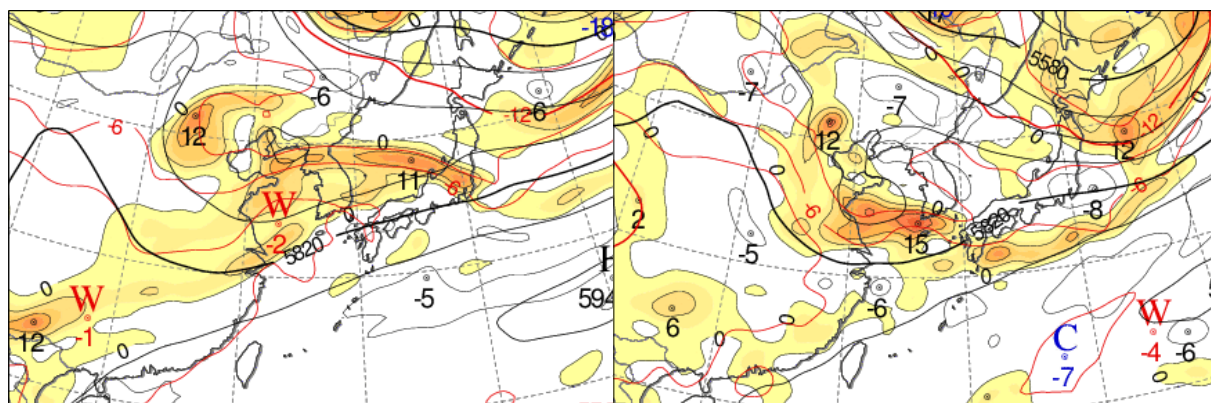
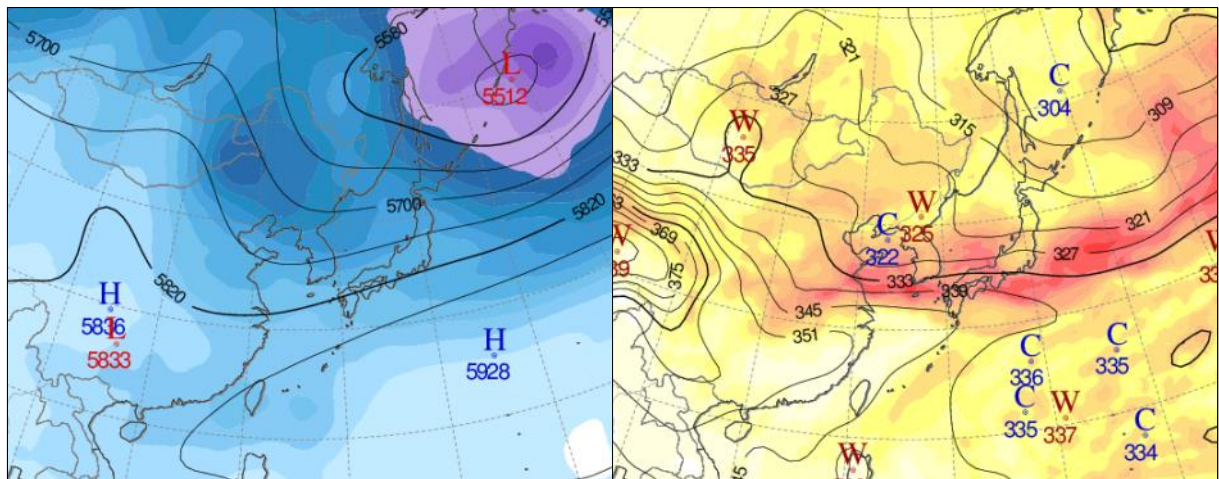


그림 4-7. 2018년 6월 22일 12UTC 500hPa 일기도
(좌) UM 예측결과(15일 00UTC 발표), (우) GDAPS 초기장

500hPa의 예측에서도 골의 모양, 주변 기압배치 등이 약간의 차이를 보이긴 하였다. 그러나 7일 예측임을 고려하면 5820gpm의 위상을 비교적 잘 예측하였고, 500hPa의 고도값과 실제 강수영역은 잘 일치하였다.

위 사례와 관련하여 앙상블 편차도를 보면서 다음과 같이 정리 할 수 있다.



4. 2. 4 앙상블모델을 활용한 장마시작 예측 적용

앞서 4. 2. 3에서 제시한 앙상블 편차도를 활용하여 중기예보 강수예측에 실패했던 2015년도의 사례를 분석해보았다.

먼저 500hPa을 보면 앙상블에서 편차가 상당히 낮게 나타나고 있으며, 이에 따라 5820선의 고도예측에서 UM 단일모델과 앙상블 평균값이 상당히 일치하고 있다. 따라서 500hPa의 예측은 비교적 안정적으로 되고 있는 것을 알 수 있다.

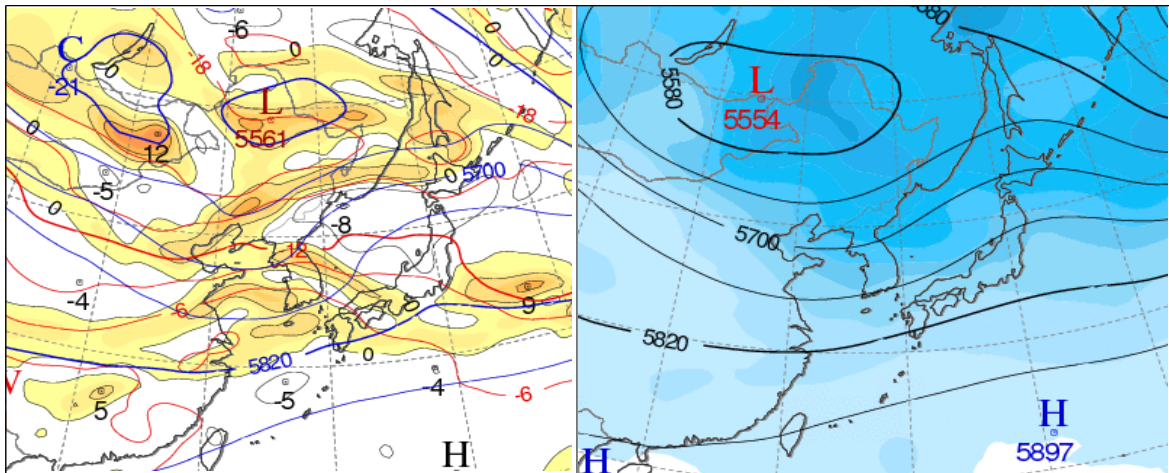


그림 4-9. 2015년 6월 8일 15UTC 예측장(5일 00UTC 발표)
(좌) 500hPa 지위고도, (우) 500hPa 앙상블 평균장과 편차

반면에 850hPa 상당온위의 경우 8K이상의 큰 편차도를 보이고 있으며, 결정모델과 앙상블 평균장도 큰 차이를 보인다. 결정모델의 예측결과에서는 333K의 경계선이 전남지역의 북단까지 북상해 있는 반면에 앙상블 평균장에서는 제주와 남해안 사이에 위치할 만큼 더 낮게 위치해 있음을 볼 수 있다.

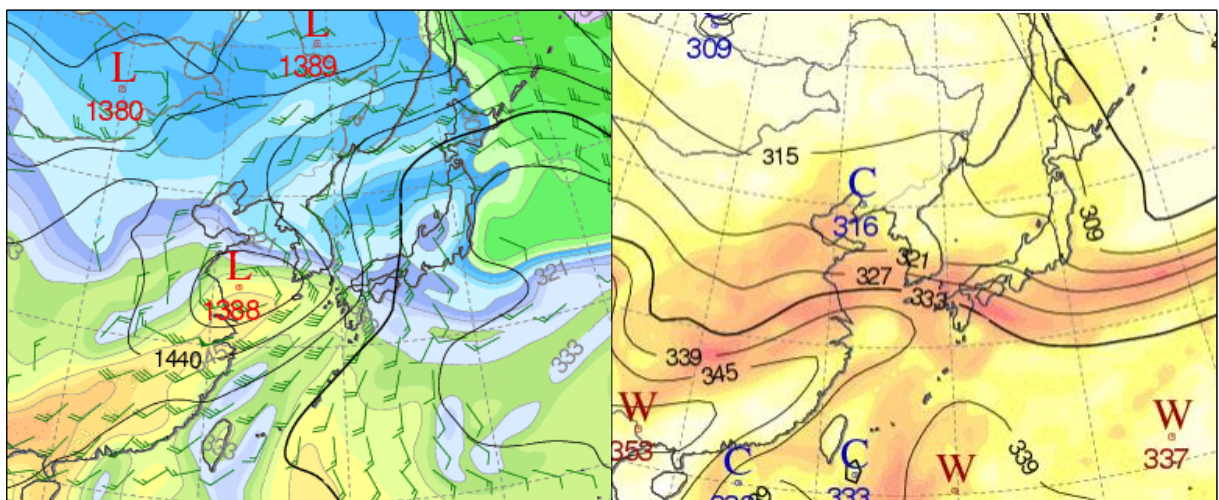


그림 4-10. 2015년 6월 8일 15UTC 예측장(5일 00UTC 발표)
(좌) 850hPa 지위고도, (우) 850hPa 앙상블 평균장과 편차

결국 2015년 사례는 500hPa의 편차도는 작으며 850hPa의 편차도는 큰 사례이며, 따라서 위 테이블에 따라 모델에서 강수영역은 잘 맞지 않으며 500hPa의 고도값을 활용해서 예보를 해야 하는 경우이다.

실제 관측자료와 비교하여 본다면, 결정모델에서는 강수영역을 중부지방까지 북상하는 것으로 모의한 반면에 실제 강수영역은 5790선을 나타내는 제주인근으로 한정되었다.

4. 2. 5 500hPa 고도장과 강수영역 불일치 사례

이번에는 500hPa의 고도장은 크게 북상하였으나, 모델에서 강수영역을 오히려 낮은 위도로 예측했던 경우를 보겠다.

2018년 장마 시작단계에서 모델 예측자료를 살펴보자. 26일 장마가 시작되었고, 이번에도 중기예보의 측면에서 살펴보기 위하여 6일전인 20일 모델 예측장을 기준으로 살펴보았다.

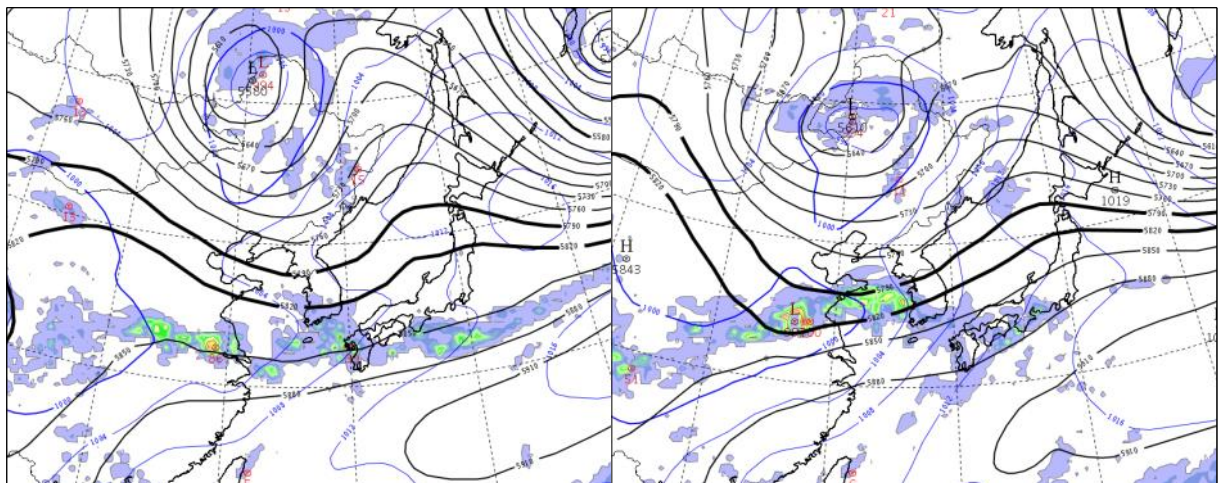


그림 4-11. 2018년 6월 26일 00UTC 500hPa 지위고도 예측장
(좌) 20일 00UTC 발표, (우) 20일 12UTC 발표

위 그림을 보면 500hPa의 고도위치와 강수영역을 그리는 모양이 크게 다른 것을 확인할 수 있다. 00UTC 모델의 경우 5820gpm 보다도 높은 고도영역, 즉 저위도 인근으로 강수영역을 그리고 있다. 거의 5880gpm과 매치가 된다고 볼 수 있다. 12시간 뒤에 나온 12UTC모델의 경우 오른쪽 그림과 같이 같은 시각의 강수영역을 5820gpm과 5790gpm 사이에 강수영역을 그리고 있는 것을 볼 수 있다. 앞서 과거사례들의 장마 전선의 위치와 지위고도 분포를 생각해 본다면 누구나 쉽게 00UTC 모델 자료보다는 12UTC 모델이 신뢰할 수 있다는 점을 알 수 있다.

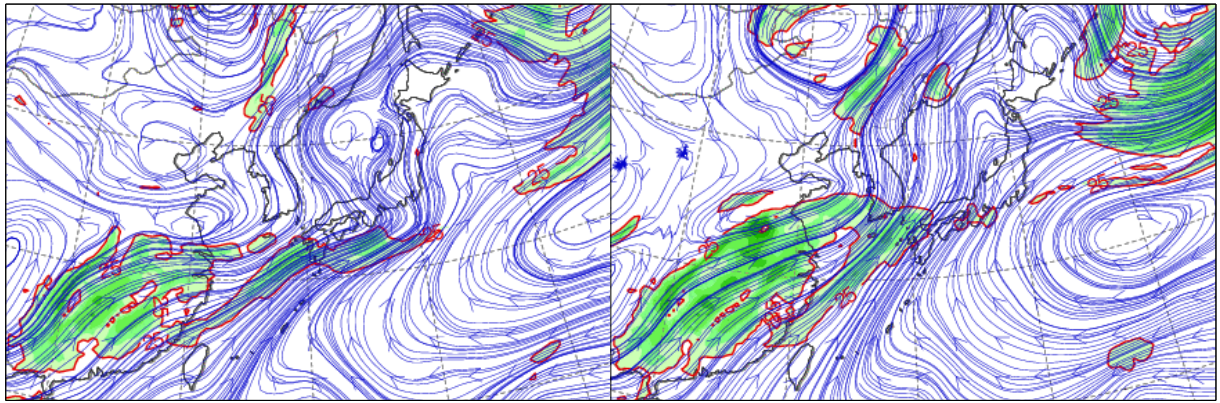


그림 4-12. 2018년 6월 26일 00UTC 유선도 예측장
(좌) 20일 00UTC 발표, (우) 20일 12UTC 발표

앞서 하층제트의 복단, 또는 북쪽영역에서 장마가 시작된다고 언급하였다. 500hPa과 지상강수영역이 잘 매치되지 않을 때 850hPa에서의 하층제트 또한 잘 복상하지 못하게 모의하였다. 이번 사례에서도 500hPa의 고도 예측의 일관성이 좋았으나 하층의 예상장은 많이 흔들렸다.

실제로는 2018년 6월 26일의 실황을 보면 5820gpm고도가 예상보다 더 북상하였고, 강수대의 축은 충청북부와 경기남부로 통과하였다.

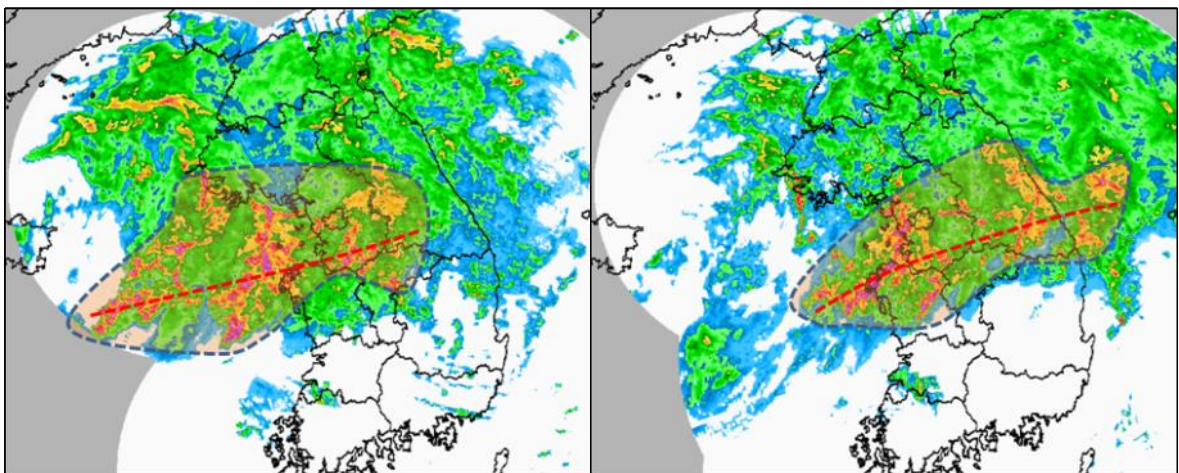


그림 4-13. 2018년 6월 26일 (좌) 09시, (우) 12시 레이더 합성영상

따라서 전선대의 위치는 모델예측장의 상층/하층의 일치여부, 고도장의 변동성고려, 실황분석 등을 통하여 종합적으로 고려하여야 한다.

Key Point

1. 장마 초기단계 강수영역은 500hPa의 5760~5790gpm을 이용
2. 850hPa 상당온위 편차가 클 때는 앙상블 자료와 500hPa 고도 자료를 활용
3. 500hPa고도장과 지상강수역이 일치 하지 않는 경우에 예보에 주의

4. 3 장마의 종료단계

4. 3. 1 장마 종료 예보의 이해

일단 한반도에 장마가 시작되면, 앞서 이야기한 기단들의 상호작용으로 약 30~40일 가량 남북으로 진동을 한 후, 전선대가 중부지방 북쪽으로 올라가면서 장마가 종료된다. 일반적으로 중부지방을 기준으로 볼 때 장마가 종료되는 시점은 빠르면 7월 중순에서 늦으면 8월 중순까지도 이어진다.

장마의 종료를 정성적으로 이해하기 위하여 2018년도 북반구의 자료를 살펴보자.

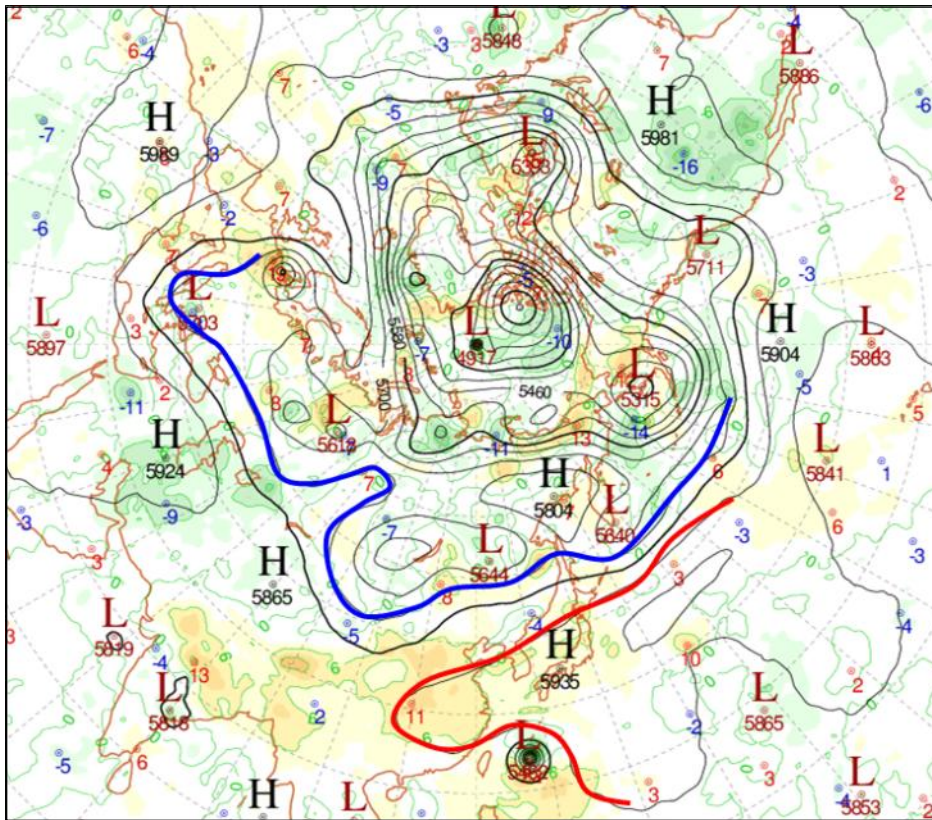


그림 4-14. 2018년 7월 10일 09시 북반구 500hPa 일기도
(빨간 선: 5880gpm, 파란 선: 5760gpm)

위 그림은 2018년 7월 10일 09시, 중부지방에 장마가 종료되기 하루전날의 북반구 500hPa 일기도이다. 우리나라를 기준으로 볼 때 남쪽에는 따뜻한 순압형태의 대기가 버티고 있고 북쪽에는 한기를 가진 기압골들이 주기적으로 통과를 하는 형태를 띠고 있다. 장마의 종료를 쉽게 정의한다면 남쪽에 고기압의 세력이 북쪽의 한기세력보다 강한 때로 볼 수 있다.

이를 세분화시켜 살펴본다면 상층대기와 하층대기로 나누어서 생각 할 수 있다. 먼저 하층 대기를 고려한다면, 상당온위의 경도가 큰 구역이 북위 40도 이상 북상한다면 순압대기인 상태에서 수평경도가 없어지면서 상승운동이 일어나기 어렵게 될 것이다. 두 번째로 상층대기에서는 200hPa에서 기인한 고기압대가 우리나라 주변에 위치하게 된다면 상층 파동은 저지하고, 전체적인 하강역에 들면서 강수가 어렵게 된다.

따라서 다음절에서 하층 상당온위에 의한 요인과 상층고기압에 의한 요인을 구분하여 장마의 종료를 생각해 보고자 한다.

4. 3. 2 850hPa 상당온위 남북경도 최저 구역과 장마종료

850hPa의 상당온위는 온난다습한 열대기단과 한랭건조한 한대기단을 구분하는데 유용한 지표이다. 기존 연구에 따르면(장마백서, 2011) 상당온위 335K 인근으로 상당온위 남북경도의 최솟값인 구역으로 나타나며, 또한 기단의 경계가 된다.

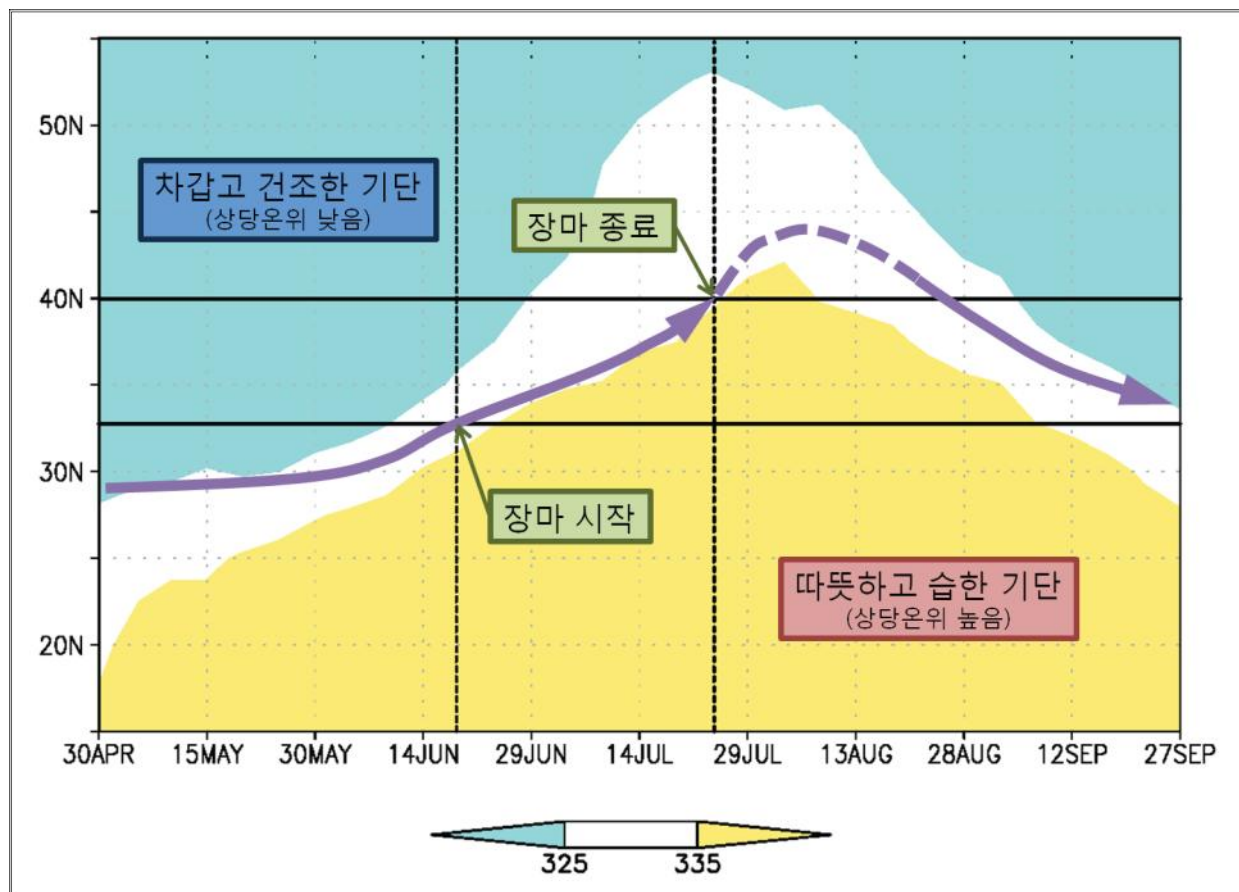


그림 4-15. 120°E~140°E 지역에 대해 평균한 위도별 상당온위

그림 4-15는 동경 120~140도 지역을 평균한 상당온위와 정체전선을 나타낸 자료이다. 335K인 구역이 북위 40도 이상으로 북상하면 장마의 종료기라고 볼 수 있다. 시기적으로 장마종료는 7월 하순이 된다.

이를 한반도에 적용하기 위하여 조금 더 세분화 시키면 장마의 종료조건은 $122.5^{\circ}\sim 135^{\circ}\text{E}$ 평균 상당온위 남북 경도 최저 값이 42.5°N 보다 북상해서 2일 이상 지속되는 것으로 볼 수 있다.

이러한 상당온위를 통한 장마전선의 접근은 상당히 유용하고 기상청의 기후값에 따른 장마전선과 일치하는 부분이 많다. 그러나 앞서 장마의 시작 분석에서 말하였듯이 850hPa의 상당온위 예측은 중기예보에서 낮은 정확도를 보이고 그 편차가 크다. 따라서 예보관의 관점에서 볼 때 하층 분석만을 통한 장마종료 예보는 정확 않고, 위험한 방법이다. 따라서 다음절에 나올 상층고기압에 의한 분석과 병행하여 분석하는 것이 중요하다.

4. 3. 3 티베트 고기압, 북태평양 고기압의 세력과 장마종료

먼저 몽골 남쪽 부근에서 발달하는 200hPa의 고압대의 세력을 보기 위해서 중국 북부지역(주취, 민친, 인촨, 안) 4군데 지점의 7월15일~8월15일 간 지위고도자료를, 북태평양 고기압의 확장을 보기 위해서 일본 남부 지역(가고시마, 후쿠오카, 마쓰에, 시오노미사키)의 동일 기간 500hPa 지위고도자료를 통계 분석하였다.

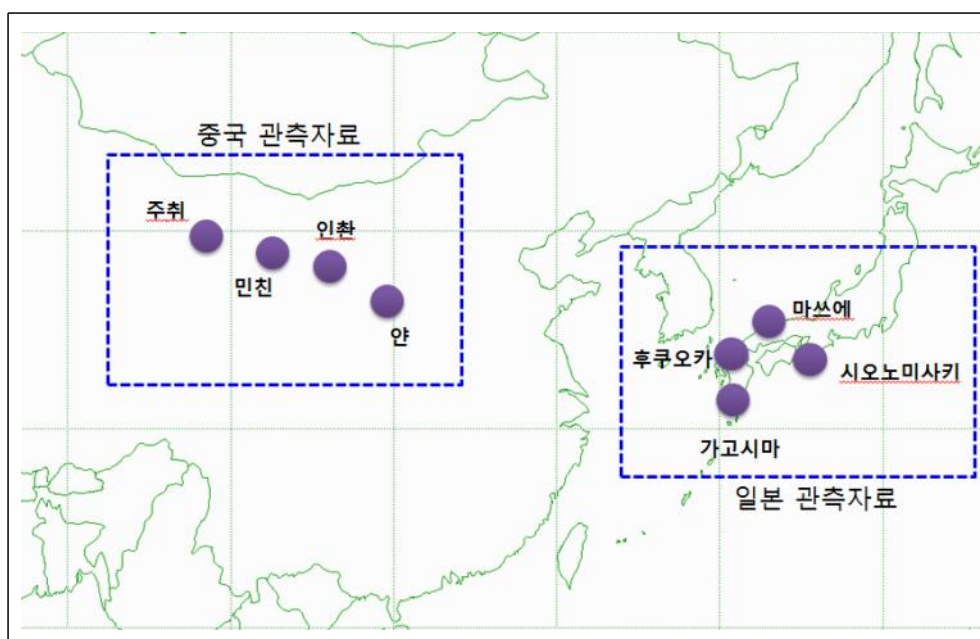


그림 4-16. 티베트 고기압과 북태평양 고기압 분석을 위한 200hPa(중국), 500hPa(일본) 지위고도 관측지점



그림 4-17. 일본 관측지점들의 7월 15일~8월 15일 기간의 500hPa 지위고도
(위→아래) 2007년, 2008년, 2010년, 2016년

먼저 북태평양 고기압의 확장을 살펴보기 위해 일본 지역의 500hPa 고도장의 변화를 살펴보았다. 주황색 막대는 장마가 종료되었던 일자이다. 500hPa에서의 특이점은 장마가 종료될 때 고도가 상승기 일 때도 있지만, 고도장이 하강하는 경우도 많다는 것이다. 즉 북태평양 고기압의 확장만으로 장마의 종료로 삼기에는 무리가 있다는 것이다. 왜냐하면 북태평양 고기압이 일시적으로 확장한다고 하더라도, 골에 동반된 큰 규모의 한기가 남하하면 쉽게 수축되며 다시 반복적으로 강수가 내릴 수 있기 때문이다.

그렇다면 장마 종료와 티베트 고기압의 연관성을 살펴보기 위해서 중국 지역의 200hPa 지위고도자료를 살펴보았다.



그림 4-18. 중국 관측지점들의 7월 15일~8월 15일 기간의 200hPa 지위고도
(위→아래) 2007년, 2008년, 2010년, 2016년

중국의 200hPa 자료를 보면 2007년, 2008년 2010년, 2016년에 한 달 동안 크게 3번 또는 4번의 사이클을 보였다. 장마가 종료되었던 일자를 보면 대체로 두 번째 상승곡선에서 상승하는 구간, 즉 7월 하순에 고압대가 확장하는 시기에 장마가 종료되었다.

빈도로 따지면 10년의 사례 중 첫 번째 사이클에 폭염이 종료된 사례가 3번, 두 번째 사이클에 종료된 사례는 6건, 3번째 사이클에 종료된 사례가 1건이었다. 다만 고도의 절대적인 값은 차이가 크므로 임계값을 따지기 보다는 상승기인지 또는 하강기인지를 따져 보는 것이 바람직하다.

위 통계자료를 기압계의 상황으로 설명해보겠다. 7월, 우리나라는 북태평양 고기압이 상층 파동의 흐름에 따라 남북진동을 하면서 일시적으로 북한으로 북상, 또는 일시적으로 남부지방으로 남하하기도 하면서 장마전선의 영향을 받는다. 그런데 7월 하순 경 티베트에서 발달한 고기압이 몽골 남쪽 인근으로 확장하여 자리 잡게 된다면 북태평양 고기압과 세력 싸움을 할 상층 한기의 남하를 저지하므로 장마가 종료된다.

4. 3. 4 사례를 통한 장마종료 기압배치 분석

개별 사례를 통해서 장마가 종료되었을 때 나타난 종관기압계 패턴을 살펴보자. 티베트 고기압이 접근하면서 장마가 종료되었던 2016년의 사례를 보겠다.

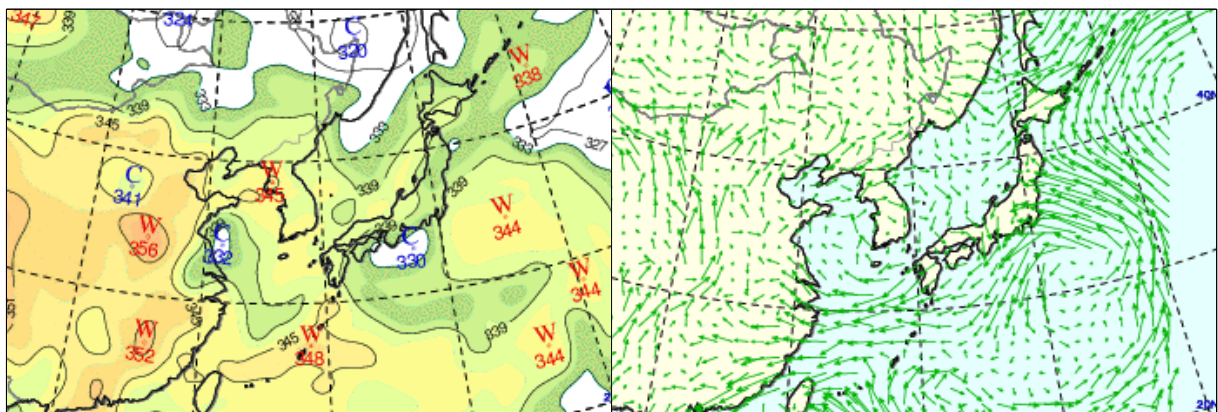


그림 4-19. 2017년 7월 31일 00UTC
(좌) 850hPa 상당온위, (우) 850hPa 수분속

먼저 상당온위를 보면 333K 구역이 북위 45도 이상 북상하였고, 하층에 특별한 수분속도 없는 상태이다. 수평적으로 불연속이 없는 상태이므로, 상층에 고기압이 자리 잡으며 상층 한기만 차단된다면 장마의 종료로 볼 수 있는 상황이다.

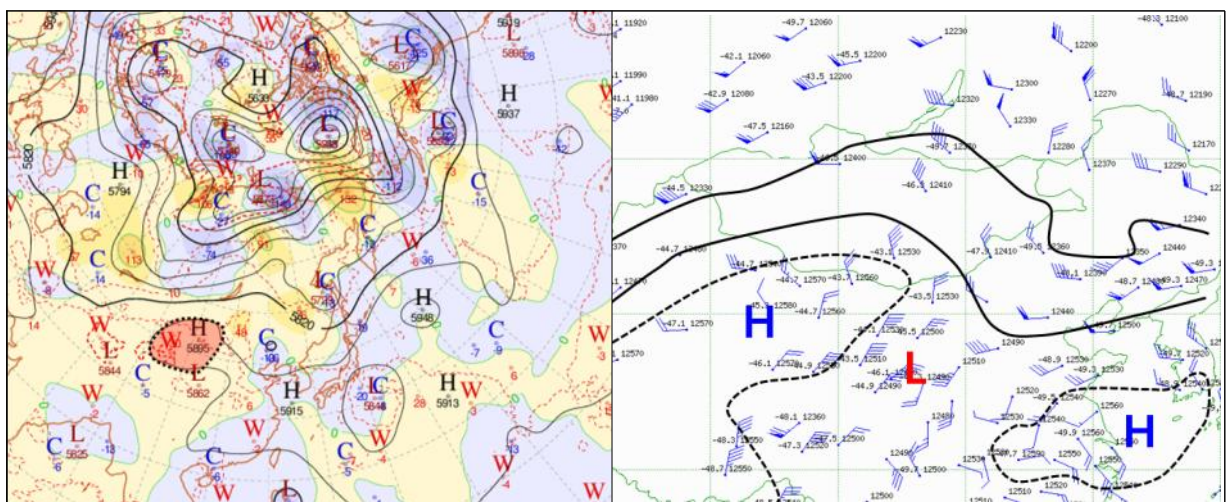


그림 4-20. 2017년 7월 31일 00UTC
(좌) 500hPa 북반구 일기도, (우) 200hPa GTS 분석

500hPa 북반구 일기도에서 우리나라를 중심으로 보면 5880gpm선이 중부지방에 위치하고 골이 서쪽에서 접근하면서 정체전선을 이루고 있다. 그런데 특징적인 것은 몽골 남쪽에도 고기압이 크게 형성되어 있다. 이 고기압은 200hPa GTS분석에서 볼 수 있듯이 상층에서 확장하는 고기압의 가장자리에서 침강하는 구역에서 발생하는 역학적 고기압이다. 이 고기압은 북태평양 고기압보다 훨씬 높은 위도에서 형성되고 서쪽에서 동쪽으로 이동하기 때문에 우리나라 서쪽에 골이 빠져나가면 키 큰 고기압이 우리나라를 뒤덮게 되어 더 이상 중위도 파동이 우리나라에 영향을 줄 수 없으며 전선상의 강수 또한 발생하기 어렵다.

2014년의 경우도 비슷하게 전개되었다. 먼저 하층부터 살펴보겠다.

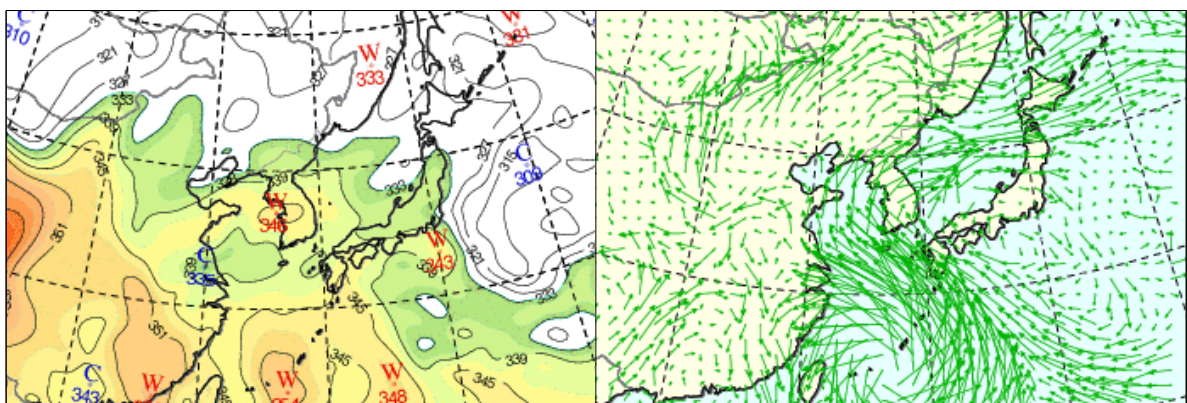


그림 4-21. 2014년 7월 31일 00UTC
(좌) 850hPa 상당온위, (우) 850hPa 수분속

850hPa의 상당온위는 평균적으로 북위 40도 내외에 위치하면서 장마종료 조건에는 약간 못 미치는 상태이며, 수분속의 경우에도 태풍을 따라 유입되면서 장마종료 판정하기에는 어려움이 있는 상태이다. 역시 마찬가지로 상층의 고기압 여부가 중요한 지표로 볼 수 있는 상황이다.

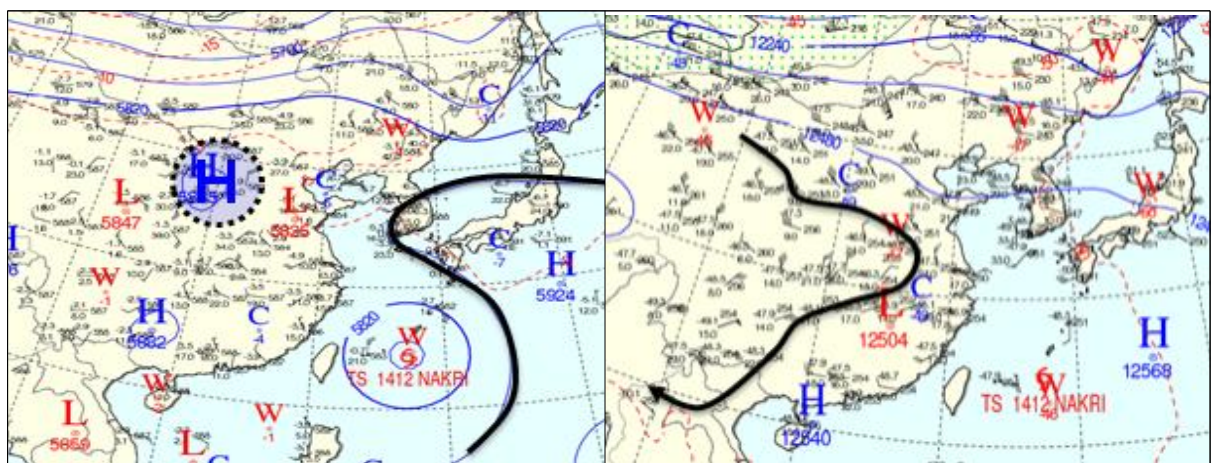


그림 4-22. 2014년 7월 31일 00UTC
(좌) 500hPa 일기도, (우) 200hPa 일기도

500hPa 기압계를 보면 중형급 태풍 나크리가 대만 동쪽에 위치하고 있고 그 위로 북태평양 고기압이 자리 잡고 있으며, 5880gpm선은 중부지방에 걸쳐 있다. 태풍이 받치고 있는 북태평양 고기압은 태풍에 의해 에너지가 공급되면서 가장자리가 잘 버티는 형태를 띤다.

우리나라 서쪽을 보면, 몽골 남쪽에 고기압이 위치하고 있고, 그 전면 산둥반도 주변에 기압골이 위치하고 있다. 몽골 남쪽에 위치한 고기압은 200hPa부터 발달한 역학적 고기압이며, 역시 전면에 기압골이 통과한 이후 우리나라를 덮으면서 중위도 단파골의 남하를 저지하는 역할을 하게 된다. 즉 태풍과 그 전면 북태평양 고기압 그리고 티베트에서부터 역학적으로 발달하는 고기압권역이 연결되며 장마는 종료되었다고 볼 수 있다.

위 두 사례의 공통점을 보면 북태평양 고기압이 중부지방까지 위치하였고 또한 역학적 고기압이 동경 100~110도, 북위 40도를 중심으로 형성되어서 우리나라에 접근하였다는 것이다. 앞선 통계 자료와 일맥상통한다고 볼 수 있다.

그렇다면 이것과는 조금 상반되는 2013년도의 사례를 보겠다.

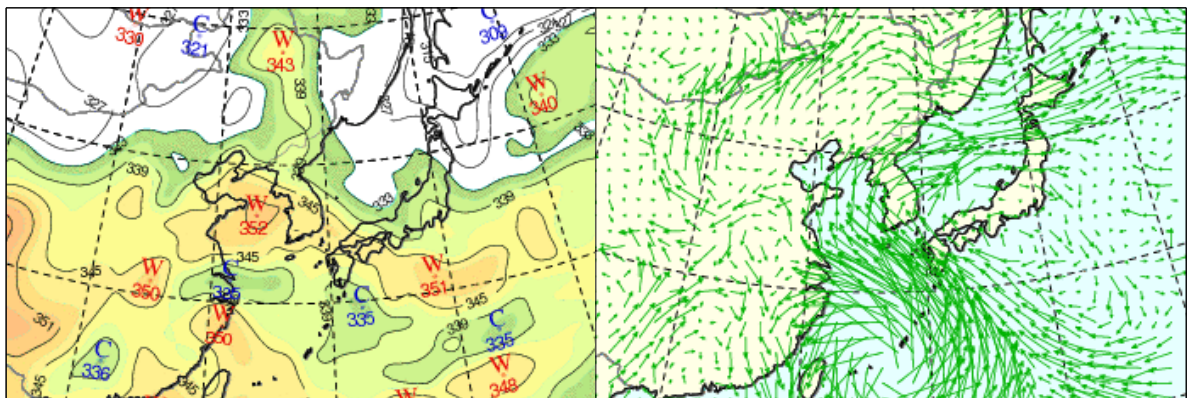


그림 4-23. 2013년 8월 2일 00UTC
(좌) 850hPa 상당온위, (우) 850hPa 수분속

850hPa에서는 기압골 전면에서 남서류가 강한 구역이 북위 50도를 넘어서까지 북상해 있고 수분속에서도 수증기의 축은 북한 지역으로 북편하는 형태를 보여주고 있으므로 하층만 보아서는 마치 장마가 종료 될 것 같은 형태를 보이고 있다.

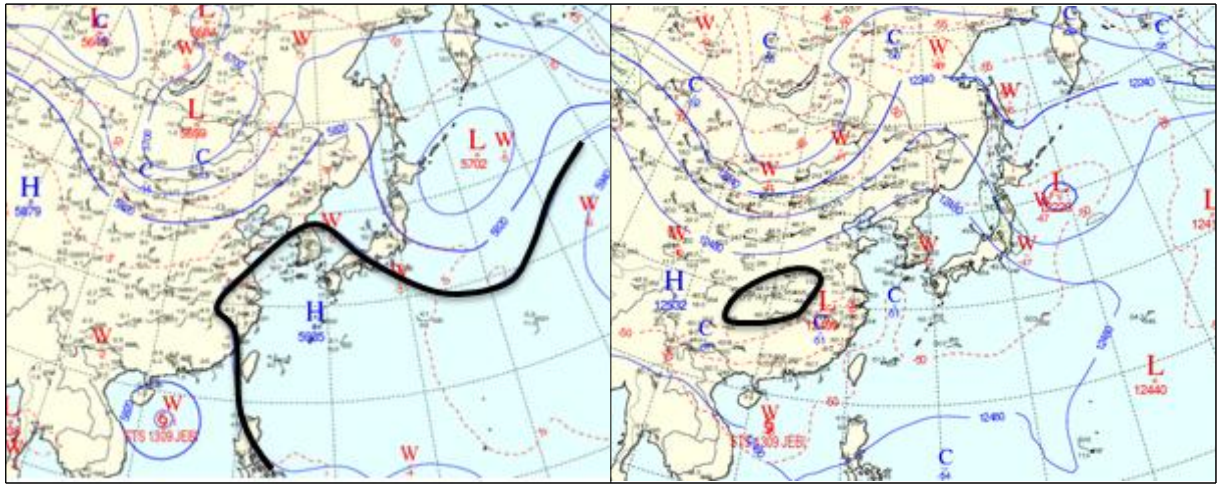


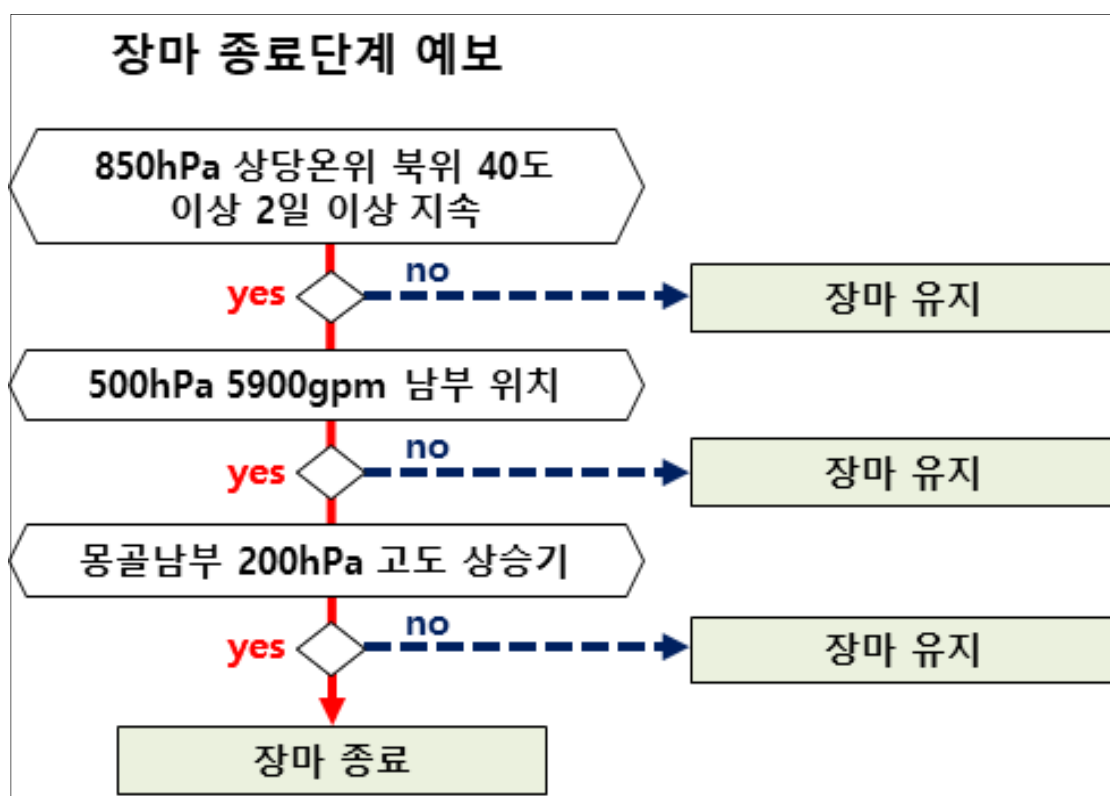
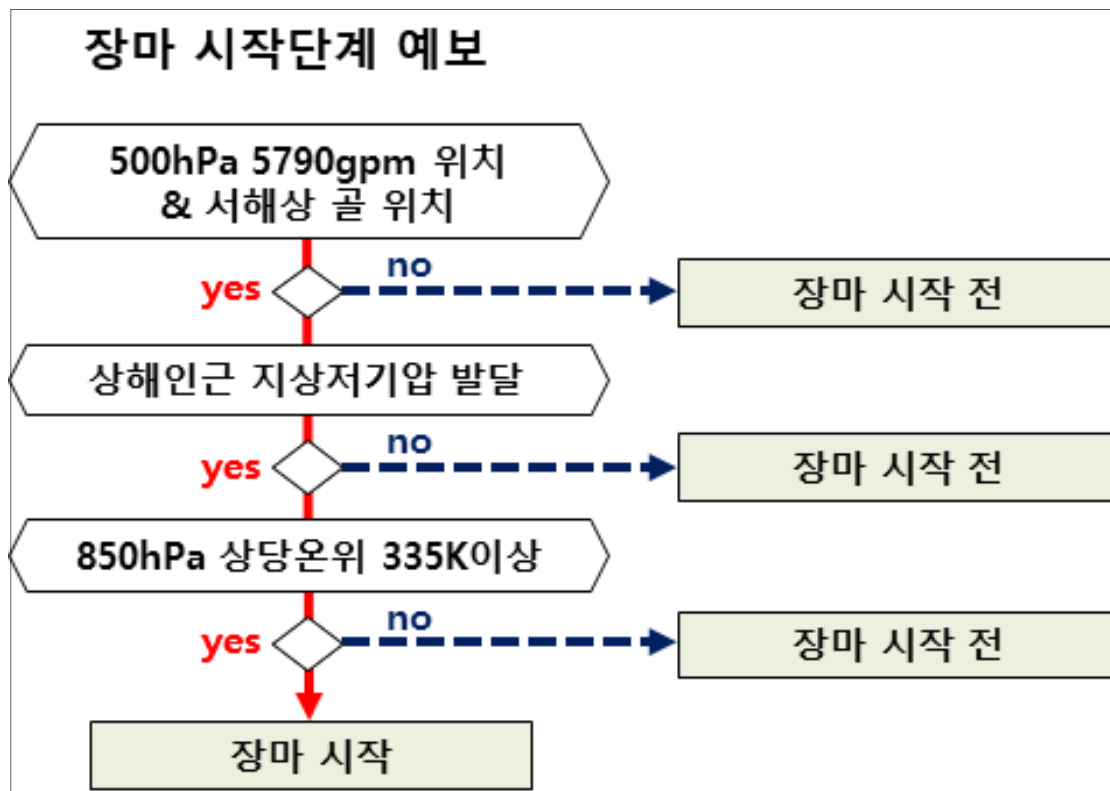
그림 4-24. 2013년 8월 2일 00UTC
(좌) 500hPa 일기도, (우) 200hPa 일기도

또한 500hPa에서도 5880gpm선이 백령도 인근까지 북상하여 상당히 넓은 범위를 차지하고 있다. 그러나 200hPa에서 보면 12480gpm선 안에 고기압의 위치가 북위 30도에 위치하여, 이전 사례들보다 낮은 고도에 형성되어 있다. 그리고 그 후면으로 제트가 낮은 위도에서 흐르고 있고 골도 깊고 낮게 형성되어 있다. 그러다 보니 이후 시간에서는 200hPa에서 골이 남하하면서 500hPa의 고도장 또한 쉽게 낮아지며 강수가 반복해서 나타나는 현상을 보였다.

Key Point

1. 850hPa의 상당온위가 북위 42도 이상 북상하는 것은 장마종료의 필요조건
2. 북태평양 고기압이 일시적으로 북한으로 북상하여도, 장마종료 선언은 어려움
3. 7월 하순에 북위 40도, 동경 100~110도 사이에서 200hPa 고도장이 상승할 때 상층 한기 남하를 저지하며 장마가 종료 됨

4. 4 장마의 시작/종료단계 예보를 위한 플로우 차트



참고문헌

1. 기상청, 2011 : 2011년 장마백서
2. 예보분석팀, 2017 : 예보관 관점의 장마 분석기법 연구
3. 국가기후데이터센터, 2016 : 기후데이터로 보는 장마의 모든 것
4. APCC, 2017 : 현업 장기예보 정확도 향상을 위한 APCC-기상청 협력 시스템 구축
5. James R. Holton, Gregory J.Hakim : An introduction to dynamic meteorology

5. 한반도 폭염의 원인과 예보 가이드스

Why?

2018년은 폭염에 관련하여 모든 기록을 갈아치운 해이다. 기상관측 이래로 가장 많은 폭염 일수를 기록하였고, 또 서울지역의 가장 높은 기온(39.6℃)을 기록하였고, 전국 전 지점을 통틀어 가장 높은 기온을 홍천(41.0℃)에서 기록하기도 했다.

이러한 극한의 폭염, 그리고 장기간의 폭염을 예측하기 위해서는 기단의 분석, 모델의 분석, 과거 사례분석 등이 종합적으로 이루어져야 하는데, 2018년에 있었던 폭염 분석 결과, 그리고 과거 통계자료를 정리하여 향후 폭염예보 시 활용 될 수 있는 기준을 마련하고자 한다.

5. 1 폭염과 폭염예보란?

폭염의 사전적 정의를 찾아보면「매우 심한 더위, 혹서」로 정의되며, 기상학적으로는 일 최고기온이 33℃이상인 날을 폭염일이라 한다.

그런데 이 폭염에 대한 예측은 호우, 태풍, 대설과 마찬가지로 조기에 탐지하여 정확히 예보하는 것이 매우 중요하다. 왜냐하면 폭염은 인명을 포함한 산업, 농업, 레저 등 사회 전반적으로 큰 피해를 주고, 또 그것을 예방하기 위해서는 대비할 충분한 시간이 필요하기 때문이다. 특히 2018년에는 기록적인 폭염으로 온열질환자, 사망자 모두 전년도에 피하여 매우 증가하였고, 앞으로도 이러한 폭염피해는 반복해서 나타날 가능성이 높다.

구분		2018년 발생		2017년 동기간	
일자		온열질환자	사망자수	온열질환자	사망자수
8.10(금)	누계	4,513	48	1,567	11

표 5-1. 폭염으로 인한 보건분야 피해(질병관리본부)

사회경제적 영향을 고려한다면 폭염예보는 여러 가지 측면이 있다. 단순히 33℃ 이상의 기온을 기록 할 것인가 여부, 얼마나 폭염이 지속 될 것인가, 열대야가 발생할 것인가, 폭염은 언제 종료 될 것인가, 극한의 폭염이 발생할 것인가 등을 고려하면서 예보를 해야 한다.

다음 장부터는 이러한 예보요소들을 하나씩 점검하여 폭염 예보의 가이드라인을 제시 하고자 한다.

5. 2 우리나라 폭염에 영향을 주는 기단과 그 예측

우리나라 초여름의 경우에는 이동성 고기압권 내에서도 맑은 날씨에 강한 일사에 의해 33℃ 이상의 낮 최고기온을 기록하기도 한다. 그러나 흔히 말하는 지속되는 폭염의 경우는 더 큰 기단의 영향을 받는 경우이다. 우리나라 폭염에 영향을 주는 기단은 크게 두 가지로 요약할 수 있다. 첫 번째는 북태평양 고기압, 두 번째는 티베트 고기압이다.

5. 2. 1 북태평양 고기압

북태평양 고기압은 적도와 극지역의 태양에너지 불균형에 의해 발생하는 대기대순환으로 발생한다. 특히 이 고기압은 북서태평양의 높은 해수온도와 관련이 있고, 그렇기 때문에 고온다습한 성질을 가진다. 이 북태평양 고기압과 오호츠크해 고기압 사이에서 장마전선을 형성하고, 7월 하순부터는 북태평양 고기압의 세력이 더 확장하여 한반도 전체를 뒤덮으면서 고온현상을 유발한다.

5. 2. 2 티베트 고기압

평균고도 4km에 달하는 티베트 고원지역에서는 태양복사에너지에 의해 지표가 광범위하게 가열되고, 이로 인하여 공기의 팽창이 일어나는데, 공기덩어리가 팽창하면서 발생하는 기단이 바로 티베트 고기압이다. 5km고도 부근에서는 주로 상승기류에 의해 저기압으로 관측되지만, 부풀어 오르면서 축적되는 상층일기도(200hPa ~ 100hPa)에서는 고기압으로 관측된다.

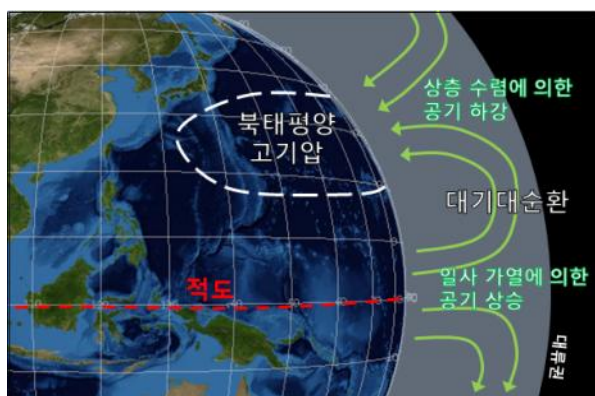


그림 5-1. 북태평양 고기압 모식도

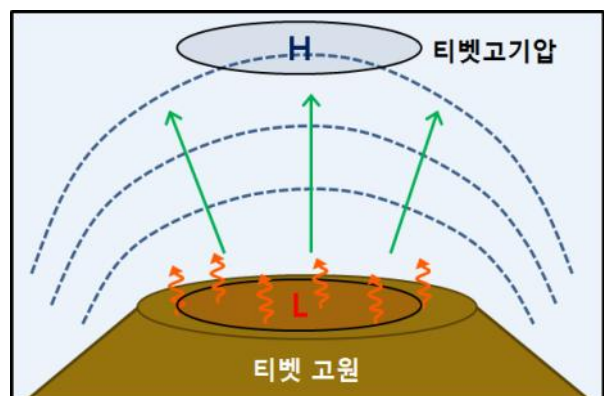


그림 5-2. 티베트 고기압 모식도

5. 2. 3 최근 한반도 폭염의 기단 특징

한반도 여름철 기압계에 특성을 살펴보기 위하여 6월부터 9월까지의 최근 3년 고층 관측자료를 살펴보았다.

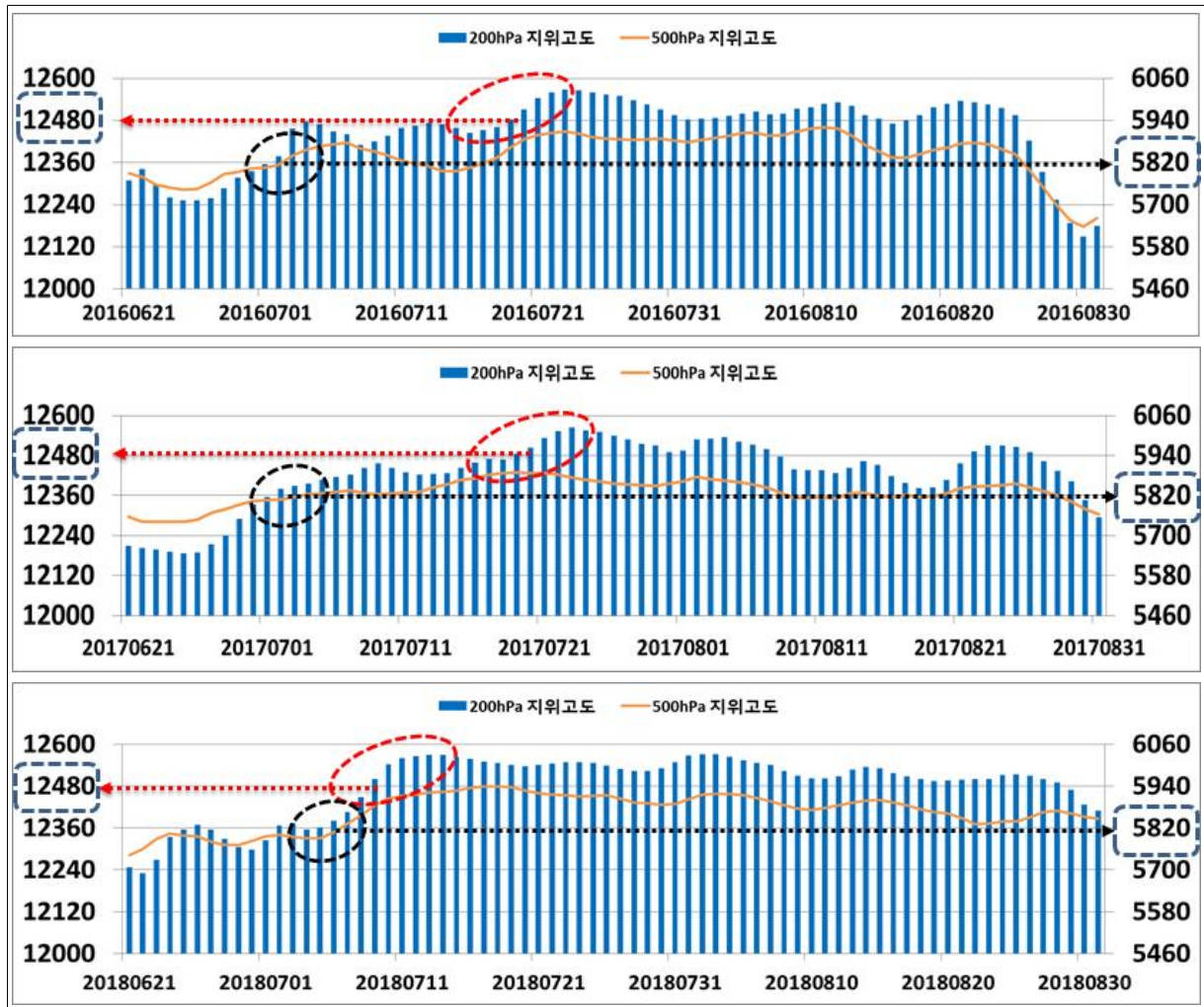


그림 5-3. 2016~2018년 오산 고층관측자료 (위→아래) 2016년, 2017년, 2018년
(파란 막대: 5일 이동평균한 200hPa 지위고도, 주황 실선: 500hPa 지위고도)

그림 5-3을 보면, 대체적으로 200hPa와 500hPa의 고도장은 비슷한 흐름을 보이기는 하지만 약간의 차이가 있다. 200hPa의 지위고도의 상승역을 보면(붉은색 원) 7월 15~20일경 12480gpm을 넘기 시작하여 길게는 8월 하순까지 지속되는 경향을 보이는 반면, 500hPa(검은색 원)은 7월 초반에 높아지기 시작하여, 8월까지 지속된다. 즉 500hPa의 고도장 상승이 200hPa보다 약간 빠르다고 볼 수 있다. 500hPa만 봤을 때, 7월 초반에 상승하는 고도장은 북태평양 고기압의 확장과 일치한다고 생각 할 수 있다. 그러나 200hPa의 고도장이 급증하는 7월 후반부에는 200hPa에서 침강하는 고기압과 북태평양 고기압에서 떨어져 나온 고기압 등이 복합적으로 작용하여 한반도 상공에 고압대를 형성한다고 볼 수 있다.

다시 말하면, 7월 초중반에 시작되는 폭염은 북태평양 고기압과 관련성이 크지만, 7월 후반부에서 8월로 넘어가는 시기의 폭염은 200hPa에서 보이는 티베트 고기압과의 관련성이 크다는 것이다. 특히 최근 장기화 되고 강화되는 폭염은 이 티베트 고기압과 연관성이 깊다.

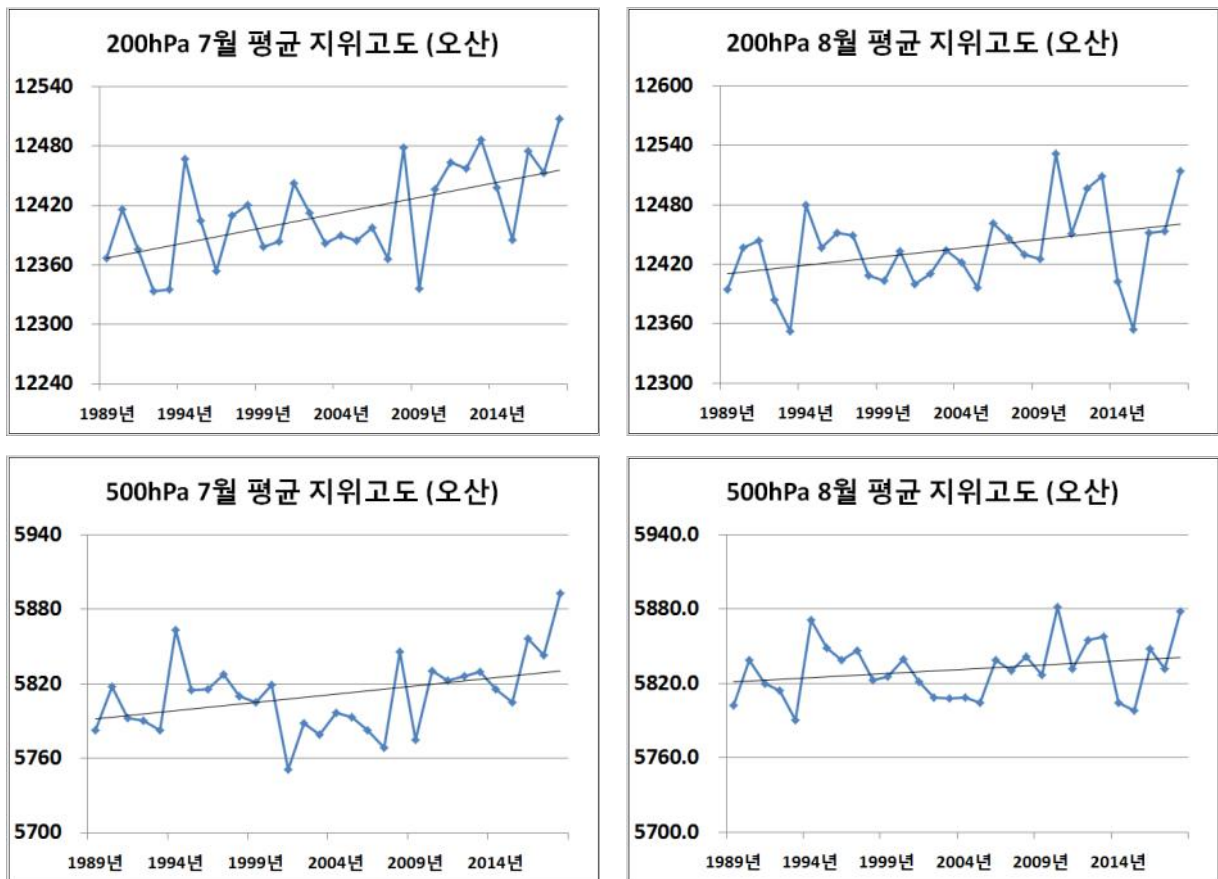


그림 5-4. 1989~2018년 (좌) 7월과 (우) 8월 오산의 (위) 200hPa (아래) 500hPa 지위고도장의 변화

위 그래프는 최근 30년간 오산 지역의 200hPa과 500hPa 지위고도의 월 평균값을 연도별로 나타낸 것이다. 전체적으로 상승추세에 있다. 특히 200hPa의 7월 평균 자료를 보면 지난 30년간 거의 100gpm 차이가 날 만큼 큰 증가를 보인다. 이는 그만큼 티베트 고기압의 영향력이 과거에 비해 커진 것을 의미하며 이에 따라 200hPa에서의 고기압 분석이 더욱 중요해졌다.

5. 2. 4 우리나라 수치모델의 중기예보 기단예측 정확도

여름철 폭염예보를 할 때, 단기기간(+2~3일) 예보보다 중기기간(+3~10일) 예측이 더 어렵다. 그 이유는 모델에서 폭염에 영향을 주는 티베트 고기압, 북태평양 고기압과 같은 기단을 예측기간이 길어질수록 잘 모사하지 못하기 때문이다. 이러한 이유로 7월 후반부, 즉 장마종료 시점에서 500hPa의 모델오차가 커지는 경우가 많다.

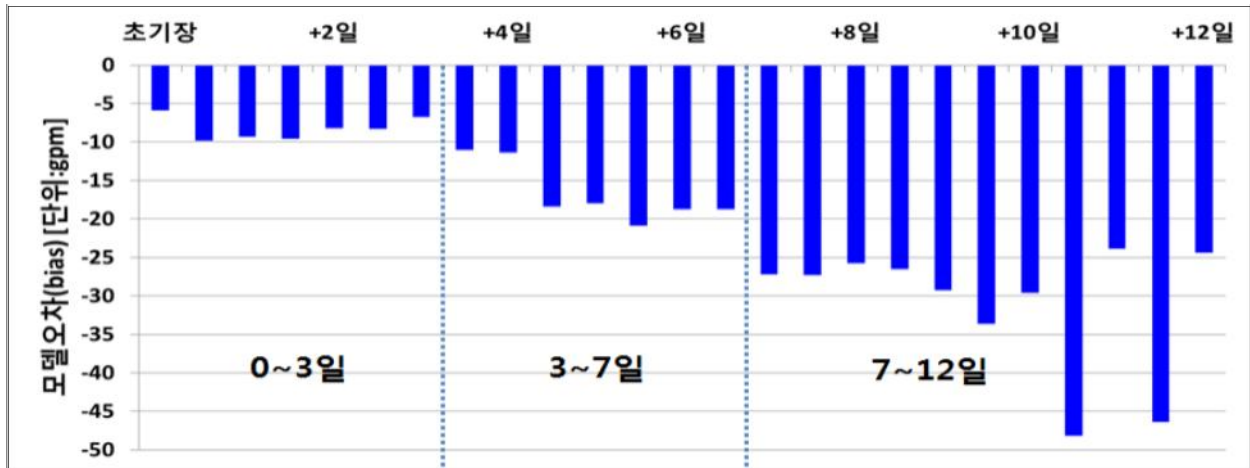


그림 5-5. 2018년 8월 500hPa 지위고도의 모델과 실황 오차(포항)

2018년 UM모델이 예측한 500hPa의 지위고도와 관측자료(포항)를 보면 3일 예측까지는 -10gpm정도의 bias를 보이다가, 3일 이후부터 급격하게 음의 bias가 커지는 것을 볼 수 있다. 특히 7일 이후에는 50gpm 이상의 편차를 보이기도 하였다. bias가 한쪽으로 쏠린다는 것은 모델이 실황을 전혀 반영해 주지 못하고 있다는 의미이다. 이러한 음의 bias는 2018년뿐 아니라, 2017, 2016년의 8월에도 마찬가지로 나타났다.

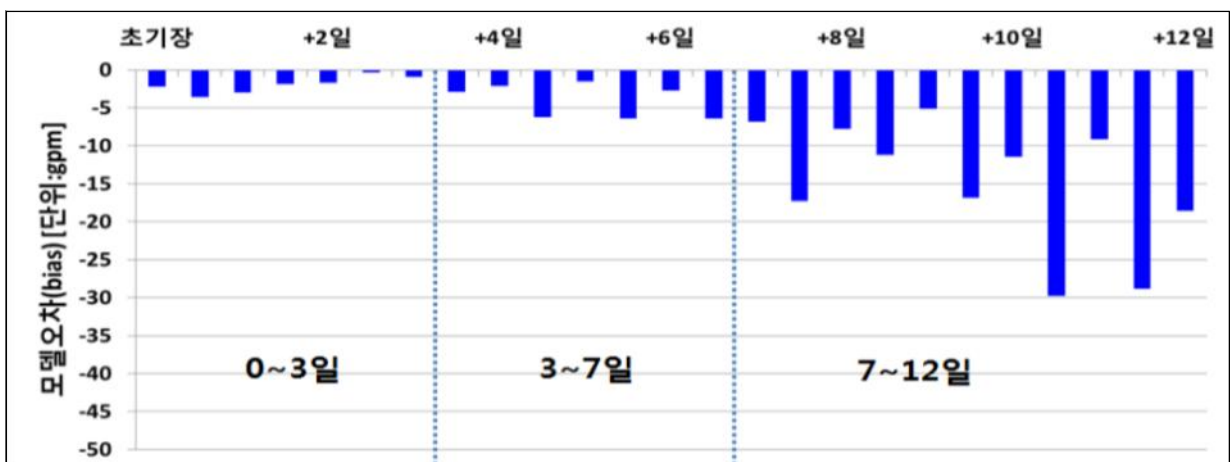


그림 5-6. 2018년 8월 200hPa 지위고도의 모델과 실황 오차(포항)

200hPa에서도 음의 bias를 보이긴 하지만 500hPa에서 3일 이후부터 10gpm 이상의 큰 편차를 보인 것과 달리 200hPa에서는 7일 이후부터 큰 편차가 나타나기 시작하였다. 특히 2018년 8월에는 티베트 고기압이 매우 크게 확장하여 200hPa에서 양의 아노말리가 컸던 점을 고려한다면 모델의 200hPa 지위고도 값은 500hPa 지위고도 값보다 신뢰할 수 있는 자료라 생각할 수 있다.

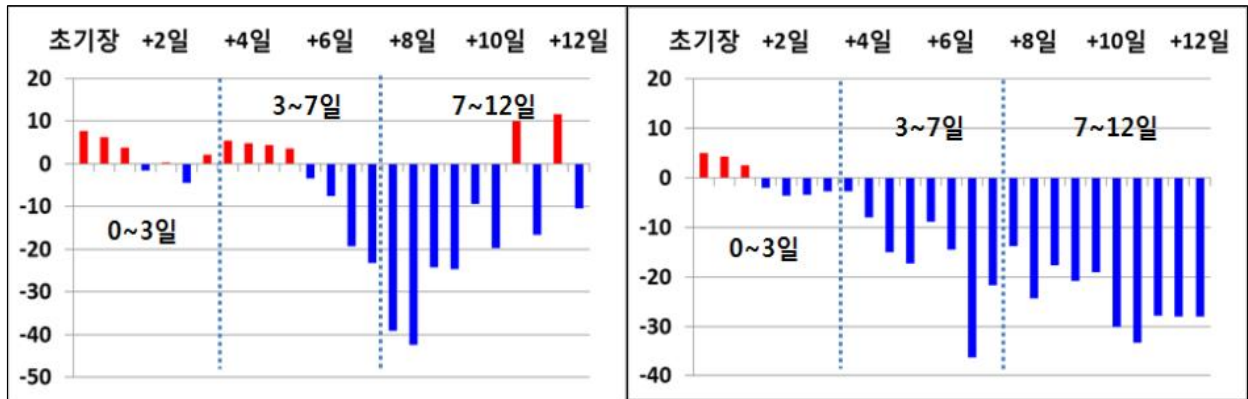


그림 5-7. 2017년 8월 상순 (좌) 200hPa과 (우) 500hPa의 지위고도 모델과 실험 오차(포항)

2017년도의 8월 상순(1~10일)까지의 모델과 실험 오차를 200hPa과 500hPa을 같이 살펴보면 앞서 언급했던 부분이 더 극적으로 나타난다. 200hPa의 경우 양과 음의 bias가 교대로 나타나다가 6일 예측부터 bias가 커지는 경향을 보였다. 반면에 500hPa의 경우 3일 예측부터 큰 음의 bias가 나타났다.

이것은 우리가 폭염 예측을 할 때, 모델상의 500hPa 지위고도 변화를 보고 중기예보를 접근한다면 위험 할 수 있음을 시사한다. 실제로 2016년, 2018년 중기예보 자료에서 실제 기온이 높게 나타나지만 모델에서는 계속해서 기온을 낮추려는 경향성을 보였다. 따라서 8월에 실제 폭염에 큰 기인을 하는 200hPa의 자료로 폭염의 임계값을 구하고, 그것을 토대로 폭염 중기예보를 한다면 더 좋은 방법일 것이다.

Key Point

1. 우리나라 폭염에 영향을 주는 기단은 북태평양 고기압과 티베트 고기압이며 폭염 초기에는 북태평양 고기압, 후기에는 티베트 고기압의 영향을 많이 받음
2. 지구온난화와 더불어 티베트 고기압 또한 점차 강화되는 추세에 따라 한반도 폭염이 강화되고 있음
3. 여름철 모델의 지위고도 예측 bias는 500hPa보다 200hPa에서 작게 나타남

5. 3 폭염 예측 방법

5. 3. 1 폭염 시작 단계에서의 임계값

앞 절에서 200hPa의 모델장으로 폭염을 예측하는 것이 더 타당하다는 것을 확인하였다. 물론 기온은 하늘상태, 하층바람, 습도 등 여러 가지 변수가 작용하기 때문에 200hPa과 1:1로 대응을 시킬 수는 없다. 따라서 그 경향성과, 폭염을 달성하거나 해소될 최소한의 임계값을 통계적으로 접근해 보았다.

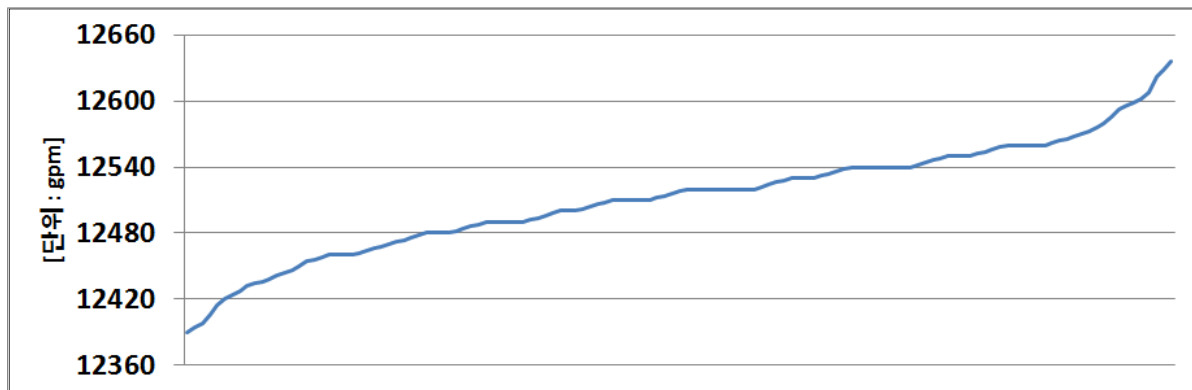


그림 5-8. 2000~2018년간 7~8월에 서울에 33°C가 넘는 날의 200hPa 지위고도

2000~2018년간 7~8월동안 서울에 33°C가 넘는 날의 200hPa 지위고도를 살펴보았다. 낮은 고도부터 오름차순으로 정렬한 자료이며, 최솟값은 12380gpm, 최댓값은 12640gpm이다. 이를 정규분포로 환산하면 아래와 같은 그림이 나온다.

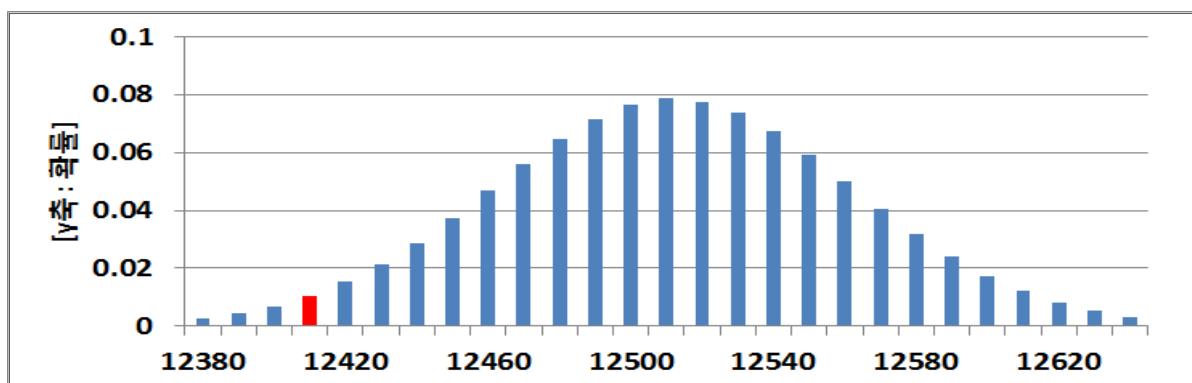


그림 5-9. 2000~2018년간 7~8월에 서울에 33°C가 넘는 날 200hPa 지위고도의 분포

200hPa 지위고도의 평균(mean)은 12510gpm이고 σ (표준편차)는 50.1로, 2σ 구간 (95% 확률구간)은 12410~12610gpm이 된다. 우리는 33°C가 넘는 최소한의 임계값을 생각해야 하므로, **12410gpm은 넘어야 33°C가 넘는 95%의 확률에 포함된다고** 이해할 수 있다. 즉 다시 말해서 서울에 폭염특보가 나기 위해서 200hPa의 고도가 최소한 12410gpm 이상이어야 한다.

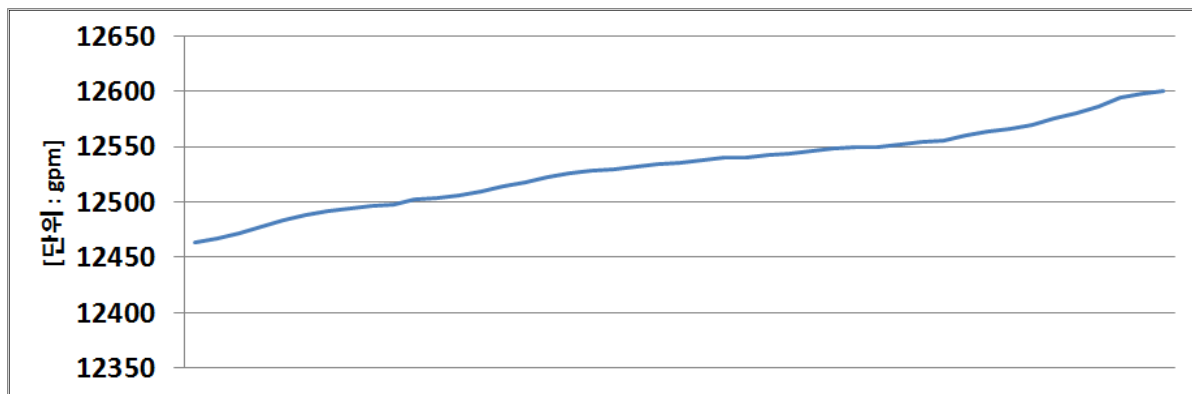


그림 5-10. 2000~2018년간 7~8월에 서울에 35°C가 넘는 날의 200hPa 지위고도

같은 방식으로 35°C가 넘는 경우도 생각 해 볼 수 있다. 2000~2018년간 7~8월동안 서울에 35°C가 넘는 날의 200hPa 지위고도는 그림 5-10과 같이 나타나며, 최솟값은 12460gpm, 최댓값은 12610gpm이다.

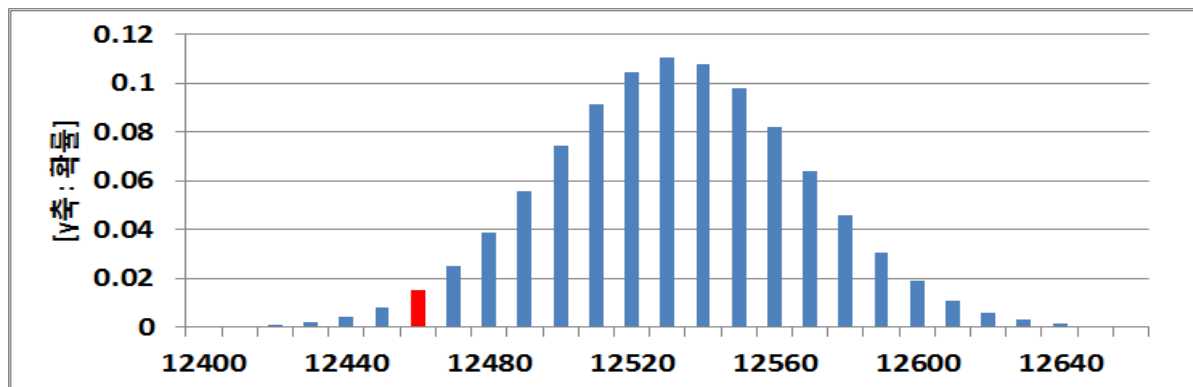


그림 5-11. 2000~2018년간 8월에 서울에 35°C가 넘는 날 200hPa 지위고도의 분포

통계적으로 200hPa 지위고도의 평균(mean)은 12530gpm이고 σ (표준편차)는 36.1이다. 따라서 2σ 구간(95% 확률구간)은 12460~12600gpm이 된다. 앞서 결과와 마찬가지로 우리는 35°C가 넘는 최소한의 임계값을 생각해야 하므로, **12460gpm은 넘어야 35°C가 넘는 95%의 확률에 포함된다고** 이해할 수 있다. 다시 말해 서울에 폭염경보가 발생하기 위해서는 200hPa고도가 최소한 12460gpm이상을 기록하여야 한다는 의미를 가진다.

5. 3. 2 폭염 종료 단계에서의 임계값

폭염 시작 단계와 마찬가지로 폭염 종료 단계에서도 200hPa와 최고기온과의 관계를 이용하면 된다. 즉 앞서 이야기 하였던 12410gpm고도 이하로 떨어지게 되면 폭염의 종료의 단계로 간다는 의미이다.

그런데 폭염이 종료 될 때 200hPa의 온도보다 하층 고도의 기온이 약간 먼저 떨어지는 특성을 보인다.

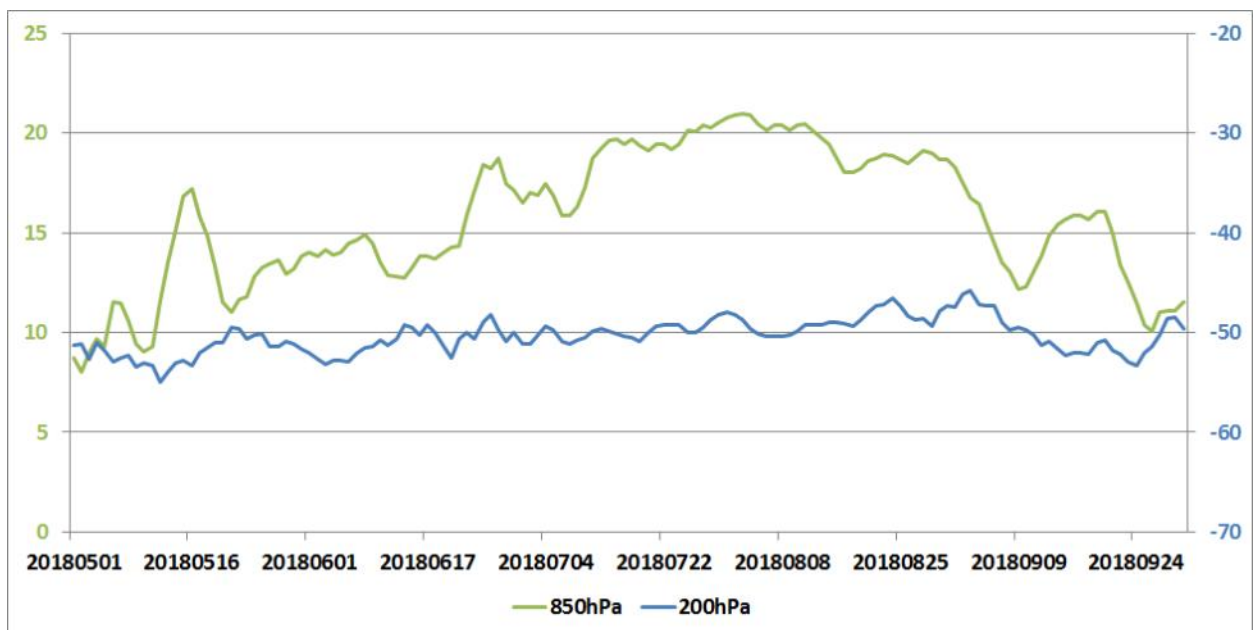


그림 5-12. 2018년도 광주 850hPa과 200hPa 기온 분포

위 그림은 2018년도 5~9월 200hPa과 850hPa의 기온 분포이다. 8월 하순 분포를 보면 200hPa보다 850hPa이 먼저 하강하고 하루, 이틀 뒤따라서 200hPa의 고도장이 하강하는 것을 볼 수 있다. 그 이유는 한기가 남하할 때 더 낮은 고도로 침투하고, 뒤 따라서 전체적인 층후가 낮아지기 때문이다. 그러므로 폭염이 종료될 때는 200hPa의 고도장 추세와 함께 850hPa의 기온도 잘 살펴보아야 한다.

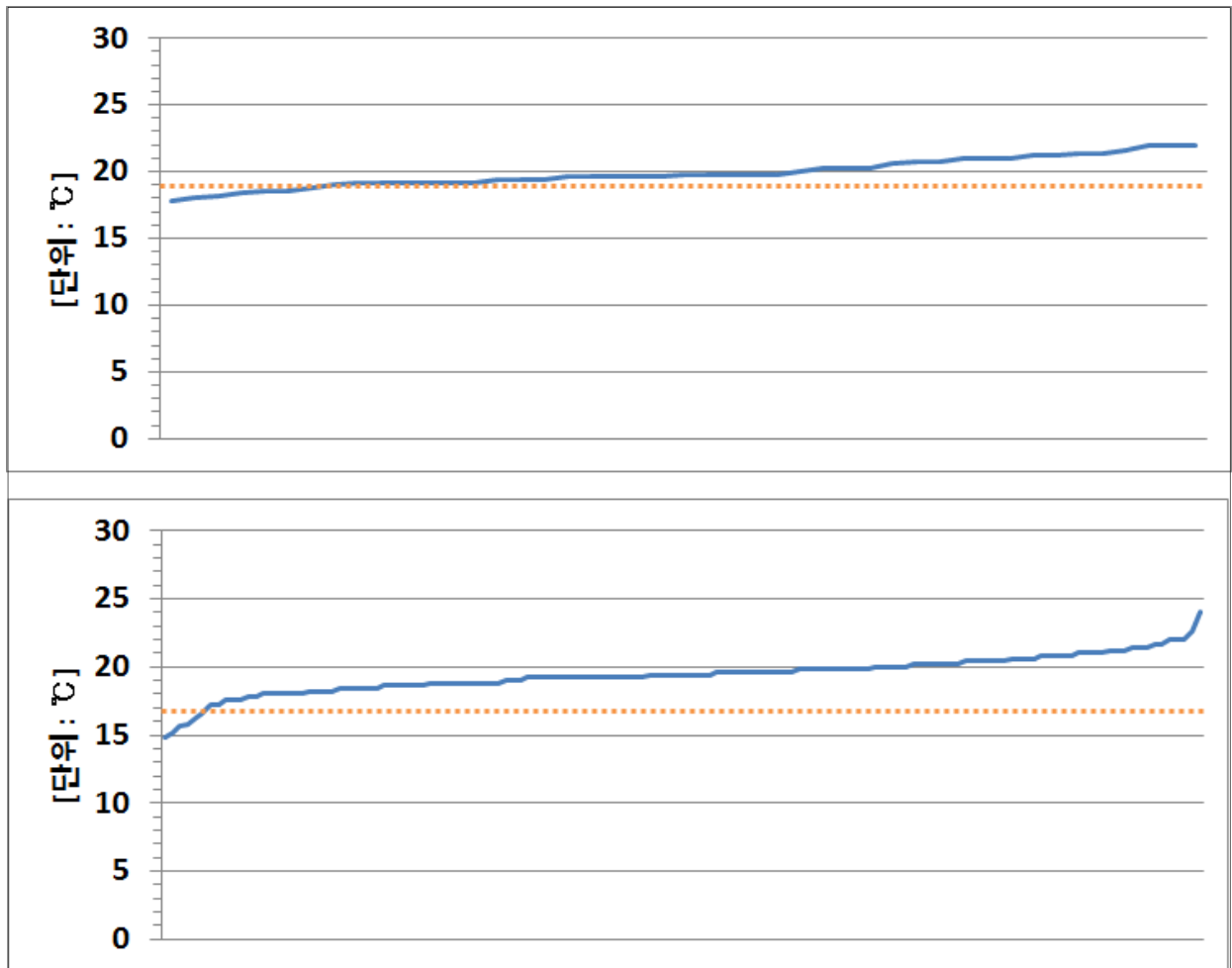


그림 5-13. 2002~2018년 6~9월 서울 기온이 (위) 35°C, (아래) 33°C 이상일 때 850hPa 기온 분포

서울의 기온이 33°C와 35°C 이상이었던 날의 850hPa 기온을 오름차순으로 나열해 보았다. 33°C 이상일 경우, 850hPa의 최솟값은 15°C였고 17°C 이상인 경우가 대부분이었다. 35°C 이상인 경우는 850hPa의 최솟값은 18°C였고, 19°C 이상인 경우가 대부분이었다. 이것을 폭염의 종료와 연계하여 본다면 850hPa의 기온이 19°C 이하인 경우는 폭염경보 종료, 17°C 이하인 경우는 폭염이 종료 된다고 볼 수 있다.

5. 3. 3 폭염 종료 단계 기압패턴 사례분석

앞 절에서 통계적으로 폭염의 시작과 종료를 살펴보았다. 이번 절에서는 폭염이 종료될 때 개별 사례분석을 통해서 기상특성과 패턴을 알아보고자 한다. 티베트 고기압이 매우 강하게 팽창되어 있는 경우, 기단이 무너지기 위해서는 고위도에서 찬 공기가 남하하여 대기를 혼합해줘야 한다. 2016년과 2018년의 사례로 상황을 살펴보겠다.

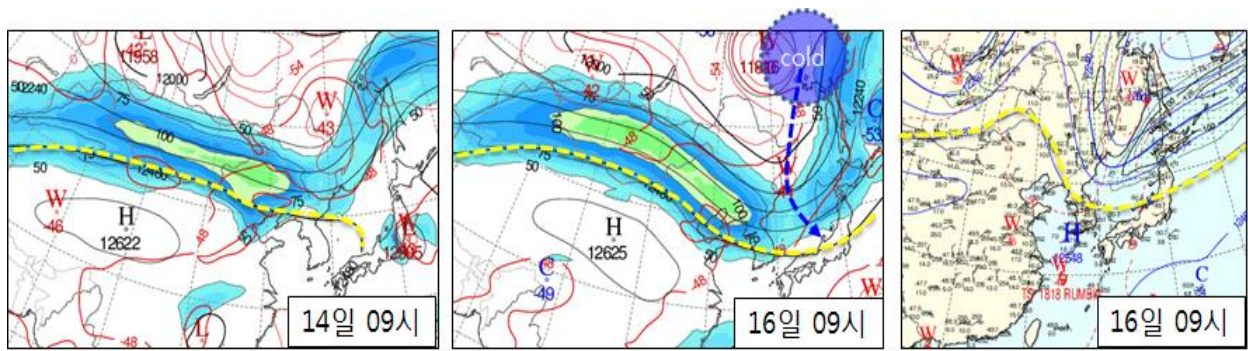


그림 5-14. 2016년 8월 12일 발표된 (좌) 14일 09시, (중) 16일 09시의 200hPa 지위고도 예측장, (우) 16일 09시의 분석일기도

위 그림은 2016년 8월 16일 폭염 종료를 예상하였지만 고온 현상이 지속되었던 사례이다. 12일 모델에서 200hPa 지위고도를 예측한 자료를 보면, 14일에 200hPa 12480gpm선이 북위 40도에 위치하는 형태를 보이고 있다. 16일에는 고도장이 하락하는 형태를 보이는데, 이는 500hPa에서 한반도 북동쪽에서 한기덩어리가 내려오기 때문으로 보인다. 그러나 실제 분석일기도를 보면 한기가 동쪽으로 치우쳐졌기 때문에 200hPa 지위고도는 낮아지지 않았고, 그로 인하여 16일 이후 기온이 높게 유지 되었다.

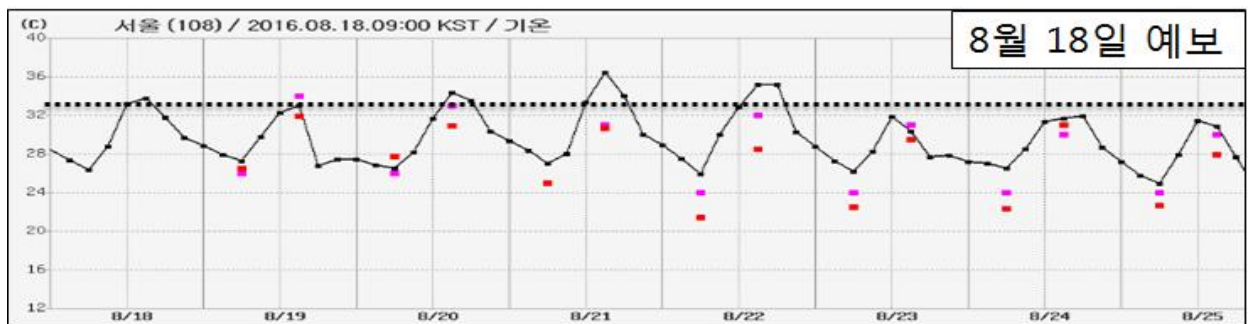


그림 5-15. 2016년 8월 18일 기온예측과 실황자료
(검은색: 관측자료, 분홍 점: 예보관 예측, 빨간 점: 모델 예측자료)

위 그림은 2016년도 8월 18일 기온예측과 실황자료이다. 모델에서는 21일부터 폭염이 종료되는 것으로 예측했지만 실제 관측에서는 폭염경보 기준을 넘을 정도로 기온이 매우 높게 올랐다.

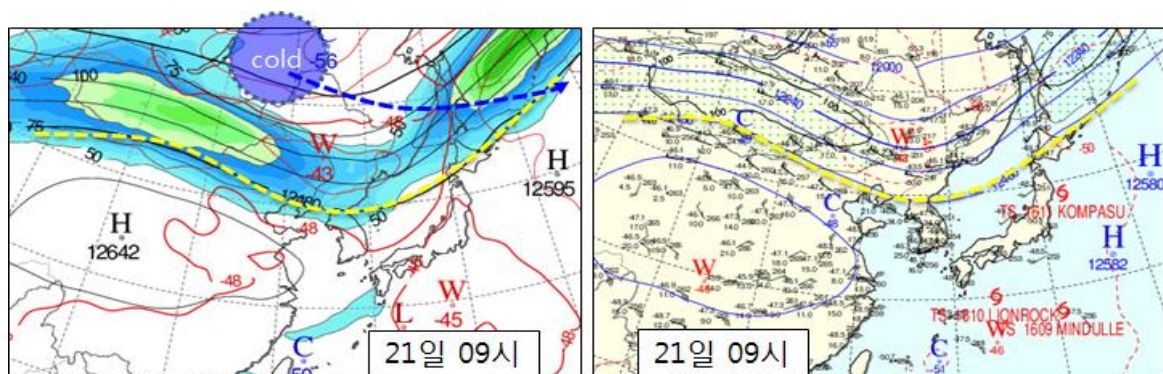


그림 5-16. 2016년 8월 21일 09시 200hPa (좌) 예측장(18일 발표), (우) 분석장

21일 예측장을 보면 200hPa의 12480gpm선이 여전히 북위 40도 이상에 위치하고 500hPa에서도 한기덩어리가 주로 서에서 동으로 움직이는 모습을 보였다. 결국 실제 분석장에서도 고도는 하강하지 않았다.

위 두 예측시점, 14일과 18일은 폭염종료 예측이 빗나간 예보시점이었다. 다음은 실제 폭염이 종료되었던 시점의 모델예측과 실황전개를 살펴보겠다. 그림 5-17은 2016년 8월 23일 모델의 예측자료이다. 폭염은 26일 종료되었고, 그 전 상황을 살피기 위하여 24일과 25일을 타겟으로 200hPa(위)와 500hPa(아래)의 예측자료를 살펴보았다. 24일에 200hPa의 12480gpm선이 여전히 북위 40도에 위치하지만 바이칼호 북서쪽으로 큰 규모의 한기가 위치하고 있다. 또한 500hPa에서도 동서로 폭넓은 한기가 북위 50도에 위치하고 있다. 그리고 25일에는 500hPa에서 폭넓은 한기가 북에서 남으로 이동하는 모양새를 보이고 있다. 결론적으로 큰 규모의 한기가 골의 후면을 따라 강하게 남하하는 형태를 보여야 폭염이 종료된다.

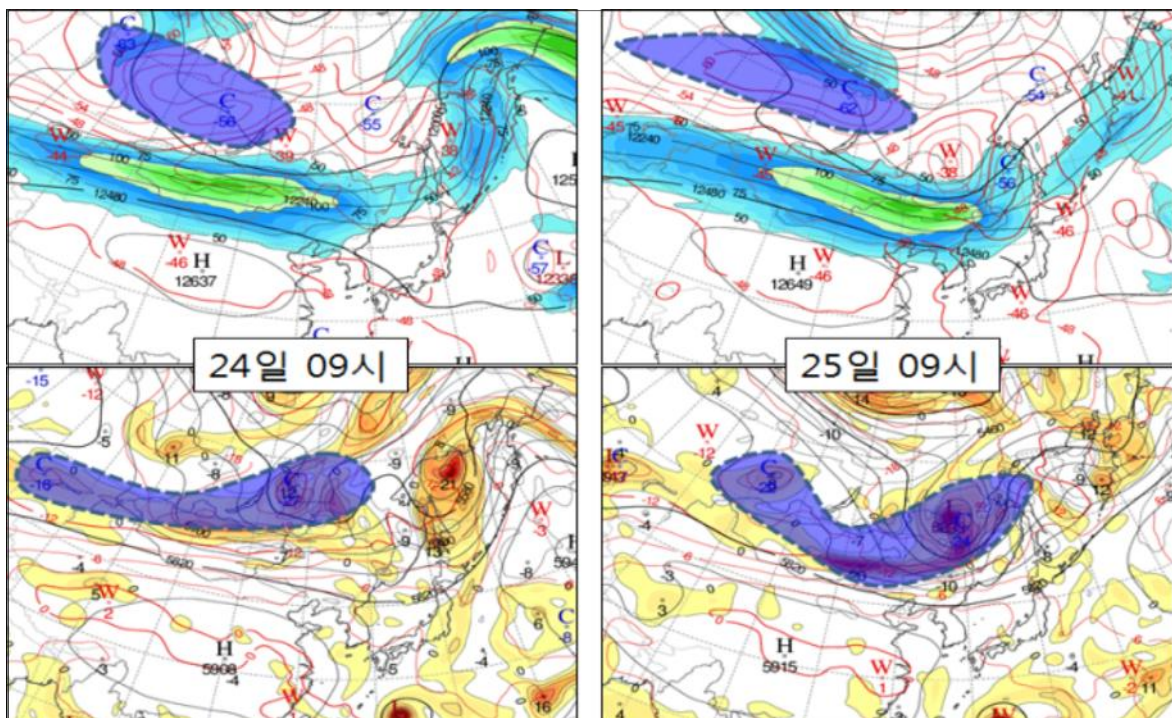


그림 5-17. 2016년 8월 23일 발표된 24일, 25일 09시의 (위) 200hPa, (아래) 500hPa 예측장

다음은 2018년도 사례이다.

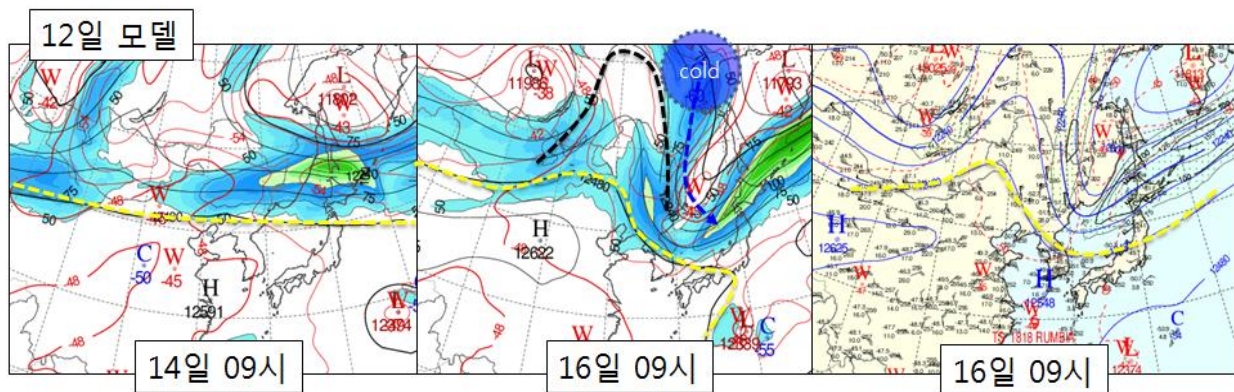


그림 5-18. 2018년 8월 12일에 발표된 (좌) 14일 09시, (중) 16일 09시의 200hPa 지위고도 예측장, (우) 16일 09시의 분석일기도

그림 5-18은 2018년 8월 12일 모델이 예측하였던 14일과 16일 타겟의 일기도이다. 2016년 8월 14일 예측장과 비슷하게 200hPa의 12480gpm선이 북위 40도 인근에 위치하고 있으며 500hPa 한기는 우리나라 북서쪽에서 동쪽으로, 즉 한기가 동쪽으로 치우쳐져 남하하는 형태를 보이고 있다.

서울을 기준으로 모델에서는 16일의 기온을 30도 이하로 예측하였지만 실제 관측에서는 35도에 육박하는 기온을 보였다. 2016년도의 사례를 교훈삼아 실제 예보도 35도를 발표하여 잘 맞았던 사례였다.

다만 2018년의 폭염은 태풍과 맞물리면서 종료되었다. 앞서 우리나라 북서쪽에서부터 한기가 남하하는 것이 폭염종료에서 중요하다고 하였다. 그러나 2018년에는 태풍 룬비아, 솔릭이 우리나라 서쪽에서 연달아 올라오면서 중위도 상층기압골과 합류하였고, 그 후면으로 한기를 끌어 내리며 폭염이 종료되었다.

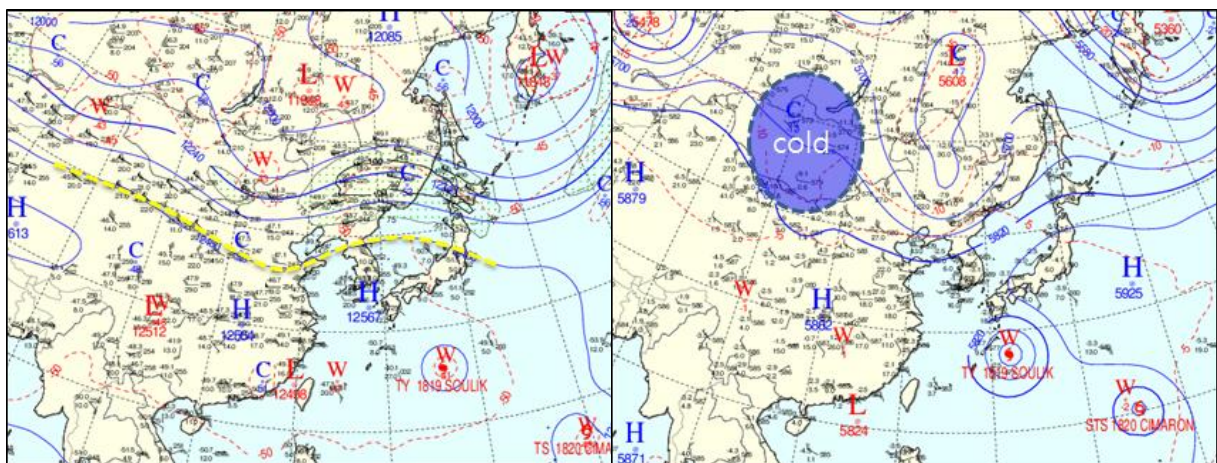


그림 5-19. 2018년 8월 20일 09시의 (좌) 200hPa, (우) 500hPa 분석일기도

결론적으로 폭염이 종료되기 위해서는 패턴에 따라 200hPa의 고도장이 무너지는 것이 중요한데, 우리나라 북쪽에서 내려오는 한기는 주로 일본쪽의 고도장을 낮추기 때문에 우리나라 폭염종료에 영향을 주기 어렵고, 우리나라 북서쪽, 몽골인근에서 광범위한 한기가 남하할 때 비로소 200hPa의 고도장이 무너지면서 폭염이 종료된다.

Key Point

1. 폭염 시작단계의 200hPa 지위고도는 최소 12420gpm 이상, 평균적으로는 12510gpm 이상
2. 폭염 종료단계의 200hPa 지위고도는 최대 12550gpm 이하, 평균적으로는 12480gpm 이하
3. 티베트 고기압(12480gpm)이 무너지기 위해서는 우리나라 북서쪽에서 광범위한 한기가 남하해야 함

5. 4 극한의 기온(40℃이상)예측과 일교차 활용법

5. 4. 1 폭염 정보가 발표되기 위한 기본 조건

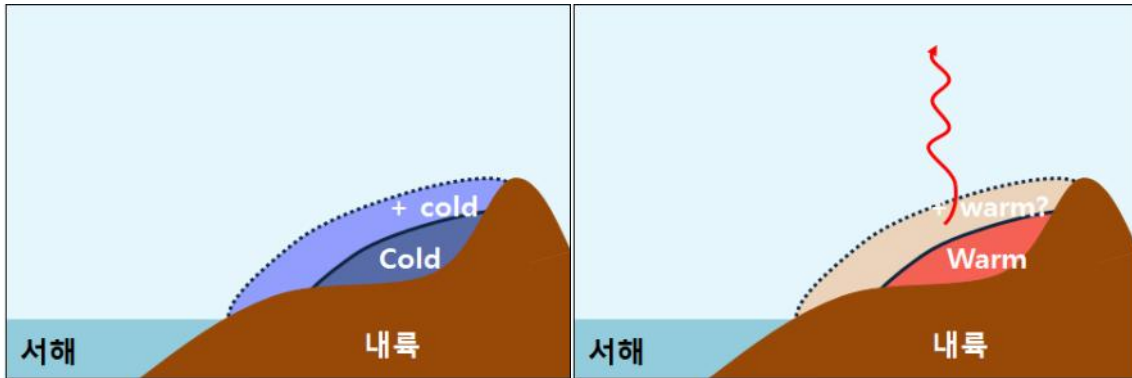


그림 5-20. (좌) 한파와 (우) 폭염의 모식도

그림 5-20(좌)와 같이 한파를 생각해보면, 사실상 지표 근처에는 무한하게 한기가 축적될 수 있다. 왜냐하면 찬 공기는 무겁기 때문에 중력의 방향과 일치하는 바닥으로 쌓일 수 있기 때문이다. 그러나 폭염의 경우는 조금 다르다. 오른쪽 그림과 같이 열적인 안정도만을 고려해 보면 따뜻한 공기는 가볍기 때문에 데워진 공기는 상부를 통해 열기가 빠져 나가게 된다. 따라서 보편적인 대기 상황을 고려한다면, 각 지점별로 올라갈 수 있는 기온의 한계점이 존재한다.

일반적인 대기 조건에서는 일사가 강하고, 850hPa의 기온이 높다고 하더라도 중부지방을 중심으로 기온이 40℃를 넘기가 거의 불가능한 이유이다.

그러나 따뜻한 고기압이 하층부터 상층까지 놓이게 된다면 역학적인 힘이 위에서 아래로 작용하면서 열기가 지면부근에 축적 될 수 있는 메커니즘을 보이게 된다.

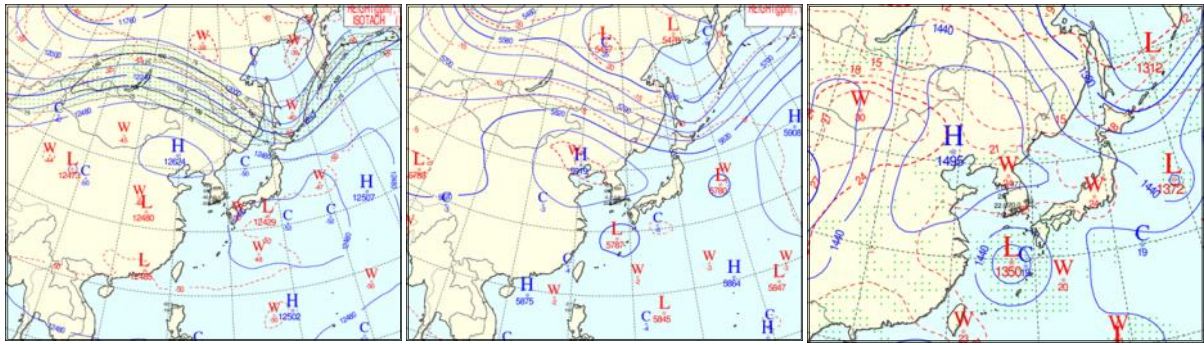


그림 5-21. 2018년 8월 1일 00UTC (좌) 200hPa, (중) 500hPa, (우) 850hPa 분석일기도

그림 5-21의 200hPa 일기도를 보면, 발해만 인근으로 고기압이 위치하고 있다. 이 상층부에서 고기압성 순환은 폭염과 관련성이 깊다고 앞서 언급하였다. 또한 500hPa와 850hPa를 보더라도 거의 같은 위치에 고기압이 위치되고 있는 것을 볼 수 있다. 추가적으로 북위 30도에 태풍이 위치하며 열기를 올려주는 형태를 보이고 있다. 수평과 연직을 동시에 고려해서 본다면 수평적으로는 열기공급이 한반도로 모여들고, 역학적으로는 고기압이 열을 가두면서 빠져나갈 수 없게 하는 구조이다.

이날은 서울의 낮 최고기온은 39.6°C로 역대 최고기온을 경신했던 날이었는데, 가장 가까운 지역인 오산의 단열선도를 보겠다(그림 5-22). 앞서 말한 고기압이 견고한 가운데, 하층의 기온선 기울기를 보면 건조단열선 보다는 더 누운 형태임을 볼 수 있다. 따라서 850hPa까지 열기가 혼합된 형태를 보이고 특히 지면 부근으로는 열이 갇히면서 기록적인 폭염을 기록 할 수 있었다.

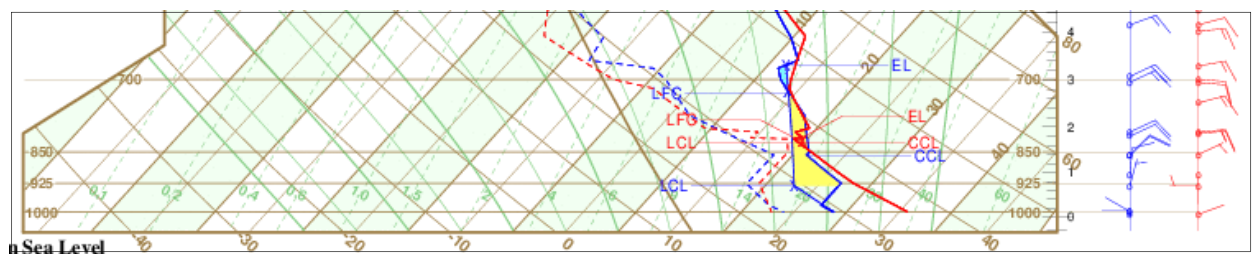


그림 5-22. 2018년 8월 1일 15시 오산 단열선도

Key Point

1. 40°C의 폭염이 발생하기 위해서는 아침최저기온이 30°C 내외에서 출발
2. 열기가 빠져나가지 못하도록 하층부터 200hPa까지 형성된 고기압이 필요함

5. 4. 2 일교차를 이용한 극한 폭염예보 방법

모델의 bias는 500hPa의 지위고도 뿐 아니라 MOS에서, 특히 여름철 최고기온의 예측에서 크게 나타난다.

서울					
발표/예보		7월 30일(월)		7월 31일(화)	
		예측	bias	예측	bias
관측		36.9		38.3	
7월 30일	18시			36.6	-1.7
	06시	35.7	-1.2	36.8	-1.5
7월 29일	18시	36	-0.9	37.1	-1.2
	06시	35.8	-1.1	36.7	-1.6
7월 28일	18시	35.7	-1.2	36.1	-2.2
	06시	35.4	-1.5	35.8	-2.5
7월 27일	18시	34.6	-2.3	35.7	-2.6
	06시	34.1	-2.8	35.2	-3.1
7월 26일	18시	35	-1.9	34.6	-3.7
	06시	34.5	-2.4	33.9	-4.4
7월 25일	18시	33.9	-3	33	-5.3
	06시	34	-2.9	33	-5.3
7월 24일	18시	33.2	-3.7	32.6	-5.7

그림 5-23. 서울 낮 최고기온의 MOS bias

대구					
발표/예보		7월 30일(월)		7월 31일(화)	
		예측	bias	예측	bias
관측		33		34.3	
7월 30일	18시			35.2	0.9
	06시	32.7	-0.3	34.6	0.3
7월 29일	18시	33.5	0.5	34.6	0.3
	06시	32.8	-0.2	34.2	-0.1
7월 28일	18시	32.3	-0.7	34	-0.3
	06시	32.6	-0.4	33.9	-0.4
7월 27일	18시	31.4	-1.6	33.4	-0.9
	06시	32	-1	33.4	-0.9
7월 26일	18시	31.7	-1.3	33.3	-1
	06시	31.5	-1.5	33.1	-1.2
7월 25일	18시	31	-2	33.3	-1
	06시	33.6	0.6	34.1	-0.2
7월 24일	18시	33.8	0.8	34.1	-0.2

그림 5-24. 대구 낮 최고기온의 MOS bias

MOS의 경우도 매월 기후값을 기초로 하여 통계적인 방식으로 예측되는 모델의 한 방식이기 때문에, 기후값에서 크게 벗어나는 예측 값을 잘 모의하지 못한다. 특히 2018년 여름동안을 보면 강한 폭염 속에서 MOS는 계속해서 최고기온 예측에서 음의 bias를 보였는데 단기예보기간(+2days)까지는 -2 ~ -1°C, 중기기간(+3 ~ +10days)은 -6 ~ -1°C의 큰 bias를 보였다. 각 지점마다 bias의 정도가 다르고 무더위를 유발하는 기단이 지배하고 있을 경우에는 기후값을 능가하는 기온이 예상되기 때문에 모델에서의 bias가 발생한다는 점을 반드시 고려하여야 한다.

반면에 여름철 최저기온의 bias는 어떨까? 낮 최고기온과는 반대로 최저기온의 MOS 예측 능력은 상당히 좋은 스코어를 보인다.

서울					
발표/예보		7월 30일(월)		7월 31일(화)	
		예측	bias	예측	bias
관측		26.2		27.8	
7월 30일	18시			26.4	-1.4
	06시			26.4	-1.4
7월 29일	18시	25.7	-0.5	26.4	-1.4
	06시	25.7	-0.5	26.1	-1.7
7월 28일	18시	25.5	-0.7	26.2	-1.6
	06시	25.5	-0.7	26	-1.8
7월 27일	18시	25.5	-0.7	26	-1.8
	06시	25.6	-0.6	25.6	-2.2
7월 26일	18시	25.4	-0.8	25.8	-2
	06시	25	-1.2	26	-1.8
7월 25일	18시	25.2	-1	25.6	-2.2
	06시	25.3	-0.9	25.5	-2.3
7월 24일	18시	24.8	-1.4	25.6	-2.2

그림 5-25. 서울 최저기온의 MOS bias

대구					
발표/예보		7월 30일(월)		7월 31일(화)	
		예측	bias	예측	bias
관측		25.4		24.3	
7월 30일	18시			25.4	1.1
	06시			25.6	1.3
7월 29일	18시	25.7	0.3	25.6	1.3
	06시	25.9	0.5	25.7	1.4
7월 28일	18시	25.3	-0.1	25.5	1.2
	06시	25.4	0	25.2	0.9
7월 27일	18시	25.3	-0.1	24.9	0.6
	06시	25.4	0	25	0.7
7월 26일	18시	25	-0.4	24.8	0.5
	06시	24.8	-0.6	24.6	0.3
7월 25일	18시	24.8	-0.6	24.8	0.5
	06시	25.1	-0.3	25.4	1.1
7월 24일	18시	24.8	-0.6	25.2	0.9

그림 5-26. 대구 최저기온의 MOS bias

그림 5-25와 그림 5-26을 보면 단기와 중기기간 모두 $-2 \sim -1^{\circ}\text{C}$ 이내의 bias만을 보인다. 낮 최고기온의 경우, bias가 일정하지 않기 때문에, 최저기온의 MOS 예측결과를 참고하여 일교차를 고려하면 극한 폭염의 예측에는 더 유용할 수 있다.

최저기온을 이용하여 폭염예보를 하기 위해서는 일교차에 대한 부분을 고려해야 한다. 일교차의 경우는 그 지역의 지형조건, 바다조건 등에 따라 달라진다. 먼저 서울의 일교차와 관련된 통계를 살펴보고자 한다.

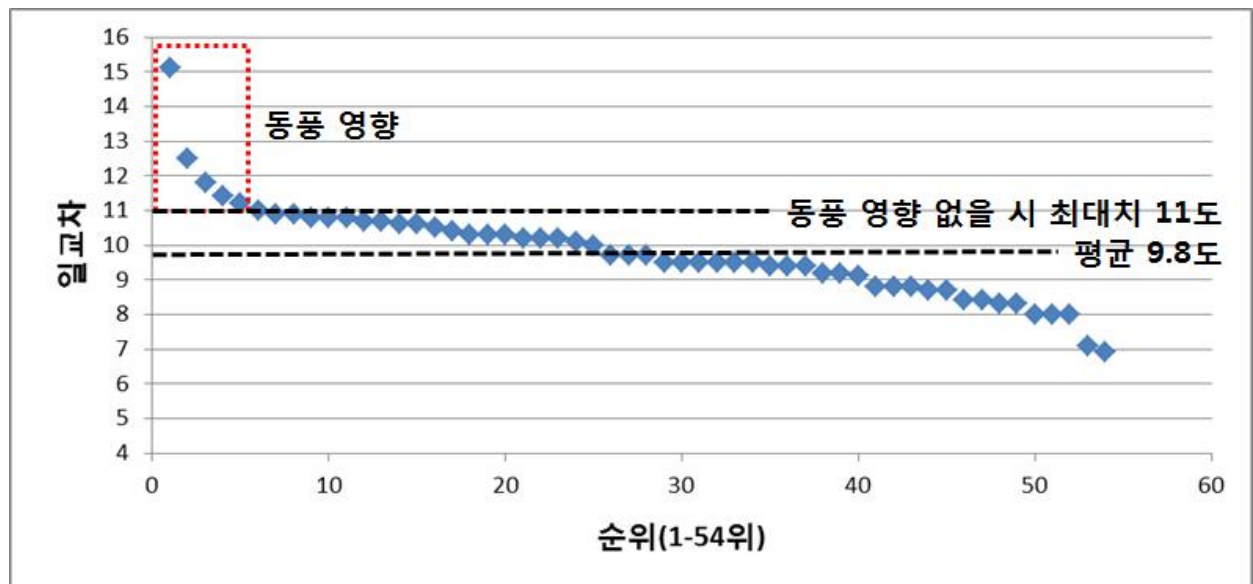


그림 5-27. 1981년부터 서울 기온이 35도 이상 기록한 날의 일교차 순위 분포

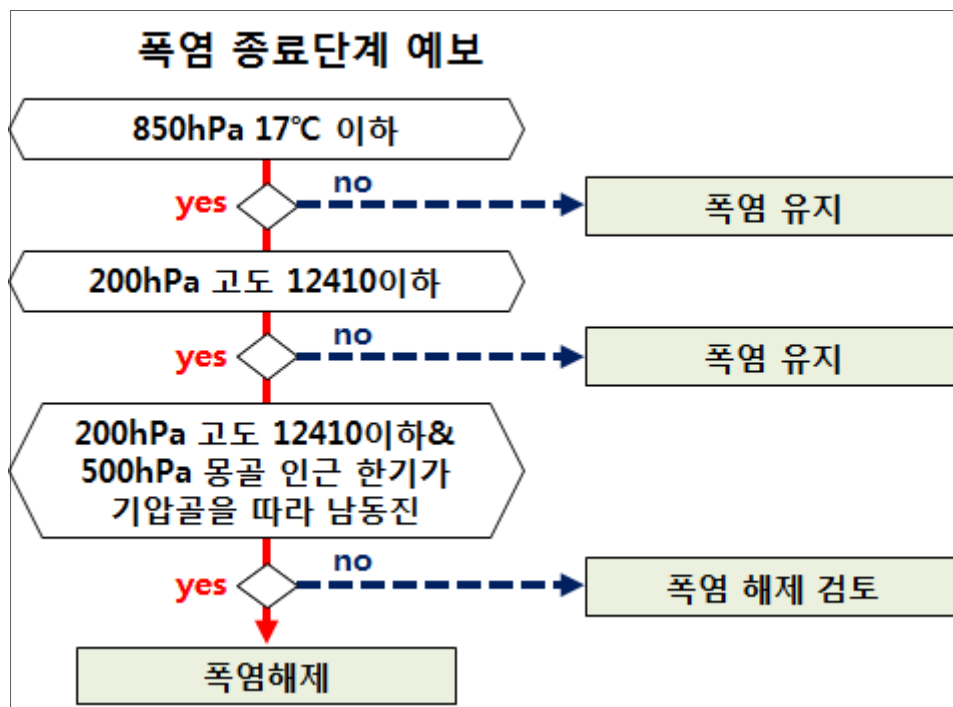
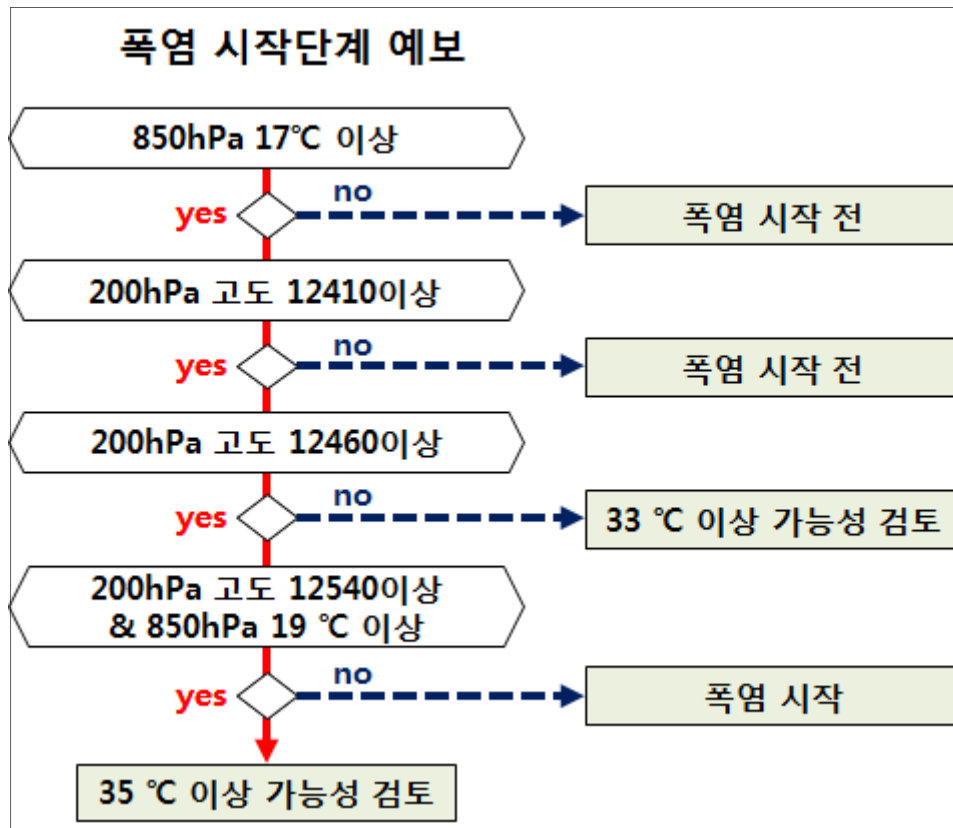
그림 5-27은 1981년부터 서울의 35도 이상인 날의 일교차를 나타낸 그래프이다. 전체 54건 중에서 일교차는 대부분 $9 \sim 11^{\circ}\text{C}$ 의 범주에 포함이 되었고, 평균은 9.8°C 였다. 서울의 경우 만약 동풍이 불게 되면 편현상에 의해 같은 조건에서 더 기온이 올라가게 되는데, 이러한 동풍의 지원이 없다면 일교차의 최대값은 약 11°C 가 된다. 다시 말하면, 동풍기류가 없다면 일교차는 최대 11°C 라고 고려하면 되는 것이다. 이와 같은 방식으로 수원은 최대 11.2°C , 이천은 최대 12.3°C , 대구는 최대 11.2°C 로 조사되었다.

이러한 방법을 이용하여 폭염기간에 낮 최고기온을 예보하면 특히 중기기온 예측에 큰 도움이 된다. 왜냐하면 비슷한 기단 내에서 최저기온의 날짜별 변화폭은 크지 않고 모델의 예측력도 좋아 최저기온 예측이 어렵지 않고, 일조시간이 비슷한 기간 내에서 일교차는 대체로 일정하기 때문이다. 이러한 방식을 이용하지 않고 중기기간 기온예보를 하게 되면, 예상보다 높은 낮 최고기온이 관측되면서 빗나간 예보를 하게 될 가능성이 매우 높다.

Key Point

1. 여름철 MOS의 기온예측은 최고기온보다 최저기온의 정확도가 높음
2. 폭염단계에서 일교차는 대체로 일정하다. 서울의 경우 약 9.8°C 를 보임

5. 5 폭염의 시작/종료단계 예보를 위한 플로우 차트



참고문헌

1. 기상청, 2017 : 이해하기 쉬운 날씨시리즈 - 북태평양고기압
2. 질병관리본부, 2018 : 2018 온열질환감시 결과 통계자료
3. James R. Holton, Gregory J.Hakim : An introduction to dynamic meteorology
4. 기상청, 2012 : 예보관 중급과정 훈련교재 - 대기물리

Contents

- 여름철 실황분석 가이드스
- 호우 분석 가이드스
- 일내 변화 특성을 고려한 여름철 강수 예보
- 장마의 초기단계, 종료단계 예보 방법
- 한반도 폭염의 원인과 예보 가이드스