발 간 등 록 번 호
11-1360000-100067-14

OPEN 공공누리 출처표시 상업용금지 변경금지 공공저작물 자유이용허락

지역특화 예보

Why? How!

7

2025. 6.

예 보 국
재해기상대응팀

ISBN 979-11-6988-573-7(95450)

CONTENTS

1. 충북 국지호우 메커니즘의 이해와 활용 ····· 1
1. 1. 국지성 호우의 선정 ····· 1
1. 2. 충북의 국지호우 발생 현황과 지리적 특성 ····· 1
1. 3. 국지호우의 발생 메커니즘 ····· 3
1. 4. 충북의 국지호우 유형과 특징 ····· 6
1. 5. 하층제트에 의한 충북 국지호우와 예측 ····· 9
1. 6. 건조공기의 남하와 중규모 수렴대 발달 ····· 17
1. 7. 강수대의 정체와 집중호우 ····· 19
1. 8. 충북 국지호우 발생 메커니즘 모식도 ····· 21
1. 9. 하층제트에 의한 호우의 수치모델 예측 성능 ····· 23
1. 10. 충북 국지호우 예보 판단 흐름도 ····· 25

2. 제주 동부지역 국지호우 개념 모델의 이해와 활용 ····· 29
2. 1. 제주 지역의 호우 특징과 통계분석 ····· 29
2. 2. 제주 동부지역 국지호우 메커니즘의 이해와 예보 가이던스 ····· 37

3. 부산 지역 집중호우 개념 모델의 이해와 활용 ····· 55
3. 1. 부산 지역의 호우 특징 ····· 55
3. 2. 부산 지역의 호우 메커니즘 이해 ····· 58
3. 3. 부산 지역 호우 사전분석 절차 ····· 68

4. 남해동부해상 중규모저기압 발생 시 대구지역 강수 메커니즘 이해 ····· 73
4. 1. 남해동부해상 중규모저기압 발생 시 대구지역 강설 발생원인 ····· 73
4. 2. 남해동부해상 중규모저기압 발생 시 대구지역 강설 예보 판단 흐름도 ····· 79

5. 아산만 효과에 의한 충청내륙 국지 강설 예보 ····· 83
5. 1. 아산만 효과에 의한 해기차 강설 정의 ····· 83
5. 2. 아산만 효과 발생 메커니즘 ····· 84
5. 3. 바람 및 육풍 조건 ····· 86
5. 4. 강설 구역 분류 ····· 91
5. 5. 강설 포텐셜 판단 ····· 92
5. 6. 국지모델의 활용 ····· 98
5. 7. 적설 및 대설 판단 흐름도 ····· 101

6. 호수 효과에 의한 서울 강설 예보 ····· 104
6. 1. 호수 효과에 의한 기본 강설 메커니즘 ····· 105
6. 2. 서울로 유입되는 호수 효과에 의한 강설 메커니즘 ····· 105
6. 3. 해기차 조건과 강설 발생 ····· 109
6. 4. 풍향 조건과 적설 판단 ····· 110
6. 5. 서울 해기차 강설 사례 목록 ····· 114
6. 6. 적설 판단을 위한 플로 차트 ····· 115

지역특화 예보

1. 충북 국지호우 메커니즘의 이해와 활용

1. 충북 국지호우 메커니즘의 이해와 활용

Why?

충청북도는 한반도에서 유일하게 해양과 접하지 않은 내륙 지역이다. 이러한 충청북도에 발생하는 국지성 호우(60㎜/h 이상)는 어떠한 과정으로 발생하는지 메커니즘을 이해하고, 예보에 어떻게 활용할 수 있을지 가이던스를 제시하고자 한다.

1. 1. 국지성 호우의 선정

최근 들어 긴 시간 지속적인 강수보다 짧은 시간 강한 강수에 의한 호우 피해가 잦아지고 있으며, 이에 따라 호우 특보의 기준도 12시간 강수량 기준에서 6시간 기준으로 변경, 다시 최근에 3시간 기준으로 변경되었다. 일본의 경우 1시간 강수량도 호우 특보의 기준으로 삼고 있어, 누적강수량이 적더라도 짧은 시간에 내리는 강한 강수는 위험성이 크다는 것을 알 수 있다.

인명 피해를 남겼던 2017년 7월 16일 청주 호우 사례에서 청주에 시간당 91.8㎜의 강한 강도의 강수가 내렸다. 2019년 9월 5일에는 청주에 일 강수량이 50.4㎜로 호우로 보기는 어려운 누적강수량이 기록됐으나, 시간당 강수량이 48.0㎜로 짧은 시간에 강한 비가 내리면서 이날 하천이 갑자기 불어나 인명 피해가 발생하였다.

기존의 호우 가이던스나 연구들은 누적강수량이 많았던 사례들을 통한 연구가 주를 이루었기 때문에 최근 발생하는 짧은 시간에 강한 강수형태로 나타나는 국지성 호우를 설명하기에는 한계가 있다고 할 수 있다. 따라서 본 가이던스에서는 이와 같은 추세를 반영하여, 국지성 호우의 기준을 1시간 강수량이 60㎜ 이상인 사례로 선정하여 조사하였다.

1. 2. 충북의 국지호우 발생 현황과 지리적 특성

충북 지역의 국지성 호우 사례를 수집하기 위해 1997~2019년 23년간의 충청도 관할 ASOS와 AWS 71개 지점(충남 44개/충북 27개)에서 시간당 60㎜ 이상을 기록한 사례를 조사하였다. 사례는 충청도 전체에서 총 235건으로 나타났으며, 충남은 171건, 충북은 64건으로 나타났다. 그림 1-1은 충청도 71개 각 지점에 시간당 60㎜ 이상 발생 건수를 지도에 표시한 것으로 원의 크기는 건수의 크기에 비례하며, 건수는 원 안의 숫자로 표시하였다.

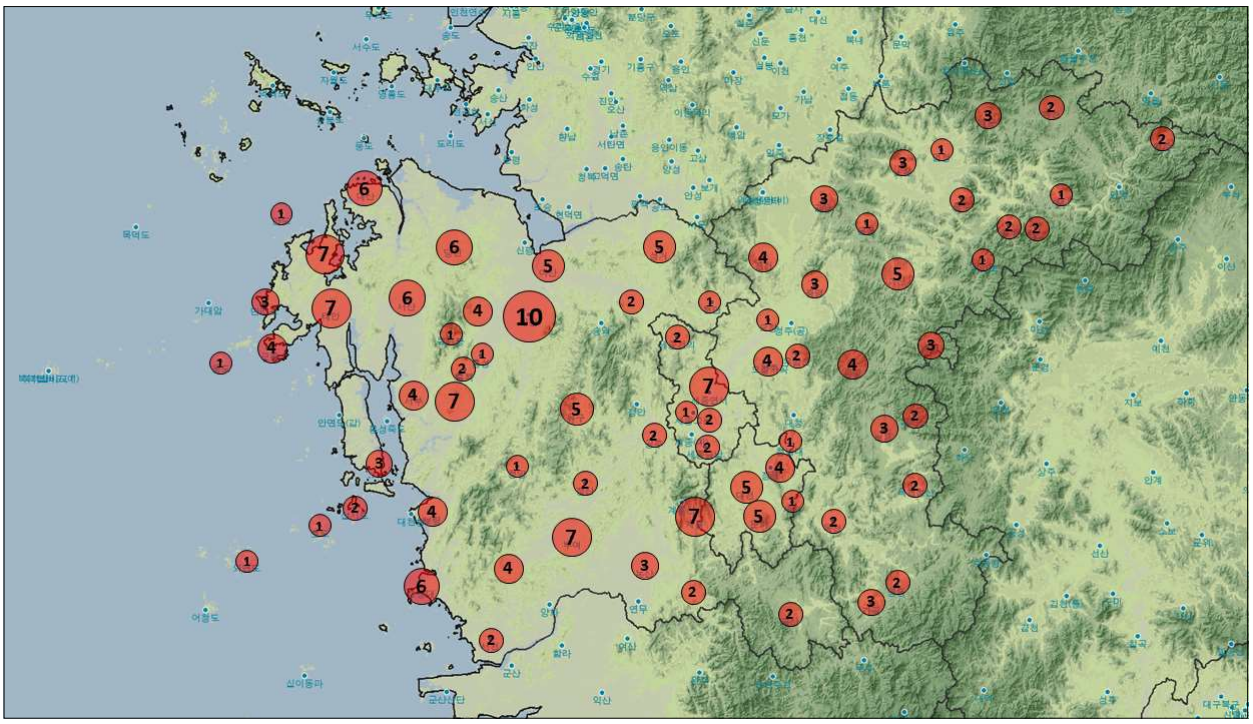


그림 1-1. 충청도 관할 1997~2019년 ASOS와 AWS 지점의 60㎜/h 이상 강수 발생 건수 분포도
(각 지점의 원의 크기는 건수의 크기에 비례하며, 건수는 원 안의 숫자로 표시함)

분포도를 보면 뚜렷하게 충남에 발생 건수가 많은 것으로 나타나며, 상대적으로 충북은 건수가 적은 것을 알 수 있다. 특히, 충북은 괴산의 5건을 제외하고는 모두 5건 미만의 빈도를 보여주고 있어, 국지성 호우의 발생이 흔하지 않은 지역임을 알 수 있다. 이는 충남은 서해상에서부터 수증기가 직접 공급되는 지역이므로 호우 발생에 유리한 지리적 위치에 있지만, 충북은 한반도에서 유일하게 해양에 접하지 않은 내륙지역으로 수증기 공급에 불리한 것이 근본적인 원인이라고 할 수 있다.

그림 1-2를 보면 충북은 차령산맥과 소백산맥에 둘러싸여 고립된 지리적 위치에 있다. 만약 그림 1-2의 노란색 화살표와 같이 대기 하층으로 서해상에서 다량의 수증기를 머금은 공기가 남서풍을 타고 유입되는 경우 충남은 산맥의 방해 없이 대부분 지역으로 수증기가 유입될 수 있는 조건을 갖춘 데 반해, 충북은 동쪽이 험준한 소백산맥으로 가로막혀 있기 때문에 청주를 포함한 중서부 지역으로만 수증기가 유입될 수 있는 상황임을 알 수 있다. 그림 1-1에서 살펴본 60㎜/h 이상 발생 건수 중 5건 이상인 지점만 그림 1-2에 중첩하여 나타내면 남서풍의 화살표가 유입되는 지역을 중심으로 지점들이 분포하고 있는 것을 알 수 있는데, 이러한 특징들은 지리적인 위치와 지형적인 영향이 반영된 결과라고 볼 수 있다.

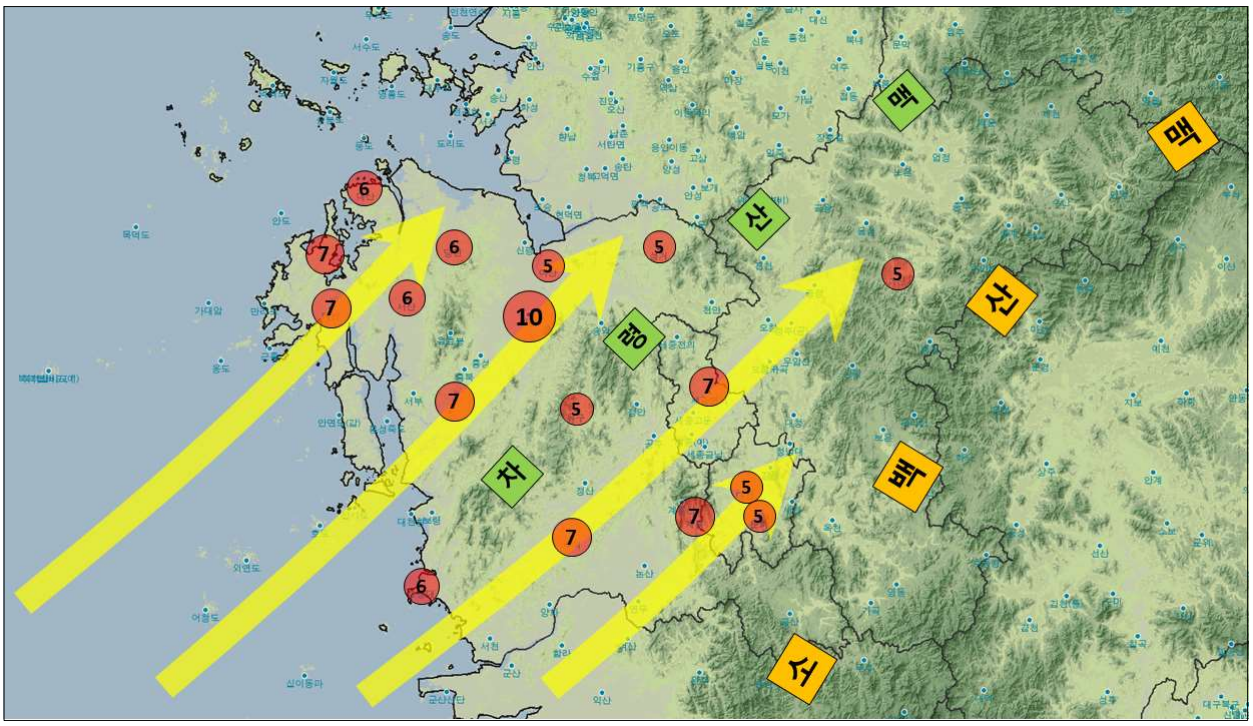


그림 1-2. 충청도 관할 1997~2019년 ASOS와 AWS 60㎜/h 이상 강수 발생 지점 중 5건 이상 분포도
(노란색 화살표: 차령산맥과 소백산맥의 위치를 고려한 남서풍 유입 경로)

1. 3. 국지호우의 발생 메커니즘

국지성 호우의 메커니즘을 이해하고 예보에 활용하기 위해서는 먼저 시간당 60㎜ 이상의 강도는 어떠한 상황에서 어떠한 형태로 발생하는지 이해하는 것이 중요하다. 앞서 조사했던 1997~2019년 235건의 1시간 강수 60㎜ 이상 충청도 호우 사례들에서 대부분이 뇌전을 동반한 깊은 대류의 형태로 비구름이 발달하여 영향을 주었다. 2017년 7월 16일 청주 호우 사례인 그림 1-3의 위성 영상과 레이더 영상에 나타난 것처럼 넓은 지역에 걸쳐 전선성 강수가 내리는 형태가 아닌 좁은 지역에 중규모의 대류성 강수계가 발달한 형태로 나타났다. 위성에서 대류운의 운정온도는 -60℃ 이하로 대류권계면 부근까지 높게 발달한 특징을 보였고, 레이더 영상에서도 좁은 띠 형태의 발달한 대류셀의 모습으로 나타났다.

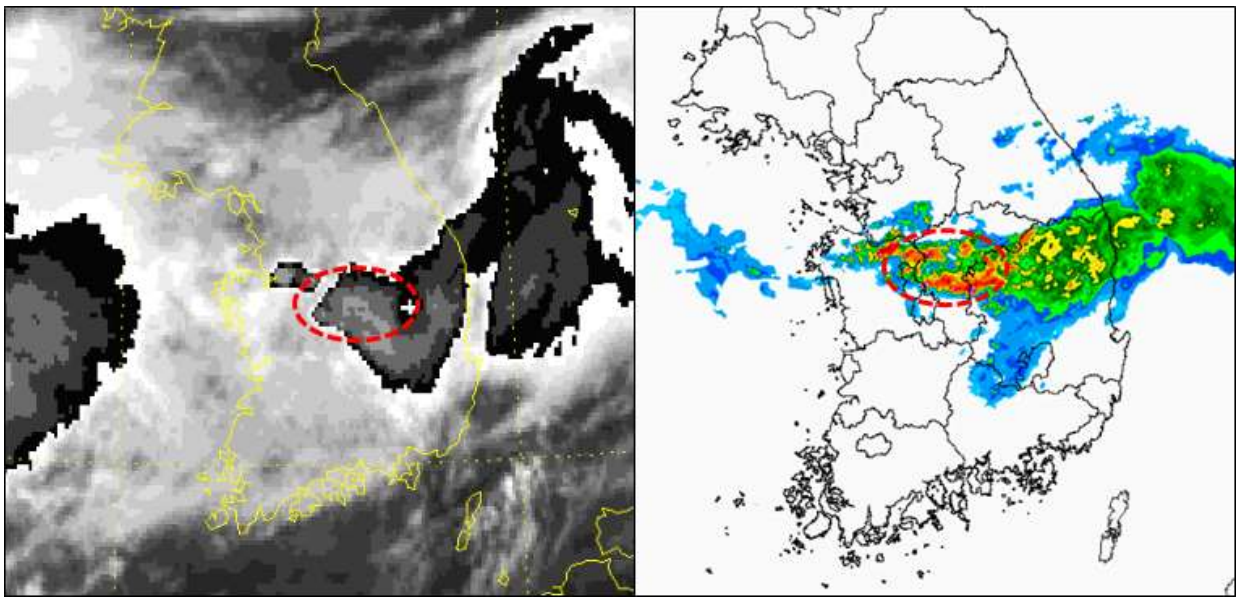


그림 1-3. 2017년 7월 16일 09시 (좌) 천리안 위성 적외강조영상, (우) 레이더 합성 영상

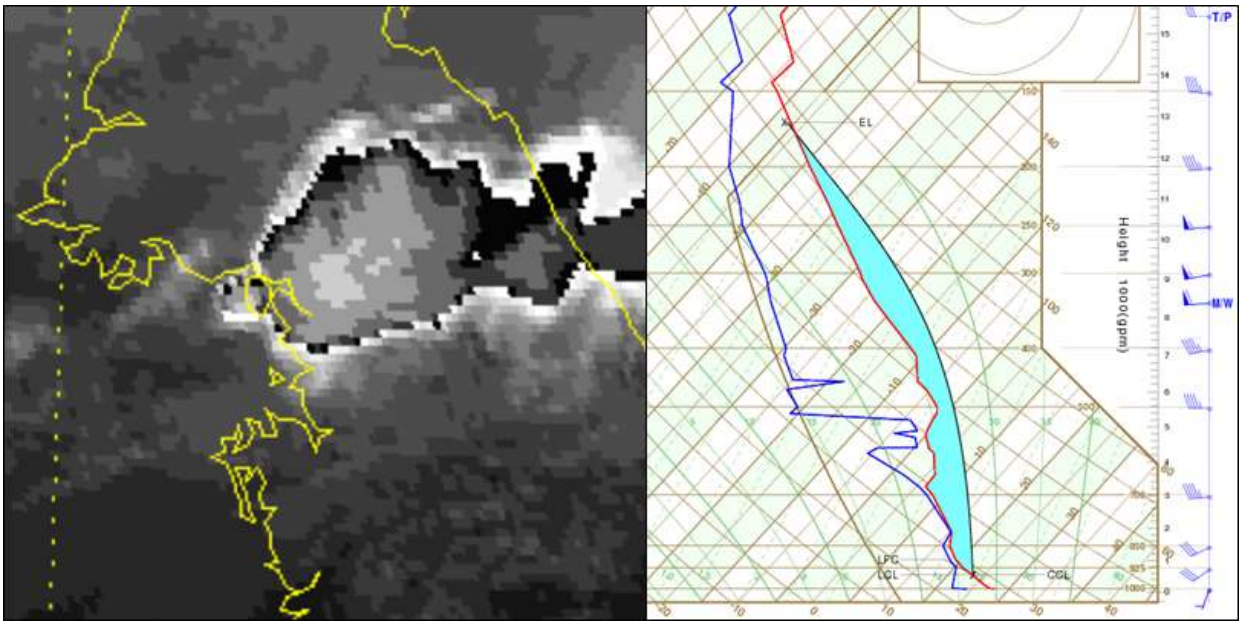


그림 1-4. 2010년 9월 21일 15시 (좌) MTSAT 위성 적외강조영상, (우) 오산 단열선도

그림 1-4는 2010년 9월 21일 15시 서울 추석 호우 사례의 위성 영상과 오산 단열선도의 자료이며, 마찬가지로 이 사례에서도 서울 강서 AWS에 시간당 100.5㎜의 매우 강한 비가 내렸다. 대류운의 운정온도는 -60℃ 이하로 높게 발달한 형태였으며, 단열선도에서 보면 깊은 대류가 발달할 수 있게 대류권계면 부근까지 EL이 형성되었고, CAPE는 1,727의 높은 값이 나타났다. 하지만 눈여겨서 볼 부분은 여기서 높은 CAPE가 형성되는 원인이 상층의 찬 공기의 이류가 아닌 하층의 수증기와 따뜻한 공기의 이류로 인하여 만들어졌다는 것이다. 바람 깃을 보면 925hPa 고도에서부터 30kts 이상의 강풍이 나타나면서 아주 낮은 고도에서부터 수증기 공급이 이루어진 것을 알 수 있다.

수증기의 유입 고도가 낮을수록 깊은 대류 발생에 유리할 수 있음을 그림 1-5에 표현하였다. 왼쪽과 오른쪽 모두 동일한 환경 조건인 상태 곡선의 형태에서 수렴의 고도만 850hPa과 925hPa로 나누어 생각해보면, 오른쪽 그림과 같이 925hPa 고도에서 수렴할 때 더 낮은 응결고도와 자유대류고도를 갖게 되면서 왼쪽 850hPa 그림보다 CAPE의 값이 크게 형성된다. 따라서 850hPa 고도의 수렴보다는 925hPa 고도에서 수렴이 나타날 때 깊은 대류가 발생하기 유리한 조건임을 알 수 있다. 또한, 왼쪽 그림에서 850hPa의 이슬점온도는 14g/kg의 혼합비를 갖지만, 오른쪽 그림의 925hPa의 이슬점온도는 14g/kg보다 큰 혼합비를 갖게 되면서 가용할 수 있는 수증기의 양 또한 더 많은 조건임을 알 수 있다.

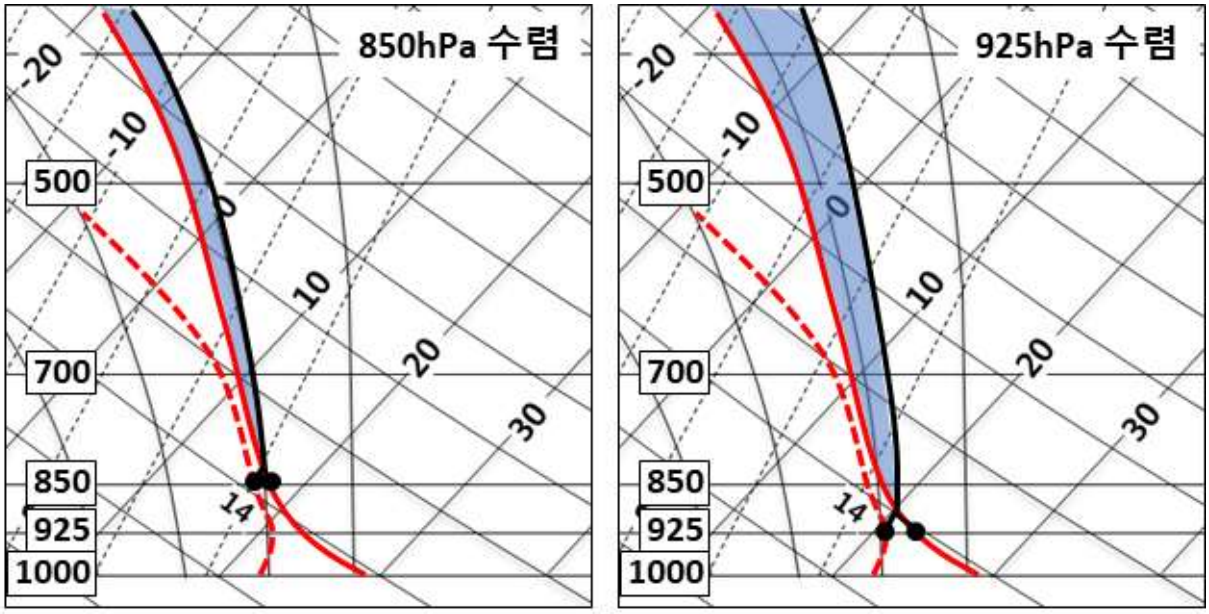


그림 1-5. 동일한 상태 곡선에서 (좌) 850hPa 수렴, (우) 925hPa 수렴 시 대류 발달 예시

결국, 여름철 깊은 대류 발달의 핵심은 850hPa 이하의 낮은 고도에서의 고온 다습한 기류의 유입과 수렴으로 대류가 발생하는 것이라고 할 수 있다. 즉, 하층제트의 유입과 관련이 크다고 할 수 있으나, 그동안 호우와 관련된 하층제트는 주로 850hPa 고도의 하층제트에 주목을 했기 때문에, 이러한 깊은 대류를 설명하기에는 충분하지 못했다고 할 수 있다. 따라서 충북 지역에 발생했던 국지성 호우 사례들을 통해 깊은 대류를 발생시키는 주요 인자들을 찾아보고자 한다.

1. 4. 충북의 국지호우 유형과 특징

먼저 앞서 조사했던 충북에서 발생한 64건의 국지호우 사례(60㎜/h 이상)의 월별 발생 건수를 살펴보면(그림 1-6), 장마 기간인 7월이 38건으로 가장 높은 비중을 차지하였다. 장마 직후인 8월은 19건으로 두 번째로 높은 발생 빈도를 보였으며, 대부분이 7월과 8월에만 약 90%의 빈도로 집중되어 나타난 것을 알 수 있다.

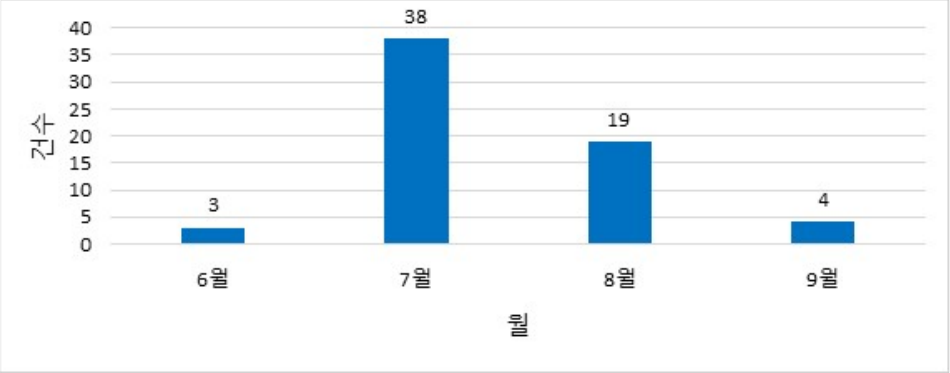


그림 1-6. 1997~2019년 충북 관할 지점 월별 60㎜/h 이상 강수 발생 건수

이러한 월별 호우 발생 특징을 고려하여 그림 1-7에 6월, 7~8월, 9월 기간으로 나누어 500hPa 지위고도의 30년(1981~2010년) 평년값을 표출해보았다. 6월과 9월은 5700gpm 선이 한만국경 부근으로 남하하여 있는 데 반해, 7~8월은 5700gpm 선이 만주 북쪽, 시베리아 부근까지 북상하여 있는 것이 특징이다. 이렇게 되면서 6월과 9월에는 한반도 부근으로 등고선의 간격이 조밀하여 경압성이 큰 상층 기압계 형태로 나타나지만 반대로 7~8월에는 등압선 간격이 성글어 경압성이 작은 기압계의 형태가 나타난다. 결국, 6월과 9월에 지배적인 경압 파동에 의한 종관 시스템 강수에서는 국지성 호우가 발생하기 어려우며, 경압 파동의 영향을 받지 않는 7~8월에 주로 나타나는 중규모 강수계에 의해 국지성 호우가 발생한다는 것을 알 수 있다.

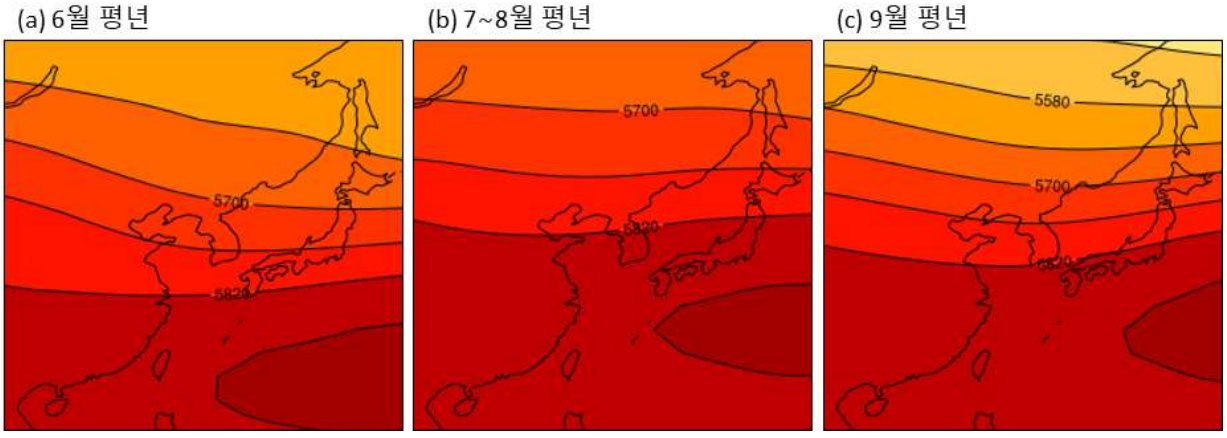


그림 1-7. 500hPa 지위고도 평년(NCEP, 1981~2010년) 기후값 분포도

그림 1-8은 충북 국지호우 발생 사례들을 기압계 유형별로 분류한 것이다. 앞서 언급한 내용과 일맥상통하게 경압 파동에 의한 종관 저기압 유형은 찾을 수 없었으며, 대부분이 7~8월에 주로 나타나는 고기압 가장자리와 정체전선 기압계 유형에서 발생하였다. 그 밖에 중규모 저기압, 태풍 전면 수렴, 한랭전선 등 대부분 기압계의 특징을 보면 중규모의 강수 현상을 유발하는 기압계 형태인 것이 공통점이라고 할 수 있다.

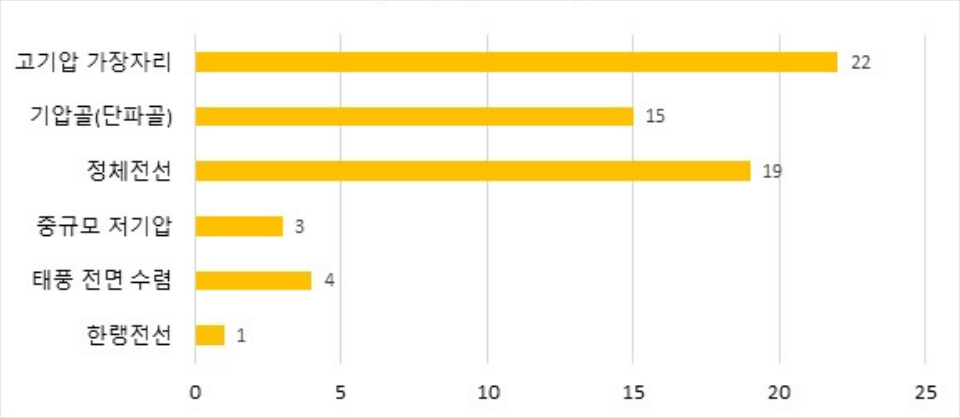


그림 1-8. 1997~2019년 충북 지역의 기압계 유형별 60㎜/h 이상 강수 발생 건수

충북 지역에 60㎜/h 이상 호우를 유발하는 주요 기압계의 모식도를 그림 1-9에 나타냈다. 왼쪽 그림은 가장 높은 비중을 보이는 고기압 가장자리와 정체전선 기압계의 모식도로 두 기압계는 성격이 유사하여 하나의 모식도로 표현하였다. 남쪽에는 북태평양 고기압이 강하게 자리 잡는 형태에서 한반도 북서쪽으로는 티베트 고기압이 확장하여 북쪽의 제트와 기압골이 한반도로 남하하지 못하는 상황이다. 그리고 북쪽의 기압골 후면으로는 건조공기가 침강하고 북태평양 고기압 가장자리에 밀도차에 의한 풍속이 강화되면서 하층제트가 발생하여 호우를 불러일으키는 형태이다. 강수의 폭이 좁고 강도가 매우 강하며 정체하는 경향을 보이는 것이 특징이다. 오른쪽 그림은 기압골(대부분 중층 단파골) 유형으로 기압골이 북한 부근으로 통과하면서 그 전면으로 하층제트가 광범위하게 발달하는 형태이다. 강수의 폭은 비교적 넓게 나타나고 기압골의 통과에 따라 강수대도 이동하므로 정체하는 경향은 크지 않은 것이 특징이다.

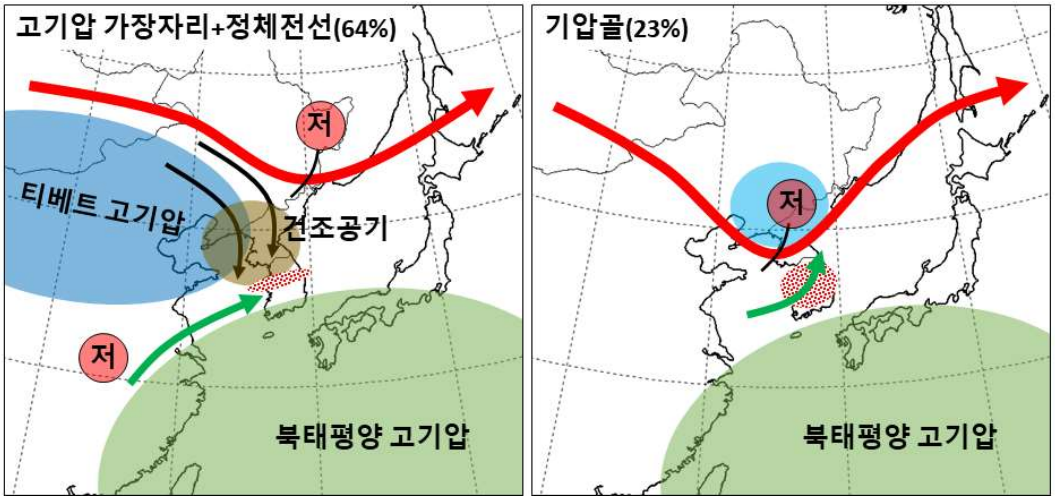


그림 1-9. 충북 지역에 60㎜/h 이상의 호우를 유발하는 주요 기압계 모식도

그러면 이러한 시기와 기압계의 배경에서 과연 어떤 기작에 의해 국지성 호우가 유발되는 것인지 모든 사례의 강수 발생 기작을 조사하였으며, 강수의 발생 기작에 따라 대류 불안정형(대류), 지상 수렴형(수렴), 지형 수렴형(수렴), 하층제트 수렴형(수렴), 한랭전선형(전선) 총 5가지로 분류되었으며, 분포를 그림 1-10에 나타냈다. 그림을 보면 하층제트에 의한 수렴이 54건으로 전체 발생 기작 중 약 85%로 압도적인 비중을 차지하는 것으로 나타났다. 그 밖에도 지상 수렴, 지형 수렴 등 기본적으로 수렴에 의한 강수 발달이 주요 기작으로 작용하는 것을 알 수 있다.

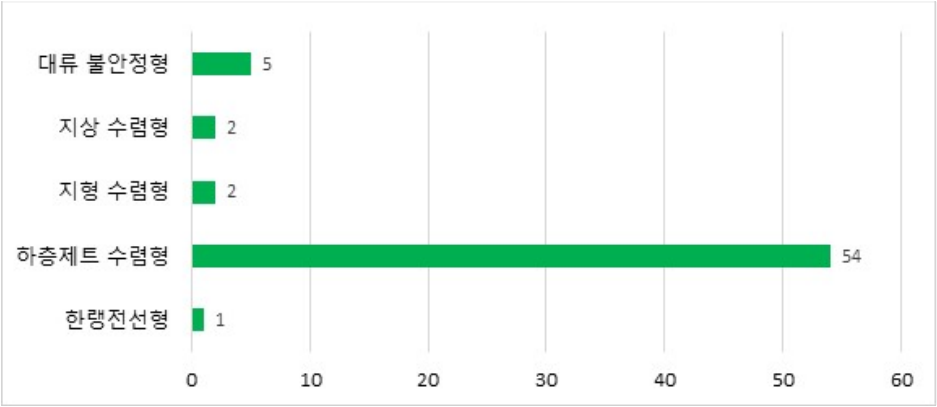


그림 1-10. 1997~2019년 충북 국지호우 기작별 60㎜/h 이상 강수 발생 건수

이미 앞 장에서 국지성 호우 발생의 메커니즘을 설명하면서 850hPa 이하 고도에서 나타나는 하층제트가 깊은 대류를 동반하는 호우 발생의 주요 인자가 될 수 있음을 언급했었고, 실제 하층제트에 의한 수렴이 충북 지역의 국지성 호우 주요 발생 기작으로 나타난 것을 알 수 있다. 따라서 본 가이던스에서는 850hPa 이하 고도의 하층제트와 관련하여 충북 지역의 국지성 호우의 메커니즘을 규명하고, 관련 기상인자를 분석하여 호우 발생 임계값을 도출하고자 한다.

1. 5. 하층제트에 의한 충북 국지호우와 예측

1. 5. 1. 850hPa과 925hPa 고도별 하층제트의 발생과 유형

그림 1-11은 2017년 7월 16일 09시 청주 호우 사례에서 850hPa 유선과 925hPa 유선의 UM 모델 초기장 자료이다. 앞서 보았던 그림 1-3의 오른쪽 레이더 영상과 같이 이날 청주 지역으로 좁은 밴드형의 대류성 강수가 발달하여 영향을 주었던 상황이다. 하지만 이 시각 그림 1-11 왼쪽의 850hPa 유선 강풍대를 보면 이미 하층제트의 중심축이 남동쪽으로 빠져나간 상태여서 850hPa 고도에서 불어 들어오는 기류가 수렴하여 구름대를 발달시키기에는 어려운 구조로 볼 수 있다. 대신 오른쪽 그림의 925hPa 유선 강풍대를 보면 서해남부해상에서부터 충청도로 유입되는 하층제트가 나타나는 것을 알 수 있다. 따라서 이날 청주 지역에 발달한 대류성 강수는 925hPa 하층제트의 전면에서의 수렴으로 발달한 것이며, 낮은 고도의 수렴으로 깊은 대류가 발생하였기 때문에 시간당 91.8㎜의 강수가 나타날 수 있었다고 볼 수 있다.

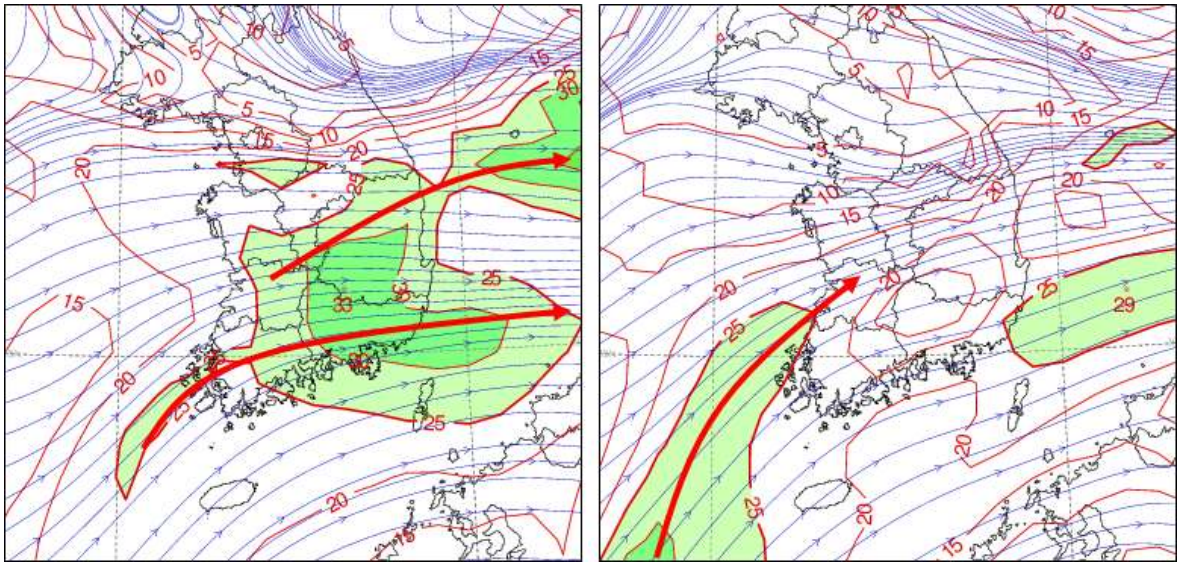


그림 1-11. 2017년 7월 16일 09시 UM 초기장 (좌) 850hPa 유선장, (우) 925hPa 유선장

같은 시간대에 실제 관측자료인 군산 연직바람관측 장비의 자료를 살펴보았다. 앞서 보았던 그림 1-2의 지도를 보면 알 수 있듯이 군산 지점은 충남 남부와 세종을 거쳐 청주 지역으로 지형의 방해 없이 남서풍의 기류가 유입되기 시작하는 전방 기지이다. 그림 1-12에서 보면 이날 강풍대는 3km 이상에서는 나타나지 않고 하층에 중심을 둔 형태로 나타났는데, 850hPa 고도보다 아래인 925hPa 고도와 더 가까운 높이에 나타난 것을 알 수 있다. 특히, 500m 이하 고도에서도 30kts 이상의 강풍대 영역이 나타나고 있어 지상에 가까운 하층에서부터 기류가 유입될 수 있는 구조를 보여주고 있다.

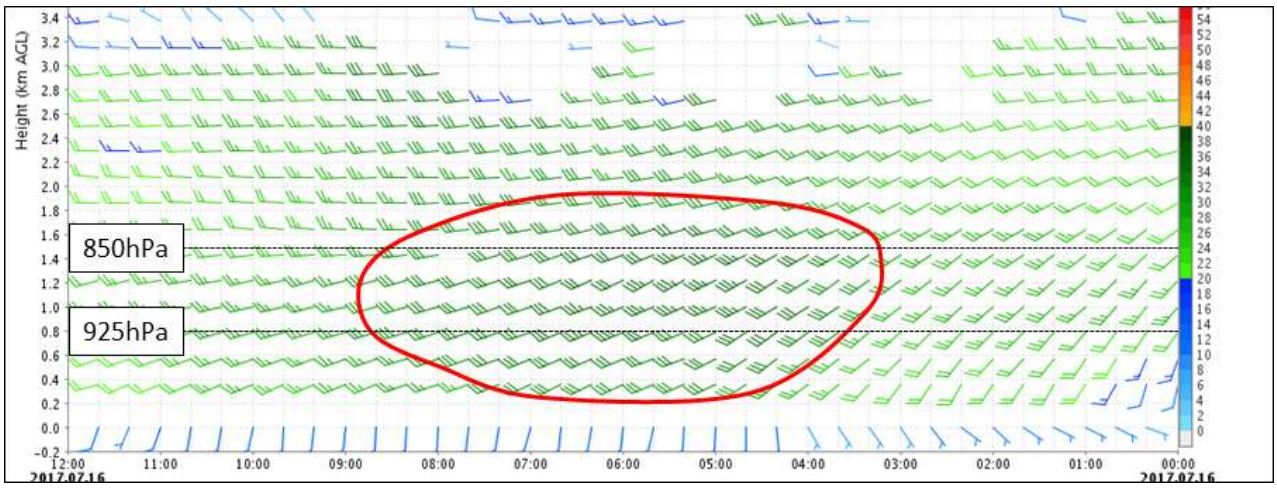


그림 1-12. 2017년 7월 16일 00~12시 군산 연직바람관측 자료와 강풍대 표시(빨간 선: 30kts 이상)

이처럼 청주 호우 사례에서는 925hPa 고도의 하층제트가 깊은 대류의 발달 기작으로 작동한 것으로 판단할 수 있다. 이러한 사례가 얼마나 존재하는지 앞서 조사한 충북 지역의 하층제트 수렴형 총 55건 중 군산 연직바람관측 자료가 존재하는 2005년 이후 34건 자료의 하층제트 발생 고도를 모두 확인하고, 기압계 유형별로 건수를 분류해보았다(표 1-1). 하층제트가 발생한 고도는 850hPa 17건, 925hPa 17건으로 같게 나타났고, 기압계 유형별로 살펴보면 850hPa 하층제트가 발생한 기압계는 기압골 유형이 12건으로 높은 비중을 보였고, 925hPa 하층제트가 발생한 기압계는 정체전선이 12건으로 높게 나타났다.

표 1-1. 2005~2019년 하층제트 수렴형 중 군산 지점 하층제트 관측 고도별 및 기압계 유형별 건수

하층제트 고도	고기압 가장자리	기압골(단파골)	정체전선	태풍 전면 수렴	합계
850hPa	0	12	4	1	17
925hPa	3	2	12	0	17

기압골(단파골)의 영향으로 하층제트가 강화되는 경우에는 상층에서부터 강제력이 작용하기 때문에 850hPa 이상 고도에서부터 강풍대가 강화되어 850hPa 하층제트가 발달하기 좋은 형태라 할 수 있다. 반면에 정체전선이나 고기압 가장자리와 같은 상층의 강제력이 직접 작용하기 어려운 기압계에서는 상층의 바람은 비교적 약하고, 하층에서부터 강풍대가 발달하게 되면서 925hPa 고도에 하층제트가 발달하기 좋은 형태라고 할 수 있다.

1. 5. 2. 하층제트 유형별 강수량과 호우 구역

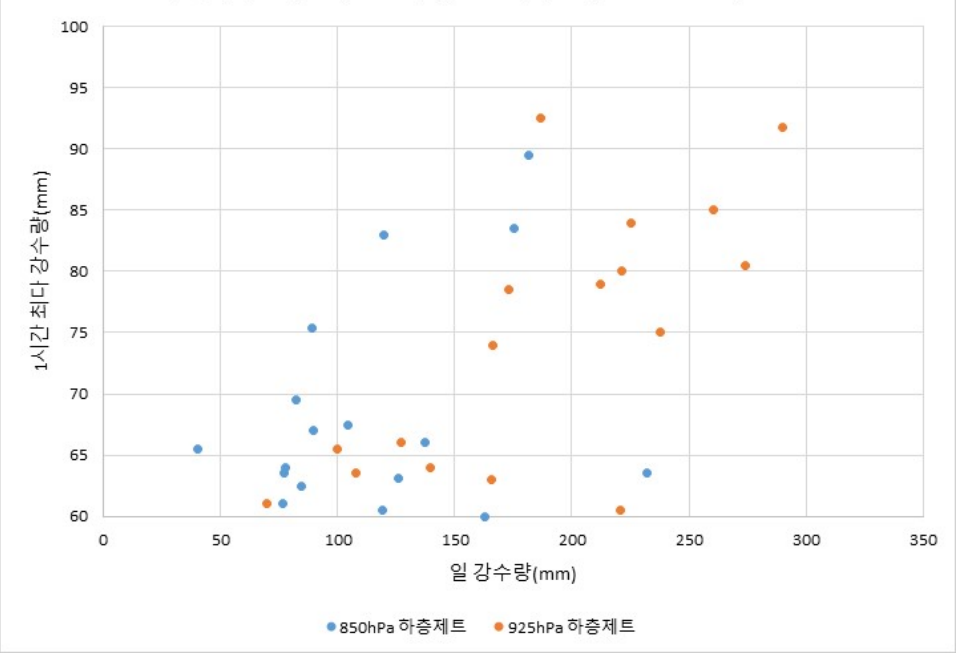


그림 1-13. 2005~2019년 하층제트 수렴형 중 군산 지점 하층제트 관측고도별 1시간 최다 강수량과 일강수량 분포도

하층제트 고도에 따른 강수량의 특징을 알아보기 위해, 앞서 조사한 34건의 하층제트 수렴형 사례에서 850hPa 하층제트와 925hPa 하층제트 유형의 1시간 최다 강수량과 일 강수량 분포를 그림 1-13에 나타냈다. 강수량의 분포를 보면 깊은 대류 발달에 유리한 925hPa 하층제트 유형에서 1시간 최다 강수량과 일 강수량 모두 많은 분포를 보였는데, 1시간 최다 강수량이 70㎜ 이상 건수가 850hPa 하층제트는 4건, 925hPa 하층제트에서는 10건으로 더 높게 나타났다. 또한, 일 강수량 분포에서도 150㎜ 이상의 건수가 850hPa 하층제트는 4건, 925hPa 하층제트에서는 12건으로 높게 나타났다. 이것은 925hPa 하층제트가 발생하는 주요 기압계 패턴이 정체전선 형태가 많아 강수량의 누적으로 이어진 것으로 볼 수 있으며, 850hPa 하층제트는 주로 기압골 패턴에서 나타나므로 강수대가 정체하는 경향이 작아 누적강수량도 적은 분포를 보인다고 할 수 있다.

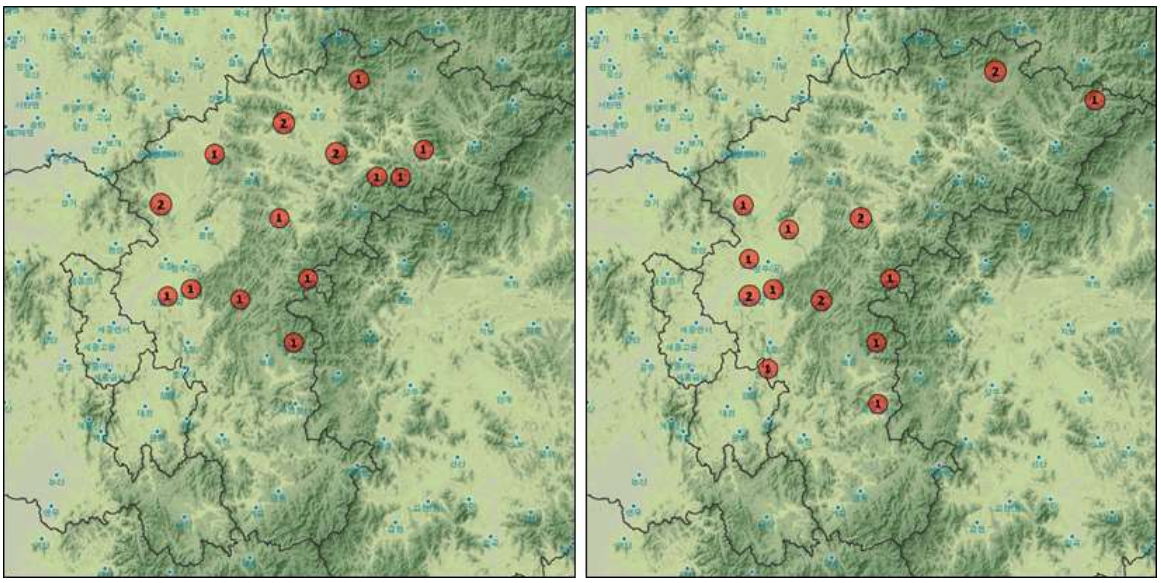


그림 1-14. 2005~2019년 군산 하층제트 발생 고도에 따른 충북 관할 60㎜/h 이상 강수 분포도
(좌) 850hPa 하층제트 발생 시, (우) 925hPa 하층제트 발생 시

하층제트의 발생 고도에 따라 지형의 영향 여부도 달라질 수 있다. 앞서 조사한 34건의 하층제트 수렴형 사례를 이용하여, 그림 1-14에 850hPa과 925hPa에서 하층제트가 발생할 때 각각의 60㎜/h 이상 강수 발생 분포도를 나타냈다. 왼쪽 그림인 850hPa 하층제트 발생 분포도에서 충북 중서부에서 북동부까지 전반적으로 고른 분포를 보여주고 있지만, 오른쪽 그림인 925hPa 하층제트 발생 분포도에서는 충북 중서부 위주로 나타나는 것을 알 수 있다. 결국, 850hPa 고도에서 하층제트가 나타나는 경우 지형의 방해를 덜 받아 북동부 내륙까지 기류가 유입되면서 호우 범위가 확대될 수 있고, 925hPa 하층제트는 고도가 낮으므로 지형의 벽에 막혀 대부분 중서부 지역에서 수렴이 이루어진다고 볼 수 있다. 한편 두 그림 모두 공통적으로 남서류 유입의 사각지대라고 할 수 있는 충북 남부에는 모두 호우가 나타나지 않은 것을 알 수 있다.

1. 5. 3. 하층제트 유형별 풍향 풍속

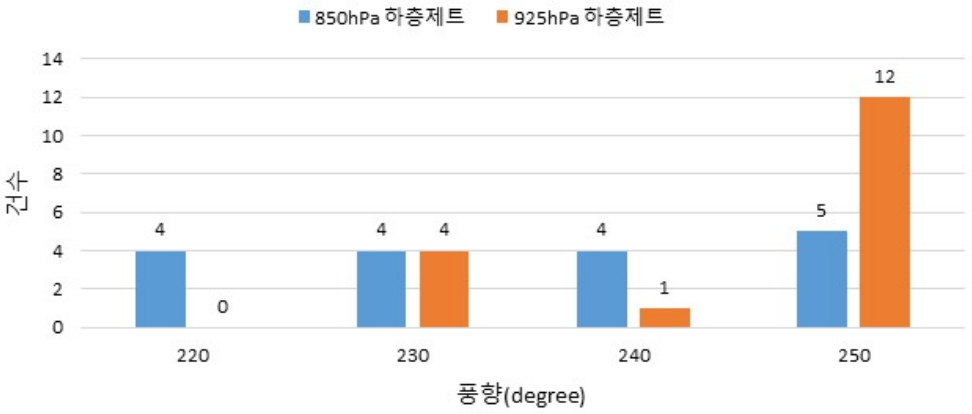


그림 1-15. 2005~2019년 하층제트 수렴형 중 군산 지점 하층제트 관측 고도별 풍향 건수

이러한 하층제트의 발생 고도에 따라 풍향은 어떻게 나타나는지 그림 1-15에 고도별 하층제트 발생 풍향 건수를 나타냈다. 풍향의 분포를 보면 850hPa 하층제트는 전반적인 남서풍 풍계인 220~250˚ 범위에 걸쳐서 골고루 나타나고 있어, 지형의 영향을 크게 받지 않는 것으로 판단할 수 있다. 하지만 925hPa 하층제트는 230~250˚ 범위에 분포하나 서남서풍 풍계인 250˚ 풍향의 빈도가 12건으로 높게 나타나는 것으로 보아 지형적인 영향으로 인하여 기류의 유입 경로가 제한적인 것으로 판단할 수 있다.

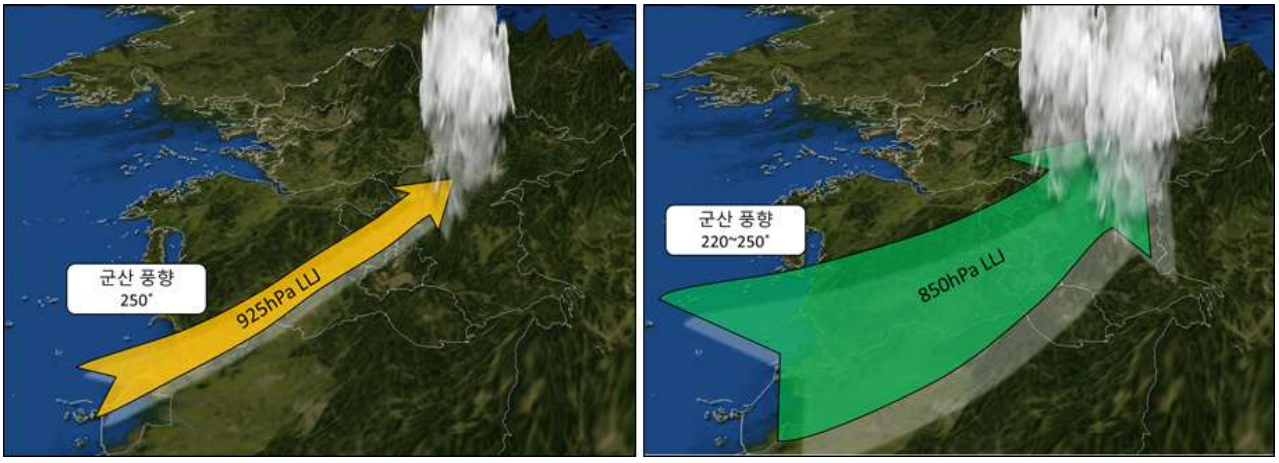


그림 1-16. (좌) 925hPa 하층제트, (우) 850hPa 하층제트 유입 경로 모식도

이러한 결과를 토대로 그림 1-16에 지형이 고려된 925hPa 하층제트와 850hPa 하층제트의 유입 경로 모식도를 작성하였다. 925hPa 하층제트는 차령산맥과 소백산맥 사이의 좁은 계곡 형태의 경로를 따라 충북 중서부 지역으로 유입되는 것을 알 수 있다. 이때 군산 지점에서의 925hPa 하층제트 풍향은 250˚가 지배적으로 나타나며, 각도가 250˚보다 작으면 차령산맥에 부딪히고 250˚보다 크면 소백산맥에 부딪히게 되는 것을 알 수 있다. 반면에 850hPa 하층제트는 1,000m 이하의 산지 지형에는 크게 영향을 받지 않아 충북 북동부까지 기류의 유입이 가능하여 군산의 풍향은 220~250˚로 남서풍 계열의 풍향이면 대체로 만족하는 조건이 된다.

한편, 풍속의 분포는 20~40kts의 범위로 나타났으며, 대부분이 30kts 이하의 풍속으로 나타나 40kts 이상의 강한 풍속에서는 오히려 국지성 호우가 발생하기 어렵다는 것을 알 수 있다. 40kts 이상의 강한 하층제트가 동반되기 위해서는 발달한 저기압이 영향을 주는 것이 일반적이므로 중규모의 국지성 호우의 발생과는 거리가 먼 상황이라고 할 수 있다. 또한, 풍속의 강도와 강수량과의 상관성을 찾을 수 없었으므로 풍속이 강하다고 강수가 강해지는 역할을 한다고는 볼 수 없으며, 풍속은 호우 발생 유무의 임계값으로 작용하는 것으로 나타났다. 여기서 풍속 임계값이 25kts가 아닌 20kts로 나타난 이유는 여름철 하층대기에 수증기의 연료가 풍부한 상황에서는 약한 풍속에서도 대류가 발생하기 유리하기 때문이다. 예를 들어 태풍에서 방출된 수증기와 같이 하층으로 매우 고온 다습한 기류가 유입되면 상대적으로 약한 이류와 수렴만으로도 대류가 발생할 수 있는 조건이 되기 때문이다.

따라서 호우를 판단하는데 하층제트의 유무도 중요하나 이에 상응하는 수증기의 유입도 뒷받침이 돼야만 대류로 이어질 수 있다고 할 수 있다. 그렇다면 충북 지역의 국지호우 발생에는 얼마만큼의 수증기 유입이 있어야 하는지 열적인 호우 인자들을 알아보도록 하자.

1. 5. 4. 하층제트 유형별 수증기 유입 조건

그림 1-17은 기온이 동일한 조건에서 925hPa 이슬점온도의 변화에 따른 대류 발생 차이를 나타낸 열역학선도의 예시이다. 왼쪽은 이슬점온도가 19℃인 조건에서 수렴으로 강제상승이 일어나면 CIN(대류억제구역)이 존재하고 LFC(자유대류고도)가 700hPa 부근으로 높은 고도에 있으며, CAPE(대류가용잠재에너지)가 거의 형성되지 않아 대류가 발생하기 어려운 상황이다. 반면에 오른쪽은 이슬점온도가 20℃인 조건에서 수렴으로 강제상승이 일어나면 CIN은 거의 존재하지 않으며, LFC가 850hPa보다 낮은 고도에 있으며, CAPE가 대류권계면 부근까지 형성되어 깊은 대류가 발생하기 유리한 상황이다. 단지 1℃의 작은 이슬점온도 차이지만 이처럼 결과는 크게 나타날 수 있으므로 하층 대기에 유입되는 수증기의 역할도 중요하다는 것을 알 수 있다.

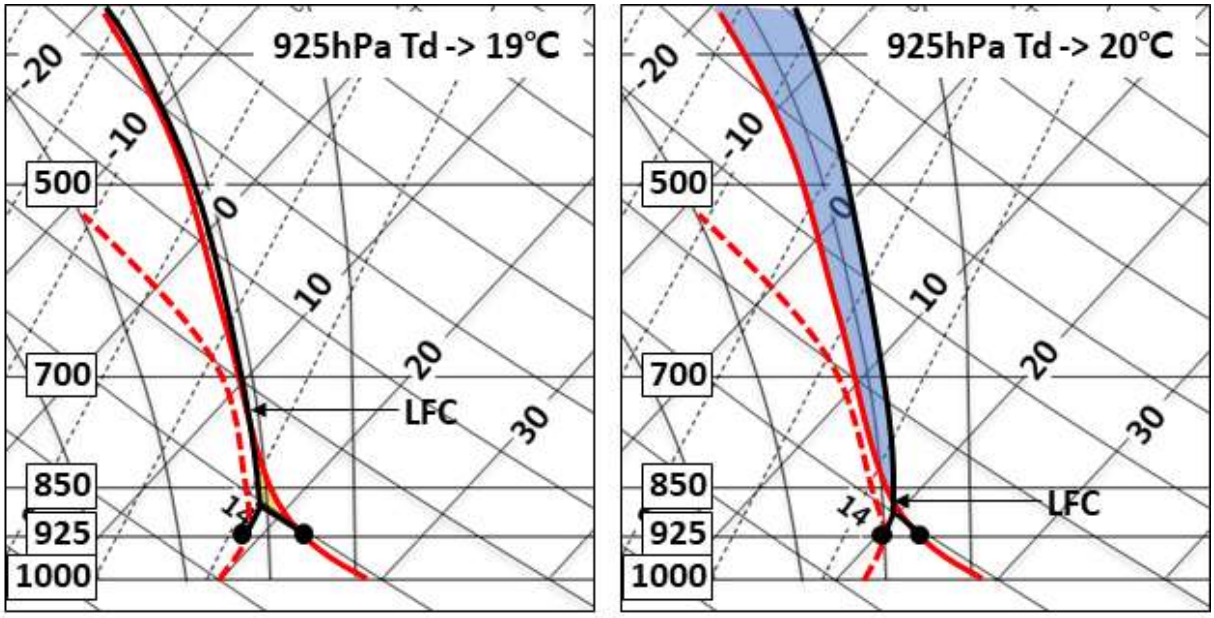


그림 1-17. 기온이 동일한 조건에서 925hPa 이슬점온도 변화에 따른 대류 발생 차이

표 1-2. 2005~2019년 하층제트 수렴형 사례 중 호우 발생 지역의 1시간 최다강수량, 상당온위, 이슬점온도 (상당온위와 이슬점온도는 모델 분석장 이용)

순번	850hPa 하층제트			925hPa 하층제트		
	1시간최다 강수량(㎜)	상당온위 (K)	이슬점온도 (℃)	1시간최다 강수량(㎜)	상당온위 (K)	이슬점온도 (℃)
1	89.5	351	18	92.5	345	20
2	83.5	351	18	91.8	346	20
3	83.0	351	18	85.0	346	20
4	75.4	345	17	84.0	346	20
5	69.5	351	18	80.5	346	20
6	67.5	351	18	80.0	343	19
7	67.0	345	17	79.0	346	20
8	66.0	342	16	78.5	346	20
9	65.5	344	17	75.0	346	20
10	64.0	342	17	74.0	345	20
11	63.5	351	18	66.0	346	20
12	63.5	342	17	65.5	340	19
13	63.1	342	16	64.0	345	20
14	62.5	351	18	63.5	346	20
15	61.0	345	17	63.0	350	21
16	60.5	348	18	61.0	346	20
17	60.0	342	16	60.5	344	19

하층제트 수렴형 사례 중 호우 발생지역에서의 수증기량을 정량적으로 표 1-2에 정리하였다. 먼저, 1시간 최다 강수량(강우강도)에 따른 상당온위, 이슬점온도와의 상관관계는 나타나지 않는 것을 알 수 있으며, 앞서 언급했던 것과 같이 850hPa 하층제트 유형보다는 925hPa 하층제트 유형에서 강우강도가 강하게 나타나는 것을 확인할 수 있다. 850hPa 하층제트에 의한 17건의 호우 사례에서는 상당온위 342~351K, 이슬점온도는 16~18℃의 분포로 나타났고, 925hPa 하층제트에 의한 17건의 호우 사례에서는 상당온위 340~350K, 이슬점온도는 19~21℃의 분포로 나타났다. 상당온위의 경우 온도가 함께 고려되는 변수이므로 분포 값의 폭이 약 10K 정도로 크게 나타났으나, 이슬점온도는 수증기의 절대량을 나타내는 변수이므로 분포 값이 약 3℃의 작은 폭으로 나타났다. 여름철 하층제트에 동반되어 수증기가 유입되는 경우에는 공기가 포화된 상태로 유입되는 것이 일반적이므로 온도를 함께 고려하는 상당온위보다는 수증기의 절대량을 나타내는 이슬점온도를 예보에 활용하는 것이 더 직관적이고 유용하다고 할 수 있다.

따라서 하층제트 수렴형의 호우 발생 사례에서의 이슬점온도 임계값을 다음과 같이 도출하였다. 모델 분석장의 오차를 고려하여 하한값의 20%에 해당하는 값으로 정하였으며, 850hPa의 이슬점온도는 17℃ 이상, 925hPa의 이슬점온도는 20℃ 이상일 때 충북 지역의 하층제트 수렴에 의한 60㎜/h 이상 국지호우가 발생할 수 있는 조건이 된다고 정리할 수 있다.

1. 5. 5. 하층제트의 일변화

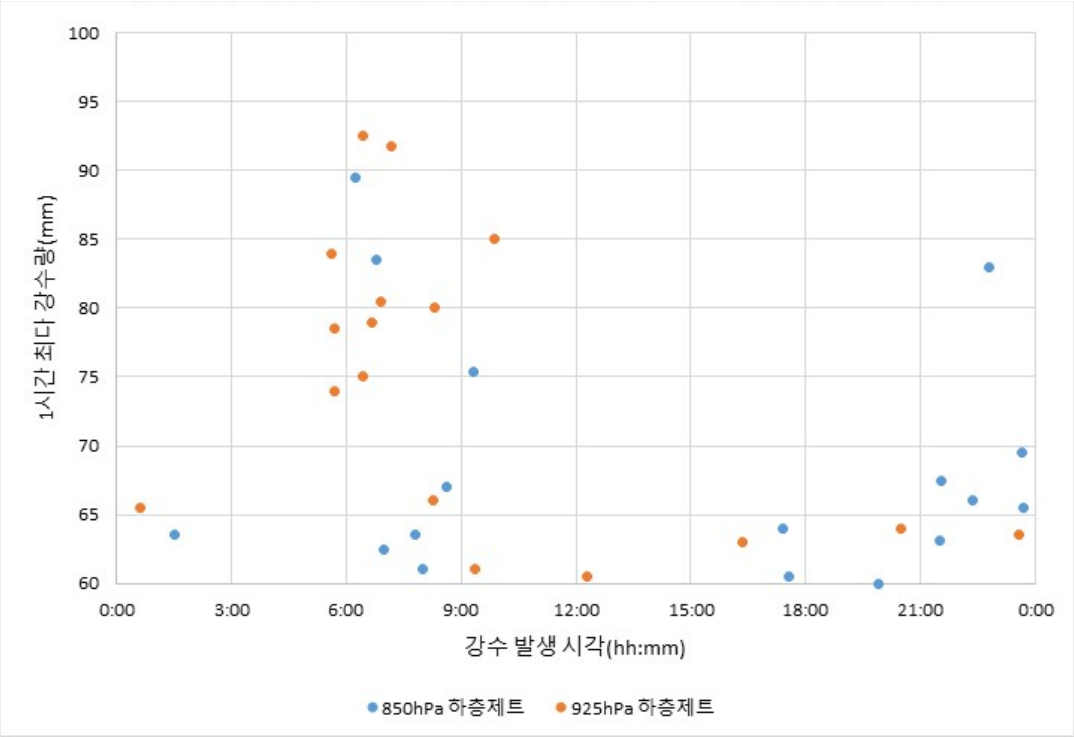


그림 1-18. 2005~2019년 하층제트 수렴형 중 군산 지점 하층제트 관측고도별 1시간 최다 강수량과 강수 발생 시각

하층제트는 일반적으로 925~850hPa의 고도에서 발생하기 때문에 경계층 고도 내에 존재하게 된다. 따라서 낮 동안 활성화되는 경계층 내부에서는 마찰력이 증가하여 하층제트의 풍속이 감소하기 때문에 하층제트에 의한 강수를 예보할 때 낮과 밤의 일변화를 반드시 고려해야 한다. 만약 예상되는 풍속이 20kts 내외인 상황에서 예상보다 경계층이 강하게 발달하여 마찰에 의한 풍속이 감소한다면 예상과는 다르게 하층제트가 나타나지 않아 호우 예보가 빗나갈 수 있기 때문이다(「《Why? How!》 여름 예보」 제2장 '일변화 특성을 고려한 여름철 강수 예보' 참고).

그림 1-18은 충북 지역 하층제트 수렴형 국지호우 사례의 1시간 최다 강수량과 강수 발생 시각의 분포로 850hPa과 925hPa 하층제트 유형 모두 09~21시 사이에는 발생 빈도가 현저하게 낮은 것을 알 수 있다. 또한, 경계층이 가장 약해지는 06~09시의 시간대에 강수 강도가 폭발적으로 증가하는 것도 특징이라고 할 수 있다. 따라서 하층제트의 풍속이 30kts 이상으로 임계값보다 여유 있게 강한 상황이 아니라면 09~21시의 낮 시간대의 국지호우 가능성은 낮다고 할 수 있다.

1. 6. 건조공기의 남하와 중규모 수렴대 발달

건조공기의 남하는 하층제트의 풍속을 강화시킴과 동시에 하층제트 전면의 중규모 수렴대를 조직적으로 발달시키는 역할을 한다. 그림 1-19에서 건조공기가 남하하는 경우와 남하하지 않는 경우의 고기압 가장자리에서 형성되는 하층제트의 등풍속선의 형태를 보면, 같은 풍속이라도 형태가 다른 것을 알 수 있다. 건조공기가 남하하는 경우 기류가 남북으로 압축되면서 동서 방향의 좁은 흐름이 나타나고 그에 따라 하층제트의 수렴역도 좁은 구역에 집중되는 특징을 보인다. 반대로 건조공기가 남하하지 않는 경우 기류의 압축이 상대적으로 약해 하층제트의 수렴이 어느 한 구역에 집중되지 않고 넓은 영역에 걸쳐 산발적인 형태로 나타나는 특징을 보인다. 따라서 특정 지역에 국지성 호우가 발생하기 위해서는 건조공기가 남하하는 형태의 패턴이 동반되는 것이 필수적인 조건 중 하나라고 할 수 있다.

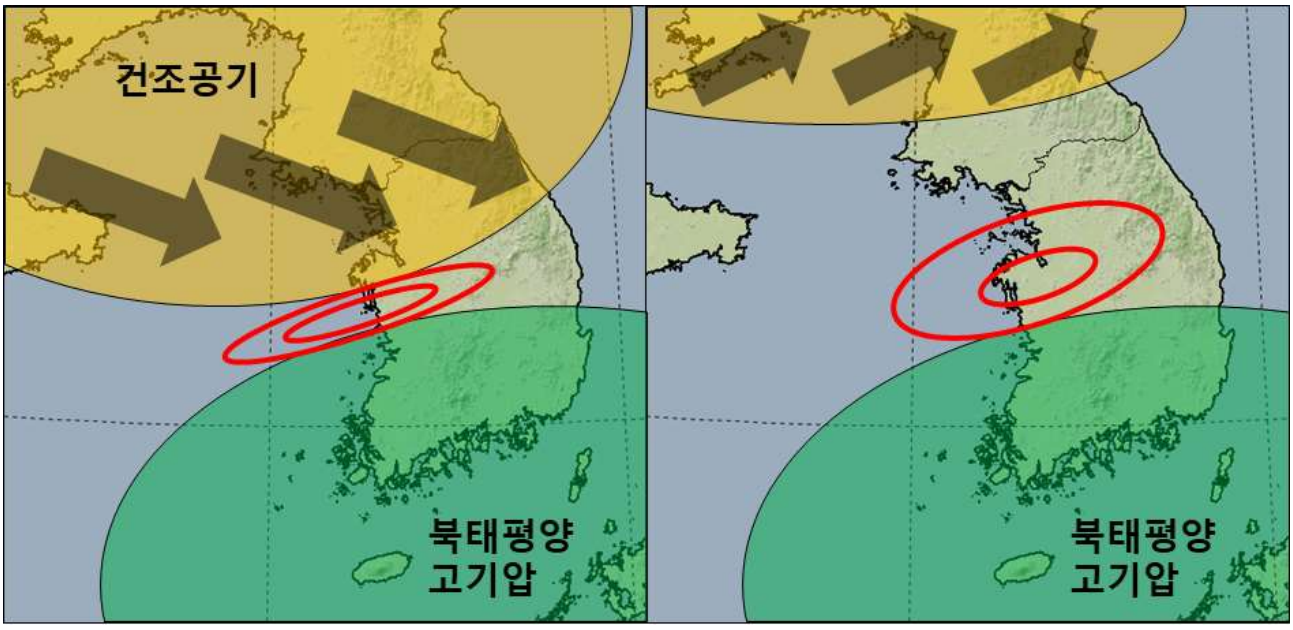


그림 1-19. 건조공기가 (좌) 남하하는 경우, (우) 남하하지 않는 경우
(빨간 실선: 고기압 가장자리에서 형성되는 하층제트의 등풍속선)

따라서 충북 지역에 국지성 호우가 발생하기 위한 첫 번째 조건이 925hPa의 하층제트의 유입이었다면 두 번째 조건은 북쪽에서 남하하는 건조공기이다. 그림 1-20은 2020년 8월 1~2일 사례로 충북북부의 엄정AWS에 1시간 최대 강수량 76.5mm, 일강수량 316.0mm를 기록한 사례이며, 이날 경기남부의 일죽AWS에는 1시간 최대 강수량 104.0mm를 기록하기도 하였다. 그림 1-20의 레이더 영상을 보면 알 수 있듯이 동서 방향의 좁은 띠 형태로 강수가 집중된 것을 볼 수 있다. 이때 500hPa의 GTS 분석 자료를 보면 우리나라 북쪽으로는 단파골이 통과하고 그 후면을 따라 건조공기가 남하하는 것을 확인할 수 있다. 특히, 중국 다롄과 백령도 지점의 풍향이 270° 이상의 북서풍 풍계이고 동시에 습수가 20 이상으로 매우 건조한 공기가 중층 대기로 하강하여 남하한 것을 알 수 있다.

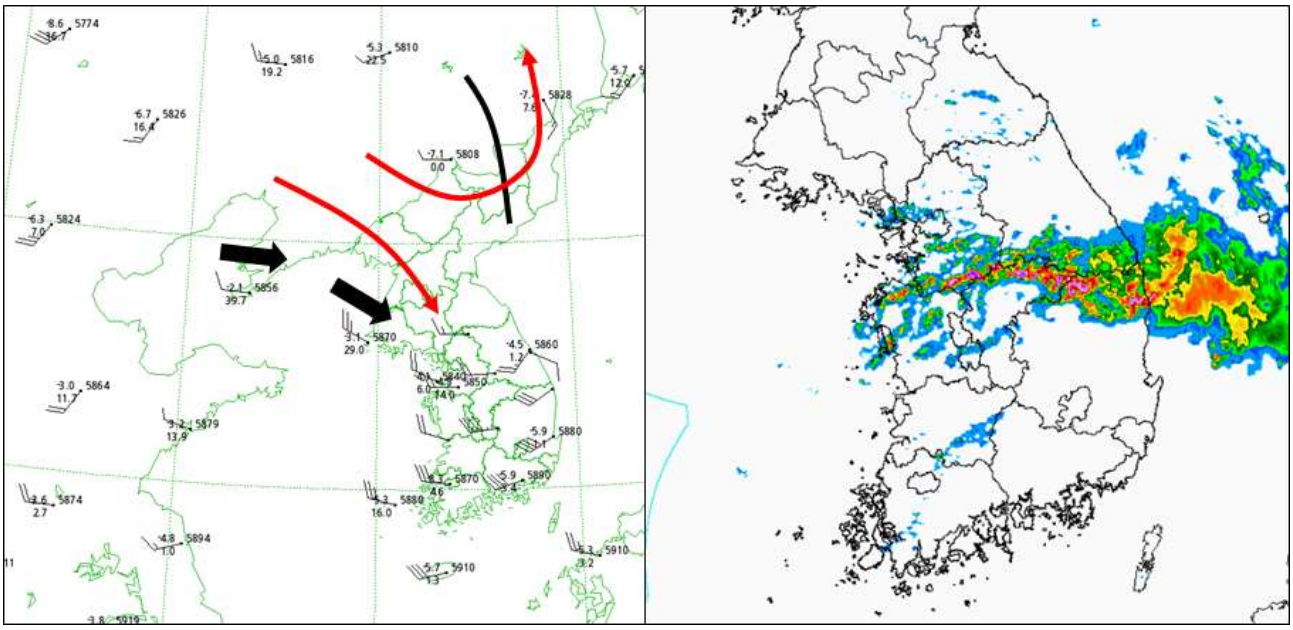


그림 1-20. (좌) 2020년 8월 1일 21시 500hPa GTS 분석
(우) 2020년 8월 2일 06시 레이더 영상

그 밖에 국지성 호우 사례를 모두 확인해본 결과 중국 다롄이나 백령도 지점에서 500hPa의 풍향이 270˚ 이상에서 90˚ 이하의 북풍 계열이었으며, 습수는 10 이상으로 북쪽에서 남하하는 건조공기를 확인할 수 있었다. 따라서 국지성 호우 발생 판단시 이 두 지점의 자료를 확인하여 활용하는 것이 필요하다고 할 수 있다.

1. 7. 강수대의 정체와 집중호우

60㎜/h 이상의 국지성 호우만으로도 피해가 나타날 수 있으나, 이러한 강도의 강수대가 특정 지역에 2시간 이상 정체 한다면 누적강수량이 200㎜ 이상 나타나며 막대한 피해로 이어질 수 있다. 그림 1-21은 청주에 시간당 91.8㎜의 강한 비를 내렸던 2017년 7월 16일 사례의 시간대별 레이더 영상으로 좁은 폭의 강수대가 청주 지역에 3시간 이상 정체하면서 강한 강도의 강수가 내렸으며 일강수량 290.2㎜의 집중호우를 기록하였다.

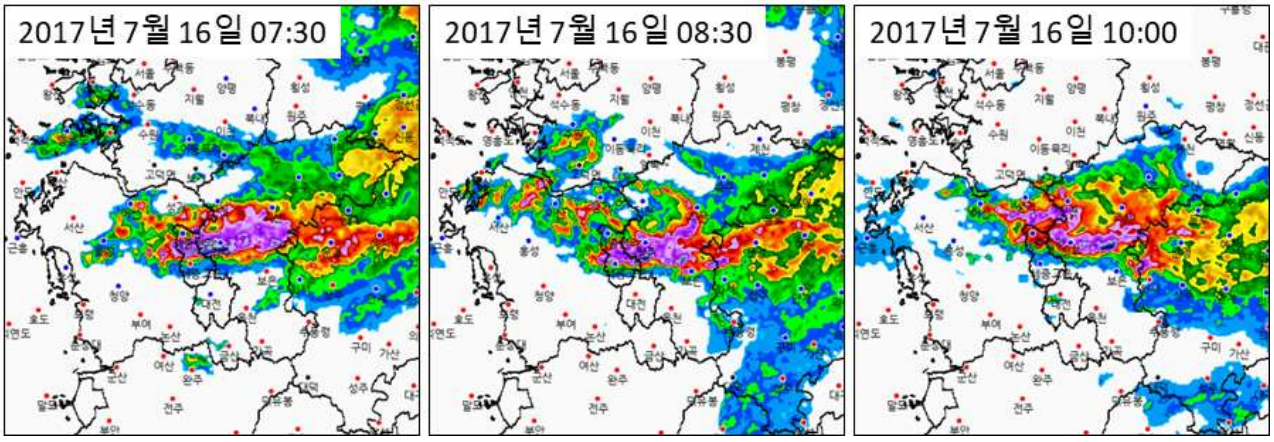


그림 1-21. 2017년 7월 16일 07시 30분~10시 청주 호우 사례(91.8㎜/h)의 시간대별 레이더 영상

이처럼 강수대가 정체하는 이유는 남북의 흐름이 저지되는 기압계의 영향이 크다고 할 수 있다. 충북 지역에 60㎜/h 이상을 기록했던 국지호우 사례 중에 일강수량이 200㎜ 이상인 사례에서 공통적인 기압계 특징을 찾을 수 있다. 그림 1-22의 왼쪽 그림은 2017년 7월 16일 09시 700hPa 유선장으로 충북 지역에서 270°의 정서풍의 지향류가 나타나고 있다. 따라서 하층에서 발달한 대류운이 동서 방향으로만 움직이며 강수대가 정체하기 좋은 조건을 형성한다. 이러한 700hPa의 지향류가 지속되기 위해서는 그림에서 나타나는 것과 같이 우리나라 남쪽에 고기압이 자리 잡고 있어야 한다. 보통 규슈 남쪽 해상으로 700hPa의 고기압 중심이 위치하는 경우가 많으며, 이러한 기압계가 예상되는 경우에는 강한 비뿐만 아니라 많은 비의 가능성도 함께 고려해야 한다.

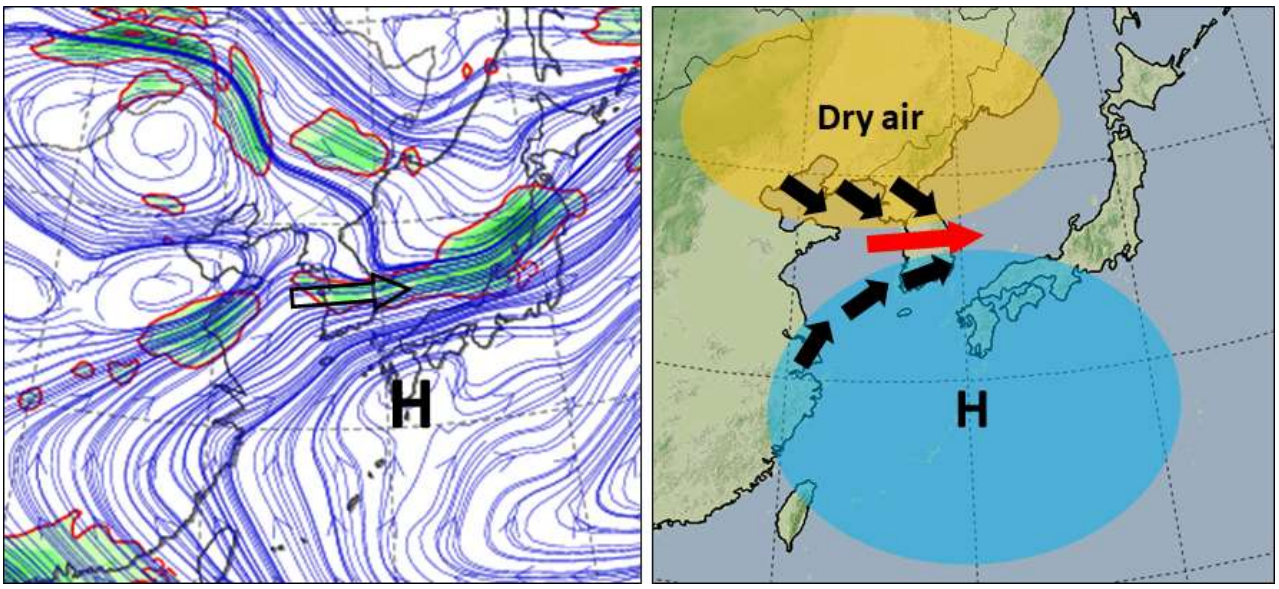


그림 1-22. (좌) 2017년 7월 16일 09시 700hPa 유선장
(우) 700hPa의 정서풍 지향류가 지속되기 좋은 기압계의 모식도

1. 8. 충북 국지호우 발생 메커니즘 모식도

충북 지역에 하층제트에 의한 국지성 호우 유형을 고기압 가장자리와 정체전선 기압계에서 주로 발생하는 925hPa 하층제트 유형과 기압골에 의해 주로 발생하는 850hPa 하층제트 유형으로 나누어 종합적인 호우 메커니즘을 모식도를 작성하였다. 그림 1-23은 925hPa 하층제트형 국지호우의 메커니즘 모식도로 북태평양 가장자리를 따라 고온다습한 기류가 유입되고, 한반도 북쪽으로는 제트와 기압골이 위치하면서 건조공기가 남하하여 충북 지역으로 하층제트가 발달 및 유입되는 형태이다. 이때 하층제트는 군산에서 20kts 이상의 풍속, 250˚ 내외의 풍향이 나타나야 하고, 이슬점온도는 20℃ 이상이어야 한다. 또한 다롄이나 백령도 지점에서 500hPa의 풍향이 270˚ 이상과 90˚ 이하의 북풍 계열의 바람이 불어 건조공기의 남하를 확인할 수 있어야 하며, 습수가 10 이상으로 건조한 조건을 만족해야 한다.

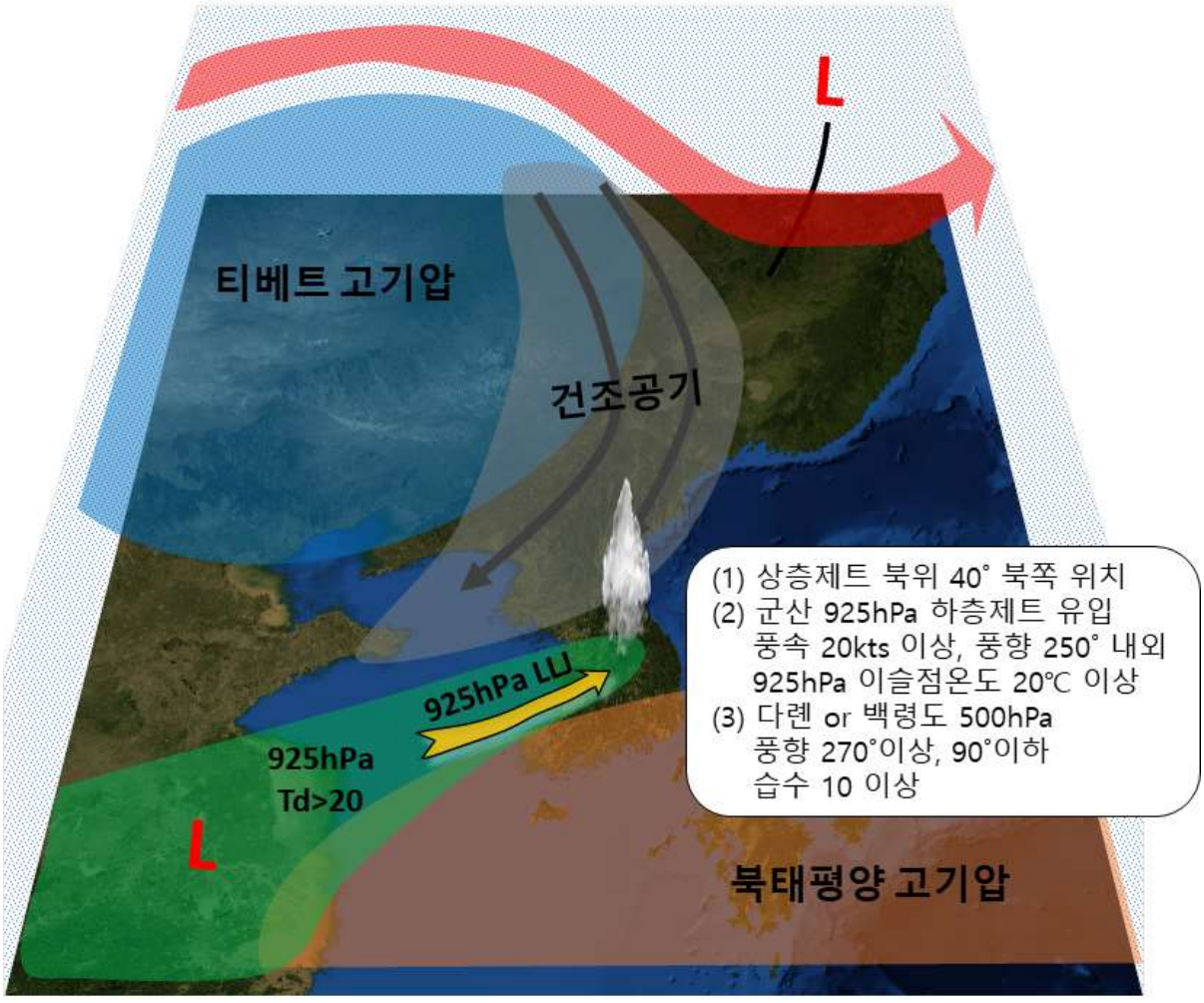


그림 1-23. 고기압 가장자리와 정체전선 기압계에서 발생하는 925hPa 하층제트형 국지호우 메커니즘의 모식도

그림 1-24는 850hPa 하층제트형 국지호우의 모식도로 북한 지역으로 상층 단파골이 통과하면서 기압골에 의한 남서풍이 강화되어, 고온다습한 기류가 유입되고 하층제트가 강화되는 형태이다. 이때 하층제트는 군산에서 20kts 이상의 풍속, 220~250˚의 풍향으로 나타나야 하고, 이슬점온도는 17℃ 이상이어야 한다.

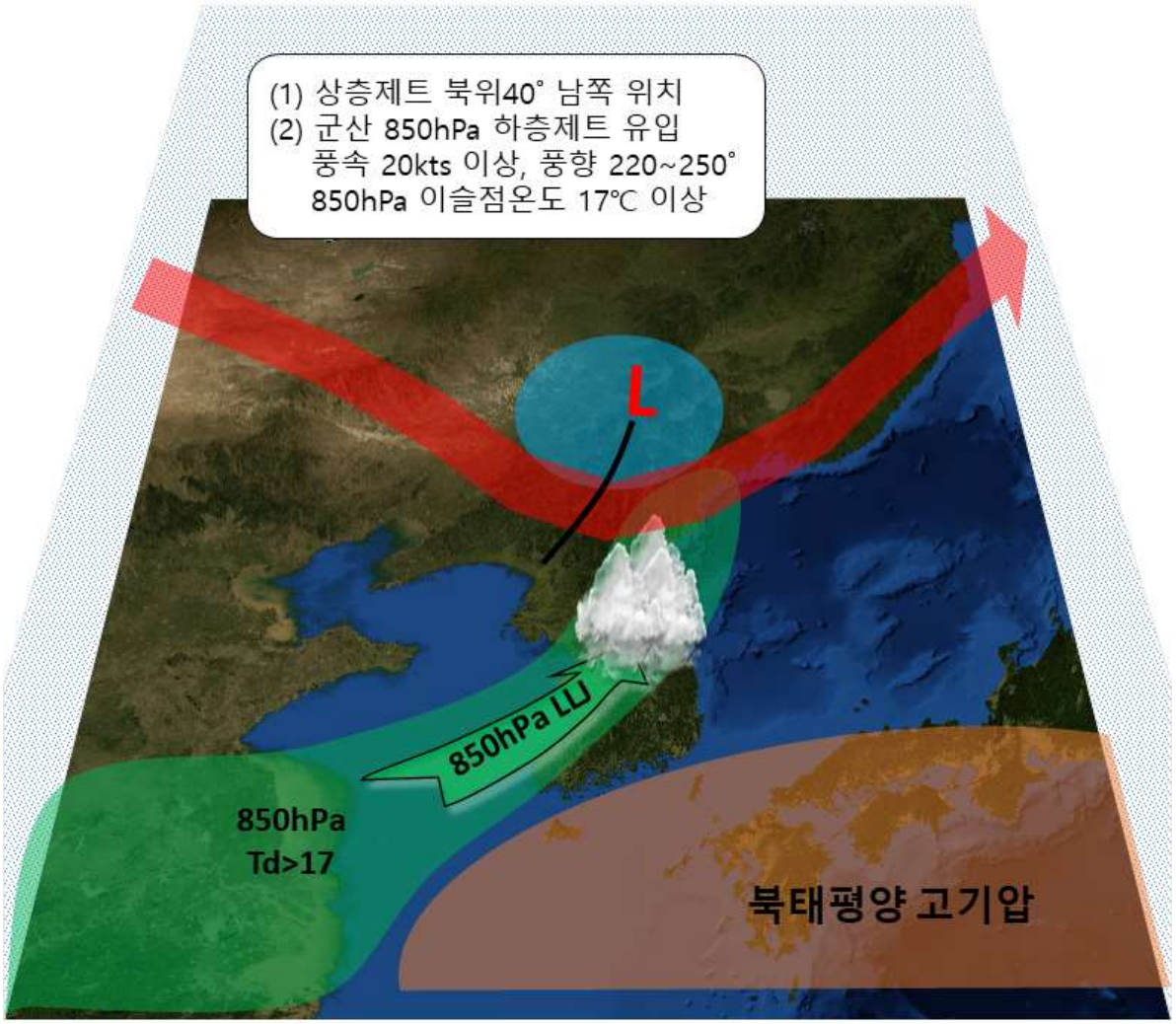


그림 1-24. 기압골의 영향으로 발생하는 850hPa 하층제트형 국지호우 메커니즘의 모식도

1. 9. 하층제트에 의한 호우의 수치모델 예측 성능

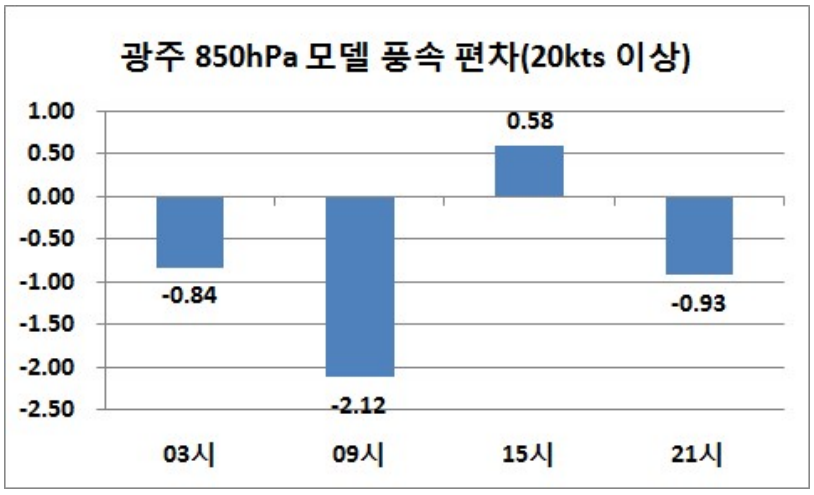


그림 1-25. 2016~2018년 6~9월 광주 지점의 시간대별 850hPa 모델(UM N768) 풍속 편차(기상청, 2019)

그림 1-25는 2016~2018년 6~9월 기간 광주 지점의 시간대별 850hPa 모델 풍속 편차이다. 모델은 UM전구 N768이며, 전날 00UTC 모델 자료를 검증한 것으로 850hPa의 하층제트 강도에 대한 모델의 성능을 파악하고자 했다. 하층제트는 경계층 부근에 위치하기 때문에 경계층의 열적인 일변화 영향을 받아 수치모델에서는 예측 성능이 떨어지게 된다(「《Why? How!》 여름 예보」 제2장 '일변화 특성을 고려한 여름철 강수 예보' 참고). 그림 1-25의 결과와 같이 15시를 제외한 시간대에서는 모두 풍속을 과소모의 하는 경향을 보이며, 특히 09시에는 편차가 가장 크게 나타나기 때문에 새벽~오전에 발생하는 하층제트에 의한 호우는 과소모의 될 여지가 크다고 할 수 있다.

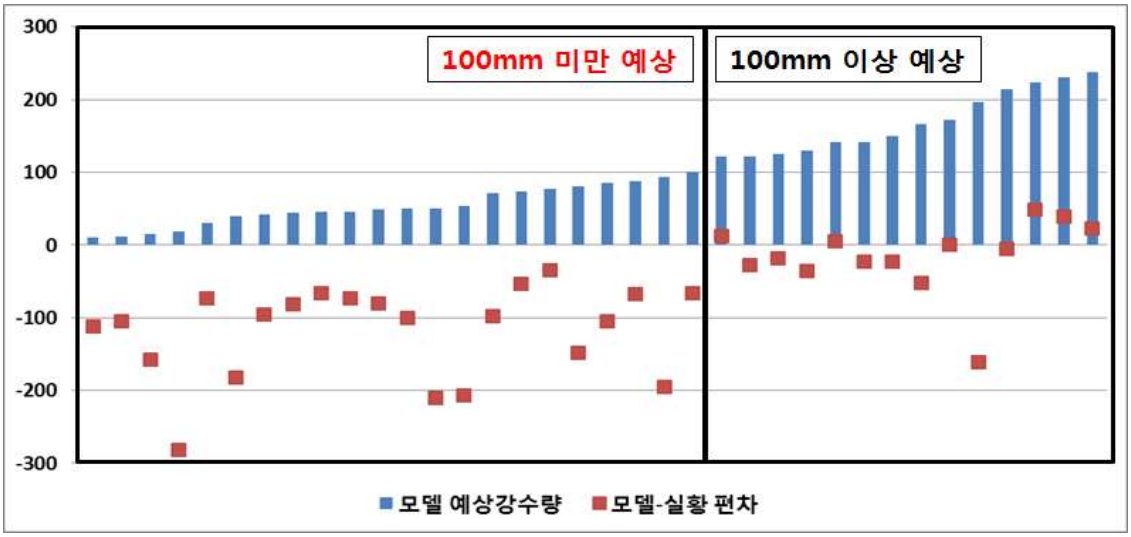


그림 1-26. 2016~2018년 6~9월 한반도 전체 00~12시 누적강수량 100㎜ 이상 발생 사례의 모델(UM N768)-실황 강수량 편차(기상청, 2019)

그렇다면 새벽에서 오전 사이 강수량을 수치모델에서는 어떻게 모의하는지 사례를 조사하였다. 그림 1-26은 2016~2018년 6~9월 기간 중 00~12시 사이 우리나라 AWS 중 누적강수량이 100㎜ 이상인 지점이 나타난 사례 총 45건 중 지형효과에 의해 강수량이 강화되었던 사례 9건을 제외한 나머지 36개 사례의 수치모델(UM N768) 예상 강수량 편차이다. 파란색 막대그래프는 누적강수량을 크기순으로 나열했으며, 빨간색 점은 각 사례별 누적강수량의 모델과 실황의 편차이다.

먼저 왼쪽 박스 영역은 수치모델이 누적강수량을 100㎜ 미만으로 예상한 사례인데, 오차가 모두 음의 편차로 과소모의 하는 결과를 보여준다. 대부분 50㎜ 이상의 강수량 오차가 있으며, 이 구간에서의 모델 예상 강수량 대비 실제 강수량의 비율은 평균 320%로 나타나 3배 정도의 오차가 발생함을 알 수 있다. 반면에 오른쪽 박스 영역은 수치모델이 누적강수량을 100㎜ 이상으로 예상한 사례로 약간의 음의 편차 경향이 있으나 대부분 오차가 50㎜ 이내로 크지 않다. 이 구간에서의 모델 예상 강수량 대비 실제 강수량의 비율은 평균 110%로 모델과 실황의 차이가 크지 않음을 알 수 있다.

이와 같은 결과를 해석하자면, 수치모델이 100㎜ 이상의 강수량은 예상하는 사례들은 대부분 저기압이나 태풍과 같은 뚜렷한 종관규모 시스템의 영향을 받는 경우이므로, 모델의 강수 모의 성능이 좋게 나타나게 된다. 따라서 모델의 예상 강수량을 그대로 참고하여 예보하면 된다. 하지만 반대로 수치모델이 100㎜ 미만의 강수량을 예상했으나 100㎜가 넘게 기록된 사례들은 대부분 중규모 강수계의 영향을 받는 경우로 모델의 강수 모의 성능이 당연히 떨어질 수밖에 없다.

충북 지역에서 발생한 국지호우는 대부분 중규모 강수계에 의한 호우임을 확인했었다. 따라서 이러한 수치모델의 특징을 고려한다면 충북 지역에 국지호우가 예상되는 경우 모델이 100㎜ 미만의 강수량을 예상한다면 3배 정도의 오차가 발생할 가능성이 높으므로 예상 강수량을 높여 예보할 필요가 있다.

1. 10. 충북 국지호우 예보 판단 흐름도

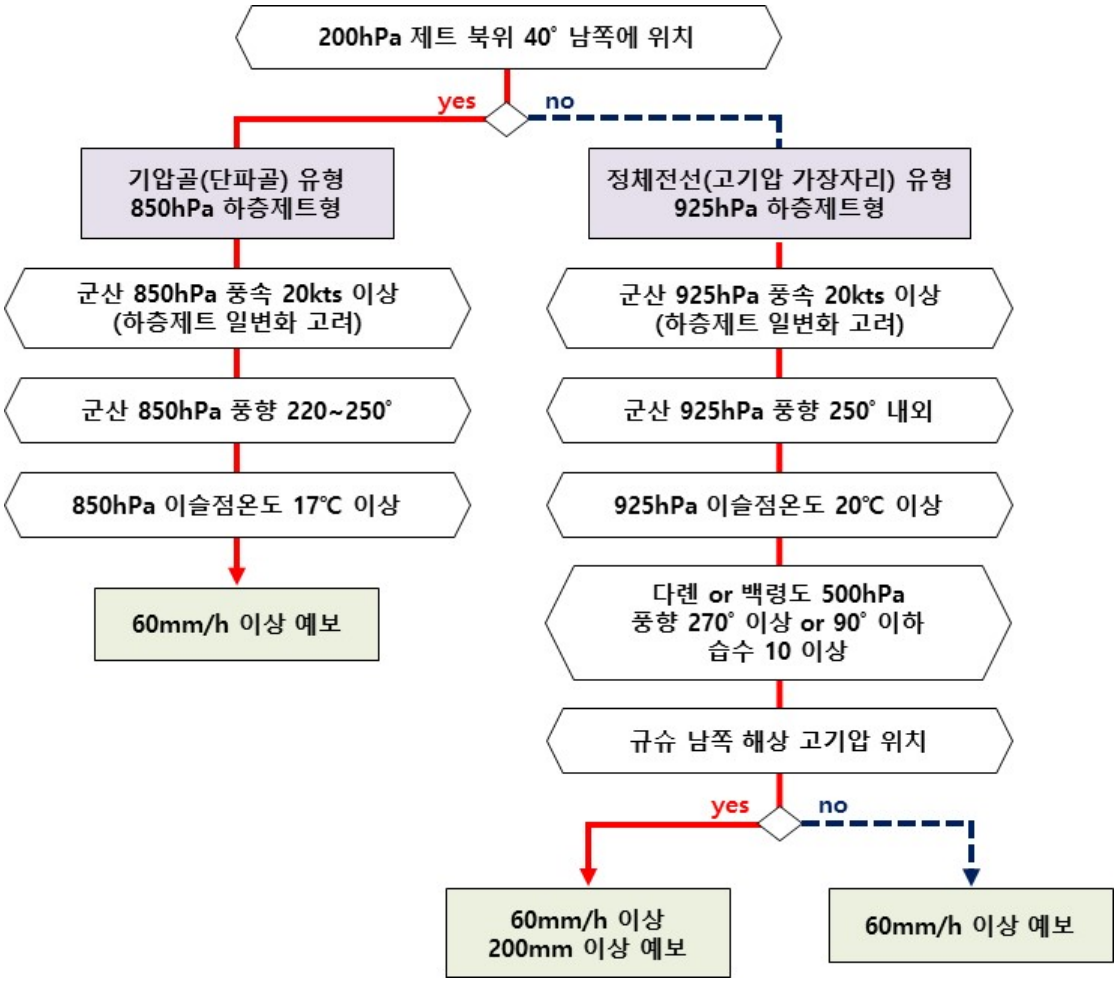


그림 1-27. 충북 지역 국지호우 예보 판단을 위한 흐름도

참고문헌

1. 기상청, 2021:《Why? How!》여름 예보

지역특화 예보

2. 제주 동부지역 국지호우 개념 모델의 이해와 활용

2. 제주 동부지역 국지호우 개념 모델의 이해와 활용

Why?

제주 동부지역에 호우경보 기준(3시간 강우량 90㎜)보다 많은 비가 내린 집중호우 사례를 분석하여 강수 메커니즘을 이해하고 예보 결정 요소를 제시함으로써 향후 예보에 활용하고, 실황 발생 시 신속하게 대처할 수 있도록 하고자 한다.

2. 1. 제주 지역의 호우 특징과 통계분석

제주도는 사면이 바다로 둘러싸이고, 중앙에 해발고도가 1,500m 이상인 한라산이 자리하고 있다. 그러나 그림 2-1에서 볼 수 있듯이 한라산 정상은 제주도 정중앙이 아닌 중앙에서 서쪽으로 약간 치우쳐 있어서 동쪽 사면은 다른 사면보다 덜 가파르고 넓어 상대적으로 내륙의 역할을 하고 있다. 이러한 지형의 영향으로 제주도는 가로길이가 약 70km인 작은 섬임에도 불구하고 동쪽과 서쪽의 강수량의 차이가 크게 나타나는 특성이 있다.

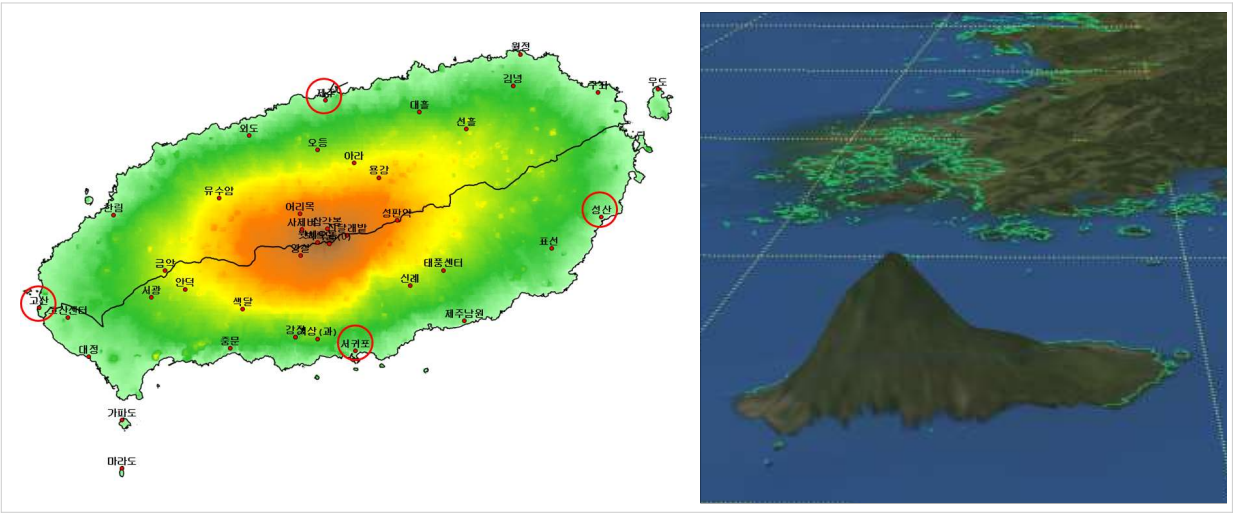


그림 2-1. 제주도 지형

제주도는 동부지역에서 호우 발생빈도가 더 높다. 그림 2-2는 최근 19년(2000~2018) 동안 제주 대표지점(제주, 고산, 성산, 서귀포)에 시간당 20㎜ 이상의 강수가 내렸던 빈도와 일수를 월별(6~9월)로 누적한 그래프이다. 제주도 동부(성산, 서귀포)에 시간당 20㎜ 이상의 강한 비가 내린 빈도와 일수가 서부(제주, 고산)보다 80% 정도 많은 것으로 나타났다.

제주도 동부지역에 강한 강수가 발생하는 시간대는 한반도의 해안지역보다 내륙지역에서

나타나는 시간대와 유사한 특성을 보인다. 그림 2-3은 제주도 대표지점(제주·고산·서귀포·성산)의 시간당 20㎜ 이상(3시간 동안 60㎜) 강수 빈도를 시간대별로 나타낸 그래프이다. 제주도 서부에 있는 제주(184)와 고산(185)의 경우, 빈도수의 차이는 있지만, 한반도 해안지역에서 나타나는 특성(「《Why? How!》 여름 예보」 제2장 '일변화 특성을 고려한 여름철 강수 예보' 참조)과 동일하게 새벽 3시에서 아침 9시 사이에 정점을 보인다. 반면 제주도 동부의 성산(188)과 서귀포(189)는 한반도 내륙에서 나타나는 유형과 유사하게, 낮 시간에 대류성 강수의 형태를 보여주는 두 번째 정점(붉은색 점선)이 나타난다.

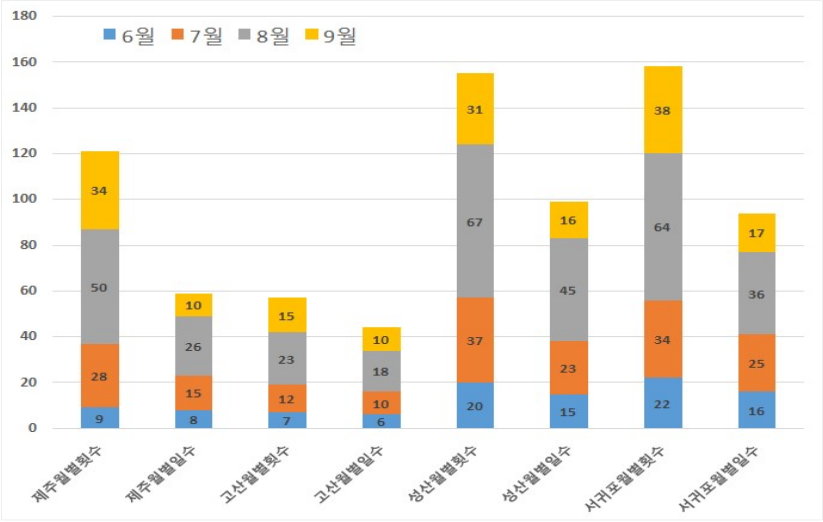


그림 2-2. 최근 19년(2000~2018년) 제주, 고산, 성산, 서귀포의 시간당 20㎜ 이상 강수의 월별 빈도와 월별 일수 누적

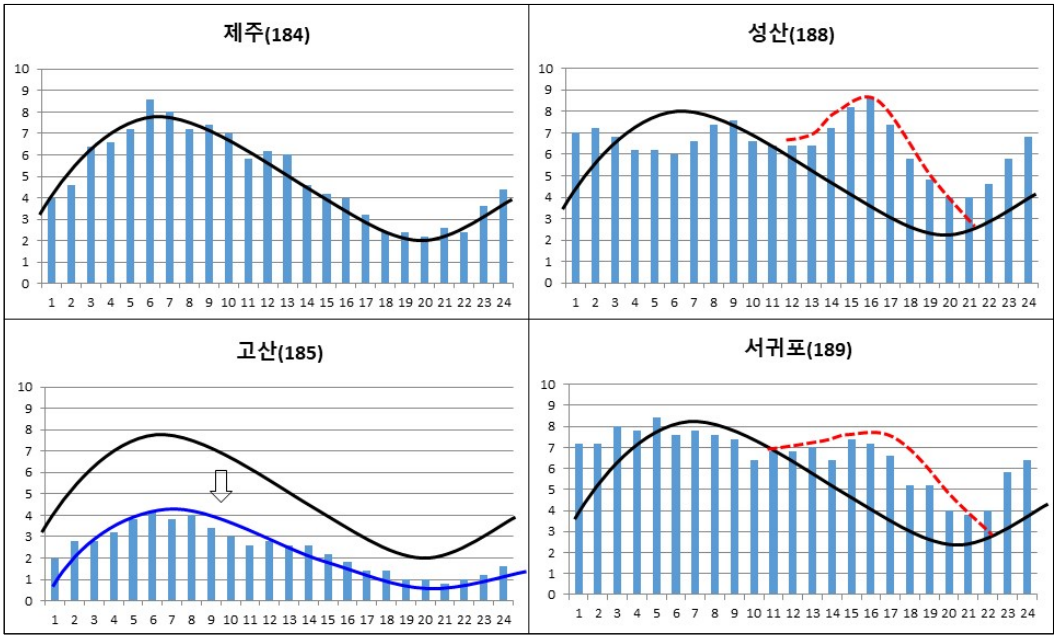


그림 2-3. 최근 19년(2000~2018년) 제주, 고산, 성산, 서귀포의 시간당 20㎜ 이상 강수의 5시간 이동평균 빈도(검정 실선: 제주의 빈도를 이은 선, 파란 실선: 고산의 빈도를 이은 선, 빨간 파선: 낮 시간 증가한 빈도를 이은 선)

낮 동안 제주도에 내리는 소나기는 한반도 내륙지역에 발생하는 소나기와 메커니즘이 다르다. 제주도는 북태평양고기압의 가장자리에서 지속적으로 습윤한 공기가 유입되고, 바다와 접해있어 해풍이 사방에서 유입되기 때문에 여름철 기온상승이 제한적이다. 그래서 내륙처럼 지표 가열만으로는 국지적인 소나기가 발생하기 어렵다. 반면에 그림 2-4처럼 남서풍계열의 종관풍(925hPa이하)이 16kts(8m/s) 미만일 때는 한라산을 돌아서 부는 바람과 일사와 함께 국지적으로 발생하는 습윤한 해풍이 풍하측인 제주동부로 수렴하면서 대류운이 발달한다 (고성경과 이은정, 2014). 이러한 메커니즘은 여름철 제주도가 mT 가장자리에 들면서 남서류의 영향을 받을 때 풍하측인 제주 동부지역에서 많이 나타난다. 그리고 이는 낮 시간에 제주 동부지역에서 강한 강수의 빈도가 높게 나타나는 원인으로 작용한다.

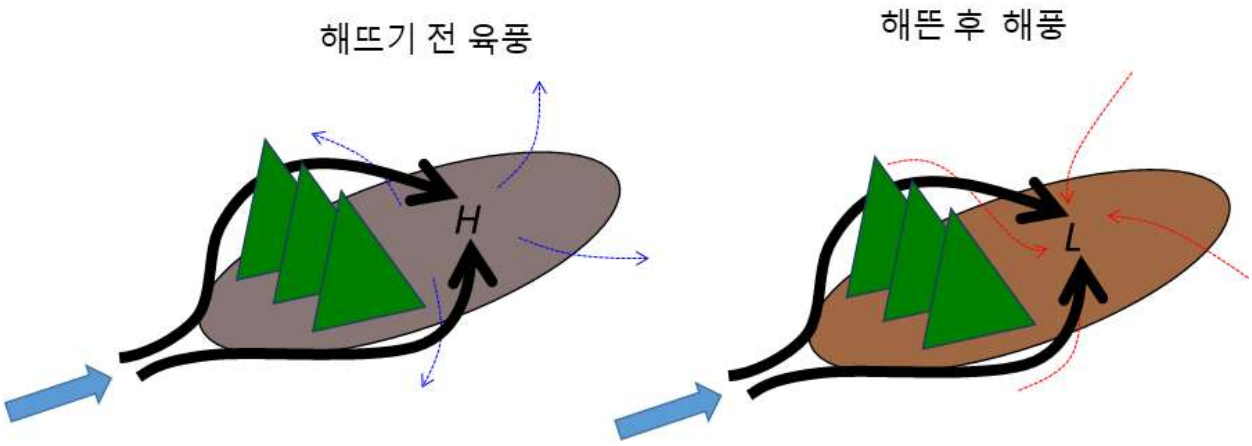


그림 2-4. 남서류 영향 시 해륙풍 순환에 따른 풍하측 수렴 모식도

예측이 어려운 국지호우는 주로 제주도 동부지역에 나타난다. 그림 2-5는 제주도에서 발생한 3시간 동안 90㎜ 이상 호우 사례의 4가지 유형의 빈도를 보여준다. 그림 2-6과 2-7은 제주도 서쪽(대표지점: 고산)을 제외한 지역에서 최근 19년(2000~2018년) 동안 3시간 강수 90㎜ 이상의 사례를 유형별로 분류하고, 각 유형을 다시 발생 월별로 나눈 것이다. 태풍과 저기압 시스템이 발달하여 통과한 사례를 제외하면 예측이 어려운 Meso-β(20~200km) 이하 규모의 사례는 mT 가장자리형(16%)과 북동류 수렴형(14%)으로, 전체의 30%를 차지한다. mT 가장자리에서 남서류에 의해 풍하측인 제주도 동부지역에서 호우가 발생하는 mT 가장자리형(남서류형)은 주로 7월에 가장 많이 나타나고, 북동기류와 남동기류가 제주도 동쪽 해상에서 수렴하여 발생하는 북동류 수렴형은 8~9월에 발생 빈도가 높다.

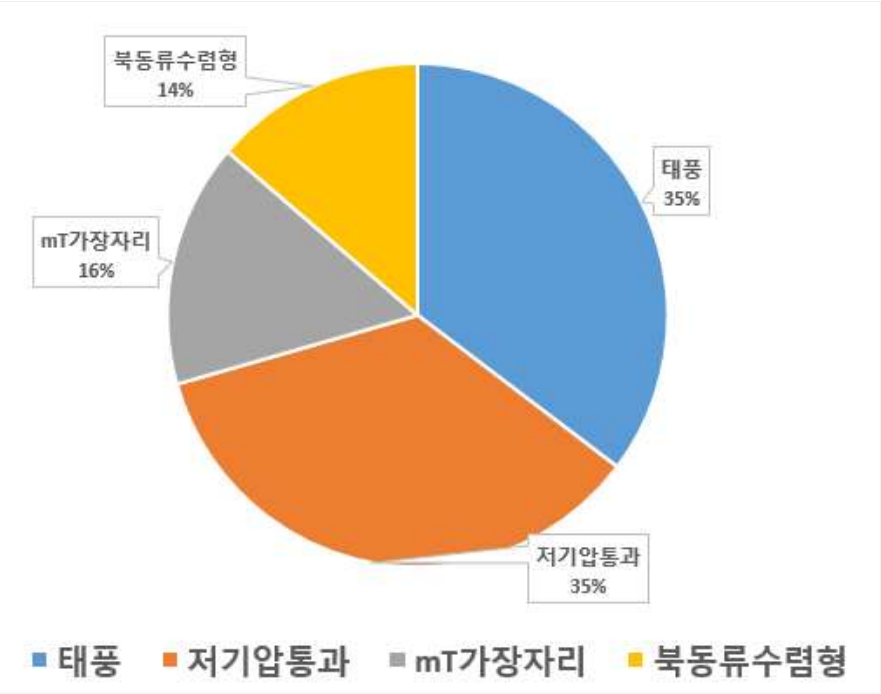


그림 2-5. 최근 19년(2000~2018년) 제주 지역(서부, 산간 제외)
3시간 강수 90㎜ 이상인 사례의 기압계별 유형 분류

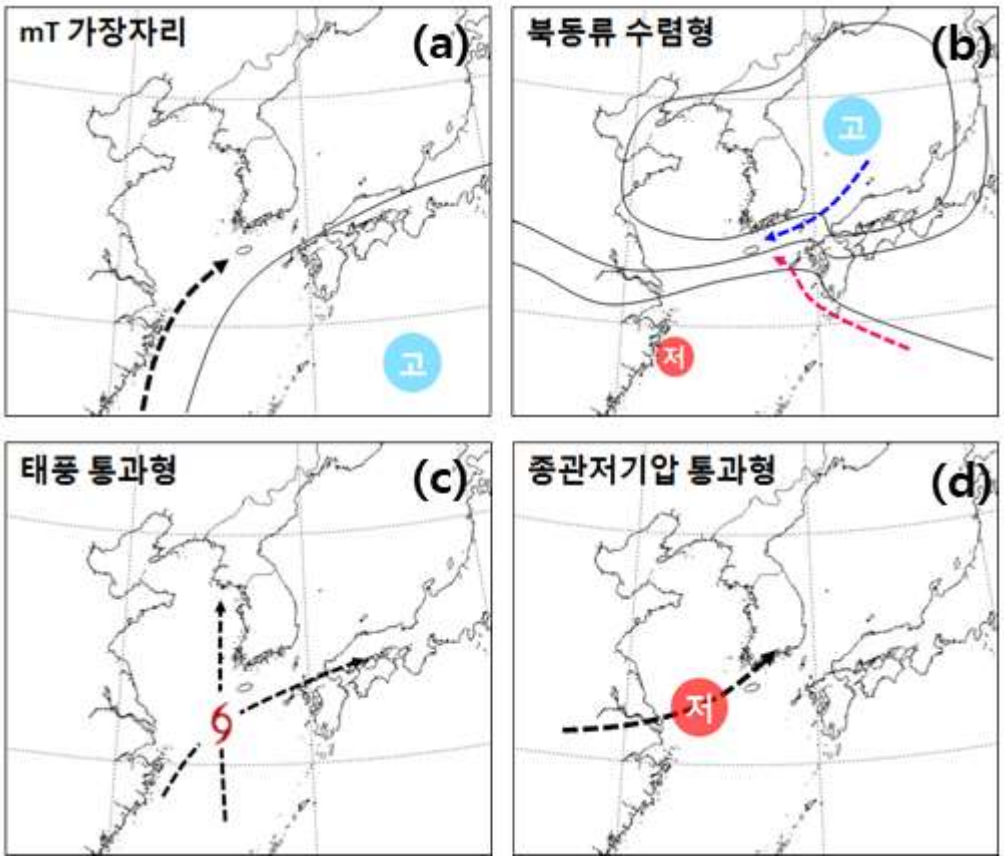


그림 2-6. 제주도에서 발생하는 국지호우의 4가지 유형
(a) mT 가장자리형(남서류형), (b) 북동류 수렴형, (c) 태풍 통과형, (d) 종관저기압 통과형

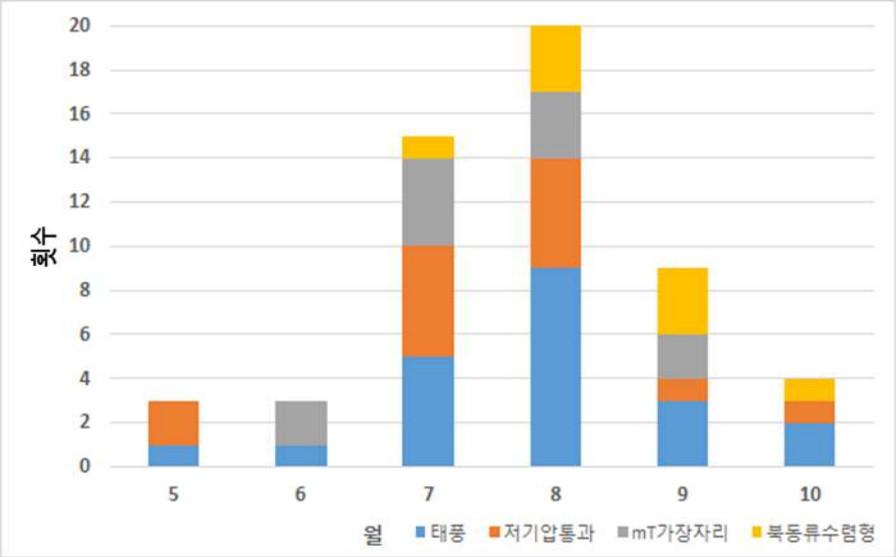


그림 2-7. 최근 19년(2000~2018년) 제주 지역(서부, 산간 제외) 국지호우 4가지 유형들의 월별 분류

mT 가장자리형이 7월에 가장 많이 나타나는 이유는 7월에 해풍이 불 때 이슬점온도가 가장 높고 해풍의 강도가 강하기 때문이다. 그림 2-8은 성산 파고부이와의 기온차를 보기 위해 최근 5년(2014~2018년) 동안 7월에서 8월 사이 성산 지점에 해풍이 부는 주간과 해풍이 불지 않는 야간으로 나누어 이슬점온도와 기온의 월평균을 나타낸 것이다. 이슬점온도는 7월이 8월보다 주간에 1℃가량 높다. 이는 7월에는 제주도가 mT 가장자리에 위치해 수증기 유입이 원활하지만, 8월에는 mT의 영향권에 들기 때문에 수증기 공급이 원활하지 않기 때문이다. 또한, 7월은 야간보다 주간에 이슬점온도가 1.5℃가량(5년 평균) 높은데, 이는 낮 동안 해풍으로 인해 수증기량이 증가하기 때문이다. 성산(188)과 가까운 성산 파고부이의 7월과 8월의 평균 해수면 온도(2017년 기준)는 각각 23℃와 26℃로, 해수면 온도와 성산 지점 기온과의 차이가 8월(3.5℃)보다 7월(5℃)이 크기 때문에 해풍의 강도는 8월보다 7월이 강할 수 있다. 따라서 8월보다 7월이 수증기가 제주도로 유입되기 좋은 기압계 배치와 해상-육지의 온도 경도 조건을 가지고 있으므로, 하층의 기류가 수렴되어 대류운이 발달하기 유리하다.

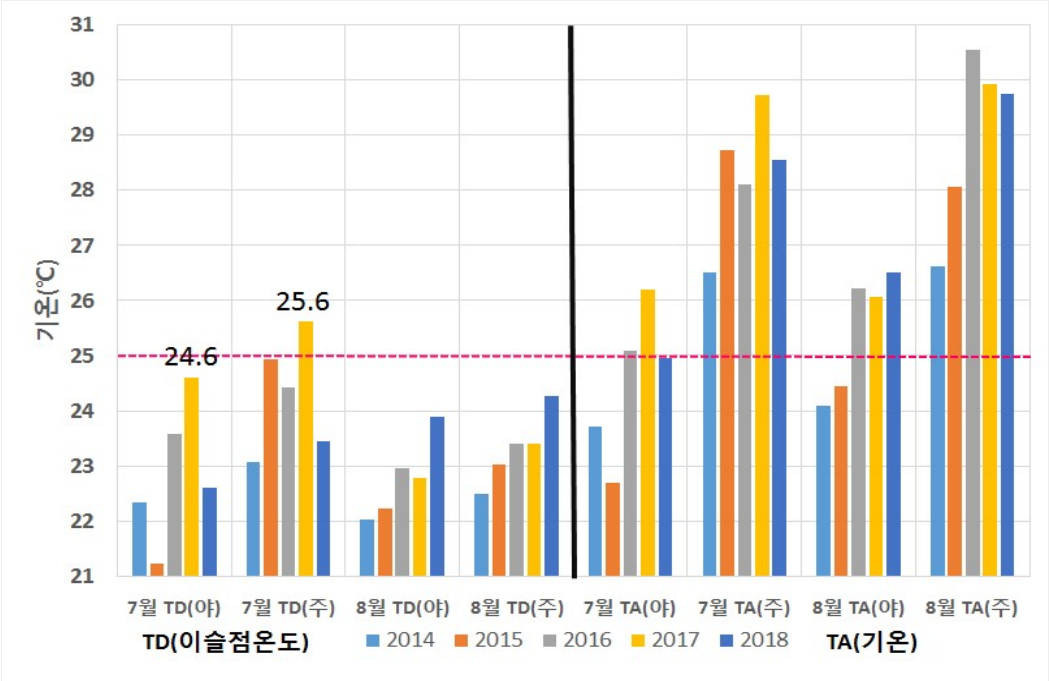


그림 2-8. 최근 5년(2014~2018년) 성산(188) 7·8월의 주·야간 이슬점온도와 기온의 월평균 (단, 강수일 제외, 주간: 11~16시(해풍 주시간대), 야간: 20~06시(해풍 영향이 적은 시간대), 빨간 파선은 25℃ 선)

mT 가장자리형에서 제주 동부지역으로 기류수렴에 의한 대류성 강수가 촉발되기 위해서는 해풍 유입에 따른 이슬점온도의 상승도 동반된다. 그림 2-9와 같이 주간에 해풍이 불면서 이슬점온도가 상승하게 되면 이는 대류응결고도(CCL)와 자유대류고도(LFC)를 낮추는 역할을 한다. 이슬점온도의 상승은 공기 중 수증기량이 증가함과 동시에 낮은 고도에서부터 대류가용 잠재에너지(CAPE)를 극대화함으로써 단시간에 폭발적으로 강수가 내릴 수 있는 원동력이 된다. 또한, 해풍이 불기 시작하면 습윤한 공기가 비교적 덜 경사진 제주 동부지역으로 모여들게 되는데 이때 100~300m 높이의 오름 지역의 지형적 영향으로 인한 강제적 상승이 더해지면서 상승응결고도(LCL) 이상으로 상승을 도와 빠르게 포화에 이르게 된다.

그림 2-9. 하층 수증기 공급으로 이슬점온도가 상승하면 대류응결고도(CCL)가 낮아져 낮은 고도에서부터 구름이 발달하면서 대류가용에너지(CAPE)가 높아짐을 보여주는 모식도

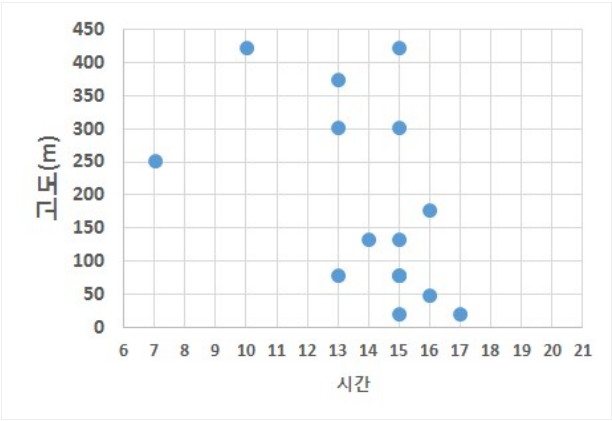


그림 2-10. mT 가장자리형(남서류형)의 3시간 90㎜ 이상 최초 기록시각과 지점 고도(m)

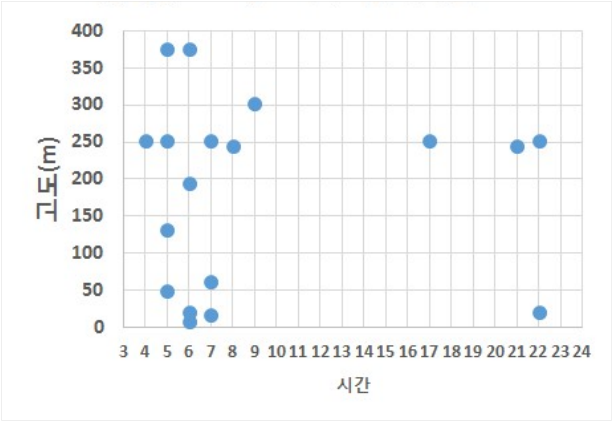


그림 2-11. 북동류 수렴형(북동류형)의 3시간 90㎜ 이상 최초 기록시각과 지점 고도(m)

해풍이 불어야 촉발되는 mT 가장자리형(남서류형)은 낮 시간에 주로 발생한다. 그림 2-10은 mT 가장자리형(남서류형) 사례의 3시간 강수 90㎜ 이상을 기록한 최초시각을 나타낸 것이다. mT 가장자리형(남서류형)은 15시를 전후로 많이 나타났는데, 이는 3시간 누적강수량이므로 주 강수의 시작 시각은 12시 전후로, 주로 오전에 시작된다고 볼 수 있다. 이 유형은 해풍이 불면서 이슬점온도가 높은 공기가 제주 동부지역에서 수렴되어 응결고도를 낮추고 CAPE를 크게 형성하여 폭발적으로 발달한다. 지표가 가열되어 해풍이 강화되는 시간이 필요하기 때문에 10시 전후로 강수가 시작되어 해풍이 종료되는 시각에 강수도 종료된다.

북동류 수렴형(북동류형)은 야간에 강화된다. 그림 2-11은 북동류형 사례의 3시간 강수 90㎜ 이상을 기록한 최초시각을 나타낸 것이다. 북동류형은 아침 6시를 전후로 많이 나타났다. 3시간 누적강수량이므로 주 강수 시작 시각은 3시 전후로 주로 밤에 많다. 이 유형은 온난전선 형태에서 발생하는 중규모 대류계 형태이므로 기압계가 형성되면 시간과 관계없이 발생할 수 있다. 그럼에도 불구하고 야간에 강한 강수의 빈도가 높은 이유는 발생 메커니즘과 관련이 있다. 북동류형은 남서류형에 비해 열적인 조건이 풍부하지 않기 때문에, 구름이 발달해 단시간에 많은 강수가 내리기 위해서는 지표에서부터 대류가 발생하여 최대한 수증기를 짜내야 한다. 따라서 육풍이 형성되는 밤에 육지에서 해상으로 불어 나가는 바람과 해상에서 강하게 유입되는 동풍류의 바람이 지표 부근에서 수렴할 때 강수가 발달할 수 있다.

태풍통과형은 태풍 중심이 동경 123~129˚와 북위 30~33˚를 지날 때 발생한다. 태풍이 제주도 주변으로 통과할 때 강한 바람이 불면 오랜 시간 많은 비가 내린다. 다만 이번 연구는 산간을 제외한 지역에서 3시간 90㎜ 이상의 강수를 기록한 사례만을 대상으로 한다. 그림 2-12는 산간을 제외한 제주지역에 호우 발생 시 태풍의 이동 경로를 나타낸다. 붉은색 상자(동경 123~129˚, 북위 30~33˚)는 제주지역에 3시간 강수가 90㎜ 이상에 도달했을 때 태풍 중심의 위치를 나타낸다. 태풍의 중심이 제주 남쪽해상을 지나면서 남동기류와 북동기류가 만날 때 동부지역에서 강한 강수가 나타난다.

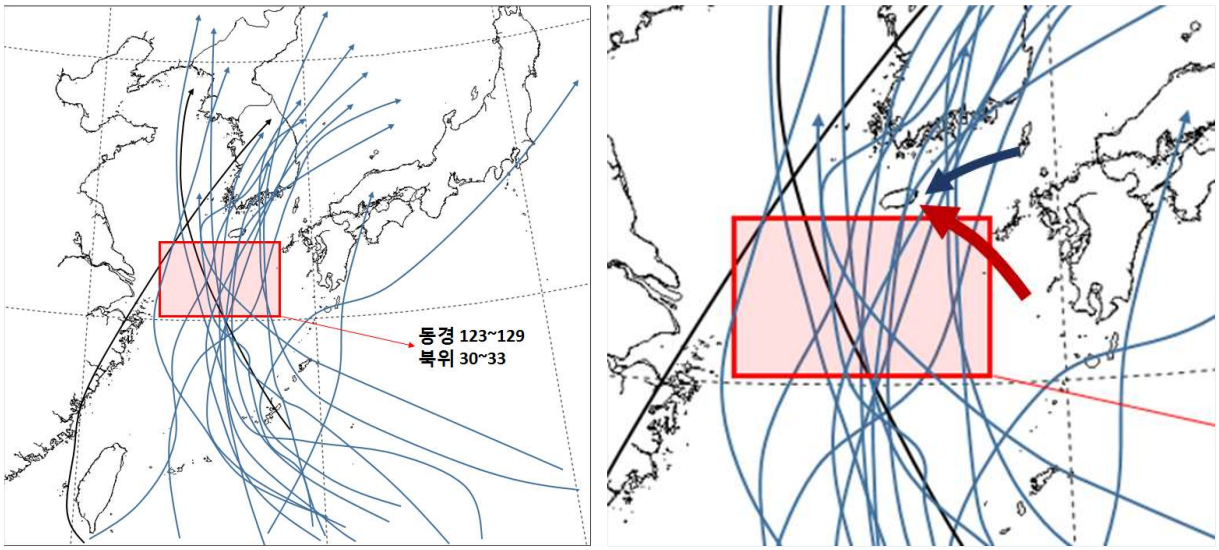


그림 2-12. 제주 지역(산간 제외) 호우 발생(3시간 강수 90㎜ 이상) 사례의 태풍 이동 경로.
붉은색 상자(동경 123~129˚, 북위 30~33˚)는 강한 강수 시 태풍의 중심이 위치한 영역

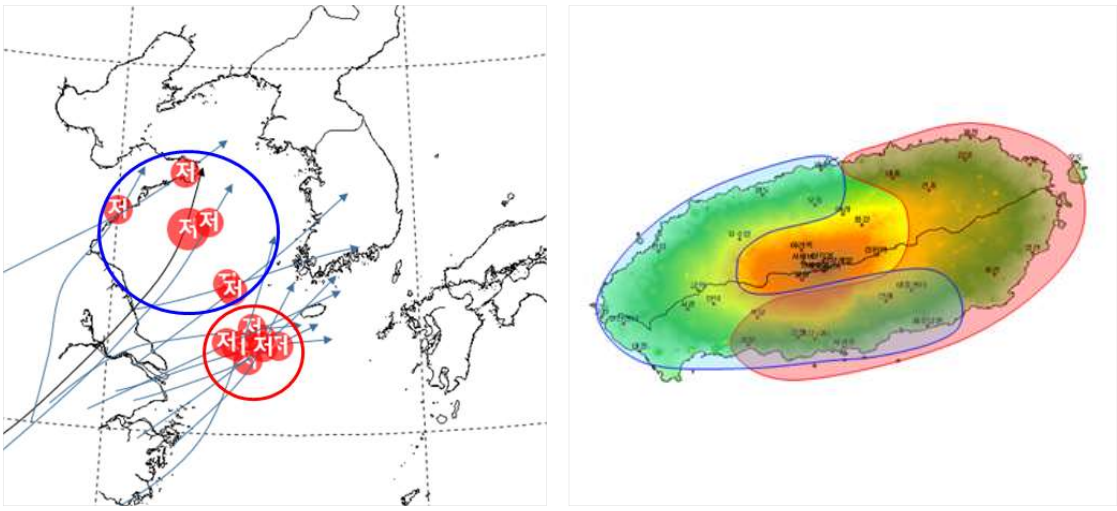


그림 2-13. (좌) 제주 지역(산간 제외) 호우 발생 시(3시간 90㎜ 이상) 저기압 중심의 위치와 이동경로
(우) 왼쪽 그림의 저기압 중심 위치별 제주도 호우 발생 구역
(푸른색/붉은색 구역: 저기압의 중심이 왼쪽 그림의 푸른색/붉은색 원 안에 위치)

저기압 통과형은 저기압 중심이 제주 서쪽으로 지날 때 나타나며 저기압 이동경로에 따라 호우가 발생하는 구역이 달라진다. 그림 2-13의 좌측 그림은 산간지역을 제외한 제주지역에 3시간 강수 90㎜ 이상이 나타난 경우의 저기압의 이동경로와 중심 위치를 나타낸 것이다. 우측 그림은 저기압 중심이 푸른색 원을 지날 때의 집중 호우구역과 붉은색 원을 지날 때의 집중 호우구역을 보여준다. 저기압 중심이 붉은색 원을 지나는 사례가 많았는데, 이 경우 지상의 남서풍과 북동풍의 수렴역이 나타나는 제주도 동남쪽 지역에 집중호우가 내린다. 저기압 중심이 푸른색 원을 지날 때는 비교적 중심과 멀리 있지만 강한 비가 내린다. 이때는 발달한 저기압이 통과하면서 850hPa에서 35kts 이상의 남서류가 유입되고 지형의 영향을 받는 제주도의 서쪽과 남쪽에 많은 강수가 내린다. 저기압 중심이 제주도 동쪽을 지날 때는 산간을 제외하고 제주도에서 3시간 동안 90㎜ 이상의 강수가 내린 사례가 없었다.

2. 2. 제주 동부지역 국지호우 메커니즘의 이해와 예보 가이던스

2. 1.에서 살펴본 바와 같이 제주도에서는 태풍이나 저기압 등의 Meso-α(200~2,000km) 규모의 시스템을 제외한 대부분의 국지호우가 제주도 동부지역에서 나타난다. 이번 장에서는 mT 가장자리에서 발생하는 남서류형과 북동류수렴형과 같은 Meso-β(20~200km) 이하 규모에서 예측이 어려운 유형에 대해 발생 메커니즘을 분석하고 각 요소에 대한 가이던스를 제시하고자 한다.

2. 2. 1. mT 가장자리에서 남서류 유입 시 제주 동부지역 국지호우(남서류형)

mT 가장자리(남서류형)의 기압배치에서 그림 2-14와 같이 기압경도력이 강하지 않을 때는 뚜렷한 강수 시스템이 발달하기 어렵다. 그러나 그림 2-16의 레이더 영상처럼 내륙에서 소낙성으로 대류운이 발달하여 거의 이동하지 않고 시간당 90㎜가량의 강수가 내려 누적강수량(그림 2-15)이 200㎜ 이상(난산 244㎜/일)을 기록하는 경우가 있다.

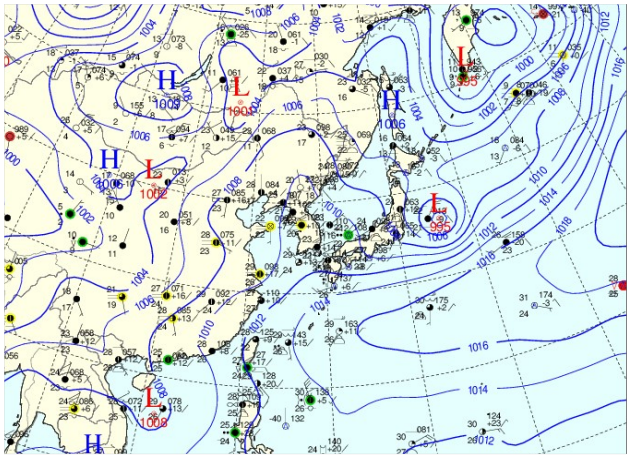


그림 2-14. 2017년 7월 5일 09시 지상일기도

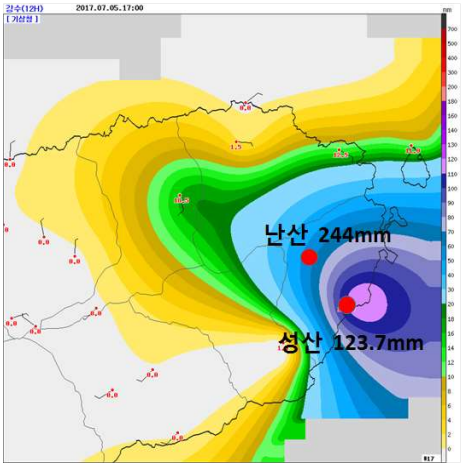


그림 2-15. 2017년 7월 5일 일 누적강수량

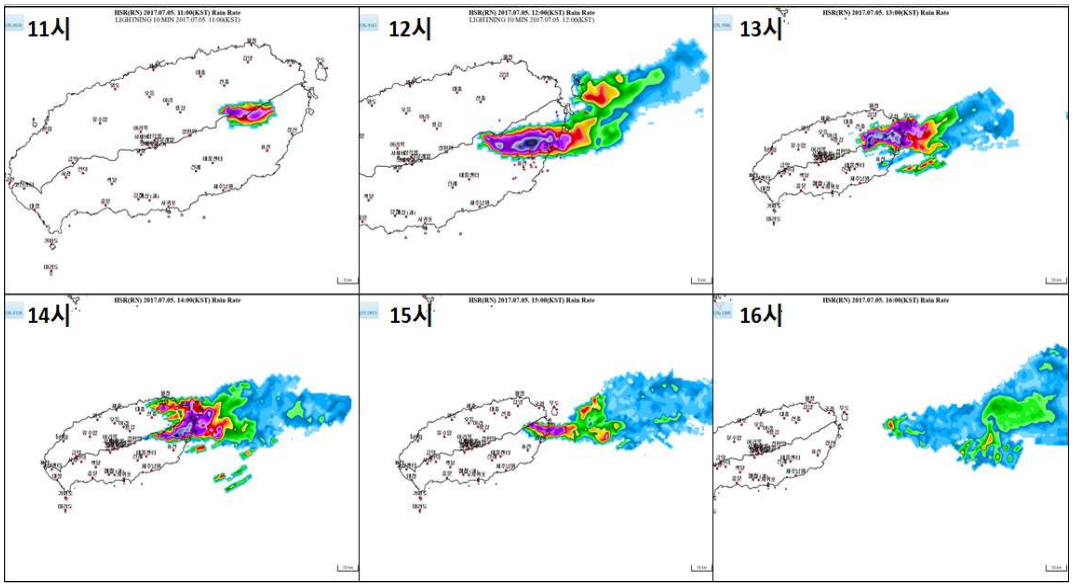


그림 2-16. 2017년 7월 5일 11~16시 제주도 부근 레이더 영상(HSR)

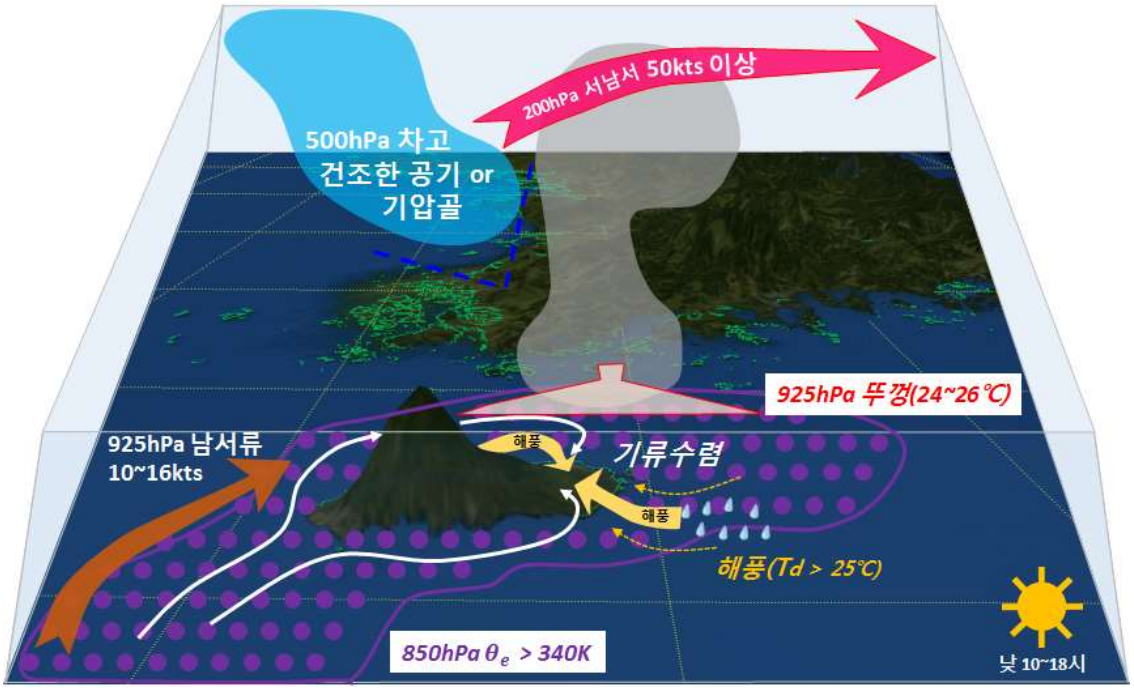


그림 2-17. mT 가장자리에서 제주 동부지역 낮에 발생하는 국지호우 모식도(상층지원형)

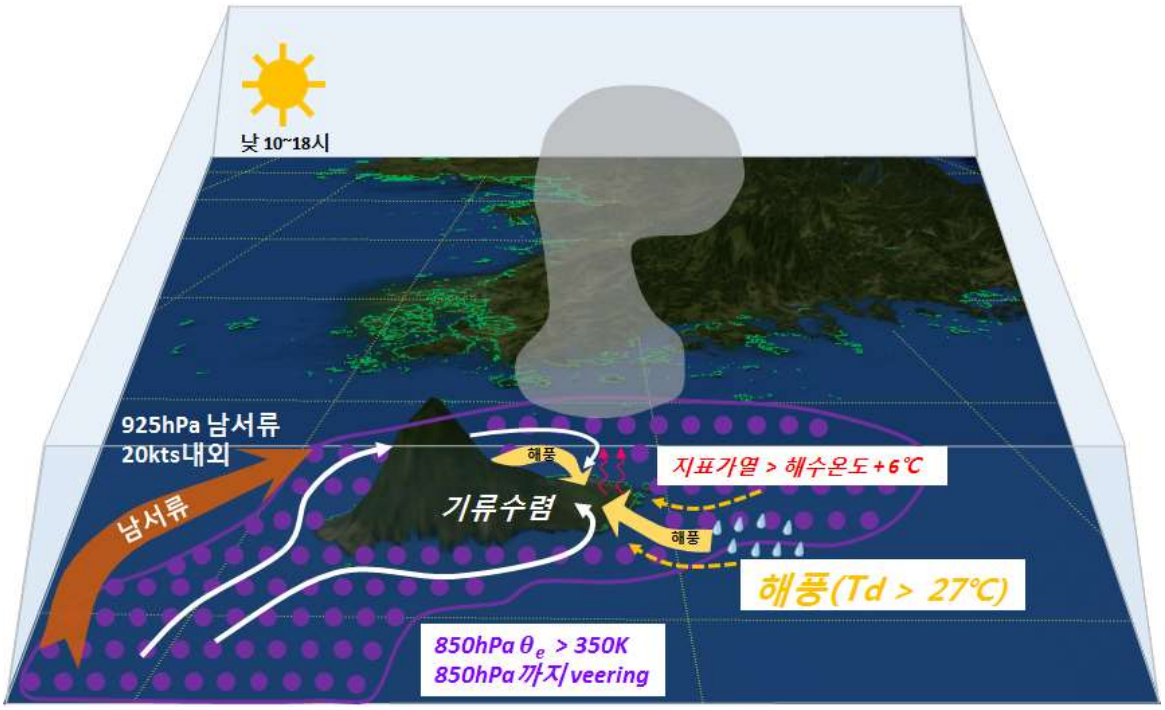


그림 2-18. mT 가장자리에서 제주 동부지역 낮에 발생하는 국지호우 모식도(하층연료형)

mT 가장자리에서 남서류가 불 때 제주 동부지역에 나타나는 국지호우의 유형은 그림 2-17과 2-18의 두 가지로 분류할 수 있다. 기본적으로 두 유형 모두 mT 가장자리에서 고온다습한 남서류를 동반한다. 그리고 뚜렷한 종관적인 시스템이 없어 하층제트가 나타나지 않지만 낮 동안 기온이 오르면서 해풍이 불어 제주도 동부지역으로 하층 기류수렴이 발생한다. 다만 그림 2-17은 상층의 강제력이 하층의 수렴을 강화시켜 발달하는 상층지원형이고, 그림 2-18은 상층의 도움 없이 다량의 수증기가 하층에서 수렴하면서 상층까지 발달하는 하층연료형이다.

이슬점온도의 상승은 연료를 공급하는 것과 같은 역할을 한다. 그림 2-19는 상층지원형 사례(2017년 7월 5일)로 7월 4일부터 5일까지 성산 지점의 기온(최고기온과 기록시간), 이슬점온도, 500hPa 기온과 시간강수량의 시계열 자료이다. 7월 4일과 5일 아침 6시 이후로 기온이 오르면서 이슬점온도도 함께 오르는 것을 볼 수 있다. 일반적으로 내륙에서는 낮에 기온이 오르면 이슬점온도가 내려가거나 유지되는 반면 제주도는 해풍이 유입되어 기온이 오르면서 이슬점온도도 함께 올라간 뒤 해풍이 약화되면 다시 떨어지는 형태를 보인다. 7월 5일 강수가 있기 전, 아침 7시부터 이슬점온도가 기온과 함께 상승하기 시작했고 8시가 되자 이슬점온도가 25℃ 이상 오르며, 해풍이 불기 전보다 1℃ 이상 상승했다. 낮 동안 이슬점온도의 1℃ 상승은 그림 2-9와 같이 대류응결고도(CCL)를 낮추어 구름 발달을 쉽게 만들고 운저고도를 낮추어 대류가용잠재에너지(CAPE)를 키우는 역할을 한다.

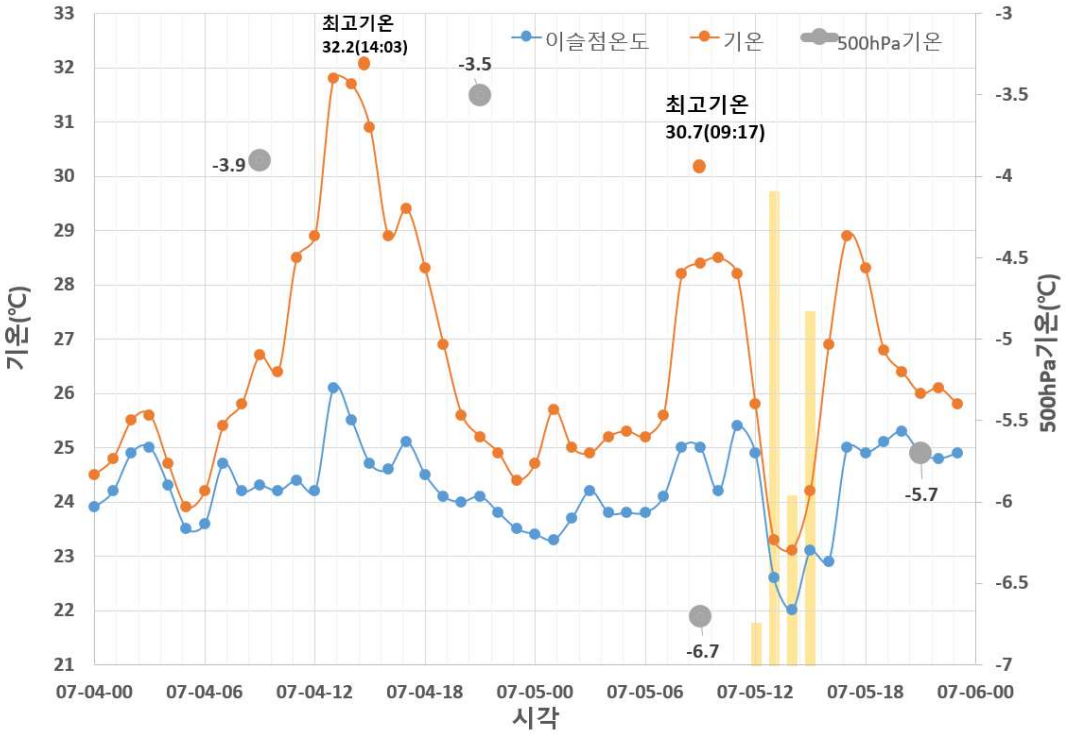


그림 2-19. 2017년 7월 4~5일 성산(188)의 기온, 이슬점온도, 500hPa 기온(12시간 간격), 시간강수량(㎜, 노란 막대)

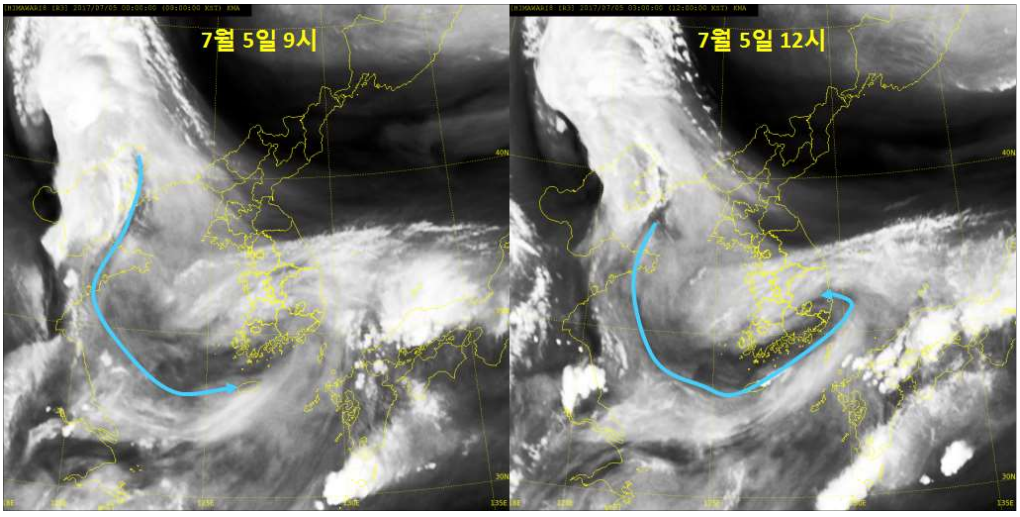


그림 2-20. 2017년 7월 5일 수증기영상(하늘색 선: 건조라인) (좌) 09시, (우) 12시

상층의 지원은 하층의 불안정을 폭발시키는 데 시동을 거는 역할을 한다. 7월 4일 지상일기도의 조건은 7월 5일과 유사하였다. 그러나 그림 2-20의 수증기영상에서 7월 5일은 건조라인(하늘색 선)이 발해만에서부터 제주 북서쪽으로 유입되면서 하층의 습윤한 공기를 밀어 올리는 역할을 하였다. 그리고 그림 2-19에서 7월 5일 9시에 500hPa 기온이 7월 4일 9시에 비해 -3.5℃에서 -6.7℃로 3.2℃가 떨어져 열적인 불안정이 가속화되었음을 알 수 있다. 그림 2-21은 7월 4일과 5일 9시 태풍센터(제주)에서의 단열선도이다. 7월 5일 아침 상층기압골이 유입될 때 300hPa 이상 고도에서 50kts 이상의 남서풍이 불면서 상층발산과 연직시어에 의한 상승 운동으로 2차 순환이 강화되었다.

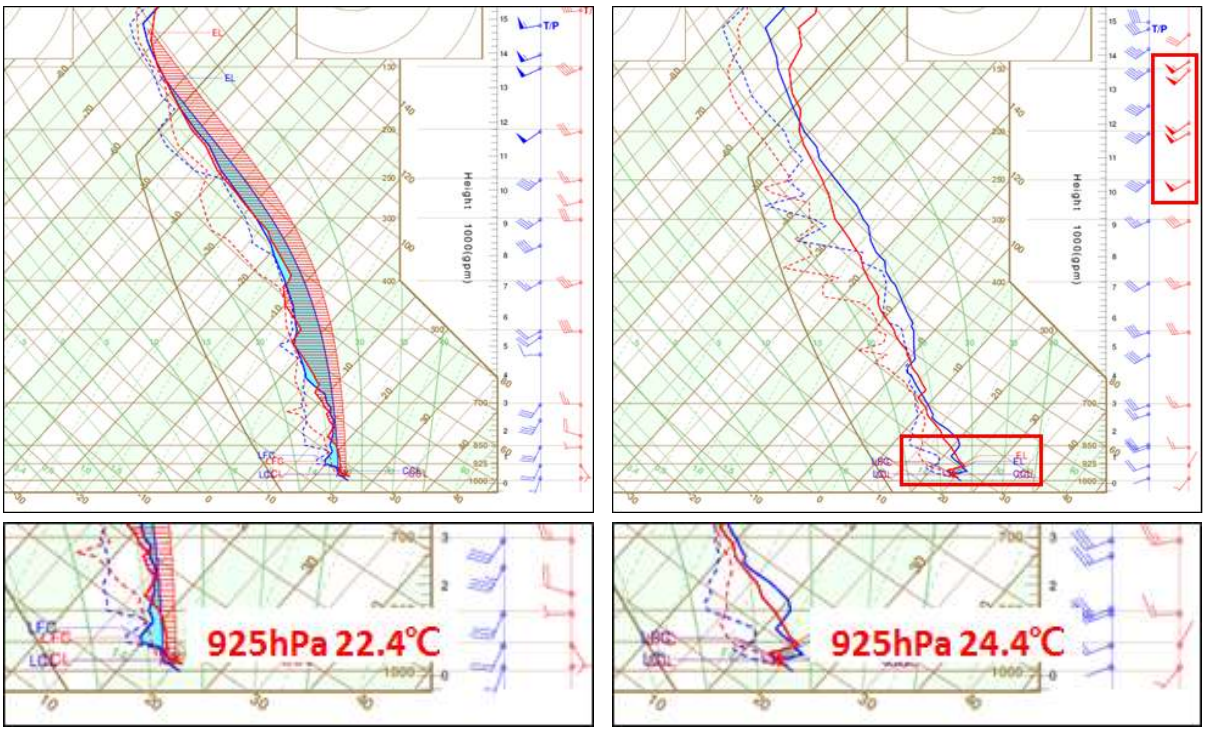


그림 2-21. 2017년 (좌) 7월 4일, (우) 7월 5일의 09시 국가태풍센터의 단열선도(700hPa 이하 고도 확대)

상층지원형의 경우 기압계와 해풍의 발달 및 수렴 조건을 만족하더라도 상층기압골이나 건조역의 통과 시간이 어긋날 경우 대류성 구름의 발달이 제한적이고 분산될 수 있다. 따라서 그림 2-22처럼 여러 조건을 좁혀가며 예보를 생산해야 한다.

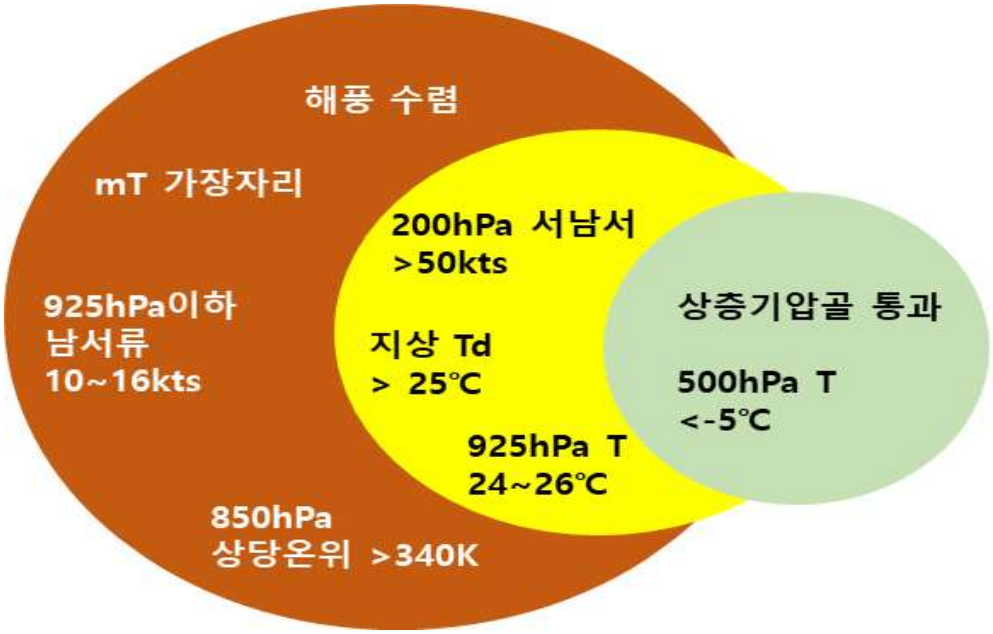


그림 2-22. 2017년 (좌) 상층지원형 조건 벤다이어그램

하층의 기류 수렴은 가속 페달을 밟는 역할을 한다. 그림 2-23의 2017년 7월 4일과 5일 같은 시각의 바람 벡터를 보면 4일은 지형효과를 받을 수 있는 내륙이 아닌 해안 쪽으로 수렴이 일어났지만, 7월 5일은 이른 시간부터 100~300m 높이의 오름 지역이 위치한 제주

동부지역으로 기류가 수렴되어 상승 운동이 집중될 수 있었다. 7월 4일은 열적으로는 불안정했지만 상층의 강제력이 없었을 뿐만 아니라, 하층의 수렴이 지형효과를 받을 수 없는 곳에서 일어났기 때문에 오후에 소낙성 강수가 발생하지 않았다.

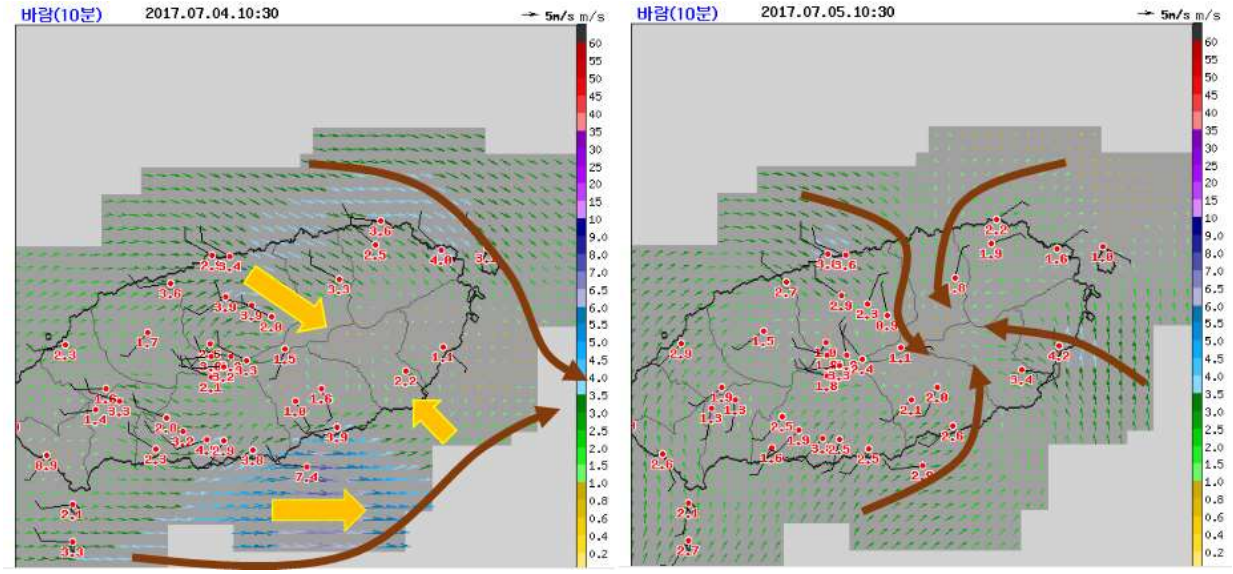


그림 2-23. 2017년 (좌) 7월 4일, (우) 7월 5일 10시 30분 바람벡터

역전층은 터보엔진 역할을 한다. 2017년 7월 5일 제주 동부지역에 소낙성 강수가 강했던 또 다른 원인으로 하층의 역전층을 들 수 있다. 그림 2-24에서 24시간 전 상해 지역에 있던 25℃ 이상의 난기가 제주지역으로 유입됨에 따라, 7월 4일 9시 태풍센터의 925hPa 기온이 22.4℃에서 7월 5일 9시 24.4℃로 2℃ 증가하면서 역전층이 생겼다(그림 2-21 참조).

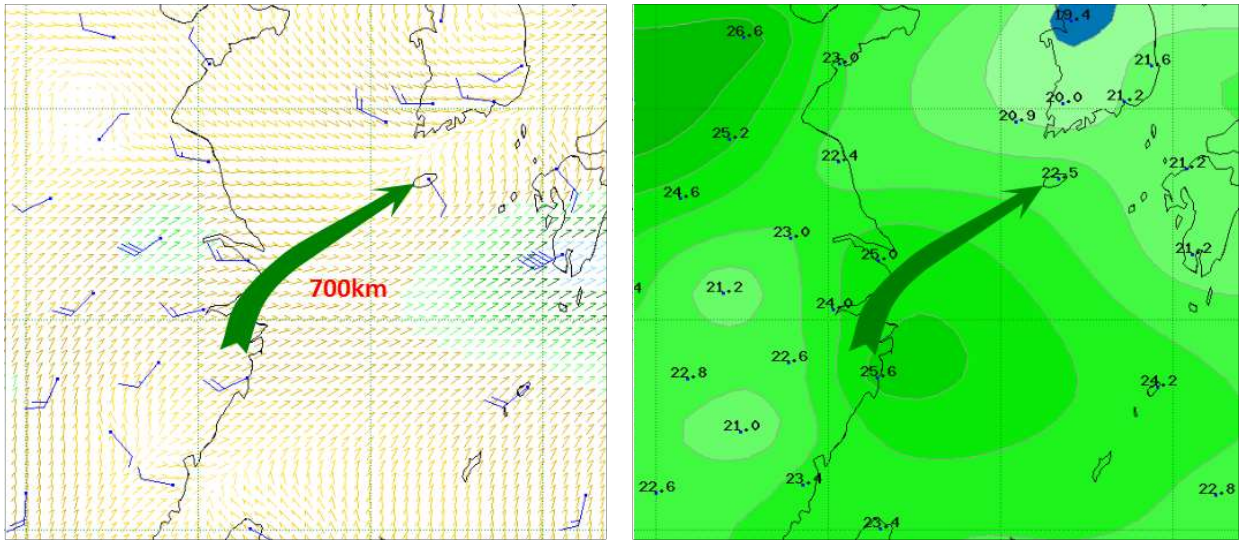


그림 2-24. 2017년 7월 4일 09시 (좌) 925hPa GTS 고층 바람, (우) 925hPa 기온

925hPa에 난기가 유입되어 발생한 역전층은 세 가지 역할을 한다. 첫 번째는 풍하측 수렴(소용돌이)의 집중이다. 이순환과 박광순(2004)은 겨울철 10kts 이상의 북서풍이 불 때 제주도 남부 해상에 나타나는 Karman 소용돌이에 의해 생성되는 구름은 한라산 중턱에 해당하는 900hPa 고도에 형성된 강한 역전층에 원인을 두고 있다고 했다. 고성경과 이은정(2014)은 종관 풍속이 16kts 미만일 때 한라산을 돌아 풍하측에 수렴역이 형성된다고 했다. 남서류가 너무 강하면 기류가 한라산을 넘어 풍하측으로는 하강류가 발생해 수렴을 방해한다(그림 2-25 좌). 반면 925hPa 고도에 역전층이 있고 남서류의 풍속이 10~20kts일 경우에는 풍하측에 소용돌이가 생성되고 수렴이 잘 형성된다(그림 2-25 우).

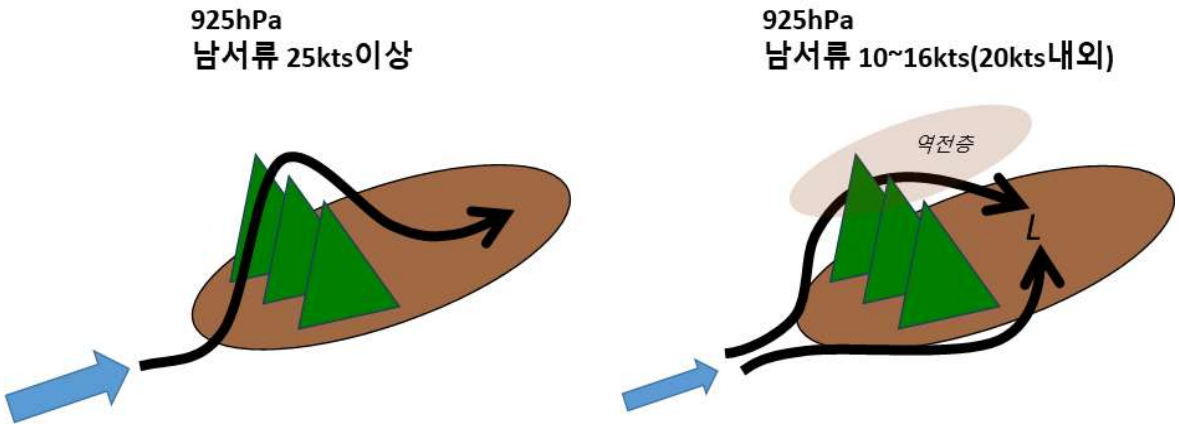


그림 2-25. 남서류 풍속에 따른 풍하측 수렴역 형성 모식도
(좌) 남서류가 산을 넘어 풍하측에 하강류가 발생하는 경우
(우) 남서류가 한라산을 돌아 풍하측 내륙에 수렴이 발생하는 경우

두 번째는 지표 부근에 기압경도력이 약한 상황에서 925hPa 역전층으로 인해 혼합층의 발달이 제한되면 대기는 역전층 아래로 갇히게 된다. 지표 부근에 바람이 강하지 않아 일사에 의한 지표 가열이 잘 형성되어 빠른 시간 내에 기온이 오를 수 있게 되면서 해풍의 유입 시간이 빨라진다. 그림 2-19에서 7월 4일 해풍이 유입되면서 이슬점온도가 급격히 올라간 시각은 12시 이후지만 7월 5일 해풍이 불기 시작하면서 이슬점온도가 25℃를 넘은 시각은 7~8시이다. 따라서 7월 5일의 사례처럼 925hPa 역전층은 대류를 억제하는 작용을 하면서 수증기를 빠른 시간 안에 제주 동부지역으로 모으는 역할을 한다.

마지막으로 역전층은 그 아래로 습윤한 공기를 가둬두고, 위로는 CAPE이 큰 지역이 나타나면서 일명 “Loaded gun(장전된 총)” 형태를 띄게 된다. 따라서 잠재적인 불안정을 유지한 상태에서 상층의 강제력, 하층의 기류수렴, 지형적인 상승이 더해지면 압력밥솥의 김을 빼듯이 불안정이 폭발하게 된다.

다만, 그림 2-26의 2017년 7월 13일 21시 단열선도처럼 925hPa 부근 기온이 27℃를 넘어가면서 역전층이 너무 두껍고 상층의 강제력이 없는 가운데 하층 기류의 수렴이 형성되지 않는 경우는 대류운이 발달하지 않는다.

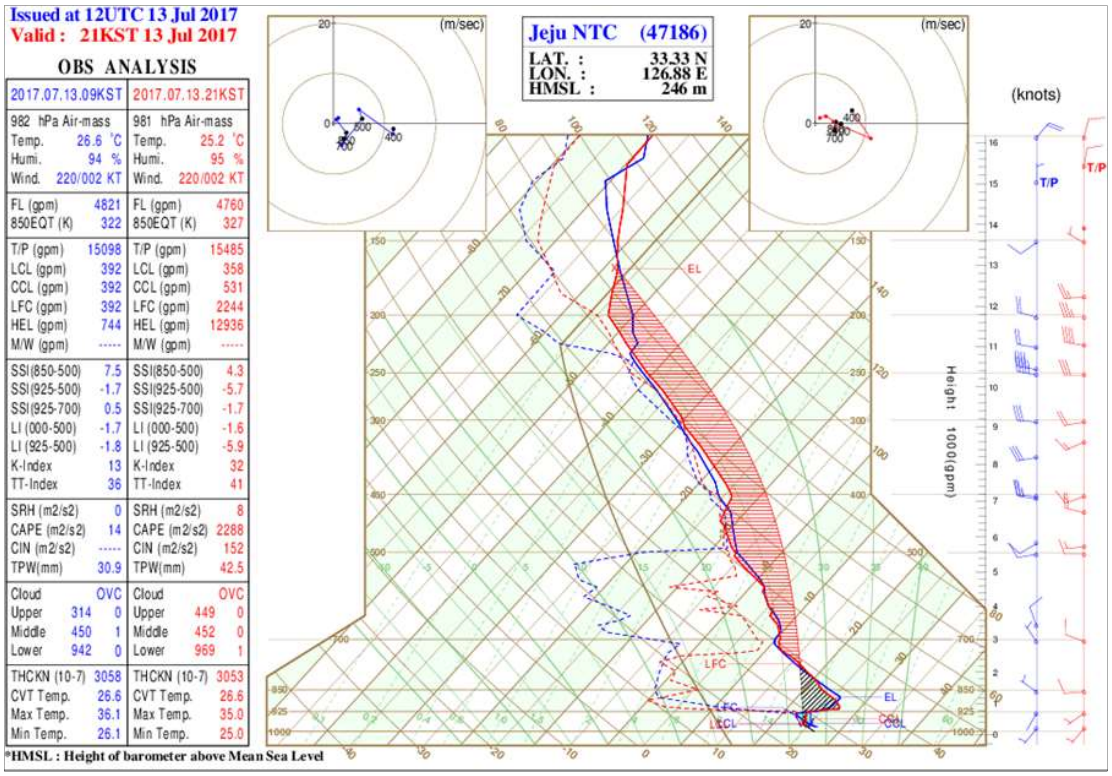


그림 2-26. 2017년 7월 13일 21시 국가태풍센터의 단열선도
(역전층(CIN)이 두꺼워 강수가 없었던 사례)

상층 강제력이 없어도 하층의 수증기량이 풍부하면 제주 동부지역에 3시간 90㎜ 이상의 강수가 발생할 수 있다. 그림 2-27은 2017년 8월 25일 09시 사례(하층연료형)의 지상과 500hPa 일기도이다. mT가 제주도 남쪽에 위치하고 그 남쪽에 태풍이 위치하면서 고기압성 순환이 유지된다. 중국대륙에서는 고압부가 확장하면서 제주도는 안장부 지역에 위치하여 뚜렷한 기압계의 지배를 받지 않는 상태이다. 500hPa에서도 건조공기의 유입이나 뚜렷한 기압골의 통과 없이 제주도는 mT 가장자리에 있다. 상층 강제력은 없지만 지상 기온이 32℃ 이상으로 오르면서 해풍이 유입되고 이슬점 온도는 27℃ 이상으로 올라 기류가 제주 동부지역으로 수렴되었다. 하층의 강한 수렴과 다량의 수증기가 대류억제영역을 넘으면서 EL 고도가 15km까지 형성되고 CAPE이 2,000을 넘으면서 3시간 동안 90㎜ 이상의 강수를 기록하였다.

8월에는 평균적으로 7월에 비해 기온은 높고 이슬점온도가 낮다. 하지만 제주 남쪽에 열대저압부가 위치한 가운데 mT 가장자리로 지속적으로 수증기가 유입될 수 있다. 지상 이슬점온도가 27℃ 이상이 되고 850hPa 상당온위가 350K 이상으로 다량의 수증기를 포함하게 되면, 상층의 강제력이 없이도 하층수렴에 의한 방아쇠 작용만으로도 구름이 폭발적으로 발달할 수 있다.

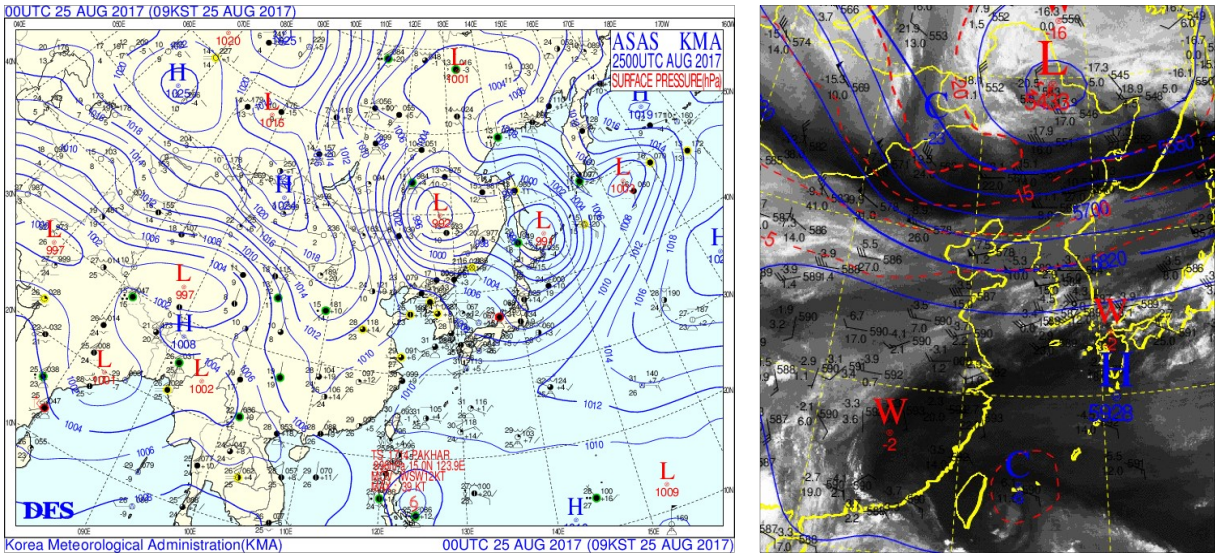


그림 2-27. 2017년 8월 25일 (좌) 2hPa 간격 지상일기도, (우) 500hPa 수증기 중첩 일기도

Key Point!

mT 가장자리 남서류 유입 시 제주동부 국지호우

1. 기압배치는 mT 가장자리에서 남서류가 925hPa에서 풍속 10~20kts 일 때
2. 주간에 해풍이 불어야 하고 남서류의 풍하측인 제주 동부지역에 수렴이 형성
3. 상층지원형: 이슬점온도는 25℃ 이상이며 해풍 불기 전보다 1℃ 이상 상승
4. 하층연료형: 이슬점온도는 27℃ 이상이며 해풍 불기 전보다 1℃ 이상 상승
   850hPa 상당온위가 350K 이상이며 순전(Veering) 존재
5. 925hPa 기온이 24~26℃이며 역전층 아래 CIN이 50 이하 존재

mT가장자리에서 제주 동부지역 낮에 발생하는 국지호우(90mm/3h 이상) 판단
(최근 20년('2000~2019년) 통계)

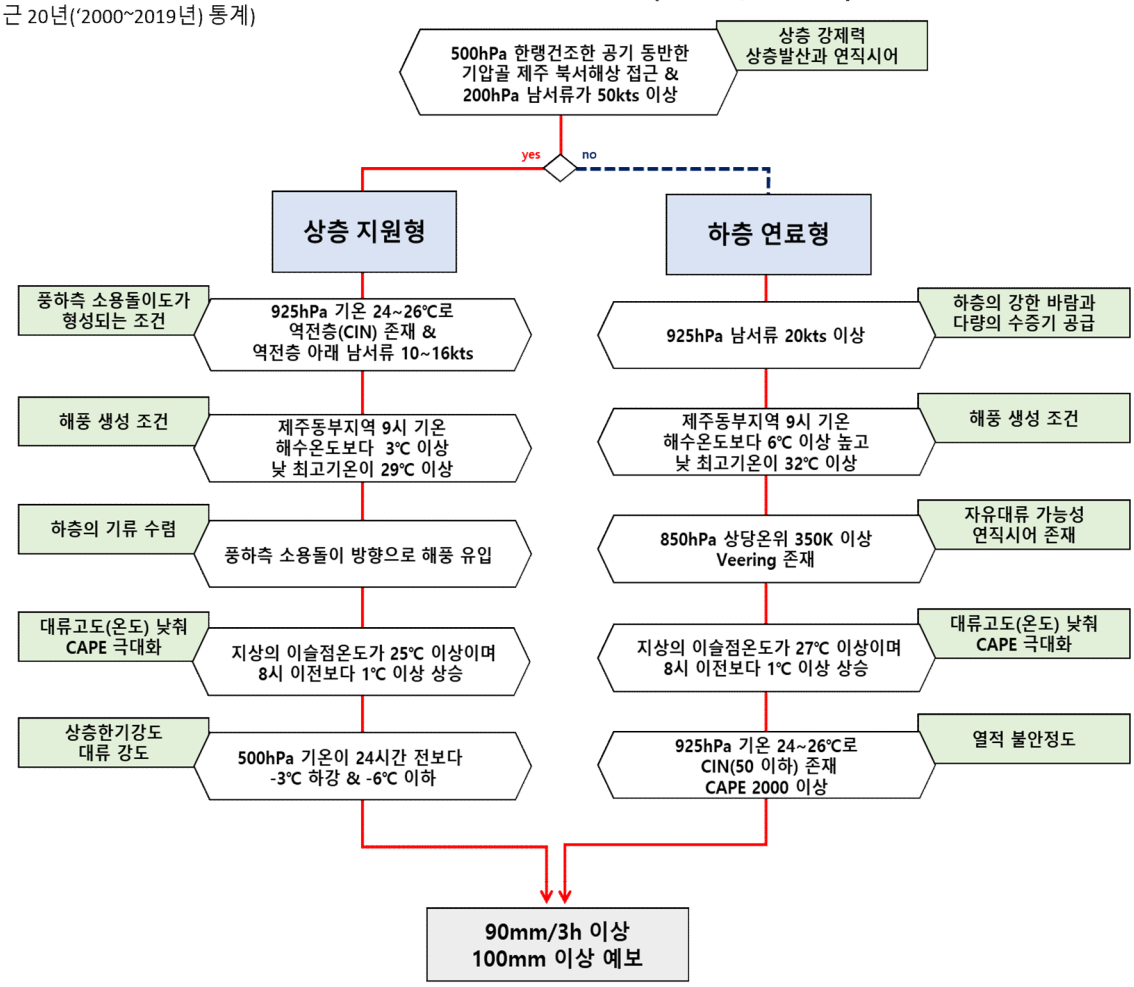


그림 2-28. 제주 동부지역 국지호우(남서류형) 판단 흐름도

2. 2. 2. 북동류 유입 시 제주 동부 국지호우(북동류 수렴형)

mT 가장자리에서 남서류가 불지 않을 때도 제주도에 호우가 내리는 경우가 있다. 그림 2-29는 동해상(제주도 북동쪽)에 하층 고압부가 자리 잡으면서 제주도 지역으로 북동기류가 유입될 때 발생하는 지상일기도와 그 당시의 3시간 누적강수량이다. 동해상에 있는 고압부는 기압골 통과 후 침강류에 의해 강화되었다. 동해상에서부터 대한해협을 거쳐 제주 북동부 지역으로 불어 들어가는 북동기류는 한랭 습윤하다. 하지만 고압부 남쪽으로 열대저압부가 있어 규슈 남서쪽에서 북상하는 남동류는 고온 다습하다. 이 두 기류가 제주도 동부지역에서 수렴하면서 중규모 저기압이 발생하여 많은 비가 내렸다.

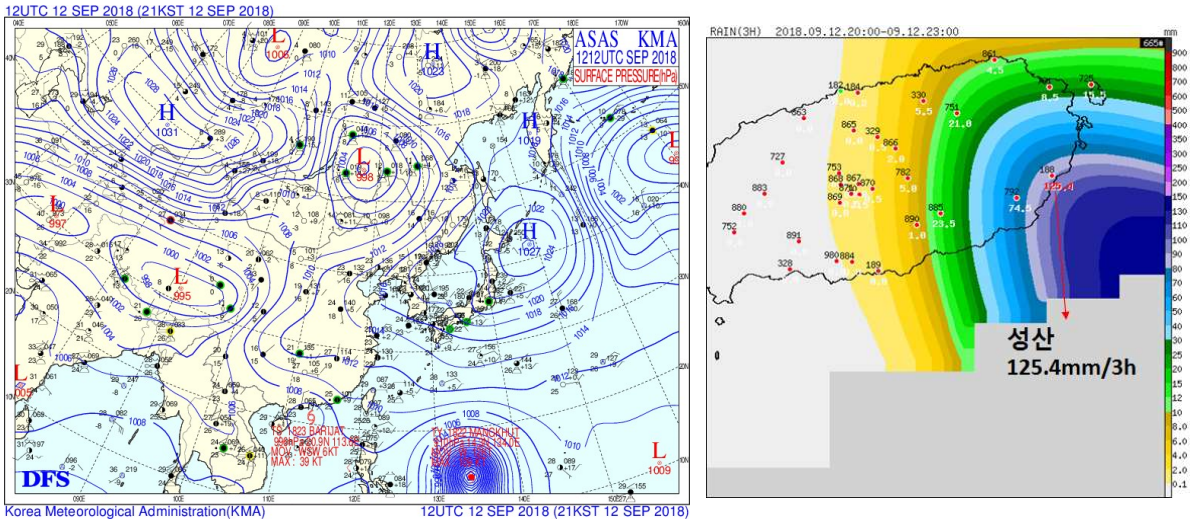


그림 2-29. 지상에서 북동류가 유입될 때 제주 동부지역 야간에 나타나는 호우 사례
2018년 9월 12일 (좌) 21시 지상일기도, (우) 23시의 3시간 누적강수량

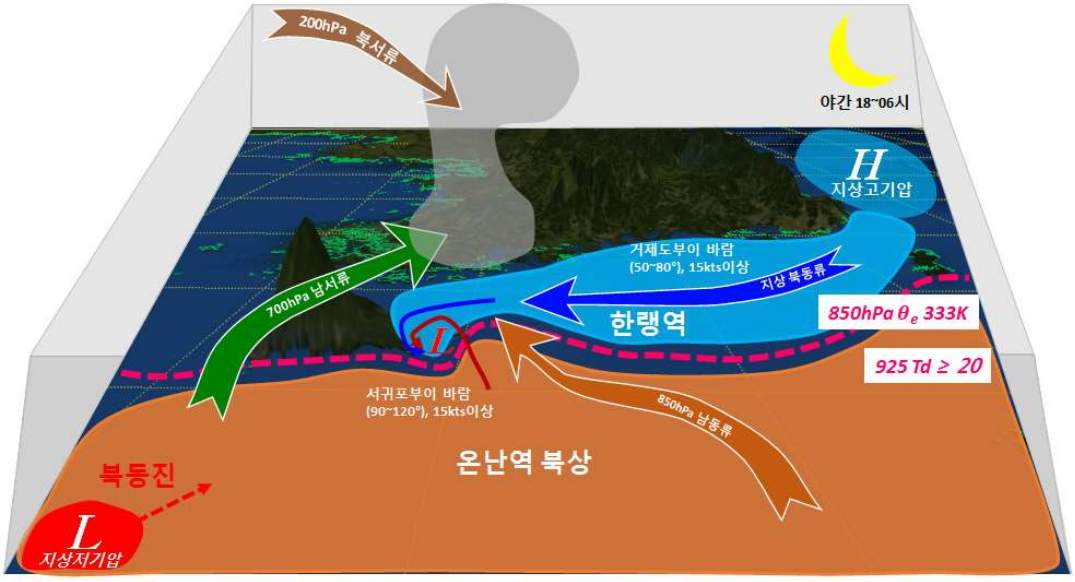


그림 2-30. 제주 동부지역 야간에 발생하는 북동류 수렴형 국지호우 모식도

‘북동류가 불 때는 호우가 내리지 않는다.’라는 말이 있다. 하지만 제주도에 북동기류가 불 때도 호우가 내릴 수 있다. 기본적으로 북동기류는 기온이 낮기 때문에 수증기를 많이 포함하지 않고, 하층으로 낮게 깔려 한기가 이류 되기 때문에 역전층이 발생해 대기가 불안정하지 않다. 그림 2-30은 북동류 수렴형 호우의 모식도이다. 지상에서는 한랭이류지만 그 위층으로는 온난이류가 강하게 일어난다. 하층에서 포화된 공기가 특정 고도까지 상승하면 상층으로 공기를 올려줄 수 있는 구조이다. 그림 2-4에 의하면 주로 8~9월에 발생하는 북동류 수렴형 호우는 14% 정도로, 16%에 해당하는 남서류형 호우와 발생 비율이 비슷하다. 이 유형은 고기압이 동해상이나 일본 동쪽 해상에 중심을 두고 북쪽 기압골 후면의 침강류가 고압부를 강화시키는 동시에 열대기단이 북상하는 8~9월 밤에서 새벽 사이에 주로 발생한다.

북동류 수렴형은 제주도 동쪽 해상에서 북동류와 남동류가 수렴하면서 시작된다. 우리나라 동쪽 해상에 위치한 고기압 가장자리에서 부는 북동기류(한기이류)는 대한해협을 지나면서 베르누이 원리에 의해 풍속이 강화된다. 이와 동시에 제주도 남서쪽 먼 해상(동중국해 부근 또는 상해 앞바다)에 위치한 지상저압부가 서서히 북동진하면서 남동기류(난기이류)가 규슈 남쪽 해상으로부터 제주도 남동쪽 해상으로 유입된다. 이 유형은 남서류형 호우처럼 해풍의 유입으로 내륙에서 수렴이 발생하는 것이 아니라, 해상에서 수렴한 기류가 중규모 저기압을 발달시켜 유입되므로 지상 바람보다는 거제도 부이와 서귀포 부이 등의 해상풍 자료를 활용해 지표 부근의 기류수렴을 예단한다(그림 2-31). 이때, 거제도 부이와 서귀포 부이의 바람은 15kts 이상으로 강하게 불어야 하고(풍속은 거의 같거나 거제도 부이가 약간 강해야 함), 두 부이의 풍향시어가 40° 이상으로 나타나야 한다. 제주도 동부지역의 북동쪽인 1사분면에 북동기류가 불고 남동쪽인 4사분면에 남동류가 불면, 제주도의 지형적인 영향으로 북동류가 휘어져 수렴이 발생한다(그림 2-32). 제주도 동쪽 해상에서 성질이 다른 두 기류의 저기압성 수렴이 일어나면서 그림 2-33의 레이더 영상과 같이 콤마형 구름으로 발달한다.

그림 2-31. 2018년 9월 12일 19시 30분 해양기상부이 바람 실황

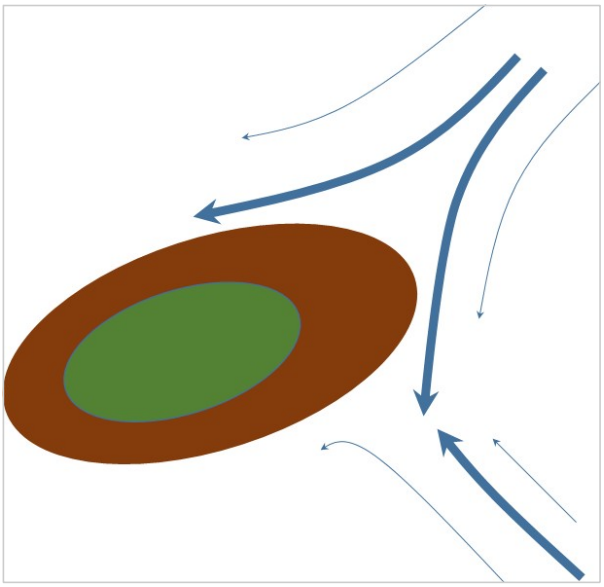


그림 2-32. 제주도 동쪽에서 북동기류와 남동기류 수렴이 일어날 때의 모식도

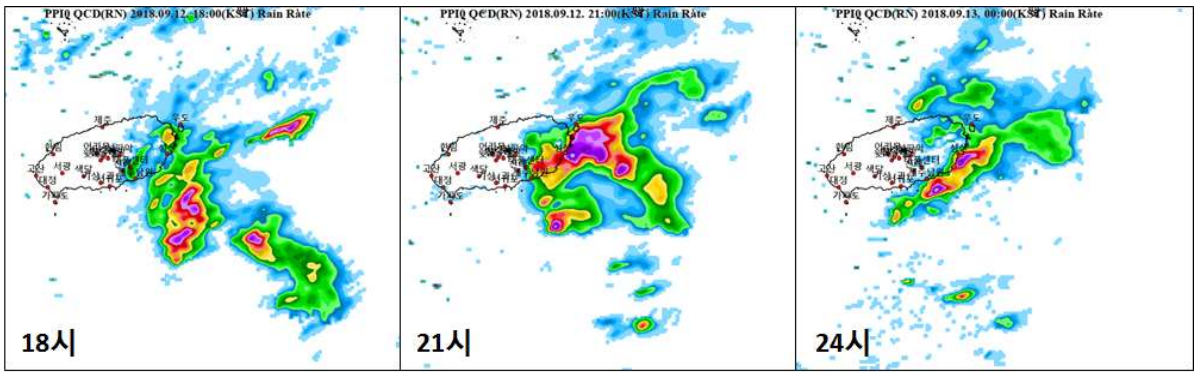


그림 2-33. 2018년 9월 12일 18시, 12일 21시, 13일 00시의 레이더 영상(PPIO)

동풍류의 깊이는 최소한 925hPa까지 존재해야 하며, 이는 차고 습윤한 공기여야 한다. 북동류형 호우에서 북동기류가 강하기 위해서는 하층의 고압부가 925hPa까지는 발달해야 하고 10~20kts 정도의 풍속이 불어야 한다. 기본적으로 대류가 지상부터 발달하지만 차가운 공기라 하더라도 습윤해야 하기 때문에 925hPa 이슬점온도가 20℃를 넘어야 시간당 30㎜ 이상의 강수가 내릴 수 있다.

제주도 남쪽 해안으로는 반드시 열대 공기의 북상이 있어야 한다. 남서류형과는 달리 한난 경계에서 중규모 시스템이 발달하기 때문에 상당온위의 조밀역이 제주도 부근에 위치한다. 기본적으로 동해상에 고압부가 위치하여 북동기류가 불 때는 제주도 부근의 850hPa 상당온위가 333K 이하로 높지 않다(그림 2-34 좌). 하지만 제주도 남쪽의 온난 습윤한 열대 공기가 북상하면서 제주도 북쪽으로는 상당온위의 조밀역이 위치하게 된다(그림 2-34 우). 따라서 북동류 수렴형 호우는 제주도와 북강릉 지점의 850hPa 상당온위가 15K 이상 차이를 보여야 한다.

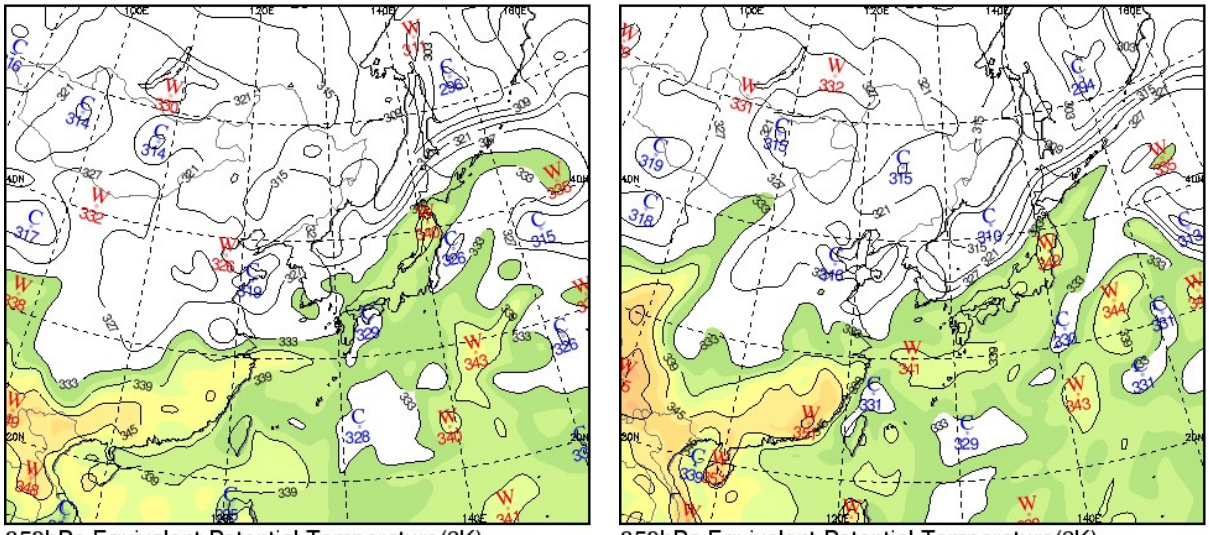


그림 2-34. 850hPa 상당온위 분석장 (좌) 2005년 8월 22일 09시, (우) 2005년 8월 22일 21시

북동류형 호우 시스템에서 순전(Veering)은 지상에서 대류권계면까지 나타난다. 북동류형은 남서류형에 비해 하층의 열적 불안정이 작기 때문에, 하층에서 수렴한 공기를 상층까지 끌어올려 줄 동력이 필요하다. 그림 2-35는 하층에서는 동풍류가 불고 상층으로 올라갈수록 바람이 시계방향으로 바뀌는 순전(Veering)이 대류권계면까지 이어진다. 따라서 지상에서 수렴하여 상승하는 공기는 자동적으로 상승할 수 있는 대기구조를 갖추게 되면서 폭발적으로 발달할 수 있다.

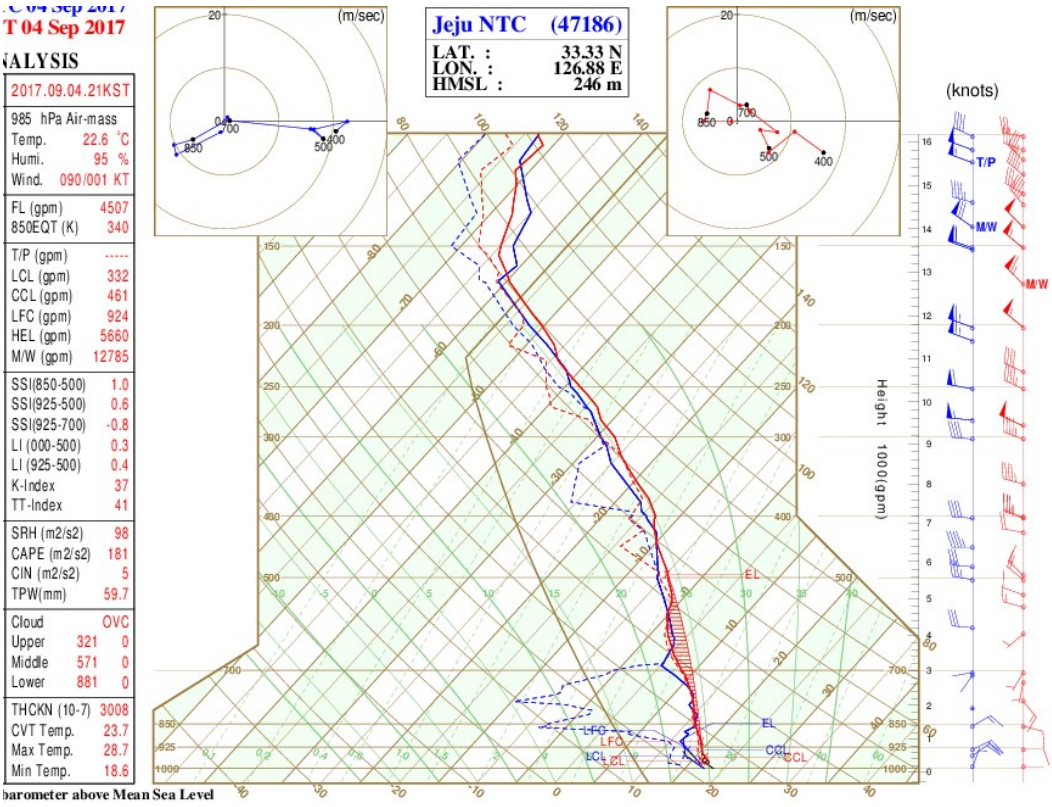


그림 2-35. 2017년 9월 4일 21시 국가태풍센터의 단열선도

Key Point!

야간, 제주 동부지역에 발생하는 북동류형 국지호우

1. 기압배치: 동해상에 고기압, 제주 남서쪽에 저압부 느리게 북동진
2. 거제도 부이 풍속 15kts 이상 ≥ 서귀포 부이 풍속 남동풍 15kts 이상
   → 제주 남동쪽 해상에서 저기압성 수렴 발생
3. 925hPa 동풍 10~20kts 이상, 이슬점온도 20℃ 이상으로 한랭 습윤
4. 850hPa 상당온위 333K 이상의 공기가 북상하면서 상당온위 조밀역이 제주도와 남해안 사이에 위치
5. 지상에서 200hPa까지 순전(Veering)이 일어나면서, 지상에서 한랭공기와 온난공기의 수렴으로 상승한 공기는 대류권계면까지 상승

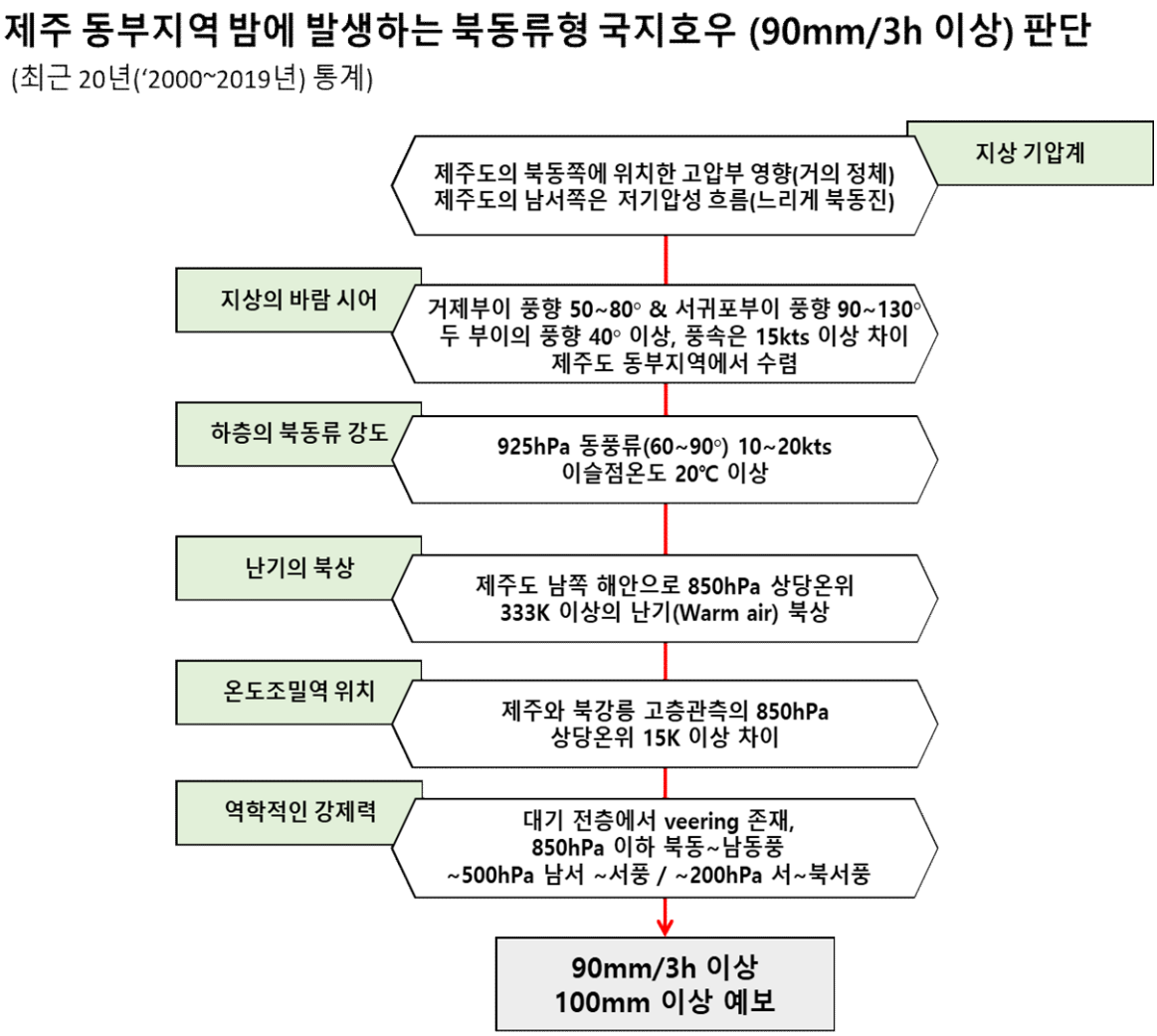


그림 2-36. 제주 동부지역 국지호우(북동류수렴형) 판단 흐름도

참고문헌

1. 이순환, 박광순, 2004: 독립된 산악지형에 의하여 형성된 중규모 소용돌이의 발달에 관한 연구. 한국기상학회지, 40(2), 191-201.
2. 고성경, 이은정, 2014: 남풍류 유입시 제주공항 윈드시어 예측 활용방안 연구. 예보기술발표

3. 부산 지역 집중호우 개념 모델의 이해와 활용

3. 부산 지역 집중호우 개념 모델의 이해와 활용

Why?

부산 지역에 단시간 동안 많은 비(120㎜/3h 이상)가 내려 큰 피해를 주었던 사례(2014년 8월 25일, 2017년 9월 11일)를 분석하여, 강수 메커니즘을 이해하고 예보 결정 요소를 시기별로 제시함으로써 향후 예보에 활용하고 실황 발생 시 신속하게 대처할 수 있도록 하고자 한다.

3. 1. 부산 지역의 호우 특징

부산은 한반도의 남동쪽에 위치해 남해안과 동해안을 끼고 있다. 낙동정맥의 최남단으로 금정산(802m)과 장산(634m)이 부산을 둘러싸고 있고, 300m 내외의 구릉 형태의 산이 곳곳에 있다(그림 3-1). 그리고 남서쪽에는 거제도, 남동쪽에는 대마도가 있어 해상에서 남풍기류(150~200˚)가 그 사이로 통과하여 부산의 지형과 부딪힐 때 많은 비가 내리기도 한다. 그러나 일반적인 종관저기압이 접근하여 지상에서 200˚가 넘는 남서풍이 불 때는 남해안과 지리산 풍상측에 많은 비를 뿌린 뒤 약화되어 부산에는 강수량이 적게 나타나는 경우가 많다. 그렇다면 어떠한 조건에서 2014년 8월 25일, 2017년 9월 11일처럼 부산 지역에 집중적으로 많은 비가 올 수 있는지 살펴보고자 한다.

그림 3-1. 부산의 3차원 지형과 거제도 부이와 영도 AWS의 위치

부산 지역의 호우는 주로 종관저기압이 통과할 때 온난역에서 발생하는 중규모 대류계에 의해 나타난다. 그림 3-2는 21년(1998~2018년)간 부산에서 관측된 3시간 누적강수량이 120㎜ 이상인 사례를 발생 유형별로 나누어 모식도로 나타낸 것이다. '저기압 통과형'은 발생 비율이

55%로 절반 이상을 차지하며, 종관저기압의 중심이 전남 서해안에 있을 때 전면의 하층제트가 강화되어 남해상에서 발달한 중규모 대류계가 부산에 영향을 주는 유형이다. 강한 집중호우로 많은 피해를 주었던 2014년 8월 25일과 2017년 9월 11일 사례 모두 이 유형에 속한다. 두 번째는 18%를 차지하는 'mT 가장자리형'으로 저기압 통과 없이 mT 가장자리에서 중규모 저기압이 발생하면서 하층제트가 강화되어 발생하는 유형이다. 이 유형은 종관저기압이 동반되지 않을 뿐 '저기압 통과형'과 메커니즘이 유사하다. 세 번째는 전체의 27%를 차지하는 '태풍 통과형'으로 태풍이 부산에 붙어서 대한해협으로 통과하거나 부산 서쪽으로 근접해서 통과할 때 나타난다.

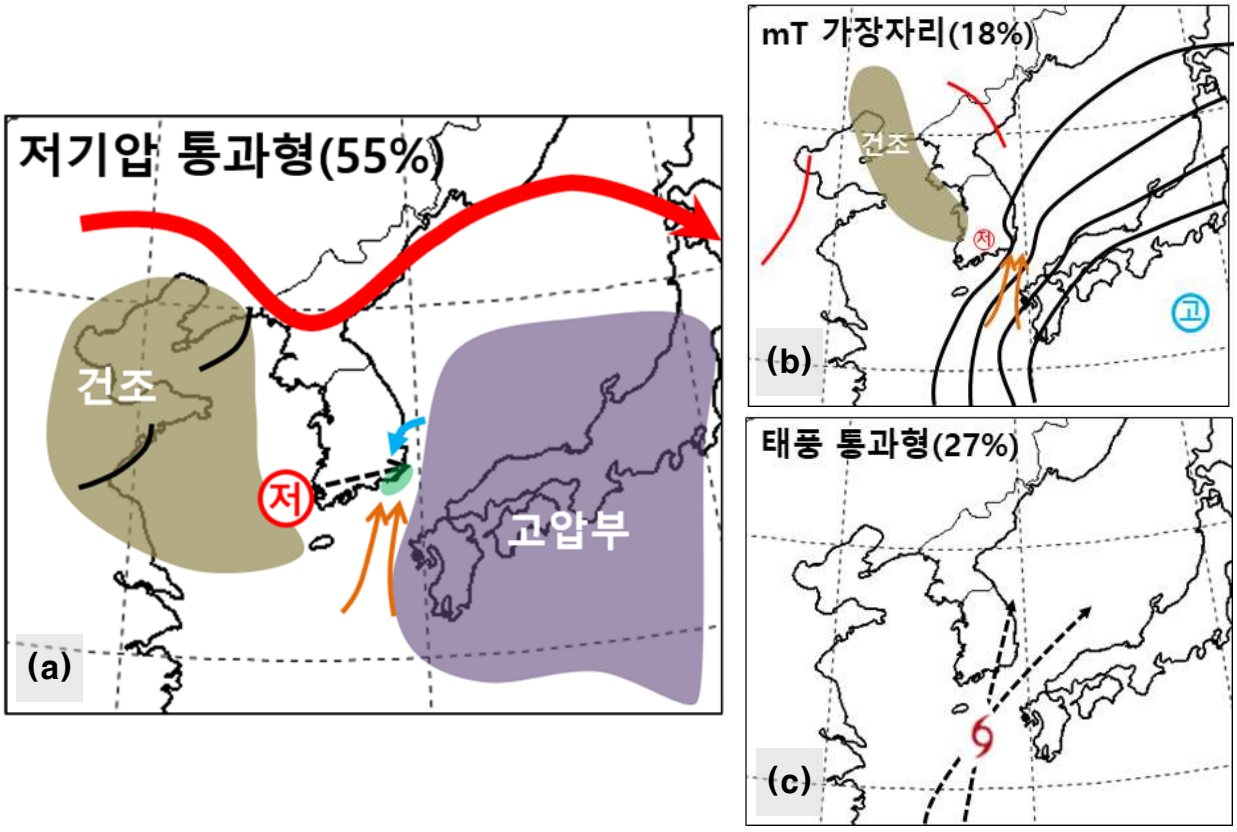


그림 3-2. 부산 지역에 나타나는 누적강수량 120㎜/3h 이상 호우 사례의 유형별 모식도
(a) 저기압 통과형, (b) mT 가장자리형, (c) 태풍 통과형

부산 지역의 호우는 주로 출근 시간에 발생한다. 그림 3-3은 28년(1990~2017년)간 6~9월 사이 해안 지역 7개 지점의 시간대별 10㎜ 이상 강수 발생 빈도를 나타낸 그래프로, 아침 7시 전후에 가장 높은 빈도를 보인다. 해안 지역은 내륙에 비해 해풍의 영향으로 기온 상승이 제한적이기 때문에, 대류에 의한 소낙성 강수보다 하층제트를 동반한 시스템에 의해 많은 비가 온다. 야간에 대기경계층이 안정화되면서 마찰이 줄어들어 하층제트가 낮보다 강해지기 때문에, 같은 강도의 시스템이라도 주간보다 야간에 호우가 발생할 확률이 높다(「《Why? How!》 여름 예보」 제2장 '일변화 특성을 고려한 여름철 강수 예보' 참고). 그림 3-4는 호우 유형별로 3시간 누적강수량이 최초로 120mm를 도달한 시각의 빈도를 나타낸 것이다. '태풍 통과형'을 제외하고 '저기압 통과형'과 'mT 가장자리형'은 3시간 강수량이 120mm를 도달한 최초 시각이 7~11시 사이에 집중되어 있다. 3시간 누적

강수량임을 고려하면 해안형 강수와 마찬가지로 7시 전후에 강한 강수가 내리는 것을 알 수 있다.

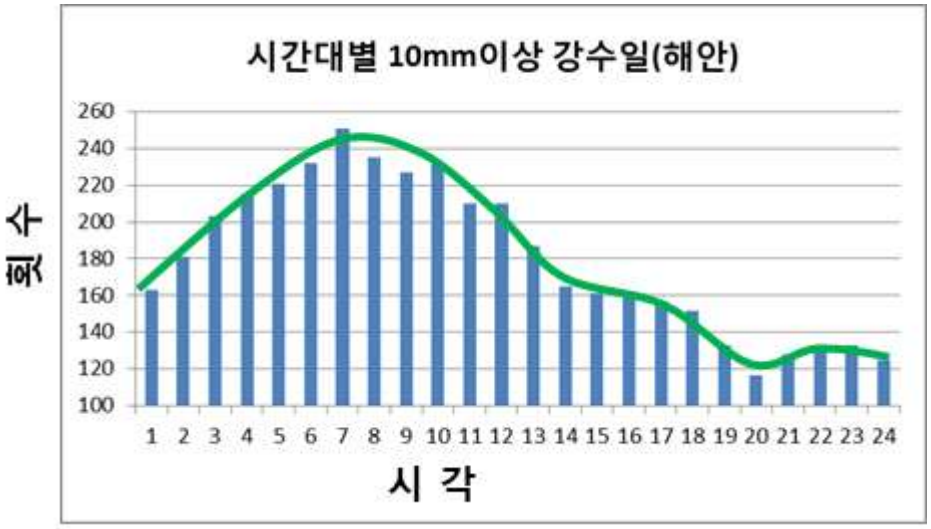


그림 3-3. 해안 지역(인천, 서산, 목포, 부산, 울산, 창원, 제주)의 28년간 (1990~2017년) 6~9월 시간대별 10㎜ 이상 강수 발생 빈도

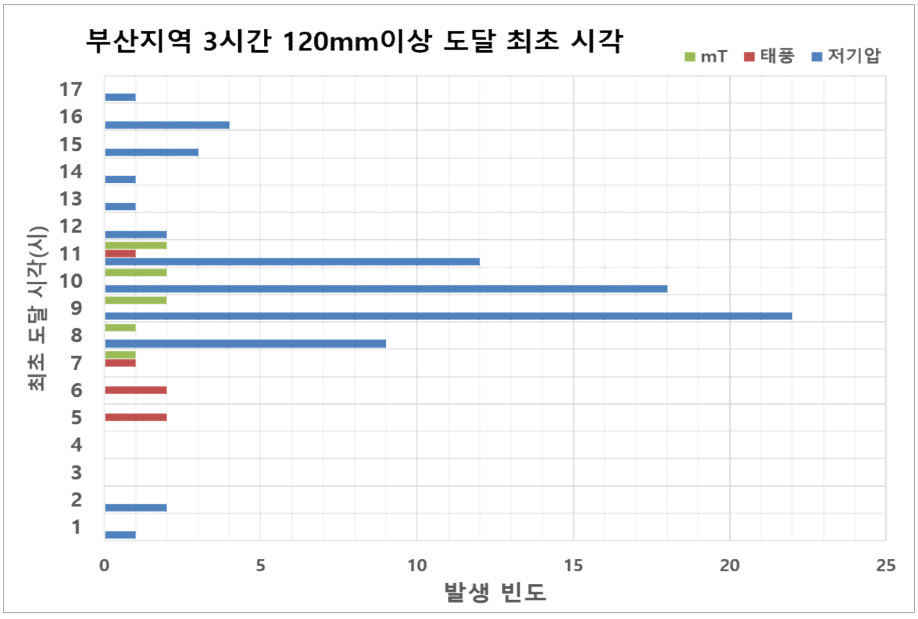


그림 3-4. 최근 20년(1997~2018) 부산 지역에 3시간 누적 강수량이 120㎜ 이상 도달한 최초 시각별 빈도(■mT 가장자리형, ■태풍 통과형, ■저기압 통과형)

3. 2. 부산 지역의 호우 메커니즘 이해

그림 3-5와 3-6은 부산 지역의 호우 유형 중 '저기압 통과형'의 모식도이다. 이는 저기압 중심이 전남 서해상에 위치할 때 전면에 고압대가 정체하면서 저기압 전면으로 하층제트가 강화되어 난역에서 강수가 발달하는 유형이다. 부산의 지형적인 요인까지 더해져 강화된 하층 수렴역과 상층제트 입구의 남쪽 발산역이 연동되면서 발달하는 시스템이다.

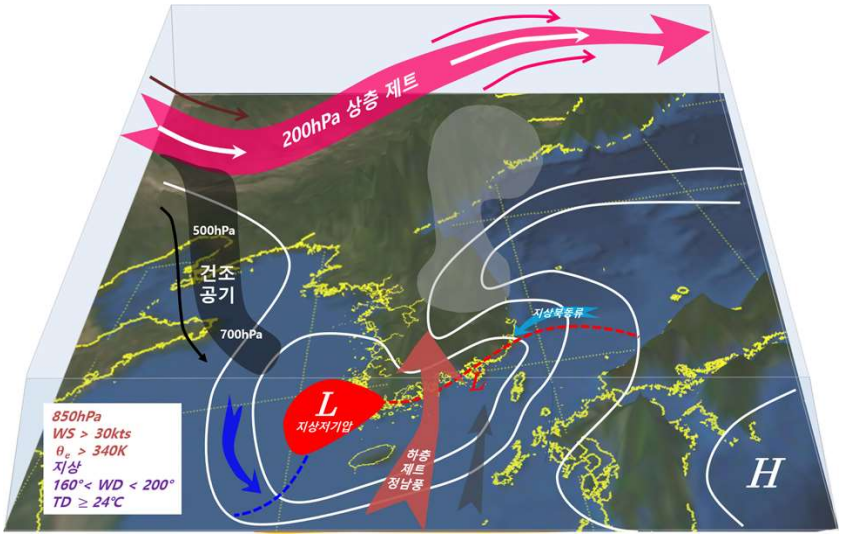


그림 3-5. '저기압 통과형' 종관 3차원 모식도(흰색 선: 지상 등압선)

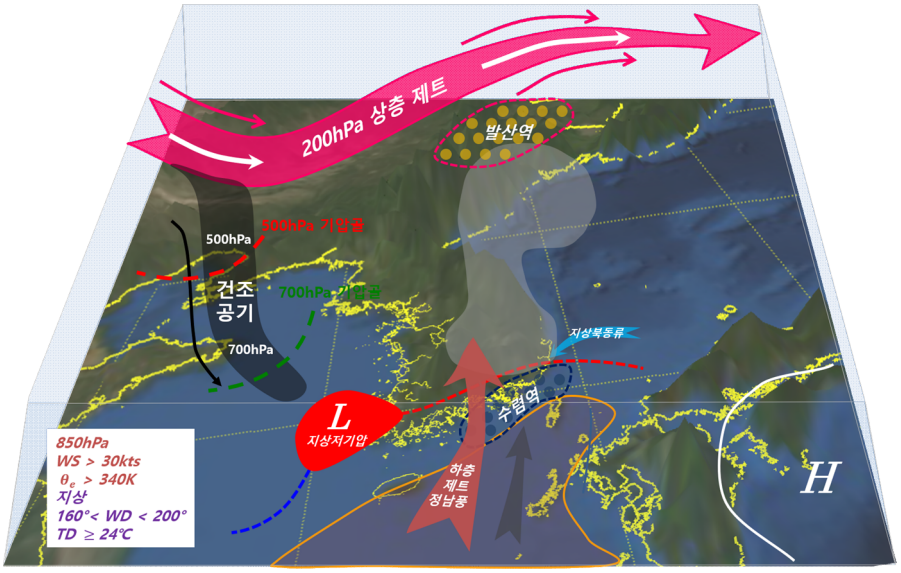


그림 3-6. '저기압 통과형' 종관 3차원 모식도(수렴/발산역 표시)

부산의 호우 사례는 지상 저기압 전면에 위치한 고압부의 이동속도가 느려지거나 정체되는 현상을 반드시 동반한다. 그림 3-5와 3-6의 모식도에서 상해 부근을 통과한 종관저기압이 북동진하고, 몽골 남부에 위치한 상층제트의 출구 남쪽에서 건조 공기가 지상저기압 중심으로 침강하면서 전남 서해안의 저기압 발달을 돕는다. 사행하는 상층제트는 500hPa 기압능을 발달시켜 지상 저기압 전면 고압부를 강화하고 정체를 유도한다. 따라서 전남 서해안 부근에서 저기압의 이동속도는 35㎞/h 이하로 줄어들고, 동진 속도가 느려진다. 그림 3-7은 2017년 9월 11일 09시 저기압 이동 경로와 이동 속도에 대한 모델 경향이다. 모델은 저기압의 이동속도를 40㎞/h 이상으로 모의했지만, 초기(분석)장에서는 저기압의 이동 속도가 34㎞/h로 느려졌다. 서해상에서 저기압이 발달하면서 느려지는 것을 모델이 제대로 모의하지 못한 것이다. 고기압이 정체하고 후면의 저기압이 발달하면서 온난역에서 기압경도력이 증가한다.

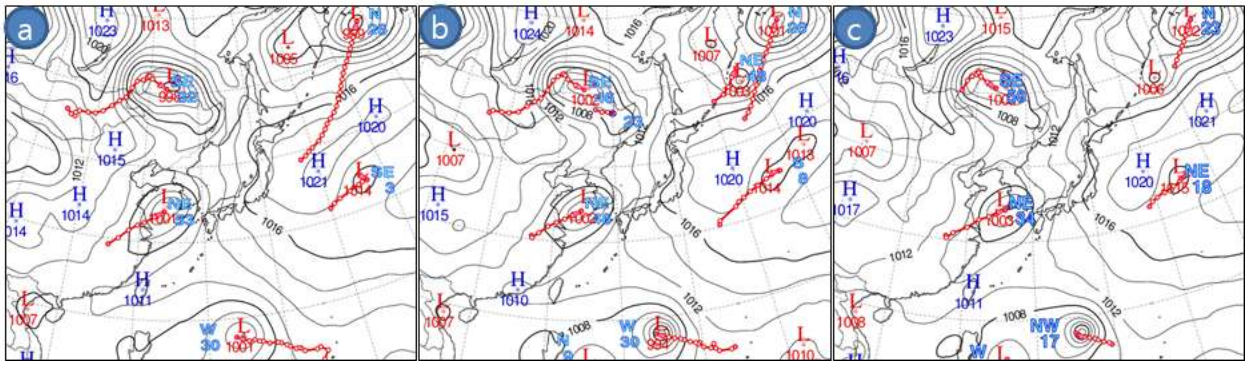


그림 3-7. UM 전구모델의 2017년 9월 11일 09시 저기압 이동 경로와 속도
(a) 2017년 9월 9일 09시 생산 +48h 예상, (b) 9월 10일 09시 생산 +24h 예상
(c) 9월 11일 09시 초기장

부산의 호우 사례에서는 반드시 건조 공기가 저기압 중심으로 침강하면서 전면에 하층제트를 발달시켜야 한다. 그림 3-8은 2017년 9월 11일 09시 몽골 남쪽에서 산둥반도를 거쳐 부산 앞바다까지 UM 전구모델 분석장의 상당온위와 연직속도벡터의 연직단면도이다. 지상 저기압 중심으로 700hPa 이하 고도까지 하강하는 315K 이하의 건조한 공기와 부산 앞바다로 유입되는 351K 이상의 고온다습한 공기의 밀도 차이로 인해 하층제트가 발달한다. 그림 3-9의 분석장을 보면 850hPa 전면 하층제트의 풍속은 2017년 9월 10일 21시에 최대 30kts였지만, 11일 09시에는 50kts까지 발달했다. 그림 3-10에서 925hPa 하층제트의 중심이 유입되는 부산 앞바다에 351K 고상당온위역이 위치하며 상승류가 가장 발달한 것을 볼 수 있다. 하층까지 침강한 건조공기로 인해 건조선(Dry line)이 빠르게 온난전선을 뒤따르면서 난역에서의 기압경도가 강해져 하층제트가 발달하고, 강한 기류의 수렴과 다량의 수증기 유입으로 인해 대류성 강수가 발달한다.

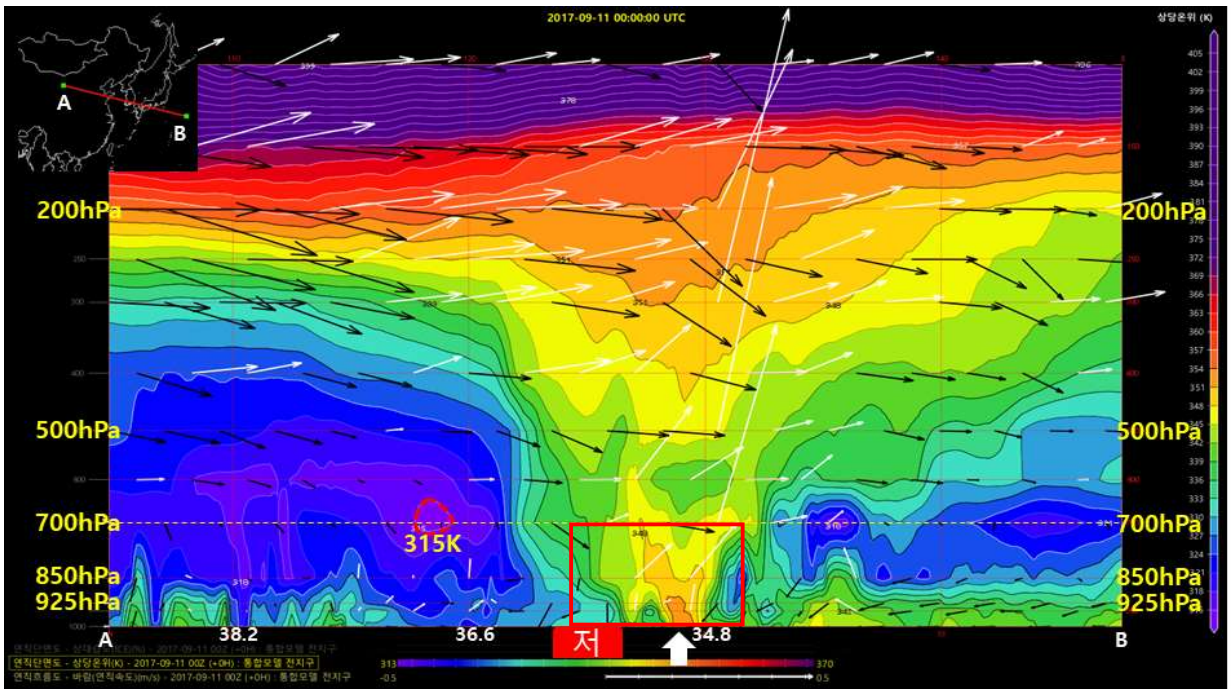


그림 3-8. 2017년 9월 11일 09시 UM 전구모델 분석장의 상당온위와 연직속도벡터 연직단면도
(검정색 화살표: 하강류, 흰색 화살표: 상승류, 화살표의 길이는 상승/하강 강도에 비례
⇧: 부산 앞바다 위치, □: 지상 저기압 중심)

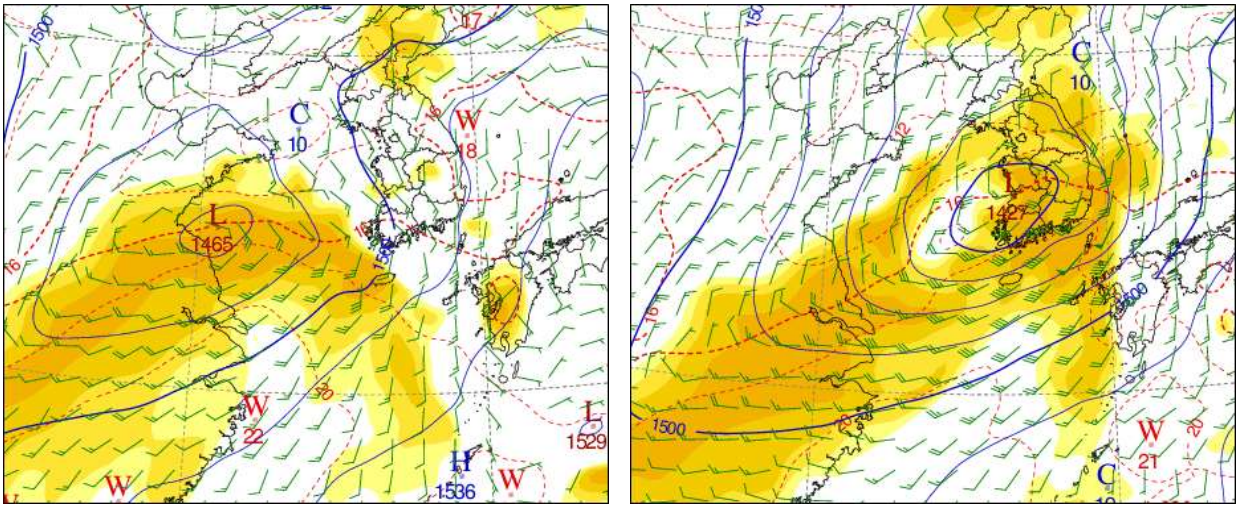


그림 3-9. 분석장에서 나타나는 850hPa 등고선, 바람벡터, 습수
(좌) 2017년 9월 10일 21시, (우) 2019년 9월 11일 09시

하층제트가 강화되면서 온난전선이 부산에 위치하고, 지형적 조건과 결합하여 강한 수렴이 일어난다. 전남 서해안에 저기압 중심이 위치하고 남풍이 강화될 때 온난전선이 그림 3-11처럼 부산에 위치한다. 이때 부산 관측지점에서는 남동류가, 부산의 북쪽에서는 북동류가 불면서 부산으로 유입되는 기류가 수렴하게 되고, 그림 3-1의 지형과 같이 600m 내외의 산과 부딪혀 지형적인 상승이 더해지면서 부산에 호우가 집중된다. 부산에 3시간 누적 120㎜ 이상의 강수가 기록될 때에는 그림 3-11과 같이 지상 온난전선 남쪽인 부산 연안에서 기류가 강하게 수렴하면서 구름이 발달한다.

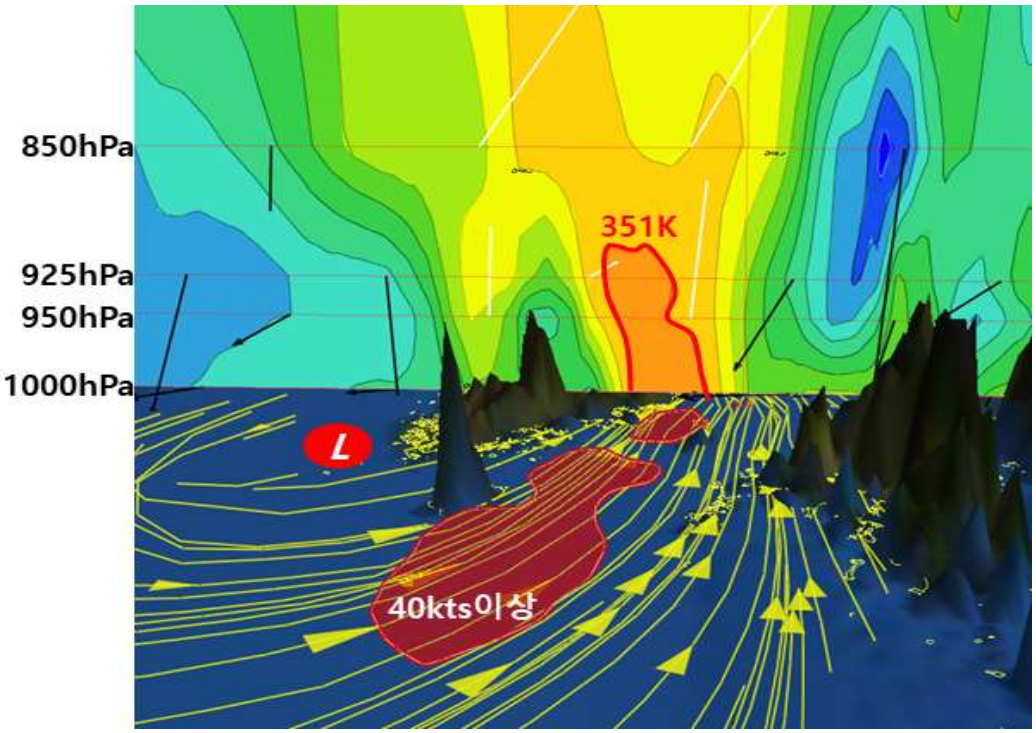


그림 3-10. 그림 3-8의 붉은색 사각형을 확대한 그림
925hPa 유선(노란색)과 40kts 이상 등풍속선(붉은색 영역)

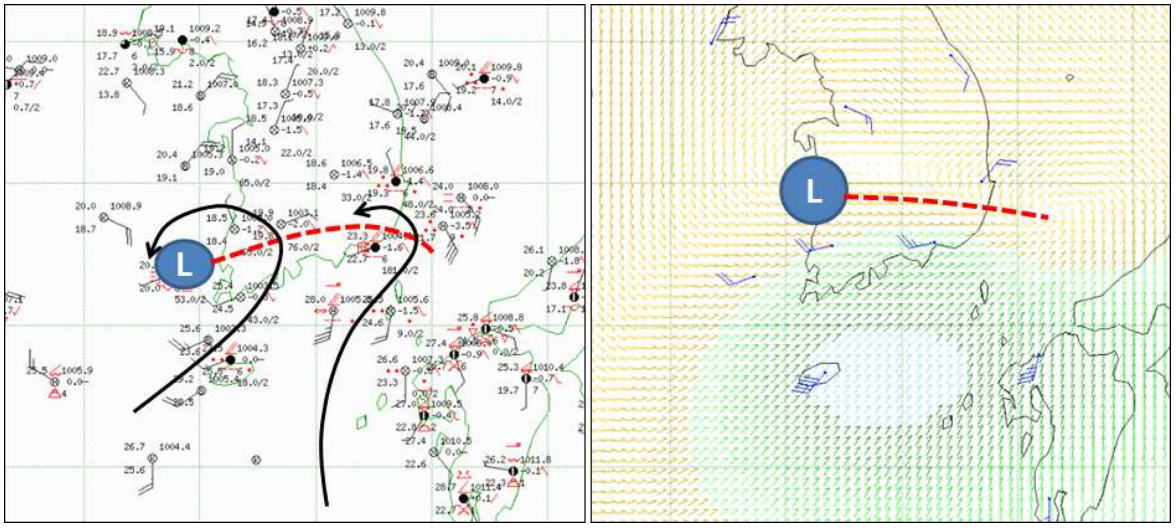


그림 3-11. 2017년 9월 11일 09시 저기압 중심과 온난전선 위치 (좌) 지상, (우) 925hPa

부산의 집중호우는 남서쪽 해상에서 발달하는 중규모 대류계를 반드시 동반한다. 부산 지역의 호우는 온난전선 상에서 강화되는 것뿐만 아니라, 남해상에서 발달한 중규모 대류계가 북상해 부산에 영향을 준다. 그림 3-12에서 건조역이 저기압 중심으로 파고들면서 건조선이 빠르게 온난전선을 따라잡게 된다. 따라서 난역(건조선과 온난전선 사이)에서 풍속이 강화되고 남서풍과 남동풍이 수렴하여 중규모 대류계(선형이나 콤마형)가 발달한다.

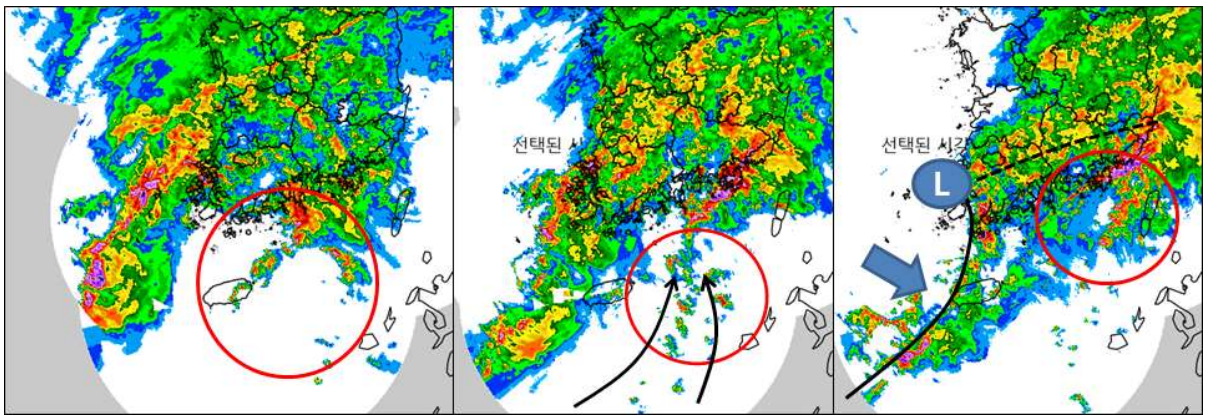


그림 3-12. 2017년 9월 11일 (좌) 04시, (중) 06시, (우) 08시 레이더 영상(붉은색 영역: 중규모 대류계 검정색 실선: 건조선, 검정색 파선: 온난전선, 검정색 화살표: 지상 기류)

이러한 종관시스템 내에서 발달하는 중규모 대류계는 전구모델뿐만 아니라 국지모델도 잘 모의하지 못한다. 그림 3-13에서 UM 모델은 저기압 중심과 온난전선의 위치는 유사하게 모의하지만, 해상에서 발달하는 중규모 시스템에 의해 강수가 강화되는 것은 제대로 모의하지 못한다. 따라서 부산 지역의 집중호우 발생 유무 판단 시 메커니즘에 대한 이해와 실황분석을 통한 상황 대처가 더욱 중요하다.

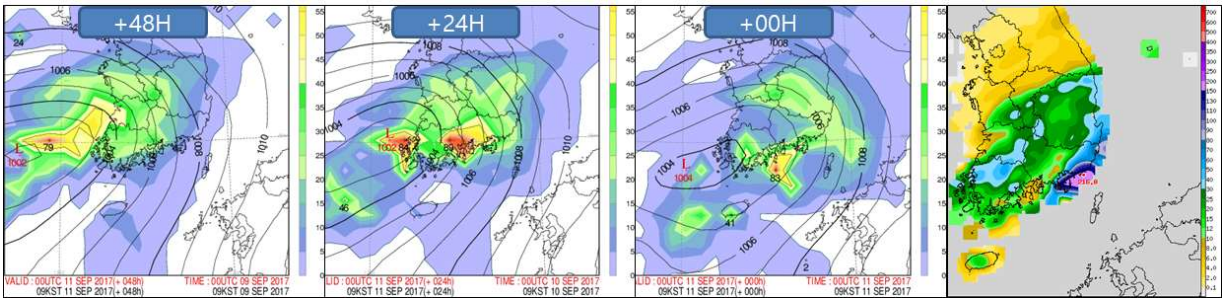


그림 3-13. 2017년 9월 11일 09시 UM의 해면기압과 3시간 누적강수 모의 경향 (48시간 전 생산, 24시간 전 생산, 초기장), 3시간 누적강수량

기류가 지형의 방해를 받지 않고(혹은 중규모 대류계가) 부산으로 유입되기 위해서는 거제도 부이의 풍향이 160~200°이면서 풍속은 20kts 이상이어야 한다. 그림 3-14는 부산 호우 사례 중 '저기압 통과형'과 'mT 가장자리형'에서 가장 강한 강수가 내릴 때 거제도 부이와 대마도 AWS의 바람 자료이다. 이때 거제도 부이의 바람은 180° 내외의 남풍이 20kts 이상 불었고, 대마도 AWS 바람은 거제도 부이보다 10° 정도 동쪽으로 편향되면서 풍속은 10kts 정도 약했다. 따라서 거제도와 대마도 사이로 남풍이 불 때 부산의 지형적인 영향을 가장 강하게 받을 수 있고, 강풍이 그 사이를 통과할 때 남풍(혹은 남서풍)과 남동풍이 수렴하면서 중규모 대류계가 발생한다.

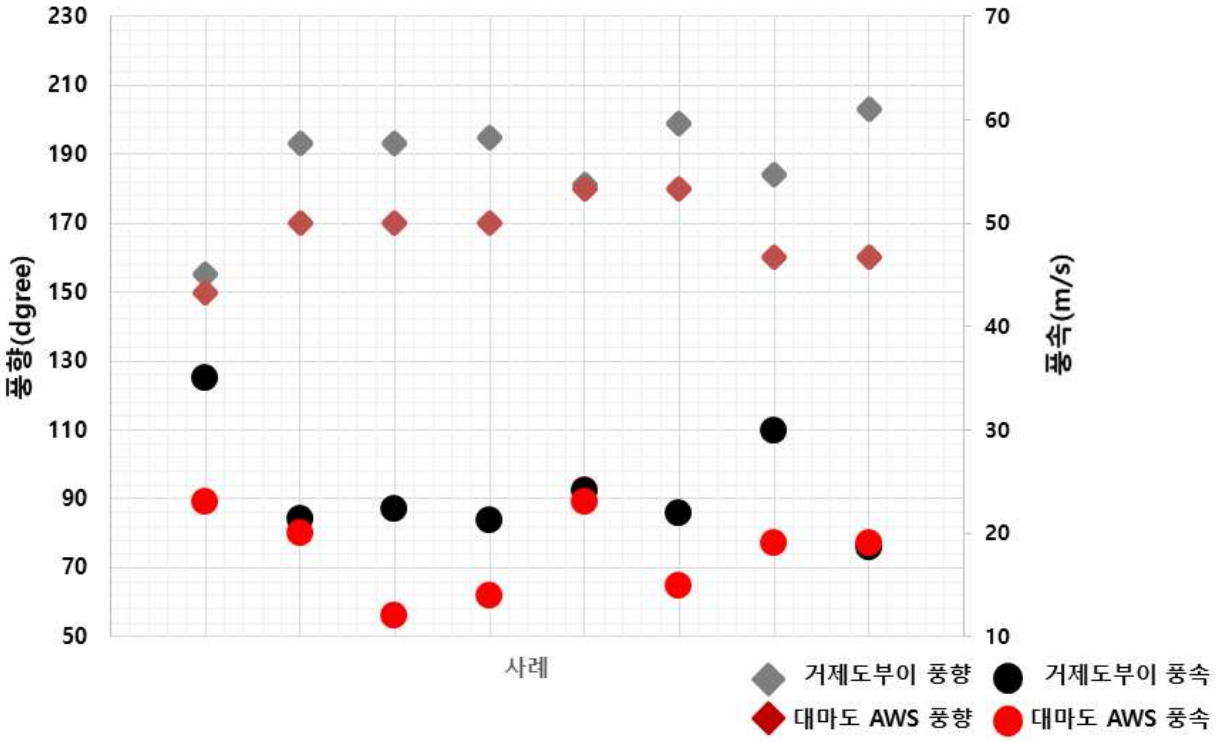


그림 3-14. 부산 호우 유형 중 '저기압 통과형'과 'mT 가장자리형' 사례의 강수 최성기 때 거제도 부이와 대마도 AWS 풍향과 풍속

그림 3-15는 중규모 대류계가 발생하여 부산에 영향을 준 사례(2017년 9월 11일)의 거제도 부이의 바람 변화와 레이더 영상이다. 강한 강수가 내리기 전에는 140°의 바람이 불어 지상의 난기류가 부산으로 유입되지 못한다. 그 후 서서히 바람이 시계방향으로 돌면서 강수가 강화되고 180~190° 사이의 바람이 불 때 부산에서 가장 강한 강수가 내리게 된다. 또한 거제도가 부산의 남서쪽에 위치하고 있어 거제도 부이에 200° 이상의 바람이 불면 기류가 거제도에서 수렴하거나 부산을 빗겨 동해상으로 빠져나간다. 160° 이하의 바람이 불면 기류가 부산 남쪽 해상에서 수렴된다. 따라서 온전히 부산으로 수증기가 유입되기 위해서는 거제도와 대마도 사이(그림 3-1 지형도)를 통과하는 강한 바람이 불어야 한다. 비록 850hPa 해상(지상) 풍속이 30kts를 넘는다 하더라도 거제도 부이의 바람이 160~200° 사이에 들지 않으면 3시간 누적 120㎜ 이상의 강수가 기록되지 않았다. 따라서 거제도 부이에서 20kts 이상의 남풍(180~190°)이 부산으로 유입될 때 부산 연안에 강한 수렴이 일어난다.

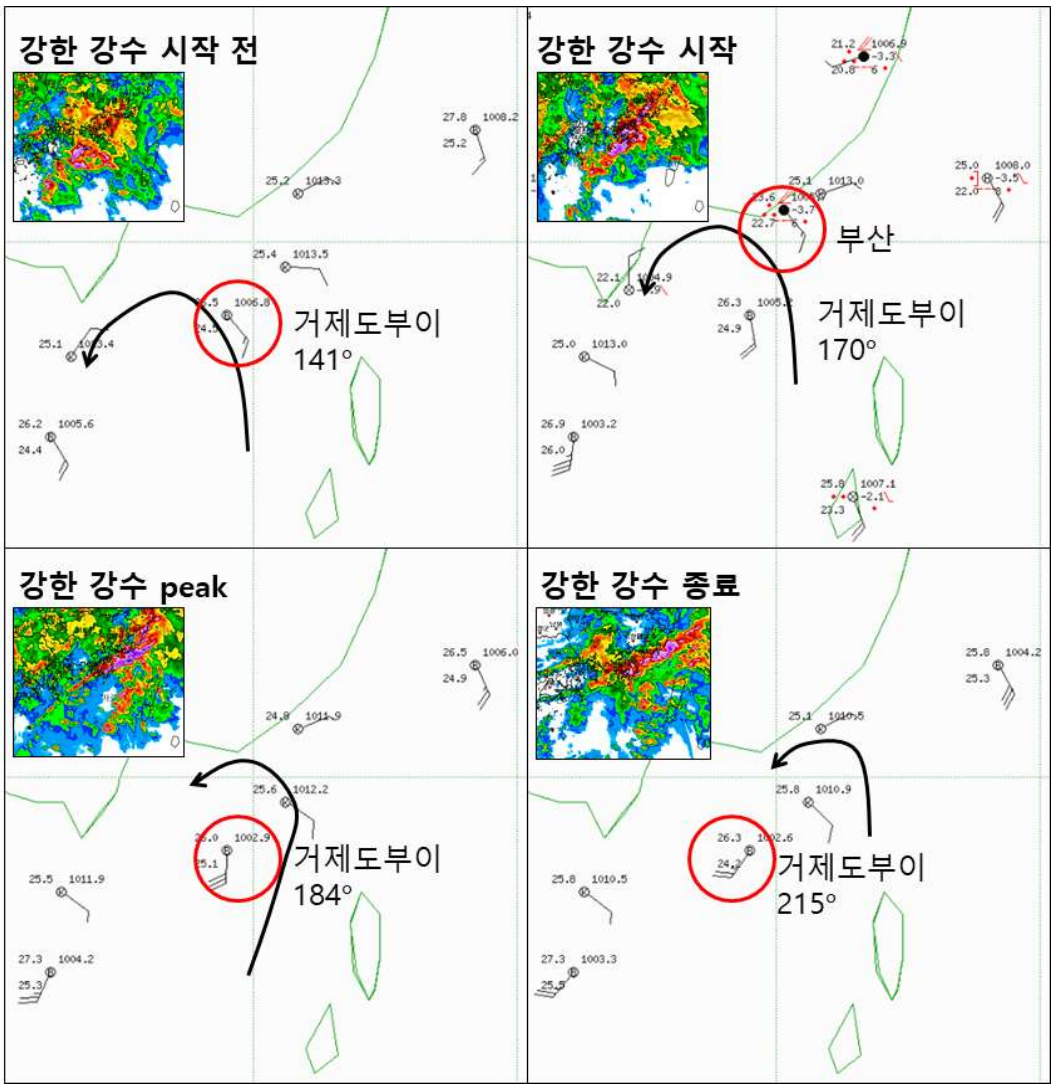


그림 3-15. 2017년 9월 11일 강한 강수가 내릴 때 거제도 부이의 바람 변화
(좌상) 05시 지상 바람과 레이더 영상, (우상) 06시 지상 바람과 레이더 영상
(좌하) 09시 지상 바람과 레이더 영상, (우하) 10시 지상 바람과 레이더 영상

3시간 누적 110㎜ 이상의 강수를 기록하기 위해서는 지상의 이슬점온도는 23℃ 이상, 850hPa 상당온위는 340K 이상으로 충분한 수증기가 공급되어야 한다. 부산에서 강한 비가 지속적으로 내리기 위해서는 저기압이 발달하고 고기압이 정체되면서 지상에서의 강한 남풍이 부산으로 유입되어야 한다. 이 외에도 다량의 수증기가 반드시 유입되어야 한다. 그림 3-16은 부산 호우 유형 중 '저기압 통과형'에 대해 강한 강수 직전의 이슬점온도와 3시간 최대 강수량을 나타낸 것이다. AWS 지점(영도, 북항, 부산)의 이슬점온도가 23℃를 넘지 못할 때는 3시간 동안 강수량이 110㎜에 도달하지 못했다. 이는 기압계의 패턴이 유사하고 지상의 바람 조건을 만족하더라도, 수증기량이 부족하면 집중호우가 내리기 어렵다는 것을 보여준다. 부산의 집중호우는 저기압 난역 내에서 중규모 대류계가 동반되기 때문에 850hPa 풍속이 강하고 수증기량이 높다고만 해서 발생하는 것은 아니다. 하지만 모든 사례에서 850hPa 상당온위 340K 이상의 난역이 동반되기 때문에, 수증기량은 또 다른 지표로서 참고할 수 있다.

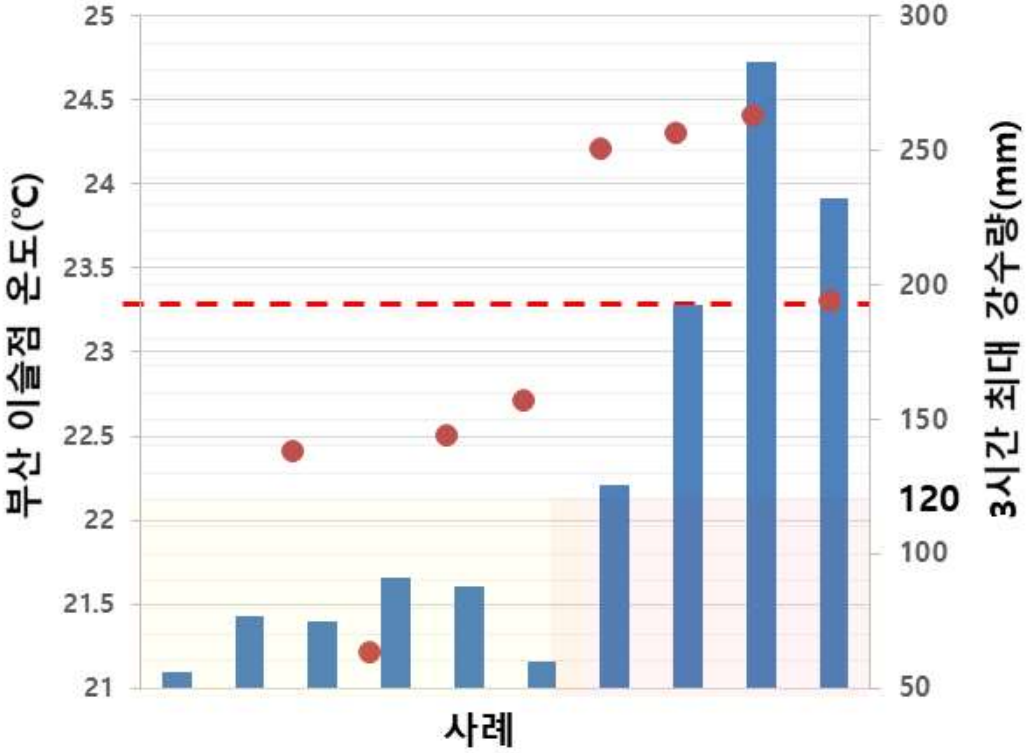


그림 3-16. 최근 22년(1997~2018년) 부산 지역 저기압 통과형 호우 사례 중 3시간 누적 강수량 100mm를 기록한 사례와 기록하지 못한 사례의 지상 이슬점온도 비교
(붉은 파선: 이슬점온도 23.3℃선)

집중호우가 내리기 위해서는 강한 강수가 2시간 이상 지속되어야 한다. 그림 3-17은 '저기압통과형'과 'mT 가장자리형'에 해당하는 사례의 3시간 동안 110mm 이상 강수가 지속된 시간과 해안가 AWS에 관측된 이슬점온도 최댓값을 나타낸 그래프이다. 3시간 동안 집중되는 최대강수량은 이슬점온도(수증기량) 보다는 강수의 지속시간에 더 비례했고, 집중호우가 내리기 위해서는 강수 지속시간이 최소한 2시간 이상은 유지되어야 하는 것으로 나타난다. 이슬점 온도(수증기량)는 총강수량보다는 그림 3-18과 같이 1시간 최대강수량에 로그 스케일로 비례한다. 따라서 지상으로 유입되는 다량의 수증기량은 1시간 최대강수량을 좌우할 수 있지만, 200mm 이상의 집중호우가 나타나기 위해서는 강한 강수가 얼마나 지속적으로 내리는지가 더욱 중요하다.

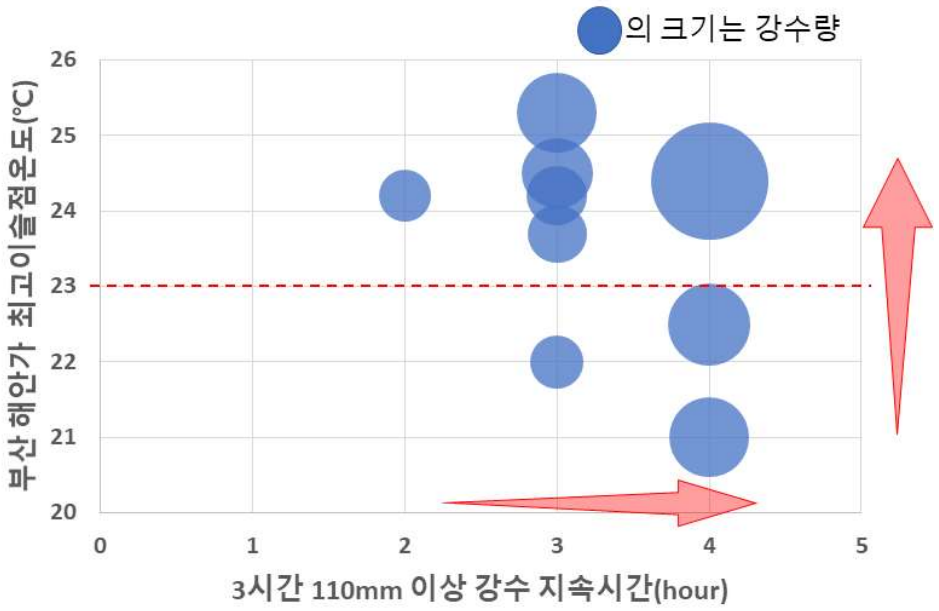


그림 3-17. 최근 24년(1997~2020년) 부산 지역 '저기압 통과형'과 'mT 가장자리형' 호우 사례 중 3시간 누적 강수량 110㎜ 이상 지속시간과 해안가 AWS의 이슬점온도 최댓값에 따른 3시간 최대강수량(붉은 파선: 이슬점온도 23℃선)

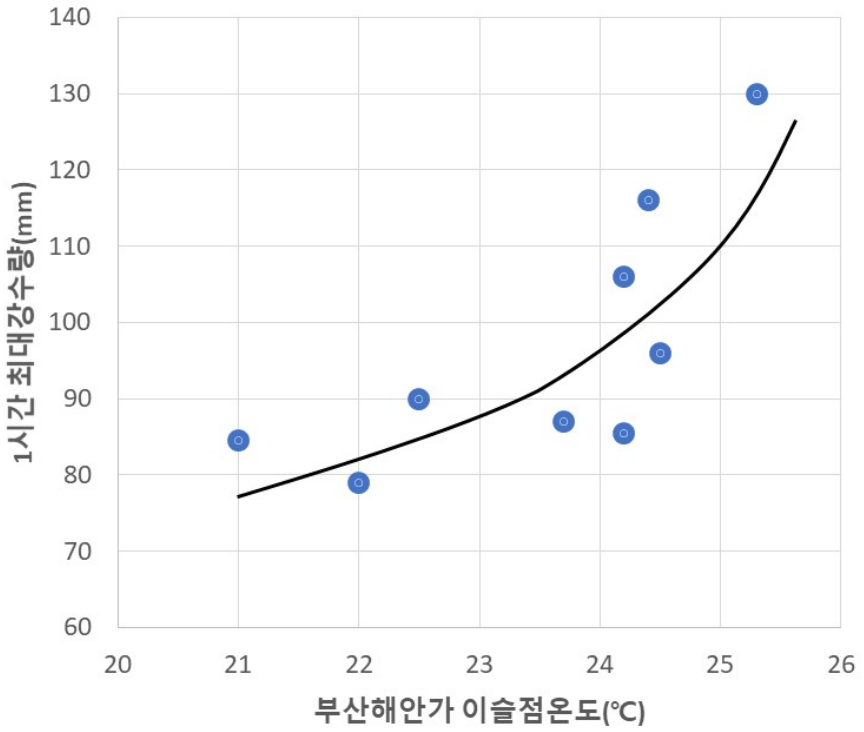


그림 3-18. 최근 24년(1997~2020년) 부산 지역 '저기압 통과형'과 'mT 가장자리형' 호우 사례의 해안가 AWS의 이슬점온도 최댓값에 따른 1시간 최대강수량 (검은 실선: 추세선)

Key Point!

1. 온대저기압 중심이 전남 서해안에 위치하고 전면의 고압부는 정체
2. 상층 건조공기는 저기압 중심 남서쪽으로 700hPa 이하까지 침강하면서
   850hPa 하층제트는 30kts 이상 발달
3. 부산 남서쪽 해상의 해상풍이 160~200˚로 20kts 이상으로 부산으로 유입
4. 해안에 위치한 AWS의 이슬점온도가 23℃를 넘고 850hPa 상당온위는 340K 이상
5. 지형에 의한 상승이 더해진 하층의 강한 수렴과 상층 발산역의 연결
6. 이슬점온도는 1시간 최대강수량에 비례, 총강수량은 강한 강수 지속시간에 비례

3. 3. 부산 지역 호우 사전분석 절차

부산의 호우 시스템 중 '저기압 통과형'은 온대저기압이 통과하는 유형이다. 따라서 온대저기압의 발달과 경로를 추적하면 사전분석이 가능하다. 그림 3-19는 부산에 호우가 발생하기 2일 전부터 6시간 전까지의 기압계 흐름과 실황분석을 통해 분석 가능한 요소를 나타낸 분석 매뉴얼이다. 그림 3-19의 (a)를 보면 2일 전 동중국해에 위치한 하층 고압부 가장자리에서 남서류가 중국 내륙으로 유입되기 시작되고, 상층 기압골은 동경 100˚ 부근에 위치하면서 후면에 건조공기를 동반한다. 이때는 상층 건조공기가 전면의 하층 시어를 지원하기 전이다. 이 시기에는 상층 기압골의 강도와 위치 분석을 통한 향후 기압골의 지원 여부와 고기압 가장자리의 남서류 분석을 통해 고압부의 강도와 난기의 유입을 분석할 수 있다. 1일 전(b)에는 상층 기압골이 동경 115˚까지 접근하고 건조공기가 침강하면서 전면의 시어역을 지원한다. 상층 기압골 강도와 하층 남서류의 강도 파악과 함께 하층의 저압성 흐름의 위치 파악이 중요하다.

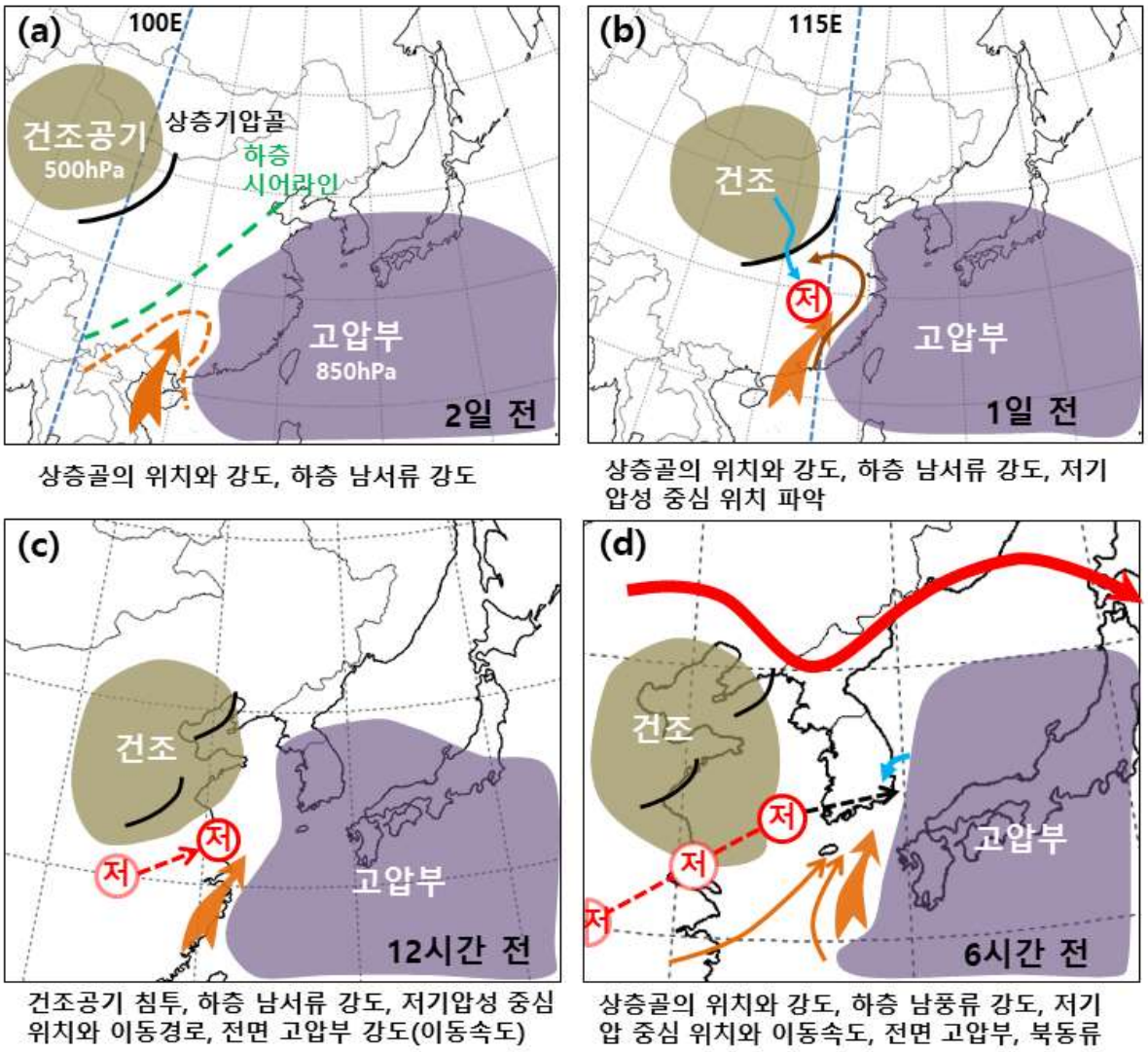


그림 3-19. 부산 호우 유형 중 '저기압 통과형'의 사전분석 매뉴얼

12시간 전(c)에는 저기압 중심이 해상으로 진출하기 전으로 상층 지원을 받으며 저기압이 발달하는 단계이다. 이때는 위성영상이나 등온위면 분석을 통해 건조공기의 움직임을 분석하고, 전면의 고압부가 이전 시간에 비해 강화되거나 정체되었는지에 대해 분석하여 저기압의 이동속도를 예측해야 한다. 6시간 전(d)에는 이미 서해안과 제주도에는 강수가 시작된다. 따라서 저기압 중심과 전선의 위치 분석이 중요하다. 건조역이 어디까지 침투되었는지를 확인하여 실황에서 하층제트의 강도가 모델 예상과는 어떻게 다른지를 분석하고, 저기압 중심위치와 전선이 부산 지역에 걸릴 수 있을지를 분석함으로써 향후 몇 시간 후 부산 지역으로 호우가 집중될 수 있을지를 예측한다. 상황 발생 시 그림 3-20의 흐름도를 호우주의보 판단에 활용한다.

부산지역 온대저기압 전면 난역에서 발달하는 호우(120mm/3h이상) 판단
(최근 22년('1997~2018년) 통계)

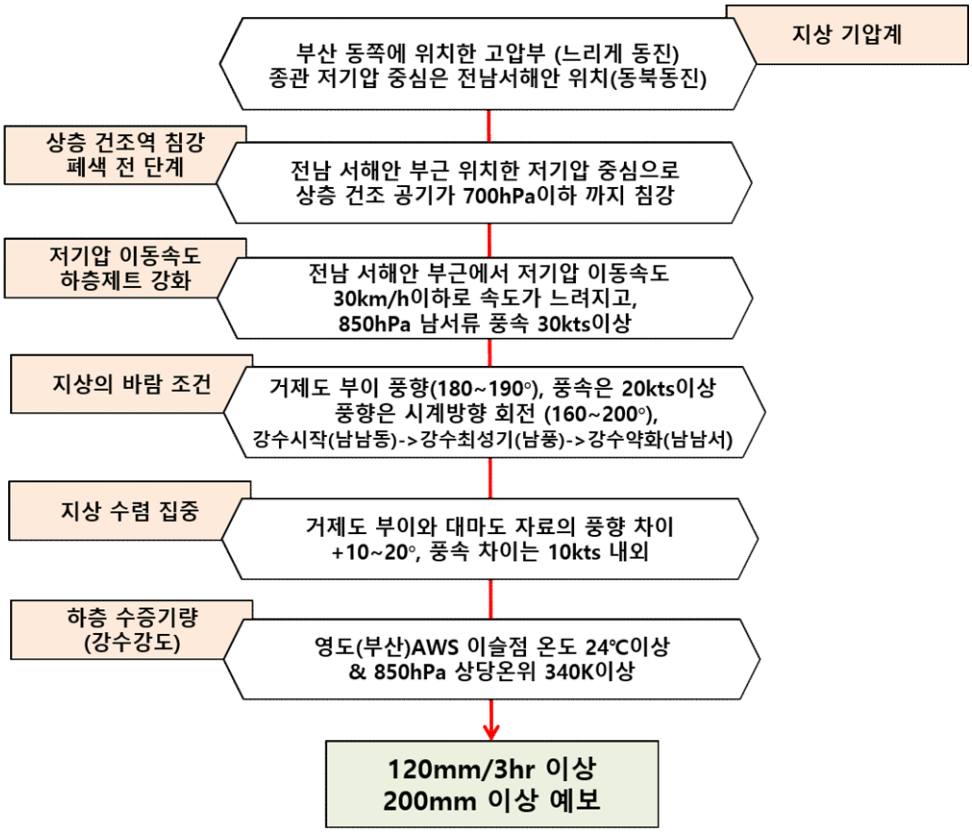


그림 3-20. 부산 지역 종관저기압형 호우 판단 흐름도

지역 특화 예보

4. 남해동부해상 중규모저기압 발생 시 대구지역 강수 메커니즘 이해

4. 남해동부해상 중규모저기압 발생 시 대구지역 강수 메커니즘 이해

Why?

겨울철 상층 절리저기압 또는 강한 기압골이 충청도 보다 남쪽을 통과할 때 상층에서 침강하는 건조공기에 의해 남해동부해상에 중규모저기압이 발달한다. 이때 중규모저기압의 영향으로 동풍이 대구지역까지 유입되면서 적설이 기록되기도 하는데 이에 대한 메커니즘을 밝히고 가이던스를 제공하고자 한다.

4. 1. 남해동부해상 중규모저기압 발생 시 대구지역 강설 발생원인

겨울철 상층 절리저기압이 남부지역으로 통과할 때 남해동부해상에 중규모저기압이 발생하면 경상동해안(부산, 울산 해안 포함)과 경상내륙까지 강수가 내리는 경우가 있다. 그림 4-1은 2011년 2월 14일 15시 500hPa과 지상일기도 예상장이다. 500hPa에서 -38℃의 한기핵을 동반한 절리저기압의 지원으로 대한해협에 부저기압이 발달한 것을 볼 수 있다. 지상기압계는 대륙고기압이 우리나라 서쪽과 북쪽에 위치하고 남쪽으로 종관 저기압이 통과하며 그 사이에서 중규모저기압이 발달하는 모습을 보인다. 이때 경주지역은 일누적강수량 48.5mm(적설은 30cm이상 관측), 대구에서는 8.1mm를 기록하였다(그림 4-2).

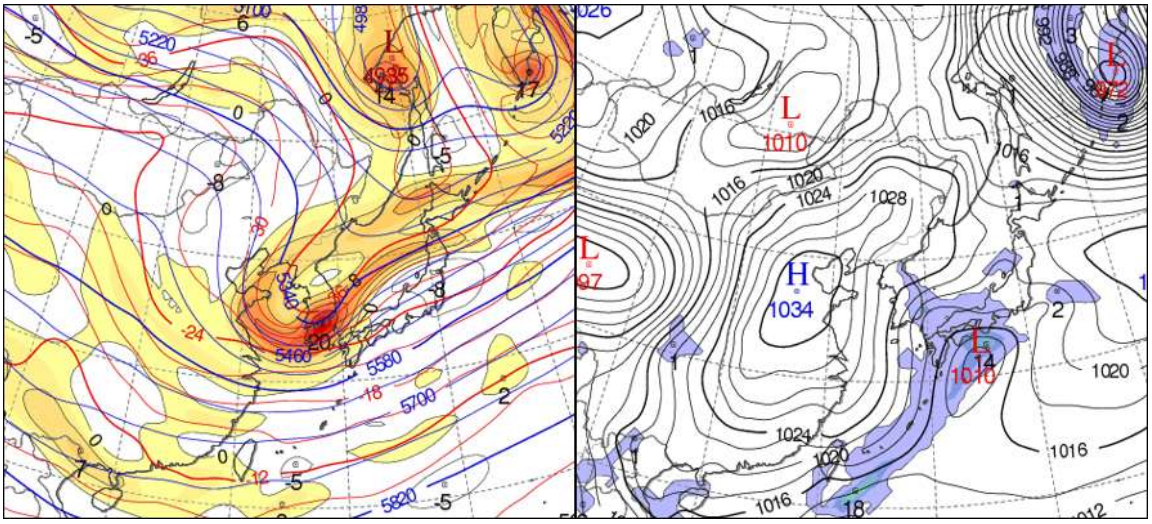


그림 4-1. 2011년 2월 14일 09시 발표한 (좌) 15시 500hPa 상대와도 예상장, (우) 지상 해면기압과 3시간 누적강수량 예상장

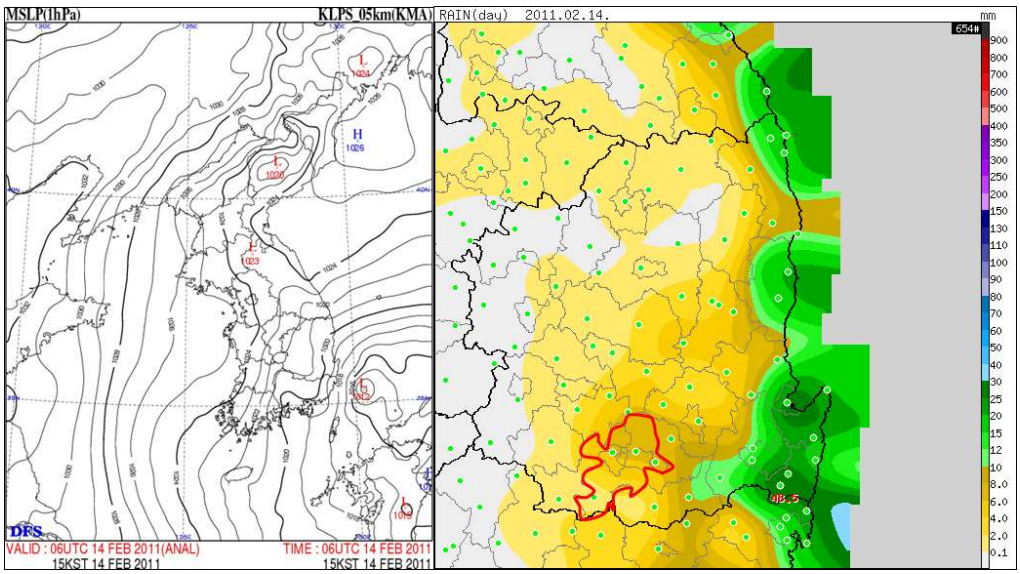


그림 4-2. 2011년 2월 14일 (좌) 15시 KLAPS 분석장, (우) 일누적강수량

대구에서 발생하는 강수 메커니즘은 경북동해안과 다르다. 그림 4-3은 남해동부해상에 중규모 저기압이 발생해 대구지역에 강설이 내리는 경우의 모식도를 나타낸 것이다. 상층 절리저기압의 통과 위치에 따라 중규모 저기압의 발생 위치가 결정되는데, 500hPa의 양의 와도 축이 산둥반도를 거쳐 남부지방을 통과할 때, 상층에서 침강하는 건조공기에 의해 남해동부해상에 부저기압이 발생된다. 이때 해기차로 발생한 구름은 지형적 상승과 저기압성 수렴에 의해 더욱 발달하게 되고, 상층 찬 공기와의 열적 불안정까지 더해지면서 경북동해안지역과 산간에 많은 강수량을 기록하게 된다. 이때 저기압성 회전으로 내륙 깊숙이 유입된 북동기류와 북서류의 수렴이 구름을 발달시킬 수 있다. 만약 700hPa 이상 고도에서 온난이류를 타고 구름이 더욱 발달하면 경북내륙에도 5cm 내외의 눈이 내릴 수 있다.

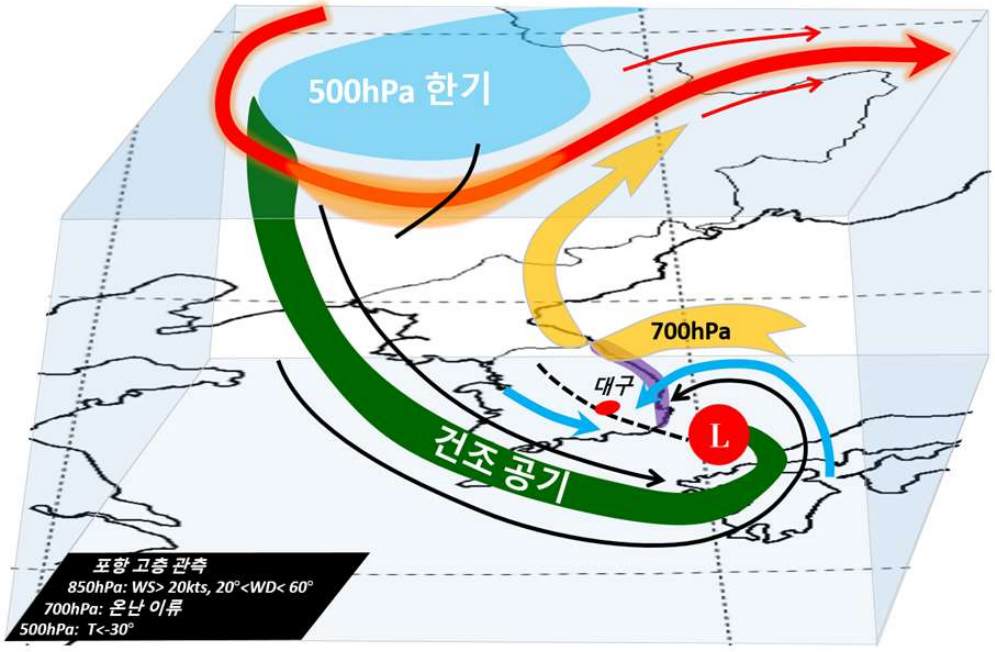


그림 4-3. 남해동부해상 중규모저기압 발생 시 대구지역 강설 발생 모식도

대구에서 수렴이 일어나기 위해서는 850hPa에서 20~60° 사이의 북동기류가 20kts 이상 불어야 한다. 그림 4-4는 남해동부해상에서 중규모저기압 발생 시 북동기류가 대구로 유입되기 좋은 경로와 각도를 보여준다. 이 경로로 북동류가 불어야 지형의 방해를 받지 않고 대구로 기류가 유입될 수 있다. 그림 4-5는 남해동부해상에서 중규모저기압이 발생한 8가지 사례의 850hPa 바람과 강수량을 나타낸다. 이 가운데 대구지역에 강수를 기록한 사례는 850hPa에서 풍향이 20~60°인 경우였다. 그리고 풍속이 강할수록 더 많은 강수량을 기록한 것으로 나타났다. 대구지역에 강수가 오지 않았던 사례는 850hPa의 풍향이 20~60°가 아니거나, 풍향 조건은 만족하지만 풍속이 20kts 미만인 경우로 일부 하층으로만 동풍류가 유입된 사례였다.

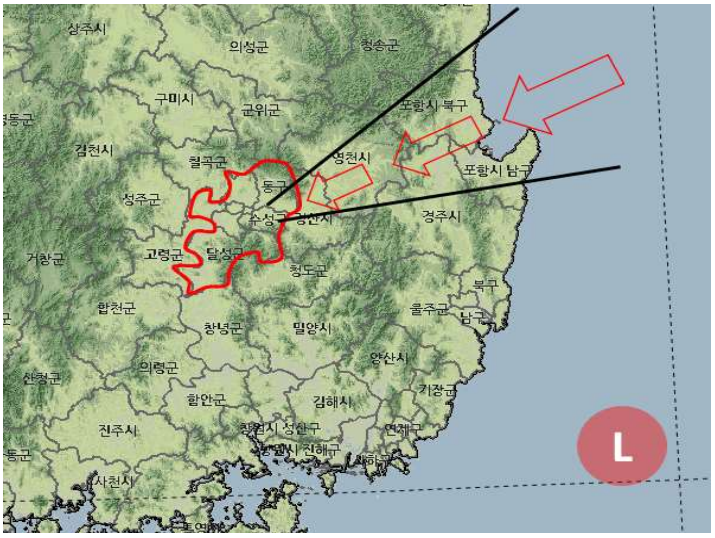


그림 4-4. 남해동부해상 중규모 저기압 발생 시 북동기류가 대구로 유입되는 경로와 각도

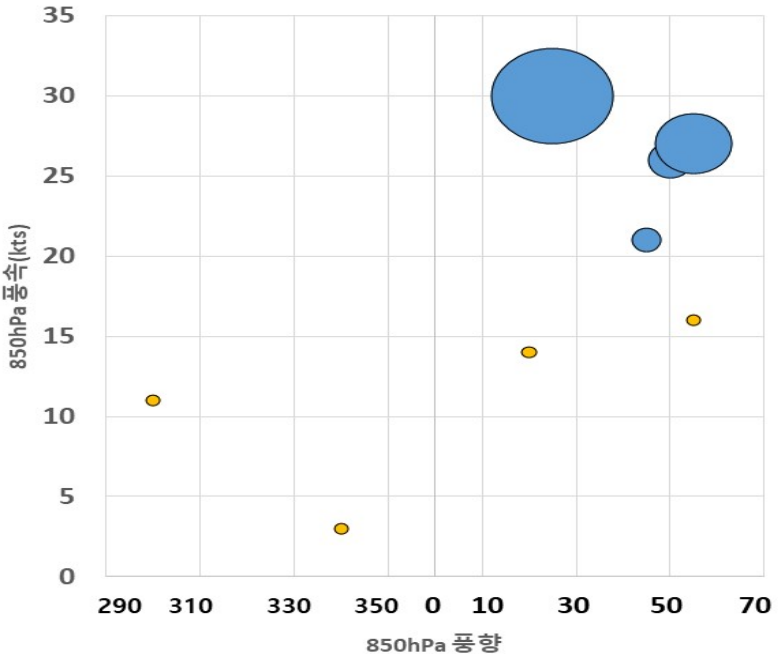


그림 4-5. 남해동부해상 중규모 저기압 발생 시 850hPa의 풍향 풍속 분포
파란색 원: 대구지역 강수 발생 사례(원의 크기는 강수량에 비례)
주황색 원: 대구지역 강수 미발생 사례

850hpa 수렴선이 대구보다 더 깊숙이 유입되어야 한다. 그림 4-6은 2011년 2월 14일 15시 대구와 포항 사이의 수분속 연직단면도이다. 그림 4-6과 같이 경북동해안에서는 해기차로 발생한 수증기가 산맥에 부딪혀 상승하면서 상층 찬공기와 섞여 열적 불안정에 의해 대류성 강수가 강하게 발달한다. 이렇게 동해안에서 비를 뿌리고 산을 넘어 대구로 유입된 기류는 수증기가 많이 줄어든 상태가 된다. 따라서 대구지역에 강수가 형성되기 위해서는 다른 메커니즘이 필요하다. 그림 4-7은 2011년 2월 14일 15시 1000hPa과 850hPa의 ECMWF 모델 재분석장으로 산맥을 넘은 북동기류와 서해상에서 내륙으로 유입되는 북서기류가 대구에서 만나 수렴라인을 형성하고 있는 것을 볼 수 있다. 이러한 수렴에 의해 상승운동이 발생하고 강수가 내릴 수 있다. 또한 그림 4-7의 1000hPa의 수렴선이 850hPa에서 보이는 수렴선보다 동쪽에 위치한 것을 볼 수 있는데, 이것은 지면과 가까울수록 경계층 내부 마찰의 영향을 크게 받기 때문에 고도가 높아질수록 수렴라인이 서쪽으로 기울어져 있는 것이다.

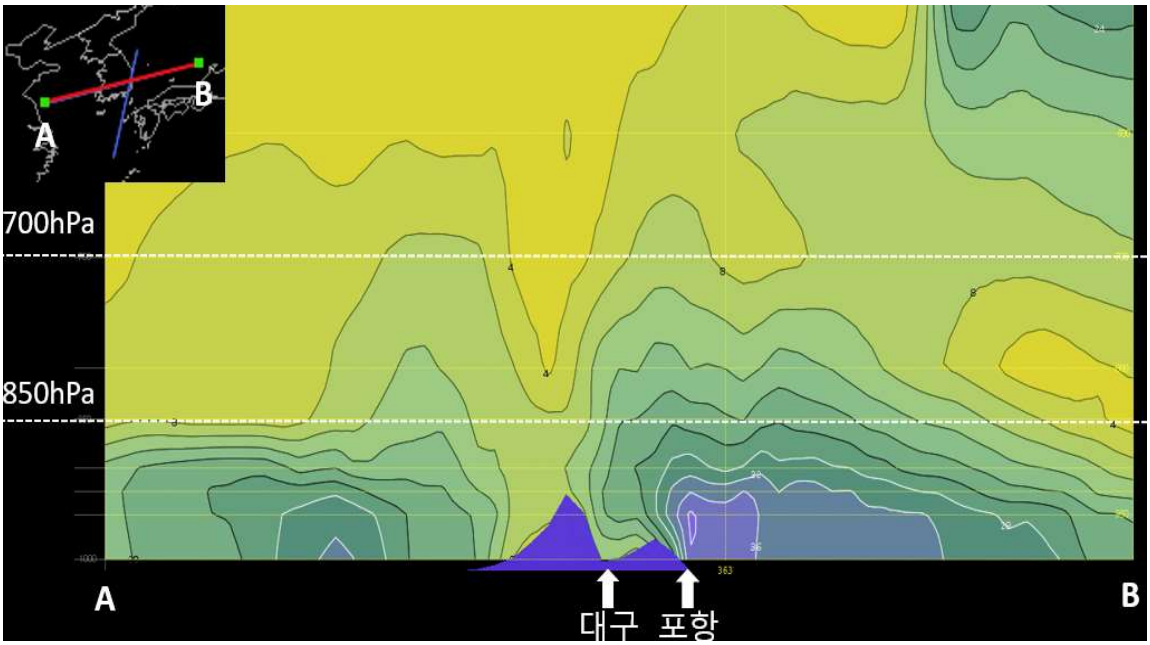


그림 4-6. 2011년 2월 14일 15시 대구-포항 수분속($g/kg \cdot m/s$) 연직단면도(ECMWF 재분석장)

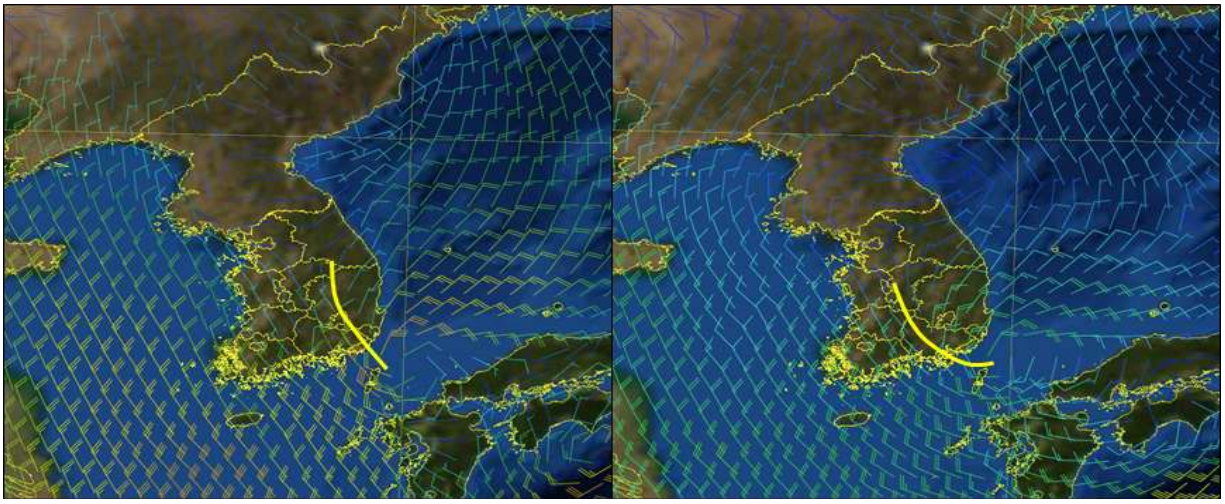


그림 4-7. 2011년 2월 14일 15시 1000hPa과 850hPa 바람벡터 ECMWF 재분석장(노란 선: 수렴라인)

그림 4-8은 대구까지 강수가 유입된 사례(2005년 3월 5일)와 유입되지 않은 사례(2020년 1월 18일)의 850hPa 바람과 습수를 나타낸 것이다. 대구까지 강수가 유입된 사례는 850hPa의 북동풍과 북서풍의 수렴이 대구의 서쪽에서 일어났다. 반면 강수가 나타나지 않은 사례는 850hPa의 수렴라인이 대구 동쪽에 형성되었고, 하층 수렴라인은 850hPa보다 더 동쪽에 위치하였다. 또한 북동기류의 풍속이 20kts 미만이며 풍향도 90˚에 가까워 기류가 산에 막혀 내륙으로 넘어오지 못한 경우였다.

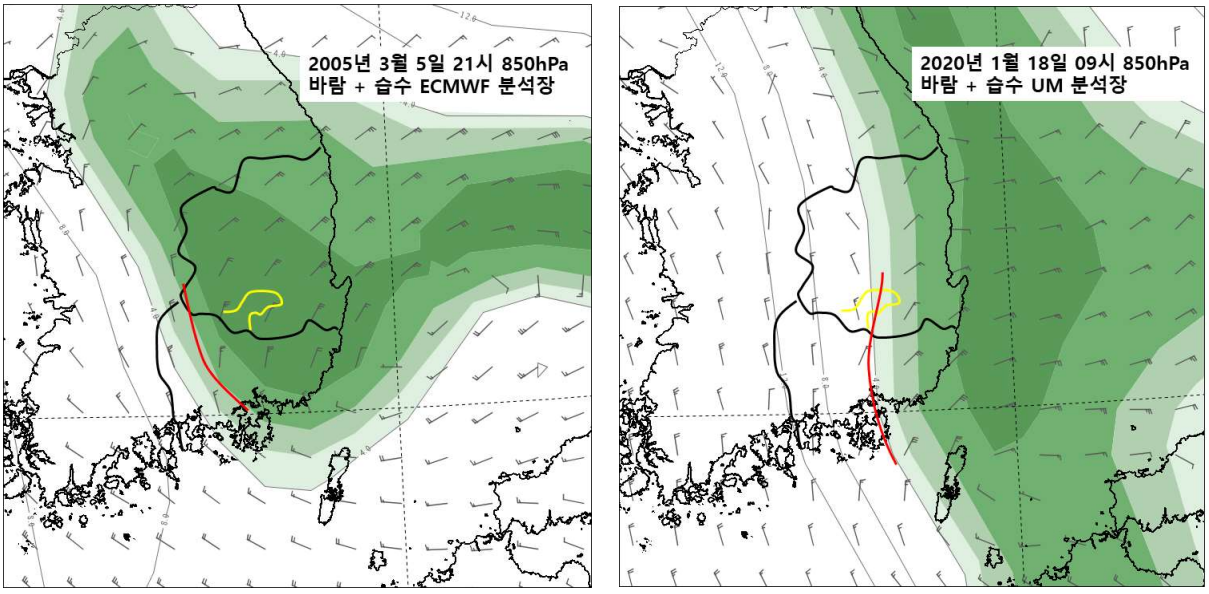


그림 4-8. 남해동부해상 중규모저기압 위치에 따른 바람 및 습수장 변화(빨간 선: 기류 수렴대)
(좌) 2005년 3월 5일 21시 ECMWF 재분석장, (우) 2020년 1월 18일 09시 UM 재분석장

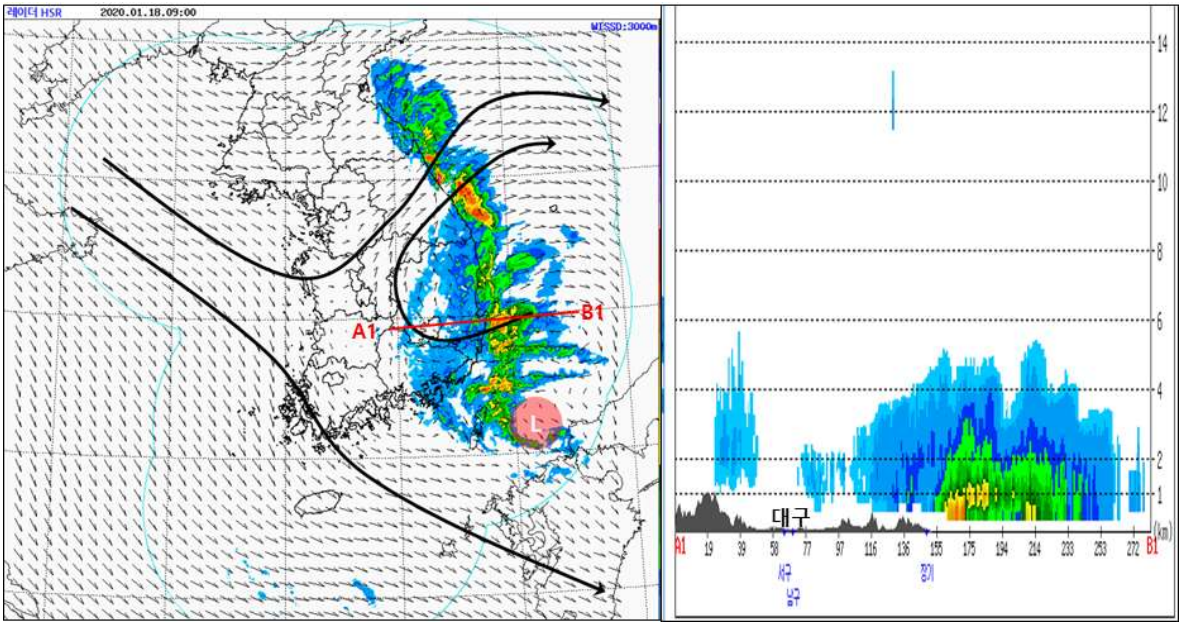


그림 4-9. 2020년 1월 18일 09시 (좌) 레이더영상과 WISSDOM 3000m 중첩, (우) 대구-포항간 레이더 연직단면

대구에 강수가 내리기 위해서는 상하층 커플링이 일어나야 한다. 그림 4-9의 왼쪽은 대구에 강수가 기록되지 않았던 2020년 1월 18일 09시의 레이더 영상에 WISSDOM 3000m 바람 벡터를 중첩시킨 것이며, 오른쪽은 대구-포항의 레이더 연직단면도이다. 그림 4-9를 통해 중부지방에 기압골이 위치하고 있고, 그 전면으로는 남서류가 불고 있는 것을 볼 수 있다. 즉 남해동부해상 저기압을 중심으로 회전하는 공기가 동해안에서 내륙으로 유입된 후 다시 남서류를 타고 북동쪽으로 빠져나고 있다.

대구와 포항을 이은 연직 단면도에서는 해상과 동해안 풍상측으로 발달한 구름대가 위치하고 있는 것을 볼 수 있는데, 내륙으로 갈수록 구름의 운저 고도가 1km 이상으로 높아지며, 구름대가 대구까지 유입되지 못하였다. 대구의 서쪽에서는 기압골 전면의 온난이류에 의해 3km 내외의 중층운이 위치하고 있지만 하층 구름이 없어서 강수는 기록되지 않았다. 850hPa 수렴라인이 대구 서쪽까지 유입되었다면 중층운과 결합하여 구름이 발달할 수 있었을 것이다.

그림 4-10은 대구까지 강수가 있었던 사례의 대구와 포항의 ECMWF 단열선도 재분석장이다. 포항에서는 700hPa 이하 고도에서 북동류가 유입되고 있지만, 대구는 하층에서 400hPa까지 veering이 나타나고 있다. 따라서 하층 수렴으로 상승한 공기가 500hPa까지 발달할 수 있는 연직구조를 보여주고 있다.

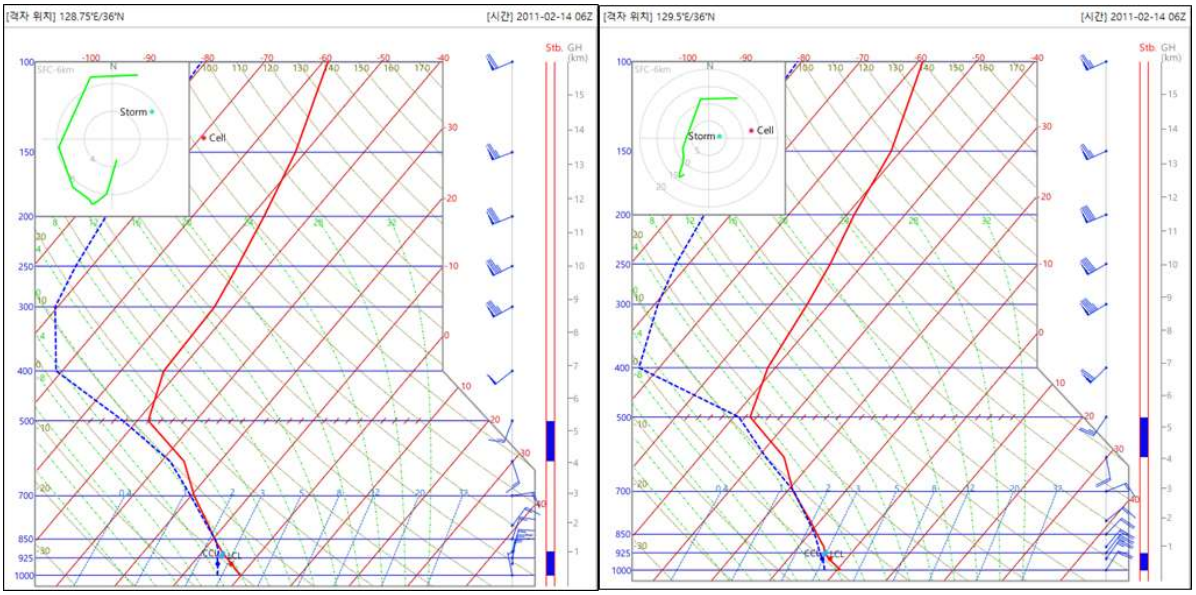


그림 4-10. 2011년 2월 14일 15시 (좌) 대구, (우) 포항의 ECMWF 단열선도 재분석장

기본적으로 남해동부해상에 부저기압을 발달시키기 위해서는 절리저기압이 남부지방까지 남하해야 한다. 대구지역이 기압골 전면에 위치한 상황에서 하층 수렴에 의한 상승이 더해지면 구름이 발달할 수 있다. 해안에 비해 절대적인 수증기량의 유입은 적지만 하층 수렴 조건만 만족하면 구름이 발달하기 좋은 연직구조를 보여주기 때문에 850hPa 북동기류의 강도와 수렴선의 위치를 정확하게 분석하는 것이 중요하다.

Key Point!

1. 남해동부해상 부저기압이 발생하기 위해서는 절리저기압 남부지방 통과
2. 포항 고층 850hPa 풍향 20~60˚, 풍속 20kts 이상
3. 850hPa 바람(유선) 수렴선은 대구보다 서쪽에 위치

4. 2. 남해동부해상 중규모저기압 발생 시 대구지역 강설 예보 판단 흐름도

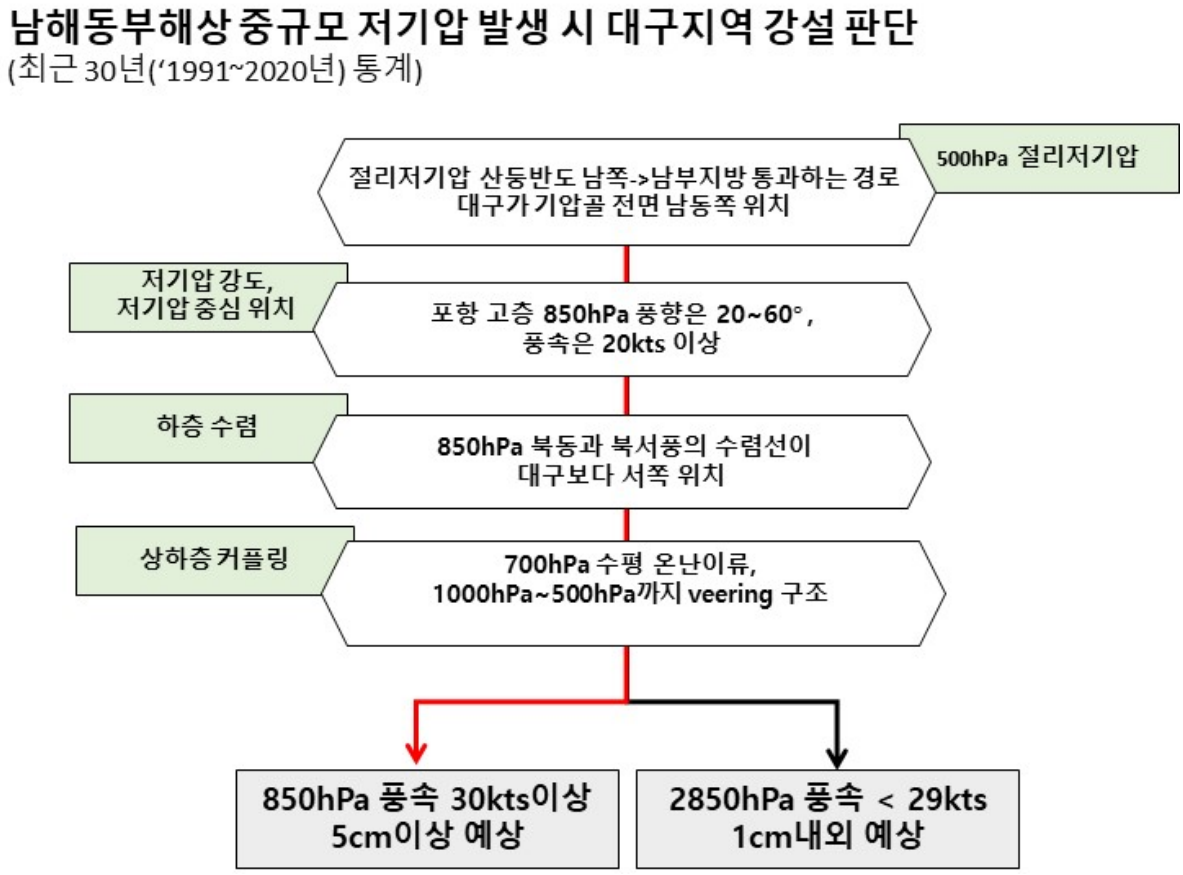


그림 4-11. 남해동부해상 중규모저기압 발생 시 대구지역 강설 예보 판단을 위한 흐름도

지역 특화 예보

5. 아산만 효과에 의한 충청내륙 국지 강설 예보

5. 아산만 효과에 의한 충청내륙 국지 강설 예보

Why?

겨울철 아산만에서 해기차에 의해 발달한 눈 구름대가 충청내륙으로 유입되면서 국지적인 강설이 발생할 때가 있으나, 구름대의 규모가 매우 작아 예보가 어렵다. 따라서, 정확한 강설 발생 메커니즘을 파악하고, 예보 방법을 제시하고자 한다.

5. 1. 아산만 효과에 의한 해기차 강설 정의

그림 5-1. 2018년 1월 26일 12시 천리안위성 GOCI 영상과 아산만 위치

겨울철 우리나라 북서쪽에서 대륙고기압이 확장하여 찬 공기가 남하하게 되면 상대적으로 따뜻한 서해상에는 해기차에 의한 구름대가 발달하게 된다(「《Why? How!》 겨울예보」 제3장 '호수 효과에 의한 서해안 강설 메커니즘의 이해와 예보 활용' 참고). 서해상에 발달한 구름대는 그림 5-1의 파란색 화살표와 같이 북서풍을 타고 서해안으로 유입되는 것이 일반적이다. 빨간색 화살표로 표시한 경기만으로 향하는 경로는 파란색 화살표에 비해 해상을 경유하는 취주거리(fetch)가 짧기 때문에 해기차에 의한 구름대가 발달하기 불리한 조건이 된다. 하지만 2018년 1월 26일 사례에서는 빨간색 화살표와 같이 경기만과 아산만을 거쳐 기류가 유입되는 충청내륙으로 좁은 폭의 구름대가 발달한 것을 확인할 수 있다. 이처럼 해기차에 의한 구름 발달이 불리한 조건임에도 국지적인 구름대가 발달하는 것을 아산만 효과로 정의할 수 있다.

5. 2. 아산만 효과 발생 메커니즘

아산만 효과는 겨울철 호수 효과처럼 서고동저의 기압배치 속에 발생하는 현상이지만 아산만이라는 매우 좁은 지역에 여러 가지 특정한 영향들을 받아야 발생하는 매우 국지적인 현상이다. 특히나, 짧은 취주거리인 악조건을 극복하고 눈구름이 발달하기 위해서는 아산만 부근에 별도의 메커니즘이 필요하다.

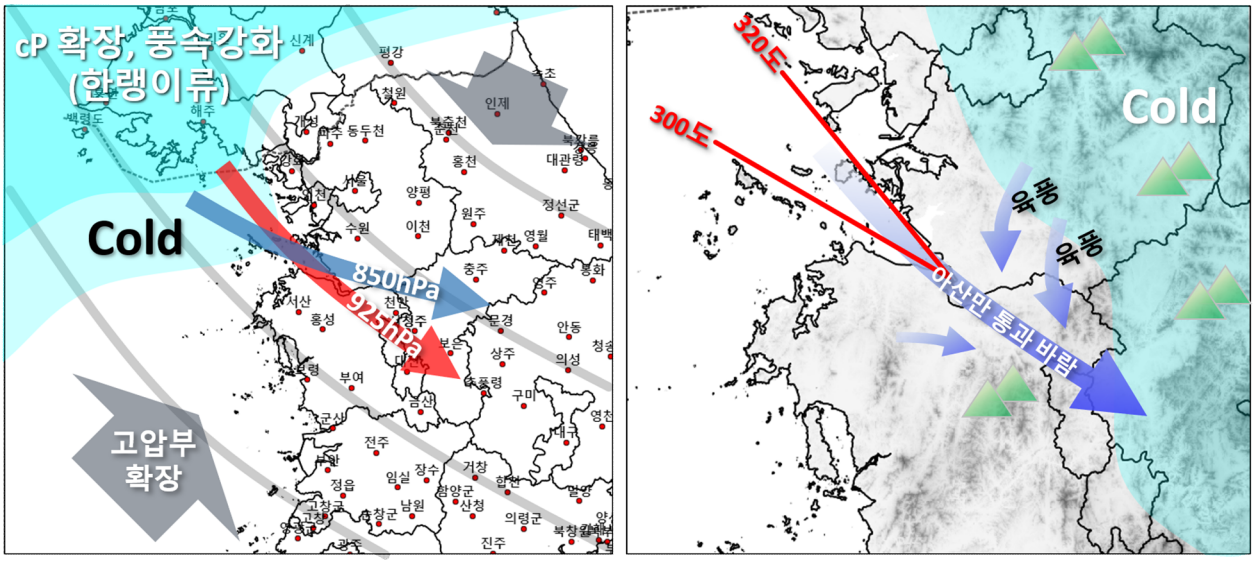


그림 5-2. (좌) 아산만 효과 종관적인 발생 환경, (우) 국지적인 발생 환경

먼저, 아산만 효과는 종관적으로 우리나라에 cP가 확장할 때 충남권 부근으로 등고선이 조밀해지면서 경기만 부근에 기압경도력과 바람이 강해지고, 아산만에 풍향 조건이 맞는 바람이 불어들어야 발생할 수 있다. 일반적으로 호수 효과에 영향을 주는 바람의 고도는 850hPa으로 알려져있지만, 아산만 효과는 매우 국지적인 지형의 영향으로 발생하는 현상이기 때문에 이보다 더 낮은 고도인 925hPa 바람 방향에 크게 영향받는다.

또한 아산만이라는 특이한 지형을 고려해야 하는데, 아산만은 경기도와 충남 사이에 폭이 좁은 북서-남동 방향으로 길게 형성된 바닷길로 겨울철 북서풍이 불 때 주변 지역에 대비 마찰이 적어 북서풍의 풍향과 풍속이 유지될 가능성이 높다. 이에 비해 주변 지역은 지형 마찰로 인해 풍속이 줄어들고, 밤 시간대에는 복사냉각에 의한 육풍으로 경기도 지역의 바람이 전체적으로 북북서풍으로 바뀌는 경우가 발생한다. 이런 경우 그림 5-2의 오른쪽처럼 경기도 부근에 부는 바람이 아산만 통과 바람 쪽으로 가깝게 불게 된다. 이 경우 아산만에 기류가 수렴되며 바람이 집중되는 현상이 발생한다.

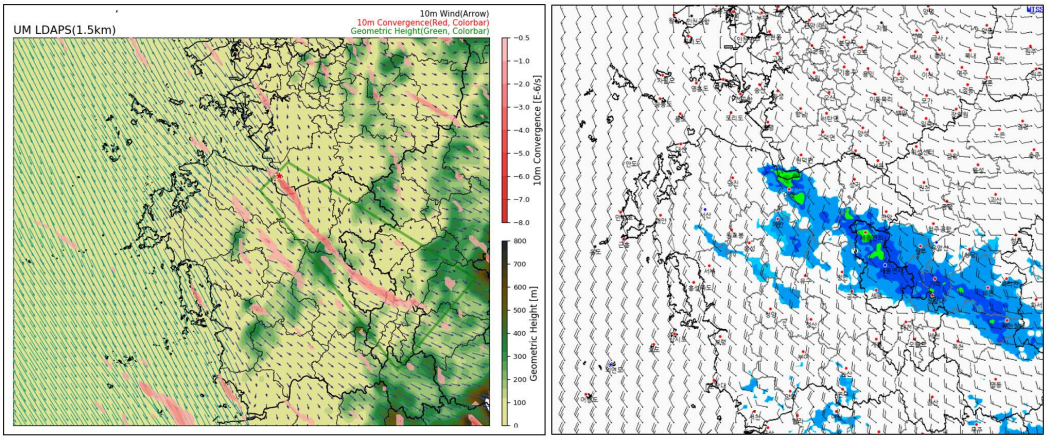


그림 5-3. (좌) 2020년 2월 18일 03시 국지모델 수평 바람 수렴도, (우) 동일 시각 레이더 에코

이때 아산만으로부터 남동방향으로 긴 국지 수렴대가 발생하는데, 그림 5-3의 왼쪽 그림은 국지모델(LDAPS)를 이용해 아산만이 발생하는 시간대에 수평 바람 수렴 강도를 붉은색 계열로 채색하여 나타낸 것으로, 2012년부터 2022년까지 총 57개의 사례를 대상으로 수렴 신호를 확인한 결과 55사례(96.4%)에서 아산만 효과 발생 시간대에 해당 신호가 공통적으로 나타났다.

아산만 효과는 일반적인 호수 효과에 비해 상당히 짧은 취주거리를 가져 수증기 공급이 제한된다. 따라서 이 단점을 극복하기 위해 최대한 강한 혼합으로 구름을 발달시켜야 하는데 특정 풍속 이상의 강한 종관풍과 함께 아산만에 형성되는 육풍 수렴이 이 역할을 하게 된다. 따라서, 일반적인 호수 효과와 아산만 효과의 메커니즘 차이를 아래 그림 5-4와 같이 구분하여 생각할 수 있다.

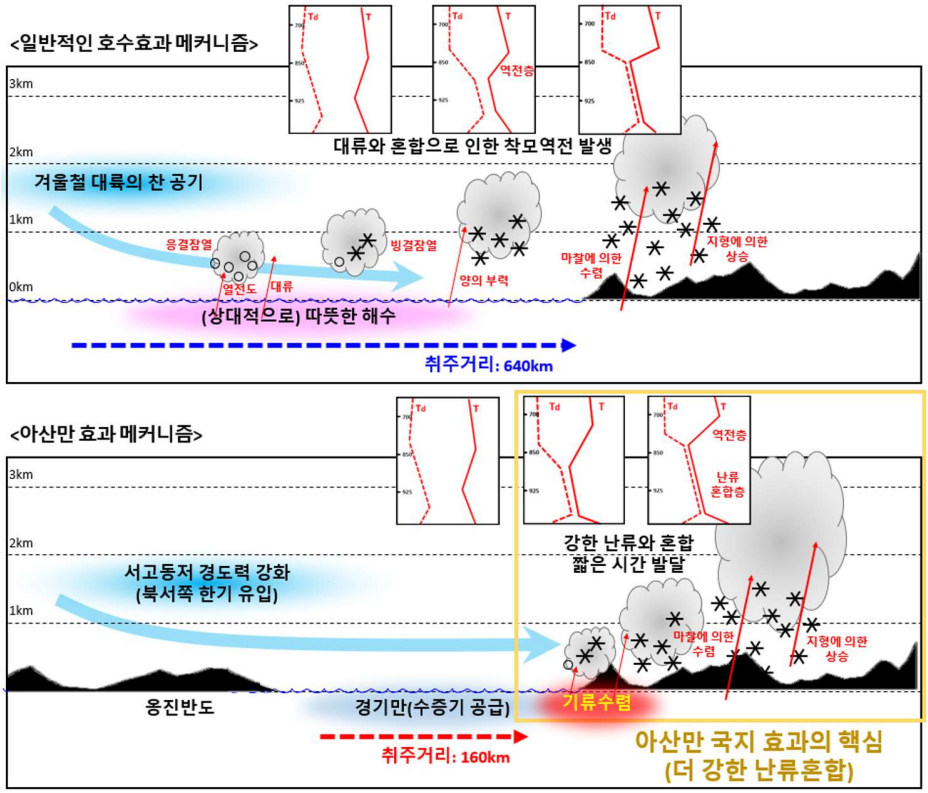


그림 5-4. 일반적인 호수 효과 강설 메커니즘과 아산만 효과 강설 메커니즘 차이 모식도

5. 3. 바람 및 육풍 조건

5. 3. 1. 하층 풍향

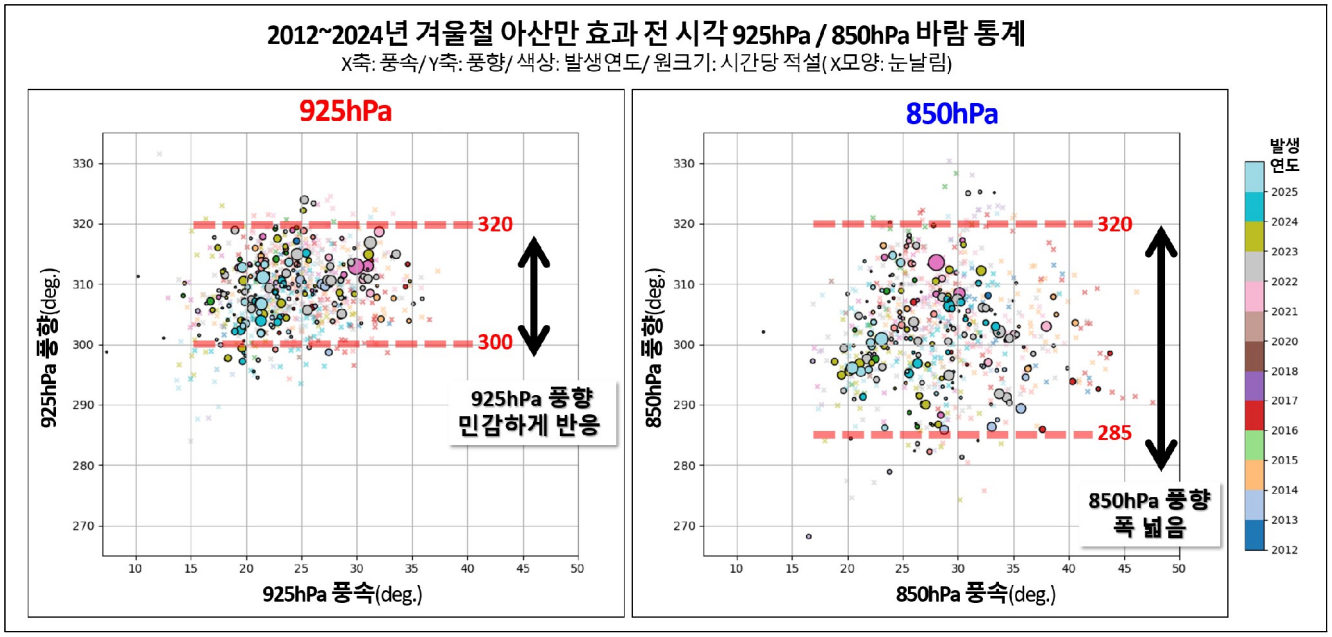


그림 5-5. 아산만 효과 발생 모든 시각의 평택검조소 925/850hPa 풍향·풍속 및 시간당 적설 비교 ('12~'24년 총 95개 사례, 765시간, 원으로 그려진 자료는 적설이 발생한 시각)

그림 5-5는 2012년부터 2024년 겨울철까지 발생한 아산만 효과 95개 사례의 모든 시간대(총 765시간)의 하층 풍향·풍속을 분석한 결과로, 두 그래프를 비교해보면 아산만 효과는 850hPa 풍향보다 925hPa의 풍향에 더 민감하게 반응하는 것을 알 수 있다. 폭이 10km 미만으로 매우 좁은 아산만 지형의 영향을 가장 잘 반영하는 고도는 대기 최하층 바람인 것이다. 따라서, 아산만은 925hPa 바람을 기준으로 풍향이 300도 이상 320도 이하일 때 발생한다고 볼 수 있다.

또한, 아래 그림 5-6의 그래프는 925hPa과 850hPa 연직 풍향 차를 통계한 결과로 시간당 적설이 매우 강했던 사례는 모두 두 층의 풍향 차가 작았던 것을 알 수 있다. 이는 아산만 효과와 같은 긴 눈구름 밴드가 유지되기 위해서는 그림 5-7처럼 연직풍향 시어가 작아야 함을 뜻한다. 호수 효과에 대한 관련 논문 및 교육자료에서도 700hPa과 925hPa 연직풍향시어가 작을수록 눈 구름 발달이 더 용이하다는 내용(COMET MetEd, Topics in Lake Effect Snow Forecasting)과도 부합하는 결과로써 아산만 효과는 더 작은 규모의 현상으로 850hPa과 925hPa과 같은 낮은 층에서도 유의미한 특징이 나타난 것이라 볼 수 있다.

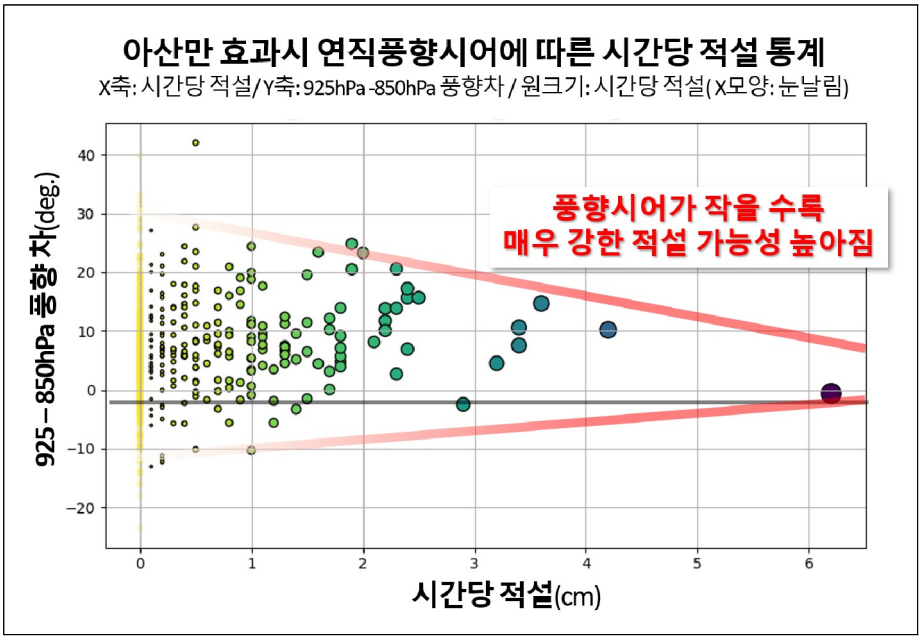


그림 5-6. 아산만 효과 시간당 적설과 925-850hPa 풍향 차의 관계

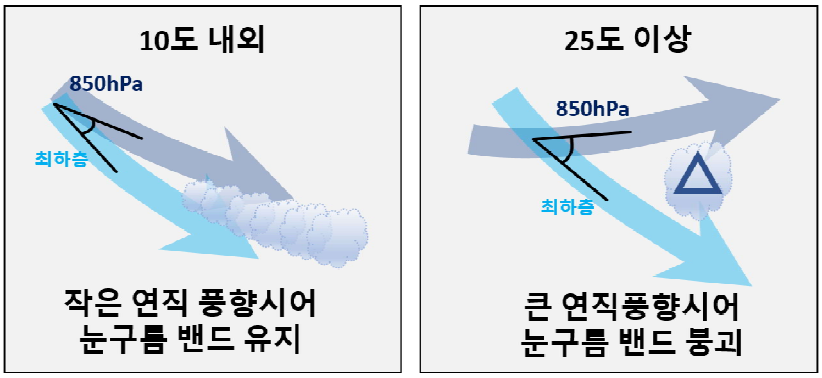


그림 5-7. 아산만 효과와 관련한 925hPa과 850hPa의 풍향차에 따른 눈구름 밴드 발달 모식도

5. 3. 2. 하층 풍속

하층 풍향의 조건이 맞는 경우더라도 아산만 효과가 결국 바람에 의한 난류 혼합 현상이기 때문에 풍속은 더 중요한 요소가 된다. 그림 5-8은 아산만 효과가 발생한 모든 시간대의 925hPa과 825hPa 풍속을 동시에 비교한 그래프이며, 850hPa의 풍속은 18kt 이상이어야 하고, 그보다 하층인 925hPa에서는 16kt 이상이어야 발생한다는 것을 확인할 수 있다. 또한, 850hPa 풍속과 925hPa 풍속 차가 특정 범위에 속해야만 적설이 기록되었다는 것을 확인할 수 있는데, 이 특정 범위 밖으로 850hPa의 풍속이 925hPa 풍속보다 너무 강하면 모두 눈 날림(x모양)으로 표시되어있는 것을 확인할 수 있다. 이는 아산만 부근에서 경계층 내에 연직으로 풍속 차가 너무 강해도 적설이 발생하기 어렵다는 것을 알 수 있다. 풍속 차와 관련된 내용은 본 가이던스의 '5.6. 국지모델의 활용'에서 설명하겠다.

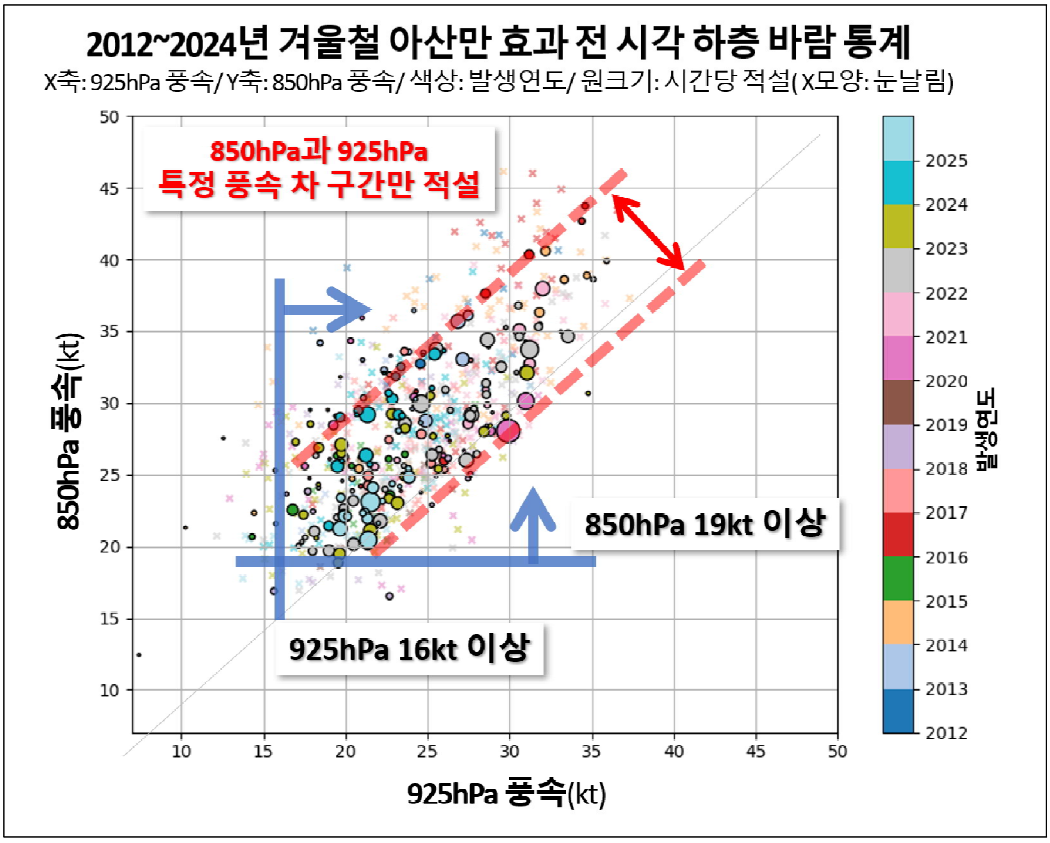


그림 5-8. 아산만 효과 레이더 에코 발생 모든 시각 평택검조소 925풍속과 850hPa풍속 비교 ('12~'24년 총 95개 사례의 765시간 자료, x모양과 o모양은 각각 눈날림과 적설을 뜻함)

5. 3. 3. 육풍에 의한 수렴

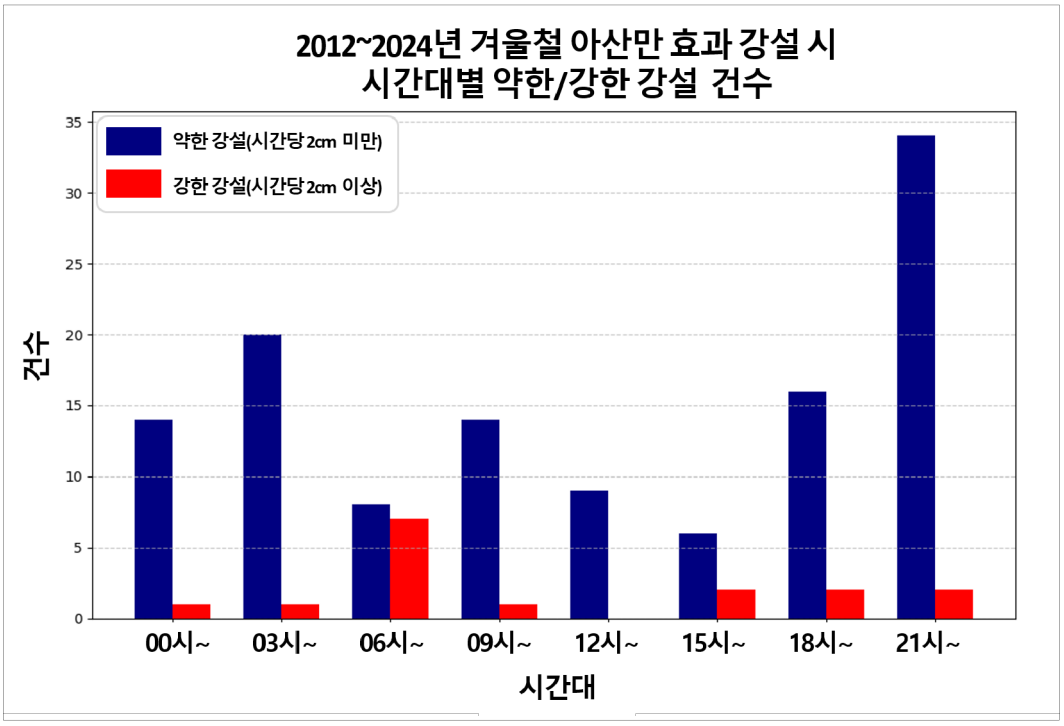


그림 5-9. 2012~2024년 겨울철(11~2월) 아산만 효과 강설 시 시간대별 약한 강설/강한 강설(2cm/h 이상) 건수

그림 5-9는 2012~2024년 겨울철(11~2월) 최근 12년 동안의 아산만 효과로 인해 충청내륙에 적설이 나타났던 총 95개 사례의 시간대별 강설을 강도에 따라 건수로 나타낸 그래프이며, 실제로 육풍이 잘 형성되는 시간대인 야간시간대에 대부분의 아산만 효과가 발생했고, 육풍이 형성되기 어려운 주간 시간대에는 빈도가 현저하게 줄어들면서, 특히 12시 전후로는 강한 강도의 강설은 한 건도 없다는 걸 확인할 수 있다.

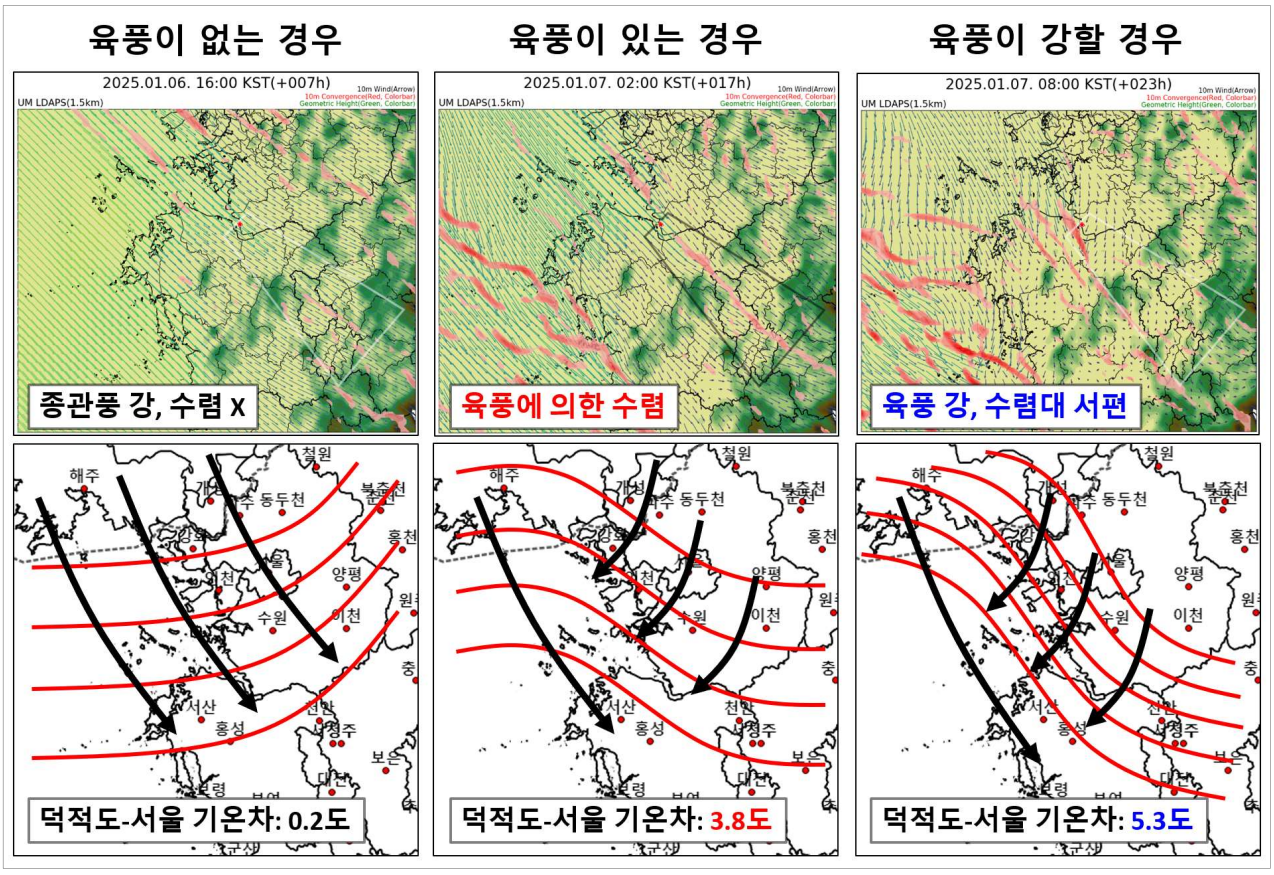


그림 5-10. 육풍 강도에 따른 아산만 부근 기류 수렴 분포도 및 기온 모식도(2025년 1월 6~7일 사례)

그림 5-10는 덕적도와 서울의 기온 차(육풍 강도)에 따라 아산만 부근의 기류 수렴의 강도가 달라지는 것을 잘 보여주는 사례로서 2025년 1월 6일 16시경에는 육풍이 없는 상태로 종관 풍이 지배적인 상황이라 수렴이 발생하지 않았지만, 7일 자정 전후부터는 육풍이 생기고 기류 수렴이 발생하면서 아산만 효과가 발생했다. 이후 새벽 동안 육풍이 더 강해졌고 수렴대는 오히려 서쪽으로 밀려나면서 아산만 효과는 없어졌는데, 이는 앞서 확인한 덕적도와 서울의 기온 차를 육풍의 강도로 고려할 수 있다는 것을 뜻하고, 이 육풍은 아산만 효과의 핵심 요소이긴 하지만 북서풍의 종관풍과 적절한 힘의 균형이 유지되는 상황에서만 긴 수렴대가 유지될 수 있다는 것이라 할 수 있다.

아래 그림 5-11은 서울의 기온과 덕적도-서울 기온 차(육풍 강도)를 비교한 그래프로써 덕적도와 서울의 기온 차가 2도 이상으로 육풍이 존재할 때만 아산만 효과로 적설이 발생했다는 것을 알 수 있다.

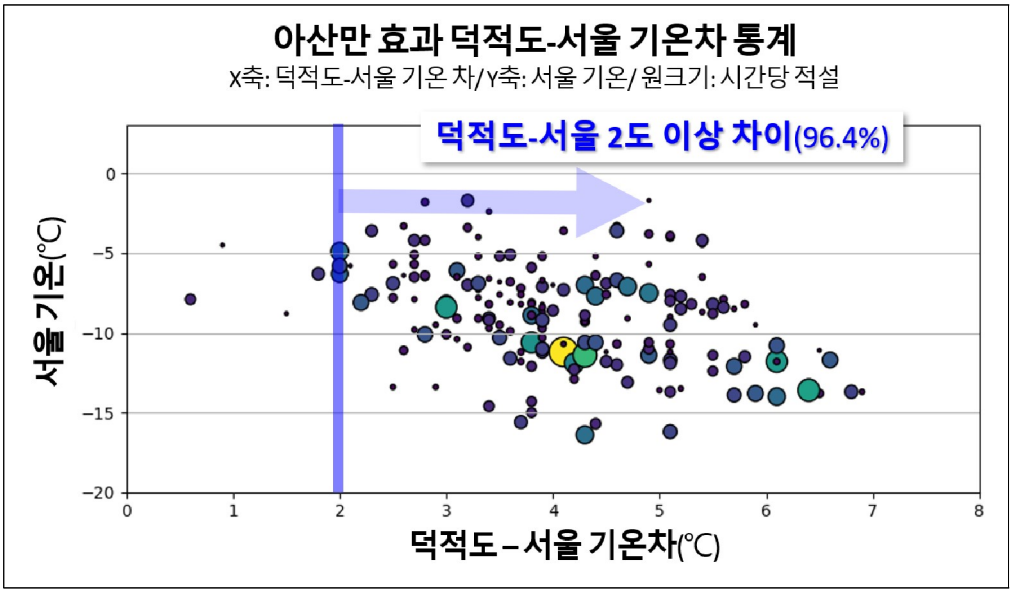


그림 5-11. 아산만 효과 적설 기록 시간대의 육풍의 강도(덕적도-서울 기온차)

5. 3. 4. 바람 및 육풍 조건 정리

그림 5-12. 아산만 효과 바람 및 육풍 조건 모식도

그림 5-12은 바람과 육풍 조건을 정리한 아산만 효과 발생 모식도이다. 먼저 기본적인 메커니즘을 고려한다면 아산만에 한랭 이류를 발생시키는 바람이 불어야 하며, 925hPa 풍향이 300도에서 320도 사이가 되어야 한다. 또한, 육풍으로 인해 아산만 부근에

기류가 수렴되어 바람과 난류 혼합이 강해져야 하며, 이는 서울과 덕적도의 기온 차가 2도 이상으로 커야 육풍으로 인한 수렴이 발생할 수 있다. 추가로 아산만 효과는 폭이 좁고 긴 눈구름 발달 현상으로 경계층 내 고도별 바람(850hPa과 925hPa)의 풍향 차가 작을수록 눈구름 밴드가 길고 강하게 유지되어 대설이 발생할 수 있다.

아산만 효과의 강설 강도(대설 가능성)에 대해선 본 가이던스의 '5. 5. 강설 포텐셜 판단'에서 이어서 다루고자 한다.

5. 4. 강설 구역 분류

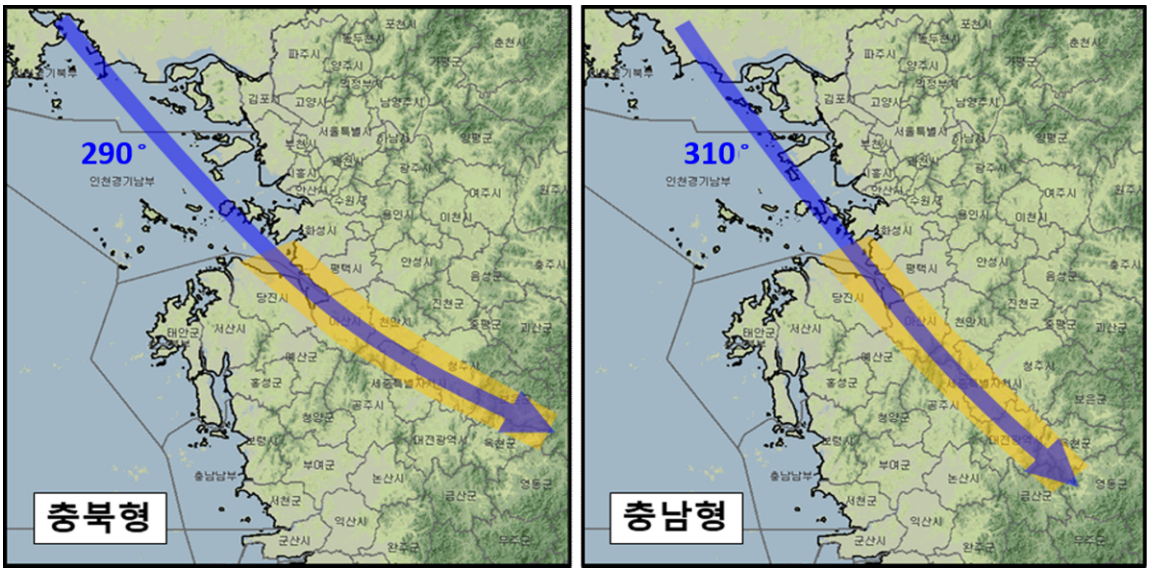


그림 5-13. 경기만의 850hPa 풍향에 따른 아산만 효과 구름대 유입 경로 모식도

아산만 효과의 발생은 925hPa 풍향에 따라 결정되지만, 눈구름의 유입 경로는 경계층 상단인 850hPa 풍향에 따라 결정된다. 그림 5-13의 왼쪽과 같이 경기만에서 아산만으로 형성되는 기류의 풍향이 290°인 경우 구름대(노란색 영역)는 아산을 거쳐 천안~세종~충북~보은 지역으로 유입되며, 내륙에서는 육지의 마찰력 때문에 그림과 같이 유입 경로가 저기압성 곡률 형태를 보이게 된다. 반면 오른쪽 그림은 풍향이 310°인 경우 아산을 거쳐 공주~세종~대전 지역으로 구름대가 유입되는 경로를 보여준다. 310°의 경로와는 다르게 충남 지역으로만 영향을 주는 것을 확인할 수 있다. 결국, 850hPa 풍향 315°를 기준으로 315°보다 크면 충남형, 작으면 충북형으로 정의하여 강설 구역을 구분할 수 있다.

다만, 아산만 효과로 주로 적설이 기록되는 관측 지점 중에서도 송악, 세종 전의, 청주 지점은 아산만 효과로 발생한 구름대가 통과하는 길목에 해당하여 대부분의 아산만 효과 사례에 적설이 기록되는 특징을 보였다. 따라서 이 지역들은 아산만 효과가 발생한다면 충남형과 충북형과 관계없이 적설이 기록될 확률이 크다.

5. 5. 강설 포텐셜 판단

5. 5. 1. 최근 아산만 강설 경향

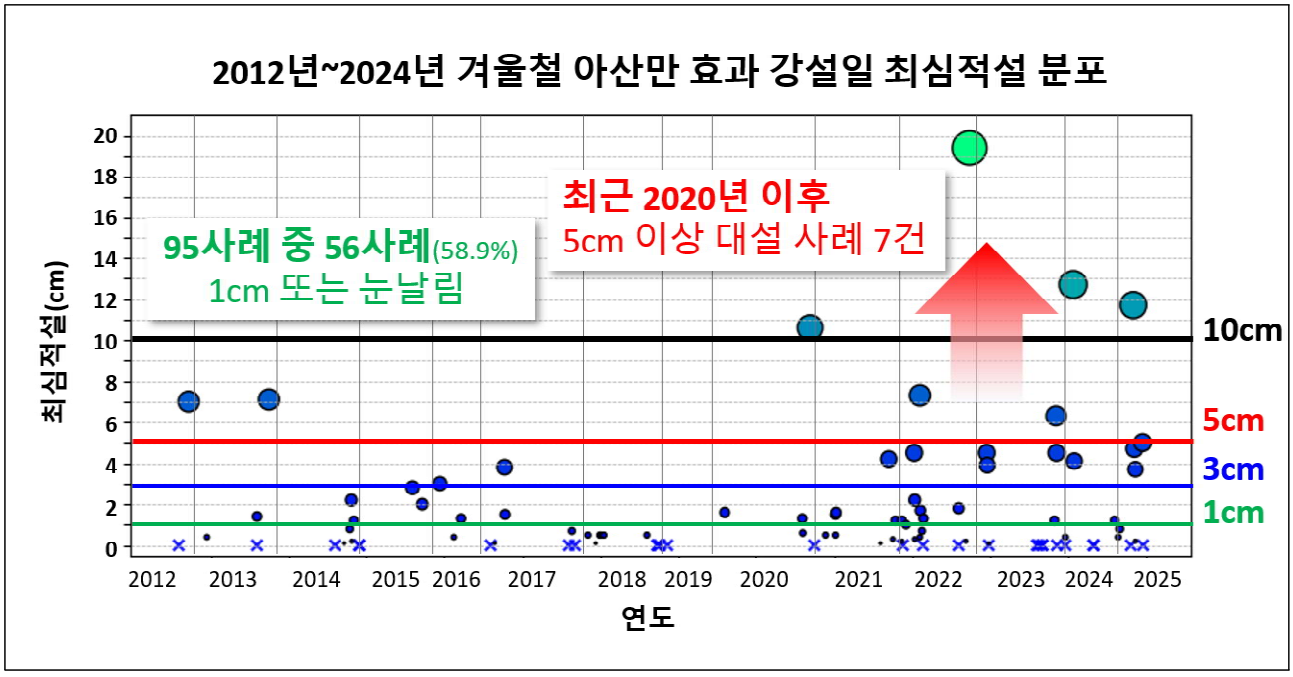


그림 5-14. 2012~2024년 겨울철(11~3월) 아산만 효과 강설일의 최심적설 분포

그림 5-14는 2012~2024년 겨울철(11~3월) 13년 동안의 아산만 효과로 인해 충청 내륙에 적설이 나타났던 총 95개 사례 일의 최심적설 분포이다. 사례일 절반 이상(약 58.9%)의 적설이 1cm 미만 또는 눈 날림으로 나타나지만, 최근 2020년 이후에는 3cm 이상의 사례가 늘어나고 있고, 대설주의보의 조건인 5cm 이상도 연 1회 이상으로 빈도가 늘어난 것을 알 수 있다. 이러한 원인에 대해서는 여러 가지 이유(적설계 신규 설치 등)가 있겠지만 향후 추가적인 연구가 필요한 부분이다. 이처럼 아산만 효과도 대설주의보 수준의 관측 빈도가 점차 늘어나는 추세로서 앞서 아산만 효과 기본 조건들과 더불어 강설강도 파악도 중요하다고 볼 수 있다.

다만, 본 가이던스에서는 누적 적설의 최종값을 판단하는 것보다 시간당 적설 강도에 초점을 맞춰 결과를 도출했으며, 이는 위 그래프의 2022년 겨울철 19.8cm가 기록된 사례(연두색 원)가 44시간의 매우 긴 지속시간을 가졌던 결과였기 때문에 단순히 누적 적설로는 강설강도를 판단하는 데 오해가 생길 수 있다. 따라서 본 가이던스에서는 강설강도에 대해서는 지속시간이란 요소를 제외하여 분석하고자 하였다.

5. 5. 2. 기온과 해기차

아래 표 5-1은 호수 효과에 의한 서해안 강설 시 해기차 조건에 따른 적설 분포표로 일반적인 해기차에 의한 서해안형 강설에서 적설을 판단할 때 사용하는 임계값을 정리한 것이다. 여기에 아산만 효과에 의한 강설 사례를 적용하면 적설이 기준보다 적게 나타나게 된다.

표 5-1. 호수 효과에 의한 강설 시 해기차 조건에 따른 적설 분포(≪Why? How?≫ 겨울 예보, 2023)

<table>
<tr><td></td><td colspan="5">700hPa 해기차</td></tr>
<tr><td rowspan="4">850hPa 해기차</td><td></td><td colspan="2">22℃</td><td>25℃</td><td>30℃</td></tr>
<tr><td rowspan="2">15℃</td><td>no snow</td><td>no snow</td><td>no snow</td><td>no snow</td></tr>
<tr><td>1~5cm</td><td rowspan="2">5~10cm</td><td rowspan="2">10~20cm</td><td rowspan="2">〉20cm</td></tr>
<tr><td>20℃</td><td>5~10cm</td></tr>
</table>

이는 아래 그림 5-15 처럼 경기만의 지리적인 조건에 의해 수온도 낮고 취주거리도 짧기 때문에 해기차에 의한 구름대의 발달에 불리하게 작용하기 때문이다. 따라서, 아산만 효과의 적설 임계값은 지역적 특성을 고려하여 새롭게 조사할 필요가 있다.

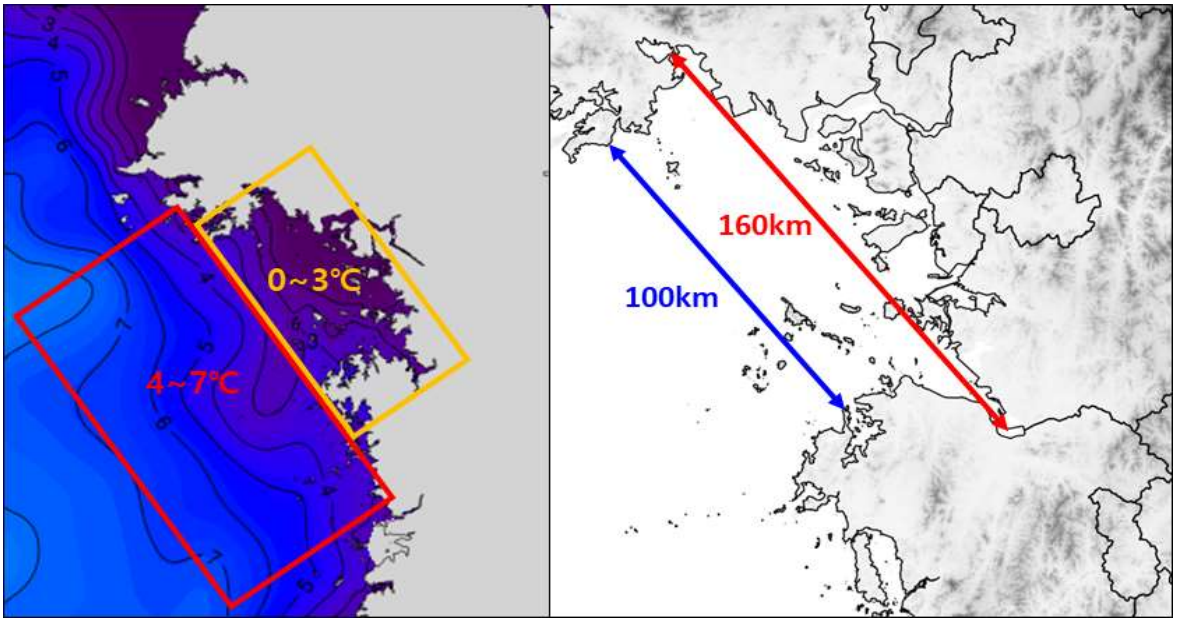


그림 5-15. 2018년 1월 26일 09시 수온 분포 및 경기만의 최소(파란색 선)·최대(빨간색 선)

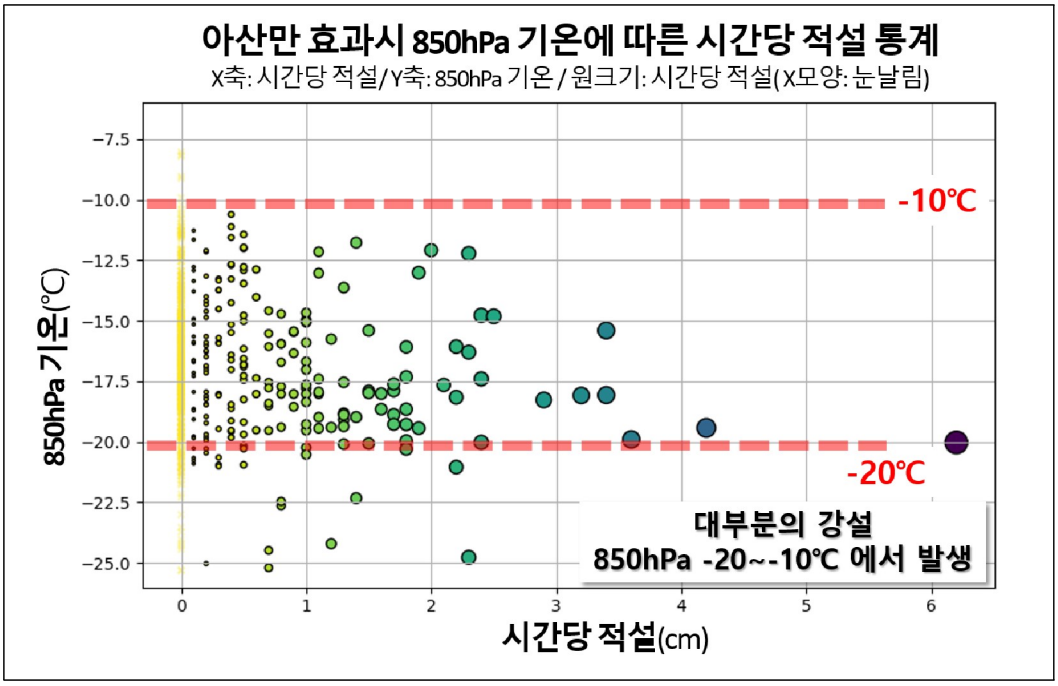


그림 5-16. 2012~2024년 겨울철(11~3월) 아산만 효과 전 시각 시간당 적설과 850hPa 기온 분포

그림 5-16은 아산만 효과 강설 사례의 시간당 적설과 850hPa 기온의 분포도로 850hPa 기온이 -10℃ 이하에서 적설이 나타난 것을 알 수 있다. 일반적인 서해안형 강설 발생 조건 임계값인 -8℃보다 2℃ 가량 더 낮은 기온에서 적설이 발생하게 되는데, 이는 앞서 그림 5-16에서 설명했던 서해먼바다보다 3~4℃ 낮은 경기만의 수온과 짧은 취주거리를 원인으로 해석할 수 있다. 한편, 850hPa 기온이 -20℃ 미만으로 매우 낮을 경우에는 오히려 적설이 적어질 수 있는데, 850hPa -20℃ 미만 온도에서는 대류가 발생하게 되면 건조단열감률과 포화단열감률의 차이가 매우 작아 대류의 강도가 약해져 단순 대류 현상만으로는 구름이 강하게 발달하기 어렵기 때문이다. 단, 상층 기압골의 지원을 받는 경우에는 하층 대류의 강도가 약하더라도 구름이 발달하여 적설이 늘어날 수 있으므로 주의가 필요하다.

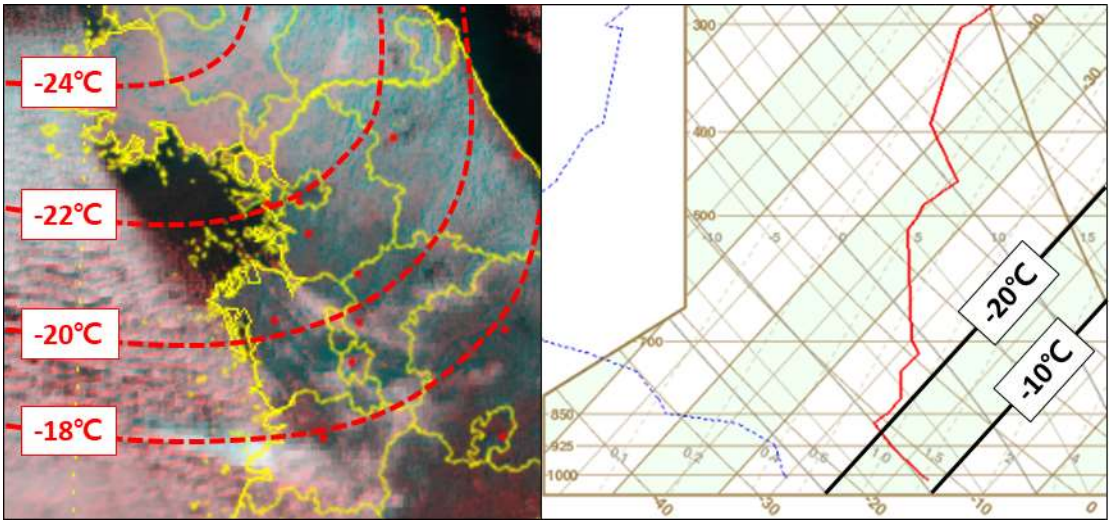


그림 5-17. 2018년 1월 23일 09시 (좌) 천리안위성 영상+850hPa 기온 분포, (우) 오산 단열선도

그림 5-17은 2018년 1월 23일 사례로, 천리안위성 합성영상과 850hPa 기온 분포, 같은 시각 관측된 오산 단열선도 자료이다. 위성영상에서 아산만 효과로 인해 아산만에서부터 청주로 이어지는 구름대가 발달해 유입된 것을 확인할 수 있으며, 오산에서 관측된 단열선도를 확인해보면 이날 아산만 부근의 850hPa 기온은 -20℃ 이하로 매우 낮았던 것을 알 수 있다. 결국 이날 아산만 효과로 인해 구름대는 발달했으나 적설이 기록된 지역은 없었다.

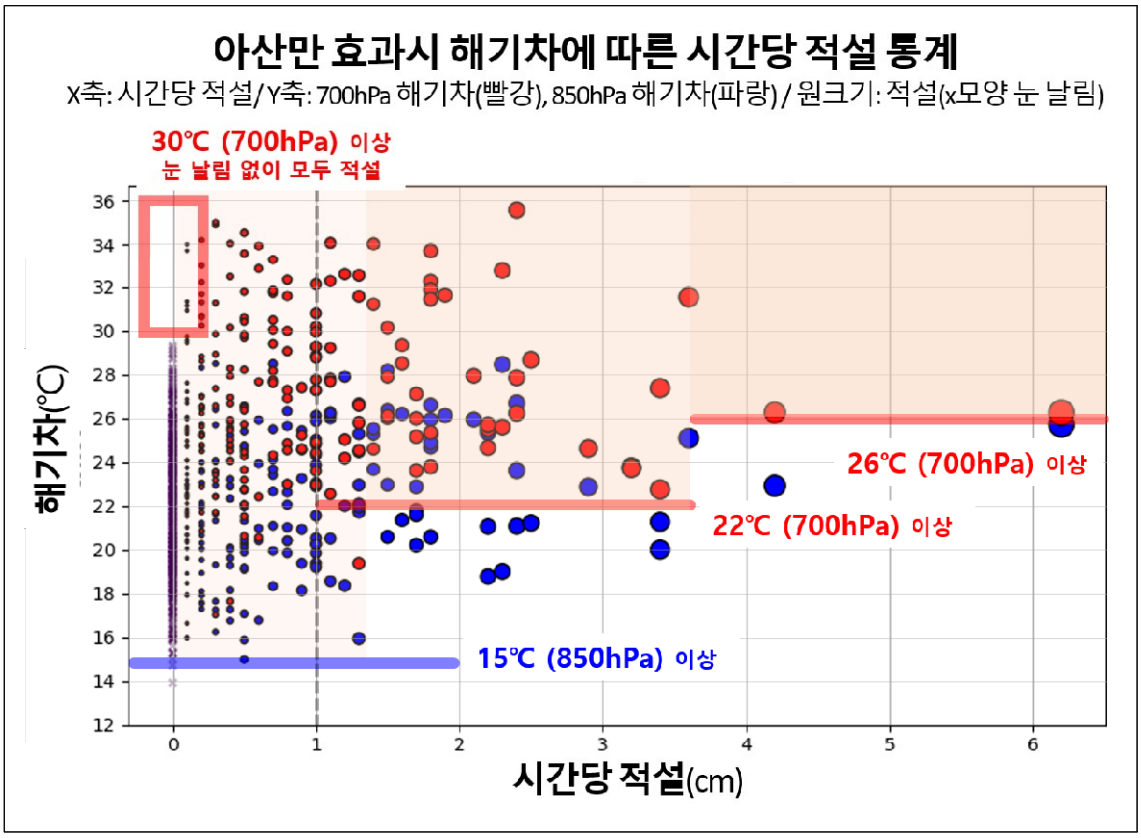


그림 5-18. 2012~2024년 겨울철(11~3월) 아산만 효과 전 시각 시간당 적설과 850/700hPa 해기차 분포

그림 5-18은 아산만 효과로 인한 강설 사례의 시간당 적설과 850/700hPa 해기차 분포도이다. 강설 발생에 필요한 850hPa 해기차의 임계값은 일반적인 서해안형 강설과 동일하게 건조단열감률을 고려한 절대불안정 값인 15℃로 나타났다. 강설강도와 관련된 700hPa 해기차는 일반적인 서해안형 강설 조건에서는 22℃ 이상일 때 5cm 이상의 대설을 판단하는 임계값으로 사용되었지만, 아산만 효과로 인한 강설에서는 700hPa 시간당 1cm 이상의 적설을 판단하는 데 사용할 수 있다. 또한 시간당 3.5cm가 넘는 매우 강한 강설은 700hPa 해기차가 26℃ 이상일 때에만 나타난 것을 확인할 수 있다. 마지막으로 700hPa 해기차가 30℃ 이상으로 한기가 매우 강할 경우에는 아산만 효과로 적설이 항상 기록된다는 것도 알 수 있다. 이는 열적불안정이 매우 강한 상태에서는 바람 조건만 해당된다면 난류 혼합이 쉽게 강해져 눈 날림 이상으로 눈구름이 발달할 수 있음을 뜻한다.

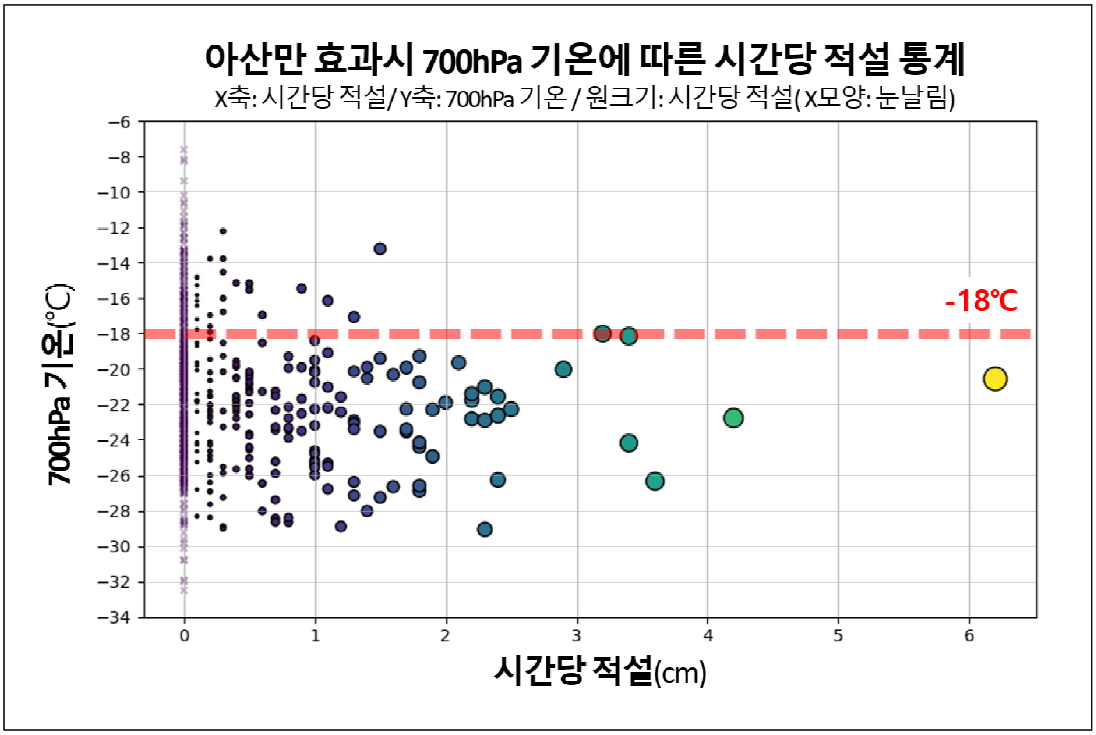


그림 5-19. 2012~2024년 겨울철(11~3월) 아산만 효과 전 시각 시간당 적설과 700hPa 기온 분포

그림 5-19는 강설강도를 판단할 수 있는 또 하나의 통계적인 지표인 700hPa 기온의 임계값도 조사한 결과로 아산만 효과에서 시간당 2cm 이상 적설은 모두 -18℃ 이하일 때 발생한 것을 확인할 수 있어, 또 하나의 기준으로 활용을 할 수가 있다.

표 5-2. 아산만 효과에 의한 충청내륙 강설 시 기온과 해기차 조건에 따른 적설 분포

<table>
<tr><th>시간당 적설</th><th>850hPa 해기차</th><th>850hPa 기온</th><th>700hPa 해기차</th><th>700hPa 기온</th></tr>
<tr><td>눈 날림</td><td>< 15℃</td><td>≤ -8℃</td><td rowspan="2">< 22℃</td><td rowspan="3">〉-18℃</td></tr>
<tr><td>< 1cm</td><td rowspan="4">≥ 15℃</td><td rowspan="2">≤ -10℃</td></tr>
<tr><td>1~2cm</td><td rowspan="2">≥ 22℃</td></tr>
<tr><td>2~4cm</td><td rowspan="2">-20℃~-10℃</td><td rowspan="2">≤ -18℃</td></tr>
<tr><td>≥ 4cm</td><td>≥ 26℃</td></tr>
</table>

새롭게 조사한 통계 자료들을 바탕으로 아산만 효과에 의한 충청내륙 강설 시 적설 예보를 위한 기온과 해기차 조건에 따른 적설 분포를 표 5-2에 정리하였다. 적설 발생 판단을 위한 요소로 850hPa 기온과 해기차가 사용되었으며, 적설 강도를 판단하기 위한 요소로는 700hPa 기온과 해기차가 사용되었다. 아산만 효과에 의한 해기차 구름대의 발달은 하층에 제한적으로 발달하는 경우가 대부분이기 때문에 500hPa 기온 조건은 크게 영향을 주지 않아 통계 조사에서 제외하였다.

5. 5. 3. 수온 및 조석

강설 발생에 필요한 기온과 해기차 조건이 만족하더라도, 만약 경기만의 수온이 너무 낮아 해수면이 얼어버린다면 해상으로부터 수증기 공급을 받지 못하기 때문에 해기차에 의한 구름은 발달하지 못하게 된다. 앞서 그림 5-2의 수온 분포에서도 확인했듯이 겨울철 경기만은 수심이 낮아 주변 육지에 의해 수온이 빠르게 낮아지기 때문에 실제로 연안에는 바닷물이 어는 경우도 종종 발생한다. 또한, 수온이 낮으면 수증기 공급량도 줄어들기 때문에 하층 대기를 포화시키기 어려워 구름대 발달에 불리하게 작용한다.

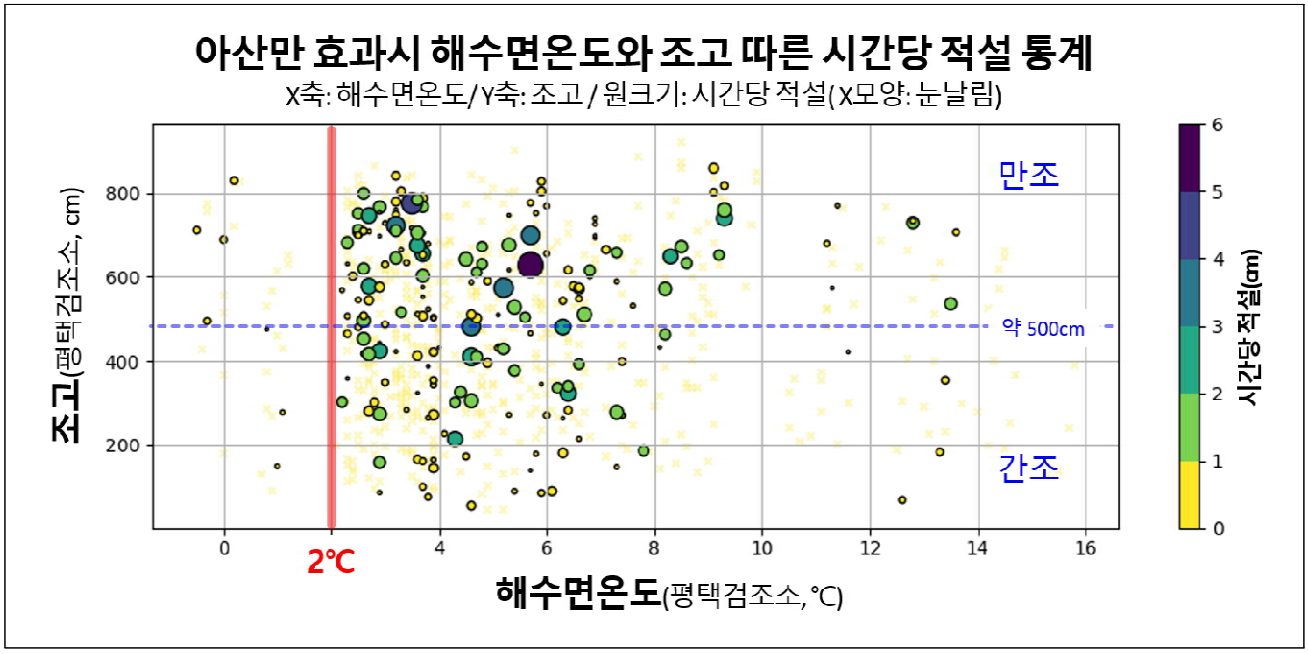


그림 5-20. 2012~2024년 겨울철(11~3월) 아산만 효과 전 시각 해수면온도와 조고에 따른 시간당 적설

그림 5-20에서도 그 특징이 잘 나타나고 있으며, 아산만 효과가 발생한 전 시간대의 시간당 적설과 국립해양조사원 평택 검조소의 수온 자료를 분석 한 결과 시간당 1cm 이상의 강도를 갖는 적설은 2℃ 이상의 수온 조건에서만 발생하게 되며, 수온이 2℃ 보다 낮을 경우 눈 날림 또는 0.2cm 이하의 적설만 기록되었다.

또한, 그동안 아산만 효과가 간만조의 영향으로 발생 유무가 결정될 수 있다는 예보관들의 경험적인 분석이 있었지만 실제로는 해수면 높이와 관계없이 아산만 효과가 발생한 것을 알 수 있다. 다만, 아래 그림 5-21에서 시간당 3cm 이상의 매우 강한 강설은 만조시기(조고 약 500m 이상)에만 발생했었다는 것을 보았을 때 간만조에 의해 아산만 강설의 유무가 결정되는 것이 아니라, 아산만 효과를 위한 수증기 공급량이 달라지는 것이라 볼 수 있다. 아직 통계된 사례 수가 많지 않아 추가적인 연구가 필요하겠지만, 바람과 기온이 대설 조건을 만족한다면 간조보다 만조일 때 시간당 3cm 이상의 매우 강한 강설이 가능하다고 참고할 수 있겠다.

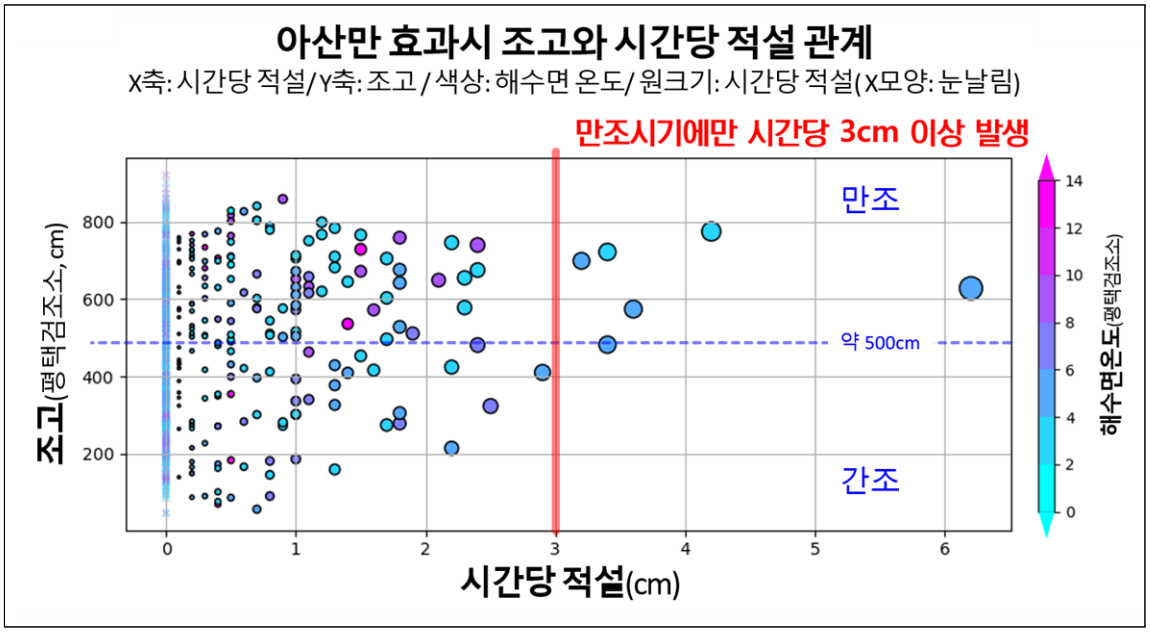


그림 5-21. 2012~2024년 겨울철(11~3월) 아산만 효과 전 시각 조고에 따른 시간당 적설

5. 6. 국지모델의 활용

지금까지 아산만 효과의 기본 조건과 대기 중하층 기온과 해기차에 따른 임계값 조건들을 조사해보았다. 결국 아산만 효과는 '바람 및 육풍'의 기준을 만족하면서 '강설 포텐셜(기온 및 해기차)' 조건에 맞을 때 발생하는 것이라 볼 수 있다. 이러한 현상은 폭이 10km가 안 되는 매우 좁은 곳에서 발생하는 현상으로 전구모델의 해상도로 바람의 수렴이나 이에 따른 난류 혼합 현상을 예측하기가 매우 어렵다.

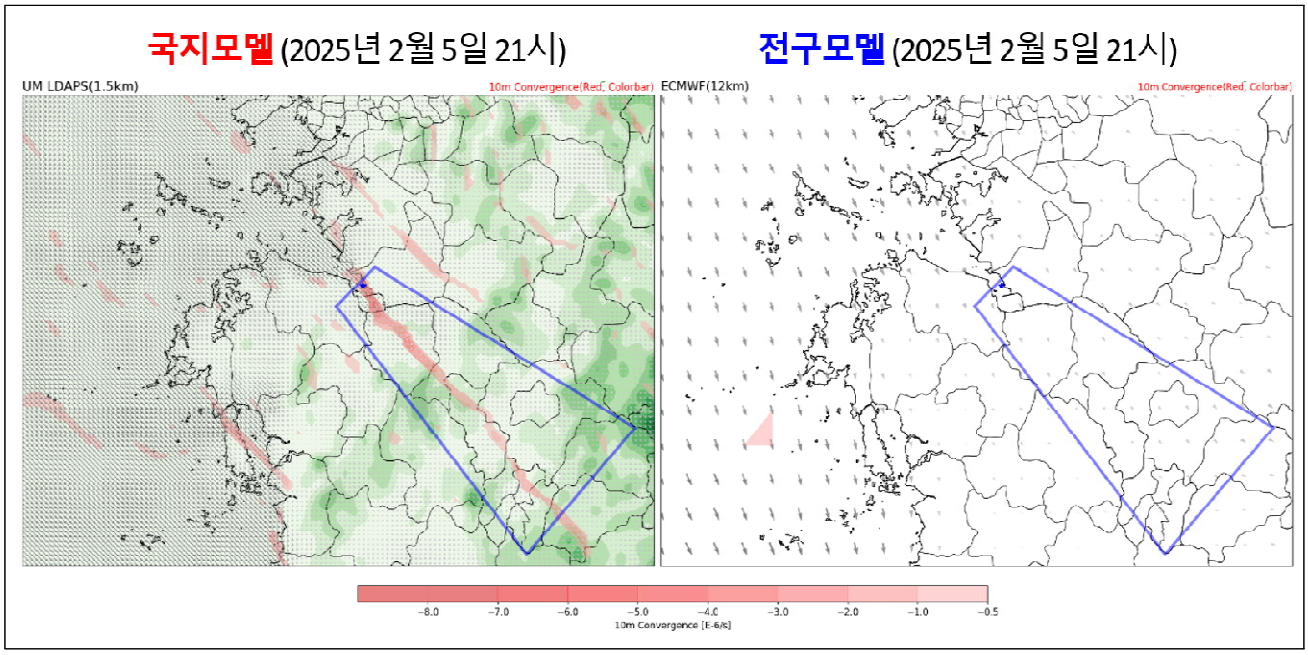


그림 5-22. 국지모델과 전구모델의 동일 아산만 사례에 대한 지상바람 기류 수렴 분포도 모의 차이

그림 5-22에서도 앞서 지상 바람의 수렴에 대한 분포도를 국지모델과 전구모델을 함께 표현하여 비교했을 때도 전구모델에서는 국지모델에서 보는 아산만 부근의 수렴 현상을 전혀 모의하지 못 하는 것을 확인할 수 있다. 따라서, 아산만 효과라는 수평/시간 규모에 맞게 고해상도의 국지모델을 활용하여 예보하는 것이 중요하다 볼 수 있겠다.

추가로 국지모델에서 아산만 효과를 확인할 수 있는 다른 방법을 제시해본다면, 혼합에 의한 경계층 내 풍속 변화 특징을 활용할 수 있는데, 일반적으로 혼합이 활발해져 구름이 발달할 경우 경계층 상단의 풍속은 줄어들지만, 지상 부근의 풍속은 증가하면서 경계층 내 고도별 풍속 차가 줄어들게 된다.

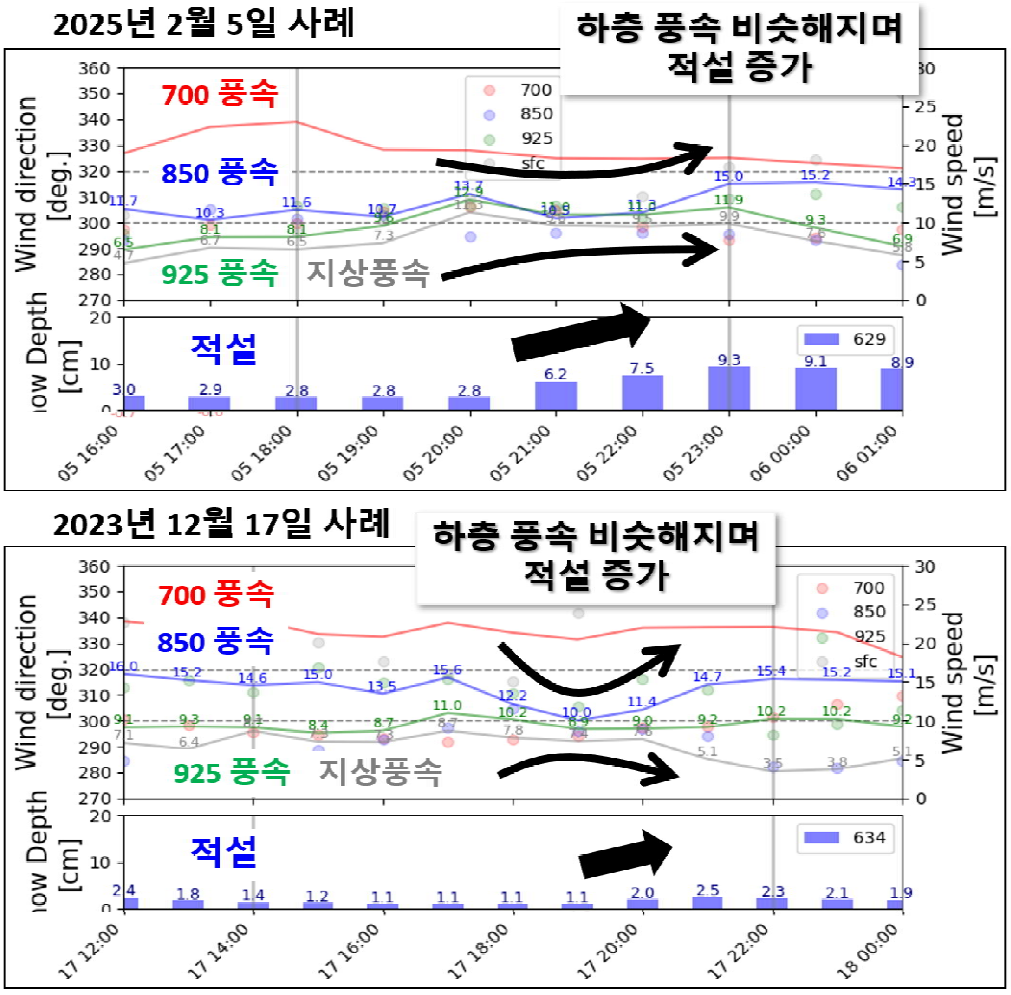


그림 5-23. 하층 혼합에 의해 풍속차가 줄어드는 현상(상: 2025년 2월 5일, 하: 2023년 12월 17일)

그림 5-23은 아산만 효과가 발생했던 시간대의 풍속과 적설 시계열을 분석한 것으로 700hPa, 850hPa, 925hPa, 지상의 풍속을 각각 빨강, 파랑, 초록, 회색 실선으로 표현하였다. 자료에서 볼 수 있듯이 700hPa 미만 고도(경계층 내) 하층 바람들의 풍속이 비슷해지는 시간대에 아산만 효과로 적설이 증가하는 현상을 확인할 수 있다. 이는 아산만에 육풍에 의해 기류가 수렴되면 난류 혼합이 매우 강하게 일어나면서 경계층 내 바람이 비슷해지는 현상이 나타나는 것으로 볼 수 있다.

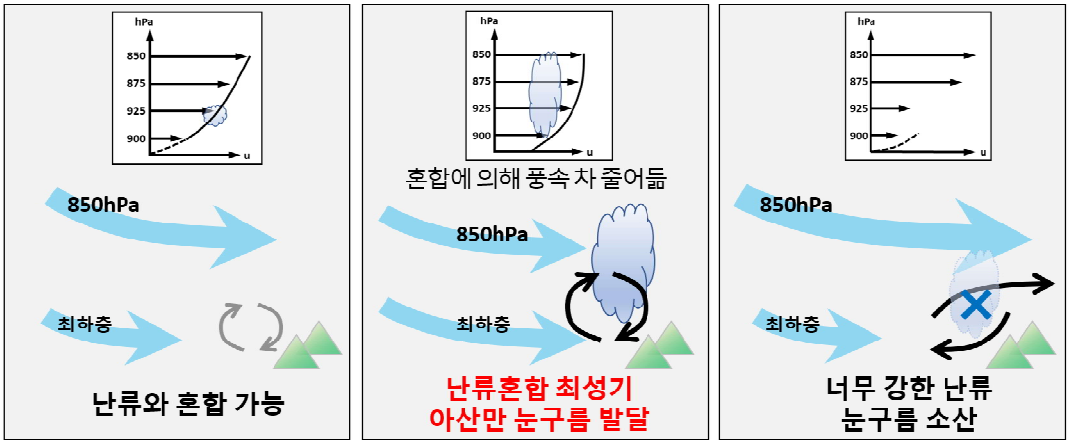


그림 5-24. 아산만 효과 난류 혼합에 따른 경계층 내 연직 풍속 변화

그림 5-24는 육풍에 의해 기류 수렴이 발생해 난류 혼합이 활발해질 경우 경계층 내 고도별 풍속 변화가 어떻게 이루어지는지 설명하는 모식도이다.

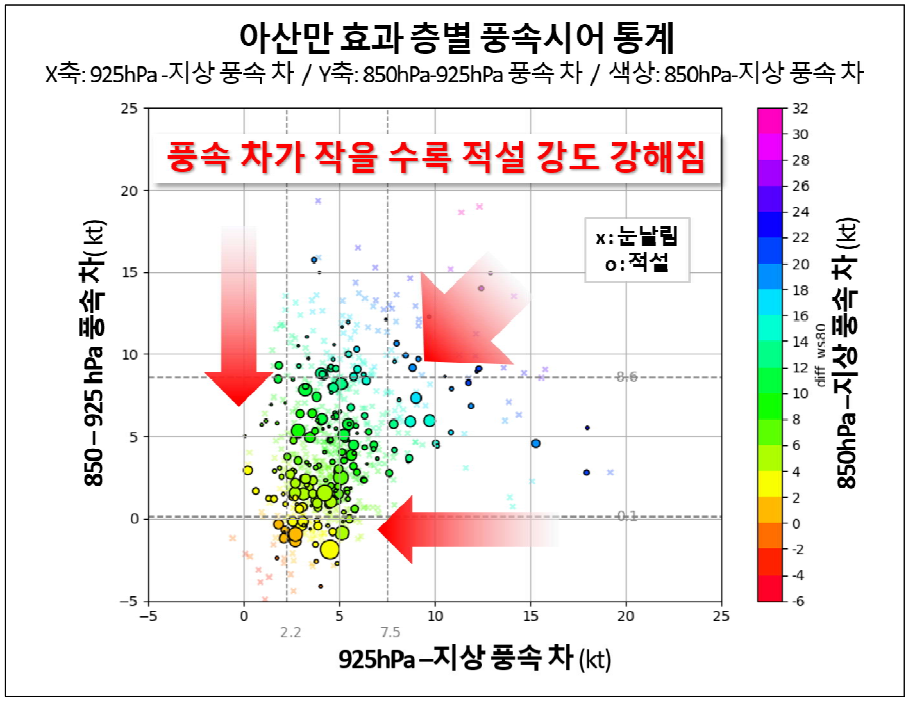


그림 5-25. 아산만 효과 발생 모든 시각의 850hPa-925hPa-지상 간의 풍속 차 통계

그림 5-25는 아산만 효과 발생 모든 시각의 925hPa-지상, 850hPa -925hPa, 850hPa-지상 간의 풍속 차를 하나의 그래프에 나타낸 것으로, 경계층 내의 혼합층 두께가 달라지는 것을 고려하여 여러 층별의 풍속 차를 동시에 통계 분석한 결과이다. 연직적으로 풍속 차가 작으면 작을수록 적설이 많아진다는 것을 가시적으로 확인할 수 있는 결과로써, 이는 난류 혼합의 강도가 강할수록 눈구름이 더 발달한다는 것을 의미한다.

이런 원리를 알고 국지모델 자료를 활용한다면, 아산만 효과의 발생과 종료를 보다 정확하게 예측할 수 있을 것이다.

5. 7. 적설 및 대설 판단 흐름도

아산만 효과는 단순한 해기차 현상이 아닌, 협소한 지형의 특수성과 육풍 수렴과 같은 복합적인 현상이 작용하여 나타나는 현상이다. 본 가이던스에서 연구된 내용을 적용하여 적설 판단 흐름도를 그림 5-26에 정리하였으니, 아산만 효과에 의한 강설 예상 시 활용하기를 바란다.

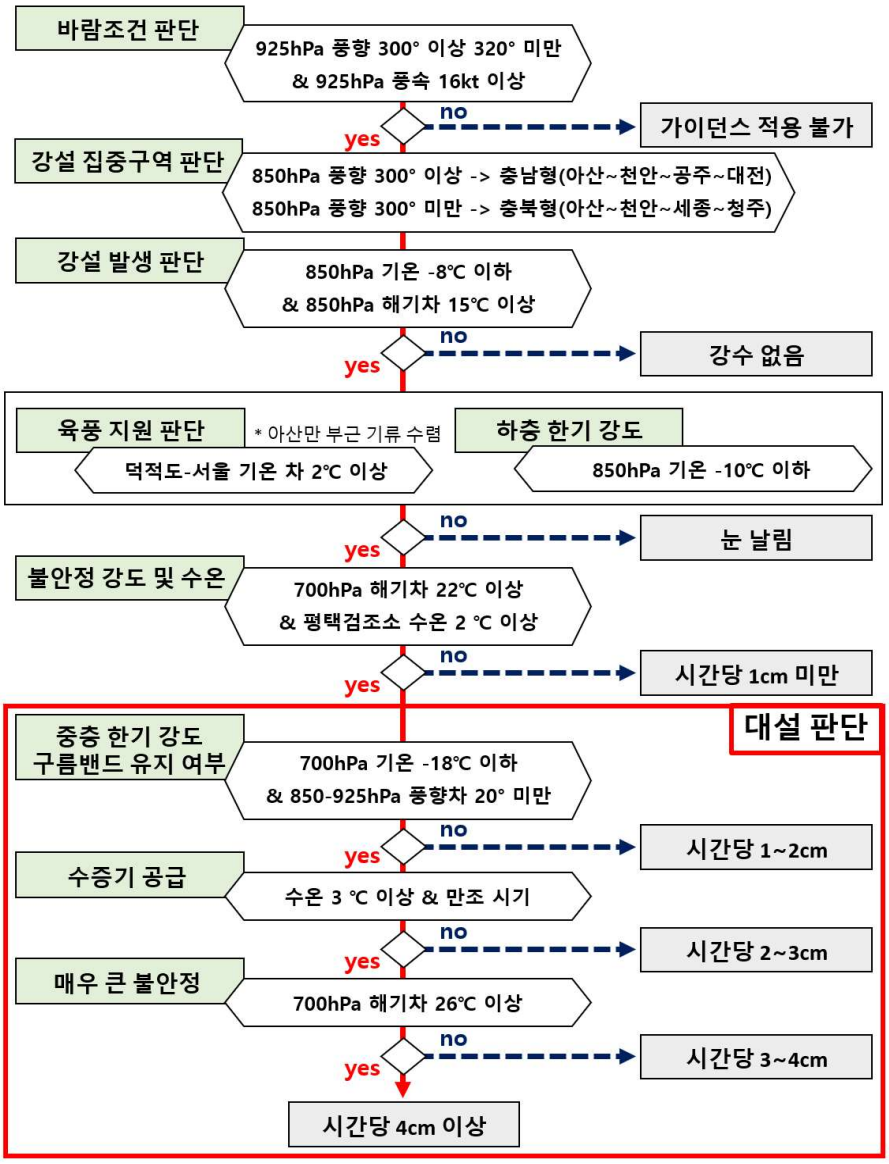


그림 5-26. 아산만 효과에 의한 충청내륙 적설 및 대설 판단 흐름도

참고문헌

1. 기상청, 2022: 《Why? How!》 겨울 예보, 45-77.
2. 기상청, 2012: 대기역학, 11장 경계층 기상학
3. Niziol, T. A., 1987: Operational Forecasting of Lake Effect Snowfall in Western and Central New York. Weather and Forecasting, 2, 310-321.

지역특화 예보

6. 호수 효과에 의한 서울 강설

6. 1. 호수 효과에 의한 기본 강설 메커니즘

일반적으로 겨울철 서해안에서 발생하는 호수 효과(lake effect)에 의한 강설 발생 메커니즘은 그림 6-1의 모식도와 같다. 대륙고기압에 동반된 차고 건조한 공기가 상대적으로 따뜻한 서해상을 지나면 열과 수증기를 공급받아 하층의 대기가 불안정해지는데, 이러한 과정은 취주거리(fetch)가 긴 해상을 통과하면 더욱 많은 수증기를 공급받아 하층이 포화가 되면서 대류운을 발달시키게 된다. 이렇게 발달한 구름대가 해안으로 유입되면서 눈이 내리게 되는 것이 서해안의 호수 효과에 의한 기본적인 강설 메커니즘이라고 할 수 있다(「《Why? How!》 겨울예보」 제3장 '호수 효과에 의한 서해안 강설 메커니즘의 이해와 예보 활용' 참고).

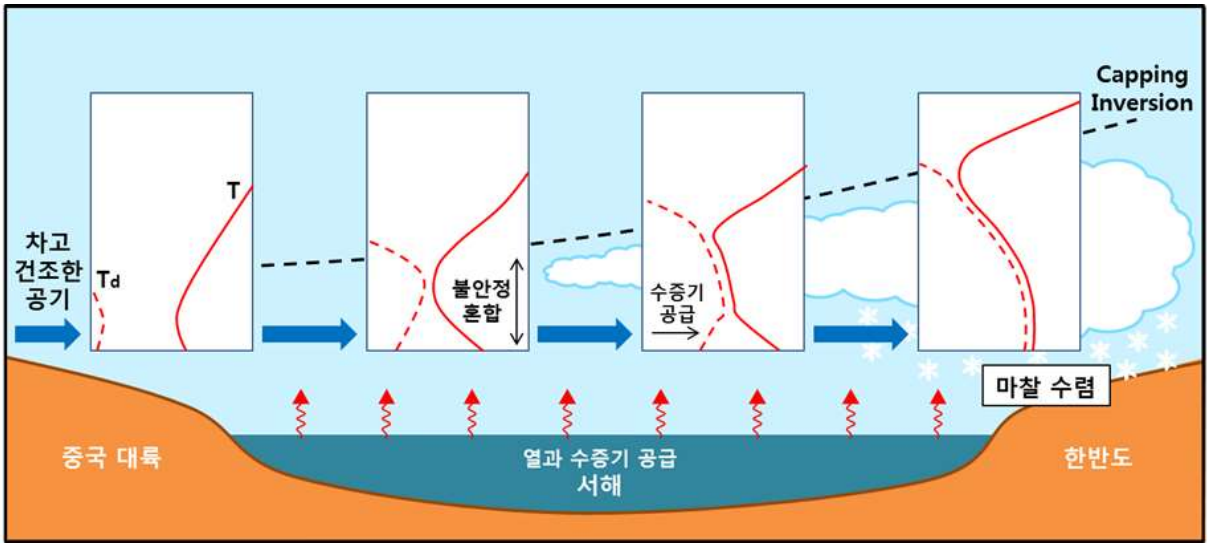


그림 6-1. 호수 효과(lake effect)에 의한 서해안 강설 발생 과정 모식도

6. 2. 서울로 유입되는 호수 효과에 의한 강설 메커니즘

겨울철 서해상으로 대륙고기압이 확장하는 경우 일반적으로 우리나라는 그림 6-2의 위성 영상과 같이 북서풍의 기류가 유입되게 된다. 그림 6-2는 2022년 1월 11일 사례의 위성 가시 영상으로 북서풍이 유입될 때 호수 효과에 의한 서해안 강설 사례의 모습을 보여주고 있는데, 여기서 취주거리가 가장 긴 전라권으로 향하는 1번의 기류를 따라 대류운열이 가장 강하게 발달한 것을 알 수 있다. 2번 기류는 해상을 지나는 취주거리가 서한만과 경기만으로 한정돼 있어 대류운열이 경기만 남쪽 일부에만 약하게 발달한 모습이고, 3번 기류의 경우 해상에서의 취주거리가 전혀 없기 때문에 호수 효과에 의한 구름이 전혀 발달하지 못한 것을 알 수 있다.

여기서 서울을 비롯한 수도권 지역은 3번 기류의 영향을 받기 때문에 그림과 같은 북서풍의 기류가 유입되는 상황에서는 호수 효과에 의한 강설 현상은 나타날 수가

없게 된다. 따라서 서울로 호수 효과에 의한 강설이 나타나기 위해서의 유입되는 기류의 방향이 가장 중요한 요소라고 할 수 있다.

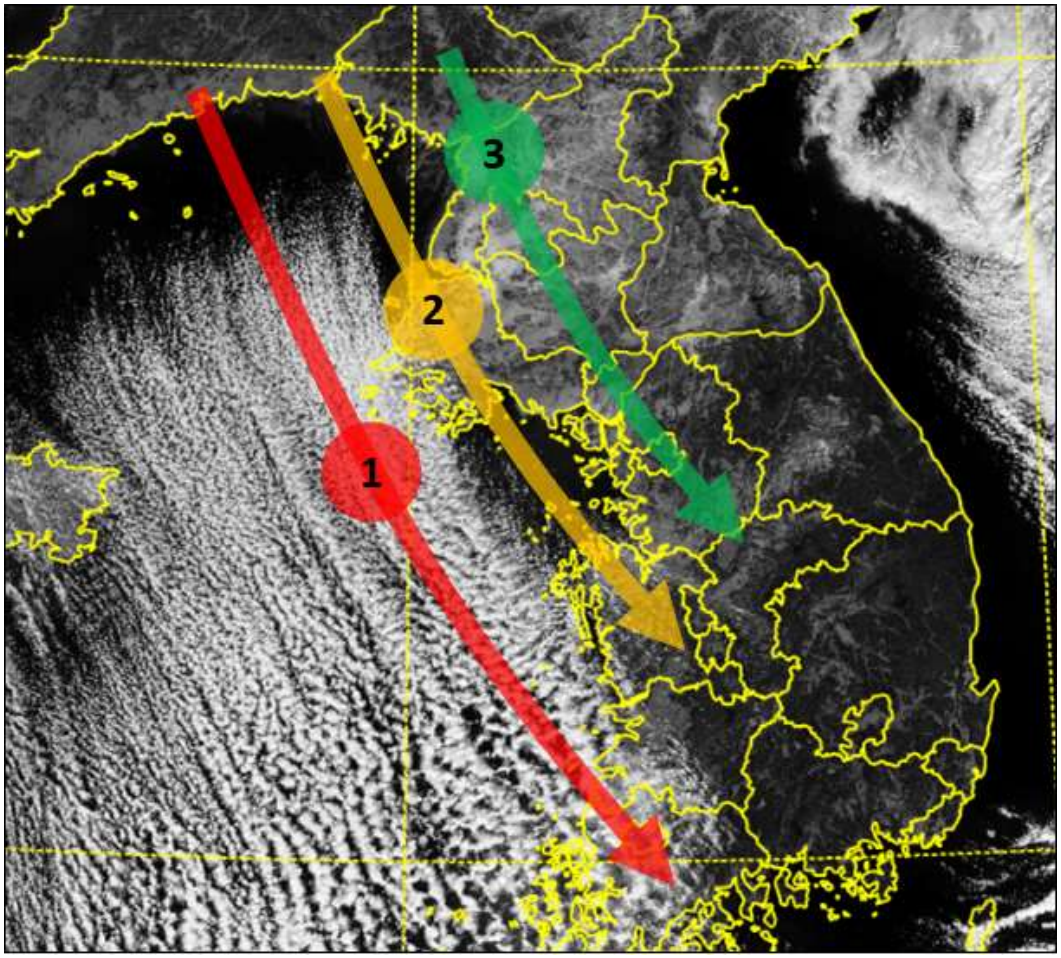


그림 6-2. 2022년 1월 11일 12시 가시 영상

그림 6-3은 기류의 유입 방향에 따른 서울에서의 호수 효과에 의한 강설 발생 메커니즘의 차이를 보여주는 모식도이다. 파란색 화살표와 같이 기류가 서북서풍 형태로 유입된다면 서한만을 통과하면서 일부 해상으로부터 열과 수증기를 공급받을 수 있게 되지만 취주거리가 짧기 때문에 강설을 일으킬 정도로 하층 대기를 포화시키기는 어려운 조건이 된다. 하지만 파란색 화살표의 기류보다 풍향이 더 눕게 되면 메커니즘에 차이가 발생하게 되는데, 빨간색 화살표와 같이 서풍의 형태로 기류가 유입되면서 서한만이 아닌 서해북부해상에서부터 경기만으로 유입되는 긴 해상의 취주거리를 가지게 된다. 이러한 경우 호수 효과로 강설이 발생할 수 있는 취주거리를 확보할 수 있기 때문에 하층 대기는 포화가 되고 발달한 대류운열이 서울로 유입되어 강설이 나타나게 된다.

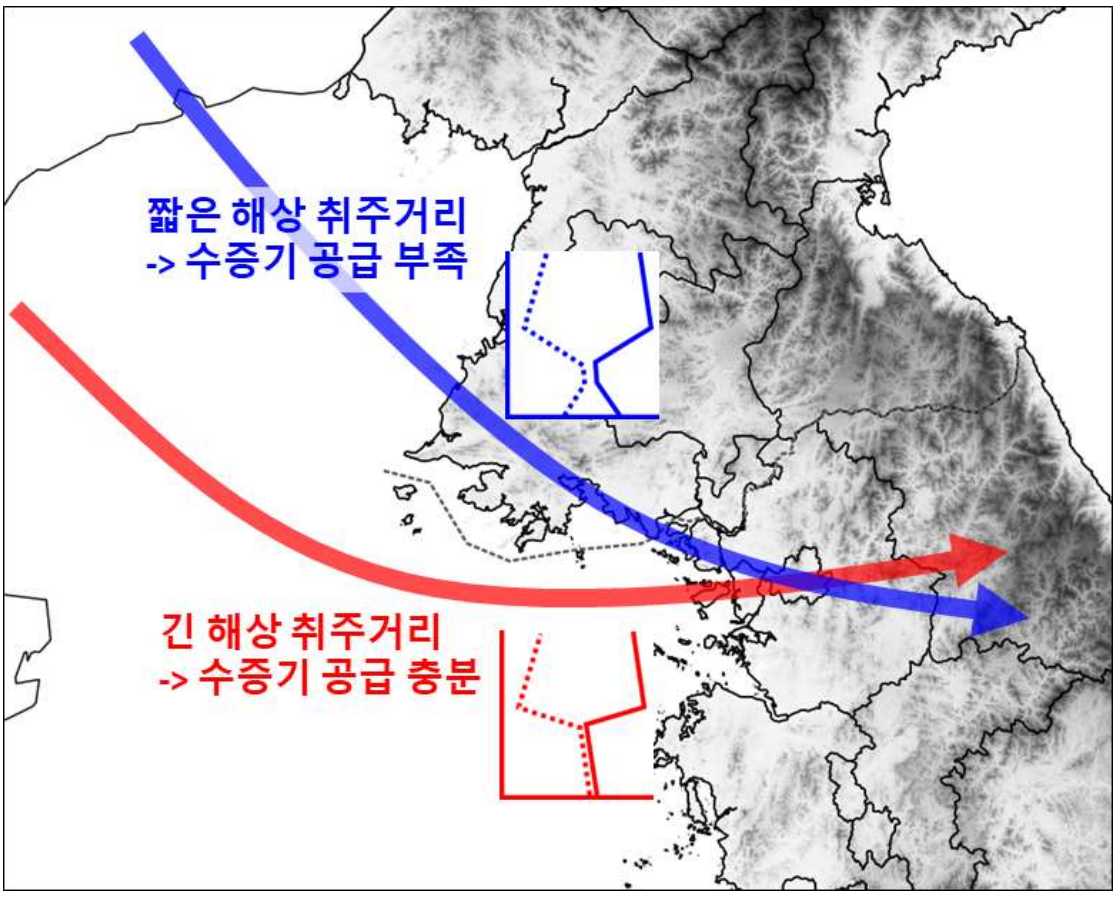


그림 6-3. 호수 효과(lake effect)에 의한 서울 강설 유입 시 기류 모식도

서울로 유입되는 기류가 그림 6-3의 모식도에 나타난 기류와 같이 서북서풍 혹은 서풍 형태인 저기압성으로 휘어지기 위해서는 북쪽에서 남하하는 상층 기압골의 도움이 필요하다. 상층 기압골에 동반된 차고 건조한 공기가 침강하면서 전면의 기류를 저기압성으로 휘어지게 만드는데, 이때 기압골의 통과 위치에 따라서 그 정도의 차이가 발생하게 된다.

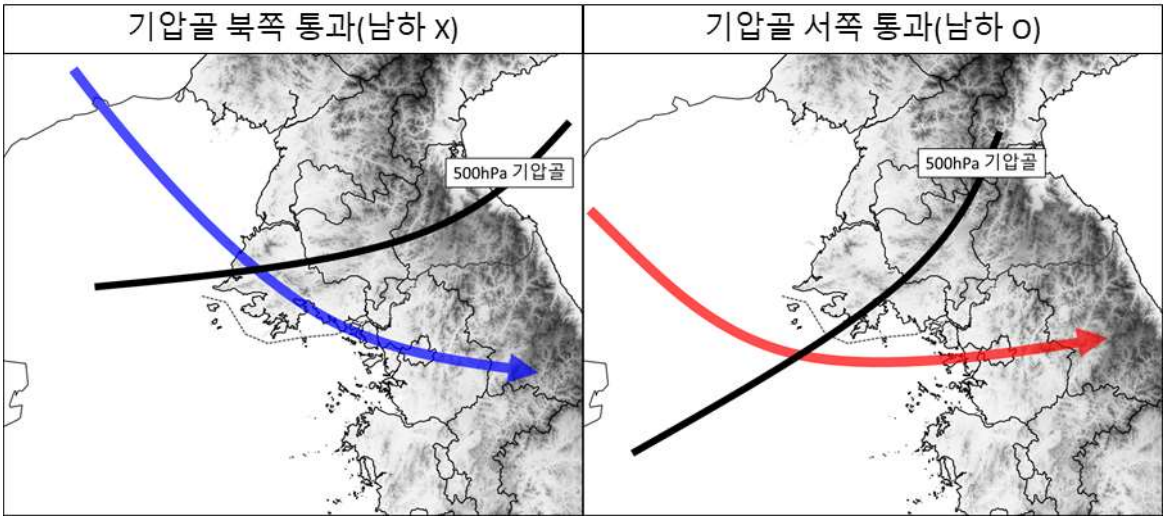


그림 6-4. 상층 기압골 통과 위치에 따른 하층 기류 유입 차이 비교

그림 6-4는 상층 기압골 통과 위치에 따른 서울로 유입되는 하층의 기류 차이를 나타낸 모식도이다. 왼쪽 그림과 같이 500hPa의 기압골이 북한으로 통과하는 경우 경기만 부근에 기압골 지원을 받기 어렵기 때문에 파란색 화살표와 같이 황해도를 거쳐 들어오는 서북서풍의 기류가 서울로 유입되게 된다. 반면에 오른쪽 그림과 같이 기압골이 경기만 부근으로 남하해서 통과하는 경우에는 경기만의 기류가 기압골의 지원을 받아 저기압성으로 휘어져 들어오기 때문에 서울에 서풍의 기류가 유입될 수 있게 된다.

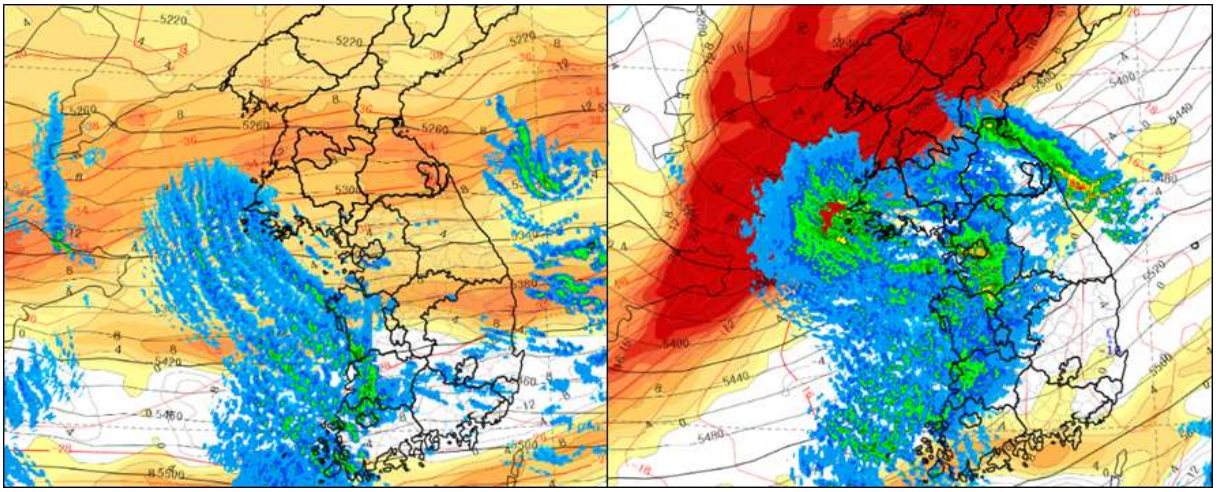


그림 6-5. (좌) 2023년 12월 20일 09시 500hPa 일기도와 레이더 영상
(우) 2020년 2월 16일 12시 500hPa 일기도와 레이더 영상

그림 6-5는 500hPa 기압골(소용돌이도 축)의 통과 위치에 따라서 서해상에 발달한 해기차 강수대 유입의 차이를 보여주는 사례의 그림이다. 왼쪽은 2023년 12월 20일 사례로 500hPa 기압골이 서해중부해상으로 남하하지 못하고 북한으로 누워서 통과하면서 서해상의 발달한 해기차 강수대가 크게 휘지 못하고 충남 서해안까지만 유입되었다. 이날 서울에는 약한 눈 날림 현상은 있었으나 적설은 기록되지 못하였다. 오른쪽은 2020년 2월 16일 사례로 500hPa 기압골이 중국 산둥반도까지 깊게 남하하여 서해상으로 유입되었다. 이날은 서해상의 발달한 해기차 강수대가 그대로 경기만을 거쳐 수도권으로 유입되었으며, 서울에는 2.1cm의 적설이 기록되었다. 이처럼 상층 기압골의 강도가 강하고 서해중부해상으로 통과하는 형태여야 해기차 강수대가 수도권으로 유입되기 유리한 상황이 된다는 것을 알 수 있다.

6. 3. 해기차 조건과 강설 발생

서울로 해상의 취주거리가 확보된 기류가 유입되더라도 해상에서 해기차가 있어야 호수 효과에 의한 구름이 만들어져 유입될 수 있다. 그림 6-6은 2021년 1월 28일 사례로 왼쪽 그림을 보면 기압골에 의한 강수가 통과한 뒤 곧바로 찬 공기가 서풍 기류를 타고 경기만을 거쳐 수도권으로 유입된 것을 알 수 있다. 그러나 오른쪽 그림을 보면 경기만의 850hPa 해기차가 15℃ 미만으로 나타나면서 해기차 조건을 만족하지 못해 하층의 기류는 수도권으로 유입되었으나 강수대 자체가 발달하지 못한 사례이다.

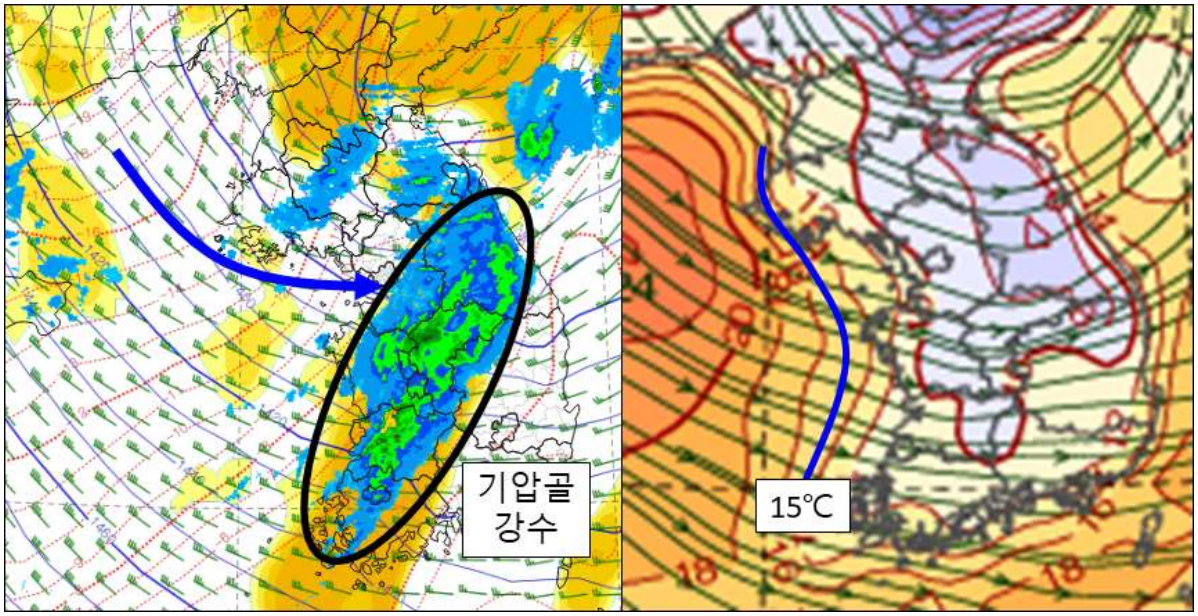


그림 6-6. (좌) 2021년 1월 28일 12시 850hPa 일기도와 레이더 영상
(우) 2021년 1월 28일 12시 850hPa 해기차 분포도

일반적으로 전라서해안 지역에서는 강설 발생에 필요한 850hPa 해기차의 임계값이 15℃로 알려져 있고, 700hPa 해기차는 강설의 강도를 판단하는 요소로 사용하고 있다(「《Why? How!》 겨울예보」 제3장 '호수 효과에 의한 서해안 강설 메커니즘의 이해와 예보 활용' 참고). 같은 방법으로 서울에 호수 효과에 의한 강설이 발생하는 조건을 알아보기 위해 덕적도 지점의 850hPa과 700hPa 해기차를 조사해 보았다.

그림 6-7. 2018~2024년 1월 호수 효과에 의한 서울 강설 시 해기차와 적설 분포

그림 6-7은 2018년부터 2024년 1월까지 호수 효과에 의해 서울에 강설이 나타났던 사례에서의 덕적도 지점의 850hPa과 700hPa 해기차와 적설의 분포를 나타낸 차트이다. 차트를 보면 알 수 있듯이 서울 강설 발생을 판단할 수 있는 850hPa 해기차의 임계값은 전라서해안의 임계값과 동일하게 15℃ 이상에서 발생한 것을 알 수 있다. 700hPa 해기차의 경우 1개의 사례를 제외하고는 20℃ 이상에서 강설이 나타났으나 강설 강도와는 상관관계를 찾기는 어려워 보이는데, 이것은 서울로 유입되는 호수 효과에 의한 해기차 강설의 경우 대류운이 700hPa 이상으로 발달하는 경우가 거의 없기 때문으로 해석할 수 있다. 따라서 높게 발달하기 어려운 서울의 해기차 강설의 강도를 판단하기 위해서는 해기차보다는 취주거리의 길이, 즉 기류의 방향이 더 중요한 요소가 될 수 있다.

6. 4. 풍향 조건과 적설 판단

호수 효과에 의해 발달한 구름은 높이가 850hPa 고도 이상 발달해야 강설이 발생할 수 있으므로(「《Why? How!》 겨울예보」 제3장 '호수 효과에 의한 서해안 강설 메커니즘의 이해와 예보 활용' 참고), 강설을 유발할 수 있는 기류의 방향은 850hPa 고도의 풍향 자료를 참고하는 것이 타당하다. 따라서 서울에 호수 효과에 의해 강설이 발생했던 사례의 850hPa 바람과 적설 자료를 분석해 보았다.

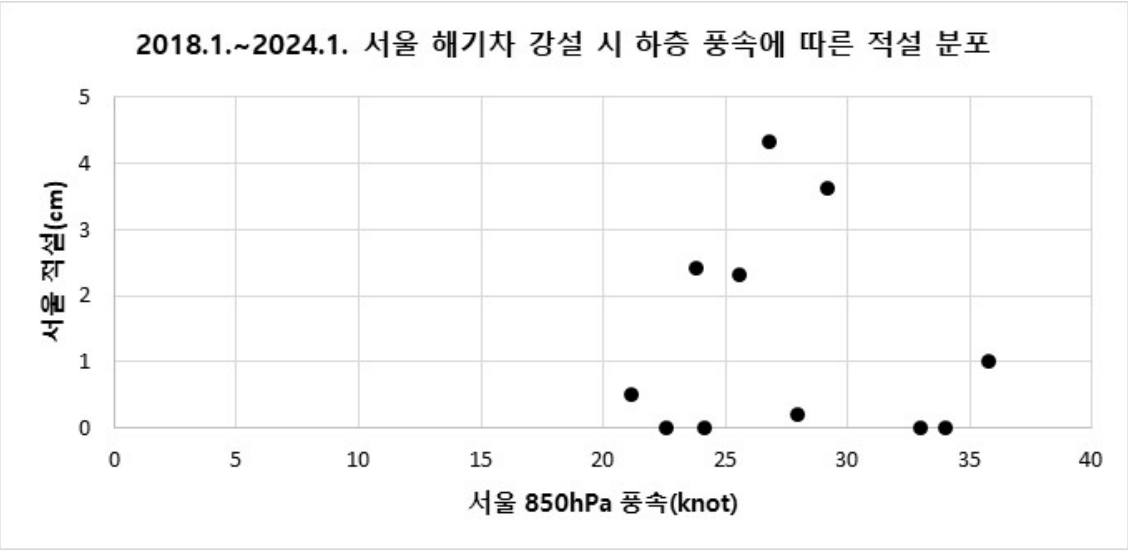


그림 6-8. 2018~2024년 1월 호수 효과에 의한 서울 강설 시 850hPa 풍향과 적설 분포

그림 6-8은 2018년부터 2024년 1월까지 호수 효과에 의해 서울에 강설이 나타났던 사례들의 서울 지점 850hPa 풍속과 서울 관내에서 최대로 나타났던 적설의 분포를 나타낸 차트이다. 풍속의 강도와 적설 간의 상관관계는 뚜렷하게 나타나지 않았으나, 강설이 발생하기 위한 850hPa 풍속의 임계값은 서해안의 임계값과 동일하게 20kts 이상으로 나타난 것을 확인할 수 있다.

그림 6-9는 2018년부터 2024년 1월까지 호수 효과에 의해 서울에 강설이 나타났던 사례들의 서울 지점 850hPa 풍향과 서울 관내에서 최대로 나타났던 적설의 분포를 나타낸 차트이다. 적설 예보를 위해서 가장 중요한 판단 요소가 되는 자료이며, 이 차트를 통해 풍향에 따라 적설의 강도가 달라지는 것을 알 수 있다. 강설이 발생했던 사례의 850hPa 풍향은 약 265~295°의 서풍~서북서풍으로 나타났으며, 풍향이 서풍에 가까울수록 적설이 많아지는 것을 확인할 수 있다. 참고로 풍향이 265°보다 작은 남서풍으로 유입될 경우 한랭이류가 아닌 온난이류로 유입되게 되면서 강수의 메커니즘이 달라지게 되며, 295°보다 큰 북서풍으로 유입될 경우 해상에서의 취주거리를 확보하지 못해 호수 효과가 발생하지 않게 된다.

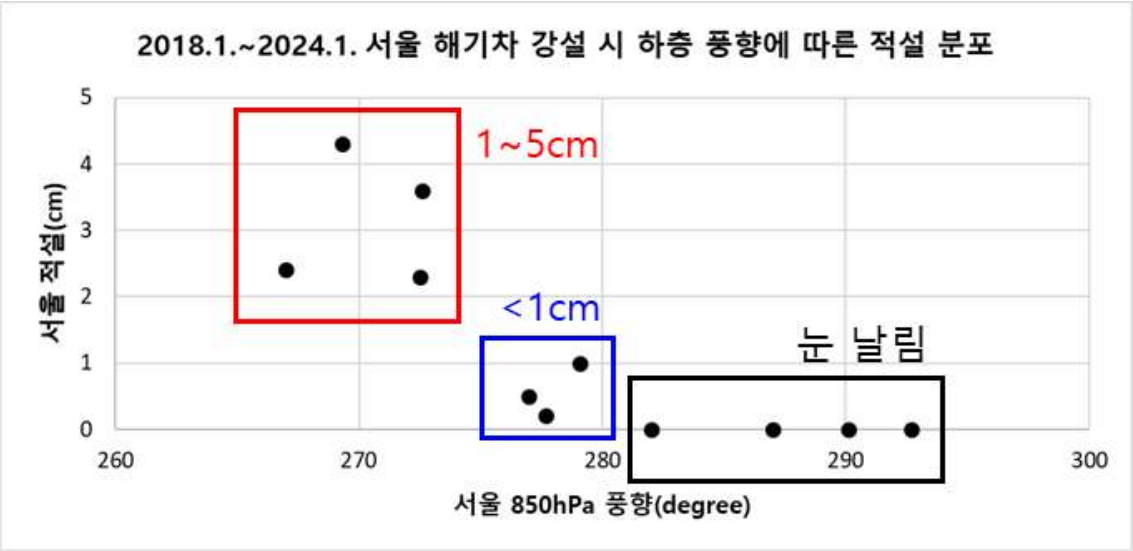


그림 6-9. 2018~2024년 1월 호수 효과에 의한 서울 강설 시 850hPa 풍향과 적설 분포

위 내용을 예보에 활용하기 위해 적설 구간별로 풍향을 구분하여 살펴보게 되면 265~275°에서 1~5cm로 가장 많은 적설이 나타났으며, 275~280°에서는 1cm 미만의 적은 적설이 기록되었다. 280~295°에서는 눈 날림 수준의 약한 강도로 나타나 적설 기록은 없었으며, 그 이상의 풍향에서는 강설이 발생하지 않았다. 한편, 해당 조사 기간 내에는 대설주의보 기준인 5cm 이상의 적설이 기록된 사례는 없었음을 알 수 있다.

그림 6-9의 결과를 보기 모식도로 표현해보면 그림 6-10과 같이 나타낼 수 있는데, 먼저 가장 많은 1~5cm의 적설이 나타나는 빨간색 화살표 기류는 서해북부해상과 경기만을 거치는 가장 긴 해상의 취주거리를 형성한다. 해상으로부터 가장 많은 수증기를 공급을 받을 수 있기 때문에 가장 많은 적설이 가능한 풍계라고 할 수 있다. 1cm 미만의 적설이 나타나는 파란색 화살표 기류의 경우 서한만과 일부 경기만의 가장자리 부분을 거쳐서 들어오기 때문에 온전히 해상을 통해 취주거리가 형성됐다고 보기는 어려우며, 서한만과 일부 경기만으로부터 수증기를 공급 받은 것으로 해석할 수 있다. 마지막으로 눈 날림이 나타나는 검정색 화살표 기류는 서한만을 통해서만 기류가 유입되기 때문에 해상으로부터 수증기 공급이 매우 제한적이다. 따라서 적설을 기록할 정도로 구름이 발달하기 어려워 눈 날림 정도의 약한 강도로 강설이 나타나게 된다.

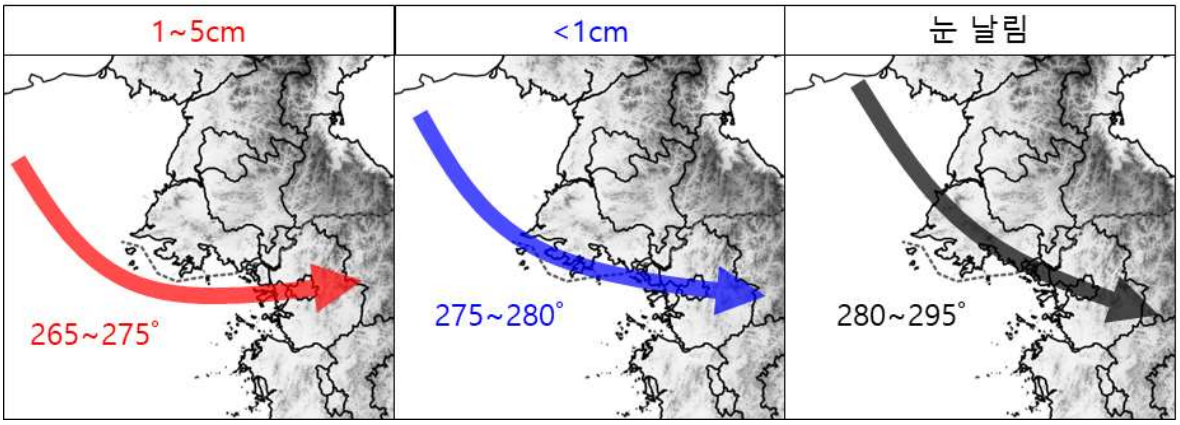


그림 6-10. 호수 효과에 의한 서울 강설 시 850hPa 풍향에 따른 기류 유입 모식도

서울의 호수 효과 강설은 기압골이 통과한 뒤에는 풍향이 빠르게 바뀌면서 강설도 빠르게 종료되기 때문에 강설 지속시간은 6시간 이내로 짧은 편이다. 따라서 예상 적설을 적용할 경우 강설의 지속시간은 3~6시간을 기준으로 판단하는 것이 좋다. 만약에 기압골의 영향을 길게 받으면서 850hPa 265~275˚ 풍향의 지속시간이 6시간을 크게 초과하게 된다면 5cm 이상의 대설주의보 상황도 고려해야 한다.

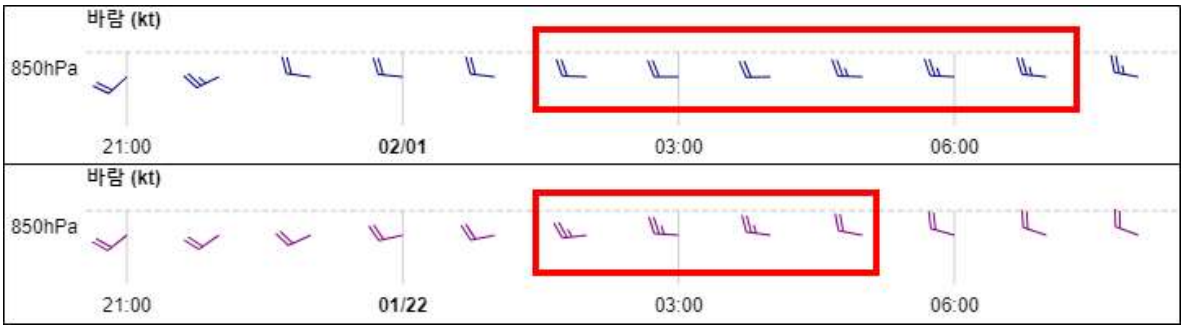


그림 6-11. (상) 2022년 2월 1일 서울 850hPa 바람 시계열(4.3cm 사례)
(하) 2024년 1월 22일 서울 850hPa 바람 시계열(2.3cm 사례)

그림 6-11은 풍향 조건의 지속시간에 따른 적설의 차이를 보여주는 두 사례로 빨간색으로 박스를 친 부분은 해기차 강설이 시작되고 850hPa 풍향이 265~275˚의 조건을 만족한 시간대를 나타낸 것이다. 2022년 2월 1일 사례는 서울에 풍향 조건의 지속시간이 6시간 정도 유지되면서 1~5cm 범위에서도 많은 쪽인 4.3cm의 적설이 기록되었으나, 2024년 1월 22일 사례는 지속시간이 4시간 정도로 짧게 나타나면서 상대적으로 적은 2.3cm의 적설을 기록한 것을 알 수 있다.

지금까지 호수 효과에 의해서 서울에 강설이 발생하게 되는 기압계와 메커니즘을 알아보았고, 예보에 활용하기 위한 해기차 및 바람의 조건들을 과거 사례의 통계 자료를 통하여 살펴보았다. 서울은 호수 효과에 의한 강설이 1년에 약 1회 정도로 나타나 빈도가 매우 작지만 한번 발생하게 되면 도심의 교통에 충분히 지장을 줄 수 있으므로 정확한 예보가 필요하다고 할 수 있다. 호수 효과로 발달하는 강설 현상은 수치 모델에서도 정확한 예측이 어렵기 때문에 본 가이던스에서 제시한 방법들을 함께

예보에 활용하면 좋을 것으로 생각된다.

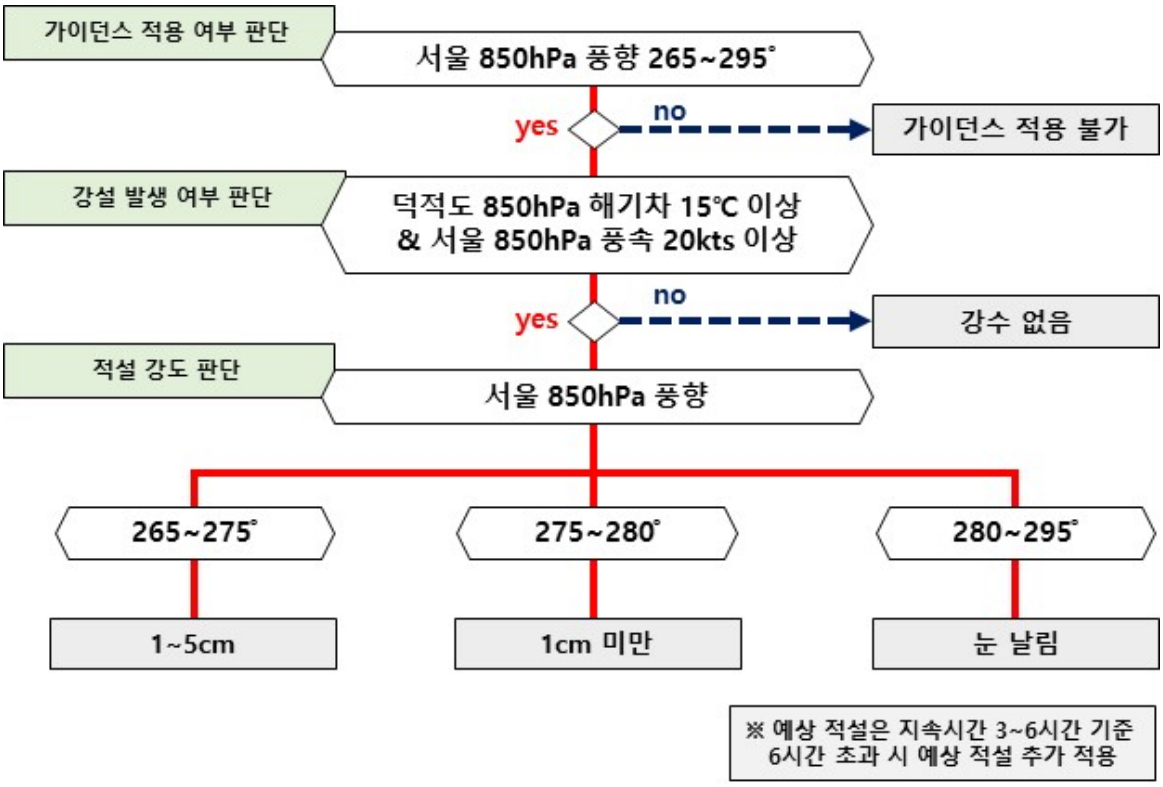
6. 5. 서울 해기차 강설 사례 목록

본 가이던스를 정리하면서 참고한 2018년부터 2024년 1월의 서울 호수 효과 강설 사례를 아래의 표로 정리하였다. 수온은 덕적도 부이의 실황 자료이며, 해기차와 풍향은 서울 지점의 모델 재분석장 자료를 사용하여 계산하였다. 적설은 서울 관내에서 나타난 적설 중 가장 최대인 값을 나타낸 것이다.

표 6-1. 2018년~2024년 1월 호수 효과에 의한 서울 강설 사례 목록

일자	덕적도			서울			
	수온	850hPa 해기차	700hPa 해기차	850hPa 풍향	850hPa 풍속	기압골 위치	적설
20180108	5.1	15.3	26.3	279.1	35.8	서쪽	1.0
20191230	8.7	21.5	18.5	287.0	33.0	북쪽	날림
20200203	6.1	15.6	20.8	277.7	28.0	북쪽	0.2
20200216	5.6	18.7	20.8	267.0	23.8	서쪽	2.4
20220201	3.6	15.3	24.9	269.3	26.8	서쪽	4.3
20220215	3.5	15.5	21.5	290.1	24.2	북쪽	날림
20221213	10.0	19.4	29.7	282.0	34.0	북쪽	날림
20221221	8.0	18.1	27.6	277.0	21.2	서쪽	0.5
20231216	10.4	22.2	22.1	272.6	29.2	서쪽	3.6
20231220	8.9	25.9	29.8	292.7	22.6	북쪽	날림
20240122	5.7	19.5	20.6	272.5	25.6	서쪽	2.3

6. 6. 적설 판단을 위한 플로 차트



Why? How! 지역특화 예보

발 행 일 2025년 6월
집 필 한상은, 공상민, 우재훈, 김영준, 이상진
편 집 남민지
감 수 임윤진
발행부서 예보국 재해기상대응팀