Atmosphere. Korean Meteorological Society
Vol. 29, No. 1 (2019) pp. 41-51
https://doi.org/10.14191/Atmos.2019.29.1.041
pISSN 1598-3560 eISSN 2288-3266

연 구 논 문
(Article)

보성 해안 지역에서의 해풍 특성

임희정 · 이영희*
경북대학교 천문대기과학과

(접수일: 2019년 2월 8일, 수정일: 2019년 3월 14일, 게재확정일: 2019년 3월 21일)

Characteristics of Sea Breezes at Coastal Area in Boseong

Hee-Jeong Lim and Young-Hee Lee*
Department of Astronomy and Atmospheric Sciences, Kyungpook National University, Daegu, Korea

(Manuscript received 8 February 2019; revised 14 March 2019; accepted 21 March 2019)

Abstract The characteristics of the sea breeze were investigated using the wind and temperature data collected from 300-m tower at Boseong from May 2014 to April 2018. Sea breeze day was detected using following criteria: 1) the presence of a clear change in wind direction near sunrise (between 1 hour after sunrise and 5 hours before sunset) and sunset (from 1500 LST to midnight), 2) presence of thermal forcing of sea breeze and 3) no heavy precipitation (rain < 10 mm d^{-1}). Sea breeze days occurred on 569 days for 4 years. The monthly distribution of sea breeze day occurrence shows maxima in May and September and minimum in December. The average onset and cessation times of the sea breeze are 0942 LST and 1802 LST, respectively. Although the 10-m wind shows clockwise rotation with time in the afternoon, the observed hodograph does not show an ideal elliptical shape and has different characteristics depending on the upper synoptic wind direction. Vertical structure of sea breeze shows local maximum of wind speed and local minimum of virtual potential temperature at 40 m in the afternoon for most synoptic conditions except for southeasterly synoptic wind (60°~150°) which is in the same direction as onshore flow. The local minimum of temperature is due to cold advection by sea breeze. During daytime, the intensity of inversion layer above 40 m is strongest in westerly synoptic wind (240°~330°) which is in the opposite direction to onshore flow.

Key words: Observation from 300-m tower, sea breezes, synoptic wind, vertical structure

1. 서 론

해안지역에서 발생하는 중규모 기상 현상인 해풍은 맑은 날 주간에 바다와 육지의 차등 가열로 형성된 수평 기압 경도력에 의해서 바다에서 육지로 부는 바람이다(e.g., Miller et al., 2003). 같은 메커니즘으로 맑은 날 야간에 발생하는 육상에서 해양으로 부는 바람을 육풍이라 하며 해풍과 육풍의 반복적 발생을 해륙풍 순환이라 한다. 해륙풍 순환은 대기 경계층 하층의 열과 수증기의 구조를 변화시켜 국지 기상에 영향을 줄 뿐 아니라 장기적으로는 해안 지역의 기후와 해양의 생태계에도 영향을 주는 것으로 알려져 있다(Azorin-Molina et al., 2011). 한반도는 삼면이 바다로 둘러싸여 있어 한반도의 국지 순환과 대기질은 해륙풍의 영향을 많이 받는다(Park and Park, 1991).

기상 현상과 대기질에 미치는 해륙풍 영향의 중요성으로 인해서 해륙풍에 관한 관측 연구와 수치 모델링 연구들이 많이 이루어져 왔다(Miller et al., 2003; Crosman and Horel, 2010). 지중해 연안에서는 해륙풍의 기후학적 특징을 밝히는 연구들이 많이 이루어졌으며(Furberg et al., 2002; Prtenjak and Grisogono,

*Corresponding Author: Young-Hee Lee, Department of Astronomy and Atmospheric Sciences, Kyungpook National University, 80 Deahakro, Bukgu, Daegu 41566, Korea.
Phone: +82-53-950-7353, Fax: +82-53-950-6359
E-mail: young@knu.ac.kr

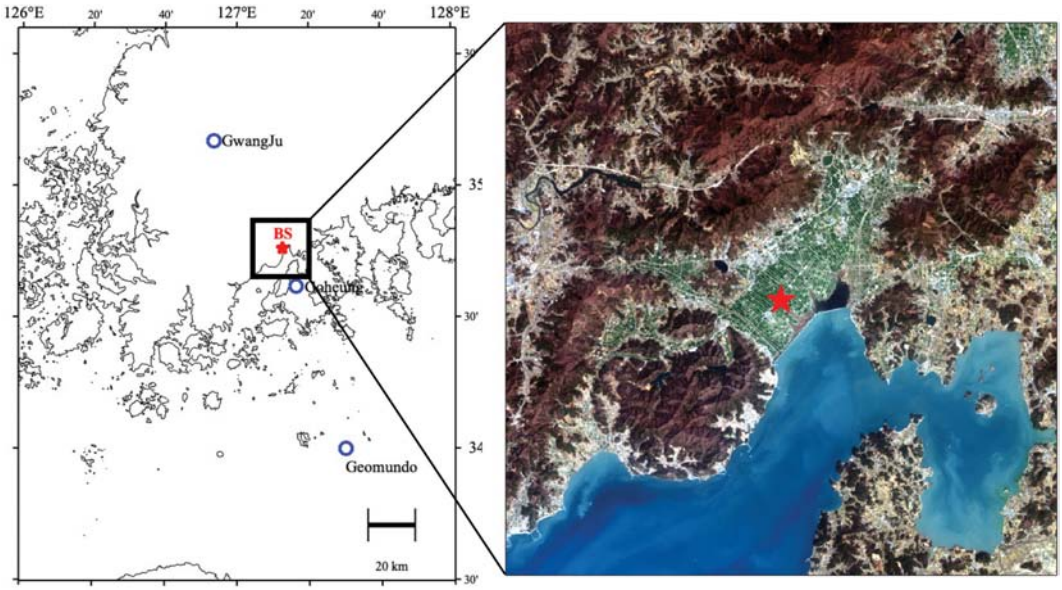

Fig. 1. Location of observation site. BS (red star) indicates a location of Boseong general meteorological observation tower. The Landsat 8 OLI surface reflectance image (https://earthexplorer.usgs.gov) shown a region of 24 km × 24 km of BS.

2007; Papanastasiou and Melas, 2009; Azorin-Molina et al., 2011) Adams (1997)와 Miller et al. (2003)에 의해 상층 종관 풍향에 따른 해풍 발달 특징이 연구된 바 있다. 해풍의 연직 구조에 관한 연구는 주로 종관풍이 약한 조건에서 라디오 존데와 수치 모델을 활용한 연구로 단기간 분석에 한정되어 있다(Zhong and Takle, 1992; Tijm et al., 1999; Prtenjak et al., 2006).

국내에서 해륙풍에 관한 연구는 1990년대 초반 수치 모델을 이용한 연구가 많이 이루어졌다(Park and Yoon, 1989; Moon et al., 1990; Park, 1990, 1992; Kim and Jhun, 1992). Park and Yoon (1989)은 2차원 해륙풍 수치 모델을 개발하여 종관 바람장의 변화에 따른 해륙풍의 변화를 고찰하는 연구를 수행하였다. Park and Park (1991)은 봄철 종관 바람이 약한 서풍일 때 남한의 전 해안지역에서 해륙풍이 나타남을 보였다. Park and Yoon (1991) 역시 봄철에 남한 삼면의 해안가 모두 해륙풍이 뚜렷이 발달함을 보였으며 특히 남해안의 경우 겨울철을 제외하면 상층 종관 풍속이 약한 주간에 남풍의 해풍이 탁월함을 보였다. 해륙풍에 관한 최근의 국내 연구는 서울 지역을 중심으로 고분해능의 지상 관측 자료와 바람 라이더 자료를 이용하여 해륙풍의 내륙 진입의 특징을 시공간 별로 분석한 Park and Chae (2018)의 단기간의 사례 연구와 Ryu and Baik (2013)이 서울 수도권 지역에서 해륙풍과 다양한 국지풍들 간의 상호작용을 수치 모델을 이용하여 분석한 연구가 있다.

국내의 해륙풍 발생 특징에 관한 연구들은 대부분 종관 바람이 약한 조건에서 단기간의 고층 관측자료를 이용한 상층 바람 연구와 지상 관측자료를 분석한 연구이거나 수치 모델링을 통한 연구에 한정되어 있을 뿐 장기간 관측 자료를 이용하여 해풍 유입 시 대기 하층의 연직 구조의 관측적 특징을 분석한 연구는 거의 없다. 2013년 12월에 보성 해안지역에 설치된 보성 종합기상관측탑은 지상에서부터 300 m 고도까지 총 11 고도에서 바람, 온도, 습도 관측이 이루어지고 있으며 해풍 유입 시 하층 대기의 구조를 분석하는 것을 가능하게 한다.

본 연구의 목적은 보성 종합기상관측탑에서 생산된 4년간 관측자료를 사용하여 보성 해안 지역에서의 해풍 발생 특징을 조사하고 상층 종관 풍향에 따른 해풍의 연직 구조의 특징을 분석하는 것이다.

2. 자료와 방법

2.1 관측지와 자료

보성 종합기상관측탑(이하 관측탑, BS)이 설치된 관측지(34°46′ N, 127°13′ E)는 산으로 둘러싸인 남해안의 평지에 위치해 있다(NIMR, 2014). Figure 1은 관측지의 위치와 관측지 주변의 지형을 보여준다. 관측탑 주변으로 1.5 km 이내는 논으로 구성되어 있고 북동쪽으로 평지가 7 km 정도 뻗어 있다. 탑의 남동쪽으로 약 1.5 km 거리에 득량만 해안이 위치하고 있다.

Table 1. Location of observation stations used in this study.

Station name	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Sea level height (m)	Height of thermometer above the ground (m)	Height of anemometer above the ground (m)
Boseong ASOS	34.76	127.21	2.8	1.5	10
Gwangju	35.17	126.89	13	-	-
Geomundo AWS	34.02	127.30	9.2	1.5	10
Geomundo BUOY	34.00	127.50	-	3.4	4.3*/3.6**

*/** height of wind direction and wind speed observation on BUOY.

비교적 높은 산(576 m)이 관측지의 북쪽에 위치하며 북동쪽으로 뻗어 있고 관측지의 서쪽에 좁은 계곡이 있다.

본 연구에서 사용된 자료는 2014년 5월 1일부터 2018년 4월 30일까지 관측탑의 11개 층(10, 20, 40, 60, 80, 100, 140, 180, 220, 260, 그리고 300 m)에서 관측된 바람, 기온, 그리고 습도 자료이다. 관측탑 11개 층에는 온도계(5628 PRT, Fluke, USA), 습도계(HMP155, Vaisala, Finland) 그리고 2D 초음파 풍향풍속계(2D-UA, Thies, Germany)가 각 층의 정남 쪽(180°)에 설치되어 있으며 1분 평균 관측자료가 생성된다. 관측된 자료는 품질 관리 시스템에 의해 품질관리가 수행되며 결측, 오류, 의심이 되는 자료에 대한 플래그(flag)가 함께 제공된다. 관측 장비 및 품질 검사에 관한 자세한 정보는 NIMR (2014)에 제시되어 있다. 본 연구에서는 1분 평균 관측자료 중 플래그가 없는 자료를 30분 평균하여 분석에 사용하였다. 또한 같은 기간의 광주 고층 관측자료, 보성군 종관 기상 관측자료, 거문도 해상 기상 부이 자료를 분석에 이용하였다. 분석에 사용된 관측 값의 관측지 위치 정보와 바람과 온도 관측 고도를 Table 1에 제시하였다.

2.2 해풍일의 탐지 방법

해풍을 정의하기 위해서는 먼저 해안선의 방향이 정해져야 한다. Figure 1에서 나타난 바와 같이 보성 앞 바다의 해안선은 리아스식 해안으로 단순하게 해안선의 방향을 정의하기 어렵다. 본 연구에서는 수평 100 km 규모의 평균 해안선 방향에 근거하여 북동(60°)-남서(240°) 축으로 보성 해안선의 방향을 정의하였다. 그러므로 풍향이 60°부터 240° 사이일 때 해풍으로 나머지를 육풍으로 간주하였다.

해륙풍에 관한 많은 연구가 진행되었으나 해풍과 육풍의 완전한 순환이 이루어지는 해풍일의 선별에 관한 명확한 기준은 없는 실정이다. 따라서 해풍일의 선정 기준은 다소 주관성을 띠는 경향이 있다. 본 연구에서 정의하는 해풍일은 해풍과 육풍의 주기적 순환이 24시간 내에 완전히 일어나는 날이며 그 외의 날은 비 해풍일로 정의하였다. 본 연구에서 사용한 해풍일의 선정 기준은 다음과 같다(Fig. 2). 첫째 일 강수량은 10 mm 이하이다. 이는 풍향의 변화가 해양과 육지의 차등 가열에 의한 것이 아니라 전선 통과에 기인한 경우를 배제하기 위하여 선별 기준에 포함시켰다. 둘째, 일출 후 1시간 후부터 일몰이 있기 5시간 전 사이에 육풍에서 해풍으로 풍향의 변화가 그리고 1500 LST부터 2400 LST까지 해풍에서 육풍으로 풍향의 변화가 나타난다. 이때, 주간에 육풍에서 해풍으로 전환 시 풍향의 변화(WD_{diff})는 30° 이상을 만족해야 하며 야간에 해풍에서 육풍으로 전환 시 풍향의 변화 폭은 고려하지 않았다(Borne et al., 1998). 다만 야간에는 해풍에서 육풍으로 전환이 일어나지 않더라도 풍속이 1 m s^{-1} 이하로 낮아지면 풍향의 변화가 있는 것으로 간주하였다. 이는 육풍의 경우 해풍에 비해 풍속이 낮은 특징을 고려한 것이다(Furberg et al., 2002). 셋째, 해풍의 지속시간이 4시간 이상이어야 하며 육풍의 지속시간은 2시간 이상이어야 한다. 이는 해풍과 육풍이 아닌 풍향의 일시적 변화에 의해 해풍으로 탐지되는 것을 막기 위해서 선별 기준으로 추가하였다. 넷째, 바다와 육지의 기온차인 ΔT_{day}가 0°C보다 크다(Furberg et al., 2002; Prtenjak and Grisogono, 2007; Azorin-Molina et al., 2011). ΔT_{day}를 구하는 식은 다음과 같다.

$$\Delta T_{day} = T_{land,day} - T_{sea,day} \quad (1)$$

여기서 $T_{land,day}$는 보성 육지 기온의 낮 최댓값으로 보성 ASOS의 기온 자료를 사용하여 계산하였으며 $T_{sea,day}$는 $T_{land,day}$와 동일한 시간에서 거문도 부이의 해상 기온 값이다. 거문도 해상 기온은 관측 지점에서 가장 가까운 해상 기온 자료로 보성과 거문도 부이의 거리는 89 km이다. 위성에서 산출한 해수면 온도 자료(real time global sea surface temperature analysis data)를 이용하여 보성 앞바다의 수온과 거문도 바다 수온과 비교한 결과 하절기에는 유사하나 겨울철에는 약 3°C의 차이가 나타났다. 해풍 강제력은 표면 온도 차이 보다 기온차와 더 관련이 있는데 부이 관측 자료를 분석한 결과 겨울철 해상 기온과 수온의 차이는 6~8°C로 다소 크게 나타났다. 보성 앞바다의 위성 기반 수

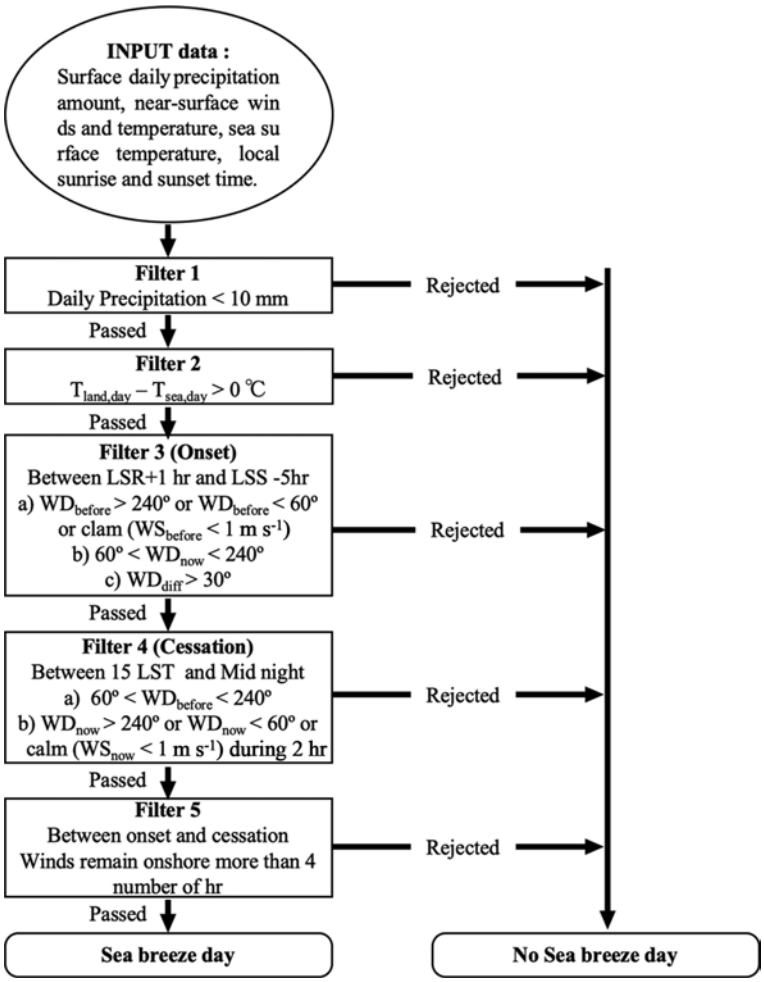

Fig. 2. Flow diagram of five filters employed in the automated sea breeze day selection method. WD and WS indicate 10 m wind direction and wind speed. The subscripts now and before represent current time, and previous time, respectively.

온 자료를 사용하는 경우 실제 겨울철 해풍 강제력을 잘 표현하지 못할 것으로 판단되어 본 연구에서는 해풍 강제력을 계산할 때 거문도 부이의 해상 기온을 사용하였다.

2.3 상층 종관 풍향의 분류

국지 바람은 상층 종관 바람의 방향과 세기에 따라 달라지므로(Park and Yoon, 1991) 해풍의 특성 분석에 있어 상층 종관풍의 영향을 살펴보는 것이 필요하다. 보성에서는 고층 관측자료가 존재하지 않으므로 가장 가까운 고층 관측자료인 광주 고층 관측자료의 850 hPa 풍향, 풍속을 상층 종관풍으로 사용하였다. 해풍 풍향의 시간에 따른 변화, 해풍 발달, 그리고 낮 시간 바람의 연직 구조의 특성에 있어 상층 종관 풍

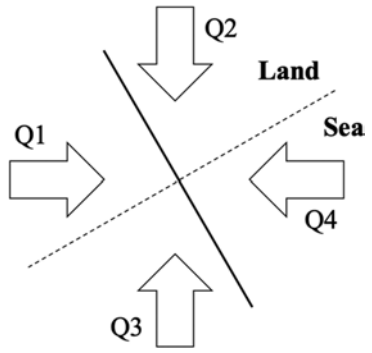

Fig. 3. Sketch of the synoptic wind quadrant classification for a linear coast (dashed line) (adapted from Mestayer et al., 2018).

향의 영향을 조사하기 위하여 해안선을 기준으로 상층 종관 풍향을 4분 면으로 분류하였다(Adams, 1997; Miller et al., 2003; Mestayer et al., 2018). Q1은 240° 에서 330° 사이, Q2는 330°에서 60° 사이, Q3은 150° 에서 240° 사이 그리고 Q4는 60°에서 150° 사이에서 상층 종관풍이 불어오는 경우에 해당한다(Fig. 3).

3. 결 과

분석에 사용된 기간이 평년과 유사한 지를 확인하기 위하여 분석 기간의 연평균 기온, 강수량 그리고 풍속을 평년값과 비교하였다. 보성군 종관 관측소는 관측 기간이 짧아 평년값이 없어서 보성군과 가장 가까운 종관 관측소인 고흥(34°36′ N, 127°16′ E)의 자료를 비교에 사용하였다. 고흥은 보성군과 약 17 km 떨어져 있다. 본 연구의 분석 기간 동안 고흥의 평균 연 강수량, 기온, 그리고 풍속은 각각 1529 mm와 14°C 그리고 1.6 m s^{-1}이다. 1981년부터 2010년까지 30년간의 고흥의 평균 연 강수량, 기온, 그리고 풍속은 각각 1453 mm, 13.6°C, 그리고 1.5 m s^{-1}로 분석 기간의 기후는 평년보다 연 강수량은 약 80 mm 정도 더 많고 평균 기온은 0.4°C 더 높으며 평균 풍속은 0.1 m s^{-1} 더 높지만 평년과의 차이는 크지 않다.

3.1 해풍일의 특성

2.2에서 제시된 방법에 따라 해풍일을 탐지한 결과 4년의 분석 기간 중 총 569일이 해풍일로 선정되었다. 본 연구에서 사용된 해풍일 선정 기준이 해풍일을 잘 탐지해내는지 확인하기 위하여 선정된 해풍일과 비 해풍일의 바람의 평균 일변화 특성을 비교하였다. 비 해풍일의 경우도 태풍이나 종관 저기압계의 이동에 따른 풍향의 변화를 배제하기 위해서 일 강수량이 10 mm 이상인 경우는 평균 계산에서 제외하였다. Figure 4는 해풍일과 비 해풍일의 10 m 고도와 300 m 고도 바람의 평균 일변화를 나타낸 것이다.

해풍일에는 10 m 고도에서뿐만 아니라 300 m 고도에서도 해풍의 시작과 종료 시각에 약한 풍속이 나타나는 특징을 보인다. 전환 시기에 약한 풍속이 나타나는 현상은 해풍과 육풍이 서로 전환되면서 국지 기압 경도력이 최소가 되는 것에 기인한다. 해풍일의 경우 해풍이 시작되면서 남동풍이 점차 시간에 따라 강화되어 1500 LST 경에 최대 풍속이 나타나는 것을 확인할 수 있다. 이는 300 m 고도보다 10 m 고도에서 더 뚜렷하게 나타난다. 300 m 고도는 10 m 고도에서보다 상층 바람의 영향을 많이 받는 반면 해풍의 강제력은 고도가 높아짐에 따라 감소하기 때문이다. 해풍일의 종관 바람의 평균 풍향은 304°로 북서풍으로 나타났으며 이는 발달하는 해풍과 반대 방향이다. 따라서 상층 바람과 하층의 해풍이 서로 부분적으로 상쇄되어 300 m 고도에서 주간의 해풍의 강도가 더 약하게 나타나게 된다.

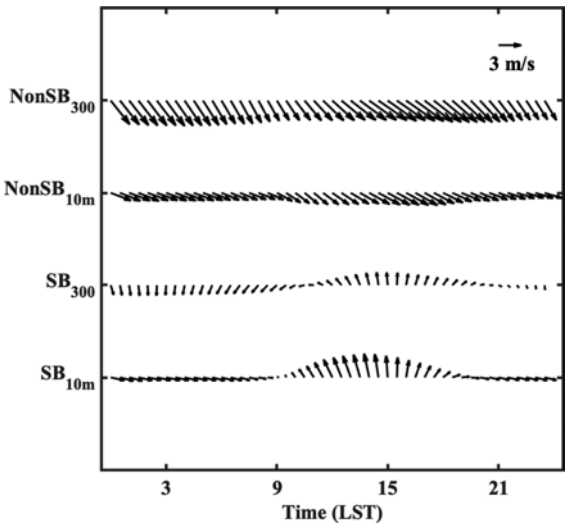

Fig. 4. The mean diurnal variation of wind vector at 10 m and 300 m on the sea breeze days compared to the non-sea breeze days.

비 해풍일의 경우 해풍일과 다른 특성이 나타난다. 비 해풍일의 경우 풍향은 하루 종일 북서풍이 나타나며 육풍과 해풍의 주기적인 순환이 나타나지 않는다. 또한 주간의 풍속이 야간보다 더 크게 나타난다. 이는 주간의 운동량 하향 수송이 야간보다 더 원활하기 때문이다. 풍속을 24시간 스칼라 평균한 경우 10 m 고도의 해풍일과 비 해풍일의 평균 풍속은 각각 2.3 m s^{-1}과 3.8 m s^{-1}로 비 해풍일이 해풍일에 비해 풍속이 강한 것으로 나타났다. 비 해풍일의 300 m 고도 바람은 풍향 변화가 거의 나타나지 않는 특징을 보인다.

해풍일과 비 해풍일 야간과 새벽에 공통적으로 10 m 고도에서 서풍이 발달하는 것을 볼 수 있다. 이는 관측지의 서쪽에 위치한 좁은 계곡과 평지의 기온차에 의해 발생하는 계곡풍에 해당한다(Lee, 2018). 300 m 고도에서의 해풍일과 비 해풍일의 24시간 스칼라 평균 풍속은 각각 2.8 m s^{-1}와 5.2 m s^{-1}이다. 두 고도의 풍속의 연직 시어는 해풍일 보다 비 해풍일에 더 크게 나타난다. 해풍일과 비 해풍일의 풍속의 차이를 설명할 수 있는 한 가지 요인은 상층 종관풍의 영향이다. 0900 LST의 해풍일과 비 해풍일의 850 hPa 종관 풍속의 스칼라 평균값은 각각 5.7 m s^{-1}과 10.6 m s^{-1}로 해풍일의 종관 풍속이 현저히 낮게 나타난다. 또한 0900 LST에 850 hPa 종관 풍속의 히스토그램(Fig. 5a)에서도 상층 종관 풍속이 해풍일보다 비 해풍일에

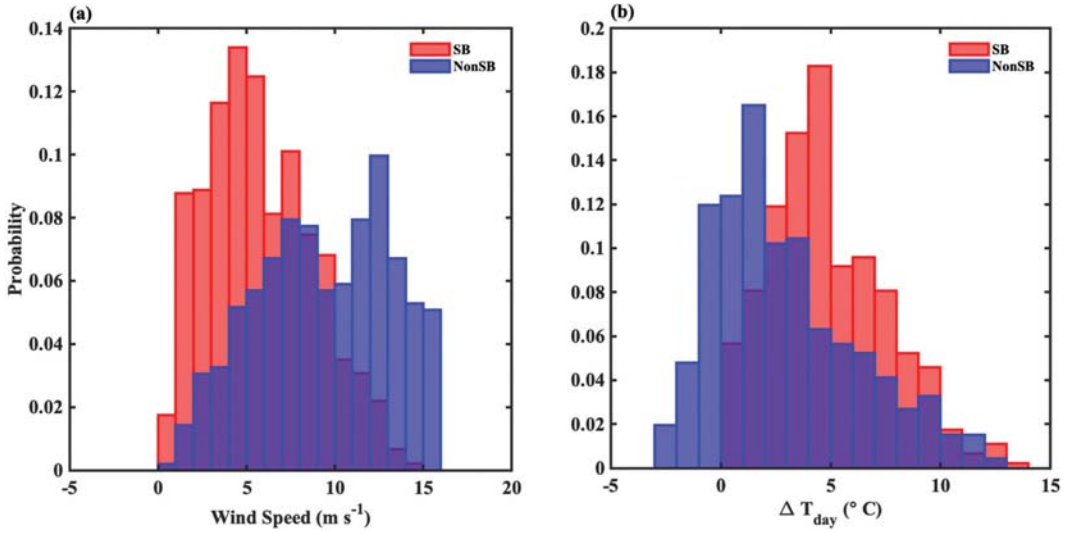

Fig. 5. Histogram of (a) wind speed at 850 hPa and (b) ΔT_{day} for sea breeze days (red) and non-sea breeze days (blue).

더 높은 풍속을 가지는 것을 확인할 수 있다. 이는 해풍일의 주요 특성으로 종관 풍속이 약하다는 선행연구(Park and Yoon, 1991)와 일관된 결과를 보인다.

Figure 5b는 해풍의 강제력을 나타내는 ΔT_{day}의 히스토그램으로 해풍일과 비 해풍일에 대하여 비교 제시하였다. 해풍일의 ΔT_{day}는 4~5°C에서 가장 높은 빈도를 보이는 반면 비 해풍일은 1~2°C에서 높은 빈도를 보이며 이는 해풍일이 비 해풍일에 비해 강한 해풍 강제력을 가짐을 의미한다. 그러나 한가지 주목할 것은 해풍일과 비 해풍일의 ΔT_{day}의 분포가 중복되는 비율이 높다는 점이다. 즉, 비 해풍일에도 ΔT_{day}의 값이 큰 날이 많이 포함되어 있다. 이는 하절기의 경우 ΔT_{day}의 값은 크지만 종관풍의 상태에 따라 해륙풍 순환이 나타나지 않는 날이 많기 때문이다. 이와 유사하게 Laird et al. (2001)은 호수풍의 발생 빈도를 분석한 연구에서 호수풍의 발생은 호수와 육지의 기온차와 함께 종관 풍속이 관련되어 있다고 보고한 바 있다.

지금까지 해풍일의 특성 분석으로부터 본 연구에서 사용된 방법이 해풍일을 효과적으로 탐지하고 있음을 알 수 있다.

3.2 해풍일 빈도의 계절 변화

Figure 6a는 해풍일의 월별 빈도 분포를 나타낸 것이다. 해풍일의 발생 빈도는 11월에서 2월 사이에는 25% 미만으로 낮게 나타나지만 3월부터 발생 빈도가 급격히 증가하여 5월과 9월에 각각 57%와 59%의 높은 발생 빈도를 보인다. 해풍일의 월별 빈도 분포와 관련하여 해풍 발생에 영향을 미치는 요인들의 월 변화를 분석하였다. 해풍 발생에 영향을 미치는 요인으로는 해풍의 강제력에 해당하는 바다와 육지의 기온차이인 ΔT_{day}와 상층 종관 풍향 그리고 상층 종관 풍속을 들 수 있다. Figure 6b는 분석 기간 전체일에 대하여 월별 평균 ΔT_{day}를 나타낸 것으로 겨울에서 봄

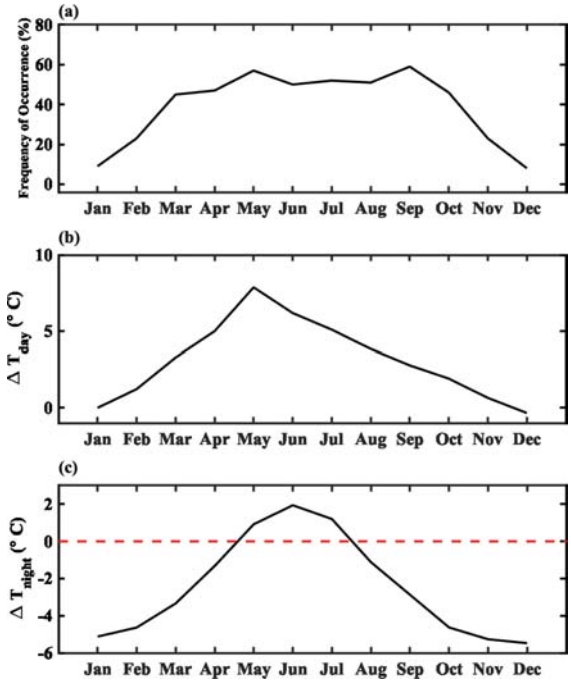

Fig. 6. (a) Monthly frequency of occurrence of sea breeze days, (b) monthly mean ΔT_{day}, and (c) monthly mean ΔT_{day}.

으로 갈수록 값이 증가하여 5월에 최댓값을 보이며 이후 겨울까지 감소하는 경향을 보인다. 5월에 최댓값을 보이고 겨울에 최솟값을 보이는 ΔT_{day}의 이러한 특징은 중위도 지역에서 보고된 선행 연구결과들과 일관된다(Laird et al., 2001; Azorin-Molina et al., 2011). 해풍의 강제력이 가장 큰 봄철에 해풍일이 많이 발생함을 예상할 수 있으나 본 연구에서는 해풍일의 월 변화와 ΔT_{day}의 월 변화는 일치하지 않는다. 이러한 특성은 Laird et al. (2001)의 호수풍의 월별 발생 빈도에서도 보고된 바 있다. 이들은 육지와 호수 기온 차이가 호수풍 발달의 국지 강제력을 제공하지만 호수풍의 발달에 높은 기온 차이가 요구되지는 않는다고 밝혔다. 호수풍의 발생은 월평균 지상 풍속이 클수록 잘 이루어지지 않았으며 지상 종관 기압 경도력과 바람장과도 관련 있다고 주장했다.

본 연구에서 해풍일이 되려면 자정 전에 해풍에서 육풍으로 전환이 일어나야 한다. 자정 전 야간에 육풍 발생과 관련하여 일몰부터 2400 LST까지의 육지와 해상의 평균 온도차(ΔT_{night})를 조사하였다.

$$\Delta T_{night} = T_{land,night} - T_{sea,night} \quad (2)$$

여기서 $T_{land,night}$는 보성 육지 기온의 일몰부터 2400 LST까지의 평균값이며 $T_{sea,night}$는 $T_{land,night}$와 동일한 시간대에서 거문도 해상의 기온 평균값이다.

Figure 6c는 ΔT_{night}의 월 변화를 보여준다. ΔT_{night}가 양의 값을 가진다면 야간에 육지의 기온이 해상의 기온보다 높아 육풍의 발달이 어려운 환경을 제공한다. 따라서 5월에서 7월까지 ΔT_{night}가 양의 값을 나타내는 것은 야간에 육풍이 발달하지 못하여 해풍일의 발생이 낮아질 수 있음을 나타낸다.

Figure 7은 850 hPa과 925 hPa의 평균 종관 풍속의 월 변화를 나타낸 것이다. 사용된 종관풍의 시각은 0900 LST이다. 종관 풍속의 월 변화는 해풍일 발생 빈도의 월 변화와 밀접히 관련되어 있다. 즉 종관 풍속이 강할 때 해풍일의 빈도가 낮고 종관 풍속이 약할 때 해풍일의 빈도가 높게 나타난다. 5월과 9월을 비교해보면 925 hPa에서는 5월과 9월 모두 1.6 m s^{-1}로 큰 차이가 나타나지 않지만 850 hPa에서 종관 풍속은 각각 3.6 m s^{-1}와 1.3 m s^{-1}로 9월의 종관 풍속이 작게 나타난다.

4년간의 분석 기간에서 나타난 해풍의 시작 시간(O_{time})과 종료시간(C_{time})의 월별 평균값을 Table 2에 제시하였다. 해풍은 일출 후 평균 3시간이 지나서야 시작하며 일출 시간에 따라 월 변화를 보인다. 즉, 겨울에서 여름으로 갈수록 해풍 시작 시각이 빨라진다. 해풍의 시작 시간은 위도, 계절뿐만 아니라 국지 지형(Ookouchi and Wakata, 1984)과 대기 조건(Estoque, 1962) 그리고 해수면 온도(Bowers, 2004)에도 의존하

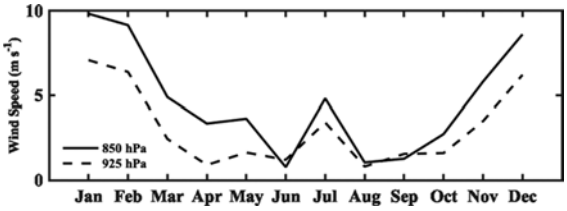

Fig. 7. Monthly mean wind speed of 925 hPa (dashed line) and 850 hPa (solid line) at Gwangju.

Table 2. Monthly average time of sea breeze onset (O_{time}) and cessation (C_{time}) during the 4 years (2014.5.1-2018.4.30) at study site.

Month	Sunrise (LST)	O_{time} (LST)	Sunset (LST)	C_{time} (LST)
1	0701	1037	1708	1715
2	0646	1022	1737	1737
3	0625	0945	1815	1817
4	0600	0908	1859	1822
5	0531	0923	1930	1838
6	0502	0843	1930	1852
7	0500	0817	1914	1825
8	0517	0916	1844	1844
9	0554	0945	1815	1816
10	0641	1005	1753	1733
11	0707	1025	1730	1709
12	0730	1038	1703	1713
Average	0611	0942	1818	1802

므로 지역마다 다르게 나타날 수 있다. Park and Chae (2018)는 한반도 서해안에서 5월에 종관풍이 약한 조건에서 발달한 해풍의 사례를 분석한 연구에서 해풍의 시작이 1300 LST에 나타난다고 보고하였다. 한편, 지중해 지역에서 해풍의 시작은 일출 후 4시간 뒤에 발생한다고 보고된 바 있다(Furberg et al., 2002; Papanastasiou and Melas, 2009). 해풍 종료시각 C_{time}은 1802 LST로 일몰 시각 직전 나타나며 6월에 가장 늦은 해풍 종료를 보이고 11월에 가장 이른 해풍의 종료를 보인다. Furberg et al. (2002)은 해풍의 시작은 일출 후 비교적 긴 시간이 지나서야 발생하지만 해풍의 종료는 일몰 전후 빠른 시간 내에 나타나는 것이 일반적인 현상이라 언급하였다. 해풍은 육지와 바다의 기압차에 의해 나타나는 현상이다. Furberg et al. (2002)은 일출 후 지면 가열이 발생하고 대기 경계층의 밀도 변화에 따른 기압 차이가 발생하는데 많은 시간이 소요되는 것이 해풍 시작 시간 지연의 한 가지 원인으로 제시하였으나 일몰 후 해풍에서 육풍으로의 전환 시 소요시간이 짧은 것에 관한 구체적인

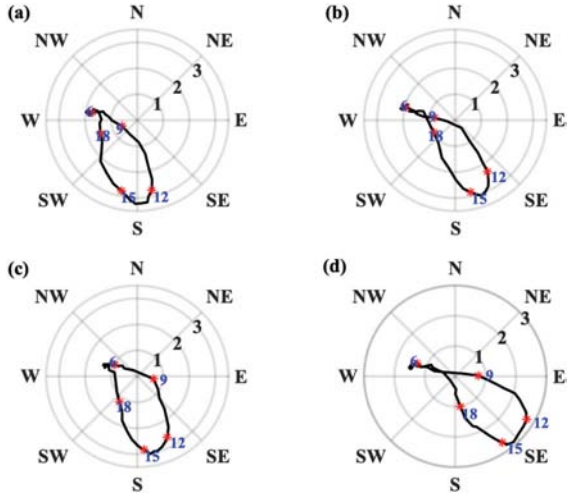

Fig. 8. Half-hourly hodographs averaged over all sea breeze days for a) Q1, b) Q2 c) Q3, and d) Q4. Blue numbers indicate time of day in LST.

원인을 제시하지는 못하였다.

3.3 10 m 바람의 호도그래프

30분 평균 바람의 호도그래프 분석을 통해 관측지의 풍향의 일주기 변화 양상과 풍속의 변화를 알 수 있다. Haurwitz (1947)는 간단한 선형 운동 방정식을 사용한 모델을 이용하여 북반구에서 해안 지역의 풍향의 시간에 따른 순전은 전향력의 효과로 설명될 수 있음을 보였다. 그러나 해안가에서 실제 관측된 호도그래프는 반 시계 방향 회전(Furberg et al., 2002)도 보고되는데 이는 종관풍의 영향과 해풍 이외의 다른 국지풍의 영향이 중첩되어 나타나기 때문이다(Simpson, 1994).

Figure 8은 10 m 고도 바람의 호도그래프를 상층 종관 풍향의 4분 면 분류에 따라 평균하여 나타낸 것이다. Table 3에 상층 종관 풍향 별 해풍일의 발생 빈도와 850 hPa의 평균 풍속을 제시하였다. Q1이 가장 높은 해풍일 발생 빈도를 보이고 Q4가 가장 낮은 해풍일 발생 빈도를 보인다. 관측된 호도그래프는 이상적인 타원 형태가 아니고 종관 풍향에 따라 다른 특성을 보인다. 서로 다른 규모의 해풍이 중첩되어 나타나거나 산곡풍과 해풍이 중첩되어 나타나는 경우 바람의 호도그래프는 타원과 다른 형태를 띤다(Simpson, 1994). 관측지의 바람의 호도그래프는 이 지역의 바람이 해륙풍 이외의 다른 국지풍의 영향을 받고 있음을 시사한다. 0600 LST에서의 10 m 고도의 바람은 종관 풍향에 관계없이 서풍이 나타나는데 이는 10 m 고도 바람이 야간에 관측지의 서쪽에 위치하고 있는 좁은 계곡에

Table 3. Number of sea breeze day (N) and mean wind speed at 850 hPa (WS_{850}) for synoptic wind quadrants.

Quadrant	N	WS_{850} (m s^{-1})
Q1	205	6.6
Q2	161	5.6
Q3	115	5.5
Q4	84	4.7

의해 발달하는 계곡풍의 영향을 주로 받기 때문이다.

상층 종관 풍향에 따라 0900 LST의 풍향이 다르게 나타나는데 Q1과 Q2는 서풍 계열의 바람이 나타나고 Q3와 Q4에서는 동풍이 나타난다. 같은 시각 300 m 고도에서는 Q1의 경우 북서풍이 그리고 나머지 종관 풍향의 경우 북동풍이 나타났다. 850 hPa의 종관 풍향과 300 m 고도의 풍향이 이러한 차이를 보이는 이유는 두 가지로 설명할 수 있다. 첫 번째는 경압성으로 지균 풍향의 고도에 따른 변화가 존재하기 때문이고 두 번째는 지형에 의한 채널링(e.g., Whiteman, 2000)이다. 지형에 의한 채널링은 지형의 축과 종관 풍향이 이루는 각도에 따라 기압에 의한 채널링과 강제 채널링으로 나눌 수 있으며 기압에 의한 채널링은 종관 풍향과 지형 축이 수직을 이룰 때 나타나고 강제 채널링은 지형 축과 종관 풍향이 이루는 각이 45° 이내인 경우에 주로 나타난다. 북동-남서 축을 이루는 관측지의 지형적 특징(Fig. 1)으로 종관풍이 남동풍이고 대기가 안정한 경우 상층 종관풍의 하향 수송이 잘 이루어지지 않게 되고 기압에 유도된 채널링(e.g., Whiteman, 2000)에 의해 300 m에서 북동풍 계열이 나타난다. 또한 종관 풍향이 북북동풍이거나 동풍이 부는 경우에는 강제 채널링으로 북동풍이 나타나게 된다.

Q1을 제외한 나머지 경우 해풍이 유입되는 0900 LST부터 1800 LST까지 전향력의 영향으로 풍향의 시계방향 순환이 나타나고 있다. Q1의 경우 오전에는 풍향이 반시계 방향으로 회전하다가 해풍이 발달한 오후에는 시계방향 순환을 보이는데 이는 Mestayer et al. (2018)의 연구에서도 보고된 바 있다. Miller et al. (2003)은 바람의 회전 방향은 주로 해풍 시작 시 해안선에 평행한 바람 성분에 의존한다고 주장하였다. 즉 오전에는 해풍 시작 시 해안선에 평행한 바람 성분이 어느 방향이냐에 따라 해안선에 수직 한 해풍으로 전환이 시계방향 회전이 되기도 하고 반시계 방향 회전이 되기도 한다. 그러나 해풍이 발달된 오후에는 일반적으로 전향력의 영향으로 풍향은 시계방향 순환을 하게 된다(Mestayer et al., 2018).

3.4 연직 구조

Figures 9a, b, c는 상층 종관 풍향의 4분 면 분류에

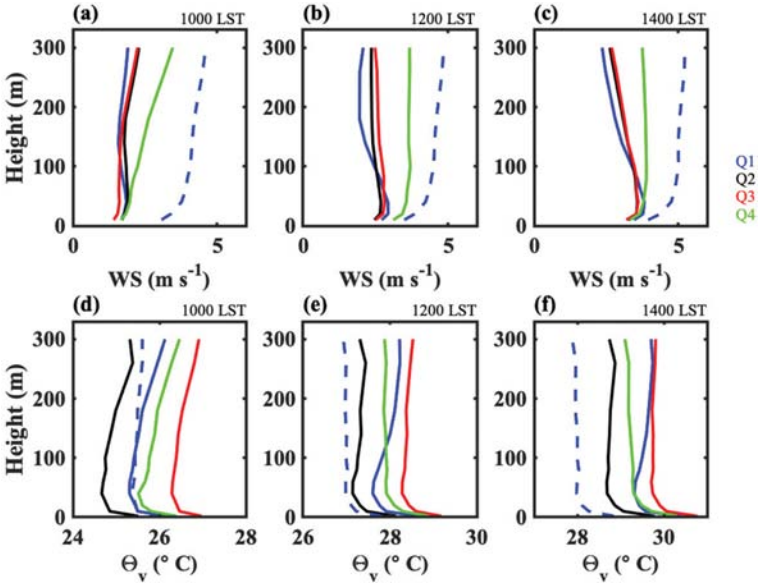

Fig. 9. Mean wind speed profile (a-c) and mean virtual potential temperature profile (d-f) for each synoptic condition. The profiles of the non-sea breeze days are shown by dashed lines, while the profiles of sea breeze days are shown by solid lines.

따라 1000, 1200, 1400 LST에 해풍일의 수평 풍속의 평균 연직 구조를 나타낸 것이다. 비교를 위해 비 해풍일의 풍속의 연직 구조를 함께 제시하였다. 분석에는 해풍일의 발생 빈도가 높은 5월부터 9월까지 기간의 자료를 사용하였다. 4분 면 분류에 따른 수평 바람의 연직 구조에서 두드러지는 특징은 Q4와 나머지 종관 군집의 풍속의 연직 구조의 차이이다. Q4의 경우 평균 10 m 풍속은 1000 LST 에서는 1.6 m s^{-1}, 1200 LST에서는 3.1 m s^{-1}, 그리고 1400 LST에서는 3.2 m s^{-1}로 시간이 지남에 따라 하층의 풍속이 증가하지만 풍속의 최댓값은 여전히 상층에서 나타난다. 이는 비 해풍일의 풍속의 연직 구조와 유사하다. 나머지 종관 군집의 경우 300 m의 풍속이 하층의 풍속보다 약하게 나타나 최대 풍속이 하층에서 나타난다. Q4의 경우 풍속의 연직 시어가 1000 LST에 가장 강하게 나타나는 반면 나머지 종관 군집의 경우 해풍이 발달하면서 1400 LST에 최대 연직 시어가 나타난다. Q4를 제외하고 나머지 종관 군집에서 최대 풍속의 높이는 40 m에서 나타났다. 본 관측지의 해풍의 최대 풍속 고도는 Tijm et al. (1999)과 Prtenjak et al. (2006)이 약한 종관풍 조건에서 보고한 최대 풍속 고도인 100~150 m보다 낮다. 이러한 차이를 보이는 것은 종관 조건의 차이에 기인한다. 해풍의 연직 두께는 종관 풍향에 따라 변화한다. Frizzola and Fisher (1963)은 종관 풍향이 해풍과 반대 방향일 때가 약한 종관풍일 때보다 해풍의 연직 두께도 작고 해풍의 최대 풍속의 고도도 낮게 나타난다고 보고하였다. Q1과 Q2의 경우는 상층 종관풍 방향과 해풍의 방향이 반대여서 종관풍에 의해 해풍이 상쇄되므로 종관풍이 약한 Tijm et al. (1999)과 Prtenjak et al. (2006)의 보고된 값보다 낮은 층에서 해풍 최대 풍속이 나타났다고 설명할 수 있다. 또한 같은 맥락으로 Q4의 경우 상층 종관풍과 해풍의 방향이 일치하여 풍속의 최댓값이 Tijm et al. (1999)과 Prtenjak et al. (2006)이 제시한 층보다 높은 층에서 나타나는 것을 설명할 수 있다. 그러나 현재 연구에서는 상층 종관풍 방향과 해풍의 방향이 일치하는 Q3의 경우 낮은 층에서 풍속의 최댓값이 나타나는 것은 종관 풍향 외에 또 다른 요인이 풍속의 최댓값이 나타나는 층에 영향을 미치는 것을 의미하며 이는 추후 연구가 필요하다.

Figures 9d, e, f는 4가지의 상층 종관 풍향에 따른 가온위의 평균 연직 구조를 풍속과 같은 시간대에 나타낸 것이다. 바람의 연직 구조 분석과 마찬가지로 5월부터 9월까지 기간의 자료를 분석에 사용하였다. 지상 2 m에서의 가온위는 보성군 종관 관측소 기온을 이용하여 계산하였다. 1000 LST를 보면 해풍일의 가온위 구조는 40 m 이상에서 안정한 층 구조를 보이는 반면 비 해풍일에는 잘 혼합된 구조를 띤다. 1200 LST에는 비 해풍일과 Q4는 잘 혼합된 불안정한 층 구조를, Q1이 40 m 이상에서 가장 안정한 층 구조를 보이고 Q2와 Q3는 약간 안정한 가온위 구조를 보인다. 이는 풍속의 연직 시어의 차이와 일관된다. 풍속

의 연직 시어가 가장 큰 Q1에서 가온위 연직 경도가 가장 크게 나타난다. 1400 LST가 되면 Q1을 제외하고는 대부분 잘 혼합된 가온위 구조를 보인다. 해풍에 의한 찬 공기의 이류는 오전에 하층 기온을 감소시켜 대기를 열적으로 안정화시키고 특히 종관풍과 해풍의 방향이 서로 반대인 Q1에서 가장 안정한 구조를 형성한다. 이는 해안지역의 오염물질의 확산은 오전에 Q1의 종관 조건에서 가장 억제되어 해안지역에 고농도가 나타날 가능성이 높음을 시사한다.

4. 요약 및 결론

보성 해안의 해풍 발생의 특징을 알아보고자 보성 종합기상관측탑에서 4년간(2014년 5월부터 2018년 4월까지) 관측된 자료를 분석하였다. 해풍일 선별 기준을 통해 4년간 569일의 해풍일을 검출하였다. 선별된 해풍일과 비 해풍일의 특징을 살펴본 결과 해풍일은 뚜렷한 해륙풍 순환을 보이며 비 해풍일에 비하여 해풍의 열적 강제력이 높고 종관 풍속이 약하게 나타나 해풍일 선별에 사용한 기준이 적합함을 보였다.

분석 기간 동안 해풍일 발생 빈도는 5월과 9월에 높았으며 11월에 가장 낮았다. 해풍의 열적 강제력 뿐 아니라 상층 종관 풍속과 야간의 육지와 해상의 평균 온도차 또한 해풍일 발생 빈도에 영향을 미치는 것으로 나타났다. 분석기간동안 해풍의 평균 시작 시간과 종료 시간은 각각 0942 LST와 1802 LST이다. 상층 종관 풍향에 따라 10 m 바람의 호도그래프 분석한 결과 관측된 호도그래프는 이상적인 타원 형태를 띠지 않았으며 상층 종관 풍향에 따라서 다른 특징을 보였다. 해풍이 발달된 오후에는 일반적으로 전향력의 영향으로 풍향은 시계방향 순환을 보였다.

해풍이 잘 발달하는 5월부터 9월까지 기간의 해풍일의 풍속과 가온위의 연직 구조를 분석하였다. 상층 종관 풍향이 동풍인 경우 해풍이 발달하더라도 최대 풍속은 상층에서 나타나 비 해풍일과 유사한 연직 구조를 보였으며 나머지 상층 종관 풍향 군집에서는 해풍이 발달하면서 최대 풍속은 하층에서 나타났다. 또한 오전에 해풍의 발달과 함께 이류 되어오는 찬 공기에 의해 하층 기온이 감소하여 대기가 열적으로 안정화되는 현상이 확인되었으며 상층 종관 풍향이 서풍인 경우 안정화가 가장 강하게 나타났다.

본 연구에서는 보성 해안에서 발달하는 해풍의 기후학적 특징을 정성적으로 분석하였다. 본 연구의 결과는 향후 해당 지역의 바람장 수치 모의 해석뿐 아니라 한반도 연안 지역의 바람장 해석에 활용될 수 있을 것으로 기대된다. 추후 상층 종관풍과 국지풍 간의 상호작용을 규명하기 위해 수치 모델을 이용한 연구를 진행할 예정이다.

감사의 글

본 논문의 개선을 위해 좋은 의견을 제시해 주신 두 분의 심사위원께 감사를 드립니다. 이 연구는 기상청 국립기상과학원 기상 업무 지원 기술 개발 연구 “표준 기상 관측 및 활용 연구(KMA-2018-00221)”와 2018년도 정부(과학기술정보통신부)의 재원으로 한국연구재단의 지원(2018R1A2B6005770)을 받아 수행된 연구입니다. 본 연구는 국립기상과학원 “기상 업무 지원 기술 개발 연구(NIMS-2016-3100)” 사업에 의해 생산된 자료를 활용하였습니다.

REFERENCES

Adams, E., 1997: Four ways to win the sea breeze game. *Sailing World*, **March**, 44-49.

Azorin-Molina, C., D. Chen, S. Tijm, and M. Baldi, 2011: A multi-year study of sea breezes in a Mediterranean coastal site: Alicante (Spain). *Int. J. Climatol.*, **31**, 468-486, doi:10.1002/joc.2064.

Borne, K., D. Chen, and M. Nunez, 1998: A method for finding sea breeze days under stable synoptic conditions and its application to the Swedish west coast. *Int. J. Climatol.*, **18**, 901-914.

Bowers, L. A., 2004: The Effect of Sea Surface Temperature on Sea Breeze Dynamics Along the Coast of New Jersey. M. S. thesis, Rutgers Univ., New Brunswick, N. J., 139 pp.

Crosman, E. T., and J. D. Horel, 2010: Sea and lake breezes: A review of numerical studies. *Boundary-Layer Meteorol.*, **137**, 1-29, doi:10.1007/s10546-010-9517-9.

Estoque, M. A., 1962: The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 244-250.

Frizzola, J. A., and E. L. Fisher, 1963: A series of sea breeze observations in the New York City area. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **2**, 722-739.

Furberg, M., D. G. Steyn, and M. Baldi, 2002: The climatology of sea breezes on Sardinia. *Int. J. Climatol.*, **22**, 917-932.

Haurwitz, B., 1947: Comments on the sea-breeze circulation. *J. Meteor.*, **4**, 1-8.

Kim, C.-H., and J.-G. Jhun, 1992: Numerical simulations of the three-dimensional land and sea breezes under synoptic flows over south Korea. *J. Kor. Meteor. Soc.*, **28**, 165-181 (in Korean with English abstract).

Laird, N. F., D. A. R. Kristovich, X.-Z. Liang, R. W. Arritt, and K. Labas, 2001: Lake Michigan Lake Breezes:

Climatology, Local Forcing, and Synoptic Environment. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **40**, 409-424.

Lee, Y.-H., 2018: A climatology of nocturnal low-level jets for the topographically complex site at Boseong. *23rd Symposium on boundary layer and turbulence*, Oklahoma city, USA, Amer. Meteor. Soc., Session 4B.5 [Available online at https://ams.confex.com/ams/23BLT21ASI/webprogram/Paper345124.html].

Mestayer, P. G., I. Calmet, O. Herlédant, S. Barré, T. Piquet, and J. M. Rosant, 2018: A coastal bay summer breeze study, part 1: results of the Quiberon 2006 experimental campaign. *Bound.-Layer Meteor.*, **167**, 1-26, doi:10.1007/s10546-017-0314-6.

Miller, S. T. K., B. D. Keim, R. W. Talbot, and H. Mao, 2003: Sea breeze: structure, forecasting and impacts. *Rev. Geophys*., **41**, 1-1-1-31.

Moon, S.-E., K.-M. Jang, and H.-W. Lee, 1990: A numerical model study of the land and sea breeze. *J. Kor. Meteor. Soc*., **26**, 67-77 (in Korean with English abstract).

NIMR, 2014: Application of Boseong global standard observatory. NIMR-2014-B-11, 295 pp.

Ookouchi, Y., and Y. Wakata, 1984: Numerical simulation for the topographical effect on the sea-land breeze in the Kyushu island. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **62**, 864-879.

Papanastasiou, D. K., and D. Melas, 2009: Climatology and impact on air quality of sea breeze in an urban coastal environment. *Int. J. Climatol*., **29**, 305-315.

Park, M.-S., and J.-H. Chae, 2018: Features of sea-land-breeze circulation over the Seoul Metropolitan Area. *Geosci. Lett.*, **5**, 1-12, doi:10.1186/s40562-018-0127-6.

Park, S.-U., 1990: Results of a three dimensional numerical model of land–sea breezes over South Korea. *J. Kor. Meteor. Soc*., **26**, 78-103.

_____, 1992: Estimation of Wind Variances in the Boundary Layer with Results of the Three Dimensional Land-Sea Breeze Model over South Korea. *J. Kor. Meteor. Soc.*, **28**, 435-453.

_____, and I.-H. Yoon, 1989: A two dimensional numerical modeling of land and sea breezes as a function of prevailing synoptic winds. *J. Kor. Meteor. Soc*., **25**, 81-93.

_____, and _____, 1991: The characteristic features of local weather phenomena under the various synoptic winds over South Korea. *J. Kor. Meteor. Soc.*, **27**, 87-118 (in Korean with English abstract).

Park, Y.-S., and S.-U. Park, 1991: Observational features of local weather in the coastal regions over south Korea in spring. *J. Kor. Meteor. Soc*., **27**, 67-86 (in Korean with English abstract).

Prtenjak, M. T., and B. Grisogono, 2007: Sea/land breeze climatological characteristics along the northern Croatian Adriatic coast. *Theor. Appl. Climatol.*, **90**, 201-215.

_____, _____, and T. Nitis, 2006: Shallow mesoscale flows at the north-eastern Adriatic coast. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2191-2215.

Ryu, Y.-H., and J.-J. Baik, 2013: Daytime local circulations and their interactions in the Seoul Metropolitan area. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **52**, 784-801, doi: 10.1175/JAMC-D-12-0157.1.

Simpson, J. E., 1994: *Sea breeze and local winds*. Cambridge University Press, 234 pp.

Tijm, A. B. C., A. A. M. Holtslag, and A. J. van Delden, 1999: Observations and modeling of the sea breeze with the return current. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 625-640.

Whiteman, C. D., 2000: *Mountain meteorology: Fundamentals and applications*. Oxford University Press, 355 pp.

Zhong, S., and E. S. Takle, 1992: An observational study of sea- and land-breeze circulation in an area of complex coastal heating. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **31**, 1426-1438.