

## 수치모델링을 이용한 서해안 지역에서의 해륙풍 영향권 산정에 관한 연구

### Estimation of the Effective Region of Sea/Land Breeze in West Coast Using Numerical Modeling

정 지원 · 이 임 학<sup>1)</sup> · 이 희 관\*

인천대학교 토목환경공학과, <sup>1)</sup>인천지역환경기술개발센터

(2008년 3월 23일 접수, 2008년 4월 23일 채택)

Jiwon Jeong, Im-hack Lee<sup>1)</sup> and Heekwan Lee\*

Department of Civil and Environmental Engineering, University of Incheon,

<sup>1)</sup>Incheon Regional Environmental Technology Development Center

(Received 23 March 2008, accepted 23 April 2008)

#### Abstract

The regional air movement in a coastal area is generated by the different heat capacities of sea and land sides, which is called sea/land breeze. In the west coast area, the local air quality is significantly influenced by this sea/land breeze. In this study, the mathematical model is proposed to estimate the effective area of sea/land breeze. A commercial air model, that is suggested as an alternative air model by USEPA, is introduced to simulate the mechanism of sea/land breeze generation.

From this study, it is confirmed that the numerical approach proposed in this study is reliable to predict the effective area of sea breeze in a coastal area. It implies that the current application of common air model needs to be carefully reviewed especially when dealing with a coastal air quality issue. It is also found that the sea breeze in Incheon area has the impact in the range of approximately 24 km in-land side, so-called penetration length.

**Key words** : Sea/land breeze, Penetration length, Air dispersion model, Mathematical model

#### 1. 서 론

해안 지역에서의 대기오염의 확산을 고려하는 경우, 국지적으로 형성되는 소규모 기상현상에 대한 이해가 요구된다. 이미 알려진 바와 같이 해안 지역에

서는 해안선을 경계로 해수면과 지면이 갖고 있는 서로 다른 물리적 성질, 즉 비열의 차이가 결과적으로는 형성되는 해륙풍의 원동력이 되고 있다. 이러한 해륙풍의 형성은 해륙풍의 영향이 비교적 적은 내륙에서의 대기오염확산과 다른 형태의 오염 확산 거동을 갖게 되며 이와 관련된 연구가 일부 이루어지고 있다.

해안 지역에 관련된 선행 연구를 살펴보면 우선

\*Corresponding author.

Tel : +82-(0)32-770-8468, E-mail : airgroup@incheon.ac.kr

기상학적인 측면에서 대기의 거동을 해석하고 이를 바탕으로 하여 해륙풍의 형성 및 그 특징에 대한 연구 내용들을 찾아 볼 수 있다(Cai, 2000; 김철희와 전종갑, 1992; Park, 1992, 1990; 문승의 등, 1990). 이들 연구에서는 주로 한반도를 포함하는 정도를 대상 지역으로 하여 종관풍의 형성과 그에 따른 해안 지역에서의 국지기상의 변화를 연구하였다. 특히 문승의 등(1990)은 산지가 해륙풍에 미치는 영향을 파악하고 산의 고도가 높을수록, 산이 두 개 있을 때와 한 개 있을 때보다 그 영향이 커지는 것으로 보고하였다.

또한 지역적으로는 최근까지 국내외의 해안 지역에서 형성되는 해륙풍에 대한 연구가 이루어진 바 있다(Karim *et al.*, 2007; 남궁지연 등, 2005; 이입학과 이희관, 2004; 안준현 등, 2003; Liu and Chan, 2002; 서장원 등, 2001; 정우식 등, 2001; 임현호 등, 2000; 오현선과 김영성, 1998; Pattiaratchi *et al.*, 1997; 이화운 등, 1996; 현종훈과 이동규, 1990). 임현호 등(2000)은 강수현상, 일조율, 풍계변화 등을 고려하여 해륙풍의 발생일을 선정하였다. 여천 지역에서의 경우는 해륙풍의 형성으로 인하여 공업 지역으로부터의 대기 오염배출이 주간에는 북쪽의 인근 지역으로 전파되는 것으로 보고하였다. 역전층이 존재하는 경우에는 해풍의 발달이 저지되며 내륙 침투거리를 짧게 하고, 해풍의 유입 고도를 낮게 하는 것으로 나타났다(남궁지연 등, 2005).

해안 지역에서 형성된 해륙풍은 내륙 지방에서의 대기오염확산과 다른 확산 메커니즘을 나타내며, 특히 김유근 등(2005), 황미경 등(2003)은 국지 지역에서의 대기 중 오존 생성과 관련해서 해륙풍의 형성 시에 오존의 상승 효과가 큰 것으로 보고하였다. 이은희와 박순용(2002)은 남동해안 지역에서 해풍의 형성으로 인하여 대기 중의 오염물질이 내륙 쪽으로 이동하는 것으로 보고하였다.

이와 같이 해안 지역에서 형성되는 국지풍인 해륙풍에 대해서는 다양한 형태의 연구가 진행되고 있으나 그 내용이 매우 제한적이라고 볼 수 있다. 특히 해안지역에서 대기오염의 확산을 모델링하는 경우 이와 같은 해안지역에서의 해륙풍의 영향에 미치는 범위에 대한 연구가 부족한 실정이다. 따라서 본 연구에서는 기존의 연구 자료를 통해 해륙풍의 연구에 적용할 수 있는 단순모델을 선정하고 이를 바탕으로

하여 해륙풍에 의한 영향을 추정할 수 있는 모델을 제안하였다. 또한 해륙풍의 형성과 같은 비정상 상태의 현상을 모델링할 수 있는 모델을 선정하여 국내 해안 지역을 대상으로 해륙풍의 영향 범위를 산정하고 그 결과를 본 연구에서 제안된 모델과 비교하여 검증하고자 하였다.

## 2. 해안 지역에서의 해륙풍 형성 기작

### 2.1 해륙풍의 정의

해안 지역에서의 해륙풍은 해안선을 중심으로 해안 지역을 구성하고 있는 해수면과 지면의 갖고 있는 물리적 특성, 비열의 차이에 의해 형성된다. 그림 1에 나타낸 바와 같이 동일한 강도의 태양복사가 해안 지역에 작용하는 경우, 해수면에 비해 상대적으로 비열이 작은 지면의 온도가 해수면보다 빨리 상승하게 된다. 이로 인해 가열된 지면 위의 공기가 온도에 의한 부력으로 인해 상승하고 해수면 위의 공기(지면의 공기에 비해 상대적으로 온도가 낮음)는 육지 방향으로 이동하게 되어 이를 해풍이라고 한다. 이와 같은 해풍은 육지 방향으로 진행하며 해풍과 대륙기단의 경계지역에 그림 1(d)에도 나타낸 바와 같이 해풍전선이 형성되어 매우 좁은 지역에서의 강수와 같은 급격한 기상 변화가 관찰되기도 한다. 반대로 야간의 경우에는 주간에는 태양복사로 인해 가열된 해수면과 지면이 일몰 후 장파복사에 의해 냉각되기 시작한다. 비열이 작은 지면이 해수면보다 빨리 냉각되어 주간과는 반대로 지면 위의 공기 온도가 해수면 위의 공기온도보다 낮아진다. 이로 인해 온도차에 의한 밀도류가 육지에서 바다 방향으로 형성되게 되며, 이를 육풍이라고 한다(Ruthenberg, 2002; Simpson, 1994; Hsu, 1988).

### 2.2 해륙풍지수(Sea breeze index)

해안 지역에서의 해륙풍의 형성은 대상 지역에 존재하는 바람장의 속도와 온도차를 이용하여 판별할 수 있다. 특히 바람의 경우 대상 지역에 존재하는 큰 규모의 바람인 종관풍에 의한 영향을 평가하여 알 수 있다. 이와 같이 해안 지역에서 형성되는 풍속과 온도차를 이용하여 해풍지수(sea breeze index)를 정의할 수 있으며 다음과 같이 나타낼 수 있다(Simp-

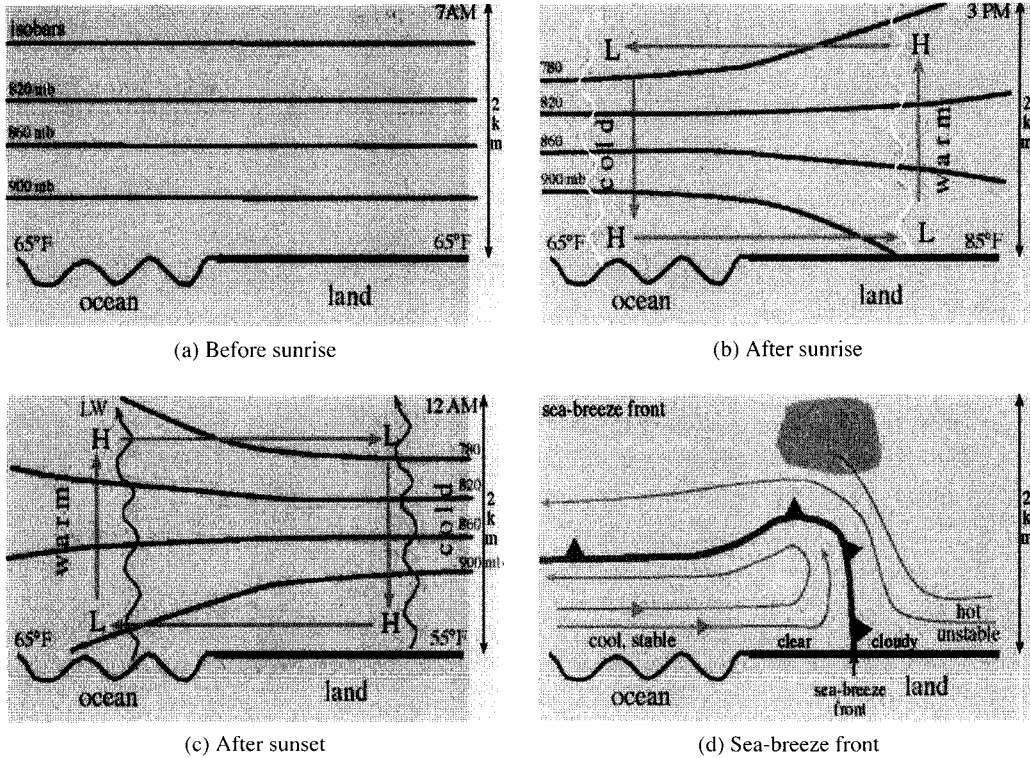


Fig. 1. Generation of sea/land breeze in a coastal area.

son, 1994; Hsu, 1988).

$$SBI = \frac{\text{관성력}}{\text{부력}} = \frac{\frac{1}{2} \rho U^2}{\rho g \beta \Delta T} \quad (1)$$

여기에서,  $\rho$ 는 공기의 밀도,  $U$ 는 해풍과 반대가 되는 바람의 풍속,  $g$ 는 중력가속도,  $\beta$ 는 비열, 그리고  $\Delta T$ 는 지면과 해수면의 온도차이다. 이 값이 클 경우는 외풍에 의해 해풍이 형성되지 못함을 알 수 있으며, 반대로 이 값이 작아지는 경우에는 온도차( $\Delta T$ )가 커져서 해풍이 형성된다.

### 2.3 해륙풍에 대한 수학적 해석

해륙풍의 순환을 해석하기 위해서는 지표면과 해수면의 대기 온도차를 파악해야 하며 지표 기온을  $T_a$ 라 하고 해수면 기온을  $T_b$ 라 하면 지표와 해수면 기온의 차이는  $T_a - T_b$ 가 된다. 마찰력을 무시한다면  $T_a - T_b$ 의 절대값이 바뀌는 시점에서 해륙풍의 방향

이 바뀔 것이나 마찰력이 적용되면 해륙풍의 변화는 절대값이 바뀌는 시점에서 일어나지 않는다. 이는 해륙풍의 순환을 일으키는 힘이 마찰력을 극복해야 하기 때문이다. 해륙풍의 순환에 마찰력을 고려해 보면 해륙풍 순환의 수직 단면을  $xz$ 면으로 가정하고,  $x$ 축을 바다와 육지 경계선의 수직 방향으로 설정한다. 이와 같은 과정을 도식화하면 그림 2와 같으며 이를 수식화하면 식(2)~(3)과 같이 표현할 수 있다(Simpson, 1994; Hsu, 1988).

$$\frac{du}{dt} + ku = -\left(\frac{1}{\rho}\right) \left(\frac{\partial p}{\partial x}\right) \quad (2)$$

$$\frac{dw}{dt} + kw = -\left(\frac{1}{\rho}\right) \left(\frac{\partial p}{\partial z}\right) - g \quad (3)$$

여기에서,  $u$ 와  $w$ 는 각각  $x$ 축과  $z$ 축의 속도성분이고,  $p$ 는 압력,  $\rho$ 는 밀도,  $g$ 는 중력가속도이다.  $k$ 는 상수로서 마찰력의 강도를 나타낸다. 위 방정식을 이용

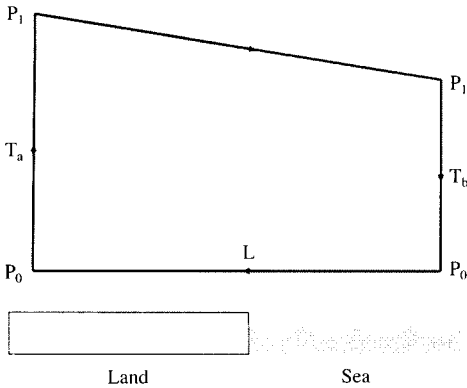


Fig. 2. Schematic diagram for the circulation of sea breeze.

해서 해륙풍 순환을 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$C = \oint (udx + wdz) = LV \quad (4)$$

여기에서, L은 적분되는 선분의 길이, V는 적분되는 해륙풍 지역에 대한 평균 풍속을 나타낸다. 식(2)에 dx를 곱하고, 식(3)에 dz를 곱하여 더하면 해륙풍의 순환을 나타내는 C에 대하여 다음과 같은 변화량을 얻을 수 있다.

$$\frac{dC}{dt} = \oint \left( \frac{du}{dt} dx + \frac{dw}{dt} dz \right) = - \oint \frac{dp}{\rho} - \oint g dz - kC \quad (5)$$

여기에서, g가 z에 따라 변화하지 않는 것으로 가정하면  $\oint g dz$ 는 0이 되므로, 식(5)를 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\frac{dC}{dt} = R(T_a - T_b) \ln(P_0/P_1) - kC \quad (6)$$

여기에서, R은 기체상수이고, P<sub>0</sub>와 P<sub>1</sub>은 각각 지표에서의 기압과 상공에서의 기압을 가리키며(그림 2 참조) 식(4)과 식(6)로부터 다음 식을 얻을 수 있다.

$$\frac{dV}{dt} + kV = (T_a - T_b) \frac{R}{L} \ln(P_0/P_1) = M(T_a - T_b) \quad (7)$$

여기에서, M으로 표기한  $\frac{R}{L} \ln(P_0/P_1)$ 은 상수이다. 해륙풍의 특성상 T<sub>a</sub>-T<sub>b</sub>는 시간의 변수이므로,

$$M(T_a - T_b) = A \cos \omega t \quad (8)$$

여기에서, ω는 지구의 회전각속도인  $7.29 \times 10^{-5} s^{-1}$ 이다. 시간 t는 T<sub>a</sub>-T<sub>b</sub>가 최대가 되는 시각을 0으로 하여 그 때부터의 경과시간을 계산한다. 식(8)을 식(7)에 넣으면 다음과 같은 결과를 얻을 수 있다. 해풍 지역에서 지면과 해수면 위의 온도 차이와 적분 경로를 알면 식(9)를 이용해서 해풍 순환의 평균 속도를 구할 수 있다.

$$V = C^* e^{-kt} + A(k^2 + \omega^2)^{-1} (\omega \sin \omega t + k \cos \omega t) \quad (9)$$

여기에서 C\*는 적분상수이다.

온도차가 없는 경우, 즉 A=0일 때, 풍속은 0이어야 하므로 식(9)에서의 적분상수 C\*는 0으로 가정할 수 있다. 따라서 식(9)는 다음 식(10)과 같이 정리된다.

$$V = A(k^2 + \omega^2)^{-1} (\omega \sin \omega t + k \cos \omega t) \quad (10)$$

Texas 지역의 해륙풍을 예로 들면, 측정값으로부터 P<sub>0</sub>=1,000 mb, P<sub>1</sub>=700 mb, L=200 km, 그리고 T<sub>a</sub>-T<sub>b</sub>는 5°C를 얻을 수 있고 이를 바탕으로 식(6)과 (7)로부터 A=0.25 cm s<sup>-2</sup>를 얻을 수 있다. 1967년 Hsu의 연구에 의하면 T<sub>a</sub>-T<sub>b</sub>는 정오에 최고가 되며, 마찰속도 상수 k는 Hauwrits(1947)의 연구에 의하면  $2 \times 10^{-5} s^{-1}$ 로 보도된 바 있다. 지금까지 구한 값을 식(9)에 대입하면 Texas 해안과 수직인 해륙풍 속도는 8.8 m/s로 계산되었으며 이는 측정된 풍속인 8.0 m/s와 매우 근사한 결과였다.

앞의 식(9)에서는 A를 상수라고 가정하면 식(9)의 값은 t만의 함수가 되어 해륙풍의 속도는 단순히 일변화의 함수가 된다. 다시 말하면 해륙풍은 수온과 지표면 온도와의 상관관계에 의하여 발생하는 것이고, 해수 온도와 지표면의 온도는 계절별 특성이 있기 때문에 A를 단순히 상수로 가정하는 것은 현실적으로 해륙풍을 모사하는 데에는 무리가 있다. 따라서, A를 구성하고 있는 구성 요소들은 다음과 같이 변수로서 적용할 수 있다.

$$A = M(T_a - T_b) / \cos \omega t \quad (11)$$

여기에서, M은  $\frac{R}{L} \ln(P_0/P_1)$ 이므로 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$A = \frac{R}{L} \ln(P_0/P_1) (T_a - T_b) / \cos \omega t \quad (12)$$

식(12)를 식(10)에 대입하면 다음과 같다.

$$V = \frac{R}{L} \ln(P_0/P_1) (T_a - T_b) (k^2 + \omega^2)^{-1} (\omega \sin \omega t + k \cos \omega t) / \cos \omega t \quad (13)$$

여기에서, t는 시간으로 (T<sub>a</sub>-T<sub>b</sub>)를 측정할 때의 시각을 0으로 설정한다고 하였고, cos ωt=1이 되므로, 온도를 측정할 당시의 해륙풍 풍속은 식(13)을 수정하여 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$V = \frac{R}{L} \ln(P_0/P_1) (T_a - T_b) (k^2 + \omega^2)^{-1} k \quad (14)$$

위 식(14)에 정역학평형의 개념을 도입하여 다음과 같이 정리할 수 있다.

$$V = \frac{1}{L} \times \frac{gh}{T_m} \times (T_a - T_b) (k^2 + \omega^2)^{-1} k \quad (15)$$

여기에서 T<sub>m</sub>은 지면 부근과 혼합고에서의 평균 기온이며, k와 지구의 회전각속도 ω(=7.29 × 10<sup>-5</sup> s<sup>-1</sup>)를 대입하여 정리하면 해륙풍의 침투거리를 산정할 수 있는 모델을 제시할 수 있다. 여기에서 L은 해륙풍의 영향권의 총 길이이므로 해안선을 기준으로 육지 방향으로 부는 해풍의 침투거리는 L/2가 된다.

$$L = \frac{0.3429 \times 10^5}{V} \frac{h}{T_m} (T_a - T_b) \quad (16)$$

본 연구에서는 서해안인 경인 지역의 자료를 사용하여 해풍지수에 필요한 자료를 이용하였으며, 기온과 풍속의 측정 시각은 하루 중 해풍이 가장 잘 나타난다고 가정할 수 있는 15시 자료를 이용하였으며 해륙풍의 영향이 미치지 않는 경인 지역의 데이터는 2000년 서울기상청 자료를 사용하였다(여기에서 풍속은 해풍의 진행 방향과 반대가 되는 바람의 풍속을 이용함). 해수 온도 자료는 서해중부에 위치한

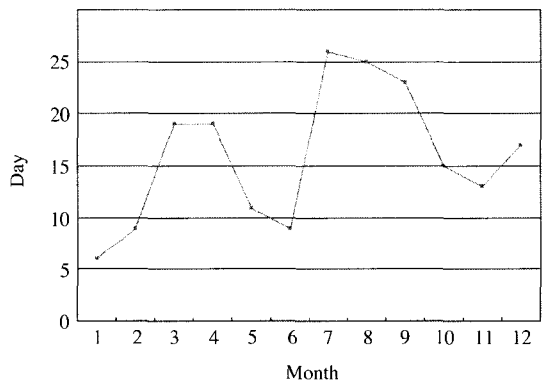


Fig. 3. Frequency analysis of the sea breeze occurrence in the west coast in 2006 (Note: May and June have a large number of missing values).

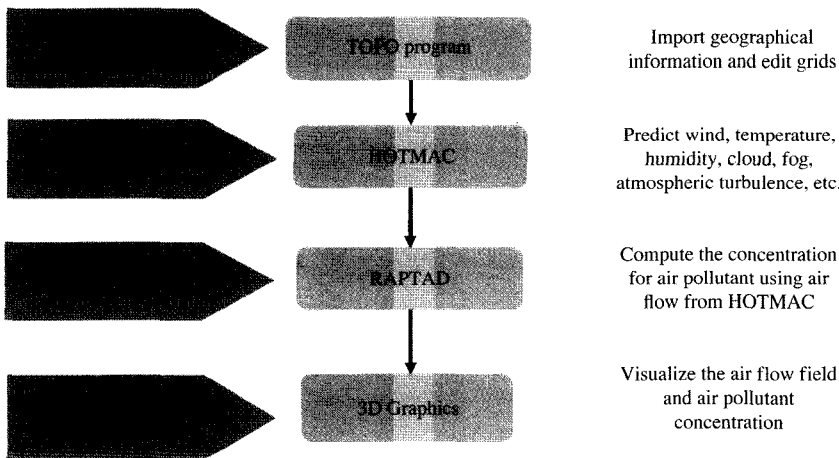


Fig. 4. Diagram of the Hotmac/Raptad model used in this study.

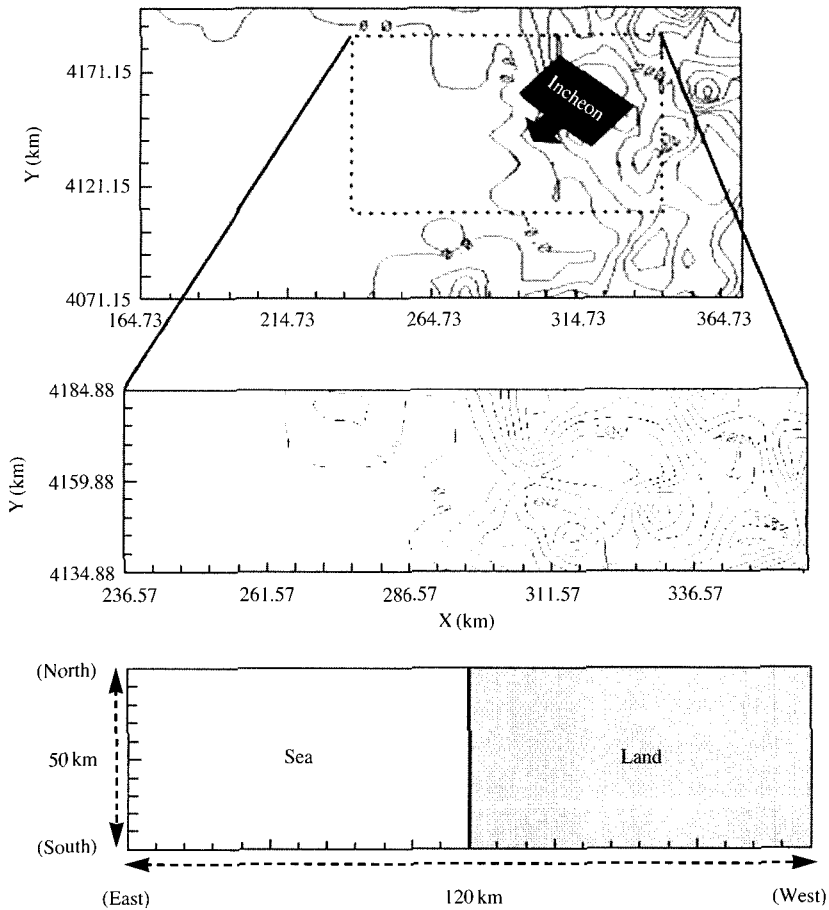


Fig. 5. Modeling diagram in this study.

2000년 부이 자료(덕적도)를 적용하였다(이희관, 2004). 해풍 형성 여부를 판단하기 위해 본 연구에서는 Erie 호수 연구에서 적용되었던 값 3.0을 이용하여 SBI가 이보다 작은 경우를 해풍이 형성되는 것으로 판별하였다(Biggs and Graves, 1962).

분석결과 그림 3에 나타난 바와 같이 경인 지역에서의 해륙풍 발생일수는 2000년 기준으로 약 200일이었다. 5월과 6월의 해륙풍 발생일수가 적은 것은 5월과 6월의 부이 자료의 결측일수가 많았기 때문이며 이를 감안하면 해륙풍 발생일수는 더 많을 것으로 판단된다. 따라서 경인 지역의 해륙풍이 부는 날은 일 년 중 2/3 이상인 것을 알 수 있다.

### 3. 대기모델을 이용한 해륙풍 모델링

#### 3.1 HOTMAC 모델 개요

본 연구에서는 복잡한 지형 조건을 충분히 고려할 수 있는 즉, 해안 지역을 고려할 수 있는 3차원의 모델을 활용하여 경인 지역의 해안에 대한 해륙풍의 순환구조 파악하고 이것이 해륙풍의 영향권에 대한 대기 환경에 미치는 영향을 예측하기 위하여 HOTMAC/RAPTAD 모델을 이용하였다.

HOTMAC 모델은 미국에서 1970~1980년에 걸쳐 개발된 것으로 복잡한 3차원 지형에서의 바람, 온도, 습도, 구름, 안개 등을 예측할 수 있도록 프로그램 되

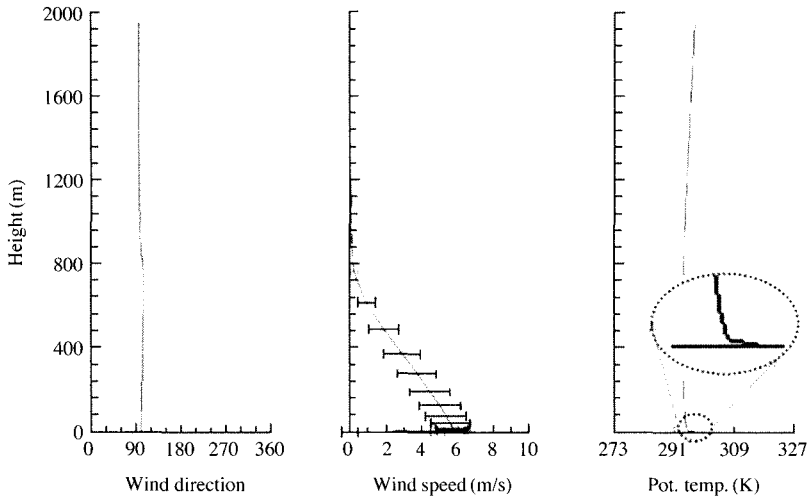


Fig. 6. Wind direction/speed and potential temperature in the coastal area at 5AM (before sunrise) of July 31.

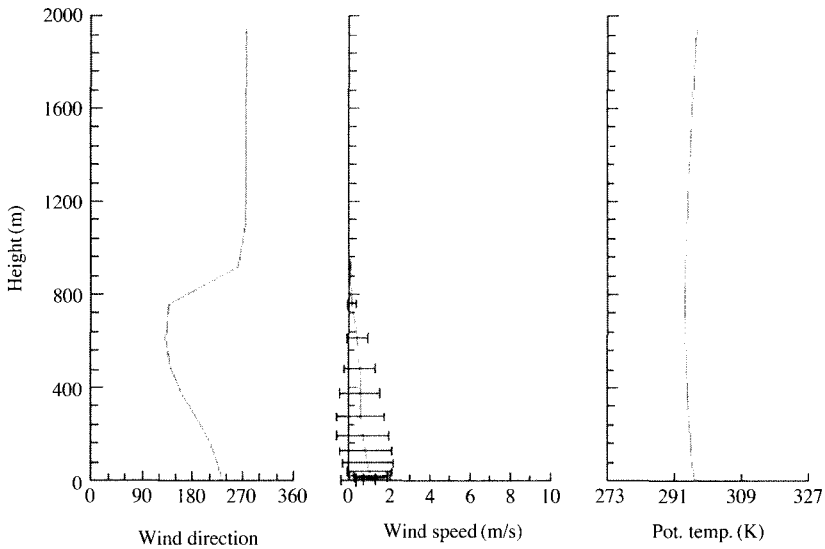


Fig. 7. Wind direction/speed and potential temperature in the coastal area at 10AM of July 31.

어 있다(Yamada, 2004; Yamada *et al.*, 1992). 이 모델은 US EPA에 의해 복잡한 지형, 해안 지역, 도시 지역, 건물 구역과 같이 기존의 대기 확산 모델의 적용이 효과적이지 않은 경우에 대안 모델로 추천되고 있다(US EPA, 2008). 더욱이 이 모델은 해안 지역에서 해륙풍이 형성되는 지표 경계층, 특히 1~2 km 이

하에서의 대기 거동을 비교적 정확하게 예측하고 있는 것으로 보고되고 있다(Yamada, 2004; Yamada *et al.*, 1992).

위의 그림 4와 같이 HOTMAC/RAPTAD 모델은 전체적으로 총 4가지의 프로그램으로 구성되어 있다. 지형자료를 처리하는 TOPO graphy, 대기 흐름을

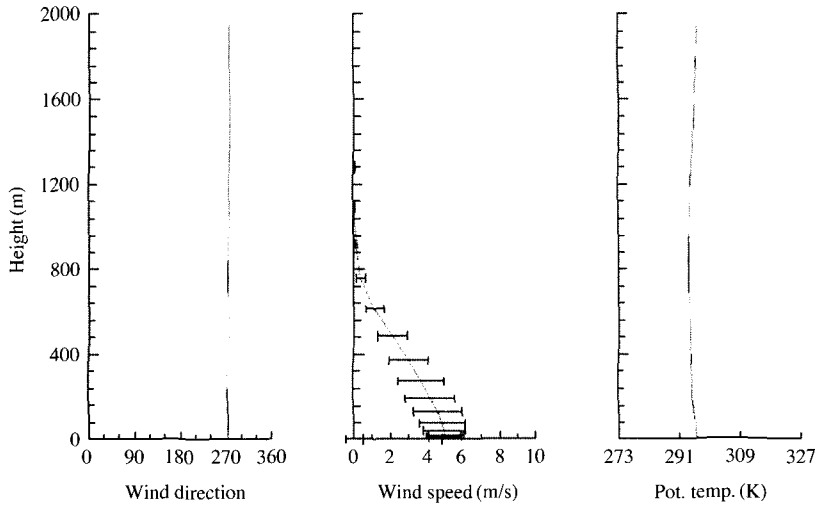


Fig. 8. Wind direction/speed and potential temperature in the coastal area at 2PM of July 31.

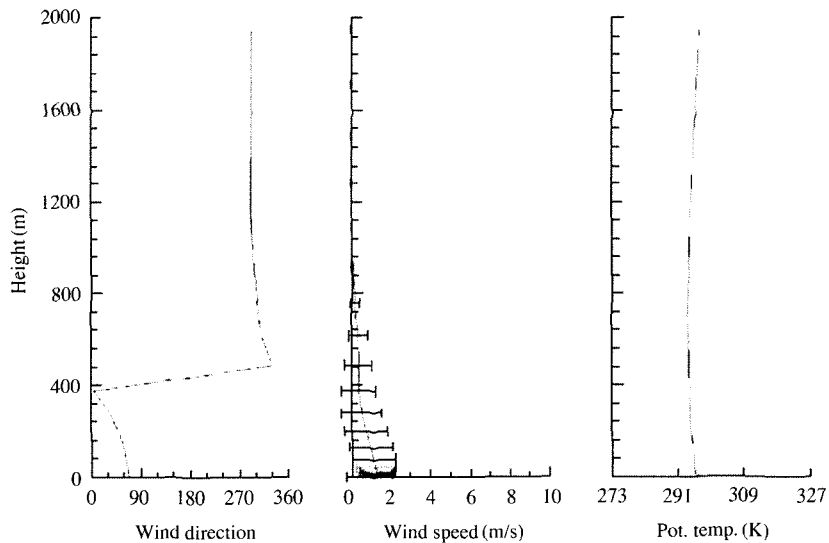


Fig. 9. Wind direction/speed and potential temperature in the coastal area at 8PM of July 31.

분석하는 HOTMAC, 대기확산을 분석하는 RAPTAD, 시뮬레이션을 할 수 있는 3D graphic 프로그램이 있다. 이 모델은 우선 TOPO graphy 프로그램에 의해 연구 대상 지역의 지형에 대한 경도, 위도로 연구 범위를 정한다. 연구 대상 지역의 자료는 이 프로그램의 지형코드에 의해 계산되어 복잡한 지형을 나타낼 수 있다. HOTMAC은 앞에서 만들어진 지형파일을

읽어 연구 대상 지역의 대기의 움직임을 모델링한다. HOTMAC의 입력인자인 바람, 온도, 습도, 구름, 안개, 복잡한 표면 위에서의 대기의 난기류 분포를 예측할 있도록 3차원의 코드를 이용하여 계산된다. 대기확산을 모델링하는 RAPTAD는 Lagrangian random-puff 통계법을 기초로 한 대기확산 및 이동 코드로 계산되어지며, HOTMAC에 의해 계산된 대기의 흐름 등



기상 인자에 의한 대기오염물질의 확산 등을 모델링 한다.

### 3. 2 대기확산 영향권 범위 설정

해륙풍은 하루 24시간 중 지표면과 해수면의 비열의 차로 인하여 순환하는 국지풍의 일종으로 발생요인은 크게 기상요인과 지형요인에 의해 발생한다. 경인 지역은 타 지역에 비하여 복잡한 해안선을 가지므로 이를 적용하여 조건을 설정하였다. 따라서 TOPO 프로그램의 지도를 기준으로 하여 단순히 비열차가 크게 발생하는 육지와 바다로만 지형조건을 연구범위로 가정하였다. 지형은 아래 그림 5에 나타난 바와 같이 경도 35~38°, 위도 125~128°의 지형 중 인천을 중심으로 남북 50 km와 동서 120 km의 도메인을 설정하여 모델링을 수행하였으며 지형의 영향을 배제하기 위하여 평평한 지형으로 가정하였다. 기상 조건과 관련해서는 경인 지역에서의 순수해륙풍의 구조를 파악하기 위하여 대상 지역 내의 바람장, 계절풍의 영향이 없는 것으로 가정하였다. 해수면의 온도는 25°C로 설정하였으며 지면의 온도는 HOTMAC 프로그램이 날짜에 따라 일사 조건을 풀어내므로 인천 연보의 통계를 활용하여 입력하였다. 통계에 따르면 인천에서 10년간 가장 덥고 일사량이 많은 날은 7월 31일이었고 기간은 24시간으로 모델링을 수행하였다.

### 4. 서해안 경인 지역의 해륙풍 분석

경인 해안 지역의 해륙풍 형성과 그 특성을 파악하기 위하여 수치모델링을 수행하였고, 그 결과를 살펴보면 그림 6~10에 나타난 바와 같다. 그림에서 풍향은 90도의 경우는 동풍, 즉 육풍을 가리키고, 270도의 경우는 서풍, 즉 해풍을 가리킨다. 그림 6은 일출 전의 결과로, 온위에서도 볼 수 있듯이 야간의 장파복사에 의해 지면이 해수면보다 상대적으로 빨리 냉각되어 형성되는 육풍을 보여주고 있다. 지면과 지면 부근의 온도차는 약 5K이며 풍속은 2m/s 미만으로 나타났다. 일출과 함께 지면 부근의 공기 온도가 먼저 상승하기 시작하며 이는 풍향의 변화로 나타난다. 더욱이 이 시간대에는 국지 순환이 육풍에서 해풍으로 전이되는 과정으로 1m/s 이하의 낮은 풍속이 형성되고 있다. 알려진 바와 같이 해풍의 형성은 해

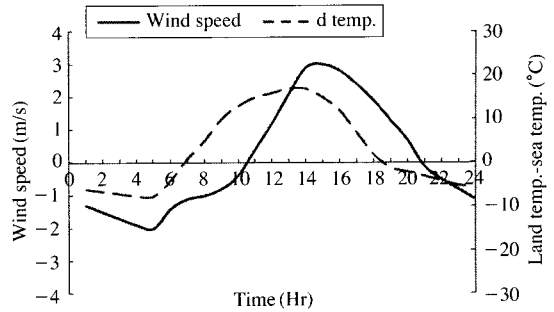


Fig. 10. Variations of wind speed and the temperature difference between ground and sea temperature.

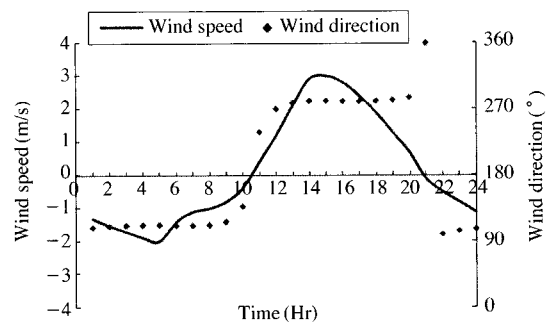


Fig. 11. Variation of wind modeled in this study.

수면과 지면의 온도차가 가장 큰 시간대에 잘 발달하며, 그림 8에 나타난 바와 같이 풍향은 서풍, 즉 해풍이 뚜렷이 나타나고 있으며 그 풍속도 3~4m/s 정도가 강하게 형성되고 있다. 또한 이때 지면과 지면 부근 공기의 온도차는 10K 정도를 보이고 있다. 또한 일몰 후에는 그림 9에 보여진 바와 같이 지면으로부터의 복사냉각이 시작되고 풍향의 변화가 지표 부근에서부터 발생하며 풍속은 해풍에서 육풍으로 전이되는 과정으로 매우 약하게 형성된다. 이와 같은 복사냉각이 계속 진행되면 그림 6에서와 같은 육풍이 형성되게 된다.

그림 10은 해륙풍 모델링에 의해 산출된 해륙풍의 풍속과 지면과 해수면의 온도차를 나타낸 것으로, 온도차의 변화가 해륙풍의 발달보다 먼저 형성되는 것을 볼 수 있다. (+)의 풍속은 육지 방향으로 부는 해풍, (-)의 풍속은 바다 방향으로 부는 육풍을 의미한다. 주간에는 지표의 온도가 약 15K 높게 나타나고, 야간에는 해수면의 온도가 7~8K 정도로 높게 나타

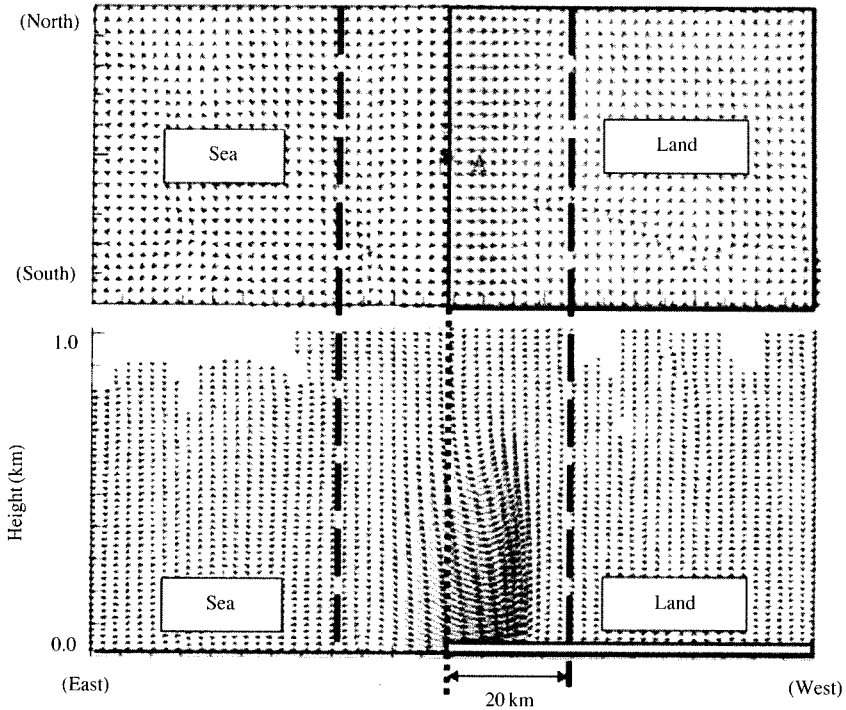


Fig. 12. Airflow fields of the sea breeze in the horizontal (a) and vertical (b) planes.

Table 1. Input parameters for the sea breeze modeling in this study.

Parameters	Input values	Note
Wind speed of sea breeze (V)	0 m/s	From modeling in this study
Mixing height (h)	250 m	Lee (2004)
Average temperature ( $T_m$ )	297 K ( $= (25^\circ\text{C} + 23^\circ\text{C})/2$ )	With dry adiabatic lapse rate
Temperature difference ( $T_a - T_b$ )	0 ~ 5 K	From modeling in this study

난다. 따라서 주간인 경우 앞의 그림 8에 나타난 지면과 지표 부근의 온도차 10 K를 고려하면 해수면 부근과 지표 부근의 공기 온도 차이가 약 5 K 정도 발생하는 것을 알 수 있다. 그림 11은 24시간 동안 형성되는 해륙풍의 변화를 나타낸 것으로 자정 이후부터 일출 직후가 되는 10시까지의 해풍이 지배적으로 나타나며 일출 후인 11시부터 20~21시까지는 해풍의 형성이 뚜렷이 나타나고 있다.

그림 12는 그림 8에 나타난 해륙풍의 결과 중 바람장의 벡터를 나타낸 것으로 해안선을 중심으로 바다에서 육지 방향으로 진행되는 해풍이 뚜렷이 나타나고 있다. 아래 그림에서는 점선으로 나타낸 바와 같

이 해안선을 중심으로 약 20 km까지 해풍이 진입하고 있는 것을 알 수 있다.

이와 같은 해륙풍 모델링 결과를 본 연구에서 제안한 모델에 적용하기 위하여 아래 표 1과 같은 입력 자료를 구성하였다. 이와 같은 조건을 식(16)에 적용하면 해륙풍의 영향 범위, 즉 침투거리가 육지에서 해풍으로 전이되는 시간대의 0 km부터 해륙풍이 가장 잘 발달하는 오후 시간대에 24 km 정도로 산출되었다. 이는 앞에서의 대기오염모델인 HOTMAC에 의해 산출된 20 km 침투거리와 매우 근접한 결과를 보여 주고 있다.

## 5. 결 론

본 연구에서는 서해안 지역에서 형성되는 해륙풍의 특성을 파악하기 위하여 기상자료의 분석과 함께 이에 적합한 수학 모델을 선정하고 수정하여 제시하였다. 또한 현재 대기 확산 모델에 적용되고 있는 상용 프로그램을 이용하여 본 연구에서 제안된 모델에 의한 결과를 고찰하였다.

우선 인천을 중심으로 한 서해안 지역의 경우 2000년에 약 200여 일에 걸쳐 해륙풍이 형성되었던 것으로 나타났다. 이는 해륙풍의 형성에 의한 국지 대기 환경에 미치는 영향이 클 수 있으며 따라서 대기오염 확산을 예측하는 경우 이에 대한 고려가 충분히 이루어져야 함을 가리킨다. 또한 본 연구에서는 이와 같은 해륙풍의 구조를 파악하기 위해 수학적 모델을 제시하였으며 이를 평가하기 위하여 지형의 영향을 배제한 조건하에서 계산을 수행하였다. 그 결과, 서해안 이역에서 지형의 영향을 배제한 경우 해안선에서 약 24km까지 해륙풍의 영향이 미치는 것으로 나타났다면 이는 현재 이용되고 있는 EPA의 대안 모델에 적용에서도 증명되었다.

이러한 해륙풍은 본 연구에서의 연구 조건과 달리 존재하는 외풍에 의해 그 영향 범위가 내륙으로 더 길어질 수 있다. 또한 앞서서도 서술된 바와 같이 해륙풍의 형성은 기본적으로 지면과 해수면 간의 비열 차이에 의해 형성되며, 현재 인천 지역과 같이 지면 위에 대규모 도시에 의한 도시열섬 형성에 의해 해풍은 더 강하게, 육풍은 더 약하게 형성되는 것으로 알려져 있으며 이에 대한 추가적인 연구가 이루어질 필요가 있다.

## 감사의 글

본 연구는 2003년 인천대학교 자체연구지원에 의해 수행되었음을 알림.

## 참 고 문 헌

김유근, 임윤규, 이소영 (2005) 울산지역 해륙풍 효과에 따른

- 고농도 오존 발생 메커니즘 분석, 한국대기환경학회 추계학술대회논문집, 219-221.
- 김철희, 진종갑 (1992) 종관바람을 고려한 한반도에서의 3차원 해륙풍 수치 모의, 한국기상학회지, 28(2), 165-181.
- 남궁지연, 유재훈, 김남원, 최만규, 함동주, 김훈상, 장유정, 최은경 (2005) 역전층이 강릉시 주변 해륙풍 순환에 미치는 영향 연구, 한국기상학회, 대기지, 15(4), 229-239.
- 문승의, 장광미, 이화운 (1990) 해륙풍의 수치 모델에 관한 연구, 한국기상학회지, 26(2), 67-77.
- 서장원, 오희진, 남재철 (2001) 해륙풍에 의한 국지규모의 해양기상 특성 고찰, 한국기상학회, 대기지, 11(3), 117-121.
- 안준원, 김희식, 김재권, 반기성 (2003) 서해안 지역 해륙풍의 수치 모사, 한국기상학회, 대기지, 13(3), 112-113.
- 오현선, 김영성 (1998) 해륙풍을 고려한 여천지역 대기확산 모사 연구, 한국대기환경학회 학술대회논문집, 2, 53-54.
- 이은희, 박순웅 (2002) 한반도 남동해안의 해륙풍 순환이 오염물질 농도에 미치는 영향, 한국기상학회, 대기지, 12(1) 250-253.
- 이입학, 이희관 (2004) 서해안지역에서 발생하는 해륙풍의 기상학적 특성 분석, 한국도시환경학회지, 4(1), 63-71.
- 이화운, 김유근, 장은숙 (1996) 해륙풍순환에서의 O<sub>3</sub> 농도 3차원 수치모의, 한국대기환경학회 학술대회논문집, 2, 9-10.
- 이희관 (2004) 경인산업단지권역의 대기거동해석 및 대기오염물질 기여도 평가에 관한 기초연구.
- 임현호, 이화운, 김유근, 정우식, 김영본 (2000) 김해 지방에서 해륙풍일기의 선정과 해풍 특성에 관한 연구, 한국기상학회 학술대회논문집, 한국기상학회 2000년도 봄 초청강연 및 학술발표회, 123-125.
- 정우식, 이화운, 김유근 (2001) 부산연안지역에서 해륙풍의 형성과 관련된 지형적, 지리적 특성 분석, 한국기상학회, 대기지, 11(3), 113-116.
- 현종훈, 이동규 (1990) 3차원 중규모 모델을 이용한 제주도에서의 해륙풍 모의, 한국기상학회지, 26(2), 121-136.
- 황미경, 김유근, 오인보 (2003) 연안 도시지역 해륙풍순환이 오존분포에 미치는 영향에 관한 수치모의, 한국대기환경학회 춘계학술대회논문집, 303-304.
- Biggs, W.G. and M.E. Graves (1962) A lake breeze index, J. Appl. Meteor., 1, 474-480.
- Cai, X.-M. (2000) Modelling study of sea breezes in a complex coastal environment, Atmospheric Environment, 34, 2873-2885.

- Hauwritz, B. (1947) Comments on the sea breeze circulation, *J. Meteorol.*, 4, 1-8.
- Hsu, S.A. (1988) *Coastal meteorology*, academic press. Inc.
- Karim, B., B.F. Mansour, and S. Elouragini (2007) Impact of a sea breeze event on air pollution at the Eastern Tunisian Coast, *Atmospheric Research*, 86, 162-172.
- Liu, H. and J.C.L. Chan (2002) An investigation of air-pollutant pattern under sea-land breezes during a severe air-pollution episode in Hong Kong, *Atmospheric Environment*, 36, 591-602.
- Park, S.-U. (1990) Results of a three dimensional numerical model of land-sea breezes over South Korea, *J. of Korean Meteor. Soc.*, 26(2), 78-103.
- Park, S.-U. (1992) Estimation of wind variances in the boundary layer with results of the three dimensional land-sea breeze model over South Korea, *J. of Korean Meteor. Soc.*, 28(4), 435-453.
- Pattiaratchi, C., B. Hegge, J. Gould, and I. Eliot (1997) Impact of sea breeze activity on near shore and foreshore processes in southwestern Australia, *Continental Shelf Research*, 17, 13, 1539-1560.
- Ruthenberg, R.E. (2002) The sea breeze and lake breeze effect and impact on pollution concentrations/dispersions from sources such as Airports.
- Simpson, J.E. (1994) *Sea breeze and local wind*, cambridge university press.
- US EPA (2008) [http://www.epa.gov/scram001/dispersion\\_alt.htm](http://www.epa.gov/scram001/dispersion_alt.htm).
- Yamada, T.S. (2004) Merging CFD and atmospheric modeling capabilities to simulate airflows and dispersion in urban areas, *Journal of Computational Fluid Dynamics*, 13(2), 47, 323-335.
- Yamada, T.S., Bunker, and M. Moss (1992) Numerical simulations of atmospheric transport and diffusion over coastal complex terrain, *Journal of Applied Meteorology*, 31, 565-578.