

# Terra/MODIS 자료를 이용한 연안 대기경계층의 연직구조

김동수 · 권병혁\*

부경대학교 환경대기학과

(2007년 8월 10일 접수; 2007년 8월 28일 승인)

## Vertical Structure of the Coastal Atmospheric Boundary Layer Based on Terra/MODIS Data

Dong Su Kim and Byung Hyuk Kwon\*

Department of Environmental Atmospheric Science, Pukyong National University, Busan, 608-737, Korea

(Manuscript received 10 August 2007; in final form 28 August 2007)

### Abstract

Micrometeorological and upper air observation have been conducted in order to determine the atmospheric boundary layer depth based on data from satellite and automatic weather systems. Terra/MODIS temperature profiles and sensible heat fluxes from the gradient method were used to estimate the mixed layer height over a coastal region. Results of the integral model were in good agreement with the mixed layer height observed using GPS radiosonde at Wolsung (35.72°N, 129.48°E). Since the variation of the mixed layer height depends on the surface sensible heat flux, the integral model estimated properly the mixed layer height in the daytime. The buoyant heat flux, which is more important than the sensible heat flux in the coastal region, must be taken into consideration to improve the integral model. The vertical structure of atmospheric boundary layer can be analyzed only with the routine data and the satellite data.

**Key words:** Terra/MODIS, mixed layer height, sensible heat flux

### 1. 서론

대기 경계층은 대기와 지표 사이에서 뚜렷한 운동량, 열 또는 질량의 교환이 일어나는 층으로 수 시간에서 약 하루 정도의 시간 규모 상에서 대기와 지표면 사이에 이루어지는 상호 작용의 결과로 형성된다. 대기 경계층의 높이는 지표면 가열 또는 냉각, 바람의 세기, 지표면의 거칠기 길이와 지형 특성, 대규모 연직 운동, 열과 수분의 수평 이류 등 여러 인자에 의해서 수십 m에서부터 수 km 까지 광범위하게 변동한다. 대부분의 인간 활동은 대기 경계층 내에서 이루어지고 있으며, 대기 경계층의 연구는 인간의 실생활과 밀접한 관련이 있는 대기 오염 문

제와 분리할 수 없는 부분이기도 하다. 혼합층 고도는 대기 경계층 내에 방출된 오염 물질의 확산 과정을 모델화 하기 위해서 필수적으로 고려되며, 대기 오염 물질의 농도를 결정하는데 중요한 요소가 되기 때문에 대부분의 대기 확산 모델의 입력 자료로 요구된다. 대기 경계층의 연직 열적 구조의 측정과 정확한 혼합층 고도를 결정하는 것은 대기의 미기상학적 현상을 규명하는 측면과 대기 오염 예보 측면에서 필수적인 것이다.

혼합층 고도를 추정하는 일반적인 방법은 라디오존데를 이용한 고층 기상 관측 자료로 산출한 온위의 연직 분포로 결정하는 것이다. 상층관측이 용이하지 않은 경우가 많기 때문에 지상 자료만으로 혼합층 고도를 추정하는 방법이 연구되었다. 중립안정조건에서 Blackadar and Tennekes (1968)는 대기경계층고도를 마찰속도와 전향력의 함수로 나타냈고, Zilitinkevich (1972)는 풍속이 약한 경우에 혼합고도를 마찰속도, 전향력 그리고 안정도의 함수로 표현하였으나 강풍인 조건에서는 혼합고도를 추정하지 못하였다. 불안정한

\*Corresponding Author: Byung Hyuk Kwon, Dept. of Environmental Atmospheric Sciences, Pukyong National University, Busan, 608-739, Korea.  
Phone : +82-51-620-6288, Fax : +82-51-621-6280  
E-mail: bhkwon@pknu.ac.kr

조건에서 Ulden and Holtslag (1985)는 마찰속도, 안정도 그리고 벌크리차드슨수의 함수로 혼합고도를 추정하였다. 연직으로 운동량이나 열역학변수를 평균하거나 적분하여 혼합고도를 나타내었다 (Driedonks, 1982; Arya and Byun, 1987; Stull, 1988). 0th-Order Jump Model은 지표면 느낌열플럭스로부터 혼합층 고도의 발달을 계산하는 모델로써 Carson (1973), Tennekes (1973) 등이 개발한 후 대기확산모델의 입력 자료 제공을 위하여 많은 연구자들에 의하여 사용되어 왔다.

일반적으로 육지나 해양 위에서 주간의 대기 혼합층은 종관 상태와 무관하게 표층 느낌열플럭스가 강한 지역에서 높게 발달하고 무차원화 된 느낌열플럭스는 고도에 따라 선형적으로 감소하여 혼합층의 상부에서 '0'에 이르기 때문에 혼합층 고도와 지표면 느낌열플럭스와는 밀접한 관계가 있다 (김상희, 1998; Kwon *et al.*, 1998). 즉, 혼합층 고도의 발달을 파악하기 위해서는 정확한 느낌열플럭스의 추정이 필요하다. 느낌열플럭스를 추정하기 위한 방법으로 3차원 초음파 풍속계를 이용한 에디 공분산 방법이 있다. 3차원 초음파 풍속계는 난류의 변동량을 직접 측정할 수 있는 장점이 있으나 정밀하고 민감한 센서인 만큼 다루기가 어렵고 가격이 비싸다는 단점이 있으며 10 Hz 이상의 높은 시간 분해능을 가지고 있지만 그 만큼 자료의 용량이 커서 자료를 수집하고 저장하기 위한 큰 용량의 저장 공간이 필요하다는 단점이 있다. 이 때문에 두 고도 이상의 풍속, 기온 등 평균 기상자료의 연직 분포로부터 간접적으로 지표면 느낌열플럭스를 산출할 수 있는 방법이 제시되고 있다 (Arya, 2001; Businger *et al.*, 1970; Jerald and Kenneth, 1999; Paulson, 1970; Panofsky and Dutton, 1984).

대기 경계층 상부에 존재하는 기온 역전층까지의 높이를 혼합층 고도로 보고, 대류가 활발한 경우에 혼합층 고도는 상부 역전층의 높이와 같게 된다 (김용국, 1998; Kwon *et al.*, 1998). 즉, 혼합층 고도 추정에 있어서 느낌열플럭스와 더불어 대기 경계층내의 연직 열적 분포도 중요한 요소이다. 이는 보통 라디오존데를 이용하지만 위성을 이용하여 측정하는 것도 가능하다. 위성은 광범위한 지역의 실시간 연속적인 자료의 수집에 있어 가장 유용한 관측 기구중 하나로 우리나라 대기 경계층을 분석하는데 부족한 공간기상 자료의 한계를 극복하는데 그 중요성이 크게 증대하고 있다. Terra 위성 탑재된 MODIS (Moderate resolution Imaging Spectroradiometer)는 지상, 해양, 대기에 관한 정보를

36개의 가시광선, 적외선 밴드의 자료를 활용하여 산출하기 위한 센서이다. 그리고 MODIS 센서는 많은 채널을 가지고 있기 때문에 적외채널의 복사관측을 통하여 온도와 습도의 연직 프로파일의 산출이 가능하다. 위성자료를 이용하여 대기의 연직 구조를 산출하는 문제는 King (1956)에 의해 처음으로 제안되었다. Kaplan (1959)는 적절한 파장의 복사값들을 선택함으로써 연직 기온 분포를 해석할 수 있다는 것을 밝혔으며, 이에 따라 위성을 이용하여 대기의 온도 분포를 구하기 위한 연구가 본격화 되었다 (Wark, 1961). 위성자료를 이용하여 대기의 연직 온도, 습도 구조를 파악하는 방법은 독립된 여러 파장대의 관측된 복사량을 복사전달방정식에 고려하여 대기의 상태를 추정하는 것이다. 극궤도 위성인 Terra/MODIS는 705 km 상공에서 다중 적외채널 복사관측을 통하여 공간적인 온도와 습도의 연직프로파일 산출이 가능하다 (Rodgers, 1976). 지표에서 대기상부까지 20개 층에서 다양한 기상자료를 제공하고 있어 대기경계층 연직구조와 공간적인 안정도를 이해하고 분석하는데 유용하다. 이미숙 (2003)는 MODIS 자료와 한반도 동남쪽 상층관측 자료를 비교하여 좋은 상관관계를 보였다.

원격탐사로부터 제공되는 대기경계층의 연직 열적 구조는 혼합층 고도 산출에 크게 활용 가능할 것이며 나아가 미기상학적 규모까지 위성의 활용 범위를 확장시킬 수 있는 기본 자료가 될 것이다. 본 연구에서는 동해안 지역에서 관측한 지상 기상자료를 이용하여 산출한 표층 느낌열플럭스와 위성 자료의 연직분포를 이용하여 혼합층 고도를 산출하여 검증하고, 예측할 수 있는 방법을 제시한다.

## 2. 기상 관측 자료의 위성 자료

상층 3차원 기상장 분석을 하기 위하여 경상북도 경주시 양북면 봉길리 (35.72°N, 129.48°E)에서 2005년과 2006년에 계절별로 GPS존데를 비양하여 상층기상 자료를 집록하였다. 접지층 기상 상태는 월성 원자력 발전소 내에 설치된 58 m 기상탑에서 수집한 자료로 분석하였다. 기상탑의 1.5 m, 10 m 그리고 58 m 에서 온도와 습도 자료를, 10 m 와 58 m 의 풍향과 풍속 자료를 이용하였다. GPS존데 관측은 2년간 계절별로 실시하였으며, 24시간동안 3시간 간격으로 8회 상층기상 자료를 수집하였다. 또한 Table 1과 같이 상층관측 시간과 일치하는 MODIS 위성자료를 분석하였다. 상

층기상관측 장비는 Meteolabor사의 ARGUS37이다. 센서를 풍선에 메달아 상승 시키면 매초 각 고도별 온도, 기압, 풍향 그리고 풍속의 정보를 지상의 수신기로 보낸다. 수신된 신호는 수신기와 연결된 PC로 보내져서 ARGUS-CONVERTER 소프트웨어에 의해 분석에 필요한 자료를 산출한다. 혼합층 고도를 결정하기 위해 GPS준데로 1초 간격으로 관측한 온도, 온위, 바람 그리고 혼합비와 같은 기상요소의 연직 분포를 이용하였다. 기온의 연직 변화율이 양 (+)에서 음 (-) 또는 '0'으로 변하는 변곡점이나, 온위가 고도에 따라 변하지 않는 ( $\frac{\partial \theta}{\partial z} \approx 0$ ) 고도를 결정하였다.

MODIS에서 연직온도는 20개 층에서 제공하지만, 대기경계층에 속하는 MODIS의 온도자료는 지면을 포함한 1000, 950, 920, 그리고 850 hPa 이다. 공간적으로 존재보다 관측자료가 빈약하여 하층대기의 연직 구조를 이해하는데 어려움이 있으나 한 낮에 지면이 가열되면 열적난류에 의한 혼합으로 하층공기는 대기 경계층내에서 혼합되어 온위 프로파일은 지상에서 혼합층 상부까지 일정하게 분포한다. 이러한 온위의 특성을 이용하여 MODIS 자료로 혼합고를 추정하는데 응용하였다. 상층기상관측 기간 동안 존재와 Terra/MODIS 가 월성관측지점을 통과하는 맑은 날을 선택하여 연직 프로파일을 비교하였다.

MODIS를 탑재한 Terra 위성은 지구상공 705 km에서 지구궤도를 중심으로  $\pm 55$ 도까지 반복적으로 스캔하며 2,330 km의 수평관측폭으로 전 지구를 지속적으로 감시하고 있다. MODIS가 측정하는 파장대는 0.645~14.235  $\mu\text{m}$ 의 근적외 파장과 0.412~0.551  $\mu\text{m}$ 의 가시광선 파장으로 모두 36개 채널로 구성되어있다. 대기 연직온도, 습도와 오존의 분포는 공간분해능이 1 km인 적외채널을 이용하여 1~2일 주기로 산출할 수 있다. 위성자료를 이용하여 대기의 온도, 습도구조

를 파악하는 방법은 독립된 여러 파장대의 관측된 복사량을 복사전달방정식에서 고려하여 대기의 상태를 추정하는 원리이다. 지표와 대기에서 방출되는 복사에너지는 대기상태에 따라 다르지만 방출되는 복사량을 관측함으로써 연직온도 구조를 산출할 수 있다. 위성에서 수신된 관측복사량과 대기 프로파일사이의 관계를 통계적으로 구하는 방법은 상대적으로 적은 복사관측값으로 상세한 온도 프로파일을 유추할 수 있으며 실제 관측자료로 해를 구할 때 계산이 안정되고 경제적이다 (Smith *et al.*, 1970). 또한 Smith *et al.* (1985)은 온도와 습도의 연직 분포를 동시에 산출하기 위해 단순화된 적분형태의 복사전달방정식의 물리적 직접해를 풀었다. 통계적 회귀 알고리즘은 계산적으로 능률적이며 수치적으로 안정하며 간단하다는 장점과 복사전달방정식의 물리적 성질을 반영하지 못하는 단점이 있다. 회귀적 방법으로부터 대기 프로파일을 계산하고 복사전달방정식의 비선형 반복계산 과정을 거치면 더 정확한 프로파일의 해를 구할 수 있다 (Li *et al.*, 2000). 이렇게 복사전달 방정식의 직접적인 물리적 해와 통계적 회귀에 의해 유도된 초기 추정치 프로파일의 합성을 통해 산출결과의 정확도를 향상시켜 준다. 물리적 산출방법을 포함한 MODIS 프로파일 알고리즘 (MOD07)은 미국의 위스콘신-메디슨 대학의 SSEC (Space Science and Engineering Center)에서 개발된 IMAPP를 이용하여 MODIS 직접 수신 자료를 처리한다. 현재 사용되고 있는 산출 알고리즘은 5×5 FOVs (field of view area) 지역 (5 km 해상도)에서 25개의 화소 중 구름탐지에 의해 청천 지역의 신뢰 수준이 95% 이상인 화소가 적어도 9개 이상일 때 수행된다. MODIS 자료로 추출한 연직온도 자료를 844 프로파일과 비교·검증한 결과 800 ~ 400 hPa에서 제곱평균은 약 1 K, 지표면 근처에서는 제곱평균이 증가하여

**Table 1.** Periods of upper air observation and time when the satellite passed.

GPS sonde	MODIS	Number of GPS sonde
2005. 02. 18 0000 LST - 02. 18 2100 LST		8
2005. 05. 23 1500 LST - 05. 24 2100 LST	2005. 05. 24 1110 LST	8
2005. 08. 11 1800 LST - 08. 12 1500 LST	2005. 08. 12 1110 LST	8
2005. 10. 25 1800 LST - 10. 26 1500 LST	2005. 10. 26 1145 LST	8
2006. 02. 23 1500 LST - 02. 24 1200 LST		8
2006. 05. 11 1500 LST - 05. 12 1200 LST		8
2006. 08. 23 1500 LST - 08. 24 1200 LST	2006. 08. 24 2210 LST	8
2006. 10. 23 1800 LST - 10. 24 1500 LST		8

약 2 K 정도 차이를 보였다 (Suzanne *et al.*, 2003).

### 3. 느낌열플럭스

대기경계층에서 난류는 하층 공기의 가열에 의해 생성되는 열적 난류와 상하층의 풍속차이인 바람시어에 의하여 생성되는 역학적 난류가 동시에 나타난다. 느낌열플럭스를 구하는 일반적인 간접방법으로는 벌크법이 있다. 연직 온도차와 풍속을 이용하기 때문에 간단하여 해상에서 널리 사용되지만 중요한 열전달계수와 정확한 지표면온도를 필요로 하는 단점이 있다. 임의 두 고도에서 온도시어와 바람시어로부터 마찰속도 ( $u_*$ ), 느낌열플럭스 ( $H_0$ )를 구할 수 있는 경도법이 그 대안으로 사용될 수 있다. 관측탑 58 m와 10 m 풍속분포가 대수법칙을 만족하는 경우, 두 고도에서 10 분 간격으로 수집된 자료를 1 시간 평균하여 마찰속도와 느낌열플럭스를 구하였다.

$$u_* = \frac{k(u_2 - u_1)}{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_m\left(\frac{z_2}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_1}{L}\right)} \quad (1)$$

여기서  $k$ 는 폰 카르만 상수 (von karman constant) 로 0.4를 사용하였다.  $\psi_m$ 는 운동량 플럭스에 대한 안정도 보정함수,  $L$ 은 오브코프길이 (m),  $z_2$ 는 58 m 이고

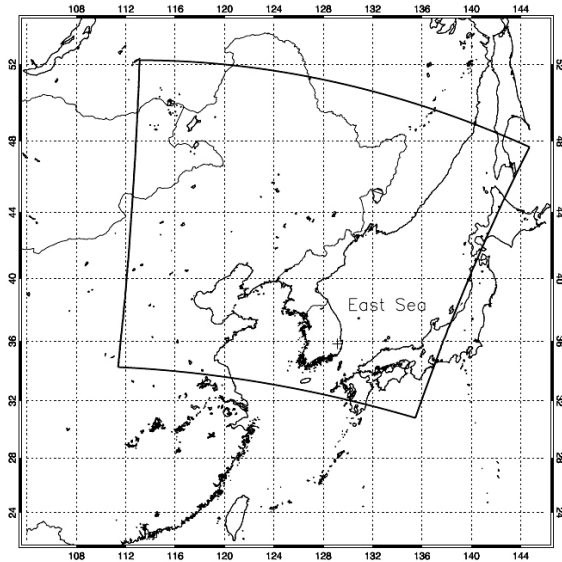


Fig. 1. Site of AWS and GPS sonde (+) and quadrilateral scanned area by Terra/MODIS at 1145 LST 26 October 2005.

$z_1$ 는 10 m이다.

$$H_0 = \frac{\rho C_p k^2 (u_2 - u_1) (T_2 - T_1)}{[\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_m\left(\frac{z_2}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_1}{L}\right)] [\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_h\left(\frac{z_2}{L}\right) + \psi_h\left(\frac{z_1}{L}\right)]} \quad (2)$$

여기서, 공기의 밀도  $\rho$ 는  $1.2 \text{ kg m}^{-3}$ , 습윤공기에 대한 일정한 압력 하에서 공기의 정압비열  $C_p$ 는  $1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ,  $T_2$ 는 58 m에서 기온 ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $T_1$ 는 10 m의 기온 ( $^{\circ}\text{C}$ )이고,  $\psi_h$ 는 느낌열플럭스에 대한 안정도 보정함수를 의미한다. 안정도를 고려한 느낌열플럭스를 산출하기 위해, 먼저 중립인 조건에서 오브코프길이  $L$ 은 무한대의 값이 되어  $\psi_m$ 과  $\psi_h$ 는 '0' 이 된다. 그리고 두 고도의 풍속자료와 온도자료를 식 (1)과 식 (2)에 대입하여 얻은 마찰속도와 느낌열플럭스는 중립상태에서 추정된 값이다. 중립상태에서 구한 마찰속도와 느낌열플럭스를 식 (3)에 대입하여  $L$ 을 산출한다.

$$L = - \frac{\rho C_p u_*^3 \overline{T_M}}{kg H_0} \quad (3)$$

$g$ 는 중력가속도 ( $\text{ms}^{-2}$ ),  $\overline{T_M}$ 는 두 고도에서 평균한 기온 ( $K$ )이다. 임의 고도에서 모닌-오브코프 (Monin-Obukhov) 안정도 매개변수,  $\frac{z}{L}$ 는 시어생성에 대한 부력생성의 상대적 중요성을 나타낸 열적안정도를 나타낸다. 대류가 지배적인 경우, 혼합층 깊이를 이용한 안정도 모수화는 대기안정도를 서술 하는데 적합하다. Nieuwstadt and Duynkerke (1996)에 의하면  $\frac{z}{L} < 0$  이면 부력에 의해 난류가 생성되는 대기경계층이 불안정하고,  $\frac{z}{L} > 0$  이면 난류에 의한 부력이 소멸되어 대기경계층은 안정해진다. 그리고  $\frac{z}{L} \approx 0$  이면 부력효과가 대기구조와 역학에 거의 영향을 미치지 않는 중립 상태이다. 안정도에 따른 보정함수는 안정할 때

$$\psi_m = \psi_h = -5 \frac{z}{L} \quad (4)$$

불안정할 때

$$\begin{aligned} \psi_m &= \ln \left[ \left( \frac{1+x^2}{2} \right) \left( \frac{1+x}{2} \right)^2 \right] \\ &\quad - 2 \tan^{-1} x + \frac{\pi}{2} \\ \psi_h &= 2 \ln \left( \frac{1+x^2}{2} \right) \end{aligned} \quad (5)$$

여기서,  $x = (1 - 15 \frac{z}{L})^{1/4}$  이다.

식 (3)에서 추정된  $L$ 이 '+'이면 안정한 상태이고 '-'이면 불안정한 상태에 해당하는 운동량플럭스와 느낌열플럭스에 대한 보정함수를 식 (4)와 (5)에서 계산한다. 그리고 다시 식 (1) - 식 (3)까지 반복하여 안정도를 고려한 마찰속도, 느낌열플럭스, 그리고 오브코브길이를 추정한다. 먼저 구한 오브코브길이 ( $L_{n-1}$ )와 나중에 구한 오브코브길이 ( $L_n$ )의 차이 비가 1% 미만인 경우, 마찰속도와 느낌열플럭스 그리고  $L$ 을 산출하였다.

$$\frac{L_{(n)} - L_{(n-1)}}{L_{(n-1)}} \leq 1\% \quad (6)$$

경도법으로 산출한 느낌열플럭스를 검증하려면 3차원 초음파풍속계 또는 신틸로미터와 같이 난류에 의한 열수송을 정밀하게 측정할 수 있는 직접적인 방법이 필요하다. 본 연구를 위한 관측에서는 직접방법을 병행하지 않았기 때문에 다른 지역에서 검증한 자료를 제시한다. 해안가에 위치한 전라남도 고흥만 간척지에서 두 고도의 기온과 바람 자료를 이용하여 경도법으로 구한 느낌열플럭스와 신틸로미터 (SLS20) 관측 결과를 비교하였다. Fig. 2에서 2005년 4월 1일에서 2일까지 두 고도에서 30분 평균한 기온과 풍속만으로 산출된 느낌열플럭스는 신틸로미터로 관측한 결과와 잘 일치한다.

#### 4. 혼합층 고도

대기경계층 내 혼합은 태양복사에 의한 지표면 가열로 인해 상향하는 느낌열플럭스에 의해 주로 이루어

진다. 이러한 혼합층 성장을 모의할 때, 열역학적인 방법에 기초하여 역학적인 난류의 역할은 무시되는 것이 일반적이다. 불안정한 대기의 경우에 열역학적인 방법으로 모의한 혼합층 두께는 관측 결과의 80~90%를 설명할 수 있다 (Arya, 2001). 대기경계층 내에서 상변화에 의한 열의 이동이 없다고 가정하고, 이류와 복사에 의한 효과를 무시하면 열수지 방정식은 열역학적인 대기난류로 설명된다.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial (\overline{w' \theta'})}{\partial z} \quad (7)$$

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} = \frac{1}{h} [(\overline{w' \theta'})_0 - (\overline{w' \theta'})_h] \quad (8)$$

여기서  $\theta_m = \frac{1}{h} \int_0^h \theta dz$ 으로 혼합층 내의 온위평균을 의미한다. 층 평균 온위 ( $\theta_m$ )에 대한 식 (7)은 지표면 열플럭스와 혼합층 또는 경계층 꼭대기의 열 플럭스를 포함한다. 혼합층 꼭대기에서 플럭스의 유입관계식을 매개변수화하려면 단위 수평면적과 단위시간당 혼합층의 상부로 유입되어 들어오는 공기의 체적을 알아야 한다. 이는 지상에서 관측할 수 없는 요소이기 때문에 혼합층의 성장률과 혼합층 가열율의 관계를 설명하는 경험식을 사용하여 시간에 따른 혼합층 고도 변화를 산출할 수 있다 (Arya, 2001).  $\gamma (= \frac{\partial \theta}{\partial z})$ 가 혼합층 꼭대기의 온위경도라고 하면 다음과 같은 경험식으로 혼합층의 성장을 느낌열플럭스로 표현할 수 있다.

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\gamma} \frac{\partial \theta_m}{\partial t} \quad (9)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\gamma h} [(\overline{w' \theta'})_0 - (\overline{w' \theta'})_h] \quad (10)$$

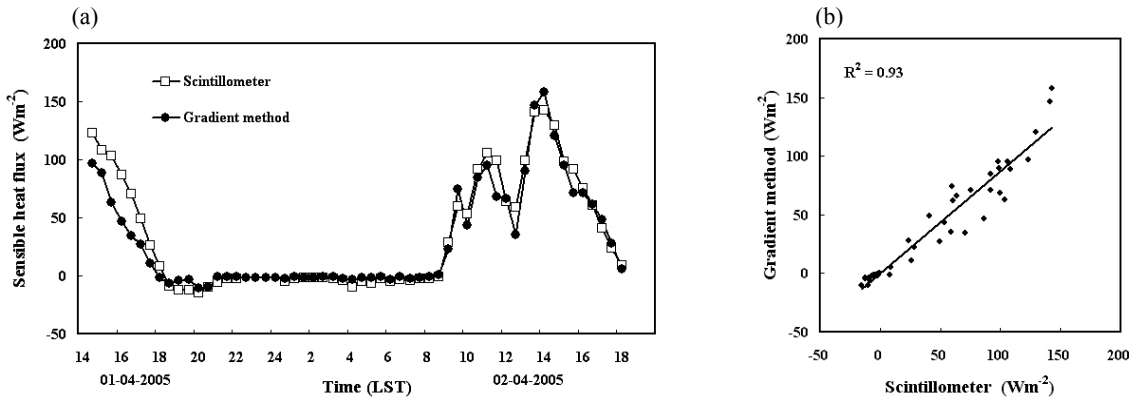


Fig. 2. (a) diurnal variations of the sensible heat fluxes from scintillometer and by gradient method, (b) comparison of the sensible heat flux from scintillometer with that by gradient method.

풍속이 약한 대류의 경우에 지표면에서 방출되는 느낌열 플럭스가 고도에 따라 선형적으로 감소한다고 가정하면, 혼합층 꼭대기에서 느낌열플럭스를  $(\overline{w\theta})_n = -C(\overline{w\theta})_0$  와 같이 매개변수화할 수 있다 (Kwon *et al.*, 1998).

$$h(t) = \left[ h_0^2 + 2 \int_{t_0}^t \frac{(1+C)}{\gamma} (\overline{w'\theta'})_0 dt \right]^{1/2} \quad (11)$$

유입계수  $C$ 는 Yamada and Berman (1979)에 근거하여 0.2를 사용한다. 혼합층 상부의 온위경도  $\gamma$ 를 MODIS 자료에서 구하고, 지표층의 느낌열플럭스를 경도법으로 산출하면 시간에 따른 혼합고도의 변화를 추정할 수 있다.

$$h(t) = \left[ h_0^2 + \frac{2(1+C)}{\gamma} \sum_{i=1}^n (\overline{w'\theta'})_0 [t_{(i)} - t_{(i-1)}] \right]^{1/2} \quad (12)$$

Fig. 3과 같이 2005년 5월 24일 1200 LST, 2005년 8월 12일 1100 LST, 2005년 10월 26일 1200 LST 그리고 2006년 8월 24일 2100 LST에 근접한 위성 자료를 분석하였다. 위성이 한반도를 지나갈 때 맑은 날을 선

택했다. Fig. 3에서 온위의 연직 변화는 위성자료와 관측자료가 일치해 보이고 있으나 2005년 5월 24일 경우와 같이 위성이 지나간 시각과 존데 비양 시각의 약 1시간 차이에 기인한 오차도 나타났다 (Table 1). 위성자료가 현장 관측 결과와 일치하지만 혼합층 내에서는 3-4 고도의 온위만을 나타내기 때문에 위성자료에서 혼합층 고도를 결정할 수는 없다.

관측지점에서 혼합층 고도를 추정하기위해 식 (12)의 적분모델 알고리즘을 사용하였다. 대류가 강한 경우 지표면의 느낌열플럭스와 상층관측 자료를 이용하여 대기경계층의 일 변동을 유추할 수 있다. 2005년 5월 24일과 2005년 10월 26일 1200 LST에 관측지의 58 m 관측탑에서 온도경도와 바람경도를 이용하여 경도법으로 계산한 느낌열플럭스와 상층관측 자료에서 혼합층 상부의 온위경도와 유입계수를 식 (12)에 적용하여 혼합층 고도를 Fig. 4에 나타냈다. 상층관측 자료 대신 MODIS의 연직기온 자료를 이용하여 산출한 혼합층 고도를 Fig. 4에서 직접 관측한 결과와 비교할 수 있다. MODIS 자료로 얻은 온위경도는 920 hPa 과 850 hPa 사이의 온위경도를 사용하였다. 2005년 5월

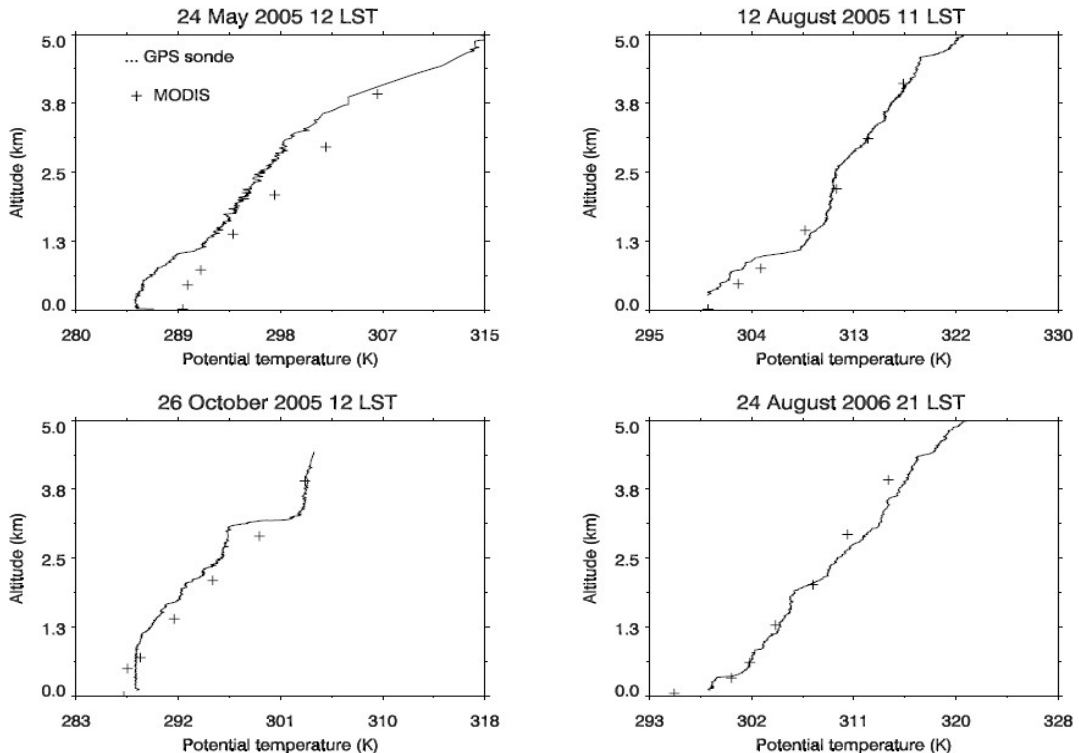


Fig. 3. Comparison of the potential temperatures between MODIS profiles (dot) and GPS radiosonde (circle).

24일의 경우 위성이 지나간 시간과 상층관측 시간이 일치하지 않아서 1200 LST의 관측된 혼합층 고도와 위성 자료를 이용하여 산출한 혼합층 고도가 약 300 m 차이를 보인다. 이 오차는 1800 LST와 2100 LST에서도 오차를 유발한다.

2005년 10월 26일 0900 LST 부터 2100 LST 까지 3시간 간격으로 존데로 관측한 혼합고는 0900 LST에 700 m 정도 발달 한 후, 1500 LST에는 1000 m까지 발달하였다. 경도법으로 유추한 느낌열플럭스는 혼합 고도의 변동과 일치하는 경향을 보이고 저녁 무렵 느낌열플럭스가 감소함에 따라 주간 혼합고도는 더 이상 발달하지 못하고 정체되어 있다 (Fig. 4(b)). 이 자료를 바탕으로 적분모델 알고리즘을 이용하여 추정된 혼합고는 존데로 관측한 결과보다 평균 58 m 정도 높게 관측되었으나, MODIS 연직기온 자료를 이용하여

추정한 혼합고도는 존데 관측 값보다 38 m 정도 낮게 추정되었다. 적분모델의 알고리즘으로 추정된 혼합고는 현장 관측 자료와 큰 차이 없이 혼합고도를 잘 추정하여 MODIS 연직자료만으로도 연안 대기경계층을 추정할 수 있음을 보여준다. 열역학적 원인만 고려한 적분모델의 유효성은 Fig. 5와 같이 느낌열플럭스의 변화 경향이 혼합층 고도의 변화 경향과 일치하는 것으로 입증된다.

동일한 관측 지점에서 계절별로 관측한 상층자료 중에서 혼합고도가 발달한 사례를 구별하여 적분모델에 적용하여 혼합층 고도를 산출하였다 (Fig. 6). 위 2 사례의 결과로부터 상층관측 기간 내에 위성 자료가 있으면 비교 가능한 결과를 더 얻을 수 있다. 관측 기간 동안 맑은 날에 위성 자료가 있으며 혼합층이 발달한 12 사례를 분석하여 비교하였다. 0.87의 기울기로 선

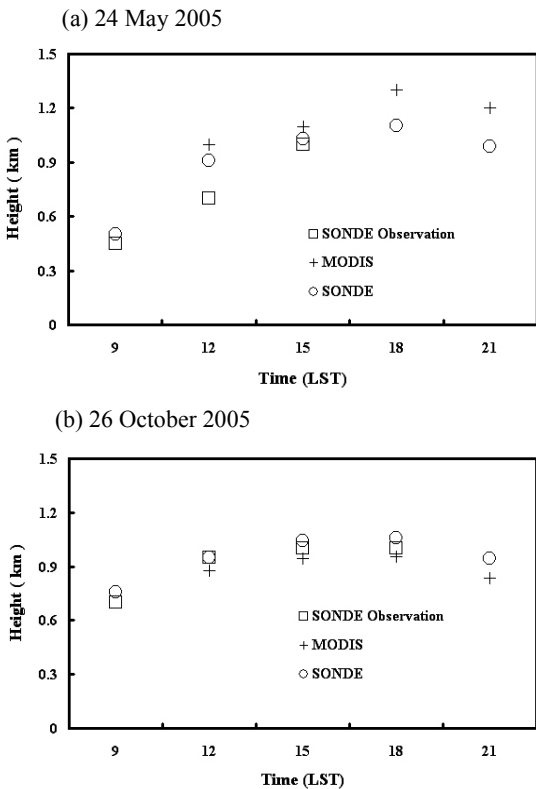


Fig. 4. Mixed layer height determined by potential temperature profile from upper air sounding data with GPS radiosonde (□), estimated with the potential temperature gradient from MODIS profiles (+) and estimated with the potential temperature gradient from upper air sounding data (○).

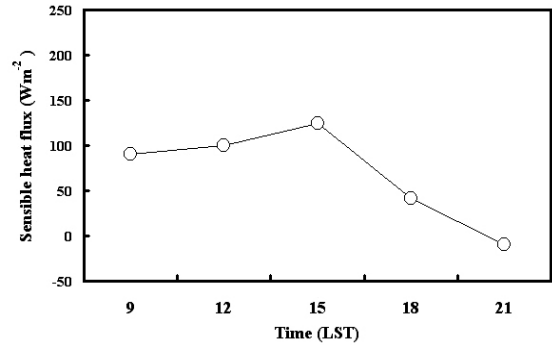


Fig. 5. Diurnal variation of the mixed layer height observed with GPS radiosonde at 26 October 2005.

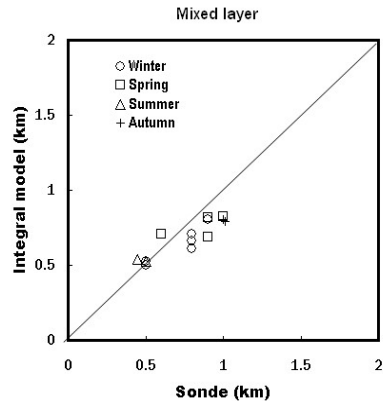


Fig. 6. Comparison of mixed layer height estimated by integral model with observed mixed layer height using GPS radiosonde.

혼합층을 보인다. 계절과 무관하게 혼합층이 높게 발달한 경우는 관측 결과보다 낮게 산출되고, 혼합층이 500 m 이하로 발달한 경우는 다소 높게 추정된다. 혼합층의 발달 원인에 따라서 느낌열플럭스의 연직 분포가 다르기 때문에 식 (11)에서 유입계수도 조정되어야 하지만 본 연구에서는 상수로 간주하였기 때문에 오차가 생긴 것으로 판단된다. 실험을 통한 유입계수를 결정하기 위해서는 고도별 열플럭스를 측정해야 하는 어려운 문제가 있다.

## 5. 결론

지상의 기상 자료와 Terra/MODIS에서 제공하는 연직온도를 이용하여 혼합층 발달을 추정하는 방법을 제시하였다. 시간에 따른 혼합층 고도를 산출하는 적분 모델은 표층 느낌열플럭스와 혼합층 상부의 온위 변화율을 필요로 한다. 느낌열플럭스는 일반적으로 고가의 정밀한 기기를 사용하여 측정되지만 본 연구에서는 지상 기상자료만을 이용하여 간접 방법인 경도법으로 산출하였으며, 연안지역에서 신틸로미터로 직접 관측한 자료와 비교하여 결과의 정확성을 제시하였다. 혼합층 상부의 온위경도를 위성 자료에서 구하여 혼합층 발달을 예측하는 것이 목적이기 때문에 GPS 라디오존데로 관측한 온위의 연직변화에서 결정된 혼합층 고도와 비교하였다. 두 결과는 계절에 관계없이 일치하였고, 혼합층이 높게 발달하면 과소평가되고 낮게 발달하면 약간 높게 평가되었다.

관측 지점이 연안지역임을 감안하면 느낌열플럭스 보다는 잠열플럭스를 포함하는 부력플럭스를 사용하여야 할 것이다. 상수로 간주한 유입상수를 지표면 조건과 열플럭스의 발생 원인에 따라 많은 실험을 통해서 결정할 수 있으면 위성자료를 이용하여 더 정확한 혼합층 고도를 산출할 수 있을 것으로 기대된다.

## 감사의 글

이 논문은 2004년도 정부재원 (교육인적자원부 학술연구조성사업비)으로 한국학술진흥재단의 지원을 받아 연구되었음 (KRF-2004-003-C00196).

## 참고문헌

김상희, 1998: 경북지역의 대기 혼합층 특성에 관한 관측 연구.

- 경북대학교 대학원 석사 학위 논문, 64 pp.
- 김용국, 1998: 현열 플럭스 추정에 의한 대류 혼합층 고도의 산출, *한국환경과학회지*, **7**, 639-645.
- 이미숙, 김영섭, 권병혁, 홍기만, 박경원, 2003: Evaluation of Temperature and Moisture Profile Data from Terra/MODIS, *대기(Atmosphere)*, **13**, 332-333.
- Arya, S. P. S., 2001: Introduction to Micrometeorology. *Academic Press*, 403 pp.
- Arya, S. P. S., and D. W. Byun, 1987: Rate equations for the planetary boundary layer depth (urban vs rural). In *Modeling the Urban Boundary Layer*, *Amer. Meteor. Society*, Boston.
- Blackadar, A. K., and H. Tennekes, 1968: Asymptotic similarity in neutral, barotropic, atmospheric boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 1015-1020.
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley, 1970: Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.
- Carson, D.J., 1973: The Development of a Dry Inversion-Capped Convectively Unstable Boundary Layer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **99**, 450-467.
- Driedonks, A. G. M., 1982: Models and observations of the growth of the atmospheric boundary layer. *Boundary Layer Meteorol.*, **23**, 283-306.
- Jerald, A. B., and C. C. Kenneth, 1999: Estimating sensible heat flux from the Oklahoma Mesonet. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 102-116.
- Kaplan, L. D., 1959: Inference of atmospheric structure from remote radiation measurements. *Journal of the Optical Society of America*, **49**, 1004-1025.
- King, J.I.F., 1956: The radiative heat transfer of planet earth. *Scientific Use of Earth Satellites*, University of Michigan Press, Ann Arbor, Michigan, 133-136.
- Kwon, B. H., B. Benech, D. Lambert, P. Durand, A. Druilhet, H. Giordani and S. Planton, 1988: Structure of the marine atmospheric boundary layer over an oceanic thermal front. SEMAPHORE experiment. *J. Geophys. Res.*, **103**, Issue C11, p.25159-25180.
- Li, J., W. Wolf, W. P. Menzel, W. Zhang, H.-L. Huang, and T. H. Achtor, 2000: Global soundings of the atmosphere from ATOVS measurements: The algorithm and validation. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 1248-1268.
- Nieuwstadt, F. T. M., and P. G. Duynkerke, 1996: Turbulence in the atmospheric boundary layer. *Atmo. Res.*, **40**, 111-142.
- Panofsky, H. A., and J. A. Dutton, 1984: *Atmospheric turbulence*. John Wiley & Sons, New York.
- Paulson, C. A., 1970: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteorol.*, **9**, 857-861.
- Rodgers, C. D., 1976: Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal



- radiation. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **14**, 609-624.
- Suzanne, W. Seemann, Jun Li, W. Paul Menzel, and Liam E. Gumley, 2003: Operational Retrieval of Atmospheric Temperature, Moisture, and Ozone from MODIS Infrared Radiances. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 1072-1091.
- Smith, W. L., H. M. Woof, and W. J. Jacob, 1970: A regression method for obtaining realtime temperature and geopotential height profiles from satellite spectrometer measurements and its application to Nimbus 3 "SIRS" observations. *Mon. Wea. Rev.*, **8**, 582-603.
- Smith, W. L., H. M. Woof, and A. J. Schriener, 1985: Simultaneous retrieval of surface and atmospheric parameters: A physical and analytically direct approach. *Advances in Remote Sensing*, **7**, 221-232.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publishers, 666 pp.
- Tennekes, H., 1973: A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *J. Atmospheric Science*, **30**, 558-567.
- Ulden, A. P., and A. A. M. Holtslag, 1985: Estimation of atmospheric boundary layer parameters for diffusion applications. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **24**, 1196-1207.
- Wark, D. Q., 1961: On indirect temperature soundings of the stratosphere for satellites. *J. Geophys. Res.*, **66**, 77.
- Yamada, T., and S. Berman, 1979: A critical evaluation of a simple mixed layer model with penetrative convection. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 781-786.
- Zilitinkevich, S. S., 1972: On the determination of the height of the Ekman boundary layer. *Boundary Layer Meteor.*, **3**, 141-145.