

# 고흥만 습지에서 경도법으로 산출한 현열플럭스

김동수 · 권병혁<sup>†</sup> · 김일규 · 강동환 · 김광호 · 김근회 · 박준상  
(부경대학교)

## Sensible heat flux estimated by gradient method at Goheung bay wetland

Dong-Su KIM · Byung-Hyuk KWON<sup>†</sup> · Il Kyu KIM · Dong Hwan KANG ·  
Kwang-Ho KIM · Geun-Hoi KIM Jun-Sang PARK

Pukyong National University

(Received April 4, 2008/ Accepted March 3, 2008)

### Abstract

Meorological data have been collected to monitor the wetland area in Goheung bay since 2003 and four intensive observations were conducted to study effects of the atmospheric turbulence on the energy budget and the ecological changes. We improved an algorithm to estimate the sensible heat flux with routine data. The sensible heat flux estimated by gradient method was in good agreement with that measured by precision instruments such as surface layer scintillometer and ultrasonic anemometer. Diurnal variations of sensible heat flux showed analogous tendency to those of temperature gradient. When the vertical wind shear of horizontal wind components was weak, even though temperature gradient was strong, the gradient method underestimated the sensible heat flux. A compensation for the cloud will make this gradient method be a helpful tool to monitor the ecosystem without expensive instruments except for weak wind shear and temperature gradient.

*Key Words : vegetation canopy, gradient method, sensible heat flux, wetland*

### I. 서론

대기 난류는 대기경계층 내에서 인간과 동식물에 필요한 산소를 공급할 뿐만 아니라 공기를 혼합하여 오염물질을 희석시켜서 지구상 생명체의 생존에도 중요한 역할을 한다(Arya, 1998). 난류에 의한 지표면과 대기의 상호작용은 대기경계층 내의 풍속, 기온 그리고 질량농도에 영향을 받는

다. 열플럭스와 수증기플럭스의 공간 변동은 구름 형성과 강수 그리고 온도분포에 영향을 미칠 뿐만 아니라 중규모 순환과 뇌우 초기에도 영향을 준다(Clark and Arritt, 1995; Schwartz and Karl, 1990; Rabin et al., 1990).

최근 산업의 발달과 더불어 컴퓨터는 물론 기상관측장비의 첨단화로 대기하층에서 주요한 기상인자인 열플럭스와 운동량플럭스를 직접 정확

<sup>†</sup> Corresponding author : 051-629-6644, bhkwon@pknu.ac.kr

\* 이 논문은 2007년도 정부재원(교육인적자원부 학술연구조성사업비)으로 한국학술진흥재단의 지원을 받아 연구되었음(KRF-2007-314-C00154).

하게 관측할 수 있다. 3차원 초음파 풍속계는 송·수신 탐침 사이의 전파시간의 차이로 구한 풍속과 전파시간의 합으로 구한 온도를 이용하여 난류운동을 측정한다. 신틸로미터(Scintillometer)는 대기경계층에서 레이저의 굴절률을 이용하여 대기 난류의 소산률, 운동량플럭스와 열플럭스를 산출한다(De Bruin et al., 1995). 두 관측기는 대기 난류를 정량적으로 나타내는 기본 자료를 제공하지만, 고가이고, 수집된 관측 자료의 정리 과정이 다소 복잡하여 이용하기가 쉽지 않다. 이에 접근이 용이한 자료로 정확하게 난류 특성을 설명할 수 있는 간접적인 산출 방법이 요구된다. 수평적으로 균질하고 정상상태인 접지층 내에서 운동량과 열의 플럭스가 높이에 따라 일정하다(Monin and Obukhov, 1954)는 모닌과 오브코프의 상사이론을 적용하는 여러 방법이 제시되었다. 자동기상관측시스템에서 수집한 지표면 온도, 기온 그리고 풍속을 이용하여 난류 플럭스를 산출하는 벌크법과 임의의 두 고도에서 측정된 기온과 풍속을 이용하는 경도법이 있다(Arya, 1998; Li et al., 2003 ; Jerald et al., 1999).

본 연구에서는 고가의 난류 측정 장비 대신 일상적인 기상관측자료로 대기 접지층의 특성을 이해할 수 있는 효과적인 알고리즘을 제시한다. 그리고 두 고도의 풍속과 기온 자료를 이용하여 현열플럭스를 산출하고 신틸로미터로 측정된 현열플럭스와 비교하여, 간접 방법을 사용할 때 오차를 유발시키는 요소를 분석한다.

## II. 관측지점 및 자동기상관측기기

관측지점인 전라남도 고흥군 고흥읍 고소리는 남해안에 위치하고 있다. 내륙보다 해양의 영향을 많이 받아 기온의 일교차가 적으며 겨울에도 눈이 오는 날보다 비가 오는 날이 많다(한국기후표, 2001). 1991년 10월부터 1997년 12월까지 간척사업 기간 동안 복토와 배수 작업으로 물이 빠

진 갯벌 위에는 자연적으로 갈대가 빠르게 군락을 이루었다. 습지 면적은 약  $31 \text{ km}^{-2}$ 이다(Fig. 1). 계절에 따라 갈대의 색깔과 군락 밀도가 변하여 봄철에서 여름철까지 녹색을 띠고 가을철과 겨울철은 줄기와 잎이 건조하며 갈색이다. 식생 캐노피의 높이는 평균 약 2.0 m 정도를 유지한다. 수평적으로 균질하고 주변에 인위적인 장애물이 없는 고흥만 습지의 관측지점(34.36° 31'N, 127.31° 00'E)에 2003년 7월부터 자동기상관측시스템을 설치하여 온도, 습도, 풍향, 풍속 등의 기상요소를 1분에서 10분 간격으로 집록장치에 지속적으로 수집하고 있다(Table 1). 고흥만 습지에서 경도법으로 산출한 현열플럭스와 비교하기 위해 접지층 신틸로미터(Surface Layer Scintillometer : SLS20)와 3차원초음파 풍속계를 설치하여 계절의 종관 특성을 보인 기간에 4회의 집중관측을 수행하였다(Table 2).



Fig. 1. Observation site at Goheung bay wetland (<http://www.congnamul.com>).

소다(SODAR), 라이다(LIDAR) 그리고 SLS20과 같은 원격센서(Remote sensors)를 이용하여 관측한 기상 인자를 구조함수에 적용하여 대기경계층의 많은 정보를 분석할 수 있다(Stull, 1988).

SLS20은 대기경계층 내에서 빛이 수평으로 직진할 때, 수신부와 발신부 사이의 기온, 수분, 운동량, 밀도 등에 영향을 받는 굴절률을 측정한다. SLS20의 굴절률 구조함수는

$$C_n^2 = \frac{n(r_1)^2 - n(r_2)^2}{r_{12}^{(2/3)}} \quad (1)$$

여기서  $n(r_1)$ 는 위치  $r_1$ 에서의 굴절률,  $n(r_2)$ 는 위치  $r_2$ 에서의 굴절률이다. 그리고  $r_{12}$ 는 위치  $r_1$ 과  $r_2$ 사이의 거리이며, 집중관측 기간에 100 m의 거리를 유지하였다. 굴절률 구조함수  $C_n^2$  ( $m^{-2/3}$ )와 온도 구조함수  $C_T^2$  ( $K^2 m^{-2/3}$ )의 관계는

$$C_T^2 = \left( \frac{T^2}{\alpha P} \right)^2 C_n^2 \quad (2)$$

여기서, P는 기압(hPa), T는 절대온도(K)이다. 그

리고 레이저빔의 파장이 670 nm인 SLS20의 경우  $a = 7.89 \times 10^{-5} K/hPa$ 이다. Wyngaard and Cote(1971)는 지표면 난류플럭스는 혼합층 내에서 온도구조함수로부터 계산될 수 있음을 설명하였다. 모닌-오브코프 상사이론을 적용하여 차원분석을 하면, 온도 구조함수와 현열플럭스( $H_0$ )의 관계는

$$C_T^2 = 2.68 \left( \frac{g}{T} \right)^{-2/3} \left( \frac{z}{H_0} \right)^{-4/3} \quad (3)$$

여기서  $g$ 는 중력가속도( $ms^{-2}$ )이다. 온도 구조함수와 난류에너지 소산률을 구한 후, 열플럭스와 운동량플럭스를 산출할 수 있다(De Bruin et al., 1995).

Table 1. Specification of automatic weather system on the meteorological tower.

Sensor	Company	Model	Accuracy	Observation Height
Temperature	Rotronic	Pt100 1/3 DIN	$\pm 0.2^\circ C$	2.5 m, 10 m
Humidity	Rotronic	Hygromer AC1	$\pm 1.5\%$	2.5 m, 10 m
Wind Speed	Jang Won Eng.	CP 4010	$\pm 2.0\%$	1.5 m, 3 m, 11 m
CR10X	Campbell	CR10X		

Table 2. Mean canopy heights and synoptic atmospheric conditions during four IOPs.

Intensive Observation Period	Canopy Height (m)	Synoptic Condition
2005. 04. 01 ~ 2005. 04. 02	2.3	Migratory anticyclone
2006. 08. 09 ~ 2006. 08. 10	2.0	North Pacific anticyclone
2005. 10. 11 ~ 2005. 10. 13	2.3	Migratory anticyclone
2005. 02. 23 ~ 2005. 02. 24	2.3	Siberian anticyclone

### Ⅲ. 분석 방법

#### 3. 1. 벌크법(Bulk method)

지표면 열플럭스는 접지층의 지표면으로부터 난류 수송에 의해 열이 연직 방향으로 전달되는 물리량으로써 풍속과 온도의 연직 섭동을 측정하여 산출될 수 있다. 벌크법은 임의의 두 고도에서 기온과 풍속의 차를 이용하는데 두 고도 중에서 한 고도를 지표면으로 정한다. 지표면에서 풍속은 '0'이기 때문에 한 고도에서의 풍속과 두 고도 간의 연직 온도차로 지표면 현열플럭스( $H_0$ )을 구할 수 있다.

$$H_0 = \rho C_p C_H \overline{U_{11}} (T_0 - T_{11}) \quad (4)$$

여기서, 공기의 밀도  $\rho$ 는  $1.2 \text{ kgm}^{-3}$ , 습윤공기에 대한 정압비열  $C_p$ 는  $1004 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ , 그리고 총체열전달계수  $C_H$ (bulk heat transfer coefficient)는 경험상수로  $2.0 \times 10^{-3}$  이다(Vugts and Businger, 1977). 그러나 지표면 거칠기가 크게 변동하고 지표층 내에서 강한 일변동을 갖는 경우에  $C_H$ 를 상수로 취급하는 것은 부적절하다. Arya(1984)와 Pielke(1984)은 이에 대한 대안으로 모닌-오브코프 상사이론에 적용하여  $C_H$ 를 지표면 거칠기와 안정도의 함수로 난류플럭스를 산출하였다.  $\overline{U_{11}}$ 은 11 m 고도에서의 평균풍속 ( $\text{ms}^{-1}$ ),  $T_0$ 는 지면온도( $^{\circ}\text{C}$ ),  $T_{11}$ 은 11 m 고도에서의 평균기온( $^{\circ}\text{C}$ )을 각각 의미한다. 식생캐노피에서  $H_0$ 를 결정하기 위해서 캐노피 바닥의 기온(0.1 cm)과 캐노피 내부 1 m에 설치한 기온 자료를 이용하였다. 신틸로미터로 측정된 현열플럭스에 비해 벌크법으로 산출한 현열플럭스는 매우 작아서 서로 일치하지 않았다. 벌크법은 시간변화에 따른 열전달계수와 캐노피를 대표할 수 있는 지표면 온도를 정확하게 관측해야하는 어려움이 있기 때문이다. 이러한 문제를 개선하려고

Yaoming et al.,(2003)은 위성자료를 이용하여 지표면 온도를 산출하여 현열플럭스를 유도하였다. 그러나 구름이 많은 날에 측정된 지표면 온도는 신뢰할 수가 없고, 정지위성이 아닌 경우 연속적으로 현열플럭스를 계산하지 못한다. 또, 안정도에 따라 실시간으로 변하는 열전달계수를 정확히 산출하는 것도 문제로 남아있다.

#### 3. 2. 경도법

대기경계층에서 난류는 하층 공기의 가열에 의해 생성되는 열적난류와 상·하층의 풍속 차이에 의하여 생성되는 역학적 난류가 동시에 나타난다. 경도법은 두 고도의 바람과 기온의 연직구배를 이용하여 지표층의 운동량과 현열플럭스를 산출하는 방법이다. 지표층에서 중립상태의 기온과 바람은 연직으로 대수분포를 이루고 있다면, 경도법의 경우 관측센서의 위치에 따라 민감하게 반응한다. Arya(1998)는 두 고도 관측센서의 높이가 너무 근접하면 풍속과 온도의 층밀립(shear)이 잘 분해되지 않음을 지적하였다. 본 연구에서는 풍속계와 온도계를 2.5 m와 11 m에 각각 설치하여 현열플럭스를 산출할 수 있는 최적의 고도를 선정하였다. 오크라호마 메조넷(Mesonet) 관측 자료를 이용하여 현열플럭스를 계산한 Jerald et al. (2000)는 경도법은 관측센서의 정확도에 따라 주간에 연직온도차가  $1^{\circ}\text{C}$  오차가 발생하면 현열플럭스는 100% 차이가 난다고 하였다. 정확도가 서로 다른 종류의 관측센서를 사용할 때는 보정할 필요가 있음을 시사했다. 이러한 기기적인 오차를 줄이기 위해 동일한 모델의 센서를 사용하여 기기적인 오차를 최소화 하였다.

연구가 수행된 고흥만 습지는 자연적으로 갈대가 조밀하게 군락을 이루고 있기 때문에 토양 대신 식생이 지면의 역할을 대신하는 고도로 영면변위를 고려해야 한다. Stanhill(1969)은 다양한 식생 자료를 토대로 경험식  $\text{Ln}(d_0) = 0.98\text{Ln}(h_0) - 0.15$  을 제시하였다. 여기서  $h_0$ 는 식생높이(m)이고,

$d_0$ 는 지면 수정량인 영면변위( $m$ )이다. 이 경험식을 습지에 적용하면 갈대 높이가 2.3 m일 때 영면변위는 1.95 m가 된다. 그리고 Oak(1978)가 제안한 영면변위 관계식,  $d_0 \approx \frac{2}{3}h$ 에 적용하면 약 1.53 m이다. 이러한 경우 Arya(1998)는 식생 밀도가 증가하면 영면변위는 식생높이에 가깝게 접근한다고 하였다. 따라서 본 연구에서는 Stanhill (1969)이 제시한 경험식에 따라 영면변위를 산출하였다.

습지에 설치한 2.5 m와 11 m 높이에서 풍속이 대수법칙을 만족하는 경우, 두 고도에서 10분 간격으로 수집된 자료를 30분 간격으로 평균하여 식 (5)와 식 (6)으로 나타낸 마찰속도( $u_*$ )와 마찰온도규모( $\theta_*$ )로 나타내었다.

$$u_* = \frac{k(u_2 - u_1)}{\text{Ln}\left(\frac{z_2 - d_o}{z_1 - d_o}\right) - \psi_m\left(\frac{z_2 - d_o}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_1 - d_o}{L}\right)} \quad (5)$$

$$\theta_* = \frac{k(\theta_2 - \theta_1)}{\text{Ln}\left(\frac{z_2 - d_o}{z_1 - d_o}\right) - \psi_h\left(\frac{z_2 - d_o}{L}\right) + \psi_h\left(\frac{z_1 - d_o}{L}\right)} \quad (6)$$

여기서  $k$ 는 von karman 상수로 0.4를 사용하였다.  $\psi_m$ 과  $\psi_h$ 는 각각 운동량플럭스와 현열플럭스에 대한 안정도 보정함수이다.  $L$ 은 오브코프 길이( $m$ )로

$$L = -\frac{\rho C_p u_*^3 \bar{\theta}}{kgH_{Gr}} \quad (7)$$

$g$ 는 중력가속도( $ms^{-2}$ ),  $\bar{\theta}$ 는 두 고도에서 평균한 온위( $K$ ),  $u_*$ 는 마찰속도( $ms^{-1}$ ), 그리고  $H_{Gr}$ 는 경도법으로 산출한 현열플럭스( $Wm^{-2}$ )이다. 임의의 고도에서 Monin-Obukhov 안정도 매개변수

$-\frac{z}{L}$ 는 시어생성에 대한 부력생성의 상대적 중요성을 나타낸 열적 안정도이다. 대류가 지배적인 경우에 혼합층 깊이를 이용한 안정도 모수화

는 대기안정도를 서술하기에 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 중립상태이다. 안정도에 따른 보정함수는

$$\frac{z}{L} \geq 0 \text{ 인 경우, } \psi_m = \psi_h = -5 \frac{z - d_o}{L}$$

$$\frac{z}{L} < 0 \text{ 인 경우,}$$

$$\psi_m = \text{Ln} \left[ \left( \frac{1+x^2}{2} \right) \left( \frac{1+x}{2} \right)^2 \right] - 2 \tan^{-1} x + \frac{\pi}{2} \quad (8)$$

$$\psi_h = 2 \text{Ln} \left( \frac{1+x^2}{2} \right)$$

여기서  $x = (1 - 16 \frac{z - d_o}{L})^{1/4}$ 이다. 식 (7)에서 산출한  $L$ 이 '+'이면 안정한 상태이고 '-'이면 불안정한 상태에 해당한다. 운동량플럭스와 열플럭스에 대한 보정함수를 식 (8)에서 계산한다. 안정도를 고려한 현열플럭스를 산출하기 위해 먼저 중립인 조건을 가정하면, 오브코프길이  $L$ 은 무한대의 값이 되어  $\psi_m$ 과  $\psi_h$ 는 각각 '0' 이 된다. 그리고 식 (5) ~ 식 (8)을 반복적으로 수행하여 안정도를 고려한 마찰속도, 현열플럭스 그리고 오브코프길이를 산출한다. 산출된 오브코프길이를 식 (9)에 대입하여 먼저 구한 오브코프길이( $L_{(n-1)}$ )와 나중에 구한 오브코프길이( $L_n$ )의 차이 비가 1% 미만인 경우, 마찰속도와 현열플럭스 그리고 부력규모길이  $L$ 을 산출하였다.

$$\frac{L_{(n)} - L_{(n-1)}}{L_{(n-1)}} \leq 1\% \quad (9)$$

Paulson(1970)은 각 높이에서 관측한 기온과 풍속을 이용하여 안정도를 고려한 리차드슨수(Richardson number)를 고도별로 계산하고 최소자승법을 이용하여 가장 적절한 오브코프길이(Obukhov length)를 산출하였다. 그리고 Panofsky와 Dutton(1984)이 제안한 마찰속도와 현열플럭스 방정식을 이용하였다. 이종범 등(1990)은 경도법을 변형한 반복법(iterative method)으로 Pasquill 안정도계급과 모닝-오브코프 길이를 비교하였다. 이전의 연구와 달리 본 연구에서는 식생캐노피에서 중요하게 다루어지고 있는 영면변위를 고려하였다. 그리고 수정된 지표면에서 마찰속도와 현열플럭스 그리고 오브코프 길이를 안정도보정함수에 대입하여 반복적으로 경도법을 수행하여 개선된 오브코프길이를 산출하였다. 반복 계산을 이용한 경도법으로 산출되는 현열플럭스는 식 (5)와 식 (6)의 곱으로 표현된다.

$$H_{Gr} = \rho C_p u_* \theta_* \quad (10)$$

#### IV. 결과와 토의

집중관측 기간 동안 간접적인 방법으로 계산한 현열플럭스를 검증하기 위하여 신틸로미터를 이용하여 대기 난류를 측정하였다. 고흥만 습지에서 갈대로 구성된 지표마찰력 때문에 연직으로 풍속시어가 생성되고, 복사가열로 인한 부력에 의해 대기는 불안정해진다. Fig. 2의 왼편은 자동기상관측탑에 설치된 두 고도의 기온과 바람 자료로 구한 기온과 풍속의 연직구배를 이용하는 경도법으로 산출한 현열플럭스( $H_{Gr}$ )와 SLS20으로 측정된 현열플럭스( $H_{SLS}$ )의 일변동을 나타낸다. Fig. 2의 오른편은 시간에 따른 바람과 온도의 층밀림을 나타낸다. 집중관측 기간 동안 경도법으로 산출한 현열플럭스는 신틸로미터로 측정

결과와 잘 일치한다. 평균적으로  $H_{Gr}$ 이  $H_{SLS}$ 보다 작아서 편차는 봄철에  $-3.6 \text{ Wm}^{-2}$ , 여름철에  $-16.2 \text{ Wm}^{-2}$ , 가을철에  $-6.9 \text{ Wm}^{-2}$ , 그리고 겨울철에  $-9.9 \text{ Wm}^{-2}$ 이다. RMSE는 봄철에  $14 \text{ Wm}^{-2}$ 로 가장 작고, 여름철에  $40.2 \text{ Wm}^{-2}$ 로 가장 크다. 그리고 가을철과 겨울철 RMSE는 각각  $25.9 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $21 \text{ Wm}^{-2}$ 이다. 상관관계는 봄철이 0.93으로 가장 높고, 여름과 겨울이 0.83으로 가장 낮다(Fig. 3).

현열플럭스의 일변화는 기온의 일변화와 같은 경향을 보여 열적인 영향을 많이 받는 것을 알 수 있다. 바람도 기온 변화와 같이 낮에 비교적 강하게 불고 밤에 약하게 불기는 하지만 그 증감이 현열플럭스의 변화와 일치하지 않는다. 연직 기온차가 큰 여름철에 현열플럭스가 크고, 기온차가 작은 겨울철에 현열플럭스가 작다. 봄철(2005년 4월)에 구름이 유입했음에도 불구하고 직·간접적으로 산출한 현열플럭스는 잘 일치하였으며, 바람이 비교적 약한 여름철(2006년 8월)에  $H_{Gr}$ 가 현저하게 작은 경우가 있다. 0800 LST ~ 1200 LST에  $H_{Gr}$ 는  $0 \sim 100 \text{ Wm}^{-2}$ 로  $H_{SLS}$ 의 30% 이하이다. 1400 LST 전후에는 약  $50 \text{ Wm}^{-2}$  정도로  $H_{SLS}$ 의 약 65%이다. 이때, 두 고도의 온도차는  $2 \sim 4^\circ\text{C}$ 로 비교적 크지만 풍속의 연직차이는  $1 \text{ ms}^{-1}$  미만으로 무풍에 가깝다. 가을철(2005년 10월)과 겨울철(2005년 2월)에도  $H_{Gr}$ 와  $H_{SLS}$ 가 잘 일치하지만 비교적 바람이 약한 낮(10월 13일, 2월 24일)에는 오차가 발생한다.

식생으로 덮인 습지에서 바람이 강하지 않을 때 지표면 현열플럭스의 변화는 열역학적인 인자에 의존한다(Fig. 2). 이 결과를 식 (5)와 식 (6)의 곱인 현열플럭스의 시간에 따른 변화로 정량적으로 분석할 수 있다(Kwon et al., 1998). 영면변위와 오브코프 길이의 시간에 따른 변화를 무시할 수 있다면 상수 A를 포함한 식으로 표현할 수 있다

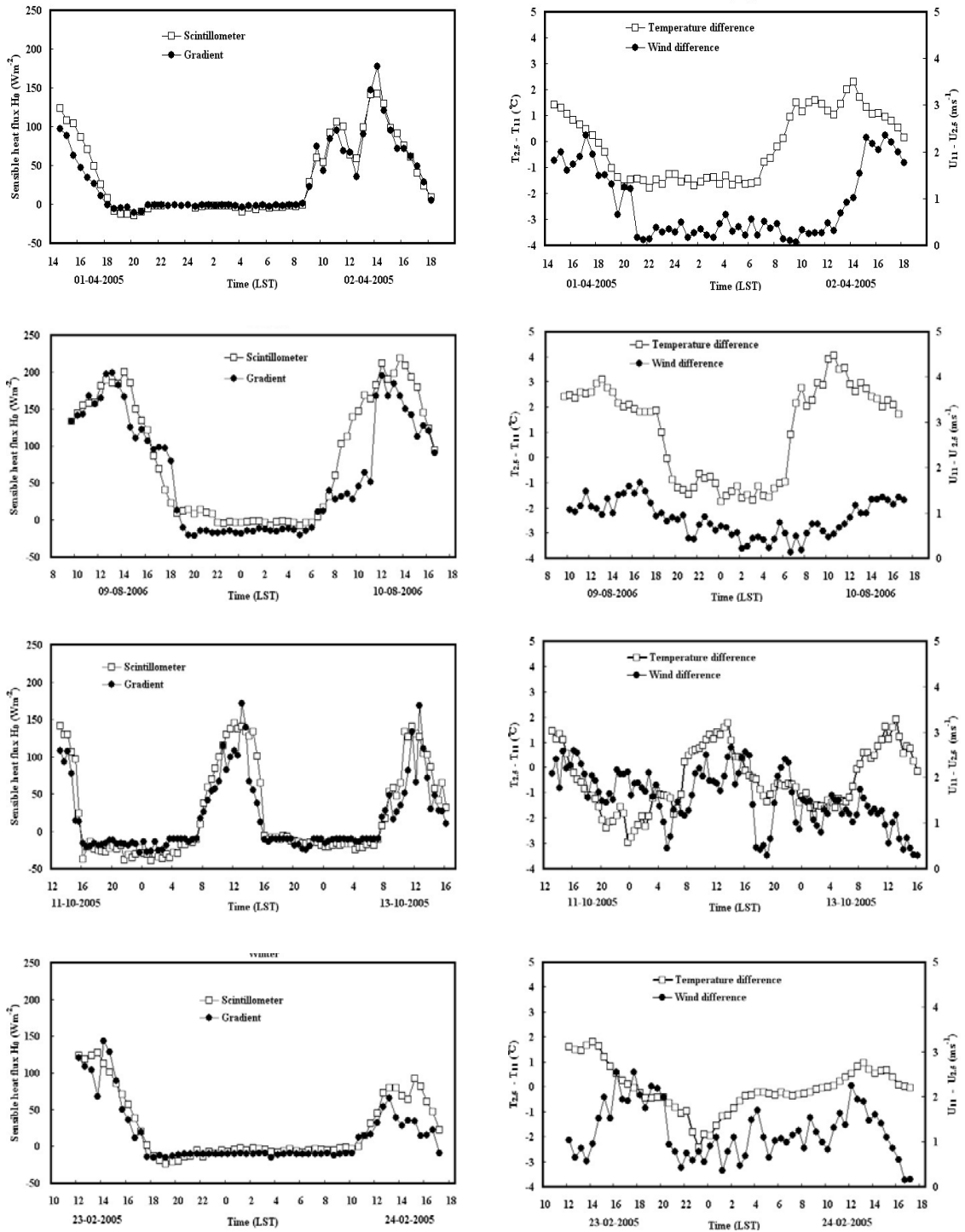


Fig. 2. Diurnal variations of the sensible heat fluxes from SLS20 and gradient method (left). Diurnal variations of temperature difference and wind difference between 2.5 m and 11 m (right).

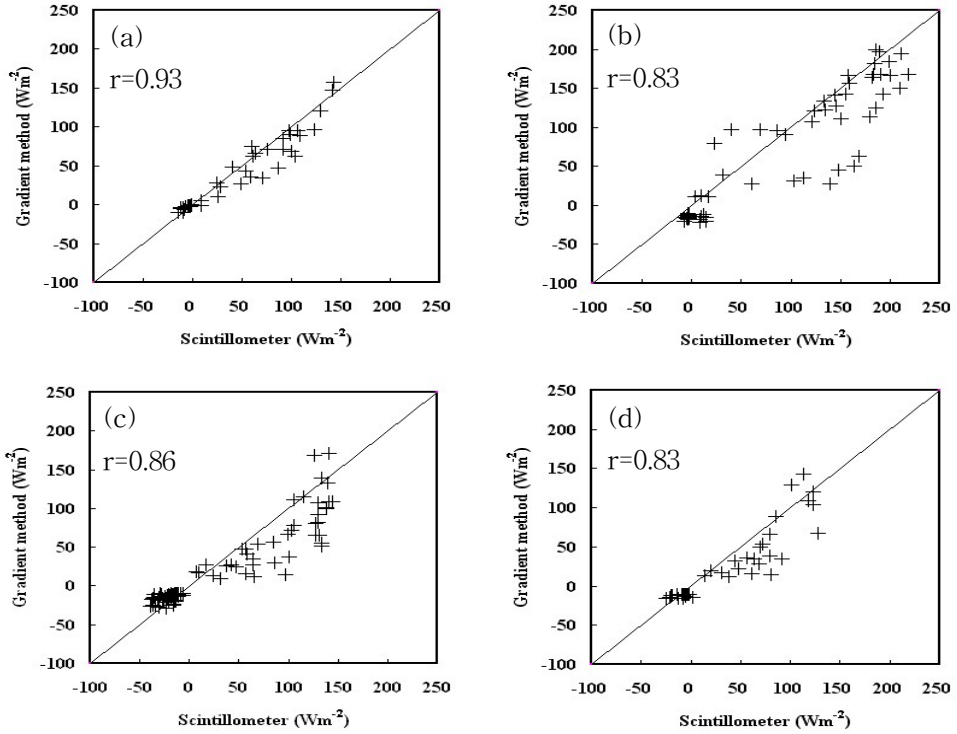


Fig. 3. Comparisons of the surface sensible heat flux  $H_{Gr}$  and  $H_{SLS}$  during four IOPs: (a) spring, (b) summer, (c) autumn and (d) winter.

$$\frac{\partial H_{SLS}}{\partial t} = A \frac{\partial [u_2 - u_1]}{\partial t} [T_2 - T_1] + A [u_2 - u_1] \frac{\partial [T_2 - T_1]}{\partial t} \quad (11)$$

I
II
III

$$A = \frac{\rho C_p k^2}{[\text{Ln}(\frac{z_2 - d_o}{z_1 - d_o}) - \psi_m(\frac{z_2 - d_o}{L}) + \psi_m(\frac{z_1 - d_o}{L})] [\text{Ln}(\frac{z_2 - d_o}{z_1 - d_o}) - \psi_h(\frac{z_2 - d_o}{L}) + \psi_h(\frac{z_1 - d_o}{L})]}$$

식 (11)의 I 항은 시간변화에 따른 지표면 현열플럭스의 변화율이다. II 항은 수평 바람 증밀립의 시간에 따른 변화율로 역학적 효과를 의미하고, III 항은 온도 증밀립의 변화율로 열역학적 효과를 의미한다. Fig. 4은 낮 동안 1시간 간격으로 분석한 결과를 보여준다. 오전에 시간에

따라 열역학적 효과(III 항)가 증가하면 현열플럭스는 증가하고, 태양 복사량이 감소하는 오후에는 열역학적 효과가 줄어들면서 현열플럭스도 감소한다. 역학적 영향(II 항)에 따라 현열플럭스의 뚜렷한 변화는 없다(Fig.4).



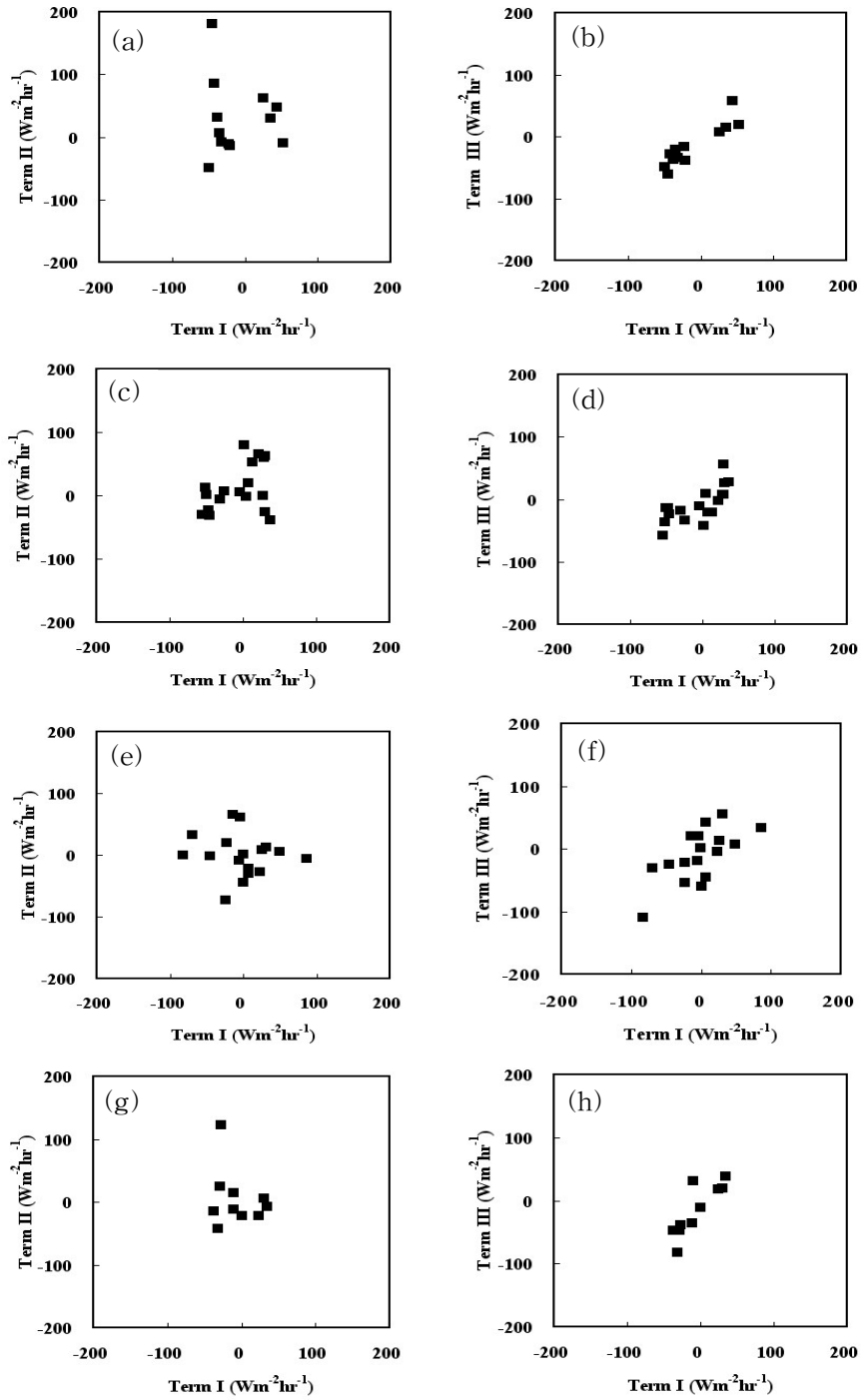


Fig. 4. Temporal variations of the surface sensible heat flux depending on the temporal variations of the wind shear (left) and of the temperature shear (right) during IOPs: (a) and (b) on 1-2 Apr. 2005, (c) and (d) on 9-10 Aug. 2006, (e) and (f) on 11-13 Oct. 2005, (g) and (h) on 23-24 Feb. 2005.

경도법으로 산출된 현열플럭스가 과소평가 되는 원인을 분석하기 위해서 3차원초음파풍속계로 바람의 연직성분( $w$ )을 측정하여 연직난류강도 ( $\sigma_w/u_{10}$ )와  $H_{Gr}$ 에 대한 열역학적 변수인 기온의 연직 층밀림과 역학적 변수인 수평 바람의 연직 층밀림을 분석하였다. Fig. 5는 기온과 수평 바람의 연직 층밀림 변화에 따른 난류강도의 변화를 나타낸다. 기온의 층밀림이 증가하면 난류강도도 증가하여 Fig. 2의 결과와 같이 열의 상향이 증가한다. 수평 바람의 층밀림 크기 변화에 따라 난류강도는 변하지 않거나 오히려 감소하는 경향이 있다. 일반적으로 바람의 층밀림이 강하면 난류강도도 증가하여 열플럭스의 증가를 유발한다. 2006년 10월 10일의 경우는 수평 풍속이 약해서 바람의 층밀림도  $1 s^{-1}$  이하로 매우 작다. 바람의 층밀림이 매우 작은 크기인 약  $0.3 s^{-1}$ 일 때 난류강도는 약  $0.2 \sim 0.3$ 으로 최고를 나타낸다. 난류강도가 강하고 풍속이 약한 경우, 현열플럭스는 과소평가 된다고 보고한 Bosveld(1997)의 결과와 일치한다. 이와 같이 수평 바람의 층밀림과 난류강도와 관련이 없는 경우는 바람의 층밀림 효과가 큰 비중으로 작용하는 경도법으로 산출한 현열플럭스를 신뢰할 수 없다. 이러한 경우, 모닌-오브코프 상사함수들을 결정하는 미기상학 자료는 안정도에 제한을 받는다. 국지자유대류 상사관계식에 Businger et al.,(1971)이 제안한 모닌-오브코프의 안정도 함수를 적용할 때 고려되어야 할 문제이다(Kusuma et al., 1996). 특히 풍속이 대수법칙을 따르지 않는 근중립이나 자유대류의 경우 지표층에 가까운 연직풍속은 선형분포를 이룬다. 대류가 강하고 풍속이 약한 여름철, 모닌-오브코프 상사이론으로 산출한 마찰속도와 열전달 계수가 지표면의 특성을 표현하지 않아 현열플럭스는 바람에 의존하지 않는다(Kusuma, 2004).

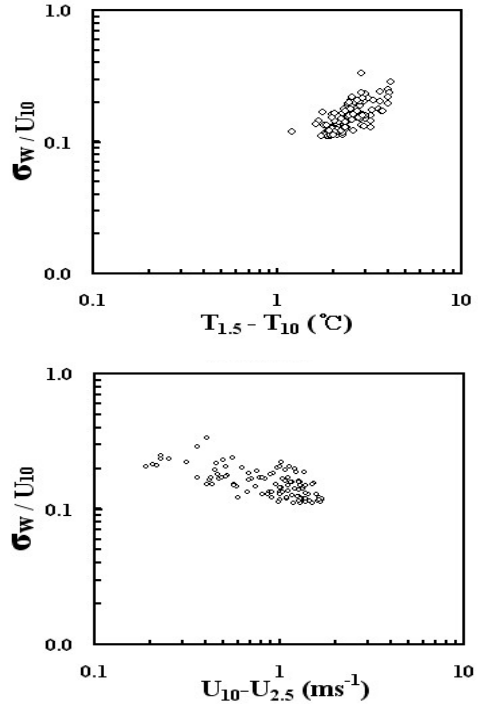


Fig. 5. Turbulence intensity of vertical wind component in function of the temperature shear and the wind shear on 9-10 Aug. 2006.

Fig. 6은 2005년 2월 23일과 24일에 순복사 에너지 그리고 기온과 풍속의 일변화를 나타낸다. 23일 순복사 에너지는 1300 LST 경에  $500 Wm^{-2}$ 로 최대가 되고, 24일에는 1200 LST부터 구름이 유입되어 1400 LST에 약  $300 Wm^{-2}$ 로 최대 순복사 에너지가 약  $200 Wm^{-2}$ 의 차이를 보인다. 24일에 1200 LST부터 1400 LST 까지 태양복사 에너지가 차단되어 기온은  $6.2^{\circ}C$ 에서  $7.8^{\circ}C$ 로  $1.6^{\circ}C$  증가하고, 풍속은 1200 LST부터 1600 LST 까지  $4 ms^{-1}$ 에서  $1 ms^{-1}$  이하로 감소한다. 같은 시간대에 수평 바람의 층밀림은 감소하지만 그 크기는  $1 s^{-1}$  이상이다(Fig. 3). 따라서 24일에 1400 LST에서 1600 LST 사이에  $H_{Gr}$ 가  $H_{SLS}$ 보다 평균 약  $40 Wm^{-2}$  작게 산출된 것은 구름의 영

향으로 볼 수 있다.

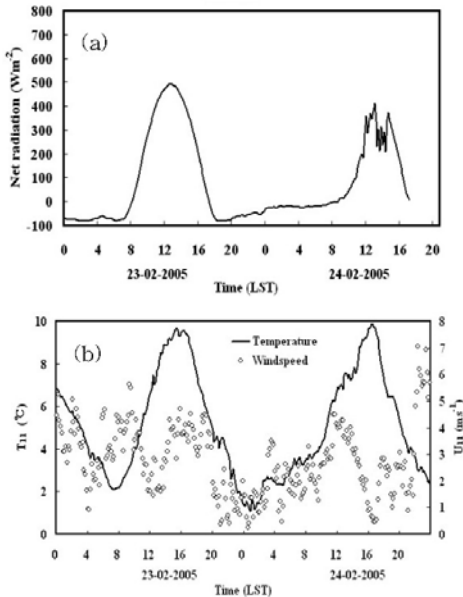


Fig. 6. (a) The duration of net radiation for winter and (b) time serious of temperature and wind speed

한낮에 유입된 구름은 대기 표층의 기온 증가를 억제하여 연직 기온차를 감소시킨다. 따라서 감소된 기온의 증밀률은  $H_{Gr}$ 를  $H_{SLS}$ 보다 작게 산출하게 한다. 구름의 장파복사로 인해 하층대기가 안정해지면 모닌-오브코프 상사관계가 성립하지 않는다는 Arya(1998)의 결과와 일치한다.

## V. 결론

갈대로 덮여있는 고히만 습지에서 지표와 식생에서 나오는 현열플럭스를 간단하게 산출할 수 있는 방법을 연구하였다. 군락에 대한 영면변위를 고려하여 식생을 포함하는 습지의 지표면 특징을 반영하고, 자동기상관측시스템에 의해 수집되는 두 고도의 기온과 풍속을 이용하는 경도법으로 지표면 현열플럭스를 계산하였다.

계절별 구름이 없는 맑은 날에 경도법으로 산

출한 현열플럭스는 대기난류 계측기(SLS20)로 관측한 현열플럭스와 상관관계 0.8 이상으로 잘 일치하였다. 그러나 수평바람이 약한 경우에 SLS20 관측 결과에 비해 매우 작은 현열플럭스가 산출되었다. 바람의 연직 증밀률이 작아서 경도법에 의한 현열플럭스 또한 작아진 결과이다. 경도법에서는 바람의 연직 성분이 고려되지 않기 때문에 수평바람이 약하거나 난류강도가 커질 수 있는 수평 바람의 증밀률이  $1 s^{-1}$  이하인 경우에도 정확한 현열플럭스를 산출할 수 있는 알고리즘이 필요하다. 오차를 유발하는 또 다른 원인은 구름으로써 구름의 하향 장파복사는 접지층 풍속의 연직분포를 대수관계보다는 선형관계로 변형하기 때문에 접지층에서 모닌-오브코프 상사이론은 성립하지 않는다. 따라서 모닌-오브코프 상사이론을 도입한 경도법은 현열플럭스의 오차를 유발한다.

시간에 따른 현열플럭스의 변화는 역학적 원인에 의한 변화보다는 열역학적 원인에 의한 변화와 선형관계를 유지하였다. 경도법으로 산출한 결과에 대한 오차는 역학적 원인과 열역학적 원인에 의해 발생했다. 집중적이고 지속적인 관측과 분석이 이루어지면 고가의 장비에 의존하지 않고 간단하게 경도법으로 지표층의 대기 운동과 에너지 수지를 이해할 수 있을 것이다.

## 참고문헌

- 기상청(2001). 한국기후표, 서울기상청, 623.
- 이종범 · 김용국(1990). Pasquill 안정도등급의 평가와 안정도 Parameter 산출방법의 개발, J. KAPRA, 6(2), 168~175.
- Arya, S. P. S.(1998). Introduction to Micro meteorology. Academic Press, pp.403.
- Arya, S. P. S.(1984). Parametric relations for the atmospheric boundary layer. Boundary-Layer Meteorol., 30, 57~73.
- Bosveld, F. C.(1997). Derivaton of fluxes from profiles over a moderately homogeneous forest. Boundary Layer Meteorol., 84, 289~327.

- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi and E. F.(1971). Bradley, Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 181~189.
- Clark, C. A. and R. W.(1995). Arritt, Numerical simulations of the effect of soil moisture and vegetation cover on the development of deep convection. *J. Appl. Meteor.*, 34, 2029~2045.
- De Bruin, H. A. R., B. J. J. M.(1995). Van Den Hurk and W. Kohsiek, The scintillation method tested over a dry vineyard area. *Boundary-Layer Meteorol.*, 76, 24~40.
- Jerald, A. B. and C. C.(1999). Kenneth, Estimating sensible heat flux from the Oklahoma Mesonet. *J. Appl. Meteor.*, 39, 102~116.
- Kusuma, G. R., R. Narasimha and A. Prabhu(1996). Estimation of Drag Coefficient at Low Wind Speeds over the Monsoon Trough Land Region during MONTBLEX-90. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2, 617~2, 620.
- Kusuma, G. R.(2004). Estimation of the exchange coefficient of heat during low wind convective conditions. *Boundary-Layer Meteorol.*, 111, 247~273.
- Kwon, B. H., B. Benech, D. Lambert, P. Durand, A. Druilhet, H. Giordani and S. Planton(1998). Structure of the marine atmospheric boundary layer over an oceanic thermal front SEMAPHORE experiment. *J. Geophys. Res.*, 103, C11, 25,159~25,180.
- Li, G., D. Tingyang, H. Shigenori and C. Longxun(2001). Estimates of the Bulk Transfer Coefficients and Surface Fluxes over the Tibetan Plateau using AWS Data. *J. Meteorological society of Japan*, 79(2), 625~635.
- Monin, A.S. and Obukhov, A.M.(1954). Basic turbulent mixing laws in the atmospheric surface layer. *Tr. Geofiz. Inst. Akad. Nauk. SSSR*, 24(151), 163~187.
- Nieuwstadt F. T. M. and P. G. Duynkerke (1996). Turbulence in the atmospheric boundary layer. *Atmospheric Research*, 40, 111~142.
- Oke, T. R.(1978). *Boundary Layer Climates*. Methuen London and New York Publishers, 372.
- 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. Meteor.*, 9, 857~861.
- Pielke, R. A.(1984). *Mesoscale Numerical Modeling*. Academic Press, New York.
- Rabin, R. M., S. Stadler, P. J. Wetzcl, D. J. Stensrud and M. Gregory(1990). Observed effects of landscape variability on convective clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 272~280.
- Schwartz, M. D. and T. R. Karl(1990) Nature's experiment to detect the effect of "green up" on surface maximum temperatures. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 883~890.
- Stanhill, G.(1969). A simple instrument for field measurement of turbulent diffusion flux. *J. Appl. Meteorol.*, 8, 509~513.
- Stull, R. B.(1988). *An Introduction to Boundary-Layer Meteorol.*. Kluwer Academic Publishers, 666.
- Vugts, H. F. and J. A. Businger(1977). Air modification due to a step change in surface temperature. *Boundary-Layer Meteorol.*, 11, 295~305.
- Wyngaard, J. C. and O. R. Cote(1971). The Budgets of Turbulent Kinetic Energy and Temperature Variance in the Atmospheric Surface Layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 190~201.
- Yaoming M., I. Hirohiko, T. Osamu, M. Massimo, S. Zhongbo, G. J. Wang, T. Yao, T. Koike and T. Yasunari(2003). Regionalization of surface fluxes over heterogeneous landscape of Tibetan plateau by using satellite remote sensing data. *J. Meteor. Soc. of Japan*, 81(2), 277-293.