

김해지방의 지표경계층내의 열수지 및 안정도 변화에 관한 연구

A Study on the Variations of Stability and Heat Budget in the Planetary Boundary Layer at Kimhae

박종길¹⁾ · 이화운 · 김유근 · 이순환

¹⁾인제대학교 환경학과

부산대학교 대기과학과

(1995년 1월 13일 접수, 1997년 3월 4일 채택)

Jong-Kil Park,¹⁾ Hwa-Woon Lee, Yoo-Keun Kim, Soon-Hwan Lee

¹⁾Department of Environmental Science, Inje University

Department of Atmospheric Science, Pusan National University

(Received 13 January 1995; accepted 4 March 1997)

Abstract

The research described in this paper was conducted to estimate the stability and heat budget in planetary boundary layer (PBL) at Kimhae. The upper air observation was carried out during period from 3 February 1993 to 5 February 1993 at Kimhae. The surface observation data used the one during period from 1 April 1994 to 31 March 1995.

The maximum height of inversion layer observed at Kimhae was 310 m. Destruction of the inversion was simultaneously occurred at the surface and the mid-layer (200 ~ 300 m), however the origin of destruction is different each other. The surface inversion is destructed by surface heating owing to growing radiation in surface but disappearance of the mid-layer inversion is related to the upper cold air movement.

Key words : heat budget, inversion layer, stability, cold air movement

1. 서 론

대기 경계층의 특성에 관한 연구는 대기오염물질의 분산 기작을 알기 위하여 많이 연구되고 있다. 특히 지표 경계층은 인간이 직접 호흡하며, 생활하는 곳으로 최근 대기공학적, 환경학적 관심이 증가하고 있으며, 지표 경계층내의 제 특성을 물리적으로 규명하는 것은 대기환경 영향평가의 필수 요소로 부각되고 있다. 특히 지표 경계층내에 형성되는 역전층에 관한 연구는 대기환경학적 측면에서 매우 중요하다.

역전층의 형성 기작과 구조에 관한 연구로는鈴木(1977)가 역전층의 발달과정과 일몰이후 나타나는 역전의 전형적인 구조를 설명하였으며, Kondo *et al.* (1978)은 대기 중의 난류가 탁월해지는 임계 Richardson 수(이하 Ri 수로 약술)가 0.1 ~ 0.4 범위에 있는 것을 나타내었고, 그것을 경계로 접지 역전층의 성격이 달라진다고 하였다. Yorisaki *et al.* (1982)는 한후기 동안 기상 관측탑에서 관측한 접지 역전층의 특성에서 역전강도의 변화와 풍속 및 정미복사와의 관계를 고찰하

여 임계풍속이 3m/s 이상에서는 강한 접지역전의 출현 빈도가 감소하고, 풍속이 작은 경우 역전의 강도와 순복사는 상관이 큼을 밝혔다. 甲斐(1983)는 강한 접지 역전층의 형성시 기온과 풍속의 파동현상이 탁월하다고 하였다. 또한 Garret와 Physick(1985)은 호주의 내륙 관측지점에서 야간에 해풍이 도달하여 역전층이 형성·유지되었음을 나타내고 있다. 이와 같이 접지 역전층은 지표의 복사냉각, 해풍과 같은 중력파의 유입 등 다양한 기작을 갖는다.

한편, 국내의 연구로는 중앙기상대(1981)가 공업단지 조성시 오염물질의 확산 과정을 예측하기 위해 아산만 등지에서 연직방향의 기온분포를 조사하였으며, 황수진(1989)이 산곡내 접지역전층의 생성과 소멸에 관한 대기상태를 파악하는 정도였다.

따라서 본 연구에서는 현재 신흥주택지와 공업단지가 형성되고 있는 김해지역의 대기 경계층내의 제 요소를 파악하여, 역전층의 생성과 소멸에 관한 기작을 안정도와 열수지 측면에서 정량적으로 분석하고, 이들의 계절적 변화를 알아보려 한다.

2. 관측개요

본 연구의 관측은 1993년 2월 3일에서 5일까지 경상남도 김해시 삼방국민학교(35° 15' 40" N, 128° 54' 20" E)에서 실시하였다(그림 1). 본 관측 지점은 후방으로 신어산 및 분성산이 위치하고 있으며, 앞으로는 김해평

야가 펼쳐져 전반적으로 분지형으로 이루어져 있다. 관측기기는 경계층내에서 Atmospheric Instrument Research Co.의 ADAS(atmospheric data analysis system-3B)와 tethersonde를 사용하였고, 관측요소는 기압, 풍향, 풍속, 건·습구 온도, 상대습도 등이며, 지상에서는 Campbell사의 CR10을 이용하여, 기온, 상대습도, 풍향, 풍속, 일사량, 지온을 측정하였다. 열수지의 계절적 연구에 사용된 자료는 인제대학교 자연관에 마련된 기상관측노장의 automatic weather system(AWS, 1994년 3월 설치완료)을 통해 관측된 1994년 4월 1일부터 1995년 3월 31일까지의 1년간 자료를 이용하였다.

3. 분석방법

Tethersonde(이하 sonde로 약술)관측에 의해 산출된 자료는 기상조건에 따라 동일고도에서 하나 이상의 관측자료를 산출할 수 있으므로, 본 연구에서는 polynomial regression method에 의해서 관측된 자료를 보정하여 기상학적 요소 및 안정도와 열수지를 계산하였다.

3.1 기상학적 요소

Sonde는 관측 기간동안 28회의 상승과 하강 운동을 반복하였으며, 비양 시간은 평균 15분 정도로 각 시간대에 관측된 자료를 동일 시간대의 값으로 볼 수 있다. 이들 자료 중 본 연구에서는 일몰전인 16시부터 익일 10시

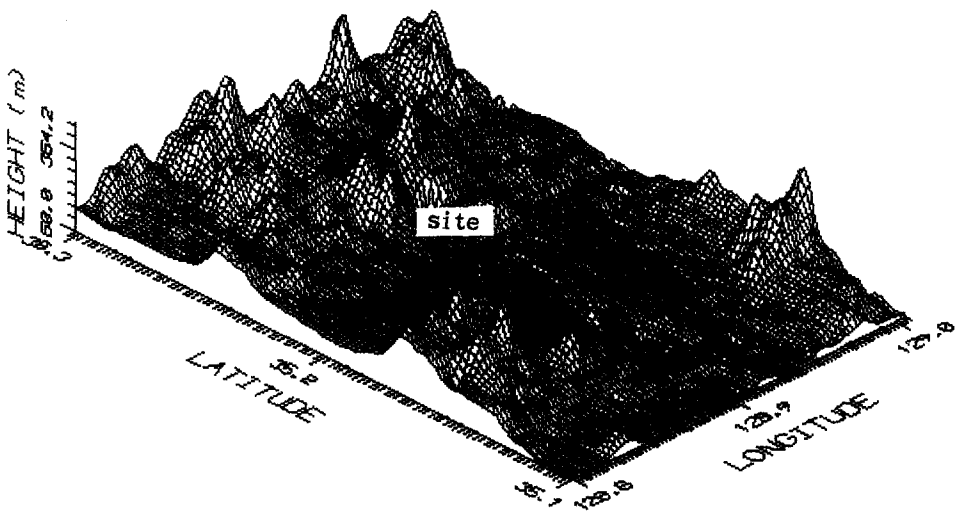


Fig. 1. Geographical map around the observation site.

까지의 자료를 이용하였다.

대기 경제층내의 기상학적인 제 요소는 아래와 같이 구할 수 있다.

$$\begin{aligned} \log_{10} Ew = & -7.902(T_s/T-1) + 5.028081\log_{10}(T_s/T) \\ & -1.3816 \cdot 10^{-7}(10^{11.344(1-T/T_s)} - 1) \\ & + 8.1328 \cdot 10^{-3}(10^{3.19149(T_s/T-1)} - 1) \\ & + \log_{10} E_{ws} \end{aligned} \quad (1)$$

을 이용하여 포화수증기압 (E_w , mb)를 계산하였으며, 여기서 T_s 는 비등점인 373.16 K이며, T 는 기온, E_{ws} 는 1013.16 mb로, 373.16 K에서 순수한 물의 수증기압이다. 그리고 기압 P 와 혼합비 W 는 다음식에 의해서 구해진다.

$$W_s = 0.622 \times (E_w/P) \quad (2)$$

$$W = W_s \times RH \quad (3)$$

다음에 공기의 밀도를 구하기 위해 가온도 T_r 를 아래식

$$T_r = T \times (1 + 0.61 \times W) \quad (4)$$

에서 구하고, 공기의 밀도는 아래식과 같이 구한다.

$$\rho = 0.34843 \times (P/T_r) \quad (5)$$

그리고 고도 (Z)는 정역학방정식과 상태방정식을 이용한 측고 방정식을 이용하였다.

$$Z = Z_0 + ((R_d \times T_r)/g) \times \ln(P/P_0) \quad (6)$$

여기서 Z_0 (m)는 관측장소의 지표면 해발고도를 사용했으며, R_d 는 287 m²/sec²/deg로, 중력가속도 g 는 9.8 (m/sec²), P_0 는 관측장소의 지상기압 (mb)이며, P 는 임의고도에서의 기압 (mb)이다.

고도에 따른 온위 (potential temperature)는 다음 식으로 구하였다.

$$\theta = T \times (P_0/P)^{0.285} \quad (7)$$

3.2 안정도 요소

안정도를 판별하는 방법은 여러가지가 있으나, 본 연구에서는 자유 대류와 강제 대류의 비를 나타내는 Ri 수를 이용하여 안정도의 크기를 결정하였으며, Ri 수는 두층의 풍속과 온위가 구하여진 경우에는 아래식과 같은 경도법 (gradient method)을 사용하여 gradient Richardson number, Ri_g 를 구하였다.

$$\begin{aligned} Ri_g = & \frac{g}{\Theta_0} \frac{\frac{d\Theta}{dz}}{\left(\frac{dU}{dz}\right)^2} \\ \approx & \frac{g}{\Theta_0} \frac{(\Theta_2 - \Theta_1)}{U_2 - U_1} z \ln \frac{z_2}{z_1} \end{aligned} \quad (8)$$

수직적인 관측의 경우는 지표에서 400 m까지 10 m씩 층을 나누고, 각 층에서의 안정도를 구한다. 두 층사이의 풍속 (U)의 차가 없는 경우나, 관측 자료가 두지점이 아니고, 한 지점인 기상타워 자료는 경도법에 의해서 Ri 수를 구할 수 없고, 지표면을 한 지점으로 하여 풍속을 0으로 가정한 벌크법 (bulk method)을 이용하여 bulk Richardson number, Ri_B 를 구하였다.

$$Ri_B = \frac{g}{\Theta_0} \frac{z_a^2}{z_T} \frac{(\Theta_a - \Theta_k)}{U_a^2} \quad (9)$$

여기서 첨자 1, 2는 두층을 각각 의미하며, 첨자 a 와 g 는 각각 임의의 고도와 지표면을 의미한다. 그리고 z_a, z_T 는 각각 풍속과 온도가 측정된 높이를 나타낸다. 본 AWS 관측에서 z_a 는 10 m, z_T 는 1.5 m이다.

3.3 열수지항의 산출

열수지의 분석은 김해지방의 대기 경제층의 상태를 근본적으로 지배하는 지표에서 대기로의 열전달의 상태를 알 수 있으며, 대기 경제층의 기본적인 열적 상태변화를 예측할 수 있는 기초 자료로 제공된다.

Sonde 관측에 의한 두 고도사이의 자료를 이용하며, 무차원화된 풍속과 기온구배는 Businger *et al.* (1971)의 보편함수 ϕ_m, ϕ_h 의 정의로 부터

$$\frac{\chi(U_2 - U_1)}{u_*} = \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} \frac{\phi_m(\zeta)}{\zeta} d\zeta \quad (10)$$

$$\frac{\chi U_* (\Theta_2 - \Theta_1)}{-Q} = \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} \frac{\phi_h(\zeta)}{\zeta} d\zeta \quad (11)$$

$$\frac{\chi U_* (q_2 - q_1)}{-E} = \int_{\zeta_1}^{\zeta_2} \frac{\phi_h(\zeta)}{\zeta} d\zeta \quad (12)$$

로 나타낼 수 있으며, 여기서 $L = -U_*^2 \Theta_0 / \chi g Q$ (Monin-Obukhov 길이)이고, χ 는 karman 상수 (=0.4), 안정도 변수 ζ 는 z/L 이다. ϕ_m, ϕ_h 은 잘 알려져 있는 이론적, 실험적인 식임으로 ζ 을 알면 반복 근사 해법에 따라 마찰속도 u_* , 현열 플럭스 Q , 잠열플럭스 E 를 구할 수 있다.

관측이 한 고도에서만 이루어졌을 경우는 지표의 값을 사용하여 아래 관계식이 성립한다.

$$\frac{\tau_v}{\rho_a} = u_*^2 = C_m U_a^2 \quad (13)$$

$$\frac{H}{C_H \rho} \equiv -u_* \theta_* = C_H U_a (\theta_g - \theta_a) \quad (14)$$

$$\frac{E}{\rho} = -u_* q_* = C_E U_a (q_k - q_a) \quad (15)$$

여기서 C_m, C_H, C_E 는 각각 벌크전이계수 (bulk transfer coefficient)를 나타내며, u_*, q_*, θ_* 는 마찰속도, 마찰비습, 마찰온위이다. 이들은 각각 다시

$$C_m = \left(U \int_z^{\infty} \frac{1}{K_m} dz \right)^{-1} \quad (16)$$

$$C_H = \left(U \int_z^{\infty} \frac{1}{K_H} dz \right)^{-1} \quad (17)$$

$$C_E = \left(U \int_z^{\infty} \frac{1}{K_E} dz \right)^{-1} \quad (18)$$

로 나타낼 수 있다. 벌크저항 (bulk resistance)과 ϕ_m, ϕ_h 를 이용하여 u_*, θ_*, q_* 를 구한 후 각 열수지항을 구한다. 이렇게 할 경우 반복법에 의해 계산시간이 많이 소요되게 되는데 본 논문에서는 Garratt (1992)이 제시한 벌크 Ri 수 (Ri_B)를 이용한 직접법을 사용하였다.

불안정한 경우 ($Ri_B < 0$)

$$u_*^2 = C_{mn} \left| 1 - \frac{10 Ri_B}{1 + b_M |Ri_B|^{1/2}} \right| U_a^2 \quad (19)$$

$$u_* \theta_* = C_{Hn} \left| 1 - \frac{10 Ri_B}{1 + b_H |Ri_B|^{1/2}} \right| (\theta_a - \theta_g) U_a \quad (20)$$

여기서

$$b_M = b_M^* C_{mn}^{10} (z/z_0)^{1/2}, \quad b_M^* = -0.34 C_{mn}^{-1/2} + 13.7 \text{ 이고,}$$

$$b_H = b_H^* C_{Hn}^{10} (z/z_0)^{1/2}, \quad b_H^* = -0.18 C_{Hn}^{-1/2} + 6.3 \text{ 이다.}$$

안정한 경우 ($Ri_B > 0$)는

$$u_*^2 = C_{mn} [(1 + 5 Ri_B)^{-2}] U_a^2 \quad (21)$$

$$u_* \theta_* = C_{Hn} [(1 + 5 Ri_B)^{-2}] (\theta_a - \theta_g) U_a \quad (22)$$

여기서 C_{mn}, C_{Hn} 는 중립상태의 마찰계수를 나타낸다. 이들은 각각

$$C_{mn} = \frac{\chi^2}{[\ln(z/z_0)]^2},$$

$$C_{Hn} = \frac{\chi^2}{[\ln(z/z_0)]^2 [\ln(z/z_0)]} \quad (23)$$

이다.

4. 결과 및 고찰

4.1 관측일의 일기 현황

그림 2는 관측 기간(1993. 2. 4~2. 5)의 지상 및 850 hPa의 일기도를 나타낸 것이다. 2월 4일 0000 UTC에는 우리 나라가 화중지방에 중심을 둔 1028 hPa의 고기압 전면에 놓여 일중 NW풍이 우세하게 불었으나, 이 고기압이 점차 동쪽으로 이동하여 1200 UTC에는 동지나 해상에 중심을 둠으로써, 한반도 전역이 이동성 고기압권에 놓이게 되었고, 오후부터는 고기압의 중심부에 가까워지면서 바람이 점차 약해져 접지역전의 발생에 좋은 조건이었음을 예측할 수 있다. 또한 850 hPa (그림 2c)에서는 약한 thermal trough의 영향으로 이날 늦은 오후부터는 상층에 차가운 한기가 유입될 수 있었으며, 이튿날에는 따뜻한 공기의 유입을 예측할 수 있다.

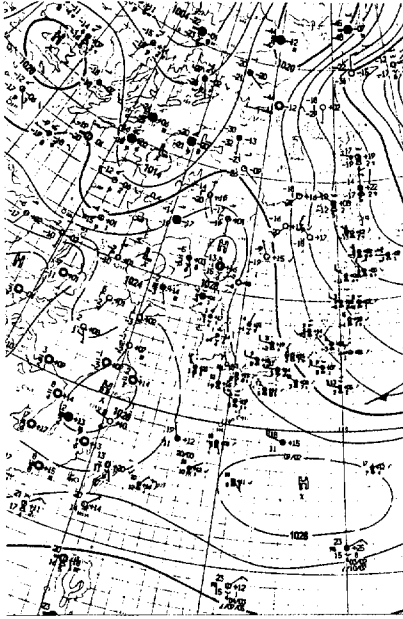
따라서 관측일 오후에는 대기가 대체로 안정한 상태였으므로 역전층이 잘 발달할 수 있었고, 상층에는 한기이류로 역전이 잘 발달할 수 있었다.

4.2 기상 요소의 분석

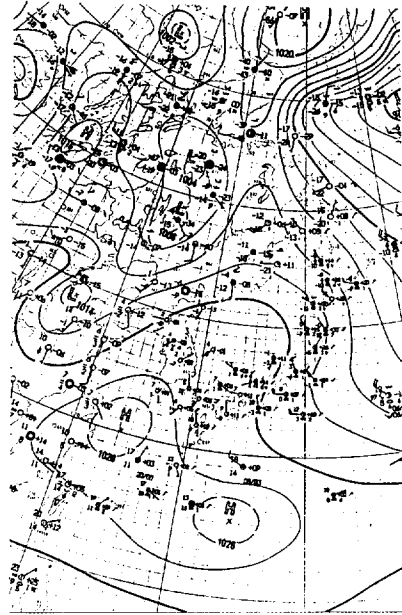
그림 3은 지표에서 400 m까지의 기온 분포를 시간별로 나타낸 것이다. 1993년 2월 4일 16시의 경우, 대기가 불안정한 형태를 이루다가, 18시가 되면 35 m 높이까지 역전이 형성되고, 시간이 지남에 따라 역전의 높이는 계속 성장한다. 이튿날 7시에는 박종길과 원경미 (1994)이 밝혔듯이 310 m까지 역전층이 성장한 후에 서서히 파괴되어 9시의 자료에서는 역전의 파괴가 지표 부근과 중간층(100 m~200 m)에서 동시에 일어남을 볼 수 있다.

그림 4는 관측일의 온도 분포를 나타낸 것이다. 시간에 따라 서서히 안정이 파괴되어 가면서 2월 4일 14시경에는 대류가 활발한 것을 보여 주고 있다. 14시를 지나면서 아래층에서부터 서서히 안정도가 증가하여 다음날 7시에는 310 m 고도까지 안정층을 유지하고 있는 것을 볼 수 있다. 야간(22시~24시)에 고도 180 m에서 280 m 사이에서 기층이 급격히 안정해진다. 이것은 4.1절에

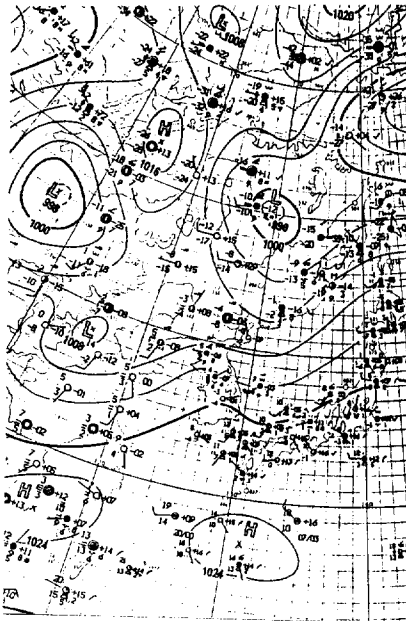
A. SFC 0000 UTC (February 4)



B. SFC 1200 UTC (February 4)



C. SFC 0000 UTC (February 5)



D. 850 hPa 1200UTC (February 4)

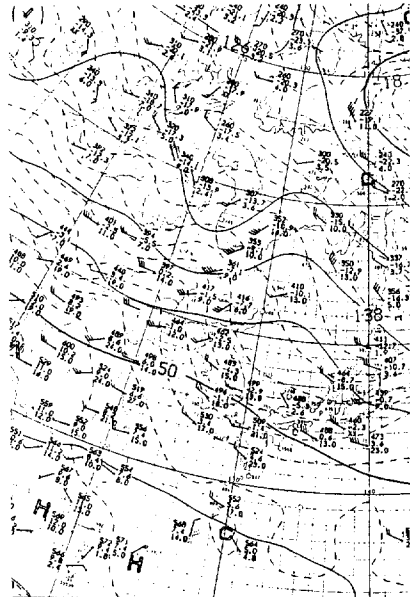


Fig. 2. Surface weather map and 850 hPa synoptic chart in 4~5 February 1993.

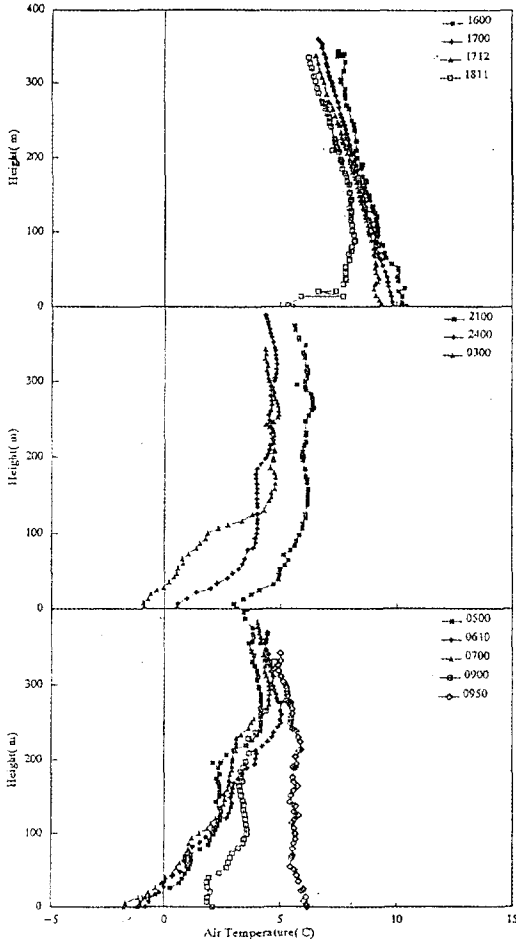


Fig. 3. Profiles of air temperature at each experiment in 4~5 February 1993.

서 지적하였듯이 상층으로부터 차가운 한기의 유입을 감지할 수 있다.

그림 5는 관측일의 공기 밀도를 나타낸 것이다. 16시의 경우 공기의 밀도 감율이 $0.028 \text{ kg/m}^3/100 \text{ m}$ 이며, 시간이 지남에 따라 밀도 감율(7시에 $0.0253 \text{ kg/m}^3/100 \text{ m}$)이 증가하는 동시에 전체적으로 밀도가 증가한다. 지표에서 공기 밀도는 6시에 $1.285 \text{ kg/m}^3/100 \text{ m}$ 로 최대가 된다. 즉 역전강도가 증가할 수록 밀도의 감율은 커지며, 지표의 밀도는 최대가 되어 김해지방의 경우도 선행연구의 경향과 잘 일치하고 있다.

그림 6은 관측일 풍속 분포를 나타낸 것이다. 풍속 분포에서 보면 13시와 16시 사이에 중간층에서 풍속이 감소하고 있으나, 19시에서 20시 사이에서 풍속이 급격

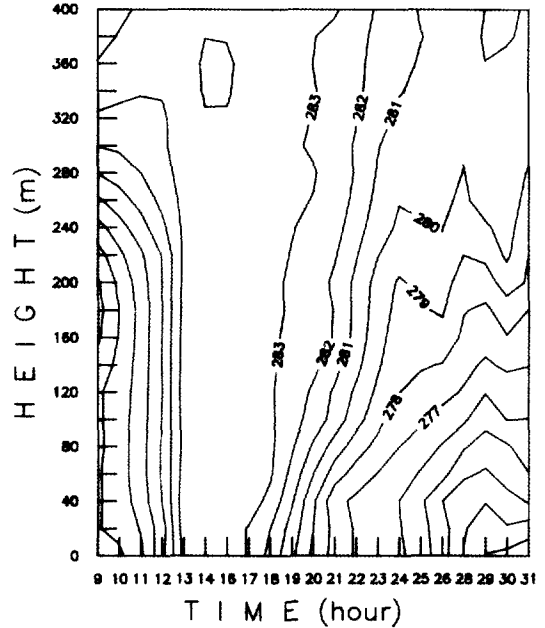


Fig. 4. The variation of potential temperature in 4~5 February 1993.

히 증가하는 것을 볼 수 있으며, 21시 이후부터는 다시 풍속이 전체적으로 약해짐을 알 수 있다. 그리고 300 m 이상의 상층에서는 2월 4일 23시 이후 풍속이 다시 증가함을 볼 수 있다. 이것은 온위 분포에서도 언급했듯이 4시간 동안 상층으로부터 찬기류의 이류에 의해 역전층내의 상태를 변화시켰음을 시사한다.

4.3 대기 안정도

본 연구에서 사용된 Ri_g 수는 자연대류(열적대류)와 강제대류(운동학적 대류)의 관계를 비로 나타낸 것으로, 안정도 판별의 기준으로 많이 사용되고 있다. 김해지방의 공간적인 안정도를 구해봄으로써 이에 관련된 관측일의 열적 관계 및 공간적인 대기확산분포를 규명할 수 있다. Ri_g 수가 크게 되면 자연대류가 강해져서 불안정해지며 대기확산이 커진다, 반면 Ri_g 수가 작아지면 자연대류가 감소하여 안정되고, 대기확산은 감소한다. 본 연구에서는 각층(10 m 간격)에 대한 Ri 수를 계산하여 각층이 가지는 안정도를 구하고, 그에 따른 대류 및 확산을 분석해 보았다.

그림 7은 접지역전이 형성되는 2월 4일 18시와 21시의 고도에 따른 Ri_g 수의 분포를 나타낸 것이다. 먼저

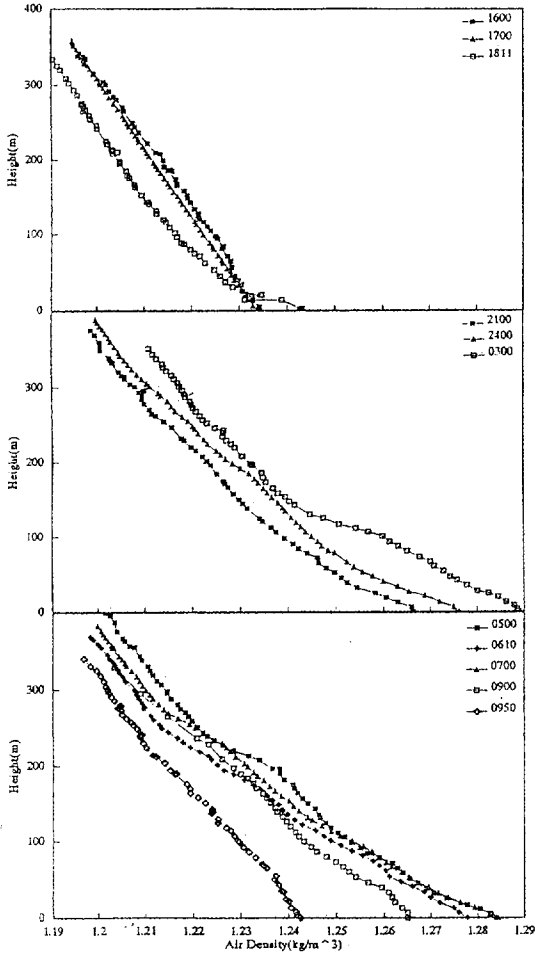


Fig. 5. Profiles of air density at each experiment in 4~5 February 1993.

한 낮의 태양복사에 의하여 전층이 불안정을 나타내다가, 18시에는 전층에서 서서히 중립을 유지하고 있고, 지표 근처에서는 약한 불안정을 나타내고 있다. 21시에는 지표의 복사냉각이 강화되어 지표 부근은 안정해진다. 반면에 250~300 m 부근의 좁은 층은 온위(그림 4), 풍속(그림 6)의 변화에서와 같이 안정도가 증가하고, 200~250 m 부근은 반대로 불안정이 나타난다. 이는 차가운 한기의 유입으로 인해 상층은 강한 안정이 나타나며, 유입층의 하부는 유입된 차가운 공기에 의해 좁은 고도층내에서 불안정이 나타난 것이다.

그림 8은 역전층이 해소되는 이튿날의 3시와 9시경의 고도별 Ri_k 수를 나타낸 것으로 3시에는 역전층 상부의

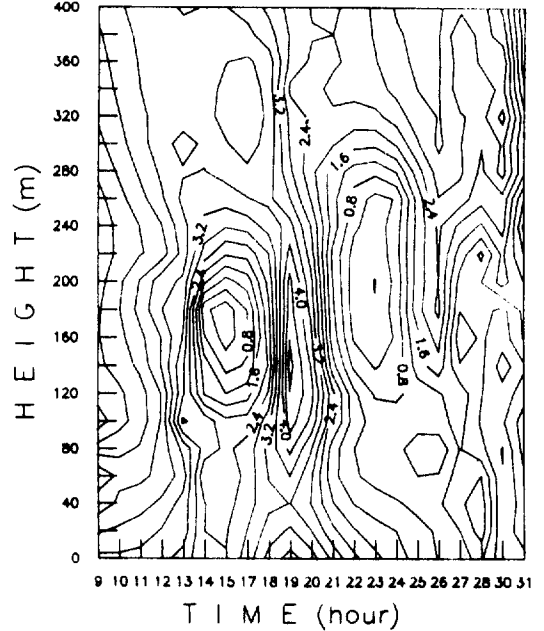


Fig. 6. The variation of wind velocity in 4~5 February 1993.

안정도가 증가하며, 지표 부근에서도 지표의 복사냉각에 의해 강한 안정이 나타난다. 안정도의 강도는 지표 부근이 더 큰 것을 알 수 있다. 역전층이 해소되기 시작하는 9시경에는 지표 100 m 이하에서는 서서히 안정이 깨어지고, 100~150 m는 안정이 유지된다. 반면, 역전층의 상부(250~300 m)에서의 안정층이 지표와 동시에 깨어지는 것을 볼 수 있다. 이것은 역전층 상부에서 발생한 안정층의 파괴기작은 지표의 일사에 의한 가열로 역전층이 해소되는 것이 아니라는 것을 알 수 있다.

좀 더 명확히 확인하기 위해 지표층(0~100 m)과 상부층(200~300 m)의 두개층으로 나누어 안정도를 비교하였다(그림 9). 18시에는 지표층이 -0.19로 상부층(0.0001)보다 불안정한 상태였으며, 21시에는 상부층의 안정도가 급격히 증가한다. 이후 안정도의 변화는 거의 없으나, 지표층의 경우 일정한 율로 계속 안정도가 증가하고 있다. 안정한 상태가 해소되는 7시의 경우에는 지표층과 더불어 상부층의 안정도도 떨어지고 있는 것을 볼 수 있다.

4.4 열수지

보통 열수지는 지표에서 대기로 향하는 양만을 측정하

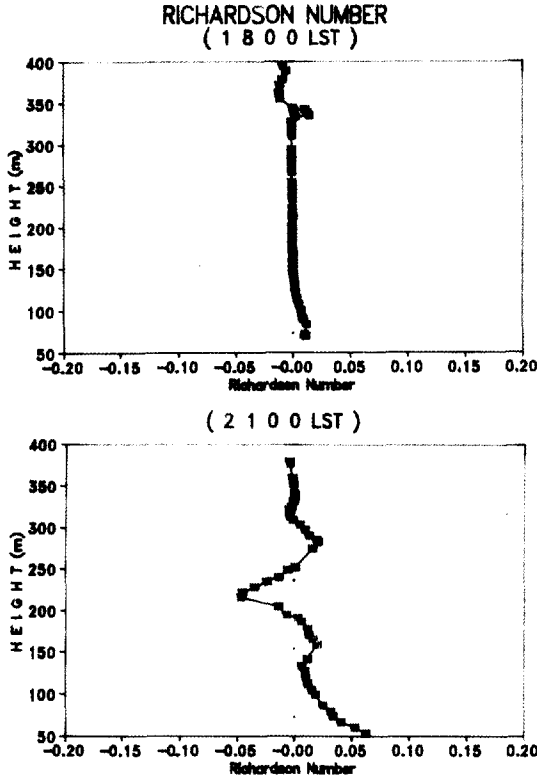


Fig. 7. Profiles of Richardson number at 1800 LST and 2100 LST in 4 February 1993.

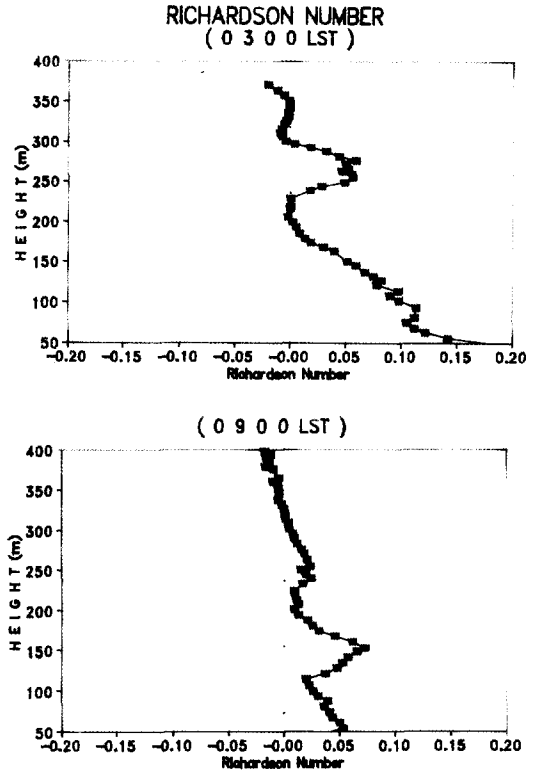


Fig. 8. Profiles of Richardson number at 0300 LST and 0900 LST in 5 February 1993.

여 표현한다. 그러나 실제 현열, 잠열 플럭스 등의 지표에서의 변화뿐 아니라, 대기 중에서의 변화도 복잡하게 변화한다. 본 연구에서는 잠열과 현열 플럭스 공간적인 변화를 표시하여 관측일의 대기환경을 열수지 측면에서 보았다.

그림 10은 관측일의 잠열 플럭스를 나타낸 것이다. 여기서 보면 20~22시 사이에 240~280 m에서 잠열 플럭스가 크게 나타남을 볼 수 있다. 즉 여기에서도 안정도 분석에서의 마찬가지로 강한 에너지의 유출이 있었음을 알 수 있다. 그림 11은 관측일의 현열 플럭스를 나타낸 것이다. 잠열 플럭스가 크게 나타난 시각보다 약간 늦게 현열 플럭스가 작아지기 시작한다. 이것은 한기의 유입에 의한 기온의 하강에 따라 현열 플럭스가 작아진 것으로 볼 수 있다.

4.5 안정도와 열수지의 계절적 변화

일반적으로 열수지 분포는 그 지방의 지표 특성을 반

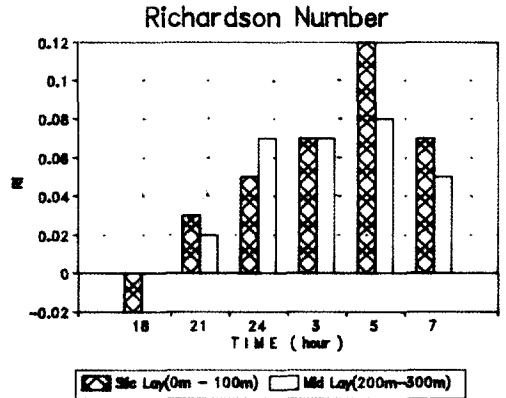


Fig. 9. The variation of mean Richardson number of two layer in 4~5 February 1993.

영하며 기상과 기후학적 요인이 복합적으로 작용하여 나타난다. 김해지방의 안정도와 열수지의 계절적 변화를

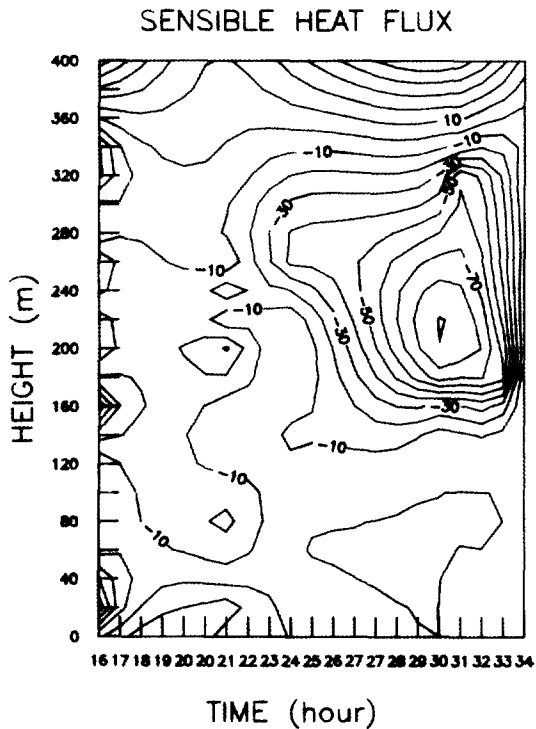
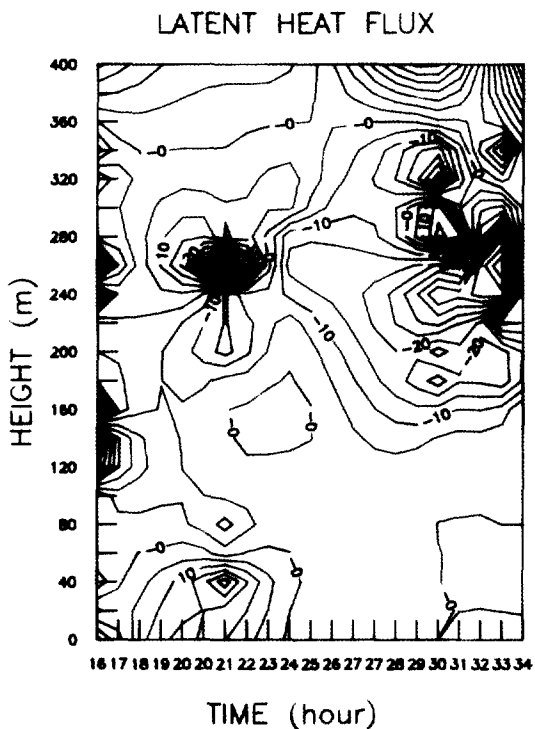


Fig. 10. The variation of latent heat flux in 4~5 February 1993.

Fig. 11. The variation of sensible heat flux in 4~5 February 1993.

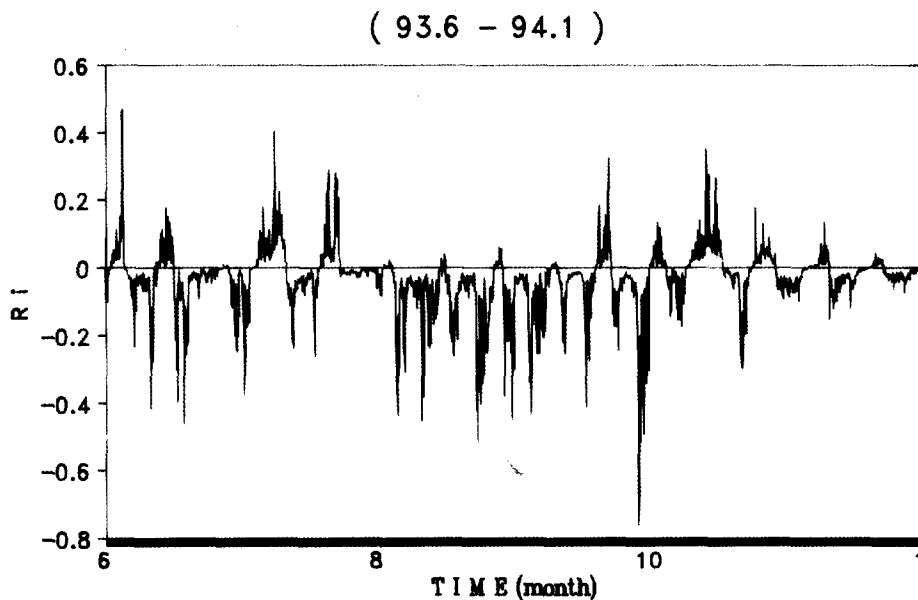


Fig. 12. The seasonal variations of Richardson number from 1 April 1994 to 31 March 1995 at Kimhae.

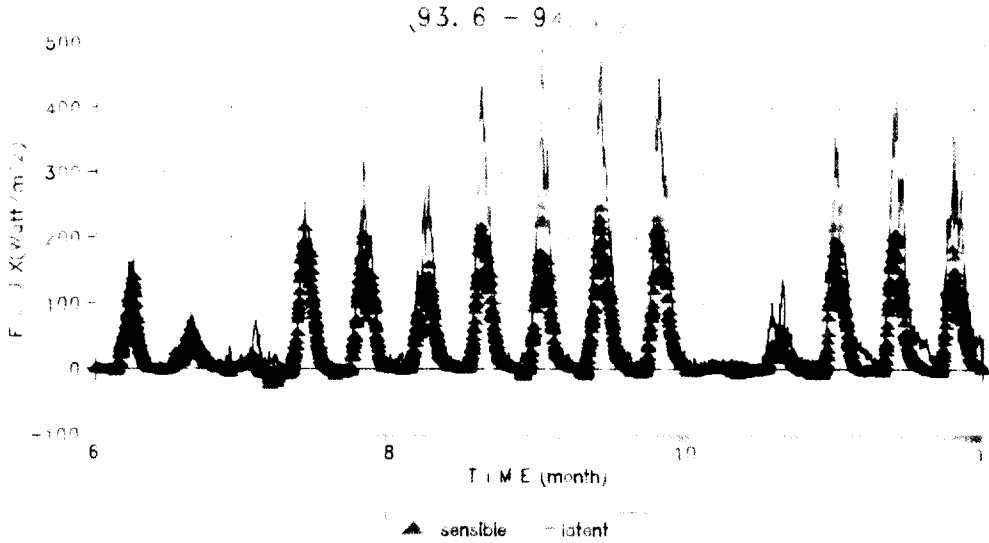


Fig. 13. The seasonal variations of sensible and latent heat flux from 1 April 1994 to 31 March 1995 at Kimhae.

알아보기 위해 1994년 4월부터 1995년 3월까지 1년간의 자료를 추출하였으나, 1년간의 시간별 자료로 너무 많아 모두 나타낼 수 없어, 동일한 조건으로 각 월의 1일부터 연속 5일까지만의 자료를 사용하여 계절변화를 알아보았다.

그림 12는 각 월의 5일간의 매시간별 R_{iB} 수의 변화를 나타낸 것으로 봄과 가을은 안정과 불안정의 패턴이 대체로 유사하게 불규칙하며, 여름철은 월별로 변화가 크나 겨울철에 비해 R_{iB} 수가 작게 나타날 날이 많아 불안정한 경우가 많으며, 겨울은 중립 또는 안정한 경우가 많음을 볼 수 있다.

그림 13은 김해지방의 월별 연속 5일간의 시간별 플럭스 변화를 나타낸 것이다. 전반적으로 김해지방은 현열 플럭스가 잠열 플럭스의 $\frac{1}{2} \sim \frac{1}{3}$ 정도로 작게 나타나며 하계 플럭스의 절대량이 동계보다도 크게 나타난다. 이 값은 일반적인 초지에서 관측한 값과 유사하며, 현열 플럭스는 약간 큰 값을 보인다. 이는 지상 기상장비가 설치된 장소가 목초지 위에 설치되어 식물의 영향과 미약하지만 주위의 건물 등 여러 요인이 작용 때문으로 보아진다. 비록 그림 12와 13은 계절의 전기간을 나타내지 않았지만 그들의 패턴은 계절적 변화를 보여준다고 할 수 있다.

그림 14는 각 계절을 대표한다고 할 수 있는 7월, 10월, 1월, 4월의 연속 5일 중 자료의 객관성을 위해 가운

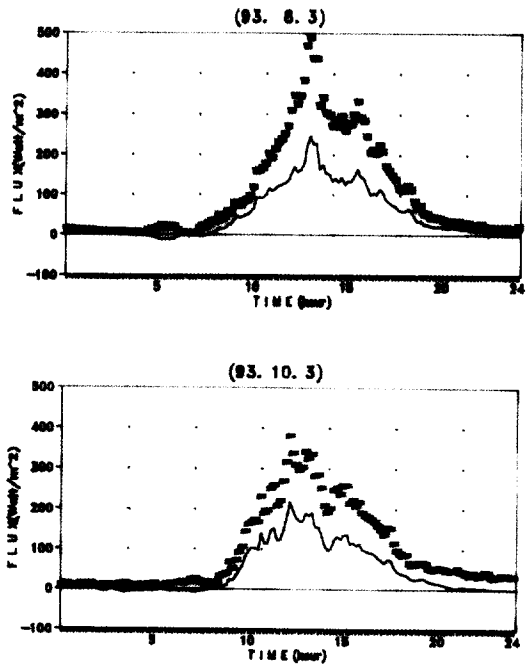


Fig. 14. The diurnal variation of sensible and latent heat fluxes in (a) 3 July 1994, (b) 3 October 1994, (c) 3 January 1995, and (d) 3 April 1994.

데 날에 해당하는 3일째의 플럭스의 일변화를 비교한 것이다. 계절별로 모두 잠열 플럭스가 현열 플럭스에 비해 높게 나타났다. 최대 잠열 플럭스는 여름, 가을, 봄, 겨울순으로 나타났고 계절변화도 컸으며, 시간별로는 겨울을 제외하고 대개 오후 2~4시 사이에 발생하였다. 임의로 선정된 각 날의 플럭스양이 각 계절을 대표하는 절대적인 값이라 할 수 없지만, 그림 13에서 보여준 계절적 변화와 유사함을 알 수 있었다. 또한 김해지방의 대기 경계층내의 열수지가 도시화, 공업화 등의 영향으로 어떠한 변화가 있을 것인지에 대해 지속적인 연구가 필요하리라 생각한다.

5. 결 론

김해지방의 지표 경계층내의 역전층의 특성과 안정도 및 열수지의 변화를 조사한 결과 다음과 같이 요약할 수 있다.

김해지방은 일몰직후(18시) 지표의 복사냉각에 의해 역전이 형성되어 최대 310 m까지 성장하였고, 역전층 해소시 역전층 하부는 태양복사에 의한 지표면의 가열에 의해 그리고 역전층의 상부는 한기유입과 같은 다른 기작에 의해 지상과 동시에 해소됨을 알 수 있다. 또한 안정도의 급격한 증가, 현열플럭스의 감소, 잠열플럭스의 증가로 상층에서 차가운 한기의 유입이 있었음을 알 수 있다.

참 고 문 헌

박종길, 원경미(1994) 김해에서 관측한 접지역전층의

특성에 관한 연구, 한국환경과학회지, 3(4), 305-315.

중앙기상대(1981) 해안지방의 접지기후 연구.

황수진(1989) 산곡내의 야간 접지 역전층의 생성 소멸에 관한 연구. 부산대학교 자연과학논문집, 48, 161-179.

甲斐憲次(1983) 接地逆轉層中の氣溫と風の微細構造について, 筑波大學筑波環境研究 7C, 181-186.

鈴木彌幸(1977) 館野の接地逆轉, 研究時報, 29卷, 5-6.

Businger, J.A., J.C. Wyngaard, Y. Lzumi, and E.F. Bradley(1971) Flux profile relationship in the atmospheric surface layer, J. Atmos. Sci., 28, 181-189.

Garret, J.R.(1992) *The Amospheric Layer Meteorology*, Cambridge U.P. 316pp.

Garrat, J.R. and W.L. Physick(1985) The inland boundary layer at low latitude: 2 sea-breeze influences, *Boundary Layer Meteorol.*, 33, 209-231.

Kondo, H., O. Kanechika, and N. Yasuda(1978) Heat and momentum transfer under strong stability in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1002-1021.

Yorisaki, A., H. Tamata, and K. Kai(1982) Some aspects on the surface inversion observed by the 30 m meteorological tower at the environmental research center during the cold half year, 筑波大學水理室驗センター報告, 第6號, 45-52.