

鹿島で観測された乱流的接地逆転層について*

近藤 裕昭**・水野 建樹**・林 正康**
山本 晋**・吉門 洋**・横山 長之**

要旨

公害資源研究所は、1978年12月6日から7日にかけて鹿島臨海工業地帯付近の平坦地で、20mの塔とカイトーン、パイロットバルーン等による夜間の接地逆転層の観測を行った。ここで得られたデータによれば、この夜22時以降、接地逆転層高度は約60mで変化せず、また気温のプロファイルも直線的であり変化しない準定常状態にあった。このような、準定常状態にあった22時から翌6時までの8時間について、塔のデータから平均値や乱流変動量の8時間平均値、平均の拡散係数やプロファイル関数の値について調べた。塔で観測できた高度20mまででは乱流変動量はほぼ一定であり、乱流による大気から地面への顕熱輸送量は約 20 W/m^2 であった。内部境界層のような接地逆転層構造を考えると、準定常状態をうまく説明できた。

1. はじめに

対流圏の大気は、基本的に静的安定度のみで安定成層をしているが、日中の太陽による地表面加熱がなくなる日没後の地面に近い大気では、上空に向かって気温が上昇する接地逆転層がしばしば見られる。いろいろな原因により地表付近の大気の冷却が小さいときには気温の逆転までに至らぬこともあるが、この場合には、上層の安定層と地表付近の安定層の境界をどう定義するか、たいへんむずかしい。ここでは、上空への気温の上昇という顕著な性質を持つ接地逆転層に注目し、鹿島で観測された接地逆転層についてその性質を調べてみた。

冬期の晴夜には、接地逆転層は常に生じ、上下方向の拡散を抑制するため、地上発生源が原因となる大気汚染に大きな影響を及ぼしている。しかしながら、接地逆転層は、一般的に非常に風の弱いときによく発達するため観測が難しく、断片的に明らかにされているのみであり、かつ観測場所によっても大きく性質が異なっている

ように見える。

Kondo *et al.* (1978) は、大気中で乱流が卓越しなくなる臨界フラックスリチャードソン数が $0.1\sim 0.4$ の範囲にあることを示し、これを境として接地逆転層の性格が異なってくることを示した。また、グラディエントリチャードソン数が 0.24 以上では気温の変動に間欠性が現れることも示した。Andre and Mahrt (1982) は、Wangara と Vovos のデータから接地逆転層は地表にごく近い乱流が卓越して温度勾配が大きい層と、その上の温度勾配が小さく、放射伝達過程が主として効いている層の二層構造をしていることを示した。このように、地表面付近の大気の冷却過程には、大気自身の放射冷却が卓越する場合や(近藤他, 1983)、乱流による顕熱輸送が卓越する場合などが考えられており、さらにこれらが時間や場所によっても変化すると考えられている。

このような、地表面の冷却を原因とする接地逆転層ばかりでなく、重力流が逆転層を形成する主要な役割を果たす場合がある。Garrat and Physick (1985) は、オーストラリアの内陸の観測地点に夜間海風が到達し、これによって逆転層が生じることを示している。また、関東地方では 1000 m に達する逆転層が観測されることもある(近藤・水野, 1990)。これは、日本海を低気圧が通過する際、関東西側の山岳によって関東平野の地上では暖かい南西風がさえぎられて冷気が残るのに対し、上空

* A Turbulent inversion layer observed at Kashima.

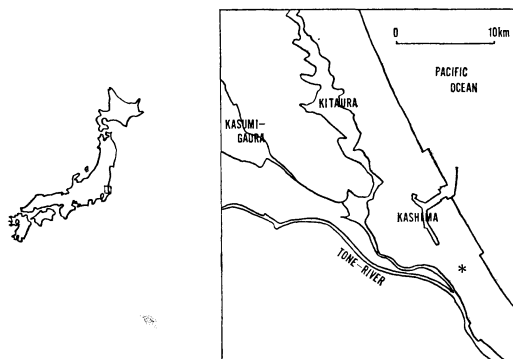
** Hiroaki Kondo・Tateki Mizuno・Masayasu Hayashi・Susumu Yamamoto・Hiroshi Yoshikado and Osayuki Yokoyama, 通産省公害資源研究所。

—1990年4月5日受領—

—1990年11月15日受理—

第1表 観測に使用した観測機器.

項 目	型 式	製 作 者
超音波風向風速温度計	DAT 300 (20m)	海上電機
	SA 200+DAT 100 (10m)	
	PA (T) 100×3 (5m)	
プロペラベーン型 風 向 風 速 計		日本エレクトリック インスルメント
熱電対温度計	PY 100	海上電機
白金抵抗温度計	TR 610	小笠原計器
係留気球用温度・湿度 計	T-3	明星電機
日 射 計	MS-41	英弘精機
示差放射計	CN-11	英弘精機
自動追尾式低層ゾンデ	RD-65 A	明星電機



第1図 観測場所 (*で示す).

には暖気がそのまま入ってくるために生ずると考えられている。このような逆転層は時には直接地表面の冷却によって生成される接地逆転層と混在する(近藤・水野, 1990)。このように、逆転層の多様性について、それぞれの場合の生成過程のメカニズムをはっきりさせることなしにモデル化を企てるのは、いたずらに結果の混乱を招く原因となる。本論文では、公害資源研究所が1978年に行った鹿島での接地逆転層の観測をもとに、このときの接地逆転層の生成過程について考察を加えた。

2. 観測の概要

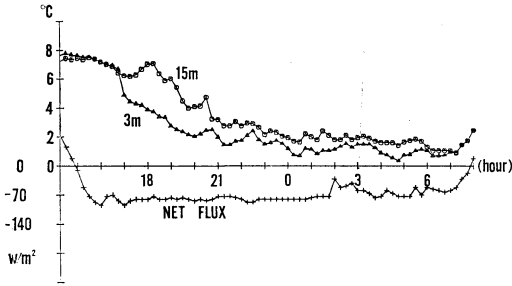
鹿島でのこの年の実験の概要については水野他(1981)に述べられている。観測を行った地点を第1図に示す。観測地点は、鹿島臨海工業地帯の南側で海岸から約2km入った地点であり標高はおよそ海拔10m、北西約500m

のところ地上高20mほどの小山がある。その他の部分はところどころに草が生えている平地である。

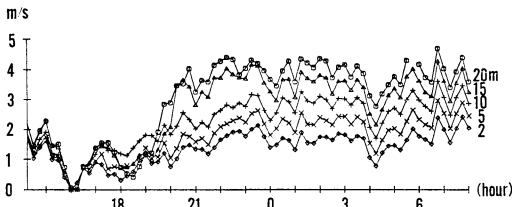
ここで解析に用いたデータは、カイツーンによる温度プロファイルのデータ(2~200m)、パイロットバルーンによる上層風向風速、20mのポールに取り付けられたベーン型の風向風速計による平均風(20m, 15m, 10m, 5m, 2m)、同じポールに取り付けられた超音波風向風速温度計による乱流変動量(20m, 10m, 5m)、白金抵抗温度計による温度(15m, 3m)、熱電対温度計(20m, 10m, 5m)による温度、日射計による日射量および示差放射計による純放射量である(第1表)。観測は1978年12月5日から10日にかけての6日間にわたっておこなわれた。ここではカイツーンによる温度分布の観測がなされた6日夜から7日の朝にかけてのデータをもとに議論する。なお、超音波風向風速温度計のデータについては、サンプリング間隔は0.16秒、平均化時間は14分50秒、3.125 Hzのlow-passフィルタを用いた。そのほかの測定器については、平均化時間は15分である。

3. 接地逆転層の生成と時間変化

はじめにこの日の全体的な接地逆転層の発達過程をみとめる。観測結果によれば、まず純放射量が負になるのは6日15時、日没の1時間程度前であった。15mと3mでの温度差が逆転するのは、日没後30~40分ほど経った16時45分であった(第2図)。第2図には純放射収支量の時間変化が示されているが、7日2時以降に多少の変動はあるものの、 -70 W/m^2 を保っていた。ただし、第2図では、地面に向かう方向を正とした。また日没直後



第2図 12月6日14時から7日8時までの白金抵抗温度計(15, 3m)と示差放射計の15分平均値の時間変化。



第4図 第2図と同じ時間帯の、プロペラベーンによる2, 5, 10, 15, 20mの風速の15分平均値の時間変化。

に最小値が出た。

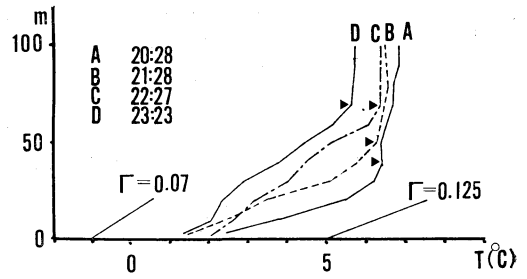
カイツーンで測定した高度200mまでの温度プロファイルの時間変化についてみる。観測は6日17時46分から翌7時22分までに合計15回行われた。ここで特徴的なのは、17時46分から19時23分までの3回の観測では、強い逆転の温度勾配を持つのはたかだか30mまでであり、また20m~60m付近の上空の気温は必ずしも時間が経つにつれて温度が下がっているわけではなかった。この後23時までの4回の観測の間に接地逆転層高度が30mから70m(第3図a)に増加した。ただし、ここでの接地逆転層高度の定義は便宜的に次のように考えた。観測データが z_i の高度にあるとき(i は下から数える)、次の二つの条件のうちどちらかを満たす最低高度を接地逆転層高度とする。

条件1: 初めて $T_{i+1} - T_i \leq 0$ となる z_i 。ただし、 T_i は高度 z_i での気温。

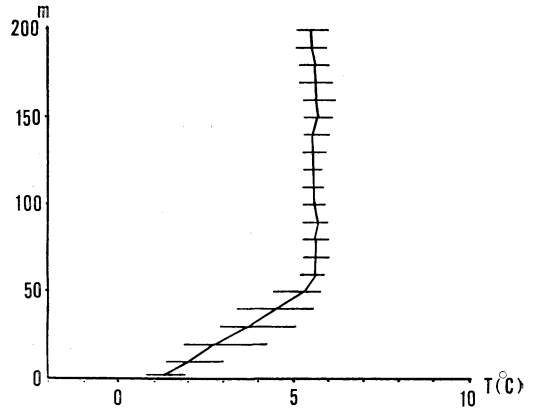
条件2: 初めて

$$\frac{T_{i+1} - T_i}{z_{i+1} - z_i} \leq 0.02^\circ\text{C/m}$$

かつ



(a)



(b)

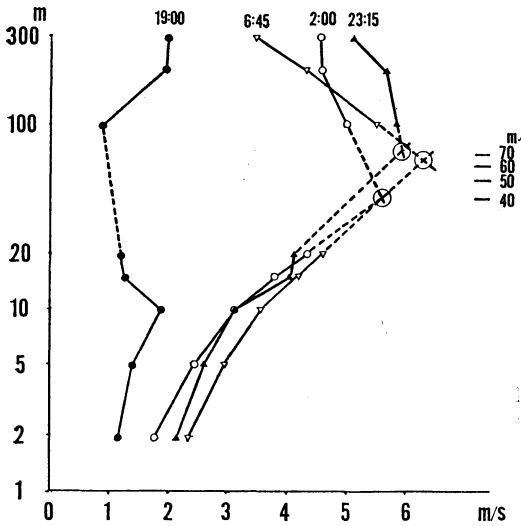
第3図 カイツーンによって観測された気温の鉛直分布の時間変化。▶はここで判定した逆転層高度を示す。(a)20:28~23:23の各時間の観測値、(b)09:~7:22の8回の観測の平均値(実線)と観測データの最大値と最小値の幅(短い横線)。

$$\frac{(T_{i+1} - T_i) - (T_i - T_{i-1})}{\frac{1}{2} \{(z_{i+1} - z_i) - (z_i - z_{i-1})\}} \leq -0.03^\circ\text{C/m}$$

となる z_i 。

条件1はゆるやかに温度勾配が変わる時の判定条件であり、条件2はある高度で温度勾配が急変する場合の判定条件である。

4回の測定のうち20時28分と21時28分の前半の2回での最下層の温度勾配は約 0.125°/m 、後半の2回では約 0.067°/m で若干の違いがあった。その後7日朝7時までの間、接地逆転層高度はあまり変化せずに層全体の気温が 2° くらいの幅で変動した(第3図b)。最下層の温度勾配も $0.07 \sim 0.12^\circ\text{/m}$ くらいの変動をしたが、全体としての接地逆転層高度は殆ど変化しなかった。また接地逆転層の上では殆ど等温であった。



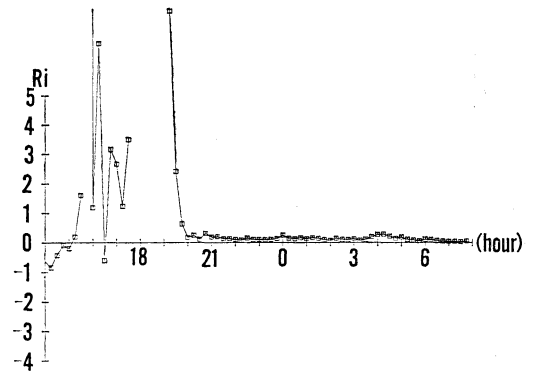
第5図 プロペラベーンを観測値とパイロットバルーンの観測値からの最大風速の推定。○印が交点。

次に、風向風速についてみてみると、風速は16時頃無風となり、この前後で風向が変化した(第4図)。ただし、第4図は観測高度が多いプロペラベーンによる記録より作成した。16時前の風向はNEであるのに対し、16時以降はWないしWNWとなった。16時以降も19時ころまでは風は弱く、この間、風速は各層一定か、もしくは5mの高さで最大風速となっていた。風速の鉛直勾配は、20時以降大きくなった。パイロットバルーンによる上層風速の分布を見ると、300m以下では下層に向かって風速が強くなっていった。パイロットバルーンによる300m以下の風速と、20mのポールでの風速の観測値を片対数グラフ上でそれぞれ外挿すると、高度40~80mで両者は交わり(第5図)、この付近に風速のピークが存在することを示す。その大きさは6m/s程度である。この高度は接地逆転層高度に概ね一致するが、正確に一致するかどうかはカイツーンで風速を測定していないためわからなかった。

大気の安定度の指標であるグラディエントリチャードソン数

$$Ri = \frac{g}{\bar{T}} \frac{\theta_{15m} - \theta_{3m}}{z_{15m} - z_{3m}} \left(\frac{U_{15m} - U_{2m}}{z_{15m} - z_{2m}} \right)^{-2} \quad (1)$$

ただし



第6図 第2図と同じ時間帯のグラディエントリチャードソン数の時間変化。

$$\bar{T} = \frac{1}{2}(T_{3m} + T_{15m}) + 273.15$$

$$\theta = T + 0.00976 z \quad (2)$$

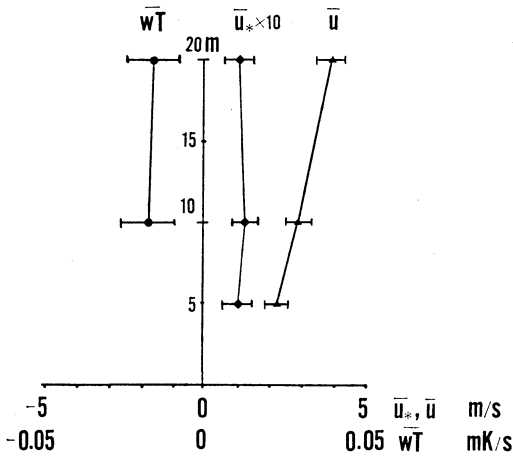
について調べてみると(第6図)、6日15時以前は負の値であった。その後、3m~15mの気温が逆転する17時から20時までの間は(Ri)は大きく変動し、正の大きな値をとった。これに対して20時以降はほとんど変動せず、0.05~0.2程度におさまっており、これが夜明けの接地逆転層解消時まで続いた。なお、Riの計算では、まず3mと15mの白金抵抗温度計の温度データ(T)を(2)式で温位(θ)に変換して計算した。風速(U)については、2mと15mのプロペラベーンの数により求めた。

このように、この日鹿島に現れた接地逆転層は、20~22時を境に性質が変化した。また22時以降に現れた接地逆転層は準定常的で乱流状態にあった。

4. 乱流変動量

前節に示したこの日の接地逆転層の時間変化の様子からわかるように、6日22時以降接地逆転層の様子はあまり変化せず、近似的に定常状態にあるとみなせる。そこで、22時から翌朝6時までの8時間について、平均の熱輸送のバランスについて調べてみた。超音波風向風速温度計による測定では5mの気温についてノイズが発生したのでこの記録は除外した。

20m, 10mでの渦相関法による顕熱輸送量(\overline{wT})¹⁾、20m, 10m, 5mでの摩擦速度(u_*)と超音波風向風速温度計による20m, 10m, 5mの風速の8時間平均値(U)と標準偏差を求めた(14分50秒平均値の8時間平均



第7図 超音波風向風速温度計の観測値より計算した顕熱輸送量、摩擦速度、平均風速。図で0.01 mK/sは約13 W/m²に対応する(ρ=1.270 kg/m³, c_p=1,006 J/kg Kで計算した.)。

値および標準偏差)。第7図のように5, 10, 20mの高度では顕熱輸送量と摩擦速度は高度にあまり依存していない。この図から、この8時間の乱流による大気から地面への平均の顕熱輸送量は20 W/m²程度となった。一方、示差放射計の観測値より純放射量は約-70 W/m²であることから、地中から地表へ供給される熱輸送量は50 W/m²であると推定される。この地面からの熱輸送量の値はJ. Kondo *et al.* (1989)が、会津盆地で得た値と季節は違いが概ね同じ値である。

さて、ここで得られた乱流変動量から8時間平均値を求め、8時間平均のプロファイルに関する値をいくつか計算してみよう。まず拡散係数については、

$$\frac{1}{2}(\hat{u}_{*20m}^2 + \hat{u}_{*10m}^2) = K_m \frac{\hat{U}_{20m} - \hat{U}_{10m}}{z_{20m} - z_{10m}}$$

1) 顕熱輸送量は本来 $\overline{w\theta}$ で計算すべきであるが、 z がスケールハイトに比べて十分小さく、静水圧近似が成り立つ範囲で

$$\theta = T + \gamma a z$$

がよい近似式となる。ただし、 γ^d は乾燥断熱減率である。このとき、

$$\overline{w\theta} = \overline{w(T + \gamma a z)} = \overline{wT} + \overline{w\gamma a z}$$

であり、 $\overline{w} = 0$ であれば、 $\overline{w\theta} = \overline{wT}$ と考えてもよいであろう。ここで解析したデータは10年以上も前のデータなので $\overline{w} = 0$ を今から厳密には判定できないが、ここで考えている z が十分に地面に近いので、 $\overline{w} = 0$ と考えてもよいであろう。

$$\frac{1}{2}(\overline{wT}_{20m} + \overline{wT}_{10m}) = K_h \frac{\hat{\theta}_{20m} - \hat{\theta}_{10m}}{z_{20m} - z_{10m}}$$

より(へは8時間平均を示す.)

$$K_m = 0.13 \text{ m}^2/\text{s}, K_h = 0.27 \text{ m}^2/\text{s}$$

という値が得られた。ただし、 (θ) については20m, 10m, 5mに設置した熱電対温度計より温度を求め、(2)式により θ に変換した。 U については20m, 10m, 5mの超音波風向風速計より求めた。

次に、無次元プロファイル関数 ϕ_m, ϕ_h について8時間平均値を次式により求めた。

$$\frac{\hat{U}_{20m} - \hat{U}_{10m}}{z_{20m} - z_{10m}} = \frac{\hat{u}_{*20m} + \hat{u}_{*10m}}{2\kappa z} \phi_m$$

$$\frac{\hat{\theta}_{20m} - \hat{\theta}_{10m}}{z_{20m} - z_{10m}} = \frac{\overline{wT}_{20m} + \overline{wT}_{10m}}{\kappa(\hat{u}_{*20m} + \hat{u}_{*10m})z} \phi_h$$

ここで κ はカルマン定数(0.4)である。この結果、8時間の平均値から求めた $\phi_m, \phi_h, \zeta = z/L$ はそれぞれ、5.5, 2.8, 1.9となった。ただし、 $z = 15 \text{ m}$ である。この値は従来の結果(たとえば竹内・近藤, 1981)よりかなり安定側の値になった。ただし L は、

$$L =$$

$$\frac{\left\{ \frac{1}{2}(\hat{u}_{*20m} + \hat{u}_{*10m}) \right\}^3 \left\{ \frac{1}{2}(\hat{T}_{20m} + \hat{T}_{10m}) + 273.15 \right\}}{\kappa g \cdot \frac{1}{2}(\overline{wT}_{20m} + \overline{wT}_{10m})}$$

である。

大気から地面へ常に20 W/m²もの熱量が輸送されているにもかかわらず、この日の22時以降の接地逆転層は温度も高度もほぼ一定の定常状態となっていた。このように、鹿島で観測される接地逆転層が、関東地方の内陸にできる接地逆転層に比べて低いことは、南関東大気環境特別観測の結果(長田, 1977)にも報告されている。

このような定常状態の接地逆転層となっている一つの説明として、昼間に見られる海風の進入によって海岸付近にできる内部境界層のような状態、つまり水平移流による熱の輸送が大気から地表面への顕熱輸送とバランスした状態に接地逆転層がなっているためと考えてみた。そこで、内部境界層厚($h(x)$)の発達式(蒲生, 1981)に習い、次式

$$h(x) = \left(\frac{2\overline{wT}}{\tilde{F}} \frac{x}{U} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

によってこの時の $\text{fetch}(x)$ を求めてみた。ここで \tilde{F} は、接地逆転層の上の層の平均温位勾配と接地逆転層中の平均温位勾配の差である。今の場合接地逆転層の上の層は等温とみなしているため \tilde{F} は接地逆転層中の温度勾配

(Γ)に等しい。(3)式から、定常的に 20 W/m^2 (0.016 mK/s)の熱量が大気から地面へ失われる場合、60mの接地逆転層が形成されるためには代表風速として20mの高度での実測値 4 m/s をとれば、温度勾配 $\Gamma=0.072 \text{ K/m}$ として33km程度、また代表風速をさらに上空の高度30m付近の推定風速 5 m/s (第5図)とすれば42km程度の距離が必要である。観測ではこの時の風向は西北西($290\sim 300^\circ$ の方向)であり、上流側をたどるとそこには霞ヶ浦がある。つまり、大胆に予測すればここで観測された接地逆転層はこの霞ヶ浦付近から発達したものと考えることができるかも知れない。また、(3)式から、距離を時間に置き換えると、無限長の平面で接地逆転層が発達しているとすれば、8時間で接地逆転層は約110mまで発達できるはずであり、ここで観測された接地逆転層高度の2倍となるはずで、この高度差は充分カイツーンでも識別できる。つまり、この日の接地逆転層は、霞ヶ浦から実際に発達を始めているかどうかは別としても、内部境界層形の構造をしていることをこの結果も支持している。

5. まとめ

鹿島の平坦地に冬季に発達した接地逆転層について、塔とパイロットバルーン等によって観測された結果をもとに、その生成発達過程について考察した。データは1978年12月6日から7日にかけて観測されたものである。この夜は20時頃を境に風が強まり、それ以降の接地逆転層は乱流状態にあり、かつ準定常状態にあった。この乱流状態の接地逆転層について主として解析を行った。

22時から翌6時までの8時間の状態について、温度分布から得られた接地逆転層高度は60mではほぼ一定であった。この接地逆転層高度と、推測された風速のmaximumの高度はだいたい一致していた。20mの塔による観測によれば、乱流変動量の平均値は高さによらず、乱流による平均の大気から地面への顕熱輸送量は 20 W/m^2 であり、グラディエントリチャードソン数は0.1程度であった。渦拡散係数 K_m , K_h はそれぞれ $0.13 \text{ m}^2/\text{s}$, $0.27 \text{ m}^2/\text{s}$ という値になった。

20 W/m^2 という大気から地面への熱輸送が常に存在

しているにもかかわらず、この点で観測された接地逆転層の構造が準定常的であるためには、水平移流による熱輸送が存在し、地表面への顕熱輸送による大気の冷却が水平移流による熱輸送によって補われている必要がある。つまり、海岸に発達する内部境界層のような構造をこの接地逆転層がとっていることが予想された。熱輸送量と平均風速から、60mの接地逆転層が発達するためには $30\sim 40 \text{ km}$ の fetchが必要であり、上流側をたどると霞ヶ浦にいきあたる。本当に霞ヶ浦からこの夜の接地逆転層が発達を始めているかどうかは今回の結果からでは明らかではないが、準定常的な接地逆転層の説明としてこのような接地逆転層が本当に存在するかどうか今後の解明が待たれる。

参考文献

- Andre, J.C. and L. Mahrt, 1982: The nocturnal surface inversion and influence of Clear-Air radiative cooling, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 864-878.
- 蒲生 稔, 1981: 海風に伴い発達する自由対流内部境界層に関する研究, 公害資源研究所所報, No. 19, 89 pp.
- Garrat, J.R. and W.L. Physick, 1985: The inland boundary layer at low latitude: II Sea-breeze influences, *Boundary Layer Meteorol.*, **33**, 209-231.
- 近藤裕昭・水野建樹, 1990: NO_x 濃度はなぜ12月に高くなるか, 公害, **25**, 25-34.
- ・山本 晋・林 正康, 1983: 放射冷却によってできる接地逆転層について, 公害, **18**, 251-258.
- Kondo, J., O. Kanechika and N. Yasuda, 1978: Heat and momentum transfer under strong stability in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1002-1021.
- , T. Kuwagata and S. Haginoya, 1989: Heat budget analysis of nocturnal cooling and daytime heating in a basin, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2917-2933.
- 水野建樹・横山長之・山本 晋, 1981: 強い接地逆転層下における乱流の観測, 公害, **16**, 77-88.
- 長田英二, 1977: 気温逆転層, 南関東大気環境調査報告 I, 114-131.
- 竹内清秀・近藤純正, 1981: 地表に近い大気, 大気科学講座1, 東京大学出版会, 226 pp.