

## ミー散乱ライダーを用いた大気研究\*

—昭和61年度日本気象学会山本賞受賞記念講演—

笹野 泰 弘\*\*

この度は山本賞を頂くことになり、誠にありがとうございました。山本賞の選考委員の皆様、そして気象学会の全ての会員の皆様に、心から感謝の意を表したいと思ひます。

今回、受賞の対象となりました論文「ミー散乱ライダーによる大気混合層および遷移層の構造の観測」(Sasano, 1985) は、私が現在の勤務先であります国立公害研究所で行って参りました研究の一部であります。竹内延夫大気物理研究室長はじめ研究室の皆様にも感謝いたします。同時に、本研究は私の学位論文の一部でもあります。私が東北大学の修士課程を修了して以来、変わらぬご指導を頂きました近藤純正先生、田中正之先生にお礼申し上げます。

実は、私が東北大学の学部3年生に進学した年に、山本義一先生はご退官になり、残念ながら直接のご指導を頂くことはなりません。今回、山本賞を頂くことができ、暖かい励ましのお言葉を頂戴したかのような気持ちで、うれしさもひとしおであります。

さて、本日は記念講演の機会を与えて下さりありがとうございます。この機会に、受賞対象論文のご紹介だけではなく、これまで私どもの研究所で行って参りましたその他の研究も交えてお話させて頂きたいと思ひます。大体、つぎのような内容、順番でお話したいと思ひます。まず、参考までに、ライダーそのものについて簡単に説明をさせて頂きます。特に、今回はミー散乱方式のライダーに話を限ります。

ミー散乱ライダーを用いた大気研究としては、つぎのように2つに大別できるかと思ひます。つまり、ライダーで観測されるエアロゾルの空間分布をトレーサーとした大気構造、あるいは大気の運動の研究、他のひとつ

は、エアロゾルの光学的な面に着目した量的な扱いによるものの2つです。前者は、まさに今回の受賞対象論文の内容とするところのものであります。本日は、その後の研究についてもご紹介するという事で、最近の海風前線構造の観測についてお話させていただきます。さらに、後者、つまりエアロゾルの光学的な側面からの取り組みとして、成層圏エアロゾル、対流圏エアロゾルの観測、多波長ライダーによるエアロゾルタイプの識別の問題など紹介致したいと思ひます。

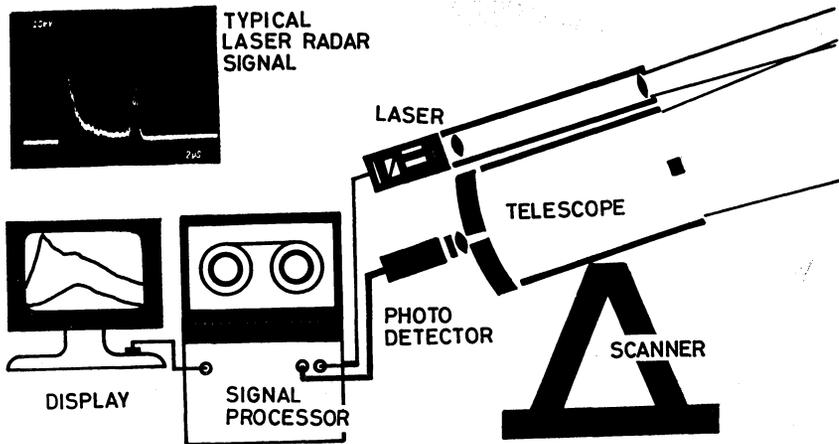
## 1. ミー散乱ライダー

まず、最初にライダーについてごく簡単に説明を加えておきたいと思ひます。ライダーというのはご存じの通り Light Detection And Ranging の略で、電波を用いたレーダー (Radiowave Detection And Ranging) に対応する語として広く使われています。さらに、最近では対象物質の同定が可能という意味も含めて、Light Identification, Detection And Ranging の略なのだと言う人 (Measures, 1984) もいるようです。ともあれ、ライダーはレーザー光を使ったレーダーと言うことです。したがって、レーザーレーダーという呼び名も広く使われています。第1図に装置の構成を模式的に示しています。原理的には、次のようなものです。光のパルスを大気中に送りだしてやり、大気中に浮遊する各種の粒子で散乱された光のうち、後方に還って来る部分を受信します。パルス光を用いていますので、パルスを発射してから還って来るまでの時間の遅れから対象物までの距離が分かりますし、還って来る光の強さから対象の散乱の大きさが分かります。実際には、パルスを出した後、短い時間に分割して受信信号を記録していきますと、時間軸を距離に置き換えることが出来て、レーザーパルス光路上の散乱光強度が得られます。

このライダーの受信信号強度は次のライダー方程式で

\* Mie lidar applications to atmospheric studies.

\*\* Yasuhiro Sasano, 環境庁国立公害研究所.



第1図 ライダーの基本的構成と典型的な受信信号 (左上図)。

第1表 ライダー方程式に現れる記号の意味

$P_r(R)$	距離 $R$ からの信号のパワー
$P_0$	レーザー出力パワー
$K$	光学系の効率 (定数)
$L$	レーザーパルス空間長の半分
$A_r$	受信望遠鏡の有効面積
$\beta(R)$	距離 $R$ における体積後方散乱係数
$T(R)$	距離 $R$ までの大気透過率
$Y(R)$	距離 $R$ における幾何光学的効率

記述できます。

$$P_r(R) = P_0 \cdot K \cdot L \cdot A_r \cdot \beta(R) \cdot T(R)^2 \cdot Y(R) / R^2$$

$$T(R) = \exp \left[ - \int_0^R \alpha(r) dr \right]$$

記号の意味は第1表に示しています。

ライダー受信信号データの解析としては、次の式によって受信光強度  $P_r(R)$  からエアロゾルの濃度に比例する体積後方散乱係数を求めることになります。

$$\beta(R) = P_r(R) R^2 / T(R)^2 [Y(R) \cdot P_0 \cdot L \cdot K \cdot A_r]$$

ここで、大気透過率  $T(R)$  が必要になります。簡便な方法として、スロープ法、スラントパス法 (笹野・竹内, 1982) があり、エアロゾルの分布をトレーサーとして大気構造を探るような目的には十分間に合います。

さらに、厳密に大気透過率の補正が必要であるとか、あるいは、定量的な解析をしようとする、後ほど触れるような解析が必要になります。

## 2. ミー散乱ライダーを用いた大気構造の研究

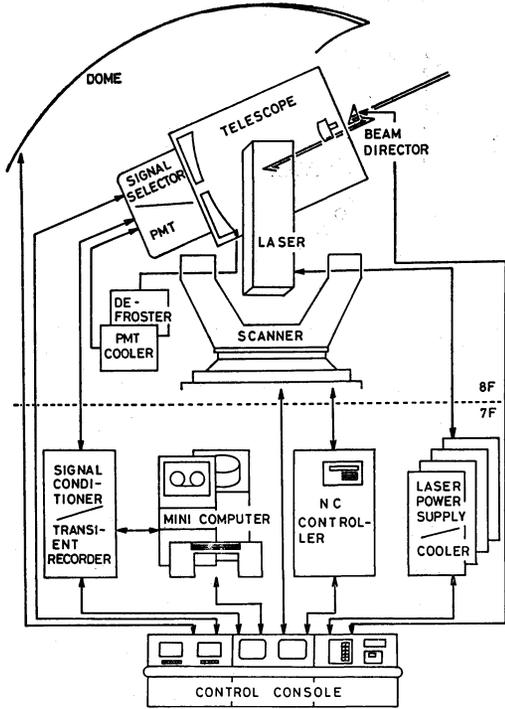
### 2.1 大気混合層および遷移層構造の観測

受賞対象となった論文 (Sasano, 1985) は、エアロゾルの分布をトレーサーとして大気混合層と、混合層と上空の自由大気との境界領域である遷移層の構造を調べようとしたものです。ここで、この論文について若干の紹介を致したいと思います。

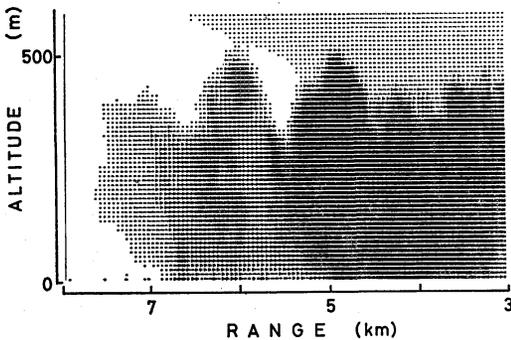
大気境界層、特にその上部構造に関する観測的研究は従来、パイバルや低層ゾンデなどの飛翔体によるか、あるいは大型のカイツーンや航空機を用いる他には有効な手段がなく、その解明に困難な面がありました。本研究はそのような状況において遠隔計測の手法により、大気立体構造を把握することをねらいとしたものでした。遠隔計測による大気の研究は、それまでにも、例えばソナーであるとか、レーダーなどによってもなされたことはありましたが、観測可能距離が短いとか空間的に掃引測定が難しいとか、あるいは空間分解能があまり高くないなどの難点がありました。

本研究では、1979年秋に完成した公害研究所の大型ライダー (Shimizu *et al.*, 1985) を用いて、大気境界層構造、とくに混合層と、混合層の上部と自由大気との境界領域、すなわち遷移層の立体構造の観測を行い、その時間変化などの情報を得ることを目的としました。

国立公害研究所の大型ライダー (第2図) は、直径1.5 mの大きな受信望遠鏡と、出力30Wの大出力レーザーを備えており、また角度精度 0.3 mrad の掃引機能を有しています。受信光は光電子増倍管で電気信号に変換後、



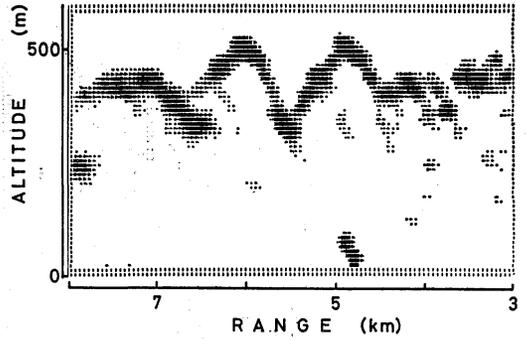
第2図 国立公害研究所大型ライダーの構成ブロック図 (Shimizu *et al.*, 1985).



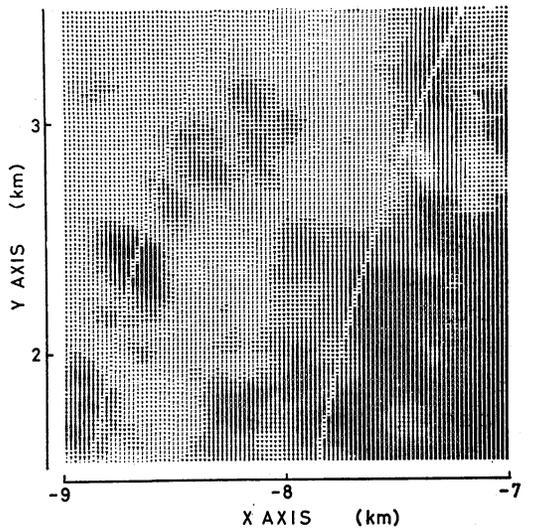
第3図 大気混合層発達時の RHI 測定による大気鉛直断面内のエアロゾル分布。ただし、ライダー信号に対して大気透過率の補正は加えていない (Sasano *et al.*, 1982).

A/D 変換器で直ちにデジタル化され、ミニコンピュータに送られます。最終的に、データは磁気テープに記録され、後の解析に供されます。

掃引測定した時、データ量はかなりのものになりますし、そもそも掃引測定では2次元的な画像を得ることが

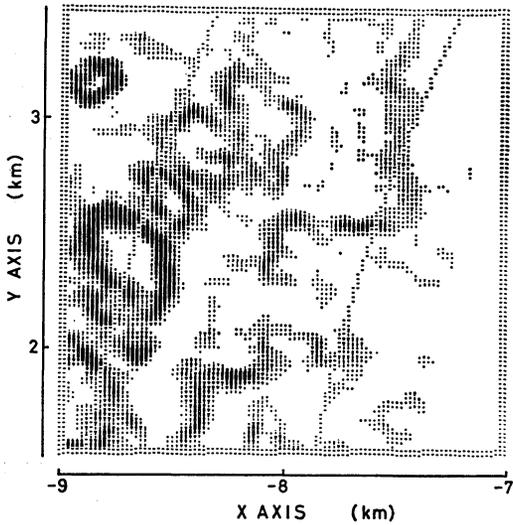


第4図 第3図の画像に対して縁辺強調処理を施したもの (Sasano *et al.*, 1982).



第5図 大気混合層発達時の PPI 測定によるエアロゾル分布 (高度角1.9度) の例 (Sasano *et al.*, 1982).

目的ですから、データの解析には大型の電算機を用い、しかも画像データの解析用に開発した会話処理のプログラム (笹野ら, 1982) によりました。さらに、本研究では画像処理の一種である縁辺強調処理を画像データに施すことにより構造の抽出を容易に致しました (Sasano *et al.*, 1982)。ここで用いた縁辺強調処理はエアロゾル濃度の2次元画像データにおいて、空間濃度勾配をさらに局所的な濃度の値で割算することにより濃度勾配を強調するとともに、大気透過率の補正、システム定数のキャリブレーションを不要とするという利点を持っています。



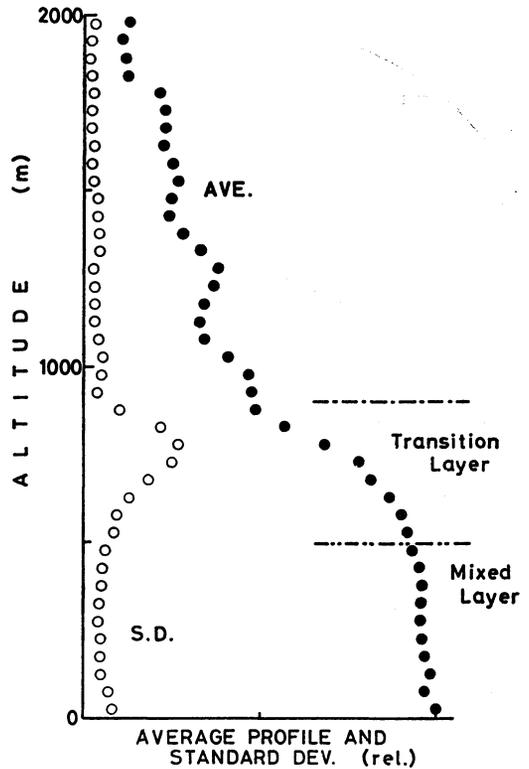
第6図 第5図の画像に対して縁強調処理を施したものの (Sasano *et al.*, 1982).

さて、大気混合層の観測は1980年、1981年の夏、秋を中心に行いました。まだ、装置が完成して間もない頃で、現在に比べるといろいろな面でまだ問題の多い時期でした。ともあれ、その頃に大型ライダー、カイツーン、ゾンデなどを用いた総合的な観測を何度か行いました。

ここでいくつかの観測例をお目にかけたいと思います。第3図は、いわゆる RHI スキャン、つまり鉛直面内の掃引測定によるもので大気鉛直断面内のエアロゾル分布を示しています。詳しく述べる時間はありませんが、対流混合層の発達期待される気象条件、時間帯に測定は行われたものです。この図では、先ほど述べました大気透過率の補正はしておりませんので、見掛け上濃度分布は遠方にいくほど小さくなっています。とはいえ、この図が示しているものは400m以下の混合のよくなされている範囲、500m以上の清浄な大気の領域、そしてその両者にはさまれた中間の領域ということになります。

この図に対して、先ほど述べました縁強調を施しますと第4図を得ます。この図からは、混合層の上部の構造が明瞭に読み取れます。そして中間の領域というのは、上空の安定な成層に貫入しようとする対流セルの構造を示していると考えられます。

第5図は、いわゆる PPI 測定、つまり、ある高度角のもとで水平方向に掃引測定したものです。これは、



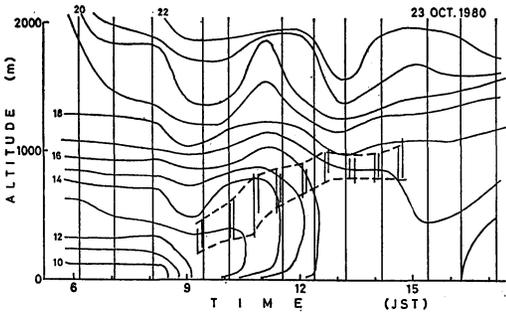
第7図 RHI 測定をもとに水平方向に平均したエアロゾル鉛直分布と標準偏差の鉛直分布 (Sasano, 1985).

先ほどの対流セル構造の先端部分(中間領域)を輪切りにしたものに相当し、これに縁強調を施しますと、第6図のようなドーナツ構造がみられます。

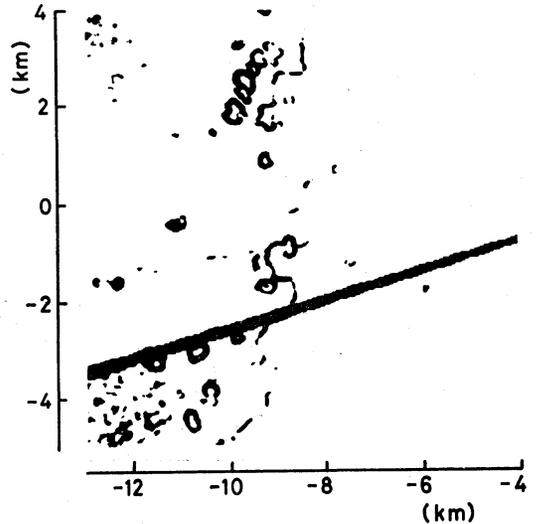
ここで、Deardorff などの水槽実験の結果など (Deardorff *et al.*, 1980) を参考にして混合層高度、遷移層厚さ等を定義することが可能です。

第7図は、水平方向に平均したエアロゾル鉛直分布と標準偏差の鉛直分布を示しています。この図で、下層の濃度が一定で標準偏差の小さい領域を混合層、標準偏差が大きく、濃度が高さと共に減少する範囲を遷移層、それより上が自由大気と考えることができます。この領域分割は先ほどの RHI 画像からも妥当なものと考えられます。

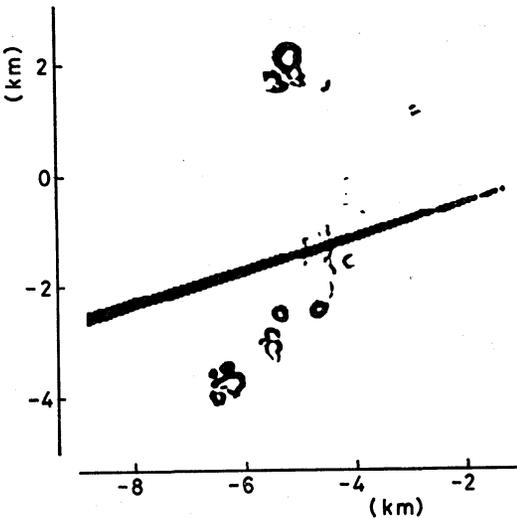
第8図は、低層ゾンデによる温位の測定から作成した等温位図で、典型的な混合層の発達が見られます。この日の混合層、遷移層の時間変化を第8図に縦の実線で示しています。これによれば、温位のほぼ一定な混合層の



第8図 時間・高度面の等温位線図. 図中に破線で遷移層の範囲を示した (Sasano, 1985).



第9(b)図 第9(a)図と同様, 但し, 1981年11月12日10時00分 (Sasano, 1985).



第9(a)図 大気混合層発達時のPPI測定によるエアロゾル分布 (高度角1.9度). 1981年11月12日9時00分 (Sasano, 1985). ライダーの位置を原点として, 南北を縦軸, 東西を横軸にとり表示した. 図中の黒い帯状の部分は建物の陰で信号が得られていない.

上部の安定層中に遷移層の領域が存在していることが分かります.

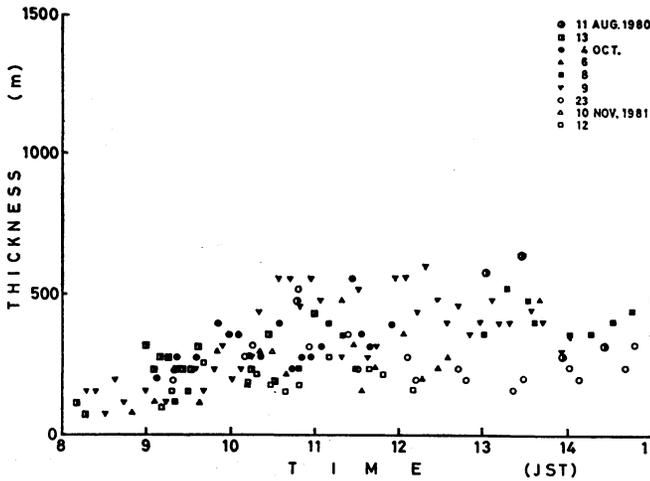
次に何枚か PPI の測定のお目を見かけます. 最初にお見せするのは (第9(a)図), 高度角が1.9度で測定したもので, 高度としては, 図の中心で約 230m にあたります. 時刻は9時, このとき RHI 測定によれば, 混合層の発達はまだ十分ではなく, 遷移層は約 200m くらいの高さに達しているのみでした. したがって, 図の右半分は遷移層より下, 左はそれより上を見ていることに

なります. そして, ここに見られるドーナツ状の構造は対流セルを輪切りしたのを見ていると考えられます. ここでは, 濃度分布に対して縁辺強調を施しているために, ドーナツの形になっています. 同様の構造は例えば, 1時間後の測定 (第9(b)図) から得られています. そして, これらのセルの直径はおおよそ数百 m で, RHI 測定から得られた遷移層のセルの直径ともおおよそ一致しています.

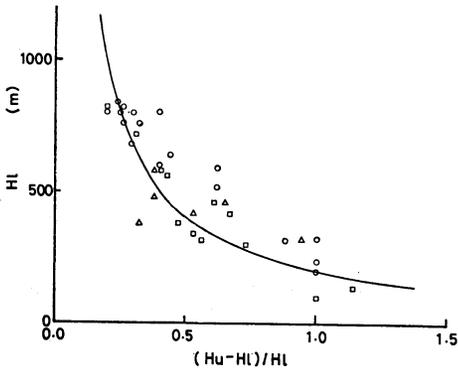
このようにしてライダー観測から求められた遷移層構造, 特にそのセル構造の時間変化は次のようにまとめられます (第10図). まず, 遷移層の厚さの時間変化ですが, 厚さはもちろん種々の条件によりますが, およそ時間とともに厚くなり, 昼すぎからはほぼ一定となります.

遷移層の厚さの混合層の高さに対する比を混合層の高さに対してプロットしますと (第11図), 混合層の高さが低い朝の間は, その値は大きく, 混合層が高くなるにつれて, 比の値は小さくなって行きます. 最終的に, ほぼ0.2~0.3程度に落ち着きます. この, 遷移層厚さの相対的な大きさというのは, 混合層の発達のモデル化において重要なパラメータと考えられています (竹内・近藤, 1981).

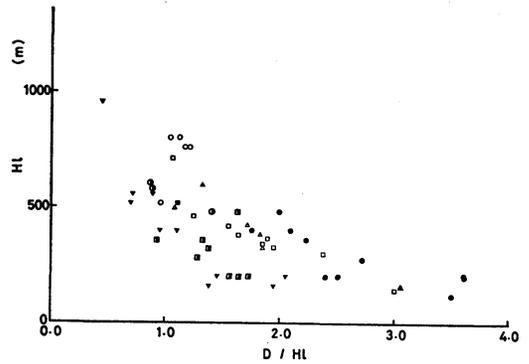
一方, 遷移層中の対流セルの直径を前と同様に, 混合層の高さに対してプロットしますと, 第12図のようになり, 混合層の低い間にはおおよそ2~3程度, 高くなりますと1程度の値をとることが分かります.



第10図 遷移層の厚さの時間変化. 測定日を図中の右上に示した (Sasano, 1985).



第11図 混合層高度と相対的な遷移層厚さの関係 (Sasano, 1985).



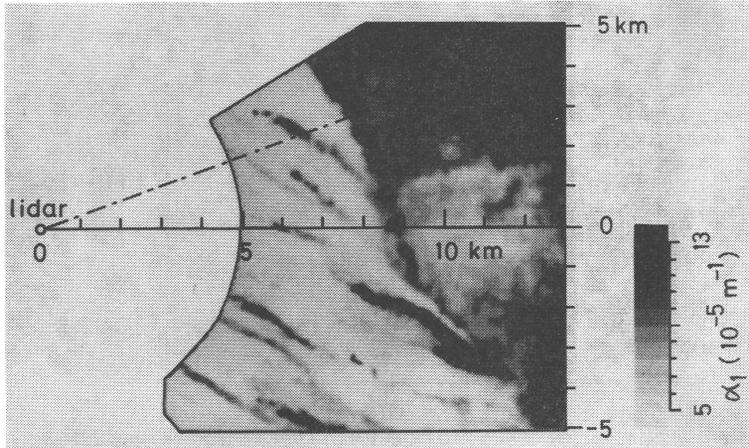
第12図 対流セルの直径と混合層高度の関係 (Sasano, 1985).

残念ながら観測例も多くありませんので、一般的な結論を申し上げることはできませんが、ライダーが大気境界層の研究において、きわめて有効な測定手段となり得るという点はご理解頂けるものと思います。特に遠隔計測の特質を活かした次のような観測は、他の方法では得られない情報が得られるものと思います。すなわち、空間分解能が高いこと、時間変化が追えることを活用して、本研究で試みたのと同様に大気混合層の発達を捉えること、混合層の発達に関わる対流セルなどの組織的構造の詳細を把握すること、一つ一つのセル構造の消長をつかまえること。さらには、安定成層中の波動構造を捉えることも可能でありましょう。ただ、ライダー観測だ

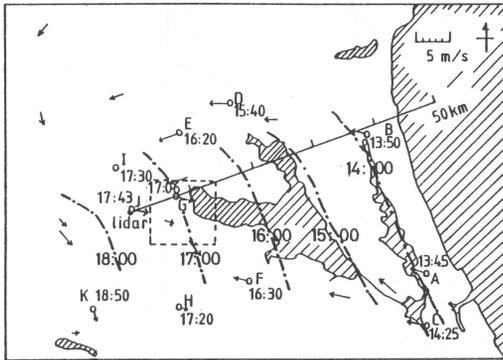
けですべてが分かるわけではなく、よく組織された気象観測が不可欠であります。

### 2.2 海風前線構造の観測

ところで、私どもの研究室では、同僚の中根英昭研究員が中心になりまして、最近、海風前線の構造とその内陸への侵入過程について大型ライダーを用いた研究を開始致しております。エアロゾルの分布をトレーサーとした大気構造の研究という意味からも、また、大気汚染現象の解明という意味からも非常に興味ある研究であると思っております。すでに、本学会でも発表しておりますし、昨日の局地循環のセッションでも最新のデータを発表致しました。お聞きになられた方には重複ということ



第13図 PPI 測定で捉えられた海風前線に伴うエアロゾル分布 (Nakane and Sasano, 1986). エアロゾルの濃度は体積消散係数で表した.



第14図 気象データ(風向・風速等)から推定された海風前線の侵入状況(第13図に対応)(Nakane and Sasano, 1986). 一点鎖線で毎時の海風前線の位置を示した. 破線で囲った範囲は, 第13図に示したライダー測定範囲に相当する.

のエアロゾル分布を示しています. この図の中央付近を境界として, 明瞭な気塊の違いが見られます. 左側, すなわち内陸側では, 筋状の煙の流れのパターン, 右側, つまり海側には濃度が高く一様に近い分布が見られます. 関係各機関から提供して頂きました各地の気象データを参考にして, 海風前線の侵入を調べてみますと, 第14図のようになっておりました. つまり, 14時頃から内陸へ侵入し始めた海風の前線は, 大型ライダーで観測を行っていたちょうどその時刻, 先ほどお見せした位置に達しているわけです. 図中の破線で囲った領域が第13図に示した範囲に相当しています.

その時の, 海風前線の鉛直構造はどうなっていたかと申しますと, 第15図に示すとおりであります. 私どもの知るかぎり, 海風前線の立体構造をこれほど明瞭に捉えた例はこれまでになかったのではないかと思います. 詳細は Nakane and Sasano (1986) をご参照下さい.

さらに, 別の日の観測では, 鹿島灘から侵入して筑波, さらに内陸へと進行した海風前線が捉えられています. 第16図は, ライダーで捉えた前線の位置の時間変化だけを描いたものですが, 海岸線から陸へ, 約60 kmまで約7.5時間をかけて侵入したことが分ります (中根, 1986).

になり, 申し訳ございませんが, ここでも少々ご紹介させて頂きたいと思ひます.

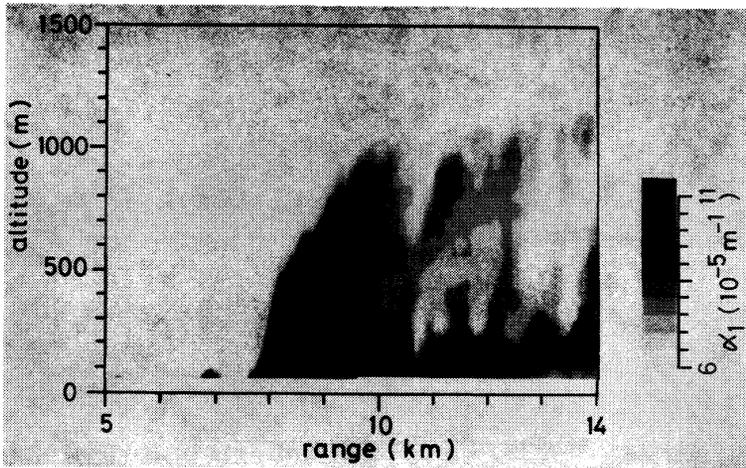
ご存じのように, 筑波あたりですとある条件のときには, 太平洋鹿島灘からの海風の侵入が見られます. そして, 一般には海風の内部と海風を迎える陸側の気塊とでは, そこに含まれるエアロゾルの性質や濃度が異なっておりますので, ライダーで測定致しますと, 際だった信号の違いが見出されます. ここで, ひとつの例をお見せしたいと思います.

第13図は, PPI 掃引測定によるもので, ほぼ水平面内  
1987年2月

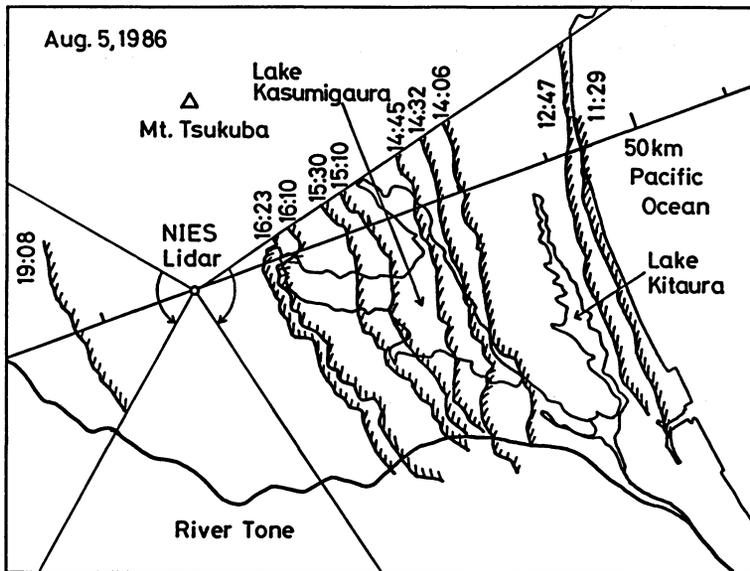
### 3. ミー散乱ライダーによるエアロゾル分布の定量的測定

#### 3.1 成層圏エアロゾルの観測

さて, ここでは話題を少し変えて, ライダーによるエア



第15図 海風前線の鉛直断面構造 (Nakane and Sasano, 1986).

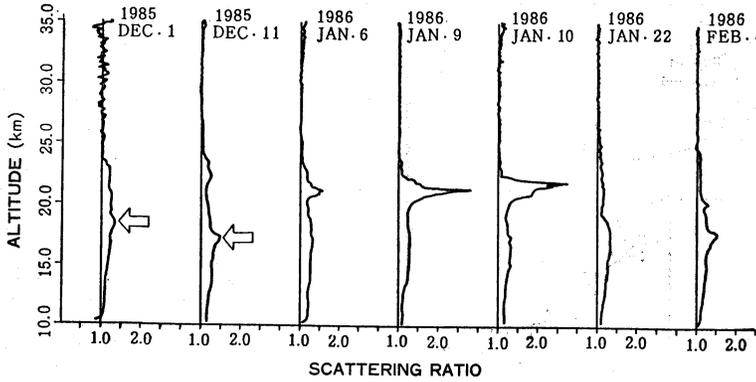


第16図 PPI 測定で得られた海岸から内陸への海風前線の侵入 (中根, 1986).

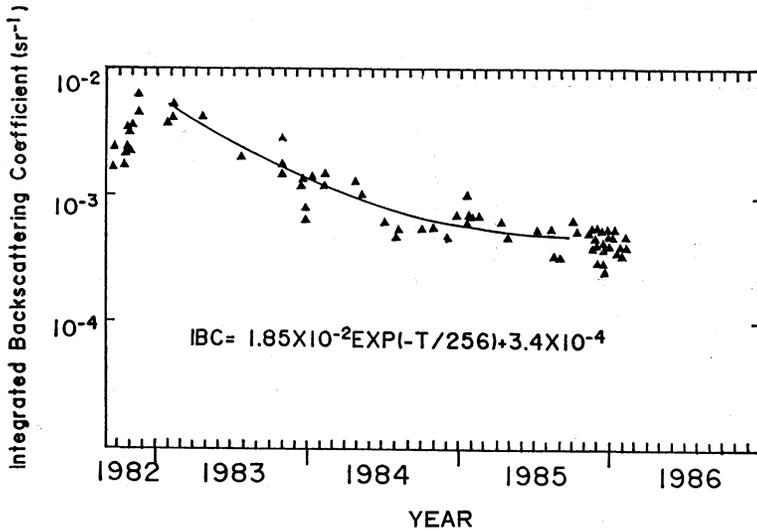
ロゾル分布の定量的な測定についてお話したいと思えます。ライダーは、元来、サーチライトの光などを用いた高層のエアロゾル分布測定法に代わる有力な測定器として、レーザーの発明後比較的早い時期にその応用が始められたもので、ライダー自体の歴史は古いといえます。そして、成層圏エアロゾルの消長に関する測定データの蓄積も今や小さいものでないことは、よくご存じのことと思います。国立公害研究所でも、成層圏、対流圏、大

気境界層中のエアロゾル分布を定量的に把握しようということで、ここ数年来、測定を続けて来ております。ここで最初にご紹介する成層圏エアロゾルに関する測定は、1982年秋以来のもので、主として、林田佐智子研究員、飯倉善和研究員が解析にあたっていました。

まず、鉛直分布の時間的な変化ではありますが、第17図に昨年末から今年の春にかけての成層圏におけるエアロゾル分布の変動が示されています (林田ら, 1986)。1982



第17図 1982年12月から1986年2月にかけての成層圏エアロゾル分布の変化，測定波長は0.532 nm (林田ら，1986)。



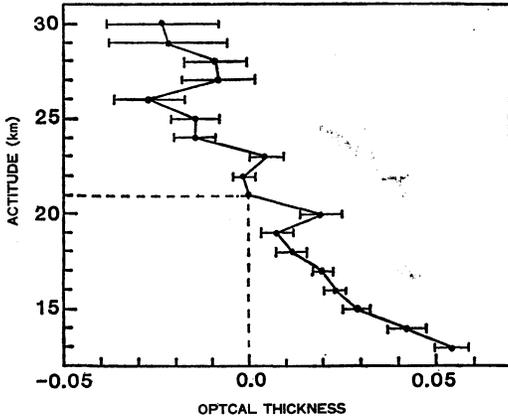
第18図 積分された後方散乱係数 (IBC) の変化 (林田ら，1986)。

年の El Chichon 火山の噴火の影響がようやくおさまりにかけたところに、昨年11月にコロンビアの Nevado del Ruiz 火山、カムチャッカの Kliuchevskoi 火山の噴火が報告されており、ここで見られるピークはこれらの火山の影響ではないかと考えています。

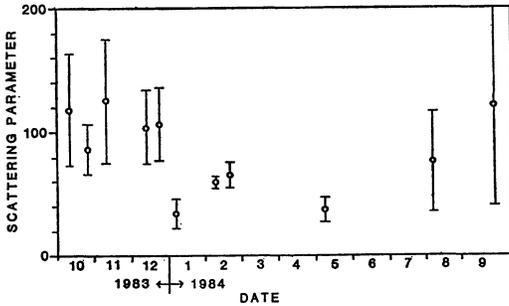
また、いわゆる integrated backscattering coefficient を求めて、1982年秋以来の時間変化をプロットしますと、第18図のようになります。これに、バイアス分を含めた形の指数関数タイプのあてはめを行いますと、時定数 256 日程度が得られます。

成層圏エアロゾルの場合には、通常、光学的には薄いので光の減衰の補正はさほど重要ではないのですが、火

山噴火後で比較的、エアロゾル量が多い時にはその影響がでてまいります。しかし、ライダー観測から、光学的厚さを求めるというのは必ずしも容易ではありません。これは、ライダー測定の本質的な問題、すなわち最初にお見せしたライダー方程式を吟味すればすぐ分かることですが、ひとつの方程式に未知数が2つ、今の場合には、後方散乱係数と消散係数が不可分の形で含まれていることに由来します。この問題に対処するために、例えば水平方向の一様性を仮定して、高度角を変えて測定することによりいわば、方程式の数を増やすという方法をとることができます。これは、スラントパス法と呼ばれています。この方法を成層圏の測定に応用するために



第19図 スラントパス法で求めた光学的厚さの鉛直分布 (高度21 km を基準とした) (飯倉ら, 1986).



第20図 13 km から30 km の間の光学的厚さの変化 (飯倉, 1986).

は、データの質が極めて高いことや、水平方向の一様性の仮定が十分に充たされていることが必要になります。

私もでは、データ処理に特別な工夫を凝らすほか、統計的な取り扱いにより成層圏エアロゾルの光学的厚さを求めております (飯倉, 1986)。ここにお見せるのは (第19図)、そのようにして得た光学的厚さの (高度21 km を基準とした) 鉛直分布であります。また、第20図は、高度範囲13 km から30 km の間の光学的厚さの1983年秋以来の変化を示しております。El Chichon 噴火による光学的厚さの増大に引き続く減衰の過程が示されています。

成層圏エアロゾルの観測は、これらの他に、大型ライダーの掃引測定が出来るという特長をいかして、エアロゾル空間分布構造などについても現在研究を進めております。



第21図 1986年3月13日、気象官署で観測された黄砂の発現時刻の等値線。

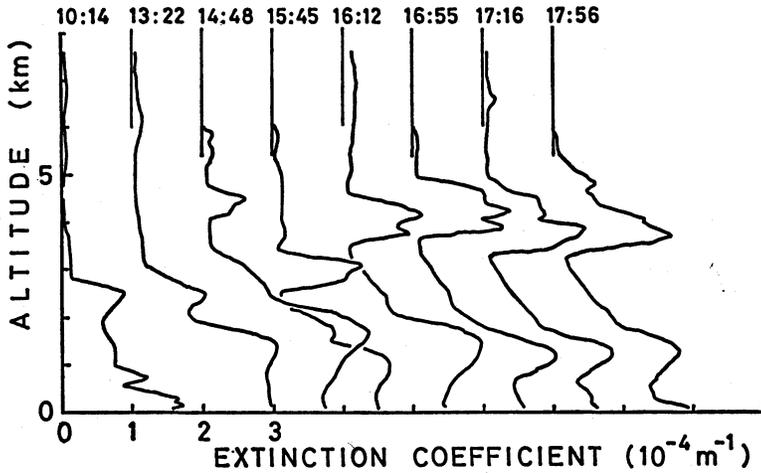
### 3.2 ライダー信号の定量的解析と対流圏エアロゾルの観測

地表近くの大気の下層から対流圏の上部にかけての領域についてもエアロゾルの鉛直分布に関するデータを蓄積しつつあります。この領域になりますと先ほども少し申しました透過率の補正が不可欠であります。しかし、水平方向の一様性は、成層圏に比べて一層成り立ちにくいためにスラントパス法の適用は困難であります。そこで、未知数を2つ含むライダー方程式をいかに解くかという問題になります。この問題は、ここ数年、盛んに議論され、後方散乱係数と消散係数の間になんらかの関係を保定することで、方程式の数を増やし、方程式系を閉じることが行われています。

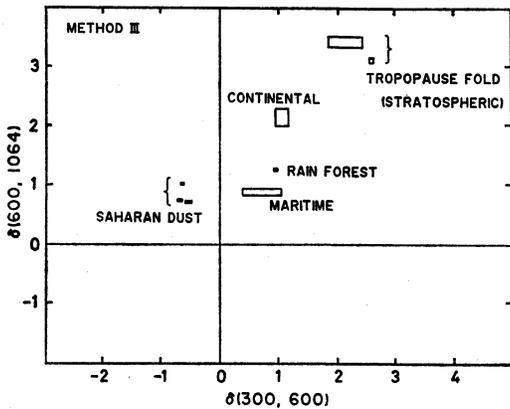
例えば、エアロゾルによるものと空気分子によるものとを添字で区別して表すとき、ライダー方程式は次のように書かれます。

$$X(R) \equiv P_r(R) R^2 = C[\beta_1(R) + \beta_2(R)] \exp\left[-2 \int_0^R [\alpha_1(r) + \alpha_2(r)] dr\right]$$

ここで、後方散乱係数と消散係数の比を散乱パラメータとしてつぎのように定義すると、



第22図 筑波で観測された黄砂エアロゾル層 (高度3~5km) の変化 (1986年3月13日).



第23図 後方散乱係数の波長依存性を示すパラメータ  $\delta$  のダイアグラム (Sasano and Browell, 1986).

$$S_1(R) \equiv \alpha_1(R) / \beta_1(R),$$

$$S_2 \equiv \alpha_2(R) / \beta_2(R).$$

ライダー方程式の一般解は下の式で表されます (Sasano and Browell, 1986).

$$\beta_1(R) + \beta_2(R) = \frac{X(R) \exp \left[ -2 \int_{R_0}^R [S_1(r) - S_2] \beta_2(r) dr \right]}{\frac{X(R_0)}{\beta_1(R_0) + \beta_2(R_0)} - 2 \int_{R_0}^R S_1(r) X(r) \exp \left[ -2 \int_{R_0}^r [S_1(r') - S_2] \beta_2(r') dr' \right] dr}$$

特に散乱パラメータが空間的に一定と置ければ、ライダー信号は散乱パラメータと境界条件を与えれば解くこと

ができて、後方散乱係数あるいは消散係数のプロファイルが求められます。問題は、散乱パラメータを如何に与えるか、散乱パラメータが空間の関数になっている時にどうするかということでありまして、ミー散乱ライダーによる定量的な測定上の最大の問題であります。

私どもでは、散乱パラメータの採り得る値のおよその範囲が分かっておりますから、その両極端を与えて解いて、解の不確定性を示すようにしております (Sasano and Browell, 1986)。あるいは逆に、ライダー観測と他の測定、例えばエアロゾル粒径分布の測定と組合せて、散乱パラメータを推定することなどを試みています (中根・笹野, 1984)。対流圏エアロゾル測定の一環として、黄砂の観測を2年ほど前から始めています。この一例として、今年3月に観測した結果をお目にかけてしたいと思います。3月13日、長崎大学の荒生先生から九州地方で黄砂が観測されているとの電話を頂き、さっそく観測を開始したわけです。

まず、第21図は、気象庁で教えて頂いたデータをもとに、黄砂が各気象観測地点で始めて観測された時刻、つまり黄砂の発現時刻を等値線として描いたものです。少なくとも地上観測によれば、この日、黄砂は中部地方に達した後は北寄りに移動の方向を変えたもようで、水戸では黄砂とは観測されませんでした。

しかし、第22図で示すように筑波でのライダー観測によれば、午後から黄砂と思われる層が3~5 kmの高さに継続してあったようですし、実際、目視観測でも黄色みを帯びた層が認められました。ここで、ライダー信号

の解析にあたっては、先ほど述べた散乱パラメータを50とおっています。

現在、日本の各地の大学、研究機関で対流圏エアロゾルの観測が可能なライダーを持っているところ、あるいは近い将来に製作する予定のところを列挙すると、八戸工大、弘前大、山形大、国立公害研(筑波)、気象研(筑波)、電波研(小金井)、信州大、名古屋大、福井大、九州大の各地点となっています。このように、日本列島を縦断するように各地にライダーが置かれています。そこで、名古屋大学の岩坂先生、長崎大学の荒生先生始め多くの先生方と協力して、日本列島を縦断するライダー観測ネットワークを構成し、黄砂の輸送に関する実態の把握をしたいと考え、準備を始めております。

最後の話題として、多波長ライダーについても触れさせて頂きたく思います。午前中のエアロゾルのセッションでも報告いたしましたので、また、重複になりますが、エアロゾルの散乱係数や消散係数の波長依存性は粒径分布や、複素屈折率、あるいは非球形の場合にはその形状等により決まることから、多くの波長のライダー測定から求めた後方散乱係数の波長依存性を使って、エアロゾルのそういった物理的あるいは化学的な性質の違いを介して、エアロゾルタイプの識別が可能になります。

ここにお見せするのは(第23図)、私がNASAのラングレー研究所に滞在中に彼らのデータを使って解析したもので、後方散乱係数の波長依存性を波長のべき乗で表したとき、3つの波長(300, 600, 1064 nm)の組合せから求めた2組のべき指数を、2次元のダイアグラムにして示したものです(Sasano and Browell, 1986)。この図から分かりますように、適当な波長の組合せの下で、各種のエアロゾルタイプの識別が可能であります。この種類の研究は、これまでモデル計算でその可能性が示されて来ましたが、実際の大気エアロゾルを対象にその識別の可能性を示したのはこれが初めてではないかと思えます。今後、さらにデータ量をふやし、ダイアグラムの精度を上げて行くことが必要ですが、宇宙からのリモートセンシング、スペースシャトル搭載ライダーが現実のものとなりつつある今日、地球上に存在するエアロゾルの種類別の分布の計測も不可能ではないと思われま

#### 4. おわりに

本日は、山本賞受賞にあたっての記念講演ということで、本来、どういってお話をすればよいのやら実はよく分

からないまま、受賞対象論文に関係することばかりではなく、私どもの所属しております国立公害研究所のライダーグループの最近の研究成果も含めてご紹介させて頂きました。最後に、ミー散乱ライダー研究の今後の問題など取り纏めてみたいと思います。

今日、お話すにあたってミー散乱ライダーを用いた研究として、エアロゾル分布をトレーサーとした大気構造の研究とエアロゾル分布の定量的な測定というふうに大きく2つに分けました。しかし、本来これらは分ける必要のないもので、定量的に十分信頼の置けるエアロゾル分布データを用いて、光学的な効果とともに大気構造に関する情報を抽出するというのが理想でありまして、逆に言うと、ミー散乱ライダーは実はそこまでいいということ。とくに、光学的に厚い大気低層を対象とする場合、ライダー信号の定量解析が必須でありながら、その手法についてはまだ満足のいくものは得られていないというのが現状であります。そのため大気構造の研究にさいしても、いまひとつという感じは否めません。

しかしながら、ミー散乱ライダーが大気構造の研究において他では得られないであろう情報をもたらしてくれることは間違いのないところで、今後もこの方面の研究を発展させたいと考えております。筑波研究学園都市近辺でミー散乱ライダーが活用できそうな観測計画などお持ちで、ひとつ一緒に試してみないかとおっしゃる方がおられましたら、どうか、声を掛けてみて下さい。なにか、新しいことが出来るかもしれません。

本日は、山本賞をほんとうにありがとうございました。また、まとまりのない話を最後までご清聴ありがとうございました。

なお、本稿は記念講演の原稿に加筆修正したものです。

#### 文 献

- Deardorff, J.W., G.E. Willis and B.H. Stocken, 1980: Laboratory studies of the entrainment zone of a convective mixed layer, *J. Fluid Mech.*, 100, 41-64.
- 林田佐智子, 飯倉善和, 清水 浩, 笹野泰弘, 杉本伸夫, 中根英昭, 松井一郎, 桜井二三男, 竹内延夫, 1986: 国立公害研究所大型レーザーライダーによる成層圏エアロゾル層の観測(I), 1986年気象学会春季大会予稿集, 200.
- 飯倉善和, 1986: 私信
- Measures, R.M., 1984: "Laser Remote Sensing",

John Wiley and Sons, Inc., pp 510.

中根英昭, 1986: 私信

———, 笹野泰弘, 1984: レーザーレーザーと光散乱粒子計数器を用いたエアロゾルの散乱パラメーターの測定, 国立公害研究所研究報告, 77, 61-73.

Nakane, H. and Y. Sasano, 1986: Structure of a sea-breeze front revealed by scanning lidar observation, J. Meteorol. Soc. Japan, 64, 787-792.

Sasano, Y., 1985: Observational study on the atmospheric mixed layer and transition layer structures using a Mie lidar, J. Meteorol. Soc. Japan, 63, 419-435.

———, and E.V. Browell, 1986: Wavelength dependence of aerosol backscatter coefficients obtained by multiple wavelength lidar measurements, Abstracts of papers presented at the Thirteenth International Laser Radar Con-

ference, Tronto, August 11-15.

笹野泰弘・竹内延夫, 1982: ミー散乱レーザーレーザーによる消散係数の評価手法について, 文部省科研費特別研究環境科学 R-52 遠隔計測班昭和57年度研究報告会予稿集, 9-12.

———・———・奥田典夫, 1982: レーザーレーザー画像データ処理・表示手法の開発, 国立公害研究所研究報告, 34, 125-141.

Sasano, Y., H. Shimizu and N. Takeuchi, 1982: Convective cell structures revealed by Mie laser radar observations and image data processing, Appl. Opt., 21, 3166-3168.

Shimizu, H., Y. Sasano, H. Nakane, N. Sugimoto, I. Matsui and N. Takeuchi, 1985: Large scale laser radar for measuring aerosol distribution over a wide area, Appl. Opt., 24, 617-626.

竹内清秀・近藤純正, 1981: 大気科学講座 1, 地表に近い大気, 東京大学出版会, pp 226.

## 大気境界層についてのワークショップのお知らせ

大気境界層についてのワークショップを, つぎのように開催します. 大気境界層および関連する分野について, 応用を含む講演と討論を意図しています. 大勢のご参加を期待しております.

日 時: 昭和62年3月16日(月)・17日(火)

場 所: 気象研究所

詳細は次のところにお問い合わせ下さい.

気象研究所: 木村富士男・花房竜男

TEL 0298-51-7111

(発起人: 竹内・伊藤・光田・横山・大喜多)

## IAHS の個人会員募集のお知らせ

International Association of Hydrological Sciences (IAHS) は日本学術会議陸水研究連絡委員会が国内対応の母体となっている Non-governmental な学術団体で60年の歴史をもち, 学会誌 Hydrological Sciences Journal (年4回) のほか hydrology に関する国際情報を会員に提供しています. このたび個人会員制度が設けられ, 学会誌 HSJ を定価の半額で購入する道が開けました. 個人会員への応募は IAHS の National Representative (陸水研連委員長) である名古屋大学水圏科学研究所の樋口敬二教授を通して申し込むことになっています.

気象学会員の方で, IAHS・個人会員に応募される方については, 当学会事務局で希望者を取りまとめ, 一括して樋口敬二教授に送り, 申し込みをしていただくことになりました.

ご希望の方は, 事務局に申請用紙を請求して下さい. そして, 必要事項を御記入のうえ, 1987年4月30日(木)までに事務局に返送して下さい(必着).

なお, 年会費は1986年 US\$ 34, 1987年 \$ 37.50です. 連絡先 〒100 東京都千代田区大手町1-3-4 気象庁内 社団法人 日本気象学会事務局