

第14回メソ気象研究会報告

第14回メソ気象研究会が、1999年11月23日、日本気象学会秋季大会（福岡）の前日に、福岡市の都久志会館で開かれました。今回のテーマは「雲物理、微物理過程とメソ降水システム」で、雲物理学と降水を中心とした研究会になりました。学会の前日でしかも祝日ということで参加者があまりないのではと心配されましたが、当日は会場はほぼいっぱいになるほどの参加があり、名簿記載人数だけでも65人にのばりました。実際にはもっと多くの方が参加され、多くの人が雲物理に関心があることが示されました。雲物理とメソ降水系については、第4回メソ気象研究会で「メソ現象と雲物理のはざまにて」というテーマを取り上げていますが、このときは雪雲を中心とした観測が主な内容でした（「天気」40号295-297）。今回は藤吉氏の主旨説明にあるように、雲のモデリングを中心として、前回のそれとは全く内容の異なるものでした。

今回の研究会ではまず航空機による氷晶の直接観測の大きな成果が示されました。続くモデルに関する3つの話題はすべてビン法に関するものであったことが、近年の雲のモデリングの急速な進歩を示していると思います。ここでビン法というのは半径（質量）に関して連続な降水粒子の粒径分布を半径（質量）について離散的区分（ビンまたはクラス）に分けることで、粒径分布の時間発展方程式を解く方法です。

次の航空機によるポーラーロウというメソ降水系の観測の結果は、航空機観測がその力学を調べる上で有効であることを示しました。本研究会の最後は低過飽和度雲粒核の測定の話で、このような内容はメソ研究会でははじめてのもので、たいへん新鮮でありかつ有意義なものでした。今後このような測定そのものに関する話題ももっと取り上げるべきであると思われる。

坪木和久（名古屋大学大気水圏科学研究所）

1. 研究会主旨

藤吉康志（北海道大学低温科学研究所）

今回は、次世代非静力学共用メソモデルの開発と連動して、雲解像モデルの中の雲物理・微物理過程の現状と将来について、モデリングと観測の両方の立場から議論することを目的とした。

もちろん、素過程そのものの研究は、必ずしもモデルの進歩に左右される必要はなく、かつパラメータ化することを目的とする必要はない。しかし一方で、メソ降水系をモデリングするためには、パラメータ化された雲物理・微物理過程を組み込まざるを得ない。理想を言えばきりが無いが、今後10年先を目処にした場合に、モデルに組み込まれる最低限必要な雲物理・微物理過程とは何か、そしてそれらは定量的にどの程度の精度までパラメタライズによって表現されるべきかについての提言が、モデリングと観測の両方の立場からあってしかるべきであろう。

そこで今回の研究会では、様々な雲システムをモデルで扱った経験から、現在の雲物理・微物理過程のパラメタリゼーションの使い勝手、長所、欠点、そして今後改良すべき点などについての話題提供をお願いした。下層から上層、層状性から対流性までの幅広い雲システムを対象としたのは、それぞれの雲システムによって、重視或いは軽視すべき雲物理・微物理過程が異なり、一義的には決まらないと思われるからである。さらに、雲システムによっては、雲物理・微物理過程よりも優先的に解決すべきプロセスがあることも考えられる。逆に、これらのことを明確にすることも必要と考えたからである。

また、気象研究ノートで雲物理特集が出たのが今から四半世紀前の1974年である。この間の雲物理・微物理過程の実験・観測的成果を概観し、エアロゾルと水雲・氷雲、氷晶、雲粒の成長、水滴や固体降水粒子の成長、豪雨雪や降水効率の増加につながる新たなプロセスなどについての話題提供もお願いしたかったが、

今回は講演者の都合がつかなく、一部のみの話題提供に止まった。

これらの話題提供を基に、次世代雲物理モデルの開発のために、重点的に研究すべき雲物理過程、微物理過程とは何か、そしてそれらを解決するための今後の研究計画の立案、観測方法などを深く議論したかったが、十分な討論の時間がとれなかった。残った数多くの課題は、近々また会を開催して議論を進めたいと考えている。

2. 氷晶発生過程

村上正隆 (気象研究所)

氷晶発生過程は雲の微物理構造を通して、降水効率、降水のタイミング・場所を決定するので降水の局地短時間予報に大変重要である。一方、雲の微物理構造は雲の放射特性を決定し、雲・降水過程はエネルギー・水循環にも大きな影響を及ぼすので気候変動予測の観点からもその重要性が増大している。氷晶発生過程の研究は戦後約半世紀にわたって行われてきたが、雲粒発生過程と比べてはるかに複雑なために、定量的な不確かさだけでなく、定性的にも未解決の問題が多く残されている。近年まで、氷晶発生に関しては、氷晶数濃度を過冷却温度の関数として表した Fletcler の式が広く用いられてきたが、最近の雲の観測結果から、雲内の氷晶数濃度は Fletcler の式では説明しきれないことが明らかになってきた。我々のグループの研究結果を中心に最近の氷晶発生過程に関する研究の動向を紹介した。

雲粒子ゾンデ観測や航空機観測から雲頂温度 -30°C 以下の雲では氷晶濃度は Fletcler の式から予想される値よりはるかに小さいこと、逆に -15°C 以上でははるかに大きいことが示されている。 -25°C 以上の対流性の雲では、過冷却雲粒が共存している場合は、共存していない場合より氷晶濃度が数倍高く、氷晶濃度と雲水量に有意な正の相関が見られる。これは Bigg の水滴凍結の式から予想される傾向と符合しており、これらの雲では雲粒凍結が主な氷晶発生過程であることを示唆している。一方、最近の氷晶核測定実験に関する論文からその水飽和未滴の湿度範囲における実験データを用いて、活性化する昇華核濃度を水に対する過飽和度の関数として求めた。この関係式を採用した雲モデルを用いて巻雲の数値実験を行ったところ、氷晶数濃度は観測値とほぼ一致したが、昇華核の活性化を従来の温度依存型から水に対する過飽和度だけに依

存するようにしたことによって逆指数関数型の氷晶の粒径分布が再現できなくなった。これは我々の理解が不十分であることを物語っている。雲内に局所的に非常に高濃度(1000/l以上)の氷晶が観測されることがあり、2次氷晶発生過程により生成されたものと考えられる。2次氷晶発生過程としてよく知られているのは温度領域 $-3\sim-8^{\circ}\text{C}$ で見られる Hallett and Mossop の rime-splintering mechanism であるが、このメカニズムでは説明できない高濃度氷晶が観測されることもある。1つは -20°C 付近の上昇流中でアラレと雲粒付結晶が共存している場合に見られる。粒子間衝突による氷の破片が生成され、2次氷晶として働いていると考えられる場合である。もう1つは雲頂温度 -15°C 程度の層積雲内でみられる高濃度氷晶で、雲内に大粒の霰等も見られず、上述の2つ以外の何らかのメカニズムで発生したと考えられる。

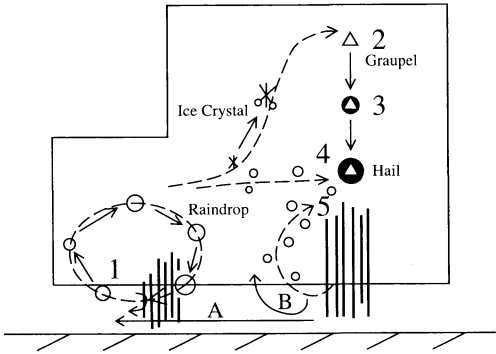
このように氷晶発生過程は十分解明されるまでには至っていないが、近年の目覚ましい観測技術の進歩により、氷晶核や雲内初期氷晶に関する知見も増加してきている。これらの技術を駆使した観測実験と雲の数値モデルを用いたシミュレーションの結果を組み合わせることで、氷晶発生過程の解明が飛躍的に進むことが期待される。

3. 降水雲システムの発達と降水機構

川野哲也 (九州大学大学院理学研究科)

近年、世界各地におけるビデオゾンデ観測の結果から、異なる気候域ではそれぞれ異なる降水機構を通して降水がもたらされていることがわかってきた (Takahashi, 1990; Takahashi and Kuhara, 1993; Takahashi *et al.*, 1995a, b)。赤道西太平洋上では、暖かい雨型に凍結過程が加わった降水プロセスによって、一方中国大陸内部では、霰形成を通して降水がもたらされていた。また、アジアモンスーン域では、暖かい雨型と冷たい雨型降水プロセスの両方が活発であった。これらの降水機構の違いが、rainband 雲の発達と降水にどのような影響を与えているかを微物理過程を詳細に導入したモデル (ビン法モデル) を用いて調べた (Takahashi and Kawano, 1998)。

用いたモデルは深い2次元非静力学・非弾性モデルである。微物理過程は Takahashi (1976) によって定式化されたもので、降水粒子を水滴、霰、雹、氷晶の4つのカテゴリーに分類し、水滴、霰、雹については球形を仮定して半径で45クラスに、また氷晶について



第1図 海洋性氷ありのケースの降水粒子のトラジェクトリー解析で得られた降水粒子の成長プロセス。

はディスク型を仮定して半径で21クラス、厚みで5クラスにクラス分けし、各クラスの数密度を予報変数としている。計算領域は111×61に区分され、水平方向、鉛直方向の格子間隔はそれぞれ400 m、200 mとした。境界条件としては側面に open、上下で rigid free slip を用いている。環境条件としてはかなり湿った条件 (CAPE=2700 J/kg) を用い、下層のみ線形のシアを導入し、また雲の発生を早めるため、初期に計算領域左下層にバブル型のインパルスを与えた。各気候域での降水機構を想定して、微物理過程のパラメータをセットし、5つの異なる微物理過程のケース (海洋性氷あり、海洋性氷なし、海洋性凍結促進、大陸性氷あり、大陸性氷なし) について計算を行った。

海洋性氷ありのケースのトラジェクトリー解析から、異なる5つの降水粒子の成長プロセスがあることがわかった (第1図)。前面でのリサーキュレーションプロセスにより、暖かい雨型の降水がもたらされ (過程1)、後面での着氷によって霰が (過程2)、さらに着氷が進んで雹が形成される (過程3)。これらの霰・雹が rainband 前面から運ばれてくる過冷却水滴を捕捉することで、凍結高度付近での雹形成が加速される (過程4)。また、降水による下層の対流によって過冷却水滴が供給され、さらに雹成長が加速される (過程5)。海洋性氷なしのケースでは、rainband 後方の降水が極端に弱まるだけでなく、氷晶化に伴う潜熱がないため雲頂も低く、特に後方で雲の発達弱い (過程1のみ活発)。また、氷晶核を極端に少なくし、雨滴の凍結過程を加速したケース (海洋性凍結促進) では、rainband 後方の雲の発達は少し強まるものの、昇華・着氷に伴う潜熱の放出が少ないため、そのセルからの

降水は依然として弱いままである (過程1, 4が活発)。一方、大陸性氷ありでは前面での暖かい雨型降水プロセス (過程1) は不活発で、後面での霰・雹形成 (過程2, 3, 4) を通しての強い降水がみられる。大陸性氷なしでは過程1~5のすべてが不活発で、雲は極端に低く、積分時間を通してほとんど降水はみられない。

このように、異なる微物理過程を反映して、rainband 雲の発達・維持機構及び降水パターンは各ケースにおいて大きく異なっていた。このことは、雲モデル内で各気候圏特有の降水機構を適切に表現する必要があることを示唆している。

参考文献

Takahashi, T., 1976 : Hail in an axisymmetric cloud model, J. Atmos. Sci., 33, 1579-1601.
 Takahashi, T. and K. Kuhara, 1993 : Precipitation mechanisms of cumulonimbus clouds at Pohnpei, Micronesia, J. Meteor. Soc. Japan, 71, 21-31.
 Takahashi, T., K. Suzuki, M. Orita, M. Tokuno and R. de la Mar, 1995a : Videosonde observations of precipitation processes in equatorial cloud clusters, J. Meteor. Soc. Japan, 73, 509-534.
 Takahashi, T., K. Suzuki, C. Wang and C. Guo, 1995 b : Precipitation mechanisms of cloud systems developed in a semi-arid area of Pingliang, China, J. Meteor. Soc. Japan, 73, 1191-1211.
 Takahashi, T. and T. Kawano, 1998 : Numerical sensitivity study of rainband precipitation and evolution, J. Atmos. Sci., 55, 57-87.

4. ビン法による雲微物理過程の数値計算

久芳奈遠美 (地球フロンティア研究システム) メソスケールの数値モデルで用いられる雲物理過程のパラメタリゼーションの精度の良いものを開発するためには、まず雲の微物理過程を直接扱う微物理モデルで凝結核が雲粒径分布に与える影響の正確な評価をしておく必要がある。この場合、凝結核の活性化や凝結成長などは溶質の効果が考慮でき、数値拡散のない Lagrange 流 (以下 L 流) で計算するのが最適であるが、雲粒の併合成長や重力落下などはビン法で Euler 流 (以下 E 流) に計算せざるを得ない。そこで、雲底付近における凝結核の活性化や凝結成長は L 流に計算し、それより上の高度ではビン法で凝結成長や併合成長を E 流に計算するモデルを開発した。

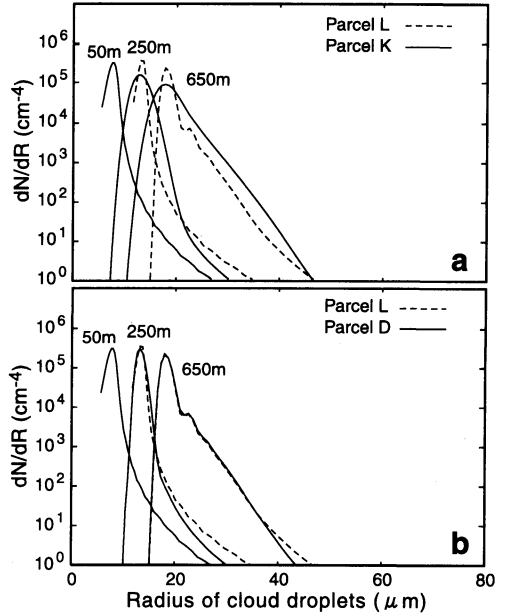
凝結成長を E 流に計算する際、よく用いられる

第1表 比較実験の計算方法.

| 領域 | 雲底～50m | 50～250m | 250～800m |
|----------|------------|------------|-----------------------|
| 雲物理過程 | 活性化・凝結成長 | 凝結成長 | 凝結成長+併合成長 |
| Parcel L | Lagrange 流 | Lagrange 流 | DL 法 + Bott(1998) の方法 |
| Parcel K | Lagrange 流 | KO 法 | KO 法 + Bott(1998) の方法 |
| Parcel D | Lagrange 流 | DL 法 | DL 法 + Bott(1998) の方法 |

Kovetz and Olund (1969) の方法 (以下 KO 法) は各ビンの雲粒が 1 タイムステップ後に計算された大きさになった際、連続する 2 つのビンに振り分けるといふものである。これに対して数値拡散を抑える目的で開発された Bott (1989) の方法は flux 法であるがビン内の雲粒粒径分布も多項式近似を用いて考慮するというものである。ここではこれを単純化してビン内の雲粒粒径分布を 2 本の直線で近似するようにしたものを開発した (以下 DL (dual linear segment) 法)。この 2 つの方法について L 流のモデルとの比較を行った。雲底高度 500 m, 雲頂高度 1300 m の雲を想定して上昇する Parcel L, K, D はそれぞれ第 1 表のような計算方法で雲粒粒径分布の高度変化を計算している。雲底上 250 m までは凝結成長のみ起こるものとして L 流, KO 法, DL 法の比較をして、それより上では 3 者とも E 流にして併合も扱い、250 m までの差違が併合成長にどう影響するか評価する。併合成長は数値拡散が少ないことが確認されている Bott (1998) の方法を使う。

KO 法も DL 法も i 番目のビンを代表する半径は、 $r_i = r_1 2^{i-1}$ で、 k としてよく使われるのは 2 であるが、十分に細かい切り方をするため $k = 6$ とした。この 2 つの方法では雲粒内の溶質の効果は無視する。雲底上 50 m までは 3 者とも L 流で凝結核の一部が活性化して雲粒が形成されるまでを計算している。第 2 図は雲底上の高度 50 m, 250 m, 650 m の雲粒粒径分布である。第 2 図 a は KO 法を L 流の計算と比べたものであるが、数値拡散の影響が大きく、分布が広がっているのが分かる。 $k = 2$ では数値拡散は更に深刻になる。第 2 図 b は DL 法を L 流の計算と比べたものである。250 m において溶質の効果は無視したため大きい凝結核からできた大きい雲粒で凝結成長速度が過小評価されているものの、数値拡散の影響はほとんど見られない。250 m 以上では併合成長で大雲粒が作られるためこの差も小さくなる。これらから、ビン法で凝結成長を E 流に計算するには Bott (1989) の方法や DL 法を用いるのが適切であるといえる。



第 2 図 Parcel L, K, D 内の雲底上 50 m, 250 m, 650 m の雲粒粒径分布.

参考文献

Bott, A., 1989 : A positive definite advection scheme obtained by nonlinear renormalization of the advective fluxes, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1006-1015.
 Bott, A., 1998 : A flux method for the numerical solution of the stochastic collection equation, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2284-2293.
 Kovetz, A. and B. Olund, 1969 : The effect of coalescence and condensation on rain formation in a cloud of finite vertical extent, *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1060-1065.

5. 熱帯スコールラインの雨滴粒径分布の変動と、ビン法によるその再現

三隅良平 (防災科学技術研究所)

地上の雨滴粒径分布の変動は、上空の降水機構を示唆するひとつの情報として興味深い。オーストラリア・ダーウィンで行った日豪熱帯メソスケール実験 (JATMEX) では、特に大陸起源のスコールラインにおいて、前方の対流域と後方の層状域とで雨滴粒径分布の型が顕著に異なることがわかった (Maki *et al.*, 1999)。例えば降雨強度が同じ場合、対流域には小さな雨滴が多く含まれ、層状域には粒径の大きな雨滴が多

く含まれる傾向がある。このような雨滴粒径分布の変動機構を考察する目的で、1次元積雲モデルを用いた数値実験を行った。雲粒子を水滴、氷晶、雪、霰の4つのカテゴリーに分け、それぞれのカテゴリーについて粒径を3.1 μm ~8.1 mmの34個のビンに分ける。考慮している過程は雲粒と氷晶の生成、水滴の凍結、氷粒子と水滴の拡散成長、水滴・氷粒子の併合成長、氷粒子の融解、雨滴の衝突分裂、降水粒子の落下である。ダーウィンの高層観測値に基づく環境場に対流雲を発生させ、モデル内の雨滴粒径分布の変動を観察した。

対流雲の発達、衰弱に伴って雨滴粒径分布は次の4段階の変化をした。1) 大きな雨滴に偏った分布、2) 幅の広い粒径分布、3) 小さな雨滴に偏った分布、4) 大きな雨滴の増加と小さい雨滴の減少。1)は雨滴の落下におけるふるい分けによるもので、降雨の初期にのみ見られた。2)は対流性降雨の最盛期である。2)→3)に至る過程では、上昇流の弱まりによって霰粒子のライミング成長率が小さくなる一方で、小さな降水粒子は氷晶の拡散成長で生成され続けるために、分布に偏りが生じた。3)→4)では、氷粒子の併合成長と雨滴の蒸発が寄与していたが、この段階での雨量は非常に弱かった。今後、JATMEXで得られている偏波レーダー、ウィンドプロファイラーのデータも用いて雨滴粒径分布の変動機構を調べていく。

参 考 文 献

Maki, M., T. Keenan, Y. Sasaki and K. Nakamura, 1999: Spatial variability of raindrop size distribution in tropical continental squall lines, Preprints of 29th International Conference on Radar Meteorology, 651-654.

6. ノルウェー海上でのポーラーロウの航空機観測

遊馬芳雄 (北海道大学大学院理学研究科)

今回のメソ研究会のテーマは「雲物理、微物理過程とメソ降水システム」であるので、観測の観点から国立極地研究所が中心となって1998年3月9日に行われたノルウェー海上でのポーラーロウの航空機観測を例にして、ポーラーロウの雲内での力学的構造と雲物理学的構造について話題を提供した。

NOAA衛星画像と全球客観解析データによると、このポーラーロウは、海氷上からの寒気の吹き出しと暖かいノルウェー海上をわたった南からの空気塊の境界にできた下層の傾圧帯と、上層の寒冷渦にもなった

下部成層圏から延びる渦位の強い部分とのカップリングによって生じていた。航空機観測からこのポーラーロウは発達したアンビルを持つ強い対流雲列で構成されていた。下部対流圏の混合層内には大きな水平温度傾度と下層ジェットが観測され、両者の間には温度風の関係が成立していた。雲内の雲物理学的観測から混合層内で形成された過冷却の雲粒が強い上昇流によって上層に吹き上げられ、上層で氷晶化し雪粒子を形成し、落下中に雲粒を捕捉して霰粒子を形成している様子が観測された。

これまでの研究からポーラーロウの形成・発達には大気傾圧性と強い上昇流を持つ対流雲内での潜熱の解放が重要であるとされている。今回の観測ではこれらの事実を裏付ける様なデータが得られ、今後のポーラーロウのモデル化にも貢献するものと考えられる。

7. 低過飽和雲粒核の重要性と測定法

石坂 隆 (名古屋大学大気水圏科学研究所)

雲粒核はこれまで降水形成の観点から重要視され、積雲等の形成に関与する雲粒核の過飽和度スペクトルや雲粒核(過飽和度0.5%や1.0%)の地理的・鉛直的分布などが調べられてきた。その結果、雲粒核の数濃度は一般に大陸性気団の方が海洋性気団より高いこと、季節的には光化学反応により夏季が冬季より高い傾向にあること、汚染物質は一般に雲粒核濃度を著しく増加させることなどが見だされてきた。また、上空における雲粒核の濃度分布やエアロゾル濃度に対する雲粒核の濃度割合なども調べられてきた。さらに、雲粒核が雲粒の数濃度や粒径分布に及ぼす影響についても観測やモデル計算などにより調べられ、雲粒核が積雲の雲粒数濃度や粒径分布、さらに降水強度に極めて重要な役割を果すことなどが究明されて来た。しかし近年、気候変動研究の観点から層状雲放射特性の変動などの究明が重要視され、低過飽和で活性化する雲粒核スペクトルの測定さらに低過飽和雲粒核の層状雲雲粒の数濃度や粒径分布に及ぼす影響が注目され始めている。わが国でも、近年大気環境が悪化しつつある東アジア・北西太平洋地域を対象として、戦略的基礎研究(研究代表者:中島映至)やACE-Asiaプロジェクトなどでこれらの問題への取り組みがなされつつある。我々は現在過飽和度0.5%以下で活性化する雲粒核スペクトルを測定する航空機搭載装置を製作中である。本装置は3台の縦型 Thermal Diffusion Chamber(過飽和度:0.0%, 0.1% (又は0.2%), 0.2% (又は

0.4%)を有しており、これらの chamber 内で形成・成長した微水滴の粒径分布を optical counter で連続的に測定することが従来の装置と異なる主要な点である。本装置では、また試料空気の温度と湿度、さらにエアロゾル粒子の数濃度と粒径分布も同時に測定するようにしている。本装置で、複数の chamber を用いて

雲粒核を測定する理由は、低過飽和雲粒核スペクトルを詳細に測定するだけでなく、データ解析により雲粒核の濃度と組成も導出し、雲粒核の活性によって形成される雲粒の数濃度と粒径分布も同時に推算することを目的としているためである。



研究員（国立環境研究所大気圏環境部）募集のお知らせ

国立環境研究所では以下の通り、研究員の募集を行っております。

採用予定官職：国立環境研究所大気圏環境部大気物理研究室又は大気反応研究室研究員（総理府技官）1名

研究内容：大気圏環境部では、大気物理学、大気化学を学問的基礎として大気環境保全に関する調査研究を行っている。採用予定者は、
1) 気候あるいは物質循環に関するモデリング及びデータ解析、2) 大気汚染に関する観測及びモデリング、3) 大気化学に関する観測又は反応実験、4) 大気環境に関する情報の研究、のいずれかに関する研究を行う。

応募資格：

- 1) 博士の学位を有する者（平成13年3月までに取得見込みのものを含む）
- 2) 大気圏環境研究に意欲があり、即戦力となり得る者
- 3) 年齢35歳程度以下の者
- 4) 外国籍の者も可

提出書類（様式自由）：

- 1) 履歴書（写真貼付）1部

- 2) 研究業績目録（著書、論文、解説、口頭発表別）1部
- 3) 主要論文（数編）別刷りまたはコピー 各1部
- 4) これまでの研究概要（2,000字程度）1部
- 5) 研究に対する抱負（4,000字程度）1部
- 6) 応募者について意見を伺うことの出来る人2名の連絡先リスト 1部
- 7) 返信用葉書（書類受理通知用、宛名記載のこと）1枚

応募締切：平成12年8月31日（木）（必着）

任用時期：平成13年3月末日までのなるべく早い時期（予定）

書類提出先：国立環境研究所 大気圏環境部長

笹野泰弘

〒305-0053 茨城県つくば市小野川16-2

Tel：0298-50-2444, Fax：0298-50-2575

E-mail：sasano@nies.go.jp

問い合わせ先：書類提出先又は、国立環境研究所大気圏環境部大気反応研究室長 畠山史郎
〒305-0053

茨城県つくば市小野川16-2

Tel：0298-50-2502

E-mail：hatashir@nies.go.jp