

ドームふじ観測拠点における高層気象・放射・雲の観測

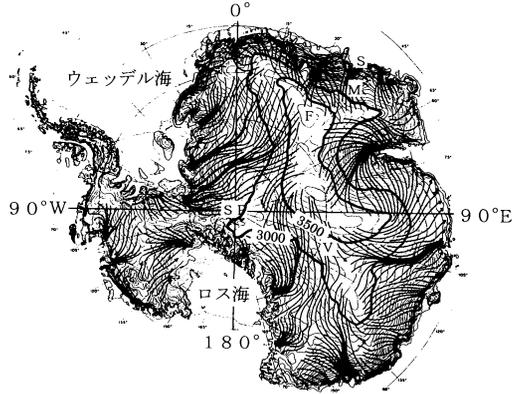
平 沢 尚 彦*

1. はじめに

第38次南極地域観測が1997年2月から1998年1月に行われた。筆者は大気グループの研究観測「南極大気・物質循環観測計画」を担う一人として(山内 ほか, 1999), 高層気象ゾンデ(GPS 測風機能付き), 長波及び短波放射計, 赤外画像カメラを持って南極大陸の奥深くドームふじ観測拠点(以後, ドーム基地と記載する)に入った。観測状況, 目的, 結果の概要を述べる前に, 南極内陸に関するこれまでの研究の一部を概観する。

第1図は Parish and Bromwich (1987) のカタバ風の流線を示したものである。南極大陸はロス海とウェッデル海という2つの大きな湾によって西南極と東南極とに分けられるが, その広がりには圧倒的に東南極の方が大きい。ドーム基地は東経39.7度, 南緯77.3度に位置し, 第1図の等高線が示すように東南極大陸の中心部を走る主稜線上西端部にある(Fで示す)。地形的に見れば南極大陸の中心に近いところと言えるだろう。標高は3800 mを超え, 年平均気圧は約600 hPaと中緯度では約4500 mの高所と同じである。カタバ風はこの主稜線を中心として沿岸に向かって大陸を吹き下りている。カタバ風の吹き出しによる大陸表面付近での大気質量発散を補償するような沈降流が内陸にあると言われている(White and Bryson (1967) ら)。第1図からこの沈降流はドーム基地を含む東南極の主稜線上で卓越するように見える。

一方, 人工衛星の観測によって, 地球上の広範囲の



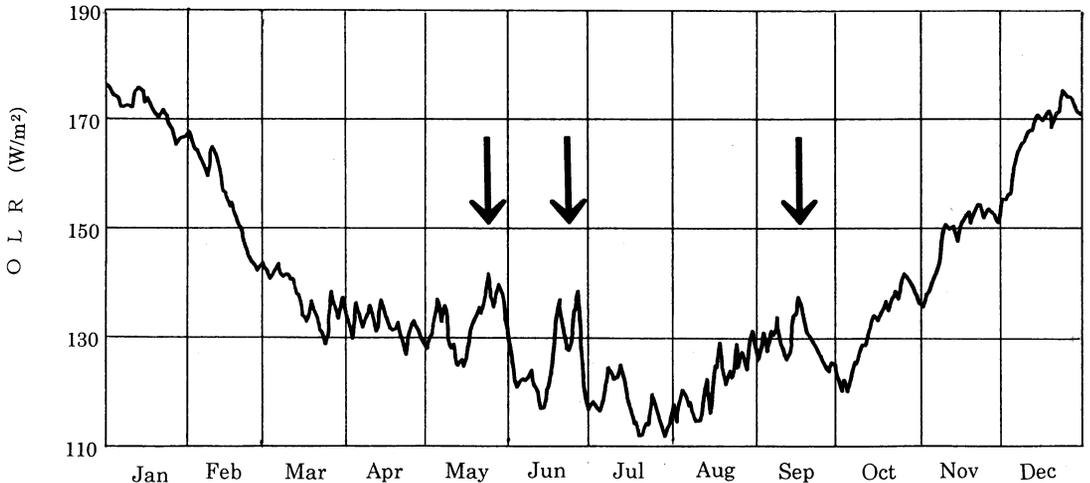
第1図 Parish and Bromwich (1987) によるカタバ風の流線(矢印の太線)。太い等値線は標高3000 mと3500 mを示し, Sは昭和基地, Mはみずほ基地, Fはドーム基地, Vはポストーク基地(ロシア), SPはアムゼン・スコット基地(アメリカ)の位置を示す。

雲分布の知見は飛躍的に広がったが, 人工衛星の観測から南極内陸の雲分布を知ることは難しく, 知見はまだ少ない。太陽光の可視域の反射率で見る限り, 南極の雪面と雲の表面がどちらも90%前後の値であり区別が困難なことが第1の理由である。Yamanouchi *et al.* (1987) は, 太陽光の当たる時期には, 太陽光に含まれる近赤外域の反射放射量を比べることにより, 氷床表面と雲域との分離が可能であることを示した。しかし, 太陽光が当たらない極夜期には当然この方法は利用できない。もう1つの障害は南極内陸域の惑星境界層中の定常的な強い気温逆転層の存在である。Phillipot and Zillman (1970) の考察によれば, 東南極のだいたい3000 m以上の標高の高い領域では気温逆転の程度は20度を超える。逆転層の底に当たる大陸の表面温度は対流圏のかなり高いところの気温よりも低いことがある。それで, 熱帯や中緯度域, 特に海洋上で

* Summary of the atmospheric observation with meteorological sonde and of radiation and cloud at Dome FUJI station in Antarctica and the preliminary results.

** Naohiko Hirasawa, 国立極地研究所情報科学センター。

EAST-ANTARTIC 1983



第2図 東南極域（東半球側の南緯70度以南）で平均した1983年のOLRの時系列。OLRの極大時期を矢印で示す。

は、一般的に温度の低い領域をそのまま雲域と認識できるのに対して、南極内陸では、雲頂温度の方が雪面温度より高いことがしばしばあり、温度分布から直接的に雲分布を推察できないのである。Yamanouchi *et al.* (1987) や Murata and Yamanouchi (1997) は NOAA の AVHRR データの熱赤外域の2つの波長を使うことにより冬期間の南極内陸で雲を判別する方法を開発した。この方法は、今後、内陸の地上観測データと比較するなどのテストが行われるであろう。

2. 観測の概要

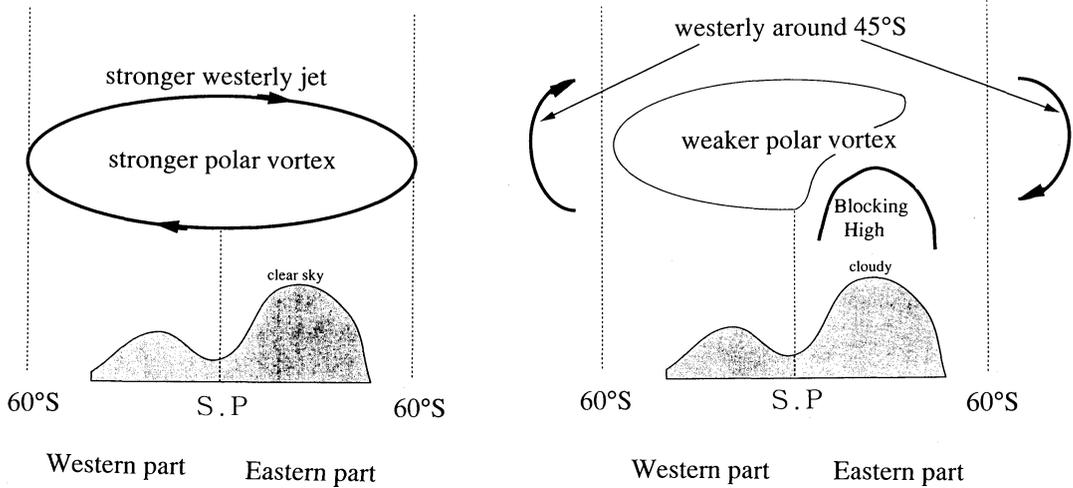
放射観測の項目は下向き、上向き全短波放射量、波長約 $0.7\mu\text{m}$ 以上の上向き短波放射量、下向き、上向き長波放射量の5項目である。1997年2月13日から1998年1月12日まで連続観測を実施した。保守作業として放射計ドームの霜取りが必要であった。着霜に関しての4月までの観測・実験データから、着霜の影響でデータが乱れることがわかり、着霜回避を目的に保温対策を施した。保温の影響は長波放射の観測値そのものに大きな影響を与えるが、観測方法の試行錯誤としても興味深いデータを得た。

赤外面像カメラは極夜の空の雲分布を観測することを目的とした。当初は、室内から長波透過窓を通して天頂付近（画角80度）を連続観測することを目的としたが、室内と屋外との気温差が大きいため窓ガラスが割れたり、赤外面像カメラ設置箱の気温が下がりすぎて動作不良を起こすなどの不具合があったため、

これを諦めた。ガラスが割れたのはまだ夏の終わりの2月上旬であったが、その時の屋外気温は $\sim -50^{\circ}\text{C}$ 、室内気温は $\sim 20^{\circ}\text{C}$ と約 70°C の気温差となっていた。それ以降は赤外面像カメラを観測の度に屋外に持ち出した。観測頻度は気温が高く雲量の多い日には数回、それ以外の日には1~2回の観測を実施した。原則として1回の観測には画角80度のレンズと画角40度のレンズそれぞれを用いた。地平線から仰角約30度の範囲（仰角を変えて2~3画像）を16方位について観測することと、北方と南方については天頂までの観測（仰角を変えて4~5画像）を行った。

雲量観測の一環として他に通常の写真撮影を行った。これには焦点距離8mmの魚眼レンズ（全天）と50mmレンズを使用した。

高層気象ゾンデは1997年2月15日15時（12時GMT）から1998年1月7日まで合計約180回の観測を行った。5月中旬から10月中旬までは冬期観測体制として2日に1回の観測を基本とし、それ以外の期間には1週間から5日に1回の観測を行った。更に、ブロッキング高気圧侵入時（詳細は以下の項に記述）等には最高頻度で6時間毎の強化観測を行った。越冬中に強化観測は7回実施した。通年観測を続けるうちに、室内から屋外にゾンデを持ち出した直後に気圧値にエラーが現れることが発見されたり（平沢・木津, 1999）、気球破裂高度を高々度で維持するために気球の油づけの季節が明瞭に限定されるなど、極端な寒冷地における今後の観測への貴重な情報が得られた。



第3図 通常の大気循環場（左）と OLR 極大期の大気循環場（右）の模式図。

惑星境界層の気温、湿度を詳細に観測するために、係留ゾンデ観測を行った。これは上記の高層気象ゾンデをロープで係留した俄か作りのシステムであるが、条件が整えば500 mの高度まで係留できた。気球による係留は11月から1月が好条件で、冬期間は風速が大きく難しかった。

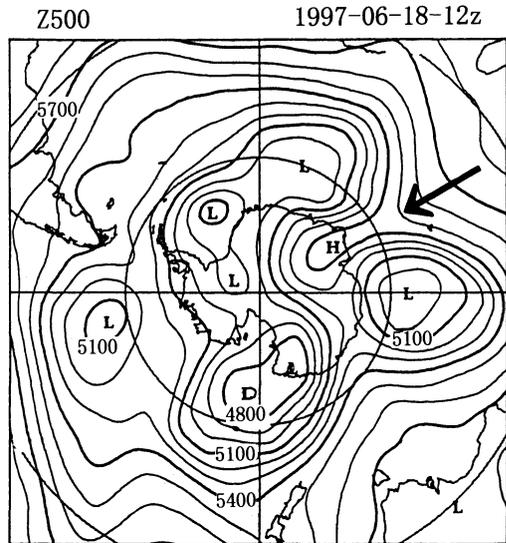
尚、詳細な報告は「第38次日本南極地域観測隊越冬報告」に記した。

3. 観測結果の紹介

第2図は東南極全域平均した OLR の時系列である。図中にマーキングしたように、日射量の少ない冬期に 20 W/m^2 程度の比較的大きな増大が時々見られる。この OLR の増大は大規模な大気循環場の変動と関連しており、第3図にその概要を模式的に示す（平沢・山内, 1994, 1995）。東南極は普段は深い極渦の下にあって雲量が少ない。これに対し、OLR の増大期には低緯度側からブロッキング高気圧が侵入し、対流圏の極渦は浅くなる。内陸のポストーク基地（第1図にVで示す）の雲量はその時急激に増加することも見出している。また、OLR 増大期は南極大陸を取り巻いている極ジェットが低緯度側にシフトするシングルジェット（Shiotani (1990) ら）の時期に当たっている。

我々のドーム越冬の目的の1つはこの事実関係、すなわち、ブロッキング高気圧が内陸に侵入する時の雪面温度、気温、雲量の推移を観測によって明らかにすることである。

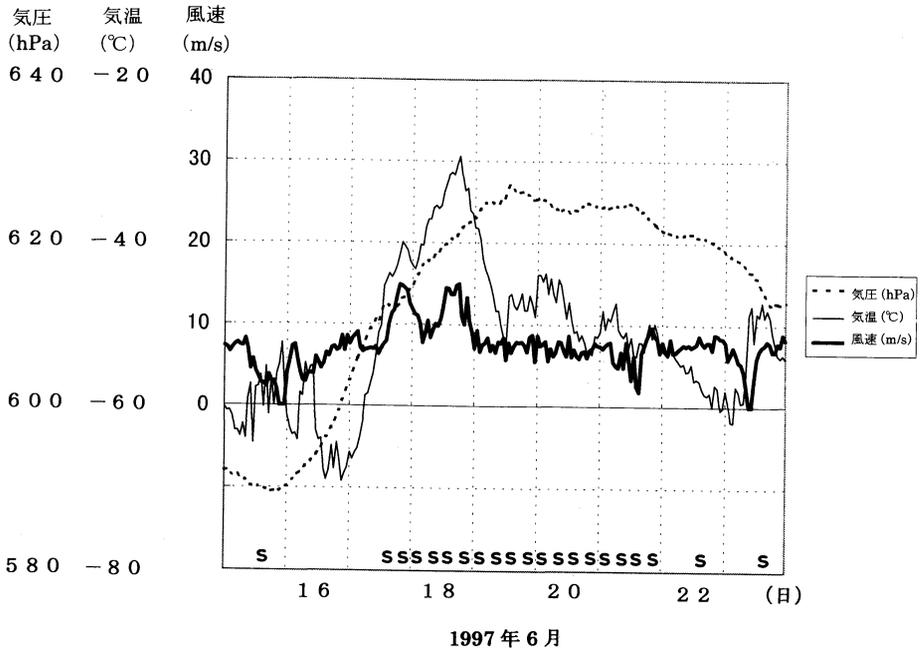
ドーム基地周辺の大気に明らかに影響を及ぼしたブ



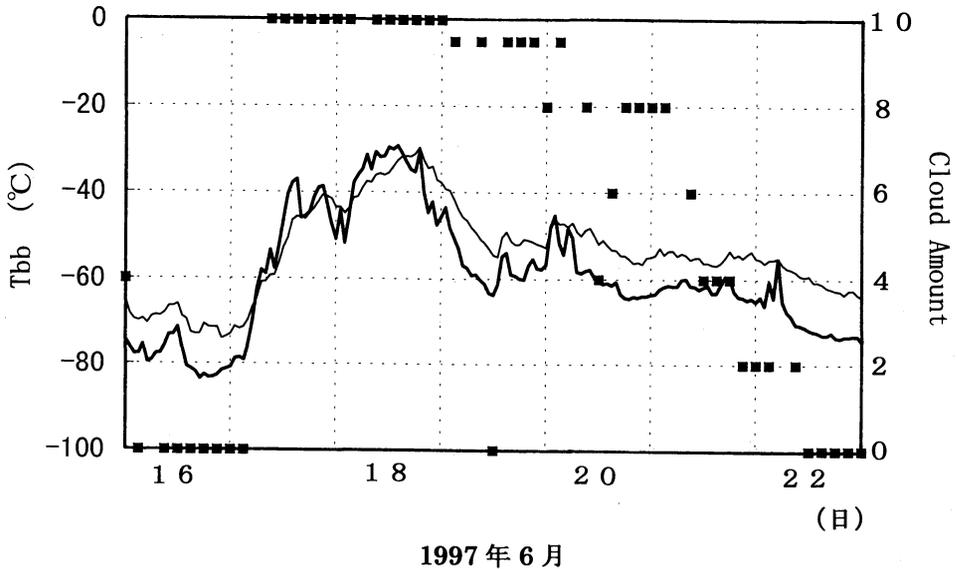
第4図 気象庁作成の1997年6月18日15LT (12 GMT)における500 hPaの高度場。南極大陸内陸に形成されるブロッキング高気圧を矢印で示す。

ロッキングは今越冬中に数回あった。そのうちの6月の半ばに起こったイベントの観測結果を示す。尚、時間は現地時間を使う。ドーム基地は昭和基地と同じく世界標準時より3時間進んでいる（日本より6時間遅れている）。

第4図は6月18日15時の500 hPaの高度場である。昭和基地の東方から高気圧が内陸に侵入している（図中の矢印）。この高気圧は20日には切離し南極内陸に孤



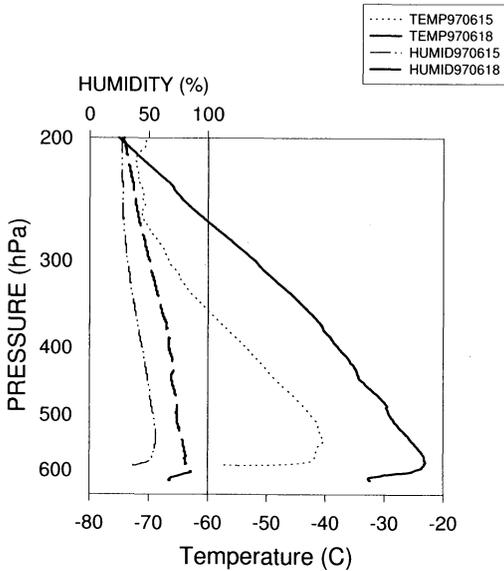
第5図 ブロッキング高気圧形成時期（1997年6月15日～23日）のドーム基地の地上気圧（点線），気温（細実線），風速（太実線）．ゾンデ放球時を下部の時間軸の上側にS印で示す．



第6図 ブロッキング高気圧形成時期（1997年6月16日～22日）のドーム基地の下向き長波放射（太実線），上向き長波放射（細実線），3時間毎の雲量（■印）．

立した．第5図にドーム基地の地上気圧，地上気温，風速の時系列を示す．ドーム基地における気圧の上昇は16日から始まり，4日足らずの間に35 hPa，特に17，

18日の2日で25 hPaの上昇があった．気温，風速ともにこの間にピークを示した．気温は約40°Cも上昇し，最高-29.2度を示した．これは夏の気温である．風速



第7図 ブロッキング高気圧形成前(1997年6月15日17 LT)と形成時(1997年6月18日15 LT)の気温と相対湿度の鉛直分布. 形成前気温は点線, 形成後気温は実線, 形成前湿度は2点鎖線, 形成後湿度は破線でそれぞれ示す.

は38次越冬中の年間最大風速となり, 15 m/s を超えた.

第6図は目視観測の雲量と上向き, 下向きの長波放射量の時系列である. ただし, 放射量の計算には放射計ドームの効果を考慮する必要があるが, その時に必要となるパラメータが現在のところ確定していないので, 仮の値である. 雲量が多かったのは気温や風速が極大を示した17日, 18日で, 雲量10の状態が続いた. ライダー観測では, 1~3 km の高度に次々と雲が通過する様子が捉えられた. 19日は雲が全天を覆い雲量は10であるが, 全体に薄く空や星が透けて見えた. こういった場合, 気象観測野帳には「10-」という表記をする. 図には雲量10と9の間に示している.

第5図の時間軸のすぐ上にゾンデ放球時をS印でマーキングした. 地上気圧の立ち上がり直後の詳細観測を逃してしまったが, 4日間にわたって6時間毎の放球を続け, それ以降は徐々に頻度を落とした. 第7図には高層気象ゾンデの観測結果を300 hPa 以下について示す. 15日15時はブロッキング高気圧侵入前, 18日15時は地上気温, 風速が極大の頃である. 気温のプロファイルから対流圏の全層で昇温していることがわかる. 対流圏下層の相対湿度は約50%から約80%へと

増えた. 風速(図示せず)は対流圏全層で10 m/s以下であったものが20 m/sを超えるようになった.

余談になるが, ゾンデの湿度センサーの信頼性は -40°C 以下では保証されていないことが多い. 南極内陸ではどの高度の気温についても -40°C 以上である方が希である. そんな中で観測をしていると, 湿度の値は全くのたためではなさそうだという印象を持った. むろん絶対値をそのまま信用することは出来ないが, センサーの内容をよく理解した上で高度方向の変化や時間変化について相対的に比べることは議論の助けになると思われる.

厳密な議論は後の解析にまわすとして, ここでは想像を交えながらまとめておく. ブロッキング高気圧の侵入にともなって, 先ず高気圧縁部の気圧傾度の大きい領域がドーム基地を通過した. ここは地衡風が強く, その流れに乗って低緯度側から暖気の移流と水蒸気の移流が顕著である. その気流が大陸斜面を昇る過程で断熱膨張によって雲が出来ると考えられる. 気温の極大には顕熱移流と潜熱の両方が貢献しているだろうし, 地上気温は雲の温室効果や鉛直混合による逆転層の弱まりも影響している可能性がある.

ブロッキング高気圧の中心付近(19日以降)では普段よりやや多い雲量とやや高い気温が維持されているのが興味深い. 高気圧内での沈降流に伴う断熱加熱が効いているとすれば雲の高度は沈降流の上にあると思われる. また, 単に雲による温室効果の可能性もある.

今回の観測結果は, ブロッキング高気圧の侵入に伴い地衡風が暖気と水蒸気を低緯度側から運ぶという仮説を支持するものと考えている. ブロッキング高気圧は南極大陸の外から内部へ暖気と水蒸気を輸送するポンプの役目を果たしていると言える.

4. おわりに

極端な寒冷地で観測を行うためには通常とは違った様々な工夫が必要であった. 今回得た観測に関する情報は別の機会にまとめたい.

日本の気象学の研究者が南極内陸の稜線上で越冬観測をしたことは初めてであるし, 将来的にもそう容易いことではない. 私は今回の越冬観測の大きな目的として, 将来気象学者がドーム基地で越冬観測をする価値があるかどうかを見極めようとした. しかし, 到底答えの出るものではなかったし, 当然であるが各々の研究者が個人の興味で判断するものでしかないとも思った. それでも, -70°C を下回る気温の中, 毎日降り

続くダイヤモンドダストを見、平均で20°Cを超える俗世間にはない気温逆転層を観測していると、「もう1度」という気持ちもあった。

参 考 文 献

- 平沢尚彦, 木津暢彦, 1999: 気温急変時に於ける高層ゾンのアネロイド気圧計のエラーについて, 天気, 46, 141-146.
- 平沢尚彦, 山内恭, 1994: 南極域のOLR分布と極ジェットの変動の関連性について, 気象学会秋季大会予稿集, A359.
- 平沢尚彦, 山内恭, 1995: 南極域のOLR分布の季節内変動と大陸内陸域の雲量変動, 気象学会秋季大会予稿集, C101.
- 国立極地研究所, 1998: 第38次日本南極地域観測隊報告.
- Murata, A. and Yamanouchi, T. 1997: Distribution characteristics of clouds over East Antarctica in 1987 obtained from AVHRR, J. Meteor. Soc. Japan, 75, 81-93.
- Parish, T. R and Bromwich, D. H. 1987: The surface

wind field over the Antarctic ice sheets, Nature, 328, 51-54.

- Phillipot, H. R. and Zillman, J. W. 1970: The surface temperature inversion over the Antarctic continent, J. Geophys. Res., 75, 4161-4169.
- Shiotani, M. 1990: Low-frequency variations of the zonal mean state of the southern hemisphere troposphere, J. Meteor. Soc. Japan, 68, 461-471.
- White, F. D., Jr and Bryson, R. A. 1967: The radiative factor in the mean meridional circulation of the Antarctic atmosphere during the polar night, WMO Tech. Note, 87 (polar meteorology), World Meteorol. Organ. Geneva, 199-224.
- 山内恭, 平沢尚彦, 林政彦, 1999: 「南極大気・物質循環観測」の開始, 天気, 46, 157-162.
- Yamanouchi, T., Suzuki, K. and Kawaguchi, S., 1987: Detection of clouds in Antarctica from infrared multi spectral data of AVHRR, J. Meteor. Soc. Japan, 65, 949-962.

1999年度秋季大会「スペシャル・セッション」のテーマ募集

1999年度秋季大会(福岡, 11月下旬の予定)におけるスペシャル・セッションのテーマと世話人を募集します。スペシャル・セッションにおいては、世話人と講演企画委員会との協議のもとに、通常のセッション編成の枠にとらわれない企画ができます。具体的な実施方法については「天気」1994年2月号(78ページ)をごらん下さい。なお、申込テーマの重複や総数によっては講演企画委員会で調整をする場合がありますので、ご了承下さい。

応募される方は、下記の事項を期限内にお知らせ下さい。

1. セッションのテーマ
2. 趣旨説明(400字程度)
3. 世話人およびその連絡先(予稿コピーの送付先住所を明記のこと)

以上は秋季大会告示(「天気」6月号予定)の際に掲載されます。

申込先: 〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1
気象研究所 予報研究部内
講演企画委員会(小泉 耕)

申込期限: 1999年4月21日(水) 必着