

「水の循環系モデリングと利用システム」

平成13年度採択研究代表者

中村 健治

(名古屋大学地球水循環研究センター センター長・教授)

「湿潤・乾燥大気境界層が降水システムに与える影響の解明と
降水予測精度の向上」

1. 研究実施の概要

研究領域「水の循環系モデリングと利用システム」に採択され2001年12月からプロジェクトが開始されている。

本プロジェクトは名古屋大学地球水循環研究センター、そして岐阜大、岡山大、独立法人通信総合研究所沖縄亜熱帯計測研究センターとの間で、境界層観測班、降水観測班、広域解析班、モデル班を作って進めている。

平成15年度は中国における観測開始がもっとも大きな課題であった。事前に主観測サイトとして安徽省寿県にウィンドプロファイラレーダ、ドップラソダ、フラックス観測タワーを、その北と南に2カ所のサイト（蕭県、肥西）にはドップラソダを設置し、SARSにより数ヶ月遅れたものの観測を開始することができた。その後、連続運用に向けて、電源問題、ドップラソダの騒音問題、等の解決、また中国側の担当者の訓練などを行い、連続運用ができる状態にまで持ってくることもできた。初期観測データの解析を進めると同時に平成16年度の乾燥期、湿潤期の遷移時期の本観測への準備を行った。

南西諸島域の観測については、平成14年度の観測データの解析を進めると同時に、ドップラレーダーを主体とした降雨観測、また観測データの解析を進めた。

広域観測データの解析では、衛星データによる降雨観測の精度についての検討を進めると同時に、中国域の水蒸気輸送の実態についての解析が進められた。

モデルによる検討は遅れていたが、モデル用の高速マシンを導入し、本格的な解析に向けて準備を進めている。

現状は、観測の立ち上げはほぼ順調、また解析も進んでいるが、大気境界層と降水システムとの関係の観測からの研究については十分ではない。またモデル研究へのマンパワーの注入が必要である、と認識されている。

2. 研究実施内容

南西諸島における観測

南西諸島付近における梅雨前線内の降水システムの内部構造を調べるために、沖縄本島（勝連町）と宮古島にドップラーレーダーを設置し、2003年5月8日～6月8日にかけて連続観測を実施した。同期間中の5月27日～6月6日にかけては、大気鉛直構造を調べるために、独立行政法人通信総合研究所（現情報通信研究機構）・大宜味大気観測施設において、6時間毎のラジオゾンデ観測も実施した。本研究においては、独立行政法人通信総合研究所・沖縄亜熱帯計測技術センターのドップラーレーダー(COBRA)と勝連町に設置されたドップラーレーダーによるデュアル・ドップラーレーダーデータ解析を行っている。その結果、梅雨前線に伴う降水システムが沖縄島を通過する際に、沖縄本島の地形の影響により降水システム内部の気流構造が変化し、結果としてシステムが急激に衰弱した現象についての解析を行っている。また、宮古島に設置されたドップラーレーダーのデータを用いて、梅雨前線本体の南側の領域において発達する対流システムの構造についての解析も行っている。



図1：勝連町に設置された名古屋大学ドップラーレーダー

中国における観測

中国大陸における湿潤域と乾燥域の南北境界域である中国淮河流域において、2003年8月および9月より、大気境界層構造の長期モニタリングを開始した。本モニタリング観測の中心として北緯32.6度、東経116.8度(寿県, Shouxian)に陸面大気境界層観測点を設け、北緯31.8度、東経117.2度(肥西, Feixi)、および、北緯34.2度、東経117.0度(肅県, Xiaoxian)の南北2地点に風速鉛直分布測定点を設けた。

陸面大気境界層観測点では、ウインドプロファイラーレーダ、風速鉛直分布測定装置(ドップラーソーダ)、マイクロ波放射計(水蒸気プロファイラ)、陸面接地境界層観測システム(フラックスタワー)を設置した。それぞれ、高度100～8,000メートルの風速ベクトル(南北風、東西風、鉛直風)を高度100メートル毎に(ウインドプロファイラーレーダ)、高度

20～420メートルの風速ベクトルを高度40メートル毎に(ドップラーソーダ)、地表から高度10,000メートルまでの気温および比湿を高度250メートル毎に(水蒸気プロファイラ)、更に、地下0.4メートル～高度30メートルの水文・微気象要素(フラックスタワー)の継続的なデータが得られている。

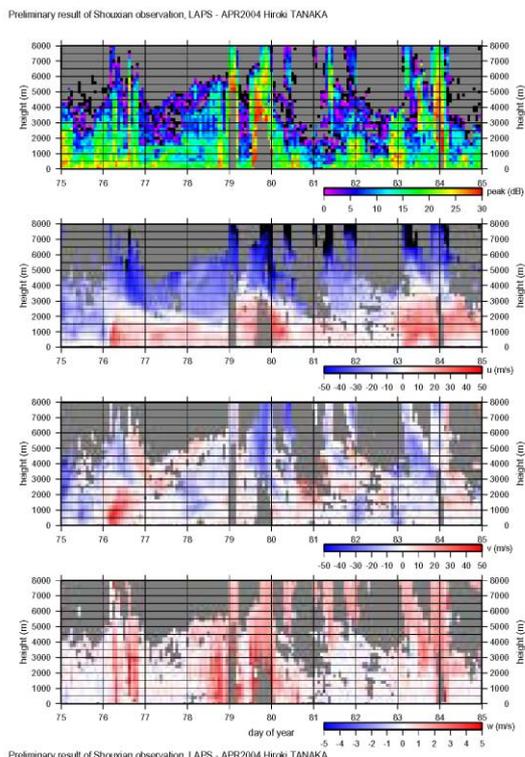


図2：ウインドプロファイラレーダで得られたパラメータ

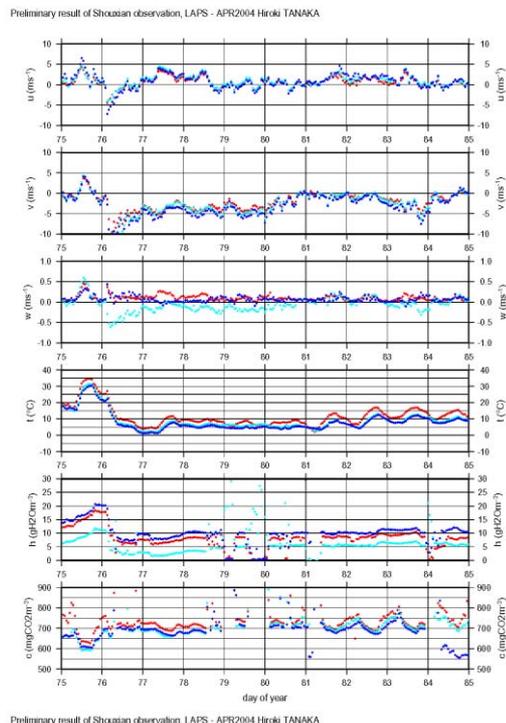


図3：surface sub-layer内で得られた乱流パラメータ

広域水循環解析

2002年8月に、海洋上の大気境界層の構造の理解のため、宮古島・下地島にてフラックス等の強化観測が行われた。ラジオゾンデ観測より、観測期間前半に顕著な乾燥気塊の下降が確認された。この現象がどのような環境でもたらされたのかを解析した。使用したデータはECMWF再解析(ERA40)とOLRである。解析期間は7月1日～8月30日とした。

強化観測期間(IOP, 8月20～27日)の宮古島周辺は、8月10日～27日頃まで続く乾燥期の一期間であり、大規模な対流活動は不活発であった。IOP中は対流圏全層で下降流が見られ、特に中層～下層にかけて卓越した。IOP前半は7～8月中で最も高気圧性循環が強い時期であった。また、湿潤対流に対して最も安定度が高かった。これは観測された上層からの乾燥気塊の下降と関係している。

乾燥気塊が下降し始める8月22日にはベンガル湾、西太平洋、朝鮮半島付近に活発な対流活動がある(図1-b)。これに関して、下層(上層)では宮古島周辺が大規模発散(収束)場の中心に位置していた(図1-a)。これは、宮古島周辺において下降流の存在を示唆する。

つまり、大規模循環場の特徴として、下降流が卓越しやすい状態にあったことが伺える。また、閉じた高気圧が、宮古島周辺を覆っている。この高気圧は特に中層で顕著である。この高気圧内の空気は周囲より乾燥している。これは下降流が卓越していることの結果であると思われるが、閉じた高気圧性循環が周辺からの湿潤気流の進入を妨げているとの解釈も出来る。乾燥気塊が1500m付近まで到達する8月23日には、下層の高温位の中心が宮古島上空にある。これは下降流により高温位気塊が下降した結果である。これらの空間分布より、乾燥気塊の空間スケールは500~1000Kmほどであると推測される。

ゾンデで観測された下降は非常に狭い範囲で発生しているようにも見える。一方、ERA40では面的に下降しているように見えている。この不一致はERA40の空間、時間、鉛直解像度の制限によるものと考えられる。ゾンデで乾燥された下降速度は2000m/dayであり、これは大規模場の下降流のオーダーである。メソスケールの現象では、ダウンバーストの様に狭い範囲で非常に強い下降流を生じることが珍しいことではない。しかし、強い対流活動がない領域においても、狭い範囲で穏やかな気塊の下降が起こりうるということは非常に興味深い現象であり、解釈も含め今後の解析が必要である。また、このように、上層大気により境界層の上部を強く押さえられている環境下での海洋上混合層の維持機構も重要な課題である。

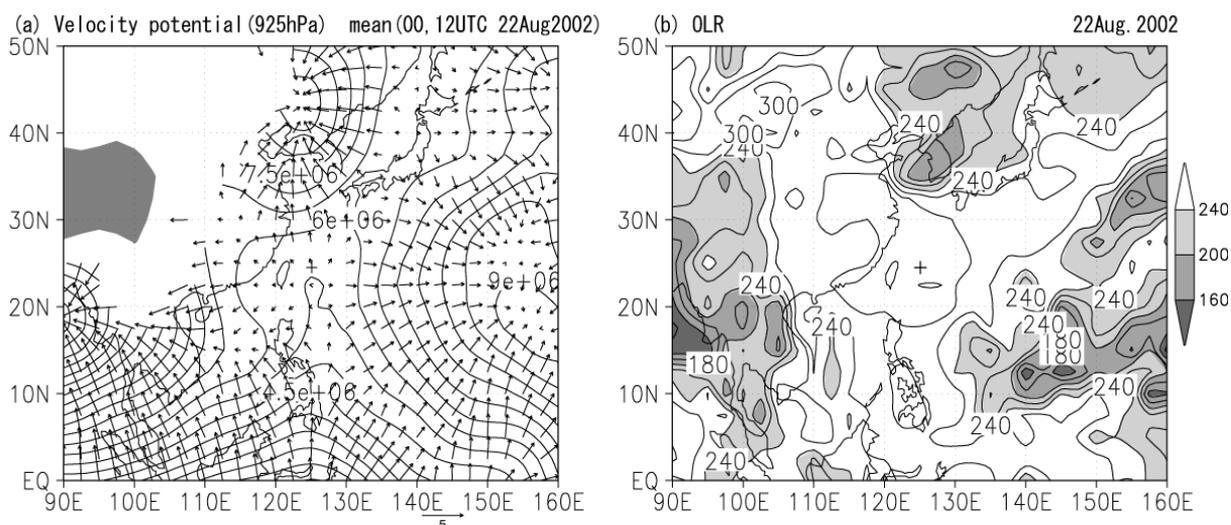


図4：2002年8月22日の(a) 925hPaの速度ポテンシャルと発散風及び(b) OLR

衛星データの解析

広域班として、熱帯降雨観測衛星(TRMM)のデータを用いて観測領域における降雨特性を把握するための解析を行う予定である。その解析に先立ち、TRMMに搭載されている降雨レーダ(PR)とマイクロ波放射計(TMI)による海・陸・沿岸上における推定降雨強度(RR)の比較を行ったので、その報告をする。

はじめに、PRとTMIは異なるメカニズムで、独立に、ほぼ同時(時間差約1分)に同じ降水システムを観測しているため、それらの比較は各測器の特徴を知り、その信頼度を把握

するためには必要不可欠である。比較結果として、熱帯で24%の違いが認められている (v5, Kummerow et al., 2000 ; Masunaga et al., 2002 ; Ikai & Nakamura, 2003) 。しかし、これらの比較は1ヵ月や3ヵ月平均で、空間分解能も0.5° やzonal meanであり、測器の特徴を抑えることは難しい。そこで、衛星1パス毎に0.2° の分解能で詳しく検討を行った。

1998年6月と1998年12月から翌年2月までの地表面付近降雨強度(Rainfall Rate ; RR) ・降雨頂高度(SH) ・対流性と層状性のデータをパス毎に 0.2° のグリッドに落として陸、海、沿岸上で、PRとTMIから見積もられた全球のRRの比較を行った。その結果、陸上では海上より大きなばらつきを示すが、各降雨強度毎にTMIとPRが推定する降雨強度の平均はほぼ一致していた(Li et al. 2003)。さらに、TMIとPRの推定降雨強度の比R (= TMI-RR / PR-RR) のヒストグラムをSH毎に調べると、TMIとPRが推定する降雨強度の平均がほぼ一致していた陸域においても、SHが5 km以下ではTMIが小さく、逆に7 km以上では大きくなる傾向が得られた (Akimoto et al. 2003, 図1)。TMIとPRの相関における大きなばらつきは、このようなSHが大きいまたは小さい場合が一因であると言える。また、この陸域のデータが持つ傾向は、対流性降雨でも層状性降雨でも同じであった(Akimoto and Nakamura 2004, 図6 ; 層状性降雨の場合は図5とほぼ同じ)。ただし、対流性降雨では、ほとんどの場合でTMIが小さくなることが分かった。また、この比Rは、陸域において9-18 LTに、また冬に、小さくなることが分かった。これらの結果は、陸域の雨が、冬に背の低い場合が多く夏に背の高い場合が多い、また、6-15 LTに背の低い場合が多く、かつ、対流性降雨の割合が12-21 LTに高い事から、SHと降水タイプの両方に起因する現象であると考えられる。したがって、陸域の降水強度の日周変化を研究する上で、または、緯度による変化を研究する上で、SHのヒストグラムに偏りがあるために、さらに、日周変化を研究する上で、対流性と層状性を分離しない場合は、対流性と層状性の割合が日周変化するために、TMIで推定される降雨強度の信頼度が異ってくる。対流性の場合には特にTMIが過小評価されており、注意が必要である(Akimoto and Nakamura 2004)。実際に、降水量の日周変化を調べた結果、陸上においてはTMIから得られる日周変化のパターンはPRから得られるパターンより遅れることが分かった(Akimoto et al. 2003)。この違いは、PRの降雨強度が最大になる頃TMIはPRより小さな降雨強度を推定し、時間が経過すると逆転することから起きる。前半は、TMIは陸上の背の低い降水の観測が困難なため降り始めの雨を捉えることができず、過小評価しているためであると考えられる。後半は、背の高い降雨となっており、TMIの推定降雨量が過大評価されているためと推測される(Akimoto and Nakamura 2004)。

TMIが背の高い層状性降雨を過大評価する原因を探るため、TMIとPRのcontoured frequency by altitude diagrams (CFAD)を比較した結果、高度4km以下で、TMIは降雨量が一定なのに対し、PRは地表面に近づく程降雨量が少なかった。TMIは積分量である輝度温度からプロファイルを予想するので、PRのように実際に観測から得られたものではない。従って、この場合、上空に存在している雨のため輝度温度が下がり、TMIアルゴリズムで

はその輝度温度に合う降雨量を各高さ毎に一定量を割り当てたものであり、実際はPRのように減少していると予想される。減少の原因としては、このCFADは1ヵ月の足し合わせなので降り始めの雨を見ているとは考えにくく、蒸発により地表面で弱まったと考えられる。PRは下層での降雨強度を捉えることができるがTMIはできないような場合、表面でのTMIの推定降水量はPRより大きく見積もられることになる。

一方、TMIが背の低い降雨を捉えることが出来ない原因を探るため、様々な高さの降雨について85GHzの輝度温度(TB)とPRの降雨強度の相関を調べた結果、背の高い降雨では雨が強くなる程TBが低下していたが、背の低い降雨では良い相関が得られなかった。したがって、陸上のTMI降雨導出アルゴリズムのように85GHz一周波のTBから降雨強度を見積もることは難しいと分かる。さらに、対流性降雨についても調べた結果、明らかな相関が得られなかったことから、やはり難しいことが分かった。

次に、海上の全データについてのヒストグラムと対流性降雨のヒストグラムを図3図4に示す。全データの結果はTMIが大きな値を示す傾向がある。対流性の場合、陸上の特徴と同じように背の低い場合はTMIがPRより小さい傾向を示す。さらに、沿岸上の結果を図9図10に示す。全データの結果はTMIが非常に大きな値を示す。対流性の場合、陸や海上の対流性降水の特徴と同じ傾向を示す。対流性降雨の場合は、表面状態に依存するものではなく、そのシステムが持つ特有の物理的条件よりこの依存性が作られている事を示すと考えられる。その特有の条件として、光学的に厚いシステムであること、占めている面積が小さく視野内の他の寄与が大きく含まれるためビームフィリング問題が大きいこと、乱流が強いため0高度以上にある氷の形が揃わず散乱に及ぼす効果が異なること、上昇気流が強く過冷却水が存在することなどが考えられる。

海上層状性降雨のSHが4km以下のヒストグラムは、TMIが小さい方向に伸びた分布となっているが、このテール部分は主にwarm shallow convectiveの降水によるものである。この降水は上空に個体降水を含まず、TMIが降雨強度を過小評価すると考えられる。現在の標準プロダクト(v5)ではこの降水は層状性と判別されており、これを取り除いた層状性だけのヒストグラムにはこのテールは現れず、対称性の高い分布を示す。

まとめると、陸域では、背が低いとTMIによる推定降雨量がPRより小さく、高いと大きいことがわかった。また、対流性降雨はTMIが過小評価される。そのため、陸域での降水の衛星観測においては、背の低い雨が多い冬にTMIは過小評価され、また、日周変化については陸域のTMIの日周変化がPRより遅れて観測され、9-18 LTにTMIが過小評価される。その原因は次の(1), (2), (3)である。

- (1) 降り始め(6-15 LT)の雨は背が低いため、TMIがその降水を捉えることが出来ない。
- (2) 12-21 LTは対流性降雨が多く、強い乱流のため散乱が弱いなどの理由によりTMIが過小評価となる。
- (3) 減衰期(15-3LT)には7km以上の降雨頂を持つアンビルが広がり、蒸発などにより下層で雨を伴わないがTMIで観測する高周波での輝度温度は低下したままとなり、TMIは過大評価となる。

結論として、TMIによる陸上降雨強度は、SHや対流性 / 層状性の情報を同時に解析することにより、その不定性を把握することが出来る。また、対流性降雨は表面状態に寄らずSH依存性を示すことから、その特有な物理的要因が強いことが予想され、対流性降雨を扱う場合は注意が必要であることが分かった。

(この研究結果はJ. Appl. Meteor. に投稿中である(Akimoto and Nakamura 2003)。また、4月に行われた中国でのLAPSのワークショップ、フランスでのEGU国際会議にて発表し、5月に行われる東京での気象学会で発表する予定である。)

参考文献

- Akimoto, F. and K. Nakamura, 平成15年度下半期宇宙開発事業団成果報告書, 2004.
- Akimoto, F. and K. Nakamura, *J. Appl. Meteor.*, submitted in 2003.
- Akimoto, F., M. Yamamoto and K. Nakamura, 平成15年度上半期宇宙開発事業団成果報告書, 2003.
- Kummerow, C. et al., 2000, *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1965-1982.
- Masunaga, H., T. Iguchi, R. Oki, M. Kachi, 2002, *J. Appl. Meteor.*, **41**, 849.
- Ikai, J., and K. Nakamura, 2003, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, 1709-1726, 2003.
- Li, J., F. Akimoto, K. Nakamura, 平成14年度宇宙開発事業団成果報告書, 2003.

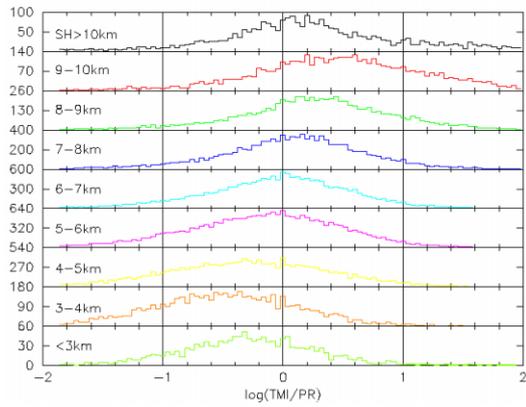


図5. 陸上の各降雨頂高度毎の $\log(R)$ のヒストグラム。(1998年6月)

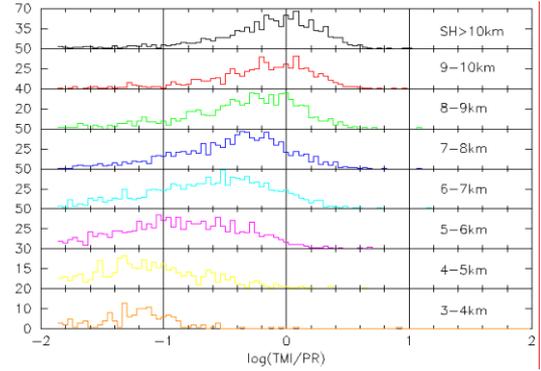


図6. 陸上の対流性降雨の各降雨頂高度毎の $\log(R)$ のヒストグラム。対流性降雨の割合が50%以上のピクセルのみを選んだ。(1998年6月)

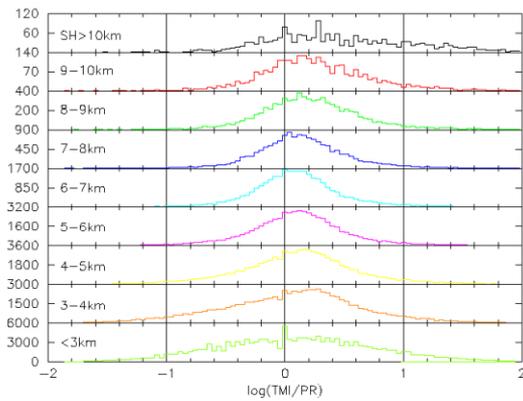


図7. 海上のヒストグラム。

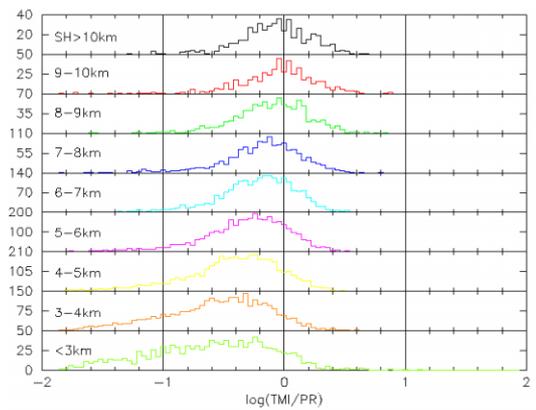


図8. 海上の対流性降雨のヒストグラム。

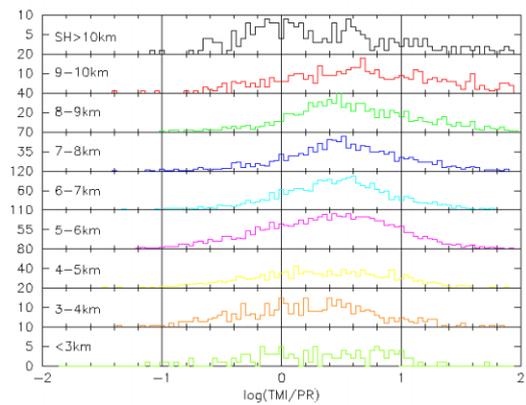


図9. 沿岸上のヒストグラム。

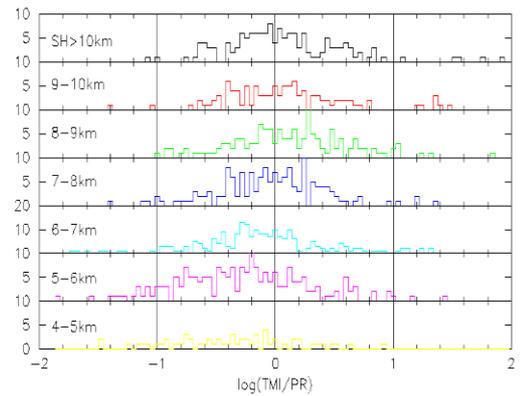


図10. 沿岸上の対流性降雨のヒストグラム。

3. 研究実施体制

(1) 大気境界層グループ

- ① 研究分担グループ長：檜山 哲哉（名古屋大学地球水循環研究センター、助教授）
- ② 研究項目：南西諸島における大気境界層の観測

(2) 降水構造観測グループ

- ① 研究分担グループ長：上田 博（名古屋大学地球水循環研究センター、教授）
- ② 研究項目：南西諸島における降水観測・観測データ解析

(3) モデルグループ

- ① 研究分担グループ長：玉川 一郎（岐阜大学流域圏科学研究センター 助教授）
- ② 研究項目：大気境界層のモデル研究および観測
大気境界層モデルおよび南西諸島観測による構造研究

(4) 広域解析グループ

- ① 研究分担グループ長：中村 健治（名古屋大学地球水循環研究センター、教授）
- ② 研究項目：衛星データ解析
広域水循環解析
衛星データによる地表面状態の季節変化の研究

4. 主な研究成果の発表（論文発表および特許出願）

(1) 論文発表

なし

(2) 特許出願

なし