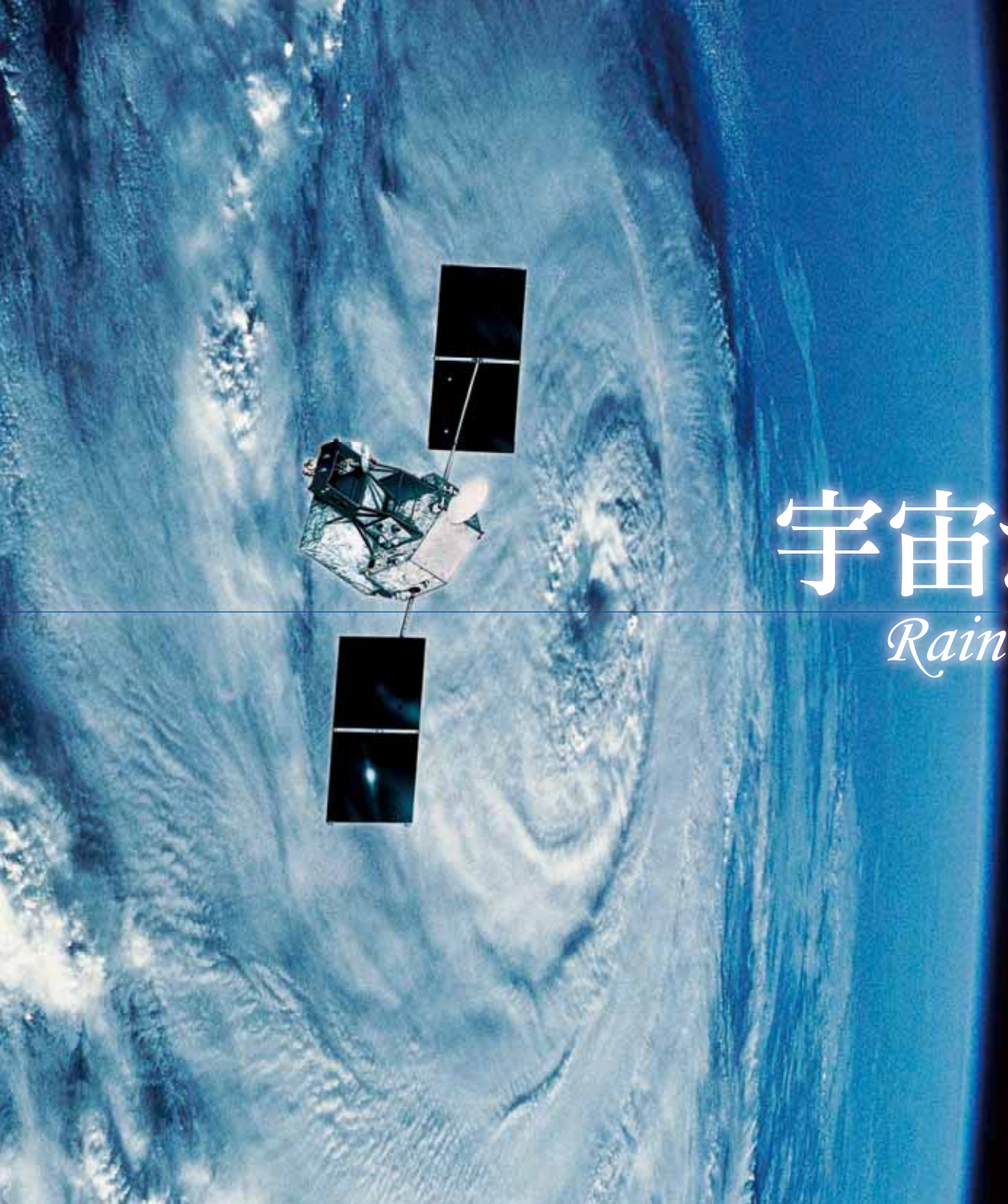


宇宙から見た雨 2

Rain as seen from Space

熱帯降雨観測から全球へ

Evolution from “Tropical” to “Global”

はじめに

熱帯降雨観測衛星TRMMが1997年11月28日に打ち上げられてから、すでに10年が経過した。TRMMは、日米初の共同衛星プログラムの下、日本が世界に先駆けて開発した降雨レーダを搭載し、熱帯域の降雨量を正確に推定することを目的とした衛星である。当初３年の寿命で設計された衛星で、しかも、緯経度５度ボックス内の月平均降水量を算出することが目的だったが、その後、各国の気象予報センターで即時的な利用が行われたり、潜熱加熱率のプロダクトが求められてきたり、より細かい時空間分解能での降水量算出プロダクトが利用できるようになるなど、当初予定に比べて、多くの飛躍的な進展が見られている。

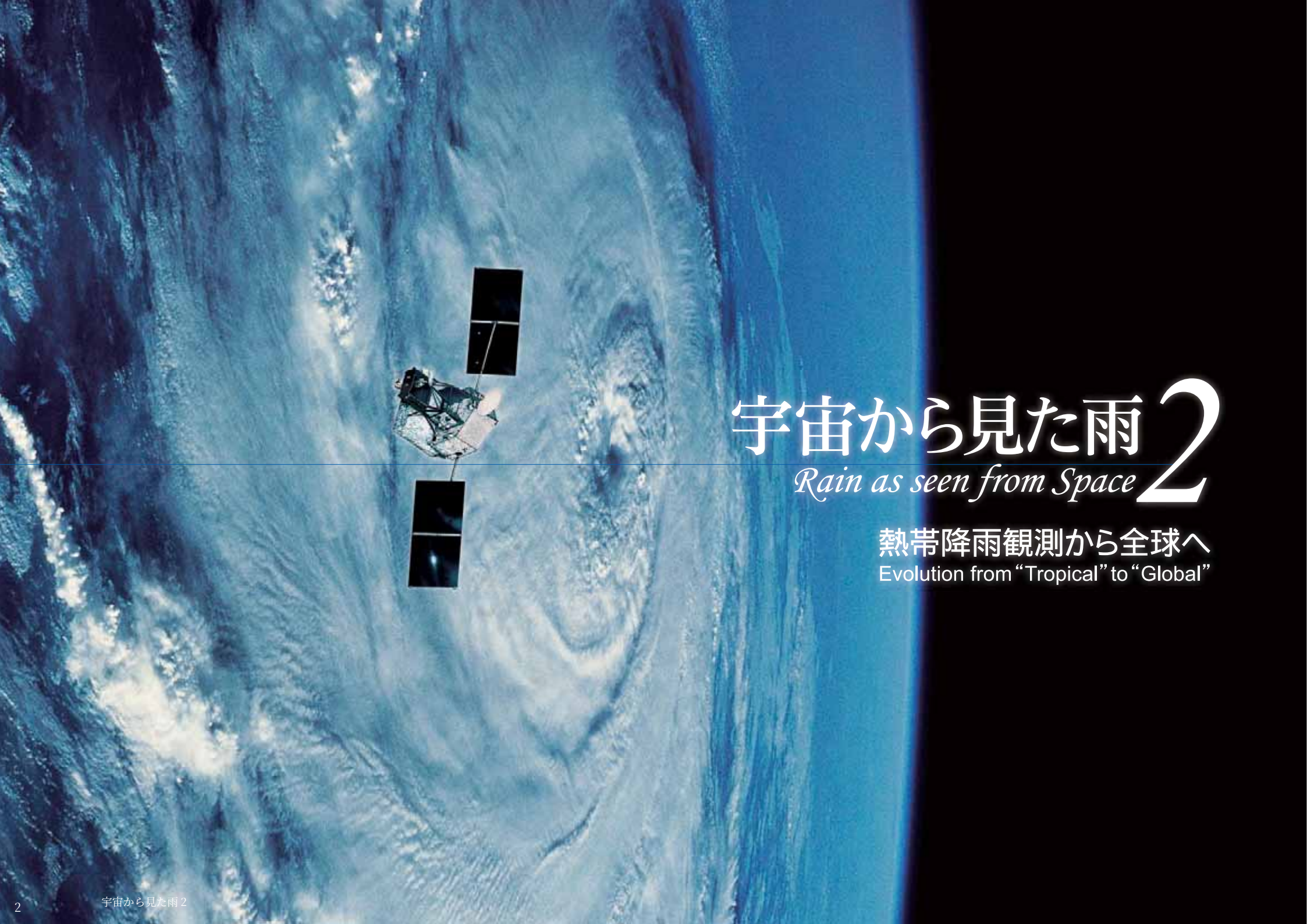
2002年、打ち上げ後４年を経たときに、当時のNASDAとCRLが中心となって、本冊子と似た内容で、「宇宙から見た雨 熱帯降雨観測衛星４年間の軌跡」が発刊されている。その冊子には、すでに盛りだくさんの内容が網羅されている。

本冊子では、それらにさらに多くの新しい内容を付加するとともに、地球上の降水システムについてTRMMからわかった最新の研究成果と解説などを、より多くの図版と文章を入れて、わかりやすく読者に知らせる内容となるよう心がけた。

2007年のIPCCのノーベル平和賞受賞を契機に、世界中の強い関心が地球温暖化問題により一層向けられている昨今、これからもTRMMだけでなく、その後継機となる全球降水観測衛星GPMにより、地球上の降水システムのメカニズム解明の進展がさらに一層図られるとともに、全球降水の長期変動がしっかりととらえられるよう観測態勢が強化されることを切望してやまない。

TRMMプロジェクトサイエンティスト

中澤哲夫



宇宙から見た雨 2

Rain as seen from Space 2

熱帯降雨観測から全球へ

Evolution from “Tropical” to “Global”

TABLE OF CONTENTS

はじめに 01

目次 03

第1章　TRMMとは 05

1-1　TRMM の目的と研究の展開 …… 06
1-2　衛星による降水観測の原理 …… 14
1-3　TRMM 衛星の観測諸元 …… 19

第2章　雨の特性を知る 29

2-1　世界の雨の平均的描像 …… 30
2-2　さまざまな降水システム …… 33
2-3　日周変化 …… 52
2-4　大気大循環と降水システム …… 54
2-5　降水への人間活動の影響 …… 59

第3章　気候の変動を探る 61

3-1　10 年のデータに見る全球降水量の変動 …… 62
3-2　エルニーニョ …… 67
3-3　関連パラメータの変動 …… 70

第4章　自然災害の軽減に向けて 75

4-1　基本情報としての降水 …… 76
4-2　天気予報における利用 …… 77
4-3　国際的な降水マップ作成の動き …… 80
4-4　日本における降水マップ開発 …… 82
4-5　洪水災害予測への応用 …… 86

第5章　衛星降水観測の将来 89

5-1　GPM の概念と将来展望 …… 90
5-2　GPM における新たな課題 …… 95
5-2　まとめ …… 96

付録 97

Section 1

TRMMとは

1997年11月28日（日本時間）に種子島宇宙センターから打ち上げられた熱帯降雨観測衛星(TRMM)は、日本と米国との共同プロジェクトである。TRMMは熱帯・亜熱帯地域の雨の観測に特化した衛星であり、雨の推定が可能な三種類のセンサを同時搭載している。なかでも日本が開発した降雨レーダは、世界で初めての衛星搭載型降雨レーダであり、雨の三次元構造を測定している。本章では、TRMM衛星と搭載センサの観測対象や仕様といった観測諸元から、それぞれのセンサがどのように雨を推定しているかについての解説まで、TRMM衛星のすべてを紹介する。

1-1　TRMMの目的と研究の展開
- 熱帯の降雨の把握…… 06
- 潜熱加熱…… 09
- 世界初の衛星搭載降雨レーダの実証…… 11
- 10年を経た広がり …… 12

1-2　衛星による降水観測の原理
- レーダによる降水観測…… 14
- 受動センサによる降水の観測原理…… 16
- マイクロ波放射計による降水観測…… 17
- 可視赤外放射計 による降水観測 …… 18

1-3　TRMM衛星の観測諸元
- 衛星の概要…… 19
- 観測機器…… 21
- 観測データ…… 25
- TRMM衛星の軌道変更 …… 27

TRMMの目的と研究の展開

熱帯の降雨の把握

熱帯降雨観測衛星(Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM)は熱帯地方に降る雨の分布を正確に測定するために作られた衛星計画である。TRMMのScience Steering Groupによって1988年に発行されたレポート(Simpson et al., 1988)によれば、TRMMの主目的は熱帯および亜熱帯の降雨観測をすることにより、エネルギーおよび水の全球での循環に関する我々の理解を深めることである。そのための目標として次の3つの事柄が設定された。

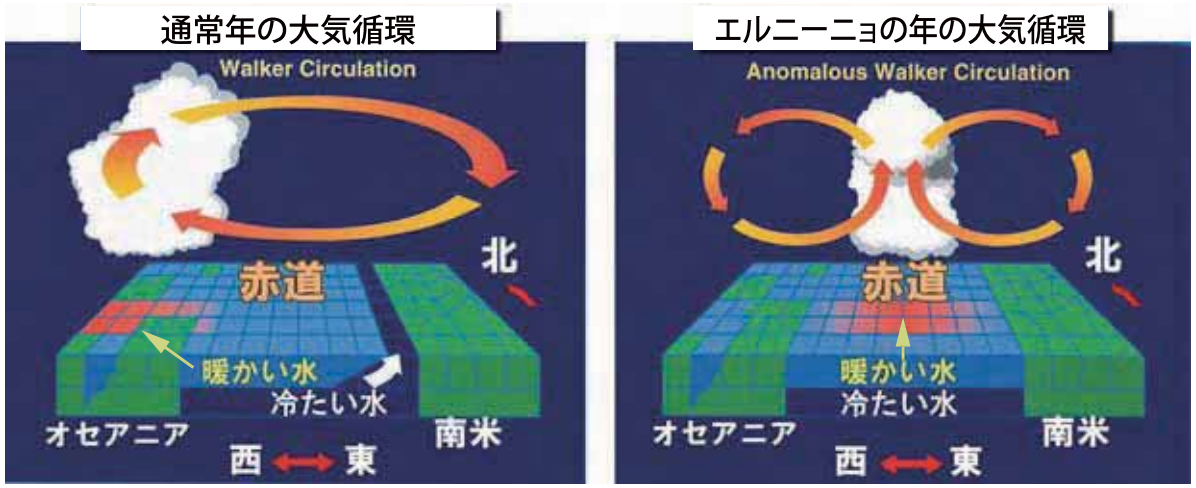
1. 地球の気候に影響を与える熱帯降雨を正確に測定する。
2. 潜熱の鉛直分布を推定する。
3. 宇宙からの降雨測定システムを評価する。

これらの目標を達成するために、緯度経度5度の範囲の30日間の平均の降雨量のデータセットを作成し、少なくとも3年間にわたる熱帯降雨の気候学的データを取得することが挙げられた。

そもそも、このような目標が設定された背景には次のような事実がある。

まず第一に、降水は時間空間的な変動が激しいために、現在存在する地上観測点で得られるデータだけでは全球の降水分布の状況が十分には把握できず、気象学や気候学の発展を阻害している。衛星観測が可能になれば、この問題に解決の糸口がつく。この点で、気象学においてもう一つの重要な物理量である気温とは様相を異にする。気温の場合は時空間的な変動が比較的小さく、まばらな地上観測点からの情報でも空間代表性があるからである。そのため、現在の数値天気予報モデルなどにおいても、両者の取り入れ方に大きな差がみられる。

第二に、地球上の降水の約3分の2が降ると言われている熱帯の降雨分布を正確に把握することは、その水の物質としての量という観点からのみではなく、降水が大気運動の駆動エネルギー源と密接な関係があり、地球全体の大気大循環の理解に非常に重要だということである。大気中の水蒸気が凝結して降水が形成されるとき、大気中には潜熱としてエネルギーが放出される。この潜熱エネルギーが、地球全体の大気大循環を駆動するエネルギー源なのである。熱帯の

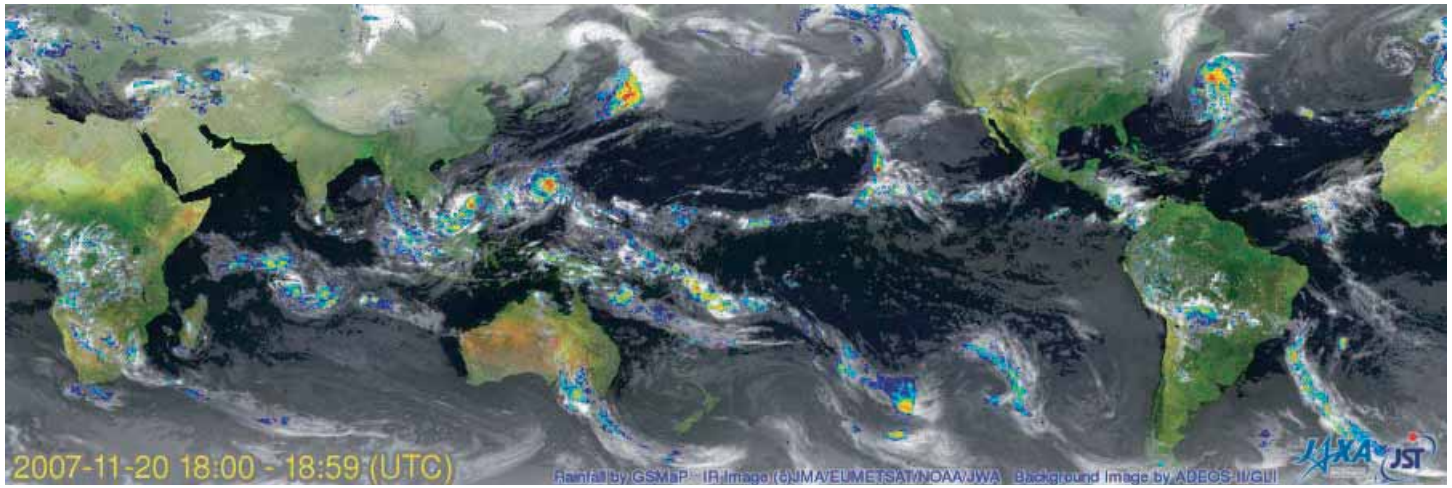


図❶ 熱帯降雨と大気の循環
通常年(左図)、エルニーニョ年(右図)(原図提供:NASA)

降水活動がその分布や強さを変えると（図❶）、熱帯の天候のみならず、中緯度、高緯度までの天候が影響を受けることは、エルニーニョやラニーニャの年に、日本が暖冬（寒冬）であったり、冷夏（暑夏）であったりすることからもよく知られている。

このように、熱帯における降水の分布とその時間変動を観測によって明らかにすることは、大気大循環モデルを用いた気象の短期～中期予報の精度を上げることにもつながる。1つには、降水や潜熱加熱率等の鉛直方向も含めた3次元的な観測情報に基づき、数値大気モデルの中での降水過程の取り扱い手法を改良することが可能であり、またもう1つには、四次元データ同化システムなどで降水に関連する情報を初期値としてより上手く取り入れることができれば、予報精度もそれに応じて改善することが期待される。TRMM以前には、その大部分が海洋で占められていて、地上観測地点が期待できない熱帯は正確な降水観測データが著しく乏しい地域であった。衛星観測で海洋上も含む広域の雲に関する情報が得られるようにはなっていたが、まだ定性的な情報であった。

では、TRMMによる観測が当初の予定の3年を大



図❷ 準リアルタイム版全球降水マップ(GSMaP)

JST/CRESTで開発したGSMaPアルゴリズムをベースに世界の雨分布を、観測から約4時間遅れの準リアルタイムで1時間ごとに0.1度格子で作成している（第4-4節参照）。

幅に越え10年以上経った現在、どの目標がどの程度達成されたのであろうか。

1点目の目標である、以前より格段に定量的で詳細な熱帯降雨の把握という目標は、その激しい日変化の気候学的な理解も含めてほぼ達成されたと考えられる。特に、降雨レーダ(PR)による鉛直情報も含めたデータによる、降水システムの気候学的研究は、予想以上の成果をあげた。

2点目の目標である潜熱加熱率の推定や、それを受けての数値モデルでの降水プロセス改良などは、初期の主要なデータ解析が一段落してから盛んになった。当初計画の3年ではなく、5年以上のデータが蓄積されてから（正確には、2001年の高度変更後における連続したデータがある程度蓄積されてから）ようやく手のついた感がある。潜熱加熱率データの本格的な公開が始まったのが2008年であるので、当初の科学的なゴールとされてきたモデル研究は、時間的にはやや遅れてはいるが、今後成果が大いに期待出来る領域である。

3点目の目標である宇宙からの降雨測定システムの評価に関しては、従来から用いられてきた受動型マイクロ波放射計や可視赤外センサに加えて、降雨レーダの観測が初めて同時に得られたことにより、マイクロ波放射計による降雨推定手法が改良されたことが大きい。もちろん当初からこの効果を狙って3種類の降雨観測センサを同時に搭載する計画となっていたにせよ、成果は予想以上だったのではないだろうか。その大きな成果として、現在ではGlobal Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP)など、時間単位が細かく空間分解能の高い降水分布データが準リアルタイムで作成、公開されるようになった（図❷）。今では当たり前のようになってしまっているこうした全球リアルタイム降水量データであるが、TRMMの計画段階では降水量推定精度が緯度経度5度格子の領域で議論されていたことでもわかるとおり、粗い空間分解能であっても定量的な降水観測データがTRMM以前には存在していなかったことを思えば、TRMMがいかに偉大な貢献をしたかが実感できるであろう。こうした研究の詳細については、この本の各所で紹介されている。

TRMMで、地球のもっとも主要な多雨地帯である熱帯の降雨の把握ができるようになった。しかしこれに加えて、次に主要な、中緯度の低気圧による多雨地域の降水を観測してこそ、全球の水・エネルギー循環の理解に近づくことができる。中・高緯度での固体降水の観測は、新たな課題である。現在、熱帯のみならず中・高緯度の降水を観測する、全球降水観測(GPM)計画が2013年の衛星打上げに向けてすすめられている。この本ではGPMについても紹介している（第5-1節）。

潜熱加熱

降水システムは、水が気相（水蒸気）・液相（水）・固相（氷）の間を相変化することによって、生成・消滅する。水の相変化には潜熱が伴い、大気が加熱・冷却される。中緯度の大気大循環では、傾圧不安定波動が重要な役割を果たしているのに対し、南北温度傾度ならびにコリオリ力が小さい低緯度の大気大循環では、降水システムに伴う潜熱加熱が重要な役割を果たしている。このため、熱帯・亜熱帯域における潜熱加熱の４次元構造（３次元空間＋時間）の推定が、TRMMの主要な科学目的の一つであった(Simpson et al., 1996)。

潜熱加熱を直接的に観測することは不可能であるため、これまで、高層観測網のデータからの熱収支解析によって、見かけの熱源Q_1(Yanai et al., 1973)が限られた観測領域・期間において求められてきた。

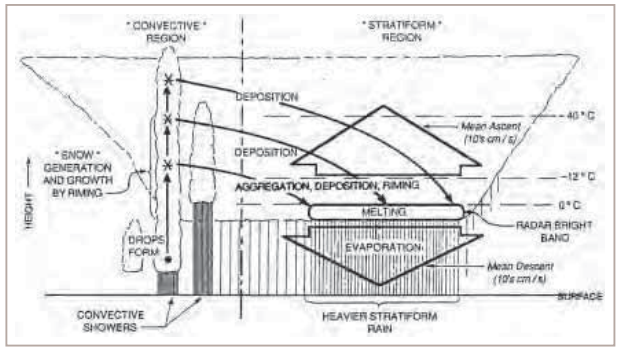
$$Q_1 \equiv \bar{\pi}\left[\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial t}+\bar{v}\cdot\nabla\bar{\theta}+\bar{w}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial z}\right]$$

ここで、大気大循環モデルの空間解像度程度のスケールの空間平均を ¯ と表し、θは温位、vは水平風ベクトル、wは鉛直流、πは無次元圧力である。空間平均からの偏差を ′ と表すことにすると、Q_1は次のように表せる。

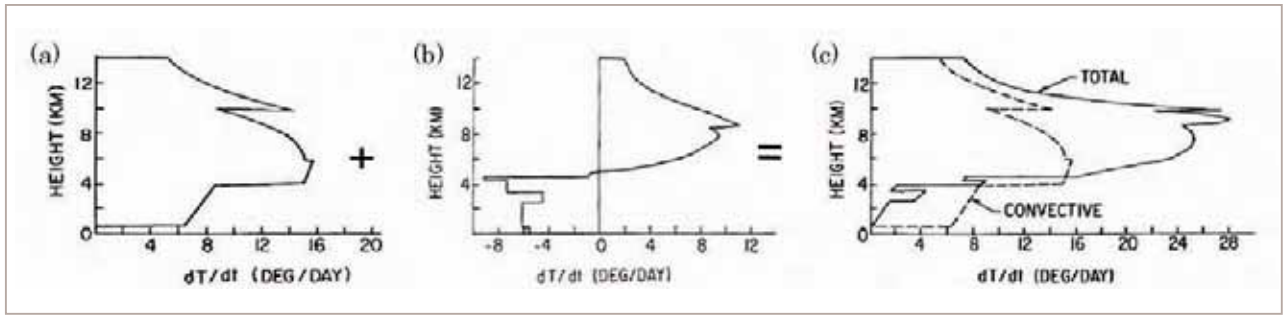
$$Q_1 = \bar{\pi}\left[-\frac{1}{\bar{\rho}}\frac{\partial\bar{\rho}\overline{w'\theta'}}{\partial z}-\overline{v'\cdot\nabla\theta'}\right]+\overline{LH}+Q_R$$

ここで、右辺第１項と第２項は積雲スケールの上昇・下降流による正味の鉛直輸送量ならびに水平輸送量、第３項のLHは水の相変化に伴う潜熱加熱量、第４項のQ_Rは放射による加熱量である。右辺で最も大きいのは水の相変化に伴う潜熱加熱量、次に放射による加熱量である。

降雨は、大気の激しい上昇下降運動に伴って強く降る対流性降雨と、水平に広がった雲から長時間しとしとと降る層状性降雨に大別される（図❶）。両者で潜熱加熱の鉛直分布（プロファイル）の構造が大きく異なるため（図❷）、潜熱加熱プロファイルの推定にとって、対流性・層状性降雨の分類は極めて重要である。PRは、層状性降雨の特徴である融解層に伴うブライトバンドの検出が地上レーダよりも容易であるため、対流性・層状性降雨の分類の精度が高く、潜熱加熱プロファイルの推定に適している 。 Tao et al. (1993)は、平均的な対流性・層状性潜熱加熱プロファイルを仮定し、降雨レーダから得られる対流性・層状性降雨比から潜熱加熱プロファイルを求めるConvective-Stratiform Heating(CSH)アルゴリズムを開発した。しかしながら、この手法は仮定された対流性・層状性潜熱加熱プロファイルに大きく依存し、地域的・季節的に大きく変化する対流性潜熱加熱プロファイルの変化を考慮にいれることができなかった。



図❶ メソ対流系における降水機構の模式図
(Houze, 1989)



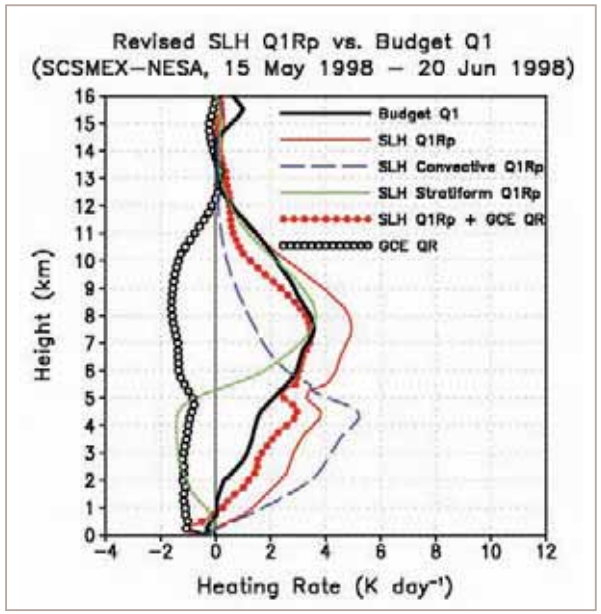
図❷ メソ対流系潜熱加熱のプロファイル
(a)対流性潜熱加熱プロファイル、(b)層状性潜熱加熱プロファイル、(c)全体の潜熱加熱プロファイル。
ただし比較のために(a)の対流性潜熱加熱プロファイルが点線で示されている。(Houze,1982より改変)

Shige, Takayabu et al. (2004)は、TRMMの降雨レーダ(PR)の鉛直情報を積極的に活用するSpectral Latent Heating (SLH) アルゴリズムを開発した。このアルゴリズムは、雲解像モデルによるTOGA-COARE（西太平洋）シミュレーション・データから作成した参照テーブルに基づいて降水に伴う潜熱加熱（LHならびに$Q_{1R}=Q_1-Q_R$）の鉛直プロファイルを推定する。対流性・層状性降雨量比のみから潜熱加熱プロファイルを求めるCSHアルゴリズムに比べて、

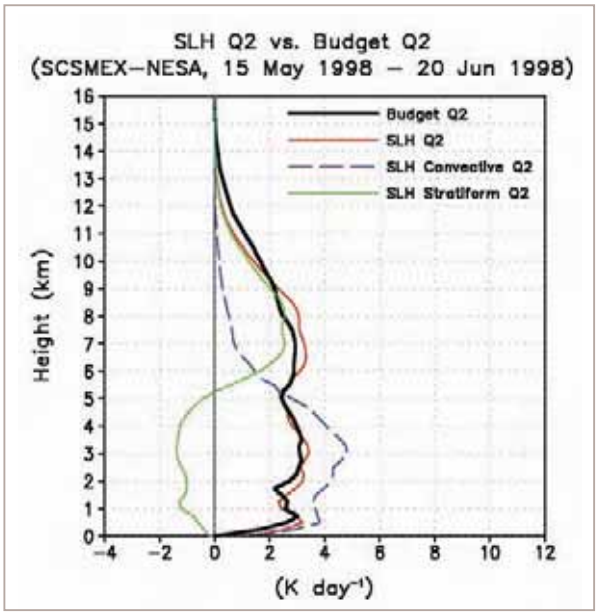
1. 降雨タイプや地上降雨強度だけでなく降雨の高さ情報を用いているために、浅い対流と深い対流の潜熱加熱プロファイルの違いが推定できる。
2. 層状性降雨に対しては融解層の降雨強度を用いているために、地上無降雨でも潜熱加熱プロファイルを推定できる。

という特徴を持っている。SLHアルゴリズムの初期的適用結果として、台風及び熱帯メソ対流系に伴う潜熱加熱プロファイル (Tao et al., 2006) や、Madden-Julian振動に伴う潜熱加熱プロファイル (Morita et al., 2006) がある。

SLHアルゴリズムをグローバルなPRデータに適用するために、対流性降雨における液相過程と氷相過程の相対的重要度、ならびに層状性降雨における融解層高度の地域的差異を考慮に入れてアルゴリズムを改良した結果、SCSMEX領域でゾンデデータから診断的に求められたQ_1プロファイル(Johnson and Ciesielski, 2002) と良く一致した（図❸）。また、これまでよく知られている西太平洋（対流圏上層で最大値）と東大西洋（対流圏中層で最大値）の潜熱加熱プロファイルの特徴の違い (Thompson et al., 1979) も推定することができた。さらにSLHアルゴリズムは、降水に伴う潜熱加熱量ばかりでなく水蒸気消失量Q_2の高度分布も推定することができる（図❹）。一方、放射に伴う加熱プロファイルがTRMMマイクロ波観測装置(TMI)ならびに可視赤外観測装置(VIRS)から求められており(L'Ecuyer and Stephens, 2003)、TRMMによって得られたこれらのデータは、今後、降水システムの気候システムにおける役割の理解に貢献して行くと思われる。



図❸ PR2A25 V6の降雨プロファイルからSLHアルゴリズムによって推定されたSCSMEX NESA領域のQ_{1Rp}（降水に伴うQ_{1R}）プロファイルと診断的に求められたQ_1との比較結果
(Shige et al., 2007)



図❹ PR2A25 V6の降雨プロファイルからSLHアルゴリズムによって推定されたSCSMEX NESA領域のQ_2プロファイルと診断的に求められたQ_2との比較結果
(Shige et al., 2008)

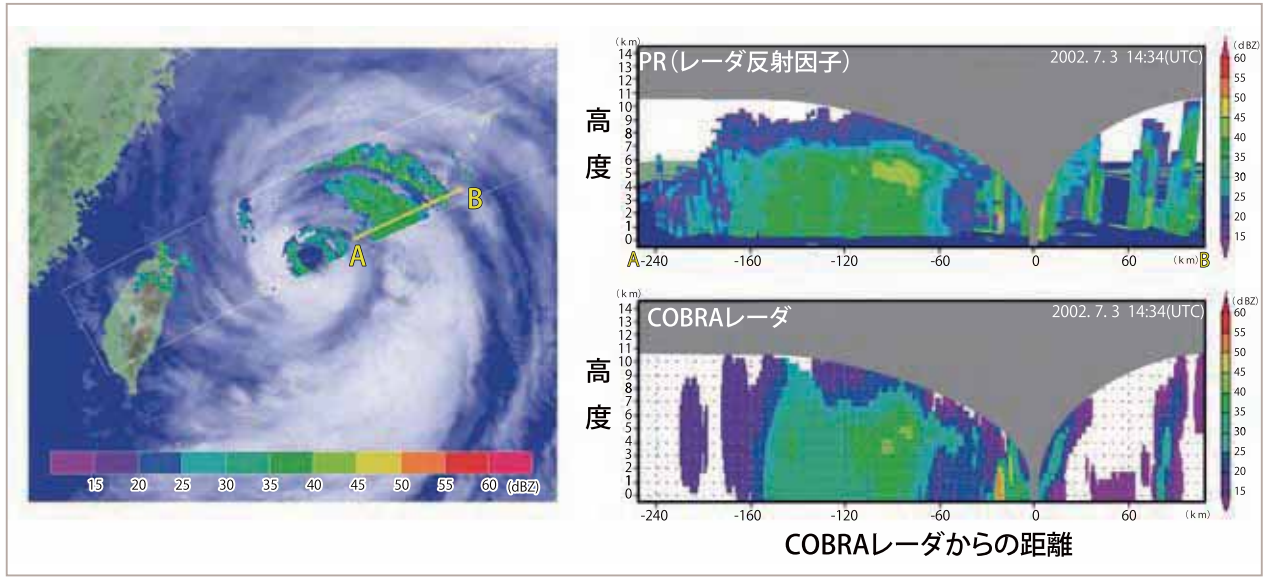
世界初の衛星搭載降雨レーダの実証

TRMM以前にも衛星に搭載されたレーダは数多くあったが、降雨観測を目的とした衛星搭載レーダはTRMMの降雨レーダが世界で最初のものである。そのために、衛星から観測した場合に降雨エコーが実際にどのようなものになり、そのエコーからどの程度まで正確に降雨の様子を捉えることができるかを調べ、その定量評価を行い、事前の設計に誤りのなかったことを確認すること、すなわち降雨レーダの技術実証を行うことが、TRMM/PRの開発目的のひとつであった。

降雨レーダ以外の衛星搭載レーダとしては、地表面の形状を観測する合成開口レーダ(SAR)や海面高度を精度よく測定する高度計(アルチメータ)などがあるが、これらのレーダでは地表面からの反射エコーが測定の対象であり、雨によるエコーはむしろ観測に悪影響を与える雑音となる。

地表面からのエコーと雨からのエコーとの強度の割合は、使用するレーダの周波数、入射角、レーダの空間分解能などに依存するが、降雨による電波の減衰が少ない周波数や降雨強度では、入射角が小さいときには地表面からのエコーのほうが雨からのエコーよりはるかに強いのが普通である。TRMMの降雨レーダでは、雨からのエコーに対しても十分の感度を持ち、同時に地表面エコーに対してもレーダの受信機が飽和することなく、雨が存在するときには雨による伝搬減衰により地表面エコーが弱められる程度を正確に測定できるように設計された。このデータから得られた減衰推定値は降雨エコーの減衰補正に使われる重要な量となるからである。

衛星搭載の降雨レーダではこのように地上のレーダと異なった特殊事情がいろいろ存在する。そうした特殊事情が十分に設計に取り込まれていて所期の目的とする観測性能を保有しているかどうかを確かめ、ハードウェアの性能を確認するとともに、13.8GHzという降雨減衰を伴う周波数を使ったレーダから地表付近の降雨強度を正確に推定し、PRがTRMMの科学目的に寄与することを確かめることも、実証の重要な部分となっている。



図❶ TRMM降雨レーダと地上レーダ(COBRA)の比較

左の図はTRMMの降雨レーダ(PR)の観測で得られた沖縄付近を通過した台風の高度2kmにおけるレーダ反射因子を表したものである。静止衛星により得られた雲画像と重ねて表示してある。図中のA-Bに沿っての鉛直断面でのレーダ反射因子を右上の図に示す。ほぼ同時刻に沖縄にある情報通信研究機構(NICT)の地上設置型のC帯のレーダ(COBRA)で観測された同じ鉛直断面でのレーダ反射因子の分布を右下に示す。なお、PRデータの表示はCOBRAの観測範囲に合わせて削ってある。観測の時間や位置に多少の違いがあるため完全には一致しないが、鉛直分解能などはPRの方がはるかに勝り、全体の特性としてもPRが地上レーダに勝るとも劣らないものであることがわかる。

10年を経た広がり

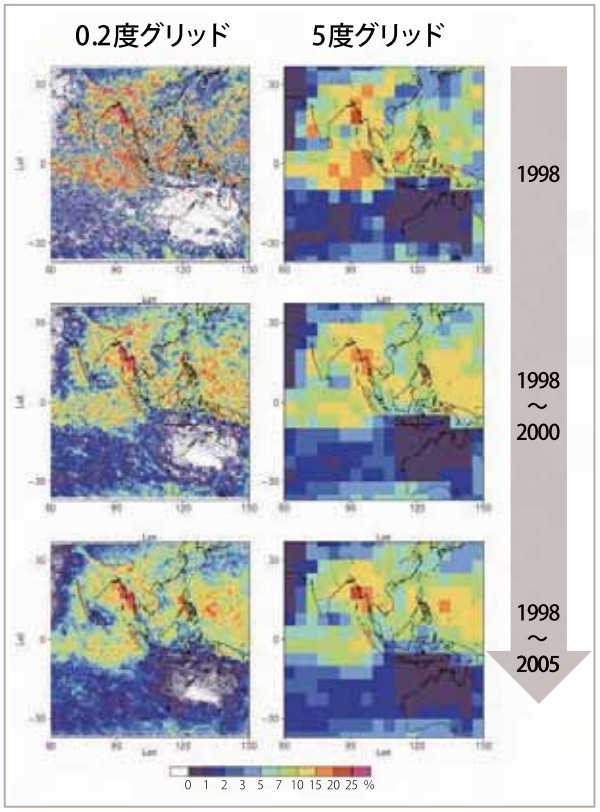
TRMMは1997年11月に打ち上げられて以来10年以上にわたり観測を続けている。このように長期にわたり同じ衛星が観測を続けている例はあまりない。TRMMは当初の期待通りそのユニークな観測から衛星からの降雨分布推定に大きな進歩をもたらした。また所期の３年寿命が大幅に伸びたことにより、世界の降水特性について期待を大幅に上回る成果を上げた。

TRMMでは熱帯・亜熱帯域を中心とした降水の気候値の高精度化が達成された。例として図❶には１年、３年、８年のレーダデータの蓄積による８月の東南アジアの降雨頻度分布を示している。これにより例えばENSO（エルニーニョ・南方振動）に伴う降水特性の理解が進み、また、ENSOのWarm Phase（エルニーニョ）時に層状性降水が増加する事がわかった。降水の日変化は熱帯陸上で顕著であるが、この把握も大きな進歩が得られた。陸上降水はマイクロ波放射計観測では精度に難があるため、地上観測や可視・赤外放射計による雲の活動の観測から降水の日変化が調べられてきたが、これがレーダにより克服された。降水の日変化は熱帯域ばかりでなく、チベット高原でも夏季は顕著である。

降水の時空間的分布だけでなく降水システムの全球的特性の理解がTRMMにより大きく進んだ。レーダでは降水の３次元構造が得られる。特に降水強度の鉛直分布が得られたことの意義は大きい。従来から陸上と海上を比較すると陸上の方が降水強度が強いことが知られていた。また、海上の下降流のあるところではtrade wind inversion（貿易風帯に存在する逆転層）に頭打ちされた低い降水のあることが知られていた。これらもTRMM、特にPRによる観測からその全球的実態が明らかとなってきた。これらは従来の「降水の気候値の全球的把握」という段階から「降水システムの気候値の全球的把握」という段階に入ってきていることを示している。

気候モデルとの比較は大きな進歩が期待できる段階になった。従来は降水分布の比較が中心であったが、モデルの高度化とコンピュータの性能向上により、非静力学モデルを広域で計算させることが可能となってきた。地球シミュレータによる全球の非静力学モデルによるシミュレーションも行われ始めた。このようなシミュレーションでは降水過程についてパラメタリゼーションを行わず直接に降水過程を表現する。そのグリッドサイズも10km以下となってきた。これはモデルで現象を表現する分解能が衛星観測の空間分解能と同じオーダーになってきたことを意味し、降水タイプや降水システムの最高高度などの降水システムの気候値とモデルとの詳細比較ができることになる。

ここで大きな課題の一つを挙げておこう。「地球環境変化に伴う降水の変化の検出」という課題である。モデルでは温暖化により降水は若干増加する。これは温暖化による飽和水蒸気圧の上昇が主原因である。しかし、近年の顕著な温暖化にもかかわらず降水の増加は観測からは確認されていない。降水形態についても、モデルではより強い降雨が増えるという結果が一般的であるが、観測からはその傾向は見られるものの十分



図❶ TRMMレーダによる東南アジアの８月の降水の頻度分布
左は0.2度グリッド、右は５度グリッド。長期のデータにより降水分布がより明瞭になっていることがわかる。

には確認されていない。TRMMの10年に及ぶ観測からも顕著な温暖化のシグナルは検出されていない。

実利用についても大きな進展が見られる。データ同化による短期予報は確実な精度向上を見せている。TMIは他のSSM/Iなどとともに現業のデータ同化に用いられ始めており、この方面の利用向上は今後も進む。また、河川管理、水資源管理では流域降水量が必要である。これらの基礎は水文学である。水文学にとっては降水量は地表水の源として第一義的に重要であるが、地表が非常に複雑であることから降水データには非常に高い空間分解能が要求される。特に防災面では非常に高い時間分解能とリアルタイム性も必要である。TRMM以前は衛星による降水観測はその時空間分解能がこれらの要求に応えることができず、そのため衛星データはあまり利用されてこなかった。しかし、TRMMによる衛星データの向上、複数衛星データの利用から得られた降水マップから洪水警報の試みがなされるようになった。

TRMM衛星には我が国が世界に先駆けて開発した降雨レーダが搭載されている。レーダは技術的には大きな成功であった。我が国が得意とする固体素子技術、そして素子数が多いことからくる信頼性の高さ、が決め手となって方式が決まった。このレーダは10年以上たった現在まで完璧に動いており、我が国が開発した世界に誇れる新しい衛星搭載地球観測センサと言える。レーダ開発ではセンサ本体だけでなく、地上校正技術の成功もあった。衛星搭載センサは当然のことながら一旦打上げられた後は、送信器出力、受信器雑音レベルのモニターなどの内部性能確認モニタはあるものの衛星上での機器の校正・調整は不十分なものとなり、外部校正が不可欠である。ここでは新たに開発された地上の能動型レーダ校正装置による校正、海面散乱などの自然物による校正、などが行われ、1dB以下の誤差でシステム校正が常時行われている。これは地上の降雨レーダと比較しても最高レベルの校正が常時行われていることになる。その結果も、経年変化がほとんどみられない、という優秀なものとなっている。また2001年には寿命延長のためTRMMの軌道高度が350kmから402.5kmに上がり、それによるセンサ感度の予想された変化なども確認されている。このレーダの優秀性からTRMMレーダを使って地上レーダを校正することが試みられ、これは一般化しつつある。

TRMMレーダによる地上降水強度推定アルゴリズムは大きな発展を見た。PRはKuバンドの13.8GHzという地上降雨レーダとしては高い周波数の電波を使っている。衛星からの降雨観測では降雨内の伝搬路長は短いものの、それでも高い周波数では降雨減衰が避けられない。このため降雨減衰補正が大きな課題となった。衛星からの観測では降雨エコーだけでなく、地海表面からのエコーも検出される。このエコーを使った降雨減衰補正法（表面参照法）が開発され、宇宙からのレーダ降雨強度推定アルゴリズムの研究という新しい分野が開けた。

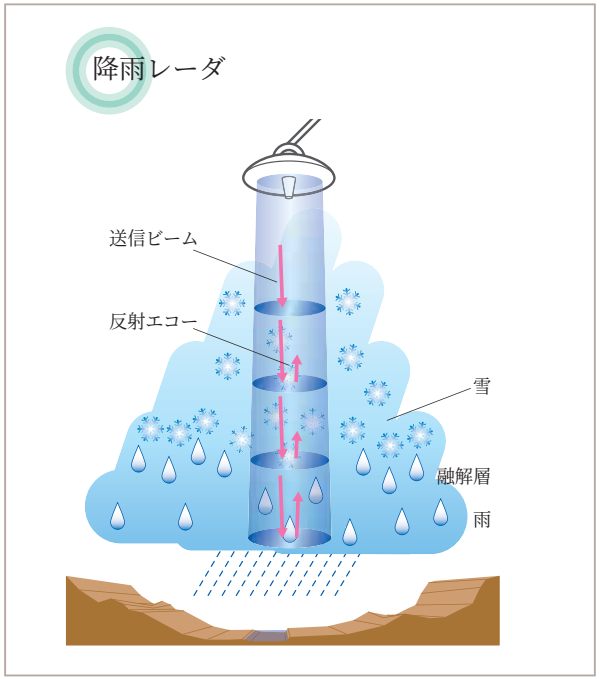
TRMMにはマイクロ波放射計も搭載されておりレーダと実質上ほとんど同時に同じ降水システムの観測が行われる。マイクロ波放射計とレーダとでは共にマイクロ波電波を用いるが、前者は受動型、後者は能動型であり、異なる物理量を測定する。またTMIに比べて高いPRの距離分解能力による降水システムの3次元構造の観測は、TMIの降水推定精度の向上に大きく寄与した。また、レーダとマイクロ波放射計とで整合のとれた推定法の開発という方向性が得られた。

より高度なアルゴリズムとしては降水による潜熱放出プロファイルの導出のためのアルゴリズムが開発された。TRMMではその初期から潜熱放出プロファイルの導出が期待されていた。その方法は層状性降雨と対流性降雨がそれぞれ特徴のある潜熱放出プロファイルを持つ、という熱帯域を中心とした観測からの結果が土台となっている。導出されたプロファイルを元に、対流性・層状性降雨比などとの関連が明らかになった。

衛星による降水観測の原理

レーダによる降水観測

レーダは、電波が物体により反射されることを利用し、レーダから発射された特定の周波数の電波が対象物により反射され返ってくる信号を捕らえることにより、その対象物の存在と性質を知るための器械である。



図❶ 降雨レーダによる観測原理
レーダからビーム状に発射された電波が降水粒子（雨粒や雪など）により反射されてレーダに返ってくる。それに要した時間からレーダからの距離が、ビームの方向からその水平位置が、そしてエコーの強さから降水の強度が分かる。

TRMM搭載の降雨レーダ(PR)では、13.8GHz ($f=13.8\times10^{9}$Hz)の電波を用いており、1.6マイクロ秒の幅を持った($\tau=1.6\times10^{-6}$ s)パルス状の電波を送信している。この送信パルスを送信した時刻(t_t)と、その電波によるエコーを受信した時刻(t_r)の時間差($t=t_r-t_t$)が、エコー信号を発生させた反射体までの距離(r)を電波が往復した時間に相当する。この時間差(t)から、反射体までの距離($r=ct/2$)がわかる。またパルス幅により距離方向の分解能(Δr)が決まり、PRの場合それは250mとなっている。

降雨レーダでの電波の送信と受信はアンテナにより特定の方向にのみ大きな感度を持つように作られている。すなわち、ビーム状に電波が発射され、それと同じビーム内で反射され返ってくるエコーに対して受信感度が良くなるようにアンテナが制御されている。このビームの幅は衛星直下方向を見ているときには約0.7度である。衛星高度が350kmの時には地上付近でこのビームの直径は約4.3kmになる。（2001年8月の軌道変更後以降は衛星高度の増加に従い、この直径が約5kmとなっている。）降雨レーダは衛星の進行方向と直行する方向にビーム方向を走査し、真下から±17度の範囲を49のビームで観測している。走査角が直下方向から離れるに従い、走査方向のビーム幅がわずかに増加し（走査端で約5%増加）、走査端では地表面への投影は進行方向に約4.5km、走査方向に約4.9kmの楕円形の領域となる。ビーム方向の切り替えは電子的に行われており、ひとつの方向に対して32発の送信パルスを発射している。1走査に要する時間は0.6秒であり、この間に衛星が約4.3km移動することにより、衛星進行方向に対しても、走査方向とほぼ同じ間隔で観測データが得られるようになっている。送信パルスの送信間隔（0.36ミリ秒）は一走査内で一定であり、350km程離れた地表面付近からのエコーは約2.3ミリ秒送信パルスから遅れて返ってくるため、1発目のパルスからのエコーは7発目と8発目の送信パルスの間で受信されることになる。このため受信ビームの方向の切り替えは送信ビームの方向の切り替えに対して6パルス間隔分の時間だけ遅れて切り替えるようになっている。（この時間の遅れは固定されており変更ができない設計となっている。そのため、エコーが8発目と9発目の間に返ってくるように軌道高度を変更した2001年8月以降のデータでは、32発の送信パルスのうち1発分に関しては送信の方向と受信の方向が1ビーム分ずれている。この影響については軌道変更の第3-1節を参照されたい。）

レーダの反射波の強度は、レーダの特性や散乱体までの距離など幾何学的な位置関係以外に、反射体の電気的性質と形状などで決まる。雨からの反射の場合、レーダの分解能で決まる散乱体積の中に含まれる雨粒の数とその大きさの分布により決まる。（雨粒の直径が電波の波長に比べて十分小さい場合には、ひとつの粒子からの反射強度は直径の6乗に比例する（レーリー散乱）。また、大きさが同じ粒子が複数あるときには、散乱体積に含まれている粒子の数に比例する。TRMMの降雨レーダの場合レーリー散乱の近似は比較的大粒の雨粒に対しては成り立たない。）単位体積に含まれる雨滴によるレーダの反射強度を表す指標として用いられるのがレーダ反射因子と呼ばれる量

(Ze)であり、この量は単位体積中の雨滴の粒径分布の関数として表される。一方、雨の強さすなわち降雨強度(R)も雨滴の粒径分布により決まる。ただし、どちらも雨滴の数密度には比例するが、粒径への依存性が異なっている。そのため、相対的に大粒の雨粒が多い雨か小粒の雨粒が多い雨かにより、同じレーダ反射因子を与える雨であっても、降雨強度は異なってくる。

レーダ観測で得られる降雨エコーには電波がその地点まで往復する間に生じた減衰の影響が含まれている。そのため降雨エコーの強度からレーダ反射因子を計算するには、まず受信信号に対して減衰補正を施す必要がある。13.8GHzの電波の場合、減衰を生じさせる一番大きな要素は雨自身である。雨による減衰の程度（減衰係数k）もやはり雨滴粒径分布の関数として与えられる。このように、レーダ反射因子(Ze)、減衰係数(k)、降雨強度(R)はいずれも雨滴粒径分布に依存して変化する量であり、自然の雨滴の粒径分布の変化がひとつのパラメータの変化で記述できるような変化であれば、ZeとkとRの関係はただひとつに定まり、観測される反射強度からZeとkの関係を用いて、減衰補正を行い、レーダ反射因子(Ze)を計算することが原理的には可能になる。さらに、ZeとRの関係を使って、得られたZeから降雨強度Rが計算できる。

実際には、雨滴の粒径分布の変化はただひとつのパラメータの変化で記述できるほど単純な変化をしないため、ZeとkとRの関係はただひとつには決められない。しかし、TRMMの降雨レーダのように一つの周波数を使い反射強度だけを観測する単純なレーダでは、この反射強度以外の情報を得られないため、過去の観測から経験的に選ばれたZeとkとRの間の関係をあらかじめ仮定し、それを用いて観測されたレーダ反射強度から降雨強度を推定することになる。ただし、降雨強度が増し、減衰が大きくなってくると、仮定したZeとkの関係を使って減衰補正を行ったのでは、補正が不安定になり正確な降雨強度が推定できなくなる。そこで、減衰が大きい場合には、TRMMの降雨レーダの降雨強度推定アルゴリズムでは、降雨エコーの後方に現れる地表面のエコーの減少から、降雨層全体を通過した電波の減衰を見積り、それを用いて降雨エコーそのものの減衰補正を行っている。またそのときに、地表面までの減衰を再現できるようにZとkの関係を変化させ、その変化と整合性を持つZとRの関係を定め、その関係を用いてRを計算するという方法を採っている。このように地表面エコーの見かけ上の変化から降雨による減衰量を推定する方法を表面参照法と呼んでいる。このような方法が使えるのは、降雨エコーの後方に地表面エコーが現れるという衛星搭載レーダに特有のことである。

いわゆる「温かい雨」と呼ばれる氷晶を伴わない降雨システムを除いて、一般に雨の上空には雪の層が存在する。したがって、衛星からレーダで上空から降雨システムを観測するときには雨の前方に雪の層が存在することになるが、水は液相である場合と固相である場合でその電気的性質が異なり、氷は電波をほとんど吸収しない。そのため、雪の層における減衰は小さく一般に無視できる。層状性降雨の場合には融解層がブライトバンドと呼ばれる反射強度の強い層としてレーダエコーに現れることが多く、雪の領域と雨の領域を区別することは比較的たやすい。しかし、対流性降雨の場合にはレーダエコーから雪と雨の領域の境界を判断することは困難であり、この高さの推定誤差が降雨強度推定の誤差につながる。

雪やあられなど固体の粒子は、同じ水分量を含んでいてもその形や構造により大きさが異なり、レーダ反射因子も降水強度も単位体積中の降水粒子に含まれる水の量の単純な関数とはならない。このような事情も固体層での降水強度の推定誤差を大きくしている。

最初に述べたレーダの分解能で決まる観測空間は、レーダからの距離方向が250m、それに直交する方向が直径5km弱の薄い円盤状の形をしている。ここまでの記述では、この空間分解能で決まる散乱体積の中で雨の強度分布や粒子の性質などは一様であるとみなしてきたが、実際にはこの仮定は必ずしも満たされていない。たとえば、水平方向に雨が一様であっても、ビームの走査角が鉛直方向から離れるに従い、散乱体積である円盤の領域は走査角だけ傾き、異なる高さからの散乱を含むようになる。また、対流性降雨のように水平方向での降雨強度の変化が激しい降雨システムでは、直径5kmのビーム内で場所により降雨強度が大きく変化している可能性もある。このような観測分解能より細かい構造を雨の分布が持つことによる誤差は、減衰の推定に特に大きく現れる。強い雨ほどその程度が大きくなる。この降雨の非一様性に伴う誤差を軽減することは、衛星のような遠方からの観測での大きな課題である。

受動センサによる降水の観測原理

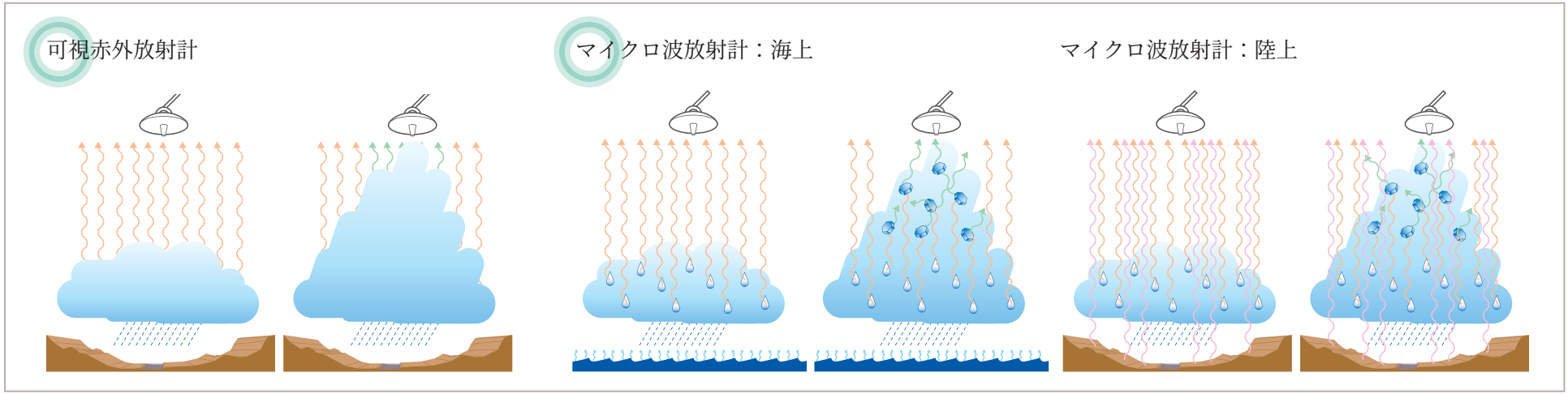
受動センサである可視赤外放射計やマイクロ波放射計が観測するものは、観測装置（可視・赤外の装置の場合は望遠鏡、マイクロ波の装置の場合はアンテナ）に入ってくる電磁波の強さである。これらの電磁波の源は、可視光では太陽光が主な源であり、衛星観測では地球（地表面や雲）からの反射光を観測する。また、赤外やマイクロ波では、降水粒子や水蒸気、酸素分子、地面など地球大気や地表を構成する物質そのものから放射されるものであり、昼夜にかかわらず観測できるという特徴がある。

物質による電磁波の反射や放射の特性はその物質と周波数により大きく変わる。それは物質の複素屈折率で特徴づけられる。また、物質の形にも依存して変化する。宇宙から観測した場合に、可視光や赤外線では雲の中を見ることができず、雲の上端の情報しか得られない。

マイクロ波の場合には非常に強い降水を除いて雲や雨で完全に吸収されることはないため、降水雲の全体からの放射情報が得られることになる。

氷晶や雪がある場合にはその様相はやや異なる。即ちマイクロ波帯においては複素屈折率の虚部（吸収及び射出項）が氷では非常に小さくなり、屈折率の実部に起因する散乱が卓越する。そのため雪の存在する層ではそこからのマイクロ波放射が小さいだけでなく、その層よりも下部から伝搬してきた電磁波を散乱により消散させる役割を果たす。

これらの特徴を利用して可視赤外センサやマイクロ波放射計による降水推定が行われる。



図❶ 受動センサによる降水の観測原理

可視赤外では雲の表面の情報が得られる。雲の表面の温度からその高さを推定し、雲の高さと降水強度の経験的な関係を用いて地表付近の降水強度を推定する。マイクロ波放射計を用いた観測では、海上では雨粒から射出されるマイクロ波の強度を直接観測し、その強度から降雨強度を推定する。上空に氷がたくさん存在するとそこで高周波のマイクロ波が一部消散される。多チャンネルのマイクロ波放射計ではそうした情報も利用される。陸上では地表面からの放射が強く、降雨粒子からのマイクロ波の射出は観測しがたい。そのため、上空の氷粒子による散乱の強弱を観測し、それと地表付近の降雨強度を結びつけて推定している。

マイクロ波放射計による降水観測

TRMM において用いられている降水観測用のマイクロ波放射計はいわゆるイメージャである。イメージャは本来、地球表面などの映像を取得するためのリモートセンサであり、マイクロ波センサでは主に（酸素や水蒸気の吸収帯からはずれた）窓領域の周波数を用いている。一方、サウンダはセンサ視線方向のプロファイルを求めるリモートセンサであり、そのため吸収線（マイクロ波の場合、酸素、水蒸気）付近の周波数を主に用いている。実際のイメージャ、サウンダではリファレンスや補完データの取得のために、それぞれ吸収線領域、窓領域のバンドのデータを同時に取得することが多い。

現在稼動している衛星搭載マイクロ波放射計はイメージャ（SSM/I、TMI、AMSR-E など）もサウンダもいわゆる全電力型放射計である。このタイプの放射計の特徴は構造が簡単であること、測定時間を比較的長く取れること（例えばディッケ型の放射計などに比べて）である。

マイクロ波放射計でしばしば問題となる受信利得変動の校正に関しては、宇宙機である利点を生かして宇宙背景雑音を低温校正源に用いた校正を頻繁に行うことにより対処している。これらのイメージャは入射角50 度程度でコニカルに視野方向を走査し、海面に対する入射角を一定に保っている。

これらの衛星搭載マイクロ波放射計は窓領域を用いているため、得られる情報は、大気による上向き放射、大気からの下向き放射の地（海）表面での反射および地（海）表面の放射を足し合わせたものとなる（ただし、マイクロ波帯で降水を観測する場合には放射だけではなく散乱も考慮する必要がある）。そのため、マイクロ波放射計の観測から地表面付近の降水量を推定するには各高度における降水による放射および散乱への寄与（即ち降水の高度分布）を正確に見積もる必要がある。一般的なマイクロ波放射計では５周波９チャンネル（水平・垂直偏波を含む）程度の情報しか得ることができないため、高度を分解する重み関数により降水の高度分布を推定するといった方法は用いることはできず、降水の高度分布や降水粒子のタイプ（雨、雪など）の高度分布をモデル化（降水物理モデル）して降水量を推定することになる。

一般的な降水強度推定アルゴリズムは、降水物理モデルを放射伝達モデルに入力し、降水強度と輝度温度の関係を事前に求めている（フォワード計算）。降水強度推定（リトリーバル）の方法としては、この輝度温度と降水強度の関係をルックアップテーブル(LUT)として直接的に用いる方法と、数値モデルの出力を降水物理モデルと組み合わせて大量のデータベースを構築し、その中から観測データと整合性のあるものを確率論的に選び出し推定する方法が提案されている。TRMMの標準アルゴリズム(2A12)では後者の手法がとられている。

マイクロ波放射計による降水推定は海上と陸上とでは異なる手法がとられる。それは、背景となる地表面からの射出率が海面と陸面とで大きく異なるためである。海面の射出率はおよそ0.5 以下であるため、降雨がないときの輝度温度は非常に低い。

これと同じ海面状態で上空に雨があると雨粒からのマイクロ波放射が輝度温度を高くする。この輝度温度の高まりは雨粒の量に依存するため降雨強度が推定できるわけである。実際にはマイクロ波放射計の低周波チャンネルがこの方法による推定に用いられる（高周波チャンネルは弱い降水強度で飽和してしまい、使えない）。この射出(emission)を用いるアルゴリズムをemission アルゴリズムと呼ぶ。このアルゴリズムを用いるときには上述の降水物理モデル（特に降水プロファイルと液相の厚さ）のほか海面の射出率を正確に与える必要がある。海面の射出率の変化は海上風速と良い相関があるため、この情報を用いる必要がある。一方、陸上では陸面の射出率は1 に近く、背景の輝度温度が低くならず降水粒子からの射出がほとんど識別できないため、高周波チャンネルで得られる散乱の情報を利用する(scatteringアルゴリズム)。この場合、降水粒子が0℃高度を越えて存在する(雪が存在する)ことが必要であり、さらに上空の雪の量(散乱はおよそ上空の雪の量と関連付けられる）と地表面での降水強度が関連付けられることが必要になるため、emission アルゴリズムよりも直接性に欠け、精度が落ちる。

可視赤外放射計による降水観測

可視赤外放射計による降水推定は主に赤外チャンネルを用いている。赤外では昼夜の区別なく観測できるほか、赤外放射は雲の上端の温度を反映したものであるため赤外放射計により得られる輝度温度はほぼ、その雲の高度(雲頂高度)を表すインデックスとなる。

一般に強い降水は背の高い雲からもたらされることが多いので、輝度温度が低い（雲頂が高い）ことと降水強度が大きいこととを関連付けて降水強度推定する手法がとられる。しかし、実際の雲では、例えば、積乱雲に伴って現われるかなとこ雲は非常に高い高度に現われるが、その下の降水強度は大きくないといった問題がある。

この考え方を用いた単純な手法の例として、輝度温度235K 以下の領域に一律に3mm/h の降水強度を割り当てその地域の降雨量を推定するGPI(GOES Precipitation Index)が挙げられる。この手法では瞬時・瞬時の降水強度の空間分布は雨のありなし以上の情報は得られないが、長期的（例えば一日以上）に平均を取った値は、その地域の降水量の推定値としてある程度信頼がおけるものとなる。ただし、得られる推定値は地域や季節により大きな偏差を含むことも多い。

こうした欠点を緩和するため、他の情報と組み合わせて推定値の信頼度を上げる努力がなされている。例えば、赤外放射計とマイクロ波放射計との同時観測データから雲頂温度が235K 以下の領域に割り当てる降水強度をマイクロ波放射計による降水分布から算出する方法などである。同様に、マイクロ波の観測とマッチアップさせたデータから輝度温度と降水強度の関係式を逐次更新して用いる方法もとられている。

最近では、赤外観測から得られるデータをマイクロ波放射計観測により得られた降水分布の時系列の補間のためだけに用いる方法も提案されている。この方法は、（静止軌道の）赤外観測の利点である観測頻度の高さを生かし、それをもとに雲移動ベクトルを計算し、それによりマイクロ波放射計により得られた雨域を移動させることにより、マイクロ波放射計による観測が得られない時刻での降水強度分布を与えるものである(Morphing)。

実際の降雨システムは時間的な変動が大きく、単なる補間では不十分であることも多い。そのため、降水の発生－消滅のプロセスを考慮したカルマンフィルターを適用する方法も提案されている。

Section 1-3
TRMM衛星の観測諸元

衛星の概要

熱帯降雨観測衛星(Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM)は、日本の宇宙航空研究開発機構(JAXA、旧宇宙開発事業団）および情報通信研究機構(NICT、旧通信総合研究所)と、米国の米国航空宇宙局(NASA)との共同の衛星プロジェクトである。その名の通り熱帯地方の降雨を測定することを主目的として、1997年11月28日に日本の種子島から打ち上げられて以来、10年を過ぎてなお観測を継続している。

その主な目的は、全球大気の駆動源である熱帯地方の降水活動に伴う降水量の正確な把握である。そのために観測対象について、降水を測定することに特化し、従来から降水量推定に用いられてきた可視・赤外センサ、マイクロ波放射計に加えて、世界で初めて衛星搭載の降雨測定用レーダが同時に搭載されており、このレーダにより降水の３次元的な分布情報が得られることが特徴である。

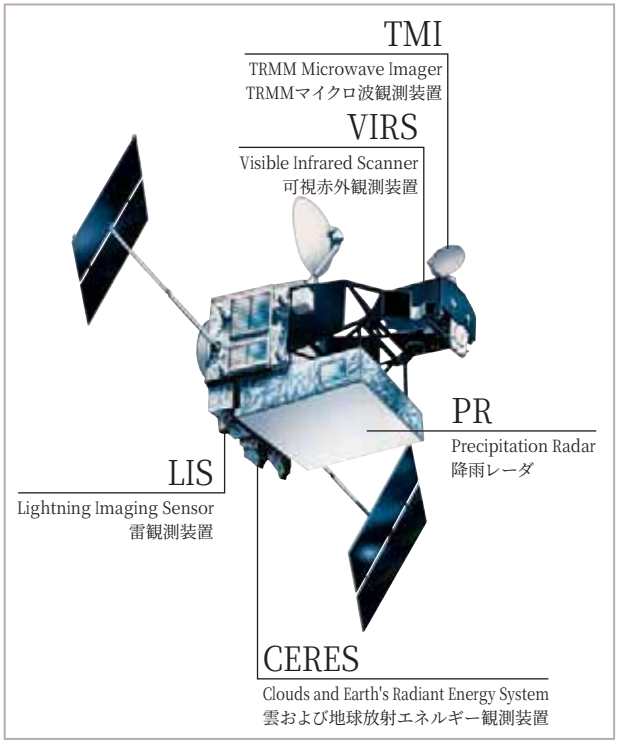
日米の分担としては、H-IIロケットによる衛星打ち上げと、降雨レーダ(Precipitation Radar, PR)の開発を日本が担当し、衛星本体、５つの観測機器のうち４つの観測機器の提供および衛星の追跡・運用を米国が担当した。またPRデータの処理は双方で、他のデータ処理は米国において行っている。TRMM衛星の外観を図❶に示す。またTRMM衛星の主要諸元を表①に示す。

衛星は初期チェックアウト期間である２ヶ月間と定常運用期間と定められた３年の合わせて３年２ヶ月を経過した後も順調に観測を継続し、2001年８月からは更に観測期間を延ばすことを目的として、軌道高度を350kmから402.5kmに上げて運用を行っている。

TRMM衛星の特徴である降雨測定用センサの観測概念図を図❷に示す。VIRSとTMIはそれぞれ観測(走査)幅が720km、760kmと広いのに対し、PRの走査幅は215kmと狭い。これは鉛直分解能の劣化を防ぐためと、グランドクラッタの高高度までの混入を抑えるためにPRの走査幅を制限していることによる。

軌道は、日変化の大きいと言われる熱帯の降雨を精度良く観測するために、同一地点を観測する時刻が１日のローカルタイムを万遍無くカバーするような非太陽同期軌道が選ばれている。高度の詳細については第3-1節を参照いただきたい。

図❸はTRMMの軌道を、PRの観測幅を用いて図示したものである。軌道傾斜角は35度で、約90分で



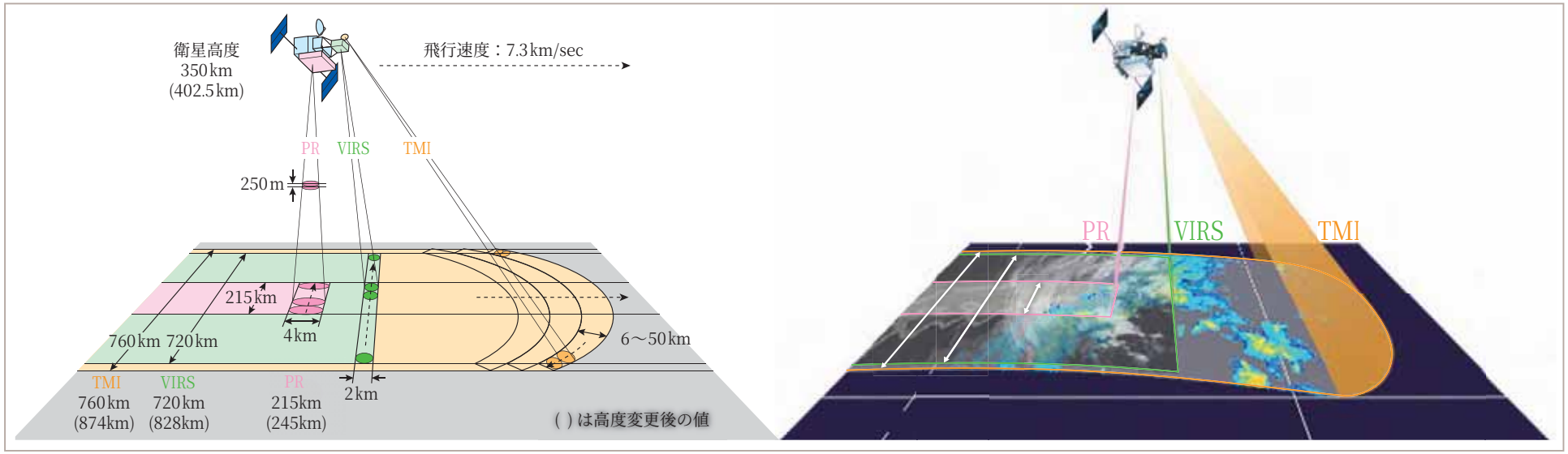
図❶ TRMM衛星の外観と、搭載されている5つのセンサ

表① TRMM衛星の主要諸元

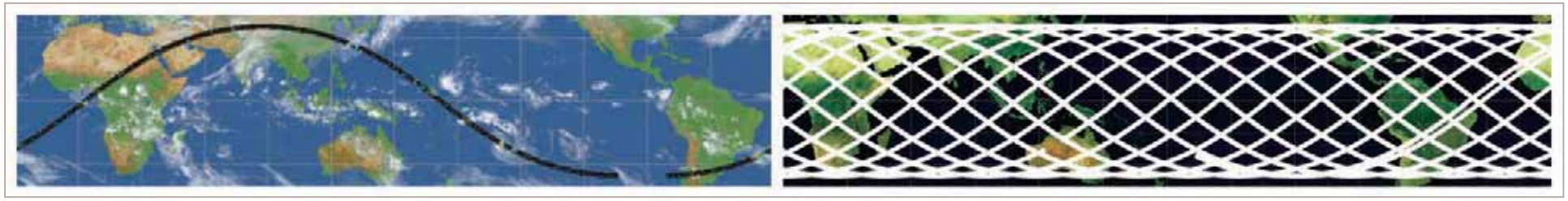
打上げ重量	約3.62 t
打上げロケット	H-IIロケット
打上げ日	1997(平成9)年11月28日6時27分(日本標準時)
軌道高度	約350 km 2001年8月24日より402.5 km
軌道	円軌道(非太陽同期)
軌道傾斜角	35度
寸法	打上げ時：5.1 m(長さ)、3.7 m(直径) 軌道上：5.1 m(長さ)、14.6 m(パドル方向)
質量	全体：3524 kg 燃料：890 kg 乾燥重量：2634 kg
発生電力	850 W(平均)
姿勢制御方式	ゼロモーメンタム三軸姿勢制御方式
データ伝送	NASAの追跡・データ中継衛星(TDRS)を経由。 32 Kbps (Real Time), 2 Mbps (Play Back)
設計寿命	3年2ヶ月
観測機器	降雨レーダ(PR) TRMMマイクロ波観測装置(TMI) 可視赤外観測装置(VIRS) 雲及び地球放射エネルギー観測装置(CERES) 雷観測装置(LIS)

地球を１周し、１日では約16周する。PRの観測幅であると北緯35度から南緯35度までの地域を全て観測するのにはおよそ10日かかるが、TMIは観測幅がPRの３倍以上と広いため、およそ３日でこの緯度帯の全ての地点が観測される。

TRMMで取得されたデータは、NASAの追跡・データ中継衛星(TDRS)を経由して、NASAのホワイトサンズ地上局で受信され、更にNASAのゴダード宇宙飛行センター(GSFC)に伝送される。GSFCで生データの一次処理が施された後、高次処理のためにNASA/GSFC内のPPS (Precipitation Processing System)やJAXAの地球観測センター(Earth Observation Center, EOC)にデータが伝送され、JAXAにおいて降雨レーダの標準処理が行われている。



図❷ PR, TMI, VIRSによる降雨観測概念図



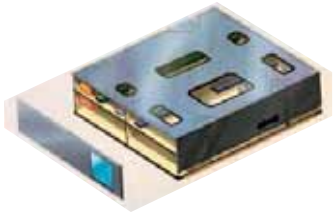
図❸ PRの観測幅で示したTRMMの軌道例
左図：1つのPR軌道　右図：1日分のPRの軌道

観測機器

観測機器としては、降雨レーダ(PR)（24ページの図❶a)、TRMMマイクロ波観測装置(TMI)（図❶b)、可視赤外観測装置(VIRS)（図❶c)、雲及び地球放射エネルギー観測装置(CERES)(図❶d)、雷観測装置(LIS)(図❶e)の5つが搭載されている。

それぞれについてその諸元を示す。

降雨レーダ (PR)



降雨レーダ(PR)による降雨測定の原理は、レーダから発射した電波が雨滴によって散乱され、その一部がレーダ方向に戻ること（後方散乱）を利用するものである。降雨による電波の減衰の効果を考慮した上で、アンテナによって受信された散乱波のエコー強度（受信電力強度）と降雨強度との間に成立する関係を用いて降雨量が推定される。電波を出してから降雨エコーが返ってくるまでの時間の遅れを利用して高度別の降雨強度が測定できる点が大きな特徴である。レーダビームを電子的に走査し、約0.6秒間に直下から左右±17度の範囲、即ち地表面での距離にして約215kmの幅を、0.7°のビーム幅のアンテナビームを49方向に向けて観測する。観測幅は狭いが、水平分解能が約4.5kmでマイクロ波放射計に比べて良く、距離分解能は直下方向で約250mと降雨鉛直構造の把握に十分で、分解能が非常に良い。また、能動型センサであること、すなわち自ら発射している電波を信号源としているので背景に殆ど影響されず、海上・陸上を問わず同じようにデータが取得できる点が、マイクロ波放射計のような受動型センサと比較した場合の利点である。

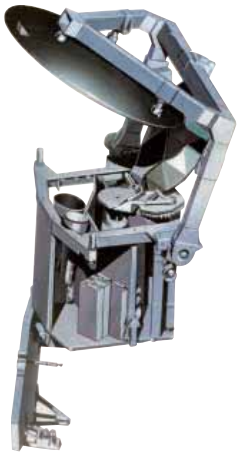
地上に設置された通常の気象レーダと比較した場合、高い高度から地表を見下ろす配置での観測なので、観測幅215km内の空間についてほぼ同じ条件で観測できる点が特徴として挙げられる。特に衛星の進行方向に関して各ビーム方向に同じ条件で世界中から同質のデータが得られることが大きな利点である。一方で高度350km（高度変更後は402.5km）という離れた位置からの観測なので、レーダのビーム幅は0.7度と狭いものの、地表付近、直下点での水平分解能は約4.5km（高度変更後は5.0km）となり、地上レーダの近距離における水平分解能よりは少し大きい。

また使用している周波数は、強い降雨がある場合に電波が減衰を受ける周波数帯である。降雨強度推定に際しては、アルゴリズムの中で減衰の補正を施して有効レーダ反射因子を推定し、これに基づいて降雨強度を推定している(Iguchi et al., 2000)。PRの諸元を表①に示す。

表① Precipitation Radar (PR)の主要諸元

開発機関	宇宙航空研究開発機構 (旧宇宙開発事業団) 情報通信研究機構 (旧通信総合研究所)
観測目的	降雨の3次元構造 海洋/陸域上の降雨量
レーダ方式	アクティブフェーズドアレイ
観測周波数	13.796 GHz及び13.802 GHz (二周波アジリティ)
観測幅	～215 km(高度変更後245 km)
観測範囲	地表から高度15 km
距離分解能	250 m
水平分解能	4.3 ±0.12 km (直下)(高度変更後5 km)
検出可能降雨強度	0.5 mm/hの降雨時に、降雨頂で S/N=0 dB以上
独立サンプル数	64
データレート	93.5 kbps
質量	465 kg
消費電力	213 W
送信ピーク電力	616 W
送信パルス幅	1.6 μs×2チャンネル
パルス繰り返し周波数	2776 Hz
アンテナビーム幅	0.71°×0.71°
アンテナ利得	47.4 dB

TRMM マイクロ波観測装置 (TMI)



TRMMマイクロ波観測装置(TMI)は、NASA/GSFCで開発された、5チャンネル2偏波のマイクロ波放射計で、米国の軍事気象衛星DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) 搭載のSSM/I (Special Sensor Microwave/Imager)の経験に基づいている。SSM/Iからの改良点は、10GHzチャンネルの追加と、22.235GHzチャンネルの21.3GHzチャンネルへの変更である。特に、SSM/Iで降雨推定に主として使われている19GHzのデータでは強い雨（時間雨量7～8mm以上）では飽和してしまうため、分解能は良くないものの、熱帯の強い雨に対してもより直接的な関係を示す10GHzの観測が追加されることになった。また降水推定だけではなく、海面水温の算出や、土壌水分、海上風速の推定に用いられている。TMIの校正方式は、SSM/Iのものを踏襲しており、常温の電波吸収体と低温の宇宙背景放射を導入するミラーを用いた、外部2点校正を行っている。TMIの諸元を表②に示す。またTMIの観測性能を表③に示す。

表② TRMM Microwave Imager (TMI)の主要諸元

開発機関	米航空宇宙局／ゴダード宇宙飛行センター
観測目的	海洋上の降雨強度
観測周波数	10.65, 19.35, 21.3, 37, 85.5 GHz
偏波	垂直／水平 (21.3GHzチャンネルは垂直偏波のみ)
水平分解能	6～50 km (詳細は次表)
観測幅	～760 km
走査モード	オフナディア角(49度)
データレート	8.8 kbps
質量	50 kg
消費電力	39 W

表③ TMIの観測性能

チャンネル	中心周波数(GHz)	偏波	フットプリントサイズ(km)		受信感度(K)	主要目的	主要観測域
			スキャン垂直方向	スキャン方向			
1	10.65	V	63.2	36.8	0.975	非常に強い降雨	海上
2	10.65	H	63.2	36.8	0.975	非常に強い降雨	海上
3	19.35	V	30.4	18.4	1.045	強い降雨	海上
4	19.35	H	30.4	18.4	1.045	強い降雨	海上
5	21.3	V	27.2	18.4	1.196	水蒸気	海上
6	37.0	V	16.0	9.2	0.783	弱い雨	陸域／海上
7	37.0	H	16.0	9.2	0.783	弱い雨	陸域／海上
8	85.5	V	7.2	4.6	1.165	強い雨	陸域
						弱い雨	海上
9	85.5	H	7.2	4.6	1.165	強い雨	陸域
						弱い雨	海上

可視赤外観測装置 (VIRS)

VIRSは可視から熱赤外までの領域における5つのスペクトル帯で太陽光の地球からの反射および放射エネルギーを測定する、受動型の光学センサである。NASAやNOAA（National Oceanic and Atmospheric Administration：米国海洋大気局）の気象衛星に搭載された観測機器に類似しているが、TRMM特有の軌道条件及び科学的要求条件を満たすように設計されている。表④にVIRSの主要諸元を示す。また表⑤にVIRSの観測性能を示す。

チャンネル1は可視の波長域であり、雲を含む地表からの太陽反射光により、昼間の雲存在領域のマッピングを行う。チャンネル2および3は中間赤外の波長域である。チャンネル2は地球からの反射エネルギーが支配的なバンドで、これとチャンネル1を組み合わせると、これらの波長域で反射率が異なることを利用して水と雲を識別することができる。

チャンネル3は水蒸気の吸収の影響が非常に少ない「窓領域」であり、夜間は良好な地表面からのデータを得ることができるが、昼間は太陽反射光の影響を受ける。チャンネル4および5は熱赤外放射の波長域であり、ともに水蒸気の吸収の影響が比較的少ない。しかしチャンネル5はチャンネル4に比べると若干水蒸気の吸収の影響が大きい。また氷に対してもチャンネル5はチャンネル4に比べて吸収が大きいという特性を持つ。昼間はチャンネル4および5のデータ、夜間

はチャンネル3、4、5のデータを組み合わせることにより、雲頂温度および晴天域での水蒸気量、海面水温を推定することができる。

降雨推定としては、対流活動による降雨の推定が雲頂温度の情報から行われている。雨雲は上層に氷の層を持っていることが多いからである。しかし雲頂高度が低く雲頂温度が高くても強い雨がもたらされる「暖かい雨」もある。これについては、チャンネル4と5のデータを組み合わせて用いることにより、熱赤外1波長だけでは識別できない「暖かい雨」を識別できる可能性がある。また降雨を通常伴わない絹雲を判別することができる。

表④ VIRSシステム主要緒元

Visible and Infrared Scanner (VIRS)	
開発機関	米航空宇宙局／ゴダード宇宙飛行センター
観測目的	雲分布
観測幅	走査角度範囲 ± 45度、地表で約720 km
水平分解能	2 km (直下)
観測バンド	0.63, 1.6, 3.75, 10.8, 12.0 μm
走査角度	360 度
回転速度	98.4 rpm
瞬時視野	瞬時視野角 6.02 mrad (2.11 km (直下))
光学系	カセグレン光学系 (Cassegrain optics)
スペクトル分離	フィルタによる 焦点面は全バンド同一
焦点面	シリコンフォトダイオード (0.63 μm) 水銀カドミウムテルル (1.6, 3.75, 10.8, 12 μm)
検知器冷却	放射冷却器 (冷却温度 117 K)
校正	黒体、太陽光拡散板、宇宙空間を使用。
データレート	50 kbps (日照時)
質量	48.6 kg
消費電力	51.2 W

表⑤ VIRSの観測性能

	中心波長(μm)	バンド幅(μm)	SNR/NE Δ T	校正精度	目的
バンド1	0.63	0.10	100	10%	昼間の雲のマッピング
バンド2	1.61	0.06	100	10%	水と氷の識別
バンド3	3.75	0.38	0.06K	5%	水蒸気
バンド4	10.80	1.00	0.06K	5%	雲頂温度
バンド5	12.00	1.00	0.06K	5%	水蒸気

雲および地球放射エネルギー観測装置 (CERES)

CERESは3つの観測周波数帯（トータルチャンネル、長波長チャンネル、短波長チャンネル）で、地球からの放射と雲を含めた大気上層から地球表面までの大気放射を測定する受動型の光学センサである。CERESは、1984年に打上げられたERBE衛星、NOAA-9、1986年に打上げられたNOAA-10に搭載されたERBEの成功に基づき、NASAのラングレー研究センターで開発された。ERBEと比較してCERESは2倍の空間分解能とより良い校正精度が期待できる。TRMM衛星の機器のうちで唯一、2001年までで観測を停止したが、その後同種のセンサがNASAのTerraやAquaに搭載され、観測が継続されている。表⑥にCERESの主要諸元を示す。

表⑥ CERESの主要諸元

開発機関	米航空宇宙局／ラングレー研究センター
観測目的	大気放射エネルギー
観測幅	スキャン角度：±82度
水平分解能	10 km (直下)
観測バンド	0.3 ～ 5 μm (短波長チャンネル) 8 ～ 12 μm(長波長チャンネル) 0.3 ～ 50 μm(全チャンネル)
スキャンモード	クロストラックスキャンまたは2軸スキャン
データレート	8.5 kbps
質量	45.5 kg
消費電力	47 W

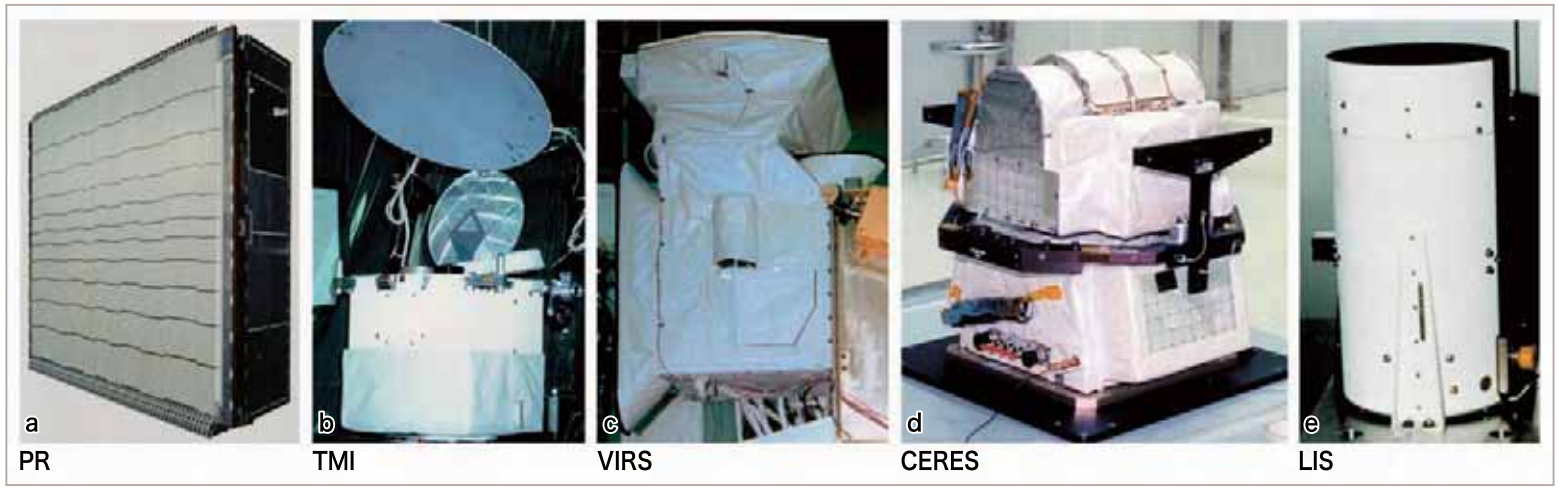
雷観測装置 (LIS)

雷観測装置(LIS)は、米国航空宇宙局、マーシャル宇宙飛行センターで開発された受動型光学観測センサである。LISは、600km×600kmの観測視野において、雷雨のスケールとほぼ同じ4km（衛星直下点）の分解能で、雲間および雲と地表の間での雷を検知し位置を特定する機能を有している。背景雑音光を除くのに、稲妻の特長である777.4nmの線スペクトルを、通過帯域1nmの干渉型光学フィルターで抽出する。地球の直下を指向し、2ミリ秒毎に観測を行う。稲妻が検知されると2次元CCDにより画像化され、発生時刻は2ミリ秒以内の精度で決定される。昼間発生する弱い稲妻は背景が明るいために検知が困難であるが、実時間イベントプロセッサは背景信号を取り除いて弱い稲妻を検知することができ、稲妻検知率90%を達成する。

衛星進行方向の視野は地表あるいは雲の同一点を80秒間観測できるだけの大きさがあり、雷雨の稲妻発生率推定に適切な大きさである。雷発生の時刻、雷の発生する放射エネルギー、雷の位置が取得される。表⑦にLISの主要諸元を示す。

表⑦ LISシステム主要緒元

Lightning Imaging Sensor (LIS)	
開発機関	米航空宇宙局／マーシャル宇宙飛行センター
観測目的	雷分布
観測幅	約600 km
水平分解能	4 km (直下)
観測バンド	0.777655 μ m
データレート	6 kbps (平均)
重量	18 kg
消費電力	42 W



図❶ TRMM搭載センサの実物写真
(a) 降雨レーダ(PR)、(b) TRMMマイクロ波観測装置(TMI)、(c) 可視赤外観測装置(VIRS)、(d) 雲および地球放射エネルギー観測装置(CERES)、(e) 雷観測装置(LIS)。

観測データ

TRMMプロジェクト実施機関であるNASA及びJAXAでは、ユーザーの便宜のため比較的需要の多いと考えられる基本的なデータをTRMM標準プロダクトとして処理し、公開している。標準プロダクトの種類については次項で詳しく述べる。またTRMMプロジェクトでは、NASAよりデータの準リアルタイム配信が試験的に行われている。準リアルタイムプロダクトは、標準プロダクトに比較して、軌道の位置決定精度の点で若干劣る。準リアルタイムで公開されているデータは、標準プロダクトの中でも特に代表的な特定のプロダクトである。JAXAでインターネットより画像やデータを公開しているホームページについては付録Aに書かれているので、こちらを参照いただきたい。

この他NASAやJAXAのデータセンターでは、特定地域、例えば経度10度ごと、あるいは日本域、あるいはアジア域を切り出してデータ容量を小さくしたデータや、簡易にアクセスするためにグリッド化しさらにアスキーで記録したデータセットなども適宜作成、公開している。更にデータの蓄積が10年以上になったこともあり、現在ではこの他にもユーザーによる独自プロダクトが作られて公開されている場合がある。

標準プロダクト

標準プロダクトは、その処理の段階に応じてレベル0、1、2、3に分類されており、一般にはレベル1以降が提供されるレベル0は所謂生データであり、レベル1は校正済みデータ、レベル2は一般的に利用される物理量であり、ここまでがTRMMの場合は瞬時データであり、軌道情報に付随した形で提供される。レベル3はさらにレベル2データを一定期間で統計処理したもので、例えば月平均降水量がこれに当たる。

標準プロダクトについては、このレベルに加え、どのセンサの観測であるか、あるいは更に詳しい処理レベルを示す番号がつけられている。TRMMの標準プロダクトの一覧を表①～③に示す。

これらデータの容量はレベル2までは概して大きく、例えばPRの主要プロダクトである2A25の場合で1ファイル（1軌道分）が約250MB（圧縮後はおよそ10分の1）である。レベル3プロダクトであると1ファイル（1ヶ月分）が約27MB（非圧縮時）である。

なお、高度変更に伴って最も影響を受けるのがPRの観測データである。高度変更前後で降雨の検出可能感度がレーダ反射因子にして当初の予想通り1.2dB低下したこと、また推定降雨強度に関しては実用上問題が無いことが確認されている(Shimizu et al., 2003)。高度変更の影響については、詳しくは第3-1節を参照されたい。

観測データの検証、精度

観測装置そのものに由来する誤差については前節のセンサ諸元の記述を参照されたい。

衛星観測による物理量推定では、地上検証によってその推定精度を確認するのが普通であり、TRMMの場合も推定降雨強度を中心に、各国で様々な地上検証実験が行われた。

特にPRのレーダ反射因子については、外部校正実験や、京都大学のMUレーダなどとの比較によって、±1dBZ、最大でも±2dBZの範囲で良く校正されていることが検証されている。

雨量としての検証結果としては、そもそも地上雨量計などによる言わば点観測での雨量測定と、衛星観測による瞬時にある程度広い領域を観測したデータでは直接的な比較が難しいという問題はあるものの、妥当な推定を行っていることが確認されてきている(Oki et al.,1999)。

また月降水量プロダクトでは、観測頻度の不足によるサンプリング誤差が避けられない。PRのレベル3プロダクトの細かい解像度での出力である緯度経度0.5度の月降水量の場合、1ヶ月間のPRによる観測回数は、赤道付近で1000から1500回である。0.05度四方の小領域で1ヶ月間のPRによる観測回数は1ヶ月に10回から15回程度となる。一方日本付近はもっとも観測回数の多い緯度帯に当たっていて、1ヶ月に50回から60回程度、つまり1日に多い時には2回程度0.05度ボックスが観測される。サンプリング誤差は観測頻度、間隔など観測の特性ならびに、観測される側の降水の持つ統計的性質によって変わるが、第一義的には降水の多寡に依存する。5度×5度プロダクトの場合、降雨の多い熱帯の場合TMI（PRより観測頻度が高い）プロダクトで10%程度、PRでは20%弱程度と考えられている。

月降水量に見られる、主として推定手法に起因すると考えてよいリトリーバル誤差については、当初相互に推定に開きのあったPRによる推定降雨とTMIによ

る推定降雨について、アルゴリズムの改良を重ねるたびに、その違いは小さくなってきており、バージョン6ではTMIとPRの差は海上の日平均で10%程度になった。陸上は地域にもよるが全球平均で20%程度となっている。

現在では、TRMMのみならず、他の衛星や地上観測情報をも用いた全球の降水プロダクトが、米国のいくつかの研究グループや日本のものも含めていくつか存在している。それらの中でのTRMM観測による降水プロダクトの検証結果については、第2-1節で後述する。

表① レベル1標準プロダクト

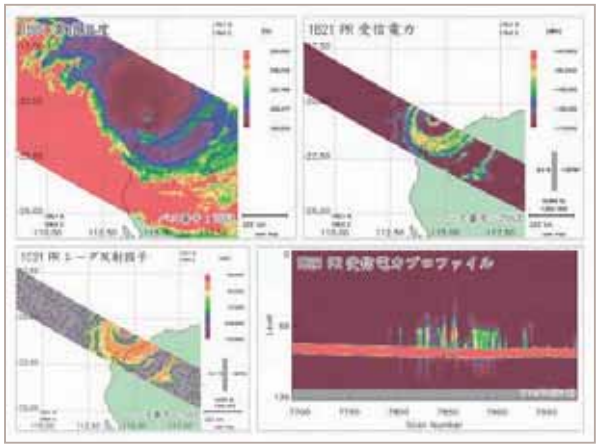
1B01	校正済みVIRSデータ
1B11	校正済みTMIデータ
1B21	PR受信電力
1C21	PRレーダ反射因子(降雨減衰補正前)

表② レベル2標準プロダクト

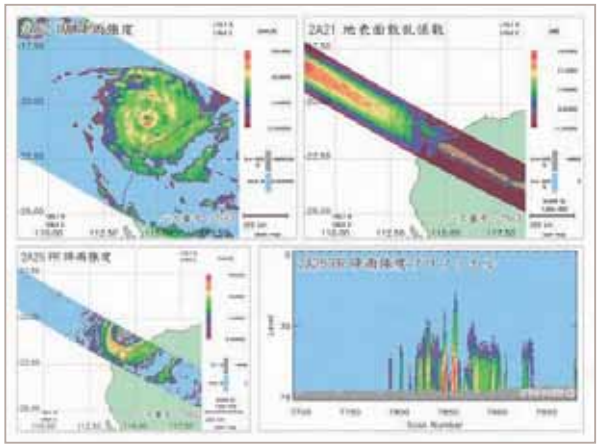
2A12	TMIによる推定降雨強度
2A21	地表面散乱係数と経路積分降雨減衰量
2A23	降雨タイプ分類(層状性/対流性降雨の別)、融解層高度
2A25	PRによる推定降雨強度、PRレーダ反射因子(降雨減衰補正後)
2B31	PR-TMI複合アルゴリズムによる推定降雨強度(地上および3次元分布)

表③レベル3標準プロダクト

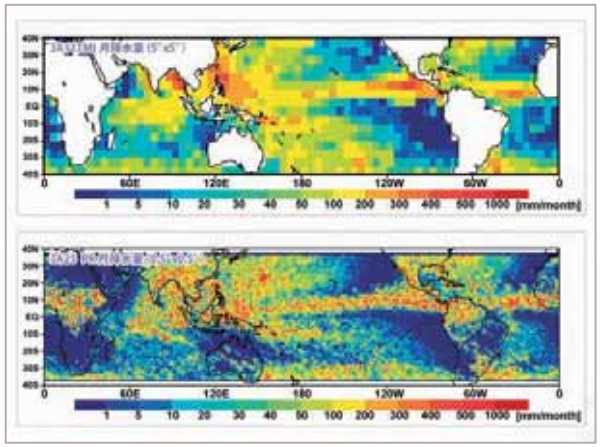
3A11	TMIによる月降水量。緯度経度5度格子、海上のみ。
3A25	PRによる月積算降水量及び鉛直構造に関する情報の月平均値。緯度経度5度及び0.5度格子。
3A26	統計的手法に基づくPR月積算降水量。緯度経度5度格子。
3B31	2B31複合プロダクトの月平均降水量。緯度経度5度格子。
3B42	TRMMで校正された静止衛星と複数マイクロ波放射計データに基づく3時間平均降水量。緯度経度0.25度格子。
3B43	TRMM、他衛星マイクロ波放射計、静止気象衛星のIRデータ、地上雨量計のデータを統合した月平均降水量。緯度経度0.25度格子。



図❶ レベル1標準プロダクト表示例
(左上図)1B01:雲頂温度、(右上図)1B21:PR受信電力、(左下図)1C21:PRレーダ反射因子、(右下図)1B21:PR受信電力プロファイル



図❷ レベル2標準プロダクト表示例
(左上図)2A12:TMI降雨強度、(右上図)2A21:地表面散乱係数、(左下図)2A25:PR降雨強度、(右下図)2A25:PR降雨強度プロファイル



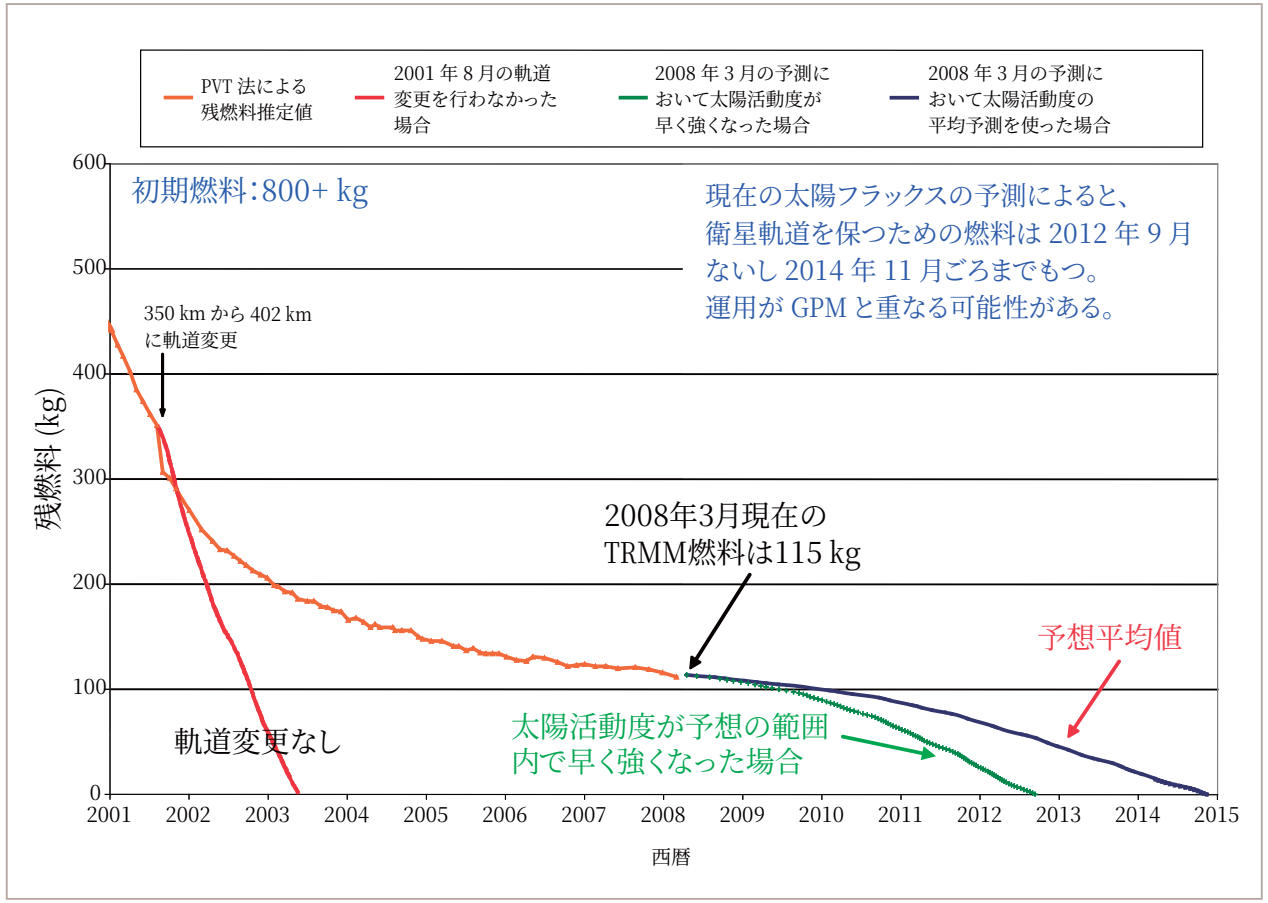
図❸ レベル3標準プロダクト表示例
(上図)3A11:TMI月降水量(5°×5°)、(下図)3A25:月降水量(0.5°×0.5°)

TRMM衛星の軌道変更

TRMM衛星の軌道は当初ノミナル高度350km、軌道傾斜角が35度のほぼ円軌道であったが、2001年8月にノミナル高度が402.5kmに変更された。これは衛星の運用寿命を延ばすためである。地球を覆っている大気は地表面からの高度と共に薄くなり、おおよそ120kmを超えると人工衛星として周回軌道を取ることが可能になる。大気による抵抗は高度と共に少なくなるが、その影響を実用上無視できる高度は約600kmである。このため、ほとんどすべての地球観測衛星は600km以上の高度を飛んでいる。

しかし、TRMMではレーダの感度を十分に確保し、高い空間分解能で降雨を観測するために、350kmという地球観測衛星としては非常に低い高度が選ばれた。この高度では、大気の摩擦により軌道高度は減少し、常に軌道修正をする必要がある。200kmから600kmの高度の範囲では大気の主成分は酸素原子であり、その密度は太陽活動の程度により一桁以上変化する。そのため大気摩擦による軌道高度の減少割合も時期に依存し、太陽活動の極大期であった2000年ごろには350km±1.25kmのノミナル高度を保つために、3日に一度程度の頻度で燃料を使って軌道を持ち上げる必要があった。

このころの燃料の消費率は一月で12kgほどに達し、350kmでの運用を続ければ、2003年の春ごろには制御再突入を行うために必要な（159kgの）燃料を残すだけの段階に達し、制御再突入を行わずそのため



図❶ 軌道維持のための衛星搭載燃料（実測値と将来予想値）

軌道変更により軌道維持に必要な燃料の消費が少なくてすむようになった。軌道変更をしていなければ、2003年にはミッションは終了していた事になる。同じ高度でも太陽活動度により燃料消費は変わってくる。

の燃料を軌道維持に使ったとしても、2004年の秋ごろには燃料が枯渇することが予想された（図❶）。軌道高度を350kmから402.5kmに上げることにより、燃料消費を1/3以下に抑え、衛星の運用寿命を延ばせることと、軌道変更による降雨観測への影響がそれほど大きくないと判断され、軌道変更が実施された。

軌道変更後、残燃料が制御再突入に必要な138kgに2006年1月頃に達するという予測がなされ、それ以前に衛星運用を中止し衛星を太平洋に制御再突入されるべきかどうか検討された。その結果、非制御再突入による危険よりも運用を続けることの意義のほうが大きいと判断され、運用が続けられることになった。

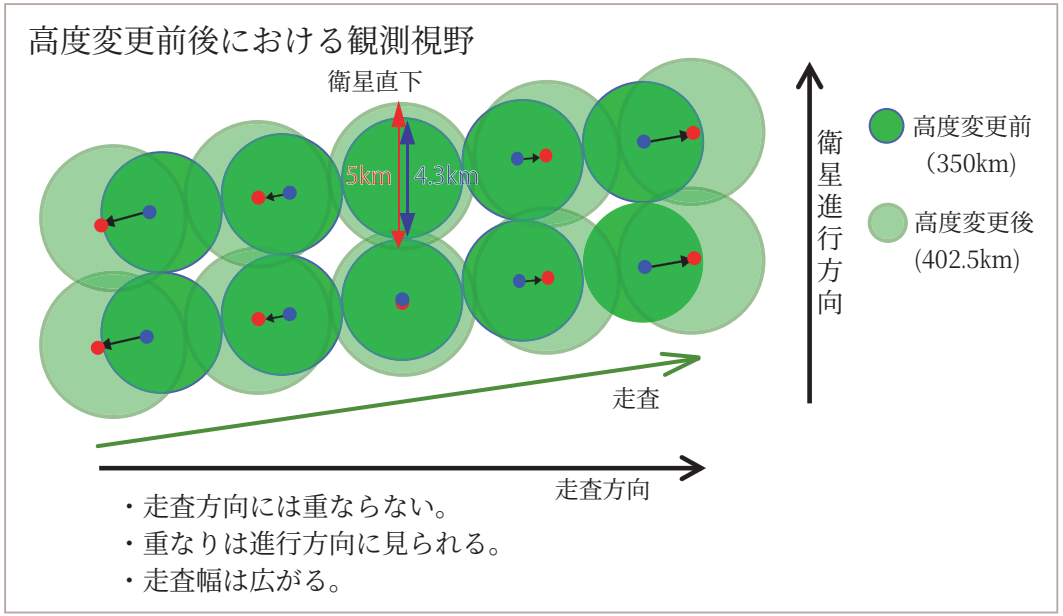
軌道高度は52.5km上げられたが、これにより衛星からPRの観測範囲内での地表面までの距離は真下で52.5km、観測幅の端で約56.5km増加した。この距離の増加による受信エコーの時間の遅れを、レーダのパルス間隔時間（360.24 μs、54km相当）にあわせることで、地表付近からのエコーがちょうどレーダの受信窓に入るようにするためである。

ただし、このことにより、エコー信号は本来受信されるべき受信窓とは1パルス分だけずれたところで受信される事になり、送信ビームと受信ビームの不一致がビーム切替え時に生じるようになった。すなわち、1ビームあたり32発のパルスによるエコー観測のうち、1発分だけは本来の方向と少しずれた方向からのエコーを低い感度で受けたことに相当し、両者の混ざった信号が受信信号として記録されている。その影響は平均的には非常に小さく（0.1dB以下）、レベル1の処理で補正もされているが、地表エコーの付近など強いエコーの周辺ではわずかであるが誤差の原因となっている。

高度変更による主な観測上の特性の変化はとしては以下の事柄があげられる（図❷）。

1. 観測視野の拡大に伴う水平分解能の低下（レーダ、放射計に共通、レーダで4.3kmから5kmに）
2. 観測視野の拡大に伴う観測範囲の重なり（衛星の進行方向）
3. 感度の低下（レーダで約－1.2dB）
4. 入射角の変化（とくにマイクロ波放射計）
5. 真下以外での観測可能最低高度の増加（レーダ）
6. 観測幅の増加（レーダで225kmから250kmに）

その他、周回時間の変化（91.3分から92.4分に）、回帰日数の変化（47.3日から48.5日に）なども上げることが出来る。また、軌道変更後、地球センサーが使えなくなり、衛星の姿勢制御の方法が変わったが、それ以前と同等の姿勢制御の精度が保たれている。



図❷ 高度変更前後における観測視野の変化
高度変更により降雨レーダの瞬時視野の直径が約4.3kmから5kmに増加した。このとき、走査方向には観測幅もほぼ同じ割合で増加し、隣り合う瞬時視野の重なりは生じていないが、衛星の進行方向ではそれらの間隔はほとんど変わっていないため重なりが生じるようになった。

Section 2

雨の特性を知る

たとえば、雲画像では同じように厚い雲が広がっているように見える領域でも、多くの場合、雨の強さや位置・高さ方向の分布は異なる。TRMM衛星搭載の降雨レーダでは、台風や豪雨などの細かな構造やその三次元分布を観測できる。雨はまた、時間変動の激しい現象でもある。TRMM衛星の太陽非同期軌道は、雨の日周変化の把握にも大きな貢献をしている。本章では、TRMM衛星によって観測された、さまざまな雨の構造や特性を紹介するだけでなく、長期間データの蓄積から明らかになった、熱帯地域の雨の日周変化の面的な分布や、降水システムと大気大循環との関係などを紹介する。

2-1　世界の雨の平均的描像
- 世界の雨の年平均値…… 30
- 季節変化…… 32

2-2　さまざまな降水システム
- 熱帯季節内振動（マダン＝ジュリアン振動） 33
- 台風…… 37
- 梅雨…… 41
- 豪雨…… 43
- スコールラインによるストーム…… 44
- 熱帯海洋性の雨…… 45
- 雪…… 46
- 雷…… 48
- 降雨特性…… 50

2-3　日周変化 …… 52

2-4　大気大循環と降水システム
- 雨と潜熱…… 54
- 浅い対流…… 57
- 雨と雷から降雨特性を捕らえる…… 58

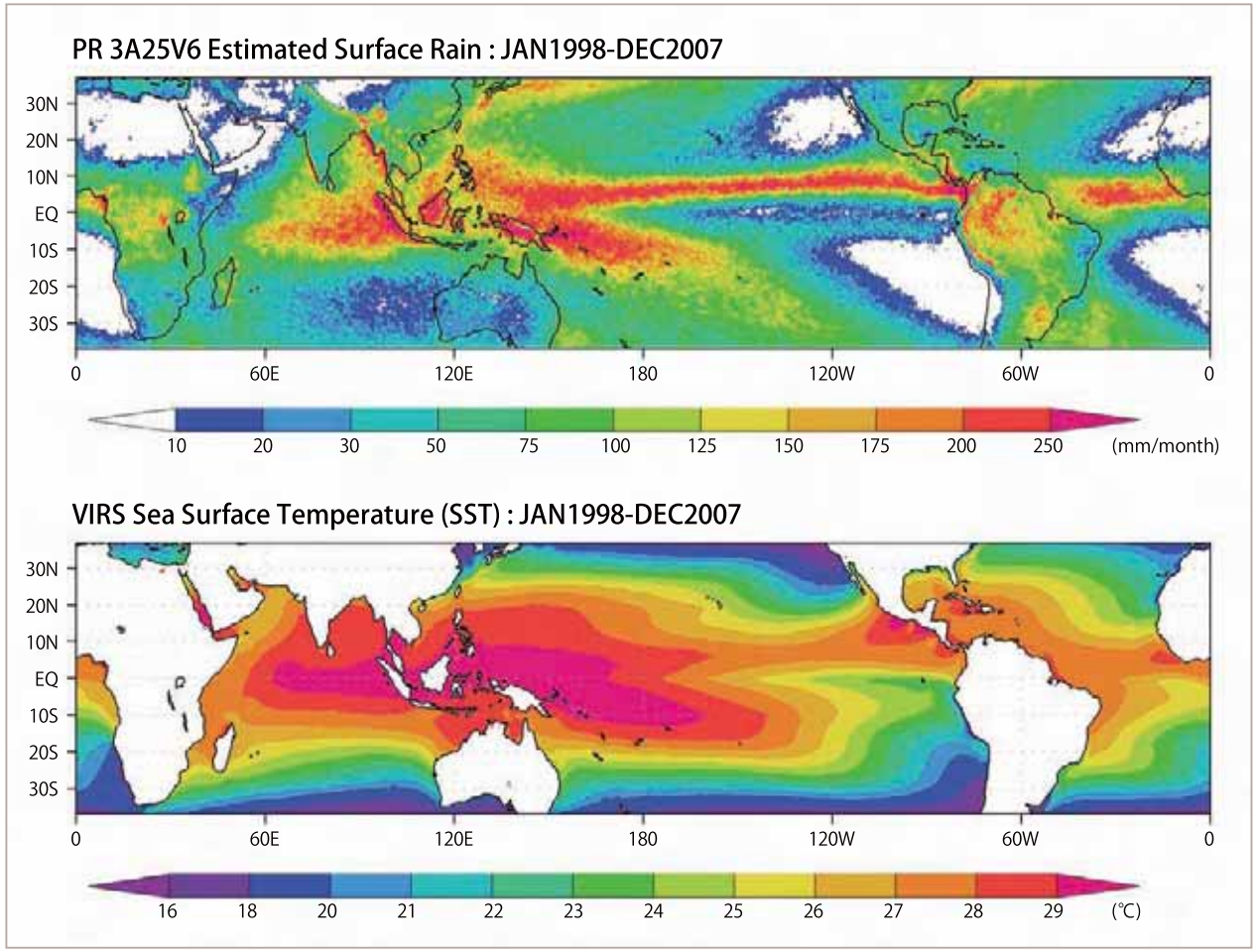
2-5　降水への人間活動の影響 …… 59

世界の雨の平均的描像

世界の雨の年平均値

世界の降雨は地域により大きく異なっていて、10年平均値の降雨量分布（図❶上）においても地域による違いが示されている。この図は日本が世界に先駆けて開発したTRMM衛星搭載の降雨レーダ(PR)で観測されたものである。図❶下でTRMM衛星搭載の可視赤外観測装置(VIRS)により観測された海面水温の10年平均値も示している。図❶が示しているように、熱帯海上では降雨量分布と海面水温分布はよく似ている（暖かい海面水温の地点で降雨量が多い傾向がある）。ただし、海面水温分布と比べて降雨量分布がより局在化している特徴がある。例えば、海面水温が高い熱帯西部太平洋やインド洋で降雨量も多いが、似たような海面水温の地域で必ずしも同程度の雨が降っているわけではない点が興味深い。また太平洋・大西洋の赤道近く(北緯5～10度)で降雨量の多い領域(熱帯収束帯)がある。一方、緯度10度から20度の大陸西岸の海洋上では、亜熱帯高気圧が発達して降雨が少ない。赤道東部太平洋に、赤道湧昇の影響を受けた冷舌と呼ばれる海面水温が低く、また降雨量が少ない海域がある。大陸上ではアフリカ大陸や南アメリカ大陸の熱帯域上で降雨量が多く、アフリカ大陸北部のサハラ砂漠やアラビア半島では降雨量が少ないことがわかる。

中緯度では、海面水温は極に向けて大きく減少していく。一方、大陸東岸の中緯度海洋上に降雨量の大きい領域がある。これはストームトラックと呼ばれる移



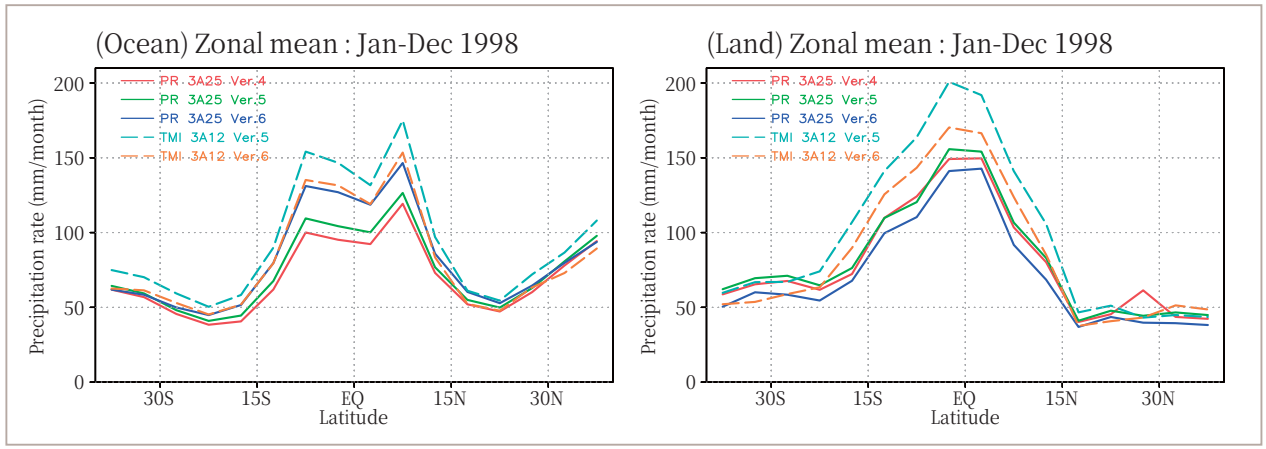
図❶ 1998年1月～2007年12月の10年間で平均した降雨量(上図)と海面水温(下図)の分布
降雨量はPR estimated surface rain、海面水温はVIRS sea surface temperatureを使用している。
降雨量の単位はmm/month、海面水温の単位は℃。

動性総観規模擾乱（高低気圧波）の活動が活発な領域で、特に冬半球で擾乱に伴って前線性の降雨が観測されるためである。

このような世界中の降雨を計測するためのPR による地上降雨強度推定アルゴリズムは大きな発展を見た。PR はKu-バンドの13.8GHz という周波数の電波を使っており、C-バンドやS-バンドの周波数を使う地上レーダとは異なる。そのため、宇宙からのレーダ降雨強度推定アルゴリズムという新しい分野が開けた（中村、2007）。アルゴリズムの開発には井口俊夫博士(NICT)ら多数の日本人が大きな寄与をなしており、開発されたアルゴリズムによって推定された降雨強度はPRの標準降雨プロダクト(2A25/3A25)として採用されている。

TRMM にはマイクロ波放射計(TMI)も搭載されている。マイクロ波放射計単独のアルゴリズムはC. Kummerow 教授（コロラド州立大学）らによって開発されたNASA GSFCによるGPROF(Goddard profiling)アルゴリズムがよく知られており、それによる降雨強度がTMIの標準降雨プロダクト(2A12/3A12)に採用されている。TRMM では、PR はcross-track 走査、TMI はconical 走査、と異なるため最大で1 分程度の時間差があるが、実質上ほとんど同時に同じ降雨システムの観測が行われる。TMI とPR とではマイクロ波電波を用いるが、TMIは受動型、PRは能動型であり、異なる物理量を測定する。またTMI に比べて高いPR の距離分解能力による降雨システムの3 次元構造の観測は、TMI の降雨推定精度の向上に大きく寄与した。

図❷は海上、陸上それぞれで、1998年1年分で平均した、PRからの推定降雨量(3A25)とTMIからの推定降雨量(3A12)の比較である。アルゴリズムのバージョンアップが活発になされ（2008年3月で最新はVersion 6)、バージョンがあがるごとに、PRでは増加し、TMIでは減少することで、特に海上で、両者の値が近づいていくことがわかる。これはTRMMでの複数センサによる同時観測により、それぞれの降雨推定アルゴリズムにおける仮定の問題点が明らかになり、アルゴリズムの大幅な改善が進んだことを示している。

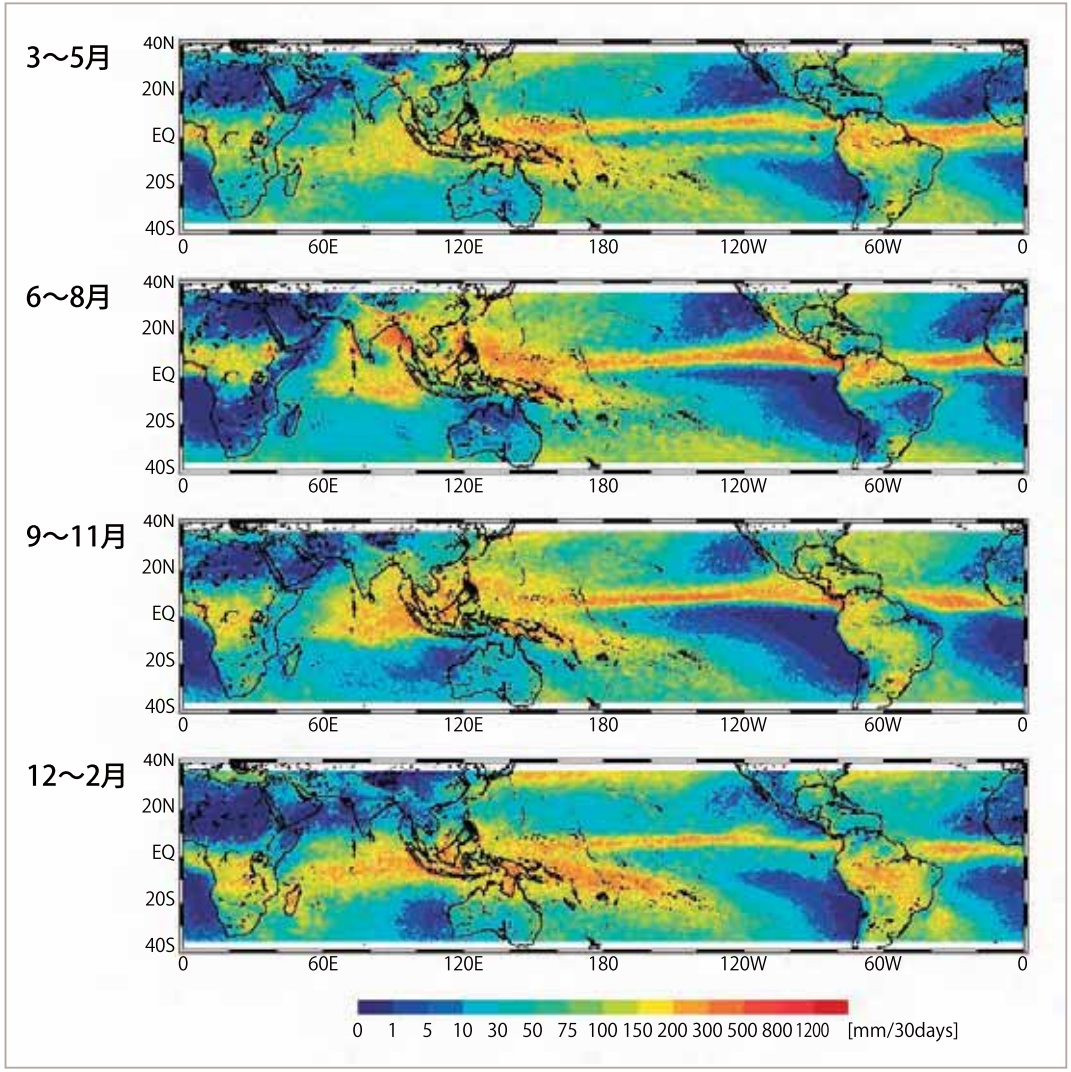


図❷ PR推定降雨量（実線）とTMI推定降雨量（点線）の帯状平均値での比較
期間は1998年の1年間。バージョンによって、線の色が異なる。海上（左図）と陸上（右図）に分けて比較を行った。

季節変化

世界の雨の分布は、前節の長期平均でも見られたように、全ての季節を通じて、熱帯太平洋やインド洋で雨が多い。また、太平洋と大西洋の熱帯収束帯(ITCZ)及び南太平洋収束帯(SPCZ)においても多い。しかし、図❶のように季節毎に見てみると、ITCZとSPCZも季節によって位置や強さが変化していることがわかる。ITCZは北半球の夏(6～8月)に活発化しており、他方、SPCZは、南半球の夏(12～2月)に活発化して、雨域も南東方向に拡がっている。

亜熱帯～中緯度では、季節による雨の分布の違いがさらに大きくなる。降水量は通常、夏半球で多く、北半球の夏季には、アジアモンスーンによって、インドから東南アジア、日本を含む東アジアにかけての広い範囲に雨が分布する。特に、アジアモンスーンの風系の南西風により、インドシナ半島の西海岸や、インド亜大陸の西海岸に、顕著な多雨地域が集中している。逆に、北半球の冬季には、これらの地域では雨が少ない。例えば、アフリカ大陸では、サハラ砂漠とその周辺は年間を通して雨はほとんど降らない。他方、南緯10度以南の南半球では、季節による違いが大きく、夏季に雨が多く降る。南米大陸でも同様であり、ブラジルの南部からアルゼンチンにかけての地域でも夏季に雨が多い。



図❶ TRMM/PRによる地表面降雨分布(e-surface rain)の季節変化
期間は1998～2007年の10年間の3ヶ月(季節)平均。上から、3～5月、6～8月、9～11月、12～2月の3ヶ月平均。単位はmm/30days。

Section 2-2
さまざまな降水システム

熱帯季節内振動（マダン＝ジュリアン振動）

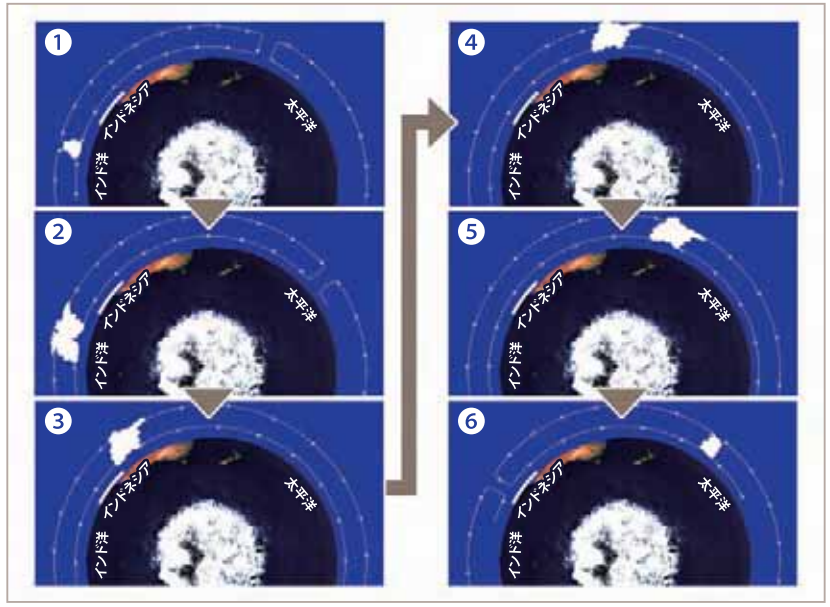
熱帯季節内振動とは何か

熱帯でまだ十分に理解できていない現象の一つに30日から60日で地球を東回りに、熱帯域に大きな振幅を持って回っている「熱帯季節内振動」（発見者にちなんで、Madden-Julian Oscillation, 以下、MJOと呼ぶ）がある。この現象は、まだ衛星データがほとんど利用できなかった時代の1971年に、熱帯域のゾンデデータを使って発見された。米国大気研究センター(NCAR)の研究者だったロル・マダン博士は、この現象をほぼ確実な大気現象であると考えたが、統計的な有意性を確認してもらうため、同じ研究所の統計学者、ジュリアン博士に検定を頼んだ。この1971年の論文中にも、1、2ヶ月という長い周期の現象が本当にあるかどうかはまだ確定していない、といったような文章が見いだされる。

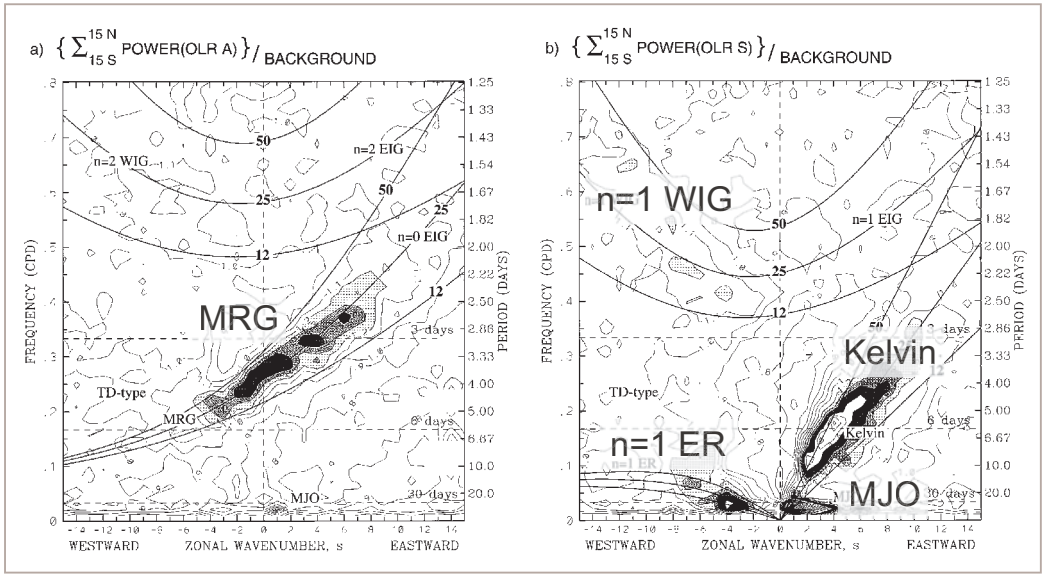
まず、このMJOという現象がどのようなものであるか見てみよう。図❶に模式図を示す。対流がまずインド洋で立ち始める。そして東進しながら発達し、西太平洋で最盛期を迎え、その後、東太平洋で衰弱する。インド洋と西太平洋ではっきりしたシグナルが見えるのは、もちろん暖かい海面水温により対流が発達しやすいからだと考えられる。

なぜMJOが未解明なのか？

発見されてから35年余の歳月が経過し、多くの衛星観測データの利用や、全球雲解像モデルの進展な



図❶ 南極から見た、赤道上の熱帯季節内変動の時間経過図
①はインド洋で対流が立ち出し、③のインドネシア付近を横切り、④から⑤にかけて西太平洋に達してその後衰弱する様子を示す。



図❷ 熱帯波動の活動度を周期（縦軸）ー波数（横軸）上に対流活動の赤道非対称成分（左図）と対称成分（右図）に分けてプロットしたもの
混合ロスビー重力波(MRG)やケルビン波(Kelvin)、西進慣性重力波(n=1 WIG)、赤道ロスビー波(n=1 ER)そして、MJOなどの卓越が見える。(Wheeler and Kiladis, 1999)

どが進んでいるにもかかわらず、MJOは未解明のままなのであろうか。未解明だとすれば、何が私たちの理解で欠けているのであろうか。

MJOは、地球上でもっともスケールの大きな組織化した対流活動である。東西波数１、すなわち、半球で上昇流、他の半球で下降流になっているという構造を持っている。通常、よく私たちは、大気現象は、それぞれに特有の時間的、空間的スケールを持っていると理解している。たとえば、竜巻のような短時間で小さなスケールから、高低気圧のように、数日で数千キロのスケールといった具合に。それではMJOの場合にはどうか。もちろん周期ということで言えば、１、２ヶ月という長い周期を持ってはいるが、その本質は対流である。したがって、その構成要素は、積雲対流であり、個々の積雲スケールは数時間、数キロのスケールのものである。この積雲対流が組織化して、数百キロスケールのクラウドクラスターを構成し、さらに、数千キロスケールのスーパークラスターを構成し、さらにそれが組織化されてMJOとなっている。MJOの理解を難しくしている第１の理由は、MJOが持つ、この複合スケールの対流活動にあると言える。

それでは、MJOの実体は何か。図❷に、熱帯大気で観測される波動の解析結果を示す。横軸は周期（右は東進、左は西進）、縦軸は東西波数を示す。この中の多くの波動は、Matsuno(1966)で示されているとともに、ケルビン波や混合ロスビー重力波のような予言された熱帯での波動も含まれている。この図の中で、MJOと考えられる変動は、周期が30日から60日であるので、ほぼ中心線付近、東進波数１が卓越するので、右側の波数１付近のものと考えられる。しかし、私は、MJOの実体は、MJOを構成している赤道波の一つである、湿潤ケルビン波なのではないかと考えている。湿潤ケルビン波なしに、MJOは存在しないのではないか。この仮説は、Nakazawa(1988)に示されている。スーパークラスターと命名された総観規模の対流活動は、湿潤ケルビン波を伴っているものと考えられ、MJOはいくつかのスーパークラスターから構成されていた。

MJOの３つの問題

問題は、以下の３つである。

1. なぜスーパークラスター（湿潤ケルビン波）は、地球上でもっとも大きな東西波数１に組織化されるのか？
2. なぜ30日から60日という周期を持つのか？
3. なぜ周期に大きな幅があるのか？

最初の問題についてだが、スーパークラスターがランダムに発生していれば、MJOは存在しないことになる。MJOがいつでもきれいに見られるわけではないことを考えると、上記の質問は、「どのような条件下でスーパークラスターは組織化されるのか」あるいは「スーパークラスターの発生を決めているものは何なのか」という質問に置き換えることができるかもしれない。しかし、残念ながら、この答えはまだない。

二番目と三番目の問題は、密接に関連している。これらは、秒速15～20mほどの湿潤ケルビン波の位相速度がカギだと考えられる。その位相速度で地球を一周すると30日ほどとなる。

もしMJOが一つのスーパークラスターからのみ構成されている場合、その位相速度は湿潤ケルビン波と等しくなる。すなわち、秒速10～15mほどであり、地球を一周するのに30日ほどかかることになる。しかし、スーパークラスターが次々に発生する（スーパークラスターの組織化が起きる）と、MJOという東西波数１の成分で見ると、位相速度が見かけ上遅くなる。MJO内のスーパークラスターの数が、MJOの位相速度を決めているのではないか。

TRMMデータを使った最近の研究から

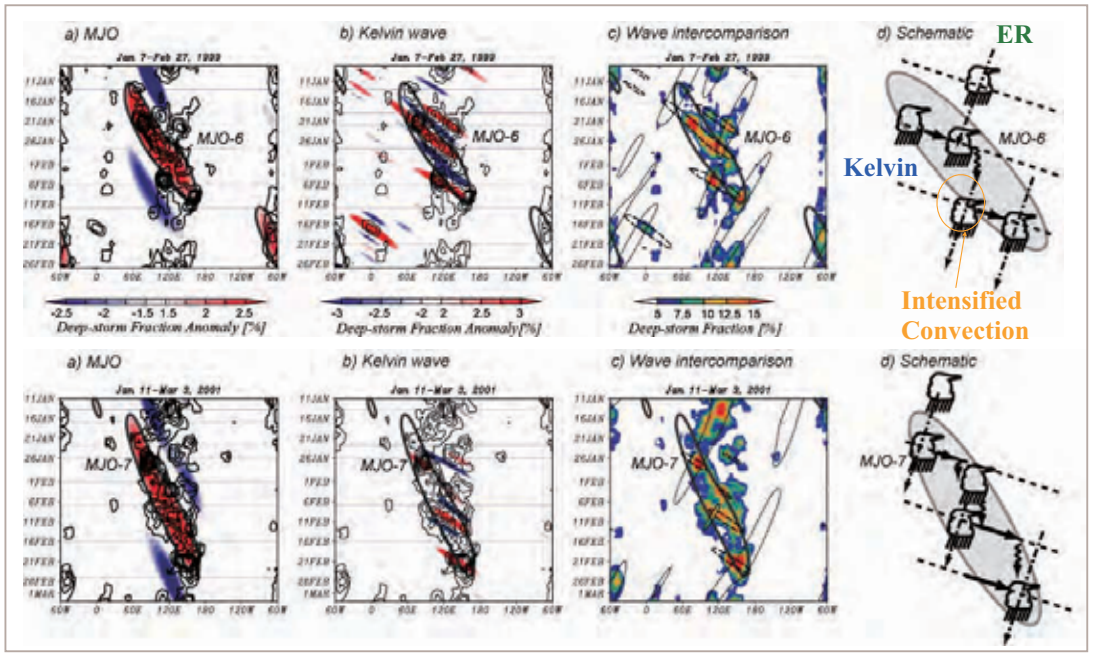
最近、TRMMデータを使って、この問題に関連して、新しい知見が得られているので紹介したい。ひとつは、Masunaga et al. (2006)の論文である（図❸）。彼らは、MJOの発達・衰弱、遅い位相速度に、西進する赤道ロスビー波が関与しているという面白い解析結果を発表している。MJO中のケルビン波が東進し、東側から来る赤道ロスビー波と交叉すると、ケルビン波の東進を遮り、後続のケルビン波が来て再び東進している解析結果を示した。もう一つは、Morita et al. (2006)の論文である（図❹）。彼らは、TRMMデータからMJOの潜熱加熱分布を求めた。MJOは東進している。MJOの東側では晴天域が存在し、海面水温もより高くなっている。したがって、その東端は新しい対流が立ち始める重要な場所である。MJOの東側では、背の低い対流活動による潜熱加熱域が順に西に行くにつれて高くなっていき、順に層状性加熱が対流性加熱を上回っていくのではないかと予想される。す

なわち、潜熱加熱の状況に東西非対称があることが予想される。彼らの解析結果は、ある程度、この東西非対称を示してはいるが、MJOの東端部で、背の低い対流活動による潜熱加熱はそれほどはっきりは見えていない。今後更なる解析が求められる。

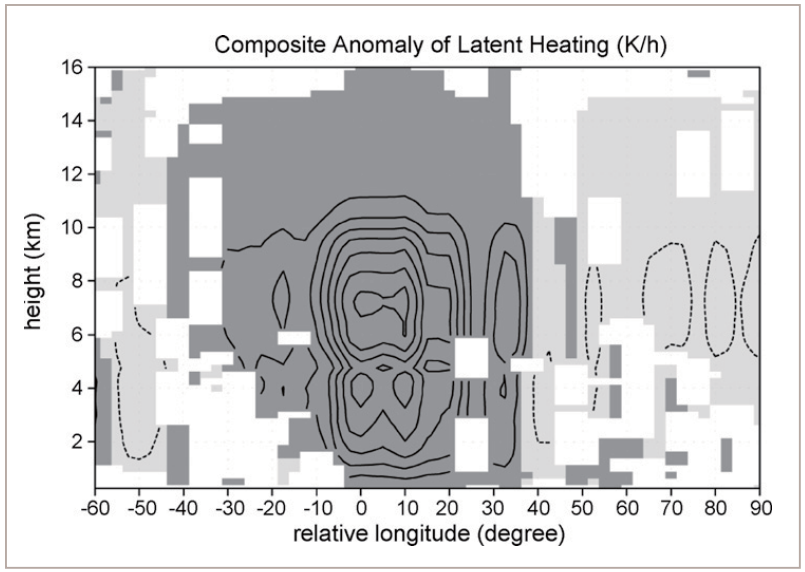
最近の研究動向

最近の研究のキーワードは、地球シミュレータのNICAM(Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model)とアンサンブル予測の２つである。前者は、東大気候システム研究センターの佐藤正樹氏らのグループが、地球シミュレータを使って行っている全球非静力学モデルのシミュレーションだ（図❺）。NICAMと呼ばれる彼らのモデルは、全球を3.5キロ間隔の正二十面体で構成し、積雲パラメタリゼーションを行わずに、陽に対流を解像するもので、このモデルを使い、2006年12月のMJOの再現に成功した。MTSAT(Multi-functional Transport Satellite)の画像と比較して、東進伝搬特性が再現できた。今後、データ解析が進めば、MJOの機構解明が一気に進むであろう。

アンサンブル予測とは、いくつもの異なる微小な摂動を、基準場に加えて予測を行うものである。気象庁では、１ヶ月先までのアンサンブル予測により、MJO



図❸ MJOと赤道波との相互作用の一例(Masunaga et al., 2006)

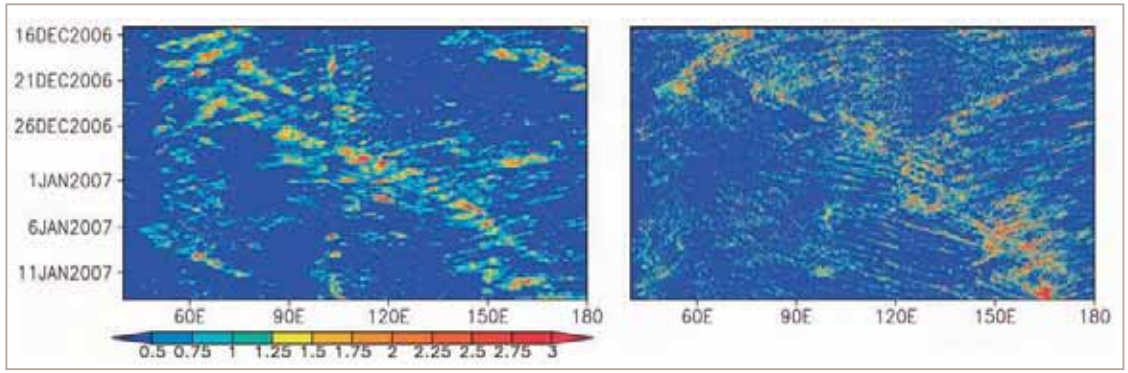


図❹ TRMM PRから求めたMJOの潜熱加熱プロファイル(Morita et al., 2006)
横軸がMJO対流中心からの距離。縦軸が高度(km)。4km付近と8km付近に加熱のピークがあることがわかる。

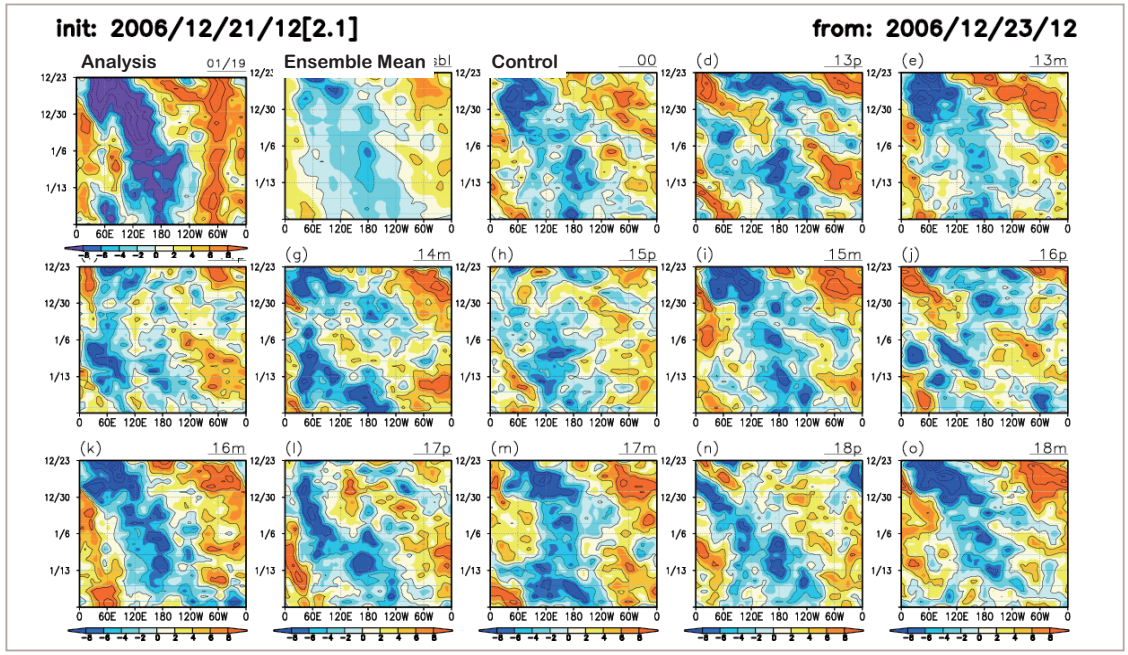
の予測可能性を調べている。異なる予測をメンバーと呼ぶ。NICAMで再現に成功したのと同じMJOの予測実験結果を見てみよう。図❻に、対流圏上層200hPaの速度ポテンシャルの時間ー経度断面図を示す。もっとも左の図は、観測されたもの。上層発散の東進が明瞭である。その右側は摂動を加えない基準場の予測結果。そのほかは摂動を加えた予測結果。摂動なしの予測では、東進は見られるものの、発散は弱い。摂動を加えた予測では、東進が見られないものもあるが、観測に近い振幅を持つ東進する発散が見られるものもある。アンサンブル予測の利点は、予測の不確定性を調べることができる点にある。メンバーの予測にばらつきが小さい(大きい)時は、予測の確度は高い(低い)と言える。

今後の研究動向：衛星と数値モデルのコラボ

今後のMJO研究には、どのようなことが必要だろうか。MJOは惑星規模じょう乱であり、非常に広域の現象であるため、その観測は、衛星データに頼らざるを得ない。MJOは対流活動がその維持に重要な役割を果たしていることは明らかであり、TRMMによる精度の高い降水観測は、MJO理解にとってきわめて重要である。同時に、全球で個々の積雲対流を取り扱えるNICAMなどのモデルの結果から、MJOの理解がさらに進展することを期待したい。



図❺ NICAM（7km分解能)で再現された2006年12月のMJOの降水量(mm/h)（左）
右は、TRMM 3B42の降水量。(画像提供：海洋研究開発機構　三浦裕亮研究員）(Miura et al., 2007)



図❻ 気象庁1ヶ月アンサンブル予報による200hPa速度ポテンシャルの予測結果の時間ー経度断面図
図❺同様、2006年12月のMJO予測結果を示す。左上は解析、その右隣がアンサンブル平均。その他は各メンバーの予報結果。

台風

台風（ここでは、狭義の台風のみならず、米国のHurricaneなども含む、最大風速17.2m/s以上の熱帯低気圧をさす）は、この地球上で、わたしたちの生活・生命・社会・経済に大きな影響を与える、もっとも激しい大気現象の一つである。2005年のカトリーナ（図❶）の被害、2004年の10個もの日本への台風の上陸などは、まだわたしたちの記憶に新しい。地球温暖化に伴い、今後強い台風が増加するとの研究結果が発表されており、注意深く長期的な変動を見守って行く必要がある。

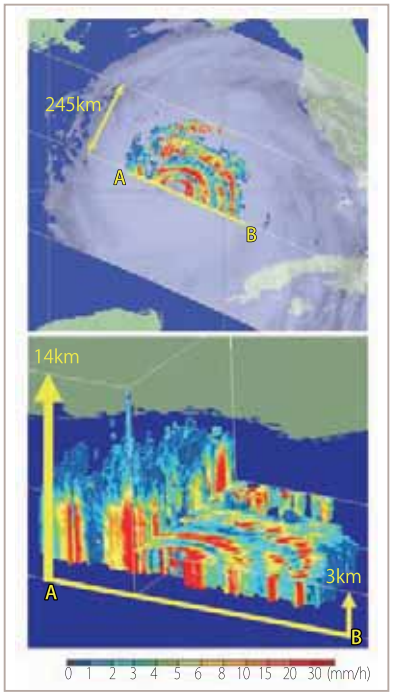
本節では、近年衛星からの台風観測は著しく高度化してきていることから、日本において以前から精力的に行われてきた台風に関する、衛星を用いた研究について、特にTRMMなどのデータを用いた最近の研究に絞って、その概要を報告する。

衛星からの台風観測

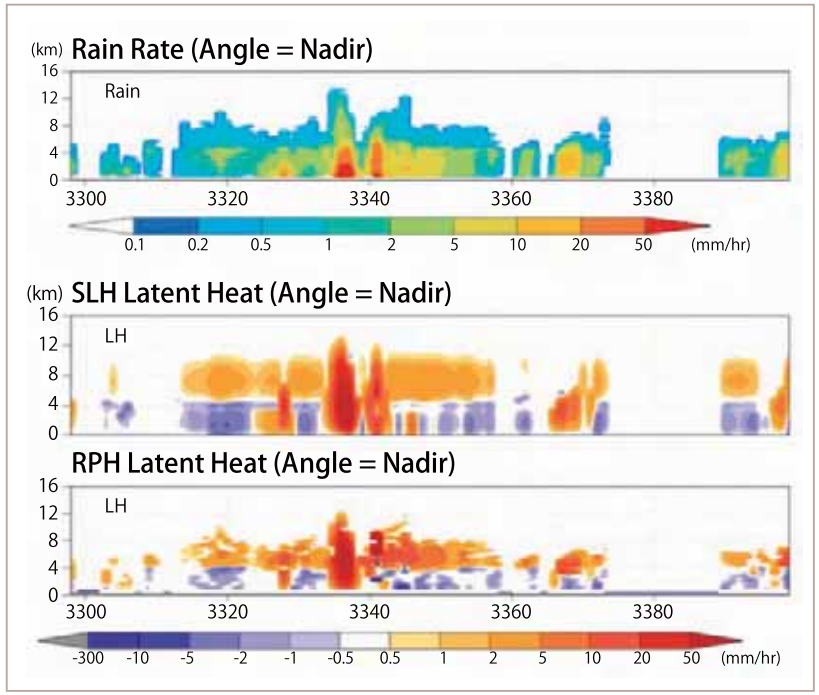
1960年、世界で最初に気象関係の人工衛星TIROS１号が打ち上げられ、地球の雲分布を見ることができた。その後、1970年代後半には静止気象衛星が打ち上げられ、「ひまわり」に代表される可視赤外放射計が活躍した。1980年代になると、マイクロ波センサーの活躍が始まる。その代表的なセンサーは、放射計ではSSM/I、AMSR、AMSR-E、TMIなど、散乱計ではERS-1,2やNSCAT、そしてQuikSCAT、さらにTRMMの降雨レーダ(PR)、そして、探査計のAMSUなど多彩だ。放射計からは、可降水量、降水量、海面水温、海上風速などが得られる。散乱計からは、海上風が得られる。降雨レーダは地上の気象レーダ同様、降水強度を求める測器である。探査計は、気温や水蒸気の鉛直分布を推定するものである。これらのマイクロ波センサーのデータによって、台風の構造に関する解析的研究は飛躍的に進んだと言っていい。

台風の構造とその変化

台風は、水蒸気の凝結に伴う潜熱により維持されて



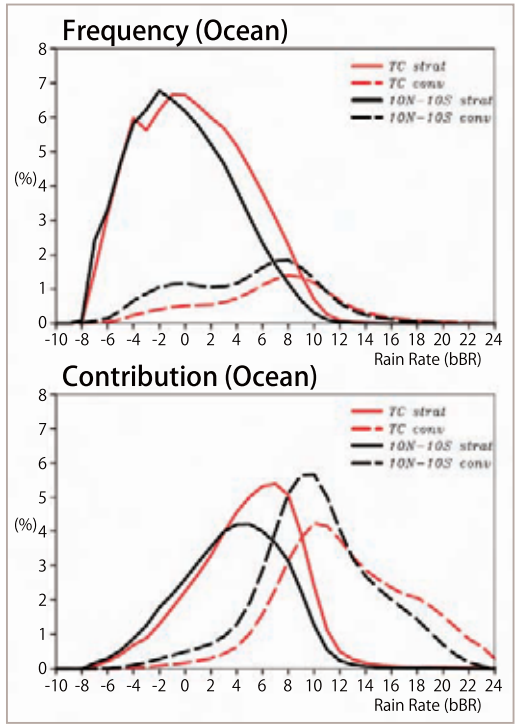
図❶ 2005年8月28日3時25分（世界時）にTRMMで観測したハリケーンカトリーナ
上図はPRによる高度３kmの降雨の水平断面とVIRSによる雲画像。下図はPRによる降雨の立体構造で、左図のA-Bに沿った断面と3kmの高度で切り出した構造を示している。



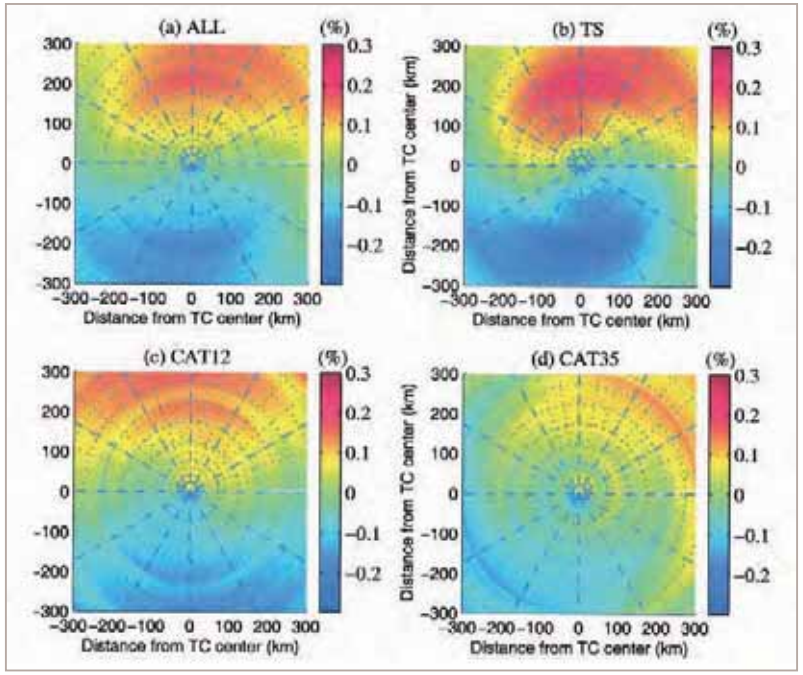
図❷ TRMMの降雨強度（上図）から求めた、台風の潜熱加熱（中央図、下図）の高度ー衛星パス断面図

いる。しかしながら、どの程度の熱が、どの高さで出ているのか、熱の鉛直分布についての情報はほとんどこれまでわかっていなかった。熱の鉛直分布を知ることができれば、台風の構造に関する有益な情報となるだけでなく、その後の台風の発達に大きな影響を持っているため、強度予測を行う上でも重要である。すでにTRMMの降雨レーダより潜熱加熱データが求められてきており（図❷）、GPMの二周波降水レーダより、より精度の高い潜熱加熱データが利用できるようになることで、この面で、大きな貢献が期待される。

現時点では、台風周辺の降雨の軸対称成分や、非対称性が調べられてきている。まず軸対称成分については、Yokoyama and Takayabu (2008)がある。彼らは、７年間のTRMMデータから、まず、層状性の降雨割合が台風では54%にのぼり、赤道海洋上の平均44%よりも大きいことを示した。軸対称成分については、台風中心から60km以内の内部コア域では、降雨頂も高く、雷が多く、対流性降水が卓越していること、60-500kmのレインバンド域では、層状性割合が高く、雷は少ないことを示した。図❸は、台風に伴う対流性降雨と層状性降雨の観測全面積に占める割合（上）と、



図❸ 台風に伴う対流性降雨と層状性降雨の面積割合（上図）と降水量割合（下図）
(Yokoyama and Takayabu, 2008)



図❹ 台風の強さ別の降雨の非対称
全ケース（左上図）、Tropical Storm（右上図）、カテゴリー１、２（左下図）、カテゴリー３～５（右下図）。(Lonfat et al., 2004)

観測全降水量に占める降水量割合（下）を示す。この図から、熱帯域全体での平均に比べ、台風では、層状性降水がより大きな比率を占めていることがわかる。ただし、全降水量に占める降水量割合では、より強い対流性降水（下、赤の太破線）による比率が高くなっていることもわかる。

また非対称性については、Lonfat et al. (2004) が、2000を越える軌道から、TMI降水量を用いて、台風の降水気候学と降水の非対称性を、台風の強度別、地理別に調査している。Tropical Stormだけでなく、カテゴリー1、2のハリケーンにも強い非対称性のあることを示した点が興味深い（図❹）。今後、他の物理量、たとえば、鉛直シェアと非対称性の関係、熱の鉛直分布の大きさや高さと発達との関係など、調べられなければならないことは多い。

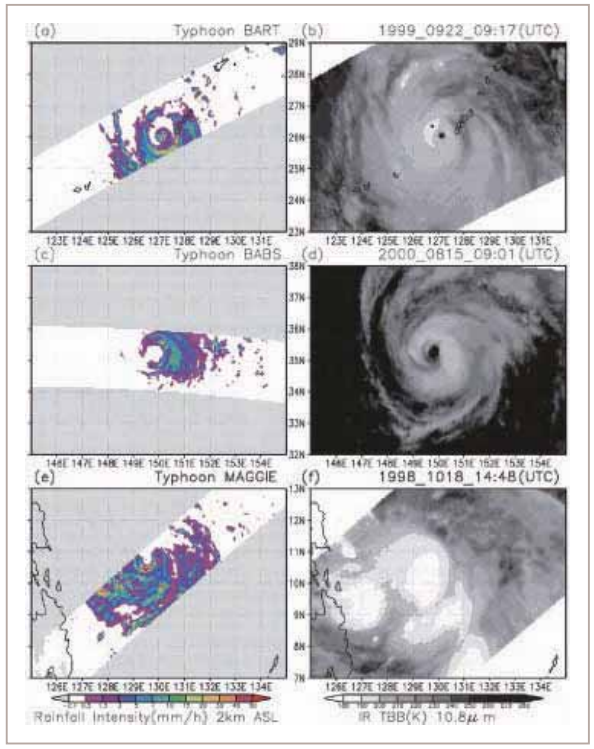
また、Kodama and Yamada (2005) は、1998年から2002年までの61個の台風、138ケースについて、台風の眼が降雨レーダ(PR)と赤外放射計(IR)でどのように見えているかを調べた（図❺）。その結果、Tropical Stormでは、多くの場合、PRのみで眼が観測されることがわかった。カテゴリー1の場合でも、PRでより眼が観測されている（図❻）。

台風の発生

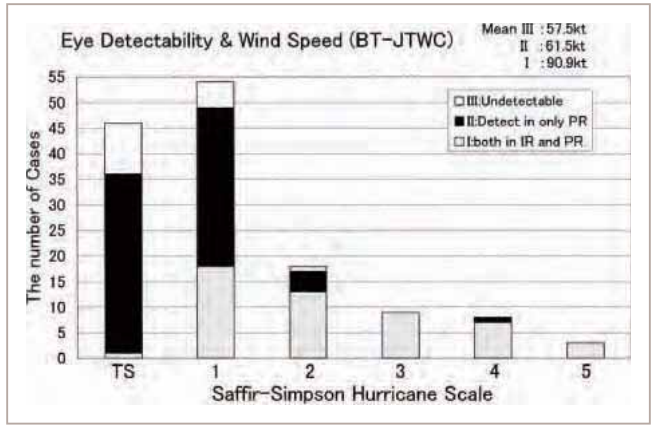
台風の研究で、未解明の部分の多いのが台風の発生に関するものである。Briegel and Frank (1997) は、北西太平洋での台風の発生に、対流圏上層のトラフと、下層の強風域の存在が大きく寄与していることを示した。Bessho et al. (2006) は、AMSU-Bのデータを用いて、台風中心の対流圏上層での気温偏差を調べ、2004年の台風98事例中、台風まで達した擾乱の場合、28例中、26例に温暖核（周囲より1度以上暖かい）が存在するが、熱帯低気圧にもならない場合には、58例中、17例のみ存在することがわかった。今後、潜熱加熱と温暖核との関連、対流の急発達との関連、発達阻害要因である鉛直シェアなど台風まで発達するかどうかの条件の研究などが行われる必要がある。

台風の強度推定

台風の強度を正確に推定することは、台風の構造を知る上で不可欠であると同時に、台風の予測を行う上でもきわめて重要である。この点では、これまで静止気象衛星の可視赤外放射計からの推定が主流で



図❺ PR（左図）とIR（右図）から見られた台風の眼の例
(Kodama and Yamada, 2005)



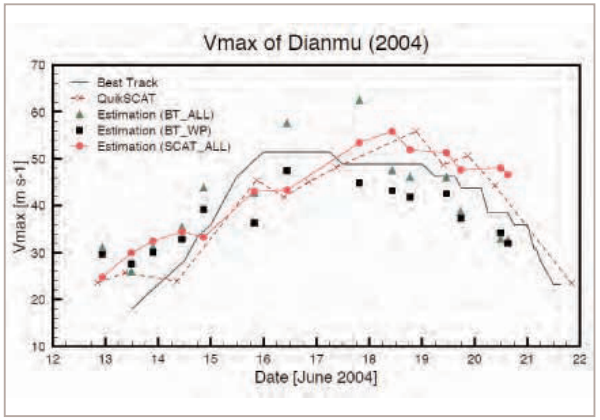
図❻台風の強さ別の眼の検出率
(Kodama and Yamada, 2005)

※1. 原文は、http://www.ipcc.ch/から入手できる。和訳は、http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/ipcc/ar4/などで入手可。

あった。Dvorak法と呼ばれるこの方式は、ある程度客観的な推定法ではあるが、パターン認識による方式のため、その精度向上が求められている。そこで、近年はマイクロ波センサーによる、より客観的な指標により強度推定を行う研究が進められている(Cecil and Zipser, 1999)。最近、Hoshino and Nakazawa (2007)は、TRMM/TMI輝度温度データを用いて、台風の強度推定法を提案している。この方式では、Cecil and Zipser (1999) などで示されている85GHzによる推定よりも、10GHzという低い周波数からの推定のほうが観測とよく一致すること、最大風速で、観測と比較して6～8m/sほどの精度であることを示した（図❼）。今後、AMSU-Bや、散乱計からの海上風速データなどを取り入れた推定手法の開発により、より高い精度で強度推定が行われることが望まれる。

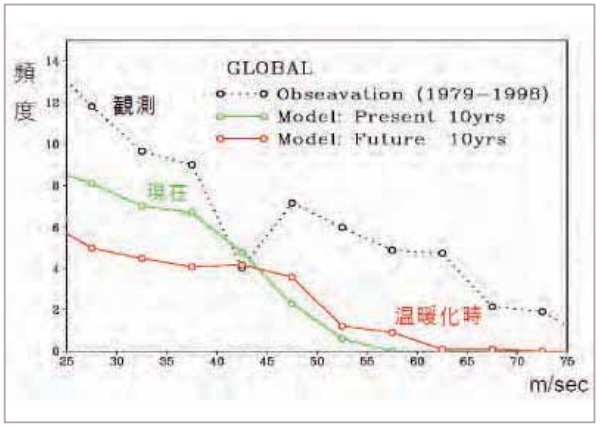
温暖化と台風

2007年のノーベル平和賞を受賞した「気候変動に関する政府間パネル」(IPCC)が取りまとめた第4次報告書※1は、地球温暖化の原因が人為起源の温室効果ガスによるとほぼ断定し、2030年までにどの排出シナリオでも10年あたり0.2度昇温することなどを示した。台風のこれまでの変化傾向については、「熱帯低気圧の発生数にははっきりした増減傾向はないが、北大西洋の強い熱帯低気圧の強度に1970年以降増加傾向が見られる」とし、将来予測については、「熱帯での海面水温の上昇に伴い、熱帯低気圧の強度は強まり、最大風速や降水強度が増加する。全球的な発生数の減少も起こる可能性が高い」とした。前者の結論には、Webster (2005)、Emanuel (2005)、Trenberth (2005)らの見解が取り入れられたようであるが、この見解を問題視するPielkeら(2005)の見解（1970年といえば、まだ衛星による観測も不十分な時代のことであり、強い熱帯低気圧の個数も過小評価している可能性が高い、という点が反駁の理由）もあり、これまでの変化傾向についてIPCCの結論はやや時期尚早の感がある。ここで、北西太平洋について言及されていないのは、Kamahori et al. (2006)の論文が反映されているようである。また台風の将来予測に関する結論には、現在気候に比べ、温暖化時には、弱い台風は減り、強い台風が増えるという気象研究所の結果(Oouchi et al., 2006)によるところが大きい（図❽）。いずれにしても、海域ごとの発生数や強度別の個数の将来予測など、温暖化の影響を言及するのはまだ難しく、今後さらに高解像度の非静力学モデルなどによる精度の高い予測が行われる必要がある。



図❼ 衛星マイクロ波データから推定した台風の最大風速の時間変化

黒い実線が実況値。▲、■、及び赤●が推定値。赤×はマイクロ波散乱計QuikSCATの海上風速値。(Hoshino and Nakazawa, 2007)



図❽ 温暖化時の台風の最大風速別頻度変化

黒い点線が現在の統計値。緑と赤がそれぞれモデルから得られた現在および温暖化時の統計値。(Oouchi et al., 2006)

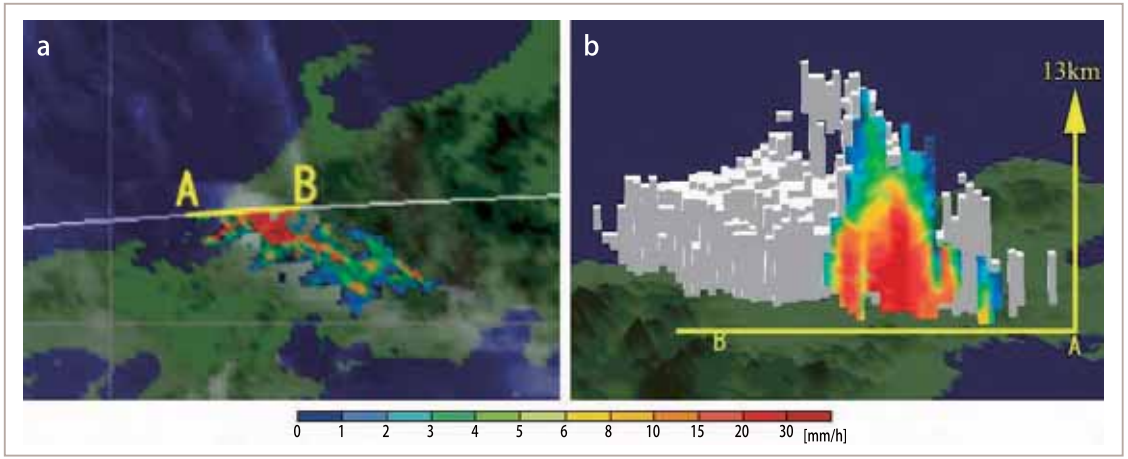
梅雨

日本付近では、6月から7月にかけて、北側のオホーツク海高気圧と南の太平洋高気圧との間で梅雨前線が発達することにより、多量の降雨がもたらされる。特に梅雨の末期になると、梅雨前線が日本の上空に停滞し、これに向かって南からの湿った暖気の流入により前線が活発化するに伴って、集中豪雨が発生し、しばしば大きな被害がもたらされる。

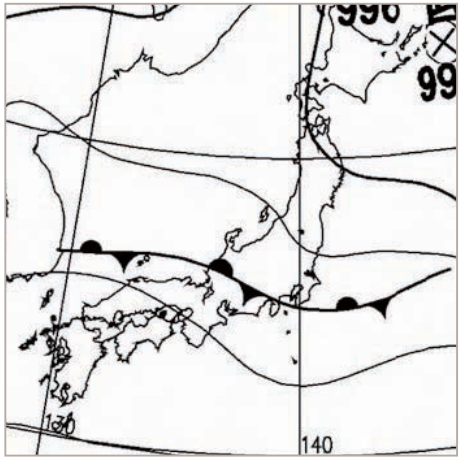
2004年7月18日に発生した福井豪雨も、典型的な梅雨末期豪雨の例である。この豪雨によって福井県嶺北地方を中心に、1時間降雨量87mm、日降雨量283mmという集中豪雨が発生、足羽川堤防が決壊し、死者・行方不明者5名、建物の全半壊178棟という深刻な被害となった。図❶は降雨レーダ(PR)が捉えた2004年7月18日の福井豪雨の水平断面と立体構造を示す。福井県から岐阜県にかけ、線状の降雨域が南東に延びていることがわかる。特に福井県上空で、赤色で示された非常に強い降雨が発達している。このとき、福井市で時間雨量75mmの猛烈な雨を観測していた。図❷の天気図と比較すると、この降雨域が梅雨前線に沿って発達していることがわかる。

降雨域の北側から見た立体画像(図❶b)では、赤色で示した強い降雨が高い高度にまで延びていることがわかる。このときの降雨の高さは13kmに達し、このときの降雨が非常に発達した積乱雲によってもたらされていることがわかる。

2006年にも「平成18年7月豪雨」と名付けられた豪雨が発生した。2006年7月15日から24日にかけて、日本上空に停滞した梅雨前線により、九州地方、山陰地方、北陸地方と長野県の広い範囲で記録的な大雨となった。図❸はPRで観測した2006年7月18日に観測した降雨分布と雲画像の合成図と北側から見た降雨の立体構造を示す。降雨分布を見ると、梅雨前線に沿って広範囲に降雨が広がっていて(図❸a、図❹)、長野県上諏訪地域と山陰地方で発達した強い降雨域が見られる。特に山陰地方では海岸線に沿って東西に長い線状の降雨が見られる。それぞれについて高



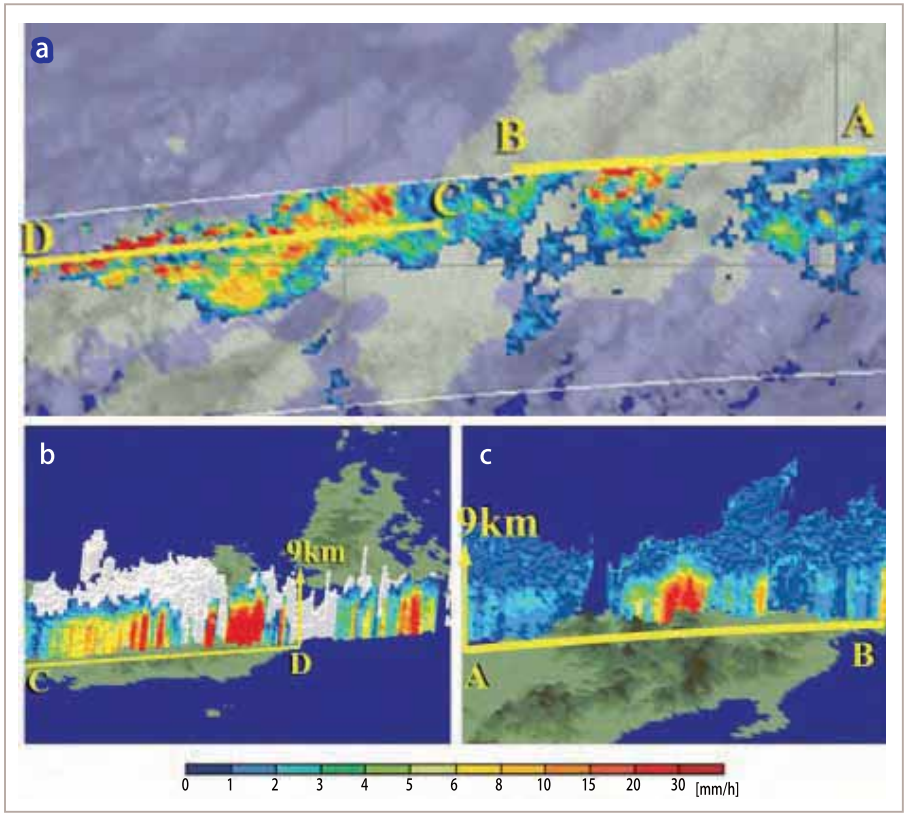
図❶ 2004年7月18日7時53分(日本時間)にTRMMで観測した降雨
(a)高度3kmのPRの降雨強度とVIRSの雲画像、(b)北(日本海)側から見たPRの立体画像と鉛直断面図



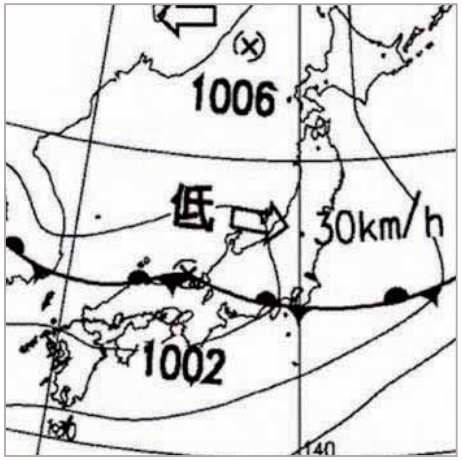
図❷ 2004年7月18日9時における地上天気図
地上天気図データ提供：気象庁

度9kmの強い対流による激しい降雨が観測されている(図❸b、図❸c)。このようにこの日は梅雨前線に沿って、同時に至る所で豪雨が発生していたことがわかる。

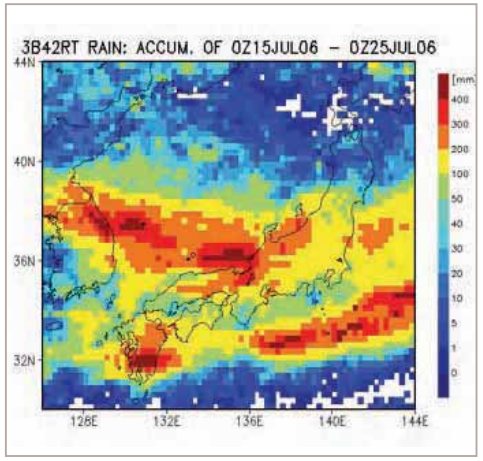
図❺は3時間毎に準リアルタイムで配信されるTRMMによる全球降雨マッププロダクト(TRMM 3B42RT)で作成した7月15日から10日間の積算降雨量分布で、特にこの豪雨で大きな被害が発生した南九州にはっきりとしたピークがある。また北陸地方から朝鮮半島にかけて降雨帯が延びていて、広い領域で大雨が発生していたことがわかる。梅雨期にはしばしばこのように同じ場所に連続して雨雲がかかることによって、長期間に大量の降雨がもたらされ、洪水被害が発生することがある。



図❸ 2006年7月18日21時35分(日本時間)にTRMMで観測した降雨
(a) 高度4kmのPRの降雨強度とVIRSの雲画像、(b)北側からみた長野地方のPRの立体画像と鉛直断面図、(c)北側から見た山陰地方のPRの立体画像と鉛直断面図



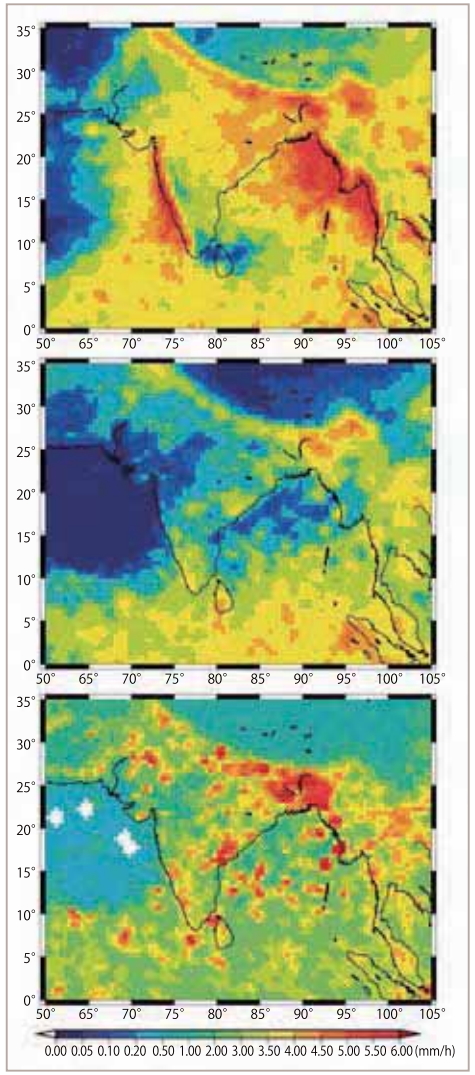
図❹ 2006年7月18日21時における地上天気図
地上天気図データ提供：気象庁



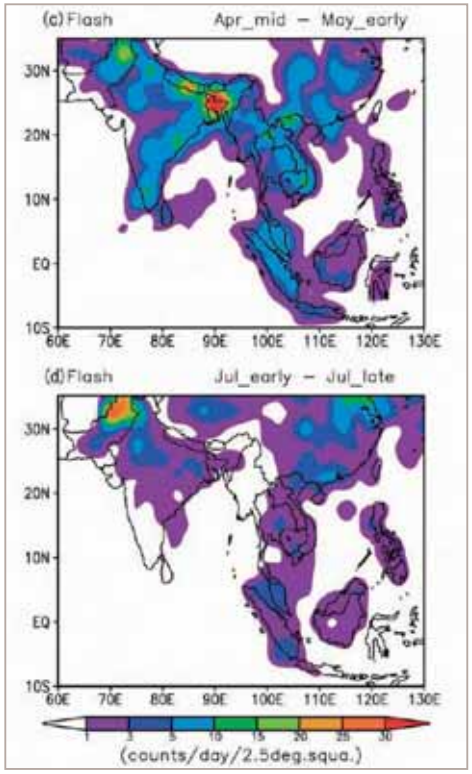
図❺ 2006年7月15日9時から7月25日9時までの10日間積算降雨量分布

豪雨

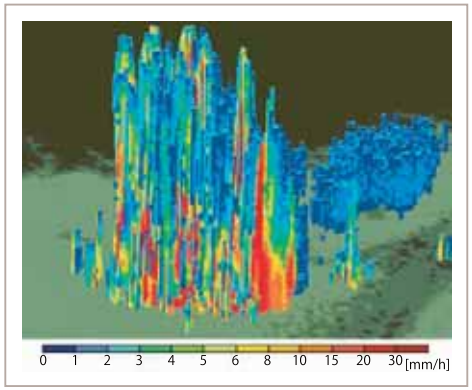
インドのアッサム地方やバングラデシュでは、場所によっては年間10,000mm以上の多量の雨が降り、毎年大きな被害が発生する。夏のモンスーンの時期に南から進入してくる暖かく湿った空気が、北にそびえるヒマラヤ山脈やチベット高原に遮られて強制的に上昇させられるため、降雨がもたらされる対流が発生しやすいことによるものである。モンスーン期の前後では、降雨の頻度としては少ないものの、非常に激しい対流が発生し、狭い領域に激しい雨が降ることがある。図❶はモンスーン期に当たる7月の降雨量で、この領域では月降雨量で500mm以上という多量の降雨が観測されていることが分かる。これに対して、モンスーン期前の4月には月降雨量としてはあまり多くないが、狭い領域に平均降雨強度として6mm/h以上という非常に強い降雨が観測されている。またLISによる雷の発生（図❷）を見ると、モンスーン期よりもモンスーン期前の方が雷の発生が多いことが分かり、モンスーン期前の激しい対流活動を示している。図❸はPRによりバングラデシュ付近で、狭い領域に降る非常に激しい雨を捉えたものである。活発な対流による降雨の高さは18km以上にも及び、これまでTRMMによって観測された中で最も高いものの一つである。



図❶ PRによる10年平均の月降雨量分布
上段：7月の降雨量、中段：4月の降雨量、下段：4月の平均降雨強度



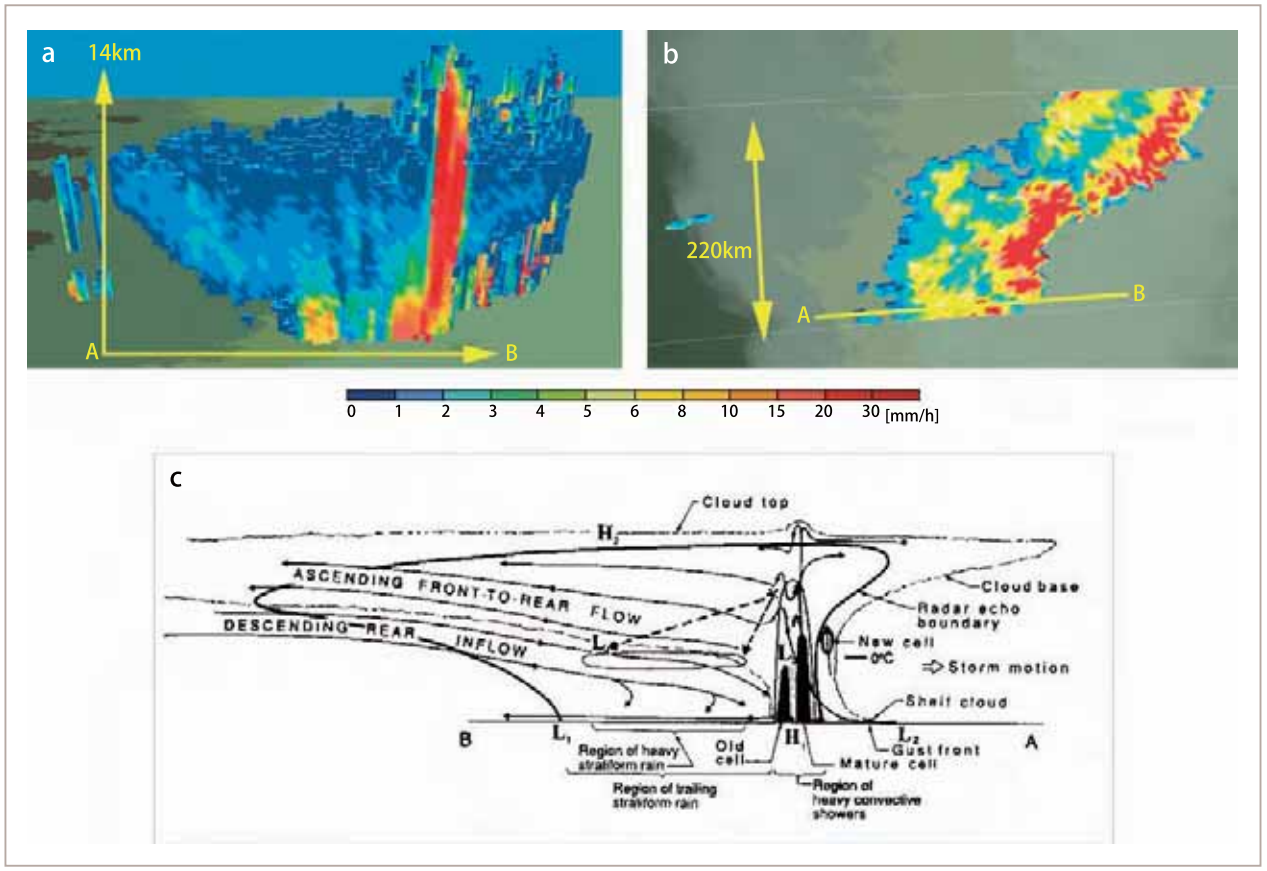
図❷ LISによる東南・南アジア域における1998年から2000年の平均雷発生率
上図：4月中旬から5月上旬
下図：6月上旬から7月下旬
(Kodama et al., 2005)



図❸ 1998年5月28日20時59分（世界時）にTRMMで観測した降雨
バングラデシュ付近で観測された南側からのPRの立体画像と鉛直断面図

スコールラインによるストーム

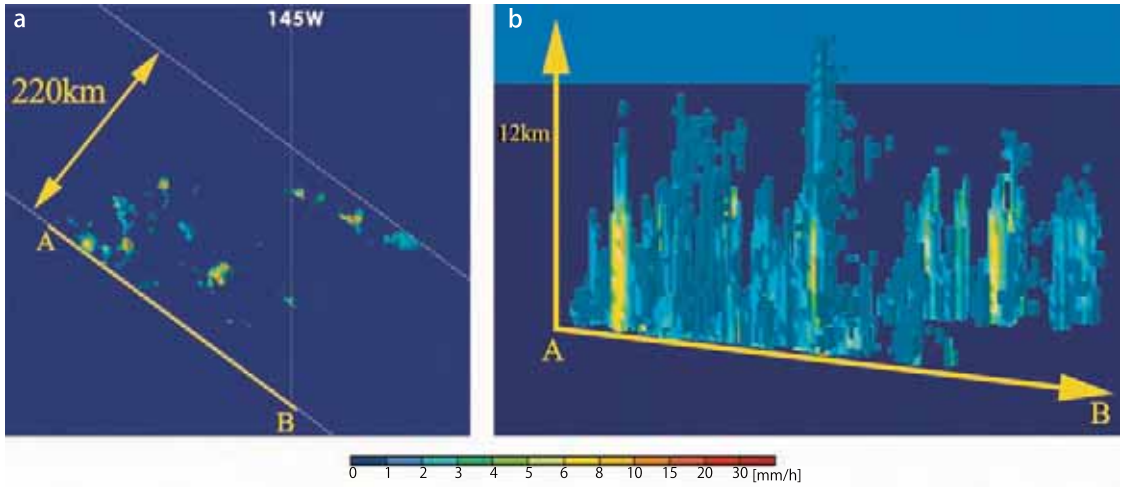
アメリカ中西部のオクラホマ州やテキサス州では、春になると激しい嵐がしばしば発生する。これは湿った暖気がメキシコ湾から下層に入り込むことと、ロッキー山脈を越えて、西側から上層に乾いた冷気が流入することによって、大気の状態が非常に不安定になることにより、さまざまな激しい対流現象が発生することによる。その一つであるスコールラインと呼ばれる雲システムは、線状の激しい雨の領域（対流性降雨）と大きく広がる弱い雨の領域（層状性降雨）があるのが特徴である。図❶bに示したのはスコールラインの例で、前面にある線上の激しい対流性領域、その後ろ側に大きく広がる層状性領域がはっきりと分かる。特に図❶aで示した降雨の断面では、上空のみに広がる雪や氷の層（かなとこ雲）も観測されており、教科書に書かれているもの（図❶c）と同じ特徴を持ち、スコールラインの典型的な構造を示していることが分かる。通常の積乱雲は、長くて1時間程度の寿命しかないが、スコールラインシステムでは、長時間にわたって、強い降水が維持される。これは図の右側の対流性領域により上空にまで持ち上げられた雪や氷が、上空の風によって図の左側に運ばれ、層状性降雨を形成するのに対し、中層で層状性領域から対流性領域（図の左側から右側）に向かって風がゆっくりと下降しながら吹く結果、下層でガストフロントと呼ばれる収束域が発生し、再び対流を発達させる。このようにして、効率的に降水システムが長時間維持される。



図❶ 1999年5月10日1時38分（世界時）にTRMMで観測した降雨と模式図
(a)南側から見たPRの立体画像と鉛直断面図、(b)高度2kmのPRの降雨強度とVIRSの雲画像、
(c)スコールラインの鉛直断面図の模式図（Cloud Dynamics (Houze, 1993)より引用）

熱帯海洋性の雨

熱帯海洋上の雨の多くは、「暖かい雨」と呼ばれる高さ5km以下の低い雄大積雲によってもたらされることが多い。これは水蒸気の凝結による雲粒の生成から、雲粒相互の衝突と併合による雨滴への成長に至るまで、全ての降雨の成長過程が気温0℃以上の高さで起こるもので、氷の相が全く現れずにできた降水である。この成長のためには大きな雲粒による衝突が必要であるが、熱帯海洋上ではその凝結核となる巨大海塩粒子が存在するので、氷晶を含まない雲からでもかなりの雨が降ることがある。このような雄大積雲が、気温0℃以下となる高度よりも高くまで発達すると、さらに効率的に降水雲が発達し、強い雨と下降気流がもたらされる。図❶は熱帯海洋上で見られる典型的な降水雲を示したものである。一つ一つの降水雲の水平スケールは小さく、背が低いものがほとんどであるが、気温0℃以上である高度12kmまで発達している降水雲も見られ、非常に強い降水が観測されていることがわかる。このような強い雨や下降気流により新しい雲が発生し、近くにある複数の雄大積雲が併合することにより、組織化した大きな雲群へと発達していくこともある。



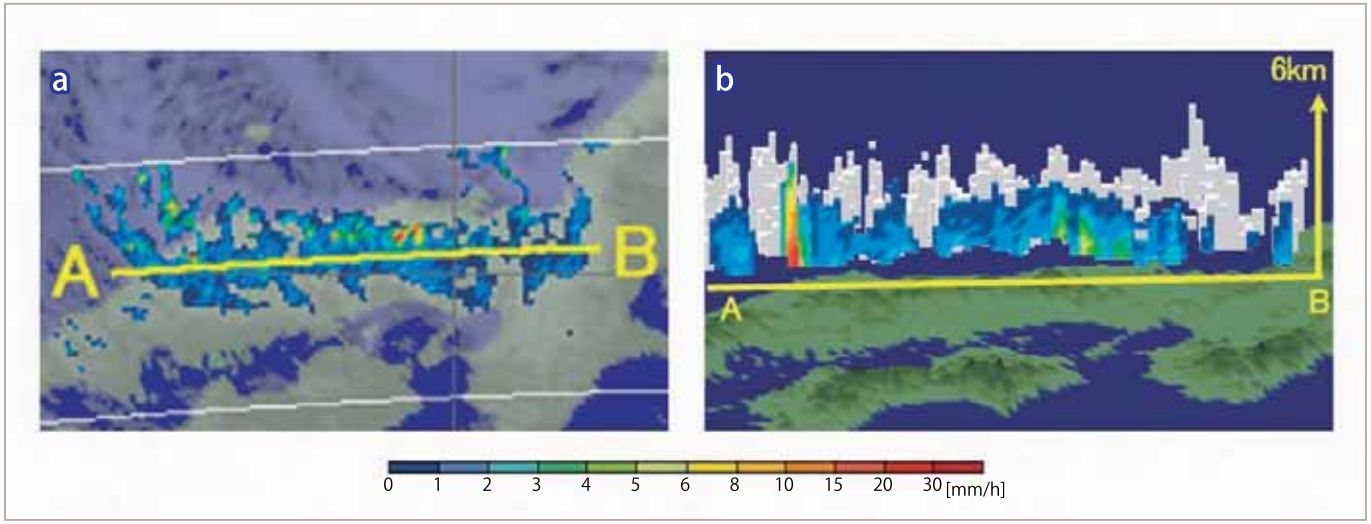
図❶ 1998年5月28日21時30分(世界時)にTRMMで観測した降雨
(a)高度2kmのPRの降雨強度、(b)南側から見たPRの立体画像と鉛直断面図

雪

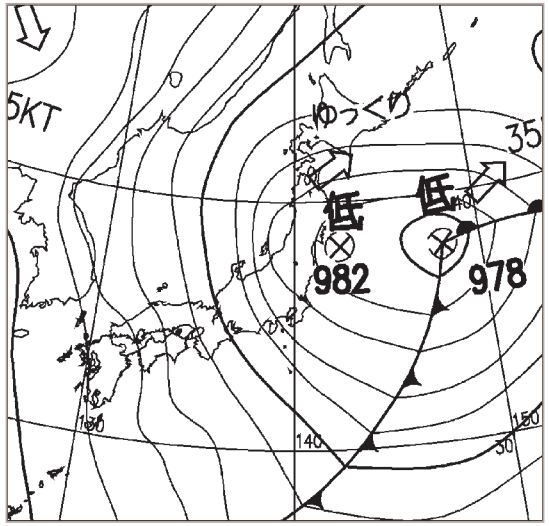
日本の冬季には、シベリア高気圧からの寒気の吹き出しが、日本海で暖められることにより、海上で対流が発達し、日本海側で多くの降雪がもたらされる。またそれに対して脊梁山脈の風下側となる太平洋側では、乾燥した晴天が続く。

図❶は2005年12月22日7時37分（日本標準時）のTRMMの画像で、PRの降雨の水平構造とVIRSの雲画像を重ねたもの（図❶a）とPRの立体構造（図❶b）を示したものである。このときは西高東低の冬型の気圧配置となっていて、南北に狭い間隔で等圧線が並んでいる状況にあった（図❷）。VIRSの雲画像から大陸から吹き出す寒気に伴う筋状の雲が日本海や東シナ海、そして太平洋にまではっきりと見られ、寒気の吹き出しが非常に強いことがわかる。また朝鮮半島の東海上から、中国・近畿地方にかけて、雲の固まりが伸びていて、それに沿って東西に伸びる降雪の帯があることがPRから見て取れる。これは「帯状収束雲」と呼ばれるもので、この雲がかかった地域では、しばしば大雪となる。降雪が強いことを示す赤い領域がある兵庫県北部では、このときに1時間に6cmの雪を観測した。立体画像と東西に切った鉛直断面により（図❶b）、このときの降水域の高さは6km程度であることが分かる。

一方晩冬から初春にかけて、日本の南岸を急激に



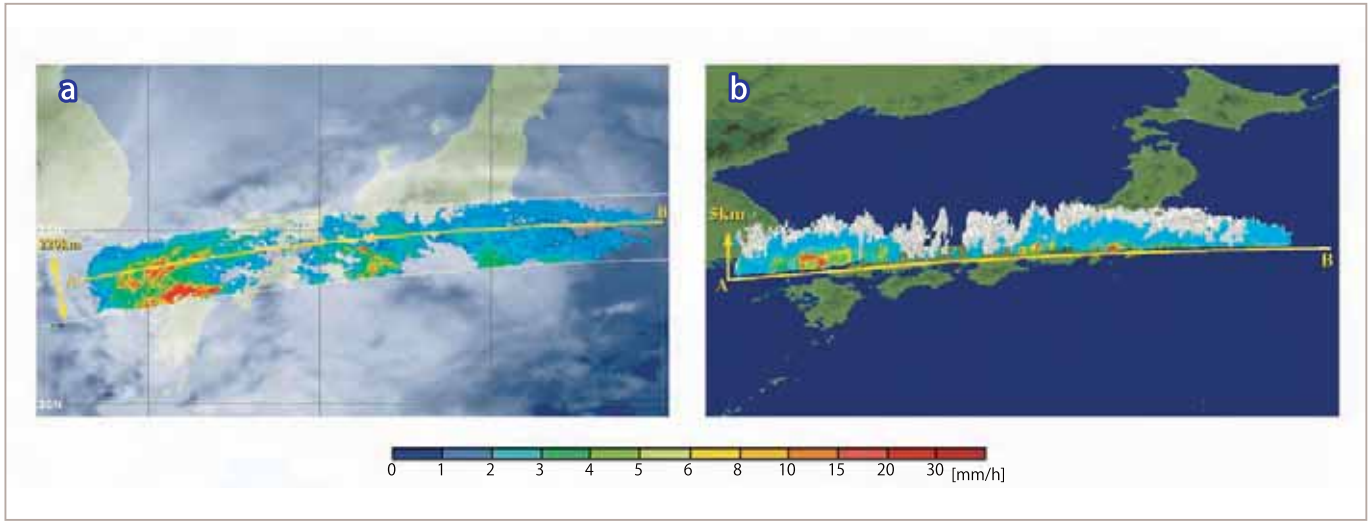
図❶ 2005年12月22日7時37分（日本時間）にTRMMで観測した降雪
(a)高度3kmのPRの降雨強度とVIRSの雲画像、(b)南（瀬戸内海）側から見たPRの立体画像と鉛直断面図



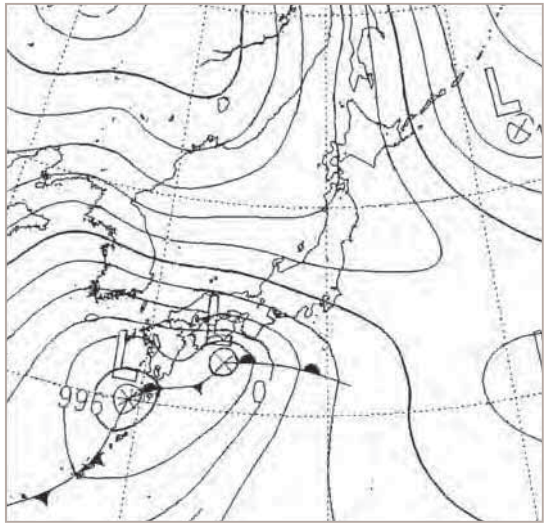
図❷ 2005年12月22日9時における地上天気図
地上天気図データ提供：気象庁

発達しながら通過する低気圧は「南岸低気圧」と呼ばれ、普段は雪のほとんど降らない太平洋側にも大雪をもたらすことがある。図❸は1998年1月15日3時12分（日本標準時）のTRMM画像で、太平洋側での大雪の典型例である。水平画像から低気圧と前線に沿って、本州上空の東西約1,500kmにわたり降水域が広がっていることが分かる（図❸a、図❹）。PRの立体画像（図❸b）で強い降水が見られる高さの違いから、西日本で雨、関東で雪という状況を推測することができる。降雨域の高さは5kmと低かったが、首都圏の交通機関が大混乱になる雪がもたらされた。このように中緯度での降雨は10kmを超えるものが多いのに比べ、降雪に関しては大雪と言われる場合でもさほど背が高くない傾向にある。

TRMMでは熱帯の降雨観測を行うことに主眼が置かれたため、観測範囲は南北35度までである。GPMでは南北65度まで観測するため、このような降雪の観測が不可欠となる。マイクロ波の散乱特性から、氷は水に対してあまり反射が大きくないため、雪からの受信は雨に比べ弱くなる傾向がある。そのためTRMMに搭載された13.8GHz(Ku-band)一周波の降雨レーダ(PR)よりも、弱い降水や雪の観測が可能な35GHzのKa-bandを含む二周波降水レーダ(DPR)がGPM主衛星に搭載されることにより、このような降雪現象の実態解明に大きな貢献が期待される。詳細については第5-2節で解説する。



図❸ 1998年1月15日3時12分（日本時間）にTRMMで観測した降雨と降雪
(a)高度2.5kmのPRの降雨強度とGMSの雲画像（GMS IR画像提供：日本気象協会）、(b)南（太平洋）側から見たPRの立体画像と鉛直断面図

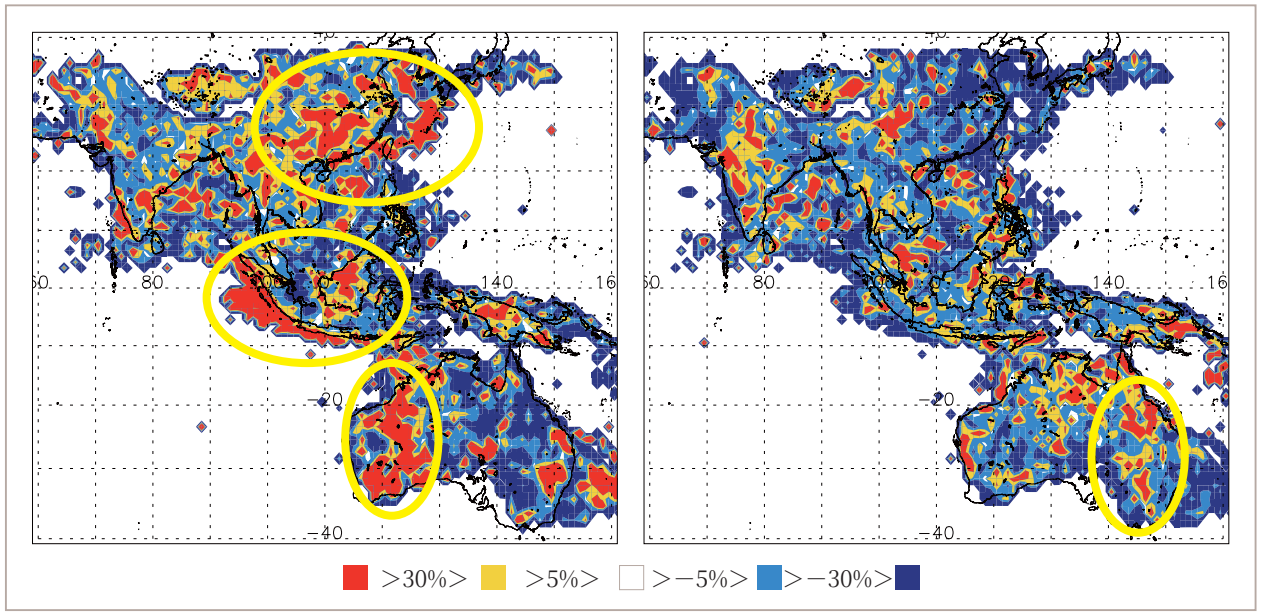


図❹ 1998年1月15日3時における地上天気図
地上天気図データ提供：気象庁

雷

TRMM搭載のLIS(Lightning Imaging Sensor)を利用し太平洋西岸域(東アジア、東南アジア、オセオニア)における、ラニーニャ/エルニーニョ現象時のFlash rate変動率を図❶に示す。解析期間は1998年から2003年までの6年間で、この期間中、エルニーニョ現象は2回、ラニーニャ現象は1回発生している。ここでFlash rateとは、1秒当たり、緯経度1°×1°当たりの雷放電数である。つまり、暖色で示された部分は6年平均より雷活動が増加した地域を示し、逆に、寒色で示された部分は6年平均よりも雷活動が減少した地域を示している。まず、エルニーニョ現象時(図❶左)では東アジア、スマトラ島、オーストラリア西岸地域など広い地域(図中、黄色円)でFlash rateが顕著に上昇していることが確認できる。一方、ラニーニャ現象時(図❶右)ではオーストラリア東海岸一帯にFlash rateの上昇が見られるものの、全体的にFlash rateが減少していることが分かる。さらに、エルニーニョ現象時ではPRで検出される降雨回数が減少するにもかかわらず、Flash rateが上昇する傾向が強いのに対し、反対に、ラニーニャ現象時では降雨回数が増加するにもかかわらず、Flash rateが低くなる傾向にあることも知られている。

この現象はPR(Precipitation Radar)等の解析により、エルニーニョ/ラニーニャ時の気圧配置の違いにより発生すると考えられている。エルニーニョ時では、西太平洋上に高気圧が発生しやすくなることが分かっている。特にインドネシア北東部やオーストラリア北西部などの海洋域で気圧上昇が顕著に見られる。この海洋上の高気圧により、この地域では上空から外側へと風が吹き出すため、上昇気流が発生しにくくなり、積乱雲の発生頻度は減少する。この湿潤で卓越した海上風は、海洋域よりも気圧の低い東アジア、スマトラ島、オーストラリア西海岸地域へ流れ込みやすくなる。これにより陸上では湿潤な空気が温められ、上昇気流が発生する。この上昇気流が雲頂高度の高い積乱雲を形成するため、これらの陸上において激しい雷活動や強い降雨を伴う活発な対流活動がより発生しやすいと考えられている。

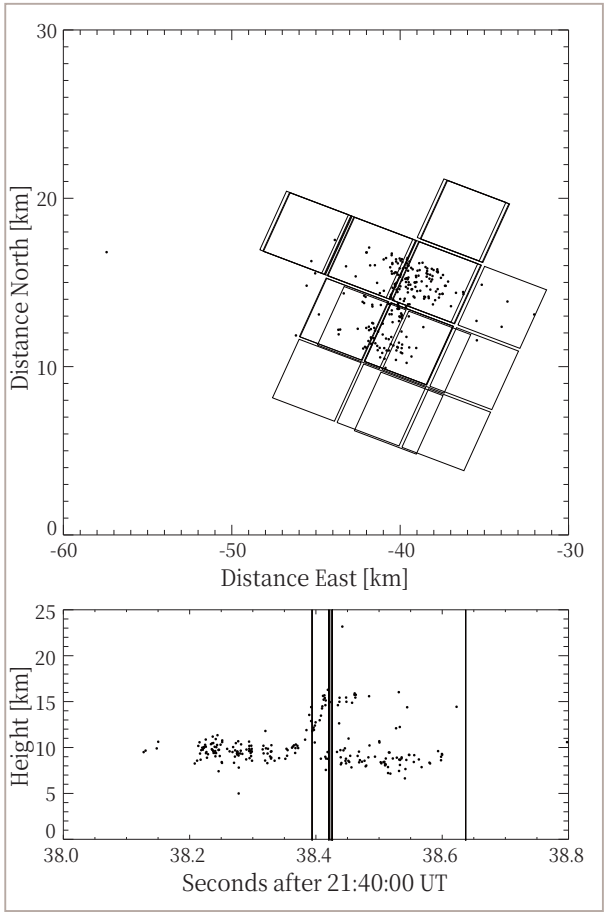


図❶ LIS(Lightning Imaging Sensor)を利用し太平洋西岸域(東アジア、東南アジア、オセオニア)における、エルニーニョ(左図)/ラニーニャ(右図)現象時のFlash rate変動率
(画像提供:大阪大学 河崎善一郎教授、牛尾知雄准教授)

一方、ラニーニャ現象時ではこれと逆に、西太平洋上に低気圧が発生しやすくなる。このため、同地域では低気圧が発生しやすくなり降雨回数が増加する。陸上に比べ海洋上では気圧が低いため、陸上から海洋上への地表風が卓越する。このため陸上では上昇気流が発生しにくく、活発な対流活動も発生しにくい。結果として雷活動が弱まるものと考えられる。

次に、衛星で観測された雷放電がどのような放電過程を捉えているのか、地上測器との同期観測による比較結果を示す。図❷にLISとLDAR (Lightning Detection and Ranging)と呼ばれる雷放電の3次元マッピングシステムによって記録された一つの放電の例を示す。この事例は、1998年8月15日21時40分から約1分半にわたり、LISがフロリダ州ケネディ宇宙センター上空を通過したときに記録されたものである。上図は平面図であり、下図は高さ方向の分布を時系列で示している。図中の四角は、LISのCCDセンサーの画素を示し、黒丸はLDARにより検出、標定された雷放電の進展に伴うVHF帯の電波放射源である。下図に示されている縦棒は、LISがこの放電過程に伴う発光を検出した時刻を示している。

VHF電波放射源の分布から、この放電が、高度約10kmから開始し、約200ミリ秒後に雷雲上空に向けて上向きに進展していることがわかる。そして、その進展に対応して、LISがこの放電過程に伴う発光を複数回にわたり検知していることが示されている。図中、LISの時間分解能である2ミリ秒程度の時間間隔をおいて、LISが発光イベントを検出しているため、LISの発光検出に対する時系列を示す縦棒及びCCDピクセルが太く示されている。上昇進展後は、雷雲の下部及び上部両部にわたって電磁波放射源は分布しており、放電終焉近くで、LISが更に一つのイベントを検出している。こうしたことから、この間にK変化と呼ばれる雷雲上部の正電荷領域と下部の負電荷領域でミリ秒オーダの比較的大きな電界変化を伴う雲放電過程が生じていることが示唆される。これらの結果から、LISにより標定された放電位置とLDARにより標定されたものは良く一致しており、数km程度の精度で雷放電が検出されていること、LISによって検出される雷放電過程は雷雲上部付近で生ずる放電過程が多い傾向にあること等が明らかになった。



図❷ LISとLDARによって記録された一つの放電の例
上図は平面図、下図は高さ方向の分布。
（画像提供：大阪大学 河崎善一郎教授、牛尾知雄准教授）

降雨特性

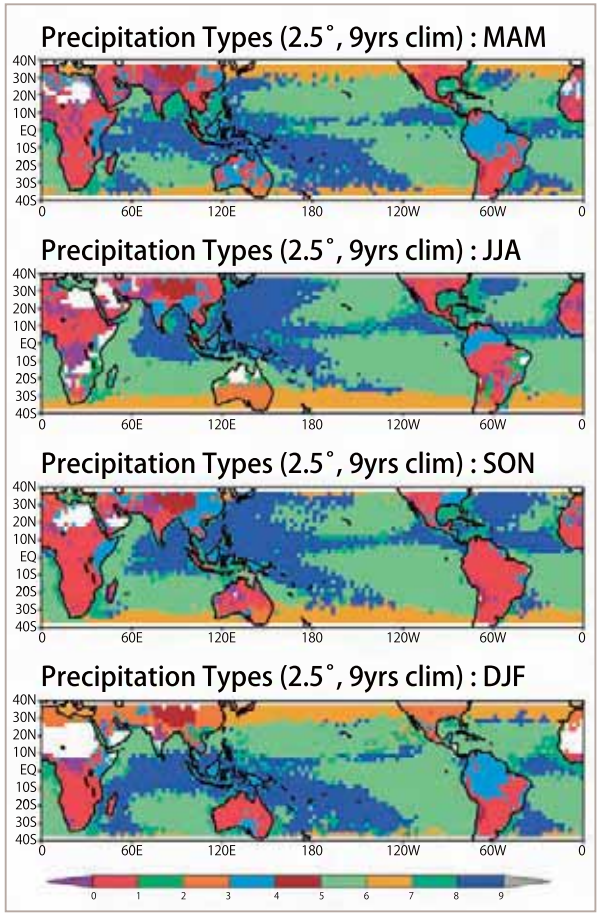
例えば、同じ月間100mm の降水も、1日10mmずつ10日間降る場合と、集中豪雨的に数時間で降ってしまう場合とでは、災害という面でも水資源という面でも意味合いが全く異なってくる。ここではそのような雨の降り方やそれを決定する要素を「降雨特性」と呼ぶことにする。降雨特性は、降雨の強さや持続時間の他に、降雨の高さや雲微物理、降雨をもたらす気象現象（夕立、台風、低気圧など）の相違などによって表現されるといえる。

降雨に関するグローバルな情報としては、従来、水平の降雨量分布や強度分布くらいしか得られなかったが、TRMMは、同一の衛星に降雨に関連する5つの異なるセンサーを搭載しているために降雨システムに関する多角的なデータを得ることができる。このことは降雨特性の解析にとってたいへん有効である。例えばPRとLISによる降雨量と発雷の比(Rain-yield per flash: RPF, Takayabu, 2006)を指標として降雨特性をグローバルスケールで捕らえることが可能となった（第2-4節）。TRMM 衛星は太陽非同期であり統計的に降雨の日周変化が観測できる。日周変化からも降雨特性を示す面白い結果が多く出されている(第2-3節)。

TRMM/PRによる降雨の3次元構造データにより、降雨特性に関する情報を得られるようになった。例えばHirose and Nakamura (2002) は、降雨の鉛直プロファイルの違いを利用して、インドモンスーンの降雨の鉛直構造がオンセット期と最盛期とで大きく変化することを直接示すことに成功した。また対流性の雨と層状性の雨の区別（第3-3節）は降雨特性のひとつの大きな視点といえる。対流性の雨と層状性の雨で、地（海）表面から水蒸気として持ち上げられる潜熱（第1-1節）が大気のどの高さを加熱するかが異なるため、降雨特性の違いは大気の循環に大きな違いをもたらすからである。Takayabu (2002)では、PRデータを用いて赤道域の対流雨と層状雨の平均的な日周変化を海陸で比べ、海陸で顕著に異なる特性を示している。

このようなグローバルな降雨特性を統計的に表す手法の開発とそれによる気候学的な研究は、“precipitation system climatology”や“precipitation feature climatology”と呼ばれ、近年、活発に研究が行われている。Nesbitt et al. (2000)、Nesbitt and Zipser (2003)、Nesbitt et al. (2006)はPRとTMIのデータを使用して、ひとつひとつの連続した降雨域をwithout ice scattering（浅い対流雨）、ice scattering（深い対流雨）、MCS（組織化した大規模雨）の3つに分類して降雨特性を表現し、降雨特性の日周変化や発雷数を考慮した地球スケールの降雨特性解析を行っている。

高薮（東京大学）らの研究グループは気候学的な視点から、降雨をもたらす主要な降雨現象タイプの特定を行った。片山 (2004) は、TRMM PR の観測軌道に沿って約100km 四方のメソスケールのボックス領域ごとに降雨特性統計値を求め、その値を利用して3ヶ月毎の2.5 度格子において卓越する降雨タイプを調べた。ここで利用した降雨特性統計値は、各



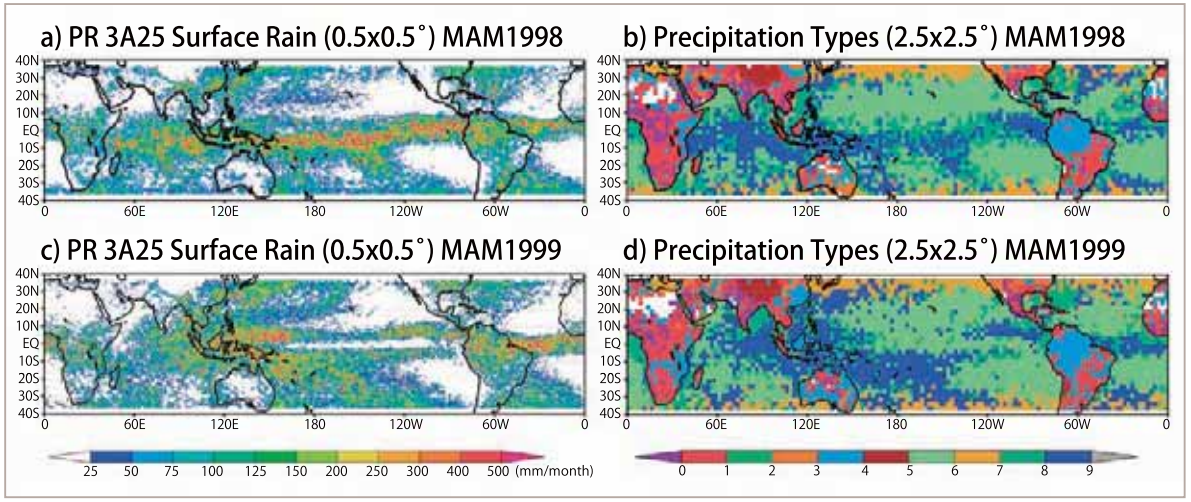
図❶ 1998年3月～2007年2月のPRとLISのデータを用いて季節ごとにTK-RPF法にもとづいて降雨タイプを分類して得られた分布図

陸上で6種類(0. Severe Thunderstorm, 1. Afternoon Shower, 2. Shallow Rain, 3. Extratropical Frontal Systems, 4. Organized Systems, 5. High Land Rain)、海上で4種類(6. Shallow Rain, 7. Extratropical Frontal Systems, 8. Transition Zone, 9. Organized Systems)。降雨頻度が少ないために欠損としている領域を白色で表す。

ボックスにおける降雨面積(Area)、層状性降雨面積比(Stratiform Pixel Ratio:SPR[%])、層状性降水量比(Stratiform Rain Ratio:SRR[%])、降雨強度(Rainfall Strength:RS[mm/h])、降雨頂高度(Rain Top Height: RTH[km])である。Takayabu et al. (2008)はPRから得た5つのパラメータ(Area, SPR, SRR, RS, RTH)と、PRとLISから得たパラメータ(RPF)を用いることで、降雨タイプを分類する手法(TK-RPF)の開発を行った。第2-4節で示すように、雷情報を用いたRPFの値はある種の降雨特性をよく表現するため、降雨タイプ分類に有効であった。この手法は、陸上で6種類(0. Severe Thunderstorm, 1. Afternoon Shower, 2. Shallow Rain, 3. Extratropical Frontal Systems, 4. Organized Systems, 5. High Land Rain)、海上で4種類(6. Shallow Rain, 7. Extratropical Frontal Systems, 8. Transition Zone, 9. Organized Systems)に分類する。このTK-RPF法は、第4-4節で紹介されている日本における降水マップ開発(GSMaP)の降水物理モデルにも利用されている(岡本, 2007; Kubota et al., 2007)。

図❶は、1998年3月～2007年2月のデータを用いて季節ごとにTK-RPF法にもとづいて典型的な降雨タイプを抽出した結果である。季節によって、卓越する降雨タイプが変化している。冬半球中緯度では、中緯度の降雨タイプ(3,7)がひろがっているが、夏半球中緯度では見られない。また海上で、亜熱帯高気圧がひろがっている領域で浅い雨(6)が卓越している一方、降雨量が多い領域で広域海上の組織化した雨(9)がひろがっている。特にメキシコ湾上で、海上で発雷数が多い降雨である遷移域(8)がひろがっている。

図❶は平均的な季節変化を示したが、年々変動も調べることができる。図❷は、1998年と1999年の3～5月で比較したものである。第3-2節で述べるように、1998年3～5月はエルニーニョ、1999年の3～5月はラニーニャの時期にあたる。エルニーニョのときに赤道中央太平洋で降雨量が増加し、ラニーニャのときに西太平洋で降雨が増加する傾向がこれまでよく知られている。この特徴はPRから観測した降雨量の図である図❷aと図❷cにおいても示されている。さらにこの降雨タイプ分類の解析によって、降雨量の位置が変わっただけではなく、発雷数が多い降雨である遷移域(8)がエルニーニョのときに増えていることがわかる。このように、単に降雨量の多い地域がわかるだけではなく、エルニーニョによって降雨特性も変化していることが、TRMMの複数センサを組み合わせたデータによって明らかになった。



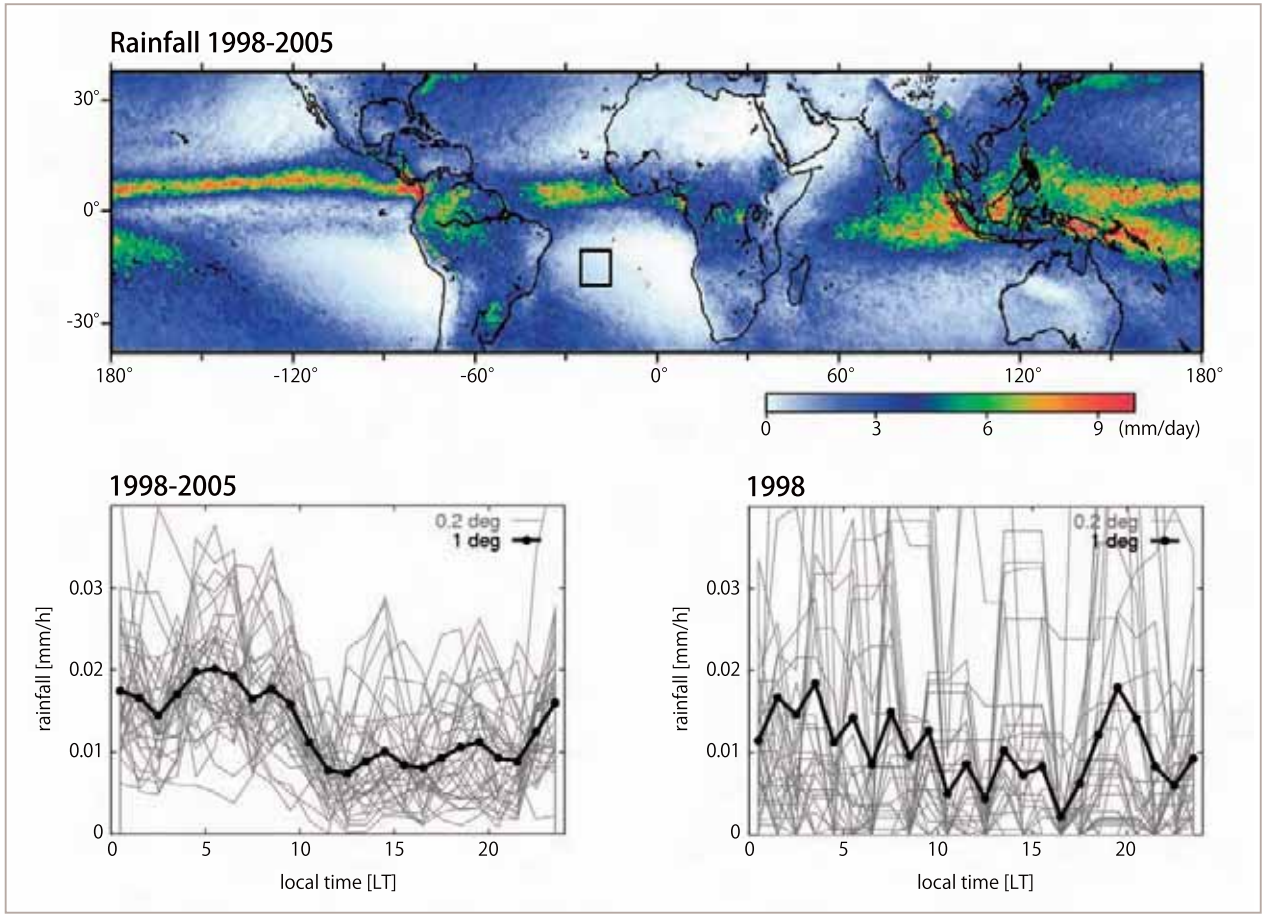
図❷ 1998年3～5月(a, b)と1999年3～5月(c, d)の降水量(a, c)と降雨タイプ分類(b, d)
降雨タイプ分類は図❶と同様。

日周変化

熱帯ではよくスコールが午後から夕方にかけて降る、と言われる。実際、東南アジアへ旅行をするとスコールに良く遭う。スコールは数時間で終了するので、スコールが来ても人々は建物などで雨宿りをしている。日本では雨が降りだすとしばらくは止まないので傘をさして歩き出す。このようなことでも熱帯域の雨と中緯度の雨の差が現れる。TRMMは太陽非同期の軌道をとっているので、世界の各地を異なった地方時で観測する。このため、沢山のデータを積み上げることにより世界の降水の日周変化をみることができる。この日周変化は陸上と海上とでは大きく異なる。陸上では地面が日射により暖められることが主要因で雲・降水システムが立ち上がるが、海上では海の大きな熱容量のため海面温度がせいぜい１度程度しか変わらないため、降水の日周変化はほとんど表れない。

TRMMではレーダとマイクロ波放射計が降水の直接観測に使われる。マイクロ波放射計は海面と地面からの熱放射が大きく異なっていることが原因で、降水強度推定精度に大きな差がある。これに対してレーダはその差がほとんど無い。その一方、マイクロ波放射計は観測幅がレーダの約３倍あり、その結果観測頻度が３倍あり、マイクロ波放射計によるデータの方が統計的には精度がある。このため、レーダを参照してマイクロ波放射計の精度を上げることが行われた。

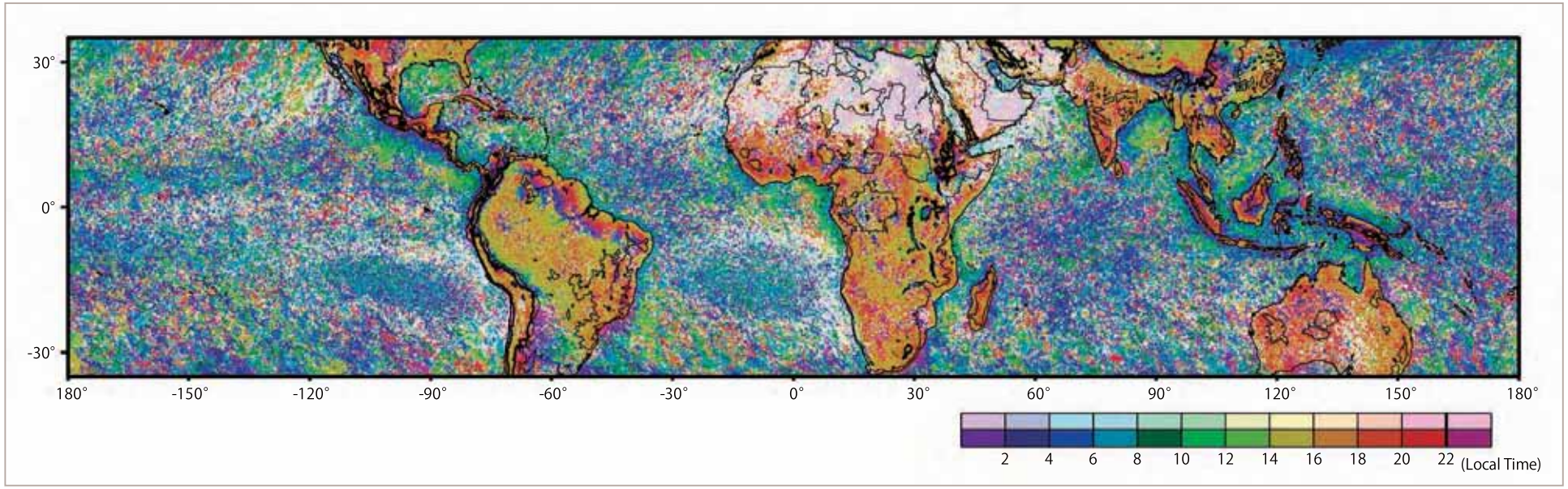
図❶はレーダによる降水の日周変化の例である。場所は南太西洋である。長期のデータの積み重ねにより、海上にも関わらず降水の日周変化が明瞭に現れている。図❷はTRMMマイクロ波放射計による降水の日周変化の世界分布である。色は地方時と表してお



図❶ 降雨レーダ(PR)による降水の日周変化

上図は1998-2005年の世界の降水分布。南大西洋にある四角の領域の日周変化特性が下に示されている。
下図は1998-2005年の８年間のデータによる降水(左図)と1998年のみのレーダデータによる海上降雨(右図)の日周変化特性。
横軸は地方時、縦軸は平均降雨強度。太い実線は１度グリッド平均、薄い細線は0.2度グリッド平均。

り、暖色は午後の雨を、寒色は午前の雨を示している。長期のデータ蓄積により滑らかな結果となっている。熱帯域では陸上で午後の雨が多いこと、陸に近い海では午前の雨が顕著であること、またブラジルの熱帯の東域などで、色がグラデーションになっており、降水の多い時刻がずれていること、がわかる。このような時刻のずれをよく見ると世界各地で見られ、かなり一般的な傾向であることがわかってきている。



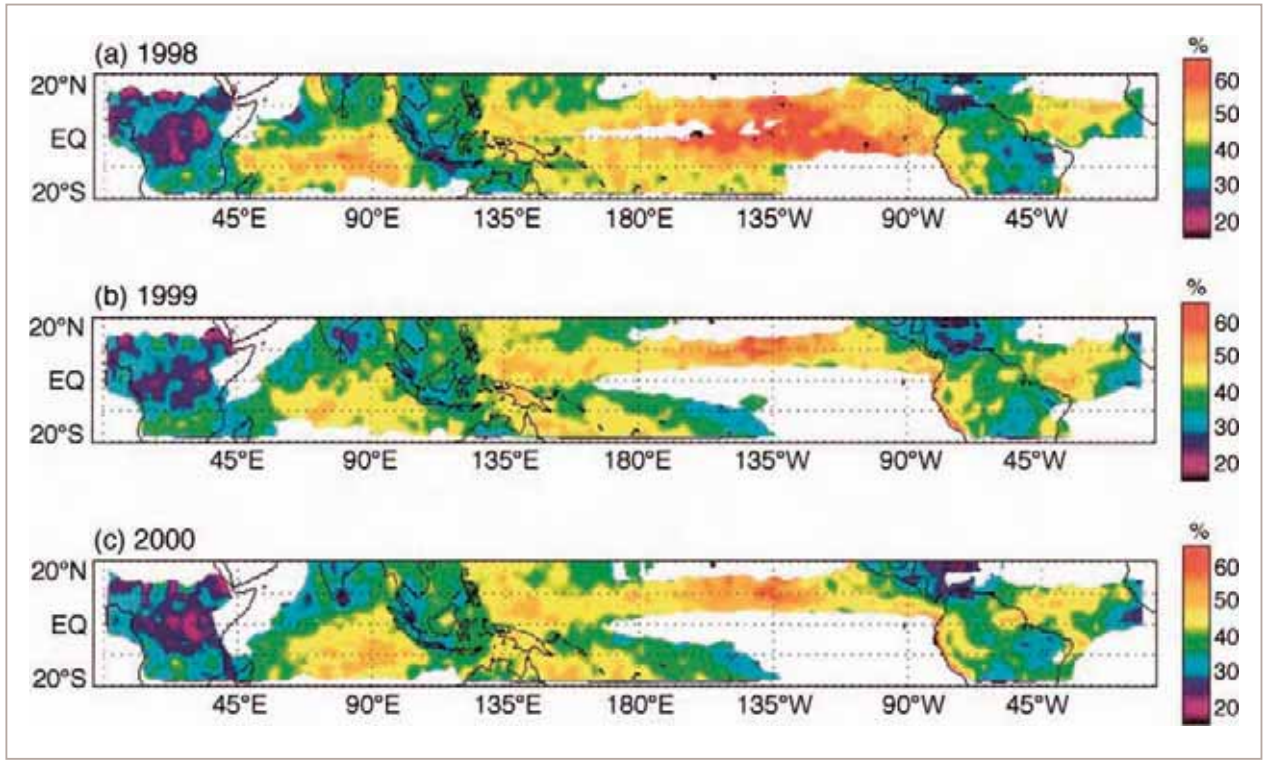
図❷ TRMMマイクロ波放射計(TMI)による降水の日周変化
色は降雨量のもっとも多い地方時を示す。陸上で午後の雨(暖色系)、海上で午前の雨(寒色系)が多いことがわかる。

大気大循環と降水システム

雨と潜熱

熱帯域における層状性降雨の重要性認識は、GATE域（東大西洋）における総降雨量の約40%を層状性降雨が占めるという観測(Cheng and Houze, 1979)によってもたらされた。Houze (1982) は、GATEの観測に基づく概念モデルによって、層状性降雨に伴う潜熱加熱プロファイルが上層の加熱と下層と冷却で特徴づけられることを示し、下層に加熱をもつ対流性潜熱加熱プロファイルと足し合わせると全体では上層で加熱が大きいtop-heavyなプロファイルとなることを示した（第1-1節参照）。概念モデルによって示された層状性潜熱加熱プロファイルの特徴は、WMONEX（東シナ海）のゾンデ観測によって確認された(Johnson and Young, 1983)。Hartman et al. (1984) は、対流性潜熱加熱プロファイルと層状性潜熱加熱プロファイルを足しあわせたtop-heavyな潜熱加熱プロファイルが、対流性潜熱加熱プロファイルに比べて、現実的なウォーカー循環を生み出すことを簡単化したグローバルモデルによって示し、熱帯の大気大循環が潜熱加熱プロファイルに敏感であることを示した。

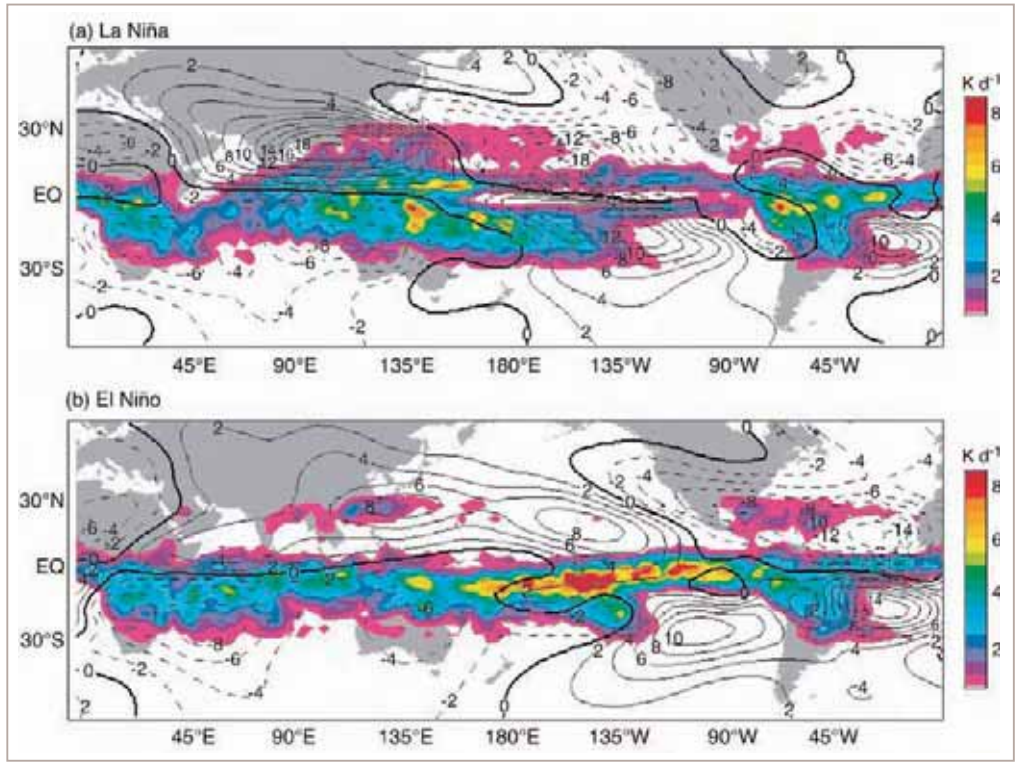
GATEの観測以降、熱帯域における層状性降雨量比が調べられてきたが、期間・領域が限られていた。高精度で対流性・層状性降雨の分類することができるPRの出現によって、層状性降雨量比をグローバルに調べることが可能となった。Schumacher and Houze (2003) は、熱帯中央太平洋上のPR層状性降雨量比が、1998年エルニーニョ期に非常に大きいことを示した（図❶）。Schumacher et al. (2004) は、PR層状性降雨比からConvective Stratiform Heating (CSH) アルゴリズム（Tao et al., 1993; 第1-1節参照）と同様の手法を用いて算出した潜熱加熱プロファイルを簡単化した大循環モデルに入力し、エルニーニョ期とラニーニャ期の大気応答の違いを調べた。ラニーニャ期の東南アジア上空で見られる高気圧性の渦が、エルニーニョ期には弱まって太平洋全体を覆うように広がり、中央太平洋上空の低気圧性の渦は見られなくなる（図❷）。図❸は、エルニーニョ期のPR降雨量に対し、層状性降雨比を変化させて算出した潜熱加熱に対する大気応答の赤道上鉛直断面図である。層状性降雨量比を水平一様に40 % から 70 %と増加させると、循環の中心は上方に移って強くなるが、上昇流と



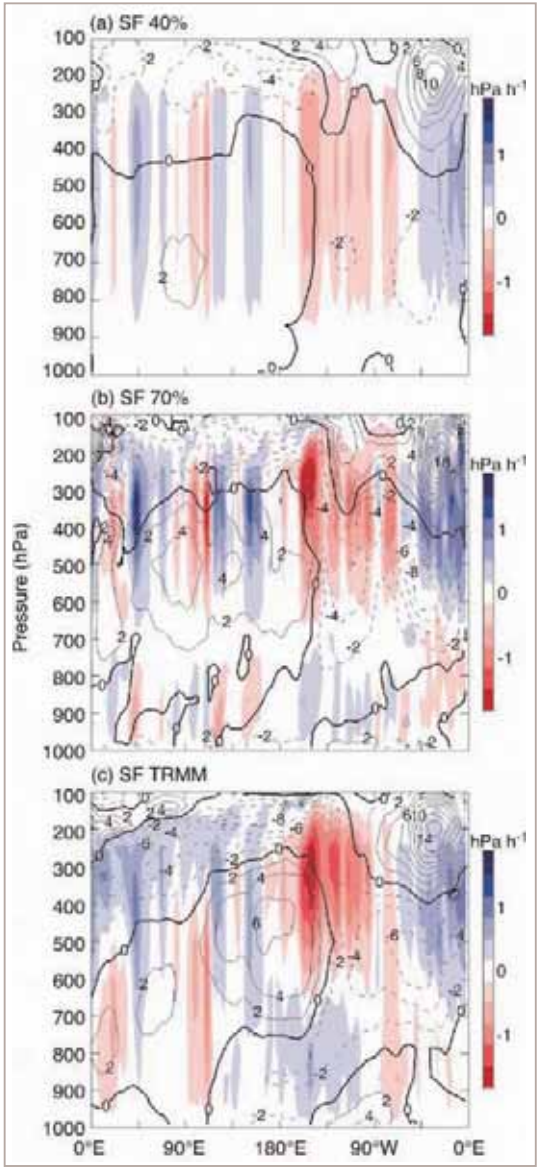
図❶ 年平均のPR層状性降雨量比(%)
(a)1998年、(b)1999年、(c)2000年 (Schumacher et al., 2003)

下降流が高度方向に並んで存在している。一方、PRによる層状性降雨量比の観測値を用いると、循環が傾くなど複雑な構造を持つようになり、熱帯の大気大循環にとって層状性降雨量比の水平変化が重要であることがわかる。

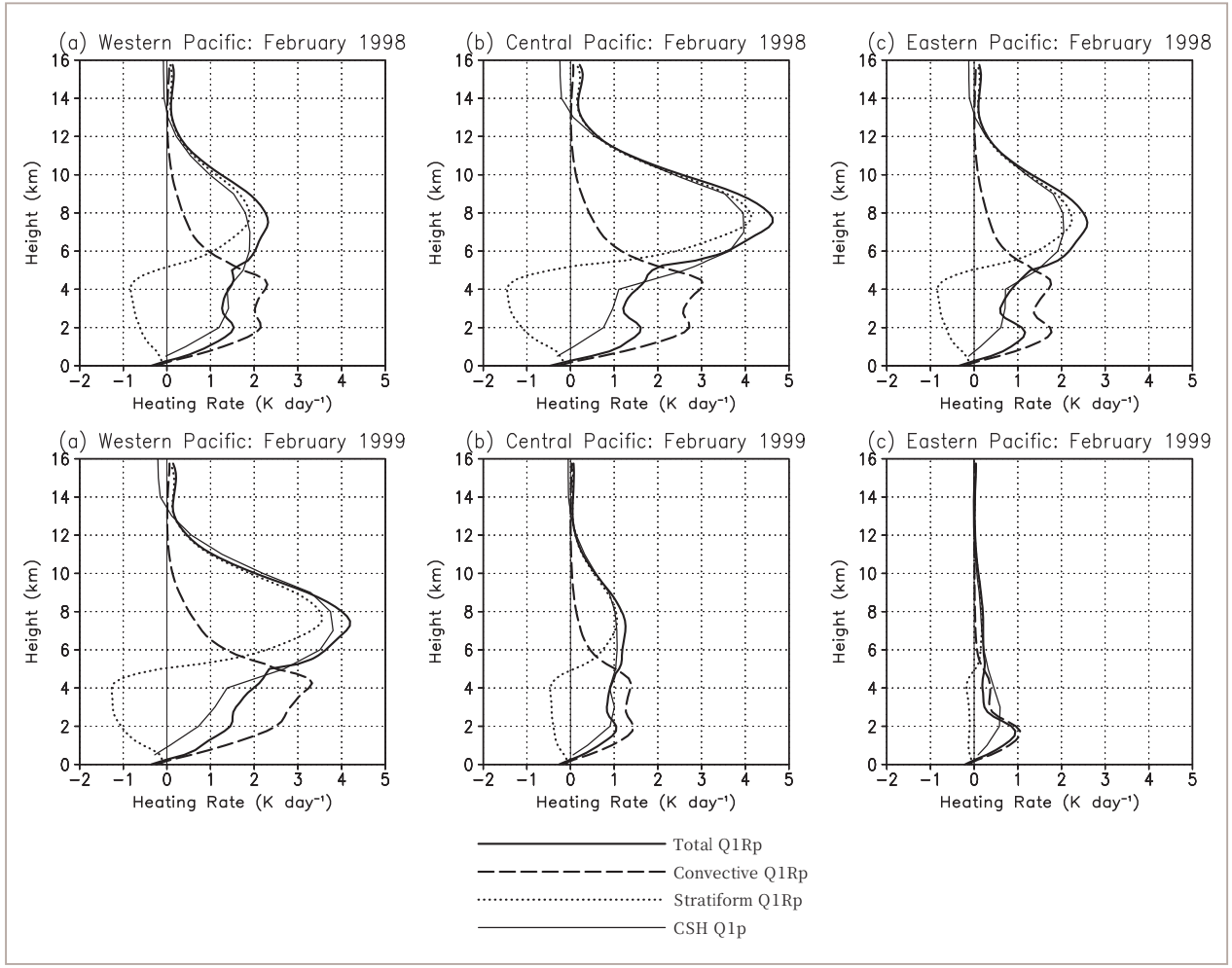
CSHアルゴリズム（Tao et al., 1993; 第1-1節参照）と同様の手法を用いているSchumacher et al. (2004)は、層状性降雨量比の水平変化を考慮に入れているが、対流性潜熱加熱プロファイルの水平変化(Houze 1989)を考慮に入れていない。Spectral Latent Heating (SLH) アルゴリズムは、PRによって観測される降水頂を指標の一つとして用いることで、対流性潜熱加熱プロファイルの違いを陽に推定するアルゴリズムである（Shige et al., 2004; 第1-1節参照）。Shige



図❷ 400hPaにおける潜熱加熱（カラー）と250hPaにおける流線関数の擾乱成分（コンター）
(a) ラニーニャ期（1999年1-4月）、(b) エルニーニョ期（1998年1-4月）（Schumacher et al., 2004）

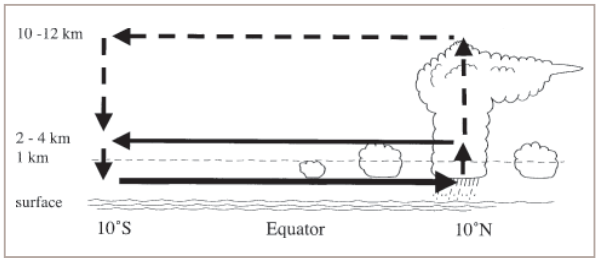


図❸ エルニーニョ期（1998年1-4月）のPR降雨量に対して、層状性降雨比を変化させて算出した潜熱加熱に対する大気応答の赤道上鉛直断面図
(a) 水平一様40%、(b) 水平一様70%、(c)PR観測値。カラーはωを示し、コンターは帯状風擾乱成分を示す。(Schumacher et al., 2004)



図❹ SLHアルゴリズムによって推定された月平均の加熱プロファイル
（上図）1998年2月、（下図）1999年2月、(a)西太平洋、(b)中央太平洋、(c)東太平洋。
実線が全体、破線が対流性、点線が層状性を示す。
比較のためCSHによる推定値（細実線）も示してある。(Shige et al., 2007)

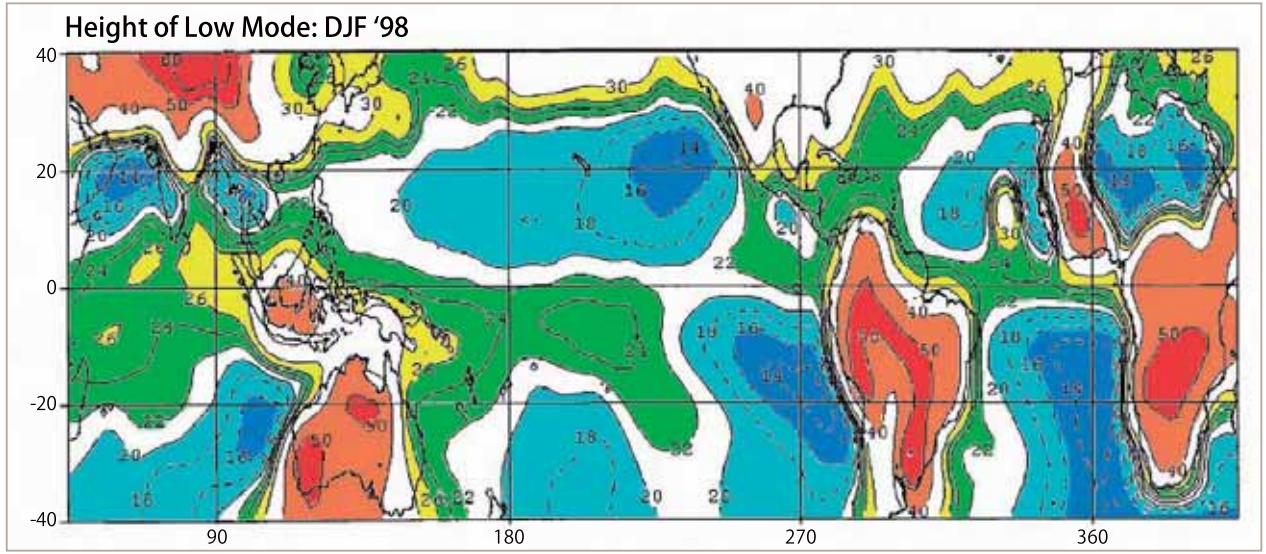
et al. (2007) は、SLH アルゴリズムによってPRデータからエルニーニョ期とラニーニャ期の熱帯太平上における潜熱加熱プロファイルを推定し、潜熱加熱プロファイルが対流性・層状性降雨比だけでなく、対流性潜熱加熱プロファイルの変化に伴って変化していることを示した（図❹）。1999年ラニーニャ期の西太平洋を除いて、高度2km付近に対流性加熱のピークが見られる。このような下層の対流性加熱のピークは、Zhang et al. (2004) によって示された浅い子午面循環と何らかの関係があると思われ、今後、SLH推定値を用いた熱帯大気大循環の研究が期待される（図❺）。



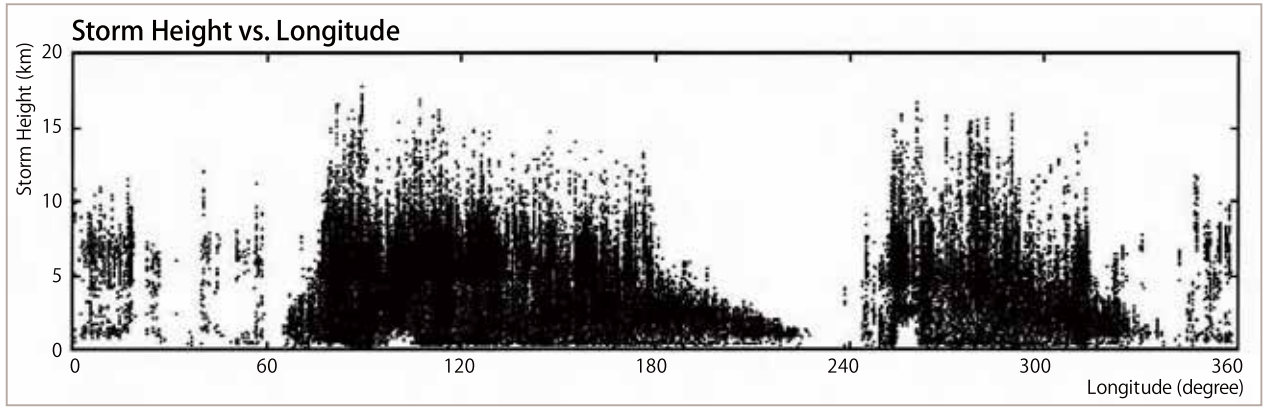
図❺ 東太平洋における深い子午面循環（破線）と浅い子午面循環（実線）の模式図
(Zhang et al., 2004)

浅い対流

通常の降水は高度５km程度の高度から降ってくる。しかし「浅い対流」と呼ばれる背の低い降水システムもある。たとえば冬季シベリア高気圧からの寒気の吹き出し時に日本海に現れる筋状の雲は雨あるいは雪を伴っているがその高度は3km程度である。熱帯・亜熱帯の海洋上にはこの浅い対流が広く広がっている。浅い対流は大きな場としては高気圧の影響下の弱い下降気流の場にある。このようなところでは大気下層では海面からの水蒸気補給があり、対流が立つものの、上空は下降気流があり頭を抑えられて大きく発達することができない。図❶は降雨頂の分布の例を示すが、太平洋の日付変更線の西側では背の高い降雨が多いのに対し、東側では低くまた降雨頂は東にいくにつれてさらに低くなっていることが分る。このような特徴は熱帯西太平洋域を上昇域としてその東西を下降流とするWalker循環と呼ばれる大気循環に伴う上昇域と下降域の差によっている。図❷は緯度35度付近に沿った降雨頂の分布を示すが、この図でも日付変更線の東西で降雨頂が大きく異なっていることがわかる。



図❶ TRMM降雨レーダによる1998年12月－1999年2月（北半球冬季）の浅い対流の分布
数値は降水の平均高度（単位は100m）。主に海上、それも大洋の東海上で浅い対流が多いことがわかる。(Short and Nakamura, 2000)
（画像提供：名古屋大学地球水循環研究センター　David Short客員教授）



図❷ 1998年夏季緯度35度付近の降雨頂の分布
横軸は経度、縦軸は高度(km)。日付変更線（180度）より西側で背の高い降雨が多く、東側では徐々に低くなっていることがわかる。同様の傾向は大西洋（270-340度辺り）でも少しみられる。

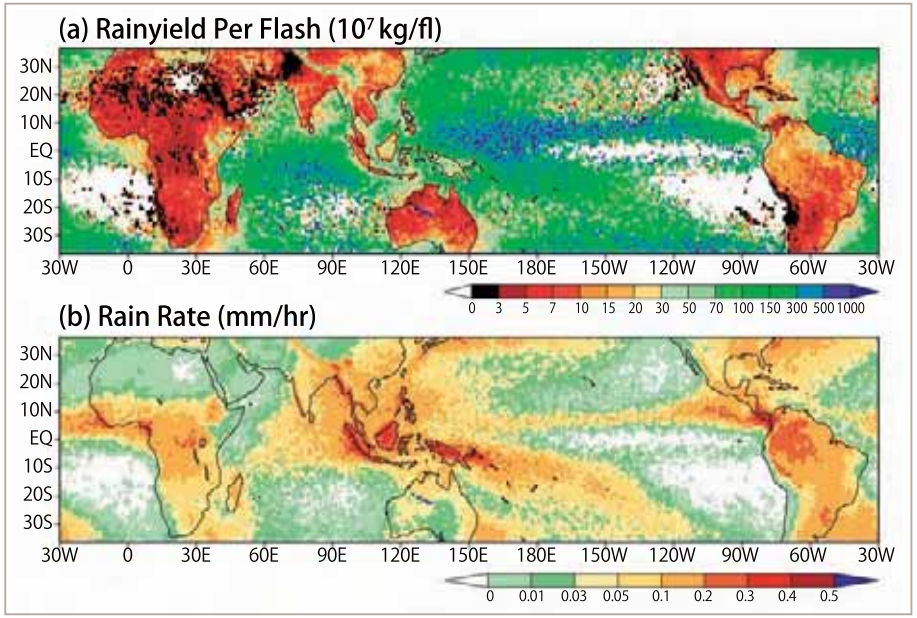
雨と雷から降雨特性を捕らえる

TRMM衛星の降雨観測と雷観測を併用した解析により、降雨量と発雷の比(Rain-yield per flash: RPF)によって表現される降雨特性を考えてみた。古くから降雨特性には大陸性と海洋性の2つの「レジーム」があると言われている。この降雨の「レジーム」の変化はRPF値（kg/flash, 1発雷あたりの降雨量）で表現できると指摘されてきた(Williams et al., 1992; Zipser, 1994; Petersenand Rutledge, 1998)。

TRMMで観測された降雨量や発雷数の分布(宇宙から見た雨，2002参照）を見ると、熱帯の降雨量分布にはさほど顕著な海陸分布はみられず、発雷分布には海陸差が大きい。しかし発雷数は実は降雨量そのものに依存してしまうため、降雨の「特性」を表現するには、いわば発雷数で規格化した降雨量であるRPFが有効である。TRMMはPR、TMIとLISを同じ衛星に搭載し、初めて降雨量と発雷数という2つの量についてほぼ同時の観測を実現した。

下の図は、TRMM PRが観測した8年平均の降雨量分布である。南北10度付近には、いわゆる熱帯収束帯とよばれる東西に帯状に伸びた海洋上の多雨域と、大陸上の多雨域とがほぼ連続して存在する。一方上の図は、TRMM観測域における3年平均のRPF値分布を示す(Takayabu, 2006)。こちらの値では、まず非常に顕著な海陸コントラストが見られることがわかる。アフリカ赤道域とITCZ域とでは、RPFに一桁以上の差がある。次に気づくのは、大陸周辺の約1000kmの海洋上に薄緑色のいわば「遷移領域」が見られることである。さらによく見ると、陸上においてもアマゾン域やアジア域等のモンスーン域では、RPFが中間的な値（黄色～オレンジ）をとっていることがわかる。モンスーン域の雨は、乾季にはRPFが小さく非常に大陸的になるのに対し、雨季にはRPFが大きく海洋的になる。そのため、年間平均ではモンスーン域のRPFは中間的な値を示すのである。海上の遷移領域の存在理由はまだわかっていない。候補としては、大陸周辺の海洋上は大洋上に比べてエアロゾルの濃度が高いとする「エアロゾル説」もあげられるが、一方で、沿岸で発生したスコールライン状の降雨システムが1000kmスケールの距離を沖に向かって進む現象も観測されており、このような陸域の特性を備えた降雨システムの伝播が原因である可能性も高い。

雨と雷の同時観測によるRPFのグローバルな分布を示したのは図❶が初めてである。これにより遷移領域の存在や広がりを顕著に捕らえることができたことは、マルチセンサー搭載衛星観測ならではの成果である。

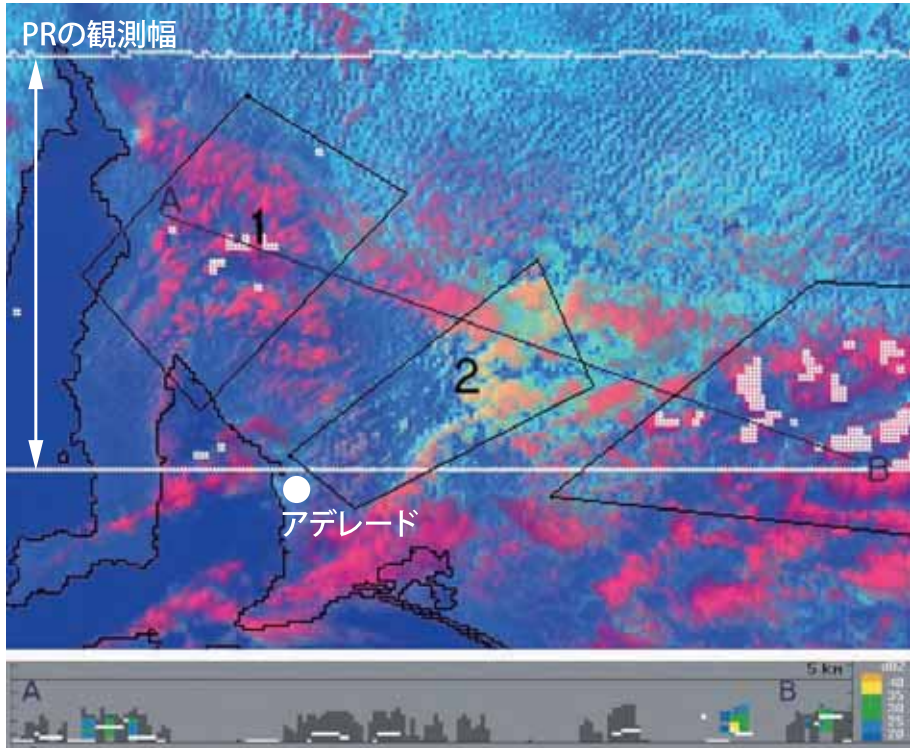


図❶ TRMMのPRおよびLIS観測から求められた(a)3年平均の降雨／発雷比(RPF, 単位 10^7 kg/fl)、および(b)8年平均降雨率全球分布(北緯36°-南緯36°)
赤系の色は雷の多い性質の雨、青系は少ない雨を示す。海陸の降雨特性の違いが顕著である。

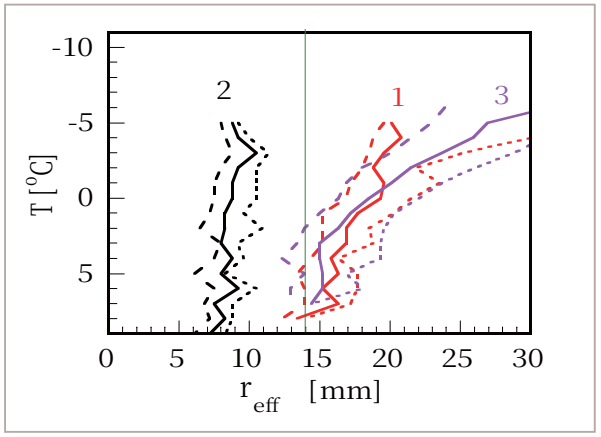
Section 2-5
降水への人間活動の影響

Rosenfeld (1999) は TRMM 搭載の VIRS、TMI、PR のデータを組み合わせて解析することにより、オーストラリアの大都市であるアデレードの風下地帯で、同量の水分を含んだ雲があるにもかかわらず、工業地帯周辺でエアロゾルが多く存在すると思われる地域では雨が降っておらず、その周りの地域では雨が降っているという事例を見つけた（図❶）。彼はこの原因をエアロゾルの数が多いときには細かな雲粒が多量に作られ、その大きさが降雨を生じさせるために必要な臨界半径にまで成長しないことであると考え（図❷）、人間活動により発生するエアロゾルが降雨の発生を抑制する可能性を示した（図❸）。

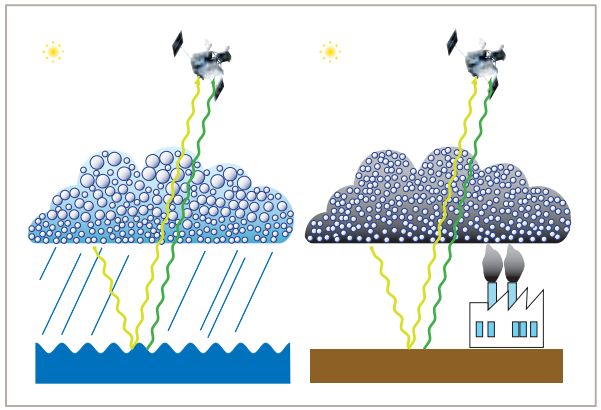
また、Bell et al. (2008)はTRMMの長期データから、降雨量や降雨頂高度の曜日依存性を調べ、米国東海



図❶ 雷及び大気汚染による降雨の抑制
上図：雲粒の大きさが大きいほど赤く色を付けている。アデレードの風下に当たる領域２では雲粒の大きさが小さくなっている。白で示されているところはPRで観測された雨域。
下図：直線A-B間における雲頂高度とPRにより観測された降水からの反射強度（レーダ反射因子）
（画像提供：ヘブライ大学 Daniel Rosenfeld 教授）



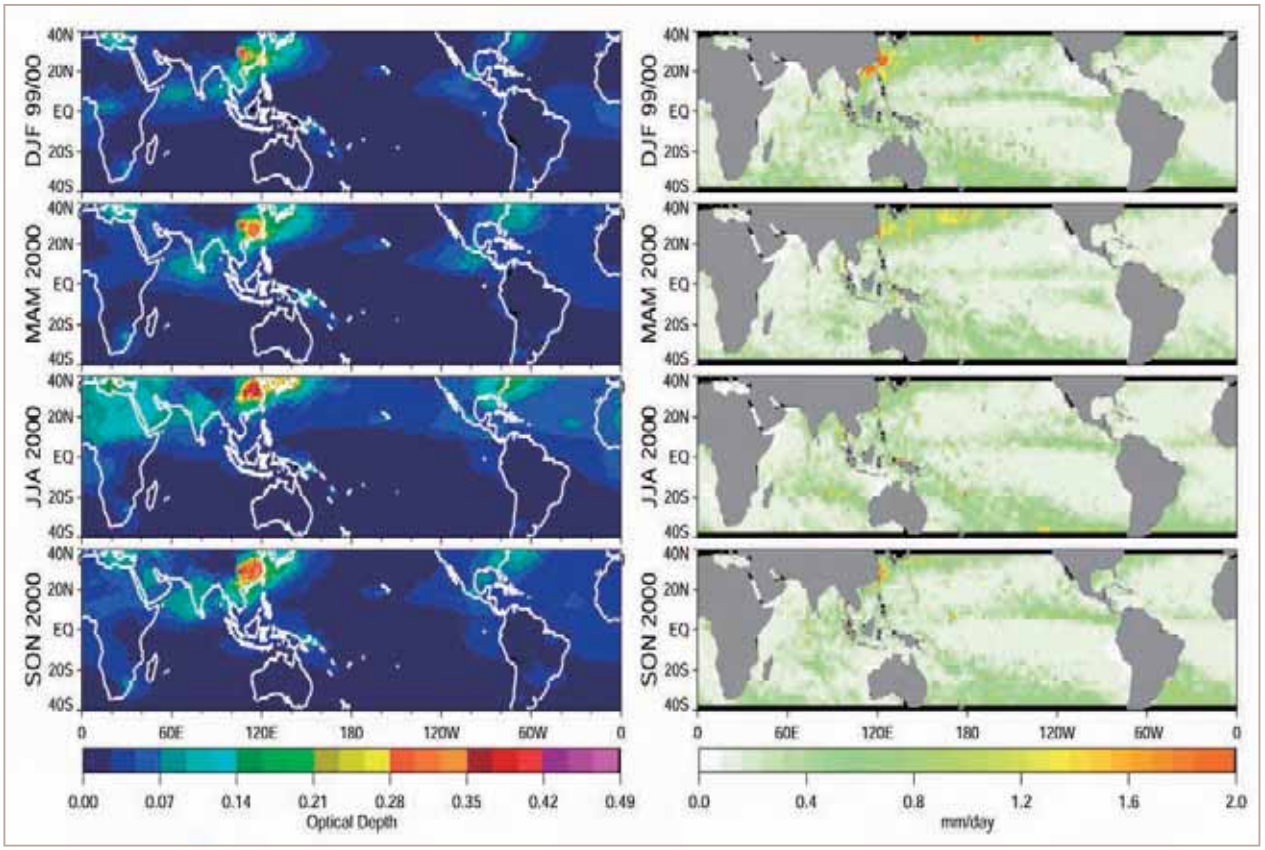
図❷ VIRS の観測データから推定された三つの領域における雲の粒径とその温度。
温度は高度に対応する。汚染領域（領域２）では雨滴形成のしきい値（14ミクロン）に達していない（画像提供：ヘブライ大学 Daniel Rosenfeld 教授）。



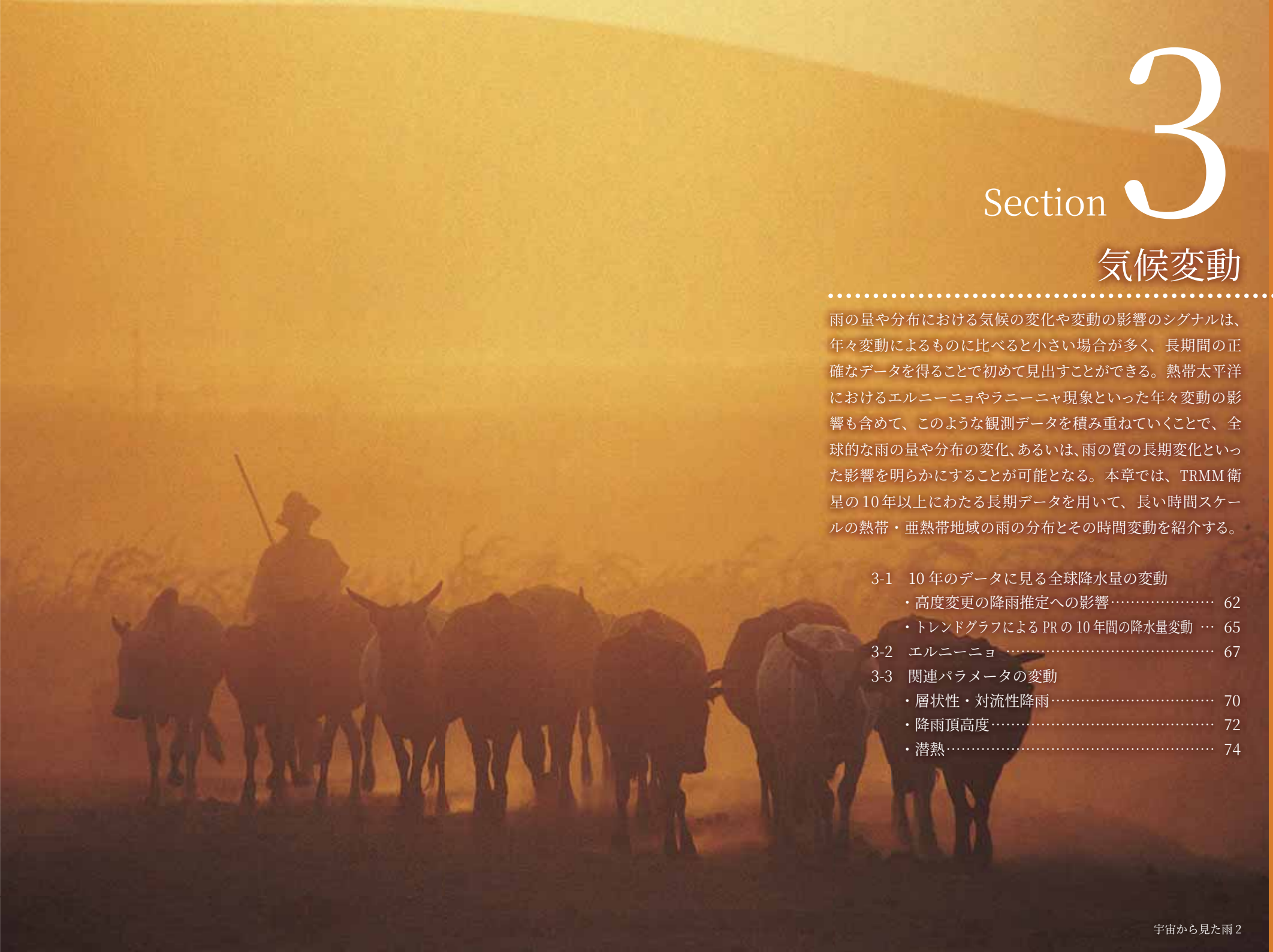
図❸ エアロゾル濃度による雲粒子の成長の違い
清浄な大気では雲粒が成長し降水をもたらす（左図）。
汚染物質（エアロゾル）が多いと雲粒が雨粒に成長しない（右図）。

岸の都市周辺では統計的に有意な依存性があることを示した。例えば、米国中部では、午後の雨が週日には多く、週末には少なくなる傾向が見られる。降雨頂や雷の発生回数にも同様の差が見られる。これは、人間活動により発生するエアロゾルが雲核となり雲の発生や対流活動を助けているためと考えられている。また、米国東海岸沖では、朝昼共に週末に雨が増える傾向が見られる。

Berg et al. (2006)は東シナ海からその東方にかけて、TMIとPRの降雨判定および降雨強度推定値が大きく異なる場合が多いことを見つけた（図❹右）。その理由として、この海域は中国で発生したエアロゾル濃度の非常に高い領域であり、TMIでは雨と判定されるほどの水の量が観測されているが、それらの水が大量のエアロゾルのために十分な大きさの水滴にはならず、落下しない雲の状態で多くの水を含んでいるか、非常に小粒の雨粒でありレーダでは観測されにくいためとの推定を行っている（図❹左）。



図❹ エアロゾル濃度の分布と、PRとTMIによる降雨検出の違いとの関係
左図：MODISデータから得られたエアロゾル分布（光学的厚さ）
右図：PRでは雨なし、TMIでは雨ありと判定された場合のTMIによる降雨強度の推定値
（画像提供：コロラド州立大学 Wesley Berg博士）



Section 3

気候変動

雨の量や分布における気候の変化や変動の影響のシグナルは、年々変動によるものに比べると小さい場合が多く、長期間の正確なデータを得ることで初めて見出すことができる。熱帯太平洋におけるエルニーニョやラニーニャ現象といった年々変動の影響も含めて、このような観測データを積み重ねていくことで、全球的な雨の量や分布の変化、あるいは、雨の質の長期変化といった影響を明らかにすることが可能となる。本章では、TRMM衛星の10年以上にわたる長期データを用いて、長い時間スケールの熱帯・亜熱帯地域の雨の分布とその時間変動を紹介する。

3-1　10年のデータに見る全球降水量の変動
・高度変更の降雨推定への影響…… 62
・トレンドグラフによるPRの10年間の降水量変動 … 65
3-2　エルニーニョ …… 67
3-3　関連パラメータの変動
・層状性・対流性降雨…… 70
・降雨頂高度…… 72
・潜熱…… 74

10年のデータに見る全球降水量の変動

高度変更の降雨推定への影響

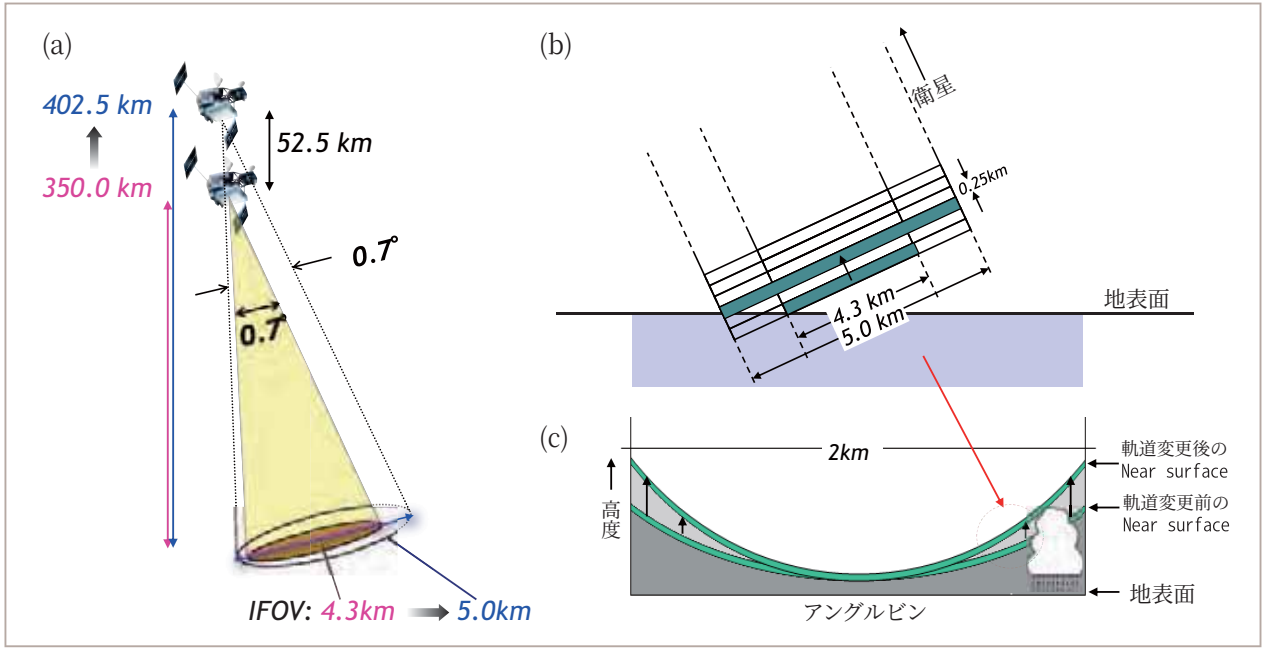
TRMMは10年以上に渡る観測データを蓄積しているが、長期的な変動を検出する上でデータの均質性は重要な問題である。TRMMは2001年8月に観測期間を延長することを目的として、軌道高度を350kmから402.5kmに上昇させている。PRのハードウェア仕様の制約上、高度変更した場合、PRの推定降雨量への影響は避けられない。そこで本節では、軌道高度変更によるPRの推定降雨量への影響を定量的に見積もる。降雨推定に影響する要因として主要と考えられるのは、1) 感度低下、2) フットプリントサイズの増加、3) 送受信ビームの不一致の3点である。

感度低下の影響

レーダ受信電力は、レーダからの距離の2乗に反比例ので、デシベル表示では、20log(402.5/350) = 1.21(dB) から、1B21プロダクトに収録される同じ降雨からのエコーの受信電力が1.21dBだけ小さくなる(図❶a)。ノイズレベルは高度変更前と変わらないので、高度350kmのときには検知できていた弱い雨からの受信電力はノイズレベル以下となり、受信できなくなることがある。高度変更前のデータを用いて、ノイズレベルをそのままに、受信電力値を1.21dB減少させたシミュレーションデータにより、降雨強度推定への影響を見積もったところ、0.50%減少するという結果が得られた。

フットプリントサイズの増加と送受信ビームの不一致の影響

高度変更してもビーム幅は変わらないので、衛星高度が上昇したことで、フットプリントサイズは4.3kmから5.0kmに増加する（図❶a)。そのため真下方向以外の観測においては、より高い高度にまで地表面クラッタの影響が出る(図❶b, c)。2A25プロダクトには、この影響が及ばないと考えられるレンジビンで最も地表面に近い点の降雨強度をNear Surface Rainとして、またこのNear Surface Rainから地表面での降水強度を見積もったものをEstimated Surface Rainとして収録している。通常このEstimated Surface Rainを地表面降雨強度として利用している。降雨強度は一般には高度とともに減少するため、1) Near Surface Rainとして推定される降雨強度が弱くなる、2) 高度変更前

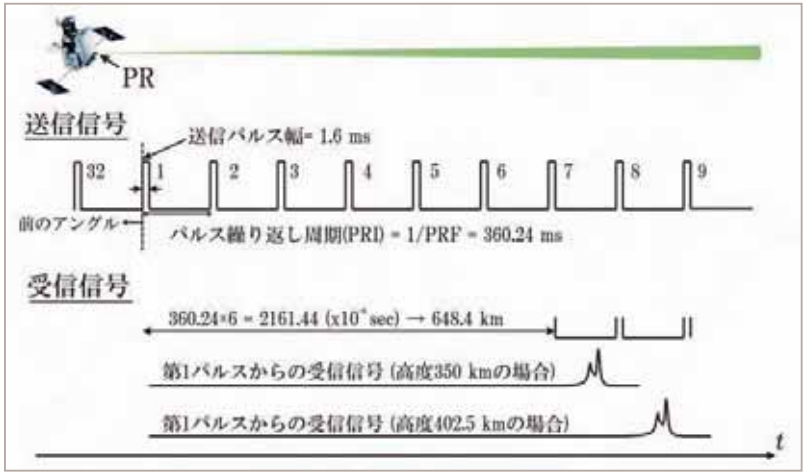


図❶ 高度変更によるPR観測への影響の概念図
(a) 高度が変化したときのフットプリントサイズの拡大。
(b) フットプリントサイズが増えたことによる、地表面クラッタの影響高度上昇の説明。
(c) Near Surface Rain 位置上昇と低い降雨の検出。

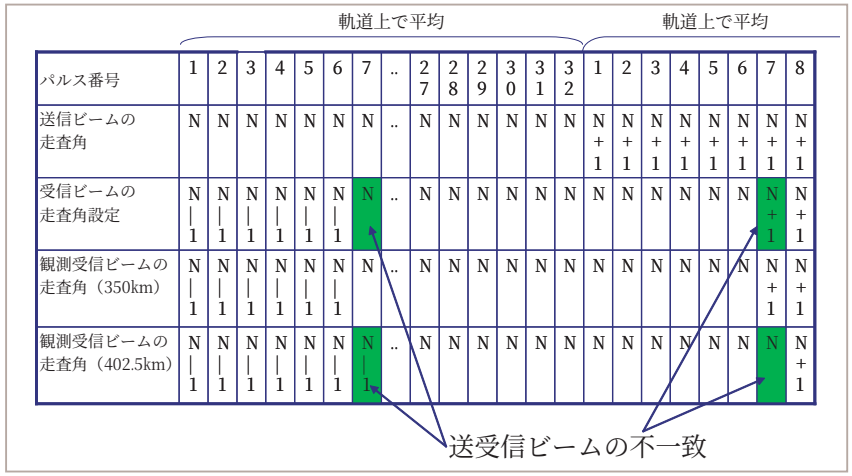
は観測可能であった背の低い降雨の検出率が下がる、という影響が出る（図❶c）。

PRのパルスの送受信タイミング概念図を図❷に示す。PRでは13.8GHzのパルス波を送信し、衛星進行方向に直角方向の±17°の範囲を0.71°毎の観測角度ビンに分割して、49ビームを1スキャンとして走査している。各ビーム方向で32パルス、49ビームで合計1568パルスを1スキャンの間に等間隔で発射している。衛星高度が350kmの場合には、各ビームにおいて1発目の送信パルスからのエコーは7発目と8発目の送信パルスの間で受信される。そのため、受信ビーム方向の切り替えは、送信ビーム方向の切り替えに対して6パルス間隔分だけ遅れて行われるように設計されている。衛星高度を402.5kmに変更することにより、地表付近からのエコーは、6パルス間隔分ではなく7パルス間隔分だけ遅れたところに現れるようになった。（すなわち、1パルス間隔の遅れに相当するだけの高度変更が行われた。）送信ビームと受信ビームの切り替えのずれの間隔（6パルス間隔）およびパルスの繰り返し周期は固定であり、変更はできない。このため、軌道変更後は送信ビームと受信ビームの方向が一致しない場合（ビームミスマッチ）が、32発につき1発の割合で生じる（図❸）。PRは1ビーム32発分のエコーを軌道上で足し合わせ、その平均値のみを地上に降ろしている。ビームミスマッチの補正は1B21アルゴリズムの中で行われている(Takahashi and Iguchi, 2004)が、その補正は一様に変化する雨を仮定しているものである。地表面エコーが混ざるエコーに関してはこの仮定が良い近似ではなくなるため、その補正については問題が残っている。その結果、地表面付近の降水に対して、スキャンの後半に降水強度が弱くなる傾向が発生する。

高度変更前後の2000年/2002年の各1年間において、2A25バージョン6の直下付近のEstimated Surface Rainを基準として、各アングルビンでのEstimated Surface Rainとの差の比率を欠損率として表現している。この図から、走査端に近いほど降水量が減少する傾向があり、おおよそ高度変更後にその傾向が大きくなっていること、高度変更後のデータで左右非対称に傾向があることがわかる（図❹a）。但し、直下から走査端に向かって、単純に欠損率が増加（降雨量が減少）するわけではなく、高度変更前後とも直下から少し離れたアングルで減少（降雨量が増加）する傾向にある。これは2A21の地表面散乱断面積の見積もりに入射角依存性の問題があり、強い降水に対する



図❷ PRのパルスの送受信タイミングの概念図



軌道上で平均　軌道上で平均

パルス番号	1	2	3	4	5	6	7	..	27	28	29	30	31	32	1	2	3	4	5	6	7	8
送信ビームの走査角	N	N	N	N	N	N	N	..	N	N	N	N	N	N	N+1	N+1	N+1	N+1	N+1	N+1	N+1	N+1
受信ビームの走査角設定	N-1	N-1	N-1	N-1	N-1	N-1	N	..	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N+1	N+1
観測受信ビームの走査角（350km）	N-1	N-1	N-1	N-1	N-1	N-1	N	..	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N+1	N+1
観測受信ビームの走査角（402.5km）	N-1	N-1	N-1	N-1	N-1	N-1	N-1	..	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N+1

送受信ビームの不一致

図❸ 高度変更前後のPRのパルスの送信タイミングと受信タイミングのずれの解説図

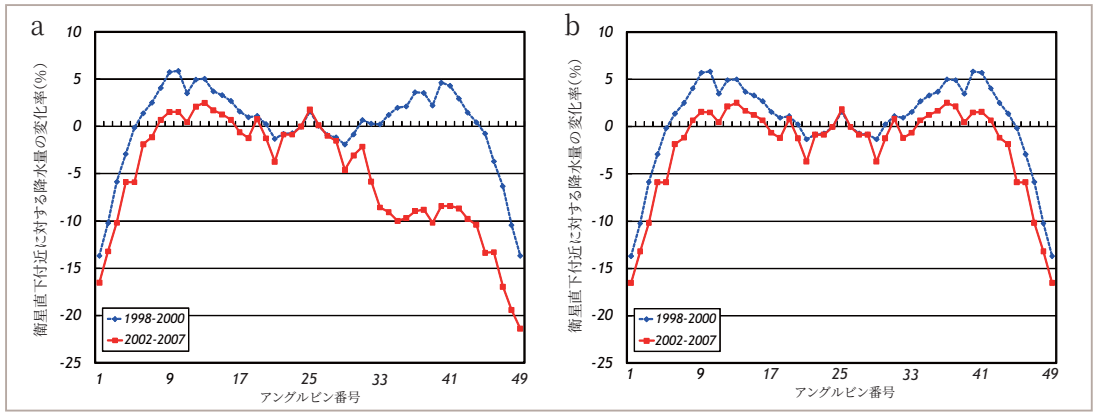
減衰補正において、バイアスを生じさせ、降雨を増加させる入射角度範囲が存在するからである。

高度変更後に左右非対称が顕著になるのは、次項の送受信ビームの不一致（ビームミスマッチ）によるものと考えられる。ビームミスマッチの影響は相隣あうアングルビンの同じ距離（レンジビン）のデータにあらわれるが、地表面への距離がスキャン前半はスキャンとともに減少し、後半では増加することから、地表面エコーの降雨エコーへのビームミスマッチによる漏れ込みはスキャン後半にのみ現れる。そこで、スキャン前半のデータを真値と仮定し、スキャン後半のデータを前半のデータで置き換え、左右対称化したデータを作成した。これによりビームミスマッチの影響を取り除いた（図❹b）。このデータを元に全アングルビンでの上記と同じ手続きにより欠損率を計算することで、ビームミスマッチの影響を取り除き、フットプリントサイズ増加のみによる降雨への影響を見積もった。なおこの解析では直下付近の降水量との比として計算しているので、感度低下による降雨強度減少、年による降水量の変化による影響は打ち消されていると考えられる。

表①に全アングルビンが直下の降水量と同じとした場合の全球降水量に対する元データ及び左右対称化したデータによる全アングルビンでの全球降水量の割合を欠損率として示した。左右対称化したデータから全アングルビンでの降水の欠損率は高度変更前には2.36%であったものが、変更後は4.85%に変化している。このことからビーム幅の増加による地表面降水量の減少は2.49%と見積もることが出来る。

高度変更前後の左右非対称性の差を、高度変更に伴うビームミスマッチの影響と考え、それを評価する。高度変更後（2002年）の降水推定に見られる左右非対称性は、元データ（図❹a）による全アングルビンの欠損率と左右対称化したデータ（図❹b）に基づく欠損率を比較することにより求めることが出来る（表①）。すなわち8.18－4.85＝3.33%が左右非対称性の大きさである。これに対して高度変更前の左右非対称性は、2000年のデータでその効果を見積もると、2.85－2.36＝0.49%となる。これらから、高度変更後のビームミスマッチによる左右非対称の影響による欠損は、3.33－0.49＝2.84%と見積もることができる。

以上をまとめたものが、表①である。以上から交互変更による降雨量推定への影響は5.8%程度と見積もることが出来る。



図❹ 直下付近5アングルビンの平均に対する地表面降水量の変化率

(a)元データ、(b)衛星直下（アングルビン25番）を境に、元データの走査前半のデータを後半に適用したものを示す。青線が高度変更前（1998-2000年の平均）、赤線が高度変更後（2002-2007年の平均）を示す。

表① 高度変更による全球地表面降雨量への影響の要因と降雨量変化量見積もり

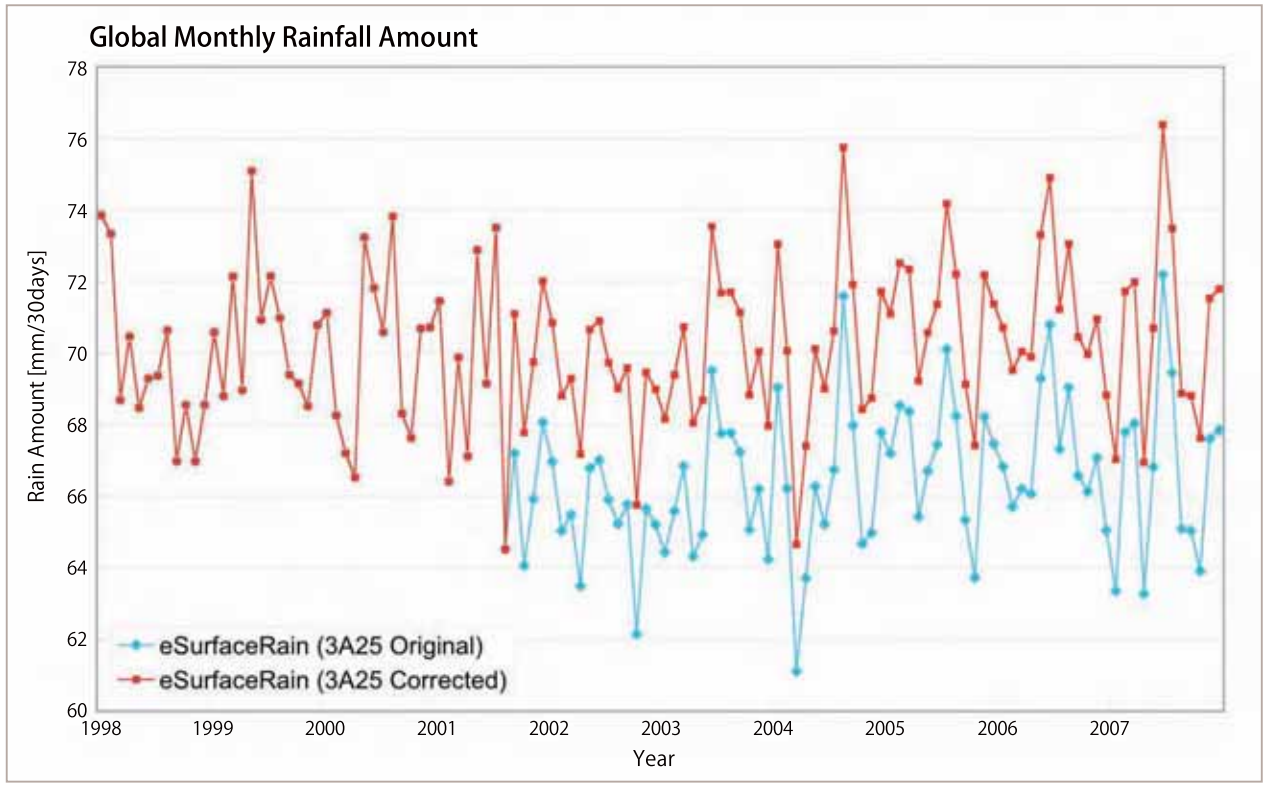
要因	PR観測への影響	降雨量算出への影響	降雨量変化
1. 感度低下	衛星からの距離が増加した分、S/N比が減少	弱い雨の見逃し率の増加	-0.5%
2. フットプリントサイズの増加	地表面エコーの広がりの増加（rangeBin of Clutter Free Bottomの上昇）	near surfaceのレンジビン位置上昇	-2.5%
3. 送受信ビームの不一致	地表面付近降水量の過小評価	スキャン後半のアングルにおいて、地表面付近のエコーからのもれこみの影響が残る。 →左右非対称化	-2.8%

トレンドグラフによる PRの10年間の降水量変動

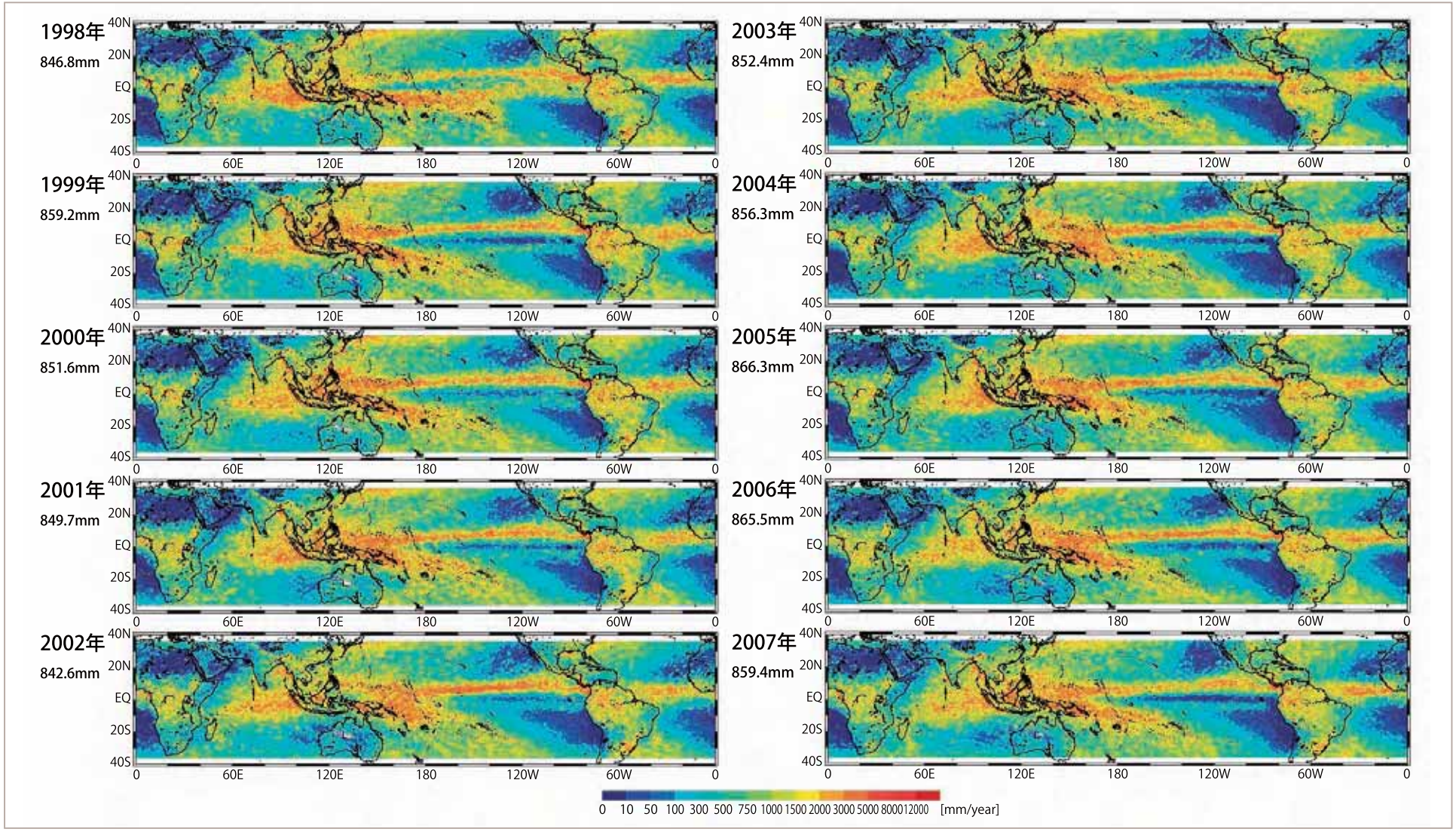
図❶はTRMM全観測範囲における10年間の月平均降水量変動を示している。オリジナルの3A25で計算したグラフ（青）に対して、高度変更後の期間について、前節で見積もった高度変更のオフセットを加えて補正したものが赤のグラフである。補正前の3A25データでは、明らかに高度変更の影響が見られているのに対して、補正後は、高度変更の影響が見られなくなっていることが分かる。

この10年間で、確実に進行している温暖化に対して、全球降水量はほとんど変化していないことが分かる。ただし地域的な降雨変動は温暖化により、大きくなると言われ、洪水や渇水の被害が増加すると言われている。このため、長期間にわたる降雨観測の継続が重要である。

図❷に、1998年～2007年の10年間の年総降水量の分布を示す。ここまでは月平均値を示してきたが、これらの値を年総降水量（1月～12月の積算降水量）に積算すると、軌道高度変更の影響を除去した全球平均年降水量の年々変動は855.0±7.8mm（7.8mmは標準偏差を示す）である。地域ごとにみると大きな年々変動はあるものの、TRMM観測範囲全体としての総降水量の変動割合は全体の1%程度となり、大きくは変動していないことがわかる。



図❶ PRで観測した10年間（1998年から2007年）の全球月平均降水量変化
2001年9月以降について、青線がオリジナル、赤線が高度変更後の降水量補正を行った値を示す。



図❷ PRの10年間の年総降水量の分布と年々変動

1998年～2007年の各年の年積算量分布。各年の下の数値は、軌道高度変更の影響を反映した、全球平均の年積算降水量を示す。

Section 3-2
エルニーニョ

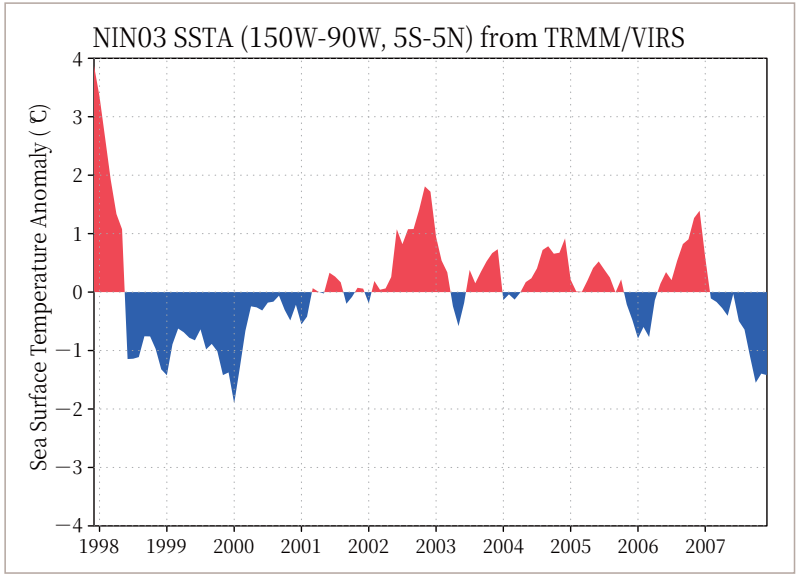
もともと南米のペルー沖は養分が豊富な低温の水が深海から湧き上がってくるので、よい漁場となっている。ところが、毎年12月ごろ（クリスマスのころ）になると、深海からの湧昇が衰えると同時に北から暖流が流れこんできて、沿岸近くの海面水温が暖かくなり、この海域からアンチョビ（カタクチイワシ）が去ってしまう。しかし通常は3月ごろになるともとの漁場に戻る。この季節的な現象を、クリスマスにちなんで、エルニーニョ（スペイン語で子供の意味、特に定冠詞をつけ大文字で書いて神の子キリストの意味）と呼んでいた。しかし数年に一度くらいの間隔でこの季節的な変化が崩れる。はじめは局地的なものと考えられていたが、赤道海域の海洋や気象の調査が進むにつれて、これは太平洋の赤道海域全体に及ぶ大規模な現象であることが明らかにされた。今日では、エルニーニョは主にこの数年に1度起こる太平洋の赤道海域の高水温現象を指すのに用いられている（小倉、1999）。

エルニーニョ時には、赤道に沿って吹く貿易風（東風）が弱く、ペルー沿岸での冷たい水の湧昇が弱まり、普段は温度の低い中・東部赤道太平洋で海面水温が上昇している。そのために強い対流の起こる場所が変わり、平年とは異なる降水量の分布となる。1997/98年に起こった史上最大のエルニーニョの時には、西部熱帯太平洋で雨期に雨が少なかったために焼き畑の火が消えず、大規模な火災にまで発展したことが報告されている。降水量の分布が変化することは、大気中に放出される潜熱の分布が変化することを意味し、それにより亜熱帯高気圧の発達や挙動が影響を受ける。さらにその影響は大気波動を媒介として中高緯度に及び、世界各地の天候に大きく影響を及ぼす。エルニーニョになると日本では暖冬・冷夏になる傾向がある。

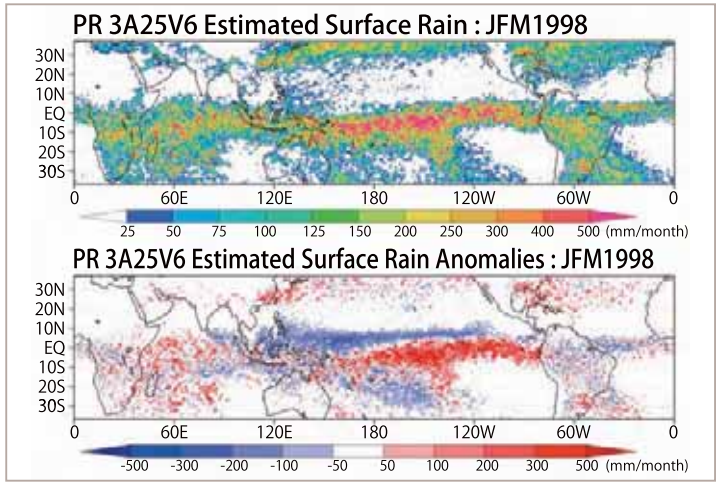
一方、「女の子」を意味するラニーニャはエルニーニョとは反対の現象である。赤道の東風が強まり、中・東部赤道太平洋の海面水温は平年よりも下がる。TRMMが観測している1997年12月以降では、気象庁の定義では、エルニーニョが2度、ラニーニャが3度発生している（表①参照）。なお、気象庁では監

表① エルニーニョ及びラニーニャの発生期間（季節単位）
気象庁定義による。1997年12月以降（2008年3月現在）。

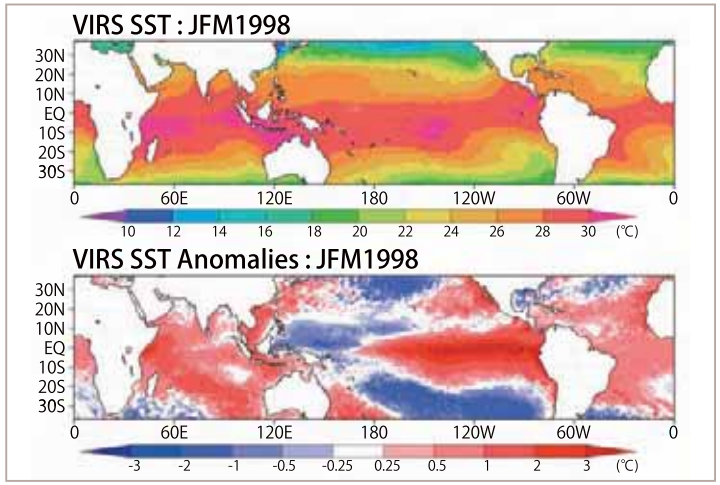
エルニーニョ	ラニーニャ
1997年春～1998年春	1998年夏～2000年春
2002年夏～2002/2003年冬	2005年秋～2006年春
	2007年春～2008年春



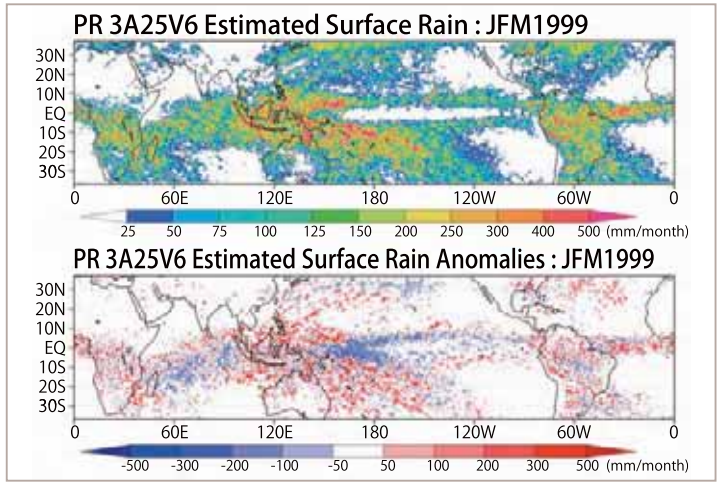
図❶ NINO.3海域で平均した月平均海面水温偏差の変動
1997年12月～2007年12月の期間のNINO.3海域で平均した海面水温偏差。NINO.3は150W- 90W, 5S-5Nの海域。ここで、偏差は、1998年～2007年の期間で月ごとに平均した値（気候値）からのずれ。海面水温偏差の単位は℃。TRMM搭載可視赤外放射装置（VIRS）によって観測された海面水温の値を示す。



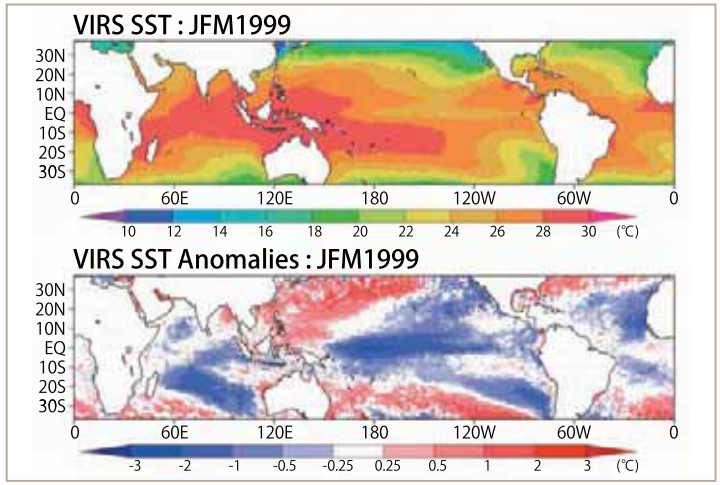
図❷ 1998年1～3月平均値の降水量(上)と降水量偏差(下)の分布
降水量はPR estimated surface rain（単位はmm/month)、偏差は1998年～2007年の期間で平均した1～3月平均値からのずれを示す。



図❸ 1998年1～3月平均値の海面水温(上)と海面水温偏差(下)の分布
海面水温はVIRS SST（単位は℃)、偏差は1998年～2007年の期間で平均した1～3月平均値からのずれを示す。



図❹ 1999年1～3月平均値の降水量(上)と降水量偏差(下)の分布
降水量はPR estimated surface rain（単位はmm/month)、偏差は1998年～2007年の期間で平均した1～3月平均値からのずれを示す。

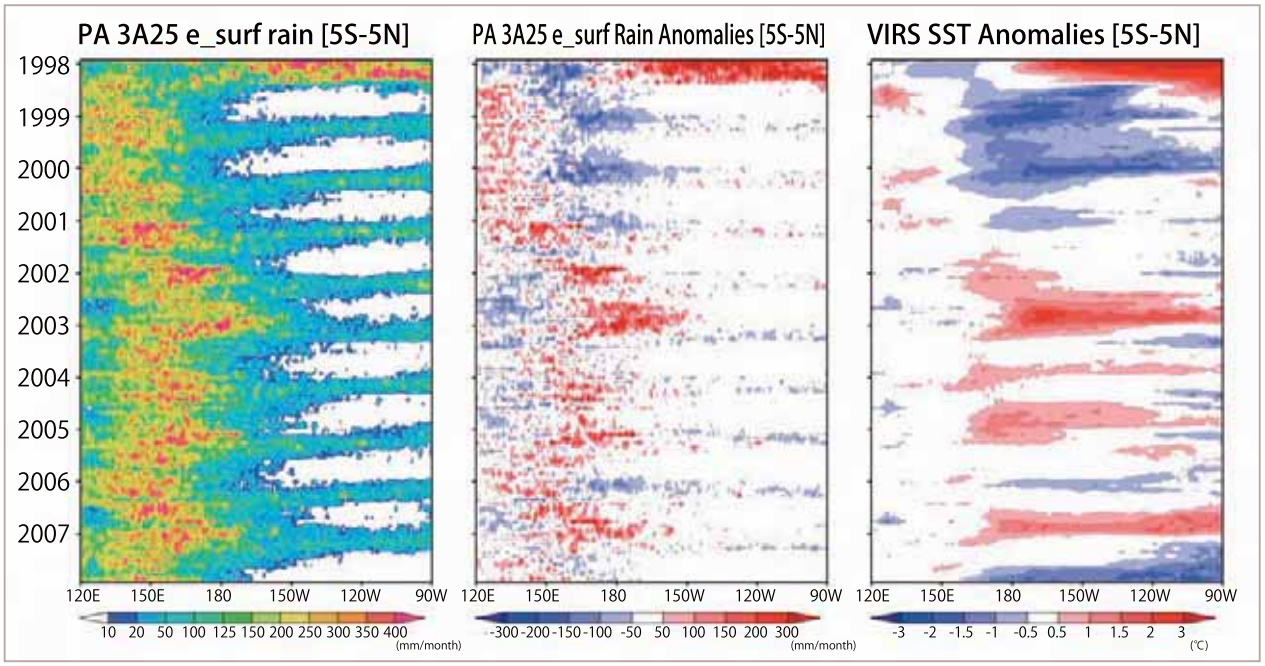


図❺ 1999年1～3月平均値の海面水温(上)と海面水温偏差(下)の分布
海面水温はVIRS SST（単位は℃)、偏差は1998年～2007年の期間で平均した1～3月平均値からのずれを示す。

視海域（北緯５度～南緯５度、西経150度～ 90度、NINO.3と呼ばれる海域）の月平均平年偏差の５ヶ月移動平均値が６ヶ月以上連続して＋0.5℃以上（－0.5℃以下）となる状態をエルニーニョ（ラニーニャ）と定義している。図❶はNINO.3海域で平均した月平均海面水温偏差の変動を表している。エルニーニョの時期に、NINO.3海域で海面水温が暖かく、ラニーニャの時期に、NINO.3海域で海面水温が冷たくなる傾向がわかる。

エルニーニョ時には、日付変更線から南米大陸にかけての赤道太平洋で平年よりも海面水温が高くなる。西部熱帯太平洋のインドネシア付近では海面水温が平年よりも低くなる。そのため、平年時にはインドネシア近海で活発な対流活動が、エルニーニョ時には中央太平洋の赤道域へ移動する。1998年１～３月の降水量偏差の図❷では、中央太平洋の赤道域で降水量が平年よりも増加し、その領域に隣接して降水量が平年よりも減少した領域が広がっている。海面水温偏差（図❸下）では赤道東部太平洋においても正偏差のひろがりが大きいが、降水量偏差は赤道東部太平洋では偏差の広がりは相対的に小さい。これは海面水温の温度そのものが赤道東部太平洋で湧昇と関連して低い（図❸上）ためであると考えられる。一方、ラニーニャ時にはインドネシア近海での対流活動がいっそう活発になる。1999年１～３月（降水量偏差：図❹、海面水温偏差：図❺）では、中央太平洋の赤道域で降水量と海面水温が平年よりも減少し、フィリピン諸島の南東領域で降水量と海面水温が平年よりも増加した特徴がわかる。さらに1997年12月～ 2007年12月の期間の経度時間断面図（図❻）から、このような太平洋の東西にわたる特徴が年々変動している様子がわかる。

このように、海面水温分布の変化が降雨の分布に影響して、地球の大規模な大気循環場を変え、遠く離れた日本付近の天候にもエルニーニョ・ラニーニャの影響があらわれる。



図❻ 1997年12月～ 2007年12月の期間の経度時間断面図

降水量（左図）、降水量偏差（中央図）、海面水温偏差（右図）、ここで、偏差は、1998年～ 2007年の期間で月ごとに平均した値（気候値）からのずれを示す。降水量の単位はmm/month、海面水温の単位は℃。

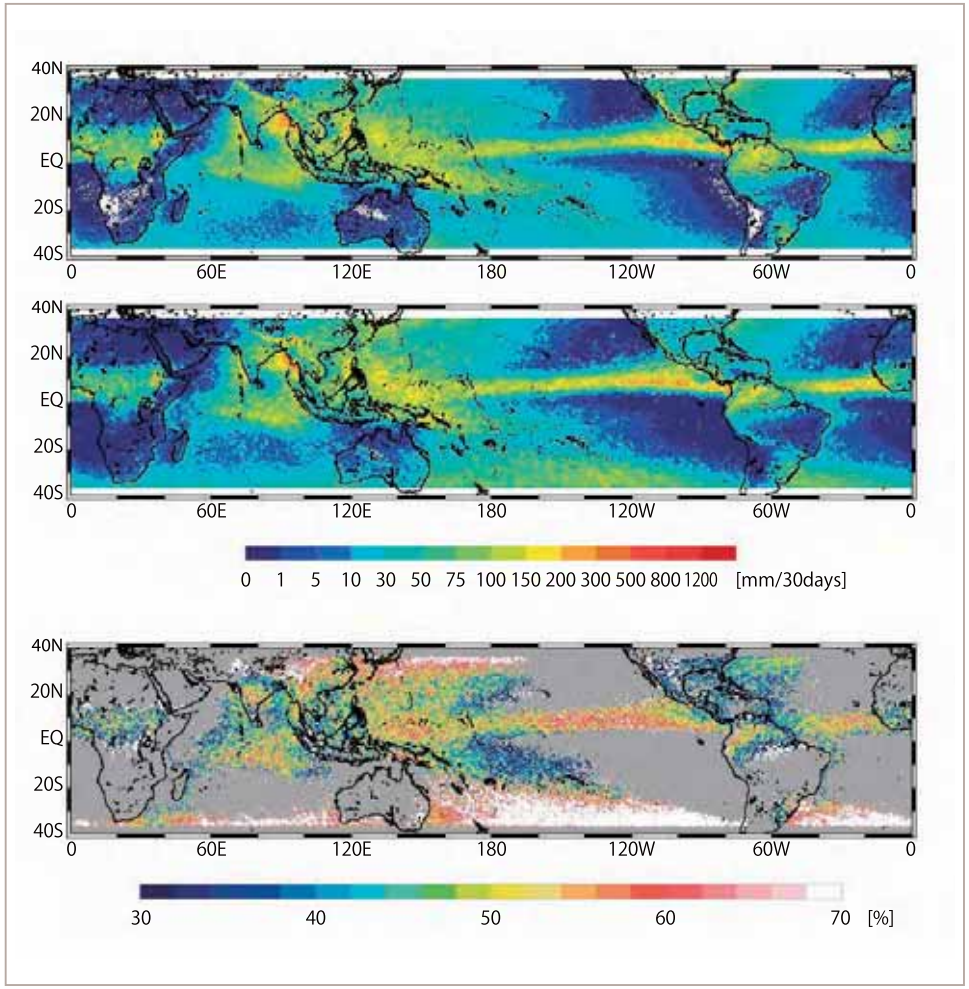
関連パラメータの変動

層状性・対流性降雨

第2-2節において紹介したように、弱いながらも長い期間に降る雨と集中豪雨的に数時間で降ってしまう雨では、降雨特性が異なると言える。上昇流の強さや水平方向・鉛直方向の広がり、時間スケールを反映して、降雨は層状性(stratiform)と対流性(convective)の2種類に分類される（水野，2000）。層状性の降雨は広範囲で持続性があり、対流性の降雨は局所的で一時的である。層状性降雨の典型は低気圧の進行前方に広がる乱層雲からの降水であり、対流性降雨の典型は発達した積雲や積乱雲からの降雨である。

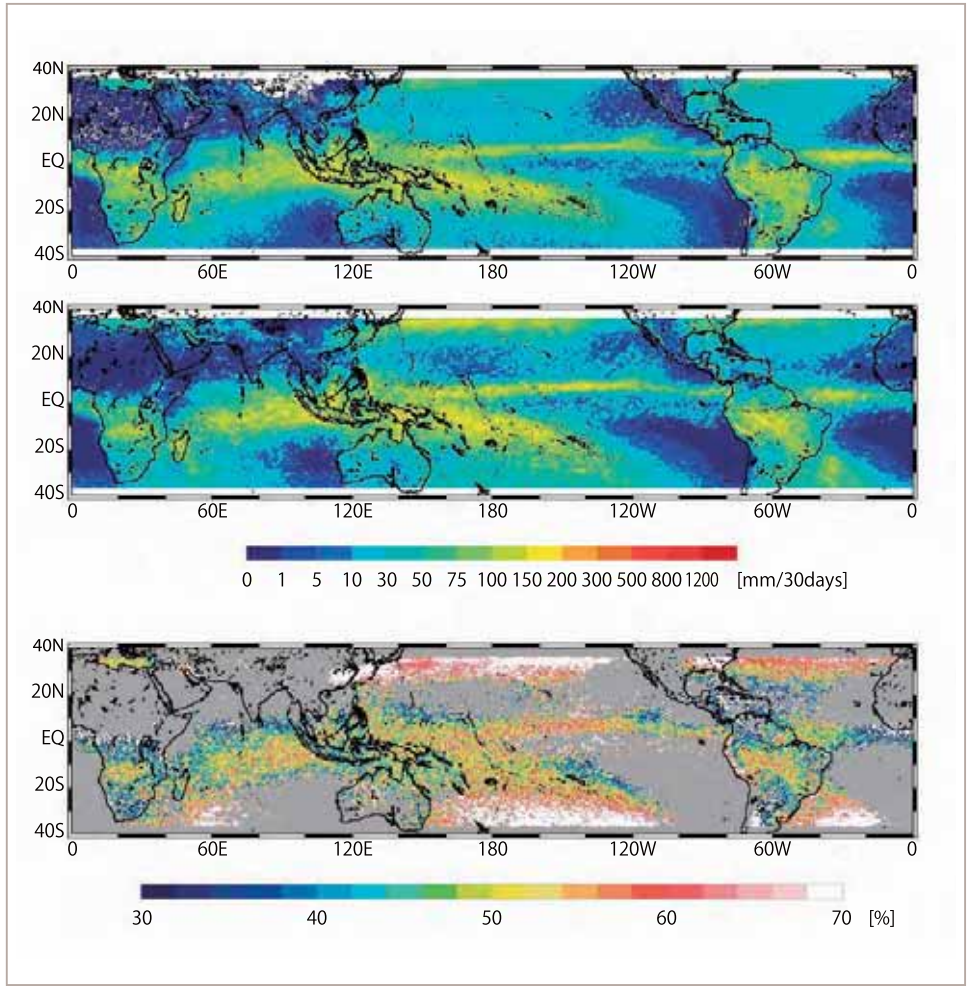
TRMMに搭載された降雨レーダ(PR) のアルゴリズムでは、降雨の鉛直プロファイルの形状と水平パターンをもとに、その降雨が主として層状性であるか対流性であるかの判定を行い、それを考慮して降雨強度の推定を行っている。

図❶と❷は、それぞれ6~8月(北半球の夏)と12～2月(北半球の冬)について、PRの層状性・対流性降雨の判定による、層状性と対流性の雨の分布を示したものである。また、最下段の図は、全体の降雨量に占める、層状性の雨による降雨量の割合で、600mm/yearを上回る領域のうち、赤色系統が層状性降雨の多い領域、青色系統は対流性降雨が多い領域を示している。これらの図をみると、全般的に、大陸および海洋大陸上では対流性の雨が雨量の多くを占めている。特に、夏半球のアフリカ大陸中部や南北アメリカ大陸において、対流性の降雨が卓越している。逆に、



図❶ 6～8月のTRMM/PRによる層状性・対流性降雨分布

1998～2007年の10年間の6～8月の3ヶ月（季節）平均。上段から、対流性降雨、層状性降雨の地表面降雨量(e-surface rain)で、単位はmm/30days。最下段は、全降雨量に対する層状性降雨量の割合で、単位は%。年間降雨量が600mm/yearを下回る領域は灰色で示されている。



図❷ 12 ～ 2月のTRMM/PRによる層状性・対流性降雨分布

1998 ～ 2007年の10年間の12 ～ 2月の3ヶ月(季節)平均。上段から、対流性降雨、層状性降雨の地表面降雨量(e-surface rain)で、単位はmm/30days。最下段は、全降雨量に対する層状性降雨量の割合で、単位は%。年間降雨量が600mm/yearを下回る領域は灰色で示されている。

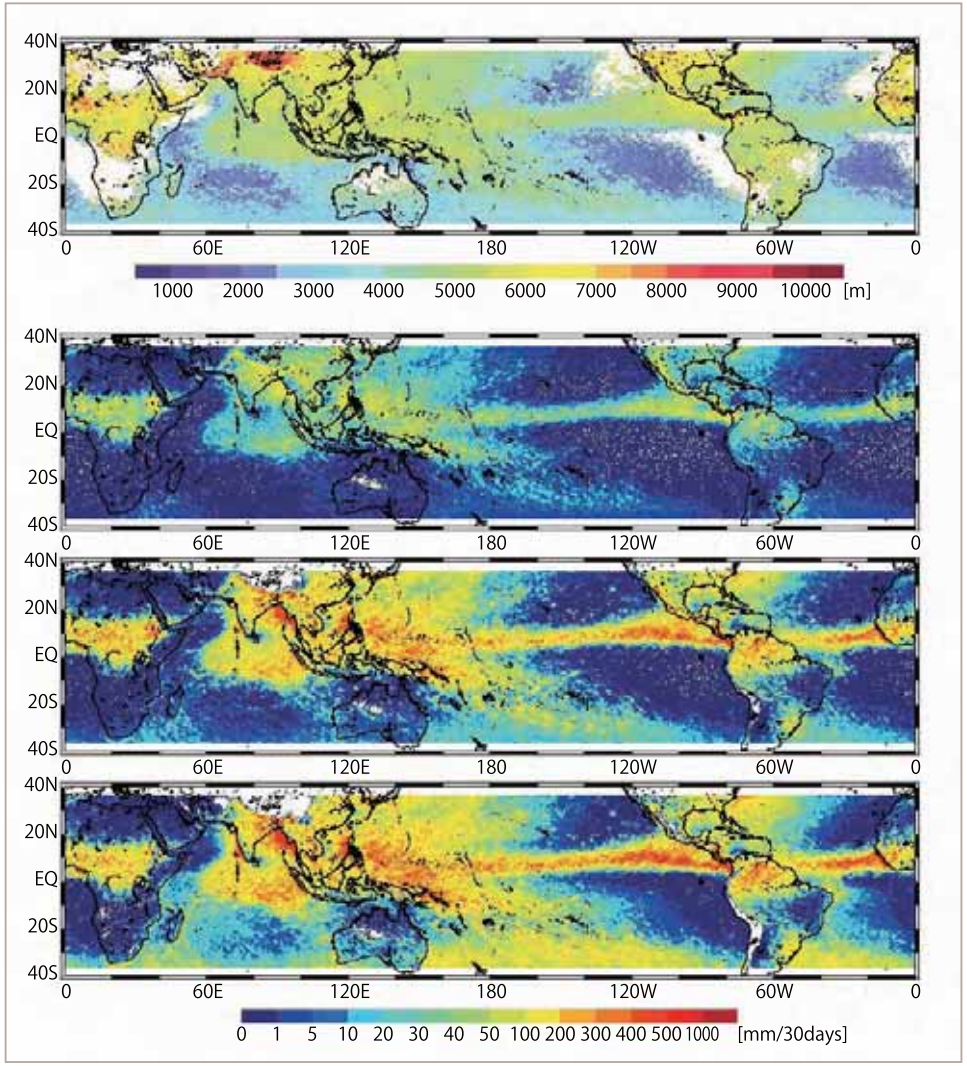
海上では層状性の雨による寄与が大きく、中緯度の降雨（日本の東海上や南太平洋の南部）では、雨量の全体の6割以上の雨が層状性の雨に起因する。また太平洋上の熱帯収束帯(ITCZ)においても層状性降雨による寄与が大きい。Schumacher and Houze(2003a)でも同様の特徴が示されており、対流性降雨の寄与が多い亜熱帯と比べて、ITCZは降雨量だけでなく降雨特性に関しても大きく異なっていることが定量的に示された。1998年～ 2000年の期間でPR観測値を用いて解析を行ったSchumacher and Houze(2003b)は、熱帯域（20S ～ 20N）で層状性降雨が降雨面積の73%、全降雨量の40%を占めていたことを報告している。

降雨頂高度

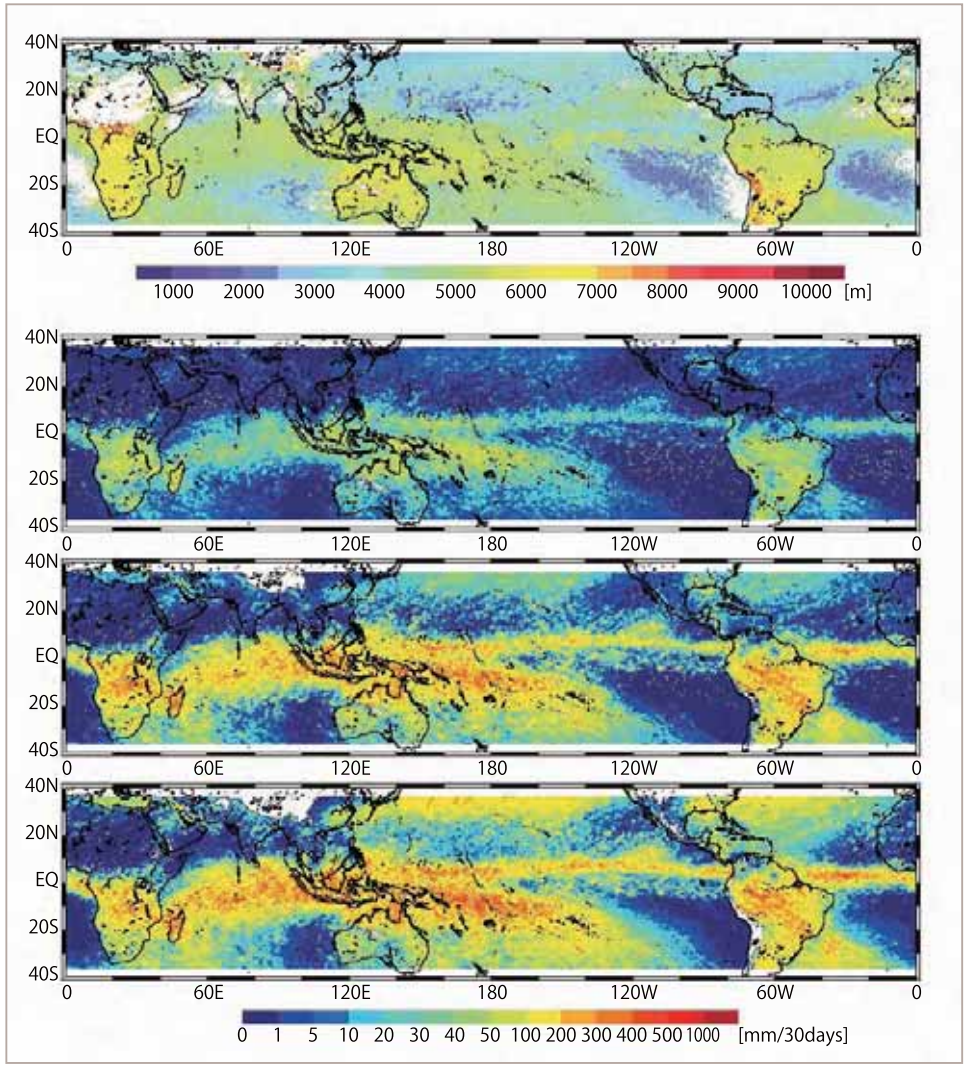
雨が観測される一番高い高さを降雨頂高度と呼び、海面からの高度で表す。大気中のどの高さまで雨が存在するかは、潜熱の放出を通じて、大気の暖まり方や循環に大きく影響する。陸上では海上よりも地表面が暖められやすく、対流活動が発達しやすいために、海上よりも高いところまで雨が降っているのが普通である。夏半球にある大陸上では、8kmや時には10kmにまで達する降雨が起こるが、海上では高くても6km～7km程度の降雨であり、海陸での差異が明確である。特に標高が高く、地表面自体が海面から4km～5kmの高度にあるチベット高原などでは、降水システム自体の降雨高さはそれ程高いわけではないが、海面から換算すると8km～10kmの大気上層にまで雨があることになるため、その変化が潜熱を介して世界的な気候に影響を与える。

図❶は、10年間平均した、7月のPRによる降雨の鉛直分布と降雨頂高度である。大陸、すなわちアフリカ大陸の赤道から北側にかけて、チベット高原を含むアジア域、北米において、高い高度の降雨が観測されている。概ね、海でも陸でも、熱帯の多雨域では高い高度の降雨が観測されるが、場所によっては、多雨域にも関わらず、低い高度の雨が支配的な場合もある。例えば、インド亜大陸の西海岸がそれにあたり、強い雨が2kmの高度の降雨分布で観測されているが、6kmの高度では顕著ではなくなる。

図❷は、同様に1月の降雨の鉛直分布と降雨頂高



図❶ 7月のTRMM/PRによる降雨鉛直分布と降雨頂高度
1998～2007年の10年間の7月の一ヶ月平均。上段から、降雨頂高度（単位はm）、高度6km、4km、2kmの降雨強度（単位はmm/30days）。降雨頂高度は地表面降雨強度が0.5mm/hr以下をマスクしている。



図❷ 1月のTRMM/PRによる降雨鉛直分布と降雨頂高度

1998～2007年の10年間の1月の一ヶ月平均。上段から、降雨頂高度（単位はm）、高度6km、4km、2kmの降雨強度（単位はmm/30days）。降雨頂高度は地表面降雨強度が0.5mm/hr以下をマスクしている。

度である。夏半球は南半球となり、アフリカ大陸の南部、オーストラリア大陸、南米大陸で、高い高度の雨が観測されており、海陸の差が最も目を引く特徴である。冬半球にあたる日本の東海上の太平洋では、2kmの降水量は月100mmと比較的多いが、6kmではほとんど降っておらず、降雨頂高度でみても、3～4kmの高さとなっている。

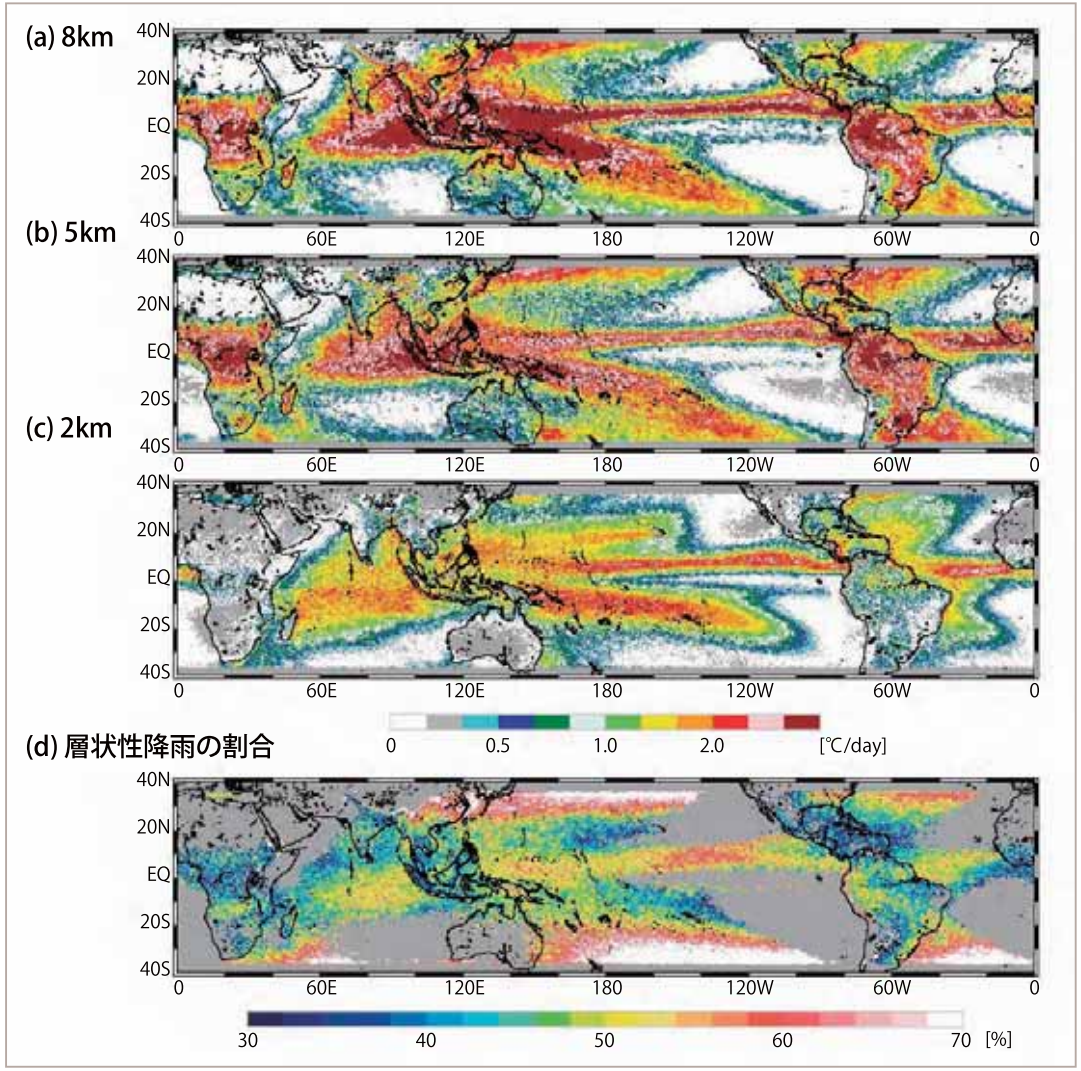
潜熱

第1-1節および第2-4節にも潜熱加熱に関連する項目があるが、ここでは、大気の加熱率の平均的な描像を示す。図❶は、TRMMの降雨レーダから実際に観測された雨の鉛直情報を利用して求められた、TRMMの観測10年間の平均の大気の潜熱加熱量である。上から、海面から8km高度、5km高度、2km高度での日平均潜熱加熱量、最下段は、全体の雨に占める層状性の雨の割合を示している。

8km高度では、対流性降雨と層状性降雨の両方の効果から大気加熱が強い傾向にある。熱帯西太平洋、アフリカ、南米の強い大気加熱がある。これらの地域は5km高度でも大気加熱が高く、最下段の図でみると、対流性降雨の割合が大きい（緑～青色）領域と重なっている。

中緯度の大陸の東側の海上（日本の東海海上や、オーストラリアの東海上など）や、熱帯収束帯(ITCZ)の中東部赤道太平洋では、層状性降雨の割合が60%以上と高く、かつ、それは、5km ～ 8km高度の大気加熱量の分布によく対応している。

一方、太平洋のハワイ周辺などでは、海洋上で対流性降雨が卓越している地域があり(d)、そこでの大気加熱は背の低い対流によってもたらされるもの（第3-3節の降雨頂高度の項を参照）であり、2km高度の図cでは大気加熱が明かであるが、5km(b)や8km(a)高度の図では加熱がほとんど見られない。



図❶ TRMM/PRによる10年間の潜熱加熱量と層状性降雨の割合
(a) ～ (c) は1998 ～ 2007年の10年間日平均。上から順に海面高度8km、5km、2kmでの潜熱加熱量。(d) は全体の降雨に占める層状性降雨の割合（単位は10%）。年間降雨量が600mm/yearを下回る領域は灰色で示されている。

Section 4

自然災害の軽減に向けて

降水は、地球システムを構成する最も重要な要素のひとつである。TRMM衛星の打ち上げ以降、降水観測の高精度化が進み、また、広域の雨情報がより高い時空間分解能で提供されることが可能となり、台風や洪水といった水災害の予測においても、衛星情報の実利用化が具体的に進みつつある。本章では、すでに実用化が進んでいる数値天気予報、また、将来的な利用が研究されている洪水・地すべり予報の分野における利用事例とともに、近年著しく発展している高時空間分解能の衛星降水マップ作成の国際的な状況を紹介する。

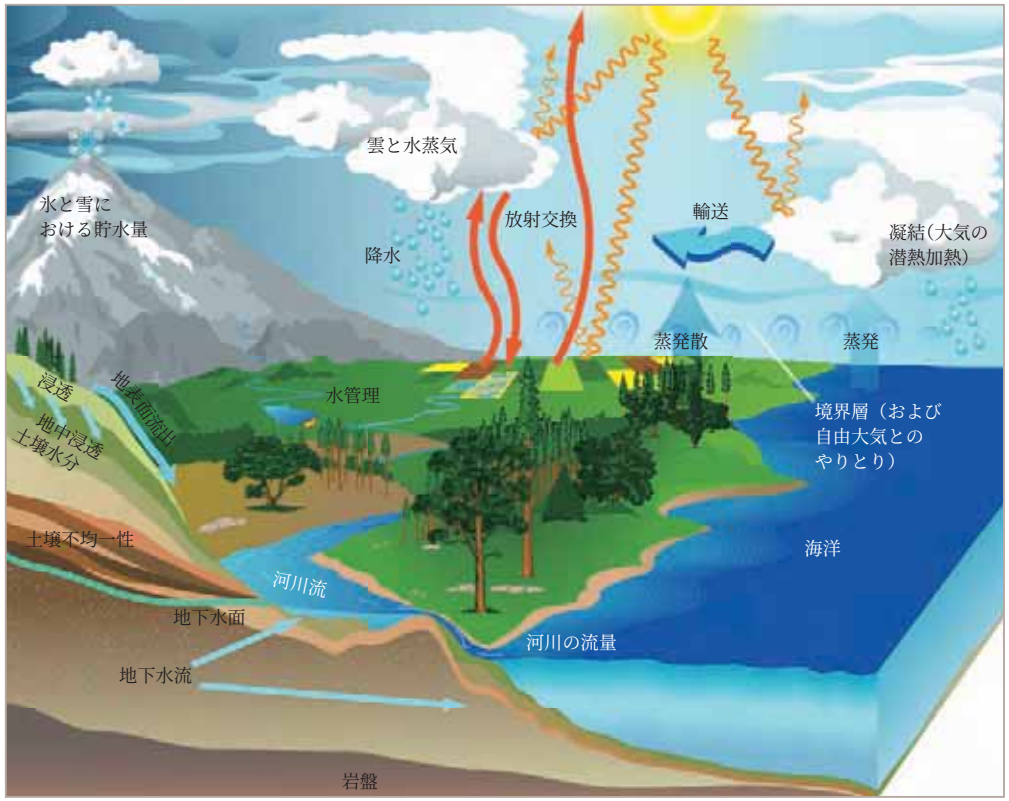
4-1　基本情報としての降水 …… 76
4-2　天気予報における利用 …… 77
4-3　国際的な降水マップ作成の動き …… 80
4-4　日本における降水マップ開発 …… 82
4-5　洪水災害予測への応用 …… 86

Section 4-1
基本情報としての降水

大気―陸域―海洋を循環する水は地球の気候を形成する重要な要素であり、エルニーニョ現象のように、局所的あるいは地域的な水循環変動が、遠く離れた他の領域や季節と相互的に関連性を持っている（図❶）。その中でも「降水」は、地球システムを構成する最も重要な要素のひとつである。地球上の水の量と分布は、地球表層の環境を決める主要因となるが、淡水資源は極めて限られている。地球には14億km^3もの水が存在するが、そのうちの97.5%は海水で、淡水は全体の2.5%に過ぎない。その淡水についても約７割が氷河や永久氷雪となっており、湖や河川の水の量は全体のわずか0.3%である。陸上に降る雨や雪がこのわずかな淡水の源となっているが、これに対して雨の分布は世界中で均一ではなく、地域的な偏りや時間的な変動が大きい。また、地球の大部分は水で覆われているか、あるいは、人間が近づくのが困難である僻地であるために、雨量計や地上レーダによる現状の降水観測では、地表面の25%程度しかカバーしていない(GEO, 2005)。

「降水」はまた、さまざまな分野における基礎的な情報でもある。日々の天気予報においては、気温や風速だけなく、降水量が観測され、その有無が予報されている。過小な降水は、ダムの貯水量や食料生産の減少だけなく、長く続けば干魃となって生態系の変化を招き砂漠化を進行させる。これに対して、豪雨や台風などによる過度の降水は、河川流量の増加によって洪水が引き起こされるだけでなく、地盤が緩んでいる土地においては土砂災害に結びつくことも多々あり、我々の社会生活に大きな被害をもたらす。日本の梅雨のように、決まった季節にもたらされる降水であっても、その開始や終了時期が平年より大きくずれた場合には、植物の成長や農作業に影響を及ぼして、食料生産減少の原因ともなる。さらに、気候変動モデルによる計算では、温暖化に伴い、水循環が加速し、降水分布の変化や集中化をもたらすなどの影響が考えられている。このように、降水の変動は、平年値から少し揺らぐだけでも、我々の生活の基礎である飲み水や食料生産を左右し、洪水や干魃により社会生活基盤を脅かし得るものである。

広い範囲を均質に観測可能な衛星観測は、全球的な降水観測を実現するための唯一有効な手段であり、観測されたデータは気象、気候、災害、生態系、農業など、さまざまな分野における基礎情報となる。



図❶　水循環の模式図

Section 4-2
天気予報における利用

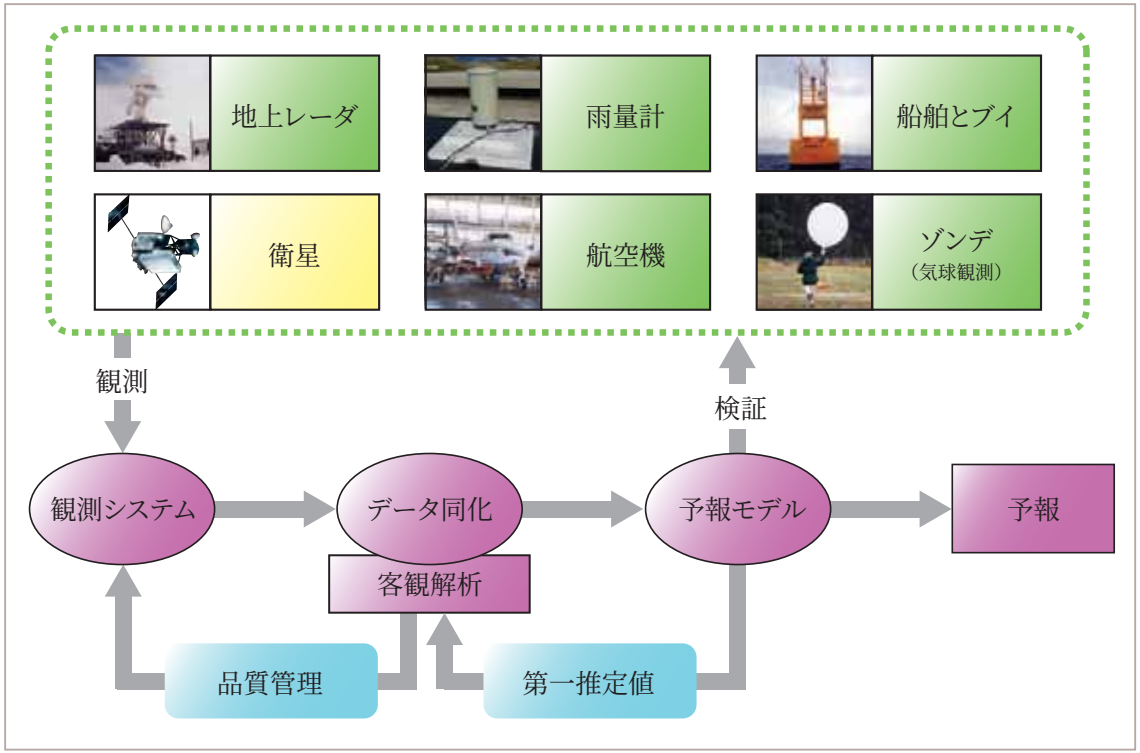
日本はしばしば発生する大雨や暴風、地震や津波、火山噴火などの自然災害により大きな被害を被っている。近年大きな被害をもたらした気象災害としては、2004年に梅雨前線が長期間停滞して大規模な洪水や土砂災害をもたらした「平成16年7月新潟・福島豪雨」、「平成16年7月福井豪雨」が挙げられる。同年は、台風の日本への上陸数が10個と1951年の台風上陸の統計開始以降の記録を塗り替え、これらの台風による大雨、暴風、高潮などにより全国的に甚大な災害が発生した。また、2005年は大型で非常に強い台風第14号が西日本をゆっくりと北上したため、西日本で土砂災害、大雨による浸水、高潮による浸水が発生したほか、関東でも局地的に1時間100mmを超える猛烈な雨が降った。その年の冬には非常に強い寒気が日本付近に南下し、日本海側で記録的な大雪となったため、除雪中の事故などで甚大な人的被害が発生したほか、家屋の損壊や交通障害、電力障害等、多数の被害が発生した(「平成18年豪雪」)。

また、世界に目を転じると、欧州における2002年夏の大雨による大規模な洪水、2003年夏の熱波のほか、2004年にはハリケーン「カトリーナ」および「リタ」が米国南部の各州を襲い米国史上最大級の被害をもたらした。続く2005年には北大西洋域で観測史上最多となる23個のトロピカルストームが発生し、一部はハリケーンとなって米国やカリブ海諸国を襲い、数千人の命が失われた。

これらの気象災害の多くは発達した台風や梅雨前線によってもたらされており、その監視や予測が極めて重要であることは論をまたない。台風や梅雨前線に伴う豪雨のエネルギー源は海面から蒸発する水蒸気に起因するところが多く、その観測は実況監視や予測にとって重要である。

気象現象の予測の核となる数値予報モデルは多種多様な観測データを用いて作られた初期値や境界値を用いて実行される（図❶）。特に10日程度までの予報に対しては初期値の改善が予報結果の改善に直結する。従って、品質が良く量的にも充実した多様な観測データを使うこと、および高度なデータ同化手法を用いて初期値を作成することが極めて重要である。

気象庁では、2000年代前半に数値予報モデル自体の改善だけでなく、データ同化手法の高度化と新規データの利用を進めた。具体的には、2002年にメソ4次元変分法、2003年に領域4次元変分法、2005



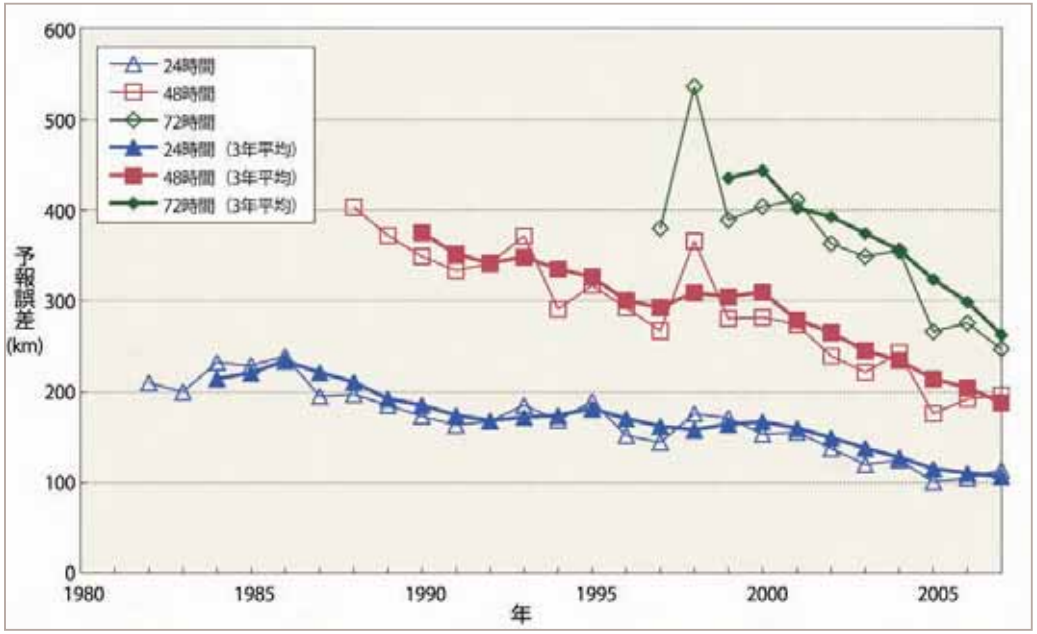
図❶　数値予報モデルにおける観測データの利用と予報の流れ

年に全球4次元変分法と高度なデータ同化手法を導入した。また、衛星などで観測されたさまざまな物理量の観測データを初期値作成に利用するようになった。その結果、台風の進路予報の精度は、近年着実に向上している。24時間予報の誤差の平均で比較すると1982年頃は約200kmであったが、最近3年間の平均は約107kmになっている(図❷)。

日本およびその沿岸の観測データについては、地域気象観測システム(アメダス)観測網、国内18地点のラジオゾンデ観測網、31地点のウィンドプロファイラ観測網、20か所の気象レーダー観測網、8か所の空港気象ドップラレーダーなどにより、稠密でかつ高頻度の観測が行われ、集中豪雨など大きな災害をもたらす気象現象の監視・予測に役立っている。

これに対し、海洋上においては、船舶やブイによる観測のほか、1977年以来観測を継続している「ひまわり」などの静止気象衛星やNOAAなどの極軌道気象衛星による世界気象衛星観測網が主要な観測手段となっている。2005年に運用を開始した運輸多目的衛星「ひまわり6号」は「ひまわり5号」に比べ、我が国を含む北半球の観測を従来の1時間毎から30分毎の観測に強化するとともに、画像の解像度の向上や赤外センサーの拡充により、豪雨や台風等の監視が強化されている。

特筆すべきこととして、最近地球観測衛星データの数値予報への利用が急激に進展していることが挙げられる。具体的には、1998年に全球モデルでのマイクロ波散乱計ERS/AMIデータの利用開始、2003年にメソモデルでのTMIおよびSSM/Iの利用開始、2003年から2004年にかけて全球およびメソモデルでのマイクロ波散乱計QuikSCAT/SeaWindsデータの利用開始、2004年に全球モデルでのMODIS画像から算出された極域の衛星風の利用開始、2004年にメソモデルでのAMSR-Eデータの利用開始、2005年に全球モデルでのAqua衛星のマイクロ波サウンダデータの利用開始、2006年に全球モデルでのTMI, SSM/I, AMSR-Eデータの利用開始、と毎年のように新しいデータが追加されている。図❸にTMI, SSM/I, AMSR-Eデータを全球モデルに同化することによる台風進路予報の改善例を示す。地球観測衛星データの利用拡大は、欧米の先進数値予報センターでも同様であり、地球観

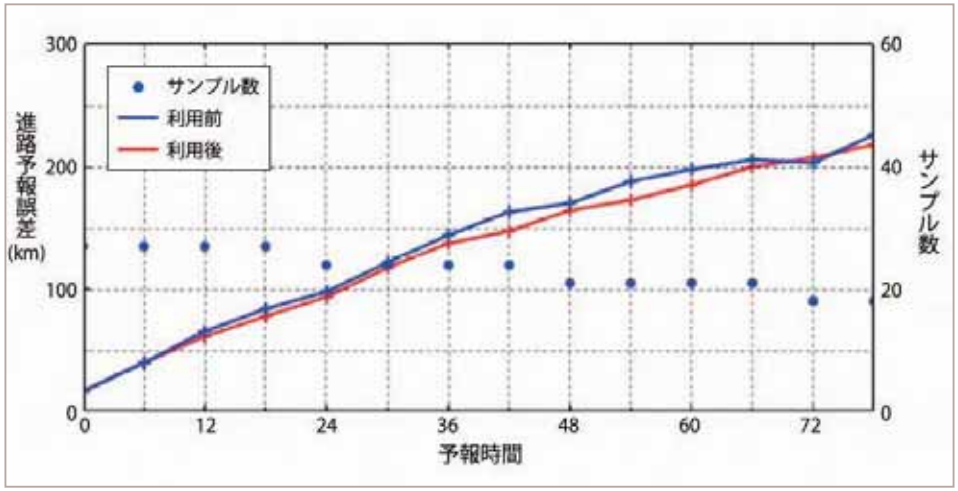


図❷ 台風の進路予報の精度の推移

予報誤差は台風の中心位置の、予報と実況との距離差を、年間を通して平均化したもの。太い線は前3年間の平均値。(気象庁提供)

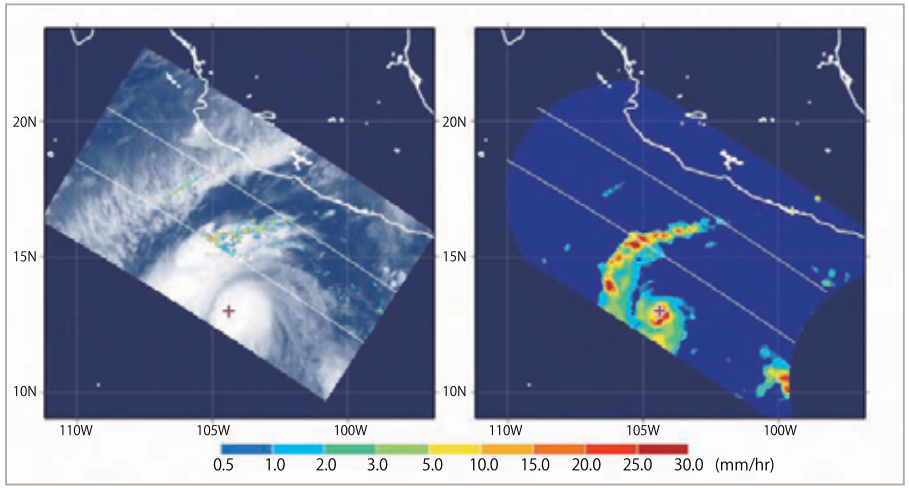
測衛星データをいかに速やかにかつ効率的に数値予報に取り入れるかが、数値予報の精度向上の一つの鍵となっている。

地球観測衛星データのその他の気象業務への利用については、たとえば、気象庁は、北西太平洋域（赤道から北緯60度、東経100度から180度までに囲まれる区域）で発生する全ての台風について常時監視している。この一環として気象庁は、台風中心位置解析、台風強度解析を現業的に行っている。マイクロ波放射計は雲を通して降水域を検出できるため、静止気象衛星の可視赤外放射計を用いた場合に比べて精度の良い台風の中心決定が可能である。そのため、TMIやAMSR-Eなどのマイクロ波放射計画像が台風監視の参考資料として使われている。また、米国海洋大気庁(NOAA)が行っているハリケーン監視においても、同様に、位置解析や強度解析にマイクロ波放射計画像が利用されている（図❹）。



図❸　全球数値予報モデルによる台風中心位置の予報誤差

2004年台風第11号から第18号について予報時間毎に示したもの。青色がSSM/I, TMI, AMSR-Eデータ利用前、赤線が利用後。丸印は統計に使用されたデータのサンプル数（右軸）。（気象庁提供）



図❹　ハリケーン「KENNA」のTRMMによる観測例

2002年10月23日4時50分頃（世界時）。図中の「＋」が台風の中心位置を示す。近赤外の雲画像（左図）からはハリケーンの「目」の構造が確認できないが、マイクロ波放射計（右図）では、「目」の特徴が確認できる。この結果、米国の熱帯予測センターによる24時間予報が「強化(intensification)」から「急速な強化(rapid intensification)」に訂正された。

Section 4-3
国際的な降水マップ作成の動き

衛星観測の登場までは、全球的な降雨分布を海陸の偏りなく作成することは困難であった。当初は、静止気象衛星等の赤外放射計による雲の温度（雲頂温度）から降雨量を推定していたが、これは雲頂温度（すなわち、雲の高さ）と地表での降雨強度には統計的に一定の関係があるということを仮定している。しかしながら、雲の分布と降雨の分布は必ずしも一致する訳ではなく、雲頂温度と降雨強度の関係も必ずしも全球で一定ではない。一方、その後に登場したマイクロ波放射計観測では、海上で降雨からの放射をより直接的に測ることが可能となり、赤外放射計による推定に比べて、降雨推定精度が大きく向上した（各センサの降水観測原理については、第1-2節を参照）。このため、1980年代より、これらの衛星観測データを利用した全球降水量分布プロダクトの作成が始まった。

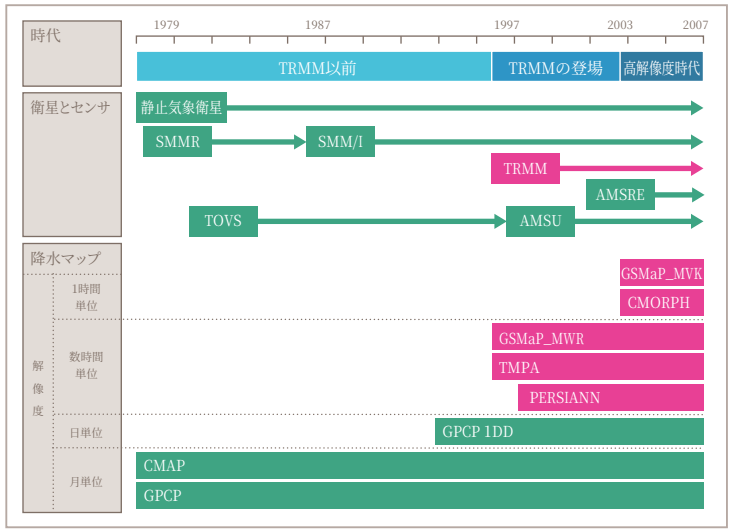
TRMM登場以前の全球的な降水分布プロダクト（表①）として最も有名なものは、1986年にWCRPによって開始されたGlobal Precipitation Climatology Project (GPCP)による月平均降雨分布プロダクトであろう。GPCPでは、地上雨量計データと、衛星観測の降水量データを複合して、1979年～現在までの全球2.5度の緯度経度格子、月平均の降水量分布を作成・配布している。GPCPで使われている衛星データは、期間によっても異なるが、赤外放射計、マイクロ波放射計、さらにマイクロ波サウンダが含まれる。GPCP以降、より細かな空間分解能・時間分解能のプロダクトを作成する試みが続き、NOAAの気候予測センター(CPC)のグループによるCPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP)では、2.5度格子かつ5日平均／月平均の降水量プロダクトや、NASA/GSFCのグループによるGlobal Precipitation Project-1 Degree Daily (GPCP-1DD)では、1度格子かつ日平均の降水量プロダクトも作成され、気象研究にも多く用いられるようになった。これらのプロダクトは、主に、全球の気候値を求めることを目的としており、時空間分解能は粗い。また、衛星（赤外放射計とマイクロ波センサ）のデータを地上の雨量計で校正するためにリアルタイム性は低いのが特徴である。

1997年のTRMM衛星の打ち上げにより、マイク

表① TRMM以前の主要な全球降水量プロダクトとその特徴

作成機関	名称	空間分解能	時間分解能	即時性
WCRP/GEWEX	Global Precipitation Climatology Project (GPCP)※1	2.5度格子	1ヶ月	なし
NOAA/CPC	CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP)※2	2.5度格子	5日	なし
NASA/GSFC	Global. Precipitation Project-1Degree Daily (GPCP-1DD)※3	1度格子	1日	なし

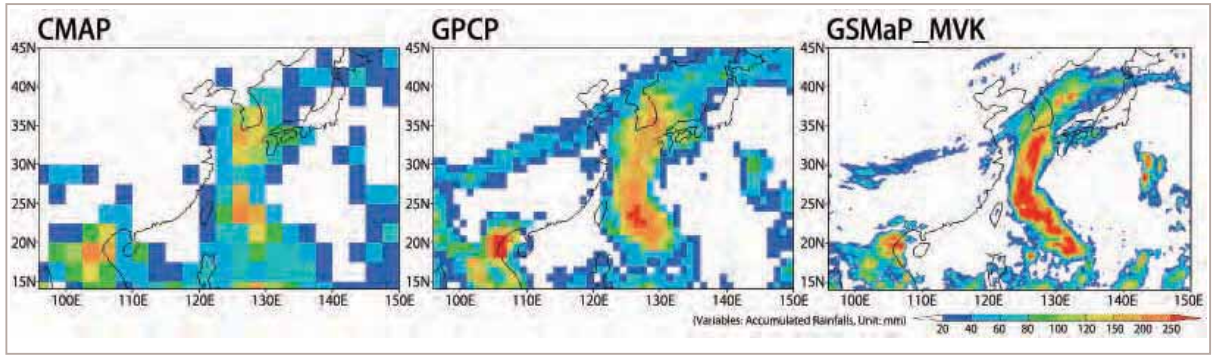
複数の分解能がある場合は、より細かい方のみを記述している。
※1 http://cics.umd.edu/~yin/GPCP/main.html
※2 http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/global_precip/html/wpage.cmap.html
※3 http://precip.gsfc.nasa.gov/



図❶ 衛星降水マップ作成にTRMMが与えた影響
横軸は年代を示す。TRMMの打ち上げの1997年以前の全球降水量プロダクトは、月～日単位のものしか存在しなかった。TRMM以後、マイクロ波放射計の台数や空間分解能が向上するにつれて、高時間分解能のさまざまな全球降水量プロダクトが作成されるようになった。

ロ波放射計の降水推定アルゴリズムに大きな進展があった（図❶）。TRMM搭載のマイクロ波放射計の空間分解能は、低い衛星高度のために、それまでの主力であったDMSP衛星のSSM/Iに比べて1/3程度となり、細かい雨の構造まで捉えることができるようになった。加えて、同時搭載されている降雨レーダおよび可視赤外センサとの比較から、それぞれのアルゴリズムにおける仮定についても問題が明らかとなり、その結果、降水量推定アルゴリズムの改良が進められた。また、2003年12月打ち上げのADEOS-II衛星のAMSR（2004年10月に運用停止）、その姉妹センサであり、2003年5月打ち上げのAqua衛星搭載のAMSR-E（2008年現在も運用中）は、TMIと同等以上の空間分解能を持つマイクロ波放射計であり、極軌道衛星であるために走査幅も広く、全球を観測可能である。これらの両方の効果が相まって、より高い時間・空間分解能の全球降水量プロダクトが作成されるようになった（図❷）。さらに、データ提供についても、リアルタイム性を意識したものが増加してきた。

表②は、TRMM以後に登場した、主な衛星降水量プロダクト一覧である。センサの分解能向上や高精度センサの登場により、複数のマイクロ波放射計、マイクロ波サウンダ、静止気象衛星の可視近赤外センサなどを複合した高い時空間分解能の衛星降水プロダクトが、米国を中心に多く開発されつつある。その比較のために、WMOの気象衛星調整会議(CGMS)の下の国際降水ワーキンググループ(IPWG)の活動として、PEHRPP (Program to Evaluate High Resolution Precipitation Products) が実施されてきた。PEHRPPの主要な目的は、最近の高分解能衛星降水プロダクトの比較検証である。このために、それぞれのプロダクトを雨量計もしくは地上レーダのネットワーク（米国、オーストラリア、欧州、日本、等々）と定常的に比較している。表②の降水量プロダクトの作成機関や、検証を実施している機関、ユーザ機関などが参加している。日本からも、GSMaP(Global Satellite Mapping of Precipitation)プロジェクトが参加している。GSMaPプロジェクトについては、次節にて詳しく述べる。



図❷ 全球降水分布プロダクトの空間分解能の比較

日本域拡大、2003年9月8-12日の例。（左図）：CMAP (NOAA/CPC), 2.5 格子, 5日平均。雨量計と衛星推定雨量(IR, SSM/I, TOVS)複合。（中央図）：GPCP-1DD(NASA/GSFC), 1.0 格子, 1日平均。雨量計と衛星推定雨量(IR, SSM/I, TOVS)複合。（右図）：GSMaP_MVK, 0.1 格子衛星推定雨量(TMI, AMSR-E, SSM/I)のIR補間。（図提供：大阪府立大学　岡本謙一教授）

表② TRMM以後の高時空間分解能の全球降水量プロダクトとその特徴

作成機関	名称	空間分解能	時間分解能	即時性
NOAA/CPC	CPC Morphing (CMORPH) ※1	約8km格子	30分	18時間後
	QMORPH			3時間後
NASA/GSFC	TMPA (TRMM 3B42) ※2	0.25度格子	3時間	なし
	TMPA (TRMM 3B42RT)			10時間後
JST/CREST & JAXA/EORC	GSMaP_MVK ※3	0.1度格子	1時間	なし
	GSMaP_NRT			4時間後
UCI/HyDIS	PERSIANN ※4	0.25度格子	1時間	2日後
NRL	NRL Blended ※5（画像のみ）	0.1度格子	3時間	3時間後

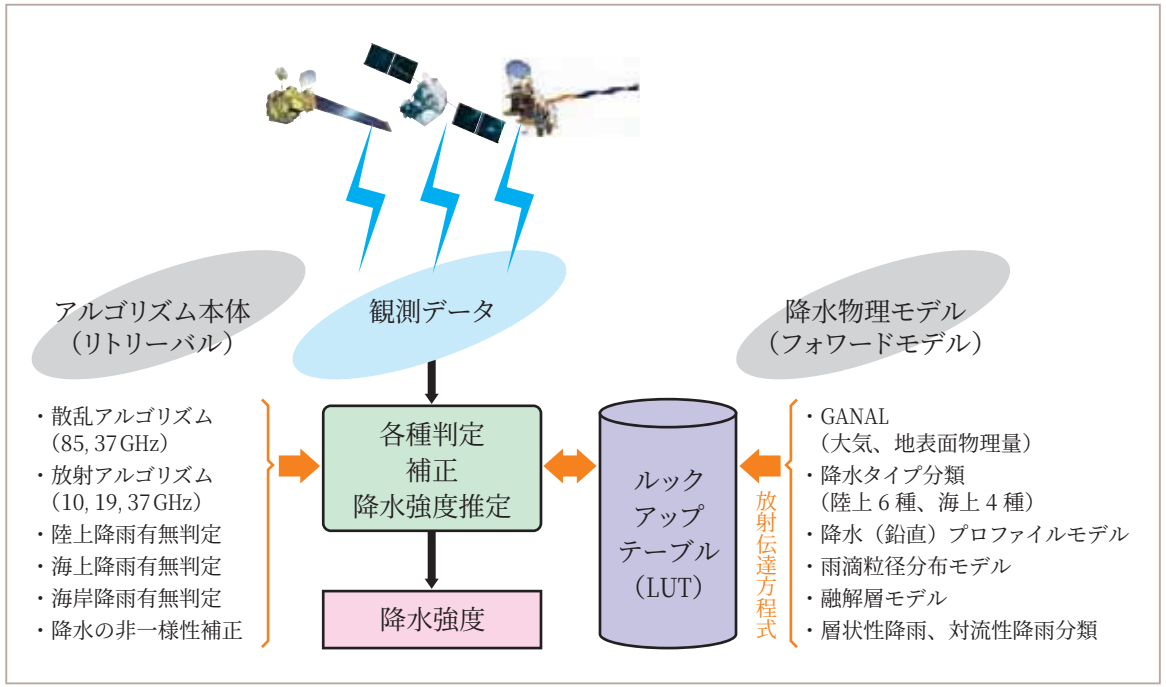
※1 http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html
※2 http://trmm.gsfc.nasa.gov/
※3 http://www.radar.aero.osakafu-u.ac.jp/~gsmap/index_english.html
※4 http://hydis8.eng.uci.edu/persiann/
※5 http://www.nrlmry.navy.mil/sat-bin/rain.cgi

日本における降水マップ開発

全球降水マップを作成するための中心的課題は、衛星搭載マイクロ波放射計データを解析処理する信頼できるアルゴリズムの開発である。2008年3月現在、TRMM/TMI, Aqua/AMSR-E, DMSP F13, F14, F15/SSM/I, DMSP F16, F17/SSMIS等のマイクロ波放射計が軌道上にあり、その数は今後増加し、衛星からの降水観測にとってマイクロ波放射計は中心的センサとなって行くものと考えられる。マイクロ波放射計が観測するデータは放射・散乱強度の積分値を表す輝度温度であり、観測輝度温度から地表降水強度を算出するアルゴリズムが必要となる。日本発の研究プロジェクト、GSMaP(Global Satellite Mapping of Precipitation)は、マイクロ波放射計観測データを用いて、信頼できる降水物理モデルに基づいた降水強度推定アルゴリズムを開発し、TRMM搭載降雨レーダ(PR)、静止衛星の赤外放射計データをも総合的に利用して全球の高精度高分解能降水マップを作成することを目的としている。

図❶はGSMaPプロジェクトで開発したGSMaPマイクロ波放射計アルゴリズムの概要を示している（岡本2007, Kubota et al., 2007）。衛星が観測するのは輝度温度であるので、降水物理モデルを仮定して、放射伝達方程式を計算し、輝度温度と降水強度の関係をテーブル化し、観測値に近い輝度温度を与える降水強度を解としている。降水物理モデルを放射伝達方程式に組み込むと共に、散乱アルゴリズムならびに放射アルゴリズムの改良、陸上、海上、ならびに海岸上における降雨有無の判定法の改良、降水の非一様性補正法などの改良を繰り返し行い、マイクロ波放射計アルゴリズムを開発した。

GSMaP研究チームでは、降水物理モデルを吟味し、改良を要する要素を抽出する作業を行った。その後、それぞれの要素に対して降水物理モデルの構築・改良を進めた。この中で降水物理モデルの根幹をなすものとして、降水プロファイル（降水粒子タイプの鉛直分布を含む）、雨滴粒径分布、融解層を取り上げた。さらに全球の降雨推定に適用し、高度化するために0℃高度などの大気情報の利用、全球の降水タイプの分類、対流性・層状性の降水の分類が重要なテーマとなった。これら降水物理モデルの要素を図❷に概略的に示している。

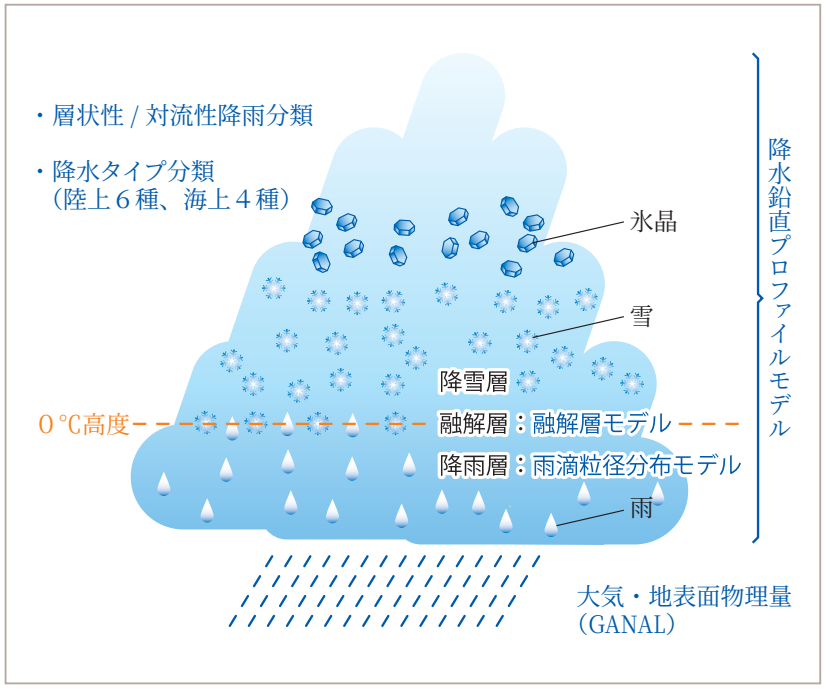


図❶　GSMaPマイクロ波放射計アルゴリズムの概要

マイクロ波放射計アルゴリズムについて、以下に順を追って説明していく。アルゴリズムでは、まず、(1)降水強度や降水粒子タイプ（雨、雪など）の高度分布等をモデル化し（降水物理モデル）、そのモデルに基づいて降水強度と輝度温度の関係を「ルックアップテーブル」として予め求めておく。次に、(2)ルックアップテーブルを参照して、実際の観測輝度温度を最も説明できる降水強度を推定値とする。ここで(1)はフォワード計算部分（図❶の右側と図❷）、(2)はリトリーバル部分（図❶の左側）と呼ぶ。

フォワード計算部分では、降水物理モデルを放射伝達方程式に組み込み、輝度温度と降水強度の関係をルックアップテーブルの形にまとめる。GSMaP研究チームでは、衛星搭載降雨レーダ(TRMM/PR)の降水物理モデルまたは衛星搭載降雨レーダから得られる降水物理情報を利用するための研究活動を行ってきた。降水物理モデルの構築・改良として、「降水プロファイル」、「雨滴粒径分布(DSD)」、「融解層」等の要素に対して研究を進めている。さらに全球の降雨推定に適用し、高度化するために「大気環境情報として客観解析データの利用」、「全球の降水タイプの分類」、「対流性・層状性の降水の分類」手法を開発している。図❷のようにGSMaP研究チームでは、降水物理モデルを吟味し、改良を要する要素を抽出する作業を行った。その後、それぞれの要素に対して降水物理モデルの構築・改良を進めた。この中で降水物理モデルの根幹をなすものとして、降水プロファイル（降水粒子タイプの鉛直分布を含む）、雨滴粒径分布、融解層を取り上げた。さらに全球の降雨推定に適用し、高度化するために0℃高度などの大気情報の利用、全球の降水タイプの分類、対流性・層状性の降水の分類が重要なテーマとなった。

リトリーバル部分は「降水強度の第一推定」→「陸上、海上、ならびに海岸線における降雨判定」→「非一様性の補正」→「散乱アルゴリズム」→「放射アルゴリズム（海上のみ）」という流れでルックアップテーブルをもとにして降水強度を算出する。降雨有無判定（陸上、海上、および海岸）、降雨の非一様性の補正、および陸上の降雨推定すなわち散乱アルゴリズム、といった項目についてPRのデータを活用してアルゴリズムの開発・改良が行われている。散乱アルゴリズムでは、



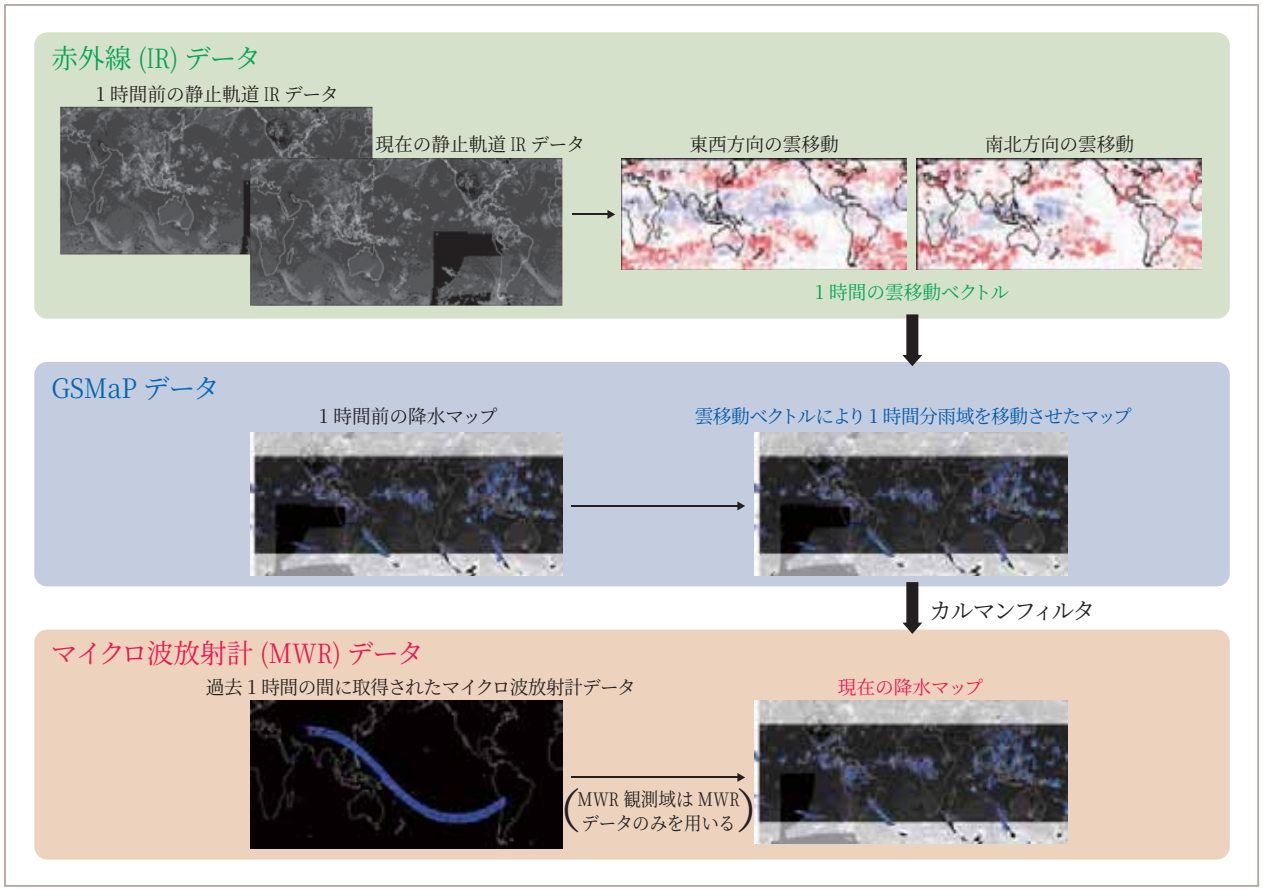
図❷　GSMaP研究チームで取り組んだ降水物理モデルの要素

85GHz と 37GHz の PCT（Polarization Corrected Temperature: 偏波間の差を無降水時の偏波間の差で補正することにより、降水強度と関連づける指標）を利用している。

さらに、高時間分解能降水マップを作成するためにはマイクロ波放射計で空間的に未観測領域があることによる誤差（サンプリング誤差）が問題となる。そこでGSMaP研究チームでは、静止気象衛星搭載赤外放射計データから推定される雲の移動ベクトルやカルマンフィルタを用いて、マイクロ波放射計観測の間を補間する手法を開発し、緯度経度0.1°、1時間の分解能の全球降水マップを作成している。図❸は高時間・高空間分解能マップ作成マイクロ波・赤外放射計複合アルゴリズムのフローチャートを示している。赤外放射計(11μm)の雲画像データから計算した雲移動ベクトル情報にカルマンフィルタを加えた手法をマイクロ波放射計アルゴリズムが推定した降雨強度分布の補間に用いて、降水推定精度が良く、サンプリング誤差も少ない、マイクロ波放射計と赤外放射計データの両方の長所を融合した、高時間・高空間分解能の全球降水マップを作成するアルゴリズムを開発した。

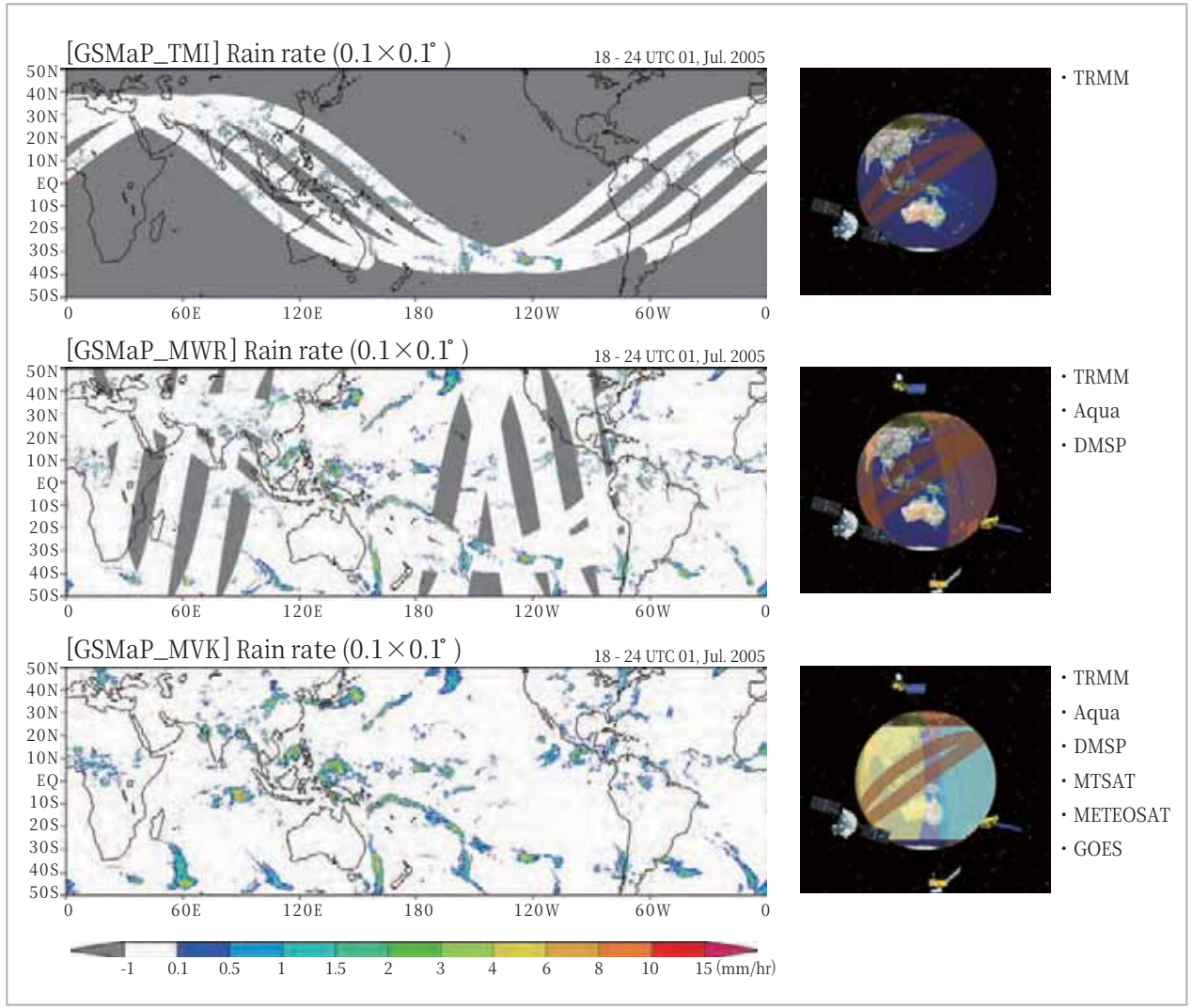
図❹は使用する衛星が増えることによる観測領域の違いを示しており、GSMaP_TMI（1台のマイクロ波放射計・TRMM/TMI）、GSMaP_MWR（5台のマイクロ波放射計）、GSMaP_MVK（マイクロ波放射計＋静止衛星搭載赤外放射計）を同じ6時間の観測期間で比較したものである。GSMaP_TMIでは未観測領域が非常に大きい。5台のマイクロ波放射計を使ったGSMaP_MWRは未観測領域がGSMaP_TMIよりかなり軽減しているが、まだ未観測領域が残っている。マイクロ波放射計に加えて静止衛星搭載赤外放射計も使用したGSMaP_MVKでは未観測領域はない。図❹から使用する衛星を増やすことで未観測領域が減少することがよくわかる。

作成された降水マップを評価し、アルゴリズム開発にフィードバックするため、TRMM衛星搭載降雨レーダ(PR)、及び、NASAがTMI用に開発した標準アルゴ



図❸　高時間・高空間分解能マップ作成マイクロ波・赤外放射計複合アルゴリズムのフローチャート

※1 http://www.gsmap.aero.osakafu-u.ac.jp/
※2 http://sharaku.eorc.jaxa.jp/GSMaP/index_j.htm



図❹　使用する衛星が増えることによる観測領域の違い

GSMaP_TMI（1台のマイクロ波放射計・TRMM/TMI）、GSMaP_MWR（5台のマイクロ波放射計）、GSMaP_MVK（マイクロ波放射計＋静止衛星搭載赤外放射計）を同じ6時間の観測期間で比較したもの、灰色が未観測領域を表す。

リズム(GPROF)による降水量との比較を行っている。また地上レーダによる降水量や、気象庁レーダーアメダス解析雨量・地上雨量計により検証されている。研究チームで作成した降雨プロダクトはWebサイトでユーザにデータ公開[※1]されている。GSMaPプロジェクトで開発されたアルゴリズムを用いて、JAXA/EORCでは「世界の雨分布速報」として、準リアルタイム（観測から約4時間遅れ）で、1時間ごとに世界の雨分布を提供している[※2]。

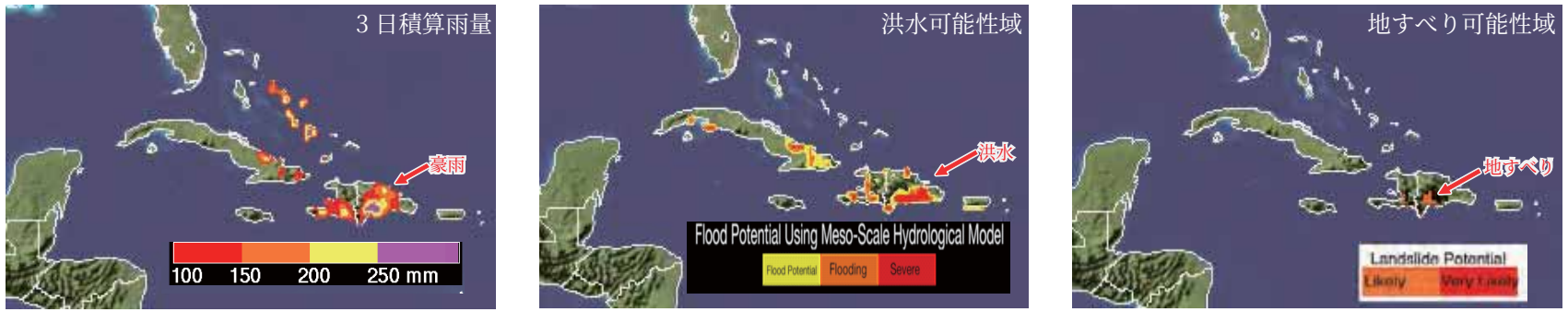
洪水災害予測への応用

洪水は、雨季の降雨や、台風・ハリケーン・サイクロンなどの熱帯低気圧によって引き起こされる場合をはじめとして、毎年どの季節についても、世界の各地で発生している。世界的にみても、自然災害による被害のうち、2/3程度を洪水による被害が占めており、日本においても、死者数は減少しているが、被害総額は減少していない。洪水の発生は、気象現象が引き金になることが多いことから、降水情報をもとにその予測を行い、早期警報のシステムを確立することへの期待が近年高まっている。

国土交通省による調査によれば、衛星雨量による観測は、地上雨量計がよく整備された地域でのメリットは大きくないが、衛星観測メッシュサイズに比べて十分流域面積の大きい河川の流域スケールでは、流域の地形条件の影響が低減され、衛星による流域平均雨量推定結果は地上観測結果と相関が高くなることがわかってきている。さらに、全世界の大半の地域では、地上雨量計が十分な密度で設置されていない場合が多く、特に上流国の降雨情報が下流国に伝わりにくい国際河川では、衛星による降雨観測データの意義は非常に大きいと言える。

図❶は、第4-3節で紹介した、NASA/GSFC作成のTRMM 3B42RTプロダクト(TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA))による全球降水量と、それから推定した、洪水可能性域と地すべり域の予測例である。2007年10月末にカリブ海のイスパニョーラ島(ハイチ及びドミニカ共和国)に上陸した、熱帯低気圧「ノエル」(直後の11月2日に、ハリケーンに発達)によって引き起こされた豪雨(図❶左)は、10月30日～11月1日の3日間の積算雨量が、ドミニカ共和国で250mm以上となっている。また、この降雨データを基に水文モデルで推定した、潜在的に洪水の発生する可能性のある領域(図❶中)と、地すべりの発生する可能性のある領域(図❶右)を示している。実際にも、ドミニカ共和国を始めとしたカリブ海地域では、「ノエル」によって引き起こされた洪水および地すべりによって、100人以上が死亡、数千人が家を失った。現在のところ、衛星データを用いた洪水および地すべり地域の推定は研究段階であるが、検証評価が進めば、将来的に洪水や地すべりの予測などの応用的利用に繋がることが期待されている。

日本においても、洪水予測に衛星データを利用す



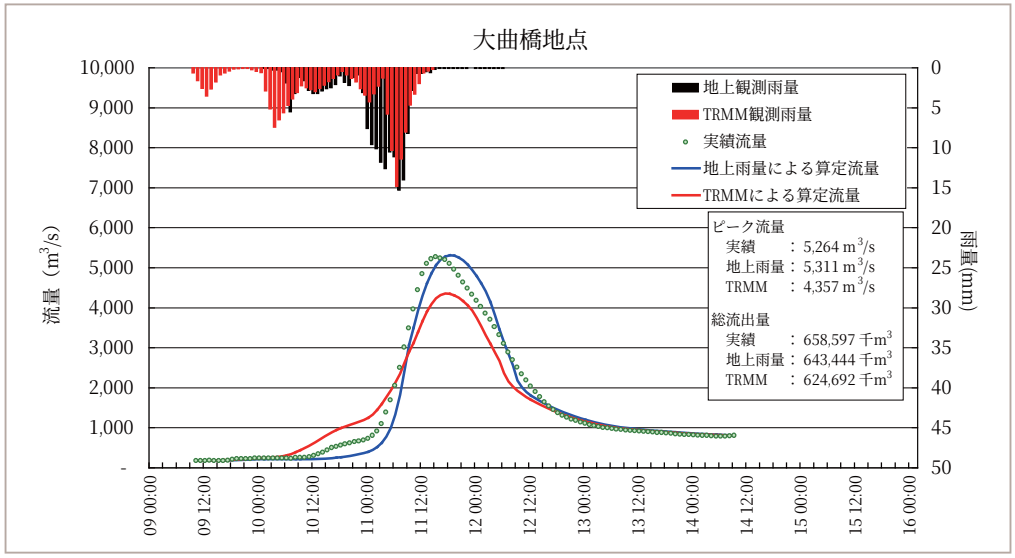
図❶　2007年11月1日のイスパニョーラ島(カリブ海)における豪雨・洪水・地すべり可能性分布の解析例
左図：3日間の積算降水量で、100mm以上の領域に色がついている。
中央図：全球についてリアルタイムで稼働させた水文モデルにより推定された洪水可能性域。
右図：リアルタイムの地すべり可能性のアルゴリズムから推定された地すべり可能性域。
(画像提供：米国航空宇宙局 Robert Adler博士)

※1 http://gfas.internationalfloodnetwork.org/gfas-web/
※2 http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/LIVEJ/

るための試みが進んでいる。国際洪水ネットワーク(International Flood Network: IFNet、事務局：(社)国際建設技術協会)では、全球的な洪水予警報システムの構築を2003年の世界水フォーラムで国土交通省が提唱し、2006年6月にGlobal Flood Alert System (GAFS) として試験運用を開始した※1。GFASでは、地球観測衛星による降水量データから、潜在的に洪水発生の可能性の高い地域を推定し、登録機関・ユーザに対して洪水予警報に資する情報を提供するシステムである。現在、TRMM 3B42のリアルタイム版（第4-3節参照)を入力として、システムを稼働させている。

現在のGFASの情報は、いわば、広範囲での大雨の情報であり、これを実際の洪水災害軽減に役立てるためには、各国の水文・河川管理機関が、具体的な地点の洪水予警報として、洪水流量や水位の予測に変換して発出する必要がある。このために、衛星降雨量を洪水流出解析モデルに入力し、その出力である洪水流量を直接評価する試みも行われている。図❷は、その一例であり、2002年7月9～15日の期間について、地上雨量計による雨量と、衛星観測雨量(3B42RT)をそれぞれ入力として、北上川の大曲橋地点における流量を推定し、実際に観測された流量と比較している。この期間のピーク流量は、衛星雨量（赤い棒グラフ）がピーク雨量を的確に捉えていないために、実測流量値（緑丸）に対する衛星算定流量（赤線）の相対誤差が約17%と若干低めになっているが、トータルの流出量は実測値にかなり近い値(相対誤差5%)となっている。このことは、地上雨量計の整備が充実していない海外の河川において衛星雨量が有効である可能性を示している。こういった地域での洪水予測に資するために、土木研究所内に設置されたユネスコ後援の水災害・リスクマネジメント国際センター(ICHARM)では、衛星降雨データを直接活用できるインタフェースを標準装備した、総合洪水解析システム(IFAS: Integrated Flood Analysis System)の開発を民間との共同研究として実施している。

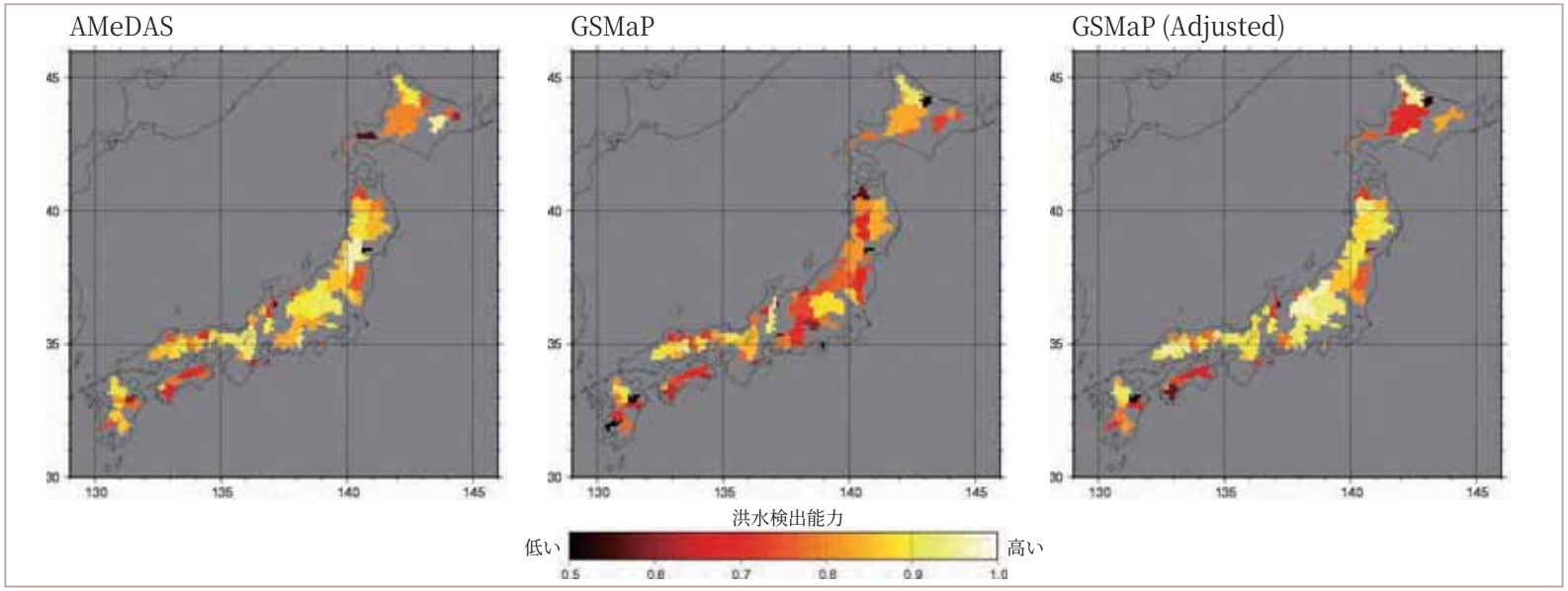
また、衛星による降雨量データと数値予報モデルを入力として用い、陸面モデルや河道網モデルと組み合わせて河川流量データをシミュレーションする研究も進んでいる。東京大学生産技術研究所のグループでは、数値予報モデルの結果を入力とした陸域水循環シミュレーション「Today's Earth」を開発し、リアルタイム運用している※2。このToday's Earthの入力の降水量を、衛星降水マップに差し替えたものが「Yesterday's Earth」であり、入力となる降水量の違いが河川流量推定にどのように影響するかを、観測流量と比較することで検証する。その目的は、洪水監視や水資源管理などの面からの実用的な精度評価にある。実際に日本域の観測データを使って行った検証実験では、衛星降水マップの降水量は、アメダス雨量計を基準とすると、とくに、200mm/月を超える場合に過小評価の傾



図❷ 衛星降雨量および地上観測雨量による流量推定と実測流量値との比較の例
2002年7月9～15日の期間、北上川大曲橋地点について流出計算および比較を行った。流域面積は2,000～7,500km²。(出典：国土交通省資料)

向にあった。さらに河川流量（流出高）の推定では、その過小評価傾向が顕著に見えるようになる。洪水検出能力の評価では、アメダス雨量計を利用した場合（図❸左）には、四国など一部流域を除き、高い洪水検出能力を示していた。一方、衛星降水マップをそのまま使う場合（図❸中）の洪水検出能力は不十分であるという結果となったが、地上雨量計で月単位の補正をすることで（図❸右）、洪水検出能力が高くなることもわかった。たとえば、月単位・1度グリッド程度の粗いスケールで地上の雨量計の情報があれば、衛星降水マップによる降水量を補正し、洪水予測に使える可能性は十分あると期待できる。

このように、洪水予測における衛星降雨量データの利用については、近年研究が進みつつあるところである。TRMM衛星は熱帯・亜熱帯域での高精度の降水観測を実現したが、一機であるがために観測頻度が低いという弱点がある。第4-3節および第4-4節で紹介した、全球降水マップの作成は、TRMM衛星単独では難しくとも、他の衛星やセンサと組み合わせることで実現した。洪水予測分野における利用も、これらの衛星降水マップによる広域の雨情報がより高い時空間分解能で提供されることで、さらなる実利用への展開が可能となったといえる。



図❸　Yesterday's Earthによる日本域の洪水検出能力の評価

2004年1月～12月について、0.1度格子、1時間毎のシミュレーションを行った。ただし、解析期間は2004年6月～10月。（左図）入力の降水量にアメダス雨量計を利用、（中央図）同様にGSMaPマイクロ波センサ・IR合成を利用、（右図）同様に、1ヶ月1度格子の雨量計データで校正したGSMaPマイクロ波センサ・IR合成を利用した場合。黒～赤色が検出能力が低い領域、黄色～白色が高い領域。（画像提供：東京大学生産技術研究所 瀬戸心太特任助教・沖大幹教授）

Section 5

衛星降水観測の将来

衛星による降水観測の精度が上がり、観測頻度が増大するにつれて、降水システムを解析するなどの雨の気候学的な研究だけでなく、天気予報や洪水予報といった、より社会生活に身近な分野への応用が期待されてきた。単独の衛星で観測可能な頻度や範囲には限界があるが、TRMMだけでは果たせなかった、さまざまな利用者からの要求を満たすために、現在、日本と米国を中心に全球降水観測(GPM)計画が、国際的な協力の下に進められている。本章では、GPM計画とその将来展望について、その特色と課題を含めて紹介する

5-1　GPM の概念と将来展望
・全球降水観測 (GPM) 計画 …… 90
・GPM の主衛星と副衛星群 …… 92
・GPM 計画への科学的・社会的期待 …… 94
5-2　GPM における新たな課題
・降雪観測 …… 95
5-2　まとめ …… 96

GPMの概念と将来展望

全球降水観測(GPM)計画

はじめに

TRMMの成功を受け、その観測の長所を生かし、熱帯に限られていた観測範囲を中・高緯度にまで広げるという発想は、極めて自然な流れであろう。全球降水観測(GPM)計画は、TRMMの成果を完全に引き継ぎつつ、その拡大・拡張ミッションとして日米共同で提案され、2007年夏季には日本国内において開発が認められた。

TRMMは衛星1機による、科学研究が目的の衛星観測であったが、GPMは、二周波降水レーダ及びマイクロ波放射計を搭載した1機の主衛星と、マイクロ波放射計を搭載した複数機のコンステレーション衛星（副衛星群）によって、全球降水の高精度・高頻度観測を国際協力ミッションで実現し科学研究とともに実用も目的としている(図❶)。

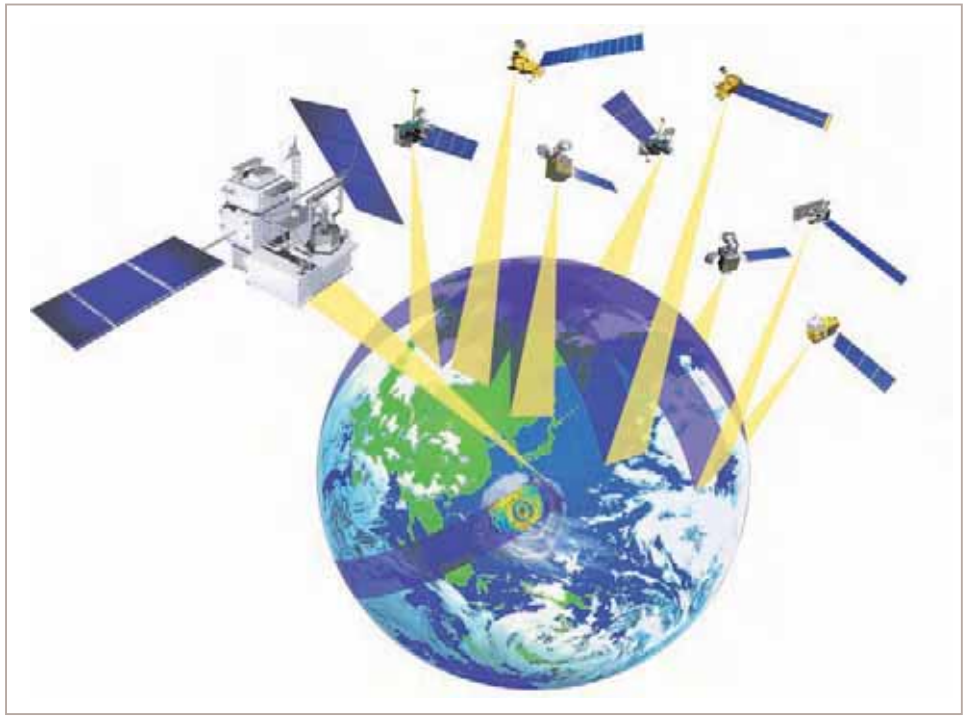
主衛星はTRMM 衛星を引き継ぐ観測を行うもので、宇宙航空研究開発機構(JAXA)と米国航空宇宙局(NASA)で共同開発する。副衛星群は、各国の既存あるいは将来のマイクロ波放射計およびマイクロ波サウンダ搭載衛星計画を、国際協力で連携することにより実現する。

GPM計画への期待

TRMMの成果を引き継ぎ、更にこれを発展させるために、TRMMでは達成できなかった、あるいは改善が期待されることとして、(1)観測領域の拡大、(2)観測頻度の増大、(3)観測精度の向上、がGPMでは要求されている。以下ではそのそれぞれについて、要求の背景やどのように要求に応える観測を行うのか、を示す。

(1) 観測領域の拡大

TRMM により、熱帯降雨に関してはこれまでにないデータが取得されるようになったが、水循環、気候変動の問題は、TRMM では観測できなかった領域を含



図❶　GPM計画の概念図
国際協力により高精度・高頻度な全球降水観測システムを構築する。

む全球規模で取り扱うべきである。特に緯度40～60度付近の傾圧帯は、水・エネルギー循環の担い手の一つである高・低気圧の通り道である。この領域の降水を観測することは、全球の水・エネルギー循環システムを解明する上で重要である。また、淡水の極域海洋への流入の把握は、寒帯海洋の熱塩循環の理解のために必要である。さらに、積雪は地上に長く蓄積される水であり、長期気候に与える影響が大きい。この積雪の縮小増大を監視する上で、降水・降雪の長期観測は重要である。中・高緯度の降水を観測するということは、単に衛星観測でカバーされる空間的な領域を拡大するということにとどまらない。中・高緯度では、熱帯に比較して、降水強度としては弱い雨の割合が多いことが想定され、また雪などの固体降水を観測する必要があり、観測機器の性能にも拡張が求められる。そこでGPMでは、観測領域の拡大として、次の3点を計画への要求として挙げている。

◎ 熱帯降雨観測(TRMM)から、全球降水観測(GPM)へ
◎ 熱帯の強い降雨から高緯度の弱い降雨まで観測
◎ 降雨の観測に加えた降雪の観測

なお、全球降水の観測を実現するために、GPMの主衛星は傾斜角約65度(TRMMは35度)の太陽非同期軌道をとることとし、これと極軌道衛星群(副衛星群)のコンステレーションの組み合わせで、全球観測を実現する。

(2) 観測頻度の増大(サンプリング誤差の軽減)

TRMMは衛星1機による観測であったので、緯度35度付近では例外的に1日に2回程度の観測があるものの、その他の緯度の低い地域では2日に1回程度の観測データしか得られない。TRMMのもともとのミッション目的である、熱帯地方の降水量の正確な把握という観点で予測、あるいは、保証されていた誤差は地域によって差があるものの、月平均、5度×5度領域平均で10%から20%というものであった。

しかしながら、気候変動、水循環変動研究をとりまく状況も変化した。例えば計算機性能の著しい向上により気候変動モデルの時間、空間解像度が一段と詳細化した今日では、モデル研究の側から、より細かい時間・空間分解能で衛星観測データとの比較によるモデルの検証のニーズが出てくるなど、日周変化を検出できるような観測データが望まれている。またリトリーバル誤差の現状の大きさを考慮すると、サンプリング誤差はできうる限り小さいことが望ましい。

実利用の観点では高頻度観測への要求はさらに高い。例えば数値天気予報では総観規模現象の予測スケールに相当する、3時間程度間隔の観測データは最低要件となっている。また、洪水警報システムの入力として必要な降水量データは、一定時間内の流域積算雨量であり、サンプリング誤差の大きさが直接的に影響するため、必要データ精度確保のため高頻度観測が要求される。

GPMでは、副衛星群により高頻度観測を行うとともに、主衛星が太陽非同期軌道を取ることで、TRMMでその有効性がおおいに確認された日周変化の観測を引き継ぐ。

(3) 観測精度の向上(リトリーバル誤差の軽減)

降水の変動観測による気候変動予測研究では、モデル研究等から予想される降水システムの特徴を抽出可能な観測精度の向上が要求されており、TRMMの観測精度ではまだ不十分である。また実利用でも、サンプリング誤差軽減と共にリトリーバル誤差の軽減が要求される。

高精度観測を実現するためには、

◎ 降水の鉛直構造の観測
◎ 固体降水の識別
◎ 弱い降水の観測、雪の観測
◎ 雨滴粒径分布情報取得

が必要であり、そのために、二周波降水レーダとマイクロ波放射計を搭載した主衛星により、弱い雨から強い雨、降雪の観測を実現する。そして、二周波降水レーダにより降水鉛直構造の観測および雨滴粒径分布情報の取得を実現する。

GPMの主衛星と副衛星群

GPM 主衛星の構成

(1) 衛星と軌道

GPM主衛星の衛星軌道は65度程度となっている。熱帯・亜熱帯域はもとより、中高緯度域でも降水の日周変化があるので太陽非同期とし、さらに降水の日変化を2ヶ月程度で観測するためには、軌道傾斜角を75度以下にする必要がある。また、打上げ時に万が一の失敗があった場合に残骸が海上に落下するようにするため、などの条件から65度となっている。この角度でも中高緯度の降水のピークは十分にカバーしている。

(2) 搭載センサ

図❶は、GPM主衛星の観測概念図である。主衛星搭載のセンサは、GPM全体の中心校正源として機能し、かつ降水システムの詳細観測が可能であるために、二周波降水レーダ(DPR)とGPMマイクロ波放射計(GMI)が必須センサとなっている。

DPRの走査幅は、Ku-バンドレーダは約245km、Ka-バンドレーダは約125kmである。両者の走査幅が重なる部分では、同期して観測を行う。一方、GMIはコニカルスキャンを行い、その走査幅は約800kmである。

(3) 二周波降水レーダ(DPR)

DPRは、TRMMのPRと同様に、JAXAとNICTが共同で開発を担当している。技術的にはDPRの二つの周波数のうち、Ku-バンド(13.6GHz)レーダ部分は、PRと基本的に同じである。Ka-バンド(35.55GHz)レーダ部分も、周波数が高いことを除けば同じデザインである。Ka-バンドレーダの開発は固体送信部品、位相器なども順調であり、PR開発時からの技術進歩が明瞭に現われている。

DPRの開発だけでなく、そのアルゴリズム開発においても、TRMMの経験は生かされる。というよりもむしろ、TRMMの成果が土台となって、DPRがあると言える。DPRのアルゴリズムについてはPRに比べて大きな飛躍が期待されている。PRは衛星からのレーダ降雨観測について、降雨減衰を積極的に用いた新たな分野を開いたとはいえ、一周波数であることの限界がある。これを二周波数にすることにより、情報量が2倍となり、降雨強度推定精度の大きな改善、また固体降水強度推定への新たな挑戦が可能となる。

高感度化を目的としたKa-バンドレーダは、Ku-バンドレーダでは測れない弱い雨や雪の検出に有効であり、強い雨の検出が可能なKu-バンドレーダと同時に観測することによって、熱帯の強い雨から高緯度の弱い降雪までの降水量を高精度で観測することができるようになる。これらの周波数では、一般に降水エコー強度は降雨による減衰の影響を受けるが、その減衰量は周波数や雨粒の大きさに依存する。同じ場所の降水粒子を二周波で同時に観測することによって、その降雨減衰量の差から雨粒の大きさ（雨滴粒径分布）を推定することができる。このような情報は、PRのような一周波のレーダでは得られないものであり、降水量の推定精度を大幅に向上することができる。また、降雨減衰量の差を用いることによって、雨と雪の識別も可能になると考えられている。

(4) GPMマイクロ波放射計(GMI)

GPM主衛星にDPRと対になって搭載されるGMIは、TRMMマイクロ波観測装置(TMI)を踏襲する、多周波・多偏波のコニカル走査型のマイクロ波放射計である。GPM主衛星のバス同様、NASAが開発を担当している。

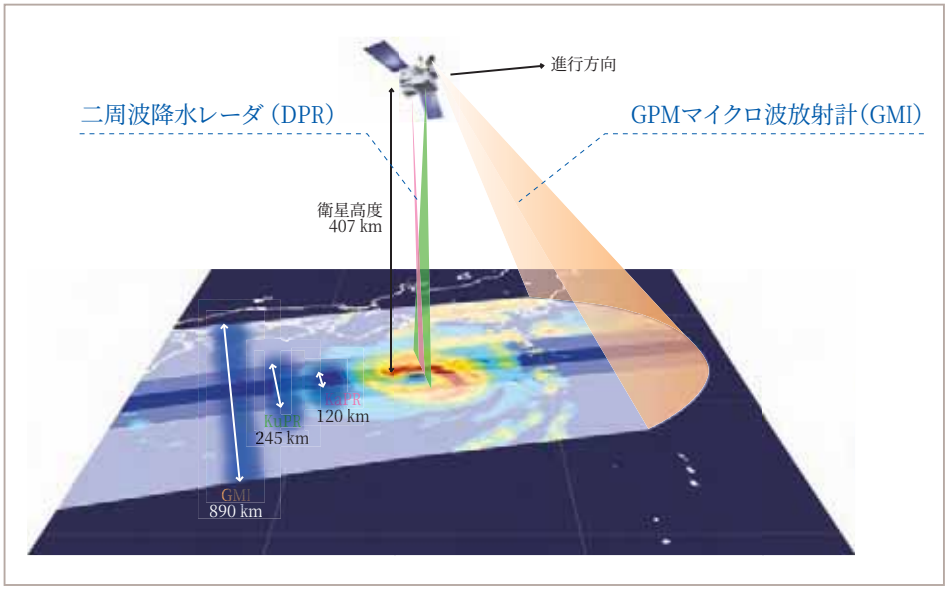
TMIと比較したGMIの主な特徴としては、TMIで用いられている10.65～89GHz帯の9つのチャネルに加えて、ミリ波帯である166GHz（「窓」チャネル）と183.31GHz（水蒸気吸収線）帯に4つのチャネルを持つことが挙げられる。この高周波数帯の追加によって、特に、高緯度域の海上及び陸上に多い、弱い雨や雪の推定精度向上に大きく寄与することが期待されている。さらに、アンテナ口径がTMIの約2倍の1.2mになったことで、空間分解能が向上する。

GPM 副衛星群の構成

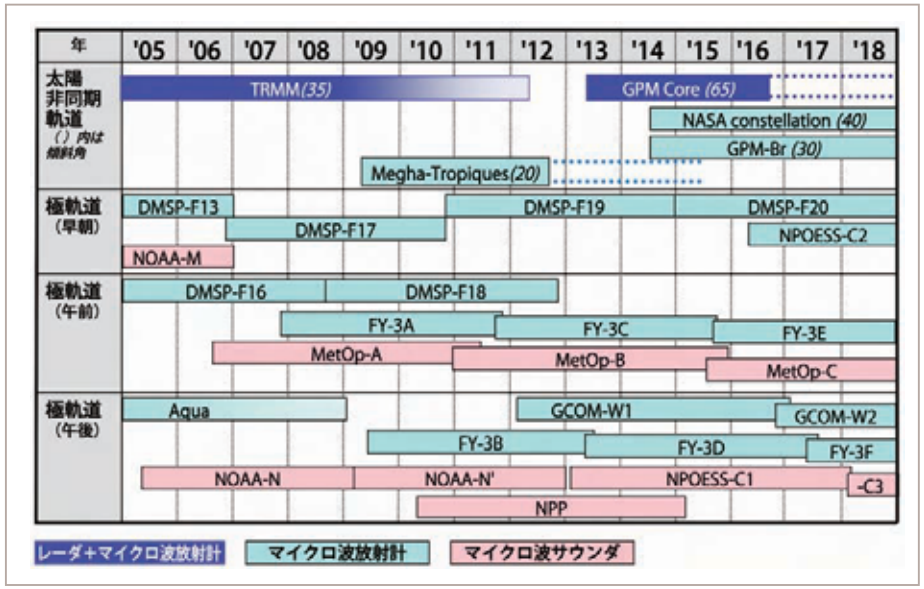
衛星地球観測の面からGPMを見ると、複数衛星システムである点に特徴がある。主衛星は降水システムの瞬時の詳細を観測し、副衛星群の校正源として働き、全体の降水推定を整合性のあるものとすることができる。主衛星のみでもTRMMの延長として大きな成果が期待できるが、高緯度域の固体降水も含めた

降水システムの観測は、副衛星群のマイクロ波センサのアルゴリズム向上において大きな意義がある。例えて言えば、主衛星は、副衛星群を車輪とすれば、全システムのハブとして車輪全体をしっかりと固定する働きをする。これが無ければ、車輪は宙に浮いてしまう。別の複数衛星システムとして、複数衛星を狭い軌道上に置き、同じ場所について、時間差を少なくして観測しようとするNASAのA-Trainが実現されている。しかしながら、降水システムのような時間スケールの短い現象を捉えるため、DPRとGMIという別センサのデータの直接の相互比較のため、あるいはデータを直接に組み合わせるアルゴリズムのため（この時はDPRとGMIはいわば一つのセンサとしてみなされる）、主衛星という同じプラットフォームにDPRとGMIが搭載されることは必須である。

GPMの副衛星群としては、主衛星が打ち上げられる2013年前後に運用している予定の、各国で計画されているマイクロ波放射計あるいはマイクロ波サウンダを搭載する衛星が想定されている（図❷）。これらのデータの校正器（キャリブレータ）として、主衛星のDPRとGMIが機能することとなる。



図❶　GPM主衛星による降水観測概念図



図❷　世界の降水観測衛星計画（2008年3月現在の予定を含む）

GPM計画への科学的・社会的期待

衛星による全球降水マップの作成

GPMにおいては、複数衛星に搭載されたマイクロ波センサデータの組み合わせも、新たな課題となる。すでに、第4-3節で述べられた通り、TRMM衛星の打ち上げ以降、複数のマイクロ波センサ（マイクロ波放射計およびマイクロ波サウンダ）データによる全球降水マップの作成に、大きな進展があった。この分野においては特に米国が進んでいるが、我が国でもGSMaPプロジェクト（第4-4節参照）が成功している。GPMの前身ともいうべきこれらの成果について、GPMへ取り込みおよび、さらなる発展が期待される。

科学分野

GPMにおける科学分野への期待は、主に、気候、気象および水循環の三つの分野からなる。

気候研究においては、GPMによって提供される精度の高い降水量データの蓄積が、気候モデルの検証や改良に用いられるだろう。現在の全球気候モデルは、地球温暖化に関連した降水量の変化を充分に予測できているとは言えない。実際に、GPMのデータは、これまでのTRMMや他の衛星データや、地上観測データと複合的に利用することにより、降水分布の長期的な変化を検出するのに有効であると考えられる。

気象予報の分野においては、数値天気予報モデルでの降水量データの同化が実質的な降水予報を向上させるだろう。このような改善は、TRMMデータを利用した事例研究でも示されている。GPMの高頻度な降水量データは、現業予報の精度向上のためのデータ同化を可能とする。GPMデータは、正確な全球降水量と水蒸気量解析や、天気擾乱の高頻度かつ高精度の観測・解析にも貢献することが期待される。このような解析を通じて、数値天気予報モデルの改良が見込まれ、その結果はより長期間の予報の改善につながる。

全球水循環研究においては、GPMによる降水観測の時間・空間範囲の両面での向上が、地球の水循環システムの不確定部分を減少させるとともに、水文モデルの改善をもたらすことが期待されている。GPMデータは、水循環変動を定量化し、変動の下に潜むメカニズムの理解を進め、水循環における人為的変動と自然変動を識別するための大きなステップとなろう。

GPMの科学的な目的は、TRMMのそれよりもはるかに広い。その理由は、気候のみならず、水文や気象予報といった研究分野を含むことによる。しかしながら、これらの三つの分野は個別のものではなく、相互に関係しあっている。それぞれの分野から得られた知識を組み合わせ、学際的な、あるいは、包括的な課題に答えることが期待されている。これらの課題はもちろんTRMMやGPMのみで解決できるものではなく、特に長期にわたる継続観測が重要である。TRMMの観測継続およびそれに続くGPM観測により、降水分布の面から大きな寄与が期待される。降水システムの気候値的把握とモデルとの比較から、そのメカニズムについての理解がさらに深まるだろう。

実利用分野

GPMの主衛星および副衛星群が収集したデータは、JAXA、NASAをはじめとする各国の地上局で受信され、その後、GPMデータ処理システムへ送られる。送られたデータを準リアルタイムで処理し、3時間毎の全球降水マップなどの高次プロダクトとともに、関係機関へと配信される。同時に、データセンターにおいて研究用の標準プロダクトが作成・提供されるとともに、画像や情報はインターネットなどを通じて、一般にも公開される。

このように衛星を使って「降水」をリアルタイムにモニタし、そのデータを即座に提供することで、GPMは気象予報、国土管理、農業・漁業への実利用や、災害予測・警報発令などの防災にも大きく貢献することを目指している。

TRMM衛星以降、衛星による観測データの実利用については大きな進展が見られた。第4-2節で述べられているように、TRMMやAMSR-E等のマイクロ波放射計データはすでに気象庁の現業数値予報に用いられており、さらに台風解析の分野における利用についても利用実証が進んでいる。また、洪水予測と水資源管理の分野では気象予報の向上による恩恵を受けるだけでなく、第4-5節で述べられている通り、とくに地上での降雨観測が不足している地域における流域降水量データとして、有効的な利用が考えられる。現在行われている、TRMMを中心とした高精度・高頻度の衛星降水マップによる洪水警報の試みは、GPM時代に実用化・高度化されることが期待される。

Section 5-2
GPMにおける新たな課題

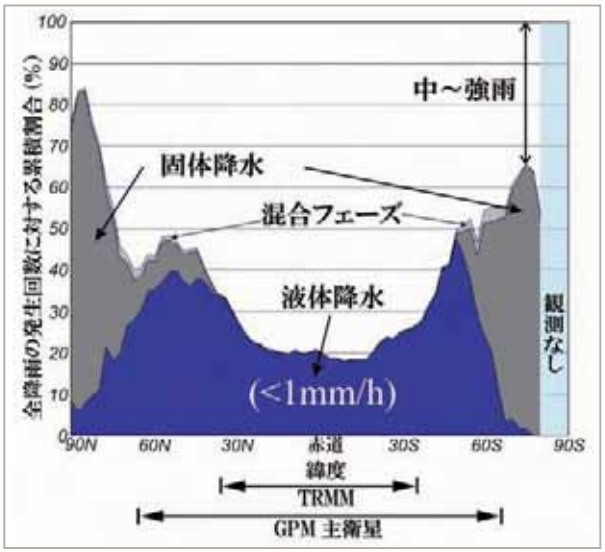
降雪観測

GPMはその名のとおり地球の全領域を観測の対象としている。そのため、主衛星による観測も、なるべく高い緯度の地域まで観測でき、かつ同時に日周変化も測れるように観測の地方時が適度の速さでずれるように、65度の軌道傾斜角を持つ軌道に投入される予定である。高緯度では、地上での降水は雨ではなく雪をして生じる場合が多く、雪の定量的計測の重要性が増す。

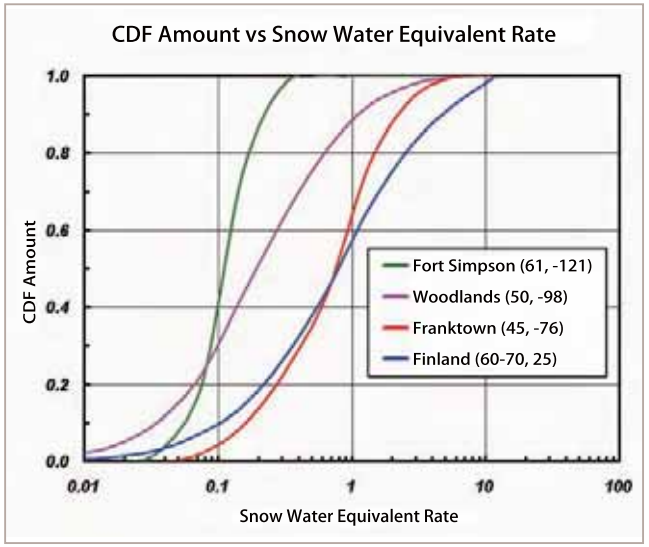
しかし、高緯度の降雪の観測には種々の困難が付きまとう。まず、高緯度では一般に降雨システムの背が低く、レーダで観測する場合には地表面近くまで観測する必要があることである。第2に、降雪粒子からの反射エコーの強さは同じ質量を持った水の粒子に比べ数分の一と弱くなり、感度の点で検出がより難しくなることである。（ただし、降水強度に直したときには雪の落下速度は雨の落下速度の数分の一であるためほぼ同じ感度になる。）

降雪強度の頻度分布は地域により大きく異なる（図❶）。DPRの感度はほとんどすべての降雪を検出するほどの感度は備えておらず、頻度分布で考えるとほとんどの降雪を見逃すことになるが、比較的強い降雪に対しては十分の感度を備えており、検出可能な降雪がもたらす水の量は全降雪による水の量の50%程度には達すると考えられる（図❷）。

DPRの降雪検出では地上に降る雪の検出以外に、雨の上空で降っている雪を検出するという重要な役目もある。TRMM搭載のPRでは、一周波のレーダであるためレーダエコーを生じさせている降水が雨であるか雪であるかをエコーだけから判断することは、層状性降雨中の融解層に伴うブライトバンドがエコー中に現れる場合を除き、必ずしも容易でなかった。DPRの場合には、粒子が水か氷かにより電波の散乱および吸収特性の違いとその周波数依存性をうまく組み合わせて使うことで、雪と雨の判別が出来る可能性がある。このことは、中緯度地方の地上付近での雪の観測のためだけでなく、熱帯などの降雨観測においても、融解高度をより正確に推定可能に出来ることで減衰補正の精度を向上させ、地表付近の降雨強度の推定精度を良く出来る可能性があることを意味する。



図❶ 緯度別の降水頻度分布
極域では降雪の頻度が非常に高い。（画像提供：バーミンガム大学 Christopher Kidd博士より一部改編）



図❷ 累積降水量であらわした世界各地における降雪強度の確率分布
横軸に示した降雪強度（等価降水強度にて表現）以下の降雪によりもたらされる水の量の割合。（画像提供：カナダ環境省 Paul Joe博士）

Section 5-3
まとめ

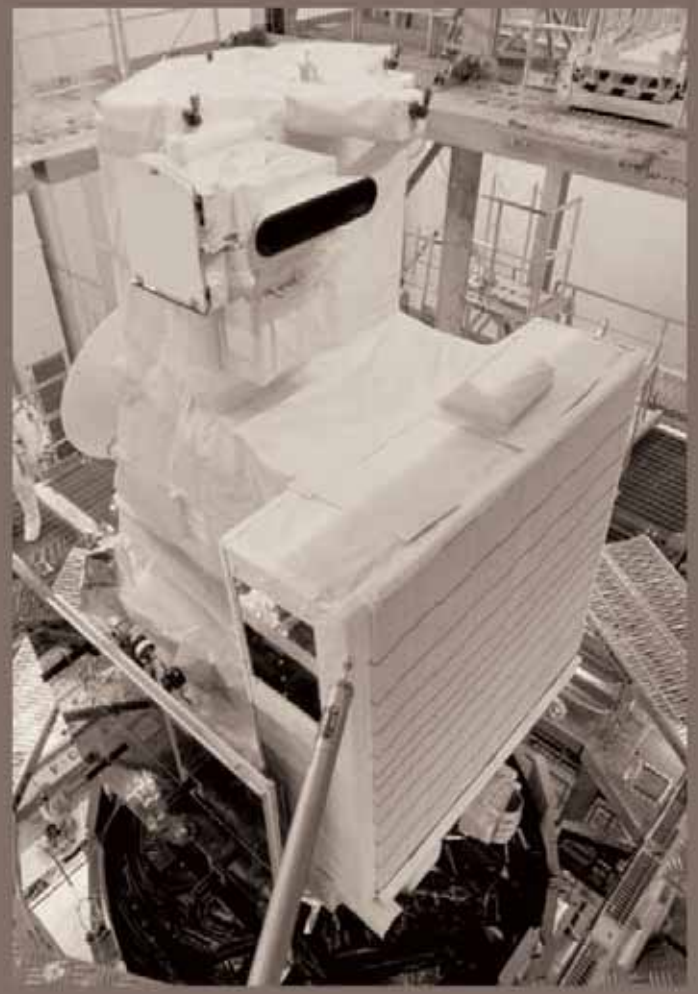
熱帯降雨観測衛星(TRMM)の構想は1986年に始まった。衛星による降雨観測の必要性は1980年初頭から認識されていた。現在はマイクロ波放射計による降雨観測が一般的となっているが、当時はマイクロ波放射計による降雨観測には未だ疑問符がつけられており、衛星搭載レーダによる降雨観測が不可欠と考えられた。当時の郵政省電波研究所（現在の独立行政法人情報通信研究機構）では衛星搭載のレーダとマイクロ波放射計が必要となる、という、今から振り返ると高い先見性を持った考えから航空機搭載の２周波のレーダ／放射計システムを開発していた。このシステムを、気象レーダのパイオニアであり当時NASAゴダード宇宙飛行センターにいたD. Atlas博士が注目して日米の共同研究が始められ、これが衛星搭載降雨レーダを我が国が世界に先駆けて開発する発端となった。

TRMMはもともとは熱帯域の海洋と大気の相互作用を研究する「熱帯海洋－全球大気研究計画(TOGA)」の1994年の集中観測に間に合わすべく計画されたが、種々の事情から遅れ1997年の打ち上げとなった。TRMMの寿命は設計時は３年とされていた。しかし、降雨パッケージである降雨レーダ、マイクロ波放射計、可視・赤外放射計は十分な性能を保持しており、さらに雷センサも稼働しており、観測は継続された。TRMMの軌道高度は350kmと衛星としては異常に低い。これはレーダの感度が目標物の距離が伸びると低下することが主原因である。軌道が低いとわずかに存在する地球大気による抵抗により軌道が低くなり、軌道保持のための燃料により寿命が決まってしまう。このため、寿命延長のため2001年には軌道が402.5kmまで上げられた。その後、スペースシャトル、チャレンジャー事故などの影響で落下衛星への懸念が広がり、TRMMも燃料があるうちに制御を行って落下させよう、という話が出た。これに対しては、落下の危険性の推定、TRMMの観測延長による利益などが慎重に検討され、結局観測延長が決まり、今に至っている。NASAはこれまでにも稼働可能な衛星の運用停止をいくつも行ってきているが、これは、他の衛星が打ち上がり、観測代替が可能であることが大きな要因としてある。TRMMはそのユニークな観測から代替が無いことも大きな要因であった。現在、TRMMは日米の地球観測衛星としてはもっとも長く観測を行っている衛星となっている。

TRMMの観測はすでに10年を超えている。振り返ればもし３年で、あるいは５年程度で観測が停止されていたとすると、TRMMはセンサ性能の確認、個々の降水システムの観測、２回程度のENSOサイクルを観測したに留まっていたと考えられる。10年の観測により熱帯域を中心とした降水の年々変動の把握などに大きな寄与を成すことができた。またレーダとマイクロ波放射計による降水観測精度の向上、降水システムによる潜熱放出分布の導出などもなされた。本冊子もそのような成果を取り入れている。

残燃料からTRMMの観測は2013年まで延びる可能性もある。そうなれば地球温暖化に伴う降水の変化なども検出できる可能性がある。またTRMMの後継計画として進められている全球降水観測計画(GPM)とつながる可能性もある。

TRMM計画は日米の多くの人々の真摯な努力により、日米協力の衛星による地球観測計画のもっとも成功した例として高く評価されている。現在、雲レーダを搭載した衛星が打ち上げられており、極く当然のようにTRMMのデータと組み合わせられている。このようにTRMM単独からさらに広げて多くの衛星データとの組み合わせ、またモデル等との組み合わせにより、今後も大きな成果が次々と得られることは間違い無いところである。



付録

付録A　インターネットでTRMM画像＆データを見る … 98
付録B　TRMM年表 …… 100
付録C　略語集 …… 104

熱帯降雨観測衛星(TRMM)の画像及びデータのオンライン提供

http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/index_j.htm

1997年11月28日（日本時間）に打ち上げられた、日米の共同プロジェクトである熱帯降雨観測衛星(TRMM)は、熱帯・亜熱帯域の降雨観測に特化した世界で初めての衛星計画であり、2007年秋に打ち上げより10年目を迎えた。衛星に搭載されている5つのセンサのうち、雲及び地球放射エネルギー観測装置(CERES)は2001年より電源装置不具合のため運用を停止しているが、残り4つのセンサ(降雨レーダ(PR)、TRMMマイクロ波観測装置(TMI)、可視赤外観測装置(VIRS)、雷観測装置(LIS)）は、大きな不具合もなく、現在もすべて正常に観測を続けている。打ち上げ移行、宇宙航空研究開発機構(JAXA)の地球観測研究センター(EORC)の下にあるTRMMウェブサイトにおいて、TRMMの画像やデータの提供システムを複数運用しており、Google Earthへの対応も進めているので、これらのシステムについて紹介する。

潜熱加熱量研究プロダクト

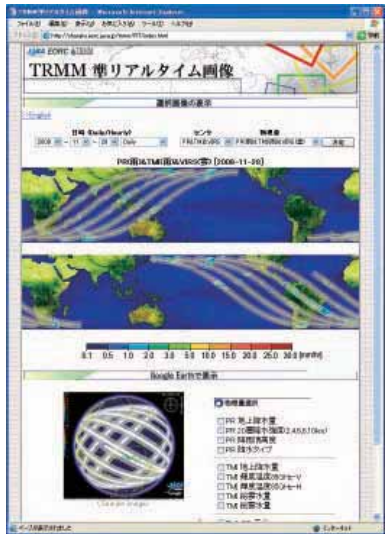
http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/lh/index_j.html

2008年5月より公開。TRMM搭載降雨レーダによる3次元の雨データから、地球を巡る風の駆動源となる大気中の熱エネルギー3次元分布を過去10年分推定し、世界の研究者に提供する。この値が正しく把握されることにより、IPCCの気候変動予測に用いられている気候モデルの大気の動きを高精度に検証できるなど、気候研究の精度を上げることへの貢献が期待される。大阪府立大学および東京大学との共同研究によって開発されたSpectral Latent Heating (SLH) アルゴリズム（第1-1節参照）により、TRMM降雨レーダPRの観測値（対流・層状分類、降雨頂、地表面と融解層での降雨強度など）から参照テーブルを用いて3次元の潜熱加熱プロファイルを推定した。軌道単位毎のデータ（格子化なし、0.5度格子の二種）および月平均データ（0.5度格子）について、PR観測全期間のデータがダウンロード可能であり、1ヶ月毎に更新されている。

TRMM準リアルタイム画像

http://sharaku.eorc.jaxa.jp/trmm/RT/index_j.html

2008年2月より公開。観測から約3～6時間程度でTRMMの準リアルタイムデータをオンライン上で可視化するシステムであり、日時の選択、表示する物理量の選択、拡大する領域の選択・移動を可能とし、さらにGoogle Earthでの表示にも対応している。画像を提供している主なプロダクトは、PRによる地上降水量、各高度の降水量、降雨頂高度、降雨タイプ、TMIによる地上降水量、85GHzの輝度温度、VIRSの近赤外の放射輝度等である。複数センサの表示も出来るのが特徴で、とくに、PRとTMIとVIRSの三種のセンサによる降雨と雲の観測や、PRとTMIによる降水量を重ねて同時に表示することや、両者の間の差違を確認することも可能であり、それぞれのセンサの観測による降水量データの違いなどがわかるように工夫している。画像拡大に耐えうるよう、各パス単位で、0.05度の緯度経度格子に格子化している。今後、研究プロダクトも追加される予定である。



世界の雨分布速報

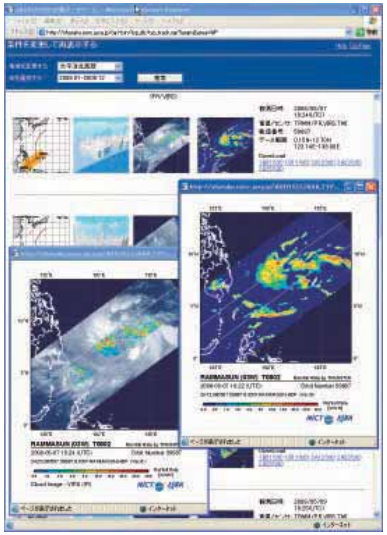
http://sharaku.eorc.jaxa.jp/GSMaP/index_j.htm

2007年11月より公開。世界の雨分布速報では、JST/CRESTで開発したGlobal Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP)アルゴリズム（第4-4節参照）をベースに世界の雨分布を、観測から約4時間遅れの準リアルタイムで1時間ごとに0.1度格子で作成している。入力データには、TRMMだけでなく複数の衛星（Aqua衛星のAMSR-E, 複数のDMSP衛星のSSM/I, 日米欧の静止気象衛星）を利用しており、ブラウズ画像、24時間のアニメーションの提供の他、Google Earthによる表示にも対応している。降水量データそのものについても、ftpで一般に公開を予定している。なお、過去期間のGSMaP標準プロダクトについては、大阪府立大学で運用しているGSMaPのウェブサイト(http://www.radar.aero.osakafu-u.ac.jp/~gsmap/)より入手が可能である。

台風データベース

http://sharaku.eorc.jaxa.jp/TYP_DB/index_j.shtml

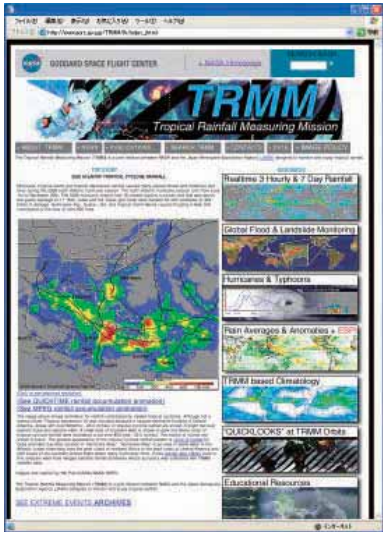
JAXAでは、これまでTRMMのPR、TMI、VIRSによって観測された熱帯低気圧（台風・ハリケーン・サイクロンを含む）について、降水量等のブラウズ画像、台風進路図、各センサの観測データを台風付近に限定して切り出したファイルなどをデータベースとしてまとめて公開している。JAXA/EORC台風データベースでは、インターネット上から、領域や年月などの条件を指定することで、該当条件でTRMMが観測した過去の熱帯低気圧を簡易に検索可能である。また、TRMM衛星以外にもADEOS-Ⅱ衛星のAMSR、Aqua衛星のAMSR-Eについても、各センサの観測期間についてデータベース化しており、同時に検索が可能である。また、TRMM/PRによる3次元ムービーも掲載されており、詳細に台風の立体構造を見ることが出来る。現在、標準プロダクトの切り出しや動画作成を含むため、リアルタイムでは運用しておらず、1～2ヶ月後にまとめて更新する形式をとっている。



NASA/GSFC TRMM Web Site

http://trmm.gsfc.nasa.gov/

TRMM衛星の米国側のカウンターパートである、米国航空宇宙局(NASA)のゴダード宇宙飛行センター(GSFC)にも、TRMM衛星のWebサイトがあり、情報が充実しているので、ここで紹介する。ウェブサイトにはさまざまな情報が掲載されているが、たとえば、NASA/GSFCが開発した3B42アルゴリズム（第4-4節参照）を利用して作成している3時間毎の降水量分布の画像と最近1週間の積算降水量の動画のページが運用中であり、データ提供のftpサイトも公開されている。また、3日間の積算降水量データから推定した全球の洪水・地すべり可能性を画像化しているページや、TRMMの各センサで観測された、ハリケーンや台風の画像および、それらに関連する災害等についての解説記事も掲載している。また、NASA/GSFC内の、TRMMデータおよび関連研究データの提供サイトや、プロダクトやアルゴリズムの情報サイトへのリンクも行っている。



台風速報

http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/NRTtyphoon/index_j.htm

台風データベースの運用開始後、台風の画像を準リアルタイムで確認したいという要望を受けて作成されたのが、TRMMの台風速報である。当初のターゲットは「台風」のみ（北西太平洋域）であったが、2007年3月にサイクロンやハリケーンを含めた全球版に拡張した。これにより、アジア域（北インド洋・北西太平洋）、アメリカ域（北東太平洋・北大西洋）、オセアニア域（南インド洋・南太平洋）の各領域において発生した熱帯低気圧のTRMMによる観測画像をすべて、準リアルタイムで閲覧することができるようになった。TRMM台風速報では、PR、TMI、VIRSのリアルタイムデータを利用し、熱帯低気圧を観測した場合には、観測から約3～6時間後にホームページ上に画像を作成しており、最近2ヶ月間の情報をホームページ上に掲載している。なお、AMSR-Eの台風速報ホームページ（北西太平洋域限定）も別途運用されており、TRMMの台風速報サイトからリンクが張られている。

その他のTRMM関連ホームページ

宇宙航空研究開発機構(JAXA)

- JAXA地球観測研究センター(EORC)：
  http://www.eorc.jaxa.jp/index.html
- JAXA/EORC TRMM Web Site：
  http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/index_j.htm
- JAXA/EORC GPM Web Site：
  http://www.eorc.jaxa.jp/GPM/index_j.htm
- サテライト・ナビゲーター：
  http://www.satnavi.jaxa.jp/index.html

米国航空宇宙局(NASA)ゴダード宇宙飛行センター(GSFC)

- NASA/GSFC GPM：
  http://gpm.gsfc.nasa.gov/index.html

情報通信研究機構(NICT)

- NICT：
  http://www.nict.go.jp/overview/index.html

	TRMMミッション	運用・プロダクト・観測実験	広報・利用推進	TRMMに係わる表彰
1991	TRMM衛星開発開始(NASA)			
1992	PR開発開始(NASDA)			
1993	10月　第1回TRMM研究公募(NASDA-NASA Joint Research Announcement (JRA))を発出			4月　CRLの岡本謙氏他6名に郵政大臣表彰「熱帯降雨観測衛星計画推進」 10月　CRLの岡本謙一氏が日本気象学会堀内基金奨励賞を受賞「熱帯降雨観測衛星における降水測定システムの研究開発」
1994	9月　日本TRMMサイエンスチーム設置、初代日本TRMMプロジェクトサイエンティストに新田勍教授(東京大学)就任			
1995	4月　NASDA地球観測データ解析研究センター(EORC)が設立(六本木ファーストビル)		4月　地球観測センター(EOC)のTRMMホームページ開設	
1996	8月　第2回JRAを発出			
1997	11月　第二代の日本TRMMプロジェクトサイエンティストに中村健治教授(名古屋大学)就任 11月　種子島宇宙センターからH-IIロケット6号機により打上げ(28日午前6時27分JST) 11月　衛星の三軸姿勢を確立(29日) 12月　投入軌道380kmから観測軌道350kmへの軌道変換(4～8日) 12月　PRを観測モードに設定(8日午前5時45分) 12月　PRの初データを取得(9日) 12月　初画像公開、プレスリリース「熱帯降雨観測衛星(TRMM)データ取得について」(17日)	8月　NASDAレーダによるGEWEX/GAME-Tibet予備観測期間(～9月)	6月　EORCのTRMMホームページ開設 11月　TRMMデータ専用ビューア「Orbit Viewer」V0.8リリース(UNIXでのL1対応) 12月　初画像掲載：サイクロン・パム他 12月　画像公開：1997年台風28号 12月　画像公開：アマゾン域降雨	
1998	1月　初期機能確認フェーズを経て定常観測を開始 1月　プレスリリース「熱帯降雨観測衛星(TRMM)降雨レーダ初期機能確認試験結果について」(30日) 7月　プレスリリース「熱帯降雨観測衛星(TRMM)のマイクロ波観測装置(TMI)による海面水温の計測―ラ・ニーニャの観測―」(6日) 7月　プレスリリース「熱帯降雨観測衛星(TRMM)による台風1号の観測画像」(10日) 7月　宇宙開発委員会において、TRMMによる気象観測画像の取得及び今後の予定について報告 8月　プレスリリース「熱帯降雨観測衛星(TRMM)による台風4号の観測画像」(28日) 9月　プレスリリース「熱帯降雨観測衛星(TRMM)のデータ公開について」(1日)	5月　石垣・宮古TRMMキャンペーン実験(IMCET)(～6月) 5月　NASDAレーダによるGEWEX/GAME-Tibet集中観測期間(～9月) 6月　レベル1データの一般提供開始(プロダクトV4) 9月　高次レベルデータの一般提供開始(プロダクトV4) 11月　しし座流星群対応による観測欠損(17～18日)	1月　画像公開：関東の大雪 3月　画像公開：1998年エルニーニョ 5月　TRMM Earth View(パンフレット)発行 5月　Orbit Viewer V0.9リリース(UNIXでの全標準プロダクト対応) 5月　TRMM/PR News第1号発行 6月　NHK教育　サイエンスアイ「異常気象・エルニーニョを追え!」(国立環境研究所　高薮縁氏)放映(20日) 7月　画像公開：1998年台風1号 7月　TRMM/PR News第2号発行 8月　画像公開：1998年台風4号 9月　「地球観測フェア'98－最近の地球環境問題と衛星リモートセンシング－」に出展(東京) 9月　NHKハイビジョン　ハイビジョンでこんにちは内コーナー「天気のへそ」(名古屋大学　中村健治教授)放映(30日) 9月　TRMM/PR News第3号発行 10月　画像公開：タイ湾の降雨 11月　TRMM/PR News第4号発行 12月　日本リモートセンシング学会誌TRMM特集号発行 12月　TRMMデータ利用講習会(東京)	3月　CRLの岡本謙一氏が平成9年度前島賞を受賞「地球環境測定技術分野の研究開発」 5月　EORC/TRMMチームが日本気象学会1998年度春季大会ベストポスター賞を受賞(TRMMによる初期観測) 6月　東海大学の坂田俊文教授他、日本のTRMM研究者9名、米国のTRMM関係者12名にNASDAより感謝状を授与「熱帯降雨観測衛星の開発及び打上げへの寄与」 6月　東海大学の畚野信義教授が日本人初のNASA Distinguished Public Service Medalを受賞 6月　NASDAのTRMMチームがNASAのTRMMチームの一員として、NASA Group Achievement Awardを受賞

（注）組織名、個人の所属および肩書きは当時のもの

	TRMMミッション	運用・プロダクト・観測実験	広報・利用推進	TRMMに係わる表彰
1999	1月　宇宙開発委員会において、TRMM搭載降雨レーダの運用状況について報告 3月　プレスリリース「熱帯降雨観測衛星(TRMM)の1年にわたる観測」（5日）	1月　太陽補足モードによる観測欠損(3～6日) 1月　PRアルゴリズム説明書(V4対応版)公開 5月　石垣/宮古TRMMキャンペーン実験(IMCET99)(～6月) 6月　東シナ海・九州梅雨観測計画(X-BAIU-99)(～7月) 11月　プロダクトV5のリリース 11月　しし座流星群対応による観測欠損(17～18日)	3月　PR準リアルタイム画像ページ公開 3月　NHK宇宙デジタル図鑑「人工衛星から見た地球」（NASDA　上野精一氏）放映(27日) 5月　TRMM News第1号発行 6月　画像公開：西日本豪雨 6月　月刊海洋TRMM特集号発行 7月　画像公開：韓国の豪雨 10月　TRMM News第2号発行 10月　NHK教育テレビ サイエンスアイ「気候変動が始まった?豪雨発生のなぞ」（気象研究所　中澤哲夫氏）放映(16日) 12月　TMIとVIRSの海面水温等のホームページ公開	3月　CRLの古津年章氏、NASDAの川西登音夫氏、(株)東芝の奥村実氏が市村学術賞(貢献賞)を共同受賞「熱帯降雨観測衛星(TRMM)搭載降雨レーダの開発」
2000	4月　第三代の日本TRMMプロジェクトサイエンティストに中澤哲夫氏(気象研究所)就任 4月　プレスリリース「熱帯降雨観測衛星(TRMM)搭載降雨レーダ(PR)による全球土壌水分量の観測結果について」（18日） 7月　第3回TRMM RAを発出 9月　プレスリリース「熱帯降雨観測衛星(TRMM)の画像およびデータの準リアルタイムインターネット配信サービスについて」（12日） 10月　プレスリリース「熱帯降雨観測衛星(TRMM)打上げ3周年記念国際シンポジウムの開催」（6日） 11月　TRMM打上げ3周年記念国際シンポジウム開催(東京)	2月　PRアルゴリズム説明書(V5対応版)公開 9月　衛星のローパワーモードによる観測欠損(17～22日) 11月　しし座流星群対応による観測欠損(18日)	4月　TRMM News第3号発行 4月　月平均降雨データ(L3)ページ公開 6月　画像公開：モザンビークの洪水 7月　NHK教育　サイエンスアイ・にっぽん名物研究室「土壌水分量から探る世界の気候」（東京大学沖大幹助教授）放映(1日) 8月　「地球観測フェア2000～みつめよう、地球の『いま』を～」に出展(東京) 8月　TRMM Earth View Second Edition（パンフレット）発行 8月　Orbit Viewerバージョン0.9ベースの日本語版を公開 8月　画像公開：2000年台風8号(JELAWAT) 8月　画像公開：バングラデシュの豪雨 8月　画像公開：2000年台風8号(JELAWAT) 8月　画像公開：バングラデシュの豪雨 9月　TRMM準リアルタイム画像ホームページ公開 11月　Orbit Viewer V1.0リリース(Windowsに対応) 12月　テレビ東京 テクノ探偵団「動きや形が電波でわかる謎 レーダー」（CRL　佐藤晋介氏）放映(9日) 12月　Journal of Applied MeteorologyのTRMM特集号発行 12月　Journal of ClimateのTRMM特集号発行	
2001	1月　TRMM、当初予定の定常運用期間を達成 3月　TRMM降雨レーダ定常段階終了審査 4月　EORCが、地球観測利用研究センターに名称変更 4月　宇宙開発委員会において、TRMM/PRの当初ミッション達成について報告 5月　第1回TRMM潜熱加熱ワークショップ開催(米国メリーランド) 5月　第1回全球降水観測計画(GPM)国際計画ワークショップ開催(米国メリーランド) 7月　EORCが事務所移転(晴海トリトンスクエア) 8月　TRMMの衛星軌道高度を402.5kmに変更 9月　宇宙開発委員会において、TRMMの軌道高度変更について報告 10月　第2回TRMM潜熱加熱ワークショップ開催(米国ボルダー) 11月　GPMシンポジウム開催(東京)	1月　AMSR-TRMM若狭湾観測実験(～2月) 5月　CERES運用停止 8月　衛星の軌道高度を350ｋｍから402.5ｋｍへ変更(7～24日) 9月　軌道高度変更後のTMI, VIRSデータ配布開始 11月　軌道高度変更後のPRデータ配布開始 11月　しし座流星群対応による観測欠損(18～19日)	2月　TRMM News第4号発行 6月　TRMM News第5号発行 6月　Orbit Viewer V1.1リリース(一般表示機能追加) 10月　TRMM News第6号発行 7月　画像公開：2001年台風8号 9月　画像公開：2001年台風15号 10月　GPMホームページ公開 11月　TRMM Channel (TRMM 3周年記念CD-ROMのWeb版)掲載	

	TRMMミッション	運用・プロダクト・観測実験	広報・利用推進	TRMMに係わる表彰
2002	3月　第3回世界水フォーラムにTRMMブース出展、GPMセッション開催 5月　第2回GPM国際計画ワークショップ開催(東京) 7月　第1回TRMM国際科学会議開催(米国ハワイ) 11月　宇宙開発委員会において、TRMMの最近の成果とこれからの展望について報告 11月　TRMM5周年記念国際シンポジウム「宇宙から見た地球環境－水循環観測を中心にして」開催(大阪)	6月　CRL沖縄亜熱帯計測技術センターにおいて、沖縄偏波降雨レーダ(COBRA)の実験観測開始 2月　1B21プロダクトのバグ報告(再処理) 9月　衛星太陽電池パドル駆動部トラブルによるVIRSの欠損(6日～10月17日) 11月　しし座流星群対応による観測欠損(18～19日)	2月　TRMM News第7号発行 3月　「宇宙から見た雨 - 熱帯降雨観測衛星4年間の軌跡 -」発行 4月　Orbit Viewer V1.2リリース(3B40、3B41、3B42の表示対応) 7月　TRMM News第8号発行 10月　TRMM台風データベース公開 10月　EORC HP「地球がみえる」掲載：TRMM台風データベース公開について 11月　PRによる「世界の雨」およびTMIによる「海面水温」のポスター掲載 12月　TRMM News第9号発行	11月　国際電気通信基礎技術研究所の畚野信義氏、大阪府立大学の岡本謙一教授が、武田賞(環境系応用分野)を共同受賞「人工衛星搭載マイクロ波降雨レーダの開発」 12月　日本のTRMM軌道高度変更チームがNASA Group Achievement Awardを授賞
2003	3月　NASDAシンポジウムにて、水循環セッション開催(淡路島) 4月　CRL、通信・放送機構の2機関統合、「情報通信研究機構(NICT)」発足 6月　第3回GPM国際計画ワークショップ開催(オランダ) 7月　第4回TRMM RAを発出 8月　潜熱加熱研究に関する講演会(東京) 10月　NASDA、宇宙科学研究所、航空宇宙技術研究所の3機関統合、「宇宙航空研究開発機構(JAXA)」発足 10月　EORCが地球観測利用推進センター(EORC)に名称変更		1月　画像公開：2002年エルニーニョ 9月　TRMM台風速報ページのアジア版(日本語)を公開 5月　TRMM News第10号発行 5月　Orbit Viewer V1.3リリース(プロダクトV6対応) 6月　災害マップのリーフレット発行 10月　GPMホームページのリニューアル公開 10月　TRMM News第11号発行	
2004	2月　GPMアジアワークショップ～TRMMからGPMへ～開催(東京) 6月　第4回GPM国際計画ワークショップ開催(米国メリーランド) 7月　宇宙開発委員会において、TRMM運用終了について報告 8月　NASAがTRMMの本年末までの運用期間の延長を発表 8月　宇宙開発委員会において、TRMMの本年末までの運用期間延長を報告 8月　TRMMの軌道高度復帰マヌーバの実施 9月　公開講演会「宇宙から雨を測る」開催(奈良) 9月　第2回TRMM国際科学会議開催(奈良) 9月　第3回TRMM潜熱加熱ワークショップ開催(奈良)	6月　プロダクトV6のリリース 6月　GPM/DPR試験のためのPR送信オフ運用による欠損(7,14,21日) 6月　衛星がノミナル高度を下まわったことによる欠損(30日～8月12日)	3月　TRMM Channelのリニューアル公開 4月　画像公開：南大西洋のハリケーン 4月　「地球がみえる」：2004年台風1号(スーダエ) 4月　「地球がみえる」：南大西洋で初めて観測されたハリケーン 5月　「地球がみえる」：台風ペア、日本に接近 6月　画像公開：2004年台風6号 6月　「地球がみえる」：大型で非常に強い台風6号が接近中 6月　TBSニュースの森「森田さんお天気ですか」(TRMMの運用問題について)放映 7月　TRMM・GPM News第12号発行 7月　画像公開：平成16年7月福井豪雨 7月　画像公開：2004年台風10号 7月　「地球がみえる」：強い台風10号が日本接近中 9月　「地球がみえる」：大型で強い台風18号、九州に接近中：台風16号と同様な進路 9月　「地球がみえる」：台風21号、今年8個目の上陸：日本本土への年間上陸数の記録更新 10月　「地球がみえる」：TRMM/PRによる台風21号の詳細構造：台風22号にも要注意 10月　「地球がみえる」：超大型台風23号、日本列島を縦断	

（注）組織名、個人の所属および肩書きは当時のもの

	TRMMミッション	運用・プロダクト・観測実験	広報・利用推進	TRMMに係わる表彰
2005	1月　NASAがTRMMの運用を2005年春まで再延長することを決定 4月　NASAにおいて2006～2009年度のTRMM運用評価のシニアレビュー開催 9月　NASAが2009年9月30日までのTRMM運用延長を発表 11月　第5回GPM国際計画ワークショップ開催（東京）	1月　PRアルゴリズム説明書（V6対応版）公開 5月　PR 3A25 V6Aリリース 5月　衛星－地上間伝送でのPRデータの部分欠損が多発（～7月）	1月　2004年版「世界の雨」&「海面水温」ポスター掲載 1月　「地球がみえる」：TRMMで見た気象災害：2004年をクローズアップ 2月　「地球がみえる」：パキスタンの大雨 6月　JAXA/EORC台風データベース公開（TRMMとAMSR/AMSR-Eのそれぞれの台風データベースを統合） 6月　「地球がみえる」：2005年初の接近台風：台風4号－新しい台風データベースも公開－ 6月　Orbit Viewer V1.3.5リリース（MacOS Xに対応） 7月　「地球がみえる」：中国地方を襲った梅雨前線による大雨 9月　画像公開：ハリケーンKATRINA 9月　「地球がみえる」：猛威をふるう台風14号（ナービー） 10月　「地球がみえる」：日本を窺う台風20号（キロギー） 12月　「地球がみえる」：TRMMで観測した2005年のハリケーン 12月　TRMM台風速報の英語版公開	
2006	5月　EORCが地球観測利用研究センター（EORC）に名称変更 10月　EORCが事務所移転（JAXA筑波宇宙センター） 11月　第6回GPM国際計画ワークショップ（米国アナポリス）	2月　3A25プロダクトのエラー報告（再処理なし）	1月　「地球がみえる」：TRMMが捉えた西日本の大雪 7月　「地球がみえる」：梅雨前線に伴う九州の大雨 8月　「地球がみえる」：TRMMが観測した「平成18年7月豪雨」 9月　「地球がみえる」：ハリケーンから台風に変わり、日本に接近した「イオケ」 9月　「地球がみえる」：沖縄、九州に接近する台風13号（サンサン）	5月　中村健治教授（名古屋大学）が日本気象学会藤原賞を受賞「気象衛星による降水過程の観測的研究に関する功績」
2007	2月　第5回TRMM RAを発出 4月　NASAにおいて2008～2009年度のTRMM運用継続評価のシニアレビュー開催 10月　プレスリリース「熱帯降雨観測衛星（TRMM）10周年公開シンポジウム『変わりゆく地球と雨』の開催について」（25日） 11月　プレスリリース「熱帯降雨観測衛星（TRMM）などを用いた『世界の雨分布速報』の公開について」（14日） 12月　第7回GPM国際計画ワークショップ開催（東京） 12月　TRMM10周年公開シンポジウム「変わりゆく地球と雨」開催（東京）	3月　GPM/DPR試験ためのPRを用いた模擬実験による欠損（15～16日） 3月　2A23アルゴリズムの不具合報告（再処理なし）	3月　TRMM台風速報の北アメリカ版・オセアニア版を公開 8月　TRMM HPリニューアル、打上げ10周年カウントダウン開始 9月　「地球がみえる」掲載：首都圏に接近する台風9号（フィートウ） 10月　「地球がみえる」掲載：ベトナムの苦い果実「LEKIMA」－台風14号 10月　ソニー・エクスプローラサイエンス「宇宙から地球の雨をみてみよう！ 熱帯降雨観測衛星TRMMワークショップ～宇宙から見た雨」開催（東京） 11月　「世界の雨分布速報」を公開 11月　「地球がみえる」：バングラデシュを直撃したサイクロン「SIDR」 11月　TRMMを使ったシリアスゲーム「宇宙管制官になって軌道コントロール！」β版リリース	3月　NICTの瀬戸心太氏が土木学会水工学論文奨励賞を受賞「TRMM/PR降雨強度推定アルゴリズムの再検討－表面参照法に起因するバイアス－（水工学論文集、第50巻）」 4月　NICTの井口俊夫氏が文部科学大臣表彰（科学技術賞）を受賞「衛星搭載レーダを用いた降雨強度推定アルゴリズムの開発研究」 5月　東京大学の高薮縁教授が猿橋賞を受賞「熱帯における雲分布の力学に関する観測的研究」
2008	2月　第3回TRMM国際科学会議開催（米国ラスベガス）		2月　TRMM準リアルタイム画像ホームページのリニューアル公開	3月　東京大学の沖大幹教授が第4回日本学士院学術奨励賞・日本学術振興会賞を受賞「地球規模の水循環変動と世界の水資源需給の予測」

A	
ADEOS-II	Advanced Earth Observing Satellite-II 環境観測技術衛星「みどりII」
AMI	Active Microwave Instrument 能動型マイクロ波機器
AMSR	Advanced Microwave Scanning Radiometer 高性能マイクロ波放射計
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS 改良型高性能マイクロ波放射計
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit Acquisition of Signal 高性能マイクロ波サウンダ
C	
CCD	Charge Coupled Device 電荷結合素子
CERES	Clouds and Earth's Radiant Energy System 雲及び地球放射エネルギー観測装置
CGMS	Coordination Group for Meteorological Satellites 気象衛星調整会議
CMAP	CPC Merged Analysis of Precipitation
CMORPH	CPC Morphing technique
COBRA	CRL Okinawa Bistatic polarimetric RAdar CRL沖縄偏波降雨レーダ
CPC	Climate Prediction Center 気候予測センター (NOAA)
CREST	Core Research for Evolutional Science and Technology 戦略的創造研究推進事業
CRL	Communications Research Laboratory 通信総合研究所(現NICT)
CSH	Convective-Stratiform Heating
D	
DJF	December, January and February
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program 米国国防省気象衛星
DPR	Dual-frequency Precipitation Radar 二周波降水レーダ
DSD	Drop Size Distribution 雨滴粒径分布
E	
ENSO	El Niño/Southern Oscillation エルニーニョ・南方振動
EOC	Earth Observation Center 地球観測センター (JAXA)
EORC	Earth Observation Research Center 地球観測研究センター (JAXA)
ERBE	Earth Radiation budget Experiment 地球放射収支実験
ERS	European Remote Sensing Satellite ヨーロッパ・リモートセンシング衛星
G	
GANAL	Global Analysis data 全球客観解析データ
GARP	Global Atmospheric Research Programme 全球大気研究計画
GATE	GARP Atlantic Tropical Experiment GARP大西洋熱帯実験計画
GEOSS	Global Earth Observation System of Systems 全球地球観測システム
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment 全球エネルギー・水循環観測計画
GFAS	Global Flood Alert System
GMI	GPM Microwave Imager GPM搭載マイクロ波放射計
GOES	Geostationary Operational Environment Satellite
GPCP	Global Precipitation Climatology Project 全球降水気候計画
GPCP-1DD	Global Precipitation Climatology Project One-degree Daily Precipitation Data Set
GPI	GOES Precipitation Index
GPM	Global Precipitation Measurement 全球降水観測計画
GPROF	Goddard profiling
GSFC	Goddard Space Flight Center ゴダード宇宙飛行センター (NASA)
GSMaP	Global Satellite Mapping of Precipitation
H	
HyDIS	Hydrologic Data and Information System
I	
ICHARM	International Centre for Water Hazard and Risk Management 水災害・リスクマネジメント国際センター
IFAS	Integrated Flood Analysis System 総合洪水解析システム
IFNet	International Flood Network 国際洪水ネットワーク
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPWG	International Precipitation Working Group 国際降水ワーキンググループ
IR	Infrared
ITCZ	Inter-Tropical Convergence Zone 熱帯収束帯
J	
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency 独立行政法人 宇宙航空研究開発機構
JFM	January, February and March
JJA	Jun, July and August
JST	Japan Science and Technology Agency 独立行政法人 科学技術振興機構
L	

LDAR	Lightning Detection and Ranging
LIS	Lightning Imaging Sensor 雷観測装置
LUT	Look up table
M	
MAM	March, April and May
MCS	Meso-scale Convective System 組織化した大規模雨
MESA	Monsoon Experiment in South America
METEOSAT	Meteorological Satellite
MJO	Madden-Julian Oscillation 熱帯季節内振動（マダン＝ジュリアン振動）
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
MTSAT	Multi-functional Transport Satellite 運輸多目的衛星
MWR	Microwave Radiometer
N	
NASA	National Aeronautics and Space Administration 米国航空宇宙局
NASDA	National Space Development Agency of Japan 宇宙開発事業団（現JAXA）
NCAR	National Center for Atmospheric Research, U.S.A. 米国大気研究センター
NICAM	Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model
NICT	National Institute of Information and Communications Technology, Japan 独立行政法人情報通信研究機構
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S.A. 米国海洋大気局
NRL	Naval research laboratory
NSCAT	NASA Scatterometer (satellite wind instrument) NASA 散乱計
P	
PCT	Polarization Corrected Temperature
PEHRPP	Program to Evaluate High Resolution Precipitation Products
PERSIANN	Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks
PPS	Precipitation Processing System
PR	Precipitation Radar 降雨レーダ
Q	
QuikSCAT	Quick Scatterometer
R	
RPF	Rain-yield per flash PR と LIS による降雨量と発雷の比
RS	Rainfall Strength 降雨強度
RTH	Rain Top Height 降雨頂高度
S	
S/N	Signal to Noise
SAR	Synthetic Aperture Radar 合成開口レーダ
SCSMEX	South China Sea Monsoon Experiment 南シナ海モンスーン実験
SLH	Spectral Latent Heating
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer SEASAT衛星センサー、走査型多周波マイクロ波放射計
SNR	Signal to Noise ratio SN比
SON	September, October and November
SPCZ	Southern Pacific Convergence Zone 南太平洋収束帯
SPR	Stratiform Pixel Ratio 層状性降雨面積比
SRR	Stratiform Rain Ratio 層状性降水量比
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager DMSP 搭載マイクロ波撮像装置
SSMIS	Special Sensor Microwave Imager Sounder
T	
TDRS	Tracking and Data Relay Satellite 追跡・データ中継衛星
TIROS	Television Infrared Observing Satellite
TMI	TRMM Microwave Imager TRMM マイクロ波観測装置
TMPA	TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis
TOGA	Tropical Ocean Global Atmosphere 熱帯海洋－全球大気研究計画
TOGA-COARE	Tropical Oceans Global Atmosphere Program Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission 熱帯降雨観測衛星
U	
UCI	University of California, Irvine カリフォルニア大学アーバイン校
V	
VHF	Very High Frequency
VIRS	Visible and Infrared Scanner 可視赤外観測装置
W	
WCRP	World Climate Research Programme 世界気候研究計画
WMO	World Meteorological Organization 世界気象機関
WMONEX	Winter Monsoon Experiment 冬季季節風実験

【1－1】

（熱帯の降雨の把握）

Simpson, J., ed., 1988: Report of the science steering group for a tropical rainfall measuring mission (TRMM). NASA/Goddard Space Flight Center, 94pp.

（潜熱潜熱）

Houze, R. A., Jr., 1982: Cloud clusters and large-scale vertical motions in the tropics. J. Met. Soc. Japan, 60, 396-410.

Houze, R. A., Jr., 1989: Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating. Q. J. R. Meteorol. Soc., 115, 425-461.

Johnson, R. H., and P. E. Ciesielski, 2002: Characteristics of the 1998 summer monsoon onset over the northern South China Sea. J. Met. Soc. Japan, 80, 561-578.

L'Ecuyer, T. S., and G. L. Stephens, 2003: The tropical ocean energy budget from the TRMM perspective, Part I: Algorithm and uncertainties. J. Climate, 16, 1967-1985.

Morita, J., Y. N. Takayabu, S. Shige, and Y. Kodama, 2006: Analysis of rainfall characteristics of the Madden-Julian oscillation using TRMM satellite data. Dyn. Atmos. Oceans, 42, 107-126.

Shige, S., Y. N. Takayabu, W.-K. Tao, and D. E. Johnson, 2004: Spectral retrieval of latent heating profiles from TRMM PR data. Part I: Development of a model-based algorithm. J. Appl. Meteor., 43, 1095-1113.

Shige, S., Y. N. Takayabu, W.-K. Tao, and C.-L. Shie, 2007: Spectral retrieval of latent heating profiles from TRMM PR data. Part II: Algorithm improvement and heating estimates over tropical ocean regions. J. Appl. Meteor. Climatol., 46, 1098-1124.

Shige, S., Y. N. Takayabu, and W.-K. Tao, 2008: Spectral retrieval of latent heating profiles from TRMM PR data. Part III: Estimating over tropical ocean regions. J. Appl. Meteor. Climatol., 47, in press.

Simpson, J., C. Kummerow, W.-K. Tao, and R. F. Adler, 1996: On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). Meteor. Atmos. Phys., 60, 19-36.

Tao, W.-K., S. Lang, J. Simpson, and R. Adler, 1993: Retrieval algorithms for estimating the vertical profiles of latent heat release: Their applications for TRMM. J. Met. Soc. Japan, 71, 685-700.

Tao, W.-K., E. A. Smith, R. F. Adler, Z. S. Haddad, A. Y. Hou, T. Iguchi, R. Kakar, T. N. Krishnamurti, C. D. Kummerow, S. Lang, R. Meneghini, K. Nakamura, T. Nakazawa, K. Okamoto, W. S. Olson, S. Satoh, S. Shige, J. Simpson, Y. Takayabu, G. J. Tripoli, and S. Yang, 2006: Retrieval of latent heating from TRMM measurements. Bull. Am. Meteorol. Soc., 87, 1555-1572.

Thompson, R. M. J., S. W. Payne, E. E. Recker, and R. J. Reed, 1979: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the intertropical convergence zone of the eastern Atlantic. J. Atmos. Sci., 36, 53-72.

Yanai, M., S. Esbensen, and J.-H. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. J. Atmos. Sci., 30, 611-627.

【1－3】

（観測機器）

Iguchi, T., T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka, and K. Okamoto, 2000: Rain-profiling algorithm for the TRMM Precipitation Radar. J. Appl. Meteor., 39, 2038-2052.

（観測データ）

Oki, R., K. Furukawa, S. Shimizu, Y. Suzuki, S. Satoh, H. Hanado, K. Okamoto, and K. Nakamura, 1999: Preliminary results of TRMM: Part I, A comparison of PR with ground observations. Marine Technology Society Journal, 32, 13-23.

Shimizu, S., N. Takahashi, T. Iguchi, J. Awaka, T. Kozu, R.Meneghini, and K. Okamoto, 2003: Validation Analyses after the Altitude Change of TRMM. Proc. SPIE Vol. 4894, Oct 2002, Hangzhou, China, 83-91.

【2－1】

（世界の雨の年平均値）

中村健治, 2007: GPMの科学的・社会的意義 －TRMMからGPMへ－. 全球降水観測(GPM)計画 －科学的・社会的期待－, GPM科学文書編集委員会編集, 宇宙航空研究開発機構 地球観測研究センター, 1-4.

【2－2】

（熱帯季節内振動）

Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J. Atmos. Sci., 28, 702-708.

Madden, R. A., and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40 - 50 day period. J. Atmos. Sci., 29, 1109-1123.

Masunaga, H., T. S. L'Ecuyer, and C. D. Kummerow, 2006: The Madden-Julian oscillation recorded in early observations from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). J. Atmos. Sci., 63, 2777-2794.

Matsuno, T., 1966: Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area. J. Meteor. Soc. Japan, 44, 25-43.

Miura, H., M. Satoh, T. Nasuno, A. T. Noda, and K. Oouchi, 2007: A Madden-Julian oscillation event realistically simulated by a global cloud-resolving model. Science, 318, 1763-1765.

Morita, J., Y. N. Takayabu, S. Shige, and Y. Kodama, 2006: Analysis of rainfall characteristics of the Madden-Julian oscillation using TRMM satellite data. Dyn. Atmos. Oceans, 42, 107-126.

Nakazawa, T., 1988: Tropical Super Clusters within Intraseasonal Variations over the Western Pacific. J. Meteor. Soc. Japan, 66, 823-839.

Wheeler, M., and G. N. Kiladis, 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. J. Atmos. Sci., 56, 374-399.

（台風）

Bessho, K., T. Nakazawa, S. Nishimura, K. Kato, and S. Hoshino, 2006: Statistical analysis of organized cloud clusters on western North Pacific and their warm core structure. 27th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology in the American Meteor. Soc. CD-ROM, 9B.6.

Briegel, L. M., and W. M. Frank, 1997: Large-scale influences on tropical cyclogenesis in the western North Pacific. Mon. Wea. Rev., 125, 1397-1413.

Cecil, D. J., and E. J. Zipser, 1999: Relationships between Tropical

Cyclone Intensity and Satellite-Based Indicators of Inner Core Convection: 85-GHz Ice-Scattering Signature and Lightning. Mon. Wea. Rev., 127, 103-123.

Dvorak, V. F., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. Mon. Wea. Rev., 103, 420–430.

Emanuel, K., 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. Nature, 436, 686-688.

Hoshino, S., and T. Nakazawa, 2007: Estimation of tropical cyclone's intensity using TRMM/TMI brightness temperature data, J. Met. Soc. Japan, 85, 437-454.

IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Kamahori, H., N. Yamazaki, N. Mannoji, and K. Takahashi, 2006: Variability in intense tropical cyclone days in the western north pacific. SOLA, 2, 104-107.

Kodama, Y.-M., and T. Yamada, 2005: Detectability and configuration of tropical cyclone eyes over the western North Pacific in TRMM PR and IR observations. Mon. Wea. Rev., 133, 2213-2226.

Lonfat, M., F. D. Marks, and S. S. Chen, 2004: Precipitation distribution in tropical cyclones using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) microwave imager: A global perspective. Mon. Wea. Rev., 132, 1645-1660.

Oouchi, K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki, and A. Noda, 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: frequency and wind intensity analyses. J. Meteor. Soc. Japan, 84, 259-276.

Pielke, R. A., Jr., C. Landsea, M. Mayfield, J. Laver, and R. Pasch, 2005: Hurricanes and global warming. Bull, Amer. Meteor. Soc., 86(11), 1571-1575.

Trenberth, K., 2005: Uncertainty in hurricanes and global warming. Science, 308, 1753–1754.

Webster, P. J., G. J. Holland, J. C. Curry, and H.-R. Chang, 2005: Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. Science, 309, 1844–1846.

Yokoyama, C., and Y. N. Takayabu, 2008: A statistical study on rain characteristics of tropical cyclones using TRMM satellite data. Mon. Wea. Rev., 136, in press. doi: 10.1175/2008MWR2408.1

（豪雨）

Kodama, Y.-M., A. Ota, M. Katsumata, S. Mori, S. Satoh, and H. Ueda, 2005: Seasonal transition of predominant precipitation type and lightning activity over tropical monsoon areas derived from TRMM observations. Geophysical Research Letters 32, L14710, doi:10.1029/2005GL022986.

（スコールラインによるストーム）

Houze, R. A., Jr., 1993: Cloud Dynamics, International Geophysics Series vol.53, Academic Press, New York,

（降雨特性）

片山勝之, 2004: TRMM PR データのメソスケール統計を用いた熱帯・亜熱帯の降雨特性とその降雨要因についての研究. 平成15年度東京大学大学院修士論文.

岡本謙一, 2007: JST-CREST研究領域「水の循環系モデリングと利用システム」研究課題「衛星による高精度高分解能全球降水マップの作成」研究終了報告書

Hirose, M., and K. Nakamura, 2002: Spatial and seasonal variation of rain profiles over Asia observed by spaceborne precipitation radar. J. Climate, 15, 3443-3458.

Kubota, T., S. Shige, H. Hashizume, K. Aonashi, N. Takahashi, S. Seto, M. Hirose, Y. N. Takayabu, K. Nakagawa, K. Iwanami, T. Ushio, M. Kachi, and K. Okamoto, 2007: Global precipitation map using satelliteborne microwave radiometers by the GSMaP project : Production and Validation. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 45(7), 2259-2275.

Nesbitt, S. W., R. Cifelli, and S. A. Rutledge, 2006: Storm morphology and rainfall characteristics of TRMM precipitation features. Mon. Weather Rev., 134, 2702-2721.

Nesbitt, S. W., and E. J. Zipser, 2003: The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. J. Climate, 16, 1456-1475.

Nesbitt, S. W., E. J. Zipser, and D. J. Cecil, 2000: A census of precipitation features in the Tropics using TRMM: Radar, ice scattering, and lightning observations. J. Climate, 13, 4087-4106.

Takayabu, Y. N., 2002: Spectral representation of rain profiles and diurnal variations observed with TRMM PR data over the equatorial area. Geophys. Res. Lett., 29, doi:10.1029/2001GL014113.

Takayabu, Y. N., 2006: Rain-yield per flash calculated from TRMM PR and LIS data and its relationship to the contribution of tall convective rain. Geophys. Res. Lett., 33, L18705, doi:10.1029/2006GL027531.

Takayabu, Y. N., M. Katayama, M. Hirose, and T. Kubota, 2008: A Rain type classification with the Rain-yields per flash using TRMM PR and LIS data,in preparation.

【2－4】

（雨と潜熱）

Cheng, C.-P., and R. A. Houze, Jr., 1979: The distribution of convective and mesoscale precipitation in GATE radar echo patterns. Mon. Weather Rev., 107, 1370-1381.

Hartmann, D. L., H. H. Hendon, and R. A. Houze, Jr., 1984: Some implications of the mesoscale circulations in tropical cloud clusters for large-scale dynamics and climate. J. Atmos. Sci., 41, 113-121.

Houze, R. A., Jr., 1982: Cloud clusters and large-scale vertical motions in the tropics. J. Met. Soc. Japan, 60, 396-410.

Houze, R. A., Jr., 1989: Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating, Q. J. R. Meteorol. Soc., 115, 425-461.

Johnson, R. H., and G. S. Young, 1983: Heat and moisture budgets of tropical mesoscale anvil clouds. J. Atmos. Sci., 40, 2138-2147.

Schumacher, C., R. A. Houze, Jr., and I. Kraucunas, 2004: The tropical dynamical response to latent heating estimates derived from the TRMM Precipitation Radar. J. Atmos. Sci., 61, 1341-1358.

Schumacher, C., and R. A. Houze, Jr., 2003: Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM Precipitation Radar. J. Climate, 16, 1739-1756.

Shige, S., Y. N. Takayabu, W.-K. Tao, and D. E. Johnson, 2004: Spectral retrieval of latent heating profiles from TRMM PR data. Part I: Development of a model-based algorithm. J. Appl. Meteor., 43, 1095-1113.

Shige, S., Y. N. Takayabu, W.-K. Tao, and C.-L. Shie, 2007: Spectral retrieval of latent heating profiles from TRMM PR data. Part II: Algorithm improvement and heating estimates over tropical ocean regions. J. Appl. Meteor. Climatol., 46, 1098-1124.

Tao, W.-K., S. Lang, J. Simpson, and R. Adler, 1993: Retrieval algorithms for estimating the vertical profiles of latent heat release: Their applications for TRMM. J. Met. Soc. Japan, 71, 685-700.

Zhang, C., M. McGauley, and N. A. Bond, 2004: Shallow meridional circulation in the tropical eastern Pacific. J. Climate, 17, 133-139.

（浅い対流）

Short, D., and K. Nakamura, 2000: TRMM radar observation of shallow precipitation over the tropical oceans. J. Climate, 13, 4107-4124.

（雨と雷から降雨特性を捕らえる）

「宇宙から見た雨」編集委員会, 2002: 宇宙から見た雨－熱帯降雨観測衛星４年間の軌跡－

Petersen, W. A., and S. A. Rutledge, 1998: On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. J. Geophys. Res., 13(D12), 14,025-14,040.

Takayabu, Y. N., 2006: Rain-yield per flash calculated from TRMM PR and LIS data and its relationship to the contribution of tall convective rain. Geophys. Res. Lett., 33, L18705, doi:10.1029/2006GL027531.

Williams, E. R., S. A. Rutledge, S. G. Geotis, N. Renno, E. Rasmussen, and T. Rickenbach, 1992: A radar and electrical study of tropical “hot towers.” J. Atmos. Sci., 49, 1386-1395.

Zipser, E. J., 1994: Deep Cumulonimbus Cloud Systems in the Tropics with and without Lightning. Mon. Wea. Rev., 122, 1837-1851.

【２－５】

（降水への人間活動の影響）

Bell, T. L., D. Rosenfeld, K.-M. Kim, J.-M. Yoo, M.-I. Lee, and M. Hahnenberger, 2008: Midweek increase in U.S. summer rain and storm heights suggests air pollution invigorates rainstorms. J. Geophys. Res., 113, D02209, doi:10.1029/2007JD008623.

Berg, W., T. L'Ecuyer, and C. Kummerow, 2006: Rainfall climate regimes: The relationship of regional TRMM rainfall biases to the environment. J. Appl. Meteor. Climatol., 45, 434–454.

Rosenfeld, D., 1999: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. Geophys. Res. Lett., 26, 3105-3108.

【３－１】

（高度変更の降雨推定への影響）

Takahashi, N., and T. Iguchi, 2004: Estimation and correction of beam mismatch of the precipitation radar after an orbit boost of the tropical rainfall measuring mission satellite. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 42(11), 2362-2369.

【３－３】

（エルニーニョ）

小倉 義光, 1999: 一般気象学 第２版, 東京大学出版会.

（層状性・対流性降雨）

水野量, 2000：雲と雨の気象学. 朝倉書店.

Schumacher, C., and R. A. Houze, Jr., 2003a: The TRMM Precipitation Radar’s view of shallow, isolated rain. J. Appl. Meteor., 42, 1519-1524.

Schumacher, C., and R. A. Houze, Jr., 2003b: Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM Precipitation Radar. J. Climate, 16, 1739-1756.

【４－１】

（基本情報としての降水）

Group on Earth Observations, 2005: The Global Earth Observation System of Systems (GEOSS) 10-Year Implementation Plan Reference Document. 210pp.

【５－１】

（降雪観測）

Mugnai, A., S. D. Michele, E. A. Smith, F. Baordo, P. Bauer, B. Bizzarri, P. Joe, C. Kidd, F. S. Marzano, A. Tassa, J. Testud, and G. J. Tripoli, 2007: Snowfall Measurements by Proposed European GPM Mission, In: Measuring precipitation from space -- EURAINSAT and the future, V. Levizzani, P. Bauer, and F. J. Turk, Eds., Springer, 655-674.

執筆者・画像協力者一覧

執筆者（敬称略、五十音順）

井口俊夫　（独）情報通信研究機構
(1-1, 1-2, 1-3, 2-5, 5-2)

牛尾知雄　大阪大学大学院 工学研究科
(2-2)

沖　理子　（独）宇宙航空研究開発機構
(1-1, 1-3, 2-1, 3-1, 3-3, 5-1)

可知美佐子　（独）宇宙航空研究開発機構
(2-1, 3-1, 3-3, 4-1, 4-2, 4-3, 4-5, 5-1)

久保田拓志　（独）宇宙航空研究開発機構
(2-1, 2-2, 3-2, 3-3, 4-4)

重　尚一　大阪府立大学大学院 工学研究科
(1-1, 2-4)

清水収司　（独）宇宙航空研究開発機構
(2-2, 3-1)

高橋暢宏　（独）情報通信研究機構
(1-2)

高薮　縁　東京大学 気候システム研究センター
(2-2, 2-4)

竹内義明　気象庁 予報部数値予報課
(4-2)

中澤哲夫　気象庁 気象研究所
(2-2)

中村健治　名古屋大学 地球水循環研究センター
(1-1, 2-3, 2-4, 5-1, 5-3)

画像提供・協力（五十音順）

岡本謙一　大阪府立大学大学院 工学研究科

沖　大幹　東京大学 生産技術研究所

河崎善一郎　大阪大学大学院 工学研究科

瀬戸心太　東京大学 生産技術研究所

東上床智彦　宇宙航空研究開発機構

深見和彦　（独）土木研究所 水災害・リスクマネージメント国際センター

三浦裕亮　（独）海洋研究開発機構

Daniel Rosenfeld　ヘブライ大学

David Short　名古屋大学 地球水循環研究センター

Christopher Kidd　バーミンガム大学

Paul Joe　カナダ環境省

Robert Adler　米国航空宇宙局

Wesley Berg　コロラド州立大学

気象庁

国土交通省

（財）日本気象協会

（財）リモート・センシング技術センター

米国航空宇宙局

宇宙から見た雨2

Rain as seen from Space 2

平成20年3月31日　初版第一刷発行

デザイン・DTP　日置祥久、(株)ラティオインターナショナル
編集・発行　　宇宙航空研究開発機構 地球観測研究センター
印刷・製本　　ケーティエス情報株式会社

©2008 宇宙航空研究開発機構 地球観測研究センター
〒305-8505　茨城県つくば市千現2-1-1　筑波宇宙センター
URL:http://www.eorc.jaxa.jp/

EORC
Earth Observation Research and application Center

Tropical Rainfall Measuring Mission
TRMM

Global Precipitation Measurement
GPM

ISSN 1349-113X
JAXA-SP-07-031