

# 名古屋大学地球水循環研究センター

公開講演会

## ふたたび雲をつかむ話

日時 2015年7月18日[土]  
13:30-16:30(開場13:00)

会場

名古屋大学  
シンポジオンホール

### プログラム

あいさつ 石坂 丞二(名古屋大学地球水循環研究センター長)  
趣旨説明 篠田 太郎(名古屋大学地球水循環研究センター 准教授)

### 講演

「雲の中では何が起きているのか 雲・降水の微物理過程」  
荒木 健太郎(気象庁気象研究所 研究官)  
「地球の気候と雲のかかわり」  
鈴木 健太郎(東京大学大気海洋研究所 准教授)  
「雲、その振る舞いをシミュレーションで再現する挑戦  
～次世代大型計算機でのさらなる雲科学の発展にむけて」  
佐藤 陽祐(理化学研究所計算科学研究機構 基礎科学特別研究員)  
「地球以外の惑星・衛星に見られる雲 地球の雲との共通点と相違点」  
杉山 耕一郎(宇宙航空研究開発機構宇宙科学研究所 研究員)

### 総合討論

司会 篠田 太郎

- 主催 名古屋大学地球水循環研究センター
- 後援 愛知県、名古屋市、名古屋地方気象台、日本気象学会中部支部

**平成 27 年度名古屋大学地球水循環研究センター  
公開講演会  
「ふたたび雲をつかむ話」**

**日時：**2015 年 7 月 18 日（土）13：30-16：30（開場 13：00）

**会場：**名古屋大学シンポジオンホール

**テーマ・趣旨：**

ちょうど 10 年前、地球水循環研究センター公開講演会「雲をつかむ」で地球上の雲が気候変動にどのような影響を与えているのか、当時の技術で雲の理解はどこまで進んでいるのかについての講演が行われました。その後の 10 年で、雲に対する理解は著しく進み、多くの新しい知見が得られています。本講演会では、この 10 年間の雲についての研究成果を、その最前線で研究に取り組んでこられた新進気鋭の研究者の方々より話題提供をしていただきます。雲を粒粒から観たら何が興味深いのか、雲を塊として観た場合の地球環境への影響、最新の計算機で雲はどのように表現されているのか、そして地球以外の惑星での雲の描像などについて興味深い話をしていただけると期待しています。みなさまが空を見上げた時に見える雲が非常に興味深い現象であることに思いを馳せていただければ幸いです。

**プログラム：**

13:30-13:35 あいさつ 石坂 丞二（名古屋大学地球水循環研究センター長）

13:35-13:45 趣旨説明 篠田 太郎（名古屋大学地球水循環研究センター 准教授）

**<講演>**

13:45-14:15 「雲の中では何が起きているのか 雲・降水の微物理過程」

荒木 健太郎（気象庁気象研究所 研究官）

14:15-14:45 「地球の気候と雲のかかわり」

鈴木 健太郎（東京大学大気海洋研究所 准教授）

14:45-15:00 休憩

15:00-15:30 「雲、その振る舞いをシミュレーションで再現する挑戦

～次世代大型計算機でのさらなる雲科学の発展にむけて」

佐藤 陽祐（理化学研究所計算科学研究機構 基礎科学特別研究員）

15:30-16:00 「地球以外の惑星・衛星に見られる雲 地球の雲との共通点と相違点」

杉山 耕一郎（宇宙航空研究開発機構宇宙科学研究所 研究員）

16:00-16:30 総合討論

司会 篠田 太郎

# 雲の中では何が起きているのか 雲・降水の微物理過程

荒木健太郎（気象庁気象研究所）

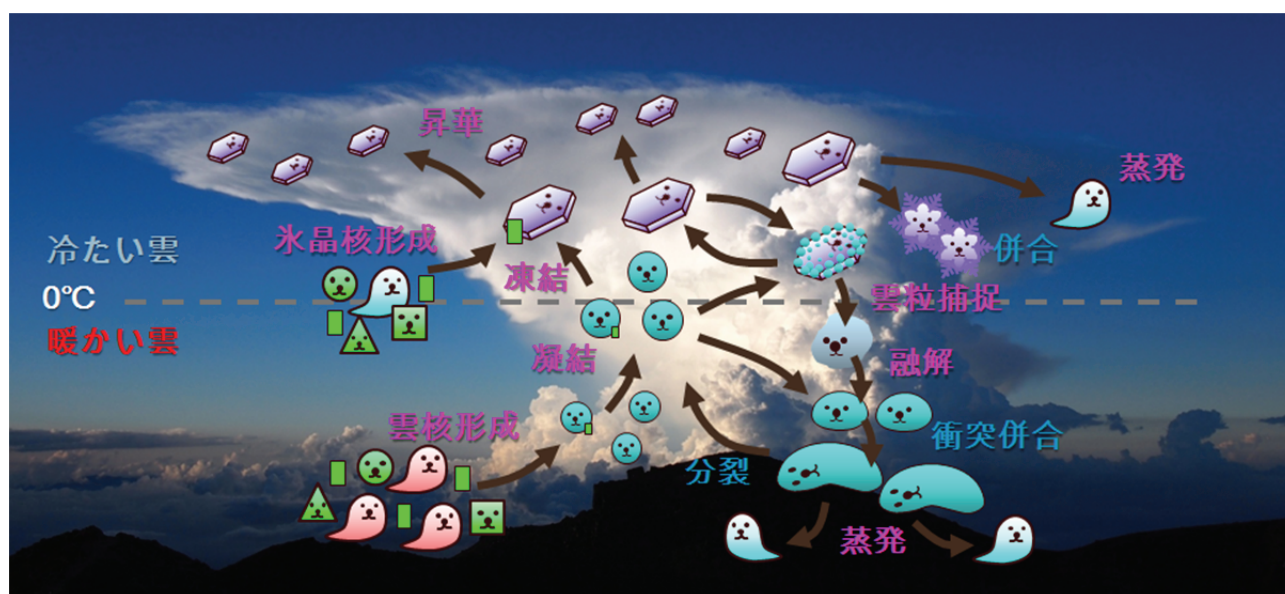
## 1. はじめに

雲はとても身近な存在であり、みなさんも馴染み深いものだと思います。雲は天気を左右するだけではなく、気象災害を引き起こす原因となったり、気候変動にも大きな影響を与えていることがわかっています。しかし、実のところ、雲には未解明な部分が多く残されています。特に、雲の中で起きている微物理過程には不確実性が多分にあります。

一般的に「雲をつかむ」という言葉は、物事が漠然としていてとらえどころがないとか、非現実的という意味で使われます。これは、「雲」が「漠然としたもの」であって、実際に「つかむことができない」と認識されているためです。しかし、現代の気象学では、そんな雲の謎を解き明かし、まさに「雲をつかもう」としているのです（荒木，2014）。天気予報の精度向上に限らず、気象災害を引き起こす顕著気象や地球温暖化の高精度予測のためには、雲の中で何が起きているのかを理解し、「雲をつかむ」ことが非常に重要です。本講演では、雲の中で起きていることに着目し、人類がこれから「雲をつかむ」ためには何が必要かについて議論をします。

## 2. 雲の中で起きている微物理過程

雲は、小さな水や氷の粒子が集まって形成されています。これらの粒子が太陽光を散乱し、可視化されたものを私たちは雲として認識しています。雲は時として組織化し、数百 km の雲システムや、さらに大きい台風などを作ります。しかし、ひとつひとつの雲のなかを覗いてみると、そこでは数多くの雲粒子たちのドラマが繰り広げられているのです（第1図）。

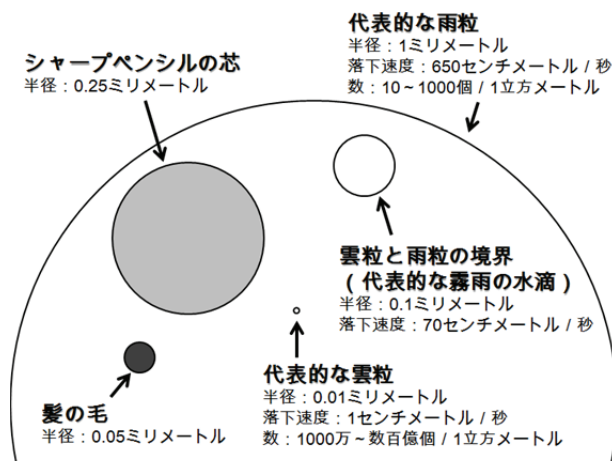


第1図：雲・降水の微物理過程の概念図。

雲を  $0^{\circ}\text{C}$  よりも気温の高い層と低い層でわけて考えると、それぞれ液体の雲粒子による「暖かい雲」と固体の雲粒子を含む「冷たい雲」と呼ぶことができます。上空ほど気温は下がりますので、 $0^{\circ}\text{C}$  高度よりも上の雲を冷たい雲と呼ぶことにします。

まず、暖かい雲に着目すると、液体の雲粒（くもつぶ・うんりゅう）が生まれるとき、気体の水である水蒸気が液体の水になります。小さな雲粒は周囲の水蒸気を取り込んで成長し（凝結成長）、大きくなります。雲粒の大きさは、だいたい半径  $0.001\sim 0.01\text{ mm}$  です。人間の髪の毛の代表的な半径は  $0.05\text{ mm}$  ですので、雲粒はその  $5$  分の  $1$  程度の大きさであると考えてください（第2図）。雲粒の落下速度

は1秒あたり1 cm程度ですが、大気中にはそれを超える上昇流がいたるところに存在しているため、雲粒は落下できず雲は空に浮かんでいるのです。雲粒が凝結成長で大きくなって、その重さで落下できるようになると、落下速度の異なる他の雲粒と衝突・併合して成長し、雨粒となります。雨粒の代表的な大きさは半径約1 mmで、シャープペンシルの芯（半径0.25 mm）の約4倍の大きさです。ある程度大きくなった雨粒は空気抵抗を受けるため、おまんじゅうのように潰れた形になります（第3図）。よく水滴をモチーフにした頭の尖ったキャラクターがありますが、あのような形の雨粒は雲の中には物理的に存在しません。成長し過ぎて大きくなり過ぎた雨粒は、空気抵抗に耐えられなくなって分裂します。このように、くっついたり離れたりを何度も繰り返して地上に落下したものが私たちの見ている雨なのです。



第2図：典型的な雲粒と雨粒の大きさ。



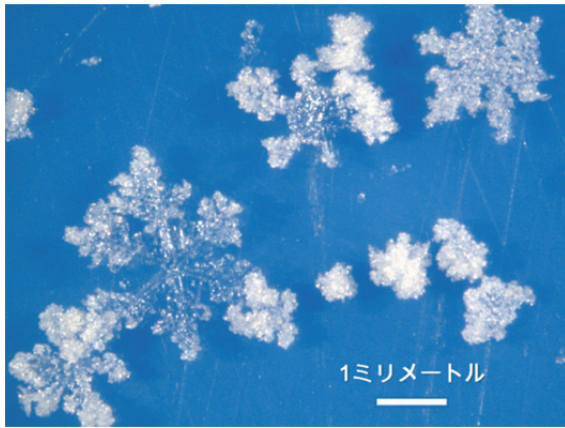
第3図：落下する水滴。井上創介さん提供。

一方、冷たい雲の中を見てみると、雲粒子同士のやりとりはよりいっそう複雑になります。通常、水は0°Cで凍りますが、雲の中には0°Cよりも気温の低い高さに多くの液体の雲粒が存在していることが観測事実からわかっています。冷凍庫の製氷皿などでは、製氷皿に接しているところから安定した氷の結晶構造を形成することができるため、0°Cくらいで水は固体になることができます。しかし、雲の中では水滴は他に接しているものがないため、なかなか凍ることができません。このような水滴は過冷却雲粒と呼ばれ、マイナス20°Cの雲の中でも多く観測されています。

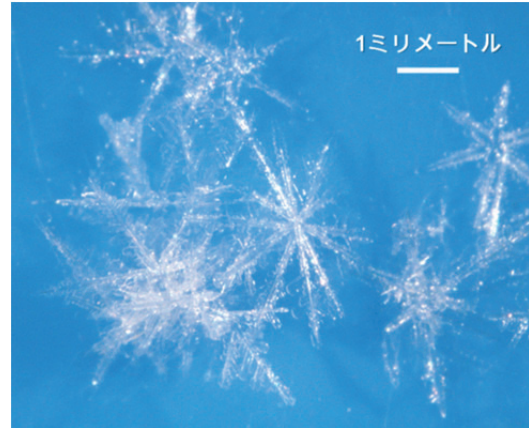
これらの過冷却雲粒は雲の中の上昇流でマイナス約40°Cの環境に達すると、水滴の中に安定した結晶構造を作ることができるようになり、氷の粒子（氷晶）が発生します。過冷却雲粒が凍結するのではなく、水蒸気から直接発生する氷晶もあります。この氷晶も水滴と同様に、周囲の水蒸気を取り込みながら大きく成長していきます（昇華成長）。氷晶が大きくなって落下するようになると、過冷却雲粒とぶつかります。すると、過冷却水滴はぶつかったとたんに氷晶の表面で凍結します。このようにして氷晶が成長することを雲粒捕捉成長と呼んでいます。雲粒捕捉成長で成長した氷粒子は雲粒付結晶と呼ばれ、回転して落下しながら雲粒捕捉成長を続けると丸い形になります（第4図）。このような粒子のうち、直径5 mm未満のものは霰（あられ）、それより大きくなると雹（ひょう）と呼ばれます。

過冷却雲粒の少ない、もしくは存在しない環境で氷晶が昇華成長を続けると、成長した結晶同士が併合した雪片（せっぺん）が形成されます（第5図）。これがいわゆるぼたん雪です。併合成長で大きくなった雪片は、直径が数cmから10 cmに及ぶこともあります。水滴の衝突併合成長と同様に、氷晶の併合成長でも氷晶同士の落下速度が異なることが重要です。樹枝状の結晶、雲粒付結晶、その他の組み合わせで雪片は作られやすいという特徴があります。

これらの様々な氷粒子が落下しながら0°C高度よりも下で融解したものが雨になります。日本の降水の大部分はこのような冷たい雲のプロセスが関わっていると考えられています。一方、地上付近の気温が低い場合、氷粒子は融解せずに落下して地上に達します。これが私たちの知っている雪なのです。

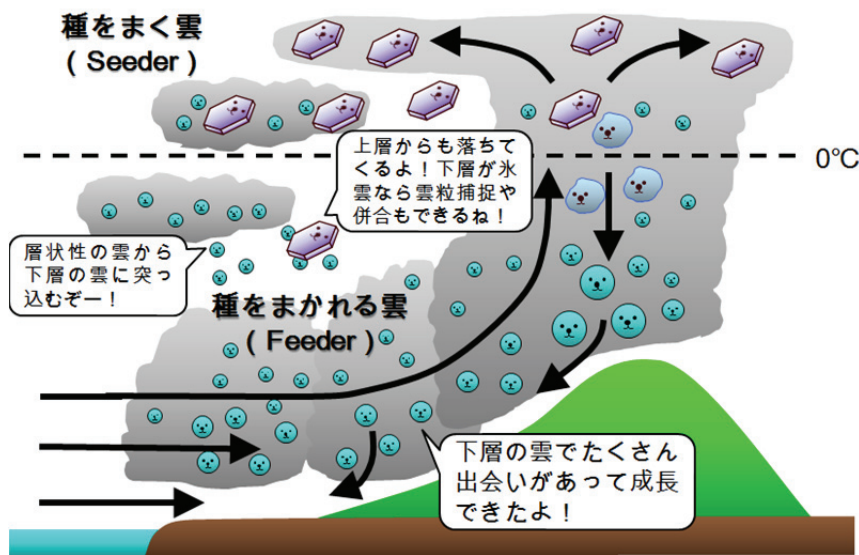


第4図：雲粒付結晶. 石坂雅昭さん提供.



第5図：雪片. 石坂雅昭さん提供.

また、雲が上空にいくつかの層にわかれて存在している場合、上空から落下した粒子がその下にある層の粒子と作用し、地上での降水・降雪が強化されることがあります。暖かい雲の場合は衝突併合成長、冷たい雲の場合は併合成長や雲粒捕捉成長が起こり、雲の中の粒子が効率よく成長できるようになるのです。まるで上空の雲は種をまいていて（シーダー）、それより下の雲は種をまかれている（フィーダー）ことから、このようなメカニズムはシーダー・フィーダー効果と呼ばれています。シーダー・フィーダーのメカニズムは、冬季の日本海側での降雪をもたらす地形性の雲や、温帯低気圧の北側の雲などに見られることがわかっています。

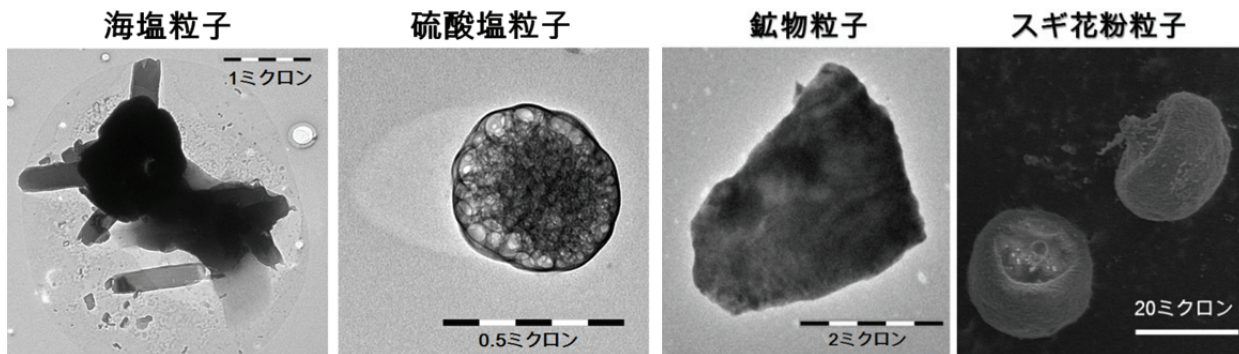


第6図：シーダー・フィーダー効果の概念図.

### 3. 雲を通して世界を変える大気中の微粒子：エアロゾル

ここまで雲粒子が成長するプロセスを見てきましたが、実は雲粒や氷晶が発生するときに大きな役割を果たしているものがあります。それは、エアロゾルと呼ばれる大気中に存在する微粒子です。エアロゾルの種類は多岐に渡っていますが、その発生源で分類すると、ひとつは自動車や工場からの排ガスなど、人間活動によって発生する人為起源エアロゾルがあります。もうひとつは、黄砂などの鉱物粒子・

土壌粒子，海から発生する海塩粒子，火山活動によって発生する粒子など，自然界で発生する自然起源エアロゾルです．実は，このエアロゾルが核となって雲の粒子が発生する事がほとんどなのです．このような雲形成のプロセスを核形成と呼んでいます．発生する粒子が液体の雲の場合，そのエアロゾルは雲凝結核と呼ばれ，氷晶の場合は氷晶核と呼ばれています．代表的な雲凝結核としては水溶性の海塩粒子や硫酸塩粒子（第7図），氷晶核としては固体の鉱物粒子や花粉などの生物由来の粒子（第8図）が知られています．



第7図：海塩粒子と硫酸塩粒子の電子顕微鏡写真．財前祐二さん提供．

第8図：鉱物粒子（アルミノシリケート）とスギ花粉粒子の電子顕微鏡写真．左は財前祐二さん，右は岩田歩さん提供．

ここで，空気の塊であるパーセルくんは，核形成のしくみを説明してもらいます（第9図）．まず，水蒸気を満足いくまで摂取したパーセルくんは飽和した状態になります．このとき，パーセルくんの湿度（相対湿度）は100%です．しかし，エアロゾルが全く存在しない環境では，パーセルくんはかなり大量の水蒸気を含んでも凝結しません．実際，このような環境で不純物を含まない水蒸気から液体の水滴が形成されるのは，湿度が数百%に達したときなのです．しかし，現実にはそのような湿度は観測されません．それは，エアロゾルの存在によって湿度が100%を少し超えた（過飽和）だけで水滴が発生するからです．雲粒の核として働くエアロゾルが存在している場合，湿度が101%以下でも雲粒が形成されます．核形成の能力の高いエアロゾルが存在していれば，湿度が100.1%でも水蒸気が凝結して雲粒が発生します．パーセルくんがおつまみ（エアロゾル）を食べると，すぐに限界を超えて水が溢れてしまうとイメージしてください．

## 飽和パーセルくん



過飽和でもまだガマンして水蒸気を含むことができるパーセルくん。おつまみを食べさせてみよう！

今日はちょっと飲み過ぎてますが、もう少しだけいっときますか？

## おつまみ

(核としてはたらくエアロゾル)



### おつまみを食べなかったとき



### 核形成能力が普通のおつまみを食べたとき

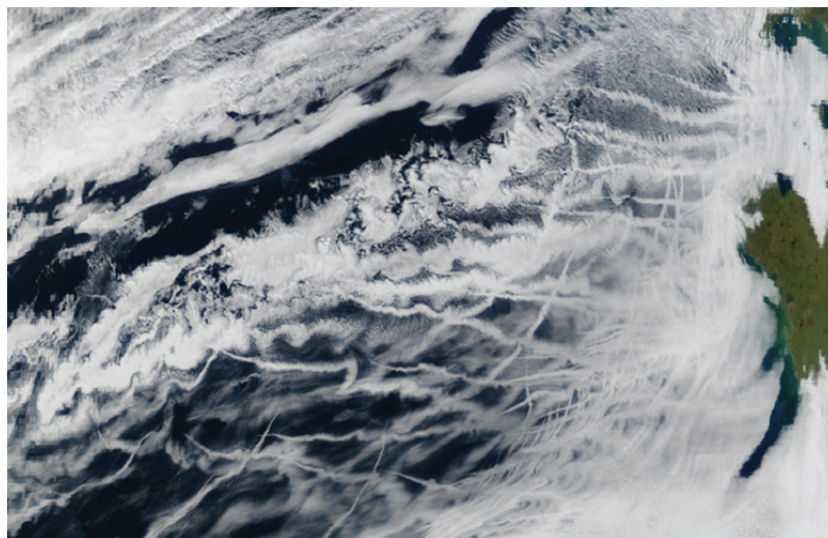


### 核形成能力の高いおつまみを食べたとき

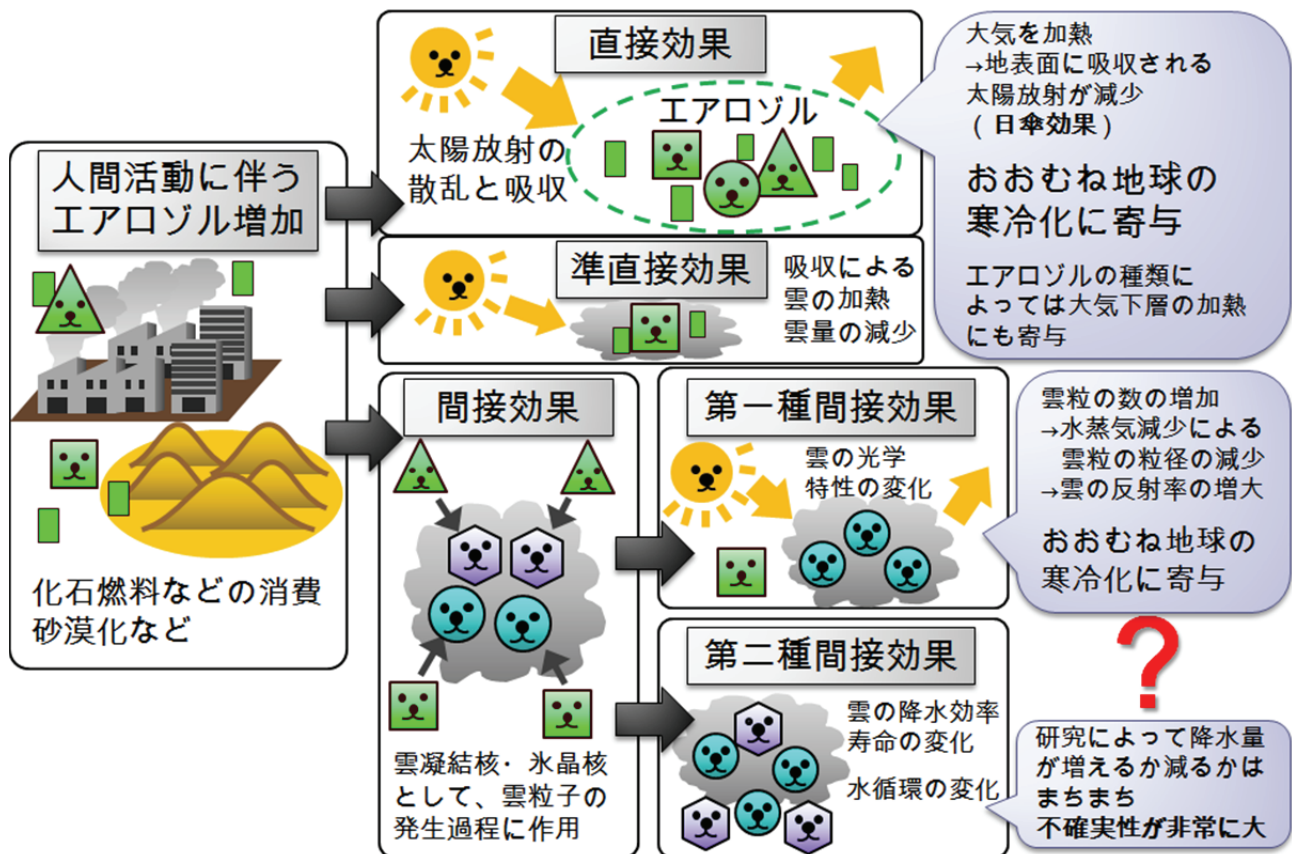


第9図：核の有無とエアロゾルの核形成能力の違いの概念図。

エアロゾルが豊富に存在している環境で発生する雲として、航跡雲という雲があります。第10図は、ヨーロッパ沖の低い雲をとらえた気象衛星可視画像です。直線やジグザグした形の雲が多くみられますが、これは海上を進む船から排出されたエアロゾルが雲凝結核として働いて形成された航跡雲です。沖のほうでは雲と雲の間隔がある程度大きいですが、海岸に近い海域では船が多数航海していたため、航跡雲が発達して白く濃い雲が広がっています。このように、雲粒子の核として働くエアロゾルの存在によって、雲の形成プロセスは大きくコントロールされているのです。



第10図：2003年1月27日、ヨーロッパ沖の下層雲。NASA EOSDISの気象衛星Aquaによる可視画像。



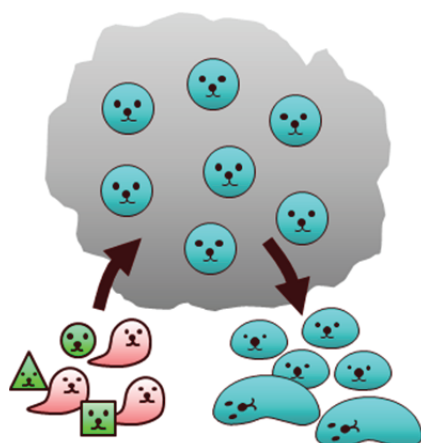
第 11 図：エアロゾルの直接効果と間接効果。

エアロゾルによって雲はその性格や人生を大きく変えられてしまいます。これにより、雲が大気および地表に影響が変わってきます。このことが、地球温暖化予測においても大きな影響を与えています。エアロゾルが気象を変える効果は、直接効果と間接効果のふたつに分けられます(第 11 図)。人間活動によって排ガスが増えたり、砂漠化が進んで鉱物・土壌粒子が大気中に放出されやすくなるなど、人為起源エアロゾルが増加した場合を考えてみます。直接効果は、エアロゾルが太陽からの放射を直接的に散乱・吸収し、地球上の熱収支を変えることを指します。大気中のエアロゾルが増加すると、地球表面に達する太陽からの放射が減少し、地球を寒冷化させる日傘効果があることが知られています。

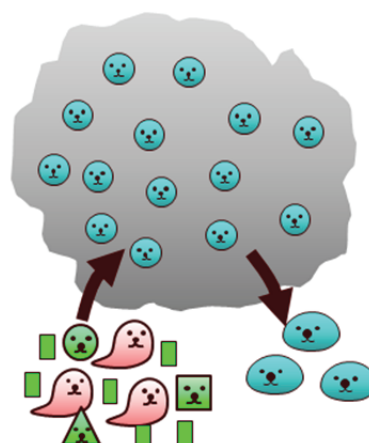
一方、間接効果はエアロゾルが核形成を通して雲を変質させ、それによって大気へ影響を及ぼすことを指しています。暖かい雲について考えてみると、雲凝結核として働く大気中のエアロゾルが増加すると、そのぶん発生する雲粒が増えます(第 12 図)。すると、大気中にある水蒸気量が同じであれば、雲凝結核が多い場合には互いに水蒸気を奪い合ってなかなか大きな粒子に成長できなくなります。すると、雲が濃くなって太陽光を反射しやすくなります。このようにエアロゾルが雲の光学特性を変化させることを第一種間接効果と呼んでおり、地球の寒冷化に寄与していると考えられています。また、雲凝結核が増えれば大きさの小さい雲粒同士が衝突併合成長しにくくなるため、降水量は減り、雲は長寿命化します。このようにエアロゾルが雲・降水に及ぼす影響は第二種間接効果と呼ばれており、地球上の水循環に影響を与えています。



雲凝結核が少ない場合



雲凝結核が多い場合



第 12 図：暖かい雲におけるエアロゾルの間接効果。

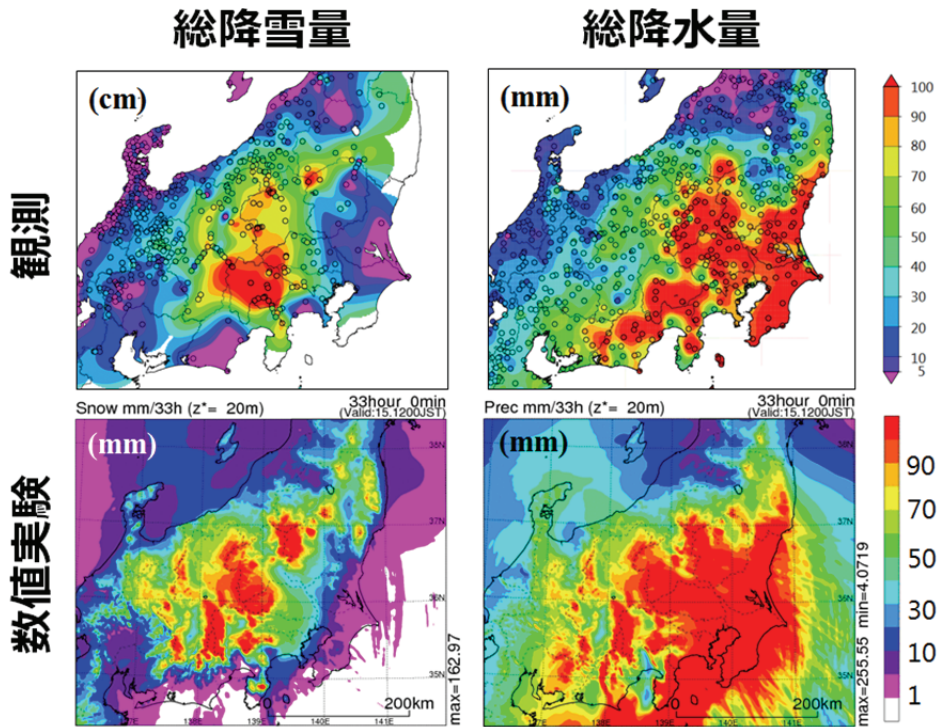
しかし、雲凝結核や氷晶核として働くエアロゾルについて、どのような粒子がどのような核形成能力を持っているか、詳しいことはまだわかっていないことが多くあります。性質の異なるエアロゾルが混合した状態になると、核形成の能力が変わることがあるのです。また、これらのエアロゾルがどのような時空間分布をしているのかについては、まだほとんどわかっていないのが現状です。このようなエアロゾルの間接効果の不確実性が、地球温暖化予測の不確実性にも繋がっています。

#### 4. 日本の大雪にエアロゾルが及ぼす影響

2014年2月には、関東甲信地方を中心に記録的な大雪が2度発生しました。この大雪により多数の建物被害、交通障害、人身事故等が発生し、社会的に大きな影響がありました。関東甲信地方という非雪国での降雪は、南岸低気圧と呼ばれる日本の南岸を発達しながら通過する温帯低気圧に伴って発生する事が古く知られていますが、その詳細なメカニズムは未だ理解されているわけではありません。そこで、現在、気象研究者と雪氷研究者が協力して関東甲信地方で大雪をもたらす雲をつかもうと研究を進めています（荒木ほか、2015）。これらの大雪の概要については、荒木（2014）を参照してください。本講演では、特に関東甲信地方で大雪をもたらした雲のなかでは何が起こっていたのかに着目して、最新の研究結果の一部を紹介します。

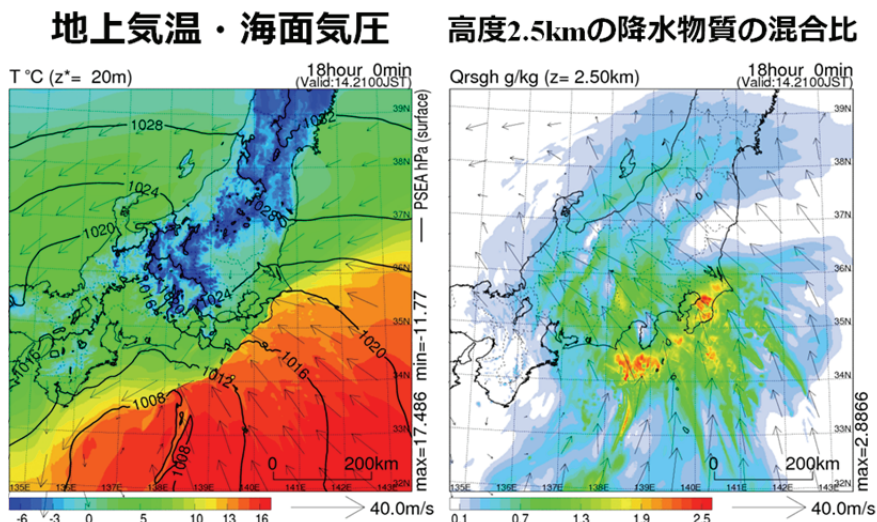
2014年2月の大雪は8～9日と14～15日の2度起こりましたが、特に後者の事例では最深積雪が山梨県甲府で114 cm、河口湖で143 cmなど、観測史上の最深積雪を大きく塗り替えるような雪が観測されました。ここでは特にこの事例について取り上げます。太平洋側である関東甲信地方では雪の観測点がそもそも少ないため、国土交通省や自治体、消防などから積雪観測を収集し、前1時間差の積雪深差を降雪量として計算した総降雪量を第13図に示しています。気象庁アメダスに加えて、国土交通省の雨量計によって観測された総降水量もあわせて示しています。この図から、総降雪量の多い地域は山梨県～東京都や埼玉県の西部、群馬県や栃木県の山沿いの南東斜面にかけて多いことがわかります。一方、総降水量でみると雪の少なかった千葉県などで大きな値と示しており、この事例では関東甲信地方の中で大雪と大雨の地域が隣り合う状況だったことが伺えます。

大雪の状況をさらに詳しく調べるために、気象庁が現業で天気予報にも用いている気象庁非静力学モデル（JMA-NHM）による数値実験（数値シミュレーション）を行いました。再現された総降雪量や総降水量を観測結果と比較すると、わずかな違いはありますがよく対応していることがわかります（第13図）。



第 13 図：2014 年 2 月 14 日 3 時～15 日 12 時に観測された総降雪量（cm：左上），総降水量（mm：右上）と，数値実験によって再現された総降雪量（mm：左下），総降水量（mm：右下）。

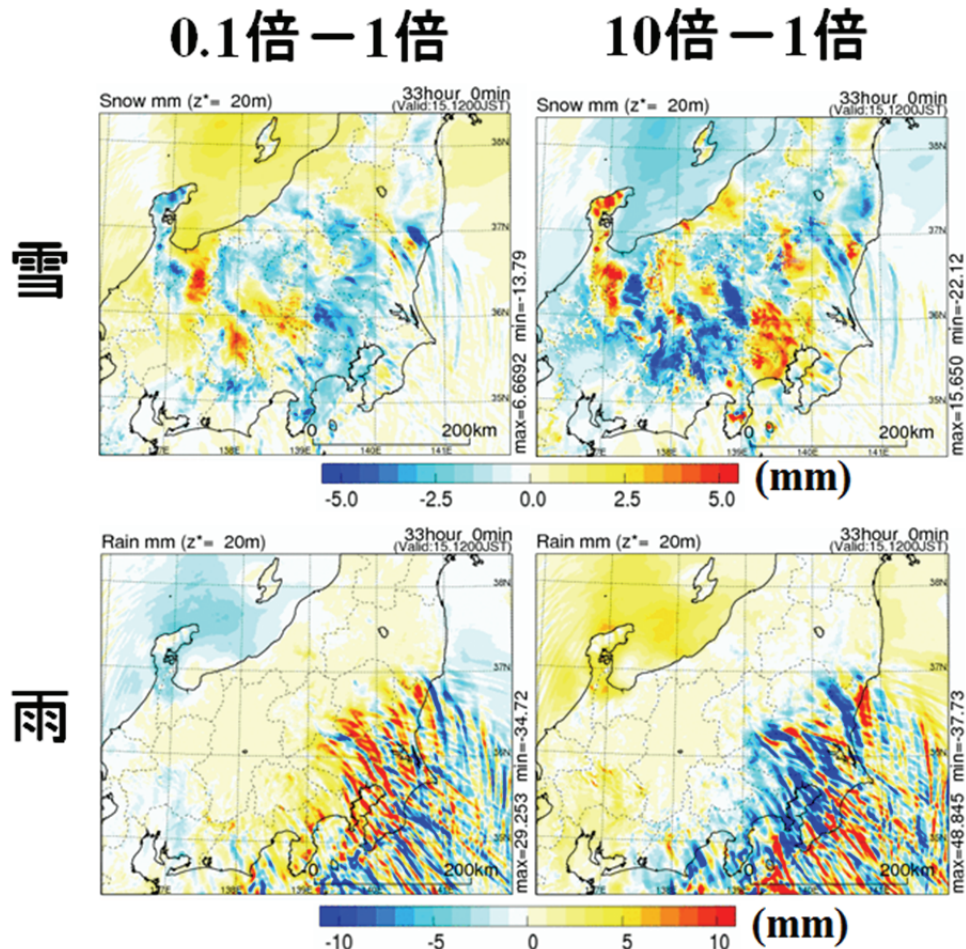
数値実験の結果から当時の大気の様子を見てみると，南岸低気圧が接近する前に関東甲信地方の南海上で沿岸前線と呼ばれる天気図上に現れない小さなスケールの前線があることがわかりました（第 14 図；荒木，2015a）．この沿岸前線の北側では，地上で北寄りの冷気が張り出していて，沿岸前線を強化していました（Cold-Air Damming；荒木，2015b）．大気下層の暖かく湿った空気が南東風に乗って沿岸前線上で持ち上げられ，関東甲信地方に大雪をもたらした降雪雲を形成していたのです。



第 14 図：数値実験によって再現された沿岸前線と降雪雲。左は地上気温（ $^{\circ}\text{C}$ ：塗分け）と海面気圧（hPa：等値線），右は高度 2.5 km における降水物質の混合比（ $\text{g kg}^{-1}$ ，重さと考えてよい）．矢印はそれぞれの高さにおける水平風を意味する。

また、降雪期間中は南岸低気圧から広がった高度 8~12 km の上層の氷の雲と、大気下層の暖かく湿った空気が沿岸前線や山地の南東斜面で強制的に持ち上げられて発生した高度 2~4 km の下層の氷の雲の二層構造が出来ていました。ここで、前述のシーダー・フィーダー効果による氷粒子の雲粒捕捉成長や併合成長が促進され、山地での降雪量が増えていたことが数値実験結果からわかったのです。

水のみで出来ている暖かい雲におけるエアロゾルの第二種間接効果についてはある程度議論されていますが、氷晶核が降雪に及ぼす影響についてはほとんどわかっていません。そこで、数値予報モデルの中で、氷晶が発生する割合を 0.1 倍、10 倍にした実験を行い、氷晶核として働くエアロゾルの数が変わった場合に雪をもたらず雲や降雪量にどのような影響があるかを調べました (第 15 図)。



第 15 図：雪と雨の総降水量について、氷晶核数を 0.1 倍にした実験と 10 倍にした実験結果から氷晶核数を変えなかった実験結果を引いたもの。

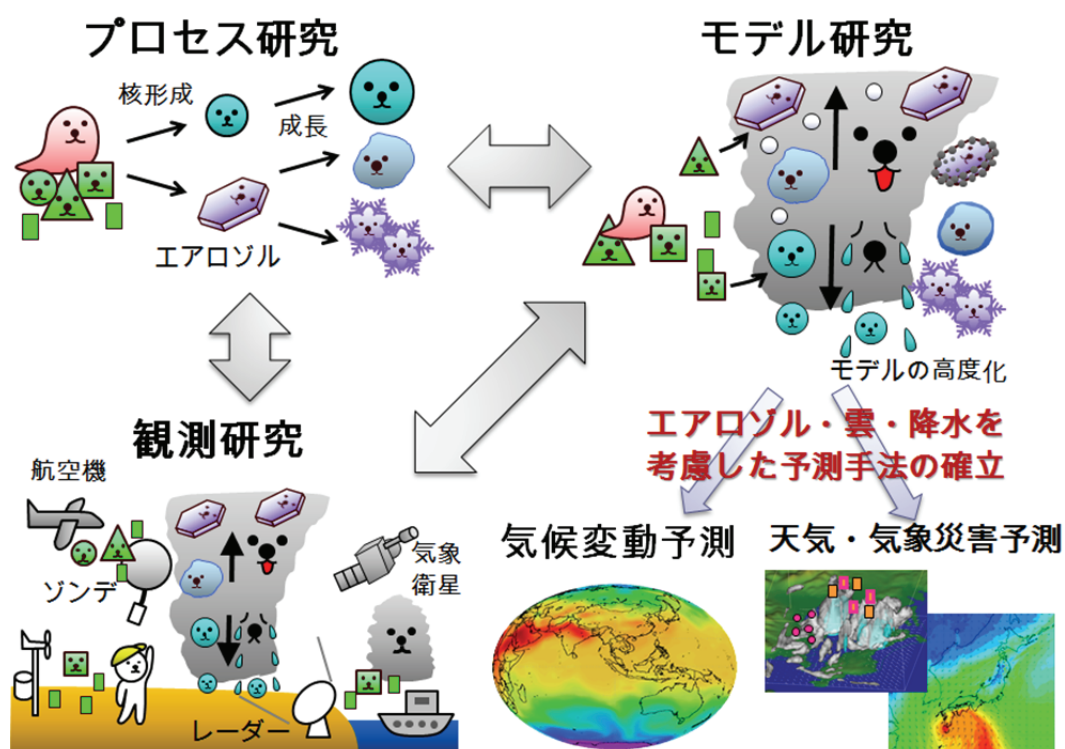
その結果、地域によって違いはありますが、10 mm 以上の降水量に相当する降雪量、20 mm 以上の降水量の変化が確認されました。これは、氷晶核数の変化によって雪粒子の数が変化し、それが融解して発生する雨の量や消費される水蒸気量の違いによって生じたものでした (Araki and Murakami, 2015)。わずか 1 日半程度の現象に対して、これだけの降水量・降雪量の違いがみられるということは、気候変動などを議論する上で氷晶核の扱いによって結果が大きく変わってくることを示唆しています。

## 5. 雲をつかむために今後必要な研究

ここまでの議論を踏まえ、私たち人類が今後さらに雲について理解し、「雲をつかむ」ために必要な

研究をまとめたものが第 16 図です。まず雲の微物理過程の理解をさらに深めるプロセス研究が必要です。このためには、室内実験などを通して、理想的な環境で様々なエアロゾルがどのような状況でどのように核形成をするのかを調べることが求められます。核形成だけではなく、発生した粒子がどのように成長していくかについてもさらなる研究が必要です。また、実際に雲の中でどのようなことが起こっているのか、観測によるアプローチも重要です。これまで航空機・ゾンデ・気象衛星・レーダーなどによる雲・降水粒子の観測が行われてきていますが、それに加えてエアロゾルの時空間分布についても実態把握することも望まれます。プロセス研究によってわかった物理法則を数値予報モデルに組み込み、数値計算される雲が実際に観測された雲と整合的かどうかなどを議論していけば、数値予報モデルを高度化することができます。これらが全てできれば、エアロゾル・雲・降水を上手く考慮した高度な予測手法を確立することができ、気候変動予測や気象災害予測の高精度化が期待できます。

私たち人類は、まだ本当の意味で「雲をつかめている」わけではありません。現状では、人類はまだ小さな子供が空に手を伸ばしている程度なのかもしれません。しかし、私たち人類が地球環境と上手く付き合っていくためには、雲を理解し、高精度な予測をするために進んでいかななくてはなりません。人類が「雲をつかもうとしている話」は、これから先もまだまだ続いていきます。



第 16 図：「雲をつかむ」ために今後必要な研究の概念図。

## 参考文献

- Araki, K., and M. Murakami, 2015: Numerical simulation of heavy snowfall and the potential role of ice nuclei in cloud formation and precipitation development. CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, **45**, 4.03–4.04.  
([http://www.wcrp-climate.org/WGNE/BlueBook/2015/individual-articles/04\\_Araki\\_Kentaro\\_ice\\_nucleation.pdf](http://www.wcrp-climate.org/WGNE/BlueBook/2015/individual-articles/04_Araki_Kentaro_ice_nucleation.pdf))
- 荒木健太郎, 2014: 雲の中では何が起きているのか 雲をつかもうとしている話. ベレ出版, pp343.
- 荒木健太郎, 中井専人, 前多良一, 2015: 2014 年度秋季大会スペシャル・セッション「南岸低気圧による大雪: その要因, 実態, 予測可能性」報告. 天気, **62**, 133–142.

荒木健太郎, 2015a : 沿岸前線. 天気, **62**, 541–543.

荒木健太郎, 2015b : Cold-Air Damming. 天気, **62**, 545–547.

## **コンタクト**

メール : [araki@mri-jma.go.jp](mailto:araki@mri-jma.go.jp)

Facebook : <https://ja-jp.facebook.com/kentaro.araki.meteor>

Twitter : <https://twitter.com/arakencloud>

# 地球の気候と雲のかかわり

鈴木健太郎（東京大学大気海洋研究所）

## 1. 地球の気候における雲の役割

下の画像(図1)に示したのは、雲が存在しないと仮定した仮想的な地球(左)と、雲が存在する実際の地球(右)である。ここからわかるように、雲の存在は地球を“白っぽく”するため、宇宙から降り注ぐ太陽からの光を効率良く反射する。この「日傘効果」によって、雲は地球を冷やすはたらきをしている。その一方で、雲は地球から赤外線形で宇宙へ逃げていこうとする熱を吸収して地球を暖める「温室効果」も持っている。これら二つのはたらきは互いに打ち消しあうが、地球全体で差し引きすると日傘効果がわずかに勝り、雲は地球を正味冷やしていることが人工衛星の観測からわかっている。また、雲が生成する際に水の凝結に伴って放出される潜熱は、大気の循環を活性化するエンジンの役割を持っている。このように、雲は地球大気のエネルギー収支に深く関わることでその微妙な熱バランスをコントロールしている立役者であり、雲の影響を理解することは地球の気候のなりたちを理解する上で非常に重要である。

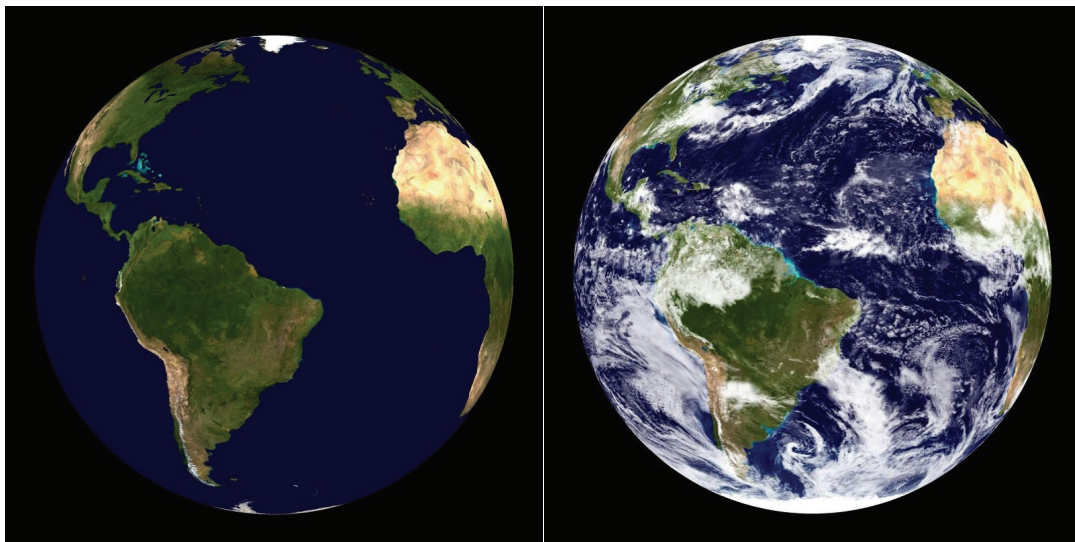


図1：雲が存在しないとした仮想的な地球(左)と雲が存在する実際の地球(右)  
([http://sos.noaa.gov/ftp\\_mirror/land/blue\\_marble/blue\\_marble/media/thumb\\_nail\\_big.jpg](http://sos.noaa.gov/ftp_mirror/land/blue_marble/blue_marble/media/thumb_nail_big.jpg) より)。

## 2. 雲と気候の変化

ここで問題になるのは、二酸化炭素の増加など人為的要因によって気候に変化が生じた場合、それに伴って雲がどのように変化するのか、ということである。上に述べたように、雲は日傘効果と温室効果の相反する二つのはたらきによって地球を冷やす方向にも暖める方向にも作用しているが、それぞれの作用の強さは雲の高さによって異なっている。層雲など高さの低いところのできる雲は日傘効果が勝って地球を冷やす方向にはたらくが、巻雲のように高さの高いところのできる雲は温室効果が勝って地球を暖める方向にはたらく。このことは、様々な高さの雲が気候変化に伴ってそれぞれ増えるのか減るのか、それによって気候変化が加速されるのか減速されるのかを正しく予測することが重要であることを意味している。ところが、現在の気候予測に用いられている世界中の気候モデルではこの結果は大きくばらついており、雲が気候変化を加速する方向に変化するのだと予測するモデルもあれば、反対に減速する方向に変化するのだと予測するモデルもある。このばらつきによって、二酸化炭素などの温室効果ガスが同じだけ増加したと仮定しても、結果として得られる気温上昇の度合いは大きくばらついてしまい、将来の気候予測に大きな不確実性を生む原因にもなっている。

雲に関するもうひとつの重要な問題は、人間活動による大気汚染物質が引き起こす雲の変質である。これは、水蒸気から雲粒ができる際に、エアロゾルと呼ばれる大気汚染粒子がいわば雲粒の種となるために起こる雲の変化である。このような雲の変質が顕著に見られる現象として、図2左に示す「航跡雲」というものがある。これは、船の煙突から排出される煙に含まれるエアロゾルによって、船の通った道筋に沿って雲がより白く（明るく）変化するという現象であり、人工衛星の画像にもはっきりと見られる。このように人工衛星から雲を観測することは、人間活動によって変化する雲の様子を広域ひいては全球規模でとらえることに役立つ。このことを示すもうひとつの例として、人工衛星で観測された雲粒の大きさを世界地図の上に重ねたものを図2右に示す。これを見ると、エアロゾルが豊富に存在する大陸の上で雲粒が小さく、エアロゾルの少ない清澄な環境である海上で雲粒が大きいことがわかるが、海上であっても大陸沿岸のエアロゾル流出域では雲粒が小さくなっている様子が見てとれる。このことは、上記の「航跡雲」に類似した現象が、より大きなスケールである大陸規模ひいては全球規模でも起こっていることを物語っている。航跡雲の衛

星画像からもわかるように、このような変質は雲をより白っぽくするため、上に述べた「日傘効果」の増大によって地球を冷やすはたらきが強くなると考えられている。しかしながら、全球規模でその冷却がどの程度強くなるのかは、最新の IPCC 報告書でもよくわかっていないと結論づけられている。

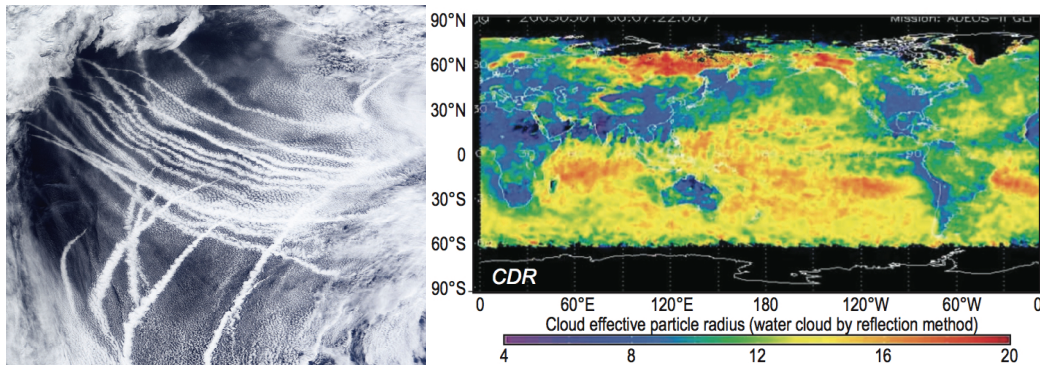


図 2：航跡雲の衛星画像(左；

<http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=37455>)と、人工衛星からの観測で得られた雲粒サイズの全球分布 (右)

### 3. 衛星観測と数値モデルの複合による研究

このような状況を打破して雲の気候影響の理解を進展させるためには、現実の雲の姿を観測によって詳細にとらえ、その知見を数値モデルによる予測に役立てることが重要である。こうした中、近年の衛星観測の進歩によって、以前にはわからなかった雲の内部の情報が得られるようになった(図3)。これにより、雲の中で雲粒がどのように成長して雨が降るのかについて詳細な解析を全球規模で行うことが可能となってきた。

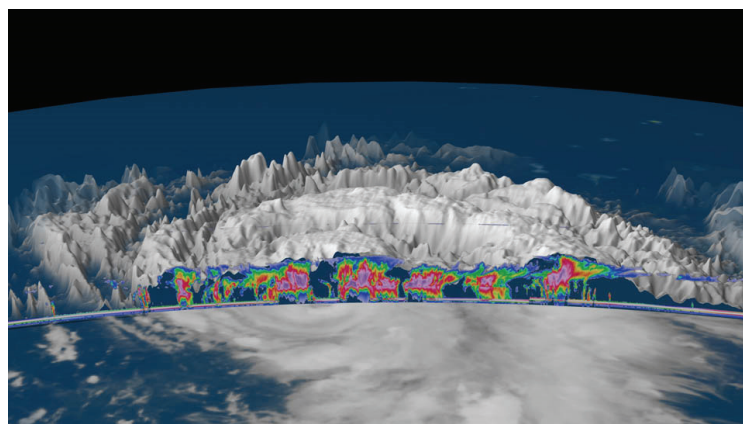


図 3：雲を観測する新しい人工衛星 CloudSat がとらえた雲の鉛直断面の様子 ([http://cloudsat.atmos.colostate.edu/news/Typhoon Francisco](http://cloudsat.atmos.colostate.edu/news/Typhoon_Francisco) より)。



衛星観測から得られるこうした新しい知見は、気候モデルにおいて特に不確実性の大きい雲の表現方法を検証・改善するのに役立つ。すなわち、気候モデルの中では、雲粒が生成して粒子成長を経て降雨に至るプロセスを近似的・半経験的に表現しているが、そのような一連の雲プロセスの表現がどの程度正しいのかを実際の観測にもとづいた知見によって、従来に比べてより詳細に評価することが可能となる。その結果、現在の気候モデルにおける雲・降水プロセスの表現には大きな誤差があることがわかってきた。このような誤差は、大気汚染に起因する雲の変質によって地球が全球的に冷やされる強度の見積もりにも直接影響するため、気候の将来予測にとって重要な意味を持つ。今後は、これらのモデル誤差を軽減して気候予測をより信頼性の高いものにするために、進歩を続ける衛星観測を革新的な方法で解析することによって現実の雲の姿をより詳細にとらえていくことが必要である。さらに、近年のコンピュータの進歩によって、雲のかたまり一個一個を分解できる全球モデルや、雲の生成や降雨のプロセスを雲粒ひとつひとつにまでさかのぼって表現できる雲モデルによる詳細なシミュレーションが可能となってきたが、これらのモデリング研究を衛星観測と有機的に組み合わせた研究を展開していくことが今後ますます重要である。

# 雲、その振る舞いをシミュレーションで再現する挑戦 ～次世代大型計算機でのさらなる雲科学の発展にむけて～

佐藤 陽祐（理化学研究所計算科学研究機構）

## 1. はじめに

空を見上げてみると、雲がさまざまな表情を見せ、見るものの目を楽しませてくれる。晴れた日の青い空と白い雲のコントラストや、夕焼けの空に映える雲はみるだけで美しさを感じさせる。地上から見ると一面灰色に見える雨をもたらす雲も上空から見ると美しい構造を持っていることが少なくない。2015年に運用が始まる「ひまわり 8号」の衛星画像を見るとその美しさを改めて実感できる。このような我々の目を楽しませてくれる雲は大気中に浮かぶ水や氷の粒である。この雲は地球の水循環の一環として豪雨や台風などの極端現象をもたらす。また太陽から地球に降り注ぐ光を反射し、地表面から放出される赤外線を吸収することで地球のエネルギーバランスに大きく寄与している。そのため、我々の生活に直結した重要な大気現象の一つである。

この「雲をつかむ」ために、さまざまな研究が現在も行われている。「ひまわり 8号」をはじめとした人工衛星や、レーダーをはじめとした地上設置型の測器を用いたりリモートセンシング、ゾンデや航空機を用いて雲を直接観測する現場観測、室内に上空の環境を再現し雲粒の特性を理解する室内実験、計算機の中に雲を再現してその振る舞いを理解する数値シミュレーションと実にさまざまな方法でこれまで研究が行われている。本公演ではこれらのうち数値シミュレーションを用いて「雲をつかむ」取り組みの現状、問題点、将来的な発展の方向性などを紹介する。

## 2. 数値シミュレーションにおける雲と雲微物理モデル

日々の気象予報や気候予測において、数値シミュレーションは不可欠なものになっている。気象、気候を対象とした数値シミュレーションは数値気象モデルや数値気候モデル（以下、数値モデルとのみ表記）を用いて行われる。数値モデルは大気の流れを計算する「力学コア」と呼ばれる部分と、さまざまな物理過程を計算する「物理コンポーネント」と呼ばれる部分から構成されており、物理コンポーネントの一つである「雲微物理モデル」が数値モデルの中で雲を表現している。この雲微物理モデルを用いて研究対象とする雲を再現する挑戦が現在もなお続けられている。

大気中の雲粒は実にさまざまな特徴（微物理特性という）を持っている。大きさ、形状、密度、相状態（液相・固相）、雲粒が持つ電荷、溶解している化学物質などがその例である。

雲微物理モデルはこの雲の微物理特性の時間変化を粒径分布関数の時間変化という形で計算している。我々雲を対象とする科学者としては、理想的にはすべての雲微物理特性を詳細に計算したいが、微物理特性をコンピューター上で詳しく計算すれば、計算には時間がかかる（大きな計算資源が必要になる）ため、すべての微物理特性を詳細に計算するのは不可能である。そこで雲微物理モデルは対象とする現象によって（程度の違いはあれ）、雲の微物理特性を簡略化してコンピューター上に雲を表現している。

### 3. 計算機能力の向上と雲微物理モデルの発展

2005年からの10年間で計算機の能力が飛躍的に向上した。それに伴って、数値モデルの「高解像度化」が進んだ。従来の粗い解像度（地球を格子で区切って表現する格子法では格子の間隔）の数値シミュレーションでは雲微物理モデルを用いることはできず、積雲パラメタリゼーションと呼ばれる半経験的な手法によって雲が表現されてきたが、この積雲パラメタリゼーションは雲の振る舞いを直接計算することは（一部の領域を対象とした領域モデルを除いては）できなかった。計算能力の向上によって数値モデルの解像度も飛躍的に上がり、それに伴い雲一つ一つの振る舞いを解像できるようになった。これによりようやく雲微物理モデルを用いた計算、すなわち「雲をつかむ」ことができる数値計算が可能になってきた。同時に対象とする領域を広げた計算も可能になったことで、数値モデルの中で「雲をつかむ」ことが全球規模で可能になってきた。

同時に雲微物理モデルは、従来なら計算機資源の制約から簡略化して扱ってきた微物理特性を詳細に計算する「精緻化」の道を歩んできたことも特筆すべき点である。例えば雲粒の大きさを表す粒径分布関数を陽に計算する「ビン法」や、雲粒の形状・密度・相状態を連続的にする手法、雲部物理特性を可能な限り全て陽に計算する「多次元ビン法」、雲粒粒子一つ一つを直接表現する粒子法雲モデル（超水滴法など）の開発など、雲微物理モデル自体の精緻化の例を挙げると枚挙に暇がない。また、雲粒が形成される際「大気中の塵（エアロゾル）」が大きな影響を及ぼすため、雲微物理モデルだけでは精緻な雲微物理特性が再現できない。そのため、エアロゾルの生成、除去、輸送などを計算する物理コ

ンポーネント「大気化学モデル」と結合した数値計算も現実に行われ始めている。

このように「高解像化」および「精緻化」の二つの方向に数値計算で「雲をつかむ」ための試みが進められてきた。

#### 4. 京を用いた計算

本発表では近年「京」を用いて行われている計算事例を紹介する。図1は全球雲解像モデル NICAM を用いて全球 870m の格子間隔で網羅した計算事例である。このように超高解像度な計算によって台風や前線の構造が詳細にかつ全球規模で再現できるようになった。

このような高解像度な実験においても、大陸西岸にできる背の低い雲の再現はできていない。背の低い雲は格子間隔が数十 m 程度でなければ再現されないことが過去の研究から明らかになっているが、そのような解像度では数十 km 程度の計算領域が限界であった。「京」と理化学研究所で開発されている SCALE ライブラリ (<http://scale.aics.riken.jp/>) を用いることで 50m という超高解像度で 300km 程度を網羅した計算も可能となった (図 2)。これらは上記の「高解像度化」の例である。

また雲微物理モデルと大気化学コンポーネントを結合した全球スケールの数値実験も可能になってきた。この実験により、エアロゾル (人為起源、自然起源含む) が雲に与える影響が詳細に再現され、エアロゾルと雲が地球のエネルギー収支に与える影響を雲一つ一つのレベルで評価できるようになりつつある。これは「精緻化」の例である。

これらの計算結果の解析を通して、これまでは数値モデル上で再現できなかった雲の特性が再現され、雲のより詳細な特性が明らかに (「雲をより詳細につかめるように」) になっていくことが期待される。

#### 5. まとめと今後取り組むべき点

ここまで見てきたように、ここ 10 年の間に、大型計算機の普及と計算機能力の飛躍的な向上によって、雲の振る舞いを直接計算できる解像度で、かつ全球規模での計算が可能になってきた。同時にさまざまな雲微物理特性を陽に計算する精緻な雲微物理モデルを用いた計算も行われ始めている。今後これらの計算結果を用いて「雲をつかむ」取り組みはさらに進んでいくであろう。

しかしながら、高解像度化、精緻化が進んだ現在も「大陸西岸の浅い雲」や「氷を含んだ薄い巻雲」などの再現性は十分でない現象は多く残っている。また高解像度化、精緻化が進むことでこれまでは無視していた現象の影響が顕著になることもある。これらの数値モデルの改良においては、数値モデルだけでなく、観測、室内実験、理論的考察などさまざまな角度から雲を捉えることが求められる。このような数値モデルの改良を通して、新たな知見が得られることが期待され、その知見が将来の雲科学の発展に寄与していくであろう。

また、今後、大型計算機を利用して数値計算を行う機会は増えていくと考えられる。その際に考慮しなければならない点が、今後の大型計算機の動向である。数値シミュレーションにおける計算性能は計算機の機種に依存する部分が多い。これまで用いられてきた数値モデルを、そのまま新しい計算機で用いても十分に性能が出ないことはよく知られている。現在「京」を用いたさまざまな数値シミュレーションが行われているが、現在用いられている数値モデルが、ポスト京と呼ばれる次世代の大型計算機上では著しく性能が落ちてしまうこともあり得る。これらの問題を解決するためには、気象・気候の科学者のみならず、計算機科学の研究者と連携をとって数値モデルの開発を進めていく必要がある。

理化学研究所で開発している **SCALE** ライブラリは、それらの問題を解決するためのモデルケースとして、気象・気候科学を専門とする研究者と計算機科学を専門とする研究者とが共同で開発を行っている（このような開発を **Co-design** と我々は呼ぶ）。このような連携が、数値モデルを用いて雲科学を行っていくためには今後ますます重要になっていくことは想像に難くない。また上記のように数値モデルだけでなくさまざまな手法を用いることが重要である。

さまざまな分野の研究者が連携をとり研究を進めていくことで、次世代の大型計算機を最大限有効に活用することが可能になる。そのような連携と研究を通して今後も雲科学が持続的に発展していくことを望んでやまない。

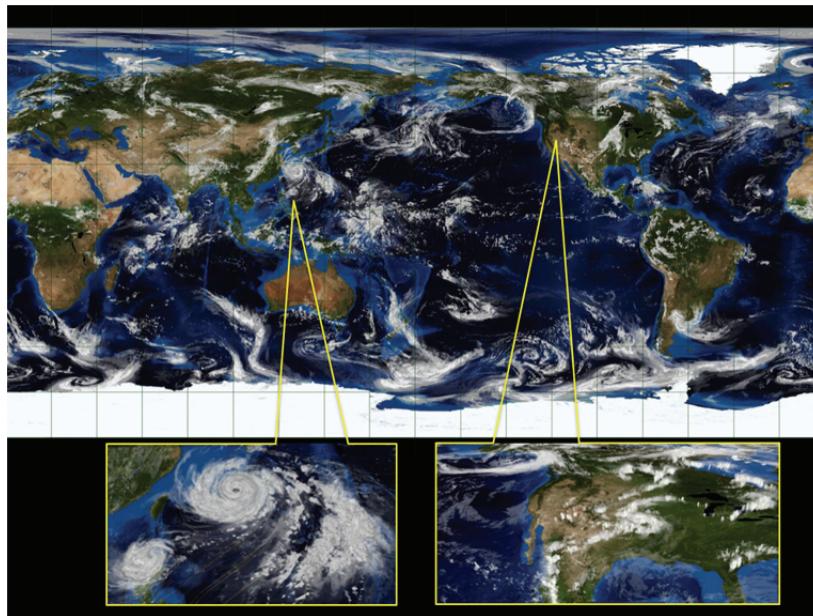


図 1：全球雲解像 NICAM を用いて解像度 870m で計算された全球の雲分布、および台風と前線面の拡大図 (Miyamoto et al. 2013 の結果を一部改変)

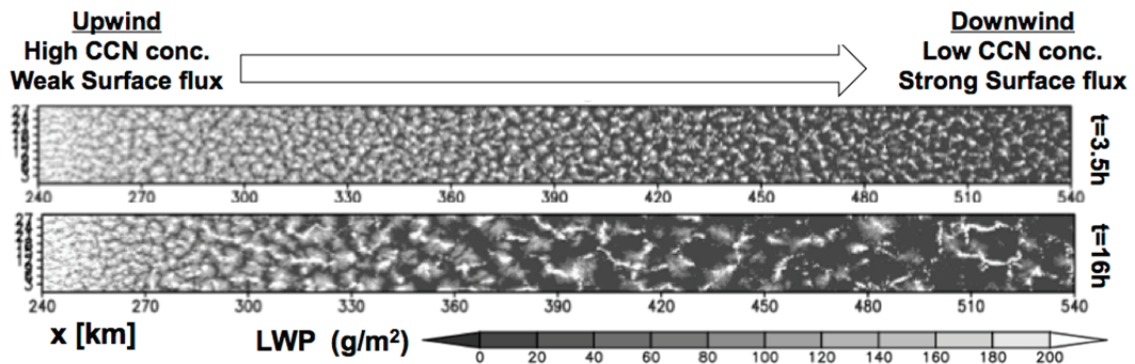


図 2：SCALE-LES を用いた層雲から積雲への遷移実験により計算された鉛直積算雲水量の空間分布 (Sato et al. 2015 の結果を一部改変)

# 地球以外の惑星・衛星に見られる雲 — 地球の雲との共通点と相違点 —

杉山耕一郎 (JAXA 宇宙研)

## 1. はじめに

太陽系には、水星、金星、地球、火星、木星、土星、天王星、海王星といった惑星が存在しますが、最も太陽に近い水星以外の惑星では雲が観測されています。また土星の衛星のタイタンのように雲の観測される衛星も存在します。本節ではこれらの惑星の雲を概観したいと思います。

### 1.1 金星の雲

金星は濃い大気と厚い雲に覆われています。大気の主成分は二酸化炭素 ( $\text{CO}_2$ ) であり、地表面でおおよそ 90 気圧です。二酸化炭素の強い温室効果のために地表面気温は  $465\text{ }^\circ\text{C}$  になっていることが知られています。雲の成分は硫酸 ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) です。

金星を外側から可視光で見ている限り、雲の表面には模様らしきものはみられません (図 1 c)。しかし紫外線では、はっきりとした明暗の縞模様が見られます (図 1 a)。赤道帯では横に寝た Y 字型の模様が最も目立ちます。この雲の模様は自転方向にほぼ 4 日で金星を一回りしています。このことは金星の雲頂付近では風速  $100\text{ m/s}$  を超える風が吹いていることを意味します (この強風を「スーパーローテーション」と呼びます)。また、赤道付近の拡大図を見ると、典型的には水平サイズ  $100\text{--}200\text{ km}$ 、最小で数十  $\text{km}$  のセル状の模様が観測されており、この模様は雲層内の対流運動が可視化されたものではないかと考えられています (図 1 d)。

### 1.2 火星の雲

火星はダストに覆われた惑星です (図 2 a, c)。現在の火星の大気は薄く、地表面気圧はわずか  $6\text{ hPa}$  ( $0.006$  気圧) しかありません。大気の主成分は二酸化炭素 ( $\text{CO}_2$ ) であり、ごくわずかに水蒸気 ( $\text{H}_2\text{O}$ ) が含まれています。

火星では水蒸気と二酸化炭素の両方が凝結します。図 2 (a) の低緯度・中緯度に見られる雲は水の雲です。水の雲は明け方や夕方に現れ、昼間は消えてしまいます。また図 2 (a) の極付近が白くなっていますが、これは「極冠」と呼ばれる二酸化炭素の氷 (ドライアイス) でできた氷床です。極冠は南極と北極の両方に見られますが、二酸化炭素は夏半球側の極冠で蒸発し、冬半球側の極冠で凝結します。大気の主成分である二酸化炭素が凝結・蒸発するために、火星では大気量そのものが季節変化します。

火星で特徴的な現象として、いわゆる砂嵐が挙げられます。グローバルダストストームと呼ばれる全球規模の砂嵐 (図 2 b) から、ダストデビルと呼ばれる直径数十メートルの砂嵐 (図 2 d) まで、様々な水平スケールの砂嵐が観測されています。また、火星では液体が流れた跡のような地形がたくさん見つかることから、過去の火星は現在よりも厚い数気圧程度の二酸化炭素の大気を持ち、表面に液体の水が存在できるほど温暖湿潤であったのではないかと考えられています (図 2 e)。

### 1.3 木星の雲

木星は水素 ( $H_2$ ) とヘリウム (He) を主とする厚い大気を纏っています。木星の表面は 図 3 (a) に示すように赤道に並行な数多くの縞模様によって特徴づけられます。この縞模様のうち、明るくて白っぽく見える部分を「帯」、暗くて赤っぽく見える部分を「縞」と呼んで区別しています。木星の表面には縞模様だけでなく大赤斑や白斑といった渦も見られます (図 3 b)。また、「縞」の中では雷を伴う発達した積雲の集団が観測されています (図 3 c)。積雲集団の寿命はおおよそ 3 日です。木星では大気上層から順にアンモニア ( $NH_3$ )、硫化水素アンモニウム ( $NH_4SH$ )、水 ( $H_2O$ ) の雲が存在すると考えられていますが、このような雷を伴う積雲は 5 bar 面高度付近で発生した水の雲の集団が硫化水素アンモニウムとアンモニアの雲層を突き破って対流圏上部まで発達したものと考えられています。

### 1.4 土星の雲

土星も木星と同様に水素 ( $H_2$ ) とヘリウム (He) を主とする厚い大気を纏い、大気上層から順にアンモニア ( $NH_3$ )、硫化水素アンモニウム ( $NH_4SH$ )、水 ( $H_2O$ ) の雲が存在すると考えられています。土星にも赤道に平行な縞模様が見られますが、土星の帯模様は木星のそれに比べて不鮮明であり、赤道付近の帯の幅は木星よりも広いです (図 4 a)。土星においては明るく輝く小スケールの雲 (図 4 b) や、大白斑と呼ばれる約 30 年周期で発生する全球スケールの巨大な積雲の集団が観測されています (図 4 b, c)。大白斑も、木星の積雲集団と同様に、大気深部 (おおよそ 10 bar 面高度) で発生した水の雲の集団が対流圏界面まで発達したのではないかと考えられています。

### 1.5 タイタン

土星の衛星のタイタンは窒素 ( $N_2$ ) を主成分とする大気を持ちます。タイタンを外側から可視光で見ている限り雲の表面には模様らしきものはみられません (図 5 c)、近年のカッシーニ探査機によってメタンの雲が確認されました (図 5 a)。カッシーニ探査機のホイヘンスプローブが撮影したタイタンの地表面画像には、液体メタンによるものと思われる湖や沼が写っていました (図 5 b)。



## 1.6 太陽系外惑星

近年では太陽系外にも惑星が見つかっています。図6に系外惑星の発見数を示しますが、太陽以外の恒星のまわりを回る1000個を超える惑星が発見されています。系外惑星の発見には、ハワイのすばる望遠鏡のような地上の大型望遠鏡だけでなく、ケプラー宇宙望遠鏡(2009年に打ち上げ、<http://kepler.nasa.gov>)のような宇宙望遠鏡が活躍しています。系外惑星か否かを判断するためには複数回の観測が必要とされるため、ケプラー宇宙望遠鏡が打ち上げられて数年経ってから発見数が急増しています。近年では観測装置の精度が向上し、系外惑星の大気を観測できるようになってきました。日本の系外惑星観測グループの活躍で「もや」のかかった惑星の存在が明らかとなりました(<http://www.oao.nao.ac.jp/public/research/wasp80b/>)。

## 1.7 補足: 雲の組成の予想の仕方

これまで述べてきた惑星・衛星の中で、木星型惑星の雲の組成は必ずしも観測的に確かめられているわけではありません。表面の厚い雲のために、活発な雲が発生すると考えられる高度領域の全てを観測することは困難だからです。そのような惑星の雲の組成を予想する際は、熱力学が教えるところの凝結の条件、

$$\text{凝結成分の分圧} = \text{凝結成分の飽和蒸気圧} \quad (1)$$

を利用します。飽和蒸気圧は温度のみの関数なので、温度を与えると飽和蒸気圧は一意に決まります。また、分圧は凝結成分の存在度と気圧のかけ算で表されますので、式(1)は

$$\text{気圧} = \frac{\text{凝結成分の飽和蒸気圧}}{\text{凝結成分の存在度}} \quad (2)$$

という形で書く事もできます。図7は式(2)の左辺を実線で、右辺を点線で示したものです。この図において実線と破線の交点は凝結の生じる温度と圧力を意味します。この図より、木星と土星では水(H<sub>2</sub>O)、硫化水素アンモニウム(NH<sub>4</sub>SH)、アンモニア(NH<sub>3</sub>)の凝結が予想されます。天王星と海王星では水(H<sub>2</sub>O)、硫化水素アンモニウム(NH<sub>4</sub>SH)、アンモニア(NH<sub>3</sub>)に加えてメタン(CH<sub>4</sub>)の凝結が予想されます。また、この図からタイタンではメタン(CH<sub>4</sub>)の凝結が予想されますし、ある系外惑星では鉄(Fe)とケイ酸塩化合物(MgSiO<sub>3</sub>)の凝結が予想されます。

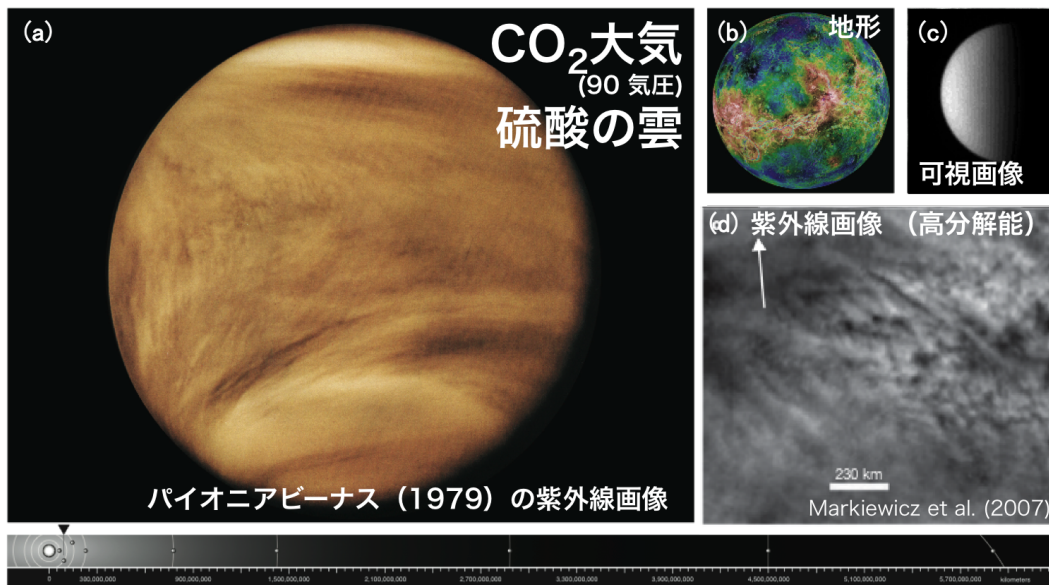


図 1: 金星の画像集. (a) 紫外線画像, (b) マゼラン探査機のレーダー観測による金星地形, (c) 可視画像, (d) 赤道付近の紫外線画像. 図は [http://solarsystem.nasa.gov/multimedia/downloads/000-SolarSystemLithosCombined\\_Rev1\\_FC.pdf](http://solarsystem.nasa.gov/multimedia/downloads/000-SolarSystemLithosCombined_Rev1_FC.pdf), Markiewicz et al. (2007) より引用した.

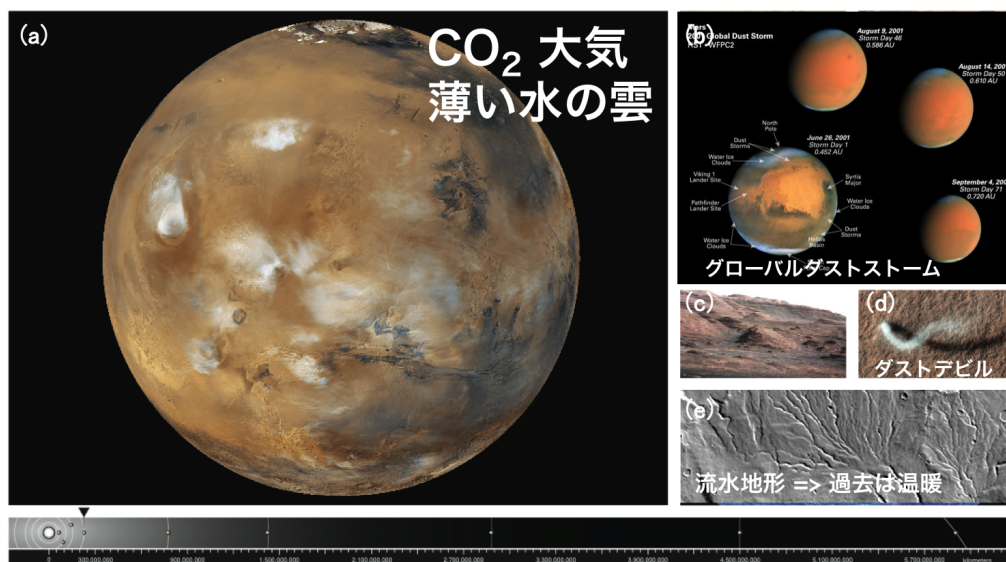


図 2: 火星の画像集. (a) 水の雲と極冠. (b) グローバルダストストームの時間変化. (c) キュリオシティ・ローバーの撮影した地表面, (d) ダストデビル, (e) 流水地形. 図は [http://solarsystem.nasa.gov/multimedia/downloads/000-SolarSystemLithosCombined\\_Rev1\\_FC.pdf](http://solarsystem.nasa.gov/multimedia/downloads/000-SolarSystemLithosCombined_Rev1_FC.pdf), <http://www.spacetelescope.org/images/opo0131k/>, [http://www.lpi.usra.edu/publications/slidesets/redplanet2/slide\\_26.html](http://www.lpi.usra.edu/publications/slidesets/redplanet2/slide_26.html) より引用した.

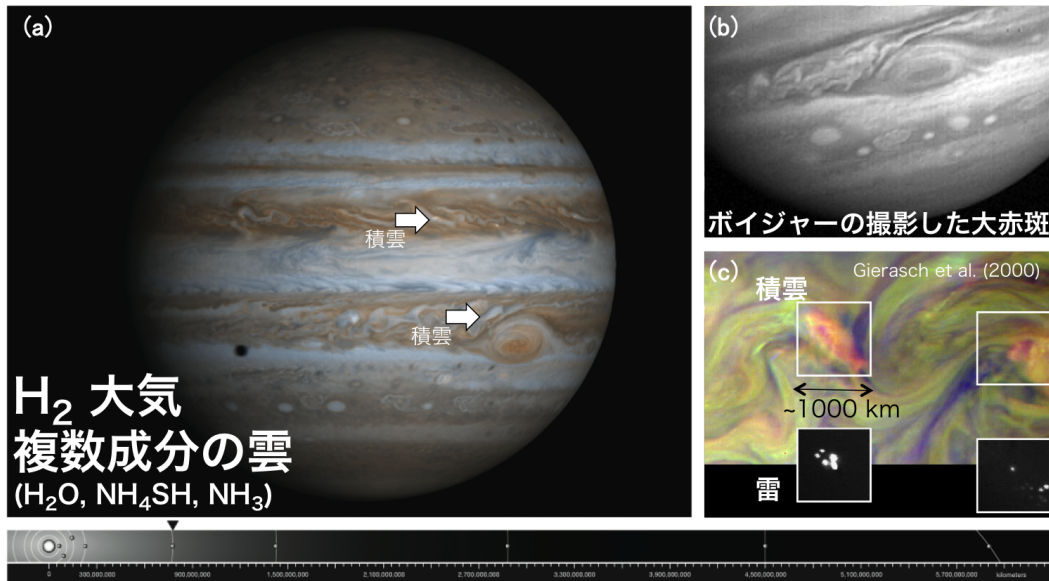


図 3: 木星の画像集. (a) 木星全体像, (b) 大赤斑, (c) 雷を伴う積雲. 図は NASA photojournal PIA02259.gif, Gierasch et al. (2000), [http://solarsystem.nasa.gov/multimedia/downloads/000-SolarSystemLithosCombined\\_Rev1\\_FC.pdf](http://solarsystem.nasa.gov/multimedia/downloads/000-SolarSystemLithosCombined_Rev1_FC.pdf) より引用した.

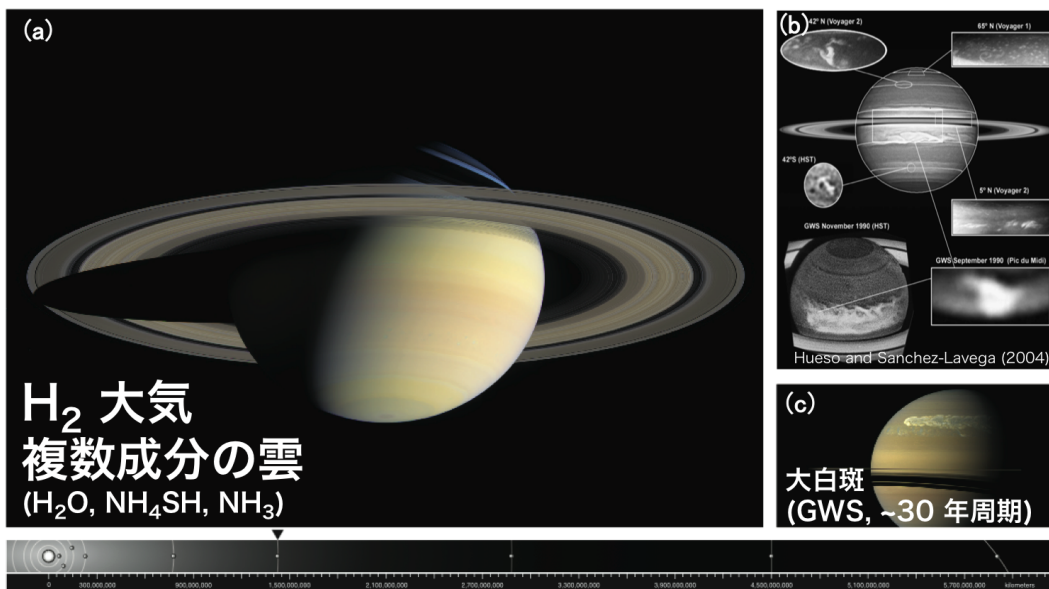


図 4: 土星の画像集. (a) 土星全体像, (b) 土星の表面に見られる雲, (c) 大白斑 (GWS). 図は Hueso and Sanchez-Lavega (2004), [http://solarsystem.nasa.gov/multimedia/downloads/000-SolarSystemLithosCombined\\_Rev1\\_FC.pdf](http://solarsystem.nasa.gov/multimedia/downloads/000-SolarSystemLithosCombined_Rev1_FC.pdf), より引用した.

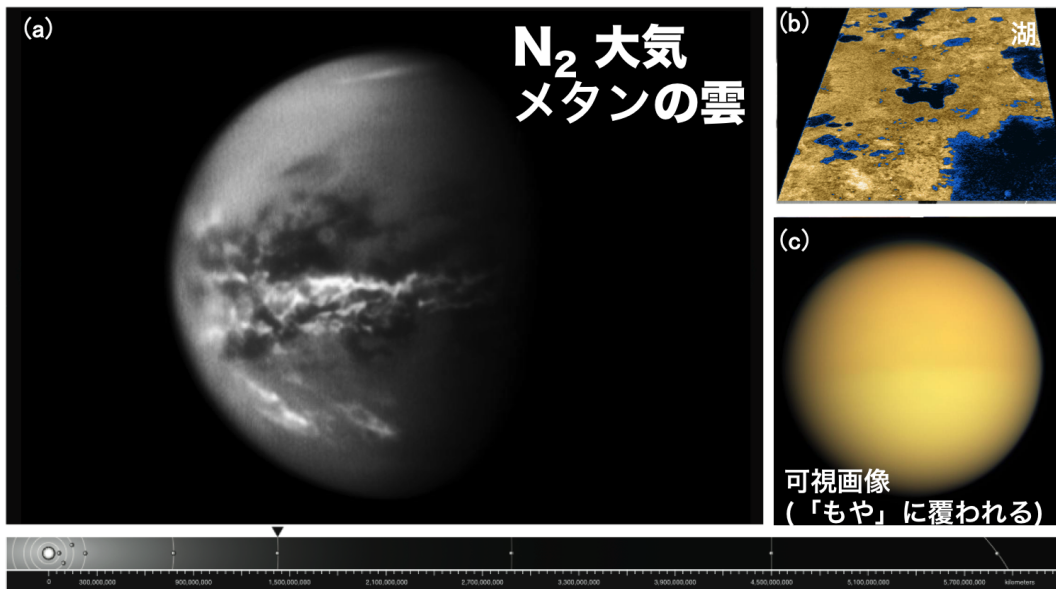


図 5: タイタンの画像集. (a) メタンの雲, (b) ホイヘンスプローブによる地表面の画像, (c) 可視画像. 図は以下から引用した. <http://solarsystem.nasa.gov/multimedia/gallery/Cool%20Titan.jpg>, [http://www.nasa.gov/mission\\_pages/cassini/multimedia/pia12810.html](http://www.nasa.gov/mission_pages/cassini/multimedia/pia12810.html), [http://solarsystem.nasa.gov/multimedia/gallery/PIA09102\\_titan\\_lakes.jpg](http://solarsystem.nasa.gov/multimedia/gallery/PIA09102_titan_lakes.jpg).

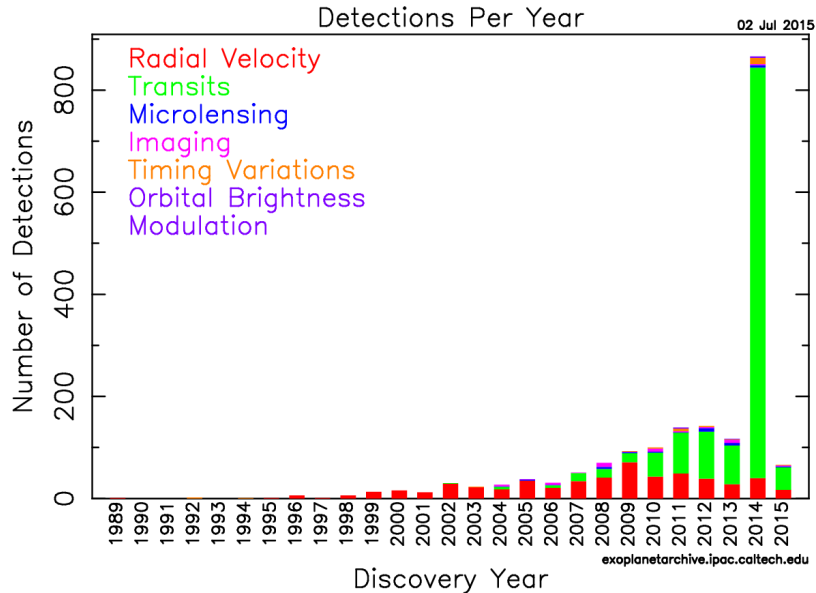


図 6: 系外惑星の発見数の推移. 色は系外惑星の発見手法の違いを意味します. 緑色で示されたトランジット観測 (transits) は, 惑星が恒星の前面を通り過ぎる際に, 惑星によって恒星からの光の一部が遮られることを利用します. 恒星からの光の減光が周期的に観測されれば, 惑星の公転運動の証拠となります. この発見手法は地上の大型望遠鏡やケプラー宇宙望遠鏡で用いられています. <http://exoplanetarchive.ipac.caltech.edu/exoplanetplots/>

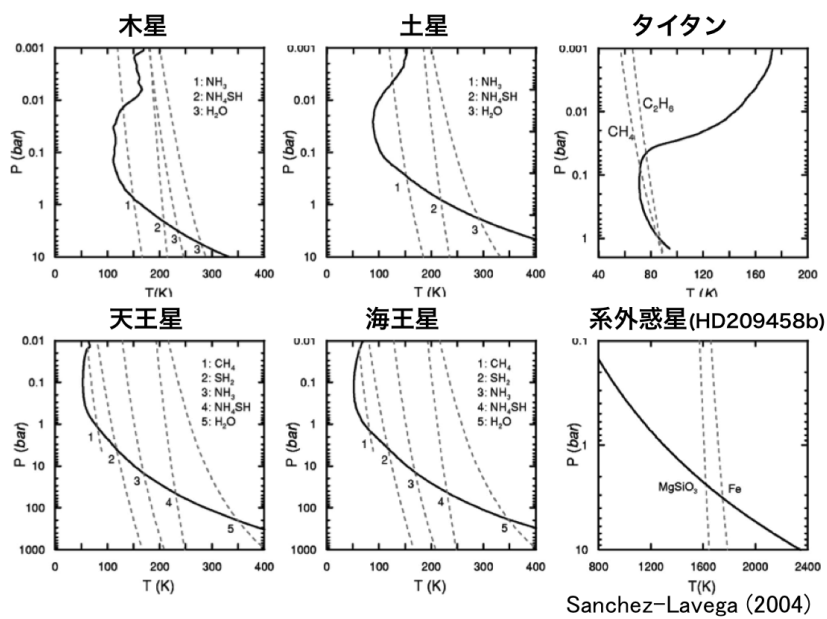


図 7: 各惑星・衛星の大気温度圧力条件と飽和曲線 (飽和蒸気圧を凝結成分の存在度で割算したもの) との関係. 木星型惑星では表面の雲 (~ 1 bar) より下の温度分布は断熱的な温度分布を仮定しています. 木星において水蒸気の飽和曲線が複数書かれているのは, 大気深部での水蒸気の存在度がよくわからないので, 水蒸気の多い見積りと少ない見積りの 2 通りを考えているためです. Sanchez-Lavega (2004) を一部改変しました.

## 2. 地球の雲との比較

前節では写真をお見せしながら様々な惑星・衛星に雲が存在すること、各惑星で雲の成分は異なることを示しました。金星では硫酸 ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ )、火星では水 ( $\text{H}_2\text{O}$ ) と二酸化炭素 ( $\text{CO}_2$ )、木星や土星では水 ( $\text{H}_2\text{O}$ )、硫化水素アンモニウム ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ )、アンモニア ( $\text{NH}_3$ )、タイタンではメタン ( $\text{CH}_4$ ) の雲が発生することがわかって頂けたかと思います。本節では金星の雲、木星の雲、そして二酸化炭素の厚い大気を持っていた過去の火星の雲、の3つのケースを取り上げて、それぞれの惑星の雲の特徴を地球の雲のそれと比較したいと思います。

他の惑星を見る前に、地球の雲のでき方を非常に簡単におさらいしておきたいと思います。地球では「対流」によって地面付近の水蒸気を含む気塊が上昇すると、上空では気圧が低いために気塊は断熱膨張を起こし、気塊の温度は次第に低下します。気塊が飽和すると(相対湿度が100%を超えると)過剰な水蒸気が水滴(雲粒)を形成し、雲ができます。同時に、気塊は凝結の潜熱によって浮力を獲得してさらに上昇を続けるので、雲は発達します。このような凝結を伴う対流運動を雲対流と呼びます。地球で見られる雲対流の特徴は「狭くて強い上昇流と広くて弱い下降流」です。地球の雲対流の特徴が他の惑星の雲対流でも見られるかという点に着目して話しを進めたいと思います。

### 2.1 金星の雲: 光化学反応による雲

金星の雲はでき方が地球の雲と根本的に異なります。金星では対流運動に伴って雲が生成されるのではありません。図8に金星の大気構造の模式図と雲の発生・消滅にかかわる化学反応を示しますが、高度60 km以上で光化学反応によって硫酸 ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) の雲が生成されます。光化学反応というのは太陽からの光によって起こる化学反応であり、硫酸の雲が作られるまでの一連の化学反応がいくつか提唱されています。雲粒が成長すると雲粒は重力沈降しますが、高度45–50 kmで硫酸の雲は蒸発して硫酸の蒸気になります。硫酸の蒸気は雲層の下の高度35 kmで熱分解されて最終的には水蒸気 ( $\text{H}_2\text{O}$ ) と二酸化硫黄 ( $\text{SO}_2$ ) に戻ります。

硫酸の雲が常に存在し続けるためには、硫酸の雲の材料物質である水蒸気 ( $\text{H}_2\text{O}$ ) と二酸化硫黄 ( $\text{SO}_2$ ) を再び高度60 kmより上空まで持ち上げる必要があります。これらの蒸気の持ち上げを担っているのは、大気の大循環や雲層下部で予想される鉛直対流だと考えられています。いくつかの観測的証拠から雲層下部の高度47–55 kmでは対流運動が生じていると考えられており、実際にコンピュータを用いて数値計算をしてみるとその高度領域で鉛直流速が2–3 m/s程度の対流運動が得られます(図8)。

## 2.2 木星の雲: 地面が無く、凝結成分が主成分よりも重い雲対流

木星の雲は地球の雲と同様に対流運動に伴って発生します。しかし同じ雲対流でも木星のそれは、地面がない、かつ凝結成分 ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{NH}_4\text{SH}$ ,  $\text{NH}_3$ ) の分子量が大気の主成分 ( $\text{H}_2$ ,  $\text{He}$ ) に比べて大きいという地球と異なる条件下で生じるものです。凝結成分の分子量が主成分の分子量よりも大きいという条件は、凝結高度をまったくような混合が生じ難いことを予想させます。なぜならば凝結高度より上空は凝結物が雨として落下した結果として乾いているので、凝結高度より下の凝結物を豊富に含む大気はその上空の乾燥した大気よりも「重い」からです。凝結高度の下から気塊を持ち上げた場合、凝結高度より上空で気塊は周囲の大気より重いために浮力を得られず、気塊の上昇は妨げられることになるでしょう。

筆者らはこれまで水とアンモニアの凝結と硫化水素アンモニウムの化学反応を陽に考慮した数値流体モデルを開発し、雲の生成消滅が繰り返された結果として維持される木星大気の雲対流構造を調べてきました。筆者らによる数値実験では、雲対流活動は間欠的に生じることがわかりました。図9は雲対流が活発な時刻（以後「活発期」と称す）と、それ以外の時刻（以後、「静穏期」と称す）のそれぞれについて、雲、凝結性成分気体、鉛直速度の空間分布のスナップショットと水平平均値を示したものです。活発期（図9 d）は、水の凝結高度から湧き上がりアンモニアの凝結高度を超えて発達する積雲によって特徴づけられます。水の凝結高度より上空では、強い上昇域と弱い下降域という地球の雲対流と同様の特徴が見られます。水の凝結高度が対流運動に対する境界として働いており、水の凝結高度をまたいだ鉛直混合は弱くなっています。例えばアンモニア凝結高度の上空から下降を始める凝結性成分の欠乏した気塊（黒色で表現される）は、水の凝結高度付近までしか到達できません。その一方、静穏期（図9 a, b, c）では基本的に各成分の雲は鉛直方向に分かれて存在し、各成分の凝結高度や生成高度をまたいだ鉛直混合は弱くなっています。しかも水の雲と硫化水素アンモニウムの雲は、アンモニアの雲と異なり、常に存在しているわけではありません。静穏期では時間と共に大気上部から大気深部に向けて雲対流の発生する高度領域が拡大していますが、大気上部で与えられた放射冷却によって対流が駆動されるためにこのような特徴が現れます。

以上より、木星の雲対流は活発期においては強い上昇域と弱い下降域という地球の雲対流と同様の特徴が見られることがわかりました。一方で、水の凝結高度において流れ場が上下方向に分割されるといった地球大気には見られない特徴も見られます。また、周期的に強い対流が発生するという特徴を理解することは、木星の表面で見られる変動現象の理解に役立つかもしれません。これまで継続的に行われてきた地上観測からは、木星の大規模構造である縞帯の濃淡が数年・数十年スケールで大きく変動すること、木星面に見られる積雲の集団の活動度も時間的に変動すること、が知られています。

### 2.3 過去の火星の雲: 大気の主成分が凝結する雲対流

過去の火星の二酸化炭素 ( $\text{CO}_2$ ) の雲は地球と同様に対流運動に伴って発生したと考えられていますが、二酸化炭素は大気の主成分です。図 10 の模式図を使って主成分の凝結が生じる時に気塊が浮力を得られるか、すなわち雲が発達できるかを考えてみます。主成分が凝結する系では、気塊の中で凝結が生じると気塊の温度は飽和蒸気圧曲線に拘束されてしまいます。周囲の大気も当然のことながら飽和蒸気圧曲線に拘束されているので、凝結が生じてからは気塊の温度と周囲の大気の温度は一致してしまい、気塊は浮力を得られません。すなわち、図 10 のような単純な見積りからは、主成分が凝結する場合には雲が発達しないという結論になってしまいます。このようなことがおきるのは、飽和蒸気圧は温度のみの関数（温度を与えると圧力は一意に決まる）だからです。地球大気のように微量成分が凝結する場合には、大気の圧力は微量成分の飽和蒸気圧に拘束されていないので、凝結に伴う潜熱の解放によって気塊は浮力を得ることができます。では、主成分の凝結する場合は雲が発達できないのでしょうか？ 図 10 に示すように、過飽和が許容されるならば、気塊が浮力を得られる可能性があります。

実際に数値計算によって主成分の凝結するような雲対流を計算するとどのような特徴が得られるか見てみたいと思います。以下では著者らが行った過去の火星を想定した数値計算の結果を紹介します。この計算では過去の火星を想定しているため、 $\text{CO}_2$  大気の大気表面気圧を 2 気圧に設定しています。図 11 に過飽和を許容しない場合に得られた計算結果を示します。領域全体に薄い雲が存在しますが、これは対流性の雲ではなく、大気中を伝播する波（内部重力波）に伴って生じたものです。この計算設定では気塊は凝結層で熱的な浮力をほとんど獲得できませんでした。図 12 に過飽和を許容する場合に得られた計算結果を示します。凝結域の上部で浮力を得ることで上昇流が発生していること、上昇域では二酸化炭素の雲が発達することがわかります。但し、過飽和が許容されるのは雲が無い領域に限られるので、ひとたび計算領域全体が雲に覆われてしまうと、凝結高度より上空の温度は飽和蒸気圧曲線で拘束されてしまうため浮力が稼げなくなってしまい、雲活動は終了します。その後、雲が落下して計算領域全体が晴れることで過飽和状態が再び許されるようになり、しばらく時間がたった後、次の活発な雲活動が起こります。

以上より、過去の火星のような主成分の凝結を伴う雲対流では、地表から対流圏界面まで達するような上昇流は見られませんが、狭い上昇域と広い下降域といった特徴も見られませんでした。主成分の凝結を伴う雲対流には、地球の雲対流の常識がそのまま適用できないようです。



### 3. おわりに

地球以外の惑星・衛星にも雲が存在しますが、その組成や雲の発生の条件・発達の仕方は地球のそれとは必ずしも同じではありません。この講演では金星・木星・過去の火星をピックアップして雲の発生の条件や発達の仕方を見てきましたが、どれも地球のそれと同じというわけではありませんでした。地球での当たり前が地球以外の惑星・衛星にとって当たり前とは限らないことが、地球以外の惑星大気を研究する醍醐味と言えます。このように、地球の気象学の概念が地球以外の惑星大気に対しても適用可能か否か検討し、適用できない場合には気象学の概念をどのように拡張すべきか逐次考察することは、地球大気で培われた気象学の概念の一般化につながるものと考えています。

### 4. 参考文献

- ESA Venus Express, [http://www.esa.int/Our\\_Activities/Space\\_Science/Venus\\_Express](http://www.esa.int/Our_Activities/Space_Science/Venus_Express)
- Gierasch et al., 2000, Observation of moist convection in Jupiter 's atmosphere, Nature, 403, 628630.
- Hueso and Sanchez-Lavega, 2004, A three-dimensional model of moist convection for the giant planets II: Saturn's water and ammonia moist convective storms, Icarus, 172, 255-271
- 今村剛, 2014, 惑星探査学 II 講義資料, <http://ssl.tksc.jaxa.jp/pairg/member/ima/venus.pdf>
- JAXA 金星探査機あかつき, [http://www.jaxa.jp/projects/sat/planet\\_c/index\\_j.html](http://www.jaxa.jp/projects/sat/planet_c/index_j.html),  
<http://www.stp.isas.jaxa.jp/venus/>
- 国立天文台 観測成果の紹介, 2014, 「もや」のかかった温かい巨大ガス惑星,  
<http://www.oao.nao.ac.jp/public/research/wasp80b/>
- Markiewicz et al., 2007, Morphology and dynamics of the upper cloud layer of Venus, Nature 450, 633-636
- NASA EXOPLANET ARCHIVE, <http://exoplanetarchive.ipac.caltech.edu>
- NASA Kepler space telescope, <http://kepler.nasa.gov>
- NASA photojournal, <http://photojournal.jpl.nasa.gov>
- NASA Solar System Exploration, <http://solarsystem.nasa.gov/multimedia/gallery>
- Sanchez-Lavega et al., 2004, Clouds in planetary atmospheres: A useful application of the ClausiusClapeyron equation, American Association of Physics Teachers, DOI: 10.1119/1.1645279
- Sanchez-Lavega, 2011, An Introduction to Planetary Atmospheres, CRC Press, 629 pp.
- Sugiyama et al., 2006, Static Stability of the Jovian Atmospheres Estimated from Moist Adiabatic Profiles, Geophys. Res. Lett., 33, L03201, doi:10.1029/2005GL024554.

Sugiyama et al., 2009, Development of a Cloud Convection Model to Investigate the Jupiter's Atmosphere, Nagare Multimedia (Journal of the Japan Society of Fluid Mechanics), <http://www2.nagare.or.jp/mm/2009/sugiyama/>

Sugiyama et al., 2011, Intermittent cumulonimbus activity breaking the three-layer cloud structure of Jupiter, Geophys. Res. Lett., 38, L13201, doi:10.1029/2011GL047878.

Sugiyama et al., 2014, Numerical simulations of Jupiter's moist convection layer: Structure and dynamics in statistically steady states, Icarus, 229, 71–91.

Yamashita et al. 2015, A numerical study on convection of a condensing CO<sub>2</sub> atmosphere under an early Mars like condition, J. Atmos. Sci., submitted.

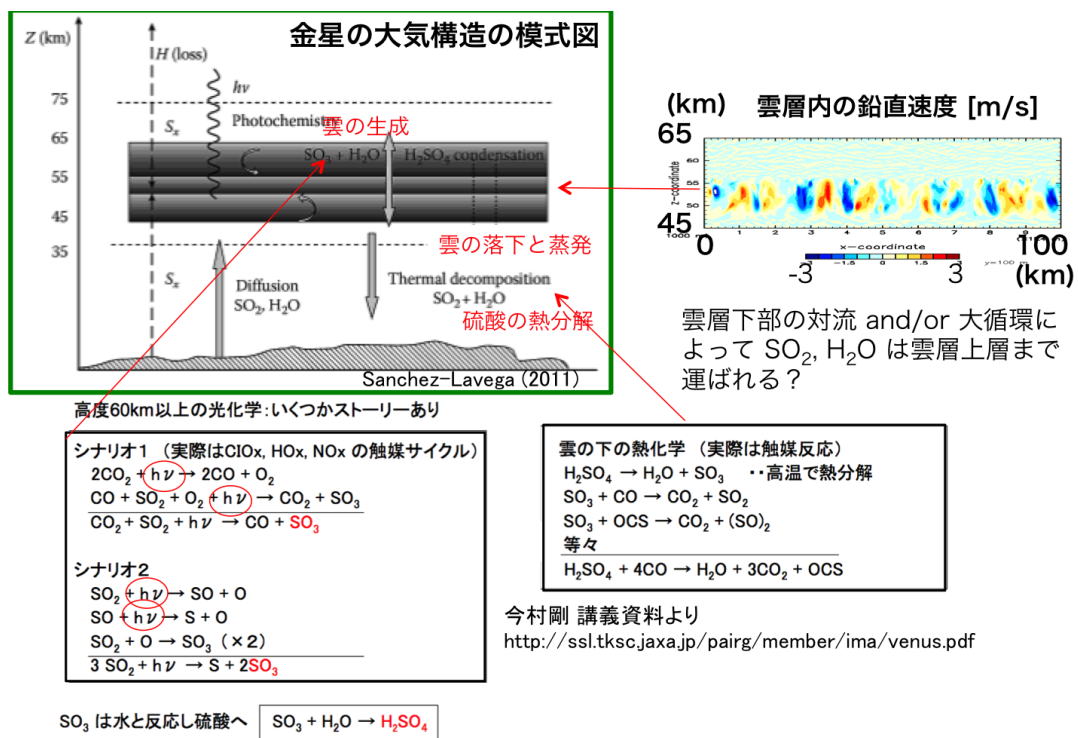


図 8: 金星の大気構造の模式図と雲の発生・消滅にかかわる化学反応, および雲層内で予想される対流運動.

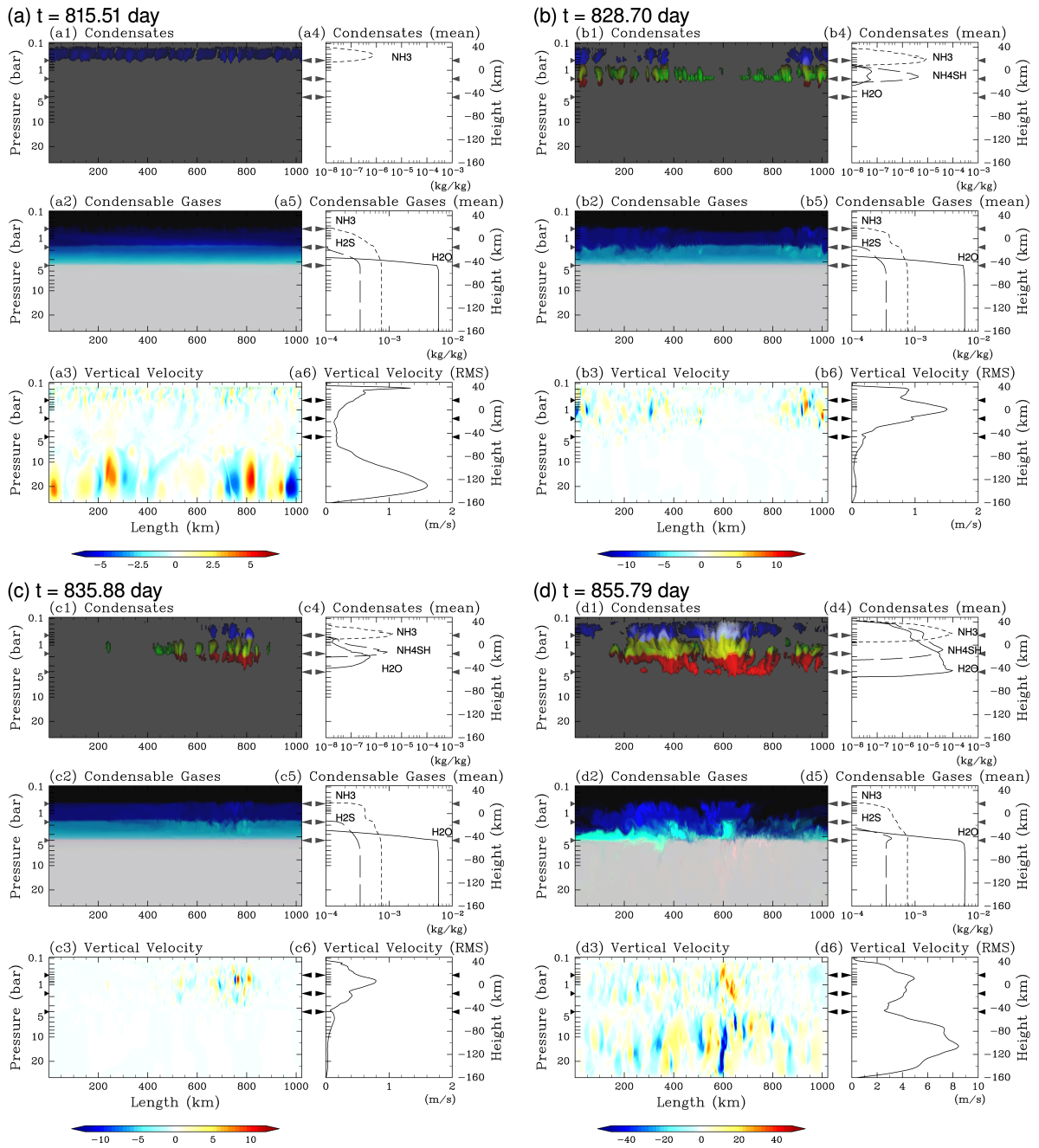


図 9: 木星を想定した雲対流計算で得られた雲の混合比, 蒸気の混合比, および鉛直速度のスナップショットと水平平均値. (a)–(c) は静穏期, (d) は活発期に相当する.  $\text{H}_2\text{O}$  雲と蒸気の混合比を赤色の濃淡で,  $\text{NH}_4\text{SH}$  雲と  $\text{H}_2\text{S}$  蒸気の混合比を緑色の濃淡で,  $\text{NH}_3$  雲と蒸気の混合比を青色の濃淡で表現し, 複数成分の雲が共存する領域はそれぞれの色の合成色で表現する. Sugiyama et al. (2014) より.

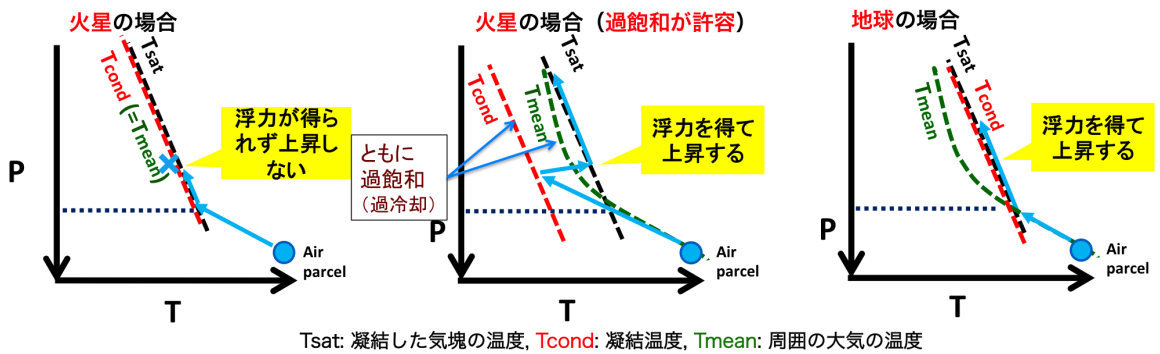
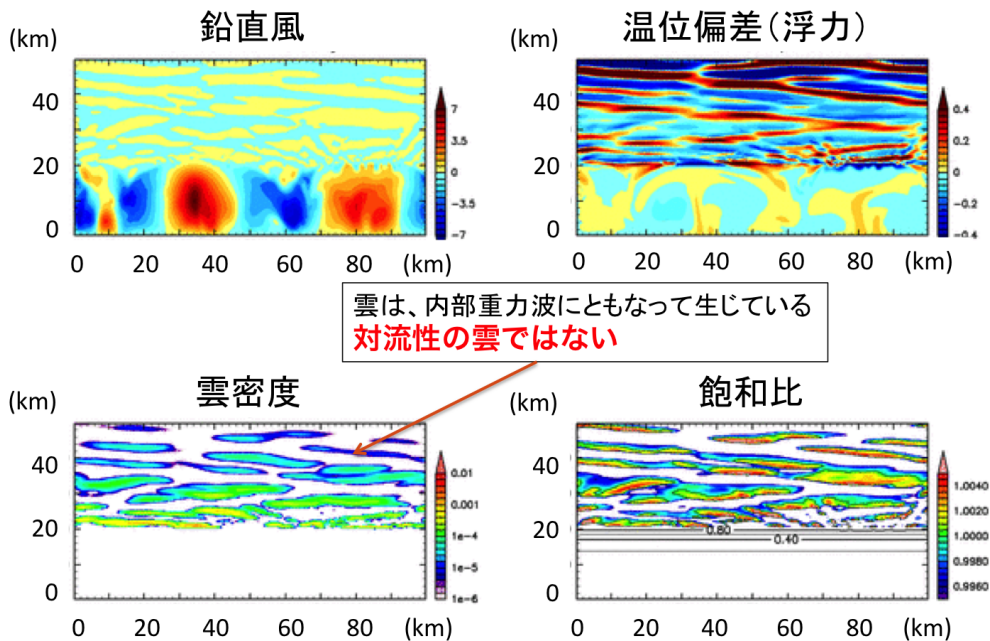


図 10: 凝結が生じる際に気塊が浮力を得られるか否かを示した模式図

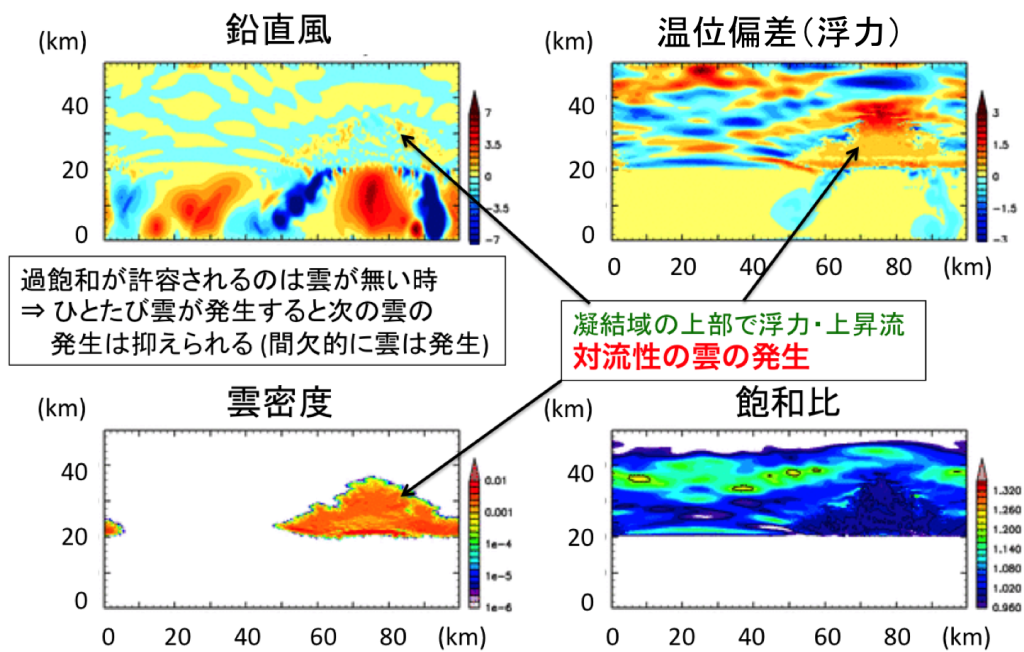
## 過飽和が要求されない場合



Yamashita et al. (2015)

図 11: 過飽和状態は許容しない設定で行った二酸化炭素の凝結を考慮した雲対流の数値実験の結果. Yamashita et al. (2015) より.

## 過飽和が要求される場合



Yamashita et al. (2015)



図 12: 過飽和状態を許容する設定で行った二酸化炭素の凝結を考慮した雲対流の数値実験の結果. Yamashita et al. (2015) より.





