

# 第21回気象講座 「新しい気象」

●日時：平成15年7月28日(月)、29日(火)  
10時～15時

●場所：第1日目 札幌市青少年科学館  
札幌市厚別区厚別中央1条5丁目2-20

(交通)地下鉄東西線「新さっぽろ駅」徒歩3分  
JR千歳線「新札幌」駅 徒歩5分

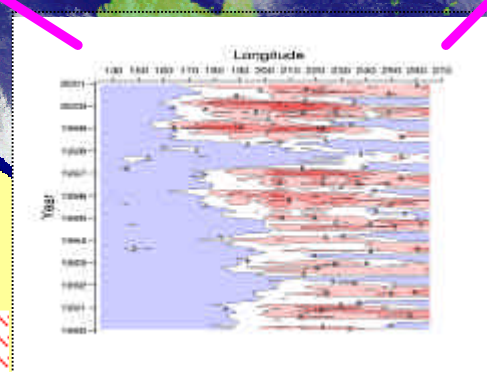
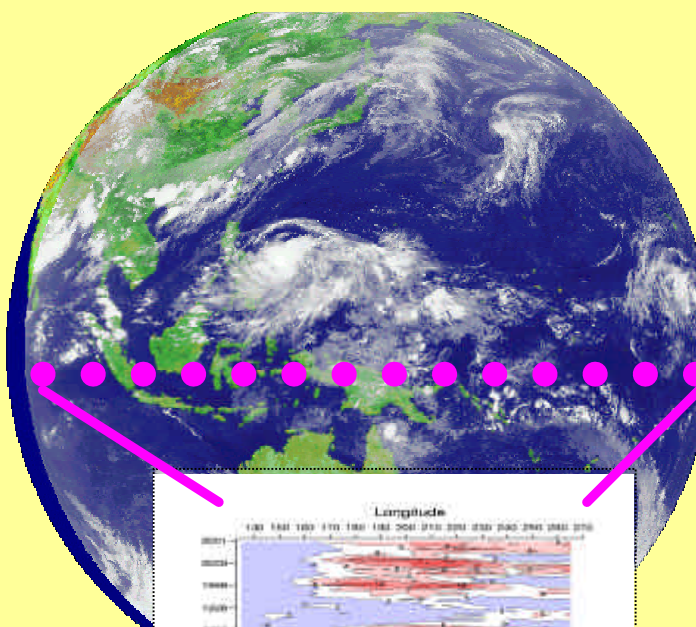
第2日目 札幌管区気象台

札幌市中央区北2条西18丁目

(交通)地下鉄東西線「西18丁目」駅徒歩10分

●受講料：1000円(テキスト代、施設見学科含む)

●対象：高校生以上、定員 約50名



太平洋赤道からのCO<sub>2</sub>放出速度の東西分布・時間変化

## 第1日目

### 気象学がつくる理科実験

山下 晃(大阪教育大学名誉教授)

### 宇宙天気とは何か

渡部重十(北海道大学教授)

施設見学：札幌市青少年科学館

## 第2日目

### 地球温暖化：大気と海の二酸化炭素

吉川久幸(北海道大学教授)

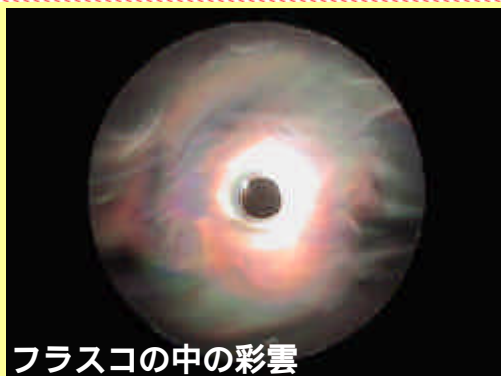
### 観測から予報まで—TVに出ない天気予報—

松岡直基(日本気象協会北海道支社)

施設見学：札幌管区気象台



オーロラ



フラスコの中の彩雲

●申し込み方法：往復はがきに住所・氏名・電話番号  
をご記入のうえ、下記までお申し込みください。

(7月15日必着、応募者多数の場合は抽選)

〒004-0051

札幌市厚別区厚別中央1条5丁目2-20

札幌市青少年科学館「新しい気象」係

●問い合わせ：札幌市青少年科学館学芸課展示係(担当 谷口、太田)

: 011-892-5001 Fax: 011-894-5445

●主催：札幌市青少年科学館・日本気象学会北海道支部

# 気象学がつくる理科実験

大阪教育大学（名誉教授） 山下 晃

## 1. はじめに

新しい時代の楽しく理解しやすい理科をつくるためには、日常生活と深いかわりがある気象の実験を重視した教材作りをすることが、大いに役立つはずで

す。このような考え方に立って、空気と水の性質の基礎、気圧と水圧、雲の3テーマについて、これまで使われてきた理科教科書の、温度とその測定・空気の膨張・水の状態変化・圧力・雲の発生などの内容、あるいは、これらに関する入試問題などの問題点を紹介しながら、新しい実験を提案したり改善すべきところをあげたりします。

## 2. 空気と水の性質の基礎

### 2-1 フラスコの中の気象 - 消えた噴水実験 -

小学校4年理科の空気の膨張を教える単元「空気の温度とかさ」では、1990年頃まで、“噴水実験”が採用されていました。ある教科書（啓林館，1987）には、“フラスコに水を入れ、先を細くしたガラス管をつける（図1）。このフラスコを湯につけると、ふん水ができる。どのようにしたら、高く上がるふん水ができるだろう”との記述がありました。フラスコ内の気象の問題だと考えることができるこの実験は、“間違い教科書 - 噴水は空気の膨張ではない - ”と朝日新聞（1987）と毎日新聞（1987）が報道しNHKも学校放送の内容を変更するなどの騒ぎがあって、消し去られてしまいました。ある大学教授個人の強い主張が通ってしまったのです。

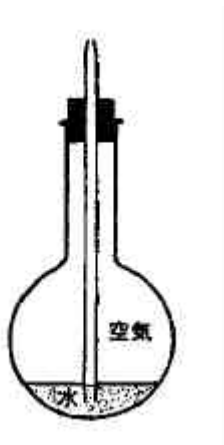


図1 噴水実験用フラスコ

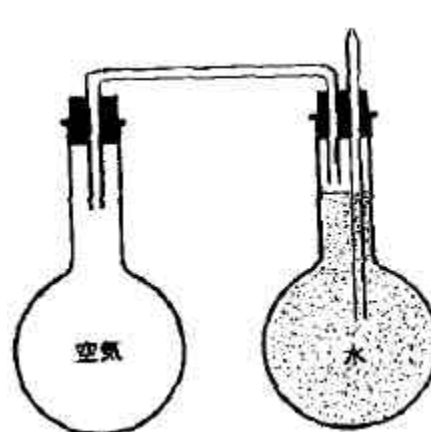


図2 改良型噴水実験用フラスコ（左側だけを湯につければよく右側の噴水用は小さなものでよい）

実は、気象学を学んだ者がこの実験を丁寧に行えば、図1のような水を入れたフラスコを湯につけたとき、まず空気が対流しながら温度上昇して噴水が上がること、（水の量を多くして長時間湯につけたときは）次に水の蒸発の効果が優勢になりガラス管先端から水が少しずつ流出すること（山下，1999）が分かるはずで

を使う安全で子どもにとって楽しいものだったので。水の蒸発の関わりが心配ならば、図2のような2連の改良型装置を作り左側のフラスコだけを湯につける実験にするといった工夫も可能です。また、この右側を左側のフラスコの上に乗る程度のペットボトルなどで作った小さなものにとすると、フラスコを両手で温めるだけで噴水が生じる分かりやすく楽しい実験が可能になるのです。

この例のような間違いを放置してしまったことは、入試問題にまで波及する(神原武志・権平健一郎,1989)ことがあります大問題なのですが、これ以上、ここではふれません。

## 2 - 2 空気と水の問題の難しさ

冬季に道路表面の雪や水が凍ることは凍結、眼鏡が曇るのは結露(あるいは凝結)ですが、これらを、それぞれ、凝固と凝縮としないと正解が得られない共通一次試験の問題が出されたことがあります。また、小学校4年生に、水蒸気・水・氷の単元で水蒸気は目に見えないものであることを教えているのに、新聞記事などで霧の写真を水蒸気と説明することがあるのです。

小学校の教員から届いた次の質問に、教育学部に入學した理科専攻の大学生のほとんど(95%)が正確には答えられないことも、十数年前に知りました。その質問は、『気温が38℃になると暑くて大変だが、家庭で入る風呂が38℃ではぬるい。どうしてなのか教えてほしい』というものです。これは気温38℃の環境で長時間過ごすことと、風呂に短時間入る場合とを比較する問題ですが、大学生の答えを見ていると、(2-1)のある大学教授が噴水実験を正しく行えなかったことと同じように、熱がどのように伝わるかという日常生活上の時間経過を含む常識的な問題を、何らかの先入観があるためか、自ら難問にしてしまっているような気がします。

## 3 . 気圧と水圧

### 3 - 1 小鳥の水飲み - 問題と実験 -

工夫を凝らした圧力を教える実験の中に、水の中が水圧ばかりでなく大気圧のもとにあることの理解を助ける優れたものは見当たりません。この点に着目して、数年前から市販の“小鳥の水飲み”をモデルにしたペットボトル圧力実験装置(図3)と問題を作り、中・高校生に考えてもらったり大学の授業に使ったりしてきました。

**問題1** 図3は、2つのペットボトルを組み合わせ水漏れがないように作った(水を入れた状態の)小鳥の水飲みの断面である(A~Dは直径4.5mmの穴に取り付けたゴム栓)。

栓A、栓B、栓Cおよび栓Dを開けたときの変化と水面がどこまで下がるか(あるいは下がるか)を、次の...のうちから選べ。ただし、栓は1つずつ独立に、すなわち、1つの栓を開けて変化があった場合には(その栓も中の水も)元の状態にもどしてから、次を開けるものとする。

**変化** 開けた穴から水が出る 開けた穴から空気が入り水飲み口Eから水が出る 開けた穴と水飲み口Eの両方から水が出る 水は出ない

**水面** Aの高さまで Bの高さまで Cの高さまで Dの高さまで 水飲み口Eの高さまで

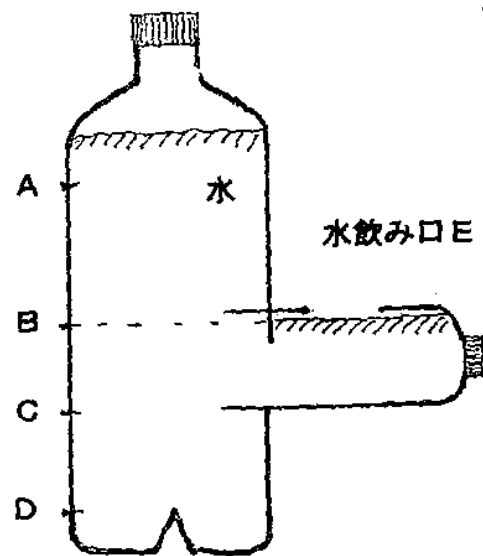


図3 小鳥の水飲み(圧力の実験装置)その1 (A,B,C及びDは直径4.5mmの穴に取り付けたゴム栓)

下がらない

問題 1 の正解，結果及び解説： 正解( )は，実験によっても示すことができます。全問正解者は，大阪府の中・高校の先生方に依頼して行った調査では（中・高校生）3,393 人のうち 2.3%，教育学部理科専攻学生 33 人のうち 0% にすぎず，特に栓 A と栓 B を開けた場合の両方合わせての正解者が極端に少なかったのです。（一方，栓 C と栓 D については正解者がほぼ 100%）

次の問題 2 は，問題 1 の実験を見せ，正解はペットボトル内外の圧力差に着目すれば容易に説明できることを解説した後に，同じ教育学部理科専攻学生 33 人に考えてもらったものです。

**問題 2** 図 4 の小鳥の水飲み口の穴（直径 4.5mm）の栓 B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, 及び B<sub>3</sub> について，栓を開けたときの変化を答えなさい。

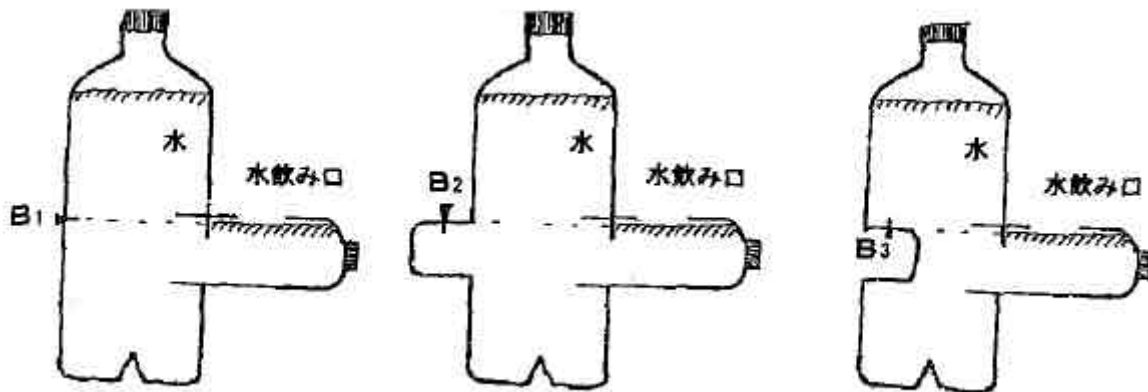


図 4 小鳥の水飲み（圧力の実験装置）その 2 （3 枚の断面図によって示したが，実際には一つの装置として製作したものをを用いた。B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, 及び B<sub>3</sub> は直径 4.5mm の穴に取り付けたゴム栓）

問題 2 の正解及び結果： 正解は，いずれも，水は出ないし空気も入らないということですが，栓 B<sub>3</sub> だけは正解者が 33 人中 17 人と少なかったのです。

このように，大多数の中・高校生と大学生の多くが既に学習したはずの気圧と水圧との関わりを正しく理解していないのです。問題 1 を理解できたはずの学生の約半分しか問題 2 を正しく答えられなかった理由も調べる必要があるようです。

クイズ的要素があって好評を得たこの実験の価値は，面白かったという安易な理解で終わらせない努力があれば，高まるはずですが。あるテレビ局が問題 1 で用いた小鳥の水飲みに似たものを使ったクイズ問題（フジテレビ，2002）を出したことがあり，その正解の解説には驚かされました。このことが動機となって，問題 1・2 については測定値に基づいた実験の説明ができるようにすべきだと考えたのです。

### 3 - 2 気圧計による水中の圧力測定

気圧と水圧とのかかわりを量的にも正しく理解するためには，実験の他に可能な測定を試みる事が大切です。市販のアネロイド気圧計あるいは高度計をペットボトルなどに封入し隙間をシリコンシーラントで塞いで作った簡易圧力計（図 5）は，さまざまな容器内部の圧力や水中圧力の測定を可能にします。ガラス管付きゴム栓とゴム管などで実験装置とつないで，その新しい利用法を考えてみるのも楽しいことです。（このような使い方をするための容器付きの気圧計をメーカーが作ってくれと，さらに使いやすいものになるはずですが）



図5 簡易圧力計（アネロイド気圧計あるいは高度計をペットボトルに封入したもの）

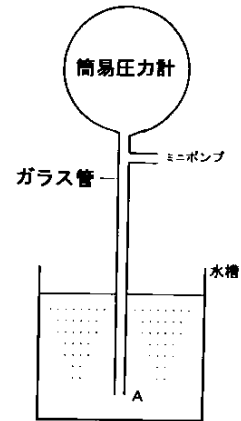


図6 簡易圧力計による水中の圧力測定

水中の圧力測定は図6に示した方法で可能になります。水の入った水槽にガラス管を立て、これをゴム管などで簡易圧力計とつなぎます。図のミニポンプ接続用の管から空気を送ると、ガラス管最下部のAから気泡が出ますが、気泡（空気の流出）がほぼ止まったとき、水中A点の圧力はガラス管内（すなわち簡易圧力計のある空間）の気圧と等しくなっています。従って、簡易圧力計は水中A点の圧力を指示していることになります。

小鳥の水飲みの実験（図1・2）と、水中A～Dの圧力測定（図7）を並行して行えば、測定結果と室内の気圧を比較して問題1・2が持つ意味の理解を深めることができます。

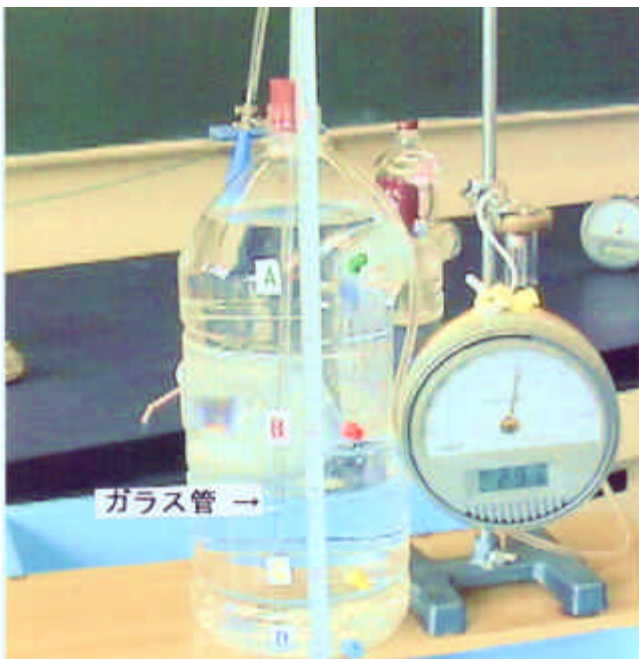


図7 小鳥の水飲み（図3）の水中圧力の測定（水飲み口は、この写真の裏側。上部の蓋としてガラス管を通したゴム栓を用い、ガラス管には少量の油を塗り、小鳥の水飲みにもゴム栓をしたままガラス管を上下できるようにしてある。このガラス管を簡易圧力計と接続しておけば、図6の方法でボトル最下部の圧力を測った後、管を引き上げてA～Dの水中の圧力を連続的に測定できる）

### 3 - 3 簡易圧力計の活用

部屋に置いて日々の気圧の変化から天気の変化を推定する程度の目的に用いられている家庭用アネロイド気圧計ですが、これを簡易圧力計に変えることによって、さまざまな利用法が生まれてきます。ストローで水を飲むときの口内の圧力や膨らませた風船内の圧力の測定のほか、次節の雲の実験に使うのも有効です。

図8のような新しい圧力の問題を示しての利用を考えたり、さらに、逆さコップの実験に新しい解釈を与えたりすることもできます。



図8 6連ペットボトル(問題: 気圧が1000hPaの室内で図中の圧力計のおよその指示値を答えよ)

### 3 - 4 水圧と気圧の教え方

ある教科書では、スポンジ上に置くレンガの底面積の大小によるスポンジの凹み方の相違で圧力とその大小を教え、圧力差が目に見える実験によって水圧が水深だけに依存することを教えることになっています。また、大気圧については、空き缶つぶしの実験などを示し“大気圧は大きな力を持っている”とか“大気圧の不思議”といった見出しをつけて教えることが多いようです。気圧と水圧はどの向きにも同じように働くとのコメントを載せているのに、地球大気による圧力を説明する図では下向きの矢印だけを書いたものを多く見かけます。これらは、大気圧と水圧を、それぞれ、独立に教えた方が分かりやすいはずだとする、物理学の先生方の考え方が関係しているように思われるのです。

圧力を習ったはずの大多数の者が小鳥の水飲みの問題(問題1・2)に正しい解答ができなかったことは、このような教え方だけが採用されていることと無関係ではないように思えるのですが、ここでは、それを証明するかのような一つのハプニングを紹介することにします。そのハプニングとは、平成11年センターテスト物理Bの圧力の問題の中に、大気圧を $p_0$ とすると、(水中の)深さ $h$ のところの水圧 $p$ は、 $p = p_0 + Kh$ と表される。ここで $K$ は正の定数であるとの記述があり、これでは水面(深さ $h = 0$ )では水圧=大気圧になってしまうので $p$ を水圧としたのは間違いなのですが、問題を解く上ではこの部分を深く考えずに飛ばして読むためか、この年の物理Bを受験した数万人も多くの物理の先生方も気付かずに終わってしまったというものです。

このようなことがあって、地球上の大気と水の中にあるものが受けている圧力がどのようなものかを教える新しい教材が必要だと思うようになりました。気圧計(簡易圧力計)をエレベーター中に持ち込むことも容易になった現在では、高さの違いによる気圧の変化と問題1・2の実験とを併用することも可能です。

## 4 . 雲

### 4 - 1 見やすい雲と観察が困難な雲

ドライアイス湯や水に入れたとき、あるいは、冷やした瓶ビールの蓋を開けたときになどに生じる雲は、通常の室内照明で見ることができます。しかし、仮に天然の霧や雲 1? をそのまま室内に運んでくることができたとしても、その霧や雲を通常の照明で見るとは困難です。

このことには雲粒（霧粒）の数密度が関係していて、単位体積（1c?）中の雲粒数が数千個を境に、それ以上のものは見やすく、それ以下のものは見え難いということになります。表 1 に様々な雲の雲粒のサイズと数を示しますが、詳細については山下（1998）を参考にしてください。

表 1 様々な雲の雲粒の直径と数（ × は、室内に作った場合の見易さの目安）

	雲の種類（天然の雲の値は代表的な教科書の図から求め、その他の値は実際に測定して求めた）	直径(μm) 範囲と平均値	雲粒数 (No./c?)
×	代表的な陸上の雲（オーストラリア）	4～20, 12	490
×	代表的な海上の雲（ハワイ）	8～44, 25	70
×	代表的な地形性の雲（ハワイ）	5～150, 40	6
	ドライアイスが作る雲	1.0 以下, 0.5	10,000,000
	栓を開けたビール瓶中の雲	0.5～1.0, 0.7	50,000
	冬の白く見える息	0.5～1.5, 1.0	50,000
	冷凍ショーケース中に生じる雲	4～15, 6	4,500
×	フラスコの中の雲（60hPa 減圧）	5～10, 7	2,000

### 4 - 2 空気を冷やして雲を作る実験

数年前までの小学校 4 年理科では、ぬるま湯でぬらしたガラス容器内を上部から冷やして雲を作る実験を教えることになっていました。しかし、フラスコなどを加熱する器具類はあっても冷やすためには氷を使う程度のことしかできない小学校では、これを効果的に行うのは難しかったようです。

詳しくは述べませんが、アイスクリームストッカーや冷気湖型クラウドチェンバー（山下 他, 1996）があれば、冷えた空気が下方に溜まるので、雲を作るばかりではなく生じた過冷却雲を氷晶雲（ダイヤモンドダスト）に変える実験（山下, 1998）も手軽に行うことができます。

### 4 - 3 中学校の雲の実験 - 彩雲と光環を作ろう -

中学校では断熱膨張によってフラスコ内に雲をつくる実験を行いますが、照明法の適切な指摘がなく、実際に生徒に雲が生じることを確かめさせることは容易ではないようです。フラスコに線香の煙を入れたり、エチルアルコールを加えたり、膨張比を極端に大きくしたりといった様々な工夫があって、続けられてきたのが実情です。また、フラスコ内を注射筒により減圧するとき、瞬間的な温度変化を測定できる温度計が普及していないことが事実であるのに“この実験では温度変化がごくわずかなのでサーミスター温度計を使用する”といった間違った注釈が残ったままになっています。

実は、この実験は、雲粒が可視光線をミ-散乱することを考慮し、余分な光が観察者の目に入らないように遮光にも配慮して、ファイバライトなどを使って丁寧に行えばよいのです。勿論、集光性能のよい顕微鏡光源や手持ちのライトを使うこともできます。また、簡易圧力計を使えば、10～30hPa 程度の減圧で十分なことも分かり、大気の熱力学による計算どおりの 0.5～1.5 ほどの温度低下があることも、感度のよい熱電

対などで測定可能なのです。

一人で手に持って使える装置と展示して自動運転できる 10~20ℓ フラスコを使った装置の二種類を作り、会場に展示する予定です。実際に使ってみていただきたいと思っています。白く輝いて見える雲（雲粒）が、観察する目の位置を変えると彩雲にもなります。照明法次第では光環を観察することもできます。特に、凝結核を増やした実験による彩雲と光環が見事です。自動運転には、減圧と減圧解除（あるいは加圧）が繰り返し起きるように装置を作ればよいわけですが、そのために 水流とサイフォンを利用したもの（図 9・10） 水流とタイマー付電磁弁を利用したもの ゴム風船とタイマー付エアポンプを利用したもの、などを作ってみました。何れを使っても見事な雲の観察ができます。



図 9 自動白雲彩雲発生装置  
(水流を利用して減圧する)

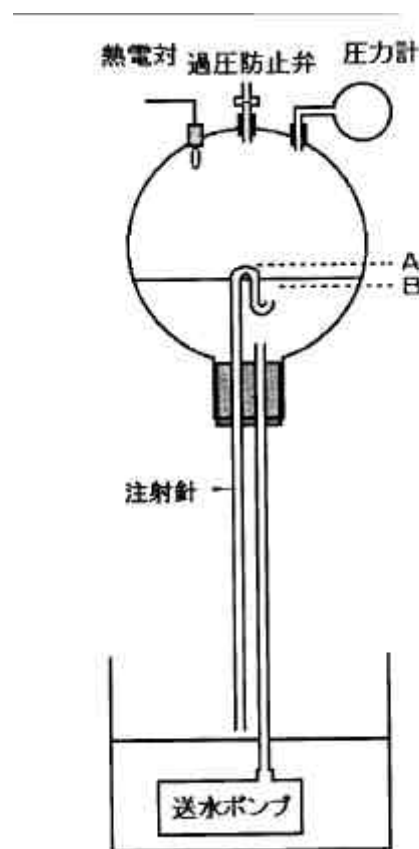


図 10 自動白雲彩雲発生装置の断面  
(減圧と減圧解除の繰り返しにはサイフォンを利用)

## 5. おわりに

理科を、子どもが興味を持ち楽しく学べる教科にするためには、楽しい実験を増やす努力が不可欠です。その理科実験について、今回強調したかったことは、一つの実験を終え、その楽しさを知り意味を理解した子どもが、その実験と自然現象、あるいは、別の実験との関係にも興味を持てるよう、指導したり、新しい実験を準備したりする必要があるということです。自然が研究対象である気象学などが、そこで、大いに役



に立ちます。

噴水実験は、小学校の中学年には空気の膨張を教え、高学年には熱を十分与えれば水は蒸発することを教え、さらに、定量化が可能な優れたフラスコ内の気象実験だったので。空気の膨張によりフラスコ内の圧力が上がるとき、 $x$  cmのガラス管内水面上昇には約  $x$  hPa フラスコ内の気圧が大気圧より高くなっているはずであり、また、フラスコを湯から取り出したとき中の空気が冷えて雲が観察できるはずですから、新しい価値も加わりそうです。中学生などのために、大きなフラスコを使った噴水実験を再登場させることはできないのでしょうか。

雲を作る実験には、大気圧・気圧変化(とその測定)・温度変化(とその測定)・断熱膨張・水の状態変化と凝結核・飽和水蒸気圧(とその温度依存)・可視光線(とその回折)・ミー散乱・雲粒とその成長、など中学校理科の基礎的なところから高校理科の範囲外と言えそうなところまでの多くの内容が関係しています。白い雲を見せるだけの実験に終わらせず、時間をかけた測定も行える実験に作り変えれば、子どもに多くのことを学ばせたり、既に学んできたことの整理をさせたりすることができる、一段と優れた教材になるのではないのでしょうか。

もう一つ、今の理科は、大人にも難しく教員にも難しいという問題があります。高校までの理科の時間に十分習っているはずの空気と水の性質や圧力について、今回紹介したように、大学の教官を含む多くの大人たちが、子どもを混乱させてしまいそうな教え方や伝え方をすることがあるのです。消えた噴水実験に関しては、ある学会における数度の研究発表があり、この実験の考案者も誤りを認めた(毎日新聞, 1987)とのことであり、問題の深刻さを感じるのですが、3.のセンターテスト物理 Bのような、その他の例は、関係者にとっては、深く考えなかったので“今後注意します”で済ませたいことのように。このような問題を解決するための近道は無いようですが、最近の地球科学関連学会などの学校教育にも目を向けようとする活動には、大いに、期待したいと思っています。

### 参考文献

- 啓林館(1987): 小学校4年理科教科書(昭和62年度)
- 朝日新聞(1987): 小4理科教科書 実験記述に誤り - 噴水は空気の膨張じゃない - , 1月15日
- 毎日新聞(1987): 間違い教科書で番組収録 - NHK 内容を変更 - , 1月18日
- 神原武志・権平健一郎(1989): 解ければ天才! 理科クイズ, 講談社ブルーバックスB 786, 165ページ
- 山下晃・香川千世・丸山陽子(1996): 理科室で行う水の相変化の実験 - その2 新冷気湖型クラウドチェンパーとその利用法 - , 大阪教育大学理科教育研究年報 No.20, 29-35
- 山下晃(1998): 手作り実験あれこれ - 教育の現場から Part 3 (1)雲を作る, 可視化情報学会誌, Vol.18, No.70, 192-197
- 山下晃(1998): 手作り実験あれこれ - 教育の現場から Part 3 (2)氷晶を作る, 可視化情報学会誌, Vol.18, No.71, 273-278
- 山下晃(1999): 空気と水の性質を教える理科実験と気象学 - その1 噴水実験について - , 大阪教育大学理科教育研究年報 No.23, 49-56
- フジテレビ(2002): 平成教育委員会, 1月3日

# 宇宙天気とは何か

渡部重十

北海道大学大学院理学研究科

## 1. はじめに

2001年3月22日、太陽表面東端に活発な領域が発生した(図1)。地球直径の22倍の大きさを持つ黒点群である。太陽コロナからは大量のプラズマが宇宙空間に放出され、そのエネルギーは台風の100,000倍ほどであった。約1週間後、速度~600km/毎秒で数10万度のプラズマが地球に降り注ぎ(図2)、世界各地でオーロラが出現した。陸別では全天オーロラカメラで撮られ、札幌市の藻岩山では肉眼で観測された。京都市郊外でも大気光観測装置でオーロラを観測した。北極や南極では激しく活動するオーロラが観測され、フランスのニースや米国のアリゾナでも観測された(図3a, 3b)。

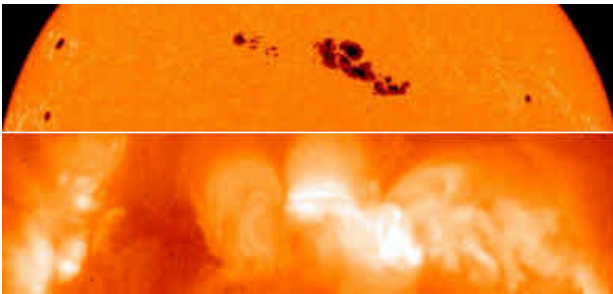


図1. 黒点群の出現。上から、可視光、X線で見えた太陽表面。

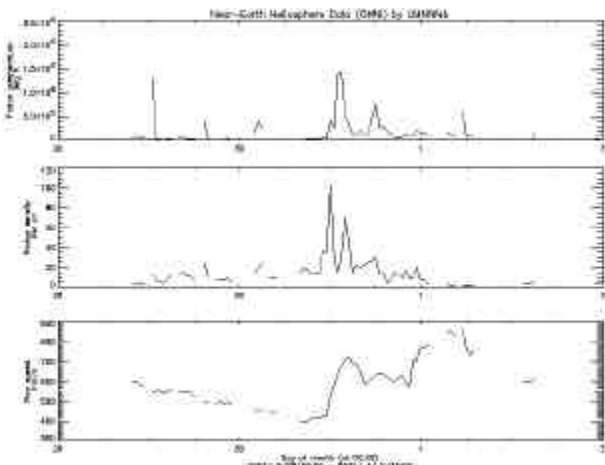


図2. 衛星で観測した太陽風。

高速・高温の太陽プラズマが地球を襲うことにより、地球周辺のプラズマ環境が大きく変化し、

宇宙空間の放射線レベルは通常の10倍以上に大きくなった。地球上層大気も大きく変化し、GPS衛星を用いた位置情報が一時的に機能しなくなった。アジア-北米間を飛行していた25の航空機でトラブルが発生した。通信衛星の障害により、船舶・放送局で通信できない状態に至った。オーロラに伴う電力送信障害が北極域の国々で発生した。NASAは火星探査機(Odyssey)の打ち上げを延期し、スペースシャトルの乗組員は船外活動を延期した。

太陽面爆発による人類活動への影響は、今回が初めてではない。1998年には複数の衛星が同時に通信障害を起こし、4衛星は完全に通信不能に至った。

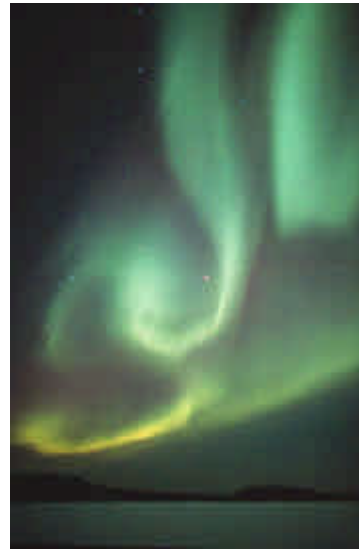


図3a. フィンランドで観測されたオーロラ

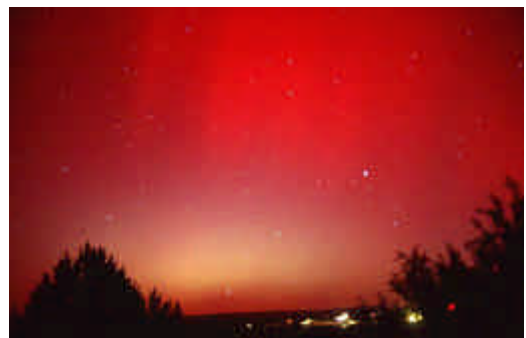


図3b. アリゾナで観測されたオーロラ

## 2. 宇宙天気プロジェクトの開始

人類が宇宙空間の探査を開始してから約 50 年が経過した。その間、ロケット・衛星・惑星探査機や地上からの宇宙空間観測により宇宙に対する知識は飛躍的に増大した。さらに、通信衛星・気象衛星・GPS 衛星・スペースシャトル・宇宙ステーションなど、人類の活動領域は宇宙空間へと確実に発展している。

宇宙空間での人類活動が活発になるとともに、宇宙空間での事故も増加する。事故を未然に防ぐために、宇宙空間環境のモニターだけでなく、宇宙空間プラズマや放射線帯の変動を予報し警報する必要がある。宇宙空間環境の予報（宇宙天気予報）に関する研究は、米国、ヨーロッパ、日本において 1990 年代半ばに開始した。現在は、地上や衛星観測網を整備するとともに、モデルを用いた予報精度を上げる研究が進められている。

## 3. スペースシャトル・宇宙ステーション・GPS 衛星が飛翔する熱圏・電離圏

高度約 100km 以上の熱圏では、下層大気と比較して希薄ではあるが大気粒子は流体として振舞うほど十分に衝突を行っている。熱圏大気の平均自由行程  $l$  は大気の特徴的な厚さであるスケールハイト  $H$  と比較すると小さい。

$$l < H$$

平均自由行程  $l$  がスケールハイト  $H$  と同程度になる領域、 $\sim 500\text{km}$  が外気圏底であり、その領域より高い高度領域を外気圏という。太陽からの極紫外線 (EUV) や紫外線 (UV) 放射を吸収した分子は光解離する。熱圏大気では、分子を主成分とする大気から原子を主成分とする大気へと変わる領域でもある (図 4)。

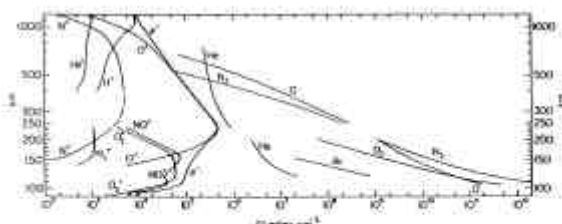


Fig. 4.2. International Quiet Solar Year (IQSY) daytime atmospheric composition, based on rocket spectrometer measurements above White Sands, New Mexico (32°N, 100°W). The helium distribution is from a nighttime measurement. Distributions above 230 km are from the Elektron II satellite results of Ionomis (1966) and Explorer XVII results of Reber and Nicolai (1965). [C. Y. Johnson, U.S. Naval Research Laboratory, Washington, D.C. Reprinted from Johnson (1969) by permission of the MIT Press, Cambridge, Massachusetts. Copyright 1969 by MIT.]

図 4. 熱圏・電離圏における分子・原子・イオン電子密度分布。熱圏上部から外気圏では大気の主成分は水素原子 H になるが、この図には示していない。

熱圏大気的主要な熱源は分子の光解離に伴い発生したエネルギーである。高度 500km で

1000K 以上の大気温度に達し、昼夜・季節・緯度により大気温度は大きく変化する。熱圏では、熱圏大気の加熱源としてオーロラに伴うジュール加熱も重要である。ジュール加熱は熱圏大気の大循環に大きな影響を与える。図 5 は、コンピュータシミュレーションによる経度方向に積分した緯度風の分布を示している。極域でのオーロラに伴う加熱により、大気循環は赤道付近にまで影響を与えている。また、その構造は季節により大きく異なっている。変化に富む熱圏大気は、ロケットや衛星などの登場により多くの研究者によって精力的に研究が行われてきた。しかし、我々は未だその全貌を完全には理解していないようである。

太陽からの極紫外線 (EUV) や紫外線 (UV) 放射は、大気加熱と同時に大気の一部を光電離し、熱圏と同高度に電離圏を形成する (図 4)。光電離によって生成されたイオンと電子は、地球磁場の影響を受けた運動を熱圏で開始する。その結果、中性大気、イオン、電子の間に速度差が生じ、電場・電流・磁場が生成される。中性大気の光電離によって生成した平均エネルギー約 10eV の光電子は地球磁力線に沿って自由に運動することができる。電離圏プラズマの主たる熱源はこの光電子である (極域では電離圏プラズマの熱源としてジュール加熱も重要である)。光電子はクーロン散乱により周囲の電離圏電子を加熱しエネルギーを失う。加熱された電離圏電子は電離圏イオンを加熱し、電離圏イオンのエネルギーは最終的に熱圏大気へ移行する。このエネルギーの流れは、電子・電子間、電子・イオン間、イオン・中性粒子間で衝突断面積が異なることに起因している。光電子による電離圏電子加熱はその場の電子を加熱するだけではない。平均自由行程が大きいために磁力線に沿って運動し、光電子が生成した領域とは異なる領域の電離圏電子を加熱する。非局所加熱は地球磁力線の傾斜角が小さい赤道・中緯度域で顕著に表れる。

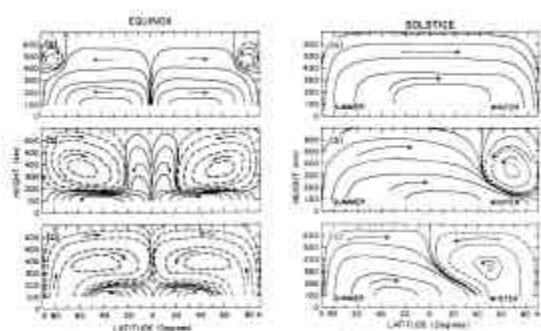


Fig. 4.2D Effect of high-latitude heating on the circulation of the thermosphere, at equinox and at solstice, in modifying the basic Hadley cells. Panels (a) show the meridional circulation under magnetically quiet conditions, (b) are for average activity levels ( $10^{11}$  I/s), and (c) are for a geomagnetic disturbance ( $10^{11}$  I/s). [R. G. Ristic, The Upper Atmosphere and Magnetosphere, National Academy of Sciences, Washington DC, 1977]

図 5. オーロラ活動に伴う大気循環

図6は、ひのとり衛星によって観測された高度約600kmでの電子温度分布である [Watanabe and Oyama, 1996]。経度で平均した電子温度を地方時と磁気緯度で表示している。また、太陽活動と季節に分けて表示している。電子温度の上昇が明け方 (morning overshoot) と夕方 (evening overshoot) にみられる。光解離によって生成される電子密度は夏半球側で大きい。電子温度は冬半球側で大きい。夏半球側で大量に生成された光電子が磁力線に沿って運動し冬半球側の密度の低い電離圏電子を加熱したためである。光電子による加熱と電子密度に比例した冷却とのバランスで電離圏電子温度が決定されている。

大気組成を均一化しようとする乱流混合に対して、高度約110kmの乱流圏界面より高い高度では分子拡散が重要になる。その結果、質量の軽い大気粒子ほど高高度に分布するようになる。熱圏では酸素分子が解離して生成された酸素原子が主成分となり高度とともに水素原子の割合が多くなる。これらの原子がイオン化してできる電離圏は酸素原子イオンと水素原子イオンが熱圏とくに熱圏上部で主成分となる。

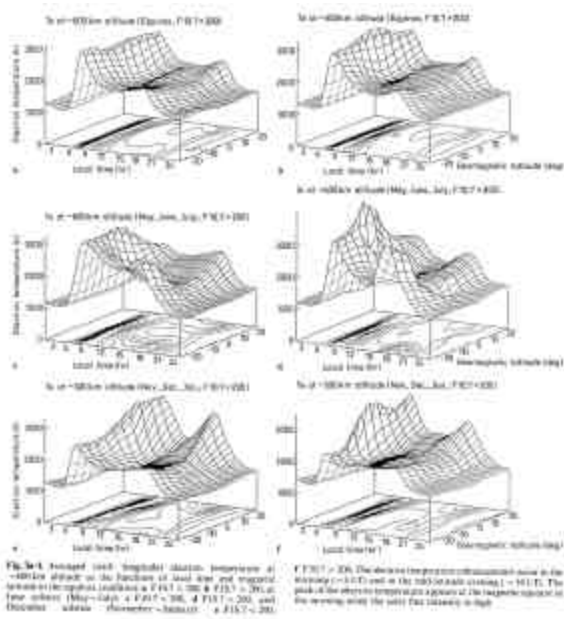


図6. ひのとり衛星によって観測された電子温度。太陽活動と季節による相違も示している。

図7に熱圏大気のコンピュータシミュレーションの一例を示す。熱圏では昼間側の大気の熱膨張に要する時間と地球自転のために、赤道域の地方時15時付近に最大温度領域が現れる。これに伴う大気の昼夜圧力勾配が熱圏の水平風を駆動する。下層大気ではロスビー数が小さいために地衡風平衡が良い近似で成り立っているが、ロスビー数の大きい熱圏大気では圧力勾配に沿って温度の高い領域から低い領域へと風が吹く。したがっ

て昼から夜へ向かう昼夜間の風が基本である。しかし、分子粘性や電離大気との衝突による摩擦も熱圏大気循環を考える上で無視できない [Killeen and Roble, 1984]。さらに、図7下図に示すように極域でのオーロラによる加熱を含むと、熱圏大気循環は大きく変化する。

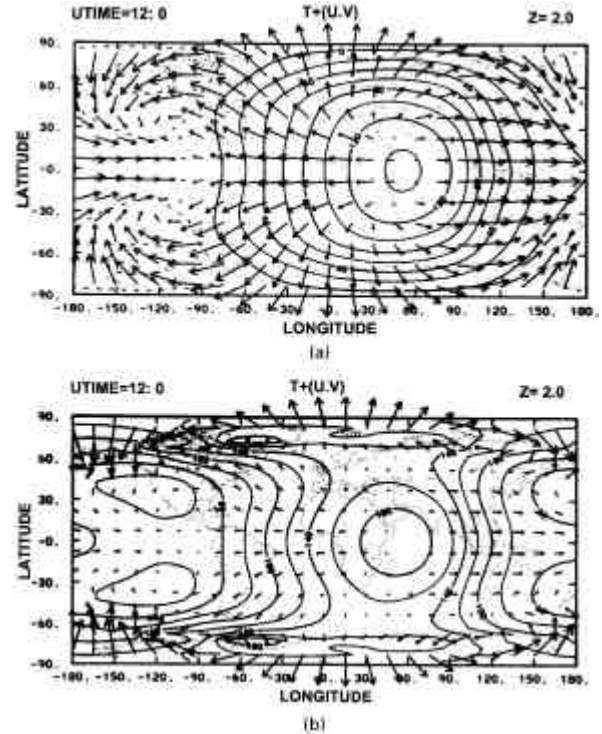


図7. 熱圏温度と風速。(a)極域での加熱がない場合、(b)極域での加熱がある場合。

高度120km以下の領域では、電離大気のイオンと中性大気との衝突周波数  $n_{in}$  はイオンのサイクロトロン周波数  $w_i$  より大きい。

$$n_{in} > w_i$$

この領域のイオンは中性大気による抗力が大きいためイオンは中性大気とともに運動する。また、電子と中性大気との衝突周波数を  $n_{en}$ 、電子サイクロトロン周波数を  $w_e$  とすると

$$n_{en} > w_e$$

となる領域がイオンよりも低い高度領域にある。中性大気による抗力がイオンと電子で異なる領域

$$n_{in} > w_i \text{ かつ } n_{en} < w_e$$

が高度100km~120kmに存在する。この領域は電流を流しやすく、電流層を生成する(図8)。駆動力は中性大気風であり、E層ダイナモと呼ばれる。E層ダイナモ領域で生成された電場は、再び電子やイオンの運動に影響を与える。しかも、磁力線方向の電気伝導度は非常に大きいため電場は磁力線に沿って異なる領域に投影される。夕方では、E層の電子密度が下がり電気伝導度も下

がるのでF層でのダイナモ効果が重要になってくる．F層ダイナモ効果が顕著に表れる現象が evening enhancement である．このように，熱圏・電離圏結合は電流層で生成される電場と磁場，磁力線に沿った電場の投影を含んで考察されなければならない．したがって，熱圏・電離圏結合は必然的に全球3次元過程として捉える必要がある．

高度 120km 以上では

$$\mathbf{n}_{in} < \mathbf{w}_i, \mathbf{n}_{en} < \mathbf{w}_e$$

であるため，電離大気の運動は磁場に束縛された運動をする．中性大気に比べて電離大気の密度は小さく，イオン化率は 0.1% 以下である（図 4）．磁力線に平行な方向では電離大気と中性大気との衝突により両者の速度差は減少する．特に，磁力線の傾きが水平に近くなる磁気赤道域付近でその効果は顕著となる．一方，磁力線に垂直な方向では電離大気は磁力線に補足されているために，磁力線に垂直な方向になんらかの力が加わらない限り磁力線を横切る運動はできない．また，仮に磁力線を横切るドリフトがあったとしても中性大気とプラズマのドリフト速度が一致しているとは限らない．したがって，中性大気とプラズマの間に相対速度が一般に生じる．相対速度が大きくなると摩擦力も大きくなる．相対速度が大きくなる領域では，中性大気は電離大気からのイオン抗力を受けやすい．

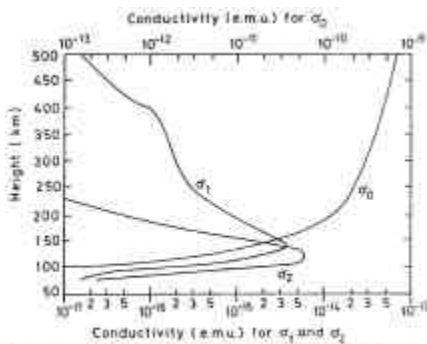


Fig. 8.23 Conductivity profiles calculated for middle latitude at noon. (S-I. Akasofu and S. Chapman (after K. Maeda and H. Matsumoto), *Solar-Terrestrial Physics*, Oxford University Press, 1972. By permission of Oxford University Press)

図 8．電気伝導度

King-Hele [1964] は人工衛星の軌道傾斜角の変化から熱圏大気が東向きに ~100m/s でスーパーローテーションしていることを発見した．Rishbeth[1971]と Heelis et al. [1974]は，夕方に発生する強い電離圏電場による電離大気の運動によって中性大気が東向きに運動する結果であると主張した．Anderson and Roble [1974]は熱圏大気モデルを用いて夕方の高速東向き中性風を数値計算した．計算結果は，夕方に発生する東向き電場に伴う電離層の上昇によりイオン抗力が減少し，高速の中性風が生じることを示していた．Herrero et al. [1985]は DE-2 衛星が観測した

中性大気の東西風成分と中性大気温度を用いて夕方のイオン抗力を調べ，東西風変動と圧力変動との間により相関があることを示した．Coley and Heelis [1989]は DE-2 衛星観測データの結果からスーパーローテーションは磁気赤道で最も大きいことを示した．Richmond et al. [1992]は NCAR の TIE-GCM を用いた計算から，夕方に発生する prereversal enhancement に伴う電離層上昇とイオン抗力により電離大気と中性大気が共に運動する効果が重要であることを示した．

Hedin and Mayr [1973]は OGO6 衛星による N<sub>2</sub> 数密度と電子密度の緯度変化が類似していること見出し，Anderson and Roble [1974]はイオン抗力の影響を受けた中性風系が熱構造へ影響を与える可能性を指摘した．Raghavarao et al. [1991, 1997]は DE-2 衛星観測から明瞭な Equatorial Temperature Wind Anomaly (ETWA) を示した（図 9）．Fuller-Rowell et al. [1997]は熱圏・電離圏モデリングを用いて ETWA における化学反応熱の重要性を指摘した．

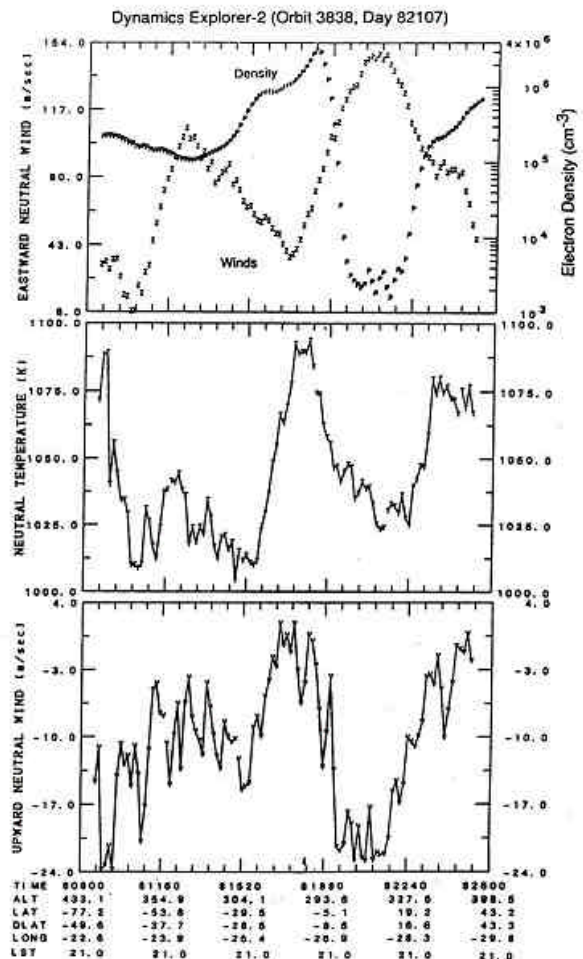


図 9．DE-2 衛星によって観測された Equatorial Temperature Wind Anomaly (ETWA)

レーダー，GPS，光学機器を用いた中間圏・熱圏・電離圏の総合観測は従来から理解されている

よりもダイナミックで、かつ対流圏や磁気圏の影響を強く受けている大気・プラズマ過程を明らかにした[例えば, Saito et al., 2001; Shiokawa et al., 2000]. しかし, 中間圏・熱圏・電離圏・磁気圏の相互作用は非線形かつ非局所的かつ全地球的であり, 日本などの限られた領域で取得した観測結果から中間圏・熱圏・電離圏・磁気圏結合の物理を総合的に理解するのは簡単ではない. 中間圏・熱圏・電離圏・磁気圏の計算機実験と観測との比較・検討から, グローバルな観点で中間圏・熱圏・電離圏・磁気圏結合過程を理解し, 大気・プラズマ相互作用過程の本質を理解・解明することが重要である.

下層大気圏と磁気圏の境界に存在する熱圏・電離圏は大気とプラズマの混合領域である. 大気化学, 大気力学, 大気散逸や磁気圏との相互作用を含む学問分野として非常に重要な研究領域である. 地球熱圏・電離圏結合は電離層電場を含む磁力線を介した非線形結合過程や非局所効果を基本としている. したがって, この領域の研究は, 時間を含めた総合的な4次元観測と計算機実験を組み合わせる必要がある.

#### 4. 熱圏・電離圏モデリングと計算機実験

熱圏・電離圏モデリングは, スーパーローテーション, 極域でのジュール加熱による熱圏大気の運動と中低緯度への極域擾乱伝播, 電離大気の3次元運動と構造を理解するために, また宇宙天気プロジェクトの重要な1部分として開発が始まった. しかし, 電離大気の運動は磁力線に強く束縛されるために, 電離大気と中性大気ではとりうる座標系が異なってくる. 電離圏では電場の生成と磁力線方向への電場の伝播があり, 電離層電場と磁場を介して熱圏・電離圏はお互いに強く結合している. 電離層電場は磁力線の存在により非局所的な運動を誘起する. 光電子の運動を考慮すると非局所的な加熱も重要となってくる. したがって, 熱圏・電離圏は非線形結合した非局所的効果の強い領域である. Roble et al. [1987]や Fuller-Rowell and Rees [1980]らによって熱圏・電離圏モデリングの開発が開始されたが, 電離圏と電離層電場を完全に取り入れたモデルは未だ完成していない.

中性大気と電離大気の運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial \mathbf{u}_n}{\partial t} = & -(\mathbf{u}_n \cdot \nabla) \mathbf{u}_n - 2\mathbf{O} \times \mathbf{u}_n \\ & + \mathbf{g} - \frac{1}{r_n} \nabla p_n + \frac{m}{r_n} \nabla^2 \mathbf{u}_n - n_{ni} (\mathbf{u}_n - \mathbf{v}_i) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \mathbf{v}_i}{\partial t} = & -(\mathbf{v}_i \cdot \nabla) \mathbf{v}_i \\ & + \mathbf{g} - \frac{1}{r_i} \nabla p_i + \frac{q}{m_i} (\mathbf{E} + \mathbf{v}_i \times \mathbf{B}) - n_{in} (\mathbf{v}_i - \mathbf{u}_n) \end{aligned}$$

の中で, 中性大気と電離大気が直接相互作用する項は衝突による運動量の輸送である. 中性大気についてはイオン抗力として

$$-n_n m_n n_{ni} (\mathbf{U}_n - \mathbf{V}_i)$$

であり, 電離大気については中性大気抗力として

$$-n_i m_i n_{in} (\mathbf{V}_i - \mathbf{U}_n)$$

である. ここで,  $n_j$  は数密度,  $m_j$  は質量,  $n_{jk}$  は衝突周波数,  $\mathbf{V}_i$  と  $\mathbf{U}_n$  は速度ベクトルである. ただし, すべての異なる大気・イオン成分について和をとらなくてはならない. 電場・ダイナモ電場は中性大気と電離大気の相互作用の結果として生成されるものである. したがって, 両者の運動論的な結合は, 摩擦力と電磁気力である.

Maruyama et al. [2002a, 2002b] は Fuller-Rowell and Rees [1980, 1983], Fuller-Rowell et al. [1987], Watanabe et al. [1995]らのモデルを統合した熱圏・電離圏3次元全球モデルを開発した. モデルは従来のモデルよりも中緯度・赤道域の現象を詳細にシミュレーションすることができる. また, イオン抗力, 中性大気抗力を3次元的に取り入れることに初めて成功している. その結果, 赤道域でのイオン抗力の重要性, スーパーローテーション, ETWA等の現象の物理的過程を解明した.

極域・中緯度・低緯度電場モデル[Foster et al., 1986; Fejer et al., 1989, 1995]とオーロラ加熱モデル[Fuller-Rowell and Evans, 1987]を与えて計算機実験を実施した結果を図10と11に示す. 図10は高度350kmでの熱圏温度と風速を示している. 経度0度が地方時12時に対応している. 最大温度は地方時15時付近にあり, 赤道上で温度が低下し温度トラフを形成している. 大気加熱による上昇流とイオン抗力による断熱的な温度減少が起きたためである. 逆に夜間の赤道域では断熱的な大気圧縮のために大気温度は上昇している. オーロラに伴うジュール加熱は中緯度付近にまで影響し熱圏大気大循環に寄与していることを示している. また, イオン抗力により磁気赤道に沿って風速は大きい.

図11は図10と同様のフォーマットで高度350kmでの電子密度分布を示したものである. 昼間から夜間にかけて磁気赤道をはさんで電子密度が上昇する赤道異常が明瞭に現れている. 東向き電離層電場により発達したものである. 中性大気の温度分布と風速分布は電子密度分布の影響を強く受けている. 従来から指摘されていたイオ

ン抗力の重要性を示している．しかし，この計算機実験では，他のモデルが採用している磁力線に垂直なイオン抗力だけでなく磁力線に平行なイオン抗力もきちんと含んでいる．その結果，中性大気温度が磁気赤道域で昼間減少し夜間上昇するということがより顕著に表れる．昼間は電子密度が大きいため磁力線に平行なイオン抗力が大きく，中性大気の磁力線に平行な運動が影響を受けるからである．

東西風についてみたイオン抗力の影響を図 12 に示す．イオン抗力を含まない結果も同時に示している．イオン抗力を計算の中に取り入れると中性大気の流れはイオンのドリフト速度に近くなる．赤道付近の中性大気運動はイオン運動の影響を強く受けている．イオン抗力が熱圏大気のスーパーローテーションの原因となることを強く示唆している．

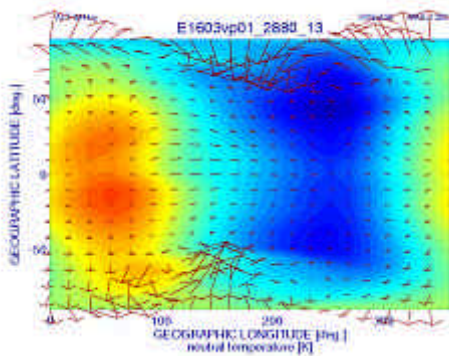


図 10．熱圏温度と風速．

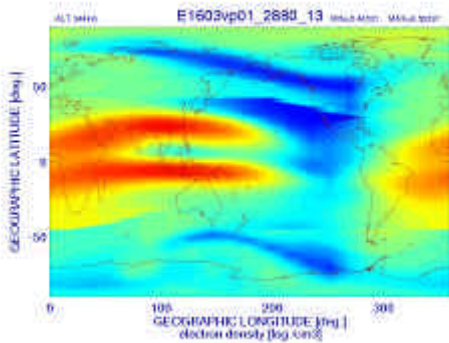


図 11．電子密度分布

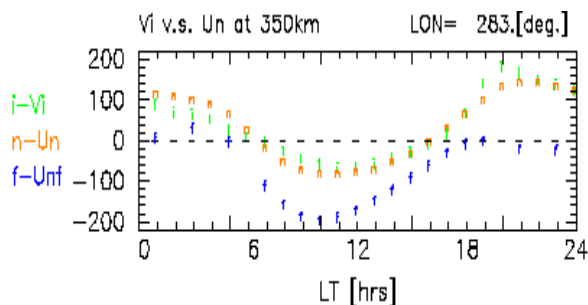


図 12．計算機実験による磁気赤道上的でのイオンドリフト速度と中性風速．f-Unf はイオン抗力を含まない計算結果である．

図 13 は DE-2 衛星によって観測された磁気赤道上的でのイオンドリフト速度と中性大気の流れである．両者のあいだに非常によい一致が見られる．図 12 に示す計算機実験の結果と非常によく一致している．

図 9 に示した ETWA についてシミュレーションした結果を図 14 に示す．電子密度，中性大気の東西成分，中性大気温度は観測とシミュレーションの間に非常に良い一致がある．しかし，中性大気の鉛直速度については一致していない．これは，中性大気モデルは局所静水圧平衡を仮定しているので強い鉛直流を計算できないためである．図 14 で電子密度異常が明瞭に現れている．この極側で中性大気温度の上昇が見られる．図 14 に示していないが，磁力線に平行なイオン抗力を含まない計算を実施すると，電子密度異常の極側での中性大気温度の上昇は現れない．中性大気温度の上昇は，東向き電場による赤道域プラズマの上昇と磁力線に沿って極側へプラズマが輸送されることによる．つまり，中性大気がイオン抗力により磁気赤道域で上昇，断熱冷却し，その極側で下降，断熱圧縮した結果である．DE-2 観測結果である ETWA を説明するモデルがいくつか提唱されているが，磁力線に平行なイオン抗力が重要であることを示したのは Maruyama et al. [2002a, 2002b] が初めてである．

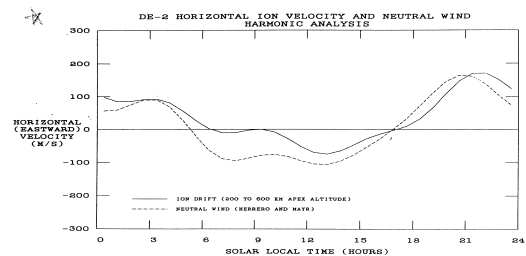


Fig. 4. The horizontal ion drift and neutral wind obtained from the Fourier expansions of IDM and WATS data respectively.

図 13．DE-2 衛星で観測したイオンドリフト速度と中性大気風速の東西成分．

ストーム，サブストームが発生すると極域に存在している磁気圏電場が変化し，電離圏プラズマの運動が変化する．プラズマと大気の流れ速度の違いにより極域の熱圏大気はジュール加熱により局所的に加熱される．また，オーロラによる直接加熱も重要である．極域での加熱は，熱圏大気大循環を変えるだけでなく，大気波動の発生・伝播を引き起こす．大気変動に伴って電離圏プラズマの不安定も誘起される．しかし，極域擾乱時における全地球的熱圏・電離圏変動の物理過程は未だよく理解されていない．観測データが断片的・局所的であると同時に，熱圏・電離圏モデリングが擾乱時に発生する小さな波長を持つ変動に対応していないためである．空間分解能が粗いというのも一つの原因である．現在のコンピュータ能

力では限界があるが、現在の熱圏・電離圏モデリングは全地球的熱圏・電離圏変動の一断面を見せてくれている。

図 15 は図 10 と同様に熱圏・電離圏のシミュレーション結果であるが、ストームに対応した極域加熱を含んでいる。ストーム発生後の 3 時間後の熱圏大気温度と風速を高度 350km で示している。極域大気の加熱に伴い強い熱圏風が発生し赤道域へと向かっている。図 10 と比較するとその違いは明瞭である。

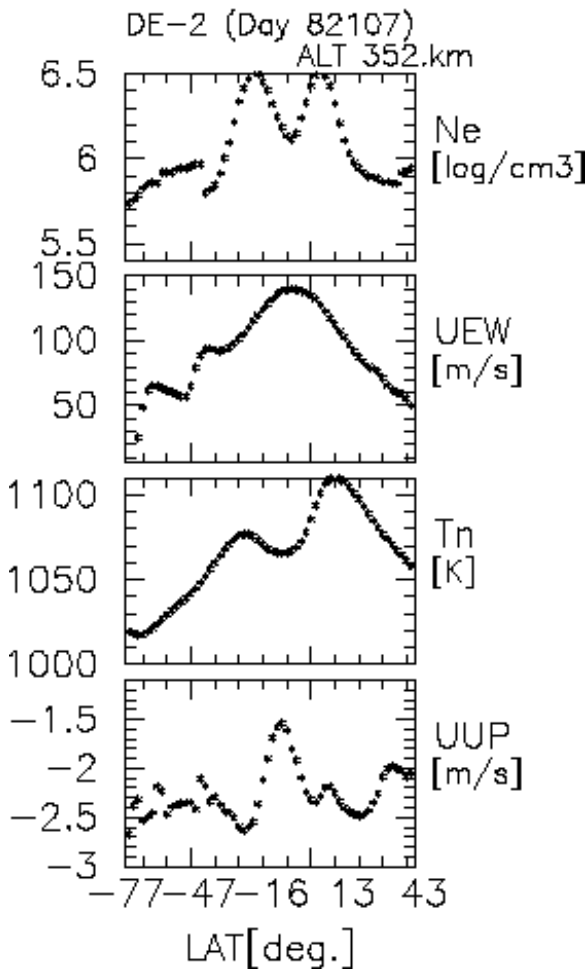


図 14 . ETWA のシミュレーション .

ストームによって生成された大気変動とその伝播を調べるために、ストームが無いシミュレーションを実施し相違を調べた。図 16 と 17 はストームが発生した時のシミュレーション結果からストームが無いときのシミュレーションを引き算し、その差を表示したものである。図 16 は熱圏大気温度と風速を、図 17 は平均分子量を示している。ストームの発生に伴い極域のオーロラオーバル上で強い加熱が生じる。その加熱領域から極を通過する風と赤道へ向かう風が発生する。擾乱大気温度はストームが無いときと比較し数 100K 増加する。波状構造を伴う擾乱大気は夜間に赤道域へと主に伝播している。夜間に伝播する原因はイオン抗力である。昼間は高い電子密度の

ためにイオン抗力が大きく擾乱は赤道域へ伝播する成分は小さく、夜間はイオン抗力が小さいために赤道域まで容易に伝播することができる。ストームに伴う大気の加熱は図 16 に示すように大気成分の変化も伴い赤道域へと伝播している。

図 18 に経度 225 度 高度 350km で大気擾乱が極域から赤道域へ伝播する様子を示す。ストーム開始直後に速度約 500m/s で赤道域へと擾乱が伝播している。両極で発生した擾乱は共に赤道域へ伝播していくが赤道を通過した後、急激に減衰している。イオン抗力が擾乱の伝播を妨げている。

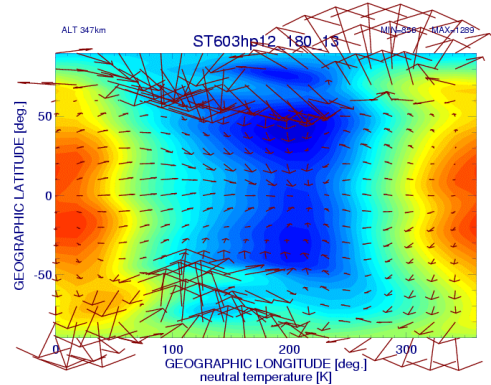


図 15 . ストームによる極域大気加熱 3 時間後の高度 350km での熱圏大気温度と風速

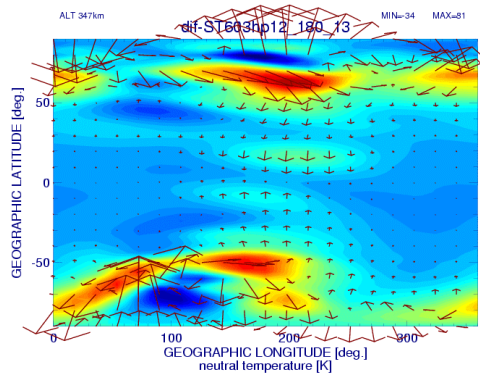


図 16 . 極域大気加熱 3 時間後の高度 350km での熱圏大気温度と風速の変動成分

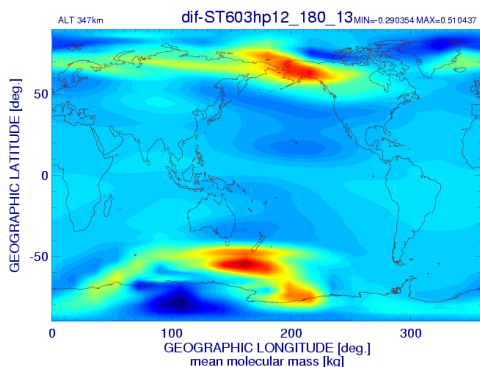


図 17 . 極域大気加熱 3 時間後の高度 350km での平均分子量の変動成分



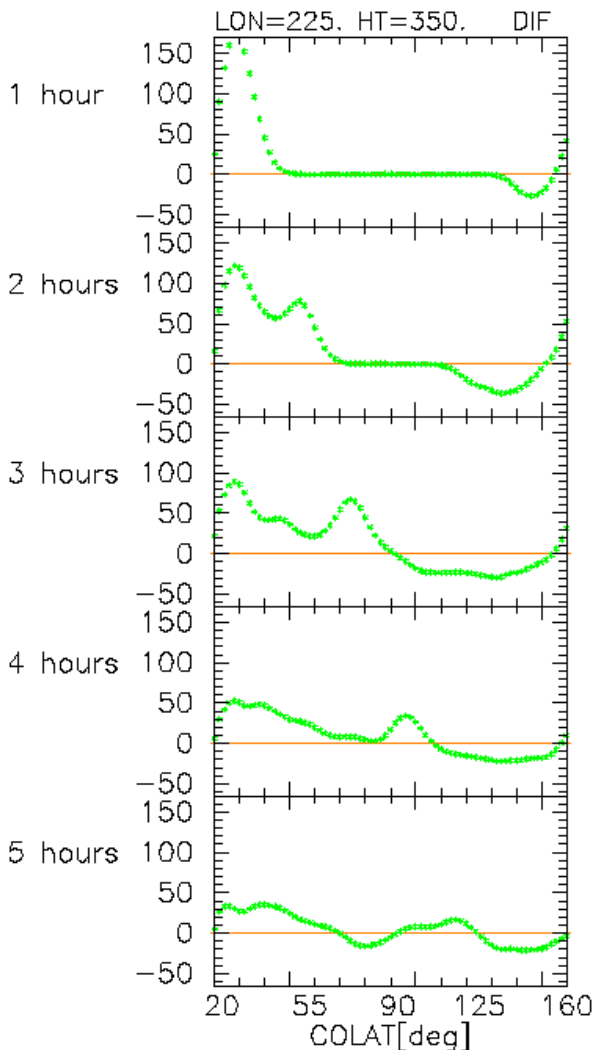


図 18 ストームによる極域大気加熱で発生した中性大気変動の伝播．緯度風を 1 時間おきに示している．縦軸は緯度風速度 (m/s) である．

### 5. 静止衛星が飛翔する内部磁気圏

地球半径の 6.6 倍の高度を飛翔する衛星は、地球を 1 週するのに地球の自転周期と同じ時間を要する．この衛星を地上から見ると 1 点に静止しているように見えるため静止衛星と呼んでいる．静止衛星は、気象衛星や通信衛星として利用され、社会活動にとって必要不可欠な存在となっている．

電離圏のプラズマは地球半径の ~ 6 倍の高度まで広がり、プラズマ圏を形成している (図 19)．プラズマ圏は連続的に惑星空間に広がっているのではなく、磁気圏の対流電場の影響をうけて不連続的にプラズマ密度が減少する．この不連続面をプラズマ境界面あるいはプラズマポーズという．

プラズマポーズ付近には図 20 に示すような放射線帯が存在する．発見者の名前をとってバン・アレン帯ともいう．放射線帯はスペースシャトル

高度から静止衛星軌道付近まで存在し、粒子のエネルギーは数 MeV 以上にもなる．ドーナツ状の放射線帯は太陽フレアに伴う太陽風の変動とともに変化し、静止衛星に致命的な影響をしばしば与える．放射線帯の粒子は磁力線方向の運動に伴う遠心力や磁場勾配によって、イオンは西向きに電子は東向きにドリフトする．イオンと電子で異なるドリフトは、電流となって地球磁場の減少を引き起こす．この電流を赤道環電流という．

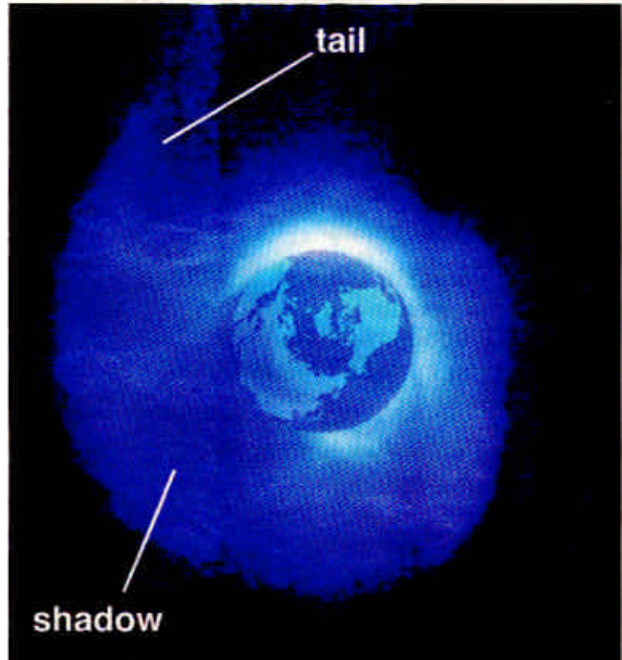


図 19 プラズマ圏の撮像．IMAGE 衛星に搭載したカメラで捉えた He+ の 30.4nm 共鳴散乱光

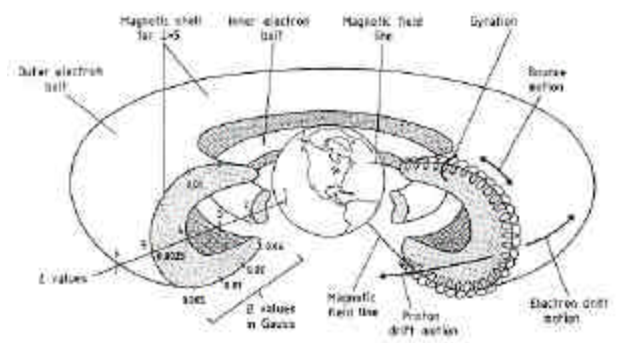


図 20 放射線帯

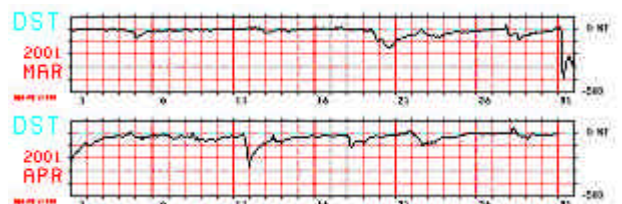


図 21 Dst (2001 年 3 月 - 4)

2001 年 3 月から 4 月にかけて発生した太陽フレアに伴う太陽風の変動によって地球磁場は減少し磁気嵐が発生した (図 21)．磁場の減少は

1~3 日ほど続き,「1.はじめに」で示したようなさまざまな出来事が地球上で発生した。

## 6. おわりに

人類の活動の歴史は,交通・通信の発達に伴い,1つの地域から国々を越え,世界中に広がっていく様子を示している。活動領域の広がりとともに,気象など地球環境を把握し,予報を行う必要性が生じた。

人類が宇宙での活動を本格的に実施しようとしている,今,我々が宇宙環境の理解と予報に向けて研究を進めていくことは,我々の使命であるように思える。宇宙天気研究は,まさにその第一歩と考えていいのかもしれない。

### 参考文献

- Anderson, D.N., and R.G. Roble, The effect of vertical ExB ionospheric drifts of F region neutral winds in the low-latitude thermosphere, *J. Geophys. Res.*, 79, 5231-5236, 1974.
- Coley, W.R., and R.A. Heelis, Low-latitude zonal and vertical ion drifts seen by DE-2, *J. Geophys. Res.*, 94, 6751-6761, 1989.
- Fejer, B.G., E.R. dePaula, I.S. Batista, E. Bonelli, and E.F. Woodman, Equatorial F region vertical plasma drifts during solar maximum, *J. Geophys. Res.*, 94, 12049-12054, 1989.
- Fejer, B.G., E.R. dePaula, R.A. Heelis, and W.B. Hanson, Global equatorial ionospheric vertical plasma drifts measured by the AE-E satellite, *J. Geophys. Res.*, 92, 4763-4766, 1995.
- Foster, J.C., J.M. Holt, R.G. Musgrove, and D.S. Evans, Ionospheric convection associated with discrete levels of particle precipitation, *Geophys. Res. Lett.*, 13, 656-659, 1986.
- Fuller-Rowell, T.J., and D. Rees., A three-dimensional time-dependent global model of the thermosphere, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2545-2567, 1980.
- Fuller-Rowell, T.J., and D. Rees., Derivation of a conservation equation for mean molecular weight for a two-constituent gas within a three-dimensional, time-dependent model of thermosphere, *Planet. Space Sci.*, 31, 1209-1222, 1983.
- Fuller-Rowell, T.J., and D. Rees., S. Quegan, R.J. Moffett, and G.J. Bailey, Interactions between neutral thermospheric composition and the polar ionosphere using a coupled ionosphere-thermosphere model, *J. Geophys. Res.*, 92, 7744-7748, 1987.
- Fuller-Rowell, T.J., and D.S. Evans, Height-integrated Pederson and Hall conductivity patterns inferred from the TIROS-NOAA satellite data, *J. Geophys. Res.*, 89, 14581-14590, 1987.
- Fuller-Rowell, T.J., M.V. Codrescu, B.G. Fejer, W. Borer, F. Marcos, and D.N. Anderson, Dynamics of the low-latitude thermosphere: quiet and disturbed conditions, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 61, 1533-1540, 1997.
- Hedin, A.E., and H.G. Mayr, Magnetic control of the near equatorial neutral thermosphere, *J. Geophys. Res.*, 78, 1688-1691, 1973.
- Heelis, R.A., P.C. Kendall, R.J. Moffet, D.W. Windle, and H. Rishbeth, Electrical coupling of the E- and F-regions and its effect on F-region drifts and winds, *Planet. Space Sci.*, 22, 743-756, 1974.
- Herrero, F.A., H.G. Mayr, W. Spencer, and A.E. Hedin, Interaction of zonal winds with the equatorial midnight pressure bulge in the earth's thermosphere: empirical check of momentum balance, *Geophys. Res. Lett.*, 12, 491-494, 1985.
- Killeen, T. and R.G. Roble, An analyses of the high-latitude thermospheric wind and temperature structure using a thermospheric general circulation model: 1, Momentum forcing, *J. Geophys. Res.*, 89, 7509-7522, 1984.
- King-Hele, D.G., The rotational speed of the upper-atmosphere, determined from changes in satellite orbits, *Planet. Space Sci.*, 12, 835-853, 1964.
- Maruyama, N., S. Watanabe, and T.J. Fuller-Rowell, Modeling of the Earth's Upper Atmosphere, *Geophysical Bulletin of Hokkaido University*, 65, 93-109, 2002a.
- Maruyama, N., S. Watanabe, and T.J. Fuller-Rowell, Dynamic and energetic coupling in the equatorial Ionosphere and Thermosphere, submitted to *J. Geophys. Res.*, 2002b.
- Raghavaro, R., L.E. Wharton, N.W. Spencer, H.G. Mayr, and L.H. Brace, An equatorial temperature and wind anomaly (ETWA), *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1193-1196, 1991.
- Raghavaro, R., R. Suhasini, W.R. Hoegy, H.G. Mayr, and L. Wharton, Local time variation of equatorial temperature and zonal wind anomaly (ETWA), *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 60, 631-642, 1997.
- Richmond et al. [1992]
- Rishbeth, H., Thermospheric winds and the F region: A review, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 44, 1-47, 1971.
- Roble, R.G., E.C. Ridley, and R.E. Dickinson, On the global mean structure of the thermosphere, *J. Geophys. Res.*, 92, 8745-8758, 1987.
- Saito, A., M. Nishimura, M. Yamamoto, Kubota, K. Shiokawa, Y. Otsuka, T. Tsugawa, S. Fukao, T. Ogawa, M. Ishii, T. Sakanoi, and S. Miyazaki, Traveling ionospheric disturbances detected in the FRONT campaign, *Geophysical Research Letters*, vol. 28, 689, 2001.
- Shiokawa, K., Y. Otsuka, T. Ogawa, K. Igarashi, S. Miyazaki, F.J. Rich, A. Saito, and K. Yumoto, Comprehensive imaging observations of mid-latitude ionospheric disturbances during storm-time substorms, *J. Geophys. Res.*, 105, 27067-27080, 2000.
- Watanabe, S., K.-I. Oyama, and M.A. Abdu, Computer simulation of electron and ion densities and temperatures in the equatorial F region and comparison with Hinotori results, *J. Geophys. Res.*, 100, 14581-14590, 1995.
- Watanabe, S., and K.-I. Oyama, Effects of neutral wind on the electron temperature at a height of 600 km in the low latitude region, *Ann. Geophysicae*, 14, 290-296, 1996.

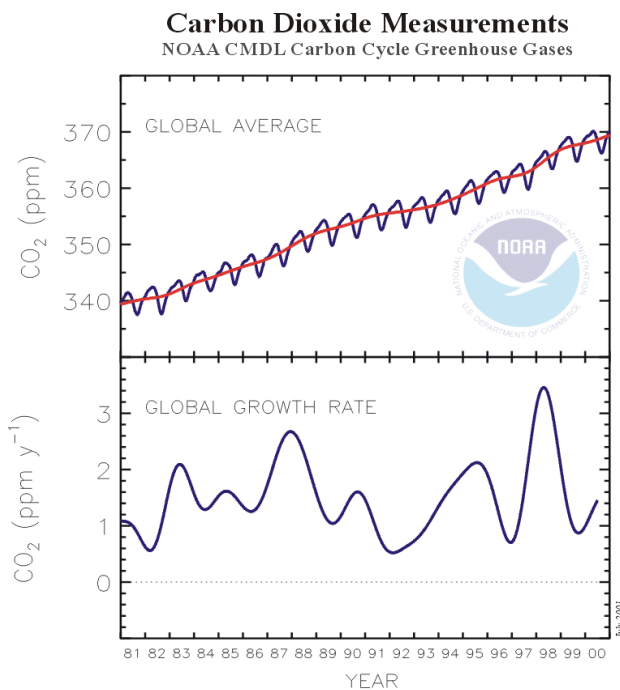
# 地球温暖化：大気と海の二酸化炭素

北海道大学大学院地球環境科学研究科 吉川久幸

## 1. はじめに

全球的規模の環境変化、特に地球温暖化の問題は社会的・経済的に大きな問題となっています。二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)を含めた温室効果気体の物質循環は、将来の濃度を正確に予測するために早急に解明すべき課題であることが「気候変動に関する政府間パネル」(IPCC)等で指摘されているところです。大気中のCO<sub>2</sub>濃度は精度よく測定されており、その現存量は良く分かっています。この大気の増加分は、人間活動による石油や石炭の化石燃料の燃

焼により大気に排出される量よりも少なく、残りのCO<sub>2</sub>は、海洋と陸上生物圏に吸収されていると考えられています(尚、こうした炭素循環を考える際、CO<sub>2</sub>でなくC、すなわち炭素に換算した量を考える方が便利になりますので、炭素換算の量(Gt-C, Gt=10<sup>15</sup>g)としてよく表されます)。しかし、海洋と陸上生物圏の何処に、どれくらいのCO<sub>2</sub>が吸収されているかについては、良く分かりません。例えば1980年代には、人間活動による化石燃料の燃焼で、大気には毎年約5.5Gt-C/yrのCO<sub>2</sub>が大気に排出され、その内3.2Gt-C/yrが蓄積されました。残りは海洋が陸上生物圏にCO<sub>2</sub>が吸収されているわけですが、海洋は2Gt-C/yrの炭素を取り込んでいるという評価がなされました。しかし、これはかなり大きな不確かさを含んでいると考えられています(IPCC 1995)。



Top: Global average atmospheric carbon dioxide mixing ratios (blue line) determined using measurements from the NOAA CMDL cooperative air sampling network. The red line represents the long-term trend. Bottom: Global average growth rate for carbon dioxide. Principal investigator: Dr. Pieter Tans, NOAA CMDL Carbon Cycle Greenhouse Gases, Boulder, Colorado, (303) 497-6278. ptans@cmdl.noaa.gov

図1 NOAA/CMDL(米国)による1981年~2000年までの全球CO<sub>2</sub>濃度観測結果(上)と増加率(下)。

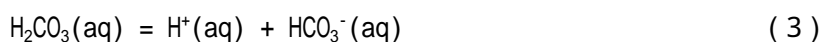
さて、大気中のCO<sub>2</sub>増加率は、大きく年々変動していることが知られています(図1)。10年間の平均で見ると海洋の炭素吸収は、2Gt-C/yrであったかもしれないわけですが、炭素循環は数ヶ月~数年程度の時間スケールで揺らいでいるわけです。将来の大気中CO<sub>2</sub>濃度を正確に予測するためには、これらの揺らぎは、大気・海洋・陸上生物圏のどのプロセスに由来しているのかを明確にしておく必要があります。

海洋は大気との間でCO<sub>2</sub>を交換していますが、その方向と度合を考える際、海洋表面と大

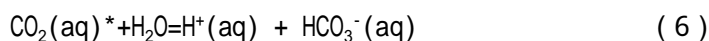
気との二酸化炭素分圧差 ( $pCO_2$ ) が非常に重要な意味を持ってきます。ここでは、海洋における炭酸系の説明をした上で、赤道太平洋域における大気・海洋間の  $CO_2$  交換について説明していきます。

## 2. 海洋の炭酸系

二酸化炭素は、別名炭酸ガスとも言われるように、水に溶けると弱酸として働き、次の (1) ~ (4) 式で示す化学平衡が成立します (ここでは、化学平衡に関する理解は必ずしも必要ありません。従って、読み飛ばしても問題ありません)。



式 (1) ~ (4) において  $aq$  は水和した状態、 $g$  は気体を意味しています。ここで  $CO_2(aq)$  と  $H_2CO_3(aq)$  を別々に測定することは困難です ( $H_2CO_3(aq)$  は  $CO_2(aq)$  と比較すると強い酸なので、その存在割合は  $CO_2(aq)$  と比べて非常に少ないことが知られています)。従って、実際には  $CO_2(aq)$  と  $H_2CO_3(aq)$  をあわせた仮想的な分子  $CO_2^*(aq)$  を仮定して炭酸系の化学平衡は取り扱われます。したがって、(1) ~ (3) 式は、



と書き表されます。

ところで海洋表面水の pH は ~8 程度の値を示します。このような弱アルカリ性の条件下では  $CO_2$  が水に溶けると、ほとんどが  $HCO_3^-(aq)$  や  $CO_3^{2-}(aq)$  として存在し、 $CO_2(aq)$  は全体の 1% 未満です。しかし、 $CO_2(aq)$  は大気と交換可能な化学形であることや、植物プランクトンによる光合成に用いられるため重要です。

## 3. 大気・海洋間の $CO_2$ 交換

さて、大気・海洋間の  $CO_2$  フラックス ( $F_{CO_2}$ ) は、(7) 式で表すことができます。

$$F_{CO_2} = E \cdot (pCO_2^w - pCO_2^a) = k_{CO_2} \cdot S \cdot \Delta pCO_2 \quad (7)$$

ここで  $pCO_2^w$  と  $pCO_2^a$  は表面海水および大気中の二酸化炭素分圧、 $E$  は気体移動係数、 $k$  は気体移動速度、 $S$  は  $CO_2$  溶解度です。尚、 $E$  ( $k$ ) は、通常は風速の関数として表されています。もし、 $pCO_2$  が正なら海洋から大気に、負なら大気から海洋に  $CO_2$  が移動します。実際に観測してみると  $pCO_2^a$  はほぼ一定の値であるのに対して、 $pCO_2^w$  は大きく変動します。従って海洋側が、大気への  $CO_2$  発生源であるか吸収源であるかを事実上決めているわけです。

ところで  $pCO_2^w$  の空間的・時間的変動を支配しているのは、海洋の物理・化学・生物過程です。海洋表層の有光層に浮遊する植物プランクトンは、海水中の溶存無機炭素 (一般的

には水和した  $\text{CO}_2$  や栄養塩から有機物を光合成し、海洋生態系の基礎生産を担っています。海洋ではこうして生産された有機物は、沈降や鉛直混合によって海洋表層から中深層へと輸送され、そこで分解されて再び溶存無機炭素や栄養塩となります。これは、「生物ポンプ」と言われる過程で、結果として溶存無機炭素（解説参照のこと）は表層で濃度が低く、中深層で高くなっています。

#### 4. 赤道太平洋域における大気・海洋間 $\text{CO}_2$ フラックス

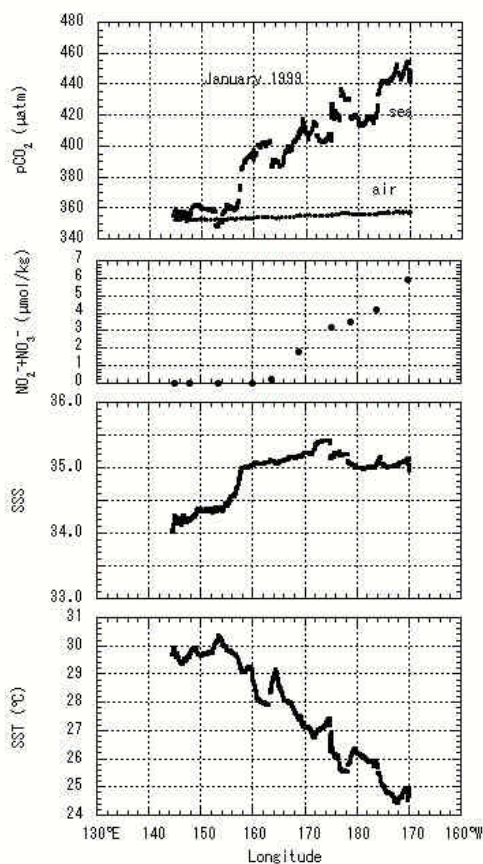


図2 1999年1月に観測された赤道上の大気・海洋二酸化炭素分圧、硝酸+亜硝酸、塩分、表面水温の経度分布。

より僅かに高く、栄養塩が枯渇し、低塩分・高温の海域と、それよりも東の海域です。前者はいわゆる西太平洋暖水塊であり、後者は赤道湧昇の影響を受けた海域です。後者の赤道湧昇の影響を受けた海域では東から西に向かって  $\text{pCO}_2^w$ 、栄養塩濃度は減少し、温度は増加していることが分かります。この海域の東部では  $\text{pCO}_2^w$  は大気と比べて非常に高く、強い放出域となっていることが分かります。  $\text{pCO}_2^w$  は、無機化学的には溶存無機炭素濃度、アル

1990年代は、大気中の  $\text{CO}_2$  増加率が大きく変動しました。一時的にせよ、1992年には北半球で殆ど  $0\text{ppm/yr}$  になるほど減少し、逆に20世紀最大とも言われた1997/98エル・ニーニョでは  $3\text{ppm/yr}$  にまで増加しました(図1)。上でも述べましたが、これらの変動は、大気と他の炭素リザーバ(貯蔵庫)、すなわち陸上生物圏と海洋との間で  $\text{CO}_2$  交換が大きく変動したことを物語っています。海洋に関しては、どの海域で、何が原因で大気との  $\text{CO}_2$  フラックスの変動が生じたのかを明らかにしておくことが、炭素循環の理解には必要となってきます。太平洋赤道域は、通常であれば年間  $1\text{Gt-C/yr}$  程度の炭素フラックスが見積もられています。しかしながら、この海域ではエル・ニーニョやラ・ニーニャの発生により  $\text{CO}_2$  フラックスは大きく変動することが知られるようになりました(Inoue and Sugimura, 1992)。

図2は1999年1月の赤道上に沿った  $\text{pCO}_2^w$  と  $\text{pCO}_2^a$ 、栄養塩、塩分、温度の経度分布です。図2から明らかなおりとおり、中部及び西部赤道太平洋は、東西に大きくふたつの海域に分けることができます。すなわち、  $\text{pCO}_2^w$  が  $\text{pCO}_2^a$

かり度、塩分がそれぞれ一定の条件下では温度1度の上昇で約4%増加します。しかし、赤道湧昇域ではその逆で、東側の低温の海域ほど高い値が観測されました。これは東の海域ほど赤道湧昇により供給される溶存無機炭素の濃度が高く、それによる分圧増加の効果が、温度低下による分圧減少の効果を大きく上回っているためです。

図3は、1997/98エル・ニーニョ期間中の結果を示しています。図2とは、まったく異なる分布を示していることが分かります。通常であれば西太平洋暖水塊の存在する西部赤道太平洋では、高温で塩分が高くなっています。これは、降水の減少か南半球からの高塩分の水が移流してきたためと考えられます。表層で栄養塩は、枯渇しており、高温・高塩分の影響を受けて $pCO_2^w$ は、典型的な西太平洋暖水塊のそれよりも僅かに高くなっていました。西太平洋暖水塊の特徴を持った海水は日付変更線よりも東にあり、図2で見られたような赤道湧昇の影響はまったく認められません( NOAA/PMELによる東部赤道太平洋の観測結果も、このエル・ニーニョ期間中に大きな放出域は存在していなかったことを示しています)。

さて、1999年1月から1ヶ月後に観測した結果では1月に東経157度付近にあった西太平洋暖水塊の東端、すなわち $pCO_2^w$ と塩分が急激に変化している経度は145度付近に移動していることが分かりました。このことから西太平洋暖水塊の東端は、1ヶ月程度の時間スケールで移動し、結果として大気への放出フラックスも変化していることが分かりました。この暖水塊の東端の位置と南方振動指数(SOI)とは非常に良い相関関係があることが報告されています(Inoue et al., 1996)。エル・ニーニョが発生しSOIが負の値になると暖水塊は東進し、逆にラ・ニーニャになると西に位置することになります。結果としてエル・ニーニョの発生により中部及び西部赤道太平洋からの $CO_2$ 放出は押さえられ、逆にラ・ニーニャにより増加することになります。

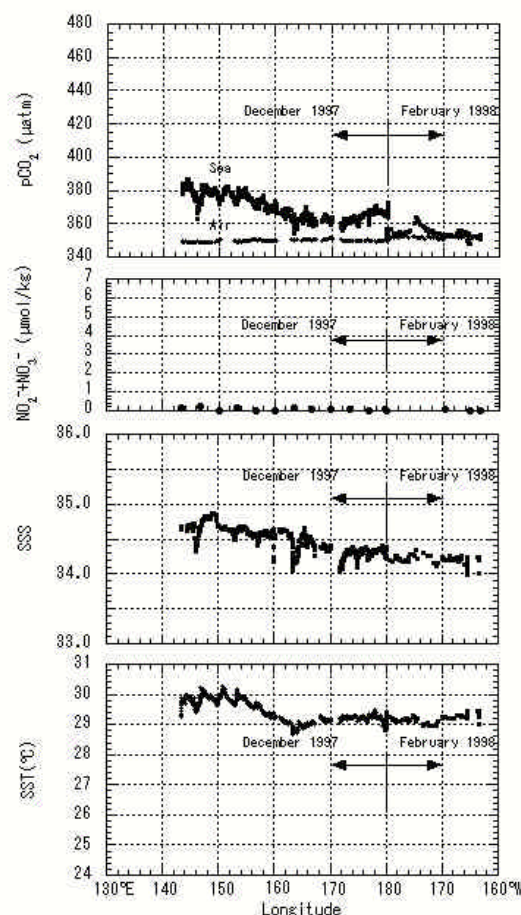


図3 1997年12月～1998年2月に観測された赤道上的大気・海洋二酸化炭素分圧、硝酸+亜硝酸、塩分、表面水温の経度分布。

図3 1997年12月～1998年2月に観測された赤道上的大気・海洋二酸化炭素分圧、硝酸+亜硝酸、塩分、表面水温の経度分布。

これらの海洋炭酸系の観測結果を、赤道太平洋全体について石井ら（気象研究所）が取りまとめた結果を

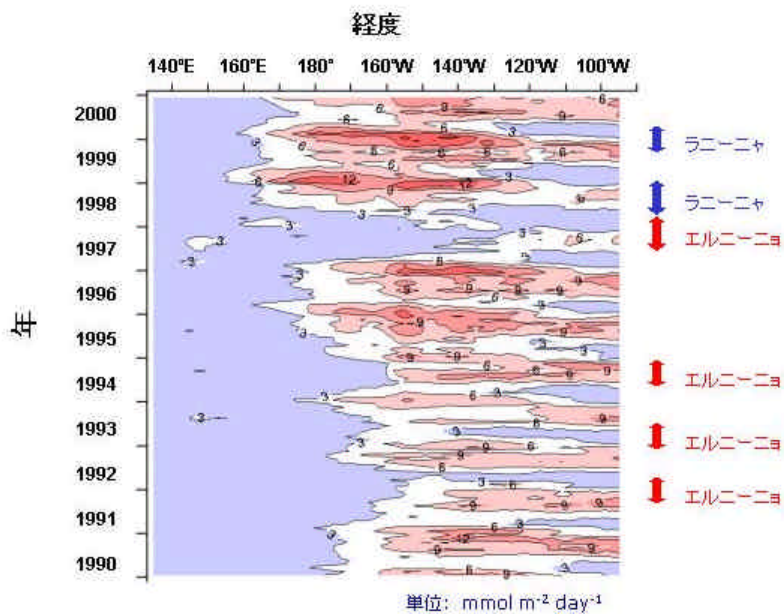


図4 太平洋赤道上からのCO<sub>2</sub>放出速度の東西分布・時間変化

図4に示します。1990年から2000年までの11年間に、太平洋の赤道域から大気へCO<sub>2</sub>がどれほど放出されたかを評価したのがこの図です。X軸方向は赤道上の東西分布を表し、Y軸方向は時間変化を表しています。放出域の広がりや放出の強さには、貿易風の強弱による季節変化も見られますが、特にエル・ニ

ーニョになると、放出域が東側に限定され、放出も弱くなる傾向があります。反対に、ラ・ニーニャになると、放出域が西側に広がるとともに、強く放出されるようになる傾向があります。こうした変化の結果、赤道域全体から大気に放出されたCO<sub>2</sub>の量は、炭素量に換算して毎年0.2ギガトンから0.9ギガトンの範囲で大きく変化したことが分かりました。

## 5. おわりに

Feelyら(1999)らはエル・ニーニョ期間中である1991~1994年では赤道湧昇の影響が減少したため、放出量が0.3~0.7Gt-C/yrであったと報告しています。同じ期間に大気中のCO<sub>2</sub>の増加率に異常があったことが観測されており、その1/3が赤道太平洋域での変動で説明できるとしています。しかし、これでは1997/98エル・ニーニョ期間中の大気中CO<sub>2</sub>濃度増加率の変動は説明できません。上でも述べたように、1997/98エル・ニーニョ期間中には、大気中CO<sub>2</sub>濃度の増加率は、大きく増加して3ppm/yrにもなりました(これは化石燃料燃焼の結果、排出されているCO<sub>2</sub>がそのまま大気に留まったくらいの速度です)。この時期に赤道太平洋では、大気へのCO<sub>2</sub>放出フラックスは大きく減少しています。これらのことは、大気と陸上生物圏及び海洋とのCO<sub>2</sub>交換を総合的に把握することが、現在の炭素循環を理解する上で必要不可欠であることを示しています。

解説：

海洋観測では、 $\text{CO}_2(\text{aq})$ （水和した  $\text{CO}_2$  のかわりに海洋二酸化炭素分圧、すなわち海水と平衡になった空気中の二酸化炭素分圧  $p\text{CO}_2^w$  として表します）と、 $\text{CO}_2(\text{aq}) + \text{HCO}_3^-(\text{aq}) + \text{CO}_3^{2-}(\text{aq})$ （溶存無機炭素、 $\text{TCO}_2$ ）、水素イオン濃度（pH）、アルカリ度が測定されます。測定可能な炭酸系のこれら 4 々のパラメータからふたつが分かれば化学平衡計算により他のパラメータを求める事が可能です。

（参考文献）

Feely, R. A., Wanninkhof, R., Takahashi, T., and Tans, P. P. 1999. Influence of El Nino on the equatorial Pacific contribution to atmospheric  $\text{CO}_2$  accumulation. *Nature*, 398, 597-601.

Inoue Y. H. and Sugimura, Y. Variations and distributions of  $\text{CO}_2$  in and over the equatorial Pacific during the period from the 1986/88 El Nino event to the 1988/89 La Nina event. *Tellus* 44B, 1-22. 1992.

Inoue, Y. H., Ishii, M., Matsueda, H., Aoyama, M., and Asanuma, I. Changes in longitudinal distribution of the partial pressure of  $\text{CO}_2$  ( $p\text{CO}_2$ ) in the central and western equatorial Pacific, west of  $160^\circ \text{W}$ . *Geophys. Res. Lett.* 23, 1781-1784. 1996.

IPCC 1995. Intergovernmental Panel on Climate Change. 1995. *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment*. Edited by J. T. Houghton, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums. Cambridge University Press.



「観測から予報まで」  
- TVに出ない天気予報 -

(財)日本気象協会北海道支社  
松岡直基

## 1.はじめに

最近の天気予報はよくあたるようになったと言われます。信頼される天気予報が出せるようになるまでには、多くの先人の努力、通信技術やコンピュータなどの科学技術の発達が不可欠でした。講義ではこれまでの天気予報の歴史や、皆さんがTVでみる天気予報ができるまでを駆け足で解説しましょう。また、普段は見られない各種天気予報もご紹介します。

## 2.天気予報の歴史

### 2.1 前史

人類が誕生したときから、気象や天体现象は人々の関心を集めたことでしょう。今よりもはるかに自然現象との結びつきが強く、いろいろな手段で天気予報を試みたはずで、多くの天気に関することわざ、りげん(俚諺)からも想像できます。天気俚諺と呼ばれ、日本でも各地に固有の言い伝えがありました。過去形にしたのは、現在では「夕焼けは晴れ」ぐらいしか聞かれなくなったからです。しっかりと天気や自然現象を観察して天気を予測する、観天望気と呼ばれる行為自体が少なくなっています。

### 2.2 気象学の発展期

ことわざよりも科学的な天気予報は17世紀にスタートします。トリチェリー(1643)の水銀気圧計の発明、キルヒャー(1643)の水銀温度計の発明が転機となります。気圧を定量的に測ること、日々の天気現象の関係が結びついたのです。また、当時は大航海時代で七つの海を帆船が行き交い、貿易風の発見など地球規模の風の知識も増加していきました。この時期は、気象学の夜明けの時代と呼ばれています。

この次の転機は19世紀に訪れます。それは通信技術の発達です。気圧が下がれば天気が悪くなることはすでにわかっていたので、ある同じ時刻の広い範囲の気圧や天気、気温を集めれば、天気図が作成できます。気圧の低い領域が接近してくれば、天気が悪くなることが予想できるようになったのです。郵便で各地の気圧の値を3日後に入手しても予報は出来ません。モールス信号の電報で即座に集めてこそ予報の資料となるわけです。天気図の気圧のパターンから天気を予報する手法を総観気象と呼び、今でも天気予報の基本となっています。

科学技術の発達に戦争の影は付きまといます。天気予報も例外ではなく、クリミア戦争のときに嵐でフランスの軍艦が沈み、その嵐が天気図(1854)から予測可能であったことが示されました。そ

れ以降、日常的に天気図作成を行うようになったといわれています。日本では1883年(明治16年)に最初の天気図が作成されました。

気象現象を定量的に記録 気圧と天気の関係発見 天気図の作成  
天気図パターンと天気の関係研究 総観気象学の発達

天気図から発達した総観気象学は、ノルウェーのビャークネスが低気圧モデルを提唱(1921)し、温暖前線と寒冷前線を発見して現在の気象学の基礎を築きました。ビャークネスは気象観測の重要性を唱えましたが理解を得られず、私財を投入して息子と研究に励みました。地上の観測だけでなく山岳部での観測の重要性を唱えています。日本でも1880年(明治13年)に富士山頂で高層気象観測が始まっています。ここで活躍したのが小説にもなった野中夫妻です。やはり私財をなげうって観測を行い、ついには1895年(明治28年)夫婦で厳冬期富士山頂での気象観測を試み、3ヵ月後に高山病と栄養失調で衰弱したところを救出されました。

気象学の基礎を作ったもう一人は、ビャークネスと同時期にベルリン大学で助手をしていたヘルツです。彼は電磁波を発見したことが有名で名前が周波数の単位(Hz)になっていますが、気象学の貢献は忘れがちです。大気の渦運動と水蒸気の研究を行い気象力学・熱力学の基礎を築きました。

### 2.3 コンピュータ時代

現在の天気予報はコンピュータなしでは成り立ちませんが、実際の予報作業に役立つようになったのはここ20年ほどです。ところがアイデアは80年以上前からあったのです。イギリスのリチャードソンという人が6時間先の予報を1か月以上かけて手計算で行いました(1922)。残念ながら数値計算が完全でなく、おかしな答えしか出ませんでした。しかし、彼の著書の中で「6万4千人が大きなホールに集まり一人の指揮者の元で整然と計算を行えば、実際の時間の進行と同程度の速さで予測計算を実行できる」と提案したのです。計算によって大気の状態を予測する現在の数値予報を予言したもので、気象界では「リチャードソンの夢」として有名です。

なお、コンピュータの発達は気象の数値予報とともに進歩したと言っても過言ではありません。第2次世界大戦後、数学者のフォン・ノイマンは気象学者と組んで、世界最初の実用的なコンピュータといわれた真空管式のエニャックを用いて、数値予報の実験に成功しました。多くの計算を行う天気予報は、コンピュータの性能を試すために格好のテーマなのです。世界で数値予報が進んでいるのは、米国とヨーロッパ(EC)そして日本です。各国とも計算機の更新ごとに計算能力や計算方法が改善され、数年毎に階段状に予測精度が向上しています。

### 3.気象観測

気象観測にはいろいろな対象物、目的があり、それぞれに適した観測方法があります。対象スケールの違いによる分け方をすると以下になります。それぞれの特長を述べます。

・広範囲 数千 km ~ 数十 km 「気象衛星」 地球のレントゲンに相当

- ・中範囲 数百 km ~ 数 km 「気象レーダー」 超音波検査や MRI に相当
- ・狭範囲 数 km ~ 数 m 「アメダス」 聴診器に相当

### 3.1 気象衛星写真

図-1 は日本付近の「ひまわり」の写真です。ここではまず観測の話ではなく大気現象に触れます。右はじや中央に低気圧の循環が写っています。右はじのベーリング海にある低気圧は直径 1500km、中央の日本海の低気圧は直径 500km 程です。よく見ると日本海には筋状の雪雲が出ています。これらの雲は 10km ~ 20km の大きさの小さな雲が連なったものです。このように雲には色々な大きさが存在します。

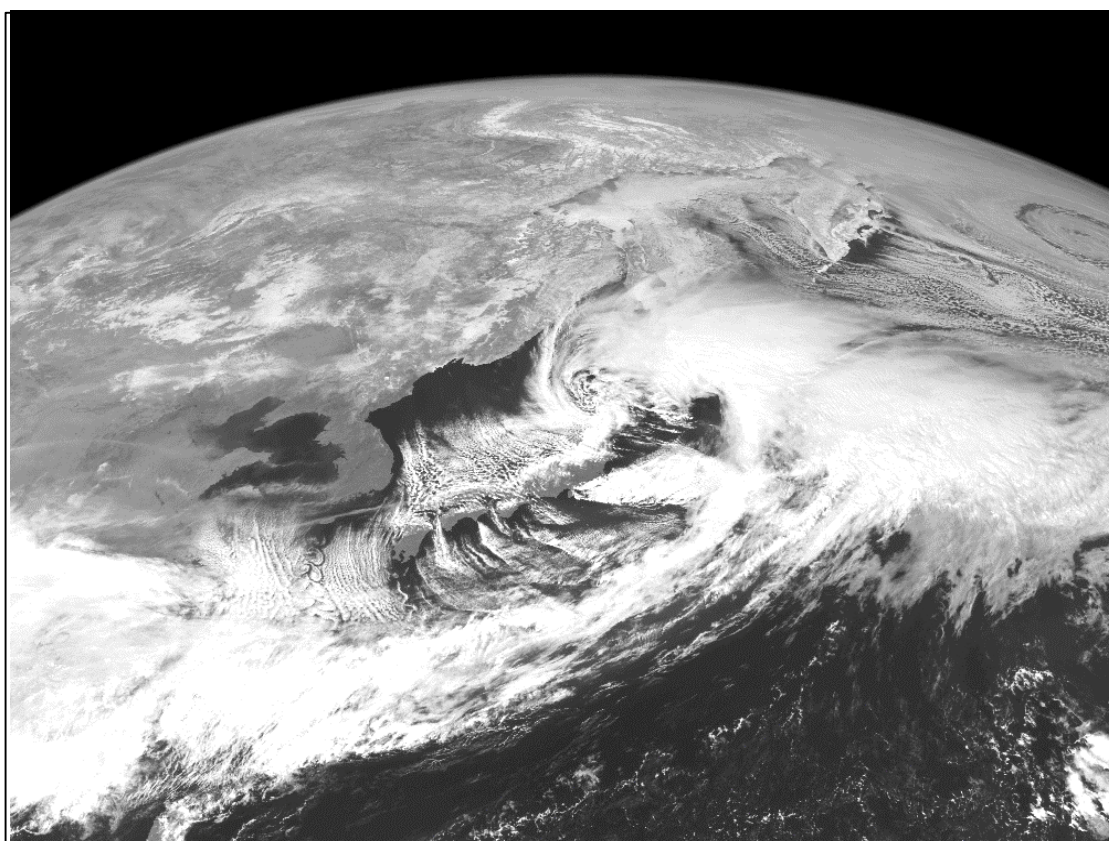


図-1 気象衛星「ひまわり」1999年3月22日12:32 可視画像

雲の大きさのスケールは寿命にも関連します。この写真の中央から左下へ伸びる幅の広い雲域は、春と冬の気団の境目にできたもので、10日程の寿命を持ちます。低気圧は数日から1週間程、活発な積乱雲では数時間程の寿命となります。雲（大気現象）には空間のスケールと時間のスケールがあって、空間スケールが大きいほど時間スケールも長いということを是非覚えてください。

もう一つ、この写真から大事なことがわかります。それは大気は薄く、気象現象は地表面近くで起きているということです。ある宇宙飛行士が大気はリンゴの皮のようだと言ったのが、この写真からも納得できると思います。気象現象は地上から 10km 程の高さの中で起きている。直径が

1000kmの発達した低気圧で、高さが10kmだと100:1の比率になります。このことは、小さな山などの地形や、比熱や粗度の違う陸や海が存在が気象現象に大きく影響することも同時に示しています。

気象衛星は広範囲を実際に見られるという点で大きな貢献をしました。視覚的な目的以外に、台風が発生や位置の監視、発達の度合い、また前後の写真を比較することによって上空の風向・風速の推定にも使われています。ところで、地上の観測データだけから低気圧モデルや温暖前線、寒冷前線の概念を作ったビャークネスが、この写真を見たらなんと言ったでしょう。

### 3.2 気象レーダー

気象レーダーは200km程先までの降雨の状況を定量的に見ることができます。このためレーダー雨量計と呼ぶ場合もあります。しかし、レーダー単独では種々の誤差を含み雨量計としての精度は高くありません。地上の雨量計と組み合わせて補正をしながら使います。

レーダーの誤差要因

- ・雨粒に反射されるレーダーの反射強度と地上の雨量との関係が一定でない
- ・山陰や建物の陰は探知できない
- ・手前で強い雨が降っているとき後方の雨量探知精度が下がる
- ・電波は直進し地球は丸いのでレーダーサイトから遠くなると低い雨雲を探知できない

洪水や土砂災害を引き起こすような大雨の際には、次の数時間後にどこで何mmの雨が降るか防災上非常に重要な情報です。ここで威力を発揮するのがレーダーです。1~2時間は気象現象が持続すると仮定すれば、レーダーで過去の雨雲の動きを調べ、今後数時間先の雨の降り方を予測できます。短時間降雨予測として実用化され、近年は10分単位の超短時間降雨予測も稼働しています。

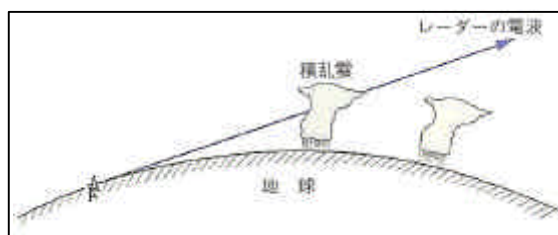


図-2 レーダー電波の模式図

### 3.3 アメダス

テレビの気象解説でおなじみのアメダスですが、実態は意外と知られていません。日本各地にある気象観測所と東京の気象庁のコンピュータを電話回線で結び、10分ごとに測定データを集めます。集めたデータはチェックや編集を行い、測定結果を各地の气象台や放送局などへ配信するシステム全体をアメダスと言います。アメダス (Automated Meteorological Data Acquisition System) で、日本語では「地域気象観測網」と言い、英字標記とは違います。粹な当時の長官が、京都弁の「雨どすえ」の表現に近くなるように英単語をあてたということです。私はネーミングの傑作だと思っています。

図-3はアメダスの気象観測所の写真です。風向・風速、気温、降水量、日照時間、積雪深を計測しています。

図-3 アメダスの気象観測所  
根室管内 中標津



#### 4.現在の天気予報

現在の天気予報は、コンピュータが大気の状態を予測計算する数値予報が主役です。気象庁では目的にあわせて表-1のようなモデルを稼働しています。基本式は、大気の運動を支配する流体力学方程式と熱力学第一法則です。どのモデルも大気を3次元の格

子にして、格子点ごとの初期状態を入力します。それら格子点の値が数分後にどうなるかを基本式に入れて計算します。出た答えを再度基本式に入れてさらに数分後を予測します。この繰り返しを行って48時間後とか72時間後の大気の状態を予測します。繰り返すので、誤差が誤差を生む計算になります。さらに基本式は数学的に「非線形」と呼ばれる形をしています。これは、最初に少しの誤差を与えると、繰り返し計算を行ううちに、予想外の結果を生み出すという特徴があります。週間予報の後半の精度が低下するのはこれが原因です。

5本のモデルを使い分けられているのは初期値の精度、コンピュータの計算能力、モデルの精度が関係しています。全球で水平解像度が細かく詳細な地形を考慮したモデルを動かせないのは、計算機能力が追いつかないことと、細かな大気の状態を観測した初期値を作成できないためです。

表-1 気象庁の業務用数値予報モデル一覧

	予報時間	水平解像度	鉛直方向の層	予報領域	その他
MSM (メソ数値予報モデル)	18時間	10km	40層	3200 km x 2600 km	
RSM (新領域モデル)	51時間	20km	36層	約5000 km x 4000 km	
GSM (新全球モデル)	192時間	1.25度	30層	全球	
台風モデル	78時間	40Km (台風中心)	15層	163* 163 (格子数)	
1ヶ月予報モデル	1ヶ月	約110km	40層	全球	アンサンブル 予報数26

数値予報によって、水平解像度程度の大気の状態が計算されます。気圧や気温が予想されるので予想天気図が作成できます。また、過去の数値予報の結果とアメダスの各観測項目との関係から、その地点の気温や降水量を予測するモス(MOS)手法と呼ばれる経験的方法があります。過去の札幌

上空の計算された大気の状態と、地上のアメダスで観測された気温の関係式を作成しておきます。数値予報で計算された明日の毎時の大気の状態をその計算式に入力すると、札幌の明日の毎時の予想気温が出てくる仕組みです。

さらに、経験豊富な予報官が各種情報を整理して、最終的な天気予報が完成します。経験には総観気象学や観天望気が加わるのは言うまでもありません。予報官は転勤で異動するとその地域の気象特性を勉強するところから始まります。

数値予報は改良が重ねられ、今後は低気圧の鉛直方向の動きを考慮したモデルへ変更されます。現行モデルでは大気の運動は水平方向のスケールに比べて垂直方向の動きは十分に小さいことを前提にしています。先ほどの衛星写真で見たリンゴの皮です。横の広がりはあるけれど、縦方向はこれに比べると短いからです。しかし、大雨を降らせる対流雲の中や周辺では強い鉛直方向の大気の流れができています。そこで、集中豪雨などを予測するためには鉛直方向も物理的に計算しようというモデルです。これを非静力学モデルといい、平成 18 年度から水平分解能 5km にして 1 日 8 回の運用が予定されています。

## 5. さまざまな天気予報

新聞やテレビで発表される天気予報は、天気予報の自由化もあって、内容も豊富になりました。ここでは、それ以外の普段はあまり見られない天気予報を情報の分野別に紹介しましょう。また、現在は IT（情報技術）の発達によって、インターネットの環境を所有していれば、一昔前の气象台以上の情報を収集することが出来ます。さまざまな気象情報や各種の予報を入手できますし、自宅で独自の予報を出すことも可能です。コンピュータの進歩とともに歩んできた天気予報は、情報社会になじみやすく、いろんな分野で早く取り入れられ活用されている情報でもあります。

### 5.1 防災気象情報

日本は国土の約 7 割が山地・丘陵地で、中央部に脊梁山脈が貫き山岳部を急流河川が流れています。雨が多く、毎年日本のどこかで洪水や土砂災害が発生しています。気象庁の大事な役目は、洪水や土砂災害から国民の生命や財産を守ることです。大雨・洪水警報が出されるほかに各種防災情報が、関係機関に送られています。

一級河川では以前から洪水予報指定河川として気象庁と河川管理者（北海道開発局）が共同で洪水予報を行っていました。最近では、二級河川でも同様の作業が行われようとしています。土砂災害対策でも気象庁と都道府県が共同で予測作業の準備を始めました。省庁の情報公開が進み、インターネットや携帯電話で多くの情報を入手できるようになってきたのが最近の特徴



図-4 各省庁の防災情報を提供するホームページ

です。防災管理者へ洪水予測や土砂災害予測のための限定情報が予測されています。

## 5.2 生活気象情報

北海道では本州ほど花粉症の被害は出ていませんが、シラカバ花粉がありハンノキ、ヨモギなどでも症状が報告されています。花粉症の方にとって花粉情報は春先の欠かせない生活情報です。

この他、紫外線情報や洗濯指数、ビール指数、鍋物指数などもあります。これらは、スポンサーが情報を提供する形式となっています。消費動向と気象情報の関係を解明して商売に利用したのがウェザーマーチャンドライジングと呼ばれる分野です。天気予報によってスーパーやコンビニの商品の品揃えや、並べる位置を変えることが行われています。

さらに天気予報を利用した商売として、天候デリバティブなる商品が出来ました。たとえば、海の家経営者が冷夏になって大幅な減収が心配だと考え、一定額の保険金を支払います。保険会社は平均気温が設定した値より下回った場合に、一定金額を保障する仕組みです。冷夏なら海の家が、そうでなければ保険会社が儲かることとなります。1997年に大手エネルギー企業エンロンが開発したのが始まりだそうです。金融工学のリスク計量化技術によって誕生したリスク管理商品です。

北海道の雪道を安全に走行するための、道路管理に対する気象予測も多数あります。皆さんが便利な情報として、ホームページ「北の道ナビ」を一度ご覧ください。

## 5.3 産業気象情報

農業と気象の関係は古くから研究され、農業気象学という学問としても発達しました。宮沢賢治の小説「グスコブドリの伝記(1932)」に、地球温暖化の原理で冷害を克服する試みが書かれたものもあります。冷害の克服に農業気象学は貢献しました。

農業の自由化に備え農水省のとった対策のひとつに農業気象情報の活用があります。ガットのウルグアイ・ラウンド対策として、農家に気象情報や営農情報を提供するシステム作りを行い、農家のITは進みました。農業気象情報は北海道内の多くの農家や農協に導入されています。気象情報は、病害虫の発生予察、農薬の散布のタイミング、施肥管理など多方面に利用されています。また、小麦の刈り入れ時には携帯電話でレーダーの雨雲を監視しながらコンバインを運転し、商品価値が低下しないようにリアルタイムに気象情報を活用しています。

電力と気象の関係も密接です。水力発電の資源として降雨量や降雪量の把握、送電線管理における強風や電線着雪問題、火力発電所建設時の排煙など大気環境のアセスメント、原子力発電所の温排水や大気の流れなど、気象現象が関わります。強風や電線着雪に対しては色々な対策が施されていますが、送電線が大きく揺れることで発生する瞬間的な停電は、コンピュータ社会では市民生活に大きな影響を与えます。雷対策とともに新たな課題になっています。

さらに、電力需要予測と気温の関係は今年最も注目される現象でしょう。東京電力の最大電力需要は夏の最高気温出現ころの平日日中に記録されます。一方、北海道電力では寒波と降雪の襲来する冬季に出現します。それぞれエアコン、暖房・融雪機器によるものです。本州では最高気温がその日の電力需要のピークを決めることにもなります。気温の予測はエネルギー需要の最大キーポイ

ントなのです。さらにエネルギー源の多様化・環境問題に対応した、風力発電のための風予測も新たな分野です。

エアコンの生産も夏の気温が販売に大きく影響します。需要を予測して半年以上前から生産計画を立てます。電気製品メーカーは、複数の気象会社から長期予報を購入し利用しているようです。

海と気象も農業同様に古い関係です。漁業通報というNHK ラジオ第二の気象実況を聞いた方は多いでしょう。波浪予測にも限定情報があります。大型タンカーは水深の浅い岸壁に着岸できないので、沖にあるシーバースという海上の棧橋で荷揚げが行われます。原油は、数キロ先の沖合いにあるシーバースから海底パイプを通して、地上の製油工場やタンクに運ばれます。タンカーとシーバースのパイプをつなぐ部分は波があると接続できません。今後48時間は波の高さが0.5m未満といった予測が必要になります。

防波堤建設などの海洋工事でも波浪予測は重要です。ケーソンという防波堤になるコンクリート製の大きな箱を海底にすえつける工事の際に、波浪予測は欠かせません。

## 6.おわりに

最近の天気予報はよくあたるようになったと言われます。これは今日、明日の予報を言っているのだと思います。現に週間予報はあたらない、毎日ころころ変わるとの苦情もいただきます。今年の夏は暑い、今年の冬は寒い・雪が多い？などの長期予報になると精度はまだまだです。長期予報でもアンサンブル予報という、誤差を想定した何通りかの入力に対して数値予報の答えがどのような傾向を示すかという、多数決のようなテクニックを使って精度の向上を図っています。しかし、数ヶ月先の何月何日の何時の天気はどうなるかは当分予測できないでしょう。昔ある篤農家の方と長期予報の話をしました。彼いわく、長期予報はあたらない方がよい。下手にあたると人間は余計なことを考える。冷害がわかっていれば、その年はまじめに営農をしなくなる、と言うのです。そう言いながら彼は春に発表される暖候期予報を基に、どのような作物を畑に植えるか真剣に考えていました。北海道の開拓は気象との戦いでした。営農技術や施設が発達しても、自然と向き合う基本姿勢の大切さを感じました。

科学技術が発達し人類は多くのものを得ることができました。そして環境や生態系など失ったものの貴重さにも気がつき、歯止めがかかり始めました。これを機会に、天気を通して自然と人間とのかかわりを見直していただければ幸いです。

## 参考文献

二宮光三、新田尚、山岸米二郎.1997：図解気象の大百科.オーム社

駒林誠.1973：気象の科学.NHK ブックス

新田次郎.1975：芙蓉の人.文春文庫

気象庁予報部.2003：気象庁非静力学モデル.(財)気象業務支援センター

宮沢賢治.1986：グスコブドリの伝記、宮沢賢治全集8.ちくま文庫