



日本気象学会北海道支部機関誌

細氷

45

1999

—目次—

| | | |
|-----------------------------------|------------------------------------|-----|
| 1. 支部長挨拶 | 巽 保夫 | 1 |
| 2. 解説 | | |
| ● 水の安定同位体の気候研究への応用 | 沼口 敦 (北海道大学大学院地球環境科学研究科) | 2 |
| 3. 平成10年度第2回支部研究発表会要旨 | | 13 |
| 4. 平成11年度第1回支部研究発表会要旨 | | 35 |
| 5. 第17回夏季大学「新しい気象」講座 | | |
| 夏季大学雑感 | 富井 卓 (札幌市青少年科学館) | 56 |
| ● 南極の氷からみた地球環境 | 前 晋爾 (北海道大学大学院工学研究科) | 58 |
| ● GPSと天気予報 | 明石 秀平 (札幌管区气象台予報課) | 64 |
| ● 津波に関する基礎的な知識と新しい津波予報について | 半沢 修 (札幌管区气象台地震火山課) | 74 |
| ● シベリア寒冷圏と地球気候 | 大畑 哲夫 (北海道大学低温科学研究所) | 84 |
| 6. 平成10年度気象講演会 | | |
| 気象講演会雑感 | 谷口 恭 (日本気象協会北海道本部) | 91 |
| ● 苫小牧周辺の霧の特徴 | 鈴木 一雄 (室蘭地方气象台) | 92 |
| ● 地球環境問題と地球温暖化～気候変化の科学～ | 山崎 孝治 (北海道大学大学院地球環境科学研究科) | 96 |
| ● 渡り鳥と気象 | 村井 雅之 (日本野鳥の会ウトナイ湖サンクチュアリ) | 100 |
| ● 最近の樽前山の火山活動 | 笠原 稔 (北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター) | 104 |
| 7. 平成11年度北海道支部気象講演会のお知らせ | | 108 |
| 8. 気象業務紹介 | | |
| ● 新レーダーエコーデジタル化装置を更新 (札幌管区气象台観測課) | | 109 |
| 9. 会員寄稿 | | |
| ● SOWER/Pacific 集中観測に参加して | 庭野 将徳 (北海道大学大学院地球環境科学研究科) | 113 |
| 10. 平成11年度支部総会報告 | | 116 |
| 11. 役員会報告 | | 123 |
| 12. 支部役員 | | 128 |
| 13. 支部会員名簿 | | 129 |
| 14. 交換機関誌 | | 137 |
| 15. 通信欄 | | 138 |

平成11年9月

日本気象学会 北海道支部

社団法人 日本気象学会北海道支部規約

S32.7.11 制 定
S40.8. 7 一部改正
S45.6.24 一部改正
S53.5.30 一部改正
S62.6.10 一部改正
H 2.6.19 一部改正
H 5.6.11 一部改正

- 第 一 条 本支部は社団法人日本気象学会北海道支部という。
- 第 二 条 本支部は事務局を札幌市中央区北2条西18丁目札幌管区気象台内におく。
- 第 三 条 本支部は北海道に存在するすべての日本気象学会会員によって構成される。
- 第 四 条 本支部は日本気象学会の定款の範囲内で事業を行なうが、特に支部会員の研究の奨励推進、ならびに相互の連絡につとめることを目的とする。
- 第 五 条 本支部は前条の目的を達成するために講演会ならびに学術的会合の開催その他本支部の目的にかなうと思われる事業を行なう。
- 第 六 条 本支部の事業年度は毎年4月1日にはじまり翌年3月31日に終る。
- 第 七 条 本規約の実行に必要な細則は支部理事会の決議によって別に定める。支部理事会は支部の理事および当支部に籍をおく全国理事によって構成される。
- 第 八 条 本支部に次の役員をおく。
理 事 7名 (内支部長1名, 常任理事4名)
会計監査 1名
幹 事 6名
- 第 九 条 理事および会計監査は支部会員の互選によって定める。
- 第 十 条 支部長および常任理事は理事の互選によって理事の中から定める。
- 第 十 一 条 幹事は支部長の指名による。
- 第 十 二 条 支部長は本支部を代表して会務を総理する。支部長に事故ある時は、支部長があらかじめ指名した常任理事がその職務を代行する。
- 第 十 三 条 理事および幹事は本支部の会務を行なう。会計監査は本支部の会計を監査する。
- 第 十 四 条 役員任期は2年とする。但し重任は妨げない。理事および会計監査は任期満了後でも後任者の就任するまでその職務を行なう。
- 第 十 五 条 総会の開催、議決等は日本気象学会定款に準じて行なう。

北海道支部役員選挙規則

- 第 一 条 理事および会計監査選挙の投票日は理事会で決定する。
- 第 二 条 支部長は投票締切日の15日前までに投票用紙および支部会員名簿を会員に配付し周知を図るものとする。
- 第 三 条 投票は無記名、文書投票とし理事は定数内の連記とし、会計監査は単記とする。
- 第 四 条 有効投票により投票の多い順に当選とする。投票数が同じものが2名以上出た場合は年長順とする。
- 第 五 条 理事および会計監査に欠員を生じた場合は、理事会の推薦によって補充する。
- 第 六 条 開票は常任理事立会のもとに行なう。
- 第 七 条 開票の結果は理事会に報告し、「細氷」または「天気」に掲載する。

支 部 長 挨 拶

1999年5月に開かれました日本気象学会北海道支部の理事会において、支部長を務められていた古川武彦前札幌管区気象台長の後を引き継いで、第21期後半の支部長に推薦されました。微力ではありますが支部発展のために精一杯努力する所存ですのでよろしくお願い致します。

日本気象学会は、会員数約4000名、予算規模約1億円で、地球物理学関連学会としては最大級の団体ですが、当学会も参画しているIUGG（国際測地学地球物理学連合）の次期総会が、2003年に当地札幌で開かれることが今期の総会で正式に決定されました。地球物理学関連で最大規模のイベントであるIUGG総会が当地札幌で開かれることは、当支部として大変喜ばしいことであると同時に、地の利を生かした積極的な参画や協力が必要であるとも思います。



北海道支部は会員が300名弱と小世帯ながら積極的に活動を続けている支部だと思えます。昨年度は、総会、研究発表会、第16回夏季大学講座等の他に、10月には苫小牧市の協力を得て同市において気象講演会を開催し好評を博したと伺いました。

本年度は、すでに第17回夏期大学講座を去る7月29、30日に開催し、気象予報、地球環境、気候、津波に関する講義と、青少年科学館および気象台の見学会を設け、約40名の受講者がありました。この10月には北見市の積極的な支援を得て「北見周辺の自然と気候変動」をテーマに気象講演会を同市で開催する準備を進めています。この講演会では、北見市出身で日本気象学会理事長でもあられる廣田勇京都大学教授のご厚意により「地球温暖化の諸問題」と題した特別講演を頂くことになっています。

気候・環境問題や気象災害の防止軽減への社会の関心が高まるなかで、気象学会には、現象の解明や予測技術開発などの情報交換の場と同時に、気象学に関する知識の普及・啓蒙への期待が寄せられています。支部活動を通じ一人でも多くの方に大気現象や気象学に興味をもっていただけるよう委員の皆様のご協力とご支援をお願いします。

ところで、先の日本気象学会総会において定足数に関する定款が5分の1から過半数に改訂されました。これを受けて当支部においても次回総会から新たな厳しい定足数が適用されるため、総会が不成立で支部活動が滞ることも予想されます。会員の皆様にはこの点にも配慮いただき、支部活動への積極的なご協力とご支援をお願いします。

日本気象学会北海道支部
支部長 巽 保 夫
(札幌管区気象台長)

— 解 説 —

水の安定同位体の気候研究への応用

北海道大学大学院地球環境科学研究科 沼 口 敦

1 はじめに

最近、土壌水分や積雪などの陸上の水の変動が、エネルギーや水の循環を通し、グローバルな気候の形成と変動とに重要な役割を果たしているということが認識されるようになり、GAMEなどの観測研究(安成, 1998)や数値モデルを使った研究(たとえばFerranti *et al.*, 1999)などが盛んとなってきている。このような水の大規模な循環と変動をとらえるために、ゾンデ観測や衛星観測、流出などの水文観測を用いた水収支の議論がなされているが(Oki *et al.*, 1995)、これらの議論からだけでは、水が実際にどこからどの経路で輸送され、大気・地表間をいかに巡回しているのか? といった基本的な問いに答えるのは難しい。このような問いに答え、水循環を総合的に理解してゆくためには、従来の水エネルギー収支の視点に加え、物質循環の視点を導入することが有用であろうと考えられる。たとえば、物質循環の研究で良く用いられる手法の応用として、同位体によって物質(水)をその起源や履歴などに応じて区別して扱うアプローチが考えられる。

水の同位体の気候研究への利用としては、このような水循環の研究への応用よりもむしろ、過去に蓄積された氷コアの同位体変動による古気候変動の復元への利用のほうに重点がおかれている。しかしながら、この復元の根拠となる降水の同位体比と気温との関係は、経験的に得られたものにすぎず、理論的にきちんと裏付けされたものではない。この同位体比による古気候変動の復元の信憑性を評価するためにも、水循環と同位体比の変動の関係を、他のデータも使いながら把握し理解して行く必要がある。

この小論では、以上のような背景を考慮しつつ、水の安定同位体変動の基礎的概念と、その気候研究への応用の現状について、その現状を降水中の安定同位体変動にしばって解説する。

2 水の安定同位体とその変動

2.1 同位体と分別効果

水、すなわち H_2O に含まれる水素Hには原子量1の 1H の他に、原子量2の重水素(deuterium, 2H , 通常Dで表される)と原子量3のトリチウム(3H)が、また酸素Oにも、原子量16の ^{16}O の他に原子量17と18の同位体(^{17}O , ^{18}O)が、少量ではあるが存在する。この中で 3H は放射性同位体であるが、他の同位体は安定同位体であり、自発的にその量が増減することはない。しかし気体と液体など違った相の水が共存するときには、原子量によって飽和水蒸気圧が違うために、重い同位体が気体側より液体側、液体より固体側に比率として多い状況で平衡となる。たとえば水蒸気から雲水の生成がある場合には、もとの水蒸気にくらべて、生成さ

れた雲水中には重水素 (D) や¹⁸Oが多くなり、残った水蒸気にはDや¹⁸Oが少なくなる。このような効果は、平衡分別効果 (equilibrium fractionation effect)と呼ばれている。

この他に分子拡散係数が原子量によって異なることによっても同位体比の変動が起こる。これを動的分別効果 (kinetic fractionation effect)と呼んでいる。このような動的分別効果が重要となるのは水の移動が一方方向に比較的急激に起こる状況であり、たとえば、比較的大気が乾燥した状況で水面からの急激な蒸発が起こる場合である。乾燥地における湖面からの蒸発や、冬期の日本海からの蒸発などがその典型例である。もうひとつの例が、過飽和度の大きな状況における雪片の形成過程である。

このような相変化に伴う分別を除き、輸送過程においては原子量によるふるまいの差は無視でき、同位体比は保存される。そのため、輸送過程を考える上では、同位体比を、水の特徴づけるトレーサーとして扱うことができる。

2.2 降水同位体と天水線, d値

水の安定同位体のうちの代表的なものは、HDOとH₂¹⁸Oであり、それぞれ、0.15%、2%程度含まれている。その相対的な濃度、すなわち同位体比は、通常δの記号で表され、標準平均海水 (Standard Mean Ocean Water; SMOW)の濃度からのずれを千分比 (per mil)で表示する。すなわち、qを全体の水の量、q_DをHDOの量として、以下のように定義する。

$$\delta D = \left[\frac{q/qD}{(q/qD)_{SMOW}} - 1 \right] \times 1000 \quad (1)$$

つまり、δD = -10はHDOの含有比が標準海水に比べ1%少ないことを示す。また、同様にH₂¹⁸Oについてもδ¹⁸Oが定義される。

このδDとδ¹⁸Oを用いると、降水の同位体は2次元の図上の一点として表示される (図1)、この図は、GNIP (Global Network for Isotope in Precipitation) のデータ (全球分布を図2に示す) であるが、このように世界の多くの降水は、δD = 8δ¹⁸O + 10という直線上にほぼ分布している。この線は天水線 (meteoric water line)と呼ばれている (Craig, 1961)。しかし、全ての水がこの線に乗るわけではなく、この関係からのずれが重要な情報となりうる。そこで、d値 (d-excess; deuterium excess)を

$$d = \delta D - 8\delta^{18}O \quad (2)$$

のように定義する。天水線上の水はd = 10に相当する。

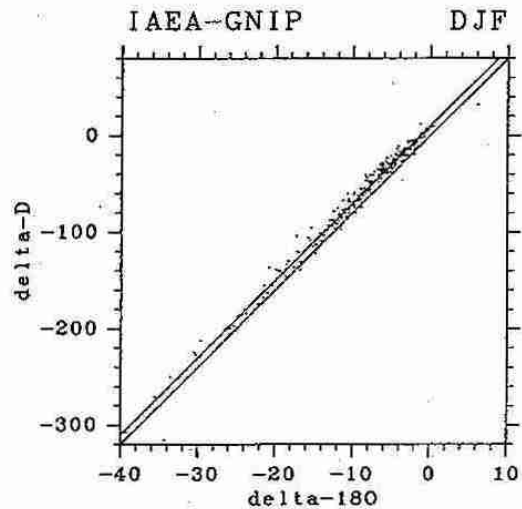


図1 GNIP観測による、年平均値の降水のδD (縦軸)とδ¹⁸O (横軸)との関係。線はd=0およびd=10を表す。

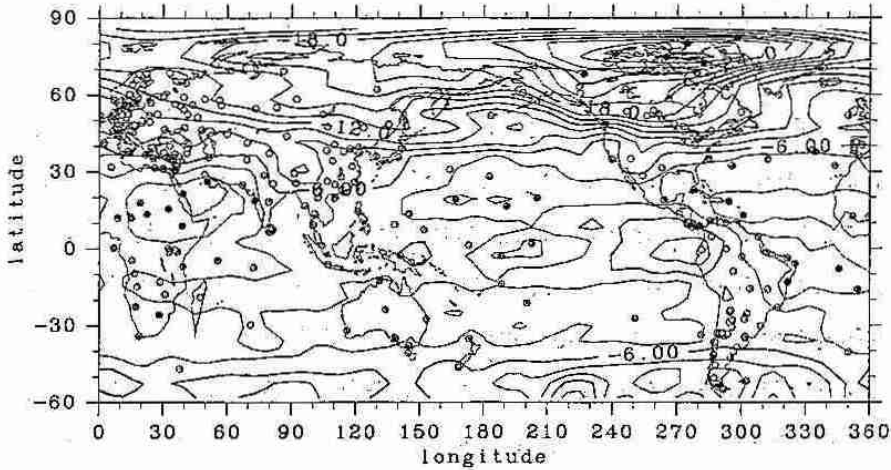


図2 GNIP観測による、年平均の降水の $\delta^{18}\text{O}$ の分布。点は観測点を示す。コンター間隔2‰。

2.3 降水同位体と気温との関係

降水の δD と $\delta^{18}\text{O}$ は、それをもたらす水蒸気の過去の履歴に依存する。海面から蒸発したばかりの水蒸気は海の水と同じような同位体比をもつが（より正確には蒸発による同位体分別によって δ 値は小さな負）、そこから凝結する雲水は分別効果によって同位体比が重く（ δ 値が高く）なる。この分別による同位体比の変化は、温度に依存するが、 δD とで80‰程度、 $\delta^{18}\text{O}$ で10‰程度である。この

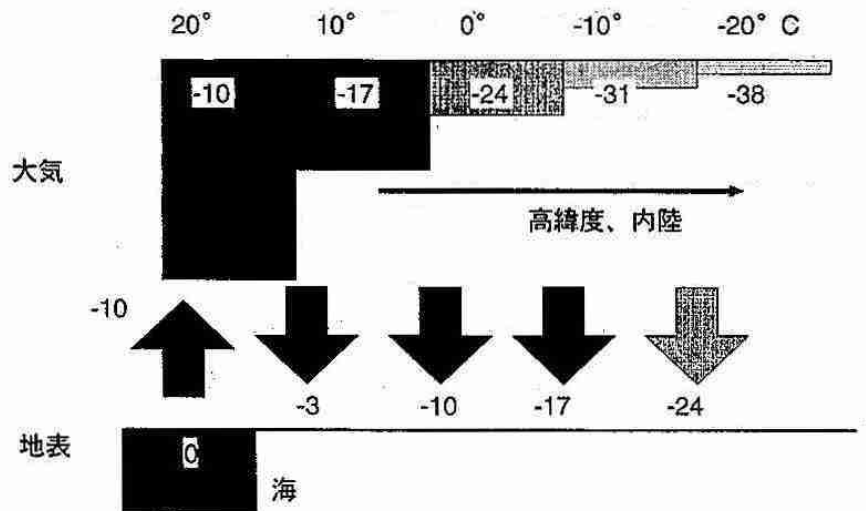


図3 Rayleighプロセスによる同位体比変化の説明図 数字は $\delta^{18}\text{O}$ の値を示す。

同位体比が重くなった雲水は降水によって大気から除去される。全体の同位体の量は保存するため、残った水蒸気同位体比は軽く（ δ 値は小さく）なる。この水蒸気は輸送などを経て冷却を受け、さらに凝結・降水を起こすが、もとの水蒸気同位体比が軽くなった分だけ、このときの降水の δ 値は最初の降水よりも低くなる（図3）。このようなプロセスは、Rayleigh蒸留プロセスと呼ばれている（Dansgaard, 1964）。式で表せば、凝結による水蒸気混合比の変化 dq とHDOの混合比の変化 dq_{HDO} は、

$$dq_{\text{HDO}} = \alpha \left(\frac{q_{\text{HDO}}}{q} \right) dq \quad (3)$$

となる。ここで、 α は1.08程度である ($H_2^{18}O$ の場合は、 α は1.01程度)、これを積分すると、

$$\frac{1 + 10^{-3} \delta D}{1 + 10^{-3} \delta D_0} = \frac{q_D/q}{q_{D0}/q_0} = \left(\frac{q}{q_0}\right)^{\alpha-1} \quad (4)$$

となる。つまり、降水の同位体比は、海面から蒸発した水蒸気 q_0 が、そこで降水する以前にどの程度降水により減少して (q という値になって) いるかによって決まっている (実際には α が温度の関数なのでこのように単純ではないものの、上の式はだいたい成り立つ)。海から蒸発したばかりの水蒸気塊の最初の降水は δ 値は0に近く、その大部分が降水となって除去されて同位体が「絞り取られた」後の水蒸気塊がもたらす降水は δ 値が大きな負の値を示す。

この降水の同位体比は、気温との相関が高いことが観測事実としてよく知られている (図4)。この気温と同位体比との相関は、定性的には、上述のRayleigh蒸留効果によって説明される。図3は、例えば水蒸気が気温の高い低緯度で蒸発し、気温の低い高緯度に輸送されながら降水するという状況に対応する。飽和水蒸気混合比は主に気温によってきまり、気温が10度低下するにつれてほぼ1/2になる。したがってこの間にもとの水蒸気の半分が降水するはずである。式(3)から、気温の10度の低下で水蒸気が1/2になるにつれ、 δD 値はおよそ55 ($\approx (1 - (1/2)^{0.08}) \times 1000$)程度、また $\delta^{18}O$ 値は7程度低下することになる。

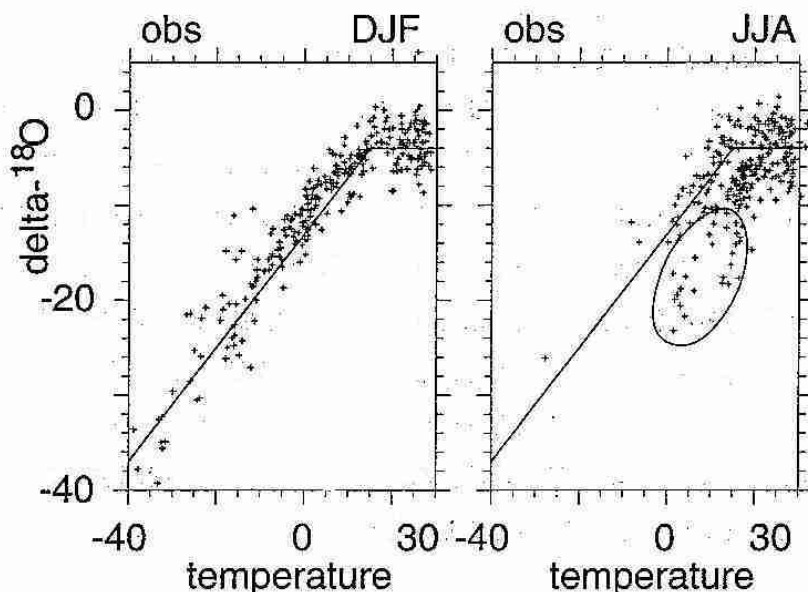


図4 G N I P観測による、冬期 (DJF) および夏期(JJA)における $\delta^{18}O$ と気温との関係。

このような説明は、降水同位体比の気温依存性、および降水の δD と $\delta^{18}O$ とが8 : 1の直線上に乗ること (図1) を定性的には説明する。上の説明では低緯度と高緯度で考えたが、これは沿岸部と内陸部とで考えても同様である。しかし、このような説明はあくまで定性的なものである。実は、同位体比と気温との対応については、定量的にきちんと理解されているとは言い難いのが現状である。

上の説明からわかるように、降水の同位体比 δ は、気温の絶対値ではなく、むしろ水蒸気の起源域 (海洋からの蒸発域) での温度 (より正確には露点温度) と降水の形成場所での温度との差 (さらに正確には、蒸発場所での混合比と降水形成場所での混合比の比) によってきまっているはずである。世界のほとんどの場所の降水の δ 値と気温とが一本の直線上に乗るためには、その降水をもたらす水蒸気の起源場所の平均温度がほぼ一定である必要がある。実はこのような基本的なことが正しいのかどうかに関して解決を見ていない。

筆者は、後述するようなトレーサモデルや同位体循環数値モデルを用いて多少の検討を行っているが、上の考え方はおおむね正しいのではないかと考えている。そのひとつの証拠として、全海洋上からの蒸発量は、海面水温が $27 \pm 2^\circ\text{C}$ の領域からのものがほぼ半分を占めていることがあげられる。ただし、高緯度域では、より低い温度領域の海からの蒸発も大きいであろう。ここでは気温が低いと同位体分別係数が大きい、という効果とキャンセルすることによって、同じ傾きの直線に乗るように見えるのかもしれない。さらに、通常は地表付近の気温との関係で議論されるが、本来反映しているのは降水の形成温度であるはずであり、気温と降水温度の差の気候条件による依存性も考慮しなければならない。

2. 4 降水量効果と内陸効果

降水の同位体比を変える要因としては、この気温の他にもいろいろな要因がありうる。そのひとつが、降水量効果 (amount effect) と呼ばれているもので、降水量が多いほど、低い δ 値が観測されやすいという傾向である。これは定性的には簡単に説明できる。前述のように、雲水が形成されて降水となって除去される過程で、重い同位体は徐々に大気から取り除かれるため、最初の降水にくらべて、後で形成される降水は δ 値が小さい。ここで、最初の水蒸気の δ 値が同じであるとした場合、一度に多くの降水が起これば、少しの降水が起こる場合よりも、全降水で平均した同位体比は低くなるはずである。低緯度では、気温による同位体比の変化はあまり顕著ではなく、このような降水量による δ 値の変化のほうが目立っている。図4においても、気温 15°C 以上では気温と同位体比の関係がはっきりしないことが見て取れる。この他、同じ気温でくらべても、より海洋から遠い内陸部のほうで低めの δ 値が観測されるという「内陸効果」も、よく言及されることであるが、その実態は必ずしも明らかにはなっていない。

2. 5 d値の変動

Dと ^{18}O の δ 値は、降水の強度や、温度の変動などに大きく依存するが、この二つを組み合わせたd値の場所や時間による変動は通常小さい。これは、通常の凝結過程においてDと ^{18}O の δ 値がほぼ8:1で変化するためである。このd値は、ある条件のもとで各水蒸気塊について保存すると考えられ、このd値を水蒸気塊のふるまいを追うためのトレーサーとして用いることが可能となる。d値は、水面からの蒸発、降水の蒸発、氷晶の形成など、動的分別効果が働く場合に変化する。天水線上の平均的な降水はd値が10という値を持つが、これは海洋から水蒸気が蒸発する際の動的分別効果で説明できる。冬期の日本周辺の降水は、これに比べてd値が20程度と大きい。これは、冬期の日本海からの蒸発において、海面付近の飽差が大きく激しい蒸発が起こるためであると理解できる。

内陸部においては、d値の高い降水がしばしば観測される。これは通常以下のように、陸上に降った降水の再蒸発 (リサイクル) の反映として説明される。海から蒸発して大気に入った水蒸気は、10程度のd値を持っており、それによる降水も10程度のd値となる。このような降水が陸上に降って土壌水分などの形で蓄えられ、ある時間の後にまた大気中に蒸発の形で戻る。この再蒸発した水蒸気のd値は、さらなる動的分別効果のために、最初に海から蒸発した水蒸気に比べて高くなる。したがって、このような過程を経た水蒸気

による降水はd値が高くなるという解釈である。確かに大きな大陸の内陸部では、降水した水はほとんどが大気への蒸発で戻り、リサイクル率が高いと考えられる (Eltahir and Bras, 1996)。

この考えかたについては、いくつか考慮すべき問題がある。まず陸面からの再蒸発によってd値が高くなるということは、あくまで陸面の水のd値が、もとの降水のそれとほぼ等しい場合において成り立つことである。この仮定は降水直後には成り立つが、高いd値の水が蒸発で抜けるにつれ、陸面の水のd値は小さくなってゆくはずである。したがってそれから蒸発する水蒸気のd値も徐々に小さくなってしまふ。もし降った降水の全てがいずれ大気に蒸発として戻るならば、再蒸発した水蒸気のd値の平均値は、もとの降水のd値と変わらない。したがって、このような過程で降水のd値が平均的に高くなるのは、流出損失の少ない、再循環が活発な領域においてではなく、蒸発によってd値の低くなった土壌水がある程度流失するような場合に関連しているはずである。またこの再蒸発の際の分別効果は、蒸発のプロセスによって大きく異なると考えられている。特に植生からの蒸散では、ほとんど分別効果がないと考えられる。植生が蒸散する水は根から吸い上げた水であるが、この吸い上げの際には分別効果はほとんど働かない。また、この吸い上げた水はほとんどが蒸散するので、そこでも平均的には分別効果が働かないのである。さらに、降水のd値を変える大きな要因として、降水の蒸発があることも忘れてはならない。高いd値が観測されている内陸部では、降水の蒸発も比較的多いのではないかと考えられる。

このようにいろいろ問題はあつたものの、比較的保存されやすいd値を調べることは、どのような経歴を経た水蒸気から降水が形成されているか、つまり降水の水の起源を調べるのに役に立つと考えられている。

3 同位体の気候・水循環研究への応用

3.1 古気候(温度)の復元

水の安定同位体の気候研究への利用で最も多いのが、同位体比と気温との経験的關係を利用した古気候の復元であろう。たとえば南極のVostok基地では20万年を越える連続データが得られており (Jouzel *et al.*, 1996)、氷河期サイクルを含む過去の気温変動が推測復元されている。同様な大規模な試みはグリーンランドなどでも行われており、さらに最近の日本の南極観測隊によるドームふじのコア掘削の結果も出はじめてきている。

ただし、前述したように、同位体比と気温との關係は多分に経験的であり、その実の根拠には乏しい。何より、地理的な分布の説明としてはまだ良いとしても、その關係が時間変動にまで当てはめられるかについては大きな疑問が残る。このような問題の検証として、最近の観測された気温変化や、他の方法で復元された過去の気温変化と氷コアの同位体変動とを比較することが多く行われている (たとえば、White *et al.*, 1997)、そのほとんどで、すなわち時間変動のほうが同じ温度差での同位体比の差が小さく、地理的な分布から求められた同位体と温度の關係を時間変化にあてはめると、気温の変動を5割程度過小評価する、という結果が出ている。これは、たとえば、気温の時間的変化は降水域だけのローカルな変動だけでなく、水蒸気の起源域(海からの蒸発域)での温度も変化するからだと考えることによって定性的には理解できる。

もうひとつの検証としては、大気大循環モデルに同位体分別過程を組み入れてモデルによって降水の同位

体比を計算し、気候変化への応答を見ることによって検討する方法である。たとえばJoussame and Jouzel (1993)は、このようなモデルで、現在の状況でのシミュレーションと氷河期の状況での結果を比較し、定性的には問題がないことを確かめている。しかし、より詳しい解析によれば、気温と同位体比の比例係数は場所によって大きく変動することがわかっており、同位体比による気温の復元は、定量的には問題があることを示唆している。このあたりの議論について、より詳しくは、Jouzel *et al.*(1997)を参照されたい。いずれにせよ、古気候復元を確かなものとするためには、同位体比と他の物理量との比較、モデル計算などを利用することによって、同位体変動のメカニズムのさらなる理解を進めることが必要とされている。

氷コア以外にも、植物遺骸のセルロースなどに含まれる同位体を分析することにより、古気候環境の変動などの指標が見出せないかということも考えられている。セルロースの同位体比は気温、あるいは降水量といった気候条件の他に植物生理にも大きく影響を受けるため、その分離は困難であるが、今後の発展が期待される方法である。

3. 2 水循環と同位体変動

気温の指標としての同位体利用に比べ、水循環の指標としての同位体の利用は、まだあまり進んでいない。本来、同位体比の変動は、気温よりも水循環プロセスを直接的に反映しているはずである。その利用が進んでいない最大の理由としては、同位体変化プロセスの複雑さがある。つまり、地表からの蒸発、凝結、雪形成、降水蒸発、などの過程で同位体比が同時に大きく変化するので、 δD と $\delta^{18}O$ という2つの数字でしかない同位体比を見ても、これらのプロセスが一意には推測できない、という事情である。

Salati *et al.*(1979)は、南米アマゾン周辺の降水の同位体比から、アマゾン域での降水のもととなる水蒸気にはその場の陸上からの蒸発によるものが大きな割合をしめていること、すなわちリサイクル過程が重要であることを推測している。また、Rozanski *et al.*(1982)は、ヨーロッパの降水の同位体比から、この地域でもリサイクル過程が重要であり、特に冬期の降水によって陸上にもたらされた水が夏場の水循環にも半分程度の寄与を持っていることを示している。これらの研究では、海から内陸にかけての降水の同位体比の減少がRayleighプロセスによって予想されるものよりも小さいことを、陸上からの蒸発の寄与の根拠としている。Rozanski *et al.*(1982)は、また冬のヨーロッパの降水の同位体比は、大西洋から蒸発した水蒸気が次第に降水をもたらしながら内陸に入っていくRayleighプロセスでほぼ説明できることを示し、この時期にはリサイクルがほとんどないことと対応づけている。

このような同位体変動の水循環への応用に際しては、数値モデルの利用が有効である。同位体は、いろいろな情報を持つトレーサーとして扱えるが、多くの情報を重畳的に持っているため、その解読には困難がある。そこで、より単純な仮想的トレーサーによるモデル上の実験と組み合わせ比較することによって情報を得ようという考え方である。Numaguti(1999)は、このような仮想トレーサーの数値実験によって、ユーラシア大陸の35°N付近を境にした北側では、冬期に大西洋から蒸発した水蒸気が積雪の形で越冬し、リサイクルによって大陸とその直上の大気中に維持された水が夏期の降水に大きな寄与をしていることを示している。図5は、そのような計算による、夏(JJA)に降る雨の水のうち、秋(SON)と冬(DJF)に海から蒸発した

水の割合であり、シベリアなどでは30%以上にもなる。また、春や夏に海から蒸発した水も含め、一度陸上に降って蒸発したリサイクル水の寄与全体では80%以上にもなる。ここで、図4の同位体と気温との関係の図において、JJAの場合に経験的な関係の線から大きく下にはずれる点(丸で囲んだ点)があることに注意したい。これらは、気温の

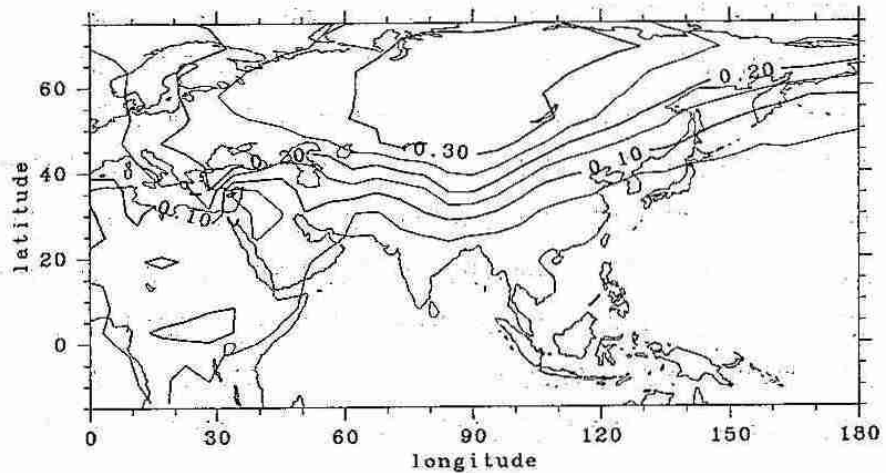


図5 水トレーサーモデルによって算出された、秋期(SON)および冬期(DJF)に海洋から蒸発した水蒸気の夏期(JJA)の降水への寄与率。

割に δ 値が低いことを示すが、このことは、図5に表された「越冬水」の寄付を考えると定性的には説明できる。すなわち、気温の低い冬にもたらされた重い同位体の少ない水のリサイクルによって、陸上から蒸発した水蒸気の δ 値が低くなるためであると解釈できる。実際図4で、線から大きく外れた点は、主にこのような領域に分布している。ただし、シベリアなどでは夏に地表気温がかなり上昇すること、対流性の強い降水が起こることなども勘定する必要がある、「越冬水」の寄付だけで説明をつけてよいかどうかは今後の問題である。

また、降水のリサイクル過程には、 δ 値を大きくする要因も存在する。海面からの蒸発では $\delta^{18}\text{O}$ が10程度小さくなるのであるが、植生からの蒸散では前述のようにほとんど下らない。一方でその水蒸気が凝結する際には再び $\delta^{18}\text{O}$ が10程度大きくなるため、この過程は土壤水を供給した最初の降水よりも大きな δ 値の降水をもたらす可能性がある。たとえば、Koster *et al.*(1993)は、トレーサー実験の結果と降水同位体比のデータを比較して、陸から蒸発したリサイクル水の降水への寄与が大きいところでは、同位体と気温の関係にばらつきが大きいことを示している。

3.3 水循環とd値の変動

前述のように、 δD と $\delta^{18}\text{O}$ から(2)のように定義されるd値(d-excess)は、蒸発から降水までの間で比較的良好に保存されるため、これを用いた水蒸気の輸送と水循環の研究もよく行われている。たとえば、水蒸気の起源や輸送経路によってd値が異なる可能性を利用して、降水をもたらす水蒸気の起源との対応を調べる研究である。Gat and Carmi(1970)は、地中海周辺の降水のd値の月ごとの変動を調べ、地中海起源と思われる水蒸気による降水はd値が比較的大きいこと($d > 18$)を示している。他にもこのようなd値を使った水蒸気の起源と輸送経路に関する研究は多いが(たとえば、Kondoh and Shimada,1997)、d値の変動をもたらすプロセスについて詳しく論じた研究は少ない。また、同位体の情報と大気の水蒸気量や風速の観測データを用いた水蒸気輸送の解析とを比較している研究例も少なく、その多くはd値の変動から水蒸気の起源を

単に推測しているに過ぎない。前述したように、 d 値の変動をもたらす要因は単純ではない。 d 値が大きいから、それは陸上をリサイクリングした水であると結論づけるのは実際のところ困難であると筆者は考える。たとえば、Jouzel et al.(1982)は、南極の氷床コアの d 値の変動の解釈として、水蒸気の起源域である海洋上の大気の相対湿度の変動（にともなう動的分別効果の変動）があったと考えている。また、Numaguti et al.(1999)は、GAME-Tibetによるチベット高原上での降水の d 値が大きい ($d=20\sim30$)ことを示し、大気中の循環の変動、および同位体を組み入れた大気大循環モデルの結果との比較から、チベット高原の南方の活発な積雲対流による降水が落下途中に蒸発した水蒸気 (d が蒸発によって高くなる) がチベット高原に輸送され、そこでの降水の高い d 値に寄与している可能性を示している。以上のよに、 d 値を用いた変動を水蒸気の起源と輸送経路の研究はまだ発展途上であり、この d 値を活かすためには、同位体比の観測解析と気象観測による大気中の水輸送解析とを組み合わせた解析が必要であるとともに、またそれを数値モデルでシミュレートすることによって、 d 値の変動過程を詳しく分析する必要がある。

3.4 水蒸気同位体変動

これまで、主に降水の同位体比の変動について論じてきた。これは、同位体比が計られているのが、主に降水であるからであるが、実際に水循環の議論をする場合には、水蒸気同位体比を調べることも非常に重要である。しかし、サンプリングの困難さ、測定上の困難さのため、その研究例は少ない。その中で、He and Smith(1999)は、非常に面白い結果を出している。この論文は森林上の水蒸気同位体の計測によって、森林からの水蒸気フラックスについて論じており、たとえば、夏に森林から蒸散する水には前の冬の降水の寄与が大きいことなどを指摘している。彼らは直接 d 値には言及していないが、彼らのデータから d 値を計算すると、混合層内では10程度の値であるが、その上の自由大気では40程度の大きな値が観測されている。このような少ない例からではまだ何とも言えないが、このことは、前述したチベットの結果からの、自由大気水蒸気のソースとして降水蒸発がかなり重要である。という推察をサポートするようにも見受けられる。いずれにせよ、航空機等を利用した水蒸気や雲水の同位体比の観測は、新たな事実が見出される可能性の高い、非常に重要な分野であろうと思われる。

4 おわりに

以上、水の安定同位体とその気候研究への応用に関して、降水の同位体比の水循環、古気候復元への応用に限って簡単にレビューを行った。関連する同位体の応用としては、河川水、地下水、湖水などの陸域水循環への応用、放射性同位体であるトリチウムを利用した議論などもあるが、ここでは割愛した。

筆者が同位体を扱うようになったのは、2年半ほど前のGAMEの研究会で、筆者の水トレーサー計算の発表に関して議論をさせていただいたのがきっかけであり、まだまだその筋の専門家ではない。何か間違いがあればご指摘いただければ幸いです。最後に、その頃からいろいろご教示頂いている。杉本敦子さん、中尾正義さん、辻村真貴さん、松葉谷治さん、吉田尚弘さん、栗田直幸さんに感謝してこの小論の結びとしたい。

引用文献

- Craing, H., 1961 : Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, **133**, 1702-1703.
- Dansgaard, W., 1964 : Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**, 436-468.
- Eltahir, E. A. B., and R. L. Bras, Precipitation recycling. *Rev. Geophys.*, **34**, 367-378, 1996.
- Ferranti, L., J. M. Slingo, T. N. Palmer, and B. J. Hoskins, 1999 : The effect of land-surface feedbacks on the monsoon circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 1527-1550.
- Gat, J. R., and I. Carmi, 1970 : Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, **75**, 3039-3048.
- He, H., and R. B. Smith, 1999 : Stable isotope composition of water vapor in the atmospheric boundary layer above the forests of New England. *J. Geophys. Res.*, **104**, 11657-11673.
- Jouzel, J., L. Merlivat, and C. Loruis, 1982 : Deuterium excess in an east Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. *Nature*, **299**, 688-691.
- Jouzel, J. et al., 1996 : Climatic interpretation of the recently extended Vostok ice records. *Clim. Dyn.*, **12**, 513-521.
- Jouzel, J. et al., 1997 : Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores. *J. Geophys. Res.*, **102**, 26471-26487.
- Joussaume, S., and J. Jouzel, 1993 : Paleoclimatic tracers : An investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions, 2, Water isotopes. *J. Geophys. Res.*, **98**, 2807-2830.
- Kondoh, A., and J. Shimada, 1997 : The origin of precipitation in eastern Asia by deuterium excess. *J. Japan Soc. Hydrol. Water Resources*, **10**, 627-629.
- Koster, R. D., J. Jouzel, R. J. Suozzo, and G. L. Russell, Origin of July Antarctic precipitation and its influence on deuterium content : a GCM analysis. *Climate Dynamics*, **7**, 195-203, 1992.
- Koster, R. D., D. P. de Valpine, and J. Jouzel, Continental water recycling and H₂¹⁸O concentrations. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2215-2218, 1993.
- Numaguti, A., 1999 : Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent : Experiments using an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **104**, 1957-1972.
- Numaguti, A., M. Tsujimura, L. Tian, T. Yao, A. Sugimoto, S. Hashimoto, and M. Nakawo, 1999 : Large-scale hydrological cycle in Tibet revealed by water tracer circulation models and isotope observations. *Proceedings of the 1st International Workshop on GAME Tibet*, 55-58.
- Oki, T., K. Musiake, H. Matsuyama, and K. Masuda, 1995 : Global atmospheric water balance and runoff from large river basins. *Hydrological Processes*, **9**, 655-678.
- Rozanski, K., C. Sonntag, and K. O. Munnich, 1982 : Factors controlling stable isotope composition of European precipitation. *Tellus*, **34**, 142-150.
- Salati, E., A. Dall'Olio, E. Matsui, and J. R. Gat, 1979 : Recycling of water in the Amazon basin : An isotopic

study. *Water Resour. Res.*, 15, 1250-1258.

White et al., 1997 : The climate signal in the stable isotopes of snow from Summit, Greenland : Results of comparisons with modern climate observations. *J. Geophys. Res.*, 102, 26425-26439.

安成哲三. 1998 : GAME 強化観測期間 (IOP)を迎えて一季節変化する太陽入射エネルギーはアジアモン
スーンをどのように駆動しているか, *天気*, 45, 501-514.

—発表会要旨①—

平成10年度 第2回支部研究発表会要旨

日 時：平成10年11月19日（木）13時00分～17時00分

場 所：北海道大学 百年記念会館（大会議室）

| | | | |
|----|--|-------------|--|
| 1 | 東西一様基本場に於ける慣性不安定のメカニズム……………14 | | |
| | 北大院・地球環境 | 谷口 博・石渡 正樹 | |
| 2 | 偏西風とストームトラックの関係について……………16 | | |
| | 北大院・地球環境 | 稲津 将・向川 均 | |
| | // | 謝 尚平 | |
| 3 | カナダ北極圏でのLee Cyclogenesis ……………18 | | |
| | 北大院・理 | 加藤 雅也・遊馬 芳雄 | |
| | // | 菊地 勝弘 | |
| | University of Toronto | G.W.K Moore | |
| 4 | 北海道冬季気温に見られる準10年振動……………20 | | |
| | —— 北半球スケール変動の一部として —— | | |
| | 北大・地球環境 | 謝 尚平・野口 英行 | |
| | 防災科学 | 松村 伸治 | |
| 5 | 択捉島紗那の気象について……………22 | | |
| | 札幌管区气象台 | 金子 秀毅 | |
| 6 | ノルウェー海海上のポーラーローの航空機観測……………24 | | |
| | 北大院・理 | 遊馬 芳雄・福田 陽子 | |
| | // | 菊地 勝弘 | |
| | 極地研 | 塩原 匡貴・和田 誠 | |
| | // | 藤井 理行 | |
| 7 | 噴火湾における寒気吹き出し時の風速場が湾内の流速場に及ぼす影響について……………26 | | |
| | 北大・低温研 | 猪上 淳・川島 正行 | |
| | // | 藤吉 康志・大島慶一郎 | |
| 8 | 1997年7月に長崎半島付近で発生したライン状エコーの形成とその大気場について……………28 | | |
| | 北大・低温研 | 間辺 一雄・藤吉 康志 | |
| | 長崎大・環境 | 荒生 公雄 | |
| 9 | 若狭湾で観測された帯状降雪雲……………30 | | |
| | 北大・低温研 | 末吉惣一郎・藤吉 康志 | |
| 10 | 石狩湾周辺の気流と高島岬沖に形成されるバンド状降雪雲との関係……………32 | | |
| | （ドップラーレーダー観測とシミュレーション） | | |
| | 北大・低温研 | 藤吉 康志 | |
| | 大阪教育大学 | 吉本 直弘 | |

1. 東西一様基本場に於ける慣性不安定のメカニズム

*谷口 博・石渡正樹 (北大・地球環境)

1. はじめに

赤道域上部成層圏では、正負の温度偏差が鉛直方向に重なったパンケーキ構造が現れることがある (Hitchman *et al.*, 1987; 林他, 1997). この構造は、中緯度のプラネタリー波により励起された慣性不安定によるものと考えられている。慣性不安定に関する理論的な考察においては、これまで主に東西一様擾乱が扱われてきた (Stevens, 1983 等). しかし、実際にパンケーキ構造で現れる東西非一様擾乱の東西波数がどのようなメカニズムで決まるのかという議論はこれまであまりされてこなかった。一方、金星や木星など他の惑星でも慣性不安定の存在が示唆されており (Allison *et al.*, 1994, 1995), 惑星大気を想定した広いパラメータ空間での考察も必要であろう。そこで本研究では、不安定モードの東西波数のパラメータ依存性について考察を行なうことにした。

2. 基礎方程式と解法

線形化した赤道 β 平面プリミティブ方程式を用いる。擾動は鉛直方向に波数 m のモード展開を行ない、東西波数 k の水平成分のみを考える。東西一様順圧基本場 \bar{u} (線形シアー, 東・西風ジェット) を与え、線形安定論を行なうことにする。固有値方程式は以下の様になる。

$$k\bar{u}u_k + v_k \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - \beta y \right) + k\phi_k = \omega u_k \quad (1)$$

$$-\beta y u_k + k\bar{u}v_k - \frac{\partial \phi_k}{\partial y} = \omega v_k \quad (2)$$

$$\frac{k}{\varepsilon} u_k + \frac{1}{\varepsilon} \frac{\partial v_k}{\partial y} + k\bar{u}\phi_k = \omega \phi_k \quad (3)$$

ここで $\beta \equiv df/dy$ (f : コリオリパラメータ), $\varepsilon \equiv m^2/N^2$, N は Brunt Väisälä 振動数である。南北方向には赤道をはさんだ領域を考え、南北境界において $v=0$ とする。南北方向に差分化を行い上の固有値問題を解き、方程式系の各項のバランスを調べた。

3. 結果

β が大きくなると、最も不安定なモードの東西波数は大きくなることわかった (図 1 参照). その理由について考察するため、(2) 式の各項の大きさを調べてみた。図 2(a) に $\beta = 2.29 \times 10^{-11}$ の場合 (地球の値に相当する) の結果を示す。この場合には不安定化効果を持つコリオリ項 $-\beta y u$ が卓越しモードの成長に寄与している。移流項 $k\bar{u}v$ の大

きさは比較的小さい。これに対して β が増大した場合 (図 2(b)) には、モードの成長を押える効果を持つ圧力傾度項 $-\partial\phi/\partial y$ が増大し、コリオリ項と相殺するようになる。その結果 v は移流項 $k\bar{u}v$ によってほとんど決定されるようになり、成長率も $\omega \sim k\bar{u}$ で決まるようになると考えられる。これは (1), (3) 式に於いても同様の傾向であった。したがって β が増大した場合には、 k が大きい程不安定になりやすいことになる。ところが、 k がさらに大きくなると、(3) 式に於いて ϕ がさらに増大するため、(2) 式中の圧力傾度力が増大し、コリオリ力と圧力傾度力のバランスは崩れることになる。このため、 k は際限なく大きい値を取る訳にはいかず、その上限は (2) 式中の項のバランスで決まることが示唆される。

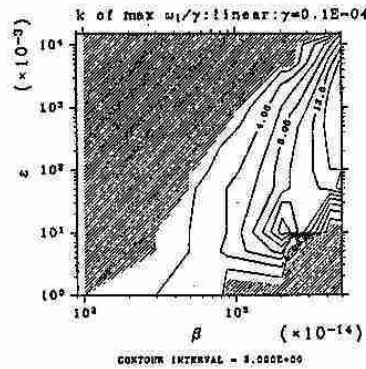


図 1: β - ε 空間に於ける最大成長率モードの東西波数分布。基本場として線形シアー流を与えた場合。影の付いた領域は東西一様モード ($k=0$) を表す。

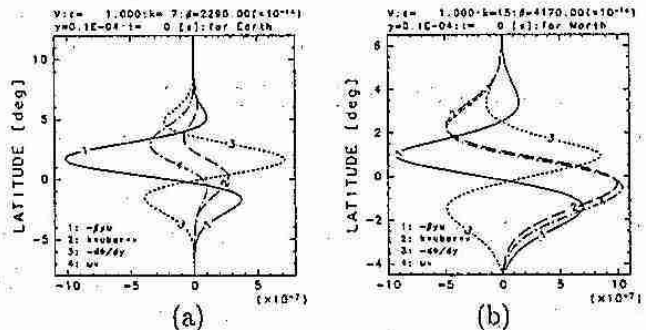


図 2: 最大成長率モードに於ける (2) 式の各項の大きさ。(a): $\beta = 2.29 \times 10^{-11}$ の場合 ($k=7$). (b): $\beta = 4.17 \times 10^{-11}$ の場合 ($k=15$). いずれも基本場として線形シアー流を与えた場合の結果である。曲線は各々 1: $-\beta y u$, 2: $k\bar{u}v$, 3: $-\partial\phi/\partial y$, 4: ωv を表す。

更に理解を進めるため、以上の考察をエネルギー方程式を用いて行ってみた。(1)~(3)式を実部虚部の成分に分解し、実固有値 (ω_r) の項を消去すると以下のエネルギー方程式を得る:

$$\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - \beta y\right) (v_i u_r - v_r u_i) + k(\phi_i u_r - \phi_r u_i) = \omega_i(u_r^2 + u_i^2) \quad (4)$$

$$-\beta y(u_i v_r - u_r v_i) - \left(v_r \frac{\partial \phi_i}{\partial y} - v_i \frac{\partial \phi_r}{\partial y}\right) = \omega_i(v_r^2 + v_i^2) \quad (5)$$

$$\frac{k}{\epsilon}(u_i \phi_r - u_r \phi_i) + \frac{1}{\epsilon} \left(\phi_r \frac{\partial v_i}{\partial y} - \phi_i \frac{\partial v_r}{\partial y}\right) = \omega_i(\phi_r^2 + \phi_i^2) \quad (6)$$

ここで、添字 r, i はそれぞれ実部、虚部成分を表す。運動方程式の各項のバランスを調べた時と同様にして、(4)~(6)式の各項の大きさを調べてみた。すると、 β が増大した場合にはそれぞれの項の大きさは小さくなる傾向が見られた。これは次の様に説明される。 β が大きくなると(4)式中でモードの成長に寄与している $\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - \beta y\right) (v_i u_r - v_r u_i)$ の項が小さくなり、擾乱の東西流速の運動エネルギーは減少する。東西流速の減少により、(5)式に於いてモードの成長に寄与している左辺第一項 $-\beta y(u_i v_r - u_r v_i)$ が減少するため、南北流速の運動エネルギーも減少することになる。南北流速の減少はモードの成長を支配している(6)式中の左辺第二項 $\frac{1}{\epsilon} \left(\phi_r \frac{\partial v_i}{\partial y} - \phi_i \frac{\partial v_r}{\partial y}\right)$ の減少を引き起こすため、 ϕ の振幅も抑えられることになる。一方、(6)式中にはモードの成長に寄与する別の項 $\frac{k}{\epsilon}(u_i \phi_r - u_r \phi_i)$ が存在する。この項の影響は東西波数 k が大きい程顕著となる。このため β が増大した状況下では、東西波数が大きい程不安定になりやすいことが示

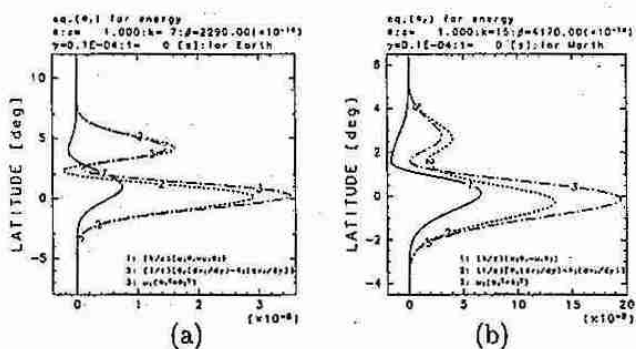


図 3: 最大成長率モードに於ける(6)式の各項の大きさ。(a): $\beta = 2.29 \times 10^{-11}$ の場合 ($k = 7$)。 (b): $\beta = 4.17 \times 10^{-11}$ の場合 ($k = 15$)。いずれも基本場として線形シア一流を与えた場合の結果である。曲線は各々 1: $\frac{k}{\epsilon}(u_i \phi_r - u_r \phi_i)$, 2: $\frac{1}{\epsilon} \left(\phi_r \frac{\partial v_i}{\partial y} - \phi_i \frac{\partial v_r}{\partial y}\right)$, 3: $\omega_i(\phi_r^2 + \phi_i^2)$ を表す。

唆される(図3)。

基本場を東風(西風)ジェットにした場合には、 $\epsilon - \beta$ 空間における最大成長率モードの k 分布は、図1(線形シアーの場合の結果)を β 方向に右(左)にずらしたものとなる(図4)。しかし、基本場を変えた場合でもやはり最大成長率モードの k は β とともに増大する。

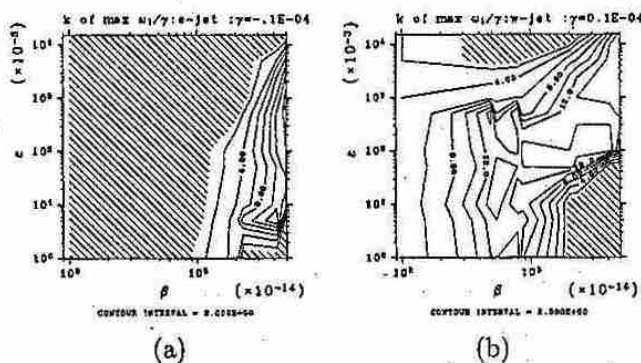


図 4: $\beta - \epsilon$ 空間に於ける最大成長率モードの東西波数分布。(a): 基本場・東風ジェット。(b): 基本場・西風ジェット。影の付いた領域は東西一様モード ($k = 0$) を表す。

4. まとめ

線形化した赤道 β 平面プリミティブ方程式系を用いて、東西一様基本場に於ける線形安定論を行った。不安定モードの成長率は β が小さく(低回転) ϵ が大きい(鉛直波数が大きい)場合に高成長率を取ることが明らかになった。また最大成長率を取る東西波数は、高回転かつ ϵ が大きいモードで高波数を取ることがわかった。このような東西波数分布がどのように決まっているかを調べるため、運動方程式の各項の大きさを調べてみた。低回転のモードではコリオリ力がモードの成長に寄与しており、圧力傾度力との差で子午面流速が決まる。一方、高回転のモードでは子午面方向の圧力傾度力とコリオリ力がバランスし、東西波数が大きくなる程成長率が大きくなることがわかった。さらにエネルギー方程式の各項の大きさを調べてみたところ、基本場から擾乱に与えられるエネルギーの大小 (β の大小、もしくは南北シアーの大小) によって東西波数の大きさが選択されることが示唆された。

5. 参考文献

1997年 日本気象学会・春季大会講演予稿集 C110
 1998年 日本気象学会・秋季大会講演予稿集 B352
 Stevens, D.E., 1983, *J. Atmos. Sci.*, 40, 882-893

2. 偏西風とストーム＝トラックの関係について

*稲津 将, 向川 均, 謝 尚平(北大院・地球環境)

偏西風は大陸の東岸で一般的に強い。その理由として、山岳を励起源とする強制ロスビー波の存在が重要であると考えられてきた。本研究では、ストームトラックが偏西風の強化要因とどのように関係しているか調べている。

1. 偏西風の東西非対称性について

図1(上)には、ECMWFデータの1995年1月平均

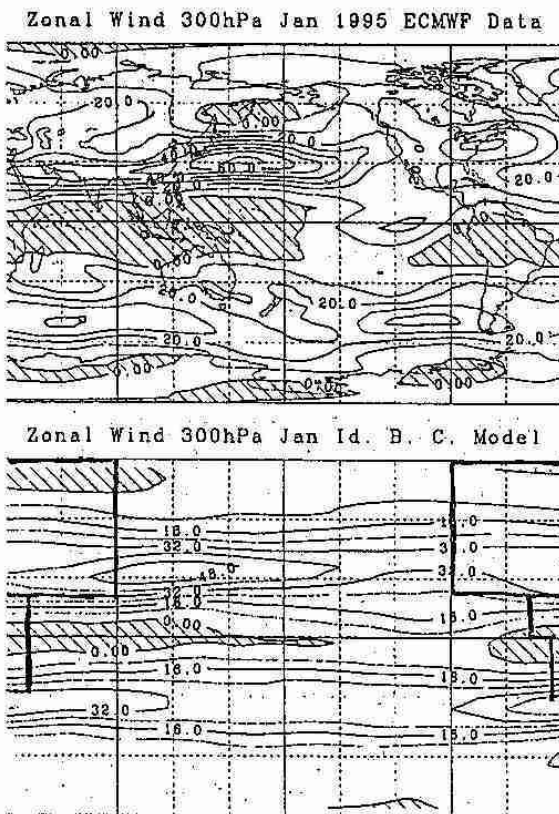


図 1: 300hPa に於ける東西風のプロファイル : ECMWF(上)、理想化境界条件モデル(下)

の東西風のプロファイルを、(下)には理想化境界条件モデルに於ける出力を平均した東西風プロファイルを示した。ここで、理想化境界条件モデルは、東気候システムセンターのT21,20層の大気大循環モデルで、模式化した山岳のない大陸(図中太枠域)を境界条件として仮定し、1月に季節固定して360日積分したものである。(Saiki 1998) 図-1(下)にお

いても、大陸の東岸で偏西風が強くなっている。これは中緯度海陸分布に伴う熱的強制も偏西風の大東岸に於ける偏西風の強化をもたらしていることを明確に表している。この熱的強制は大気下層の鉛直安定度の変化を通して間接的に傾圧不安定波の励起に地理的分布を与え、傾圧不安定波に伴う熱フラックスや運動量フラックスが偏西風の東西非一様性をもたらすと考えられる。そこで、以下では総観規模擾乱の発達経路であるストームトラックと偏西風の東西非一様性の関連に注目した診断的解析を行った。

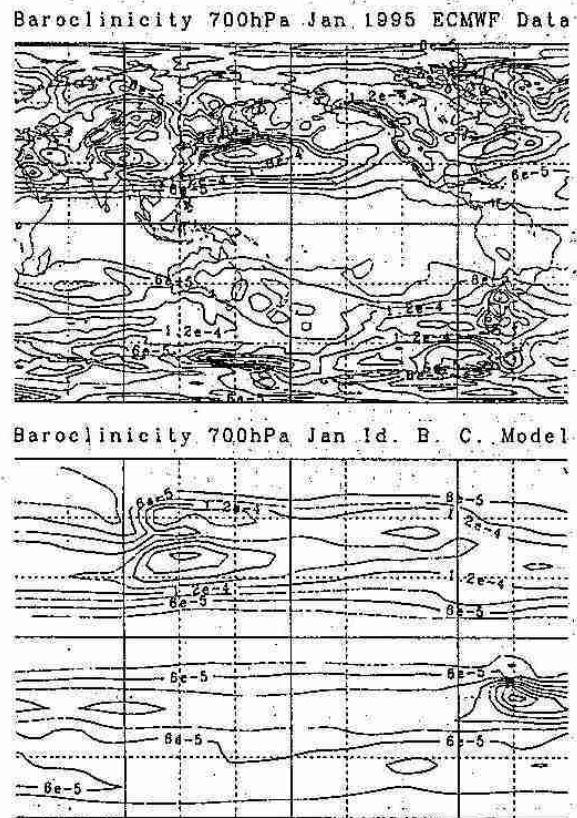


図 2: 700hPa に於ける Baroclinicity: ECMWF(上)、理想化境界条件モデル(下)

2. Storm Track 域の同定

まず、傾圧不安定波動の成長率 Baroclinicity を与

える。(Linden and Farrel 1980):

$$\sigma = 0.31 \times f \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| / N$$

ここで、 f は Coriolis Parameter、 $\left| \frac{\partial u}{\partial z} \right|$ は風の鉛直シアー、 N は Brunt-Väisälä 振動数とする。

図2はともに 700hPa に於ける Baroclinicity であり、上図には 1995年1月の ECMWF データの解析値を、下図には理想化境界条件モデルの結果を示した。図1(上) および図2(上) に於いて、日本東方海上に注目すると、偏西風ジェットの大域のやや北東に Baroclinicity の極大域が存在することがわかる。また、理想化境界条件モデルに於いても同じ傾向を示す。Baroclinicity の極大は水平風の鉛直シアーよりも安定度の違いにより説明することができる。

3. 時間平均流と渦活動の相互作用

次に、ストームトラックに伴う移動性渦と時間平均流との相互作用を E ベクトル (Hoskins 1983) を用いて診断する。E ベクトルは、

$$E = (\overline{v'v'} - \overline{u'u'}, -\overline{u'v'}, \frac{f}{d\theta/dz} \overline{v'\theta'})$$

で定義され、 E の発散 (収束) 域で平均流を加速 (減速) 傾向を持つことが示されている。ここで、 (\cdot) 、 $(\cdot)'$ はそれぞれ時間平均と、それからの偏差である。なお、E ベクトルは保存則を満たす量ではないので、厳密に時間平均流と移動性渦の相互作用に関して考察するときは M ベクトル (Plumb 1987) を使うべきである。今回は計算と解釈の簡便化のため E ベクトルで議論した。

さらに、総観規模の移動性渦と時間平均流との相互作用を考えるため、E ベクトルは総観規模擾乱に適切な時間フィルターを課したデータから求める必要がある。そこで、ECWFMF 客観解析データに対しては、2.5 日から 6 日の Band Pass Filter を施した。

図3は ECMWF の 300hPa に於ける E ベクトルである。図3の太平洋域のストームトラック領域の東西風の分流が起きているところに注目する。分流の北側には E ベクトルの発散域が、南側には収束域があり、確かに東西風は北側で強化され、南側で抑制されている傾向にある。

一方、理想化境界条件モデルでは、データの出力時間間隔は 3 日であるため、総観規模擾乱を表す適切な時間フィルターが課せない。それ故、時間平均

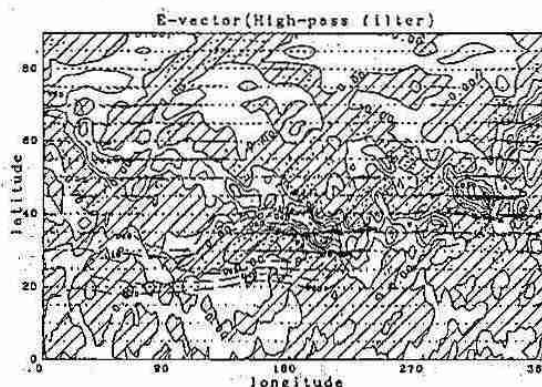


図 3: 300hPa に於ける北半球の E ベクトル: ECMWF データ (2.5 日-6 日の Filter 処理)、等値線 (実線) は E ベクトルの水平発散、等値線 (破線) は東西風

流と移動性渦の相互作用を語るにふさわしい E ベクトルは計算できなかった。

4. 今後の研究方針

ここでは、Saiki (1998) が別の目的のために走らせた「理想化境界条件モデル」の出力結果をもとに、偏西風の東西非一様性とストームトラックの関係について、所々の診断量を計算した。しかし、その出力結果の時空間分解能は総観規模擾乱の解析には不十分なものである。そこで、T42 モデルでデータ出力の時間間隔を半日にして数値実験を行い、その結果をもとに更に詳細を解析を行う予定である。

参考文献

Hoskins, B.J., I.N. James and G.H. White. 1983 The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems, *J. Atmos. Sci.*, 40, p1595-1612

Lindzen, R.S. and Farrel, B., 1980 A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities, *J. Atmos. Sci.*, 37, p1648-1654

Plumb, R.A. 1986 Three-Dimensional Propagation of Transient Quasi-Geostrophic Eddies and Its Relationship with the Eddy Forcing of the Time-Mean Flow, *J. Atmos. Sci.*, 43, p1657-1678

Saiki, N. 1998 「理想化した境界条件における夏季アジアモンスーンのシミュレーション」 北海道大学大学院地球環境科学研究科修士論文

3. カナダ北極圏での Lee Cyclogenesis

* 加藤雅也・遊馬芳雄・菊地勝弘 (北大院・理)・G.W.Kent Moore (University of Toronto)

1. はじめに

西部カナダ北極圏において、北部太平洋上の発達した低気圧からの Lee Cyclogenesis タイプの擾乱である「Pacific origin」と、Beaufort 海上を東進する低気圧に伴う擾乱である「Storm track」の2種類が特徴的である。本発表では Pacific origin タイプの擾乱に焦点をあてている。

Pacific origin タイプの擾乱の特徴は以下のようなものである。アラスカ湾上に強い低気圧が北アメリカ大陸北部の西海岸に存在する山脈により、ブロッキングされている。この低気圧が山脈風下側に影響を及ぼすことによってこの領域に2次的な低圧部が発生する。発生した低気圧には明白な2層構造が見られ、上層の気塊は太平洋を下層の気塊は Beaufort 海を起源としている。今回この擾乱の構造と形成過程を明らかにするため、1994年9月1日から10月15日まで行なわれたBASE(Beaufort and Arctic Storms Experiment) 観測期間中の、1994年9月15日から16日にかけて観測された擾乱について、気象庁の全球客観解析データ (GANAL) と、PSU/NCAR (Penn State University/ National Center for Atmospheric Research) のMM5による数値シミュレーションを用いて解析をした。

2. 解析結果

地上解析図を図1に示した。アラスカ湾上に強い低気圧が存在し、山脈の北側には北極前線が存在していた。アラスカ湾上の低気圧の影響により山脈風下側の領域で、9月15日12UTCに2次的な低圧部が解析された(図1左)。この低圧部は北東進し、北極前線との相互作用により急激に発達した(図1右)。

図2に2次的な低圧部が解析された9月15日12UTCにおける水蒸気フラックスの分布を示した。アラスカ湾上の低気圧に伴って、混合比が多い領域が存在していた。この領域から山脈風下側へ水蒸気の供給している様子が見られる。また、地表付近で Beaufort 海側からの水蒸気が供給される様子が見られる。一方、上空700 hPa面においてそのような傾向は見られず、南からの供給が卓越していた。このように、発生した低圧部には明確な2層構造が見られた。

2次的な低圧部の形成過程を調べるために、310 Kの等温位面におけるポテンシャル渦度の分布を計算した。その結果を図3に示した。アラスカ湾上の低気圧の上空に渦度の高い領域が存在していて、この領域が時間が経つにつれて山脈風下側へと進入していた。

3. 数値シミュレーション

1994年9月15日から16日に発生・発達した擾乱について、より詳細な解析を行なうために、PSU/NCARのMM5を用いた数値シミュレーションを行なった。このモデルはメソスケールの現象を解析するために設計されたモデルで、方程式系は非静水圧系で、擾乱のタイプ・格

子スケールによってさまざまな物理過程を採り入れることが出来る。今回格子解像度を54km、初期時刻を1994年9月14日12UTCとして48時間の計算を行なった。

図4にモデル初期値から、48時間後までの海面気圧の時間変化を示した。アラスカ湾上に存在している低気圧の影響により9月16日00UTCには山脈風下側に低圧部が発生し、その12時間後には急激に発達している。また、発生した低圧部に伴う影響は700hPa面におけるジオポテンシャル高度場(図示せず)においては見られない非常に浅い構造であった。このように、数値モデルは Lee cyclogenesis に伴う擾乱をうまくシミュレートしていた。低圧部の発生に伴って山脈風下側の下層に低気圧性の循環が生じていた。この結果、Beaufort 海側から水蒸気が供給されていた。

上空300hPaの等圧面におけるポテンシャル渦度の時間変化を図5に示した。GANALによる解析と同様に上空にポテンシャル渦度の高い領域がアラスカ湾上の低気圧に伴って存在していて、この領域が風下側へと進入している様子が見られた。2次的な低圧部発生時において、山脈風下側の下層で傾圧場であることが、相当温位の間から見られていた(図示せず)。

4. まとめ

西部カナダ北極域において特徴的な擾乱のタイプの1つである Pacific origin タイプの擾乱について、GANAL と、MM5による解析を行なった。その結果、Lee cyclogenesis による2次的な低圧部の構造は700hPaでは見られないほどの非常に浅い構造であり、そして、水蒸気の供給源も上層と下層で、異なっていた。北極前線に伴う下層の傾圧性の強い山脈風下側の領域に、ポテンシャルの渦度の高い領域が進入することによって、この領域で不安定度が増し、2次的な低圧部が発生したと考えられる。

今後、2次的な低圧部の発達過程を明らかにすること、及び、発生環境についてさらに詳しく明らかにするために、数値シミュレーションの結果をさらに解析していく予定である。

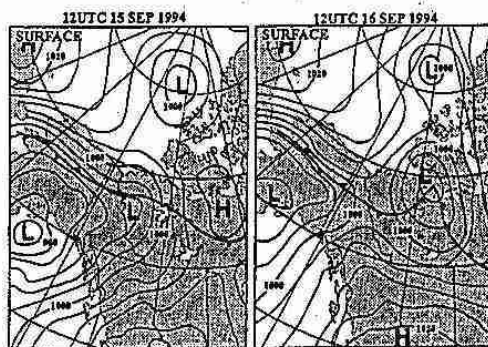


図1 1994年9月15日12UTC(図左)と9月16日12UTC(図右)の地上天気図。

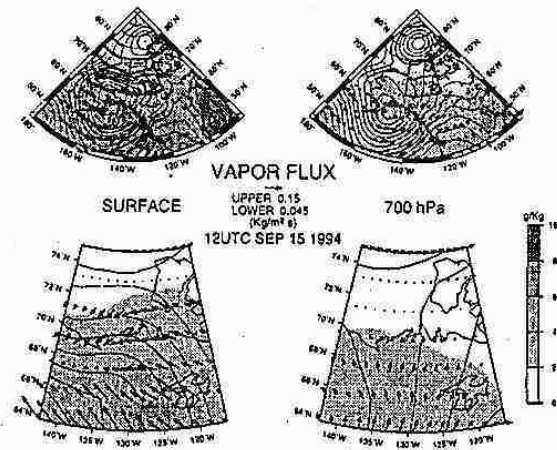


図2 1994年9月15日12UTCにおける地表(図左)と700hPa(図右)の水蒸気フラックスを矢印で、混合比をグレースケールで表している。下図は上図の囲まれた領域の拡大図を示している。

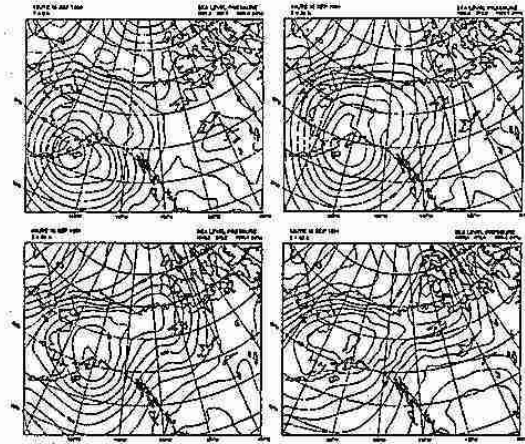


図4 数値シミュレーションにより計算された海面気圧の時間変化。それぞれ初期値(左上図)、24時間後(右上図)、36時間後(左下図)、及び48時間後(右下図)に対応している。等値線の間隔は4hPa。

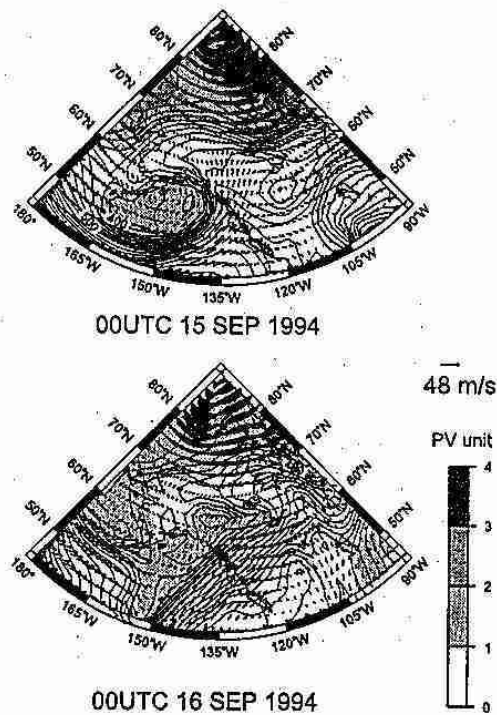


図3 310Kの等温位面におけるポテンシャル渦度の分布。上図が9月15日00UTCを、下図が9月16日00UTCを表している。単位はPV unit。同時に、等温位面での水平風も示している。

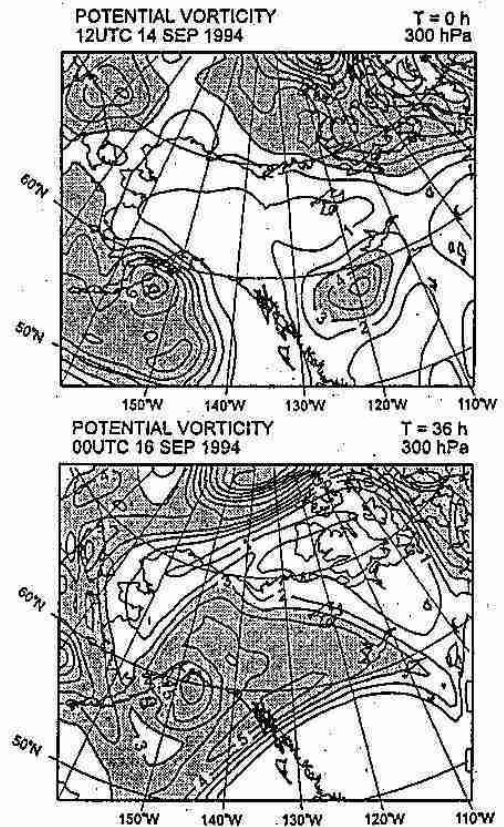


図5 上空300hPaの等圧面における数値モデル初期時刻(上図)と、36時間後(下図)のポテンシャル渦度の分布。等値線の間隔は1PVunit。図中影の領域はポテンシャル渦度が3PVunit以上の領域を示している。

4. 北海道冬季気温に見られる準10年振動 —北半球スケール変動の一部として—

謝尚平・野口英行（北大・地球環境）・松村伸治（防災科研）

1. 気温の準10年振動

エルニーニョの年には日本が暖冬になりやすいことが広く知られている。これは日本の気象官署観測データと南方振動との相関解析からも支持されている（図1a）。しかし、北日本ではこの相関が有意水準以下になっており、この経験則が適用できないことも分かる。図2に北日本を代表する稚内の冬季（12-2月）平均気温を示す。エルニーニョのような数年程度の変動も見られるものの、1960年代終わりからは規則正しい準10年振動が卓越している（松村・謝、1998：天気、781-791）。1989年から昨冬まで続いた暖冬も、この準10年振動の一部として捉えることができる。

一方、地球の反対側の大西洋でも1960年代後半から同様な規則正しい準10年振動が卓越している。これは北大西洋高気圧とアイスランド低気圧間のシーソー振動として知られる北大西洋振動（NAO）というものである（図3a）。ユーラシア大陸の両側に位置する稚内の気温と北大西洋の南北気圧差が同期振動していることが図2から明らかである。

2. 北半球分布

NAOの準10年振動に伴う北半球の変化を図3に示す。NAOが図3aのように正に振れた時、アラスカ・カナダ東部では寒気の吹き出しが強くなり（図3c）、北米大陸の高緯度域の地表面付近の温度が下がる（図3b）。一方、北欧に吹き込む海風が強まり、ユーラシア大陸北部が昇温する。この北米・ユーラシア大陸間の温度シーソーに伴う北欧の冬平均気温の変動幅は6～7度にも及ぶ（それに対し、日本の温度変化幅は2～3度）。北欧上の温度偏差がシベリアを経て北海道に到達し、更に北太平洋へと伸びる。北太平洋の海

面および100メートル深水温の解析にも、この準10年振動のシグナルが現れている。このように1960年代以降の準10年振動は太平洋と大西洋、北米とユーラシア大陸に跨る北半球を駆けめぐるものであった（Xie et al. 1998: A hemispheric-scale quasi-decadal oscillation and its signature in northern Japan. J. Met. Soc. Jpn, revised）。

上空（500mb）の高度場偏差は大ざっぱにいうと、極と中緯度間のシーソーを示している（図3d）。これは中高緯度間の東西風のシーソー振動、いわゆる Zonal Index Cycle に対応する。この準10年振動のシグナルは更に下部成層圏まで見られる。NAOはこの準10年振動の他、最近20年上登りの傾向を示しており、極渦の強化、成層圏北極域の低温化および北極オゾンホールとも関連している。

3. 気候予報への応用

日本の冬季気温変動は大きく2つのレジームに分けられる（図1）。東北以南はエルニーニョや季節風の吹き出しに強く影響され、北日本では遠く離れた大西洋と共に、10年程度の周期で暖冬・寒冬がゆっくりと繰り返される。

80年代に欧米研究者の努力によって、エルニーニョとPNA（太平洋・北アメリカ）パターンの組み合わせが北米気候予報に大きな進歩をもたらした。ここで紹介した準10年振動は北日本を含む北東ユーラシアの気候予報において重要な予報因子になり得る。そのために、この振動がどのように起こるのか、なぜ規則正しい10年という時間スケールを持つのか、などの基礎研究を推進していかなければならない。

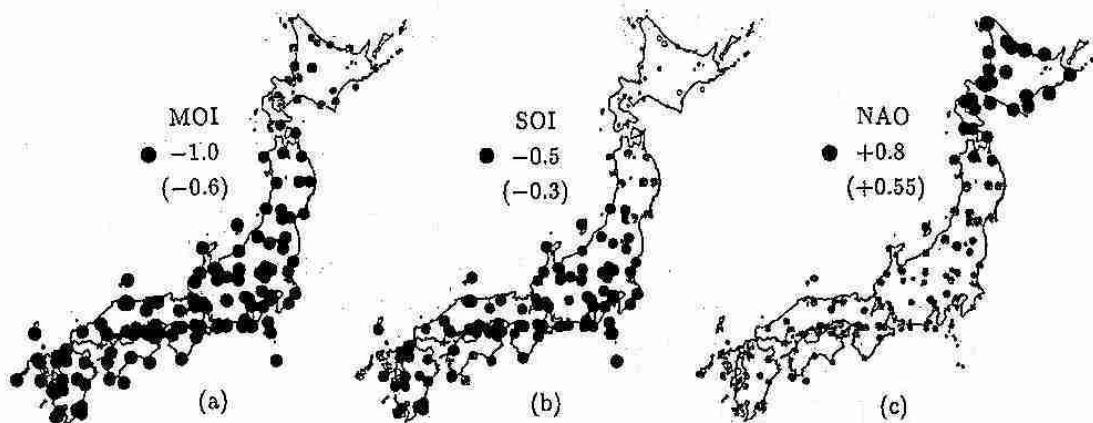


図1. 冬平均気温と冬季季節風強さ(左)、南方振動(中)および北大西洋振動(右)との相関。気象官署140地点の最近30年分のデータを使用。黒丸は90%以上の有意水準を示す。

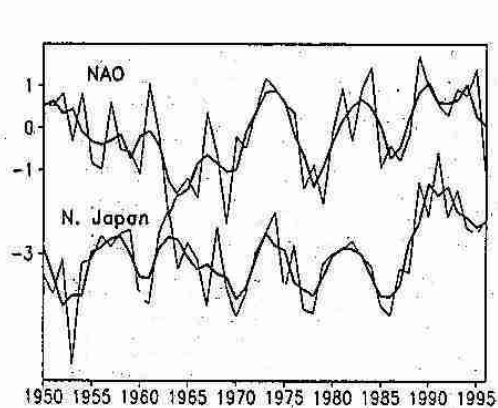


図2. 北大西洋振動指標(上)と稚内冬平均気温

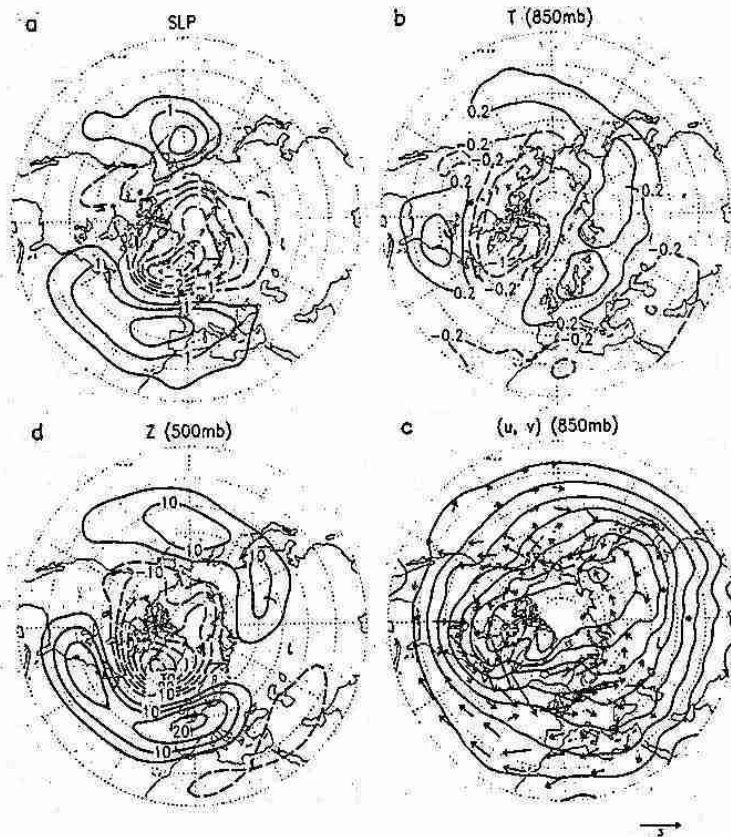


図3. 北大西洋振動指標が1標準偏差分変化した場合、(a)海面気圧(mb)、(b)大気下層温度(度)、(c)風速(m/s)および(d)上空高度場(m)の変化。

5. 択捉島紗那の気象について

金子秀毅（札幌管区気象台予報課）

1. はじめに

西暦 2000 年までに日本と隣国ロシアとの間に平和条約が締結されることがこのほど約束された。これをきっかけに、いわゆる「北方領土」が返還されるのでは、との機運が高まっている。来たるべき日に備え、北方領土の一つ・択捉島の紗那の気象を調査したので報告する。

2. 調査に用いた資料

択捉島の紗那(第 1 図)には中央気象台(現:気象庁)の測候所があり(写真)、1902 年に開設された。本調査は、紗那測候所の 1911~40 年の 30 年間の平均値をもとに行った。また、比較のために用いた北海道の気象官署のデータは 1961~1990 年までの 30 年間の平均値である。

3. 択捉島紗那の気象

①気温・降水量…第 2 図は紗那のクライモグラフである。年平均気温は 4.4℃で、北海道の全気象官署と比較しても最も低い。また、最暖月は 8 月であるが、最寒月は 2 月で、北海道オホーツク海側と特徴が同じである。一方、降水量は年間では約 1,000 ミリで、同じオホーツク海に面している網走地方より約 200 ミリ多い。また、季節的には夏~秋にかけて多く、冬~春にかけて少ないという傾向がみられる。

②風向・風速…第 3 図は紗那の月平均風速を表したもので、冬に大きく、夏に小さい。また、北海道内一・二の強風地帯である江差・留萌とも比較してみると、どの月も紗那の方が上回っている。とにかく「風が強い」というのが紗那特徴だといえる。第 4 図は紗那の風配図で、冬は北西風が卓越し、夏は冬とは正反対の南東風が卓越する。

③日照率…紗那の日照率(日照時間/可照時間)を日本海側の稚内・オホーツク海側の網走・太平洋側の根室と比較してみた(第 5 図)。オホーツク海に面している紗那の日照率のグ

ラフの形は、オホーツク海側の網走の形ではなく春から秋は 40%前後だが冬は特に小さくなる日本海側の稚内の形に似ていることが図から見てとれる。

4. まとめ

紗那の気象の特徴とその要因は次のとおりであると考えられる。

①低温…高緯度・周辺海域の低海水温。

②強風…島・冬期発達した低気圧の近傍。

③日本海側気候…オホーツク海が日本海の役割・紗那は島の脊梁山脈の西側に位置。

概して、紗那の気象は「厳しい」の一言に尽きるといえよう。これに加えて、厳冬期~初春期にかけて紗那の海は海水に覆われ(流水初日 2 月 16 日;流水終日 4 月 21 日)、一段と厳しさを増してくる。一方で夏期は、南東の卓越風により太平洋上に発生する海霧が択捉島に移流してくるが、島の地理的走向がほぼ北東から南西で、かつ島の中央部は脊梁山脈となっているため、オホーツク海側の紗那はその山陰となって太平洋側の根室と比較して日照率は大きく、霧日数は少ない(年間で紗那 50 日;根室 113 日)。太平洋の海霧が択捉島に遮断されて島の南の択捉海峡・北のウルップ水道から南東風に乗って北西方向に流れ出ている状況が気象衛星からも確認されている。また、風も弱く、紗那の夏期は割合温和だといえよう。

最後に、紗那の極値を第 1 表にまとめた。意外なのは最深積雪で、冬期は強風のため雪日数(年間 144 日)の割に積雪は少ない(最深積雪の平均:66cm)が、極値は 312cm と道内屈指の豪雪地・倶知安に並ばれるまでは道内の極値であった。

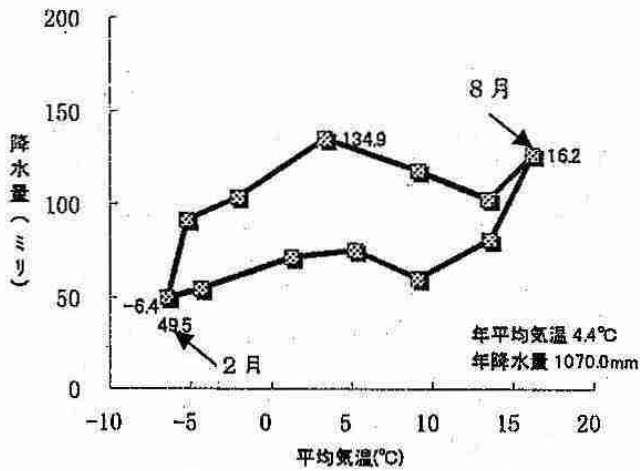
なお、筆者は紗那測候所の沿革とその気象を解説したホームページを準備中であることも付記しておく。



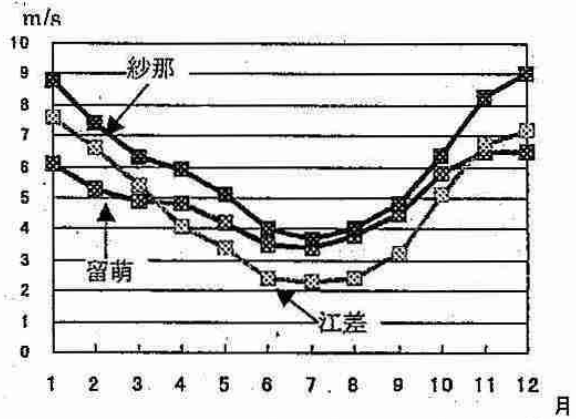
第1図：択捉島紗那の位置図



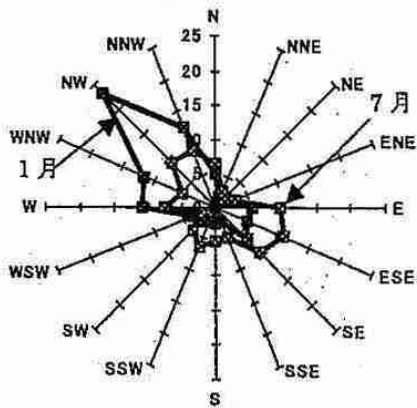
写真：紗那測候所庁



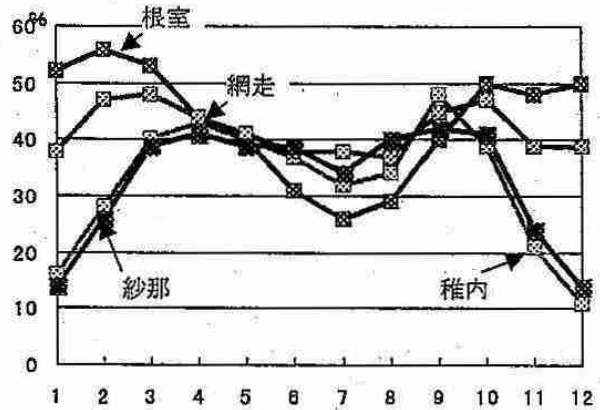
第2図：紗那のクライモグラフ



第3図：紗那・江差・留萌の月平均風速



第4図：紗那の風配図



第5図：紗那・稚内・網走・根室の日照率

第1表：紗那の極値と道内で極値を記録した地点

| | 極値 | 年月日 | 地点 | 極値 | 年月日 |
|------|---------|-------------|-----|---------|-------------|
| 最高気温 | 31.1°C | 1938. 8. 19 | 帯広 | 37.8°C | 1924. 7. 12 |
| 最低気温 | -26.1°C | 1931. 2. 20 | 旭川 | -41.0°C | 1902. 1. 25 |
| 最大風速 | 40.8m/s | 1938. 1. 26 | 浦河 | 39.6m/s | 1958. 1. 10 |
| 日降水量 | 170.0mm | 1927. 8. 31 | 苫小牧 | 447.9mm | 1950. 8. 1 |
| 最深積雪 | 312cm | 1944. 4. 6 | 倶知安 | 312cm | 1970. 3. 25 |

6. ノルウェー海海上のポーラーローの航空機観測

遊馬芳雄・福田陽子・菊地勝弘(北大院・理)・塩原匡貴・和田 誠・藤井理行(極地研)

1. はじめに

国立極地研究所を中心とする北極圏航空機観測 (Arctic Airborne Measurement Program 1998; AAMP 98) の一環としてスピッツベルゲン島周辺での気象擾乱の航空機観測が1998年3月9、10日の2日間行われた。3月9日に観測した気象擾乱はノルウェー海海上で発生・発達したポーラーローの気象擾乱であり、10日の観測はスピッツベルゲン島北西海上で海面上から海面上への寒気吹き出しに伴う筋状雲であった。今回は9日に行われたポーラーローの観測について報告する。

2. 観測機器

観測航空機としてダイヤモンドエアサービス(株)所有のGulfstream IIを用いて、両翼に雲内の微物理的構造を測定するためFSSP-300、FSSP-100、OAP-2D-GA2、OAP-2D-GB2プローブを2本ずつ取り付け付けた。航空機の飛行経路はGPSによってモニターされ、高度や飛行速度、姿勢データ、気温、露点温度、風向・風速等の気象データとともにデータ収録された。残念ながら、今回の観測ではOAP-2D-GB2及び露点温度のデータは得ることができなかった。

3. 観測結果

ポーラーローの航空機観測は1998年3月9日、1115UTCから1230UTCまでの1時間15分にわたって行われた。観測開始時の1119UTCの気象衛星NOAAのAVHRR赤外画像を図1に示す。中心にポーラーローの「目」に相当する部分が見られ、南北にスパイラル状の対流雲列が延びている。この北に延びたスパイラル状の雲列が機上からも対流性雲の列として観察され、この部分を航空機観測した(図中の白矢印)。この対流性雲列は高度約5.5km程度にまで達していて、アンビルが発達していた。北緯73度線に沿って東西に測線を取り、高度5.0、4.0、3.1、2.3、1.5、0.8、0.5kmの7高度で対流雲列を横切るように水平飛行観測した。高度5.0kmの水平飛行は雲頂付近の飛行で、高度0.5kmの水平飛行は雲底付近の飛行である。

水平飛行中の温位分布を高度別に並べたのが図2である。観測対象となった対流性雲列は東経7.5~8度の間に存在している。水平飛行中の気温変動が顕著で、上層では雲内を飛行した水平飛行の中央付近で大きな気温変動があるが、雲を抜けてしまうと東西での温度圏度は少ない。しかし、約1.5km以下の高度でははっきりとした東西の温度傾度がみられ、下層ほど大きな温度傾度場となっていた。最下層では飛行経路の東端が西端に比べて5.5℃も気温が高かった。図3に水平飛行中の風の分布を示した。太線で風速の東成分、細線で北成分を示している。気温の明白な温度傾度が見られた高度1.5km以下では雲の中心で上昇流が存在していると考えられる東経7.75度付近にはっきりとした風の水平シアが見られた。その西側では風が北北西で、特に北風成分が高度が低くなるにつれて急激に強くなっていた。最も北風が強かったのは最下層を飛行した高度0.5kmであっ

た。一方、東側では南東風が卓越していた。東側の下層で最も風が強かったのは高度1.5kmであった。これらの下層の風の振る舞いは、温度風の関係を満たしていた。

図4と5、6は各水平飛行中にFSSP-300とFSSP-100、OAP-2D-GA2によって各プローブで観測された粒子の10秒毎の数密度の高度別分布である。FSSP-300は直径0.3~20 μ mの雲核となるエアロゾル粒子を、FSSP-100は直径2~47 μ mの雲粒を、OAP-2D-GA2は直径50 μ m以上の降水粒子を測定する。大きな水平温度傾度が観測された高度1.5km以下では、FSSP-300より雲核となるエアロゾル粒子数が強い上昇流が期待される雲の中心領域で減少している。FSSP-100からは全体的に比較的高濃度の雲粒が観測されていて、OAP-2D-GA2からは比較的狭い範囲にピークを持つ降水粒子の数濃度が観測されている。一方、高度1.5km以上では、FSSP-300のエアロゾル粒子数は比較的一様で、風下に当たる西側で若干増加している。FSSP-100から雲粒は上昇流が期待される雲の中心に集中している。OAP-2D-GA2からは比較的広い範囲に渡って高濃度の降水粒子が観測されている。これらは強い水平温度傾度が存在している1.5km以下の混合層内で主に雲粒が形成され、強い上昇流によって高々度にまで運ばれる。上層で氷晶化が起こり雲粒から降水粒子が形成され、成長しながら落下するためこのような数濃度分布が観測されたものと考えられる。すなわち、1.5km以下の混合層内の下層では強い上昇流が期待される領域で雲核となるFSSP-300領域のエアロゾル粒子数が減って、FSSP-100領域の雲粒が形成され、上昇流によって上層にまで運ばれる。上層では氷晶化が起こって降水粒子が形成されOAP-2D-GA2領域の粒子が形成され落下しながら成長する。上昇流域では過冷却の雲粒が多く存在しているので併合成長によって霰が形成され急激に成長して、大きい粒子だけが上昇流に打ち勝って落下するので、下層で比較的狭い範囲内にピークを持つような水平分布となる。今回の観測では雲水量計を搭載していなかったが、雲内の強い上昇流域では過冷却微水滴が多く存在していて、観測機器への着水も見られた。

4. まとめ

ノルウェー海海上で発生・発達したポーラーローの航空機観測を行った。観測したポーラーローは衛星画像より中心にはっきりとした「目」を伴ったもので、「目」から北に延びる積雲列を直行するように観測航空機観測を行った。機上からも南北に延びた積雲列が観測され、その積雲列は雲頂高度が約5.5kmにも達し、発達したアンビルを伴うものであった。この積雲列を東西に横切る様に7高度で水平飛行をした結果、水平温度変動が大きくなり、特に高度1.5km以下で大きな水平温度傾度が観測された。また、観測された風も高度1.5km以下に強い下層ジェットが存在していた。この下層ジェットは温度風の関係を満たしていた。雲粒は主に混合層にあたる下層の水平温度傾度の強い部分で形成され、降水粒子に変換されながら強い上昇流によって上空にまで運ばれ降水粒子が形成される様子が観測された。



図1 1998年3月9日1119UTCのNOAAのAVHRR赤外画像。白矢印の部分が観測場所を示す。

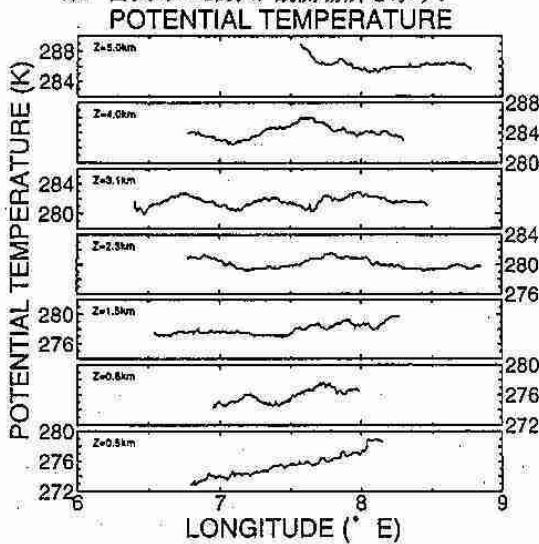


図2 水平飛行中の温位の高度別分布。

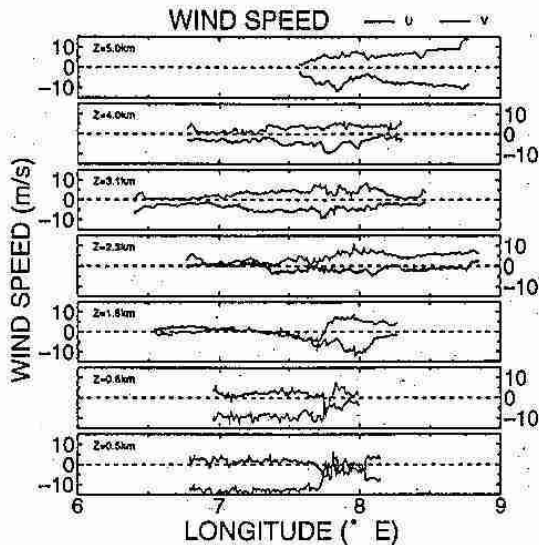


図3 水平飛行中の水平風の高度別分布。太線は東成分(U)、細線は北成分(V)を表す。

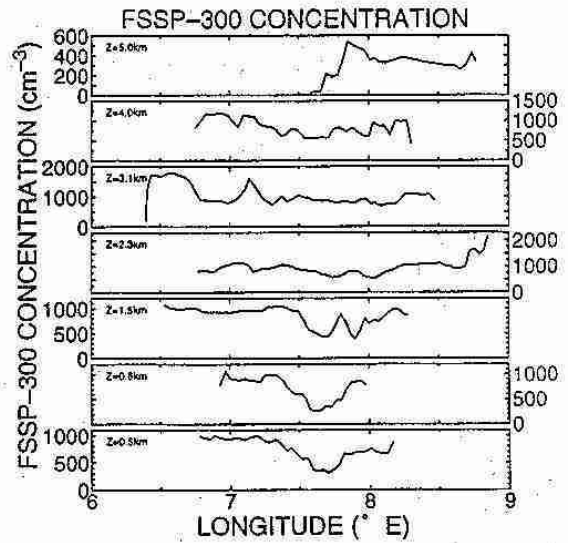


図4 水平飛行中のFSSP-300で測定した粒子数の高度別分布。

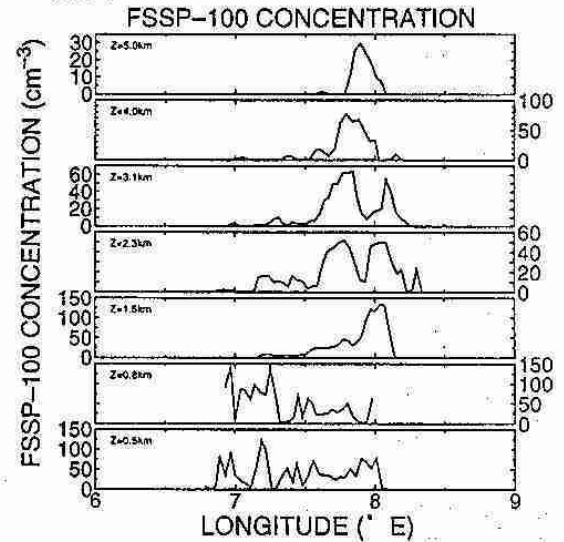


図5 水平飛行中のFSSP-100で測定した粒子数の高度別分布。

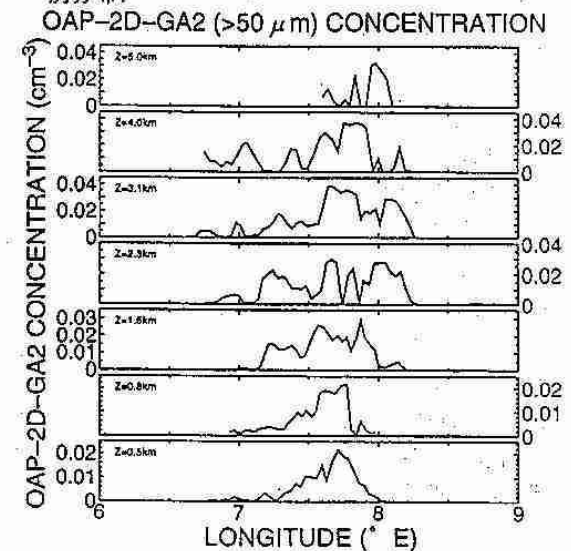


図6 水平飛行中のOAP-2D-GA2で測定した粒子数の高度別分布。

7. 噴火湾における寒気吹き出し時の風速場が湾内の流速場に及ぼす影響について

*猪上 淳, 川島正行, 藤吉康志, 大島慶一郎 (北海道大学低温科学研究所)

1. はじめに

冬期寒気吹き出し時における噴火湾上の気象は、湾上に発生する筋状雲(図1)に代表されるように非常に興味深い。また、海面では数日間連吹する季節風により、湾内の循環が変化し、魚卵の輸送などにも影響を与えている。このように噴火湾では大気と海洋が密接な関係にあり、特に湾内の風速場が流速場に及ぼす影響について調べることは、沿岸域の防災面に応用でき、さらに水温や流れの変動、物質循環と関連するため生物生産の面においても重要である。

冬期噴火湾上に発生する筋状雲は湾内の複雑な気流を可視化していると考えられることができる。海水を駆動する風速場は噴火湾周辺の地形の影響を受け、局地的な収束・発散により変形されることは明らかである。ところが現在までのところ、数値モデルを使用して湾内の循環を調べる際には強制力としての風速場は一様風として与えている。これでは噴火湾周辺の地形効果を含むローカルな風速場は無視されているため非現実的である。

そこで本研究では、大気側の3次元メソスケールモデルにより寒気吹き出し時の典型的な風速場を再現し、その結果を順圧で海岸・海底地形を考慮したモデルに与え、噴火湾の風速場・流速場の関係を見た。

2. 数値モデルの概要

大気側の数値モデルは、ドイツのGKSS研究センターによる3次元メソスケールモデルGESIMAを使用した。方程式系は非静水圧・非圧縮系で、計算グリッドは $(n_x, n_y, n_z) = (75, 75, 24)$ とし、水平分解能は2km、鉛直方向には下層ほど細くなるように切った。初期値は、風向風速・気温について札幌高層データ(09JST03De1997)を使用し、SSTは7°Cとした。

海洋側の数値モデルは、大島・三宅(1990)による順圧で海岸・海底地形を取り入れた数値モデルを使用した。計算グリッドは $(n_x, n_y) = (26, 62)$ で、水平分解能は2.5kmとした。風による強制力は、大気側モデルの最下層の風速場を内挿した。また、感度実験においては単純化した風速場を与えた。なお、風速場は冬期季節風が数日間卓越することを考慮して、風速・風向の時間変化は与えていない。

3. 数値実験の結果

図2に大気モデル最下層の風速場を示す。噴火湾上の風向・風速は一様ではなく湾軸に沿う収束線と強風帯が顕著である。これは風上側の狩場山地や、噴火湾周辺の地形が影響しているからである。また、高度1000mにおける雲水量を見ると、湾中央から湾軸に沿って筋状雲が形成されている。この筋状雲形成には下層大気の収束効果が大きく影響し、たしかに筋状雲の位置と収束線の位置とが対応する。局地的な風向の違いは噴火湾周辺のAMeDASからも確認でき(図3)、季節風卓越時でも場所により風向は異なることがわかる。

次にこの大気モデル最下層の風速場を海洋モデルに与えた1日後の結果を図4に示す。流速場は3つの渦から形成され、湾中央部の湾軸に沿う流れは風向とほぼ等しい。さらに、単純化した風速場を与えた感度実験により、噴火湾上で再現された風速場が湾内の流速場に及ぼす影響について調べた。図5は一様風(8m/s)を全領域に与えた場合の結果である。湾内には渦対が形成され、中央部の湾軸に沿う流れは風向とは逆向きであることがわかる。これは上の実験とは全く異なる結果となった。また、図6は湾軸から線形対称に風速を減少させ、水平シアを与えた結果であるが、流速場は大気モデルによる風速場を与えた場合と類似している。

そこで最後に、湾内の渦度形成に寄与している地形性curlと風応力によるcurlとの比較をおこなった。その結果、大気モデルによる風速場を与えた場合、風応力によるcurlの方が強く、それには風の水平シアが影響しているということがわかった(図略)。

4. まとめ

3次元メソスケールモデルにより、寒気吹き出し時の噴火湾上の風速場を再現し、これを順圧で海岸・海底地形を取り入れた海洋モデルに強制力として与え、噴火湾周辺の地形効果を含むローカルな風速場が、湾内の循環に与える影響を調べた。その結果、風速の水平シアの効果が非常に強く、内湾および沿岸域における循環流を再現する際には、地形効果を考慮した風速場の必要性が示唆された。

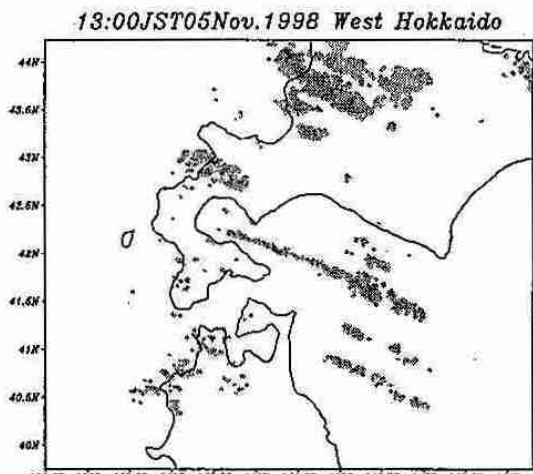


図1：気象レーダーによる噴火湾上の筋状雲の例

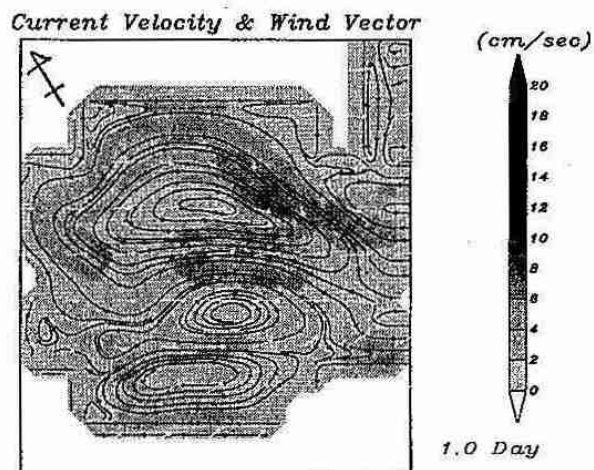


図4：GESIMA の風速場を与えた場合の流速場

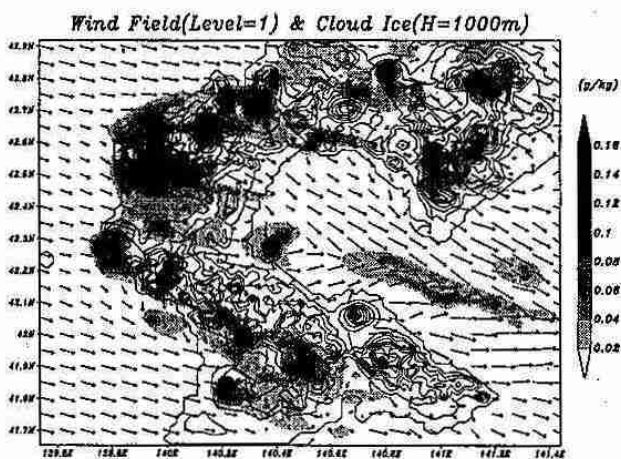


図2：風速場(モデル最下層)と雲水量(高度1000m)

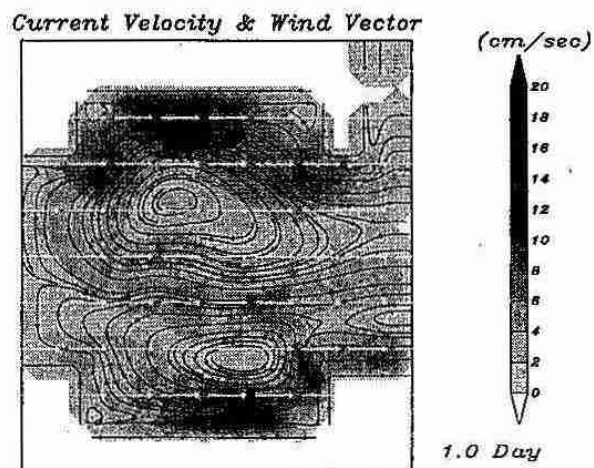


図5：一様風(8m/s)を与えた場合の流速場

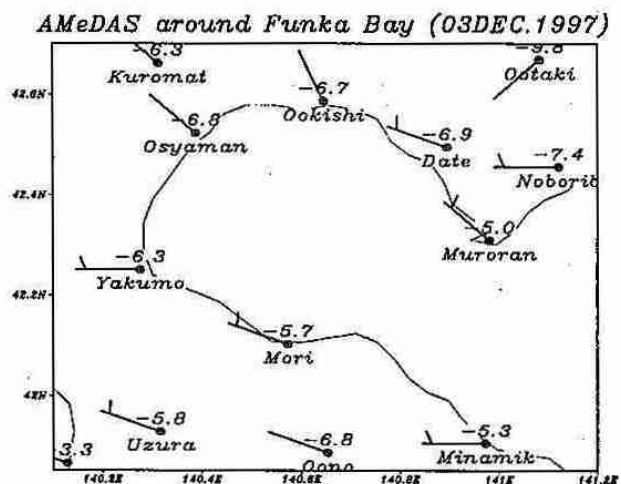


図3：噴火湾周辺の AMeDAS の風速場の例

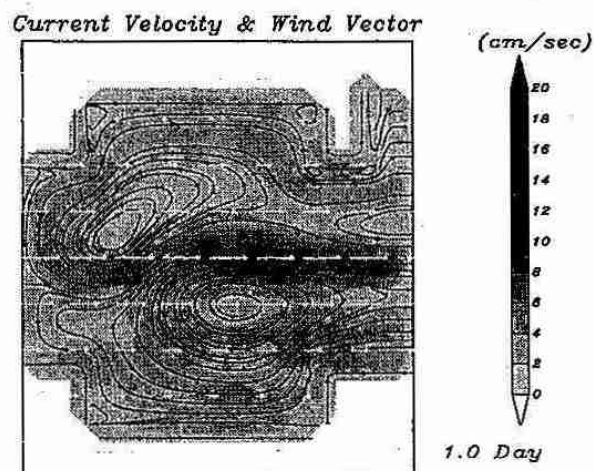


図6：風速場に水平シアを与えた場合の流速場

8. 1997年7月に長崎半島で発生したライン状のエコーの形成とその大気場について

間辺一雄、藤吉康志（北大低温研）、荒生公雄（長崎大学環境科学部）

1. はじめに

長崎県地方は、日本国内有数の集中豪雨発生地帯である。発生する時期は7月上旬から下旬のいわゆる梅雨末期である。また、長崎半島周辺にはしばしば地形性のもと考えられるバックビルディング型のレインバンドが観測されている（福岡管区気象台レーダー班、1974；荒生他、1997、1998）。このバンドの特徴として、1. ほぼSW-NEの走向を持つこと、2. 諫早湾を横切る特定の地域にのみ形成され、バンド軸を伸ばすと、長崎半島中央部に位置する八郎岳周辺にあたること、3. 長時間持続すること、などが知られている。また、レインバンドは、梅雨前線が九州北部から朝鮮半島南部に停滞し、それに向って、南から暖湿な空気が長崎県地方に吹き込むときに発生することも知られている。しかしながら、これらの研究では、海上も含む長崎半島周辺の3次元的な気流測定が行われていないため、レインバンドの形成機構については、結論が出ていない。

そこで、地形がどのようにレインバンドの形成に関与しているかを調べるために、長崎大学、名大気水圏研、北大との共同観測を、1997年梅雨期に長崎半島周辺で実施した。観測内容は、RHIレーダー、ドップラーレーダー、地上気象観測、ゾンデ特別観測である。

2. 諫早バンド

観測期間中、1997年7月2、5、6、8、10、11に顕著なレインバンドが現れた。各ケースとも、九州西部に複数のレインバンドが出現した。中でも、長崎半島から諫早市上空を抜けて有明海に達するレインバンドは、他のレインバンドと比べてほぼ同じ場所に出現し、エコー強度も強い。以下では、このレインバンドを便宜上、「諫早バンド」と呼ぶ。どのケース共、これまで諫早バンドが出現した時と同様に、九州地方北部から朝鮮半島南部の間に前線が停滞し、日本の南には太平洋高気圧が居座るといふ気圧配置をしており、南から暖かく湿った空気が入り込みやすくなっていた。

諫早バンドは南西から北東へ幅（約5km）を広げながら伸びるライン状をしている。長さは平均70km、短いもので熊本県の有明海沿岸まで

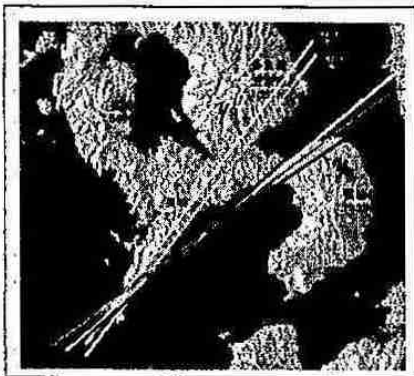


図1：諫早バンドの中心軸の走向

伸びるものや、長いものでは大分県の国東半島近くまで伸びるものもあった。図1に直線で示した諫早バンドの軸は、1995年、1996年のケース（荒生他、1997、1998）

とほぼ同様、長崎半島先端部付近で互いに交わっているようにみえる。諫早バンドは比較的長時間にわたり存在し、約6、7時間のものが多く、短時間のもでも3時間、長時間のものだと20時間以上存在するものもあった。ただし、同じ強さのバンドが出現し続けたわけではなく、強弱を繰り返している。1997年の観測では、この周期は約3時間程度であった。

3. 観測事実のまとめ

今回の観測で得られた事実をまとめる。

(1) 諫早バンドが存在する下層には、明らかに気流の収束域が存在した。この収束域は、天草灘から橘湾に向かうにつれて次第に西寄りに向きを変えた気流と、長崎半島の北側を通ってきた橘湾上の気流よりも更に西寄りの二つの気流によって形成されていた。

(2) 諫早バンドは、数時間のスケールで強弱を繰り返し、下層数100mで南西の風が強まると、諫早バンドは風上に伸びていき、かつエコートップも高くなり、エコー強度も増加する。

(3) バンド軸の延長線上とはほぼ90度方向が異なる南からやってきたエコーが、この収束域に合流することによってエコー強度が増加した。この南側のエコー域は時間と共に西から東へと移動した。

(4) 長崎半島と島原半島の間で、西から東に動くエコーと南から北に移動するエコーの合流が見られ、合流地点でエコー強度が強まった。

(5) 諫早バンドの先端が、長崎半島の先端部よりも更に南西方向風上に存在したが、エコー強度の急激な増加は八郎岳よりも風下で見られた。そのため、一見、八郎岳から発生した対流セルが諫早バンドを形成しているように見えた。

(6) 長崎半島の南岸に沿って存在する南西風は、半島上空、特に八郎岳手前でより南寄りとなり、半島の北側に存在する西風との間で、気流の収束が半島の北岸沿いに見られる。この収束域によって強められた背の低い対流雲が上空の風に乗って移動して、諫早バンドに合流している。

(7) 島原半島の雲仙岳の北西斜面側に発生したエコーも諫早バンドに合流し、合流場所で諫早バンドのエコー強度が増加していた。

(8) 長崎半島の先端付近を西から東へ移動したエコーは、諫早バンドと合流することなくそのまま消滅している。

(9) 八郎岳よりも風上の長崎半島の北側で、南寄りの風と南西寄りの風との間での気流の収束が見られ、この収束域と諫早バンドの先端部とは良い一致を示した。

(10) 島原半島を迂回する流れが見られ、雲仙岳の南東斜面風下にもバンド状のエコーが形成された。

(11) ブライトバンドを持つ層状性のエコー域が諫早バンドと重なった時、諫早バンドのエコー強度が増大した。

(12) 天草灘のほぼ中央付近で、風向が南寄りと西寄りに分かれ、天草灘の中心付近は発散場になっており、エコ

も消えていた。

4. 諫早バンドの形成機構

今回の観測で、諫早バンドは或る特定の地点をトリガーとして発生したものではないことが明らかとなった。諫早バンドが存在する下層には、明らかに気流の収束域が存在し、この収束域は、基本的には、橋湾からの相対的に南寄りの気流と、長崎半島の北側を通ってきた橋湾上の気流よりも相対的に西寄りの二つの気流によって形成される(図 2a の A, B の気流)。この二つの気流間の収束は、雲仙岳を迂回する南からの気流と、多良岳や五家原岳を迂回する北からの気流(図 2a の C, D の気流)によって更に強められると同時に、下層のみではなく、少なくとも 1.5 km 程度の高度までは収束域となる。これによって、或る程度の降水をもたらす雲が発生し、いわゆる諫早バンドを形成する。橋湾から諫早湾に抜けた気流は、有明湾上で発散するため(図 2a の E の気流)、雲は有明湾上で急速に衰退する。

この諫早バンドは、様々な成因をもつ背の低い対流セルとの合流によって、言い換えれば或る程度の大きさの水滴が供給されることによって降水効率を増し、降水強度が強まる。ひとつは、雲仙岳の北東斜面で発生した対流セルとの合流である(図 2a の I の合流)。また、長崎半島上空で西風が卓越した時には、橋湾内に存在する南西風との間で収束を起こすため、対流セルが発生しやすくなり、さらに発生した対流セルが南西風によって諫早バンドと合流する(図 2a の II の合流)ことによって、諫早バンドからの降水が強まることが考えられる。現在のところ、この西風の成因と起源については明らかでない。

また、長崎半島上空に南風が卓越した時には、長崎半島の南岸に沿って存在する南西風は、半島上空、特に八郎岳手前でより南寄りとなり、半島の北側に存在する西風との間で、気流の収束域が半島の北岸沿い形成される。この収束域によって強められた背の低い対流雲と諫早バンドとの合流が起こる(図 2b の III の合流)。この長崎半島の南岸の南風は、天草灘から橋湾に進入する際に発生する気流の発散(図 2b の F)と、長崎半島の八郎岳を迂回する流れ、それに加えて、海面と陸地の粗度の違いも若干関与している可能性もある。天草灘の入り口付近が発散場となるため、この領域は下降流場となって水滴が蒸発し、エコーも消滅するため、みかけ上エコーが長崎半島付近で停滞するように見える。

更に、基本的に移動しない「暖かい雨」タイプの諫早バンドに、それよりも背の高い「冷たい雨」タイプの降水雲が移動して重なったときには、いわゆる「種まき効果」によって降水効率があがるため、諫早バンドの下ではかなり強い雨が降る。

また、諫早バンドは、数時間のタイムスケールで強弱を繰り返す。この時間変動の原因はまだ不明であるが、下層の風速の時間変動と良く一致する。Akiyama(1978)は、梅雨前線に発生するメソスケールの擾乱によって、強雨が周期的に発生していることを示したが、気象衛星画像を見ても、梅雨前線内にはメソβスケールの雲の塊が散在している。これら全てが強雨をもたらすとは限らないが、少なくとも風速の変動はもたらしている可能性

が高いであろう。

本研究は、H8-10 年度文部省科学研究費補助金「豪雨の形成過程のマルチスケール研究」(研究代表者: 武田喬男)によって行われた。

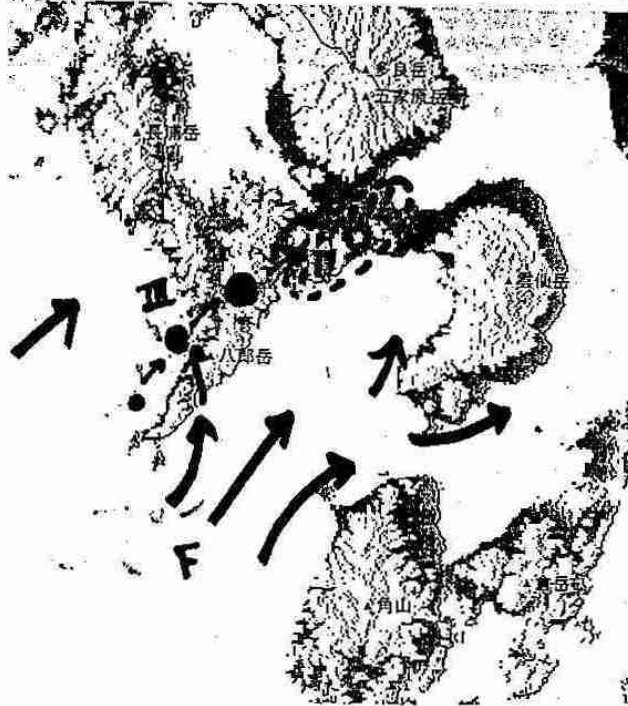
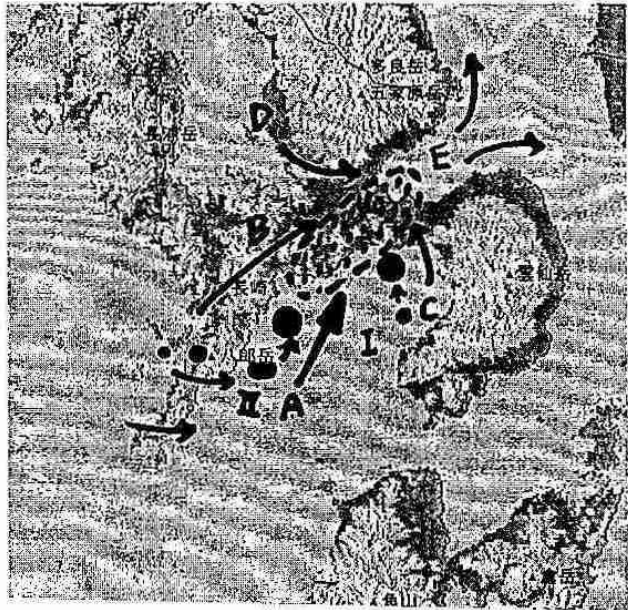


図 2: 諫早バンドの形成機構の概念図

- (a) 長崎半島上に西寄りの風が存在するとき(上)
- (b) 長崎半島上に南寄りの風が存在するとき(下)

9. 若狭湾周辺で観測された帯状降雪雲

末吉 惣一郎, 藤吉 康志 (北海道大学低温科学研究所)

はじめに

冬季日本海上には、しばしば寒気吹き出しに伴う筋状降雪雲が発達する。特に北陸地方では、暖かい対馬海流の流入、大陸からの季節風が日本海上を渡る時の距離が長いこと、高い脊梁山脈の存在などの要因で、降雪雲が発達しやすく、それにより豪雪、あられ、雷など、激しい現象が発生する。

その中で若狭湾から伊勢湾にかけての地域は、陸部分の距離が短く、標高が周辺よりも相対的に低いために、季節風が抜けやすく、太平洋側である濃尾平野にも降雪をもたらす事が多い。さらに特徴的なことは、地上の降雪域と若狭湾の湾口からの風下域が一致していることである。これには、若狭湾周辺の地形が影響をおよぼしていると考えられる。

この影響を気流の場から明らかにするために、2台のドップラーレーダを用いた観測が行われた。

観測

若狭湾周辺(小浜市, 河野村)で名大大気水圏研の2台の X-band ドップラーレーダが設置された(図1)。1993年12月から1995年1月にかけての冬期間に観測が行われた。その中で、1995年1月13日から14日にかけて西高東低の気圧配置が持続し、北陸から山陰地方の日本海上に、寒気の吹き出しに伴い発達した帯状雲が発生(図2)、多量の降雪をもたらした。このときの観測事例について、解析を行った。

解析

まず、小浜レーダのエコーの移動方向(300度-120度)に沿った時間-距離断面図(図3)を見ると、日本海から周期的に帯状雲に対応するエコーが進入している様子が分かる。そして興味深いことに、時間帯によって上陸後のエコーの衰弱の仕方に変化が見られる。すなわち、上陸後内陸まで達するエコーと、上陸後次第に衰弱するエコーが観測されたという事である。

これらの差が現れた原因について、ドップラー速度データを見てみる。図4にVAD法から求めた小浜レーダ上空(1.5から2km)の風速および風向の時系列である。風速の時間変化はあまり見られないが、風向については、上陸後のエコーの衰弱の差に

対応して、北西から北北西に変化している。次に、これらの風向が継続したそれぞれの時間帯について、平均したレーダエコーの水平分布を見る。図5に高度1.5kmの時間平均したエコー分布を示す。上陸後内陸まで進入した時間帯では、丹後半島直下から強エコー域が内陸深くまで伸びているのに対して、上陸後すぐに衰弱した時間帯では、海岸付近でやや強いエコーがあるのみである。このことから、風向が北西の時に丹後半島の風下領域でなんらかの原因で降雪雲がより発達し、その結果、上陸後に内陸まで降雪雲が到達すると考えられる。

この丹後半島風下領域での降雪雲の発達の原因を調べるために2台のドップラーレーダから計算された水平風を見る。図6に高度0.5-1.0kmの時間平均した風向分布を示す。ここで明らかな違いが見られ、上陸後内陸に進入する時間帯では、丹後半島風下領域で風向のシア(海岸側で北西風、沖合側で北北西風)が存在し、収束している様子が分かる。

まとめ

このように、寒気吹き出し時の風向の変化によって、降雪雲に対する丹後半島の地形効果に違いが現れ、その結果、陸上での降雪分布に大きく関わっている事が示唆される。



図1:1995年1月14日午前8時のNOAA赤外画像

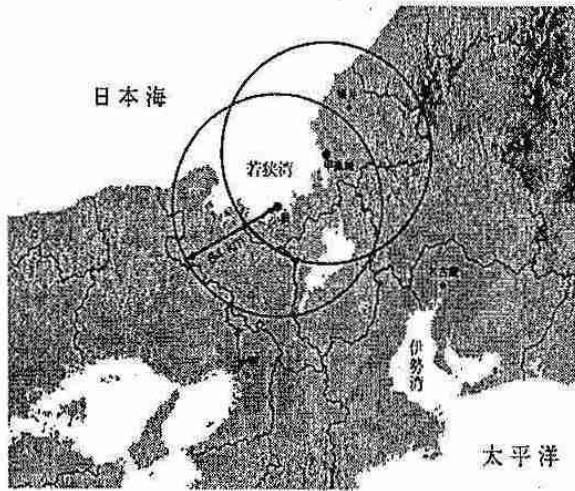


図2:若狭湾周辺地形とレーダ観測範囲

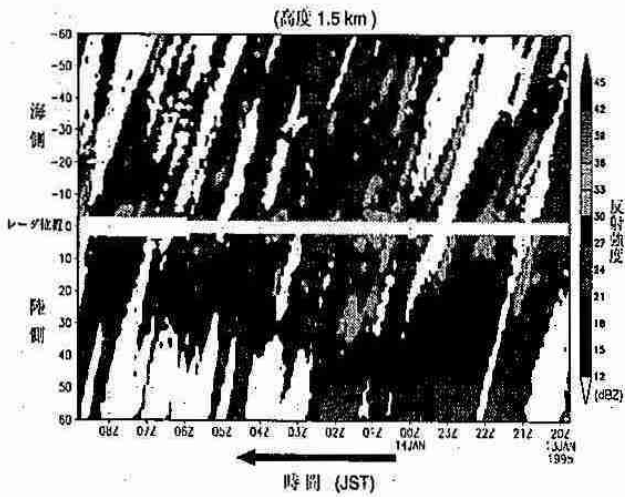


図3:小浜レーダのエコー移動方向に沿った時間距離断面図

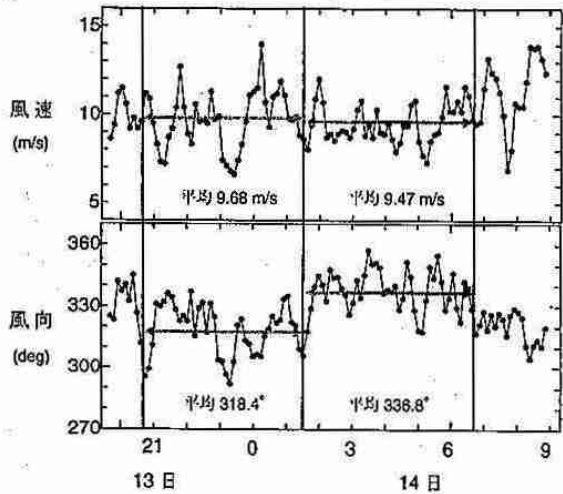


図4:VAD法により求めた高度1.5から2kmの風速,風向時系列

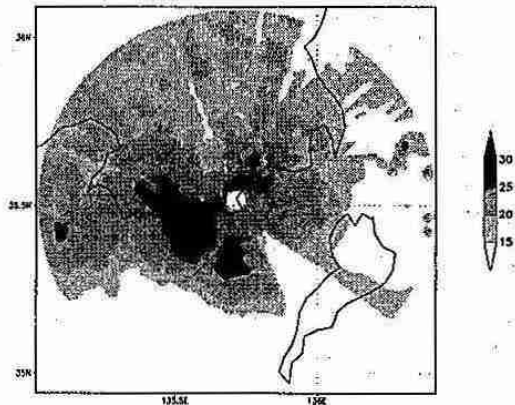
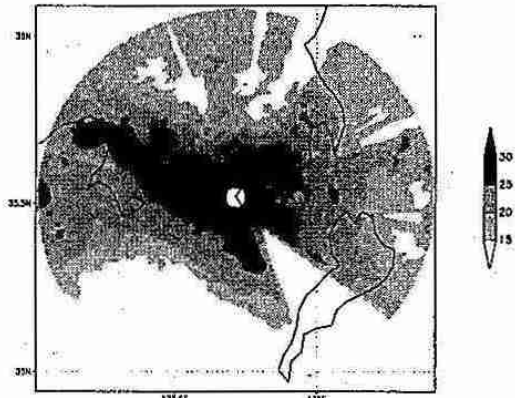


図5:高度1.5kmの時間平均したエコー水平分布(単位: dBZ, 上:13日21時から14日1時の平均, 下:14日2時から6時の平均)

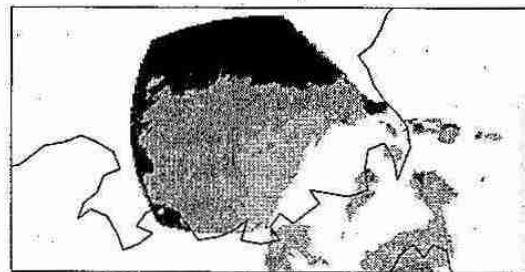
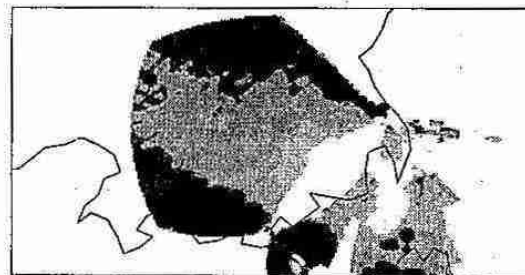


図6:高度0.5-1.0kmの時間平均した風向分布(上:13日21時から14日1時の平均, 下:14日2時から6時の平均)

10. 石狩湾周辺の気流と高島岬沖に形成されるバンド状降雪雲との関係

(ドップラーレーダ観測とシミュレーション)

藤吉康志 (北大低温研)・吉本直弘 (大阪教育大学)

1. はじめに

北西季節風卓越時、石狩湾上には 850hPa の風向にほぼ平行な走向をもつ何本もの筋状の雲雲が見られるが、これらの筋雲全てが同じ成因ではなく、積丹半島沿い(特に高島岬周辺)に存在する特に発達した筋雲は、地形性のものであることが知られている (Asuma and Kikuchi, 1987; Fujiyoshi et al., 1992)。また、地上観測データから、小樽周辺には、北西季節風時でも南寄りの風が吹くことが知られており、さらに、個々のレーダエコーの動きも、積丹半島沿いでは移動方向が西寄りに変化することが知られている。これらのことから、積丹半島沿いには地形性の風による気流の収束が起こっていることは容易に想像できる。

これまで、簡単な1層モデルや多層メソモデルによって、積丹半島が石狩湾上の風系に及ぼす効果を計算した例はある。我々は、これまでとは異なるメソモデルによって同様な計算を行ったので、比較のためにその計算結果を2.で示す。

さらに、Fujiyoshi et al (1992)では、地形性筋雲の3次元レーダエコー構造を示したのみで、3次元的な気流構造が不明であった。そこで、ここでは2台のドップラーレーダを用いた観測データから、この筋雲の3次元的な気流構造と、Fujiyoshi et al. (1998)が明らかにした地形の影響を受けていないバンド状降雪雲との構造の違いを3.に示す。また、単独のバンド状降雪雲がその周囲に新たなバンド状降雪雲を作ること、2本のバンド状降雪雲が合流することについてはこれまでも観測事例報告がある。さらに、近接した積乱雲間での相互作用についても、モデル、観測の両面から研究が行われている。一方、平行する2本のバンド間の相互作用については、モデルによる議論はあるが、観測結果に基づいた議論は皆無であったので、4.ではこの相互作用を議論する。

2. メソモデルを用いた石狩湾周辺の気流のシミュレーション

計算に用いたモデルは、ドイツの GKSS 研究所で開発された GESIMA (Geesthacht Simulation Model of the Atmosphere) という非静力学メソスケールモデルである。このモデルの詳細は字数の都合で省略する。3. 4. で議論に使うバンド状降雪雲は、1992年1月15日12時~13時30分に、小樽と厚田に設置した2台の X-バンドドップラーレーダ(名大気水圏研所有)によって観測されたもので、その日の9時のゾンデ(札幌)データに近い値を初期値として計算した(風上の風向は北西)。ただし、今回は地形による風系の変化のみに着目するので、湿度は0として、雲、降水が風系に与える効果が発生しない条件で計算した(時間ステップ10秒、グリッドサイズ3km、鉛直方向には地上から7kmまでの23層)。

図1は、計算を開始してから3.5時間後の、地表から40m上空の水平風(左図)と上昇流域(右図)を示したものである。図から分かるように、石狩湾上では積丹半島の先端部と高島岬周辺での風向変化が顕著であり、それに伴って積丹半島沿いにバンド状の上昇流域が形成されている。さらに増毛山地の南側の石狩川河口付近でも強い上昇域が見られる。もちろん、これらの結果は、これまでの観測、解析、モデル計算の結果とは矛盾しない。

3. 地形性のバンド状降雪雲の3次元気流構造

図2に、1992年1月22日12:01~13:37まで時間平均した、高度1kmのレーダエコーの水平分布を示した。Band I は地形の影響を受けていない雪雲で、Band II は地形性の雪雲である。図から明らかに、Band II は積丹半島先端付近でややエコー強度が強くなり、高島岬沖付近で再びエコー強度が強まっている。また、Band I も上陸地点である石狩川河口付近でエコー強度が強まっている。これらの地点はいずれも、図1で示した上昇流域と良く一致している。

図3は、Band I, II の走向にほぼ直交する Y 軸上のレーダエコーの鉛直断面図と、その断面内の気流の時間平均図である。Fujiyoshi et al. (1998)で詳しく述べているように、Band I を構成するメソスケールの雲システムを形成する上昇流の形成には、この断面内に沿った水平風(V)成分ではなく、むしろ下降流と共に上空からやってくるバンドの走向と平行な速い水平風(U)成分が重要な役割を果たしている。すなわち、このバンド状降雪雲内の気流系は3次元である。これとは逆に、Band II の場合は下層での V-成分の水平風による収束が上昇流の維持に重要であり、その構造はバンドの走向に沿った2次元的な構造を示している。

4. 2本のバンド状降雪雲間の相互作用

図3に見られる重要な特徴は、Band II の上昇流を構成する気塊は、図の右側から(即ち図2を見て分かるように北側から)、つまり Band I の方向からやってきているという点である。図4は、図3と同じバンドの走向に直交する断面内のエコーと気流の鉛直分布の時間変化を示したものである。但し、鉛直断面を作成する位置は、対流セルの発生から衰退までの時間変化を示すために、対流セルの動きにほぼ合わせ移動させてある。

図から明らかのように、Band I から Band II に向かって進行する平均よりも速い V-成分の風が検出された後、Band II 内の上昇流が強まり、かつエコーも発達している。Fujiyoshi et al. (1998)は、Band I 内で下層に強い発散流が形成されるのは、速い U-成分を持った上空の風が下降流に乗って地上に達したときであることを示した。即ち、図4は、Band II 内の対流セルが Band I 内の対流セルによって大きな影響を受けていることを明瞭に示したものである。

Band II が発達したもう一つの要因としては、Band I から Band II に供給される雪粒子の役割も考えられる。その複製としては、Band I から Band II に向かう気流がドップラーレーダで観測できたということは、その領域に小さい雪粒子が存在していることを意味しているからである。このように、すでにある大きさに成長した雪粒子が雲底から供給された場合には、雲内での降雪粒子の成長速度は格段に速くなることは明らかである。

謝辞: 本研究で用いたメソモデルは、GKSS 研究所から共同研究の一環として提供されたものである。また、計算に当たっては、川島助手と円山博士(現在地球フロンティア研究システム)にお世話になりました。

引用文献

- Asuma and Kikuchi(1987): Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 49, 317-330.
Fujiyoshi et al.(1992): J. Meteor. Soc. Japan, 70, 11-24.
Fujiyoshi et al. (1998): Mon. Wea. Rev., 126, 72-91.

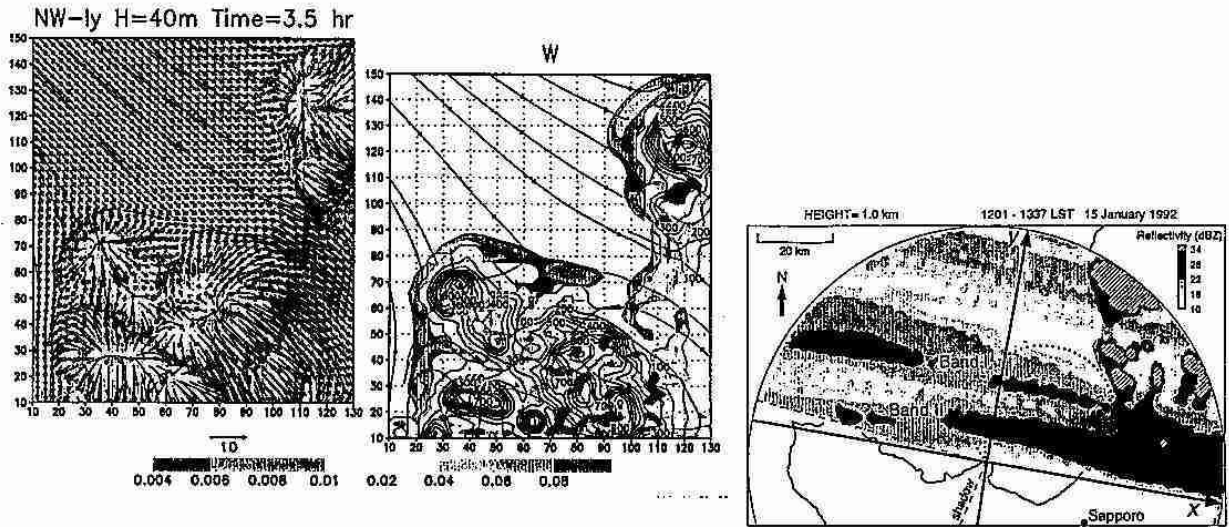


図1：メソモデル（GESIMA）による、積丹半島付近の風系のシミュレーション。 図2：時間平均したレーダエコー強度の水平分布図。
 高度40mの風ベクトルと流線（左図）、鉛直流と流線（右図） (高度1 km)

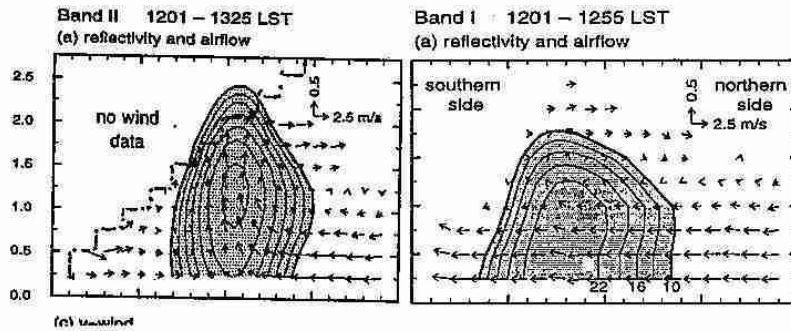


図3：図2のY軸に沿った断面内のレーダエコー強度と気流の時間平均図。

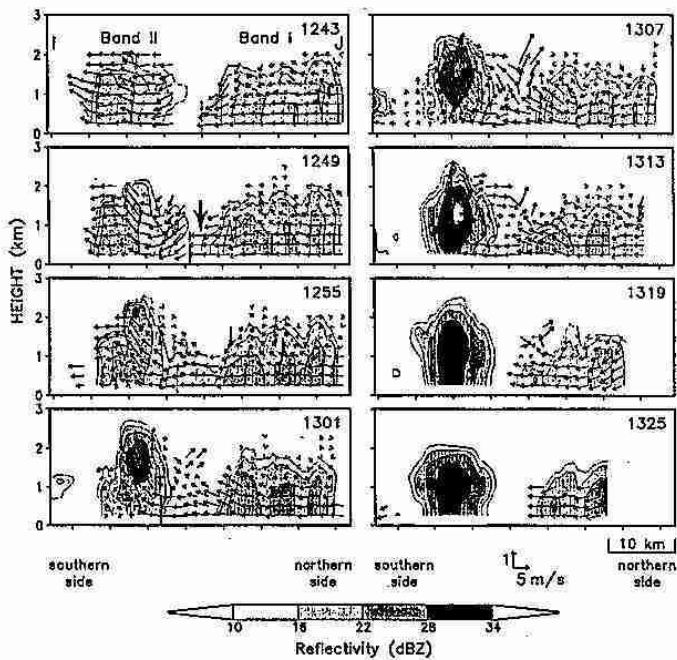


図4：Y軸と平行な線上の鉛直断面内のレーダエコー強度と気流の時間変化。断面は、対流セルの移動速度とほぼ同じ速度でX方向に移動させている。

—発表会要旨②—

平成11年度 第1回支部研究発表会要旨

日 時：平成11年6月4日（金）13時40分～17時15分

場 所：北海道大学 百年記念会館（大会議室）

| | | |
|----|--|---------------------------|
| 1 | 観測船「みらい」による海洋上エアゾルの光学特性観測 | 36 |
| | 北大院・工 | 上田 厚志・太田 幸雄 村尾 直人・山形 定 |
| 2 | 札幌におけるPAN濃度変動の解析 | 38 |
| | 北大院・工 | 津崎 昌東・村尾 直人 山形 定・太田 幸雄 |
| | 〃 | |
| 3 | 日射観測と組成分析に基づいた大気エアゾルの光学モデルの検討 | 40 |
| | 北大院・工 | 長谷川就一・太田 幸雄 村尾 直人・山形 定 |
| | 〃 | |
| 4 | 大気大循環モデルでシミュレートされた北極振動の解析 | 42 |
| | 北大院・地球環境 | 山崎 孝治・新家 康裕 |
| 5 | 北海道の地上気温の年々変動と北半球大気循環との関係 | 44 |
| | 北大院・地球環境 | 前田 浩一・山崎 孝治 |
| 6 | 天気予想と台風（その3） | 46 |
| | | 松木 昇 |
| 7 | 防風林における減風効果の観測と数値実験 | 48 |
| | 日本気象協会北海道本部 | 佐藤 隆光 |
| 8 | 利尻島の降雨特性 | 50 |
| | 日本気象協会北海道本部 | 鈴木 英一・山本 晃 |
| | 北海道稚内土木現業所 | 村上 昭宏 |
| 9 | GAME/HUBEX IOP中の降水システム （1998年6月29日～30日・7月2日）の構造 | 52 |
| | 北大院・理 | 前坂 剛・上田 博 |
| | 〃 | 勝俣 昌己・孫 首祥 |
| | 名大・大気水圏研 | 武田 喬男・坪木 和久 |
| | 〃 | 耿 驃・若月 泰孝 |
| | 〃 | 塚本 英士 |
| | 北大・低温研究 | 藤吉 康志・栗原佳代子 |
| | 岡山大・教育 | 加藤内蔵進 |
| 10 | 大阪平野での降雨観測（DROP）紹介 | 54 |
| | 北大・低温研 | 新井健一郎・藤吉 康志 |
| | 大阪教育大学 | 吉本 直弘・小西 啓之 |
| | 気象庁観測部観測課 | 石原 正仁 |
| | 阪大・工 | 河崎善一郎 |

1. 観測船「みらい」による海洋上エアロゾルの光学特性観測

○上田厚志, 太田幸雄, 村尾直人, 山形定
(北海道大学大学院・工学研究科)

1. はじめに

大気エアロゾルは太陽放射を散乱・吸収することによって, 地球の熱収支を変化させ, 地球の気候や地域的な気象現象に様々な影響を与える。なかでも全地球表面の約 70%を占める海洋におけるエアロゾルの影響は大きい。ところが, 海洋における大気エアロゾルの濃度や光学特性(光学的厚さ, 散乱・吸収係数など)は観測例も少なく, 詳細については未だ不明な点も多い。そこで, それらのデータを収集・蓄積するべく船による観測を行った。本稿では特にエアロゾルの光学特性について取り扱っている。

2. 観測内容

1999年2~3月に観測船「みらい」(海洋科学技術センター, 全長 128m, 総トン数 8672 トン)の研究航海に参加し, 日本を出発し西部熱帯太平洋域にわたって, 海洋大気エアロゾルの観測を行った。航路図を図1に示す。

大気の捕集口をコンパスデッキ最前方(海拔 25m)に設置し, 20m(内径 12mm)のホースにより観測室に導入した。Particle Counterのみコンパスデッキに設置した(ホースの長さは 1m, 内径 5mm)。観測に使用した機器とその内容は以下に示すとおりである。

- ・エアロゾルサンプラー: サイクロンで $2\mu\text{m}$ カットしたエアロゾルを流量 20L/min で数時間から数十時間捕集。テフロンフィルター(水溶性成分, 重金属分析)と石英フィルター(炭素成分分析)を使用した。
- ・Integrating Nephelometer (Radiance Research Model 903): エアロゾルの散乱光を角度分布全体にわたって足し合わせた散乱係数を測定した。流量は 2L/min. $2\mu\text{m}$ カット。
- ・Particle soot / Absorption photometer (Radiance Research): フィルターにエアロゾルを捕集しながら連続的に透過率を測定し, その差より吸収係数を算出した。流量は 2L/min. $2\mu\text{m}$ カット。
- ・Particle Counter (RION, KC-01C): 粒径別(0.3, 0.5, 1, 2, $5\mu\text{m}$ の 5 段階)にエアロゾルの個数を測定した。流量は 0.5L/min. 粒径カットなし。
- ・Sky Radiometer (PREDE, POM-01MK II): 太陽の直達光及び太陽周辺の散乱光を測定した。本装置は 7 段のゲイン切り換えを備えており, 直達光から周辺光まで同一の光学系で計測を行うことができる。得られたデータより光学的厚さを求めることができる。

また, 無人の観測システムの確立を目指し, モジュール(1.5×1.8×2.1m)を利用した実験的観測も同時に行った。モジュールは上甲板後部右舷側に設置した。

3. 結果・考察

図1の実線の航路に沿って観測した散乱係数, 吸収係数をそれぞれ図2, 図3に示す。北緯 32° 付近までは日本から離れるにしたがって減少する傾向がみられる。陸地の影響が減少するためと思われる。そして $32^\circ \sim 20^\circ$ にかけてエアロゾル濃度の高い気塊のなかを通過したことがわかる。距離にすると約 1300km

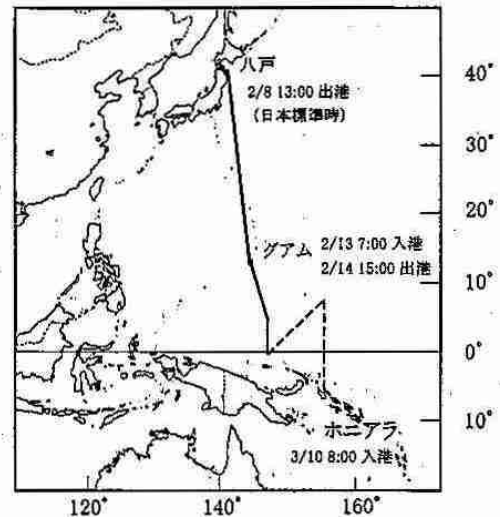


図1 航路図(実線のみデータ解析)

ほどになる。この高濃度の気塊がどこからやってきたのか判断するのは現時点では材料不足のため困難であるが、非常に興味深い結果である。今後、エアロゾルの成分分析の結果と、この分布が見られた前後数日間の天気図などをもとに、大まかな発生源を予測してみたい。また散乱係数に関して、15°付近と5°以下の領域では低い値を示しているが、10°～12°付近をピークに値が高くなった。しかし、吸収係数については顕著なピークが存在しなかったことから、散乱性の強いエアロゾルの気塊が存在したことがわかる。その傾向は図1の点線の航路に沿って観測した時にもみられた(6～7°付近にピーク)。近くに大規模な発生源が存在しないことから、大陸から長距離輸送されたものか、海水中の植物プランクトンを起源とするジメチルスルファイド(CH₃SCH₃, DMS)濃度が高く、したがって散乱性の強い硫酸エアロゾルの濃度が高くなっていたためと思われる。硫酸エアロゾルはDMSの反応生成物である。

図4に単一散乱アルベドの分布を示す。単一散乱アルベドとは、エアロゾルによって光が消散(散乱+吸収)を受けたうち、散乱がどの程度であったかを示すものである。散乱性が強いほど1に近づき、吸収性が強いほど0に近づく。つまりエアロゾルの光学的特性を表す。30°付近までは、日本からの影響でさまざまなタイプのエアロゾルが輸送されており光学特性もさまざまな値をとったと考えられる。30°～20°付近ではある程度値がかたまっており、大きな発生源からやってくる間に均一化したのではないかと考えられる。20°より低緯度になると、ほとんど1に近くなる。13°付近はグアムの影響、5°、2°付近は船の停泊が多かったために一時的な減少が見られた。参考までに札幌の単一散乱アルベドは0.8前後、沖縄で0.9前後である。

4. 今後の課題

まずはフィルターに捕集したエアロゾルの分析を急ぐことである。成分がわかれば発生源特定のひとつの材料となる。そして、Sky radiometerのデータの解析も行う。光学的厚さのデータもあればより確かな考察ができると思われる。

今回の観測に使用したNephelometerは、機器のキャリブレーションをする際に、キャリブレーションガスによって差が生じる可能性があり、それをチェックする必要がある。またAbsorption photometerで測定した吸収係数の値と他の測定方法で求めた吸収係数を比較評価する必要もある。

また、大気を捕集する際に20mのホースを通したが、ホースの内壁への沈着が測定値に与える影響も評価する必要がある。

最後にこれらの結果を考慮した上で、今回の観測を総合的に評価することが必要である。

図2 散乱係数の分布

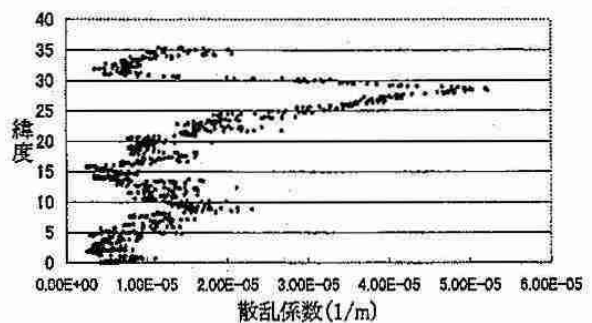


図3 吸収係数の分布

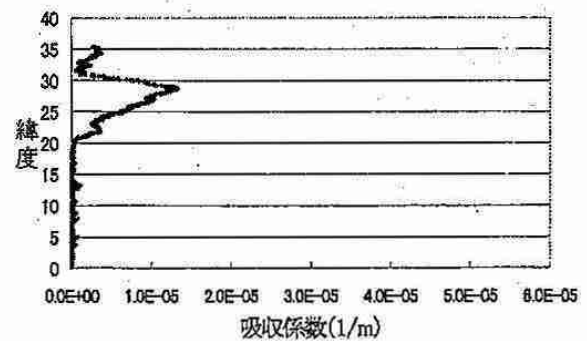
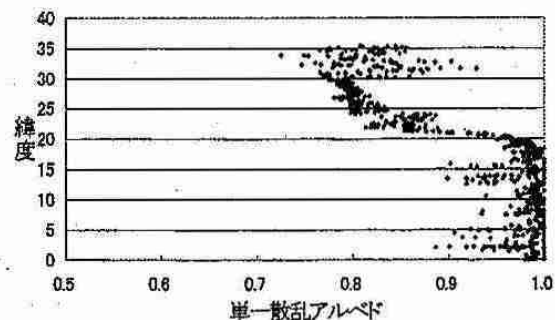


図4 単一散乱アルベドの分布



2. 札幌における PAN 濃度変動の解析

津崎昌東, 村尾直人, 山形定, 太田幸雄
(北海道大学大学院工学研究科)

1. はじめに

大気中に排出された NO_x は、オゾン生成に強い影響をもつ。そのため、対流圏での光化学反応を知る上で重要な物質である。現在、 NO_x を含めた窒素化合物は、東アジアからの排出量が欧米に比べて少ないこと、濃度の変動が大きいこと、また、反応過程が複雑で予測が困難であることなどから、その動態について十分な理解が得られていない。しかし、今後東アジアの経済は徐々に発展を続け、それに伴って窒素酸化物の排出量は増加し、2020年までに1990年の3.5倍になることが予測されている。このため、対流圏での窒素酸化物の動態解明は、東アジア地域の大气汚染の予測、制御に重要な課題となる。

本研究では、札幌市市街地において1997年よりPANの連続測定を行った。また、冬期に手稲山山頂において大気汚染物質の測定を行った。その結果、以下の点が明らかになった。1)夏期においては、札幌市街地のPAN濃度は日中に高く、夜間に低くなる日変動を示す。2)冬期においては、PANは明確な日変動を示さず、数日規模で変動する。また、日射の無い夜間に高濃度となる場合がある。3)PANの月別濃度中央値は夏期に低く冬期に高い。4)手稲山における観測の結果、市街地と手稲山のPAN濃度は良く一致する。また、PANと他の大気汚染物質の濃度変動は一致した。手稲山は標高1024mで、冬期の気象条件下では山頂は混合層より上に位置し、札幌市街地から排出される大気汚染物質の影響は少ないと考えられる。以上のことから、夏期においては、日中の強い日射によって札幌市街地でPANが生成している事が示唆された。一方、冬期においては、市街地でのPAN生成の影響は小さく、長距離輸送されたPANが濃度変動の要因になっていると考えられた。

2. 観測の概要

(A) 札幌市街地において、図1に示す自動測定装置を用いてPANの観測を行った。ポンプによって大気試料をサンプルループ(5mL)に吸引し、バルブを切り替えることによりGC-ECD(HP5890 GC, HP3396 Integrator)に導入して分析する。ポンプ、バルブをタイマーで制御することにより、3時間毎にPANの濃度を測定した。

(B) 1999年2月～3月に手稲山で大気汚染物質の観測を行った。PANの測定は、自動的に大気を捕集管に冷却濃縮し、北大工学部に輸送して分析した。捕集管は、30/60メッシュのテフロンビーズを充填したテフロンチューブ(3×2mm, 長さ40cm)をU字型のステンレスパイプに通したものをを用いた。使用した冷却機(Hetotrap CT-60-e)は筒状の冷却槽の内表面を約-50℃に冷却する。大気試料は、導入流速が100mL/min程度になるように調節し、流量を計測してレコーダに記録した。各装置をタイマーで制御して、6時間毎に2分間採気し、8本の捕集管にそれぞれ100～200mLの大気試料を捕集した。

その他、オゾンモニター(ダイレック 1006-AHJ)を用いてオゾン濃度を連続測定した。また、スペルコ社製 LpDNPH カートリッジを用いて大気中のホルムアルデヒドおよびアセトアルデヒドを捕集し、ホルムアルデヒドとアセトアルデヒドを測定した。

オゾンは、大気中に排出された NO_x と酸素の光化学反応によって生成する。そのため、光化学反応の指標となる。また、 NO との反応によって急速に分解するため、生成が無い場合その濃度は速やかに減少する。したがって、観測点近傍や札幌市街から輸送される大気汚染物質の指標となる。また、アルデヒドは、炭化水素が大気中で OH , NO_x などと反応することによって生成する。特にアセトアルデヒドは大気中で酸化して、アシラジカルを経てPANを生成するため、PANの直接的な前駆物質である。

3. 結果と考察

図2に、晴天で気温の高かった1997年7月18～26日の測定値を示す。夏期晴天日には、PAN濃度は日

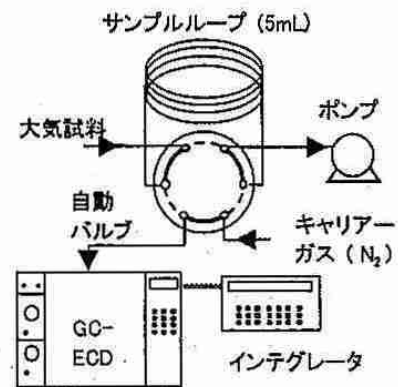


図1 自動測定装置

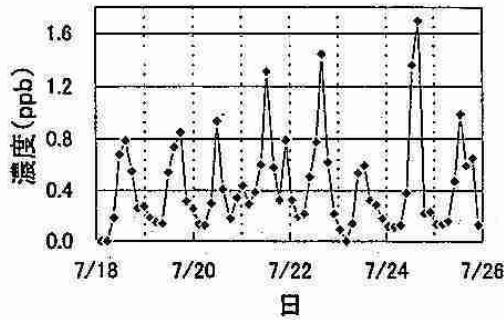


図2 夏期のPAN濃度

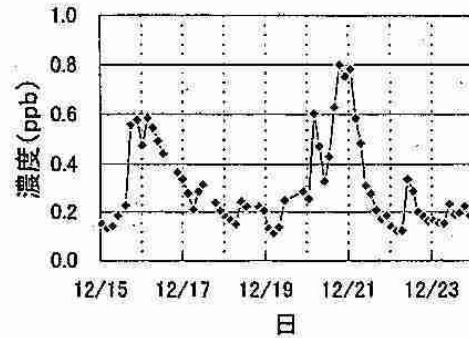


図3 冬期のPAN濃度

中に高く、夜間に低くなることが多く、昼夜の濃度差が大きい。これは、日中は高温と強い日射によって都市域から排出された大気汚染物質を由来として PAN が生成するが、夜間には日射がなく PAN の生成が少ないため、熱分解によって PAN 濃度が減少するためであると考えられる。

冬期、春期には明確な日変動は見られないことが多く、濃度変動が数日間隔で起きること、日最大濃度が夜間に現れることなど、夏期とは変動の傾向が異なっている。図3に1997年12月15～23日の変動を示す。PAN濃度は16日深夜に0.6ppbとなり、その後19日まで徐々に下がるが、20日から再び上昇を始め、同日深夜に0.8ppbとなっている。同様に、春期は夏期日中と同程度の最大濃度が現れるが、夏期晴天日のような明確な日変動は見られない。

1999年2月1日から3月2日までの、札幌市街地および手稲山の PAN 測定結果を図4に、同期間の手稲山のオゾン濃度を図5に示す。札幌市街地と手稲山の PAN濃度は良く一致している。市街地測定を基にした2月の PAN 濃度中央値は0.21ppbであり、2月7～8日、16～18日、25～27日に、数日にわたって濃度中央値の2～4倍以上になる高濃度現象が見られる。

特に26日には手稲山での PAN 濃度が市街地よりも高く、1ppbを超えている。また、濃度の日変動は見られず、数日おきに高濃度となる変動を示しており、濃度のピークは日中にも夜間にも見られる。

オゾン濃度は同時期の市街地での観測値よりも高く、安定している。このことから、手稲山で観測された気塊に対する札幌市街地の影響は小さいといえる。また、オゾンおよびアルデヒドの濃度変動は PAN と概ね一致しており、PAN の高濃度は光化学反応が進行した気塊を測定したためと考えられる。

以上のことから、冬期の札幌市街地における PAN の濃度変動は、市街地から排出される大気汚染物質の影響は少なく、より広域的な大気の汚染状況を反映している。したがって、冬期に札幌市街地で PAN の濃度を測定することにより、東アジア地域における大気汚染物質の長距離輸送および広域大気中での光化学反応の解明に有用なデータを得ることができる。

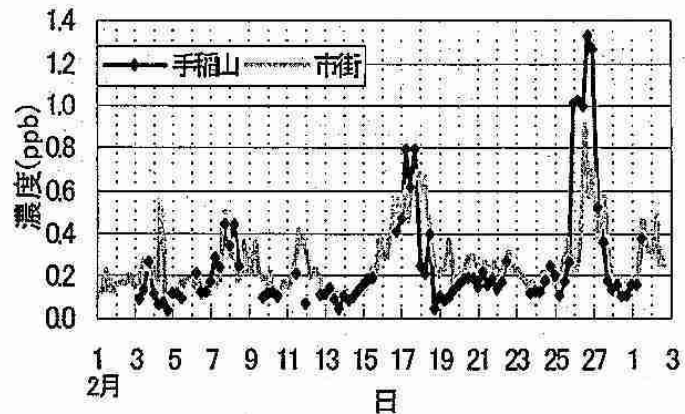


図4 手稲山と市街地のPAN濃度

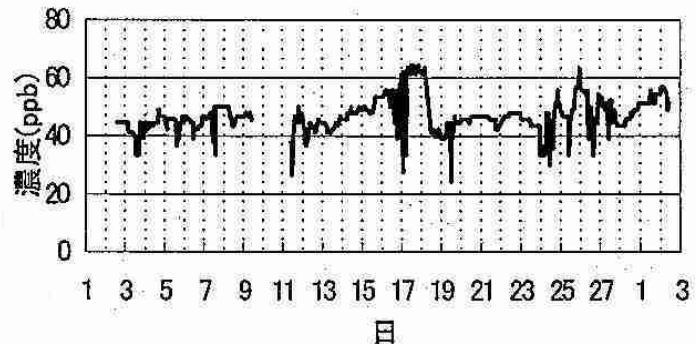


図5 手稲山のオゾン濃度

3. 日射観測と組成分析に基づいた大気エアロゾルの光学モデルの検討

長谷川就一・太田幸雄・村尾直人・山形定(北大大学院工学研究科)

1 はじめに

二酸化炭素等の温室効果気体の増加による地球温暖化が大きな問題になっている。一方で、大気エアロゾルが気候へ大きな影響を与える可能性が指摘されている。このような作用は、エアロゾルのアルベド効果と言われているものであり、エアロゾルの総量や光学的特性が変化することによって、地球一大気系の太陽放射の反射率、すなわちプラネタリーアルベドが変化し、このため、地球一大気系の放射収支が変化して気候に影響をもたらす。したがって、エアロゾルのアルベド効果の大きさを地球規模で見積もるためには、エアロゾルの総量と光学的特性の全球的分布を把握しなければならない。

エアロゾルの総量に関しては、直達日射の減衰から求められる光学的厚さがエアロゾルの総量に比例する量であるので、この光学的厚さの観測網が広がることでその分布の把握は可能となる。一方、エアロゾルの光学的特性に関しては、微小粒子の太陽放射を散乱・吸収する大きさが一般に粗大粒子より10倍以上大きいことから、微小粒子の粒径分布を正確に把握することが非常に重要となる。また、複素屈折率の虚数部が吸収の度合を表すことから、エアロゾルのアルベド効果は、この複素屈折率の虚数部の値にも左右されることになる。しかし、これら粒径分布や複素屈折率は、様々な測定法および測定に基づいた計算等によって求められているが、各々の方法にはそれぞれ固有の問題点を含んでおり、決定的な方法が見つかっていないと言ってもよい。また、粒径分布、複素屈折率の虚数部は、ともに地域的・時間的な変動も持っている。

これまで筆者らの研究室では、世界各地のエアロゾルを長期間捕集し、化学組成分析をおこなってきた。そして、その結果に基づいて、エアロゾルを数種類の成分の粒子の集合体と考え、各成分粒子ごとに粒径分布と複素屈折率を与えることによって、エアロゾル全体の単一散乱アルベドなどの光学的特性値を決定する手法を開発した。しかし、この手法では、与える粒径分布が重要となる。また、従来のモデル計算等では、エアロゾルは、各成分がそれぞれ均質粒子として存在すると仮定しているが、異なる成分同士で混合して1つの粒子をなしている、すなわち混合粒子も一部存在することが言われている。しかし、この混合粒子を構成している成分や、混合粒子の存在割合などのエアロゾルの混合状態が明らかになっていない。

そこで、本研究では、エアロゾルの光学的特性値を左右するエアロゾルの粒径分布と混合状態に注目し、日射観測およびそれと同時にあったエアロゾルサンプリングから得られた組成分析の二者に基づいて、光学的特性値を決定するのに最も適切な粒径分布と混合状態を検討した。

2 方法

北大工学部屋上において、快晴の日中5時間程度、日射観測とエアロゾルサンプリングを同時におこなった。日射観測は全天分光日射計を用い、地上における直達日射量に対する散乱日射量の比(直散比とよぶ)を測定した。一方、本研究室での過去の研究結果から、エアロゾルは主に、黒色純炭素(E.C.)、有機物、硫酸塩、硝酸塩、海塩、土壌の6成分からなるものとして、エアロゾルの化学組成分析をおこなった。そして、その結果から、Mie 散乱理論による光学的特性値の計算と放射伝達計算をおこなって直散比を求めた。この際、図1に示す混合状態と表1に示す粒径分布のシナリオを与え、両者を組み合わせた6つのシナリオについて直散比を算出した。以上より、直散比について、日射観測による値(測定値)と、エアロゾルの組成分析に基づいた理論計算によって求めた値(計算値)とを比較し、両者が最もよく一致する粒径分布と混合状態の組み合わせを検討した。

混合状態: External mixture (Ext)と Internal mixture (Int)の2つのシナリオを用いた(図1)。Ext は各成分がすべて均質粒子として存在するというシナリオである。それに対して、Int は、E.C.と硫酸塩のそれぞれ全体積の1/2が、E.C.を核として、まわりを硫酸塩が覆っている混合粒子を形成していて、E.C.と硫酸塩の残り1/2と、他の成分は均質粒子とするというシナリオである。

粒径分布: エアロゾルは一般に二山分布をなしており、その分布は対数正規分布でほぼ近似することができる。たとえば、個数表示の粒径分布は次式で表される。

$$\frac{dN}{d \ln r} = \frac{N_0}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma_g} \exp \left\{ -\frac{(\ln r - \ln r_{gN})^2}{2(\ln \sigma_g)^2} \right\}$$

ここで、 N_0 は全粒子数で、組成分析で得た各成分の大気中濃度 [$\mu\text{g}/\text{m}^3$] から求められる。 r_{gN} は幾何平均半径、 σ_g は幾何標準偏差であり、この2つの値についてシナリオを考えた(表1)。エアロゾルの6成分のうち、一般に、黒色純炭素・有機物・硫酸塩・硝酸塩は微小粒子に、海塩・土壌は粗大粒子に存在する。したがって、微小粒子は、過去の研究の測定例にもとづいて、

A, B, Cの3種類のシナリオを与えた。粗大粒子は、散乱・吸収に寄与する割合が微小粒子に比べて小さいので、一定の値を与えた。混合粒子は微小粒子として粒径分布を与えた。

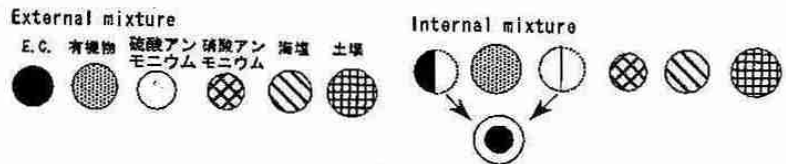


図1 混合状態のシナリオの概念図

表1 粒径分布のシナリオ

| | 微小粒子 | | 粗大粒子 | | 出典 |
|---|--------------------------|--------|--------------------------|--------|---------------------------|
| | 幾何平均半径 [μm] | 幾何標準偏差 | 幾何平均半径 [μm] | 幾何標準偏差 | |
| A | 0.035 | 2.10 | 0.49 | 2.15 | Whitby and Sverdrup(1980) |
| B | 0.079 | 1.97 | 0.49 | 2.15 | 本研究室の仙台での測定 |
| C | 0.055 | 2.29 | 0.49 | 2.15 | 本研究室の札幌での測定 |
| Z | 0.055 | 2.10 | 0.49 | 2.15 | |

3 結果と考察

6つのシナリオの中で、Int-B および Int-C の組み合わせが、測定値と計算値の一致がよいことがわかった(図2)。一方、エアロゾルの光学的特性を表す単一散乱アルベド ω について、同じ混合状態 Int での粒径分布によるちがいをみると、A と、B・Cとの間の差は、平均で0.045~0.06、最大で0.08であった(図3)。 ω のこの差は非常に大きく、地球一大気系の放射収支に影響するほどのものである。したがって、粒径分布については、これまでよく使われてきた A よりも r_{gN} が大きい、すなわち、0.055~0.080 μm 程度の大きさの r_{gN} が適切であると考えられる。ただし、その際の σ_g は、2.1程度の値が適切であると考えられる。たとえば、 $r_{gN}=0.055$ 、 $\sigma_g=2.10$ (表1のZ)を与えて同様の計算をおこなっても、測定値と計算値はよく一致していた。

一方、各粒径分布について、混合状態によるちがいをみると、B, C いずれでも、Ext と Int との間の ω の差は0.03程度であった。しかし、この程度の差でも、清浄地域のように散乱性が強いエアロゾル、すなわち ω が非常に大きい値であれば、その影響はかなり大きいものと予想される。そこで、世界の平均的なエアロゾルが $\omega \geq 0.90$ の値をもつものとして、Ext と Int とで全球平均の地表気温がどの程度異なるかを、Budykoの熱平衡モデルを用いて推定した。その結果、0.15 $^{\circ}\text{C}$ 程度の差を生じることがわかった。したがって、今後、世界各地の、特に清浄地域での混合状態を実際に観察して明らかにしていくことが非常に重要な課題であると考えられる。

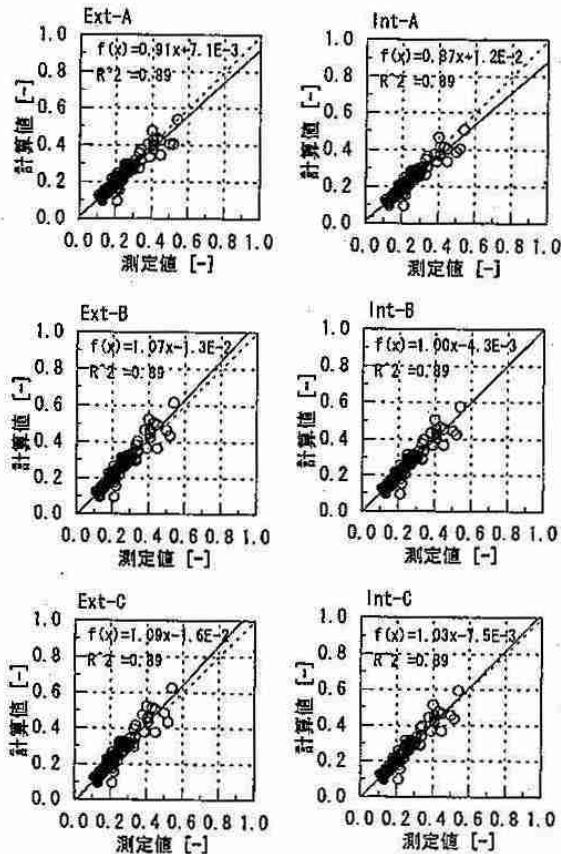


図2 直散比の測定値と計算値の比較
図中のExtは External mixture, Intは Internal mixtureを表す。

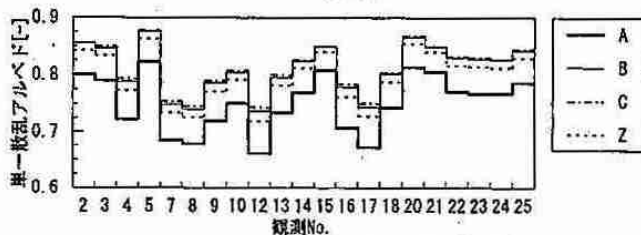


図3 Internal mixtureについての単一散乱アルベド

4. 大気大循環モデルでシミュレートされた北極振動の解析

山崎 孝治・新家 康裕 (北大院・地球環境)

1 はじめに

北極振動 (Arctic Oscillation: AO) は冬季北半球で卓越する大気循環の変動パターンである。AO は北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation: NAO) と似ているが、より北極域に広がり北半球規模の変動パターンである。Thompson and Wallace (1998、以後 TW98 とする) は北半球冬季の月平均海面気圧の主成分分析で得られた第 1 モードを北極振動と名づけた。AO は地表から下部成層圏までほぼ順圧的構造をもつ環状の変動パターンである。北極域と中緯度域との高度 (質量) の南北シーソーといえる。したがって、東西平均風では 55N 付近と 30N 付近とのシーソー的変動である。AO は 1 年中見られるが、真冬から晩冬にかけて特に卓越する。また、AO は海面水温 (SST) の変動など外力に対する大気への応答に起因する変動ではなく、大気内部の変動モードであると考えられている。ここでは大気大循環モデル (AGCM) の長期積分により AO を再現し、AO が大気内部モードであることを確認し、AO の位相が遷移する場合の解析により、AO が卓越する機構を調べる。

2 モデルと数値実験

使用したモデルは CCSR/NIES AGCM Version 5.4 である。水平分解能は T21、鉛直に 24 層でモデルの最上層は 1 hPa である。

2 つの実験を行った。1 つは気候値の SST を与えて季節変化させた「季節ラン」で 20 年間積分した。これはモデルによる AO の再現性を調べるために行った。もう 1 つは北極振動が卓越する 2 月に SST 及び太陽を固定した「2 月固定ラン」で 10 年間積分した。このランで AO の位相が遷移するときの振る舞いを解析した。

3 季節ランの結果

TW98 と同じ解析をモデルの積分結果に対して行ったところ、変動のパターン・振幅とも観測とほぼ同じ結果を得た。AO (第 1 モード) の寄与率は 42% であり TW98 の 22% の倍近くある。TW98 は AO に関係する他のレベルの高度場の変動を線形回帰により求めたが、50hPa, 500hPa, 1000hPa の 3 高度場の結合主成分分析を行った所、ほとんど同じパターンが得られたので、以後は結合主成分を解析に用いた。

4 2 月固定ランの結果

第 1 結合主成分モードとして AO が得られた。2 つのランの結果は AO が大気内部モードであることを示すものである。月平均のみならず、1 日平均の場合に対する結合主成分分析でも第 1 モードに AO パターンが現れた。

AO はほぼ環状で極渦の強さ (55N 付近の帯状平均東西風) の変動であると考えられる。そこで東西風の変動をもたらすものはなにかという観点で AO の遷移を解析した。

1 日ごとの AO index (AO モードのスコア) が少なくとも 5 日以上にわたって増加し、正のあるしきい値を超えた場合を正への遷移とし、逆方向の場合を負への遷移と定義する。正への遷移は極渦が強まることに、負への遷移は弱まることに相当する。それぞれの場合のコンポジット解析を行い、変形オイラー方程式の各項を見積もることにより、平均東西風の時間変化を引き起こすものが、子午面循環 (南北風に働くコリオリ力) なのか、それとも波動による強制力によるのかを解析した。解析の結果 (図 1) は、波動による強制力が遷移を引き起こしており、子午面循環はそれを打ち消す方向に働いていることがわかった。

さらに、どのスケールの波が遷移を起こしているかを調べた結果、波数 2 及び 3 のプラネタリー波が主に寄与していることがわかった。総観規模の波は低緯度での東西風の減速には寄与しているが極渦の変動に対しては寄与していない。500hPa 高度の合成図 (図 2) を見ると、正への遷移の場合には波数 3 的構造を持ち、負への遷移の場合には北大西洋とアラスカでともにリッジが強まるダブル・ブロッキング的になることがわかる。

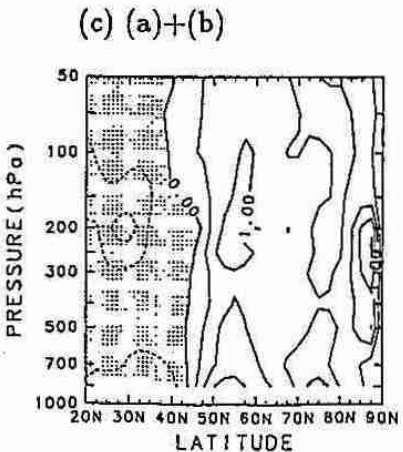
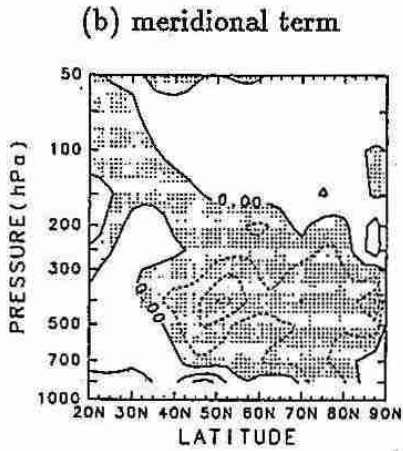
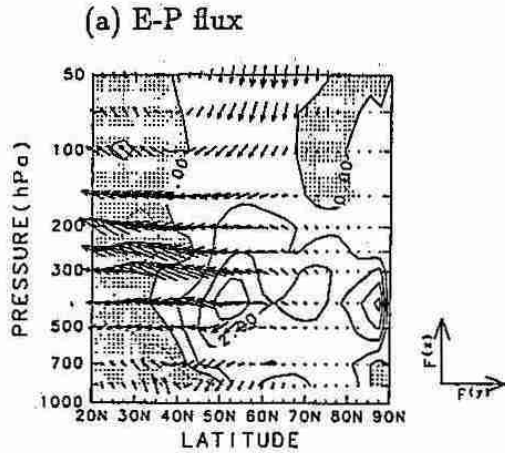
5 まとめ

海面水温を年々変化させない季節ラン及び 2 月に固定したランでも北半球循環の第 1 モードとして AO が現れることから、AO は大気内部モードであることが確認された。

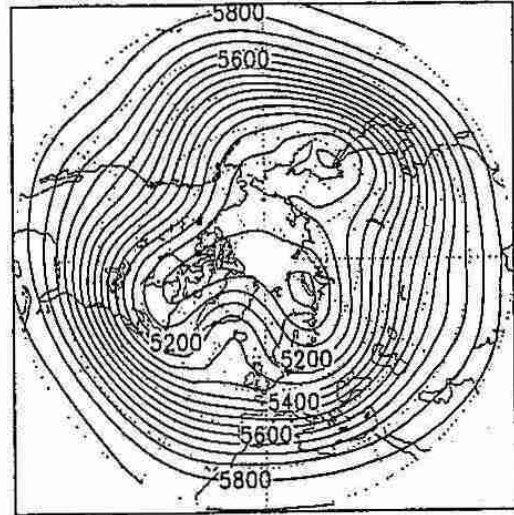
AO の遷移は子午面循環が駆動しているのではなく波による平均流の強制が駆動していることがわかった。またプラネタリー規模の波が遷移を駆動していることがわかった。

参考文献

Thompson, D.W. and J.M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300



(a) Z500 High(↗) composite



(b) Z500 Low(↘) composite

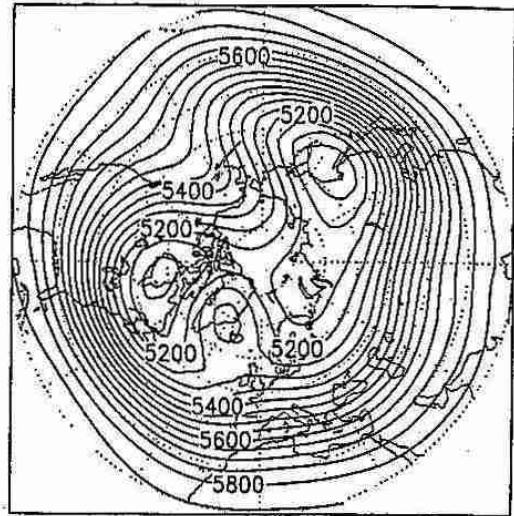


図2 (上図) AO が正へ遷移する場合(a)と負へ遷移する場合(b)の 500 hPa 高度の合成図。

図1 (左図) AO が正へ遷移する場合と負へ遷移する場合の差の合成図。

(a) 矢印は E - P flux。等値線は wave forcing で等値線間隔は 1 m/s/day。

(b) 子午面循環による項 (コリオリ項)。等値線間隔は 1 m/s/day。

(c) (a)と(b)の和。等値線間隔は 0.5 m/s/day。

5. 北海道の地上気温の年々変動と北半球大気循環との関係

前田浩一・山崎孝治 (北大院 地球環境)

1. はじめに

北海道の地上気温に影響を与えるものは、季節ごとにさまざまな要因が考えられる。また、それらの要因が複雑に絡み合った結果が、地上気温に反映しているとも言える。

Xie et al. (1999)¹⁾などでは、冬期の変動について、西森(1997)²⁾などでは夏期について詳しい報告がなされているが、本研究では各季節における地上気温と各要素の相関関係を調べてみた。

2. データについて

500hPa 高度場、海面気圧、地上 2m 気温については、NCEP 再解析データを使用した。海面水温については、気象庁の SST データを、また地上気温は気象庁要素別月別累年値ファイル (SMP) を使用した。

地上気温は 5 地点 (稚内、網走、根室、浦河、寿都) を平均したものを北海道地上気温とした。各地点ごとの相関が高いため、5 地点を平均したものは、北海道の地上気温の変動を反映しているといえる。

データは季節平均をして使用した。

3. 結果

500hPa 高度場 (以下 Z500 とする) と地上気温の同時相関では、どの季節でも北海道上空で強い正相関がみられる。冬季にはグローバルスケールの変動が卓越し、北極振動とよく似た北極域の負相関と大西洋からヨーロッパにかけて正相関の領域がみられる (図 1)。また、冬のパターンは比較的、春まで持続する。それに対し、夏にはグローバルなパターンはみられない。

一方、海面気圧 (以下 SLP とする) との同時相関では、冬に Z500 と同様な北極を中心とした負相関の領域がある。シベリア中央部の特に強い領域はシベリア高気圧に対応しており、その

勢力が強いときに北海道の地上気温が低くなることを示す。また、夏季にはオホーツク海に負相関がみられ、これはオホーツク海高気圧が強いときに北海道で低温になることを示している。これらの高気圧は背が低いために、Z500 よりも SLP により強い相関が現れている。

SST との相関では、各季節ともに北海道近海とは、よい正相関であるが、冬季に熱帯太平洋とは相関がみられずエルニーニョとは無相関であることを示している。

次にこれらの Lag 相関をとった。Z500 との相関において、地上気温に対して、Z500 が 1 カ月先行している相関において、ヨーロッパから日本にかけて、正・負・正のパターンがみられ、波が伝播していることがわかる。

さらに、各データを長周期成分と短周期成分に分けて、相関をとった。長周期成分を取り出すために、重み付移動平均 (1-3-5-6-5-3-1) を行い、4 年以下の変動成分を取り除いた。各季節における長周期成分の時系列では、'90 年以降暖かくなっていることがわかる。また、冬季はほぼ 10 年周期で変動している (図 2)。短周期成分では、春や秋は変動の幅が小さいが、夏や冬は大きい。

この周期成分ごとの相関では、北極振動は長周期成分に、オホーツク海高気圧 (図 3) は短周期成分に強い相関が現れた。

3. まとめと今後の方針

今回の解析では、北海道の地上気温と各要素の相関を調べることにより、いままで指摘されてきた北極振動やシベリア高気圧、オホーツク海高気圧が、北海道の地上気温に影響を与えていることが確認された。しかし、太平洋などにはこれ以外にも高い相関を示す領域があり、それらが地上気温に直接影

響しているかどうか今後の解析によって明らかにしていきたい。

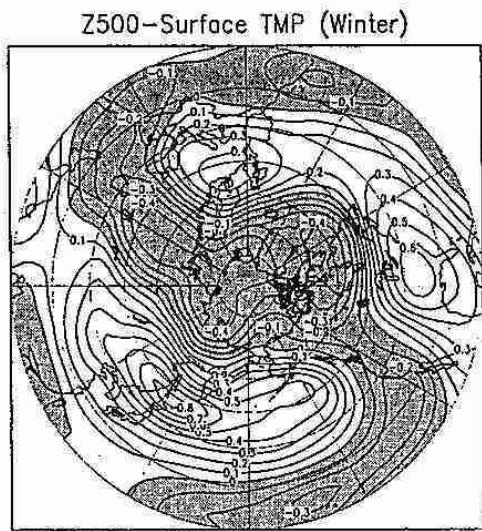


図1 500hPa 高度と地上気温の同時相関 (冬)

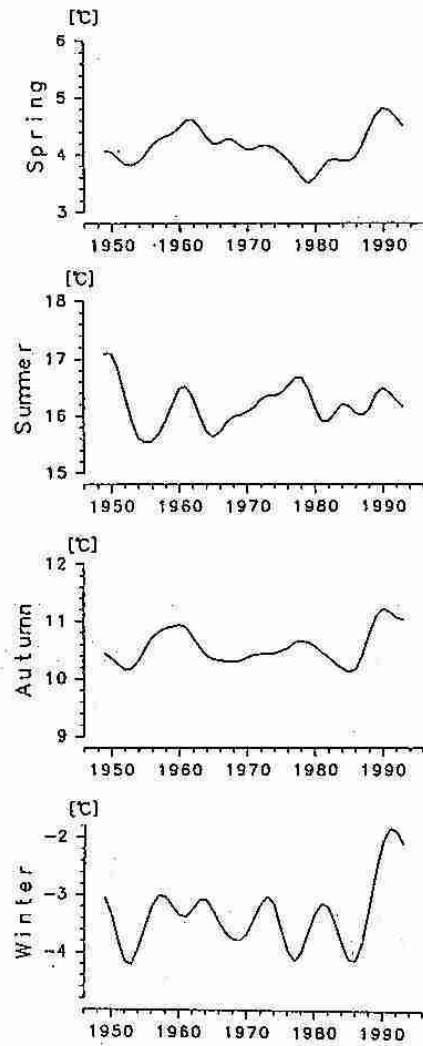


図2 長周期成分の時系列

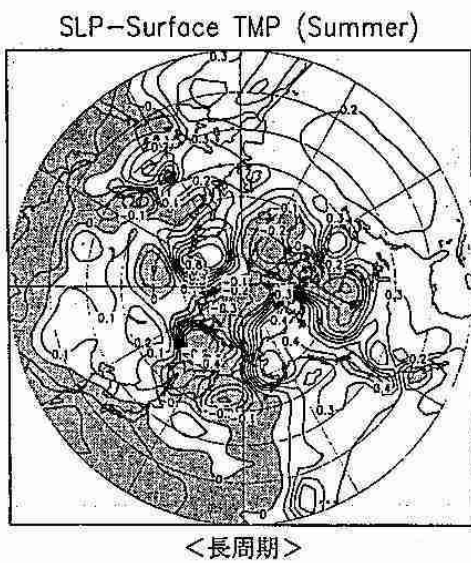


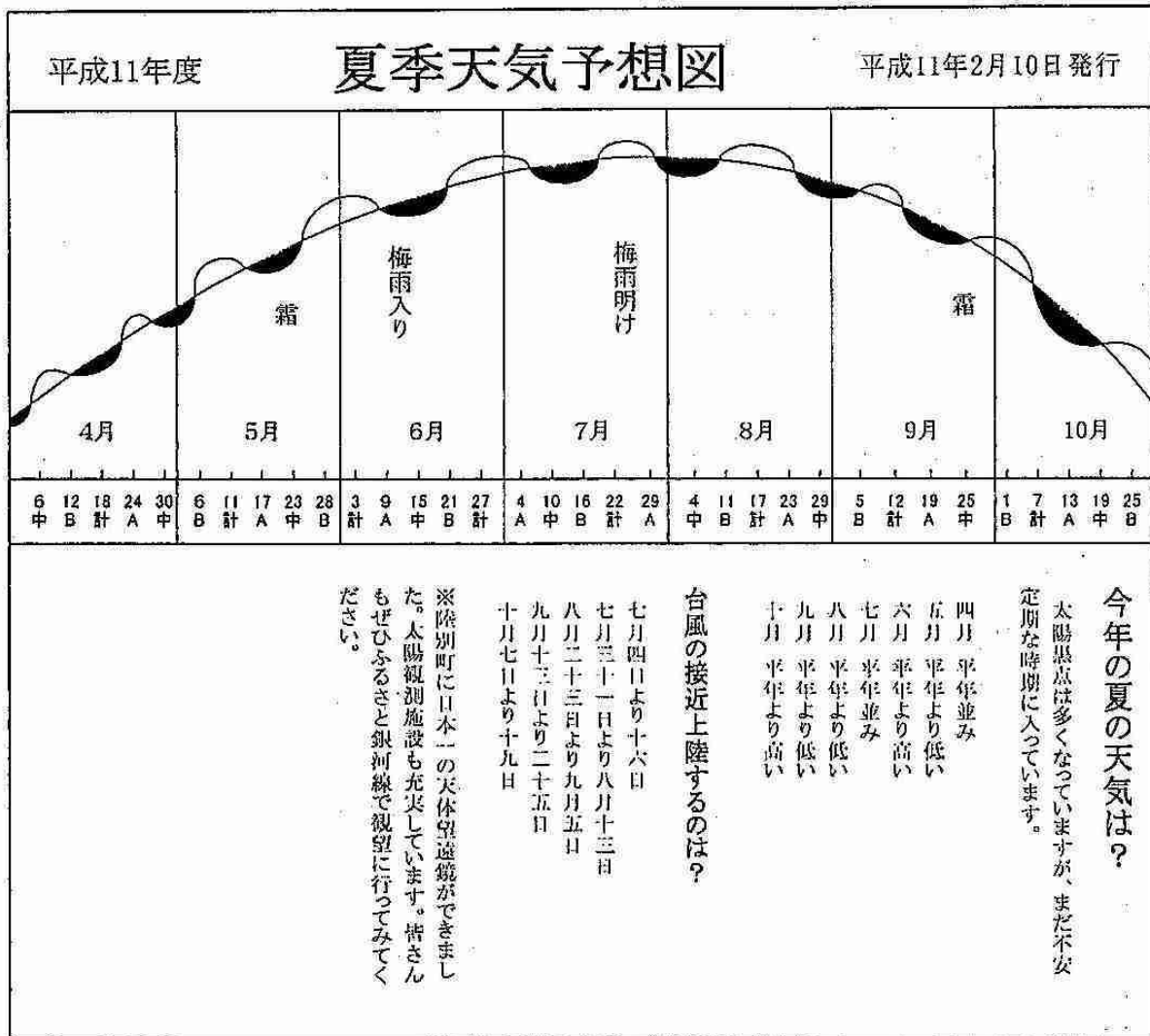
図3 SLPと長周期 (左)、短周期成分 (右) との同時相関 (夏)

6. 天気予想と台風 その3

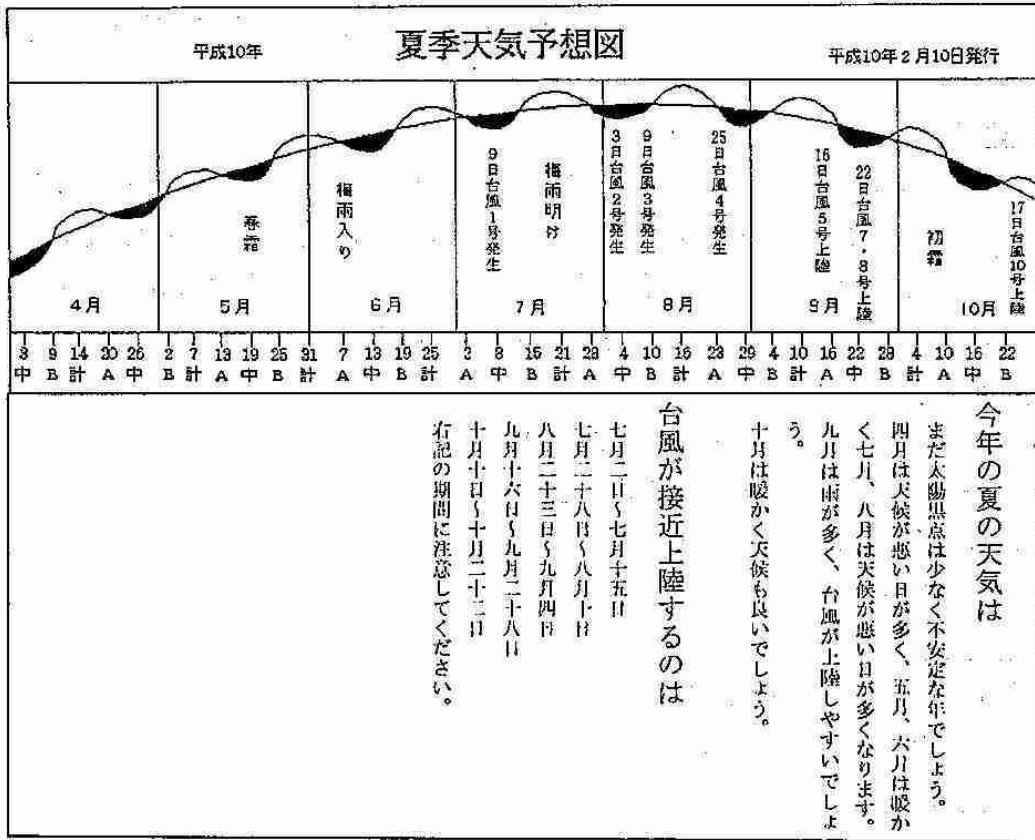
松木 昇

三回目になります。昨年は、台風の発生は少なく七月に一号発生と言うことで少ない台風であったのですが、九月にまとまって発生上陸があり、大きな被害となりました。特に関東から北海道にかけて大きな被害を受けていたようです。

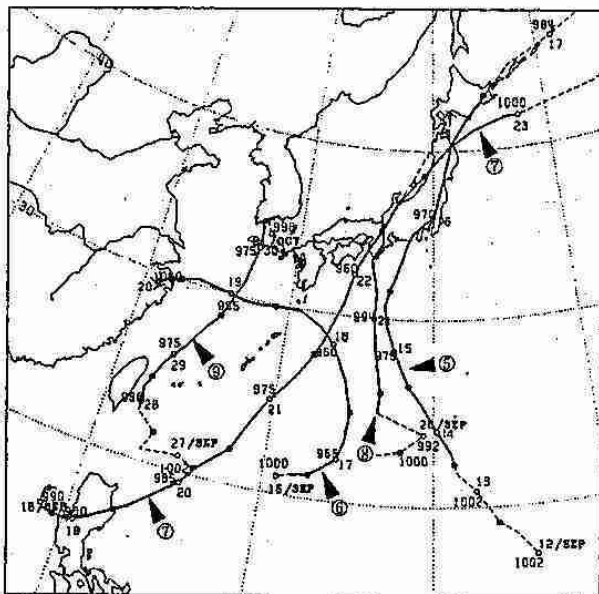
今年の天気予想を下に示します。



昨年の天気予想図を下に示します。



台風の進路を以下に示します。



※左の図は(財)日本気象協会発行「気象'99-3」より転載

7. 防風林における減風効果の観測と数値実験

佐藤隆光 (財団法人日本気象協会北海道本部)

1. はじめに

防風林には様々な気象改良効果があることが知られている。その中で減風効果は最も大きな防風林の機能である。防風林の構造は減風効果に影響を与えるものの、その構造を計画設計しようとなると明確な設計指針は存在しない。そこで、本報告では防風林の構造(幅、密度)と減風効果の関係について野外観測および数値実験で検討を行った。

2. 観測の概要

観測は幅・密度が異なる複数の防風林において行った。防風林の風上-10H (Hは樹高)から風下20Hの範囲における7地点で風速の観測を行った。防風林の密度としてPAD (Plant Area Density; 単位空間あたりの植生の表面積)を測定した。防風林前後における典型的な風速の水平分布を図1に示す。

3. 数値実験の概要

野外観測では目的とする構造の防風林を探し出すことが困難な場合が多い。そこで、数値実験によって防風林の構造と減風効果の関係を検討した。

(1)数値実験モデル 2次元中立のレイノルズ方程式、連続の式、 $k-\epsilon$ モデルから成り立ち、植生による抵抗と乱流変化を考慮した。幅・PADが異なる防風林を対象にモデル計算結果と観測結果を比較すると、良く一致した。

(2)実験条件 樹高Hは10mのみとし、幅Wは2~100m、PADは $0.2\sim 3\text{m}^2/\text{m}^3$ で変化させた。

4. 結果と考察

(1)減風効果と関連のある防風林の構造因子 減風効果を特徴づける要素として防風林風下における最小風速 $U_{r_{\min}}$ に着目し、幅WとPADをパラメータして観測結果を整理した(図2)。WやPADでは相関性は見られないことがわかる。これは、同一幅であっても落葉期と繁茂期でPADが異なる、同一PADでも幅(列数)が異なることが原因である。このことから、WとPADの積HPIA (Horizontal Plant Area Index)をパラメータにして整理したものが図3である。これによれば、 $U_{r_{\min}}$ とHPIAに強い相関があることが認められる。したがって、防風林の構造と減風効果の関係を評価するうえでHPIAは有効な構造因子といえる。

(2)減風効果とHPIAの関係 図4は $U_{r_{\min}}$ とHPIAの関係について数値実験結果を整理したものである。これによれば、 $U_{r_{\min}}$ とHPIAに強い相関関係があることがわかる。HPIAの増加に伴い、 $\text{HPIA}<20$ では $U_{r_{\min}}$ は急激に減少しているが、 $\text{HPIA}>20$ では変化が少ない。図5は防風効果範囲(風上を基準にした相対風速が80%以下の範囲) X_{L80} とHPIAの関係を整理したものである。これも、 X_{L80} とHPIAに強い相関が認められる。また、HPIAの増加に

に伴い、 $HPAI < 10 \sim 20$ では X_{L80} は急激に増加しているが、 $HPAI > 20$ では緩やかな減少傾向である。

(3)減風効果を対象にした防風林の最適構造 防風林を設計する場合、幅や密度を小さくしながら、大きな減風効果を発揮させることが要請される。図 4,5 によれば、 $HPAI > 20$ では減風効果の差異は小さい。そのため、 $HPAI = 20$ 程度が最適な防風林構造といえる。

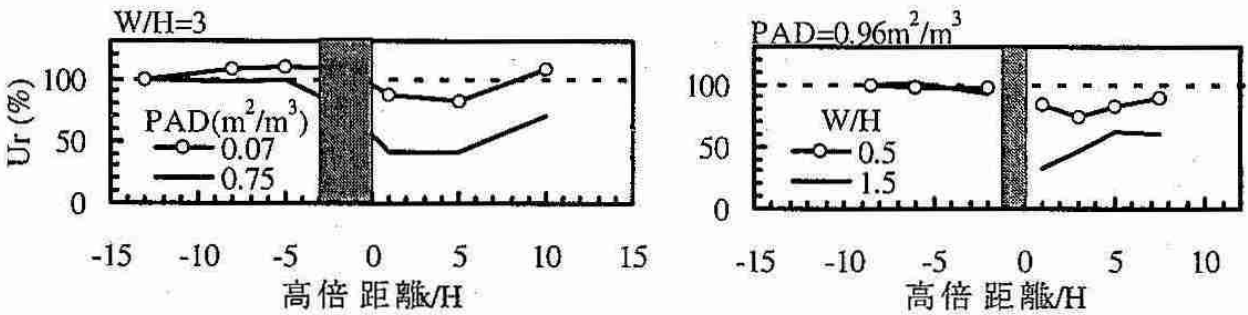


図 1 防風林前後における典型的な風速の水平分布

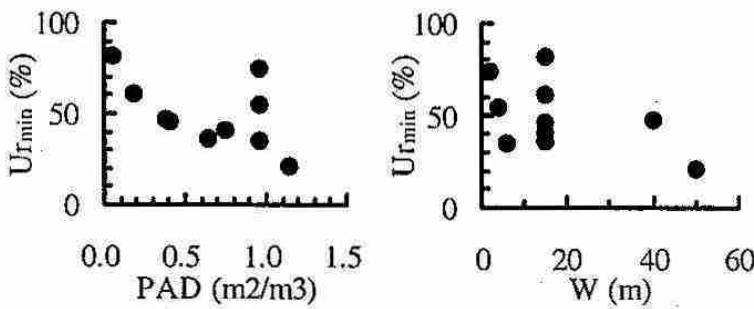


図 2 PAD、W と U_{rmin} の関係

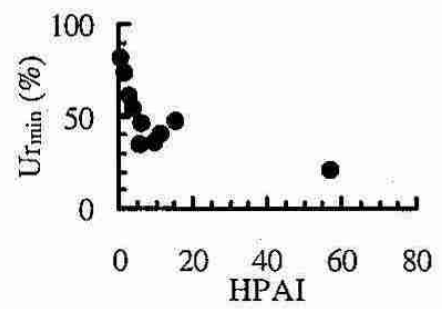


図 3 HPAI と U_{rmin} の関係
(観測結果)

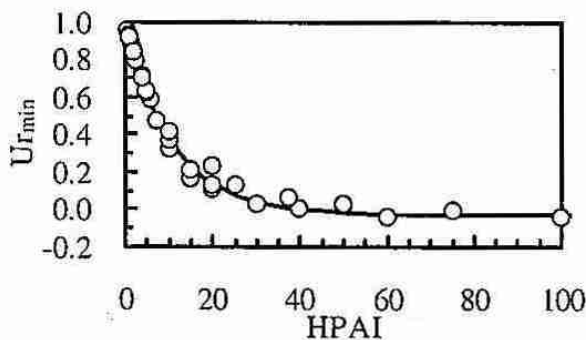


図 4 HPAI と U_{rmin} の関係
(数値実験)

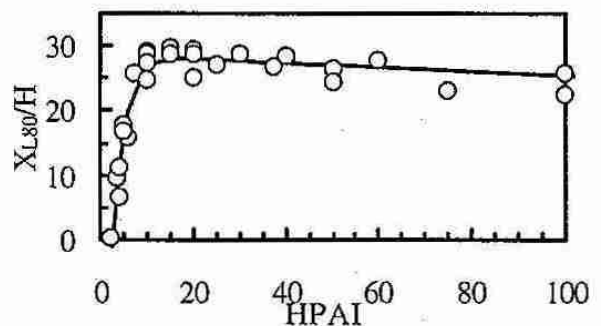


図 5 HPAI と X_{L80} の関係
(数値実験)

8. 利尻島の降雨特性

*鈴木英一、山本晃(日本気象協会北海道本部調査部)

村上昭宏(北海道稚内土木現業所利尻出張所)

1. はじめに

利尻島は急峻な孤立峰である利尻山(標高 1719m)をもつ火山島である。島内の雨量分布は利尻山の影響を受け局地性が強く、海岸沿の集落は、集中豪雨が原因となる土砂災害の危険性にさらされている。住民の安全確保の目的から島内に雨量計を配置し、降雨特性の調査を平成 3 年から行っている。本発表は平成 3~10 年までの 8 年間の観測結果から得られた利尻島の降雨特性をまとめたものである。

2. 観測

図 1 に平成 10 年の雨量観測地点を示す。平成 10 年の観測では 9ヶ所の雨量観測地点、土木現業所が配置している 2ヶ所のテレメーター局、杓形アメダス及び利尻空港の計 13 地点の雨量データを用いた。また、観測地点の履歴及び詳細を表 1 に示す。

3. 特徴的な降雨事例

その 1 平成 9 年 9 月 27~29 日の降雨

観測期間内において最大雨量を記録した事例である。このケースでは 9 月 27~29 日の 3 日間に山小屋観測地点では総雨量 532mm を記録したほか、展望台では 209mm、雄忠志内(稚)、アフトロマナイ(稚)、大空沢の 3 地点では約 110~120mm の雨量を記録した。図 2 に島内の雨量分布図を示すが降雨中心では約 600mm の雨量があったのではないかと推定される。

しかし、海岸沿の観測地点では杓形アメダスが総雨量 28mm、鬼脇では 40.5mm とそれほど多くはなかった。雨量が多い観測地点は標高の高い場所(山小屋 790m、展望台 430m)にあり、標高差による雨量の差が大きいことが特徴となっている。また、同期間の道北地方の雨量分布を図 3 に示したが、オホーツク海側の雄武を中心に 100mm の雨量が記録されているが、天塩、稚内、利尻方面は 30~40mm の雨量が記録されているだけである。

その 2 平成 10 年 10 月 27 日の降雨

極めてスケールが小さく、短時間に集中的に降雨現象が起こった事例である。山小屋観測所で 10 月 27 日午前 10 時頃から約 2 時間の間に 69mm もの総雨量を記録した。しかし、他の観測地点では展望台で 4mm、大空沢で 2mm、豊仙沢で 0.5mm と少なく、残りの 9 地点では降雨を記録していない。このケースは極めて小さ

な水平スケールで起きた降雨であり降雨中心では、1 時間程度で 90mm 程度の雨量があったと推測される。また、道北地方では雨量解析図によると 3 地点で 1~3mm の雨量を観測しているにすぎない。(図は当日会場にて示す。)

4. 降雨パターンの分類

平成 3 年から 10 年までの観測データに加えて昭和 50 年から 57 年までの過去のデータを加えて大雨事例の分類を行った。利尻島周辺を通過する気象擾乱のコース及びそれに伴う上層(1500m 付近)の風向特性によって、北風系 3 パターン、南風系 3 パターンの合計 6 パターンに分類した。図 4 に 6 つのパターンを示した。北風系パターンは気象擾乱が利尻島の東(南東)側を通過する。雨量分布の中心は主に島の北側にあらわれる。南風系パターンは気象擾乱が西(北西)側を通過し、主に暖気移流となる。雨量分布の中心は島の南部~東部にあらわれる。その中から中心雨量が 200mm を越えている事例数は 20 例であり、S2 型が 7 例、N2 型が 8 例であり他の型よりも抜きんでて多くなっている。

また、中心雨量が 300mm を越える事例は解析期間中に 2 例あった。平成 4 年 9 月 26~27 日のケースと 3. のその 1 で述べたケースである。この 2 ケースは共に N2 型であり、利尻島の最大大雨は N2 型で起こることが言える。

N2 型は 2 つの低気圧が本州を挟んで北東進し、日本海側の低気圧が北海道西海上にて停滞することによって宗谷岬方面を回る強い東風が長時間利尻山に巻込むように吹き付けて、島の北西側で雨量が多くなる型である。南風系では S2 型の出現回数が多く、総雨量も多い。

5. まとめ

平成 3 年からの降雨観測によりデータもかなり蓄積することができた。この観測からアメダス 1 点だけでは捉えることのできない小さなスケールの現象も捉えることもでき、また、雨量分布のパターンも分類することができた。この結果、気象擾乱の通過コースや風系からある程度の雨量分布予測が可能となり、目的である土砂災害の予防に通じると思われる。

今後も同様の体制で観測を継続し、データを蓄積した上で、解析を進めるならば、さらにははっきりとした利尻島の降雨特性を掴むことができると考える。

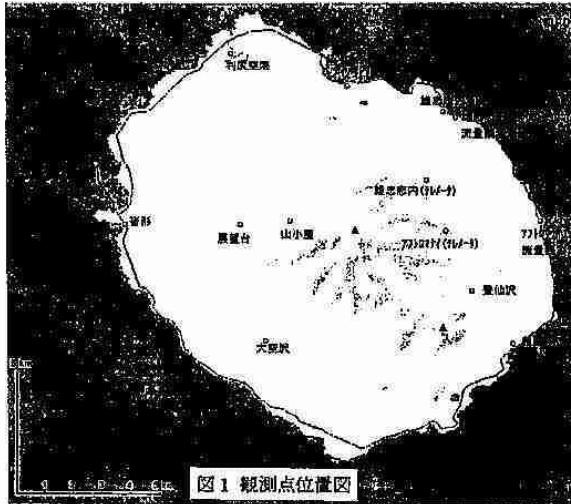


図1 観測点位置図

表1 雨量観測所一覧

| 観測所名 | 標高 | 緯度 | 経度 | 観測開始 |
|-----------|------|-----------|------------|------|
| 雄志志内(下) | 12m | 45° 13.3' | 141° 17.1' | 平成3年 |
| 豊仙沢 | 247m | 45° 09.4' | 141° 17.8' | 平成3年 |
| 鬼ノ瀧 | 17m | 45° 08.2' | 141° 18.9' | 平成4年 |
| 大空沢 | 188m | 45° 08.3' | 141° 12.3' | 平成4年 |
| 展望台 | 430m | 45° 10.8' | 141° 11.7' | 平成4年 |
| 山小屋 | 790m | 45° 10.9' | 141° 13.0' | 平成5年 |
| 湾内 | 40m | 45° 13.8' | 141° 17.5' | 平成8年 |
| 雄志志内(水) | 11m | 45° 13.2' | 141° 17.5' | 平成8年 |
| 77トロマイ(水) | 14m | 45° 10.9' | 141° 19.6' | 平成8年 |
| 雄志志内(砂) | 350m | 45° 12.0' | 141° 16.3' | 平成4年 |
| 77トロマイ(砂) | 340m | 45° 10.5' | 141° 17.0' | 平成4年 |
| 岩形アメダス | 14m | 45° 08.3' | 141° 08.3' | |

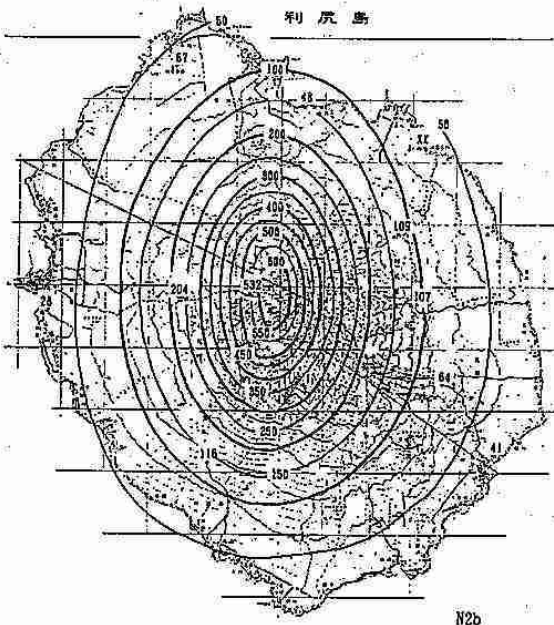


図2 平成9年9月27~29日 島内雨量分布図

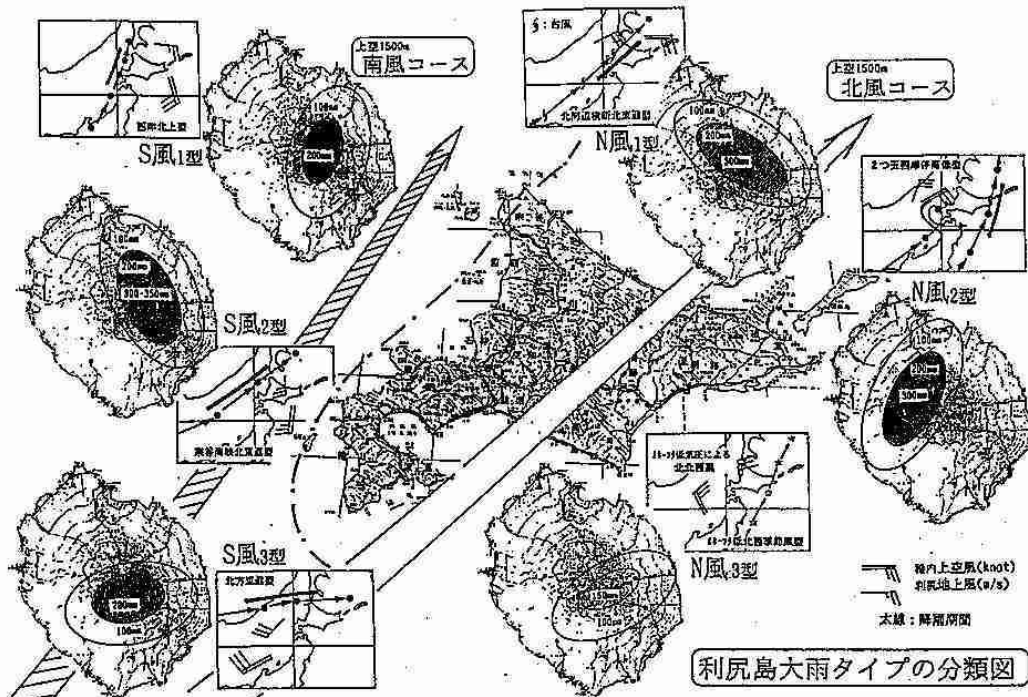


図4 利尻島の大雨降雨パターン分類図

9. GAME/HUBEX IOP 中の降水システム (1998年6月29日・7月2日)の構造

*前坂 剛・上田 博・勝俣昌己・孫 首祥(北大院・理),
武田喬男・坪木和久・耿 驍・若月泰孝・塚本英士(名大・大気水圏研)
藤吉康志・栗原佳代子(北大・低温研), 加藤内蔵進(岡山大・教育)

1. はじめに

現在, GEWEX (全球エネルギー・水循環計画) の地域プログラムの一つとして, アジア地域のエネルギー・水循環の解明を目的とした GEWEX Asian Monsoon Experiment (GAME) プロジェクトが進行中である。その GAME プロジェクトの一環として, 中国大陸上の梅雨前線付近のエネルギー・水循環の解明をめざす Huaihe River Basin Experiment (HUBEX) が日中の協力により中国安徽省の淮河流域で行なわれている。

1998年6月～7月の梅雨季の特別集中観測期間中には, 高層気象観測の強化, Fuyang に設置されている中国気象局の C バンドレーダーの集中観測に加え, 名古屋大学と北海道大学が Shouxian, Fengtai, Huainan に設置した, 3 台の X バンド・ドップラーレーダーを用いた観測も行なわれた (図 1)。この期間中に顕著であった 3 つの降水システム (温暖前線タイプ・寒冷前線タイプ・メソ渦タイプ) について, デュアルドップラーレーダー解析を中心に, 期間中の降水システムの特徴・構造を述べる。

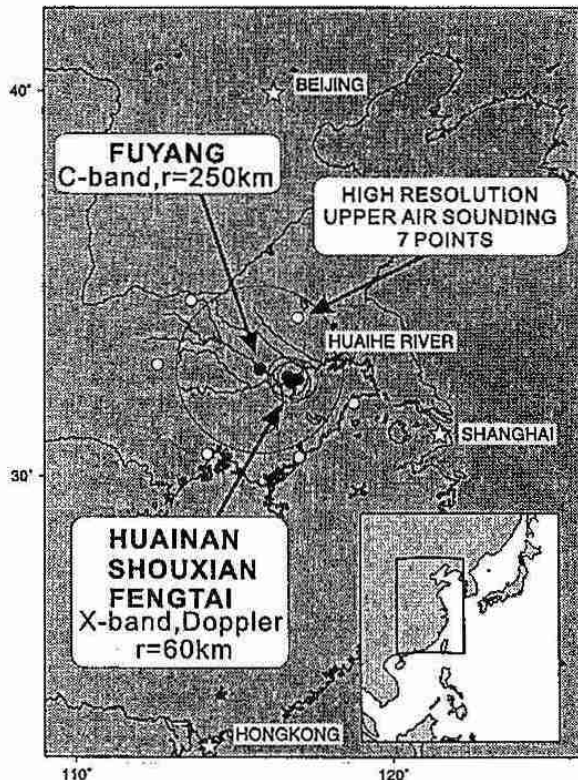


図 1 レーダー設置位置

2. 温暖前線タイプ

6月28日午前中(北京時:BST)に淮河流域の梅雨前線帯でメソ低気圧が発生し東進した。それに伴い, まず温暖前線タイプの降水システムがドップラーレーダーサイト付近を通過した。図 2 はこの時のデュアルドップラーレーダー解析結果の東西断面の時間変化を示している。06BST では高度 4km より上層で相対的に南西風が, それより下層では南東風が吹いている。その後, 上層の南西風の層は次第に下層へ厚くなり, 高度 2km 付近まで南西風の層が現れると対流が発生しはじめた。また, 降水は常に南西風の領域で形成され, 南東風の領域に落下してくると蒸発を受けて地上まで届かないものもある。これは南西風の領域が湿潤であり, 南東風の領域が乾燥していることを示している。

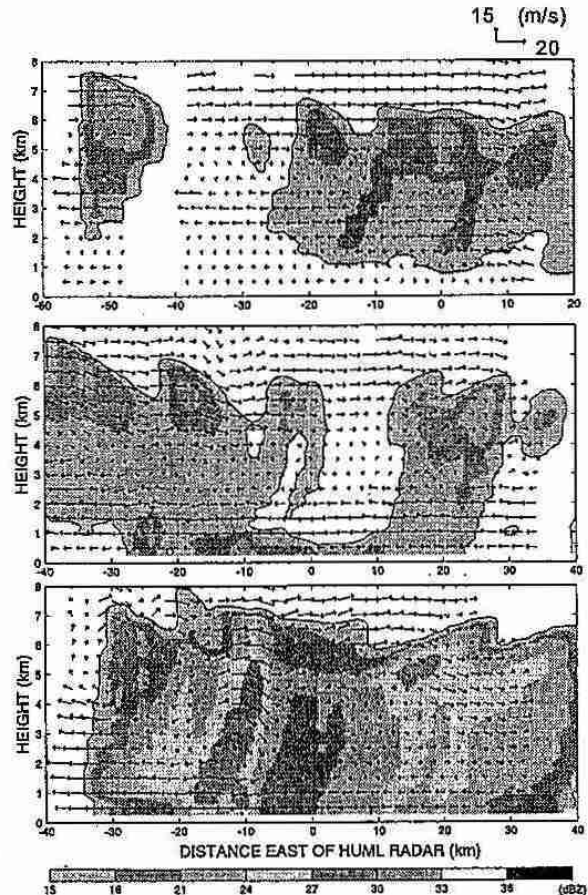


図 2 1998年6月29日に観測された, 温暖前線タイプの降水システムのデュアルドップラーレーダー解析(東西断面)。矢印は平均風を引いた風を表し, 影は反射強度を示す。(上から 06BST, 08BST, 10BST)

3. 寒冷前線タイプ

温暖前線タイプのシステムの通過約6時間後に明瞭な寒冷前線タイプのシステムがレーダー観測範囲に現れた。図3は6月29日1842BSTにおけるデュアルドップラー解析結果の東西断面である。下層の収束域に対応して強い対流が生じており、高度2km付近では進行方向からのinflowが顕著である。また、高度6km付近では進行方向前面へのoutflowが顕著であり、これと下層のinflowが結合した鉛直循環もみられる。下層2km以下のinflowの領域には強い南風成分が存在し、これはメソスケールのLow Level Jetに対応するものと思われる。そして、強エコー域が4km以下の高度にあり、この降水システムはほとんどがWarm Rain Processにより形成されていると思われる。淮河流域をカバーするFuyangレーダー(レンジ250km)で見ると、この寒冷前線タイプの降水システムが次々に発生・東進し、レーダーサイト付近に数度の降雨をもたらした。

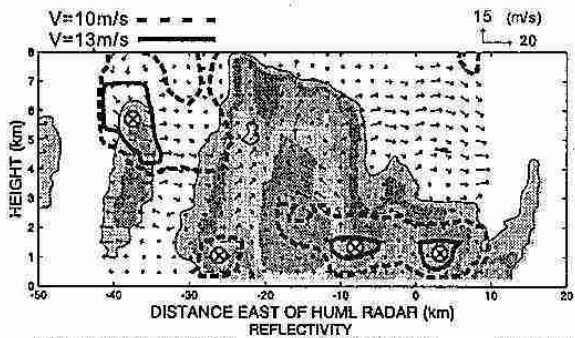


図3 1998年6月29日1849BSTの寒冷前線タイプの降水システムのデュアルドップラーレーダー解析結果(東西断面)。破線は南風 10ms^{-1} 以上の。実線は 13ms^{-1} 以上の領域を示す。他の詳細は図2に同じ。

4. メソ渦タイプ

7月2日午前中に、レーダーサイト付近に梅雨前線が停滞し、Fuyangレーダーによると100~200kmの幅を持つ帯状のエコーが東西の走行を持って東進していた。図4は7月2日0750BSTのFuyangレーダーの反射強度と、その南西-北東の走行をもつ強エコー域付近のデュアルドップラー解析結果の水平断面を(高度2.5km)示している。デュアルドップラー解析によると、強エコー域で南西風(相対的に南東風)と北西風が収束しており、また強エコー域の北東にメソスケールの渦が存在していた。図5は0730BSTでのデュアルドップラー解析の鉛直断面を示している。南北断面の下層には相対的に北風が顕著であり、これが南風と収束し、エコー域の南端で強い対流を生じており、その北側には層状域が形成されている。東西断面をみると、進行方向前面の高度3km付近からのinflowが顕著であり、対流の前面で南風成分、後面で北風成分がみられ、これは先の渦の構造に対応していると思われる。

5. まとめ

GAME/HUBEXの集中観測期間中に観測された梅雨前線帯の降雨システムについて、寒冷前線タイプ・温暖前線タイプ・メソ渦タイプに分類し、それぞれの

特徴・構造をデュアルドップラーレーダー解析により調べた。中国大陸においても、下層の湿った南西風の移流が梅雨前線に伴う降水システムの発生機構に重要な役割を果たしていることが明らかになった。

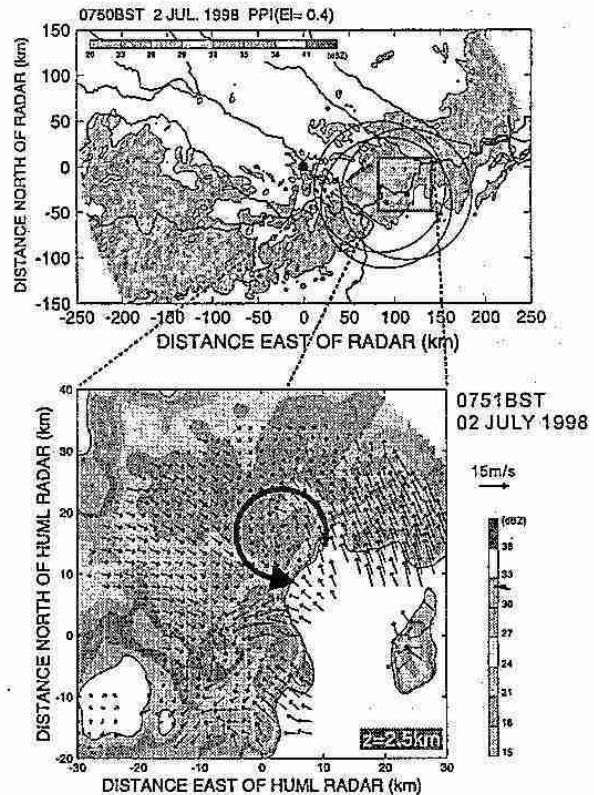


図4 (上) 1998年7月2日0750BSTにおけるFuyangレーダーの反射強度。(下) 0752BSTにおけるデュアルドップラーレーダー解析結果(水平断面)。詳細は図2に同じ。

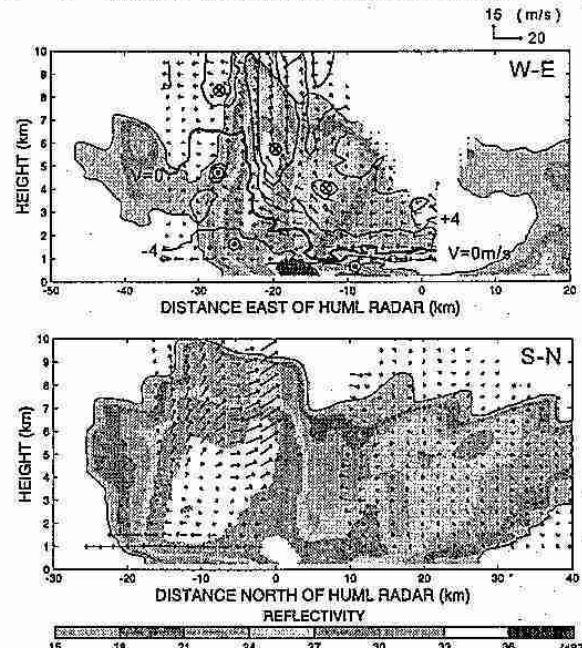


図5 0730BSTにおけるデュアルドップラーレーダー解析結果。図の詳細は図2に同じ。(上) 東西断面。等値線は平均風を引いた南風速度を示している。(下) 南北断面。

10. 大阪平野でのドップラーレーダー観測 (DROP) 概要

* 新井健一郎、藤吉康志 (北大・低温研)、吉本直弘、小西啓之 (大阪教育大)、石原正仁 (関西航空地方気象台、現所属：気象庁観測部観測課)、河崎善一郎 (阪大工学部)

1 はじめに

大阪平野は、日本列島全体からみると内陸部に当たり、年降水量は全国平均に比して少ない。しかし、梅雨期から秋雨期にかけて、短時間に局地的な大雨が発生することが知られている (例えば横田・中島, 1991)。また、雷や降雹、突風など、航空機の運航に大きな影響をもたらす激しい気象擾乱が多く、1996年4月から関西国際空港に「空港気象ドップラーレーダー」が全面運用を開始した。このような激しい気象擾乱は、短期の集中観測ではなかなか現象を捉えることはできない。そこで我々は、以下に述べるような、激しい気象擾乱を捉えるための優れた観測網をさらに生かすため、本研究所の可搬型ドップラーレーダーを大阪平野に設置し、関西航空地方気象台と、「低層ウインドシアの構造の解明」に関する共同調査を開始した。ここでは、本研究所のドップラーレーダーによる観測を中心として、この観測 (DROP : Doppler Radar on Osaka Plain) の概要と、これまでに観測された事例の一部を紹介する。

2 観測の概要

北海道大学低温科学研究所のドップラーレーダーは、北緯 34 度 32 分 45 秒・東経 135 度 39 分 03 秒、標高 180m の大阪教育大学柏原キャンパス内に設置されている。レーダーの観測領域はサイトを中心とする半径 64km、高度 20km 以内で、大阪平野、大阪湾、六甲山地、京都府南部や奈良県北部をカバーする (図 1 参照)。大阪湾北部・大阪平野北部の領域では、関西国際空港に設置されている空港気象ドップラーレーダーとの共同観測によるデュアルドップラー解析を行うことができる。空港気象 C-band ドップラーレーダーの波長は 5cm であり、本研究所の X-band ドップラーレーダー (波長 3cm) とは波長が異なることを利用して、雨滴の粒径分布を求める多波長解析も可能である。

大阪平野では、大阪教育大学が約 6km 間隔の雨量計観測網を独自に展開中で、アメダス (平均



図 1: 北大低温研ドップラーレーダーの観測領域 (半径 64km) およびデュアルドップラー観測領域。

間隔約 17km) よりも高分解能の地上雨量観測が行われている。同時に、柏原キャンパスには、雨滴粒径分布測定装置も設置されている。

この地域では大阪大学による高精度な雷活動の観測も行なわれており、降水現象と雷活動の関係も調査できる。

また、熱帯降雨観測衛星 (TRMM) の観測経路の北限近くに位置するため、観測頻度の高い PR および LIS による降水・雷の観測データとの比較も可能である。

更に、神戸震災以降 GPS 観測点も多く、GPS を用いた水蒸気観測データも利用できる。

3 おもな観測事例

1998年7月29日 大阪府北部から三重県中部にかけて東西に延びるライン状エコー。(図 2)

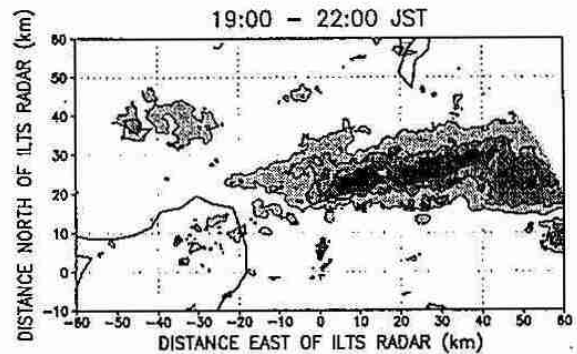


図 2: 1998年7月29日低温研レーダー (仰角 2.7°) で観測されたライン状エコー。19:00-22:00 の反射強度の平均値。15dBZ 以上 5dBZ 毎に表示。

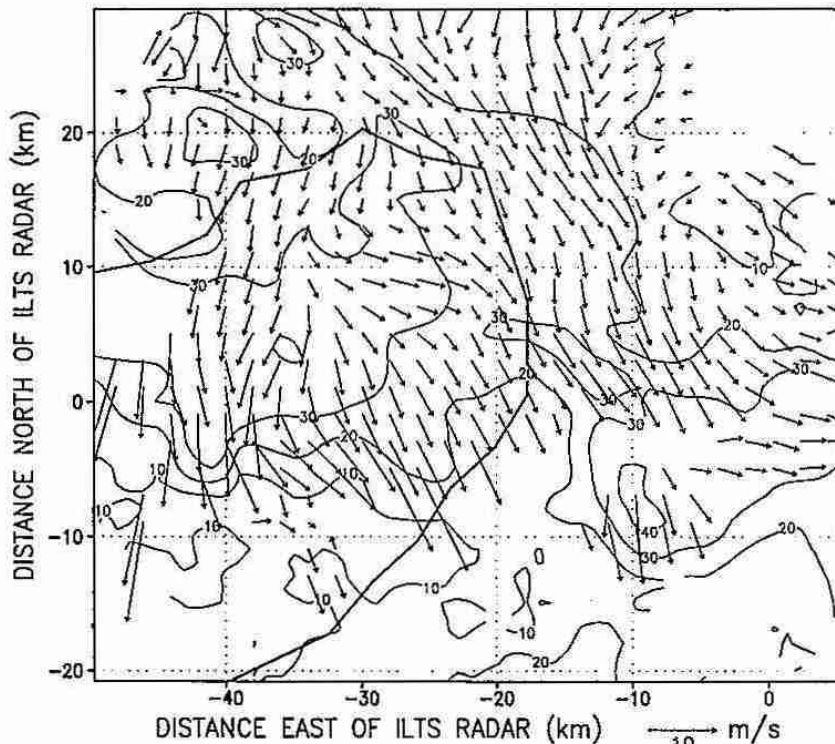


図 3: 1998年8月7日1420JSTにおけるデュアルドップラー解析結果。高度0.5kmでの反射強度 (dBZ) と水平風ベクトル。

1998年8月7日 停滞前線が南下、大阪湾上でダウンバースト発生。図3に1420JSTにおける北大低温研レーダーと関西空港レーダーのドップラー速度を用いたデュアルドップラー解析の結果を示す。大阪湾北部において、下層に強い発散域が見られる。この発散域は高度3km以下で確認でき、下層ほど顕著である。

1998年8月19日 大阪府北部の back building 型のライン状エコー。

1998年8月25日 淡路島上空で発達した帯状積乱雲群の東進。大阪湾上でダウンバースト発生。

1998年8月27日 停滞前線。奈良県桜井市で17-18時の1時間に88mmの雨量を観測。

1998年9月22日 台風9807号。近畿地方各地で暴風雨による被害が相次ぐ。14:00頃に台風が中心がレーダーサイト付近を通過。

1998年10月17-18日 台風9810号。0-1時の1時間に兵庫県名塩で45.5mmの雨量を観測。

1999年3月15日 大阪湾から大阪平野に進入するライン状エコー。

1999年4月6日 日本海上の低気圧から延びる寒冷前線の通過。各地で落雷や突風による被害が相次ぐ。前線通過時に TRMM との同期観測。

4 まとめ

大阪平野での2台のドップラーレーダーによる観測で、大阪平野・大阪湾に発生する激しい気象擾乱を数例捉えている。今後、これらの観測事例をもとに、この地域の気象擾乱の特性の解析を進める予定である。

参考文献

横田寛伸, 中島 肇, 1991: 典型的な淀川チャネル型大雨の事例解析, 平成3年度大阪管区府県気象研究会誌, 46-47.

—夏季大学雑感—

第17回夏季大学『新しい気象』講座雑感

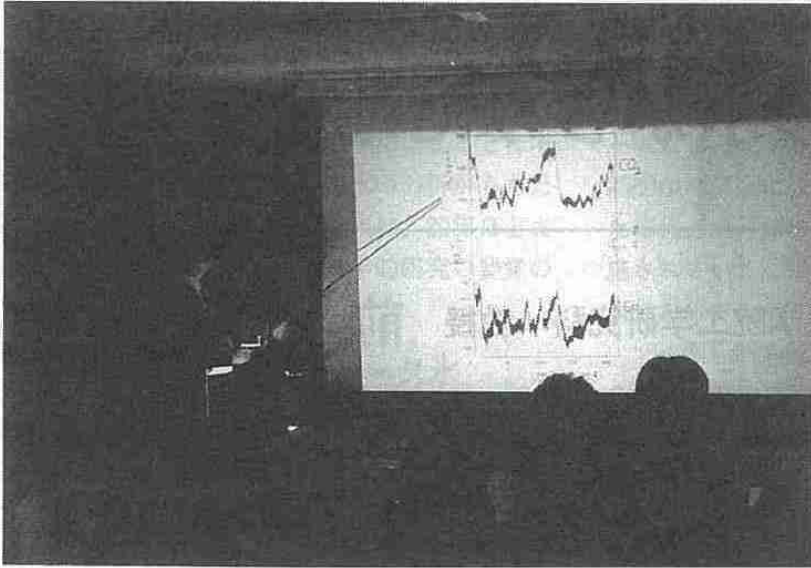
札幌市青少年科学館 富井 卓

第17回を迎えた夏季大学『新しい気象』は、本年も多くの方々にご参加いただき、盛況のうちに終わることが出来ました。

講座の初日は、札幌青少年科学館において、「南極の氷からみた地球環境」、「GPSと天気予報」の2講が行われました。1講目は、南極の氷の分析がもたらす貴重な研究成果を解説していただきました。氷の内部には何万年も前の大気が存在するというお話に、多くの参加者が驚かれたようです。1講目終了後には科学館の低温展示室で、実際に南極の氷の展示を見ていただきました。2講目は、最新の天気予報技術とそれを支える気象観測データの解説を中心に講義が進められました。参加者からは、改めて天気予報の難しさが理解出来たという声が多く聞かれました。

2日目は、会場を札幌管区気象台に移し、「津波に関する基礎的な知識と新しい津波予報」、「シベリア寒冷圏と地球環境」の2講が行われました。1講目は、津波の発生の仕組みや性質についてお話していただきました。参加者からは、津波の高さや規模の意味を今まで誤解していたという声が聞かれました。2講目は、シベリア地域の気候の解説や地球環境に及ぼす影響について、豊富な資料に基づく講義でした。特に、地球環境のシミュレーションが参加者の興味を引いたようです。

最後になりましたが、今回の講座開催に当たりまして、ご指導いただきました気象学会北海道支部の皆様、会場や準備や観測機器等の解説にあられた札幌管区気象台の皆様に、この場をお借りして厚く御礼申し上げます。



受講風景
(札幌市青少年科学館)



受講風景
(札幌管区气象台)



札幌市青少年科学館
見学風景

1. 南極の氷からみた地球環境

北海道大学大学院工学研究科 教授 前 晋 爾

1. はじめに

最近、地球の温暖化が地球的規模の重大な問題として、浮上してきた。と同時に、地球温暖化は、単なる学術上の研究の範囲を越えて、国際的な政治や産業の重要課題に拡大し、さらに深刻さと解決のための緊急性が増大しつつある。近年、テレビ、新聞等の報道を見ても、炭酸ガス排出の削減とかメタンガスの増大といった話題が取り上げられていることを、しばしば目にする。

炭酸ガス、メタンガス、その他数多くのガスは、赤外線を吸収し放出する。地球の大気圏には、炭酸ガス、メタンガスその他の赤外線吸収物質が存在しており、地球から放出される赤外線を吸収、その一部を地球に向かって放射していることは、研究者には良く知られた事実であった。炭酸ガス、メタンガスなどの物質が地球温暖化物質になりうる可能性は、現在のように地球温暖化が大問題になるずっと以前から研究者の間では、重要な問題として取り上げられてきた。

ただ、大気圏（対流圏と成層圏）に含まれる炭酸ガスやメタンガス等の地球温暖化ガスの濃度測定が大変困難であること、赤外線の吸収や放射による地球の温度の計算が容易でないこと、のため地球温暖化は緊急の課題として重要視されることはなかった。むしろ、氷期-間氷期の気温のサイクルからみて、そろそろ現在の温暖な時期すなわち間氷期が終わり、次の氷期すなわち寒冷な時期に入っていくものと考えられていた。

約13-14万年前に、氷期が終わり、気温の高い間氷期に入った。この間氷期は、現在の間氷期の前の間氷期である。この温暖な時期の前後に、現生人類

が登場したと考えられており、我々人類にとって重要な時期である。しかし、この最終間氷期は極めて短く、南極の氷の分析からは、おおまかにみて5千年程度の時間しか続かなかった。

その後、長い氷期が続き、およそ1万年前に氷期は終わり、現間氷期が始まった。前間氷期の後の最終氷期では、気温は時間とともに下がり、最終氷期の終了直前に気温は一番低くなった。この最終氷期の終了時期に、ネアンデルタール人が絶滅している。また、マンモスのような動物も絶滅している。

このように、間氷期-氷期の変化の時期には、地球上の環境は大きな変動を経験する。さらに、氷期に比べ、間氷期は極めて短いこともわかる。もちろん、氷期の期間中も、時間とともに単調に気温が下がっていくわけではなく、気温の変動がある。しかし、やはり間氷期-氷期の気温の変動は大きい。したがって、現間氷期が何時終了するかは、人類の将来のみならず諸生物にとっても重大な問題なのである。

前間氷期は、およそにみて5千年しか続かなかった。一方、現間氷期は、およそ1万年も継続している。したがって、約20年程前には、現間氷期は終わりを告げ、氷期が始まるだろうといわれていた。新聞紙上に、地球が氷に覆われている広告が掲載されることもあったほどである。当時は、近々気温が急激に下がり、氷期がくるものと考えられていたのである。

しかし、よく知られているように、近い将来地球はより温暖化すると警告されている。温暖化の原因は、大気圏で増加し続けている炭酸ガスやメタンガスであるとされている。このため、炭酸ガスの排出規制を国際的に取り決めたり、炭素税を導入したり、

温暖化の原因となる物質の抑制に努力しなければならぬ事態となっている。

このような20年前の考えと180度変わる正反対の状況になったのは、何故なのだろうか。まことに不思議なこの状況の変化は、南極の氷の分析からもたらされたのである。各国の南極観測は、20年ほどまえに探検的要素の強い観測から科学的研究の要素の強い観測に変わっていった。

2、ドームふじ氷とポストーク氷

南極大陸氷（以下大陸氷を氷床と呼ぶ）の表面温度は極めて低い。したがって、南極氷床内陸部では、年間を通じ氷床表面が融解することはない。気温が上昇しても、 -20°C を越えることはないからである。このため、氷床上に融解することなく堆積する。その結果、毎年堆積する雪がそのまま氷床に蓄積されることになる。

南極氷床に蓄積された雪は、その上にさらに蓄積される雪の重力のため、次第に圧縮される。この圧密により、ある深さで通気性を失い、氷となる。水には気泡（空気のかたまり）が沢山含まれるが、その大きさは深さとともに減少し、一定の深さでこの気泡も消失する。雪がつつぎつつぎと蓄積するため、氷床表面から深度を増すとともに年代の古い氷になる。したがって、氷床表面から氷を掘削しながら氷を採取していくと、現在から過去にさかのぼって氷を年代順に取得することができる。南極表面に堆積する年間の積雪量は5 cm以上になるので、圧密化された深い部分の氷でも、年代の精度の良い分析ができる。

さらに重要なことは、南極表面の気温があまりにも低いので、表面に降り積もる雪とともに、空気をも捕捉されてしまう。捕捉された空気は、低温のため変質せず、氷の中にふくまれてしまう。ということは、氷のなかの空気成分、例えば炭酸ガスやメタンガスの含有量を測定すると、過去の大気のこれらの気体成分の含有量がはっきりと分かることになる。勿論、硫酸や硝酸といった大気汚染物質の濃度の変化も測定できることになる。

一方、氷の重力によって氷は流動する。氷床の頂点では、理想的には流動はほぼ垂直になる。しかし、頂点からの距離が大きい場所では、垂直からずれた横向きの流動が生じる。したがって、頂点で掘削採

取した氷の分析は、頂点から離れた地点で掘削採取された氷の分析よりはるかに容易である。

日本南極観測隊は南極氷床の頂点の1つであるドームふじ基地（図1）で氷床掘削を行い、1997年2500mの掘削に成功した。2500m深の氷の計算された年代は30万年を越える。現在、鋭意氷の分析が実施されている。重要な結果が、いずれ近いうちに発表されるであろう。

ソ連南極観測隊は、おおよそ20年前からポストーク基地（図1）で氷床掘削を行ってきた。現在、4000m深までの氷床掘削に成功している。ポストーク氷は、掘削のちフランス、グルノーブルにある雪氷地球物理環境研究所に送られ、随時分析されてきた。ポストーク基地は、氷床の頂点には位置せず、横向きの流動が存在する。このため、ポストーク氷は、ドームふじ氷ほど分析には適してはいない。しかしながら、ポストーク氷の分析結果は、重要かつ貴重な成果をもたらした。

グルノーブル（フランス）の研究所では、氷の ^{18}O （酸素原子の同位体）の含有量を測定し、氷が形成された時の気温を明らかにした。次に、氷に含まれている炭酸ガスとメタンガスの量を測定した。この測定結果を図2に示すが、驚くべき結果が出てきたのである。すなわち、過去の気温の変化と空気中の炭酸ガスやメタンガスの濃度の変化が一致したのである。炭酸ガスやメタンガスは大気温暖化物質であるから、炭酸ガスやメタンガスの増加が気温を上昇させ、あるいは炭酸ガスやメタンガスの減少が気温を低下させたといえるのである。

現在（産業革命以後）、炭酸ガスもメタンガスもどんどん増加している。ポストーク氷の測定結果をそのまま信じるならば、気温はどんどん上昇し、現在世界で重大な環境問題となっている地球温暖化の科学的根拠を、ポストーク氷の分析結果は与えるものとなる。事実、この研究結果が発表されたのち、それまでの地球は寒冷化するという考えは影を潜め、地球は温暖化するという良く知られた地球環境の大問題へと発展していったのである。

講演では、未発表の成果も含め、ドームふじ氷とポストーク氷の分析から得られた成果の主な成果を説明したい。

3、氷のなかの空気

(1) 空気包接水和物結晶

氷のなかの空気はどのように存在しているか、といった研究は極最近始まったといってよい。明らかになったことは、おおよそ500m深まで、空気は空気泡（空気の塊）として存在する。しかし、500m深からは、しだいに空気分子と水分子でつくる結晶、空気包接水和物結晶となる（図3）。誤解を恐れずに簡単にいってしまうと、空気の化石となる。この空気の化石結晶を精密に研究するならば、炭酸ガスやメタンガスの増加が気温の上昇を引き起こしたのか（現在、大多数の気候学者がそう考えている）、あるいは気温の上昇が炭酸ガスやメタンガスの増加を引き起こしたのか、明らかになるのではないかと期待して研究を進めている。

まず、我々の研究室とフランス雪氷地球物理環境研究所とポストーク氷に含まれる空気包接水和物の共同研究を行った。ドームふじ氷でも同じ結果が得られたが、ポストーク氷ではおおよそ500m深で氷に含まれている空気包が消失する。顕微鏡解析で詳しく観察すると、空気泡は空気包接水和物結晶（サイズは300ミクロン）に変化していることが明らかとなった。

空気包接水和物結晶はガスハイドレートの一つである。ガスハイドレートは気体分子を水分子が取り囲み、それぞれの分子が規則正しく配列し、結晶を形成する（図4）。空気包接水和物結晶（以後、エア－ハイドレートと呼ぶ）は、窒素分子、酸素分子、炭酸ガス分子、メタンガス分子などの気体分子を水分子が包接する結晶である。しかも、放射光を使った精密X線構造解析から、氷床中のエア－ハイドレートは単結晶であることが分かった。

以上のような研究は、北海道大学および北海道大学の出身者によってなされたものである。この研究成果を評価されて、ポストーク氷を管理しかつその分析で重要な成果を挙げたフランス雪氷地球物理研究所とポストーク氷のエア－ハイドレートに関する共同研究を行うこととなった。

現在までの主な研究テーマは、

- 1) エア－ハイドレートの形態の観測
 - 2) 気体分子の氷中の移動とエア－ハイドレートの形成と変化の関連
- である。

1) については、研究目的を達成した。エア－ハイドレートは500m以深で観測され、500mから1000mまでの深さでは空気泡とエア－ハイドレートとが共存する、一方、1000m深で空気泡は完全に消失し、エア－ハイドレートのみが存在する。観測結果から、1000m以深ではエア－ハイドレートのサイズと数密度は深さによって変化することが明らかとなった。さらに詳細な研究の結果、エア－ハイドレートのサイズの変化は、氷が氷床表面で積雪として存在している時の温度に依存していることが分かった（図5）。すなわち、気温の高い間氷期に形成された氷のなかのエア－ハイドレートは大きく、氷期に形成された氷のなかのエア－ハイドレートのサイズは小さい。数密度はこの逆になっている。

2) については、主としてエア－ハイドレートのラマン分光測定によって行った。ラマン分光から、エア－ハイドレート中の窒素分子と酸素分子濃度比が解る。その結果、500m深から1000m深の間では、空気泡とエア－ハイドレートの窒素分子酸素分子濃度比は、空気の平均的濃度比から大きくずれる。また、1000m以深では、エア－ハイドレートの窒素分子酸素分子濃度比は、ほぼ平均的濃度比となるが、深さとともに変化する。これらの結果は、予想外の結果であり、ドームふじ氷についての測定も進めている。

1) 2) の結果は、氷の中で窒素分子、酸素分子、それに炭酸ガス分子、メタン分子の移動、すなわち拡散が生じていること、エア－ハイドレートの形成時にエア－ハイドレートに取り込まれる気体分子の分別が生じていることを示している。

(2) 気候と炭酸ガスおよびメタンガス濃度との関係

フランスの研究者達は、ポストーク氷を分析し、過去の気温と炭酸ガスおよびメタンガス濃度との密接な関係を明らかにした。その結果、現在の炭酸ガスおよびメタンガス濃度の急激な増加傾向から見て、地球が温暖化するとの警告がなされるに至った事情は先に説明した。しかしながら、私達

の研究結果は、3、(1)で記述したように、気体分子（温暖化物質分子を含む）は氷のなかで移動する（エア−ハイドレートのサイズと気候の関係も拡散現象からも説明できる）のであるから、氷の中で測定された濃度がそのまま氷床表面にあったときの気体分子の濃度とはならない。この観点から見ると、ポストーク氷は流動の影響が大きく、したがって気体分子の移動が大きく、かつ移動の過程が複雑である。

以上、ポストーク氷の分析結果だけから、炭酸ガスやメタンガスの増加が気温上昇の原因になっていると、結論づけることはできないのである。気温の上昇が先にあり、その結果、炭酸ガスやメタンガスの濃度が増加し、さらに気温の増加を招くとも考えることもできる。後者では、気温の上昇の起因として、温暖化物質の増加以外の原因を考え実証していかなければならないが。

4、今後の展開

地球の将来の気候を予測することは、地球温暖化物質の増加との関連から、大変重要である。しかも、南極氷床を掘削し採取した氷を分析することは、なかでも貴重な研究であることは言を俟たない。

しかし、ポストーク氷の分析には限界がある。氷の流動の影響を除くことができないからである。いっぽう、あらたに掘削されたドームふじ氷は、南極では最も流動のない理想的な氷である。

したがって、ポストーク氷で行った研究をドームふじ氷にも実施し、かつ実験的研究（気体分子の拡散やハイドレートの形成）を平行して行うことにより、真の気温と炭酸ガスおよびメタンガスの濃度の関係を明らかにしていかなければならない。

現在まで、主としてフランスとの共同研究を行ってきた。今後は、フランスの研究者との共同研究を継続するとともに、ヨーロッパやアメリカの研究者との共同研究を作り出していきたいと考えている。と同時に、硫酸、硝酸といった化学物質との関係も明らかにしていかなければならないであろう。

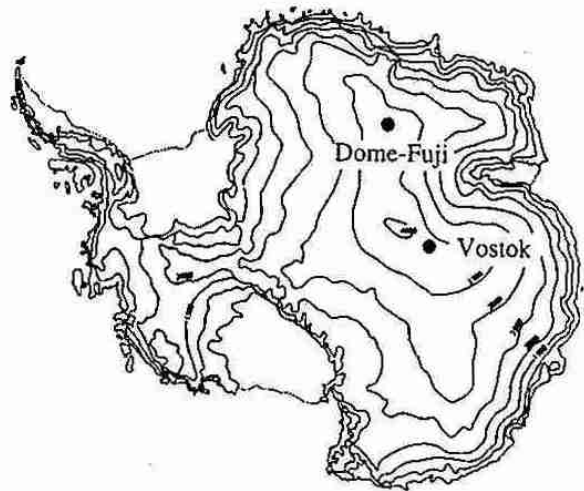


図1：南極全図。黒丸は氷床深層掘削地点を示す

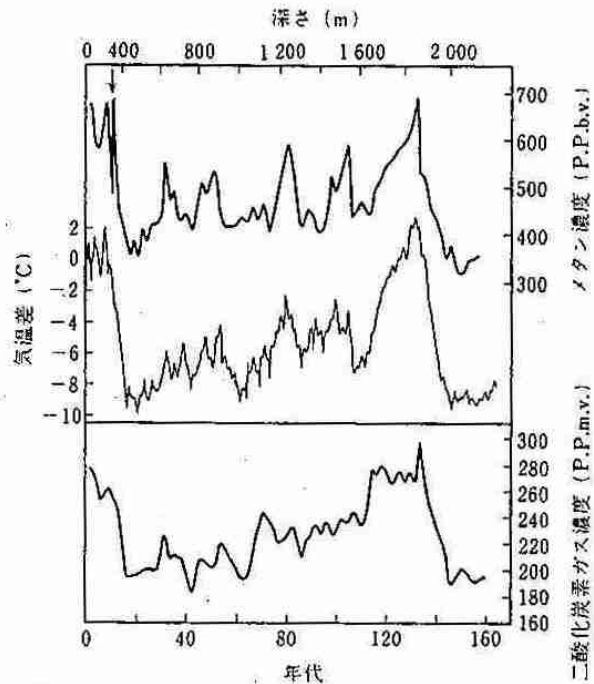


図2：炭酸ガスやメタンガスの濃度と気温の関係（ポストーク氷）

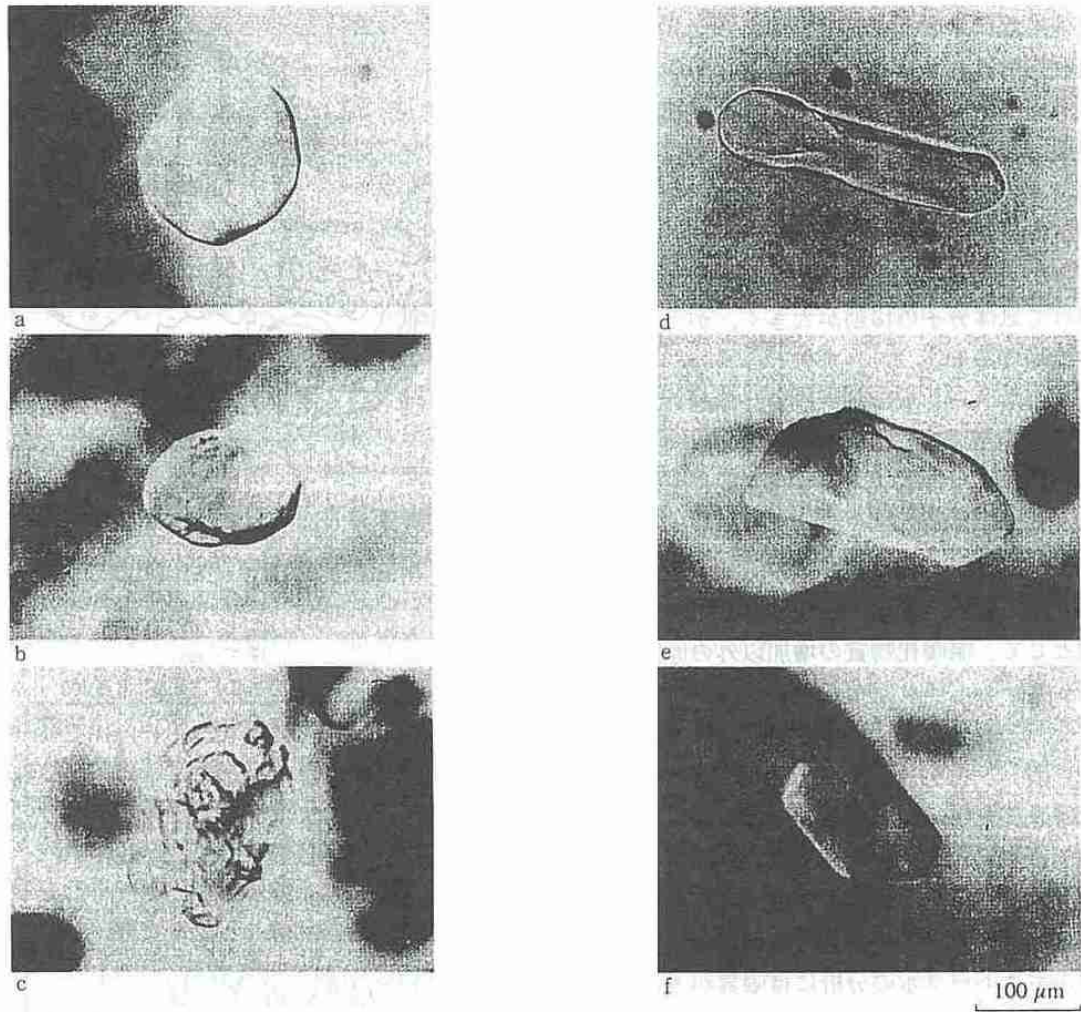


図3：南極ポストーク氷中に存在する空気包接水和物結晶。多様な形態を示す。

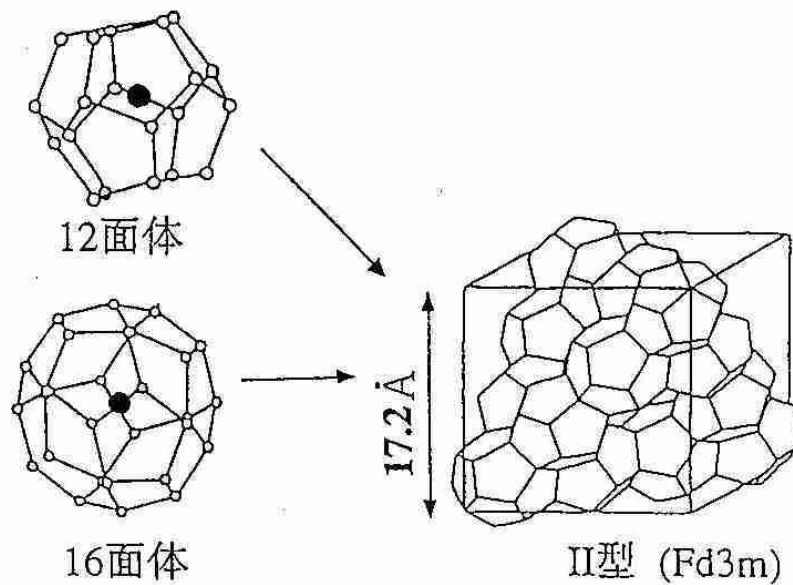


図4：空気包接水和物結晶の構造。白丸は水分子、黒丸は気体分子を表す。精密X線構造解析によって得られた。12面体と16面体の水分子の籠が複雑に配列している（右側の図）。

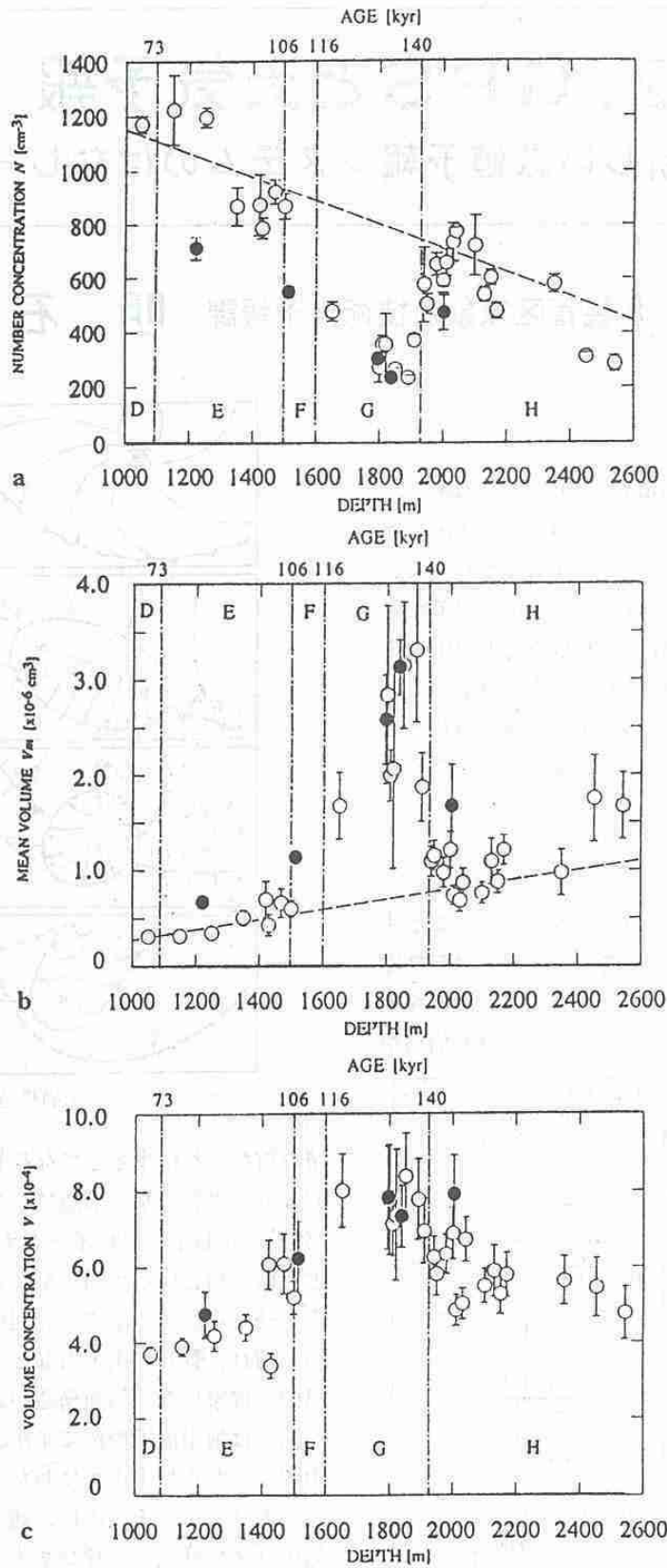


図5：空気包接水和物結晶の数密度(a)、平均サイズ（平均体積）(b)、体積密度(c)の深さ分布。深さ1600mから1900mまでは前間氷期（サーガモン間氷期）に相当する。

2. GPSと天気予報

— 新しい数値予報システムのはなし —

札幌管区気象台技術部予報課 明石 秀平

はじめに

GPSはGlobal Positioning Systemの略で、全地球測位システムと呼ばれています。GPSが天気予報にも深く関わっているという話をとおして、現在開発中の新しい天気予報システムについて解説します。まず最初に、私たちを取り巻く大気中のさまざまな現象の姿と、それを予測する数値予報という技術について簡単におさらいしてから、GPSを登場させようと思います。それでは、基本となる天気の科学から始めましょう。

1 天気のすがた

階層構造 私たちのまわりの自然界には、さまざまな事物や現象が存在していますが、それらは無秩序に集まっているのではなく、一見単純に見える現象も、さまざまな大きさ(スケール)の物質や構造が

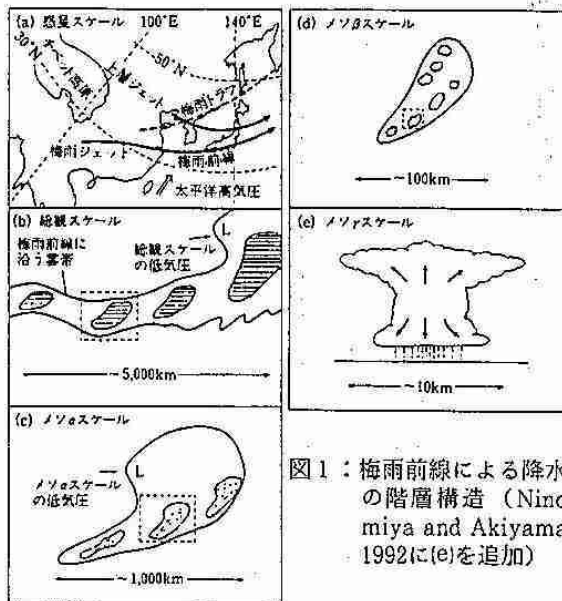


図1：梅雨前線による降水の階層構造 (Ninomiya and Akiyama, 1992に(e)を追加)

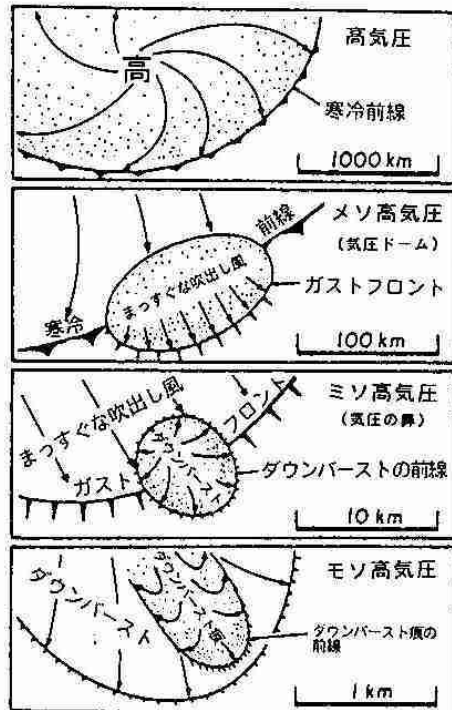


図2：ダウンバーストの階層構造 (Fujita,1981を和訳)

積み重なった結果として存在しています。その代表的な例は物質の基本構造で、今世紀に入ってから、(分子-)原子-素粒子-クォークのように、次々と究極の物質構造が明らかにされ、今も最先端の研究が続けられています。今回は天気予報のお話ですが、晴れ、曇りや雨・雪などの天気を決めている大気中の現象にも、階層構造があります。

図1は梅雨前線の例ですが、(a)の梅雨前線には、中国大陸から数千キロにわたって延びる(b)の雲バンドがあります。その中に、通常よりは小さな(c)の低気圧(メソ低気圧と呼びます。「メソ」とは「中間の」の意味です。)が隠れています。メソ低気圧は、ところどころに強い雨雲のかたまり(d)を持っていて、

最終的には一つ一つの積乱雲(e)が頭上にさしかかると雨になるわけです。

もう一つの例をあげると、図2は航空機事故の原因として解明されたダウンバースト(強い下降気流)の概念図です。一番上の図の高気圧は、ごく普通に見られる高気圧とほとんど同じで、中心から寒冷前線の方向へ吹き出す風は、おおよそ数m/s程度の風速です。寒冷前線の一部では、特に強い風(ガスト)が吹き出す場所があり、そのガストの前線でダウンバーストが発生します。この階層構造では、現象が小さくなればなるほど、風速が大きくなるという特徴があり、ダウンバーストの風速は台風やトルネード並の数10m/sにまで達し、航空機を墜落させたり、電柱をなぎ倒したりします。

現象のスケール これらの例で見たように、大気中にはさまざまなスケールの現象があり、大まかに分類すると、図3のようになります。この図では、縦軸に空間スケール、つまり現象の水平方向への広がりを取り、横軸には現象が継続する時間の長さをとってあります。これらの軸の目盛りは対数になっているので、通常とは違って一目盛り進むごとに距離や時間が10倍になることに注意してください。

この中でもっとも大きなスケールの現象は、最近、異常気象の原因として名指しされることの多い「エルニーニョ現象」です。簡単に言えば、太平洋赤道海域の海水温が高くなることで、地球上の各地の気象に影響するというものですが、1万キロ(赤道から北極までの距離)前後の広がり、1~2年にわたって続く現象です。

右から3番目の楕円に「高低気圧」が入っています。これが毎日の天気を基本的に支配する現象で、大きさは数千キロ、数日~1週間程度の寿命です。低気圧や、次の楕円に入っている前線が近づくと雨が降り出しますが、実際の雨雲である積乱雲は、さらに小さなスケールの現象です。雨降りが何時間も続いているようでも、一つ一つの雨雲は1キロ程度の大きさなので、雨の降り方は10分程度で変化することが多いのです。また、豪雨や暴風などの激しい天気は、これら小スケールの現象に伴って発生することが多いので、特に「メソスケール現象」と名づけて、それをいかに予想するかが、最近の予報の焦点となっています。

この図を見て、さまざまな現象がだいたい一直線上に並んでいることに気がつくでしょう。つまり、

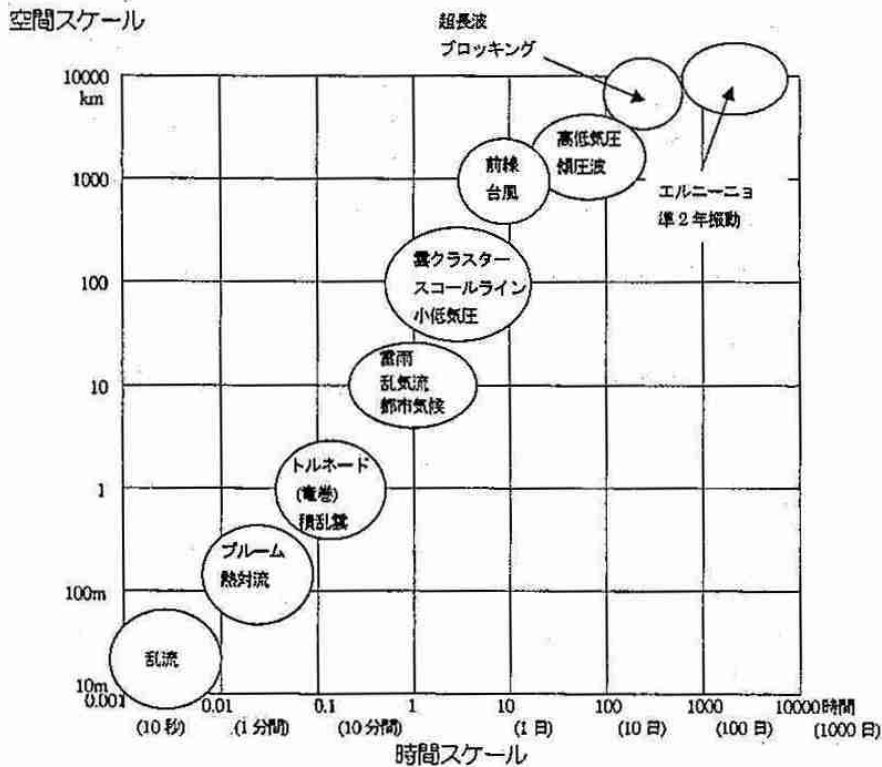


図3：大気中のさまざまな現象のスケール

空間的な広がりが大きな現象は寿命が長く、逆にローカルな現象は短命であるということです。不思議なことに、「大きくて短命」とか「小さくて長寿」という現象はまず無い、と言えます。また、図から直接はわかりませんが、これらの現象はそれぞれ独立に現れるわけではなく、それぞれがエネルギーをやりとりして、発生の原因・結果としても関係しあっていることも知られています。

2 数値天気予報

スーパーコンピューター 天気予報と言えば、どのようなイメージを持つでしょうか。「下駄を投げる」というのは冗談としても、「蛙が鳴く」とか「山に笠雲がかかる」(図4)と雨になるとか、天気ことわざが昔からあります。ことわざの中には、まったく根拠のないものもありますが、現在の知識で見直すと、科学的に納得できる因果関係を説明しているものもけっこうあります。



図4：富士山にかかる笠雲の分類 (阿部正直, 1939)

次に連想するのは、天気図を前に考えをめぐらす予報官の姿でしょうか。20年から30年前は確かに、予報官個人の経験や「かん」がものをいっていました。天気現象をもたらす大気の物理法則を理解し、その地域と季節にふさわしい、どのような天気変化を考えられるか、それが予報官の仕事でした。

しかし、現代の天気予報はまったく別の姿です。数値(天気)予報という技術が天気予報の中心的役割を果たしています。電子計算機(スーパーコンピューター)を用いて、大気の振舞いを記述する運動方程式を計算し、その答えとして、天気分布と変化を一目でわかる形で出力してくれます(図5)。つ

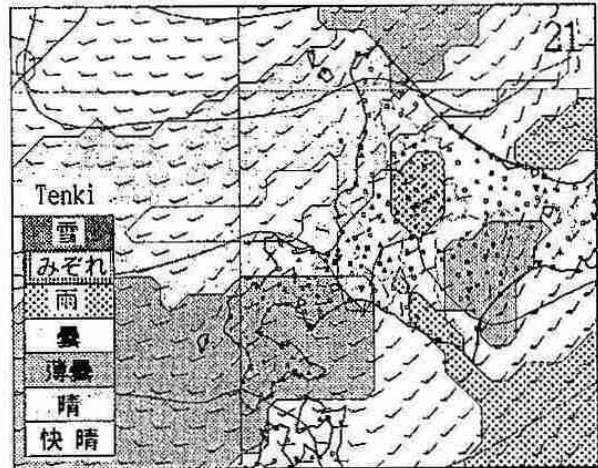


図5：コンピューターによる天気分布の予測例 (1999年6月16日の21時を予想)

まり、現代の天気予報は、物理学の法則に基づく大気現象の数値シミュレーションであると言って良いでしょう。現代の予報官は、数値予報の誤り(コンピューターも時々間違えるのです)を修正したり、数値予報が苦手な部分を補ったりして、適切な天気予報を発表するように仕事が変わってきました。そして、大雨や強風が予想されると、タイミング良く注意報や警報を発表し、自治体や警察・消防などと連携して災害の防止を目指すこと、それが予報官のもう一つの重要な仕事になっています。

数値予報モデル 数値予報では、大気の現在の状態を観測して、大気の流れ(運動や変化)を説明する数種の運動方程式にデータとして入力し、それを解いて、将来の大気の状態を予測します。その時に、計算しやすいように大気の状態をモデル化することから、「数値予報モデル」とよばれますが、具体的には図6のように、実際の地球に似せて、海や山を

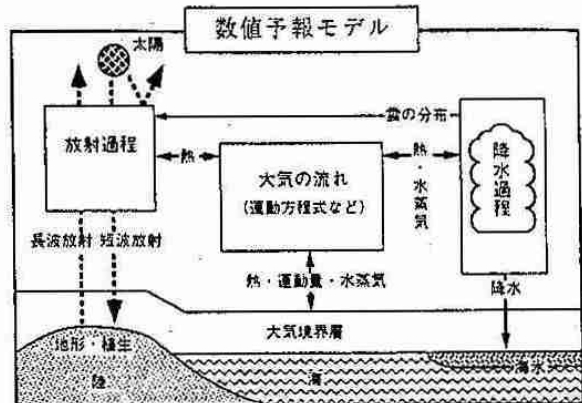


図6：数値予報モデルの構成

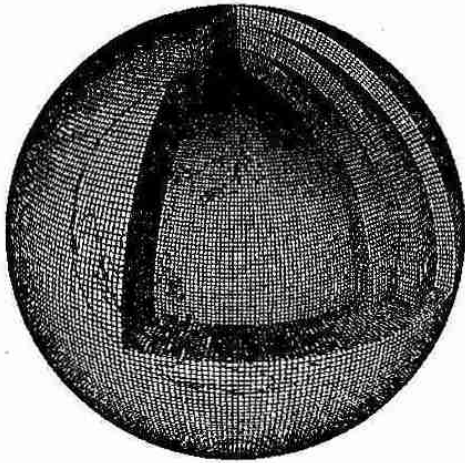


図7：数値予報に用いられる格子網の概念

作り、太陽からの熱、雲からの降水など、さまざまな現象をモデル化して、大気の流れや、熱エネルギーや物質のやり取りを計算します。

気象庁の「数値予報モデル」を紹介しましょう。代表的なモデルとしては、まず、全球モデル GSM (Global Spectral Model) があります。GSM は文字どおり地球全体が対象で、水平・垂直に規則正しく並んだ格子で地球を覆い(図7)、それぞれの点にデータを与えて、大気の状態を計算します。格子の間隔は約55km、地球全体で $640 \times 320 = 204,800$ 格子になります。垂直方向にも30層に分けているので、合計ではさらに30倍の約600万格子が一度の計算の対象となります。しかし、一回の計算で予想が完了するのではなく、数分間隔で少しずつ計算しながら予想を延ばしていきます。GSM は192時間

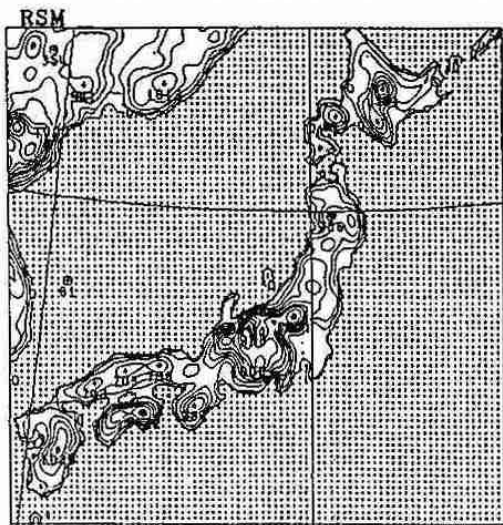


図8：RSM で表現している日本列島の地形

(8日先)まで予想するため、膨大なデータ量と計算量(計算時間)がかかり、数値予報のためにはいつもその時代の最新鋭の電子計算機が使われています。GSM の主な利用目的は週間天気予報と台風の進路予報などです。

もうひとつ、領域モデル RSM (Regional Spectral Model) があります。RSM は日本を中心とした東アジア領域が対象で、この範囲だけで水平格子間隔約20 km、 $257 \times 217 = 55,769$ 格子、鉛直方向には36層という細かな網の目で構成されています。主な用途は明後日までの天気予報ですが、天気分布予報や時系列予報などの新しい天気予報もこのモデルで作成しています。RSM の日本列島の地形は図8のようになります。北海道付近を見ると、大雪山系、日高山脈などの山地、渡島半島や知床半島が識別できる細かさです。先の図5の天気分布は RSM から計算したものです。

3 観測データ

観測システム 数値予報を支える技術の第一は、もちろん方程式を精度良く解いていく計算技法であり、スーパーコンピュータの能力であるのは間違いありません。それと同等かそれ以上重要と考えられるのが観測データ(の質と量)です。前章で、数値予報とは観測データをもとに、大気の将来ある姿を再現するシミュレーションだと述べましたが、もともとの観測データがどれだけ自然の有り様をとらえているかが非常に大切です。言い換えれば、観測データに予測を生み出す「種」が含まれていなければ、いくら精密に計算しても、「現象」は生まれてこないのです。

その観測データの現状を紹介します。図9の(a)は最もなじみ深い地上気象観測です。世界気象機関に加盟する世界中の国々の観測所で、毎日時刻を決めて一斉に、天気、風向・風速、気圧、気温、湿度、雲量、降水量などを観測しています。この図には5,000点以上の観測点が含まれています。次の(b)は、高層気象観測で、一日2~4回、測定器を下げた気球を揚げて、約30km上空までの気圧、気温や風などを測ります。観測点数は数分の1に減少しますが、3次元のデータが得られるため、数値予報にとっては、最も大切な観測データと言えます。この他に、

船舶や航空機、無人の海洋気象ブイによる観測なども行われています。

これらの地上気象と高層は地上からの観測のため、陸上や島に限られ、海上の観測点はごく少なくなります。陸上でも砂漠や極地方は観測点の密度が薄くなっています。地球全体を覆う数値予報の格子網にデータを与えるためには、なるべく地球上に均一に分布した観測データが欲しいので、気象衛星による観測が重要になります。図9の(c)は、米国のNOAA衛星の観測から得られた気温のデータで、基本的には海陸や緯度を問わず、均一なデータが得られます。日本の静止気象衛星「ひまわり」の観測も、気温や風、雲量、海面水温などのデータとして使われています。

これらのデータを組み合わせて、現在の数値予報の精度が達成されているわけです。

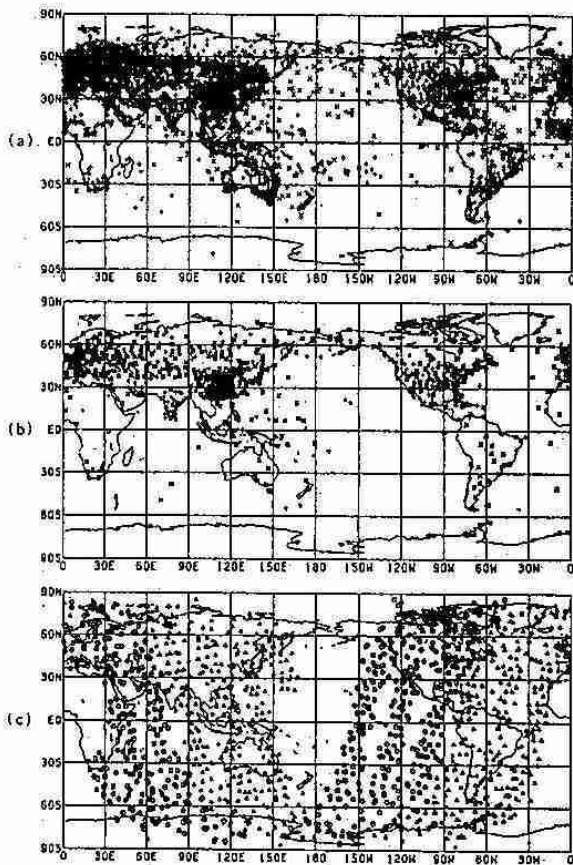


図9：数値予報に用いた観測データの分布
1992年11月30日の例
(a)地上気象観測 (b)高層気象観測
(c)気象衛星の観測

4 観測データとしてのGPS

MSM 気象庁はメソ数値予報モデル MSM (Mes oScaleModel) を開発し、現在試験運用中です。MSM はメソ気象現象を対象にして、天気予報の精度を高めながら、大雨や暴風などの気象災害にも的確に対応しようというモデルです。そのために水平格子間隔10kmと、現行RSMの倍に分解能を高めています。RSMより狭い範囲を対象に、1日4回の運用が計画されています。MSMの分解能がわかるように、図10には北海道領域の地形の表現をRSMと比べる形で示しました。かなり細かな地形が判別できて、例えば積丹半島や夕張山地などが分ります。羊蹄山を中心とした山々も見えそうです。

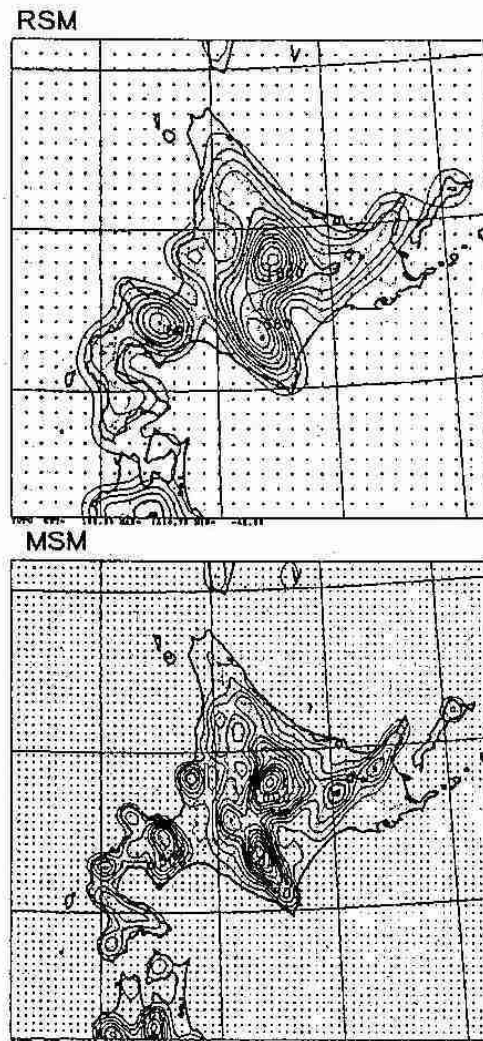


図10：RSM（上）と比較した MSM（下）の地形表現

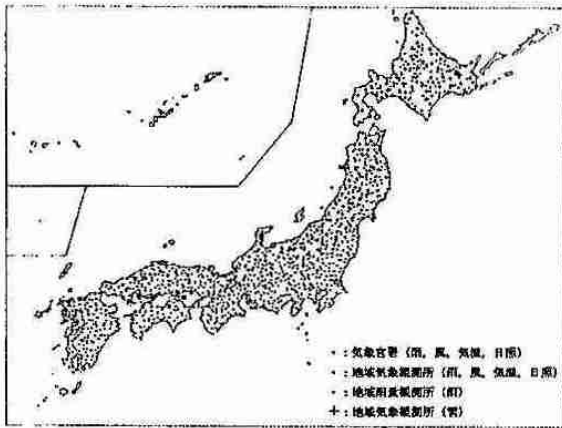


図11：気象庁のアメダス観測網

モデルの性能を高めた時に、次の問題は観測データです。前の節で見たような通常の観測網のデータは、空間的にも時間的にも粗すぎて、MSM が目標とするメソ現象がデータとして含まれていなかったということにもなりかねません。MSM には、まず、アメダスの観測 (図11) を使います。アメダスは地上だけの観測で、風・気温・日照時間・降水量に限られ、地点の間隔は20km程度で、やや物足りません。次に、レーダー観測のデータ (図12) もアメダスと組み合わせて、5 kmメッシュの降水量データとして入力します。しかし、まだまだ空間的に、時間的に細かな観測データを探する必要があります。GPS そこで、新しいモデルにはふさわしい新しいデータをという考え方が生まれ、いよいよ GPS の出番です。GPS、全地球測位システムは、米国によって開発・運用されている最新の測量、位置決定システムです。地上約2万キロの高さを周回する24個の衛星 (図13) のうち、4個以上の衛星からの電波を受信して、三角測量と同じ原理で、自分の現

在の位置を決定します。通信技術の発達によって小型の設備が実用化され、最近のカーナビゲーションでは主流のシステムになりました。

このデータが、最新の数値モデルのための観測データでもあるのです。その原理を説明しましょう。GPSは、衛星から観測点まで電波が伝わるのにかかる時間をもとに、衛星との距離を計算します。この距離計算の精度が大切です。カーナビで使うのなら、数十mぐらいの誤差があっても、ほとんど「使い物」になります。しかし、地震予知などを目的とした地殻変動を検出することも、GPSの大切な役目であり、この場合は数mmの精度で距離を決定しなければなりません。そのためには、衛星に搭載している時計の時刻を正確に補正することから始めて、衛星からの電波が通過してくる大気の影響を補正する必要があります。

大気の影響の中で最も大きいのは、水蒸気の量です (気象の分野では、水蒸気が全て雨に変わったと仮定して「可降水量」と呼びます)。電波の通り路で水蒸気が多いほど、地上へ到着する時刻は遅くなります。この関係を逆に応用すると、GPSのデータを解析して、大気の可降水量や気温を推定できることがわかってきました。

特に日本付近では、地殻変動を監視している国土地理院が、電子基準点 (図14) として日本全土に高密度のGPS観測網 (図15) を展開しているので、きめこまかなデータが得られる条件が世界一整っています。今までの高層観測では、せいぜい200~300 km間隔で1日2~4回しか算出できなかった可降水量が、10~20km間隔で、しかも10分ごとに算出できます。図16は日本列島を寒冷前線が通過したと

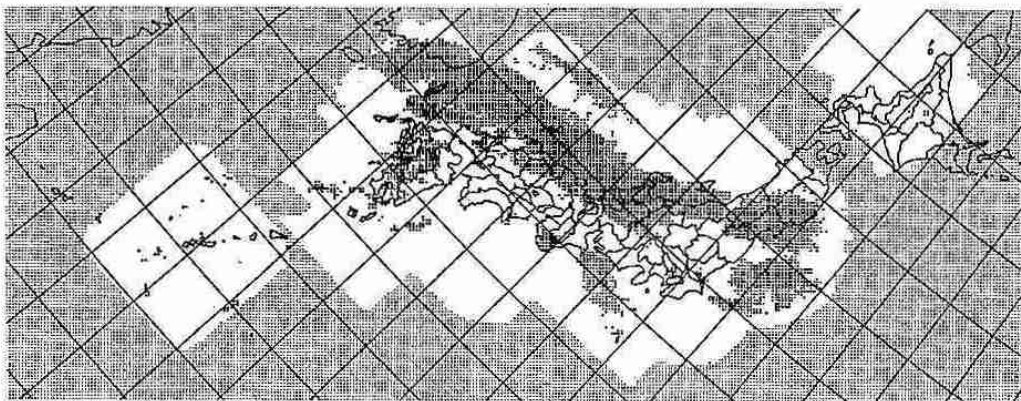


図12：気象庁レーダーの全国合成図

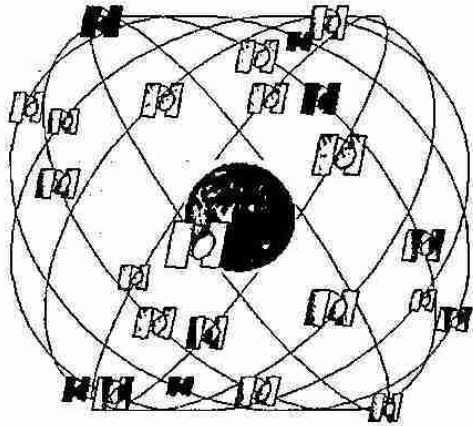


図13：GPS の衛星（東京商船大学のHPより）

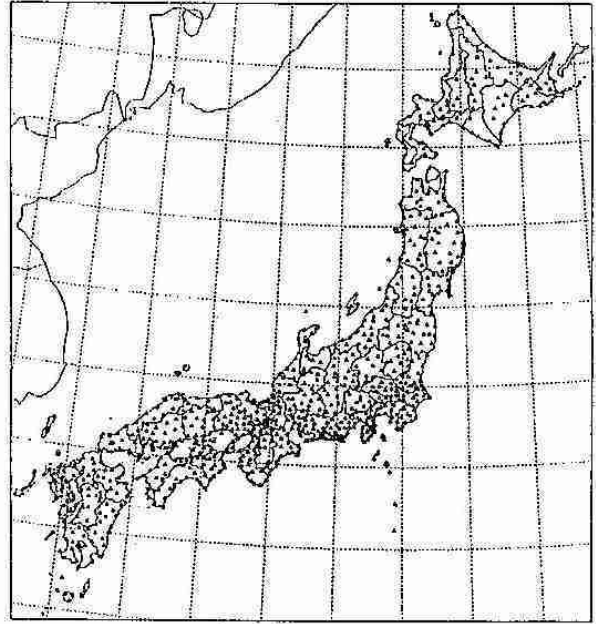
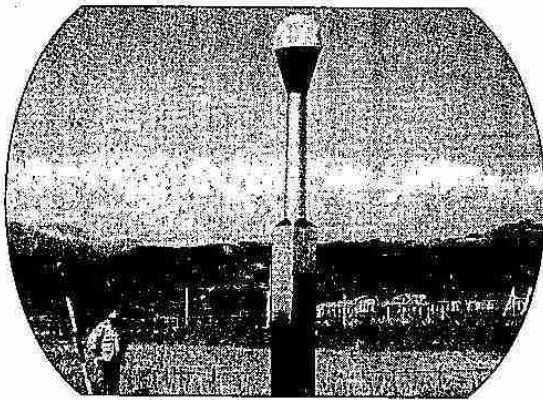


図15：国土地理院の全国GPS観測網（萬納寺信崇, 1998）



電子基準点 瀬棚町

図14：国土地理院の電子基準点（「国土地理院概要」より）

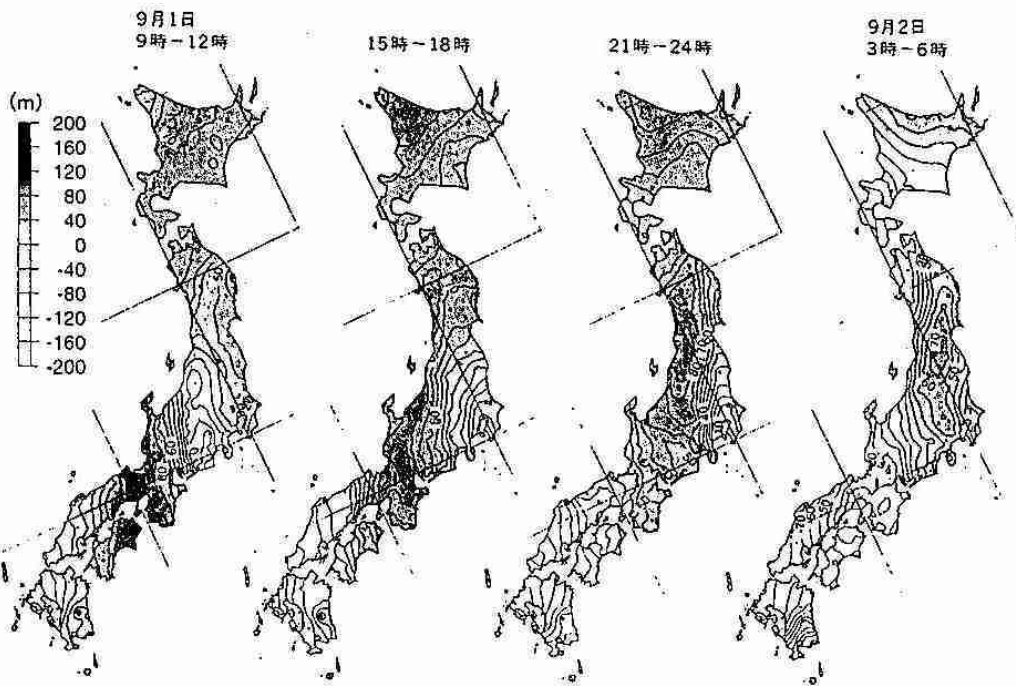


図16：GPS による前線通過時の可降水量の変化（岩淵他、1997）

きの、可降水量分布の変化を捉えたものです。湿った状態から乾いた状態へ移り変わる様子が、きめこまかく算出されています。

このように、もともとGPSは天気予報のためのシステムではないのですが、気象観測データとして

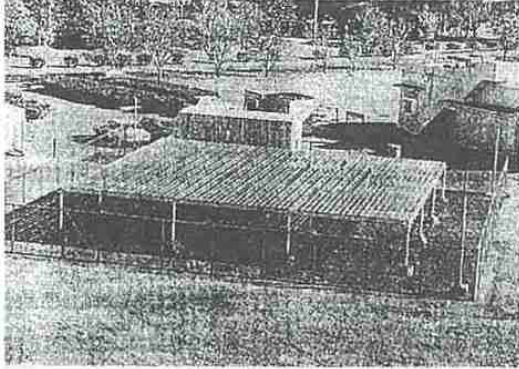


図17：ウィンドプロファイラーのアンテナ（気象研究所）

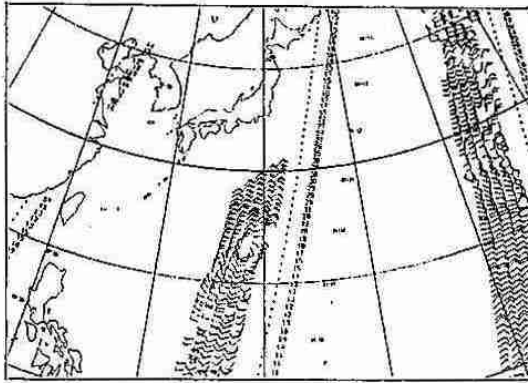


図18：ERS-1衛星による海上の風と波高の観測例

も非常に役に立つことが確認されました。この他にも、次のようなさまざまな観測データを使います。ドップラーレーダーやウィンドプロファイラー（図17）という新機能のレーダーによる観測データからは、地上の風や上空の風の細かな分布が提供されます。航空機に搭載して自動的に気温や風を観測し、通報するACARSというシステム。ADEOS（日本）やDSMP（米国）、ERS（欧州）などの地球観測衛星のデータ（図18）も、風や可降水量のデータとして使う計画です。図19はこれらのデータを、最初に見た現象のスケール図の形で整理したものです。このようなデータの利用は、日本だけではなく、米国でも新型の統合観測システムという構想（図20）が進められています。

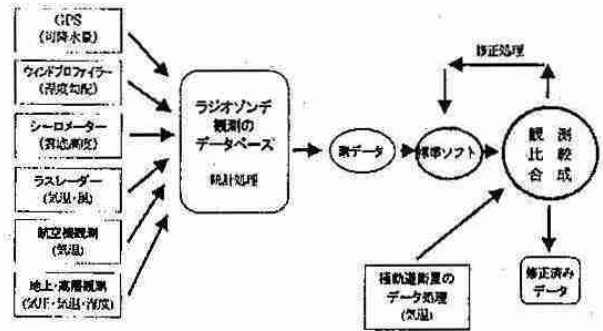


図20：米国海洋大気庁の新観測データ利用システム (Stankov, 1998を和訳)

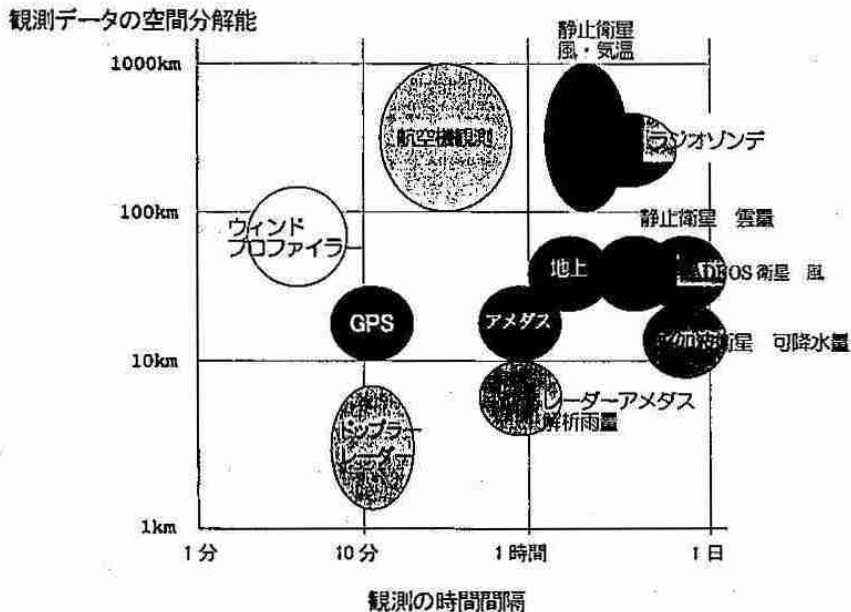


図19：新しい観測データのスケールによる分類（平、1993 を改変）

5 天気予報の将来

天気予報の将来 前章で説明したメソモデルの試験結果を紹介しましょう。図21は北海道の風の予報を、MSMとRSMで比めたものですが、MSMのほうが日高山脈でせき止められる地上の風の分布をより実際に近い形で予想しています。この他に強雨域の予想での改善にもMSMの有効性が確かめられています。一方、地球全体を相手にして、長期的な気候の振舞いを予測する分野のモデルも発展しつつあり、地球を環境システムとして監視するためにも使われるようになってきました。

…このような変化の中で、予報官が関わって発表する天気予報も、数値予報などの精度にふさわしいありかたに変わって行こうとしています。当面の方向としては、毎日の天気予報は、言葉や文章の上ではなるべく簡潔に表すようにしながら、細かく天気の見通しを伝えることができる時系列予報などでは、さらに精度を高め、予報項目も増やす計画です。そしてメソモデルを駆使して、防災のための局地現象の予想にも全力をあげることが、21世紀初めの予報官の仕事になると考えられています。天気予報に加えて、防災情報のプロフェッショナルとしての予報官の姿です。

予報とカオス ヒット映画「ジュラシックパーク」の原作者であるマイケル・クライトン氏はかつて新聞のインタビューに答えて、「現代人は中世の錬金術師を笑うが、同様に、次の世紀の人たちは完全な気象予測をしようと努力している現代人を笑うだろう。」と話しました。クライトン氏が言うように、

かつて、数値予報モデルをどんどん精密化し、分解能を上げれば、予報の精度は着実に向上するという考え方が支配的であった時期がありました。しかし、20年ぐらい前から、カオス（混沌）という理論が確立し、決定論的な天気予報の考え方は修正を迫られました。

「バタフライ（蝶々）効果」という言葉があります。地球上のどこかで蝶が羽ばたいただけで、その空気の動きが拡大して伝搬し、別の場所の天気を変えてしまうという意味です。やや荒唐無稽な誇張したたとえですが、実際、大気はその振る舞いを決して完全には予測できない、カオスという性質を持っています。それに加えて、気象観測には、ある程度の観測誤差が避けられません。誤差を含んだ観測データから出発したモデルの予想結果も、カオス的な性質を持ってしまいます。例えば図22は計算の初期値に少しずつ誤差を与えたときの気温予想の変化

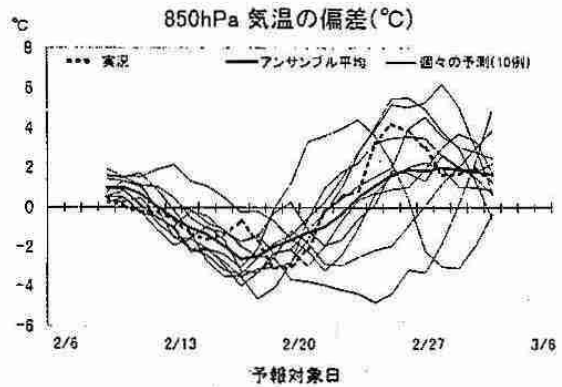


図22：アンサンブル予報の実例 1997年2月6日のデータによる向こう1か月間の気温予想 誤差を与えた10例のグラフと、その平均、及び実況

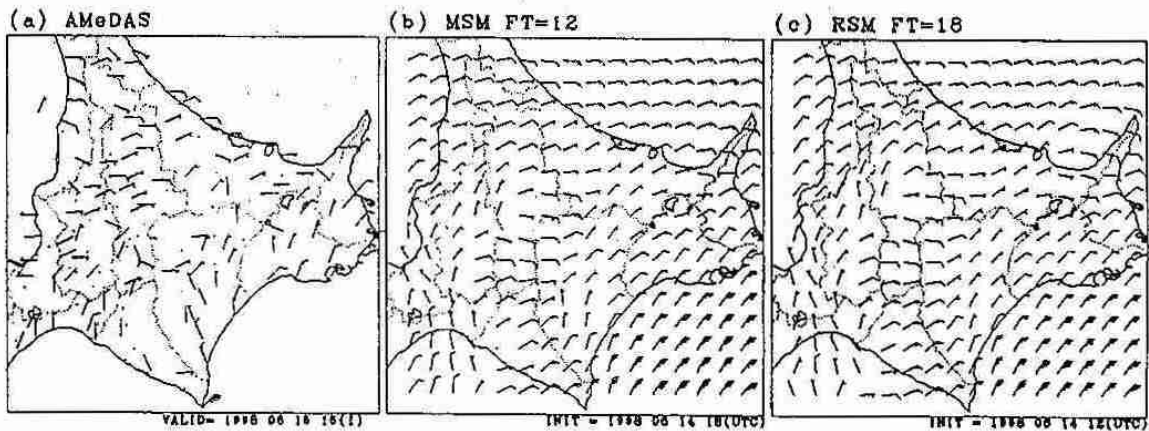


図21：MSMによる北海道付近の地上風の予測 (a)アメダスによる実況 (b)MSMの予想 (c)RSMによる予想

(これら一群の予想結果をアンサンブル—仏語で全体、合奏など—と言っています。)を示しています。初めに与えた変化はごく少なくとも、予想を続けていくと、まるで正反対の予想結果が得られることがわかります。

最近では、アンサンブル予報を使い、モデルの予想のばらつき具合を精度として示すことも、週間天気予報や1カ月予報で試みられています。同じ予報文でも、ばらつき具合が小さいときはかなり確実で、逆にアンサンブルがばらついている時は、ちょっと自信がない予報というように、信頼度を付け加えた天気予報になります。近い将来は、ごく短い期間の予報でも、アンサンブル的な性質を利用する可能性があります。

予報の適中率 図23は戦後約50年間の天気予報の適中率の変化です。70%ちょっとからスタートした予報の成績は、年ごとの変化では紆余曲折があるものの、長い目で見ると徐々に向上し、85%近い高得点を得るまでになってきました。この背景には、大気現象を理解して当たる予報を目指してきた予報官の努力の積み重ねと、これまで見てきた数値予報の改良を進めたことの両方があります。今後もMSMのようなメソモデルと、GPSに代表される新しいコンセプトの観測データを利用して精度向上の努力は続けられるでしょう。

ただし、言葉でいうほど簡単な仕事ではありません。たとえ首尾良く成果があらわれたとしても、10

年間ほどかかって数%の適中率向上があれば御の字というのが、現代の天気予報の世界なのです。

参考図書 (さらに天気予報を知りたい方へ)

- 岩崎俊樹：数値予報、共立出版 (1993)
- 大川隆：北海道の動気候、北大図書刊行会 (1992)
- 小倉義光：お天気の科学、森北出版 (1994)
- 気象衛星センター監修：「ひまわり」で見る四季の気象、大蔵省印刷局 (1993)
- 気象庁編：今日の気象業務—守ります 人と自然と—この地球一、大蔵省印刷局 (1999、毎年発行)
- 白木正規：百万人の天気教室、成山堂書店 (1995)
- 二宮洗三、新田尚、山岸米二郎編：図解 気象の大百科、オーム社 (1997)
- 古川武彦：わかりやすい天気予報の知識と技術、オーム社 (1998)
- NHK放送文化研究所：改訂NHK気象ハンドブック、NHK出版 (1996)

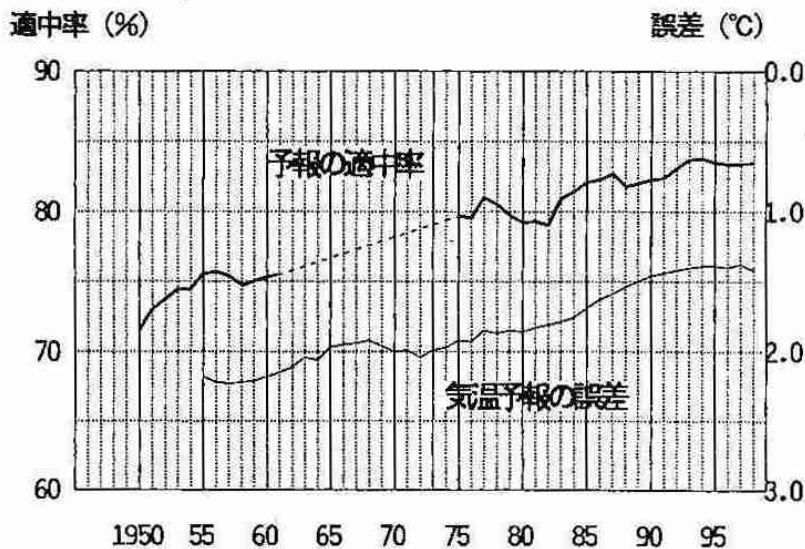


図23：天気予報の精度（東京地方） 点線部分は資料が欠けている

3. 津波に関する基礎的な知識と新しい津波予報について

札幌管区気象台 地震火山課 半 沢 修

1. はじめに

平成5年7月12日の北海道南西沖地震の津波は近年まれにみる大きな災害をもたらしました。北海道に限らず日本付近では過去にもたびたび津波を伴う大きな地震が発生しています。

地震は現在のところいつ起こるか予測ができません。また、現在では交通網の整備などにより、海岸に住む人だけでなく観光などでたまたま現地を訪れた人が津波に遭遇することも考えられます。

この講座では、津波発生の仕組みや、どのような性質があるのかなどの基礎的な知識と、過去に発生した大きな津波の事例から、津波に対してどのような防災対応が有効なのかを考えたいと思います。

また、気象庁が行っている津波予報のシステムが平成11年4月から大きく変わりましたので、その内容について説明します。なお、津波を理解するためには地震の知識も大切です。

地震について、本講座では過去に、

「地震はなぜ起こる」 岡田 廣氏 1995.7.27

「北海道に被害を与える地震」

本谷義信氏 1997.7.30

「最近の北海道の付近の地震活動」

大西功一氏 1998.7.30

が行われていますのでそちらも参照して下さい。

2. 津波とは何か

津波とは、一般的に海底で生じた大きな地震による海底の盛り上がり・沈み込みのためにその上の海水が変動して四方に伝わり、港や湾で大波となる現象をいいます。津波とは港の波という意味です。

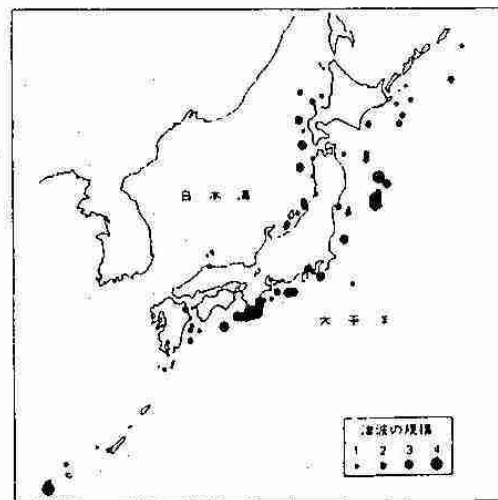
このほかに、海底火山、火山島などの爆発、海岸

付近での崖崩れによる土石の海への流入および核爆発によって起きる海の波も津波に含まれますが、台風などの気象的原因によって起きる高潮と区別するために、地震津波ということがあります。

わが国では、「日本書紀」の第29巻・天武天皇十三年(684)の条に記された土佐国の津波が最古の記録となっています。旧時代の文献には、津浪あるいは海嘯(かいしょう)と書かれたものが多く、日本語の tsunami は現在では、国際用語となっています。

地震による津波の代表的な例として、今世紀日本における最大の津波である1933(昭和8)年3月3日の明治三陸地震津波、最近の日本海で最大といわれる1993(平成5)年7月12日の北海道南西沖地震の津波、世界最大といわれる1960(昭和35)年5月24日のチリ地震津波があります。

日本付近の大津波は三陸沖から千島列島にかけての日本海溝沿い、日本海の東縁、関東から四国沖で



第1図：有史以来の津波を伴った地震の震央分布 (津波階級のmが1以上)

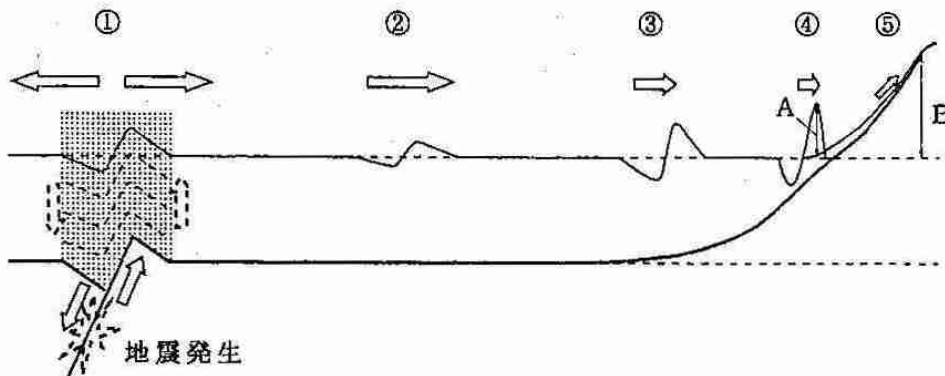
起こった地震によるものが多く(第1図)、また、世界的にみると、大西洋や地中海などでも津波は起きていますが、太平洋とその周辺で発生するものが大部分となっています。

3. 津波の発生

(1) 津波発生の仕組み

津波発生のしくみを第2図で説明します。

- ① 海底で大きな地震が発生したとき、海底に盛り上がりや沈み込みなどの変動が生じます。大地震の場合は海底の変動の長さは数十kmから100km以上にも達し、水深に比べてはるかに大きくなります。このため、海底の急激な変動に応じて海水も押し上げられたり、あるいは引き下げられたりします。この海面の上下の変動は長い波長の波として四方八方に広がります。
- ② 沖合での津波の高さは1m程度です。それに対して波の長さは数十kmから百kmになるため、このあたりにいる船舶が津波に気づくことはほとんどありません。また、津波は水深が深いほど早く伝わります。
- ③ 津波が海岸に近づき水深が浅くなるにつれて速度が遅くなります。速度が遅くなるとその分逆に津波が高くなります。
- ④ 津波が海岸に達したときには、更に水深が浅くなり、また海底地形の影響などを受け、急速に津波の高さが高くなります。
- ⑤ 陸上に達してからの津波は、斜面に沿って陸地を這い上がり、海岸での高さより更に高いところまで到達することがあります。



第2図：津波発生のしくみ

注) Aは海岸での津波の高さです。津波予報でいう「津波の高さ」はこれをさしています。Bは津波の遡上高で、一般にAの2倍から数倍程度に達することがあります。

(2) 津波発生の条件

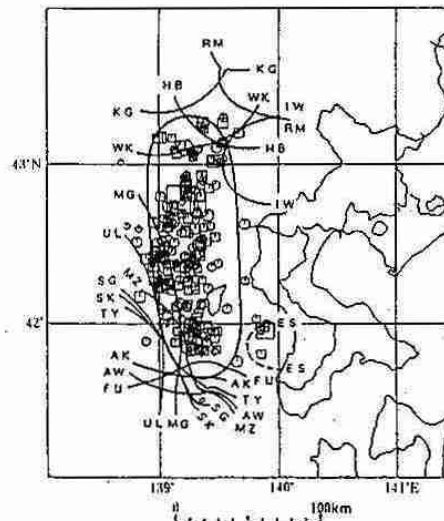
津波は地震により引き起こされますが、全ての地震が津波を起こすとは限りません。海底の変動を伴うような大きな地震に限り津波は発生します。このため、規模の小さな地震、規模が大きくても内陸で発生した地震、震源が100km以上の深い地震などではほとんど津波が発生しません。

逆に、海底で発生した震源の浅い、M7.5~8以上の地震は大きな津波を伴うことが多くなります。

(3) 津波の波源域(はげんいき)

津波の発生源は点ではなくある広がりを持っています。これを津波の波源域といいます(第3図)。その形や広がり、海底に変動を生じた範囲と一致し、多くの場合は楕円形に近い形を示します。

波源域の縁の位置は、地震の発生時刻と各地の検潮所に津波が到達した時刻との差から逆算して



第3図：北海道南西沖地震の波源域と余震分布

推定することができます。波源域はその地震がどのように発生したかなどの推定に利用されます。

(4) 地震以外の原因による津波

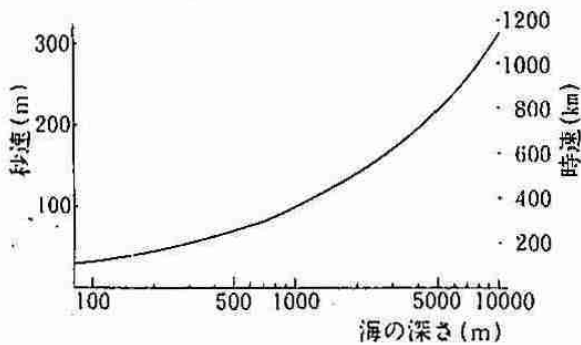
火山噴火によるものは1883（明治16）年8月27日のインドネシアのクラカタア火山噴火に伴う津波が最も有名です。この津波はジャワ島沿岸で最大35mの大津波が来襲して、死者36,000人以上となり、津波災害上最多の死者となりました。

山（崖）崩れによるものは、1792（寛政4）年4月1日、雲仙岳噴火の際の前山（現在の眉山）の大崩壊により土石が有明海に流れ込み津波が発生しました。津波の高さはところにより50m近くに達して、有明海沿岸で約15,000の犠牲者があり、「島原大変、肥後迷惑」といわれました。北海道では1640（寛永17）年7月31日、北海道駒ヶ岳の噴火の際に山頂付近が崩壊し、流れ込んだ土石流により内浦湾に津波が発生しました。これにより昆布を採っていた約700人が溺死するという大きな被害があります。

4. 津波の性質

(1) 津波の早さ

津波が伝わる早さは海の深さによって異なり、水深が深いほど速度は速くなります。例えば水深4,000mでは毎秒約200m（時速約720km）、水深2,000mでは毎秒約140m（時速約500km）、海岸付近の水深200mでは毎秒約45km（時速約160km）になります（第4図）。



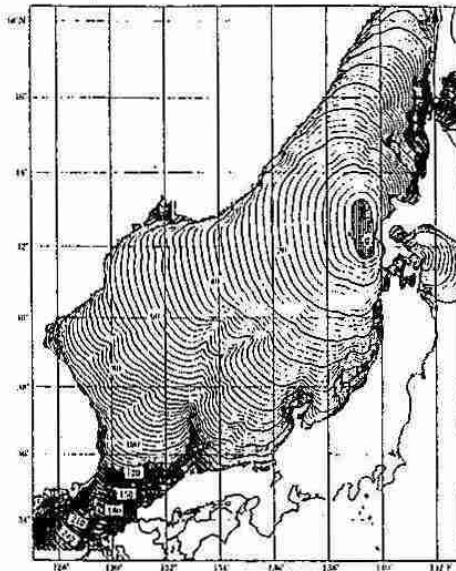
第4図：海の深さと津波の速度の関係

(2) 海底地形・海岸の地形などの影響

一般に津波は発生したところに近い海岸ほど高くなりますが、海底の地形や海岸・湾の形などの影響を大きく受けます。津波は浅い海域を抱き込

むように曲がるため、岬や島では波が集中して大きな津波になります。

三陸沿岸のようにV字型をしたリアス式海岸の湾は、湾の奥に津波のエネルギーが集中し大きな津波になることがあります。また、湾のもつ固有周期と津波の周期がほぼ一致するような場合、共鳴現象が生じて異常に高い波になることがあります。陸上でも地面の傾斜や障害物の有無により違い上がる高さに大きな違いが出ます。上陸後の津波は、陸地の傾斜がなだらかであるほどその水流は速く、より内陸まで侵入しやすくなります。津波は河川を逆流して進み、時には1km以上も陸に入り、そこであふれて浸水することがあります。



第5図：北海道南西沖地震の津波の伝搬図

(3) 北海道周辺の海岸の特徴

北海道周辺の海岸や海底の構造は異なっています。オホーツク海の場合はほぼ一定の勾配で深くなっているのに対して、日本海の場合は水深150m付近から急激に深くなっています。

このため日本海では海岸付近で急激に水深が浅くなることによって津波の進行が阻まれ、そのエネルギーが上方に盛り上がり大きな（高い）波高になって来襲します。これは太平洋についても同様のことがいえます。更に日本海の地震は、発生する場所が沿岸近くにあり、地震が起こってから津波が来襲するまでの時間がわずかであるという特徴があります。

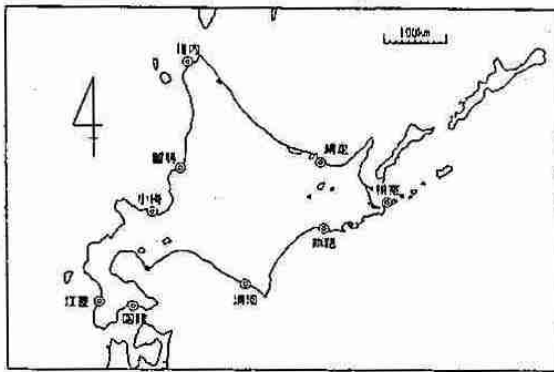
5. 津波の観測

津波の観測は、防災上は津波の到達時刻、海岸における津波の高さ、陸上の津波の遡上高が重要です。

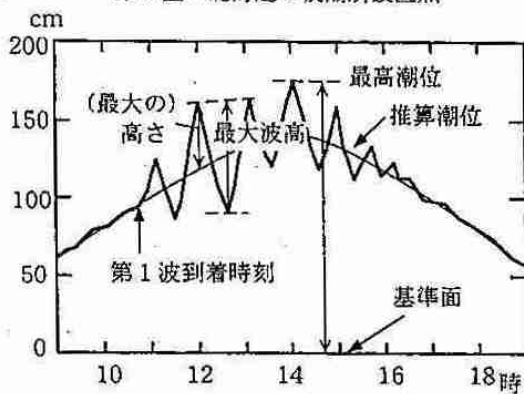
海岸の津波の高さのうちでも、被害との関連性が高い最大の高さを正確に把握する必要があります。

(1) 検潮所における観測

気象庁は「潮汐（ちょうせき：主に太陽と月の力による1日1～2回のゆっくりした海面の昇降）の観測」と「津波の観測」のため日本の主要な湾や港に検潮所を設置しています。北海道では、稚内、留萌、小樽、江差、函館、網走、根室（花咲）、釧路、浦河の9ヶ所に設置しています。



第6図：北海道の検潮所設置点



第7図：検潮記録の津波の高さ

検潮記録からは以下のことを観測します。

ア 第1波の到達時刻と初動（押し・引き：図の場合は押しで始まっている）。

イ 最大の高さは、推算潮位（津波の影響を取り除いた海面の高さ）から上昇した山までの高さです。津波予報における津波の高さは、これをいいます。最大を省略し単に高さと呼ぶこともあります。

ウ 最大波高とは波の山と谷の差の最大をいいます。最大を省略することや、最大全振幅ということもあります。

気象庁は、津波が発生すると、検潮所で観測した「津波の到達時刻」や「津波の高さ」を情報として発表しています。

【検潮所のデータを取り扱う上での注意点】

検潮所で観測できるのは海岸や港湾での津波の高さであり、また、検潮所の測定範囲を超えるような大津波や短い周期の津波の場合、津波の高さを100%把握できないことがあります。

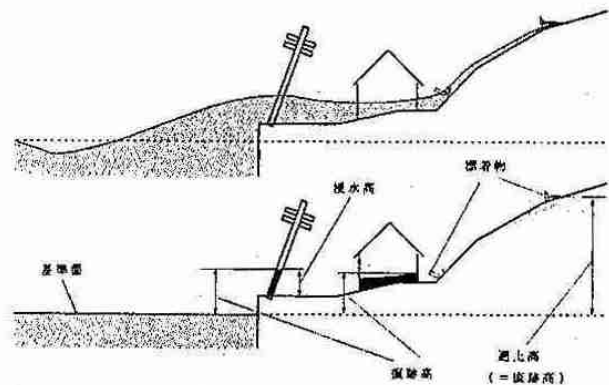
検潮所で観測される津波がその地域の最大値とは限りません。場所によっては、検潮所付近より高い津波が来襲していることがあります。

(2) 現地調査による津波の観測

津波の発生後、現地調査で痕跡高（こんせきこう）とか遡上高（そじょうこう）といわれるデータが得られます。

ア 痕跡高は建物や斜面上に残された変色部や漂着物までの高さです。海岸の近くにある防潮堤や建物などでは、痕跡高から津波によって海面が上昇した分の値が得られます。この場合、地面からの高さを浸水高と呼びます。

イ 遡上高は津波が陸地に到着し、這い上がる遡上現象を起こした最も高い場所の高さです。これは地形、津波の周期、波形などによって異なりますが、海岸での津波の高さの2倍から時には10倍近くまでに達することがあります。



第8図：痕跡高と遡上高の説明

6. 津波の規模

(1) 津波の規模階級

地震のマグニチュードと同じように、一つの津波に対して、その規模を数字で表すいろいろな方

法が提案されています。代表的なものとしては、第1表のような6階級の津波の規模階級(m)が広く用いられています。

| 津波規模(m) | 津波の高さ | 被害の程度 |
|---------|--------|----------------------|
| -1 | 50cm以下 | 被害なし |
| 0 | 1 m前後 | ごくわずかな被害がある |
| 1 | 2 m前後 | 海岸の家屋を損傷し船艇をさらう程度 |
| 2 | 4~6 m | 家屋や人名の損失がある |
| 3 | 10~20m | 400km以上の海岸線に顕著な被害がある |
| 4 | 30m以上 | 500km以上の海岸線に顕著な被害がある |

第1表：今村・飯田による津波の規模階級表

7. 津波地震

通常、津波の大きさは地震の規模(M)に関係するため、震源に近い沿岸などでは津波の来襲前に強い地震動を感じます。しかし、地震の規模が小さくとも大きな津波が起こる地震があります。代表的な地震は、1896年の明治三陸地震で、地震の揺れは震度2~3程度で被害はありませんでした。また、当時の地震計の振幅などから求めたマグニチュードは7程度ですが、きわめて大きな津波が発生しました。

このように、地震のMに比べて津波の規模が大きい地震が時々起きることがあり「津波地震」(ぬるぬる地震)と呼びます。

「津波地震」では通常の地震よりも海底の変動がゆっくり進行するため、長い周期の波が多く含まれた地震になります。地震波のうち人体に感じやすいのは短い周期の波ですが、津波地震はこの短周期成分が微弱なため、実際に大きく断層が動いて大きな津波が発生しても、震度が小さくなります。

8. 遠地地震

津波は、その発生源から遠ざかるにつれて影響する程度は小さくなりますが、非常に大きな津波の場合は、はるかに遠くの場所へ伝わり、時として大きな災害をもたらすことがあります。また、発生時の規模だけでなく、震源と日本との位置関係、波源の形状などにより、日本への影響の現れ方は様々です。

南米をはじめ、アラスカ、アリューシャン列島、

千島列島や西太平洋で発生した地震による津波が過去に何度も日本へ来襲しています。そのうち1960年のチリ地震の津波は特に有名です。

現在、気象庁は、ハワイにある太平洋津波警報センター(PTWC)と綿密な連携をとり、地震の大きさや観測された津波の大きさなどの情報交換を行っています。

9. 過去の主な津波の事例

北海道に被害を及ぼした津波(m1以上)は、日本付近と遠地で発生ものを含め50個程度記録されています。そのうち明治以降に発生し、津波研究・防災業務を進める上で大きな契機となった、主な地震の津波についての概要を述べます。なお、津波の高さは資料(文献)により異なる場合があります。

(1) 1896(明治29)年6月15日19時32分

「明治三陸地震」の津波 Mt8.5 m4

この地震は、地震による被害はありませんでしたが、津波は非常に大きくいわゆる津波地震の代表的な地震です。津波が最も高かったのは三陸町綾里村白浜の38.2mで、これは明治以降日本で発生した津波の最高記録となっています。

被害は東北で死者21,753名と甚大なものでした。北海道では6名の死者がありました。

地震の研究がつねに大地震の発生を契機として、大きく進展したと同じようにこの津波は、津波の本格的な研究が始める契機となりました。この津波の主として発生原因について多くの研究がなされ、

今日、津波発生の原因と考えられる地震断層による津波発生メカニズムが初めて唱えられました。Mt: 検潮記録による最大振幅などと、震央から観測点までの距離から求められた津波のM。

(2) 1933 (昭和8) 年 3月 3日 02時31分

「昭和三陸地震」の津波 M8.1 m 3

この地震は、東北の太平洋沿岸で最大震度5でしたが、地震による被害は小さく、三陸地方で壁の亀裂、崖崩れ、石垣・堤防の決壊があった程度でした。この地震では地鳴りや大砲のような音が東北地方の各地で聞こえたり、前兆現象として三陸沿岸で2月頃から井戸水が減じたり、2日前から潮位が低下したことが報告されています。

津波は地震後30分から1時間の間に北海道から東北地方の太平洋沿岸に襲来し、大きな災害をもたらしました。津波の高さは岩手県沿岸で10m以上にもおよび、綾里湾で28.7mに達しました。死者は1,522名にのぼり、北海道の死者は13名でした。

この津波は近代的研究体制が整って初めてのものでしたので、明治三陸沖津波を契機に発展した日本の津波研究を飛躍的に発展させました。

(3) 1952 (昭和27) 年 3月 4日 10時23分

「十勝沖地震」の津波 M8.2 m 2

この地震は、北海道の太平洋沿岸で最大震度5を観測しています。地震と津波による被害は北海道で死者28人、行方不明5人のほか家屋の全壊815棟、半壊1,324棟に達しました。

一般に津波の高さは北海道で3m前後、三陸の沿岸で1~2mのところが多くなっています。

浜中と厚岸で被害が最も大きく、厚岸で高さ6.5mとなりこの津波の最大を記録しました。

この地震は、気象庁で4月から運用開始を予定していた津波予報システムの直前の大地震であり、津波予報が初めて有効に働きました。一面、大地震では必然的に起きる通信線の障害に伴う問題も発生しました。

(4) 1960 (昭和35) 年 5月 23日

「チリ地震」の津波 Mw9.5 m 4

この地震は日本時間で5月23日04時11分に発生しました。震源地付近では震度6で地震による甚大な被害も発生しています。

津波はチリ沿岸で20~25mの最高となり、死者909人、行方不明834人にのぼりました。

日本における津波は、根室市花咲の検潮記録によれば24日02時36分(地震後22時27分)から始まっています。日本の被害は死者119名、行方不明20人に達しました。

この津波に対しての津波予報は、その発表時刻が津波の到達以後であったこともあり効果的に発揮されませんでした。このため、この津波を契機に遠地津波に対する国際的な太平洋津波警報組織が確立されました。

Mw: 断層運動としての大きさを示す量(地震モーメント)から求められたMで、巨大地震の規模を正しく表現することを目的としています。

(5) 1983 (昭和58) 年 5月 28日 11時59分

「昭和58年日本海中部地震」の津波 M7.7 m 3

この地震は秋田県、青森県で震度5を観測しました。被害は津波によるものが大きく死者104人のうち100人は津波によるものです。

津波の高さは、現地調査によれば震源に近い秋田県沿岸で10m以上となっています。

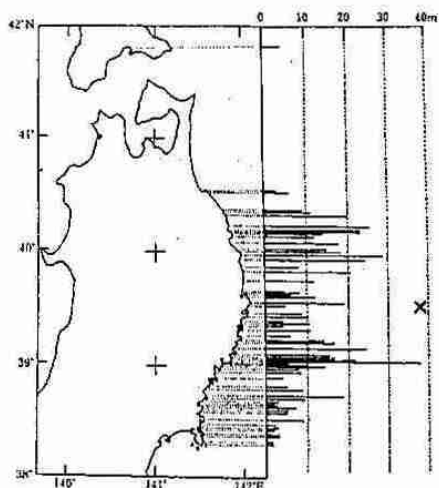
この津波は、日本の沿岸ばかりでなくソ連(現ロシア)や韓国にも襲来して、被害を与えています。津波による死者100人のうち、港湾工事中が41人、魚釣り中が18人、遠足中が13人の計71人にのぼったことは、津波対策、特に避難と警報の周知に大きな問題を残しました。

(6) 1993 (平成5) 年 7月 12日 22時17分

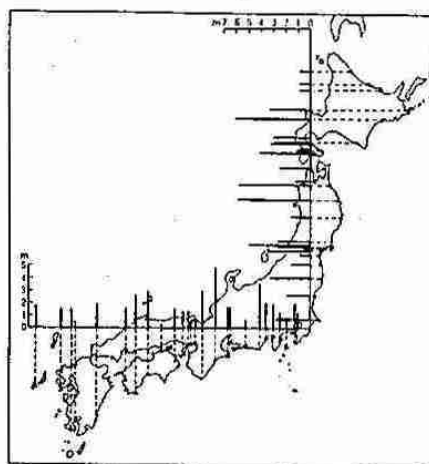
「平成5年北海道南西沖地震」の津波 M7.8 m 3

この地震は、北海道の日本海沿岸の南部と青森県の深浦で震度5を観測しています。被害はほとんどが津波によるもので大部分が北海道で発生しました。この津波による死者は202人、行方不明28人に達し、昭和三陸津波以来の被害となりましたが、特に奥尻島では地震発生直後に津波が襲来し、2度にわたって発生した火事も加わって甚大な被害を生じました。

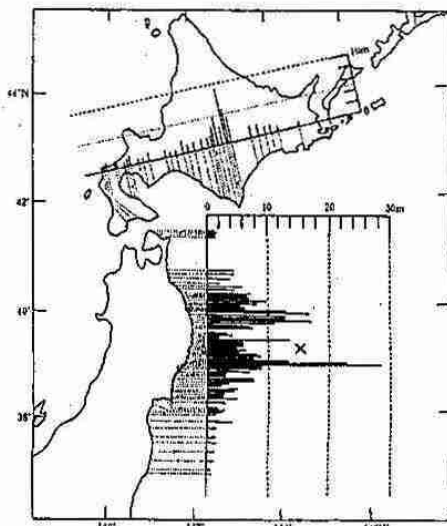
津波の遡上高は、気象庁の現地調査によれば奥尻島で20m以上、対岸の北海道側でも7mを越えるところがありました。最大の高さは奥尻島の藻内ホヤ石岬で29m(他の機関の調査では30m以上の報告もある)に達しています。



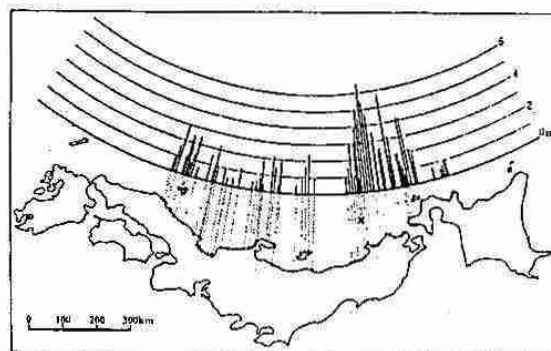
第9図：明治三陸地震津波の高さの分布



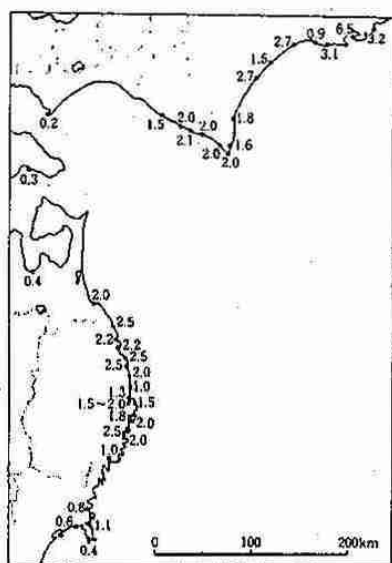
第12図：チリ地震津波の高さの分布
(高さは最大全振幅)



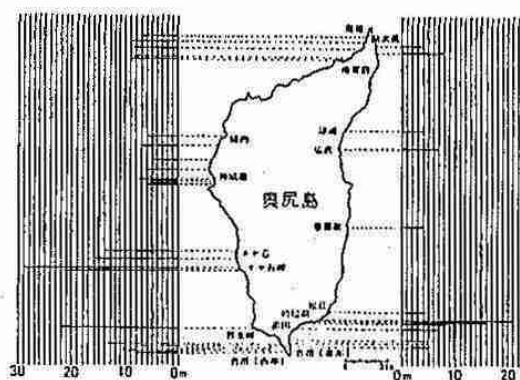
第10図：昭和三陸地震津波の高さの分布



第13図：日本海中部地震の現地調査による津波の高さの分布



第11図：十勝沖地震津波の高さの分布 (単位はm)



第14図：北海道南西沖地震の現地調査による津波の高さの分布 (奥尻島)

津波は日本の各地で観測されたほか沿海州や朝鮮半島でも被害がありました。

この津波は極めて早く来襲したこと、津波来襲と火災が同時に発生したなど防災面でも再び問題を提起しました。

10. 津波防災

津波の災害は、三陸沖地震津波や、チリ地震津波などの大津波をきっかけにその研究が進み、対策が行われてきました。しかし、その数は限られていることもあり、防災対応は必ずしも十分行われてきたとはいえません。

ここでは、津波の防災について応急対策と恒久対策に分けて説明します。

(1) 津波の応急対策

ア 海岸にいて強い地震を感じたとき、または弱い地震でも長い時間ゆっくりとした揺れを感じたときには、津波来襲の可能性があると、直ちに海浜から離れ高台など安全な場所へ避難して下さい。

イ 地震を感じなくても、津波予報が発表されたときには、直ちに海浜から離れ急いで安全な場所に避難して下さい。

ウ ラジオ、テレビ、市町村や漁業組合などによる広報車や放送に注意し、正しい情報を入手して下さい。自分の判断だけで行動することは危険です。

エ 磯場や防波堤上の釣り人、港湾の現場工事者、海岸で昆布や貝などを採取している人達は、最も津波の被害を受けやすく、しかもほとと連絡がとりにくいところにいることを自覚して、救命用具と携帯ラジオを必ず備えておく必要があります。

オ 津波注意報でも、海水浴や磯釣りは危険なので行なわないで下さい。

カ 津波は第1波のあとの波が高くなることが多く、また、津波は繰り返し襲ってきますので、警報、注意報解除まで気をゆるめないで下さい。

キ 海岸集落の住民の避難のためには、あらかじめ、避難の際に持ち出すもの、避難路、誘導員、老人子供などの保護、避難所、避難時の態勢について決めておき、住民の一人一人が周知していることが重要です。

また、避難には自動車を使わないことも大事なことです。

(2) 津波の恒久対策

ア 最も根本的な津波対策は、海岸集落全体が津

波の到達しない高いところへ移転することです。有名な例としてはチリのコンセプション市や、ハワイのヒロ市があります。

日本でも三陸沿岸では集落の移転がいくつかみられます。ただ、集落の移転は、土地の獲得、建造物などの再構築、移転後の生計の維持などの困難な問題を伴い、不成功に終わった例も知られています。

イ 最も現実的で広く行われている津波対策は、集落の前面に防潮堤、ロックゲート、防潮林などを設け、海と集落を遮断するというものです。

現在では三陸海岸の田老町などで大規模な防潮堤が作れているのを始め、多くの例があります。また、湾の入り口付近に堤防を築くことも有効であって、岩手県大船渡市などで設置されています。

ウ 港の木材などが、津波に運ばれて市街地で散乱しないよう、静岡県清水港などでは、パイルを打ち並べて一定の水域を囲い、その中に材木を浮かせるという処置がとられています。また、石油タンクが津波によって運ばれるのを防ぐために、タンク群をコンクリートのフェンスで囲っています。

エ 市街地の高いところに避難場所を設けておき、住民をここに避難させることが、犠牲者を出さないための基本です。この場合避難路は川筋からなるべく離れるように決めることが大事です。

また、避難路の街路灯は停電に備えて太陽電池式や無停電装置によるものが望まれます。

オ 観光客や海水浴客など土地不案内な人が多く集まる場所では、大勢の人が一時に高台へ避難できるような幅広の階段が設置されているのが望まれます。また、最寄りの駅の改札口付近とか、海水浴場の入り口とかに津波に対する心得と避難方法について説明した看板が必要です。

カ 以上のような、ハード的な対策のほかに、ソフト的な対策があります。一つは、住民への津波に対する教育訓練です。住民を対象とした避難訓練を定期的実施し、講習会などによる知識の普及を進めることや児童に対しては、津波にまつわる話を教材として用いるなどが望まれます。

11. 津波予報

気象庁は、大きな地震が発生した後、即座にその地震の震源や規模をきめて、津波が発生したと判断される場合には、津波警報または津波注意報を発表して警戒を呼びかけています。

(1) 津波予報のシステム

津波は地震とほぼ同時に発生します。津波の伝わる早さは先にも説明したとおり水深によって異なりますが、4,000mで秒速200m位になります。これに比べて地震波の早さは秒速4～8km程度で、津波の早さの20倍以上になります。例えば、三陸沖で地震があり、三陸沿岸で地震発生後の30～40秒後に地震波が観測された場合、この地震による津波が三陸沿岸に襲来するのは20～30分後となります。

この、地震の波と津波の伝わる時間の差を利用して、津波判定・予報伝達などを行うのが気象庁の津波予報システムです。

気象庁本庁、札幌・仙台・大阪・福岡の各管区気象台および沖縄気象台でそれぞれの担当区域を分担し、コンピュータを用いたシステムにより、24時間監視の体制をとっています。

現在、沿岸に近いところで発生した地震では、3分程度で発表することが可能になっています。

(2) 新しい津波予報

気象庁では、津波の数値シミュレーション技術を利用した新しい津波予報技術を開発しました。これにより津波予報区を都道府県の単位程度に細かく分けることや予想される津波の高さを具体的な数値で発表することが可能となりました。

その結果、従来より格段に正確な津波予報を行

うことが出来るようになり、より適切な防災対策を選択することが可能になりました。この新しい津波予報は平成11年4月1日から運用を開始しています。

ア 津波予報区

新しい津波予報区は海岸や地形などの影響による津波の特性や地方自治体の防災体制などを考慮して、全国18予報区から66予報区に細分しました。北海道では従来の3予報区から6予報区としました(第15図)。

イ 津波予報の種類など

津波予報の種類と解説・発表される津波の高さは第2表のとおりです。

なお、災害の発生するおそれのない20cm未満以下の津波は、注意報の対象とはしないで、情報の中で「若干の海面変動があるかもしれません」とお知らせします。

ウ 津波情報の種類と内容

津波情報は、津波予報が発表されたとき、予想される津波の量的な内容を詳しく発表します。その種類と内容は以下のとおりです。

- ・「津波到達予想時刻・予想される津波の高さに関する情報」

各予報区内に1～数点設定されている予測地点の最も早く津波が到達する予想時刻と、予想される津波の高さを発表する情報です。

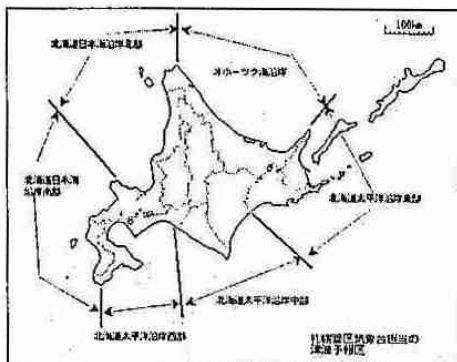
到達予想時刻の単位は近地地震は10分、遠地地震は30分です。

情報を発表した時点で津波がすでに観測されている場合は「津波到達を確認」とし、情報の発表時刻が到達予想時刻を過ぎている場合は「すでに到達と推測」と発表します。

予想される津波の高さは、その予報区で最も高い値を、0.5m、1m、2m、3m、4m、6m、8m、10m以上の8段階で発表します。

- ・「各地の満潮時刻・津波到達予想時刻に関する情報」

予報区内の地点(第6図の9ヶ所の検潮所と寿都、室蘭)ごとの満潮時刻と津波到達予想時刻を発表する情報です。この情報では、前の情報の、予報区内の最も早い津波到達予想時刻もあわせて発表します。



第15図：北海道の津波予報区

| 予報の種類 | | 解 説 | 発表される津波の高さ |
|-------|------|---------------------------------------|---------------------------------|
| 津波警報 | 大津波 | 高いところで3 m程度以上の津波が予想されますので、厳重に警戒して下さい。 | 「3 m」、「4 m」、「6 m」、「8 m」、「10m以上」 |
| | 津波 | 高いところで2 m程度の津波が予想されますので、警戒して下さい。 | 「1 m」、「2 m」 |
| 津波注意報 | 津波注意 | 高いところで0.5m程度の津波が予想されますので、注意して下さい。 | 「0.5m」 |

第2表：津波予報の種類と解説・発表される津波の高さ

・「津波観測に関する情報」

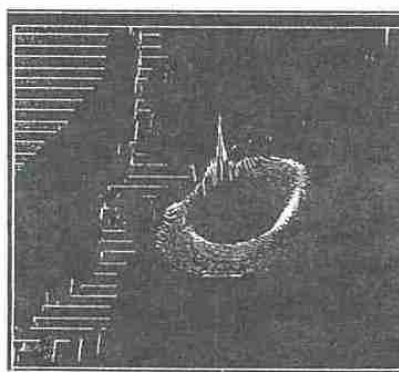
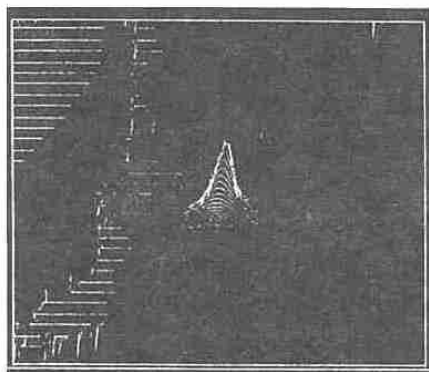
津波観測点（第6図の9ヶ所）で津波が観測された場合に、津波の第1波の観測時刻とその高さ、初動（押し・引き）、最大の高さを発表する情報です。津波の高さの単位は0.1m単位で発表します（例：0.3m、0.5m、1.0m、3.5m、10.0m）。

エ 新しい津波予報の技術的手法

気象庁では、日本の海岸線から約600km以内の近海において、マグニチュード(M)、震源の

位置・深さを変えた約10万件の地震による津波に関する数値シミュレーションを行っています（第16図）。また、チリ地震津波のような遠地地震も、太平洋内で発生し得る地震に関して、シミュレーションとデータベース化を行いました。

地震が発生した場合には、このデータベースの中から、その震源位置とマグニチュードに最も近いモデルを選び出すことで、津波の予測値（津波の高さ、到達予想時間など）を具体的な数値で発表することができます。



第16図：1994年北海道東方沖地震のシミュレーション。左図は発生直後、右図は20分後を表す。

12. おわりに

最近の社会環境の急激な変化により、海岸に整備される港湾施設や観光施設などが増えています。また、石油やガスなど危険物の備蓄も多くなっています。更に、交通網の整備とスピードアップが人間や物質の交流を頻繁にし、津波の知識を十分備えていない人や土地に不案内な人が海岸に多数集中する機会が増えるなど、災害が増大する要因は増加しています。

「昭和58年日本海中部地震」や10年後の「平成5年北海道南西沖地震」の被害の要因にもこれらのこ

とが含まれています。

現在では津波をよく知り、防災意識を持つことは、単に沿岸に住む人ばかりでなく、全ての人にとっても必要なこととなっています。

参考文献

- ・日本被害津波総覧（第2版）渡辺偉夫 東京大学出版会
- ・地震・火山の事典 勝又護（編）東京堂出版
- ・地震の事典 宇津徳治（総編集）朝倉書店
- ・北海道の地震 島村英起・森谷武男 北海道大学図書刊行会
- ・巨大地震 阿部勝征 読売新聞社

4. シベリア寒冷圏と地球気候

北海道大学低温科学研究所 大畑 哲夫

1. 気候システムとは

(1) 気候の形成

地球の気候形成の原動力となっているのは太陽からやってくる太陽放射である。その中で大気・海洋・陸域が相互作用を起こしながら形成されている温度・水についての環境が気候であり、それを一つのシステムと考え気候システムと呼ぶ。図1に地球の水・エネルギーを中心とした気候システム概念図を示した。この図に示されているように雪氷、植生が重要な部分を占めていることがわかる。

地球では、太陽光とそれが散乱、反射している波長の短い電磁波である太陽放射（短波放射）とともに、大気、地球表面が出す波長の長い電磁波である長波放射によって放射状態が決まっている。それらが大気中で吸収・放出され、エネルギーの変換が起こる。大気中では吸収された放射が熱となり、地球表面では放射が吸収され顕熱、潜熱と

いう別の形の熱になり、輸送される。ここで顕熱は暖かい気塊が冷たい場へ移送することに伴い輸送される熱でありその増減は温度変化として表れる。それに対し、潜熱は液体の水が水蒸気になった時、水蒸気が新たに保持した潜在的な熱（凝結、蒸発する際の相変化に費やされる熱に相当）であり、水蒸気の移動とともに輸送される熱をさす。これら二つは放射とともに気候システムの維持に重要な役割を果たす。

また、これらとともに水が1つの重要な気候要素であるが、その循環（水循環）がエネルギー輸送で大きな役割を果たす。

(2) 海洋と陸域

地球表面は物理的特性の異なる海洋と大陸で構成され、水・エネルギー循環に対する特性が大きく異なる。海洋は太陽放射という形で受けた熱を良く蓄積するが温度は余り変化せず、その後の季節にその熱を放出する。陸域はすぐ加熱し、また太陽放射が弱くなると冷却する。このような熱的

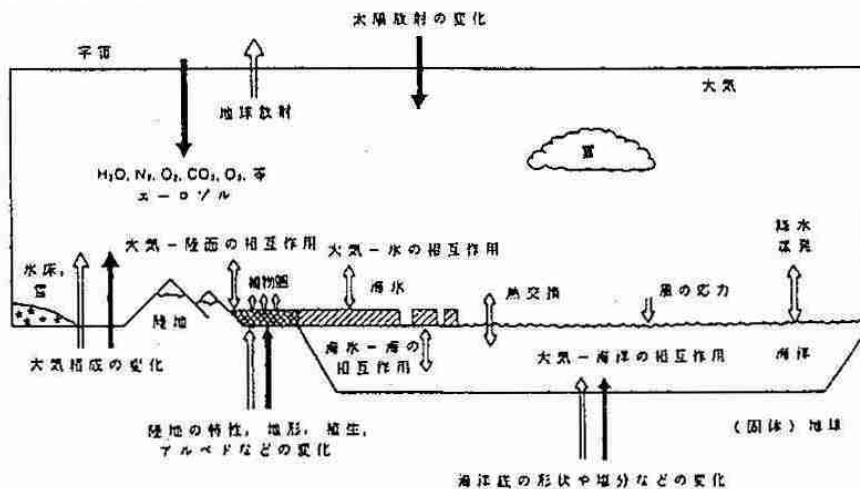


図1：気候システム概念図

性質の違いが、海洋上と大陸上の大気加熱状態に差異をもたらしている。また、海洋は十分水分がある一方（水で出来ている）、大陸は水がある場所とない場所、また年によりその配分が変化する。これが蒸発量の場所と時期に差異をもたらし、大気温度状態に影響を与える。このような過程を通して、海洋上と大陸上の温度状態に差が生ずる結果、大気循環の様式がモンスーン循環が発生するようである特徴を持って来る。陸域上の大気加熱・振る舞いは、陸域の性質に強く依存している。たとえば、シベリアや北米北部の陸域には雪水が多く存在し、また森林帯も存在するという特徴を有しているため、大陸の中でも一種独特の性質を持つ。

(3) 雪水とその役割

シベリア地域で特に注目しなければならない雪水は、積雪と凍土である。

a. 積雪：降雪の結果、地上に積もった雪の集合体。春になると融解し、消滅する。夏を経過しても融解しきらない場所では、氷河になる。積雪は日本で最もなじみ深い雪水体である。積雪は極域から緯度30°近辺まで分布するが、地域、季節によって量はもちろんのこと密度や雪質が大きく異なる。雪質としては地上に積もったばかりの新雪、雪結晶の結晶形が失われ密度が大きくなったしまり雪、さらに水の作用により結晶が大きくなったざらめ雪、積雪中の水蒸気移動が活発であり結晶が大きくなったしもざらめ雪などが主要なものである。

積雪の次の特徴が気候に影響を与える。

- 1) 表面での短波長域の高反射率（この反射率のことをアルベドという）
- 2) 融解点が0℃
- 3) 低い熱伝導率；
- 4) 表面の凹凸が小さい；

b. 凍土：0℃以下の温度の地中のことをさす。低温のため土中に存在する水の一部または全部が氷になっている。凍土は雪水と土壌、岩石との混合系であるという点で、今までの4つとは異なる。冬に凍結し、夏に完全解けてしまうものを季節凍土という。2年以上連続して凍結している場合を永久凍土という。永久凍土でも夏には当然表面付

近が解け、その層を融解層とよび、年間を通して一番深くまで融解した時の層を活動層と言い、その深さを活動層の深さという。多くの地域では冬期に入る前、9月頃に最も深くなる。永久凍土が分布する地域は、その空間分布に応じて連続永久凍土帯、不連続永久凍土帯、そして点在永久凍土帯の3種類に区分される。凍土は、土中の構造物として、また長期的には地下の水貯留の1つとして気候に影響を与える。

(4) 植生とその役割

シベリア地域には広大な森林帯が分布し、その南北には草原帯が存在する。森林は生存するため、蒸発散を行い、この活動が水循環の一部を規定している。蒸発散の量は、樹種などで異なる。

2. シベリア地域の気候

(1) シベリアの気候要素の特徴

シベリアは大陸の一部であり、大陸域の基本的特性として、夏期暑くなり、また冬期寒くなりやすい、つまり気温の年較差が大きい。これは陸というものが海に比べ熱容量が小さく、日射によって暖められるとすぐ暑くなり、また日射がなくなると放射冷却によりすぐ寒くなりはじめるのである。また大陸内部は海洋から遠いため水蒸気が多く供給されることはなく、その結果、降水量が少ないことが上げられる。これらの基本的状況に、積雪や凍土、森林が味付けをしているのである。

シベリアの雪氷圏は1年の内、半年ないしそれ以上の期間積雪で覆われ、気候は大規模大気場の影響とともに陸域での雪氷要素、生物・水文過程の複合作用によって形成されている。

a. 気温の年較差が大きい

図2から気温の季節変化を見ることが出来る。気温は夏期20℃、冬期-50℃と年較差が70℃と非常に大きい。これはシベリア地域を中心とした大陸積雪域共通である。東京の年較差が高々25℃であることを考えると、いかにヤクーツクの年較差が大きいかがわかる。

積雪の存在が少なからず影響していると考えられる。

b. 地球上の最低気温の記録はシベリアで記録されていた

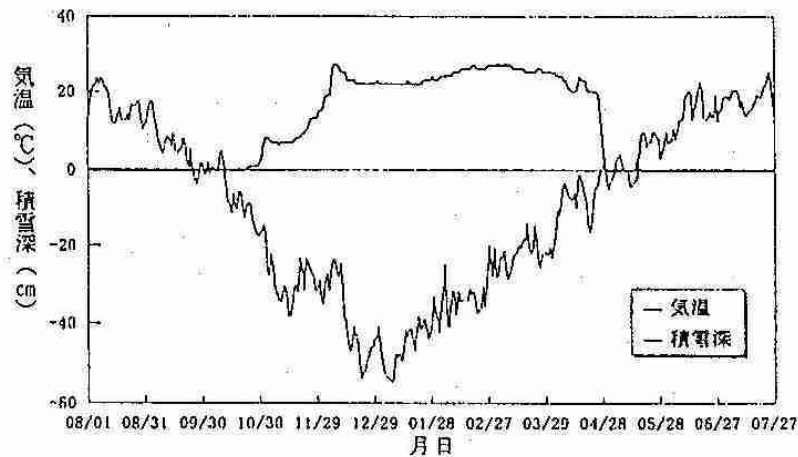


図2：シベリア地域（ヤクーツク）の気温と積雪深の季節変化。1986—87年。

南極のポストーク基地で -89.2°C が観測され、記録が更新される1983年まで、観測記録のある所としてはオイミヤコンが地球上一番寒い場所であった。標高もたいして高くなく、また緯度も $60-70^{\circ}\text{N}$ と本当の極でもないに関わらず、非常に低い気温がシベリアでは記録されている。大きな大陸の内部であるということが一つ大きな理由である。それと、地形がお椀型でないことが、幸いしているようである。南極のようにお椀型だと冷えた空気は、外へ外へと流れ出てしまうが、シベリアでは冷やされた空気が滞り、さらに冷やされるため極端に寒くなる。このた

め、気温逆転層の厚さはシベリアの方が遙かに高い。多くの地域の標高が500m以下と南極内陸部より遙かに低いにも関わらず、結果として気温は同じがより低くなるのである。

c. 寒い、しかし風は沿岸部の一部以外は強くない

北極海は、冬になると全面凍結するため、大陸が冷えても、海洋—大陸の間であまり気温差が生じず、強い低気圧もそう多く発生しない。また、南極氷床と異なり地形が平坦であるため、冷えることによって風が発生せず、むしろ地上では弱くなる傾向がある。

d. 積雪が多いと地面は冷えない

あたり前ではあるが、年によって積雪の量は異なる。積雪が厚いとその断熱効果（第1章）が強く働くため、積雪量の多い年には地中は冷えず、逆に少ない年にはよく冷える。これはその後の地中の融解を含めた温度状況に影響を及ぼす。同じ地域でも、積雪の多少によって、気温と地温の差に違いが表れる。図3にカナダの例を示したが、積雪が多い地域では地温が気温に比べてかなり高い、つまり気温は低下しても地温はなかなか下がらないことが起こる。

e. 降水量は日本の20—50%であり、半分近くが雪である。

気温が全般的に低いため、降水量は少ない。その少ない水分を植物は利用し、育っている。

(2) 気候変化

ユーラシア大陸積雪域は温暖化傾向の最も強い

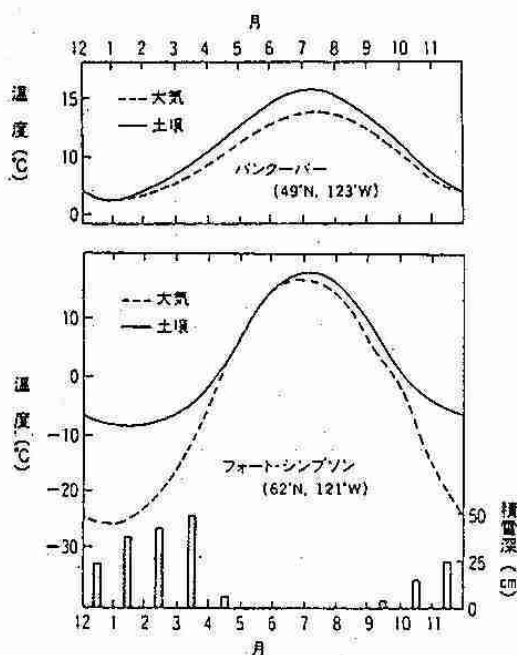


図3：積雪深と地面下1cmの地温の関係（カナダの例）

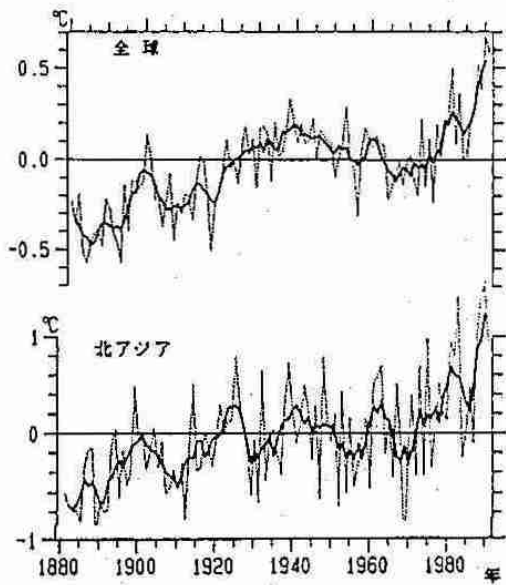


図4：ここ100年の北アジアと全球の気温変化。
 毎年の値が期間平均値からの偏差として表
 されている（破線）。移動平均値が実線で
 示されている。
 縦軸の違いに注意。（気象庁、1992）

地域である。図4にシベリアを中心とした北アジアと全球の地上気温の長期変化を示した。全球平均がここ100年で0.5°C程度であるに関わらず、北アジアでは0.9°Cと倍程度の上昇が起こっている。全球平均に比べて北アジアは2倍程度高い値を示し、地球上で最も温暖化が激しい地域である。特に冬期を中心とした時期の上昇が大きい。これに雪氷の影響が含まれているのかは定かではないが、ただ、温暖化によって雪氷の状態が影響を受けることだけは確かである。またこの気温上昇は気圧の低下、雲量増加、日射量減少を伴っていると言われている。

(3) シベリア地域のフィードバック

フィードバックという現象は多因子が関与するほとんどあらゆる自然のシステムで生じている。フィードバックとは、あるシステムに関し、その中の第一因子がある方向へ強制的に変化させられた時、その変化に伴い第二因子以下の他の因子も当然変化する。その変化はまた、第一次因子を変化させる、すべての因子が何処の状態で落ち着くこともあれば、場合によってはシステムが暴走してしまう。このような系で変化が押さえられる過程を負のフィードバック、変化が強調される過程

を正のフィードバックと呼んでいる。

a. 積雪域の分布は年々変動し、積雪面積が多い年は寒い

日本は温暖な海洋の影響を受けているので暖かいが、ユーラシア大陸の大部分は寒いのである。大陸域では北緯28°まで1月の月平均気温が0°C以下になる。積雪が広範囲に分布し、また永久凍土を含めた凍土に至る所に存在している。図5に積雪分布の季節変化を示した。これを見ると分かるように、積雪は10月頃から形成され、1月に最大面積となり、5月頃にほとんど消えてしまう。

白い雪は日射の反射率を増加させることを通して放射収支を小さくさせ、冬をより寒くする。モンゴルでの調査によると、11月頃、降雪により積雪が形成されると、気温が極端に低下する現象が見られる。ユーラシアの中でもより南の地域であるため積雪のアルベド効果が効く。大陸全体をとった平均値で見ると、積雪面積が大きい年は気温が低く、その逆の場合は高いという傾向が見られる（図6）。地域的にも、また大陸全体としてもこの効果が効いていると言えそうである。正のフィードバックが働いていると考えられる。

b. 森林がアルベドに影響する

ユーラシア大陸域の北部の雪氷圏には「あかまつ、からまつ、白樺」などで構成される北方針葉樹林帯（タイガ）という大森林帯が存在する。この樹林の存在のため、この地域に積雪が積もったとしても、上空から見る限りは地球表面が南極のように白い雪に完全に覆われることはなく、アルベドもあまり低くならない。北緯40~50°は高いアルベド値を示すが50~70°にかけては数値が低いことが分かる。雪で覆われていても、森林の影響の方が強く出ている。シベリアを中心とした北方針葉樹林帯はアルベドが低い、つまりかなり黒っぽいのである。これでは、積雪が放射収支を大きく変化させ、この地域を極端に寒くさせる効果は南極よりは小さい。日射量がまだ多い冬期の始め、また2-3月の春季にはその効果が一定の形で顕在化している。積雪は冷やす効果を、そして植生は暖かく保つ

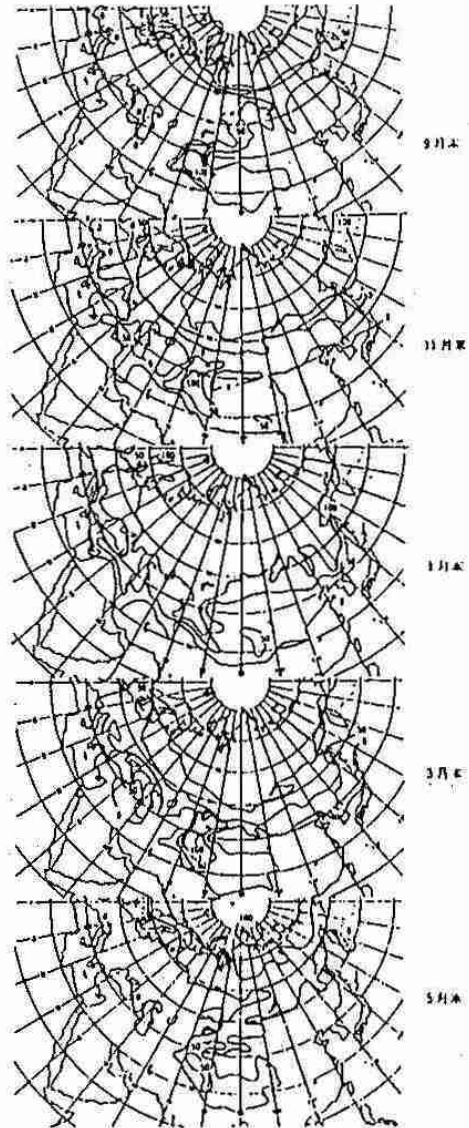


図5：ユーラシア積雪分布の季節変化
(9月末-5月末)。図中の0、50、100の
数値は各時期に積雪が存在する確率。

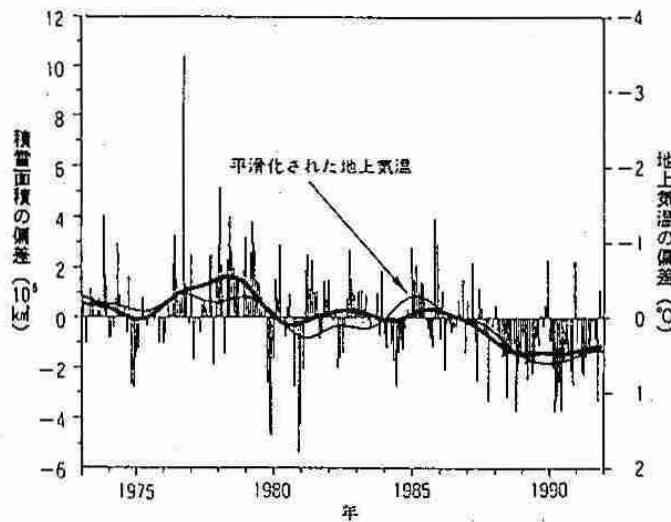


図6：積雪面積と気温の関係。面積が広いと気温が低いという逆相関が見られる。(IPCC,1982)

効果を持ち、その兼ね合いで温度状況が決まっていると言える。森林の量が変化すると、アルベドの変化を通して気候は変化していく。

c. 植生が凍土融解層の間で複雑な相互作用を起している

地域の気候形成に対して陸域の性質は大きく影響する。南極と異なり大陸積雪域は上から見ると大気・植生・土壌という構造の中に積雪や凍土が存在する複雑な陸面系を構成している(図7)。これによって、この地域の気候、特に地上付近は特徴づけられている。

シベリアのアルベドがどの程度であるかという事は、真冬(11-2月)には関係しないが、日射が強い秋期(9-10月)、春季(3-5月)には大いに影響する。積雪は年によって差があるが、アルベドを決めているのは森林である。面白いことに、森林があることに寒さが影響しているようである。冬期の積雪は、春期に融け始める。同時に冬の間凍結していた地表層も融けだし、春から冬にかけてその層の厚さが増す。融雪水は地面を湿潤化し、一時的に蒸発が増大する。これが大気に水蒸気を供給する。これを積雪の水文学的効果と言ひ、その影響力につい

てはまだ分かっていないことが多い。

その後の降水は、地表層の融解している層に捕捉される。水分は地中深く浸透せず、高々深さ2m程度の層に対流する。この深さは、つまり根がはっている程度の深さであり、水分が植生に有効に利用されるような構造になっている。これを利用し、森林は成長する。

つまり、寒いため凍土と冬期の水タンクである積雪があり、それが森林の成長を許容していると考えられる(酒井、1984)。森林が分布することにより、アルベドが低く保たれ、秋期、春期は極端には寒くならない。また森林は効果的に水分を大気に戻す媒体である。その量、状態によって陸面からの蒸発効率が変化するのである。このように地表面が一つの独特のシステムを形成し、それがこの地域の気候・陸域間の水と熱の交換過程とさらに大気環境を制御している。

3. おわりに

シベリア地域に関しては、炭酸ガス、メタンガスなど微量元素の挙動に関して関心が持たれているが、水・エネルギー循環に直接効く雪氷・植生も気候変化という視点から見るとより重要な現象である。シベリア地域は地球温暖化過程において、それに対する増幅作用があるか?という疑問に答えなければならない。

現在、地球では温暖化が進んでいると言われている。図4に示されているように、その中でも、シベリア地域の冬期を中心とした温暖化の量は地球上で最も大きい(IPCC、1992)。この地域に温暖化を引っぱっていく何らかの過程が見られるのか、また変化を増幅させる作用があるのか?それに積雪が関与しているのか?第6章で述べた地表面システムが機能しているのか?水分を含めた地表面システムがまだ正確にはGCMに取り込まれてはいない。

これらの過程をはっきりさせ、GCMに組み込める様にする事が、緊急の課題であると言える。

(文献)

IPCC(1992): Climate Change: The IPCC scientific assessment. (Eds. Houghton, J.T., Callendar, B.A., Varney, S.K.), Cambri

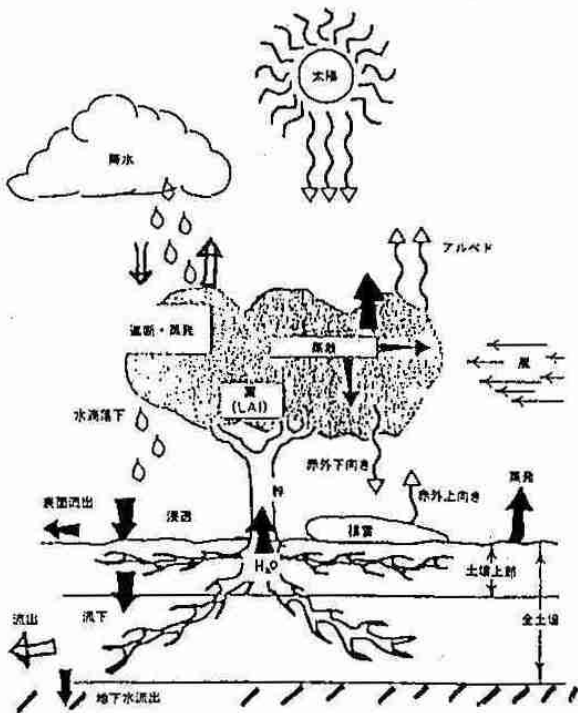


図7: シベリアで見られる複雑な陸域(大気・植生・土壌)系の様子

dge Univ. Press., 200p.

気象庁 (1992) : 地球温暖化監視レポート1991. 大蔵省印刷局、231pp.

日本雪氷学会 (1990) : 雪氷事典. 古今書院、pp.196.

小倉義光 (1984) : 一般気象学. 東大出版会、東京、374pp.

大畑哲夫 (1993b) : アジアモンスーンとユーラシア大陸寒冷圏. 科学、63(10), 646-658.

大畑哲夫 (1995a) : 積雪と積雪現象。雪氷基礎講座「積雪」、古今書院、153-188.

大畑哲夫 (1995b) : 積雪と凍土. 「大気水圏科学からみた地球温暖化」(半田暢彦編)、名古屋大学出版会、名古屋、227-240.

酒井 昭 (1984) : 寒冷地域の森林の気候特性。「寒冷地域の自然環境」(福田・小野上編)、北海道大学図書刊行会、19-38.

— 気象講演会雑感 —

平成10年度気象講演会開催報告

講演会担当幹事 谷 口 恭 (日本気象協会北海道本部)

昨年度は気象学会の秋季大会が札幌で開催されたため、気象講演会は開催せず、2年ぶりの気象講演会開催になった。その概要と雑感を以下に記し、各講演の要旨は別稿に載せる。

日 時：平成10年10月16日(金) 13時～16時30分

会 場：トマコマイ・ホテルニュー王子(2階・若草の間)

主 催：日本気象学会北海道支部

共 催：苫小牧市、苫小牧教育委員会

後 援：NHK室蘭放送局、北海道新聞苫小牧支社、苫小牧民報社、日本気象協会北海道本部、苫小牧測候所

講 演：テーマ「苫小牧周辺の気象と樽前山」

題目・講師

①「苫小牧周辺の霧の特徴」鈴木 一雄(室蘭地方気象台)

②「地球環境問題と地球温暖化」山崎 孝治(北海道大学大学院環境科学研究科)

③「渡り鳥と気象」村井 雅之(日本野鳥の会ウトナイ湖サンクチュアリ)

④「最近の樽前山の火山活動」笠原 稔(北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター)

例年、道内各地で開催されている気象講演会であるが、今回は苫小牧市で開催することとした。

苫小牧市は今年、市制施行50周年の年に当たり、その記念行事の一環として気象講演会の開催を歓迎して頂いた。

苫小牧地方は夏季に海霧に覆われることが多い。また、世界的な気象現象として地球温暖化の話題は市民にも興味があると思われる。そして、渡り鳥の中継地であり、ラムサール条約に登録された湿地ウトナイ湖が近くにある。さらに、活動が活発な樽前山に近接しているので、防災上の関心も高いと思われるので、このような講演を用意した。

苫小牧市の担当者には、事前のポスターやチラシの配布にご協力を頂き、市の広報誌へも開催案内を掲載して頂くなど、大変お世話になった。また、機関誌「天気」と「気象」へも講演会開催の案内を掲載した。気象講演会が開催されることについては、地元新聞を始め各紙で取り上げられ、事前の案内の効果がかなりあったと思われる。また、苫小牧民報紙には4日間にわたって、各講演の要旨を写真付きで連載して頂き、市民への気象現象に関する啓蒙や知識の普及に役立ったと思われる。

会場は十分な広さであったが、平日の午後に開催したこともあって、参加者がどの程度になるのか、多少不安ではあったが、かなりの聴衆が集まった。

また、地域の生活に密着した話題から全地球的な話題にまでわたったテーマだったことと、それらの現象が互いに関連していることから、聴衆からの質問も多数あって活発な討論が行われ、市民の関心の高さがうかがわれた。

講演会への参加者は117名で、その内訳は以下の通りである。

やはり、平日の午後だったので、高齢者が多目だったのは止むを得ないであろう。

苫小牧市ばかりでなく、近隣の町村へも広報を行なった効果があるようだ。

- (1) 性別 男性：93名、女性：24名
- (2) 年齢別 20歳未満：0名、20～29歳：9名、30～39歳：10名、40～49歳：25名、50～59歳：28名、60～69歳：29名、70歳以上：14名、年齢不詳：2名、(最年長は85歳)
- (3) 職業別 学生：6名、教員：4名、公務員：32名、会社員：11名、自由業：2名、公共・団体：6名、農・漁業：2名、無職：38名、不明：16名
- (4) 居住別 苫小牧市：86名、札幌市：14名、その他：17名

苫小牧周辺の霧の特徴

鈴木一雄 室蘭地方気象台

1. はじめに

今年エルニーニョ現象が話題となった。赤道太平洋東部の海面水温のわずかな変動が地球規模の異常気象を引き起こしている。海水は熱容量が大きく大気に大きな影響を与えている。北海道は日本海、オホーツク海、太平洋と性質の異なる3つの海に囲まれている。日本海を北上する対馬暖流は、冬季、日本海側の地方に大雪を降らせる要因となる。冬の終わりに流水で覆われ、冷たい海水のオホーツク海は日本で最も年平均気温の低い沿岸地方を作り出している。そして、夏に見られる苫小牧周辺の霧は太平洋岸に沿って流れる冷たい親潮の影響を強く受けている。それぞれの地方が、それぞれの接する海の影響を強く受けた気候となっている。

ここでは霧発生のメカニズムと苫小牧周辺の霧の特徴について考える。

2. 霧発生のメカニズム

霧は空気中に浮遊している微小水滴によって視程が1 km以下になる現象である。微小水滴は上空にあれば雲と呼ばれ、地面に接していれば霧となる。空気中には目に見えない水蒸気として水が含まれていて、その割合は一般的に相対湿度で表される。空気中に水蒸気として含むことができる最大の水の量は表-1のように温度が高いほど多い。したがって、水蒸気を含む空気を冷やしていくと含むことができなくなった水蒸気が水滴となって出てくる。たとえば、気温が30度で湿度が80%の空気1 m³には

$30.3 \text{ g} \times 0.8 = 24.2 \text{ g}$ の水が水蒸気として含まれているが、20度まで冷やしてやると、20度の空気1 m³には17 gの水しか含むことができないので、20度で湿度が100%の空気と7.2 gの水が雲や雨粒となって目に見えるようになる。(厳密には、空気を冷やすと体積が変化するのでこの方法では若干の誤差がある)

| 気温 | 0 | 5 | 10 | 15 | 20 | 25 | 30 | 40 |
|--------|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|
| 飽和水蒸気量 | 4.9 | 6.8 | 9.4 | 12.8 | 17.0 | 23.0 | 30.3 | 39.5 |

表-1 気温 (°C) と飽和水蒸気量 (g/m³)

霧は、水蒸気を含む空気塊が冷やされて過飽和になる、または、空気塊に飽和水蒸気量以上の水蒸気を補給することによって発生する。

このことを図-1で説明する。曲線a-bは気温と水の飽和水蒸気量の関係を表している。空気塊の温度と水蒸気量が曲線上にあれば飽和、曲線の上方にあれば過飽和、下方にあれば未飽和となる。点Aの状態にある空気塊の温度が下がって(水平に左方に動いて)曲線を切ると霧が発生し始めることになる。また、水蒸気が補給されて(垂直上方に移動して)曲線を切っても霧が発生し始めることになる。

前者による典型的な例は、空気塊が山の斜面にそって上昇するとき膨張によって空気塊が冷却して発生する霧である。後者の例では、冷たい空気塊が暖かい湖沼や川の上を渡る時に水蒸気を補給されて発

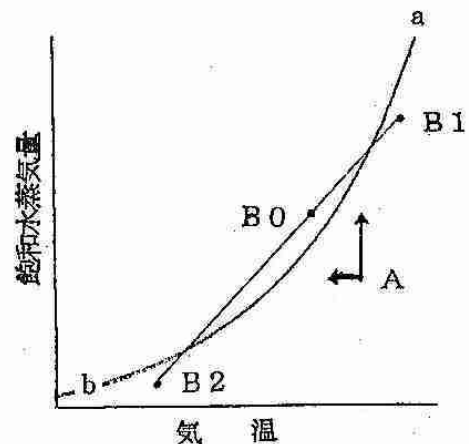


図-1 気温と飽和水蒸気量の関係

生ずる霧がある。

このほか、混合によって発生する霧がある。同じく、図-1 でB1 の状態にある質量 m_1 の空気塊と、B2の状態にある質量 m_2 の空気塊が混合すると、B1とB2を結ぶ線上で、 $B_1B_0 : B_0B_2 = m_2 : m_1$ になる点B0の状態になる。曲線a-bが下に凸になっているため飽和に近い空気塊が混合すると過飽和の状態となって霧が発生することになる。実際には、これらの要因が複合して霧が発生している。

3. 苫小牧の霧の特徴

表-2に苫小牧測候所における月別の霧日数と最多風向（最も多く観測された風向）を示した。春になり、最多風向が北よりの風から南よりの風に変わると霧日数が増え始め、秋に、北よりの風に変わると少なくなる。苫小牧の霧は主として南よりの風がもたらしているといえる。

| | 1月 | 2月 | 3月 | 4月 | 5月 | 6月 | 7月 | 8月 | 9月 | 10月 | 11月 | 12月 |
|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|
| 霧日数 | 0.2 | 0.3 | 0.9 | 4.3 | 6.2 | 9.7 | 10.6 | 6.3 | 1.1 | 0.3 | 0.1 | 0.1 |
| 最多風向 | 北 | 北 | 北 | 南西 | 南南西 | 南南西 | 南南西 | 南南東 | 北 | 北北西 | 北 | 北 |

表-2 苫小牧の月別霧日数と最多風向（霧日数：1964~90、最多風向：1980~90、1日8回観測）

夏の苫小牧周辺で見られる主な霧は、太平洋高気圧から南よりの風となってやってくる暖かく湿った空気が冷たい親潮の上を吹き渡る時に冷やされて発生した霧で海霧とも呼ばれる。図-2は1997年7月25日12時に気象衛星「ひまわり」が撮影した画像で、南海上に横たわる雲は霧である。また、図-3は1997年7月下旬の海面水温である。水温の低い軸は千島列島の南から北海道の海岸沿いに伸びているが衛星画像の霧域と良くあっているのがわかる。また、内陸の霧は海岸地方だけである。太平洋岸の霧日数は、その年の親潮の勢力によって左右されるという報告がある。

対流圏では、一般に気温は1000m上昇すると約6度づつ気温が下がっていくが、冷たい海面の上に暖かい空気が流れ込んでくると、海面付近の気温はほとんど海面温度まで下がり、海面から高度が上がるにしたがって気温が上昇する層（逆転層）ができる。ここでは、冷たく重い空気が下であって暖かく軽い空気が上にあるために安定していて対流もおきない。そのため、発生した霧は蓋をされたようになって海面付近に閉じ込められてしまう。この霧が南よりの風に乗って沿岸地方にやってくるのである。

陸上に流れ込んだ霧は、一般的に、日中は薄い霧の層を通してやってくる日射によって地上気温が上昇するため地上付近の水滴は蒸発してなくなり上空に層雲が残ったり、ときには晴れてしまう。そして、夕方になり日射が弱くなると、層雲の頂付近は放射により気温が低くなる。冷えた空気はゆっくりと下降する。また、地表面も放射により気温が低くなる。そして、霧が発生し始め日射が始まる翌朝まで続く。あるいは、海上から進入してくる霧は地面温度が低くなると消散しないで、霧として侵入してくる。図-4に示した1997年6、7月の気温、湿度の時刻別平均値がこのことを良く説明している。



図-2 気象衛星可視画像 (1997.7.25.12時)

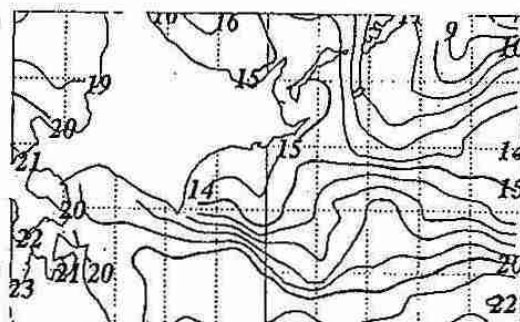


図-3 海面水温 (1997.7月下旬)

霧として目に見えるようになった水の量(霧水量)は、一般に 0.05 g/m^3 から非常に濃い霧でも 0.5 g/m^3 といわれている。気温が 15 度のときの飽和水蒸気量は 12.8 g/m^3 、気温が 1 度上がると 0.8 g 増えて 13.6 g/m^3 になる。空气中に含まれる水の 1% 程度が水滴になることで霧が発生する。また、わずか 1 度未満、ときには 0.1 度の違いで霧が発生したり消滅することになり、標高や地表面温度、地形のわずかな違いで微妙な濃淡の変化ができていられる。苫小牧周辺では、南東よりの風のときは樽前山麓方面、南西よりのときは安平方面で霧が濃くなったり、霧雨にまで発達する傾向がある。また、観測船の観測結果から苫小牧沖の局地的な水温分布が霧の発生に影響を与えるとの報告がある。

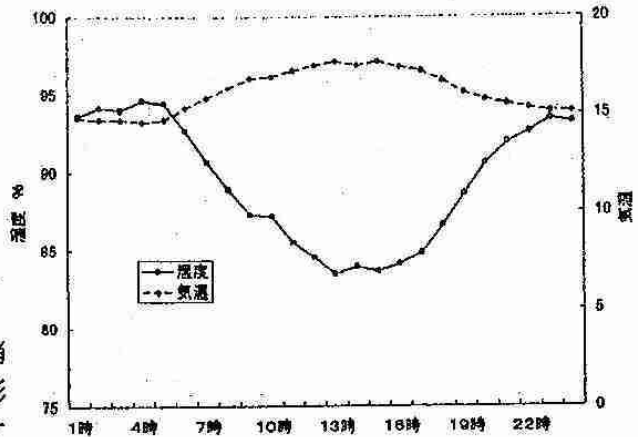


図-4 気温、湿度時刻別平均値 (1997.6~7月)

図-5は、苫小牧、釧路、帯広の月別霧日数である。3地点とも7月に最も多くなっているが9月に違いが見られる。帯広では7月と大きな差がないが、苫小牧では急激に減少、釧路は両者の中間くらいである。これは、内陸の帯広では、秋になると放射冷却による霧の発生が多くなることを示している。また、釧路も湿原に発生する放射霧の影響を受けて秋にも霧が発生している。一方、苫小牧でも湖沼のある勇払原野で発生する放射霧の影響を受けるといふ報告もある。しかし、測候所で観測されない霧もあるので断定はできないが、影響は小さいように思える。

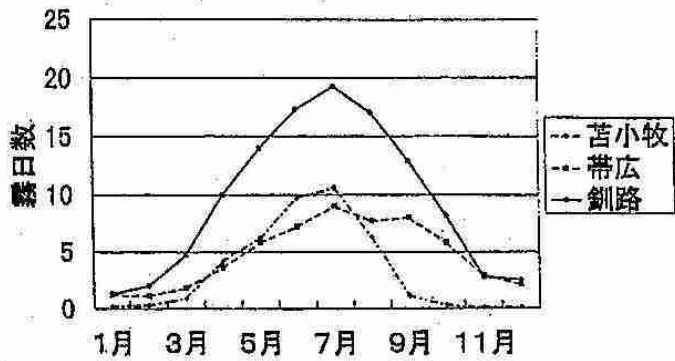


図-5 月別霧日数

4. 霧の予報

気象庁は平成8年3月に計算機を更新したのを機に、数値予報のモデルを更新し日本付近では 20 km 間隔の格子点で3時間毎の気温や風、水蒸気量などの気象要素が48時間先まで計算されるようになった。室蘭地方気象台ではこの数値予報の資料を使って霧の予報をおこなっている。

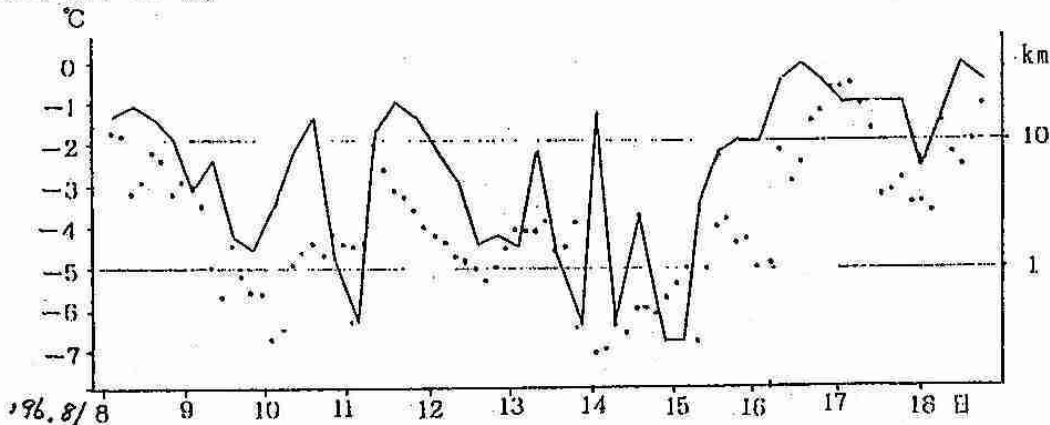


図-6 気温と海面水温の差と室蘭の視程 (負は気温が高いことを示す)

苫小牧周辺の霧は、①暖かい南の空気が冷たい親潮の上を渡るときに冷やされて発生する。②暖かい空気が海面付近で冷やされ逆転層ができて霧が消散するのを妨げる。③発生した霧が南よりの風によって陸地まで流れ込んでくる。といった特性がある。

この特性を利用して、上空約750mの空気を海面まで降ろしたときの気温を求め海面水温と比較した。図-6は室蘭に最も近い格子点の温度差と室蘭の視程の関係である。気温の方が高いほど視程が悪くなる傾向がある。図-7は、5℃以上気温が高いところを霧があるとして気象衛星の画像から求めた霧域と比較したものである。霧は気温のわずかな差にも影響を受けることを述べたが、数値予報の温度の精度が2℃くらいであるから詳細な部分の精度は十分とはいえない。

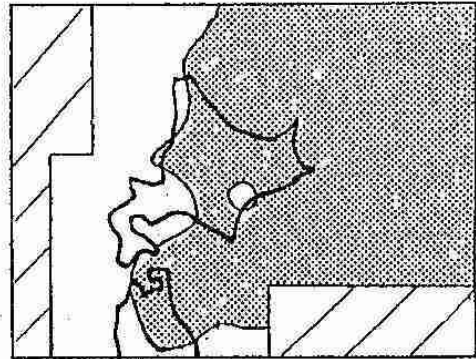
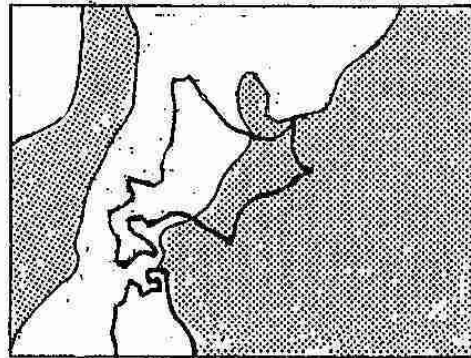


図-7 予報で求めた霧域(点彩) 1996.8.9.18時

非常に簡単な方法で、精度的にも今一步のところと思われるが数値予報の精度向上とともに予報精度の向上が期待される。



気象衛星画像から求めた霧域(点彩)

5. まとめ

霧は、たとえば海霧のように、非常に広い範囲に出現することがあるために大規模場現象のように見えることがある。しかし、わずかな気温の変化や地形の違いで出現したり消滅したりする局地性の強い現象である。苫小牧周辺で観測される霧

は、主として南海上で発生した海霧が侵入してきたもので南よりの風が主風向となる4~8月に多い。温度に敏感である性格から、親潮の強弱とともに苫小牧沖の局地的な海面水温が霧発生に影響を与えていると思われる。陸上に侵入した霧は、昼は地上気温の上昇により消散したり層雲となるが夜間の冷却によって霧が発生する、または、霧のまま侵入してくることが多い。また、侵入してくる風向と地形効果によって霧の濃淡や霧雨の地域ができる。勇払原野に発生する放射霧は規模が小さいためか、明瞭ではない。

いつ、どこに霧が発生するかといった予報はこの局地性のために大変難しいが、改善に努めていきたい。

地球環境問題と地球温暖化 ～ 気候変化の科学 ～

山崎 孝治

(北海道大学大学院地球環境科学研究科)

1. はじめに

昨年(1997年)12月に京都で温暖化防止国際会議が開かれ、二酸化炭素の排出規制がスタートすることになった。まずは温暖化防止への第1歩を踏み出したわけで喜ばしい。ここでは、「地球温暖化はどうしておこるのか、どう予測するのか、また実際に気候は変化しているのか」などの点について気候変化の科学の立場から述べたい。

2. 気候システム

天気は、晴れ、曇り、雨など刻々変わる大気の状態である。これに対して、気候とは各季節の天気の平均的状态をいう。どの位の期間の平均かという学問的な定義はないが、気象庁で平年値という場合には、10年ごとに最近の30年平均を用いている。

気候は大気の平均的状态ではあるが、気候を決めるものは大気だけではない。大気は熱容量が小さく長い記憶をもっておらず、大気の運動は2週間以上ではカオスの振る舞いをする。まして、地球温暖化や氷河期-間氷期サイクルのような長い時間スケールでは、大気以外のもっと長期の記憶をもっている系も考慮する必要がある。そのなかで一番重要なのは海洋である。ヨーロッパが高緯度でありながら比較的温暖であるのは、メキシコ湾流という暖かい海流が大西洋北部まで流れているからである。塩分の濃い北大西洋表面海水は冷やされて重くなり深層に沈み込む。これが海のコンベアベルトと呼ばれる深層循環の出発点である。深層循環の変動は気候に大きな影響を与える。また、赤道太平洋で数年に1回発生するエルニーニョ現象は、大気と海洋の相互作用の結果として生じている。その他、高緯度海洋上に存在する海氷や大陸上の雪など雪氷も大気に大きな影響を与える。さらに、生態系も気候に影響を与える。

また大気組成の変動、例えば二酸化炭素濃度の変動も気候に影響するのは地球温暖化問題でよく知られている。このように気候は大気・海洋・雪氷・植生がそれぞれ影響を及ぼし合う総合的なシステムとして捉える必要があり、これを気候システムという。地球環境問題は人類が気候システムを乱すことで生じた問題といえよう。

3. 二酸化炭素濃度は増加している

人類は大気の組成を変えるほどのパワーをもつまでになった。大気中の二酸化炭素濃度は化石燃料の消費や森林伐採等の人間活動のために増加している。二酸化炭素濃度は、産業革命前のおよそ280ppmから1996年現在の360ppmまで約30%増加している。特に、20世紀後半の増加が著しい。近年では毎年1.5ppmずつ増加している。また、この大気中の二酸化炭素濃度の増加は化石燃料の消費による放出量と平行して増加している。しかし、人類起源の放出量 7.1キガトツ/年 (炭素換算: GtC と表す、 キガトツ は 10^9トツ)に対し、大気中の二酸化炭素の増加量はその半分ほどの 3.3GtC/年 である。残りは、海洋によって吸収されたり、陸上の植物が成長したりすることによって吸収していると思われるが、まだよくわかっていない。

二酸化炭素は、地球表面からでる赤外放射を吸収し、上下に再放射することにより、地表を二酸化炭素がない状態より暖かくしている。これを温室効果とよぶ。もし仮に空気が赤外放射に対して透明で地上気温に対応した赤外放射と太陽放射が釣り合っているとして平均地上気温を求めると -18°C となるが、これは現実の地球の平均地上気温の 15°C より30

℃以上も低い。現在の地球がほどよい温度になっているのは温室効果のおかげなのである。したがって、二酸化炭素濃度が増加することは気候の温暖化をもたらすと考えられる。人類はそれとは知らず大気組成を変え、意図せずに温暖化を引き起こそうとしているのである。温暖化によってよい結果をもたらされる地域もあろうが、大陸上での干ばつ・水害の多発などにより農業生産に悪影響を及ぼす危険性もあり、海面水位の上昇により低地帯では水没のおそれもある。また、急激な温暖化による気候帯のシフトに陸上生態系が追従できないのではないかと危惧されている。急激な温暖化は危険であるといえよう。

温室効果をもつものは二酸化炭素 (CO_2) だけではなく、水蒸気 (H_2O)、メタン (CH_4)、亜酸化窒素 (N_2O)、フロンや対流圏オゾンもそうである。これらの気体の濃度は小さいが、単位質量あたりの温暖化能力は二酸化炭素よりずっと大きい。そして、水蒸気以外のこれらの気体の濃度も人間活動によって、二酸化炭素に負けず劣らず増加している。メタン、亜酸化窒素は産業革命前は700ppb, 275ppb (ppbは10億分の1)程度であったのが、1994年時点ではそれぞれ1720ppb, 312ppbとなっている。二酸化炭素以外の温室効果ガスの全体としての温暖化効果は二酸化炭素よりやや少ないが、二酸化炭素に近い程度の温暖化能力をもっている。最も強力な温室効果気体である水蒸気は人間活動によって増加しているわけではないが、気温が高ければ大気中に含まれる水蒸気量は多くなるので、温暖化により水蒸気も増加し、温暖化を加速すると考えられている。

人間活動は逆に寒冷化する要因も作りだしている。それは、産業活動などによって排出される亜硫酸ガスの効果である。亜硫酸ガスは大気中で微少な硫酸液滴 (エアロゾルの一種) となって浮遊する。硫酸エアロゾルは降水を酸性化し森林に被害をもたらすという弊害があることはよく知られている。一方、エアロゾルは気候にも影響を与える。エアロゾルの増加は太陽放射を反射し地表を寒冷化する働きがある。また、エアロゾルは雲の凝結核となり雲量を増加させ、さらに寒冷化を加速する。しかし、二酸化炭素と違いエアロゾルの寿命は短く全球的に広がることはないため、この効果は北半球にほぼ限られ、量的にも温室効果気体による温暖化をキャンセルするほどではないと考えられている。

4. いかに温暖化を予測するか

二酸化炭素濃度の増加によって全球平均温度がどうなるかは、最初に1次元の放射・対流平衡モデルで計算された。これは米国地球流体力学研究所の真鍋淑郎博士による先駆的な研究である。このモデルは二酸化炭素、オゾン、水蒸気及び雲量の鉛直分布を与えて、太陽放射と赤外放射による大気加熱率を計算して気温分布を予測し、気温分布がもはや変化しない状態すなわち平衡状態を求めるものである。その際、気温減率が $6.5^\circ\text{C}/\text{km}$ を越えると対流がおこるとして減率が $6.5^\circ\text{C}/\text{km}$ を越えないようにしている。そしていろいろな二酸化炭素濃度のもとでの平衡気温分布を求めた。それによると、二酸化炭素濃度が300ppmから600ppmに倍増すると地上気温は 2.36°C 上昇することがわかった。また、成層圏は逆に寒冷化することも明らかにした。成層圏はオゾンによる紫外線吸収による加熱と二酸化炭素等による赤外放射冷却がほぼ釣り合った放射平衡の状態にあり、二酸化炭素が増えると寒冷化する。また、オゾン減少によっても寒冷化する。

気候変動の地理的分布を知るためには1次元モデルでは不可能で、3次元モデルで計算する必要がある。しかも、100年スケールの長期間の気候変動を扱うので、大気モデルだけではだめで、海洋モデルと結合させる必要がある。大気モデルは、本質的には数値予報に用いられるのと同じモデルであるが、天気を予報するためではなく気候を再現するために用いられるとき、大気大循環モデルと呼ばれる。また、海洋モデルも世界の海洋循環を再現する研究で開発されてきたもので、海洋大循環モデルという。この2つを結合した大気海洋結合モデルでの温暖化予測実験も真鍋博士により始められ、現在では世界の多くの大学・研究機関で実験が行われている。

実験結果によれば、温暖化の起こり具合は地域によって異なる。海洋の鉛直混合が活発で海水が沈み込んで深層水が形成されている北大西洋及び南極海では、温暖化が遅れる。

二酸化炭素が倍増した時点でも目立った温暖化は見られない。多くのモデル実験の結果によれば、北大西洋では、正味の海洋表面への水の供給（降水量及び河川の流入量から蒸発量を引いたもの）が増えて海洋の成層が安定化して、沈み込みが起こりにくくなり、熱塩循環は弱まると予想されている。熱塩循環が弱まれば、北大西洋への海洋による熱輸送が減少し、その地域を寒冷化させる要因となるのである。そのため、北大西洋域では温暖化が遅れると考えられる。

5. 本当に温暖化しているのだろうか

では、実際に地球は温暖化しているのだろうか？ 測器が整備されてきた19世紀後半以降の1994年までの全球平均気温の変化（図1）を見ると温暖化しているようである。特に温暖化が顕著な時期は、1910年頃から1940年頃までのおよそ30年間と、1970年代半ばから現在（1994）までの期間である。

全球平均地表気温は19世紀後半からみれば約0.5℃上昇し、最近40年間では0.2-0.3℃上昇している。この温暖化が自然の変動だけで説明されるとは考えにくい。温暖化率は、二酸化炭素とそれ以外の温室効果気体の効果を考えるともう少し大きくてもよいが、前述したエアロゾルの冷却効果を考慮するとほぼモデルから期待される値となっている。ところで、図でわかるように、1940年代半ばから1960年代にかけて、やや寒冷化しており、単調に温暖化しているわけではない。この10年スケールの変動は人為的なものであるとは考えにくく、自然的要因による変動と思われるが、この変動の原因はわかっていない。気候は自然の要因によっても変動するので、人為的な変動を分離することは容易ではないが、温室効果気体の放出による人為的原因による温暖化はじわじわと既に起こりつつあると考えられる。前節で述べたように成層圏は二酸化炭素が増加すると寒冷化するはずである。実際に観測によれば、最近、成層圏は寒冷化している。この成層圏の寒冷化はオゾン減少による効果が大きいようであるが、二酸化炭素の効果も寄与していると考えられる。このようないろいろな気象要素の変化を総合して考えると、人類は既に気候を変えつつあると見てよいであろう。

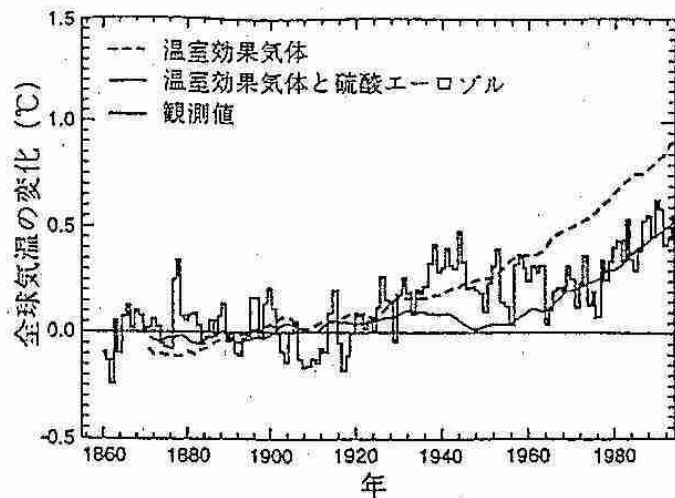


図1 全球の年平均気温の変化（1860～1994年）。階段状になっているのが観測値。破線は温室効果気体による温暖化のシミュレーション。実線は温室効果気体と硫酸エアロゾルを考慮した温暖化のシミュレーション。（IPCC(1995):気象庁訳より）

ここで、苫小牧市の過去50年あまりの気温変化を見てみよう（図2）。全体としてみると温暖化しているように見える。しかし、これをすべて地球温暖化の現れとするのは無理であろう。よく見ると1940年代後半及び1989年以降に急激な上昇が見られる。期間の初めと終わりの昇温を除けば年平均気温は7℃くらいで大きな変動はないようであり、1970年代半ばから1980年代半ばまでは、むしろ寒冷化している。これらの変動は北半球規模の10年スケール変動に伴うものと考えられる。苫小牧で地球温暖化のシグナルがはっきりと現れるのは21世紀になってからであろう。

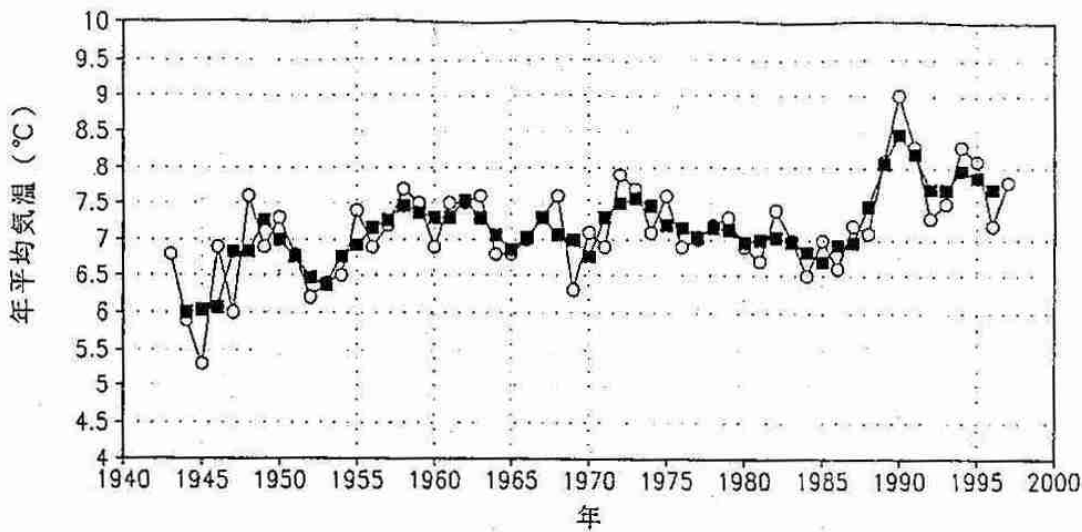


図2 苫小牧の年平均気温の推移（1943年から1997年）。○は各年の値、■は3年移動平均。

6. 将来はどうか

以下の予測は「気候変動に関する政府間パネル（IPCC）」の1995年の報告書に基づいている。将来の気候がどうなるかを予測するためには、まず、温室効果ガスの放出量が予測されなければならない。放出量は政策的に変わりうるので、予測というより起こりうるシナリオといったほうがよいであろう。放出量のシナリオがわかれば、二酸化炭素循環のモデルから将来の大気中の二酸化炭素濃度を予測する。現在では、年々、二酸化炭素の放出量は増大しているが、21世紀の途中で放出量を一定にしても、大気中の濃度は増加し続ける。産業活動の活発化に伴い放出量も増大するとするシナリオによれば、21世紀末には二酸化炭素濃度は700ppmあまりになる。このシナリオによって二酸化炭素など温室効果ガス濃度が増え、エアロゾルの冷却効果を考慮に入れ、平均的気候モデルの結果を用いて、21世紀末には1990年に比べて、年平均全球平均地上気温は2℃上昇すると予測されている。地域的には、この値よりも大きかったり小さかったりする。また、たとえ21世紀末に二酸化炭素濃度が安定化したとしても、海洋の大きな熱慣性のために、22世紀以降も温暖化しつづけるであろう。降水量については増加すると予測されている。また、海面水位については、もっともらしいシナリオによれば、現在（1990年）から21世紀末までに50cm上昇すると予測されている。

地域的な気候がどうなるかについては、まだ十分な信頼性で予測することはできない。日本でいえば、梅雨期の雨はどうなるか、冬の積雪はどうなるか、台風はどうなるかなどまだわからないことが多く、将来の課題である。

7. おわりに

実際の気候変化や海面水位変化が、徐々にではなく、急激に起こる可能性もないわけではない。最終氷期や約1万1千年前のヤンガー・ドライアス期（寒の戻り）には、大西洋の深層循環の変動によると推測される大きな気候変化が起こっていたことが明らかになっている。その遷移時間はわずか数10年とされている。したがって、温暖化によって急激に大西洋深層循環が弱まる可能性もある。また、西南極の氷床は不安定ではないかとの推測があり、温暖化に伴い急激に氷床が滑落して、大幅な海面上昇を引き起こす可能性も指摘されている。我々の自然に対する理解はまだ完全ではなく、自然は時として予想外の変動をみせることを忘れてはならない。

渡り鳥と気象

村井 雅之

(ウトナイ湖サンクチュアリ)

1. はじめに

苫小牧市の中心部から北東に11kmほど行ったところに、渡り鳥の中継地として世界的にも知られた、ラムサール条約の登録湿地ウトナイ湖があります。毎年このウトナイ湖には、ハクチョウをはじめ、ガンやカモの仲間など、数多くの渡り鳥たちが飛来し、これまでに256種類もの野鳥が記録されています。

ウトナイ湖には毎年10月の中旬になると、遠く北極圏からコハクチョウの第一陣が渡って来ます。ハクチョウの飛来は、私たちに厳しい冬の訪れを知らせてくれます。そしてハクチョウが北へ去るとき、私たちは春の予感に胸を弾ませます。気象の変化に敏感な野鳥たちは、巡り来る季節の移り変わりを私たちに伝えてくれる存在として、洋の東西を問わず、昔も、そして季節感の薄れつつある現代でも大変身近な存在です。しかし、毎年訪れる渡り鳥の姿を見ることはできても、気象の変化など厳しい条件を克服し、巧みな航法で完結する、渡りという行動の真実を知ることは非常に難しいことです。

日本の民話に「雁風呂」というのがあります。どのような内容かと言うと、秋に雁がロシアから日本へ渡る途中に、海上に降りて休むことができず（実際は海上に浮かんで休むことができますが、当時は休むことができないと思われていたようです）、途中で疲れて落ちてしまう。そうならないように、ロシアを飛び立つときに雁は枯れ枝をくわえ、途中でそれを海に浮かべ、その上で休みながら日本までたどり着く。たどり着けると、枯れ枝を海岸に置いて行く。そして春ロシアに帰る時に、その枝を口にくわえて再び旅立つ。海岸に残された枯れ枝は渡りの途中で死んだ雁の数をあらわし、人々はその枝を燃やし、死んだ雁の供養をするという民話です。この民話は、作った人々の、渡りという未知の行動に対する興味と、思いを伝えて来れると共に、渡りに関係する気象現象との関わりも予感させてくれます。

渡りという行動については、この民話が作られた当時と同様に、現在も未知の部分が多いのですが、渡り鳥と気象との関わりについて紹介し、野鳥と私たち人間との共存について、少しでも考えて頂く題材を提供できたらと思います。

2. 渡り鳥の研究

秋を迎え冬の到来を感じさせる頃になると多くの鳥たちは群をつくり、どこえともなく姿を消し、春になると再び姿を現す。こうした毎年繰り返される野鳥の行動について、古代から人々は非常に不思議な現象であると捉え興味を持っていました。

古代ヨーロッパでは、鳥の中には冬になると別の鳥に変身するものがあると考えた人がいたり、ツバメは冬になると海のなかや泥のなかに潜って冬を越すとか、ガンやカモは月の世界に帰って行くと考えた人もいました。ギリシャの哲人アリストテレスも「動物誌」のなかで、ある動物は人と同じように夏は涼しく、冬は陽のあたる暖かい地方で過ごすと述べ、具体的な行動が確認されていたコウノトリやペリカンについてだけ、現代の渡りと同じような解釈をしています。しかし他の多くの鳥類については、どこかで冬を過ごすといった程度の考えしか持つことができませんでした。また、博物学者のリンネでさえ、「イワツバメは冬になると水中に潜る」と書いています。このような考え方は欧米ばかりではなく、昔の日本にもあり、小鳥は冬になると海に入って貝になるとか、地面や木の洞に入って冬を越すなど、色々な話しが残っています。

時代が進み、交通機関が進歩し、人々が遠距離を移動できるようになって世界観が変わって行くなかで、ガンやカモ、ハクチョウなど大型の鳥類については、渡りをするのが少しづつ理解されるようになってきました。しかし渡りという現象が科学的に扱われるようになったのは近代になってからで、デンマークのモルテンセンやアメリカのオデュボー

ンが番号と住所を記した足環をつけて鳥を放したことから始まったと言われています。その後、鳥の渡りのルートが詳しく知られるようになったのは、19世紀以降、捕獲した鳥に足環（図1）をつけて放す標識法が正式に確立されてからです。現在もこの標識法は用いられており、毎年10万羽以上が鳥類標識調査員の手により標識され、渡り鳥の研究が進められています。現在では標識法以外の調査方法も飛躍的に進歩し、最近では日本野鳥の会と海外の研究グループ、企業などがプロジェクトをつくり、ツルやマガン、オオワシなど大型の渡り鳥に小型の発信器を装着し、人工衛星を使って渡りを追跡するところまで来ています。今後は使用する発信器の小型化、航空用レーダーの活用なども積極的に行われ、渡りの謎もどんどん解明されて行くものと期待されています。

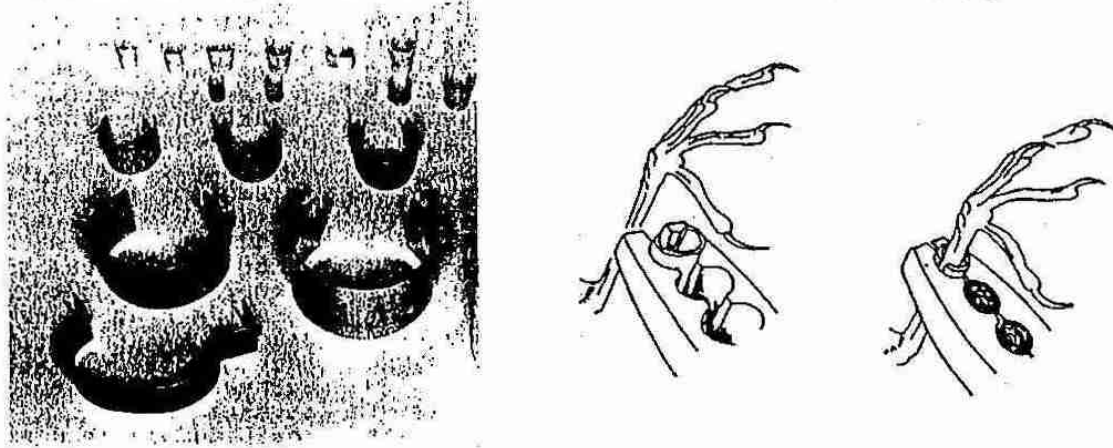


図1 日本で使用中の標識足環とその装着方法
（山階鳥類研究所発行「鳥類標識マニュアル」より）

3. 渡り鳥とは

渡り鳥とは繁殖地と越冬地が離れているため、毎年、決まった時期に移動を繰り返す鳥のことをいいます。夏と冬の境界にあたる春と秋が渡りの季節です。渡りをする鳥たちは、移動する距離やその地域で見かける季節によっていくつかに分類されます。

カッコウやツバメのように、繁殖地となる日本を目指して春に南から飛来し、秋になると南に帰って越冬する渡り鳥を夏鳥と言います。一方、ハクチョウやガン、カモの仲間のように、シベリヤなどの北方で繁殖を終えた後、日本へ南下して越冬し、春に再び繁殖地である北へ帰る渡り鳥を冬鳥と言います。また、シギやチドリ類のように、日本よりも北で繁殖し、日本よりも南で越冬するため、日本に立ち寄るだけの渡り鳥もいて、これを旅鳥と言います。

この他に、長距離は移動しませんが、夏には山や北海道など日本の北部で繁殖し、寒い冬は雪の少ない平野部や日本の南部に移動する鳥もいて、これを漂鳥と言います。

4. 鳥はなぜ渡るのか

鳥たちが危険を冒してまで長距離の渡りを毎年繰り返すのには、食物との関係が深いと考えられています。

鳥たちが北へ渡るのは子育てのためですが、子育てには自分が生きて行く以外のエネルギーが必要です。つまりたくさんの食べ物のあるところで子育てした方が良いわけです。春から夏の季節というのは、日本や北極圏にかけての高緯度地方ほど、短い夏の間鳥たちの食べ物となる昆虫や小動物が爆発的に発生するため、ヒナを育てるのに十分な食べ物が得られ、より多くの子供を確実に育てることができるのです。また、渡り鳥が秋に南へ飛び去るのは高緯度地方では、秋を迎え寒くなると、食べ物となる昆虫や小動物、植物などが姿を消すためであると考えられています。

5. 渡りの航法

鳥は鳥目、夜は目が見えないなどと思われていますが、決してそんなことは無く、夜も飛ぶことができ、渡りをします。鳥には主に昼間に渡る鳥と夜に渡る鳥がいます。昼間に渡る鳥は大型のハクチョウやツルなどで、夜に渡る鳥は、ムシクイ類やシギ・チドリ類など小型の渡り鳥です。小さな鳥たちはタカなどの捕食者を避けて夜に渡るようになったと考えられています。

昼間渡るにしろ、夜渡るにしろ、渡り鳥は何百、何千キロメートルも時には何万キロも離れた繁殖地と越冬地との間を行き来するわけですから、何をたよりにして渡りのコースを決めるのか、昔から大きな謎でした。しかし今から半世紀ほど前に、昼間渡りをする鳥たちは太陽をコンパス替わりに利用していることが分かり、渡り鳥は体内時計をもっていて、時間を補正しながら目的地を定位していることがわかりました。一方、夜間渡りをするときは、星座をコンパスとして使っていることがプラネタリウムを使った実験から突き止められています。また、太陽も星も見えない曇天の暗闇の時には、どうやってルートを決めるのかということが長い間の謎でしたが、しかし、これも20年ほど前の研究で、ハトやホオジロなど一部の渡り鳥の頭部に地磁気を感じる組織のあることがわかり、渡りには地磁気も利用されていることが分かってきました。

6. 渡り鳥と気象

地球上を北から南へ長距離移動する渡り鳥にとって、渡りを開始するタイミングなどを知るための気象情報の把握は生死に関わる問題です。

鳥達が渡って行く途中には様々な危険や困難が伴い、目的地に着く前に死ぬ鳥の数はたいへんなものです。特に体力や経験に乏しい若い鳥にとっては、死出の旅になる可能性を十分に秘めています。渡りに要するエネルギーは相当なものですから疲れて死ぬもの、目的地にたどり着いても消耗して死ぬものもいます。嵐などで方向をあやまり迷ってしまうものもいます（これを迷鳥と言います）。特に渡りの季節は春と秋という天候の変化の激しい時期であり、嵐に遭ったり、強風に吹き飛ばされたり、時化に会い海上で休むことができず衰弱死するものたちもいます。渡りが成功するかどうかは気象が握っているのです。

南半球のオーストラリア方面から5月～6月にかけて日本の沿岸に北上してくる渡り鳥であるハシボソミズナギドリの大群が、毎年弱って海岸に数多く漂着します。このハシボソミズナギドリは日本で子育てをする鳥ではなく、オーストラリアの南にあるタスマニア島周辺の小島で子育てをする鳥で、南半球の秋に渡りをして、日本沿岸を通過してオホーツク海、ベーリング海に入り、その後北半球で春夏を過ごして、寒くなるとまた繁殖地に帰っていくという、2万5千キロもの長距離の渡りをする鳥です。この2万5千キロ、地球の円周の6割余りを片道約2週間で渡ると推定されています。この毎年起こるハシボソミズナギドリの受難に関係しているのは貿易風であることがその後の研究で明らかになりました。

タスマニアを飛び立ったミズナギドリは赤道を渡る時に東風が卓越する南北4千キロの貿易風帯を通過します。筋肉が発達し、飛翔力が強い成鳥や亜成鳥だと貿易風に流されずに、直進できますが、筋力の弱いその年に生まれた幼鳥の多くは吹き流され、渡りのルートから外れ、海洋生産能力の劣った熱帯・亜熱帯での滞在日数が延びてしまい、食料不足で衰弱し、日本沿岸に漂着すると考えられています。おそらく筋力だけではなく、定位する能力が幼鳥には備わっていないことも原因しているのでしょうか、渡り鳥にとって気象が以下に大きな意味を持つのかを知ることのできる良い例です。

貿易風のように渡り鳥の行動に直接影響を及ぼす気象現象は多々ありますが、最近では環境破壊の結果生じる地球温暖化など、人為的な気象環境の変化が渡り鳥たちの行動に影響を及ぼし初めていることが研究者の間で言われ初めており、今後、渡り鳥の行動にどのような影響を及ぼして行くのか心配されるところです。ウトナイ湖でも1990年頃より、例年冬期間には姿を消していたマガンという渡り鳥が、冬になっても南下せずウトナイ湖周辺及び日高地方に残るようになってきています。今後は環境の変化と渡り鳥の生息状況の関係についても積極的に研究されて行くことが必要となるでしょう。

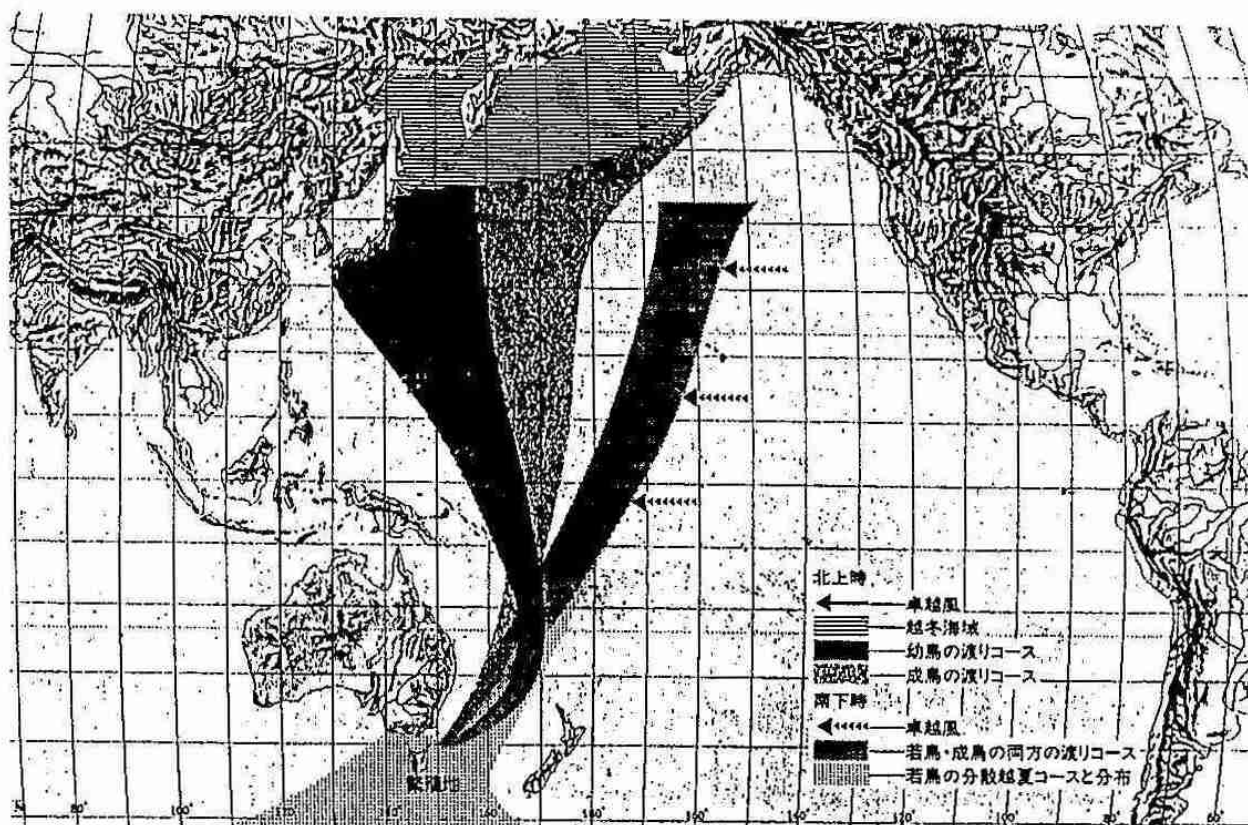


図2 ハシボソミズナギドリ (*Puffinus tenuirostris*) の渡りルート
(平凡社発行「アニマ」No182より)

7. まとめ

鳥類の渡りについては、ルート、航法、起源などかなり詳しく研究されてきていますが、気象現象を含め、様々な要因が複雑に関係しあっている行動であり、鳥類研究者ばかりではなく様々な分野の研究者が関わり、はじめて解明できるものであると考えます。

渡りという行動の解明は、鳥類という一生物種の行動解明に止まらず、私たち人間という種が生存して行くための重要な情報を提供してくれるものです。

渡り鳥は地球上の広範囲を定期的に移動し、常に地球上の環境変化を敏感に感じとっている生物です。環境破壊、地球温暖化など近年の世界的な環境変化のなかにあつて、渡り鳥が生来の渡りを行えるように地球全体の環境を保全して行くことが、渡り鳥にとっても私たち人間にとっても重要なことです。渡り鳥は地球環境を常に監視し続けています。

参考文献

- 吉井正・叶内拓哉, 1979: わたり鳥. 東海大学出版会
 森岡弘之・中村登流・樋口広芳, 1984: 現代の鳥類学. 朝倉書店
 中村和雄, 1986: 鳥のはなし. 技報堂出版
 平凡社, 1987: ハシボソミズナギドリの本当の渡りルート. アニマ No182
 山階鳥類研究所, 1990: 鳥類標識マニュアル. 第10版

最近の樽前山の火山活動

笠原 稔 (北海道大学理学研究科付属地震火山研究観測センター)

【はじめに】

樽前山は、活火山である。しかし、連続的に活発な活動をしているわけではない。そのために、その潜在的活動度は忘れられがちである。地質学的には、樽前山の活動開始は9,000年前といわれ(古川, 1997)非常に「若い」火山なのである。有史(1600年以降)においても、比較的規模の大きな噴火を繰り返し、広範囲に軽石・火山灰を降らし、近傍は火砕流に見舞われている。火山からの距離30km以内(1667年の噴火による降灰の厚さが1mに達した範囲)に、苫小牧市・千歳空港・千歳市があり、防災の上からも、この火山の活動度の把握は重要である。ここでは、過去の噴火史と最近の活動を概観し、樽前山の火山活動度を考える素材を示す。

【噴出物による1万年間の火山活動】

古川(1997)は、降下堆積物の綿密な調査により、樽前火山の9,000年間の噴火活動史、および各噴火の噴火様式とその推移のメカニズムなどを明かにしている。その結果を、図1に示す。9,000年間に大規模な噴火は3回認められている。また、最近の噴火については小規模な噴火についてもその噴出物量を求め、噴出量の割合を示している。それによれば、 $0.25\text{km}^3/1,000$ 年であり、最近200年間に見られる規模の噴火は、50~100年に1度の発生が見込まれる。また、噴火の特徴は、爆発的噴火(プリー二式噴火)で広範囲に軽石・火山灰を多量に降らし、火山近傍では、火砕サージや火砕流が繰り返し発生してきた。さらに、噴火後には山頂火口に溶岩ドームを生成し、次の噴火で破碎・飛散させてきた。

【有史記録による噴火活動史】

樽前山噴火の有史記録は、道南に位置することから、17世紀からの活動が良く記録されている。さらに、明治に入ってから、より小規模な異変も記録されるようになってきた。そのまとめを表1に示した。先の、降下堆積物に記録される規模の噴火の間にも、小規模な活動があることがわかる。しかしながら、「影響」の大きな噴火がどのように起きてきたかを概観するために、表1で黒丸をつけた噴火、すなわち、降下堆積物に記録される規模の噴火の繰り返し間隔をみると、図2のようになる。大雑把に言って、70年に1度繰り返して来ていることが分かる。図2の縦線は、先の噴火、1909年から、70年目を示している。この年に小規模な活動があったが、大規模なものには至らなかった。現在、すでに先の噴火から90年経過しており、かなりのエネルギーが蓄えられていると想像することは可能であろう。

【最近の火山活動】

本格的な樽前火山の監視は、苫小牧測候所により、1953年からの定時遠望観測、1954年からの現地観測、1967年からの7合目付近での地震観測に始まる。表2には、これらの観測から得られた1950年以降の樽前火山の活動史を示した。51-55年に小噴火が見られ、その後鎮静化していたが、図3に示した地震活動の増加を先行させて、1978年5月小活動を開始した。図2に示したような過去の活動から推定される活動期に入ったかのように見えたが、1982年でその活動も鎮静化し、再び地震活動も低調になった。しかし、最近地震活動が活発化しており、今後の推移に十分気をつける必要があることをしめしていよう。図4は、地震回数の積算図で、78-80年の小活動へ向けて地震回数が加速度的に増大したことが見て取れる。図5は、火口内の噴気活動の変遷であり、先の小活動に対応して噴気量や活動位置が変化している。今後も、これらの変化を注意深く監視していく必要があるであろう。

北海道大学理学部では、1980年からテレメーターによる地震観測を開始し、1995年には、地殻変動観測用の観測坑道を新設し、火山監視体制を強化している。大学連合による合同観測や札幌管区気象台による臨時観測も数次に渡って行われ、多くの新しいデータが蓄積されている。これらについては、講演で紹介されよう。

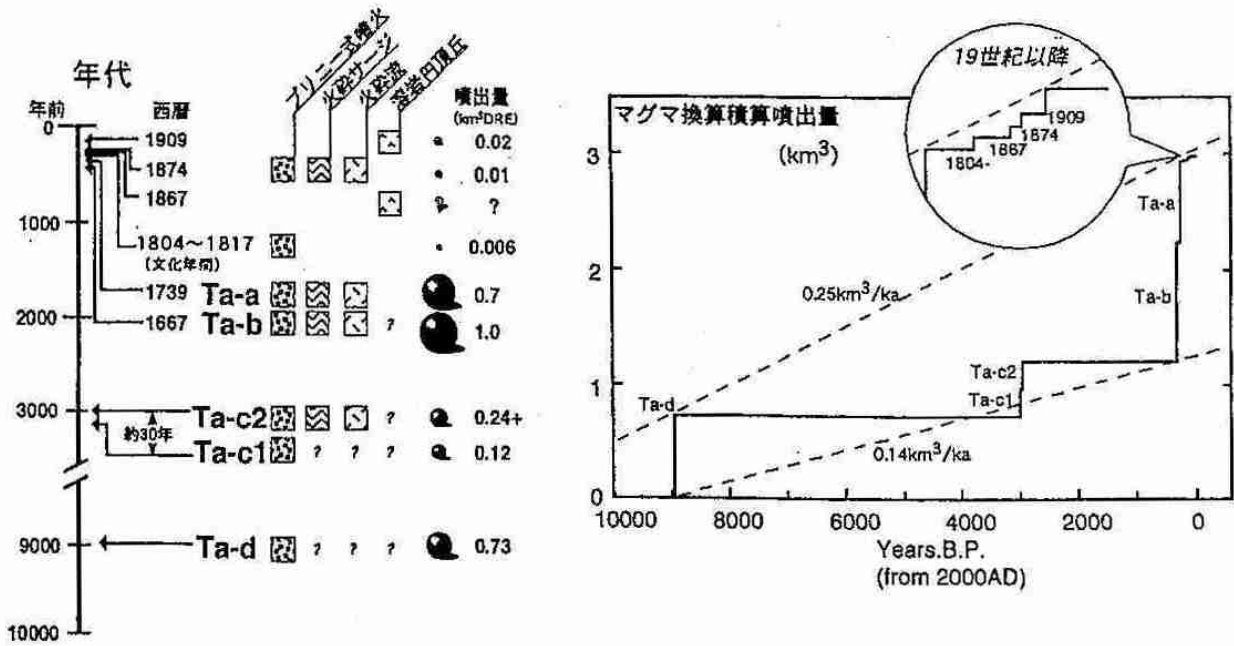


図1 左；降下堆積物から推定された9,000年間の噴火活動史。
 右；マグマ換算積算噴出物量、最近の噴火を拡大して示す。
 (古川、1997；北海道火山勉強会、Vol.4より)

樽前火山の活動期と休止期

| 西暦 | 西暦 | 活動期間 | 休止期間 |
|------|----------------------|------|-------|
| XVII | 寛文7年 ● 1667年 | 1年? | ? |
| XVII | 元文4年 ● 1739年 | 1年? | 約70年 |
| XIX | 文化年頃 ● (1804~1817年) | ? | 約70年 |
| " | 慶応3年 ● 1867年 | 1年 | 約55年 |
| " | 明治7年 ● 1874年 | 1年 | 6年 |
| " | 明治16~20年 1883~1887年 | 5年 | 8年 |
| " | 明治27年 1894年 | 1年 | 6年 |
| XX | 明治42年 ● 1909年 | 1年 | 14年 |
| " | 大正6~昭和11年 1917~1936年 | 20年 | 7年 |
| " | 昭和19~30年 1944~1955年 | 12年 | 7年 |
| | | | 17年+? |

—— 約55~70年の休止期, --- 10数年の休止期, 数年の休止期

表1 有史記録による樽前山の噴火年表
 (1972,北海道防災会議、樽前山より)

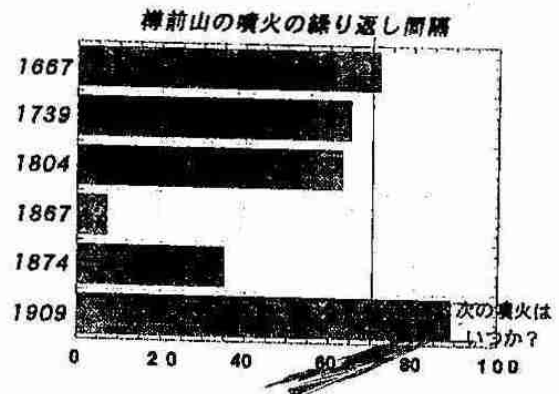


図2 有史記録に見られる比較的規模の大きな噴火の繰り返し間隔の分布。
 1つの噴火を横軸の原点にとり次の噴火までの間隔をバーの長さで示したもの。縦線は、過去の噴火から推定される最長の間隔で、1909年の噴火から数えて、1978~1980年に相当する。しかし、大規模な噴火にいたらず、現在(バーの終端)に至っている。

☆気象庁による樽前山観測は苫小牧測候所が担当している。

震動観測：現在の観測点A点（北東斜面7合目付近、標高743m）は1967年から観測開始。

遠望観測：苫小牧測候所からの目視により1日2回実施（09時と15時）。

現地観測：1964年観測開始。現在は年3回実施（春・夏・秋）。各観測点の状態（噴気・変色域・地形変化等の観察）、噴気・地中温度および火山ガス成分の測定、山麓の温泉等の観測を実施。

☆最近の主な活動（1950年以降）

| 年月日 | 現象 | 記事 |
|------------|-------|------------------------------|
| 1951年1月29日 | 小噴火 | 降灰（山麓一帯） |
| 7月28日 | 小噴火 | 小規模泥流（火口150m）、こぶし大のレキ（火口20m） |
| 1953年9月14日 | 小噴火 | 降灰（山頂火口原付近） |
| 1954年5月2日 | 小噴火 | 降灰、小規模泥流（火口付近） |
| 11月19日 | 小噴火 | 降灰（山頂付近）、地震（苫小牧震度2）、爆発音および空振 |
| 1955年2月14日 | 小噴火 | 地震（苫小牧震度1）、空振 |
| 1974年12月～ | 地震増加 | |
| 1975年2月 | | |
| 1978年2月 | 地震増加 | |
| 5月14日 | 小噴火 | 降灰（支笏湖畔） |
| 5月17日 | 噴煙活発化 | 降灰（山頂付近） |
| 8月8日 | 噴煙活発化 | 降灰（山頂付近） |
| 12月12日 | 噴煙活発化 | 降灰（山頂付近） |
| 12月26日 | 噴煙活発化 | 降灰（山頂付近） |
| 12月29日 | 噴煙活発化 | 降灰（山頂付近） |
| 1979年1～5月 | 噴煙活発化 | 降灰度々あり（山頂付近）、1～3月地震増加 |
| 1981年2月27日 | 噴煙活発化 | 降灰（山頂付近）、1～3月地震増加 |
| 1983年10月 | 地熱異常 | ドーム西側の火口原内（現在の観測点K点） |
| 1988年1～2月 | 地震増加 | |
| 3月21日 | 有感地震 | 7合目ヒラゲで震度2 |
| | 有感地震 | 支笏湖畔で震度2 |
| 1989年5月 | 崩落 | ドーム南東亀裂（H点）の壁面一部 |
| 1990年5月 | 崩落 | ドーム上北東噴気口（D点）の壁面一部 |
| 1992年2月25日 | 有感地震 | 7合目ヒラゲで震度2 |
| 1993年4月27日 | 有感地震 | 支笏湖畔で震度1 |
| 10月11日 | 有感地震 | 支笏湖畔で震度2 |
| 1994年秋 | 崩落 | A火口壁面一部 |
| 1996年春 | 噴煙活発化 | ドーム南東亀裂（H点） |
| 12月2日 | 有感地震 | 支笏湖温泉・丸駒温泉等で震度2 |
| 1997年1月 | 地震増加 | 15日41回、以後断続的に増減を繰り返す |

表2 苫小牧測候所による樽前山の最近の噴火年表
(志賀, 1997; 北海道火山勉強会, Vol.4より)

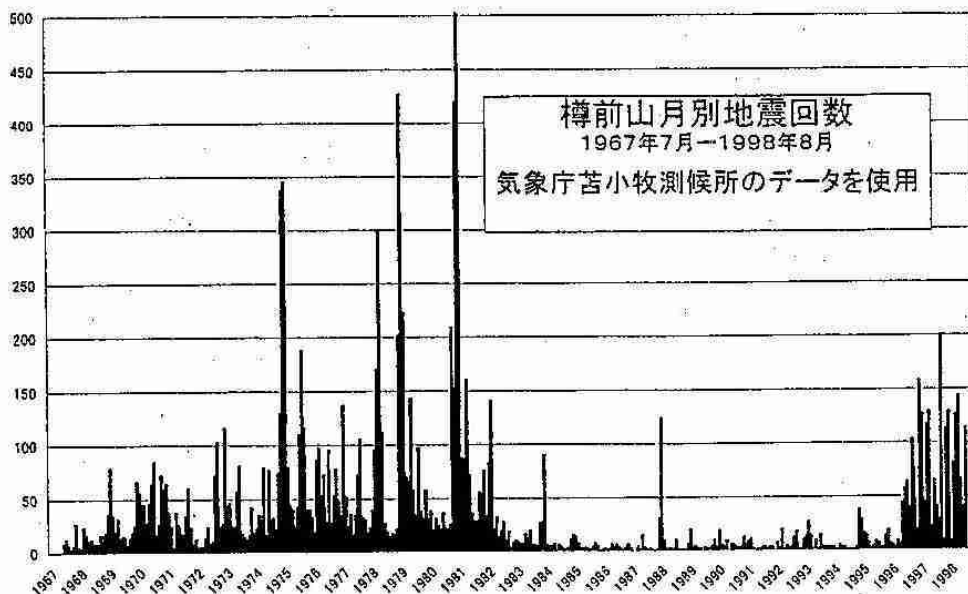


図3 気象庁による樽前山月別地震回数の変化; 1967.7~1998.8

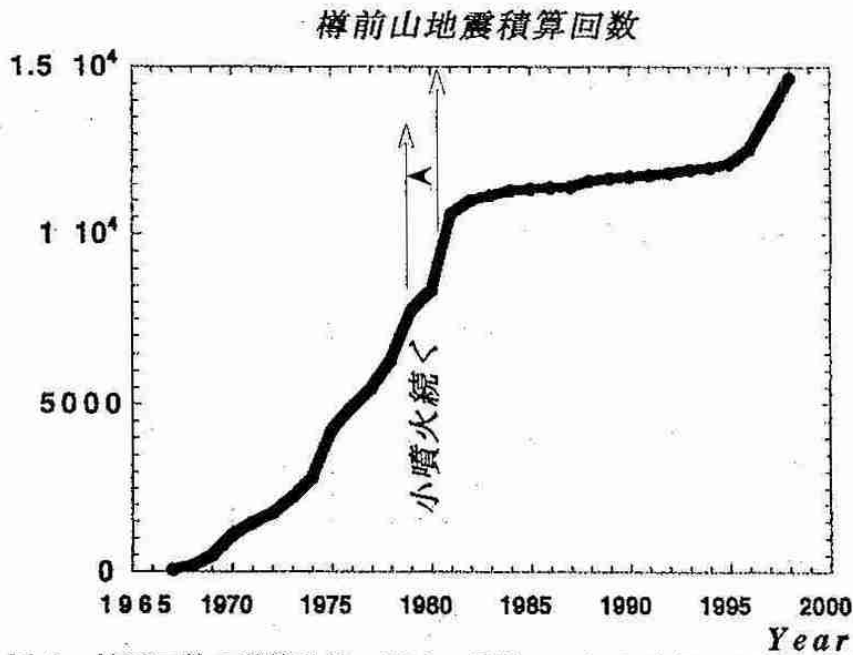


図4 地震回数の積算曲線. 図2で縦線で示した時期に小噴火が発生して入ること、その前に地震活動が活発になっていたことが明瞭であり、最近、また地震活動が活発になったことが注目される。

各火口からの噴煙の高さ（苫小牧測候所の遠望観測による）

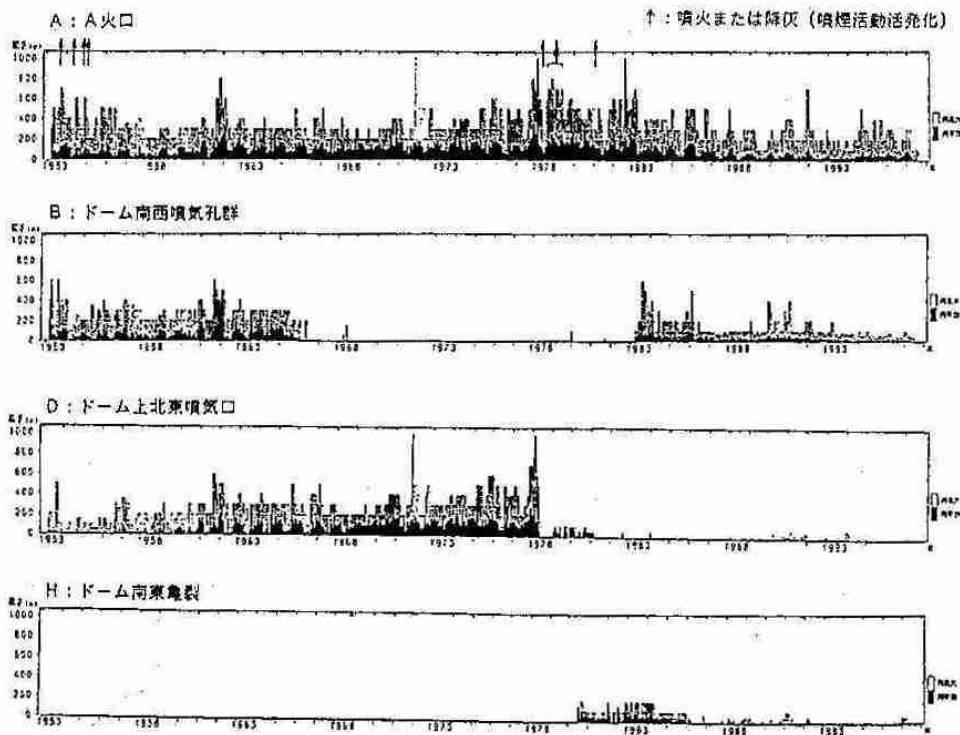


図5 苫小牧測候所の遠望観測の結果による噴煙活動の変遷.
1953~1997 (志賀、1997；北海道火山勉強会、Vol.4より)

日本気象学会北海道支部

平成11年度気象講演会のお知らせ

テーマ『北見周辺の自然と気候変動』

日 時 平成10年10月16日(土) 午後1時～4時40分

場 所 北見市・ホテル黒部 2階 樹林の間(入場無料)
北見市北7条西1丁目1番地(JR駅から徒歩10分)

講演内容 4名の講師により、一般市民を対象に身近な気象現象や天体観測、地球の気候変動や温暖化の問題について講演する。

- ① 「北見周辺の気象特性」
網走地方気象台 台長 辻 雅彦
- ② 「天体観測と気象」
りくべつ宇宙地球科学館・銀河の森天文台 係長 津田浩之
- ③ 「南極を掘るー氷が語る気候変動ー」
北見工業大学土木開発工学科 教授 高橋修平
- ④ 特別講演
「地球温暖化の諸問題」
京都大学大学院理学研究科 教授 廣田 勇

主 催 日本気象学会北海道支部
共 催 北見市 北見市教育委員会
後 援 NHK北見放送局
北海道新聞北見支社
北見新聞社
日本気象協会北海道本部
網走地方気象台



一 気象業務紹介 一

新レーダーエコーデジタル化装置を更新 (札幌管区气象台観測課)

はじめに

札幌管区气象台では平成11年3月、札幌(毛無山)、函館(横津岳)、釧路(釧路)の各気象レーダー観測局(以下「各サイト」)の監視と制御を管区に集約する新しいレーダーデジタル化装置(以下「新デジタル化装置」)に更新して運用を開始した。旧デジタル化装置に比べ大幅に機能向上と観測データの多様化等が図られているのでこれらの概要を紹介する。

1 新・旧システムの概要

旧デジタル化装置では、各サイト毎に決めたシーケンスで観測し、観測データをデジタル変換(一次、二次処理)し、旧札幌L/Aで札幌管区「地方中枢」へ伝送。各サイトからの集信した各データを地方中枢では合成装置で処理し管轄の地方气象台等レーダーデータを必要とする利用者(公共機関)へ提供し、気象庁では全国からのレーダーデータを基に解析処理を加えレーダーアメダス解析雨量や短時間降水予想図等を作成して還元していた。しかし、近年各面で旧デジタル化装置の観測処理能力を越える高度な観測データが必要になってきていた。

新デジタル化装置では、釧路、函館作成の一次データを、これも同年度に更新した「新札幌L/A」¹を介して札幌管区に伝送される。新デジタル化のため改修を加えた札幌データを合わせ札幌管区管内のデータを合成処理して、再び新札幌L/Aを介しC/A²向け、及び地方官署向け二次データを送出する。加えて釧路、函館の各レーダー部及び遠隔レーダー局の遠隔制御及び監視も行う。さらに「レーダー広域合成」の(図3参照)ため仙台からは他管区向け秋田データを受信し、函館データを他管区向けで仙台管区へ伝送する。以上の様にデータを一括収集処理が行え、レーダー観測処理業務の高度化、観測データの高速度高度処理に加え多様な解析が行える。(表1参照)これにより、降水が起因する防災業務に対し品質の高いデータを還元提供する能力を有した。

| データ種別 | 新デジタル化装置 | | | | 旧デジタル化装置 | | | | |
|---------------|------------|------------|---------|------|-----------|-----------|---------|------|------|
| | 領域・高度(km) | メッシュ(km) | 階調 | 電送間隔 | 領域・高度(km) | メッシュ(km) | 階調 | 電送間隔 | |
| 本庁向け (C/A) | エコー強度 | 500×500・10 | 5×5 | 64 | 30分 | 500×500・2 | 5×5 | 16 | 1時間 |
| | | "・8 | 5×5 | | | | | | |
| | | "・6 | 5×5 | | | | | | |
| | | "・4 | 5×5 | | | | | | |
| | | "・2 | 2.5×2.5 | | | | | | |
| エコー頂高度 | 500×500 | 5×5 | 9 | 30分 | 500×500 | 5×5 | 9 | 1時間 | |
| 1時間積算 降水強度 | 500×500・10 | 5×5 | 64 | 30分 | 500×500・2 | 5×5 | 64 | 1時間 | |
| | "・8 | 5×5 | | | | | | | |
| | "・6 | 5×5 | | | | | | | |
| | "・4 | 5×5 | | | | | | | |
| | "・2 | 2.5×2.5 | | | | | | | |
| 地方向け (L/A) | エコー強度 | 500×500・2 | 2.5×2.5 | 15 | 10分 | 500×500・2 | 2.5×2.5 | 7 | 7~8分 |
| | エコー頂高度 | 500×500 | 25×25 | 9 | 10分 | 500×500 | 50×50 | 9 | 1時間 |
| | 鉛直積算雨量 | 500×500 | 2.5×2.5 | 15 | 10分 | | | | |
| | 品質管理情報 | 500×500 | 50×50 | 8 | 10分 | なし(電話連絡) | | | |

表1 デジタル化装置で作成する処理データの新旧の比較

¹ L-ADESS (地方気象資料自動編集集中継装置 Local-Automated Data Editing and Switching System)

² C-ADESS (全国中枢気象資料自動編集集中継装置 Central-Automated Data Editing and Switching System)

2 システム構成

新デジタル化装置の構成は、汎用のEWS・パーソナルコンピューターをモデムやLANで接続したものとソフトウェア（UNIX等）から構成されている。

(1) 遠隔レーダー局システム（釧路と横津岳の各気象レーダー観測所に設置）

レーダー部に接続し信号を受け、A/D変換、地形エコー除去、混信除去、距離補正、座標変換し、一次データの作成を行う。

(2) 基地局システム（釧路地方気象台及び函館海洋気象台に設置）

遠隔レーダー局システムから伝送される一次データを監視・収録し、主要な一次データを新L/Aを介し管区システムに送出。また、各遠隔レーダー局システムと制御・監視信号を交換しレーダーの制御・監視を行う。

(3) 管区システム

各サイトからの一次データ及び仙台管区からの他管区向け秋田データを処理し、札幌管内の二次データと函館の他管区向けデータを作成。二次データのうち本庁向けデータをC/Aに、地方官署向けデータを札幌L/A介し管内に、函館の他管区向けデータを仙台L/Aへ伝送する。

また、新L/Aを介し各レーダー部及び遠隔レーダー局システムの制御・監視及びネットワークの監視を行う。

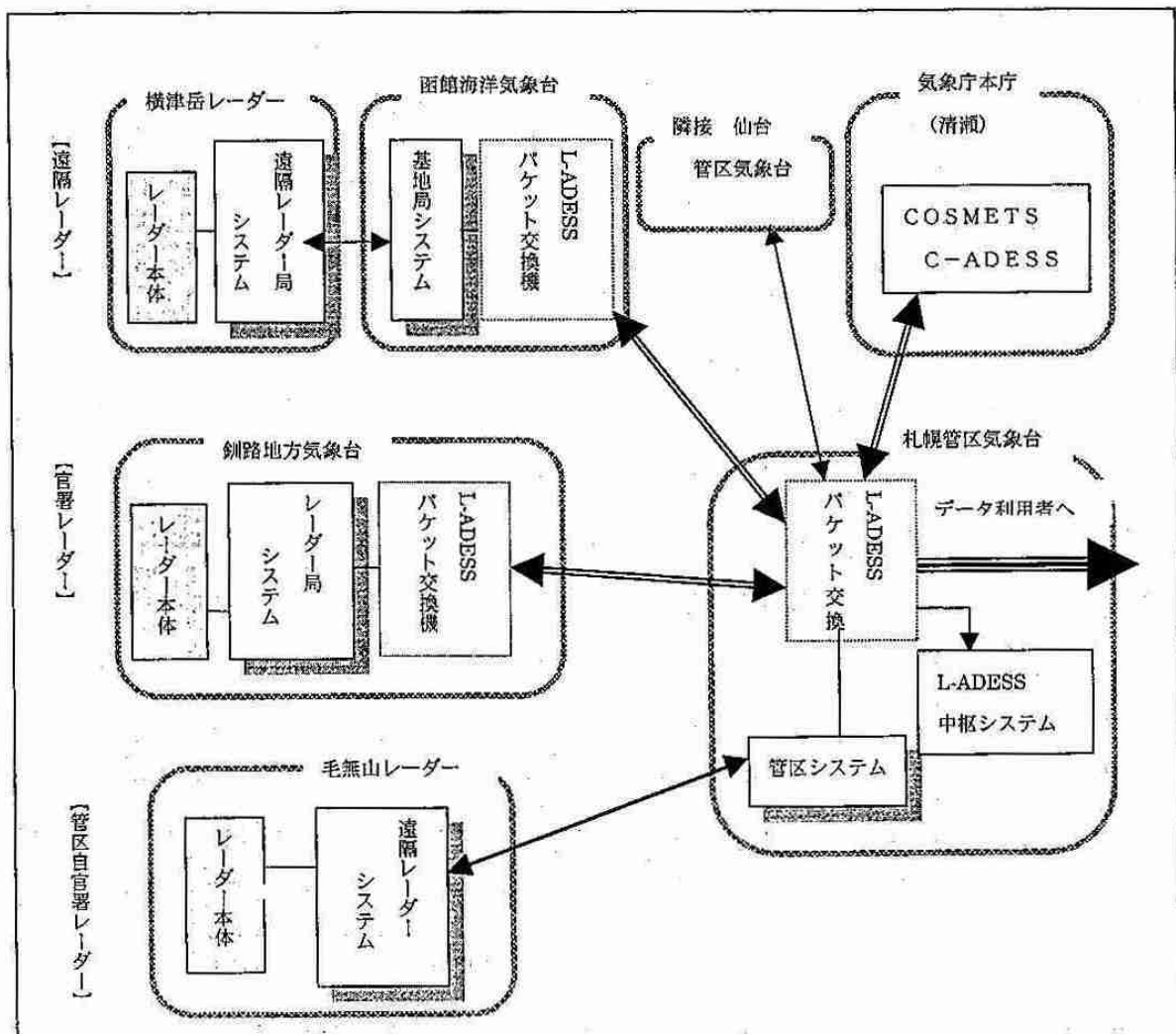


図1 新デジタル化装置システム概要

3 方式を充実変更した処理と新機能

(1) 距離補正

従来4 km～175 kmの距離補正範囲をレーダー方程式に基づいて全域距離補正を行った。

(2) 空中線の観測仰角と仰角合成

新デジタル化装置では、三次元データ作成のため毎回19仰角と大幅に増加（従来は5～13仰角）し、平面的なエコー分布作成では可能な限り等高度面のエコー強度分布（CAPPI³）となるよう（図2参照）各高度面を挟む2仰角のデータを案分し求め仰角接合部分のエコー段差を軽減した。

(3) 観測周期とモード観測

1回の観測周期を10分に変更（従来は7.5分）しアメダス観測の周期とも同じになりデータの整合が取りやすい、またモード3観測⁴では同パターンを繰り返すことからC/A向けデータが従来の1時間毎から30分毎になった。（表1参照）

(4) 水平分解能（メッシュ）と階調区分の細分化

観測データの基本メッシュは2.5 km×2.5 kmで従来と同じだが、二次データの地方向けエコー頂高度とC/A向けエコー強度（2 km高度面）のメッシュと階調に加えC/Aの1時間積算降水量強度（2 km高度面）でも階調を細分化した。（表1参照）

(5) 新搭載の機能

ア FR値による補正：レーダー・アメダス解析雨量処理上で求められるレーダー雨量係数でエコー強度を補正する。

イ 三次元的なデータ作成：機器の処理能力向上で管区システムで一次データの三次元表示、更にC/A向け2 km間隔の5高度のデータ送出する。（表1と図4参照）

ウ 品質管理情報の付加：レーダーの反射エコーを処理して降水エコーを取り出すが、非降水エコーを全て除去できないとき、観測値の精度が悪化するので観測者が地方向けの二次データに情報を付加する。

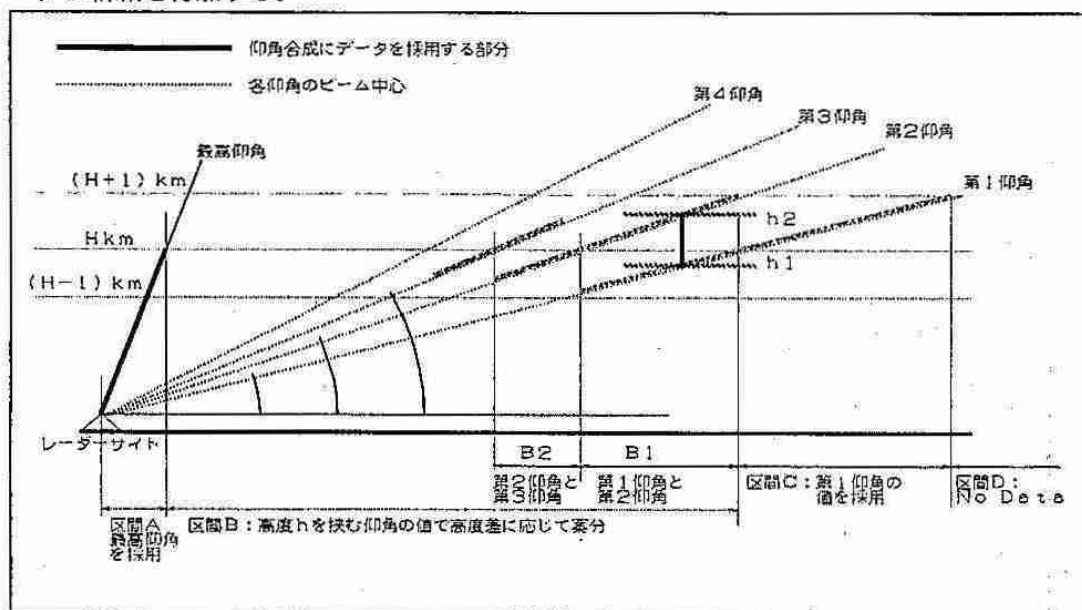


図2 等高度面データ（CAPPI）を作成するための仰角合成の方法

³ Constant Altitude PPI（アンテナの走査）

⁴ レーダー観測では、降水エコーの状態により運用をモード1、モード2、モード3から選択する）

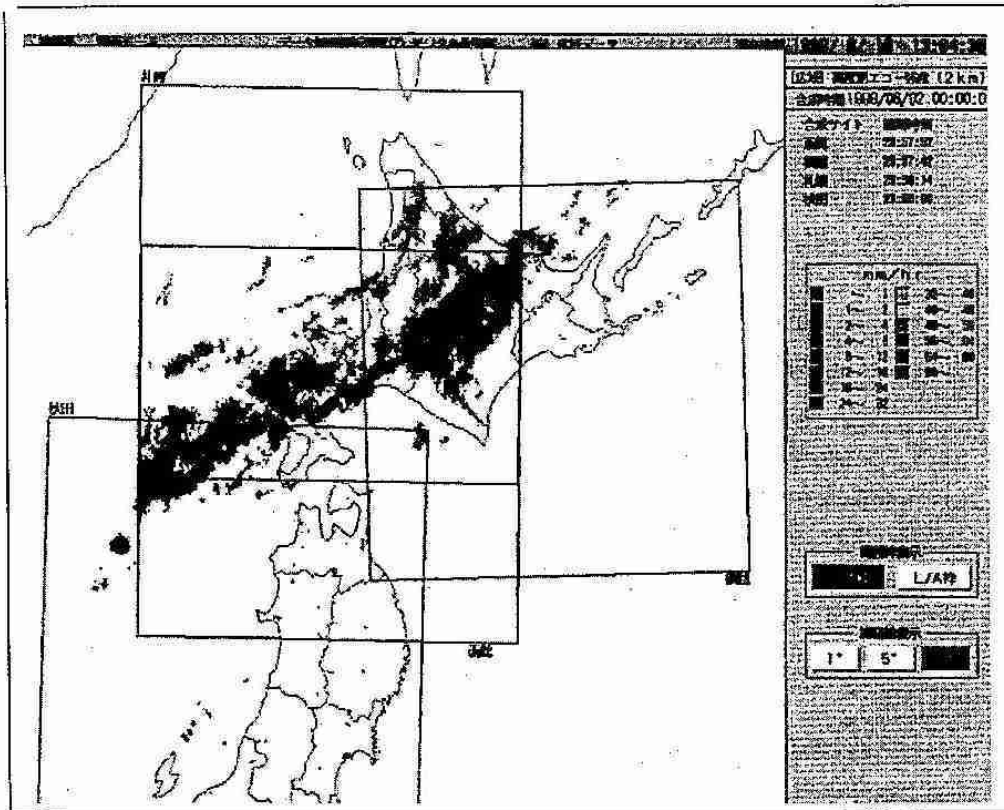


図3 広域合成図：高度別エコー強度（2 km）釧路、札幌、函館、秋田のレーダー合成（1999年8月2日0時0分 翌日にかけて道内で局地的に短時間強雨を降らせ、渡島管内八雲付近でも被害におよぶ）

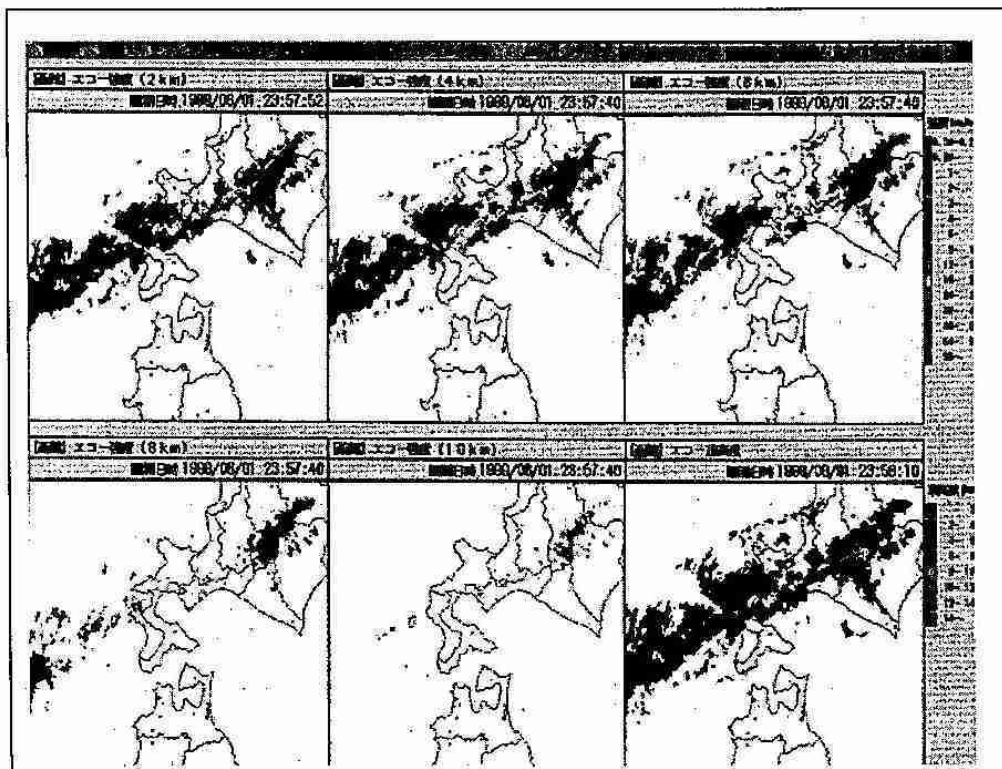


図4 定高度面エコー強度5層（高度2 km間隔）とエコー頂高度画面（函館レーダー）
2 kmと4 km高度面で6～8 mm/h強度のエコー域が観測されている

— 会員寄稿 —

SOWER/Pacific 1999年集中観測に参加して

北海道大学大学院地球環境科学研究科 庭野 将 徳

1999年2月から3月にかけて、熱帯東部太平洋に位置するガラパゴス諸島のサン・クリストバル島でオゾンと水蒸気のゾンデ観測キャンペーンSoundings of Ozone and Water in the Equatorial Region (SOWER)/Pacific Missionの集中観測が行われた。私は、赤道域の水蒸気・オゾンに関する研究を行っている都合上、今回のキャンペーンに参加させて頂く機会を得た、ここでは、簡単にその報告を行いたい。

マイアミ国際空港で、NOAAからきたHolger Vömelさんと落ち合った京大の西さんとわたしは2月21日の夕刻、「赤道 (=Equador)」を意味する国エクアドルの首都キトに向けて飛び立った。機内では、左隣りに座っていたLaurence Olivierそっくりな男性に助けて頂きながら、右隣のメキシコ在住の女性とお米の話でもり上がった。その日のキト空港は天候が悪く、数回旋回した末、深夜12時過ぎに命からがら空港に降り立つことが出来た。着陸した瞬間に沸き起こった拍手は、札幌に戻ってきた今でも耳の中で鳴り響いている。空港の標高が2,800mである上に、到着当日の天候が悪かったため、最初のキト空港の印象は「身も心も凍えるほど寒い街」というものであった。しかし数日生活してみると、初日の印象とはうらはらに、からっとしたすがすがしい晴れの日が多いことがわかった。心配していた高山病にも苦しめられず、毎日街中を散歩してまわった。

今回、西さんとわたしがキトとサン・クリストバル島を訪問した最大の目的は、本プロジェクトに協力してくれている現地の機関Instituto Nacional de Meteorologia e Hidrologia (INAMHI)の人々やサン・クリストバル現地の関係者にSOWERの初期結果を報告し、プロジェクトの意義をさらに深く理解してもらうことであった。私たちは、キトに3日間滞在している間に、INAMHI側の担当者であるEnrique Paraciosさんと日程調整を行い、念願のセミナーが実現する運びとなった。

キトの気候にも慣れ、方向・方角もおおよそ理解してきた2月24日の日中、ガラパゴス諸島の最東端、島めぐりクルーズの出発地ともなっているサン・クリストバル島に向けて出発した。ガラパゴス諸島といえば、ビーグル号で航海したCharles R. Darwinが進化論に思い至った場所である。わたしたちは島による生物相の差を確認する暇もなく、Mario, Haime, jimmyさんらが働く観測所に毎日通い(写真1)、ゾンデが東西風の準2年周期振動にしたがって西に東に大きく流されることをパイロットバルーンで実感したり、英語とスペイン語の文章が入ったセミナーの配布物の作成に勤しんだ。

サン・クリストバルで最も強烈だった出来事は、下痢・発熱を体験したことであろう、医者であるMarioの兄が診察してくれたが、サルモネラ菌に感染したらしいということで、抗生物質を腰に2本も打たれた。そ

の後、サン・クリストバルに滞在している間、食欲が失せてしまった。過食気味だったこともあるが、注射にはもうこりごりだったからであるのは言うまでもない。また、ガラパゴス諸島固有の動物をいくつか見ることができた。ガラパゴスペリカン、数種のダーウィン・フィンチ、水蒸気を吐くウミイグアナ（写真2）、空色の足をしたブービー、喉嚢が真赤になったグンカンドリなどなど、ガラパゴスアシカ（オットセイ？）と海辺で昼寝したことも良い思い出である。

サン・クリストバルとキトで行ったセミナーは、それぞれ趣旨の異なるものとなった。3月2日夕刻に行われたサン・クリストバルのセミナーは、街外れにある展示センターのセミナー室で行われ、観測所の人々の他に、生物保護団体の方々、若者たちが集まってくれた。発表内容はサン・クリストバルで気象観測する意義、熱帯域の気候、オゾン、水蒸気分布の一般的特徴などで、SOWERの観測結果を交えながら、OHPで発表した、50人程収容できる会場がほとんど埋まってしまったことには驚いたが、質問が数多く出るなど非常に意義のあるセミナーであったと感じた。また、Holgerがゾンデの実物や観測データをその場で見せてくれたので参加者の多くが感心を抱いてくれたように思う。後で知ったことだが、当日、島の公共電波でセミナーの宣伝をして頂いたそうである（空港でチケットの変更をした時、窓口のお姉様に「あなた方の名前を知ってますよ」と言われた）

キトのセミナーは、サン・クリストバル、グアヤキルと移動し、エクアドルを去る前日の3月9日午前に行われた（写真3）、INAMHIの所長や気象部長に加えて、大学の学生たちも集まり、50人以上の観客に聞いて頂くことが出来た。こちらのセミナーは、SOWERの意義に加え、西さんとわたしがそれぞれ、熱帯域の対流圏、成層圏に焦点を当てた自分自身の研究を紹介するという趣旨になった。英語で発表し、スペイン語に翻訳されるという類稀なセミナー形式にも慣れ、自分でも納得のいく発表ができたと思う。セミナーの評価はのちのち聞くことになると思うが、とにかく自分たちのすべきことを達成できたという満足感で一杯であった。

今回のサン・クリストバル島におけるキャンペーンでは、Holgerを始めとした皆の努力で、貴重なオゾン・水蒸気データを得ることができた。また、今回のキャンペーンの成功は、西さんとHolgerのスペイン語学習を抜きに語ることはできない。エクアドルに来るのがHolgerは3度目、西さんは2度目だということもあるが、二人とも今回のキャンペーンに先だって、かなりスペイン語を勉強してきたようである。データをただ取らせてもらうだけでなく、お互いに理解し合い、さらにこちらからフィードバックすることの重要性を痛感した3週間であった。

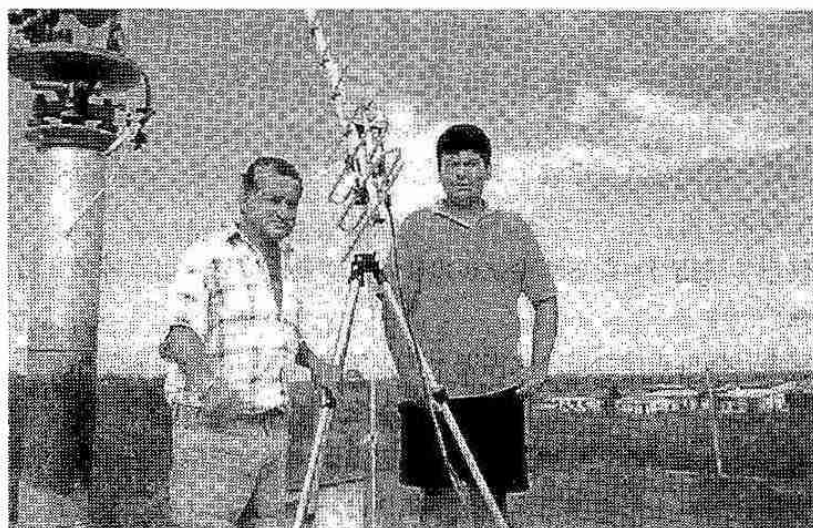


写真1：観測所の屋上で、左から、Haime, Jimmy. 左端にある機械がパイロットバルーン



写真2：島の西側にあるロベリア海岸にて徘徊するウミイグアナ

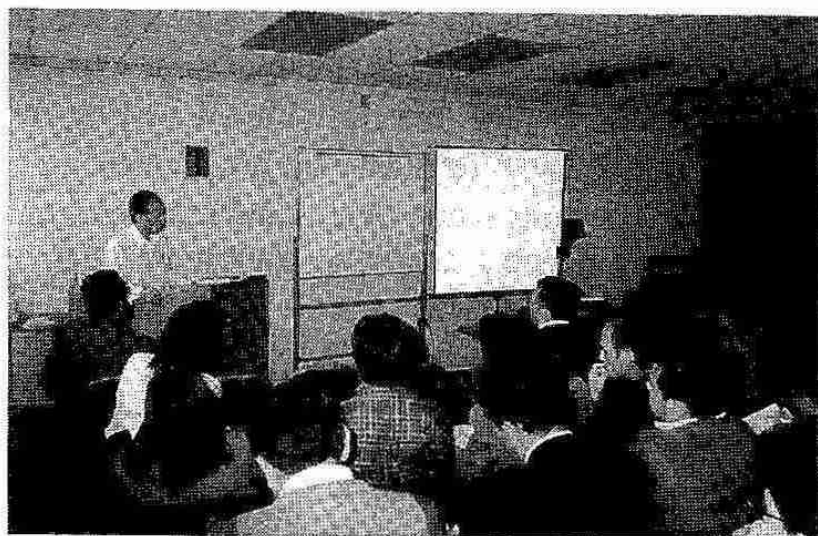


写真3：INAMHIで行われたセミナー，壇上で話すのはEnriqueさん

— 支部総会報告 —

平成11年度日本気象学会北海道支部総会報告

平成11年度日本気象学会北海道支部総会は、平成11年6月4日（金）13時から北海道大学・百年記念会館会議室において開催した。

遊馬幹事長（北海道大学大学院理学研究科）から開会挨拶のあと、総会が成立（出席者26名、委任状74名）した旨報告された。

このあと議長の選出を行い、議長には向川均会員（北海道大学大学院地球環境科学研究科）が選出され、次の順で議事が進められた。

巽保夫支部長（札幌管区気象台）の挨拶に始まり、山崎理事（北海道大学大学院地球環境科学研究科）から平成10年度支部事業報告、上野幹事（札幌管区気象台）から平成10年度支部決算報告、高橋会計監査（北海道教育大学）から会計監査報告があり、出席者全員の拍手で承認された。

続いて、北見理事（札幌管区気象台）から平成11年度支部事業計画（案）、上野幹事から平成11年度支部予算（案）が説明され、原案どおり承認された。

なお、平成11年度日本気象学会総会において「総会定足数に関する定款の改訂」が行われ、総会成立要件が通常会員現在総数の「5分の1」から「過半数」となったため、来年度から総会に出席できない会員は必ず委任状を提出するよう事務局から要請があった。

【支部総会次第】

- 1 開 会
- 2 議長選出
- 3 議長挨拶
- 4 支部長挨拶
- 5 議 事
 - (1) 平成10年度支部事業報告
 - (2) 平成10年度支部決算報告
 - (3) 平成10年度支部会計監査報告
 - (4) 平成11年度支部事業計画（案）
 - (5) 平成11年度支部予算（案）
- 6 その他
- 7 閉 会

【平成10年度支部事業報告】

1 第21期支部役員選挙

支部役員選挙を行い（5月21日開票）、新役員が決定した。

（選挙結果は「細氷44号」に掲載）

2 平成10年度支部総会

日時：平成10年6月5日（金）13時30分～14時00分

場所：北海道大学・百年記念会館大会議室

出席者：総会出席者数24名 委任状数44名 計 68名

3 平成10年度支部研究発表会

（第1回）

日時：平成10年6月5日（月）14時10分～16時50分

場所：北海道大学・百年記念会館大会議室

発表題数：10題 出席者数：41名

（第2回）

日時：平成10年11月19日（木）13時00分～16時35分

場所：北海道大学・百年記念会館大会議室

発表題数：10題 出席者数：38名

4 第16回夏季大学講座「新しい気象」

日時：平成10年7月29日（水）・31日（木）（両日共 10時～15時）

場所：1日目（29日） 札幌市青少年科学館

2日目（30日） 札幌管区气象台

講義題目・講師

「大気オゾンの科学」

塩谷雅人（北海道大学大学院地球環境科学研究科）

「オホーツク海の流氷と気象・気候」

白澤邦男（北海道大学低温科学研究所付流水研究施設）

「最近の北海道付近の地震活動」

大西功一（札幌管区气象台）

「今年の天候経過と大気・海洋の特徴」 八尾 孝（札幌管区气象台）

施設見学：札幌市青少年科学館、札幌管区气象台

参加者数：申込数62名（1日目 58名、2日目 48名）

5 平成10年度気象講演会

日時：平成10年10月16日（金）13時00分～16時30分

場所：苫小牧市 トマコマイ・ホテルニュー王子

講演：テーマ「苫小牧周辺の気象と樽前山」

講演題目・講師

- 「苫小牧周辺の霧の特徴」 鈴木一雄(室蘭地方気象台)
「地球環境問題と地球温暖化」 山崎孝治(北海道大学大学院地球環境科学研究科)
「渡り鳥と気象」 村井雅之(日本野鳥の会ウトナイ湖アンクチュアリ)
「最近の樽前山の火山活動」 笠原 稔(北海道大学大学院理学研究科噴火・火山観測センター)

参加者数：117名(内訳は以下のとおり)

| | |
|------|------------------------------------|
| 年齢別 | 20歳未満：0名、20～29歳：9名、30～39歳：10名 |
| | 40～49歳：25名、50～59歳：28名、60～69歳：29名 |
| | 70歳以上：14名、年齢不明：2名、(※最年長85歳) |
| 職業別 | 学生：6名、教員：4名、公務員：32名、会社員：11名、自由業：2名 |
| | 公共・団体：6名、農・漁業：2名、無職：38名、不明：16名 |
| 市町村別 | 苫小牧市：86名、札幌市：14名、その他：17名 |

6 特別気象講演会

日時：平成11年3月5日(金)10時30分～12時00分

場所：北海道大学低温科学研究所講義室

講師：Markus Quante(GKSS Research Center, Germany)

題目：「ミリ波雲レーダーによる上層氷晶雲の観測」

出席者：30名

※この他、平成11年3月8日(月)及び9日(火)に北海道大学大学院理学研究科3号館で行われた、G. W. Kent Moore(Department of Physics, University of Toronto)博士によるセミナーを後援した。

7 支部機関紙「細氷44号」の刊行

印刷：9月25日、発行日：9月30日、発行部数：400部

8 日本気象学会機関誌「天気」への投稿

日本気象学会1997年度秋季大会シンポジウム「北極圏の大気循環と物質循環」の報告を、日本気象学会機関誌「天気」に投稿した。(内容は「天気」第45巻10号に掲載)

9 支部理事会

第1回 平成10年 6月 4日(木) 日本気象協会北海道本部

第2回 平成10年10月 7日(水) 札幌管区気象台

第3回 平成11年 3月 5日(金) 北海道大学・ファカルティハウス「エンレイソウ」

10 支部幹事会

第1回 平成10年 5月21日(木) 札幌管区気象台

第2回 平成10年10月 5日(月) 札幌管区気象台

第3回 平成11年 3月 2日(火) 札幌管区気象台

【平成11年度支部事業計画案】

1 平成11年度支部総会

日 時：平成11年6月4日（金）13時00分～13時30分

場 所：北海道大学・百年記念会館大会議室

2 平成11年度支部研究発表会

（第1回）

日 時：平成11年6月4日（金）13時40分～17時15分

場 所：北海道大学・百年記念会館会議室

（第2回）

日 時：平成11年11月中旬（予定）

場 所：札幌管区気象台大会議室（予定）

3 第17回夏季大学講座「新しい気象」

日 時：平成11年7月29日（木）・30日（金）（両日共 10時～15時）

場 所：第1日（29日） 札幌市青少年科学館

第2日（30日） 札幌管区気象台

講義題目：講師

「南極の氷からみた地球環境」

前 晋爾（北海道大学大学院工学研究科）

「GPSと天気予報」

明石秀平（札幌管区気象台）

「津波に関する基礎的な知識と新しい津波予報」

半沢 修（札幌管区気象台）

「シベリア寒冷圏と地球気候」

大畑哲夫（北海道大学低温科学研究所）

施設見学：札幌市青少年科学館、札幌管区気象台

4 気象講演会

日 時：平成11年10月16日（土）

場 所：北見市 ホテル黒部

テーマ：「北見周辺の気象と自然環境」

5 特別気象講演会

適宜開催

6 支部機関紙「細氷45号」の刊行

平成11年9月末に刊行予定

7 支部理事会

第1回 平成11年5月27日(木) 札幌管区气象台

第2回 平成11年9月下旬(予定) 日本気象協会北海道本部(予定)

第3回 平成12年3月上旬(予定) 北海道大学(予定)

8 支部幹事会

第1回 平成11年5月18日(火) 札幌管区气象台

第2回 平成11年9月中旬(予定) 札幌管区气象台(予定)

第3回 平成12年2月下旬(予定) 札幌管区气象台(予定)

一 役員会報告一

《平成10年度日本気象学会北海道支部役員会報告》

1 平成10年度第1回理事会（「細氷44号」102頁で報告済）

2 平成10年度第2回理事会

(1) 日 時：平成10年10月7日（水）15時00分～17時00分

(2) 場 所：札幌管区気象台会議室

(3) 出席者：青木、上田、小嶋、藤吉、岡村、山崎、高橋、遊馬、佐々木、谷口、上野、金子

(4) 支部長挨拶（代 青木常任理事）（省略）

(5) 議 事

ア 平成10年度第1回理事会報告

イ 平成10年度支部事業（中間）報告

平成10年度支部事業の実施状況について事務局から報告があり、一部手直しを含め了承された。

(ア) 支部総会及び第1回支部発表研究会の報告と第2回支部発表研究会の開催について報告された。

(イ) 第16回夏季大学講座は7月29日から30日にかけて開催され、その経過及び収支について報告された。

(ウ) 気象講演会は10月16日に苫小牧市で開催するが、その準備状況、収支の見込みについて報告された。

また、来年度の講演会開催地については、まだ開催実績のない「北見方面」「根室」あたりが候補に上がった。いずれにしても、大学や気象台等のバックアップが可能な地域が中心となるため、今後担当で検討することとした。

(エ) 「細氷44号」は予定通り9月末に発行した。

・ここ2年間「会員寄稿」がなかったので、「写真訪問」を2編づつ掲載した。

・今後「測候所（特に小官署）紹介」のような企画を立てたらどうか等の意見があった。

・原稿作成要領（裏表紙見返り）の字句の一部手直しについて意見があった。

ウ 平成10年度支部予算収支（中間）報告

平成10年度の収支について事務局から中間報告があり了承された。

エ 第3回理事会の開催日程

第3回理事会は例年通り3月上旬に開催することとした。

(6) その他

ア 日本雪氷学会北海道支部講演会の「後援」については了承された。

今後は、逆に気象学会講演会の「後援」を他学会に依頼することも検討することとした。

イ 全国理事会の「提案事項」の検討を行い、次の2点を取り上げた。

・「気象講習会」を地方でも開催してほしい。

・IUGG(国際測地学地球物理学連合)総会の日本招致について進行状況を知りたい。

ウ 上田崇裕会員（小樽測候所）の「1998年度奨励金受領者」決定について報告された。

3 平成10年度第3回理事会

(1) 日 時：平成11年3月5日(金) 15時00分～17時00分

(2) 場 所：北海道大学・ファカルティハウス「エンレイソウ」

(3) 出席者：青木、上田、藤吉、岡村、山崎、北見、遊馬、佐々木、谷口、上野

(4) 支部長挨拶(代 青木常任理事)(省略)

(5) 議 事

ア 平成10年度第2回理事会報告(2項参照)

イ 平成10年度支部事業報告

平成10年度支部事業の実施状況について事務局から報告があり了承された。

(ア) 第2回支部研究発表会が11月19日に北海道大学百年記念会館で開催され、その開催状況について報告された。

(イ) 気象講演会は10月16日に苫小牧市で開催され、その開催状況、収支決算について報告された。

(ウ) 特別気象講演会が3月5日に北海道大学低温科学研究所で開催され、その開催状況について報告された。

ウ 平成10年度支部予算収支(中間)報告

平成10年度の収支について事務局から中間報告があり了承された。

エ 第17回夏季大学講座について

例年通り、5月になってから札幌市青少年科学館と打合せを行って講師を決定し、7月末に開催することです承された。

オ 平成11年度支部気象講演会の準備状況について

平成11年度は北見市で開催することとし、その準備状況について、事務局から報告があった。

今回は土曜日開催とし、開催日を平成11年11月16日(土)、会場を北見市の「ホテル黒部」とする。テーマ、題目、講師の決定を含めた具体的な作業については、今後担当で検討することです承された。

カ 「細水45号」の刊行について

「測候所紹介」は今までどおり「写真訪問」で取り上げ、気象台・測候所の「業務紹介」の企画を今後検討することとした。また、「解説」「会員寄稿」は次回理事会で決定することです承された。

キ 平成11年度支部総会及び支部研究発表会について

開催日は6月4日(金)で提案されたが、会場の都合等により、前後1週間を候補とすることとした。

また、支部研究発表会の開催方法について検討した。その結果、春(第1回)は今までどおり、秋(第2回)はテーマを決めて行い、テーマは春の理事会で決めて実行することとした。

(6) その他

ア 古川支部長(札幌管区気象台)が人事異動により離道するため、青木常任理事に支部長代行をお願いすることです承された。

なお、兼任していた全国理事の去就については、古川理事本人の意向に任せることで了承された。

イ 岡村理事(札幌管区気象台)が人事異動により辞任したため、後任を北見康男札幌管区気象台気候・調査課長にお願いすることで了承された。

4 平成10年度第1回幹事会(「細氷44号」103頁で報告済)

5 平成10年度第2回幹事会

- (1) 日時:平成10年10月5日(月)15時00分~17時00分
- (2) 場所:札幌管区気象台
- (3) 出席者:遊馬、佐々木、塩谷、谷口、上野、金子
- (4) 打合せ事項:平成10年度第2回理事会の議事内容について検討

6 平成10年度第3回幹事会

- (1) 日時:平成11年3月2日(月)15時00分~17時00分
- (2) 場所:札幌管区気象台
- (3) 出席者:遊馬、佐々木、谷口、上野
- (4) 打合せ事項:平成10年度第3回理事会の議事内容について検討

《平成11年度日本気象学会北海道支部役員会報告》

1 平成11年度第1回理事会

(1) 日 時：平成11年5月27日(木) 15時00分～17時00分

(2) 場 所：札幌管区気象台大会議室

(3) 出席者：巽、上田、小嶋、藤吉、北見、山崎、塩谷、谷口、上野、新美

(4) 議 事

ア 平成10年度第3回理事会報告(本号「平成10年度役員会報告」を参照)

イ 第21期支部役員の交代について

(ア) 新支部長に巽保夫札幌管区気象台長を選出した。

(イ) 常任理事小嶋修日本気象協会北海道本部長の退職に伴い、志賀清新本部長に6月1日付けで常任理事に就任していただくことで了承された。

(ウ) 金子秀毅幹事の転出に伴い、札幌管区気象台予報課新美和造氏が新幹事に指名された。

※なお、古川武彦北海道地区選出全国理事の辞任により、後任に巽保夫札幌管区気象台長を、全支部理事の承認を得て推薦し、先の1999年度日本気象学会総会で選任された旨事務局から報告があった

ウ 新支部長挨拶(省略)

エ 役員の実務分担について

新役員の実務分担については、前任者の実務を引き継ぐことで了承された。

平成11年度の理事・幹事の実務分担は次のとおり決定した。

総括・企画担当：上田常任理事、志賀常任理事、山崎理事、遊馬幹事長

講演 担 当：青木常任理事、谷口幹事

細 氷 担 当：北見理事、塩谷幹事

夏季大学担当：藤吉常任理事、佐々木幹事

庶務・会計担当：上野幹事、新美幹事

オ 平成10年度支部事業報告

平成10年度の事業について事務局から報告があり了承された。

カ 平成10年度支部決算報告

平成10年度の収支について事務局から決算報告があり了承された。

なお、これからは寄付に頼らない活動を考える必要があるとの意見があり、今後の課題とすることとした。

キ 平成10年度支部会計監査報告

平成10年度会計監査結果について高橋会計監査から「会計帳簿及び関係書類等の監査を実施したが、公正妥当に執行されていた」との報告(事務局代読)があり了承された。

ク 平成11年度支部事業計画(案)

(ア) 平成11年度支部総会及び第1回研究発表会(北大)と第2回研究発表会(気象台)は原案どおり了承された。なお、今年の第2回研究発表会はテーマを決めて行なうこととした

(イ) 第17回夏季大学講座の講義題目を4題とし、北大大学院工学研究科、北大低温科学研究所からそれぞれ1題、札幌管区気象台から2題担当することとなった。詳細については担当役員で対処することです承された。

(ウ) 平成11年度気象講演会は10月16日に北見で開催することとし、北見市及び北見市教育委員会と共催で行なうことを確認した。テーマは「北見周辺の気象と自然環境」(編)、題目は①地球温暖化②北見周辺の気象特性③雪氷現象の特徴④天体観測と気象(刊)とし、今後は担当役員が準備を進めていくことです承された。

なお、この講演会を平成11年度「科研費」対象学術講演会として文部省に申請していたが、今年度は見送られた。

(エ) 特別気象講演会は適宜開催することです承された。

(オ) 「細氷45号」発刊については、基本的には例年どおりの編集形態で行なうが、今回は新たに「気象業務紹介(編)」の欄を設けることです承された。

(カ) 次回以降の理事会開催(第2回 気象協会、第3回 北大)については原案どおり了承された。

ケ 平成11年度支部予算(案)について

平成11年度支部予算(案)について事務局から説明があり、原案どおり了承された。

コ 平成11年度支部総会について

平成11年度支部総会次第は原案どおり了承された。

なお、1999年度日本気象学会総会で「総会定足数に関する定款の改訂」が行われ、総会成立要件が今まで以上に厳しくなった。支部総会の開催もこの定款に準じて行なっていることから、今後「委任状」をできるだけ多く集める努力をすることとした。

2 平成11年度第1回幹事会

(1) 日 時：平成11年5月18日(火) 15時00分～17時00分

(2) 場 所：札幌管区気象台

(3) 出席者：遊馬、佐々木、塩谷、谷口、上野、新美

(4) 打合せ事項：平成11年度第1回理事会の議事内容について検討した。

—支部役員—

日本気象学会北海道支部役員名簿

平成11年6月1日

| 役職名 | 氏名 | 所 属 |
|-------|-------------------|---------------------|
| 支部長理事 | たつみ やすお 巽 保夫 | 札幌管区気象台 |
| 常任理事 | あおき たかし 青木 孝 | 札幌管区気象台 |
| 常任理事 | うえだ ひろし 上田 博 | 北海道大学大学院理学研究科 |
| 常任理事 | しが きよし 志賀 清 | 日本気象協会北海道本部 |
| 常任理事 | ふじよし やすし 藤吉 康志 | 北海道大学低温科学研究所 |
| 理 事 | きたみ やすお 北見 康男 | 札幌管区気象台 |
| 理 事 | やまざき こうじ 山崎 孝治 | 北海道大学大学院地球環境科学研究科 |
| 会計監査 | たかはし つねや 高橋 庸哉 | 北海道教育大学附属教育実践総合センター |
| 幹 事 長 | あずま よしお 遊馬 芳雄 | 北海道大学大学院理学研究科 |
| 幹 事 | ささき ひろし 佐々木 浩 | 日本気象協会北海道本部 |
| 幹 事 | しおたに まさと 塩谷 雅人 | 北海道大学大学院地球環境科学研究科 |
| 幹 事 | たにぐち たかし 谷口 恭 | 日本気象協会北海道本部 |
| 幹 事 | うえの たかお 上野 隆男 | 札幌管区気象台 |
| 幹 事 | にいみ かずぞう 新美 和造 | 札幌管区気象台 |

— 支部交換機関誌 —

- | | | | |
|------------|--|---------------|-----|
| ・ 東北支部だより | 第 3 3 号 (1998.11) | | |
| | 第 3 4 号 (1999. 3) | | |
| | 第 3 5 号 (1999. 7) | | |
| ・ 中部支部だより | 第 4 9 号 (1998.10) | | |
| | 第 5 0 号 (1999. 6) | | |
| ・ 関西支部ニュース | 第 2 3 0 号 (1999. 3) | | |
| | 第 2 3 1 号 (1999. 5) | | |
| | 第 2 3 2 号 (1999. 7) | | |
| ・ 九州支部だより | 第 8 2 号 (1998.12) | | |
| | 第 8 3 号 (1999. 6) | | |
| ・ 沖縄支部だより | 号 外 (1998.12) | | |
| ・ 東北支部 | 日本気象学会1998年度秋季大会シンポジウム要旨集 大気と海洋—地球温暖化をめぐる | 1998.10.21 | 仙 台 |
| | 平成11年度気象講演会予稿集 —岩手の気象災害軽減を目指して— | 1999. 8. 5 | 盛 岡 |
| ・ 中部支部 | 第 5 回公開気象講座 (気象災害を防ぐ) | 1998. 8.27 | 名古屋 |
| | 研究会講演要旨集 13号 | 1998.11.19~20 | 名古屋 |
| | 第 6 回公開気象講座 (エル・ニーニョ現象と異常気象) | 1999. 8. 9 | 名古屋 |
| ・ 関西支部 | 例会講演要旨集 第 8 3 号 | 1998.11. 4 | 岡 山 |
| | 例会講演要旨集 第 8 4 号 (地球規模の気候変動と局地気候) | 1998.11.18 | 大 阪 |
| | 例会講演要旨集 第 8 5 号 (局地気象・中小規模現象) | 1998.11.21 | 高 知 |
| | 例会講演要旨集 第 8 6 号 (海洋と気象) | 1999. 2.16 | 神 戸 |
| | 1999年度関西支部年会講演予稿集 | 1999. 6.15 | 大 阪 |
| | 第21回夏季大学テキスト 大雨と災害 | 1999. 7.27~28 | 大 阪 |
| | | | |
| ・ 九州支部 | 平成10年度支部講演会要旨集 | 1999. 2.16 | 長 崎 |
| ・ 沖縄支部 | 1998年度例会講演予稿集 | 1998.11. 5~ 6 | 石 垣 |
| | シンポジウム「気候風土からみた八重山の魅力」 | 1998.11. 6 | 石 垣 |

—支部通信欄—

1 事務局からのお願い

(1) 退会・転出・転入された方へ

日本気象学会から退会される方、北海道支部から他支部への転出、他支部から北海道支部に転入された方は、日本気象学会本部事務局へ連絡するとともに支部事務局へもご連絡願います。(支部事務局への連絡は、支部機関誌『細氷』末頁の【所属(住所)変更届】をご利用願います。)

(2) 平成12年度支部総会に出席できない方へ

平成12年度支部総会(平成12年6月の予定)に出席できない方は、支部機関誌『細氷』末頁の【平成12年度支部総会委任状】に記名・捺印のうえ総会前日までに出席会員に渡されるか、直接支部事務局へお送り下さい。

(3) 学会への勧誘について

気象に関心をお持ちの方が身近におりましたら、気象学会への入会をお勧めして下さい。入会申込書は支部事務局にあります。

年会費は、一般A会員は、6,900円、一般B会員は12,600円、学生A会員は4,200円、学生B会員は8,100円です。

A会員には、気象学会機関誌『天気』のみ、B会員には『天気』と『気象雑誌(英文論文)』が配布されます。

また、北海道支部発行の機関誌『細氷(研究発表会の要旨や解説等)』が無料配布され、更に学会が発行している『気象研究ノート』なども会員価格で購入できます。

2 編集後記

(1) 昨年度の支部気象講演会は、苫小牧市で開催しましたが、ご協力頂いた苫小牧市、苫小牧市教育委員会並びに関係機関の皆様方に感謝申し上げます。

(2) 北海道支部と支部会員のつながりが緊密になるような親しみやすい機関誌にしたいと思っておりますので、掲載内容についてのご意見、アイデア等をお寄せ下さい。

(3) 本号の編集にあたり、寄稿者等の多くの方々にご無理を申し上げご協力頂きましたことに感謝申し上げます。

(4) この通信欄は、支部会員同士の情報交換にもお使い頂けます。ご希望の方は原稿を支部事務局までお寄せ下さい。

(問合わせ先)

日本気象学会北海道支部事務局

〒060-0002 札幌市中央区北2条西18丁目

札幌管区気象台技術部気候・調査課内

TEL 011-611-6121 (内線415)

FAX 011-611-3206

..... ユーザーの立場になって身になって身になって ■

私たち、一同はより良い販売とサービスを通じ顧客満足度No.1を目指す企業です。

私たち、一同は新しい機器とシステムで、社会の発展に寄与し自ら成長する企業です。

私たち、一同はコストパフォーマンスを常に意識し、共存共栄を目指す企業です。

新しい技術を求めて、技術革新を追求する



株式会社 岩崎

主要取り扱い品目

地上・海洋気象機器、ダム自動制御、埋設計器、テレメータシステム
公害・電気測定器、各種試験器
OA機器、自動図化システム、CAD、GIS、GPS

計る、図る、測る、量る の総合商社です。

○ 営業拠点 ○

本社
旭川
帯広
釧路
函館
北見
小樽
網走
小室
稚留

支店
出張所
出張所
出張所
出張所
出張所
出張所
出張所
出張所
出張所
出張所

札幌市東区北6条東2丁目8番地
旭川支流通団地2条5丁目
帯広市西19条南1丁目4-21
釧路市双葉町17番19号
函館市千歳町21番13号
北見市美芳町6丁目3番8号
苫小牧市八代町1丁目2番地8号
網走市緑町1番8号
小樽市勝納9-1
室蘭市東町2丁目29番3号
稚内市朝日5丁目1478-1
留萌市花園町5丁目2番地23号

TEL 011-721-2531
TEL 0166-48-1125
TEL 0155-34-0005
TEL 0154-23-7488
TEL 0138-23-8301
TEL 0157-24-2831
TEL 0144-74-8171
TEL 0152-43-3530
TEL 0134-27-5571
TEL 0143-43-6228
TEL 0162-32-2608
TEL 0164-43-8338

岩崎ホームページアドレス <http://www.iwasakinet.co.jp>

機器設置及び保守点検
各種ソフトウェア開発

岩崎メンテナンスサービス(株)
(有) スタック

札幌、旭川、釧路、網走、函館
札幌

販売から、機器設置、データ処理と一貫としたシステムでお客様の要望にお答え致します。

JWA
JAPAN WEATHER ASSOCIATION

MICOS Web

気象データがインターネットで さらに身近に、さらに便利に。

ミスターは、全国各地の気象データをインターネットで、だれでも簡単に利用できる画期的なシステムです。どんなパソコンからでも、気象にかかわる様々なデータを引き出すことができます。

Mr.
[ミスター]
Meteorological Remote Data Base System



お手持ちのインターネット 端末で利用できます。

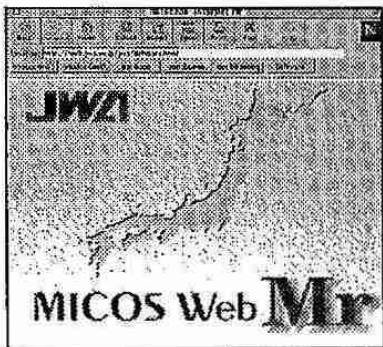
インターネットに接続できる機材があれば、機種を問わず利用できます。パソコン、ワープロ、インターネット専用端末、最近話題のインターネットテレビなど、多彩な端末機の利用がはかれます。

データ加工も思いのまま

必要データはテキストデータとして取り込めますので、エクセルやロータス1・2・3などの表計算ソフトを利用し、統計処理、グラフ化などが簡単に行えます。

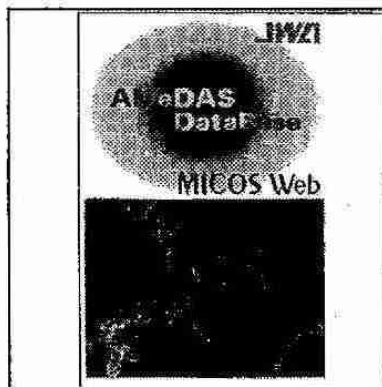
ブラウザによる簡単操作

マイコスウェブ・ミスターの操作はいたって簡単。ブラウザと統一した操作で、マウスを動かし、選択ボタンに合わせクリックするだけ。面倒なキー入力は最小限となっています。接続では最初にURLアドレスを入力し、ブックマーク登録すると簡単にマイコスウェブ・ミスターのサイトへ接続します。特別なパソコンの知識は必要ありません。最初から誰でも簡単にデータを取り出すことができます。



全国のアメダスポイントを利用可能

全国、約1,300カ所のアメダスポイントをマイコスウェブ・ミスターは利用できます。地点の決定は、画面に表示される地点のボタンをマウスで押すだけです。



たとえば北海道の石狩ポイントのデータを指定するには、日本全国から北海道エリアを選択。次に支庁別から道央地区、次に石狩のボタンを押します。

入会はオンラインサインアップで

面倒で時間のかかる入会手続きは、「マイコスウェブ・ミスター」へ直接アクセスし、必要事項を登録していただくだけですぐに御利用になれます。セキュリティ対策は万全の対策を行っていますので安心です。

リーズナブルな料金体系

マイコスウェブ・ミスターは、お気軽にご利用いただけるようリーズナブルな課金体系を整えました。特別なプログラムは必要なく、インターネットの接続が可能な環境があれば、御利用時間に応じた課金体系なので、余計な経費は一切不要となります。利用頻度に応じて課金されますので、適切な運用がはかれます。

- 入会金:10,000円
 - データ料(1日/1要素)20円
- *公的機関・研究機関は入会金が不要です。

Netscape Communicationsのロゴ、Netscape Navigator及びNetscape1、Netscape Communications社の商標です。Netscape Navigatorの著作権は、Netscape Communications社に帰属します。

■お問い合わせは、マイコスウェブ・ミスター係へどうぞ。

●フリーダイヤル **0120-622-177** ●URLアドレス **http://herb.jwa.go.jp/**

財団法人 **日本気象協会**

「水」計測システム

—KADEC®MIZU—

■海水で使用できるチタン製

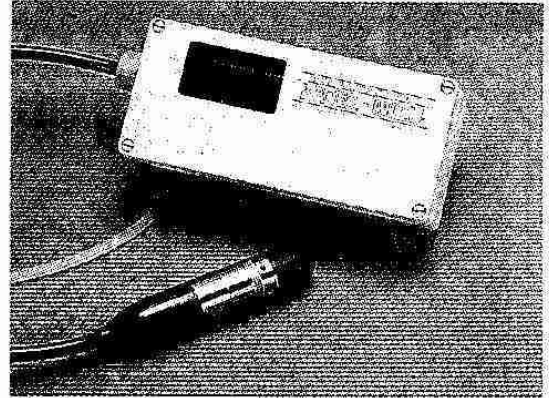
センサ部分の接液部（ダイヤフラム）をはじめ、管体はすべてチタン製です。従来測定が困難だった海水・汽水・海浜地域の井戸水などの測定にも標準で対応できます。

■波消し機能

2～58秒の平均化をすることにより、風波等の波消しをデジタル式に行えます。平均化時間はユーザーがオプションで設定可能です。

■2つのモード測定モード

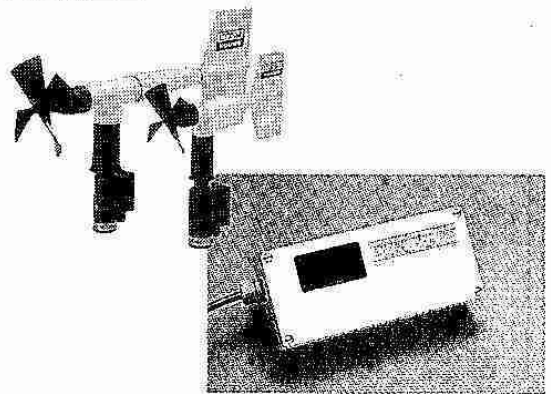
1. センサ先端から水面までの深さを記録する絶対水位測定モード。
2. 水位の0点を±30mの範囲で自由に設定できる、相対水位測定モード。相対水位測定モードでは、水位のエレベーション設定、量水機の直読値に合わせた測定、井戸などでの地面からの深さ測定などが可能です。もちろん専用のパソコンとソフトがなくても、測定現場でエレベーション設定はできます。



「風」計測システム

—KADEC®KAZE—

- ◆気象庁検定取得可能
- ◆演算結果を収録する方法なので、精度の高い観測結果を容易に入手。
- ◆ロガーとセンサの一体設計により、安定した実力を発揮。
- ◆電波や雷などのノイズに影響を受けづらい、各信号線ごとにシールドされている専用ケーブルを使用。
- ◆5秒ごとにサンプリングしており瞬間最大風速、移動平均（10分）風速を監視。メモリーを節約するため統計結果のみを記録。
- ◆風向は気象庁と同じベクトル演算。
- ◆風速に対する回転数が大きく、着雪に強い。



「温・湿度」計測システム

—KADEC®HTV—

■静電容量式の湿度センサ

応答性が早く、正確。0～100%の測定が可能です。

■白金測湿抵抗式の気湿センサ

4線式のセンサなので安定した正確なデータを得られます。

■楽々設置

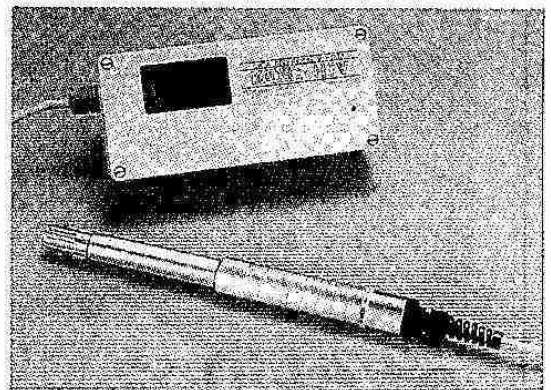
専用のシェルターでセンサの設置が容易です。

■ノイズに強い

センサのハウジングがメッキ処理されているので、耐ノイズが向上しました。

■簡単データ処理

演算結果を収録する方法なので、制度の高い観測結果を容易に入手。抵抗-湿度、電圧-湿度へ自動的に換算されて記録しますので、データの処理が簡単にできます。



ICONA コーナシステム株式会社

本社・営業部/〒004-0015 札幌市厚別区下野幌テクノパーク1丁目2番11号
企画開発部 TEL: 011-897-8900 FAX: 011-897-8001

東京支社/〒171-0014 東京都豊島区池袋2丁目55番13号 合田ビル
TEL: 03-3983-8297 FAX: 03-3983-8298

福岡営業所/〒815-0006 福岡市早良区百道2丁目17番21号デグネス百道202
TEL: 092-844-6371 FAX: 092-844-6372

超音波だからできる 3次元風速成分の測定と ハイレスポンスでの温度測定

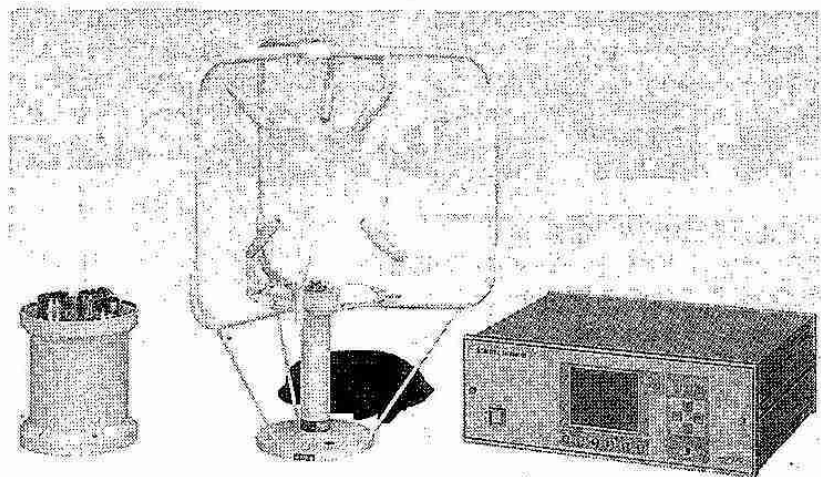
他方式の風速計では困難であった

ハイレスポンスの風のベクトルの測定と温度変動の測定を可能にした
超音波風速温度計がマイクロプロセッサ搭載により高機能化が図られて誕生しました。

世界初の超音波風速温度計の実用機を開発して20余年。

DA-600型 SERIES

乱流・熱収支・水収支
観測や・風洞・ビル・
橋梁風などの観測に…



〔写真：本体は3成分型〕

KAIJO

株式会社 カイジョー

東京都羽村市栄町3-1-5 〒205-0002

TEL 0425-55-2244(ダイヤルイン)

FAX 0425-55-7176

計測制御システム事業部

TEL 0425-55-6080(ダイヤルイン)

FAX 0425-79-5171

札幌支店

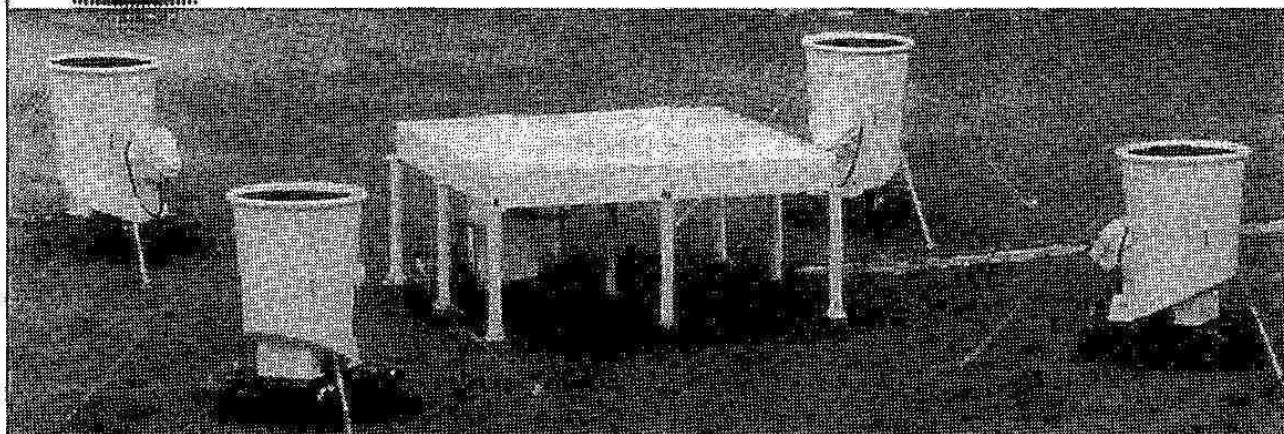
TEL 011-251-0350(代)

FAX 011-251-4694

メイセイのリモートセンシング観測システム

低層大気観測用レーダ

本装置は、財団法人日本気象協会殿の御発注により、通信総合研究所殿、及び気象研究所殿の御指導のもと開発した装置です。



屋外機器全景（空中線装置・送受高周波部装置・音波送信部）

特 徴

- ①フェーズドアレイアンテナ方式を採用。
- ②空中線電力1kwピーク・パワーは、空間合成方式を採用。
- ③測定高度をオーバーラップして観測できる。
- ④観測パラメータを観測開始前に自由に選択できる。
- ⑤風ベクトルと共に高度別温度分布が観測できる。
- ⑥観測データの遠隔伝送ができる。
- ⑦移動型。
- ⑧データ処理部はオンライン処理用とオフライン処理用の2組で構成。
- ⑨収録するデータを分岐することにより、ユーザーが自由に処理・解析できるようにシステムの拡張性を有している。

概略性能

| 項目 | 性能 |
|---------|-----------------------------------|
| 最大観測高度 | ~3km |
| 距離分解能 | 50、150、300m |
| 最小水平風速 | 0.5m/s以内 |
| 周波数 | 1357.5MHz |
| ピーク電力 | 1kw |
| パルス幅 | 0.33、1.0、2.0μs |
| アンテナタイプ | フェーズドアレイ |
| ビーム走査方向 | 3.8m×3.8m 24×24素子 東15° 北15° 天頂 |



Meisei
MEISEI ELECTRIC CO., LTD.
明星電気株式会社

●お問合せは本社・気象機器営業部又は支店で

本社・気象機器営業部 〒112-8511 東京都文京区小石川2-5-7
TEL (03) 3814-5123~5127(ダイヤルイン)
FAX (03) 3813-9774

札幌 ☎(011)726-5221

東京 ☎(03)3814-5120(ダイヤルイン)

中国 ☎(082)295-1188

東北 ☎(022)261-7361

中部 ☎(052)331-5735

九州 ☎(092)431-5531

大阪 ☎(06)367-8181

沖縄 ☎(098)863-7711

NHE

HRPT,SVISSR 受信システムTeraScan™ シリーズ

- 南極をはじめ全世界に実績のあるコストパフォーマンスにすぐれたシステム
- データ処理システムだけでも運用可能
- 類を見ない多彩な機能、万全の保守体制(開発元:米国Sea Space社)

Tera Scanシリーズの主な特徴

1. 受信スケジュールの作成および自動受信
2. NOAA (HRPT)、GMS (SVISSR)、Sea Star (SeaWIFS)、DMSP (軍事気象衛星)の受信・解析処理機能
3. 海岸線、緯度/経度線、等深/等高線の重ね合せおよび精密位置合せ機能、パン/ズーム/アニメーション、各データのオーバーレイ、モザイク図作成、ヒストグラム表示、数学的処理
4. メルカトル、ポーラステレオ、レクタアングラー変換機能
5. 自動実行処理による、成果データの自動作成
6. 全世界に多数の納入実績、モデム経由によるシステム保守およびバージョンアップ
7. ワークステーション利用の高拡張性
8. 高性能小型アンテナによる船載用、可搬用システムも可能 (SVISSR受信システムは除く)

リモートセンシング関連製品(パソコン利用)SPACE TRACシリーズ

気象衛星「ひまわりWEFAX」受信システム GMSP-2型(陸上用、船舶用)
 気象衛星「ノア APT」受信システム NPS-1型(陸上用、船舶用)
 衛生画像解析ソフトウェア IPS-2(ランドサット、MOS-1データ解析可能)

NHE 日本船用エレクトロニクス株式会社

本社/〒221-0044 横浜市神奈川区東神奈川2-41-1 (洋光ビル) TEL (045) 453-6911(株) FAX (045) 453-6910
 札幌/〒063-0804 札幌市西区二十四軒4条7丁目5番25号 TEL (011) 614-1612 FAX (011) 614-1613

NTT東日本

北海道なら
ISDN
北海道なら
NTT

みんな始めてる ISDN

これ1本で2回線分!

ISDNは1本で2回線分の働きだから、
 例えば電話中でもFAXを受けたり送ったり。
 インターネットしながら
 電話を使うこともOKです!



高速通信でインターネットに最適!

ISDNなら64Kbpsの高速データ通信で、
 ネットサーフィンもダウンロードも
 イライラしないで快適そのもの!



通話料は、現在ご利用の加入電話と同じ

プッシュ回線と同等の機能を装備

工事は簡単、手間いらずのわずか2,000円

※派遣工事が必要な場合、別途工事費がかかります。※別途契約料800円がかかります。

INS ネット64

月額使用料

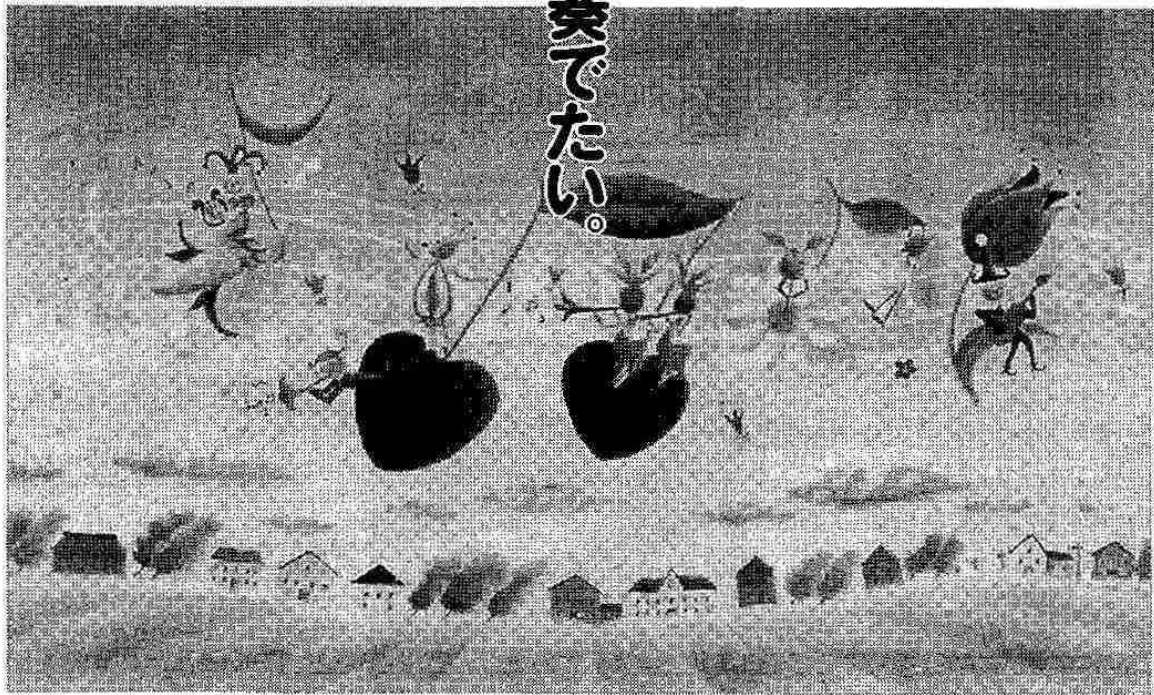
| 住宅用 | 事務用 |
|--------|--------|
| 2,830円 | 3,630円 |

※記載の料金には、別途消費税がかかります。

お申し込み・お問い合わせは「116番」へ



楽しいくらし、奏でたい。



人と街と北の明日のために。

北海道住宅供給公社は、長年にわたって、
よりゆたかな、より快適な住環境づくりに努めてきました。
人が求めているものは、時代の変化は、北海道の未来は…。
そんな課題を解決しながら、皆さまといっしょに未来へと歩いていきます。

好評募集分譲物件

分譲マンション

- ラポール東区役所前
- ラポール学園前
- ラポール真駒内南町Ⅱ
- ラポール美香保公園

分譲戸建住宅

- 南幌ニュータウンみどり野

分譲宅地

- 季実の里(北区屯田)、南幌ニュータウンみどり野
- 大曲柏葉台(北広島市)

●お問い合わせは



豊かな住まいづくりをめざす

北海道住宅供給公社

☎(011)261-9276 販売課

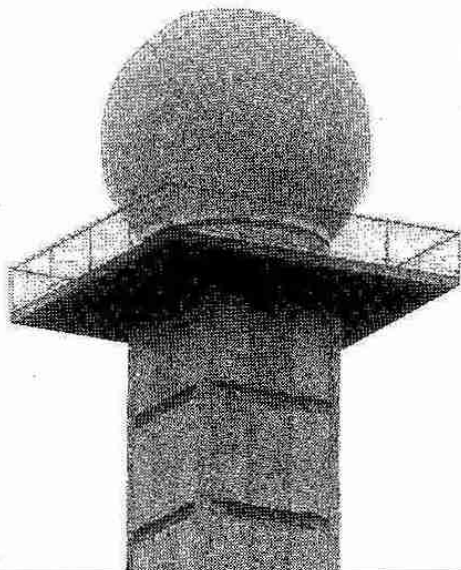
札幌市中央区北3条西7丁目 植物園正門前 緑苑ビル3階

気象観測に貢献する

JRC 日本無線株式会社

営業品目

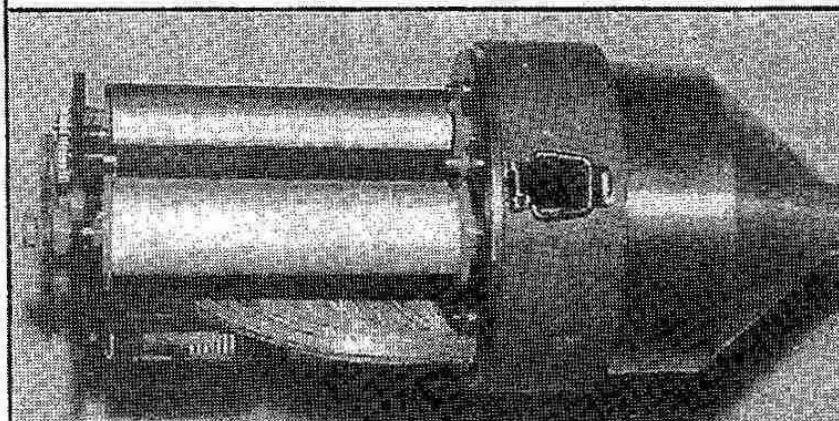
| | |
|-------------|----------|
| 気象用レーダー | 気象衛星受画装置 |
| 雨量・水位テレメーター | 気象FAX |
| 衛星通信システム | 画像伝送システム |
| 津波警報装置 | 地震観測システム |



本社事務所 〒107-8432
 東京都港区赤坂2丁目17番22号赤坂ツインタワー本館 TEL(03)3584-8744
 FAX(03)3584-8891

北海道支社 〒060-0003
 札幌市中央区北3条西7丁目北海道水産ビル TEL(011)261-8321
 FAX(011)261-3879

SNOW DEPTH RECORDER



長期積雪深記録計

SK-102型 SK-104型

本装置は、無電源地域（例えば山岳地帯や他の任意の場所）における積雪深を長期間にわたって連続測定するために開発された記録装置です。
 積雪地域の水資源に関する基礎調査や環境調査、山地の気象調査などに際して、任意の場所における積雪深の記録を得ることができます。

総発売元 有限会社 **コンドウサイエンス**

〒064-0916
 札幌市中央区南16条西5丁目
 TEL 011(521)6132 FAX 011(511)0304

北海道知事許可(般)石第14852号・電気通信工事業



株式会社 光映堂シーエービー

- 本社 札幌市中央区北4条西15丁目 ☎(011)643-1010
FAX(011)641-2247
- イベントレンタル部/札幌市中央区北4条西15丁目 ☎(011)643-2155
- 旭川営業所/旭川市豊岡13条7丁目47 ☎(0166)31-0615
FAX(0166)31-0618
- 釧路営業所/釧路市昭和中央3丁目1番8号 ☎(0154)55-2111
FAX(0154)52-2111

----- 切取り線 -----

所属（住所）変更届

| | |
|-------------|-----|
| 旧所属・住所 | 〒 |
| 新所属・住所 | 〒 |
| 郵便物送り先 | |
| ふりがな 氏 名 | TEL |

----- 切取り線 -----

日本気象学会北海道支部事務局 御中

平成12年度支部総会 委任状

◎ 総会の議決に関し、下記の出席会員（又は議長）に委任します。

出席会員名：

所属又は住所：

氏 名：



送付先：〒060-0002 札幌市中央区北2条西18丁目
札幌管区気象台技術部気候・調査課内
日本気象学会北海道支部事務局
(TEL：011-611-6121 内線415)

日本気象学会北海道支部 研究発表会申込み方法及び原稿作成要領

1 研究発表会申込みの方法及び期限

(1) 申込み方法

申込み希望の方は、申込み期限までに発表題目・氏名（共同発表の場合は、発表者に○印）・使用機器（スライド・OHPの使用有無）を北海道支部事務局まで連絡すること。

(2) 申込み期限

第1回研究発表会（5月20日必着）、第2回研究発表会（10月20日必着）

2 研究発表会原稿作成要領及び提出先

(1) 原稿用紙

B4判（縦長・横書）に上下左右のマージンを1cm、2,000字詰（1行40文字・1ページ50行）の原稿用紙1～2枚を使用する。

この原稿用紙に書かれたものをそのまま写真でB5判の大きさに縮小して印刷する。したがって執筆者が書いた文字・図表はそのままの姿で印刷され、原稿用紙1枚が1頁となる。

この原稿用紙をB5判に縮小する割合は0.68なので、図表もこの比率で縮小されるので注意すること。

(2) 原稿の記入

原稿の体裁を統一する必要から、最初の行の中央に標題（本文より大きい文字を書き、長い場合は2行にわたっても差し支えない）、1行あけて右側に氏名と（所属）を書く。（連名者が多い場合は、次の行にわたっても良い）。

本文は章だてとし、本文が7行目あたりから始まるように記入する。

原稿は1編を原稿用紙1～2枚に書き、なるべく余白を出さないように留意すること。

文字・図表などは、すべて黒インクで明確に記入する（ボールペンは不可）。

本文の文字はまず目一杯の大きさに記入する（和文タイプやワープロによる印字を希望します。）。

タイプやワープロの場合は、まず目や行にとらわれなくても良く、同じ大きさの白紙に打っても良い。

提出された原稿は編集印刷の際、用語・文字などの訂正が難しいので、原稿作成に当たっては十分に注意すること。読み難い原稿は書き直しをお願いすることもあります。

(3) 図 表

図表はその大きさや、図表中の文字・数字の大きさ等について縮小の比率（0.86）を十分に考慮し、印刷したものが見苦しくならないように作成する。

原稿用紙に直接図表を記入するか、図表を貼付る。

グラフ用紙を使用する場合は、罫線が濃いものを使用しない。

図表には標題と説明文も付加する。

(4) 提 出 先

原稿は必ず研究発表会当日会場へ持参し、支部事務局員に提出する。

原稿に使用した図や写真の返却を必要とする場合は、その旨お伝え下さい。

細 氷 №.45

平成11年 9 月 25 日 印刷
平成11年 9 月 30 日 発行

編 集 行 日本気象学会北海道支部
編集委員 北 見 康 男
〒060-0002 札幌市中央区北2条西18丁目
札幌管区气象台気候・調査課内
Tel (011)611-6121内線415

印刷所 ク リ ー ン ホ ソ ク ラ
〒064-0810 札幌市中央区南10条西9丁目
Tel (011)521-2355