



—目次—

1. 支部長挨拶	古川 武彦	1
2. 解説		
● 1997/98年のエルニーニョ現象	青木 孝 (札幌管区气象台)	2
3. 日本気象学会1997年秋季大会(札幌)報告		15
4. 平成10年度第1回支部研究発表会要旨		23
5. 第16回夏季大学「新しい気象」講座		
夏季大学雑感	佐々木 浩 (日本気象協会北海道本部)	44
● 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)	46
● 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附属流氷研究施設)	51
● 最近の北海道付近の地震活動	大西 功一 (札幌管区气象台技術部地震情報官)	59
● 今年の天候経緯と大気・海洋の特徴	八尾 孝 (札幌管区气象台気候・調査課)	71
6. 平成10年度北海道支部気象講演会のお知らせ		82
7. 写真訪問		
● 北海道大学低温科学研究所分析棟		83
● JMA-95型地上気象観測装置(札幌管区气象台)		88
8. 平成10年度支部総会報告		92
9. 役員会報告		99
10. 支部役員		104
11. 支部会員名簿		105
12. 交換機関紙		113
13. 通信欄		114

平成10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

1998年5月に行われました日本気象学会北海道支部の役員選挙およびその後に開催されました支部理事会において、これまで4年にわたって支部長を務められた菊地勝弘先生の後を引き継いで、第21期の支部長に推薦されました。まずは、前支部長の長年のご労苦に感謝を捧げ、今後、新役員の方々と協力して、当支部の発展のために尽力したいと思いますので宜しくお願いします。



さて、昨年度の当支部の大きな課題でありました札幌での秋季大会は、前菊地支部長の陣頭指揮の下、役員や会員諸氏の協力を得て、352研究テーマと627人の参加で、かつてない盛会裡に開催する事ができました。ここに改めて関係者に感謝を申し上げます。また、第15回夏季大学では、地震、季節や暦、酸性雨、大雪などについての講座を用意し、大変好評でした。さらに、10月には特別気象講演会として、ベルリン自由大学のラビツケ教授による「熱帯、亜熱帯上部対流圏-下部成層圏における11年太陽周期の影響」が、持たれました。

次に、本年度は、すでに第16回夏季大学を去る7月29、30日に開催し、気候、オゾン、流氷、地震と幅広い講座の他、例年どおり札幌市青少年科学館および札幌管区气象台の見学会を設けました。約60名の受講者がありました。講師および関係者に謝意を表します。この10月には、苫小牧市の全面的な支援を受けて、「苫小牧周辺の気象と樽前山」を大テーマに、気象講演会を開催するべく準備を進めております。

21世紀を目前にして、今、国の行政の在り方が問われており、関連して国の研究機関や大学などの役割や運営形態の見直しも行われております。気象学という学術研究の意義について国民の一層の理解や支援を得るためには、研究の推進と同時に、今まで以上にその成果の地域社会への多様な還元が強く求められているように思います。支部会員諸氏の積極的なご協力と取り組みを期待いたします。

日本気象学会北海道支部
支部長 古川 武彦
(札幌管区气象台長)

— 解 説 —

1997/98年のエルニーニョ現象

札幌管区气象台 青 木 孝

1. はじめに

エルニーニョ現象については、この「細氷」においてもすでに竹内(1991)による解説がある。ここで改めてエルニーニョ現象を話題として取り上げたのは、今回の1997/98年のエルニーニョ現象が、気象庁のエルニーニョ監視予報センターで海洋データ同化システムが動き始めてからはじめてのエルニーニョ現象であり、エルニーニョ現象のメカニズムを説明する遅延振動子理論がどのように海洋データ同化システムのデータに現れているかをみるためである。

以下に述べるように、従来の観測データの解析と海洋データ同化システムのデータをあわせてみることにより、1997/98年のエルニーニョ現象の推移を詳細に把握することができた。またこれまでのエルニーニョ現象と比べると、1997/98年のエルニーニョ現象は今世紀最大級だった可能性がある。

なお、本文では春夏秋冬という言葉は、北半球の季節に対応させて使っている。

2. 海面水温と大気の経過

1995年の夏から1996/97年の冬までは、ラニーニャ現象の基準には達していなかったが、エルニーニョ現象とは逆に近い状態にあった。熱帯太平洋東部の海面水温は負偏差で西部は正偏差(図1 a, 図2 a)、南方振動指数(SOI)は正(図1 b)、対流活動はインドネシア付近の海洋大陸や熱帯太平洋西部で活発で日付変更線付近では不活発(図1 c, 図3 a)、太平洋赤道域の中央部から東部にかけては、200hPaでは西風偏差で、850hPaは東風偏差になっており(図1 d, 図4 a)、赤道付近のウォーカー循環は平年より強かった。エルニーニョ現象の監視海域としているB海域(Niño 3, 4°N~4°S, 150~90°W)における1996年12月の月平均海面水温平年偏差は-0.8°Cの低極となるなど、熱帯太平洋の海面水温には大きな負偏差域がみられた(図1 a)。

1997年3月から4月にかけて、太平洋熱帯域の海面水温偏差や対流活動は冬までのパターンが逆転して、ラニーニャ側からエルニーニョ側へと急激に変化した。熱帯太平洋東部の海面水温の負偏差は消滅して、熱帯太平洋には正偏差が広がった。図1 aに示したB海域の海面水温平年偏差は、1995年4月から続いていた負偏差から1997年3月に+0.1°Cと正偏差に転じたのち、5月には+1.3°Cへと急上昇した。気象庁はエルニーニョ現象を「B海域の月平均海面水温平年偏差の5カ月移動平均値が6カ月間以上連続して+0.5°C以上」と定義している。この基準値であるB海域の5カ月移動平均値が+0.5°Cを超えたのは1997年4月(+0.7°C)

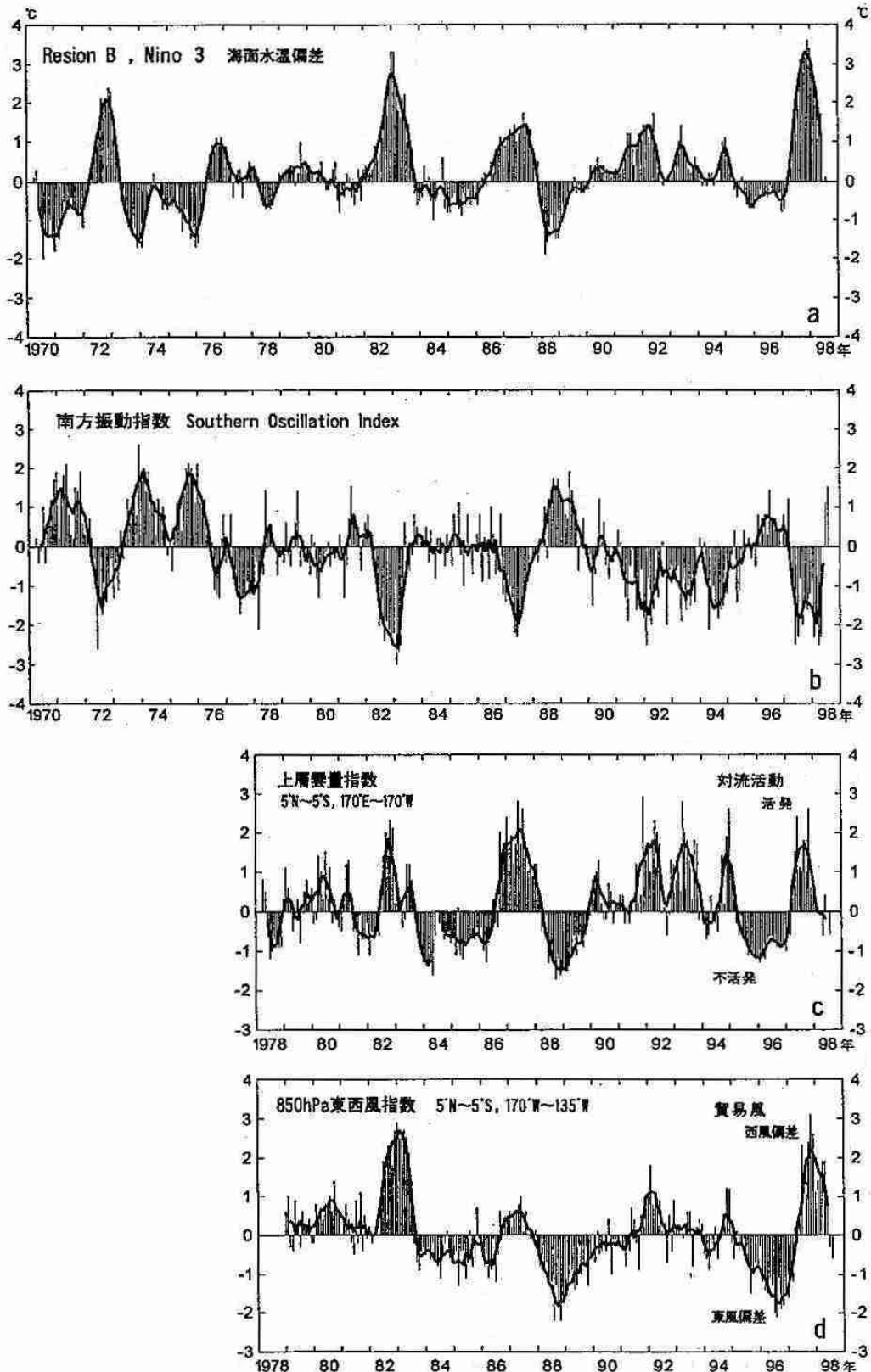


図1 エルニーニョ・南方振動に関する指数の時系列

太い実線は5カ月移動平均値。上から順に、a : B海域 (Niño 3, 4°N~4°S, 150~90°W) における月平均海面水温平年偏差、b : 南方振動指数 (SOI)、c : 太平洋赤道域日付変更線付近 (5°N~5°S, 170°E~170°W) の上層雲量指数、d : 太平洋赤道域中央部 (5°N~5°S, 170~135°W) の850hPa東西風指数。

である。SOIも1997年3月に負の値になったのち、5月には-2.5へと急激に下降した(図1b)。対流活動は3月以降、海洋大陸では平年より不活発、日付変更線付近で活発になった(図3b)。2月中ころまでは太平洋赤道域の西部に限られていた850hPaの西風偏差が日付変更線の東にまで広がった(図6)。

1997年の夏から秋にかけて熱帯太平洋東部の海面水温の正偏差はさらに大きくなり、熱帯太平洋西部では、弱いながらも負偏差がみられるようになった(図2b)。B海域の月平均海面水温平年偏差は引き続き急速に増加して、8月に+3.1℃に達したあと、11月には+3.6℃となった(図1a)。これは1949年以降の最大値である。1997年11月や12月の月平均海面水温平年偏差の分布図によると、赤道域の110°W以东には+4℃以上の正偏差となっている(図2c)。西部赤道域の負偏差も広がり、-0.5℃以下の負偏差もみられた。

SOIは1997年の秋になると、海面気圧の正偏差域が海洋大陸付近から熱帯太平洋中央部まで広がったが、ダーウィ

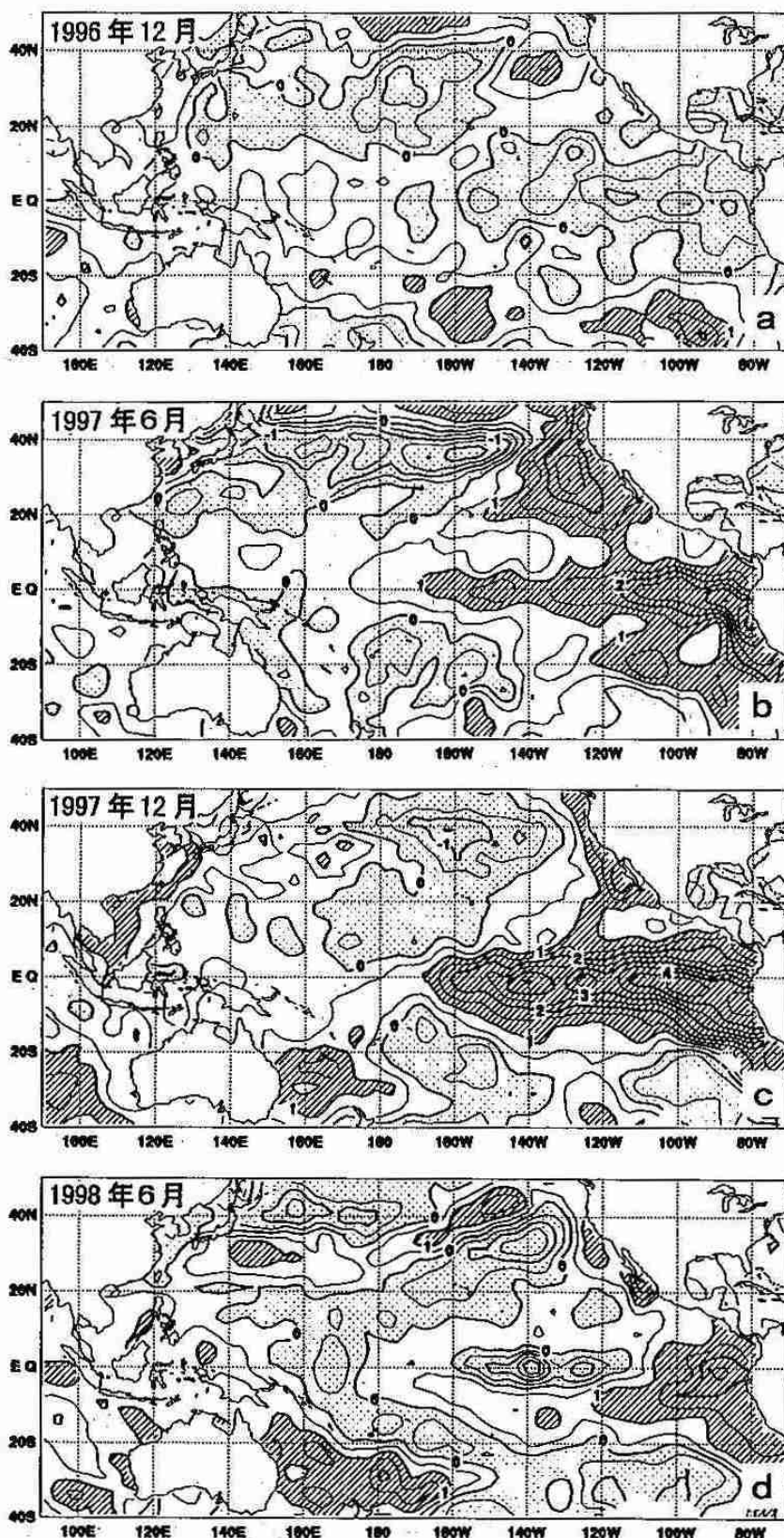


図2 月平均海面水温平年偏差 (気象庁エルニーニョ監視予報センター作成)
 a : 1996年12月、b : 1997年6月、c : 1997年12月、d : 1998年6月。等値線の間隔は0.5℃。斜線部分は平年からの偏差が1℃以上の領域を示す。

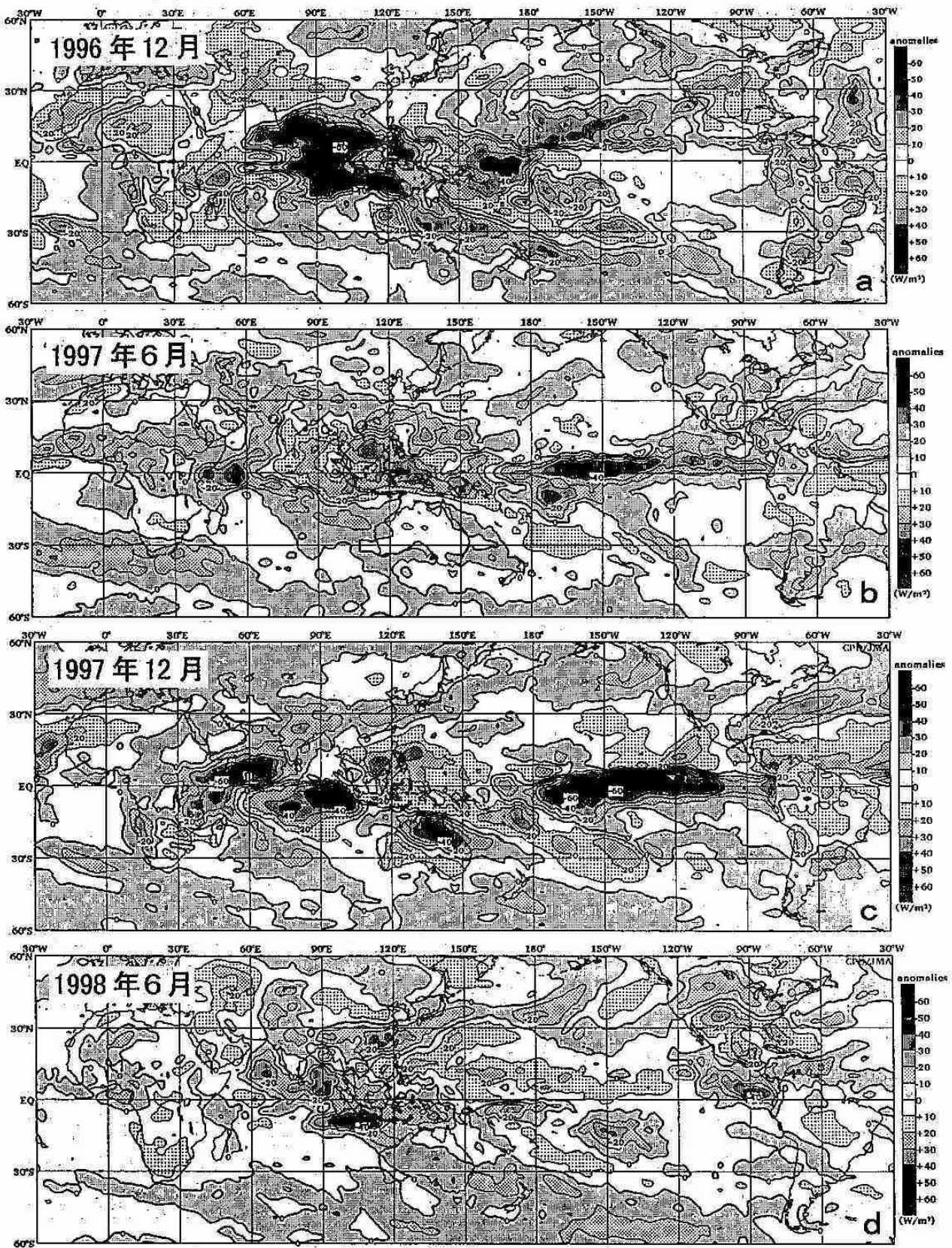


図3 月平均外向き長波放射量平年偏差 (気象庁気候情報課作成「気候系監視報告」より)
 a : 1996年12月、b : 1997年6月、c : 1997年12月、d : 1998年6月。等値線の間隔は $10\text{W}/\text{m}^2$ 。

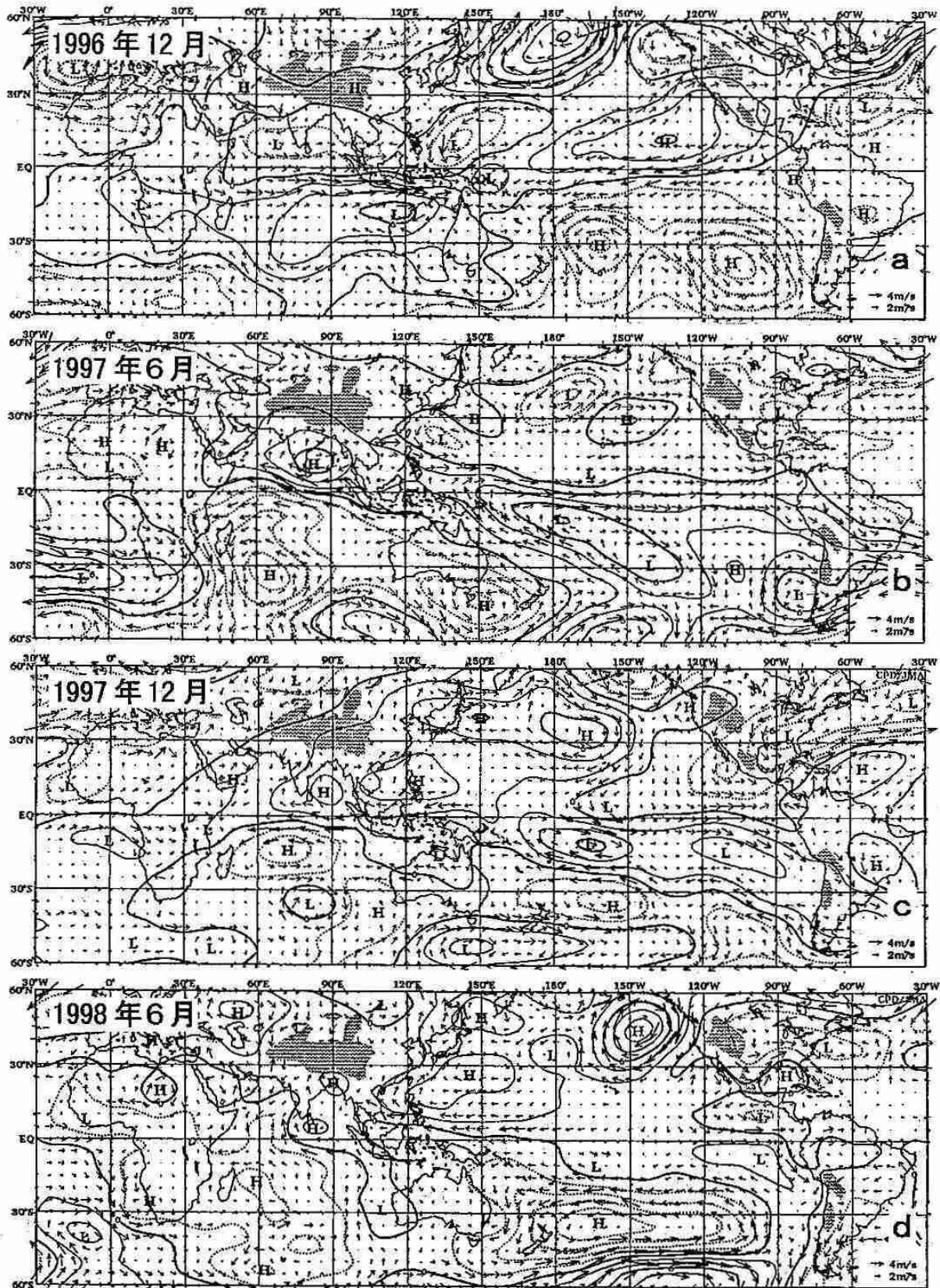


図4 月平均850hPa流線関数平年偏差および風平年偏差ベクトル
(気象庁気候情報課作成「気候系監視報告」より)

a : 1996年12月、b : 1997年6月、c : 1997年12月、d : 1998年6月。等値線の間隔は $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。

ンの正偏差が顕著だったことが寄与して、5カ月移動平均では-1.5前後から-2に近い大きな負の値で経過した(図1b)。

赤道をはさんだ太平洋中央部から東部にかけての南北両半球では、200hPaでは高気圧性偏差の循環が、850hPaでは低気圧性偏差の循環が(図4b,c)、1997年の夏から秋にかけて、それぞれ対になって存在した。太平洋の赤道域では200hPaの東風偏差、850hPaでは記録的な西風偏差となった(図1d)。ウォーカー循環は平年よりかなり弱く、偏差だけでなく実況でも太平洋東部で上昇して太平洋西部で下降するという平年とは逆の循環がみられた。

対流活動も海洋大陸などの熱帯太平洋西部で不活発、中央部から東部で活発な状態が続いた(図3b,c)。7~8月ころには日付変更線付近から太平洋東部ではITCZが平年より5度くらい南偏した。秋になると熱帯太平洋西部の対流不活発域がしだいに範囲を広げた。

これまで述べてきたように、今回のエルニーニョ現象は1997年春にエルニーニョ現象としての基準を越えた。そして1997年末に最盛期となった。

B海域の月平均海面水温偏差は1997年11月をピークにして減少を始めた(図1a)。赤道太平洋中央部の850hPaの西風偏差も小さくなりだした(図1d)。対流活動が平年に比べて非常に活発な状態は1997/98年の冬も引き続き変わらないのだが、対流活動の活発域が日付変更線よりもさらに東に移動してかつ赤道より南に偏って存在していたため、エルニーニョ現象のときには大きな正の値になる日付変更線付近の対流活動を示す上層雲量指数が11月以降は小さい値になっている(図1c)。熱帯の海面気圧偏差は春になっても、海洋大陸付近で正、太平洋東部で負というパターンが続いた。1998年4月のSOIは1946年以降の4月としては最小値の記録を更新した(図1b)。

B海域の海面水温偏差は5月の後半から急激に下降し、6月には0.0°Cになった(図1a)。赤道域の正偏差は110°W以東へと縮小し、110~160°Wには負偏差が現れた(図2d)。SOIの変化も大きく、1年4カ月ぶりに+1を超えた(図1b)。850hPaの熱帯太平洋東部には西風偏差が残っているが、熱帯太平洋の西部から中央部は東風偏差になった。

まだ今の段階では確定値はでていないが、今回のエルニーニョ現象は1998年夏には終息したことになるであろう。

3. 遅延振動子理論に関連した海洋と大気の経過

エルニーニョ/南方振動(ENSO, El Niño-Southern Oscillation)とよばれる大気・海洋結合系の変動において、太平洋の赤道域を東進するケルビン波と赤道から少し離れたところを西進するロスビー波の役割がSchopf and Suarez (1988)によって明らかにされている。その概略は次のとおりである。ラニーニャ現象のときには東風偏差により生じた暖水ロスビー波が西進する。このロスビー波が太平洋西岸で反射して暖水ケルビン波となり赤道域を東進することによってエルニーニョ現象が発生する。エルニーニョ現象のときには西風偏差なので冷水ロスビー波が生じて西進する。このロスビー波が太平洋西岸に到達すると、冷水ケルビン波が赤道域を東進してエルニーニョ現象を終息させラニーニャ現象に向かう。海洋のロスビー波やケルビ

ン波はENSOとかかわりなく存在しているのであるが、エルニーニョ現象を引き起こすケルビン波の発生は、赤道太平洋西部での850hPaの西風偏差（西風バースト）と関係しているといわれている。ラニーニャ現象（エルニーニョ現象）の状態のときに次のエルニーニョ現象（ラニーニャ現象）発生のきっかけとなる暖水（冷水）ロスビー波が存在しているということから、遅延振動子理論（Delayed Action Oscillator Theory）とよばれている。遅延振動子理論についてはすでに竹内（1991）が「細氷」で述べているほか、安成（1996）や二階堂（1998）などの解説もある。

気象庁のエルニーニョ監視予報センターでは、海洋データ同化システム（ODAS, Ocean Data Assimilation System）による海洋の四次元解析を1995年からおこなっている（石井, 1998）。海洋の観測データは不十分なので、観測データを取り込んで数値モデルを時間積分することにより合理的で精度のよい解析データを得るのが海洋データ同化システムである。ここではエルニーニョ現象に伴う海洋の構造や遅延振動子理論が、海洋データ同化システムのデータなどにどのように現れているかについて述べる。

海洋データ同化システムによるデータから計算した海面から260mの深さまでの平均的な熱量を温度に換算したものを海洋貯熱量（OHC, Ocean Heat Content）とよんでいる。海洋貯熱量は同じ層の平均海水温とほぼ等しい。なお以下において海洋貯熱量の偏差は1987～1997年の平均からの差として求めたものである。

図5（左図）によると、1995年の後半から1996年には、赤道太平洋西部の海洋貯熱量は正偏差であり、この期間に赤道太平洋西部には暖水が蓄積していたことを示している。6°Nでは海洋貯熱量の正偏差が日付変更線を1996年10月ころ、11～12月、1997年3月ころ、それぞれ東から西へ通過しているのが図5（右図）から分かる。これは海洋表層の暖水ロスビー波である。

1996年12月から1997年1月にかけて、熱帯太平洋西部の850hPaでは大きな西風偏差が現れた（図4 aや図6）。これは季節内変動に伴う一時的な西風バーストである。この西風バーストに応じて、熱帯太平洋西部の海洋表層に暖水ケルビン波が発生し、1997年1月から2月にかけて熱帯太平洋東部へと東進した。図5（左図）で、日付変更線を1月後半から2月はじめに通過した赤道海洋貯熱量の正偏差がこれに相当する。同時に温度躍層に沿って正偏差が東進したが、熱帯太平洋中央部から東部では貿易風が平年より強い東風偏差の状態が続いており（図6）、海面水温も正偏差には転じなかった（図1 aや図8 a）。

さらに顕著な西風バーストが、2月の後半から3月にかけて太平洋赤道域の西部から日付変更線の東までに及ぶ地域で観測された（図6）。この時期としてはデータの整備された1979年以降で最大の西風偏差である。この西風バーストに回答して赤道海洋貯熱量の正偏差、すなわち海洋表層の暖水ケルビン波が東進している（図5：左図）。赤道海洋貯熱量の+2℃以上の正偏差域は4月末には130°Wに達した。

ところで海面から深さ200m位までの表層には、海水温20℃の等温線付近に鉛直方向の温度傾度の大きなところがある（図7）。これは温度躍層とよばれ、温度躍層の上は暖かい混合層で温度がほぼ一様になっている。温度躍層が深いと海面水温が高く、浅いと海面水温が低いという関係にある。

1996/97年の冬までは、図7 aに示したように温度躍層は赤道太平洋の西部から中央部では深く、東部では浅い状態が続いた。水温偏差の深度・経度断面（図8）によると、赤道太平洋の西部から中央部の海水温は正偏差、東部は負偏差となっていた。2月の後半から3月にかけての西風バーストに伴う暖水ケルビン波

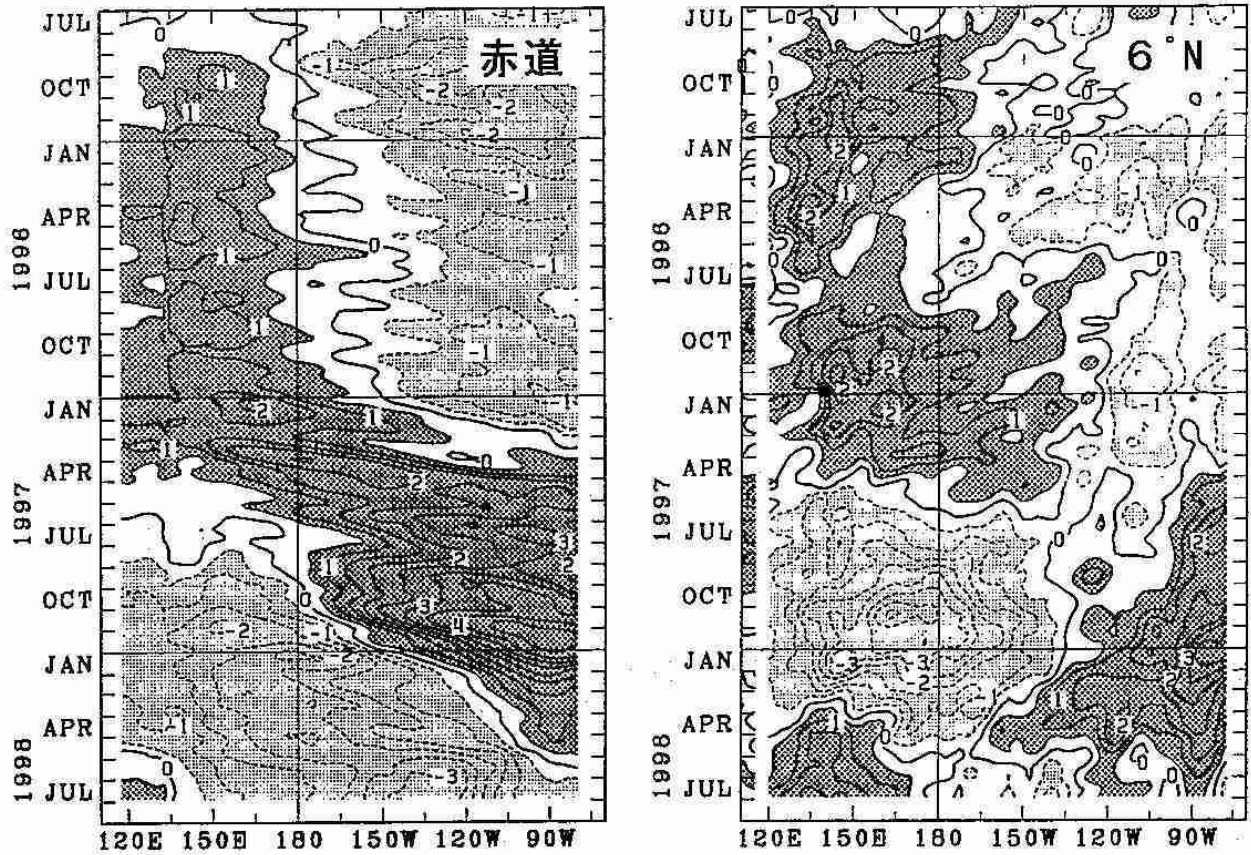


図5 海洋貯熱量 (OHC) 偏差の時間・経度断面 (気象庁気候情報課作成「気候系監視報告」より)
 左：赤道に沿った偏差、右：6°Nに沿った偏差、等値線の間隔は0.5°C。破線は負偏差を示す。陰影部分は偏差が0.5°C以上、点域は偏差が-0.5°C以下の領域。データは海洋データ同化システムによる。

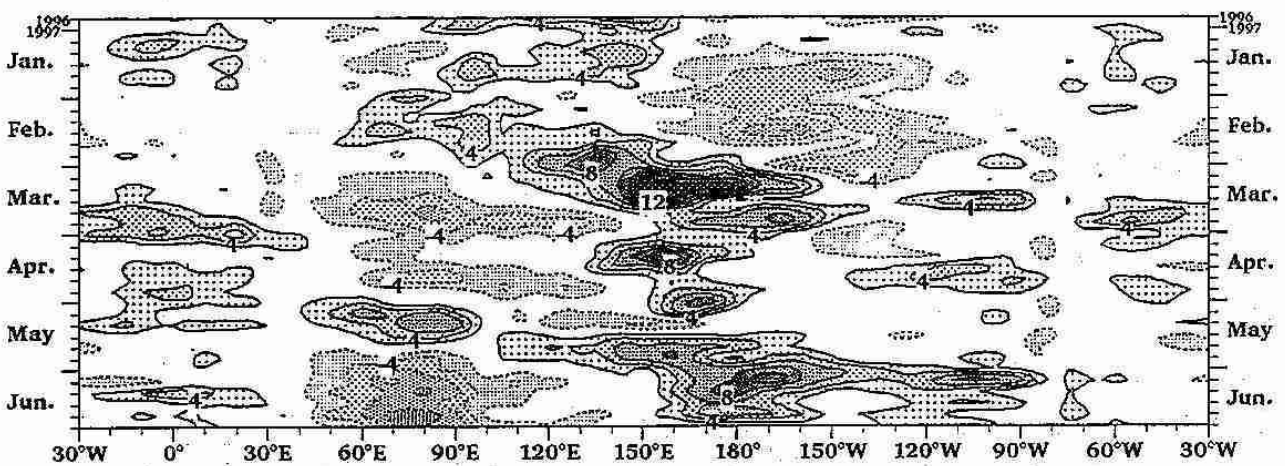


図6 赤道付近の5日平均850hPa東西風速平年偏差の時間・経度断面
 (気象庁気候情報課作成「気候系監視報告」より)
 等値線の間隔は2m/s。偏差0の等値線は省略。正は西風偏差、負は東風偏差。

により、海水温の正偏差は東進するとともに正偏差値が大きくなった。赤道太平洋東部でも温度躍層は深くなり、海水温は正偏差となった。こうしたことはB海域の海面水温平年偏差が急激に上昇するなど、エルニーニョ現象への変化が見られた時期に生じている。

その後も季節内変動に伴う西風バーストが発生し、暖水ケルビン波が6月、8月、10月と相次いで東進を始めている(図5:左図)。赤道に沿った表層の海水温偏差は増大し、7月には正偏差の中心が太平洋東部に達している(図8)。赤道太平洋東部の温度躍層の深さはさらに増加し、温度躍層の東西の傾きがほとんどなくなり水平になった(図7)。

エルニーニョ現象は1997年末には最盛期となったが、図5(左図)によると赤道太平洋西部には9月ころから海洋貯熱量の負偏差域が現れ、負偏差が大きくなるとともに、11月以降は負偏差域が東へ拡大している。赤道に沿った表層水温偏差の断面(図8)でも、1998年1月には負偏差域が西部太平洋から東部太平洋に残っている正偏差の下の110°W付

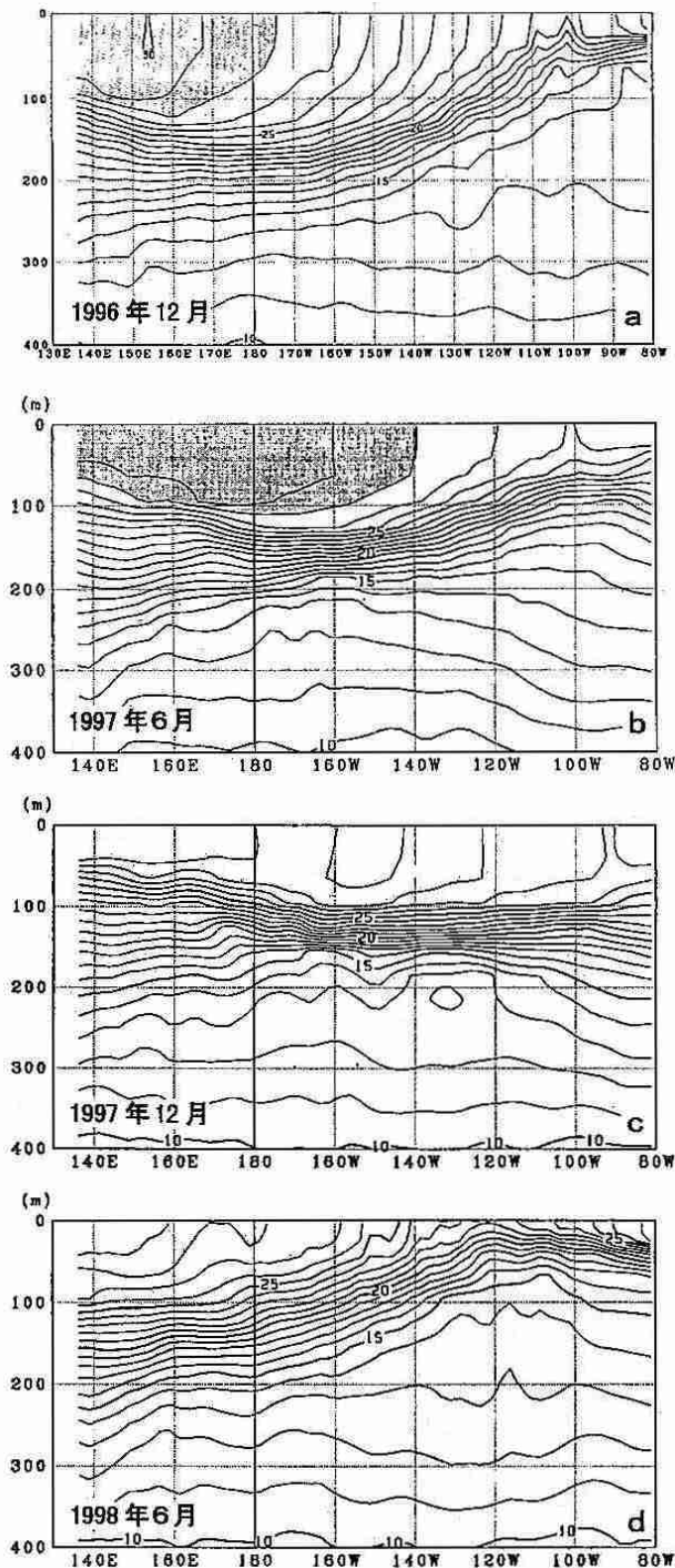


図7 赤道に沿った表層水温の深度・経度断面
(気象庁気候情報課作成「気候系監視報告」より)

a: 1996年12月、b: 1997年6月、c: 1997年12月、d: 1998年6月。
等値線の間隔は1℃。データは海洋データ同化システムによる。

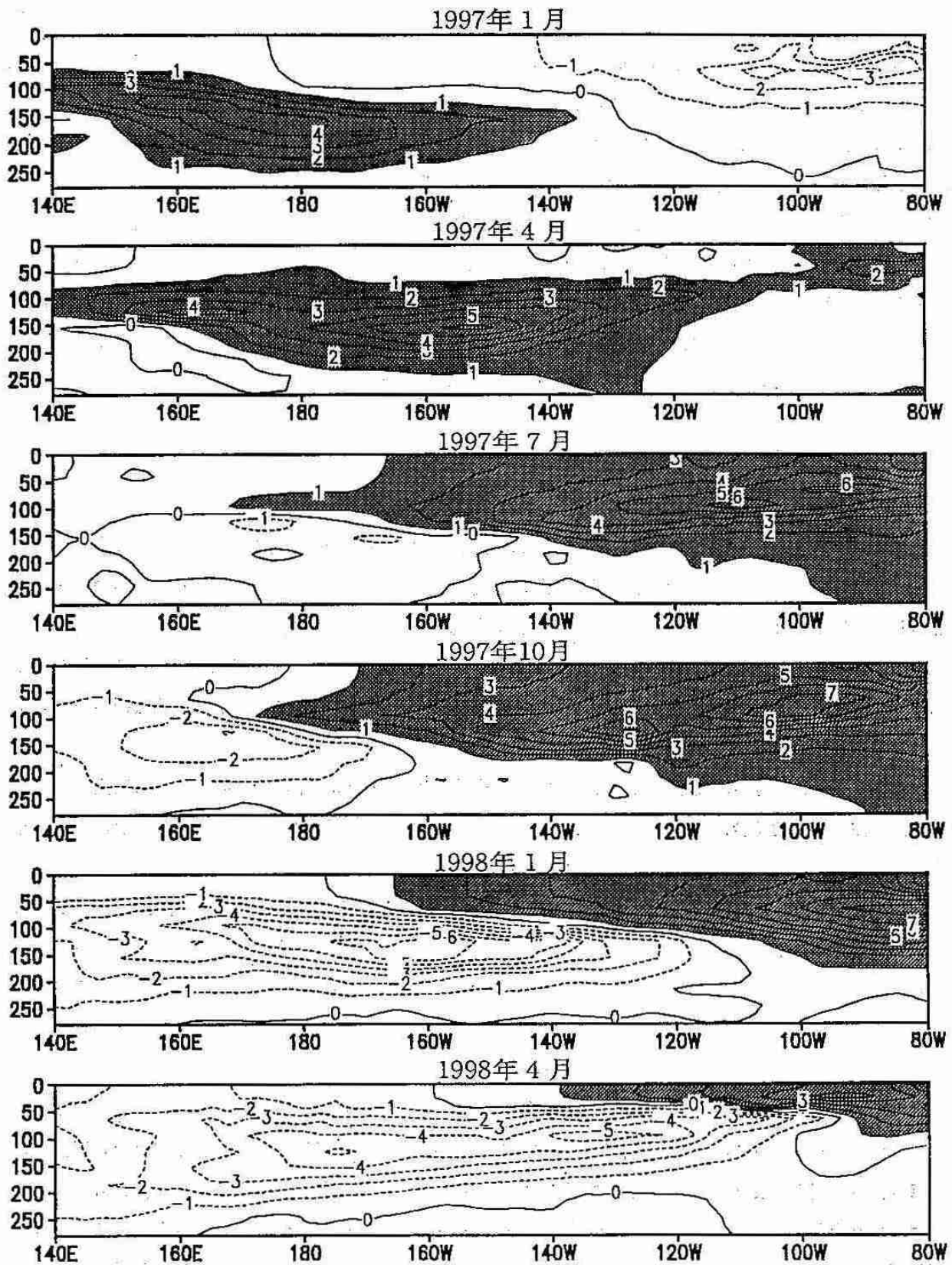


図8 赤道に沿った表層水温偏差の深度・経度断面 (気象庁エルニーニョ監視予報センター作成)
 上から順に、1997年1月、1997年4月、1997年7月、1997年10月、1998年1月、1998年4月。等値線の間隔は0.5
 °C。陰影部分は偏差が1°C以上の領域、破線は負偏差。データは海洋データ同化システムによる。

近にまで広がっており、エルニーニョ現象が弱まるきざしがみえている。太平洋西部と中央部の6°Nの海洋貯熱量は1997年夏からは負偏差になった(図5:右図)。エルニーニョ現象を終息に向かわせる冷水ロスビー波の動きははっきりしないが、日付変更線付近を1997年9~12月ころに一連の冷水ロスビー波が西進したと思われる。赤道域の冷水ケルビン波の動きもわかりにくい、図5(左図)で1998年1月、3月、4月末から5月はじめころに日付変更線を西から東へ通過したとみることができる。

1998年春以降、図8に示したように赤道に沿った表層水温の負偏差域はさらに東に進み、正偏差は薄くなり海面付近に限定されていた。6月の赤道太平洋東部における温度躍層(図7d)はエルニーニョ現象の発生前と同じ程度に浅くなった。また赤道の海洋貯熱量負偏差域が南米沿岸に到達している(図5:左図)。赤道太平洋中央部では海面水温が負偏差になったが(図2d)、赤道太平洋の東部の850hPaでは西風偏差で貿易風が弱く湧昇流が抑えられていることもあり、南米沿岸などの太平洋熱帯域の東部では正偏差が残っている。

4. 過去のエルニーニョ現象との比較

ENSOのひとつの面である南方振動は、熱帯における南太平洋東部とインド洋東部から海洋大陸周辺との間の気圧振動を反映していることから、南方振動の規模を表す指数として、オーストラリア北部のダーウィンとポリネシアのタヒチとの海面気圧の差を規格化したものを使っている。海面水温などENSOに関係する要素の観測値はあまり昔までさかのぼることができない。しかしダーウィンの海面気圧は約100年間のものが利用できる。ダーウィンの海面気圧は南方振動指数を計算する片方の要素であるから、過去の主要なエルニーニョ現象の概略を知ることができる。

図9はダーウィンの月平均海面気圧の11カ月移動平均値の1901~1990年平均からの偏差の時系列である。南方振動の強さは今世紀全体を見ると一様ではなく、活発な期間や不活発な期間があるなどの変化をしてきたことをTrenberth(1991)は指摘している。すなわち今世紀のはじめの25年間は強いENSOが発生していた。その後、1925年ころから1950年ころの間は、1940~41年のイベントを除けば注目すべき大きさのものはない。1950年ころからは再び顕著な現象が発生している。

1997/98年のエルニーニョ現象では、ダーウィンにおける月平均海面気圧の11カ月移動平均値の最大は1997年11月の+2.2hPaである。これは1982年10月と同じで、今世紀の第1位タイ記録である。次に大きいのは、1940年9~11月と1914年11~12月の+1.8hPaである。

次にエルニーニョ現象に伴う海面水温の正偏差域の空間的な広がり的大小を比較するために、14°N~14°S, 160°E~80°Wで囲まれる太平洋熱帯域において、海面水温の+1°C以上および+3°C以上の正偏差の格子点(緯度経度2度ごと)を数えた結果を図10に示した(対象領域の総格子点数は837個)。1997/98年のエルニーニョ現象での最大値は、+1°C以上の格子点数は1997年9月の493個、+3°C以上は1997年12月の159個である。1982/83年のエルニーニョ現象では、+1°C以上の格子点数は1983年1月の454個、+3°C以上は1982年12月の127個がそれぞれ最大である。なお1970年より前については、対象とする海域全体について信頼できる値が必ずしも得られるとは限らないので、格子点数の比較はおこなわなかった。

すでに第2節で述べたように、B海域の1997年11月の海面水温年平均偏差 $+3.6^{\circ}\text{C}$ は、1997/98年を含めて1949年以降これまでに発生した13回のエルニーニョ現象の中で最大である。ダーウィンの海面気圧や太平洋熱帯域の中央部や東部における海面水温の正偏差の格子点数をあわせて考慮すると、1997/98年のエルニーニョ現象は今世紀最大級であったといえよう。

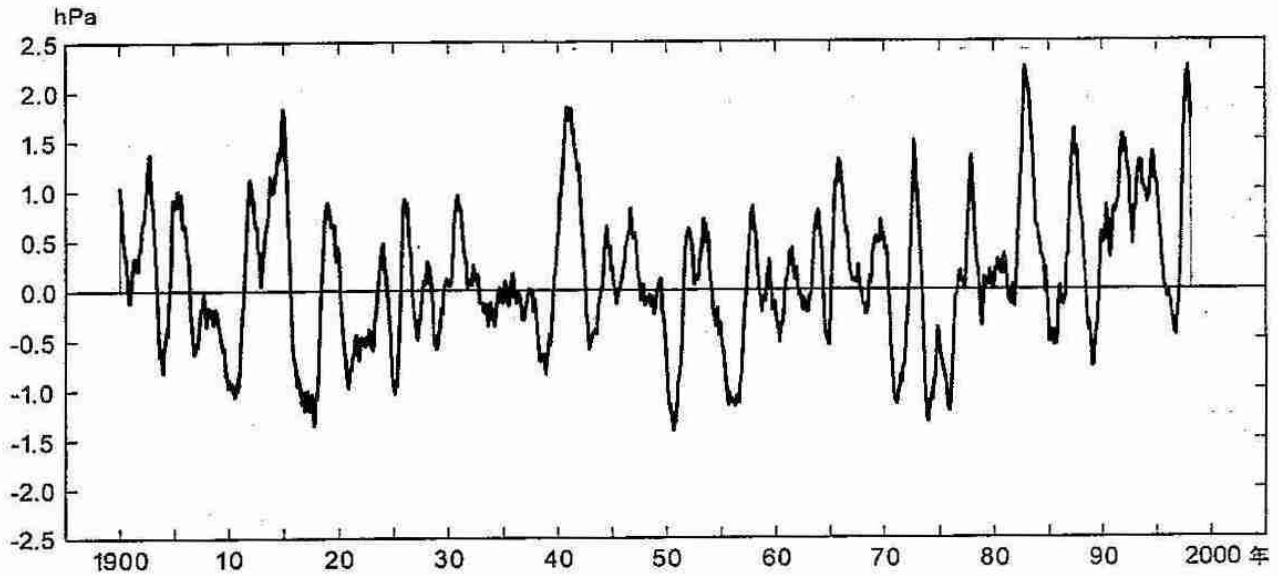


図9 ダーウィンにおける月平均海面気圧の偏差の時系列
1901~1990年の平均からの偏差の11カ月移動平均値。

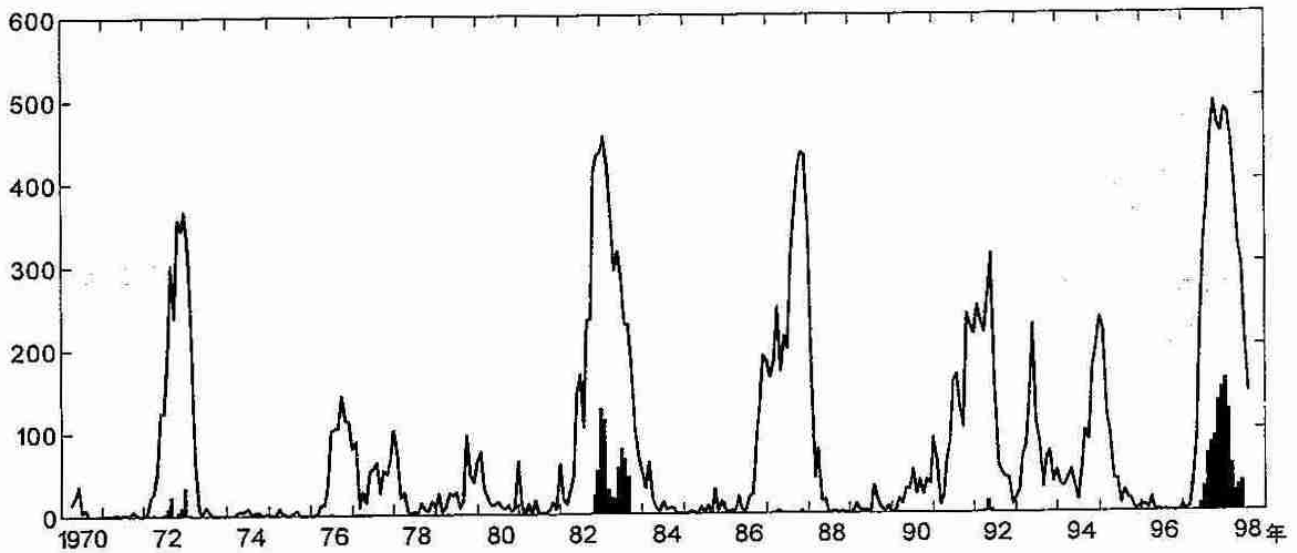


図10 太平洋熱帯域における海面水温が正偏差の格子点数の時系列
実線は $+1^{\circ}\text{C}$ 以上、棒グラフは $+3^{\circ}\text{C}$ 以上の格子点数。対象領域は $14^{\circ}\text{N}\sim 14^{\circ}\text{S}$, $160^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{W}$ 。

5. おわりに

ここでは割愛したが、今回もエルニーニョ現象の影響により日本を含む世界各地で異常天候が発生した。エルニーニョ現象は気候の年々変動を左右する重要な要素であり、エルニーニョ現象の監視と予測は重要である。エルニーニョ監視予報センターは1998年10月からはB海域の海面水温について、大気海洋結合モデルを使った1年程度先までの見通しを発表することになっているので、その成果を期待したい。

本文をまとめるにあたり、気象庁気候・海洋気象部の気候情報課エルニーニョ監視予報センターおよび海洋課から資料の提供をいただいた。またエルニーニョ監視予報センターの中村和信所長および二階堂義信予報官にはいろいろと助言をいただいた。図10を作成するデータは札幌管区气象台技術部気候・調査課の平野喜芳技官に計算していただいた。以上の方々に心から感謝の意を表します。

参 考 文 献

石井正好, 1998: 海洋データ同化システム. 測候時報 (気象庁), 第65巻特別号, S68~S74.

二階堂義信, 1998: エルニーニョ現象の予報. 測候時報 (気象庁), 第65巻特別号, S40~S57.

Schopf, P.S. and M.J. Suarez, 1988: Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.*, 45, 549~566.

竹内謙介, 1991: エルニーニョと南方振動. 細氷, 37, 2~10.

Trenberth, K.E., 1991: General characteristics of El Niño-Southern Oscillation. In teleconnections linking worldwide climate (M.H. Glantz, R.W. Katz and N. Nicholls, eds.), Cambridge University Press, 13~42.

安成哲三, 1996: 気候変動論 (岩波地球惑星科学11): 第2章 気候の年々変動を決めるもの. 岩波書店, 33~68.

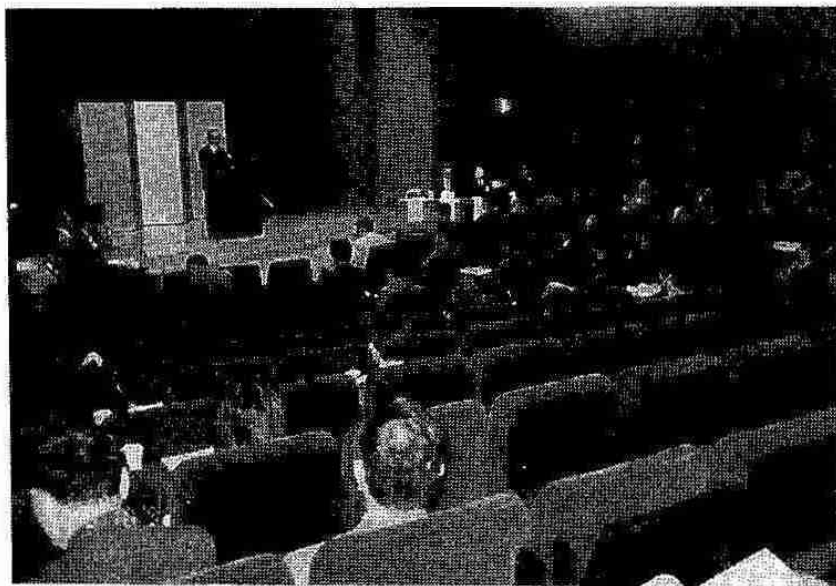
—秋季大会報告—

日本気象学会1997年秋季大会（札幌）報告

1997年の日本気象学会秋季大会は、10月7日から9日までの3日間、北海道大学学術交流会館および百年記念会館でおこなわれた。大会の実施状況は以下の通りである。

研究発表会	352件（うちポスター87件）
参加者	627名
シンポジウム	「北極圏の大気環境と物質循環」
座長	塩谷 雅人（北海道大学大学院地球環境科学研究科）
講師	遊馬 芳雄（北海道大学大学院理学研究科）
	太田 幸雄（北海道大学大学院工学研究科）
	山崎 孝治（北海道大学大学院地球環境科学研究科）
	神沢 博（国立環境研究所）
懇親会	札幌ビール園（10月8日）
参加者	256名

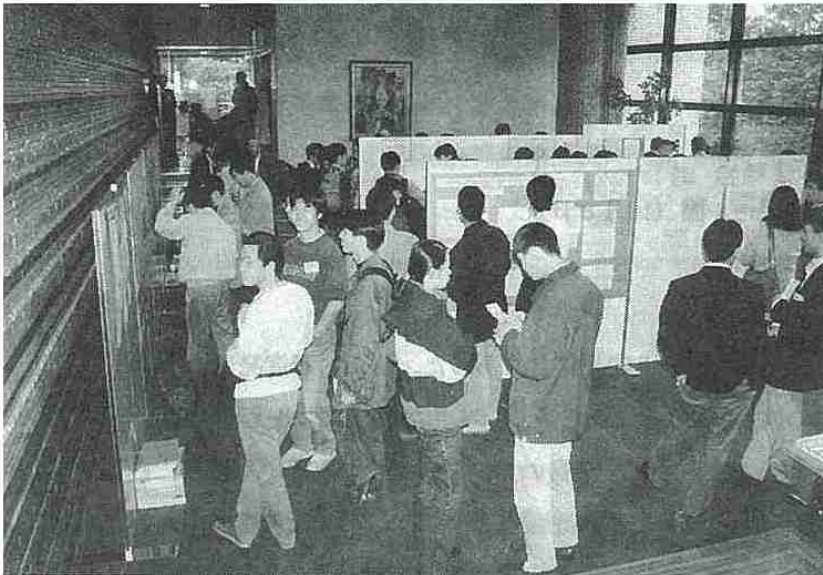
参加者は前回（1992年）を250名ほど上回り盛会であった。また、研究発表の方でも、予想をはるかに上回るポスターセッションでの発表がおこなわれ、たいへん内容の充実したものであったといえる。以下では、学会の運営に協力していただいた方々や、学会員の方から寄せていただいた感想、さらには奨励金を受賞された旭川気象台の山下さんから寄せられた原稿を掲載して、学会の雰囲気をお伝えします。



◀ 総会



◀研究発表会



◀ポスターセッション



◀懇親会

1997年秋季大会会場係を担当して

北海道大学大学院理学研究科 遊馬芳雄

何はともあれ5年に一度の日本気象学会北海道支部の最大行事が無事に終わったことにほっとしています。大会参加人数627名、講演発表数352件と我々の当初見込みをはるかに越えて成功裏に終了できたことに大会をお世話させていただいた者の一人として、大変嬉しく、また、誇りに思っています。これもひとえに、色々な面で大会を支えてくださった大会実行委員、支部並びに本部役員の方々、それに大会に参加していただいた気象学会の会員の一人一人の協力による賜で、皆様の協力を深く感謝している次第です。

5年前の札幌大会では申し込みに手間取り大学の施設を使えなかったことを教訓に1年半も前から大会委員長である菊地先生によって確保されたのが大会に向けての第一歩であった。会場は5年前の札幌大会から4会場となり、学术交流会館だけでは会場を確保しきれないため百年記念会館も早々とおさえた。5年前の大会マニュアルを参考に準備を進めたが、発表形式がここ5年間に大きく変化していたことに改めて驚かされた。5年前はまだスライド発表が主であり、各会場毎にスライドプロジェクター係の他、スライド受付係を配置していた。現在の口頭発表はOHPが主でありOHPの面倒は座長のとなりに座っている時計係が面倒を見る。また、映写係は各会場とも配置しているが他の係と兼務である。最も大きく変わったのが、ポスター発表で5年前はわずか11件に過ぎなかったが、札幌大会の半年前のつくば大会でのすべての発表がポスターで行われたことを反映してか87件の発表申し込みがあった。講演申し込みが締め切られるまで、これほど多くの発表があることを想定していなかったために大いにあわてた。前回程度の発表件数であればロビーに会館備え付けのパネルで十分に稼ぐことができるが、遥かに収容能力を超えている。気象学会の告示しているパネルの大きさは横長で1件あたりに2枚のパネルが必要である。十分な会場もないし、パネルを借りる予算もない。新たに使用していない会議室を借りることにし業者に打診したところ、札幌にはそれだけのパネルを集めることができないので、企業展示会に使う仮設の仕切壁を作り、暗くなってしまうので電灯を各パネルにつける必要もあるという。早速、この旨を講演企画委員会に伝えたところ大会交付金の増額が認められ少し安心したがまだ足りない。窓に面した2階ロビー廊下をポスター会場にあて電灯工事を最低限におさえ、さらに、気象学会の前に同じ会場が地球電磁気学会で使用されるとの情報を得、ポスターパネルを続けて借りることで商談が成立し、何とか安くおさえることができた。

国際会議をまねて「ビールを片手に熱く議論を飛ばす」との計画もあったが、これは会場の都合から実現せず、大会委員長の計らいでドリップコーヒーを片手に議論をする場は提供することができた。苦労も多かったが充実した大会であったと思う。

シンポジウム「北極圏の大気環境と物質循環」を担当して

北海道大学大学院地球環境科学研究科 塩谷 雅人

秋季大会でおこなわれるシンポジウムは、大会を担当する地域の特徴を生かしたものをその題材として選ぶことが多い。たとえば、前回の札幌大会では「都市の豪雪」ということで降雪の観測と予測に関する講演がおこなわれた。今回も北の大地らしく「北極圏の大気環境と物質循環」というタイトルのもと、特に北半球の極域を中心として、地表付近から成層圏にまで視野を広げ、それぞれの領域で特徴的に見られる大気の流れ、およびそれにとりもなう微量成分等の分布とその動態について4名の方に講演していただいた。詳しい講演内容は気象学会誌「天気」に掲載される予定であるのでそちらをご覧頂くとして、ここでは、このシンポジウムの取りまとめ役、座長を仰せつかったものからの感想を少しばかり記したい。

取りまとめ役、座長として何といっても気にかかるのはシンポジウムへのお客さんの入りである。シンポジウムのおこなわれる大会2日目午後という、みなさんちょっと足を伸ばして観光へ、というパターンもよく見られるが、今回はあまり良い天気ではなかったせいもあってか、シンポジウム会場は盛況であった。また、講演者の一人、環境研の神沢氏が堀内基金奨励賞を受賞されたこともあって、さらに熱のこもったものとなった。いつものことながら、学会関連行事が長引き、シンポジウムの時間がやや短くなってしまったが、これまたいつものことながら、最後に用意した全体討論時間をさいて、講演者の方には時間いっぱい講演をして頂いた。そんなこんなで、講演者、あるいは聴衆の皆さんの中には不満を持たれた方もおられるかも知れない。まあしかし、取りまとめ役の私としては、なんとか無事役目を果たすことができたのではないかと考えている。

気象学会の印象

北海道大学大学院理学研究科 山田 広幸

気象学会全国大会への参加は、94年の春季大会以来通算7回目となりますが、今回初めて札幌開催の気象学会全国大会を経験させていただきました。これまで参加してきた大会では、年々増え続ける大会参加者に対応できず、会場の一部が人で溢れ返ってしまう事態を幾度か経験しており、個人的には今回の会場である学术交流会館と百年記念会館の容量が心配でしたが、札幌での開催のため参加者が顕著に多くなることになかったせいか座席に余裕があり、その心配は無用であったと思いました。学会期間中は寒気の流入により、10月上旬にもかかわらず夜には雪も舞うような寒さとなりましたが、雪の研究を軸として歩んできた北海道支部の主催としては、これは大会開催にふさわしい天気だったといえるのかも知れません。

今年から春季大会ではポスターセッションを中心とする発表様式に変更され、今年は春季大会のポスターと秋季大会の口頭発表といった2つの発表様式を体験することが出来ました。ポスターセッションは、その道の研究者と深い議論の出来る貴重な場ではあるものの、少数の人にしか自分の研究をアピールすることが出来ないという欠点があります。第一種講演は5分という短い講演時間ではありますが、多くの人に研究を聞いて頂き、様々な分野の人からコメントを頂ける利点を持っており、口頭発表の重要性を改めて感じました。

少し大会そのものからは外れますが、学会初日の夕方に若手研究者が集まって気象学会若手会という集まりを開くのが慣例となっております。分野の異なる若手研究者・そして研究者を目指す学生が、お互いと議論を交わせる貴重な場であり、私も学会の楽しみの一つとしております。しかし近年の大学院生の増加で100人近く集まるようになりました。気象学会の裾野が広がるのは喜ばしいことではありますが、ここまで大きくなるとまとまりを取るのも難しく、単なる飲み会になってしまった感があり、物足りなさも感じました。若手会もその存在意義を再考する時が来ているのかもしれない。

学会の会場係をつとめて

北海道大学大学院地球環境科学研究科 新家康裕
新海 仁

北の大地に訪れた短い夏の記憶も薄れてきたころ、会場係のアルバイトとして気象学会に初めて参加することになりました。与えられた仕事は時計係り、マイク係り、照明係りといった簡単なものだったので、会場の雰囲気を楽しむ余裕があったのですが、思っていたほど堅苦しく感じませんでした。若い学生のように見える人がなれない口調で発表し、質問をうけているとき、彼の目はこう言ってました。「僕は忙しい教授の代りに来ただけなのでホントはよく分かりません」。質問者の声が会場全体に聞こえるようにマイクを渡しても、それを使おうとせずに発表者に対してだけ話しかける研究者もいました。こういったアットホーム(?)な場面もあれば、やはり時節柄、オゾン層の話題のときには、会場が非常に狭いせいもあって出入り口付近が通れないほどの混雑になりました。TVカメラも入っていて、オゾン層の破壊に対する研究者や世間の関心の高さを感じました。そんなこんなで最終日、ようやく仕事にも慣れてきたところで、無事学会が終わりました。今度来るときは発表者として参加したいと心に誓って、片づけ終わった会場を後にしたのでした。



▲研究発表会

気象学会の「サポーター」

気象予報士・札幌 波松章勝

「参加することに意義がある」という言葉は気象学会にも当てはまる言葉か？これが本文のテーマである。

近年の、インターネットの普及は目覚しく、様々な情報を自由に入手出来る環境を提供してくれる。97年に札幌で開催された気象学会全国大会の情報は、気象予報士会北海道支部（以下、MLHと略）の会員から、電子メールによってもたらされた。

しかし、気象・大気関係の学会からは20年ほど遠ざかっていたため、何か場違いではないかという不安を抱きながら、当日会場へと向う。

心細い思いで受付へ出頭すると、早速MLH会員に遭遇。確かに、MLH会員のほとんどが学会員であることは聞いてはいたが、実に多くのMLH会員が会場の各所で働いているのに改めて驚く。取りあえず挨拶などしているうちに、私でも学会に入会できると知り、その場で入会の手続きを済ませる。お陰で、「天気」を初めとする気象学会関係の情報との接点が大きく広がった。

但し、MLH関係者が集まると「異常気象」に見舞われるのジンクスのせい、大会期間中はズット天候不順で、特に初日は豪雨に見舞われたように記憶している。

学会では、様々な会場を渡り歩いたが、どこへ行っても内容が高度化しており、「浦島太郎」になったような気分であった。特に、観測方法と数値シミュレーションの高度化には目を見張るものがあり、具体的内容はほとんど理解出来なかったというのが、悲しい現実であった。

ということで、私個人にとっての結論は「参加することに意義は薄かった」ということになる。

しかし、サッカーでは実に多くの「サポーター」の存在がサッカー人気を支えているという。学会も、数多くのサポーターに支えられることで、より幅広い研究活動が可能となり、その研究成果を一般に還元していくことが出来るのではないだろうか？ そういう観点からは「参加することに意義があった」という結論になる。

ということで、真面目に研究に取り組んでおられる学会員の方々には恐縮ですが、妙な「サポーター」が1名増えたと記憶して頂ければ光栄です。

日本気象学会奨励金をいただいて

旭川地方気象台 山下 龍平

この度の日本気象学会秋季大会において「網走地方における海陸風について」の研究題目で日本気象学会奨励金をいただき、ありがとうございました。

私は気象庁に入り20年弱になりますが、これまでの調査・研究の実績といえば気象官署で年に一度行われる地区研究会で、気象観測業務や予報業務の仕事の中で、興味を持った事例を中心に調査し発表を行ってきた程度です。それが、今回の研究題目で日本気象学会奨励金をいただき、感激と感謝で一杯です。

対象となった研究題目は、函館海洋気象台の観測船「高風丸」と札幌管区気象台・網走地方気象台との間で行われた海陸風と霧に関する共同観測の結果をまとめたものです。この共同観測は観測期間が1週間余りと限られていましたが、幸運にも海陸風が発生し貴重な観測資料が得られました。この観測結果からオホーツク海の海陸風循環の立体構造の一部を把握することができました。しかし、海陸風については、交替時間の問題や海陸風卓越時における最高気温予想など残された問題が数多くあります。今後は更に調査を進め、これらの問題の解明に取り組んでいきたいと考えています。

最後になりましたが、これまでの調査・研究にあたり職場の先輩諸氏からの適切なお助言・ご指導と共同で研究した方々の協力が、今回の奨励金の受領につながりました。推薦していただいた関係者の皆様を含め、ここに厚く御礼申し上げます。

—発表会要旨—

平成10年度 第1回支部研究発表会要旨

日 時：平成10年6月5日（金）14時05分～16時50分

場 所：北海道大学 百年記念会館（大会議室）

- | | | | | |
|----|--------------------------------------|--|---|----|
| 1 | 都市活動に由来する還元性硫黄化合物の排出 | 北大院・工 | 伊藤 晃佳・村尾 直人
太田 幸雄 | 24 |
| 2 | 対流雲と層状雲における雨滴粒径分布の特徴（その2） | 北大院・理
桜美林大・国際
気象研ドップラーレーダー観測グループ | 橋本 明弘・播磨屋敏生
高橋 劭 | 26 |
| 3 | 氷晶雲を含む人工雲の光学的特性の実験的研究 | 北大院・理
"
北大・低温研
北教大 | 福田 陽子・菊地 勝弘
遊馬 芳雄・上田 博
古川 義純
高橋 庸哉 | 28 |
| 4 | 放射観測とモデルによる黄砂の光学的特性について | 北大・低温研
北大院・地球環境 | 青木 一真・藤吉 康志
柳原 誉・山崎 孝治 | 30 |
| 5 | ニューラルネットでみる札幌の降雪パターン | 北大院・地球環境 | 中浦 正博・山崎 孝治 | 32 |
| 6 | 天気予想と台風（その2） | | 松木 昇 | 34 |
| 7 | メソモデルによる冬期季節風時の青森県津軽地方の気流 | 北大・低温研
弘大・理工 | 猪上 淳・藤吉 康志
児玉 安正 | 36 |
| 8 | チベット高原で発生する活発な対流雲のドップラーレーダー観測 | 北大院・理
NASDA/EORC
GAME-Tibetレーダサイエンスチーム | 山田 広幸・上田 博
清水 収司 | 38 |
| 9 | ドップラーレーダーによる、雲対流系が大規模大気に及ぼす熱力学的影響の解析 | 北大・低温研 | 牛山 朋来・川島 正行
藤吉 康志 | 40 |
| 10 | 北大西洋域における夏季の天候レジーム | 釧路地方气象台
北大院・地球環境 | 佐藤 均
向川 均 | 42 |

1. 都市活動に由来する還元性硫黄化合物の排出

北大院工学研究科環境資源工学専攻大気環境保全工学分野
伊藤 晃佳

1. 研究目的と背景

近年、人間活動の活発化に伴って増加する大気中の硫酸エアロゾルによる地球温暖化抑制効果が注目されている。この硫酸エアロゾルの前駆物質として重要な化合物に、二酸化硫黄(SO_2)があるが、ほかにも硫化カルボニル(COS)や二硫化炭素(CS_2)といった還元形の硫黄化合物も SO_2 を経由して硫酸エアロゾルへと変化する。このうち、COSは対流圏内で非常に安定なため、還元性硫黄化合物の中でも唯一成層圏にまで輸送され、成層圏硫酸エアロゾルの前駆物質として働くといわれている。

成層圏硫酸エアロゾルの主要な供給源は、火山噴火による硫黄成分といわれているが、火山活動の影響が少ない期間でも、成層圏硫酸エアロゾル量が年に数%ずつ増加している観測例が報告されている。このことから、成層圏硫酸エアロゾル量の増加に対するCOSの寄与、特に人為発生によるCOSの影響が注目されている。また、 CS_2 に関して、 CS_2 の酸化による生成物は SO_2 とCOSなので、 CS_2 は成層圏と対流圏の両方の硫酸エアロゾルに影響する。

現在、COSや CS_2 の発生源や消失先について多くの見解が提案されているが、いまだ不明な点が多い。よって、本研究では今までほとんど行われていない都市域の人間活動に起因する還元性硫黄化合物の発生について調査する。今後の人間活動の拡大により、これら還元性硫黄化合物の都市域からの発生量は増加していくものと考えられる。

そこで、本研究では、まず野外測定に適用可能な簡便で可搬型の還元性硫黄化合物の測定法の開発を行い、次にその方法を用いて都市大気や下水処理場を対象としたサンプリングを行った。

2. サンプリング法の評価

COSや CS_2 の分析には一般にガスクロマトグラフ(GC)が用いられ、検出器としては炎光度分析機(FPD)が用いられる。しかし、COS、 CS_2 の環境濃度はppt、またはサブppbオーダーと非常に低いため、直接導入によって定性や定量ができない。

そこで本研究では、吸着剤TENAX GRを充填したステンレス製の直管(以下捕集管、図1)をドライアイスで冷却し、この管に外気を通わせ、成分を濃縮し分析をしている。この捕集管を野外測定で用いるために必要な捕集管の性能としては、

- ① 分析に必要な試料量まで破過を起こさず成分を捕集すること(高い捕集効率)
- ② 分析の際、迅速かつ十分に加熱脱離されること(高い回収率)
- ③ 野外測定後の輸送中に、捕集された成分が十分保存されること(高い保存率)

がある。これらの性能を評価するために、標準ガスや実際の大気試料を用いて本捕集管の捕集効率、回収率、保存率を求めた。その結果、

- ① 捕集効率は採気量3L($300\text{mL}/\text{min} \times 10\text{min}$)まではほぼ100%となり、この採気量を大気中濃度に換算すると、COSが17ppt、 CS_2 が7pptに相当し、十分分析が可能である。
- ② 回収率は90%以上であり、優れた再現性を有している。
- ③ 保存率の調査から、24時間までCOSが90%以上、 CS_2 はほぼ100%保存されることが示された。

以上のことから、いずれの指標も良好な結果を示しているため、本捕集管を近郊での野外観測に適用できることが示された。よって、この捕集管を用いて北大工学部周辺、大通、下水処理場を対象としたサンプリングを行った。



図1 捕集管(外径8mm、長さ200mm)の構造

3.フィールドサンプリングの結果

(1) 北大工学部周辺

都市大気中のCOSやCS₂の濃度変化を調査することを目的として、秋季～冬季にかけて北大工学部周辺でサンプリングを行った。測定の結果、秋季～冬季の北大工学部周辺でのCOSの濃度は515±87ppt(平均±標準偏差)、CS₂の濃度は44±16pptとなった(図2)。また、COSとCS₂の日内変動を見るために24時間に渡って1時間毎にサンプリングを行ったところ、COSの濃度は527±23ppt、CS₂の濃度は46±10pptとなった(図3)。北大工学部周辺の大気では、大きな季節変動や日内変動がないものの、時折高い濃度が検出された。

(2) 大通

大通では、都市の発生源として自動車の排気ガスに注目し、交通量の多い場所でサンプリングを行った。しかし、北大工学部周辺でのサンプリング結果と大きな違いがなかったこと(図4)から、COSやCS₂の発生源として自動車からの排気ガスによる寄与が少ないことが示唆される。

(3) 下水処理場

札幌市内にある下水処理場で、サンプリングを行った。この施設は、水処理施設全体が地下にあるので、場内の空気はすべて排気塔へ強制排気される。排気系統は、最初沈殿池・曝気層排気系と沈砂池排気系の2種類ありそれぞれでサンプリングを行った。その結果、両系統の排気ガス中のCOS、CS₂濃度と北大工学部周辺で観測された濃度を比較すると、COSが3～13倍、CS₂が8～13倍高く検出された。(図5)

この結果をもとに、この処理施設からのCOS、CS₂発生量を見積もったところ、COSが3×10³gCOS/year、CS₂が4×10²gCS₂/yearと計算された。しかし、この値は、COSやCS₂の収支に影響を与えるような大きな数字ではない。

4.結論と今後の課題

① 還元性硫黄化合物を対象としたサンプリング法を開発し、野外測定に適用可能であることが示された。

② 北大工学部周辺の大気の測定結果から、時に高いCOS濃度が検出された。しかし、自動車の排気ガスや下水処理場のいずれも排出源としての寄与は小さい。

③ いずれのデータもサンプリング期間が秋季から冬季に限定されているため、今後、年間を通したサンプリングデータの蓄積が必要である。また、下水処理場では、水処理系から発せられる臭気比べ、下水汚泥処理の段階で発する臭気の方が強いため、このような環境でサンプリングを行う必要がある。また、今回サンプリングを行った場所のほかにもCOSやCS₂の発生源(ゴミ埋立地や富栄養化した湿地帯)を調査する必要がある。

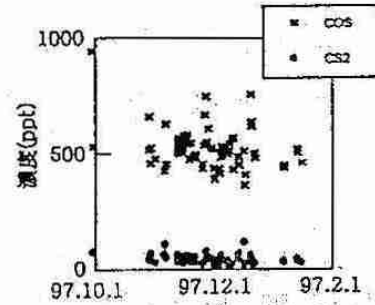


図2 北大工学部でのCOS、CS₂濃度

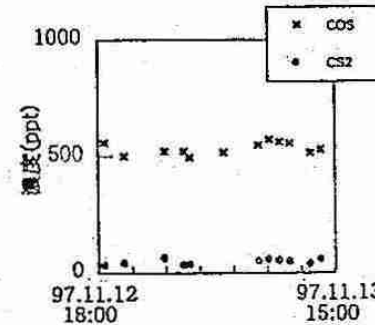


図3 北大工学部での24時間サンプリング

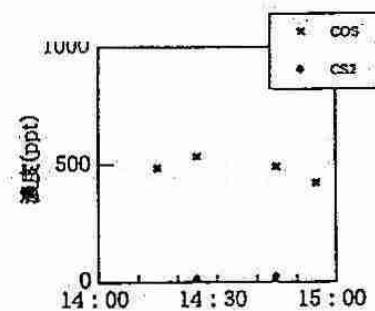


図4 97.12.11大通でのサンプリング

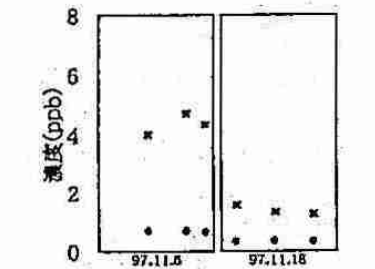


図5 下水処理場(初沈・曝気層排気ファン)

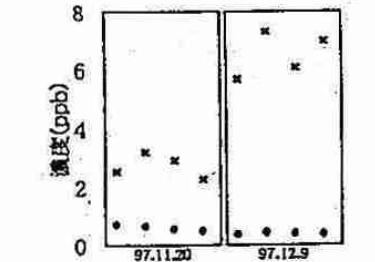


図6 下水処理場(沈砂池排気ファン)

2. 対流雲と層状雲における雨滴粒径分布の特徴(その2)

*橋本明弘・播磨屋敏生(北大院・理)・高橋劭(桜美林大・国際)
・気象研ドップラーレーダー観測グループ

1 はじめに

気象レーダーによる降雨量予測や雨の蒸発を通じた大気熱収支において雨滴粒径分布は重要な要素である。それに関して対流雲と層状雲の雨滴粒径分布の特徴の違いについて以前に示した(橋本ほか, 1997)。今回はそのような違いが生じる理由を氷相過程に着目して考察した。

2 観測

観測は九州南部豪雨観測実験(TREX)の一環として行われ、我々は1996年6月19日~7月7日に、種子島南種子町で、雨滴粒径分布計(森技研)とラピッド雨量計(レスカ社)を用いて観測した。同観測サイトでは九州大学のビデオゾンデとの同時観測が行われた。また屋久島の楠川には気象研ドップラーレーダーが設置され上空の3次元データも得られた。

3 解析

気象研ドップラーレーダーによる反射強度の鉛直断面図を用いて、観測サイトに降雨をもたらず雲が対流雲か層状雲かを判別した。反射強度鉛直断面図において層状雲特有のブライトバンドが認められるものを層状雲とし、ブライトバンドが認められず鉛直方向の構造が認められるものを対流雲とした。なお、判別を誤る恐れのある場合はその時間帯のデータは解析に用いないことにした。

主成分分析の結果(橋本ほか, 1997)に基づき λ ($N = N_0 e^{-\lambda D}$) と雨量を用いて対流雲と層状雲の雨滴粒径分布の特徴を比較したのが図1である。図1中の実線は、二つのグループの境界である。雨量を一定とすると対流雲では λ が大きく、層状雲では小さいという傾向が認められる。つまり同じ雨量に対して、対流雲では小さな雨滴が比較的多く、層状雲では大きな雨滴が比較的多いと言える。

4 考察

このような違いが現れる理由を氷相過程に着目して考察する。一般に対流雲は鉛直流速が大きく層状雲では小さい。対流雲内での強い上昇流は雲粒をたくさん生成し、それによって0℃高度よりも高い高度では霰が盛んに生成されると考えられる。一方、層状雲では上昇流がきわめて弱いため氷晶同士の凝集によって雪片が生成されると考えられる。このような氷粒子の種類の違いが雨滴粒径分布の違いのひとつの原因であ

ると考えられる。

このことを確かめるために、Yagi et al. (1979)の観測結果を用いて調べた。彼らは1978年と1979年の冬に長岡で霰と雪片の粒径分布を観測し、融解直径による粒径分布を得ている。この結果から、氷粒子と雨滴の落下速度の違いを考慮して、融解後の雨滴粒径分布を計算した。

算出された雨滴粒径分布の λ と雨量の関係をプロットしたのが図2である。図2から、雨量が十分大きな領域では、 λ は霰の方が雪片よりも大きいことがわかる。これは図1中で対流雲と層状雲の雨滴粒径分布が示す傾向と同様な傾向を表している。したがって、前に述べたように地上における雨滴粒径分布の違いが生じる主な原因の一つとして降水雲内上部の氷粒子の種類の違いが挙げられるだろう。

九州大学ビデオゾンデとの同時観測の結果(2例)からこのことを実際に確かめることができた。6月21日18時50分頃と7月2日9時10分頃に観測サイト上空を通過した対流雲に対して行われた2つの同時観測結果について述べる。図3はこれら2つの事例の雨滴粒径分布の特徴を表している。この時のデータは対流雲に典型的な特徴を示していた。これらの対流雲に対して飛揚されたビデオゾンデの観測結果(高橋, 1998の図6と松山, 高橋, 1996の図2)は雲内上部で多くの霰が存在し、雪片は存在しないことを示していた。

5 まとめ

対流雲の0℃高度以上の高度では霰生成が優勢で、層状雲では雪片生成が優勢と思われる。このような降水雲上部の氷粒子の種類の違いが地上の雨滴粒径分布の違いの主な原因の一つと考えられる。

参考文献

- 橋本明弘, 播磨屋敏生, 高橋劭, 村本健一郎, 気象研ドップラーレーダー観測グループ, 1997: 対流雲と層状雲における雨滴粒径分布の特徴. 細水, 43, 42-43.
- 松山香織, 高橋劭, 1996: 南九州梅雨雲の雲物理学的研究(TREXプロジェクト) 1. 降水機構. 1996年秋季気象学会予稿集, 70, 176.

高橋劭, 1998: 九州南部豪雨観測実験報告 5. 雪・霰降水機構と暖かい雨・凍結氷降水の共存—九州大学グループ—. 天気, 45, 141-142.

Yagi, T., H. Ueda, and H. Seino, 1979: Size distribution of snowflakes and graupel particles observed in Nagaoka, Niigata prefecture. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. Ser. VII (Geophysics)*, VI, 79-92.

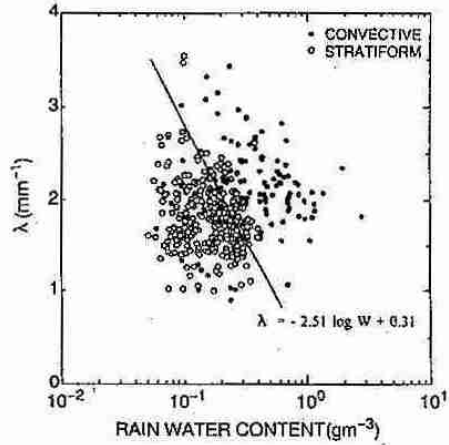


図 1. 雨量とλを用いた対流雲と層状雲の雨滴粒径分布の比較。
 $N_0 = N_0 \exp(-\lambda D)$

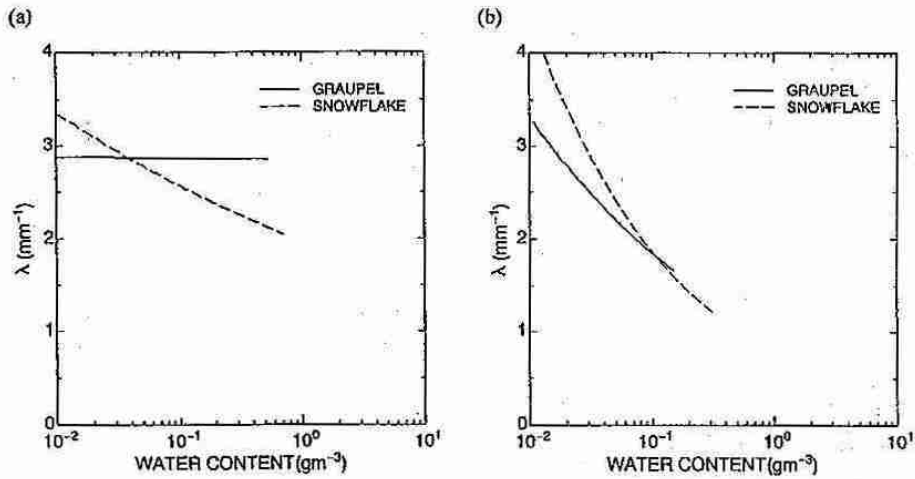


図 2. 霰と雪片の粒径分布の観測結果 (Yagi et al., 1979) から計算した霰と雪片の融解後の粒径分布のλと含水量。(a) Yagi et al. (1979) の 1978 年の観測結果を用いたもの。(b) Yagi et al. (1979) の 1979 年の観測結果を用いたもの。

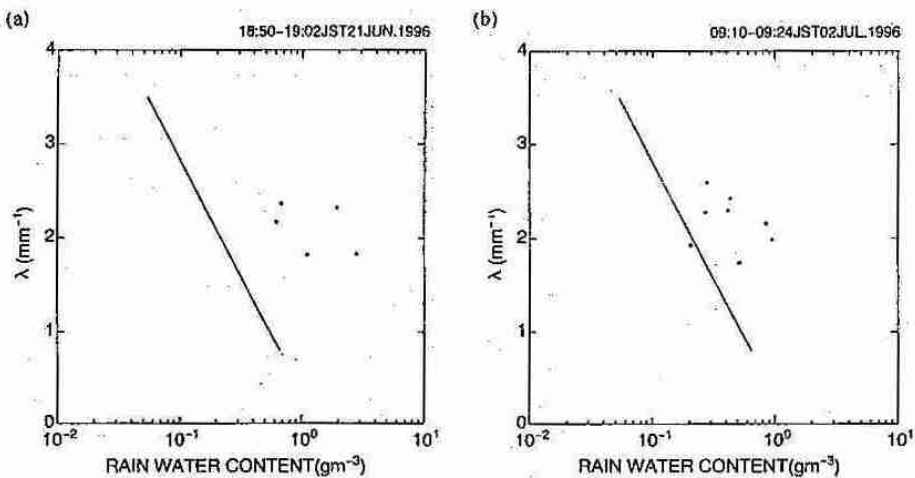


図 3. 雨滴粒径分布の特徴。(a) 6月21日の事例。(b) 7月2日の事例。

3. 氷晶を含む人工雲の光学的特性の実験的研究

* 福田陽子・菊地勝弘・遊馬芳雄・上田 博(北大院・理)
古川義純(北大・低温研)・高橋庸哉(北海道教育大)

1. はじめに

氷晶雲の微物理特性とその光学的特性については未だ説明されていない点が多い。そこで、我々は低温室内に氷晶を含む雲を作り、氷晶雲の光学的特性の実験的研究を行っている。本研究ではさまざまなサイズや粒径分布をもつ氷晶雲を発生させて、可視光の透過率を求め、これらの微物理パラメーターが透過率にどのような影響を与えるのかを調べた。

2. 実験装置

実験装置を北海道大学低温科学研究所の低温風洞室内に構築した。装置内部の概略図を図1に示す。上部の人工太陽灯は可視光の平行光線で放射波長域は370~760 nm であり、下部に放射強度計を設置した。人工雲の構成粒子のサイズ、数濃度の測定はFSSP-100を用いて行った。また、レプリカ法により氷晶のレプリカを作成し、結晶形を調べた。

3. 実験方法

装置内の温度はCASE A1, B1, B2は約-20℃、CASE C1は約-8℃に設定した。水蒸気源として高さ約3.4 mの地点より装置内に微水滴を噴霧した。雲の氷晶化は3つの方法を用いて行った。CASE A1は微水滴を噴霧後、電磁弁制御により圧搾空気を瞬間的に装置内に送り、断熱膨張の冷却効果を利用して氷晶化させる方法、CASE B1, B2は微水滴を噴霧しながら同様に氷晶化させる方法、CASE C1は液体窒素を使用する方法により氷晶化させた。これらの方法によりCASE A1, B1, B2, C1すべてにおいて、主に角板からなる雲を作ることが出来た。発生させた雲を表1に示す様に分類した。この分類方法はレプリカ、及びビデオデータと比較検討し決定した。

4. 実験結果

人工雲の透過光を測定し、透過率及び雲内粒子の有効直径、幾何学的断面積、粒径分布を求めた。このうち4例の有効直径の時間変化を図2に示す。そして同じ4例の雲粒子の幾何学的断面積と透過率の関係を示したのが図3である。発生させた雲の内、WATER, MIXは4例とも透過率に大きな差はないが、ICEは幾何学的断面積が等しくても、透過率に大きな違いがみられる。そこで18例の実験結果すべてについて、以下の式を考慮して、幾何学的断面積と透過率の関係を指数関数で近似し、係数Q(効率因子)を求めた。

$$\tau = I / I_0 = \exp(-Q \cdot s \cdot A)$$

s: 雲の厚さ(4.3m) A: 幾何学的断面積
τ: 透過率 I: 実験中の放射フラックス
I₀: 実験開始前30秒平均の放射フラックス

求められたQを縦軸に、平均有効直径を横軸にプロットした図を図4に示す。CASE A1, B1, B2は有効直径の増加に伴い、Qが増加、すなわち透過率が低くなる傾向がある。しかし、CASE C1にはこの傾向があてはまらない。そこでこの理由を考えるために平均有効直径が近い、CASE B2, C1の粒径分布を示したのが図5である。CASE B2は比較的平らで幅の広い粒径分布をしているのに対し、CASE C1は分布幅が狭く、単分散を示している。以上のことから図4を粒径分布の違いに注目して示したのが図6である。平均有効直径がほぼ同じでも、幾何学的断面積が等しい雲に対する透過率に違いがあることがわかる。得られた結果には多少ばらつきがみられるが、粒径分布が比較的平らであるときは、単分散を示す雲と比較して、透過率が高いという傾向がみられる。

5. まとめ

氷晶雲の透過率と微物理特性の関係を実験的に求めた。角板からなる氷晶雲では同じ幾何学的断面積でも平均有効直径と、粒径分布により透過率に違いが生じることがわかった。

表1 雲の分類方法.

< CASE A1, B1, B2 >	
WATER	電磁弁なしで微水滴を噴霧している期間
MIX	電磁弁作動後、有効直径が18μm以下の期間
ICE	電磁弁作動後、有効直径が18μm以上となった期間以降

< CASE C1 >	
WATER	微水滴を噴霧している期間
MIX	液体窒素散布後、微水滴を噴霧している期間及び、レプリカで微水滴が認められる期間
ICE	レプリカで氷晶のみが認められる期間

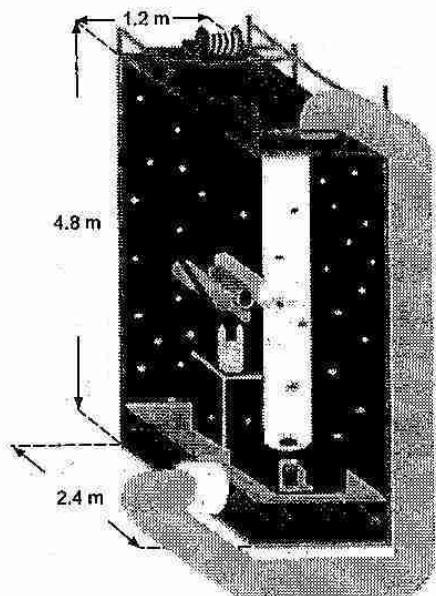


図1 大型垂直人工雲装置内部の概略図。

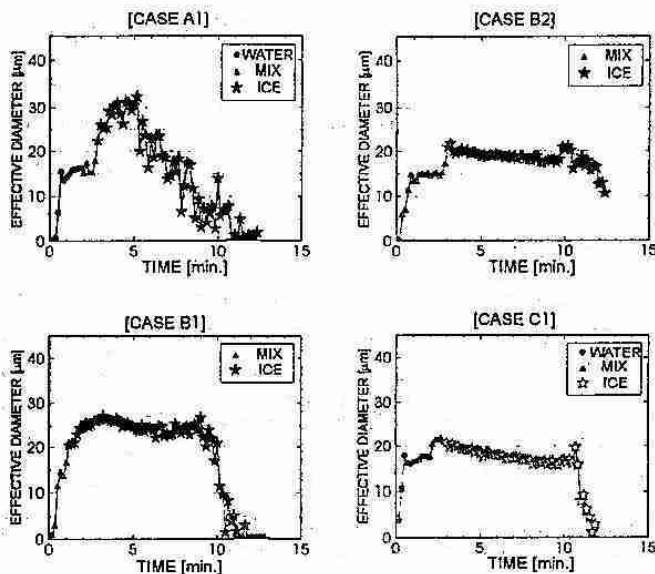


図2 雲粒子の有効直径(10秒平均)の時間変化。

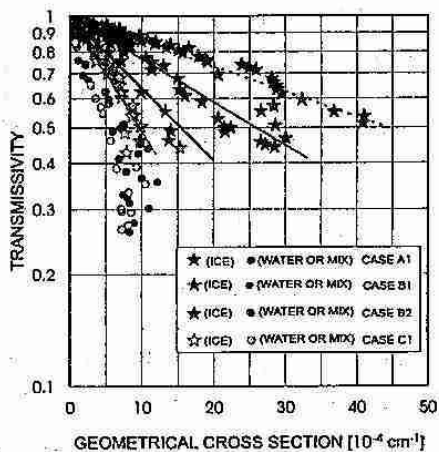


図3 幾何学的断面積と透過率の関係。点線、波線、太実線、細実線はそれぞれ CASE A1, B1, B2, C1 の近似直線を示す。

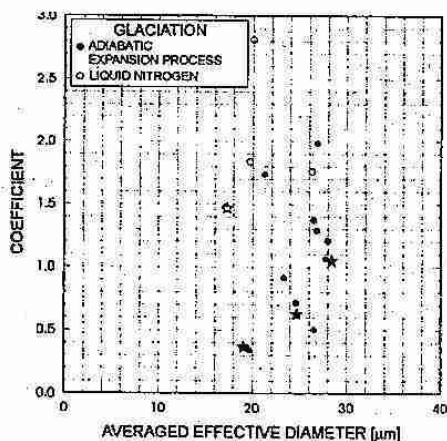


図4 氷晶化の方法別に示した平均有効直径と係数 Q の関係。図中の星印は図2、図3と同一。

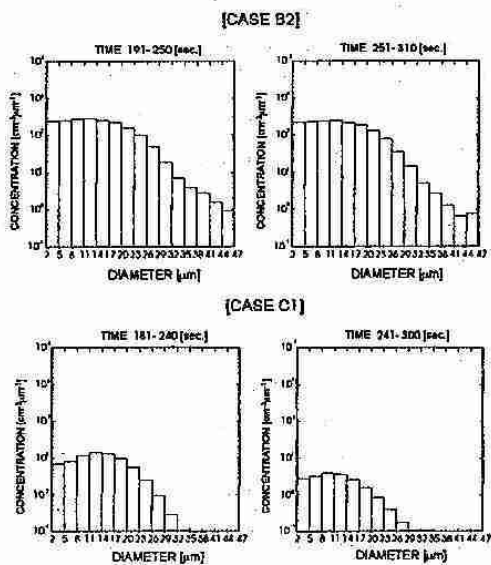


図5 CASE B2, C1 の粒径分布。

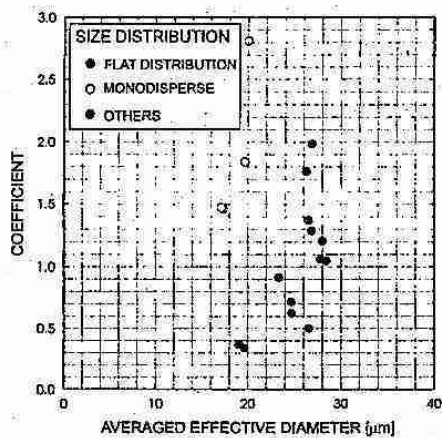


図6 粒径分布別に示した平均有効直径と係数 Q の関係。

4. 放射観測とモデルによる黄砂の光学的特性について

* 青木一真 (北大・低温研)、柳原誉、山崎孝治 (北大・地球環境)、
藤吉康志 (北大・低温研)

1 はじめに

近年、エアロゾルや雲が気候にどのような影響を及ぼすか、多くの研究者 (e.g., IPCC report, 1995) によって取り組まれてきた。しかし、エアロゾル粒子の特徴の複雑さから、季節変化や地域依存性について定量的な把握が出来ておらず、このような解明は、非常に重要である。今までの報告 (気象学会 97 春: F123 等) では、各地域でのエアロゾルの地域依存性について、放射観測の結果をもとに報告した。今回の報告では、春季に顕著な日本に飛来する黄砂現象の光学的特性に着目し、放射観測の結果と発生量を考慮に入れた移流・拡散モデルとの比較から、黄砂の光学的特性について示す。

2 観測と解析

太陽の直達光と周辺光の放射輝度を 6 波長 (315, 400, 500, 870, 940, 1040 nm) で自動観測ができる全天輝度計 (Sky radiometer: プリード社製) を使って観測を行った。1995 年の新潟 (日本海区水産研究所: 37.92N, 139.00E) と 1996 年の長崎 (長崎大学: 32.78N, 129.86E) の春季における黄砂現象に着目して晴天時に観測を行い、太陽の直達光と周辺光により規格化した放射輝度によって、気柱あたりのエアロゾルの粒径分布を算出して、そこからエアロゾルの光学的厚さを求めた。

3 移流・拡散モデル

黄砂現象を再現するために、輸送モデルを使った研究は、今までいろいろな研究者によって取り組まれてきたが、黄砂ダストの発生量まで考慮したものはなかった。そこで、移流・拡散モデルに、Sheo et al., (1996) の定式化を参考にした黄砂ダストの発生量を考慮に入れることにより (気象学会 98 春: P312)、1995 年と 1996 年の春季の日本に飛来する黄砂現象について調べ、特に、新潟と長崎の黄砂の光学的特性について示す。黄砂の発生地を、タクラマカン砂漠、ゴビ砂漠、黄土高原の 3 地点として考え、気候データは、ECMWF の客観解析データを使用した。

4 1995 年 4 月 8 日の新潟における黄砂現象

Fig. 1 は、1995 年 4 月 8 日の新潟の観測とモデルから得られた体積粒径分布の結果を示した。実際に、9 時ごろのデータを比較してみると、モデルは、黄砂

粒子のみを考えているため、0.5 μm 以下の小粒子が対応していない。また、大粒子の体積の値が観測よりも小さいが、これらは、黄砂以外のエアロゾルの量をモデルでは、見積もってないためで、黄砂粒子に顕著な大粒子のピークやモードは、ほぼ一致していることが確認できた。Fig. 3 は、モデルから得られた、中国大陸から発生した 4 月 8 日の黄砂粒子のトレーサーの水平分布と鉛直分布の結果である。新潟付近にも黄砂粒子の飛来が確認することができた。

5 1996 年 5 月 10 日の長崎での黄砂現象

Fig. 2 は、1996 年 5 月 10 日の長崎の観測とモデルから得られた体積粒径分布の結果を示した。実際に、9 時ごろのデータを比較してみると、新潟と同様に一致していることが確認できた。若干、10 μm 付近の結果に違いが見られるが、観測から得られた結果の計算精度が悪いためである。Fig. 4 は、モデルから得られた、中国大陸から発生した 5 月 10 日の黄砂粒子のトレーサーの水平分布と鉛直分布の結果である。長崎付近にも黄砂粒子の飛来が確認することができた。

6 まとめ

観測結果からは、時間分解能よく、エアロゾルの光学的特性について、捉えることができた。モデルからも 1 週間程度の現象を、ほぼ正確に黄砂現象をシミュレートできることが確認された。また、観測とモデルの両面から、日本で観測される黄砂粒子の体積粒径分布について、黄砂ダストが半径 2, 3 μm 付近にピークを持っており、モードがほぼ同じ傾向であることが確認された。これからは、本研究にライダーによる鉛直分布の観測結果を組み合わせ、より詳細なメカニズムの解明につなげていきたい。

7 謝辞

観測に協力して頂いた、長崎大学環境科学の荒生公雄教授、水産庁日本海区水産研究所と (株) プリードに御礼申し上げます。

参考文献

- Shao, Y. et al (1995): Aust. J. Soil Res., 34, 309-342
Nakajima et al. (1996): App. Opt., 35, 2672-2686
青木他, 1997; 日本気象学会 1997 秋季大会予稿集, 131.
青木他, 1998; 日本気象学会 1998 春季大会予稿集, 106.
柳原他, 1998; 日本気象学会 1998 春季大会予稿集, 273.

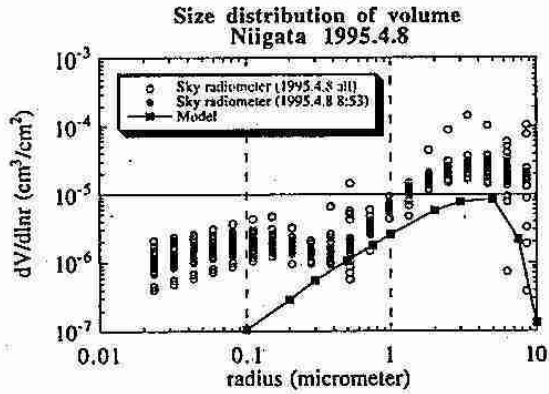


Fig.1 1995年4月8日の新潟の体積粒径分布
 ○: 観測から得られた体積粒径分布
 ●: 観測から得られた体積粒径分布 (8時53分)
 ■: 移流・拡散モデルから得られた体積粒径分布

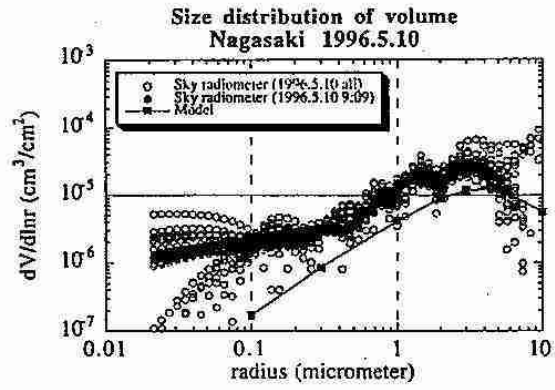


Fig.2 1996年5月10日の長崎の体積粒径分布
 ○: 観測から得られた体積粒径分布
 ●: 観測から得られた体積粒径分布 (9時09分)
 ■: 移流・拡散モデルから得られた体積粒径分布

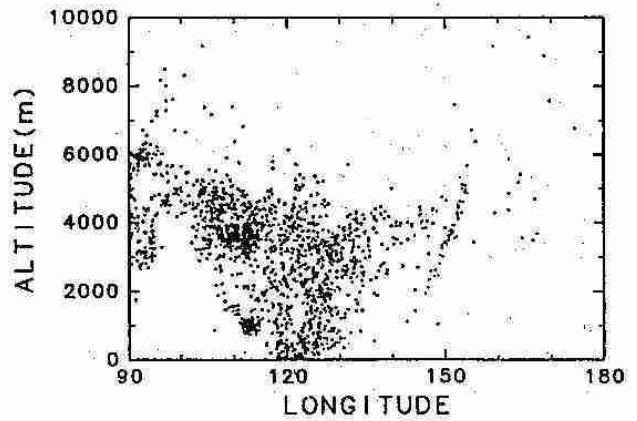
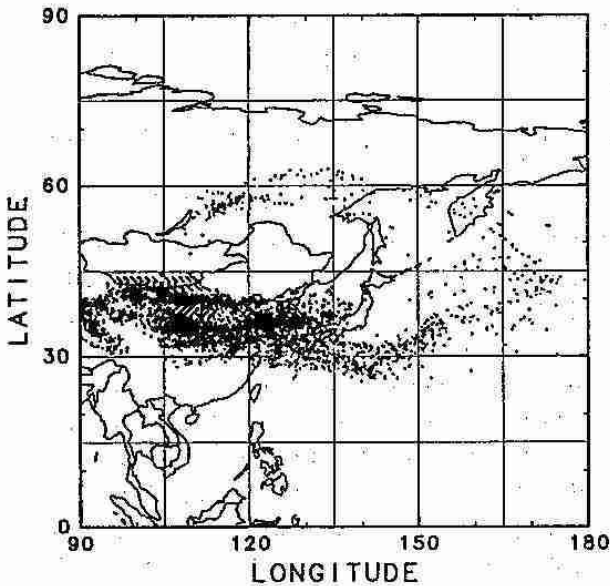


Fig.3 1995年4月8日の黄砂粒子のトレーサーの水平分布と鉛直分布

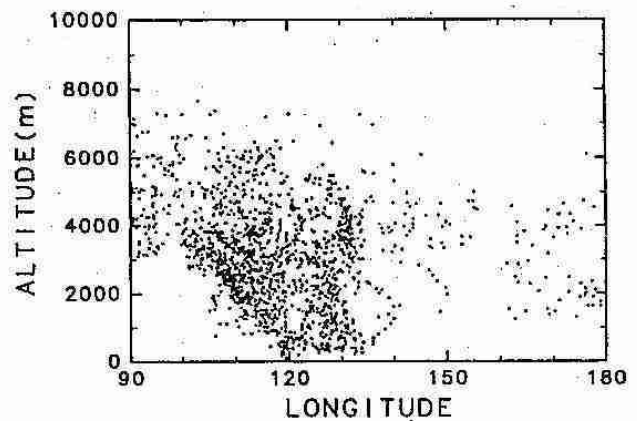
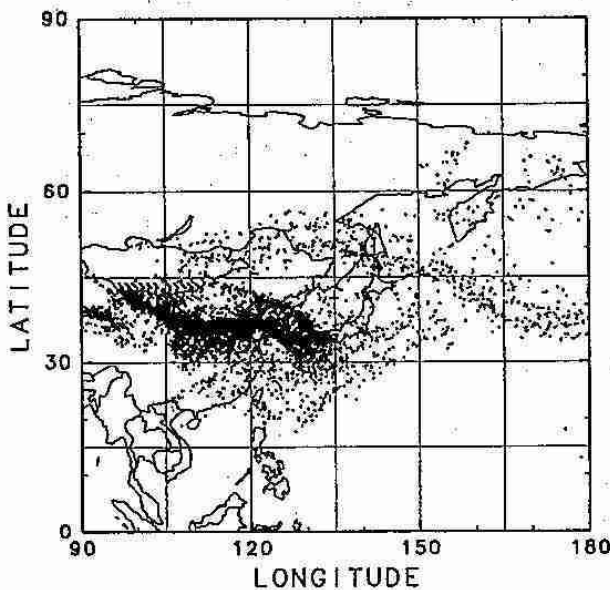


Fig.4 1996年5月10日の黄砂粒子のトレーサーの水平分布と鉛直分布

5. ニューラルネットワークでみる札幌の降雪パターン

中浦正博・山崎孝治(北大地球環境)

1. はじめに

ニューラルネットワークは人間の脳で行われている情報処理を擬似的に再現するモデルで、パターン認識を得意とする。現在までには豪雪日の予報^{*1)}や日々の降水確率の予報^{*2)}などの研究がある。しかし、つくられたモデルに物理的解釈を付加して評価することに重点を置いた研究は乏しい。そこで本研究は、物理的解釈のよく知られている札幌の降雪現象をニューラルネットワークモデルで再現できるかどうかを調べることにした。

2. 使用したデータ

モデルの入力として使用するデータは高層気象観測点である札幌、秋田、稚内のラジオゾンデデータと気象庁の SST データを用い、降雪量は札幌管区気象台の降雪深さ合計を用いる。入力については EOF 解析を行い、その第 4 モードまでを 0 から 1 まで規格化して使用した。

3. 解析結果

モデルの入力に使用した主成分のうち第 1 モードについて図 1 に示す。ゾンデデータからはさらに、温度移流量、SSI を算出している。第 1 モードは上空の気温、高度ともに正の偏差が大きいので、寒い(0)か暖かい(1)かのモードと呼ぶことにする。以下第 4 モードまで、南風で安定度が小さい(1)、西風強い(1)、安定度が高い(1)モードと呼ぶ。モデルは中間層 1 層を持ち、各層のニューロユニットは入力層に主成分第 4 モードまでで 4 個、中間層に 4 個、出力層は降雪がありなしの 1 個とし、学習回数は 1500 回と試行錯誤の上決定した。

表 1 に様々な仮定をおいたときのモデルのスコアを示す。それに併せて同じ入出力でつくった重回帰を付記する。これよりニューラルネットワークモデルを学習させて用いる場合、極端な例を提示することでスコアが上昇することがわかった。また、ニューラルネットワークモデルは検証データにおいてスキルスコアが重回帰モデルよりもよかった。

できあがったニューラルネットワークモデルに対して感度実験を行った。図 2 に 1 入力のみをを動かし、残りの入力を中央値 0.5 に固定したときの感度実験の結果を示す。第 1 主成分は寒い(0)暖かい(1)のモードだったので気温が寒いときには降雪が起きやすいことを示している。同様に、第 2 主成分からは北風が強いときに、第 3 主成分からは西風が強いときに、第 4 主成分からは安定度が低ければ降雪が起きやすいことを示している。第 2 主成分はまた南風のときにも降雪が起きやすいことを示しているといえる。この部分は特に非線形の関係を捉えているとわかる部分である。

さらに詳しくニューラルネットワークの内部構造をみるために図 3 にモデルの重みを描き示す。中間層 1,2 番目は寒く、北風であるときに降雪が起きやすいことを表現している。第 2,4 主成分からのシナプス荷重がほぼ等しいので、安定性についての明確なパターン付けは難しいと思われる。中間層 4 番目は暖かく西風が弱いと降雪が起りにくいパターンを示す。中間層 3 番目は寒いときに南西から湿った風が流入し潜在的不安定性が増し降雪が起るパターンを示している。南西の風で降雪が起きやすいときというのは日本海側を低気圧が進んでいくときが考えられる。

4. まとめ

札幌の降雪パターンをニューラルネットワークに学習させ、感度実験、ネットの内部構造を解析することで一般的に知られている物理解釈にほぼ近いものが得られた。また、ニューラルネットワークは教師データに極端な例を提示することでより高いスコアが得られた。

5. 参考文献

- *1) 柳野 進 ; ニューロによる大雪気象条件の特定, '97 春 気象学会予稿集
- *2) 小泉耕 ; 大規模ニューラルネットワークは天気予報に使えるか?, '97 秋 気象学会予稿集

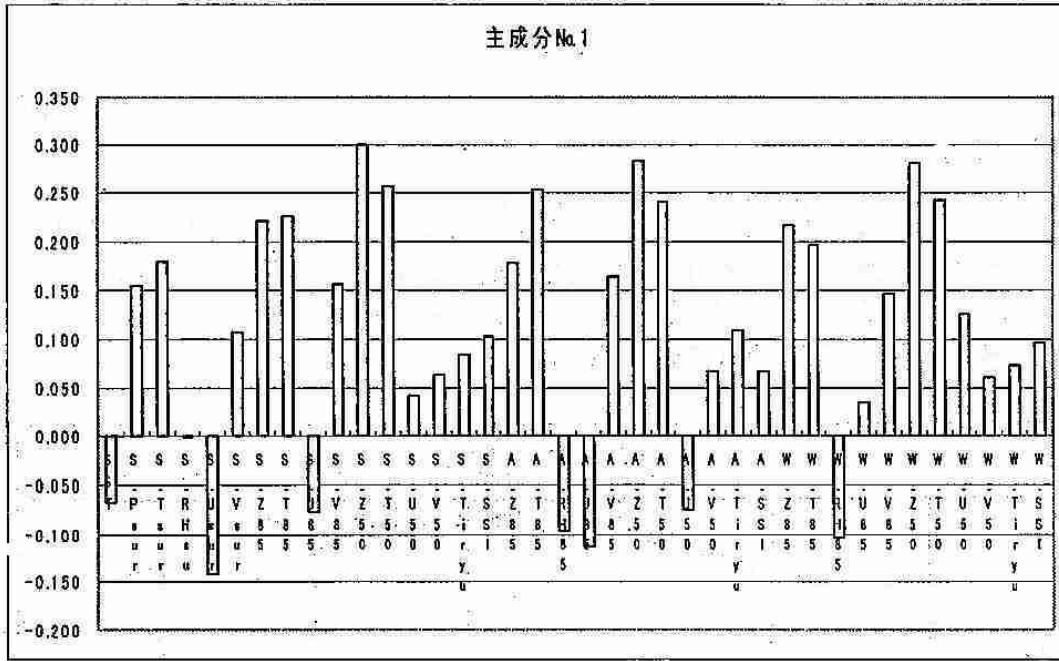


図 1 ラジオゾンデデータの EOF 第 1 モード ('89/1/1 ~ '96/3/31)

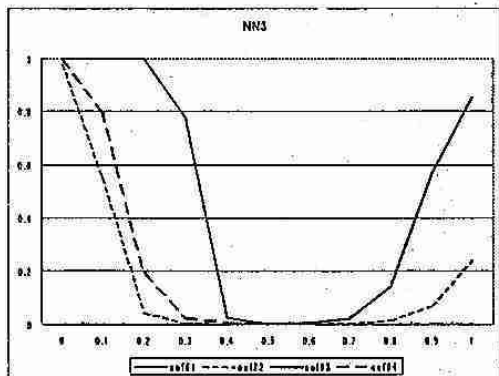
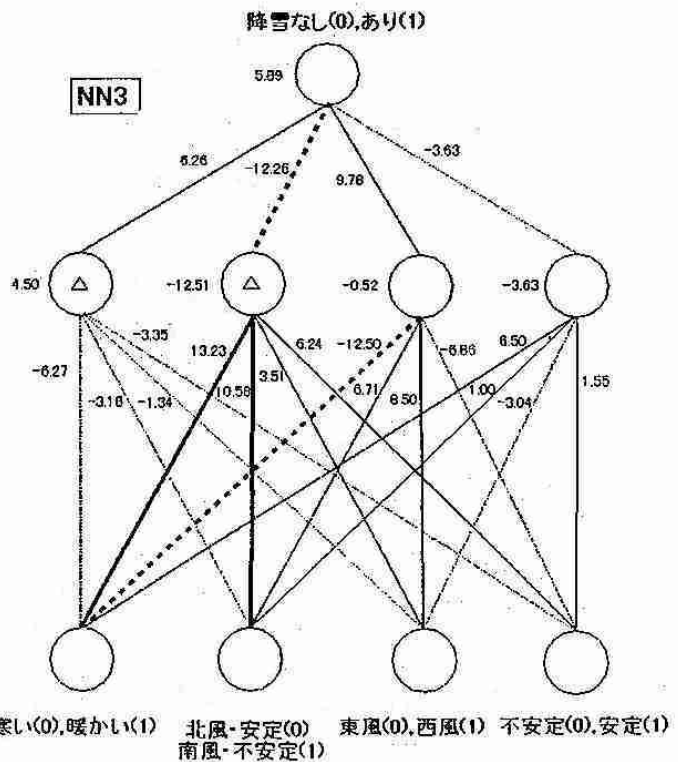


図 2 NN3 の感度実験



寒い(0),暖かい(1) 北風-安定(0) 東風(0),西風(1) 不安定(0),安定(1)
南風-不安定(1)

図 3 NN3 の内部構造

表 1 モデルのスコア

モデルの種類	学習誤差	検証誤差	corr. score	skill score
なにも考えずに学習させたもの (NN1)	0.046	0.184	0.144	0.092
極端な降雪量による学習 (NN2)	0.033	0.236	0.487	0.317
極端+札幌 850hPa 気温でソートし学習 (NN3)	0.013	0.210	0.447	0.318
ニューロと同じ入出力での重回帰モデル	0.058	0.308	0.518	0.198

6. 天気予想と台風 (その2)

松木 昇

前回と同様、天気予想と台風について述べたいと思う。

図1は今年(平成10年)の予想である。黒が低温、白が高温予想。

表1は太陽黒点の観測の結果である。枠の中の数値は一定の規則から計算した日付であり、太字は実際に太陽黒点が中央を通過した日である。太字の部分は規則性が有りそうである。

図2は昨年(平成9年)の予想で毎年同じように、台風の予想をしてきている。

図3～6は実際の台風の進路を示したものである。

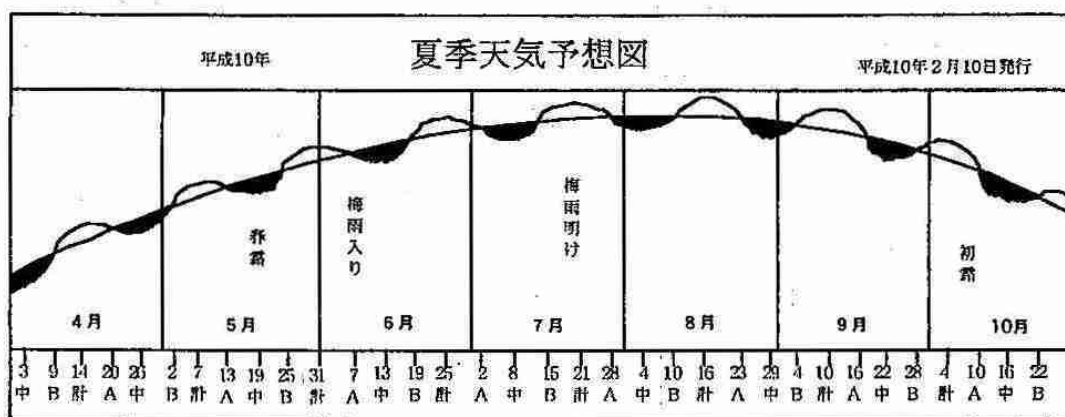


図1 今年の天気予想

今年の夏の天気は？

まだ太陽黒点は少なく不安定な年でしょう。四月は天候が悪い日が多く、五月、六月は暖かく、七月、八月は天候が悪い日が多くなります。九月は雨が多く、台風が上陸しやすいでしょう。十月は暖かく天候も良いでしょう。

台風の
上陸
接近する日

七月一日～七月十五日
七月二十八日～八月十日
八月二十三日～九月四日
九月十六日～九月二十八日
十月十日～十月二十二日
右記の期間に注意してください。

表1 太陽黒点と数値

1997～1998年

計	A	中	B
97/08/14	08/20	08/26	09/01
09/07	09/13	09/19 09/23	09/25
09/30 10/03	10/06	10/12	10/18 10/20
10/23	10/29	11/04	11/10
11/16 11/19	11/22	11/28	12/04
12/11	12/18	12/24 12/27	12/30
98/01/06 01/10	01/13	01/19 01/23	01/26
02/01	02/08 02/10	02/14	02/20
02/26	03/04	03/10	03/16
03/22	03/28	04/03	04/09
04/14	04/20	04/26	05/02

天気予想と台風 (その2)

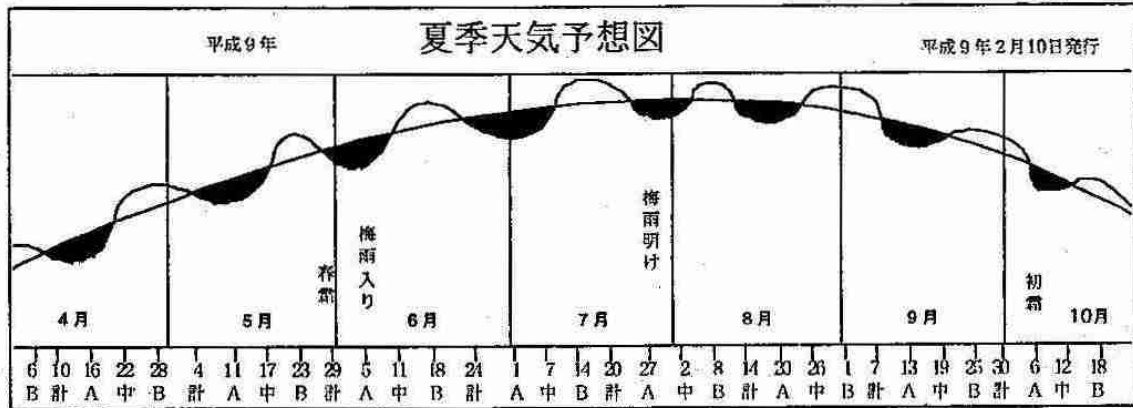


図2 平成9年夏季天気予想図

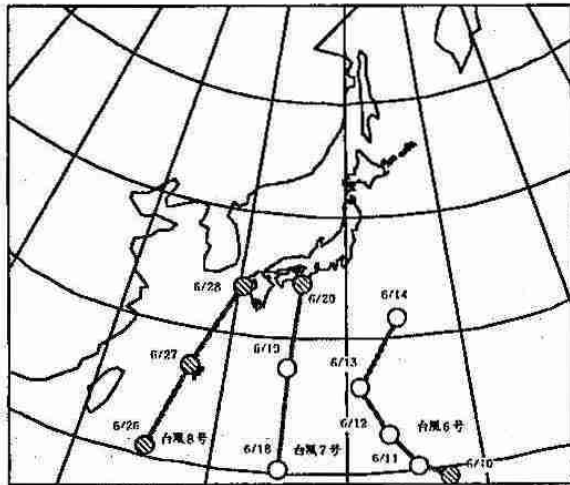


図3 6月の台風進路 「予想なし 低温は6/21から7/7の間」
実際 台風7号6/20、台風8号6/28に上陸

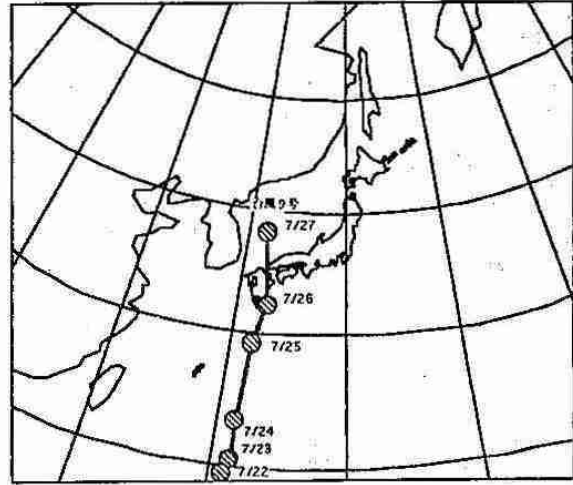


図4 7月の台風進路 「上陸予想7/20から8/5の間」
実際 台風9号7/26に上陸

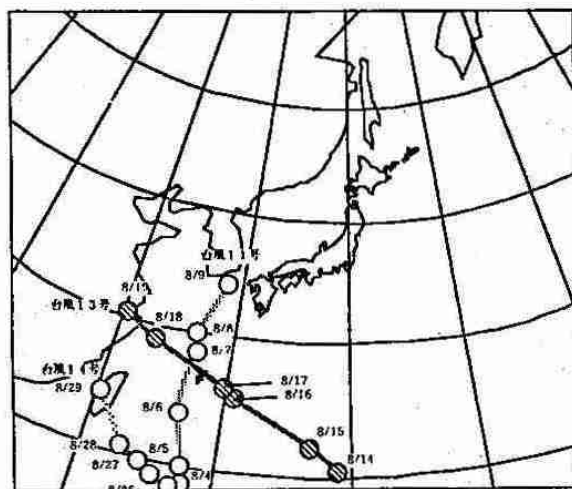


図5 8月の台風進路 「上陸予想8/10から8/26の間」
実際台風11号8/9接近

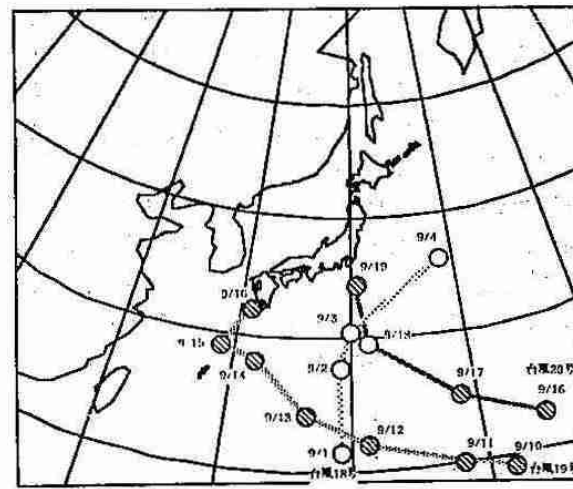


図6 9月の台風進路 「上陸予想9/7から9/19の間」
実際台風19号9/16上陸

☉は低温予想期を示す

7. メソモデルによる冬期季節風時の青森県津軽地方の気流

*猪上 淳、藤吉康志(北大・低温研)、児玉安正(弘前大・理工)

1 はじめに

青森県は本州最北端の県で、日本海側は津軽地方と呼ばれている。津軽地方の青森市は県内有数の豪雪地帯で、それには青森県の地形的特徴が深く関係していると考えられている。

近年、防災科学技術研究所によるドップラーレーダー観測データを使用して、地形に着目した降雪雲の解析がおこなわれている(児玉, 1997)。しかし、一台のドップラーレーダーのドップラー速度から水平風を算出する場合、精度の悪い領域があり、ここでは実際の風速よりも小さく見積もられている可能性があった。また、下層の風速場では、地形の陰となる領域が多く、全体像をつかめていなかった。

そこで、本研究ではメソスケールモデルを使用して下層の風速場を再現し、防災科学技術研究所のドップラーレーダー観測(1992年1月24日の事例)による風速場との比較をおこなった。また、平野部に発生する上昇流域の感度実験もおこなった。

2 数値モデルの概要

数値モデルは、GKSSによる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、乱流モデルはMellor and Yamada(level 2.5)を使用している。側面境界条件はOrlanski放射条件、上部境界条件は固定壁と吸収層を与えている。

計算グリッドは $(nx, ny, nz) = (40, 50, 24)$ とし、水平分解能は3km、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・気温について秋田高層データ(09JST24Jan.1992)を使用し、SSTは7度とした。また、地上面粗度・海面粗度もそれぞれ与えた。なお、本研究では風速場に着目しているため、相対湿度は計算していない。

3 数値実験の結果

図1は $t=4h$ における高度250mの流線(上図)と風速(下図)である。陸奥湾の気流収束と八甲田山

地を迂回する気流が、観測値(図2)とよく一致した。一方、津軽平野では、八甲田山地を起源とする反流が一般風と収束し、弱風域が形成されていた。また、観測では津軽海峡は弱風域であったのに対し、モデルでは強風域となった。この相違は、レーダーの視線方向と一般風が直角であるため、風速が小さく見積もられていた可能性があげられる。

図3は $t=4h$ における高度250mの上昇流(上図)と温度場(下図)である。津軽平野に上昇流域が存在し、それは冷気流フロントの位置に対応していた。観測では平野部で降雪雲が発達していたので、この上昇流域が降雪雲の発達を促進していると考えられる。この上昇流域の発生メカニズムとしては、津軽山地の地形性上昇流・海陸の粗度差による収束効果・海陸の温度差による収束効果、の3つがあげられる。そこで、津軽山地の標高を低くする・全域に海面粗度を与える・SSTを下げる、という3つの感度実験をおこなった。

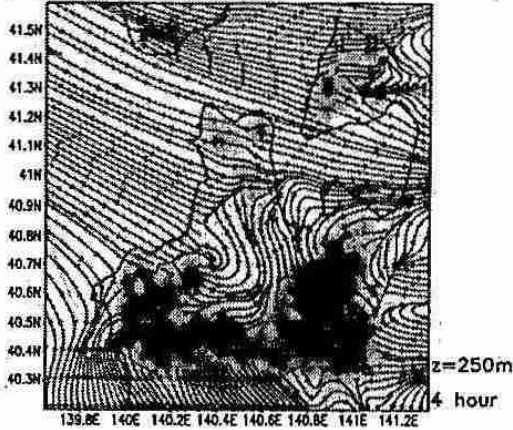
その結果、SSTを下げた場合に、平野部の上昇流と冷気流フロントが弱くなる結果が得られた。よって、平野部の上昇流域形成には海陸の温度差が強く影響していることがわかった。

実際に、冷気流フロントが存在するのかどうかを確認するため、1992年1月24日9時のAMeDASの気温分布を見た(図4)。これによると、日本海側と平野内陸部では2度以上も温度差があり、冷気流フロントの存在が明らかである。これは数値モデルの結果とも一致している。

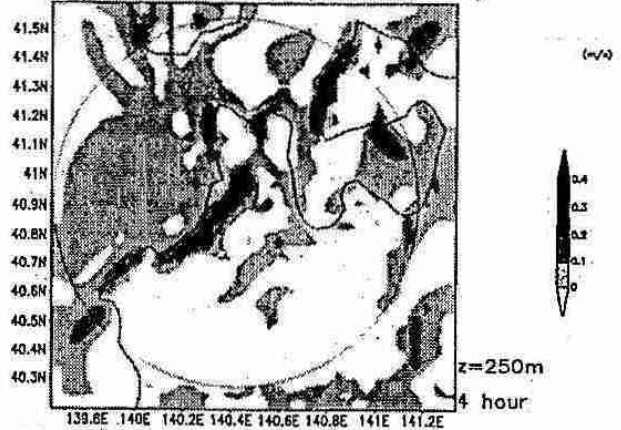
4 まとめ

メソスケールモデルを使用して津軽地方の気流を再現した結果、陸奥湾の強風帯・収束帯と八甲田山地を迂回する気流は観測とよく一致していた。しかし、津軽海峡の強風帯と平野部の気流収束は観測と異なった。また、感度実験により平野部の上昇流域は、海陸の温度差による収束効果が大きいことがわかった。今後は、相対湿度を入れた計算により降雪雲の分布などを調べていく必要がある。

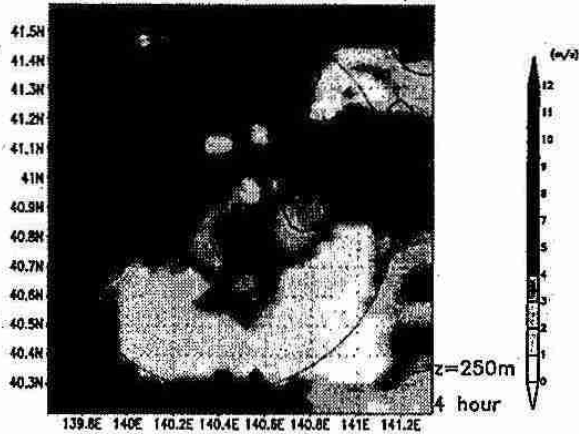
Topography & Streamline (24Jan.1992)



Updraught Velocity (24Jan.1992)



Wind Speed (24Jan.1992)



Temperature (24Jan.1992)

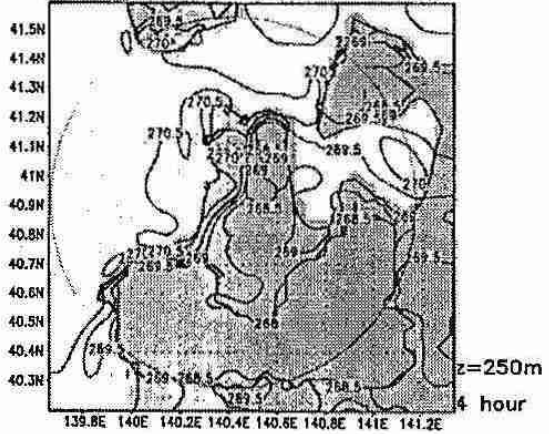


図1: 数値計算から得られた高度250mにおける4時間後の流線(上図)と風速(下図)

図3: 数値計算から得られた高度250mにおける4時間後の上昇流(上図)と気温場(下図)

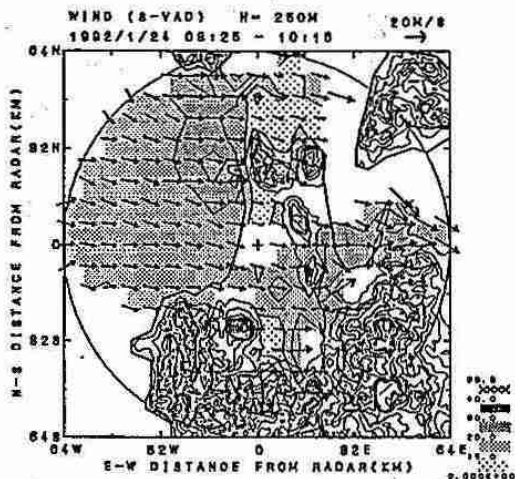


図2: 1992年1月24日のドップラーレーダー観測(防災科学技術研究所)による高度250mにおける平均風速場

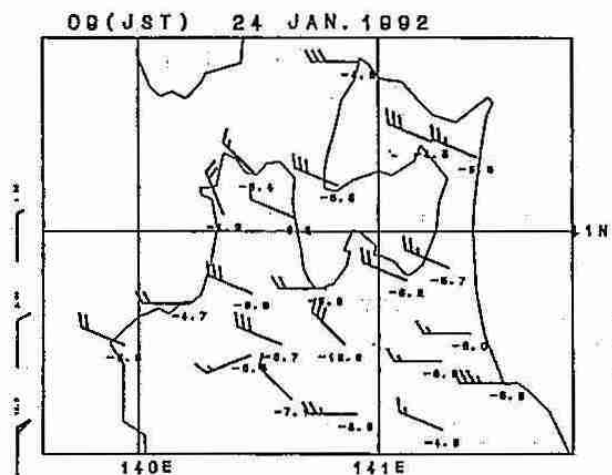


図4: 1992年1月24日9時の青森県内のAMeDASの気温場と風速場

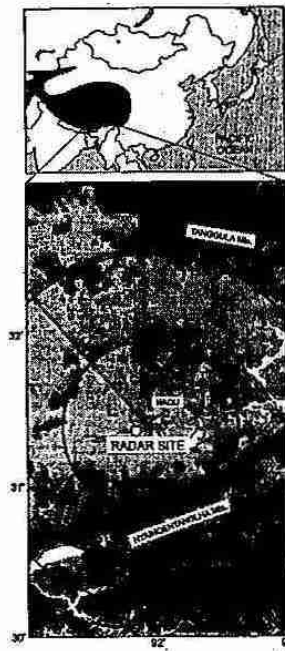
8. チベット高原上で発生する活発な対流雲のドップラーレーダー観測

山田広幸、上田 博 (北大院・理)、清水収司 (NASDA/EORC)、城岡竜一 (北海道農試)、GAME-Tibet レーダサイエンスチーム

1. はじめに

アジアモンスーン域の水・エネルギー循環の解明を目的として GEWEX/GAME プロジェクトが立ち上がり、1998年の夏季にアジアモンスーン域内において様々な観測が行われる。チベット高原に注目した地域プロジェクト「GAME/Tibet」では、高原上の降水現象の把握のためにドップラーレーダー観測を行う。その予備観測が高原中央部において、1997年8月31日から9月9日の10日間に行われた。これはチベット高原上で行われた初めてのドップラーレーダー観測である。この予備観測期間中に見られた高原上の降水擾乱の様子について報告する。

2. 観測の概要



ドップラーレーダーは、北緯31度38分・東経91度93分、標高4590mのナチュ(那曲)付近に設置された(図1)。レーダー観測領域は北側をタングラ山脈に、南側をニンチェンラン山脈に囲まれた盆地で、起伏が数百m程度の平坦に近い地形である。観測は24時間体制で行われ、レーダーを中心とする半径64km以内の領域における、反射強度・ドップラー速度の3次元データが10分間隔で取得された。

図1 観測領域の地形とレーダー観測範囲

3. 観測結果

3-1. 全体的な特徴

観測期間中は降水擾乱の明瞭な日変化が卓越した。10分間隔の3次元データから得られるエコー頂高度と、標高7.5km(レーダーからの高度3km)におけるエコー面積を図2に示す。06~12UTC(昼~夕方)には、ほとんどの日でエコー頂高度のピークが見られる。特に観測器間前半の8月31~9月2日では海拔高度が16kmを越え、圏界面まで達していると考えられる。同時にこの期間には、多くの日で25dBZを越える強エコーの出現が見られる。これは日中に出現する対流雲を示しており、対流雲は日中に発生して夕方にかけて発達し、日没後に消滅するのが典型パターンであった。

一方、夜間(12~0UTC)には対流雲のものより低いエコー頂のピークが、多くの日に見られる。この期間には25dBZ以上のエコーの出現はほとんど見られない。これらは夜間に出現する層状雲の出現を示す。日中の対流雲と夜間の層状雲の出現との間の期間(03,15UTC。)には、エコー面積がほとんど0となる期間が見られるのが特徴的である。このことは、対流雲と層状雲が同一システムでないことを示す。

3-2. 9月1日の対流雲の事例

エコー頂が海拔高度17kmに達し対流活動が最も強かった9月1日の午後~夕方には、ガストフロントやメソサイクロンを伴う活発な対流雲が多数観測された。対流雲の発生直後にレーダーサイトで取得された高層データ(図3)からは、400hPa以下に対流不安定な成層の存在が見られた。また水平風の鉛直シアは非常に弱いのが特徴的であった。この事例において出現した対流性エコーは数km~数十kmの水平スケールを持つ孤立状のエコーとして出現し、個々の寿命は1時間以内のものと数時間のものに大別された。観測領域内で発生し消滅した長寿命の対

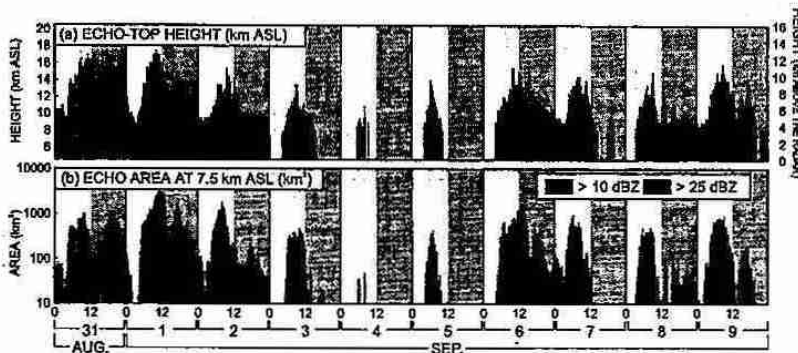


図2 3次元データから作成した1997年8月31日~9月9日のエコー頂高度(a)と、海拔高度7.5km(レーダーから3km)でのエコー面積の変化。夜間を薄い陰影で表す。時刻はUTCで、観測領域の現地時間(LT)はUTC+6である。

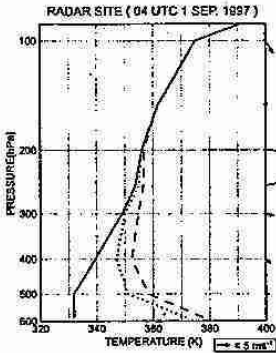


図3 9月1日04UTC(現地時間の午前10時)に、レーダーサイトにて取得された温度(実線)、相当温度(点線)、飽和相当温度(破線)の鉛直プロファイル。ベクトルは水平風を表す。レーダーサイトの地上気圧は58.6hPaであった。

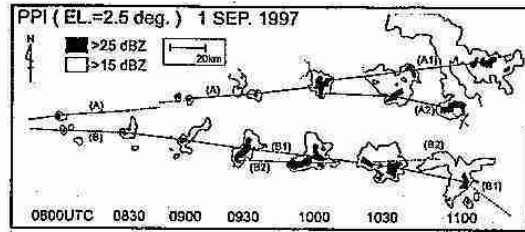


図4 9月1日に発生した長寿命の対流雲の時間変化。

流性エコーの時間発展を示したのが図4である。これらのエコーはほぼ同じ位置で発生し、その後の分裂して合計4つのストームに発展したことがわかった。このうちストームB1は、ガストフロントと渦を持ち、スーパーセルに似た準定常的な構造を示した。図5はストームB1の地面から約2kmにおける反射強度とドップラー速度の分布を示す。ストームの前方から流入する南東風(濃い陰影)と、40dBZを越える強エコー域から吹き出す下降流によりガストフロントが形成されているのが見られる。またこのガストフロント上で渦の'V'の位置で形成されているのが見られた。(渦の速度パターンはこの高度よりも上部の、地面から約4kmにおいて顕著に現れていた)

ガストフロントや渦の発生とストームの分裂が見られた領域では、西～北西の弱い一般風の下に一般風と異なる南東風が局地的に侵入しているのが見られた(図6)。この局地風侵入による雲底付近の鉛直シアの強化が、渦や長寿命の対流雲の発達に寄与したものと考えられた。局地風の出現は、この事例ほど明瞭ではないものの他の日にも見られ、観測領域に頻繁に出現することが予想された。

4. まとめ

GAME-Tibetの予備観測期間では、活発な対流雲の出現とその明瞭な日変化が捉えられた。本観測では、チベットモンスーン期間をほぼカバーする4ヶ月間(1998年5月中旬～9月中旬)に渡ってレーダー観測が行われる。より長期的な対流活動の変動や、対流雲の活発化に寄与する局地風の発達メカニズム等がさらに明らかになるものと期待される。

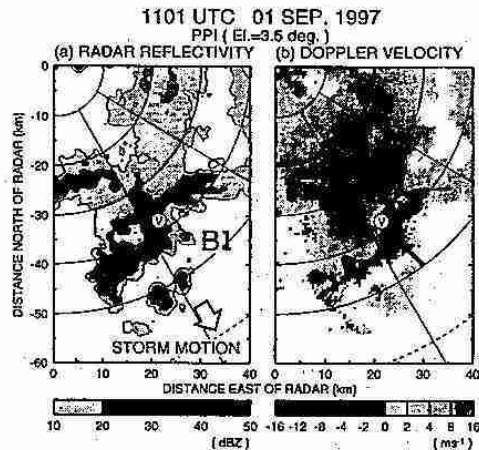


図5 1101UTC(現地時間の17時頃)の仰角3.5度のPPI(Plan Position Indicator)走査により取得されたストームB1の反射強度(a)と、ドップラー速度(b)。太線はドップラー速度の水平勾配から決定されたガストフロントの位置を表し、'V'は渦の位置を表す。また(a)の白い矢印はストームの進行方向を表し、(b)の黒い印はドップラー速度場から推定されたおおよその風向を表す。

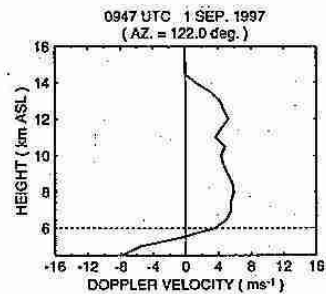


図6 方位角122度のRHI(Range-Height Indicator)走査により得られたドップラー速度を用いて求めた、この方向のドップラー速度の鉛直プロファイル。負の速度が南東風成分を、正の速度が北西風成分を表す。

* GAME-Tibet レーダーサイエンスチーム:

- 小池俊雄・藤井秀幸(長岡技大)、上野健一(滋賀県立大)、
- 清水収司(EORC/NASDA)、梶川正弘(秋田大)、
- 城岡竜一(北海道農試)、木村富士男(筑波大)、
- 上田 博・山田広幸(北大院・理)、
- Liu Liping(中国科学院・蘭州高原大気物理研究所)

9. ドップラーレーダーによる、雲対流系が大規模大気に及ぼす熱力学的影響の解析

* 牛山朋来, 川島正行, 藤吉康志 (北大低温研)

はじめに

西部熱帯太平洋は地球上で最も海面温度の高い地域の一つである。このため、この地域では対流活動が非常に活発であり、雲対流によって放出される潜熱は、気候システムの熱源として重要な役割を持つ。これまで熱帯海洋域における、雲対流系が大規模大気に及ぼす影響の見積もりは、ラジオゾンデのデータによる Q_1, Q_2 の計算や、メソスケール数値モデルによる熱力学的性質の解析などが主に行なわれてきた。本研究では、ドップラーレーダーによる個々の降水系の観測データを用いて直接雲対流の熱力学的影響の見積もりを行なった。

方法

用いたデータは、TOGA-COARE 集中観測期間中にバプアニューギニア マヌス島 (2S, 147E) で観測された2台のドップラーレーダーとオメガゾンデのデータである。

Q_1 など熱力学的諸量は、2台のドップラーレーダーから求めた風の場合と、熱力学的リトリバル (Roux et al.1993) によって得た温度場を用いて求めた。解析領域は、水平約 $50\text{km} \times 50\text{km}$ 、鉛直約 16km の領域である。 Q_1 の計算は、Guichard et al.(1997) と同様の式1を用いて、式の右辺の非断熱加熱と雲対流による直接の熱輸送量から求めた。

$$Q_1 \equiv \pi_0 \frac{\partial \theta_0}{\partial t} + \frac{\pi_0}{\rho_0} \nabla_H \cdot (\rho_0 \nabla_H \theta_0) + \frac{\pi_0}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 w_0 \theta_0)}{\partial z} = \frac{L}{c_p} (C - E) + Q_R - \frac{\pi_0}{\rho_0} (\mathbf{V} \cdot \nabla) \theta \quad (1)$$

Q_1 : apparent heat source, π : エクスターファンクション, θ : 温度, $C - E$: 凝結量 - 蒸発量, \mathbf{V} : 風速ベクトル, w : 風の鉛直成分, L : 潜熱, c_p : 空気の定圧比熱, ρ : 空気の密度, Q_R : 放射による加熱量, 添字 0 は環境場の値を, 上線は解析領域内の平均を表す。

結果

解析を行なった事例を次の表1,2に示す。対流性と層状性の分類は、広がった層状性エコーの有無によって主観的に決めた。これらの事例について、降水分布、質量フラックス、潜熱放出量、 Q_1 の水平平均の鉛直分布を図1,2に示す。層状性降水系は0℃高度より上で上昇流、下で下降流、対流性降水系では全層で上昇流が卓越しており、潜熱放出、 Q_1 も鉛直風ともなって同様な分布となった。ただし事例による変動は大きく、層状性降水系では最大加熱高度は5~6kmで一貫していたが、加熱率は2倍程度ばらついていた。対流性降水系では潜熱加熱率は事例間の差は少ないが、最大加熱高度は2~7kmと大きな変動がみられた。 Q_1 については事例間のばらつきが大きく、ノイズが大きかった。対流性降水系は、それらの深さや強度によって1) 深い対流, 2) 中程度の対流 (層状性降水系の前半であることが多い), 3) 浅い対流の3つに分けることができ、これらの出現は大気不安定度や鉛直シアーなどの環境場によって決定づけられると考えられる。

これらの変動を時間方向に並べると、この地域の雲対流を支配する Madden Julian Oscillation (季節内振動、以下 MJO) の位相によって環境場が変化し、様々な形態の雲対流が発生している様子がわかる。これに関する模式図を図に示した。MJO の非活発期 (12/1-12/5) には下層風が弱いいため鉛直シアーが弱く、主に孤立した浅い対流が発生する。

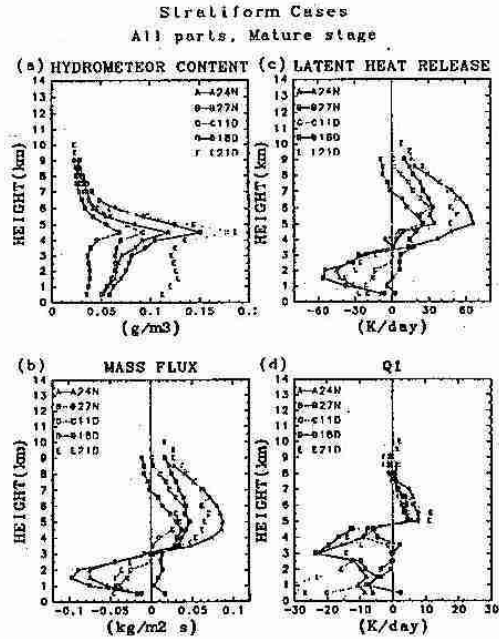


図1: 層状性事例の (a) 降水量, (b) 質量フラックス, (c) 潜熱放出量, (d) Q_1 の鉛直分布

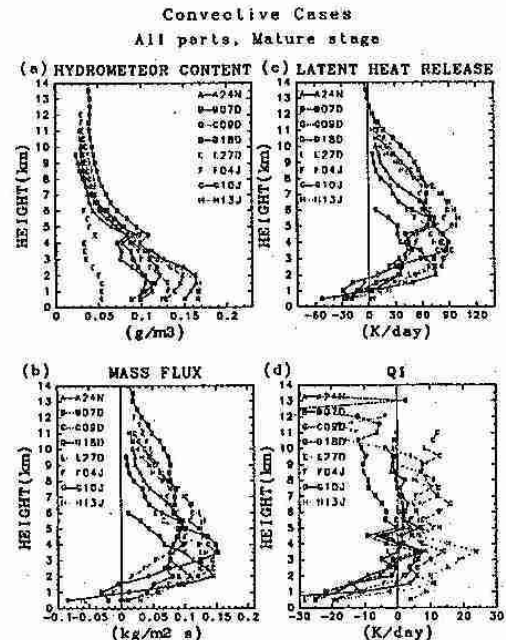


図2: 対流性事例の分布. 内容は図1と同様

まれに深い対流も発生するが、層状性降水系を形成することはない。MJO の活発期に入ると (12/5-10)、海水面温度が高くなり (highest SST) 大気的不安定度が増し、さらに下層に東風が現れ対流の発達に適した鉛直シアーになることにより最も強い対流が発生し、対流圏上層までを加熱する。MJO の活発期のピークに近付くと (12/10-23) 対流性層状性両方の降水系が多数発生するため、大気的不安定度は弱くなり、最大加熱高度はやや低い位置に変化する。西風バーストが吹き (12/30)、MJO の活発期が終ると対流活動は再び抑えられるが、その直後 (1/4) には MJO の活発期の初期に近い条件が生まれ、強い対流が発生する。以上のような変動パターンは、ラジオゾンデから求められた加熱分布とも一致していた。

表 1: 層状性の解析事例。それぞれの列は、日時、平均地上降水量 (mm/h), 最大地上降水量 (mm/h), 地上降水量/融解高度降水量の比, エコー頂高度 (km), CAPE(J/kg), 降水系発生前の 700hPa-400hPa 高度の相対湿度 (%)

Mark	Date	Ave S.R.R	Max S.R.R	S/M, All	E Top	CAPE	RH
A	24 Nov.	0.60	0.87	0.64	9	1100	30
B	27-28 Nov.	0.39	0.60	0.48	9.5	1300	55
C	11 Dec.	0.75	0.84	0.84	9.5	2010	64
D	18 Dec.	0.63	0.80	0.54	10	1230	31
E	21 Dec.	1.41	2.31	0.84	11	1323	67

表 2: 対流性の解析事例。それぞれの列は、日時、MJO の位相、平均地上降水量 (mm/h), 最大地上降水量 (mm/h), 最大エコー面積 km², エコー頂高度 (km), CAPE(J/kg)

Mark	Date	MJO Phase	Ave S.R.R	Max S.R.R	Area	E Top	CAPE
A	24 Nov.	active	1.26	1.17	550	10	1100
B	07 Dec.	active	0.66	1.16	450	18	3140
C	09 Dec.	active	0.40	0.68	250	12	2170
D	18 Dec.	active	0.73	1.13	400	10	1230
E	27 Dec.	inactive	0.31	0.46	200	6.5	1260
F	04 Jan.	inactive	1.13	1.87	500	14	2390
G	10 Jan.	inactive	0.26	0.43	150	7	2260
H	13 Jan.	inactive	2.15	3.33	500	12	1850

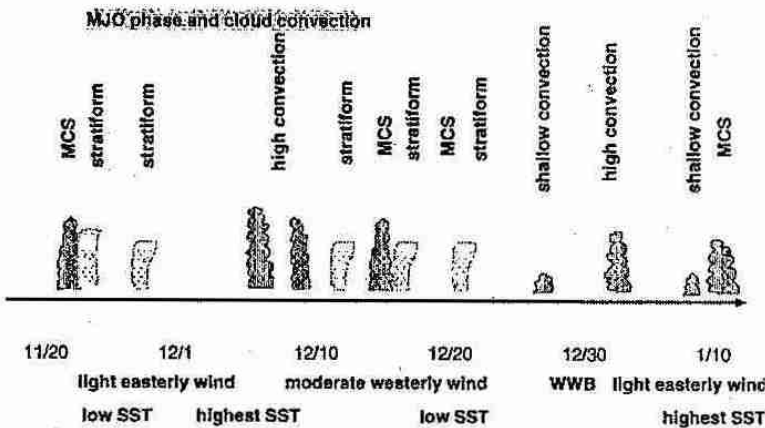


図 3: MJO の位相にともなう雲対流構造の変化の模式図色の濃い雲は対流性、薄い雲は層状性を表す。下の段に日付、下層風の変化、SST (Sea Surface Temperature) の変化を示した。

まとめと考察

雲対流系の熱力学的諸量を観測データを用いて見積もり、熱収支や加熱率 (Q_1) を求めた。その結果、熱力学的諸量の分布と雲対流系の種類との関係が示された。また、MJO の位相の変化にともない、これらの分布が変化する様子が示された。

Reference: Roux, Marecal and Hauser, 1993. *J. Atmos. Sci.*, 50, 951-974.
Guichard, Lafore and Redelsperger, 1997. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 2297-2324.

10. 北大西洋域における夏季の天候レジーム

*佐藤 均(釧路地方气象台), 向川 均(北大・地球環境)

1. はじめに

これまでの天候レジームに関する解析的研究はすべて北半球冬季について行われており(例えば, Kimoto and Ghil, 1993: 以下 KG), 夏季についての解析例は報告されていない。これは、冬季に比べ夏季の大気運動は変動が少なく持続性も小さいため、天候レジームの統計的有意性を議論することが困難と考えられてきたためである。しかしながら、南北加熱差などの外部パラメータの変化に対する現実の天候レジームの振る舞いを理解するには、冬以外の季節における解析が必要となる。そこで本研究では、季節内長周期変動が比較的大きい北大西洋域に着目し、夏季に現れる天候レジームについて解析し、冬季の天候レジームと比較検討する。

2. 解析手法

1951年から1994年まで44年間の6, 7, 8月の夏季について、日々の700hPa アノマリ高度場(NMC)データを用いて解析を行った(合計4048日)。まず、周期10日以上の変動成分について、北大西洋域(80°W ~ 40°E; 20°N ~ 80°N)でEOF解析を行い、寄与率の高いEOFの上位3成分で位相空間を構築する。このEOF第一主成分の空間パターンは、NAO(North Atlantic Oscillation)と類似している。

次に、3次元位相空間上で、日々のデータをもとに確率密度関数(PDF)を推定し、redノイズモデルから生成されるPDFと比較することにより、統計的に有意なPDF極大領域として天候レジームを定義した。

3. 結果

統計的に有意なPDF極大領域として5つの天候レジームを抽出することができた(図1)。これらの天候レジームは、その循環パターンの特徴より、グリーンランド付近に高気圧を伴い偏西風が弱まるパターン(GH₁, GH₂)、北大西

洋西部で偏西風が強いパターン(ZO₁, ZO₂)、及び西ヨーロッパでのブロッキング高気圧を伴い偏西風が北上するパターン(BL)の3つに大別することができる(図2)。この循環パターンの特徴より、NAOは、天候レジームGHと天候レジームBL間の遷移にほぼ対応していると考えられる。

一方、1つの天候レジームの平均持続時間は2日程度と冬季(~5.5日)に比べ短い。天候レジームBLはその中で比較的持続性を持つことが分かる(表1)。また表2に示されたように、天候レジーム間の遷移には、冬季と同じように、確率的に生じやすい遷移経路(例えば、GH₁ ⇒ GH₂, ZO₂ ⇒ ZO₁)や、逆に生じにくい経路が存在することがわかる。この遷移経路の解析から、天候レジームBLは他の天候レジームから孤立して存在することも示される。また、冬季に見られる季節内振動に対応する、天候レジーム間の閉じた遷移経路(Closed Circuit)も見い出せない。さらに、これら夏の天候レジームと類似する循環パターンを持つ天候レジームが冬季にも存在することが、KGの結果との比較により示唆される。

最後に、天候レジームの出現頻度の年々変動についても解析を行った。その結果、天候レジームBLの出現頻度が大きく変動することが分かった。但し、この出現頻度と中緯度SSTアノマリとの間に有意な相関は得られなかった。

4. まとめ

本研究により、夏季においても統計的に有意な天候レジームが存在することが初めて示された。この研究の結果は、数値モデルを用いた研究で示された、天候レジームや季節内振動の外部パラメータに対する依存性についての議論に重要な示唆を与えることができる。

謝辞 データを提供して頂いた東大CCSRの木本昌秀博士に深く感謝いたします。

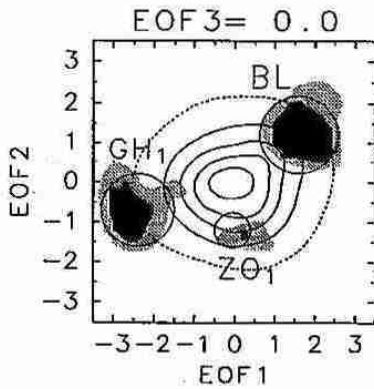


図 1. EOF3=0 平面での PDF. x, y 軸の値は EOF1 のスコアの値で normalize されている. コンター間隔は 0.018, 点線の値は, 0.004. 濃い (薄い) 陰影の部分は, PDF の値が 98 (90) % の有意水準で red ノイズモデルよりも大きい領域を示す.

	GH ₁	GH ₂	ZO ₁	ZO ₂	BL
回数	38	55	88	33	94
日数	81	112	142	60	250
T _d	2.1	2.0	1.6	1.8	2.7
T _w	6.8	12.8	10.7	11.7	14.1

表 1. 各天候レジームの出現回数, 出現日数, 平均持続日数 (T_d), 平均遷移日数 (T_w: 次の天候レジームに遷移するまでに要する日数)

From	To					合計
	GH ₁	GH ₂	ZO ₁	ZO ₂	BL	
GH ₁	6	<u>17</u>	6	<u>0</u>	6	35
GH ₂	8	10	17	5	<u>6</u>	46
ZO ₁	8	14	26	11	19	78
ZO ₂	<u>0</u>	2	<u>14</u>	4	9	29
BL	6	10	<u>14</u>	5	<u>43</u>	78
合計	28	53	77	25	83	

表 2. 天候レジーム間の遷移特性. ある天候レジームからある天候レジームへ遷移した回数を表す. 太字は 90 % (下線は 95 %) 以上の有意水準で遷移が起こりやすく, 斜字は 90 % (下線は 95 %) 以上の有意水準で遷移が起こりにくいことを表す.

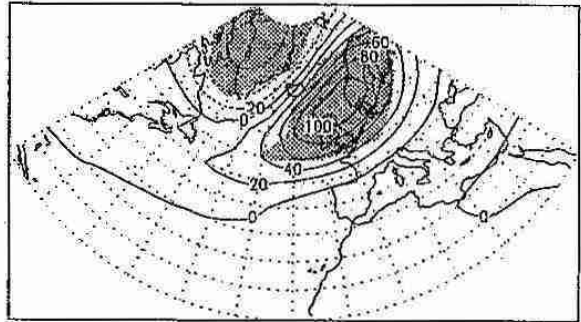
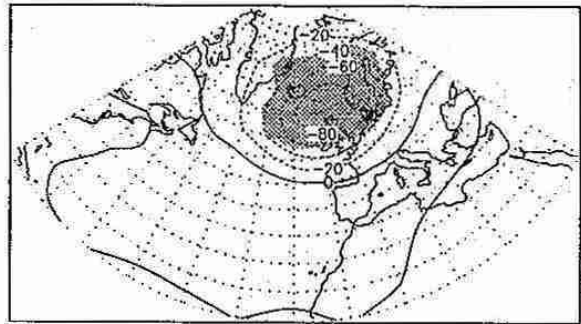
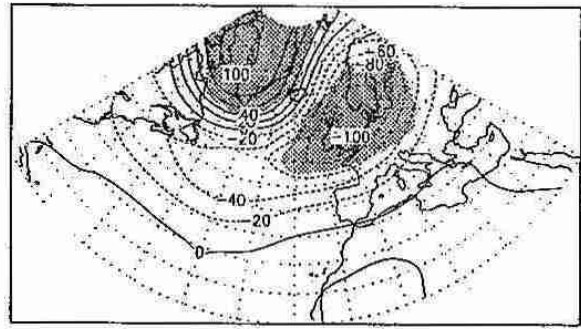


図 2. 合成関解析による夏季の天候レジームの循環パターン (anomaly). 各々, GH₁ (上); ZO₁(中); BL (下). 陰影部は t -検定により, 99%の信頼度で 0 ではない領域を示す.

—夏季大学雑感—

第16回夏季大学『新しい気象』講座雑感

(財)日本気象協会北海道本部 佐々木 浩

第16回を迎えた夏季大学『新しい気象』講座が、7月29日、30日の両日、札幌市青少年科学館、札幌管区気象台の各会場をお借りし、盛況裡のうちに今年も無事終了しました。(申込者62名、1日目58名、2日目48名参加)

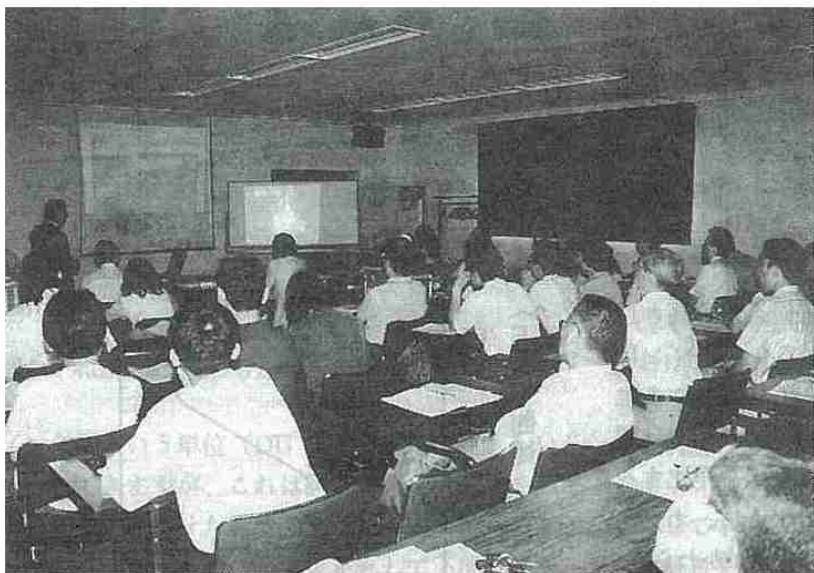
今回は、1日目の1講目は、地球環境問題に関連して注目されている大気オゾンについて、オゾンホールのお話を中心にして講義が行われました。この講義では、昨年9月を中心にインドネシア地域でおきた煙害とオゾンの生成についても話され、大気オゾンに関する基礎的な知識が得られたのではないかと思います。2講目は、紋別から講師の方に来ていただき、北海道に密接な関連をもつオホーツク海の流氷の形成と流氷が気象や気候に及ぼす影響についての話をさせていただきました。

2日目の1講目は、最近の北海道付近の地震活動について、その状況と備えについて豊富な図表に基づく講義でした。2講目は今冬から春にかけての天候経過と大気の流れの特徴およびエルニーニョ現象との関連に関する講義があり、エルニーニョ現象の基礎的な知識が得られたのではないかと思います。

最後になりましたが、今回の講座開催に当たりまして、会場の準備や接待役を快く引き受けていただいた札幌市青少年科学館の学芸課、札幌管区気象台の気候・調査課と業務課の皆さんに、この紙面を借りて厚くお礼申し上げます。



受講風景
(札幌市青少年科学館)



受講風景
(札幌管区气象台)



札幌管区气象台
見学風景

1. 大気オゾンの科学

北海道大学地球環境科学研究科 塩谷雅人

1 はじめに

オゾンは酸素原子3個からなる反応性の高い気体で、そのほとんどが高さ10数kmから50kmあたりの高層大気中に存在しています。この主要な生成域においても、オゾンはたかだか10万個の大気分子のうち1個程度しか存在しません。こんなに微量しか存在しないオゾンですが、オゾンは太陽光のうち波長の短い紫外線光を強く吸収することによって大気層を加熱するとともに、人類を含む地球上のすべての生物にとって有害な紫外線から私たちを守ってくれています。

いっぽう、私たちの生活する地表付近から高さ10数kmくらいまでの大気下層においても、オゾンは生成域のさらに100分の1以下の濃度ではありますが存在しています。この下層大気中で、オゾンは間接的にさまざまな汚染物質を酸化し大気を浄化する重要な役割を果たしています。このように、オゾンは大気にごく微量しか存在しないにもかかわらず、私たちが地球上で生活していく上でなくてはならない気体成分であるということが出来ます。

ここでは、最近の衛星観測データやゾンデ観測データにもとづく大気オゾンの分布を見ながら、まず、高層大気領域で問題となっているオゾンホールの問題を中心にお話します。さらに時間が許せば、下層大気中におけるオゾンの分布について、昨年インドネシア領域で問題となった大規模な焼き畑ともなうオゾン増加の話、あるいは私自身が最近興味を持っておこなっている赤道東太平洋（ガラパゴス諸島）におけるオゾンゾンデ観測の話をしたしたいと思います。

2 オゾンの分布

オゾンについて話す前に、大気の鉛直構造について簡単に説明しておきましょう。私たちはふつう、大気をその鉛直温度構造に注目して次のように分けています。地表から高度約10kmまでの領域は対流

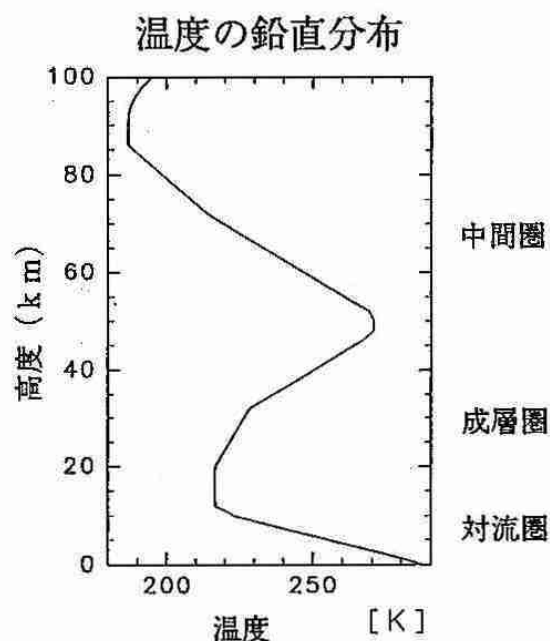


図1：米国標準大気にもとづく温度の鉛直構造。

圏とよばれ、気温は高度とともに減少していきます。そこでは私たちにもなじみ深い雲や雨と関連した現象が見られます。その対流圏の上には雲のない大気層が広がっていて、高度50km付近までは気温が高度とともに上昇しておりそこを成層圏といいます。さらにその上には高度とともに気温が減少していく中間圏（約50-80km）、そして再び気温の上昇する熱圏（約80km以高）が広がっています。

先ほども簡単に述べたように、オゾンはほとんどが成層圏に存在しています。オゾンが生成されるためには太陽の紫外線が必要でそれは大気上層ほど多い、いっぽうオゾンの供給源である酸素分子は大気の下層ほど多いため、成層圏領域のある適当な高さでオゾン量は最大になります。以下では、しばしば

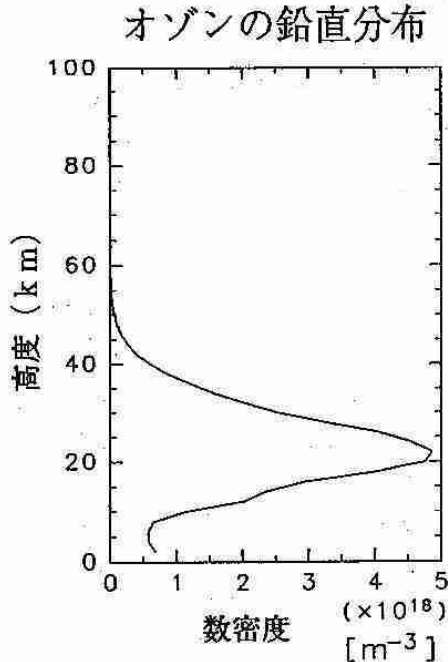


図2：米国標準大気にもとづくオゾンの鉛直構造。

オゾン全量という単位 (DU：ドブソン単位ともいう) がでてきますが、これは図2のオゾン分布を高さ方向に足し合わせたような量です。図2から分かるように、オゾン全量の変動は主として下部成層圏のオゾン変動を代表しているといえることができます。

3 オゾンホールが発見

南半球の極域で特に春の時期にオゾンが減少してきていることを最初に報告したのは、気象庁気象研究所の忠鉢氏でした (1984年)。彼は自分自身が南極昭和基地で観測した1982年のオゾン全量データが、それまでの観測値に比べて非常に低いことに気がつきました。その直後、同じ南極域におけるイギリスの観測基地 (ハレー・ベイ) のオゾンデータからも同様な結果が報告され、人々の興味が南極域におけるオゾン減少に集まりました。図3には南極域にある4つの観測点における10月の月平均オゾン全量の

年々変動を最近の観測も含め示しています。この図から1980年頃を境にオゾン全量が急激に減少してきているのがわかります。さらに、人工衛星からの観測によってもこのオゾン全量の減少が南極大陸規模のものであることが確かめられるにいたって、研究者の関心は急速に高まりました。

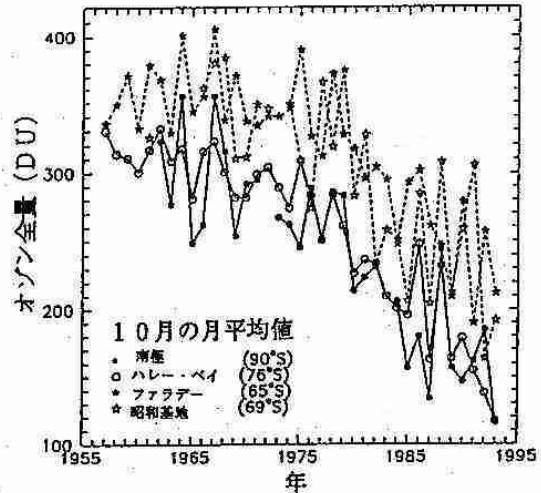


図3：南極域にある4つの観測点で測定された10月の月平均オゾン全量の年々変動。単位はドブソン単位 (DU)。

図4には衛星観測データにもとづく南半球の10月におけるオゾン全量分布を示します (衛星データにもとづきオゾンホールについて言及した最初の論文から引用した)。もともとこの時期、南半球におけるオゾンは、南極上空で少なく、それを取り囲むようにして中緯度に三日月型の高濃度域が存在するような分布をしています。この形態的な特徴からオゾンホールと呼ばれているわけですが、問題はこのオゾンの穴「オゾンホール」が年毎にどんどん深く (つまりオゾン量が少なくな) っていることにあります。こういった観測事実刺激されオゾンホールの特徴を明らかにするさまざまな観測がおこなわれましたが、それらをまとめると：オゾンの急激な減少は(1)南半球極域で顕著なこと、(2)南半球の春の時期 (10月) を中心に見られること、(3)高度15-20 km付近 (下部成層圏) でおこっていること、などが明らかになってきました。

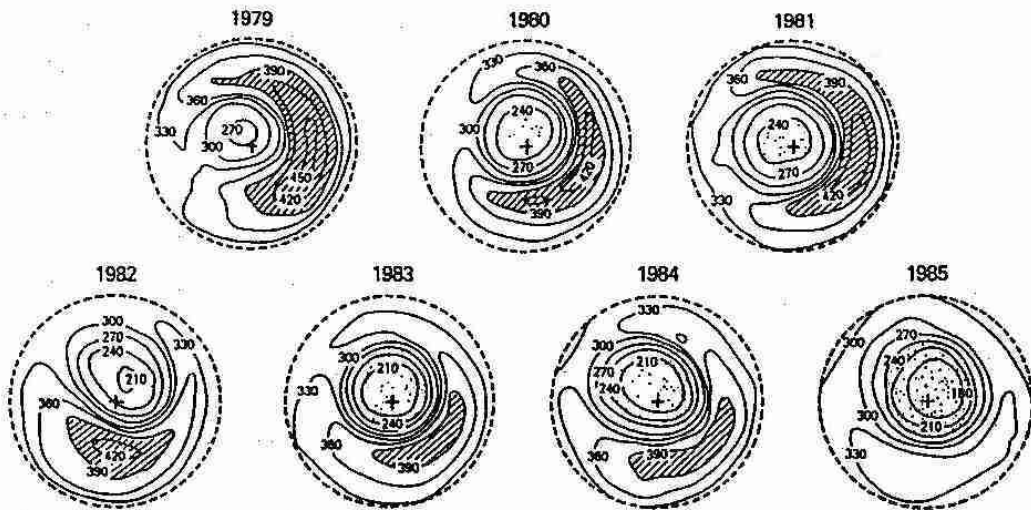


図4：TOMS と呼ばれる衛星搭載測器によって得られた1979年から1985年までの南半球10月の月平均オゾン全量の図。南極上から眺めたような投影法を用いていて作画されている。図の外側の円は南緯30度を示す。390 DU より値の大きなところには斜線が、240 DU より低いところには点々が描かれている。

4 オゾン破壊のメカニズム

それではなぜ、春季南半球の極域下部成層圏でこのようなオゾンの破壊が起こるのでしょうか。それまでも窒素や塩素を含んだ酸化物が太陽の光でその結合が解かれること（光解離）をきっかけとして、オゾンを破壊しうることが知られていました。たとえば冷蔵庫の冷媒や噴霧器の発射剤として使われてきたフロンガスは、大気循環によって放出源である対流圏からやがては成層圏に輸送され、オゾン破壊をもたらす化学物質の一つとなります。しかし、そういった反応はもっぱら上部成層圏で起こることであり、下部成層圏では大規模なオゾン破壊につながらないと考えられていました。さらにフロンガスが光解離してできる塩素は、ふつう窒素酸化物と結びついて安定な分子の形で成層圏に存在し、オゾンにとっては何の影響も与えないと信じられていました。ところが、南半球の下部成層圏では冬から春にかけて非常に低温な状態となる（北半球の冬は大規模な大気波動によって南半球に比べ高温となっている）ため、水や硝酸の水粒からなる極域成層圏雲（PSCs: Polar Stratospheric Clouds）が発達し、その水粒の表面でこれまで考えられてこなかった反応の起こりうるということがわかってきたのです。つまり、塩素と窒素酸化物とが結びついてできた安定な分子も PSCs の表面で反応し、それまで閉じ込められ

ていた塩素の放出が促されることによって、結果的に下部成層圏で急激なオゾン破壊を招くことが明らかになってきたのです。

すぐさま（1987年）この仮説を検証すべくアメリカの研究者たちは下部成層圏を飛べる飛行機を使って、各種微量成分の測定をおこないました。図5にその観測例を示します。図の左側がオゾンホールの

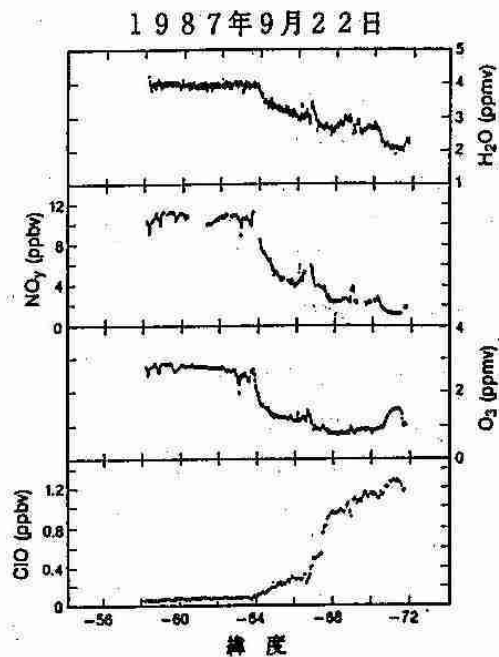


図5：飛行機観測から得られた（上から順に）水蒸気、窒素酸化物（NO_y）、オゾン、塩素酸化物（ClO）の航路に沿う緯度分布。

外、右側がオゾンホールの内に対応していることは、3番目のオゾンに関するグラフからわかります。同時にオゾンホールの中では水蒸気(1番目のグラフ)も少なくPSCsが形成されていることを示唆しています。そして最も重要なことは、オゾンの破壊を促進する鍵となる塩素酸化物(4番目のグラフ)がオゾンホール内で急激に増加し、オゾンと非常にきれいな逆相関関係を示している点です。さらに、塩素酸化物を不活性化する窒素酸化物もオゾンホール内で少なくなっている(2番目のグラフ)こともわかります。ここにいたって、私たちが何の規制もない中で放出し続けていたフロンガスは、ある条件のもとではありますが、すでにオゾン層破壊をもたらしていることが明らかになったのでした。こういったシナリオに沿ったオゾン破壊が南極大陸ほどの広がりを持って起こっていることは、1991年に米国で打ち上げられたUARSと呼ばれる大気観測衛星からも確かめられています。

5 北半球にもオゾンホール?

いっぽう、極域の温度が南半球よりも暖かくオゾン破壊は起こらないと考えられていた北半球についても、1990年代にはいって小規模なオゾンホールが観測されるようになり、結果的にオゾンが減っているという報告がなされています。これは近年、北半

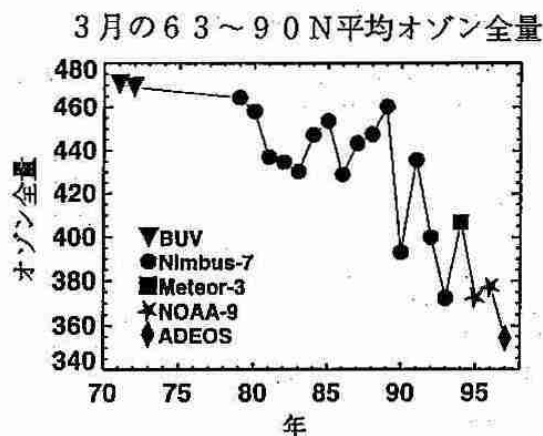


図6: 北半球高緯度域3月の平均オゾン全量。(印の違いは、観測した衛星測器の違いを示す。)

球下部成層圏でも低温化傾向が見られ、PSCsの出現頻度が高くなっているらしいことと関連していると考えられていますが、いまだに明解な説明は得られていません。一昨年わが国で最初の大規模な地球

観測衛星 ADEOS (みどり) が打ち上げられ、そこに搭載された測器の一つ ILAS が、この北半球におけるオゾン破壊を観測することに成功しています。今後さらにデータ解析が進めば、北半球におけるオゾン減少の原因も明らかになることが期待されます。このように、オゾン層破壊を食い止めるためフロンガスに関するさまざまな規制が提案され実行されてきましたが、オゾン層破壊は今もなお進行中の問題であるわけです。

6 対流圏オゾン

対流圏に存在するオゾンは、成層圏よりもさらに微量です。しかしながら、対流圏のオゾンも以下のような理由から注目されています。一つには、あまりに高濃度のオゾンは植物や人間にとって有害であるということです。いわゆる光化学スモッグがそうであるように、都市大気中で放出された窒素酸化物がもとになって生成されるオゾンは、私たちに害を及ぼします。では、対流圏においてオゾンはないほうがいいのかということではありません。大気中には数々の有害な大気微量成分が存在しますが、オゾンを生産源とするOHラジカルとよばれる微量気体がそれらを酸化してしまう力を持っています。つまり、オゾンは大気の浄化作用を維持するために重要な働きをしているのです。さらに最近では、オゾンが二酸化炭素に次ぐ温室効果気体として、地球大気の温暖化に寄与する可能性が示唆されています。このように対流圏において、オゾンは多くても少なくとも困る微量気体であるわけです。

7 焼き畑によるオゾン生成

都市域において放出される窒素酸化物がオゾンを生産するのと同じように、焼き畑等の人為的な活動によってもオゾンは生成されることが知られています。昨年(1997)の9月を中心に、インドネシア地域でおきた大規模な焼き畑が引金となって深刻な煙害が発生したことはみなさんの記憶にも新しいかと思います。実はこのとき、オゾンもこの地域で増大していたことが知られています。図7には衛星から推定された対流圏部分のオゾン量の分布が示されています。インドネシアを中心として非常に高濃度のオゾンが観測されていたことがわかります。こういった焼き畑

1997年9月18日

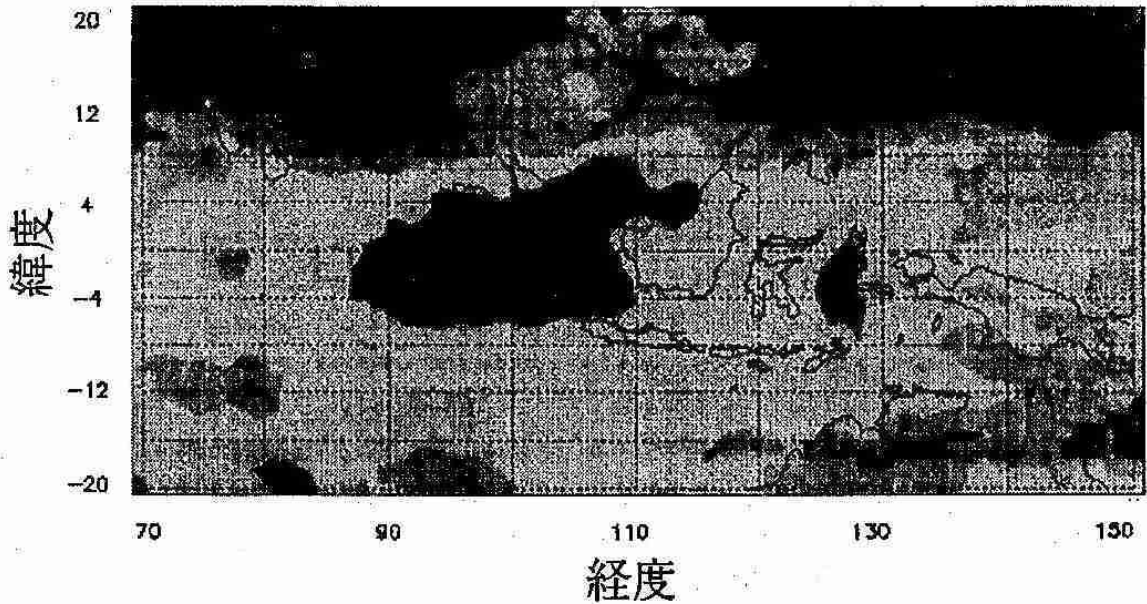


図7：1997年9月18日、インドネシア周辺における対流圏オゾン量の推定値。濃淡の濃い部分でオゾン量が多くなっていることを示している。

にともなう対流圏オゾンの増加は、南アメリカのアマゾン地域でも毎年のように観測されており、大気システムへの影響が懸念されています。

8 ガラパゴスにおけるオゾン観測 —「終わりに」にかえて

これまで、主として衛星観測にもとづく結果を示してきました。衛星からの観測というのは、グローバルな視点を得られるという点で非常に強力な手段ですが、その精度という点ではまだまだ地上での観測あるいはゾンデ等を用いた定点観測に及びません。特に、定常的な観測点が全くといっていいほど存在しない熱帯域に関していうと、私たちは科学的な論議をするための材料（データ）をほとんど持っていないことに驚きます。そんな問題意識から、私自身、何人かの研究協力者と共同で赤道域におけるオゾンゾンデ観測を組織的におこないたいと考えるようになりました。まだまだ、定常観測をおこなうまでの資金がえられず、キャンペーン的な観測しか実施できていませんが、この3、4月には東太平洋に浮かぶガラパゴス諸島でのオゾンゾンデ観測をおこないました。これまで、西太平洋域でのオゾンゾンデ観測は断片的におこなわれていましたが、東太平洋にお

ける観測はこれが世界で初めてとなります。そんなことさえこれまでおこなわれてこなかったのかと驚かれる人も多いかと思いますが、しかし現実にはまさにその通りで、まだまだ私たちの知らない領域というのは広く存在します。地球大気に行く末を見守っていくためにも、私たちは地道な観測を継続しておこなっていかねばならないのです。

ガラパゴス諸島におけるオゾン観測

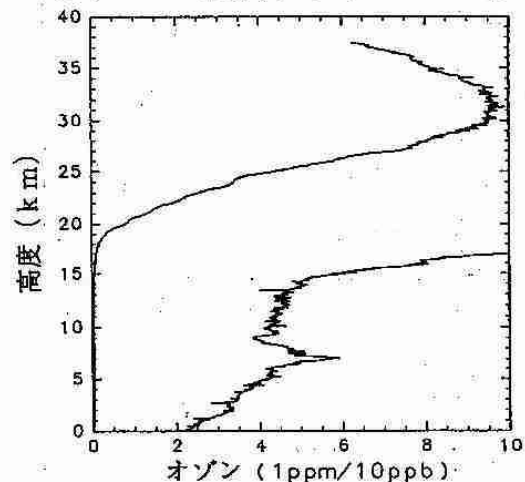


図8：ガラパゴス諸島におけるオゾンゾンデ観測の例。対流圏部分は目盛を100倍に拡大して描いている。

2. オホーツク海の流氷と気象・気候

北海道大学低温科学研究所附属
流氷研究施設

白 澤 邦 男

1. はじめに

オホーツク海は、北はアジア大陸の東シベリア地域に、西はサハリンに、東はカムチャッカ半島に、そして南は千島列島と北海道に囲まれた、南北約2000km、東西約1000km、平均水深838m、面積はおよそ153万km²で日本海の1.5倍に相当する広さの沿海です。

秋から冬にかけては、シベリア上空に発達する強大な高気圧からの寒気がオホーツク海に吹き込み、この海を冷やし、11月終り頃には北西沿岸部では海水が凍り始めます。「流氷」の誕生です。海水の凍結はこの北西海域から徐々に南へ東へと広がり、またこの流氷は風と海流に乗って南へと流され1月半ばには北海道へ押し寄せ、海面を閉ざして一面の白い氷原に変えます。冬のオホーツク海はまさに厳寒の極地の白く凍った海と化します。そして、やがて春を迎え、日差しがまぶしくなると、流氷に閉じ込められていた生物の活動がまた始まり、氷は割れ、融け出して、やがてまた青い海原へと変身してゆきます。では、この流氷はどのようにして生まれ、人間や生物とどのような関わりをもっているのか、また、地球の温暖化がこのまま続くとオホーツク海の流氷はどうなるのか考えてみましょう。

2. 流氷の分類

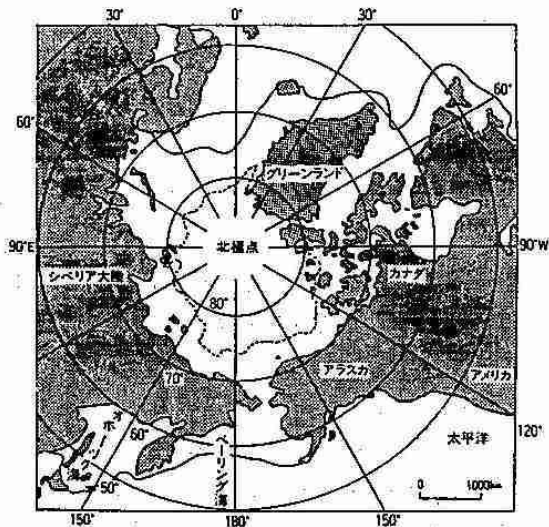
私たちはテレビや新聞などでよく「流氷」(Drift Ice 又は Pack Ice) とか「海水」(Sea Ice) という言葉を耳にしますが、これは同じものでしょうか。一般に広い意味では、海面に浮かんでいる氷全てを「流氷」と呼んでいます。一方、狭い意味での「流氷」とは「流れる」という運動形態による分類で、

海面に浮かび、流れ漂う氷のことです。これに対して、流れ動いていない氷は「定着氷」(Fast Ice) 又は「沿岸定着氷」(Landfast Ice) と呼ばれ、主に、沿岸の水深の浅い大陸棚上の海水が凍って出来た氷です。運動形態による分類に対してその組成、出生場所によって分類すると、「海水」、「湖水」、「河川氷」、「陸氷」などがあります。また、北極海や南極大陸周辺で夏の終わりになっても融けきらずに残り越年する流氷を「多年氷」(Multi-Year Ice) と、また、オホーツク海の流氷のように夏までには完全に融けきってしまう流氷を「一年氷」(First-Year Ice) と呼びます。また、それらの流氷が存在する海域は、それぞれ「多年海水域」(Perennial Sea Ice Zone) および「季節海水域」(Seasonal Sea Ice Zone) と呼ばれています。

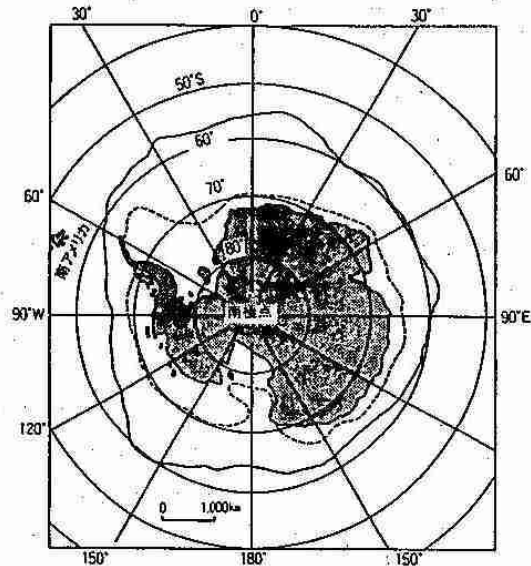
3. 地球上の流氷分布

青い海原が白い氷原へと化すのは、地球上どこでも起こるわけではありません。流氷のできる海は世界の海の10%程です。第1図に北半球における流氷域の存在する海域を示します。北極点を中心とする海域は多年海水域ですが、その周辺のボフォート海、バレンツ海、バルト海、ベーリング海、オホーツク海等は季節海水域です。最も低緯度の流氷域は中国の渤海湾であり、北緯40°でも流氷が生じることがわかります。ユーラシアと北アメリカの両大陸の東側で流氷域が中緯度にまで広がっているのが特徴であり、冬に大陸上の寒気が海上に吹き出して海を冷やし、流氷が生成されます。北半球では海水面積の約50%が多年海水域になりますが、海水の厚さは3~4mに達します。一年氷では高々2m位です。一方、南半球では(第2図)、南極大陸を取り囲ん

で流水域が存在し、冬には南極大陸の面積を上回る面積にまで拡大しますが、南緯55° を大きく越えて北に広がることはありません。南半球では、一年氷のしめる季節海水域の海水面積は多年海水域のそれよりは大きいと思われます。南極の中央部は大陸であり、平均気温は北極海に較べてはるかに低く、そこから吹き出す斜面下降風による寒気と飛雪のために、南極大陸周辺の氷厚は北極海より厚いといえるでしょう。



第1図：北半球の流水分布。実線は流水限界、点線内は多年海水域を示す。

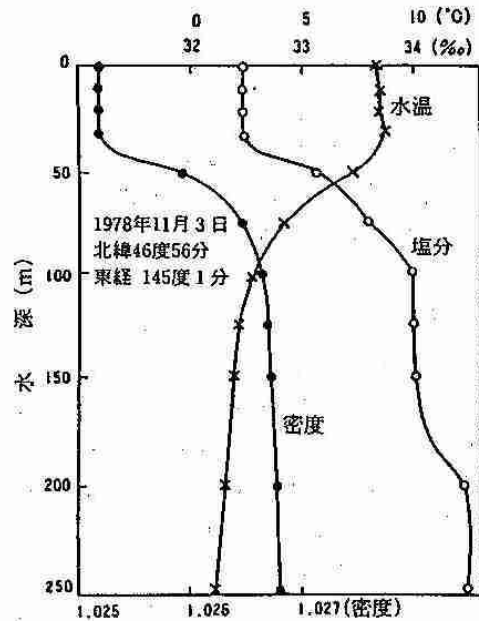


第2図：南半球の流水分布。実線は流水限界、点線内は多年海水域を示す。

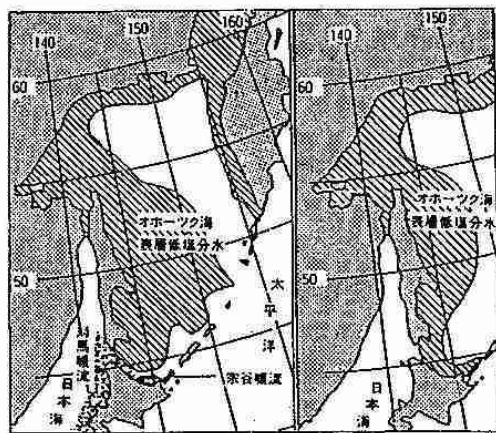
4. オホーツク海の流氷

(1) オホーツク海はどうして凍るのか？

それは、オホーツク海の海洋の構造が顕著な「二重構造」という特殊な海洋構造をしているためです(第3図)。オホーツク海へは北東ユーラシアで最長のアムール川をはじめ周辺の河川から冷たい淡水が大量に供給され続けます。その結果、表面から深さ約50mの表層は塩分濃度が薄く軽い海水層となり、「オホーツク海表層低塩分水」が形成されます(第4図)。水面下40~50mを境に



第3図：オホーツク海の水塊の二重構造。1978年11月3日、カラフト東岸(北緯46°56′、東経145°1′)の水温、塩分、密度の鉛直分布。気象庁(1980)により作成。



第4図：オホーツク海表層低塩分水の分布。左図は夏季、右図は秋季。(渡辺(1966)による)。

塩分の急増がみられます。この層は「塩分躍層」と呼ばれています。すなわち、オホーツク海は上下で塩分が著しく異なる二重構造をしているという特徴があります。秋から冬に寒気が進むにつれて、海表面が冷却されると、冷やされて重くなった表面の海水は「対流」を起こしながら次第に深くまで冷えていきます。ところが、深さ約50m以深はより高塩分で密度の高い海水層が存在し、密度的に安定しており、冷却されて密度が増加した表層水もその躍層より下へは下降できません。すなわち、寒気によって起こる「対流」は表層50mの浅い範囲に限られます。更に冷却が進むとこの深さ50mの表層水のみが更に冷やされてゆき、その海水が凍る温度、つまり「結氷温度」まで到達すると、「海氷」が形成されます。オホーツク海では結氷温度はおよそ -1.8°C です。このように、「オホーツク海表層低塩分水」の存在こそがオホーツク海の海水の生成の主因といえます。

また、オホーツク海はシベリア大陸、カムチャッカ半島や千島列島によって周囲を囲まれているために、太平洋の水の流入が比較的少なく、二重構造という特殊な海洋構造が保たれやすいという地形条件や、冬には西高東低の気圧配置が卓越し、シベリアからの寒気がオホーツク海を吹き抜けるという気象条件も、海氷の生成の要因といえましょう。

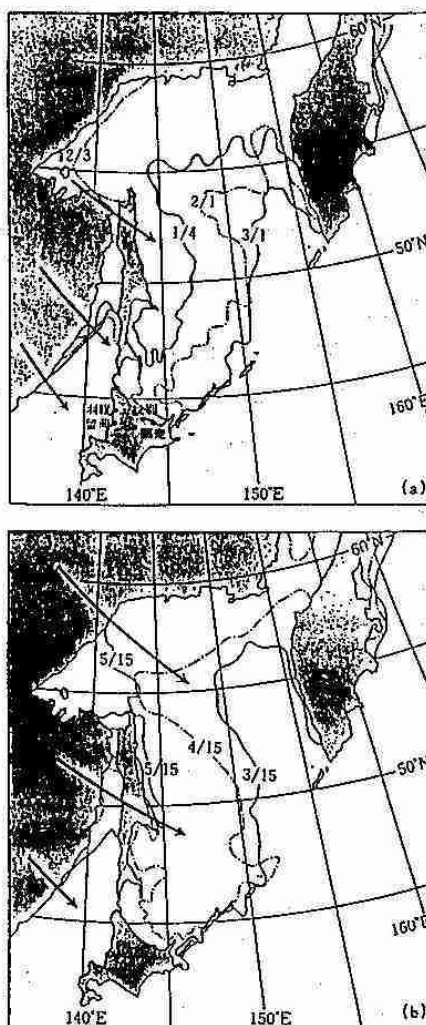
(2) 流氷の発生

さて、表層の対流混合層の海水が一様に結氷温度まで冷やされ、更に大気の冷却が続くと、海面の薄い層が「過冷却」して「結晶核」が生まれます。それを基にして「氷晶」(Frazil Ice Crystals)が生成し始めます。氷晶は針状あるいは樹枝状結晶に発達します。風がなく、海の表面に波やうねりもなければ、これらの氷晶は静かに成長していきます、互いに凍りつきながら、「ニラス」(Nilas)と呼ばれる比較的硬い氷となって一面に広がっていきます。しかし、普通の海面は絶えず風波やうねりがあり、氷晶はもまれ砕かれながら、ある厚さをした、どろどろした「グリースアイス」(Grease Ice)を形成していきます。このグリースアイスの層は、波の上下運動により、その波の波長の半分程度の大きさに集められます。それら

は、互いにつぶれ合ったり縁がめくれ上がり、円盤を形成しますが、その形状から「蓮葉氷」(Pancake Ice)と呼ばれています。やがて、蓮葉氷の間のすき間も凍り固くなってきます。その後、次第に固さを増しながら厚くなっていき、厚さ0.1~0.3mの「板状軟氷」(Young Ice)となります。しかし、お互いの氷板が重なり合っている時には数mにも達する「氷丘」(Hummock Ice)を形成することもあります。また、氷板どうしがぶつかり合ったり、数kmも続く「氷丘脈」(Ice Ridge)を形成することもあります。

(3) 流氷の分布

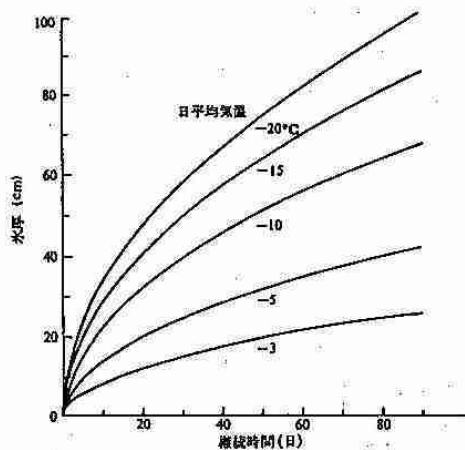
第5図に気象衛星ひまわりによる1982~1983年の流氷域の平均的季節変動を示します。例年、11



第5図：オホーツク海の流氷分布。矢印は季節風。(a)拡張期, 1982年12月-1983年3月。(b)後退期, 1983年3月-5月。(小崎ら(1994)による)。

月下旬から12月上旬頃オホーツク海の北西沿岸が先ず結氷し始めます。流氷域はオホーツク海の南へまた東へと伸びていきます。1月中旬には北海道沿岸に接近するが、この時期にはこの沿岸の海水も結氷温度に達して、沿岸定着氷を形成しており、北方から流されてきた流氷と沿岸定着氷と混在した氷野を形成します。流氷域は3月中旬まで拡張し、オホーツク海全面積の約80%を覆います。千島列島のカムチャッカ半島寄りにはウルップ水道を通して太平洋の海水が流入しており、またここでは対流層が深いために、この海域にはほとんど流氷が存在しません。3月中旬以降、気温の上昇とともに流氷は融解しながら後退していき、オホーツク海の流氷は6月になればほとんど消滅してしまいます。オホーツク海の流氷はすべて一年氷で年を越すことはありません。

氷の厚さは、結氷が始まった後は流氷の表面からどれだけ熱が奪われたかによって決まります。気温、風速、日射、雲量や積雪等によって変わりますが、近似的には氷厚は結氷開始以降の「積算寒度」の平方根に比例します。積算寒度とは結氷温度以下の気温の総和で、海面から奪われる熱量を表している値です。第6図に気温と日数から氷厚を推定するグラフを示します。平均的には、オホーツク海の北海道沿岸では40~50cmの、北部では約1mの厚さの一年氷となります。



第6図：日平均気温と継続時間から推定される氷厚
(青田(1986)による)。

(4) 流氷の動き

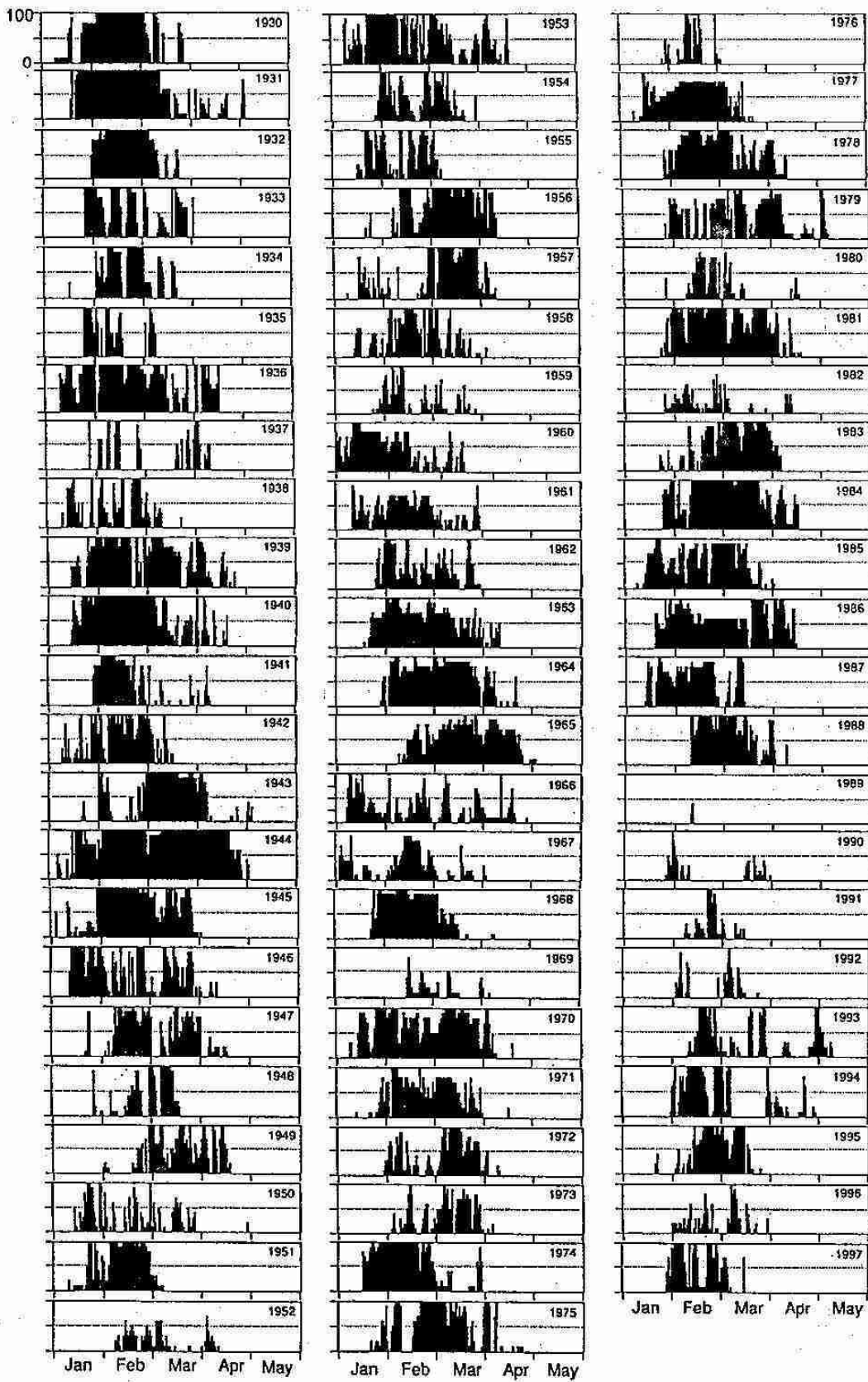
流氷を動かす力は色々ありますが、最も大きく影響するのは、風の力です。ノルウェーの科学者

ナンセンは、フラム号で北極海に乗り出して、氷野と一緒に漂流しました。その時に、船は風下の方向ではなく、風下から30~40度右にそれて流されていることに気がきました。これは、地球が回転しているために生じる見かけの力、「地球自転による転向力」、または「コリオリ力」が作用しているためです。また、流氷の漂流速度は風速の数%であることも調べられました。流氷の漂流速度と風速の比を「風圧係数」と呼んでいます。北海道周辺では、風圧係数は0.01から0.05です。海流による力も流氷の漂流に大きな影響を及ぼしています。また、流氷はお互いに、押し合ったり、引きずり合ったりしながら、動いていきます。このような、氷野と氷野の間に出来る力を、「氷野の相互作用力」と呼んでいます。流氷は、風、海流、氷の凹凸、氷野の相互作用力、コリオリ力が重なり合っるとても複雑に動きます。

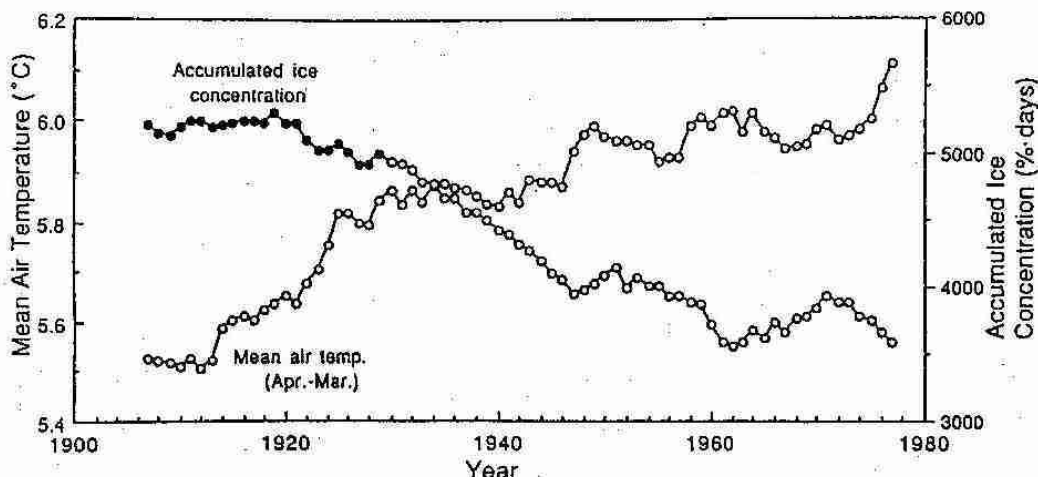
5. 流氷と温暖化

(1) 網走の最近100年の目視流氷観測

北海道庁・網走測候所(現網走地方気象台)では1892年(明治25年)から目視による流氷観測を始め、網走地方気象台に引き継がれ現在にいたっています。第7図に1930年から1997年までの「日別流氷量」(日別流氷密接度)の変化を示します。1989年からは流氷量が極端に減少しているのがわかります。ある年の流氷初日から終日までの流氷期間中の日別流氷量の総和、「流氷勢力」と、「年平均気温」との関係を示す第8図に示します。1910年から1930年にかけての20年間に年平均気温が0.4℃弱も上昇し、その後も上昇傾向にあります。一方、流氷勢力は、1920年代から減少し続け、1960年代初期には1920年代の65%まで低下しています。このように、最近約100年間の北海道沿岸の資料からは、気温は上昇、流氷勢力は減少している傾向が見られます。



第7図：1930年から1997年までの網走における目視観測による日別流水量。(網走地方気象台の資料による)。



第8図：網走における1892年から1992年までの目視流量量の積算密接度(流水勢力)と30年移動平均の年平均気温。黒丸は1892年から1929年までの流水期間から推定した積算密接度；白丸は1930年以降の日々の密接度から算出した積算密接度。(青田ら(1993)による)。

(2) リモートセンシングによる流水観測

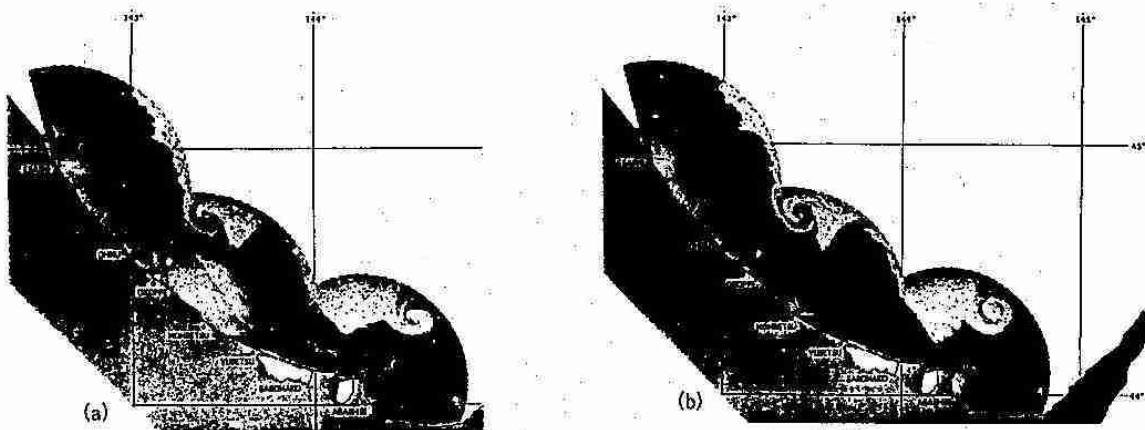
北海道大学低温科学研究所附属流水研究施設では1969年から「流水レーダ」による北海道オホーツク海沿岸から約50～60km沖までの海域の流水分布の観測を続けています。このレーダーにより昼夜天候に左右されることなく、北海道オホーツク海沿岸域の流水の動き、分布の観測が可能です(第9図)。

1960年代になると、人工衛星による流水観測が始まりました。雲の隙間から北極海の海水域を捉えたのが最初で、人工衛星は広域な海水域の面積を調べるのに有効です。衛星による観測から見積られたオホーツク海の海水域面積の変動から、海水面積が減少の傾向にあることが示されています

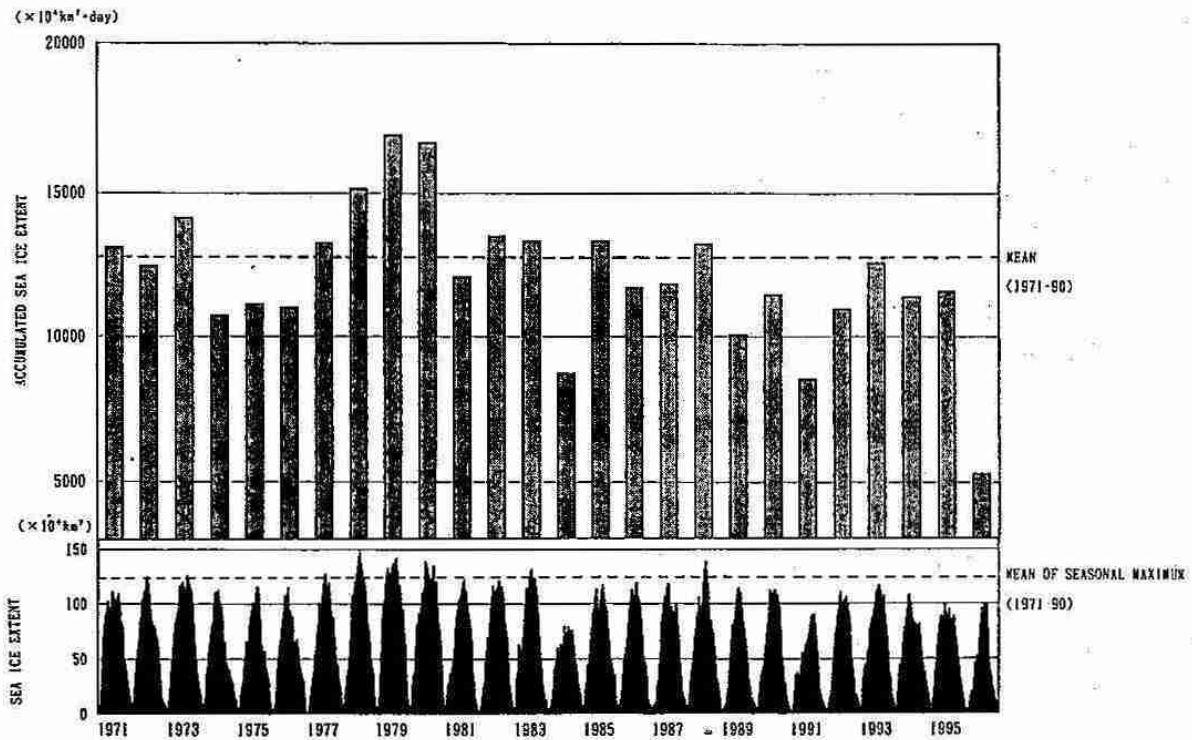
(第10図)。

1958年のアメリカの原子力潜水艦ノーチラス号による北極海の海水の厚さの情報と、1970年のアメリカの原子力潜水艦クイーンフィッシュの情報とから、北極海の多年海水域の厚さがこの12年間に約20%減少していることが示されました。また、グリーンランド北方の多年海水域では海水の厚さが1976年から1987年までの11年間に約15%薄くなっていることも示されました。

凍る海のほぼ南限に位置するオホーツク海は、地球の暖かい熱源と冷たい冷源との境にあり、温暖化の影響を受けやすい海です。海水域の分布及び海水の厚さの長期的、広域的な観測を続け、データを蓄積することが重要です。



第9図：北大・流水観測レーダ網による北海道オホーツク海沿岸域の流水分布。(a)1995年3月28日12時、(b)1995年3月28日18時。



第10図：オホーツク海の海水域面積（下段）とその積算（上段）の経年変化。（気象庁海水観測資料第14号（1996）による）。

6. 海の資源と流水

流水は豊かな水産資源をもたらすと言われてい
 ます。流水の底面やその近くには「アイス・アルジー」
 と呼ばれる珪藻類が閉じ込められています。海水中
 には、「ブライン」と呼ばれる「濃縮塩」が存在し
 ており、「ブライン・チャンネル」という木の葉の
 葉脈のような管を通して栄養塩が供給されると思わ
 れます。このように、海氷底面近傍はアイス・アル
 ジーにとって極めて住み心地のよい場所であるよう
 です。このアイス・アルジーは、春になり日射が強
 くなると、光合成が活発になり増殖が始まります。
 このアイス・アルジーを餌にしている動物プランク
 トン等が増え、これが貝などの海底の動物を育て、
 また哺乳動物や鳥類も集まり、「食物連鎖作用」が
 形成されます。海水域の水縁域や、「ポリニヤ」と
 呼ばれる海水域の中の開水面や水路では、海洋生産
 性が他と比べ極めて高く、特徴的な「海水圏生態系」
 を形成しています。

7. おわりに

オホーツク海は特徴的な海です。オホーツク海は
 大気中の二酸化炭素を効果的に吸収して、それを有
 機炭素、窒素にして海底に蓄積する能力の高い海で
 す。人類は化石燃料を大量に消費し、これを大気中
 に排出してきたが、これが原因で地球の温暖化が進
 んでいます。これを防ぐには、大気中の二酸化炭素
 を除去しなければならず、オホーツク海は他のどの
 海域よりも効果的に吸収する能力を持っている海で
 す。このため有機炭素等を求めて魚介類が集まって
 くる好漁場を形成しています。このような特徴的な
 海であり、まだまだ未知の海であるオホーツク海を
 今後も監視し、観測を続けていくことが重要です。

参考図書

- 海洋科学基礎講座 4 「海洋物理IV」(増沢譲太郎、蓮沼啓一、田畑忠司、渡辺貫太郎著)：東海大学出版会。
- 基礎雪氷学講座VI「雪氷水文現象」(小野延雄、石川信敬、新井正、若土正暁、青田昌秋著)：古今書院。
- 月刊海洋科学「オホーツク海と流氷」第18巻2号、1986年：海洋出版株式会社。
- 白い海、凍る海(青田昌秋著)：東海大学出版会。積雪寒冷地の水文・水資源(水文・水資源学会編集出版委員会編)：信山社サイテック。
- 日本の自然 地域編 1 「北海道」(小疇尚、福田正己、石城謙吉、酒井昭、佐久間敏雄、菊地勝弘編)：岩波書店。
- フラム号 北極海横断記ー北の果てー(フリッチョフ・ナンセン著 太田昌秀訳)：ニュートンプレス。
- 北海道の自然 7 「流氷」(田畑忠司著)：北海道新聞社。
- 流氷ーその謎と人々の生活ー(合地信生、中川元、松田功、滝澤大徳著)：斜里町立知床博物館。
- 流氷の来る街(中村圭三著)：古今書院。

「北大流氷観測レーダーによる流氷分布図」のホームページ：

<http://www.hokudai.ac.jp/lowtemp/sirl/sirl.html>

「北海道立流氷科学センター」のホームページ：

<http://www.ohotoku26.or.jp/organization/center/index.htm>

3. 最近の北海道付近の地震活動

札幌管区气象台 技術部
地震情報官

大西 功一

1. はじめに

皆さんは、日頃大きな地震に遭遇したらどのように迎え撃つか考えておられますか。突然起こる地震に対して発災してから対策を考えたのでは遅いことは言うに及びません。

しかし、どんなに対策や準備をしても阪神・淡路大震災（兵庫県南部地震（1995.1.17 M:7.2））で報告されているように、何も行動できないまま圧死してしまうこともありますから地震に対する万全な対策というものはありません。

しかし、万全な対策を取れないまでも、事前に準備や対策をとることで自分の身を守ることはできると思います。

この講座では、私たちが住んでいる北海道付近で起こった地震活動を省みて地震の性質や実状を知り、発災した場合に聞く情報の正しい捉え方や行動について考え、少しでも尊い生命や財産を守るために皆さんと共に考えたいと思います。

本講座では過去に

「地震はなぜ起こる」 岡田 廣氏 199b.7.2/
「北海道に被害をあたえる地震」

本谷義信氏 1997.7.30

が実施されていますのでそちらも参照して下さい。

2. 地震とは何か

（講座の席では、これまでのおさらいと、地震に関する用語などの解説も行います）

(1) 地震の顔つき・特徴など（a～dはスライドで説明します）

a, 浅い地震。・（都市の直下で発生すると大きな被害になる）

兵庫県南部地震1995.1.17 M:7.2

福井地震1948.6.28 M:7.1

b, 群発地震。・（長期間にわたり地震が多発し住民が不安になる）

・伊豆半島南東沖（近年は毎年起きている）・
松前沖地震1995・弟子屈地震

c, 深発地震。・異常震域が現れる。

（深い地震の場合は震央の真上より離れた場所で有感になることが多い）

・ウラジオストック付近の深発地震

1997.9.29 深さ600km M:7.8

この地震で北海道の西海岸は無感、太平洋沿岸の浦河、釧路で震度3を観測した。

d, 遠地地震。カムチャッカやアリューシャン列島の沖、マリナナ諸島付近等遠方で発生する地震を云いますが、チリ地震の様に地球の反対側で発生する地震によって日本列島に津波が来襲する事がある。チリ地震津波1960.5.23 Mw:9.5の場合は約23時間で日本に津波が来襲し各地に大きな津波被害をもたらした。

教訓：大地震の災害を過去に受けたところや津波が来襲するところには住まないこと。

しかし現実には沿岸に多くの方が居住している、この場合は地域に津波防災施設、各自の住居には震災対策を施す事によってある程度の克服は可能である。

課題：地震対策を万全に行うと云っても投資（経費）にも限界がある。さらに身近に震災の痛みを感じない場合や震災から時間が経つと人は対策を忘れてしまう。しかし地震対策を講じていない場合は、それなりのリスクを覚悟しなければならないことを最近の大地震は明確に伝えている。

(2) 気象庁が発表している地震・津波情報

気象庁では、現在地震発生以前に地震情報を発表していない。つまり全ての地震情報は地震発生をトリガーにしてデータ収集を行い、震源計算や津波発生などの評価を行ってから発表しているのである。

a, 地震発生から情報発表まで

地震の発生は、初め地殻に破壊が起って地震波が四方八方に射出されるが、各地に設置してある地震計で地震波を捉えている。気象庁ではその地震波を電気信号に変え中枢(管区气象台)に集中してコンピュータ処理をしている。地震波(P波)は一般に毎秒6~8kmの早さで伝わるが、北海道の東方沖で地震が発生した場合を例にとると、初めの地震波が北海道を通過するのに50~60秒かかる。電気信号に変換された地震波データは瞬時に伝送されるので、遠くで発生した地震でも中枢では地震動を感じる前に地震の発生を知ることができる。これを手がかりに迅速に震源計算が行われている。

この地震の波(最初の波をP波=縦波、次の大きな波をS波=横波)、及びその揺れ幅(最大震幅又は初動の震幅)を使ってコンピュータにより震源の各要素(緯度、経度、深さ、規模=M)を求めている。

少し前までは、気象官署から地震電報を発信してもらい、中枢ではそのデータを震央決定用地図に記入して震源の位置を求め、記録の大きさと震央の距離から津波の規模を決めて津波予報を行っていた、当時は予報発表まで10~20分を要していた。現在では地震波データを全てテレメータし計算機処理しているので格段に早くなっている。

近地地震の場合は1分程度でおおよその震源の位置は分るが、これを更に精査して海域で発生している地震であれば、津波発生の予測を行い津波予報発表の決定をしている。現在は3分程度で津波予報を発表できるように努めている。

また、震度観測データもテレメータによって自動的に収集され、震源等を考慮して各地の震度観測が正しいか等の品質管理を行い、震度3以上の揺れが観測されると「震度速報」を防災関係機関や報道機関をとおして皆様にお伝えしている。

b, 气象台が発表している情報等の種類

①「震度速報」 震度の観測点で震度3以上が観測された場合に速報する。

②「津波警報、津波注意報」 津波の来襲が予想される場合に発表する。

(気象庁は、平成11年3月以降に「量的津波予報」の導入を計画)

③「震源震度に関する情報」(地震情報)

震源地と震源の深さや地震の規模と、各地の震度をお知らせする。

④「津波情報」 津波の到達時刻、津波の来襲状況などをお知らせする。

⑤「各地の震度に関する情報」

(3) 震度とマグニチュード(M)について

a, 気象庁の震度は、ある地点の地震動の強弱を機械で計測して発表している。

震度の数値は、地震の大きさ(M=規模)が同じでも震源に近ければ大きくなり、遠くなると小さくなる値である。しかし、地盤の様子等によっても違いがでる。

震度は単一の物理量で表すことは出来ません。地震動の加速度と密接に関係していることが知られているが、短周期(0.1秒程度以下)の加速度に対して小さく、長周期(1秒程度以上)で大きくなる傾向がある。また地震動の継続時間にも関係する事から気象庁の計測震度計はこれらを考慮して数値を算出している。

b, マグニチュード(M)は、地震(震源における破壊の大きさ)の規模を表す尺度である。

マグニチュードは地震計に記録された地震動の振幅値を測定し震源との距離を勘案し求められているが、最初の定義はリヒター(米:1935)によってつくられた。気象庁のマグニチュードはリヒタースケールを基に日本付近の地震について調査(坪井:1954)して定義している。しかし、地震の規模が大きくなると地震計の種類やスケールの限界、断層運動の大きさと対比が良くないことが指摘され「モーメントマグニチュード」(金森:1977)と呼ばれる定義が提唱されている。(この他各種の定義が提唱されている)

c, 震度と災害

震度情報は地震災害時の緊急復旧、救援活動等

・防災の初動対応に重要な役割を担っている。
(阪神大震災のあと緊急且つ重要な情報として、速報する事が要請された)

このため気象庁では客観的且つ迅速に震度を把握するため、全国に震度計を整備し地上と衛星回線を使って計測震度データを収集している。(平成8年4月から気象庁は全国574地点で震度を観測し、水平・上下の地震動を捉え、震度7まで計測可能になっている)

特に防災復旧活動に役立つ震度5弱以上の震度観測データに注意を払い、出来るだけ多くの災害に関わる震度情報を提供することに努めている。

一般に震度5弱以上の大きさになると被害が発生する可能性が大きいので、自治体や防災機関はこの数値を基準に防災体制を組むところが多い。

気象庁は、全国どこかで震度3以上を観測すると、観測点を含む地域の名称を用いて2分~3分程度で「震度速報」を発表している。

また、平成9年4月からは「都道府県震度ネットワークシステム」が稼働し始めたことにより、消防庁及び地方自治体の協力で一部の県(平成10年6月現在16県)の震度データを気象庁に集中し品質管理を行って公表している。今後は全国の自治体が収集している全ての震度情報を発表できるように計画がすすめられている。

みなさんも、日頃から携帯ラジオを持ち気象庁が発表する情報をNHKの放送をとおして直接自分の耳で聞くように心がけて下さい。

(人づてに聞いた不安な情報を更に人に伝えないように注意する)

3. 活断層とは何か

兵庫県南部地震1995.1.17 M:7.2では「活断層が動いた」ことが地震発生の原因であると報道され話題になった。

活断層は、地形的不連続線(リニアメント)を航空写真等で見つけ特定するが、一般に第四紀(約180万年前)以降に変位を繰り返した地層変位の累積性に注目している。

調査は被害に結びつく{M=7程度以上で震源が浅いと大きな被害になる}様な古地震の事件を見だし、大地震の発生時期を突き止めることを目的と

している。

この調査は断層を切った覆われたの関係を歴史的背景(時間・変形・堆積物・木片・噴砂等。ズレの量/断層崖や地割れから評価)から地震発生の間隔を推定するもので、単位が100年~何万年等といった、我々の日常生活の時間感覚からはかけ離れているためピンとこないが、現在が断層運動のX万年目にさしかかっているかも知れないわけで、自分たちが住んでいる地域が過去にどんな地震被害をもたらしていたかを調査し知ることは重要だといえる。しかし、活断層付近の地震活動の平時は静穏であり、活断層があるからと云ってあまり恐れてもいけない、むしろ活断層の発掘などによってその地域の実状を知り、そのための地震対策を講ずることにこそ意味がある。

今のところ地震活動の観測だけをもって活断層の動きや地震発生の時期及び規模を特定することはできない。長期的観察には文献による古地震の調査や発掘も行われている。

(古地震の調査で有名なものに、新編「日本被害地震総覧」宇佐美龍夫著がある)

日本各地の活断層調査は、科学技術庁をはじめ各地方自治体によって、兵庫県南部地震以降精力的に行われている。北海道に於いても都市など住民に影響しそうな8つの活断層を特定し調査が進められている。最近では「増毛山地東縁断層帯」「函館平野西縁断層帯」の発掘が行われている。

4. 近年の大地震について

北海道に住むものにとって度肝を抜かれた地震は、北海道南西沖地震(1993.7.12 M:7.8)であった。この地震の10年前には日本海中部地震(1983.5.26 M:7.7)が発生していた。更にその19年前には新潟地震1964.6.16 M:7.5が起きていた。

日本海側でこのような大地震が起こることについて随分注目されたが、今から58年前にも北海道北西沖(1940.8.2 M:7.5積丹半島の北西沖)を震源とする地震が発生して、北海道の日本海沿岸に大津波が来襲し被害をもたらしている。この地震により利尻島では3m、羽幌、留萌、天塩で2mの津波が観測されている。

今回の北海道南西沖地震は、地理的にみて北海道

北西沖(1940)と日本海中部地震(1983)の間付近で起きた地震であった。

太平洋側と比較して日本海側は地震活動のレベルが低いこと、大地震が歴史的に知られていなかったこと等から注目され、最近はいろいろな見解が発表されている。

その一つに、近年起こっているこれらの地震の発生から、日本海東縁部のテクトニクスについて、東北日本はユーラシアプレートのエリアではなく北米プレートに属し日本海東縁部でユーラシアプレートと接しているとする説が提唱されている。この他地震活動や最近のGPS観測を元に新たな見解も出されている。

(1) 北海道南西沖地震(1993年)

平成5年7月12日22時17分頃、北海道の南西沖の深さ34kmを震源とするM:7.8の地震が発生した。小樽、寿都、江差、深浦で震度5を観測したほか北海道から東北地方のほぼ全域で有感になった。この地震により大津波が発生し奥尻島の藻内では最大29mの津波が来襲した。奥尻島を中心に202名の死者、行方不明者29名に達した。建物被害は家屋の全半壊937棟、一部損壊3,466、他道路の損壊、港湾、船舶に被害を受けた。青苗地区では大津波の他大規模な火災が発生し壊滅状態になった。この地震による余震は5年経った現在も続いている。

この地震によるメカニズム解析によるとほぼ東西に圧縮軸を持つ逆断層型であったが、その後の調査で断層面は単一でない可能性が指摘されている。

(2) 釧路沖地震(1993年)

平成5年1月15日20時06分ころ、釧路沖の深さ107kmを震源とするM:7.8の地震が発生した。釧路で震度6を観測したほか、帯広、広尾、浦河、八戸で震度5を観測した。この地震で死者1名、負傷者933名、家屋の全半壊85棟、住家の一部損壊3,389、火災が11件発生した。震源が深いため津波は発生しなかった。この地震のメカニズム解析や震源の深さから、北海道の下に潜り込む二重深発面のうち下面付近で発生した地震でその後の余震から破壊が水平に進んだと見られている。はじめ小破壊が起り6秒ほどして主破壊に至ったものでプレート内部に発生した非常に珍しいタイ

プの地震であったとされている。

(3) 北海道東方沖地震(1994年)

平成6年10月4日22時22分ころ、北海道東方沖を震源とするM:8.1の地震が発生した。この地震で釧路、厚岸で震度6を観測したほか北海道から中部地方の広い範囲で有感になった。札幌管区気象台は22時28分に北海道の太平洋沿岸に津波警報を発表した。この地震により花咲で173cmの津波が観測された。国内での死者は無かったが択捉島で死者・行方不明者が10名以上と多数の負傷者がでた。国後島、色丹島でも地震と津波でかなりの被害が発生したと伝えられている。

被害は、北海道の太平洋側を中心に家屋、港湾施設、道路に多く発生し、各地で液状化現象が見られた。

この地震のメカニズム解析から北西-南東に圧縮軸を持つ逆断層型の地震であった。この地震は多数の余震を伴い、10月中に3,327回の地震が観測されている。なお、最大余震が5日後の10月9日16時56分に(M:7.3)発生している。4年経った現在も余震が続いている。

北海道の東方海域は千島カムチャッカ海溝に沿って太平洋プレートが北方領土や北海道地域の下に沈み込んでおり、度々マグニチュード7クラスの地震が発生している。

釧路沖地震は、規模では十勝沖地震(1952.3.4 M:8.2)に次ぐ大地震であった。

5. 最近の地震活動(1997年の日本列島)

日本全国で震度4以上を観測するか、マグニチュードが6を越えた地震は41回あり、遠地で発生した地震により日本の沿岸に津波注意報を発表した事例が3回あった。

全国で被害を生ずるような地震は、鹿児島県北西部の地震(3/26 M:6.5)、伊豆半島東方沖群発地震(3/3から3/26 M:5.7)、愛知県東部(3/16 M:5.8)、山口県北部地震(6/25 M:6.1)があった。

一方、北海道地域には被害をもたらすような地震は発生しなかった。地震の多発する北海道の地域が静かなのは結構なことだが、次の地震エネルギーの放出が、何時・何処で始まるかは非常に気になることである。

6. 北海道付近の地震活動

a. 地震活動図について

第1図は、本年6月に北海道地域に発生した地震の活動を示している。この図は札幌管区気象台が定期的に気象官署を始め防災機関に提供している資料である。上図は震央分布の平面図で北海道の東方沖や奥尻島付近、浦河沖などで地震が多発している様子がわかる。下図(A)～(D)は北海道を4地域に分けて、それぞれ地震の深さの様子が分かるように断面図で示した。太平洋プレートが北海道の下にもぐり込んでいる様子が分かる。

b. 最近の地震活動 (年単位)

第2図～第4図は、1993年から1998年までマグニチュード3.0以上の震央分布を年単位で表している。(1998年は1月～5ヶ月)

これらの図から最近北海道周辺で起こった大地震の発生状況が分かる。

c. 被害地震活動と断面図

第5図は、釧路沖地震(1993.1)、北海道南西沖地震(1993.7)、北海道東方沖地震(1994.10)それぞれの地域で発生した地震の平面図と断面図を(本震発生から1ヶ月間)示した。釧路沖地震は震源が深かったためその後の余震活動は非常に少ない、一方北海道南西沖、北海道東方沖地震は震源が浅く多数の余震をともなっている。現在もこれらの余震活動は続いている。

d. 1880年～1997年の震央分布と時系列

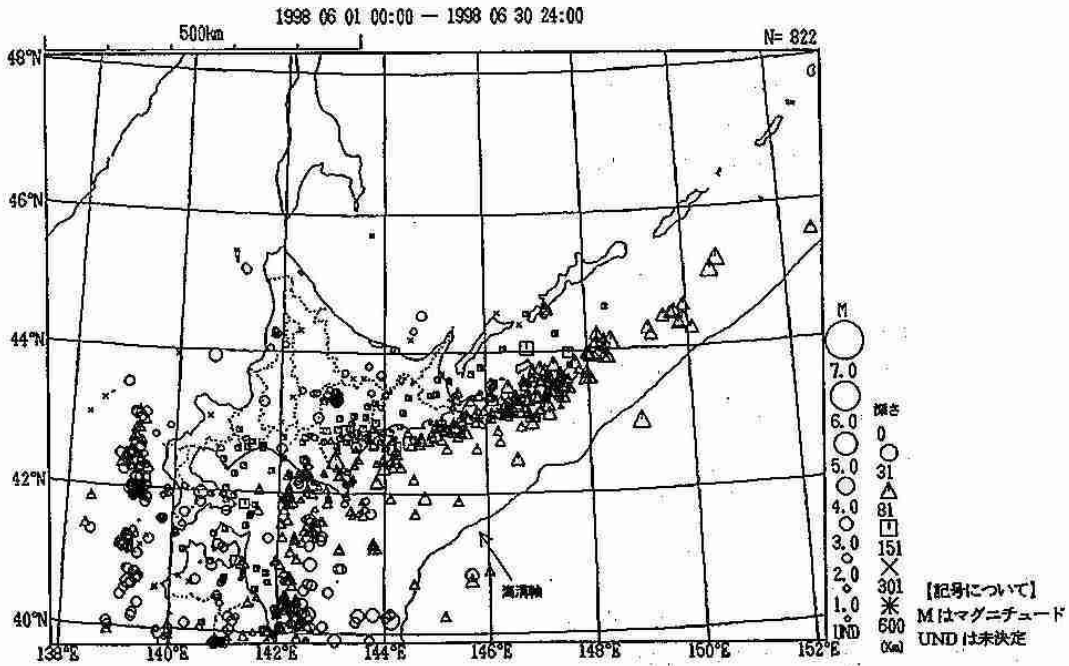
第6図の上2枚の図はマグニチュード7.0以上の平面図とマグニチュードの時系列を、下の図2枚はマグニチュード5.0以上の平面図とマグニチュードの時系列を示した。

地震発生の時系列から1950年代～1960年前半には大きい地震の活動があり、1970年代から1990年代の始めまでは比較的大きな地震活動が無かった時代であったことが分かる。1993年以降は地震活動が再び活発な時期に入ったように見える。

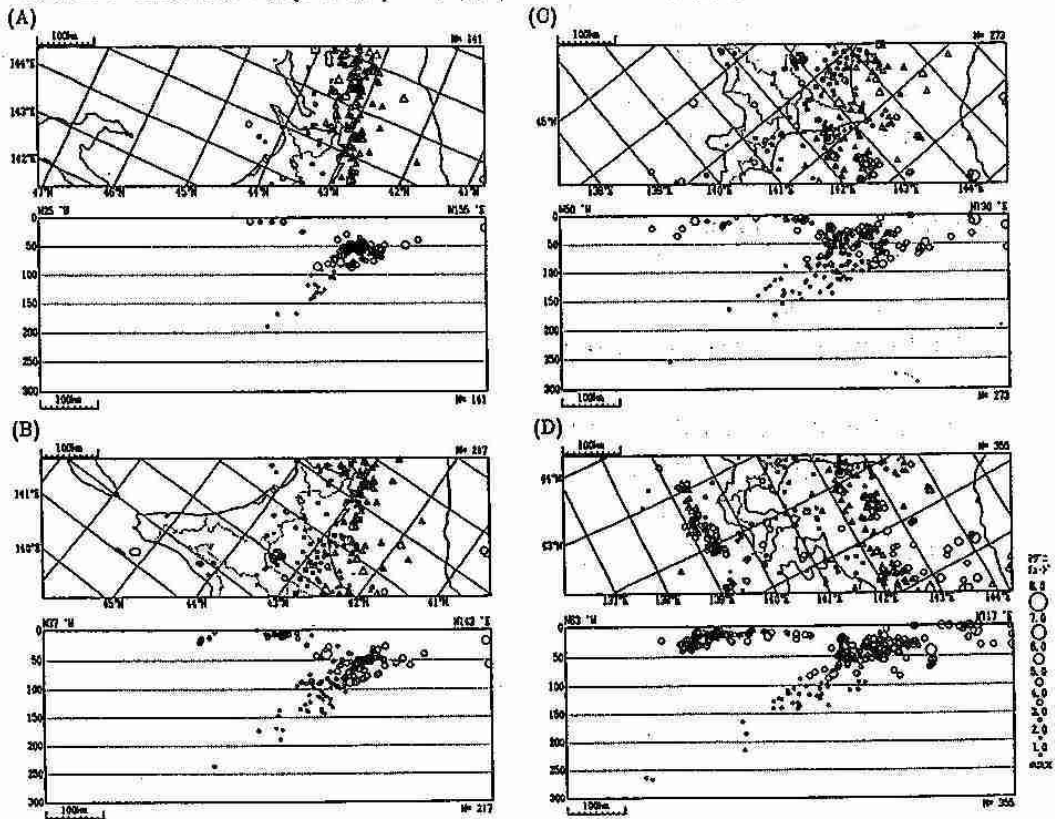
北海道の地震活動図

1998/6/1 00:00 ~ 1998/6/30 24:00 札幌管区気象台

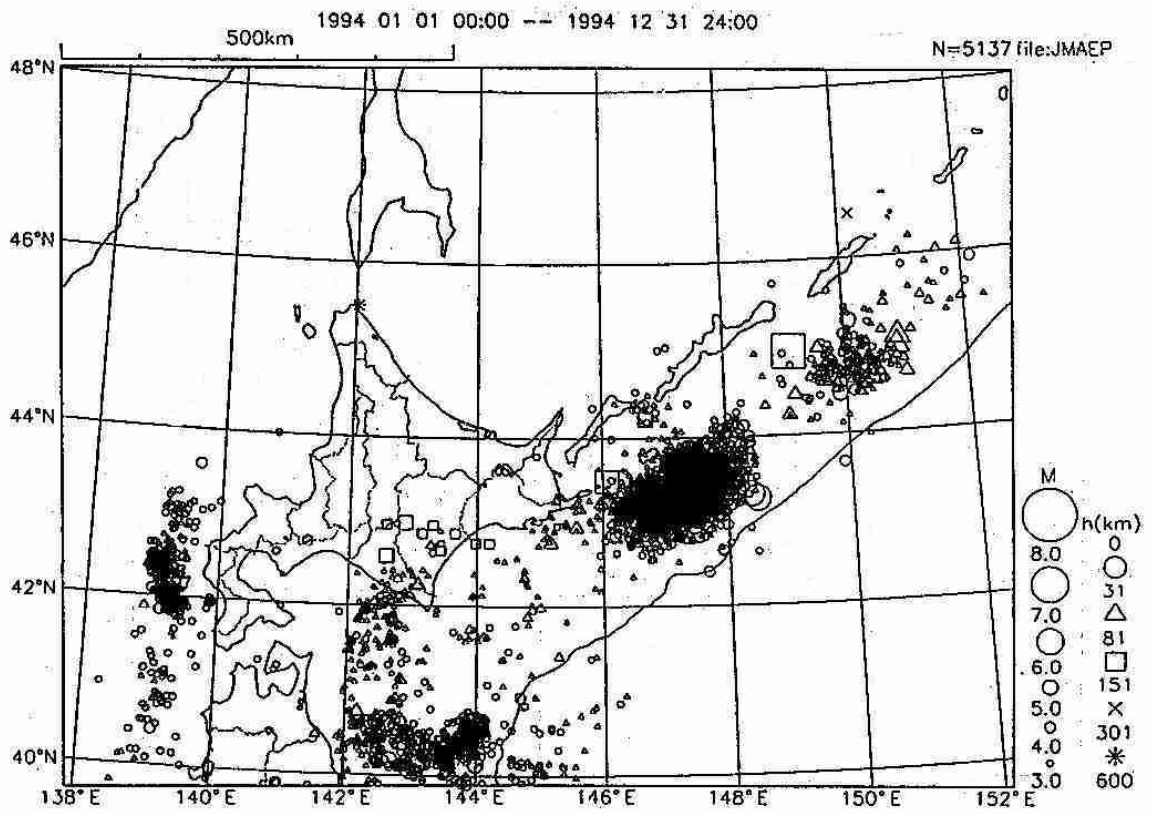
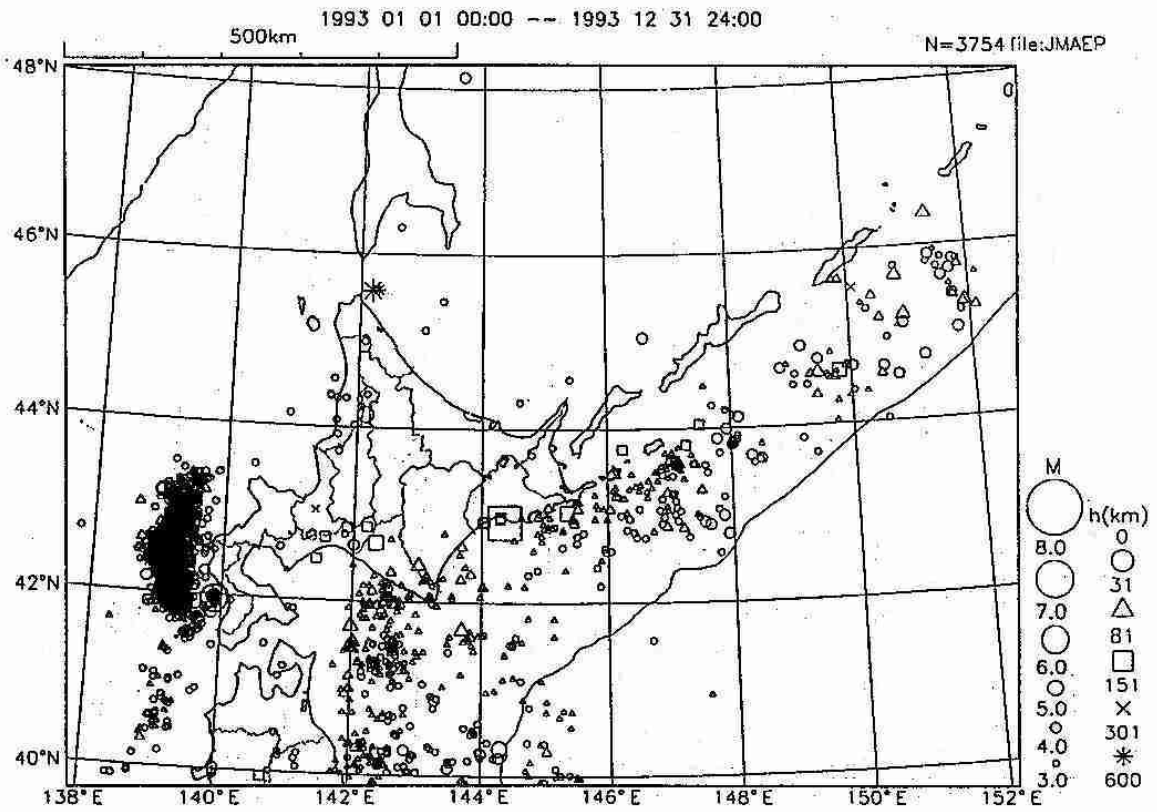
(これは速報であり、データは後日変更されることがある。)



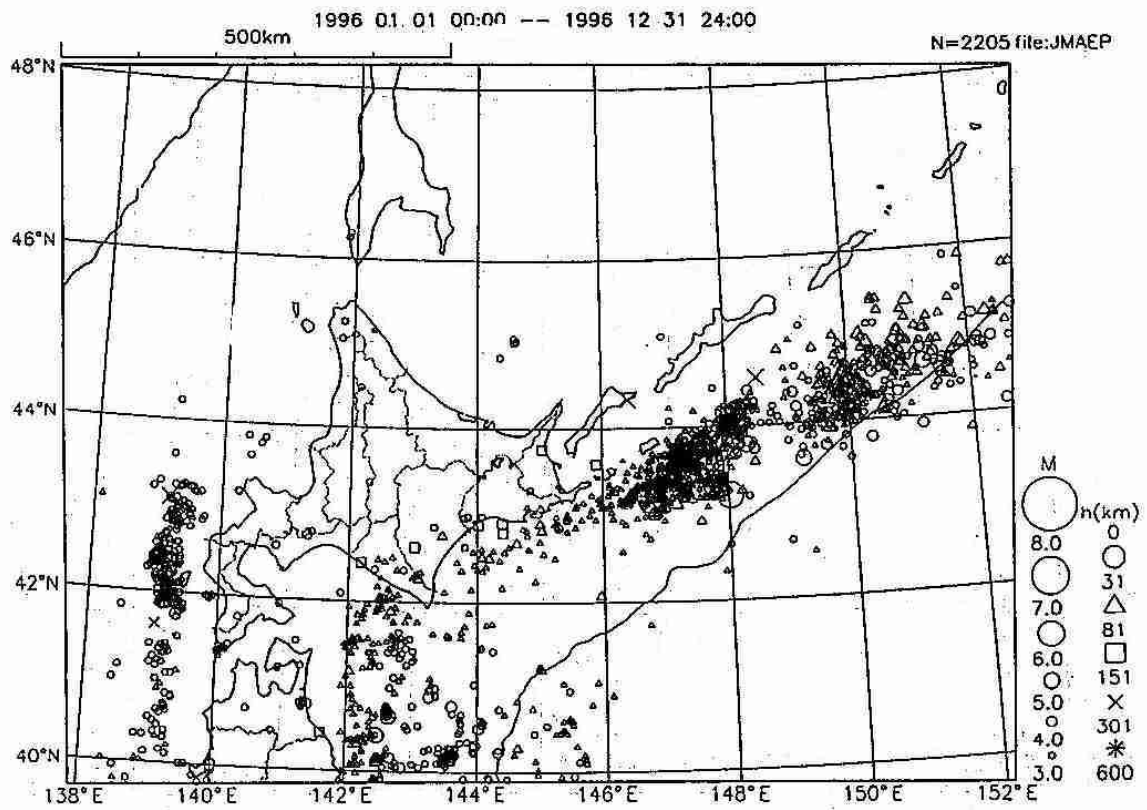
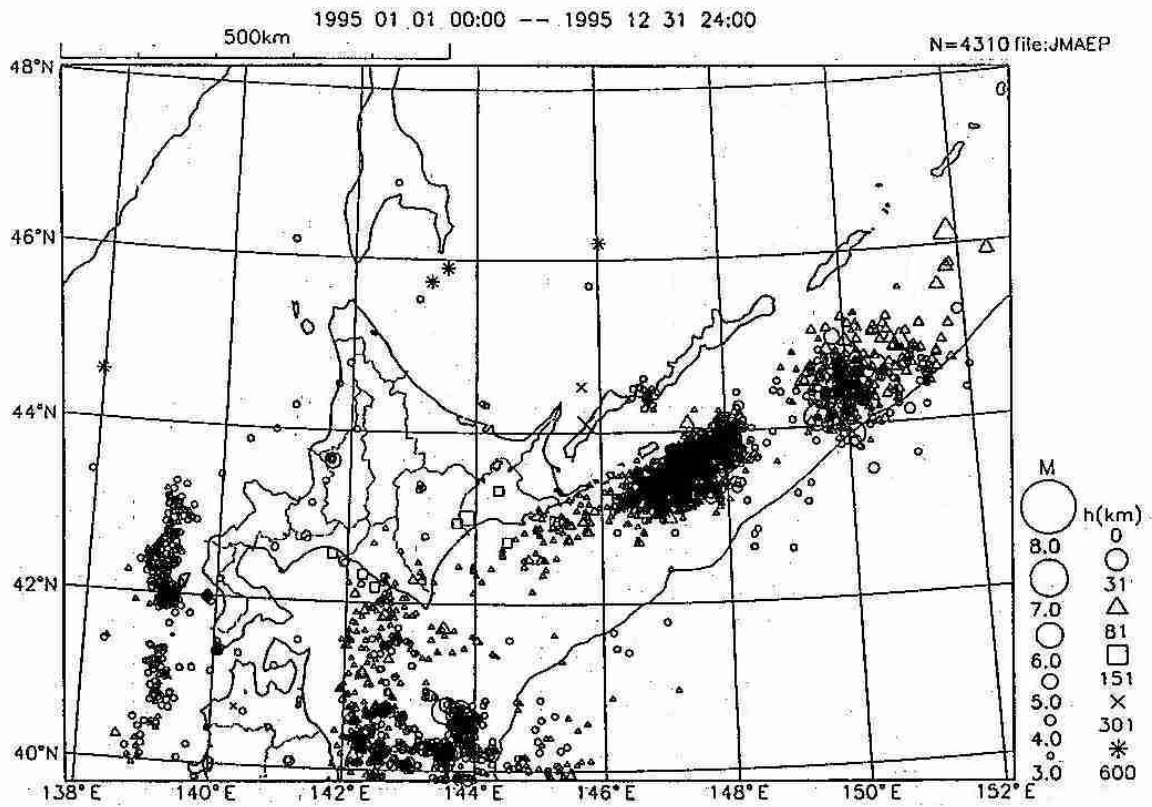
北海道の地震活動図(断面図) 1998/06/01 00:00~1998/06/30 24:00 札幌管区気象台



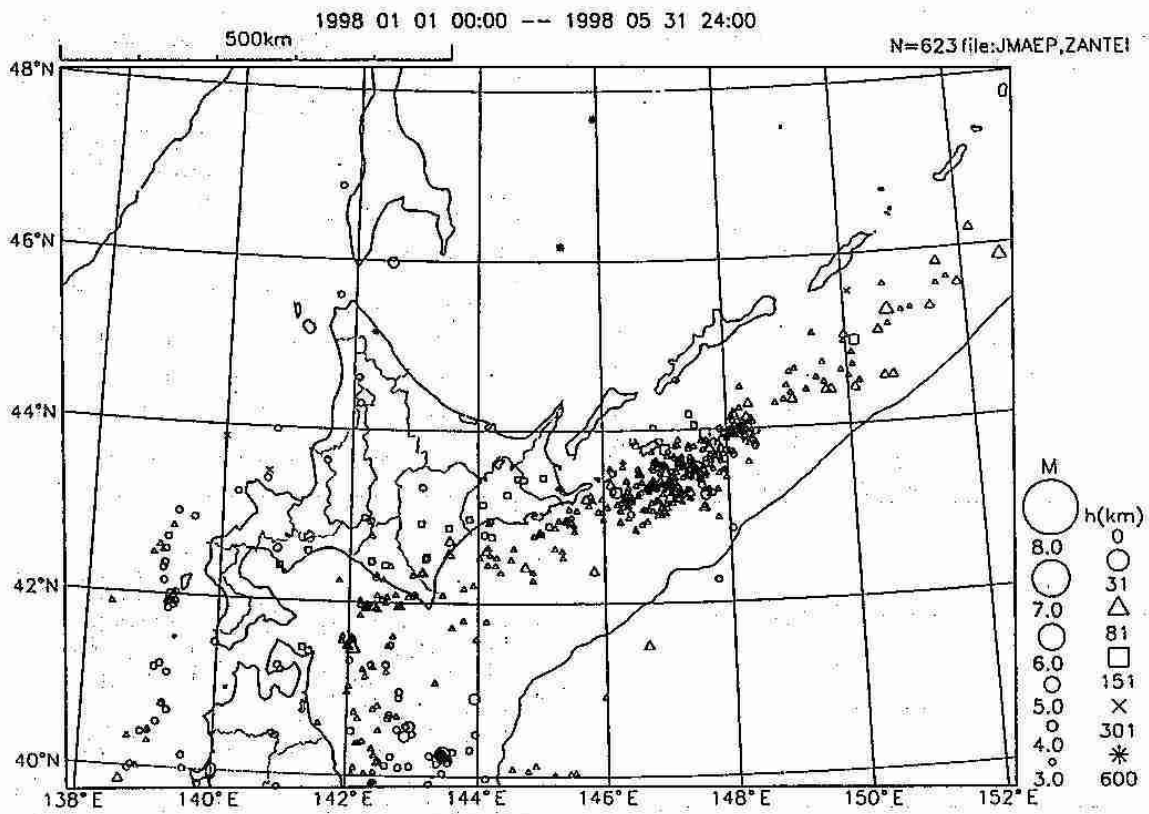
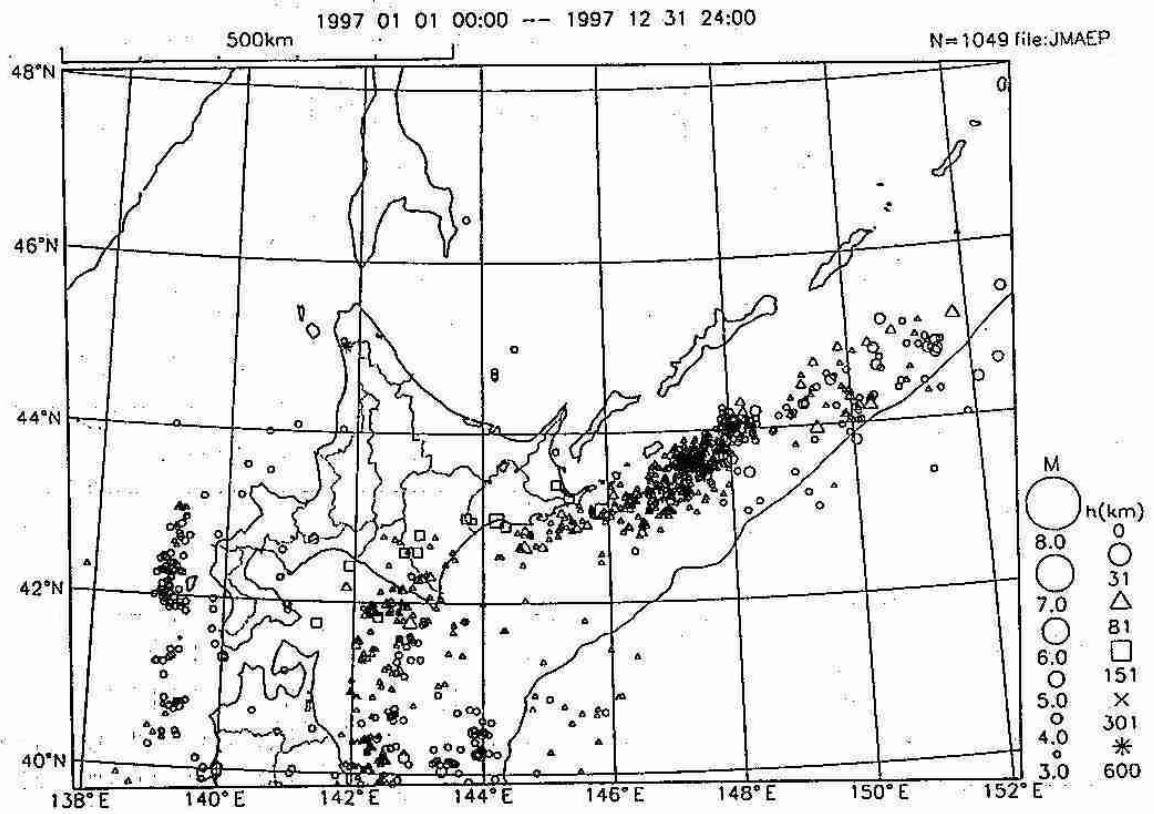
第2図



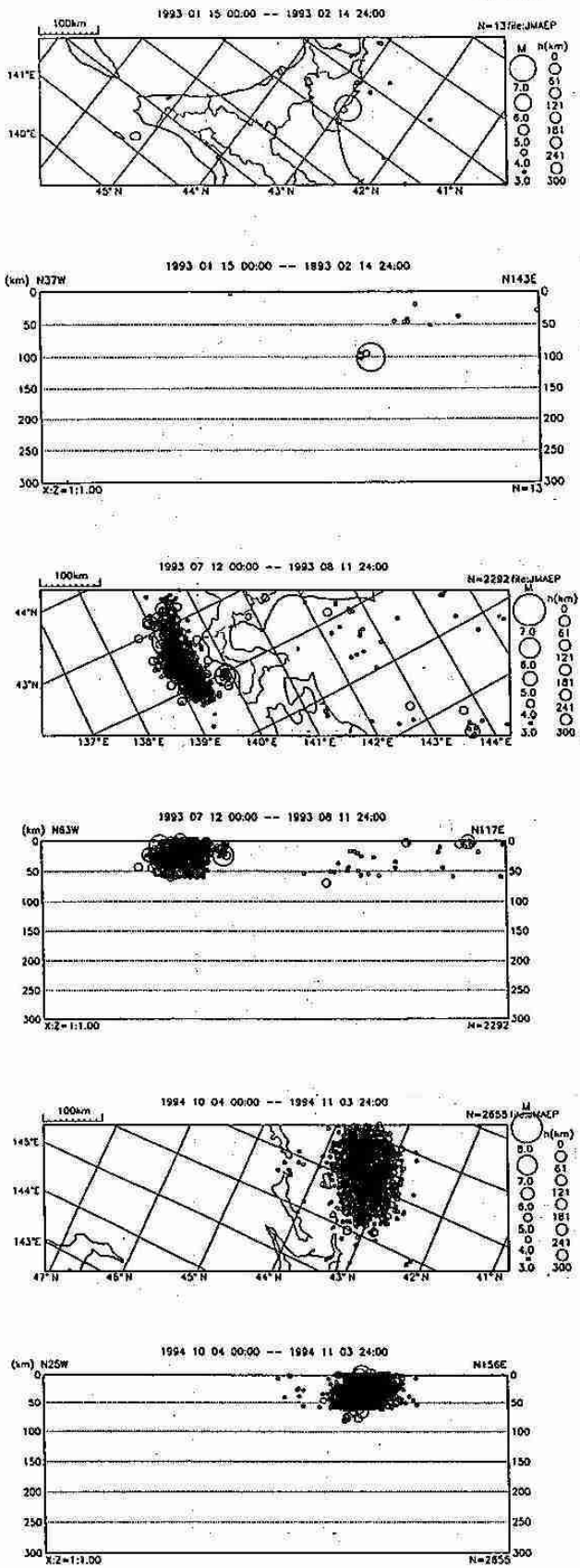
第3図



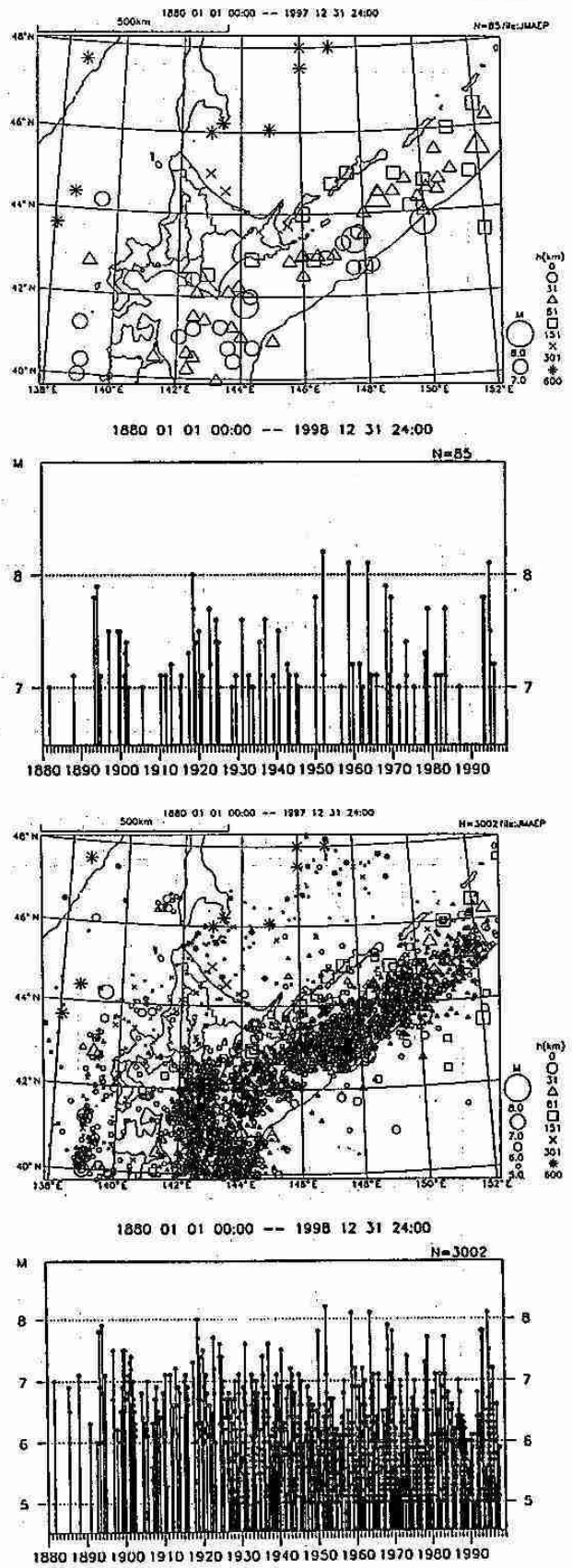
第4図



第5図



第6図



7. 内陸の地震活動

過去に北海道の内陸で発生した主な被害地震は「石狩湾付近1834」「根室北部1907」「静内付近1930, 1932」「浦河北西1931」「屈斜路湖付近1938, 1967」「弟子屈付近1959, 1965」「羅臼群発1964」「日高山脈南部1970」「日高支庁西部1981」「北竜の地震1986」などがある。震源が深い被害地震には「日高支庁西部1981」「日高山脈中部1987」がある。

最近の活動では大きな被害には至らなかった「空知支庁地方（北竜の地震）1995.5.23 M:5.7」と、長期間地震が群発し住民に不安をもたらした「松前沖の群発1995.10～1997.5最大のM:4.4」があった。

8. 地震発生の予測について

震央分布図や地震発生の時系列を見ていると、地震が多発している所と発生していないところがあり、太平洋沿岸などで比較的地震活動が活発な地域でも活動を休んでいるように見えることがある。地震の「空白域」といって大地震の前に活動が著しく低下する場所が見つかることがある。

第7図は気になる地震空白域の一つで、根室半島南東沖（1973.6.17 M:7.4）が発生し、当時予測された場所に大地震が起ったことからこの地震は予知されたと話題になった。しかし、この地震の少し南側に位置する場所が現在も活動が非常に低下している。当時（1973）の調査報告によると1894年（M:7.9）以降、空白域（約80年間）であったこのエリアは1973年の地震で解消されたと報告している。しかし、1973年の震央の位置が予想されていた場所から少し北寄りであること、1973年以降も「A」で示したエリアでは $M \geq 5.0$ の地震が発生していない等、その後の地震活動が気になる場所である。

9. おわりに

はじめに述べたが、地震は思わぬ時に突然やってくるものであり、地震を予知出来ない今は自己防衛による備えが何よりも重要となります。

私の地震に備える3箇条を述べてこの講義のまとめとします。

① 大きな揺れ感じたら、30秒程度は自分の身を守ることに専念しましょう。

② 1分程度経ったら、火の始末をしましょう。

③ 海岸で大きな揺れを感じたら、何をおいても高いところへ避難しましょう。

何れも自分の身を守り被害を最小限にするための行動ですが、この3箇条を成し遂げるには普段からの準備が欠かせません。

①を容易にするには、普段から家具等の固定をしておくことや、住家を建設する時に耐震対策を講じておくことが必要です。これらの対策をしておくことが前提になります。

②の対策は、普通の住家では一瞬にして大火事になることはありません、落ち着いて行動することが鍵です。このためには普段から消化器や貯水の準備をしておくことが必要です。大地震の多くは必ずといっていいほど火災が発生しています。自分の街に消防車があるからといって安心はできません。地震は広域災害ですから、消防車は個人のためには全く機能しないと考えるのが常識です。最小限、自分の所から火災を発生させない備えが必要です。

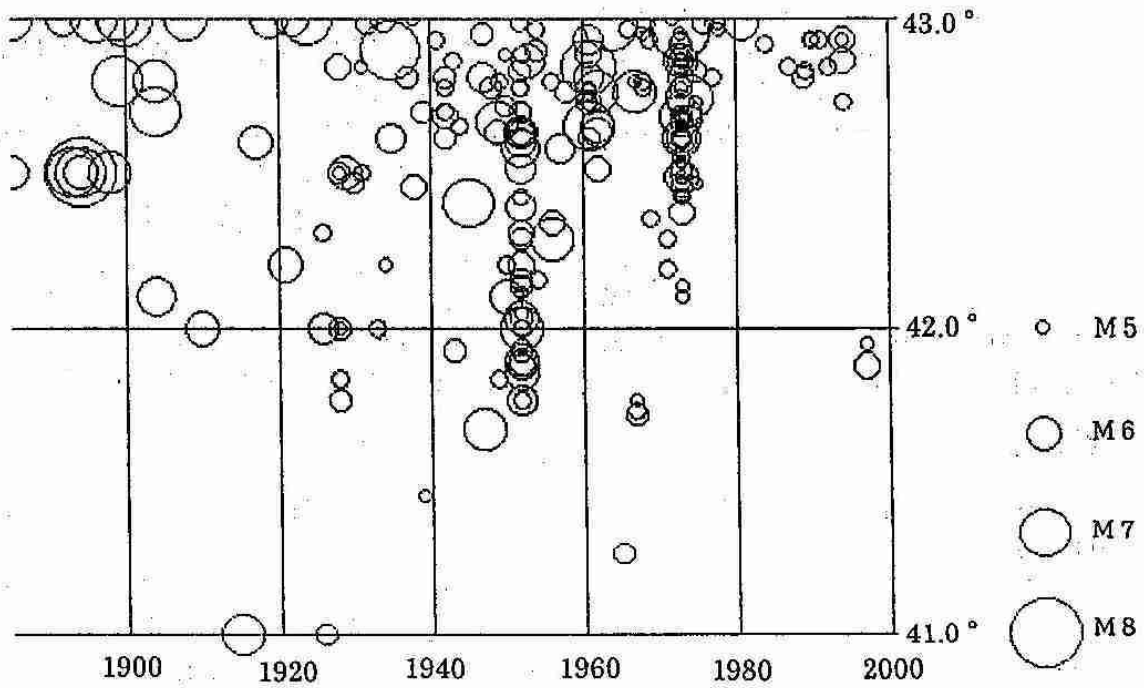
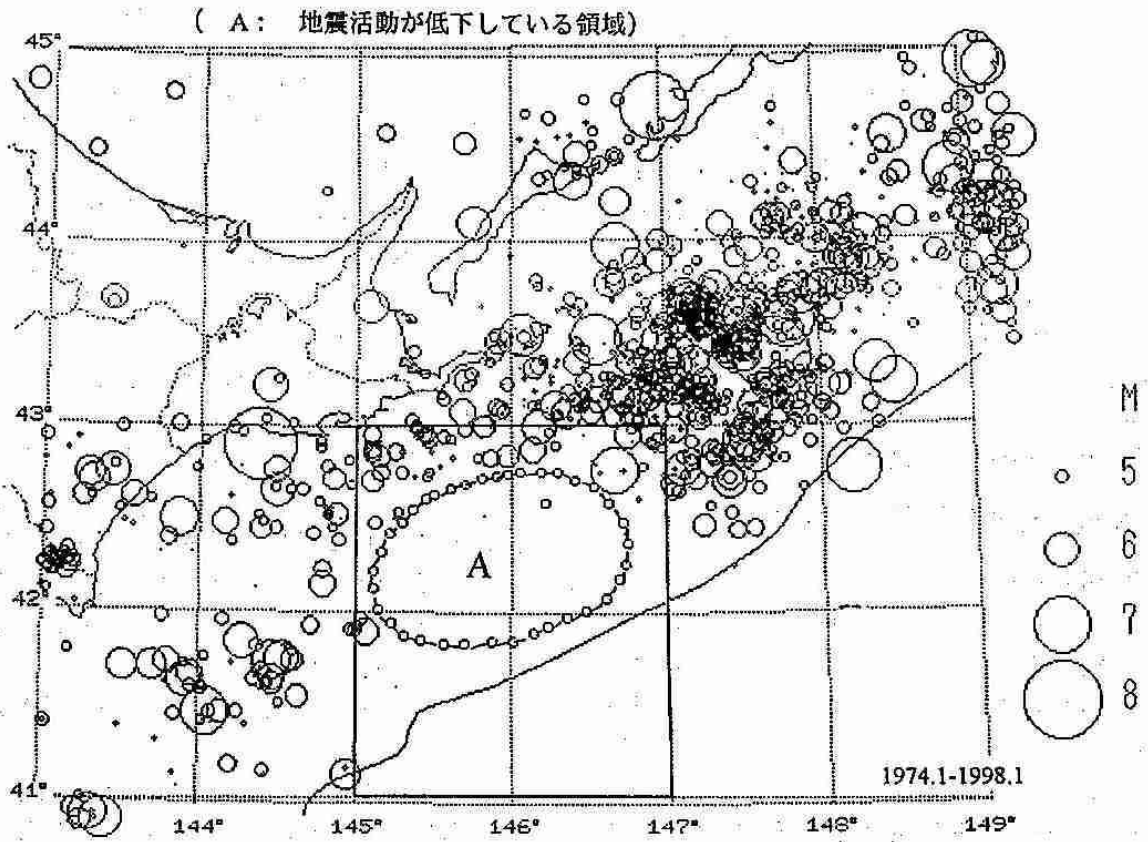
③は、海岸に居住している人や、たまたま旅行などで海岸にいて大きな揺れ（震度4以上）を感じたら何をおいても高いところへ避難しましょう。地震が夜に発生しても避難できることと、場合によっては家族や財産に振り向かないで逃げなければ助からないこともあります。それくらい近地の大地震の津波は、早く来襲する恐ろしいものなのです。

世間では、地震を予知できれば…と云った話をよく聞きますが、地震の発生をくい止めることは全く出来ません。

地震災害を克服することは容易なことではありませんが「予防」の一語につきると思います。更に対策には実践を伴っていることが肝要なのです。

参考文献

- ・北海道の地震 島村英紀、森谷武男 北海道大学図書刊行会
- ・活断層とは何か 池田安隆、島崎邦彦、山崎晴雄 東京大学出版会
- ・地震の事典 宇津徳治 朝倉書店
- ・日本の地震活動 地震調査研究推進本部地震調査委員会



根室半島南東沖のマグニチュードの時系列

4. 今年为天候経過と大気・海洋の特徴

札幌管区气象台 気候・調査課 八尾 孝

1. はじめに

今冬からこれまでの天候をふり返ってみましょう。北海道ではここ9年連続暖冬が続いていましたが、今冬(12月~2月)の平均気温は10年ぶりに平年並になりました。また春(3~5月)は記録的な高温となり、桜の開花も過去最早を記録した所が多くなりました。

それではこの様な天候をもたらせた大気の流れにはどのような特徴があったのでしょうか。また赤道付近の太平洋では昨年の春からエルニーニョ現象が発生していましたが、エルニーニョ現象は北海道の天候に影響を与えたのでしょうか？

今日はこの様なテーマについて具体的なデータを紹介しながらお話ししたいと思います。その前にまず地球をとりまく大気の流れはどの様になっているのか？エルニーニョ現象とはどういう現象か？など基礎的な知識についてお話ししたいと思います。

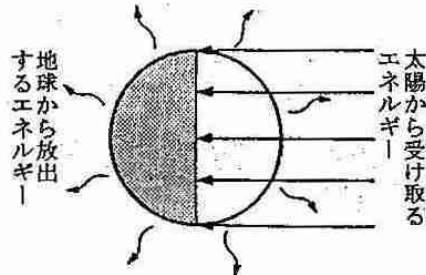
2. 地球の熱収支

(1) 地球全体で見た熱収支

地球上では低気圧や台風が発生して強い風が吹いたり、雨が降ったり雷が鳴ったりといったいろいろな気象現象が発生します。それには莫大なエネルギーが必要ですが、その源は太陽から放出されるエネルギーです。ところで、もし地球が太陽からエネルギーをもらいっぱなしで、地球から出ていくエネルギーが無いとすれば、どうなるでしょうか？

地球の気温はどんどん高くなって灼熱の惑星になってしまうでしょう。実際にはそういう事にはならないで地球の平均気温はほぼ一定に保たれて

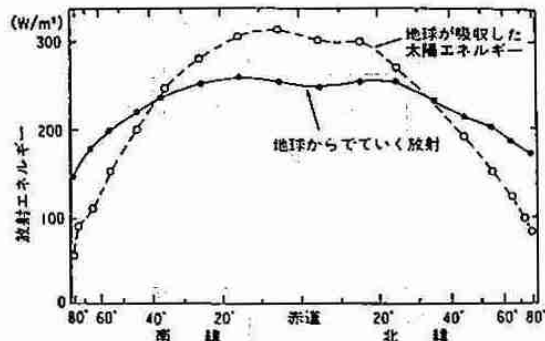
います。それは第1図の様に地球が太陽から受けるエネルギーと同じ量のエネルギーを「放射」という形で宇宙空間に向かって放出しているからです(熱の伝わりかたには「対流」、「伝導」、「放射」の3通りがあります)。



第1図：太陽から受けるエネルギーと地球から放出されるエネルギー

(2) 地域別に見た熱収支

この様に地球全体では入ってくるエネルギーと放出されるエネルギーがちょうどバランスしていますが、地域別に見ると大きな違いがあって、受けるエネルギーの方が大きくて収支がプラスの所と、逆に受けるエネルギーの方が小さくて収支がマイナスの所があります。第2図はこの収支の分



第2図：地球が吸収する太陽エネルギーと地球からでていく放射量の緯度分布 (Vonder Haar and Suomi(1969)より)

布を示したもので、緯度約40°よりも低緯度側では太陽からうけるエネルギーの方が大きくて収支はプラス、逆に高緯度側では放出するエネルギーの方が大きくて収支はマイナスである事がわかります。

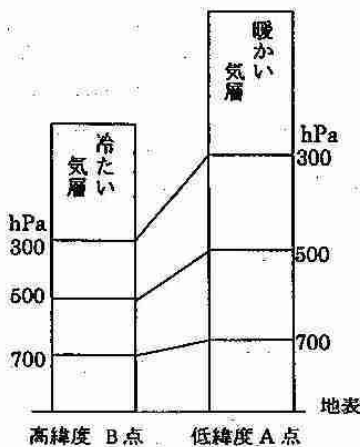
ところで、この様な状態が続くとどうなるでしょうか。エネルギーをもらいすぎる低緯度地方ではどんどん気温があがって、逆に高緯度地方ではどんどん気温が下がっていくでしょう。でも実際はその様にはならないで、低緯度地方は低緯度地方で、高緯度地方は高緯度地方で平均すれば気温はほぼ一定に保たれています。何故でしょうか？それは低緯度地方から高緯度地方へ熱を運ぶ大気や海洋の流れがあるからなのです。それでは大気はどの様な形で低緯度地方でもらいすぎた熱を高緯度地方へ運んでいるのでしょうか？

それを見る前にまず空気の性質、空気塊に働いて風を起こす力について考えてみましょう。

3. 空気の性質、空気塊に働いて風を起こす力

(1) 空気柱の気温と気圧

今、第3図の様に緯度の違う2地点で空気柱を考えます。対流圏では一般に低緯度のA点の方が高緯度のB点よりも気温が高く、また今この2地点で地上気圧は同じだと仮定します（地上気圧は単位面積あたりの地表面上にある全空気柱の重さです）。暖かい空気塊は膨張し、冷たい空気塊は収縮するという性質を持っていますので気温の高い低緯度にあるA点の方が、高緯度のB点よりも



第3図：水平の温度差と等圧面高度の関係

気柱が伸びて背が高くなっています（暖めると膨らんで伸び上がる熱気球を思い浮かべて下さい）。例えば 500hPa 面を考えると暖かいA点の方が高度が高くなっていますし、またA点の 500hPa 面の高度をそのまま水平にB点にあてはめて考えるとB点の気圧は 500hPa より低くなっています。すなわち仮に地上気圧は同じでも暖かい低緯度の方が冷たい高緯度よりも上層では気圧が高くなっており、その差は対流圏の上層にいく程大きくなります。例えば第10図は 500hPa 天気図ですが全体的に低緯度ほど高度が高くなっているのはこのためです。

(2) 空気塊に働いて風を起こす力

a. 気圧傾度力

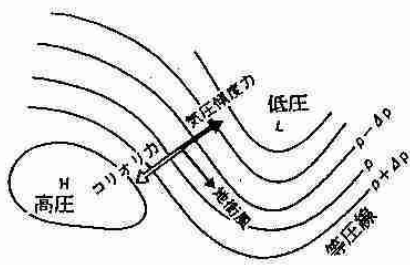
空気塊に働いて風を起こす力のまず第1は気圧差による力で気圧の高い方から低い方に向かって働く力です。これを気圧傾度力と呼びます。ところで先程たとえ地上気圧は同じでも、上層では暖かい低緯度の方が冷たい高緯度よりも一般に気圧が高い事を示しました。従って気圧傾度力は大気の上層では気圧の高い低緯度側から気圧の低い高緯度に向かって働く事になります。

b. コリオリ力

空気塊に働く第2の力は、地球が自転しているために考えなければいけない見かけの力で、これをコリオリ力と呼びます。コリオリ力は動いている物体（空気塊）に対してのみ働き、その力は動いている物体（空気塊）の速度に比例し、又高緯度に行くほど強く働きます。また力が働く方向は北半球では物体の進行方向の90°右側に働き、進路を右側にずらせようとしています。

(3) 上層の風

以上の2つの力の他に地表付近では摩擦力も働きますが、上層ではこの気圧傾度力とコリオリ力がほぼつりあっています。今、第4図の様に風が等圧線（等高度線）に平行に、低圧側を左に見て吹いていればコリオリ力は進行方向の90°右側に働きますので、ちょうど低圧側から高圧側に働き、高圧側から低圧側に働く気圧傾度力と正反対の向きとなって、2つの力がつりあった状態になります。この2つの力がつりあった状態で等圧線（等高度線）に平行に吹いている風を地衡風と呼びま



第4図：水平気圧傾度力、コリオリ力と地衡風の関係

すが、上層ではほぼこの地衡風が吹いています。地衡風は低圧側を左に見て吹きますが、先に述べた様に、気温が低い高緯度側上空では気圧が低いので、風は、西から東に向かって吹く事になり、これを偏西風と呼びます。又等圧線（等高度線）が混んで気圧傾度力が大きい所ほど、それとバランスするコリオリ力も大きくなければならず、地衡風は強く吹く事になります（コリオリ力は物体（空気塊）の進行速度に比例する事を思い出して下さい）。気温の南北差が大きい所ほど上空では気圧の南北差が大きく気圧傾度力が大きくなっているため、西から東に吹く地衡風、すなわち偏西風が強く吹く事になります。

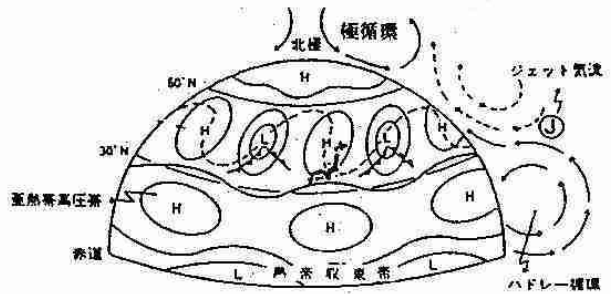
この地衡風の性質は大変便利で上空の天気図の等高度線を見ただけで、風の向きや強さを推定する事ができるのです。

4. 地球を取り巻く大気の流れ

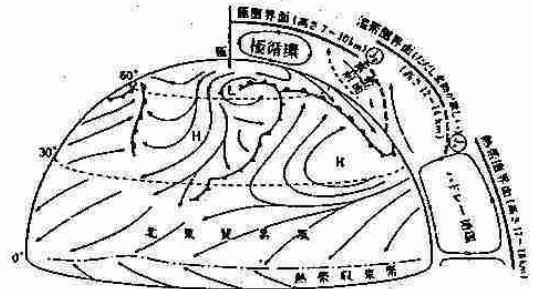
(1) 低緯度地方と高緯度地方の大気の流れ

第5図は地球をとりまく大気の流れ（これを大気大循環と呼びます）を模式的に示したもので、(a)図は子午面循環（地球上を各緯度帯に沿ってぐるりと1周平均して求めた鉛直方向と南北方向の大気の流れ）と気圧配置の特徴、(b)図は子午面循環と地表面付近の空気の流れ、(c)図は対流圏上層の空気の流れを示しています。子午面循環を見ると地球上には大きな3つの流れがある事がわかります。

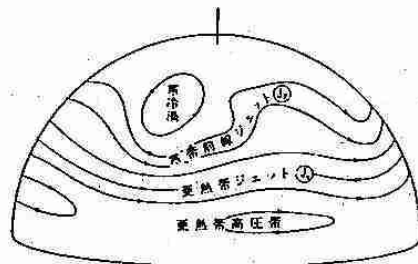
まず赤道付近で暖められた空気は軽くなって上昇し、圏界面（対流圏と成層圏の境目）まで達すると今度は高緯度側に向かって流れ出します。そして北緯30°付近まで北上すると今度は下降して地表付近を再び赤道に向かって流れ、ひとつの大



(a)子午面循環と卓越する気圧配置の特徴



(b)子午面循環と地表面付近の大気の流れ



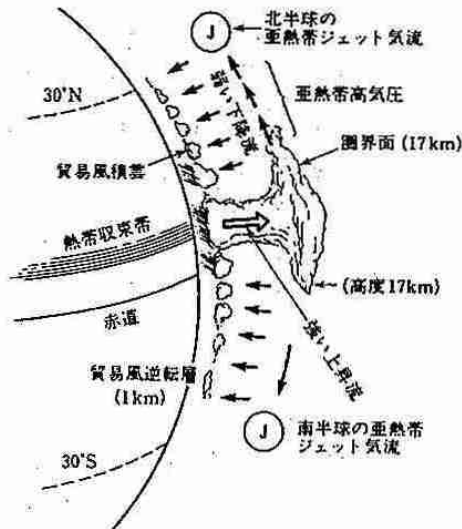
(c)上部対流圏の大気の流れ

第5図：大気大循環の模式図

きな循環が形成されます。この循環をハドレー循環と呼びます。この循環の中で赤道付近に沿って空気が上昇する所は熱帯収束帯と呼ばれています。また北緯20°~30°付近で空気が下降する所では地球をとりまいて地上気圧が高く、亜熱帯高圧帯と呼ばれています。ここでは雨が少なく、この高圧帯に沿ってサハラ砂漠、アラビア半島などの砂漠地帯が点在しています。夏に日本を覆う太平洋高気圧はこの亜熱帯高圧帯の一部です。第6図はこのハドレー循環の構造を模式的に示したものです。

一方極地方は非常に寒冷なので、冷やされて重くなった空気が下降流となり、地表付近を低緯度側に向かって流れ出し、ここでもひとつの大きな循環が形成されます。これを極循環と呼びます。

ところでこのハドレー循環や極循環の中で上層



第6図：ハドレー循環の詳細な模式図（名越利幸・木村龍治著「気象の教え方学び方」より）

を南から北にむかう流れは、北半球では進行方向の右側に働くコリオリ力の影響で西よりの風となり、これが先ほども述べた偏西風です。偏西風の特に強い所をジェットと呼んでいます（第5(c)図）。

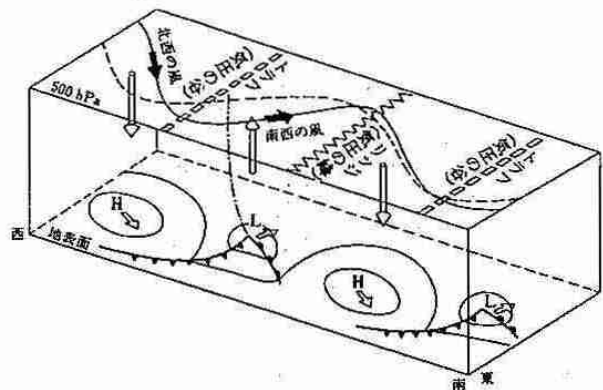
また逆に地表付近を北から南に向かう流れはコリオリ力のために東よりの風となり、これを偏東風と呼んでいます。特に亜熱帯高気圧帯から赤道域に向かって吹く偏東風は帆船時代の貿易に利用された事から貿易風とも呼ばれています（第5(b)図）。

(2) 中緯度地方の大気の流れ

この様に低緯度地方にはハドレー循環があって、暖かい空気を北にはこび、高緯度地方には極循環があって冷えすぎた冷たい空気を南にはこんで熱の南北交換を行なっている事がわかりました。

それでは私たちが住んでいる中緯度地方ではどのように大気は流れているのでしょうか？低緯度地方のハドレー循環と高緯度地方の極循環により中緯度地方では南北方向の温度差が大きくなります。温度差が大きくなると3(3)で述べた様に、上空では偏西風が強くなりますが、どこまでも温度差が大きくなり続け、偏西風が強くなり続けるという事はありません。それはある程度以上温度差が大きくなり上空の偏西風が強くなり過ぎた状態は不安定なため（これを傾圧不安定と呼びます）、その様な状態になると偏西風が蛇行し南北の温度差を小さくしようとするからです。

第7図は上空の偏西風の蛇行と地上の高・低気



第7図：上空の偏西風の蛇行と地上の高・低気圧との関係を示す模式図（地表面の細実線は等圧線、500hpa面の細実線は等高線、破線は等温線。棒矢印は上昇または下降運動を示す）。（小倉義光著「お天気科学」に一部加筆）

圧の関係を示したのですが、偏西風が南側に蛇行した所（ここをトラフまたは気圧の谷と呼びます）の前面（東側）には地上で低気圧が、北側に蛇行した所（ここをリッジ又は気圧の峰と呼びます）の前面（東側）には地上で高気圧ができます。これが日本等の中緯度地方で高気圧と低気圧が交互に通過し、天気は西から東に周期的に変化する原因です。

第8図(a)は気象衛星「ひまわり」が撮影したある日の雲画像と(b)図はその模式的な解説図ですが、これを見るとこれまでお話してきた大気の流れが良く実感できます。まず赤道地帯に沿って雲域が東西方向に帯状に伸びていますが、ここが熱帯収束帯でハドレー循環の上昇流域にあたる所です。この雲の中に特に白く見える発達した雲のかたまりがありますが、これがさらに発達すると熱帯低気圧や台風になります。またこの雲域の北側には暗れて雲のない地域が黒々と見えますが、ここが亜熱帯高気圧帯でハドレー循環の下降流域にあたる所です。一方中緯度地方では偏西風の蛇行に対応した移動性の高気圧と低気圧が交互に並んでおり、南北方向に拡がったコンマの形(,)をした雲域と雲の無い晴れた領域が交互に分布している様子が良くわかります。

この様に大気は低緯度地方では、もらい過ぎた熱をハドレー循環でまず中緯度地方に運び、高緯度地方では冷えすぎた冷たい空気を極循環で中緯度地方に運びます。その結果中緯度地方では南北



第8図：(a)全球的な気象衛星雲画像
(1990年4月13日12時の気象衛星「ひまわり」の赤外雲画像) (小倉義光著「お天気
の科学」より)



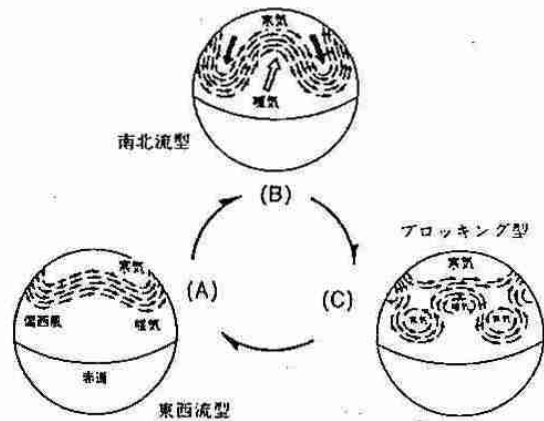
(b)その模式的な説明図

方向の温度の違いが大きくなりますが、ここでは偏西風の蛇行という形で熱交換をはかり、南北の温度差を小さくしようとしています。この様にハドレー循環、偏西風の蛇行、極循環という3つのシステムを使って全体として低緯度地方でもらいすぎた熱を、熱の不足している高緯度側に運んでいるのです(まるで地域を3つに分けて効率よく物を輸送する宅配便の様ですね)。

5. 中緯度地方の偏西風の蛇行パターン

(1) 偏西風の蛇行パターン

この様に中緯度地方では偏西風の蛇行という形で南北の熱交換が行われますが、第9図はこの偏西風の蛇行のサイクルを模式的に示したものです。Aは→印で示した偏西風がほぼ東西方向に流れて



第9図：中緯度偏西風の蛇行パターン

おり、これを東西流型と呼びます。

この東西流型が続くと高緯度側では寒気が、低緯度側では暖気が蓄積され、その境目にあたる中緯度地方では南北方向の気温差が大きくなって偏西風が強まります。偏西風がある限度を越えて強まると傾圧不安定によって偏西風は大きく蛇行しBの南北流型に移行します。南北流型になると南から北に向かう流れにのって暖気が北に、北から南に向かう流れに乗って寒気が南に運ばれ熱の南北交換が行われます。

南北流の振幅が増大し、その極に達すると、流れはCのプロッキング型に移行し、準定常的となって停滞します。

(2) 偏西風の蛇行パターンと出現しやすい天候の特徴

さて以上の東西流型、南北流型、プロッキング型が卓越すると、それぞれどのような天気になり易いでしょうか。

まず東西流型の時は高気圧と低気圧が交互に通って、晴れや雨と天気は周期的に変わり、その移動速度も早いので、一般には異常気象は発生しにくいと言えます。

南北流型の時は上空の西風成分が小さいので、地上の高気圧、低気圧の移動は遅く、時には停滞する事もあります。そうすると寒気が南下した気圧の谷の所では低温で曇雨天が続き、反対に暖気が北上した気圧の峰の所では高温・晴天が持続します。

プロッキング型になると南北流型の気圧の谷や峰がさらに深まり、低緯度側には寒冷な低気圧が、

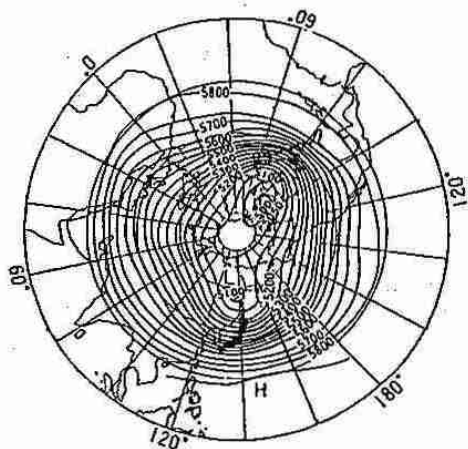
高緯度側には温暖な高気圧が切り離され、地上の高・低気圧の動きも極端に遅くなります。そして南の低気圧の中では低温と曇雨天が、北の高気圧の圏内では高温・干ばつが発生する等、異常気象が起こりやすくなります。

従って日本の様な中緯度地方の季節予報にとっては、偏西風がどのような蛇行のパターンになるのかを予想する事が非常に重要なのです。

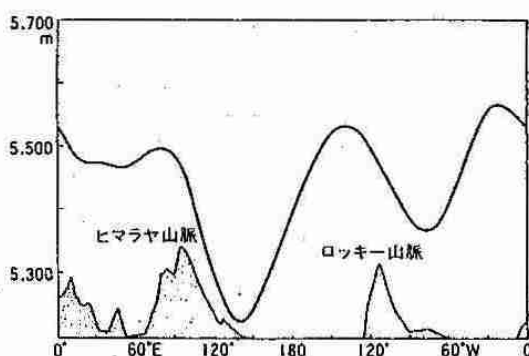
6. 500hPa 天気図で見た平均的な大気の流れ

大気の状態を把握するため気象台ではいくつかのレベルの天気図を用いていますが、中でも最も重要視しているのはほぼ対流圏の真ん中にあたる 500 hPa (上空約5500m付近) の天気図です。

日々の 500hPa 天気図を見ると、偏西風があらゆるこちらで蛇行していて、中緯度偏西風帯に沿って地球を一回りすると普通 4~7 個位のリッジ (気圧の峰) やトラフ (気圧の谷) があります。さて第10図は北極の上から見た北半球の 500hPa 面高度を示していますが、等高線は凸凹が少なく滑らかで、そんなにたくさんのリッジやトラフは見あたりません。実はこの天気図はある日の天気図ではなく平年の冬1月の1か月平均した 500hPa 高度を示しています。地上の高・低気圧に対応したリッジやトラフは普通1日に経度10°位で西から東に移動しますので、1か月平均すると平滑化されて消えてしまい、この天気図に表れているのは平均的にどこでトラフが形成されやすいのか、どこで流れの蛇行が大き



第10図：平年1月の北半球1か月平均 500hPa 等圧面高度分布 (単位m)



第11図：1月の 500hPa 面での経度方向に沿った平均高度分布 (岸保勘三郎他、大気科学講座4「大気の大循環」より)

なりやすいかといったもっと大きな流れの特徴なのです。

この天気図を良く見ると確かに北極を中心にほぼ同心円状になっていますが、偏西風が蛇行してトラフ (気圧の谷) が形成されている場所が2箇所あります。ひとつはアジア大陸東岸の日本付近ともうひとつは北アメリカ東岸です。どうしてこの2つの地域にトラフが形成されやすいのでしょうか？第11図は1月の 500hPa 面の高度を緯度40~50°について平均した経度分布で、ヒマラヤ山脈、ロッキー山脈の地形も模式的に示しています。この図から明らかな様に日本付近 (140°E 付近) のトラフはその西側 (偏西風の風上側) にあるヒマラヤ山脈の、また北アメリカ東岸 (80°W 付近) のトラフはその西側 (偏西風の風上側) にあるロッキー山脈の影響で、偏西風が蛇行しトラフ (気圧の谷) が形成されやすいのです。ちょうど川の中に突き出た大きな岩が流れを変えるのに似ていますね。

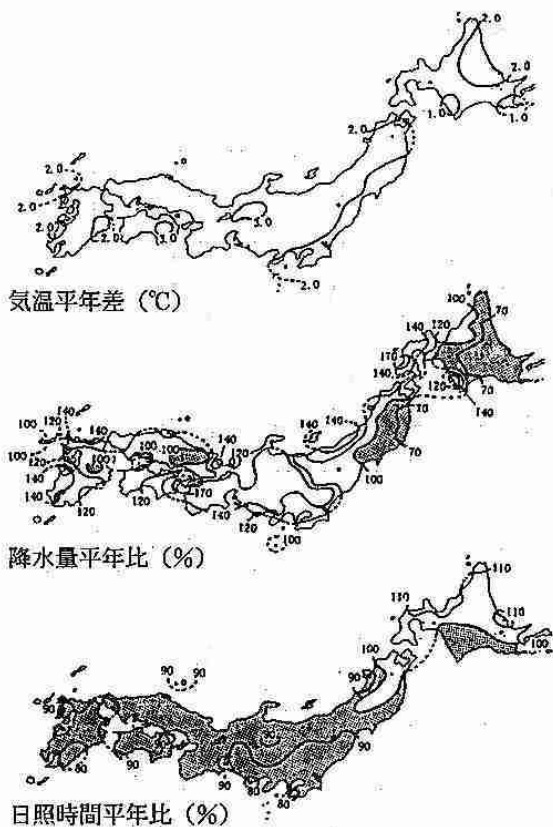
3か月予報等の季節予報では地球をとりまく大気の流れがこの様な平年の流れと比べてどの様にずれるのか？という事に着目して天候を予想します。

7. 今年の天候経過とそれをもたらせた大気の特徴

今冬 (12月~2月) の平均気温は平年並でここ9年続いた暖冬は終わり10年ぶりに平年並の冬となりました (ただしこれは北日本だけで東、西日本は今年も暖冬)。月毎に見ると12月は高くなりましたが1月は平年より低くなりました。

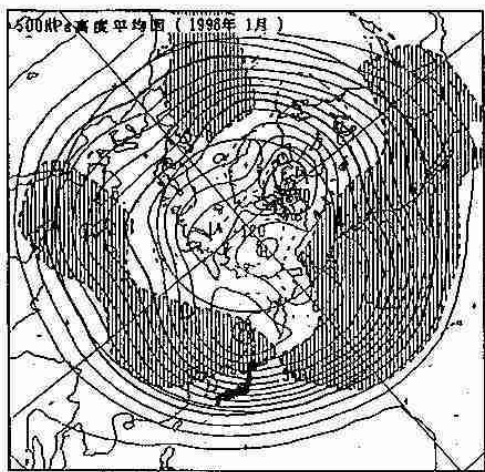
又今春 (3月~5月) の北海道22地点平均の3か

月平均気温は平年より1.7℃高くなり、現在の22地点の気象官署の観測データがそろった1958年以降第1位の記録となりました。又月平均気温は3、4、5月いずれの月も平年より高くなりましたが、特に4月は月平均気温が平年よりも2.1℃高く、4月として初めて最高気温が30℃を越える真夏日となったり、桜の開花の最早記録が相次ぐなど記録的な暖かさとなりました。第12図は今年3月～5月の季節平均気温、降水量、日照時間の平年差（比）の全国分布図ですが、高温は全国的な傾向で、本州ほど高温の程度が強かった事がわかります。

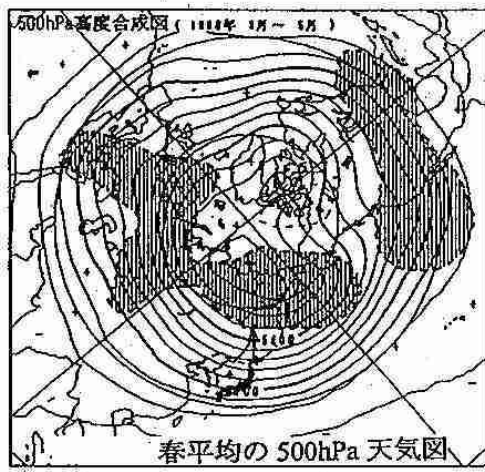


第12図：今春（3～5月）の気温、降水量、日照の平年偏差（比）の全国分布図（点探域は平年より低い（少ない）所を示す）

それではこの様な天候経過をもたらせた大気の特徴を500hPa天気図で見てみましょう。第13(a)図は今年1月の1か月平均の500hPa天気図です。図には500hPa面高度の他に平年偏差（平年にくらべてその地点の高度がどの位高いか低い）を示しており、斜線をつけた領域は負偏差（平年より高度が低い）の所です。負偏差域は平年より気温が低かった所とほぼ対応しています（3(1)をもう一度思



(a)今年1月の1か月平均



(b)今春（3～5月）の3か月平均

第13図：500hPa高度および平年偏差（陰影域は負偏差を示す）。

い出して下さい）。北緯60°より北の北極圏は正偏差ですが、その南側の中緯度地方には負偏差域が広がっている事が特徴的です。これは北極地方で蓄積された寒気がその南側の中緯度地方に放出される時期であった事を示しています。極東付近に注目するとサハリンの北西には低気圧があって大陸から北海道にかけて負偏差となっており、この方面に寒気が流入しやすかった事を示しています。

次に第13(b)図は今年3～5月の3か月平均の500hPa天気図です。極東地方では寒気に対応した負偏差域は北緯55度以北に限られ、それ以外は大陸からの正偏差と日本の南の亜熱帯高気圧の強まりに対応する正偏差に広く覆われて特に日本付近が正偏差の中心となっていました。また日本付近の偏西風は南北の蛇行が小さく（つまり極地方の寒気があまり

南下せず)、また等高線が混んで偏西風の流は早く順調であった事がわかります。これらの特徴は天気が周期的に変化し、気温が高く経過した事と対応しています。

8. エルニーニョ現象と日本の天候

(1) エルニーニョ現象とは

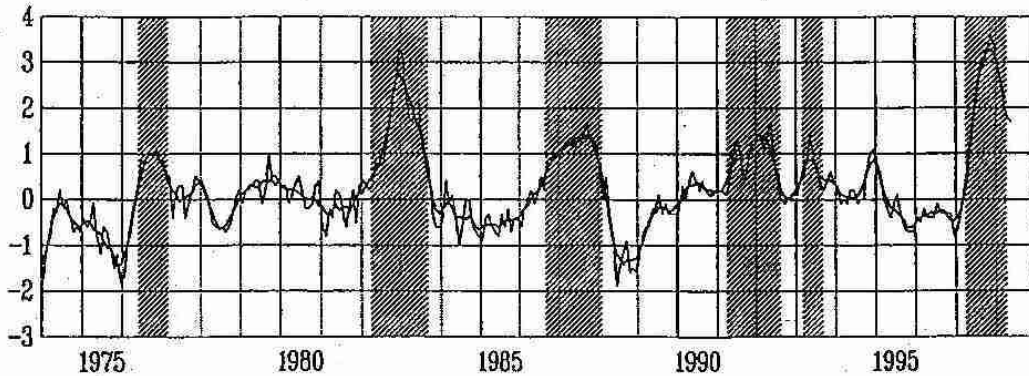
さて昨年春から赤道付近の太平洋ではエルニーニョ現象が発生し世界的に異常気象が頻繁に発生しました。ではエルニーニョ現象とはどのような現象なのでしょう。又、エルニーニョ現象は北海道の天候に影響をあたえたのでしょうか？

気象衛星等による海面水温の観測データが蓄積されるにつれて、南米ペルー沖から東部赤道太平

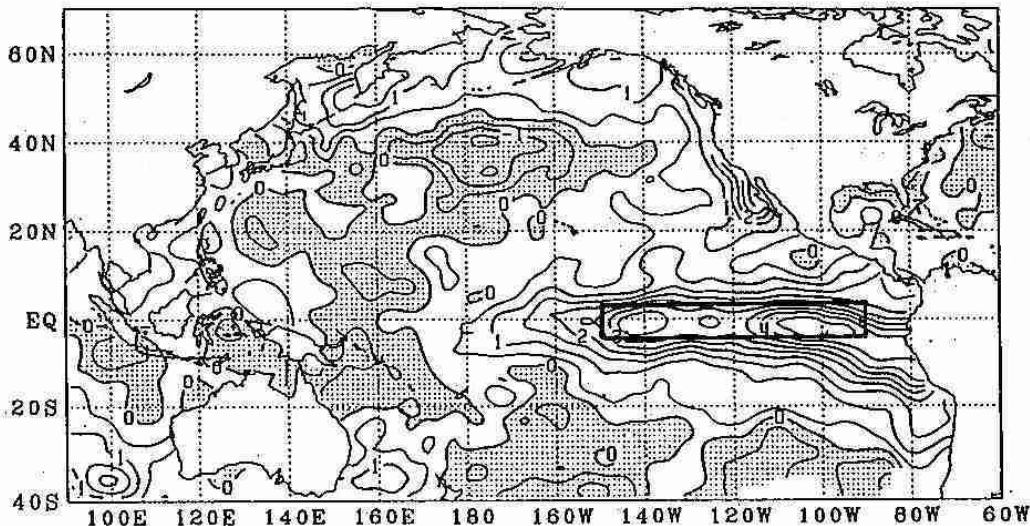
洋の海面水温が平年より上昇し、1年前後続く現象が数年に1度発生する事がわかってきました。この大規模な海面水温の変動をエルニーニョ現象と呼んでいます。気象庁では NINO3 と呼ばれる海域(第15図の四角で囲んだ領域)をエルニーニョ監視海域とし、「この海域の月平均海面水温の5か月移動平均が平年より0.5℃以上高い月が、6か月程度以上継続した場合」をエルニーニョ現象と定義しています。この定義に基づくと1950年以降13回のエルニーニョ現象が発生した事になります。

(2) 今回のエルニーニョ現象

第14図は最近のエルニーニョ監視海域の月平均海面水温平年偏差の推移を示していますが、今回



第14図：エルニーニョ監視海域の月平均海面水温平年偏差の推移。(単位℃)。折れ線は月平均値、滑らかな太線は5か月移動平均値を示し、正の値は平年(1961~90年の30年平均値)より高い事を示す。エルニーニョ現象の発生期間には陰影を施してある)



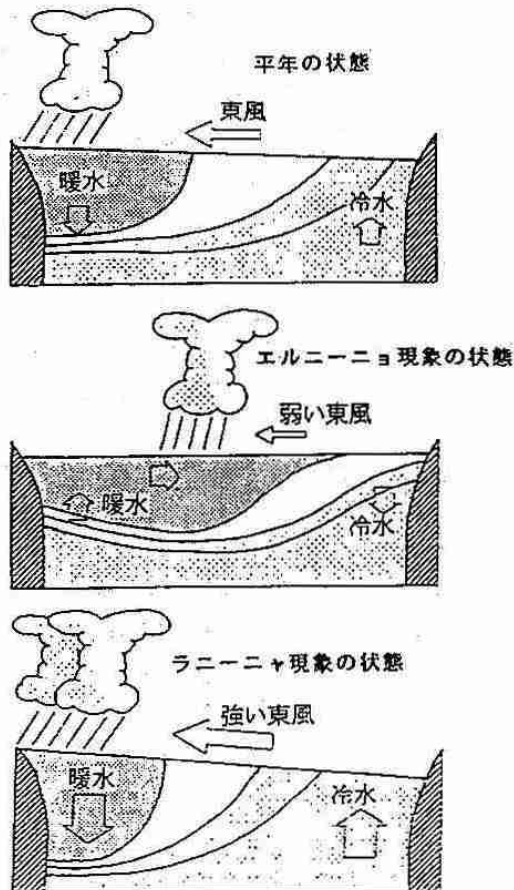
第15図：昨年(1997年)11月の海面水温平年偏差図(太線は1℃毎、細線は0.5℃毎の等値線で、点彩部は平年(1961~90年の30年平均値)より低い事を示す。また四角形で囲んだ領域は NINO3 と呼ばれるエルニーニョ監視海域を示す。)

のエルニーニョ現象は昨年春に発生し、昨秋11月には平年偏差が+3.6℃と観測史上最も高くなりました。第15図は昨年11月の海面水温平年偏差図ですが、日付変更線(180°)より東側の太平洋赤道域に沿って東西方向に帯状に海面水温が平年より高くなっている様子が良くわかります。偏差は昨年11月以降減少し続けたものの今年5月前半まではまだ大規模なエルニーニョ現象が続いていましたが、5月下旬には急速に終息に向かい、6月上旬のこの海域の海水温は逆に平年より低くなりました。

(3) エルニーニョ現象発生のしくみとその影響

それではエルニーニョ現象はなぜ発生するのでしょうか?

通常太平洋の赤道域では、日射によって暖められた海水を貿易風(偏東風)が太平洋の西側に吹き寄せるため、太平洋の西側の方が海面が高く、海面水温も高くなっています。ところが貿易風が



第16図：太平洋赤道域に沿った貿易風の強弱と海水温度の分布

何らかの原因で弱まると、西側に吹き寄せられていた暖水が東に押し戻され東部太平洋の海面水温が平年より高くなります。これがエルニーニョ現象です。また逆に貿易風が平年より強く東部太平洋の海面水温が平年より低くなった状態をラニーニャ現象と呼びます(第16図)。

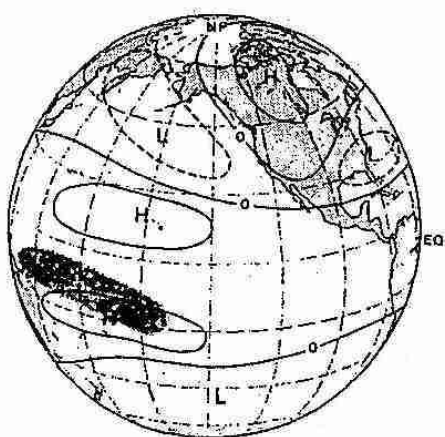
海面水温が高い領域では海水の蒸発がさかんで、蒸発した水蒸気は大気中で凝結して対流雲が発生し、雨も降りやすくなりますが、エルニーニョ現象が発生すると高海水温域が東に移動するため、対流雲が発生し雨が降りやすい地域も平年より東側に移動する事になります。今回のエルニーニョ現象期間中にも東部太平洋域にあるエクアドル、ペルーやアルゼンチン等では大雨による洪水が発生しました。逆に西部太平洋域にあるインドネシアやフィリピン等では降水量が少なくなり、森林火災による深刻な煙害が発生しました。

この様な赤道地方の降水量の変化はエルニーニョ現象の直接的な影響ですが、影響はこれだけではありません。

水蒸気が凝結し雲が発生する時には、大量の熱(凝結熱)が発生し大気を暖めますが、エルニーニョ現象によって対流雲が発生しやすい地域が変化すると赤道大気中の熱源分布も大きく変化する事になります。この影響は非常に大きく、赤道域だけにとどまりません。ちょうど池に石を投げ込むと、遠くの方までその波紋が伝わる事に似ています。この様に大気の一部に起こった変化が遠くのところまで伝わる現象をテレコネクション(遠隔伝搬)と呼んでいます。

どのように伝わるかは非常に複雑ですが、良く現れやすい影響の伝わり方がいくつかわかっています。第17図はその代表的なもので、エルニーニョ現象発生時の冬季の上部対流圏の等高度線に現れやすいPNA(Pacific North America)パターンと呼ばれるものです。赤道太平洋から北アメリカにかけて、波の様に気圧の高い所と低い所が交互に現れている様子がわかります。

しかしエルニーニョ現象が発現すると必ず大気にあるパターンが現れるという事はなく、またその現れ方も一様ではありません。さきほど影響の伝わり方を「池に石を投げた時」とたとえました



第17図：テレコネクションの例（PNAパターンと呼ばれるエルニーニョ現象発生期の冬季に上部対流圏に現れやすい気圧偏差の模式図。Hは平年より気圧の高い所、Lは気圧の低い所、陰影部は降雨が強まった領域を示す。）

が、むしろ「川に石を投げた時」の波紋の伝わり方に似ています。つまり池に石を投げた時の波紋が同心円状に比較的一様に伝わるのと違って、川面に石を投げた時の波紋の伝わり方はその時の川の流れの早さ、川の蛇行の程度によって大きく変わりますが、それと同様にエルニーニョ現象の影響もその時の偏西風等の大気の状態によって変わってくるのです。

いずれにしてもエルニーニョ現象が何らかの形で大気の状態を変化させる事は間違いありませんが、大気の状態の変化が今度は海洋の状態を変化させ、さらにそれが大気の状態を変えるという様に、海洋の変動と大気の変動は相互に関連しあっているため、ちょうど鶏と卵の関係の様にどちらが原因でどちらが結果という事も言えないのです。

また大気の流れと関係しているのはエルニーニ

ョ現象などの海洋の状況だけではなく、例えば陸地の積雪状況等も大気の流れに影響を与えている事がわかっています。

以上の事から、「エルニーニョ現象が発生しているから天候は必ずこうなる」とか「今年为天候がこのようになったのはエルニーニョ現象が原因だ」等という事を簡単に結論づける事はできないのです。

(4) エルニーニョ現象と日本の天候

現在、世界中の気象関係者がエルニーニョ現象と大気の間連についていろいろな方法で研究を進めています。北海道や日本の天候についても、過去のエルニーニョ現象が発生していた年の天候を調べて、ある季節にはある傾向が見られるという事もわかってきました。

第1表と第2表はエルニーニョ現象発生中に現れやすい気温、降水量の特徴を季節別に示したものです。気温は、エルニーニョ現象発生中の夏は平年並～低温傾向がありますが、これは太平洋高気圧の日本付近への張り出しが弱くなる傾向があるためです。秋も夏と同様平年並～低温傾向がみられますが、冬は逆に平年並～高温傾向があります。春は特に傾向が見られませんが、これはエルニーニョ現象自体が春に現れ、翌年の春～夏に終わるケースが多く、始まりまたは終息時期の境目にあたっている事も一因と考えられます。いずれにしても今春の高温は過去のエルニーニョ現象発生年には見られない記録的なものであった事がわかります。

次に第2表の降水量を見ると、夏には東日本や西日本で平年並み～多雨の傾向がありますが、こ

	春	夏	秋	冬
北 日 本		低い～平年並 (東北のみ)	平年並	平年並～高い
東 日 本		低い～平年並	低い～平年並	高い
西 日 本		低い～平年並	低い	平年並～高い
南 西 諸 島			低い～平年並	平年並～高い

第1表：エルニーニョ現象発生中に現れやすい季節平均気温
(出現率80%以上の場合のみを示す。ただし1階級の場合は約60%以上)

		春	夏	秋	冬
北日本	日本海側	平年並			
	太平洋側	少ない～平年並			
東日本	日本海側	平年並～多い		少ない～平年並	少ない～平年並
	太平洋側		平年並～多い		
西日本	日本海側	平年並～多い	平年並～多い	平年並	
	太平洋側	平年並～多い	平年並～多い		
南西諸島					多い

第2表：エルニーニョ現象発生中に現れやすい季節平均降水量
(出現率80%以上の場合のみを示す。ただし1階級の場合は約60%以上)

これはエルニーニョ現象が発生している時は太平洋高気圧の日本付近への張り出しが弱く、梅雨明けが遅れ梅雨前線の活動も活発になる傾向があるからです。

また春には北日本では平年並～少雨、東日本と西日本では平年並～多雨の傾向がありますが、これは第12図の今春の経過とほぼ一致しています。

このように過去のエルニーニョ年の傾向から見ても、今年の天候経過をすべてエルニーニョ現象が原因として説明する事はできませんが、エルニーニョ現象が一部何らかの影響を及ぼしていた可能性は十分考えられます。ただしそれがどのような形で、どの程度影響があったかと言う事は不明で、これからの大きな研究課題なのです。

9. おわりに

私たちの上を高気圧や低気圧が通過し、晴れる日もあれば雨や雪の降る日があり、又、暖かい日もあれば、寒い日があるのは低緯度でもらい過ぎた熱を、不足している高緯度に運ぶというすばらしい自然のメカニズムが働いている結果です。このおかげで私たちが住んでいる地球の気温は暑くなり続ける事もなく、また寒くなり続ける事もなく、ほぼ一定に保たれているのです。自然の営みの素晴らしさに感心してしまいませんか？

ところで気温がほぼ一定に保たれているという前提が、最近少し危なくなってきています。人間活動の結果排出される二酸化炭素などの気体が地球を温暖化に向かわせる恐れがでてきたからで、すでに観測データの中にその兆候が現れ始めています。この状態がさらに進行すると、地球の気温が上がって極地方の氷が解け海面が上昇するだけでなく、自然のメカニズムが壊れて、大気の流れが変化し異常気象の頻発等が予想されます。自然の大きさに比べると人間はあまりにも小さい存在ですが、その人間が今や自然を変えようとしているのです。自然の大きさ、そのメカニズムの素晴らしさに感心すると共に、この自然のメカニズムが人間によって壊される事なく今後も正常に働き続ける事を願わずにはおれません。

参考文献

- ・小倉義光、1995：お天気の科学、森北出版株式会社
- ・小倉義光、1994：一般気象学、東京大学出版会
- ・名越利幸・木村龍治、1994：気象の教え方学び方、東京大学出版会
- ・岸保勘三郎・田中正之・時岡達志、1982：大気科学講座4「大気の大循環」、東京大学出版会

日本気象学会北海道支部

平成10年度気象講演会のお知らせ

(苫小牧市制施行50周年記念)

テーマ『苫小牧周辺の気象と樽前山』

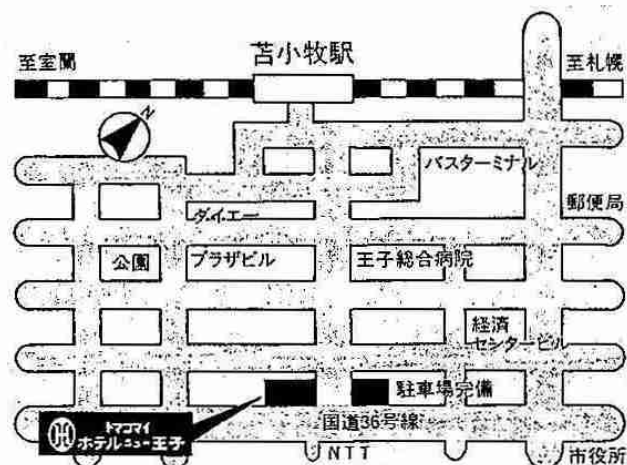
日時 平成10年10月16日(金)午後1時～4時40分

場所 トマコマイ・ホテルニュー王子 2階若草の間(入場無料)
苫小牧市表町2丁目1番30号(JR駅から徒歩8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自然環境と最近の樽前山の火山活動について講演する。

- ① 「苫小牧周辺の霧の特徴」
室蘭地方気象台 台長 鈴木一雄
- ② 「地球環境問題と地球温暖化」
北海道大学大学院地球環境科学研究科 教授 山崎孝治
- ③ 「渡り鳥と気象」
日本野鳥の会ウトナイ湖サンクチュアリ
チーフレンジャー 村井雅之
- ④ 「最近の樽前山の火山活動」
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
教授 笠原 稔

主催 日本気象学会北海道支部
共催 苫小牧市 苫小牧市教育委員会
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



—写真訪問①—

北海道大学低温科学研究所分析棟

低温科学研究所は、地球環境科学における拠点研究所の一つとして、寒冷圏の環境を特徴づける様々な物質や自然現象の研究を行なっています。分析棟は、フィールドで採取される多種多様な試料の解析を通じて、そこに秘められた自然のドラマを解読することを目的として、平成9年3月に建設されました（写真参照）。雪氷や凍土、大気、有機物、植物、昆虫などの保存・調整および分析・解析のための装置を備えています。地球科学、物性科学、生命科学、惑星科学の最先端の手法を駆使して、既存の科学の枠組みを超えた境界領域の研究を目指しています。

研究設備の概要

1階は、主として雪氷に関する実験施設であり、雪氷試料の保存・調整室と分析・解析室および液体窒素供給施設、機械室などから成る。2階には、生物試料をはじめとする様々な天然物試料の保存・調整室と分析・解析室および惑星実験室、統計解析室などがある。各室の温度は、個別の冷凍機、空調機で制御している。-50℃用の冷凍機は、2基設置してあり、故障時に対応できるようになっている。

分析棟1階

雪氷解析室 172 (-20℃)

レーザートモグラフィ装置が設置されている。レーザー光の散乱を利用して、氷床コア等に含まれる様々なインクルージョン（気泡やクラスレート、微粒子等）の分布を観察する。

X線解析室 173 (-20℃)

自動X線回折装置が設置されている。氷床コアのX線透過率測定やマイクロ構造解析を行う。

X線装置室 174 (常温空調)

自動X線回折装置の制御装置とデータ処理装置、レーザートモグラフィの制御装置、および顕微ラマン分光測定装置が設置されている。顕微ラマン分光測定装置は、室温から極低温（10K）までの広い温度範囲で、試料の微小部についてラマンスペクトルの測定ができる。

クリーンルーム (1) 177 (-20℃)

クリーンルーム (2) 176 (常温空調)

クリーンルーム (1) は、氷床コアの化学分析を行うための分析室である。この室には、イオンクロマトグラフィー (Dionex:DX-500) と超純水製造装置 (Milli-Q SP) が備えられている。室内空気はクラス10,000の清浄度で保たれている。分析装置の精度は、 ~ 10 ppbである。現在、氷床氷の主成分分析を行っている。また、クリーンルーム (2) は、 -20°C の低温室で、(1)と同様に室内空気はクラス10,000の清浄度である。この室は、氷床コア試料切断などの試料前処理を行うためのもので、処理された試料を直接分析室(1)へ移せるように窓が設けられている。この室の主な設備は、清浄空気の中で試料処理をするためのバンドソー、マイクローム、クリーンベンチである。

超低温保存庫 178 (-50°C)

低温保存庫 179 ($-20^{\circ}\text{C} \sim -50^{\circ}\text{C}$)

氷床コア等の試料を保存するための冷凍庫で、常時 -50°C の温度に保たれている超低温保存庫と温度可変の低温保存庫がある。現在、南極ドームふじで掘削採取された深層コアをはじめ、南極ポストーグコア、北極グリーンランド氷床、及びカナダ・ペニー氷帽のコアが保管されている。

光学実験室 175 (常温空調)

氷の表面・界面構造や物性を研究する手段として光を利用した分析法が有効である。本実験室は、3分割してそれぞれ独立に光学実験用暗室として使用できる。また、低温実験室とも直結し、氷試料を低温に保ったままで各種測定が可能である。主な設置機器は、マッハツエンダー干渉装置 (2基)、偏光解析装置、SHG測定システム、リアルタイム位相シフト干渉計、マイケルソン顕微干渉計、長距離顕微望遠鏡等である。

融雪試料室 181 ($+5^{\circ}\text{C} \sim -20^{\circ}\text{C}$)

共同試料室 182 ($+5^{\circ}\text{C} \sim -20^{\circ}\text{C}$)

この2つの低温室は、プラスの温度からマイナスの温度まで温度が調節できること、水道、流し、床面に排水溝がついており、凍土や積雪の融解実験が可能であることが特徴である。

積雪試料室 180 ($0^{\circ}\text{C} \sim -20^{\circ}\text{C}$)

0°C から -20°C の間で自由に温度設定が可能である。室内は写真撮影の際、照り返しが起きないように黒塗りとしてある。現在、火山灰やデブリを含む雪氷コアの解析処理に主として使用している。バンドソー・ライトテーブル・双眼実体顕微鏡などを常備している。

培養室 166 (常温空調)

生物個体および細胞を無菌的に培養するための基本的な設備が整えられている。おもな装置：クリーンベンチ、乾熱滅菌器、オートクレーブ、冷蔵庫、恒温器。

分析棟 2階

統計解析室 280 (常温空調)

統計解析のためのワークステーション、研究所の電子メールサービスや共同利用のための情報発信を司るサーバーコンピューター、分析棟の各部屋をインターネットに接続するためのノードが設置されている。また、電子機器の開発、修理などにも利用されている。

衝突実験室 276 (-5℃～-30℃、クリーンルーム)

衝突実験室および制御室は氷の衝突現象をシミュレートするための実験室である。衝突実験室はクリーン低温室となっており、温度-5℃から-30℃の間で、クリーン度クラス110000を実現することができる。設置されている衝突装置は、一段式縦型軽ガス加速装置（衝突速度10m/s～1km/s）及び二段式軽ガス加速装置（衝突速度1km/s～4km/s）である。衝突観測装置としては、イメージコンバーターカメラ及びシュリーレン光学システムがある。撮影速度は1万コマ/秒～1000万コマ/秒で、24コマまでのコマ取り撮影が可能である。なお、衝突制御室は各種分析装置をコントロールするための部屋である。

惑星実験室 275 (常温空調、クリーンルーム、電磁波シールド)

極低温において氷表面でおこる種々の化学反応過程を解析し、星間分子、アモルファス氷、有機物などの生成機構を明かにする。

化学実験室 274 (常温空調、クリーンルーム)

有機物測定室 273 (常温空調)

天然物試料（特に、対流圏のガス・エアロゾル、氷床コア、海水・海洋沈降粒子、堆積物など）中に含まれる有機化合物、特に脂質化合物の抽出および相互分離を行い、その同定・定量を下記のガスクロマトグラフおよびガスクロマトグラフ/質量分析計を用いて行う。

- (1) ガスクロマトグラフ：有機化合物を化合物レベルで分離・定量する装置
- (2) ガスクロマトグラフ/質量分析計：ガスクロマトグラフで分離した有機分子に電子ビームを衝突させて分子イオンをつくりその質量を測定する。また、その開裂イオンの測定から、官能基の種類を特定し化合物を同定する装置。

電子顕微鏡室 271、272 (常温空調)

生物分析室 270 (常温空調)

低温調整室(2) 269 (+5℃～常温)

低温（凍結）下での生物材料の構造を顕微鏡的に解析する総合施設。長期、短期、超短期凍結下での生物試料調整のための低温試料調製室、プログラミング・フリーザー設備、メタル・コンタクト型急速凍結装置

を併設。電子顕微鏡試料を調製するための、超薄切片作成装置、凍結割断レプリカ装置、イオン・スパッター型及び熱抵抗型蒸着装置を設置。電子銃方式凍結試料処理装置を内蔵した低温走査電子顕微鏡 (JSM-840A Cryo-SEM) は1倍までの凍結試料の構造観察に用いられるとともに、分解能数オングストロームの透過電子顕微鏡 (JEM-1200 EX) により凍結生物試料の分子レベルでの微細構造観察が可能。このほかに、低温ステージを設置した共焦点レーザー顕微鏡 (MRC 1024) により低温下での細胞内機能分子の局在変化の動的解析が可能。写真処理のための暗室を併設。

NMR室 227 (常温空調、電磁波シールド)

核磁気共鳴: JEOL製 JNM-FX100, 1H, 2D, 13C, 31P のプローブがある。

タンパク質分析室 279 (常温空調)

動物と植物の各組織に含まれる物質について、化学的な分析を行う。以下の装置が設置されている。

(1) CNコーダー: (ヤナコ MT-700 (自動サンプラー付き)): 動物と植物の相互作用研究の一環として、組織に含まれる炭素と窒素の定量。

(2) テキスチャー・アナライザー: (ステイブルマイクロシステム TA-XT2): 動物の食物資源としての植物組織の硬さや強度の計測。

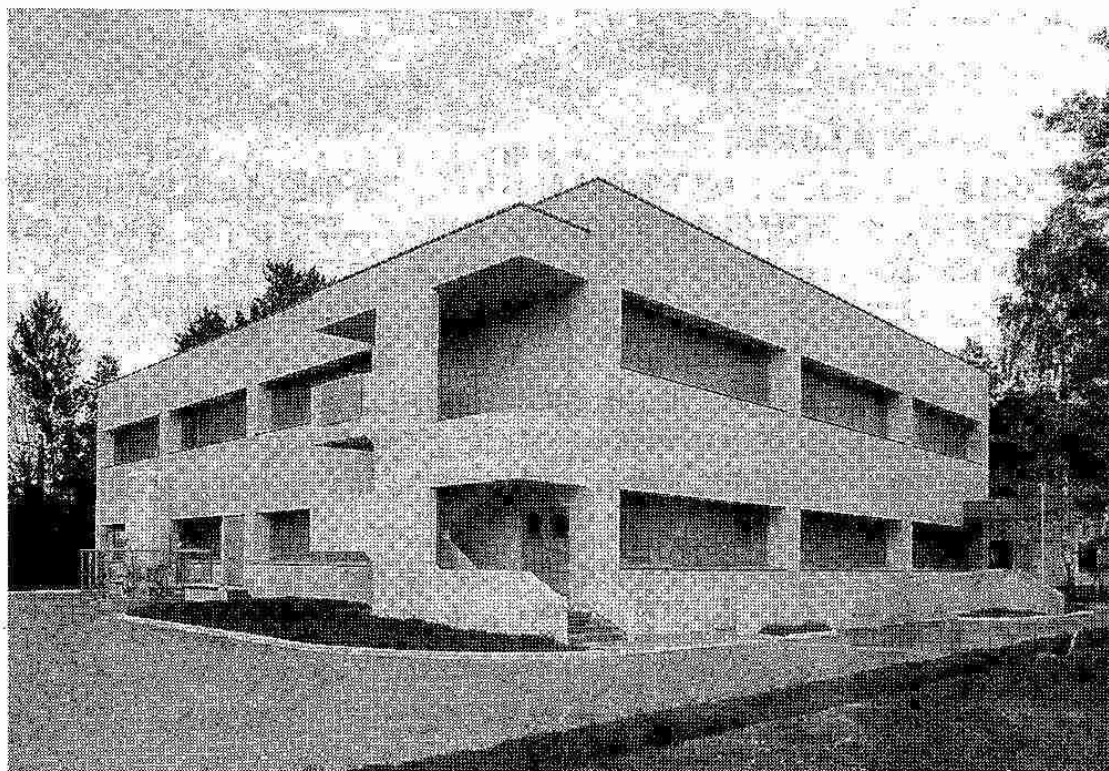
(3) ガス・クロマトグラフィー: (島津製作所 GC-4CM): 昆虫やクモの耐寒性研究の一環として、凍害防止効果をもつといわれる糖や糖アルコールの同定と定量。

DNA分析室 278 (常温空調)

野外の生物集団における血縁関係や親子関係などの遺伝的構造を分子マーカーを利用して解明することを目的として、以下の装置が設置されている。キャピラリー電気泳動式のDNAシーケンサー、DNAシンセサイザー、電気泳動パターン解析装置、サーマルサイクラー、各種電気泳動装置、遠心分離器、分光光度計、フリーザーなど。このDNAシーケンサーでは、マイクロサテライト座を利用した遺伝子多型の解析ができ、親子判別等に利用可能である。電気泳動パターン解析装置を用いて遺伝マーカーのデータベースを構築すれば、植物集団でのクローン識別や生物集団間の系統解析を効率よく行える。

低温空調室(1) 268 (+5℃~常温)

植物試料などを保存・調整する。



(写真1 分析棟の概観)

—写真訪問②—

JMA-95型地上気象観測装置 (札幌管区气象台)

1 観測装置のシステムの概要

JMA-95型地上気象観測装置（以下95型と呼ぶ）は、JMA-80型地上気象観測装置の改良型として開発し、札幌管区气象台管内14カ所において、平成9年度（平成9年12月～10年1月）に順次運用を開始した総合地上気象観測システムである。

95型は、最新の測定技術、データ処理技術を駆使した自動観測装置であり、次のような特徴を持つ。

- ・ 測器感部については、軽量・小型化等の改良を施し、これらは世界気象機関（WMO）の測器観測法委員会（CIMO）の新しい基準に合致するものである。
- ・ データ変換部は、データ変換機能が、正常に動作しているか否かを判別するための自己診断機能等を内蔵している。
- ・ データ処理部は、データ内容を品質管理する機能等をもち、また、汎用のパソコンを使用し、記録器を使わずデジタル処理したものをプリンタに出力する方式である。

2 機器構成

95型の機器構成は、測器（図1上）、データ変換装置（図1下左）、データ処理装置（図1下右）に大別できる。このうち、測器（気圧計を除く）は、観測露場または庁舎屋上等に設置し、気圧計、データ変換装置及びデータ処理装置は、観測室内に設置する。

(1) 測器

95型に使用する測器としては、次のものがある。

- ア 電気式温度計 : 直径3.2mmの白金抵抗温度計で、時定数約35秒(図2)
- イ 電気式湿度計 : 高分子薄膜の誘電率変化を利用したもので、時定数40秒以下(図2, 図3)
- ウ 雨量計 : 従前同様の転倒ます型雨量計
- エ 感雨器 : 小型の平面型(感雨面直径約10cm)
- オ 電気式気圧計 : シリコンダイヤフラムを用いた静電容量式(図4)
- カ 風車型風向風速計 : 距離定数5m以下, 起動風速0.5m以下(約0.3m/s)の小型(約3kg・65*60cm)
- キ 日射日照計 : 太陽追尾式日照計と全天日射計の一体型(札幌・根室は個別型)
- ク 積雪計 : 超音波式

(2) データ変換装置

装置は、次のような構成になっている。

- ア データ変換部 :
 - ・ 各測器からの信号を観測値に変換し、10秒ごとにデータ処理部へ出力する
 - ・ 各感部の電源・通信状態を常時監視し、保守情報として出力する
 - ・ 基準パルス・抵抗などを用いて変換機能の自動自己診断を1時間に1回行う
- イ 気圧計 : 気圧を観測するための測器で、データ変換部を内蔵する
- ウ 積雪データ変換部 : 積雪計専用のデータ変換装置である
- エ データ入出力部 : 観測データを送信・受信する
- オ 直流電源部 : 測器及びデータ変換装置に、直流電源を供給する
- カ 無停電電源部 : 電源部をバックアップし、約10分間の停電に対応できる
- キ 接続盤、トランス : 避雷対策した接続盤、耐雷トランス

(3) データ処理装置

装置は、次のような構成になっている。

- ア データ処理部 :
 - ・ 汎用の32ビットパソコン2式を使用し、相互でバックアップする
 - ・ データ変換装置からの出力データを処理し、観測値を表示・出力・記録（保存）する
 - ・ データ内容を気候値などと比較し、異常値の自動品質管理を行う
 - ・ データが設定値を越えた場合、また、通報観測になった場合に、アラームする
- イ 表示部 : 観測データ、観測装置の運用状況をカラーCRT表示する
- ウ ハードディスク、光磁気ディスク : 観測データを処理、保存する
- エ プリンタ、プリンタバッファ : 必要に応じて、観測データ等を印刷する
- オ LAN制御部 : パソコン2式を使用し、相互でバックアップさせる

3 観測・通報方法

95型では、測器からのアナログ信号またはパルス信号等をデータ変換装置において、デジタルデータに変換した後、データ処理装置において、必要な気象データに加工する。この加工されたデータは、データ処理装置の表示部に表示するとともに、データ処理装置の内部に記録（保存）する。必要に応じて、外部の機器（気象庁通信処理端末）にデータが出力され、気象庁専用回線を通じ、気象庁本庁へ通報される。

これら95型による表示・出力・記録されたデータは、何れも地上気象観測（気候観測及び通報観測）の観測値である。

(札幌管区气象台 伊藤直敏)

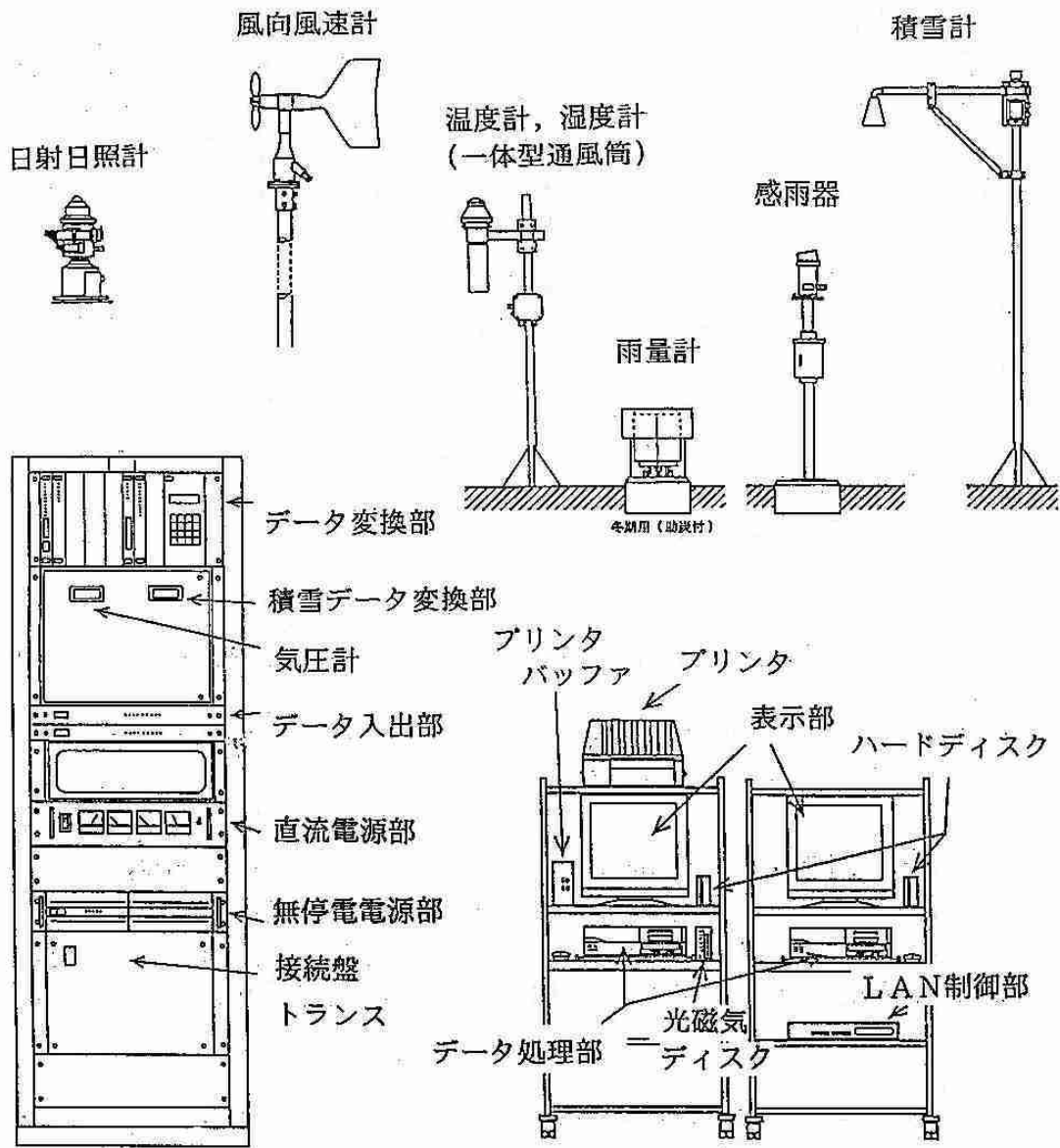


図1 95型の機器構成図

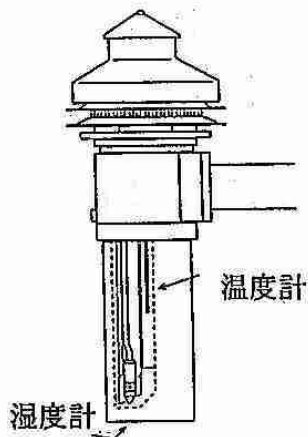


図2 一体型通風筒

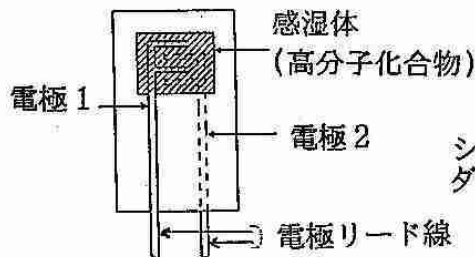


図3 湿度計の測定原理

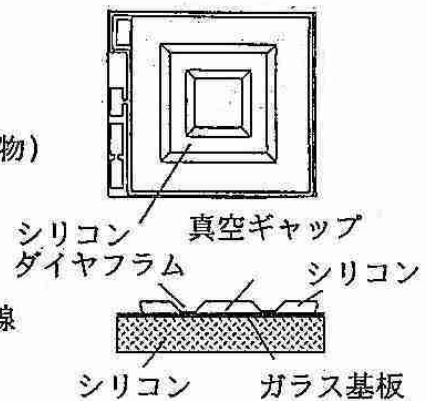
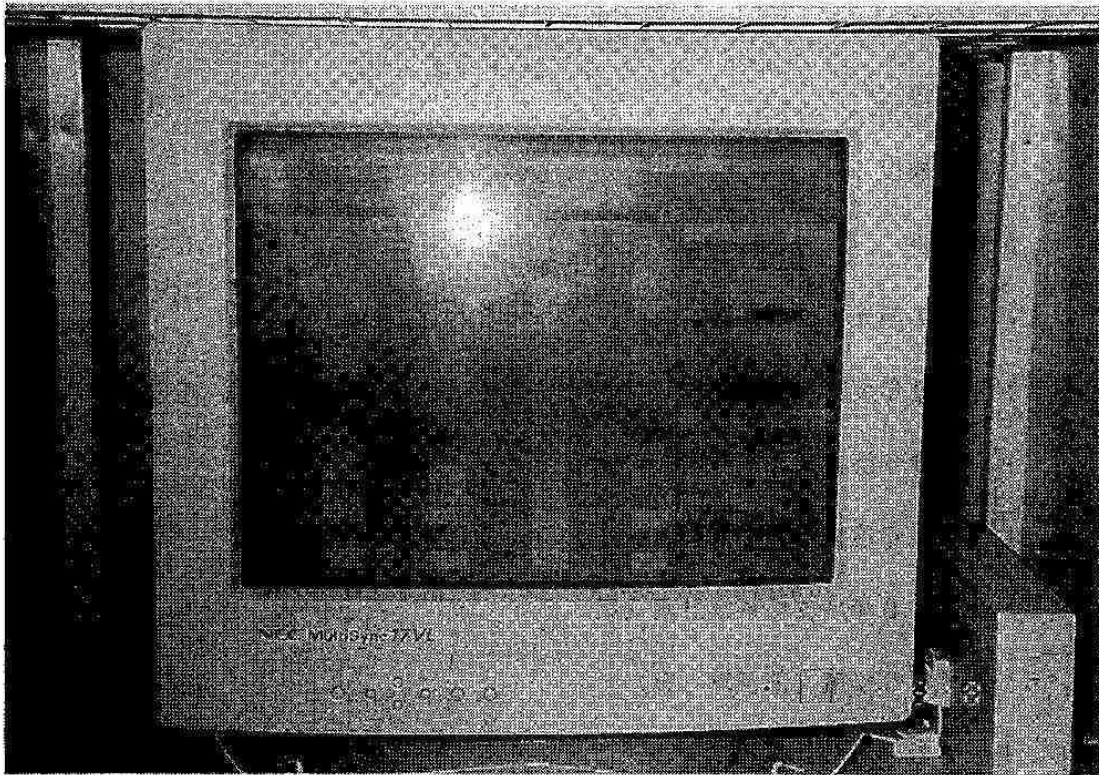
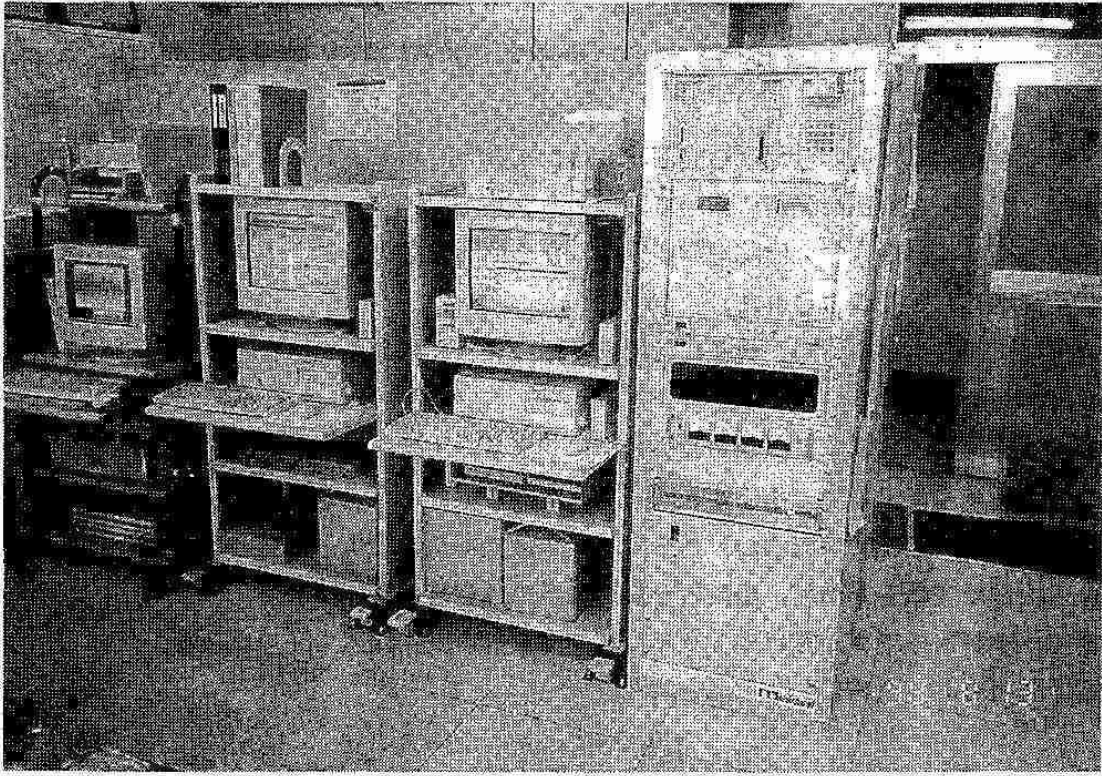


図4 気圧計の感部構造



一支部総会報告一

平成10年度日本気象学会北海道支部総会報告

平成10年度日本気象学会北海道支部総会は、平成10年6月5日（金）13時30分から北海道大学・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24名、委任状44名）した旨報告された。

このあと議長の選出を行い、議長には明石秀平会員（札幌管区気象台）が選出され、次の順で議事が進められた。

古川武彦支部長（札幌管区気象台）の挨拶に始まり、上野幹事（札幌管区気象台）から第21期支部役員選挙結果の報告、小嶋常任理事（日本気象協会北海道本部）から平成9年度支部事業報告、岡村理事（札幌管区気象台）から平成9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、小嶋常任理事から平成10年度支部事業計画案、青木常任理事から平成10年度支部予算案が説明され、原案どおり承認された。

【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) 第21期支部役員選挙結果報告

(2) 平成9年度支部事業報告

(3) 平成9年度支部決算報告

(4) 平成9年度支部会計監査報告

(5) 平成10年度支部事業計画（案）

(6) 平成10年度支部予算（案）

6 その他

7 閉 会

第21期役員選挙結果報告

- | | |
|------------|---------------|
| 1 支部役員選挙告示 | 平成10年4月 3日(金) |
| 2 立候補締切 | 平成10年4月24日(金) |
| 3 投票用紙発送 | 平成10年5月 1日(金) |
| 4 投票締切 | 平成10年5月20日(水) |
| 5 開票 | 平成10年5月21日(木) |
| 6 開票結果 | |

投票総数	143票
有効投票数	141票
無効投票数	2票
白票数	0票

7 得票結果

理事

青木 孝	135票	当選	森 誠司	1票
上田 博	137票	当選	柏原 辰吉	1票
岡村 敏夫	133票	当選	若濱 五郎	1票
小嶋 修	134票	当選	播磨屋敏生	1票
藤吉 康志	137票	当選	遠藤 辰雄	1票
古川 武彦	134票	当選	網蔵 真	1票
山崎 孝治	137票	当選	村木 彦磨	1票
菊地 勝弘	2票		小島 修	1票
角皆 静男	1票			

会計監査

高橋 庸哉	139票	当選
-------	------	----

【平成9年度支部事業報告】

1 平成9年度支部総会

日 時：平成9年6月9日（月）13時30分～14時00分

場 所：北海道大学・百年記念会館会議室

出席者：総会出席者数38名 委任状数88名 計 126名

2 平成9年度支部研究会

日 時：平成9年6月9日（月）14時10分～17時00分

場 所：北海道大学・百年記念会館会議室

発表題数：9題 出席者数：48名

3 第15回夏季大学講座「新しい気象」

日 時：平成9年7月30日（水）10時～31日（木）15時

場 所：1日目（30日） 札幌市青少年科学館

2日目（31日） 札幌管区气象台

講師・講義：本谷義信（北海道大学理学部） 【北海道に被害を与える地震】

竹谷良一（札幌管区气象台） 【気候，季節，暦の話】

野口 泉（北海道環境科学研究センター） 【降水の酸性化（酸性雨）】

藤吉康志（北海道大学低温科学研究所） 【大雪発生のメカニズム】

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58名（1日目 52名，2日目 47名）

4 日本気象学会1997年秋季大会

日 時：平成9年10月7日～9日

会 場：北海道大学・学术交流会館及び百年記念会館

参加者：627名

行 事：研究発表会（発表題数：352題）

シンポジウム（4題）

主題【北極圏の大気環境と物質循環】

①【北極圏の擾乱の構造と水輸送】

②【北極圏の大気環境汚染】

③【対流圏の大規模な物質循環と水循環】

④【衛星センサーILASによる北極成層圏の観測】

懇親会：札幌ビール園（参加者256名）

5 特別気象講演会

日 時：平成9年10月13日（月）13時30分～15時00分

場 所：北海道大学大学院地球環境科学研究科2F講堂

講 師：Prof. Karin Labitzke(Freien Universitaet Berlin)

題 目：The influence of the 11-year solar cycle in the tropical and subtropical upper troposphere-lower stratosphere.

（熱帯，亜熱帯域上部対流圏-下部成層圏における11年太陽周期の影響）

出席者：30～40名

6 支部機関紙「細氷」第43号発刊

平成9年9月25日印刷，同年9月30日発行

7 支部理事会

第1回 平成 9年5月28日（水）（於：札幌管区气象台）

第2回 平成 9年9月25日（木）（於：日本気象協会北海道本部）

第3回 平成10年3月 6日（金）（於：北海道大学・ファカルティハウス

「エンレイソウ」）

8 支部幹事会

第1回 平成 9年5月12日（月）（於：札幌管区气象台）

第2回 平成 9年9月22日（月）（於：札幌管区气象台）

第3回 平成10年2月23日（月）（於：北海道大学理学部3号館307号室

【平成9年度支部決算報告】

収 入

（単位：円）

項 目	予 算 額	決 算	差引増減	備 考
前年度繰越金	144,400	144,400	0	
本部交付金	366,500	380,950	14,450	850円×307人+12万円
夏季大学交付金	100,000	100,000	0	本部交付金
広 告 料	240,000	240,000	0	細氷広告料
預 金 利 子 等	300	527	227	利子等
合 計	851,200	865,877	14,677	

支 出

(単位：円)

項 目	予 算 額	決 算	差引増減	備 考
理 事 会 費	15,000	16,581	Δ1,581	お茶代等
総会・研究発表会費	12,000	10,160	1,840	郵送料等
夏季大学講座 及び 特別気象講演会経費	120,000	81,357	38,643	謝金, 原稿料, 印刷代等
細水43号刊行経費	350,000	235,371	114,629	原稿料, 印刷代, 郵送料等
交 通 費	40,000	38,380	1,620	理事会出席旅費等
事 務 費	240,000	32,402	207,598	消耗品, 郵送料等
予 備 費	74,200	0	74,200	
合 計	851,200	414,251	436,949	
次年度繰越金		451,626		
総 計	851,200	865,877		

平成10年3月31日

日本気象学会北海道支部

【平成10年度支部事業計画案】

1 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・百年記念会館会議室

2 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（金）14時10分～17時00分

場 所：北海道大学・百年記念会館会議室

(第2回)

日 時：平成10年11月中旬（予定）

場 所：札幌管区気象台会議室（予定）

3 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）10時～30日（木）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

講師・講義

- | | |
|----------------------------|--------------------|
| 塩谷雅人（北海道大学大学院地球環境科学研究科） | 【大気オゾンの科学】 |
| 白澤邦男（北海道大学低温科学研究所付属流氷研究施設） | 【オホーツク海の流氷と気象・気候】 |
| 大西功一（札幌管区気象台） | 【最近の北海道付近の地震活動】 |
| 八尾 孝（札幌管区気象台） | 【今年の天候経過と大気・海洋の特徴】 |

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10年10月16日（金）

場 所：苫小牧市 トマコマイ・ホテルニュー王子

テーマ：【苫小牧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」第44号発行

平成10年9月末に刊行予定

7 支部理事会

第1回 平成10年6月4日（木）（於：日本気象協会北海道本部）

第2回 平成10年9月下旬予定（於：札幌管区気象台予定）

第3回 平成11年3月上旬予定（於：北海道大学予定）

8 支部幹事会

第1回 平成10年5月21日（木）（於：札幌管区気象台）

第2回 平成10年9月中旬予定（於：札幌管区気象台予定）

第3回 平成11年2月下旬予定（於：札幌管区気象台予定）

【平成10年度支部予算案】

一般会計（収入）

（単位：円）

項 目	前年度予算	予 算 額	備 考
前年度繰越金	144,400	451,626	
本部交付金	366,500	363,100	@850円×286人+120,000円
夏季大学交付金	100,000	100,000	本部交付金
支部活動金	240,000	200,000	特別会計から繰入れ
預金利子等	300	300	
合 計	851,200	1,115,026	

一般会計（支出）

（単位：円）

項 目	前年度予算	予 算 額	備 考
会 議 費	15,000	60,000	幹事会・理事会出席の交通費、お茶代等
支部役員選挙経費	0	45,000	選挙告示・封筒・投票用紙・名簿・投票方法の印刷及び郵送料
総会・研究発表会費	12,000	50,000	開催案内等郵送料、会場費、お茶代等
夏季大学講座経費			夏 季 大 学 150,000円
気象講演会経費	120,000	500,000	気 象 講 演 会 330,000円
特別気象講演会経費			特別気象講演会 20,000円（原稿料、郵送料等）
細氷44号刊行経費	350,000	350,000	原稿料、印刷代、郵送料等
交 通 費	40,000	10,000	各行事の打合せ等の交通費
事 務 費	240,000	50,000	消耗品及び郵送料等
予 備 費	74,200	50,026	
合 計	851,200	1,115,026	

支部活動資金特別会計（収入・支出）

（単位：円）

項 目	収 入	支 出	備 考
支部活動資金	1,839,779		1997年度秋季大会時、「細氷」広告料を含む
平成10年度支部活動金		200,000	
次年度繰越金		1,639,779	
合 計	1,839,779	1,839,779	

—役員会報告—

《平成9年度日本気象学会北海道支部役員会報告》

1 平成9年度第1回理事会（「細氷43号」133頁で報告済）

2 平成9年度第2回理事会

(1) 日 時：平成9年9月25日（木）13時30分～14時40分

(2) 場 所：日本気象協会北海道本部会議室

(3) 出席者：菊地，古川，大西，小嶋，遠藤，三浦，遊馬，佐竹，佐々木，塩谷，田島・金子

(4) 議 事

ア 支部長挨拶（省略）

イ 平成9年度支部事業（中間）報告

支部総会，支部発表研究会，支部幹事会及び支部理事会の開催状況について，遊馬幹事長から報告された。

ウ 第15回夏季大学講座「新しい気象」報告

平成9年7月30日から31日にかけて開催された標記講座の経過報告について佐々木幹事から，収支報告について事務局幹事から報告され，夏季大学講座の支出項目「講師謝金」を「原稿料」として支出処理することとして了承された。

エ 支部機関紙「細氷43号」の発行

「細氷43号」の発行状況について塩谷幹事から報告があり，次のような指摘があった。

「細氷」単独でなく，シンポジウム要旨集など一括して印刷業者を決定したため，編集作業がやりにくかった。また納期も遅れた。

このため，次年度から「細氷」単独で2～3の業者から見積りを取り，細氷担当と事務局が協議して印刷業者を選定することで了承された。

オ 平成9年度支部予算収支（中間）報告

標記報告及び特別気象講演会（10月13日開催予定）など，今後の使用計画について事務局担当から報告があり了承された。

カ 1997年秋季大会について

本理事会に引き続いて開催される1997年秋季大会実行委員会において議論することで了承された。

キ その他

(ア) 平成10年度刊行予定の「細氷44号」への秋季大会特集の掲載について

「天気」に掲載される記事と重複を避けることを考慮しながら，特集として「細氷」に掲載するかどうかを議論した。

(イ) 平成10年度に開催する「気象講演会」の場所選定について

苫小牧市，石狩市，北広島市のうちから選定したいが，苫小牧市が有力。

場所選定及び文部省科研費補助金申請書の作成等については，支部長，講演担当の理事・幹事，幹事長の4人体制で対応することで了承された。

3 平成9年度第3回理事会

(1) 日 時：平成10年3月6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：菊地，古川，大西，小嶋，遠藤，村木，高橋，佐竹，佐々木，塩谷・田島

(4) 議 事

ア 支部長挨拶(省略)

イ 平成9年度第2回理事会報告

2項参照

ウ 平成9年度支部事業報告

第2回理事会以後に実施した下記事業の開催状況について、菊地支部長から報告があり了承された。

(ア) 日本気象学会1997年秋季大会

(イ) 特別気象講演会

(ウ) 第3回幹事会・理事会

エ 平成9年度支部予算収支経過報告

収支経過について、事務局担当から報告があり了承された。

なお、今後は交通費及び消耗品等購入に一部支出の見込み。

オ 平成10年度支部気象講演会の準備状況について

苫小牧市において、気象講演会を開催するための打合せ及び準備状況について、講演会担当幹事から報告があったが、次のことについて今後検討することです承された。

(ア) 土曜日又は日曜日の開催について

(イ) 講演題数とテーマ及び講演者について

カ 第21期支部役員選挙について

事務局担当から次のことについて説明があり概ね了承された。

(ア) 選挙告示から開票までのスケジュール

(イ) 選挙準備

①選挙管理委員会発足(委員7名)

委員長：明石秀平

委員：遊馬芳雄，塩谷雅人，佐々木浩，上野隆男，金子秀毅

開票立会人は遠藤辰雄(常任理事)

②候補者の推薦(理事7名，会計監査1名)

3月中に，現理事が調整のうえ決定する。

推薦者：菊地支部長，伊藤直敏(札幌管区気象台観測課長)

③会員動静等

キ 支部総会までの会議等について

平成10年度当初における幹事会・理事会・総会及び研究発表会のスケジュールについて事務局担当から説明があり了承された。

ク 支部活動基金の運用について

1997年秋季大会において特別収入のあった寄付金及び広告料が，今後の支部活動基

金として寄贈されたことに伴い、この資金の運用について、大西理事から提案説明があり、平成10年度から次のような会計方式で実施することです承された。

(ア) 名称を「支部活動資金」とし、特別会計(帳簿)とする。預金通帳は単独に設ける。

(イ) 支部活動資金から予算状況、活動計画等をみて、その都度一般会計へ繰入れする。

ただし、文部省科学研究費補助金等、予算決定後の臨時収入があった場合には、支部活動資金からの繰入額を変更できる。

(ウ) 特別会計の会計監査を行い、総会に諮る。

ケ 「細氷44号」掲載予定の秋季大会報告について

「大学」4編及び「気象台・気象協会」2編、計6編掲載で投稿者を選定。

4 平成9年度第1回幹事会(「細氷43号」134頁で報告済)

5 平成9年度第2回幹事会

(1) 日 時：平成9年9月22日(月)13時30分～15時00分

(2) 場 所：札幌管区気象台

(3) 出席者：遊馬、佐竹、佐々木、塩谷、田島

(4) 打合せ事項：平成9年度第2回理事会の議事内容について検討

6 平成9年度第3回幹事会

(1) 日 時：平成10年2月23日(月)15時00分～17時00分

(2) 場 所：北海道大学理学部3号館307号室

(3) 出席者：遊馬、佐竹、佐々木、塩谷、田島、金子

(4) 打合せ事項：平成9年度第3回理事会の議事内容について検討

《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

(1) 日 時：平成10年6月4日(木) 15時00分～18時00分

(2) 場 所：日本気象協会北海道本部会議室

(3) 出席者：菊地，古川，青木，小嶋，岡村，山崎，高橋，遊馬，佐々木，塩谷，谷口，上野，金子

(4) 議 事

ア 支部長挨拶(省略)

イ 第21期支部役員選挙結果報告

選挙管理委員会から，委員会の構成と第21期支部役員選挙告示から開票まで日程どおり実施したことが報告された。当選者は以下のとおり(詳細は本号「平成10年度総会報告」を参照)。

(理事)

青木 孝，上田 博，岡村敏夫，小嶋 修，藤吉康志，古川武彦，山崎孝治

(会計監査)

高橋庸哉

ウ 新支部長の選出

第21期支部役員選挙で当選した理事の互選により，古川武彦理事が新支部長に就任した。

エ 新支部長挨拶(省略)

オ 第21期支部役員と新幹事の指名

第21期支部役員選挙で当選した理事の互選により，青木孝理事，上田博理事，小嶋修理事，藤吉康志理事がそれぞれ新常任理事に就任した。

また，幹事長及び幹事は次のとおり支部長から指名された。

(幹事長) 遊馬芳雄，(幹事) 佐々木浩，塩谷雅人，谷口恭，上野隆男，金子秀毅

カ 役員の業務分担

第21期支部役員の業務分担を次のように決定した

総括・企画担当：上田常任理事，小嶋常任理事，山崎孝治理事，遊馬幹事長

講演 担 当：青木常任理事，谷口幹事

細 氷 担 当：岡村理事，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，金子幹事

キ 平成9年度第3回理事会報告

本号「平成9年度役員会報告」を参照

ク 平成9年度支部事業報告及び決算報告

平成9年度の事業について遊馬幹事長から，同決算について事務局担当幹事から報告があり了承された。

ケ 平成9年度支部会計監査報告

平成9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」との報告があり了承された。

コ 平成10年度支部事業計画案及び予算案

(ア) 平成10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。

(イ) 第16回夏季大学講座の講義題目を4題とし、北大大学院地球環境科学研究科、北大低温科学研究所附属流氷研究施設からそれぞれ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10年度気象講演会は10月16日に苫小牧で開催することとし、苫小牧市及び苫小牧市教育委員会と共催で行なうことが確認された。テーマは「苫小牧周辺の気象と自然環境」、題目は①苫小牧周辺の海霧の特徴②地球環境問題と地球温暖化③渡り鳥と気象④最近の樽前山の火山活動(いずれも仮題)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。

(エ) 特別気象講演会は適宜開催し、第1回目は全会員にお知らせするが、2回目以降も極力お知らせすることです承された。

(オ) 「細氷44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ことです承された。

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

(キ) 平成10年度支部予算案については、特別会計の項目の名称を一部修正して原案どおり了承された。

サ 平成10年度支部総会について

平成10年度支部総会次第は原案どおり了承された。

シ 「細氷44号」の発行について

「細氷44号」の掲載概要及び原稿作成分担等が決定され、平成10年9月末を目途に刊行することです承された。

(5) その他

事務局の事務繁忙を解消するために、郵送実務を外注またはアルバイトで処理することについては、今後検討することです承された。

2 平成10年度第1回幹事会

(1) 日 時：平成10年5月21日(木) 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、上野、金子

(4) 打合せ事項：平成10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10年6月4日

役職名	氏名	所属
支部長理事	<small>ふるかわ たけひこ</small> 古川 武彦	札幌管区気象台
常任理事	<small>あおき たかし</small> 青木 孝	札幌管区気象台
常任理事	<small>うえだ ひろし</small> 上田 博	北海道大学大学院理学研究科
常任理事	<small>こじま おさむ</small> 小嶋 修	日本気象協会北海道本部
常任理事	<small>ふじよし やすし</small> 藤吉 康志	北海道大学低温科学研究所
理事	<small>おかむら としお</small> 岡村 敏夫	札幌管区気象台
理事	<small>やまざき こうじ</small> 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	<small>たかはし つねや</small> 高橋 庸哉	北海道教育大学附属教育実践指導センター
幹事長	<small>あずま よしお</small> 遊馬 芳雄	北海道大学大学院理学研究科
幹事	<small>ささき ひろし</small> 佐々木 浩	日本気象協会北海道本部
幹事	<small>しおたに まさと</small> 塩谷 雅人	北海道大学大学院地球環境科学研究科
幹事	<small>たにくち たかし</small> 谷口 恭	日本気象協会北海道本部
幹事	<small>うえの たかお</small> 上野 隆男	札幌管区気象台
幹事	<small>かねこ ひでき</small> 金子 秀毅	札幌管区気象台

— 支部交換機関誌 —

- ・ 東北支部だより 第30号 (1997.11)
 - 第31号 (1998. 4)
 - 第32号 (1998. 7)

- ・ 中部支部だより 第47号 (1997. 9)
 - 第48号 (1998. 5)

- ・ 関西支部ニュース 第228号 (1998. 5)
 - 第229号 (1998. 7)

- ・ 九州支部だより 第80号 (1997.12)
 - 第81号 (1998. 6)

- ・ 東北支部 平成9年度東北支部講演会予稿集 1997.11.27 仙 台

- ・ 中部支部 研究会講演要旨集 12号 1997.11.20-21 金 沢
 - 第4回公開気象講座 (生まれ変わった気象情報)
 - 「予報の原理」から「新しい気象情報」ができるまで—
 - 1997. 8.29 名古屋

- ・ 関西支部 例会講演要旨集 第79号 (中小規模現象) 1997.10.22 京 都
 - 例会講演要旨集 第80号 (局地現象) 1997.11.21 高 松
 - 例会講演要旨集 第81号 (中小規模現象と極地現象) 1997.11.28 広 島
 - 例会講演要旨集 第82号 (海洋と気象) 1998. 2.16 神 戸
 - 1998年度関西支部年会講演予稿集 1998. 6.16 大 阪
 - 第20回夏季大学テキスト
 - 日本に影響を及ぼす熱帯の気象
 - 台風・エルニーニョ現象・モンスーン— 1998. 7.28-29 大 阪

- ・ 沖縄支部 1997年度例会講演予稿集 1997.10.27-28 那 覇
 - シンポジウム「台風と沖縄の地域経済」 1997.10.28 那 覇

— 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11年度支部総会に出席できない方へ

平成11年度支部総会(平成11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11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) 昨年度は、日本気象学会1997年秋季大会を札幌で開催しましたが、ご協力頂いた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

本旭	支店
旭帯	店
帯函	所
函北	所
北小	所
小網	所
網小	所
小室	所
室稚	所
稚留	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478-1
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
(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。

「ミスター」
Mr.

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。

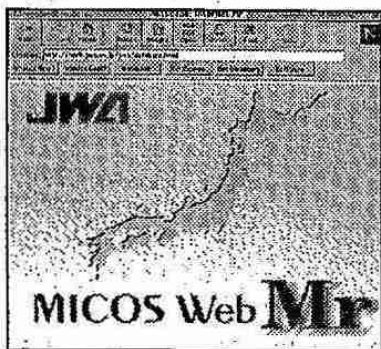
インターネットに接続できる機材があれば、機種を問わず利用できます。パソコン、ワープロ、インターネット専用端末、最近話題のインターネットテレビなど、多彩な端末機の利用がはかれます。

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。

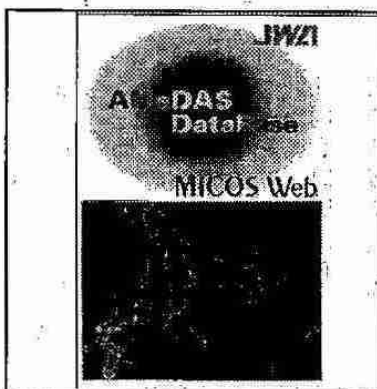
ブラウザによる簡単操作

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IP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がされますので、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Netscapeは、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

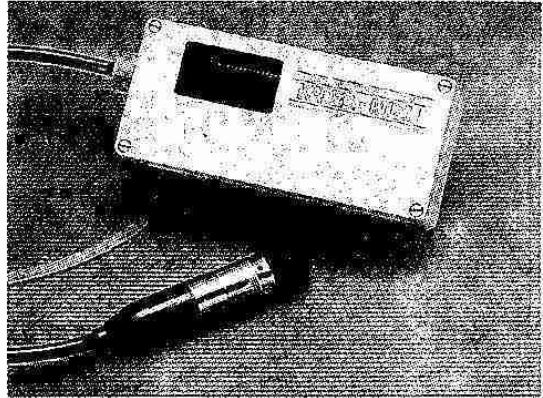
センサ部分の接液部（ダイヤフラム）をはじめ、筐体はすべてチタン製です。従来測定が困難だった海水・汽水・海浜地域の井戸水などの測定にも標準で対応できます。

■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

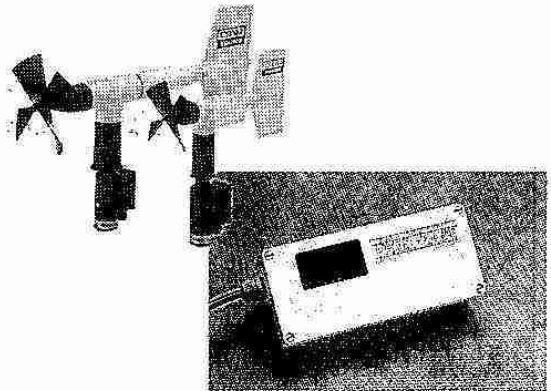
1. センサ先端から水面までの深さを記録する絶対水位測定モード。
2. 水位の0点を±30mの範囲で自由に設定できる、相対水位測定モード。相対水位測定モードでは、水位のエレベーション設定、量水機の直読値に合わせた測定、井戸などでの地面からの深さ測定などが可能です。もちろん専用のパソコンとソフトがなくても、測定現場でエレベーション設定はできます。



「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ため、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

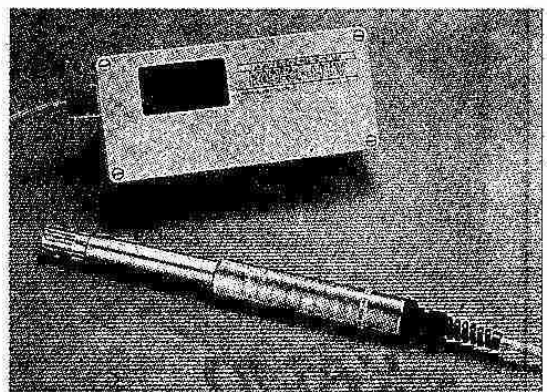
専用のシェルターでセンサの設置が容易です。

■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/〒004-0115 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: 011-897-8000 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/〒816-0006 福岡市早良区百道2丁目17番21号デクネス百道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

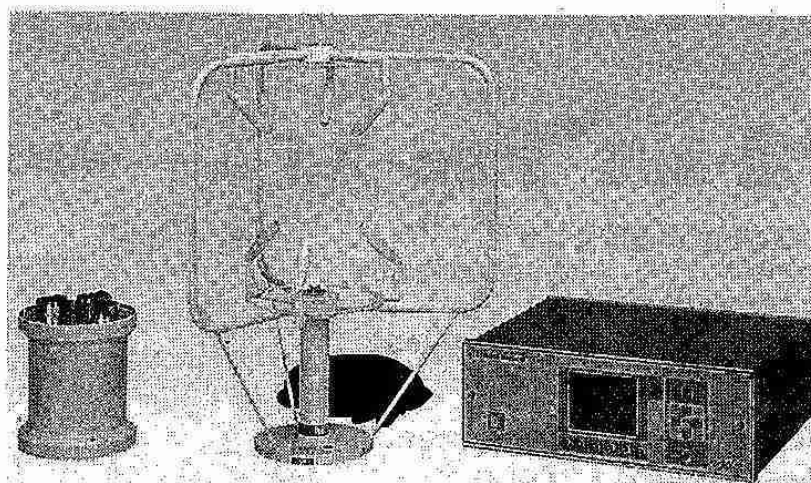
他方式の風速計では困難であった

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

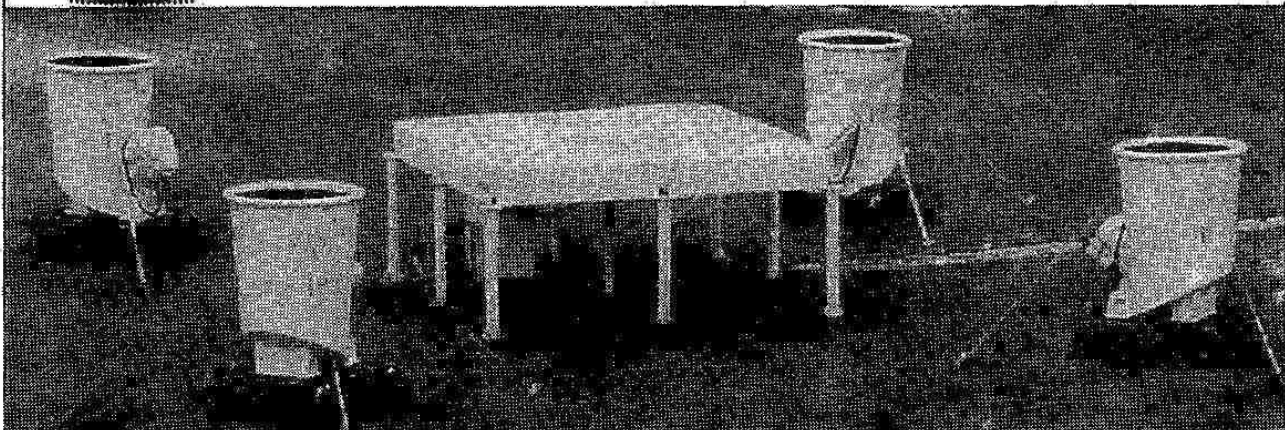
TEL 011-251-0350(代)

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

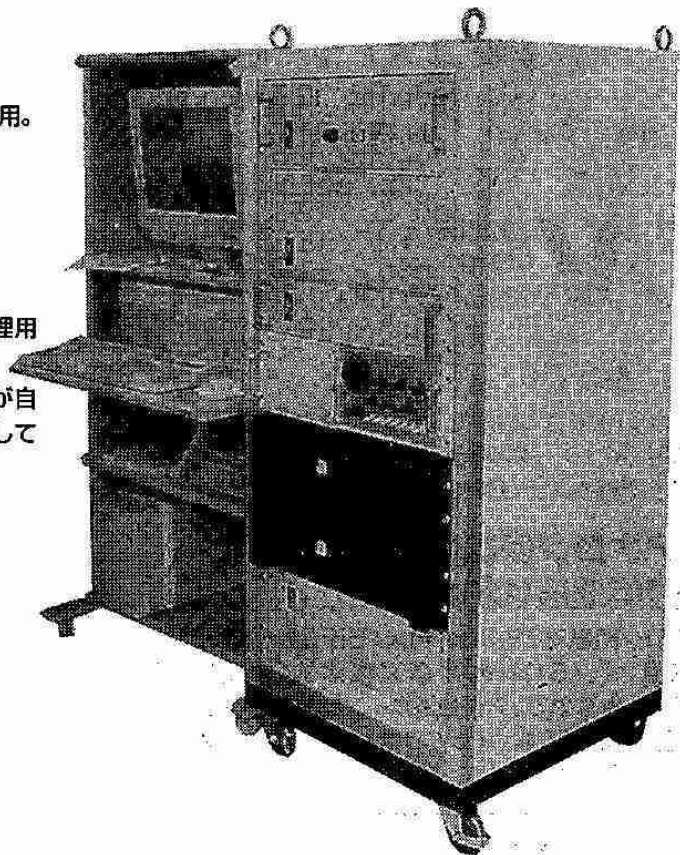
本装置は、財団法人日本気象協会殿の御発注により、通信総合研究所殿、及び気象研究所殿の御指導のもと開発した装置です。



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 長 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
アンテナサイズ	3.8m×3.8m 24×24素子
ピーク指向方向	東15° 北15° 天頂

Meisei

明成電気株式会社

●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. メルカートル、ポーラステレオ、レクトアングュラー変換機能
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)
- 衛星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(代) 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

INS ネット64



■1回線で電話2回線分

INSネット64は1回線でアナログ2回線が利用できるため、インターネット通信中でも電話やFAXが使用でき、料金もアナログ2回線を引くより断然割安です。

■アナログ回線に比べ 通信速度は約2倍以上

アナログ回線で28.8kbit/sのモデムを使用した場合に比べ、ISDNの通信速度は約2倍以上の64kbit/sなので、アクセスポイントまでの通話時間が短縮でき経済的、イライラなしの快適なインターネットが楽しめます。

施設設置負担金不要。

新規にISDN回線を設置するなら

INS ネット64・ライト

既存のINSネット64に、基本料が月々640円加算されますが、施設設置負担金がゼロなので、9年4ヶ月以下のご利用の場合はINSネット64ライトの方がお得です。

■申込時費用

(消費税別)

	現在ご利用の電話から変更する場合	新しくお申込みの場合
契約料	800円	
施設設置負担金	不要	72,000円
工事費	ご利用ケースによって異なります。	

■月々の費用

	項目	INSネット64 1回線の場合	普通の電話 2回線の場合
住宅用	基本料	2,830円	(1,750円×2) 3,500円
事務用	基本料	3,630円	(2,600円×2) 5,200円

※上記の金額はDSUおよび屋内配線をお買い取りで、市外局番が"011"でご利用いただいているお客様の場合で算出しています。

※パソコン・電話の他にFAX等をご利用の際には、ダイヤルイン機能(有料)を契約されると、さらに便利です。

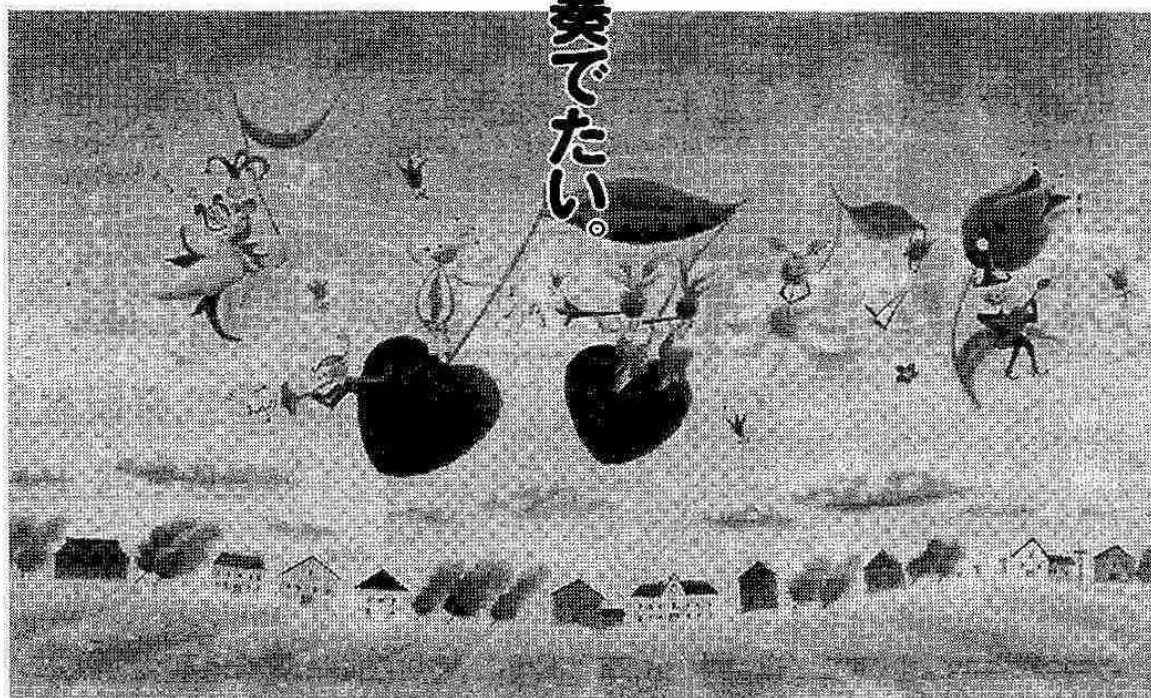
※一部ご利用できない地域があります。

お問い合わせは

局番なしの「116番」または ☎0120-494933



楽しい暮らし、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、皆さまとっしょに未来へと歩いていきます。

公社の4大事業

- 住宅の分譲(一戸建住宅・マンション)
- 賃貸住宅の供給
- 宅地分譲・タウン再開発
- リフォーム その他

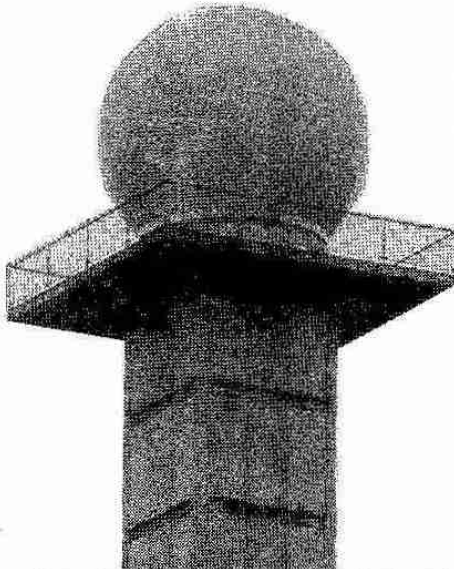
豊かな住まいづくりをめざす
北海道住宅供給公社
札幌市中央区北3条西7丁目 植物園正門前 緑苑ビル3階 ☎(011)261-9271

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

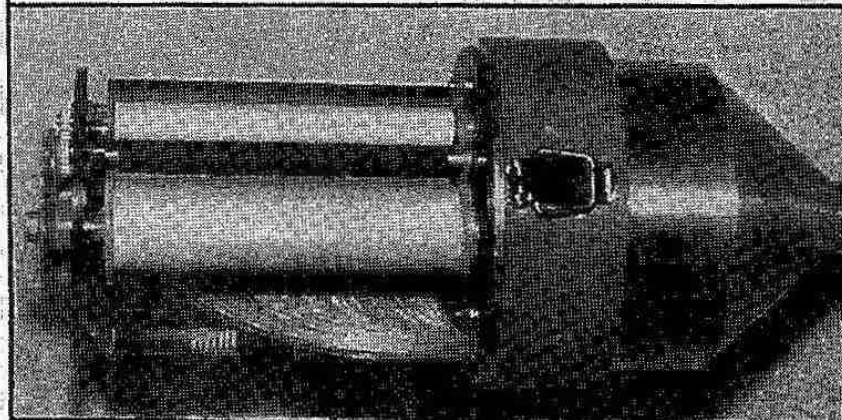
北海道支社 〒060-0003

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11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
札幌管区气象台技術部気候・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 No.44

平成10年9月25日 印刷
平成10年9月30日 発行

編 集 日本気象学会北海道支部
発 行

編集委員 岡村敏夫
〒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