

東北支部創立 50 周年

記念文集

社団法人 日本気象学会東北支部

平成 19 年 6 月

はじめに

日本気象学会東北支部は、昭和 32 年(1957 年)5 月 26 日の創立以来、日々の研究活動はもちろん、会員の研究発表の場としての支部気象研究会の開催や、気象講演会開催による気象知識の普及などの活動を行ってきました。

長年にわたる、これらの活動の積み重ねの中で、今年、東北支部は創立 50 周年を迎えることとなり、支部では記念事業として、特別講演会の開催と記念文集の発行を行うこととしました。

東北地方は、昔から冷害に苦しめられており、この被害を防止・軽減することを目的として、わが国の長期予報の研究が始まりました。いわば、東北地方はわが国における長期予報発祥の地と言えます。特別講演会は、古くからの、この伝統を訪ねるとともに、新たな課題として、近年、広く認識され注目されている地球温暖化などの気候変動を取り上げました。

記念文集の発行に当たり、東北支部の活動を支えてくれた、支部会員、大学・気象台関係者に広く寄稿を呼びかけました。時間的余裕のあまりない中、多くの方から寄稿していただいたことに感謝申し上げます。

なお、特別講演会は、当初、関根勇八氏に講師をお願いすることで準備を進めていましたが、たいへん残念なことに 3 月 16 日に突然お亡くなりになられました。ここに謹んでご冥福をお祈り申し上げます。

また、急な話にも関わらず、急遽、講師をお引き受けいただいた酒井重典氏をはじめ、講師の方々に改めてお礼申し上げます。

これら記念事業が、東北支部の発展、気象学や気象業務の発展につながることを祈念し、挨拶の言葉とさせていただきます。

日本気象学会東北支部

支部長 大島 隆

目 次

卷頭言

はじめに.....	大島 隆.....	1
関根勇八会員の逝去を悼む.....	朝倉 正.....	3

「特別講演会」講演要旨

特別講演会プログラム.....	5	
講師略歴.....	6	
長期予報（季節予報）の歴史.....	酒井重典.....	7
気候変動、地球温暖化と、季節予報の展望.....	栗原弘一.....	13
東北の気候変動とコメ生産.....	岡田益己.....	17

記念論文

サクラの開花予想について.....	森 俊彦.....	23
ヤマセ雲の形成・変質機構の研究：I. 観測.....	浅野正二.....	25
ヤマセ雲の形成・変質機構の研究：II. 数値実験.....	岩崎俊樹、野田 曜.....	31
東北地方の気候の東西（表裏）性について.....	境田清隆.....	37
東北地方の局地風.....	渡邊 明.....	41
20 km格子地域気候モデルによる冬期降水の再現性と将来予測		

.....倉橋 永、遠藤洋和、森 浩俊、栗原和夫.....	47
-------------------------------	----

20 km格子地域気候モデルによるヤマセ型低温の再現性と将来予測		
.....遠藤洋和、蒔苗 仁、森 浩俊、倉橋 永、栗原和夫.....	53	
夕方、北上川沿いに卓越する南風.....倉橋 永、井上真吾.....	59	

記念文集

東北支部発足当時から現在までの私の活動.....	近藤純正.....	67
共同研究者名の歴史的正書法「定冠詞+形容詞+名詞」の時代、		
&最近の気象講演会.....	安田延壽.....	70
気象学会東北支部と私.....	渡邊偉夫.....	73
気象調査研究会の思い出.....	昆 幸雄.....	74
11月25日に咲いたたんぽぽ.....	福眞吉美.....	75
地球温暖化が危惧され、異常気象が多発する時代に思う		
.....池田誠也.....	77	
創立50周年によせて.....佐々木吉春.....	79	

関根勇八会員のご逝去を悼む

朝倉 正（元気象庁予報部長期予報課長）

関根勇八会員は日本気象学会東北支部創立 50 周年記念特別講演会で「長期予報の歴史」を講演することになっていた。講演内容を慎重に検討していたと思われる 2 月 23 日、体調の不全を訴えられ、仙台赤十字病院に入院、僅か 22 日後の 3 月 16 日に不帰の人になられた。

病気しらずのスポーツマンでソフトテニスクラブの理事を務め、健康には人一倍気を使っておられただけに、余りの急逝は信じられなかった。

関根会員は気象学を愛し、生涯現役の研究者だった。退職後も仙台管区気象台を尋ね、資料などを集めて研究を続けた。私信によると北半球天気図の話が特に楽しく栗原元技術部長（現気象庁気候情報課長）からの新情報で研究心が刺激されたが、今となっては、かなわぬ事になってしまった。

関根会員の気象に寄せる熱い思いは尋常でなかった。その事実を永遠の記録として残しておきたい。戦時中は学生でも勉強どころでなかった。勤労動員されて現業を手伝わされた。そんな折、空襲で焼失した教科書を書き写していた関根会員の姿に衝撃を受けた。その教科書とは荒川秀俊著「気象熱力学」（岩波書店）であった。あと数ヵ月後には兵隊にとられ、特攻隊員で戦死すると覚悟させられた時代である。いまさら「気象熱力学」を勉強したて役立つ日が来るとは、彼とても思えなかつたはず。これは、理屈抜きに気象学を愛する天性の持ち主だった事を物語っている。

この熱意は気象台に就職してからも変わらなかつた。福島、盛岡測候所時代（昭和 20～32 年）は、折からの荒廃した国土を台風や大雨から守る為に水理、水害対策の研究論文 7 篇発表し、ついで鳴子気象通報所長として日本で初めてダム管理に役立つ水理気象情報の提供の路を拓いた。ついで、管区初代の防災気象官（昭和 36 年）に移り「東北地方に影響を及ぼした台風」の研究を最後に防災から予報に転じた。

そこで、運命的な出会いが待っていた。38 豪雪である。予報官としてブロッキング高気圧の研究に強い意欲を燃やした。冷害、豪雪など異常気象の元凶としてブロッキング高気圧の解明に熱中し、年に 2～3 編の論文を発表した。仙台管区予報官時代の 11 年間に発表したブロッキングに関わる発表論文数は 15 を数えた。これらの研究活動は東北大大学理学部の故山本義一教授の評価するところとなり、昭和 47 年 11 月に「大気中におけるブロッキング現象に関する総観的研究」により理学博士が授与された。

学位取得 2 年後、気象庁長期予報課予報官に転じた。ここでも梅雨とブロッキング現象を研究し、1 か月予報指針に取りまとめた。秀れた管理能力を買われて一時海上気象課補佐官に移り（昭和 55 年）、異常天候の解明に海洋の重要性を先見する論文を発表したことは高く評価される。昭和 57 年には再び長期予報課に戻り技術指導、国会対策、マスコミ対策に当たった。最後は、気候変動対策室長の要職に転じ地球温暖化対策の推進以外に「産業気象情報研究会」を立ち上げて、昭和 60 年に定年



を迎えたが更に活躍した。

定年後は日本気象協会で「産業気象情報協議会」の事務局長として民間の気象情報利用の拡大を図った。さらに、日本気象海洋株式会社東北営業所長、気象予報士総合講座講師、東北気象旧友会会長を務めた。

何事にも明るく積極的な性格で人の嫌がることでも率先して行い、米国の研究会パーティでは倒立して外国人を驚かした豪放さとユーモア溢れる性格は多くの人々の敬愛を集めた。

会員一同、心よりご冥福をお祈り申し上げます。

社団法人 日本気象学会東北支部創立50周年記念「特別講演会」

講 演 要 旨

~~~~~

### 特別講演会プログラム

1. 開 場 ..... 12時30分
2. 開 会 ..... 13時00分
3. 開会挨拶 ..... 13時00分  
日本気象学会東北支部長 大島 隆 氏
4. 講 演 ..... 13時10分  
「長期予報（季節予報）の歴史」  
講 師：日本気象予報士会会长 酒井 重典 氏
5. 講 演 ..... 14時00分  
「気候変動、地球温暖化と、季節予報の展望」  
講 師：気象庁地球環境・海洋部 栗原 弘一 氏
6. 休 憇 ..... 14時50分～15時00分
7. 講 演 ..... 15時00分  
「東北の気候変動とコメ生産」  
講 師：東北農業研究センター 岡田 益己 氏
8. 閉 会 ..... 15時55分

## 【講師略歴】

酒井 重典 氏（日本気象予報士会 会長、東京電力株式会社 系統運用部 気象担当部長）

昭和 39 年気象大学校卒業、山形地方気象台勤務。第 10 次・16 次南極観測越冬隊員。昭和 55 年札幌管区気象台予報課、58 年予報部長期予報課、62 年函館海洋気象台予報課長、平成元年予報部長期予報課。平成 9 年以降、鳥取、盛岡、新潟地方気象台長を歴任。平成 15 年気象庁を定年退職、現職。

栗原 弘一 氏（気象庁地球環境・海洋部気候情報課長）

昭和 51 年東北大学卒業、気象庁入庁。産業気象課で農業気象業務に従事。昭和 57 年から長期予報課等で長期予報係長や予報官等を勤め、季節予報や世界の天候監視業務に従事。平成 11 年仙台管区気象台気候・調査課長、平成 13 年気候・海洋気象部気候情報課予報官として季節予報業務の改善に係わる。平成 15 年仙台管区気象台技術部長、平成 17 年より現職。理学博士。

岡田 益己 氏（独立行政法人 農業・食品産業技術総合研究機構 東北農業研究センター  
寒冷地温暖化研究チーム チーム長）

東京大学大学院農学研究科博士課程修了（農学博士）

昭和 54 年農林水産省入省。農業技術研究所、農業環境技術研究所、東北農業試験場地域基盤研究部気象環境制御研究室長、同研究部上席研究官、連携研究第 2 チーム長などを経て、平成 18 年より現職。

# 季節予報の歴史

酒井 重典（日本気象予報士会会長、東京電力（株）系統運用部気象担当部長）

## 1. はじめに

長期予報の第1号が発表されたのは、1942(昭和17)年8月のことである。まさに手探りの状態で始まった長期予報であるが、それから半世紀以上が過ぎて気象学の進歩、大気や海洋など地球規模の観測データの整備、さらにコンピューターの飛躍的な発達に支えられて大きく発展してきた。1990(平成2)年3月には長期予報に始めて力学的手法が導入され、1996年3月には1か月予報が完全に統計的手法からアンサンブル予報へと切り換えた。さらに2003(平成15)年には3か月予報と暖候期・寒候期予報にもアンサンブル予報が導入され、今ではすべての長期予報が力学的手法を基に発表されている。

そのような技術の発展の中で、長期予報を発表する気象庁の組織も改変され、長期予報を発表してきた長期予報課は1996(平成8)年7月に気候情報課として生まれ変わった。新しくなった気候情報課では長期予報の発表だけではなく、気候変動やエルニーニョ現象など幅広い気候に関する情報を発信している。ここでは、気象庁における長期予報業務の変遷に沿ってわが国の長期予報の歩みを見ていいくことにする。

## 2. 長期予報研究の始まり

わが国の長期予報の研究は、東北地方における冷害を防止・軽減することを目指して始まった。明治末期から大正時代の初めにかけて、わが国は冷涼な気候の時代に入っていたが、とくに夏の低温が顕著であった。1902(明治35)年から1913(大正2)年頃にかけては、頻繁に極端な低温の夏が現れて明治凶作群といわれるような凶作の時代が続いた(図1)。

冷夏が農業にどのような影響をおよぼすかについては、まだ記憶に新しい1993年の冷夏を思い起こせば容易にわかる。

その頃は毎年のように豊作が続き、国内では余剰米の処理に悩むほどに米余りという状況であった時代にもかかわらず、たった1年の冷夏により国内で消費する食用米が不足して、米の緊急輸入をしなければならないという事態になったほどである。上述の明治末期から大正初めの時代はそのような冷夏が頻発していたわけで、どれほど深刻な状況になっていたか想像に難くない。冷害をなんとか克服したいという熱意が、当時の気象学者や農学者をして困難な季節予報の研究に駆り立てたというところである。

予報技術の発展過程としては、まず時間的にも空間的にも近場から始まり、徐々に明日、明後日さらにその先へと予報時間を伸ばしていくのがふつうと考えられる。ところがわが国の長期予報の研究は、いきなり半年先の天候予測を目指して始まった。春先の時点で数か月先の夏の天候を予測するという大変難しい課題に立ち向かったわけである。当時の研究の一端を見ると、冷害と沿岸の海水温との関係、凶冷をもたらす北東風と北の高気圧の関係、この高気圧と海水温の関係などが指摘され、それらの予報も試みようとしている。「やませ」やオホーツク高気圧に注目するもので、今考えてもまさにポイントをついた研究がなされていた。

明治凶作群の後は昭和の初期にかけて比較的温暖な天候の時代が続いたことから、長期予報に関する調査や研究も下火となつた。ところが、1931(昭和6)年ころから再び冷涼な天候が現れる時代となってきた。このため、あらためて長期予報の必要性が認識され、夏の天候を予想するための研究が再び活発になった。東北地方に測候所の創設や海洋観測のための観測船の配備など、冷害対策のためのさまざまな施設整備も図られた。1934(昭

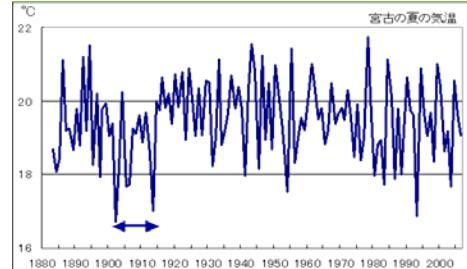


図1 夏の気温の経年変化

和9)年に田名部測候所、さらに 1936 年には八戸測候所と山岳測候所である岩手山測候所が創設された。また八戸測候所と宮古測候所には海洋観測船も配属された。当時としては画期的ともいえる海・陸・空にわたる立体的な気象観測網が展開され、活発な観測や研究の体制がとられた。中央気象台(現在の気象庁)においては週(7 日)や旬(10 日)あるいは月程度の期間を対象とした予報を目指して長期予報研究室が発足し、そこでは5日予報が試みられた。1942(昭和 17)年6月には中央気象台の予報課に長期予報掛が設置され、その2か月後の 8 月、はじめての1か月予報が発表された。これが、わが国で公式に発表された長期予報の第1号である。つづいて 9 月には3か月予報が、さらに翌年の 4 月には暖候期予報も発表された。公式の予報発表とはいっても、当時は第二次世界大戦中であった。予報は軍事機密であり、現在のように広く一般に報道されることではなく、関係方面だけに発表するというものであった。

この頃の研究は冷害対策という点から、東北地方の気象官署が中心となって進められた。東北地方が長期予報研究の発祥の地といわれている所以である。なお東北地方では、中央気象台による公式発表の4か月前の 1942(昭和 17)年4月に長期予報の発表を始めている。

こうして始まった長期予報は戦後も引き続き発表され、1945(昭和 20)年12 月には1か月予報が始めてラジオで放送され、広く一般の人が長期予報を利用することができるようになった。

ところが 1949(昭和 24)年 2 月、長期予報の発表は中止された。予報発表の中止に続いて、この年の 11 月には組織としての長期予報課も廃止となった。それらの主な理由は、記録的な暖冬に対する予報を大きくはずしたことにより、長期予報を発表することが技術的に時期尚早であるという認識をもったことや、当時の社会的、政治的情勢が大きな背景としてあったようである。この点について、朝倉は「マスコミの批判がきっかけで、長期予報技術に対する反省が部内でも強まったことが一因に挙げられる。もう一つは、当時の日本政府は連合軍の支配下にあり、中央気象台もその例外でなかった。当時気象台を監督する連合軍のフリリー中佐から指示が出され(通称フリリーノート)、職員の大幅削減が行われていた最中に起こったことも重要である」と述べている。記録的な暖冬に対する予報が大きくはずれたことにより、予報精度に対してマスコミ等からも強い批判を受けたこともあるが、また中央気象台の機構改革にあたって、長期予報課が廃止されたということである。

なお 1949 年の冬はこれまで続けていた寒冬傾向が、暖冬傾向に大きくシフトする変わり目の年であった(図 2)。“気候のジャンプ”と云われるほどに、今までの天候の傾向から大きく変わった年であり、この冬の予報が大きくはずれたことは、長期予報にとって非常に不運なことであったと言えなくもない。この頃は限られたデータを基に統計的手法で予測するという方法であった。これほど大きく変動する天候の変化を予報することは至難の業であったことと思われる。

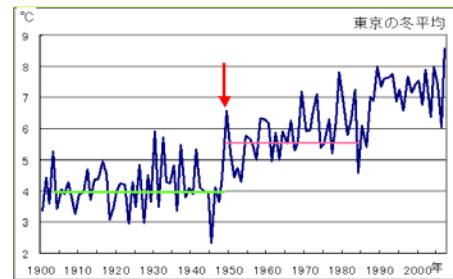


図 2 東京の冬の気温の時系列

### 3. 長期予報発表の再開

予報精度が不十分であるということも予報発表中止や長期予報課廃止の理由のひとつとしてあげられたことから、これを機会に長期予報の技術を根本から見直して長期予報を再建しようという機運が生まれた。やがて気象資料も整備されるようになり、昭和 27 年頃からは北半球全体の地上気象および高層気象の資料が収集できるようになって長期予報の研究は大きく進歩した。例えば、北半球の大気大循環の変動に着目した方法、天候と作用中心に関する研究、ブロッキングの研究など、その後の長期予報の基本的な考え方がこの頃発表された。こうして基礎的な資料の整備も進み、同時にそれまでの予報則等も吟味した結果、ある程度の予報の精度も見込めるようになった。一方、農業関係者など社会の各方面から、予報発表再開についての要望も年々強まってきた。このような環境の中で 1953(昭和 28)年 2 月 25 日、1箇月予報の発表が再開され(図 3)、3 月には3箇月予報の発表も

再開された。この後、長期予報業務の体制も次第に整備されていき、1958年6月には長期予報を所掌する組織として、かつての長期予報課に相当する長期予報管理官が設けられた。そして、1974年4月長期予報課が復活し、業務の改善が精力的に進められた。

こうして北半球規模での地上から成層圏までの資料が蓄積されていったことがその後の技術の発展に大きく貢献した。これらの基礎的な資料は「季節予報資料」として掲載され、全国の気象官署で利用できるようになり、幅広く長期予報の研究が進められるようになった。全国の長期予報担当者が集まって毎年開催される全国長期予報検討会において得られた研究成果は、次々と長期予報の現場に取り入れられていった。それらの集大成として「季節予報指針」上・下や「1か月予報指針」が刊行された。これは、現在でも大気循環の理解や季節予報を行うにあたって基礎的な知識を得るための基本的な教科書といえるものである。

#### 4. 再開後の長期予報

この頃の予報作業は”その時点で入手できる資料を最大限に活かして何がなんでも予報しなければならない”と云う状況であった。現在のように充実した予報資料がない時代であったので、天候の変化の兆しを見つけるため限られたデータをさまざまな角度から検討して有効な予測法を導き出す調査・研究が行われた。

例えばセントポール(ベーリング海にある観測点)の気圧の変化から天候ベースの変化を見つける予報則、あるいはマーカス島の成層圏の風の変化の特性から梅雨の入り明けの時期を予測する方法、エニセースク(シベリア)の冬の気圧の変動の特徴から北日本の夏の気温を予報する方法などが実用化された(季節予報指針、1か月予報指針)。資料が不十分な時代には限りある資料の中から、大変な苦労をして特定ポイントの気圧や風の変動の特徴と気象要素の変化の関係を見つけだして予報則としたということである。

やがて全球的な資料の整備が進んだことから、北半球天気図を用いた総観的な予報法が導入されるようになってきた。長期予報の分野にも、広範囲の天気図を基にして総観的な方法で予報を行う時代がやってきた。長期予報における総観的な予報法とは、予報要素と北半球全体の各格子点上の高度場や気圧場との相関を計算して相関分布図を作成し、その分布図を基に天候と大気の循環場との関係を解析する方法である。相関分布図を作成することで、天気予報における天気図の総観解析と同じような考え方で天候と大気の循環場との関係を理解することができることから、この方法は”相関シノプティックス”と名付けられ、その後の長期予報手法の大きな柱となった。例えば日本が暖冬になる場合の相関分布(図4)、あるいは冷夏になる場合の相関分布等のように、特定の天候と循環場の関係の特徴を見つけることができる。そしてこれらの分布は、偏西風波動との関わりという面から理解されていた。これは今で云うところのテレコネクションに相当していることが分かる。テレコネクションという用語こそ使っていなかったが、長期予報関係者は相関シノプティックスという手法の中で、すでにテレコネクションを認識していたということである。予報作業上の例として、冬季に日本付近に寒気が南下する時期の予報則がある。これは冬季にグリーンランド付近で気圧の尾根が発達した後、2半旬後あるいは4半旬後に日本付近に寒気が流れ込むというものである。今ではこの過程は、グリーンランド～ヨーロッパ～ウラル付近～日本付近と連なる波列としてテレコネクションパターンのEUパターンとして理解される。



図3 再開後の1か月予報文



図4 暖冬のときの500hPaパターン

1963 年のいわゆる “三八豪雪” の頃から、国内の天候の特徴としては、異常気象が現れやすくなってきた。また 1972 年に大規模なエルニーニョ現象が発生し、世界的にも異常気象が多く現れやすくなり、このような世界的な異常天候が日本の社会や経済へ少なからぬ影響を与えることが分かってきた。そこで、気象庁では世界の異常天候の監視業務を充実させることになり、長期予報課では長期予報の発表だけでなく、世界中の異常天候の監視や長期予報と関係の深い熱帯域の大気や海洋の解析という業務の充実が図られるようになった。その成果は「異常天候監視報告」として 1974 年 10 月以降刊行されるようになった。そして日本の天候を理解し、長期の予測を行うには全球の大気や海洋あるいは雪氷に関する資料の充実が必要であるという認識から、1987 年には上記の「異常天候監視報告」と 1951 年以来続いてきた「季節予報資料」とを統合して、「気候系監視報告」を発刊した。これには、世界の異常天候の監視の資料および全球の気候系に関する情報を豊富に盛り込むことになった。この「気候系監視報告」は、WMO や主要各国の気象機関および内外の大学に提供して相互に交換して高く評価されている。

## 5. 季節予報の考え方

毎日の天気予報や週間天気予報では、一つひとつの高気圧や低気圧の振る舞いを正確に予測しなければならない。しかしながら 1 か月先や 3 か月先までの個々の高気圧や低気圧の動向を予測することは不可能である。そこで長期予報の考え方としては、予報期間内の一つひとつの高気圧や低気圧を予想するのではなく、それらの動向を支配する大気の流れの場や大規模な現象に着目する。偏西風の流れが東西流型の場合は、低気圧や高気圧の動きも西から東にほぼ周期的に動き、温暖な天候が現れやすくなる。一方南北流型になり、偏西風が北から南への流れの場に位置する地域では、寒気が南下して強い低温となり、逆に、偏西風が南から北への流れの場に位置する地域には暖気が流れ込む。このように偏西風の流れと天候には密接な関係があるので、何らかの方法で偏西風の流れの様子が予測できれば、その予報期間の天候の特徴が予測できることになる。また予報期間内の天候を左右する作用中心として冬ならばシベリア高気圧、夏は太平洋高気圧の盛衰などを考えなければならない。このような大規模な高気圧の発達の程度や循環場などの把握や前述の相関シノプティックス的な見方は、現在でも実況の天候経過の理解や長期予報を行なう上では重要なポイントである。ここでは大規模な流れの場の一つとして、偏西風の流れと天候について見てみる。

長期予報では一種の作業概念モデルとして、偏西風の流れを以下に示す 3 つのタイプ (A～B～C) として考えることができる(図5)。東西流型 (A) は、寒気が高緯度に蓄積されつつある段階で、南北方向の熱の交換はあまりなく、平年よりも南北の気温差が大きくなっている状態である。このときは偏西風は強く、南北方向の成分よりも東西方向の流れが卓越している。従って低気圧や高気圧は順調に動き、周期的な天気変化が予想される。また東西流型になると、高緯度からの強い寒気の南下はないので日本付近など中緯度地方は温暖な天候となる。

次に南北流型 (B) は、寒気が中緯度側に放出されて、南北の熱の交換が行われている段階である。このときは偏西風の流れは平年に比べて南北方向成分が大きくなり、いわゆる蛇行が大きくなっている状態で、全体として寒気と暖気の南北への入れ替えが起きている。この時、偏西風が北から南へと流れている地域では、高緯度からの寒気が南下してくるため強い低温となり、それとは逆に偏西風が南から北への流れの場に位置する地域では、暖気が流れ込んで気温の高い状態が出現する。その境界付近では前線帯が形成され、悪天が現れやすいということになる。こうして南北流型になると

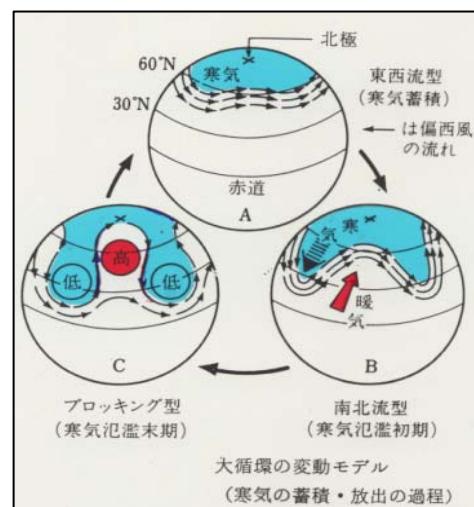


図5 偏西風の流れのタイプ

広い範囲で異常天候が現れやすくなる。

南北流型の極端な場合がブロッキング型(C)である。南北流型の振幅が大きくなると、南下した寒気は南側に寒冷低気圧として、北上した暖気は北側にブロッキング高気圧として、いずれも偏西風の流れから取り残され、その結果、偏西風の流れは滞るかあるいは、これらを迂回するように分れて流れる。つまり偏西風の流れを妨げる形になり、この型になると同様の天候が持続するため、持続的な異常気象の発生の可能性が高くなる。東西流型と南北流型は必ずしもここで述べたように交互にあるとは規則的に現れるわけではない、日本付近の天候と偏西風の流れには密接な関係があるので、何らかの方法で偏西風の流れの型が予測できれば、大まかな天候の特徴が把握できることになる。

長期予報の道具としてはかつては統計的手法が主に使われていた。統計的な予測手法は、方法としてはある程度の妥当性を持っているといえるが、得られた結果を解釈する物理的根拠に乏しいという問題や、蓄積された過去の資料が大きなよりどころであるがデータの量に限度があるという問題がある。現在、資料として利用できるのはたかだか数十年程度しかない。近年の天候のように“観測開始以来の…”というほどに平年からの偏りの大きな天候が出てくる状態をこの方法で予測することは非常にむずかしいところである。とはいっても3か月予報より先の予報については、アンサンブル予報でもまだ十分な精度とはいえないことから統計的手法も併用されている。このくらい先の予報になると、アンサンブル予報でもなかなか難しいところで、統計的手法も有効な方法の一つといえる。

近年、大気や境界条件に関するデータもしだいに蓄積され、気候系の立体的な解析も進んできた。その結果、大気の循環場と境界条件とのつながりについても物理的意味付けや解釈が進み、統計的手法による長期予報の有効性が認められている。日本付近の天候と太平洋赤道域の海面水温の変動や、ユーラシア大陸上の積雪状況との関連の研究も進んでおり、このような境界条件を取り入れた統計的予測法も開発されている。とくに特定地域の気温偏差と海面水温偏差との相関についてはこれまで多くの調査があり、両者の間の有意な時間ラグ相関が分かっている。またユーラシア大陸の積雪状況とインドモンスーンの強弱との間にも高い相関あることも確認されている。このような地表面境界条件における偏差と現象との間の時間ラグ相関が有意である場合は、過去のデータに基づき確率的な予報が可能である。

これらの手法は日本の天候に影響を及ぼす循環場の変動に関連している境界条件の変動を見つけ、それを事前シグナルとして天候を予想する方法である。大気に比べてゆっくりと変化する(持続性のある)境界条件に着目し、その変化をシグナルとして監視することにより、長期予報を行う。日本から遠く離れた赤道付近の海水温の変動や対流活動の変動、大陸上の植生や積雪状態などの境界条件、さらに世界の天候などを注意深く監視することが、数か月先の天候の予測に役立っている。

## 6. 長期予報への力学的手法の導入

長期予報課発足以来、業務の改善計画の中では”力学的方法による長期予報の開発”および”予報に確度をつけること”が大きな目標となっていた。つまり数値予報による1か月予報および確率表現による長期予報の実施を目指して開発が進められた。

長期予報への力学的手法の導入は、まず15日数値予報という形で始まった。それまでの長期予報の手法としては、過去のデータを統計的に処理する手法に限られていたが、数値予報技術の向上やコンピューターの発達により、期間を15日まで延長した数値予報が可能となつたのである。1990(平成2)年3月にはじめて1か月予報に15日数値予報の結果が導入され、1か月予報の前半の部分については、

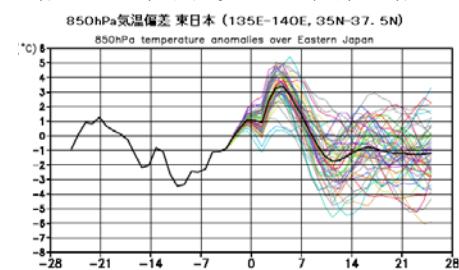


図6 アンサンブル予報の結果

数値予報を重視した予報に切り替えられた。この後アンサンブル予報が実用化され、1996(平成8)年3月に1か月予報は全面的に統計的予測法から数値予報による方法に切り替えられた。

アンサンブル予報導入をきっかけに長期予報に対する基本的な考え方も大きく変わった。つまり”現在の技術を評価して科学的に予測可能な事柄だけを予報する。あるいは定量的な評価が可能な要素だけを予報する”という方向である。かつては予報文として記述していた細かな天候経過等は、予測資料としての根拠が不十分であること、あるいは定量的・客観的な評価が難しいということから、記述されなくなった。また、数か月先の梅雨の入り・明けや台風の予報等については、明瞭な予報根拠がない限りは表現しないことになった。予報の発表形式等も変更され、従来の文章による天候の記述を中心とした形式から、要素別予報を中心とした表現となり、同時に気温・降水量・日照時間の予報に確率表現が導入された。こうして”力学的方法に基づく長期予報”および”確率を付加した長期予報”という長期予報の長年の目標が、1か月予報において実現した。

アンサンブル予報を基にした最新の1か月予報文を図7に示す。この新しい予報文は、従来の予報文(図3)に比べると平文による天候経過の記述ではなく、要素別予報に重きを置いている。かつては予報文として記述していた細かな天候経過等は記述していない。その後2003年には3か月予報、寒候期・暖候期予報にもアンサンブル予報が導入され、現在では全ての季節予報に力学的手法が導入されている。ただし、3か月予報および暖候期・寒候期予報には引き続き統計的手法も併用されている。長期予報が始まった当初に比べると、地上から対流圏・成層圏までのデータ、そして全球の海面水温、あるいは陸面や雪氷のデータ、さらに世界中の詳細な天候分布など、現在では地球規模の予測資料に恵まれている。そしてコンピューターを使ってそれら大量のデータを高速で処理することも出来るようになって、統計的手法でも精度の向上が見込まれる。

## 7. おわりに

最初の1か月予報発表から半世紀以上に亘って、長期予報の発表を続けてきたが、現在でも長期予報に対する部内部外からの注文や評価はきびしい。そのような環境の中で、最近は地球の温暖化をはじめ幅広く気候に関する情報やその予測情報などが強く求められるようになってきている。かつては季節予報の発表ということが主な業務であった長期予報課が、今では気候に関するさまざまな情報を発信する「気候情報課」の看板を掲げて活躍している。その核となったのが半世紀に亘って季節予報の実績を積み上げてきた「長期予報課」である。季節予報業務の搖籃期に、さまざまな苦労を克服して長期予報を生み育て、そしてこれまで手塩にかけて季節予報を可愛がってきて下さった多くの先輩の皆様に心から感謝申し上げます。

## 参考文献

- 気象庁、1975：気象百年史
- 気象庁、1970：季節予報指針
- 気象庁、1980：戦前・前後の各予報中枢における長期予報業務、測候時報 47.7-8
- 気象庁、1981：1か月予報指針
- 朝倉 正、1982：長期予報の展望、天気 29.9、891-904
- 朝倉 正、1992：長期予報の歴史と展望、気象、36.10、8-14



図7 現在の1か月予報文

# 気候変動、地球温暖化と、季節予報の展望

栗原 弘一（気象庁地球環境・海洋部気候情報課）

## 1. はじめに

地球温暖化<sup>1</sup>をはじめとする気候変動は人類にとってその存在基盤をも脅かしかねない深刻な問題の一つとして認識されています。2007年2月に公表された気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第1作業部会第4次評価報告書は、「気候システムの温暖化には疑う余地がない。」と述べています。

気象庁は世界気象機関（WMO）をはじめとする国内外の関係機関と協力しつつ、異常気象<sup>2</sup>や気候変動に関する観測・監視、その変動要因の解明や将来予測を推進しており、これらの最新の科学的知見を「異常気象レポート」として提供しています。2005年10月には、その第7巻目となる「異常気象レポート2005」を公表しました。

以下、同レポートを踏まえて、またIPCC第4次報告書も参考にして、これまでの世界と日本の気候の変化並びにその見通しについて概観するとともに、季節予報の取り組みを紹介します。

## 2. これまでの気候

- (1) 世界全体の年平均気温（陸域における地表付近の気温と海面水温の平均）は100年あたりおよそ0.7°Cの割合で上昇しています。一方、日本の年平均気温は100年あたり約1.06°Cの割合で上昇しており、いずれも気温上昇の割合は近年大きくなっています（図1）。
- (2) 気温上昇にともない日本だけでなく世界の各地域で異常高温<sup>3</sup>の出現数が長期的に増加し、異常低温<sup>3</sup>は長期的に減少しています（図2）。
- (3) 世界の多くの地域では、月降水量でみると、異常多雨の出現数が増加し、異常少雨の出現数が減少する長期的な傾向があります。日本でも、最近30年間では、日降水量100mm以上、200mm以上の大雨の日数は、20世紀初頭の30年間に比べて、それぞれ約1.2倍、約1.5倍に増加しています（図3）。
- (4) 日本の年降水量は、近年、年ごとの変動が大きくなっています。降水量の多い年と少ない年とがともにあらわれやすくなっています。
- (5) 日本の最深積雪（前年秋～該当年夏までで最も深くなったときの積雪の深さ）は、1962年以降、東日本および西日本の日本海側で減少傾向がみられるものの、北日本日本海側では有意な変化傾向はみられません。

<sup>1</sup> 大気中の水蒸気や二酸化炭素、メタンなどの温室効果ガスは、太陽光により暖められた地表から宇宙空間に向かって放出される熱（赤外線）を吸収し、その一部を再び地表に向かって放出するため、地表面や大気をさらに暖める効果（温室効果）がある。化石燃料の燃焼などの人間活動により、二酸化炭素などの温室効果ガスが大気中に増えることで、地球の気温が上昇することを地球温暖化といいます。

<sup>2</sup> 異常気象とは気象災害を引き起こし、社会経済に大きな影響を与えるような大雨や強風、干ばつや冷夏などの現象であり、人が一生の間にまれにしか経験しないような現象をいう。統計的な取扱いとして、ある場所（地域）で30年に一回程度発生する現象を異常気象と定義している。

<sup>3</sup> 各月における月平均気温の高い（低い）ほうから1～3位の値を異常高温（低温）とした。これらの基準は、「ある場所（地域）で30年に一回程度発生する現象」とみなすことができる。

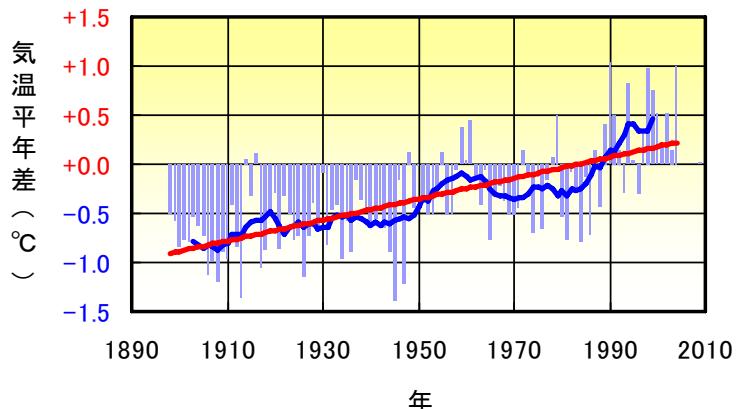


図1 日本の年平均気温平年差の経年変化

棒グラフは各年の値。曲線は11年移動平均して年々変動を取り除いた。直線は長期変化傾向。平年値は1971～2000年の30年平均値。

(「異常気象レポート2005」より)

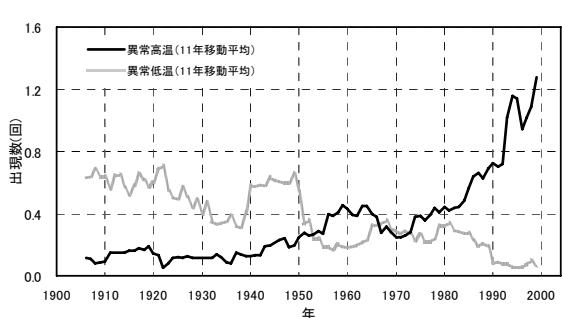


図2 日本の異常高温・異常低温出現数の経年変化

月平均気温をもとにした1地点あたりの異常高温(黒色)、異常低温(灰色)の年間出現数。11年移動平均して年々の変動を取り除き滑らかにしてある。(「異常気象レポート2005」より)

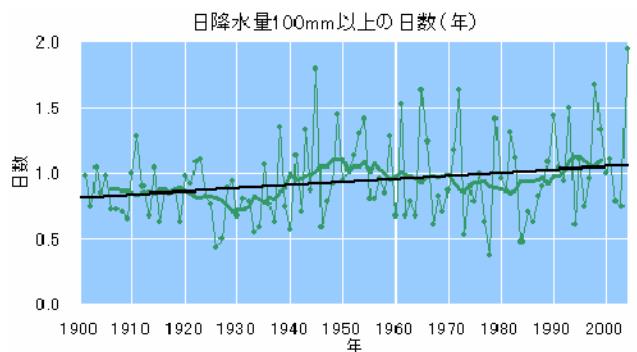


図3 日降水量100mm以上の日数の経年変化(1901～2004年)

1地点あたりの年間日数。細線は年々の値、太線は11年移動平均をとて年々の変化を滑らかにしたもの、直線は長期変化傾向を示す。平年値は1971～2000年の30年平均値。  
(「異常気象レポート2005」より)

### 3. これからの気候

二酸化炭素の人為的な排出量が比較的大きいシナリオ(A2シナリオ)<sup>4</sup>にもとづく気象庁の予測実験では約100年後(2100年頃)には現在(2000年頃)と比較して、次のとおり世界や日本の気候が変化すると予測されています。なお、地球温暖化予測実験に用いられる気候モデルの能力は近年向上の一途をたどっているものの、大雨の予測結果には未だ多くの不確実性が残っています。

- ・日本の年平均気温は2～3°C程度(北海道の一部で4°C)上昇する(図4)。IPCC第4次報告書では、

<sup>4</sup> 地球温暖化とともに将来的な気候の予測を行うためには、大気中の温室効果ガス濃度の予測が必要である。このため、気候変化に関する最新の自然科学的および社会科学的知見をまとめ地球温暖化防止施策に科学的な基礎を与えることを目的として国連に設置されたIPCCで、将来想定される様々な社会・経済的条件に応じて、21世紀の温室効果ガスの人為的な排出量と大気中の濃度を予測したSRES(Special Report on Emission Scenarios)シナリオが作成された。気象庁の温暖化予測実験では、約40のシナリオのうち、経済発展重視で地域の独自性が強まる場合のA2シナリオを「温室効果ガスの人為的な排出量が比較的高水準で移行する場合」のシナリオとして使用した。このシナリオでは2100年頃の二酸化炭素濃度は約850ppmに達すると予測している。

世界の平均気温は、温室効果ガスの排出シナリオに応じて、1.1～6.4℃の昇温の可能性が高いとされる。

- ・日本では日降水量100mm以上の年間出現日数は、太平洋側と北海道の一部地域を除く多くの地域で、現在と比べて1日以上（1.5～2倍程度）増加する。
- ・日本では年間降雪量がオホーツク海付近を除いたすべての領域で減少する。特に、北海道から山陰にかけての日本海側での減少が大きく、多いところで年間400mm（降雪量を降水量に換算）程度減少する（図5）。

#### 4. 季節予報の展望

気候の変化と見通しを概観したとおり、大雨や猛暑の日数が増加する傾向があるなど近年、極端な天候が現れやすくなっています。天候の変動が今後さらに私たちの生活や経済活動に影響を及ぼすとも考えられます。

気象庁は力学的手法や統計的手法を用いて1か月予報や3か月予報など季節予報を作成提供しています。1996年に1か月予報にアンサンブル数値予報を導入して11年になりますが、これまで予測技術並びに提供する確率情報の改善に務めてきました（表1）。季節予報技術の一層の改善を目指して当面、大気海洋結合モデルの導入に向けた技術開発を続けています。また、複数のアンサンブル数値予報の結果を用いる「マルチモデルアンサンブル予報」技術の開発も課題の一つです。

一方、現在の予測技術を最大限に活かして、様々な分野での利用を図ることも重要な課題です。季節予報の利用者へのタイムリーかつより詳しい情報発表を目指して現在、「異常天候早期警戒情報」の提供に向けた試行を行っています。これは極端な気温変動を1～2週間前に予測して、農業など気温変動の影響を受けやすい利用者に早期に情報提供し、異常低温や異常高温の影響を防止・軽減する対策に役立てもらうことを目的としています。また、異常気象の発生に際し、大学・研究機関の専門家の協力を得て要因分析や見通しを検討し、速やかに情報提供するしくみ（異常気象分析検討会）を立ち上げました。

気候の変動に影響を受ける社会・経済活動の分野は多岐にわたります。各分野のニーズ・要望を踏まえて、利用分野ごとの確率情報利活用のノウハウの開発・改善にも引き続き取り組んでいきたいと考えます。

#### 5. まとめ

異常気象や気候変動の観測・監視、その変動要因の解明や将来予測の研究から、長期的な気温上昇には化石燃料の消費などによる温室効果ガスの人為的な放出（地球温暖化）の影響があらわれている可能性が高いことや、日本における大雨の出現数の長期的な増加傾向には地球温暖化が影響している可能性があることなどがわかつてきました。異常気象や気候変動などが社会経済活動に及ぼす影響を軽減・防止するためには、異常気象や気候変動に関するさらに正確な科学的知見が不可欠となります。今後も気象庁は、WMOをはじめとする国内外の関係機関と協力して、大気や海洋中の温室効果ガス濃度の観測・監視とともに、異常気象や気候変動に関する観測・監視、その要因の解明や将来予測を推進し、地球温暖化防止対策に資する情報を提供していきます。

また、季節予報技術の改善や異常天候早期警戒情報、異常気象共同分析体制等を活用して、タイムリーかつ詳細な情報提供に引き続き務めていきたいと考えます。

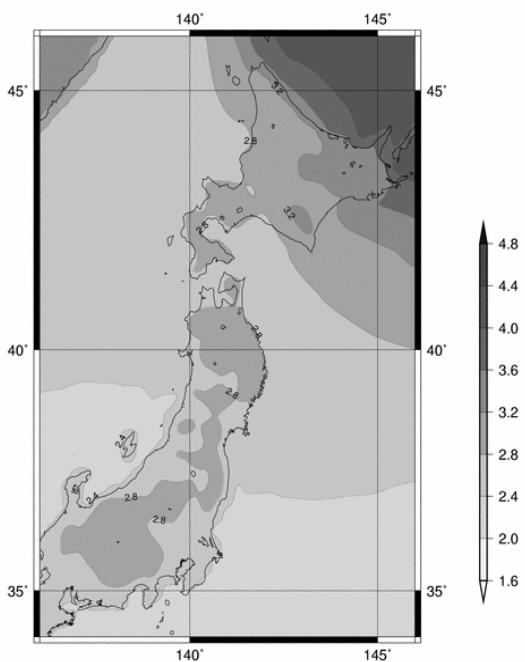


図6 約100年後の年平均気温の変化量予測(°C)

温室効果ガスの人為的な排出量が比較的高水準で推移する場合(A2シナリオ)の予測結果で、2081～2100年平均値と1981～2000年平均値との差。

(「異常気象レポート2005」より)

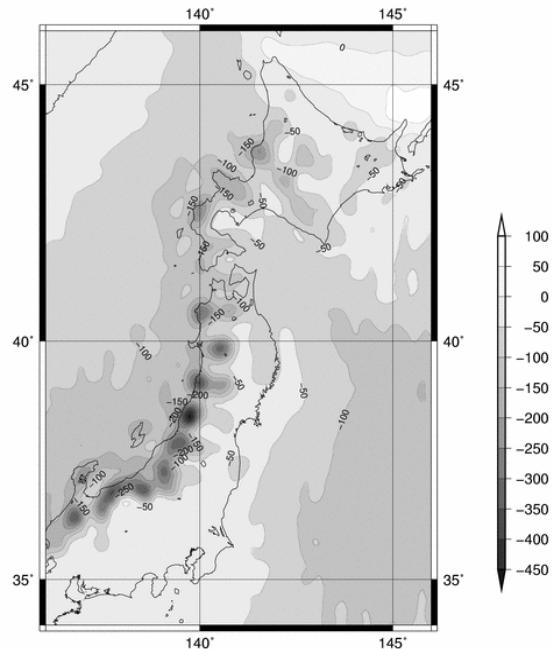


図7 約100年後の年間降雪量の変化量予測(mm)

温室効果ガスの人為的な排出量が比較的高水準で推移する場合(A2シナリオ)の予測結果で、2081～2100年平均値と1981～2000年平均値との差。降雪量を降水量に換算している。

(「異常気象レポート2005」より)

表1 最近の季節予報改善の歩み

| 改善事項     |                                                         |
|----------|---------------------------------------------------------|
| 1990年3月  | 15日数値予報の現業化                                             |
| 1996年3月  | アンサンブル数値予報による1か月予報開始：毎週発表、確率表現の導入、予報要素は平均気温、降水量、日照時間    |
| 1996年10月 | 3か月予報、暖・寒候期予報への確率表現（3か月平均気温のみ）の導入                       |
| 1998年10月 | 1か月予報に降雪量予報を追加                                          |
| 2001年3月  | 新1か月予報モデルの運用開始：週間予報モデルとの共通化、アンサンブルメンバーネル数を10から26に増加、    |
| 2002年3月  | 1か月予報の改善：週ごとの気温予報に確率表現を導入                               |
| 2003年3月  | 3か月予報へ力学的手法導入、統計予測手法の改善：月及び3か月平均気温・降水量等に確率付加            |
| 2003年9月  | 寒候期予報へ力学的手法導入：予報発表日の変更、冬の3か月平均気温・降水量・降雪量に確率付加           |
| 2004年2月  | 暖候期予報へ力学的手法導入：予報発表日の変更、夏の3か月平均気温・降水量、梅雨期の降水量に確率付加       |
| 2006年3月  | 1か月予報モデルのアンサンブルメンバーネル数を26から50に増加                        |
| 2006年9月  | 季節予報文の改善：平文に確率を明示                                       |
| 2007年3月  | 異常天候早期警戒情報の試行開始：概ね1週間から2週間先までの1週間の異常低温・高温の発生の可能性を確率的に予測 |
| 2007年6月  | 異常気象分析検討会の設置：異常気象の要因に関する見解を適時に発表                        |

# 東北の気候変動とコメ生産

岡田 益己（東北農業研究センター寒冷地温暖化研究チーム長）

## 1. なぜ東北は日本一の多収地帯になったか

東北は米どころと言われ、生産量、単収（単位面積当たりの収量）、品質とも全国のトップクラスである。しかし宮沢賢治の著書に、米どころを伺わせる記述は見あたらない。賢治が生まれた頃、東北とくに北東北の単収は全国で最下位クラスであった（図1）。この100年間の大飛躍を支えたのは、東北の気象に適した栽培技術の改良である。古来、田植えは梅雨の風物詩であったが、灌漑設備が整備されても、春の遅い東北では苗代作りが5月中旬となり、田植えを6月中旬よりも早くできなかつた。一方、秋冷が来る10月初旬までにはイネを成熟させなければならない。この短い期間にわずかでも低温の影響を受ければ、生育が遅れ青穂だらけとなつて十分な収穫を望めない。これを遅延型冷害と言う。明治時代は慢性的に遅延型冷害を受けていた。遅延型冷害の克服手段として、品種の早生化や寒さに強い品種の導入が進んだ。しかし品種による対応には限界があった。昭和初期に軽井沢の農家が考案した「保温折衷苗代」の効果が認められ、戦後、全国的に普及が始まった。その効果は寒地ほど顕著で、昭和30年代に東北に一気に広まつた。苗代を油紙で保温し、通常よりも1ヶ月ほど早く苗作りと田植えを始められる。慢性的な生育遅延を解消する大きなきっかけとなつた。その後、ビニルフィルムの開発により、さらに安定したハウス育苗へと発展した。この技術にさらに磨きをかけたのが、田植機の登場である。1週間前後で地域全体の田植えを終えられるため、地域に適した品種を計画的に作付けできるようになった。

1ヶ月早く田植えができると、東北の稻作にどんなメリットがあるか。東北とくにやませ地帯は、低温

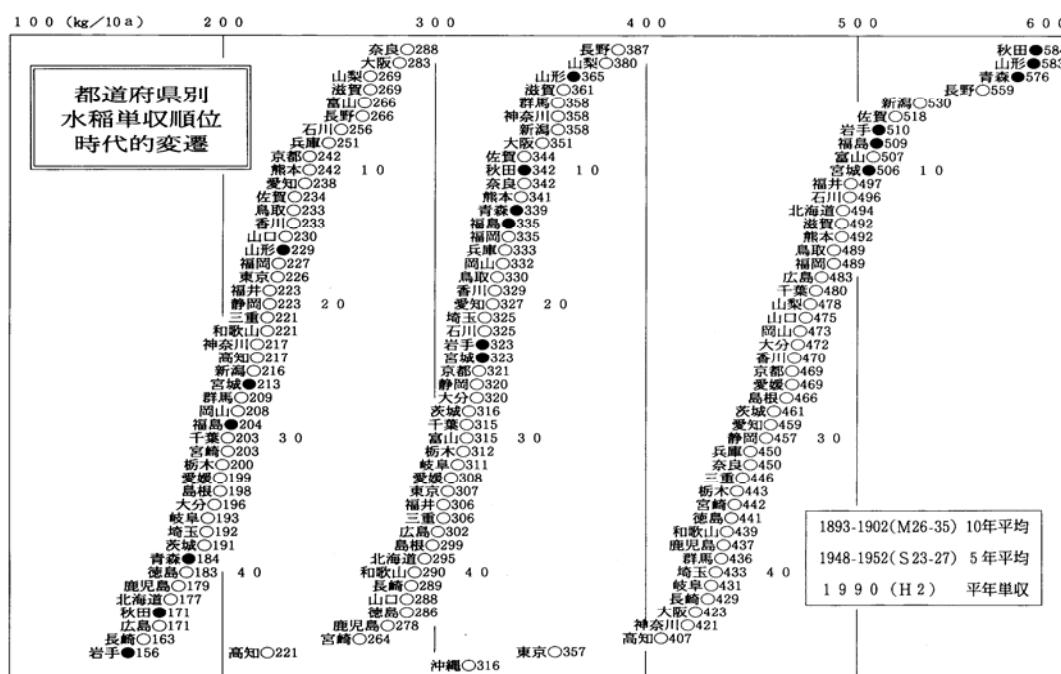


図1. 都道府県別の水稻10アール当たり収量順位の変遷（西山、1996）

少照という印象が強い。ところが7～9月期の日射量を見ると、北東北は全国でも有数の高日射地帯である（図2）。やませ地帯の宮古でも、九州の宮崎に近い日射量である。イネ群落の光合成は穂が出る1ヶ月

くらい前から、1ヶ月後にかけて最も盛んになる。早い田植えによりこの時期までに葉を十分に展開させることができ、7～9月の高日射の利用効率が飛躍的に高まった。さらに気温が適度に低温のため、呼吸による消耗も少なく、他地域に比べて高い乾物生産を確保できる。

図3は、気候登熟量示数（出穂後30日間の日射量と気温の関数）で、全国の最大可能収量と好適出穂期を推定した結果である。夏の高日射を期待して、暖地で8月に出穂させても高温により収量・品質ともに低下し、さらに収穫期に台風の被害を受けやすくなる。暖地では田植えの早期化の効果が小さい。

## 2. 近年の冷害

保温折衷苗代と田植機が、遅延型冷害に苦しめられてきた寒地の稻作を大きく変えたが、依然として気象変動の影響を強く受けている。その最大の要因は、障害型冷害である。

イネは出穂前2週間から1週間に花粉を形成する重要な時期を迎える。この時期（穂ばらみ期）に20°C以下の低温に当たると、正常な花粉が形成できず、開花しても受精しない。また開花期に低温になると、花粉が正常でも受精しない。この低温による受精不良を障害型冷害と呼ぶ。1976年以降の冷害は、障害型冷害が主因である。

障害型冷害の最も有効な対策は、低温でも花粉を形成できる耐冷性品種の導入である。1980年の大冷害年は、東北南部にも大きな被害をもたらした。そのとき東北南部で栽培されていたコシヒカリに耐冷性の強い遺伝子があることが偶然分かった。

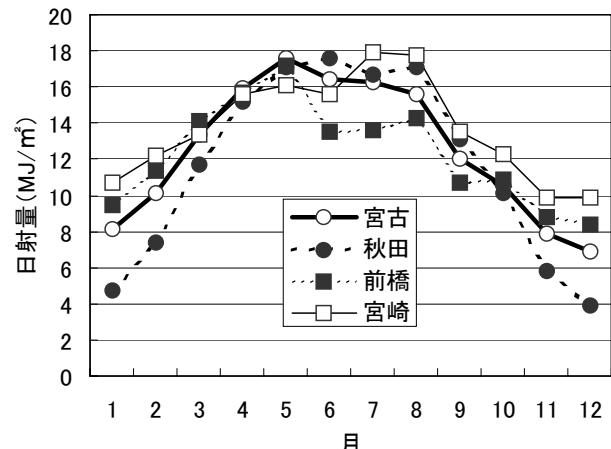


図2. 国内4地点の日射量の比較

(1974年～1990年の月別平均)

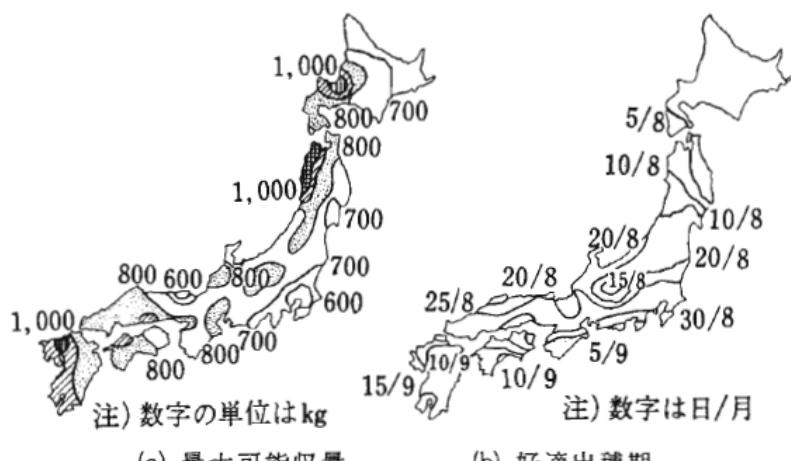


図3. 気候登熟量示数による最大可能収量と好適出穂期  
(内島ら、1967)

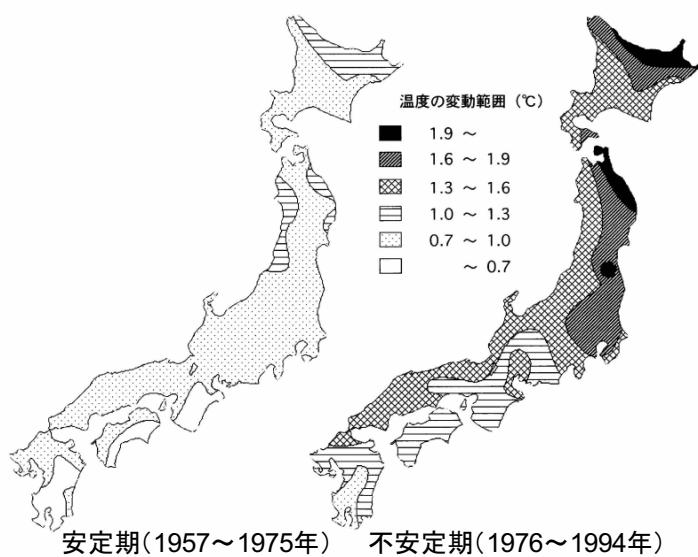


図4. 7月気温の年々偏差 (岡田、1995)

以後、ひとめぼれに代表されるコシヒカリの血を引く新しい耐冷性品種が開発され、東北全域で広く栽培されるようになった。1993年の大冷害年にもし1980年代の品種が栽培されていたら、被害はもっと甚大だったと予測されている。

ところで障害型冷害を左右する7月気温の年々変動には、興味深い地域的傾向がある。冷害がほとんど起らなかった1957～1975年（コメ収量から見た安定期）と冷害が頻発するようになった1976～1994年（同、不安定期）の各19年間の7月気温の年々偏差を示す（図4）。安定期の年々偏差は全国的にほぼ同じレベルで、地域的な偏りは小さい。一方、不安定期の偏差は全国的に増大するものの、とくに北日本の東側で増大が著しい。近年、夏の異常高温によるコメの被害や品質低下が話題になっているが、北日本の太平洋岸地域において、冷害は依然として重要な課題である。

### 3. 地球温暖化とコメ生産

「温度上昇で西南日本では減収、北日本では增收」、「北海道でもコシヒカリが栽培可能」、「冷害が減る」、「CO<sub>2</sub>濃度上昇で增收」など、コメ生産だけでも温暖化の影響が様々に予想されている。これらは、生長モデルや人工気象室実験などによる予測結果である。しかし実際の水田では、土壤微生物や病害虫も環境変化の影響を受けるので、それらの作用を含めてイネの生長がどのように変わるかを予測するのは容易ではない。とくにCO<sub>2</sub>濃度上昇は、作物栽培の歴史の中で経験したことのない環境変化である。高濃度CO<sub>2</sub>で光合成が促進されて增收という単純な構図ではないので、将来の環境変動に適応できる栽培技術開発に向けて研究を進めている。

#### 3. 1 雉石 Rice FACE 実験とその成果

FACE（開放系大気CO<sub>2</sub>増加）は米国で提唱・開発された実験手法のアイデアで、オープンフィールドでCO<sub>2</sub>濃度を高めて、実際の圃場レベルでどのような変化が起こるかを解析する。水田における世界初のFACE実験場を、岩手県雫石町の農家水田に建設



図5. Rice FACE 実験場と FACE リング

した。実験区の大きさは直径が約12m（図5）。周囲を8本のガス放出チューブで囲い、風上のチューブからCO<sub>2</sub>ガスを放出する。リング中央のCO<sub>2</sub>濃度を周囲大気よりも200ppm高く維持する。このようなFACE（高濃度CO<sub>2</sub>）区と対照区、各4反復を100mの距離をあけて設置した。1998年から2004年まで、計5年間の実験を実施した。国内外十数の研究機関から、作物、生理、気象、土壤、病害、微生物などの専門家が参画して、プロジェクト研究を展開した。

雫石Rice FACE実験や連動した中国FACE実験などの研究から、高濃度CO<sub>2</sub>がイネの生育・収量や水田生態系に及ぼす作用として、次のことが明らかになってきた。

- 1) 光合成が促進され、イネの乾物生産や収量が増加するが、高濃度CO<sub>2</sub>による增收効果は施肥窒素量に大きく依存し、低窒素条件では增收効果が極めて小さい（図6）。
- 2) コメのタンパク含量が低下（食味向上？）するが、ミネラル含量は変わらない。
- 3) 風雨による倒伏が軽減する。
- 4) 穂ばらみ期低温や開花期高温による不稔や登熟期高温による品質低下が増加する。

- 5) 出穂が早まる品種と早まらない品種がある。
- 6) いもち病や紋枯病が増加する。
- 7) 水田からのメタン放出量が増大する。
- 8) 群落温度が上昇する。
- 9) 水利用効率が増加する。

以上のうち、コメ生産にとっと明らかにプラスとなるのは、1) と3) だけであり、他の多くは高濃度 CO<sub>2</sub> のマイナス作用である。とくに高濃度 CO<sub>2</sub> 下でイネの病害感受性が高まるという結果や水田からのメタン放出量の増大は、これから環境適応型のイネ栽培を考える上で重要である。

### 3. 2 開放系温度上昇実験の試み

温度が上昇すると、一般に作物の生育期間が短縮し、生育期間中に生産できる乾物量が減少する。この結果、収量が低下するというのがこれまでの生長モデル的な解説である。しかし実際のプロセスは、そんなに単純ではない。イネは短日植物だから、ある程度日長が短くならないと穂が出ない。日長感応性の強い品種は、温度が上昇しても生育期間が大して短縮しないだろう。また温度が上昇すれば、土壤中の有機物分解が進み、窒素供給が盛んになる。地温上昇で窒素吸収量が増え、增收するという結果を予備的な開放系温度上昇実験から得ている。本年度より FACE 実験系に水田水温上昇装置を設置して、温度—窒素—CO<sub>2</sub> 濃度の相互作用の解明を進めている。

### 4. コメ生産と温暖化

温暖化がコメ生産に及ぼす影響に気をとられがちだが、水田がメタンの主要放出源であることを考慮すると、コメ生産が温暖化に及ぼす作用も注視しなければならない。最近、バイオエタノールが大きな話題を呼び、減反田を水田に戻して米エタノールを生産しようという動きもある。バイオ燃料から発生する CO<sub>2</sub> を温室効果ガスとしてカウントしないと言うが、バイオ燃料の生産過程で発生する化石燃料由来の CO<sub>2</sub> やその他の温室効果ガス発生は、本当に無視できるのであろうか。試算したところ、現状の米エタノール生産効率では、水田からのメタン放出による温室効果が、エタノールで代替した CO<sub>2</sub> の温室効果に相当することが分かった。農業という生態的に複雑なプロセスを、ある一面からだけ利用することは非常に難しい。常に総合的な視点に立つ研究と技術開発が必要である。

### 引用文献

- 1) 西山岩男 (1996)、「東北の稲研究」(東北農試稻作研究 100 年記念事業会)、p1-10.
- 2) 内島立郎・羽生寿郎 (1967)、農業気象、22:137-142.
- 3) 岡田益己 (1995)、農業および園芸、70:743-748.
- 4) Kim, H.Y. et al. (2003)、Field Crops Research, 83:261-270.

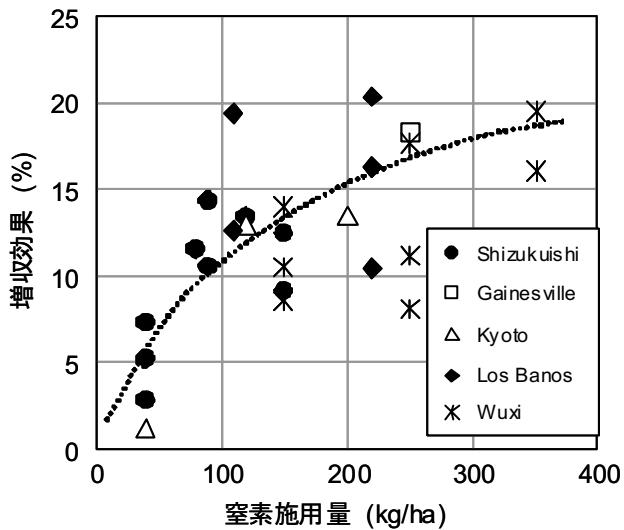


図 6. 高濃度 CO<sub>2</sub> の增收効果に及ぼす窒素施肥量の作用 (Kim ら, 2003 他から作図)

社団法人 日本気象学会東北支部創立 50 周年記念

# 記念論文集



# サクラの開花予想について

森 俊彦（気象学会東北支部会員）

ソメイヨシノの開花予想は、戦前から気象庁で行われていた。冬から春にかけての気温とサクラの開花時期の間には、直線的な関係があるからである。実際には、①気象要素を用いて計算式で予想する。②ツボミの重量から予想する。③類似年による。の3方法がある。この中、②のツボミの重量測定による方式を用い、涌谷のソメイヨシノの開花予想を実施した。

ツボミ10個の重さが5gになると開花するので、3日おきに重さを測定して、重量増加の曲線を作る。ツボミの重量増加は、気温によって左右されるから、この曲線は年によって異なる。この曲線によって開花予想が出来る。

ソメイヨシノ800本のある涌谷城山公園の南の上がり口のソメイヨシノ（樹齢20年）を測定木とした。測定期間は、昭和58（1983）年から平成19（2007）年の24年間である。

この作業により次のことが分かった。

- ① ツボミの重量増加曲線は年によってグループ分けが出来る。（No.3）
- ② 昭和59年の開花は5月4日で特別遅いのは、この年の1月が特に低温の為である。
- ③ サクラの開花日は近年次第に早まって来ている。温暖化の為であろうか。
- ④ ウグイス、ヒバリ、ツバメの出現時期もサクラの開花時期と共に早まってきている。
- ⑤ ウソの出現が1月上旬であると、サクラの開花は4月10日、ウソが1月中旬であれば、サクラの開花は4月中旬、ウソが1月下旬ならば、サクラの開花は4月下旬となるのは興味がもてる。

涌谷のサクラは、ソメイヨシノ以外に、ヤマザクラ、オオヤマザクラ、オオシマザクラなど10数種あるので、種類別の開花予想も実施中であり、更に、松山、小牛田、田尻、岩出山などのサクラについても実施したいと思っている。

## 涌谷のソメイヨシノの開花日

（昭和58～平成19年）

| No. | 年    | 開花日   |
|-----|------|-------|
| 1   | 昭和58 | 4月17日 |
| 2   | 59   | 5月 4日 |
| 3   | 60   | 4月21日 |
| 4   | 61   | 4月25日 |
| 5   | 62   | 4月21日 |
| 6   | 63   | 4月25日 |
| 7   | 64   | 4月10日 |
| 8   | 平成 2 | 4月 7日 |
| 9   | 3    | 4月15日 |
| 10  | 4    | 4月 9日 |
| 11  | 5    | 4月 8日 |
| 12  | 6    | 4月14日 |
| 13  | 7    | 4月13日 |
| 14  | 8    | 4月12日 |
| 15  | 9    | 4月 8日 |
| 16  | 10   | 4月 8日 |
| 17  | 11   | 4月11日 |
| 18  | 12   | 4月16日 |
| 19  | 13   | 4月10日 |
| 20  | 14   | 3月28日 |
| 21  | 15   | 4月 7日 |
| 22  | 16   | 4月 6日 |
| 23  | 17   | 4月14日 |
| 24  | 18   | 4月13日 |
| 25  | 19   | 4月 9日 |

- ・昭和60、63年
- ・昭和61、62年
- ・平成元、2、4、6、7、8、14、19年
- ・平成5、9、10年
- ・平成15、16、18年

は、それぞれ同じ重量増加曲線を示す。

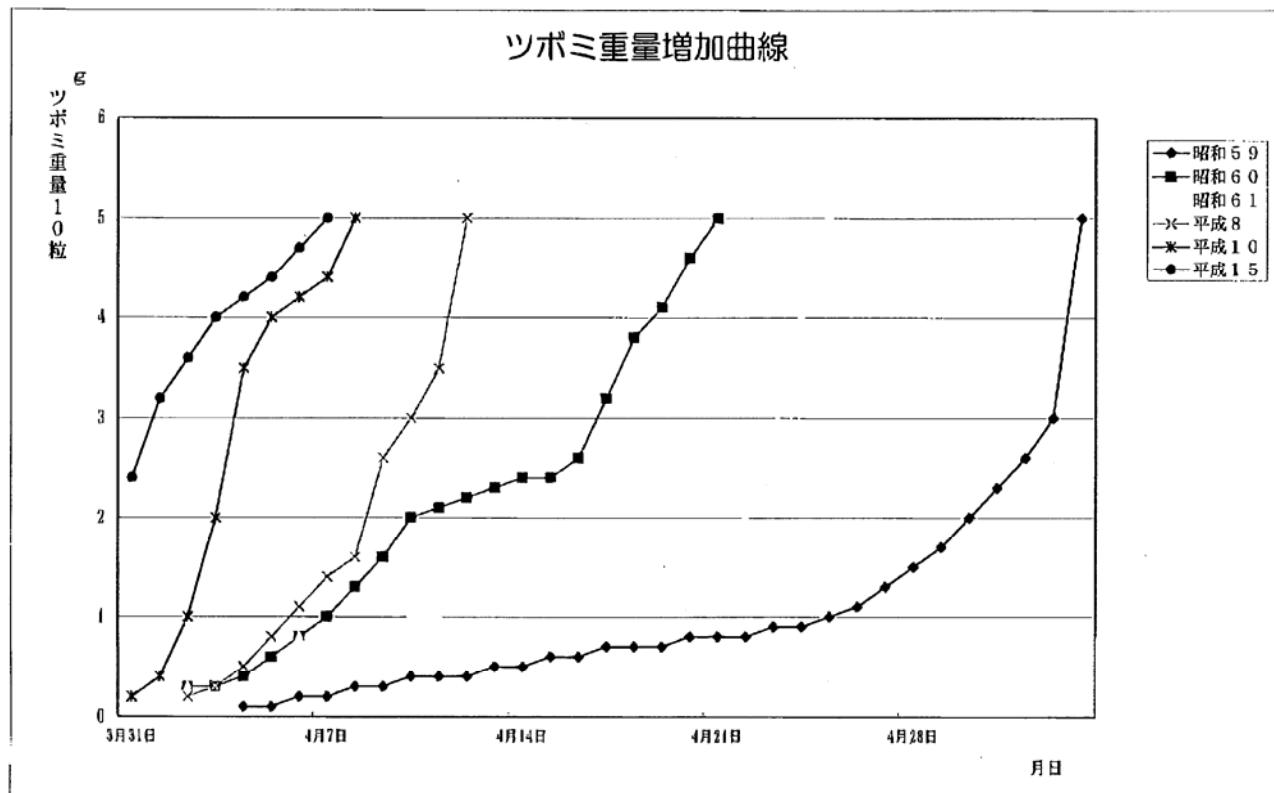


図 ソメイヨシノのツボミ重量増加曲線

# ヤマセ雲の形成・変質機構の研究：I. 観測

浅野 正二（東北大学大学院理学研究科・大気海洋変動観測研究センター）

## 要 旨

本報では、筆者たちが取組んでいるヤマセ雲の形成・変質機構に関する研究について、その背景と意義、研究計画の概要、および観測結果の事例を紹介する。典型的なヤマセ現象に遭遇した2003年6月の観測では、船舶観測と衛星リモートセンシングの併用により、発現から消滅に至る間の洋上大気境界層とヤマセ雲の変質の様相を捉えることができた。2006年7月の高気圧の移動に伴って発現したヤマセ模様の事例に対しては、船舶（高風丸）と航空機観測との同期観測により、大気境界層の構造とヤマセ雲の微物理特性を明らかにした。これらの観測データは、数値モデルによるシミュレーション等の検証に活用される。

## 1. はじめに

本稿では、筆者たちが取組んでいる“雲”に視点を置いたヤマセ研究の概要を、特に観測面に重点を置いて紹介したい。ヤマセ現象は、『サムサノナツハ オロオロアルキ（宮沢賢治』に象徴されるように、東日本の太平洋側に住む人々の生活に深刻な影響を与えている。ヤマセ時の気象特性や影響評価などについての調査研究は、これまでに数多くなされており、定性的な理解は進んだが（例えば、文献1），いまだヤマセ現象の的確な予報に成功していない。ヤマセは夏季にオホーツク海高気圧から東日本の太平洋側に吹き寄せる冷湿な北東風をさす<sup>1)</sup>。ヤマセが海上を吹き渡る間に、海面から熱や水蒸気を補給され、オホーツクから三陸沖にかけて、しばしば海面近くに薄い層雲・層積雲などの下層雲や霧が発生する（以下、これらを総称してヤマセ雲と記す）。上陸したヤマセ雲は、日照不足と冷湿な天候の原因となるが、海上におけるヤマセ雲の形成・変質機構や物理特性の実態は解明されていない。ヤマセ雲は、オホーツク海高気圧を伴う総観規模の広がりを持つ気象条件の下で、大気・海洋相互作用により大気境界層（Atmospheric Boundary Layer, 以下ABLと略記）内に発生する薄い層状の雲である。目を全球に転じると、このような海洋ABLの上端に広がる下層雲は、海洋表面の約30%を覆い、太陽光を強く反射する性質と比較的長い寿命により、その地域の天候に大きな影響を与える一方で、全球のエネルギー収支に深く関与している。

一方、現在の数値予報モデルや気候モデルは、空間分解能が荒すぎて、これらの背が低く薄い下層雲を適正に表現できない。これが、ヤマセ現象の的確な予報や地球温暖化の信頼性の高い予測を妨げる一因となっている。このような状況を改善するために、雲物理過程を陽に表現できる高分解能の「雲解像モデル」を用いた雲の数値モデル化の研究が近年盛んに行われている。ただし、雲解像モデルを用いても、再現されるヤマセ雲の分布や形態、雲物理特性が、モデルの空間分解能や計算スキームで異なるなどの重大な問題が多い<sup>2),3)</sup>。数値モデルの開発・改良にとっての深刻な障害は、検証用の観測データが乏しいことである。他方、雲の構造や雲物理特性の広域分布を把握するには、衛星観測の利用が有効であるが、信頼できる情報を得るために解析手法の検証が不可欠であり、ここでも検証データが要求される。海上のヤマセ雲については、その物理特性や形成・変質過程に関する実測データは、本研究が開始される前は皆無であった。本観測研究の主目的は、ヤマセに伴い海洋ABLに発生する下層雲や霧の構造や特徴をとらえて、数値モデルによるシミュレーションや衛星リモートセンシングの検証に供することにある。

ヤマセ雲の定性的特徴は、他の海域の下層雲と共通性を有するものの、ヤマセの気象条件は独特であり、ま

た，三陸沖は冷暖水が複雑に分布し変動しているので，ヤマセ雲の形態や形成機構もそれによる影響を受けて複雑である。加えて，陸地に近づくにつれ，あるいは，船の航跡に沿って，雲からの反射光が強くなるなどの現象が見られ，ヤマセ雲の変質に及ぼす地形や人為起源エアロゾル<sup>4)</sup>の効果も示唆される。このように，三陸沖のヤマセ雲には，海上下層雲の形成・変質に関係するさまざまな条件やメカニズムが含まれており，その形成・変質過程を定量的に理解し，数値モデル化を図ることは，ヤマセ予報技術の改善のみならず，海洋ABL内の下層雲全般の理解に大きな貢献をなすと考えている。

## 2. ヤマセ雲の研究計画

筆者たちは，三陸沖のヤマセ雲を直接の研究対象として科学研究費補助金（基盤研究(A) #17204039（研究代表者：浅野））の支援による『ヤマセ雲の形成・変質過程の解明と数値モデル化の研究』を，2005年度よりの3年計画で実施している。この研究計画では，地上，船舶，航空機による観測，衛星データ解析および雲解像モデルによる数値実験を組み合わせた総合研究により，ヤマセ雲の形成・変質の機構を解明することを第一目的とする。さらに，観測により検証された高分解能の雲解像モデルによる数値実験結果をもとに，低分解能モデルための雲パラメタリゼーションを開発・改良して，ヤマセ雲の数値予報の改善に寄与する。この目標に向かって，多様な研究活動がなされている。観測に関しては，地上，船，航空機からの観測と衛星データ解析とにより，点から線，線から面へと観測データをつなげる研究手法は，本研究の特色である。複合観測の中核をなす船舶観測は，東北大学大学院理学研究科と仙台管区気象台との間の『やませ共同観測に関する協力申合せ』に基づき，函館海洋気象台の支援により「高風丸」に各種の機器を搭載して行われる。高風丸による共同観測は，2001～2004年の間にも単独で実施されており，特に，2003年6月の観測においては，典型的なヤマセ現象の発現から消滅までのABLとヤマセ雲の時間変化を初めて捉えた<sup>5)</sup>。本研究における船舶観測では，ルーチンの海洋気象観測に加えて，高風丸に搭載した各種センサーによる雲と放射の観測と，ヤマセ発現時にABL構造の詳細な時間変化を捉えるために3時間ごとのGPSゾンデ強化観測を行う。一方，航空機観測は，気象研究所に所属する分担研究者が担当して，2006年度と2007年度の観測期間に船舶や衛星と同期した数回の観測飛行を実施し，雲の微物理特性などの実測データを得る。これらの現地観測データは，数値モデルによるシミュレーションや衛星データから雲物理特性を抽出する手法の検証に活用される。衛星リモートセンシングでは，NOAA/AVHRRやMODISなどの可視チャンネルと近赤外チャンネルのデータを組み合わせて解析し，雲の光学的厚さと雲粒の有効半径を抽出する。この2つの物理量の積として，鉛直積算雲水量を推定することができる<sup>5)</sup>。

## 3. 2003年6月ヤマセ事例：船舶観測と衛星リモートセンシング

ヤマセ雲のような予報困難な自然現象の観測の成否はしばしば運に左右され，限定された観測期間中に典型的なヤマセ現象の発現に出会うチャンスは多くはない。（目的からすれば幸運にも）2003年6月の船舶観測では，高風丸の函館出港直後にヤマセの発現に遭遇し，ヤマセ雲の発生から消滅にいたる貴重なデータを取得することが出来た。この間の下層大気と雲物理特性の時間変化の様相を図1に示す（カラー図<sup>5)</sup>を参照）。図1(B)は，高風丸におけるGPSゾンデ観測から得られた6月21日12:00UTCから4日間の気温の高度-時間分布を示す。図にはゾンデ飛揚時の水平風（矢印）の高度分布と船に搭載したシーロメータによる雲底高度（黒点）の時間変化を重ね描きしてある。6月22日の夕方，海面付近に低温の東風が吹き込むとともに雲底高度が20~30 mの下層雲が発生した。翌23日の日中には雲底高度が上昇するなどの日変化が見られる。下層雲は，海面からの潜熱・顕熱の供給を受けて混合層が発達するに伴い雲底高度を上げながら，ヤマセの流入が止まった25日昼ごろまで続いた。この事例のヤマセ雲は，全期間平均の雲底高度が160 m，積算雲水

量が $60 \text{ gm}^{-2}$ の薄い雲であったが、最初に霧の状態で発現し、日中は雲底高度が上がるとともに、雲水量が減った様子が捉えられている。一方、衛星画像からは、この間にオホーツク海から北西太平洋域の三陸沖まで下層雲に覆われた様子が観測されている。NOAA衛星データを用いたリモートセンシング解析により下層雲の光学的厚さ( $\tau$ )と有効半径( $R_{\text{eff}}$ )を抽出した。三陸沖(図1(A)の矩形内)に分布するヤマセ雲について、初期(23日01UTC)、中期(24日01UTC)、および終期(25日01UTC)の各段階における雲物理特性の相関を調べ、それぞれ図1の(C), (D)および(E)に示した。初期には $\tau \approx 5$ ,  $R_{\text{eff}} \approx 6\text{--}8 \mu\text{m}$ とかなり均質であった雲の特性が、中期から終期にかけてそれぞれ大きな値の方に分散し、ヤマセ雲が変質している様子が示されている。この雲物理特性の変化は、同じ雲量の雲が日射を遮る効果の違いとなって現れる。領域内の雲量は期間をとおして減少傾向にあったものの、海面での領域平均日射量はむしろ減少したことが、放射計算により示唆された。このヤマセ雲の全期間平均の光学的厚さおよび有効半径は、それぞれ $\tau \approx 12$ および $R_{\text{eff}} \approx 12 \mu\text{m}$ であった。この事例の海洋ABLとヤマセ雲の観測データは、数値モデルによるシミュレーションの検証に活用されている<sup>3)</sup>。

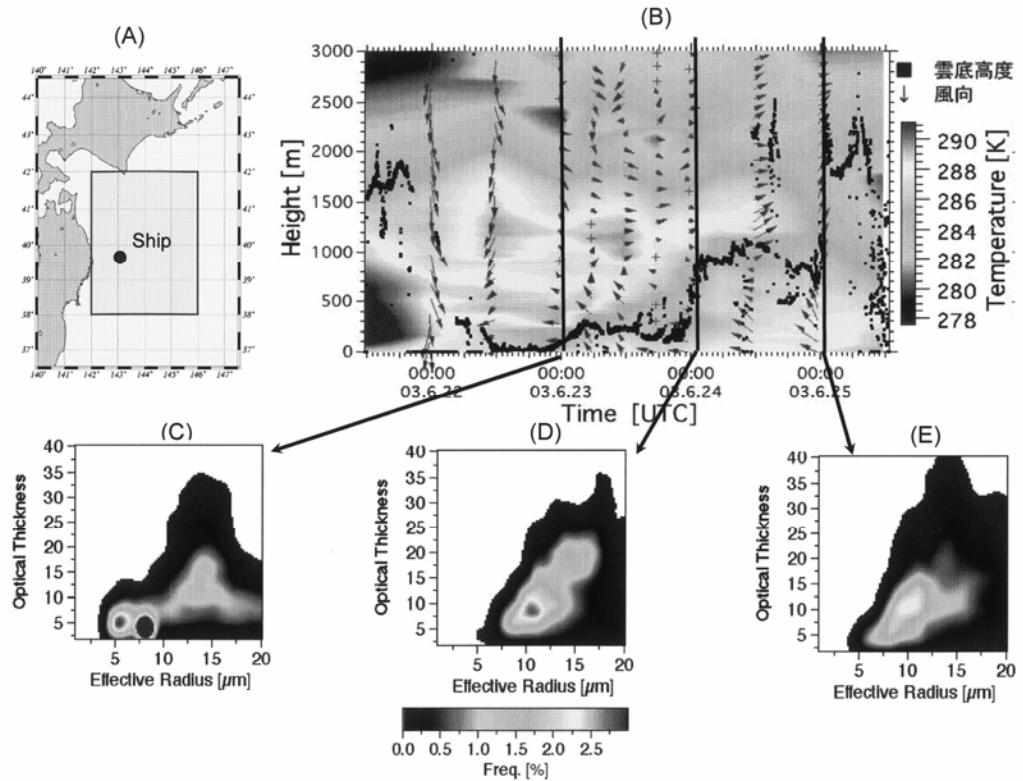


図1. 2003年6月のヤマセ事例における大気境界層とヤマセ雲特性の時間変化。(A): 観測時の高風丸の位置(円)と衛星データ解析結果の統計領域(矩形)。(B): GPSゾンデによる気温と風、およびシロメータによる雲底高度(黒点)の時間—高度変化の断面図。(C)-(E): (A)の矩形領域内の下層雲に対してNOAA衛星データから抽出した光学的厚さと有効半径の相関分布の時間変化。カラー図<sup>5)</sup>を白黒印刷したもの。

#### 4. 2006年7月の事例：船舶一航空機同期観測

2006年6月下旬と7月上旬に行われた2つの航程の観測航海中に、それぞれ短期間であったが移動性高気圧の通過に伴い発現したヤマセ模様の事象について、GPSゾンデの強化観測を実施した。また、このとき高風

丸の海域において、雲物理特性の航空機観測も行った。図2は、その一例の7月8日から9日にかけての事例について、3時間ごとに飛揚されたGPSゾンデの観測データから算出した相当温位（上）と混合比（下）の時間-高度断面図である。それぞれの図には、水平風と雲底高度の測定データも描かれている。7月7日夜には北西風であったABLに、7月8日の早朝に比較的低温・低湿の北東風が流入している。ABLに吹き込む風向は時間とともに変化し、その夕方には東風になり、翌7月9日には南寄りの高温多湿の風に変わった。下層雲の雲底高度の時間変化にもその影響が見られる。海面温度より低温の北東～東寄りの風が流入していた7月8日はABL内の混合が活発で、雲底高度は700 m～1000 mと比較的高かった。一方、南寄りの暖かい湿った空気が流入した7月9日には、ABLが海面で冷やされる傾向にあったので、雲底高度はおおむね400～600 mとなり前日よりも低くなった。また、それぞれの日において、下層雲の雲底高度が夜間に低くなり、日中高くなる日変化が認められる。

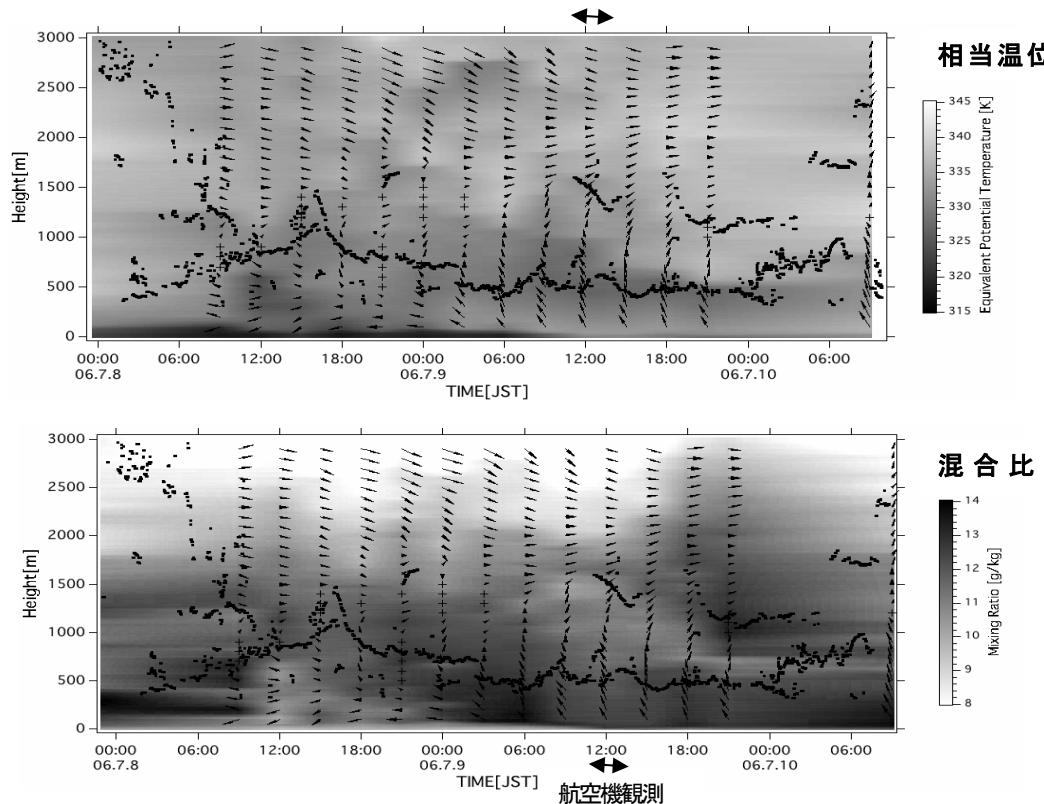


図2. 2006年7月8日から9日にかけてのヤマセ事例についてGPSゾンデ観測から推定した下層大気の相当温位（上）と混合比（下）の時間-高度変化の断面図。各パネルに水平風（矢印）およびシロメータによる雲底高度（黒点）の測定データを重ねてプロットした。両矢印（↔）は航空機観測の行われた時間帯を表わす。

図2の事例に対する航空機観測は、7月9日の昼頃に実施された。そのときの観測された微物理特性の例を図3に示す。この事例では、高風丸の位置を一端とする水平距離約50 kmの直線航路を高度を変えながら往復飛行した。図3(A)は、飛行高度とGerber雲プローブで測定された雲粒子の有効半径 $R_{eff}$ を時間に対してプロットしたものであり、どの時間・高度で航空機が雲内を飛行していたかが分かる。図3(B)は、雲内飛行

中に測られた  $R_{eff}$  と単位体積当たりの雲水量  $LWC$  の高度分布を表わす。データ点の水平方向のバラツキは、雲の水平不均質性の表れである。この時間帯の観測域には、ABL内の下層雲のみならず、その上にも複数層の雲が存在した（図2参照）。各雲層の上部ほど  $LWC$  の最大値が大きくなる断熱凝結過程の特徴が認められるとともに、雲層による  $R_{eff}$  の高度分布に若干の違いが見られる。多重層雲の存在は同じ時間帯の気象衛星画像によつても確認されたが、そのために、この事例の下層雲に対しては衛星リモートセンシングを適用できなかつた。図3の(C)および(D)は、それぞれ図3(B)の測定値の  $R_{eff}$  と  $LWC$  との頻度分布および統計値を示す。このような統計データは、数値モデルや衛星リモートセンシングの検証データとして有益である。この事例の平均値  $R_{eff} \approx 9 \mu\text{m}$  は、一般的な層状水雲に対して報告されている値の範囲内にあるが、前項の2003年ヤマセ雲に対する衛星リモートセンシングによる平均値に比べると少しあ小さい。この違いが、自然なもの（気象条件、空気塊や発達段階などによる雲物理特性の違い）であるか、あるいは技術的・人工的なもの（測器、リモートセンシング手法など）に起因するかを判断するには、さらなる観測事例の蓄積が必要である。

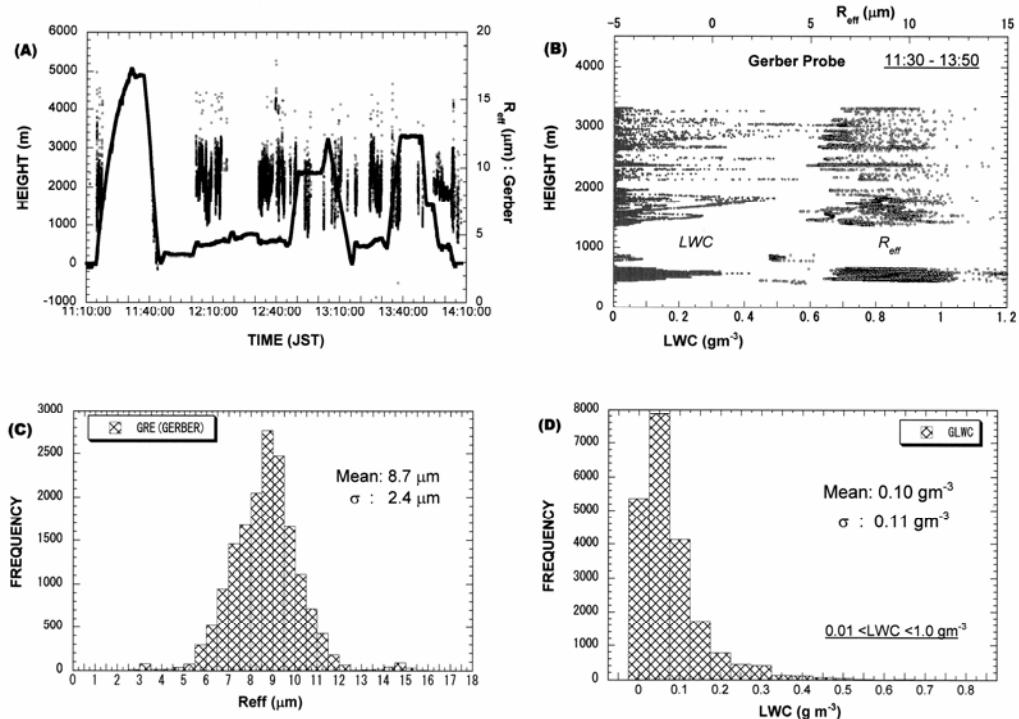


図3. 2006年7月9日の航空機観測により測られた高風丸上空の雲の微物理特性。(A): 飛行高度(左スケール)とGerber雲プローブで測られた雲粒の有効半径  $R_{eff}$ (右スケール)を時刻に対してプロット。(B): Gerber雲プローブで測られた単位体積当たりの雲水量  $LWC$ (下スケール)と有効半径  $R_{eff}$ (上スケール)の高度分布。(C)および(D):  $R_{eff}$ および  $LWC$  値の頻度分布とその平均値(Mean)および分散値( $\sigma$ )。

## 5. おわりに

本稿では現在推進中のヤマセ雲の研究について、その背景と現代的意義、研究計画の概要、および観測結果の事例を紹介した。数値モデル化の研究については触れなかつたが、「ヤマセ科研費研究」の担当グループにより、観測事例に対して非静力学モデルを用いたシミュレーションや数値実験などの研究が精力的

に行われている<sup>2)</sup>。また、数値モデルに用いる雲や乱流過程のパラメタリゼーションの改良も進められている<sup>3)</sup>。現場観測や衛星データ解析の結果は、これら数値モデルによる研究推進にとって重要で不可欠なものとなっている。これらに関しては、後続の岩崎・野田両氏による報文<sup>6)</sup>に詳しい。

物理量に変換処理された観測データは、要求に応じて研究者に提供される。特に、船舶観測データは、筆者の所属機関のホームページ上に公開されている

(URL: <http://caos-a.geophys.tohoku.ac.jp/housha/yamase/index.html>)。

海洋ABL内の下層雲の組織的な観測は、欧米を中心に1980年代より繰り返し行われてきた。最近、下層雲が再び脚光を浴びている<sup>7)</sup>。ヤマセ雲においても「はじめに」で触れたように、しばしば航跡雲<sup>4)</sup>がみられる。これは、ヤマセ雲の形成・変質が人為起源エアロゾルの影響を受けていることを示す象徴である。近年、人為起源エアロゾルの間接放射効果（雲過程をとおした放射強制力）の解明が、気候形成の重要な課題として注目されている。三陸沖の海域は、このような問題の観測研究のフィールドとしても適している。ただし、この問題に正面から取組むには、さらに充実した観測体制が必要となろう。

**謝 辞** 科学研究費補助金（基盤研究(A) #17204039）によるヤマセ雲の研究は、研究代表者（浅野）他の7名の研究分担者（敬称略；岩崎俊樹・岡本創（東北大），児玉安正（弘前大），内山明博・山崎明宏（気象研），岩渕弘信・野田暁（JAMSTEC））と各氏のグループの協力によって推進されている。船舶観測の実施にあたっては、仙台管区気象台、函館海洋気象台および高風丸の関係者の全面的なご支援を得た。2003年と2006年の船舶観測には、大学院生（小嶋正也、遠宮善陽、佐藤茉莉、吉田研一郎）が高風丸に乗船して観測にあたった。航空機観測は、ダイヤモンドエアサービス社（名古屋）のMU2型機をチャーターして行われた。雲レーダーとマイクロ波放射計による観測には、千葉大学の鷹野助教授と高村教授および気象研の青梨博士のご協力を得た。図2は、遠宮善陽君より拝借した。関係されたすべての方々に感謝する。

## 参考文献

- 1) 川村 宏 (編), 1995: ヤマセ, 日本気象学会・気象研究ノート, 183号, 179pp.
- 2) Nagasawa, R., T. Iwasaki, S. Asano, K. Saito, and H. Okamoto, 2006: Resolution dependence of nonhydrostatic models in simulating the formation and evolution of low-level clouds during a “Yamase” event, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 969-987.
- 3) 野田 暁, 岩崎 俊樹, 氏家将史, 2006: 下層雲のパラメタリゼーションスキーム～ヤマセ雲への応用～, *月刊海洋号外*, **44**, 90-96.
- 4) 浅野正二, 1999: 気候系のエネルギー収支に及ぼす対流圏エアロゾルの効果, *エアロゾル研究* **14**, 214-220.
- 5) Kojima, M., S. Asano, and H. Iwabuchi, 2006: Time-variation of optical and microphysical properties of Yamase clouds estimated from shipboard experiments and satellite remote sensing in June 2003, *SOLA*, **2**, 045-048, doi:10.2151/sola.2006-012. SOLA web site; <http://www.jstage.jst.go.jp/browse/sola/>.
- 6) 岩崎 俊樹, 野田 暁, 2007 : ヤマセ雲の形成・変質機構の研究 : II. 数値実験, 日本気象学会東北支部創立50周年記念文集, 31-36.
- 7) Turner, D. D., et al., 2007 : Thin liquid water clouds: Their importance and our challenge, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 177-190.

## ヤマセ雲の形成・変質機構の研究：II. 数値実験

岩崎俊樹（東北大学大学院理学系研究科）

野田暁（海洋研究開発機構・地球環境フロンティア研究センター）

### 要旨

ヤマセ予報では、数値モデルにおける下層雲の再現精度の向上が大きな鍵を握っている。下層雲はアルベドの変化を通して、地球全体のエネルギー収支にも大きな影響を及ぼすので、そのモデリングは地球温暖化予測においても、大きな課題となっている。下層雲の水平スケールは、一般に使われている領域モデルの空間解像度に比べ、遙かに小さいため、その構造を陽に表現するためには、メッシュサイズを少なくとも100m以下にする必要があり、それより粗い通常の数値モデルでは、下層雲の非均一性を表すパラメータ化が必要である。また、下層雲は乱流や放射に大きな影響を与えるので、パラメタリゼーションスキームもこれらのプロセス間の整合性に配慮する必要がある。数値モデル開発にあたり、詳細な観測データによる検証は言うまでもなく、Large Eddy Simulation (LES) の下層雲解像モデルとの比較が有効である。

### 1. はじめに

東北地方に冷夏をもたらす元凶はヤマセである。オホーツク海方面に釀成された寒気が北東風により南下するとき、相対的に暖かい海面に触れ、水蒸気と熱の供給を受け、成層が不安定となり、湿潤な混合層が形成される。浅い対流が層積雲や層雲を発生させると、陸上でも地上気温は上がらず、冷涼な気塊が内陸へ進入する。

数値予報モデルの短期予報精度は相当向上してきた。しかし、ヤマセなどの下層雲発生の予測精度は十分とはいはず、短期予報の大きな不確定要因となっている。下層雲の重要性と扱いの難しさはヤマセに限らない。下層雲は地球大気を広く覆い、地球のアルベドをコントロールしている。陸上のみならず、洋上の下層雲も重要な役割を果たす。地球温暖化による対流圈の気温上昇は主として海面水温の上昇を通して起こる。このため、海上下層雲は地球温暖化予測にとっても大きな不確定要因のひとつであり、気候モデルの大きな課題となっている。

下層雲の水平スケールは、一般に使われている領域モデルの空間解像度に比べて遙かに小さいため、その構造を陽に表現するためにはメッシュサイズを少なくとも100m以下にする必要がある。通常の数値予報モデルで下層雲を表現するために、非均一性に関するパラメータ化が必要となる。特に、下層雲の形成は乱流や放射との間で強い相互作用が働くので、下層雲のパラメタリゼーションスキームは、乱流輸送スキームや放射スキームと整合性に配慮する必要がある(図1)。

下層雲のパラメタリゼーションスキームの開発では、詳細な観測データによる検証が不可欠である。幸いにして、ヤマセについて、航空機と船を利用した総合的な観測が進められている(浅野、2007)。

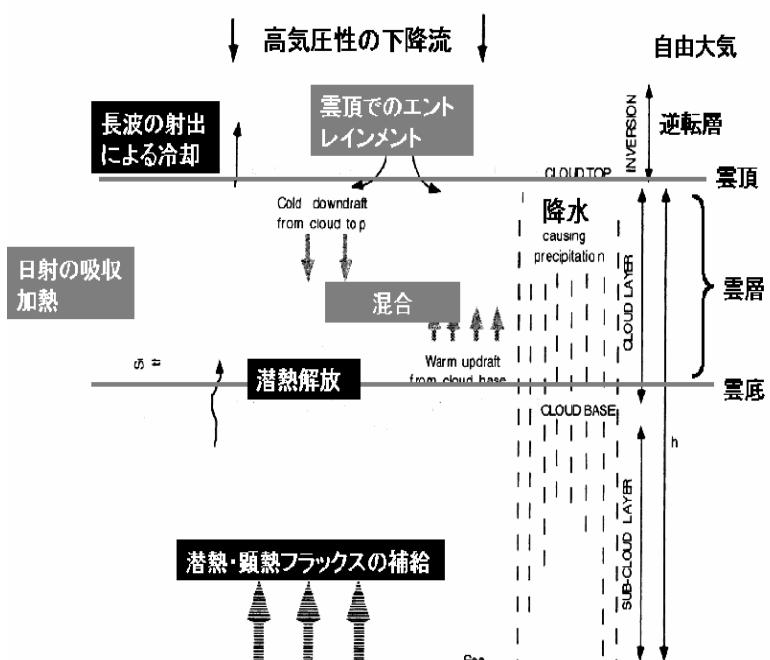


図1. 海上下層雲の物理過程(濃：雲の生成、淡：消滅)

Duynderke and Teixeira (2001) を氏家(2004)が翻訳。

## 2. ヤマセのマルチスケールシミュレーション

ヤマセについて数値モデルの解像度依存性について考察する。Nagasawa et al. (2006)は、1993年の8月3日の層積雲を伴う典型的なヤマセの事例について、マルチスケールシミュレーションを実施した。初期値および時間とともに変化する側面境界値に、全球客観解析を用い、40 kmメッシュモデルの時間積分を実行する。さらに、40 kmメッシュモデルの結果を初期値・側面境界値として利用し、10 kmメッシュモデルを積分する。以下、2 km、0.5 km、0.1 kmとネストを繰り返し、ヤマセの高解像度再現実験を行った。40kmメッシュモデルでは積雲対流のパラメータ化を行っているが、10 kmメッシュ以下の5つのモデルでは、積雲対流のパラメータ化は行わず、物理過程については全く同等である。

10 kmメッシュ以下、5つの解像度のモデルは、三陸沖に、それぞれ特徴的な雲を再現した(図2参照)。まず、10 kmメッシュでは、雲は一様で最も雲水量が多い。2 kmメッシュでは、雲水量はやや減り、不均一な構造が見える。0.5 kmメッシュになると、列状の構造が明瞭となり、雲水量は大幅に減少する。0.1 kmメッシュでは雲域の広さも雲水量もさらに減少し、列状の雲は一層シャープになる。つまり、モデルの解像度を増やすにしたがって、単位面積あたりの雲水量は著しく減少し、列状の構造が明瞭にとなった。特に、同じ物理過程のパッケージを用いているにも関わらず、雲水量は解像度により大きな不一致を示した。

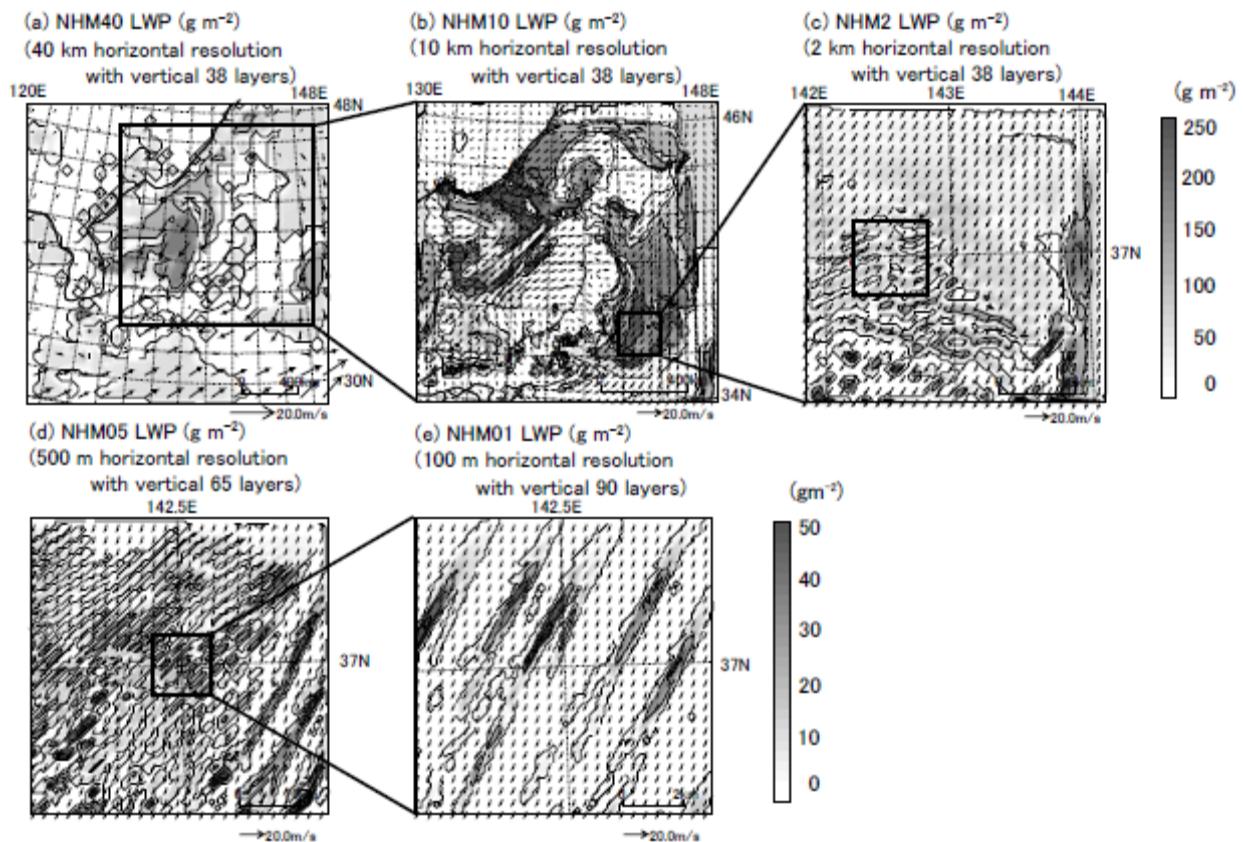


図2. ヤマセのマルチスケールシミュレーション (1993年の8月3日09JSTの雲水量)

上段と下段で異なるグレースケールで表示。水平格子間隔及び鉛直層数は各図の上に表示。

次に、雲の放射の影響を調べた。雲量をわざとゼロとして放射計算を行い、通常のモデルの結果と比較する。10 kmメッシュの場合、雲量をゼロとすると下層の雲水量はほとんどゼロとなった(図3)。雲は黒体に近く、雲頂では強い放射冷却が起こる。つまり、10kmメッシュの場合、雲の放射冷却が、混合層を不安定化し、海面での蒸発と混合層内の水蒸気の鉛直輸送を増やし、凝結を促進した。すなわち、雲形成—乱流—雲放

射フィードバックが作用して、急速に雲が形成された。これに対して、0.1kmメッシュの場合、雲形成一雲放射フィードバックは小さい。図4の0.1kmメッシュの断面図を見ると、水平スケールが1km程度の浅い対流が卓越している。混合層の対流は自由大気との交換を促し、混合層の乾燥化にも寄与している。この結果、上昇流域で凝結を起こすものの、下降流域では蒸発により雲は消散し、領域で平均した雲量が減り、放射冷却も小さく。

解像度による雲水量の不整合は、混合層の浅い対流に起因する。浅い対流は超高解像度モデルでは陽に表現されるが、解像度が粗くなるに従い、その効果は表現できなくなる。低解像度モデルには、浅い対流を対象としたパラメタリゼーションスキームを導入する必要がある。積乱雲などを対象とした深い積雲対流の場合は、1km程度のメッシュで、陽に表現可能だが、浅い対流の場合は、0.1km程度のメッシュが必要で、これより低解像度モデルでは、非一様性を考慮した下層雲のパラメタリゼーションを導入しなければならない。

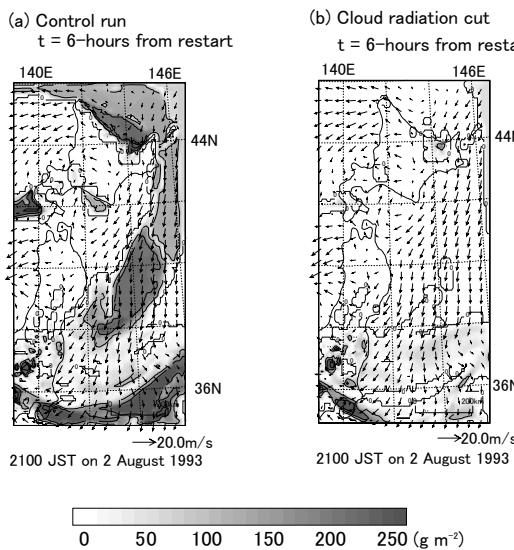


図3. 10km メッシュモデルによる雲水量  
左：標準実験 右：放射への雲の効果を無視

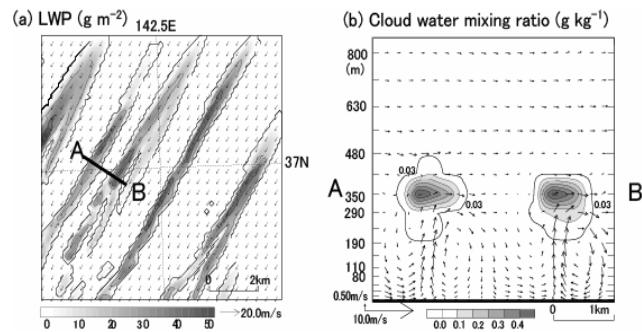


図4. 図2と同じ。右はABにおける雲水量と鉛直循環の断面図

### 3. 下層雲のパラメタリゼーション

下層雲のパラメタリゼーションでは、雲解像モデルの結果を考慮すると、以下の3つの効果を考える必要がある。

#### ① 対流（乱流）輸送

浅い対流は効率よく水蒸気と熱を鉛直輸送する。混合層の高さスケールを持つ循環（浅い対流）の効果は、通常の乱流スキームでは扱いが困難で、いわゆる非局所的境界層スキームの開発が進められている。中西（2006）は、改良を加えたMellor-Yamadaレベル3スキームにより、精度良く表現できることを報告している。ここでは、Bechtold et al. (1992)による乱流統計量の関係式を用いて、熱や水蒸気の鉛直輸送を評価する。

#### ② 雲水生成における非一様性の考慮

浅い対流が発達すると相対湿度の格子平均値が100%未満でも雲が発生し、潜熱を放出する。非一様性を考慮した湿度と雲水量の関係式を導く必要がある。

#### ③ 部分雲量のパラメータ化

雲量は雲の赤外放射に対する影響の大きいパラメータである。従来の気候モデルや数値予報モデルでは、雲量を相対湿度によってパラメータ化することが多かったが、雲水量との整合性も重要である。

雲量と雲水量の整合性を確保するため、サブグリッドスケールの湿度分布を確率密度関数によって表す。確率密度関数の幅は、乱流スキームから得られる水蒸気の標準偏差を与える。これにより、混合層の浅い対流に起因する鉛直拡散との整合性を図る。

雲量、雲水量をそれぞれ(1)、(2)で表す。 $P(q)$ 、 $q$ 、 $q_s$ 、 $q_l$  は、それぞれ、確率密度関数、全水混合比（雲水量+水蒸気量）、飽和比湿、雲水量である。

$$C = \int_{q_s}^{\infty} P(q) dq \quad (1)$$

$$q_l = \int_{q_s}^{\infty} (q - q_s) P(q) dq \quad (2)$$

確率密度関数の半値幅を 0 にすればパラメタリゼーションを行わない計算に一致する。は、ヤマセのシミュレーションで半値幅が 1 % の場合と 4 % の場合について、雲の放射効果を調べたものである。1 % の場合、雲水量が  $300\text{g/m}^2$  を超えたところがあり、通常のヤマセに較べ著しく多い (Kojima, 2006)。雲の放射を切るとこれらの雲はほとんどなくなる。下層雲パラメタリゼーションを行わない場合と同様に、放射に対してたいへん敏感である。これに対して 4 % の場合は、雲水量が抑えられるが、逆に雲の放射を切っても雲は残っている。すなわち、水蒸気の非均一性を精度良く評価できれば、確率密度関数を通じて、雲の放射の雲の生成に対するフィードバックを最適に表現することができる。水平面内の非均一性の問題は混合層の浅い対流の問題に帰着する

残る問題は雲の総量である。混合層に蓄積される水蒸気量は、海面からの蒸発で増加し、自由大気への散逸によって減少する。とくに、自由大気と混合層大気の交換は、水蒸気量を大きく支配する。水蒸気の自由大気への鉛直拡散も混合層の浅い対流の効果に帰着する。

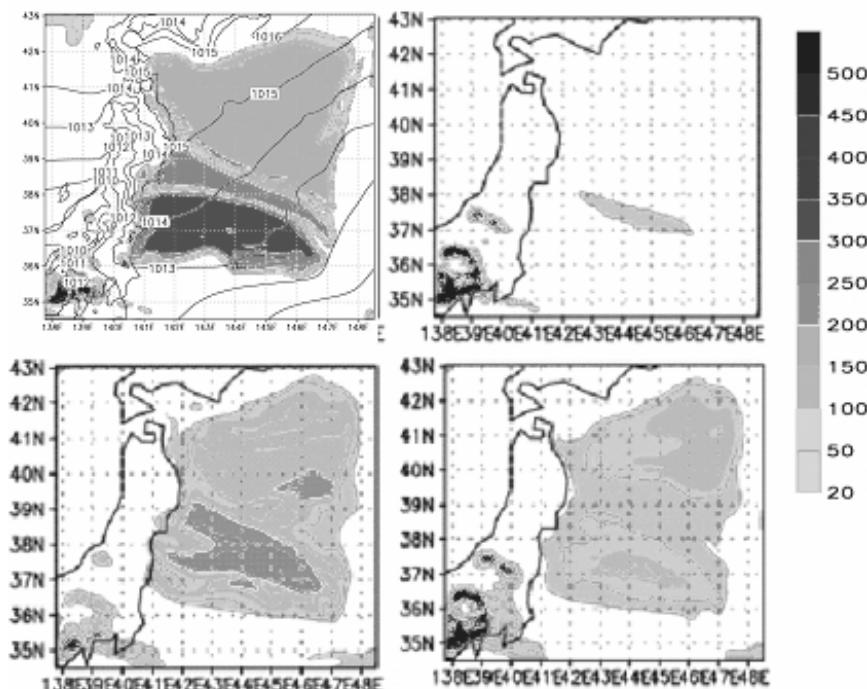


図 5. 10km メッシュモデルによる雲水量(2003 年 8 月 5 日)

上：標準偏差(1%) 下：標準偏差(4%) 左：標準実験 右：放射への雲の効果を除去

#### 4. LESによる下層雲のパラメタリゼーションの検証

パラメタリゼーションは様々な状況下で観測データによって検証されることが望ましい。しかし、さまざまな事例で、乱流統計量などに関する精密な観測データを得ることは難しい。その代わりに、浅い対流を陽に再現できる高解像度LES(Large Eddy Simulation)の結果を、仮想的な“観測値”とみなし検証に利用する。

ここではJMANHMに基づくLESモデルを用いる。物理過程は接地層と雲物理過程、赤外放射を考慮する。水平、鉛直格子数は $62 \times 62 \times 100$ 個で格子間隔は一定で水平、鉛直方向にそれぞれ30m, 10mである。側面には、周期的境界条件を用いる。

2003年6月のヤマセ雲発生時の鉛直一次元の成層を初期条件として用い、LESモデルと一次元コラムモデル(SCM)を時間積分する。通常の境界層、凝結、放射スキームのSCMと、これに開発中の下層雲のパラメタリゼーションを加えたSCMを比較する。

境界層の時間発展を図5に示す。LESの結果では、境界層上端付近に発生した下層雲は浅い対流の発達とともに上昇する。雲頂では放射フラックスの増加に伴い3時間後には $-5\text{ K/h}$ を超える冷却が起こり、雲層の成層が不安定化され、境界層内部の乱流運動エネルギーが強化され、下部自由大気空気のエントレインメントを増大させる。一方、このときは自由大気においても比較的湿潤で、層状性の雲は蒸発で消滅することなく維持された。図7で、3時間後の成層を比較する。パラメタリゼーションを用いない場合は、明らかに水蒸気の鉛直拡散が不足しており、海面付近に熱や水蒸気が溜まっているのに対して、パラメタリゼーションを用いた場合には、強化された鉛直拡散により、LESの混合層の熱と水蒸気構造をよく再現している。

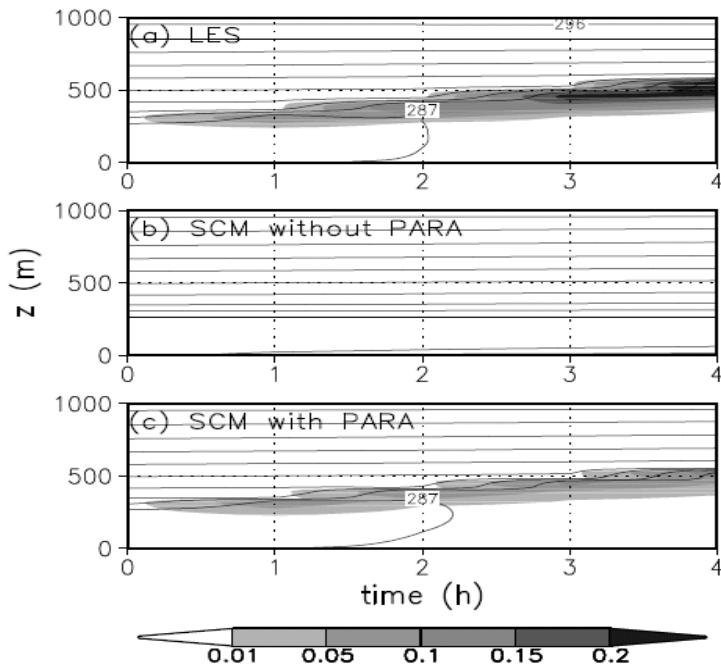


図6: 境界層の時間発展の比較。

液水温位(1K 毎の等值線)と雲水混合比(g/kg; 影)を示す。Case 1について(a)LES、一次元モデルでパラメタリゼーションを(b)用いない場合と(c)用いた場合。LESについては水平面平均値を示す。

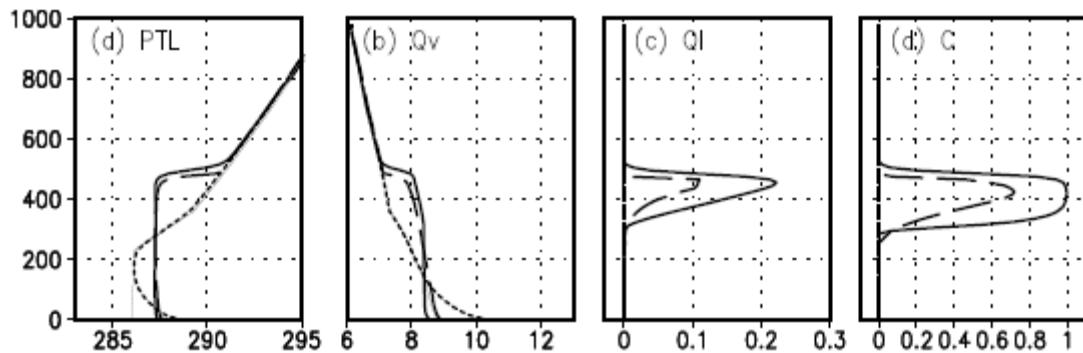


図7. 境界層の平均場の鉛直構造の比較。

LES(実線)と1次元モデルでパラメタリゼーションを用いない場合(点線)と用いた場合(破線)における(a)液水温位(K), (b)水蒸気混合比(g/kg), (c)雲水混合比(g/kg), (d)雲量. Case1について, 太線の3時間後, 細線は初期場について示す.

## 5. これから

下層雲パラメタリゼーションをNHMに実装し、現実大気での再現性能を調べている。通常の乱流とは異なり、凝結熱や、雲の放射冷却など非断熱加熱がからむので、境界層のパラメータの調整は簡単ではない。雲の放射スキームにも更なる改良が必要である。また、実際の確率密度関数の形状も複雑である。ヤマセ予報に課題が多い。しかし、最初に述べたように、下層雲の重要性についての認識が深まっているので、この分野の研究を着実に進める必要がある。

## 参考文献

- Bechtold, P., C. Fraval, and J. Pinty, 1992: A Model of marine boundary-layer cloudiness for mesoscale applications, *J. Atmos. Sci.*, 49, 1723—1744.
- Duynkerke P. G., and J. Teixeira, 2001: Comparison of the ECMWF Reanalysis with FIRE I observations: Diurnal variation of marine stratocumulus. *J. Climate*, 14, 1466–1478.
- Kojima, M., S. Asano and H. Iwabuchi, 2006: Time-Variations of Optical and Microphysical Properties of Yamase Clouds Estimated from Shipboard Experiments and Satellite Remote Sensing in June 2003, *SOLA*, 2, 45-48.
- Nagasawa, R., T. Iwasaki, S. Asano, K. Saito, and H. Okamoto, 2006: Resolution Dependence of Nonhydrostatic Models in Simulating the Formation and Evolution of Low-Level Clouds during a "Yamase" Event, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 84, 969-987.
- 浅野正二, 2007: ヤマセ雲の形成・変質機構の研究: I. 観測, 日本気象学会東北支部創立50周年記念文集  
氏家将志, 2004: 雲・放射・乱流の相互作用を考慮した下層雲のパラメタリゼーションスキームの開発. 東北  
大学大学院理学研究科 修士論文.
- 野田暁, 岩崎俊樹, 氏家将史, 2006: 雲を伴う大気境界層乱流のパラメタリゼーションスキーム～1次元モ  
デル及び領域モデルによる検証実験～, 月刊海洋, 号外44, 90-96.
- 中西幹郎, 2006: 下層雲の局地予報～乱流モデルの改善と今後の課題～, 月刊海洋, 号外44, 97-103.

# 東北地方の気候の東西(表裏)性について

境田清隆 (東北大学大学院環境科学研究科)

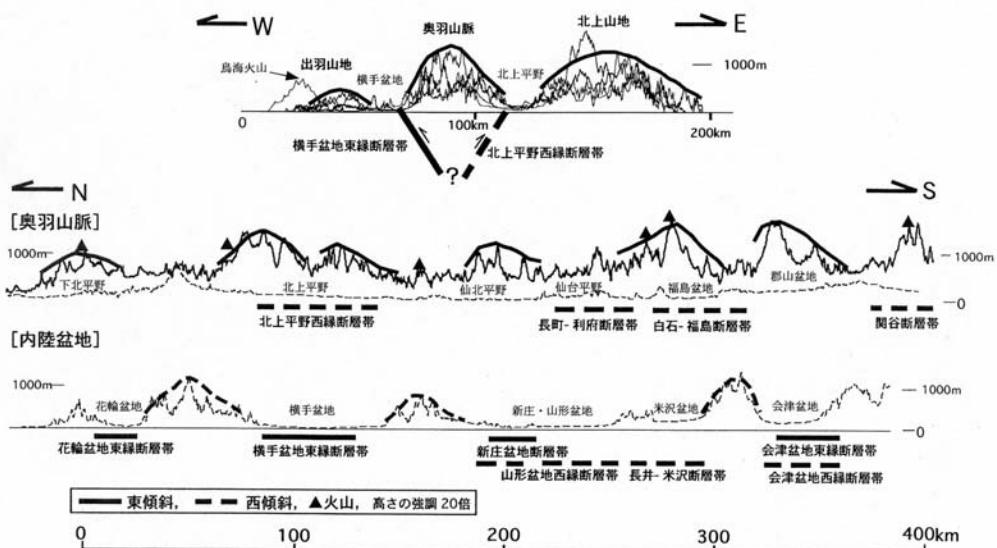
## 1. はじめに

東北地方にはその背骨ともいるべき奥羽山脈に加えて、東側には北上山地と阿武隈山地、西側にはやや連続性に欠けるが北から白神山地・出羽丘陵・朝日飯豊山地があり、南北に連なる三列の山並が存在する。冬季の日本列島は北半球でも有数の強風地帯であるが、1500~3000mの高度においては、東北地方付近で最も強くなる（境田、2005）。一方、夏季には、冬季の季節風ほどの定常性はないものの、東風が卓越する。三列の山並は東西風に対して障壁となるばかりではなく、時にはこれを強める効果を発揮することがある。さらに三陸沖には寒流（千島海流）が、日本海には暖流（対馬海流）が流れていることも、山脈を挟んで東西のコントラストをもたらす重要な因子となっている。このように東北地方は、三列の山並と海流が気候因子として作用する格好の実験場と見なすことができよう。この観点からの研究例は決して少なくはないが、東北支部50周年を機会に、過去の研究を紐解き、また筆者の研究から拾って、冬季と夏季に分け、東北地方の東西(表裏)性について再検討したい。

## 2. 冬季の季節風吹走時

第1図は数値標高データを用いた東北地方の地形断面である。三列の山並には高低の起伏があり、途切れることもあるが、常に三列が揃っているわけではない。奥羽山脈の起伏には80~100kmの波長が認められ、活断層の隣で高度を増す傾向が指摘される（今泉、1999）。

第一列の山並は寒冷湿潤の北西季節風をまともに受け、この風上に第一の多雪域を形成する。冬季に稼動している観測点がないので公式記録ではないが、日本有数の豪雪地帯が潜んでいると考えられ



第1図 東北地方の東西および南北地形断面（今泉、1999）

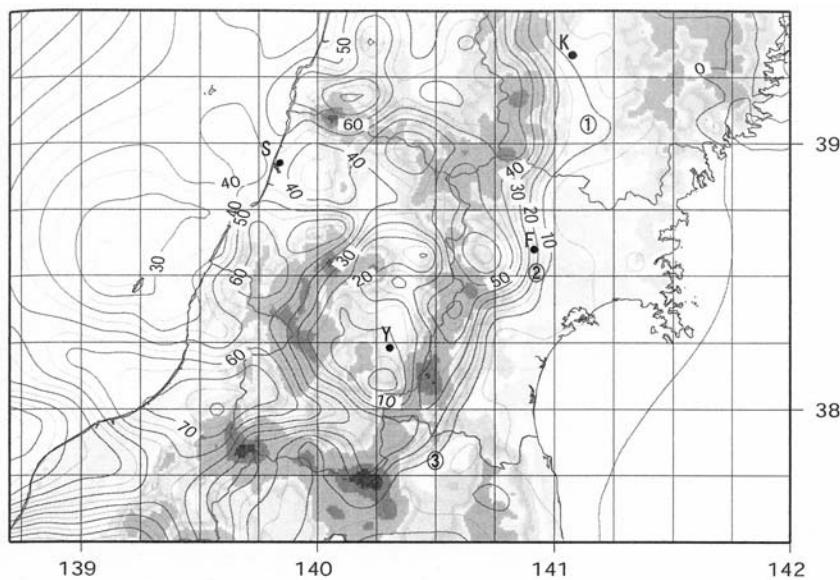
上図：東西断面 中図：奥羽山脈の南北断面 下図：内陸盆地群の南北断面

る。夏スキーで知られる月山や、越年性雪渓の存在が指摘された鳥海山の豪雪は有名であるが、土屋（1990）は鳥海山西麓の月光川ダムの流出高から、この地域の豪雪を明らかにした。また世界遺産の白神山地でもダムに流入する水量から、年降水量で 4000mm、冬季だけでも 2400mm の降水量が推定されている（境田ほか、1995）。冬季に稼動している観測点においても、強風下の雪片の落下を考えると、雨量計の捕捉率の低下が容易に想像され、冬季の降水量の把握が困難であることは今も変わりない。

風上に第一列の山並を欠く横手盆地や新庄盆地は内陸の低地でも相当の豪雪地域であって、風上に朝日山地を持つ山形盆地とは著しい対照を見せる。

冬季の天気界が脊梁山脈よりも太平洋側に偏移し、特に鞍部で張り出しが大きいことを全国的に示したのは福井（1966）である。東北地方では岩出山などで日本海岸気候が分水界から 40km も太平洋側に張り出していることを指摘している。確かに陸羽西線に沿って鳴子から古川にかけては、冬季のひまわり画像でも雲列が確認され、強い季節風が吹き抜けて地吹雪の被害も多発する。しかし自身の生活経験から多雪域が拭き抜け域と必ずしも一致しないことに気付いた谷・設楽（1970）は、村民からの丹念な聴き取り調査によって山間地域の最深積雪深を明らかにし、鍋越峠から古川に至る谷筋はむしろ寡雪で、日本海側からの張り出しへむしろ高標高の風下域に発現することを示した。鞍部と谷筋で張り出しが大きいという「常識」は、山間部の区内観測所のほとんどが谷筋に分布しているため、日本海側からの張り出し現象が谷筋で強調されたにすぎないという可能性が出てきたのである。

今日、レーダーアメダス解析雨量データ（メッシュデータ）の出現によって観測点の偏りの影響は軽減されている。これを用いた冬型気圧配置下の降水頻度分布図（第2図）を見ると、宮城県北部において顕著な張り出しが認められるが、その主軸は谷筋とは一致せず、より南方の大衡付近にあたっている。さらに視野を日本海側まで拡大すると酒田・新庄という多雪域の延長であることが判る。この関係は岩手県南部の張り出しにおいても同様である（福島、2004）。



第2図 冬型気圧配置における降水頻度分布（6時間当たり 3mm 以上の出現頻度、単位：%）

K：北上 S：酒田 F：古川 Y：山形 （福島、2004による）

冬季季節風は日本海上で多量の潜熱の供給を受け不安定化しているために、奥羽山脈程度の標高では有効な障壁たり得ない。鈴木（1962）は冬型気圧配置時に、常に降水のある「裏日本気候区」と常に降水の無い「表日本気候区」の間に、降水の有無が混在する「準裏日本気候区」を画定し、東北地方では太平洋沿岸部を除いて「準裏日本気候区」が幅広く存在することを示した。降水が冬型気圧配置時にどの程度太平洋側に及ぶかは、不安定度と風速が関わってくる。そのうち前者の寄与を計るために、中江（1992）は日本海の海水温が8~10°C異なる晩秋と初春の降水分布を比較した。その結果、東北地方では日降水量20mm以上の多降水域の面積が晩秋は初春の3.5倍に達し、特に太平洋側への拡大が明らかになった。高い海水温の寄与は上空の低温よりも大きく、これは氷期から後氷期への変化や地球温暖化の影響など降雪に及ぼす海水温の影響をシミュレートした結果ともいえる。

### 3. 夏季のヤマセ吹走時

夏の前半、東北地方はヤマセの影響を受けることが多いが、ヤマセは三陸沖の低い海水温で安定層が維持されているため、上陸後は冬季季節風時よりも起伏の影響を強く受ける（第3図）。すなわち低所は300m程度しかない北上山地でも容易にブロックされ、北上山地の南のへり、仙台平野から侵入し北上しながら北上低地を埋め、二戸付近で南下するヤマセと会合することが多い。ヤマセにとって奥羽山脈はさらに越え難い障壁であるが、それでも強いヤマセの場合には鹿角、田沢湖、最上などで奥羽山脈を越え、日本海側へ洩れ出すことがある。

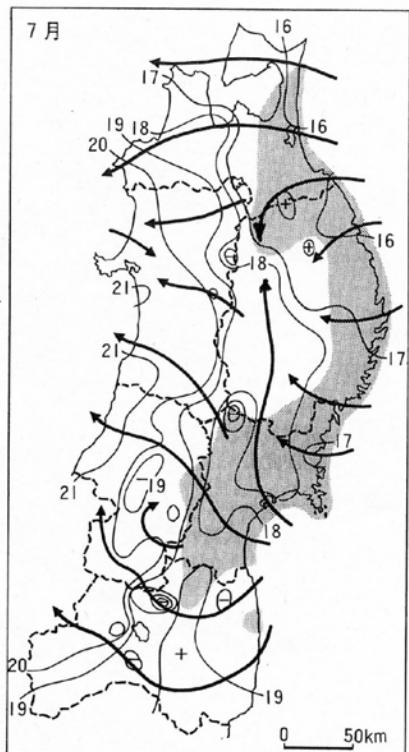
ヤマセの場合も山並を越えるか否かは、三陸沖の気団変質の大小に因っている部分が大きい。海上での変質の程度が小さいとより低温なヤマセとなるが、安定で山並によりブロックされやすく低温域は限定される。一方変質の程度が大きいと不安定で山並を越えやすく、変質によって雲量が多いことと相俟って、低温寡照域が日本海側まで広範囲に拡がる（第4図）。ヤマセは気圧配置に依存し暖候季に広く出現するが、5・6月のヤマセに比較して8・9月のヤマセは後者（B）のタイプとなり易く、海水温に起因して季節性を有する（境田・藤尾、2000）。

ヤマセは古来より低温寡照をもたらす冷夏型の典型として認識されてきたが、1960年代後半になって高指数下の冷夏型（第2種型冷夏）が新たに認識された（和田・朝倉、1967）。第2種型冷夏は1960年代における北半球高緯度の寒冷化とともに多発するようになり、また日本海側豪雨との関連も指摘された。朝倉（1972）の模式図と須田ほか（1978）に触発されて描いたものが第5図である。第1種型冷夏は南岸に前線を伴い、台風も東海上を北上する場合が多く、太平洋側豪雨と調和的であるが、第2種型冷夏は日本海側豪雨と関係が深い。

第1種型冷夏（と太平洋側豪雨）及び第2種型冷夏（と日本海側豪雨）の出現傾向には明らかに時代性が認められ、20~30年程度の期間を持って交替している（Sakaida, 1984など）。これが北半球高緯度の気温傾向によるものか、海洋を含む気候システムの周期性によるものか判っていないが、この傾向は歴史時代にも存在していたと考えられる（境田、2004）。

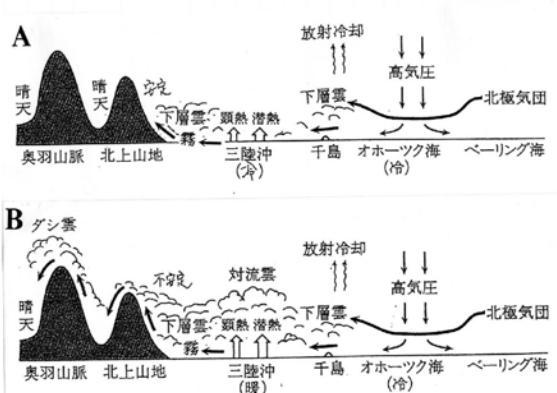
### 4. おわりに

東北地方の気候および天候にみられる東西（表裏）性に着目して、1960年代の先人の業績に触れながら述べてきた。主として準備の不足から、十分に意を尽くせぬ点があり、いずれ稿を改めて詳述したいと思うが、ここで改めて指摘しておきたいことは、地形や海水温の影響で、東北地方に顕在化する東西対照性は、気候形成要因の格好の研究対象であるとともに、気候変動（とその地域差）の指標としても見ていく必要があるということである。



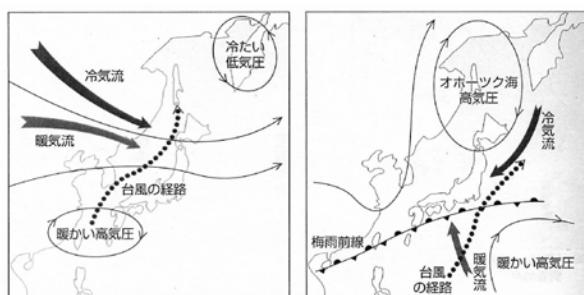
第3図 ヤマセの経路と気温分布

1993年7月(菅野,1994より)



第4図 ヤマセの2つのタイプ

A : 晴ヤマセ (夏季前半) B : 曇ヤマセ (夏季後半)



第5図 夏季の2つの循環型 (左: 西風型 右: 東風型)

## 文 献

- 朝倉 正 (1972) : 異常気象と環境汚染. 科学ブック 18, 共立出版, p.47.
- 今泉俊文 (1999) : 活断層の分布から見た東北地方の地形起伏—いくつかの疑問. 月刊地球, 号外 27, 113-117.
- 菅野洋光 (1994) : 北日本(東北日本)の冷害. 地理, 39-6, 45-50.
- Sakaida, K. (1984) : Secular changes in occurrence of summertime heavy rainfall types in the Tohoku District. Sci.Repts.Tohoku Univ.7th Ser.,34-2,61-70.
- 境田清隆ほか (1995) : 白神山地の降水および流出特性. 白神山地自然環境保全地域総合調査報告書, 77-101.
- 境田清隆 (1997) : 夏の冷涼湿潤な北東風—ヤマセ. 小島圭二ほか編: 日本の自然地域編 2 東北, 100-102.
- 境田清隆・藤尾公美 (2000) : 東北地方におけるヤマセの季節性. 気候影響・利用研究会会報, 17, 19-24.
- 境田清隆 (2004) : あいつぐ災害. 仙台市史編さん委員会編: 仙台市史 近世 3, 138-152.
- 境田清隆 (2005) : 地形形成に関わる現在の気候環境の特色. 小池一之ほか編: 日本の地形 3 東北, 27-32.
- 鈴木秀夫 (1962) : 日本の気候区分. 地理学評論, 35, 205-211.
- 須田淹雄ほか (1978) : 近年の気候変動サイクルにおける日本の豪雨回数の変化. 天気, 25, 493-499.
- 谷 文彦・設楽 寛 (1970) : 奥羽山脈中部東麓における積雪分布. 東北地理, 22, 1-5.
- 土屋 巍 (1990) : 鳥海山における12000mm以上の年降水量について. 天気, 37, 521-526.
- 中江祥浩 (1992) : 冬型降水に及ぼす日本海海面水温の影響. 天気, 39, 271-278.
- 福井英一郎 (1966) : 日本海岸・太平洋岸両気候界の再検討. 地理学評論, 39, 643-655.
- 福島広和 (2004) : 冬季冬型時の東北地方中部における降水分布とその成因. 東北大学理学研究科地学専攻修士論文, 74 頁.
- 和田英夫・朝倉 正 (1967) : 暖候季予報法の検討. 研究時報, 19, 124-159.

# 東北地方の局地風

渡邊 明（福島大学理工学群）

## 1. はじめに

東北地方には古くから名前のついた局地風がある。特に有名なのは、東北地方の太平洋岸で夏季冷湿な環境をもたらす北東風「やませ」、また、日本海沿岸では、陸から海に向かう東から南東の風「だし」があり、地名とともに山形県東田川郡庄内町清川付近から吹く「清川だし」、秋田県仙北市田沢湖生保内付近から吹く「生保内だし」など舟を沖合に出す風として知られている。しかし、東北地方で「おろし」については、よく知られているものは少なく、限られた地域に伝えられるものが多い。例えば、福島では「吾妻おろし」や「蔵王おろし」などがある。

「やませ」はまさに山を背にして吹く風として東北地方の太平洋岸全域で知られている北東風で、オホツク海気団を起源とする冷湿な空気塊が太平洋岸に流出する現象である。従って、重力流的な正確を持ち、コリオリ効果で東北地方に寄せながら南下し、（木村,1995）低地に沿って東北地方内陸部に侵入する。東北地方はその中央に平均海拔 1500m 程度の山が連なる奥羽山脈があり、渡邊（1990）が指摘しているように冷湿な空気層が薄い時は基本的に日本海側へ侵入しないで、東北地方を南下するが、冷湿な空気層が厚い時は、奥羽山脈を越えて日本海側にも流出することもある。「やませ」は冷湿な空気塊のために、比較的容易に凝結し、冷湿層上部に雲を形成する。このため寡照となり、「やませ」域は低温と同時に日照不足をもたらし、多くの農作物に大きな被害をもたらしてきた。

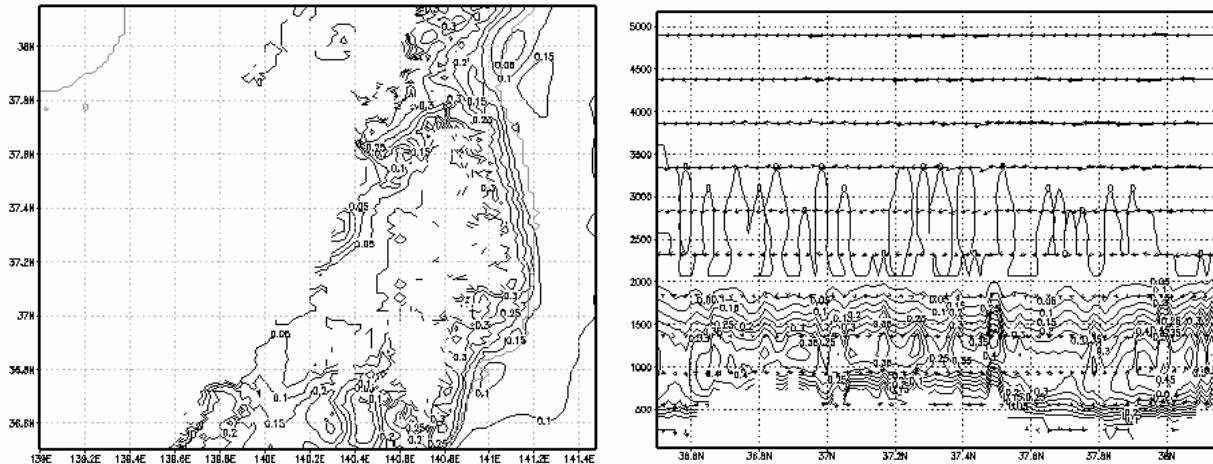
一方、「清川だし」は、強風発生源と考えられる清川付近が出羽山地を最上川が貫く最上渓となっており、川の両岸を出羽山地に囲まれているため、東系の風は地形収束し、強風化して新庄盆地を経て、日本海側の庄内平野に吹き抜ける現象と考えられている。しかし、風が収束するためには静力学的に大気安定度が良く、フルード数が 1 より小さい状態になることが重要で、大気状態が不安定な場合は容易に山を乗り越えるために、地形収束は有効に働く可能性がある。松尾、渡邊（1996）は、気象庁のアメダス観測データ（狩川）を 11 年間調査し、1 時間ごとの東南東から南東の風の出現頻度は 9 月をピーク（4827 回）に 2 月を最低値（1643 回）とする一山型の出現頻度を示すものの、10m/s 以上の強風の出現は 3 月から 6 月に集中していることを示している。さらに、出現時の気圧配置では日本海低気圧や北高南低、東高西低など、いずれの場合も太平洋側で気圧が高く、日本海側で低くなっていることを示している。さらに、「清川だし」の始まる時刻は 19 時から 20 時の夕刻が最も多く、終了時刻は 12 時から 13 時と一般的な静力学的安定度の日変化を考えると、安定大気層が形成される時刻に「清川だし」が始まり、不安定化する時刻に終了することが多いこと、その継続時間は 36 時間から 48 時間程度が多いことを示している。また、顕著な「清川だし」112 例の解析では気温上昇する例が 48 回、低温化する例が 58 回、気温変化がない例が 5 回となっており、フェーン的要素とボラ（重力流）的要素が混在していることを示している。

以上の結果を考えると「やませ」発生時は大気安定度もよく、重力流的要素が強いので、地形収束も起こりやすく、「だし」の発生条件も満たすことになる。ここではこれまで個々に行ってきた CReSS（Cloud Resolving Storm Simulator）を用いた数値実験の結果を使用して東北地方に発生する局地風の実態と要因について系統的に考察することにした。

## 2. 「やませ」と「だし」

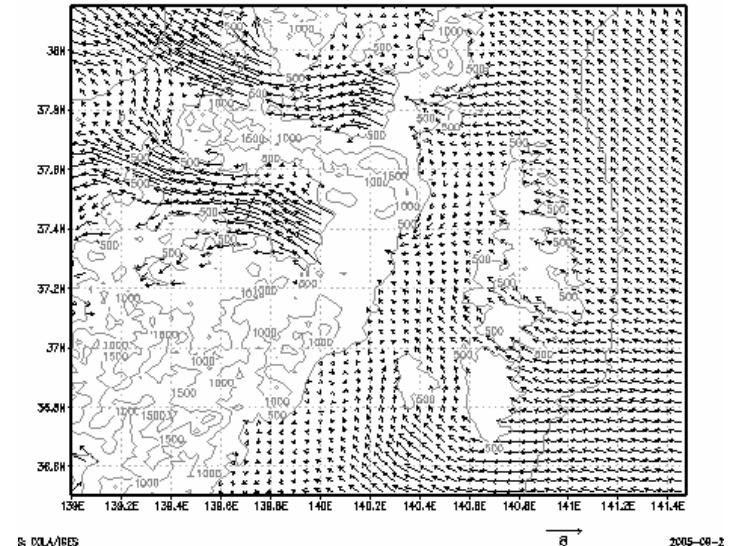
「やませ」に関する総合的な報告が川村（1995）によって編集されており、その歴史や実態、力学、予測などに関する事項がまとめられている。なかでも木村（1995）は地球流体力学的側面から「やませ」を考察し、寒気が東北地方の太平洋岸や日本海のアジア大陸東岸に沿って南化する理由を海

面からの気団変質に伴う冷却による気圧傾度の生成とコリオリ力によって説明し、スケールアナリシスによって水平スケールが 300km、鉛直スケールが 1km まで 1 日の変質量で寒気が形成されることを示している。しかし、実際には「やませ」の寒気層は事例によって大きく異なり、厚い場合は 3km に及ぶこともあり、水平スケールでも関東地方北部まで影響し 2000km 程度を有することが知られている。また、永田（1995）は当時の数値モデルで下層雲や霧を表現しようと試みているが、その困難さを示している。CReSS は名前の通り雲解像度を改良した数値モデルであり、その下層雲の出現特性や構造がどの程度表現できるかを渡邊（2006）が試みている。渡邊（2006）は 2003 年の冷夏の実態と下層雲の生成に関して CReSS を用いて simulation を行い、第 1 図に示すように



第 1 図 2003 年 7 月 22 日 9 時を初期値として 4 時間積分後の雲水量 (g/kg) の水平分布 (左図) と東経 140.7 度における南北断面分布 (右図)

一様初期値場から太平洋岸のみの下層雲（海拔 500m から 2km）が生成されることを示した。この 2003 年 7 月 22 日の事例は NOAA の可視画像で確認できる下層雲分布ともよく一致している。しかも、下層雲は北部ほど厚く、南下するに従い雲の層厚が薄くなると同時に雲底が高くなる事実も表現している。この時の高度 560m の水平風の分布を第 2 図に示す。地形に沿った座標系を用いているため、海拔 560m 以上の地形では風は表現されていないが、飯豊・吾妻・安達太良山系で二分される強風域が出現している。一つは蔵王南部から米沢盆地を通過し、新潟県村上付近に出現している「だし」であり、三面川沿いの「三面だし」や荒川沿いの「荒川だし」、胎内川沿いの「胎内だし」と名づけられている強風域が出現している。もう一つは飯豊、吾妻・安達太良山系の南部から、会津盆地を吹き抜け新潟に出現する「だし」である。これは命名されてはいないが阿賀野川沿いに新潟市付近に強風域が出現している。これらの強風は山の側面の摩擦効果で山際では 3m/s 程度の風速であるが、最も強いところでは 15m/s 程度の強風になっている。いずれの強風も狭地を通過する地形収束だけではな



第 2 図 2003 年 7 月 22 日 9 時を初期値として 4 時間積分後の高度 560m の風の水平分布

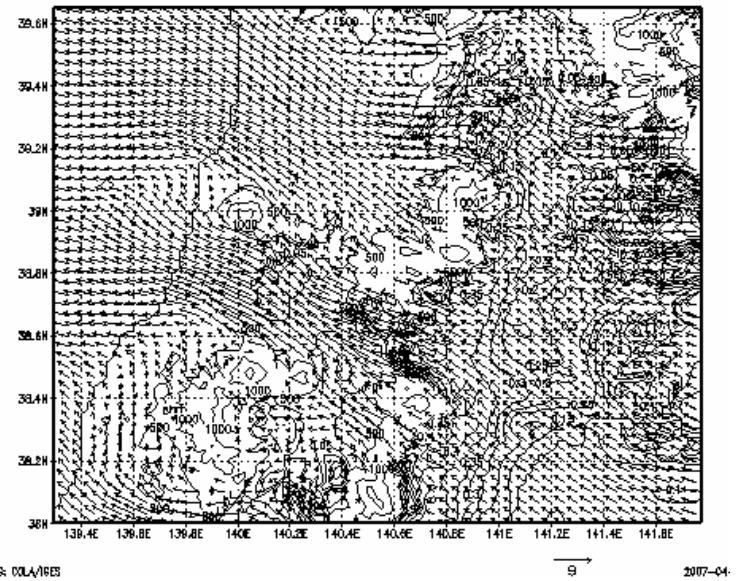
く、山地を迂回するエッジ効果も強風化の要因となっている。この事例は、オホーツク海高気圧から流出する寒気が高度 2km 程度の安定層を形成し、寒気層上部に層雲を発生させ、寡照をもたらすと同時に、太平洋岸に低温をもたらす「やませ」の典型的な事例と考えられる。また、この太平洋岸の低温は、初期値一様場を用いていることから、下層雲による日照の遮断がその主な要因となっている。さらに、この事例では下層雲も寒気も脊梁山脈を越えていないが、狭地があれば重力流的効果で内陸へ侵入し、それが「だし」として出現していることも示しており、「やませ」も「だし」も同じ気象条件で発生していることも分かる。初期値一様場での数値実験結果を考えると、下層雲の形成は移流効果より、安定度を含む大気成層と地形効果が大きな役割を果たしていると考えられる。

第3図は前述と同じ 2003 年 7 月 22 日の東北地方北部の数値実験結果である。同図に示した雲水量の分布は一部日本海側にも認められるものの、多くは脊梁山脈東部の太平洋岸に限られて分布している。その高度分布も山地上部で 3km 程度まで積雲状に発達しているものの、太平洋岸では 2km 以下の層状性を示している。

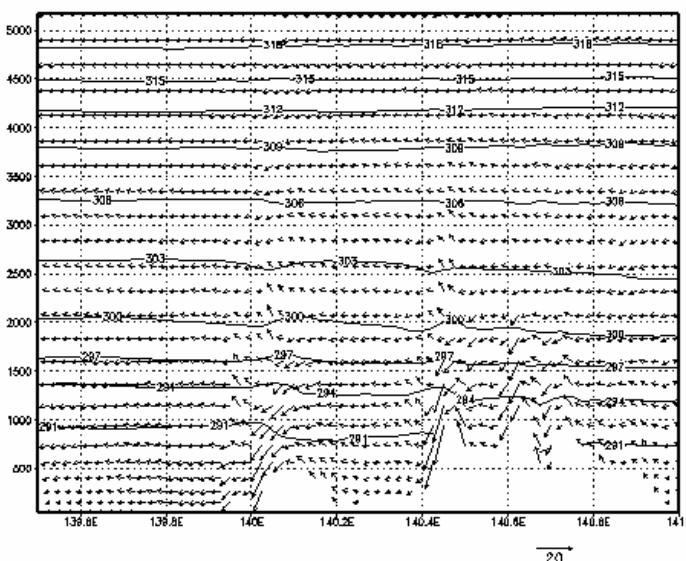
また、最も顕著な強風域は「清川だ

し」に対応しており、「生保内だし」に対応する領域でも相対的に強風域が出現している。特に、「清川だし」に対応する強風は、鳥海山のエッジ効果が顕著に出現し、その南部で 16m/s 程度の強風が出現している。

第4図は、北緯 38.75 度の「清川だし」発生領域の東西断面図を示したものである。等温位線は全体的に太平洋岸より日本海側で高度が高くなっている。相対的に太平洋岸での低温、日本海側での高温と対応している。ただし、新庄盆地付近で顕著な等温位線の下降が認められる。新庄盆地東部の山地と清川付近 (140° E) で顕著な下降運動と上昇運動が出現しており、hydraulic jump に近い運動が認められる。松尾、渡邊 (1996) はほぼ今回の数値実験と同じ領域のアメダス観測地点の風のベ



第3図 2003年7月22日9時を初期値として4時間積分後の  
雲水量 (g/kg) と風の水平分布



第4図 北緯 38.75 度における風の東西—鉛直成分の東西断面  
と温位 (K) の分布 鉛直風は 20 倍で表示

クトル平均を求めて、狩川で強風が出現している時に、その風下で連続的に強風が出現せず、飛び飛びに出現していること、また、同時に秋田平野付近でも強風になることを示しており、今回の数値実験結果とよい一致を示している。

Long (1954) は流体実験によってこうした hydraulic jump の発生条件を明らかにしており、齋藤 (1994) はそれらをまとめてフルード数 ( $Fr$ ) と流体層の厚さ ( $h_0$ ) で無次元化した山の高さ

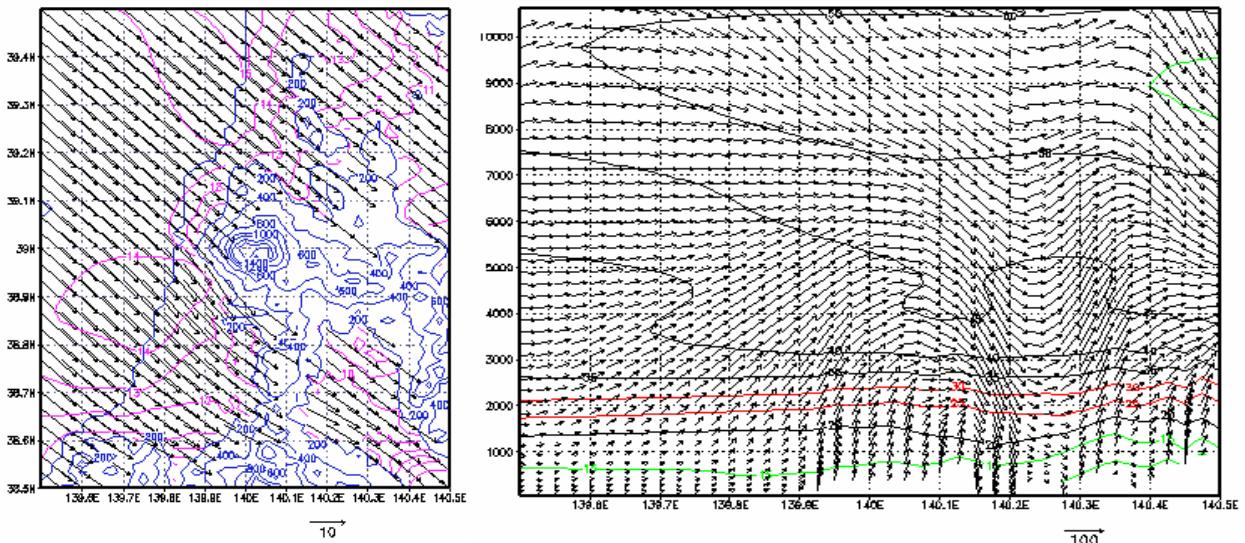
$m^*$ との関係を

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gh_0}}, m^* = \frac{m}{h_0}$$

で表わし、山を越える浅水流の形態について明らかにしている。ここでの大気成層状態を考えると、 $h_0$ を安定層の高さ 2000m とし、山の高さ  $m$  を 1000m、代表的な風速として高度 500m付近の風速 7m/s を代入するとフルード数は 0.05 となり、 $m^*$ との関係では sub-critical flow の領域に対応している。ただし、安定層が低下し、山の高さに近くなると定常的な風下ジャンプの出現する領域にも対応している。

以上、「やませ」発生時は「だし」の発生条件も満たしており、とりわけ力学的な地形効果を大きく受けて局地風が出現していることがわかった。特に、今回の数値実験では、地形収束や hydraulic jump に加えて、これまで指摘されていない山地のエッジ効果が局地的な強風出現に大きく影響をもたらしていることが分かった。

第5図は局地風としては指摘されていないが、地元では、冬季の強風として庄内地方に知られている北西風である。渡邊（2007）は 2005 年 12 月 25 日に発生した羽越線の列車事故に伴う強風出現原因を解明するため数値実験を行い、一般場として 35m/s 程度の強風が出現することを指摘し、ガストとしては 50m/s 程度の強風が出現する環境場であったことを示している。この効果も鳥海山のエッジ効果が大きな役割を果していると考えられる。



第5図風の水平分布（左図）と北緯 38.9 度における風の東西一鉛直成分の東西断面と温位（K）分布  
鉛直風は 100 倍で表示している。

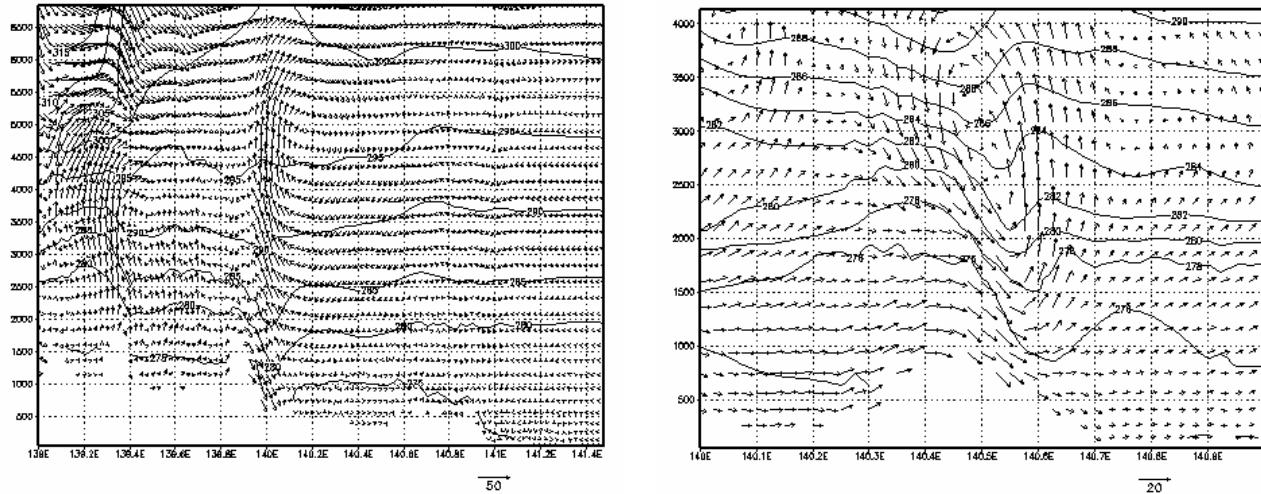
### 3. 「おろし」

一般に山から吹き降ろす風をその山の名前と共に「吾妻おろし」などと命名し、かなり限定された地域の局地風として名づけている。前述の通り地形効果に起因する局地風としては、力学的要因と熱的要因があるが、「だし」は狭地を通る顕著な地形効果に起因する風であることを示した。一方、力学的地形効果であっても、狭地ではなく山地を超える時の効果として「おろし」の発生が考えられる。Vergeiner and Lilly (1970) は、大気成層が安定であれば山越え気流は力学的効果で山岳波を形成したり、hydraulic jump を発生させたりすることを示している。また、Drazin and Moore (1967) は、ブライト・バイサラ振動数を  $N$  とし、流速との比を  $\sigma$  とすると

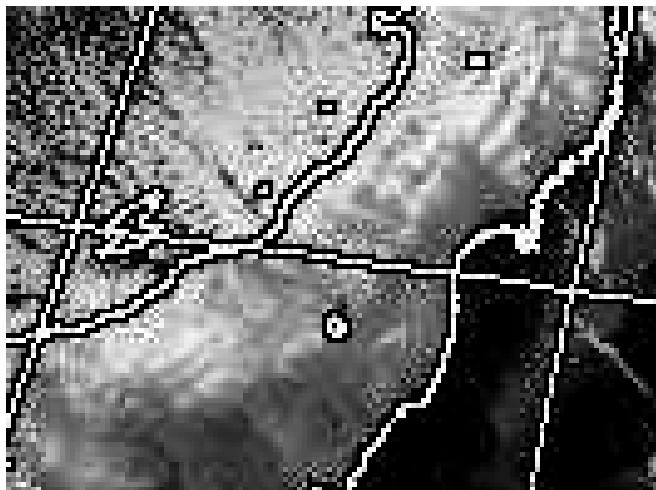
$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}, \sigma^2 = \frac{N^2}{U^2}$$

と表され、 $\sigma \cdot m \sim 1$  の時には風下波は rotor を形成することを指摘している。

第 6 図は渡邊 (2005) による福島県北東部でよく発生する強風の数値実験結果である。JR 東北線の白石一貝田間で強風のため運休した 2004 年 2 月 23 日の数値実験で、初期値は同日 21 時の仙台管区気象台高層観測データを一様場として設定している。海拔高度 1800m 付近に強い安定成層が存在し、その上層では 27m/s 程度の強風が出現している。下層の等温位層が 275K で、その上層 3km



第 6 図 2004 年 2 月 23 日 21 時を初期値として 3 時間積分した時の北緯 37 度（左図）と北緯 37.9 度（右図）における風の東西一鉛直成分と等温位線（K）分布 鉛直成分はそれぞれ 20 倍している。



第 7 図 2004 年 2 月 23 日 19 時 18 分の NOAA の赤外画像  
白い領域が発達した雲の出現域を示す。

が出現する領域に対応していた。

までの平均温位を 285K とすると、 $\sigma$  は 0.00069 となり、 $\sigma \cdot m$  は約 0.7 になっている。この数値実験結果は「蔵王おろし」であるが、特殊な条件下で rotor が形成され、上層の強い風速（運動量）を下層に運ぶことによって局所的な強風が出現していることが分かった。この rotor は同図に示す別な場所をみると逆な循環を示す rotor も確認され、第 7 図に示すように NOAA のデータでは波状雲の形成とも関連していることが分かる。なお、このときのフルード数も 0.2 となっており、慣性力より重力効果の方が強い場になっている。これは齋藤（1994）の区分では定常的な風下ジャン

#### 4. まとめ

東北地方に発生する局地風について、これまで研究してきた結果を系統的に理解する観点から診断的に数値実験による再現実験を行った。その結果「やませ」発現時に東北地方でよく知られている多くの「だし」が同時に出現していることがわかった。いずれも大気安定度層が高度 2km 前後に形成されている場合で、フルード数が 1 より小さく慣性力よりも重力効果が大きく影響する時に対応しているために、局地風は地形の力学的効果を大きく受けて、「やませ」の内陸域への侵入が「だ

し」となって日本海へ抜けていく様子が明らかになった。

また、一般にはフルード数が 1 より大きく、慣性力の影響が強い場合とされている風下の hydraulic jump の発生も安定層の高さが低くなることによって、フルード数が 1 より小さい場合でも出現し、むしろフルード数が 1 より小さい場合のほうが一般的であることが分かった。従って、局所的な強風出現には総観場として低気圧や前線通過などに伴う安定層高度の予測が重要になっていると考えられる。特に、福島県北東部で強風出現時に風下効果の特異な rotor 循環が simulate された例では、Drazin and Moore (1967) の理論によく適合しており、低気圧や前線通過時に強風が観測されるわけではなく、三陸沖や北海道沖で低気圧が発達した頃に強風が出現する理由が明らかになった。

なお、これまで地形効果として顕在化していなかった山岳のエッジ効果による強風出現も、数値モデルの解像度が良くなることで無視できない効果であることがわかった。特に、フルード数が 1 より小さい重力効果の大きく影響する大気成層状態ではその役割が大きいことも明らかになった。

また、ここでは紹介できなかったが、冬季季節風による寒気の侵入は基本的に安定成層状態が形成され、日本海側では「やませ」となる。渡邊 (2003, 2004) は冬季季節風の筋状雲の形成についても観測や数値実験を行い、水平一様場で再現しており、単なる日本海側からの雪雲の流れではなく、東北地方の地形が大きく影響して形成していることを示している。

東北地方に知られている局地風は、基本的に冷害や強風災害をもたらすものとして知られてきた。しかし、気象現象としてはその多くが同じような大気状態で発生していることがわかった。

## 引用文献

- Drazin, P. G. and D. W. Moore, 1967: Steady two-dimensional flow of fluid of variable density over an obstacle. *J. Fluid Mech.*, Vol.28, 353-370.
- 川村宏, 1995 : ヤマセ, 気象研究ノート, No.183, 1–179.
- 木村龍治, 1995 : ヤマセの地球流体力学的側面, 気象研究ノート, No.183, 91–105.
- Long, R. R., 1954: Some aspects of the flow of stratified fluid, II. Continuous density gradients. *Tellus*, Vol.7, 341-357.
- 松尾親也, 渡邊 明, 1996 : 清川ダシによる強風の出現について, 東北地域災害科学研  
究, Vol. 32, 15–24.
- 永田 雅, 1995 : ヤマセと数値予報, 気象研究ノート, No.183, 107–122.
- 齋藤和雄, 1994 : 山越え気流について, 天気, Vol.41, 731 - 750.
- Vergeiner, I. and D. K. Lilly, 1970: The dynamic structure of lee-wave flow as obtained from balloon and air plain observation. *Mon. Weather Rev.*, Vol.98, 220-232.
- 渡邊 明, 2003 : 内陸筋状雲の形成について, 2003 年夏の研究集会「メソ対流系」戦略的創造研  
究メンバー報告書, 121-124.
- 渡邊 明, 2004 : 福島県における Longitudinal-Mode Cloud による降雪システム, 東北の雪と生  
活, No.19, 67-72.
- 渡邊 明, 2005 : 福島県北東部の強風出現について, 東北地域災害科学研, Vol.41, 31-36.
- 渡邊 明, 2006 : CReSS によるやませの再現実験, 東北の農業気象, Vol.50, 1–9.
- 渡邊 明, 2007 : 羽越線列車事故時の強風出現, 東北地域災害科学研, Vol.43, 173 - 178.

# 20km 格子地域気候モデルによる冬季降水の再現性と将来予測

倉橋永\* 遠藤洋和\*\* 森浩俊\*\*\* 栗原和夫\*\*

## 1. はじめに

気象庁（2005）は、気象研究所が開発した解像度20km の地域気候モデル（RCM20）を用いた、地球温暖化に伴う日本の気候変化の予測結果を公表した。気候変化予測と、先立って行われた現在気候再現精度の検証では、気温と降水量について日本を7分割した地方の平均値を用いている。一方で、20km という高解像度のモデルであることを考慮すると、さらに小さいスケールの現象、また特定の現象について気候変化の予測ができる可能性もある。しかし、気象庁（2005）よりも小さいスケールで RCM20 の結果を解析した調査はまだない。

北日本、特に日本海側では、冬季の降水の大小が生活に大きな影響を与える。そして冬季の降水の分布は地形に対応して小さいスケールで変化し、対流現象が関連するため擾乱のスケールも小さい。このような現象が RCM20 でどこまで再現・予測できるかを確認することは重要である。本研究では冬季の降水について、RCM20 がどの程度再現しているか検証し、その結果を踏まえて温暖化に伴う変化を調べることを目的とした。

## 2. 解析データ

用いたデータは以下のとおりである。実験結果については、全て RCM20 のデータを用いている。実験と比較する現実の降水現象を解析するためのデータとして、降水量は AMeDAS、その他のデータは再解析データである NCEP-DOE を用いている。対象期間は、再現性の検証では 1981 年から 2000 年、将来予測では 2081 年から 2100 年の厳冬期（12 月 20 日～2 月 28 日）である。どの要素についても、日別データを用いている。ただし解析雨量データ（新保、2001）との比較をする際は、月平均値を用いた。また、現

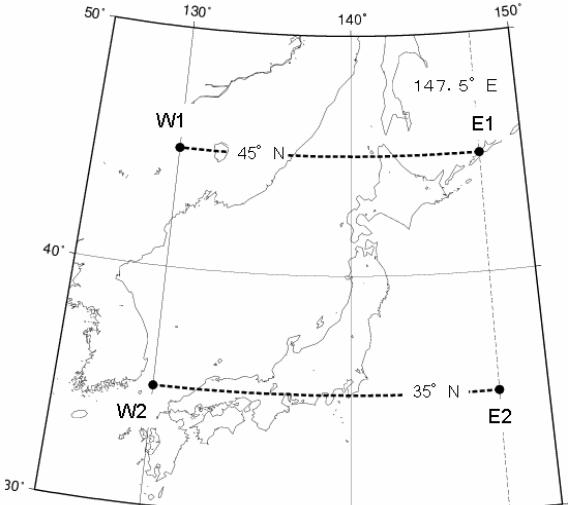
実のデータとモデルデータでは位置が異なるため、内挿処理や平均処理を施してモデルデータを観測データの位置に対応させている。内挿処理は Kato and Asai (1983) と同様の方法を用いた。

RCM20 による実験については気象庁（2005）と同じ結果を用いている。モデルや実験条件の詳細などは、気象庁（2005）を参照願いたい。なお実験結果の降雪量は、850 hPa の気温が-6°C以下の場合の降水量として計算している。

## 3. 解析方法

解析に以下のような方法をとる。全ての解析を現実の降水現象と再現実験での降水現象との両方で行い、両者の解析結果を比較することで再現性の検証を行っている。将来予想については降水量に加えて降雪量も用い、同様の解析を行った。

まず、対象期間内（厳冬期全体）の全ての日を季節風日（M型）と非季節風日（O型）に判別する。判別後、M型、O型それぞれの積算降水量とその厳冬期全体の積算降水量への寄与率を求め、降水の特徴



第 1 図：季節風日と非季節風日の判別に用いる格子点（黒丸）。格子点は NCEP-DOE の格子点で、RCM20 データは平均処理により NCEP-DOE の格子点にデータを作り直した。

\* 気象庁予報部数値予報課

\*\* 気象庁気象研究所

\*\*\* 気象庁地球環境・海洋部気候情報課

第1表：20年間で積算した、季節風日と非季節風日の日数。厳冬期全体の日数は1420日。

|      | 季節風日 | 非季節風日 |
|------|------|-------|
| 現実   | 878  | 542   |
| 再現実験 | 743  | 677   |

を調べる。積算降水量は、20年間で該当するすべての日について積算した。

季節風日と非季節風日の区別は以下のように行つた。基本的に児玉ら（1995）と同様である。東西気圧偏差（冬型指数： $\Delta P_{WE}$ ）が9.0hPa以上の時を季節風日としている。冬型指数は以下のように求める。

$$\Delta P_{WE} = \{ SLP(W1) - SLP(E1) + SLP(W2) + SLP(E2) \} / 2$$

ここで、SLPは海面更正気圧、W1、W2、E1、E2は第1図中の点である。児玉ら（1995）ではE1とE2の経度が東経150度だが、本解析では東経147.5度としている。これは、東経150度はRCM20の領域外となるからである。

#### 4. 現実の降水現象の解析

##### (1) 結果

季節風日と非季節風日の判別を行った結果、M型が878日、0型が542日だった（第1表）。厳冬期全体、M型、0型それぞれの積算降水量は、第2図のような分布となった。第2図には併せて、厳冬期全体に対するM型の寄与率の分布を示す。M型の降水量は、日本海側で多く太平洋側で少ないというコントラストがはっきりしている。これに対し0型の降水量では、日本海側と太平洋側で大きな差がない。このため、M型の寄与率は日本海側で高く太平洋側で低い。またM型の日本海側では、小さなスケールで集中して降水量の多い地域が、山沿いを中心にみられた。

##### (2) 結果の解釈と議論

###### (a) 降水量観測の精度

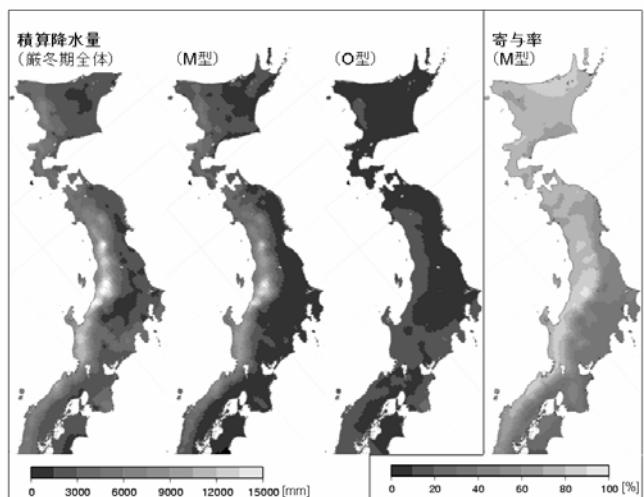
結果の解釈の前に、降水量に用いたAMeDASデータの精度について述べる。AMeDAS地点は防災上の観点から人里はなれた場所、特に山岳地帯などに配置されることは少ないと、AMeDASデータが現実の降水量を適切に表現しているとは限らない。さらに、AMeDAS降水量に用いられる雨量計は、風が強い場合は降雪の補足率が二割以上落ちることが知られている（横山ら、2003）。

そこで、AMeDASによる降水量と解析雨量による降水量を比べることで、AMeDASによる降水量の誤差がどの程度になり得るのかを調べた。第7図右は1995年から2000年平均の1月の月平均降水量について、解析雨量からAMeDASによる降水量を引いた値の分布である。この図から日本海側の沿岸部では、広い範囲で解析雨量の方がAMeDASによる降水量よりも多い事が分かる。これは、風の強い沿岸部では、AMeDASデータは降水量を過小に見積もる可能性を示唆する。ただし、この差の値はAMeDASデータの誤差そのものを表わけではない。なぜなら解析雨量データも誤差を持ち、真値ではないからである。

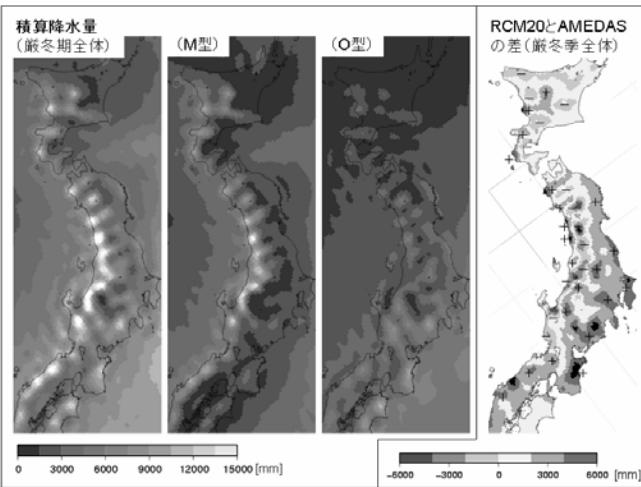
以上から再現性の検証は、降水量の精度に留意しながら行う必要がある。

##### (b) 季節風日と非季節風日

季節風日と非季節風日の判別と降水量分布について、過去の研究との比較を行う。まず、季節風日と非季節風日の判別結果は、児玉ら（1995）に比べて季節風日が少なくなっている。これは、RCM20の領域の制限により冬型指数 $\Delta P_{WE}$ の定義を変更したためと考えられる。西高東低の気圧配置の場合、東西の距離が大きくなると東西気圧偏差も大きくなることが多い。東西気圧偏差を計算する際の距離を小さく変更したために、冬型指数 $\Delta P_{WE}$ は本来より小さくなることが多いと期待される。本研究ではしきい値を変更しなかったため、 $\Delta P_{WE} \geq 9.0$ を満たす季節風日が減ったと考えられる。



第2図：左から厳冬季全体の積算降水量、M型の積算降水量、O型の積算降水量の分布。一番右は、厳冬季全体の積算降水量に対するM型の寄与率の分布。降水量は、20年間で当てはまる全ての日で積算している。



第3図：再現実験での積算降水量の分布（左）と、再現実験での積算降水量と現実の積算降水量との差の分布（右）。前者は左から厳冬期全体、季節風日、非季節風日について、後者は厳冬期全体についてのみ示す。降水量は、20年間で当てはまる全ての日で積算している。

降水量の分布は梅本（1991）と比較する。季節風日と非季節風日の降水量分布は、前者は日本海側で多く、後者は太平洋側でも多くなるという特徴が一致した。厳冬期全体の降水量に対する季節風日の寄与率も、日本海側で高くなる傾向が一致している。

しかし、北海道と東北の太平洋側では季節風日の寄与率が本研究のほうが大きくなつた。その原因是、梅本（1991）は地上気圧配置による主観的な指標により判別を行つたのに対し、本研究では判別に冬型指数という客観的指標を用いたためと考えられる。

地域平均をせずにM型の積算降水量分布をみると、小さなスケールで集中して降水量の多い地域が山沿いを中心にみられた。これは、地形効果による降水量の地域性が分布に現れた結果と考えられる。今回の積算降水量は20年という長期間の積算をしているため、自由モードの擾乱の効果は相殺されると考えられるからである。

## 5. 再現実験と現実の比較

### （1）結果

再現実験での季節風日は743日で、現実に比べて再現頻度が低かった（第1表）。

再現実験での厳冬期全体、M型、O型の積算降水量の分布を、第3図左に示す。日本海側と太平洋側の違いや、日本海側における小スケールで集中して現れる降水量の多い地域があることなど、降水量分布

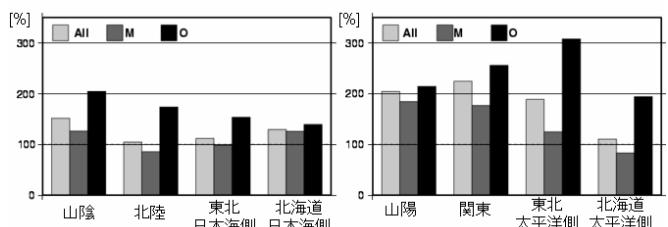
の定性的な特徴が現実の場合と一致した。しかし、再現実験での厳冬期全体の積算降水量と現実の厳冬期全体の積算降水量との差（第3図右）をみると、再現実験の結果は小さなスケールで極端に過大（+）・過小（-）となる地域があることが分かる。地方ごとに平均した算降水量について、現実に対する再現実験の割合を第4図に示す。どの地域でもO型に比べてM型で積算降水量の再現性が高い。特に、厳冬期全体とM型では、日本海側で現実と再現実験の違いがおおむね50%以内だった。しかし、再現性には地域差が大きい。厳冬期全体、M型、O型とも、日本海側では太平洋側に比べて積算降水量の再現性が高い。さらに、日本海側、太平洋側の各地方でも地域差がある。日本海側の各地方について厳冬期全体の積算降水量を見ると、山陰と北海道で再現実験がやや過大なのに対し、東北と北陸ではほぼ一致している。この特徴はM型も同様である。このように、日本海側では厳冬期全体とM型で、積算降水量の再現性の特徴が一致している。太平洋側については、このような一致はみられない。

### （2）結果の解釈と議論

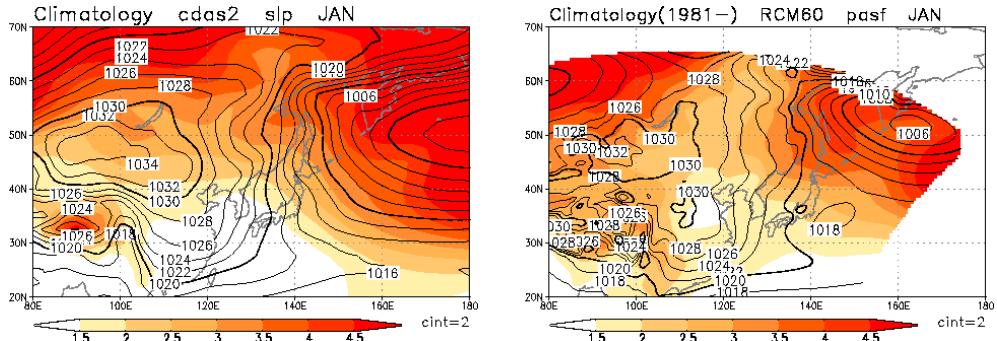
#### （a）季節風日と非季節風日

再現実験では、季節風日の再現頻度が低かった。その原因として、親モデルであるRCM60が総観場を正しく再現していないことが考えられる。累年平均の1月の平均海面更正気圧をみると（第5図）、NCEP-DOEに比べてRCM60では日本付近の東西気圧偏差が小さく、RCM60での季節風日の再現頻度の低さを示唆する。

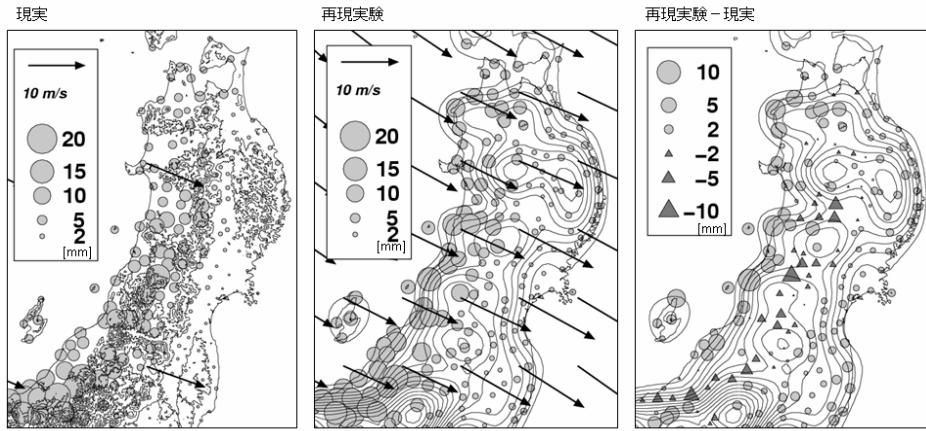
日本海側のどの地域についても、厳冬期の積算降水量の再現性は、季節風日の場合と近い特徴があつた。これは、日本海側では季節風日の降水の寄与率がほぼ全域で70%以上である（図で示していないが、



第4図：地方単位で平均した積算降水量について、現実に対する再現実験の割合。地方ごとに左から厳冬期全体、季節風日、非季節風日の順に棒グラフで表している。



第5図：20年間累年の1月平均海面更正気圧(等高線)と、その年々変動の標準偏差(塗りつぶし)。単位はK。左は再解析データ(NCEP-DOE)右はRCM60データによる。



第6図：左と中は、それぞれ現実と再現実験について季節風日平均降水量と850hPaの風、地形を重ね合わせた図。右は季節風日平均降水量について再現実験から現実を引いた値と、再現実験の地形を重ねた図。現実の場合の等高線は400mおき、再現実験の場合の等高線は100m毎となっている。再現実験の降水量は、内挿処理によりAMEDAS地点ごとに表示している。

再現実験でも現実に近い寄与率となった)ことで説明できる。太平洋側では季節風日の寄与率に地域差があるものの、寄与率を考慮することで各地方の厳冬期全体の降水量の再現性を、季節風日と非季節風日の再現性のバランスで説明する事ができる。

上記を踏まえて、RCM20の再現性は以下のように説明される。日本海側の厳冬期全体の降水量は、再現実験と現実の違いがおおむね50%以内で、太平洋側に比べて再現性が高い。これは、日本海側では季節風日の寄与率が高いからである。日本海側の季節風日の降水量は、再現実験と現実の違いがおおむね30%以内と再現性が高かった。太平洋側の厳冬期全体の降水量は、北海道を除いて再現実験が現実の200%程度で、再現性が低い。これは、太平洋側では季節風日、非季節風日とも日本海側に比べて再現性が低いからである。特に非季節風日では再現実験の降水量は現実の200から300%程度だった。

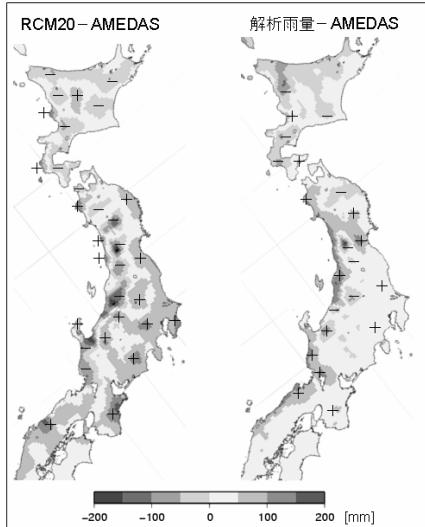
### (b) 地形の影響

再現実験での積算降水量の分布は、現実の積算降水量に比べて小さなスケールで極端に過大・過小となる地域があり、特に季節風日の日本海側で顕著だった。その原因として、地形の影響が考えられる。な

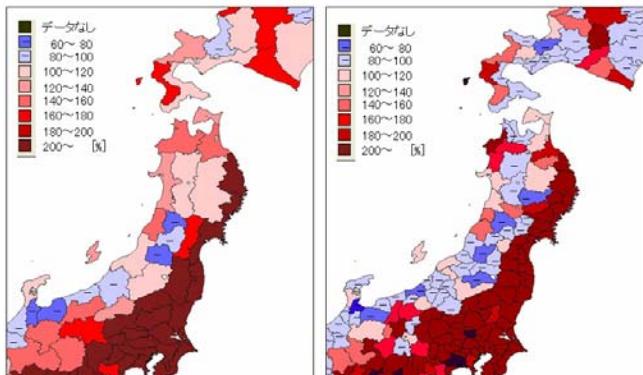
ぜなら、現実の場合は4(2)(b)で述べたが、再現実験の場合でも同様に、小スケールで大小する降水分布の原因是地形と考えられるからである。第6図は季節風日で平均した降水量と、850hPaの風、地形を重ね合わせたものである。現実と再現実験で地形そのものの違いが一目瞭然で、特に東北地方日本海側の入り組んだ地形はRCM20では表現されていない。また、再現実験では急峻な地形は沿岸部に偏っているのに対し、現実では急峻な斜面は内陸にも多く存在する。また、地形と850hPa風向と降水量の強弱の関係も異なっている。再現実験では850hPaの風の風上側斜面で降水が強まる単純な分布なのに対し、現実では風上側斜面で強まるとは限らない。この結果から、再現実験で用いられる地形は現実とは異なること、また再現実験での地形が降水に与える影響が異なることが、降水分布の違いの原因と考えられる。

第3図右をみると、再現実験では現実に比べて季節風日の日平均降水量が、日本海側沿岸部で過大、日本海側内陸部で過小となる傾向がある事が分かる。これは上記地形の違いの影響により説明する事ができるが、AMEDASデータの誤差で説明される可能性も

ある。第7図左は、累年平均の1月の積算降水量について再現実験と現実の差を表している。1月の積算降水量でも再現実験は沿岸部で過大、内陸部で過小の傾向が見て取れるが、その沿岸部の過大は解析雨量とAMeDASの差より小さい地域が多い。



第7図：累年平均の1月の積算降水量について、左はRCM20データとAMeDASデータの差。右は解析雨量とAMeDASデータの差。左は1981年から2000年の20年間、右は1995年から2000年までの6年間のデータを用いている。差をとる際は、RCM20と解析雨量はAMeDAS地点に内挿を行っている。



第8図：1次細分区（左）、2次細分区（右）で平均した降水量について、現実に対する再現結果の割合。降水量は厳冬期全体について20年間の積算。

つまり、仮に解析雨量が真値であるとすれば、再現実験で沿岸部が過大という傾向はないことになる。

しかし、AMeDASデータの誤差を考慮しても、地形の違いの影響は大きいと考えられる。なぜならAMeDASデータの誤差では、再現実験が過大・過小となる分布の一部しか説明できないからである。降水量の分布で現れる小さなスケールで極端に過大・過小となる地域は、日本海側沿岸部・内陸部の内部でもみられるほどスケールが小さい。AMeDASデータ程度の水平解像度で降水分布を再現するためには、さらに高い水平解像度のモデルが必要と言える。

どの程度の空間スケールで降水量を平均すれば、地形の影響を大きく受けないかを検討する。厳冬期全体の積算降水量の地域平均を気象庁が注意報・警報を発表する1次細分区、2次細分区ごとに行った結果が第8図である。2次細分では、AMeDAS地点単位の場合ほどではないが、極端に過大・過小になる地域がある。それに対し、1次細分では一部を除いて極端な過大・過小とはならなかった。よって、2次細分程度以下のスケールで将来の気候変化を調べることは難しいといえる。1次細分程度のスケールの場合でも、地形の影響を考慮する必要がある。

## 6. 将来予測

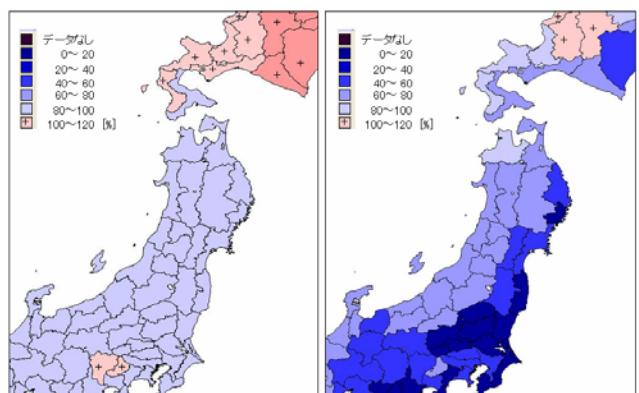
### (1) 結果

第9図に、1次細分で平均した積算降水量と積算降雪量について、現在（1981年から2000年）に対する将来（2081年から2100年）の割合を示す。降水量では目立った大小のない分布だが、降雪量では割合が80%以下の地域が多く、特に太平洋側では60から40%以下の地域が多い。

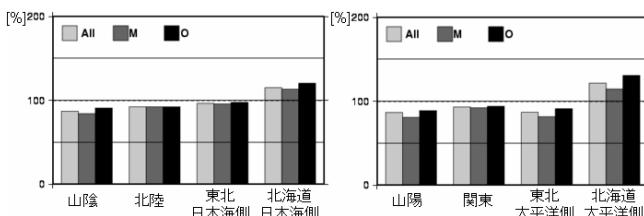
第10図、第11図は、それぞれ地方ごとに平均した降水量と降雪量について、現在に対する将来の割合を、厳冬期全体、M型、0型ごとに示した図である。この図から、降水量は北海道で割合が100%を超えるが、他の地域は80から100%となっている。また、M型と0型で大きな違いはない。これに対し、降雪量では北海道日本海側を除いて100%未満で、南の方ほど割合が小さい。また、日本海側より太平洋側で割合が小さい。さらに、M型に比べて0型の割合が小さいという特徴がある。

### (2) 結果の解釈と議論

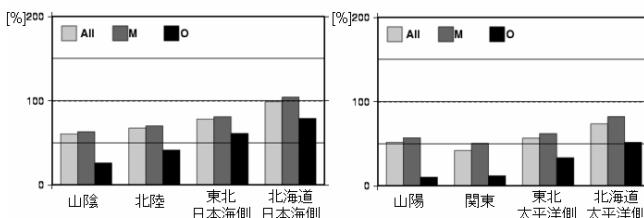
将来、降水量の増減の幅が小さいのに対し、降雪量では減少する地域が多かった。これは、温暖化により全体的に気温が上昇するために、厳冬期の降水が



第9図：厳冬期全体の積算降水量（左）と積算降雪量（右）について、現在（1981年から2000年）に対する将来（2081年から2100年）の割合。



第10図：地方平均した積算降水量について、現在(1981年から2000年)に対する将来(2081年から2100年)の割合。地方ごとに左から厳冬期全体、季節風日、非季節風日の順に棒グラフで表している。



第11図：積算降雪量についてであることを除いて、第10図と同様

雪ではなく雨となる割合が高くなるためと考えられる。南の方ほど降雪量が減少するという結果も、この考えを支持する。現在の気候において、南の方ほど高い気温での雪が多く、温暖化に伴う気温の上昇で雨に変わる割合が大きいと考えられるからである。

日本海側に比べて太平洋側で降雪量が減少するという結果も、同様の考え方で説明できる。太平洋側の降雪は日本海側の降雪に比べて、気温が高い状態で降る割合が高いと考えられるからである。太平洋側ではO型の寄与率が高く、また、M型でもメソスケールの擾乱が関連して降水が起こることが多く、気温が高い状態で雪となることが多いと推測される。

上記の議論では、内陸部に比べて地上気温が高い平野部では降雪量の減少幅が大きくなることが期待されるが、実験の結果ではそのような特徴は現れていない。これは、モデル出力の降水では雨雪の判別が850hPaの気温のみで行われており、地上気温が反映されていないためと考えられる。

## 7.まとめ

RCM20の冬季降水について、再現性を検証し、地球温暖化に伴う変化を調べた。

現実の降水の解析により降水の特徴をまとめ結果、過去の研究結果と合致した。同様の解析を再現実験の降水について行い現実と比較した結果、RCM20の再現性について以下のように考えられる。

- 季節風日の降水量の再現性は非季節風日よりも高いため、季節風日の寄与率が高い日本海側の降水は、太平洋側に比べて再現性が高い
- 詳細な降水分布の再現性には、地形が大きな影

## 響を与えている

将来予測実験の結果から、温暖化に伴う降水量の変化は大きくないのに比べて、降雪量では地域によって大きく減少すると考えられる。特に太平洋側や南の地方など現在比較的気温の高い状態で雪が降ることの多い地域ほど、降雪量が減少する。

## 参考文献

- Kato, K. and T. Asai, 1983: Seasonal Variations of Heat Budgets in Both the Atmosphere and the Sea in the Japan Sea Area, J. Met. Soc. Japan, 61, 222-238.  
 気象庁, 2005: 地球温暖化予測情報第6巻, 58pp.  
 児玉安正, 中山高徳, 尾崎尚則, 1995: 冬季季節風時に見られる東北日本の100kmから数100kmスケールの降水変動, 天気, 42, 85-96.  
 新保明彦, 2001: レーダー・アメダス解析雨量(I), 天気, 48, 579-63.  
 梅本亨, 1991: 暖冬年と寒冬年における日本の降水量分布の比較, 地理学評論, 64A, 779-790.  
 横山宏太郎, 大野宏之, 小南靖弘, 井上聰, 川方俊和, 2003: 冬期における降水量計の補足特性, 雪水, 65, 303-316

# 20km 格子地域気候モデルによるヤマセ型低温の再現性と将来予測

遠藤洋和<sup>1)</sup>、蒔苗仁、森浩俊<sup>2)</sup>、倉橋永<sup>3)</sup>（仙台管区気象台）、栗原和夫（気象研究所）

## 1. はじめに

気象庁は平成17年に「温暖化予測情報第6巻」(以下、気象庁(2005))において気象研究所が開発した解像度20kmの地域気候モデル(RCM20)を用いた、地球温暖化に伴う日本の気候変化の予測結果を公表した。気候変化予測および現在気候再現精度の検証は、日本域を7地域に分け気温および降水量の地域平均値に対して行われた。しかし、20kmという高解像度を考慮すると、より詳細な地域での利用可能性を検討することも意味があると考えられる。一方、各地で特徴的な気象現象の変化も大きな関心事であるが、モデル内での再現性が十分に検証されておらず、予測結果もまだ検討されていない。このため、仙台管区気象台は平成17～18年度に気象研究所との地方共同研究を行い、モデルの細かい地域ごとに再現性検証や将来予測結果の解析を行った。この中で、東北地方の夏季の気候変動で重要な因子であるヤマセについても取り上げ、詳細な解析を行った。

## 2. 解析方法など

### (1) 地域気候モデル

地域気候モデル(RCM20)は、気象庁の短期予報現業で使用しているRSM(Regional Spectral Model)(NPD/JMA, 2002)をもとに気象研究所で改良したものである。RSM20の水平解像度は20kmであり、日本付近を領域としている。地球温暖化による日本の気候変化予測を行うために、全球大気・海洋結合モデル(CGCM2.2(水平解像度280km))(Yukimoto et al., 2001)の計算結果を境界条件として、アジア域を領域とする地域気候モデル(RCM60(水平60km格子))をネスティングし、さらにRCM60の結果を境界条件としてRCM20を計算するというダブルネスティングにより予測を行う。

海面水温についてはRCM20では予測されないため、CGCM2.2で計算された海面水温を与える。ただし、CGCM2.2の現在気候の海面水温は観測から若干ずれるため、バイアス補正を行ったものを用いる。

CGCM2.2による1981～2000年の気候の再現実験

の結果を初期・境界条件として、RCM20で1981～2000年の日本付近の詳細な気候の再現実験(現在気候再現実験)を行った。これはモデルの再現性検証のために、観測データのそろっている期間を対象に行うものである。そして、CGCM2.2による2081～2100年のSRES実験(SRES-A2シナリオで想定された温室効果ガス濃度を与え、2100年までの気候をモデルで予測したもの)の結果を初期・境界条件として、RCM20で2081～2100年の日本付近の詳細な気候の予測計算(将来予測実験)を行った。

### (2) 解析方法

現在気候再現実験(1981～2000年)および、将来予測実験(2081～2100年)の結果を解析した。最初に再現実験の結果を観測と比較し、再現性や問題点を把握した後、将来予測結果の検討を行った。

産業等に影響を与えるような、ある程度長期間に渡って影響をおよぼすヤマセを対象としたいため、半旬平均および月平均の時間スケールを対象とした。下層雲や霧はヤマセの重要な構成要素であるが、再現性の検証が難しいため、本研究では気温や循環場による検討を行った。

ヤマセは局地性の強い現象であるが、近年は大規模スケールの変動の一部分という見方が強く、Ninomiya and Mizuno(1985)やKodama(1997)は、ヤマセ気流は「北太平洋で発達した海洋性極気団(maritime polar air mass)の南西方向への大規模な流出」であるとの見方を示している。また木村(1995)は「亜寒帯水域で涵養された冷気団が海上を南下して東北地方にやってくる現象」がヤマセであると述べている。本研究においても、彼等と同様、海洋性極気団の南西方向への大規模な流出を広義におけるヤマセと解釈し、そのような観点から解析を行った。

また、昔から長期予報関係者や農業関係者の間では、冷夏には2種類の型があることが知られている(たとえば、気象庁, 1972; 卜藏, 2001)。一つはオホーツク海高気圧が発達してヤマセが頻発する通常の冷夏であり、「第1種型冷夏」と呼ばれる。もう一つは、オホーツク海高気圧がほとんど出現しないが、移動性擾乱の頻繁な通過による寒気移流でもたらされる冷夏であり、「第2種型冷夏」と呼ばれる。冷害

現所属： 1) 気象研究所、2) 気象庁気候情報課、3) 気象庁数値予報課

の及ぶ地域は異なり、前者は東北太平洋沿岸域、後者は日本海側地域や北海道での被害が大きくなる（坪井, 1986）。したがって、本研究では客観的な基準を導入して両者の分類を試みた。本研究では前者を「ヤマセ型低温」、後者を「上層寒気型低温」と名付け、「ヤマセ型低温」に注目して再現性の検証や将来予測を行った。

### (3) データ

解析に用いたデータは、モデル側は、RCM20 の地上 1.5m 気温、RCM20 および RCM60 の循環場データである。再現性検証に用いた観測データは、地上気温は AMeDAS データ、循環場は NCEP/NCAR の再解析データ (CDAS-DOE : 水平解像度は緯度・経度 2.5 度格子) (Kanamitsu et al., 2002) である。地上気温については、AMeDAS 観測値、モデル格子点値とともに、0.65°C/100m の気温減率で海面高度へ補正し、地形の差を取り除いて評価を行った。

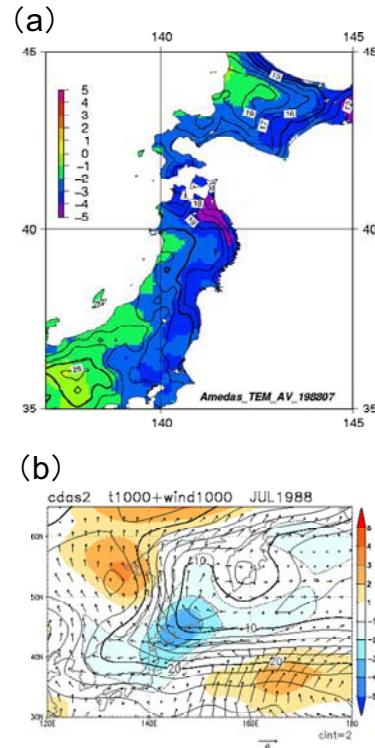
## 3. 観測事実

### (1) ヤマセによる低温事例

ヤマセによる低温の事例として、1988 年 7 月の事例を示す。第 1 図(a)は AMeDAS の気温分布である。北海道のオホーツク海側～太平洋側、東北地方～関東地方の太平洋側では顕著な低温偏差となっており、東北北部太平洋側には平年偏差 -4°C 以下の地域も存在する。東北地方では気温の東西差が大きく、東北北部の太平洋側沿岸は日本海側沿岸よりも 4 ～ 5°C 低い。また日照時間<sup>1)</sup>は、東北太平洋側で平年比 4.2%、東北日本海側で平年比 8.5% であり、東北太平洋側では顕著な寡照となっている。

次に循環場の状況を示す。第 1 図(b)は 1000hPa 面の風と気温分布である。北海道東部に -3°C 以下の負偏差域が分布し、東北地方は -2°C 以下の負偏差に覆われている。気温と風の分布を併せて見ると、この気温の負偏差域は水平寒気移流の強い地域に対応しており、北太平洋の寒気の南西方向への流出でもたらされているように見える。東北地方には北東風が卓越しており、ヤマセ現象時にみられる風の分布である。NCEP-DOE の 1000hPa 気温(第 1 図(b))と AMeDAS 気温(第 1 図(a))を比較すると、興味深い特徴に気づく。1000hPa 気温の等值線の東北地方における走行は、大規模場を表す NCEP-DOE (緯度・経度 2.5 度格子) では東西方向であるのに対し、AMeDAS

気温では南北方向である。つまり、ヤマセ現象時の地上気温は顕著な局地性を示し、東北太平洋側地域に低温域が局在化する。このような特徴は Ninomiya and Mizuno (1985) によって詳しく示されている。彼らは低温域の局在化の主要因として、東北地方東方海域の海面水温が低いために海洋性極気団が十分な気団変質を受けずに東北地方に到達すること、および東北地方の脊梁山脈の存在を挙げている。

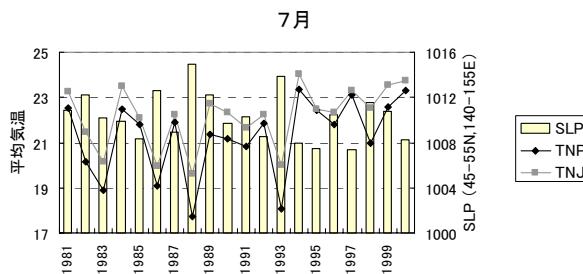


第 1 図 1988 年 7 月の (a) AMeDAS 気温、(b) 1000hPa 風と気温

等値線は実況 (°C)、陰影は平年偏差 (°C)。ベクトルは 1000hPa 風、(b) では平年偏差が負の場合、等値線を点線で示す。ベクトルの長さの基準 (m/s) は図の右下に示す。

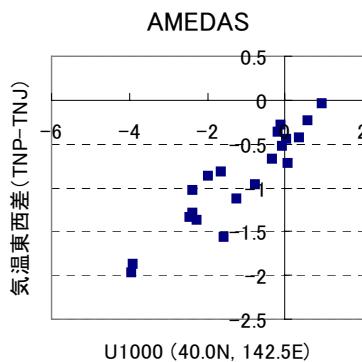
図は省略するが、1988 年 7 月の 500hPa 高度の等値線はオホーツク海付近でΩ型の分布を示しており、極東域における偏西風の分流が明瞭である。また、地上ではオホーツク海からベーリング海にかけて明瞭な高気圧が存在している。一方、本州の南東海上には低圧域が分布していることから、本州東海上では気圧の南北傾度が強く、オホーツク海方面の冷気が日本へ南下しやすい状況にある。このように、ヤマセは対流圈下層のみに現れる現象ではなく、対流圈中～上層の偏西風の分流など対流圈全体の大規模場の変動と密接に関連している。

<sup>1)</sup> 地上気象官署の観測値から算出



第2図 7月におけるオホーツク海付近(45–55°N, 140–155°E)の地上気圧と東北北部の平均気温の年々変動

線グラフが平均気温(°C)で黒色がTNP、灰色がTNJの地域平均値。棒グラフが地上気圧(hPa)。横軸が西暦。

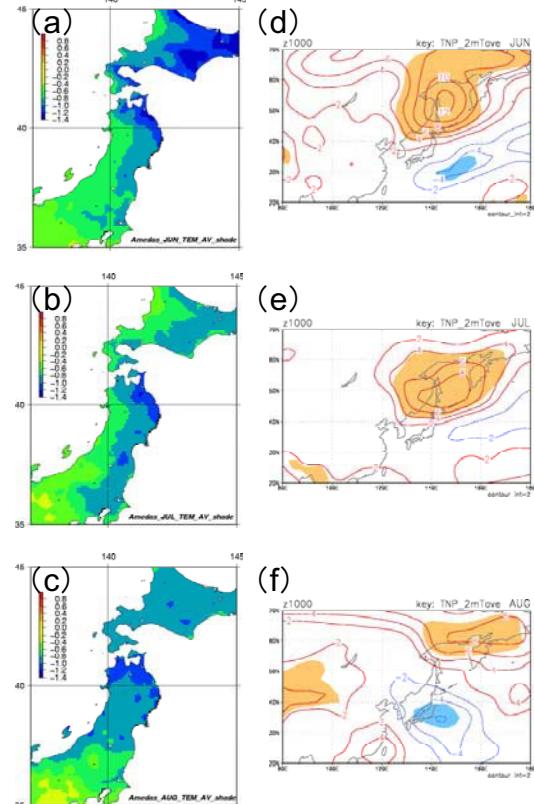


第3図 7月における東北地方東方海上(40.0°N, 142.5°E)の1000hPa東西風速と(a) TNPとTNJの平均気温差

単位は、東西風速はm/s、平均気温差は°C。東西風速はNCEP-DOE、気温はAMeDAS観測値。

## (2) 年々変動

第2図は7月の東北北部の平均気温とオホーツク海付近(45–55°N, 140–155°E)の地上気圧の経年変化である。東北北部太平洋側における顕著な低温はオホーツク海高気圧の発達と密接に関連していることがこの図から明らかである。また第1図でも示したように、オホーツク海高気圧の発達により海洋性極気団が南下すると、東北北部太平洋側(以下、TNP)と東北北部日本海側(以下、TNJ)の気温差が大きくなる傾向が見られる。この関係を詳しく示したのが第3図である。海洋性極気団の流出の強さを表す指標として、横軸にNCEP-DOEの東北地方東方海上(40.0°N, 142.5°E)の1000hPa東西風速を選び、縦軸はTNPとTNJの平均気温の差とした。両者にはかなり強い線形相関があり(相関係数:+0.93)、東風の強さに比例してTNP気温はTNJ気温よりも低下



第4図 TNPの平均気温に対する回帰係数

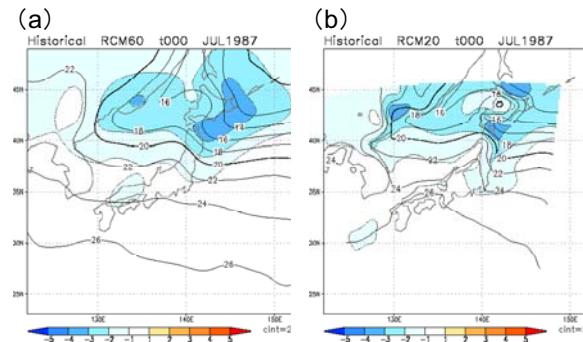
左列はAMeDAS観測値、右列はNCEP-DOEの1000hPa高度。上から順に6月、7月、8月。単位は左図は°C、右図はm。右図の等価線は正偏差(負偏差)が実線(破線)。右図の陰影は危険率5%で統計的に有意な領域。

している。

これまで、7月の気温変動の特徴を示してきたが、6月や8月についてはどうだろうか? 第4図はTNP平均気温に対する回帰係数分布で、左列がAMeDAS気温、右列がRCM60の1000hPa高度である。便宜上、回帰係数に-1を乗じており、TNP平均気温の平年偏差が-1°Cの場合に統計的に現れやすい分布に相当する。6~7月は、気温の低い地域が太平洋側~オホーツク海側地域に偏っているまた、オホーツク海方面の1000hPa高度は高い。一方8月になると、異なった特徴が見られ、気温の低い地域は東北北部を中心に東北地方から北海道にかけて広がり、オホーツク海方面の1000hPa高度との関係が弱くなる。

以上から、東北日本においては6~7月の気温は、海洋性極気団の南下、すなわちヤマセにより変動するが、8月になるとこれとは別の要因で変動すると考えられる。8月は東北地方直上の500hPa高度と地上気温の関係が強くなることから(図略)、この時期の低温は他の季節と同様、主に対流圈中~上層の寒

気（正の渦位アノマリー）の南下によってもたらされると推測される。



第5図 地域気候モデルで再現されたヤマセ型の低温事例

積分7年目の7月。いずれも1000hPa気温で(a)はRCM60、(b)はRCM20。等値線は実況値、陰影は平年偏差。平年偏差が負の場合、等値線を点線で示す。

#### 4. 地域気候モデルの再現性

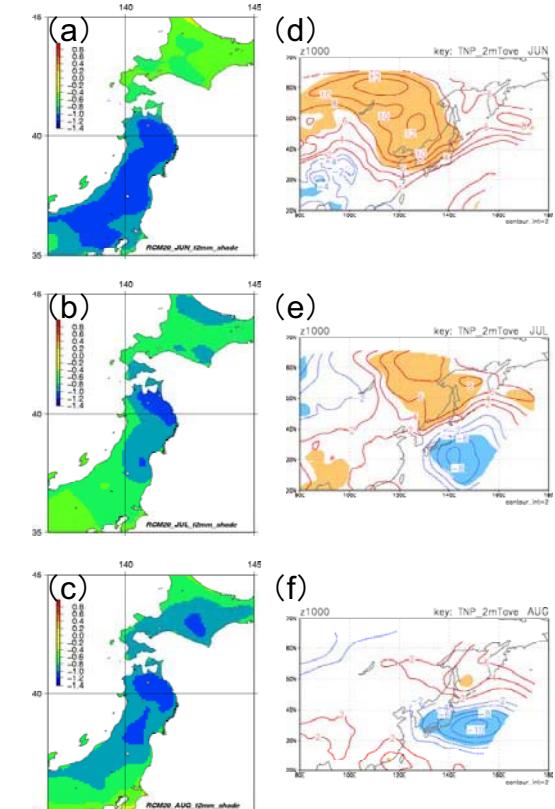
##### (1) ヤマセによる低温事例

第5図は、地域気候モデルに現れたヤマセによる低温事例である(モデルの積分7年目7月)。図は省略するが、RCM60の地上気圧はオホーツク海方面で高く本州の南東海上で低く、実況で見られたヤマセ卓越時のもの(第1図)に良く似ている。RCM60の1000hPa気温を見ると(第5図(a))、北太平洋の海洋性極気団の流出により、北海道～関東の太平洋沿岸や沿海州沿岸を中心に寒気が南下している。高解像度のRCM20では(第5図(b))、北海道～関東の太平洋沿岸および沿海州沿岸における寒気の南下が鮮明となり、東北地方では太平洋側地域と日本海側地域のコントラストが解像されている。以上のことから、地域気候モデルにおいてもヤマセ型低温をもたらす大規模循環場が再現されており、RCM20では東北日本の太平洋沿岸に沿った寒気の南下が再現されている。

##### (2) 年々変動

第6図は、TNPの1.5m平均気温(以下、地上平均気温と略記)に対する回帰係数分布である。左列がRCM20の地上平均気温、右列がRCM60の1000hPa高度である。第4図と同様、回帰係数に-1を乗じてある。6月は、気温の低い領域が東北地方以南に広く分布しており、観測で見られた特徴(第4図)とは大きく異なる。1000hPa高度では、大陸方面に正偏差の中心が位置しており、オホーツク海方面の高度との関係は弱い。一方、7～8月については観測

をおおむね再現している。7月は気温の低い地域が東北太平洋側に局在化しているが、8月になると気温の低い地域は日本海側まで広がる。1000hPa高度では、7月はオホーツク海方面に正偏差が分布しており、海洋性極気団が東北地方に流入し易いが、8月になるとそれは不明瞭となる。ただし、モデルでは7月に本州南東海上に1000hPa高度の大きな負偏差が見られる点、7月に低温領域の東北南部以南への広がりが弱い点を、観測との相違点として挙げておく。

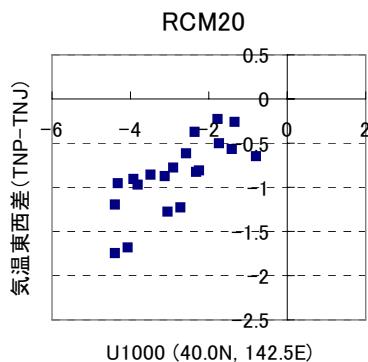


第6図 RCM20の地上1.5m気温、RCM60の1000hPa高度を用いている以外は第4図と同じ

左列はRCM20の地上1.5m気温、右列はRCM60の1000hPa高度

7月の東北地方東方沖におけるRCM20の1000hPa風と、TNPとTNJの平均気温差の関係を第7図に示す。ここで、第3図と比較できるようにRCM20の1000hPa風はNCEP-DOEと同じ解像度(緯度、経度2.5度格子)に空間平均した値を用いている。RCM20においても、観測と同様に(第3図)、東西風に比例してTNPとTNJの気温差が大きくなるという関係が再現されている。散布図の相関係数は0.74、回帰係数は0.28であり、どちらも観測(相関係数:0.93、回帰係数:0.35)に比べてやや値が小さいが、太平洋側に局

在化した気温低下がモデルでも良く再現されていると言える。



第7図 RCM20 の 1000hPa 東西風および地上 1.5m 気温を用いている以外は第3図と同じ  
ただし、RCM20 の 1000hPa 風は、NCEP-DOE と同じ解像度に空間平均した値を用いている。

## 5. 将来予測

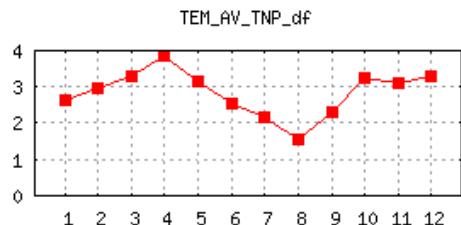
### (1) 気温

東北北部太平洋側における月平均気温の変化量(将来気候の 20 年平均—現在気候の 20 年平均)を第 8 図に示す。一年を通して上昇すると予測されているが、夏の昇温は他の季節に比べて小さく、7 月は +2°C、8 月は +1.5°C 程度上昇すると予測されている。夏季の気温の年々変動の大きさは将来気候でも大きく変化しないと予測されているため(図略)、絶対値で見た場合の低温は減少すると予測される。

### (2) ヤマセ型低温の割合

5~9 月の半旬平均データを元に、前述の「第 1 種型」と「第 2 種型」の分類を行う。ここでは、前者に分類されたものを「ヤマセ型低温」、後者を「上層寒気型低温」と呼ぶ。低温型の分類は、モデルの現在気候および将来気候、観測についてそれぞれ行う。

第 2~4 章で示したように、海洋性極気団の流出するなわちヤマセによる低温では TNP と TNJ の気温差が大きくなる。この性質を利用して分類を行う。方法は次の通りである。対象半旬の前後 1 半旬の期間の TNP 気温を 20 年分並べ(20 × 3=60 事例)、低い方から 30% (60 事例中の 20 事例) を低温事例として抽出する。そして、抽出された低温事例のうち、TNP と TNJ の気温差が −1°C 以下の低温を「ヤマセ型低温」、それ以外のものを「上層寒気型低温」とする。なお低温とは、現在気候、将来気候ともに対象とするサンプルの気温の下位 30% であるため、相対的なものである。



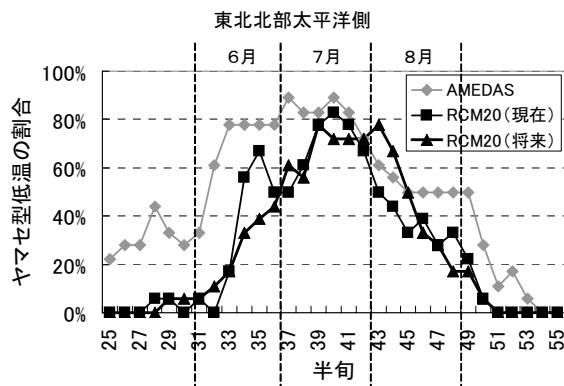
第8図 TNP の平均気温の変化量

変化量は、(将来気候 20 年平均値) – (現在気候 20 年平均値)。RCM20 の地上 1.5m 気温を使用。

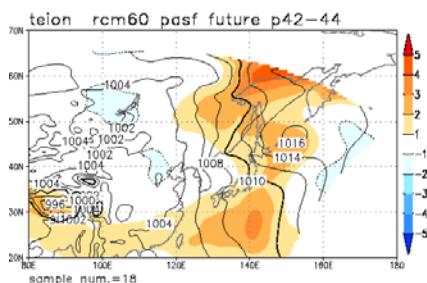
分類の妥当性を確認するため、低温の型ごとの循環場合成図を作成する。合成図は月別に作成する。7 月、8 月ともに、ヤマセ型低温の合成図ではオホーツク海方面の地上気圧が高く、一方で本州南東海上の地上気圧は低く、東北太平洋側に寒気が流れ込みやすい。一方、上層寒気型低温の合成図ではそのような特徴は不明瞭である(いずれも図略)。このため、TNP と TNJ の気温差を用いた低温型の分類は妥当であると考えられる。

第 9 図は、低温に占めるヤマセ型低温の割合の季節変化である。観測では、梅雨期間に相当する 6 月から 7 月にかけてヤマセ型低温の割合が高いが、その後次第に減少し、8 月は半分程度の割合で推移し、9 月になると急速に 0 に近づく。このような季節変化は経験と良く合っている。モデルの現在気候では、季節変化が定性的には良く再現されているが、全般的にヤマセ型低温の割合が観測よりも少なく、その傾向は 5~6 月に顕著である。次に、再現性が比較的良かった 7~8 月において将来気候と現在気候を比較すると、梅雨期から盛夏期への移行期に違いが見られる。将来気候では、ヤマセ型低温の割合の大きい時期が 8 月上旬まで続いており、現在気候に比べると 10 日程度長引く。

将来気候と現在気候で違いが見られた、第 42~44 半旬の低温時(TNP 気温の低い方から 30% の事例)の地上気圧合成図を第 10 図に示す。千島列島付近に高圧部が分布し、海洋性極気団が東北地方へ流入し易い状況にある。現在気候からの変化量を見ると、オホーツク海方面の気圧が上昇する一方で、関東南岸の梅雨前線付近での気圧の上昇はこれに比べて小さい。このため、現在気候に比べオホーツク海方面から寒気が流れ込みやすくなると考えられ、第 9 図で示したヤマセ型低温の割合の増加と整合している。



第9図 TNPの低温に占めるヤマセ型低温の割合  
分類方法の詳細は本文参照。



第10図 将来気候における第42～44半旬の低温時の地上気圧合成図(RCM60)

合成値を実線、現在気候からの変化量を陰影で示す。単位はhPa。低温は現在気候と将来気候で各半旬平均気温の下位30%で定義。平年偏差が負の場合、等価線は点線で示す。

## 6.まとめ

本研究では、海洋性極気団の南西方向への大規模な流出を広義におけるヤマセと解釈し、半旬、月平均気温から、RCM20のヤマセの再現性評価および将来予測を行った。併せて、RCM60の大規模循環場の解析も行った。本研究により以下のことが示された。

東北地方の夏季の低温には、ヤマセの南下に伴う太平洋側を中心とした低温（ヤマセ型低温）と、東北地方全体の気温が低下する低温（上層寒気型低温）があるが、前者は6月と7月、後者は8月に現れやすいことが観測結果の解析から見出された。モデルでは、7月と8月は観測と同様の低温型であったが、6月のヤマセ型低温は再現されていなかった。なお、モデルではヤマセの南下に伴う低温は定性的には再現されていたが、観測に比べて程度が弱かった。

半旬平均データを用いてTNPとTNJの平均気温差からヤマセによる低温とそれ以外の低温との分類を試みた。循環場の合成図および、ヤマセ型低温の割合の季節変化から、この分類法の妥当性を確かめた。

モデルにおいても、ヤマセ型低温の割合の季節変化が定性的には良く再現されていた。

温暖化時（将来気候）は、7～8月のTNPの平均気温は1.5～2°C程度上昇するため、絶対値で見た場合の低温は減少する。しかしながら、梅雨期から盛夏期の移行期に、低温に占めるヤマセ型低温の割合の大きな時期が10日程度遅延することが示された。

Uchiyama and Kitoh(2004)は、CGCM2.2(Yukimoto et al., 2001)の降水量を用いた解析から、将来気候(2071～2100年)の梅雨明けの時期は現在気候よりも遅れる傾向にあることを示している。本研究では、RCM20の地上気温やRCM60の循環場を用いた解析から、東北地方にヤマセ型低温を引き起こす循環場が、将来気候では8月上旬まで長引くことを示した。この結果はUchiyama and Kitoh(2004)の示した梅雨明けの遅延と関連していると考えられる。

## 引用文献

- ト藏建治, 2001: ヤマセと冷害, 成山堂書店, pp. 148
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino and G. L. Potter, 2002: NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis(R-2), Bull. Am. Meteorol. Soc., 83, 1631–1643.
- 気象庁, 1972: 季節予報作業指針, pp. 468.
- 気象庁, 2005: 地球温暖化予測情報第6巻, 58pp.
- 木村龍治, 1995: ヤマセの地球流体的側面, 気象研究ノート「ヤマセ」, 183, 91–105.
- Kodama Y.-M., 1997: Airmass Transformation of the Yamase Air-flow in the summer of 1993. J. Met. Soc. Japan, 75, 737–751.
- Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1985: Anomalous Cold Spell in Summer over Northeastern Japan Caused by Northeasterly Wind from Polar Maritime Airmass, J. Met. Soc. Japan, 63, 845–871.
- NPD/JMA, 2002: Outline of the operational numerical weather prediction of the Japan Meteorological Agency, 158pp.
- 坪井八十二, 1986: 気象と農業生産, 養賢堂, pp. 259.
- Uchiyama T. and A. Kitoh, 2004: Changes in Baiu-Changma-Meyu rain by global warming in MRI-CGCM. Proceedings of the International Conference on High-Impact Weather and Climate, 22–24 March 2004, Seoul, Korea, pp. 218–221.
- Yukimoto, S., A. Noda, A. Kitoh, M. Sugi, Y. Kitamura, M. Hosaka, K. Shibata, S. Maeda and T. Uchiyama, 2001: A New Meteorological Research Institute Coupled GCM (MRI-CGCM2) – Model Climate and its Variability –. Pap. Meteor. Geophys., 51, 47–88.

# 晴天時の夕方、北上川沿いに卓越する南風について

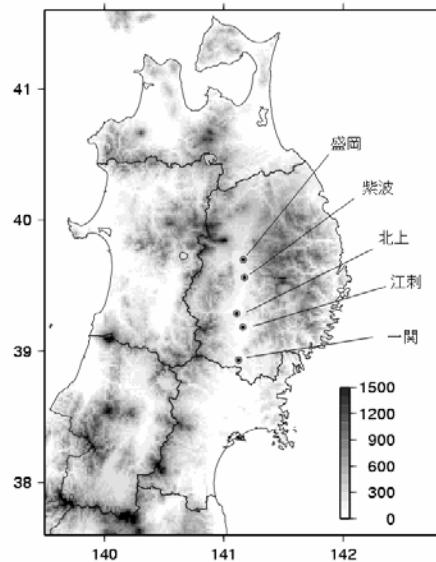
倉橋永\* 井上真吾\*\*

## 1. はじめに

岩手県の内陸平野部では、晴天時の夕方に北上川沿いに卓越する、南よりの強風の存在が知られている。その特徴として、「ガストは出にくいがコンスタントな強風」であること（町田・佐々木（1998））、強風域が南から北へと移動すること（小田嶋（1992））が挙げられている。また、町田・佐々木（1998）は、後者の特長について「強風は仙台湾から北上川沿いにあがってきているのではないか？」と推測している。

このような風の存在が知られてはいるが、その発生状況やメカニズムが明らかでなく、その予想は難しい。2003年5月5日、上記の南風とみられる風により花巻と盛岡の10分間平均風速でそれぞれ10m/s、9m/sを観測し、盛岡地方気象台は強風注意報を発表した。しかし、適切なリードタイムや注意報の期間を確保するにはいたらなかった。

そこで本調査は、岩手県で晴天時に発生する強風のメカニズムと発生状況を調べることを目的と



第1図：岩手県近辺、東北北部の地形。単位はm。時系列データを用いた地点、盛岡、紫波、北上、江刺、一関を示した。

している。2.で典型例を解析してメカニズムを考察し、3.で数値実験により確かめる。4.では発生

状況と一般風との関係を調べ、今回得られた知見で注意報運用に有用な部分を5.にまとめた。

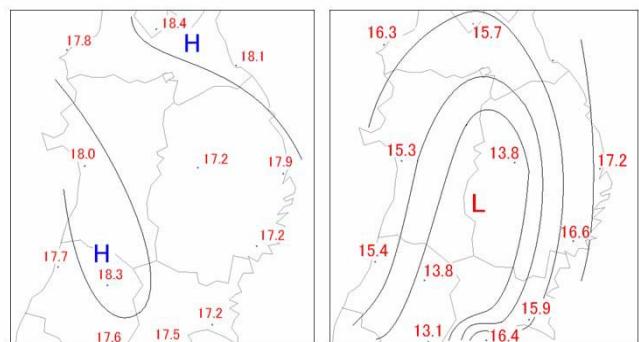
第1図に、岩手県近辺の地形と、本調査で時系列データを用いた観測地点の位置を示す。

## 2. 2003年5月5日の状況

2003年5月5日、東北北部は移動性高気圧に覆われ、日中は晴れか薄曇りの天気だった（第2図）。第3図は東北北部の気象官署における、海面更正気圧の分布である。9時では大きな気圧傾度はないが、15時には沿岸部に比べて内陸部の気圧が小さくなっている。東北北部のアメダス地上風をみると（第4図）、午前中は風向風速とも、組織的



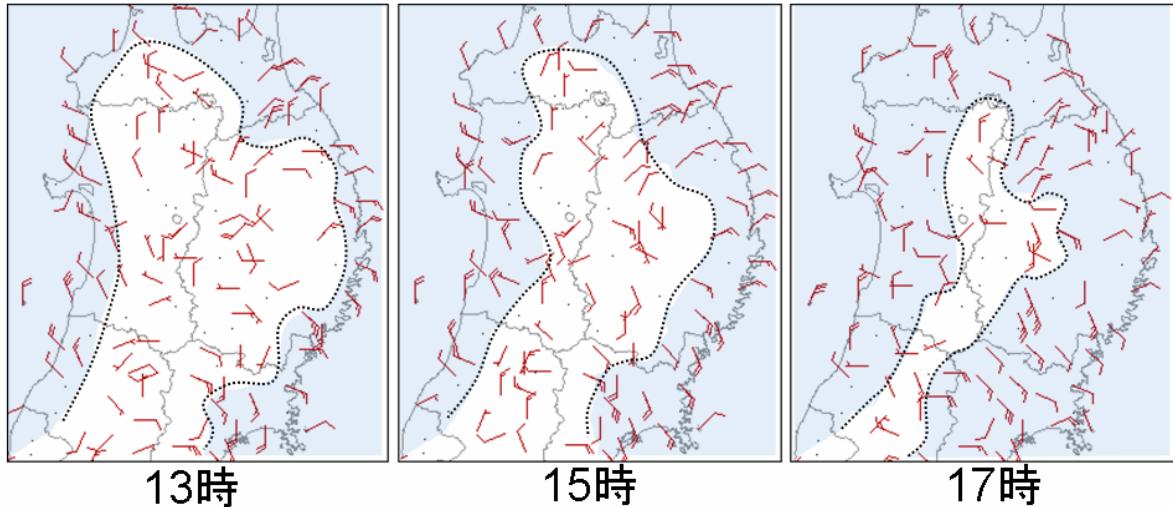
第2図：2003年5月5日の地上天気図。左は9時、右は15時。1016hPa以上の部分はハッチをかけてある。



第3図：2003年5月5日の、東北北部における気象官署の海面更正気圧(hPa)の分布で、左が9時、右が15時。数字は海面更正気圧から1000hPaを引いた値で示しており、1hPaごとに等値線を引いている。

\* 気象庁予報部数値予報課

\*\*仙台管区気象台予報課



第4図：2003年5月5日の、アメダス地点の風向・風速。一様な風とみられる範囲にはハッチをかけている。一様な風かどうか判断する際には、気温も判断材料としている。

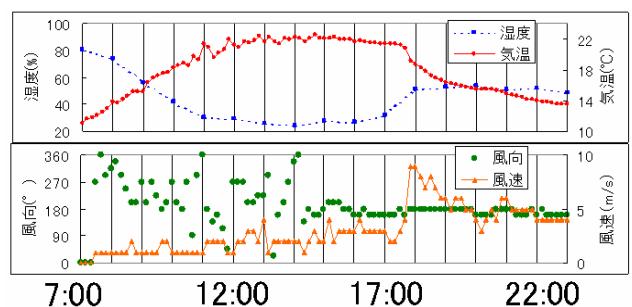
な分布は見られないが、17時では多くの地域で沿岸部から内陸部に向く一様な風が吹いていることがわかる。その一様な風は、沿岸部から徐々に内陸部へと範囲を広げている様子が見てとれる。10m/s程度の強風が吹いたのは、北上川沿いと新庄など、一部の地域に限られた。

第5図は盛岡の風向と風速、気温と湿度の時系列である。朝から風速は1～4m/sと弱かったが、17時50分に9m/sに急増し、気温は急下降、湿度が急上昇した。17時40分に5.8g/kgだった比湿は17時50分には6.9g/kgに急増している。北上川沿いの各観測点で同様の風速変化が見られ（第6図）、その時刻は前述の一様な風が到達する時刻と一致した。いずれも風速が急増するが、その直後がピークで、その後ゆっくりと弱まり、深夜にはほぼ無風となった。

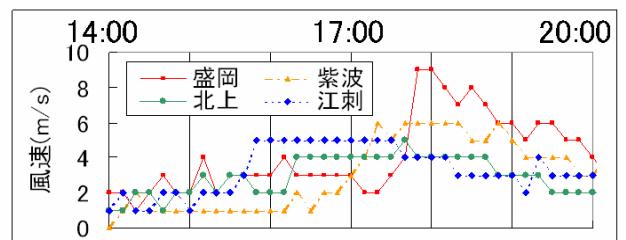
以上の観測事実から、北上川沿いの南風の強風は、沿岸部の冷たく湿った気団が、午後に内陸部へ進入することにより起こったと考えられる。午後は内陸部で低圧となって冷たく湿った気団が沿岸部から流入することから、一連の現象は東北地方規模の広域な海陸風と推測することができる。つまり、日射により海上に比べて陸上の温位が高くなることで内陸部は相対的に低圧部となり、東北地方規模の水平循環が発生したと考えられる。広域の海陸風が覆う前は、東北地方よりも小さなスケールの地形による海陸風や山谷風が卓越していたと考えられる。なお、東北北部は高気圧に覆われていたことから、一様な

風の原因が総観規模の低気圧や前線とは考えにくい。上記の結果は、栗田・植田・光本（1988）の解析結果とよく一致する。栗田・植田・光本（1988）は、山谷風、海陸風といったいくつかの局地風が熱的低気圧に流入する気流により統合され、弱い傾度風下で北陸から関東にかけて広い範囲が規模の大きな風に覆われたとしている。

一様な風が強風となるのは一部の地域だったが、その原因は細かな地形に起因すると推測される。なぜなら、風の集まりやすい細い谷状の地形に関連する地点で特に風速が強まったからである。



第5図：2003年5月5日について、盛岡における気温と湿度（上）、風向・風速（下）の時間変化。



第6図：2003年5月5日について、北上川沿いの観測点における風速の時間変化。

第1表：NHMによる数値実験について、設定の詳細。

| 高度(m) | 温位(K) | 湿度(%) |           |
|-------|-------|-------|-----------|
| 0     | 281   | 90    | 格子数       |
| 470   | 287   | 70    | 格子間隔      |
| 1280  | 292   | 30    | 地表面温度の予報法 |
| 1545  | 298   | 75    | JSM準拠     |
| 2150  | 301   | 30    | 陸面温位      |
| 5570  | 318   | 60    | 海面温位      |
| 13000 | 365   | 0     | コリオリ力     |
|       |       |       | 考慮        |
|       |       |       | 側面境界      |
|       |       |       | 標準        |

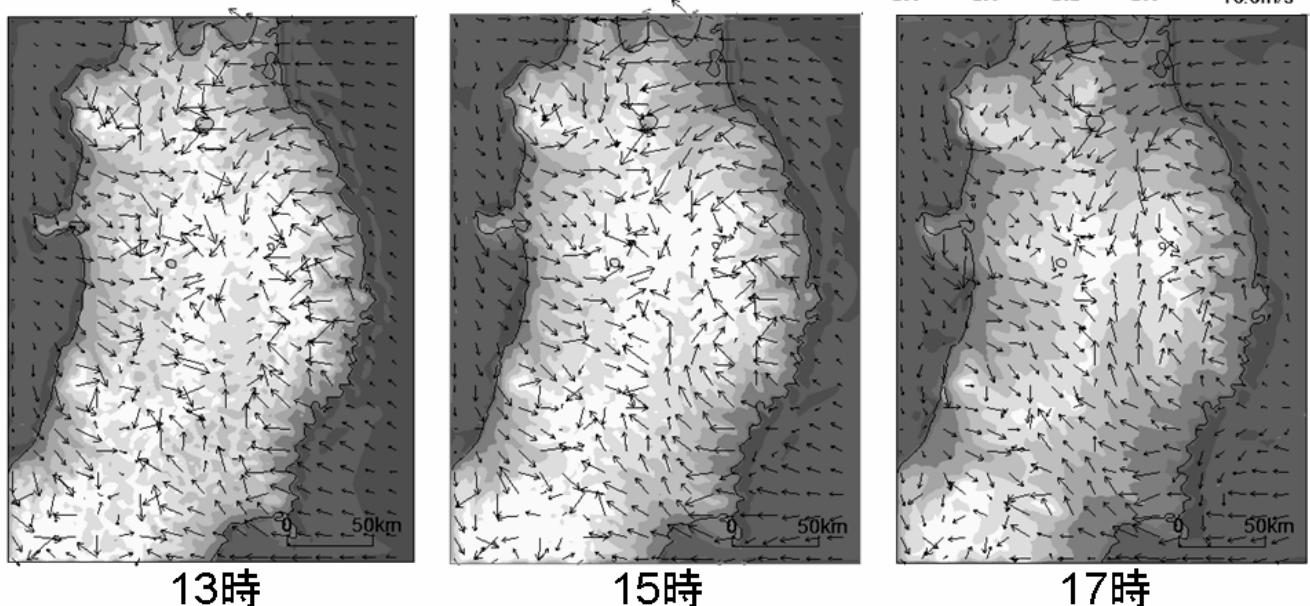
### 3. NHMによる数値実験

2. で推測されたメカニズムを確かめるため、2003年5月5日の状況をNHM(気象庁非静力学モデル)により再現することを試みた。NHMは気象庁により継続的に改良されているが、本調査では2003年に利用可能だったモデルを用いている。NHMの詳細は気象庁予報部(2003)に述べられているが、ここで用いたものは初期値と境界値に客観解析値や予報値を用いない、スタンドアロン版である。初期の成層状態と風は水平方向に一様に与え、境界は外部からの強制をしない。つまり、高気圧に覆われた状態(成層状態や風に水平傾度が少ない)ゆえに初期状態を2002年5月5日に似せることができるが、「移動性高気圧に覆われていた」という総観場を表現することはできない。逆の見方をすると、スタンドアロン版で再現された現象のメカニズムは自由モードの擾乱ではなく、陸面や海面が強制する現象であるといえる。今回の実験の計算開始時刻は2005年5月5

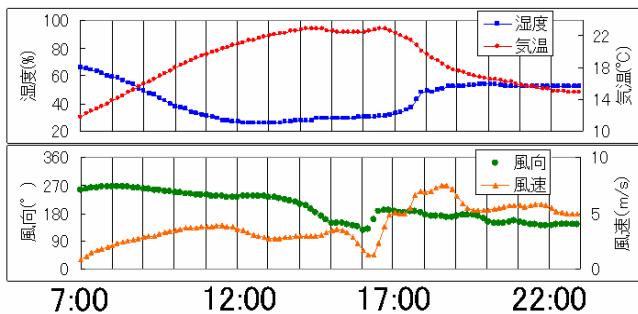
日5時で、他の詳細は第1表に示す。側面境界「標準」とは、境界の格子の状態を、領域内部の状況と初期設定の按分で決定する方法である。また、地表面温位の予報法「JSM準拠」とは、日付と時刻、そして相対湿度から診断した雲量を用いて地面へ届く短波放射量を計算する方法である。

第7図に、実験により再現された2005年5月5日の午後の風と温位の分布を示す。最初細かな地形による海陸風や山谷風が卓越しているが、時間を追うと沿岸部から内陸部に向かう一様な風が東北北部を覆う様子が再現されている。また、一様な風の範囲は内陸部に比べて温位が低い様子も表現されている。第8図は、実験により再現された盛岡地点の風と气温、湿度の様子である。第5図と比べて若干時間的なずれや風速などの大きさの違いはあるものの、急激に風速が強まり一様な風向の風が吹く様子、气温の低下、湿度の上昇がよく再現されている。

以上のようにスタンドアロン版NHMにより2005年5月5日の状況がよく再現された。よって、そのメカニズムは熱的、地形的な強制であることが示された。以下では、2005年5月5日のような東北地方程度のスケールで卓越する熱的水平循環を広域海陸風と呼ぶ。



第7図：2003年5月5日の再現実験結果。ベクトルは風向と風速、塗りつぶしは温位(k)をあらわす。



第8図：NHMで再現された、2003年5月5日の盛岡における気温と湿度（上）、風向・風速（下）の時間変化。

#### 4. 南風強風の発生状況と、一般風との関係

2000～2002年の盛岡、紫波、北上、江刺、一関の風向風速、気温のアメダス10分値を用いて、広域海陸風により岩手県に強風が出現した日を抽出し、その出現状況と一般風との関係を調べた。出現日を選ぶ基準として、全地点で①夕方に風向がほぼ南で一定②夕方に風速が急増する。③気温が急変する、④②と③が南の地点から北へと順に起こる⑤総観規模の前線の通過や強い降水がない、を満たす時と定めた。抽出された日をさらに下記の3つの型に分け、

I. 2003年5月5日とよく似ている

II. Iに比べて日中から南風が強い

III. 夕方に南風が始まる前に一度北風が吹く

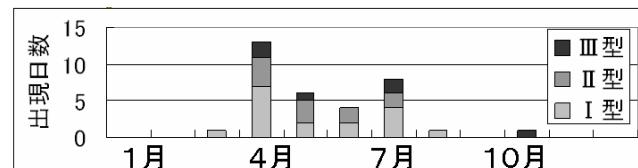
それぞれの型ごとに盛岡での日最大風速、広域海陸風に覆われる時刻（以下、通過時刻）と、覆われる時の風速増加量の平均を求めた。一般風を表す指標として9時の青森仙台間、秋田宮古間における海面更正気圧の差を用いた。

この結果、34の強風出現日を抽出した（第9図）。出現日のほとんどが春か夏である。第2表から、II型は最大風速が大きく、風速増加量が小さく、また通過時刻が早い。III型は最大風速が小さく、風速増加量が大きく、また通過時刻が遅い。気圧傾度との関係をみると（第10図）、II型は南東方向、III型は北西方向に気圧傾度がある場合が多い。

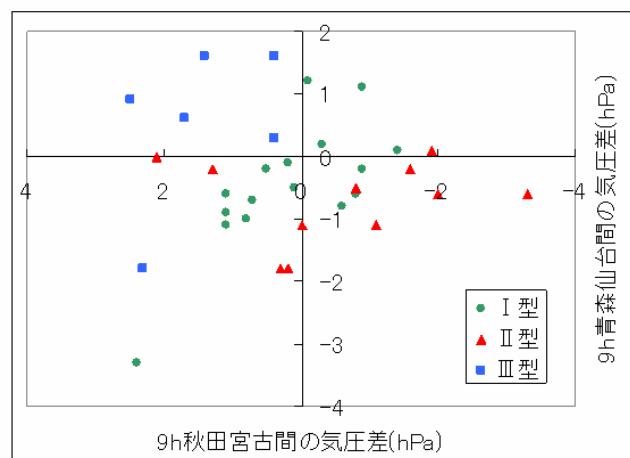
これらの結果から、一般風が南東よりの時、気団の境界ははっきりしないが進行速度が速く、逆に一般風が北西よりの時には気団の境界が明瞭で進行速度

が遅いと考えられる。つまり、一般風があっても、大きな擾乱がない場合は広域海陸風が起こっており、一般風に広域海陸風を単純に加えた状況として理解することができる。また、強風発生時期が春と夏に限られる原因としては、海陸温度差の季節変化が考えられる。日変化成分を取り除くと春や夏は海に比べて陸の表面温度が高いため、内陸部に向かう広域海陸風が起りやすいが、秋から冬にかけては海のほうが高くなるため、内陸部に向かう広域海陸風は起りにくい。

補足的に、抽出された強風の特徴を述べる。強風のピークはいつも広域海陸風に覆われた直後となっており、その後は夜半に向かって風速は緩やかに減少する。また、注意報基準10m/sに達する事例は数例で、年に一度程度だった。前者の特徴は、水平循環が徐々に気圧と温位の水平勾配を解消していると理解することができる。



第9図：2000年から2002年における、広域海陸風による強風の月別発生状況。強風日の抽出と、I, II, III型の分類方法については、本文を参照。



第10図：海面更正気圧の差と、I, II, III型の発生状況。9時の青森仙台間の気圧差と、9時の秋田宮古間の気圧差を一般風とみなしている。

第2表：I, II, III型の特徴。盛岡で観測された最大風速、広域海陸風に覆われる際の風速増加量、広域海陸風に覆われる時刻で、すべての事例について平均した値。

|      | 最大風速(m/s) | 風速増加量(m/s) | 通過時刻  |
|------|-----------|------------|-------|
| I型   | 7.4       | 4.6        | 18:18 |
| II型  | 8.4       | 2.5        | 17:43 |
| III型 | 5.7       | 4.5        | 20:50 |

## 5. まとめ

典型的な事例の解析から北上川に卓越する南風の強風のメカニズムを調べ、3年間からの事例抽出によりその発生状況をと一般風との関係を調べた。

その結果、南風のメカニズムは広域海陸風として理解できることがわかった。また、強風の出現は春から夏に限られていること、一般風との関係は単純な重ね合わせで理解できることがわかった。

また、注意報運用に関連して以下のようないくつかの知見が得られた。

- ・ 注意報基準に達することは年に1度程度と稀である
- ・ 発生は春と夏の総観規模擾乱がないときに限られ、夕方に南から風が吹き出すため、注意報を準備しておいてリードタイムを確保することは難しくない
- ・ 強風は夜半に向かって弱まるため、注意報の期間を長く取る必要はない
- ・ 一般風から、風速と強風域が進む速さを定的に判断できる（一般風が南東よりのときほど進行速度が速く風速が大きい）

## 参考文献

- 気象庁、2003：気象庁非静力学モデル、数値予報課別冊報告・別冊第49号、194pp  
栗田秀實、植田洋匡、光本茂記、1988：弱い傾度風下での大気汚染の長距離輸送の気象学的構造、天気、35, 23-35  
町田健、佐々木秀樹、1998：西より強風および南風強風について、平成10年度仙台管区調査研究会資料、67-68.  
小田嶋孝一、1992：岩手県の強風の地域特性、平成4年度仙台管区調査研究会資料、59-60.



社団法人 日本気象学会東北支部創立 50 周年記念

# 記念文集



# 東北支部発足当時から現在までの私の活動

近藤 純正（東北大名誉教授）

## 1. 支部発足のころ

今年は気象学会東北支部の50周年記念にあたるという。逆算すれば、1957年に発足したことになる。1958年はIGY（国際地球観測年）であり、1957年夏からその予備観測が始められ、気象庁の数ヶ所と東北大で放射の観測が行なわれた。わが師・山本義一が大気放射の権威だったこともあり、気象学講座の助教授から学生まで全員が夜間の当直をしながらその義務を果たした。全員といえども、当時は6～7名ほどであった。筆者は1957年3月に東北大を卒業し、4月からは大学院1年生であった。50年も前のことゆえ、忘れた部分も多いが、思い出を綴ってみよう。

山本義一（1909－1980）は1949年から大気放射に関する論文を発表し、1952年には“On a radiation chart”の論文で世界的に知られるようになっていた。大気の各レベルにおける大気放射量の上向き・下向き成分は、ラジオゾンデ資料があれば、この放射図を用いて計算できる。最近は多くの数値計算法はあるのだが、この山本の放射図は現在でも大きな利用価値がある。なぜなら、断熱図のように図式であるので、放射量の計算値に含まれる各レベルの寄与が直感的にわかりやすく、理解に役立つからである。

当時の放射計はすべて外国からの輸入品であった。オングストローム補償日射計、エップレー社製の全天日射計、リンケ・ホイスナー放射計、ベックマン・ホイットレー社製の通風式放射計で観測した。その後、そうした外国製を真似て日本製の全天日射計や通風式放射計が販売されるようになった。輸入品の日射計は受感部の白・黒部分のうち、白色が変色することはなかったのだが、日本製のものは数年のうちに黄色みがかってきた。放射量は白・黒の温度差を熱伝対で測るのが測定原理なので、検定定数が短期間に経年変化することになる。

気象学会東北支部の研究発表会は、仙台管区気象台の古い木造の建物で行われていた。当時の建物は現在地の近く、鉄砲町にあり、風力塔の風速計高度は15～16mだった（現在は52m）。

1960年代、吉武素二（1911－1999、のち気象庁長官）が仙台管区気象台長のころ、鳴子温泉で一泊しながら研究発表会を行ったこともある。私が湖面蒸発の研究をしていたことから、蒸発観測の話になり、東京大手町の観測露場の大型蒸発計による観測について、「汚染物質が水面に浮いた状態であり、何を測っているのかわからない……」など、酒を酌み交わしながら議論したことを思い出す。当時は、みんな余裕があり、のんびりしていた。

高度経済成長期・大気汚染のひどかった1960年代に比べれば、現在の東京など大都市の空もきれいになった。東京で空がかすんでいたのは、大気汚染によるのか薄雲によるのか判断が困難となり、快晴日の地方時9時、12時、15時に行われていた直達日射量の観測が中止されたのは1960年代である。

## 2. 支部気象講演会

毎年、東北6県を順番にまわる一般向けの支部気象講演会はいつから開始されたのか覚えていないが、筆者は1980年代に秋田や山形などで講演した覚えがある。秋田では雪と水資源について、山形では冷夏凶作の講演をした。学会講演会とは別に管区気象台主催の防災気象講演会も開催されていた。筆者にしては、両者ははつきり区別していなかったように思う。仙台では1984年4月27日の東北地方大規模山林火災や、1980年代前半に起きた大冷夏に関して講演したように思う。

大規模山林火災は、東北地方の30ヶ所ほどで、正午前後に、ほとんど一斉に発生したまれな現象で

あった。強風が吹き出してから気象台では注意報を出したようだが、山作業中の人びとに伝わることはなかったのではないか。当日の午前中は、乾燥晴天が続き、放射冷却で強い接地逆転層ができていた。放射冷却とヤマセによる冷気が重なって逆転層が一層強いものになっていた。これが前夜から吹き始めた上空の強風が地上に降りてくるのをブロックしていた。当時の筆者は、放射冷却の集中的研究をしており、この林野火災を引き起こした突風状強風の理解に役立った。テレビや講演会を通じて一般市民への科学知識の普及につとめた。林野火災の講演会は10回以上も行った。現在では、春の乾燥強風による火災危険日は前夜の予報で知らせることができる。ただし、学問・技術レベルの高い気象予報士が担当しているかどうかがカギとなる。

先日、2007年3月27日に秋田地方気象台の周辺環境を観察する目的で立ち寄った際に、気象情報官の本間實さんに案内してもらった。筆者は忘れていたのだが、平成5年（1993年）に宮城県岩沼市で開催された仙台管区気象台・宮城県・岩沼市共催の「防災気象講演会」の司会役が本間さんだったとのことで、当時の記憶がよみがえった。その2年前の1991年6月15日にフィリピンでピナトゥボ火山が噴火しており、1993年夏は東北地方で大冷夏の心配があり、6月ころから筆者は警告していた。当時の気象庁は、東北の冷夏とエル・ニーニョとの相関関係はあまり高くなかったのに、これに重点をおいていたため大冷夏の長期予報は出していなかった。過去数百年間を調べてみると、クラカトア火山（1883年）やピナトゥボ火山（1991年）に匹敵する世界的な大規模噴火があると、その直後の2年間には90%以上の確率で大冷夏が起きている。

その1993年には6月頃、防災気象講演会が決められており、1993年9月3日に岩沼市民会館で「冷夏と飢饉」の話をさせていただいた。時の話題なので、大ホールに数百人（700人？）の参加者があった。その秋は「平成の大凶作」と呼ばれる、1913年（大正2年）以来の80年ぶりの歴史的大凶作となつた。

当時の書類を見ると、司会は業務課長・金田三郎さんである。あとで述べるように、金田さんとは再会することになる。

### 3. 温暖化資料解析の旅

筆者は1997年3月31日に東北大学を定年退職し、もう10年になる。早いものだ。現在は神奈川県平塚市に住んでいる。現役時代から気になっていた問題だが、現在は「地球温暖化」のより正しい値を評価するために全国各地をまわっている。その際、気象庁の同じ方々に偶然お会いすることがある。

1990年代のこと、学生に対する「放射冷却」の講義において、その応用例を示す目的で、旭川における毎年の最低気温（極値）が年々上昇していることを紹介していた。旭川では1902年1月25日に−41℃の最低気温を記録しており、1920年ころまで−30～−35℃であったのだが、近年の最低気温は−20～−25℃となり、この100年間に約10℃も上昇している。

これは、当初、元・旭川地方気象台長の三本木亮さん（現在、札幌在住）が定年前の1988年に発表された解説「旭川の気象100周年を迎えて」（日本気象協会）の中に示された図の一つから得たものであった。私は引退後、「旭川に行ってみたい」という気持ちから始めたのが現在の仕事である。

青森、秋田、山形など積雪の多い都市では旭川と同じように年最低気温が近年急速に上昇している。都市では冬期の道路除雪を徹底的に行うようになり、強い放射冷却が起き難くなっているからである。同じ旭川市でも田舎の江丹別では最近でも−35℃以下の最低気温が生じている。理論的試算をしてみると、道路除雪の放射冷却に及ぼす影響が大きいことがわかる。

温暖化など長期的な気候変化を観測できる適当な観測所はどこか、全国を旅してみても、ほとんどみつからない。北海道の寿都、三陸の宮古、金華山、四国の室戸岬くらいだ。これに次ぐところは青森県の深浦である。

2004年9月に室戸岬測候所と高知地方気象台を訪問した際に、高知地方気象台長・金田三郎さんに再会する。1993年の岩沼市で開催された防災講演会のとき以来である。

突然訪問した長野では2004年11月8日に下山紀夫台長に会い、その翌春4月25日、鹿児島地方気象台を予告なしに訪問した際に、挨拶すべく台長室へ入ってみると下山台長に再会し、二人とも驚いてしまった。

去る3月27日に秋田地方気象台防災業務課を訪問すると、突然、下道正則台長に迎えられた。2005年10月19日に網走でお会いして以来の再会である。気象庁の転勤が頻繁であることと、筆者が全国をまわっていることが重なって、あちこちで再会の確率が高くなるわけだ。

#### 4. 市民の協力による気象・気候の監視

学問への興味のほかに、気象学の必要性、気象庁の存在意義、気象観測の目的は、  
その1：風水害などの短期的災害の予測・軽減に役立つ気象資料をうること、  
その2：温暖化など気候変化の実態を監視すること、  
にある。

気象庁の行う地上気象観測は微気象学の目的ではなく、やや広域の10～100km範囲を代表する地域の気象を知ることにある。ところが最近では、観測所の周辺環境はいざこも悪化の傾向にある。風速観測の障害となる高層ビルが近所にできたり、観測露場の周囲に住宅で建てこんできたり、樹木が成長して風通りが悪化している。露場の周辺10m～数10mのごく近くの環境が変化すると、気温データに敏感に反応する。

極論すれば、近所にある樹木の生長、枝の切り落としをモニターしているに過ぎない観測所もあるほどだ。気象事業はこれでよいはずがない。こうした問題をちゃんと意識して観測所周辺の環境を守る努力はされているのだが、中には見落としもある。観測所敷地内は気象台の責任で環境は守れるのだが、敷地の外の環境は地域住民の協力が必要である。以下にその例を示しておきたい。

#### 例1：高知地方気象台の観測露場

高知は筆者の出身地である。当時の高知測候所（現・地方気象台）は周囲に田畠もあり、約100m×50mの敷地（官舎も含む）があった。1945年の終戦・戦災後、露場の南側にだんだん住宅が建つようになり、1970年頃には密集状態となってしまった。周辺の観測所（室戸岬測候所、清水測候所、安芸・後免・窪川アメダス）と比較すると、高知の年平均は0.8°Cほど上昇して、2000年頃まで気温差はほぼ一定となった。2001～2005年に高知市がこの付近一帯を再開発する目的で、古い住宅を撤去し、新しく整備された縦横の道路と住宅団地をつくった。気象台の敷地の半分ほどは市に売却・提供された。露場の周辺はミニ公園となり、西側（卓越風向側）に子供用のサッカー練習場ができ、高さ5m程度のフェンスで取り囲んだ。このフェンスに蔓が約1mほどの間隔で植栽された。このフェンスと蔓が風通りを悪化させ気温上昇をもたらすのだが、蔓が年々繁茂すると気温上昇として現れることになる。気象観測は蔓の成長をモニターすることになる。蔓は子供たちの周囲からの監視にも邪魔になる。

このことを気象庁観測部に伝えたところ、観測部→高知地方気象台→高知市役所高知駅周辺都市整備課へと伝えられ、蔓は移植・撤去されることになった。1年後の2006年秋、筆者はそれを確かめるために高知の露場周辺を見学してみると、蔓はなくなっていた。気象庁観測部ほか担当部署のすばやい対応に感謝したい。

#### 例2：宮古測候所露場外側、クルミの木の伐採

宮古測候所は気候変動監視のできる数少ない観測所の一つである。2006年7月12日に訪問してみる

と、露場の南東側にクルミの木が繁茂していた。私の訪問について、測候所の豊間根正志所長が非番の職員も含め全員に声をかけてあったところ、全職員が集まっていた。露場周辺 10m程度の範囲の変化が気温データに敏感に影響することの実例を含め、温暖化資料解析のセミナーを開かせていただいた。

測候所長は露場周辺の環境についてずっと気にされ、仙台管区気象台とも相談されて、年度末の 2007 年 3 月 26 日にクルミの木は伐採されることになった。この木は測候所敷地の外に生えていたものだが、持ち主は気象観測の重要性を理解されて、伐採の許しを出してくれたのである。

筆者は各地の観測所周辺で観測の邪魔になっている樹木を見つけると、その所有者や管理者（例えば市役所総務課）を訪問し、気象観測や温暖化監視の重要性を説明する。その際に、「もし気象台から伐採の申し入れがあれば許可していただけますか？ ······」と尋ねている。樹木の持ち主や市町村役所では、このことをよく理解してくれる。したがって、各地の気象台にお願いしたいのは、観測に邪魔になる樹木等があれば、周辺の住民に働きかけをして欲しい。

### 例 3：旧深浦測候所

去る 3 月 28 日に青森県の旧深浦測候所（現在無人）の周辺環境を観察した。深浦は気候変動監視目的の基準観測所に次ぐに適した観測所であるが、年平均風速が 1970 年ころから減少し当時に比べて現在約 35% も弱化している。この傾向は現在も続いている。深浦に行ってみると、南～南西側に松の木があり、風速計高度（13.3m）を超える 18m まで生長していた。

ここは深浦町の公園であり、道路脇の案内板によれば、この松は由緒あるもので江戸時代には奉行所があったという。現在の松はその 2 代目かも知れないが、由緒ある松なので伐採はできない。しかし、松の根本付近に笹が繁茂しており、さらに無人となった旧測候所の敷地内の入り口付近には生垣が約 3 m の高さまで生い茂っていた。これらが露場の風通りを悪化させ気温が局所的に高くなってしまう。

近くの住民の金沢兼作さんに会い、このことを話しておいた。帰宅後、金沢さんから電話があった。入院中の知人とも会っていただきて昔のことを確認していただいたところ、測候所創設の 1939 年当時は、笹はあったが現在のように繁茂していないく、南～南西方向の海岸風景を望むことができたという。ここは町の公園なので、笹の刈り取りは町役場に相談し、昔のようにきれいにしておくべきだろう、と話してくれた。

筆者は、この旧測候所（現在、特別地域気象観測所）の観測データが気候変動の監視上重要であることを説明するために、再度の深浦訪問を考えている。

~~~~~

共同研究者名の歴史的正書法「定冠詞+形容詞+名詞」の時代、

& 最近の気象講演会

安田 延壽(64 歳、仙台市泉区寺岡)

私の会員番号は 2254、若いのは番号だけ。1965 年秋の全国大会はたしか東京でした。私は修士課程の一年生。その時の口頭報告が気象学会員としての最初の経験でした。多分この時入会したのでしょうね。

「安定度を考慮した時の大気境界層について」という題名でした。定常状態の大気境界層内の風速鉛直分布を数値的に計算する仕事です。大気乱流をモデル化して取り込んだので非線形部分を含むとはいえ、方程式系の基本的性質は高度 Z を唯一の独立変数とする一次元二階微分方程式です。境界条件は下端 Z

$= Z_0$ で風速 $V=0$ 、乱流摩擦応力 $\tau / \rho_0 = (\kappa Z d V / d Z)^2$ 、及び上端 $Z=H$ (大気境界層高度)で $V=$ 地衡風、乱流摩擦応力 $\tau / \rho_0 = 0$ です。この研究では東北大学気象学講座の山本義一教授が提出した K E Y P S (三文字目の Y が山本教授の頭文字) の式で乱流を表現し、数値解を観測値と比較して、K E Y P S の式を検証する事が結果として目的となりました。ところが、当時の計算機能力は極めて貧弱で、現在の関数電卓並みでした。メモリーも非常に少なく、仕方なく、二つの境界条件の一方、即ち、高度の下端 $Z=Z_0$ から前進型方程式のように積分して、境界値問題の解を得ようとしていました。J A S などに載っている同種の研究でも同様の方法を探っていました。このやり方で境界値問題の本来の解を得る事が出来るはずもなく、仙台から東京タワーの天辺に留まっている雀をパチンコで撃ち落とすようなものです。後に東京学芸大学教授になられた島貫陸先生と計算方法をあれこれ検討した結果、下端からではなく上端から計算すれば、気象現象としては非現実的解となつても、数学的には意味のある解を得ることが出来ることが分かりました。次に IBM カード一枚に Fortran Program 一行分を穿孔し、分厚いカードの束を計算センターにもって行く。一週間ほどで結果が帰ってきますが、たった一カ所でもプログラム・ミスでもあれば、何にも計算してくれませんから、一週間が無駄になりました。そういう環境で学生は Fortran Program を作っていました。それでも 7 月頃までに幾つか計算例を得ました。これを連名で発表したのですが、研究者名を山本義一、島貫陸、安田延壽と書いています。研究作業に直接関わる人の名が最後に書かれます。それは至極当然のことであり、何の問題も疑問の余地もない事でした。山本義一という名が定冠詞の如く先頭にあることは、president が the President に成ることであり、名詞である学生としては虎の威を借りていたのです。定冠詞+形容詞+名詞という書き順が、当時の共著者名の正書法でした。論文に欠点があれば、最後に書かれている人(名詞)の誤謬と誰もが思うのです。この共同研究者名の正書法を、現在の基準で論評してはいけないです。共同研究者名表記法は歴史問題なのです。現在ならばこの様には書かないでしょう。名詞が先頭で、形容語句は後に続くわけです。昔の正書法とは違いますが、現在はそれが正しいのです。若い皆さんは昔の論文を読む時に誤解をしないで下さいね。また、Neo-liberalism が世の中を席巻している現在、否が応でも筆頭著者になっている研究論文の数が問題とされています。Neo-liberalism という妖怪が現在の共同著者名表記法を完璧に不動のものとしたのです。約半世紀で随分変わったものです。

その後私は、東北大学理学部に就職、気象研究所に転任、また東北大、さらに気象大学校へ転任、1990 年にまたまた東北大に転任。若い頃東北大にいた頃は、東北支部の幹事をやっていたことがあります、これと言った何かをしたという記憶があまりありません。きっとサボって居たのでしょう。

光陰矢の如し、数十年の時が流れました。私は、2006 年 3 月の退職までの短い間だけ、支部の理事として気象講演会の企画を担当していました。この気象講演会は、研究発表会ではなく、広く市民に気象学の研究成果をお返しする事が目的であり、本来大変重要な仕事です。今更そんなことを言ってもどうにかなるものではなく、若い人達のこれから努力を期待しています。私は 1998~2005 年度に担当していました。気象講演会は、前年から準備し一つの気象講演会を 2 年にわたって企画・準備・実行していました。尚、この講演会は理事会では「地方講演会」と呼ばれていましたが、2000 年度支部理事会に「気象講演会」とする事を提案し、以後そう呼ばれてきました。大学関係の理事と開催地の気象官署所属の理事が協力して実施してきましたが、私が担当した期間も、概ね開催地の気象官署所属の方々の努力に大きく依存していました。1998 年度以降の気象講演会の講演内容などは以下の通りです。

1998 年度: 11 月 30 日(月)秋田市文化会館、「冬に局地的な大雪や強風を起こすもの——メソスケール低気圧: 須田卓夫氏」、「降雪粒子の科学: 梶川正弘氏」

1999 年度: 8 月 5 日(木)盛岡市エスポワールいわて、【全体テーマ: いわての気象災害の軽減を目指して】、「大冷害をもたらした 1993 年のヤマセ: 児玉安正氏」、「岩手山の活動と自然災害: 斎藤徳美氏」、「平成 10 年 8 月末豪雨と過去の水害: 野口晉孝氏」

2000 年度：10 月 12 日(木)山形市遊学館、「サクランボは地域をどこまで変えたか——人・地域・気象——」：綱島不二雄氏、「山形の気象について：横尾強氏」

2001 年度：11 月 6 日(火)青森市文化会館、「風と地形と風力発電：力石國男氏」、

「『やませ』の特徴と青森県の稻作への影響：古川洋一氏」

2002 年度：2003 年 1 月 31 日(金)福島市市民会館、【全体テーマ：福島の気候特性と気候変動】、

「福島の気候特性と気候変動：長畠和博氏」、「福島の気候変動：渡邊明氏」

2003 年度：9 月 20 日(土)石巻文化センター、【全体テーマ：宇宙から見た石巻の海と空と大地】、

「海とヤマセが織りなす石巻の環境——宇宙からの視点——：川村宏氏」、

「『ひまわり』から見た宮城県の四季：藤田由起夫氏」

2004 年度：11 月 12 日(金)秋田市文化会館、【全体テーマ：異常気象を生きる——ブナや稻の護身術——】、

「冷害に強い稻作：鳥越洋一氏」、「酸性雨と樹木のかかわり：菊地勝弘氏」

2005 年度：11 月 13 日(日)盛岡市プラザおでって、【全体テーマ：銀河系、地球規模の視点から捉える岩手の気象】、「遙か南極の地に宇宙からのメッセージ(隕石)を求めて：矢内桂三氏」、

「地球温暖化と岩手の気象の今と昔：古川洋一氏」

2006 年度：11 月 10 日(金)山形市遊学館、【全体テーマ：雪氷にみる気候変動とそこに生きる知恵】、

「雪氷に見る過去の気候変動と未来の地球環境：中澤高清氏」、

「山形県の雪環境——その変化と暮らしとの関わり——：佐藤威氏」

1998 年度は前任者の田中正之先生が準備されたものです。また、2002 年度の気象講演会は、大学側の理事としては、準備から実行まで、私の代わりに福島大学の渡邊明教授が準備・実行あたりました。それ以外、1999 年～2005 年度(この年は 2006 年度の計画段階まで)の間、大学側の担当者としては、私が企画・準備・実行あたりました。1999 年度から前年度に科学研究費補助金「研究成果公開」に応募するようになり、2002 年度を除き、前年に私が開催地の気象官署などに行き(あるいは E-mail で)、講演会実行案を検討し、科学研究費「研究成果公開」の補助申請を行いました。1999 年度は 70 万円の補助金が認められ、講演会実施に大いに役立ちました。講演会の計画実施にあたって、私は次のような方針で臨みました。

- (1) 開催地の県民の要求や関心事に合う様な全体テーマなどを考えました。いわゆる「町おこし」的内容も積極的に入れようとした。
- (2) 講演の数は二つ位を想定していましたが、場合によって、三つだったりしました。1999 年度は、岩手山の爆発が盛岡地方で大きな関心事でしたので、その講演が入っています。
- (3) 後援者として、開催都市、教育委員会等教育関係には依頼し快諾を得ましたが、新聞・TV 等のマスコミは必ずしも上手く依頼が出来ませんでした。2003 年からは、環境保護関係の NGO 法人や NPO 法人に依頼し、快諾を得ますが、最近までは、まだ宮城県など以外は立ち上げたばかりの組織が多く、今後は成果を期待できる協力関係が築けるのではないかと思います。

多くの人が集まったかどうかは別として、私の印象に残った点は次の様なことです。2000 年度は高級サクランボ生産競争で米国に勝利した東根市と寒河江市のサクランボ生産の話題を取り上げました。講師の一人にサクランボ生産者の名も持ち上がりましたが、残念ながら本来業務のため実現できませんでした。御当地の高級サクランボ生産者を、敬意を込めて「さむらい」と言うそうです。一世を風靡した「孫」という歌を歌った大泉逸郎さんの本業は「さむらい」であるサクランボ農家である事もお聞きしました。講演者の一人、綱島不二雄氏は山形大農学部教授で気象学者ではなく農学研究者ですが、他分野の人との交流も得るものが多いと思いました。2001 年度は、青森県当局も取り組んでいた風力発電について、力石教授が研究した内容が中心でした。事後のアンケートを見ると八戸方面から来ている人がかなりおり、是非八戸でもやって戴きたいとの要望がありました。2003 年度は、仙台市で全国大会が開

催されるため、講演会をどうするかという話もあったのですが、この機会を捉えて、県庁所在地以外の開催を模索しました。三市ほど対象になったが、石巻市の若い市職員やそこに集まる若い人達が積極的に開催努力をし、石巻市で開催しました。石巻市の若い職員が土曜日に時間外手当もなしに精力的に運営・実行に努めてくれたことには大変感激しました。2004年度は木村隆昭秋田地方気象台長の熱意と実行力によって成功裏に行われました。木村台長は、世界遺産に指定されたばかりの白神山地を取り上げ、酸性雨に対するブナ林の抵抗を示す研究成果などが講演され、秋田の風土の特徴とホットな環境問題が中心となっており、時宜を得た内容でした。科学研究費の申請書も殆ど木村台長が書き、採択されると私は期待したが、「単に不採択にする為に考え出した理由」としか思えない理由で不採択となりました。2005年度は計画する立場として最後の年で、講演者の一人である佐藤威氏に雪氷学会の様子を聞きました。気象学会東北支部と同様な事を開催しているが、科学研究費補助金はしばしば採択されているとの事です。内容の違いは、演壇からの講演だけではなく、実験・観測などの見学などを必ず入れるようにしているそうです。2005年度計画については、科学研究費の不採択理由は、「講演内容は良いが、講演だけでは採択できない」と言うことでした。私が担当した期間でも、開催地の気象台や気象学関係者以外の方々の熱意や関心が高いときには、科学研究費の採択如何に関わらず、それなりの達成感を感じました。某県開催が予定された数年前に、多分開催年度にその県の地台長になるだろうと思われた人と、気象台の見学会と気象講演会を連続させる事を計画しておりました。残念ながら、その計画は、気象台長の人事が予想した通りではなく(あまり先の人事が分かるはずもないが)、二人の間だけに降る雪に夢幻と消えていった。東京地域では夏季大学が行われている。私が携わったのは、1977~1979年の三年間です。夏季大学は3日間だったと思いますが、100名に対し講演、実習、気象庁内の見学などを行っていたと思う。参加者から受講料も戴いていました。毎年好評でした。東北支部では、県単位で行わなければならぬし、小規模にはなるでしょうが、同様のことは出来ないだろうか。見学などは、気象台に限らず、大学やその他の研究機関も視野に入れても良いと思う。気象講演会は私個人には勉強になる事が多かったのですが、残す物がなく残念です。従来の形式にとらわれず、大胆に専門家意識を捨て、県民と共に作っていく事だと思いますが、これだけでは、あまりに抽象的な修辞に過ぎませんね。

(2007年5月筆)

気象学会東北支部と私

渡邊 健夫（日本気象学会東北支部会員）

気象学会との付き合いは長い。

昭和27年（1952）大学を卒業し、仙台管区気象台に勤務したとき学会に入会し、今日に至っている。昭和32年（1957）の東北支部創立当時は地震係長で地震津波を研究していたので、創立の経緯などは記憶にない。しかし、その後開催された講演会や研究発表会には頻繁に出席していたようと思う。

直接学会支部（理事会）との関わりを持ったのは、当台技術部長と管区台長の計5年間である。この時、当時東北大の近藤純正教授と安田延壽氏（のち教授）にはいろいろとお世話になった。特に近藤教授には大学に何度もお邪魔し、教えていただいたことを覚えている。

定年になってから、地震津波（古文書に関連させた）の研究発表を東北支部研究会にお願いしたことがある。確かに気象学会とは異質と思ったが、許可されて発表した。あとで近藤教授が理事会で積極的に賛成していただいたことを知った。

両先生とも年賀状などで今でもおつきあいさせて戴いている。

気象調査研究会の思い出

昆 幸雄（日本気象学会東北支部会員、盛岡市）

支部創立は昭和32年とのことです、上記の気象調査研究会は、もっと前から行われていたのではないか。私が始めてこの会に参加したのは確か盛岡測候所に赴任した2年後の昭和22年、福島県飯坂温泉、国鉄研修所（？）で、農林省小麦試験地所長八柳三郎氏との共同研究、「稻作における並木植えと矩形植えの微気象について」の発表の時、壇上で立ち往生した記憶があります。初めての発表というのに、図は作ったものの、原稿は作っておらず、飯坂への車中で話し始めの挨拶だけを考えていました。多分間に合わなかつたものと思います。この時中学、養成所の先輩である吉田作松さんに、発表の時は全文を書き上げ、何度も読んで暗証するんだと諭され、以後この教えを守って今日に至っています。

その後青森測候所に転勤、津軽海峡で海難が多いことに着目、荒天時に青函局の協力のもと、連絡船に乗船して観測を続け、「津軽海峡の風」を纏め、管区台長、青函管理局長の序文を頂き、36ページの小冊子を出したのも良い思い出です。

昭和32年盛岡地方気象台予報官になってからは専ら県内の地域天気の分布に関する調査に専念しました。この頃は予報技術検討会（予報官会議）が毎年あり、私達は年二回の調査研究会があると調査に励みました。当時はパソコンも無ければプリンターも無く、専らそろばんとタイガー計算機、それにガリ版刷り主体で、よく家内にそろばん計算を手伝って貰いました。

同じ冬型でも12月と1月では天気分布に大きな違いが有ること、それは気温と水温差の違いらしさのこと、また同じ北偏高気圧でも北上川沿いで南風の卓越する場合と北風が卓越する場合があり、850ミリバールの気圧配置で区別することが出来ると発表し、お褒めの言葉を頂いたのが契機となり退職後まで「ヤマセ」の調査研究を続けられたのは嬉しいことでした。

良く秋田や宮古、青森で雨なのに、盛岡だけが雪となりしかも大雪のことがあります。これは冬季内陸平野部の冷え込みにより、寒気が滞留しており、上空の雪が解けずにそのまま降った為のもので、局地予報のいい例と思います。

昨年も南岸低気圧の発達により岩手県沿岸で大きな被害が出ましたが、この種の予報は、少なくとも一日半位前に出して貰わないと避難に間に合わない、はるか沖合で操業している場合、港に帰るのに波が高くなると、船が波の上に乗った時スクリュウが空転し、普段の倍も時間がかかるというので調査に着手し、低気圧が九州の南にある時点で予報する方法を調査しました。福岡の700ミリバールの高度と、中国東北部と福岡の気温差で発達の目安が得られることを見出し有効に使っていました。

このような調査は今ではパソコンがあることでもあり、新しい資料を入れてもう一度検証して貰いたいものと思います。

地方における予報官の仕事は、数値予報プロダクトに基づく天気への翻訳にあると思いますので。

11月25日に咲いたたんぽぽ

福眞 吉美（元秋田地方気象台等勤務、弘前市住、日本気象学会東北支部会員）

平成15年3月に退職以来、庭に咲いていた日本在来の「たんぽぽ」を育てている。開花した花の数は、平成15年の6輪(2株)から、67、395、約1030輪と増えた。

全国の気象官署においては、生物季節観測の一環として、「たんぽぽ」の開花を観測している。私は知らなかつたが、この「たんぽぽ」には、エゾタンポポ・カントウタンポポ・トウカイタンポポ・カンサイタンポポ・シロバナタンポポ等、多くの在来種タンポポが含まれている。それぞれの気象官署は、身近な在来種の1種を選んで観測していくことになる。それぞれの種は、形状・大きさ・色等で区別でき、弘前市付近に自生するのはエゾタンポポと聞く。まれにシロバナタンポポもある。おそらく、福島県以北は同様であろう。私には、シロバナタンポポを除き区別できない。いずれの種も緑色の外総苞片が黄(又は白)色の花を下から密着しながら包み込んでいる。セイヨウタンポポは、外総苞片が花から離れている。

わが国の在来種タンポポの中で、エゾタンポポとシロバナタンポポは、セイヨウタンポポ・アカミタンポポ等の外来種と同様に、無融合生殖を行う。無融合生殖は、受粉なしに親と同じ遺伝子を持つ種子を作り、増殖する。種子は、いわばクローンである。カントウタンポポ・トウカイタンポポ・カンサイタンポポ等の代表的な在来種タンポポでは、他の花から受粉して種子を作る。受粉なしに増殖する植物例として、挿し木・取り木・シャガ(根)・ヒガンバナ(球根)等がある。

平成18年、わが庭の「たんぽぽ」が本当に受粉なしに増殖できるのかの確認に努めた。開花前に庭の3株を3個の小鉢に移植した。花が咲く直前に、虫が入らないよう1株づつ大きな袋に入れ、種子を採取した。タンポポは自家不和合(自分の花粉では受粉しない性質)といい、採取した種子(3株からの8輪分約1200個)は受粉していない。この種子は、比較的大きな別の鉢に植え付けた。この鉢の土には、事前に熱湯を注ぎ、他の草(特にたんぽぽ)が入らないようにした。この鉢から在来種のタンポポが複数株生ずれば、受粉なしに増殖したことになる。平成18年秋にはタンポポ様の草が20株ほど生じた。花は、まだ咲いていない。本誌が発行される頃には、結果が見えるかもしれない。

この種子を採取後の小さな鉢の1株から10月に蕾が4個現われ、11月2日・25日と開花した。2個の蕾は、雪に埋まった。庭の土の上に置いただけだが、最近流行の温暖化の影響かもしれない。春のように生き生きはしていないが、写真を見ていただきたい。



確実に受粉させないための袋の中の開花状況(平成18年5月12日)

参考文献

小川 潔、2001. 日本のタンポポとセイヨウタンポポ。130p. どうぶつ社、東京。
その他は、インターネットで、「無融合生殖 タンポポ」などと検索されたい。



タンポポのクローン候補であるたんぽぼ様の草(平成 18 年 8 月 29 日)



11 月に咲いた在来種たんぽぼ(平成 18 年 11 月 25 日)
右側に 2 日に咲いた花が見え、外総苞片が花に密着する在来種の特徴が見える。

地球温暖化が危惧され、異常気象が多発する時代に思う

池田誠也（日本気象学会東北支部会員）

1. 東北地方における長期予報（異常気象研究）の難しさ

日本の季節予報（後に長期予報、現在は気候情報）は、1933年（昭和8年）12月に大谷東平と佐々木孝一によって試みられた。

昔から東北地方の農業は冷害や干害に悩まされてきた。農民はこの地方特有のものとあきらめていたが、農民の農業に対する情熱と努力は決して他人に負けるようなものではなかった。農民の長年の労苦に報いるために、国は1946年11月、仙台測候所に長期予報係りの部署をつくり、12月に盛岡測候所（当時は支台と呼んでいた）へ産業気象研究所を導入して、気象克服のための体制をつくった。

戦後、間もない出来事ではあったが、その後の東北気象人（職員）の季節予報に対する拘りは根強く、長期予報は必ず東北からという伝統がかつてあった。今でも続いているものと信じてやまない。当時、東北の各県で気象研究会が開催され、選抜された論文が東北気象研究会で更に議論され、研究時報に掲載されたものである。

東北地方の冷害や干害の原因是、今までいうオホーツク海高気圧に起因するヤマセであり、日照り現象は太平洋高気圧（局所的には小笠原高気圧）に起因する干ばつであった。これらは、いずれも地球大気の大規模な循環場で議論されるべき現象なのだ。東北の場合、局所的にこれらの現象の一端を捉えていたことになる。当時は電計もなく、ましてデータも十分でなかつたことを思うと、その努力は多としなければならない。現在でもヤマセは完全に解明されていないし、難問である。

長期予報は本当に難しく、ありとあらゆる現象を取り上げ、それがどのように結び付いているのか等を解説しなければならず、大変な仕事であることに間違いない。

2. 世界の異常天候を監視する業務

現在、地球の温暖化が危惧されている。それを見越してか、気象庁は1974年4月から新しい長期予報課を予報部内に立ち上げた。またこの年に日本の気候変動調査会が「世界の異常気象実態調査とその見通し」を発表している。ちょうど世界各国がどうも地球の気候がおかしいぞという議論が交わされている最中であった。地球の温暖化や寒冷化は、実は異常気象の多発傾向と非常に深い関係を持っているのだ。異常高温が多発する時は温暖化が進み、異常低温が多発する時は寒冷化が進んでいることも事実である。

新しい長期予報課の目玉は“世界の異常気象を監視する”という新規業務であった。私事で恐縮しますが、専任された私と田代茂夫予報官の二人で作業が行なわれたのであるが、実務上は、朝倉正予報官、その他多くの関係官のご指導を頂いたことを記憶している。

当時、用いた気象データは世界各国から入電するクリマット報（月気候値の電報）で、その中身は月平均値の気圧や気温、月降水量、五分位法による月降水量の階級等である。

その当時、気象データは国際有線課が管理しており、ここで磁気テープを借りてから電計室に行き各種電報の中からクリマット報だけを取り出す作業を行なつたものだ。処理後のテープは長期に持ち帰って、北半球天気図上にデータをプロットするのだが、プロット作業はドイツ製のザイネテックス（X-Yプロッター）が行い、人間はただ見ていればよかつた。

データプロットのプログラミングで苦労したことは、観測地点の各データが緯度、経度を因子にして北極点に向くように調整することであった。

月平均気温の「異常」を定義するため色々の作業を行なった。詳細は割愛するが、その製品が「世界の異常天候分布図」として現在「天気」に毎月掲載されていることだ。開発した者の一人としてこれ以上の喜びはない。

過去の異常気象の実態を各国の文献や実際のデータで調べると、北半球では20世紀初頭から異常気象の頻発が目立つようになった。この傾向は現在も続いている。

1920年代に異常高温の出現回数がピーク（極値）に達している。その後減少傾向。一方、異常低温の出現回数は1920年代から次第に増加、特に1940年代から1970年代は異常高温の出現回数を上回っており、1970年代前半には小氷期（1350年～1900年頃）が再来かと国際的な論議になった。

結局、1970年代の後半に異常低温の出現回数がピークとなり、そのあとは異常高温の出現回数が異常低温の出現回数を上回っているようだ。

1981年秋、国際地理学会が東京で開催された。世界の異常天候監視業務の成果は、この分科会で「北半球における最近の気候変動と異常気象」（後に論文はGeoJournal, 1981に掲載されている）として発表したことを報告しておきたい。

3. 大干ばつと政変

1963年の夏、ウラル山脈付近から中央シベリアにかけて異常高温が多発した。ソ連の穀倉地帯が大きなダメージを受けたのである。FAOの資料から当時ソ連の穀物平均収量は1億3千万トンであった。FAOの速報では3千万トンくらいの減産になったという。アメリカの穀物商社カーギルが減産分を補給した。その煽りはもちろん、日本の穀物輸入量に響いたことを記憶している。

そして1973年は日本を含むアジア一帯が大干ばつになっている。ソ連からインドにかけて特に酷く、ソ連はこの年五千万トンの小麦をアメリカのカーギル社はもちろん、南米の各国から輸入している。

当時、フルシチョフがソ連の政権を握っていたが、コルフォーズやソフォーズの集団農場では農民が暴動を起こし、政情が不安になったことも確かである。このため、彼は1964年に退陣を余儀なくされた。次のブレジネフ政権は、農業政策には比較的明るかったが、1970年代にたびたび起きた干ばつ群にどうしようもなかった。そして1982年に急死している。1975年の干ばつはひどかった。当時、穀物の年収平均量は2億トンと見られていたが、穀物収量は1億4千万トンであった。その後、ゴルバチョフ政権となるが、ソ連の共産政権は衰退の一途を辿るばかりであった。ソ連の解体と民主主義を旗印にしたエリツイン政権が誕生している。気象は絶えず変動している。その中にあって長期の気象変動つまり気候変動が政治の世界をも変化させ得ることを示した例かも知れない。

4. 地球シミュ레이ターが示唆する地球の温暖化

最近、NHKのTV番組で見たことであるが、地球シミュ레이ターが2050年後の地球温暖化を示唆していた。北半球では亜熱帯海域がこれまでより北の方向に拡がるために、雨の降る地域も北上するイメージであった。四国のミカン栽培は気温が高くなるため不適地となり、岩手県や青森県に移るのではないかという観測が成り立つ。各方面で適地栽培の問題がおこる。また大気熱源が移動し、海洋の循環にも影響を与えるという。南半球ではこれまで観測されなかった熱帯低気圧が中緯度まで南下し、アマゾンの熱帯雨林地帯は雨が降らないので、消滅するかも知れない。

海流異変で魚がそれなくなると、海国日本の貴重な蛋白源が不足するだろうし、漁民の死活問題がクローズアップされるだろう。更に地球全体が温暖化の方向に向かうのであれば、南北両極の氷山が完全に溶け、アルプス、ロッキー、チベット等高い山々の氷河が消え去り、各国の大河（黄河、長江、メコン等）は干上がり、砂漠化と水の問題、食糧の問題が深刻な事態を迎えることになろう。当然のことながら、この影響は、やがて東北地方にも及んでくるものと思われる。

創立50周年によせて

佐々木 芳春（日本気象学会東北支部）

東北支部創立50周年、誠におめでとうございます。

支部創立が50年前の昭和32年5月26日であったこと、今まで全く気が付きました。私が気象界に入ったのが（宮古測候所採用）昭和32年7月10日ですので、ほぼ同時にスタートということになります。ちょっと感慨深いですね。勿論、入所当時はそのような気象学会があることは知りませんでしたし、たとえ知っていたとしても、自分のような新米が入会することなど夢にも考えられないことでした。

私が気象学会のお世話になることになったのは、図らずも「奨励金」の受領者に推薦されるという全く予期しない出来ごとが発端でした。今から丁度30年前（昭和52年）のことです。さしたる業績もないまでの心苦しい受領でしたが、この栄誉も、昭和45年に創設された秋田気象レーダー（以下、秋田レーダー）との出会いがあったからこそと思っています。

秋田レーダーの誕生は、新しい情報の入手を可能にし、海上に気象データのない日本海側の気象官署にとってはまさに海からの使者、その成果に大きな期待が寄せられました。

ここで創設当時の秋田レーダーを少し振り返って見ましょう。

秋田市八橋の運動公園に真っ白なレドームを冠ったレーダー塔がお目見えしたのが昭和45年の春、レーダー観測の運用開始は6月23日となっています。観測員4名、1日3回観測でのスタート。

まず驚いたのは、ブラウン管に映し出される独特の地形エコーでした。男鹿半島、鳥海山、太平山、そして奥羽山脈など、その形は今も目に焼き付いています。

レーダー観測は即時性、速報性が使命ですが、スケッチ観測、スケッチ図の作成や伝送など、初心者には全く慣れない仕事で、目新しいエコーを見つめながら日々時間とのたたかいでいた。

秋田レーダーの特徴はなんと云っても雪のエコーです。海上に整然と広がる縞模様のエコー、その鮮やかなコントラストにはただ唖然とするばかりでした。自然界の偉大な力、素晴らしい。

函館レーダーや新潟レーダーには見られないようなパターンも現われ興味津々です。

このレーダーの威力が発揮されたのは、昭和48年～49年冬期の秋田県を中心とした記録的な大雪時のレーダー・エコーでした（秋田県では殆どの地点で降雪や積雪の記録が塗り替えられた）。

幅数10キロの帶状エコーや線状エコー、渦状エコーなど、これまで目に触れることのなかった活発でスケールの大きなエコーが連日のようにブラウン管を賑わし、多くの貴重な資料が得られた。

この大雪を契機に東北地方では「季節風時の降雪機構の解明」に向けて大いに機運が盛り上がった。

昭和50年台に入ってアメダスが展開され、更に昭和52年には気象衛星ひまわり1号が打ち上げられたことで、より詳細な資料が整い、日本海における季節風気団の変質や海上で発生する雪雲のパターンの分類、メソじょう乱の解析等々多くの調査・研究が進展した。

私の受賞は「メソじょう乱に伴う局地気象の解析」を奨励するというものでした。

その後気象レーダーのデジタル化が進み、昭和57年5月名古屋・福井レーダーで全国初のデジタル化システムによる運用を開始、順次新システムが展開された。仙台・秋田レーダーも昭和63年4月からデジタル化装置により観測が開始され、東北でも気象レーダー設置以来続けられてきたスケッチ観測、通報作業に終止符が打たれた。

レーダーエコーがデジタル化されることにより観測データの均質化、データ伝送のスピード化が図られた。発達した気象じょう乱に伴うエコーが全国規模でしかも瞬時に見られるというレーダー・エコー

合成図は降水短時間予報を充実させ、洪水予報等の向上に大きく貢献している。

昨年の冬は「平成18年豪雪」と命名されるほどの記録的な豪雪で各地に大きな被害を及ぼしたが、まさに「48豪雪」のエコーパターンの再現であった。秋田レーダー単独ではみられないスケールの大きな帶状エコーが毎日のようにテレビ画面を賑わす、その迫力に驚くと共に電子技術の進歩に感嘆した次第である。一方、今冬は記録的な暖冬で秋田市では真冬日がなし、最深積雪や降雪量は過去最少、逆に日照時間は過去2番目に多いという。県内のアメダス観測地点でもほぼ同じような傾向が見られ、まさに記録尽くめの冬、そして異常気象である。

先般、「気候変動に関する政府間パネル」(IPCC)が地球温暖化に関する報告書をまとめました。温暖化はますます加速しているし、その原因は人間生活から排出される温室効果ガスによる「可能性がかなり高い」とするものである。世界各地で起っている異常気象も温暖化と無縁ではないと云われ、日本での集中豪雨や豪雪そして暖冬などもその例外ではなさそうです。

気象研究所でも今後の気候変動等に關するいろいろなシミュレーションを行っていますが、これ以上地球環境へ悪影響を及ぼさぬよう気象学会と共に温暖化問題には警鐘を鳴らし続けて欲しいものです。

~~~~~

### 編集後記

50周年記念文集の発行にあたって、沢山の方から寄稿していただきました。感謝申し上げます。お寄せいただいた原稿には、東北支部の思い出が随所にちりばめられており、改めて50年の歴史を感じさせられました。

多くの方に支えられてここまでできることを励ましとして、51年目から、また、一歩一歩進んで行きたいと思います。

記念文集編集担当：安田 宏明  
(日本気象学会東北支部事務局)