

## 長期予報の発展\*

朝 倉 正\*\*

### 1. はじめに

現在でも気候、大気大循環、長期予報は一連のものと考えられている。これは発展の途上にある学問としてはさけることの出来ない過程かも知れないが、あと10年もたてば、これらの違いがはっきりとされるに相違ない。現在、WMO では世界気候計画を進め、気候研究については国際学術連合(ICSU)と合同委員会(JSC)を設けている。対象とする気候の時間スケールは数週間から数10年をとっているため、長期予報は気候研究の一環にくみこまれている。しかし、数週間先きの予報と数10年先きの予報とは支配因子が同じではない。ここにも長期予報と気候との間にある考え方の違いはあいまいなままに残されている。気候研究の目標として、予測可能性の限界を決めること、人間活動の気候に及ぼす影響を明確にすることがあげられている。この目標に向かって、現在は気候形成に重要な雲の放射特性や海洋の気候に対する役割を明らかにするところからスタートした。すなわち、現在は気候の形成過程を物理的に理解することに重点がおかれている。

たとえば、東アジアが梅雨になるころ、東南アジアではモンスーンが始まり大雨が降るのに、その西のアラブからアフリカにかけて砂漠気候が広がっている。どうしてこのような気候分布になるのか、その必然性はどこにあるのかを物理的に理解することが現在必要なのである。これは診断的な研究であり、予測の研究ではないことを指摘しておきたい。

長期予報は平均的な気候状態からのずれを予報することが当面の目標となっている。そのずれをもたらすものは、往々にして例年と違った低気圧や高気圧の活動に求められる。そういう面から考えると、少なくとも高・低気圧の動向を予測しなければ長期予報がだせないことに

なる。長期間の高・低気圧の動向は作用中心とよばれている大規模な高・低気圧たとえばシベリア高気圧とかアリウシアン低気圧に支配され、またこれらの大きな高・低気圧は上空の波数1, 2のいわゆる超長波に支配される。超長波がどうしてまたどのように変化するかを予報する問題は、もっとも先端をゆく大気大循環論や数値実験による気候のシミュレーションに直結する。ここに長期予報の進歩と大気大循環の研究との間に密接な関連性のあることが理解できよう。

しかし、大気大循環が究明されたとき、長期予報の研究も完成されると考えるわけにはゆかない。将来、十分な観測をもとにして大気大循環の正確な様相が描かれ、エネルギーや角運動量の釣合いがわかったとしても、それは診断的なことで予報的なことでないからである。

長期予報にとって、気候形成の物理的理解や大気大循環の解明は必須な栄養源である。この栄養を長期予報の活力に変えることが、長期予報法の本質である。これはかなり難しいことで、苦しい歩みを続けている。現在、長期予報を行なっている国は第1表にまとめてある。

### 2. 研究面から見た日本の長期予報の生いたちと進路

日本の長期予報の歴史は外国と違う。アメリカやイギリスでは週間予報から1カ月予報そして3カ月予報への路を進んでいる。カナダは週間予報から半月予報にふみ切ったところである。このように予報期間をしだいに延ばして進歩する方法は理解しやすい。だが、日本の場合はまず、暖候期(4~9月)の天候を予想する季節予報の研究から長期予報が始まった。学問の立場から言えば逆さまである。ここに日本の長期予報の特殊事情があり、苦しみもある。

日本の長期予報の研究は、東北地方における冷害をなんとかして防ごうとする農民に対する愛情から出発している。明治凶作群と言われる大凶作が明治35年, 38年, 大正2年と相ついで東北地方をおそった。この凶作が契機

\* Historical Review of the Art of Long-range Weather Forecast.

\*\* Tadashi Asakura, 気象庁気候変動対策室。

第1表 外国の長期予報一覧(ABC順).

国名	予報期間	予報対象など
ブルガリア	1カ月	気温, 降水量
ビルマ	1カ月, 2カ月	降水量
カナダ	半月	気温
中国	1カ月, 3カ月, 6カ月, 1年	気温, 降水量, 台風
チェコスロバキア	1カ月, 3カ月	気温, 降水量, 雲量
東独	1カ月(テスト)	気温, 降水量, 雲量
西独	1カ月, 3カ月	気温, 降水量
フランス	1カ月	気温, 降水量, 天候型
グアテマラ	6カ月(計画中)	
ホンコン	3カ月, 6カ月以上	降水量
ハンガリー	1カ月, 3カ月	気温, 降水量
インド	1カ月, 3カ月, 6カ月	降水量, モンスーンの始期, 終期
インドネシア	1カ月, 1カ月以上	降水量
イタリア	1カ月(計画中)	
ジャマイカ	1カ月, 3カ月	降水量
ヨルダン	3カ月, 6カ月	降水量
リビア	6カ月(10月~3月)	降水量
マダガスカル	1カ月, 3カ月, 6カ月(以上)	降水量
モンゴル	1カ月	気温, 降水量
オランダ	1カ月	気温
オーストラリア	計画中	
パキスタン	3~4カ月	気温, 降水量, ヒマラヤの積雪
ペルー	1カ月	気温, 湿度
ポーランド	1カ月, 3カ月	気温, 降水量
ポルトガル	1カ月, 3カ月	降水量
サウジアラビア	1カ月~1年(1980年から予定)	
スーダン	1カ月	気温, 降水量, 天候
チュニジア	1カ月, 3カ月	降水量
イギリス	1カ月(テスト中)	気温, 降水量, 日照時間, 霧など
ソ連	1カ月	気温, 降水量
ユーゴスラビア	1カ月	気温, 降水量
アメリカ	1カ月, 3カ月	気温, 降水量

となって、豊凶予知に農学者が取り組むようになった。旧盛岡高等農林学校の関豊太郎は“飢饉は海から来る”の俚言どおりに、寒流が春から優勢なことが冷害の原因であると指摘した。農事試験所の安藤広太郎もまた4月の気温、5月の水温とその時の気圧配置から8月の低温が予報できると結論した。注目すべきことは、これら初期の研究は農学者によって進められたことで、しかも、その論ずるところは今日でも価値がある。

一方、気象学者はおもに気候学的立場から米作との関係を論じた。岡田武松は明治43年に発表した有名な梅雨

論で、北日本の冷夏は三陸沖に張り出すオホーツク海高気圧が原因であることを指摘した。さらに、岡田はインドのモンスーン予報に用いられたウォーカーの相関法を導入し、宮古など北日本各地の7~8月気温と世界各地の気象要素との相関係数を計算した。

海洋とオホーツク海高気圧の重要性を指摘した成果は受けつがれ、海洋観測船 凌風丸は冷害を予報する長期予報のために建造された。昭和10年代に中央気象台内に研究室が設けられたが、みるべき成果はなく、むしろ現場で農民と接する森田、田島など仙台管区気象台員達によ

って進められた。

この血の流れはその後の長期予報の研究を支え、戦後、急速に進歩した大気循環論の諸発見は直ちに長期予報の研究に取り入れられた。たとえば、安藤(1956)は空気量の変動から大循環の変動を予測し、高橋らは高層平均天気図を作成して日本の天候を支配する大規模な偏西風波動を解析した。和田(1961)は熱の南北輸送の重要性を指摘するとともに、成層圏に着目した研究を推進してベルリン自由大学のシュルハグ教授に注目された。また、関根(1970)らはレックス(Rex, 1950)が発見したブロッキング現象を日本の長期予報に導入した。また、6~7年の周期で変動する大気環流を研究した松倉(1968)はその影響が地軸の変動に現われていることをつきとめた。

最近の長期予報は広域の天気図を解析して予報を組み立てるようになった。いわば、数値予報が導入される前の短期予報にやっと追いついたところである。朝倉(1968)、久保木(1971)らは臨場的な経験から天気図の見方を開発し、予報法の進歩をもたらした。大気循環のシミュレーションは広域天気図の解析に重要な情報を提供しているが、それだけでは片手落ちで、物理に基づいて、コンピューターを用いた予報法の開発も急ぐ必要がある。現在はその方向に一歩あゆみ出したところである。

### 3. 超長波と長期予報

長期予報は個々の低気圧を対象にするのではなく、それを支配するもっと大規模な気圧系を対象にする。昔はこれを作用中心という概念で表現した。Teisserenc de Bortは作用中心の変化によって天候のベース変換が起こることに注意を喚起している。この業績は今なお生きている卓抜した発見といわねばなるまい。その後の長期予報の研究はこの発見に基礎をおき、何とか作用中心の位置や強さを予報することに懸命となった。そのことは今日なお続けられているが、作用中心の物理的考察が進まないために、多くの統計的な手法が導入された。たとえば、Walker, Braakなどは広域の相関関係を調べ、大気中に北大西洋・北太平洋・南半球の3大振動があることを指摘し、Brückner, Berlage, Haurwitz, 高橋(浩)は大循環に35年、22年・9年等、5か月・2.5か月等、35日、25日等の周期変化のあることを見出し、これによって予報することが試みられたが、十分な成果をあげるまでに至らなかった。このような統計的研究に将来性があると

考えている人は少ないようである。

むしろ、シノプチックな天気図解析から作用中心と個々の高・低気圧との関係を調べた研究の方が、現代の予報の基礎となっているとも考えられる。たとえば、作用中心と移動性高・低気圧とに相互関連があり、ある一定期間高・低気圧はほぼきまった運動をくりかえすが、その間に作用中心は高・低気圧の影響をうけて変化する。そのために、次の一定期間の高・低気圧は別な運動をくりかえすというように大気は変動している(Multanovsky)。また、移動性高・低気圧は作用中心によってきめられる一般流の方向に流される(Baur)。長期予報の研究から生まれたこれら2つの発見を、現代気象学の言葉であらわせば、前者は一般流とじょう乱との間のやりとりでIndex-cycleに相当し、後者は初期の数値予報がとり上げたうずが一般流に流されることにあたる。

戦後、北半球の高層天気図が作られると、すぐさま長波の考え方が取り入れられた。たとえば、Rossbyの公式はそれまで統計的に確かめられていた遠隔地の大気が相互に関連している事実を理解する最初の手づるとなった。また、Rossbyの弟子であるNamias達は早速公式を用いて作用中心の位置を予報しようと努めた。彼等の努力はかなりoperationalな面に集中し、平均図やその動気候学的特性を参照し、5日以上長期予報法を組みだしたが、その歴史は失敗の連続といわねばならない。Namias達はRossby公式を実際に適用し、実況に合うように補足したり、補助的手段をつくったりした。しかし、その方法は実用面の価値を追及することに汲々としたプラグマティズムな方法といえよう。そこには“何故”という立場を棄てた研究のゆきづまりを感じさせる。

日本では、実際の大気について調べた窪田・飯田は波数4以下は大きな乱渦から小さな乱渦にエネルギーが一樣に流れるときにできるスペクトル分布に似ているが、波数1~3はそれらと全く違う性質があることを指摘した。荒井もまた、10年間の資料から波数1~3は平均的には停滞性の波であることを示した。

一方、Le Seur, 和田, 須田, 植木, 朝倉等は長期間にわたる異常天候は大気環流が平年の状態から大きく偏倚し、とくに波数1~3の波が持続的に発達する場合に観測されることを指摘したが、これは作用中心の考え方を波数1~3の長波の変動に結びつけたものと解釈される。したがって、長期予報の対象は波数1~3の長波の変動にしばられるようになった。このような背景の下に

いつ頃からかはっきりしないが、波数1~3の長波と波数4ないし5以下の長波とを区別して考え、前者を超長波と呼ぶようになった。

現在の長期予報にとって超長波がとくに重要な意味をもっているのは、大寒波や冷夏などをもたらすブロッキング高気圧を予報できるかも知れないという期待がかけられているからである。初期の頃、安藤、渡辺などは傾圧不安定論を適用して何とかブロッキング現象を説明しようとした。その頃はまだ長波と超長波の区別がはっきりしなかった時代で、偏西風帯の安定理論は傾圧不安定一本の時代であったためにその努力は実らなかった。

村上、渡辺、菊池等が指摘しているように、ブロッキングは偏西風の free oscillation というよりも、forced oscillation によって起こると考えられている。その要因としては、地形による強制上昇だけでなく、異常な熱分布を解消させるために起こることが考えられている。これは、片山が荒川・Mintzの大気大循環の数値実験で、ノーマルでない熱分布のときブロッキングができた経験からも、かなり確かな原因の1つにあげられよう。また菊池は、ブロッキングが形成されたとき波数2の超長波がもっとも大量の熱と角運動量を北極地方に輸送し、4セルの循環ができることを数値実験で示した。また朝倉は、大規模な寒気の吹出をもたらす超長波の変動は波数2がエネルギーの面から重要な因子になっていることを指摘した。

このように波数2の発達・位相変化の予報は長期予報の当面の目標になっているが、超長波の安定理論が確立されていない現在、総観解析の積み重ねによる経験からブロッキングが形成される総観過程をモデル化し、それによって予報する努力が払われている。

#### 4. ブロッキング高気圧と長期予報

異常な天候たとえば、長雨、低温、豪雪はしばしばブロッキング高気圧ともなって現れる。長期予報にとってブロッキング高気圧の発生機構、原因の究明は欠くことができない。予報官にとって、ブロッキング高気圧は宿敵であると同時に興味のつきない対象でもある。ブロッキングとは西風をブロック（阻塞する）するところから名づけられたもので、分流型と南北流型とに分けられる(Sumner, 1954, 63)。

レックス(1950)はジェット気流が少なくとも経度45°以上の地域にわたって分流し、10日以上持続することを条件にしているが、サマー(Sumner)は空間的広がりや

持続時間については何も制限していない。片山(1969)によると、多くの人がブロッキングの特徴として指摘している点は、(1) ジェットが分流、(2) 切離低気圧が共存、(3) 西進する、(4) 寿命は10日から30日ぐらい、(5) 発生しやすい時期(1~3月)と場所(大西洋と太平洋)とがある。

長期予報は異常天候を予報することが主目的であるから、常にブロッキングができそうかどうか気を配っている。長年の経験でいくつかの前兆がわかった。たとえば、中緯度における熱輸送が著しく大きくなったらそれが前兆で、その後急減した時ブロッキング高気圧が形成される。同時に波数2の偏西風じょう乱が発達して西進を始めたら、まずブロッキング高気圧が形成されると見てよい。通常は低緯度にあるべき温暖な高気圧が高緯度であり、高緯度にあるべき寒冷な低気圧が中緯度にある。このようなパターン自体に見られる変則に対応して天候にも異常性が生ずるのだが、別な見方をすると大規模な熱交換をしているのである。このような熱交換は超長波(とくに波数1および2)によって行われる。

ブロッキングの観測事実として重要な点は、発生しやすい季節と場所が決まっていることである。季節が決まっていることは海陸分布の熱的コントラストが重要であることを示唆し、場所が決まっていることは山岳地形の効果が大きいことを示すものであろう。菊池(1971)は両方の効果を入れて数値実験をしてブロッキングの成因を求めた。その結果によると、波数2の偏西風じょう乱が発達して角運動量を高緯度まで輸送して北のジェット気流を作り、また、多量の熱を高緯度に運んで新しい子午面循環(3セルから4セル循環)を作ることがわかった。数値実験によってブロッキングの形成された地域をレックス(1950)または片山(1969)の統計と比較すると、境界条件が海陸分布だけの場合は似ていないが、山岳だけの場合は似てくる。もっとも実況に似ているのは山岳と海陸分布の両方の効果が働いた場合である。しかし、両方の効果が常に働いている実際の大气でいつもブロッキングができるとは限らないので、ある条件の時のみ両方の効果がブロッキングを作るのに役立つのであろう。ツングとリンゼン(Tung and Lindzen, 1979)によると、両方の効果は位相が逆だが、時たま位相が合う。この時ブロッキングできるのだという。どういう条件の時位相が合うのが問題であるが、大変に興味がある。

### 5. 成層圏突然昇温と長期予報

村上等が指摘しているように、対流圏の小さなじょう乱は上空にゆくにつれてエネルギーが減少し超長波だけが残る。成層圏天気図をみると、新田・広田・朝倉などがすでに本誌に何回か紹介したように、波数2の超長波が発達している。対流圏と異なり、成層圏においては超長波自体がじょう乱の役目を果たしている。これは長期予報者にとってたまらない魅力の1つになっている。というのは従来、長期予報では時間平均をしてじょう乱を平滑化した平均天気図を基礎資料にしている。しかし、時間平均することによって定常的な波が残るので、超長波の動静をみるには都合がよい反面、平均操作によって乱流のような複雑な問題が起きてくる。時間平均をしない毎日の成層圏天気図を解析する限りこのような欠点は生じない上に、超長波の動静を明確につかまえられる利点があるからである。とくに、ブロッキング現象が突然昇温前後に観測されている解析事実は実用上役立つように思われる。

成層圏における気象現象は対流圏にその源があることはよく知られている。そういう意味では成層圏の気象現象はいわゆる「打上げ花火」に似ていると云う人もいる。成層圏の現象を理解するためには、対流圏気象の基礎の上に立って考えることの必要性はいうまでもないが、長期予報の関係者が成層圏気象に熱心なのは、目新しい事に飛びついたのではなく、約100年前から追求している作用中心の変動をいかに予報するかという問題追求の一面であることを理解する必要がある。

対流圏と成層圏の違いで特筆すべき現象は先に述べた突然昇温である。この現象は冬季節だけに生じ夏季には発生しない。発生する場所は極夜ジェット気流の吹いている偏西風帯中に限られ、偏東風の吹いているところでは発生しない。この条件は突然昇温の原因を考える時重要な鍵になる。突然昇温は一冬の間に1回ないし数回起こり、発生高度はストラトポーズ近くと推定されている。昇温域が下層に伝わってくるので、突然昇温は太陽活動が原因でないかという研究もあったが、間もなく否定された。

突然昇温がどうして成層圏にだけ発生するのであろうか。チャーネイとドレイズン(Chaney and Drazin, 1961)の研究によると、偏西風がある臨界値以下の時のみ対流圏のじょう乱のエネルギーが成層圏にまで届くことがわかった。冬と夏の循環が違うのは、夏は偏東風が吹いて対流圏からエネルギーが伝わらないためと考え

られている。松野(1970)によると、アリューシャン高気圧は対流圏の波数1のじょう乱が成層圏に伝播して作られるという。また、笠原(1973)は大循環モデルを用いたシミュレーションにより、波数1だけでなく波数2もエネルギーを対流圏から成層圏に輸送してアリューシャン高気圧が形成されることを示した。さらに高気圧がアリューシャンにできるのは大陸と海洋の加熱分布が違うためであるという。

このように対流圏は成層圏のエネルギー工場の役目をしている。対流圏で波数1と2の振幅が著しく増大してそのエネルギーが成層圏に伝わると、成層圏では熱を北極に向けて大量に輸送する。その結果、高緯度では気温が上がり、低緯度では気温が下がるので、そこに子午面循環ができて偏西風を弱めてしまう。それが続くと偏西風はついに偏東風になり、対流圏からのエネルギーが伝わらなくなる。この層の近くの偏西風はエネルギーを失って偏東風になるので、成層圏ではますます対流圏からエネルギーの補給が受けられず、ついには成層圏の大部分で東風が吹く。観測事実として、偏西風帯が破壊されて偏東風が吹くようになると突然昇温が起こる。上記のようなメカニズムが突然昇温の原因と考えられている。

成層圏現象に注目した実用的な長期予報法は、根山(1965)によってつぎの2つに大別された。1つは対流圏でのパターンや気候に先行する成層圏の特異現象を発見すること、もう1つは成層圏での気象要素と対流圏のそれとの間におけるtime lagの高相関を利用する方法である。前者の例として、ドイツのラビツケ(Labitzke)は熱帯成層圏の風向と最終昇温の時期とドイツにおける夏の天候との関係を調べた。熱帯で西風が吹き、最終昇温が早いと夏の天候は順調、逆に熱帯で東風が吹き、最終昇温が遅いと夏の天候は不順になる。また和田は、最終昇温が3月だと冷夏(1954)、1月だと暑夏(1955)になったことに注目した。朝倉は、秋(10・11月)に成層圏極夜低気圧が100 mb面上で早く形成された年には冬(12・1・2月)の気温は低く、遅い年には暖冬になると述べている。その様子を25 mb天気図上で見ると、アリューシャン~ユーラシア間に温度傾度が早く(遅く)確立した年は、極夜低気圧は北極近く(遠く)にあってその勢力範囲は広く(狭く)シベリヤ大陸とアメリカ大陸をおおう。このような年の来るべき冬季の気温は低い(高い)という。根山は、Marcus島上18 km高度でその年にはじめて東風の出現した日から1か月後に西

日本は入梅になり、5・6月中の同島上 18 km 高度の偏東風が飛躍的に強まり、10 m/s 以上が少なくとも5日以上連続した最初の日から1か月後に西日本は梅雨が明けて夏になるという。次に、成層圏での気象要素と対流圏のそれとの間に time lag のある良い相関を求めて行う方法について述べる。朝倉は秋の極夜低気圧の動向が来るべき寒候期の寒気の動向を示す示標になるとの立場をとって、館野の10月の 30 mb 気温と冬期東日本の気温との関係が非常によく対応していることを指摘している。今田は、St. Paul 島の11, 12, 1月の 100 mb 平均気温と広島(6, 7, 8月)の平均気温とに0.69の正相関があり、100 mb 面で  $-50^{\circ}\text{C}$  より暖かいと夏季気温は高く、逆も成り立つと述べている。

### 6. 総観解析と長期予報——相関シノプティクスの考え方

日々の天気予報では、高・低気圧、前線、気団の現状をよく解析し、数値予報の予想天気図も参照して、将来の気圧配置を頭に入れた上で天気図に翻訳して予報する。このやり方をそのまま長期予報に適用できないのは、予報期間に比べて、高・低気圧などの寿命が短いからである。すなわち、現在の天気図に現われていない高・低気圧を予報しなければならない。長期予報は常に環流の変革を予想しなければならないが、それに実用上役立つ理論的研究はまずないといってよく、僅かに数値実験による成果に期待をかける段階である。したがって現状では、総観解析を積み重ね、それを統計的な手法で処理する方法がとられている。これを日本では相関シノプティクスとよび、アメリカでは Synoptic-statistical method とよんでいる。

松倉、柏原、久保木、竹永などは大規模な環流の変化過程と日本の天候との関係を追求し、異常天候の多くはブロッキング過程の中に伴って起きていることを共通して指摘した。そして、ブロッキングが形成される過程を10日前、20日前、30日前と追跡してゆくと、関根、柏原、田代等が指摘しているように太平洋域、および大西洋域からブロッキング波が西進している。このような経験が蓄積されれば、日々の天気図と同じように平均図だけから環流の変化を予測することが可能となる。そこで、ある現象がおきた場合の天気図群とそれと反対の現象がおきた場合の天気図群を比較して、その相違点を追跡するために、両群の差の分布を作ると、それは Stidd や久保木、朝倉が指摘したように相関図に相当する。そ

の相関図をみると、正相関域や負相関域はまとまった形で北半球上に分布し、ちょうど超長波の相互関連を示しているように見える。この相関図が示すシノプティックな意味を考えながら予報するので、相関シノプティクスと名付けられ、これによって気象俚言のシノプティックなイメージが明確化されてきた。たとえば「5月の富士山の風速が強いと、北日本の夏は冷たい」という関係は、和田によって次のように説明されている。5月に富士山の風が強いのは、寒冷な空気を伴った北極のうずがオホーツク海地方に南下し、中緯度高圧帯との間に強い傾圧場が形成されるためである。北極のうずに伴った寒気は、のちに地上に高気圧を涵養し、夏季、親潮のために寒気源となるベーリング海方面の寒気や北極海の寒気を北日本に移流させるために北日本は冷夏になる。

大気の流れの場は定常時系列でなく、相関の値は資料が増すにつれて小さくなり、しばしば相関関係が逆転することさえある。したがって相関係数の大小だけに関心をもつ方法は必ず失敗している。大気環流との相関図を作っても、やはり同じことがいえる。Lamb, 根本等が指摘しているように、1960年頃から大気環流のモードが変わってきている。佐藤によると、日本の天候を支配する大規模な気圧系の仕組みも変わってきているために、日本の天候と大気環流との相関分布図も変わってきている。すなわち、日本に寒気をもたらす場合を例に考えると、その総観過程は1つだけでなく、北東からくる場合と北西からくる場合とがある。前者の環流型と後者の環流型とでは、北半球全体の環流型式は違うのにもかかわらず、両者をこみにして相関をとってしまうと、前者の環流型が卓越していた時期の相関図を後者の環流型が卓越している時期に適用するあやまりをおかすことになる。それを避けるためには、電子計算機を利用してやみくもに相関を計算するのではなく、物理的な考察の下に大気環流をまず層別化してから相関分布を算出し、それを総観的に解釈して意味づけを行なうことである。その際、着目すべき点は、極渦と超長波の位相である。日本の天候はしばしば大西洋の偏西風帯が尾根になるか谷になるかによって大きく変る。このことに関連して Girs は、大西洋の環流型式に着目して大気環流を分類しているが、それがのちに極東の環流型を変えてしまうことは興味のある問題である。

相関シノプティクスは大気の teleconnection の一面を表わしている。実際の大気は統計的にきめられた teleconnection と違う場合がある。そのような場合、予報は

外れる。その原因は恐らく、地表面における境界条件、たとえば、雪面の変動とか海水温の異常などのために、大気は普通と違った釣合い方をすることが考えられる。Namias がこの方法にとくに“物理的”という表現をしたのは、統計的に得られる大気の teleconnection に境界条件を加味して、将来を予測することを考えているためである。たとえば、1962~63年の世界的な異常気象の冬をもたらした原因論にその例がみられる。1962年の夏から秋にかけて、ハワイ北方の海水温はかなり高温状態が持続した。そのために、その付近では低気圧がしばしば発達する傾向があって、そこに定常的な谷が形成されただけでなく、非常に発達し異常に強いサイクロゲネシスの場となった。これにうず度輸送の考え方を適用し、上記の大気の teleconnection の作用を組み合わせると、北米西岸からアラスカにかけて尾根が形成されるようになる。ハワイ北方の暖水温により維持される谷が持続する限り、アラスカの尾根も持続的に強められ、北米東岸に沿う谷に向かって極気団を送りこむ作用をする。この極気団は例年になく強いので、北米東岸を北上する低気圧群を急速に発達させた。その結果例年の位置より南方で低気圧は閉塞し、アイスランドやヨーロッパ北方にブロックング高気圧を発生させ、同地方は異常な暖冬となったという。この研究に示されるように、大循環の統計的構造に境界条件を加味することは、将来性のある一方法と考えられる。

## 7. 海洋と長期予報

長期間の天候は海洋の影響を受ける。大気は海洋に運動量と熱を与え、海洋は大気に熱を与えるので独立したものでなく、お互いに関連している。とくに、大規模な大気循環は海洋の影響が大きく、重視されている。しかし、長期予報にとって海洋の役割を具体的に記述できるところまでに至っていない。1982年5月東京で開かれた「世界気候研究計画における大規模海洋実験に関する研究会議」で討論されたように、何を調べたらよいか分かるために必要な研究を明確化する段階にある。とは云え、1981年10月14~16日ニューヨークのラモントードヘルティ地質観測所で開かれた第6回気候診断ワークショップでは、赤道海域の海水温が中・高緯度の大規模な大気運動に影響しているという類の研究は新しい潮流になっている。また、中緯度の天気予報に必要とされる海洋データの範囲は予報期間によって異なり、3~5日先きの予報に対しては海面水温(~10 cm)が必要、4~10日先

きの予報に対しては深さ約5 m、1週間~2か月先きの予報に対しては深さ約100 mまでの水温の資料が必要で、大気と海洋の循環は切り離せないことを示している。

長期予報では三陸地方に伝わる俚言「飢饉は海より来る」からわかるように海況を重視した。このような傾向は外国でも見られ、アメリカの長期予報を指導したナマイアス(Namias, 1959, 1973)、イギリスのラットクリフとムーレイ(Ratcliffe and Murray, 1970)は、それぞれ太平洋、大西洋の水温が予報上重要であることを指摘している。とくにナマイアスは、戦前から北半球高層天気図を用いて長期予報を研究していたが、大気環流が変動する原因を追及してゆくうちに海況にたどりつき、現在はアメリカのスクリプス(Scripps)海洋研究所で活躍している。近年、海水温が大規模な循環に影響を与えている様相を調べた診断的研究が注目されている。その中でも面白いのは赤道地方の海水温の変動と気象との係わり合いである。ジャカルタの月平均気圧の変化を見ると、不思議なことに1万kmも離れた中部太平洋赤道域の水温やカントン島の水温とみごとに平行した変化をしている。実はインド洋の気圧と南太平洋の気圧が高い逆相関の関係にあることはウォーカー(Walker)によってかなり前に発見され、southern oscillation と呼ばれた。

ジャカルタの気圧が1万km以上離れた海域の水温や気圧の変動と関連しているのは、物理的にはっきりとしたメカニズムがあるはずである。ビヤークネス(J. Bjerknes, 1969)は赤道に沿う海水温の東西の温度差でできる東西循環が重要であると指摘した。この循環は東西の水温差が大きいほど活発化し、ウォーカー~ビヤークネス(Walker-Bjerknes)循環と呼ばれる。この循環は case study として提唱されたが、真鍋-ブライアン(Manabe and Bryan, 1969)の大気-海洋結合の大循環モデルがシミュレートし、この循環の存在が理論的にも証明された。南太平洋でエル・ニーニョ現象が起こると東南アジアのモンスーンが不活発になるのは、上記の東西循環が弱まるためと考えられている。

ハドレー循環は熱と運動量を南から北に輸送し、亜熱帯ジェット気流を維持している。ハドレー循環はまた水温と関係がある。水温の低かった1964年12月~1965年1月は赤道近くの降水量が少なく、200 mb の等圧面高度は低く、中緯度の偏西風は弱い。逆に水温の高かった1965年12月~1966年1月は赤道近くの降水量が多く、200 mb の気温は高く、中緯度の偏西風は強い。

このように海洋と大気とは関連し、一つの回路を作っている。すなわち、地上偏東風が弱い—湧昇流弱まる—水温上昇—降水量増加・ハドレー循環強まる—運動量・熱の北向き輸送増大—中緯度偏西風強まる—地上偏東風強まる……(上記の逆の変化をたどって)……地上偏東風弱い。

ハドレー循環の強弱は中緯度以北の気圧配置に反映する。ビヤークネス(1966, 69)は赤道海水温の高い年(1957~58)と低い年(1955~56)の太平洋域の地上気圧配置を比較した。海水温が高いと亜熱帯高気圧は東西に広がって、アリューシャン低気圧は一つにまとまって発達する。一方、水温の低い場合は亜熱帯高気圧の東西の広がりは狭く、アリューシャン低気圧はカムチャツカとアラスカ湾の2カ所に分裂する。これは仮説に基づく一つの case study で偶然の結果かもしれない。この仮説に物理的な裏づけがあるかどうか、アメリカのラウントリー(Rowntree, 1968)は9層北半球大気モデルを用いて、ビヤークネスの考えを検証した。初期の資料として1964年1月9日と1966年1月4日を用い、境界条件として赤道域の水温を平常の場合と水温の偏差が赤道上135°Wで最大値(+3.5°C)をとるような正弦分布を0~15°N, 180~90°Wの範囲に与えて、30日間計算をくり返した。水温は30日間固定しているのだから、大気と海洋の feed back は考えていない。水温が高い場合の計算結果を見ると、アリューシャン低気圧は発達し、熱帯地方の対流圏気温は上昇する。また、ハドレー循環は強まって、高温域は北上する。うずによる北向き熱輸送も活発化し、2°Cの温度変化域を追跡すると8日後に45°Nに達し、その後は偏西風帯に沿って広がり、北西ヨーロッパには12日後、シベリア中部には16日後に達した。このようなラウントリーの計算結果はビヤークネスの仮説が正しいことを証明し、赤道付近の水温が大規模な循環を支配する一つの要因であることを物語っている。

日本でも赤道付近の海水温が台風の発生数や入・出梅の時期と関連していることが分かっており、朝倉によって長期予報作業にとり入れられている。

大規模な循環を変動させる要因は赤道付近の水温だけとは限らない。中部太平洋の水温の効果についてはナマイアス(1973)、中部大西洋についてはラットクリフとムーレイ(1970)が、大規模な偏西風じょう乱に影響を与えていることを強調した。たとえば、太平洋東部の水温が高いと大気は温められるので気圧が下がり、その影響を受けて北米西岸に気圧の尾根、東岸に気圧の谷ができ

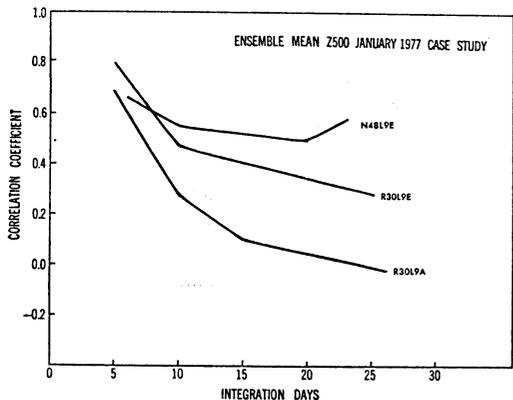
て、シカゴやニューヨークに寒波が吹き出す。このような関係を自動連結(teleconnection)と呼んでいる。最近、アメリカのヒュアング(C.K. Huang, 1978)は大循環モデルを用い、太平洋西部の水温が平年より2~4°C低く、東部は平年より2~4°C高い場合、気圧配置がどのように変わるかを計算した。暖水の上では低気圧活動が活発化し、冷水の上では高気圧活動が活発化することを示し、ナマイアスらの統計的結果を支持した。この方面の研究はまだ開発中で、最終結論として一般的に認められるまでにはさらに多くの時間を必要とするであろうが、海の存在は大気の運動にとって重要であることは変わらないであろう。とくに栗原(1973)の研究によると、流水温が何かの原因で急変すると大気はそのショックを受け、数十日にわたって変動し、やがておさまることをシュミレートした結果は注目される。

また、久保田は気圏・水圏のノーマルなエネルギー収支を解析しているが、Swayerはノーマルよりも約80 cal cm<sup>-2</sup> day<sup>-1</sup>の熱量が余分に大気にあたえたとき、どのような影響を大気にあたえるかをしらべた。それによると、現象のスケールによって効果は違い水平波長4,000 km以上になると無視できない。たとえば、海氷域の変動が年々数千 kmに達するときは、それが大気に及ぼす影響は無視できないが、例年観測される程度の変動ならば問題にならない。しかし、北極海が全面氷結している場合と open Sea の場合とでは(現実には起こらないことであるが)環流に及ぼす影響はかなり違うことが考えられる。また、片山・Mintzなどの数値実験によると、海の水で蔽われるか陸の水で蔽われるかによって、シベリア高気圧の中心位置が大きくずれるという。

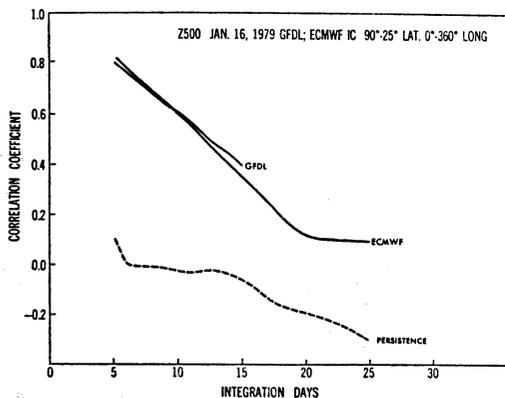
このように、長期予報にとっては海洋の変動を知ること何よりも重要であるが、それをどのように予知し、予報に組み入れるかが当面の問題になっている。Ademは、大気を加熱する放射、海面からの顕熱輸送などを予報できる温度などの一次関数であらわし、数値的に地上気温や対流圏中層の月平均気温偏差を予報した。北米上の気温、北太平洋・北大西洋の水温の予報成績(1年間の平均)は、気候、持続性、保償性のどの方法よりもすぐれているという。Namias 達は Adem の研究を高く評価している。

## 8. 数値長期予報の出発

大循環モデルによる数値長期予報は、ヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)の素晴らしい実績によって、扉



第1図 500 mb 高度予報 ( 年間偏差 ) の10日移動平均値の北半球での相関係数の時間変化. 予報モデルは GFDL 9層モデルで, 図中 R30L9 は波数 30・平行四辺形切断スペクトルモデル, N48L9 は栗原グリッドモデルによる予報結果. 大気境界層および対流調節は, A及びEの2種類のパラメタリゼーションを行っている. R30L9E と R30L9A は, 1977年1月1日及び2日のデータを GFDL モデルでイニシャライズしたものと1977年1月1日のデータを NMC モデルでイニシャライズした合計3種の異なる初期値を用いた各々3例の予報を平均したもの. N48L9E は上記の GFDL モデルによる (2種の) 初期値を用いた2例の予報の平均 ( 都田, 1981 ).



第2図 500 mb 高度予報 ( 年間偏差 ) の10日移動平均値の相関係数の時間変化. 予報モデルは GFDL・N48L9E モデル. 図中 GFDL は1979年1月16日のデータを GFDL モデルでイニシャライズした初期値を用いた予報, ECMWF はヨーロッパセンターモデルでの初期値を用いた予報. 破線は持続性予報の相関係数 ( 都田, 1981 ).

し, 現業的には余り役立たなかったようである.

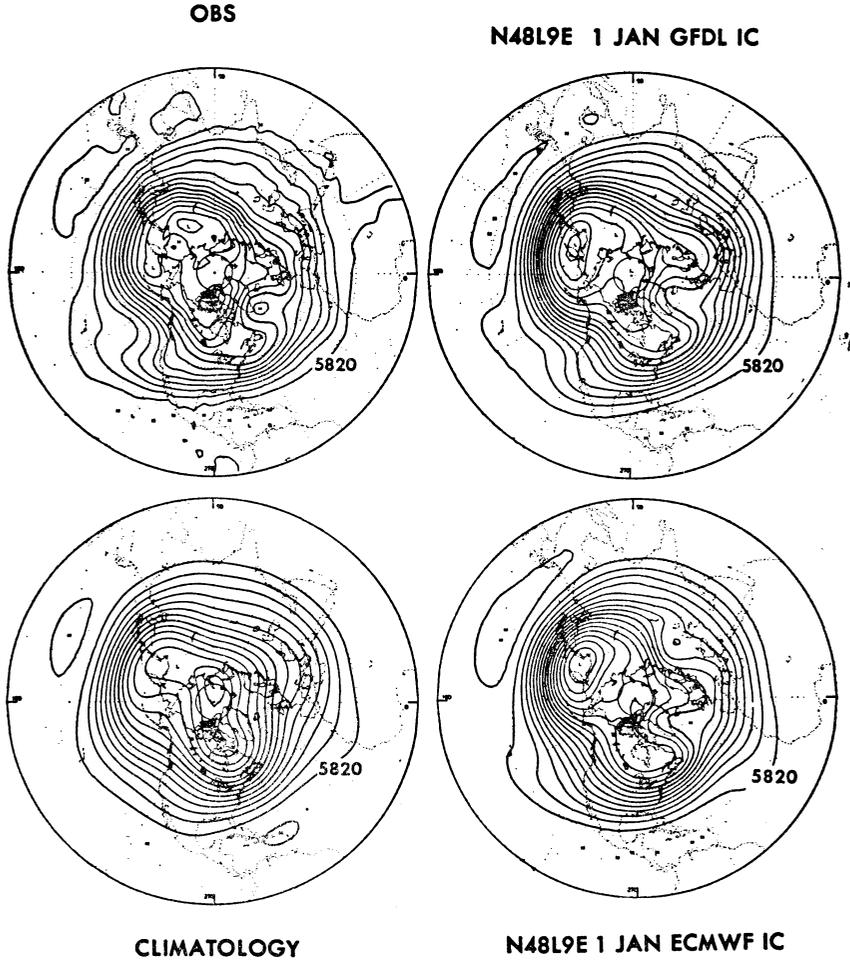
コロンビア大学の J. Adem (1981) は, 熱力学方程式にパラメタライズされた運動方程式をとり入れて予報式を作成し, 1980年6月から準ルーチ的に月平均地上気温偏差を予報している. 初期条件として, 前月の海面水温と700 mb 高度を用い, 前月の最後の週における氷雪分布に基づいたアルベドを用いる. 予報誤差を root mean square で表わすと, このモデルでは  $3.2^{\circ}\text{F}$ , 持続性では  $3.8^{\circ}\text{F}$ , 気候値では  $3.5^{\circ}\text{F}$  で, 有意な結果が得られたという. アメリカの気候センターでは J. Adem の研究を高く評価し, 1980年夏の熱波の予測にも成功した.

もっとも注目されるのは, アメリカ海洋大気庁・地球流体力学研究所の都田, Caverly, Umsheid が進めている大気大循環モデル (GCM) による1か月予報である. サブ・グリッドスケールの効果をパラメタライズしたスキームをスペクトル GCM と finite-difference GCM に結びつけたモデルで, いくつかの30日予報を試みた. それらの予報精度は第1図に示す通りで, 北半球 500 mb 高度偏差の10日移動平均値で相関係数を計算して表示してある. この図は, 初期値として1979年1月1日と2日を GFDL のモデルで解析したものと1月1日を NMC Level III を用いて解析した3種類の初期値から予報した結果を平均したものである. この図の上段は9層, N48 格子 ( 図中 N48L9E ) E-physics model で, もっ

が開かれたところである. 長期予報にとって問題なのは, 約2週間と云われている決定論的予報期間を越えてどのような予報法を組み立てるかにある.

一般に予報期間が長くなると, 予報不可能な空間スケールも大きくなる. Orlansky (1975) によると, 中期予報では 2,000~3,000 km 以下の細かいスケールの予報は出来ず, 1か月予報では 4,000 km 以下の細かい予報は出来ないとされている. これは日本を越える空間スケールで, いまのように北日本, 中部日本, 西日本に分けて予想することは難かしいことになる. これも問題の一つである.

数値長期予報の最初の試みは Blinova (1952) によってなされた. 東西流の基本場にじょう乱が重なったうず度方程式を線形化した方程式に熱力学第一法則を組み合せ, これに地表面における熱収支を境界条件にして解いた. ヨーロッパにおける気温偏差を予報した結果は1952~1955年の4年間に76%の成績をおさめたという. しか



第3図 1979年1～2月間の20日平均500 mb 高度。左上は NMC の解析による実況。右側の2つの図は GFDL・N48L9E モデルによる予報図で、1979年1月16日のデータを GFDL モデルでイニシャライズして作成した初期値を用いた予報(右上)、および、同じデータをヨーロッパセンターモデルによって作成した初期値を用いた予報(右下)。左下は1月の気候値。等値線間隔は 60 m (都田, 1981)。

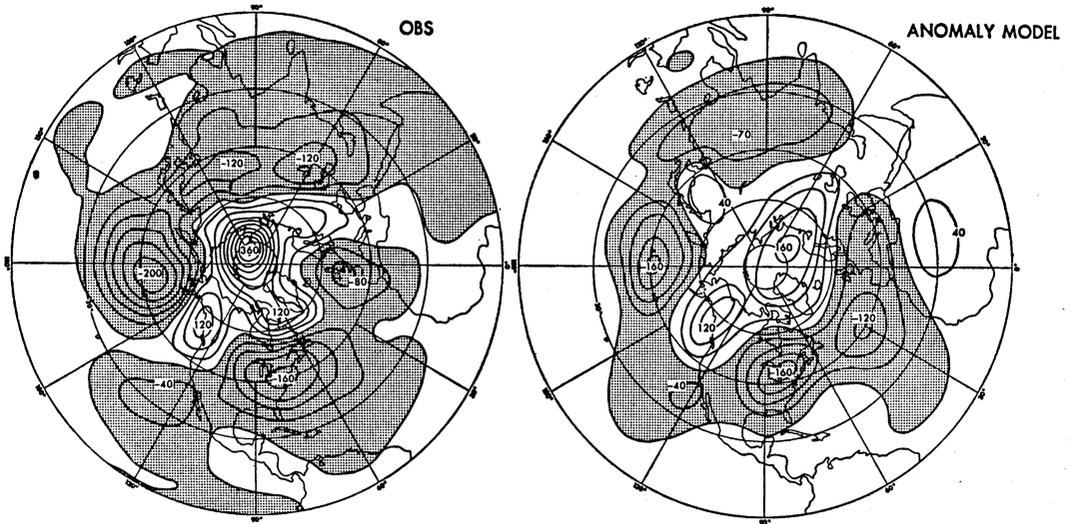
とも成績がよく、30日平均500 mb 高度偏差の相関係数は0.68で持続性による相関係数0.52より成績がよい。

このような計算を1977, 78, 79年の3冬について行なった。Initialization は、NMC, GFDL, ヨーロッパセンターの3種類のモデルによって行ない、3冬なので計9例について、計算を進めている。その中間報告によると、第2図に示すように GFDL の成績がもっともよい。とくに、1979年の大西洋北部のブロッキング高気圧がよく予測された(第3図)。なお、この計算を推進する際に計算時間を節約するために、はじめ積分は climato-

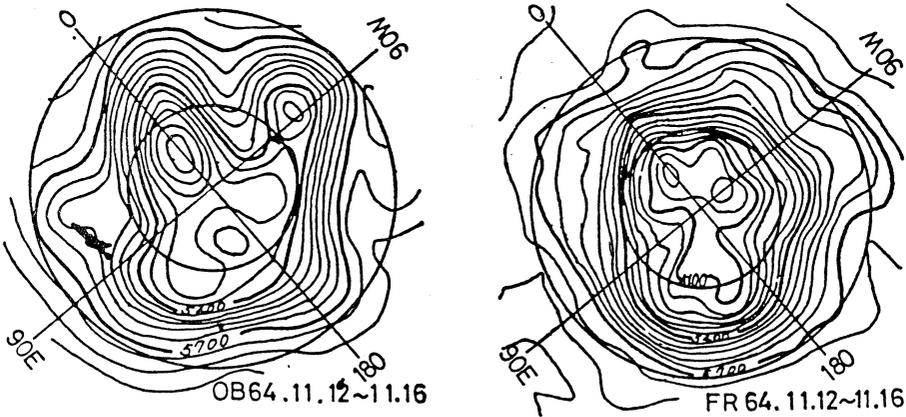
logical forcing を用い、ついで anomalous forcing をくり返し使うようにした。

この件に関連して、P.J. Chao (1981) は Anomaly モデルと長期予報への利用について開発した。これはすでに「気象集誌」(1982)に発表された方法である。方程式を climatological component と anomaly component に分け、前者は時間に対して独立とし、後者は時間に従属する anomalous system とする。anomaly モデルは二つの予報方程式から成り立ち、1つは非断熱地衡風うず位偏差方程式と、他の1つは海面および地面における温度

Z 500mb ANOMALIES (30 day mean)



第4図 1977年1月の500mb高度平均偏差。左は実況、右はアノマリモデルによる予報 (Chao, 1981).



第5図 1969年11月8日12Zを初期値とする30日予報の一部である5日平均(11月12~16日) 500mb高度。左:実測,右:予報(田中等による,1982).

方程式である。anomalyモデルによる500mb高度の半球予報は、2つのステップをふんで行なわれる。まず、地表面における気温偏差を温度方程式を用いて予報する。初期条件として前月の月平均地表気温偏差と500mb高度偏差を用いる。地表面の温度が分ると、それを偏差方程式に入れて500mb高度偏差が予測される。第4図は1977年1月のブロッキング高気圧があるときの予報と実況である。高度偏差による両者の相関係数は0.72で、計算時間はGFDLの計算機で15秒しかかからない。

気象庁の長期予報課では気象研究所と協同して1か月予報用数値モデルを開発しつつある(田中・福谷・河原・千葉, 1982)。モデルは4層プリミティブでスペクトル法を用いており、東西方向の波数は22、南北方向の波数21で、波をグリッドに直した場合の解像度は東西方向が約5.6度、南北方向が約3.5度である。現在、モデルの改良を進め、(1)放射モデルの導入、(2)地表面での水・熱収支モデルの導入、(3)計算時間の短縮を計っている。

放射は片山(1972)、荒川・Mintz(1974)のモデルと

ほぼ同じで、放射の吸収、散乱物質としては水蒸気、炭酸ガス、空気分子、雲を考え、雲量は計算過程の中でその都度算出される。地表面での水・熱については収支バランスモデルを用いて推定するが、海水温は気候値をあたえ、予報してない。積雲モデルは Arakawa-Shubert の方法で、気象研究所で開発されたものを使っている。

第5図は1969年11月8日12Zを初期値とする30日予報のテストの1部である。500 mb 高度が実況より全般的に低く予報され、その欠点はとくに高緯度地方で著しい。また、大西洋の尾根の発達も十分には予報できてないが、パターンの大勢は予測されており希望が持たれる。

### 最近の動き

WMO の大気科学委員会 (CAS) では長期予報の重要性を認め、長期数値予報を推進している。1980年9月1日から5日までジュネーブの WMO 本部で「長期予報に関する専門家非公式会議」が開かれた。この会議の参加者は Gilman (アメリカ、議長)・Bengtsson (スウェーデン)・Coughlan (オーストラリア)・Kikuchi (日本)・Miyakoda (アメリカ)・Nusaelyan (ソ連)・Parker (イギリス)・Somerville (アメリカ)・Epstein (アメリカ、途中参加)で、その外 WMO 事務局から、Wiin-Nielsen (WMO 事務局長)・Döös (世界気候計画事務局)・Boville (世界気候計画事務局)・Zaitzev (研究開発部長)・Bojkov (大気科学課長)・Suzuki (大気科学課)が参加した。

会議は次のような議題のもとに討議がすすめられた。

1. 長期予報のルーチン業務と用いられている予報法のレビュー
2. 長期予報技術に関する研究・開発の現状のレビューと研究・開発のすすめ方についての勧告の作成
3. 長期予報技術の研究・開発の現状のレビューを WMO テクニカル・ノートとして刊行するための内容の検討と執筆者の選定
4. 長期予報技術に関する国際的研究計画の立案を目的とした研究会議の開催

今回の長期予報に関する専門家非公式会議の開催も、WMO の長期予報に対する積極的な取り組みの一環である。また、長期予報は世界気候計画 (WCP) の中でも重要な問題として取り上げられており、CAS と WCP の両者によって、夫々の観点から注目されはじめていく。この方面の研究で指導的立場にある都田 (GFDL)

のおられるプリンストンで本年12月、力学的長期予報の研究集會が開かれる予定になっており、今後の進展が期待される。

なお、長期予報にとって重要な predictability についてほとんどふれられなかったのは本論文の欠点である。この点については近刊 新田 尚 著「天気と予測可能性」(東京堂)を参照されたい。また、本稿をまとめるに当たり、菊池、渡辺、田中氏から貴重な意見を頂いた。誌上をかりて感謝の意を表します。

### 文 献

- Adem, J., 1964: On the physical basis for the numerical prediction of monthly and seasonal temperatures in the troposphere-ocean-continent system, *Mon. Wea. Rev.*, **92**, 91-103.
- , William L. Donn and Richard Goldberg, 1981: Monthly climate prediction for 1980-81 with a thermodynamic model incorporating parameterized dynamics, *Six Climate Diagnostics Workshop*, NOAA 300-310.
- 安藤正次, 1956: 北半球の空気量の変動からみた大気環流 (第1-3報), *研究時報*, **7**, 755-764, **8**, 541-551, **9**, 870-877.
- Asakura, T., 1968: Dynamic climatology of atmospheric circulation over East Asia centered in Japan, *papers in Met. Geophys.*, **19**, 1-67.
- , 1974: The role of the Bering Sea in the long-range weather forecasting in Japan, *Oceanography of the Bering Sea*, 467-473. Alaska Univ. Press.
- 朝倉 正, 1970: 日本の気候変動と大気の大気源の研究 (I), (II), (III), *気象研究ノート*, **13**-55.
- , 1971: 海洋と大規模な大気環流の変動, *海と空*, **47**, 23-34.
- , 1972: 異常気象と環境汚染, 共立出版, 212.
- , 1968: 長期予報 (第2回夏期大学講座), 17-23 (日本気象学会).
- , 1980: 長期予報, 朝倉書店, 82.
- Baur, F., 1936: Die Bedeutung der Stratosphäre für die Grosswetterlage, *Met., Z.*, **53**, 79-247.
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, **18**, 820-829.
- , 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific, *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163-172.
- Bryson, R.A. and G.J. Dittberner, 1977: A hemispheric mean surface temperature model appli-

- cable to monsoon study, *Climatic Change and Food Production*, University Tokyo Press, 359-378.
- Chao Ji-Ping and R. Caverly, 1981: An anomaly model and its application to long-range forecasts, *Six Climate Diagnostics Workshop*, NOAA, 316-319.
- Charney, J. and P.G. Drazin, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 66, 83-110.
- Craig, P. and M. Michal, 1978: The 12-year satellite snow cover record and the record winter snowcover of 1967-78, *Proceedings of the third annual climate diagnostics workshop*, NOAA.
- Klein, W.H., B.L. Lewis and I. Enger, 1959: Objective prediction of five-day mean temperatures during winter, *J. Met.*, 16, 672-682.
- 久保木光熙, 1971: 5月の500 mb循環と梅雨期の天候, *天気*, 18, 132-140.
- Kasahara, A., 1979: Influence of orography on the atmospheric general circulation, *GARP Publication*.
- 片山 昭, 1969: 大気大循環と熱, *グロース・ベッター*, 7(2), 64.
- Kikuchi, Y., 1971: Influence of mountains and land sea distribution on blocking action, *J. Met. Soc. Japan*, 49, 564-572.
- 菊池幸雄, 1977: 数値シミュレーションによるブロッキング現象の研究, *天気*, 24, 721-730.
- Kurihara, Y., 1973: Experiments on the seasonal variation of the general circulation in a statistical-dynamical model, *J. Atmos. Sci.*, 30, 25-49.
- Manabe, S. and T.B. Terpstra, 1974, 1979: The effects of mountains on general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments, *J. Atmos. Sci.*, 31, 3-42.
- Mintz, Y., 1965: Very long-term global integration of the primitive equations of atmospheric motion, *W.M.O. Technical Note*, 66, 141-167.
- Miyakoda, K., G.D. Hembree and R.F. Strickler, 1972, 1979: Cumulative results of extended forecast experiments, I, II. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 836-855, 107, 395-420.
- Miyakoda, K., J. Smagorinsky, R.F. Strickler and G.D. Hembree, 1967: Two week experimental prediction with a nine-level hemispheric model, *Abstract. Bull. Amer. Met. Soc.*, 48, 587.
- Miyakoda, K., R. Caverly and L. Umsheid, 1981: Three cases of one-month GCM forecasts, *Six Climate Diagnostics Workshop*, NOAA, 292-299.
- Multanovsky, B.P., 1933: The present state of long-range weather forecasting methods in U.S. *S.R. Met. Messenger*, 43, 129-143.
- Namias, J., 1953: Thirty-day forecasting—a review of a ten-year experiment, *Met. Monogr.* 2, No. 6, *Amer. Met. Soc.*, 1-83.
- , 1959: Recent seasonal interactions between North Pacific waters and the overlying atmospheric circulation, *J. Geophys. Res.*, 64, 631-646.
- 新用 尚, 1979: 数値的長期予報の最近の話題, *天気*, 26, 429-439.
- Ratcliffe, R. and R. Murray, 1970: New lag associations between North Atlantic sea temperature and European pressure applied to long-range weather forecasting, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 96, 226-246.
- Rex, D.F., 1950: Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate, I: An aerological study of blocking action, II: Climatology of blocking action, *Tell.*, 2, 196-211, 275-301.
- Robinson, G.D., 1967: Some current projects for global meteorological observation and experiment, *Q.J.*, 93, 409-418.
- Rossby, C.G. and collaborators, 1939: Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action, *J. Mar. Res.*, 2, 38-55.
- 佐々木良一, 1966: 極東におけるブロッキング活動の統計的調査, *グロース・ベッター*, 4(2), 26-48.
- Sekine, Y., 1970: The relationship between the stratospheric contour pattern in autumn and appearance of blocking anticyclone during the succeeding winter in the Far East. *Geophys. Mag.*, 35, 71-96.
- 島村泰正, 1979: 海面水温と秋の日本付近の高度場の関係, *天気*, 26, 441-447.
- Sumner, E.J., 1954: A study of blocking in the Atlantic-European sector of the northern hemisphere, *Quart. Jour. Roy. Soc.*, 80, 402-416.
- 高橋浩一郎, 1955: 動気候学, 岩波書店, 284p.
- 田中康夫・福谷 博・河原幹雄・千葉 長, 1982: 1か月予報用数値予報モデル(第2報), 昭和56年度全国長期予報技術検討会資料, 70-77.
- Teisserenc de Bort, L., 1883: Etude Sur l'hiver de 1879-1880 et recherches sur la position des centres d'action de l'atmosphère dans les hivers anormaux, *Bureau Central Meteorologique de France, Annales*, Pt. 4, 17-62.
- 植木九州男, 1978: 下部成層圏の季節変化と大気大循環の特性との関係について, *研究時報*, 30, 99-103.

Wada, H., 1962: A study on the behavior of the polar vortex and its application to long-range, Weather forecasting, 31, 411-504.  
 —, 1964: Some aspects of the general circulation of the atmosphere in winter to summer, 32, 77-106.  
 —, 1975: Long-range weather forecasting, Geophysical Surveys, 2, 1-43.  
 —, and T. Asakura, 1967: Some relations bet-

ween the behaviour of the polar vortex and long-range weather forecasting, Polar Meteorology, WMO Technical Note, 87, 292-303.  
 和田英夫, 1969: 長期予報新講, 地人書館, 229 p.  
 Walker, G., 1923: Correlation in seasonal variations of weather VIII and IX. Mem. India Met. Dept., 24, 75-131.  
 渡辺正雄, 1966: プロッキング高気圧の形成について, 研究時報, 18, 1-10.

### 日本気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
第20回粉体に関する討論会	昭和57年10月5日～7日	日本化学会ほか	京大会館
昭和57年日本気象学会秋季大会	昭和57年10月13日～15日	日本気象学会	札幌市教育文化会館
Regional Scientific Conference on Tropical Meteorology (熱帯気象学に関する地域科学会議)	昭和57年10月18日～22日	日本気象学会	気象研究所 筑波研究交流センター
第19回自然災害科学総合シンポジウム	昭和57年11月1日		大阪大学工学部
第8回リモートセンシングシンポジウム	昭和57年11月9日～10日	計測自動制御学会	国立教育会館
日本気象学会中部支部研究会	昭和57年11月11日	日本気象学会中部支部	石川厚生年金会館
International conference on the physics, chemistry, and meteorology of precipitation scavenging, dry deposition, and resuspension	1982年11月29日～ 12月3日	American Meteorological Society <i>et al.</i>	Los Angeles
第5回極域気水圏シンポジウム	昭和57年12月7日～9日	国立極地研究所	国立極地研究所
第7回風工学(構造物の耐風性)シンポジウム	昭和57年12月9日～10日	電気学会ほか	東京
第29回風に関するシンポジウム	昭和57年12月8日	土木学会ほか	土木学会土木図書館講堂
第2回国際統計気候学会議	1983年9月26日～30日	WMO ほか	ポルトガル・リスボン