

# 岸保先生の思い出～数値予報と総観気象～

—2014年度岸保賞受賞記念講演—

山 岸 米二郎\*

## 1. はじめに

この度は岸保賞を授与いただき、誠に光栄に存じます。日本の数値予報の草創期にモデル開発のリーダーとして多大な功績をあげられた岸保先生のお名前を冠した賞をいただきましたことを、数値予報業務に携わった者として心からうれしく感じております。また舞台を去りつつある老人を思い出してご推薦くださった方々にお礼申し上げます。

気象学会がこの度「気象学・気象技術の発展、社会貢献」をキーワードにした岸保賞を創設されました。「社会貢献」は、数値予報を発展させて天気予報を改善する目的で大学から気象庁に向われた岸保先生を記念するのにまさにふさわしいキーワードですし、公益社団法人に移行した気象学会の事業としても意義あることであります。これまでと少し毛色の変った賞を創設されたことにより、自分のような事績の者に栄えある受賞のお鉢が回ってきました。いただくことに少し躊躇も感じましたが、このような賞の創設により、学会活動や会員構成の幅が広がる可能性も期待できるのであれば、その第一歩として大変うれしいことであります。

ここでは数値予報モデルの技術開発の経過と南岸低気圧の環境場の二つについて記して謝意表明と致します。前者については筆者が開発した日本域微格子モデル (VFM) を中心に述べ、合わせて数値予報モデル開発の歴史を概観します。二つの内容には何の関連もありませんが、筆者にとっては共に岸保先生の思い出

につながる話題です。

## 2. 岸保先生の思い出

### 2.1 岸保先生との出会い

大学3年の終わり頃に進路の決定に迷っていた時、たまたま岸保先生の解説「気象の数値予報」(岸保1958)を読み、興味を覚えて気象専攻を決心しました。気象の道に導いて下さった先生のお名前を冠した賞をいただくことに深い感慨を覚えます。

### 2.2 温帯低気圧の発生形態

筆者が気象庁に入庁した1959年は日本で数値予報が開始された年です。当時、電子計算室(現数値予報課、以後電計室)の専門家による数値予報研修では、準地衡風近似や傾圧不安定等の総観規模現象の力学についての講習が行われていました。

岸保先生が「500 hPaのトラフが地上の前線帯に接近すると温帯低気圧(以後低気圧)が発生するという点で、典型的な傾圧不安定とは異なる発生形態」についてお話された折、類似事例として予報担当者から寒候期に東シナ海で発生する低気圧が提起され、議論が交わされました。当時はこの議論の意義については理解が及びませんでした。天気図解析の重要性や低気圧発生形態の多様性を考えるきっかけを与えていただきました。

## 3. VFMの開発

### 3.1 天気予報作業と数値予報資料

入庁して13年後(1972年)に電計室に配属され、プリミティブモデルの開発で物理過程の改良を担当したのが数値予報との最初の関わりでした。電計室に配属される前に4年間気象庁予報課の現業で天気図解析と予報作業に従事しました。このときに得た総観気象の知識と数値予報資料利用の経験はVFMの開発コンセ

\* NPO 気象環境教育センター。  
yamagishi@npo-weed.com

—2014年8月28日受領—

—2015年1月29日受理—

プトを考えるのに大変役立ちました。

日本の数値予報は1959年6月から500 hPaの北半球バランスバロトロピックモデルでスタートしましたが、1961年9月から4層アジア準地衡風モデル（格子間隔  $d=304.8$  km）（斎藤 1962）が開始されました。筆者の数値予報モデルとの実質的な出会いは、予報作業での4層準地衡風モデルの利用が始まりです。

このモデルは山岳がなく、海面からの顕熱輸送は考慮されていましたが水蒸気を含まないモデルでした。予測対象は総観規模の等圧面高度場で、天気と直接関係する情報がありません。地上予想天気図の作成には大いに活用されましたが、天気予報担当者は重視していませんでした。

天気予報作業では総観規模場と対応する天気分布を天気系概念モデル（例えば Palmen and Newton 1969, 以後 P&N）と対応させて把握することが重要です。しかしそれはあくまで天気予報の背景作業です。天気は総観場が山岳や海陸分布の影響を受けて変形した場により、あるいは自由モードのメソスケール現象により、多くの場合小規模な場として発現します。予報官は天気系概念モデルに実況や経験則からの知識を加えて天気を予測していました。天気と直結する情報を含まないモデルが予報官から重視されなかったのは当然です。

アジア4層準地衡風モデルは1970年に北半球3層バランスモデル（ $d=381$  km）（増田 1969）に置き換えられ、水蒸気の凝結も取り入れられましたが、バランス風近似ですから主たる予測対象は依然として大規模場です。

### 3.2 プリミティブモデルの導入

1973年にアジア6層プリミティブ・ファインメッシュモデル（6L-FLM,  $d=152.4$  km）（Okamura 1975）の運用が開始されました。

バランスモデルも1975年に北半球4層プリミティブモデル（4L-NHM,  $d=381$  km）（Kikuchi *et al.* 1977）に変更され、15年間続いたフィルタードモデルの時代が終わりましたが、予測対象は主として総観規模場でした（Nitta *et al.* 1979）。

計算機の更新により1983年から4L-NHM, 6L-FLMの高度化が実施され、アジア領域モデルの格子間隔は127 kmに改善されました。これらのモデルでは積雲対流のパラメタリゼーションに Manabe *et al.* (1965) の湿潤対流調節方式が導入されていましたが、境界層過程のパラメタリゼーションは、伝統的なバル

ク法と K-理論のままでした。また放射伝達過程が含まれていないので、陸面からの顕熱、水蒸気の補給は計算されていませんでした。

以下では半（全）球モデル以外は一般的に限定領域モデルとも呼びます。

### 3.3 VFM のコンセプト

VFM の開発のコンセプトは以下の通りです。

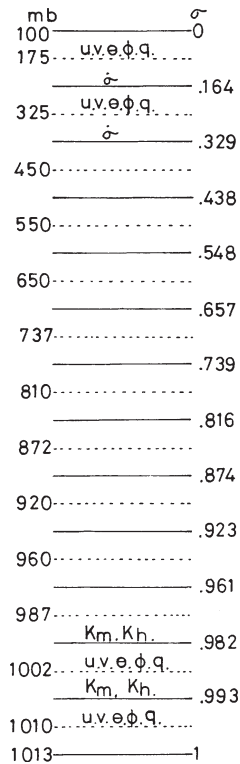
- (i) 格子間隔を63.5 km に改善し、日本付近のメソ  $\alpha$  スケール現象を予想して FLM を補足する。
- (ii) 大気下層の物理過程のパラメタリゼーションを改善して地形効果や海陸分布、地表面加熱などの影響を取り入れ、天気と直結した気象要素の予想を目指す。

境界層のパラメタリゼーションには Mellor and Yamada (1974) の turbulence closure model (付録参照) の Level 2 方式を、地表面フラックスの計算には Businger *et al.* (1971) の実験式を採用しました。陸上でのエネルギー収支の計算には放射量が必要ですが、計算機能力の限界から大気中の放射伝達過程の計算は無理でした。地表面でのみ日射と長波放射を経験式 (Kondo 1976) で与えて (雲量はモデルの相対湿度の予想値から計算)、地面温度を計算しました。なお積雲対流には FLM で用いられていた Manabe *et al.* (1965) の湿潤対流調節方式を引き続き使用しました。

当時 Mellor and Yamada (1974) の closure model を数値予報モデルに応用した報告は見当たりませんでしたので、二つの事前テストを行いました。第1図 (Yamagishi 1980) はモデルの鉛直構造です。対流圏下層の鉛直の層数は当時の数値予報モデルとしては密です。しかしこの程度の分解能で精度の高い closure model の特性が表現可能か否かを、鉛直分解能が非常に密な場合と比較して評価しました (山岸 1979)。一方下層の層数を増やしたために、対流圏中層以上の層数が非常に粗くなっています。大規模場の予想に大きな悪影響が及ばないかを、冬季の寒気吹き出し時の数値予報実験で調べました (Yamagishi 1980)。おおむね予期通りのシミュレーション結果が得られましたが、接地境界層が安定になる夜間に気温低下の予想が良くないことが分かりました。層のとり方等が原因ではなく closure model の Level 2 の限界と判断されました。

### 3.4 数値予報ルーチンシステムと VFM

VFM は1983年からルーチン運用されました。第2

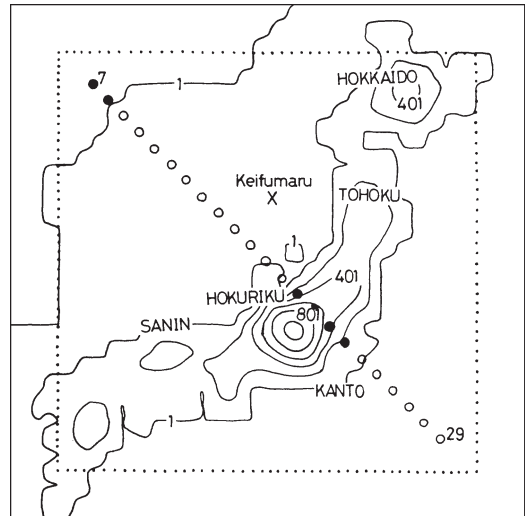


第1図 VFMの鉛直構造 (Yamagishi 1980). 記号  $K_m$ ,  $K_h$ は鉛直拡散係数,  $u$ ,  $v$ ,  $\theta$ ,  $q$ はそれぞれ水平風速, 温位, 混合比,  $\phi = gz$ で  $g$ は重力加速度,  $z$ はジオポテンシャル高度,  $\dot{\sigma} = D\sigma/Dt$ ,  $\sigma = (p - p_t)/(p_s - p_t)$ .  $p$ は気圧,  $p_t$ はモデル上端の気圧,  $p_s$ は地表面気圧.

図に予想領域と地形を示します (Yamagishi 1980). 鉛直は13層, 水平の格子数は $35 \times 35$ ですが, すでに述べたように計算機資源の制約から対流圏下層だけで層が多くなっていて, 予想領域は日本全域をカバーできないモデルです. 中部山塊の最高高度はおよそ1000 mです. なお側面境界はFLMの予想値とDavies (1976)の方法で連結されています.

開発のコンセプトでも述べたように, VFMはFLMを補足する位置づけです. そこでFLMの気温場の予想の補足として, VFMはルーチンモデルとして初めて850 hPa相当温位予想を出力しました. 暖候期の降水予想には, 850 hPaの相当温位が大変有効であるという天気予報作業の経験が生きたともいえます.

格子間隔が小さく, 下層の物理過程のパラメタリゼーションを高度化したモデルが世界的にも早期に実



第2図 VFMの予想領域と日本の地形 (Yamagishi 1980). 地形高度はメートル単位で200 m毎に表示. 予想領域境界と内側の点線の間は, ノイズ抑制のために強い粘性を施す領域. 白丸と黒丸はそれぞれ海上と陸地上の格子点.

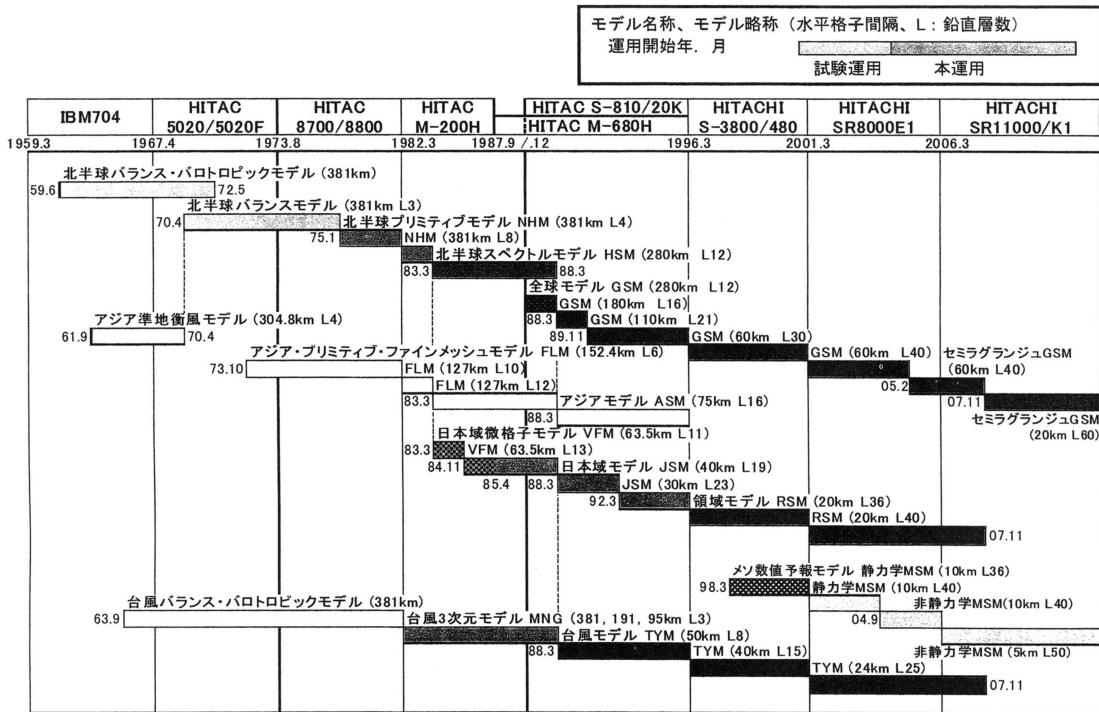
現できたのは, モデルの目的を上記のコンセプトに限定し, 予想領域を狭くしたことで, 当時の計算機能力でも可能になったからです.

この時に台風進路予報専用のモデル (3L-MNG) (Ookochi 1974)も運用が始められました. このモデルは台風中心付近のきめ細かい予想を実現するために, 381 km, 191 km, 95 kmの三つの領域のネスト構造で, 最内側の領域は台風中心とともに移動する仕組みになっていました.

半球モデル (1988年から全球モデル), アジア領域モデル (FLM), 日本域モデル (VFM), 台風モデル (MNG)を併用する構成は, 計算機資源の制約のもとで重要な限定領域を高分解能で予想して, 天気予報業務を最大限支援するための方策です. 各モデルはその後も改良され発展しましたが, 4種のモデルを併用する構成はその後も続きました.

全球モデルは2007年に相当格子間隔20 kmにグレードアップされ, これを機にアジア領域モデルと台風モデルが中止になり, 格子間隔5 kmの非静力学メソスケールモデル (MSM)と全球モデルの二つの運用形態になりました (4.4, 4.5参照).

現在は大気海洋結合モデルが運用され, アンサンブル予報も実施されています. 目覚ましい進歩です.



第3図 気象庁の解析予報システムのコンピュータ (図の上側、アルファベット表示) と数値予報モデルの変遷 (新田 2009)。

2005年頃までの、気象庁の解析予報システム計算機と数値予報モデルの変遷の詳細を第3図 (新田 2009) に示します。モデルの改善が計算機の更新に伴って実施されていることが分かります。

3.5 VFM と予報実験

VFM は天気予報の現場での利用のみならず、以下に示す多くの予報実験に活用されました。これらの内容を概観すると、当時の数値予報の精度がお分かり頂けるでしょう。

Yamagishi (1980) は既に述べたように冬の日本海での気団変質過程の予報実験を行いました。海面からのエネルギー輸送、地表面との運動量の交換、対流圏下層の気象要素の鉛直分布等を調べましたが、ここではポーエン比について記します。寒気吹き出しが強い時のそれまでの解析 (Manabe 1958; Ninomiya 1968) では、収支解析で求めた場合とバルク法で求めた場合でポーエン比が大きく異なっていました。バルク法では0.8~1.2が得られ、収支法ではその2倍近い1.7~2.3で両者の差の問題は未解決でした。Yamagishi (1980) は日本海でのポーエン比の平均値と啓風

丸の観測データから Kondo (1975) のバルク法の式を用いて計算した結果を比較しました。顕熱、水蒸気の補給量は両者で異なりますが、ポーエン比はほぼ等しく1.2~1.5程度でした。収支法がやや過大なポーエン比を与えていたことを示唆する結果です。

山岸 (1983) は関東地方のいわゆる北高型といわれる事例の数値実験で、局地的悪天の出現には中部山塊の影響が大きいことを示唆しました。

Ninomiya *et al.* (1984) は長崎豪雨 (1982年7月23日, 24時間雨量およそ400 mm) の24時間予想数値実験を行いました。雨量の極大域、降水をもたらした低気圧はかなりよく予想されましたが、6時間予想雨量 (およそ70 mm) は実況 (最大値320 mm 以上) に比較するとかなり不十分でした。それでも6時間70 mmの予想雨量は当時の数値予報モデル (の常識) では仰天するほどの雨量です。この時は水平の格子間隔 (d) 42 kmの実験でしたが、格子間隔を変えた実験から、格子間隔を小さくすることが水蒸気の輸送に極めて大切であることが示唆されました。

古賀ほか (1984), 山岸ほか (1984) は1982年10月



24日に能登半島沖で発生して、12時間に16 hPaの急激な発達をした低気圧の24時間予想数値実験を報告しています。当時のルーチンモデル、10L-FLMはこの低気圧の発生を予想できませんでした。当時のルーチンはアジア域で解析し ( $d=254$  km), バランスモデルを解いて得られた非発散風と準地衡風オメガ方程式から得られる発散風を加え合わせて初期値の風としていました。ルーチンと同じ解析と初期値化ではVFMでも予想精度が悪く、格子間隔を127 kmにして、風の初期値化なしの場合の予報精度が最もよい結果が得られ、解析と初期値化の重要性が示されました。また潜熱放出が発達に及ぼす効果も大きかったことがわかりました。この低気圧は水平規模がやや小さく、発生当初は擾乱が対流圏下層だけに存在していましたので、VFMで下層の鉛直分解能を細かくしたことも効果があったとみられます。

大野・山岸 (1984) は関東地方で大規模な雷雨が発生した事例の24時間予報を、日射加熱がある場合と日射加熱が無い場合を比較しています。日射加熱がある場合は、関東地方から中部山塊にかけて存在した熱的低気圧が予想され、大規模雷雨が生じた付近には4 mmの少量ながら降水が予想されています。しかし日射加熱が無い場合は熱的低気圧も降水も予想されていません。

Ninomiya *et al.* (1985) は、1983年4月27日、東北地方太平洋側で大規模な山林火災が発生した時の強風時の気象状況を詳細に解析するとともに、VFMによる24時間予報実験の結果を検証しています。この時は東北地方各地で30 m/sを超える最大瞬間風速が吹き、日射加熱により接地逆転層が解消されて、数時間で10°C以上の昇温と相対湿度の急激な低下が観測されています。数値実験では最大風速の強さ、気温上昇と相対湿度の低下量が観測に比して小さいなどの不十分さはあるものの、上記の気象要素の時間変化の特徴が予想されています。但し夜間の気温低下と風速減少が予想できませんでした。これは3.3で述べた接地層が安定な場合のLevel 2のclosure modelの問題点によるものです。山岳あるいは日射を除いたモデルでは上記の気象状況の特徴は予想されていません。

Nagata *et al.* (1986) は北西季節風が卓越する状況で、朝鮮半島東岸沖の日本海西部に発生する日本海収束帯の帯状雲の再現実験を行いました。モデルは日本海収束帯に対応した顕著な降水を予想しています。朝鮮半島の地形条件を変更したいくつかの実験によ

り、帯状雲の生成には朝鮮半島と日本海の内陸の熱的特性の差が大きく影響している結果が得られています。

VFMを用いたメソ $\alpha$ スケール現象の予報実験のいくつかを紹介しました。VFMを利用できるようになって、天気現象の事例解析に数値予報モデルを活用する研究が盛んになったと言えるでしょう。今の時代から見ればモデルの予想精度はとても低いものでしたが、数値予報モデル発展の歴史を認識する一助になれば幸いです。

なお予報実験では目的に応じてモデルの改良、変更がなされていますが、その点の説明は割愛しました。

#### 4. 数値予報モデルと技術開発

数値予報は各種衛星観測による多様かつ大量のデータの取得と計算機の高速化に支えられて目覚ましく発展しました。第3図に示されている、非静力学モデルの実用化までの発展を支えた、客観解析、初期値化、数値計算の高精度と高速化などの要素技術の開発を概観します。但しここでは筆者が電計室に在籍した時代の事項を主体にするので、詳細は新田ほか (2009) や数値予報課の各種報告等を参照していただきたい。

##### 4.1 データ同化—客観解析と初期化—

数値予報では客観解析と初期値化で観測データをモデルに同化します。格子点上のモデルの予想値を第一推定値として、それを観測値で修正して解析場を作成します。次に解析場の不整合から生ずるノイズの振幅が時間的に増幅しないように解析値を調節 (初期値化) します。

客観解析は1982年に、それまでのいわゆる修正法に替って最適内挿法 (Gandin 1963) が取り入れられました (柏木 1979)。これにより各観測点の重みが、格子点から観測データまでの距離と配置及び各観測データと数値予報の統計的誤差に基づいて合理的に決定されるようになりました。

最適内挿法は2002年には全球解析での3次元変分法へと発展しました。変分法による客観解析は数学分野の変分法の原理を客観解析に応用したもので、Sasaki (1958) により最初に試みられました。これまでは気象要素以外は解析に取り込むことができず、気象衛星観測の放射強度データも気温に変換してから解析に利用され、変換による誤差が生じていました。変分法では放射強度などの気象要素以外のデータも直接取り込むことが可能になりました。

初期値化技術では、ノーマルモード・イニシャリゼーション方式が1983年に北半球スペクトルモデルに導入され、その後限定領域モデルにも適用されました(工藤 1984a, b)。ノーマルモード・イニシャリゼーションは解析場をロスビー波モードと重力波モードに展開し、重力波モードの振幅が時間的に増大しないように解析場を調節します。

ノーマルモード・イニシャリゼーション導入前の風の初期値化は、バランスモデルから非発散風を計算し、準地衡風近似オメガ方程式から得られる発散風と加え合わせる方式でした(古賀ほか(1984), 山岸ほか(1984)の実験の説明参照)。

#### 4.2 データ同化—4次元変分法—

解析時刻を  $t_1$ 、1 サイクル前の解析時刻を  $t_0$  とすると3次元変分法では解析時刻  $t_1$  の予報変数を初期推定値とし、時刻  $t_1$  の観測値に最も適合する場を変分法の原理で解析します。3次元変分法は時刻  $t_0$  と  $t_1$  の間にあるデータを十分には活用していませんから間欠的データ同化です。

4次元変分法は時刻  $t_0$  の初期値を変えつつ往路 ( $t_0 \rightarrow t_1$ ) と復路 ( $t_1 \rightarrow t_0$ ) で予報モデルの時間積分を繰り返し、予報変数と対応する時刻の観測値との差の関数として定義される評価関数  $J$  が最小になる最も確からしい予想値を求めます。 $J$  が最小ですから時刻  $t_0$  と  $t_1$  の間で観測データと予想値との差が最も小さく、予想値は最も確からしい解析値といえます。モデルで予想した結果ですから初期値化の必要はありません。4次元変分法は、異なる時刻のデータを活用することができる連続的データ同化です。4次元変分法の詳しい解説は例えば多田・村上(1997)を参照いただきたい。

原理的には現在の状況が過去に反映することはあり得ません。しかし不確実性のある事象の時間発展では、現在との連続性、整合性で過去を見直すことは大変重要です。予報課の永年保存用地上天気図の作成では、時系列天気図の最新の解析と過去の解析の連続性、整合性などを考慮してより前の時刻の解析を補正し、補正した結果でより新しい時刻の解析を見直す作業を経験しました。4次元変分法はこの作業を数値予報モデルで厳密に定式化したものと解釈されます。

4次元変分法は予報精度の向上に大きく寄与しました。2002年には世界で初めて限定領域モデルに4次元変分法が導入され、2005年には全球モデルにも導入されました(露木 1997, 2008; Koizumi *et al.* 2005)。

#### 4.3 スペクトルモデルと格子点モデル

変数をスペクトル成分に分解して振幅の時間変化を予想するスペクトルモデルは、波数が多くなると非線形項の計算に時間がかかるので、実用化が遅れていました。スペクトル空間から格子空間に変換して非線形項を計算し、その後またスペクトル空間に戻す変換法(Orszag 1970)が開発されて計算時間短縮が実現し、全(半)球モデルのスペクトル化が進みました。日本では1983年に北半球モデルがスペクトル方式に変更されました(金光 1982)。

全(半)球スペクトルモデルは球面調和関数を基底関数としてスペクトル展開をします。領域が平面の限定領域モデルでは2重フーリエ級数を基底関数としてスペクトル展開を行うことができます。但し限定領域モデルは側面の境界条件が時間的に変動するので、基底関数では境界条件の設定ができません。説明は省略しますがTatsumi(1986)は巧妙な数学的手法でこれを解決し、1988年にアジア領域モデルのスペクトルモデル化(ASM,  $d=75$  km, 10層)に世界で初めて成功しました。これから後、気象庁の限定領域モデルはすべてスペクトル方式を採用した時期がありました。これは気象庁の数値予報史の大きな特徴だったといえるでしょう。なお2004年からルーチン運用されている非静力学モデルは格子点モデルです。

#### 4.4 計算時間短縮スキーム

ここでは気象庁の数値予報モデルで用いられた、セミ・インプリシット方式、エコノミカル・エクスプリシット方式、セミ・ラグランジュ方式の三つを述べます。

エクスプリシット時間積分方式では、時間差分  $\Delta t$  と空間差分  $\Delta x$  の間には、 $c$  を現象の位相速度としたとき、 $c\Delta t \leq \Delta x$  の CFL (クーラン-フリードリッヒ-リュウイ) 計算安定条件があり、 $c$  が大きいほど  $\Delta t$  が小さく制限されます。

Kudoh(1978)は、位相速度が大きい重力波成分項の時間積分を CFL 条件の無いインプリシット方式にして、気象学的波動の項と同じ大きさの  $\Delta t$  を用いるセミ・インプリシット積分法を北半球モデル(NHM, 381 km 8L)に適用し、計算時間を大幅に短縮しました。これにより192時間の延長予報が可能となり、週間天気予報の支援が強化されました。

Tatsumi(1988)は気象学的波動を積分する長い時間間隔  $\Delta t$  の間に、重力波項を短い時間間隔  $\delta t$  で複数回積分するエコノミカル・エクスプリシット時間積分

方式を開発し、アジア領域モデル (10L-FLM) の予報領域拡大と36時間予報を実現しました。

全球スペクトルモデルは時間変化を移流で計算する代わりに  $\Delta t$  時間後に格子点に達する空気塊の物理量で置き換えるセミ・ラグランジュ方式を採用して計算時間を短縮し、2007年には相当格子間隔20 km の高分解能全球モデルが実現しました。

#### 4.5 非静力学モデル

格子間隔10 km で完全圧縮性の非静力学モデルの運用が2004年に始まり、2006年には5 km に改善されました。このモデルでは雲や降水を雲水、雨水、雲氷、雪、霰等のカテゴリーに分けてバルク的に時間変化を扱う、降水微物理過程のパラメタリゼーションが組み込まれています。境界層乱流過程のパラメタリゼーションには Mellor and Yamada (1974) の Level 3 方式が用いられています。

なお非静力学モデルは気象研究所で開発され、後に気象庁数値予報課のルーチンモデルとして整備されました (例えば、斉藤・加藤 1999; Saito *et al.* 2007)。

### 5. 南岸低気圧の環境場

#### 5.1 南岸低気圧とは

東シナ海方面や四国沖で発生して日本南岸を移動する低気圧は、南岸低気圧と俗称されます。総観的にみると南岸低気圧は、トラフの深まりと地上低気圧の発達が同時に進行する典型的な傾圧不安定の発達とは次のように様相が異なります。

- (i) 寒候期の南岸低気圧の多くは、200 hPa の亜熱帯ジェット気流 (S ジェット) 軸より南側の緯度帯で発生しています。
- (ii) あまり発達せずに東進する事例では地上低気圧の発生が対流圏中層のトラフの形成に先行している事例がしばしば見られます。
- (iii) 西から移動してくる寒帯前線ジェット気流 (P ジェット) のトラフとカップリングすると地上低気圧の大きな発達が始まるという事例も多くみられます。

Takano (2002), 小倉ほか (2005) は数値予報実験で南岸低気圧の発達や発生の機構を論じています。ここでは南岸低気圧の環境場の総観的特徴を考察します。

#### 5.2 大規模場の気団と前線

総観気象では気団、ジェット気流、前線 (帯) などの概念を用いて大気の構造を理解します。第4図 (山

岸 2007, 原図は P&N の Fig.4.7) は冬季の北半球の南北断面の模式図で、主要な気団、ジェット気流、圏界面、前線帯、対流圏下層の風系等が示されています。前線帯が圏界面と接する近傍の暖気側には、温度風の関係により、S ジェット (Js) と P ジェット (Jp) が存在しています。

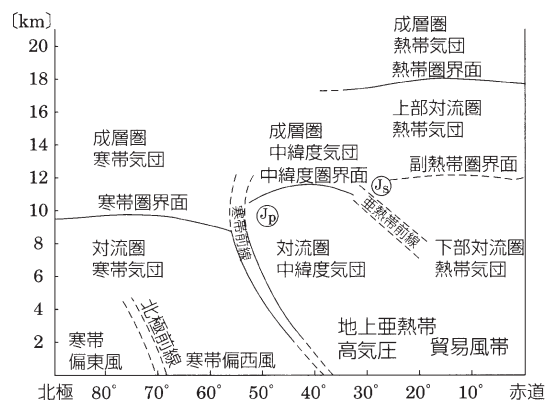
寒帯前線は高緯度側に強い下層寒気があるので通常地表面まで達して低気圧活動に直接関連する前線です。一方亜熱帯前線は、通常対流圏上部にのみ存在しています。第4図のモデルでは対流圏上部は亜熱帯前線と寒帯前線により、熱帯気団、中緯度気団、寒帯気団の三つに大別されていますが、対流圏下層は寒帯気団と熱帯気団の間に寒帯前線があります。

第4図は模式図ですから断面の経度を議論する意義はありませんが、北極前線が描かれていますから、北アメリカ大陸域を想定しているとみることができでしょう。また地域により当然第4図からの偏倚があります。P&N は、ユーラシア大陸東部は南北方向に多重ジェット、多重前線が存在しやすい地域であると指摘しています。ここでは対流圏下層の寒帯前線付近の構造に注目します。

#### 5.3 日本付近の低気圧発生域の特徴

日本付近と北米東岸付近は長波の谷が停滞しやすく、低気圧の発生が多い場所ですが、発生域の緯度分布や季節変化の様相は大きく異なっています。

北アメリカ大陸域での低気圧発生数の緯度と季節についての統計 (Whittaker and Horn 1981) による



第4図 主要な気団、圏界面、ジェット気流、前線帯、対流圏下層の風系を示す南北断面の模式図 (山岸 2007, 原図は Palmen and Newton (1969) の Fig.4.7)。その他の説明は本文参照。



と、発生数極大域は緯度的にみて一つだけで、晩秋から春季は35°N付近に、夏から秋にかけては45°N付近に存在しています。発生数極大域の季節変化は大局的には第4図によく対応していると見なせます。

日本を含む東アジア域の低気圧発生数の統計(Chen *et al.* 1991)では年間を通して二つの発生数極大域があります。一つの発生数極大域は45°Nから50°Nにあります。他の一つは30°Nから35°Nにあり、晩秋から初夏にかけて発生数が多くなっています。地域的には、華中東岸から東シナ海、日本南岸に分布し、気候的にみたSジェットの暖気側で、5.1(i)で述べた南岸低気圧の発生域に対応しています。南岸低気圧は日本付近の低気圧活動の特徴といえます。

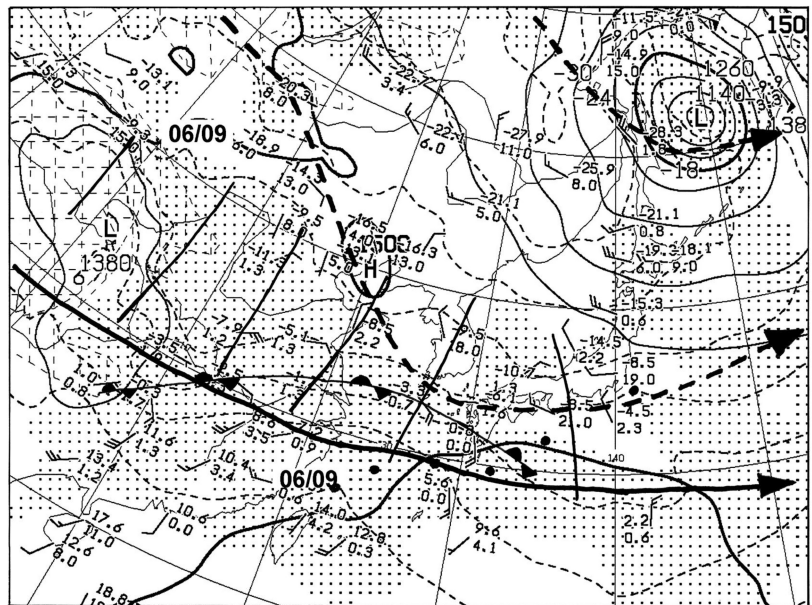
勿論北米大陸でもSジェットの暖気側で低気圧が発生します。しかし他の発生域と区別されるほど数は多くありません。例えば、有名なThe Presidents' Day Snowstorm (1979年2月18-19日)はフロリダ半島の北東の沿岸前線付近で発生して殆ど発達せずに北に進み、五大湖付近から東進してきたPジェットの短波のトラフとカップリングして大発達しました(Bosart 1981)。

#### 5.4 南岸低気圧の一つの事例

2014年2月6日09時に台湾の北で発生した事例で総観の特徴を考察します。第5図は2014年2月6日09時の気象庁作成の850 hPa解析図に他の要素を付加してあります。細実線と細破線はそれぞれ等高度線(60 m 毎)と等温線(6°C 毎)、点彩域は気温と露点温度の差が3°C以下の区域です。矢印付きの太実線は同時刻のSジェットの軸です。P&Nは冬期のジェット気流軸の位置を模式図で示し、日々の変動の小さいSジェットの線を示し、位置の変動が大きいPジェットの存在域を幅をもった領域で表しています(原図Fig.3.9)。矢印付き

太破線はその模式図のPジェットの存在域の北側(Jpn)と南側(Jps)の縁を示しています。500 hPaではしばしば二つの強風域がJpnとJps付近に存在するので、ここではその付近の強風域をJpn, Jpsと呼びます。

Jpnの変動に伴って、北海道付近から以北の低気圧の発達、シベリア高気圧の発達と南への張り出し、日本の西側、中国大陸南部への寒気の南下が起きます。この事例では2月2日から5日にかけて北海道の北及び東海上での低気圧の発達(第5図のオホーツク海の低気圧)に伴ってシベリア高気圧が発達し、華中から東シナ海方面では南下して変質した寒帯気団で下層の気温傾度が強められています。850 hPaの停滞前線は華南から東シナ海に吹いている南西の強風と、シベリア高気圧の南辺の東よりの風系の間で風向のシアが強い所に描いてありますが、地上付近の前線は図の12°Cの等温線よりやや暖気側とみられます。なお気象庁の地上天気図解析では、7日09時に低気圧に伴う前線が、Sジェットの暖気側、30°N以南に解析されています(低気圧の位置は第5図の●参照)。



第5図 2014年2月6日09時の850 hPa図(細実線と細破線は等高度線と等温線、点彩域は気温露点差3°C以下の区域)。前線と亜熱帯ジェット気流軸(矢印付きの太実線)及び6日09時から8日21時までの12時間毎の低気圧中心(●)と500 hPaトラフ(30°Nと40°Nの間の縦の中太実線)等も示す。矢印付きの太破線はPalmen and Newton (1969)のFig. 3.9の寒帯前線ジェット気流の存在域の北側と南側の両端を示す。その他の説明は本文参照。



Jps は黒海付近に停滞する長波の谷からほぼ東西に流れるやや強い偏西風です。日本付近で南下してSジェットに接近し、しばしば南岸低気圧の発生、発達に関係します。この事例では強風帯は図の位置よりやや南側にあり、そこに発生した500 hPaの短波のトラフ軸が、北緯30度と40度の間にある縦の実線で、6日09時から8日21時まで12時間毎に示してあります。

第5図に示すように日本の南岸から東シナ海、中国大陸奥地まで湿潤域が広がっています。図には示ませんが台湾の北から南西諸島沿いに九州方面まで降水域が広がっています。この湿潤域や華南から東シナ海にみられる南西の強風は、これらの地域が東経80度付近にある長波の谷の前面にあること及び先に示した500 hPaの短波のトラフの接近の影響で生じているとみられます。

この様な状況で6日09時に台湾の北で低気圧が発生しています。その後の12時間毎の位置は●で示してあります。低気圧の発生位置はSジェットの暖気側ですが850 hPaの風向シア一域とも気温傾度の強い場所とも離れています。南岸低気圧の発生は凝結に伴う潜熱放出の影響が大きいことが指摘されています(小倉ほか 2005)。

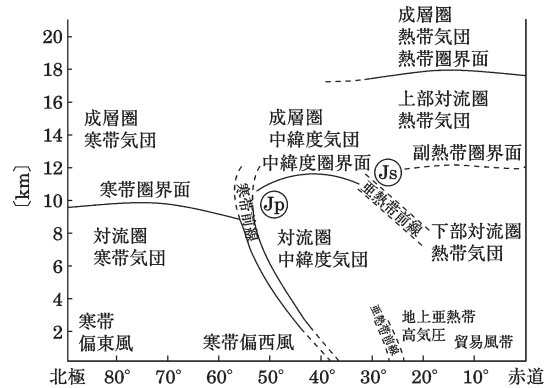
低気圧は発生してから36時間後の7日21時までに6 hPaしか深まっていません。500 hPaの短波のトラフは後面の寒気移流が弱く、深まることなく中国大陸を東進してきましたが、地上低気圧とのカップリングが起こったとみられる7日21時から、トラフの深まり、低気圧の発達(24時間で18 hPa)が同時に進行しています。

### 5.5 日本付近の気団と前線

ここでは南岸低気圧発生の一つの事例を示しましたが、中国大陸南部から日本南岸での下層の前線帯の存在、Jpsに伴う対流圏中層の短波のトラフの東進、東進するトラフと地上低気圧とのカップリングは南岸低気圧でしばしばみられる現象です。

これまでに説明した南岸低気圧発生時の日本付近の気団と前線の鉛直断面の模式図を第6図に示します(山岸 2011)。第4図から北極前線を削除したこと、Sジェット軸の下付近の緯度帯に下層だけの前線(亜熱帯前線の名称には異論も多いでしょう)を描いたこと以外は第4図をそのまま用いています。

第6図で指摘したいことは、日本付近では寒帯前線と地上亜熱帯高気圧の間に下層だけの前線帯が存在することが多く、いわば対流圏下層にも中緯度気団とい



第6図 南岸低気圧発生時の日本付近の南北断面の模式図。第4図の対流圏下層にある北極前線を削除。地上亜熱帯高気圧と寒帯前線の間に下層だけの亜熱帯前線を挿入(山岸 2011)。その他の説明は本文参照。

うべきものが存在するという事です。

北米大陸では、The Presidents' Day Snowstormの事例でも、大陸東岸は深い長波の谷の前面で、対流圏中層以上は南西風が卓越しています。一方日本の南岸低気圧の場合は、Sジェットはほぼ東西の走向です。Sジェットの暖気側で低気圧が発生するという点では類似していますが、日本付近と北米付近では環境場に大きな違いがあります。

### 謝辞

ここで報告した自分の仕事に関連してお世話になった大勢の方々を過不足なく挙げるのは不可能なので、特にお世話になった先輩の方々への謝辞と致します。

故斎藤直輔様、故股野宏志様、倉嶋 厚様には、天気図解析、総観気象の考え方、楽しみについて多くのご教示をいただきました。菊地幸雄様、岡村 存様には数値予報モデル作成の心構え、モデルの構造(ソフトウェア)に至るまで多大な御指導をいただきました。立平良三様には数値予報モデルの天気予報作業への活用面で御指導いただきました。故吉田泰治様にはVFMの開発に絶えざる激励をいただきました。新田 尚様には気象庁勤務全般を通じて御指導いただきましたが、電計室配属当初にモデルの物理過程、特に境界層のパラメタリゼーションの仕事を示唆いただきました。二宮洸三様には、モデルの検証の進め方で御教示いただきました。

二人のレフリーから懇切なコメントをいただき分か

りやすく改稿するのに大変役立ちました。お礼申し上げます。

不注意による多くの書式上のミスや誤字を根気よく指摘し、修正して下さった今田編集委員にお礼申し上げます。

#### 参 考 文 献

- Bosart, L. F., 1981: The Presidents' Day snowstorm of 18-19 February 1979: A subsynoptic-scale event. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1542-1566.
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi and E. F. Bradley, 1971: Flux-profile relationship in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.
- Chen, S.-J., Y.-H. Kuo, P.-Z. Zhang and Q.-F. Bai, 1991: Synoptic climatology of cyclogenesis over east Asia, 1958-1987. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1407-1418.
- Davies, H. C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 405-418.
- 岸保勲三郎, 1958: 気象の数値予報. *科学*, **28**, 56-63.
- Gandin, L. S., 1963: Objective analysis of meteorological fields. *Gidrometeorologicheskoe Izdatel'stvo, Leningrad*. Translation from Russian, Israel Program for Scientific Translation, Jerusalem, 1965, 242pp.
- 金光正郎, 1982: 多層プリミティブ・スペクトルモデル. *電子計算室報告・別冊第28号*, 78-90.
- 柏木啓一, 1979: 気象データ処理法II 客観解析. *天気*, **26**, 715-719.
- Kikuchi, Y., Y. Takigawa, H. Itoo, Y. Isono and H. Uemura, 1977: Four-level northern hemispheric primitive equation model. *Outline of Operational Numerical Weather Prediction at Japan Meteorological Agency*, 1977, 27-39.
- 古賀晴成, 山岸米二郎, 柏木啓一, 二宮洗三, 1984: 急激に発達した低気圧の数値シミュレーション (I) —初期場の影響と総観的構造の特徴—. *天気*, **31**, 305-314.
- Koizumi, K., Y. Ishikawa and T. Tsuyuki, 2006: Assimilation of precipitation data to the JMA mesoscale model with a four-dimensional variational method and its impact on precipitation forecasts. *SOLA*, **1**, 45-48.
- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Bound.-Layer Meteor.*, **9**, 91-112.
- Kondo, J., 1976: Heat balance of the East China Sea during the Air Mass Transformation Experiment. *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 382-398.
- Kudoh, T., 1978: A semi-implicit formulation of prognostic equations in a sigma-coordinate system. *Geophys. Mag.*, **38**, 45-78.
- 工藤達也, 1984a: グローバル・モデルのノーマル・モード・イニシャリゼーション. *電子計算室報告・別冊第30号*, 20-35.
- 工藤達也, 1984b: 局地モデルのノーマルモード・イニシャリゼーション. *電子計算室報告・別冊第30号*, 36-57.
- Manabe, S., 1958: On the estimation of energy exchange between the Japan Sea and the atmosphere during winter based upon the energy budget of both the atmosphere and the sea. *J. Meteor. Soc. Japan*, **36**, 123-134.
- Manabe, S., J. Smagorinsky and R. F. Strickler, 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 769-798.
- 増田善信, 1969: 北半球3層非地衡風バランスモデル. *数値予報解説資料(2)*, 57pp.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806.
- Nagata, M., M. Ikawa, S. Yoshizumi and T. Yoshida, 1986: On the formation of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter; Numerical experiments. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 841-855.
- Ninomiya, K., 1968: Heat and water budget over the Japan Sea and the Japan Islands in winter season —With special emphasis on the relation among the supply from the sea surface, the convective transfer and the heavy snowfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 343-372.
- Ninomiya, K., H. Koga, Y. Yamagishi and Y. Tatsumi, 1984: Prediction experiment of extremely intense rainstorm by a very-fine mesh primitive equation model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 273-295.
- Ninomiya, K., Y. Yamagishi, H. Ohno, N. Miura and H. Koga, 1985: Analysis and numerical prediction experiment of extremely strong dry wind occurred over the northeastern Japan on 27 April 1983. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 589-604.
- 新田 尚, 2009: 数値予報の発展を追って. *数値予報と現代気象学*, 東京堂出版, 72-84.
- Nitta, T., Y. Yamagishi and Y. Okamura, 1979: Operational performance of a regional numerical weather prediction model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 308-331.
- 新田 尚, 二宮洗三, 山岸米二郎, 2009: 数値予報と現代気象学. 東京堂出版, 224pp.
- 小倉義光, 加藤輝之, 高野 功, 2005: お天気の見方・楽しみ方(2) 南岸低気圧の発生. *天気*, **52**, 869-876.
- 大野久雄, 山岸米二郎, 1984: 対流活動に及ぼす地表面加

- 熱の影響—数値シミュレーション—. 天気, 31, 553-563.
- Okamura, Y., 1975: Computational design of a limited-area prediction model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 53, 175-188.
- Ookochi, Y., 1974: Numerical prediction of typhoon movement with use of the multiple grid nesting. *J. Meteor. Soc. Japan*, 52, 387-390.
- Orszag, S. A., 1970: Transform method for the calculation of vector-coupled sums: Application to the spectral form of the vorticity equation. *J. Atmos. Sci.*, 27, 890-895.
- Palmen, E. and C. W. Newton, 1969: Atmospheric Circulation Systems. Their Structure and Physical Interpretation. Academic Press, 603pp.
- 斎藤和雄, 加藤輝之, 1999: 気象研究所非静力学メソスケールモデル. 気象研究ノート, (196), 169-195.
- Saito, K., J. Ishida, K. Aranami, T. Hara, T. Segawa, M. Narita and Y. Honda, 2007: Nonhydrostatic atmospheric models and operational development at JMA. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85B, 271-304.
- 斎藤直輔, 1962: 気象庁電子計算室におけるルーチン傾圧モデルの概要. 電子計算室報告別冊第4号, 73pp.
- Sasaki, Y., 1958: An objective analysis based on the variational method. *J. Meteor. Soc. Japan*, 36, 77-88.
- 多田英夫, 村上茂教, 1997: データ同化概論. 数値予報課報告・別冊第43号. 1-16.
- Takano, I., 2002: Analysis of an intense winter extratropical cyclone that advanced along the south of Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80, 669-695.
- Tatsumi, Y., 1983: An economical explicit time integration scheme for a primitive model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 269-288.
- Tatsumi, Y., 1986: A spectral limited-area model with time-dependent lateral boundary conditions and its application to a multi-level primitive equation model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 637-664.
- 露木 義, 1997: 変分法によるデータ同化. 数値予報課報告・別冊第43号, 102-165.
- 露木 義, 2008: 変分法. 気象研究ノート, (217), 33-68.
- 山岸米二郎, 1979: 鉛直分解能が粗いモデルに適用したレベル-2の closure model. 天気, 26, 449-457.
- Yamagishi, Y., 1980: Simulation of the air-mass transformation process using a numerical model with the detailed boundary layer parameterization. *J. Meteor. Soc. Japan*, 58, 357-377.
- 山岸米二郎, 1983: 関東地方の局地的悪天時の場の特徴の数値シミュレーション. 天気, 30, 531-538.
- 山岸米二郎, 2007: 気象予報のための前線の知識. オーム社, 197pp.
- 山岸米二郎, 2011: 気象学入門. オーム社, 234pp.
- 山岸米二郎, 古賀晴成, 柏木啓一, 二宮洸三, 1984: 急激に発達した低気圧の数値シミュレーション (II) —潜熱放出の効果—. 天気, 31, 357-362.
- Whittaker, L. M. and L. H. Horn, 1981: Geographical and seasonal distribution of North American cyclogenesis, 1958-1977. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 2312-2322.

#### 付録：turbulence closure model

単位質量の水平運動量の時間予想式の右辺にはレイノルズ応力の成分,  $\partial(\overline{u'v'})/\partial z$ ,  $\partial(\overline{v'w'})/\partial z$  が表れる。これが乱流による運動量の鉛直輸送を表す項である。K 理論では 2 次相関量  $\overline{u'w'}$ ,  $\overline{v'w'}$  を大規模場の量でパラメタライズしている。2 次相関量の時間予想式をつくと右辺に 3 次の相関量が表れる。Mellor and Yamada (1974) は観測事実, 理論的考察, 仮定等により 3 次の相関量を 1 次と 2 次の量で表現して 2 次の量の予想式を完結 (close) し, turbulence closure model と名付けた。

Mellor and Yamada (1974) は更に幾つかの仮定で, この式を簡略化し, 簡略化の大きいものから順に Level 1, 2, 2.5, 3, 4 の 5 段階のスキームを提案している。Level 1 と 2 は乱流による鉛直輸送が診断式で表され, 形式的には K 理論に類似している。



Memory of Late Professor Kanzaburo Gambo  
— Numerical Prediction and Synoptic Meteorology —

YAMAGISHI, Yonejiro\*

\* *NPO Weather Environment Education center (WEED), Tonenbiru, 13-17 Kanda Nishikicho, Chiyoda-ku, Tokyo 101-0054, Japan.*

(Received 28 August 2014; Accepted 29 January 2015)

---