

温帯低気圧モデルの歴史的発展*

岸 保 勘 三 郎**

1. はしがき

ノルウェー学派（別名ベルゲン学派）によって温帯低気圧モデルが提唱されたのは、今から60年前のことである。それ以後約40年間、数値予報が各国気象台で実施されるようになった1960年代まで、地上天気図上に画かれた高・低気圧の東進を総観的に追跡し、それをもとに天気予報を行うことが気象学の主流となった。気象学では総観気象学 (Synoptic Meteorology) の時代とよばれてきた。

時代の経過と共に気象観測の手法は近代化し、最近ではテレビでみられるように、毎日静止気象衛星“ひまわり”によって、アジア地域の雲画像を入手できる時代となった。しかし静止気象衛星による温帯低気圧の雲画像分布をみると、画面には60年前に提唱されたノルウェー学派の温帯低気圧モデルの雲分布とよく似た模様が写し出されている。その意味では60年間に特別な進歩がなかったように思われるけれども、温帯低気圧モデルに対する現在のわれわれの理解は、昔とくらべ比較にならない程進歩している。本解説では過去60年の年月の経過で、温帯低気圧モデルの理解がどのような変遷を経、どのような学問的な進歩があったかを歴史的にのべてみたい。

2. ノルウェー学派（ベルゲン学派）の低気圧モデル

ノルウェーのビヤークネス (J. Bjerknes) およびソルベルグ (H. Solberg) は1923年に「降雨形成の気象学的条件 (Meteorological condition for the formation of rain)」という題名*** で、低気圧の立体模型を提出した。それまでは、天気図の型と天気との関係などが経験的

にまたは形態学的に論じられていたが、この論文で初めて天気の移り変りが実体的に論じられたわけである。この論文では雨の型が次のように分類された。

- (1) 地形性降雨
- (2) 寒冷前線による降雨
- (3) 温暖前線による降雨
- (4) 対流性の降雨
- (5) 霧雨

この5つの型について観測値を用いた研究を行ない、とくに(2)、(3)は低気圧性降雨、(4)は不安定性降雨として分類し、(2)、(3)の考え方は現在の高・低気圧のモデルの基礎となった。本文では(1)、(2)、(3)の降雨についてのべてみたい。

2.1. 地形性降雨

第1図(a)、(b)には1920年8月7日の19時、8日の8時の天気図が示してある。天気図には地上風の流線、雲の型(乱層雲 Nb, 層雲 St, 巻雲 Ci, 積雲 Cu……), 雨域(斜線域)が記入されているが、スカンジナビヤ半島の西側に地形性降雨がみられ、東側では天気は快晴となっている。

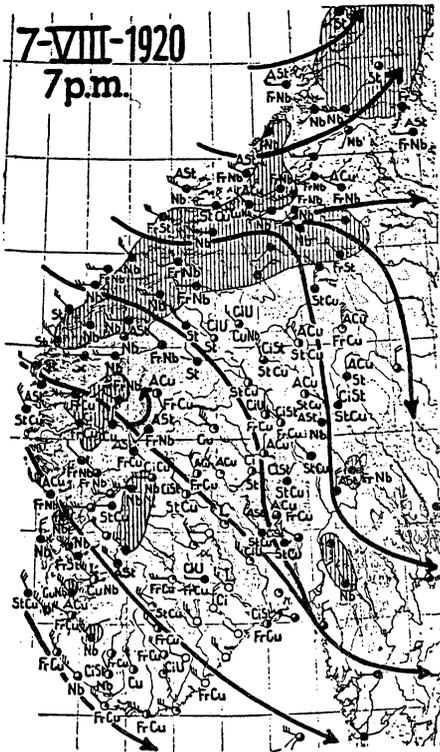
2.2. 寒冷前線による降雨

地形性降雨は山岳に沿う上昇流によって引き起こされることが直観的にすぐ理解できるが、第2図にみられるような降雨については、その生成について少し考える必要がある。第2図は1918年7月24日午後8時の天気図で、図には等圧線、風向・風速、気温(摂氏単位)、雨域(斜線)が記入されている。図にはスカンジナビヤ半島の南

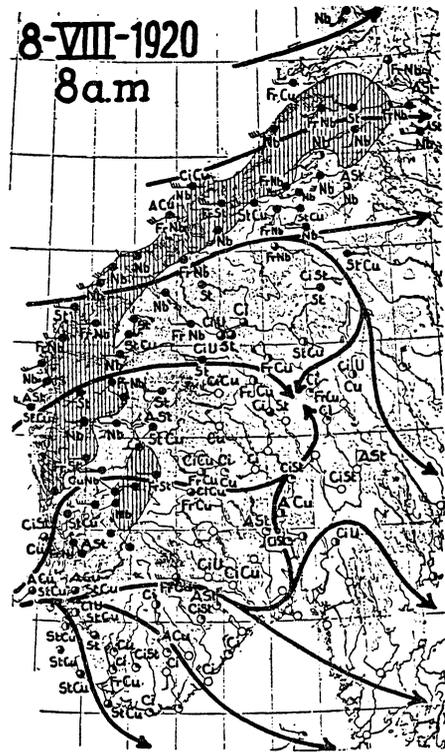
*** “Geofysiske Publikationer” (No. 3, 1923) というノルウェーの気象学会誌に発表されたが、この雑誌は現在では廃刊になり、気象庁、大学などの図書館でみることができる。

* Historical review of cyclone models in middle latitudes.

** Kanzaburo Gambo, 東京大学理学部.



第1図(a) 1920年8月7日19時におけるスカジナビヤ半島における地形性降雨域(斜線域)と地表付近の風向・風速分布。



第1図(b) 第1図(a)と同じ。但し時刻は8月8日8時。

端から東ヨーロッパ大陸にかけて細い雨域が南東にのびている。この雨域の生成に関し、ビヤークネスとソルベルグは次のように考えた。

第3図(a)のように流線の収束域があると、この収束域には上昇流がおこる。またこの収束域が第3図(b)のような一般流に流されるとすれば、結果的には流線は第3図(c)のようになり、風の収束域は点線域に見出され、この収束域を境にして風向の急変がみられることになる。普通この収束域は暖気と寒気の境界域によくみられ、特に寒気と暖気との流れが逆方向(第2図のスカンジナビヤ半島の南端付近参照)の場合にはV字型の気圧の谷をつくりやすい。

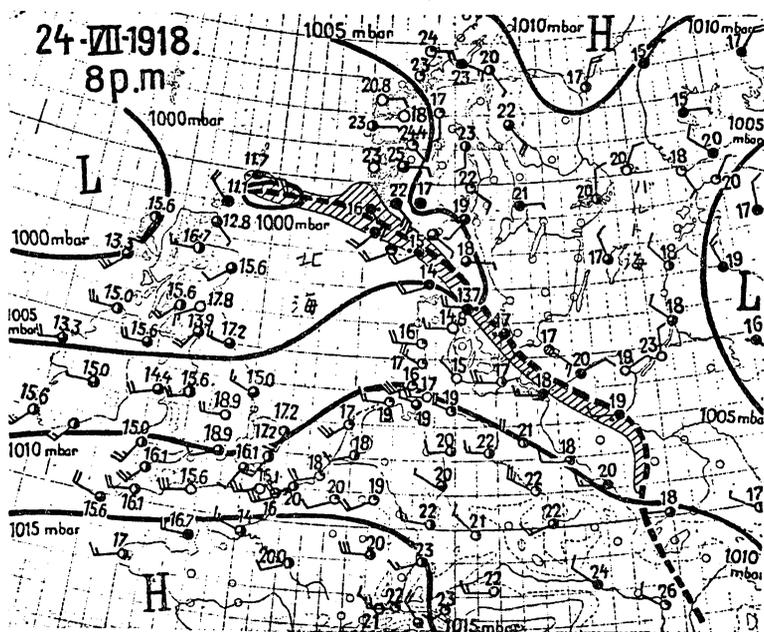
ともかく上述のように地上風の収束域があると上昇流による降雨が生成され、第2図にみられるようにV字型の気圧の谷に沿った降雨域が見出される。

ビヤークネスとソルベルグは第2図の降雨域をスカンジナビヤ半島の南部地域についてさらに詳しく調べ

た。第4図(a)は第2図と同じ時刻の天気図で、スカンジナビヤ半島での風向・気温分布を詳しく示したものである。図の左下には北海から寒気の流入(黒線で流線が示してある)があり、図の右側にはバルト海からの暖気の南下(白線で流線が示してある)がある。このような天気図の時間的変化を追跡し、ビヤークネスとソルベルグは最終的には第4図(b)のような寒冷前線のモデルを提唱した。図にみられるように雨域は約70 km位に集中し、夾状雲(ACu)の拡がりは暖域に約200 km位となっている。

2.3 温暖前線による降雨

前述の寒冷前線による降雨とはちがった降雨の型が第5図(a)に示してある。図は1921年1月21日午後7時の天気図であるが、図には気圧、風向、気温(摂氏単位)、雨域(斜線)が示してある。イギリス、北海にかけての暖域(10°~6°C)では西風が吹いており、バルト海から東ヨーロッパ域は寒域(-10°C~4°C)となっ



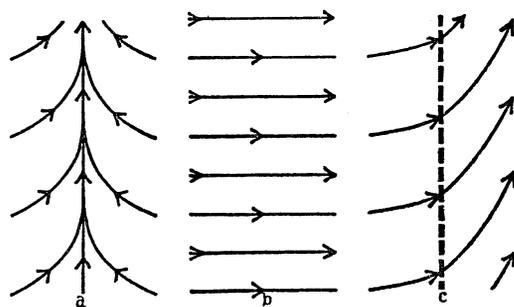
第2図 バルト海、北海、東ヨーロッパ近傍の降雨域(斜線域)。時刻は1918年7月24日20時。

ている。この時の雲の型、雨域などの追跡から、ビヤークネスとソルベルグは第5図(b)のような温暖前線のモデルを提唱した。巻雲(Ci)の高さは約9 km、雨域は約300 km、また前線に沿って乱層雲(Ni)、高層雲(ASt)、巻層雲(CiSt)が観測されており、前線の水平面に対する傾きは約1/100となっている。

以上のような寒冷前線、温暖前線による降雨の解析から、ビヤークネスとソルベルグは第6図のような低気圧モデルを提唱した。

図の上図は低気圧の北の部分の降雨域を東西方向に示したものであり、下図は低気圧の南の部分の降雨域を東西方向に示したものである。第6図はそれ以後総観気象学に用いられる基本図となり、彼らが導入した寒冷前線、温暖前線の言葉は、半世紀を越える時間の風化に耐えて今日でも使われている。

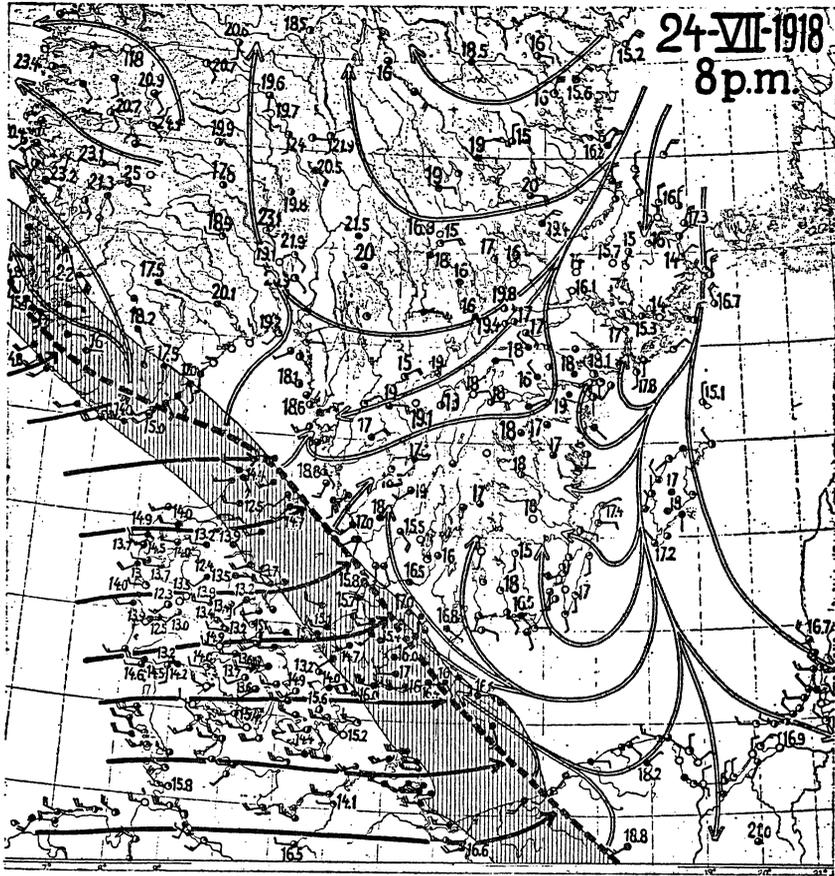
ビヤークネスとソルベルグは前述の論文に引き続いて、1922年には「低気圧のライフ・サイクルと大気循環に関する極前線論」という題名*で温帯低気圧の発達から消滅までの過程を扱い、第7図のようなモデルを提案



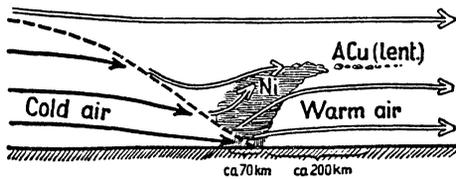
第3図 (a)収束域を形成する風系。(b)一般流。(c)(a)と(b)とを重ね合せた風系。

した。まず図(a)のように破線をはさんで北側に冷たい西向きの地上風、南風に暖かい東向きの地上風がある。温帯低気圧の発生は、暖気の一部が北側の冷気の領域に侵入し(図(b))、東西方向に温暖前線、寒冷前線が形成される(図(c))。図(c)が前にのべた第6図に対応する。時間と共に2つの前線は接近し(図(d))、遂には暖気の一部が切り離されて寒気の中に閉じこめられ、低気圧の地表面付近はすべて寒気でおおわれることになる(図(e), (f))。この状態をビヤークネスとソルベルグは「閉塞低気圧(occluded cyclone)」とよんだ。

* 前述と同じ雑誌“Geophysiske Publikationer”(No. 4, 1923)に発表。



第4図(a) 第2図の降雨域を拡大した図。

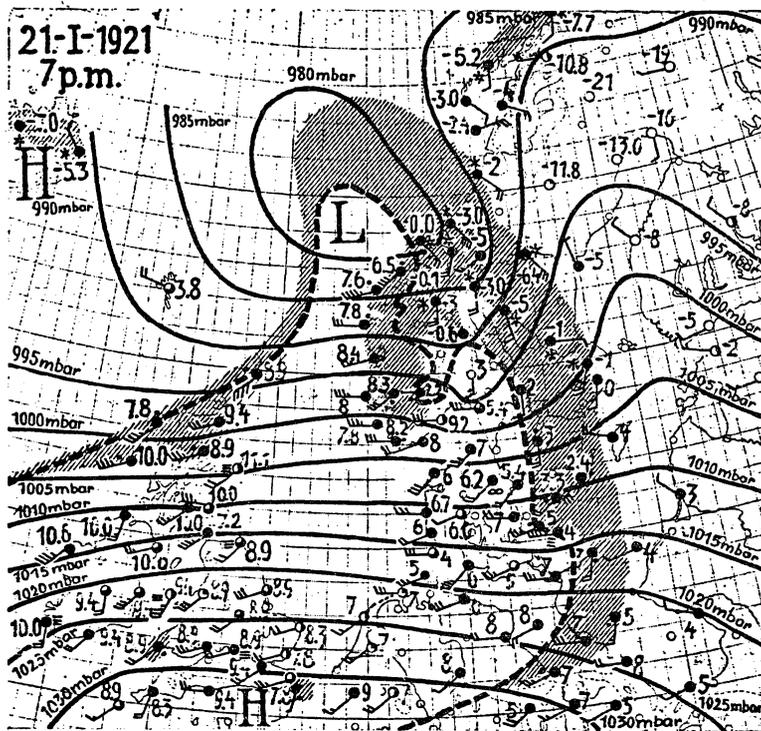


第4図(b) 寒冷前線近傍の降雨と風系。

更に時間がたてば前線は消滅し、寒気内に渦巻きが残され(図(g))るが、この渦巻きは弱くなって最終的には図(h)のようになる。第7図(b)、(c)に示される温帯低気圧の生成・発達過程は、最近では静止気象衛星“ひまわり”の雲画像ではっきりとみることができる。秋の季節に東支那海付近で図(b)のような低気圧の発生がみられると、この低気圧は東進しながら図(c)のように発達し、カムチャッカ半島付近で発達の最盛期を迎

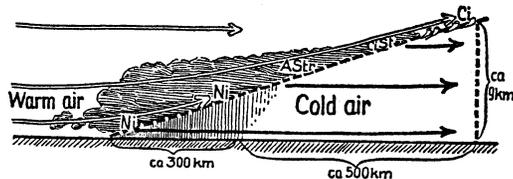
える。この場合太平洋上で発達の最盛期を迎えるので、図(d)、(e)とは少し異なった過程を経る。第7図のような図(c)から図(f)にいたる過程はヨーロッパ大陸でよくみられるが、日本付近では発達の最盛期には低気圧域内の上昇流による凝結の潜熱放出が低気圧内の運動エネルギー増加源になっているので少し事情は異なっている。しかしカムチャッカ半島付近で台風並に発達した低気圧から寒冷前線が日本の南岸まで達し、この寒冷前線に沿って雲域が広がっていることは静止衛星“ひまわり”の雲画像で屢々みられ、状況は図(f)によく似ている。ともかく大筋では現在でも通用する温帯低気圧の一生のモデルが1922年に提唱されたことは興味のあることである。

上述のようにノルウェー学派*の人々は温帯低気圧の地上付近の構造については見事なモデルを提唱したが、その生成の原因については、2つの気団の境目(第7図



第5図(a) スカンジナビヤ半島から東ヨーロッパ地域における降雨域(斜線域), 時刻は1921年1月21日19時.

(a)に風のシャーによる不安定波が生ずるためだと考えた。これは正しい考えではなく、一般に気団の境界でなくても、南北方向に温度傾度があれば温帯低気圧は発生する。この発生のメカニズムが解明されるのには、さらに30年の歳月が必要であり、このことについては第5章で詳しくのべたい。



第5図(b) 温暖前線近傍の降雨と風系.

3. ライプツヒ学派の理論的取扱い

前章でのべたノルウェー学派の提案がおこなわれる前に、1910年代にドイツのライプツヒ大学では V. ビャークネス(前出のビャークネスの父)を中心とした研究グループができた。

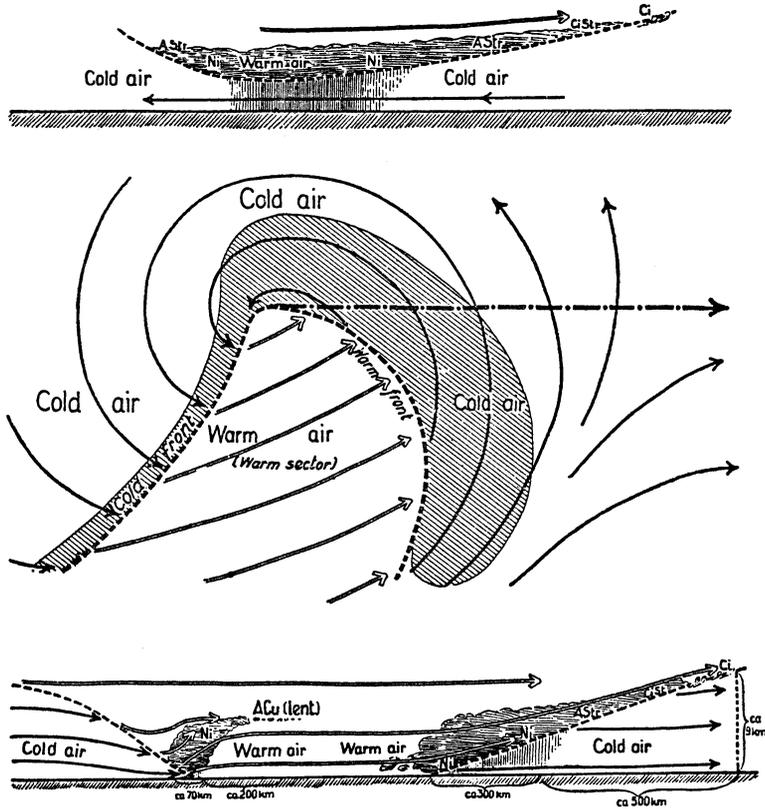
この研究グループの創立者 V. ビャークネスの考えは次の一文で要約されるだろう**。

“われわれは流体力学の方程式を理想気体に応用することだけにとどまらないで、現在の観測によって明らか

にされつつある実際の大気の流れにも適用しなければならない。われわれの用いる方程式は、現時点から将来への大気の流れについての法則を含んでいる。……ちょうど一世紀前に天文学の分野で開始された予則(pre-calculation)の問題を気象学にも確立することが現在最も大切である。しかしこの問題はたいへんなことである。……私はいつの日にか、この問題は気象学の最重要な研究テーマになることを確信している。……たとえ日々の子報が計算の上で数年かかっても、私は幸福に思うだろう。

* ビャークネスなどの大学はノルウェーのベルゲンにあって、別名ベルゲン学派とも呼ばれ、ベルゲンは1920年代、世界の気象学の中心地であった。

** Platzman, G.W., “A retrospective view of Richardson’s book on weather prediction”, Bull. Amer. Met. Soc., 48, 8, 514 (1967)より引用。



第6図 温帯低気圧域内の降雨域（斜線域）と風系を模式的に示した図。図の最上端は低気圧の北の地域（寒冷域）の東西断面，最下端は低気圧の中心部（寒冷域，温暖域を含む）の東西断面。

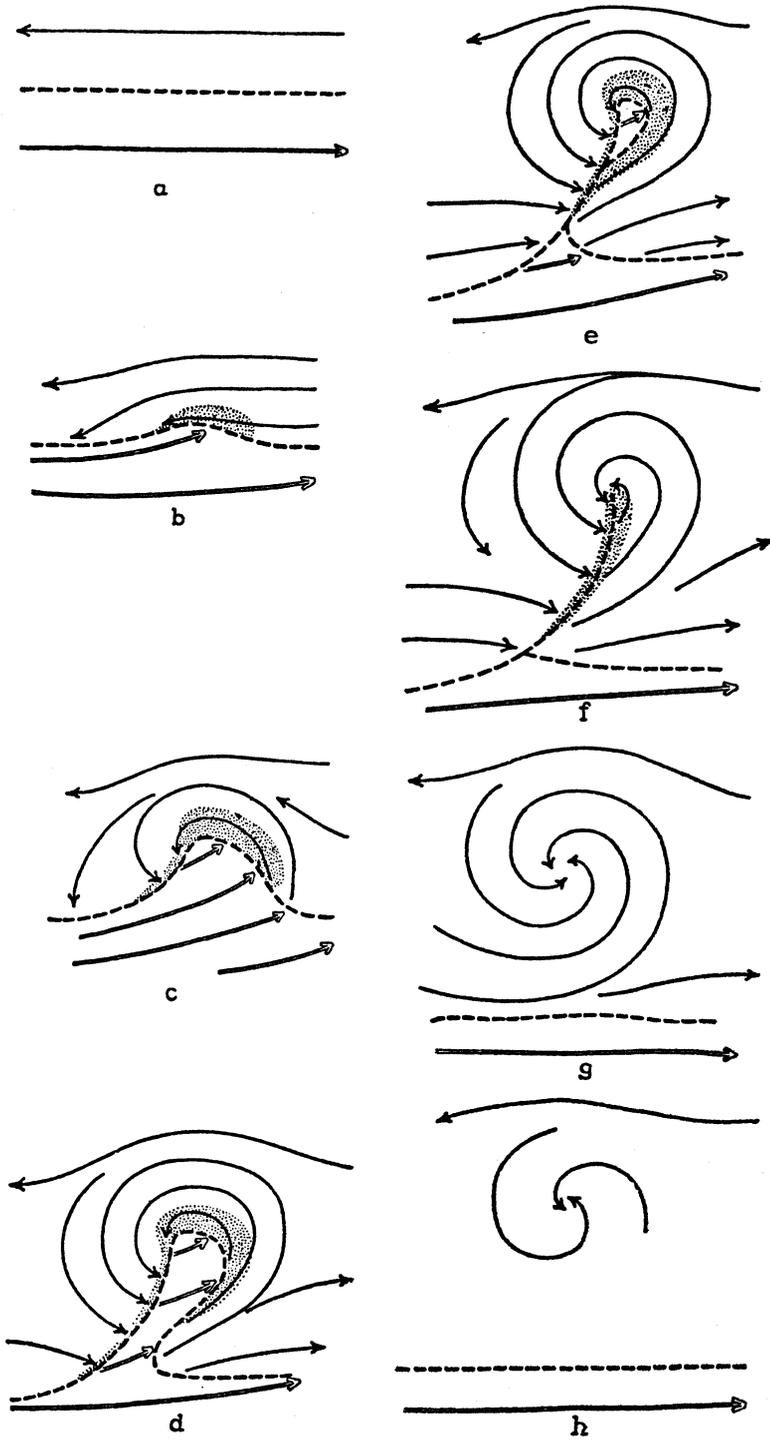
その時はじめて気象学は精密科学となり、大気に関する本物の物理学になることであろう。その時にこそ、実際の予報は確実に進歩していくことであろう。山の中にトンネルを掘ることは多くの年月を要することである。しかしそのことは次代の人が急行列車でトンネルを突っ走ることを決して妨げるものではない。……”

ここに V. ビヤークネスの考えを大分長く引用したけれども、この考えは1914年に発表されたものである。当時の気象学はライプツヒ大学が中心であったので、われわれは当時のことを呼称してライプツヒ学派の時代（1913～1917）とよんでいる。この学派は上述の V. ビヤークネスの方針にしたがって気象力学の確立に努力したけれども、第一次世界大戦があったために、グループとしての力を発揮できないまま四散してしまった。しかし V. ビヤークネスの考えは、当時ライプツヒ大学に

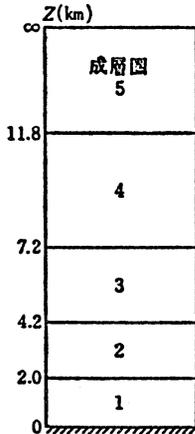
留学した若い気象学者 J. ビヤークネス、ソルベルグなどに深い感銘を与えた。J. ビヤークネス、ソルベルグなどはその後ノルウェーのベルゲン大学でノルウェー学派をつくり、前述（第2章）のような温帯低気圧のモデルをつくった。これに対しライプツヒ学派の流れを汲むものとして、1910年代の終りにイギリスのリチャードソン(L.F. Richardson)が登場してくる。彼は流体力学の方程式を大気の流れにどのように応用するかについて、はじめて具体的な計算方法を提案した。

リチャードソンの試み

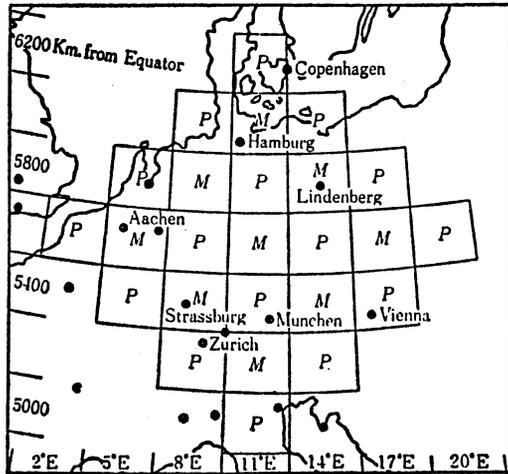
リチャードソンの回顧録によると、イギリスの学術雑誌“Philos. Trans.”に載った数値計算の論文を読み、その応用問題として大気の流れを数値的に計算しようとしたそうである。彼は1910年代の考えをまとめて、1922年に「数値的方法による天気予測 (Weather Prediction by



第7図 モデル化した温帯低気圧のライフ・サイクル。



第8図 リチャードソンの提案した5つの層(鉛直方向).



第9図 ミュンヘン近傍の格子. Pは気圧, Mは運動量を求める領域.

Numerical Process)」という本を出版した*. この本ではじめてどのような計算方法で大気の流れを予報するかを提案したわけである. 彼の考えを要約すると次のようになる.

地上気圧はその上の空気の重さであり, したがって地上気圧の時間変化は, その上の空気がどれ位収束・発散

するかによって推定することができる.

すなわち数式で表現すれば**

$$\frac{\partial P_s}{\partial t} = -g \int_0^{\infty} \left[-\frac{\partial}{\partial x}(\rho u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho v) \right] dz \quad (1)$$

但し P_s : 地上気圧, g : 重力加速度, z : 高さ, u, v : 東西 (x) 方向, 南北 (y) 方向の速度, ρ : 密度.

リチャードソンは具体的な計算を行うにあたり, 第8図のように大気を上下方向に5層に分割し, また水平面に関して第9図のような格子状にヨーロッパ大陸を分割した. このような格子網を北半球上に広げると, 地球大気を約3,200個のブロックに分けることになる. 第9図でM点で運動量 $M(\rho u, \rho v)$ を与えると, 式(1)を用いてP点での気圧 P の変化が計算できる.

ただしこの場合P点 (x, y) で

$$\frac{\partial}{\partial x} \div \frac{1}{2\Delta x} [(\rho u)_{x+\Delta x} - (\rho u)_{x-\Delta x}],$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \div \frac{1}{2\Delta y} [(\rho v)_{y+\Delta y} - (\rho v)_{y-\Delta y}]$$

といった差分の計算を用いる. ここで $\Delta x, \Delta y$ は第9図で示した東西, 南北方向の格子間隔である.

リチャードソンは第9図のミュンヘン市が入っているブロックの気圧 P と, その北のブロックの運動量 M の時間変化のみを求めた***. 用いたデータは1910年5月20日7時(グリニッチ時)のものである. 彼が歴史上は

*** 運動量 M の時間変化は流体の運動方程式より求める.

* L.F. Richardson: Weather Prediction by Numerical Process. Cambridge, University Press. pp 236 (1922).

** 鉛直方向の静力学的釣合いの関係式より

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (A)$$

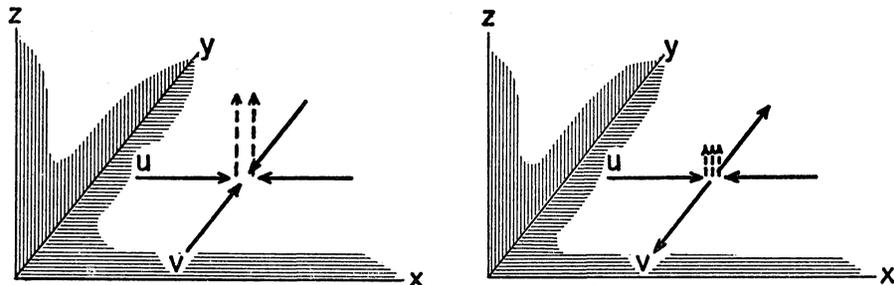
一方質量保存の関係式から, 鉛直速度を w とすれば

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\rho u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho v) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho w) = 0 \quad (B)$$

式(A)を時間で微分し, 式(B)を用いると

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) = -g \frac{\partial \rho}{\partial t} = g \left[\frac{\partial}{\partial x}(\rho u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho v) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho w) \right] \quad (C)$$

式(C)を $z=0$ (地表面) から $z=\infty$ (大気の上端) まで積分すれば, $z=0$ で $w=0$, $z=\infty$ で $\rho w=0$, $\frac{\partial p}{\partial t}=0$ という境界条件より容易に(1)式をうる.



第10図 (a) 小規模擾乱の水平収束. (b) 大規模擾乱の水平収束.

じて数値計算で求めた6時間の地上気圧変化量は145.1 mbであった. すなわち

$$\frac{\partial P_s}{\partial t} = 145.1 \text{ mb}/6\text{hr} \doteq 680 \text{ mb}/1 \text{ 日}$$

の大きさであり, 実際の変化量の大体100倍位大きい値となった.

リチャードソンはこのようなどてつもない結果について, 風の高層観測がまずいためであるとのべ, 将来のことについて次のように書いている.

“この仕事に6週間もかかった. ……ところで将来計算のスピードは10倍速くなることも考えられるだろう. もし, ひとつのブロックに32人の人がかかれれば, 6時間先の予報を3時間で計算し終ることが可能になるであろう. すなわち, 天気の変化より先に予報ができることになる. ところで北半球全域の予報のことを考えれば, 赤道地方のブロックの大きさを少し大きくして, 前ののべた3,200個のブロックを2,000個くらいまで減らすことも可能である. そうすれば $32 \times 2,000 = 64,000$ 人の人が地球上の各ブロックを分担し, 一斉に計算を行うと北半球全域の天気予報が実現することになる. これはたいへんな仕事である. ……”

彼はさらにつづけて, 6万4千人の人がオーケストラの演奏と同じように巨大な劇場の中心に陣どった指揮者の合図で一斉に計算を行うことを想像している. 計算の進みすぎた人には赤ランプで, 遅れすぎた人には青ランプで合図するといった細かいことまで書いている. そして“大気は複雑なので計算方式もこみ入っている. しかし, とまかく計算できるような形になってきた. ……多分いつの日にか, 数値計算が天気の変化を前もって予測することになるであろう. ……しかし, それは‘夢’である”.

* 日本ではラジオゾンデを用いて1933年に陸軍気象部が, 1936年に気象台が正式に観測しはじめた. 米国では1938年に使用しはじめた.

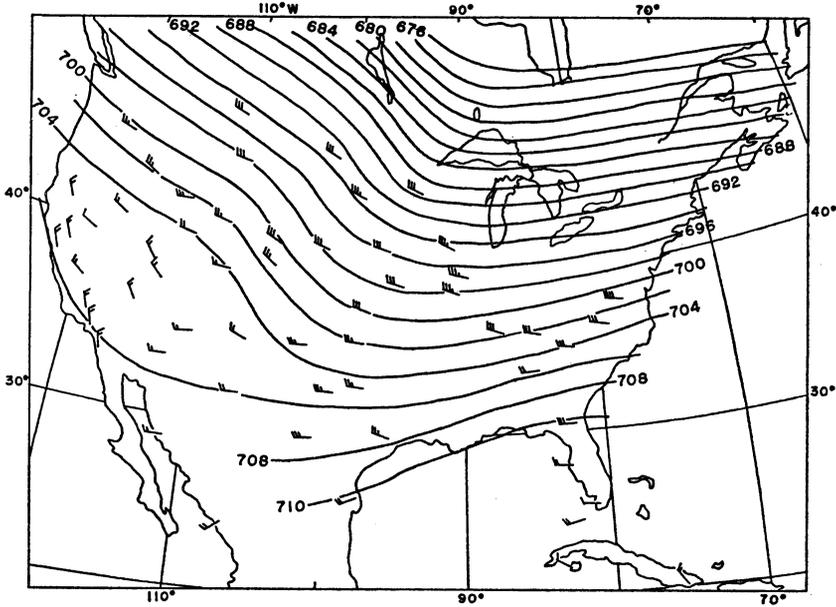
ある”.

リチャードソンの求めた145.1 mb/6時間といったあまりにも非現実的な気圧変化の値に失望したせいも, 1922年以後ライブッチヒ学派の考えは誰も取り上げなかった. これに対し, 天気図を書き, 大気の流れを天気図上で時々刻々追跡していくというノルウェー学派のやり方は多くの気象学者の心をとらえ, 1940年代まで気象学の主流となった.

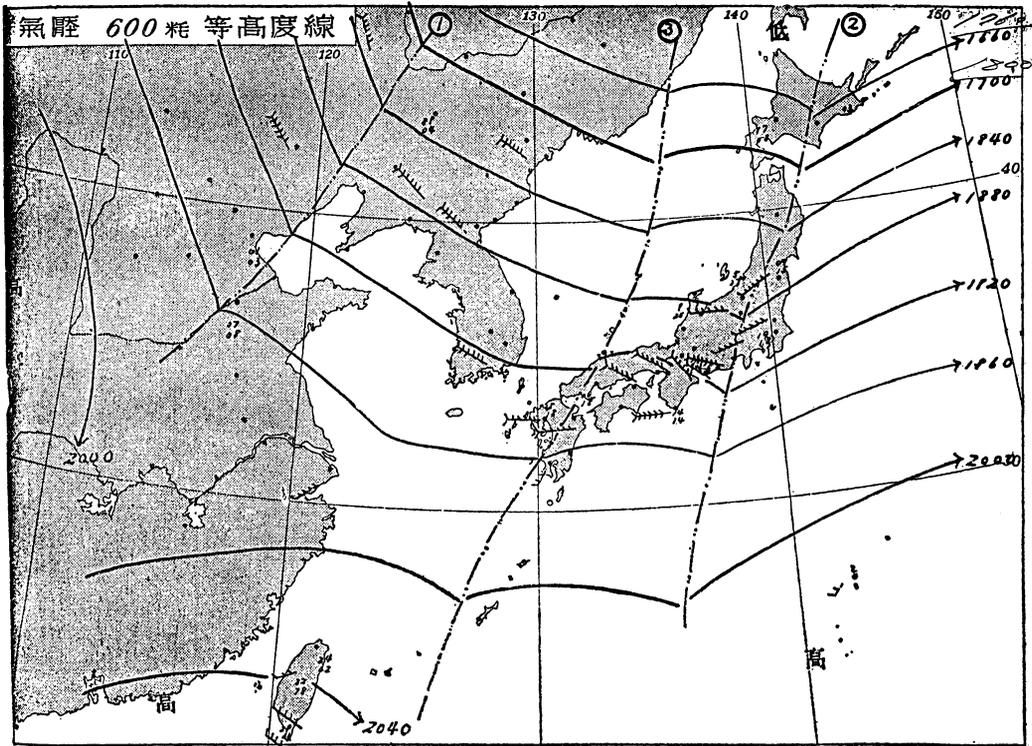
ところでリチャードソンの間違いはどこにあったのであろうか. ひとことでいえば(1)式で運動量の水平収束・発散の推定について充分な考察がなされなかったことである. 一般に地表面の空気が局所的に加熱されると, 第10図(a)のような対流がおこる. 加熱の中心部では $\frac{\partial}{\partial x}(\rho u) < 0$, $\frac{\partial}{\partial y}(\rho v) < 0$ であり, 運動量の収束がおきている. これに対し高・低気圧の運動では, 第10図(b)のように運動はほぼ水平に二次元面内でおこっている. したがって $\frac{\partial}{\partial x}(\rho u)$ と $\frac{\partial}{\partial y}(\rho v)$ は符号が相反し, 非常に小さい上昇流 W ($W \sim 1 \text{ cm s}^{-1}$) しかおこさない. このような高・低気圧運動に伴う上昇流の特性ははっきりしたのは, 高層観測網が充実した1940年代になってからである.

4. 高層観測網の充実とロスビー波の発見

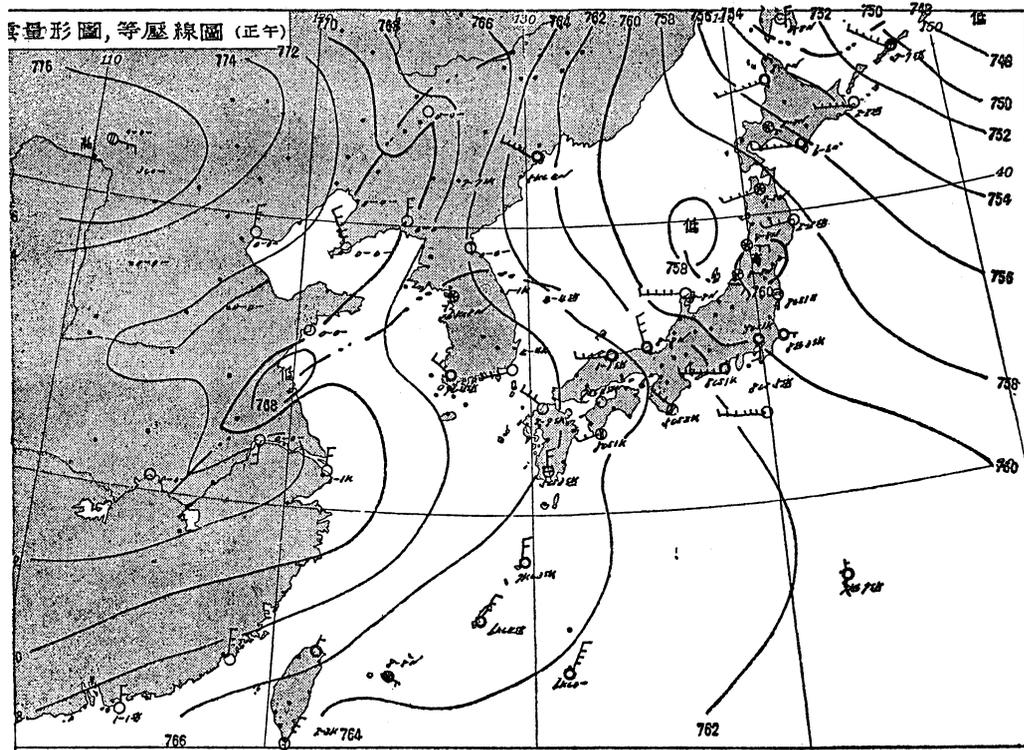
1930年代の後半には測風気球, ラジオゾンデ* などによる高層観測が行われるようになり, 今までの地上天気図と併行して高層天気図が作成されるようになった. 米国では1939年1月から高度1,500m, 3,000mにおける月平均高層天気図が Monthly Weather Review に印刷されはじめ, わが国では昭和18年(1943年)1月1日から日々の高層天気図が印刷発行されるようになった. 参考までに第11図にはアメリカ大陸における1939年1月の高度3,000mにおける高層天気図を示しておく. また第12, 13図には1943年1月1日正午における日本付近の気圧



第11図 アメリカ大陸上の1939年1月の高度3,000mにおける月平均気圧図(単位mb)と月平均風向・風速分布図。



第12図 1943年1月1日12時の気圧600mmHg(800mb)面の等高線図。単位はm。



第13図 第12図に対応した地上天気図。単位は mmHg (750 mmHg=1,000 mb)。

600 mmHg (気圧800 mb) 面における等高線図と地上天気図が示してある。アメリカ大陸の場合にはデータが相対的に豊富なため、等圧線もかなり滑らかにえがかれている。これに対し日本の高層天気図ではデータが主に日本列島に限られているために、現在からみればかなり不自然と思われるような形で気圧の谷がえがかれている。しかし第12, 13図の天気図がかかれた1943年頃は、まだ高・低気圧の発生、発達、消滅の理論が確立していない時代であったが、地上低気圧域(朝鮮北部から上海付近まで)に対応して上層の気圧の谷がうまくかかっているのは大変興味深いことである。

* 例えば東西 (x) 方向の風を u とすれば、 u の鉛直 (z) 変化と南北 (y) 方向の温度 (T) 傾度との間には、次のような温度風の関係式が成り立つ。

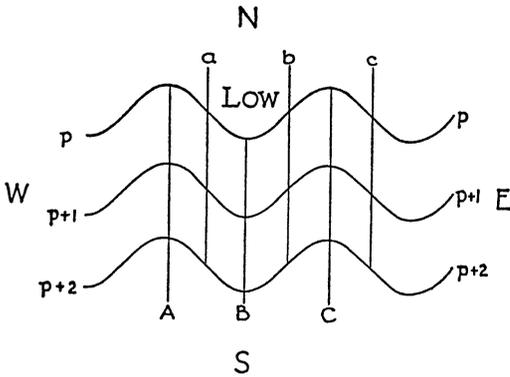
$$\frac{\partial u}{\partial z} \doteq - \frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial y}$$

(f : コリオリー因子 $= 2\omega \sin \varphi$, ω = 地球の自転角速度, φ = 緯度)

上式より地上の温度傾度より上層の風速を推定できる。

ところでアメリカ大陸では、1935年頃から測風気球による高度3,000 mの流線図がかかれはじめ、第11図に示されているようなアメリカ大陸上の波動が指摘されるようになった。同じようなことは当時ヨーロッパでも指摘されている。特にドイツの研究者はこの波が東進すること、また地上の高・低気圧の東進は上述の上層の波の東進に付随しておこることを明らかにし、上層の「指向流 (steering current)」が天気予報の上で重要であることを提案した。

その頃スウェーデンからマサチューセッツ工科大学 (MIT) の気象学教室に招聘されたロスビーは、アメリカ大陸上の波についての考察をすすめ、当時学生であったナマイアス (J. Namias) の協力を得て、東太平洋、西大西洋上に高層天気図を拡げることを考えた。手法は洋上の船舶による地上観測から高層の流れを推算する方法である*。その結果、上層には比較的長い波長をもった波が東西方向に蛇行していることが見出された。筆者がナマイアスからきいたところによると、彼の師ロスビーはクリスマス・パーティーの夜、酒を飲みながらアメ



第14図 東西方向の一般流に重ね合わさった正弦波。

リカ大陸上の長波の話に及び、第11図にみられるような波は太平洋上でどのようになっているのであろうかと話されたとのことである。彼は高層観測データのない太平洋上のことを考え、海洋上の船舶のデータを使うことを考えて、パーティーの翌日早速データのチェックを行ったそうである。船舶のデータを用いて東太平洋上の上層の流線をかいてみると、アメリカ大陸上の流線とうまくつながり、アメリカ大陸、太平洋、大西洋の全体を通してみると、第11図にみられるようにアメリカのロッキー山脈のリッジを中心にして東西方向に波長の長い波があることがわかったとのことである。すばらしいことだと思ひ、早速ロスビーに報告したとのことである。それはとても感動的な日であったと、ひと昔前に筆者に語ってくれたことがあるが、観測による事実の発見というものの大切さを改めて思い出す。

以後この波の発見者ロスビーの名にちなんで、ロスビー波といわれるようになった。論文の形でその特性が明らかにされたのは1939年である*。

この論文の中で、ロスビーは1937年に発表されたビヤークネスの論文を引用しながら興味ある考察を行った。ビヤークネスは波の東西方向の移動に関して、第14図に

示されているような東西方向の一般流Uに重ね合さった正弦 (sin) 型の波を考えた。第14図では南北方向の気圧傾度力は東西方向に一樣である。この気圧場に沿う流れを考えると、図の南北断面Aでは流れが高気圧性（時計廻り）なので、流れが低気圧性（反時計廻り）である南北断面Bよりは空気の流れる量が多い**。

したがってAとBとの間には質量の収束がおこり、逆にBとCとの間には質量の発散がおこる。このことはAとBとの間で気圧の増加、BとCとの間には気圧の減少がおこり、結果的には第14図の波は東進することになる。上述のような考察にしたがえば、波の振幅が同じである場合には波長の短い波ほど曲率が大きくなるので、東進速度も大きくなる。

このような波の東進に対する考え方に対し、MITのウィレット (H.C. Willett) などは、波は必ずしも東進しないことを日々の高層天気図に見出した***。特に地上天気図に注目してみると、東西方向の一般流は西風であるにも拘らず、第15図に示したようにアジアの高気圧が西進したり (1938年12月3～21日の期間)、時には2つもの高気圧に分裂したり (12月24～28日の期間) する現象もみられた。

このような観測事実立脚して、ロスビーはビヤークネスとはちがった立場で波の移動を考え直した。彼は第14図で気圧のリッジと気圧のトラフの緯度のちがいに注目した。すなわち第14図の気圧場に沿う流れに関し、断面Aでは緯度が断面Bより高いので、地衡風の考え*4より、断面Aでは断面Bより空気の流れる量が少ない。したがってAとBの間では質量の発散、BとCの間では質量の収束がおこり、結果的には第14図の気圧場は西進することになる。これはビヤークネスの東進とはちがった結論である。

* 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 currents of action. J. Marine Res., 2, no. 1, 38-55.

** (気圧傾度力)=(遠心力)+(コリオリー力)の平衡状態を考えると、A断面では遠心力とコリオリー力の符号が相反し、断面Bでは同じ符号なので、同じ気圧傾度力の場合には、断面Aでは断面Bより強い西風が吹く必要がある。

*** ウィレット、ナマイアス、ホルンボー (J. Holmboe) などのグループは MIT とアメリカ農商務省との協力のもとに、アメリカの週間予報のプロジェクトを推進し、日々の高層天気図を作製し、天気図の擾乱の東西、南北方向の動きから、予報の手がかりをつかもうとした。

*4 地衡風の関係式は東西方向には

$$u = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (f: \text{コリオリー力因子} = 2\omega \sin \varphi)$$

但し ω : 地球の自転角速度, φ : 緯度, ρ : 密度。したがって気圧傾度 $\left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)$ が一定であれば、東西風 u は f に逆比例。すなわち u は $\sin \varphi$ に逆比例。

以上のような観測事実と理論的考察にもとづき、ロスビーは上層の長波の東西方向の伝播速度 C について次のような公式を提出した。すなわち

$$C = U - \frac{\beta}{k^2} \quad (2)$$

但し U は東西方向の一般流であり、 k は擾乱の東西方向の波数、 β はコリオリー因子 f の南北方向の変化率、すなわち $\beta = \frac{\partial f}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y}(2\omega \sin \varphi) = \frac{2\omega \cos \varphi}{a}$ (a : 地球の半径)

上式で右辺の f の南北方向の変化率 β による西進速度は「ベータ効果による西進速度」といわれ、コリオリー因子 f の南北差によっておこるものである。これは回転系の大気中におこる必然的な西進速度であり、非回転大気中での現象とのちがいを特徴づけるものである。上式で東西方向の一般流 U を $U=0$ とおけば、回転地球上でのうず度は一般流のない場合には西進することを示してい

* 摩擦のない、非圧縮性の二次元水水平面での運動では、うず度 (vorticity) の鉛直成分 ζ は時間に関して保存する。すなわち時間に関して $\zeta = \text{一定}$ 。

一方自转角速度 ω の回転地球上では、緯度 φ の地点では絶対空間に対し、 $2\omega \sin \varphi$ のうず度が存在する。したがって、上記 $\frac{d\zeta}{dt} = 0$ の概念を回転地球上に拡張すれば

$$\frac{d}{dt}(f + \zeta) = 0 \quad (f = 2\omega \sin \varphi) \quad (A)$$

となる。

二次元水平面の運動を考えると、流線関数を ψ とすれば、東西 (x)、南北 (y) 方向の風速 u 、 v は

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (B)$$

とおける。したがってうず度 ζ は

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} = \nabla^2 \psi \quad (C)$$

(A) に (B)、(C) を代入すると、 $\frac{d\zeta}{dt} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + U \frac{\partial \zeta}{\partial x} = v \frac{\partial f}{\partial y}$ 、 $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$

(U : 東西方向の一般流、 $f = 2\omega \sin \varphi$ は南北 (y) の関数) を考慮して

$$\nabla^2 \frac{\partial \zeta}{\partial t} + U \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \beta v = 0 \quad (D)$$

ここで擾乱は x 方向のみにあると考え、 $\psi = A \sin k(x - ct)$ (A : 振幅、 k : 東西方向の波数、 c : 東西方向の伝播速度、 t : 時間) と仮定すれば、 $\nabla^2 \psi = -k^2 \psi$ の関係式を用いることにより、式 (D) より容易に次式をうる。

$$C = U - \frac{\beta}{k^2} = U - \frac{\beta L^2}{4\pi^2} \quad (L = \frac{2\pi}{k} : \text{波長})$$

る。上記擾乱の東西方向の伝播速度 C が零になる場合、すなわち停帯波の場合について、東西方向の波長 $L (= \frac{2\pi}{k})$ と一般流 U との関係を示すと下表のようになる。

U	4 ms ⁻¹	8 ms ⁻¹	12 ms ⁻¹	16 ms ⁻¹
φ				
30°	2,822 km	3,990 km	4,888 km	5,644 km
45°	3,120	4,412	5,405	6,241
60°	3,713	5,252	6,432	7,428

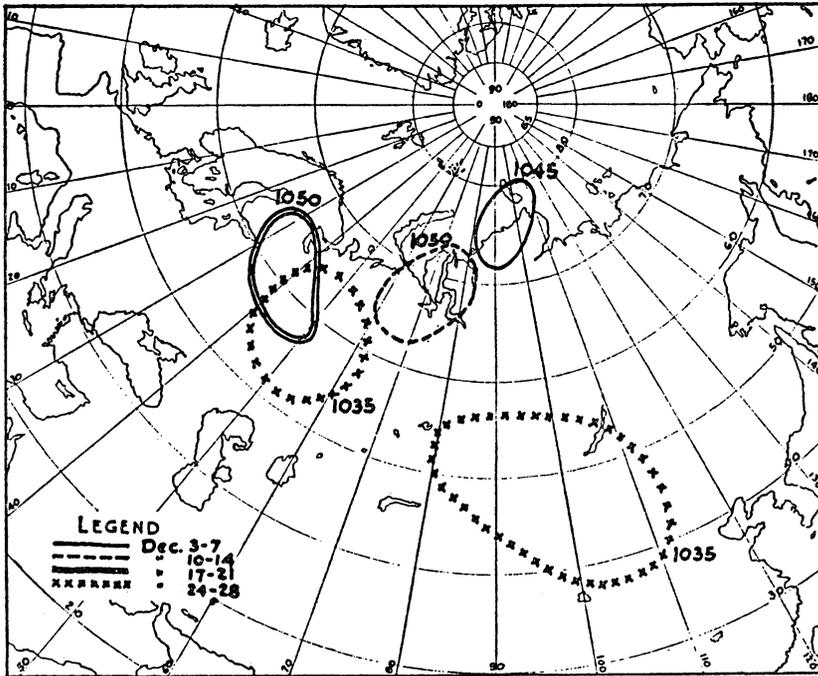
ロスビーは上表を参照して次のような議論をしている。冬高緯度では一般流 U_{\max} は約 15 ms⁻¹ 位なので、上表より停帯波の波長は約 7,400 km (上表で $\varphi = 60^\circ$ 、 $U = 16 \text{ ms}^{-1}$ の値)、すなわち東西方向に波数 2~3 位の停帯波が期待される。また夏アメリカ大陸上では一般流 U_{\max} は約 4 ms⁻¹ なので、上表より停帯波の波長は約 3,000 km となる。これらはいずれも観測事実とよく一致しているとのべているが、この結論は現在の時点でみれば少し背のびした議論と思われる。

上述のようなこまかい議論の是非は別にして、(2)式で示される波の伝播速度の公式は波長の短い波は東進 ($C > 0$) し、波長の非常に長い波は西進 ($C < 0$) するというを表わしており、前述のビヤークネスの東進理論、ロスビーの指摘した冬のアジア高気圧の西進といった観測事実とも矛盾していない。

1939年に提案されたロスビー波の概念は、その後理論気象学の基本概念となり、高層観測網の充実と共に、ロスビー波の研究に関し質的發展が行われた。その意味で1939年は近代気象学のはじまった年といってもよからう。

一方不幸なことに、1941年頃から日本は第2次世界大戦の渦中におかれ、外国との研究交流が途絶してしまった。そのためにロスビーなどの研究成果が詳しくわからないまま、世界から孤立した形で日本の研究はすすめられた。当時日本では、気象力学という研究分野がまだ確立していない状態ではあったが、荒川秀俊**は「気象力学」という著書を1940年に岩波書店から出版し、また正野重方**は1940年から1943年にかけて、「大気の擾乱の研究」という題名で「気象集誌」に第1報から第8報までの論文を書いている。上記論文の前半分ではロスビー波を渦動波とよび、後半分では高・低気圧の安定度が議論されているが、何分日本では上層大気の変動が観測面によ

** 当時中央気象台勤務。



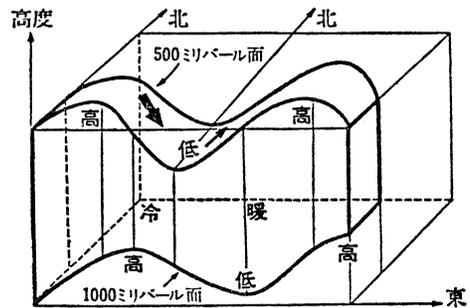
第15図 1938年12月の5日平均地上天気図上における、アジアの高気圧域(閉じた線)の移動。図の数字は高気圧示度(単位:mb)。

くわかっていない時代であり、正野重方が提唱した日本独自の気象学は十分な成果をうるまでには至らなかった。しかし当時気象学という研究分野の必要性を提唱した卓見は、第2次世界大戦後の日本の研究者の道しるべとなった。

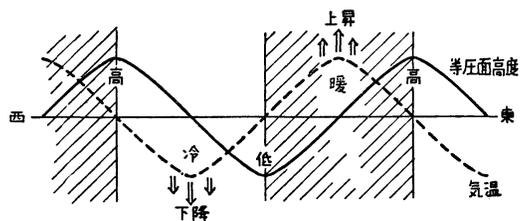
5. 長波の特性と新しい低気圧発達論

1940年代になるとラジオ・ゾンデによる高層観測が行われるようになり、上層大気中における数1,000 kmの長波の性質がいろいろの角度から研究されるようになった。天気予報の面からは前節でのべたロスビー波の伝播公式 $C=U-\frac{\beta}{4\pi^2}L^2$ (U : 東西方向の一般流, L : 波長) を用いて、上層の長波の東西方向の移動を予報する問題がとりあげられた。日々の高層天気図でしらべた結果によれば、長波が時には発達したりして、ロスビーの公式がうまく予報に使えないことも明らかになった。

しかし三次元的な立体観測によって、1940年代には高・低気圧の立体構造の模様が少しずつ明らかになってきた。このような観測事実をもとにして、何故低気圧は発達するかといった問題が提起された。



第16図 上層と下層の流れ。



第17図 等圧面高度、温度、上昇・下降域の東西分布。

と同時に1920年に提案されたノルウェー学派の低気圧発達論(第2章参照)の見直しも行われた。

第16図には中緯度偏西風帯中で地上低気圧が発達しはじめる時の、大気の流れの三次元的模様が模式的に示してある。図には地上高・低気圧分布の代りに気圧 1,000 mb 面の等圧面高度図, 上層の流れを代表するものとして気圧 500 mb 面の等圧面高度図が書いてある。低気圧が発達する時の特徴は図のように気圧の谷が下層から上層まで存在し, かつ気圧の谷が上層にいくにしたがい西に傾いていることである。

一般に気圧 500 mb 面の高度 z 500 と気圧 1,000 mb 面の高度 z 1,000 の差 $\Delta z = z_{500} - z_{1,000}$ はその気柱の平均気温に比例している*。したがって, 気圧の谷が上層にいくにしたがって西に傾いていると, 上層の気圧の谷の前面では相対的に暖かく, 後面では相対的に冷たくなっている(第16図参照)。

一方気圧の谷の前面では上昇気流があり, 後面では下降気流があるので, 気圧 500 mb 面では第17図のように気圧の谷の前面で暖気の上昇, 後面で寒気の下降となる。すなわち第17図のような状態では暖気の上昇, 寒気の下降によって全体的には位置エネルギーの減少がおきており, 高・低気圧系全体では位置エネルギー, 内部エネルギーの比が一定であることを考えれば, 必然的に位置エネルギーの減少分だけ運動エネルギーの増加となる**。以上の考察からわかるように, 低気圧が発達するための必要条件は下層から上層まで存在する気圧の谷が上層にいくにしたがい西に傾いていることである。

何故中緯度偏西風帯中で気圧の谷が上層にいく程西に傾くのか, また気圧の谷の前面で何故上昇気流があるのかといった正確な議論は本文ではふれないが, このような低気圧発達論は1947年に米国のチャーニー(J. Charney),

1949年に英国のイーディ(E. T. Eady)によって提案された。この理論にしたがえば, 低気圧が発達するための条件は, 中緯度の偏西風が高さと共に増加しておればよい。

ここで日本での研究面のことを少し書き加えておきたい。チャーニーの理論が提出された頃, 沢田竜吉***は「上層・中層及び下層低気圧に就て」という題名で低気圧の発生・発達を議論している*4。用いたデータは昭和18年4月の日本, 朝鮮, 中国東北部における高層観測データである。彼は高層観測データの解析から, 低気圧の発達に関し次の結論を導いている。

(1) 低気圧ははじめ中層に発達し, 次に中層から下層へと発達過程が伝播する。(2) 上層低気圧は軸がほぼ垂直であるが, 下層低気圧は軸の傾きが大きい。また発達した低気圧にあっては軸は進行方向に正反対に傾いているのが普通である。現時点で考えればチャーニー, イーディの予見した低気圧発達論を解析面で指摘していることであり, 興味ある論文といえよう。

上述の低気圧発達論の要約として, 実際の天気図上でどのような形で低気圧が発達しているかをみてみよう。ここではペッターセン(S. Petterssen)の教科書*5から図を引用してみたい。第18図(a), (b), (c), (d)にみられる低気圧発生, 発達は1952年11月24~26日の期間に観測されたもので, 図(a)は発生期のものである。図の実線は気圧=1,000 mb 面での等高度線(単位: 100 フィート)で, 点線は $\Delta z = z_{500} - z_{1,000}$ (単位: 100 フィート), すなわち気圧 500 mb 面と気圧 1,000 mb 面の高度差である。前にものべたように Δz は 500 mb 面と 1,000 mb 面の平均気温 T に比例する量である。図(a)ではアメリカ中部の前線はまだはっきりしたものではないが, 12時間後の図(b)では寒気(Δz が相対的に小さい領域)がテキサス州の北東部に東進し, 気圧 1,000 mb 面では低気圧の発生がみられはじめている。更に12時間後の図(c)では, 低気圧の前面には暖気(Δz が相対的に大きい領域)があり, 後面には寒気が入り込んで低気圧は次第に発達している。次の12時間後の模様は図(d)に示してあり, 低気圧の最盛期に対応している。第18図のような発達過程は日本付近を東進する低気圧に

* 鉛直方向に静力学的釣り合いを考えると

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

上式に大気の状態方程式 $p = \rho RT$ (R : 気体定数)を代入すると

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{p}{RT}$$

したがって $\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{\Delta p}{\Delta z} = -\frac{500 \text{ mb}}{\Delta z}$ とすれば, Δz

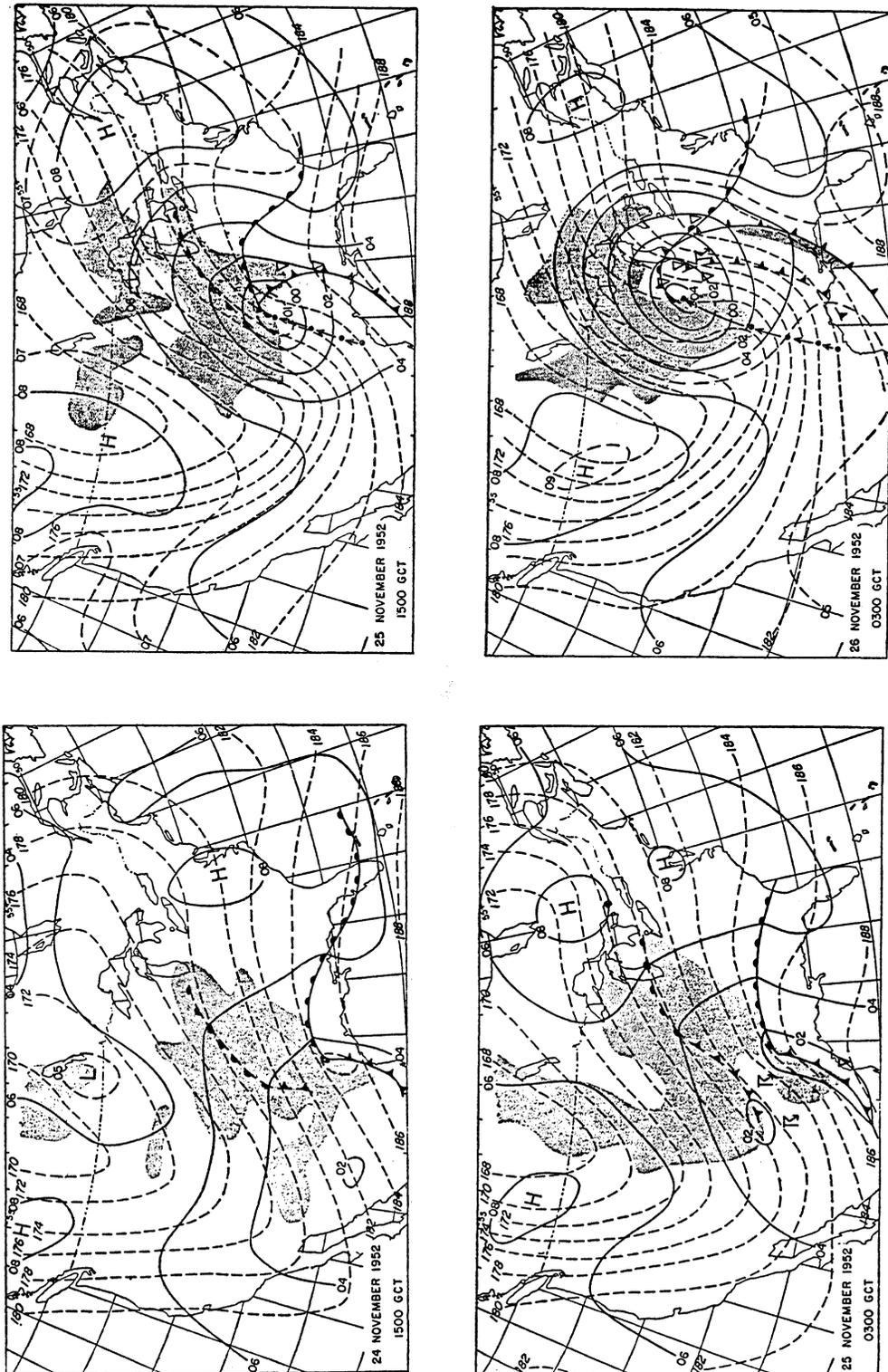
$$\propto \frac{T}{p} \quad (\text{バーは } p=1,000 \sim 500 \text{ mb} \text{ における平均値}).$$

** 位置エネルギー/内部エネルギー ≈ 0.4 .

*** 現福岡教育大学学長。

*4 「気象集誌」第25巻(1947)第7号1—37.

*5 S. Petterssen: Weather analysis and forecasting (Second edition), McGraw-Hill Book Co. INC., 1952. 現在廃刊。



第18図 1952年11月24~26日の期間中におけるアメリカ大陸上の低気圧発達過程。雨域は影領域。実線は1,000 mb面での等圧面高度(単位:100フィート), 点線は500 mb面と1,000 mb面における等圧面高差(単位:100フィート)。左上(a)11月24日15時(地方時), 左下(b)11月25日3時, 右上(c)11月25日15時, 右下(d)11月26日3時。

についても全く同じように観測されるが、日本付近の場合には第18図(d)に対応する時期には、低気圧は太平洋上にでていくので、本文はわかりやすさという点でアメリカの発達例を引用した。

以上の観測例からもわかるように、地上低気圧の発達過程は、ノルウェー学派が提唱したような前線における風のシャワーによる不安定波によるものでない。このような意味で1950年前後はそれまでの古い気象学に別れを告げた時代であり、また気象学が近代科学として出発した時代でもあった。

長波の特性*

上述の低気圧発達論の理論の提案と同時に、上層大気中の長波の特性も明らかにされた。長波の特性を要約すると次のようになる。

水平の長さ	$L \sim 1,000 \text{ km} = 10^6 \text{ m}$	} (3)
鉛直の高さ	$H \sim 10 \text{ km} = 10^4 \text{ m}$	
速度	$U \sim 10 \text{ ms}^{-1}$	
波の伝播速度	$C \sim 10 \text{ ms}^{-1}$	

一方長波の運動方程式は、東西(x)、南北(y)方向の速度を夫々 u, v とすれば

$$\frac{du}{dt} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (4)$$

$$\frac{dv}{dt} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (5)$$

但し f はコリオリー因子で、 $f = 2\omega \sin \varphi$ (ω : 地球の自転角速度、 φ : 緯度)。

式(4)、(5)における $fv, -fu$ は地球の自転によるコリオリー力であり、右辺は気圧傾度力である。

(4)式で左辺の各項の大きさを見積ってみると、(3)式で表わせる長波の性質を考慮して次のような関係式をうる。

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &\sim C \frac{\partial u}{\partial x} \sim C \frac{U}{L} \sim U \frac{U}{L} \\ fv &\sim fU \end{aligned} \right\} (6)$$

ここで、 f は中緯度で $f \approx 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ** ということを考えれば

$$\frac{du}{dt} / fv \sim U \frac{U}{L} / fU = \frac{U}{fL} \approx \frac{1}{10} \quad (7)$$

すなわち運動方程式で加速度の項はコリオリー力の項

にくらべて1桁小さいことになる。

したがって第一近似的にはコリオリー力と気圧傾度力とがほぼ釣り合っており、準地衡風の近似が成り立っている。数式で表現すれば式(4)、(5)は

$$fv \doteq \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad fu \doteq -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (8)$$

上式よりすぐわかることは、運動は第一近似的には二次元運動であることである。上式より風の発散を計算すると

$$\text{div}v = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \quad (9)$$

第2章でのべたように、昔リチャードソンは、上層大気中の発散を用いて地上気圧の時間変化を求めることを考えたが((1)式参照)、上述のように長波の発散は第一近似的には零であり、現時点で考えればリチャードソンの考えを実測のデータに応用する場合にはむずかしい問題があることは容易に相像できる。

(9)式で示されるように、長波の運動はほぼ二次元水平面で行われるけれども、風速の水平発散($\text{div}v$)は完全に零ではない。完全に零であれば地上気圧の時間変化は零であるが、長波の風速の水平発散・収束はある値をもっている。この値がどの位であるだろうか。この問題について、1949年チャーニーは長波のスケールの概念より、水平風速の発散・収束($\text{div}v$)についての次のような議論を試みた。

まず二次元水平面内でのうず度(vorticity)の大きさは、

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \text{ より}$$

$$\zeta \sim \frac{U}{L} = \frac{10 \text{ ms}^{-1}}{10^6 \text{ m}} = 10^{-5} \text{ s}^{-1} \quad (10)$$

これに対し風の水平面内での収束・発散に対しては、ディメンション解析の立場からは

$$\text{div}v = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \sim \frac{U}{L} + \frac{U}{L} \quad (11)$$

と書ける。単純な考察を行えば、 $U/L \sim 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ なので

$$\text{div}v \sim (10^{-5} \text{ s}^{-1} + 10^{-5} \text{ s}^{-1}) \sim 10^{-5} \text{ s}^{-1} \quad (12)$$

と考える。しかし、長波に関しては上式で $\frac{\partial u}{\partial x}$ と $\frac{\partial v}{\partial y}$

とは符号が逆であり、互いに打ち消し合う量である。そのため

$$\text{div}v \sim 10^{-6} \text{ s}^{-1} \quad (13)$$

といった、うず度 ζ より1桁小さい量となる。

* この項の説明には数式が入ってくるが、この項を読まなくても第6章以下の理解に支障はない。

** $\omega = 7.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $\varphi = 40^\circ$ とすれば、 $f = 2 \times (7.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}) \times 0.64 = 0.94 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$

このことはチャーニィによってはじめて指摘されたことである。第2章でのべたように、リチャードソンは実測値から $\text{div}v \sim 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ と見積った。

そのために地上気圧の時間変化を 145.1 mb/6 時間と過大に計算した*。ここでは長波に関しては何故 $\text{div}v \sim 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ になるのかを少しのべてみたい。

いま大気中で上昇気流 w があるとすれば、上昇気塊は断熱的に上昇するので、100 m 上昇する毎に気温は 1°C 降下する。一方まわりの大気は地球大気の場合には約 $0.6^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ の気温減率をもっているために、100 m 上昇した気塊はまわりより約 0.4°C 気温が低いことになる。ところで長波の時間に関する気温変化率 $\frac{\partial T}{\partial t}$ を考えてみると、水平面内の運動によっておこるもの、鉛直気流によっておこるものにかけて考える。数式で表現すれば**

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - w \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right) \quad (14)$$

右辺の第一項は水平面内の運動によるもの、第2項は上昇流によるものである。但し $\frac{\partial T}{\partial z}$ は大気平均気温減率 (約 $-0.6^\circ\text{C}/100 \text{ m}$)、 Γ は乾燥断熱減率 ($1^\circ\text{C}/100 \text{ m}$)。

一方長波に関しては (14) 式の左辺、および右辺の第

* (1) 式を $\frac{\partial Ps}{\partial t} \doteq -\bar{\rho}g \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] H$ と近似

する。但し、 $\bar{\rho} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right]$ は気柱の平均値、 H

= 大気の厚さとする。上式に $\bar{\rho}gH \doteq 10^3 \text{ mb}$,

$\left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] = 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ を代入すれば、 $\frac{\partial Ps}{\partial t} =$

$-10^{-2} \text{ mb s}^{-1} = -216 \text{ mb}/6 \text{ hr}$ となる。これはリ

** 断然大気中では温位 θ が保存する。温位 θ の定義

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (p_0 = 1000 \text{ mb}, c_p = \text{定圧比熱},$$

$R = \text{気体定数}$) より、

$$\frac{d}{dt} \ln \theta = \frac{d}{dt} \ln T - \frac{R}{c_p} \frac{d}{dt} \ln p = 0$$

ここで $\frac{dp}{dt} \doteq w \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g w$ とすれば

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{g}{c_p} w$$

$\equiv -\Gamma w$

一項の大きさはそれぞれ

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} &\sim \delta T / 1 \text{ 日} \sim 4^\circ\text{C} / 1 \text{ 日} \sim 4^\circ\text{C} \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \\ u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} &\sim U \frac{\delta T}{L} \sim \left(\frac{U}{L} \right) \delta T \sim \\ &10^{-5} \text{ s}^{-1} \times 4^\circ\text{C} \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

但し U, L は長波の代表的風速、代表的水平の長さ。すなわち $4^\circ\text{C} \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ の大きさである。これに対応する W を (14) 式より求めると

$$\begin{aligned} W &\sim 4^\circ\text{C} \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} / \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right) \\ &= 4^\circ\text{C} \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} / (0.4^\circ\text{C}/100 \text{ m}) = 1 \text{ cm s}^{-1} \quad (16) \end{aligned}$$

となる。すなわち長波の運動によっておこる上昇流は 1 cm s^{-1} の大きさである。

長波の上昇流 W を $W \sim 1 \text{ cm s}^{-1}$ とすれば、長波の $\text{div}v$ の大きさは連続の式より次のように見積ることができる。

$$\text{div}v \sim -\frac{\partial w}{\partial z} \sim \frac{W}{H} \quad (17)$$

但し H は大気の厚さ。 $H \approx 10 \text{ km} = 10^6 \text{ m}$ とすれば $\text{div}v \sim 1 \text{ cm s}^{-1} / 10^6 \text{ cm} = 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (18) となる。

6. 電子計算機の誕生と数値予報への応用

前章でのべたように、1940年代の後半には低気圧の発達に関するメカニズムが天気図解析からも、また理論面からも明らかになった。次の問題は低気圧の発達について予報を具体的にを行うことである。そのためには高速度の計算機が必要である。幸いなことに、丁度その頃電子計算機が誕生した。これは偶然の一致かもしれないが、気象研究者にとっては大変ラッキーなことであった。

1940年頃の計算機はみんなアナログ型であったが、史上はじめて真空管を用いた電子計算機エニアック (ENIAC) が1946年、ペンシルバニア大学で製作された。エニアックの記憶容量は23個であったが、用いられた真空管は全部で18,800個という大変な機械であった。

エニアック以前の計算機はプログラム・テープから命令を1つ1つよんでそれを実行するようになっていた。これに対しエニアックでは、プログラムは、たくさん穴のあいた板に、針金の端にプラグのついた「パッチコード」を挿入して、個々に配線することによって、セットするようになっている。そうすれば、何も機械的にプログラム・テープを動かすことなしに次々と命令が実行されるので、真空管回路の速さを十分に生かすことができ

る。そのかわり、プログラムを変えるのには、いちいち全部配線をしなおさなければならない。後述のようにエニアックを用いた数値予報では1時間毎の予報に16セットの配線板を必要とした。

エニアックを用いた数値予報

1946年プリンストン高等研究所のフォン・ノイマン(von Neumann)はエニアックを気象学に応用することを考え、プリンストンで“気象の会議(Conference on Meteorology)”を開催した。この会は気象界からロスビー、ウェクスラー(H. Wexler), ホーヴィツ(B. Haurwitz), ナマイアス, チャーニなどが出席し、高速電子計算機の気象学への利用が討議された。ここでの討議で、まず大気中層 500 mb 面での大気の流れを数値的に予報することがとりあげられた。この数値予報の方式の要約を書くと次のようになる。

今簡単のために大気を非圧縮、非粘性の理想流体と考へ、運動は二次元水平面(x, y)内でおこるものとすれば、絶対うず度(absolute vorticity)の時間に関する保存性が成り立つ。すなわち

$$\frac{d}{dt}(f+\zeta) = 0 \tag{19}$$

但し $\zeta = \nabla^2 \psi$ (ψ : 流線関数),

$$f = 2\omega \sin \phi \tag{20}$$

(19)式は第4章でも部分的に解説したが、ロスビー波の伝播公式を導く際に用いられた基本式である*。

したがって(19)式は、fを南北(y)方向のみの関数として

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = -u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial (f+\zeta)}{\partial y} = -\frac{\partial \zeta}{\partial x} \frac{\partial \psi}{\partial y} \\ - \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial (f+\zeta)}{\partial y} \equiv J(\zeta+f, \psi) \end{aligned} \tag{21}$$

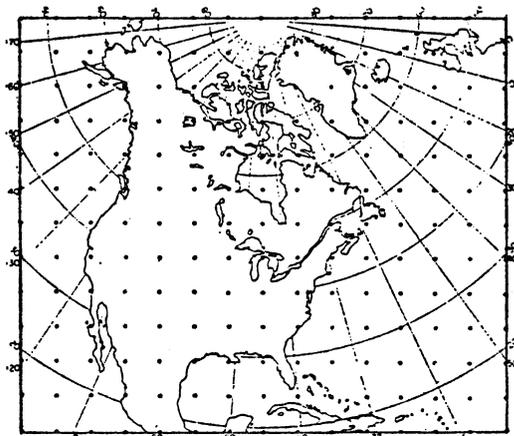
(21)式の右辺は俗称(f+ ζ)と ψ のヤコビアン(Jacobian)といわれ、 $\zeta = \nabla^2 \psi$ であることを考慮すれば、 ψ とfを(x, y)面で与えることによりヤコビアンJの値は求まる。次にヤコビアンJを与えると

* 地球の自転がない系では、うず度保存の関係式

$$\left(\frac{d\zeta}{dt} = 0\right) \text{となる。また二次元運動であるので、}$$

$$\text{流線関数}\psi\text{を用いると、} u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}, v = \frac{\partial \psi}{\partial x},$$

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \nabla^2 \psi.$$



第19図 バロトロピック予報に用いた格子点分布図。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi = \nabla^2 \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right) \tag{22}$$

という関係式から(21)式は次のようになる。

$$\nabla^2 \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right) = J \tag{23}$$

したがってヤコビアンJを既知関数として上式のポアソン方程式をとくと、 $\left(\frac{\partial \psi}{\partial t}\right)$ すなわち流線の時間変化を求めることができる。

時間ステップ Δt 先の流線関数は

$$\psi(\Delta t) \doteq \psi(0) + \left(\frac{\partial \psi}{\partial t}\right)_{t=0} \cdot \Delta t \tag{24}$$

と近似することにより、さきに求めた $\left(\frac{\partial \psi}{\partial t}\right)_{t=0}$ を用いることにより ψ に関する時間外挿をすることができる。次に Δt 時間後の $\psi(\Delta t)$ を(21)式の右辺に代入して、 Δt 時間後のヤコビアンJを新しく求めると、(23)式より Δt 時間後の $\left(\frac{\partial \psi}{\partial t}\right)_{t=\Delta t}$ 、(24)式より $\psi(2\Delta t)$ が求まる。このような操作をN回くりかえすと、 $N\Delta t$ 時間後の流線関数が求まる。普通(21)式のヤコビアンJは水平格子間隔 $\Delta x = \Delta y = 300$ km 位を用いて差分形式で求める(第19図参照)。その時は $\Delta t = 1$ 時間位にとればよいので、1日子報は上述の計算を24回くりかえせばよい。

上述の計算は1950年3月、アーバーデンにある陸軍弾道研究所のエニアックを用いて行われた。計算に必要な配線板の種類は、(21)式のヤコビアンJの計算、(23)式

のポアソン方程式をとくための計算^{*}、流線関数の時間外挿をする計算 ((23) 式)、流線関数 ψ からうず度 ζ を求める計算 ((20) 式)、をするためのもの、更に各時間ステップ毎にカードから流線関数をよみとったり、また予報された流線関数をカードにパンチするための配線板などがあり、合計16セットが用意され、 Δt 時間毎に配線板を次々ととりかえる必要があった。当時この仕事を手伝ったスマゴリンスキー (J. Smagorinsky) の話だと、配線板のとりかえは全くの肉体労働であったとのことである。

当時の模様を最近プラッツマン (G.W. Platzman) がアメリカ気象学会誌に回顧録の形で発表しているが^{**}、その中で、24時間予報を2例行うために、5週間日夜悪戦苦闘した姿が生々しくのべられている。参加者の名簿にはチャーニィ、フォルトフト (R. Fjörtfot)、フリーマン (J. Freeman)、スマゴリンスキーなどの名前が見出されるが、回顧録の一節にチャーニィから途中シカゴに帰ったプラッツマン宛の手紙が次のように紹介されている。

“土曜日にアバーディーンからプリンストンにみんな帰ってきました。……第4週目の1週間で2つのちがった24時間予報を行いました。

最初の例はそれ程よい結果が得られませんでした。もうひとつの1949年1月31日の予報例は驚く程よい結果を得ました。西ヨーロッパ上空の風の変化と気圧の谷の発達は大トロピック・モデル^{***} で正しく予報できました。……また最後の第5週目にはカット・オフ (切離) 低気圧の発生した1949年2月14日の予報も行いました。結果は大トロピック・モデルで500 mb 面の大規模な流れは予報できることを示しているようです。ただひとつ気になる点はアメリカ東部で非常に発達した低気圧の予報はうまくいっていないことです。勿論この低気圧発達はバロクリニック現象[†] であることは間違いありま

* ポアソン方程式を (x, y) 面での二重フーリエ級数を用いて解いたので、 x, y 方向について夫々フーリエ級数に分解する必要があり、そのために2種類の配線板が必要であった。

** The ENIAC computations of 1950—Gateway to numerical weather prediction. Bull. American Met. Soc., vol. 60 (1979), No. 4, 302—312.

*** 前述の二次元、非圧縮性の大気モデル。

† 大気の等圧面と等密度面とが一致しない状態を傾圧 (baroclinicity) という。ここでは傾圧大気中での現象をバロクリニック現象とよぶ。

せん。……”

上記の予報結果は1950年のスウェーデンの気象学会誌 Tellus に発表されたが、電子計算機を使ったはじめての予報例という意味で記念すべき仕事であろう。ユニアックの記憶容量が23個しかないため、予報は500 mb の一層に限られ、予報領域も第19図のように格子間隔 Δs を大きくとってある。 Δs は緯度 45° で736 km、全体の格子点数は 15×18 としてある。また24時間予報にユニアックで24時間かかっている。その他、毎時間毎に結果をカード・パンチでアウトプットするので、全体に要したカード枚数は10万枚にもなったとのことである。

7. 三次元モデルによる低気圧発達の予報

第5章でのべたように低気圧の発達の際には低気圧後面における寒気の下層に向けての侵入、前面における暖気の上昇という現象がおきているので、低気圧の発達を予報するためにはどうしても大気の運動を三次元的に取り扱う必要がある。そのためにはユニアック以上の大型電子計算機が必要となるが、幸いユニアックの誕生に引き続き新しい型の電子計算機がつけられ、三次元モデルを用いた予報に使うことができるようになった。この計算機は今までの10進法に対し2進法で計算を行い、またプログラム内蔵方式となっていた。フォン・ノイマンの着想による全く新しい型の計算機である。その意味で少しばかり当時の状況を高橋秀俊^{††} の回顧録から引用してみたい。

“……ユニアックは、いささか現実離れのした機械であった。なにしろ日本ではラジオでも五球スーパーがようやく普及しはじめたころの話であるから、10進法で10桁の数をあらわすのに真空管を900本も使うなどという話を聞けば、アメリカという国の物量の力に、むしろあきれるというほうが先だった。とにかく、どこか違う世界のこのよう、とくにうらやましいとか、それに心をひかれるとかの思いはあまりしなかった。むしろ、もっとほかに何とかやりようがありそうだというのが、いつわらぬ印象だった。……私にとって、これこそ求めていたものだという思いで受けとったのは、1949年に発表されたエドサック (EDSAC) の記事である。それは当時われわれにまったく親しみのなかった計算機に関する

†† わが国の情報科学部門における先覚者で、1956年には独創的なパラメロンという計算機の1号機を完成された。回顧録は高橋秀俊著“電子計算機の誕生”(中公新書)による。

いろいろな術語がいっぱい、難解をきわめた記事であったが、それこそ「蘭学事始」の杉田玄白のような気持で判読し、とても筆ではあらわせない感銘を受けたものである。エドサックは、1945年フォン・ノイマンが発表したプログラム内蔵式というアイデアにもとづいてつくられた最初の計算機であった。……”

大分長い引用になったが、この引用文の一節にもあるように、エニアックによる予報結果をみて、当時筆者などはどこか違う世界のことに思った。

プログラム内蔵方式

エニアックではプログラムは配線板で与えられるが、プログラム内蔵方式というのは、プログラムを記憶装置の中に記憶させ、計算機はそれを読み出して実行するという方式である。

例えば予報域のヤコビアンを西から東の格子点について順次計算する場合には、j番目のアドレスに東西の格子点の総数Mを入れておく。一方計算の進行を示す量としてi番目のアドレスに最初1を入れ、1番目の点のヤコビアンを計算を行う。次にi番目とj番目のアドレスの数を引き、これが負であればi番目のアドレスの数に1をたし、再びとなりの格子点のヤコビアンの計算を行う。

このようなくりかえしの中で、もしi番目とj番目のアドレスの数の差が零となれば、ヤコビアンの計算は全部終了したことになるので次の計算へ進む。当時このような命令は条件付移しかえ(conditional transfer)といわれたが、プログラムの内蔵方式により、数値予報のようなくりかえし計算は大変便利になった。現在では上述のような計算はFORTRANのDO命令で簡単にプログラムを作製できるが、当時はプログラムをひとつひとつの命令語で書く必要があり、同時に沢山の命令語から間違いを発見することは大変な仕事であった。

2進法

エニアックの10進法に対しエドサックは2進法である。現在では2進法の計算は当然のこととなっているが、当時は電子計算機関係者の間では2進法にかえることにはかなり抵抗があったようである。フォン・ノイマンはそのために2進法から10進法に、10進法から2進法への交換は47語の命令からなるプログラムで実行でき、計算時間は夫々5ms(ミリセカンド)、5.9msで交換可能であることを示した*。

以上のような電子計算機の発展をへて、1950年にはプリンストン高級研究所で1,024個の記憶装置をもった

IAS-machine**がつくられた。同時に、フォン・ノイマンの指導のもとに、チャーニィをリーダーとした気象研究グループも発足した。そこでとりあげられた研究目標は、三次元大気モデルによる低気圧発達の数値予報である。

大気モデルとして上下方向には2層(750mbと250mb)に分割し、予報域は第20図のようにアメリカ大陸を中心に設定された。水平の格子間隔は約300kmである。第19図ののくらべ格子間隔は半分位小さくしてある。予報例としては1950年11月下旬アメリカ東部で急速に発達した低気圧がとりあげられた。この低気圧発達は丁度アメリカの感謝祭(11月の第4木曜日)と重なり、予報の社会的観点からも注目された低気圧である***。

第21図には予報の対象となった11月23日から11月25日までの700mbの等圧面高度図(実測)が示してある。23日3時にミンガン湖西方の上空にあった弱い気圧の谷は、その後急速に発達している。プリンストン・グループはこのような低気圧の発達を、IAS-machineで数値

* 2進法で表現された数をaとする。但し $0 \leq a < 1$ 。一方これを10進法で表現した場合は

$$Z_1 Z_2 Z_3 \dots Z_n = \frac{Z_1}{10} + \frac{Z_2}{10^2} + \dots + \frac{Z_n}{10^n}$$

となるものとする。aから Z_1, Z_2, \dots, Z_n を求めるには、まず $a_0 = a$ とおく。次に a_0 を10倍し、その整数部を Z_1 、小数部を a_1 とする。更に a_1 を10倍して整数部を Z_2 、小数部を a_2 とする。以下のくりかえしで、上式の Z_1, Z_2, \dots は逐次求ま

ていく。例えば2進法で0.1011は $\frac{1}{2} + \frac{0}{4} +$

$$\frac{1}{8} + \frac{1}{16} = \frac{11}{16}$$

$$6 + \frac{14}{16} \text{より } Z_1 = 6, a_1 = \frac{14}{16} \text{となる。} 10 a_1 =$$

$$\frac{140}{16} = 8 + \frac{12}{16} \text{より } Z_2 = 8, a_2 = \frac{12}{16} \text{。更に } 10 a_2$$

$$= \frac{120}{16} = 7 + \frac{8}{16} \text{より } Z_3 = 7, a_3 = \frac{8}{16} \text{。最後に}$$

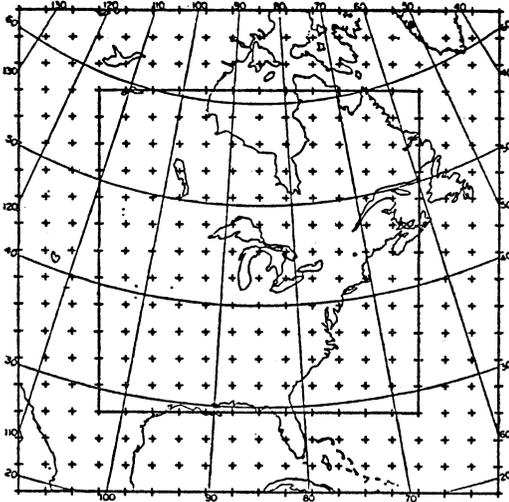
$$10 a_3 = \frac{80}{16} = 5 + 0 \text{より } Z_4 = 5 \text{。最終的な答えとし}$$

て、 $\frac{11}{16} = 0.6875$ をうる。2進法の計算機で、10倍

することは、3桁左にシフトして2を足せばよい。

** IASはInstitute for Advanced Studyの略で、エドサックと同じように2進法、プログラム内蔵方式の計算機である。

*** この低気圧発達と同じような1952年の例は第18図に示してある。



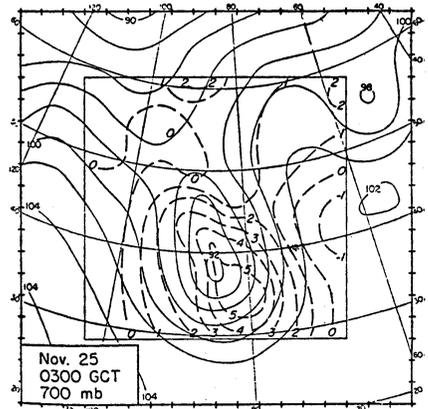
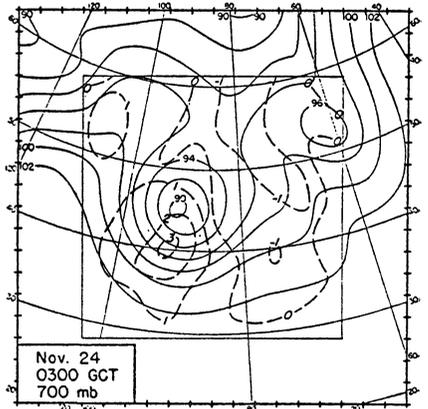
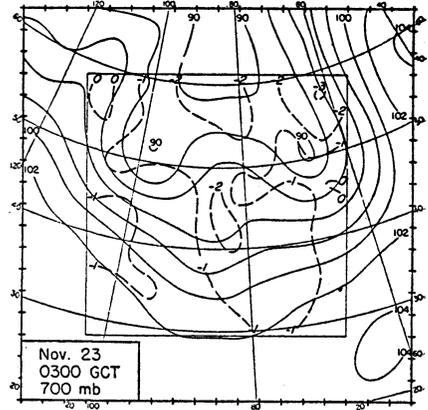
第20図 バロクリニック予報に用いた格子点分布図。

的に予報できるかどうかを試みたわけである。これは気象界ではじめての試みであり、プリンストン・グループの全力投球が行われた。前章でのべたように、エニアックによる一層モデルの予報で、プリンストン・グループの人々はある程度数値予報の成果には自身もっていたが、低気圧の発達までうまく再現できるか否かについては、未経験のことであり、期待感と不安感とが入りまじったものであった。

IAS-machine の制約もあり、予報は12時間予報、24時間予報が試みられた*。第21図の点線は、図に示してある時刻を初期値とした時の、12時間予報の誤差(予報値-実測値)が100フィート単位で示してある。図からもわかるように、低気圧発達の最盛期である11月25日3時(第21図の最下断の図参照)には、誤差は500フィートとなっている。

プリンストン・グループの人々は、このような大きな予報誤差を眺めながら、その後いろいろな角度から検討をつづけた。その検討材料のひとつとして、1層のバロトロピック・モデルによる予報結果との比較も行われた。比較の規準として、等圧面高度 Z の24時間変化 ΔZ に対する観測値と計算値との相関係数が用いられた。第1表はその結果である。

* Charney, J.G. and N.A. Phillips (1953): Numerical integration of the quasi-geostrophic equations for barotropic and simple baroclinic flows, J. Met., 10, 71-99.



第21図 1950年11月23~25日におけるアメリカ大陸上の低気圧発達。実線は700 mb 面の等圧面高度(単位:100フィート)、点線は2層モデルによる12時間予報誤差(予報値-実測値, 単位:100フィート)。

第1表 相関係数.

初期値	500 mb (パロトロピック予報)	700 mb (2層モデル予報)
03 23 Nov	0.86	0.90
15 23 Nov	0.77	0.87
03 24 Nov	0.74	0.80
15 24 Nov	0.34	0.64
03 25 Nov	0.61	0.56
15 25 Nov	0.60	0.87
平均	0.658	0.773

上表で 500 mb の値は 500 mb 一層のみを用いたパロトロピック・モデルによる予報, 700 mb の値は 2層を用いたパロクリニック・モデルによる予報の結果である。表からもわかるように, 低気圧発達最盛期(11月24日15時~25日3時)には 700 mb の相関係数の値は 0.6 位におちている。すなわち低気圧発達の予報は完全に成功したわけではなかった。しかしチャーニィたちは上表の平均値で示されるように, 2層のパロクリニック・モデルによる予報は, 1層のパロトロピック・モデルによる予報よりも相関係数が11.5%よくなっていることに自信をもったようである。

以上大分こまかくプリンストン・グループ発足時のことを書いてきたが, 当時は上記第1表の結果をながめながら, 相関係数のちがいが11.5%が果して意味があるか否かについて, 当事者は深刻な議論をしたわけである*。2層モデルの予報が片付いた頃には, IAS-machine も大分整備され, 計算機も日中に使用できるようになった**。その結果モデルも3層モデルに拡張でき, 改めて11月下旬の低気圧発達を追試しなおすことが可能となった。予報結果は大変よくなり, 第1表で相関係数が0.6位までおちた11月24日15時~25日3時の例でも, 相関係数は0.8位となった。このことにより, 低気圧の発達は電子計算機で予報できるという結論に達し, また24時間予報に要した IAS-machine の計算時間が1時間であることなどから, プリンストン・グループの次の目標は数値予報の実用化にむけられた。この年はリチャードソンが数値予報を夢みた1922年から丁度30年たった年である。同時に気象力学の実用面への応用という一頁が切り開かれた年でもある。この頃から1960年代にかけて,

* 丁度この頃, 筆者はプリンストン・グループと一緒に勉強できる機会にめぐまれた。

** それ以前は日中はハード部門のテストに[あてられ, 夜間のみしか使用できなかった。

アメリカの大学では次々と気象学教室が新設され, 社会の要請に答えるべく, 気象学も近代科学としての基礎固めの段階に入っていた。

日本における数値予報

今まではプリンストン・グループの仕事を中心にして, 数値予報の生い立ちをのべてきたが, ここで少しばかり当時の日本の様子も書いておきたい。

プリンストン・グループによって3層モデルによる低気圧発達予報が試みられた頃は, 日本では大型電子計算機の利用ということは夢のような話であった。しかし日本の電子計算機関係者の間では, みんな力を合せて日本でも電子計算機を作ろうという気運はあった***。事実電子計算機作製のための大型研究プロジェクトもつくられた。一方電子計算機ではなく, リレー式計算機の方は利用できる状況にあったので, 気象関係者は富士通などのリレー式計算機を使わせて貰った。リレー式なので計算速度は恐ろしくスローであり, まあ電動計算機よりはましであると自らを慰める時代であった。

電子計算機の利用という点では, 当時わが国の気象研究者は大きなハンディを背負っていたが, 数値予報の基礎的研究面では少しでもレベルをあげたいと思い, 1954年に東大気象研究室, 気象研究所予報研究部, 気象庁予報部の有志で数値予報研究グループをつくった。正野重方*4を代表者, 窪田正八*5が世話人になって発足した*6。発足1年後には「数値予報」という中間報告(非売品)が出されているが, その発刊の辞で代表者正野重方は次のようにのべている。

“昭和29年に研究グループが結成されて以来, グループ研究者は一日も休むことなしに研究に精進し, 隔週毎に全グループ研究者が集まり, 研究発表及び討論を重ねてきた。高速度電子計算機を持たず, 不十分な観測網という悪条件と闘いながら, 膨大な計算を繰り返してきた努力は筆舌につくしがたい。このような継続的な努力はグループ活動に対する深い認識に基く協力精神なしでは不可能であったであろう。……今仮りに電子計算機がえ

*** 当時の様子は, 高橋秀俊著“電子計算機の誕生”(中公新書)に詳述してある。

*4 当時東京大学教授。

*5 元気象庁長官, 当時気象研究所予報研究部。

*6 この時のメンバーの大半は30歳前後の研究者であった。その中には, 現在アメリカで活躍中の都田菊郎, 荒川昭夫, 村上多喜雄, 真鍋淑郎, 栗原宜夫, 佐々木嘉和, 大山勝通, 小倉義光(順不同)などがいた。

られ、海上における高層観測網が充実するならば、即日にも外国と全く同じく現業的に天気図が作れる水準に達していることは確言できる。……”

中間報告の中には、「3層モデルによる5月暴風の子報について」(気象研究所予報第一研究室*)という報告もある。これはプリンストン・グループが1950年11月下旬の低気圧発達をとりあげたのに対し、気象研究所のグループは1954年5月上旬に日本海で発達した低気圧をとりあげたわけである。現在では5月頃日本海で発達する低気圧は、電子計算機によってかなりの精度で予報できるが、当時は予報官にとって大切な研究テーマであった**。当時電子計算機がなかったので、フョルトフトによって考案された図式計算方式を用い、時間外挿の時間間隔 Δt は4時間で12時間予報を試みている。そして850 mbでの観測値と計算値との相関係数 r は0.69となっており、結語に“この結果は決して満足すべき結果とはいえない”と書いている。また“我々の計算では、計算機械が利用不可能であったために、手で行う図式方法を用いなくてはならなかった。そのために時間間隔を4時間よりも短くすることは、1つには労力の点で、1つには図式計算の技術上の困難から殆ど不可能であった”と書かれている。日本の実情は全くハングリーの時代であった。

8. 低気圧の予報モデルの改善(1960年代)

前章でのべたように、プリンストン・グループの努力によって、一応低気圧の発達を予報できる見通しはできた。次の問題はどのようにして、気象台のルーチン業務にしていくかということである。ルーチン業務であるために、原理的なことより技術的な問題がつきまとうことは避けがたいことである。

1955年にはアメリカ気象局にIBM 704が導入され***、北半球500 mb一層だけのバロトロピック予報がルーチン業務として行われるようになった。予報時間は48時間であった。このルーチン業務で一番やっかいな

点は格子点上の初期値をどのようにして早くつくるかということであった。セルロイドの格子板を天気図上にのせ、人間が格子点上の値を読んでカードパンチするという方式がとられたが、読みとりの間違い、カードパンチの打ち間違いというものがつきまどった。この問題を解決するために、その後電子計算機で天気図をつくる、客観解析(objective analysis)法が導入され、データの入手、客観解析、予報といった手順が電子計算機のみで行われるようになった。

次の問題は予報域を第20図のようなアメリカ大陸から北半球に拡げたため、思わぬ困難が生じたことである。500 mbだけの一層を用いたため、東西方向の波数1, 2, 3といった波長の非常に長い波が、ものすごい速度で西進し*4、予報結果を悪くしてしまった。本来なら波数1, 2, 3のような波は三次元的に取り扱う必要があるわけであるが、一層で表現したために矛盾が生じたわけである。そのためにアメリカ気象局の関係者は、波数1, 2, 3の波が西進しないように、技術的な応急措置をほどこしてつじつまをあわせた。

1959年4月には気象庁にもIBM 704が導入され、1960年にはアメリカ気象局と同じような、北半球バロトロピック予報がルーチン業務として実施されるようになった。気象庁の場合にもアメリカ気象局の場合と同じように、初期値の作成に関する客観解析の問題で多大の時間を労費した。一方北半球バロトロピック予報のルーチン業務とは別個に、低気圧発達の数値予報もテスト的に試みられた。春、秋、日本付近で発達する低気圧の数値予報は、原理的にはプリンストン・グループの試みと同じようにうまくいく筈であったが、実際に試みみるとそれ程よい結果がえられなかった。何が原因なのか、当時はよく分らなかった。

このような時に、初めて数値予報国際会議が東京で開催された*5。1960年の秋のことである。

*4 一層のバロトロピック予報では、ロスビー波の伝播速度 C は次式で与えられる。

$$C = U - \frac{\beta L^2}{4\pi^2} \quad (U: \text{東西方向の一般流}, L \\ = \frac{2\pi}{k} : \text{波長}, \beta = \frac{\partial f}{\partial y} = \frac{2\omega}{a} \cos \varphi).$$

したがって、波数が1, 2, 3の場合は $C \approx -\frac{\beta L^2}{4\pi^2}$

となる。 $\varphi = 45^\circ$, $k = 2$ の場合は $C = -104 \text{ ms}^{-1}$.

*5 会議の内容は Proc. Int. Symposium on Numerical Weather Prediction in Tokyo. Tech. Report of the JMA, March, 1962. に発表された。

* 松本誠一(現気象研究所長), 伊藤 宏(現気象衛星センター所長), 増田善信(現気象研究所)などの参加が記録されている。

** 気象庁の現業面では、有住直介(元気象庁長官), 鍋島泰夫(現長崎海洋気象台長), 寺内栄一(現札幌管区気象台長), 藤原滋水(現函館海洋気象台長)などが実用面での検討を行った。

*** 商業ベースとして初めての電子計算機であり、記憶容量は8,000個。

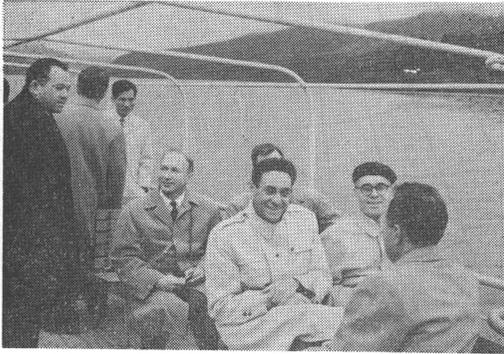


写真 箱根エキスカッション.

第2次大戦の終了後(1945年),長い間日本はアメリカの占領下にあったため,外国の研究者との交流が充分ではなかった.そのような時に国際会議をひらき,外国の研究者とじかに接することは,鎖国的な研究生活におしこめられた日本の研究者にとっては大変意味のあることであった.

初めて経験する国際会議であったため,数値予報グループの人は外国人の受入れに大童であった.今では昔の物語になるけれども,羽田飛行場に到着する外国人を,グループの人が手分けして出迎えたり,夜の東京見物の案内もかって出たりした.

1960年の東京での会議は,世界各国でスタートした数値予報の結果を持ち寄り,初めて総合的に討議する機会であった.世界各国の代表的研究者が東京に集まったといっても過言ではない.と同時に日本の若い研究者が世界に目をむけ,国際的視野で気象学を考える機会にもなった.会議の中休みの時に箱根へのエキスカッションもあって,始めてみる外国の研究者と個人的に親しく話し合える機会もできた.当時の古い写真を一枚掲載しておくが,故人となられたチャーニ* (写真中央),MITのロレンツ(E.N. Lorentz) (写真左),シカゴ大学のブラッツマン (写真右)などの姿が見出されるので,筆者などにとっては大変なつかしく思う次第である.

会議の最終日のパネル・ディスカッションでは,当面の問題点が4題目にわけて議論された.議論の内容は本文の“低気圧発達史”とは直接には関係ないが,間接的には関連性があるので少しばかりふれておきたい.

フョルトフトの司会のもとにとりあげられた題目は

- (1) 今後の数値予報について (報告者:チャーニ)
- (2) 予測性 (predictability) について (報告者:エ

リアッセン (A. Eliassen))

- (3) 数値予報の計算方式について (報告者:シューマン (F. Shuman))

- (4) 雨量予報について (報告者:岸保勘三郎)

である.

題目(1),(2)では高・低気圧の運動を含めて,大気擾乱の変動をどの位先まで予報できるかという,予測性の問題が議論された.この時ロレンツの発言があったが,その中で彼は予報の限界をとりあげている.当時は電子計算機の容量が将来大きくなれば,いくらでも予報期間がのばせるといった,漠とした楽観論があった.ロレンツはこれに対して個々の擾乱(高・低気圧など)の予報には限界があることを主張した.この問題はその後予測性の問題としてとりあげられ(次章参照),現在でも議論されている.

題目(3)は数値予報における差分誤差の問題を取り扱ったものである.当時は予報時間が長くなるにしたがい,差分計算による誤差が段々と蓄積されて,計算ができなくなる状況であった.10日間も予報を行うと,計算上の不安定をおこし,したがって10日以上長い数値予報を行うことは不可能であった.この討議のあと,エリアッセンの提案で差分計算の改善に関して非公式の研究グループをつくっていくことになったが,この解決の第一歩は1962年に荒川昭夫によって見出された.

題目(4)は雨量予報の困難性に対する問題である.雨量予報では混合比**の予報が大切であるが,混合比の水平分布をみると,風速,気温,気圧などにくらべ,水平スケールが非常に小さい.そのために混合比の予報のむずかしさがある.特に日本のように海にかこまれた国では,海洋上の混合比の観測は充分でないので,その困難さは大陸上の研究者にくらべ比較にならない位大きい.会議では混合比の取り扱いについて,楽観論,悲観論の両論があって,問題は将来の研究として残されよう.大気中では積雲のような小さいスケールでもたらされる降水と,スケールの大きい低気圧に伴う降水とが共存しているが,低気圧の力学的予報に関連して両者の降水をどのようにして予報するかは,原理的にもむずかしい問題である.

1960年秋の東京数値予報シンポジウムは今後の問題点を明らかにした点と,世界各国の研究者との交流を深めたという点では大変有意義な会であった.この会に刺激

* 1981年6月15日,癌のため死去された.

** 1 kgの空気中に含まれている水蒸気量 (gr 単位).



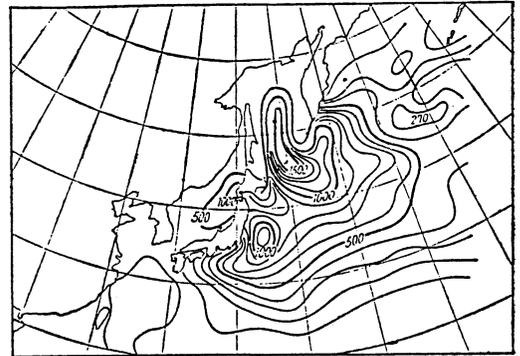
第22図 900 mb 面における24時間高度変化(実測と予報)の相関係数の月別変化. 点線は非断熱大気モデル, 実線は断熱大気モデル.

されて, 数値予報シンポジウムは1962年にオスローで, 1965年にはモスクーとつづけて開催され, 国際的協力は大いにすすめられた.

東京シンポジウム以後は, 短期予報の立場からは低気圧発達の子報精度をあげること, 長期予報の立場からは予報期間をのばして, 大気大循環における高・低気圧の役割を明らかにするという方向で研究がすすめられた. わが国では気象庁の IBM 704 しか利用できないという制約もあったので, 研究は主として低気圧発達の予報精度をあげることにしぼられた.

1960年頃から気象庁の電子計算機室では低気圧発達の数値モデルが検討されはじめたが, この時の大気モデルでは断熱大気の仮定が用いられた. すなわち大気中での凝結による潜熱放出, 海面を通して海洋から大気への顕熱輸送というものを考えない大気モデルである. ヨーロッパやアメリカ大陸北部で発達する低気圧の取り扱いでは, 緯度が高いため断熱大気の仮定は第一近似としてはよい仮定である. そのために三次元・断熱大気モデルによって低気圧発達の過程は比較的によく表現される. これに対し海に囲まれ, 緯度が相対的に低い日本では, 断熱大気の仮定による予報では十分な成果を期待できないのも当然である. この点に気づき, 気象庁のルーチン・モデルに関し, 非断熱大気モデルへの切りかえが1963年頃からは行われた. 参考までに, 気象庁のルーチン・モデルによる予報結果について, 断熱大気モデルと非断熱大気モデルとの比較を第22図に示しておく. 図には日本付近を中心とした領域(格子点数 12×11 : 格子間隔 304.8 km)での, 900 mb 面における24時間高度変化(実況と予報)の相関係数の月別変化が示してある. 実線は断熱大気モデルによるもの(1961~1962年の資料), 点線は非断熱大気モデルによるもの(1963~1964年の資料)である.

図からもわかるように, 非断熱大気モデル結果は断熱



第23図 1964年1月29日21時~1月30日21時の予報期間中に海洋からモデル大気の貰った顕熱. 単位は $\text{cal/cm}^2\text{day}$.

大気モデルの結果にくらべ, 一年間を通してすぐれていることを示している. 特に冬(12月, 1月, 2月)にはかなりの改善が見出される.

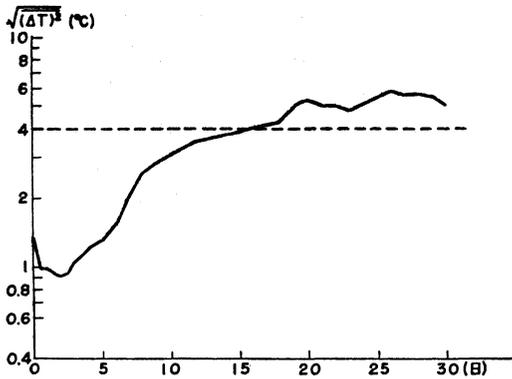
このような予報結果の改善は, 春(3月, 4月), 秋(9月, 10月)には低気圧発達に伴う凝結による潜熱放出効果が考慮されたこと, 冬には日本海, 太平洋から海面を通しての大気中への顕熱輸送が考慮されたことからきている. この点はヨーロッパ, アメリカ大陸北部での低気圧発達の取り扱いとちがう点である. 第23図に冬日本付近で海洋からモデル大気中へ輸送される顕熱の一例を示しておく. この値はモデル大気による24時間予報の場合であるが, $1,000 \text{ cal/cm}^2\text{day}$ という大きな値が見出される. もしこのような大きな顕熱輸送がなければ, 冬のシベリヤ地方の高気圧は上層の偏西風に流されて日本海から東北地方まで移動し, そのために日本付近では北高・南低の気圧配置となる. 断熱大気モデルの予報では上述のような偽の気圧配置が屢々みられた.

9. 地球大気開発計画(GARP)のはじまり

短期予報の立場からは低気圧の発生・発達を予測することは大切な問題ではあるが, 予報精度には限界があることは当然期待される.

それでは何日位先まで予報が可能であろうか. 前章でも少しのべたようにこれは予測性(predictability)の問題である.

1960年代になると電子計算機も急速に大型化し, 予報領域も北半球, 全球へと広げることができ, モデル実験として一カ月位先までの大気の数値シミュレーションを行うことができるようになった. といっても電子計算機



第24図 予報誤差の拡大 (ミンツ-荒川モデルによる)。横軸は予報時間 (単位: 日), 縦軸は気温誤差の標準偏差値 (単位: °C)。

の容量, 計算速度の制約もあり, 大気を上下に2層位にわけた簡単なバロクリニック・モデルを用いてのモデル実験であった。このような最初の試みは UCLA のミンツ (Y. Mintz) と荒川 (昭), アメリカ気象局のスマゴリンスキー* などによってなされた。

1965年チャーニィはミンツと荒川の大気大循環モデルを用いて, 高・低気圧は何日位先まで予測が可能であるかをしらべた**。一般に高・低気圧の予測性に関しては, モデルの不完全さによる誤差の拡大と観測誤差による初期値の不完全さからくる誤差の拡大の2つが考えられるけれども, チャーニィは主として後者の問題を取りあげた。個々の低気圧を取りあげてみれば, 初期値のちがいがいにより, 低気圧の発生・発達・消滅のライフサイクルのちがいがおこる。恐らく低気圧のライフサイクルは10日から20日間位で終了することであろう。チャーニィは地球上で発生・発達・消滅する低気圧をひとつひとつ追跡する代りに, 全球大循環モデルについて, 各格子点上でのちがいを統計的に取り扱った。すなわちまず初期値を与えて30日間の数値シミュレーションを行う。これを管理実験 (control experiment) とよぶことにする。次に各格子点上で初期値に小さい観測誤差があったものとし, この誤差を含めた値を初期値として, もう一度30日間の数値シミュレーションをくりかえす。これら2つの

* 彼のプロジェクトはその後大きくなって, 現在はプリンストン大学の地球流体研究所 (GFDL) の大気大循環プロジェクトとなっている。

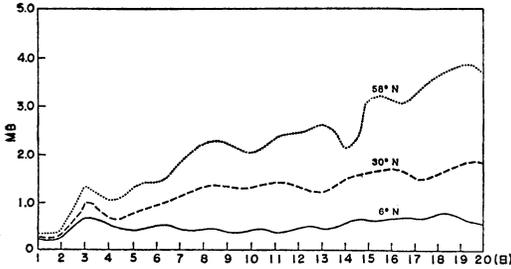
** Charney, J.G., 1965: A global observation experiment. Proc. Int. Sym. on Dynamics of Large-Scale Atmospheric Processes, Moscow, 1965, 21-35.

実験について各格子点上の物理量の値の差をとれば, 地球上での平均的な差が予報時間と共にどのように拡大していくかを知ることができる。第24図には気温予報の結果の一例 (700 mb の例) が示してある。横軸は予報時間, 縦軸は全球平均した気温に関する差 ($\sqrt{\Delta T^2}$: ΔT =管理実験の気温-初期誤差を含んだ実験の気温) が対数スケールで示してある。したがってもし差が時間に関して指数関数的に増大すれば, 図の縦軸の値は時間に関して直線的に増加することになる。

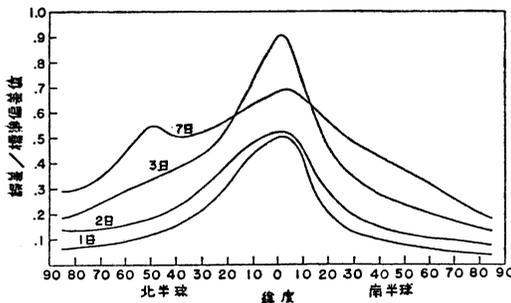
図からわかるように, 初期誤差は予報時間と共に指数関数的に増大していくが, 予報時間が10日以上ともなると, 大気の運動方程式の非線型効果のためにゆるやかな増大となってくる。参考までに図には横線で $\sqrt{\Delta T^2}=4^\circ\text{C}$ の線が太く引いてある。この値は普通, 大気中での気温変動の大きさを示すものとして記入したものである。すなわち $\sqrt{\Delta T^2}=4^\circ\text{C}$ より誤差が大きくなれば, その時間が予報限界を示すことになる。このような立場で第24図を眺めてみると, 約2週間位で高・低気圧の予報限界がくるものと考えられる。このことを逆の立場から考えれば, もし完全な予報モデルをつくることができれば, 初期値さえ充分に与えれば2週間位は高・低気圧の変動を予報できることを意味している*** ここで注意しておきたいことは“予報モデルが完全であれば”という仮定である。現実の予報結果には, モデルの不完全さと初期値の不完全さによる誤差が重なり合っている。この解決には, まずモデルの改良を行うこと, 次になるべく誤差の少ない初期値のデータをつくることである。モデルの改良については研究者の努力によって解決されるべき問題であるが, 初期値のデータについては, 全球的観測システムの改善に関することである。

このような背景をふまえて, 1965年のモスコウでの数

*** 赤道地域では第24図に対応する予報限界は2~3日といわれている。(第25図(a), (b)参照)。中・高緯度では大気の傾圧性 (baroclinicity) が大気の運動をひきおこす原動力になっているが, 赤道地域では凝結による潜熱が大気の運動の源になっている。したがって日本のように南の地域が冬を除いた期間, 亜熱帯領域に属しているところでは, 予報限界は赤道地方の2~3日と中緯度の15日位の中間位になるのではなからうか。ここで注意しておきたいことは, 第24図, 第25図の例はその地域で卓越する擾乱の話であって, 特定の擾乱, 例えば中緯度, 低緯度にまたがるような東西波数1~4位のゆっくりと変動する大規模擾乱のことではない。



第25図(a) 第24図と同じことを地上気圧(単位: mb)について行ったもの。但し図には初期値のことなる4例の平均値を緯度別(58°N, 30°N, 6°N)に示してある(Shuklaの未発表論文(1981)による)。



第25図(b) 第25図(a)の結果を、(予報誤差)/(地上気圧変動の標準偏差値)の形で示したもの。第25図(a)で示してあるように、低緯度では予報誤差の時間に対する拡大は小さいが、地上気圧の変動そのものが小さいので、その比の形で表わすと、緯度 6°N では、3日位で予報誤差は地上気圧変動の標準偏差値と同じ位の大きくなる。これに対し中緯度では地上気圧変動の標準偏差値自身が大きいので、予報誤差は2週間位たたないと同じ大きにならない。

席上なぜヨーロッパの人たちがアフリカ中心に発言するのかが初めは十分に理解できなかった。その背景にはイギリス、フランス、ドイツ、ベルギーはじめヨーロッパの国々はまだアフリカに植民地をもっていたり、また一部の国は独立したとしても宗主国との背景があるためかと思ったりした。しかし次のような主張はある程度理解できた。

アフリカでは植民地時代に少しは各々の国で、独自の高層観測を行っていた。しかしそれらのデータはその実施国のためのもので、アフリカ全体、世界共通のものというわけではなかった。これらのデータ交換を国連の下部機関である WMO (世界気象機関) を通して提案したら、ある国の過去のデータを郵便袋に入れて飛行機で隣の国に運び、そこでまずいくらで買ってもらえるかという交渉が両国の研究者の間であったという話も会議の席で披露された。この討論を通じて我々が考えているような気象観測データは世界各国の共有物という考えがまだアフリカの国にはないことが分かった。世界的規模での国際協力には、まずこのような初歩的解決から出発しなければならない現状を初めて知った。

ところで日本にとっては太平洋上でのデータ空白域を埋めることは、最も大切なことである。この点ではヨーロッパの研究者の主張するアフリカ大陸第一の主張に譲歩するわけにはいかなかった。幸い UCLA のミンツが機関銃の発射音を思わせるような早口で、太平洋のデータ空白域を埋める重要性を力説し、結果的には日本とアメリカとが太平洋のデータ空白を埋めることを主張することになった。この時のミンツの主旨は、(観測船一隻の運営経費)×(太平洋上の必要な観測船数)はいくらくらと細かい数字をあげ、このような投資を太平洋上の高層データ観測にすれば、数年後には中緯度の天気予報の精度向上となり、結果的には米国の例をとって食糧生産のためにいくらくらの増益となる、といったよくみられるアメリカ人好みの主張であった。今から考えると実に初歩的な議論ではあったが、上記のモスコウ予備会議を経て、1967年には地球大気開発計画(GARP)はWMOとICSU(国際学術連合会議)との協力の下に、正式に国際協力事業として発足した。日本でも1967年の学術会議総会で勧告を得て、1967年の測地学審議会では日本の参加も承認された。

この GARP の最初の計画は1973年頃を目標にして全地球的規模での観測を行う計画(FGGE: First GARP Global Experiment)であった。しかしいろいろな事情、

値予報国際シンポジウム終了後、どのようにして全球的データを入手するか初歩的議論が非公式に行われた。チャーニの司会で各国の主だった人々が討論に参加した。

会議ではヨーロッパの人々はまずアフリカに高層観測網を広げることを強力に主張した。

筆者は日本での経験にかんがみ太平洋のデータ空白域を埋めることが第一であると主張した。この点では国際協力の討議といっても国益中心の議論であった。会議の

特に赤道上に配置する5個の静止気象衛星の打ち上げ計画の遅れなどもあって、実際にFGGEが実施されたのは1978年の12月からであった。観測は1978年12月から1979年11月まで1年間を通して実施された*。

この章の終りにひとことのべておきたいことがある。それはGARPの計画進展とともにアフリカにおける国々の通信施設も段々と整備されてきたことである。この点はWMOの大きな仕事であるが、研究者の側からみてこのような改善は大変喜ばしいことである。GARP運営の委員会(JOC)会議が1976年ケニアのナイロビで開催されたとき、ケニア気象台を見学する機会があった。そのときは1965年のモスコウ会議の頃と違って、アフリカ各国とのデータ交換のテレタイプが設置され、テレタイプの騒音のなかで天気図書きが行われており、大変活気に満ちた気象台になっていた。

10. おわりに

前章までの解説では数値予報の立場から低気圧発達の歴史的過程をのべてきたが、本来なら低気圧に伴う雲、降水の立体構造に関しても、観測面からの進展をのべるべきであろう。しかし紙数の関係もあり、また筆者自身観測に直接タッチした経験もないので、本文では割愛することにした。唯ひとついえることは、ノルウェー学派によって示された寒冷前線、温暖前線に伴う雲分布の概略図(第6図参照)は、その後の観測技術の進歩によって大幅に書き直されたことである。ノルウェー学派時代の雲、降水の立体構造図は、地上からの目視観測だけで書かれたもので、雨が降っていれば上空の様子は不明であった時代のものである。しかし最近ではレーダー、飛行機による観測で雲、降水の立体構造をくわしく調べることが可能となった**。

GARPの主目標であったFGGE(1978年12月~1979年11月)も終了し、現在データは世界データセンターで磁気テープの形でまとめられつつある。このデータ収集が完了すれば、われわれは三次元、全球にわたるデータとしては史上はじめて質のよいデータを入手できたといえる。恐らくこのデータを駆使して、低気圧の発生、発達、衰弱に関する研究は更に前進するもの

と思われる。また今後レーダー、飛行機観測の併用によって、低気圧内の雲、降水の立体構造も観測面からのくわしい実体が明らかになってくるものと思われる。

このような研究と平行して、Nowcastingの問題、すなわち局地的な天気予報を一刻でも早く行うという、予報分野も今後の大切な課題となってくることであろう。昨年8月ハンブルグでIAMAP(国際気象・大気物理学協会)の総会があったが、この会でWMOとIAMAPとの共催の形でNowcastingの特別セッションがひらかれた。このセッションではレーダー、飛行機観測、気象衛星による雲、降水データから、局地的な天気の様相をブラウン管に三次元的に表示し、2時間、3時間先の予報を行う問題がとりあげられた。気象庁で実施されているアメダス観測データの予報への利用ということも、この分野に属することである。この場合実況の三次元把握には最大限コンピュータを活用し、予報は現況の単純時間外挿で行うこととなる。このことは今までの観天望気による実況把握をより多角的な、より客観的なものにするのである。多分にテクノロジーの問題がからみ合ってくるが、よりきめのこまかい天気予報ということになれば、将来どうしても避けて通ることのできない研究課題であろう。勿論Nowcastingの本質は現況の把握であり、今までの観天望気による漠然とした目視による自然認識でなく、レーダー、飛行機、気象衛星などによる総合的観測を短時間で行うことである。実況把握から予報への段階にくると問題があるが、経験的にいえばある程度のスケールをもった擾乱はそのライフ・タイムの間には単純な時間外挿はゆるされると考えるべきであろう。何時間位先まで現況から単純に時間外挿で予報できるかの検討は、擾乱の特性にもとづいて検討されるべき宿題であろう。

低気圧に関連した天気予報の今後の問題は、上述のように段々と微に入り、細にいった研究になってくるものと思われるが、一方長期予報の立場からみれば、大気大循環における高・低気圧の役割を明らかにすることも大切な課題である。後者の問題は気候変動の研究課題のひとつとして現在とりあげられている。今後高・低気圧のライフ・サイクルの追求と、高・低気圧のライフ・サイクルが気圧、気温などの月平均場、季節平均場の形成などに及ぼす影響を明らかにする必要がある。この場合高・低気圧の変動と超長波(地球をとりまく東西波数1~4位の大きい波)との相互作用が大切となってくることは明らかである。

* 計画の概要などについては「天気」の「GARPの窓」を参照されたい。

** 低気圧の雲、降水の立体構造に関しては、大気科学講座(東京大学出版会)2巻「雲や降水を伴う大気」の第8章にくわしく書いてある。

気候変動の問題のように、考える時間スケールが月、季節、年と長くなれば、高・低気圧の変動と超長波との相互作用といった大気自身の内部変動以外に、他の要因も大気の変動に関係してくるので問題は大変複雑になってくる。一般に気候変動の問題は“大気—海洋—雪氷面を含んだ地表面”の系で考える必要があり、具体的には海水面温度の変動、雲高、雲量の変動、砂漠、雪氷域におけるアルビドの変動、大気中のエアロゾルの変動…といったことも考慮する必要がある。ひと口に言って大変むずかしい問題である。本解説でものべたように、1950年前後には中緯度における低気圧の生成、発達に関して、ドラスチックな考え方の移り変りがあった。しかし1980年代の気候変動の研究では、そのようなドラスチックなことはありえないだろうし、地味で着実な研究の

積み重ねが要請されることであろう。

以上、1920年代から現在まで“低気圧発達に関する考え方”がどのように変わってきたかを、歴史的事実と筆者の思い出を折りまぜながらのべてみた。読者の中には低気圧発達の考えの変遷に関し、もう少し数学的あるいは物理的取り扱いの移り変りについて詳しい解説を希望される方もあったかも知れないと思う。しかし「天気」の100周年記念号ということを考え、本文はどちらかといえば歴史的なトピックスの記述が中心になったことを了承して頂きたい。

最後に本文ではシカゴ大学のブラッツマン教授の解説文を多々引用させて頂いたので、ここに感謝の意を表したい。