

第10図  
(a) 初期状態  
(b) 終末状態

# 数値予報の基礎 (II)

岸 保 勘 三 郎  
真 鍋 淑 郎

前回に述べたような機構だけでもある程度の気圧のパターンの変化は説明できるわけであるが、これだけでは  $z$  の急激な変化はまだ十分に説明できない。

これは今迄の議論の中には大きな仮定があるからである。即ち問題を簡単にするため運動は二次元的なものと考え、また大気は等密度であるとしていることにある。

運動を二次元的に考えることは、大気中に収斂、発散がないことを予想しており、大気の中層に相当している 500 mb 付近での近似であつて大気全体にあてはまるものではない。エネルギー的に考えれば力学的エネルギー即ち運動エネルギーだけの保存を考えておるわけである。そこでもっと実際の気圧に近づけるために、収斂発散の効果、風のシヤアの場の影響等を考慮しなければならない。普通このような影響をバロクリンの効果(傾圧性)とよび、前述の簡単な大気モデルを順圧大気モデル(バロトロピック・モデル)とよんでいる。このような傾圧性を入れると、§1でのべた渦度の保存式は少し修正されて、渦度と温度場との影響も入った物理量が保存することになる。エネルギーの立場から考えると運動エネルギーに位置のエネルギーが加わることになる。

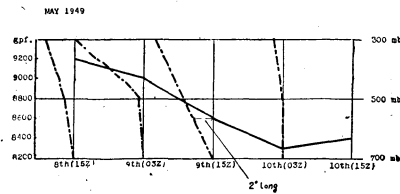
### §3. 位置のエネルギーと運動エネルギー

位置のエネルギーで思い出すのは Margules の理論である。この理論は簡単にいうと、第10図のように初期状態から終末状態へ変化すると、位置のエネルギーが解放されそれが低気圧生成の運動エネルギーに使われるといったものである。しかし現実にはこのような温度場が偏西風と共に流されていく場合を考えねばならず、ことからはやや複雑になる。位置のエネルギーだけをとりあげると、水平方向に大きな温度傾度がありさえすれば低気圧は発達することになるが、ことさらに完全に理解するためには前節でのべた運動学とからみ合わせて位置のエネルギーを考えなければならない。

数値予報の主目的はこのようなかみあった効果を考慮して時間と共に変化する気圧のパターンを追跡することである。一番簡単な順圧モデルを用いて渦度の保存式を使い気圧のパターンまたは運動エネルギーの空間分布の時間的変化を追求する段階から、傾圧モデルを用いて温度場の補正をしていく高次の段階へと種々の研究の仕

方がある。現在気象研究所の予報研究室の人々によって、高次のモデルを用いての研究が前に例としてあげた“May Storm”について行われている。近いうちその結果がえられるであろうが、その時に前に用いた簡単なモデルでの結果の不足分を補ってくれることであろう。

ここでは、気圧のパターンの時間的追跡ではなく、



第11図 700 mb の中心示度の時間変化(実線)と垂直面におけるトラフの傾きの時間的変化

むしろ解析的な立場から、運動エネルギーと位置のエネルギーがどのように変化するかを

“May Storm”を例にとつてのべてみたい。第11図は“May Storm”について、トラフの鉛直線に対する傾きと、700 mb の中心示度の時間的変化との関係を示したものである。この図からトラフの傾きの角が時間と共にかなり変化するものであり、大体の傾向として大きく傾くと次に強く発達することがわかる。このようなことを背景として、運動エネルギーと位置のエネルギーの問題を考えてみる。

まず位置のエネルギー I の時間的変化について考えると、普通  $\frac{dI}{dt} \equiv \iiint \rho g w dz dx dy$  ( $\rho$ :密度、 $w$  は上昇速度) で表わされるがここでは等圧面高度を用いる関係上、位置のエネルギー I の時間的変化を

$$\frac{dI}{dt} = \iint g \omega_{500} (z_{300} - z_{700}) dx dy$$

とかき直してみる。ここで  $\omega_{500}$  は 500 mb 面上の上昇速度に対応するもので、 $z_{700}$ 、 $z_{300}$  は 700 mb、300 mb 面上の等圧面高度である。上式の変換は

$$\int dz = \int \frac{dz}{dp} dp = \int_{p_{300}}^{p_{700}} \frac{z_{700} - z_{300}}{\Delta p} dp = z_{700} - z_{300}$$

$$(\Delta p = p_{700} - p_{300})$$

$$w = dz/dt$$

$$\omega = dp/dt = -\rho g \cdot dz/dt = -\rho g w$$

$$\text{従つて} \int \rho g w dz = -\omega (z_{700} - z_{300})$$

の変換式を用いてえられたものである。ここで便宜的に  $dz/dp \doteq (z_{700} - z_{300})/\Delta p$  を用いてあるけれども、これはあくまでも近似的な取扱いであり、 $z_{500}$  と  $z_{700}$  ( $z_{500}$  は 500mb 面上の  $z$  の値) との差で  $dz/dp \doteq (z_{700} - z_{500})/\Delta p$  と代用してもよいわけである。  $\Delta p = p_{700} - p_{500}$ 、  $h \equiv z_{300} - z_{700}$  は 300 mb と 700 mb との層厚 (thickness) といわれる量であり、300 mb と 700 mb との平均気温を表わしている。一般に等圧面高度間の質量はいつも一定なので層厚  $h$  が厚いことは両層間の密度が相対的に小さいことに対応している。即ち両層の平均気温が高いことは層厚  $h$  が大になることである。

“May Storm” の実例について  $w$  と  $h$  との関係を示してみると第 12 図のようになる。ここで  $\omega$  をとらずに  $w$  をとったのは現象をわかりやすくするために便宜的に採用しただけである。以下  $\omega$  と  $w$  は符号が反対であることを念頭において貰いたい。一般に 500 mb 面上のトラフの前面では上昇気流 ( $w > 0$ )、後面で下降気流がある。位置のエネルギー  $I$  の時間的変化率は

$$\frac{dI}{dt} \propto \int w h dx dy \propto -\rho \int w h dx dy$$

( $h = z_{300} - z_{700}$ 、  $\omega \doteq -\rho g w$ 、  $\bar{\rho}$  は  $\rho$  の空間平均値)

となるけれどもこの式を少し変形してみる。今  $h$  を二つの部分、即ち  $h$  の平均値  $h_0$  とそれからの差  $h'$  とにわけてみる。

$$h = h_0 + h'$$

$h'$  が正であれば相対的に層厚の厚いこと即ち 300 mb と 700 mb との間の平均気温が高いことを示し、 $h'$  が負であれば相対的に平均気温が低いことを示している。そこで上式を  $\frac{dI}{dt}$  の式に代入すれば

$$\frac{dI}{dt} \propto -\int \rho w h_0 dx dy - \int \rho w h' dx dy$$

$$\propto -\bar{\rho} \int w h' dx dy$$

となる。ここで質量保存の関係から  $h_0 \int \rho w dx dy = 0$  の関係を用いてある。従って  $w$  の正負の分布に対し  $h'$  の正負 (相対的平均気温の大小) の分布がどのようになっているかをしらべれば  $\frac{dI}{dt}$  の正負がわかる。即ち  $w > 0$  (上昇気流) の部分に  $h' > 0$  (相対的な平均気温が高い) の部分が対応し、 $w < 0$  に  $h' < 0$  が対応していれば  $\frac{dI}{dt} < 0$  になり、逆の相関関係にあれば  $\frac{dI}{dt} > 0$  となる。また  $w$  と  $h'$  が無相関なら  $\frac{dI}{dt} = 0$  となる。

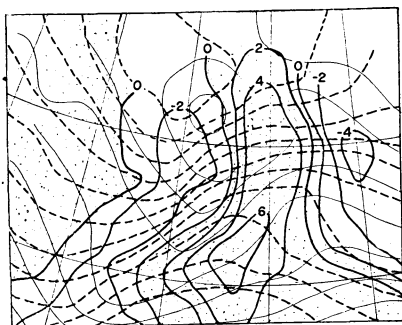
次にこれらのことを“May Storm”の実例について考えてみる。第 12 図の (a) は  $h$  の大きい部分即ち暖かい空気の北上が上昇気流 ( $w > 0$ ) の部分に対応し、 $h$  の小さい部分即ち冷気の南下が下降気流 ( $w < 0$ ) の部分に対応している。これに反して図の (b) ではこのようなきれいな対応がない。このことは (a) の例は (b) の例にくらべて位置のエネルギーの減少が著しいことを示している。上層と下層のトラフの相対的位置の問題について考えれば (a) の例は第 11 図でトラフの鉛直軸が西に傾いている場合であり、(b) の例はトラフが上下に真直な場合である。

このような位置のエネルギーの時間的変化量の大小は必然的に運動エネルギーの時間的変化にむすびについている。即ち位置のエネルギーの時間的変化量が大きければ、運動エネルギーの時間的変化も大となってくる。これから更に低気圧の発達へと議論をすすめていくためには、もっと力学的及び熱力学的議論の助けをかりなければならない。そのような議論は問題が特殊になるので、ここでは単に一般的な位置のエネルギーの時間的変化量の大小とそれに対応して低気圧の発達または衰弱が行われるということを指摘するだけにとどめておきたい。また時間経過と共に第 12 図で説明したような  $w$  (または  $\omega$ ) や  $h$  のパターンの変化も正確に追跡できるわけであ

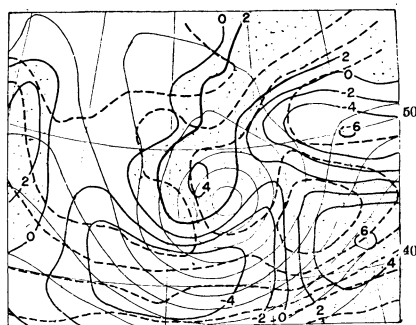
るが、それは膨大な数値計算を必要とするので、ここではただ第 12 図のような  $w$  と  $h$  の分布があるときの現象論的説明だけにとどめた。

むすび

色々数値予報についてかきたいことがあるが、今回は上層低気圧の発達、衰弱について数値予報をどのように適用し (24 頁につづく)



第 12 図 (a) 昭和 29 年 5 月 9 日 12 時の 500 mb の  $z$  (細線) と 500~700 mb 間の厚高  $h$  (点線) と上昇気流 (2cm/sec の太線)



第 12 図 (b) 昭和 29 年 5 月 10 日 12 時の 500 mb の  $z$  (細線) と 500~700 mb 間の厚高  $h$  (点線) と上昇気流 (2cm/sec 毎の太線)

地磁気の論説が掲げられて、気象知識の普及と実用問題への気象学の応用に大きな役割を演じた。1935年9月から<気象学通報>は<気象学と水理学>と名が変わった。

<水理学と気象学>となると内容は、一般気象学、シノプチック、農業気象学、気候学、陸水学、水理予報、海洋学、水理気象器械の設計、視測法、視測と調査組織及び水理気象の報知と予報による人民経済へのサービスという線に沿った論文、通報、雑報、評論、参考書が述べられている。

1936年9月から1938年まで、ソ同盟水理気象業務中央総局とソ同盟地理学会から出版され、1938年から1941年まではソ同盟人民委員会管轄水理気象業務総局(G. U. G. M. S.)より発行された。

1946年から1949年までは、この名の雑誌の代りに情報集(年6冊)が出された。1950年9月から<気象学と水理学>は水理気象業務総局によって編集されている。発行は前述の『水理気象出版所』よりされていて、年ぎめで邦貨760円、年6冊発行されている。1955年より我が国でも自由に購入が出来る。

この他にアカデミーや研究所の出版物があるがこれについては前に(2)のべてあるから参照せられたい。

#### 7. 気象年報 (Meteorologicheskii ezhegodnik)

各年の全国にある測候所の視測資料の記載せられている刊行物である。これは多くの国の組織的気象業務によって出版され、気候、天気現象其の他の記入に使われる。革命前までは<中央物理観象台年代記 (Letopisi Glavnoi fizicheskoi observatorii)>の名で発行されていた。

#### 参 考 文 献

1. Sovetskii Bol'shoi Entsiklopediia, Moskva, 1954. (大百科辞典)
2. 当舍万寿夫, ソヴェートの科学機関, 『天気』, Vol. 1, No. 3, pp. 234~238, 1954.
3. 同上 (II) 『天気』, Vol. 2, No. 1, pp 26~28, 1955.
4. 前芝確三, ソヴェートの政治, (岩波新書, 191) 1955年.

#### ソヴェート気象学単行本 (附記)

1. Monografii—krus meteorologii (fizika atmosfery) 気象学教程 (大気物理学) P. N. Tverskii 編, レニングラード, 1951.
2. V. N. Obolenskii Krus meteorologii (気象学教程)

モスクワ——スベルドロフスク, 1944.

3. V. A. Belinskii Dinamicheskaiia meteorologiia (Dynamic meteorology) M—L 1948
4. Dinamicheskaiia meteorologiia (Dynamic meteorology) N. E. Kochin と B. I. Izvekov 編 第1~2巻 L. 1935~1937.
5. S. P. Khromov. Osnovy sinopticheskoi meteorologii (シノプチックの気象学の基礎) L. 1948
6. N. N. Kalitin Aktinometriia (光量測定) L.—M. 1938.
7. D. L. Laikhtman と A. F. Chudnovskii Fizika prizemnogo sloia atmosfery (大気接地層の物理学) M—L. 1949.
8. V. N. Kedrolivanskii と M. S. Sternzat Meteorologicheskie pribory (気象器械) L. 1953.
9. P. A. Molchanov Aerologiia (高層気象学) L. M. 1938.
10. A. V. Kalinovskii, N. Z. Pinus Aerologiia (Metody aerologicheskikh nobliudenii) 高層気象学 (高層視測の方法) L. 1951.
11. M. I. Gol'tsiman Osnovy Metodiki aerofizicheskikh izmerenii (高層物理測定方法) M. L. 1950.
12. P. N. Tverskoi. Atmosfernoe elektrichestvo (大気電気) L, 1949.
13. A. F. Khrgian Ocherki razvitiia meteorologii (気象学発達大要) L. 1948.
14. P. N. Tverskoi, Pazvitie meteorologii v Rossii (ロシアの気象学発達) L. 1949.

(注) M. はモスクワ, L. はレニングラードで、発行した場所を示す。数字は発行年次を指す。

上の単行本中 8. の気象器械は筆者が買って(950円)持っている。内容は気象器械の実用に非常に親切に説明されている。その他は手に入らぬので不明である。

(気象研究所)

#### (10頁からつづく)

たらよいかということの概略をかいてみた。不備な点もあると思われるが、多くの人々の討論によって問題点を明らかにしていきたいものである。本文でかいた要点は正野教授をはじめ数値予報グループの人々との討論に

よって形づくられたものである。特に低気圧の併合について正野教授から有益な討論を頂いた。また“May Storm”の実例は相原氏の行われたものを借用させてもらった。御好意に厚く謝したい。(東京大学)