

温帯低気圧の理論的研究

—Eady 解と現実の低気圧—*

高 藪 出**

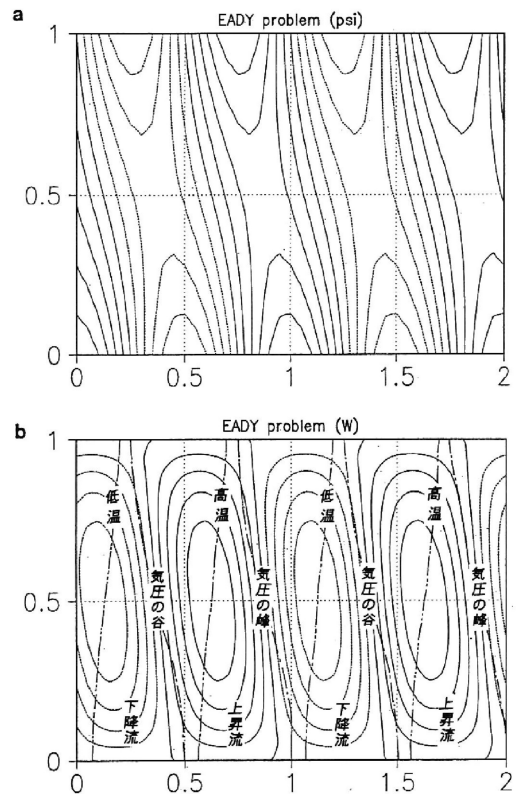
1. はじめに

1956年に大循環モデルをはじめて動かして温帯低気圧の再現に成功した Phillips¹⁾の実験以来、数値モデルの進歩にはすばらしいものがある。その結果現在では、解析的に厳密解を得ることは不可能と言われていたナビエ=ストークス方程式を数値的に解いて、様々な種類の温帯低気圧の振る舞いを計算機上で再現することが可能になってきている。ところが、我々が物事を理解しようとする際にその物事をもっと単純化して、例えば線形的に読み直していることに気づかされることは多いはずである。ここでは Eady²⁾の理論的研究から温帯低気圧の理解をスタートさせることにする。温帯低気圧の理論的研究については、既に高藪³⁾、伊賀⁴⁾の解説があるが、本稿はそれらとは若干視点が違うので併せて読んでいただければ幸いである。

2. ノーマルモード解

Eady²⁾は温帯低気圧を、コリオリ因子 f の緯度依存性を考えない f 平面上で南北温度傾度のある(従って温度風の関係から帯状流に鉛直シアのある)場で発達する不安定擾乱と割り切って式を簡素化し、そのノーマルモード解を得ることに成功した。彼が計算したノーマルモード解では、発達する擾乱の水平スケールはほぼロスビーの内部変形半径 ($a = (N/f)h$) と同じになる。ここで N はプラント=バイサラ振動数と呼ばれる大気の静的安定度を表す量であり、対流圏内での典型的な値は 10^{-2} s^{-1} である。また f はコリオリパラメータであり中緯度の典型的な値は 10^{-4} s^{-1} 、 h は低気圧の発達する大気の厚さであり典型的には

10^4 m である。これらの値を入れると、低気圧の水平スケール a は 10^6 m のオーダーとなり、観測される温帯低気圧の水平スケールと対応することがわかる。また発達する擾乱の構造は第1図³⁾のようになり、現実発達している温帯低気圧と西傾している鉛直構造な



第1図 Eady 解²⁾の鉛直・東西断面図³⁾。(a) 等値線は圧力偏差。(b) 等値線は鉛直流分布。温度偏差の峰と谷が2点鎖線で、圧力偏差の峰と谷が1点鎖線で示されている。

* Theoretical studies of the extratropical cyclones —The Eady-solution and the real cyclones—.

** Izuru TAKAYABU, 気象研究所.

© 2007 日本気象学会

どもよく対応している。暖気が北上して上昇、寒気が南下して下降しているため鉛直熱フラックスは上向き ($w'T' > 0$) であるが、この項は傾圧変換項であり、擾乱の有効位置エネルギー P_e が擾乱の運動エネルギー K_e に変換されることを示している。

ノーマルモード解はこのように温帯低気圧の基本的な構造をきれいに説明した。しかし、現実の低気圧はランダムノイズから生起するのだろうか？ 筆者が以前行った数値実験では、初期に小さなランダムノイズを与えると2週間ほどでその場の不安定モード解が立ち現れてきた⁹⁾。この様子は、ちょうどケルビン=ヘルムホルツ波の室内実験でシアー流中に不安定波が立ち上がってくるのに似ている⁶⁾。しかし、低気圧が現れるのに現実には2週間もかかっているのだろうか？ 現実の温帯低気圧の発生・発達と対応付けるために、Charney⁷⁾、Eady²⁾のノーマルモード解から、長い研究の歴史が始まるのである。

3. 初期値、境界値問題

現実の低気圧では、場の傾圧帯の長さは無限に続くわけではなく、また低気圧は2~3日で急速に発生・発達する。これを理論と対応させるためには、モード解ではなく初期値・境界値問題として解いてゆく必要がある。

3.1 山岳風下低気圧

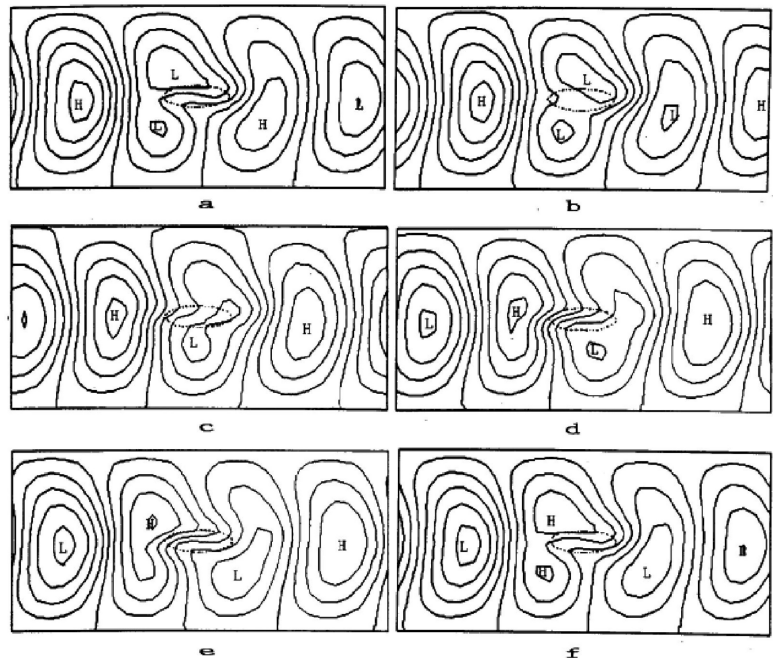
チベット高原やロッキー山脈、アンデス山脈、ヨーロッパアルプスなどの山塊は、低気圧の形成に大きな影響を与えているように見える。このような山岳の影響で形成される低気圧を「山岳風下低気圧 (lee cyclone)」と呼んでいる。

Buzzi and Speranza⁸⁾ は、Eady解がアルプス規模の山塊でどのようにゆがむのかを2層モデルで調べている。第2図に示されるように、低気圧が山塊に接近するとその障壁効果により山岳の南縁に東風域が生

じ、切離低気圧 (cut off low) が形成される。この低気圧は山岳南麓の斜面による地形性 β 効果によりその東進速度は遅くなる。またチベット高原を想定した大きな地形による実験でも同様の現象は確認されている⁹⁾。これらの様子はチベット南西端に形成される「西方擾乱」に、あるいは、ジェノバ湾に形成されるアルプス風下低気圧に対応する。

3.2 上層寒冷渦の作る低気圧

地上低気圧が消散した後も上層の渦は存在し続けて、次の地上低気圧の発生の引き金となることがある。この種の低気圧の発生を理解するためにはノーマルモードだけでなく連続モードが必要になる。連続モードとは、渦位アノマリーがそれが存在する上空の帯状流速によって流されるだけの解である。Thorn-croft and Hoskins¹⁰⁾は中立のノーマルモード解と、ステアリングレベルがそれと等しい連続モード解の共存により発達する擾乱を示した。言うまでもなく、連続モードが上空の寒冷渦に対応している。このような低気圧の発生・発達としては、上層渦と下層渦が丁度良い位相関係で出会うことで発達に加速がかかる例 (カップリング発達)^{4,11)}や、上層渦と地上寒冷前線の



第2図 山岳風下低気圧のシミュレーション⁸⁾。図の中央の楕円 (点線) が山岳に対応する。(a) から (f) へと時間が経過する。擾乱の構造や移動を強調するため、増幅の効果を無視して描画している。

相互作用¹²⁾による発生・発達などの例が知られている。

3.3 波束の下流伝搬

線形解で説明がつかない発達に、上流の擾乱から下流の擾乱へのエネルギー伝搬によるものがある。これも非線形効果の1つである。第3図はエネルギーの下流伝搬により発達した総観規模擾乱を示した数値実験の例である¹³⁾。最初に与えた擾乱Pから下流側に大きなエネルギー放射（擾乱の水平非地衡風成分に伴うジオポテンシャルのフラックスとして表される）が起き、下流側に2つの擾乱が形成されていることが分かる。これら擾乱の増幅には傾圧過程が重要ではあるものの、これらの形成は傾圧不安定によるものではない。

4. 非線形効果と低気圧の構造

最後に、Eady 解²⁾（第1図）と現実の温帯低気圧の構造の差を埋めてゆく話をしよう。Eady 問題の設定が現実の温帯低気圧とどのように違うのかというと、①南北方向に場が一定で、かつ②非線形効果を全く考えていない、という2点が挙げられる。数値実験においてこれら2点が考慮されて行くに従って、低気圧の構造がより現実的になってゆく経過を纏めたのが第4図に示してある。

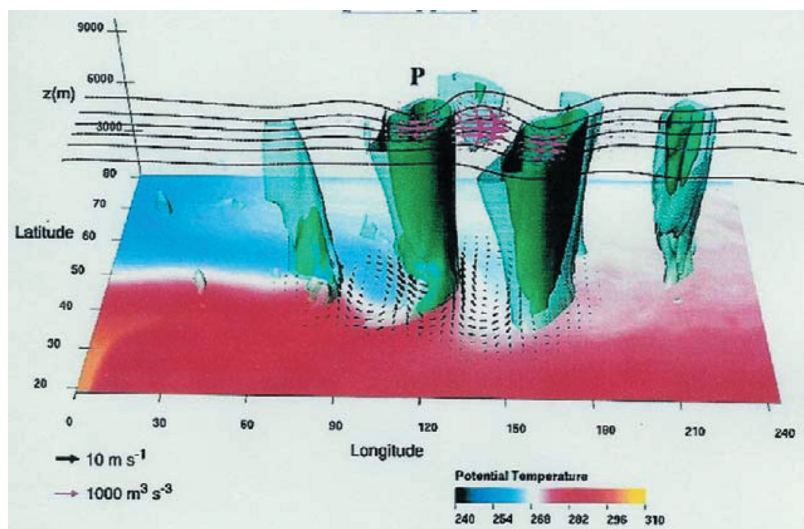
まず、Eady 問題（第4図a）を、非線形の効果

部分的に含むようにセミ地衡風方程式を用いて解く¹⁴⁾と、第4図bのように低圧部の東西幅が高圧部に比べて細くなる。低気圧の正渦度は渦のストレッチング（背伸び！）のできるのだが、実際はその際に渦の半径が減少することが渦度の増加に寄与しているのである（フィギアスケーターのスピンを想像していただきたい）。ところが線形解では、この渦がすぼまる効果が省略されてしまっているのである（渦度は大きくなるのに！）。

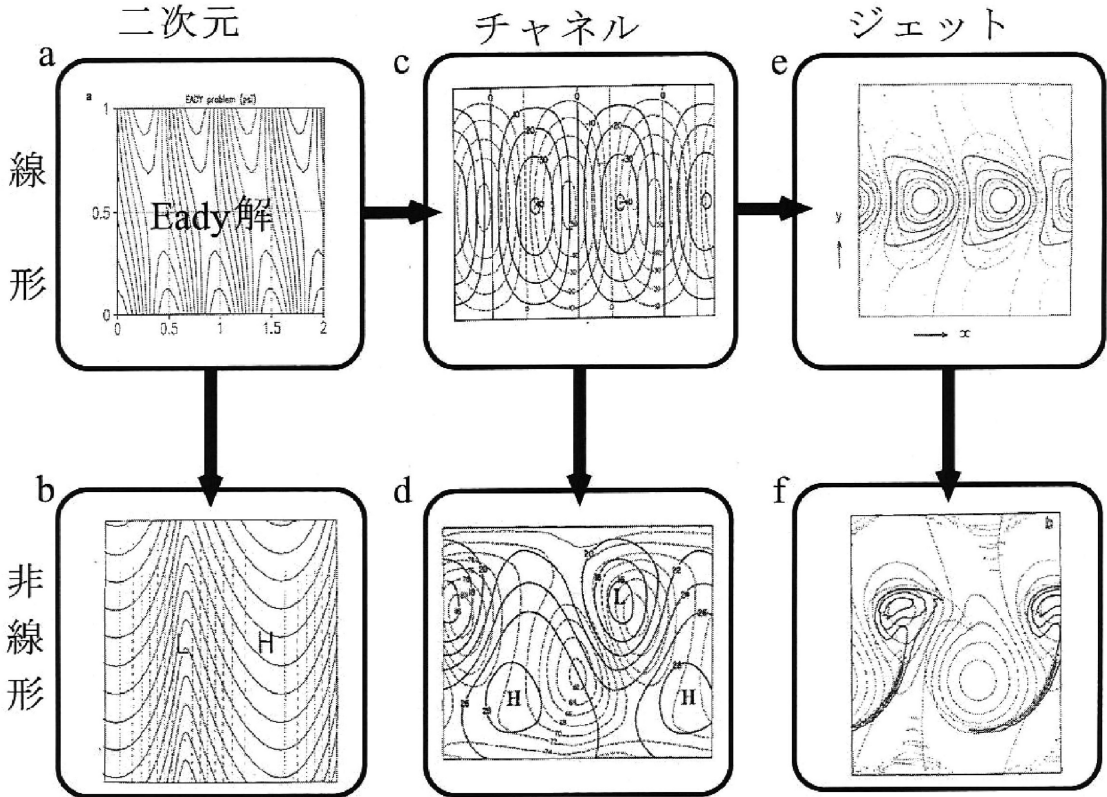
次に、数値モデルの領域の南北端に壁を置くことによって領域の南北幅を有限にし（第4図c）、その上で非線形効果を導入すると地表面では低気圧が北偏する一方で高気圧は南偏するようになる（第4図d）。これは鉛直方向に位相のずれた上空の渦がつくる流れによる移流の効果が現れているのである。このように領域の南北幅を有限にした上で、さらに場の傾圧性のある緯度帯に集中させると、ジェット状になった偏西風帯に擾乱が捕捉されるようになる（第4図e）。この段階で非線形効果を導入すると変形場（deformation field）と移流の効果により長い寒冷前線が伸びるようになる（第4図f）。低気圧中心の前面を北上した暖気は低気圧の背面に流されるためこのような場では温暖前線が低気圧の前方に長くのびる事はなく、やがて赤道方向に伸びる寒冷前線とともに「前線Tポーン模様」（frontal T-bone）を描くようになる^{17,18)}。このようにして低気圧の後面に回り込んだ暖気が南下してくる現象は、成熟期の低気圧にしばしば見られる¹⁹⁾。

5. まとめ

以上、気象学の教科書に必ずと言って良いほどのっている Eady 解と現実の温帯低気圧の関係について簡単に纏めてみました。水蒸気の効果、また、より小さいスケールの擾乱（メソβスケールの擾乱）などについては紙数が足りませんのでここで筆をおきます。編集委員の東京大学の中村



第3図 数値実験で再現された下流発達する低気圧の立体図¹³⁾。緑と空色の筒は相対渦度が大きいところを表しておりPが親低気圧である。上空の紫の矢印がエネルギー放射項であり、暖色系の影は地表の暖気、寒色系の影は地表の寒気をそれぞれ表す。



第4図 Eady解と現実の温帯低気圧の関係図。(a) Eady解, (b) セミ地衡風方程式¹⁵⁾。(c) f-チャンネル¹⁶⁾, (d) f-チャンネルで非線形効果を含む¹⁶⁾。(e) ジェットプロファイル¹⁵⁾, (f) ジェットプロファイルでセミ地衡風¹⁵⁾。(a) のみ鉛直東西断面で, (b)–(f) は水平面図。(f) の実線は相対高度。

尚博士, ならびに査読者の方には初稿において説明が
 足らなかった点を色々指摘していただきました。こ
 こに感謝の意を表します。

参 考 文 献

1) Phillips, N. A., 1956 : Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 82, 123-164.
 2) Eady, E. T., 1949 : Tellus, 1, 33-52.
 3) 高藪 出, 2000 : 気象研究ノート, (198), 151pp.
 4) 伊賀啓太, 2005 : 天気, 52, 735-741.
 5) 高藪 出, : 気象学会1988年春季大会予稿集, B249.
 6) Thorpe, S. A., 1971 : J. Fluid Mech., 46, 299-319.
 7) Charney, J. G., 1947 : J. Meteor., 4, 135-163.
 8) Buzzi A. and A. Speranza, 1986 : J. Atmos. Sci., 43, 2826-2837.
 9) Murakami, T. and H. Nakamura, 1983 : J. Meteor. Soc. Japan, 61, 547-567.
 10) Thorncroft C. D. and B. J. Hoskins, 1990 : J. Atmos. Sci., 47, 2317-2336.
 11) Takayabu, I, 1991 : J. Meteor. Soc. Japan, 69, 609-628.
 12) Mullen, S. L., 1983 : Mon. Wea. Rev., 111, 1537-1553.
 13) Orlanski, I. and B. Gross, 2000 : J. Atmos. Sci., 57, 3498-3513.
 14) Hoskins, B. J., 1975 : J. Atmos. Sci., 32, 233-242.
 15) Hoskins, B. J. and N. V. West, 1979 : J. Atmos. Sci., 36, 1663-1680.
 16) Saltzman, B. and C.-M. Tang, 1972 : J. Atmos. Sci., 29, 427-444.
 17) 中村 尚, 高藪 出, 1997 : 天気, 44, 85-100.
 18) 小倉義光ほか, 2006 : 天気, 53, 215-222.
 19) Kurz, 1982 : Beitr. Phys. Atmosph., 55, 1-17.