



## お天気の見方・楽しみ方 (17)

季節はずれの低気圧の世代交代と凝結加熱の効果

小倉 義光\*・隈部 良司\*\*・西村 修司\*\*\*

### 1. 問題の発端

今回の物語はひょんなところから生まれた。社団法人日本気象予報士会の機関誌「てんきすと」の2010年1月号(第62号)の記事からである。その質疑回答欄に、速報地上天気図に基づいて、低気圧の閉塞点で新たに発生した低気圧についての質問があった。そこで問われている気象状況は、第1図の地上天気図に示されている。2009年11月10日00 UTC(第1図a)には、東シナ海に温暖前線と寒冷前線を備えた低気圧が東シナ海を東進中である。それから18時間後の10日18 UTC(第1図b)には、低気圧は温暖前線も寒冷前線も失うとともに、中心は九州西方の海上に達する。一方で、四国地方には新たな低気圧の中心Lが解析されている。速報地上天気図では、このLと古い低気圧中心を閉塞前線で結んでいた。それから6時間後の11日00 UTCには(第1図c)、九州西方の低気圧は衰える一方で、新しい低気圧は温暖前線と寒冷前線を伴いつつ、東海地方に東進する。この時刻以降は、東北地方沖の太平洋に移動した新生の低気圧が主役となり、九州近傍の低気圧は消滅していく(第1図d, 11日12 UTC)。

参考までに、第2図a, bはそれぞれ10日00 UTCと11日00 UTCにおける850 hPaの高層天気図である。対応する時刻の地上天気図と比較すると、aには東シナ海に低圧部があるし、bでは新しい地上の低気圧に対応して、細長く延びた低圧部がある。このb

に関連して、気象庁の850 hPa面12時間後予報FAX図を見て、「てんきすと」の質問者は、温帯低気圧が閉塞する過程で下層の収束域が延びる形になることは珍しくないのか。またこの事例は、温帯低気圧が閉塞し、閉塞点で新たにできた低気圧が発達したものと単純に認識すればよいのか問うている。これに対して、回答者はいろいろ述べているが、筆者らには、これは低気圧の世代交代についての一例を提供したものと見える。第2図bの細長い低圧部の形成もその過程の一側面である。

低気圧の世代交代については、この「お天気の見方・楽しみ方(5)」で取り上げたことがある(小倉2006)。しかし、それは梅雨期における事例で、大雨を伴っていた。梅雨期ならば大雨が降っても不思議はないし、その凝結加熱によって新たな低気圧が発生することもありそうだ。しかし今回の事例は11月中旬のことである。そんな季節に大雨が降るのだろうか。

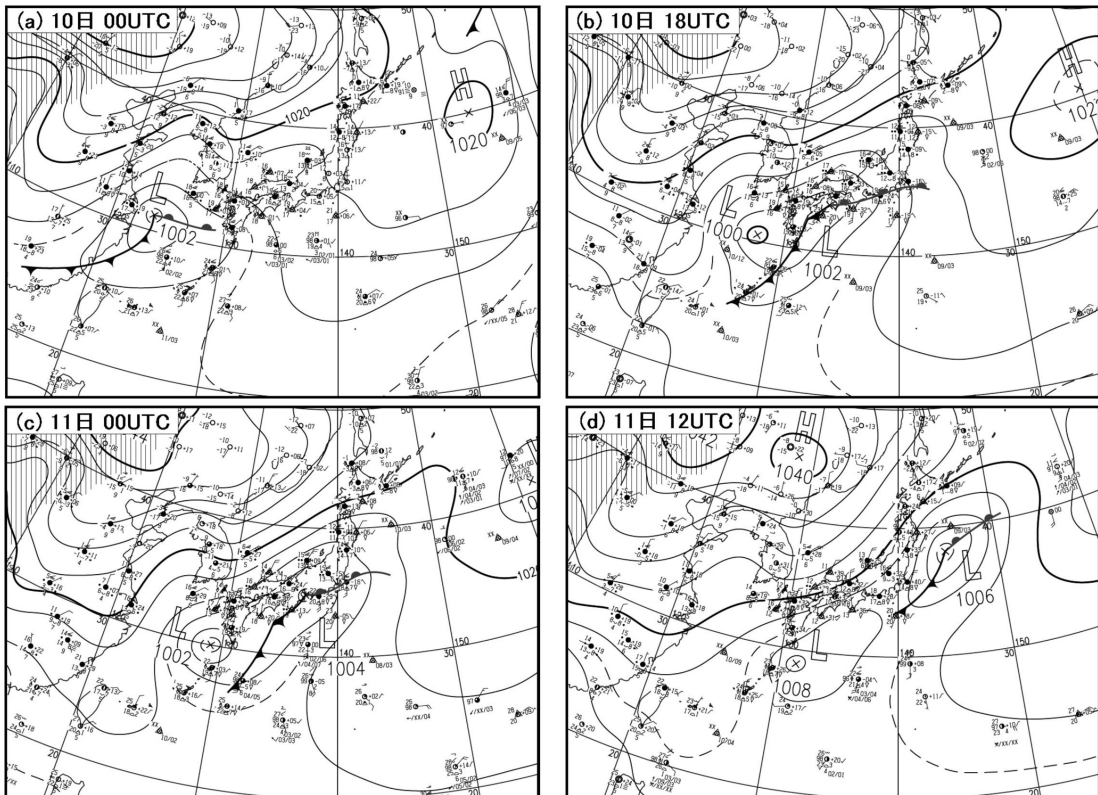
ところが実際に大雨が降ったのである。全く偶然にも同じ「てんきすと」の第62号に、岩瀬(2010)がまさに11月11日に和歌山県や三重県で降った豪雨について解析している。それによれば、和歌山市での1時間降水量は10日19 UTCで119.5 mmに達し、また24時間降水量としても、高知県藤原316 mm、和歌山市256 mm、徳島県福原旭250 mmなど、季節外れの雨量を記録している。もともとこの「お天気の見方・楽しみ方」シリーズの目標は、「天気図の見方・予報の出し方」ではなく、ある地点におけるお天気の移り変わり、或いはある時刻に見たお天気のスナップショットは、グローバルスケールから総観スケール・メソスケールを経て、雲物理のスケールに至るまで、それぞれのスケールの現象が独自の力学・熱力学の原理にし

\* Yoshimitsu OGURA, 東京大学大気海洋研究所。

\*\* Ryoji KUMABE, 気象庁地球環境・海洋部(現:長崎海洋気象台)。

\*\*\* Shuji NISHIMURA, 気象庁予報部。

© 2011 日本気象学会



第1図 地上天気図 (a) 2009年11月10日00 UTC, (b) 10日18 UTC, (c) 11日00 UTC, (d) 11日12 UTC (気象庁).

たがって変動しつつ、各スケール間で密接な相互作用を及ぼし合って、一つの天気系 (weather system) が形成され進化しているのだということを示すことである。その意味で、今回は「てんきすと」の同じ号で別々に論じられている低気圧と豪雨を、本稿で一つの天気系として眺めてみようというわけである。

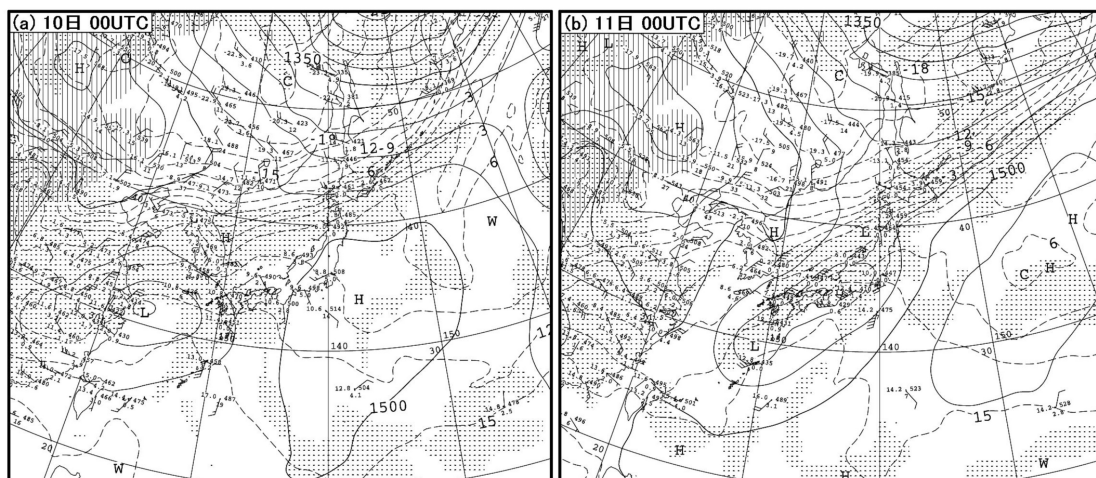
本論に入る前に、参考のため、第3図に10日00 UTCにおける500 hPaの高層天気図を示す。メインの偏西風ジェットから離れて、中国大陸東岸に弱い短波に伴うトラフがある。このトラフの下では、上層からの強制力は弱く、第1図aの地上低気圧の急速な発達には期待できない。

## 2. 交代前の状態

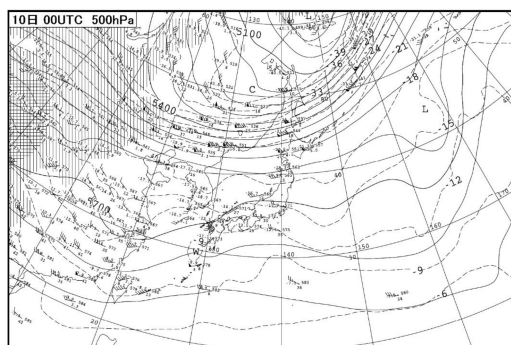
第4図aが10日02 UTCにおけるレーダー反射強度と地上気圧と925 hPaにおける風と相当温位の場を、水蒸気画像に重ねたものである。雲のパターンは典型的な「おたまじゃくし」型といってよい。すなわち、

南西風に乗って暖湿な空気が後屈温暖前線に向かって、Browning and Monk (1982) の暖かいコンペアベルトに似た雲帯 (おたまじゃくしの尾) を作り、温暖前線に乗り上げてからは中・上層の風に流されて雲域は広がる (おたまじゃくしの頭)。しかし、欧州付近の低気圧を解析して得られた彼らのモデルとは違う点が二つある。一つは雲帯と低気圧の中心が、かなり離れていることで、ことに低気圧中心付近の雲はあまり発達していない。もう一つは、暖域内の空気の相当温位は高いし、対流不安定な成層をしているので、雲域は温暖前線のかかなり低緯度側で深い対流性の雲から成ることである。このことは、第4図aの線分a-b (おたまじゃくしの尾の中心線) に沿った鉛直断面内の、雲頂高度と風と相当温位の分布 (第5図) に見ることができる。さらに、第4図aから明らかのように、Shapiro の低気圧モデルとも違って、寒冷前線の位置はあまりはっきりとは決められない。

さらに第6図aは、同時刻 (10日00 UTC) におけ



第2図 850 hPa 高層天気図, 実線は等高度線, 破線は等温線, ドットは気温と露点の差が3°C以下の領域を示す。(a) 11月10日00 UTC, (b) 11日00 UTC (気象庁)。



第3図 500 hPa 高層天気図, 11月10日00 UTC (気象庁)。

る可降水量の分布を示す。九州西方の低気圧に伴う南よりの風によって、九州南西方向の洋上には11月だというのに最大55 mmの可降水量を持つ領域がある。この領域内で、第4図aと第5図に示した雲頂高度150 hPaに達する対流雲が発達している。

### 3. 交代前後の降雨

第7図と第8図はそれぞれ高知県繁藤(第4図のS)と和歌山市(第4図のW)におけるアメダスの記録である。前述のように24時間降水量としては、前者が316 mm, 後者が256 mmと、あまり差はないが、雨の降り方は大いに違う。前者では時間雨量50 mm以下の雨が、比較的長時間降り続いていて、地形性の雨と思われる。一方後者では、10日19 UTCの最大時

間雨量120 mmを含む約3時間に雨が集中している。

第9図は高知のウィンドプロファイラによる風の時系列である。低気圧の東進と共に後屈温暖前線も北上し、10日08 UTCには地上の前線が高知を通過した。第7図の繁藤における降雨の最初のピークは、この温暖前線の通過時に起こっている。そして第4図bは和歌山市における降雨がピークを迎えた10日19 UTCにおいて、レーダーエコーの分布と925 hPaの風と相当温位の場合を赤外画像に重ねたものである。後屈温暖前線に沿って、高知県の繁藤付近には強雨をもたらしたメソ対流系があるし、和歌山市に記録破りの時間降水量をもたらした線状メソ対流系がある。ただしレーダーデータの不足から、これがバックビルディング型かどうかは分からない。

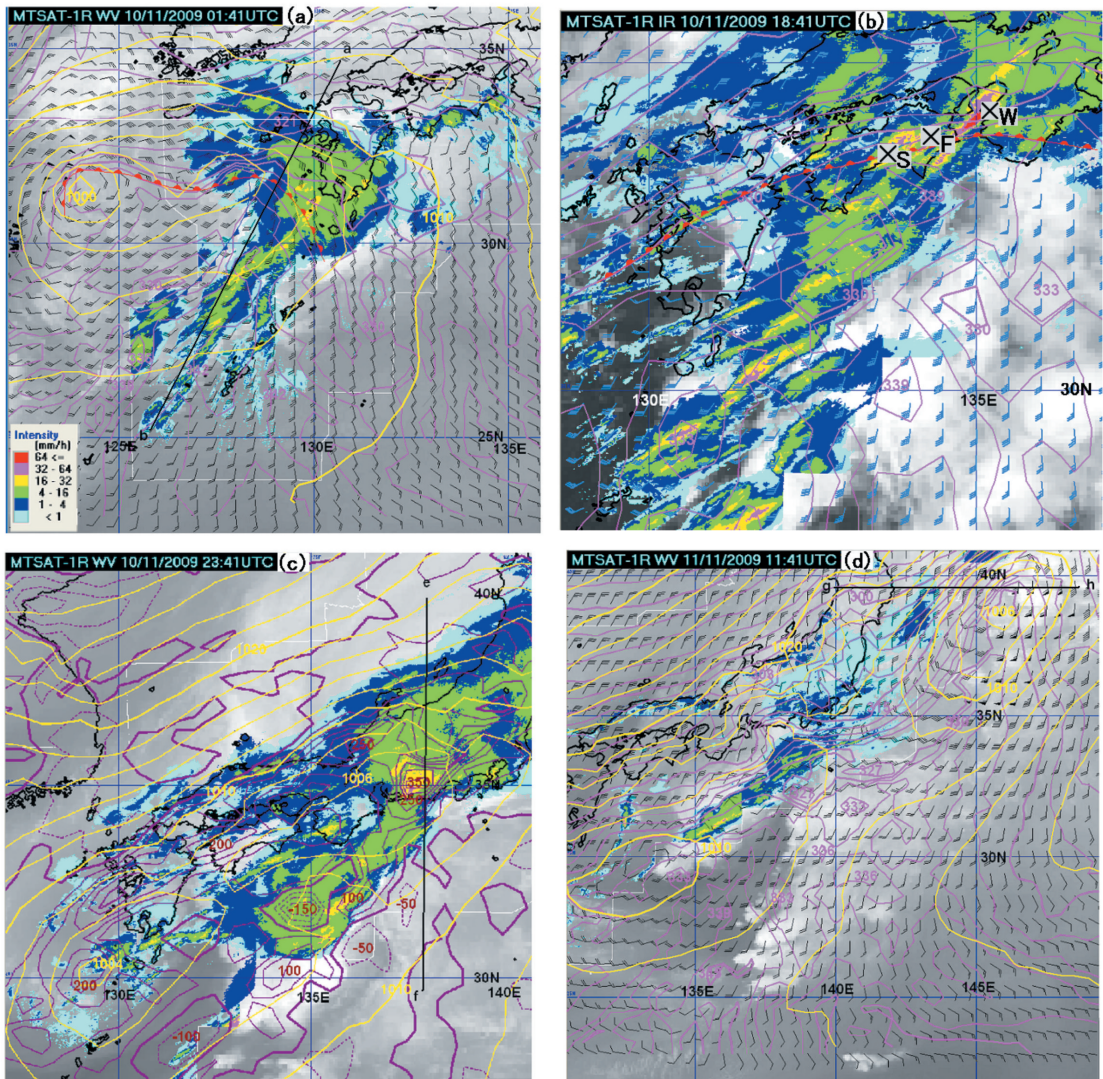
少し話が横にそれるが、この第4図bで和歌山市付近の線状メソ対流系から南西の方向に名瀬に達する降水セルの帯について述べたい。その帯の特徴は、いくつかの細長い降水セルが線状に並び、しかも各々の降水セルの軸の方向は、帯全体の方向に対して、少し傾いていることである。この構造は、以前にHobbs and Biswas (1979)が「狭い寒冷前線降雨帯(narrow cold-frontal rainband)」と名づけたものによく似ている(小倉ほか 2008 参照)。また、Hobbs and Biswas (1979)は、二つの降水セルの間の領域(gap region)における流れは強い低気圧性のシアを持ち、ここで竜巻が発生することがあると指摘している。わが国でも、Kobayashi *et al.* (2007)は2006年4月20



日の神奈川県藤沢の竜巻は、狭い寒冷前線降雨帯に伴って起こったと報告している。ただ今回は、この帯の中で竜巻が発生したと言う報告はない。

さらに、第4図bに示した降雨帯は、次のような、ユニークな特徴を持つ：①第10図に示すように、今回は3本の降雨帯が低気圧の暖域内に同時に存在してい

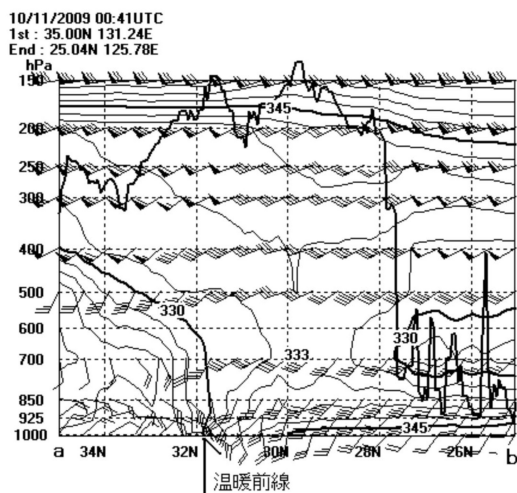
る。真ん中の降雨帯を構成する降雨セルは第4図bに一部捕捉されているが、やはり狭い寒冷前線降雨帯に似ている。暖域内では風向は下層で南南東ないし南であり、順転していて、400 hPaでは西南西であり、衛星画像で見た降雨帯の方向は、ほぼ400 hPaの風向と一致している（図省略）。②3本の降雨帯の先端を



第4図 (a) 11月10日02 UTC, 水蒸気画像に重ねたレーダーエコーと地上気圧(黄色, 2 hPa おき, 以下同じ)と925 hPaにおける相当温位(ピンク色, 3 K おき)と風場。風はMSM予報モデルからの出力, 予報0時間(解析値), 短い矢羽は5ノット, 長い矢羽は10ノット, ペナントは50ノット, 以下風の記号は同じ, (b) 10日19 UTC, 赤外画像に重ねた以外は(a)に同じ, 但し記号S, WとFはそれぞれ高知県繁藤, 和歌山市, 徳島県福原旭の位置を示す, (c) 11日00 UTC, 水蒸気画像に重ねた地上気圧と850 hPaにおける渦度(赤色)の場。渦度は $50 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ おき。 (d) aに同じ, 但し11日12 UTC。



結ぶ線（第10図の線分c-d）に沿った断面上の風の場合、輝度温度から推定した雲頂高度の分布が第11図に示されているが、いずれの降雨帯でも、その先端で雲頂高度200 hPaに達する対流雲がある。これはパッ

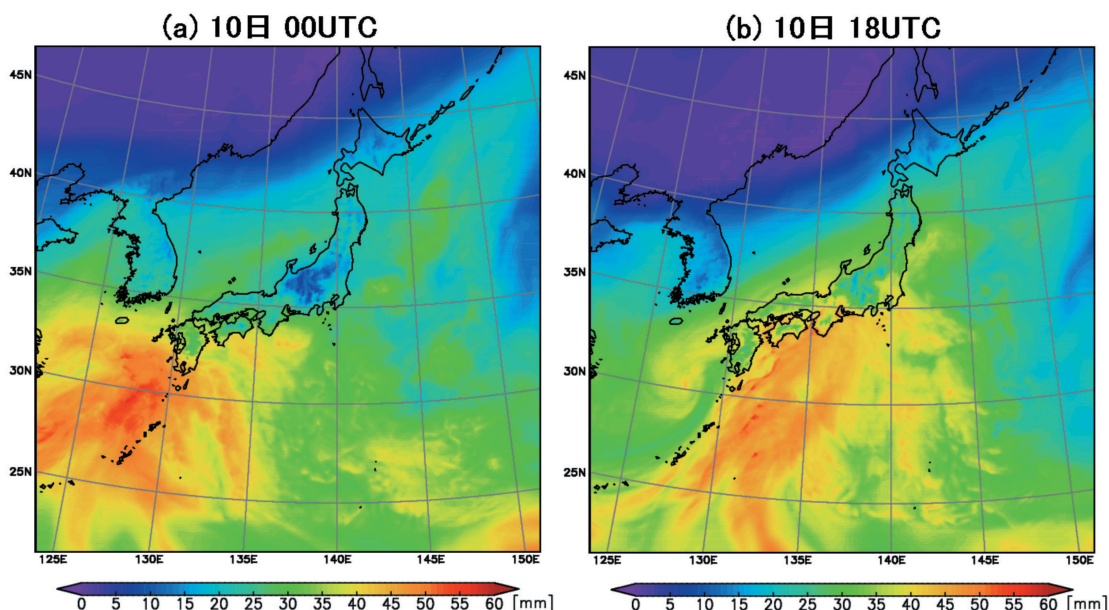


第5図 10日01 UTC, 第4図aの線分a-bに沿った鉛直断面上の相当温位（細実線）と風の場合、風の記号は第4図aと同じ。太実線は輝度温度から推定した雲頂高度。

クビルディング型の線状降雨帯と大きく違う。③第10図に示したショワルター安定度指数（SSI）の分布から分かるように、3本の降雨帯の地域では  $SSI \leq -2$  と不安定であり、高知県や和歌山県でも不安定である。④第6図の可降水量図に戻ると、低気圧の東進と共に可降水量の大きな領域も東に移り、10日18 UTCには四国南方海上に移る。そして第6図bで興味があるのは、可降水量が特に大きいバンドが3本存在していることである。このように可降水量の大きいバンドの存在と、その降水との強い関連は小倉ほか(2011)が注目し、水蒸気バンド（moisture band）と呼んだ。今回は第6図bに示した水蒸気バンドは第10図に示した降雨帯の位置とほぼ一致している。しかし、下層の風の分布をみても、第10図の線分c-dあたりに風の収束線あるいはシア・ラインは見当たらず（図省略）、どうしてこれらの対流雲がこの位置で発達したのか、水蒸気バンドはどうしてできるのかなど、未解決の問題が多い。

#### 4. 世代交代時の状況

第4図cは11日00 UTCにおける地上気圧と850 hPaにおける渦度の場合、水蒸気画像に重ねたものである。この時刻に初めて、第1世代の低気圧とは分離して、新しい閉じた等圧線を持つ低気圧が誕生し



第6図 可降水量分布図（MSM 予報モデルの出力から計算）。(a) 11月10日00 UTC, (b) 10日18 UTC。

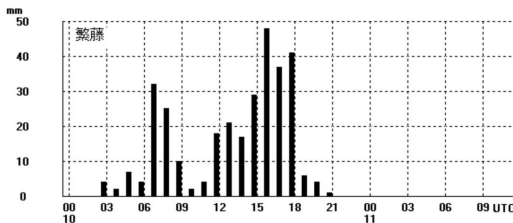
た。渦度で見ると、その中心は東海地方にあり、渦度の最大値は $350 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ である。これは第1世代の低気圧の $200 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ を既に凌駕している。強い雨は依然として第2世代の低気圧中心付近で降り続けている。第12図は第2世代低気圧中心を通る南北鉛直断面

(第4図cの中の線分e-f)上の渦度と相当温位の場合を示す。この位置では後屈温暖前線は地表から600 hPaの高さまで、殆ど鉛直に立ち、そこに低気圧の中心が位置している。渦度の最大は下層(～850 hPa)に位置している。

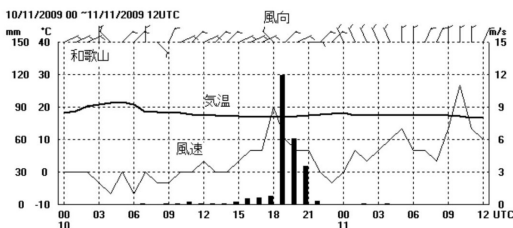
第4図dは12時間後の11日12 UTCにおける地上気圧と925 hPaの風と相当温位の場合を水蒸気画像に重ねたものである。第2世代の低気圧の中心はすでに東北地方沖の太平洋にあり、強い寒冷前線を伴い、暖域の南風も最大65ノット(1ノット= $0.51 \text{ms}^{-1}$ )と強い。

この低気圧の中心を通る東西方向の鉛直断面上(第4図dの中の線分g-h)の渦度と風と相当温位の場合を示したのが第13図である。風向から見ても明瞭な前線面が約500 hPaの高度まで認められる。渦度の極大は依然として下層にある。

10/11/2009 00 ~ 11/11/2009 12 UTC

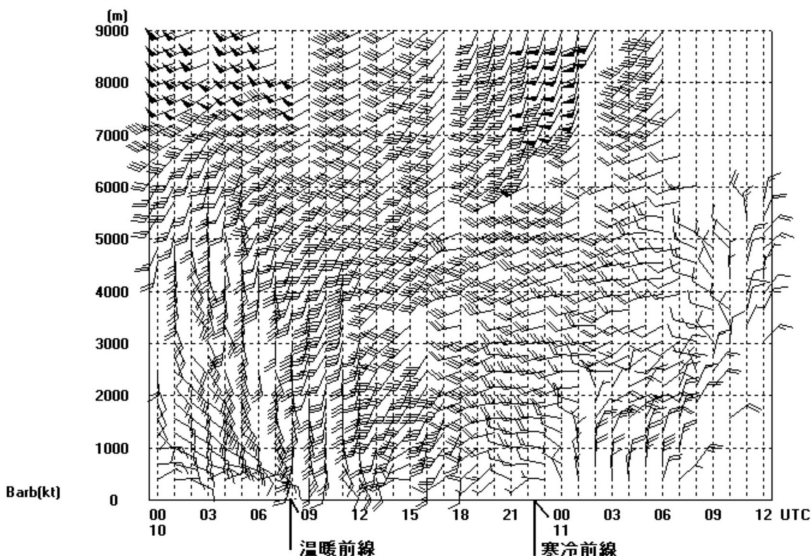


第7図 高知県繁藤における時間降水量の時系列。



第8図 和歌山市におけるアメダス4要素の時系列。

47893 "KOCHI" 10/11/2009 00 ~ 11/11/2009 12 UTC



第9図 高知におけるウィンドプロファイルの記録。

## 5. 渦位

それではなぜ強い雨が降り続くと、そこが新たな低気圧の中心となるのか。いま、3次元の空間を動き回っている小さな空気塊に着目して、その空気塊のいろいろな物理量の変化を追いかける。仮に運動が断熱的に起こっているとすると、その空気塊の温度は変わるが、温位 (potential temperature) は変わらない。換言すれば、温位は断熱的に運動する際に保存される熱力学的な量である。それでは力学的に保存される量

はあるか。速度は気圧傾度力によって加速されるから保存されない。渦度も保存されない。ところが渦位 (potential vorticity) という量があって、これは運動が断熱的で、粘性摩擦の効果を無視すると保存されるのである。

渦位についての専門的な解説は、殆ど総ての気象力学の教科書にあるから (例えば小倉 2000), ここでは必要な部分だけを大雑把に延べることにする。第14図のように、温位が  $\theta$  という値を持つ等温位面と、 $\theta + \Delta\theta$  の等温位面に挟まれた微小な空気塊を考える



と、この空気塊の渦位 ( $PV$ ) は、次のように定義される：

$$PV = -g (f + \xi_\theta) (\Delta\theta / \Delta p) \quad (1)$$

ここで  $g$  は重力加速度,  $f$  はコリオリ・パラメータ,  $\xi_\theta$  は等温位面に直交な方向の渦度ベクトル成分,  $\Delta p$  は今考えている空気塊の上面と下面 (すなわち,  $\theta +$

$\Delta\theta$  の等温位面と  $\theta$  の等温位面) の間の気圧差を表す. 同じ  $\Delta p$  に対して  $\Delta\theta$  が大きいということは, 大気の成層の安定度が大きいということだから,  $-(\Delta\theta / \Delta p)$  は大気の安定度を表す. 渦位を計る単位としては,

$$1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1} \quad (2)$$

を用いるのが慣習となっている.

かりに等温位面がほとんど水平であるときには, 式 (1) は近似的に

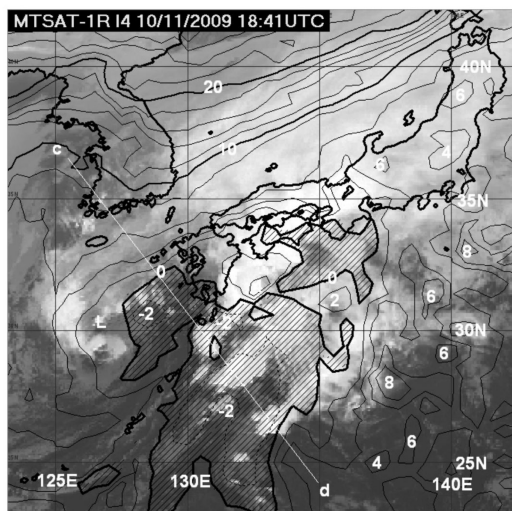
$$PV \approx -g (f + \xi) (\Delta\theta / \Delta p) \quad (3)$$

となる.  $\xi$  は普段使っている渦度の鉛直成分である.  $f + \xi$  は絶対渦度といわれている量で普通は正である. また, 対流圏の大気内では高度と共に  $\theta$  は増す. したがって, ( $\Delta p$  は負で  $\Delta\theta$  は正だから) 普通  $PV$  は正の値を持つ.

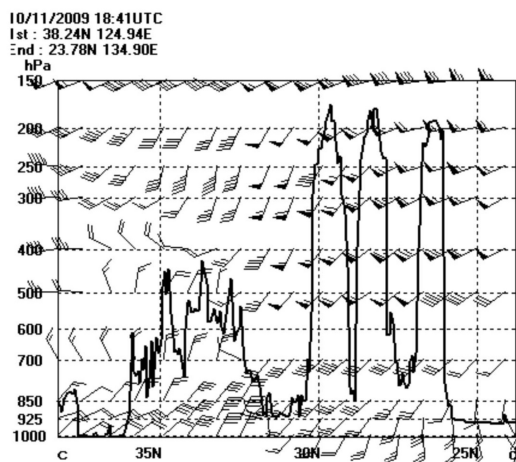
ここで, 第14図で初め A という位置にいた空気塊が,  $\Delta t$  時間後に B という位置に移動して, その間に渦位が  $\Delta PV$  だけ変化したとすると, 単位時間あたりの渦位の変化量は次式で与えられる:

$$\Delta PV / \Delta t = - (g\theta / c_p T) (f + \xi_\theta) (\Delta Q / \Delta p) \quad (4)$$

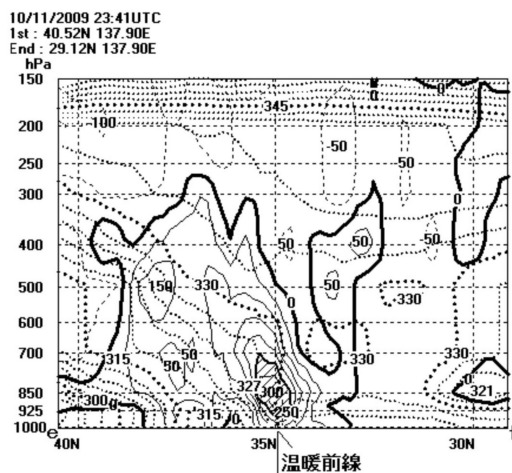
ここで  $T$  は空気塊の絶対温度,  $c_p$  は乾燥空気 of 定圧比熱,  $Q$  は空気 of 単位質量・単位時間あたりの加熱



第10図 10日19 UTC, 赤外画像に重ねたショワルター安定度指数 ( $2^\circ\text{C}$ おき) の分布. 負の値の領域にハッチ. 記号 L は地上低気圧の中心位置を示す.

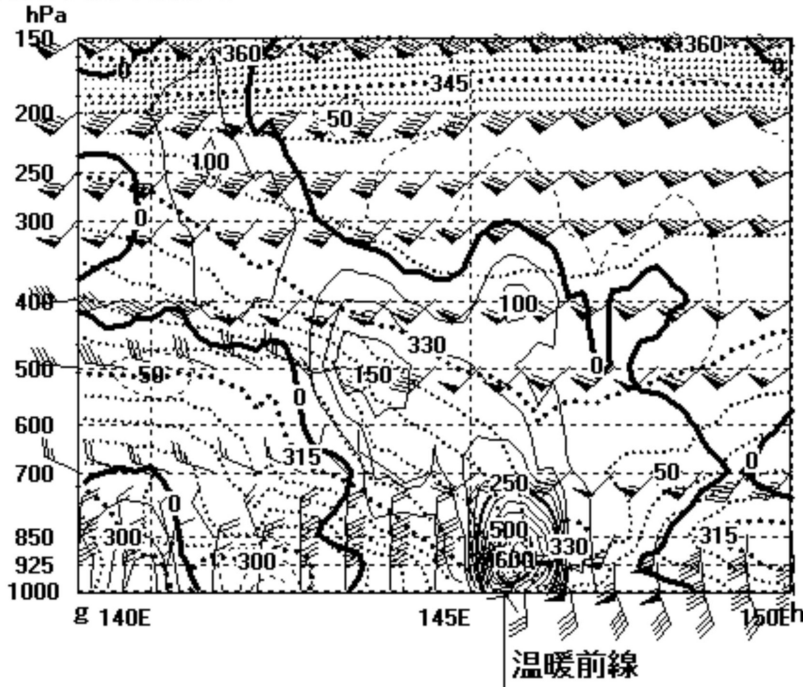


第11図 第10図の線分 c-d に沿った鉛直断面上の風の場合と雲頂高度 (太実線) の分布.

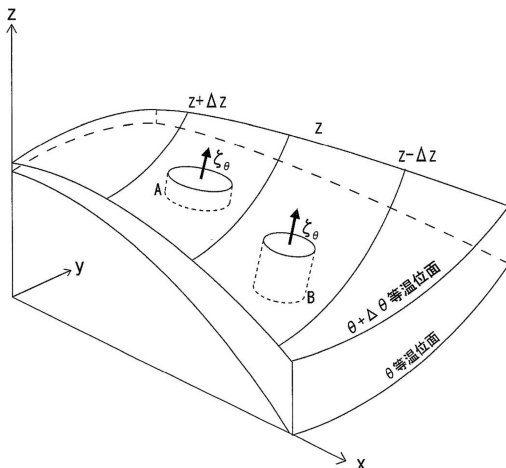


第12図 11日00 UTC, 第4図cの線分 e-f に沿った鉛直断面上の相当温位 (太点線,  $3 \text{ K}$  おき) と渦度 (正の値は実線, 負の値は細点線,  $50 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  おき) の分布.

11/11/2009 11:41UTC  
1st : 39.38N 138.86E  
End : 39.50N 150.74E



第13図 11日12 UTC, 第4図dの線分g-hに沿った鉛直断面上の相当温度と過度（線種と間隔は第12図と同じ）の場。



第14図 渦位の説明図。  $z+\Delta z$ ,  $z$ ,  $z-\Delta z$  は等温位面の三つの等高線 ( $\Delta z > 0$  とする) を表す。その他の記号については本文参照。

量を表す。そして  $(\Delta Q/\Delta p)$  は  $Q$  の鉛直方向の傾度を表す。運動が断熱過程で起こっていれば  $Q=0$  だから、渦位は保存される。

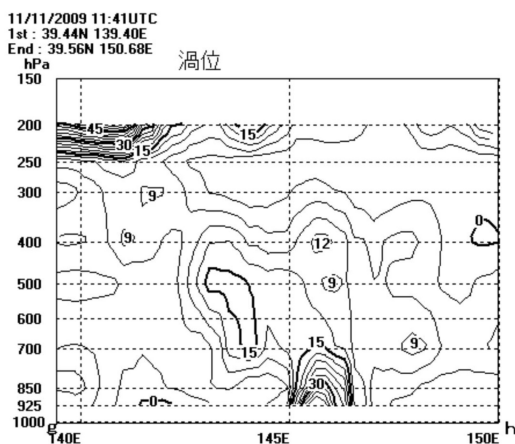
かりに積乱雲の中で、凝結の潜熱の放出による加熱量が地表では0で、そこから高度が増すにつれて増大し、500 hPa で最大になったとすると、地表から500 hPa までの層内では  $-(\Delta Q/\Delta p)$  は正だから、 $PV$  は時間と共に増大する。第15図は第13図と同じ断面上、同時刻の  $PV$  の分布図である。アプリケーション・ソフトがそうなので、地表から925 hPa までの  $PV$  は示していないが、地表から700 hPa まで、 $PV$  の大きな領域がある。第4図cの段階では、まだ  $PV$  の値は大き

くなかったから、第15図に示した  $PV$  の増加は、降雨によって放出された凝結熱によると考えていいだろうというわけである。そして式(1)が示すように、 $PV$  が増え、 $\xi$  も大気の安定度  $(-\Delta\theta/\Delta p)$  も増加する。第15図の  $PV$  の分布が第13図の過度のそれとよく似ていることから、 $PV$  の増加は主に過度の増加に使われたと思われる。すなわち、降雨に伴う凝結熱によって新たな渦巻きが誕生し、低気圧の世代交代が起こったと考えられる。

ここでは式(1)により、渦位が増大したから過度が増大したと説明したが、このプロセスを物理的に言えば、凝結加熱により上昇流が強まり、前線付近にあった過度のストレッチングが効いて過度が強くなった。また中層での凝結加熱により温度が上がり下層の成層も強まったということになる。

式(1)についてだけ注目すれば、この式は予報方程式 (prognostic equation) ではなく、診断方程式 (diagnostic equation) であるから、渦位が増大したから過度が増大したといってもよいし、過度が増大したから渦位が増大したといってもよい。これは、例え





第15図 第13図と同時刻、同じ鉛直断面上の渦位 (0.5 PVU おき) の分布。

ば、非圧縮性流体の質量保存則 (水平発散 +  $(\Delta w / \Delta z) = 0$ ) だけに注目すれば、大気下層に水平収束があるから上昇気流があるといってもよいし、上昇気流があるから下層に水平収束があるといってもよいことと、同じである。

以上の議論を完結するためには、第2世代の低気圧の中心を含む領域内の顕熱と水蒸気の収支を計算し、それから Yanai *et al.* (1973) の「みかけの熱源 (apparent heat source)  $Q_1$ 」と「みかけの水蒸気の消失源 (apparent moisture sink)  $Q_2$ 」を計算し、必要とする加熱量  $Q$  を求めて、その空間分布と時間変化が PV のそれと対応しているか調べなければならない。本稿ではそこまでしていない。

## 6. 結び

科学することの楽しみの一つは、一見無関係と思われる二つの現象が、実はある一つの法則で統一的に理解できるのだということを見出すことだろう。本稿では、お天気を見ることの楽しさを伝えるために、日本気象予報士会の機関誌の同じ号で記述されていた二つの現象が、実は、後屈温暖前線と T ボーンの寒冷前線の交点で大雨が降り、低気圧の世代交代が起こったという天気系の進化の二側面を表した現象であったという話をした。

なお、低気圧の世代交代については、初代の低気圧の寒冷前線上で次世代の低気圧が発生し、「低気圧家

族」(例えば Bjerknes and Solberg 1922 や Morris and Gadd 1988) が形成されていくという別の過程もある。

## 謝 辞

本稿の作成に当たっては、著者の一人 (小倉) は東京大学大気海洋研究所共同研究から便宜を受けたこと、また同研究所の新野 宏教授、編集担当委員別所康太郎氏、並びに査読者から本稿について有益なコメントをいただいたことを記して、感謝したい。

## 参 考 文 献

- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1922: Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geofys. Publ.*, 3, Norske Videnskaps-Akad. Oslo, Norway.
- Browning, A. K. and G. A. Monk, 1982: A simple model for the synoptic analysis of cold fronts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 435-452.
- Hobbs, P. V. and K. R. Biswas, 1979: The cellular structure of narrow cold-frontal rainbands. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 105, 723-727.
- 岩瀬公治, 2010: 和歌山の豪雨。てんきすと, (62), 14-15.
- Kobayashi, F., Y. Sugawara, M. Imai, M. Matsui, A. Yoshida and Y. Tamura, 2007: Tornado generation in a narrow cold frontal rainband—Fujisawa tornado on April 20, 2006—. *SOLA*, 3, 21-24.
- Morris, R. M. and A. J. Gadd, 1988: Forecasting the storm of 15-16 October 1987. *Weather*, 43, 70-90.
- 小倉義光, 2000: 総観気象学入門。東京大学出版会, 289 pp.
- 小倉義光, 2006: お天気の見方・楽しみ方 (5) 2003年 7月3~4日静岡豪雨と梅雨前線小低気圧の世代交代。天気, 53, 509-518.
- 小倉義光, 隈部良司, 西村修司, 2008: お天気の見方・楽しみ方 (15) 砂ほこりを巻き上げた春一番のウェザーウォッチング—2008年2月23日。天気, 55, 921-927.
- 小倉義光, 隈部良司, 西村修司, 2011: 「平成20年8月末豪雨」の天気系、特にメソ対流系の組織化について。天気, 58, 201-217.
- Yanai, M., S. Esbensen and J.-H. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, 30, 611-627.