

# Q-map (等温位面上で解析された渦位分布図)\*

## —その2 Q-map の実際—

二階堂義信\*\*

### 3. Q-map の実際

前章では Q-map の原理, つまりその理論的背景について述べてきた. この章では, 昭和60年4月からルーチンの出力している Q-map をもとにして, 実際に地球上で起こっているさまざまな気象現象が Q-map ではどう見えるのか, Q-map の具体的な見方, また予報 Q-map の利用法などについて述べていきたい.

1章でも少し説明したが, われわれはほぼ1年間解析の Q-map を毎日ルーチン的に東アジア・西太平洋域は 00 Z と 12 Z の2枚, 北半球域は 00 Z の1枚作成していた. また予報の Q-map は必要と認められた時には随時作成している. 解析 Q-map に用いるデータは, 数値予報課で 00 Z と 12 Z の1日2回計算される全球解析データで, これは全球にわたって緯度経度については2.5度ずつ, 鉛直方向には15層(1,000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 mb) に切られた 157,680 個の格子点上の等圧面高度, 風速の  $u, v$  成分, 温度, 露点差 (1,000~400 mb) の値である. Q-map の製作は, まず渦位  $Q$  を計算する等温位面 (現在のところは  $\theta=345, 335, 325, 315, 310, 305, 300$  K の7面) の気圧を求めることから始まる. 解析データでは超乾燥断熱気温減率になっているところが数多く含まれているので, dry convective adjustment\*\*\*を行ってから, 鉛直方向の各層の温位を計算し, これを気圧の関数として3次のスプライン補間をする. 等温位面の気圧をスプライン関数を逆に解いて求め, そこでの風速の  $u, v$  成分, 気温を同じくスプライン補間によって求める. また  $(\partial\theta/\partial p)$  については, 温位面の気圧を求める際に用いたスプライン関数の係数から計算した. 温位  $\theta$  と気圧  $p$  の関係は3次のスプライン関数で

与えられているから,  $(\partial\theta/\partial p)$  は1次の微係数まで連続になっている. 次に, 等温位面上での風の  $u, v$  成分を, 北半球モデル (スペクトルモデル) で行っているのと同じように, 一旦球面調和関数に展開してから, 等温位面上の相対渦度の鉛直成分  $\zeta_0$  を計算する. 最後の, 7つの等温位面上で求められた  $(\partial\theta/\partial p)$  や  $\zeta_0$  から (17) 式によって渦位  $Q$  を計算して, 東アジア・西太平洋域については7面全部, 北半球域では (345, 335, 325, 315 K) の4面の Q-map を等温位面の気圧分布図とともに出力する.

第1図では, ルーチン的に出力されている Q-map の一部を, 北半球域と東アジア・西太平洋域のそれぞれについて, 左側に Q-map 右側に等温位面の気圧分布図と対にして示してある. 北半球域の Q-map では渦位の等値線は  $0.5 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  が破線で,  $1 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  から  $1 \times 10^{-4}$  ごとに実線で引かれ, さらに見やすくするために渦位の値が大きいところほど濃くなるように3段階のハッチングを施してあり, High-Q, Low-Q はそれぞれ H, L で示してある. 一方東アジア・西太平洋域の Q-map では  $1 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  間隔で渦位の等値線が引かれているほかに,  $0.2 \times 10^{-4}$  から  $1.8 \times 10^{-4}$  まで  $0.2 \times 10^{-4}$  間隔で細い実線で等値線が引られている. また, 等温位面で気圧分布図はともに 5 mb 間隔で引かれている. すべての図には矢印が描かれているが, これは等温位面上の風ベクトルを表し, 東アジア・西太平洋域の Q-map では風速 50 m/s, 北半球域の Q-map では風速 100 m/s が矢のならんでいる間隔に等しくなるように, 矢印の軸の長さを風速に比例して描いてある.

#### 3.1 等温位面解析

Q-map が従来の天気図と大きく違う特徴の1つとして, 等温位面解析が挙げられよう. 第1図の右側の列に

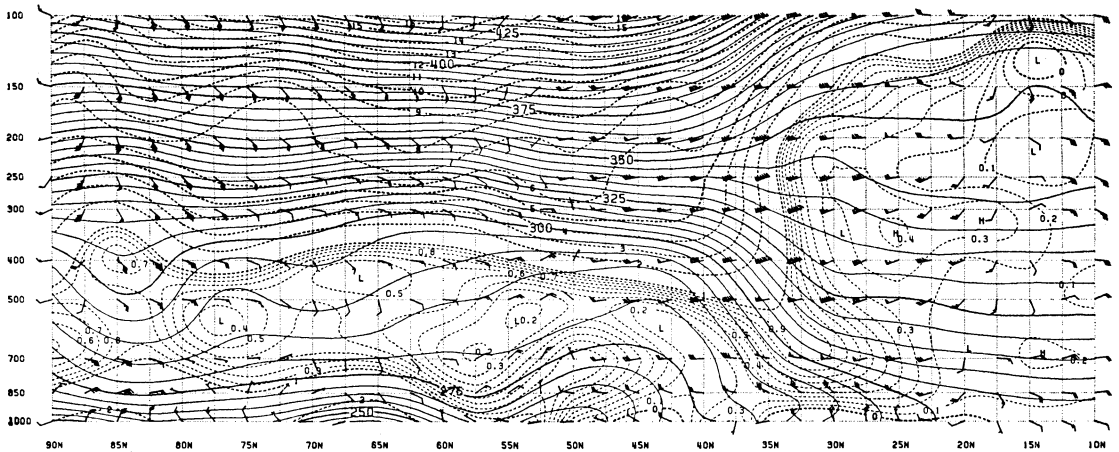
\* Q-map (the potential vorticity maps analyzed on the isentropic surfaces)

\*\* Yoshinobu Nikaidou, 気象庁予報部数値予報課. 現在 気象研究所予報研究部.

—その1 Q-map の原理—は本誌 289 ページから 299 ページ.

\*\*\* static energy  $S=C_p T+gz$  の大気の鉛直方向全層にわたって積分した値を変えないようにしながら, 絶対不安定の部分を中立にするように温度成層を adjust すること.

90.0N- 10.0N 140.0E 25 NOV 0Z 1985



第8図 1985年11月25日 00 Z の東経140度に沿った北緯90度から10度までの南北断面図。

実線は等温位線 (単位 K), 破線は等渦位線 (単位  $1 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$ ) を表す。

は  $\theta=315 \text{ K}$  の温位面の気圧分布が描かれているが、この図から  $315 \text{ K}$  の等温位面は高緯度圏でおよそ  $300 \text{ mb}$  あたり、中緯度圏では場所によって大きく変化して  $300 \text{ mb}$  から  $600 \text{ mb}$  までの範囲にわたり、低緯度圏では  $700 \text{ mb}$  よりも下層になっている。等圧面天気図に長い間見慣れた目には、場所によって見ている気圧が全然違っているということは非常に奇異に映るだろうし、頭の中に大きな混乱を持込むことにさえなりかねない。しかし冷静に考えると、短期間では自由大気はほぼ断熱的に運動するわけだから、等温位面から抜け出すことはないはずで、大気の3次元的な運動も等温位面で見れば2次元的な動きとしてとらえることができるのである。Q-map でわざわざ手間のかかる等温位面上の渦位を計算したりするのも、まさにこの性質を利用するためであり、渦位の保存性と等温位面解析を結びつけたとき、大気の3次元的な運動を天気図という2次元の表現の上に直接視覚にとらえられる形で表す、ほかの天気図には不可能な、画期的なことが可能になるのである。

もう少し、等温位面上の様子を見るために、第1図に表されている1985年11月25日 00 Z の東経140度に沿った南北断面図を第8図に示す。この図で、実線は  $5 \text{ K}$  ごとに引かれた等温位線を表し、破線は等渦位線を表す。等渦位線に記入されている数字は渦位の値を表し、単位は  $1 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  で、等渦位線は  $1 \times 10^{-4}$  以上は  $1 \times 10^{-4}$  ごとに、 $1 \times 10^{-4}$  以下は  $1 \times 10^{-5}$  ごとに引かれている。また図中の矢羽根は解析データの風を表

し、矢羽根の向きは北風が真上を向くように描かれている。等温位線は  $350 \text{ K}$  あたりを境として、それより高い等温位線は北緯40度から南で高度が高くなるのに対して、それより低い等温位線では逆に低くなっている。つまり、北緯40度よりも北と南では  $300 \text{ mb}$  から  $100 \text{ mb}$  の大気の安定度が大きく異なっていて、北側では成層圏、南側では対流圏になっている。この2つの異なる領域をわけるのが、北緯40度から30度、気圧で  $400 \text{ mb}$  から  $150 \text{ mb}$  にひろがるジェットである。ジェットの下では等温位線は集中かつ大きく南北方向に傾斜しており、これが前線面を表している。第1図に描かれている  $\theta=315 \text{ K}$  も含めて、前線面に集中している等温位面を北に辿ってゆくと、ほとんどが成層圏に行きつく。つまり、ジェットの下の前線面は対流圏から成層圏に開かれた窓で、大きな渦位を持った北の成層圏の大気が前線面に沿って大気の安定度の小さい対流圏に降りてくると、渦位を保存するために渦度が増大して、擾乱を発生させたりするところである。このように、成層圏と対流圏はたがいに隔離されているのではなく、高緯度地方の成層圏と中緯度地方の対流圏は前線帯を通して作用しているのだから、北半球のような広い範囲を見る天気図はむしろ等温位面天気図であるべきで、従来等圧面天気図を用いていたのは単に便宜的なものに過ぎず、特に等圧面天気図で見なければならぬ正当な理由は何一つない。

### 3.2 実際の IPV anomaly の構造

2章の2.3では、定常・軸対称の仮定のもとに理論的

に作られた IPV anomaly のモデルから IPV anomaly の一般的性質を推察した。定常でも軸対称でもない実際の IPV anomaly の場合に、これらの性質がどの程度あてはまるのか、具体例について見てみよう。第9図はカムチャッカ半島に現れた非常に強い上層の High-Q の例で、図には  $\theta=335, 325, 315 \text{ K}$  の3つの温位面での Q-map と北緯50度に沿った東経140度から180度までの断面図が描かれている。High-Q の中心部近くは等温位線が閉曲線になっていて、なおかつ流れは等温位線に平行だから渦位移流は0に近く、2.4に述べたような理由で High-Q の中心近くでは上昇流も弱いことが考えられる。さらに、3つの温位面の Q-map で見て、High-Q の中心はほぼ一致しているから、High-Q に伴う擾乱は渦管が垂直に立った閉塞期にある低気圧だと考えられる。次に断面図を見ると、東経158度の250 mb あたりに High-Q の中心があり、そのまわりを cyclonic な循環が取り巻いている。等温位線は High-Q のところで集中し、High-Q の上層と下層(特に対流圏)で間隔が開いていて、ちょうど第3図(a)とよく似ている。 $2 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  の等温位線(2という数字がついた破線)を見ると、High-Q の外側では200~230 mb あたりにあるのに、High-Q の中心部では370 mb あたりまで下がっている。これは、いわゆる“tropopause folding”という現象で、成層圏の大きな渦位を持った大気が対流圏に侵入している状態である。断面図が第3図(a)と少し違うのは、High-Q の下、500~700 mb あたりに、もう1つの High-Q が存在することであるが、こちらの方は渦位の値もそう大きくなく、invertibility principle から考えると、大気の流れの場を支配する力を持っているのは上層のずっと大きな渦位の値を持った High-Q であり、確かに上層の High-Q によって induce された渦管が成層圏から地表まで貫いている。

このように周囲から孤立して、それ自体のまわりをぐるぐると風が回っているだけの強い High-Q (具体的には cut-off low) は、渦位の保存性から考えると何時までも存在していられるように思えるが、実際は2.3の(iv)で述べたように High-Q の下は安定度の悪いところで、しかもこの場合には下に低気圧があったから、対流現象が発生して High-Q に潜熱が供給されていた。そうすると、断熱の仮定がなりたたなくなり、温位の Lagrange 的な時間変化を  $\dot{\theta}$  とすると  $\dot{\theta} > 0$  となる。 $\dot{\theta}$  は広い範囲で正だが、渦位  $Q$  は High-Q のところで急激に値が大きくなって  $\dot{\theta}/Q$  は High-Q ところでは減少

している。その結果、(21)の右辺は負となって High-Q は Q-map で見ると次第に弱まってゆく。

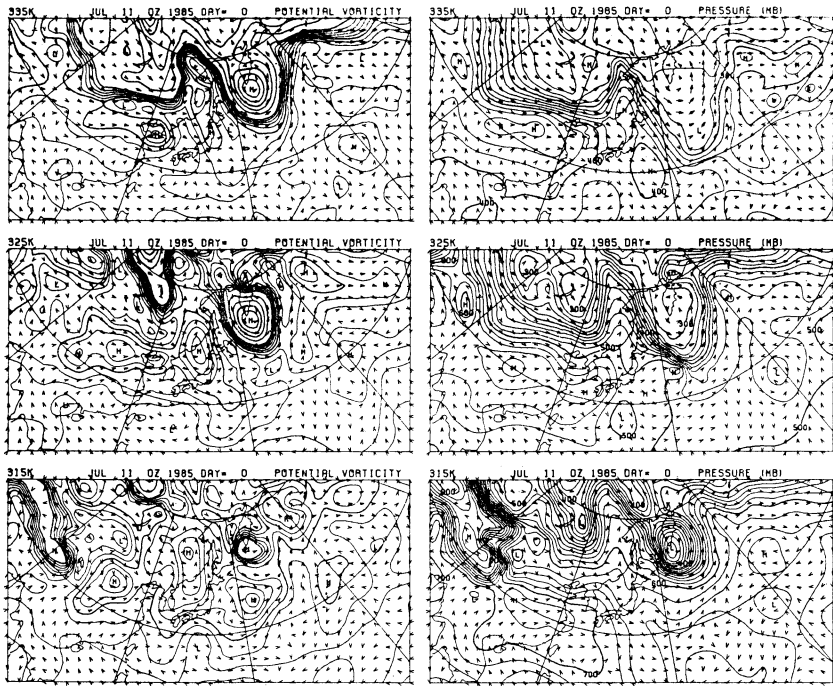
次に第10図は、真夏のよく発達した亜熱帯高気圧に対応する上空の Low-Q の Q-map と断面図である。 $\theta=345, 335, 325, 315 \text{ K}$  の4つの温位面の Q-map すべてについて、三陸沖の北緯40度東経150度付近で Low-Q が見られる。また Low-Q の周囲は anticyclonic な風の循環が取り巻いており、ちょうど第9図の cut-off low を逆にしたような状態になっている。北緯35度に沿って東経120度から165度まで切った断面図を見ると、東経150度あたりでは200 mb から700 mb 位まで Low-Q が続いている、等温位線も Low-Q の上部ではこんもりと成層圏に向かって盛上がって、第3図(b)とよく似ている。やはり、第10図の実際例でも2.3で述べた Low-Q の一般的な性質はなりたっている。

### 3. 3 Q-map で見た非線形波動現象

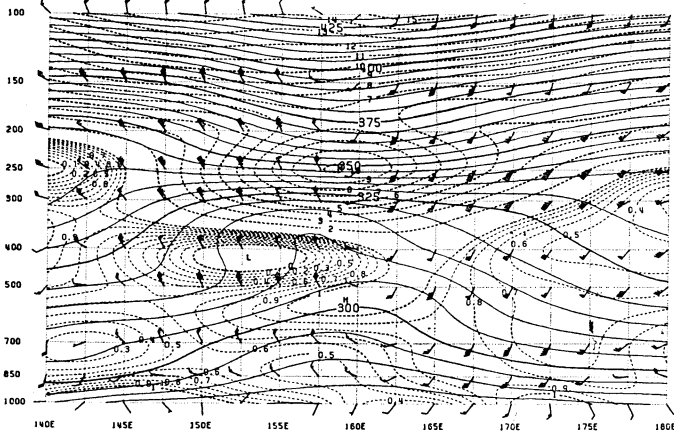
ある渦位  $Q$  の分布をした基本場に disturbance を与えたとき、disturbance が Rossby 波として伝播していく様子は2.5で述べたが、その場合の disturbance は線形的な議論ができる小さなものに限られていた。しかし、実際の地球大気では基本場を乱さない小さな disturbance ばかりでなく、あるいはそれ以上に多く、基本場を変えてしまうような大きな disturbance が存在する。このとき波動は非線形となり、blocking や cut-off などさまざまな興味深い現象が起こるが、それらの現象の観察には物質の流れを直接に見ることができる Q-map の性質が大いに役立つ。

第11図は波動の振幅が増大して High-Q が cut-off され取り残された例の Q-map と断面図および地上天気図である。1985年4月11日 00 Z の Q-map を見ると沿海州から中国東北区にかけて正の anomaly の波があって、その後面にあたるパイクル東方から Low-Q が流れてきている。図の風ベクトルの矢を見てわかるとおり、正の anomaly の部分(波の谷)の風速よりも、後面の負の anomaly の部分(波の山)の風速の方が大きいため、波の形が崩れてゆくことが予想される。果たして、11日 12 Z、12日 00 Z とモンゴル付近にあった波の山は、あたかも海の波が浜辺で逆巻くように、前面の谷を追い越して崩れてゆき、波の谷にあった High-Q は後面の Low-Q 気塊によって cut-off され、12日 12 Z には cut-off された High-Q が朝鮮海峡に取り残され、波の谷の残骸は三陸沖に進んでいる。

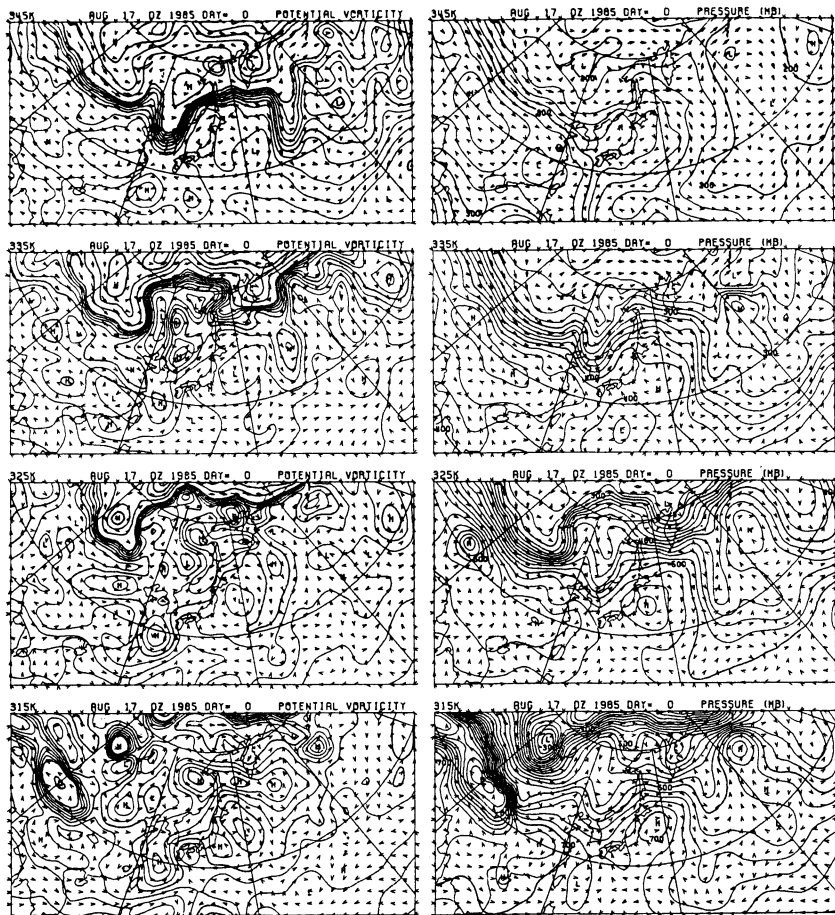
このように Q-map では Rossby 波の非線形現象が視



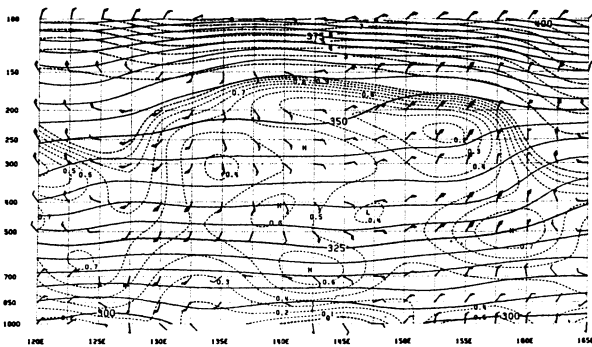
140.0E-180.0E 50.0N 11 JUL 0Z 1985



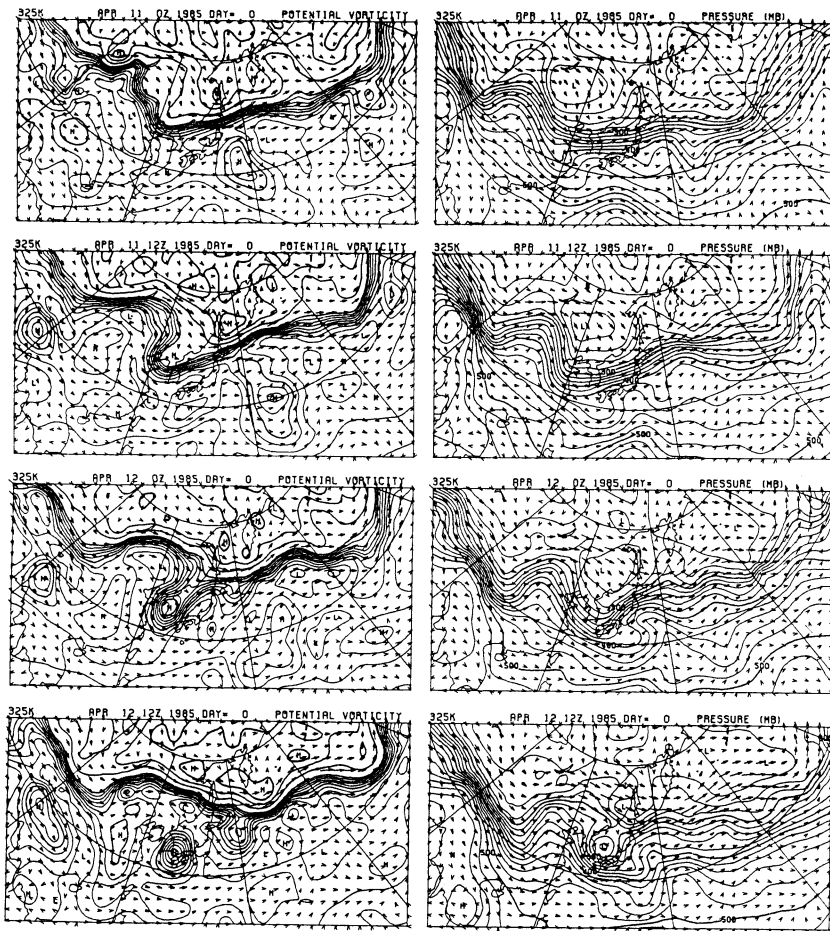
第9図 カムチャッカ半島上空にある非常に強い High-Q の例。Q-map (図上左), 等温位面の気圧分布 (図上右), 北緯 50 度に沿った東西断面図 (図下)。Q-map の矢印は風ベクトルを表し, 実線は等渦位線を表す。但し, 等渦位線は  $2 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  以上は  $1 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  毎に, それ以下は  $2 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  毎に引かれている。



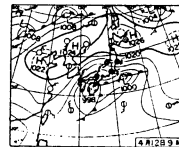
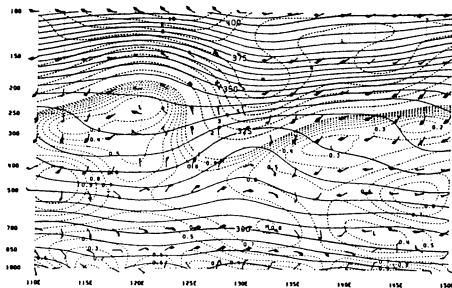
120.0E-165.0E 35.ON 17 AUG 0Z 1985



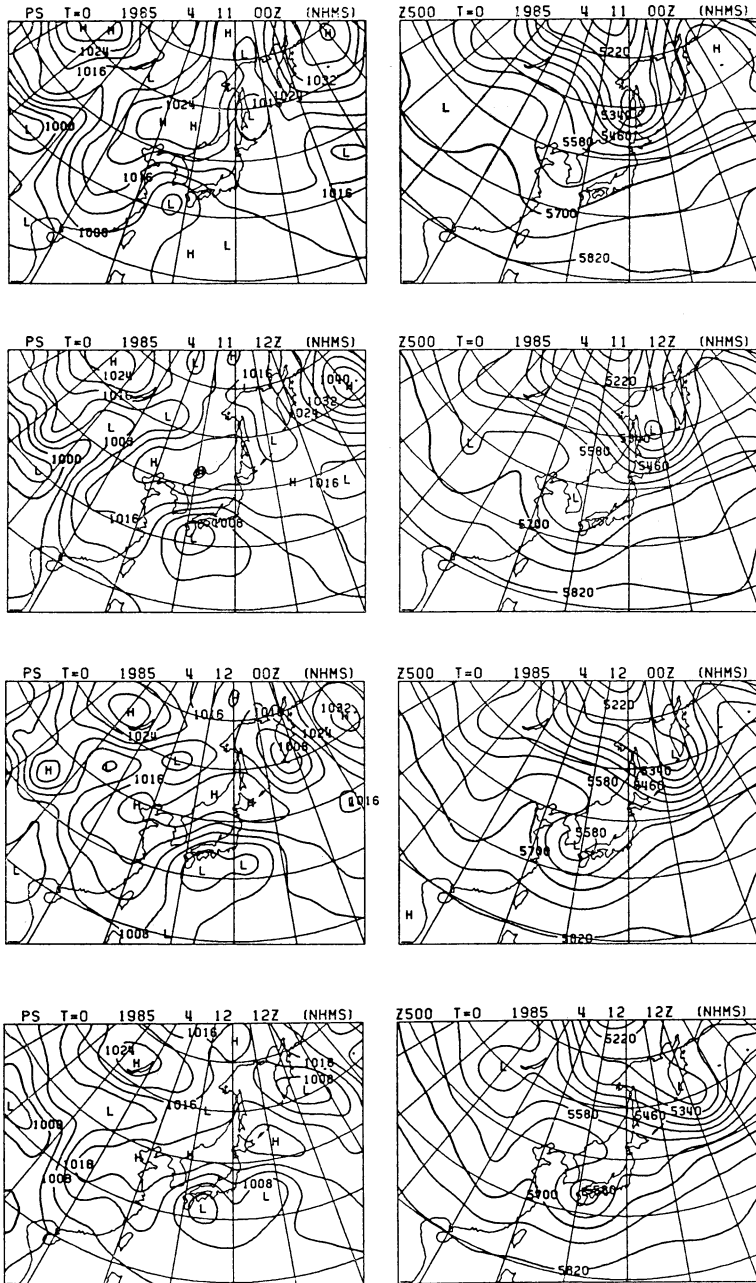
第10図 よく発達した亜熱帯高気圧に対応する上空の Low-Q の Q-map (図上) と北緯35度に沿った東西断面図 (図下)



110.0E-150.0E 35.0N 12 APR 12Z 1985



第11図 High-Q が cut-off されて九州北部に取り残された例を表した Q-map (図上) と1985年4月12日 12Z の北緯35度に沿った東西断面図 (図左下), および1985年4月12日 00Z の地上天気図 (図右下)



第12図 第11図と同じ時の地上天気図(左側)と500mb等圧面天気図(右側)

覚的にかつ直観的に理解できるが、一方通常の 500 mb 等圧面天気図で見ると、第12図の右側の列に示されているように11日 00 Z で朝鮮半島にあったトラフが次第に深まり、12日 00 Z には朝鮮海峡で cut-off low が解析されるようになるのを見てなぜそうなったのか直観的には理解しにくい。Q-map では11日 12 Z にすでに cut-off が予想できるが、この時の 500 mb 等圧面天気図では恐らく不可能であろう。また第12図の左側の列の地上天気図に見られる、九州付近の低気圧の動きが異常に遅いことや、12日 00 Z で低気圧が2つに分裂して、1つは土佐沖に留まり、もう1つは南岸沿いに東進してゆく現象も、Q-map では九州の低気圧が華北から南東進して cut-off される High-Q に trap され、もう一方の低気圧が、11日 00 Z に東シナ海にあって11日 12 Z から12日 00 Z にかけて南岸を通過してゆく High-Q によって、誘起されたことなど明確に見ることができる。

通常の等圧面天気図が Q-map よりも見にくいのは、2.2 の invertibility principle で述べたように、geopotential  $\Psi$  が渦位  $Q$  に空間的な smoothing の作用をする3次元 Laplacian operator を掛けたものになっているからである。

もう1つ、cut-off とは逆の非線形波動現象の例を第13図に示す。第13図の左側の列の Q-map を見ると、6月1日 00 Z では北緯40度に沿って東経120度あたりに High-Q、90度に Low-Q、75度に High-Q と交互に正負の IPV anomaly がならんでいて  $1 \times 10^{-4} \text{ ms}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  の等渦位線(太線で強調してある)はきれいな波の形を描いている。1日 00 Z に東経90度あたりにあった波の山は東進しながら高くなり、3日 00 Z には前方の波の谷の上にせりだし、4日 00 Z には波の山が逆巻きバイカル東方にあった Low-Q は南東進から南進、さらに南西進して中国東北区にある High-Q を cut-off しようとしている。5日 00 Z になると、cut-off された High-Q が朝鮮半島に押しやられ、沿海州から中国東北区にかけては Low-Q で満たされて、anticyclonic な循環を形成している。この Low-Q のために中国大陸奥地とバイカル西方の High-Q は東進を止められてしまっている。以上の経過を第14図左側の列の地上天気図で見ると、1日 00 Z には Q-map の Low-Q に対応した高気圧がバイカル湖に見られるが、Low-Q (波の山の所)の移流に伴って発達しながら東進、そして3日 00 Z から4日 00 Z にかけては Low-Q の南下と同時に南進している。この間、Low-Q によって High-Q の東進が止められている

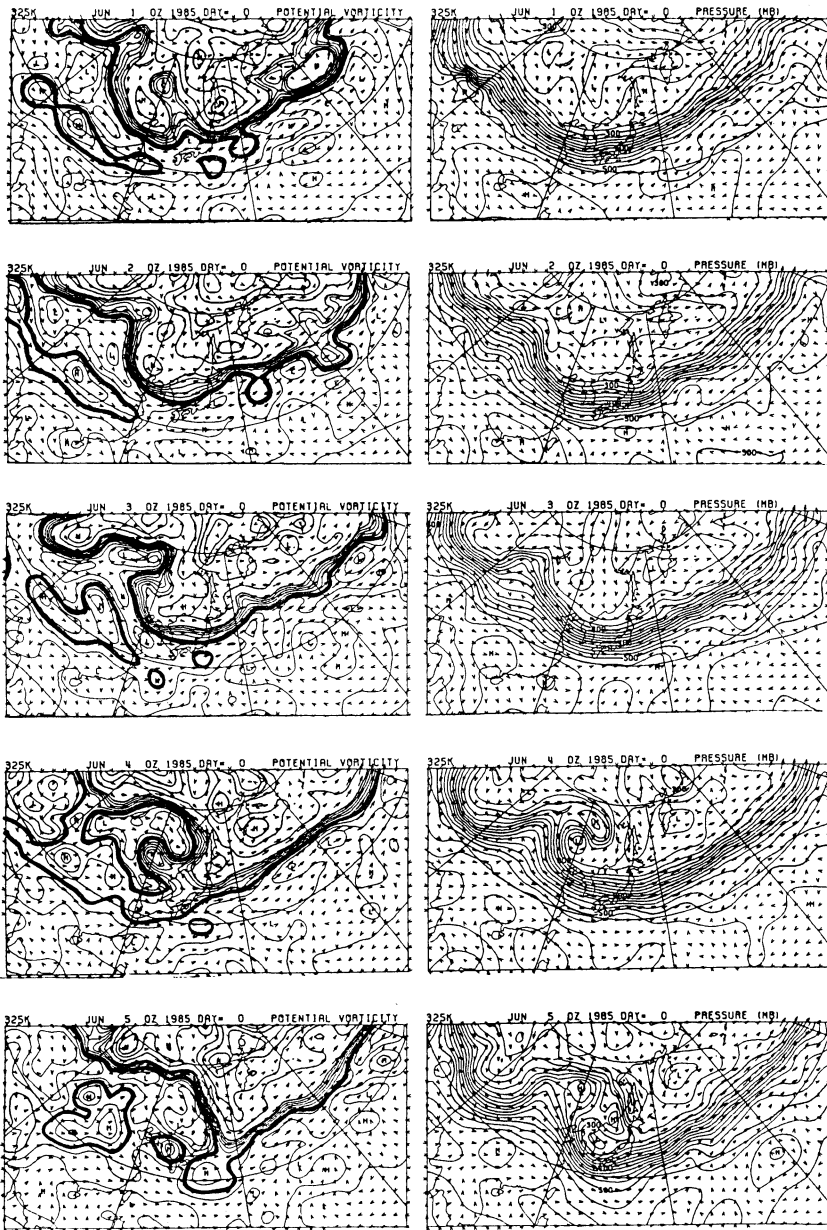
ために、東経100度あたりにある低気圧は東進できずに、高気圧の北側に迂回している。このように、Q-map からは地上の気象も直観的によく理解することができる。特に第13図の非線形波動現象などは3日 00 Z ですでに起こっていることに気付くことができるが、第14図右側の列の 500 mb 等圧面天気図からは、一体どれくらい読み取ることができるだろうか。

### 3.4 夏季の upper cold vortex

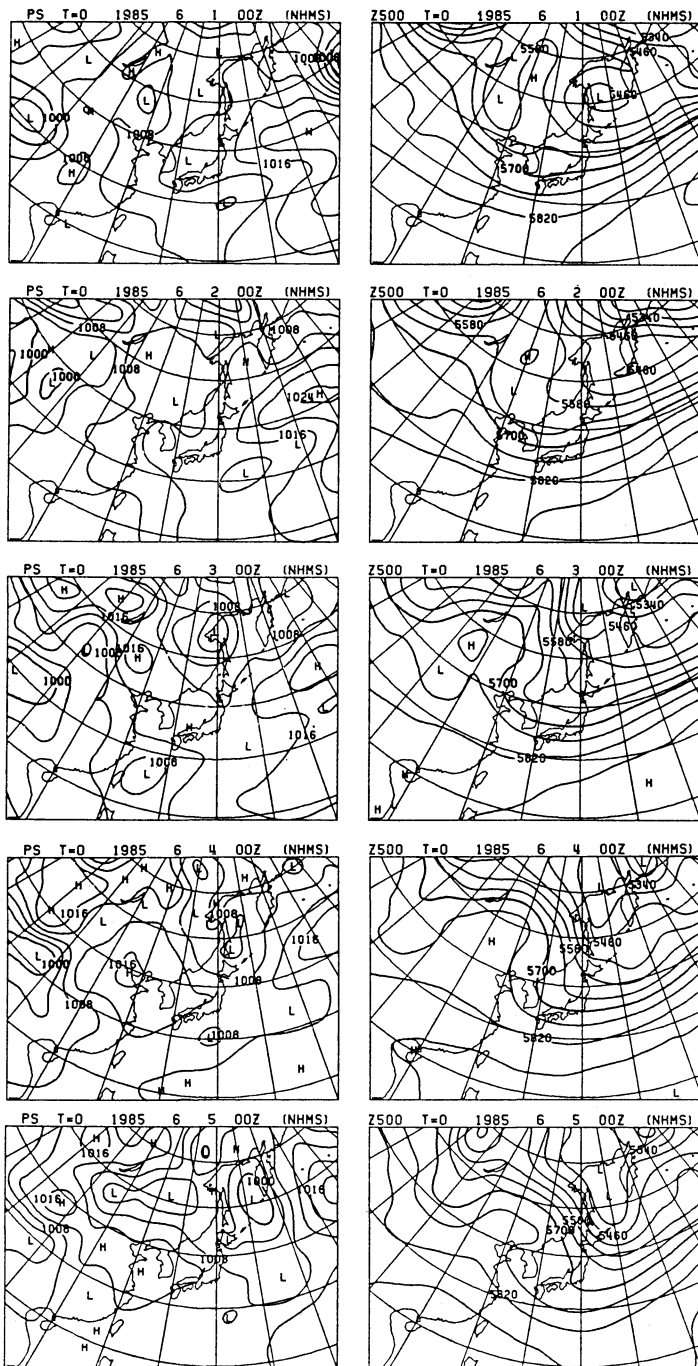
一般的に中・高緯度圏における寒冷渦(upper cold vortex)は低気圧を急激に発達させたり、severe storm を引き起こしたりするので注意が必要であるが、これは500 mb 等圧面天気図でも容易に検出することができる。それに較べて、夏季日本付近が亜熱帯高気圧に覆われている時に、南からやってくる upper cold vortex は、本体の高度が下部成層圏と高いために総観規模の擾乱を起こさないし、500 mb 等圧面天気図でも見落しがちになる。一見日常生活にはなんら影響ないと思える upper cold vortex であるが、海上にあっては顕著な現象を引き起こさないものの、日本の上空にやってくると、盛夏の時期に数日間続けて発生する激しい夕立の原因となる。upper cold vortex、つまり上空にある寒冷な強い正の相対渦度を持った気塊は、Q-map という表現に翻訳したとき、圏界面の一部が窪んで成層圏の大気が入り込んでいる上空の High-Q として見えるから容易に検出できるはずである。その実例を第15図に示す。

第15図の上半分には  $\theta=345, 335, 325 \text{ K}$  と3つの等温位面上の Q-map が描かれている。問題の upper cold vortex は  $\theta=345 \text{ K}$  の Q-map では九州の南にある北緯30度線上の顕著な High-Q として表現されているが、 $\theta=335, 325 \text{ K}$  の Q-map では同じ場所にははっきりとした High-Q は見られず、その代わりに北緯30度東経150度あたりに大きな High-Q が見られる。これは台風に対応するもので  $\theta=345 \text{ K}$  の Q-map では見えない。第15図の下半分の北緯30度に沿って東経120度から160度まで切った東西断面図を見ると、この両者の構造の違いはもっとはっきりとわかる。東経150度付近の台風に対応する High-Q (断面図の右下)は主に中心が700 mb から400 mb までで、それより上層ではむしろ Low-Q になっている。それとは対称的に、東経130度から135度あたりにある upper cold vortex は300 mb 以上で High-Q になっているが、それより下では目立った IPV anomaly は見られない。2.3 で説明した High-Q の特徴である、「High-Q の下の大気安定度は悪い。」とい

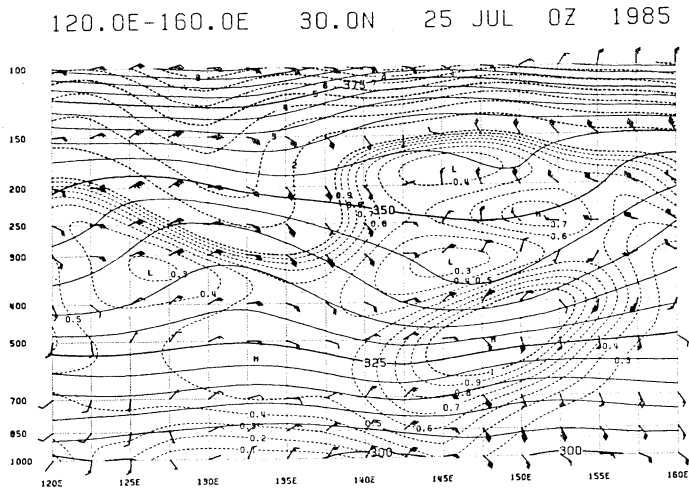
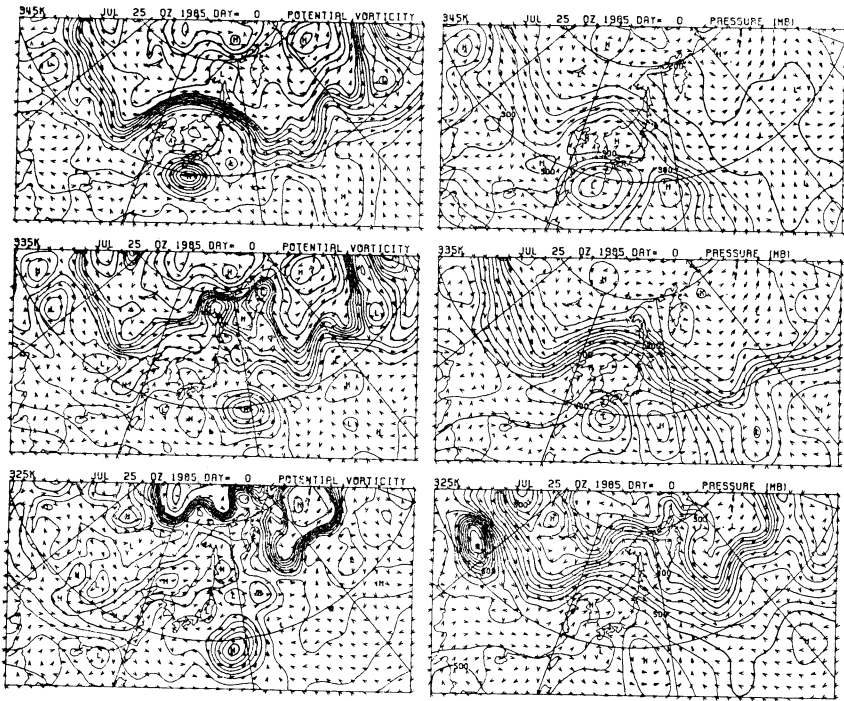




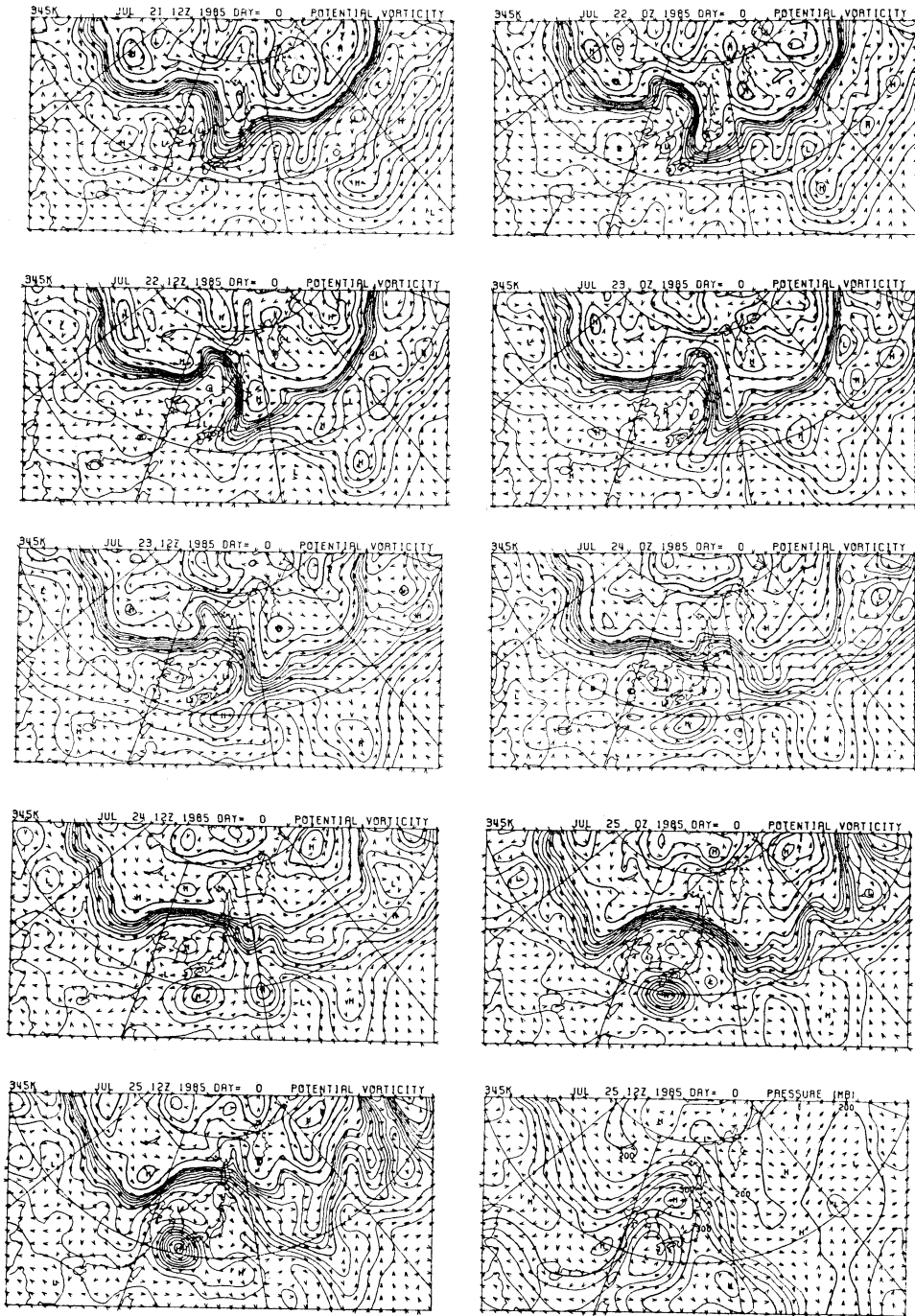
第13図 非線形波動現象の過程を表す Q-map. ここで  $1 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  の等渦位線は太い実線で強調してある.



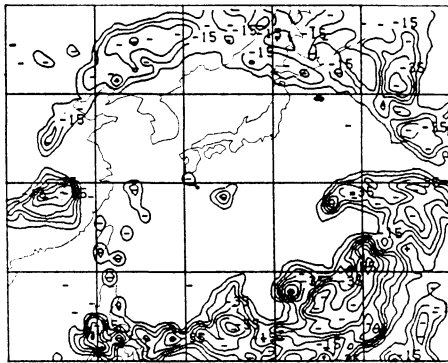
第14図 第13図と同じ時の地上天気図(左側)と500 mb等圧面天気図(右側)



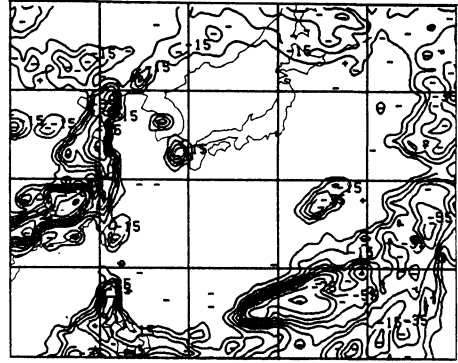
第15図 夏季の上層にある寒冷渦と台風を表した Q-map と北緯30度に沿った東西断面図



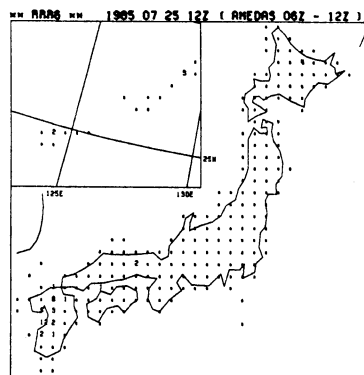
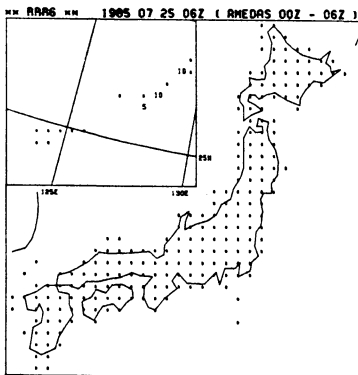
第16図 上層の寒冷渦の発生と移動の過程を示した Q-map



1985年 7月25日00Z



1985年 7月25日12Z



第17図 1985年 7月25日 00Z, 12Z の輝度温度分布図 (上段) とアメダスによる降水量分布図 (下段). 12Z では九州西部に上空の寒冷渦によって発生した積乱雲 (輝度温度分布図) と夕立と思われる降水 (降水量分布図) が認められる.

う性質はここでも見られ, upper cold vortex の下, 300 mb から 500 mb にかけての大気不安定度は悪い. したがって, upper cold vortex が高温の陸地の上にくると, 大規模な対流現象が起きることが予想できる.

第16図は upper cold vortex がどのようにして発生し, 移動していったか, その経過を表した Q-map である. ここで, Q-map の等温位面は 345 K で下部成層圏に対応する. 参考のために 7月25日 12Z の 345 K の等温位面の気圧分布図を第16図の右下隅に示した. 7月25日 12Z, 日本海には波の谷 (High-Q) があったが, 東進するにつれて波の振幅は大きくなり, 23日 12Z には南西に伸びきった High-Q の先端が切れて, 日本の南海上, 北緯30度東経 138度あたりに独立した High-Q ができた. 本州から日本海, 朝鮮半島および黄海一帯は亜熱帯高気圧に覆われて anticyclonic な循環が見られ, 孤立した High-Q は亜熱帯高気圧の南辺にあたるために,

偏東風に乗って西に流されてゆく. やがて High-Q は西から北西に進行方向を変え, 25日 12Z には九州の西に達した. 第17図の上段に25日 00Z と 12Z の黒体放射を仮定した輝度温度分布図 (TBB), 下段にアメダスによる 00Z から 06Z までの6時間と 06Z から 12Z までの6時間の総降水量分布図を示す. 25日 00Z の TBB では日本周辺は亜熱帯高気圧にひろく覆われて晴天域がひろがっている. ただし, upper cold vortex に対応する High-Q の北側には小さな雲域が見られる. アメダスによれば, 06Z までの6時間では西日本に 1 mm 以上の降水は検出されていない. ところが, 25日 12Z になると九州西部と朝鮮半島に雲域が見られ, その大きさと輝度温度から対流雲だと考えられる. 12Z までの6時間には九州で降水が見られ, 急速に対流雲が発生したこと, そのスケールなどを考えあわせると, 上空の upper cold vortex によって大気が不安定となり夕立が起こっ

たと推定できる。盛夏期に亜熱帯高気圧の縁辺に沿って流れてくる upper cold vortex は各地に雷雨をもたらしたりするが、南海上にある時は衛星画像で微かな上層雲が認められる程度で、なかなか気付かれない。その点、Q-map では upper cold vortex をはっきりと表示できたばかりか、中・高緯度圏の偏西風波動に起源があることもわかった。Q-map は真夏の雷雨の予想に有力な武器となりそうである。

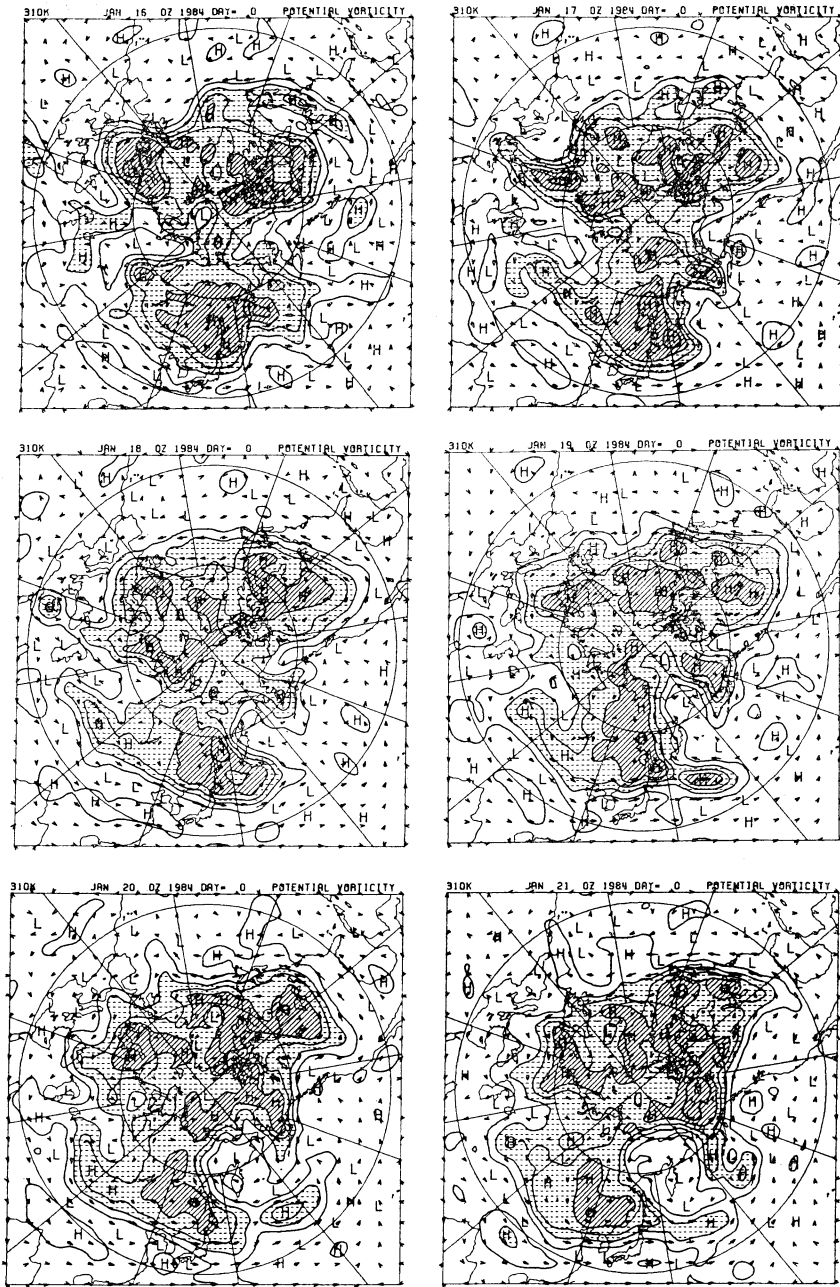
ところで、High-Q の値が23日 12 Z から24日 12 Z までの値と、25日 00 Z や 12 Z の値で約2倍も違っているのは問題である。High-Q が 345 K の等温位面、つまり 200~300 mb の下部成層圏にあることを考えると、渦位  $Q$  の値がわずかに12時間程度に倍近く変化するという事など常識的にはありえない。渦位の大きな変化は、実際に起こっているのではなく、むしろ解析データの質の変化と思える。渦位の値の小さい High-Q はすべて高層観測点のない位置にあり、値の大きい High-Q は高層観測点の中にある。高層観測点から離れた場所の解析値は鉛直分解能の悪い(特に成層圏で)予報の推定値の比重が大きいために、実際よりも安定度の低い値をだす可能性がある。このため、絶対渦度よりも安定度に敏感な渦位の値が低く見積もられたのではないだろうか。Q-map は渦位の保存性を利用して、擾乱の追跡ばかりでなく、このように解析値の quality check にも有効なのである。

### 3. 5 Q-map で見た blocking 現象

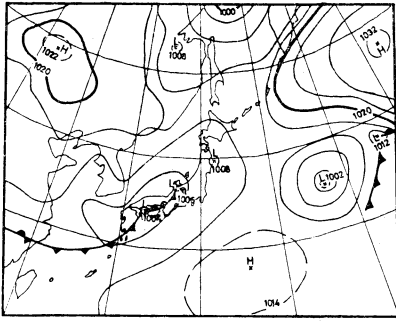
3. 3 で示したような非線形波動現象は、地球規模のスケールでも発生し、その1つに blocking 現象が挙げられる。Blocking 現象は一旦発生すると大気大循環にも影響を及ぼし、異常な天候をもたらしたりするなど重要な現象であるが、このような大気大循環に関係した大規模な現象を見るには北半球域の Q-map が最適である。というのは、大気は比較的短い期間では等温位面上に沿って動くと考えられる。ところが等温位面上は北半球全体で見た場合、第1図の右上に示されているように、極地方では 200~300 mb と成層圏にあるものが中緯度圏になると 500~600 mb と対流圏中層にまで下がってしまっている。つまり、中緯度圏の対流圏中層の大気と関係しているのは、極地方の対流圏ではなく成層圏なのである。したがって、北半球全体の大気の状態を見る場合に、例えば 500 mb 等圧面天気図のような等圧面で見るという従来の表現は不自然であり、Q-map のように等温位面で見ることがより自然なのである。

第18図は1984年1月後半にカムチャッカ半島からシベリア北東部に発生した blocking 現象の例で、日本ではこのため厳しい寒波に見舞われた。一般的な言い方をすれば、北半球では北極周辺に寒気があり、低緯度地帯の暖気と大気大循環によってさまざまな相互作用をしている。これを Q-map 的な言い方にすると、北極周辺には寒気に対応するものとして High-Q があり(もちろん、極地方の High-Q は気温の低さのためだけでなく、Coliris parameter  $f$  の大きさによる効果もあるのだが)、北極地方は High-Q reservoir となっている。これら北極地方にある High-Q は偏西風波動に乗って、中・低緯度の暖気である Low-Q の中へ流れだして、さまざまな擾乱を発生させている。つまり、通常言われている極地方の寒気と中・低緯度圏の暖気の交換というのは、Q-map で見た場合に極地方の High-Q と中・低緯度の Low-Q のやりとりとしてとらえることができる。しかも、寒気という漠然とした表現ではなく、High-Q という保存量で明確に見ることができるのである。

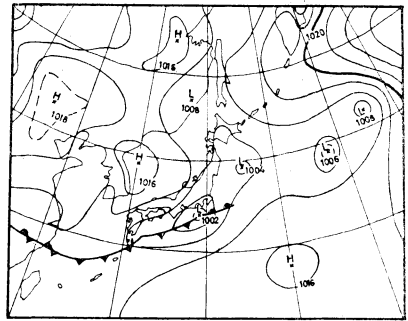
まず、第18図の左上の1984年1月16日 00 Z の状態を見ると、極東とカナダ北部とヨーロッパに High-Q (斜線部分)があって、いわゆる3波数型になっている。日本の東海上では Low-Q が北に張りだして ridge のようになっているが、以後これに注目したい。17日 00 Z、18日 00 Z と日が経つにつれて、16日 00 Z にカナダ北部とヨーロッパにあった High-Q の気塊は、一部は分裂しながらも偏西風に乗って東へ流されているのに対し、極東の High-Q の気塊は前面の Low-Q による ridge に block されて東進できずにいる。前面の ridge へは、太平洋から Low-Q が次々と流れ込んで、カムチャッカ半島で大きく発達するとともに、中心部では anticyclonic な循環が形成されはじめる。第18図左下の20日 00 Z になると Low-Q による ridge は閉じた anticyclonic な循環をしている大きな気塊に変化し、ほとんどその動きを止めてしまう。第18図右下の21日 00 Z には、Low-Q は周囲を High-Q (斜線や破線をつけた部分)に囲まれて完全に閉じた状態となってカムチャッカ半島にすわったため、その西にある極東の High-Q は16日から動けず、日本は厳しい寒波に見舞われた。ブロッキング高気圧とは Q-map で見ると、まさにカムチャッカ半島にあるような閉鎖した Low-Q の気塊として見られる。そこでは、閉鎖的な循環をしているために、外部から High-Q の大気が侵入できず、移流による渦位の変化は望めない。また、高気圧で下降流場になっているがゆえ



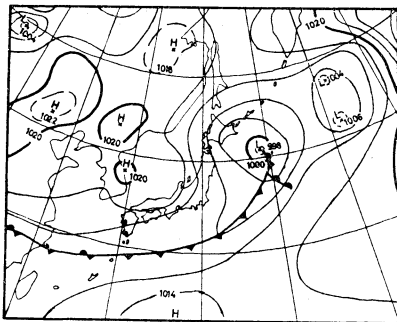
第18図 カムチャッカ半島付近で起きたブロッキングの過程を示す北半球域のQ-map. 図で渦位が  $2 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  から  $4 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  の領域は破線で、 $4 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  以上の領域は斜線でそれぞれ示してある.



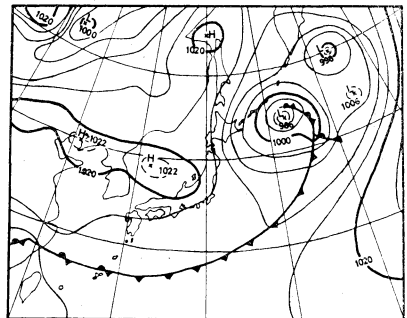
1980年5月14日00Z



1980年5月14日12Z



1980年5月15日00Z



1980年5月15日12Z

第19図 上層の High-Q との coupling によって南岸低気圧が大発達した例.

に潜熱の解放による渦位の変化もありえないため、ブロッキング高気圧はかなりの持続性がある。ブロッキング高気圧の Low-Q 気塊を変えることができる要素は輻射によるエネルギー放出と摩擦であり、特に前者が重要である。気塊の温度  $\theta$  の Lagrange 的な時間変化を  $\dot{\theta}$  とすると、等温位面で見たとときの気塊の渦位  $Q$  の変化は 2.1 の (21) 式で表される。輻射によってエネルギーが放出されるのだから  $\dot{\theta} < 0$  であり、また一般的に大気の上層、特に成層圏に近づくにつれて (つまり  $\theta$  が増すにつれて) 正の値  $Q$  は増加するから  $(\dot{\theta}/Q)$  は  $\theta$  の増加関数となっている。よって (21) 式より輻射によるエネルギー放出のために、対流圏中層以上の気塊では、等温位面上で見たととき渦位  $Q$  が増加するから、ブロッキング高気圧の Low-Q 気塊は輻射エネルギーの放出によって冷えて、やがてそこにある Low-Q anomaly は解消してゆく。

ここで示したように、Q-map は北半球のスケールで見るとき、その長所がより明確になる。従来の等圧面天

気図では geopotential  $\Phi$  という場を通して見ているため、なかなか感覚的には blocking 現象なども理解しにくい。それに対し、渦位は保存量だから、あたかも水面にインクを流したように、われわれは地球全体の大気の流れを手にとるように観察することができるのである。

### 3.6 上層の High-Q との coupling による急激な cyclogenesis

上層の寒冷渦が下層の前線にある小さな低気圧と coupling を起こすと、下層の低気圧は短時間のうちに急速に発達することが経験的に知られている。第19図はその1例を示した地上天気図で、華中から東進してきた前線を伴った低気圧が1985年5月14日 00Z に西日本を横断してから南岸沿いを東進している、この間、低気圧はほとんど発達せず、中心気圧は 1,002~1,004 mb 程度にすぎない。しかし、5月15日になると急速に北東進し、15日 00Z には十勝沖にあって、すでに閉塞し始めていて、中心気圧も 998 mb に低下している。さらにその12時間後の15日 12Z には根室沖で大発達して、中心



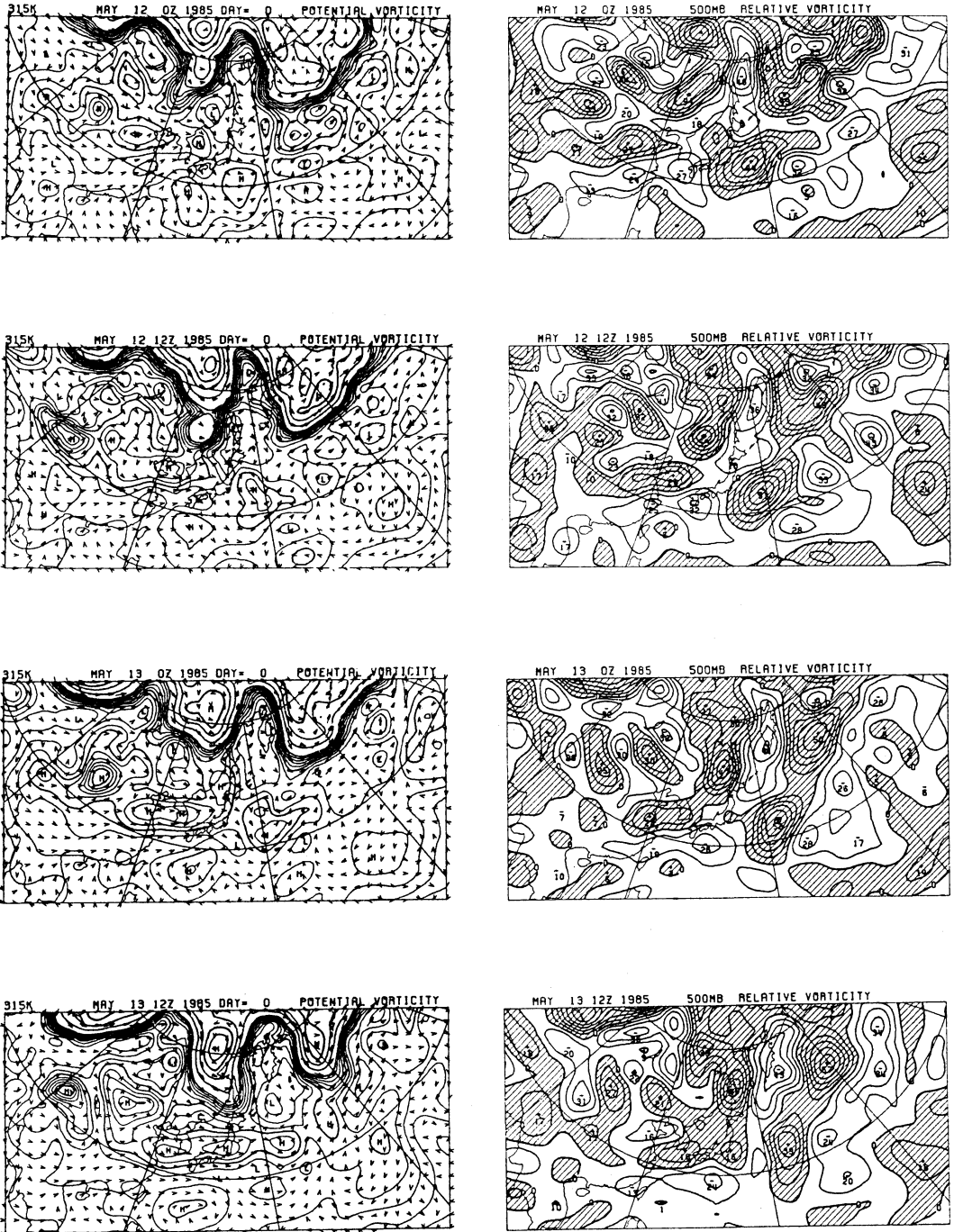
気圧はわずか12時間に 12 mb も低下して 986 mb になっている。これら5月14日から15日の間の状況を表した Q-map を第20図(b)の左側の列に示してある。Q-map では、前線を伴った低気圧は下層の擾乱であるため、あまりよく見えない。その代わり、14日 00 Z に東部シベリアの北緯60度東経135度を中心のある High-Q が南岸低気圧に引かれるように次第に南下しサハリンを通過して15日 12 Z には大発達した地上低気圧のすぐ後面にあたる北海道上空に入ってきているのがよくわかる。では、この High-Q が低気圧の発達とどのような関係にあるのかをもう少し良く見るために、第21図に低気圧の中心に沿って切った東西断面図を示す。図の上段の5月14日 00 Z では、低気圧は南岸の前線線上にあって、東経140度付近で 1,000 mb と 850 mb に、それに対応するような cyclonic な風の水平シアが見られるが、より上層には見られず、低気圧が上層にまで構造を持たない下層だけの現象であることがわかる。また図中に破線で示してある渦位の分布を見ても、低気圧の上空周辺には目立った High-Q は見当たらない。しかし、中段の15日 00 Z になると、東経140度から150度の 200 mb から 400 mb にかけて High-Q が見られ、その下には特徴的な等温位面の盛り上がりが見られる。この顕著な High-Q によって、風の場合は下部成層圏から対流圏の広い範囲にわたって High-Q を中心とする cyclonic な循環が形成されている。ところで、東経150~155度の 700~850 mb には上層の High-Q とは独立した High-Q があって、上層の High-Q によって作られた循環の南西風が吹いている場所に位置している。この下層の High-Q は十勝沖の低気圧に対応するものであり、前線帯で南西風が強いから暖気移流の大きい場所に存在していることになる。さらに低気圧が大発達した、図下段の15日 12 Z になると、東経150度付近で上層の High-Q と下層の High-Q がほぼ鉛直につながってしまい、風の場合も下部成層圏から地表付近まで伸びている渦管を巡るような cyclonic な循環を形成している。これが、まさに coupling と呼ばれる状態である。

次に視点を改めて低気圧の中心に沿った南北断面図で変化を見よう。第22図の上段の14日 12 Z の図では、300~325 K の等温位面は北緯50度以北ではほぼ一定の気圧であるのに、45度から南に行くにしたがって傾きをもって下層に下りてきている。高緯度の等温位面で水平になっているところでは渦位も  $2\sim 8 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  と値が大きく、これは成層圏の大気に属している一方、

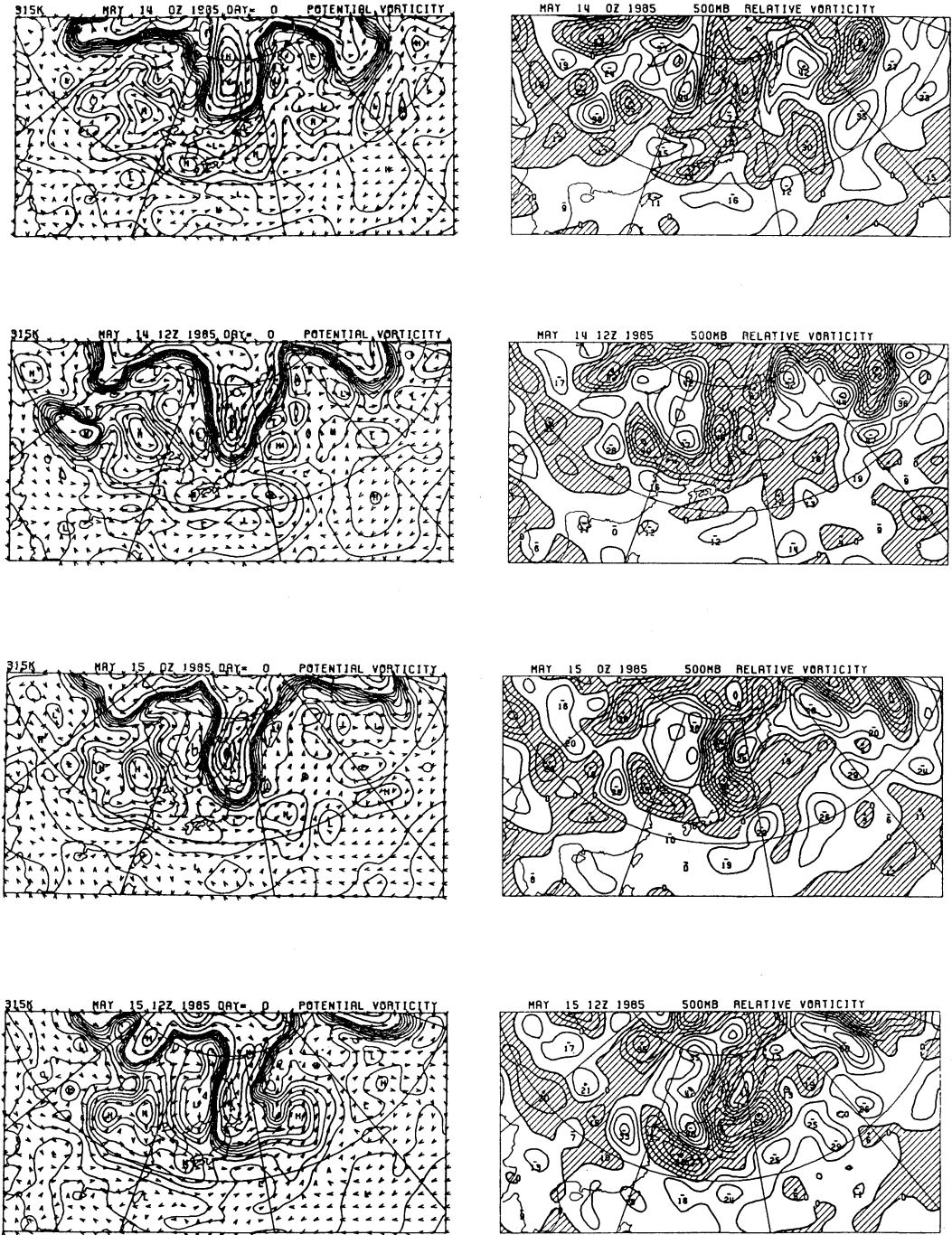
北緯45度以南の等温位面の傾いたところでは  $0.4 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  まで減少し、対流圏の大気に移行している。これら等温位面の傾いたところが前線面にあたり、成層圏と対流圏を結ぶ窓口になっている。成層圏の大気と対流圏の大気では安定度が大きく異なっているため、渦位の値も大きく異なる。具体的に渦位のどの値で大気がどちらのほうに属するかを区別することは難しいが、いま便宜的に  $1 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  (図中の破線の値が1のところ) で区別しよう。図では渦位の等値線が  $1 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  以上では  $1 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  毎に、それ以下では  $1 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  毎に引かれているので境界を容易に見出すことができる。14日 12 Z では、北緯50度の250 mb あたりに渦位が  $8 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  という High-Q の中心があり、そこから等温位面に沿って北緯40度 400 mb 付近の前線帯の上端の入口まで High-Q が続いている。15日 00 Z になると High-Q の中心は北緯40~45度まで南下してきているが、ここでもう1つの重要な特徴として High-Q の中心の真下の北緯45度 700~850 mb に High-Q が見られることである。これは、上層の High-Q の等温位面とはまったく違う等温位面に属しているから、当然上層の High-Q から流れてきたものではない。

第21図の東西断面図とよく比較してみると、下層の High-Q は東西断面図で上層の High-Q の前面にある下層の High-Q (つまり下層の低気圧に対応するもの) と同一であることがわかる。さらに、15日 12 Z になると北緯40~45度で上層の High-Q はかなり下降して、 $1 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  の線は 500 mb よりも下まで、 $5 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  の線も 300 mb あたりまで下がって、対流圏に食い込んでいるように見える。このように、成層圏の大きな渦位をもった大気が対流圏に侵入してくる現象を tropopause folding と呼び、低気圧が coupling して大発達する時には、低気圧の上空で tropopause folding がしばしば見られる。

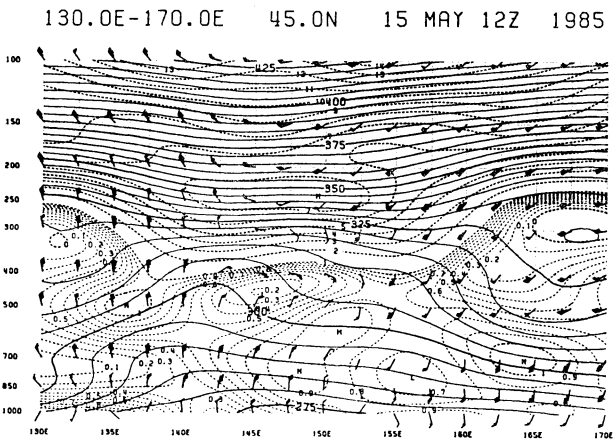
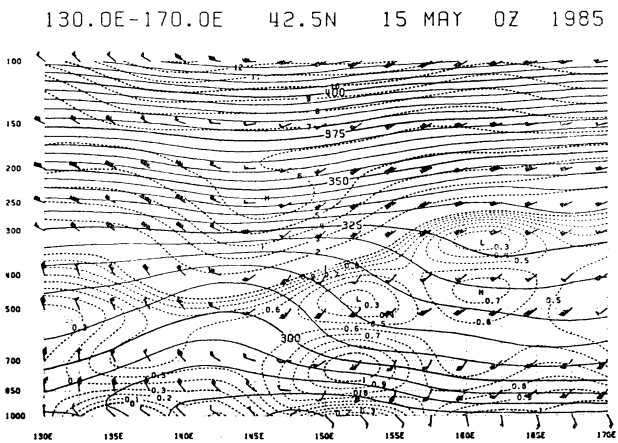
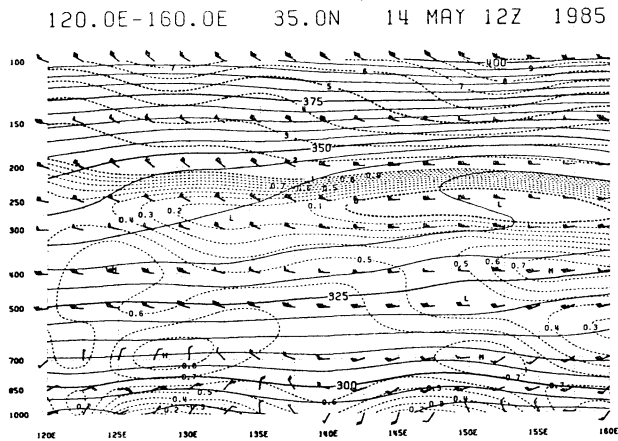
では、以上で述べた上層の High-Q との coupling によって低気圧が大発達した現象に関する一連の観測事実を、仮説によって説明していこう。第20図(a)(b)の左側には5月12日 00 Z から5月15日 12 Z までの12時間毎の Q-map をならべてあるが、問題の High-Q は12日 00 Z には北緯70度東経120度にあった時から15日 00 Z のサハリン上空にきた時まで渦位の値は  $5\sim 6 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ Kmb}^{-1}$  とほぼ一定の値を保ちながら動いている。15日に低気圧をあのよう大発達させた High-Q



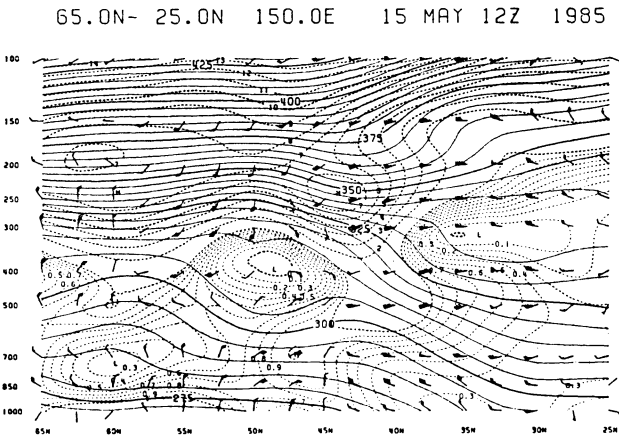
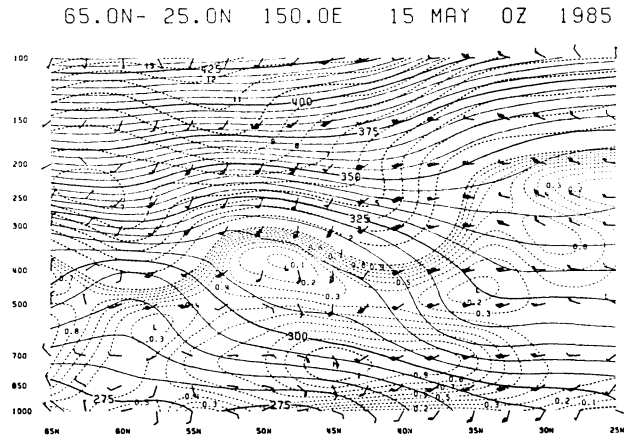
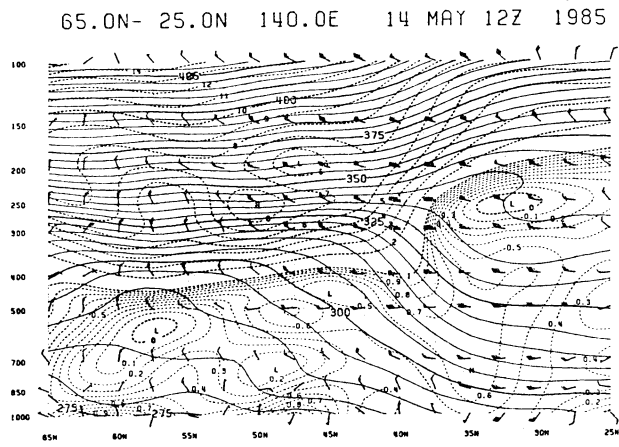
第20図 (a) Coupling の過程を表した Q-map (左列) と 500 mb 相対渦度分布図 (右列) (1985年5月12日 00 Z—13日 12 Z). 500 mb 相対渦度分布図で等値線は  $1 \times 10^{-5} s^{-1}$  毎に引かれ, 正渦度の領域は斜線で表示されている.



第20図 (b) Coupling の過程を表した Q-map (左列) と 500 mb 相対渦度分布図 (右列) (1985年5月14日 00Z—15日 12Z).



第21図 南岸低気圧の中心に沿って切った東西断面図. 上段, 中段, 下段の図はそれぞれ北緯35度, 42.5度, 45度での断面図. 図中の実線は等温位線で単位はK, 破線は等渦位線で単位は  $1 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-3} \text{ K mb}^{-1}$ .



第22図 南岸低気圧の中心に沿って切った南北断面図。上段、中段、下段の図はそれぞれ東経140度、150度、150度での断面図。

が、それ以前は地上になにも影響を与えなかったのかという、そうではなく、12日、13日と移動方向の前面には地上天気図で低気圧が見られた(図省略)。このことは、2.4で述べたことから理解できよう。しかし、これら高緯度の低気圧は南岸低気圧のように劇的な発達はない。14日12Zになって、日本の南岸に低気圧が現れても High-Q の真下の沿海州には発達しない小さな低気圧があるのにすぎない。今まで現象の経過を Q-map で見てきたが、第20図(a)(b)右側にある、通常よく用いられる500 mbの相対渦度分布図で観察すると、確かに High-Q に対応するものとして正渦度の極大部分が見られるが、Q-map で見るほどには顕著でなく、 $3\sim 4 \times 10^{-5} s^{-1}$  とむしろほかの部分のほうが大きな渦度が見られる。14日になって、High-Q が南下してきても、渦度が少し増加した程度で、この傾向はあまり変わらない。しかし、南岸低気圧が急発達し始めた15日になると、High-Q の中心部よりも南の先端部で渦度が急激に増加し、12Zには  $6 \times 10^{-5} s^{-1}$  以上となっている。以上の事実は次のようにして説明できる。最初、High-Q は高緯度地方の成層圏にあった。このとき2.3の(i)(ii)で述べたように、High-Q の周囲には cyclonic な循環が形成され、水平方向の scale を  $L$  としたとき、垂直方向には  $fL/N$  の厚さを持っている。成層圏では大気の安定度が高いから  $N$  の値は大きく、したがって循環の厚さは薄く地表まで届かないか、あるいは届いても極弱いから、High-Q の真下に発達した低気圧はできない。やがて High-Q は南下してゆくが、前線帯にさしかかるまで安定度はさほど変わっていない。渦位は(17)式で表されているように、(絶対渦度)  $\times$  (安定度) で定義されているから、この間絶対渦度はおおむね保存されている。よって、12日から14日までの500 mbの相対渦度の増加の原因は、南下による Coliris parameter の減小、つまり  $\beta$  効果によるものと考えられる。15日になって、High-Q が前線帯に入ってくると、前線帯の傾斜した温位面に沿って High-Q 気塊が成層圏から対流圏に降りてくる。対流圏では成層圏よりも安定度が小さいため  $N$  の値は小さくなり垂直方向のスケール  $fL/N$  は大きくなる。言いかえると、High-Q は対流圏に入って垂直方向に stretching を起こす。この結果、渦位の保存性より安定度の減少したぶんを補うように絶対渦度は急増して、第21図の中段の図に見られるように High-Q によって induce された強い cyclonic な循環がそれを取り巻くように対流圏全体に形作られる。このとき地表付近に

は前線帯があり、High-Q の前面(東側)では High-Q によって induce された循環のために暖気移流の場ができる(第23図参照)。では、暖気移流によって地表付近にできた暖気の anomaly の周辺はどのような渦位分布になっているであろうか。この疑問に対する1つのヒントが2.3の後半および第3図に見出せる。第3図は空間のさまざまな位置に渦位の anomaly を置いた時に、定常・軸対称という条件のもとで風の場と温度場をバランスさせた状態を表した図であるが、この4つの図の中で今捜している条件に最も近いものは、第3図(c)の地表面近くに High-Q を置いた例で、確かに地表付近の中央部では温位が高い(地表付近の暖気の anomaly と同じ意味)。それに第3図(c)では地表面の暖気の anomaly を中心として大気の下層部で cyclonic な循環があることにも注目したい。定常・軸対称というささか特殊な条件のもとでは地表付近の暖気の anomaly は地表付近に High-Q anomaly を置いたのと同じことだというのがわかったが、このことはもう少し一般的な条件のもとでも言えないものだろうか。やや説明が複雑になるが、準地衡風近似で考えてみよう。

準地衡風近似の場合、渦位  $q$  は(27)式のように表される。渦位の anomaly を  $q'$  とし、以後平均場に関する物理量は  $\bar{\quad}$  (バー) を付け、平均場からの anomaly には  $'$  (ダッシュ) を付ける。

$$q' \equiv q - \bar{q} \quad \dots\dots(50)$$

(27)(50)より

$$\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Psi' + f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left[ \frac{1}{S} \frac{\partial \Psi'}{\partial p} \right] = q' \quad \dots\dots(51)$$

ところで、 $\Pi(p)$  を Exner 関数とすると

$$\Pi(p) = C_p \left( \frac{p}{p_0} \right)^{R/C_p} \quad \dots\dots(52)$$

静水平衡の条件より

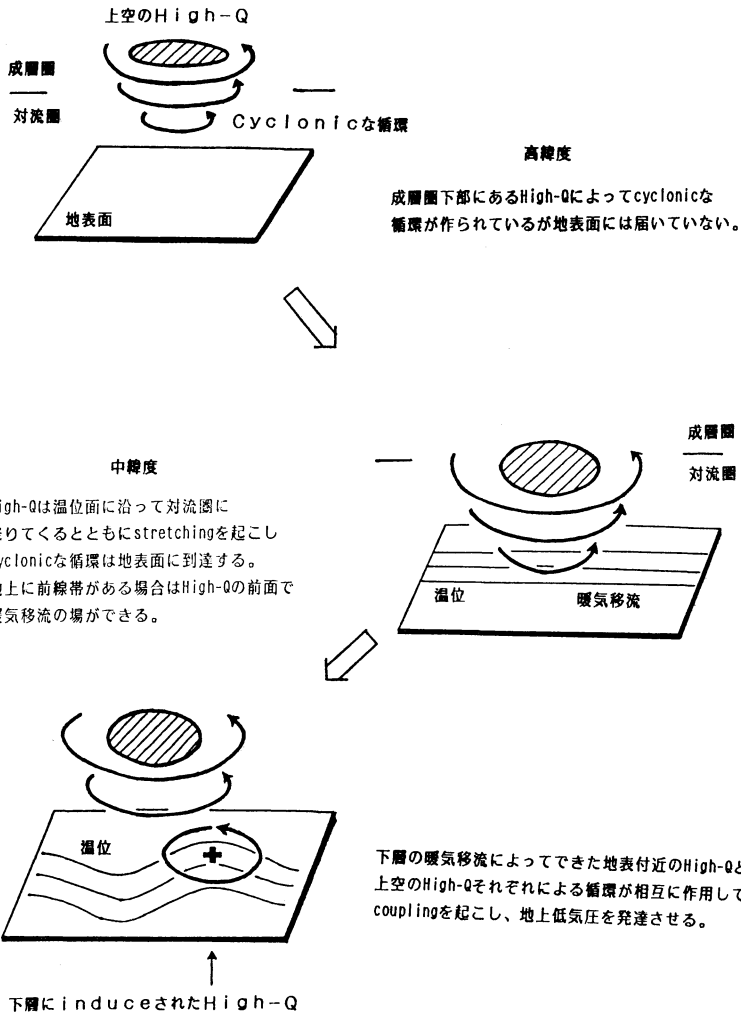
$$\frac{\partial \Psi}{\partial p} = - \frac{d\Pi}{dp} \theta \quad \dots\dots(53)$$

したがって

$$\frac{\partial \Psi'}{\partial p} = - \frac{d\Pi'}{dp} \theta' \quad \dots\dots(54)$$

地表面の気圧を  $p_0$ 、無限小の正の数  $\varepsilon$  として、地表面からその上の極薄い層までの区間  $[p_0 - \varepsilon, p_0]$  で(51)を積分する。

$$\begin{aligned} \int_{p_0 - \varepsilon}^{p_0} \left\{ \frac{1}{f_0} \nabla^2 \Psi' + f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left[ \frac{1}{S} \frac{\partial \Psi'}{\partial p} \right] \right\} dp \\ = \int_{p_0 - \varepsilon}^{p_0} q' dp \quad \dots\dots(55) \end{aligned}$$



第23図 上層の High-Q による coupling の過程を説明した図.

$$(55) \text{の左辺} = \int_{p_0-\epsilon}^{p_0} \nabla \cdot h^2 \Psi' dp + f_0 \left( \frac{1}{S} \frac{\partial \Psi'}{\partial p} \right)_{p_0} - f_0 \left( \frac{1}{S} \frac{\partial \Psi'}{\partial p} \right)_{p_0-\epsilon} \dots\dots(56)$$

$\epsilon$  は無限小の数で、 $\nabla \cdot h^2 \Psi'$  は有限の値をとるから

$$\int_{p_0-\epsilon}^{p_0} \nabla \cdot h^2 \Psi' dp \approx 0 \dots\dots(57)$$

地表面付近に温度傾度があるとき、(54) 式より

$(\partial \Psi' / \partial p)$  は0でない。しかし、この条件を地表面に置いてしまうと、境界面に等温面が交差することになって、渦位の保存性などにとって都合の悪いことになってしまう。この不都合を取り除くために、境界面  $p=p_0$  では

$$\left( \frac{\partial \Psi'}{\partial p} \right)_{p_0} = 0 \dots\dots(58)$$

として、その代わり境界面に無限に近い層に温度傾度を作って、直接等温面が境界面と交差しないで、なおかつ地表面付近に温度傾度があるような方法をとってみる。そうすると、(56) (57) より

$$(55) \text{式} \text{の左辺} = -f_0 \left( \frac{1}{S} \frac{\partial \Psi'}{\partial p} \right)_{p_0-\epsilon} \dots\dots(59)$$

(55) (59) より

$$\int_{p_0-\epsilon}^{p_0} q' dp = -f_0 \left( \frac{1}{S} \frac{\partial \Psi'}{\partial p} \right)_{p_0-\epsilon} \dots\dots(60)$$

(60) 式を満たすような、渦位の anomaly  $q'$  はどの

ようなものだろうか。境界付近以外の空間で与えられている通常の定義の渦位の anomaly を  $q^*$  とすると、 $q^*$  は有限の値だから区間  $[p_0 - \varepsilon, p_0]$  での積分はほぼ 0 に等しくなる。そこで

$$q' = q^* - f_0 \left( \frac{1}{S} \frac{\partial \Psi'}{\partial p} \right)_{p_0 - \varepsilon} \delta(p - p_0) \quad \dots\dots(61)$$

とすると

$$\begin{aligned} \int_{p_0 - \varepsilon}^{p_0} q' dp &= \int_{p_0 - \varepsilon}^{p_0} q^* dp \\ &\quad - \int_{p_0 - \varepsilon}^{p_0} f_0 \left( \frac{1}{S} \frac{\partial \Psi'}{\partial p} \right)_{p_0 - \varepsilon} \delta(p - p_0) dp \\ &\approx -f_0 \left( \frac{1}{S} \frac{\partial \Psi'}{\partial p} \right)_{p_0 - \varepsilon} \quad \dots\dots(62) \end{aligned}$$

となって (60) 式は成り立つ。ここで  $\delta(p - p_0)$  は Dirac の  $\delta$ -関数である。渦位を (61) 式のように定義すると、(61) 式右辺の第 2 項は  $p = p_0$  の近傍を除いて 0 に等しいから、そこ以外の空間では  $q' = q^*$  となっていて、積分区間  $[p_0 - \varepsilon, p_0]$  においてだけでなく全空間で (61) 式の  $q'$  の定義は有効になる。

(54) (61) より

$$q' = q^* + f_0 \left( \frac{1}{S} \frac{d\Pi}{dp} \theta' \right)_{p_0 - \varepsilon} \delta(p - p_0) \quad \dots\dots(63)$$

ここで

$$S = -\bar{\alpha} \frac{d(\ln \bar{\theta})}{dp} \quad \dots\dots(23)$$

$$\frac{d\Pi}{dp} = \frac{\bar{\alpha}}{\bar{\theta}} \quad \dots\dots(64)$$

(63) (23) (64) より

$$\therefore q' = q^* + f_0 \left( \frac{\theta'}{-\frac{d\bar{\theta}}{dp}} \right)_{p_0 - \varepsilon} \delta(p - p_0) \quad \dots\dots(65)$$

よって、暖気の anomaly  $\theta' > 0$  が地表付近にあるのは、地表付近に High-Q anomaly を置いたのと同じ効果になる。渦位の anomaly に  $\delta$ -関数が含まれているのは感覚的に把握し難いが、第 3 図 (c) 右下隅の図のように等温位面が境界面付近で集中している、無限大の安定度を持った無限小の厚さの層を想像すればよい。実際には、地表では摩擦や乱流があるため、このようになっていないが、その場合接地点境界層と自由大気の境界面が上記の境界面にあたると考えればよい。

話を元に戻して、上層の High-Q による循環で、その前面の下層に暖気移流場ができて、その結果上述のように地表付近にも High-Q が発生する。地表付近の High-Q もその周囲に cyclonic な循環を形成し、上層の High-Q による cyclonic な循環と重なりあって地表付近から下

部成層圏に及ぶ非常に強い cyclonic な循環ができる。このため、地上の低気圧は 15 日 00 Z ですでに閉塞し始めているにもかかわらず、閉塞後もどんどん発達したのである。

低気圧が上層の寒冷渦 (High-Q) と coupling して大発達するかどうかを見極めることは防災上の点から言っても大変重要であり、そのためには High-Q の動向を掴むことが必要となってくる。しかし、第 20 図 (a) (b) の右側の列にあるような通常の 500 mb の相対渦度分布図では、どれが重要な寒冷渦 (High-Q) であるが判別は難しく、中緯度の対流圏に入って渦度が強まって初めてそれとわかる。一方、第 20 図 (a) (b) の左側の列の Q-map では初めから High-Q は明確に見えており、追跡は容易である。High-Q が直ちに低気圧を大発達させる危険な存在というわけではなく、対流圏に入ってこない限りにおいては地上にあまり影響をもたらさない。しかし、大きな渦位の値を持った High-Q は一旦対流圏に入って stretching をすれば強い cyclonic な循環を作る可能性を秘めていて、渦位 (potential vorticity) とはまさに渦度 (vorticity) を作る潜在能力 (potential) という意味の物理量なのである。

### 3. 7 予報 Q-map による予報モデルの診断

これまで客観解析のデータをもとにして作られた Q-map について説明してきたが、Q-map は解析ばかりでなく予報にも大変有用なものである。解析 Q-map を作成していた期間、予報の Q-map は解析の Q-map のようにルーチン的には出力せず、必要と認められた時に北半球モデル (スペクトルモデル) の初期値と 24 時間後、48 時間後、72 時間後の予報結果を使って、解析の東アジア・西太平洋域の Q-map と同じような形式で、 $\theta = 345, 335, 325, 315, 310, 305, 300$  K の 7 つの等温位面での Q-map を作成していた。解析 Q-map と予報 Q-map の違いは、解析 Q-map が緯度、経度に 2.5 度ずつ区切った格子点上の 15 個の指定気圧面のデータを使っているのに対し、予報 Q-map はスペクトルモデルの鉛直方向は 12 層の  $\sigma$  面に分解され、水平方向には球面調和関数に展開された係数を直接用いている。 $\sigma$  面は解析データより層が少ないうえに、High-Q の reservoir として重要で等温位面の混んでいる下部成層圏あたりの分解能が特に悪いので、対流圏から成層圏への安定度の急激な変化が表現できず、予報の Q-map は解析の Q-map と比べて少しコントラストが悪い。それでも、Q-map のもつ長所は残しており、その例として予報モデ



ルの診断に用いられた例を以下に示す。

第24図は1985年11月20日 00 Z を初期値とした予報と実況を比較した地上天気図で、左側の列に実況、右側の列にそれら実況と同じ時刻に対応する予報(上から24時間、48時間、72時間)をならべてある。この予報は実況と大きくくい違った悪い予報の代表例で、特に72時間予報では日本海に発達した低気圧を予報しているが、左側の実況図では津軽海峡に弱い低気圧があるのみで、カムチャッカの低気圧や大陸の高気圧の様子もかなり違っている。モデルが誤った予報をした原因を探るために、第25図の右側の列に予報の Q-map (上から初期値、24時間後、48時間後、72時間後)、左側の列にそれに対応する実況の解析 Q-map をならべて比較してみる。まず初期値と実況を比較すると、先程述べたように、予報と解析データの鉛直分解能の差による細かな相違点はあるものの、全体としてのパターンは良く似ている。24時間後には、初期値で本州にあった波の谷 (High-Q) を予報では谷を深めずに東経 160 度あたりに予想しているのに、実況では谷が深まってやや西側にある。このため予報では実況より日本の東海上での高気圧の張り出しを強めている。このほか、実況では日本の西方、北緯40度線に沿ってはずっと Low-Q が流れているのに対し、予報では弱く波打って、はっきりとした Low-Q の流れはない。48時間後、実況ではカムチャッカ半島一帯は High-Q で占められているのに、予報ではカムチャッカ半島の北部には Low-Q があり、東側から High-Q が流れてきているためカムチャッカ半島は正の渦位移流場となって、上昇流が発生している。このため、予報ではカムチャッカ半島の低気圧を発達させ過ぎている。それから、実況では相変わらず日本より西では Low-Q が流れているのに、予報では24時間予報で北緯30度東経90度あたりにあった High-Q が東経 110 度の華中付近まで流れてきている。この High-Q の東側の華中東岸から黄海にかけては正の渦位移流場となって、実況より気圧が低下して低気圧の発生を予報させる。72時間後でも実況では本州のあたりは Low-Q になっているのに対し、予報では48時間予報で華中にある High-Q とその北西の波の谷が coupling して、朝鮮半島から黄海に延びる谷を形成している。谷の前面にあたる日本海では強い正の渦位移流場となっているため、日本海で低気圧が急発達している。つまり、72時間で予報を大きく狂わせた原因は48時間予報で華中にある High-Q と考えられる。Q-map を使えば、予報を狂わせた原因をかなり正確に特定できる

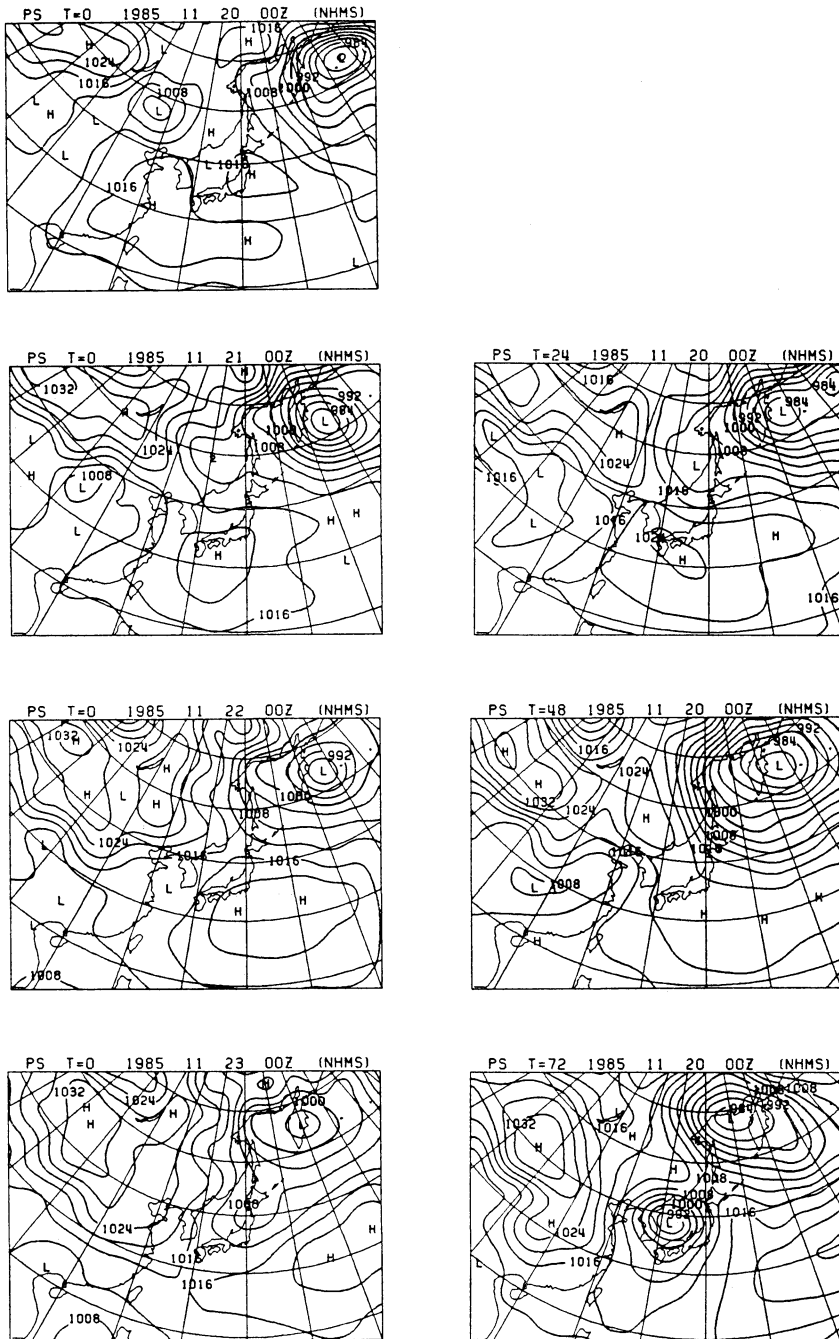
から、そこを正しい値に入れ換えるモデルの移植実験も可能になる。Q-map との見え方の比較のために、第26図に 500 mb 等圧面天気図の実況(左側)と予報(右側)を示した。これらの図からでは、予報が狂った原因は特定できそうにもない。

### 3. 8 予報 Q-map を用いた数値予報モデル出力結果の解釈

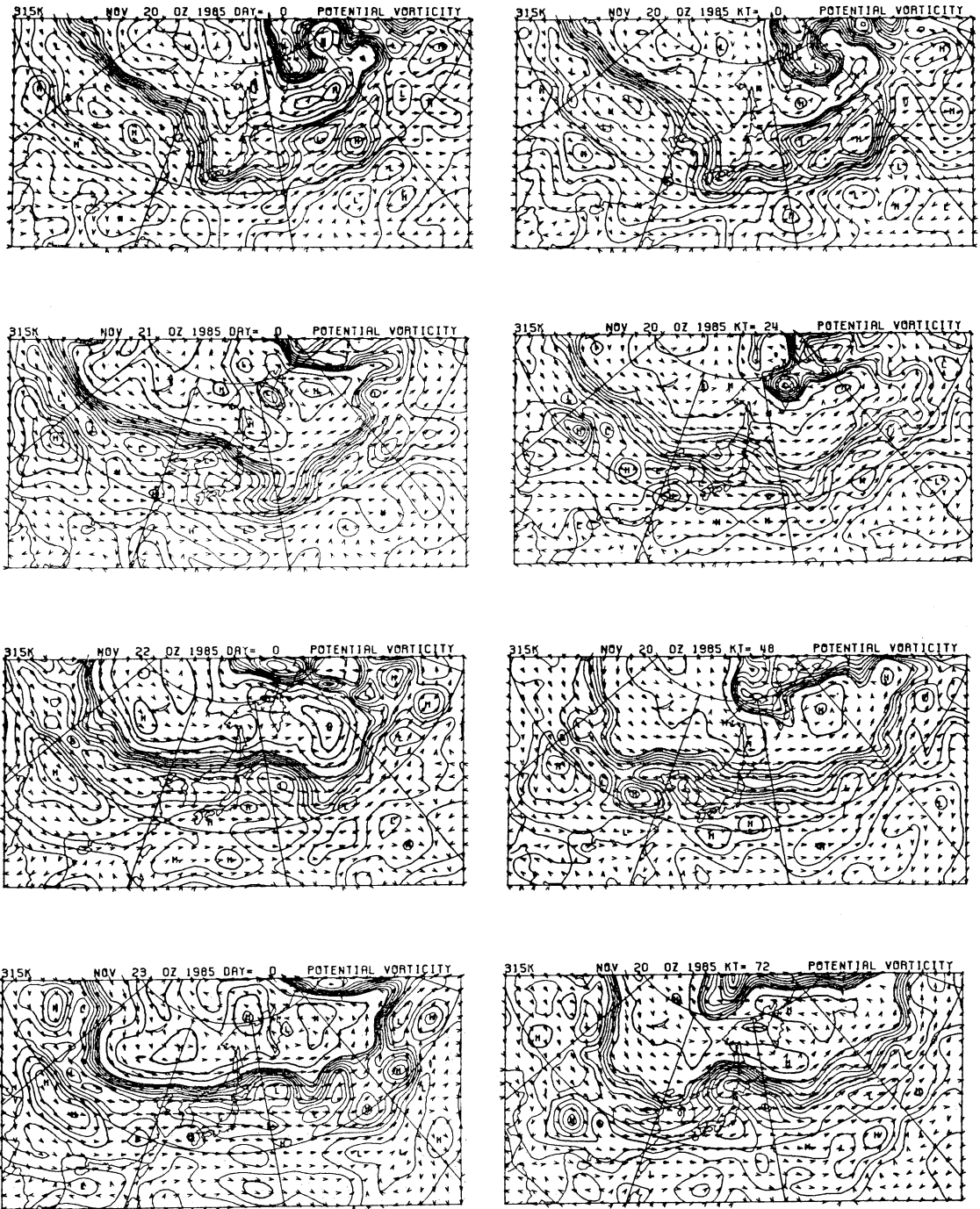
数値予報モデルによる予報資料は、普通24時間後、48時間後、72時間後などいくつかの未来のある時点での気圧パターンや温度分布、 $\omega$  分布、積算降水量の分布などから構成されている。予報担当者としては、これら離散的な時点での天気状況を表した資料から連続的な天気変化を読み取らなければならない。そのためには擾乱の追跡が重要となってくる。擾乱の追跡のためには通常 500 mb 面の相対渦度分布が用いられている。それは、500 mb 面では水平方向の収束・発散が小さく、相対渦度が比較的良く保存されているからであるが、あくまでも近似的に保存されているにすぎず、Ertel の渦位のように完全な保存量ではない。特に、擾乱が南北に大きく移動するとき  $\beta$  効果によって相対渦度は大きく変化するし、低緯度地方においても保存性は良くない。そのため、われわれはしばしば擾乱の追跡に迷うことがある。

第27図は擾乱の追跡が難しい1つの例で、図上段の24時間予想図では日本の南岸と渤海の北に渦度の極大が見られるが、以後この2つに注目しよう。図中段の48時間予想では、前者が北緯 33 度東経 150 度の日本の東海上に、後者が北緯40度東経 132 度の日本海北部にそれぞれ移動しているのが容易に追跡できる。しかし、図下段の72時間予想では、日本海を中心として極東域全体が大きな正渦度の塊に覆われて、個々の渦度のピークの区別は困難になっているし、なかでも48時間予想で日本の東海上にあった正渦度の極大の行方を正確に掴むことはほとんど不可能である。

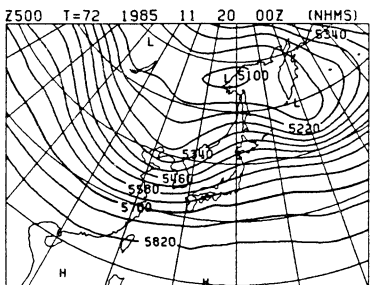
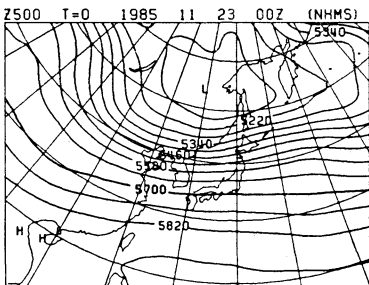
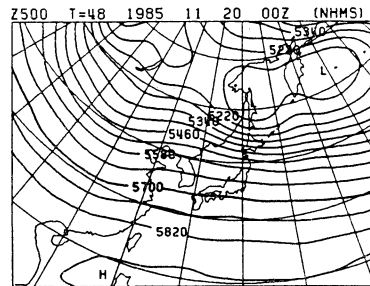
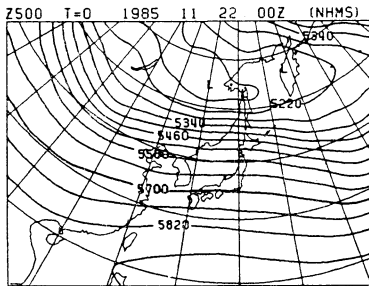
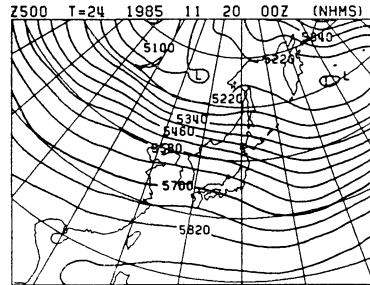
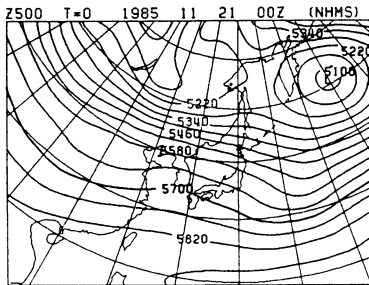
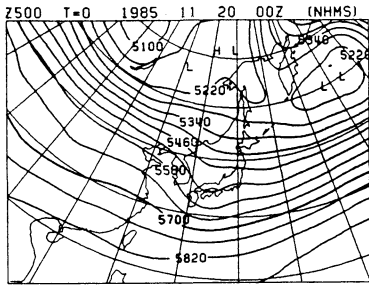
一方、第28図では同じ予報結果に基づいて作成された予報 Q-map を示した。ここで、左側の列から右へ24時間予想、48時間予想、72時間予想、上の段から下へ 325 K、315 K、310 K の温位面となるように図をならべた。いま図中段の 315 K の温位面の Q-map に注目すると、左側の24時間予想図では日本の南岸に 500 mb の渦度の極大に対応する独立した High-Q があり、また渤海北方の渦度の極大に対応して渦位の等値線が南に垂れ下がったような、谷の形をした High-Q の anomaly が見られる。図中央の48時間予想図では、前者は東経 150



第24図 1985年11月20日 00Z を初期値とする予報 (右側) と実況 (左側) の地上天気図。右側の予報は上から24時間, 48時間, 72時間予報で, 左側にそれぞれ対応する時刻の実況を並べてある。

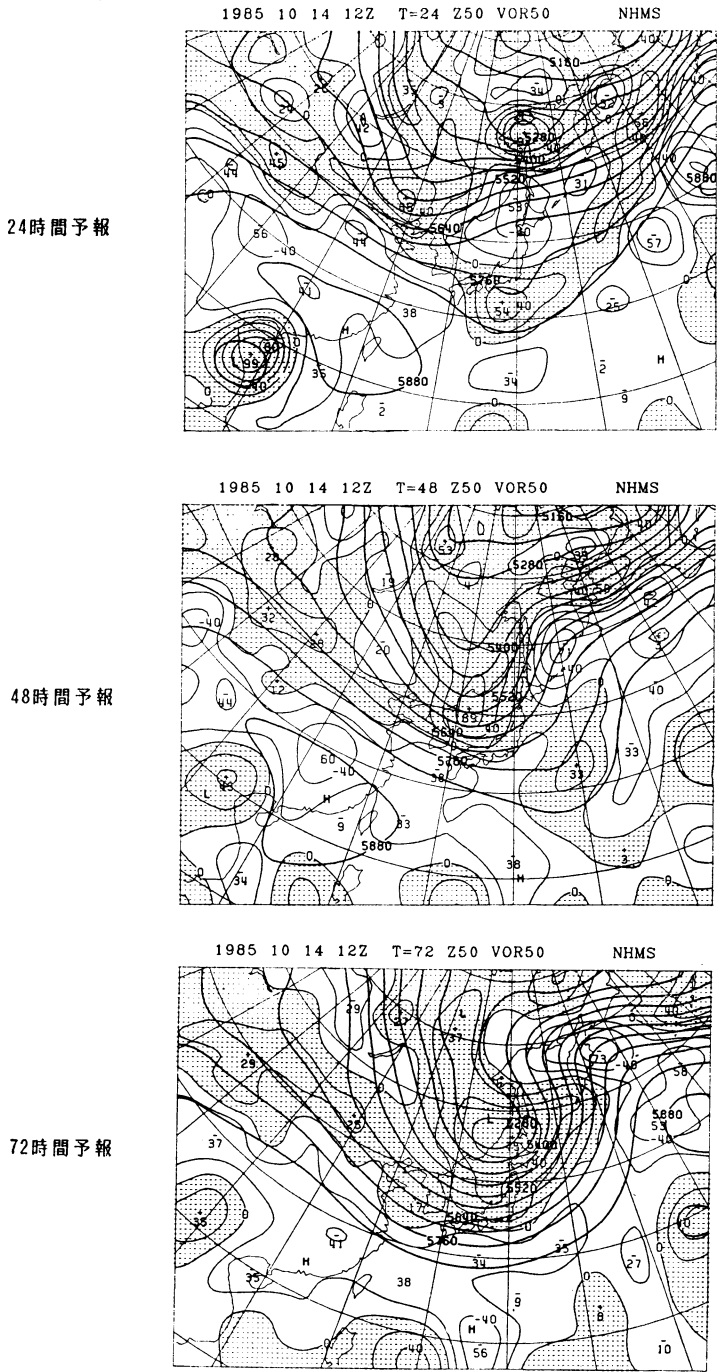


第25図 1985年11月20日 00 Z を初期値とする予報 Q-map (右側) と実況の解析 Q-map (左側). 右側の予報は上から初期値, 24時間, 48時間, 72時間予報を表す.

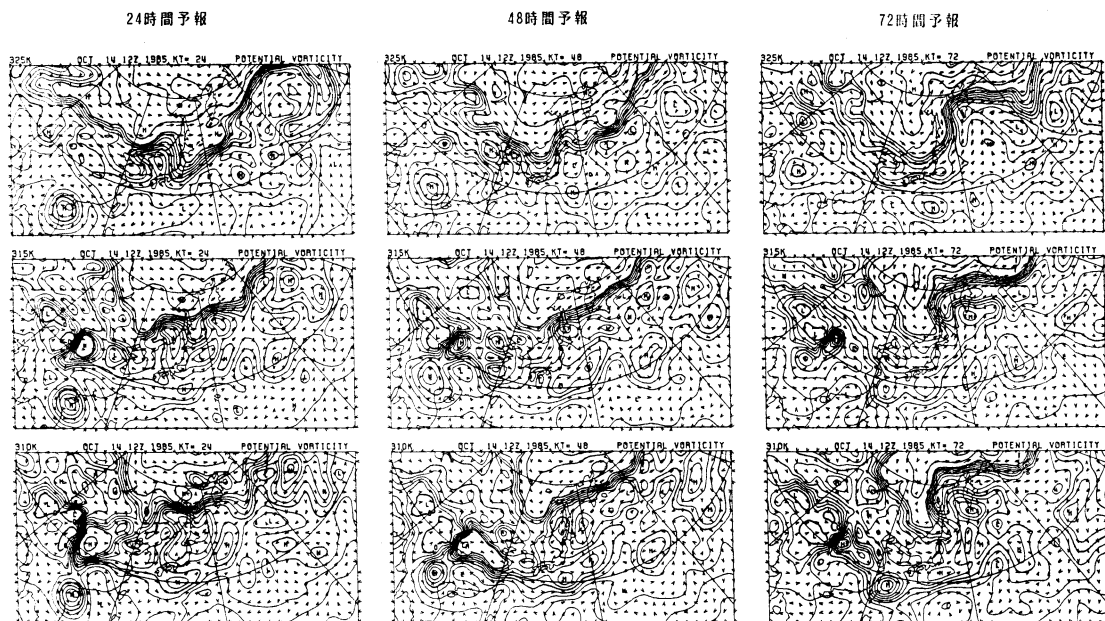


第26図 1985年11月20日 00Z を初期値とする予報 (右側) と実況 (左側) の 500 mb 等圧面天気図

Q-map (等温面上で解析された渦位分布図)



第27図 予報された 500 mb 等圧面高度と 500 mb の相対渦度. 等高線 (太線) は 60 m 毎に, 相対渦度は  $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  毎に等値線 (細線) が引かれていて, 正渦度の領域はハッチングが施されている.



第28図 第27図と同じ予報結果に基づいて作成された予報 Q-map. それぞれの上段, 中段, 下段は 325 K, 315 K, 310 K の等温位面での Q-map を表す.

度線あたりの日本の東海上に、後者の谷は沿海州から日本海北部にあり、ともに 500 mb の渦度の動きとはほぼ一致している。図右側の72時間予想図では、前者はカムチャッカ半島南端にはっきりと認められ、後者は宗谷海峡付近に認められる。したがって、第27図下段の72時間予想図で見失った擾乱の中心については、宗谷海峡にある渦度の極大が24時間前日本海北部にあったものであり、カムチャッカ半島南端の正渦度の大きい部分は、24時間前日本の東海上にあった正渦度の極大が流れ着いたものであることがわかる。

参考のために第29図に前24時間降水量分布もあわせて描かれた予想地上天気図を示す。図中段の48時間予想図が沿海州にあった低気圧が High-Q の動きに合わせるように72時間予想図ではサハリンに移動しているし、48時間予想図で日本の東海上にあった低気圧は72時間予想図でカムチャッカ半島南端の気圧の谷として認められ、その付近の降水量も多い。

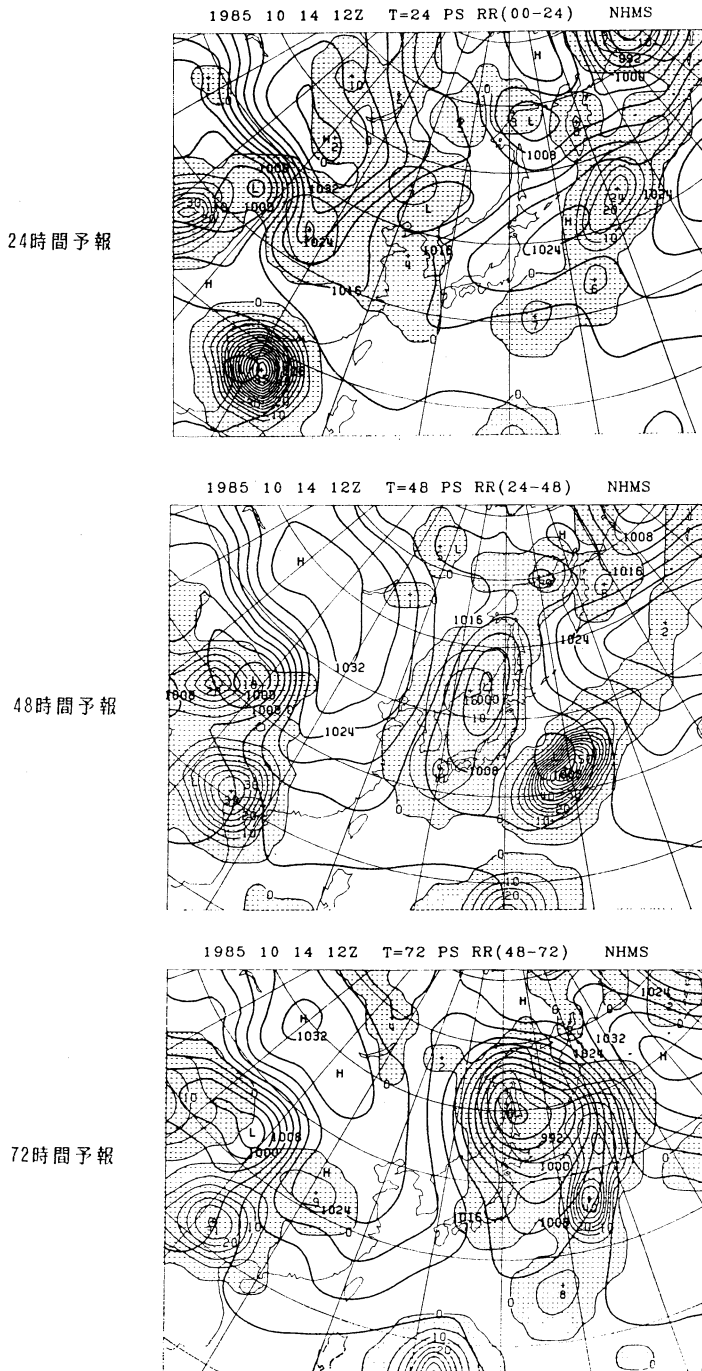
第28図下段の 310 K の Q-map でも擾乱 (High-Q) の追跡は図中段の 315 K の Q-map とほぼ同じようにできる。ところが図上段の 325 K の Q-map では High-Q の動き方が 500 mb の渦度とはやや異なっている。これは 325 K の等温位面が 500 mb よりもかなり上空に

あるからである。2.4で述べたように、渦度は渦管という形で水平・垂直方向にひろがりを持ち、ある程度まとまった動きをするのに対し、渦位は気塊に固有な保存量であって、垂直方向に風のシアがあれば、上下でまったく別の動き方をする点に注意しておかなければならない。

従来の 500 mb の渦度分布図は擾乱の発達の見合を見る上において重要であり、予報 Q-map の存在によってその価値が下がるものではないが、擾乱の追跡という目的に関しては予報 Q-map の方が明らかに優れているということに疑問の余地はないであろう。

#### 4. あとがき

われわれは Q-map の有用性を探るために昭和60年4月から昭和61年3月まで毎日 Q-map を試験的に作成してきた。Q-map をルーチン的に作成するという試みは、おそらくわが国では初めてのことであり、われわれはまだ暗中模索の段階にあるが、それでも今までに Q-map のもつ優れたいくつかの性質を発見した。そしてそれらの一部を3章でご紹介した次第である。われわれは主に総観規模の現象に主眼点を置いて Q-map を眺めてきたが、渦位のもつ保存性を考えれば、気象衛星からの雲画



第29図 第27図と同じ予報での地上気圧と前24時間降水量. 等圧線(太線)は4mb毎に, 降水量の等値線(細線)は10mm毎に引かれている.

像と比較するのみなかなか興味深いものではないだろうか。Q-map のもつ新たな可能性が発見されるかもしれない。将来、わが国でも Q-map が普及して、従来の等圧面天気図と同じように普通に見られる日がくることを願う。

この解説を書くにあたって、いろいろとご助言を頂いた気象庁予報部数値予報課の佐藤信夫氏、元東京大学理学部地球物理学教室の岸保勲三郎博士、図の引用を快諾していただいた Dr. M.E. McIntyre 氏に深く感謝の意を表します。

### 文 献

- Bretherton, F.P., 1966: Baroclinic instability and the short wavelength cut-off in terms of potential vorticity, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **92**, 335-345.
- Charney, J.G. and Stern, M.E., 1962: On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **19**, 159-172.
- Eady, E., 1949: Long waves and cyclone waves, *Tellus*, **1**, 33-52.
- Ertel, H., 1942: Ein Neuer hydrodynamischer Wirbelsatz, *Met. Z.*, **59**, 271-281.

- Hoskins, B., McIntyre, M.E. and Robertson, A.W., 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **111**, 877-946.
- Kleinschmidt, E., 1950: Über Aufbau und Entstehung von Zyklonen (1. Teil) *Met. Rundsch.*, **3**, 1-6.
- , 1950: Über Aufbau und Entstehung von Zyklonen (2. Teil) *Met. Rundsch.*, **3**, 54-61.
- , 1951: Über Aufbau und Entstehung von Zyklonen (3. Teil) *Met. Rundsch.*, **4**, 89-96.
- , 1955: Die Entstehung einer Höhenzyklone über Nordamerika., *Tellus*, **7**, 96-110.
- , 1957: In *Dynamic meteorology* by Eliassen, A. and Kleinschmidt, E., *Handbuch der Physik*, **48**, 112-129.
- Rosby, C.G., 1940: Planetary flow pattern in the atmosphere, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **66**: Suppl. 68-87.
- Thorpe, A.J., 1985: Diagnosis of balanced vortex structure using potential vorticity, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 397-406.

## 京都大学超高層電波研究センター 共同利用研究の公募について

当センターでは、現在昭和61年度後期(61年10月～62年2月)の共同利用研究課題を公募中です。

共同利用研究の中心的設備となる MU レーダーは我国最初の中層・超高層大気観測用 VHF 帯大型レーダーです。同レーダーは送信周波数 46.5 MHz、尖頭送信出力 1 MW のモノスタティック・パルスドップラーレーダーであり、475本の直交三素子八木アンテナとその各々に接続された固体送受信機によるアクティブ・フェーズドアレイを構成しています。この方式を用いることによって、高速度のアンテナビーム走査やアンテナの分割使用といった、従来の大型レーダーにない自由な使用が可能となっています。

現在は高度 2～25 km の対流圏・下部成層圏、高度 60～90 km の中間圏及び高度 100～500 km の電離圏領域の観測が主に行われています。他に共同利用に供される設備としてはアイオノゾンデ、ラジオゾンデ等があります。

利用を希望される方は、下記に申請書類等が用意されていますのでお問い合わせ下さい。なお、今回の締切りは昭和61年8月10日ですので御留意下さい。

〒611 京都府宇治市五ヶ庄  
 京都大学超高層電波研究センター事務室  
 Tel. 0774-32-3111 (内線 3330)