

昭和49年秋季大会・福岡管区気象研究会シンポジウム

「東シナ海低気圧について」報告

目次

あいさつ	座長 窪田正八
1. 東シナ海低気圧の総観解析と予報	尾崎康一
2. 東シナ海低気圧による九州地方の降水と風について	山中陸男
3. 東シナ海低気圧にともなう積雲対流	二宮洗三
4. 数値モデルによる東シナ海低気圧の予報	岡村存
5. 中間規模低気圧の発達機構について	浅井富雄

まえがき

昭和49年秋季大会・福岡管区気象研究会のシンポジウム「東シナ海低気圧について」は1974年11月7日午後、窪田正八氏を座長として開催された。討論記録の作成には福岡管区気象台の谷口定己氏（録音）、長浜宗政・脇田哲雄・早田正美の各氏（原稿作成）の労をわずらわした。

あいさつ

座長 窪田正八*

東シナ海低気圧は、予報技術のみならず一般の研究課題として大変重要である。とくに、東シナ海低気圧は1000 km くらいのオーダーの現象と考えられているけれども、自然現象の様々なスケールの現象のなかにおいて、東シナ海低気圧の物理的性質がどのように位置付けされるのか？ また他のスケールの自然現象とどのような相互作用をしているのかについては、現在必ずしも明確ではないので、このような問題について討論していた

だきたい。はじめに総観解析について尾崎康一氏、つぎに東シナ海低気圧の風や雨の分布、統計的なものについて山中陸男氏、またこれに伴う対流現象に重点をおいて二宮洗一氏が話される。つぎにやや趣きを替えて、岡村存氏の、電計の予想の検証のようなことの話があり、最後に浅井富雄氏がまとめとして、スケールの問題・相互作用などについて述べられる。

551. 515. 1; 551. 509. 3

1. 東シナ海低気圧の総観解析と予報**

尾崎康一***

30年程以前であるが、A. Eliassen 氏はつぎのように

* S. Kubota, 福岡管区気象台

** Synoptic Analysis and Forecast of the East-China-Sea Cyclons.

*** K. Ozaki, 福岡管区気象台

述べている。「不安定理論は、低気圧の発生・発達についてその成長する擾乱の形成に関する大局的な特徴を説明することには役立つが、総観解析に対しては背景的な知識となっている以外ほとんど役に立たない」と考える。予報者は低気圧が何時何処で発達が起るかを決定するた

めには、総観の経験から導かれた経験予報則から解答を求めなければならない」と。

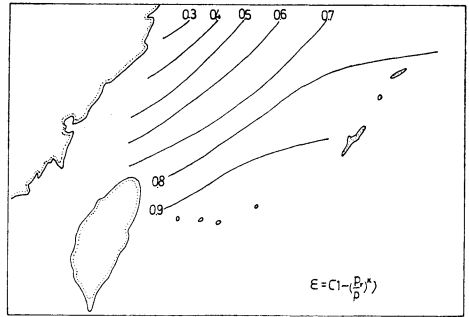
しかし現在は気象庁では6層ファイブ・メッシュ・プリミティブ・モデルによる数値予報を行なっているし、数値予報・気象力学の分野でめざましい発展がなされつつある。今後は気象力学からの数値予報による方法と、総観解析両面から低気圧の発生・発達の子報精度が向上されるであろう。

ここで主として九州の気象庁関係で開発した東シナ海低気圧の発生・発達に関する研究結果を紹介し、ご批判を賜りたい。

低気圧の発生については、各種不安定論によって論じられてきた。Charney, Eady, … などの傾圧不安定論, Solberg-Höland の前線の波動論などである。しかし九州では Margules のエネルギー論からみた議論が多い。九州ではその地形的環境から、東シナ海における顕熱効果と低気圧の発生に関するものが多く、つぎにヒマラヤの地形効果である。

鳥越準 (1971) は統計的に、台湾坊主が発生する回数の多かった1970年 (20個) は、気圧偏差からみて非常に寒気が東シナ海に溢出した年であり、台湾坊主の発生が少なかった1967年 (8個) は暖冬であったことを示している。

さらに永山盛義 (1952) は、低気圧の発達と、顕熱の量との相関を求め、比較的よい相関を得た。これは冬期において、気温と水温と差が大きいので顕熱のエネルギーが東シナ海中部で著しく海から大気に与えられることによって、推論したものである。尾崎康一 (1974) は1967年2月1日の例について、150 km メッシュで東シナ海の顕熱の量を計算した。また傾圧不安定を計算した。この結果台湾北東方の海上にエネルギーのもっとも



第2図 作用因子 (1967年2月1日 0900日本時)

大きい部分があることが判った。

それでは、このような顕熱のエネルギーが東シナ海低気圧の発生に絶対不可欠のものであるかどうか。この点には、中島輝之 (1974) は疑問を投げかける調査をしている。

中島氏によれば、850 mb の流線によって東シナ海低気圧を解析してみると、その大部分は大陸東岸で発生の兆を示しており、東シナ海で発生するものはほとんどない。台湾坊主は、東シナ海で発生するのではなくて、大陸東岸ですでに発生しているとの見解であり、これは、東シナ海における顕熱が低気圧の発生の必要条件かどうか疑問を与えている。

この問題については、あとの講演で積雲対流の問題と関連して議論されるであろう。

一方総観解析上の予報則として、S. Petterssen の教科書でも示されているように、低気圧の発生は前線におけるトラフの通過による波動の発生に注目される。また電計資料の多い現在では、トラフの代りにうず度や上昇流に注目してもよい。予報者が現場で使用する予報則は主としてうず度・上昇流・前線に関するもので、これに関する式はつぎのとおりである。

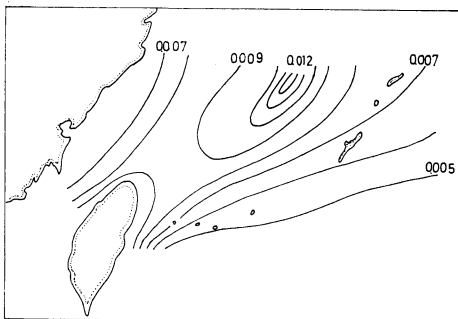
$$\frac{\partial Q_0}{\partial t} = -V \cdot \nabla Q - \frac{\partial q_T}{\partial t} \dots \dots \dots (1)$$

- ここに Q_0 : 1000 mb 面におけるうず度
- Q : 非発散高度におけるうず度
- V : 非発散高度における水平風速
- q_T : 温度風うず度

すなわち地表近くのうず度の変化は、非発散高度におけるうずの流れと、温度風うず度の変化による。

この式の右辺第1項の東シナ海のうず度・上昇流とヒマラヤの影響については、2~3の人の研究がある。

九州においては竹永一雄 (1967) のものがよく知られ



第1図 顕熱の分布 cal/cm/sec (1967年2月1日 0900日本時)

ている。最近植村八郎(1974)によっても計算された。これらの研究において、ヒマラヤによって生じたりが、東シナ海に流れてきたときに、メソ低気圧を生じ易いことは確かめられており、ヒマラヤを無視できない。

ヒマラヤが重要な理由のもう一つの理由は、ジェットに対するものである。ポーラージェットがヒマラヤで分流するのか、それともヒマラヤを境として、ポーラージェットとサブジェットが存在して、東シナ海を通るのかは判らないが、両ジェットが東シナ海で合流するときに東シナ海に低気圧が発生している例が多い。

うずに対して注目されるのは、「バイカル湖付近に正のうずがあらわれると、翌日東シナ海南部に低気圧が発生する」という伝説的な予報則が九州で信じられているが、北から南下するポーラージェットに関連するものであろう。

うず度方程式(1)の右辺第2項の温度風うず度については、大気下層の暖気移流が関係する。

この暖気移流は、単に大陸東岸から来る移流のみでなく、亜熱帯高気圧の西端を迂回し、赤道地帯から遠く本邦の東北地方まで冬期に北上する暖気に注目すべきである。このことは、長浜宗政(1974)が最近の調査で明らかにしている。

現場における東シナ海低気圧の予想法を整理するならば、いわゆる北高型気圧配置で、寒気が対馬暖流上を北東風で吹走し、顕熱・潜熱のエネルギーが台湾の東海上に集積する形るとき、台湾坊主が発生し易いが、必ずしも顕熱効果のみでは発生予想はできない。レーダーで積

雲対流を確認して、始めて発生の可能性を考える。しかし予報則のウエイトの重点は、存在する前線、うず度・上昇流・下層暖気移流・ジェットにしばられる。すなわち傾圧不安定の検証を必要とする。

最後に最近気象庁電計室で開発した6層ファイン・メッシュ・プリミティブ・モデルによる予想図において、東シナ海の上昇流と低気圧発生との関係をみると、非常によく一致していることが判った。今後はこれらの結果と総観解析とを併用して精度向上に努めたい。

討 論

木村(鹿児島地方気象台)：雲解析については何の考えも述べておられないが、総観解析との関係はいかに考えるか。

尾崎：さきに述べたとおり、レーダーによって積雲対流が見出せるので、その変化から低気圧の発生を予想する。人工衛星は有力な武器と思っているが、もっと時間的に細かい解析が今後必要である。

木村：10月21日の例では、西から来たものと東から来たものが一緒になって低気圧が発生しているのが雲写真から見られる。総観解析に導入する段階にきていると思う。

尾崎：さきに示したように、東から西進してくるsystematicな分布の雲が東シナ海低気圧の発生に貢献しているものもあると思われる。今後はAMTEXの研究成果として利用できるものがあればそれもあわせてぜひ取り入れてゆきたい。

551. 515. 1; 551. 577

2. 東シナ海低気圧による九州地方の降水と風について*

山 中 陸 男**

1. ま え が き

東シナ海低気圧発生の原因・機構や予報法については、他の話題提供者により述べられるであろうから、ここでは実際に発生した東シナ海低気圧が九州に及ぼす影響を、主として顕著な現象である強風、大雨および大雪

と関連づけてみた。また別に、東シナ海低気圧の発生状況や発生域についても考察を行い、上記の顕著現象と結びつけることを試みた。

東シナ海低気圧としては、地上天気図で東シナ海上に発生したものとしたが、揚子江河口付近の120°E以東の陸地部に発生したものも含めた。文中、最近10年としているのは1964~1973年の10年間であり、最近20年とあるのは1954~1973年の20年間である。なお、平均の海面水温は長崎海洋気象台作成の1953~1972年の20年間の平均

* Precipitation and Wind in Kyushu District caused by Extratropical Cyclones formed in East China Sea

** R. Yamanaka, 福岡管区気象台

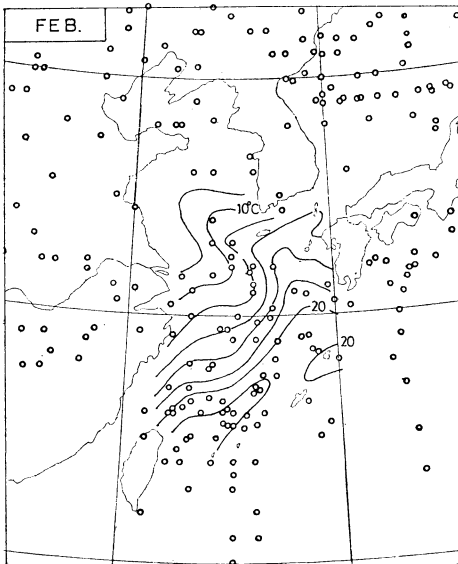
値を使用した。

2. 東シナ海低気圧発生の状況

九州地方の強風・降水（主として大雨，大雪）と東シナ海低気圧の発生地域とは関係深い。そこでまず始めに，東シナ海低気圧の発生数と発生地域とを見てみよう。

1～6月は東シナ海低気圧の発生数が多く，平均して月に3～4個発生しており，全体の72%に達する。一方，夏は極端に少なく，秋も比較的少ないが，11～12月にはだんだん増えてくる。月別にみると，1～2月には台湾の東～北東方の黒潮上に発生するものが断然多く，3月までこの傾向が残る。一方，3～4月には揚子江河口から東シナ海北西部に発生するものが増えて多発生域を形づくる。5～6月は梅雨前線上の発生が多い。9月は東シナ海北西部，10月には東シナ海北東部の発生が目立つ。

最近20年の資料を基に，海陸の分布および海面水温の分布と関連づけて，東シナ海低気圧の発生状況をみると3つの特徴がある。ここで代表として第1図に2月の例を示す。海上での発生が多いのはもちろんであるが，他に，(1)台湾北東方を中心とする黒潮域，(2)東シナ海北～中部を南北に走る海面水温の水平こう配の大きい所（暖流域と冷水域の境界）から九州の南西海上にかけて，(3)揚子江下流より東シナ海北西部にかけて（これは2

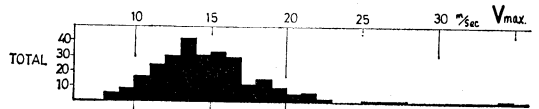


第1図 2月における低気圧発生地点(丸印,1954～1973年)及び2月の平均海面水温分布(実線,1953～1972年)

月には少ないので第1図では明瞭でないが，3月から増えてくる)の3つの群に大別できる。このように暖流域と冷水域の存在とその動向が東シナ海低気圧の発生にある程度の影響を及ぼしているといえよう。

3. 東シナ海低気圧による九州地方の風

東シナ海低気圧の通過に際しどの程度の風が吹くかを，九州および山口県の気象台および測候所（山岳測候所を除く）の最大風速のうち，最も大きい値を，その低気圧による最大風速とし，最近10年間の287個の東シナ海低気圧について調べた。結果は第2図に示すが，8.0 m/s～34.1 m/sの間に分布し，13 m/s 台が最多である。なかでも，発達した低気圧が通りやすい九州南海上の種子島と屋久島の強風が目立つ。季節別にみると，冬から春にかけて強風が多いのにくらべ，夏から秋にかけては強風をもたらす低気圧は少ない。

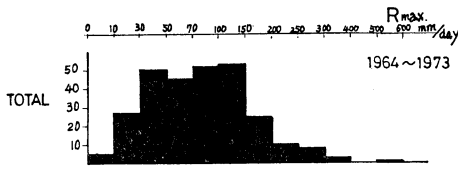


第2図 東シナ海低気圧による九州地方（山口県を含む）の最大風速の度数分布（1964～1973年）

上記観測所毎の，10年間の東シナ海低気圧による最大風速の極値をみると，1～2月のいわゆる“台湾坊主”による強風は，九州南部各地および九州から山口県にかけての北部沿岸で観測されている。一方，3～6月の強風は揚子江河口付近から対馬付近を通り日本海へと発達しながら進む低気圧によって起り，西～南よりの風で，九州北部・山口県の内陸部および九州西岸の観測所で極値がでている。全般に島や海岸で強く，内陸部で弱い。

4. 東シナ海低気圧による九州地方の雨

一つの東シナ海低気圧に対して，最大何ミリの日降水量（9時日界）が降ったかを，最近10年間の287個の低気圧について調べた。観測所は気象庁関係の約300個所の密な観測網によっている。この結果，それぞれの東シナ海低気圧による日降水量の最大値は，第3図のようになる。月別にみると，2月を最少，夏が最多の年変化をしていて，寒候期の11～3月は10～100 mm，暖候期の4，5，9および10月は30～150 mmが多く，6～8月では大部分が70～200 mmである。しかし一方，冬季でも最多地点で100 mm をこえることが時々ある点注意を要する。

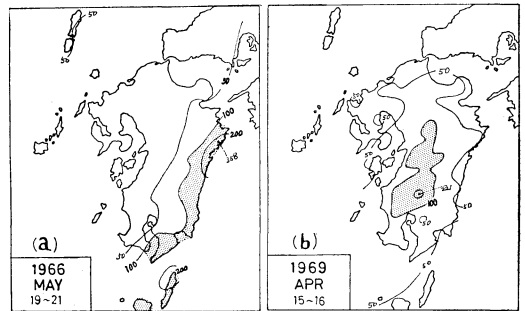


第3図 東シナ海低気圧による九州地方（山口県を含む）の最大日降水量の度数分布（1964～1973年）

さて、停滞する前線に発生する低気圧や低気圧通過後も前線が停滞し雨が続く場合には、停滞前線による雨と低気圧による雨とを区別できないし、南北に2つの低気圧が並んで進む場合などでは、どちらの低気圧による雨か区別しにくい。そこで問題を単純化するため、主として移動性高気圧の後面に単独の低気圧として発生したものに限定して、九州付近での低気圧通過場所別の大雨（一雨雨量）の出現地域を調べた。この結果、九州付近を通る東シナ海低気圧による多雨域は二つに大別できる。一つは下層の東よりの風による大雨で、九州南東の海岸部を中心に大雨となるタイプであり、もう一つは下層が南西風での大雨で、多雨域は広く、九州西岸から中央の山岳部に及ぶ。

東よりの風による大雨は笠村（1974）が詳しい解説を行っているので、詳細はそれにゆずるが、ここで概略について述べておく。起る時期は5月および秋季（10月を中心）になっていて、宮崎県沖合いで気温に較べ海面水温がかなり高くなり、対流不安定化および海面からの顕熱と水蒸気の供給なども関与して、これに下層の強い東よりの風が加わり、さらに地形上昇も加わって宮崎県東部を中心に大雨となる。高層風のパターンにより大雨域は多少変化するが、東シナ海低気圧が接近中の場合、対流圏下層は南東風、中層以上は南西風が吹くことが期待されるので、この場合は海岸部を中心に大雨になるタイプになる。実際にも東シナ海低気圧による東よりの風による大雨の場合はそうになっている。この場合の東シナ海低気圧の性質は、5月および秋季に東シナ海を北東進して九州に接近するもので、地上および対流圏下層に強い風を伴う場合であり、通る場所是对馬付近を通るものから九州南を通るものまでいろいろあるが、要するに上の条件を満たせばよい。この東よりの風による大雨の例を第4図(a)に示す。

下層南西風による大雨域は低気圧の経路に近い所に現われるが、九州北部から南部にかけて通るものでは、九州の西岸から中央の山岳部にかけて多雨域が現われる。



第4図 (a) 下層の東よりの風による大雨の例、1966年5月19～21日。
(b) 下層南西風による大雨の例、1969年4月15～16日。
陰影部は100mm以上の地域

低気圧の東側に吹込む下層の高温多湿の南西流が主役であり、梅雨の頃の大雨のタイプと似ている。九州南西の対馬暖流および黒潮の影響も多少雨量の増加に寄与しよう。この南西風による大雨の例を第4図(b)に示す。対馬周辺を通る低気圧による下層南西風による大雨は、対馬および五島地方を中心にした九州北西の海に囲まれた地域に起り、とり扱った例ではいずれも秋季であった。秋は東シナ海全域にわたり海面からの顕熱および水蒸気の供給が大きくなる時期でもあり、海洋部での雨量の増加と関連があろう。また、低気圧は発達しないものであり、影響も局部的であった。冬季のいわゆる“台湾坊主”による雨は、海から強風が吹きつける所（九州東部、九州北部など）で多かった。以上の例をみてわかるように、九州地方の大雨は、まわりの海況、九州の地形および対流圏下層の風向・風速と密接に結びついている。

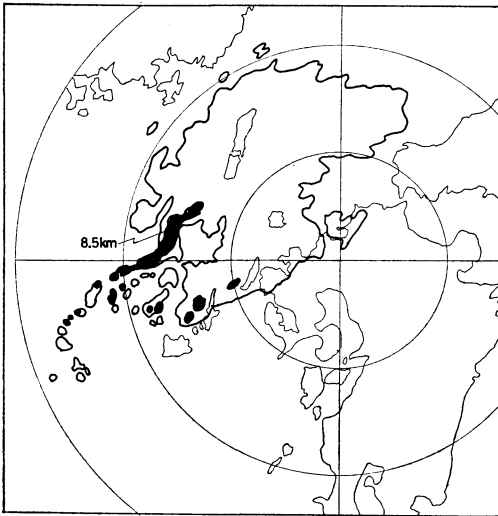
5. 九州西海上に発生した東シナ海低気圧のレーダーエコーと降水の状況

黒潮上の台湾北東方からの種子島付近・土佐沖にかけては、総観規模の低気圧発生についてのレーダーエコーが幾つか報告されているが、九州西方海上ではあまりない。レーダーの探知範囲内に発生する東シナ海低気圧が少ないことにも原因があろう。たまたま、九州西海上で発生して、九州に強雨をもたらした低気圧をレーダーで捕えた記録をみつけたので、発生直後の東シナ海低気圧による降水の例として、その概況をここで述べる。

この低気圧は、1966年11月6日9時に、上層の長波の谷の接近に伴い発生したもので、前日の21時には地上天気図では等圧線の形に、弱い谷がみられた程度であり天気も広範囲に晴れていたが、その後急速に天気は悪化

し、11月6日9時には低気圧が発生、その後九州南部を通り本州の南方海上を東進していった。

エコーは、6日04時30分には弱いエコーが散在していた程度であったが、07時30分にはうず状を呈し、その後もうずエコーはだんだん明瞭になると共に、うず中心付近のエコー頂高度も高くなり、全体のエコー領域も広がっていった。うず状パターンは10～13時が最盛期であった。このエコーパターンを第5図に示す。うずの中心は低気圧の動きにつれて南東に動いたが、九州西岸に上陸するころの16時頃から次第に不明瞭になった。



第5図 東シナ海低気圧発生時のレーダエコー、1966年11月6日09時00分、福岡レーダー、レンジマーカーは100 km ごと、弱エコーは太線のわく内、並エコーは黒い部分。

降水の状況は、うず状エコーの中心部付近から南～西側の対流性エコーに対応して激しいしゅう雨が降り、雷を伴っていた。雷雨域は九州西部が中心であり、特に九州西岸部では15～31 mm/hr の強雨が降っている。これに反し、山口県から九州東部にかけては、エコーパターンが北東部で層状に変っているのに対応するように地雨であり、強い雨はない。総雨量は、九州北西部で30～50 mm、これに反し九州東部では20 mm 以下であった。

6. 東シナ海低気圧による大雪

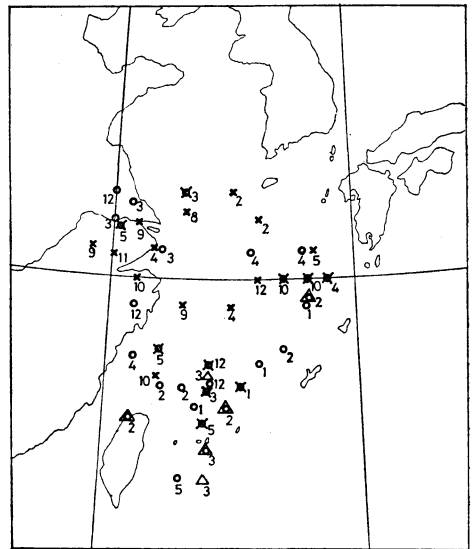
九州地方の大雪は、季節風によるものは時々起るが、低気圧によるものは少ない。九州地方を低気圧が通過する場合、おおむね雨になるので、なかなか深い積雪とはならないためであろう。しかし、最近10年間についてみると、低気圧による積雪の深さが30 cm 以上になったも

のが5回あり、非常に限られた特徴または条件のもとで起っていることがわかった。

第1の特徴は発生域であり、いずれも黒潮域に発生していて、特に台湾付近に発生したものが大部分である。第2には、低気圧の発生時期で、2月～3月中旬に起っている。第3は低気圧の経路であり、九州のかなり南方を通ることであり、沖縄本島・奄美大島付近を通るものが主となる。これは、低気圧の経路が北になると暖気流入のため雨となってしまう、あまり南を通ると降水量が少ないためであろう。第4は低気圧の発達であり、従って強い風を伴い、この結果、九州上空に著しい寒気の流入がある。第5は大雪域であり、大分県西部・熊本県北東部・宮崎県北西部のいずれも山間部、および九州北部の山岳部が主であり、平地では大雪になりにくい。第6には、特殊な条件であるが、山間部の気温があまり低い場合、たまたま雪が夜間に積ったため大雪になった例もあった。1968年2月14～15日の異常に発達しながら九州南岸をかすめて進んだ低気圧では、積雪が特に深く、平野部でも相当の積雪があったが、これはまれにみる特殊な例であろう。

7. 東シナ海低気圧の発生域と九州での強風、大雨、および大雪との関係

九州で顕著な現象をもたらした東シナ海低気圧の発生地点および発生月を第6図に示した。1～2月を中心の



第6図 九州地方に顕著な現象をもたらした東シナ海低気圧の発生地点(1964～1973)、○：強風、×：大雨、△：大雪、数字は発生月

冬期に、低気圧が発達し九州で強風があるのは、いずれも黒潮上に発生した低気圧である。また、3月と5月にも、同じ傾向の低気圧が時々現れる。一方、3月を中心に、揚子江河口から東シナ海北西部にかけて発生した低気圧で、強風を吹かせる一群がある。これら2群の発生域は、特に著しい強風があったものにしばると、さらに明瞭になる。

大雪を降らせる東シナ海低気圧の発生域は、前に述べたように、台湾北東方を中心とした黒潮域に限られる。

大雨を降らせるのは、暖候期は主として東シナ海中～北部に発生した低気圧であるが、寒候期では台湾北東方にもある。特に著しい大雨を降らせたものに対象をしばると、揚子江河口から東シナ海北西部、九州南西海上および台湾北東海上の3つの群に明瞭に分離できる。

8. あとがき

現在 AMTEX が大々的に行われているが、福岡管区気象台では、これに関連して、現時点までの研究結果および各種資料のまとめとして、東シナ海低気圧調査報告を現在作成中である。この中に、資料編としてまとめた事項の一部を基にして、このシンポジウムの報告を作成したものである。従って、九州地方だけでなく山口県も

対象に含まれていることを記しておく。

文 献

笠村幸男, 1974: 宮崎県における下層の東よりの風による大風の解析, 天気, 21, 193-202.

討 論

小柳(名瀬測候所): 秋に低気圧の発生が少ない。しかし、秋は海面との気温差が大きいので雲が発生しやすいといわれるが、それとの関係は。

山中: 低気圧を発生させるのは、第一は力学的条件だが、秋はあまりその条件が整っていないので発生しにくい。対流雲の発生は直接低気圧の発生ではない。

藤田(気象研): 東シナ海低気圧の月別発生数は1～6月まで一様に年平均3個位、冬1～2月、春4～6月も同じ位発生している。月別の違いは認められないか。

山中: 第一は力学的なものだが、1～3月は黒潮上の熱の supply がきいて発生していると思う。季節が進むと、3月頃からあとは海の影響はきいてくるが、冬季ほどはないようだ。5～6月は梅雨前線上の発生で、機構が別と思う。

551. 515. 1; 551. 558. 1

3. 東シナ海低気圧にもなる積雲対流*

二 宮 洸 三**

1. はしがき

東シナ海低気圧にもなる積雲対流については、次の二つの観点から興味がよせられるであろう。第一は、総観気象の立場から、低気圧の発達過程に対応する雲分布・エコー分布の特徴と変化に対する興味である。第二は、低気圧がどのように積雲対流をコントロールし、また逆に積雲対流がどのように自由大気中のエネルギー再配分を司さどり、低気圧の発達に影響するか、などの物理過程に対する興味である。

この報告では、主として解析的手法により、第二の問題を取上げる。

2. 東シナ海における積雲対流の総観的特徴

東シナ海域における総観的レーダー解析は、福岡管区

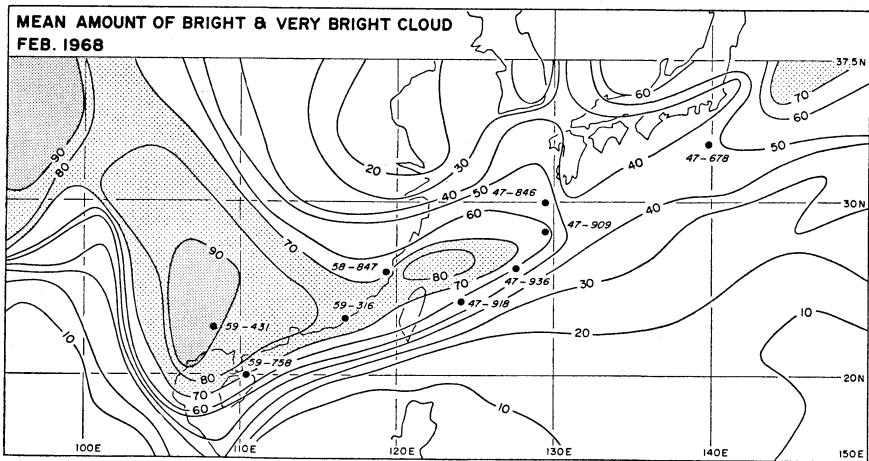
気象台・沖縄気象台の関係者により精力的に行なわれてきているが、ここでは紙面の都合で、紹介は割愛する。

この節では、以下の節 introduction として、若干の観測的事実を、手短かにのべておきたい。第1図は、気象衛星資料によって得た1968年2月の平均雲量分布である。中国大陸内部の極大雲域は層雲の雲域であるのに対し、南西諸島から本邦南岸に伸びる cloud zone は、対流雲よりなる。緯経度2.5度のます目について読みとった雲量の時系列データ(衛星の資料は1日1回である)を解析すれば、数日の周期をもって擾乱が、この cloud zone を通過することが示される。

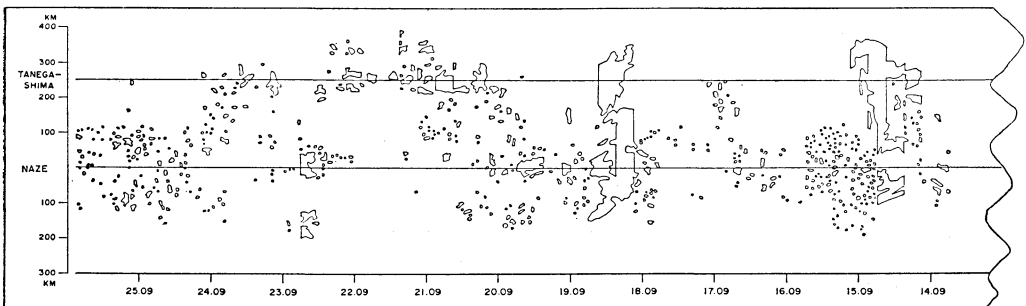
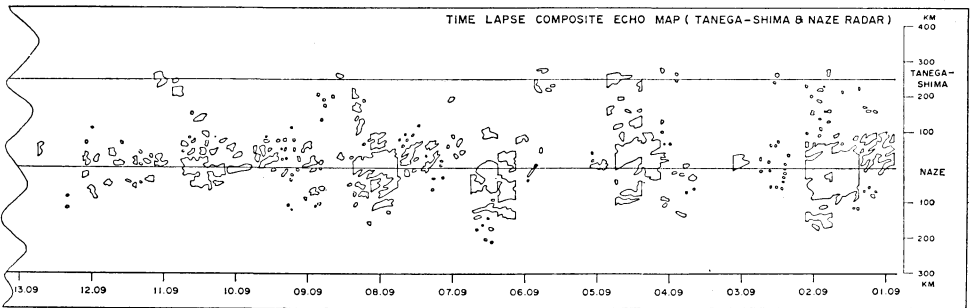
対流雲のより細かな観察は、レーダー観測によって可能となる。第2図は種子ヶ島・名瀬レーダー(04, 09, 15および21時)の PPI 写真(またはスケッチ)による“time lapse composite map”である。2ないし4日の周期をもって、まとまったエコー群(以下これをエコーク

* Cumulus Convection associated with East-China-Ses Cyclons.

** K. Ninomiya, 気象研究所



第1図 1968年2月の平均雲量分布 (気象衛星データによる)。

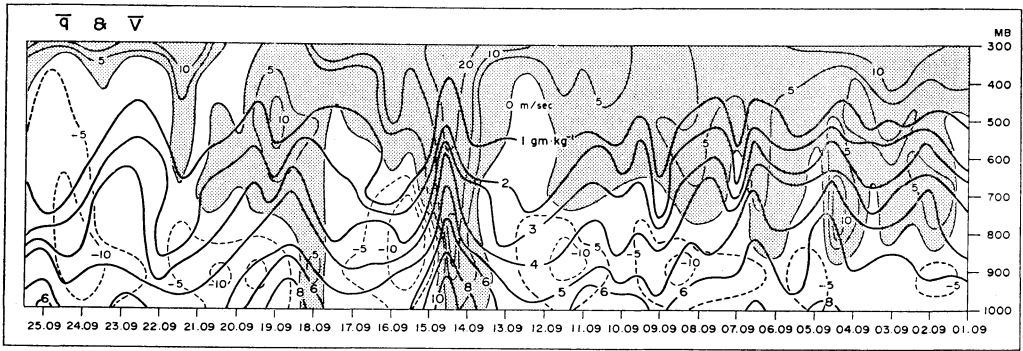


第2図 種子島・名瀬レーダーによる time lapse composite radar map

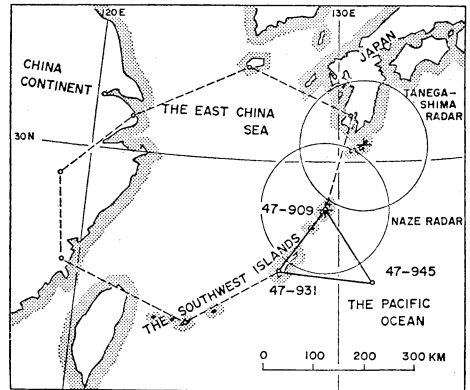
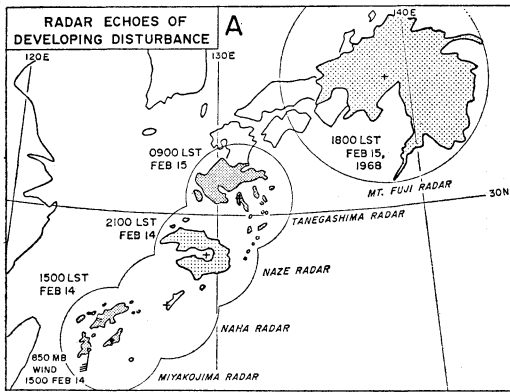
ラスターと略称する)が通過することが認められる。エコーラスターに対応する総観的状况をみるため、那覇・名瀬・南大東島の高層観測から求めた平均混合比 q と風速の v 成分の垂直時間断面図を第3図に示す。第2および3図の比較から、エコーラスターは、強い南風と混合比の増加をともなうことが観測されよう。

当然のことながら、time section 解析からは、発達過

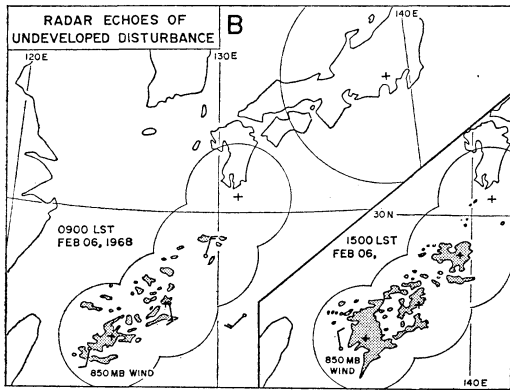
程は観察されない。それを見るには、総観マップで時間経過を追わねばならない。第4図A, Bはそれぞれ発達したエコーラスターおよび発達しないエコーラスターの時間的経過を示す。前者は著しい上層の谷にとまなわれた発達する低気圧のエコーラスターであり、後者は、帯状流の条件下に発生した中間規模擾乱にとまなうエコーラスターである。



第3図 那覇・名瀬・南大東島の高層観測から求めた、3点平均の q および v の垂直時間断面図。



第5図 定量解析に使用した高層観測ネットワーク



第4図 発達したエコークラスター (A) と発達しないエコークラスター (B) の時間変化。

角形内の熱力学的パラメーターと、積雲対流との状況を比較することによって、“小領域における積雲対流の熱力学的バルク特性”を明示することを目的とする。

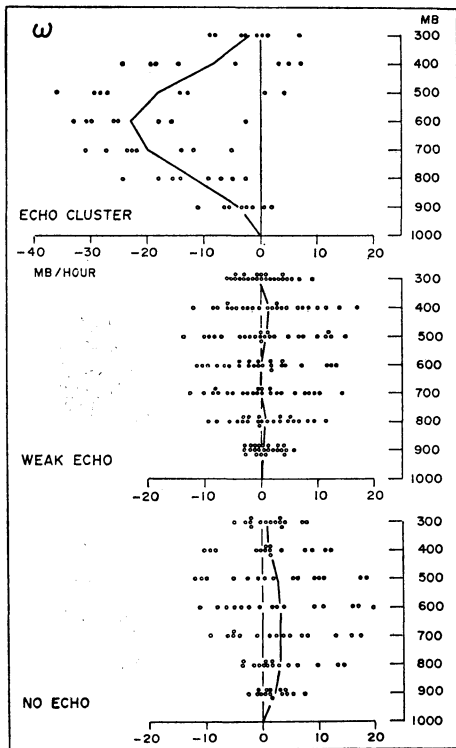
積雲対流の状況は、ここでは、下記の三つのカテゴリーに分類する；(1) エコークラスター、(2) 弱いエコー、(3) ノーエコー。(1) はまとまった強いエコーグループを、(2) は弱い(散乱またはライン状のものが多)エコーを、そして(3) は、エコーのない状況(エコーとしてはあらわれない積雲のあることもある)をそれぞれ意味する。

このエコーのカテゴリーに対して、この小領域内で計算された ω はそれぞれどのような差異を示すであろうか？それを統計的に示したのが、第6図である。一つの時刻についての div や ω の精度は問題であろうが、平均してみると、大きな差異は明瞭である。エコークラスターは中層の大きな上昇流(-20 mb/hour)によって、弱いエコーとノーエコーは、弱い下降流によって

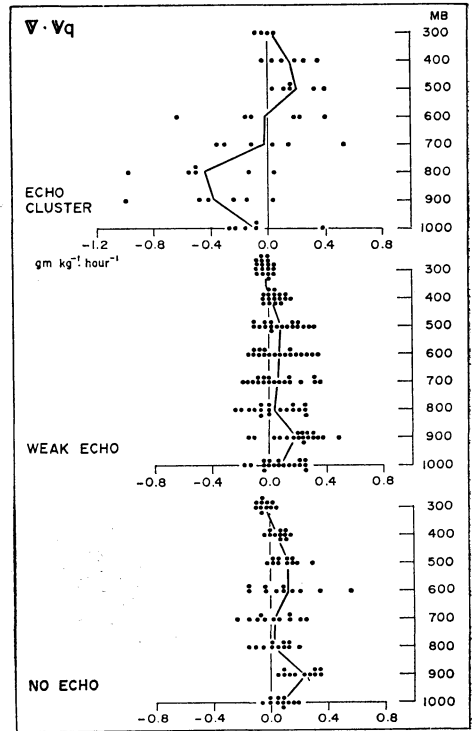
以上の1968年2月についての総観的状况を念頭においた上で、以下の節で、この要報の本論に進みたい。

3. 小領域における積雲対流のバルク特性

話の筋が前後するが、ここで解析のための観測点のネットワークを第5図にかかげる。この節では、小さな三



第6図 3種類のエコーのカテゴリーに対する ω の比較.



第7図 3種類のエコーのカテゴリーに対する $\nabla \cdot \mathbf{v}q$ の比較.

それぞれ特徴づけられている。エコークラスターの大きな上昇流を、小領域の大きな上昇流が対流活動を強化していると理解すべきか、あるいは、対流の上昇流が領域の平均上昇流となって表われていると理解すべきか、は問題であるが、おそらくは、その両方が事実のある半面なのであろう。

第7図は、エコーカテゴリー毎についての水蒸気フラックスの収束量 $\nabla \cdot \mathbf{v}q$ の統計結果である。ここでもエコークラスターは他のものとは異なった特徴的な性質を示している。すなわち、下層における、大きな収束である。この事実は、下層における湿潤な南風の収束(第3図参照)が、積雲対流群の発達をひきおこしていると解釈すべきものであろう。

同様な解析を今度は、温度と混合比の実質変化、

$$\frac{\delta T}{\delta t} = \frac{\partial T}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{v}T + \frac{\partial T \bar{\omega}}{\partial p} - \frac{R}{C_p} \frac{T \bar{\omega}}{p},$$

$$\frac{\delta q}{\delta t} = \frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{v}q + \frac{\partial \bar{q} \bar{\omega}}{\partial p}$$

(これらは、見かけ上の熱源または水蒸気源と呼んでも

よい量である)について行なって見る。その結果は、それぞれ第8図および第9図にかかがる。ここでも、三たび、エコークラスターが特徴的な性質をもつことが観察される。すなわち、中層における大きな正の $\frac{\delta T}{\delta t}$ (みか

け上の熱源)と大きな負の $\frac{\delta q}{\delta t}$ (みかけ上の水蒸気のシンク)によって特徴づけられる。この事実は、エコークラスターの領域では、大量の凝結による熱源のあることを示している。

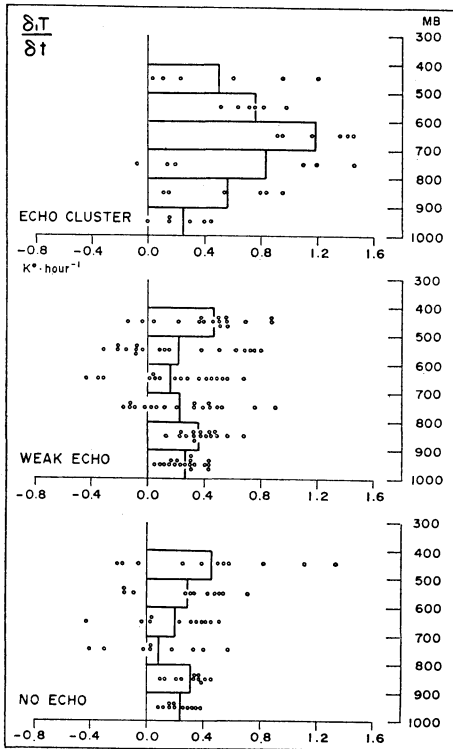
この節の最後を、各エコーカテゴリーについての、熱および水蒸気収支によって、しめくりたい。収支の関係式は、

$$\frac{1}{g} \int_p^{p_s} \left(\frac{\delta T}{\delta t} \right) dp + \frac{1}{g} (\bar{\omega}' q')_{p_s} - \frac{1}{g} (\bar{\omega}' q')_p = -M$$

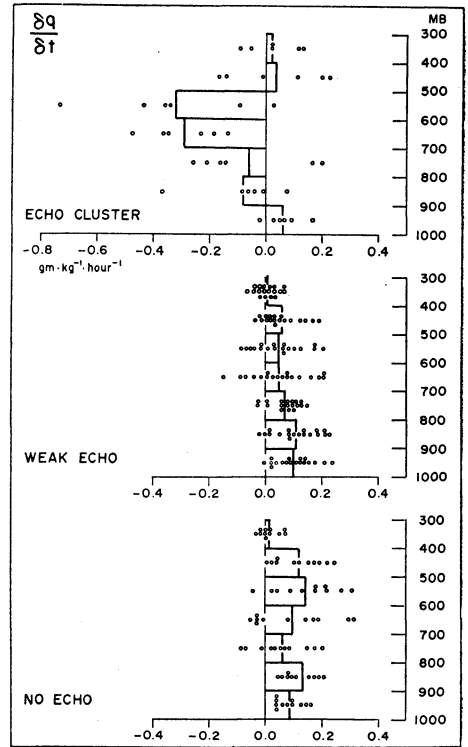
および

$$\frac{C_p}{g} \int_p^{p_s} \left(\frac{\delta T}{\delta t} \right) dp + \frac{C_p}{g} (\bar{\omega}' T')_{p_s} - \frac{C_p}{g} (\bar{\omega}' T')_p = LM$$

とかかれる。これらの第2項は、それぞれ海面からの蒸



第8図 3種類のエコーのカテゴリーに対する $\delta T/\delta t$ の比較.



第9図 3種類のエコーのカテゴリーに対する $\delta q/\delta t$ の比較.

第1表 3種類のエコーのカテゴリーについての水蒸気収支 (単位 mm/hour)

	$\frac{1}{g} \int \left(\frac{\delta T}{\delta t} \right) dp$	$-M$	蒸 発
エコークラスター	-0.7	-1.1	0.4
弱いエコー	0.4	-0.1	0.5
ノーエコー	0.4	-0.1	0.5

第2表 3種類のエコーのカテゴリーについての熱収支 (単位 1y/hour)

	$\frac{C_p}{g} \int \left(\frac{\delta T}{\delta t} \right) dp$	LM	顕熱補給
エコークラスター	85	66	19
弱いエコー	24	7	17
ノーエコー	21	5	15

発および顕熱補給量を意味し、第3項はp面を横切る水蒸気および顕熱の対流輸送であるが、対流層の上では、

消失する。凝結量 M は、直接降水量から評価する。(蒸発量および顕熱補給量は、残差項として求められる) この結果を、第1表および第2表にかかげる。注目すべき点は海面からの補給量がエコーの状況とは無関係にほぼ一定の値であることである。“弱いエコー”または“ノーエコー”の状態については、海面からの熱および水蒸気の補給量がほとんどそのまま全層の温度および混合比の実質的変化にかかわっているのに対し、エコークラスターの場合には、海面から補給された蒸発量の約2倍の水蒸気の収束量が大きな降水量をまかない、大部分の非断熱源となっている。

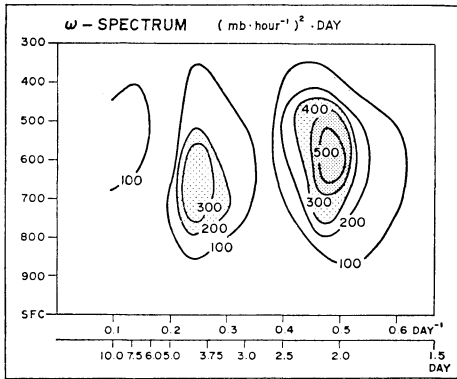
以上の結論は水蒸気の収束が積雲対流の活動をコントロールする最大の要因であり、海面からの補給は副次的であるとの印象を与えるが、これについては若干の註釈が必要であろう。多量の水蒸気の収束はいうまでもないが下層の湿潤な気団の収束によるものであって、その湿潤な気団は海面(考えている小領域をとりまく広範囲な)からの補給によって形成されたものである。

4. 東シナ海域の二種類の擾乱

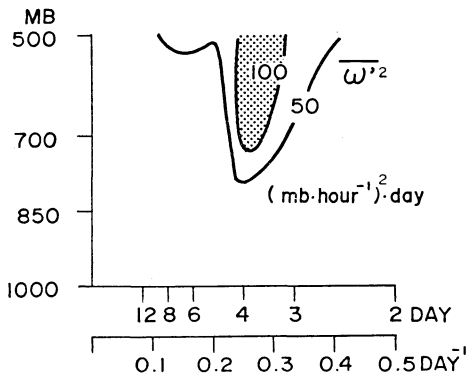
前節で“エコークラスター”とひとまとめに分類したが実は第2節でのべたように、二種類の擾乱にもなったものである。“エコーアンサンブル”としてではなく、擾乱として考えた時には、これらの区別は、もしつものならば、区別しておくことが望ましいであろう。

第10図は、小領域の ω をスペクトル解析した結果であって、明らかに、4日周期と2日周期の擾乱の存在を示している。前者は、波長4~5000 km の偏西風の谷にもなった低気圧であり、後者は、波長2000 km 程度(中間規模擾乱)の低気圧であり、比較的ゾーナルな流れの条件下に存在した。これらの擾乱の発達のメカニズム、力学的構造の差異については、他の講演者にゆずり、ここでは単に、これらの擾乱の存在のみにふれておく。

さて、解析される収束なり上昇流などの代表性(あるいは正当性)は使用する観測ネットワークと、擾乱のス



第10図 小領域における ω のスペクトル解析.



第11図 大領域における ω のスペクトル解析.

ケールとのかね合によってきまってくる。たとえば、同じ期間について、東シナ海という大領域で ω を計算し、そのスペクトル解析を行えば、第11図のごとく、短周期の擾乱は、消去され、4日周期の擾乱のみが、ピックアップされてくる。

次節では、この大領域(第5図の点線でかこまれた)における解析によって、総観規模低気圧と、積雲対流の関係をみることにしたい。

5. 東シナ海域の総観規模低気圧と積雲対流

解析の基本的な手法は、第3節におけるものと同様である。まず全期間について、 ω , $\nabla \cdot \mathbf{v} \cdot \mathbf{q}$, $\frac{\delta T}{\delta t}$,

$\frac{\delta q}{\delta t}$ など必要な熱力学的パラメータを計算する。

この場合、擾乱の周期性は、きわめて明瞭(第11図のように)なので、得られたいろいろな量を、4日の周期で重ね合せ、合成した分布を得ることが可能となる。

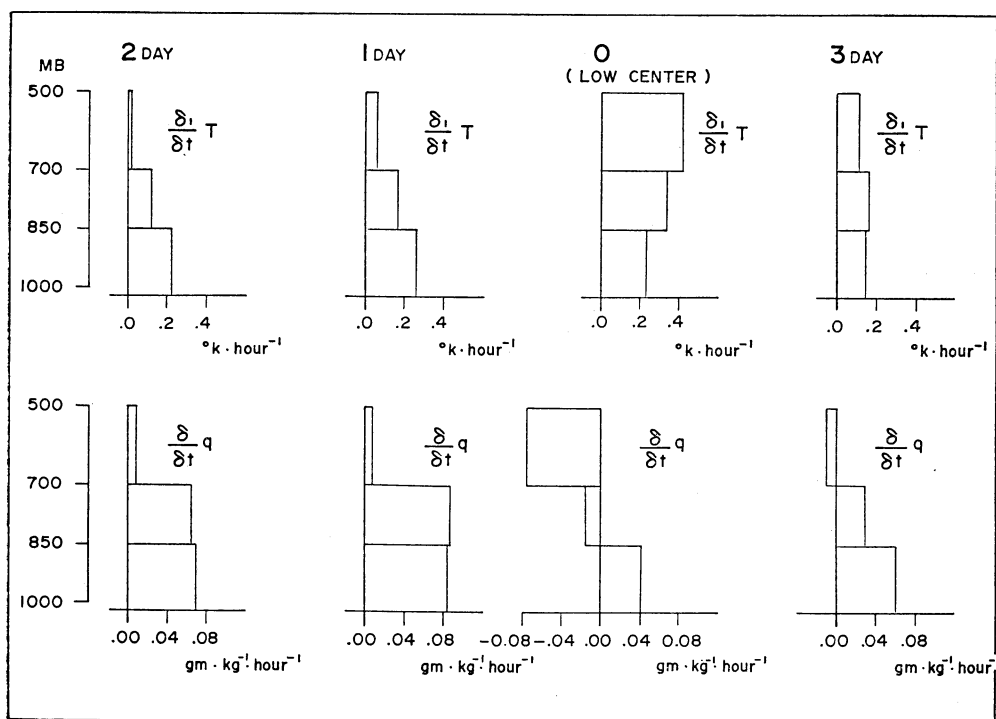
第12図はその一例で合成された、 $\left(\frac{\delta T}{\delta t}\right)$ および $\left(\frac{\delta q}{\delta t}\right)$

の垂直分布である。数字0, 1, 2, 3はそれぞれ、擾乱の中心通過時、1日後、2日後および3日後の状態を示している。

これらの資料から次のような説明ができるであろう；低気圧通過後の第1, 2日には、寒気吹出の状態であり、海面からの補給量は主として、下層大気の正の $\frac{\delta T}{\delta t}$,

$\frac{\delta q}{\delta t}$ となってあらわれる。第3日には、寒気吹出も、補給もともに弱まっている。低気圧通過時の状態は寒気吹出時とはまったく異質であり、強い南風の収束(図は省略)にもなった、中層の凝結と中層の非断熱熱源が特徴的である。

さてこのような、擾乱の通過に対応する熱・水蒸気収支の変化は、擾乱の発達に関してどのような物理的意味をもつものであろうか？ こまかい説明も、図も省略するが、この総観規模擾乱は東進の過程で発達する。その垂直構造は発達する傾圧波の特徴を示しているので、必ずしも非断熱的熱源の役割を必要としないかも知れないが、もう少し考察を加えることは必要であろう。この種の議論にはエネルギー収支の解析が有効なのであるが、一定の領域で開いた系として計算を精度よく行なうことは、むづかしい。そこでここでは、ラフな考察を行なうことにする。Smith-Horn (1969) によると、領域内の available potential energy の生成と、その運動エネルギーへの変換は、



第12図 4日周期の擾乱について合成した $\delta T/\delta t$ および $\delta q/\delta t$ の垂直分布。

第3表 $\left[1 - \left(\frac{p_r}{p}\right)^k\right] \left(\frac{\delta T}{\delta t}\right)$ と $\frac{R}{C_p} \frac{\omega T}{p}$ の評価
(単位は $k \cdot \text{hour}^{-1} \times 10^{-3}$)

	$\left[1 - \left(\frac{p_r}{p}\right)^k\right] \left(\frac{\delta T}{\delta t}\right)$	$\frac{R}{C_p} \frac{\omega T}{p}$
500-700 mb	0.7	-0.5
700-800 mb	0.1	-0.6
850-1000 mb	-0.4	-0.2

$$G = \frac{1}{g} \int_{\sigma} \int_p \left[1 - \left(\frac{p_r}{p}\right)^k\right] Q dp d\sigma, \quad C = \int_{\sigma} \int_p \omega adp d\sigma$$

とかかれる。Q, σ , p, p_r は非断熱熱源、面積素分、ある等温面の気圧と、その reference pressure を示す。C は、擾乱が構造的に保有する傾圧性を表現し、G は、非断熱効果を表現している。G と C を比較することは、 $\left[1 - \left(\frac{p_r}{p}\right)^k\right] \left(\frac{\delta T}{\delta t}\right)$ と $\frac{R}{C_p} \cdot \frac{\omega T}{p}$ を比較することと同等である。この計算は本来領域について行なうものであるが、それを合成垂直断面図上において行なうことで代用する。その結果を第3表に示す。対流圏中層でのGの値は、Cをうわまわるほどでありこれは下層の水蒸気の

収束にともなう擾乱中心近傍の潜熱の放出による非断熱の熱源の発達に対する効果もかなり重要なことを示している。

6. むすび

東シナ海低気圧と、それにともなう積雲対流との相互関係を主として解析的・観測的立場からのべてみた。わかった点もあり、わからない事も、もちろん多い。残された問題はこれから AMTEX のデーターの解析によって少しずつ明らかにされることを期待したい。

本稿は、すべて下記の筆者等が AMTEX 予備研究として1968年2月について行なった解析の報告からの引用である。必要な文献は、そのなかを示してあるので、ここでは紙面の都合で省略させていただく。

文 献

- Ninomiya, 1973: Variation in the heat energy budget over the East China Sea associated with the passage of wave cyclones in February 1968. J. Met., Soc. Japan. 51, 435-449.
- Ninomiya and Akiyama, 1973: Satellite and radar observational study of the wave disturbances over the east coast of the Asian Continent in

February 1968, J. Met. Soc. Japan, 51, 497-500.

Ninomiya and Akiyama, 1973: Characteristic features of cloud and echo distribution and their temporal variation over the east coast of the Asian Continent in February 1968 as revealed by satellite and radar observations., Pap. Met. Geoph, 24, 357-378.

Ninomiya, 1974: Bulk properties of cumulus convections in the small area over kuroshio region in February 1968., J. Met. Soc. Japan, 52, 188-203.

討 論

斎藤(気象大): 図で示した小さい三角形の中で, echoの状態によって分類がなされている. heat source は凝結によるものと判断して, その高度分布をのべ, echo cluster についてのべられたが, echo top との関連はどうか.

二宮: RHI を使っていないので良く判らないが, 大対対応している. エコスケッチからは5~6 km の高いエコーもある. 途中説明をはし折ったが, large scale の heat source は, すなわち condensation による熱の放出によるものであるとはいえない. 見かけの heat source というのは, その中における本当の発熱+eddy の vertical な transport の ρ 微分ではいって、このような解析からは即座に分離できない. しいて分離しようすれば, ある種の対流モデルを念頭におかないと分離することはできない. 厳密にいうと, 即対応するとは, 申し上げられないが, 気柱全体を積分すると1対1に対応する.

橋本(神戸海洋気象台): 今の話聞いて, 要するに低気圧の形成には heat flux とは直接結びつかないで, むしろ下層の convergence が役割を果している. また, AMTEX の話を聞くと, 季節風の吹き出しの段階において heat flux が大きいことを述べた. 尾崎さんの話にもあったように, 季節風吹き出し後の次の段階の高気圧のかぶりタイプのとき低気圧が発生する. このように heat flux が上から下に向かっていて場の中で低気圧が発生している. 変質の度合と低気圧の発生との関連はどうか.

二宮: trajectory を念頭におかれて, 気団が変質しつつそこに到着する概念と思われる. その事についてはお答えすることはできないが, 限られた domain で解析している以上, 条件付き不安定にある大気が準備されておればよいのであって, どのように準備されているか, という process については話はまた別である. 熱の flux を定義するとき, mean motion による下向きの flux もあり, scale を限定すれば eddy の flux もあり, どの scale の運動にあわせて調べるかは各研究者によっても異なる. お互に使っている flux の定義が同じではないような気がする.

小沢(気象研): clusterの発達する段階と発達しない段階の構造はよく理解されるが, 蓄積されている内容というのは, どのように理解されているか, 一般にそれが trigger といわれているように, 低気圧の発生段階ではどうなるのか.

二宮: 低気圧が通り過ぎたあと, 洋上をいろんな所から空気が流れてきて, surface や境界層から熱や水蒸気を補給されると, それが解消されない限り増加する. それを蓄積という, と理解されたい. trigger とは何かということについて, 浅井さんがあとで述べる不安定理論で説明されると思うが, 自然現象をみる場合に, 原因と結果を直接に結びつけるのはあまりよくない. どれが trigger とか原因だとかではなく, 実際におこっている過程をはっきりさせることが大事である.

木村(鹿児島地方気象台): 2月8日の例の場合, 積雲対流があまり発達しなかったのは上層の谷が対応していなかったということであるが, 谷というのは系統的に追える谷のことをいっておられるのか. 東シナ海では下層から急に発達する谷がある. 180度より西にあった谷が次第に閉塞して, そこにももとの谷があったような形に変化している形もある. このような事を考えると, これは対応がないから発達しなかった, といわれるその谷は, 西から来たのか, その場でできたものか.

二宮: その通りで, 私は因果関係を述べたのではない. 500 mb の天気図をみた上では, 顕著な谷は伴っていなかった, ということである. trough が在ったとか無かったとかいった1対1の因果関係をいったのではない.

4. 数値モデルによる東シナ海低気圧の予報*

岡村 存**

1. まえがき

はじめに数値シミュレーションによって東シナ海低気圧の発生、発達予想がどの程度なされているかを示し、つぎに実際の低気圧の発生機構や特徴をシミュレーションをおおしてみたいと思う。もちろん、これらの結果は用いた数値モデルに左右される点があるから、ただちに信ずるわけにはいかないという見方もできる。しかしながら、一方では、いかなる理論も最終的にはシミュレーションなどによる定量的チェックを必要とすることも事実であるから、たとえば傾圧不安定波のようなよく知られた現象についても、モデルの結果と実際を比較することは今日でも十分意味があると思われるし、このことは他のより複雑な機構を論ずるための前提とも考えられる。このような見地から東シナ海低気圧の実例を二、三まとめて紹介する。これから低気圧の特徴をつかんでいただければ幸いである。

2. 数値モデル

用いた数値モデルは気象庁ルーチン・モデルの一つ、6層ファインメッシュ・プリミティブ・モデル(6L-FLM)である。計算領域は日本を含む極東の狭い範囲内に限られているが、格子間隔は152.4 km とかなり密になっている。ここではモデルの詳しい説明は省略するが、以下の議論に関連しそうなところは簡単に述べておこう。

まず、海面からの顕熱および水蒸気の補給はいわゆるバルク法によってつぎのように与えられる。

$$H = \rho C_d C_p V_m (T_s - T_a)$$

$$W = \rho C_d V_m (q_s - q_a)$$

ここで、 H 、 W はモデルの最下層に与えられる顕熱および潜熱のフラックス、 ρ 、 C_d 、 C_p 、 V_m 、 T_s 、 T_a 、 q_s 、 q_a はそれぞれ大気密度、抵抗係数(大気の安定度と風速によって 10^{-4} から 2×10^{-3} まで変りうる無次元量)、定圧比熱、最下層の風速、海面の水温と気温、海面の飽和比湿と大気の比湿である。

つぎに、大気中でおこる非断熱過程として、

1) 過飽和水蒸気はただちに凝結して雨となり系外に去り、その際発生した熱はそのまま各層に与えられる。

2) 対流の取扱いは対流調節法による。ただし、調節の基準となる温度減率 Γ_c は相対湿度 r が50%以上の場合、

$$\Gamma_c = \Gamma_d(2-r/50) + \Gamma_w(r/50-1)$$

そうでない場合は、

$$\Gamma_c = \Gamma_d$$

とする。ここで、 Γ_d 、 Γ_w は乾燥および湿潤断熱減率である。

が、モデルの中に組み込まれている。降雨に関連したこれらの取り扱い方はかなり粗いものであるから、この効果を調べる場合には特に注意を要することはいうまでもない。

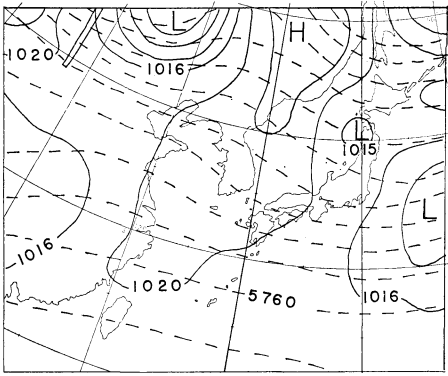
2. 例1 (1974年2月18日)

これは低気圧発生の一例として掲げた。初期には少なくとも地上気圧パターンにまだ低気圧らしいものは見当たらないが、24時間後にはモデルの計算結果と実況はともに明瞭な低気圧の発生を示している。モデルによって計算された降水量は図に示されたように最大18 mm ではほぼ実際に近いものと推定される。一方、海面から与えられる顕熱の補給量はこの例では大きいところで100 ly/day 程度、水蒸気の補給量は大きいところで、300 ly/day であった。低気圧の生成に寄与したとみられる降水による加熱量は、平均的に10 mm の降水量とみれば、約600 ly/day となるから、これは明らかに海面からの顕熱補給量を大きく上回っている。また、海面からの水蒸気の補給量よりも降水量のほうが大きいから、降水を持続させるためには他の地域からの水蒸気の移流が必要なることも明らかである。

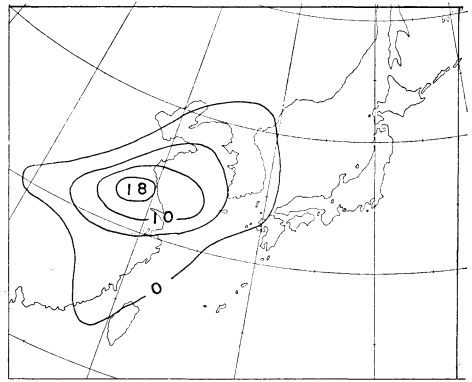
では、降水による加熱効果が低気圧生成の主要因であるといえるであろうか。答えは否である。理由はこの程度の降水量の影響だけではとうてい低気圧の生成発達を説明できないこと、発生したじょう乱の構造が明らかに傾圧波の特徴を示していることなどである。ただし、この例にみられる傾圧波の発達の様子は、無限小振幅のじ

* Numerical Prediction of East-China-Sea Cyclons.

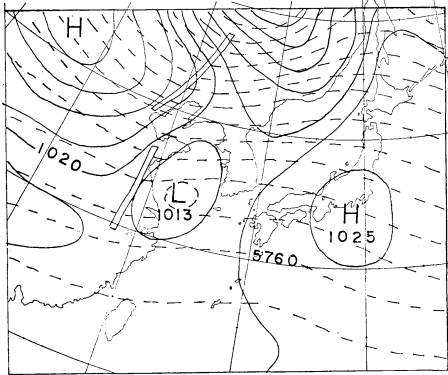
** Y. Okamura, 気象庁予報部電子計算室(現庄, 気象研究所)



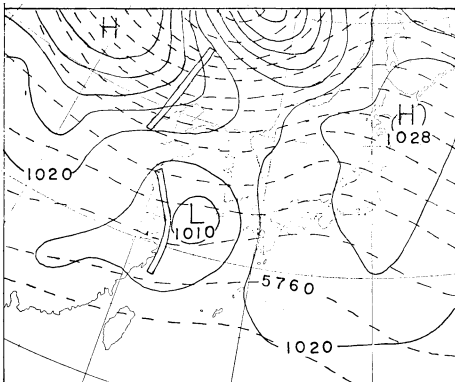
第1図 地上気圧と500 mb 高度 (1974年2月18日 00Z, 実況)



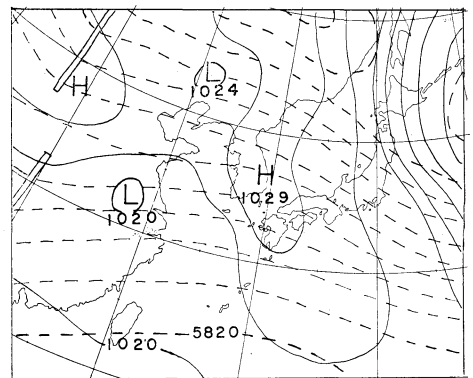
第4図 24時間降水量 (モデルによるもの)



第2図 地上気圧と500 mb 高度の24時間予想図 (実況は第3図)



第3図 地上気圧と500 mb 高度 (1974年2月19日 00Z, 実況)

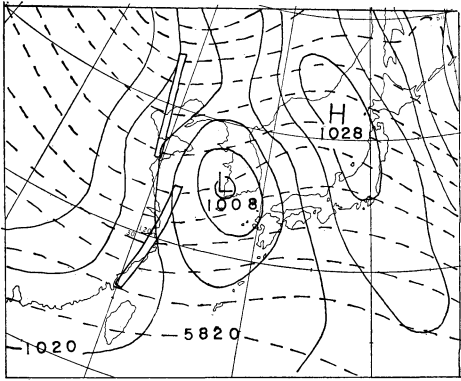


第5図 地上気圧と500 mb 高度 (1974年1月20日 00Z, 実況)

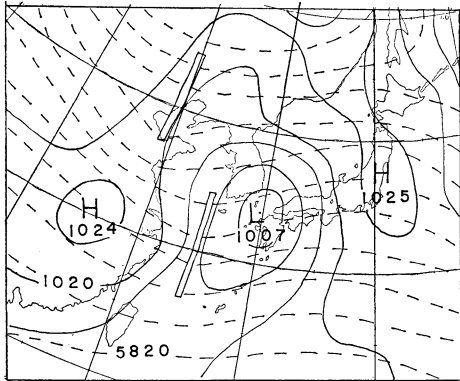
ょう乱が単純な形で増大していくという教科書によくみられるような過程を示さない。むしろヒマラヤの北方を経由したじょう乱がまず発達段階に達し、その後上層トラフの背後の寒気が極端に南下することにより南方に新しいトラフの生成発達をうながすという形態をとっていることに注目したい。このことは、まず北方流の中で傾圧不安定の波が発達し、その結果として南方との傾圧性が増大するとともにその中のじょう乱が発達していくというやや複雑な様相を呈しているといえるであろう。これはあるいは東シナ海低気圧の特徴といえるかもしれないくらいである。

4. 例2 (1874年1月20日)

これはすでに大陸で発生した低気圧が急速に発達していく例である。このじょう乱は初期状態からすでに傾圧波の様相がうかがわれ、それがさらに時間とともに強化されるといった経過をたどっている。この場合の傾圧性の増大は、例1にみられるのと全く同様に北方トラフの



第6図 地上気圧と500 mb 高度の24時間予想図
(実況は第7図)



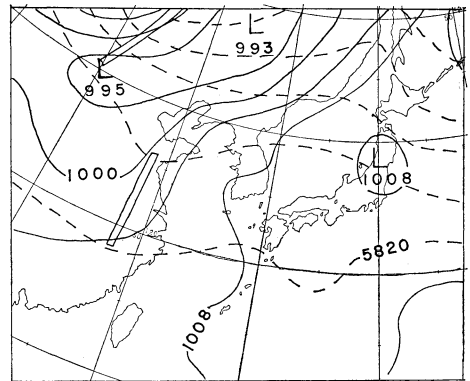
第7図 地上気圧と500 mb 高度 (1974年1月21日
00Z, 実況)

影響が無視できないようである。このような南北両トラフの影響によって南方じょう乱が急速に発達したものとみられる。

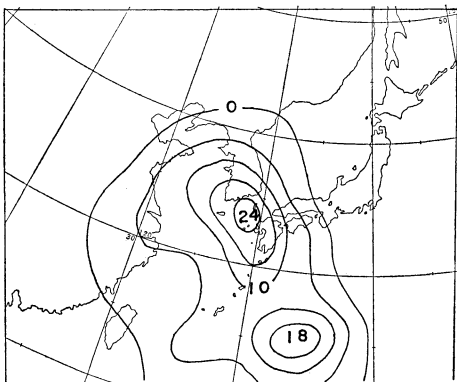
つぎに、この場合の海面からの顕熱補給量は最大 200 ly/day, 水蒸気補給量は 300 ly/day 程度であり, これらはモデルによって計算された降水による加熱量に比べてかなり小さい。したがって, この低気圧の発達に寄与している熱的要因はほとんど降水による加熱効果だけとみてさしつかえない。しかも, この効果は, 例1の場合よりも大きいので無視するわけにはいかないが, それでもなお大気の傾圧性の効果に比べれば量的には二次的要因とみるべきであろう。

5. 例3 (1974年6月16日)

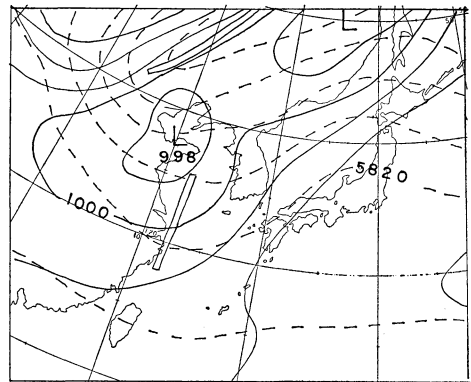
これは低気圧発生のもう一つの例であり, シミュレーションとしては失敗した例として掲げた。図示されたように, 済州島付近に発生した低気圧は全く予想されてい



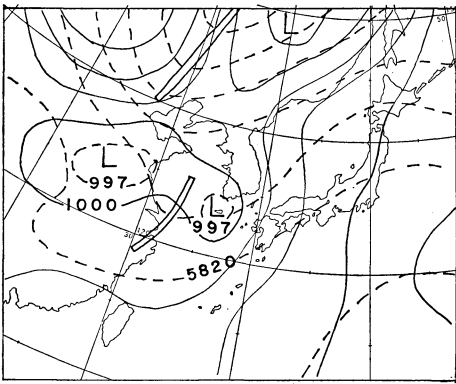
第9図 地上気圧と500 mb 高度 (1974年6月16日
00Z, 実況)



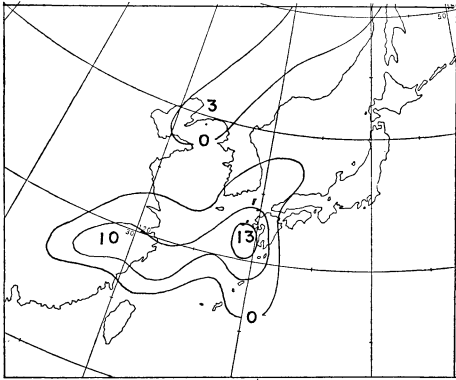
第8図 24時間降水量 (モデルによるもの)



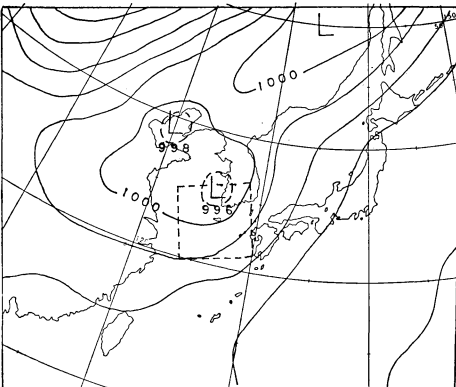
第10図 地上気圧と500 mb 高度の24時間予想図
(実況は第11図)



第11図 地上気圧と500 mb 高度 (1974年6月17日 OOZ, 実況)



第12図 24時間降水量 (モデルによるもの)



第13図 降水による加熱効果を加えた計算結果 (実況は第11図)

ない。しかしながら、500 mb の予想図をみると、じょう乱に対応したトラフの予想はかなりよくなされているから、上層の流れの状態はほぼ予想できているものとみてよい。問題は地上パターンの予想がなぜ悪いかという点にある。

ところで、モデルによって計算された降水量は、定性的には上層トラフに対応して上昇流の地域に認められるが、量的には最大13 mm 程度になっている。東シナ海域の降水量は正確にはわからないが、九州、四国の状況から推定して実際には50 mm 前後の降水があったものと考えられる。したがって、モデルの計算値はかなり少な目になっており、このことが地上の低気圧発生を不可能にしているおそれがある。もしそうであれば、モデルに組み込まれた降雨機構、おそらくは対流のパラメタリゼーションにまだ不十分なところがあるとみてよい。しかし、ここではこの問題にはふれないで、もし実際に近い降水があったとしてそれに相当する熱量を大気に強制的に与えたら結果はどうなるかを調べてみた。

第13図にその結果が示されている。図中の点線で囲まれた地域内で一様に30 mm の降水量に相当する熱量を500 mb 以下の層に加えた。その結果、図のような低気圧の発生がみられた。このことから、この例のような場合には、低気圧の発生には対流などの降水現象の効果が不可欠の要因とみてきつかけないようである。一方、上層の流れのパターンについては、降水による加熱量の違いから生ずる差はほとんどみられなかった。いかに多量の雨が降ろうとも、上層の流れを変えるほどには達しないということかもしれない。

ところで、このような例では降水の加熱効果が低気圧発生的主要原因とみてよいかという問題はかならずしも簡単でないようである。加熱効果は確かに無視できない一要因ではあるが、一方、これだけで低気圧が発生するわけもなく、一般に大気の流れの状態との関連によって生成されたりされなかったりすると考えられるからである。しかも、この例にみられるように、じょう乱に対応した上層のうずはすでに初期状態から存在しており、これが地上の低気圧発生に十分寄与していることは疑う余地がない。また、上層の流れの状態は降水の影響によって左右されるよりもはるかに力学的要因によって変化するのが普通であるからである。なお、この例でも海面からの顕熱補給量はごくわずかで、これが低気圧発生に寄与しているとはどうも考えられない。

6. むすび

このほか、東シナ海低気圧にはいろんな型のあるものと想像される。たとえば、もっと南方海上にできる台湾坊主については何もふれなかった。しかしながら、低気圧発生の大よその様子は上述の三例にみられるものと大差ないように思う。要は傾圧不安定性と降水の加熱効果とがどのように組み合わせられているかによって発生の仕方に多少の差が生ずるものとみてよいであろう。

最後にぜひ指摘しておきたいことがある。近海に顕著な黒潮暖流があることから、ただちにこれが東シナ海低気圧の発達に寄与しているかのごとく考えるのは間違っているらしいことである。少なくともシミュレーションの結果は否定的である。また、この海域からの蒸発がただちに湿潤な気団を形成して対流活動を活性化させるといような考え方も、すでに述べた結果から判断してきわめて疑わしいといわざるをえないようである。

討 論

粕谷(福岡航空測候所): ω の影響で低気圧ができる場合に、潜熱はどの層が最も大きいのか。

岡村: 対流圏の 500 mb 以下である。

粕谷: 二宮さんの話にもあったように 700 mb とか 600 mb とかの中層にあるのではないのか。

岡村: そうです。下だけではなくて、少なくとも 500 mb までは影響があると思う。

中島(福岡管区気象台): 今の例は黄海南部の低気圧についてと思われる。北緯30度より北では電計の精度は良いが、それ以南では精度は落ちると思うが、どうか。

岡村: 南の方は一般的に精度が落ちる。その理由は解析自体が悪いということと、boundary の値を地衡風モデルで計算している、という影響もある。東シナ海に限らず、南の方は一般的に精度が落ちる。

551, 515, 1; 551, 513, 1

5. 中間規模低気圧の発達機構について*

浅井 富雄**

1. はじめに

通常の温帯性高低気圧は上層偏西風帯の波動と不可分で、水平波長 5000 km 前後のものが最も発達し易い傾圧不安定波動として理解されている。一方、集中豪雨雪その他の局地的気象現象を伴う高低気圧は 100 km オーダのスケールのもので中規模じょう乱と呼ばれている。東シナ海低気圧はしばしば上記通常の温帯低気圧に比してかなり規模は小さく、しかしながら中規模のそれよりはるかに大きい 1000 km 程度のものである。最近このような規模の低気圧は中間規模低気圧と呼ばれている。この区別や名称が妥当なものであるか否かはその低気圧の物理像がもっと明らかになって後判明することである。中間規模低気圧についてはすでに、新田尚「中間規模じょう乱の発生と発達」, 天気, 18, 273-289, 時岡達志「中間規模じょう乱の不安定理論」気象庁技術報告, 86, 84-97; 相原正彦「中間規模じょう乱と積雲対流の熱効果」, 気象庁技術報告, 86, 98-121 などの総合報告があるので、ここでは重複を避け、別の観点から中間規模低気圧

について考えてみることにする。

気象じょう乱の物理像を描く際、最も基本的なものは次の三つの事柄であろう。まず第一に、じょう乱が発生・発達するに必要なその運動エネルギーは何から如何にしてもたらされるのか? すなわち、エネルギー源とその変換過程である。第二に、そのようにして発生・発達したじょう乱の三次元構造は如何? 最後に、そのじょう乱の空間的・時間的スケールは如何ほどかなどである。じょう乱の構造は熱や運動量などの輸送を、したがってまたエネルギー変換を制御し、それら輸送量の相対的大きさはじょう乱のスケールや構造に関与する。すなわち、これら三つの事柄は、お互に密接に関連しながらじょう乱の物理的性質を決定しているのである。

東シナ海低気圧の発生・発達域とその時の特徴は、(1) 水平気温勾配が大、したがって風の鉛直シアーも大きい。(2) 水平シアーが大きい。これは鉛直シアーと組み合わせられているのが普通で前線帯の特徴である。(3) 海面水温が気温より高く、また下層での積雲対流が活発であることなどである。これらの特徴はしばしば同時に伴われ、お互の因果関係は明瞭でないが、これら各々の典型的な状況下で期待されるじょう乱の性質を上述の観点か

* On Mechanisms of Development of a Medium-scale Cyclone

** T. Asai, 東京大学海洋研究所

ら簡単にふれてみよう。

2. 傾圧不安定

南北に気温勾配のある西風帯状流に南北にゆれる波動じょう乱を重ねると、まず南から北へ向かう暖気移流と北からの寒気移流が生ずる。じょう乱に伴う南北速度成分を v' 、温位を θ' 、 $\bar{\theta}'v' > 0$ 、すなわち熱を南から北へ運び、その結果南北の気温勾配が減じ、南北気温勾配のもつ帯状平均位置エネルギー (\bar{P}) を減じ、東西方向の気温じょう乱に対応する位置エネルギー (P') に変換する。運動がほぼ地衡風とすれば、等圧線パターンに対して等温線パターンがほぼ $1/4$ 波長だけその位相が西に遅れ、正の温度風渦度がトラフへ、負の温度風渦度がリッジへ輸送され、気圧じょう乱はさらに強化される。この位相のずれはまたトラフヤリッジを高さと共に西の方へ傾むけ、気圧パターンと気温パターンのこのような位相のずれが続く限りじょう乱は発達する。やがてそれらのパターンが同位相（閉塞）となって減衰に向かう。この過程は純水平運動（あるいは中立成層の場合）を考える限り波長の短いじょう乱の発達率がより大きくなるが、通常、運動は純水平ではなく、かつ静力学的に安定な成層をしているから、水平運動の他に鉛直運動の効果も考慮されねばならない。南風に伴って上昇流、北風は下降流を伴い、それらの温度変化に対する効果は水平移流によるものと逆である。波長が短い程鉛直流の効果が大きくなりその安定化作用が水平移流の不安定化作用に卓越することがある。一方、温位の水平勾配が大きく、鉛直勾配が小さくなれば—Richardson 数が小さくなれば—水平移流の不安定化作用が鉛直移流の安定化作用にうちかち易くなる。これらの両者のかね合わせで卓越じょう乱のスケールがきまるであろう。

中緯度対流圏の平均状態における Richardson 数は $10 \sim 100$ であり、そのときの卓越波長は、 $5000 \sim 6000$ km である。Richardson 数が小さくなるにつれ卓越波長は短くなり、また増幅率も大きくなる。Richardson 数が 1 のオーダでは 1000 km 程度のいわゆる中間規模の卓越波長が得られ、またその振幅が e 倍になるに要する時間はほぼ 10 時間である。しかしながら、Richardson 数がさらに減少し、 1 よりはるかに小さくなくても前述の卓越波長はほとんど変らない。この場合には、じょう乱の一般流に直角な方向、すなわち南北方向のスケールや非地衡風成分も考慮に入れねばならなくなるであろう。そして、この時一般流に平行な方向には波長が長く（無限大）直角方向に短い、いわゆる軸対称型（円形渦の）不安定と

呼ばれる longitudinal モードのじょう乱が卓越する。そこでは運動量の鉛直輸送に伴う一般流の運動エネルギー (\bar{K}) からじょう乱の運動エネルギー (K') への転換が重要になる。

3. シアー不安定

流れが一様でない場合、シアーのある流れのもつ運動エネルギーの一部がじょう乱を発達させるに必要な運動エネルギーに変換されるいわゆる慣性不安定あるいはシアー不安定とも呼ばれる不安定が発現し得る。水平気温勾配の大きな前線帯では風の鉛直シアーのみならず水平シアーも大きく、上述のシアー不安定が期待される。その顕著な例としての不連続面ではシアー不安定の発現することおよびその気象学的意義は北欧学派の前線波動論以来周知の事柄である。じょう乱の波長が短いとき、シアーによる不安定化作用は重力による安定化作用より効果的でそのじょう乱は発達する。この型の不安定は Kelvin-Helmholtz 不安定と呼ばれるものでその卓越波長は非常に短く、普通 1 km のオーダの大きさのものである。一方、じょう乱の波長が長くなると、運動はより水平に近づき重力の安定化作用に対して水平シアーの不安定化作用がうちかち (Rayleigh 不安定)、さらに波長が増大すると地球自転の慣性力による安定性が有効となり、結局、 1000 km 程度の波長のじょう乱が卓越し得る。この場合、運動量の水平輸送に伴う一般流の運動エネルギーからじょう乱のそれへの転換が見られる。この北欧学派の前線波動論はその後改良され、シアー不安定のみならず傾圧不安定も見出され、Richardson 数を用いてそれぞれ卓越する不安定じょう乱が区別されている。傾圧性とシアーの効果が組み合わさったものが中間規模じょう乱の発達により適合するのではないだろうか。

4. 第二種の条件付不安定 (CISK)

条件付不安定な熱帯大気において、湿潤な対流圏下層での水平収束により多数の対流雲が発生し、それに伴って水蒸気の潜熱が解放され、大気は加熱されて下層の低気圧を強め、大規模じょう乱を組織化するという対流雲と大規模じょう乱の相補作用による不安定化が生ずる。この不安定機構は第二種の条件付不安定 (Conditional Instability of the Second Kind) と呼ばれている。この不安定機構は熱帯性低気圧はもとよりその他のいくつかの熱帯じょう乱の発生・発達に重要な役割を果しているという説もある。

大陸上の乾燥した寒冷氣団が暖い東シナ海上に流れ出

すとき、湿潤な条件付不安定気層が対流圏下層に形成され、この熱帯貿易風帯に類似した状態が大きな水平気温勾配のうえにかさなる。傾圧不安定過程に CISK の機構がどのように関与するのであろうか。

5. おわりに

東シナ海低気圧の発生・発達機構は傾圧不安定過程に対流過程 (CISK) がどのように関与するのか？ シアー不安定性はどういう役割を果たすのか？ すなわち、東シナ海低気圧の発生・発達はこれらの過程のどれが卓越するか、あるいはどれとどれの組合せまたは相補作用によって実現するか、その相対的重要性は発生段階と発達・成熟段階で異なるのか？ これらの解明には定量的解析と理論数値モデルとの対比が不可欠であり、現在、南西諸島海域で進行中の GARP 副計画としての気団変質実験 (AMTEX) もそれを狙いの一つとしている。

討 論

廣田 (京大・理) : 一つは不安定性をもたらす力学的原因としては、温度の南北傾度と、vertical な成層状態があって、そこで地衡風不安定をおこすというが、しかし、不安定性においては地球の回転の影響を thermal relation ということだけをとおして考えているというのか。逆に scale が小さくなってくるとどのへんまで geostrophic balance を考えるのか。どのへんから non-geostrophic 効果がきいてくるのか。

浅井 : ここでは数千 km の scale の場に対して地衡風 balance を考えるわけで、これは文句のない所である。1000 km scale のじょう乱になると問題があるが、それ

程 non-geostrophic effect が重要なかどうか、その辺はもっと考え直す必要がある。

孫野 (北大・理) : じょう乱というのは低気圧のことか。scale というのは低気圧性うずの波長のことか。

浅井 : ridge から ridge を 1 波長とよんで、その長さを scale と呼んでいる。

孫野 : そうすると、不連続線のようなものはどう考えるのか。東シナ海の場合についてみると、南北の温度傾度はどこでもあるから、どこでもじょう乱がおこってよいように思えるが、実際は不連続線のようなある線に沿っておこる事が多い。今の考えからすると、不連続線のようなものはほとんどはいていないが、それを抜きにして考えるのか、classical な不連続線は考えないのか。

浅井 : 図は一つしか用意しなかったが、三つの場合について話をした。一つは傾圧過程について、二番目は前線波動の話をした。三番目は conditional instability の話をした。これも図を省略したので誤解をまねいたかもしれません。

山鹿 (熊本地方気象台) : 極東域にわたる \bar{UV} の変動や、二段 jet になっている場合、低気圧の発達との関連はどうか。

浅井 : これは大規模なじょう乱の力学をやっておられる方に説明してもらった方がよいと思う。

山鹿 : ここでいわれる \bar{UV} の大きさとはいずれ位のものか。

浅井 : 北半球の zonal mean ではなくて、じょう乱の 1 波長分がはいりこむような scale で考えている。