

黒潮海域における 波動性低気圧の発達 に関する レーダー解析*

二 宮 洸 三・秋 山 孝 子**

要 旨

1967年2月2日 南西諸島附近の黒潮海域において波動性低気圧の発生がみられた。この波動性低気圧の発達過程を宮古島レーダー資料によって詳しく解析した。

中国大陸より東進する上層の弱いトラフの前面において海上の波状エコーバンド上の波動が次第に増幅し、その形状はλ型のエコーバンドに変化する。波動性の擾乱はこの過程をへて約12時間後には、低気圧に発達した。

またこの擾乱の発達した総観場の状態を記述し、その発達の機構について若干の考察を加え、かつ今後の問題点を指摘する。

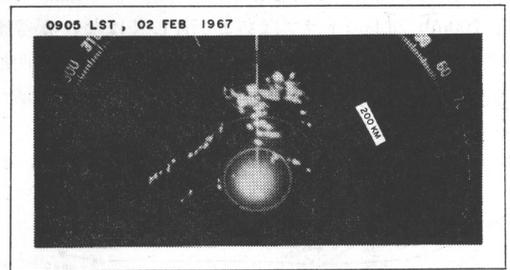
1. はし が き

GARP計画の一環として南西諸島海域における冬期の気団変質の研究計画*** (AMTEX) がすすめられようとしている。この計画では接地境界層における熱エネルギーの乱流輸送過程のみならず積雲対流による自由大気中における熱エネルギーの再配分過程、さらにこれらに関連するとみられる各種気象擾乱の発達などの問題も包括的にとりあげられるはずである。

本計画の進行にさきだって各種の予備調査が必要であるが、この報告では、この海域における低気圧発達の初期の状態を主としてレーダー観測資料によって見ることとする。

ここで とりあげるのは 1967年2月2日早朝、宮古島附近で発生した低気圧の例である。第1図は、2日9時における低気圧中心附近の宮古島レーダーのPPI写真である。この時刻波状のエコーバンドがみられる。こ

の波状エコーが低気圧の発達にともなって増幅しλ型のエコーシステムに発達する過程を記述することが、この報告の目的である。



第1図 1967年2月2日09時05分における宮古島レーダーPPI写真：エコーの波状のバンド構造が示されている。

解析をすすめるに先立って、低気圧の発達についての一般的な要約を行なってみよう。温帯性低気圧の発生と発達については1920年代ノルウェー学派によるフロントモデルの提案があり、その後いくたの解析的研究により、その発達過程の総観的モデルは完成したかの観もある。(Palmen and Newton, 1969) 総観規模低気圧の発達機構は、いわゆる傾圧不安定によるものであることが明らかにされ、その発達過程は数値実験や数値予報などでよく表現されるに至っている。一方、これらの低気圧よりは、かなり小さなスケールの低気圧 (たとえば梅雨前

* Radar Observational Study on the Wave Cyclone's Formation over the Kuroshio Region

** K. Ninomiya and T. Akiyama 気象研究所

*** 大陸周辺における気団変質の研究計画 (GARP 国内委員会), 天気17, 585-592 および南西諸島海域における気団変質に関する特別観測計画— AMTEX — (GARP 国内委員会), 天気 18, 72-84
—1971年6月5日受理—

線上の小低気圧、南西諸島海域の低気圧のあるものなど)の存在も経験的によく知られている。これらの低気圧の発達については、前線波動的なつまりシャープ不安定による機構が重要であるという理論(たとえば Orlandi 1969)もあり、また CISK 的な意味での潜熱の放出が重要な役割をなすという(たとえば Nitta 1964)考え方もある。

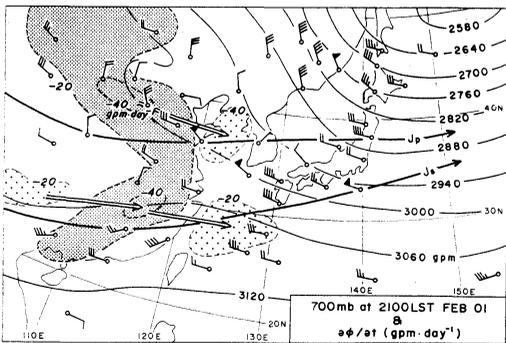
また 東支那海海域における低気圧のレーダー解析は、稲垣(1962)、今門(1966)、石硯(1966)、野角(1966)などによって行なわれ、低気圧にともなうエコーシステムの一つの特徴は、コンマ型のエコークラスターとそこから南西に伸びる線状エコーであることが知られている。

しかしながら、この海域における低気圧の発生初期から発達にいたる過程はまだ、レーダー解析や総観解析によって調査されていないようである。

ここで1967年2月2日の低気圧発達の例をえらんだのは、宮古島レーダーの連続観測および低気圧の中心付近での長風丸(長崎海洋気象台の観測船)の海上気象観測が実施されていたからである。

2. 低気圧発生時の総観的状况

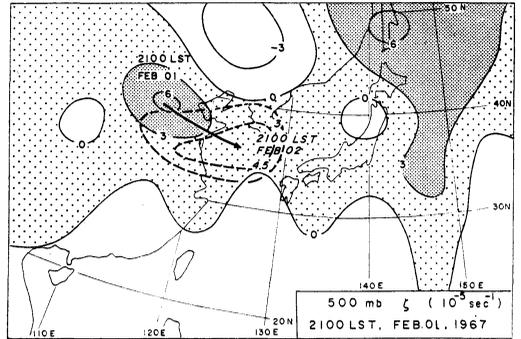
まずこの低気圧の発生前後の総観的状况を簡単に記述しよう。第2図は 2月1日21時の700mb 天気図である。700mb 面上のトラフはあまり著しくはないが等圧面高度の変化傾向 $\partial\phi/\partial t$ をみるとトラフの移動が明瞭に観察される。等圧面高度の下降域には2つの極大域が



第2図 1967年2月1日21.00時の700mb 天気図：濃い点域は、前24時間内に等圧面高度が20gpm 深まった部分を示す。粗い点域は、1月31日、2月2日21.00時における前24時間内の等圧面高度下降の極大域を示し、矢印はその極大域の移動を示す。Jp および Js は300mb 面における Polar および Subtropical Jet の1日21.00時の軸を示した。

あり、その一つは極ジェットの北側に、他の一つは亜熱帯ジェットの附近にみられる。

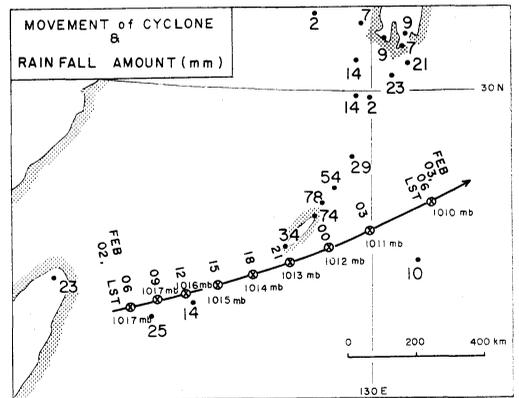
第3図は 1日21時における500mb 面の渦度(気象庁順圧モデルの数値予報の初期値による)分布である。正渦度の中心は、前記した極ジェット北側の等圧面高度の下降域に相当している。



第3図 1967年2月1日21.00時の渦度分布：濃い点域と粗い点域はそれぞれ、渦度が $3 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ および 0 以上の部分を示す。破線は2日21.00時の渦度の $4.5 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ および $3 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ の等値線で、矢印は渦度極大域の移動を示す。

このトラフの移動にともなって、850mb あるいは700mb 面の湿潤域と気象衛星写真にみられる雲域が東へ移動してきたことを付記しておく。

第2および3図からこの日の低気圧の発生は、ごく一般的な総観状況のもとでみられたものであることが知ら



第4図 1967年2月2日06時から3日06時にいたる、低気圧の移動経路と中心位置および中心示度黒丸のわきの大きな数字は、2日09時より3日09時にいたる日降水量(mm)である(低気圧中心のすぐ北側に極大値のあることに注意)。

れる。

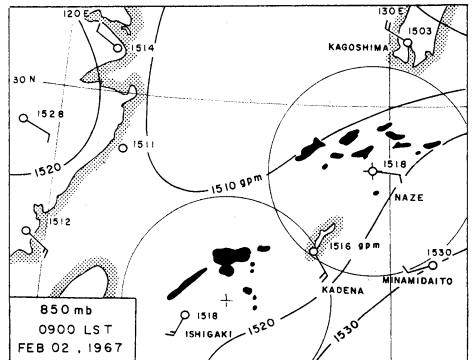
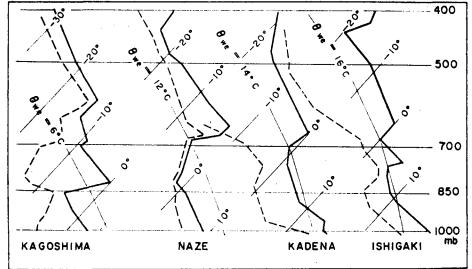
第4図は、この低気圧の中心径路と中心気圧である。低気圧の移動ははじめは比較的におそくまた中心気圧の深まりもきわめてゆるやかである。

ここで注目したいことは降水量の分布である。奄美群島附近の $80\text{mm} \cdot \text{day}^{-1}$ に達する強雨は主として、低気圧の発達が著しくなった21時頃からもたらされたものであり、しかも低気圧中心のやや北側に集中している。この降水の分布は後述するレーダー・エコーの分布とよく一致している。これに対して発達初期における降水量は20mm程度にすぎない。

3. 発達初期の低気圧のエコー分布の特性

エコー分布の特性を調べるに先だって地上および 850 mb の天気図を示して、レーダー解析を行なった期間の低気圧の状況を明確にしておこう。

第5図は2日9時における地上天気図に、宮古および名瀬のレーダー・エコーのスケッチを書きこんだものである。この時刻においては、低気圧中心は1017mb の閉じた等圧線としてみられる。この低気圧の中心位置および中心気圧は宮古島、石垣島および長風丸の三点観測に

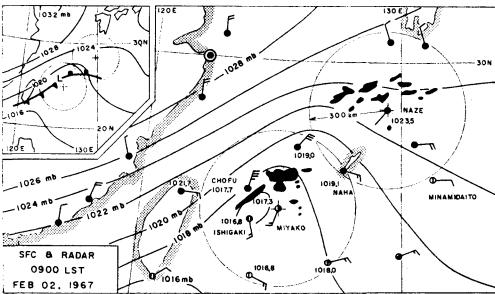


第6図 1967年2月2日09時の鹿児島、名瀬、嘉手納、石垣島の断熱図(斜交エマグラム)および850mb天気図。

のであり(Matsumoto and Ninomiya (1966)), また trade wind inversion の構造(Malkus (1958))とも類似したものである。低気圧中心のやや南西の石垣島においては870mb以下の気層はほとんど乾燥断熱に近い成層であり、その上に高湿かつ湿潤断熱減率に近い成層がみられるがその厚さは非常にうすくその上に著しい逆転層がある。ただし subcloud layerと思われる870mb以下の気層中で水蒸気の混合比は一樣でなく、上むきにかなり減少している。また南西諸島域の高層観測点のなかで石垣島の成層のみが潜在的な対流不安定を示していた。

このように2日09時においては低気圧はその発達のきわめて初期の状態にあったことが明らかであろう。この時刻における宮古島レーダーの P P I 写真がさきに第1図にかかげたものであり、波状のエコーバンドがみられる。以下この波状エコーバンドの時間的変化の様子を調べていく。

エコーセルの追跡には適当な時間間隔で撮影された P P I 写真をアニメーションを作る手法で16mmのループレフィルムにおさめたものを使用することが有効であり、Fujita(1968)の静止衛星雲写真の解析手法にならって解析を行なった。ここでは箇々の小エコーセルよりも、大きな複合セルの追跡を目標としたので15分間隔の P P I



第5図 1967年2月2日09時の地上天気図および宮古島、名瀬レーダーのエコー分布。

よって正確に把握されているはずである。第6図は2日9時の850mb天気図である。高層観測地点の間隔は地上観測のそれに比して粗いので確定的ではないがこの時刻ではまだ深いトラフが解析されているのみである。

この時刻における大気の成層状況をみるため斜交エマグラムに記入した鹿児島・名瀬・嘉手納および石垣島の断熱図を第6図の上部に示しておく。後述するように気温の南北傾度はかなり大きい、地上天気図に対応する前線系は断熱図では明瞭にみとめられない。一方非常にゆるやかな傾斜をもった逆転層が顕著である。この逆転層は冬期日本列島付近において極気団が相対的に暖い海面上を吹きわたる状況下で一般的にみられる特徴的なも

写真5枚を一つのループフィルムにおさめた。

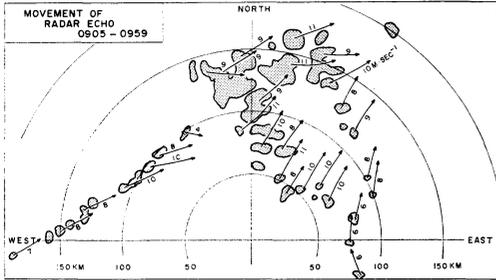
第7および8図は2日09時—10時および10—11時における複合セルの移動ベクトルであり、そこに記入してある数字はその速さ ($m \cdot sec^{-1}$) である。その移動の状況を要約して記述するならば、低気圧中心の南西では東北東方向への、南東では北北東方向への移動が卓越している。また低気圧中心の北側においては次第に北むきの移動が卓越してくる。第8図およびここにかかげない11時以降では特に波状エコーバンドの波頭の部分での北向き

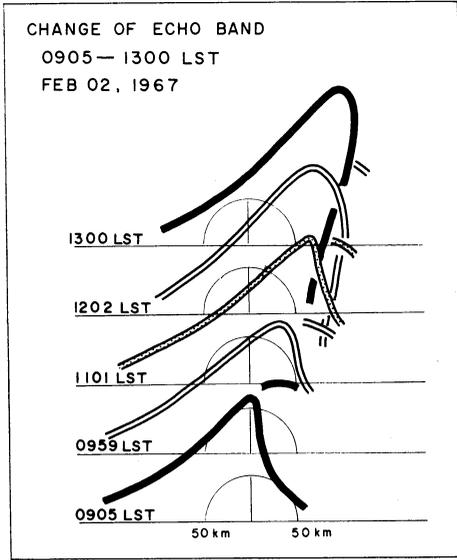
の移動が増強されていく。

ここに示した移動速度は、いわば複合エコーセルの位相速度であるから、単に上層風によって流されると云うような単純なものではないが、上層風と比較することは無意味ではなからう。第9図は09—10時における複合エコーセルの移動と嘉手納および石垣島の高層風の hodograph を比較したものである。複合セルの移動は平均的には800~700mbの風速とほぼ一致しているが、レーウィン・ゾンデ観測点の空間密度から考えてこれ以上の議論をすることは無理であろう。

4. 波状エコーバンドの増幅

さて第3節でのべた複合エコーセルの移動速度の空間的な差異、——つまり低気圧後面における東北東むき、前面の北北東むき、および中心附近の北むきの移動——から想像されるように波状エコーは次第に増幅変型して、λ型のエコーシステムに発達して行く、(もちろんこれは複合エコーセルが次々に発生、発達しそれが phase として進行しているからであるけれども) このことは複合エコーセルの低気圧中心に対する相対移動速度ベクトルを示すことによって明瞭に理解される(第10図)。





第11図 1967年2月2日09時から13時にいたる間のエコーバンドの波動の増幅の過程を図式的に示す。

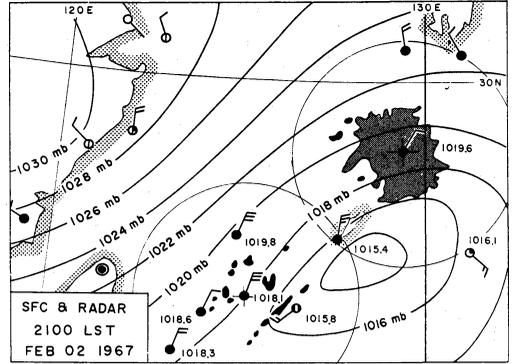
第10および11図にみた波状エコーバンドの発達の機構は不明であるとしても、現象的には Kasahara et al (1964) の前線の数値実験の結果とよく類似していることを付記しておこう。

さてこのようにλ型に増幅したエコーシステムはついでどのような変化をみせるものであろうか？このケースでは那覇のレーダーがオーバーホール期間で運転を休止しており名瀬レーダーもルーチン観測時の15時と21時のみ観測を行なっているので、λ型エコーシステムのその後の変化の詳細をみることができない。

したがって途中の過程を抜いて、やむなく21時の状態の説明にうつらざるを得ない。第12図は21時の地上天気図と名瀬および宮古島レーダーのスケッチである。

この海域では海上観測の資料がなく低気圧中心位置を正確に示すことは困難であるが発達したエコークラスターが低気圧の中心よりやや北側に位置している(第4図の降水量分布を参照のこと)、また中心附近から南西にのびるエコーバンドの一部分が宮古島レーダーレンジ内にかがわれる。(なお名瀬レーダーはこの時刻強雨のため減衰がはげしく遠方のエコーはよく観測されていない)低気圧中心とそれに相対的なエコー分布を考えると、エコーバンドの波頭の部分が cluster に発達したものとと思われる。

このようなコンマ型のエコークラスターとそこから南



第12図 1967年2月2日21時の地上天気図と名瀬および宮古島レーダーのスケッチ。

西に伸びるエコーバンドは 梅雨前線上の小低気圧 (Matsumoto and Ninomiya (1971), Ninomiya and Akiyama (1971)), ないしは 南西諸島海域の低気圧の発達初期(稲垣(1962)) にしばしばあらわれるものであり、ここでその典型的例として、第13図に稲垣の論文から1960年3月9日の種子島レーダーで観測された低気圧の P P I 写真を引用する。(この低気圧は揚子江下流域に発生し東進してきたものである)。

このように線状エコーは波状から λ型のエコーシステムの形態をへて、このようなコンマ型のエコーシステムをともなった低気圧に発達する。この間の所要時間はほぼ0.5日間である。低気圧中心近傍の積雲対流の活動はこの時点前後から非常に強化され中心気圧の深まりも増しかつ低気圧の移動速度も早まり、完全な温帯性低気圧の状態を呈するまでに発達した。

5. 発達過程に関する考案と問題点

この海域における低気圧の発生・発達には、海面からの大きな熱エネルギーの補給量と関係があることが想像される。Ninomiya (1971) によれば冬期東支那海海域における平均顕熱補給量および蒸発はそれぞれおよそ $300 \text{ ly} \cdot \text{day}^{-1}$ および $11 \text{ mm} \cdot \text{day}^{-1}$ に達する。また海面からの補給とならんで凝結にともなう潜熱放出の低気圧発達にはたす役割も重要と考えられている (Nitta (1964))。

2日21時には低気圧の中心が名瀬・嘉手納および南大東島の高層観測網の内に進行して来ているのでこの3点の高層観測資料から水蒸気フラックスの水平収束の垂直分布を求め第14図に示した。この時刻、対流圏下層で非常に大きな水蒸気の収束がみられる。この収束量はほぼ $50 \text{ mm} \cdot \text{day}^{-1}$ の降水量にみあう量である。(第4図で示したように奄美群島の最大降水量は $70 \text{ mm} \cdot \text{day}^{-1}$ に



第13図 1960年3月9日08時32分の種子島レーダー。レンジ 300km, コンマ型エコーの典型的な例。稲垣 (1962) より転載。

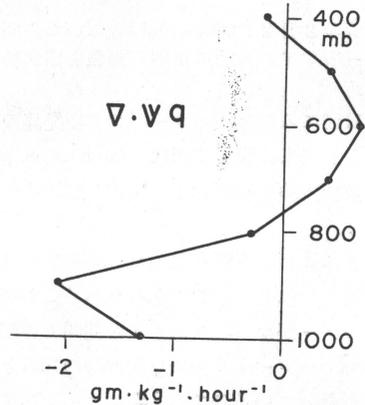
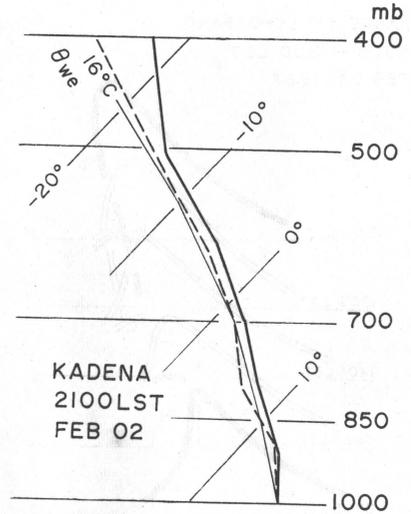
およんでいた)

また2日21時の低気圧中心近傍の嘉手納の断熱曲線を第14図に示した。この地点においては、逆転層は完全に消失し、湿潤断熱減率にちかい、飽和した成層状態が対流圏中層にまで達していた。

これらの事実から、λ型のエコーシステムからコンマ型のエコークラスターの生成された前後から潜熱の放出は低気圧発達の重要な機構のうち的一部分であったであろうことが推測される。

これに対し、波状エコーバンドの発達初期の降水量はすでに述べたようにわずかであった。

波動性擾乱の発達初期における総観場の力学的要素を



第14図 1967年2月2日21時における嘉手納の断熱図。および嘉手納 (931)・名瀬 (909)・南大東 (945)の3点を結ぶ領域の同時刻の水蒸気 flux の水平収束量の垂直分布。

	$\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_{500-900}$	$\left(\frac{\partial u}{\partial p}\right)_{500-900}$	$\left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_{850}$	(Ri) 1000—800
NAZE (47909)	-1.3·c/100km	-8m·sec ⁻¹ /100mb	-0.5m·sec ⁻¹ /100km	140
KADENA (47931)	-1.5	-10	-3.0	3
ISHIGAKIJIMA (47918)	-1.0	-7		4
SHANGHAI (58367)	-1.0	-5		100
FUCHOW (58847)	-0.4	-3	1.0	20

参考のため要約して第1表にかかげる。風の鉛直シア—換言すれば南北の気温傾度は、冬期の極前線帯において一般的にみられる値である。またエコーバンドをはさむ地域(嘉手納—石垣島)での風の水平シア— $\partial u/\partial y$ は— $3 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}/100 \text{ km}$ の強さであった。次に Richardson number $Ri = -\frac{\alpha}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} / \left(\frac{\partial u}{\partial p} \right)^2$ の分布をみよう。嘉手納—石垣島で3~4の比較的小さな数値が得られるに対し中国大陸の南部では Ri は20にちかく、またエコーバンドの位置より約400km北方の名瀬における Ri は100の程度である。

Ri の小さな成層中で比較的小さな擾乱が発達すること、とくに Ri が1以下である場合にはシア—不安定による効果が発達機構として重要になることなどが理論的研究から結論されているが、実際の現象としては擾乱の発生初期に Ri が1以下という例はほとんどなく、実際の成層状況を直接的にそれらの結論と結びつけるのは無理のように思われる。したがってここでは第1表をかかげるにとどめる。

以上きわめて限定された通常の観測資料から、一つの子備調査として発達初期の波動性低気圧のレーダーエコー分布の特徴をのべその発達を記述した。

今後解析すべき問題点として次のことがらが考えられよう。

- (1) トラフが黒潮海域に接近した状況下での総観的規模の安定度、収束などの変化に対応するエコー状況の変化。
- (2) 線状エコー上での波動の発生の過程
- (3) 波動性擾乱(λ 型エコーの)から低気圧(コンマ型のエコークラスターをともなった)への発達の過程
- (4) 各過程における擾乱の立体構造とその変化
- (5) 各過程における、熱エネルギーの積雲対流による輸送量や放出される潜熱の垂直分布。

以上のことがらは近く実現されるべきAMTEXの総合的観測網による資料によって解明されることが期待される。

謝意

本報告における宮古島レーダー資料の大半は気象研究所台風研究部第一研究室のデータ・ライブラリーより提供されたものであり、一部は琉球気象庁具志堅全康氏の御好意により、また名瀬レーダー資料は名瀬測候所の御好意により提供されたものである。

レーダー解析に用いたレーダー・アニメーションフィルム製作のための装置および解析用プロジェクターは

Fujita・渡辺・井沢氏の日米共同研究費によって作られたものを使用させていただいた。

参考文献

- Boucher, R., J. and Newcomb, R. J., 1962 : Synoptic interpretation of some TIROS vortex patterns : A preliminary cyclone model. *J. Appl. Meteor.* 1, 127-136
- Fujita, T., and D. Bradbury, 1968 : Computation of height and velocity of clouds from dual whole - sky, time - lapse picture sequences. SM RP Research Paper, No 70, 17pp.
- 今門 宗夫, 1966 : 東シナ海南部に発生する低気圧のレーダー解析. 福岡管区気象台要報, 21, 66-73.
- 稲垣 豊秋, 1962 : 九州南海上を通過する低気圧に伴う弧状エコー. 福岡管区気象台要報, No 18, 119-131.
- 石碓 浩, 1966 : 前線付近の降雨域に発生するうず状レーダーエコー. 福岡管区気象台要報, 21, 93-99.
- Kasahara, A., E. Isaacson, and J.J. Stoker, 1965 : Numerical studies of frontal motion in the atmosphere—I. *Tellus*, 17, 261-276.
- Malkus, J.S., 1958 : On the structure of the trade - wind moist layer. *Papers Phys. Oceanog. Met., Mass. Inst. Tech. and Woods Hole Oceanog. Inst.*, 11, 82PP.
- Matsumoto, S., and K. Ninomiya, 1966 : Some Aspects of an inversion layer over the Japan Sea under a winter monsoon situation as revealed by dropsonde and aerial photographic observation. *Papers in Meteor and Geophysics*, 17, 51-64.
- Matsumoto, S., and K. Ninomiya, 1971 : On the mesoscale and medium scale structure of a cold front and the relevant vertical circulation. (正野教授記念論文集に投稿)
- Ninomiya, K., 1971 : Heat and water - vapor budget over the East China Sea in the winter season. (気象集誌投稿中)
- Ninomiya, K., and T. Akiyama, 1971 : The development of the medium - scale disturbance in the Baiu Front. (正野教授記念論文集に投稿中)
- Nitta, T., 1964 : On the development of the relatively small scale cyclone due to the release of latent heat by condensation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 42, 260-268.
- 野角吉憲, 1966 : 種子島レーダーで観測した低気圧の特性について. 福岡管区気象台要報, No

21, 74-82.
 Orlandi, I., 1968: Instability of frontal waves.
 J. Atmos. Sci., 25, 178-200.
 Palmén, E., and C. W. Newton, 1969:
 Atmospheric circulation systems.

Academic Press, 603PP.
 Widger, W. K., 1964: A synthesis of interpretations of extratropical vortex patterns as seen by TIROS.
 Monthly Weather Rev. 92, 263-282.

書評

三寺光雄 「環境大気と生態」

「生態学への招待」46年6月1日発行

共立出版株式会社 ¥ 500

「生態学への招待」全6冊というシリーズの最初の分冊である「環境大気と生態」という本書は、いま、環境破壊に苦しめられ、何んとか自然と人間の正しい循環を確立しなければならぬまいと思っている人々にとって、たいへん魅力的な表題である。

頁をひらくと、1. 自然のシステム 2. 大気をとらえる 3. 環境の破壊 4. 人間と自然 5. 日本の国土という章に分かれていてこれも、魅力のある柱のたて方である。

これらの表題は「そこが知りたい」という、お相手の気分ぴったり合ったテーマであるといえよう。

他の別冊が、森、草原、土、川と湖、海といった環境と生態との関連をとりあつかっているのだから、気象の専門家としての立場から著者は生態と環境大気との関連について受持ったのであろう。

いきおい、前半を費して、気象学自体について述べることになったのであろう。もちろん、気象学の教科書になることをおそれて、体系的な記述は、意識的にさけて最近の新しい知見についてのみ記述していこうとして

いる。しかしそれがかえって、フラグメンテ的な読後印象を与えていることもいえない。

著者が長年手がけてきた竹林、草地の生態あるいはけ崩れなどの問題を主軸にした、第3章以下で取りあつかっている、環境の問題については、さすがに面白い。

大気を気象学の対象としてのみ見るのではなく、一度それから影響を受けている環境の面から、もう一度大気をながめ、環境の一部である大気を、環境システムとして見なおしていこうという努力——それは、結実するにはひじょうな困難ではあるが——が感ぜられる。

1972年ストックホルムで国連人間環境会議がひらかれ、気象事業もこの会議が今後発展していくであろう問題性に、好むと好まざるにかかわらず、かかり合っていくであろう。そのようなときには、本書が、未だ十分には論述しつくせなかった、著者の指向する方向について、もっと論議を深めていく必要性が起ってくるであろう。そおいう意味では、一つの問題を提起している著書であるといえよう。

(神山恵三)

気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
流 体 力 学 講 演 会	昭和46年11月4～5日	日本航空宇宙学会流体力学懇談会	大 阪
気 候 変 動 シ ン ポ ジ ウ ム	〃 11月10日	気 象 学 会	京都大学防災研
集 中 豪 雨 シ ン ポ ジ ウ ム	〃 11月10日	気象研究所 福岡管区気象台	福岡管区気象台
第18回「風に関するシンポジウム」	〃 11月26日	日本気象学会 他8学会	気 象 庁