

20°N 帯の波動と対流性雲バンド

Convective Cloud Band Associated with Easterly Wave

黒田 雄紀*
Yuuki Kuroda*

要 旨

暖候期、太平洋高気圧の西側縁辺には、しばしば対流性雲バンドが発生し、これに偏西風トラフや熱帯低気圧が関係すると、雲バンドは発達して北に伸びる。過去にこの種のじょう乱によって、幾度か大きな集中豪雨が起きている。

この対流性雲バンドについて、その発生から発達過程を知るため、主に GMS の観測から得られた風ベクトルによって流線解析を行った。その結果、偏西風トラフの深まりによって形成された 20°N 帯の上層波動と、太平洋高気圧の南縁部に発生した下層の偏東風波動が関係していることが分かった。

この上層波動と下層の偏東風波動は、熱帯低気圧の発生にも関係しているが、今回の調査では、対流性雲バンドとの関係について解析した。

1. はじめに

GMS 画像を毎日連続的に見ていると、ITCZ の北側の 20°N 帯を中心として、大規模な波動が上層雲の動きによって観測される。この低緯度の上層波動は、主に暖候期、中緯度の長波のトラフの深まりによって形成されることが多く、かなり長期間持続する。この期間、ITCZ は通常的位置より北上し、10°N~20°N 帯に活発な対流性雲域として見られる。

上層波動は、上層雲の動きから高気圧性循環と低気圧性循環の場として解析され、その波長は、2,000~3,000 km である。対流活動の活発な領域は、高気圧性循環の場に対応しており、この場で、時には南北千数百キロに達する対流性雲バンドが発生することがある。この雲バンドに、トラフや熱帯低気圧が接近すると、発達して更に北に伸びる。過去にこの種の対流性雲バンドが日本に入り込み、集中豪雨をもたらした例がいくつか報告されている。

この種のじょう乱は、データの少い洋上で発生するため、天気図では充分に表現されないが、雲画像では、その発生から発達過程をほぼ連続的に観測することができる。以下に示す事例では、雲の動きから求めた風ベクトルによる流線解析を主体として、20°N 帯の波動と対流性雲バンドの振舞いの一端を解析した。

なお、上層流線図には 200 mb、下層流線図には 850

mb のゾンデ風を加えて解析したが、矛盾はなかった。これについては浜田 (1980)、小花 (1979, 1981) による風ベクトルの調査を参考にして利用した。

2. GMS 短時間連続観測による対流性雲バンドの解析

1979年9月21日00Zの画像 (Fig. 1~2) を見ると、注目する対流性雲バンド U-V が 140°E 線上にあって西進しているのが観測された。この日の午後、この雲バンドを対象として、南北 600 ライン (約 10°N~35°N) の範囲を10分間隔で延べ7回、短時間連続観測 (マルチセグメント) を行った。雲の動きから求めた上、下層の風ベクトルとその流線図が Fig. 3~4 である。これらの図から以下のことが解析される。

- 上層流線図 (Fig. 3) から、 (D_1) と (D_2) に高気圧性循環、 (C_1) と (C_2) に低気圧性循環があり、その波長は約 2,000 km である。上層高気圧性循環域 (発散域) で対流活動が活発であり、低気圧性循環域 (収束域) では弱い積雲や層積雲が散在する晴天域となっている。
- 対流性雲バンド U-V は、上層高気圧性循環内に発生しており、下層 (Fig. 4) では、逆V型の偏東風波動と対応している。(画像と流線図とは、観測時間にずれがあるが、雲バンドは西進しているため対応は良い)。
- 対流性雲バンドの南方で、上層で発散、下層で低気圧性循環域が見られ、熱帯低気圧の発生の近いことを示している。(このあと 12z に弱い熱帯低気圧が解析され、のちに台風 7916 号に発達する)

* 気象衛星センター解析課, Meteorological Satellite Center.

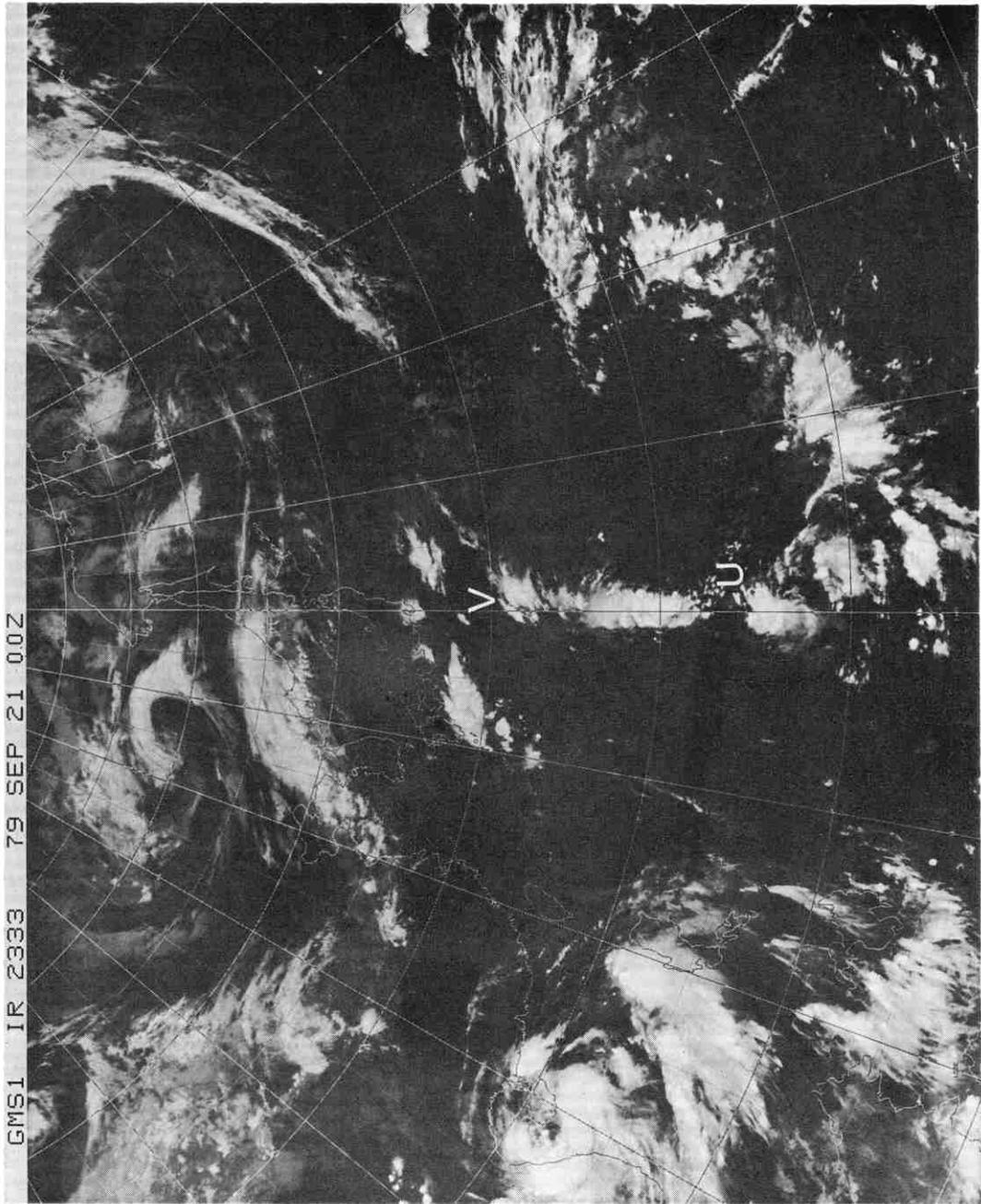


Fig. 1 (赤外面像) 1979年9月21日00z. U-V が本稿で述べる対流性雲バンドである。

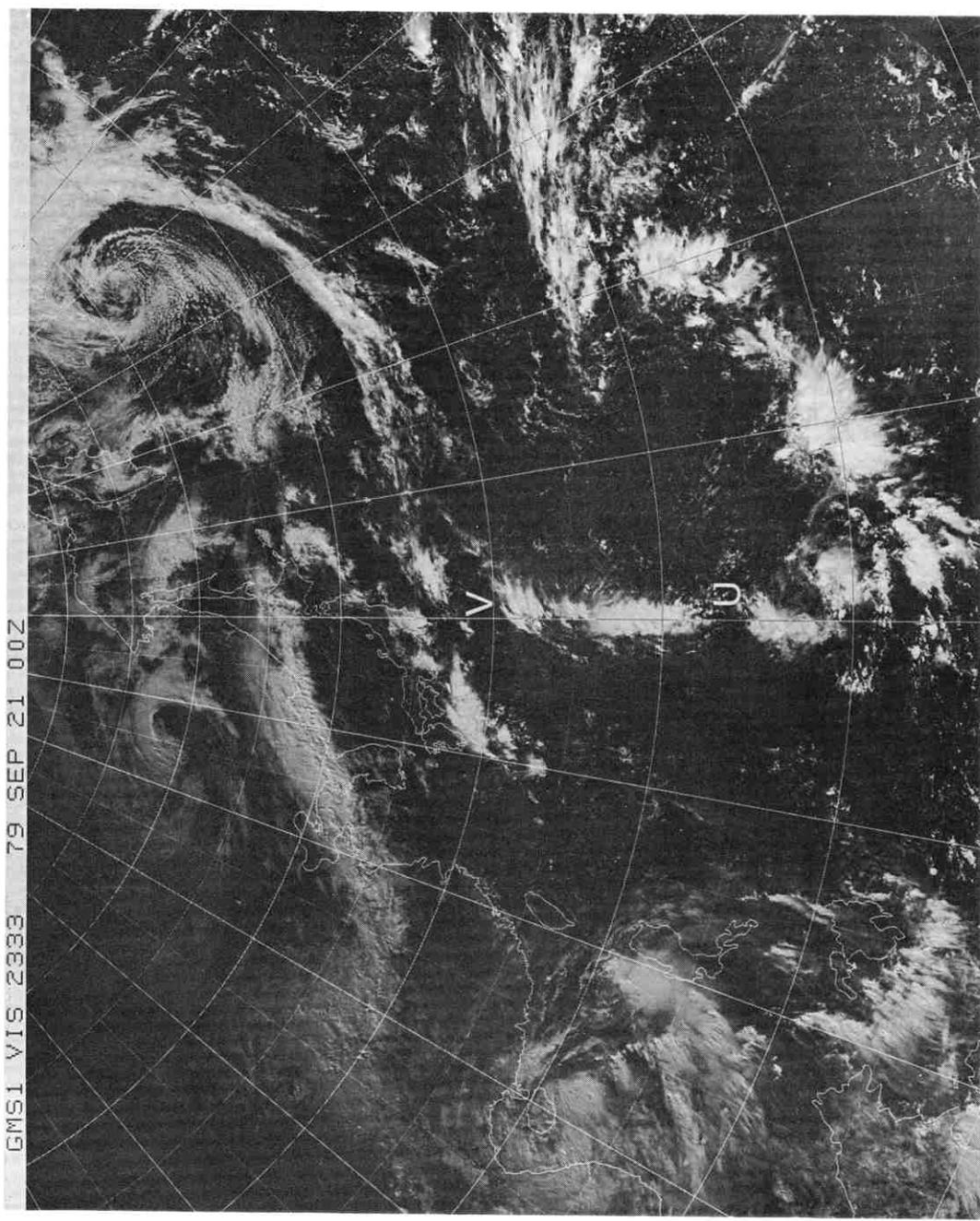


Fig. 2 (可視画像) 1979年9月21日00z。

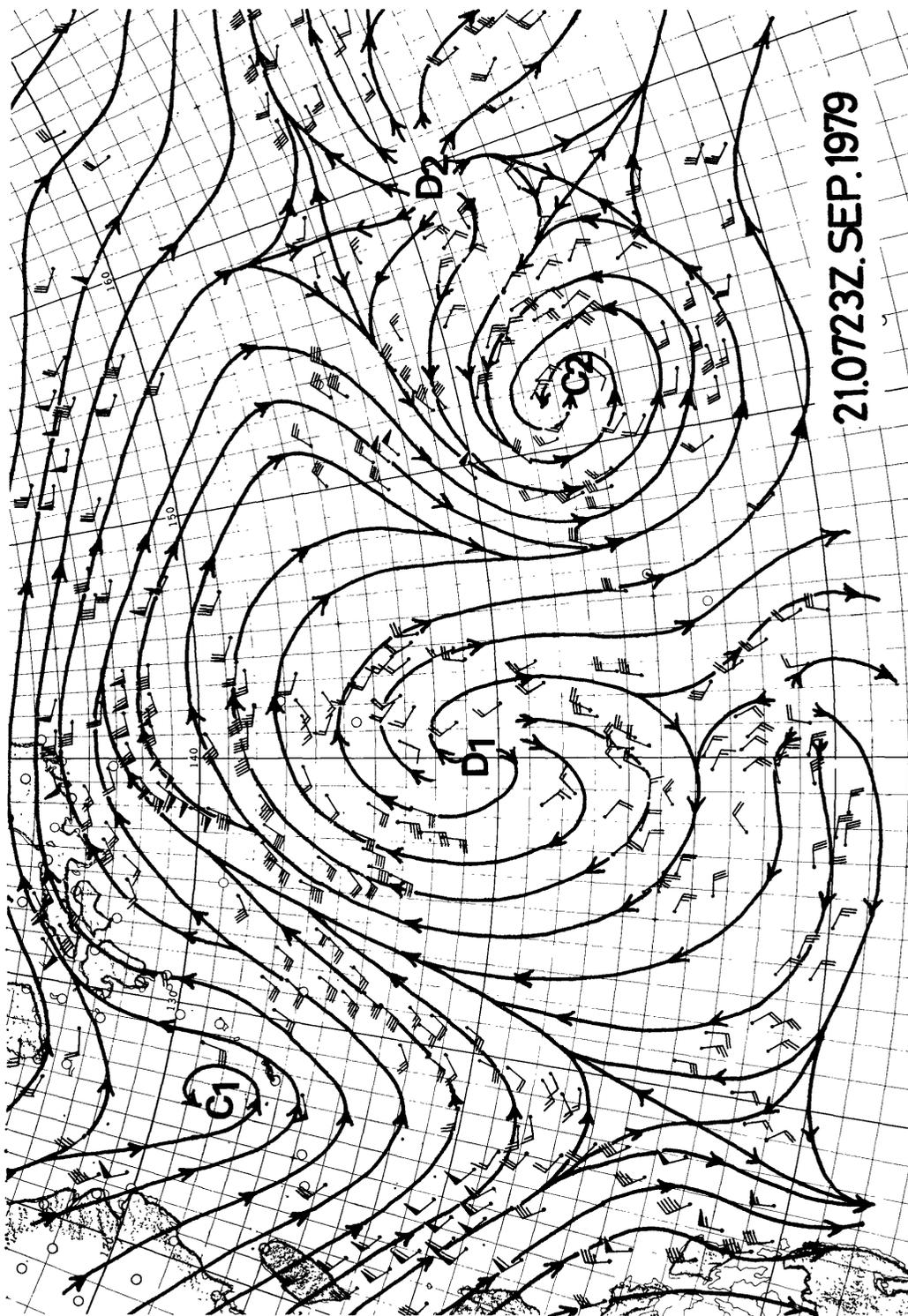


Fig. 3 1979年9月21日 0723 z。上層流線図。風は、上層雲の移動から求めた風ベクトルである。
上層波動が 20°N 帯に東西に並んでおり、その波長は約 2,000 km である。

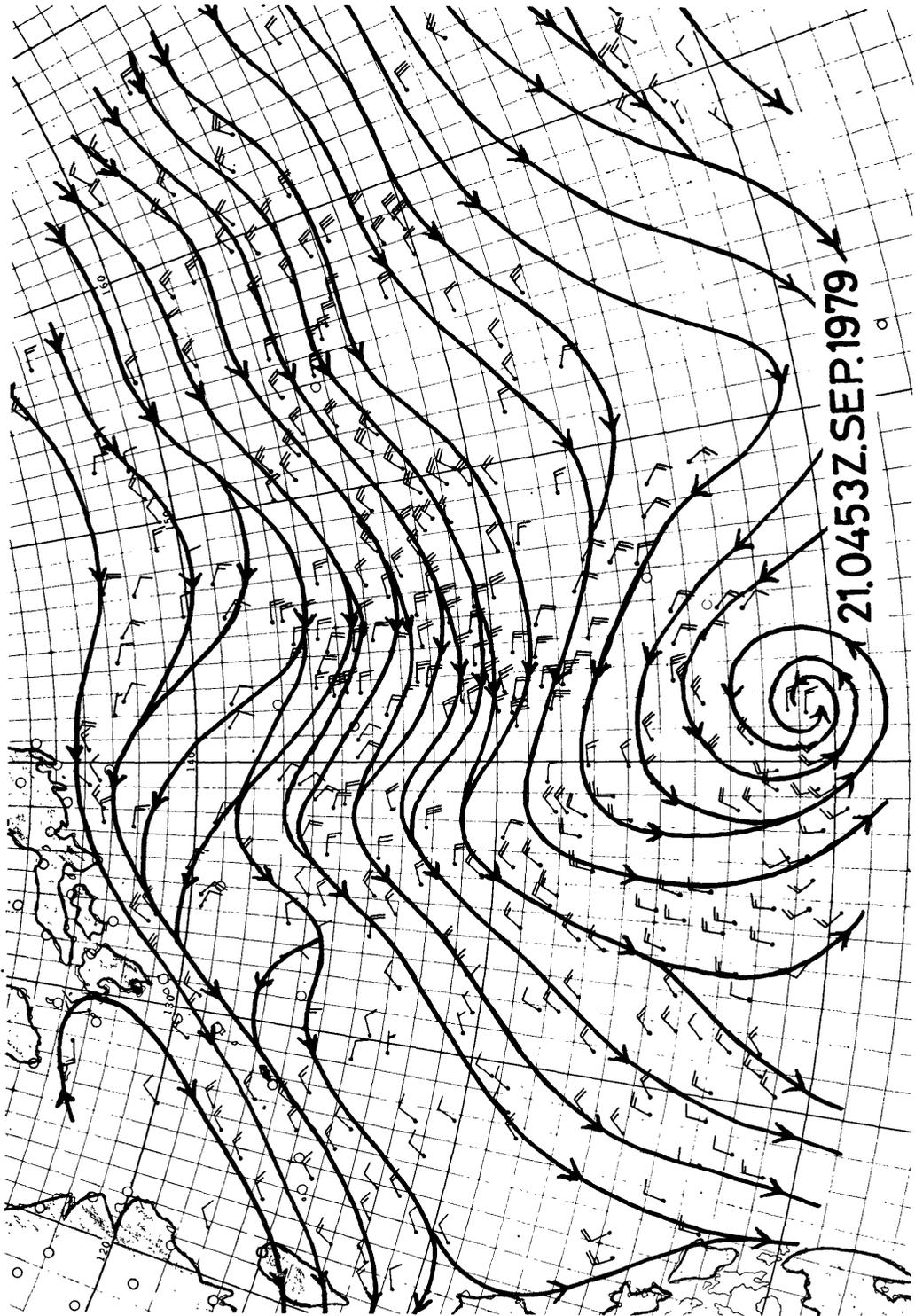


Fig. 4 1979年9月21日05z, 下層流線図, 風は, 下層雲の動きから求めた風ベクトルである。Fig. 1のU-Vに対応して逆V型の偏東風波動が見られる。

3. 対流性雲バンドの発生から衰弱までの解析

前項のマルチセグメント観測の解析から、注目する対流性雲バンドが、上層および下層の波動と関係の深いことが分かったため、発生時まで遡って、その発生から発達、衰弱までの過程を調べてみた。

なお、雲画像や流線図は、長期間であるため1日1回(00z)しか示していないが、3時間観測で得られた雲画像と、その動画の解析も併せて行なった。

3-1 上層波動の形成と強化

9月14日00zの上層流線図(Fig. 5)を見ると、日本のはるか東方洋上には、長波のトラフがあって C_1 付近まで達している。動画の解析によると、 C_1 は、東進中のトラフから取り残され、徐々に低気圧性の循環を強めながら、Cut offされるのが観測される。翌日の流線図(Fig. 6)を見ると、長波のトラフと分離したCut off Low (C_1)が解析された。(この低緯度におけるCut off Lowの形成は、GMS画像によって、主に暖候期によく見られる現象である。このLowは、Cold Coreタイプの上層Lowであるが、暖化すると熱帯低気圧になることもある。またLowの南東側では、熱帯低気圧の発生条件に適した場所として知られている)。

Cut off Lowの強まりと共に、その東側では上層高気圧性循環(D_1)が次第に強化され、対流活動域と対応しているのが見られる(Fig. 6~8)。

3-2 対流性雲バンドの発生と下層偏東風波動

上層波動の形成後、5日目の9月18日から19日(Fig. 9~11)にかけてITCZのU付近から北西に伸び、Vに達する対流性雲バンドが発生した。この雲バンドは、上層では高気圧性循環内に発生している。下層との対応を見るため、下層風ベクトル解析を行なった。

Fig. 11は、可視画像に下層風ベクトルと850mbのゾンデ風を合成した流線図であり、Fig. 13はその翌日の下層風ベクトル図である。この両図から以下のことが推定される。

- a. 対流性雲バンドU-Vは、太平洋高気圧(H)の南西縁に沿って発生している。
- b. Fig. 13からみて、U-Vに沿って逆V型の偏東風波動が対応して解析される。(Fig. 11の場合は、北側に偏西風トラフ、また T_D や T_1 に弱い熱帯じょう乱があり、逆V型の流れが不鮮明となっている)。
- c. 偏東風波動を中心として、東側は西側にくらべて強風であり、対流性雲バンドに対して、下層で速度収束が推定される。

3-3 偏東風波動と偏西風トラフの関係

Fig. 11を見ると、偏西風トラフに伴う雲システムLが日本の東海上を東進中である。このため偏東風の流れは、VからW付近に指向し、風速も強まっているのが観測される(トラフが通過した翌日のFig. 13との比較による)。一方、トラフの前では南西風が強まっており、V-W付近で下層収束の強化と共に、水蒸気流束の合流場(安井, 1976)となっているようである。このあとのFig. 12を見ると、発達した積乱雲が発生した。これは、偏東風波動と偏西風トラフとの位相の一致に伴って発生したメソスケールのじょう乱であり、シビアーストームの可能性の強い現象である。

3-4 熱帯低気圧に伴う下層循環

Fig. 11に見られる下層循環TDは、Cold Low (C_1)と対応している。この時点から弱い熱帯低気圧として解析されているが、上層Cold Lowが暖化して発生したものとして解釈される。

一方 T_1 にも低気圧性循環が見られるが、まだ何も解析されていない。このあと、上層高気圧性循環(上層発散)、下層低気圧性循環(下層収束)が次第に強まり、2日後に弱い熱帯低気圧となり、5日後には台風7916号に発達する。雲の動きから、熱帯低気圧の発生の兆候を早くから探知できた例であり、現業における動画解析の重要性を示す一つの例である。

偏東風波動は、熱帯低気圧の発生に関係が深く、他の事例でも発生例が見られる。その発生場所は、偏東風波動の最南部で、ITCZ内の下層偏西風帯との境界に相当する正渦度最大域のようである。

3-5 対流性雲バンドの発達と衰弱

上層高気圧性循環のほぼ中央部に発生した対流性雲バンドU-Vは、9月20日(Fig. 14)になると、上層の南よりの強風域に移動しており、21日(Fig. 15)になって急激に発達した。その後、3日間ぐらい発達した状態が続くが、この間、偏西風トラフや熱帯低気圧の影響は受けていない。発達条件の一つとして、上層強風による速度発散の効果が考えられる。しかし西進をつづけていたU-Vは、その南方で発生した熱帯低気圧(T_1)の発達と共に、衰弱を始め、9月24日(Fig. 18)には消滅した。これは、熱帯低気圧の急速な発達と相対的に、U-Vに関係した上層発散、下層収束の場が弱められたためと考えられる。

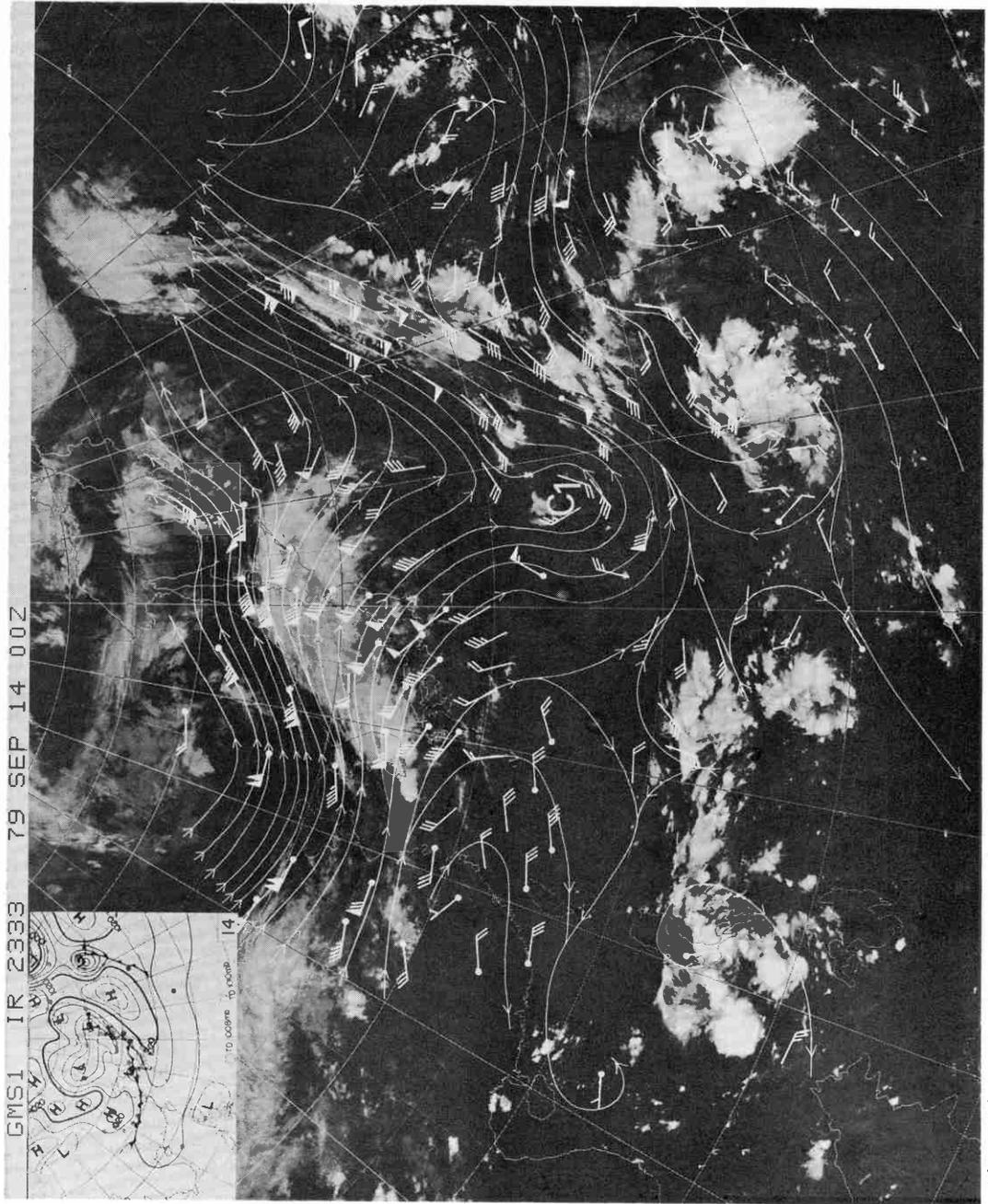


Fig. 5 (赤外画像) 1979年9月14日00z, 上層流線図。丸印の付いた風は200mb ソンデ風、無印は上層雲の動きから求めた風ベクトルである(以下同じ)。日本の東海上に深いトラフがあり C_1 まで達している。ITCZ に伴う積乱雲域が $15^\circ N$ を中心に見られ、通常より北上しているのが分る。

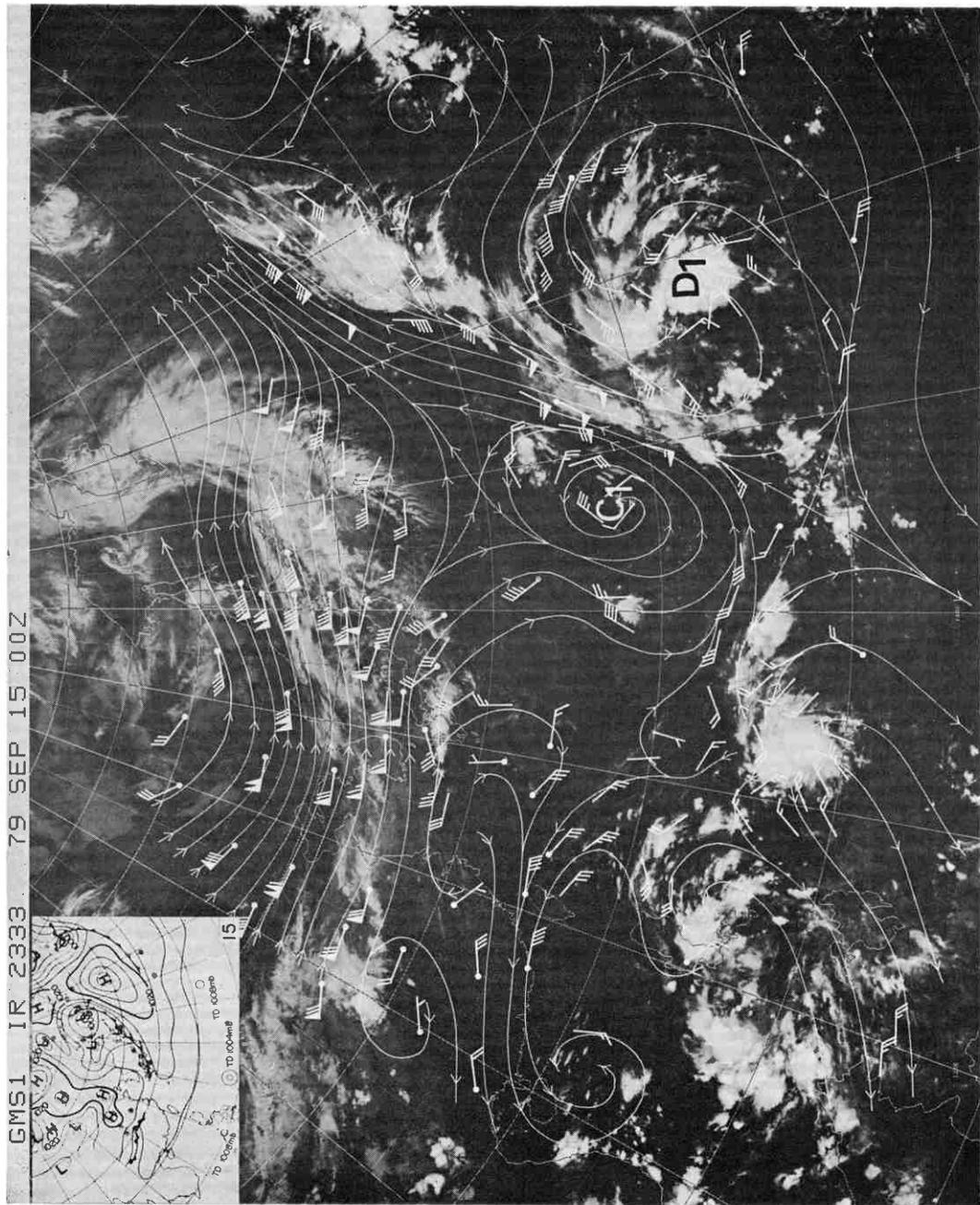


Fig. 6 (赤外面像) 1979年9月15日00z, 上層流線図。Cut-off low (C₁) が形成され、高気圧性循環内 (D₁) で対流雲が活発である。

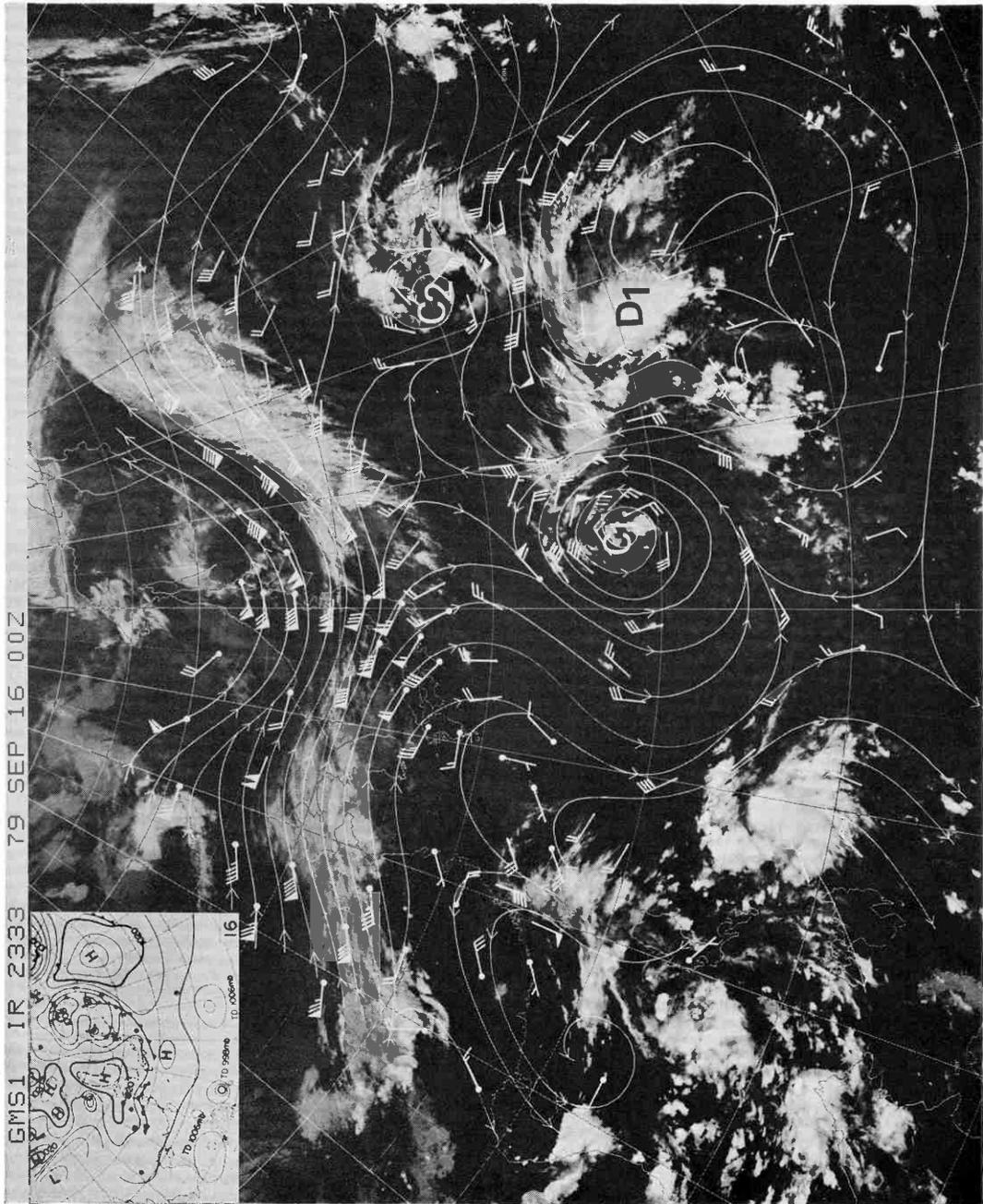


Fig. 7 (赤外画像) 1979年9月16日00z, 上層流線図。

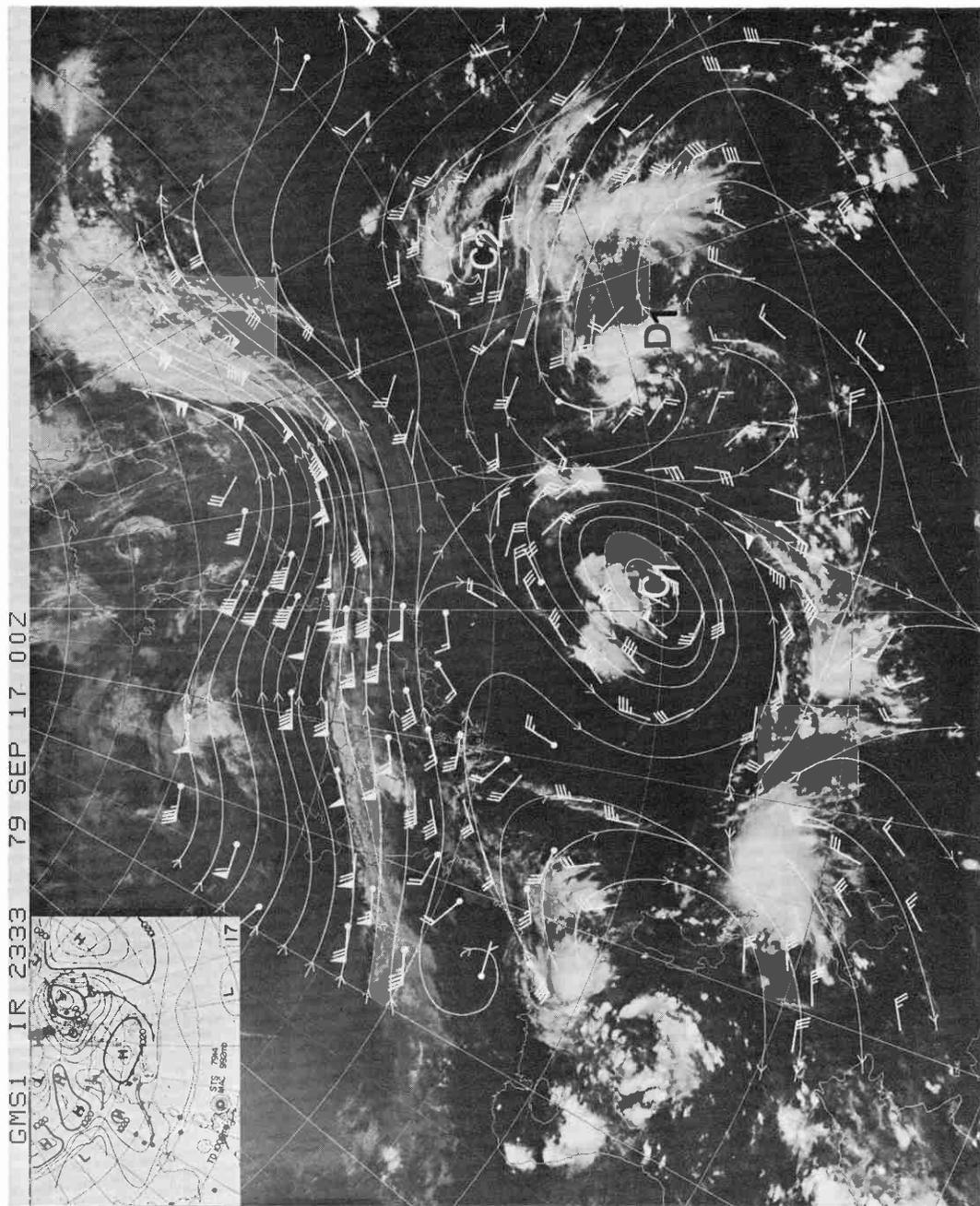


Fig. 8 (赤外面像) 1979年9月17日00z, 上層流線図。

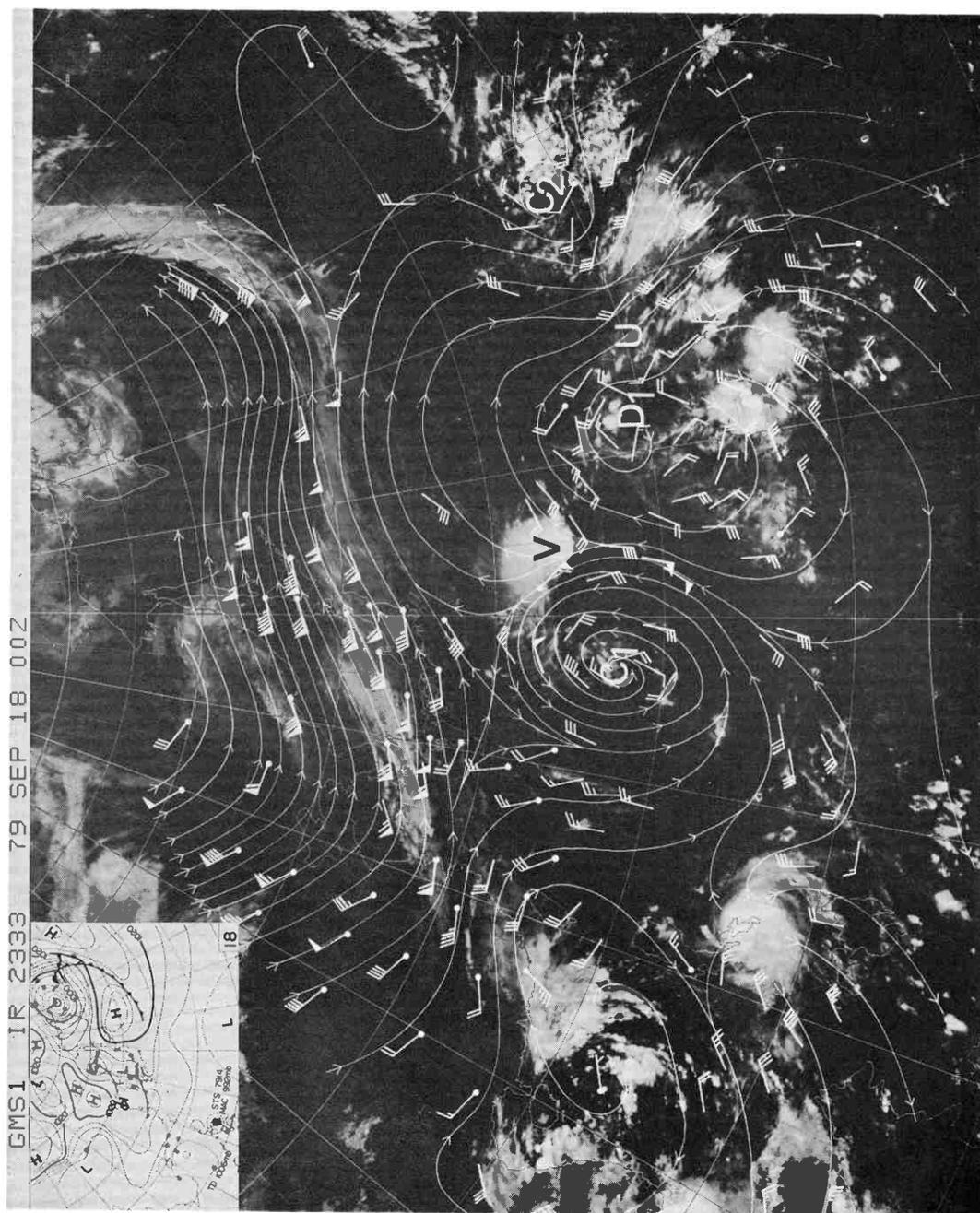


Fig. 9 (赤外画像) 1979年9月18日00時, 上層流線図。C₁とD₁は引きつづきゆっくり西進。UからVにかけて対流性の弱い雲バンドが発生。

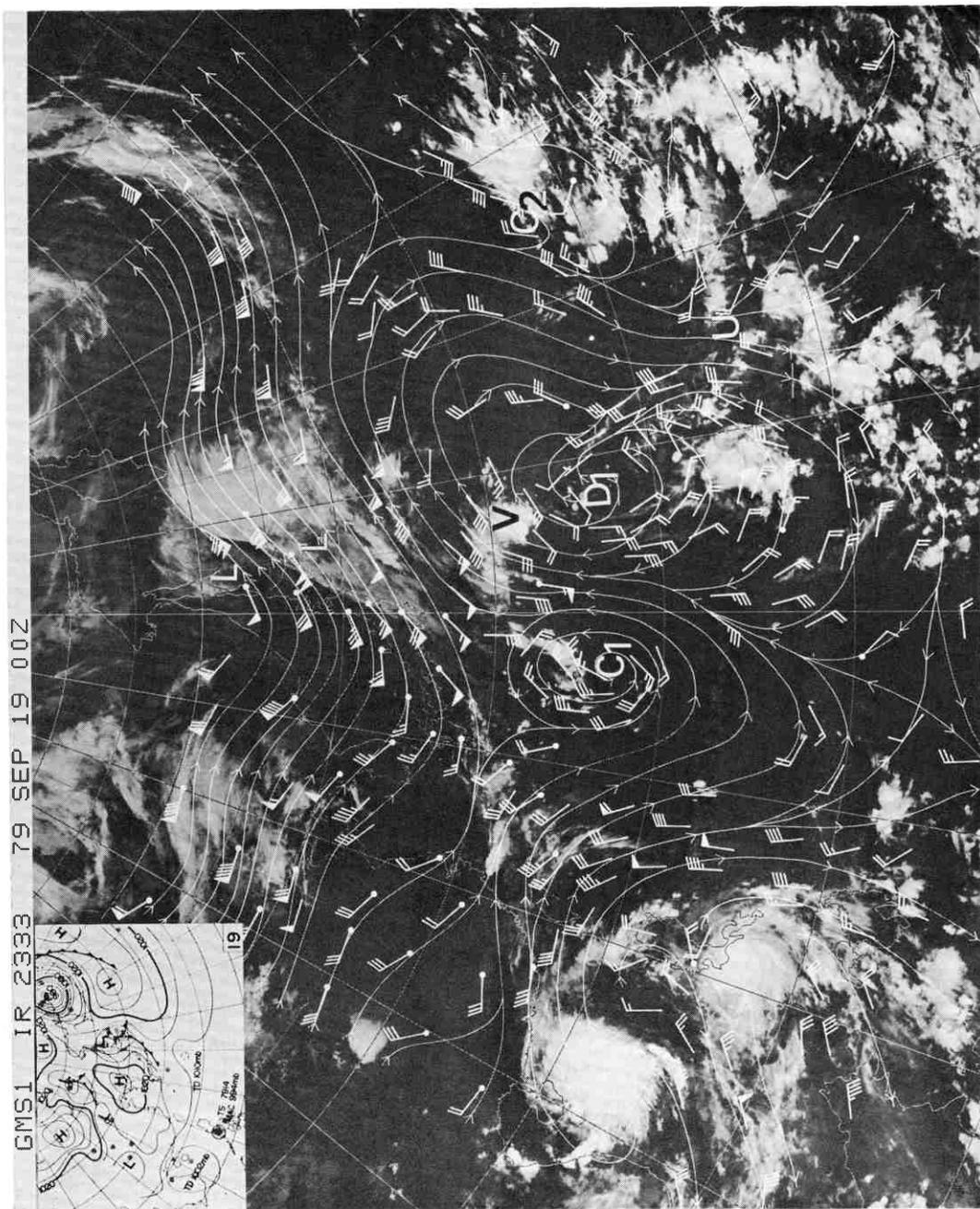


Fig. 10 (赤外画像) 1979年9月19日00z, 上層流線図。日本海には上層のトラフがあり, 低気圧に伴う雲システムが日本の東海上に見られる。

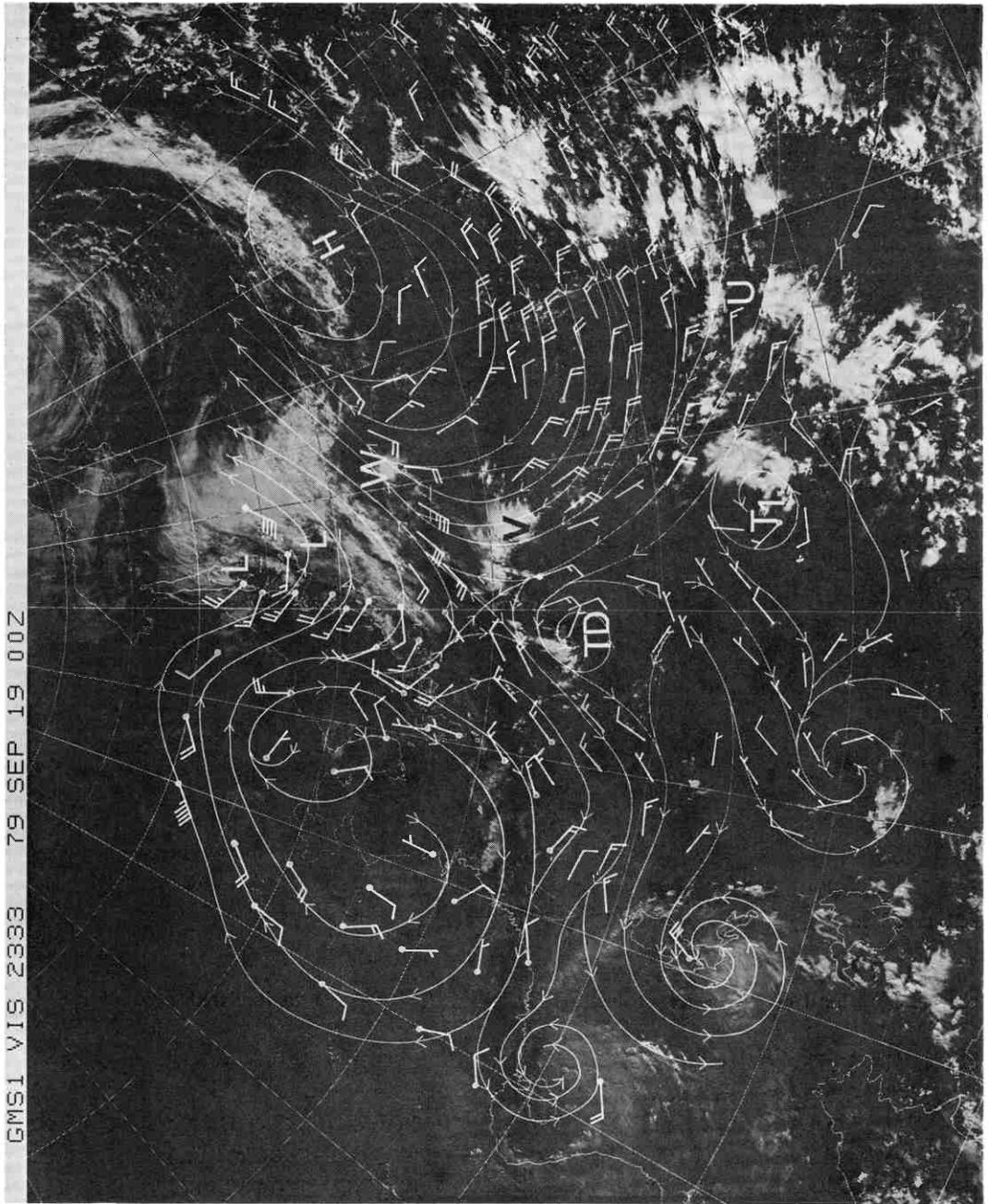


Fig. 11 (可視画像) 1979年9月19日00z, 下層流線図。丸印の付いた風は850mbゾンデ風, 無印は下層雲の動きから求めた風ベクトル。対流性バンド U-V は, 太平洋高気圧の縁辺の場に対応しており, L の接近により V-W で下層収束が強まっている。

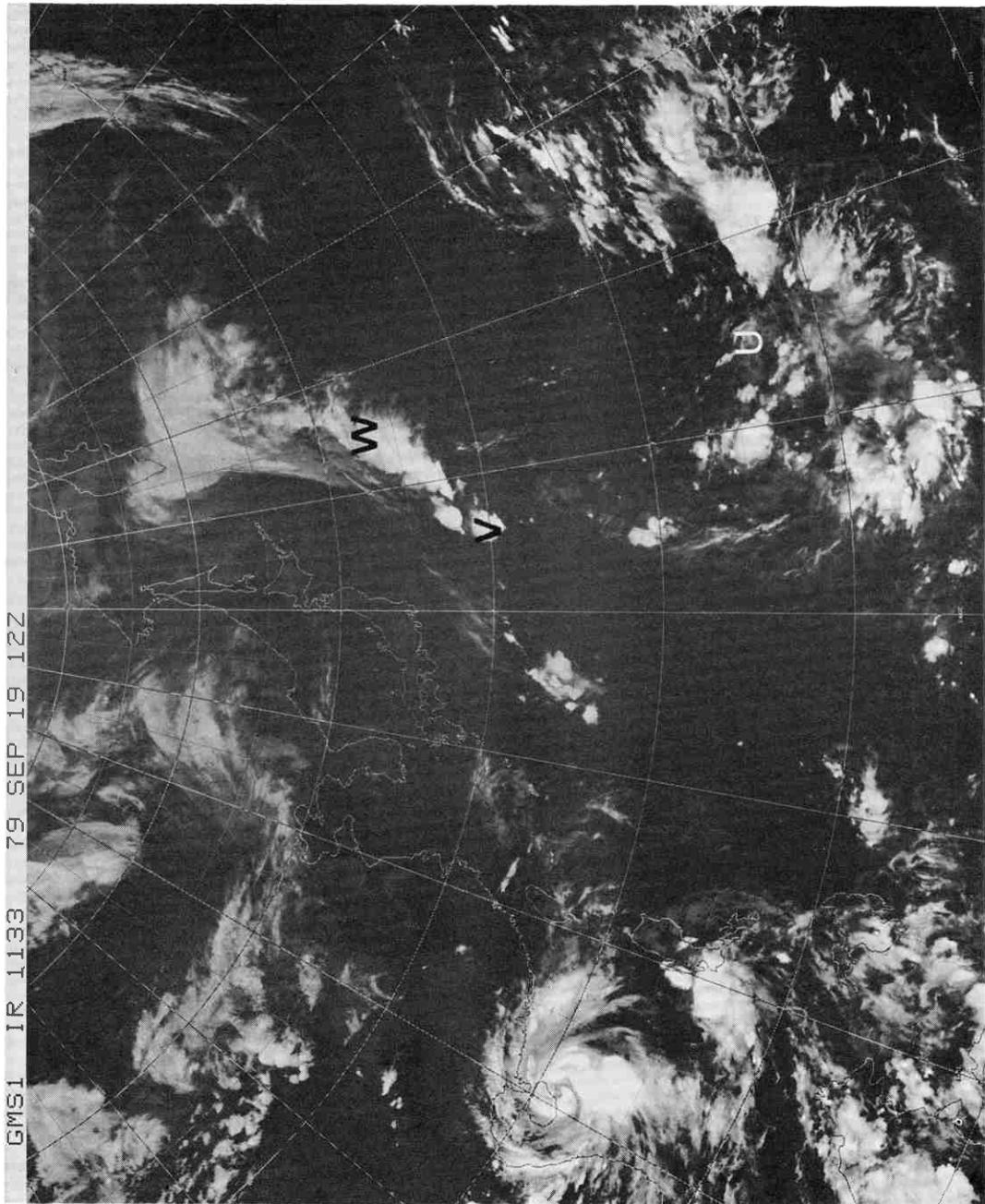


Fig. 12 (赤外画像) 1979年9月19日 12z。偏西風じょう乱との位相の一致により、VからWにかけて発達したCbバンドが形成された。

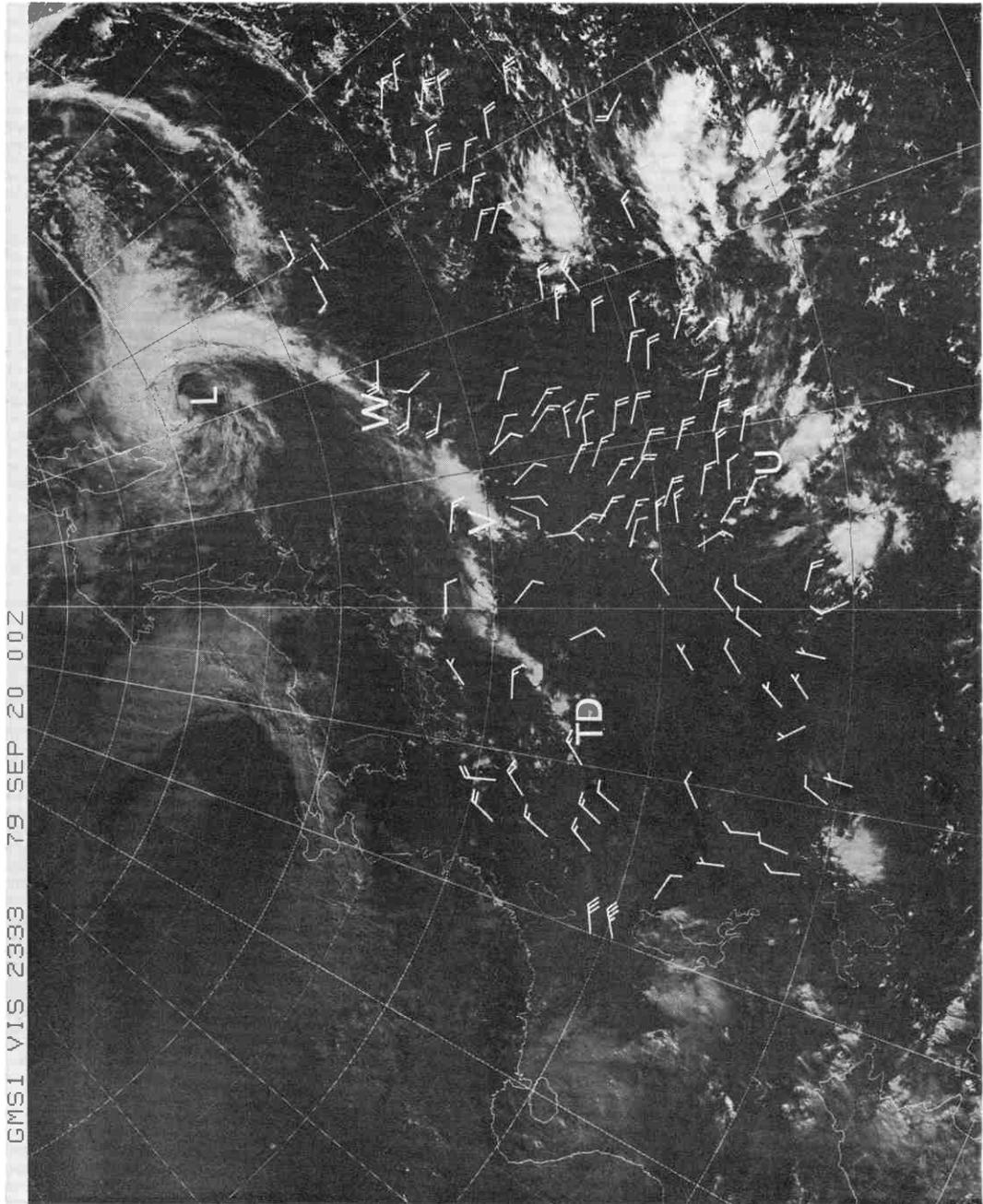


Fig. 13 (可視画像) 1979年9月20日00z, 風ベクトル図。偏西風じょう乱は東に去り、V-WのCbバンドは衰弱した。対流性雲バンドU-Vは逆V型の偏東風波動の場に形成されている。

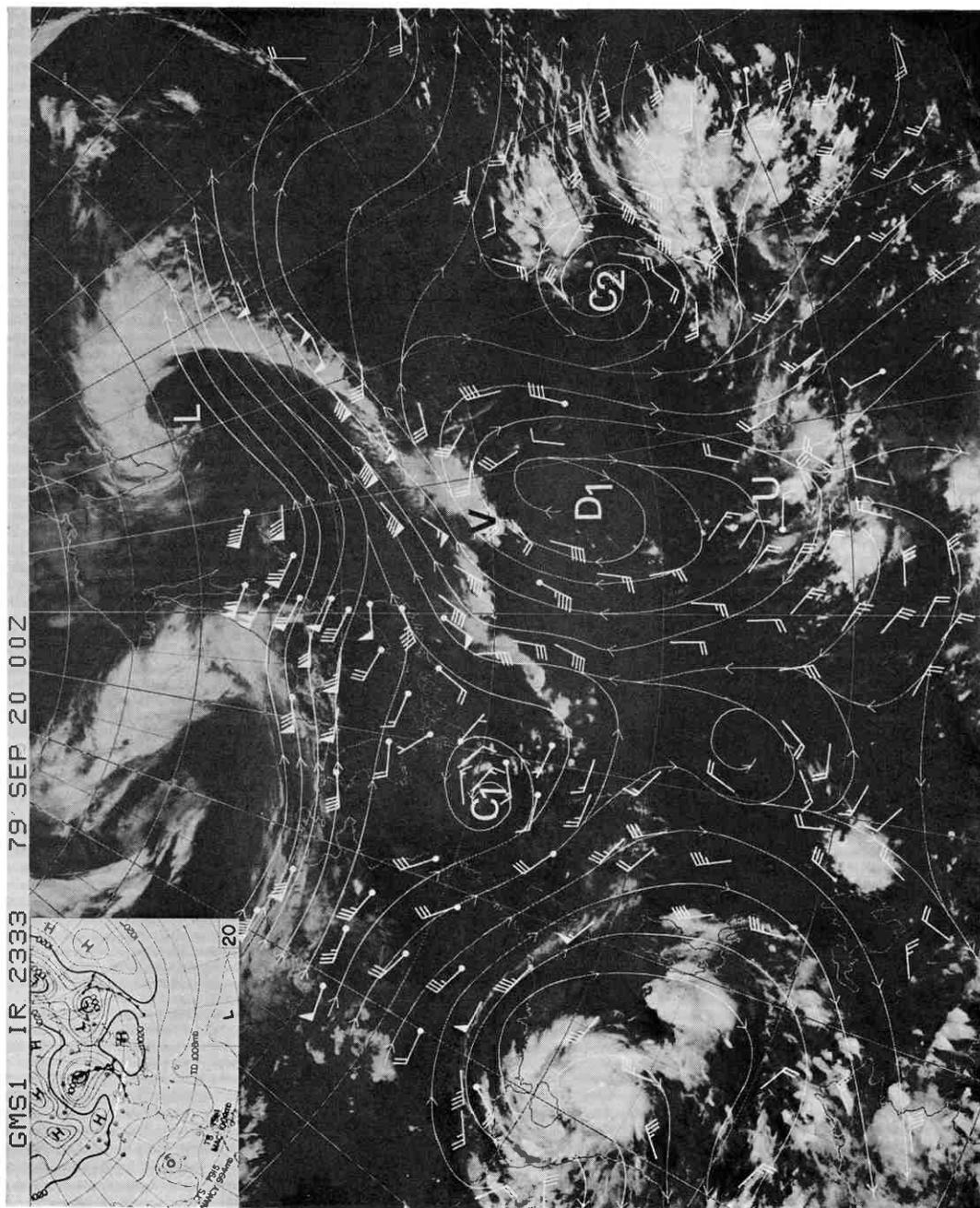


Fig. 14 (赤外画像) 1979年9月20日00z, 上層流線図。

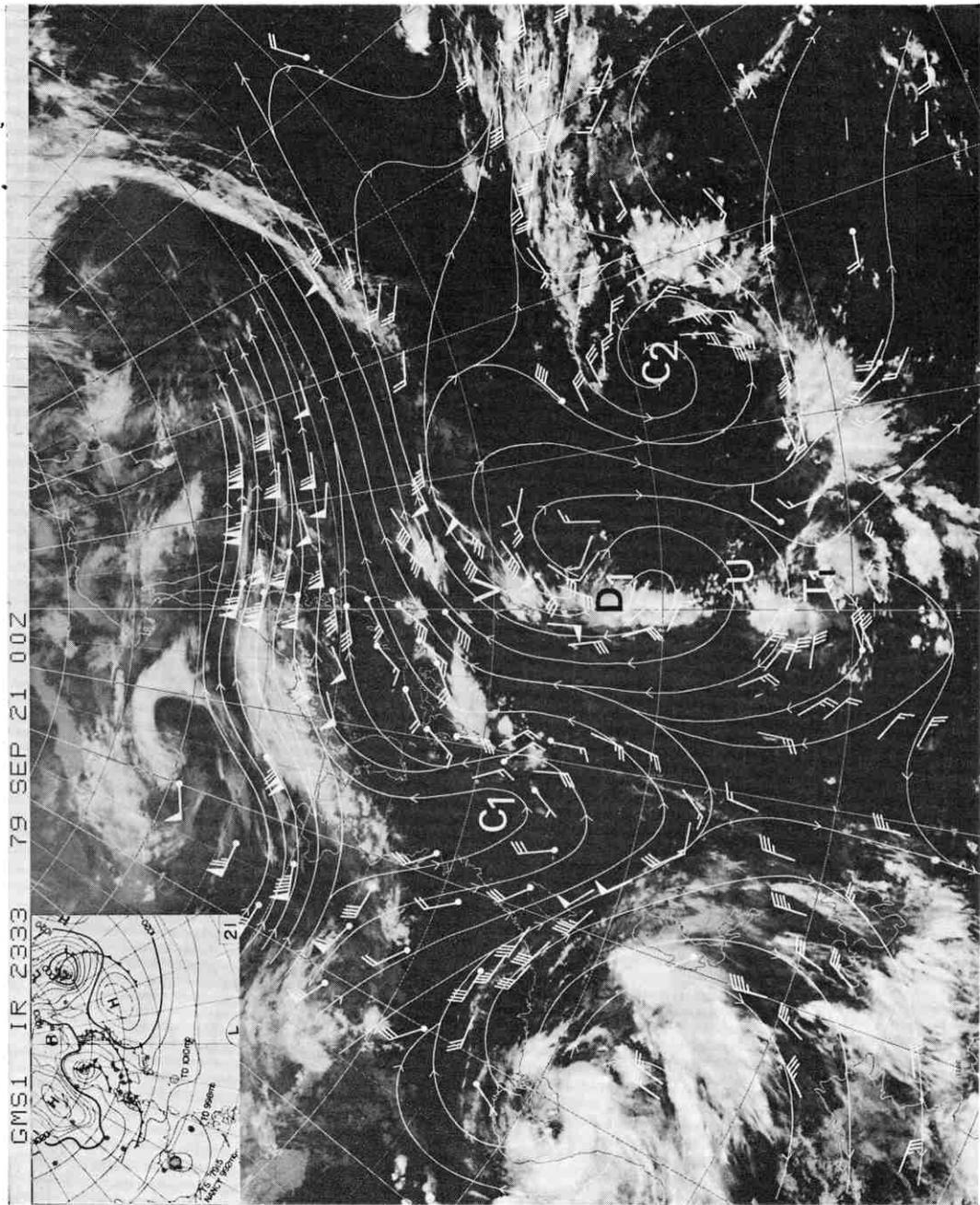


Fig. 15 (赤外画像) 1979年9月21日00z, 上層流線図。上層南よりの強風域に移行したU-Vは、積乱雲の雲バンドに発達した。

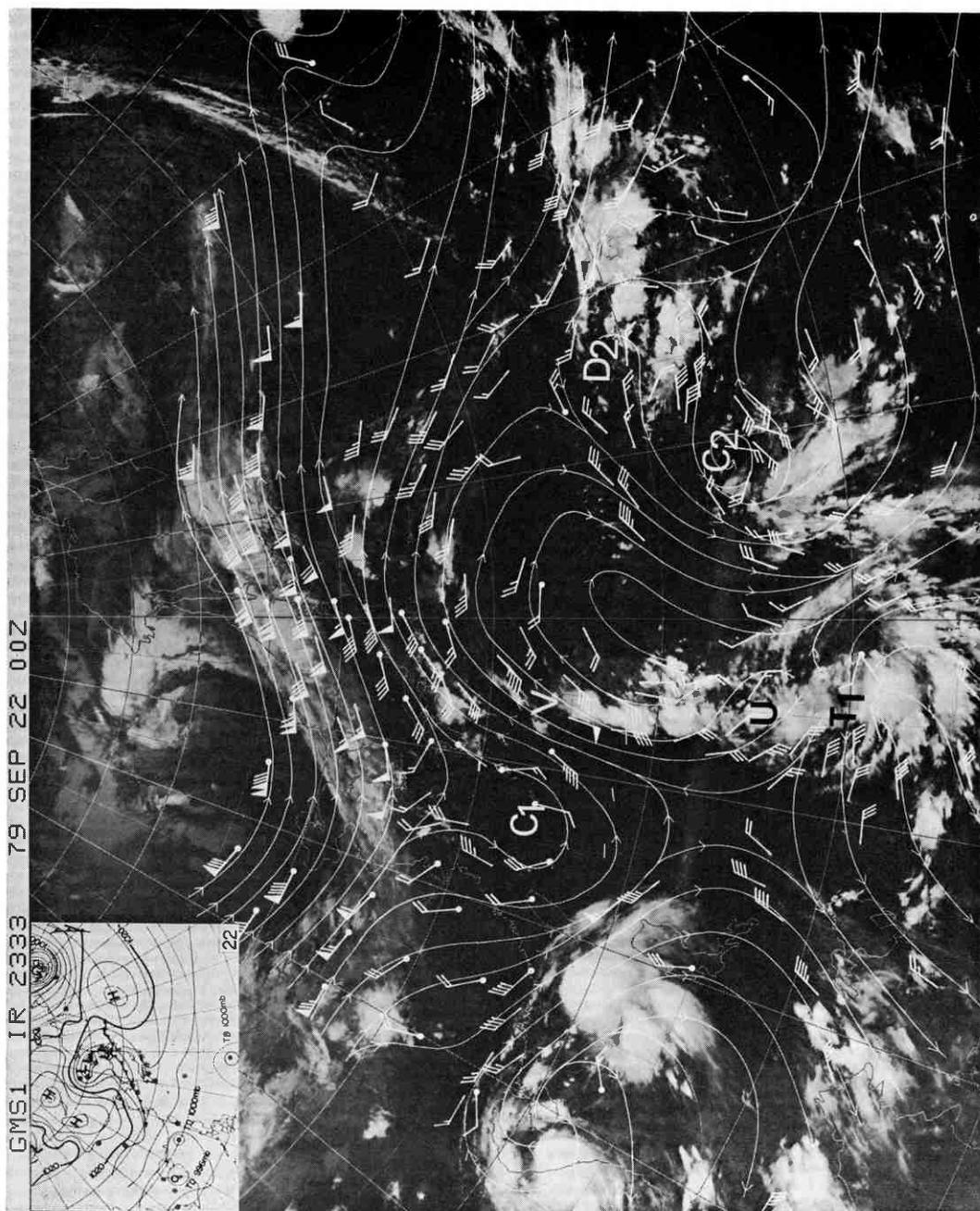


Fig. 16 (赤外面像) 1979年9月22日 00z, 上流層図。

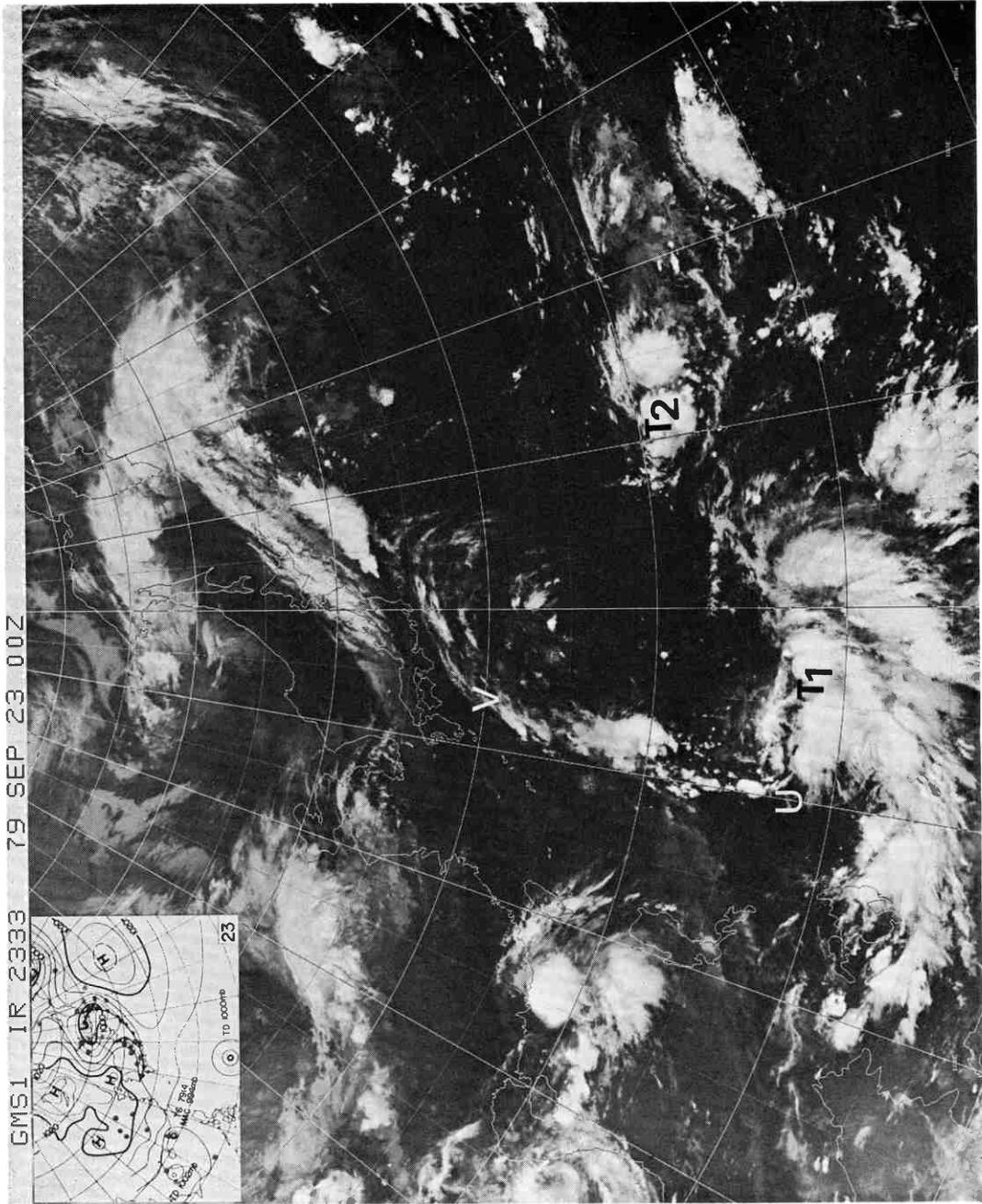


Fig. 17 (赤外画像) 1979年9月23日00z。

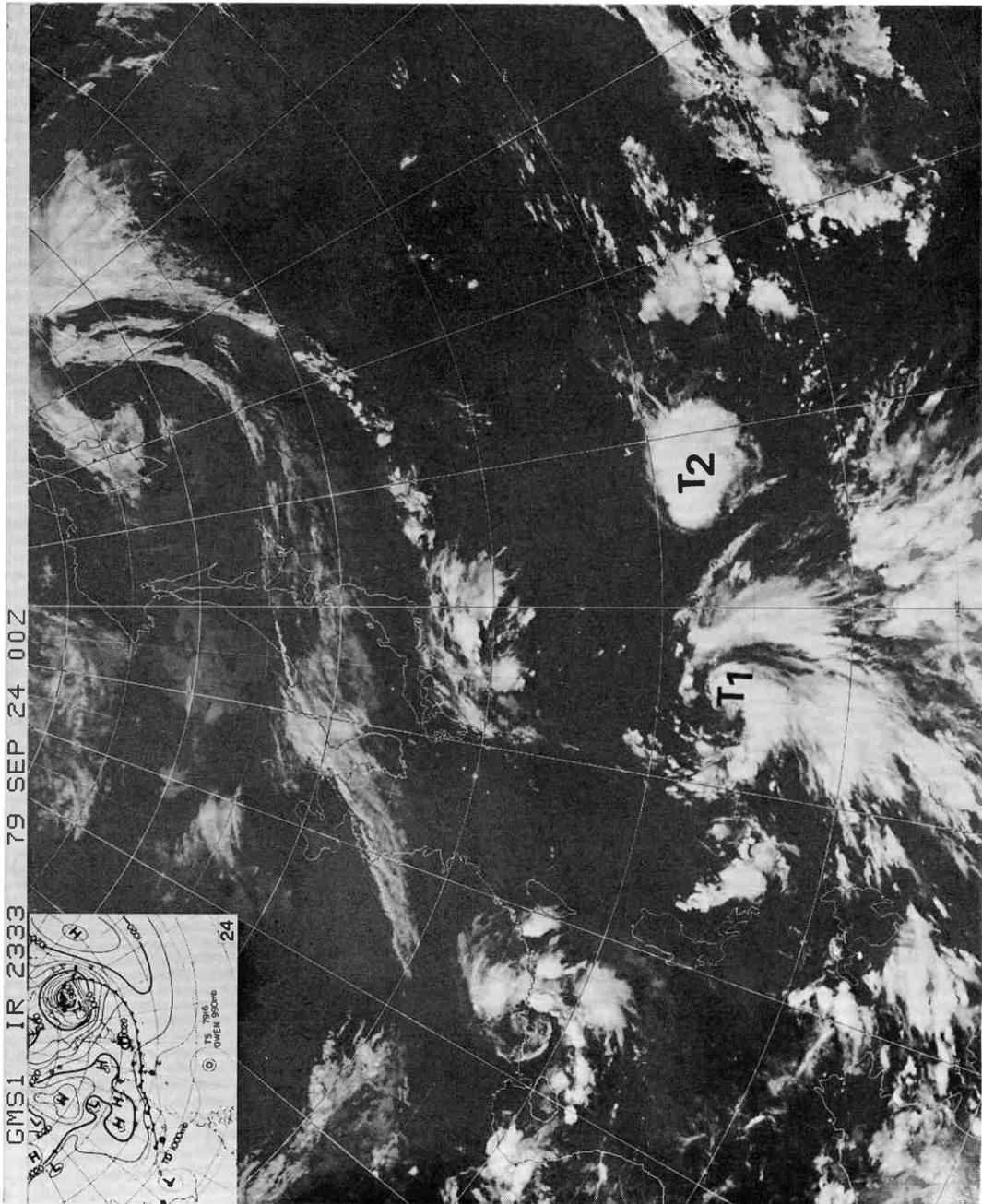


Fig. 18 (赤外画像) 1979年9月24日00z。熱帯低気圧 T₁ はコンマ状となり発達を示しており、T₁ 7916 号となった。一方、前日まで見られた対流性雲バンド U-V は消滅した。

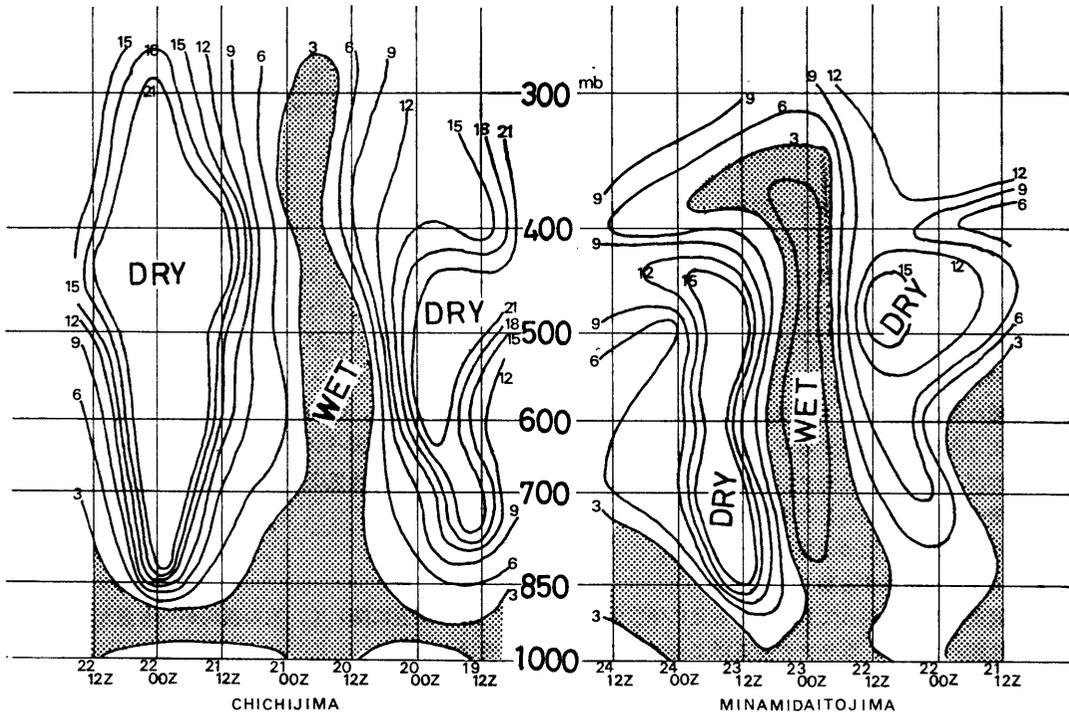


Fig. 19 対流性雲バンドが通過した父島と南大東島の湿数解析図。

3-6 高層観測データの解析

対流性雲バンドの通過した父島と南大東島の高層データを解析すると。

- a. 鉛直方向に卓越した幅の狭い湿潤域 (Fig. 19) が雲バンドと対応しており、その東西領域では顕著な乾燥域となっている。
- b. 相当温位解析によると、雲バンドに対応してかなり強い不安定域が見られる。
- c. 雲バンド内の風は、下層でやや強風 (20ノット前後)、中層で弱風 (5~10ノット)、上層で強風 (40~60ノット) であり、風向の変化は全層にわたって小さい。
- d. 気温と気圧 (高度) は、各層共雲バンド内でわずかに上昇している。湿度と相当温位以外は、前線のような急激な気象変化は見られなかった。

4. まとめ

この種の対流性雲バンドは、雲画像によってしばしば観測されるが、気象データの少ない洋上で発生し、しかも幅の狭いじょう乱であり、気象要素も湿度と相当温位の外は、目立った変化がないため、天気図では前線のようなじょう乱として表現されない。しかし、GMSの観測による雲系の連続的な追跡と、風ベクトル解析によってこの種のじょう乱の振る舞いを知ることができる。

今回の調査のみでは不十分だが、日々の現業における雲解析を主として総合すると、以下のようにまとめることができそうである。

- (1) 20°N 帯の上層波動は、ITCZ が通常より北上しているとき、偏西風トラフの低緯度への影響により、まず低緯度に上層低気圧性循環が強まり、つづいてその東側の近傍で上層高気圧性循環の発生と強化が起こり上層波動が形成される。
- (2) この波動が形成されると、かなり長期間 (確定的でないが、2~4週間) 持続する。この間、ITCZ は 10°N~20°N 帯に位置し、熱帯低気圧は多発傾向となる。
- (3) 上層波動の波長は、2,000~3,000 km ぐらいで、南北の振幅が大きく、流れは偏西風である。上層波動の高気圧性循環内で対流活動が活発であり、低気圧性循環内は一般に晴天域である。
- (4) 下層の偏東風波動は、上層高気圧性循環内に発生する。その波動は、太平洋高気圧の南西縁部に位置し、基本的なパターンは逆V型の流れである。
- (5) 偏東風波動を中心として、風下側よりも風上側で風速が強く、速度収束の存在が推定される。
- (6) 注目する対流性雲バンドは、

- a. 上層高気圧性循環内で、下層偏東風波動に対応して発生している。
- b. 雲バンドが発達したときは、上層で水平シアの大きい強風帯が、下層では偏東風の強まりがあり、上層で速度発散、下層で速度収束の強まりが推定される。
- c. 雲バンドは一般に南北に細長く、千数百キロに達する。鉛直方向に卓越した湿潤域を伴っており、その両側は顕著な乾燥域である。この湿潤域に補給される水蒸気は、下層の流れからみて、太平洋高気圧の縁辺の偏東風によって運び込まれるようだ。

(7) 雲バンドの発達

この種の対流性雲バンドの西側や北側に、トラフや熱帯低気圧（台風）が関係すると、雲バンドは発達して更に北に伸び、南北2,000キロ以上に達することがある。過去に集中豪雨をもたらした事例は、このようなパターンであり、大別して二つの型に分けられる。

a. トラフが関係する型

偏東風波動に沿ってITCZから北に伸び出した対流性雲バンドが、トラフの接近によって更に北に伸び、前線性雲バンドに入り込む型で、本稿の例が同種である。

b. 熱帯低気圧（台風）とトラフが関係する型

この種の雲バンドは、熱帯低気圧や台風に伴って発生することが多い。この場合雲バンドは、ITCZから太平洋高気圧の縁辺に沿って熱帯低気圧や台風の外側バンドに合流する型として観測される。

熱帯低気圧や台風が北上し、偏西風トラフの影響を受け始めると、外側バンドは、しだいに熱帯じょう乱から分離し、やがて偏西風帯の前線バンドに入り込み、ITCZから太平洋高気圧の縁辺に沿った長大な対流性雲バンドが形成される。

この場合、太平洋高気圧からの湿潤な南東風と共に、熱帯じょう乱やトラフの影響が加わり、雲バンドはより発達し、最も警戒を要するパターンとなる。過去の事例として、1976年9月の西日本豪雨がその典型である。

外側バンドの分離は、GMS画像によってしばしば観測され、1981年8月初旬の北海道豪雨も同種の

現象であった。

トラフの移動がおそく、台風がゆっくり北上したり、停滞したときは、発達した対流性雲バンドが同一地域に入るため、大きな集中豪雨の起る可能性がある。

5. あとがき

今回の調査では、上、下層の風ベクトルから客観解析も行ったが、じょう乱を適切に表現するパターンは得られなかった。このため長期間の雲画像と主に上層流線図によって解析したが、この種のじょう乱の一端を示したのに過ぎないと思っている。今後は、偏東風波動の解析に重点を置き、偏西風トラフや熱帯低気圧とのかかわりによる対流性雲バンドの発達、また上・下層の波動と関係の深い熱帯低気圧の発生などの調査を深めたいと思っている。

謝 辞

この調査に関して、次の諸氏から有意な助言と指導を受けた。

岡林（気象大学校）、檀間、嶋村（本庁予報課）、門脇、柴田、小花、清水、浜田、小佐野、南条（気象衛星センター）。

各位に厚く謝意を表します。

References

- 浜田忠昭, 1980: 静止気象衛星「ひまわり」の画像からの風計算, 天気, 27, 139-158.
- 黒田雄紀, 1979: 太平洋高気圧縁辺で発達する対流雲, 天気, 26, 27-29.
- 室戸レーダー班, 1976: レーダからみた台風7617号. 大阪管区府県研究会誌.
- 小花隆司, 1979: L F 法風計算に伴う誤差. 研究時報, 31, 313-326.
- 小花隆司, 1981: 統・L F 法風計算に伴う誤差. 研究時報, 33, 63-67.
- 岡林俊雄・黒崎明夫, 1976: 気象衛星の利用, 天気予報指針(実用編), 111-147.
- 安井春雄, 1976: 水蒸気の予測, 天気予報指針(実用編), 180-192.