

日本付近を通過する低気圧の特徴

鈴木 和史*

The features of the extratropical cyclones passing through around Japan Kazufumi Suzuki*

abstract

The features of the extratropical cyclones passing through around Japan are investigated using satellite images.

"South Coast Cyclones"(cyclones passing through south of Japan Islands) conform to the typical cloud pattern of the developing cyclone. For these cyclones, it is easy to identify cold fronts and warm fronts by the satellite images.

"Japan Sea Cyclones"(cyclones passing through north of Japan Islands) are classified into two types. One is the cyclones having active rainbands in the warm sector. For these cyclones, identifying warm fronts are easy but deciding the positions of cold fronts have the alternative of the rainband or the cold advection maximum far away from the rainband. The other is the cyclones having ana-cold fronts. For these cyclones, identifying cold fronts is easier than warm fronts.

For "Coupled Cyclones"(cyclones passing through south and north of Japan Islands simultaneously), the cyclone passing through south is similar to the South Coast Cyclone and the cyclone passing through north is similar to the Japan Sea Cyclone with ana-cold front.

It seems that these features are influenced by the orographic effect of Japan Islands and by the warm temperature of the sea south of Japan.

要 旨

日本付近を通過する低気圧の特徴を、衛星画像を用いて調べた。南岸低気圧は、従来から提唱されている典型的な発達モデルに類似し、温暖前線と寒冷前線の決定は容易である。日本海低気圧は2つのパターンに分けられる。一つは暖域で活発なレインバンドを持つタイプで、温暖前線は明瞭だが寒冷前線の決定はレインバンドと寒気流入の極大との位置がずれるため難しい。もう一つはアナフロント型寒冷前線を持つタイプで、寒冷前線は雲バンドの前縁に決めることが出来るが温暖前線は不明瞭であった。二つ玉低気圧の場合、南海上を通る低気圧は南岸低気圧に、日本海を通る低気圧はアナフロント型日本海低気圧に、それぞれ類似した構造を持つ。こうした特徴は、日本列島の山岳と日本南海上の暖かい海水温が影響していると考えられる。

*気象衛星センター 解析課

(1998年11月12日受領、1998年12月15日受理)

1. はじめに

今世紀初めビヤークネスは、主に地上観測データから、鋭い洞察力をもって低気圧の発達モデルを完成した。その後天気図における低気圧の解析は、このモデルにならうことが多い。一方その後の高層観測・レーダ・気象衛星などの観測手段の進歩により、また総観気象学の進展に伴い、ビヤークネスモデルと異なる低気圧の発達モデルが示されている。

Browning(1990,北畠他(1995a)による解説がある)は、コンベヤーベルトの概念を導入し、低気圧の構造やその変化を説明した。Reed(1979)やRasmussen(1979)は、衛星画像からジェット気流の北側の寒気場内で発達するポーラローと呼ばれる低気圧を調査した。Shapiro(1990,北畠他(1995b)による解説がある)は、衛星画像のほか航空機等による特別な観測からfrontal fractureやbent back型温暖前線の構造を示し、従来の閉塞と異なるTボーン型モデルを提唱した。Evans(1994)やBader(1995)は、上中層の大規模な

流れのパターンに着目して、発達する低気圧の特徴を分類した。

北西太平洋域で、低気圧の発達過程を衛星画像で観察していると、必ずしもビヤークネスモデルと同じ経過をたどらないことはよく経験する。大陸西岸に位置するヨーロッパと、大陸東岸に位置しヨーロッパに比べ緯度の低い日本付近における低気圧の発達パターンは異なることが予想できる。さらに日本付近の特有な環境として、日本列島の地形効果や海面水温による熱的效果などが考えられ、こうした効果が低気圧の構造や発達にどのように影響するのかについて、詳細な議論は行われていない。

この報告の目的は、日本付近における低気圧の発達に特徴的な差異があるのかを衛星画像から探り、それぞれの低気圧の構造や振る舞いを考察・比較することである。

2. 低気圧の発達モデル

極東域における衛星画像から見た低気圧発達モデル

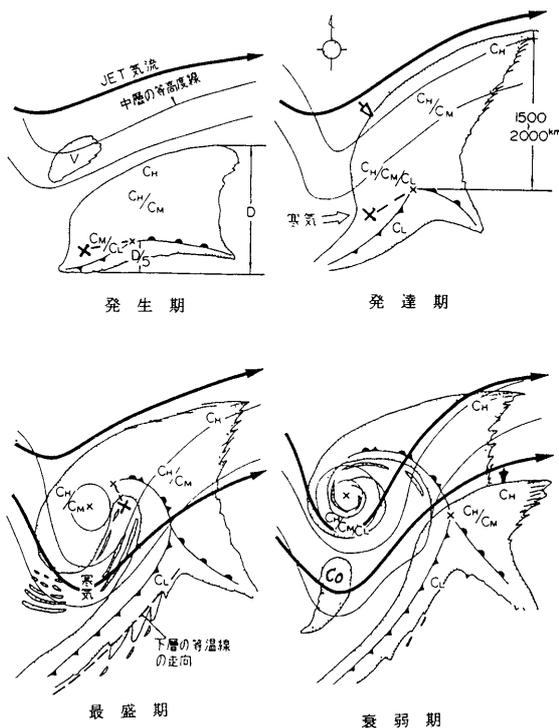


図1 岡林(1982)のモデル。×印と破線は低気圧中心がこの範囲に入ることを示す。

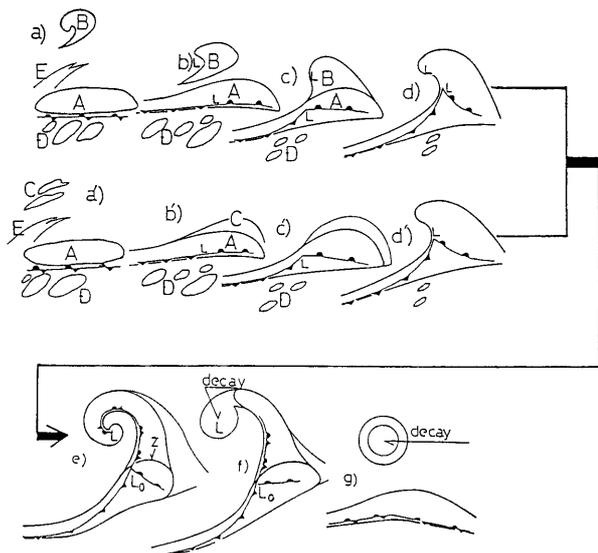


図2 小花(1983)のモデル。上側はインスタントオクルージョンで発達する場合、下側はJps, Jps系上層谷前面の雲域から発達する場合。

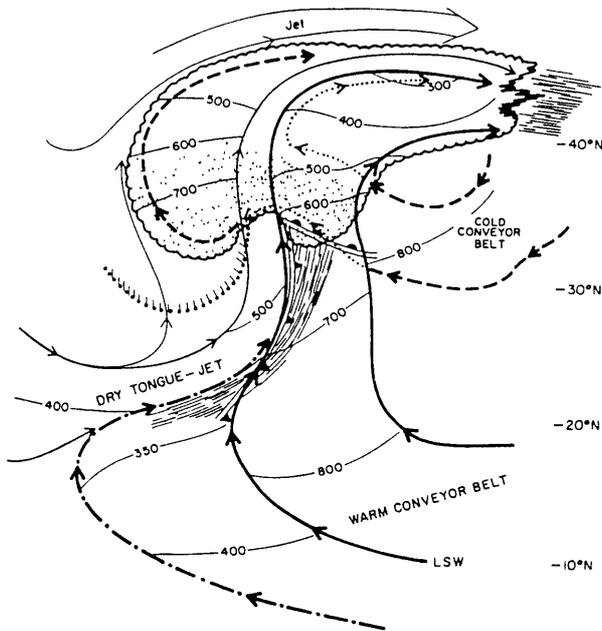


図3 Carlson(1980)のモデル。太実線はWCB、破線はCCB、数字はそれぞれの気流の高度を表す。

は、岡林(1982)と小花(1983)が提唱している。

岡林は、低気圧発達の主要段階の雲パターンとして4段階に分けたモデル図(図1)を示した。発生期から衰弱期にかけて、雲域と低気圧・前線との位置関係がよく表されている。またこのモデル図では表現していないが、発達期には低気圧の暖域内で線状の対流雲が現れやすいことを指摘している。

小花は、大陸東部～日本付近で前線波動から低気圧が発生する場合の雲パターンの変化を二つに大別した(図2)。一つはインスタントオクルージョンによるもの、もう一つは上層の谷前面で発達するもので下層傾圧場から発達する低気圧として理論や経験からよく知られているものと一致するとしている。

Carlson(1980)は、Browningのコンベヤベルトの概念を用いて、低気圧内部の気流構造をモデル化した(図3)。温暖前線前面で前線に平行な下層の流れのCCB(Cold Conveyor Belt)や暖域から北上して温暖前線面を滑昇する流れのWCB(Warm Conveyor Belt)が特徴的である。

3. 低気圧の分類

日本付近を通過する低気圧は、一般に3つのパターン(南岸低気圧・二つ玉低気圧・日本海低気圧)へ分類される。

予報作業指針(1987)によると、南岸低気圧は「日本の南岸を主として東～北東に進む低気圧」、二つ玉低気圧は「本州を南北に挟んで通過する2個の低気圧」、日本海低気圧は「日本海を主として東～北東に進む低気圧」と定義されている。気象庁のアジア太平洋地上天気図から、この定義に従って、「南岸低気圧」「日本海低気圧」「二つ玉低気圧」を選び出した。地形の影響が強く解析に任意性のある地上天気図だけでなく、客観的解析である850hPaなど高層天気図も用いて分類すべきであろうが、ここでは地上天気図のみによる選定をした。どの分類に当てはまるか紛らわしいものは選定しなかった。例えば日本海低気圧でも、大陸から南下して日本海でコンマ型の発達をするものは除いた。南岸低気圧では、本州南岸からかなり離れたもの(およそ500キロ以上)や停滞前線上のメソ低気圧は除外した。

調査期間は1996年3月から1998年2月までの2年間で、一般的に日本付近での低気圧の発達が顕著でない6～9月を除いた、のべ16ヶ月である。

4. 発生・発達の特性

分類した低気圧について、発生・発達の特性を概観する。

(1) 発生の特性

二年間の発生数(表1)は、南岸低気圧が23個、日本海低気圧が16個、二つ玉低気圧が8個となっており、南岸低気圧の発生が最も多い。

発生数の変化を見ると、南岸低気圧は寒候期間中のどの月にも平均して発生しているのに対し、日本海低気圧は10～12月の初冬に、二つ玉低気圧は2～3月の早春にそれぞれ多く、季節的な変動を持つ。

(2) 発達の特性

日本付近を通過中に、低気圧の中心気圧が、24時間

	1月	2月	3月	4月	5月	10月	11月	12月	計
日本海低気圧	1	1	4	1	1	3	3	2	16
二つ玉低気圧	1	2	2	1	1	0	1	0	8
南岸低気圧	6	2	4	3	1	1	3	3	23

表1 低気圧の発生数 (1996年3月～1998年2月。6～8月を除く)

	急発達	発達	非発達
日本海低気圧	1	7	8
二つ玉低気圧	1	5	2
南岸低気圧	3	12	8

表2 日本付近を通過する低気圧の中心気圧の深まり。期間は表1と同じ。非発達は10hPa/24時間以下、発達は10～20hPa/24時間、急発達は20hPa/24時間以上の中心気圧の深まりに対応。

で20hPa以上深まった場合を「急発達」、10～20hPaの深まりの場合を「発達」、10hPaより小さな深まりの場合を「非発達」として、それぞれの割合をみる(表2)。南岸低気圧の約2/3、日本海低気圧の約1/2、二つ玉低気圧の約3/4が、それぞれ発達あるいは急発達している。

急発達する例は全体の1割程度だが、日本の東海上

に進んだ後さらに発達することが多い。日本列島通過中は、まだ発達初期にあたるといえる。

5. 衛星画像の特徴

低気圧の雲域が、日本列島に「接近時」、日本列島を「通過中」、日本列島を「通過後」に分けて、それぞれの特徴や違いを調べる。「発達」と「急発達」の中から

事例を取り上げる。日本海低気圧については、暖域内で対流雲が活発な例と寒冷前線付近に対流雲が存在する例があるので、それぞれの例を示す。

5. 1 南岸低気圧 (1997年3月26日00UTC~27日12UTC)

(1) 事例

東シナ海で発生した低気圧は、本州南海上を東~東北東進し、八丈島のすぐ南を通過して関東の東海上に出た。通過中の低気圧の発達は12~14hPa/24hr。

【接近時の特徴】 (図4)

・岡林のモデルに示されるように、低気圧中心は雲域のほぼ中央部にあり、これは発生期の特徴である。発生期の特徴の一つとされるクラウドリーフパターンは経過していない。

・暖域にあたる南西諸島に対流雲があり、列状に連なっている所もある (図4三角印)。暖域内のこうした対流雲列は、発生期の頃は必ずしも寒冷前線と対応しないので、解析時には注意が必要である。

この時点で衛星画像から発達を示す兆候は見られない。

【通過中の特徴】 (図5,6)

・低気圧中心の北側で雲域面積が増加し、雲頂高度も上昇してくる。層状性の雲が大部分だが、温暖前線のすぐ北側では対流雲が増加している。

・低気圧中心のすぐ西に雲の無い領域が侵入し、フックパターンが形成される。

・北縁のシーラスストリーク (以後Ciと書く) が高気圧性曲率を帯び、雲縁も明瞭になる。

・寒冷前線に対応して対流雲バンドが形成されるが、東進するにつれ対流活動は弱まる。寒冷前線後面での寒気流入を示すセル状雲パターンは明瞭でない。

【通過後の特徴】 (図7)

・低気圧に伴う雲域北縁のCiは、高気圧性曲率を更に増している。フックパターンも明瞭となって、低気圧中心の推定が容易になっている。

・低気圧中心および寒冷前線に対応する雲バンドで、対流活動が再び活発になる。

(2) 発達の特徴

発達する低気圧の例では、時間の経過と共に、雲域が拡大する・雲頂高度が上昇する・雲域北縁の高気圧性曲率が増大するなど、岡林のモデル(図1)の発生期から発達期と同じ特徴を示す。

松本(1987)は、南岸低気圧に関連して東シナ海で発生する低気圧の特徴を調べ、500hPaの谷の前面で湿潤域がありそれが組織的であれば発達しやすいと述べている。今回の調査では、東シナ海で雲域が発生した時点 (接近時) で、雲パターンから発達・非発達を判断できる特徴は見られなかった。

5. 2 日本海低気圧

(1) 前線付近に対流雲が存在する例 (1997年2月28日00UTC~3月1日1200UTC)

黄海で発生した前線を伴った低気圧は、発達しながら日本海を東北東進した。南西に伸びる寒冷前線は幅広い雲バンドとして通過した。通過中の低気圧の発達は22hPa/24hr。

【接近時の特徴】 (図8)

・暖域内や寒冷前線付近でも対流は活発でない。

【通過中の特徴】 (図9,10)

・寒冷前線に対応した幅広い雲バンドは、北東-南西走向を持って東進する。

・バンド前縁の所々で、対流雲が発生・発達している。

・低気圧中心付近で、わずかに高気圧性曲率を帯びたCiが見られるが、中心を示唆する雲パターンは不明瞭なままである。

・暖域内での対流活動は活発でない。

【通過後の特徴】 (図11)

・前線に対応する雲バンドの雲密度が粗くなり、前縁部に細長い対流雲列 (ロープクラウド) が形成される。

・低気圧後面では寒気流入に対応して、下層雲のセル状パターンが見られる。

(2) 暖域内で対流が活発な例 (1996年12月4日12UTC~6日00UTC)

黄海で発生した低気圧は、前線を伴って発達しながら日本海を東北東進し、北海道の南海上に達した。通

過中の低気圧の発達率は18hPa/24hr。

【接近時の特徴】(図12)

- ・高気圧性曲率を持つCiが、雲域の北縁に見られる。
- ・低気圧の暖域内にあたる東シナ海で、対流雲が発達している。

【通過中の特徴】(図13,14)

- ・雲域は南北に立ち、北縁のCiの高気圧性曲率が増す。
- ・暖域内では対流活動が活発化し、南海上から北へ伸びる幅広いバンド状対流雲が組織化する。
- ・寒気流入に対応した筋状の雲パターン(前縁部を図中三角印で示す)は、暖域内の雲バンドより数百キロ後面に見られる。
- ・低気圧の北西象限からCi(図中、矢印で示す)が追いついてくる。このCiは500hPaのトラフに対応している。

【通過後の特徴】(図15)

- ・北西象限から追いついたCiが低気圧の雲域と併合して、雲域は南北に立ち面積が増大する。
- ・低気圧後面では寒気流入に対応して、下層雲のセル状パターンが見られる。

(3)前線付近に対流雲が存在する例と暖域内活発例との比較

前線付近に対流雲が存在する例では、寒冷前線は雲バンドの前縁に位置し、対流雲は前線上かそのすぐ後面に見られる。暖域で対流活動が活発な例とは、寒冷前線と雲域との位置関係が異なり、教科書的な寒冷前線モデルに類似していることが分かる(以後この例を「アナフロント型」と呼ぶ)。

一方暖域内で対流活動が活発な例では、低気圧が日本に接近する前から暖域内にレインバンドが発達している(以後「暖域レインバンド型」と呼ぶ)。レインバンドは寒冷前線の前面に位置し、その後面では狭いながらも雲のない領域がある。雲のない領域の後面には層状化した中下層雲が数百キロの幅で広がり、さらにその後面に寒気流入に対応したセル状の雲パターンが見られる。

500hPa天気図では、トラフの南下程度に差がある。

アナフロント型の場合、トラフは浅く強風軸は北緯35度付近までしか南下していない。一方暖域レインバンド型の場合、トラフは深く強風軸は北緯30度付近まで南下している。

850hPa天気図では、どちらの例も暖域内での南西風が強い。違いは後面の寒気流入にある。寒気流入の極大は、アナフロント型では地上寒冷前線近傍であるのに対し、暖域レインバンド型では地上寒冷前線より数百キロ後面にある(図13,14では850hPa天気図に破線で示す)。

5. 3二つ玉低気圧(1997年2月2日00UTC~3日12UTC)

日本海に低気圧が発生し、北緯30度付近を進む低気圧と共に日本列島をはさむ形で通過した。日本海の低気圧は前線を持たなかったが、日本の南海上を通る低気圧は前線を伴い、それぞれ東北東に進み、日本列島通過後南の低気圧が主力となって三陸沖で発達した。通過中の低気圧の発達程度は14hPa/24hr。

【接近時の特徴】(図16)

- ・東シナ海の前線波動に対応し、雲域が前線の500~600km北側に広がっている。この雲の北縁にはCiがみられるが、高気圧性曲率は小さい。
 - ・日本海に下層雲が広がっているが、組織化されていない。
- これらの雲域がそれぞれ関連している徴候は見られない。

【通過中の特徴】(図17,18)

- ・南の低気圧に対応した雲域は、雲頂高度を上昇させながら北側に広がり、北縁は高気圧性曲率を増す。活発な対流雲は少ない。
- ・北の低気圧に対応した雲域は、コンマ形状に組織化しながら次第に雲頂高度を上げる。雲域面積は小さく南の低気圧の雲域とまだ併合しない。
- ・850hPaでは南岸と日本海にそれぞれ低気圧性循環が見られ、これらが深い谷を形成する。この深い谷の前面で暖気移流が顕著となり、南の低気圧では温暖前線面を滑昇する層状の雲域が発達する。

【通過後の特徴】(図19)

- ・日本海の雲域は雲頂高度を上昇させ、南海上の雲域と併合して南北に大きな雲域となる。
- ・南海上の低気圧に対応した雲域内では、対流活動が活発になる。
- ・低気圧後面では寒気流入に対応して、下層雲のセル状パターンが見られる。

このような特徴は、500hPaでのトラフの深まりや850hPaにおける寒暖気の流入強化を反映している。

6. 日本列島を通過中の低気圧の特徴

三種類に分類した低気圧が日本付近を通過する時の特徴を、温暖前線と寒冷前線に着目して示す。日本海低気圧については、アナフロント型と暖域レインバンド型に分けて示す。なお、それぞれ特徴図の中では、各高層観測点における低気圧に相対的な850hPa,700hPa,500hPaの風場を示す。相対的な風は、観測した高層風から低気圧の移動ベクトルを一律に差し引いて求めた。従って低気圧から遠く離れた部分や低気圧と異なる動きをしている部分では、相対的な風と言えないので、注意が必要である。

6. 1 南岸低気圧

図20に南岸低気圧の特徴図を示す。これは図6に対応する時刻の可視画像と東北東に30ノットで進む低気圧に相対的な風場を示したものである。

(1)温暖前線

南岸低気圧ではWCBやCCBが明瞭である。低気圧に相対的な風分布では、温暖前線前面にあたる八丈島・浜松・仙台の850hPaで20~30ノットの北東風となつて、CCBの存在を表している。更にこのCCBの上を南風(八丈島では700hPa、館野・仙台・秋田は500hPaの高度に相当)が北上しながら高度を上昇させており、WCBが温暖前線面を滑昇している様子を表している。このWCBによって雲域は北へ広がる。温暖前線近傍では対流性の雲も混在するが、雲域は北へ行くほど雲頂高度は高く、層状性の上中層雲で構成される。温暖前線は、低気圧中心から東に伸びる下層雲域の中にある

対流雲の南縁を結んだ線に決定できる。

温暖前線前面の気塊は、CCBによる北東気流が入りやすいことや関東地方では地形的に寒気が滞留しやすいことから、寒冷前線後面の寒気より冷たい場合が多い。

(2)寒冷前線

南海上を通過中の寒冷前線は不活発になりやすい。これは、低気圧後面から流入する寒気が日本列島を迂回するからと考えられる。迂回する流れは、日本海側から太平洋側へ向かう気流が山地に直角にあたる北風成分が増すほど顕著となる。迂回した寒気は、南海上を吹送する間に暖かい海水温で昇温する。暖化した寒気は寒冷前線の温度傾度を弱め、対流活動を不活発にする。発達例(図5~6)でも、寒冷前線対応の雲バンドは本州南海上を進むにつれ雲頂高度が低くなり活動が弱まっていることが分かる。対流活動が弱まっても雲バンドは維持されるので、前線の決定は容易である。なお一旦弱まった雲バンドも日本の東海上で再び活発になることが多い。

6. 2 日本海低気圧(アナフロント型)

図21にアナフロント型日本海低気圧の特徴図を示す。これは図10に対応する時刻の可視画像と東北東に30ノットで進む低気圧に相対的な風場を示したものである。

(1)温暖前線

一般的に、アナフロント型日本海低気圧では、衛星画像から温暖前線を特定するのは難しい。850hPa実況では強かった暖域内の南西風も低気圧に相対的な流れでみると弱く、WCBは強くないことが分かる。前時間の状況(図略)から、CCBも不明瞭である。このように温暖前線を形成する気流構造が顕著でないため、温暖前線を衛星画像から判別することは難しいと考えられる。

(2)寒冷前線

暖域内で対流活動は不活発で、レインバンドは形成されない。寒冷前線に対応した幅広い雲バンドは、ほぼその形状を維持したまま東進し、その前縁に比較的

活発な対流雲が存在する。これはアナフロント型前線の特徴であり、雲バンドの前縁に形成される対流雲やロープクラウドを目安に寒冷前線の位置を決定できる。

低気圧に相対的な流れから、低気圧に流れ込む暖湿気流は弱く、このため暖域内での対流活動が不活発と考えられる。一方寒冷前線を挟んだ風のシヤーは明瞭で、後面の寒気移流も顕著である。

6. 3 日本海低気圧 (暖域レインバンド型)

図22に暖域レインバンド型日本海低気圧の特徴図を示す。これは図13に対応する時刻の可視画像と北東に30ノットで進む低気圧に相対的な風の場を示したものである。

(1) 温暖前線

暖域レインバンド型日本海低気圧は、アナフロント型と異なり、CCBやWCBは明瞭である。低気圧に相対的な風分布では、温暖前線前面にあたる北海道の850hPaで20ノット前後の北東風となって、CCBの存在を表している。更にこのCCBの上を南～南西風(館野・仙台では850hPa、三沢・根室は700hPaの高度に相当)が北上しながら高度を上昇させており、WCBを表している。このように南岸低気圧と類似した気流構造により、温暖前線は衛星画像から決定できる場合が多い。特徴図でも、仙台のすぐ北から三陸沖にかけて厚く背の高い雲域があり、その南縁に温暖前線が対応している。

(2) 寒冷前線

寒冷前線の決定は二つの選択肢があり難しい。低気圧に相対的な流れから、アナフロント型に比べ暖域内での暖湿移流が非常に強く、対流雲が発達する。活発な対流雲は、前方傾斜型のWCB内で組織化される暖域内のレインバンドと考えられる(この論議は北畠(1997)に詳しい)。

850hPaにおいて、温度下降を伴う風のシヤーがレインバンドすぐ後面と更にレインバンドの数百キロ後方に存在する。レインバンドすぐ後面のシヤーは、850hPaでは南西と北風の風向シヤーを持ち温度降下は3～4度である。更に後方のシヤーは対馬海峡にあり、

850hPaで北風の強まりが明瞭で温度降下は7～8度に達し、寒気流入の極大にあたる。

レインバンドと寒気流入極大の位置は、ずれたまま日本付近を通過し、東海上に出てから統合するプロセス(アナフロント化)をたどることが多い。

寒冷前線は、衛星画像での解析の容易さからレインバンド後面の位置(図中通常の前線記号で示す)に決定することが多いが、北畠(1998)が解析したスプリットフロントやカタフロント型の構造を仮定すれば、セル状雲パターン前縁にあたる寒気流入極大の位置(図中白抜き前線記号で示す)に決定する事もできる。

6. 4 二つ玉低気圧

図23に二つ玉低気圧の特徴図を示す。これは図18に対応する時刻の可視画像と低気圧に相対的な風の場を示したものである。なお日本海の低気圧は東北東20ノットで進み、稚内・札幌・根室・秋田・三沢はこの低気圧に相対的な風を示す。一方南海上の低気圧は北東30ノットで進み、上記以外の観測点についてはこの低気圧に相対的な風を示す。

(1) 温暖前線

南海上の低気圧の温暖前線は、南岸低気圧の例に準じて決定することが出来る。低気圧に相対的な流れから、CCB(館野・仙台の850hPaの東風)やWCB(八丈島・館野・仙台の南風)が明瞭である。ただしWCBによる雲域の広がりには南岸低気圧ほど北まで伸長せず、この例では東北南部までと見られる。

日本海の低気圧はコンマ状をしていて、温暖前線の決定は難しい。暖気の流入はほとんど見られず、スケールは小さいがアナフロント型日本海低気圧に類似している。

(2) 寒冷前線

南海上の低気圧は、南岸低気圧と類似して、寒冷前線に伴う対流活動は南海上を通過中は不活発である。しかし対流雲バンドは衛星画像から識別することが容易なので、寒冷前線はそこに決めることが出来る。

一方日本海の低気圧に伴う寒冷前線は、衛星からは比較的容易に決定できる場合が多い。この例でも寒気

流入を示すセル状の対流雲が日本海に広がり、その前面の層状性の雲と区別でき、この境界に寒冷前線の解析は可能である。下層における寒気流入が明瞭で、寒冷前線の構造もアナフロント型の日本海低気圧に似ていると言える。

7. まとめ

発達する南岸低気圧は、バルジの形成・対流性雲バンドの組織化・フックパターンの明瞭化など発達する低気圧の典型的なパターンを示すことが多い。CCBによる下層寒気の移流やWCBによる暖湿気流により温暖前線構造は明瞭である。寒冷前線は、南海上を通過中日本列島の影響で温度傾度が弱まり対流活動が低下するが、対流雲列は維持されるので前線の決定は比較的容易である。

アナフロント型の日本海低気圧は、CCBやWCBが形成されないため、温暖前線は不明瞭・暖域内での対流活動は不活発という特徴を持つ。寒冷前線は雲バンドの前縁に解析されアナフロント型の構造を持つ。

暖域レインバンド型の日本海低気圧は、CCBやWCBが形成され、温暖前線の決定は比較的容易である。また暖湿移流が強いため暖域内でレインバンドが形成される。寒気流入の極大域はレインバンドの数百キロ後面に位置するので、寒冷前線の位置を「レインバンドにする」か「寒気流入極大にする」かの選択が難しい。

二つ玉低気圧のうち、南海上を通る低気圧は南岸低気圧に、日本海を通る低気圧はアナフロント型日本海低気圧に、それぞれ類似した構造を持つ。

8. おわりに

日本付近で分類される代表的な3種類の低気圧について衛星画像からそれぞれの特徴を調査した。

Takayabu(1996)は日本の南海上における潜熱・顕熱輸送が日本付近で発達する低気圧に大きな役割を果たしていると述べている。鈴木(1998)も房総沖から三陸沖で急速に形成発達する低気圧についても海面水温や日本列島の地形が強く影響していることを主張してい

る。この報告でも、低気圧が通過するコースによって、海面からの熱の補給や日本列島の地形による気流の迂回効果などにより、低気圧は特徴的な構造を持つことや特有の変化を示すことを示した。今後日本付近の地形的な効果について、定量的に示すことが必要であろう。

低気圧は地形ばかりでなく、大規模な流れにより強く支配されるはずである。Schultz(1998)は上層の流れのパターンから低気圧の発達を論じ、ジェットの出口に当たる分流トラフの場合には南北流が卓越し寒冷前線が活発な古典的閉塞が、ジェットの入り口に当たる合流トラフの場合には東西流が卓越し温暖前線が活発なShapiro-Keyser型閉塞(Tボーンタイプ)が、それぞれ発達しやすいと述べている。温暖前線が活発な南岸低気圧や寒冷前線が明瞭なアナフロント型日本海低気圧などは、Schultzの分類にあてはまると言える。今後は、上層の流れによる類型化を試みることも必要であろう。

主に高緯度地方を対象とした研究されてきた温帯低気圧の構造や進化のモデルは、亜熱帯からの暖湿気流流入の影響も受けやすい緯度の低い日本付近での低気圧の振る舞いと全く同じではないことを示した。今後は日本付近における低気圧について、従来モデルとの類似点・相違点を明らかにし、特有な構造や振る舞いをモデル化していくことが必要であろう。

参考文献

- Bader.M.J., G.S.Forbes, J.R.Grant,R.B.E.Lilly and A.J.Waters(1995):Images In Weather Forecasting. Cambridge University Press. 499pp.
- Browning,K.A.(1990):Organization of Clouds and Precipitation in Extratropical Cyclones. In Extratropical Cyclones, Erik Palmén Memorial Volume. C.W.Newton and E.O.-Holopainen Eds. American Meteorological Society, 129-153.

- Carlson, T.N. (1980): Airflow through midlatitude cyclones and the comma cloud pattern. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1498-1509.
- Evans, M.S., D. Keyser, L.F. Bosart, G.M. Lackmann (1994): A Satellite-Derived Classification Scheme for Rapid Maritime Cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 1381-1416.
- Rasmussen, E. (1979): The polar low as an extratropical CISK disturbance. *Quart. J. R. Met. Soc.* 105, 531-549.
- Reed, R.J. (1979): Cyclogenesis in Polar Air Streams. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 38-52.
- Shapiro, M.A., D. Keyser (1990): Fronts, jet streams and the tropopause. In *Extratropical Cyclones, Eric Palmen Memorial Volume*. C.W. Newton and E.O. Holopainen Eds. American Meteorological Society, 167-191.
- Schultz, D.M., D. Keyser, L.F. Bosart (1998): The Effect of Large-scale Flow on Low-Level Frontal Structure and Evolution in Midlatitude Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1767-1791.
- Takayabu, I., H. Niino, M.D. Yamanaka, S. Fukao (1996): An Observational Study of Cyclogenesis in the lee of the Japan Central Mountains. *Meteor. Atmos. Phys.*, 61, 39-53.
- 岡林俊雄 (1982): 気象衛星資料の利用(II). *測候時報*, 49, 185-250.
- 小花隆司 (1983): 雲画像の解析とその利用. *気象衛星センター*, 48-51.
- 北島尚子、金崎厚、海老原智、重岡博明、緒方洋一、出口一、上清直隆、牟田佳史、鈴木和史 (1995a): Browning: 温帯低気圧. *測候時報*, 62, 1-31.
- 北島尚子、金崎厚、海老原智、重岡博明、緒方洋一、出口一、上清直隆、牟田佳史、鈴木和史 (1995b): Shapiro: 前線・ジェット気流・圏界面. *測候時報*, 62, 151-187.
- 北島尚子、三井清 (1998): スプリットフロントを伴った温帯低気圧の総観解析. *天気*, 45, 33-43.
- 鈴木和史 (1998): 房総沖で急発達する低気圧. *日本気象学会1998年度秋季大会予稿集*, 118.
- 松本誠一 (1987): *新総観気象学*. 東京堂出版, 69-75. 予報作業指針(1987): その14予報用語及び文章, *気象庁予報部*, 78-80.

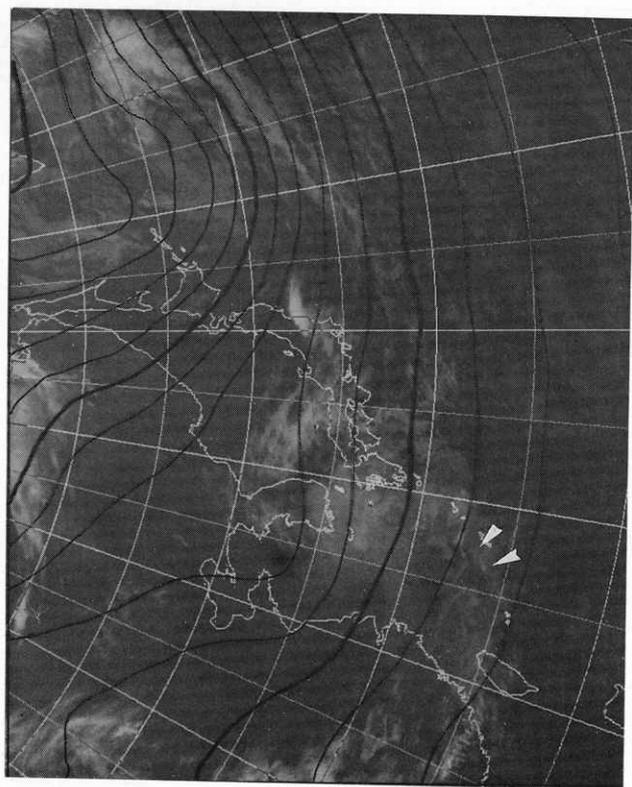
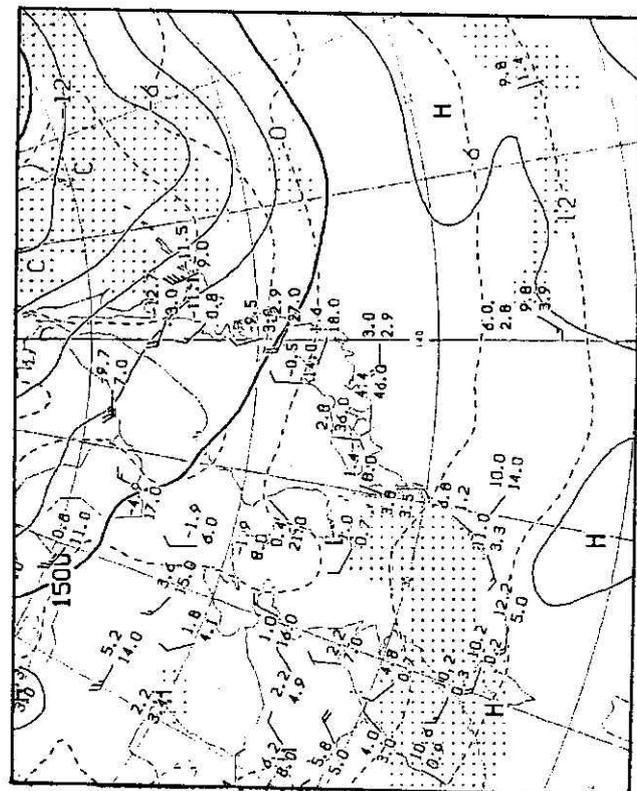
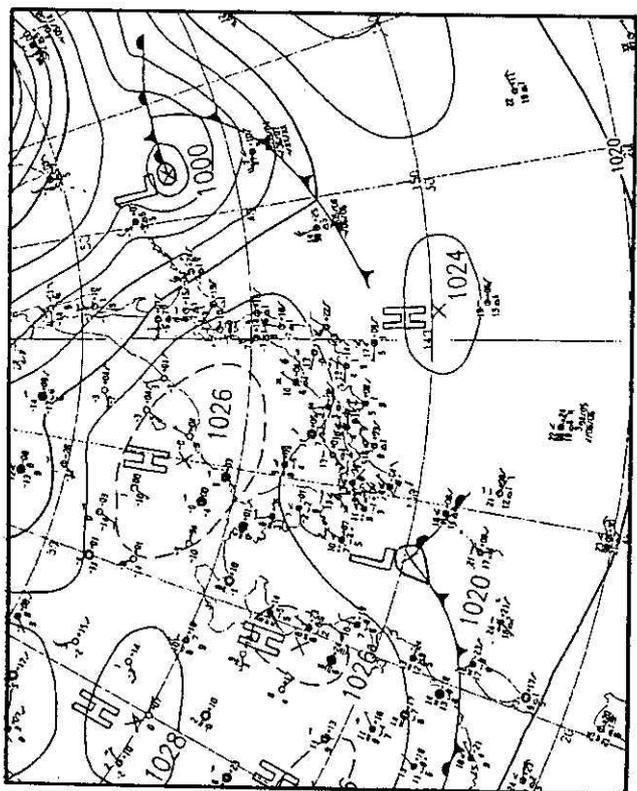


図4 南岸低気圧 (接近時) 1997年3月26日00UTC。左上：地上天気図。
上：850hPa天気図 左：赤外面像と500hPa等高度線。三角記号は対流雲列。

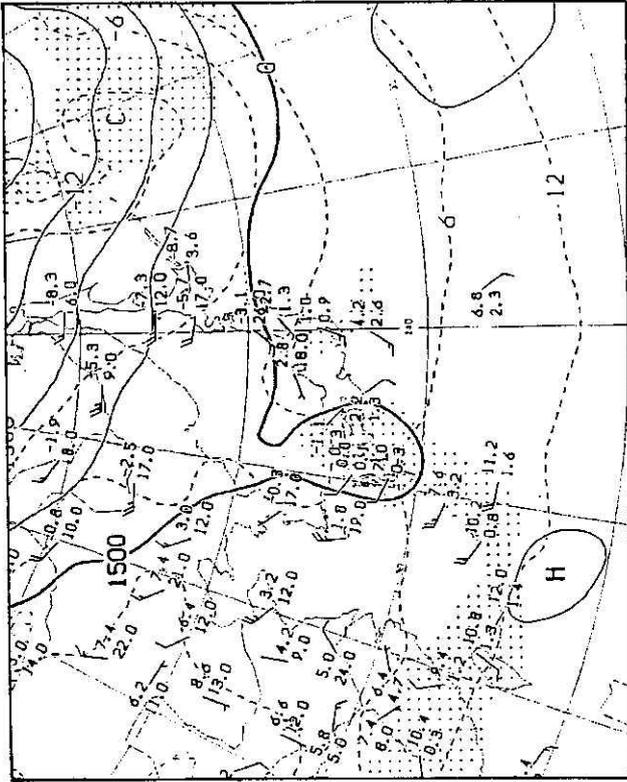
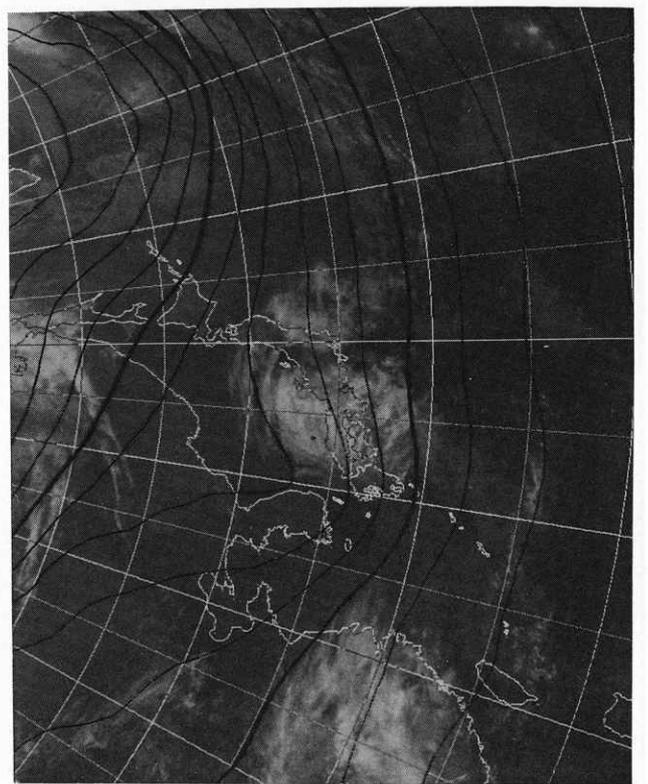
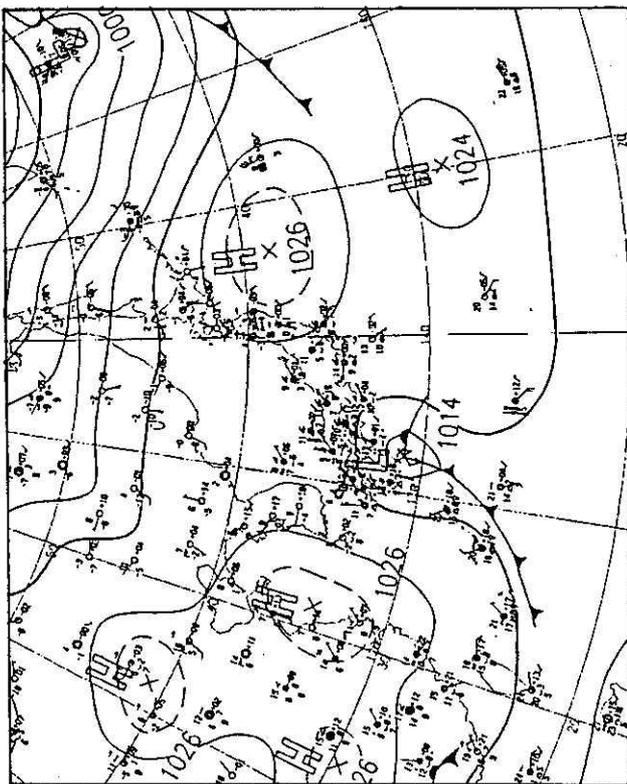


図5 南岸低気圧 (通過中) 1997年3月26日12UTC。他は図4に同じ。



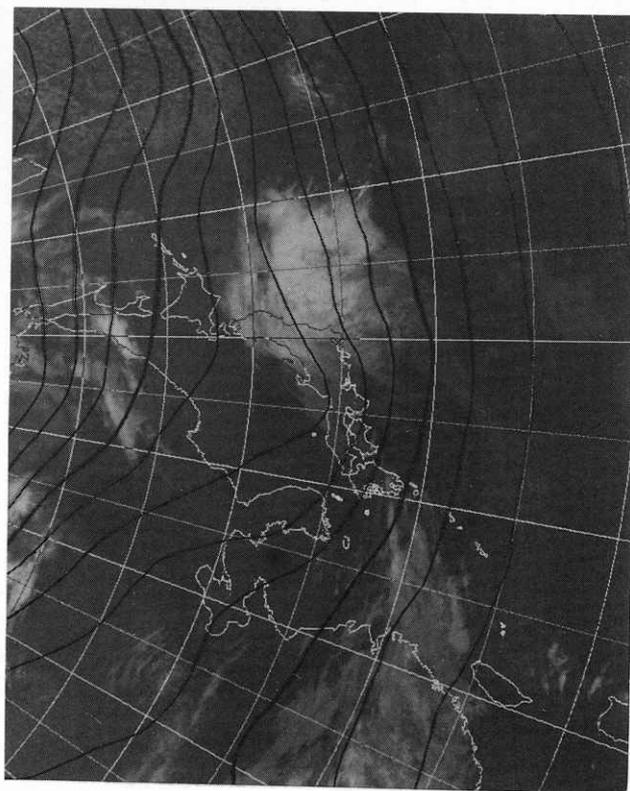
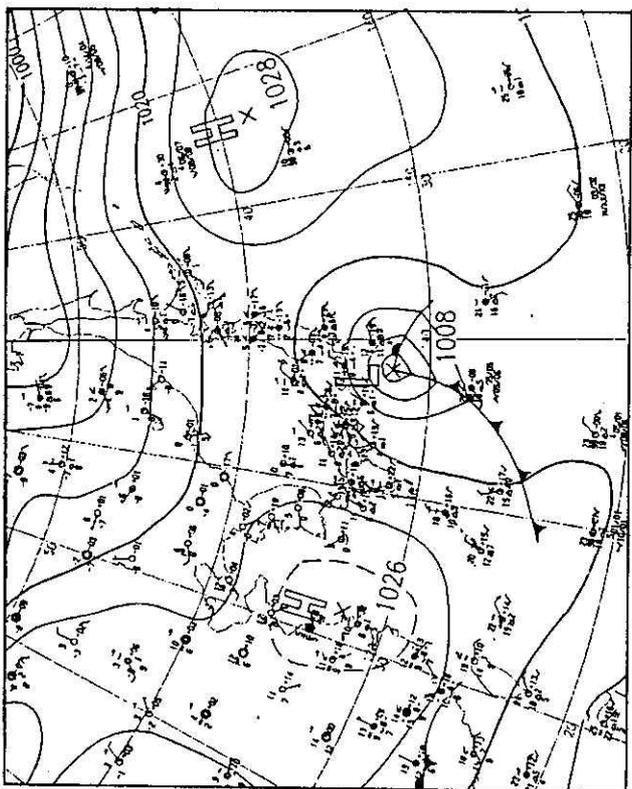
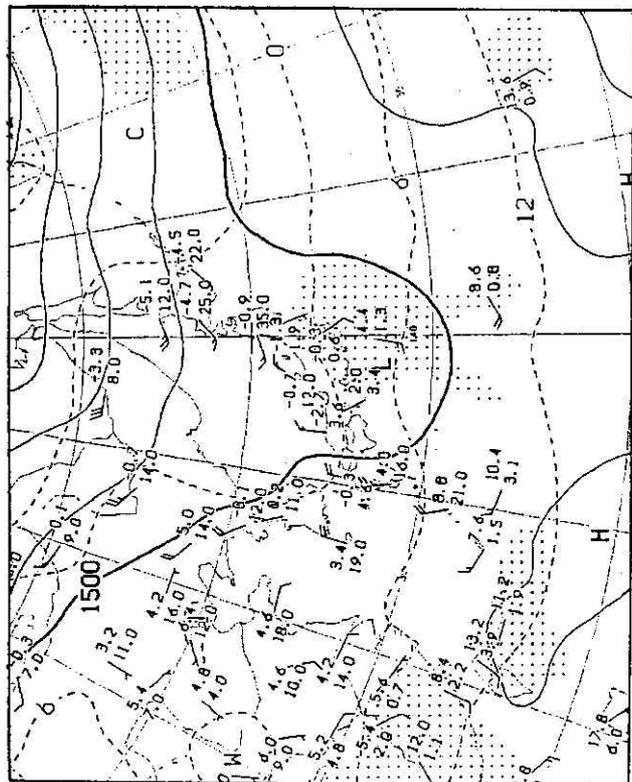


図6 南岸低気圧 (通過中) 1997年3月27日00UTC。他は図4に同じ。

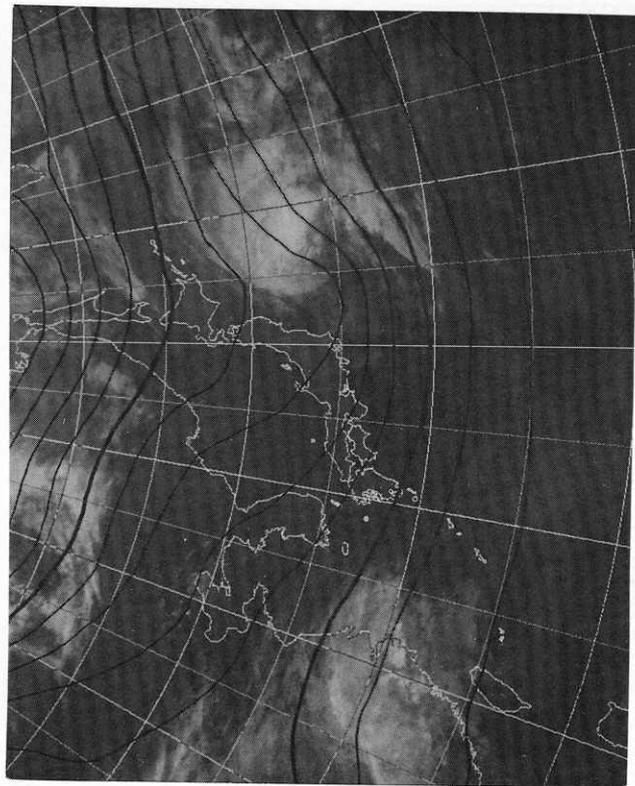
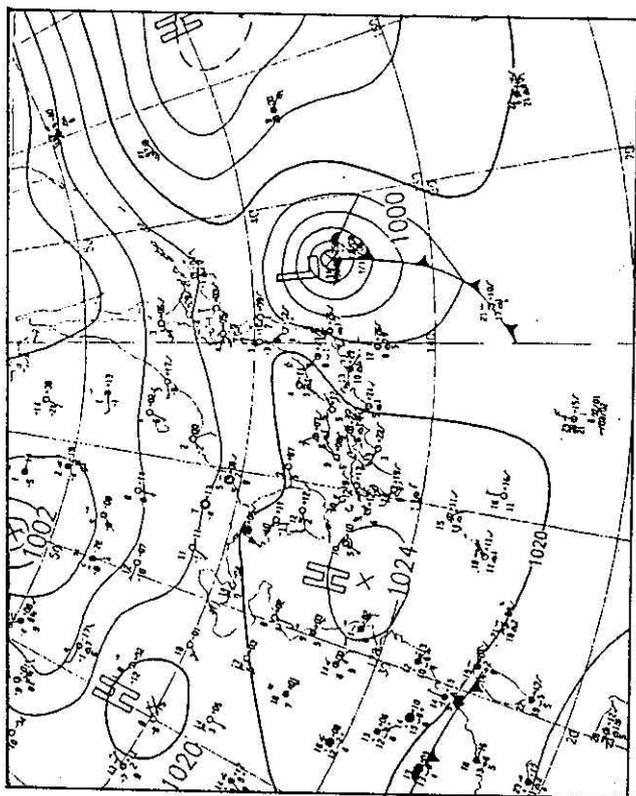
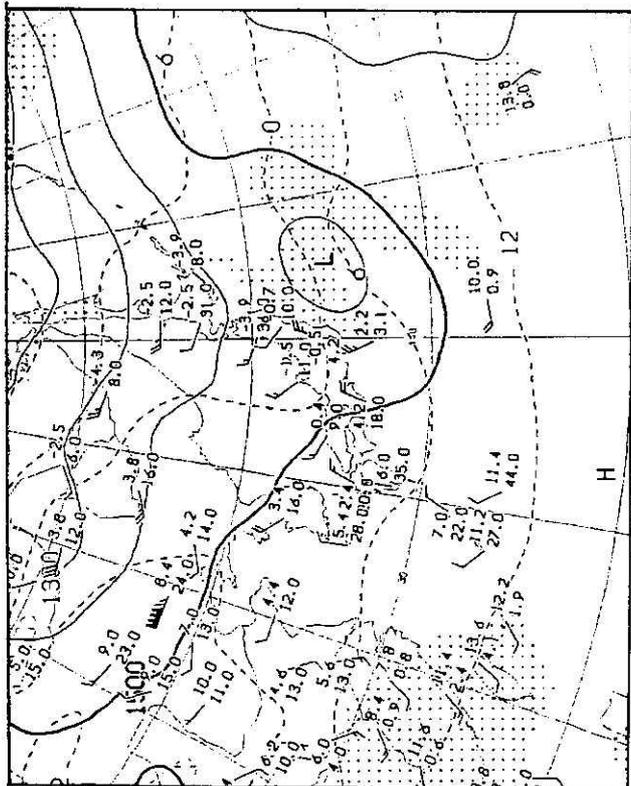


図7 南岸低気圧 (通過後) 1997年3月27日12UTC。他は図4に同じ。

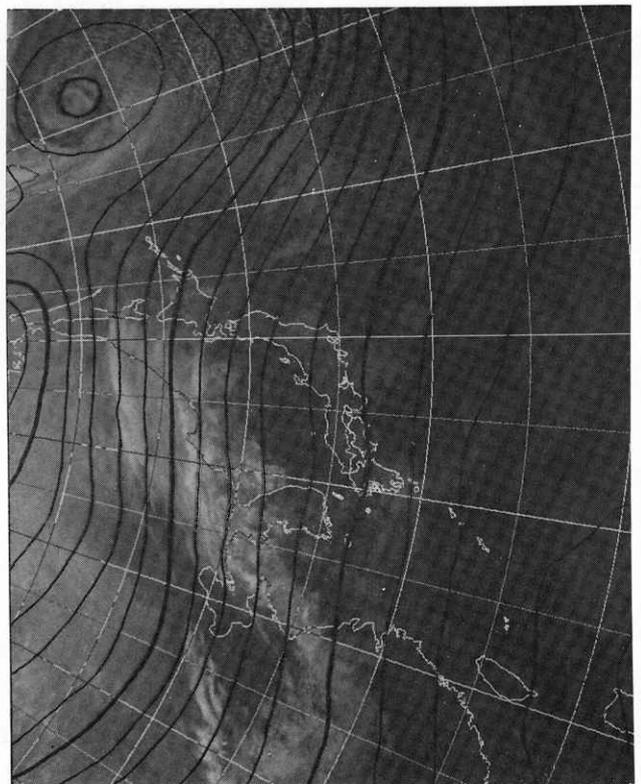
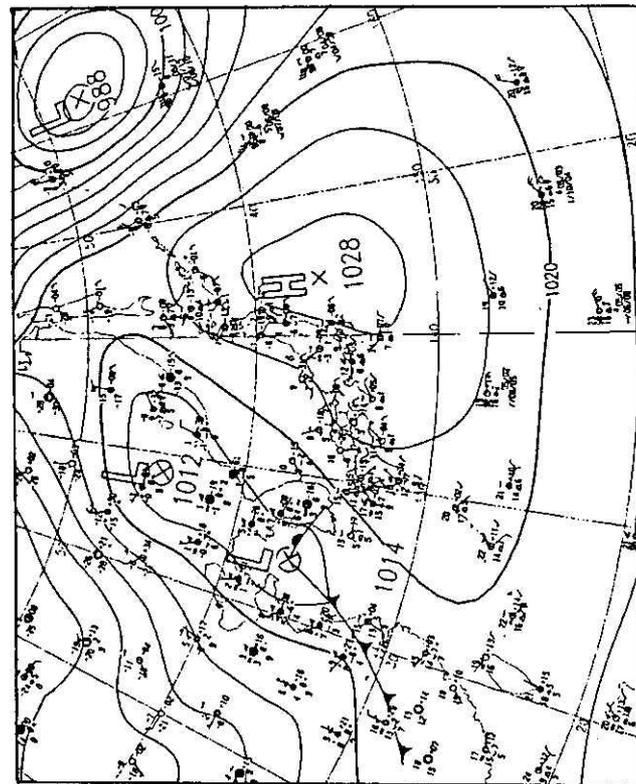
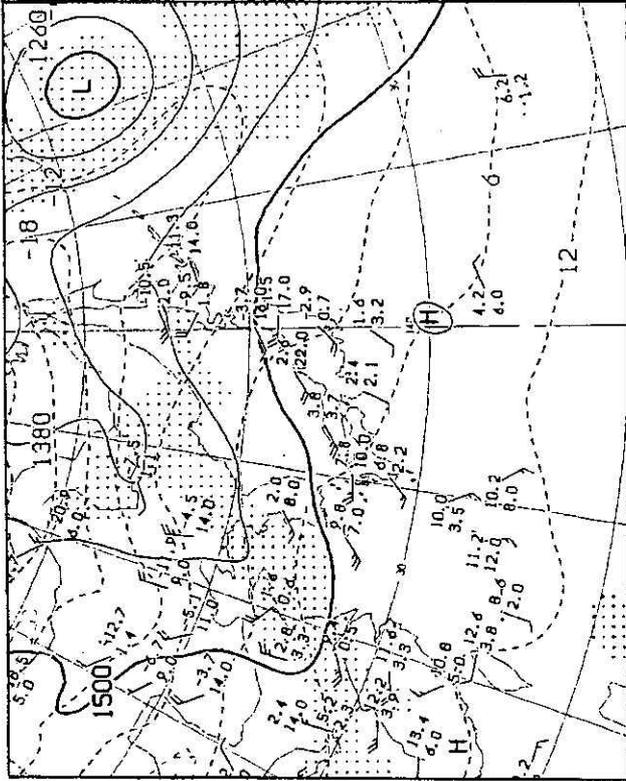


図8 日本海低気圧（前線例、接近時） 1997年2月28日00UTC。他は図4に同じ。

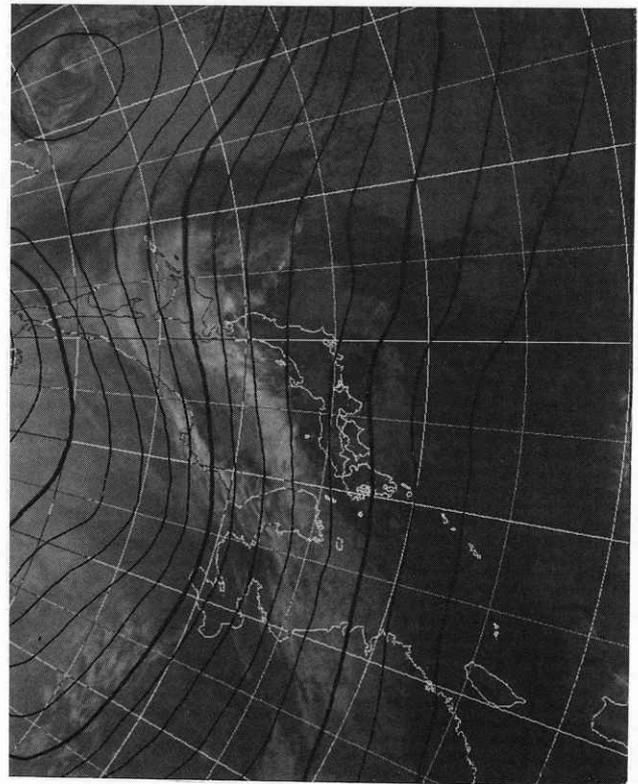
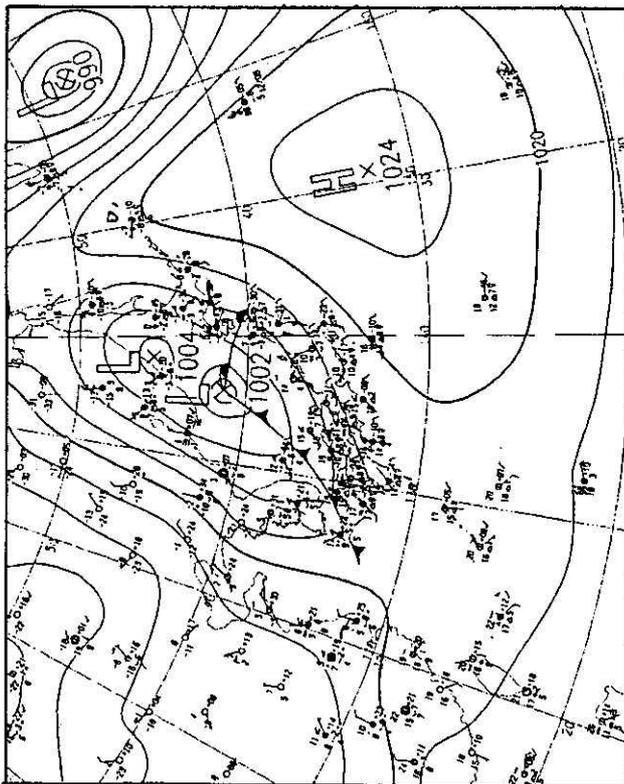
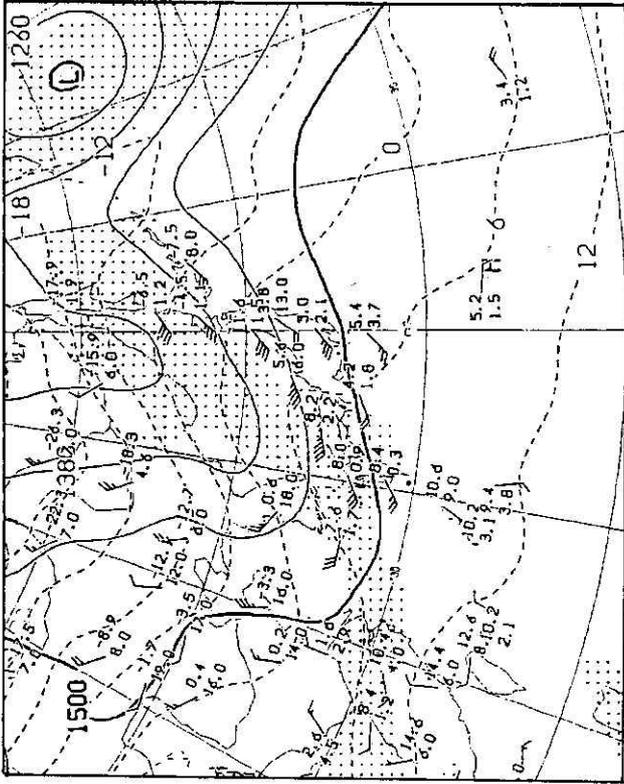


図9 日本海低気圧（前線例、通過中） 1997年2月28日12UTC。他は図4に同じ。

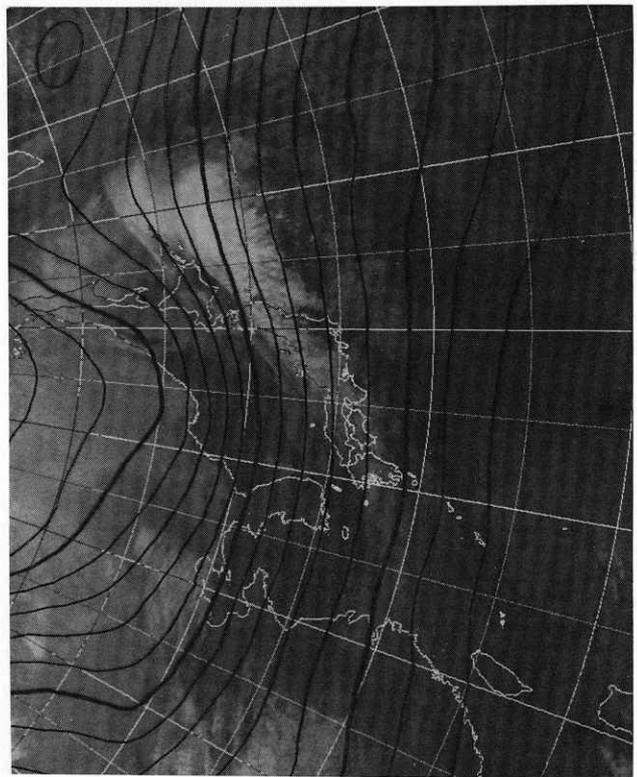
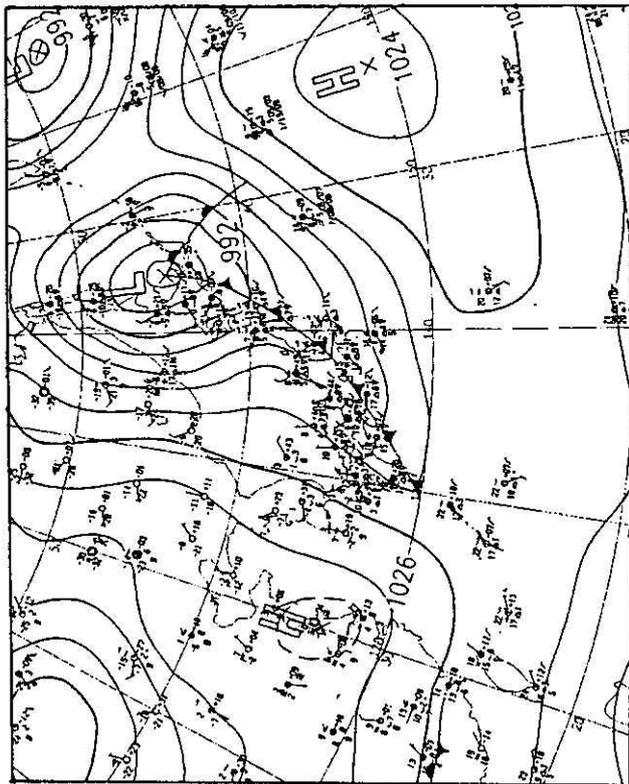
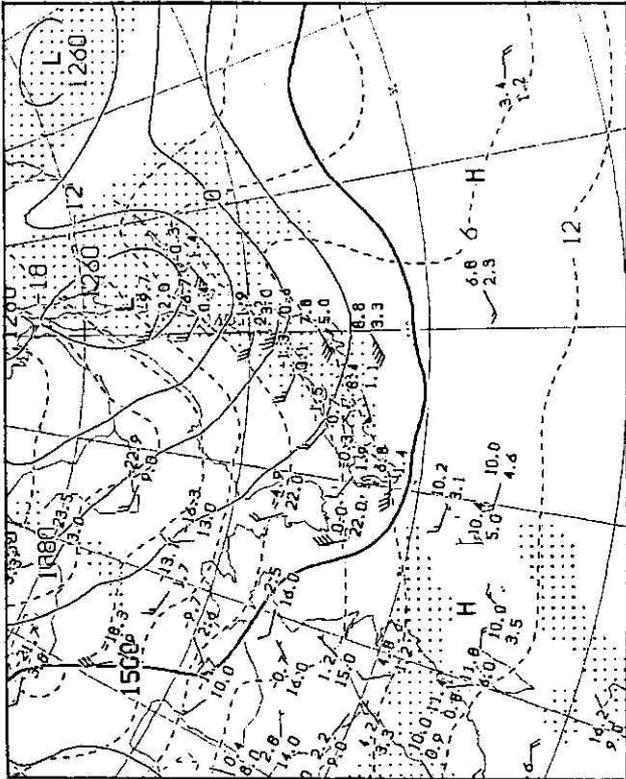


図10 日本海低気圧 (前線例、通過中) 1997年3月1日00UTC。他は図4に同じ。

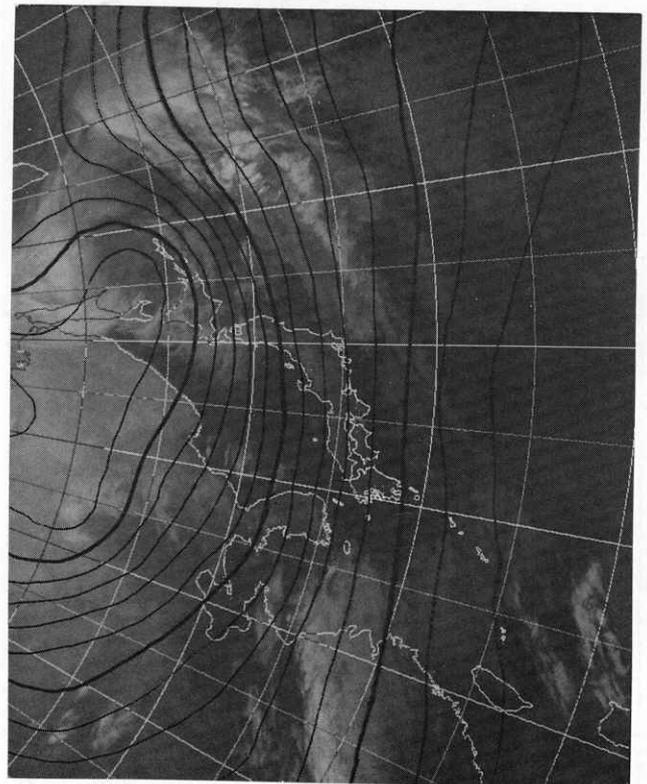
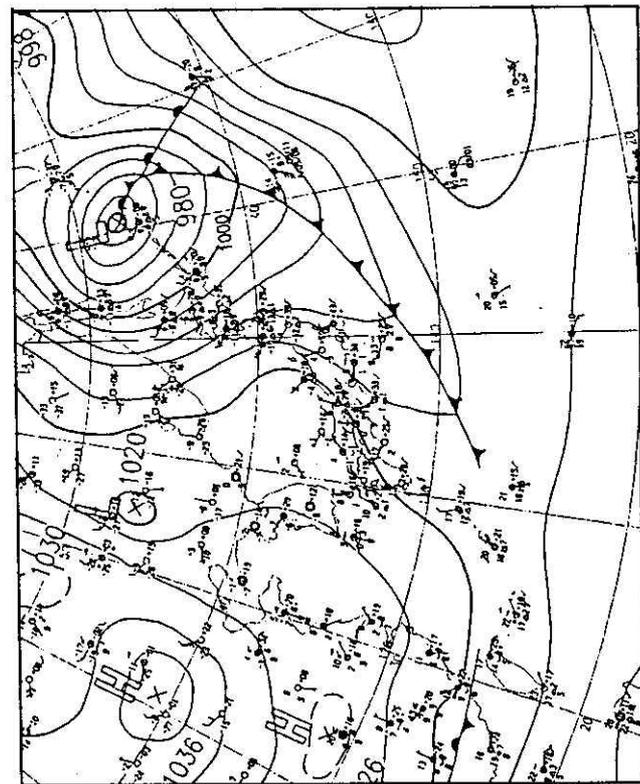
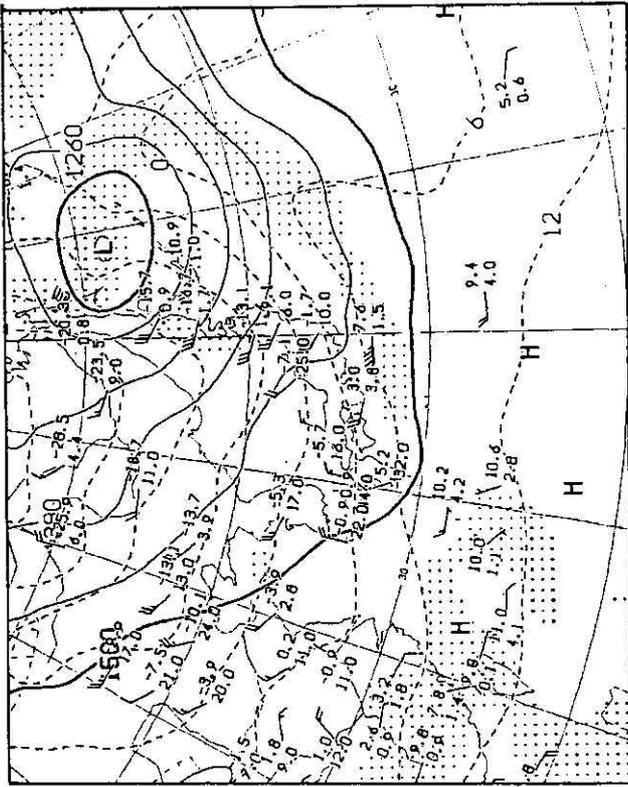


図11 日本海低気圧 (前線例、通過後) 1997年3月1日12UTC。他は図4に同じ。

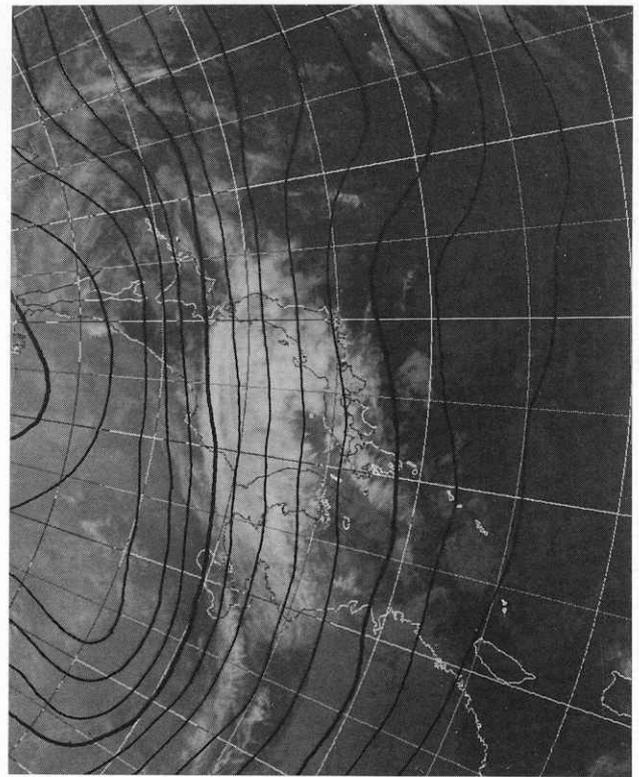
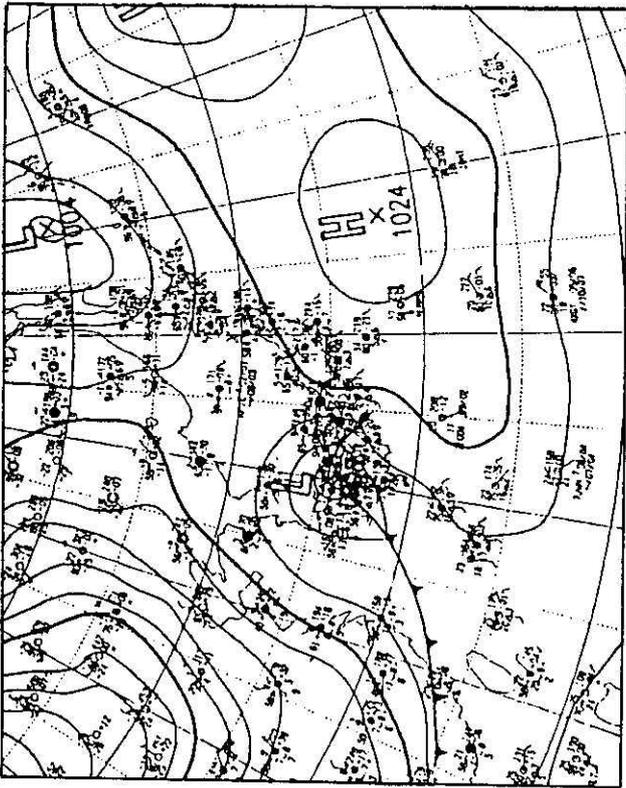
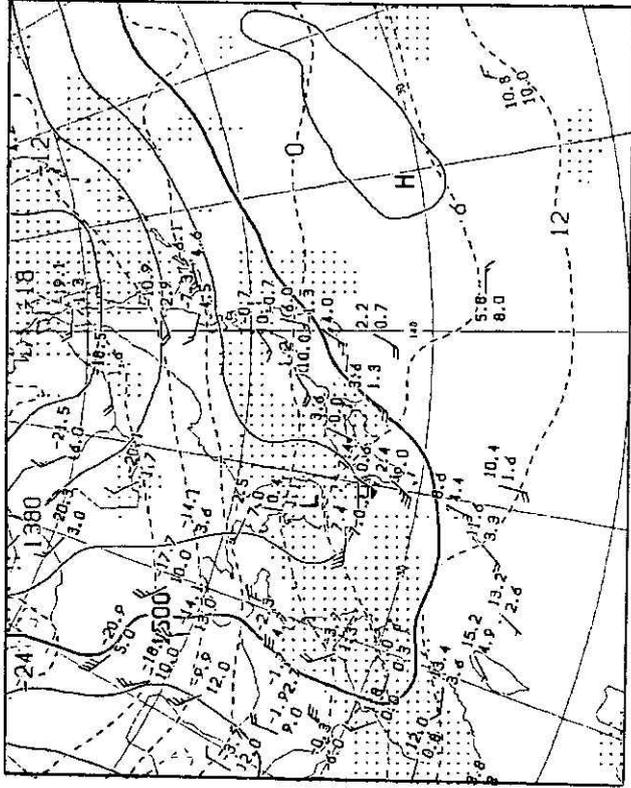


図12 日本海低気圧（暖域例、接近時） 1996年12月4日12UTC。他は図4に同じ。

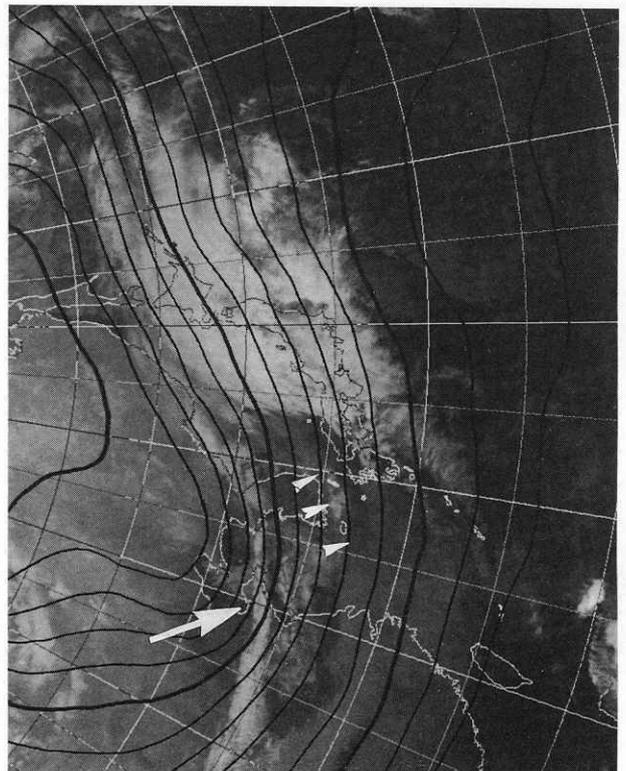
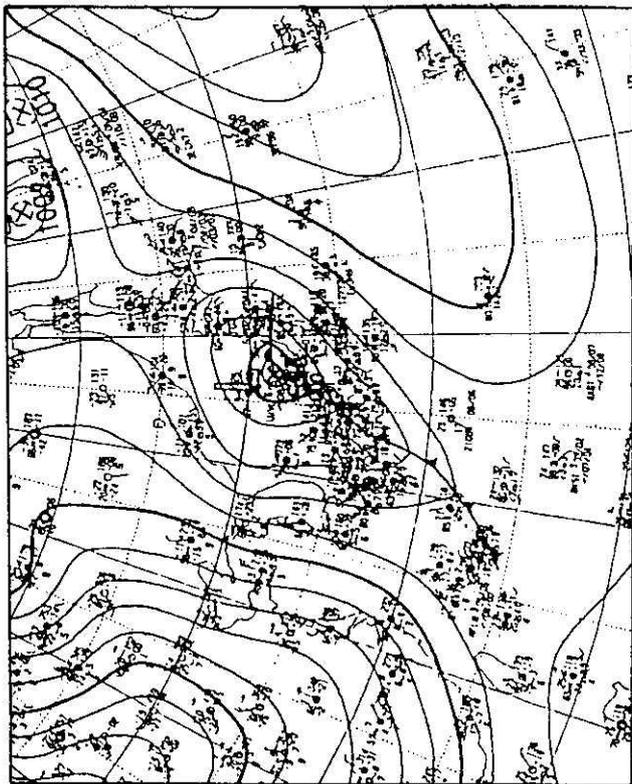
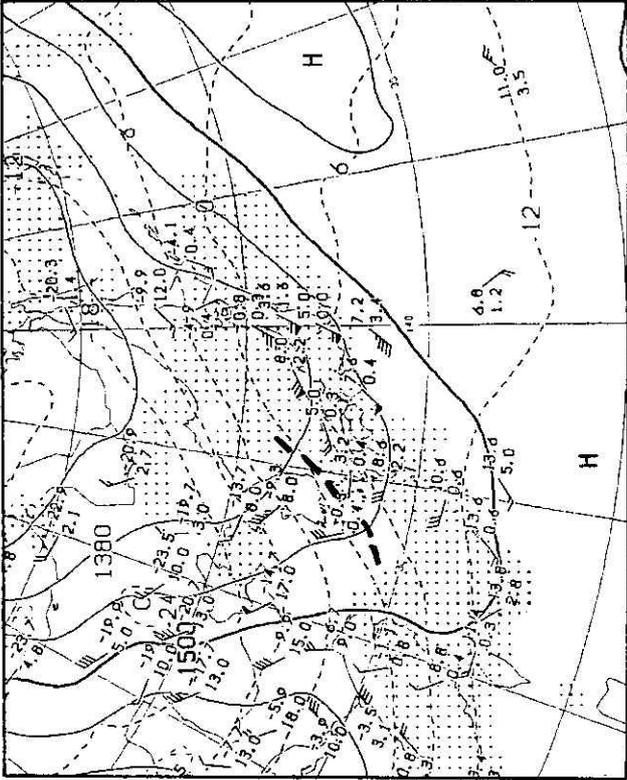


図13 日本海低気圧（暖域例、通過中） 1996年12月5日00UTC。他は図4に同じ。
矢印は上層雲、三角記号はセル状雲パターン前縁部。

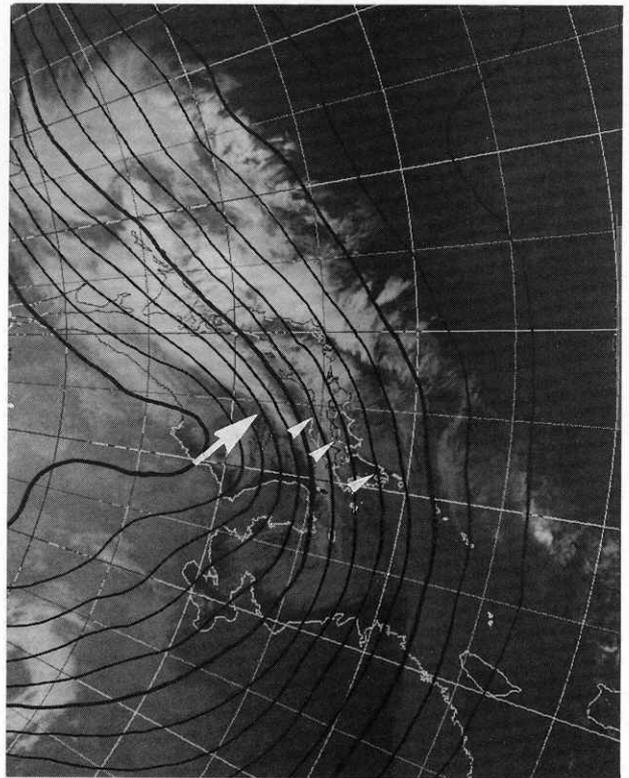
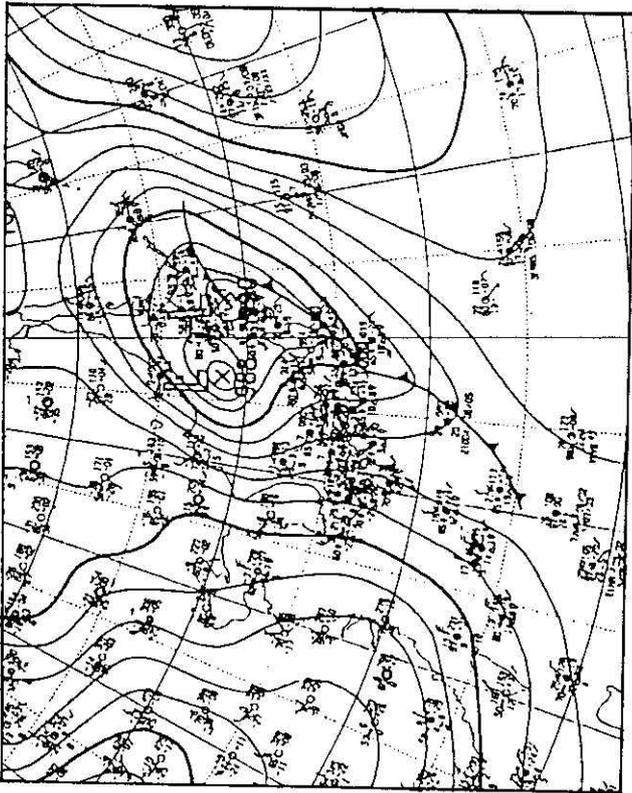
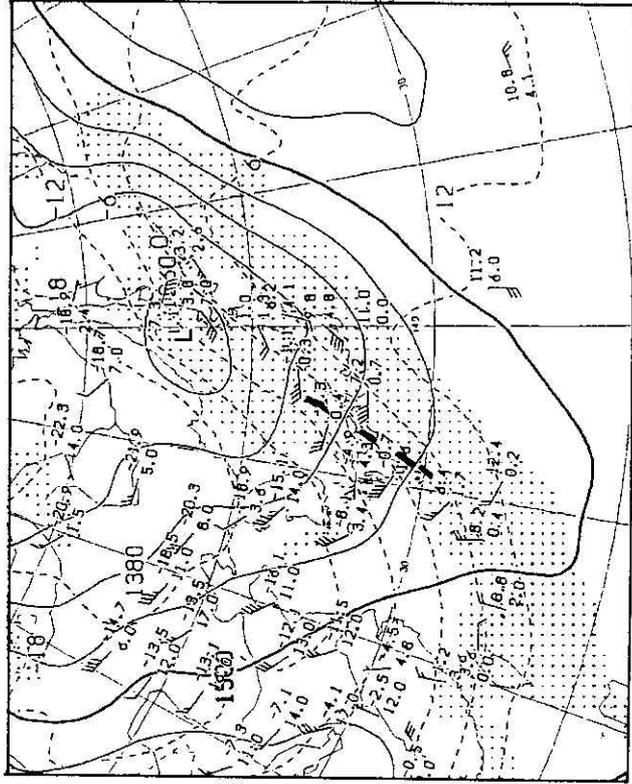


図14 日本海低気圧（暖域例、通過中） 1996年12月5日12UTC。他は図4に同じ。
矢印は上層雲、三角記号はセル状雲パターン前縁部。

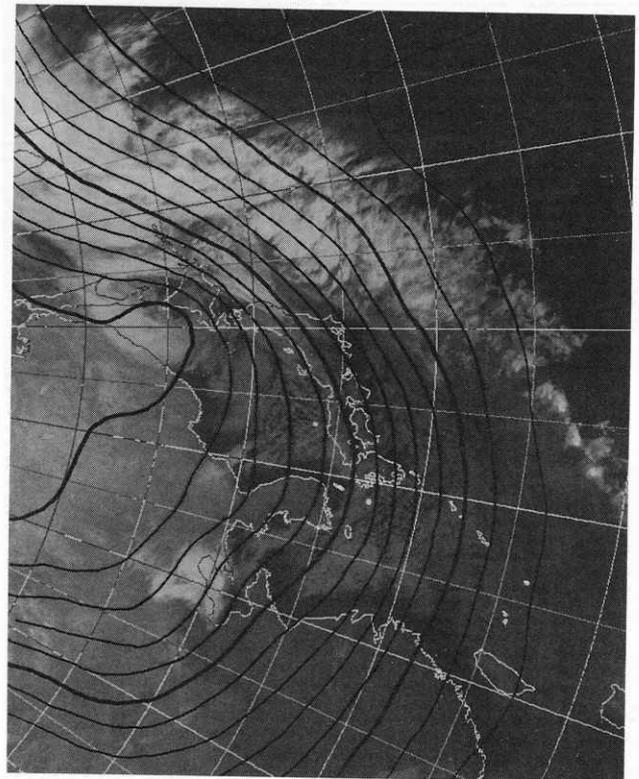
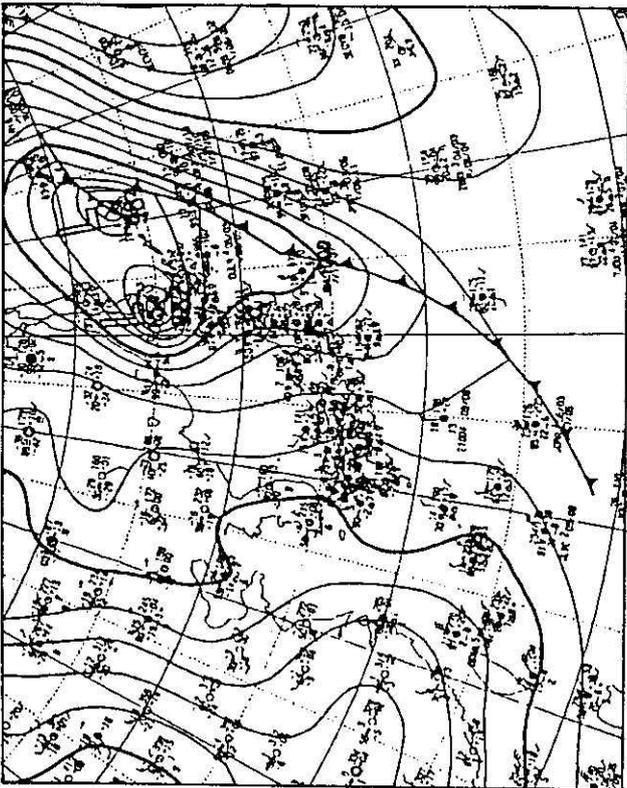
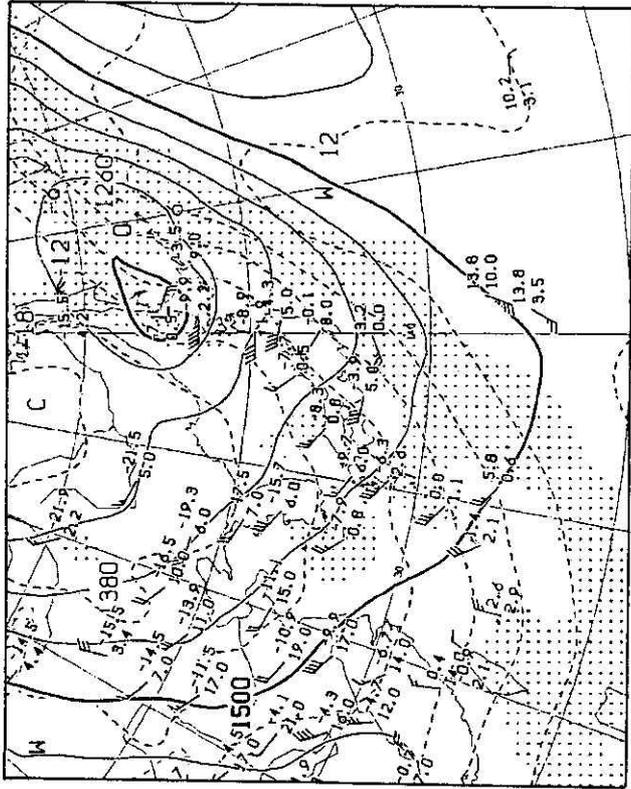


図15 日本海低気圧（暖域例、通過後） 1996年12月6日00UTC。他は図4に同じ。

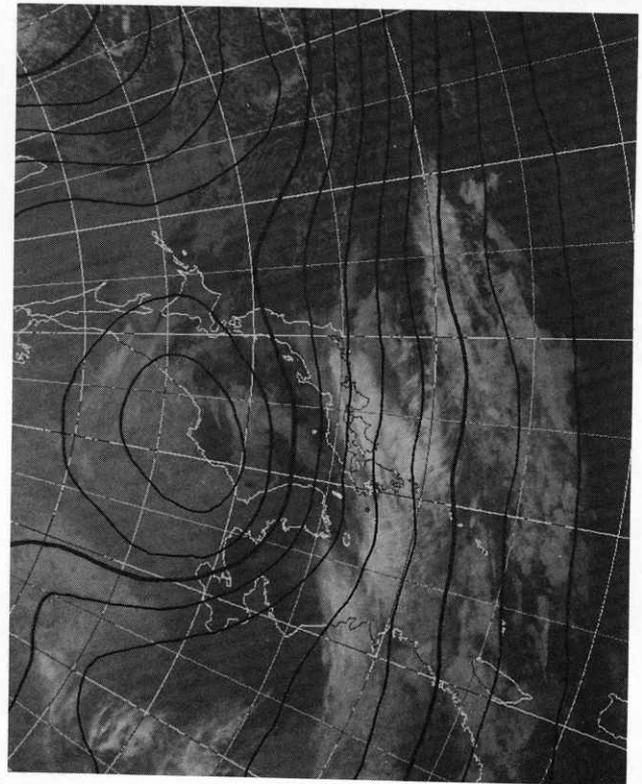
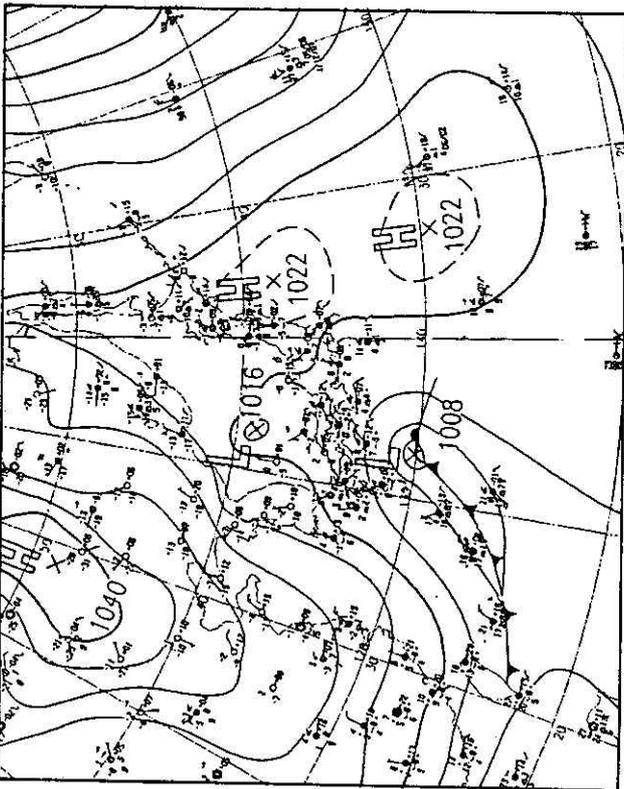
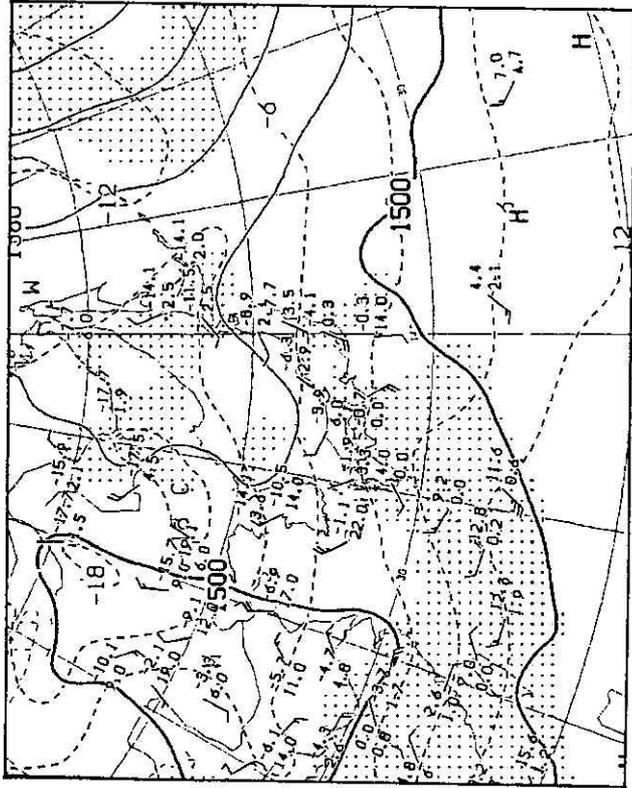


図17 二つ玉低気圧 (通過中) 1997年2月2日12UTC。他は図4に同じ。

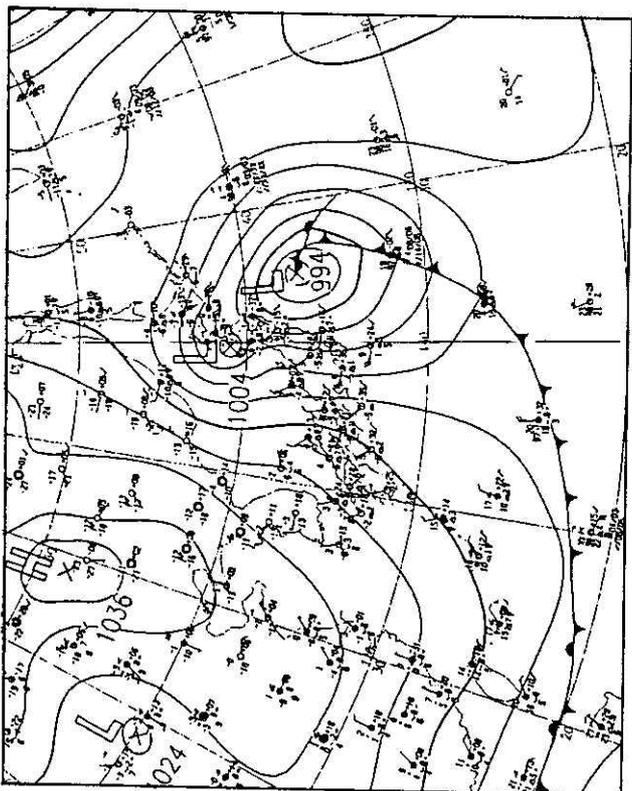
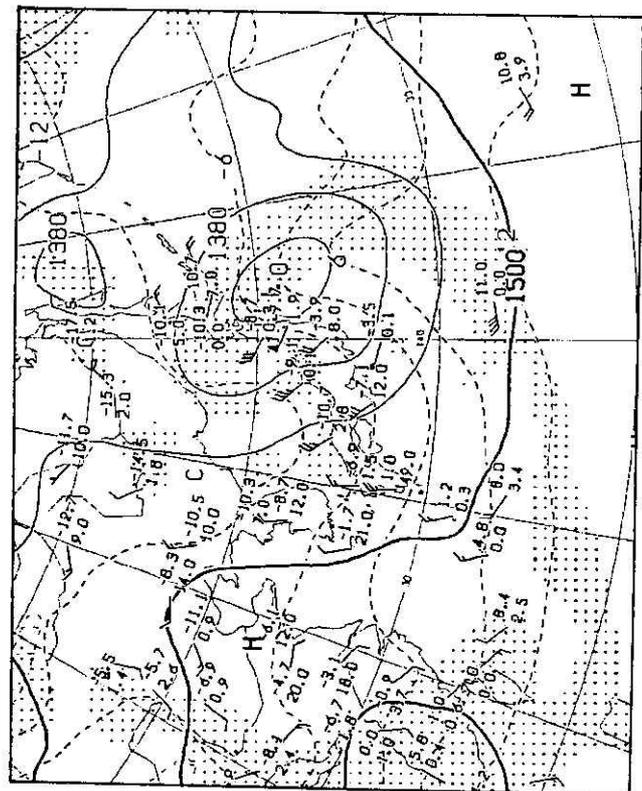


図19 二つ玉低気圧 (通過後) 1997年2月3日12UTC。他は図4に同じ。

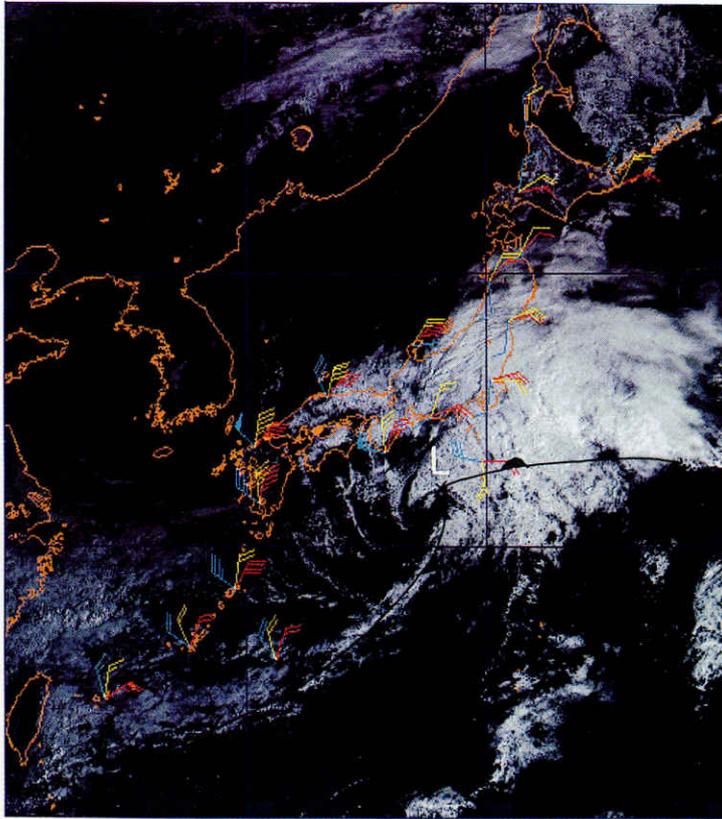


図20 南岸低気圧の代表例。1997年3月27日00UTC可視画像と低気圧・前線の位置。
矢羽根は低気圧に相対的な風。赤：850hPa，黄：700hPa，水色：500hPaの高度を表す。

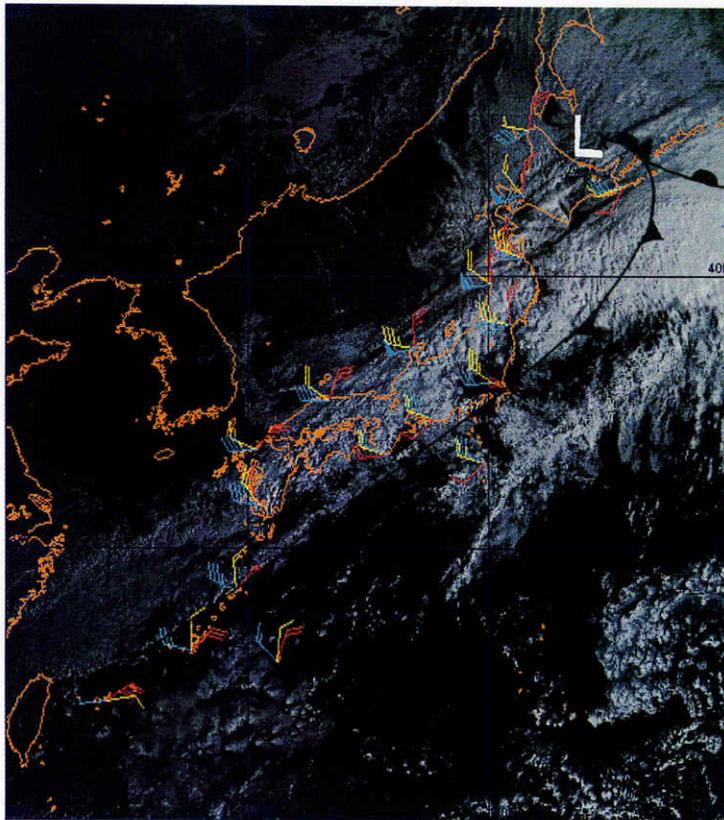


図21 日本海低気圧（アナフロント型）の代表例。1997年3月1日00UTC可視画像と
低気圧・前線の位置。他は図20に同じ。

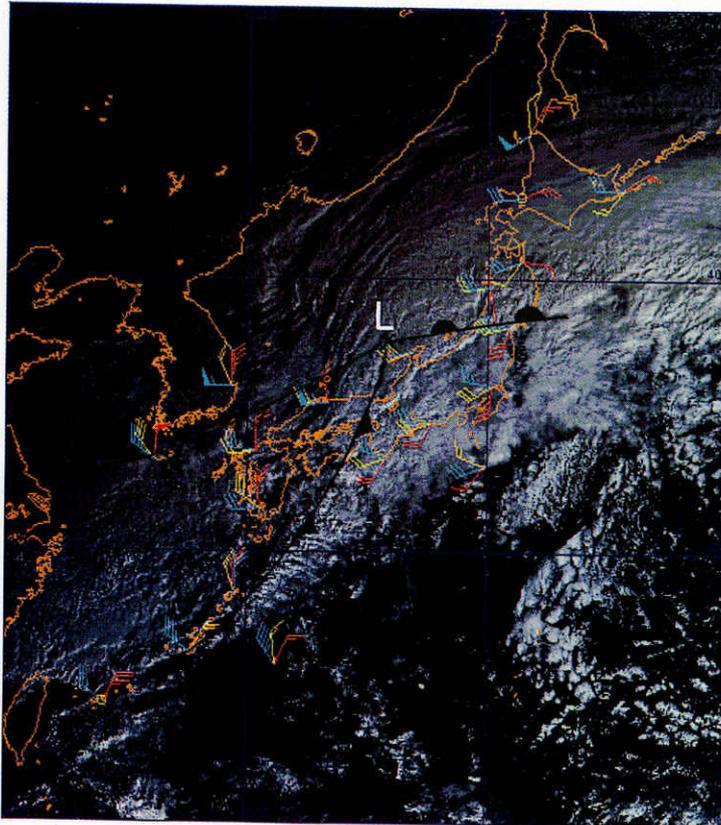


図22 日本海低気圧（暖域レインバンド型）の代表例。1996年12月5日00UTC可視画像と低気圧・前線の位置。他は図20に同じ。白抜き前線記号は本文参照。

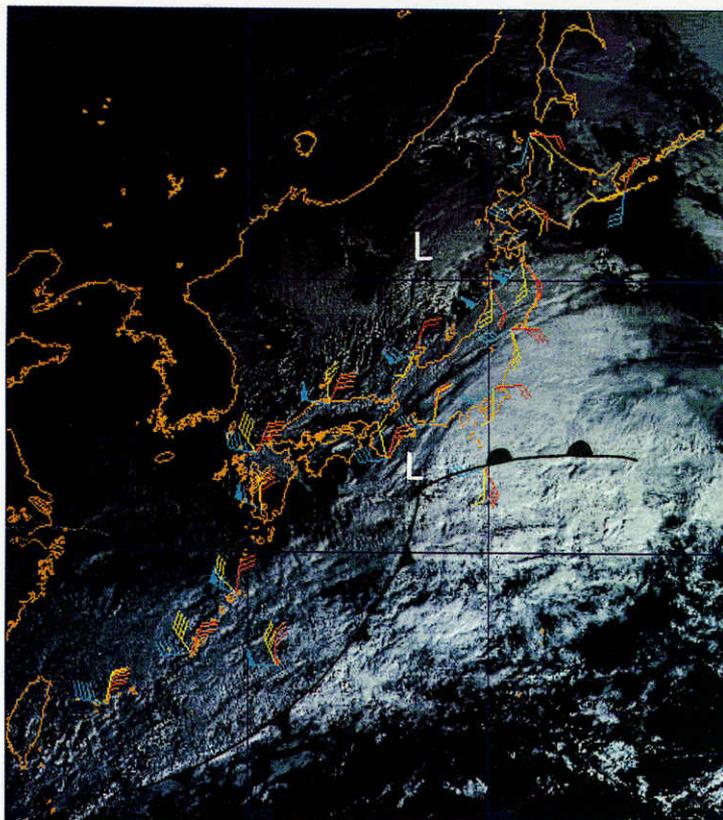


図23 二つ玉低気圧の代表例。1997年2月3日00UTC可視画像と低気圧・前線の位置。他は図20に同じ。