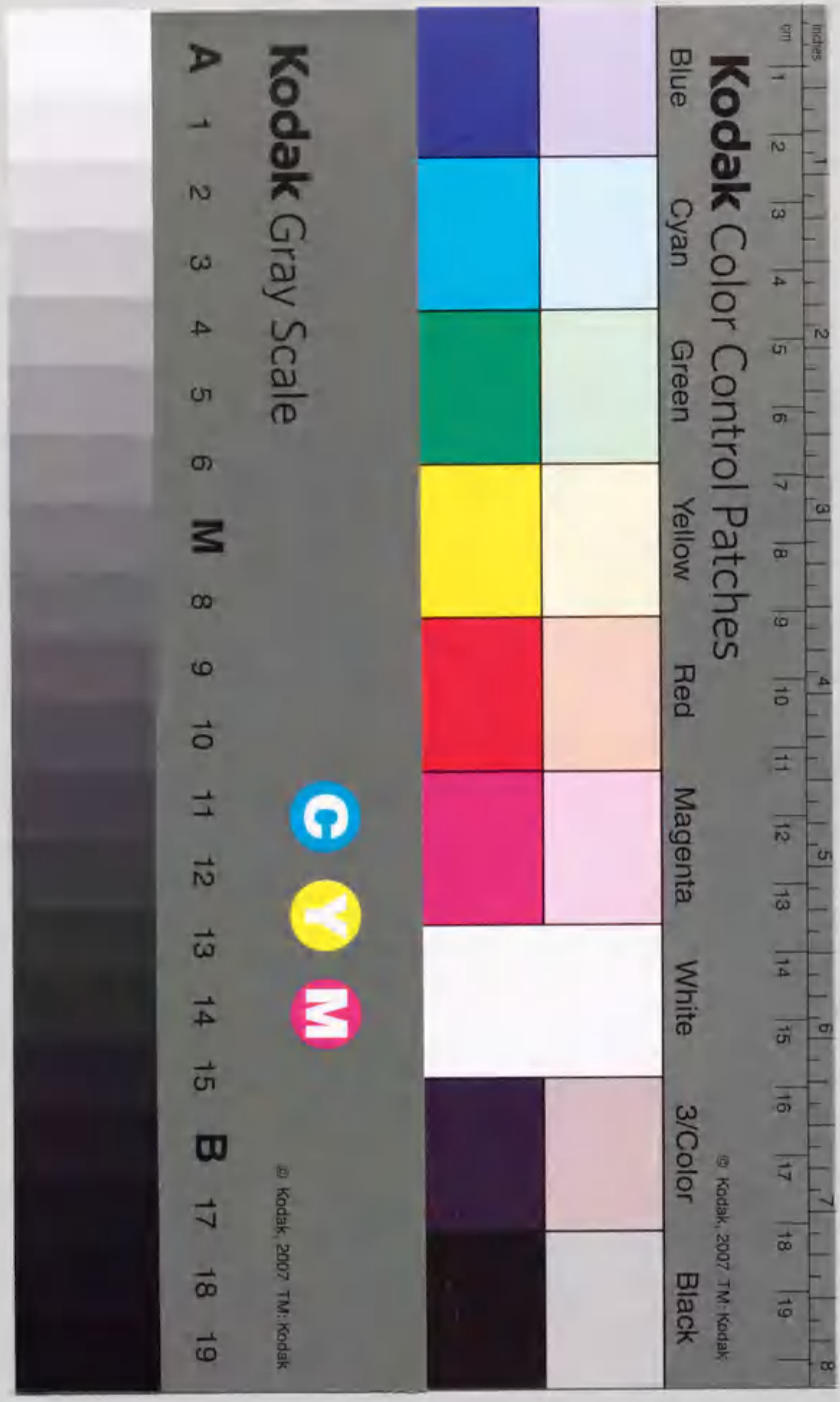


人工衛星赤外チャンネルデータによる  
熱帯太平洋域の雲分布と対流活動の研究

井上豊志郎



報告番 乙 3951 号

①

主 論 文

人工衛星赤外 2 チャンネルデータによる  
熱帯太平洋域の雲分布と対流活動の研究

井上豊志郎

目次

|         |   |    |
|---------|---|----|
| 第1章     | 序論                                      | 3  |
| 1.1     | 熱帯における個々の擾乱解析への衛星データの利用                 | 5  |
| 1.2     | 熱帯における時間スケールの長い現象の解析への衛星データの利用          | 8  |
| 第2章     | Split Window (11 $\mu$ m、12 $\mu$ m)の特徴 | 12 |
| 2.1     | データ                                     | 13 |
| 2.2     | Split Window と雲                         | 15 |
| 2.2.1   | 輝度温度差画像と雲                               | 15 |
| 2.2.2   | 輝度温度差と巻雲                                | 20 |
| 2.2.2.1 | 巻雲の射出率                                  | 20 |
| 2.2.2.2 | 11 $\mu$ mの射出率と12 $\mu$ mの射出率           | 23 |
| 2.3     | Split Window と雲型分類                      | 26 |
| 2.3.1   | 雲型判別ダイヤグラム                              | 26 |
| 2.3.2   | 雲型分類図と可視・赤外画像との比較                       | 29 |
| 2.3.3   | 雲型分類図と雲解析図との比較                          | 31 |
| 2.3.4   | 雲型と可視データ                                | 34 |
| 2.4     | Split Window と海面温度                      | 35 |
| 2.5     | Split Window と水蒸気量                      | 38 |
| 第3章     | 1987年1~2月の熱帯太平洋における雲分布の特徴               | 40 |
| 3.1     | データ                                     | 40 |
| 3.2     | 晴天域の特徴                                  | 42 |
| 3.3     | 30日平均雲分布の特徴                             | 46 |
| 3.4     | 西太平洋と東太平洋における雲分布の特徴                     | 51 |
| 3.5     | 光学的に厚い雲の雲頂温度                            | 54 |
| 3.6     | 上層雲量                                    | 55 |
| 3.7     | 輝度温度と雲型                                 | 56 |
| 3.8     | 海面温度と雲                                  | 57 |
| 第4章     | 対流活動と海面温度/水蒸気量について                      | 60 |
| 4.1     | データ                                     | 60 |
| 4.1.1   | 海面温度                                    | 60 |
| 4.1.2   | 水蒸気量                                    | 62 |
| 4.1.3   | 対流活動                                    | 62 |
| 4.2     | 対流活動、海面温度および水蒸気量の年平均分布の特徴               | 63 |
| 4.3     | 対流活動と海面温度                               | 66 |

|         |                  |     |
|---------|------------------|-----|
| 4. 4    | 対流活動と水蒸気量        | 69  |
| 4. 5    | 対流活動と海面温度/水蒸気量   | 72  |
| 4. 6    | 地域の特徴            | 75  |
| 4. 7    | 時間断面             | 79  |
| 第5章     | まとめと考察           | 82  |
| 5. 1    | まとめ              | 82  |
| 5. 2    | 考察               | 86  |
| 5. 2. 1 | 他の雲気候との比較        | 86  |
| 5. 2. 2 | 対流活動と海面温度/水蒸気量   | 91  |
| 5. 2. 3 | 1987年冬と1984年冬の比較 | 94  |
| 5. 2. 4 | 巻雲の温度の算出         | 96  |
|         | 謝辞               | 102 |
|         | 参考文献             | 103 |

## 第1章 序論

熱帯地方は大気大循環を支える熱源の役割を果たしている。Vonder Haar and Suomi (1971) は気象衛星データを用い太陽から地球が受けるエネルギーと、地球から宇宙空間へ放出されるエネルギーの1年を平均した緯度分布を示した。緯度約 $30^\circ$ を境として赤道側ではより多くのエネルギーを得ており、極側では反対にエネルギーを失っていることが分かった。しかし、実際の地球は、各緯度毎にも温度は毎年ほぼ同じ値を示している。このエネルギーの場所による不均衡によって大気の循環が駆動され、維持されているとすることができる。このことから放射収支上熱帯は大気大循環にとっての熱源の役割を果たしている。

さらに熱帯大気の特徴の一つとして、高い気温とともに水蒸気量の多さがあげられる。潜熱も考慮した全熱エネルギーの鉛直-緯度分布を見ると、中緯度大気では全熱エネルギーは下層で小さく上層ほど大きくなる。これに対し、低緯度では豊富な水蒸気量の影響で、特に海面近くの熱エネルギーが大きく、中層に極小値を持つような分布をしている。このように下層で大きな熱エネルギーを持つような成層状態では、凝結熱を放出して成長する積雲対流が発生しやすい。実際、熱帯地方では常に活発な積雲対流が存在しており、積雲による凝結熱の放出が熱源となり熱帯大気の循環を維持し、また、大規模な大気大循環にとっても重要な役割を果たしている。

また雲はアルビード効果と温室効果を通し、地球の放射収支に重要な役割を果たしている。すなわち、雲は地球に入射する太陽放射を宇宙空間に反射し、地球の受け取る太陽放射量を減らすアルビード効果および地球（赤外）放射を吸収・射出することによって地表および雲層下の大気を保温する温室効果を持っている。雲の温室効果はこのアルビード効果と温室効果の兼ね合いでまらる。気候の形成にとって雲がどのような役割を果たしているかについて、放射過程と対流調節モデルを組み合わせた1次元モデルで Manabe and Wetherald (1967)、Stephens and Webster (1981)、Wang et al. (1981) 等により議論されている。Manabe and Wetherald (1967) は放射・対流平衡モデルによって、雲のない場合と気候学的な平均雲量を与えた場合を調査し、雲の存在によって全球平均気温が実際に観測される気温と一致し、雲の影響は雲量に依存すると同時に、雲の出現する高度や雲の放射特性に敏感に依存していることを示した。一方、観測面では、Cox (1971) が放射ゾンの観測データを整理した結果、中緯度地方と熱帯地方の巻雲の温室効果に対する影響に違いがあることを指摘した。すなわち Manabe and Strickler (1964) が指摘した、地上気温を温暖化させる効果を持つ巻雲の高度と射出率を示す臨界射出率に対して、中緯度の巻雲はこの条件を満たすことはないが、熱帯地方の巻雲はその可能性があることを示した。

熱帯地方は緯度 $30^\circ\text{N} - 30^\circ\text{S}$ に挟まれた領域と言われているが、帯状のその表面積は地球の全表面積の約半分を占める。しかしその大部分を海洋に覆われているため地上か

らの観測データが非常に乏しい観測資料の空白地帯であり、気象衛星による情報は大変重要なものである。1960年に最初の気象衛星TIROS-1が打ち上げられて以来、熱帯域での観測点不足を救うものとして、衛星データの有効利用が試みられている。前述したように、熱帯大気を理解する上で積雲対流の把握は重要な要素である。この場合、積雲やcloud clusterの活動を衛星データから如何に定量的に把握するかが重要である。すなわち、衛星で観測される熱帯における雲の中には、潜熱放出効果の大きい積雲、積乱雲のような対流雲、また、温室効果を持つ積乱雲の上部から広がる巻雲等を含んでおり、衛星データからこれらの雲型の判別を行なうことが重要である。さらにそれぞれの雲がどのように分布し、かつどのように変動するかを把握することは大気大循環や気候を考える上で意味が大きいことが分かる。

また近年気候や大気大循環のモデル研究者達からモデルの検証に用いる正確な雲気候資料作成の要望が高まっている。このことはこれまでの各研究者による雲気候があまりにも異なっていることによる(Hughes, 1984)。衛星データは観測領域の広域性を生かし、熱帯も含め、全球規模の雲気候作成に非常に有効であり、現在国際衛星雲気候計画(ISCCP)が進行中である。ISCCPでは正確な雲気候を作成することを第1目的とし、さらに雲情報の算出アルゴリズムの開発研究も重要な目的の1つとなっている。

本研究では衛星データ、特に気象衛星NOAAに搭載された $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ に中心波長を持つ2つの赤外放射データを用いて積雲系の雲と巻雲系の雲の客観的な雲型判別法を開発し、北半球冬期の熱帯太平洋におけるそれぞれの雲の分布の特徴を調査し、特に熱帯域では巻雲が主要な雲であることが分かった。また、熱帯における積雲対流活動を支配している主要因と考えられている海面温度と積雲対流活動の関係を調べ、さらに水蒸気量と積雲対流活動の調査も行なった。それにより積雲対流の深さは海面温度が高いほど、水蒸気量が多いほど深くなるが、海面温度より水蒸気量の方がより積雲対流活動との対応が良いことが分かった。本論に入る前に、衛星データを用いた熱帯擾乱の解析等についての概説および衛星データによる雲情報の抽出に関する現状と問題点等について整理し、本研究の枠組みを明らかにする。

### 1.1 熱帯における個々の擾乱解析への衛星データの利用

従来の観測データの少ない熱帯域では、TIROSの衛星出現以来、衛星観測データは重要な役割を果たしてきた。雲パターンの認識と雲形の認識をもとに現実の天気現象、擾乱を理解しようとする試みが古くから行われている。雲画像は擾乱に伴う雲の状態が現れているが、擾乱そのものではない。したがって、擾乱についての正確な把握は雲の状態やその変化と各種気象要素との対比をさせながら行なわれてきた。ここでは衛星の画像データが熱帯気象、なかでも特に顕著な現象である台風、偏東風波動、cloud cluster等の個々の擾乱の解析にどのように利用されてきたかをまず整理する。

熱帯で最も顕著な擾乱である熱帯低気圧についての理解は、衛星で観測された写真による解析で大いに進展した。Sadler (1964) は衛星写真の解析から東部太平洋でのハリケーンの発生数が従来報告されていた発生数より約3倍多いことを示した。また、雲のパターンや雲量からハリケーンの高さや強度についての議論をした。ハリケーンの発生については、必ずしも偏東風波動を源としていない例も数多く発見された(例えば、Simpson et al., 1968)。Agee (1972) は静止気象衛星ATS (Applications Technology Satellite) の連続写真からハリケーンがITCZから発生していることを示した。Sadler (1976、1978) は台風の発生と発達に関して、航空機やゾンデの資料に基づく流線解析と衛星写真を用いて上層低気圧が果たす役割を強調した。また Shimamura (1981) は3つの上層低気圧について解析し、衛星写真とも対応させ、台風の発生について議論した。また、ハリケーンの発達期については Erickson (1967) 等が雲パターンの特徴を従来の観測データと対応させ議論している。

これらは衛星画像データの重要性を示しているが、衛星データは擾乱解析における補助的な側面が強い。これに対し衛星画像データのみから有効な情報を抽出しようとする研究として、Fritz et al. (1966) は、台風強度を衛星写真から見た形状により推定する試みを示している。これを引き継ぎ Dvorak (1975) は雲パターンを数値化し、台風の最大風速と海面中心気圧との対応関係を調べ、台風強度を推定する方法を確立した。この手法は現在でも現業的に用いられている。Gentry et al. (1980) や Shimizu (1981) は、台風の中心気圧と中心からの距離別に対流活動を評価し、中心気圧と対流活動の対応を調査した。その結果、中心気圧の最低時と対流活動の最大時に時間差があることを示した。Muramatsu (1983) はGMSの赤外データの輝度温度から台風の眼の直径および巻雲の天蓋に日変化があることを示した。彼は赤外の輝度温度に階級をいくつか設定し、台風中心からある範囲内にある各輝度温度階級ごとの画素数の時間変化のちがいに注目して解析を行なった。この研究では巻雲は薄くなるにつれて輝度温度が高くなること、台風では上層に巻雲の吹き出しを伴うなどの性質をあらかじめ知ってはじめて解析が可能になる。

日々の衛星写真を用いて熱帯に現れる積雲群を追跡し、擾乱としての振舞いを調べる研



究は1960年代の後半から盛んに行われてきた(例えば、Fritz et al., 1966; Fett, 1968; Frank and Johnson, 1969)。しかし Chang (1970) はそれまでと異なり日々の写真から緯度にして5°巾、経度は太平洋を覆う東経150°から西経80°までの部分を切り取り、これらを時間順につなぎ合わせ、いわば写真による時間-経度断面図を作製し、cluster が一定の位相速度(約9 m/sec)で西進していることを示した。また、cluster の間隔は2,000~5,000 kmで、3日~6日周期を持っていることも分かった。Chang (1970) はこのようにして一見多種多様で統一がとれていないように見える熱帯域での cloud clusterの振舞いの中にはっきりとした組織化された成分があり、それは時間的には clusterの位相速度や発生・通過の周期性を特徴づけ、空間的にはいわゆる総観規模の擾乱としてあらわれていることを示した。Reed and Recker (1971) は、地上、高層観測資料を用いて組織化された cluster に伴う擾乱の構造を解析した。そして風の変動の中にも太平洋を直進する総観規模の擾乱があること、またこの熱帯大気は明らかに組織化されたclusterの移動に伴っていることが分かった。Williams and Gray (1972) は cluster 自身の持つシステムはどのような特徴を持っているかを調べた。彼らは、cloud cluster を2年間分衛星写真から収集し、それらを prestorm、developing、dying、conservative、developing-dying、clear というカテゴリーに分類し、それに伴う大気運動の特徴を調べた。さらに彼らは、観測点と cluster の相対位置を多数合成して cluster 周囲の状況の全体像をつかむことを試みた。嶋村(1979) は個々の対流雲について低温を示す赤外面素の数の変化を調べ、深い対流雲とそれに伴う濃密な巻雲の広がりスケールが約100 kmであることを示し、また雲域は3~6時間のサイクルで拡大→縮小の経過をたどっていることを論じた。Sikdar and Suomi (1972) は対流雲に伴うアンビル(巻雲)の面積拡大率から深い対流による質量や潜熱の鉛直輸送量を見積る試みをした。しかしこれらの解析でも任意の場所における雲が対流雲か、巻雲のような低温の層状雲かを客観的に判別する手法を持っていない。したがって、解析の前に対流雲の卓越した領域を見定めておく等の準備を必要としている。Nakazawa (1988) は「ひまわり」の3時間間隔のデータから深い対流を抽出する指標を用い、東進する super cluster がより時間空間スケールの小さい西進する cloud cluster から構成されていることを示した。また彼は、熱帯での対流活動には、季節内変動、super cluster、cloud cluster というはっきりした構造を持った異なる時間空間スケールの現象が相互に関連しながら存在している階層構造があることを示した。

熱帯での雲の特徴的なものとして、上層雲だけ、あるいは上層雲と中層雲の混在した大きな雲塊が、赤道付近から中緯度へしばしば進入して行く現象が知られている(例えば Thepenier and Cruette, 1981)。熱帯から中緯度への雲および水蒸気の進入は亜熱帯および中緯度へ大きな影響をもたらす。しかし、発生が熱帯であるため衛星データによってはじめて有効にこの雲塊をモニターすることができる。McGuirk et al. (1987) は、赤外面像からこの雲塊を大きさや存在する場所で定義し、発生頻度や持続時間等を東部熱帯太平洋

で調査した。ここでも雲塊の大きさはある輝度温度を用いて客観的に決められるが、上層雲であるかどうかは主観的に決めざるを得ないという問題点を自ら指摘している。

以上のように観測される雲分布の中から積雲対流活動に関する情報をいかに客観的に抽出するかについては十分なものは少なく、前もって主観的な解析あるいは気象学的な知識を必要としている。M. Murakami (1983) はある領域で卓越する雲が対流雲であるか層状雲であるかを判別する手がかりとして積雲強度指数 (Ic) を導入した。積雲等の対流は鉛直方向の広がりの特徴とし、隣り合った対流雲は連続して分布することなく、10~数10 km のスケールの間隔をおいて分布していることに着目した。この場合、ある領域での観測輝度温度の分散値が大きくなることを利用する。この観測輝度温度の分散値を用いて ITCZ の位置と分散値の大きい領域が良い対応をしていることを示した。さらに分散値がある値 (経験的に  $5^{\circ}\text{C}$  を用いている) を越える領域についてのみ Ic を計算した。Ic は対流雲の平均的な到達高度を 400 hPa で 0、圏界面で 10 の、0 から 10 の値で示す。これは従来から使われている雲量という空間的な情報から対流の深さを考慮に入れた新しい情報の抽出であった。この Ic を用いて、FGGE・MONEX 期間中での deep convective activity の大規模分布と日変化を解析している。その結果低緯度域では日変化が変動成分の中で最大であることを示した。仮に日平均して同じ雲量であっても、雲が主として日中に出ると夜間に出るとでは太陽放射に対する影響が異なり、放射収支上非常に大きな違いをもたらす。したがって、気候モデル等では雲の日変化が正しく評価されていないとエネルギー収支に誤差が生じ検証に使うことはできない。さらに前述したように、雲種によって大気に与える影響が異なるので雲型別に日変化が分かることが望ましい。

以上、熱帯での個々の気象現象の解析にどのように衛星画像データが使われてきたかを整理し、積雲と層状雲の客観的判別が重要であることを示したが、今までの研究では対流雲と層状の巻雲の客観的な判別は行われていない。したがってもし衛星によりこれらの雲型が客観的に判別できればより有効な解析が可能となることが分かる。

## 1.2 熱帯における時間スケールの長い現象の解析への衛星データの利用

次に個々の現象ではなく時間スケールの長い現象として、近年熱帯を中心にして注目を集めている季節内変動や年々変動等について衛星データの利用面から整理する。

近年における30-50日周期変動の研究は熱帯気象学の分野から活発となり多くの研究が報告されている。Madden and Julian (1972) は熱帯の各地点における地上気圧の変動をスペクトル解析の手法で調べ、インド洋から太平洋における赤道に沿った地域で顕著な40-50日周期変動が存在することを明らかにした。また、この変動が赤道に沿って東進する成分を持つことを明らかにした。Gruber (1974) は $5^{\circ}\text{N}$ 、 $10^{\circ}\text{N}$ の緯度帯で約50日周期の変動を衛星データから抽出している。Zangvil (1975) は衛星の可視データを用い熱帯のインド洋での周期40日で東進する擾乱を見出ししている。Yasunari (1980)、Sikka and Gadgil (1980) はインド洋を通る経緯度での衛星から算出した雲量分布を調べ、モンスーンの onset および active/break cycle は赤道付近から30-50日周期で次々に北進する cloud band によって引き起こされることを示した。M. Murakami (1984) は「ひまわり」の赤外資料と大気鉛直温度分布を併用して、東南アジア、西太平洋における積雲対流の活動度を評価し、そこに現れた30-50日周期変動を解析した。その結果、モンスーンの30-50日周期変動に伴う大規模積雲活動が中緯度も含んだ南北方向の変動の他に、赤道域における東西方向の変動も伴っていることを示した。Lau and Chan (1985) は、極軌道衛星NOAAの赤外データから算定される外向き長波長放射(OLR)資料を用いて1974年から1983年に至る南半球の夏(11月-3月)におけるインド洋、太平洋上での30-50日周期変動を解析した。その結果OLRの変動の振幅は北緯10度から南緯20度の間で、インド洋から中部太平洋にかけての領域で大きく、変動の伝播方向は赤道インド洋からオーストラリアにかけての東進の傾向を示している。Knutson et al. (1986) もOLRの28-72日周期帯の変動がインドのモンスーン域と西太平洋で大きく、逆位相になっていることを示した。T. Murakami et al. (1986) はOLRを用いて北半球の夏にベンガル湾から北西太平洋域で北進する様相を示しているが、夏と冬で違いがあることを示している。Takeda and Ikeyama (1985) は約30日周期の変動が西太平洋の熱帯域ばかりでなく、中緯度も含めた広い範囲で発生していることを「ひまわり」の雲量データから示した。またこの変動は一年を通じて常に卓越しているわけではなく、季節により、領域によりその振幅が変化しており、平均雲量の変化との間には亜熱帯では同位相、中緯度においては逆位相であることを示している(Ikeyama and Takeda, 1988)。この季節内変動を抽出するためには3カ月以上のデータを処理する必要があるため衛星データとしては簡便な米国大気海洋庁で作成されたOLRのデータを用いることが多い。OLRのデータは緯・経度 $2.5^{\circ}$ で定義されており、ほぼ全球をカバーし、1974年以降(1978年2月-1979年1月までは欠)のデータが整備されている。この

OLRは低温の雲も低温の地表面も同様にエネルギー値は小さく、区別はできない。したがって熱帯での低エネルギー域は背の高い雲によるものと推定はできるが、高緯度では雲と地表面の区別はできない。また、積乱雲が卓越した場合と低温の巻雲に広く覆われた場合の区別はなく、雲種に関する情報もない。Morrissey (1986) はOLRの利用に関して巻雲の影響が大きくOLRの深い対流の指標としての有効性に限界があることを示している。

近年の El Nino、Southern Oscillation 等に関する研究の数から分かるように、この時間スケールの変動も多く関心を集めている。衛星データを用いたこの変動の研究は長い期間のデータが必要で最近になるまであまり行われていなかった。T. Murakami (1975) は月平均値の雲解析図から算出した雲量データから1965年-1973年7月の期間について解析し、年々変動は赤道西太平洋とインドマレー半島域で最も顕著に見られることを示した。El Nino 年には、雲量の偏差が西太平洋から東太平洋への東進が見られ、雲量偏差の時間変動は西太平洋の赤道域と東太平洋およびインド洋では逆相関になっていることを示した。Heddinghaus and Krueger (1981) はOLRのデータを用いて、1974年6月-1978年2月の期間の解析からOLRの年々変動が Southern Oscillation に追随する傾向があることを示した。Liebmann and Hartmann (1982) も同じOLRのデータを用いたが、Heddinghaus and Krueger (1981) に比して8倍の分解能の緯・経度5°でグリッド化し、解析を行った。また海面温度データも併用し、OLRの変化は海面温度の上昇と同時に起こっていることを示した。El Nino 期にはインドネシアの対流活動域が東へ移り、ITCZと合流する。またSPCZもインドネシアの対流活動と合流し活発化するが、最盛期となるのは一年遅れ、その頃にはITCZは El Nino 以前の状態に戻っていることを示した。Lau and Chan (1985) はOLRの解析から季節内変動とENSOの変動の様相が似ており、季節内変動がENSO発生の引金になるという考えを提案している。このように、この時間スケールの長い現象の解析には主としてOLRが用いられているが、Nitta (1986) は6年間の「ひまわり」の上層雲量の月平均値から年々変動には El Nino に伴う赤道中部太平洋と西部太平洋の間の振動の他に、日本南方の亜熱帯域と日本付近の南北振動があることを示した。

次に雲気候への衛星データの利用について整理する。熱帯の El Nino に伴う変動は中緯度にも影響を与え、世界各地での異常気象を引き起こしている。また近年環境問題としての気候変動が注目されている。気候モデルの研究者はモデルの検証のために衛星による正確な雲気候の構築に期待を寄せている。Arking (1964) はTIROS IIIの写真から1961年7月-9月にかけての60°N-60°Sにおける雲量の緯度分布を示した。これは誤差はともかくとして衛星データから雲量を算出する最初の試みであった。Clapp (1964) はTIROSの写真から雲解析を行ない、それをもとに雲量を推定し、全球雲量分布図と雲量の緯度分布を1962-1963年にかけて調査した。データは空間的にも時間的にも十分なものではなかったが、ストーム経路や砂漠、ITCZのパターンおよび雲分布の

季節変化を示した。また、赤道にそって低雲量域が存在し、その雲量は亜熱帯高気圧域の雲量より小さいことを指摘した。また、Sadler (1968) は雲解析図をコード化し、緯・経度  $2.5'$  で雲量を計算し、1965年と1966年について  $30^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{S}$  での月平均値図を作成した。この領域での雲量の年変化は小さく、7月を除いて南半球の雲量が北半球より若干多いことを指摘した。また中央および東部太平洋の赤道の北側で雲量の極小域があること、また赤道に沿って一年を通じて雲量の極小域があることを示した。Kornfield and Hasler (1969) は ESSA III および V のデータを用い写真の重ね焼きの手法を計算機処理して、雲分布図を1967年について作成した。層積雲や霧が南米大陸の西に一年中見られ、この海域は海面温度が低いことを指摘した。Miller and Feddes (1971) は衛星の輝度データを用い、重ね焼きの技術を進展させ、1967年から1970年にかけての全球雲分布図を作成した。この図では地表面の反射が高い砂漠や雪氷で覆われた地表面は雲と判別され、高い雲量を示す。しかし、ITCZ や SPCZ に相当する雲バンドや大陸西岸の層積雲域さらに亜熱帯高気圧に伴う低雲量域がきわめて良く表現されている。Rasool (1964) は TIROS III の赤外データを用いて Arking (1964) が解析した期間について、夜間の雲量および雲頂高度の緯度分布を初めて示した。その後雲算出アルゴリズムに関する研究は多く行なわれているが、それらは全球解析ではなく、主として限られた地域での研究に留まっている。最近の衛星による全球雲気候情報としては Hughes and Henderson-Sellers (1985) が Defense Meteorological Satellite Program (DMS P) 衛星の赤外データを主として、航空機や地上観測データを活用した3次元雲解析法により、1979年についての全雲量を全球的に作成した。Henderson-Sellers (1986) は3次元雲解析法を進展させ、全雲量ではなく上、中、下層に分類した雲分布を1979年1月と7月について示した。Stowe et al. (1989) は NIMBUS-7 衛星の赤外 ( $11.5\mu\text{m}$ ) および UV ( $0.37\mu\text{m}$ ) データを用いて、1979年7月と1980年1月について雲型を考慮した雲気候値を示している。Barton (1983) は Nimbus-5 の  $2.7\mu\text{m}$  における炭酸ガスと水蒸気の強い吸収帯の2チャンネルを用いて、高度6 km以上の上層雲のみの全球分布を1972年12月-1975年2月のデータを使って示した。Woodbury and McCormick (1986) は SAGE データを用いて1979年2月-1981年11月のデータから巻雲の全球分布を示している。現在 ISCCP が進行中で一部結果も配布されている。ISCCP では 1) 更正、規格化された可視-赤外の放射量データセットを全球的に作成すること。また放射量から雲の特性を導出するのに必要な大気ならびに地表の状態に関する諸々のデータも含ませたデータセットを作成する、2) 放射量から雲の諸特性を算出する技術の基礎研究を奨励し、その結果の検証、評価を行う、3) さらに ISCCP データを利用する研究を促進させ、地球放射収支の理解や水循環の理解を深めること、が主な目的として挙げられる。ISCCP は1983年7月1日の衛星データから既に処理が始まっている。ISCCP の最終製品である C データは緯・経度  $2.5'$  の領域について衛星

の観測値を放射伝達式からの解釈を済ませた雲と地表面に関する物理量のセットであり、数値モデルをはじめ様々の気候の研究に利用されることを目的に作成されている。データで算出される雲情報としては3時間ごとの緯・経度 $2.5^\circ$ 内での高度7層ごとおよび光学的厚さ5層ごとについての雲ピクセル数および全ピクセル数、更に、平均高度、平均温度、平均の光学的厚さ等が含まれる。ISCCPの雲解析アルゴリズムでは可視データは不可欠である(Rossow et al., 1985)。しかし、可視データは夜間の観測には使用できないことから昼と夜でのISCCPの雲情報は均質でなくなる。

以上概説したように、熱帯での興味深い現象の解明に衛星データが広く使用されてきている。しかしこれらの研究では雲型を考慮したものは非常に少ない。「ひまわり」の上層雲にしても米国大気海洋庁で作成されているOLRにしても研究者の多くは深い対流雲との対応が良いものとして議論を進めているが、いずれも温度の低い巻雲と対流雲の区別は出来ていない。前述したように、巻雲と対流雲は気候を研究する上でも、熱帯での熱源の変動を研究する上でも重要な雲である。定性的な議論では大きな問題は起こらないが、将来雲情報と数値気候モデルの結果との検証や雲情報の数値モデルへの組み入れを考えると、雲型に関する細かい情報は不可欠になると考えられる。

本研究では、雲の気候学の基礎研究として、巻雲と対流雲を中心として雲型を考慮し、時間的、空間的に比較的長い( $\sim 250\text{ km} \times 250\text{ km}$ 、月平均値)スケールでの雲の分布の特徴や積雲対流と海面温度/水蒸気量の間を熱帯太平洋域について極軌道衛星NOAAのデータを用いて解析を行なった。第2章では、Split Window ( $11\ \mu\text{m}$ 、 $12\ \mu\text{m}$ )での雲の特性を調べ、巻雲系の雲と対流雲系の雲の客観的判別法について述べる。また、Split Windowによる海面温度の算出や水蒸気量の算出についても概説する。第3章では、判別された雲型の1987年1~2月期における熱帯太平洋での分布の特徴について調査する。第4章では、対流雲の分布、変動の特徴を西太平洋熱帯域で調査し、積雲対流活動と海面温度および水蒸気量との関係を議論する。最後に第5章で得られた結果をまとめ、得られた結果の特徴や問題点等について考察する。

## 第2章 Split Window (11 $\mu\text{m}$ 、12 $\mu\text{m}$ ) の特徴

Split Window とは、いわゆる「大気の窓」と呼ばれている10  $\mu\text{m}$ 帯の波長域の11  $\mu\text{m}$ と12  $\mu\text{m}$ に中心波長を持つ2つのチャンネルを言う。静止気象衛星「ひまわり」には赤外チャンネル(10.5  $\mu\text{m}$ —12.5  $\mu\text{m}$ )が搭載されており、等価黒体温度(輝度温度)から海面温度、雲頂温度等の算出に用いられている。11  $\mu\text{m}$ と12  $\mu\text{m}$ の2チャンネルはこの赤外チャンネル(10.5—12.5  $\mu\text{m}$ )を2分割したものになっているため、この2つのチャンネルを称して Split Window と呼んでいる。

10  $\mu\text{m}$ 帯は大気の窓であるにもかかわらず、観測された輝度温度は船舶やブイによる海面温度に比して7~8度低くなっていることが知られている(例えば Aoki and Inoue, 1982)。Bignell (1970) はこの原因が水蒸気のdimerによる影響であることを示した。水蒸気の line による吸収はこの波長帯での影響は少ないものの、水蒸気分子が2つくっついた dimer が、特に水蒸気圧の高い大気では、10  $\mu\text{m}$ 帯の吸収特性に大きな影響を与えていることが分かった。Aoki (1979) は10  $\mu\text{m}$ の窓領域の観測データに含まれる情報量について議論し、低緯度や中緯度の夏には、海面温度に比して水蒸気や大気温度の情報がより多く含まれていることを示した。海面温度を1Kの精度(WMO、1969)で、あるいは気候への影響の重要性を考えると0.25Kの精度で算定するための水蒸気補正は重要な課題であった。

Anding and Kauth (1970) は10  $\mu\text{m}$ 帯でも大気中に存在する水蒸気による吸収特性のちがいがあり、この吸収特性のちがいを積極的に利用し、精度良い海面温度が算出できることを示した。Anding and Kauth (1970) の研究を受け Prabhakara et al. (1974), McMillin (1975) 等により11  $\mu\text{m}$ と12  $\mu\text{m}$ による海面温度算出が理論的にも裏付けられた。Split Window が初めて搭載された衛星はTIROS-Nシリーズの衛星で1981年6月に打ち上げられたNOAA-7号である。これは Anding and Kauth (1970) によって提唱された海面温度算出アルゴリズムを実現するためといっても過言ではない。NOAA-7号の出現により Split Window による海面温度推定の研究は大きく進み、今日、米国の大気海洋庁では Split Window および3.7  $\mu\text{m}$ のデータを用い、現業的に海面温度を算定している。

Split Window の利用は海面温度算定ばかりでなく、水蒸気量の算出にも利用されている。10  $\mu\text{m}$ 帯での吸収は主として水蒸気によることを考えると、海面温度が決定できれば当然水蒸気量が算定できることになる。Prabhakara (1979) は8~9  $\mu\text{m}$ での水蒸気の吸収特性を利用し、水蒸気が境界層に集中していると仮定して、境界層の厚さを議論した。Chesters et al. (1982) は静止衛星GOESに搭載された Split Window を利用してシビアストームの環境としての水蒸気量分布を解析した。

Split Window を利用した気象情報の抽出に関する研究は海面温度と水蒸気量に限られて

いたが、雲の放射特性にも  $11\mu\text{m}$  と  $12\mu\text{m}$  で異なることが Inoue (1985) により初めて示された。この章の 2.1 節ではまずデータの特徴について示し、2.2 節では Split Window による雲の観測、2.3 節では Split Window による雲型分類、2.4 節では Split Window による海面温度算出、2.5 節では Split Window による水蒸気量情報の算出について述べる。

## 2.1 データ

極軌道衛星 NOAA-7 号には AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) が搭載されている。AVHRR には可視チャンネル ( $0.6-0.7\mu\text{m}$ )、近赤外チャンネル ( $0.7-1.1\mu\text{m}$ ) および赤外 3 チャンネル ( $3.5-3.9\mu\text{m}$ 、 $10.3-11.3\mu\text{m}$  および  $11.5-12.5\mu\text{m}$ ) の 5 つのチャンネルがある。ここで用いるのはチャンネル 4 ( $10.3-11.3\mu\text{m}$ ) とチャンネル 5 ( $11.5-12.5\mu\text{m}$ ) の 2 つの赤外チャンネルである。

ここでは第 2 章 (2.3.2 節、2.3.4 節を除く) および 5.2.4 節で用いたデータの特徴について述べる。データのキャリブレーションは内部黒体と宇宙空間のデータを用いた線型の温度キャリブレーションを Lauritson et al. (1979) に従って行なった。線型の温度キャリブレーションからのズレについては特定の温度ごとに地上実験で得られている補正値を用い、全温度域について内挿して用いた。AVHRR は 10 ビット (1024 階調) のデータであるが、温度キャリブレーションをした後 0.5 K ごとの 8 ビット (256 階調) データにした。これは単に気象研究所台風研究部にある衛星資料解析装置の画像表示装置が 8 ビットであったことによる。図 2-1 にチャンネル 4 の 10 ビットカウント値と 8 ビットカウント値の対応を示す。高温の輝度温度に対しては約  $1/5$  の精度に落ちるが、 $-46^{\circ}\text{C}$  以下の低温に対してはほぼオリジナルの精度にある。データは気象衛星センター (清瀬) で受信された HRPT (High Resolution Picture Transmission) から AVHRR のデータを抽出した。可視データの利用も考慮して、地方時 14 時 30 分に赤道から北上する昼軌道を用いた。清瀬で観測される地域の南限はおおよそ  $15^{\circ}\text{N}$  に相当する。キャリブレーションは受信開始から 200 ライン分の内部黒体と宇宙空間のデータを用いた。

本研究ではチャンネル 4 および 5 の輝度温度の差を用いるため、2 つのチャンネルが同じ対象物を観測している必要がある。2 つのチャンネルのアライメントは Aoki and Nakajima (1981) に従って、HIRS (High Resolution Infrared Radiation Sounder) の窓チャンネルと AVHRR のチャンネル 4 および 5 との相関を取ることによって調べた。Aoki (私信、1984) によればチャンネル 4 と 5 が HIRS の窓チャンネルに対して持つ相対的なズレはスキャン方向に  $0.1\text{ km}$ 、衛星の進行方向に  $0.05\text{ km}$  であった。直下点での



AVHRRの空間分解能1 kmを考慮すると、これら2つのチャンネルのズレは非常に小さくほぼ同一対象物を観測していることが保証される。

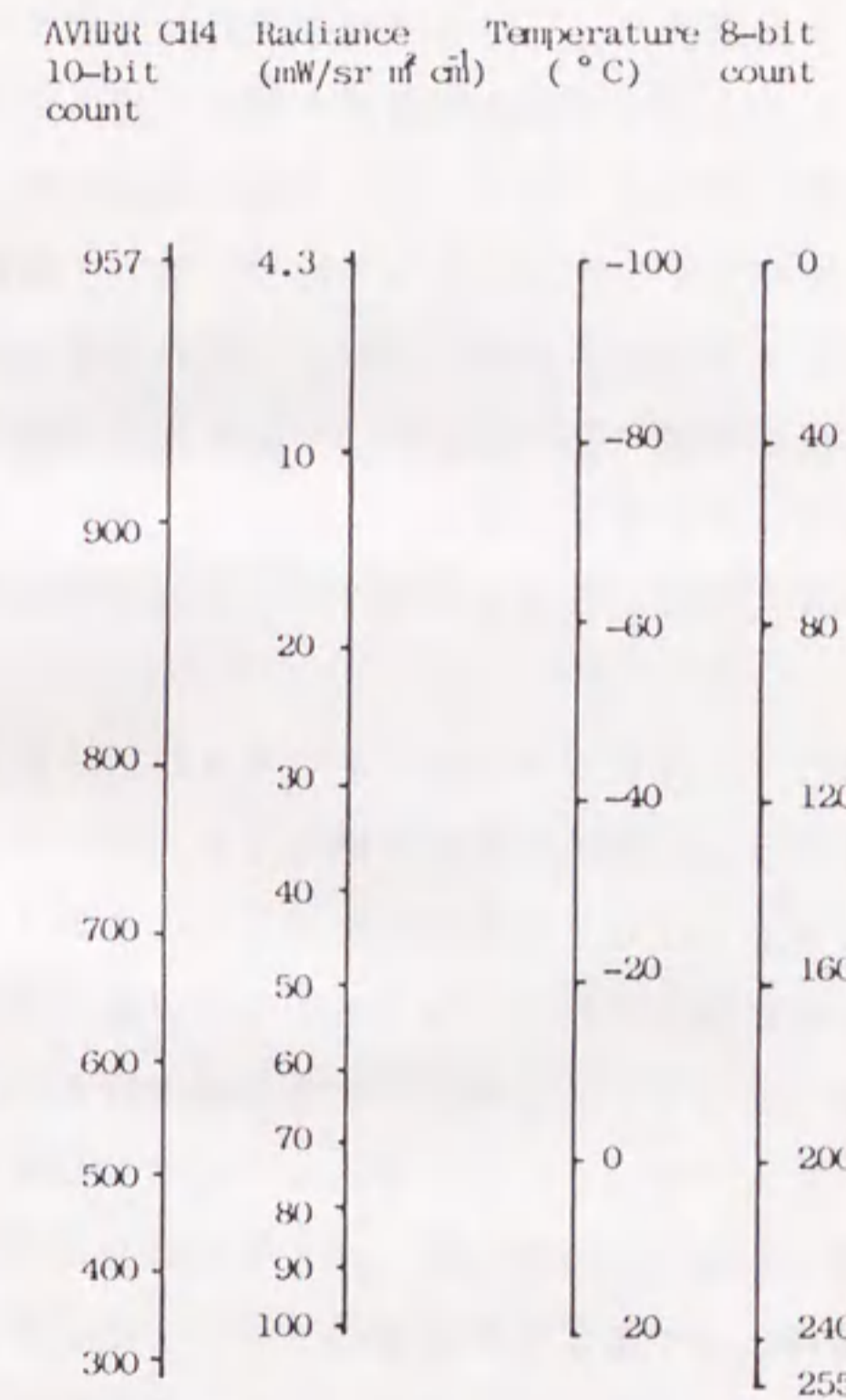


図2-1 AVHRRチャンネル4の10ビット値(1024諧調)と8ビット値(256諧調)の放射量、等価黒体温度との関係。

## 2.2 Split Window と雲

### 2.2.1 輝度温度差画像と雲

可視画像と赤外画像の特徴から晴天域や雲を主観的に分類することができる。可視画像は太陽光の反射率を示し、雲がより厚いほどより反射率が高くなる（通常可視画像では反射率が高いほどより白くなる）。赤外画像は一般的に表面の温度を表わし、より背の高い厚い雲に対してはより低温になる（通常赤外画像では低温ほどより白い）。したがって、晴天域は可視画像で黒く（太陽光の反射率が小さい）、赤外画像でも黒く（輝度温度が高い）表われる。また下層の背の低い積雲や層積雲は可視に対しては比較的大きな反射率を示し、赤外では比較的高い輝度温度の値を示す。一方、背の高い積乱雲は可視に対し非常に大きな反射率を示し、赤外では非常に低温の値を示す。また巻雲は非常に高い高度に存在する雲であるが、雲の幾何学的な厚さも薄く、雲粒子密度も小さいため、太陽光の反射率は比較的小さく、赤外の輝度温度も雲下の地表面の高い温度の影響を受け、高温から低温まで幅広い輝度温度範囲を示す。（本論文における巻雲等の雲形については、必ずしも雲物理的に厳密な意味での対応はしておらず、衛星から判別される巻雲系の雲等という意味で用いている。）

図2-2に1982年8月6日の06 GMT頃にNOAA-7で観測した可視画像（a）と赤外画像（チャンネル4）（b）および輝度温度差画像（c）を示す。領域は西太平洋の（125°N、150°E）を中心としたおおよそ550 km x 550 kmの範囲である。可視画像は白い程太陽光に対する高い反射率に対応し、赤外画像は輝度温度が低いほどより白く表わされている。輝度温度差画像はチャンネル4（11 μm）の輝度温度からチャンネル5（12 μm）の輝度温度を差し引いた量を表わし、値が大きいほどより白く表わしている。輝度温度差が0以下は0にセットし、黒で表わしている。画面中央上部に輝度温度差画像で白く輝いている部分がある。この雲は可視画像でも赤外画像でも共に灰色の中間階調を示しており、前述の可視および赤外画像での特徴から巻雲に対応していることが分かる。またこの部分の右側に可視画像で明瞭な白い雲が点在しているが、赤外画像では背景の晴天域の海面温度と大きなコントラストは見られない。このことからこの領域に点在する可視画像での白い雲は下層の積雲であることが分かる。この積雲は輝度温度差画像では黒い雲（輝度温度差が0に近い）として点在していることが分かる。画面下方にもこのような下層の積雲が点在している。画面左側中央部には可視および赤外画像で共に白く輝く雲域が見られる。この雲域は積乱雲が卓越する非常に活発な対流活動域と見ることができる。輝度温度差画像では大きな黒い雲域として現れている。これらのことから輝度温度差画像に現れる一般的な雲の特徴として、巻雲については輝度温度差が大きく、積雲や積乱雲のような光学的に厚い雲に対しては輝度温度差が0に近い小さな値をとることが挙げられる。

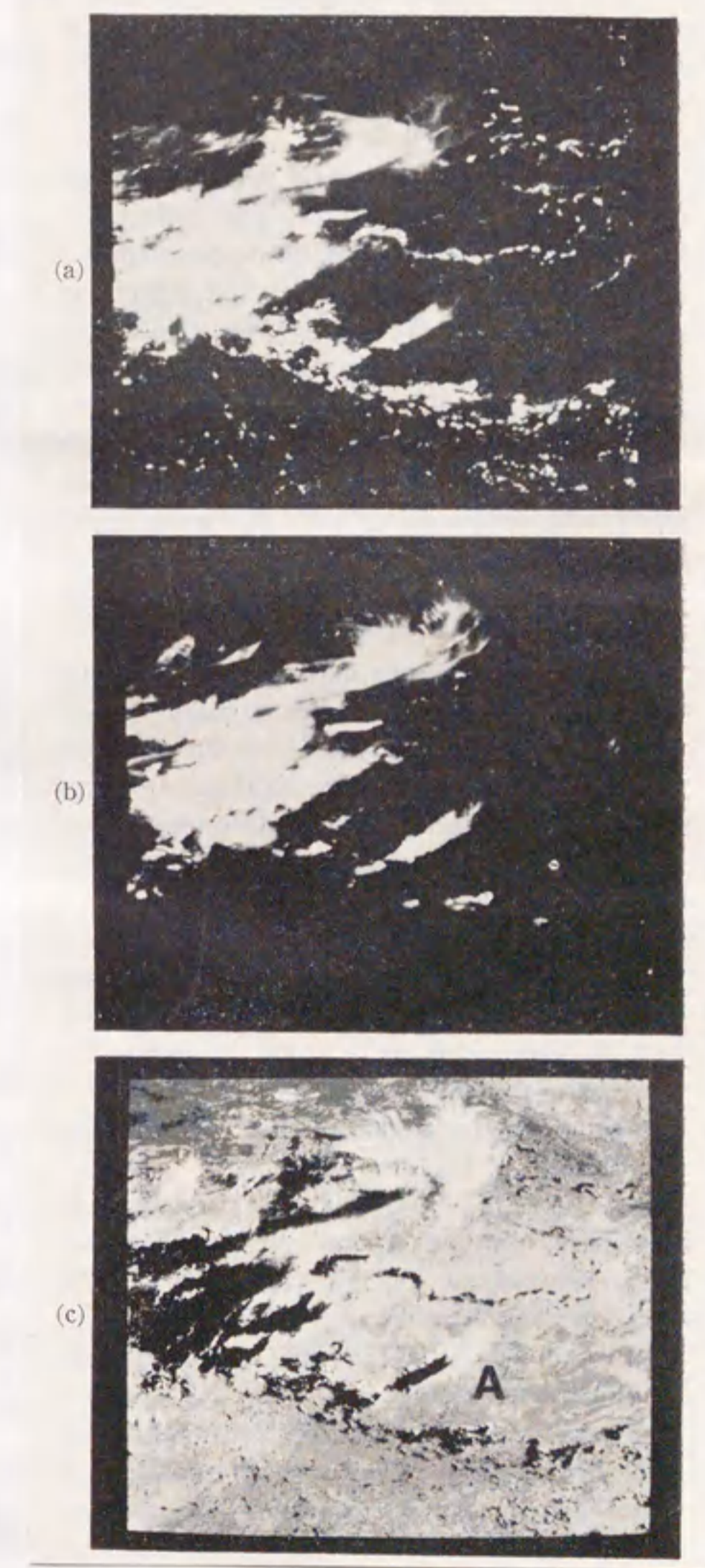


図2-2 1982年8月6日06GMTにAVHRRで観測された西太平洋の(25°N、150°E)を中心とした(550km)<sup>2</sup>の可視(a)、赤外(b)および輝度温度差画像(c)。可視、赤外画像では雲を白く表し、輝度温度差画像では輝度温度差が大きいほど白く表す。

画面のほぼ中央下側に見られる斜めの細長い雲Aについてももう少し詳しく輝度温度や輝度温度差について調べてみる。図2-3に雲Aを含む小領域(120 km x 120 km)における各画素に対する11  $\mu$ m (チャンネル4) および12  $\mu$ m (チャンネル5)での輝度温度の散布図を示す。この小領域には可視・赤外画像から積乱雲をコアとするアンビルと晴天域のみが存在していることが主観的に確かめられている。全体として12  $\mu$ mでの輝度温度が11  $\mu$ mでの輝度温度に対して低いことが分かる。さらに220 K前後の低温部では両者の輝度温度はほぼ同じ値を示し、290 K前後の高温部で2度前後の温度差がみられ、中間の輝度温度帯でより大きな温度差を示している。巻雲の赤外窓領域での射出率は1.0以下であり、巻雲の存在する高さの温度は示さず、巻雲下の例えば海表面からのより高温の放射の影響を受け、実際の巻雲高度の温度より高い輝度温度を示すことが知られている。したがって、図中に示されたA部は積乱雲によるもの、またB部はアンビルによるものを、その他は晴天域の海面部分からのデータであることが推測できる。

次に輝度温度差と11  $\mu$ mでの輝度温度についての散布図を同じ小領域について見る(図2-4)。積乱雲によるものと思われる220 K以下の輝度温度部では輝度温度差が1.0 K以下であり、290 K以上の海面に相当する輝度温度部では2~3 Kの輝度温度差があることが分かる。また、光学的な厚さの変化が大きい巻雲に相当すると考えられる中間の輝度温度部では、輝度温度が海面より低くなるにつれより大きな輝度温度差が現れ最大で6 Kを示し、それより輝度温度がさらに低温になると輝度温度差は逆に次第に小さくなること分かる。

図2-5は雲Aを含む小領域における11  $\mu$ mの輝度温度の空間分布図を示す。図中の\*は輝度温度差が0.5 K以下の雲域を示す。この図から雲Aは左下からほぼ中央までの右上がりに積乱雲に伴う非常に低温の雲域が広がり、右上にかけて顕著にアンビルが拡大している様子が分かる。図2-6にある横方向の1断面に沿った輝度温度と輝度温度差の分布について示す。雲の中心付近の低温部分で輝度温度差が0に近く、中心からはずれるにしたがって輝度温度が次第に高くなりかつ輝度温度差が5 K前後と大きくなる。さらに晴天域では輝度温度、輝度温度差ともにほぼ一定で輝度温度の値は最高のほぼ295 Kを示し、輝度温度差は2.5 Kの値を示していることがわかる。

以上に示したように、可視・赤外画像から主観的に雲解析を行ない、対応する雲の11  $\mu$ mと12  $\mu$ mでの輝度温度差の特徴を調べた。その結果、積雲や積乱雲のような幾何学的にも光学的にも厚いと考えられる雲では輝度温度差が0に近い小さな値を示し、幾何学的にも光学的にも薄いと考えられる巻雲に対しては幅はあるものの最大で6 Kを示すような大きな輝度温度差を示すことが分かった。Allen (1971) は雲の8-13  $\mu$ mでの射出率を調査し、厚い雲では射出率が1.0となり黒体と仮定できることを示した。今、雲が黒体と仮定できれば11  $\mu$ mと12  $\mu$ mの輝度温度は途中大気の水蒸気による吸収が無いとすれば同じで、輝度温度差は0となる。今回の結果での輝度温度差が積雲や積乱雲等の雲域

で輝度温度差が0に近い小さな値を示すことは、これらの雲が黒体と仮定できることによるものと考えられる。

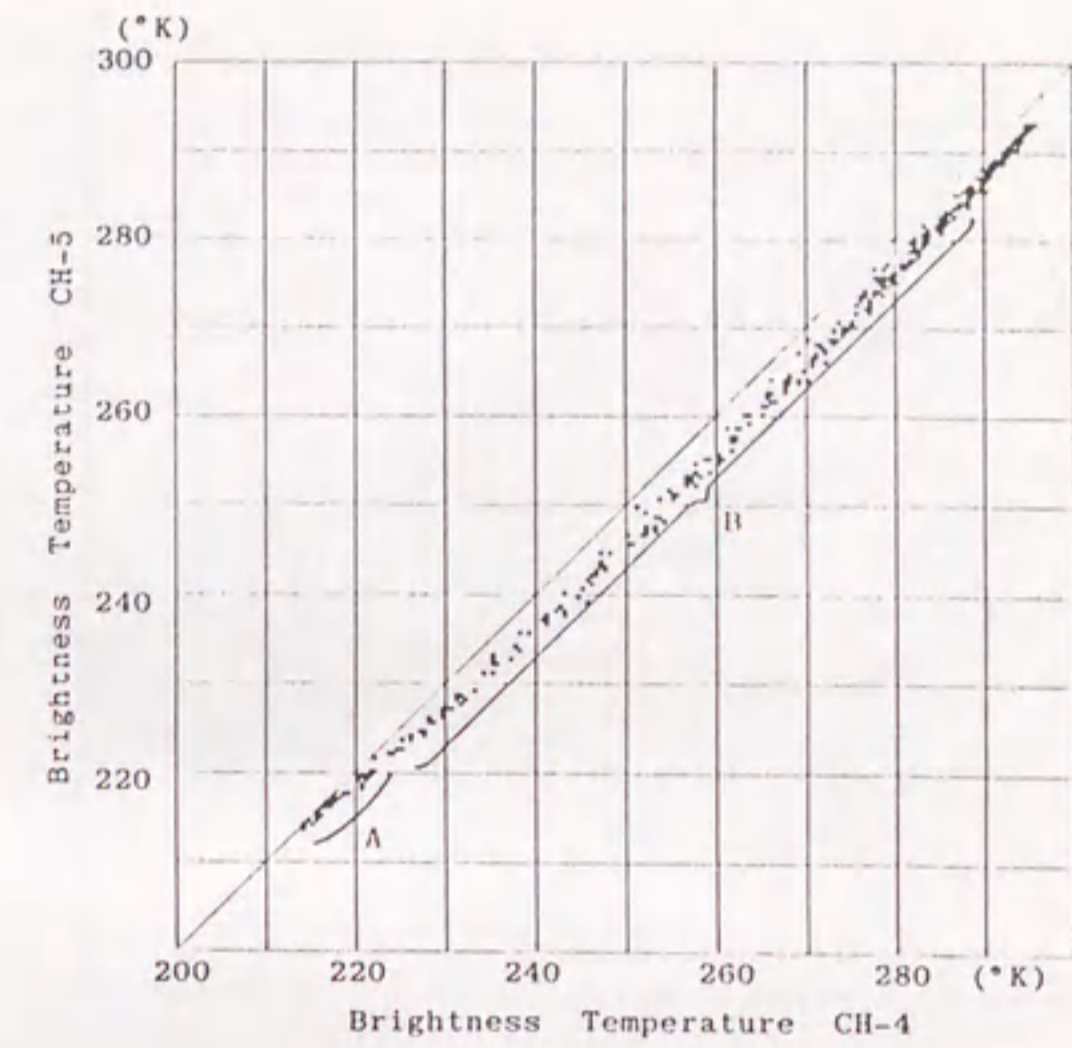


図2-3 図2-2の雲Aを含む(120 km)<sup>2</sup>でのチャンネル4、5の輝度温度分布図。図中のAは雲Aの中心部、Bは雲Aの巻雲によるデータと考えられる。

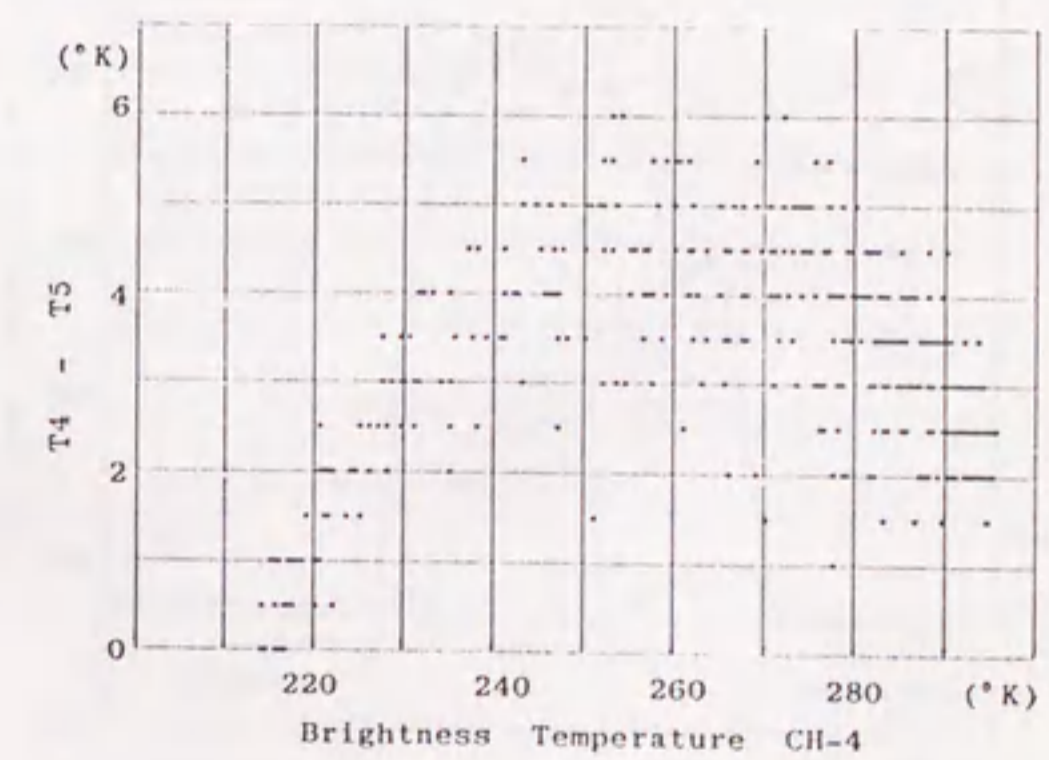


図2-4 図2-2の雲Aを含む(120 km)<sup>2</sup>でのチャンネル4の輝度温度と輝度温度差の分布図。



図 2-5 図 2-2 の雲 A を含む  $(120 \text{ km})^2$  でのチャンネル 4 の輝度温度分布図。

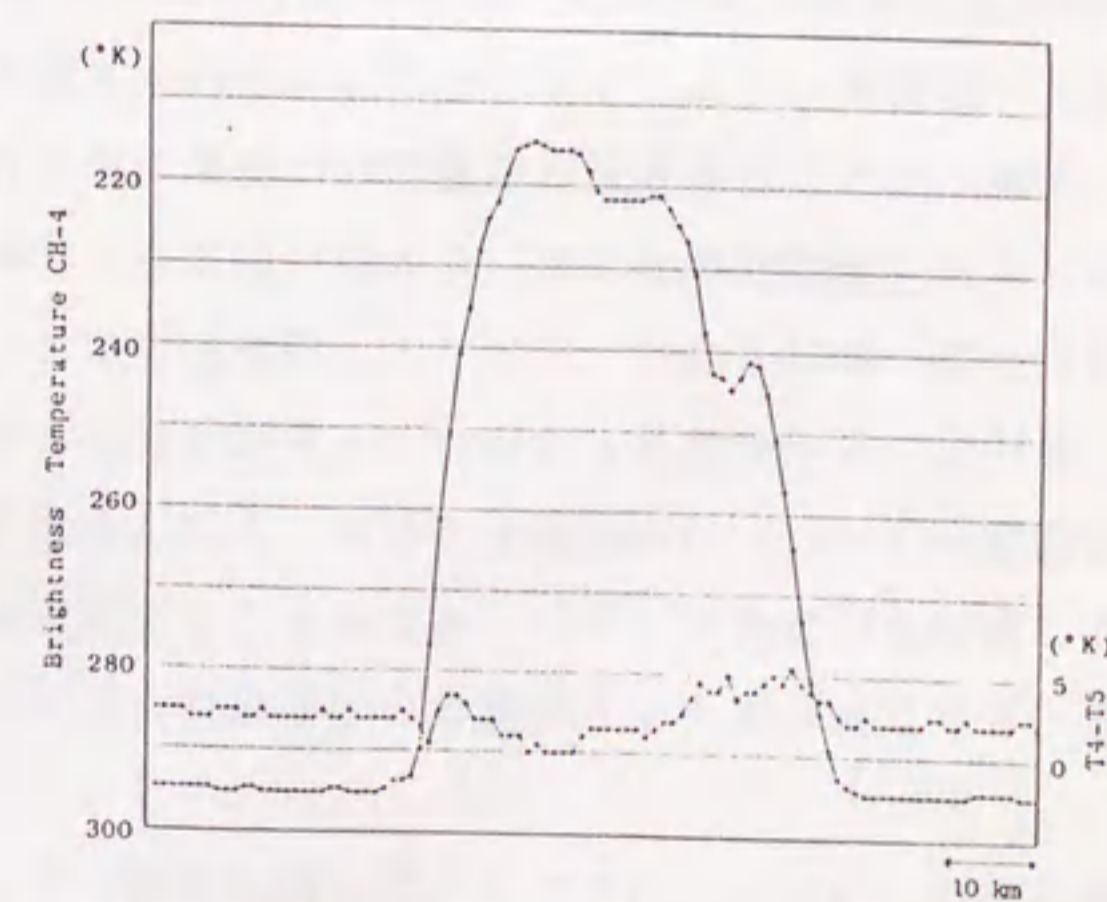


図 2-6 図 2-2 の雲 A を横切るある 1 ラインでのチャンネル 4 の輝度温度と輝度温度差。

## 2. 2. 2 輝度温度差と巻雲

### 2. 2. 2. 1 巻雲の射出率

次に巻雲が大きな輝度温度差を示す理由について、巻雲によるこの波長に対する散乱を無視した簡単なモデルで考えてみる。このような簡単な巻雲の取り扱いには Kuhn and Weickmann (1969)、Valovcin (1968)、Platt (1975)、Cox (1976) 等が用いている。巻雲の射出率を  $E$  とし、衛星で観測される放射量  $I$  は次式で表わされる。

$$I = (1-E) \cdot I(B) + E \cdot I(C), \quad \dots (1)$$

ここで  $I(B)$  は巻雲底に入射する放射量を、また  $I(C)$  は巻雲の真の温度に対応する雲からの放射量を示す。従って巻雲の射出率は (1) 式から次のように表わされる。

$$E = \frac{I(B) - I}{I(B) - I(C)} \quad \dots (2)$$

今考えている  $10 \mu\text{m}$  帯における大気による吸収効果はこの波長帯が「大気の窓」と呼ばれているように比較的小さいが、吸収物質としては水蒸気が主なものとして知られている。一般的に水蒸気は対流圏下層に大部分が集中しており、巻雲の存在する対流圏上部より上空では量的に非常に少ないと考えられる。そこで Split Window の 2 つのチャンネルの波長帯では巻雲より上空での水蒸気による吸収は無視することが出来る。また、 $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$  のような小領域では、大気温度や水蒸気量の鉛直分布および海面温度はほぼ一様であると考えられる。これらの仮定により、巻雲底に入射する放射量  $I(B)$  は巻雲から少しはずれた晴天域での放射量から決定することが出来る。図 2-5 に見られるようにアンビルを伴うような積乱雲の中心部では輝度温度差が 0 に近く、黒体と仮定できる雲域が存在する。ここでは巻雲 (アンビル) の高さは中心部の黒体と仮定されるような雲域の高度と同じであると仮定する。したがって巻雲からの放射量  $I(C)$  はこの雲域から決定することが出来る。以上、衛星による Split Window の観測値から (2) 式での  $I(B)$ 、 $I(C)$  を決定することができ、また  $I$  は巻雲の各画素に対応する観測値そのものであるため、(2) 式の右辺はすべて観測データから決定でき、巻雲の射出率が計算できる。

(2) 式による射出率の算出に関して、 $I(B)$ 、 $I(C)$  の決定誤差がどの程度影響するかを見る。巻雲の真の温度を  $\pm 10 \text{ K}$  の誤差で射出率を算定した場合と巻雲底に入射する放射量を輝度温度で  $\pm 2 \text{ K}$  の誤差で算定した場合をそれぞれ図 2-7 a, b に示す。図中の実線は巻雲の温度を  $220 \text{ K}$  とした時の  $11 \mu\text{m}$  での輝度温度に対する射出率を示

し、前述の誤差を与えたときの射出率をエラーバーで示した。巻雲の真の温度の見積り誤差は輝度温度が低く、射出率が比較的大きい巻雲への影響が大きく、10 Kの見積り誤差は射出率で $\sim 0.05$ の違いとして現れる。10 Kの見積り誤差は輝度温度差が0となる黒体と仮定できる雲域を持たない巻雲に対しては十分あり得る誤差と考えられる。一方、晴天域に対する見積り誤差は輝度温度が高く、射出率が比較的小さい巻雲への影響が大きく、2 Kの見積り誤差は射出率で0.03の誤差を生じる。晴天域での輝度温度の見積り誤差は可視画像との比較や空間的な一様性をチェックすることにより $\sim 0.5$  Kで見積りが可能である。したがって(2)式による射出率の評価では真の巻雲高度の輝度温度の見積り誤差が主として影響すると考えられるが誤差は射出率で $\sim 0.05$ である。

(2)式に基づいて図2-2中の雲Aの各画素について $11 \mu\text{m}$ での射出率を計算し、そこでの輝度温度差との関係を図2-8に示す。射出率が1の雲は雲Aの中心部に対応し、射出率が0に近い部分は雲の存在しない海面部分に対応する。射出率が大きくなるにつれて輝度温度差が増大し、射出率が0.6前後で輝度温度差が最大となり、さらに射出率が大きくなると今度は逆に輝度温度差が小さくなる傾向が見られる。図2-4、図2-8から分かるように巻雲の輝度温度と射出率は輝度温度差に対してほぼ同様な対応を示している。

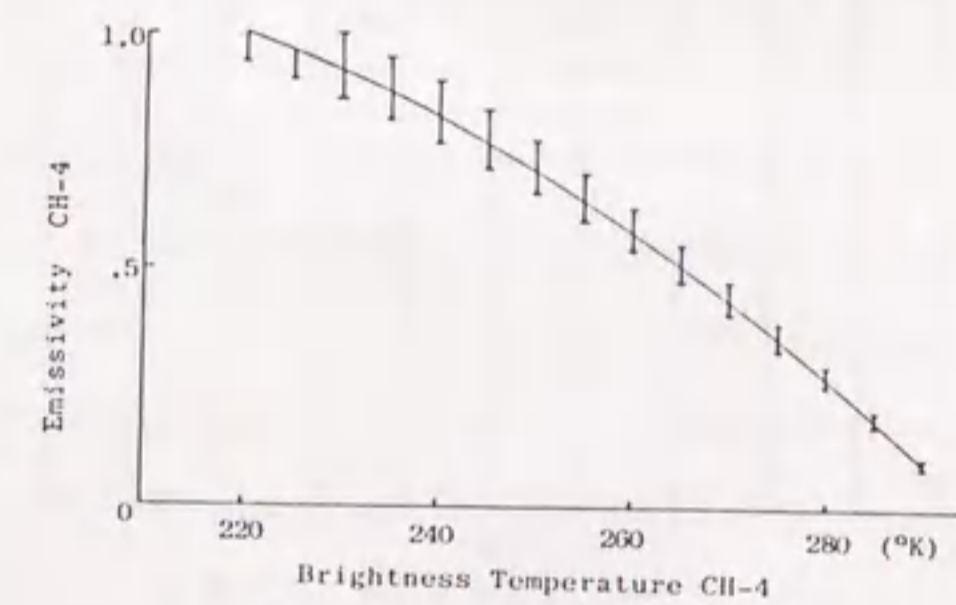


図2-7 a 巻雲の温度を220 Kとした時のチャンネル4の有効射出率と輝度温度。エラーバーは雲の温度の誤差を $\pm 10$  Kとした時のエラーを示す。



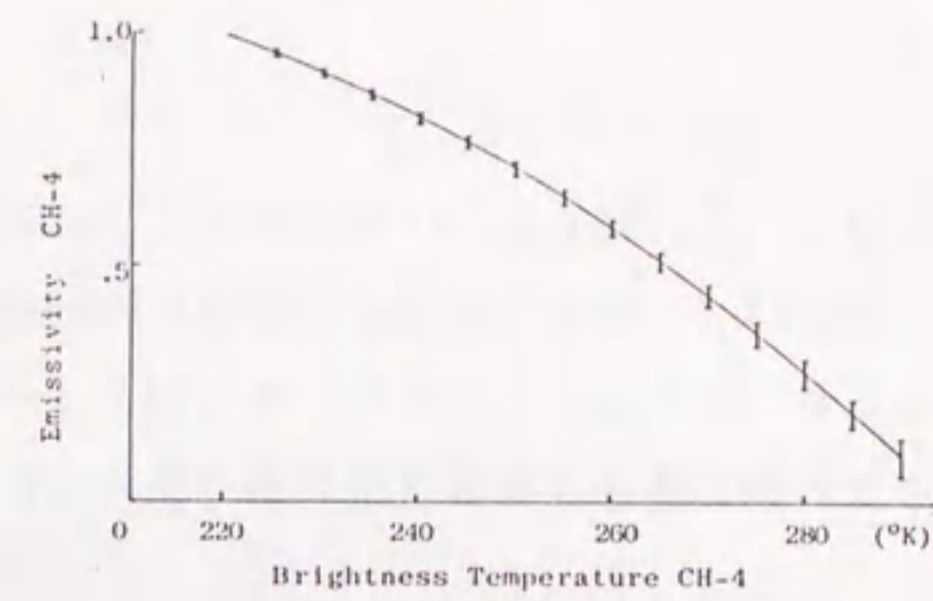


図2-7 b 図2-7 aと同じ。巻雲底に入射する放射輝度温度の誤差を  $\pm 2$  Kとした時のエラーをエラーバーで示す。

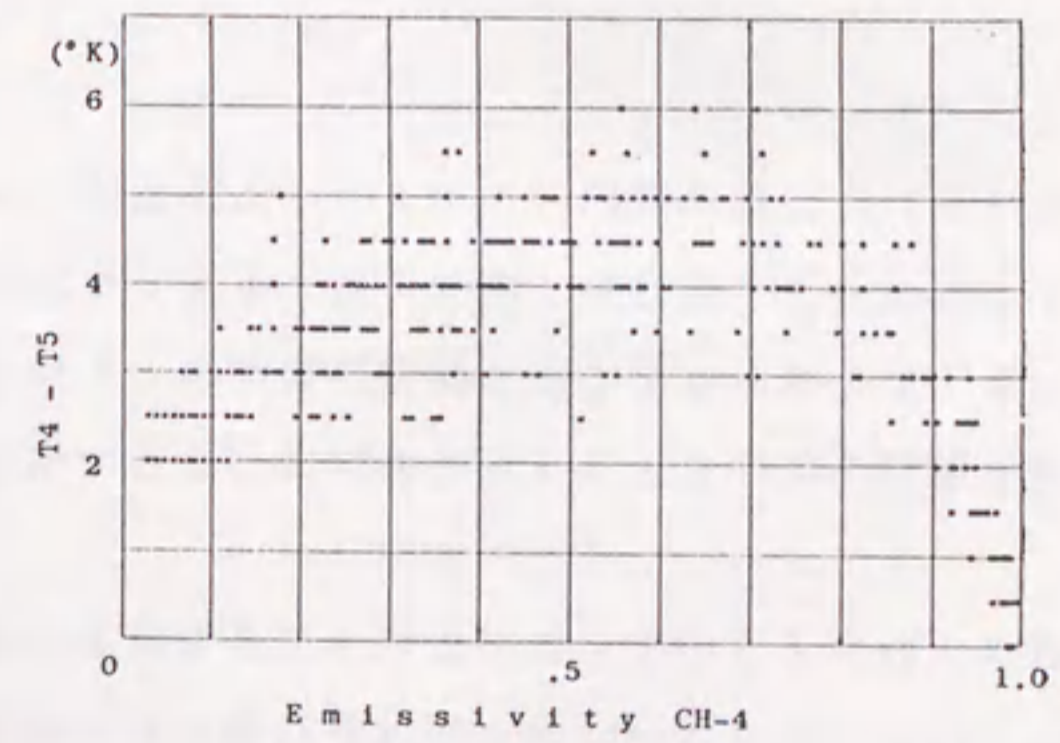


図2-8 図2-2の雲Aについての $11\mu\text{m}$ での有効射出率と輝度温度差。

2. 2. 2. 2 11 μmの射出率と12 μmの射出率

一般に巻雲の射出率 (E) は雲の厚さに指数関数的に関連した次式で表現される。

$$E=1-\exp(-\beta Z) \quad \dots (3)$$

ここで  $\beta$  は消散係数を表わし、 $Z$  は巻雲の厚さを表わす。このような射出率の表現は Paltridge (1974)、Stephens (1978)、Griffith et al. (1980)、Szejwach (1982) 等によって用いられている。11 μm (チャンネル4) および12 μm (チャンネル5) のそれぞれのデータに対して (3) 式が成り立ち共通の巻雲の厚さ  $Z$  を消去することにより次式が得られる。

$$(1-E_4)^{\beta_5} = (1-E_5)^{\beta_4} \quad \dots (4)$$

ここで  $E_4$ 、 $E_5$  はそれぞれ11 μm、12 μmでの射出率を表わす。  
(4) 式は次のように変形できる。

$$E_5 = 1 - (1-E_4)^{\beta^-} \quad \dots (5)$$

ここで  $\beta^- = \beta_5 / \beta_4$ 。

したがって11 μmの射出率と12 μmの射出率の間には (5) 式で示されるような関係があることが分かる。もし  $\beta_4$  と  $\beta_5$  が等しければ11 μmと12 μmの射出率は等しいことになる。前述したように衛星の観測から11 μmおよび12 μmでの射出率  $E_4$  および  $E_5$  をそれぞれ算出することができ、 $E_4$  と  $E_5$  の間の関係を観測的に調べることができる。

1982年8月6日と8月26日の西太平洋上での06 GMTの観測データから100 x 100 km以下のスケールの積乱雲に伴うアンビル8例を抽出し、 $E_4$  および  $E_5$  をそれぞれのアンビルについて算出した。図2-9に8例のアンビルについての  $E_4$  と  $E_5$  の散布図を示す。細い実線で  $E_4 = E_5$  を示す。データの散らばりから11 μmと12 μmの射出率が同じであるとは考え難い。そこで11 μmと12 μmの射出率が (5) 式を満たすと仮定して  $\beta^-$  を回帰的に最小2乗法で、 $\beta^- = 1.08$  と決定した。 $\beta^- = 1.08$  としたときの関係を太い実線で図2-9中に示す。データと  $\beta^- = 1.08$  のカーブとの差の r. m. s. d. は0.0046であった。

この11 μmと12 μmの射出率の関係は積乱雲に伴うアンビルとしての巻雲について

回帰的に決定したものである。消散係数は巻雲を構成する氷晶のサイズ分布や減衰能率に依存している。このためこの関係が温暖前線の前面に現れる巻雲やジェット気流に伴う巻雲等についても同様に成り立つかどうかは今後の研究課題となる。しかし、ここでは  $11\ \mu\text{m}$  と  $12\ \mu\text{m}$  での巻雲の射出率は同一ではなく、次式

$$E5 = 1 - (1 - E4)^{1.08} \quad \dots (6)$$

で示されるような関係を持っていることが分かった。

次に (6) 式で示されるような  $11\ \mu\text{m}$  と  $12\ \mu\text{m}$  での射出率の特性を持つ巻雲について  $11\ \mu\text{m}$  と  $12\ \mu\text{m}$  での輝度温度差がどのような特徴を持つかを調べる。衛星から巻雲を観測したときの放射量は前述したように (1) 式で表現される。そこで巻雲からの放射量  $I(C)$  と巻雲底への放射量  $I(B)$  をそれぞれ仮定し、 $11\ \mu\text{m}$  での射出率  $E4$  を  $0.0$  から  $1.0$  まで変化させ (これに伴って  $12\ \mu\text{m}$  の射出率  $E5$  は (6) 式で決める)  $I$  を計算し、それに対応する輝度温度を求めて、輝度温度差を算出する。巻雲の温度については  $210\ \text{K}$  および  $230\ \text{K}$  を仮定した。また巻雲底への放射については水蒸気量の多い熱帯域での  $11\ \mu\text{m}$  と  $12\ \mu\text{m}$  の吸収特性の違いを考慮して  $2.5\ \text{K}$  の温度差を与え、 $11\ \mu\text{m}$  では  $295\ \text{K}$  に、 $12\ \mu\text{m}$  では  $292.5\ \text{K}$  に対応する放射量を与えた。この条件で輝度温度差を計算した結果を図 2-10 の太い実線のカーブで示す。また中緯度での水蒸気の少ない状態あるいは巻雲直下に下層の積雲が存在する状態を仮定し、巻雲底へ入射する  $I(B)$  については 2 つの波長帯で輝度温度差を持たない  $285\ \text{K}$  に相当する放射量を仮定した場合について、図 2-10 中に細い実線のカーブで輝度温度差の特徴を示した。この図から分かるように射出率が  $\sim 0.8$  より小さい巻雲では  $11\ \mu\text{m}$  と  $12\ \mu\text{m}$  での輝度温度差が晴天域の輝度温度差より大きくなることが示された。

以上巻雲域では  $11\ \mu\text{m}$  と  $12\ \mu\text{m}$  の輝度温度差が大きくなることを射出率の違いから議論した。Yamanouchi et al. (1987) は簡便のため球形の雲粒子を仮定し、散乱を考慮した巻雲モデルを用い  $11\ \mu\text{m}$  と  $12\ \mu\text{m}$  の輝度温度差を調査し、雲粒子の大きさに依存するものの輝度温度差は図 2-4 のような振舞いをする事示した。また、Prabhakara et al. (1988) も球形の雲粒子を仮定し、散乱を考慮した別の巻雲モデルから同様の結果を得ている。

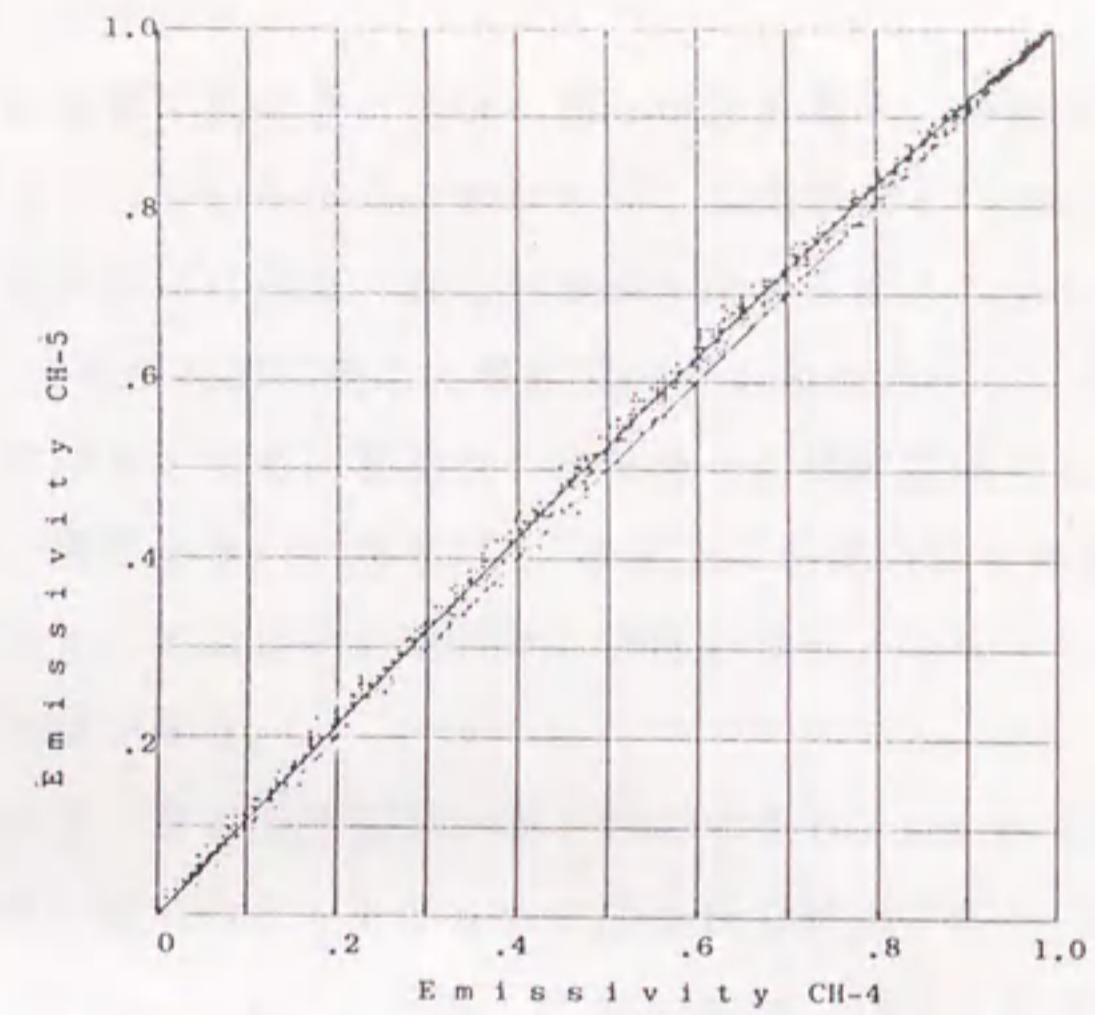


図2-9 黒体域を持つ8例のアンビルについて(2)式で計算したチャンネル4、5の有効射出率。太いカーブは(6)式を示す。

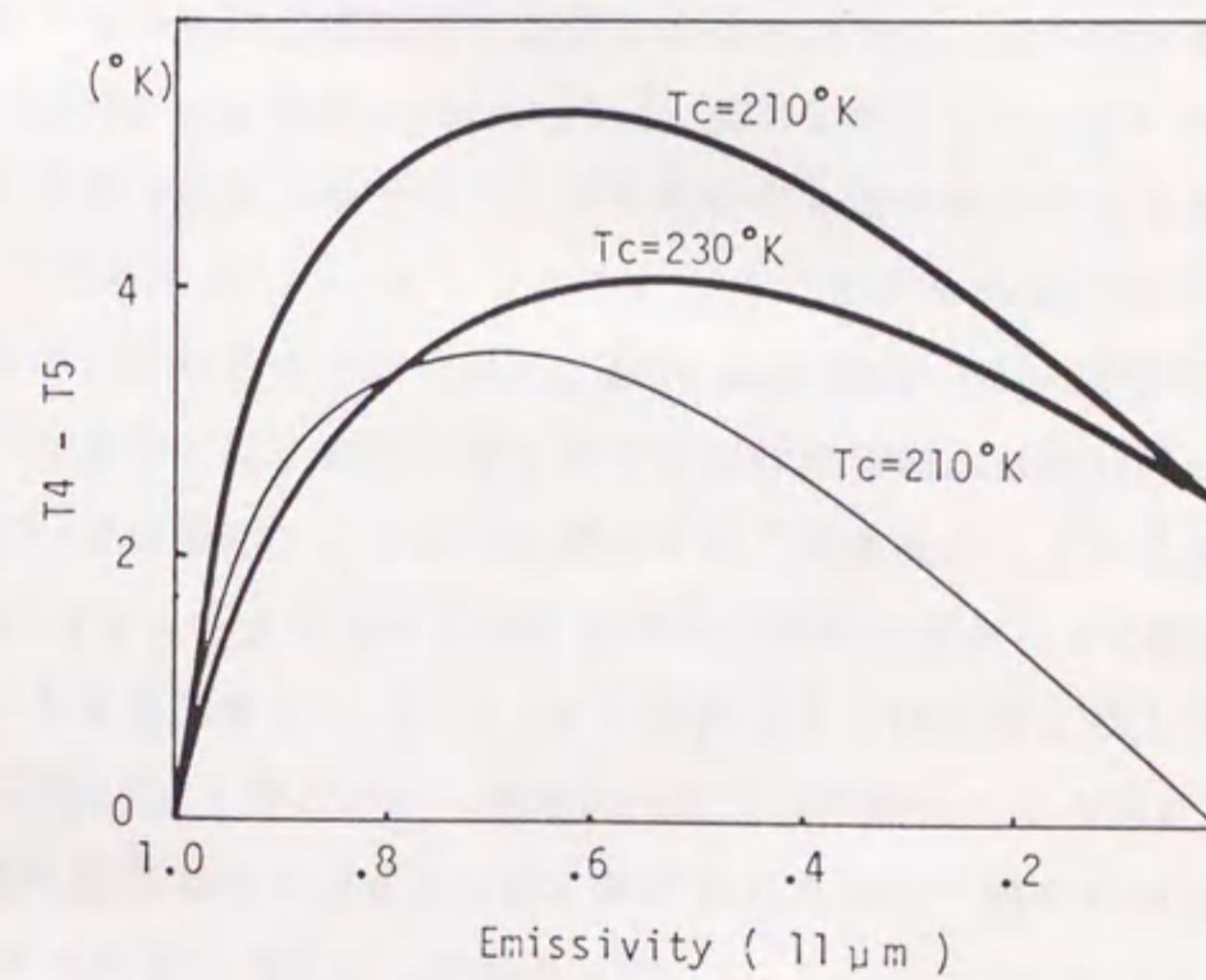


図2-10 (6)式で計算した輝度温度差と11 $\mu$ mの有効射出率。太線は熱帯域に210K, 230Kの巻雲を仮定したとき、細線は巻雲底に入射する放射輝度温度差がない状況下に210Kの巻雲を仮定したときの結果を示す。

## 2.3 Split Window と雲型分類

### 2.3.1 雲型判別ダイヤグラム

前節で Split Window の輝度温度差に現れる雲の特徴を調べ、輝度温度は雲の光学的厚さを示すよい指標であることが分かった。すなわち、射出率が1.0に近い黒体と仮定できる雲に対しては輝度温度差が0に近く、雲の射出率が小さくなるにつれて輝度温度差が大きくなり、射出率が0.5前後の雲に対して輝度温度差が最大となる。さらに、雲が薄くなると輝度温度差は次第に小さくなり、雲近傍の晴天域での輝度温度差に近くなる。したがって巻雲の判定として、非常に厚い射出率が0.8以上の巻雲を除き輝度温度差が大きいことを利用することができる。すなわち、晴天域の輝度温度差より大きい輝度温度差を持つ雲は巻雲と判定することができる。

また輝度温度差が0に近い雲は黒体に近い雲と判定できる。Allen (1971) は雲の赤外射出率を調査し、下層の厚い雲では8-13  $\mu\text{m}$ の波長帯で射出率が1.0であることを示した。また、Paltridge (1974)、Platt (1976) や Stephens (1978) によればおおよそ500mの厚さを持つ層積雲は赤外の射出率が1.0の黒体になることを示している。このことは下層の積雲や層積雲では輝度温度差が0になることを示唆している。したがって幾何学的に十分厚い積乱雲についても輝度温度差が0になることも分かる。このように輝度温度差を雲の光学的厚さを判定する情報として用い、雲型判別が行える (Inoue, 1987a)。

ここで10  $\mu\text{m}$ 帯での下層雲の雲頂より上空にある水蒸気による吸収を評価してみる。米国熱帯標準大気 (Selby and McClatchey, 1975) について700 hPaより上、850 hPaより上、900 hPaより上および地表面より上の大気中に含まれる水蒸気量は、それぞれ0.6、1.6、2.3そして4.2  $\text{g cm}^{-2}$ である。このことから熱帯大気での水蒸気の大部分は対流圏下層に集中していることがわかる。Aoki and Inoue (1982)の計算方式に基づいて輝度温度差を1982年8月6日の12 GMTにおける Minamitorishima (24.3°N、154.0°E) のゾンデの観測データから計算すると、地表面から上の大気中の水蒸気による輝度温度差は2.45 K、また850 hPa面から上空の水蒸気による影響は0.55 Kである。このときの全水蒸気量は4.92  $\text{g cm}^{-2}$  また850 hPa面より上空の水蒸気量は1.52  $\text{g cm}^{-2}$ であった。以上のことから雲頂より上空の水蒸気による輝度温度差への影響は大気中の水蒸気量に依存はするが850 hPa面に雲頂を持つ下層の黒体と仮定できる雲に対しても~0.5 Kの影響があることが分かった。

Coakley and Bretherton (1982) は雲量算定の際、閾値法では衛星測器の空間分解能より小さな雲が影響し正確な雲量が算出できないことを示し、Spatial-Coherence法の有効性を示した。閾値法による雲量算定の誤差は測器の空間分解能に依存する。つまり、空間分解能以下の大きさの雲を正しく雲とは認識できないことにより雲量算出に際し、過小評価や過大評価による誤差がでる。ここでは比較的空間分解能の良い(直下点で1 km x 1 km

または3 km x 5 km) データを用いて、閾値法による簡便で計算時間のかからない手法により雲の判別を行う。

前述したように輝度温度差により黒体に近い光学的に厚い雲と巻雲のような光学的に薄い雲を判別する2つの輝度温度差の閾値を考える。まず射出率が0.8以下の大部分の巻雲は晴天域の輝度温度差より大きいことから、晴天域の輝度温度差が巻雲を判別するための第1の閾値となる。下層の積雲や層積雲については黒体と仮定できるので輝度温度差は0であることが期待されるが、雲頂より上空の水蒸気による輝度温度差を考慮する必要がある。また積乱雲のように輝度温度が非常に低い雲に対しては測器の持つ温度分解能が低下する(200 Kで $\sim 0.5$  K)ため必ずしも輝度温度差は0にならない。また輝度温度差はしばしば負の値を持つ(0°C以下の輝度温度データ数に対して $\sim 0.5\%$ )。これは雲の特性によるものか単に測器の特性によるものか調査する必要がある。しかし低温の輝度温度で負の値が相対的に増加することから放射エネルギーを数値化するときのまるめ誤差や非線型補正キャリブレーションの誤差によるノイズとここでは考える。以上より黒体と考えられる積雲や積乱雲について理想的には輝度温度差は0となるが、前述した点を考慮して1 Kの輝度温度差を黒体雲を判別するためのもう1つの閾値とした。

また背の高い雲か背の低い雲かの判定を11  $\mu$ mの輝度温度を用いて行う。すなわち $-20^\circ\text{C}$ (熱帯ではおおよそ高度8 km、400 hPa 面の大気温度)により上層の雲か下層の雲かを判定する閾値とし、もう1つの閾値は雲か晴天域かを判定する温度(例えば海面温度 $-3^\circ\text{C}$ )を用いる。輝度温度は厚い雲に対しては背が高いか低いかの判定に意味を持つが巻雲については高さの情報は持たなくなる。しかし、図2-4、2-8から輝度温度は巻雲に対しておおまかな射出率(厚さ)の情報を持っていることが分かる。

図2-11に雲型判別ダイヤグラムの例を示す。厚い雲を判別するための輝度温度差1 Kについて厳密な意味はないがほぼ固定して用いる。また巻雲を判別する閾値(晴天域の輝度温度差)や雲/晴天判別の閾値は場所によりまた季節によって異なる。従ってこれらの閾値(晴天域の輝度温度および輝度温度差)は雲型判別を行う前にあらかじめ決定しなければならない。これらの閾値の決定は海洋上では簡単に行うことができる。これについては3.1節で詳しく述べる。雲型判別ダイヤグラムでの各閾値に囲まれたボックスはそれぞれの雲型に対応し、それぞれ図に示すようにB、U、I1、I2、I3、N型と名付ける。B型の雲は低温の黒体に近い雲で、主として積乱雲がこの分類に入り、U型の雲は比較的高温の黒体に近い雲であり、主として積雲や層積雲がこの分類に入る。I2およびI3型の雲はともに輝度温度差が晴天域のものより大きいので主として巻雲がこの分類に入る。I2とI3のちがいは単に11  $\mu$ mの輝度温度のちがいで分類したが、図2-4と図2-8から類推できるようにI2はI3より射出率の大きい厚い巻雲が対応すると考えられる。I1型は輝度温度差は晴天域のものより小さいが、黒体雲の条件は満たさない雲で積乱雲に近い非常に厚い巻雲がこの分類に入ると考えられる。N型の雲は下層雲の周辺や非常に小

さい積雲等、測器の分解能以下の雲あるいは薄い巻雲下に下層雲が存在する場合等の雲域が対応している。実際の画像データは $11\mu\text{m}$ および $12\mu\text{m}$ での輝度温度の情報を持っており、各画素ごとに前もって決定された4つの閾値を使い図2-11により雲型を客観的に判別することが出来る。

ここでの雲型はいわゆる地上気象観測法による10種雲形に対応するものではない。例えば巻層雲、巻積雲等を分類しようというのではなく、基本的には光学的に厚い雲か薄い雲かを判別し、それぞれの雲と $11\mu\text{m}$ の輝度温度から上層の雲か下層の雲かを判定するものである。Booth (1973) は雲解析者が熱帯域で行った雲型分類を整理し、熱帯では雲の大部分は次の5つの雲、すなわち、積雲、層積雲、積乱雲、巻雲および雲下に下層雲を伴った巻雲であることを示した。中緯度で顕著な中層雲(高層雲、高積雲)が図2-11でどの雲型に分類されるかについての詳細な調査は今後の問題として残るが熱帯での雲の分類についてはほぼ十分であると考えられる。また赤外放射に関して $10\mu\text{m}$ 帯では図2-11の各ボックスは真の雲種にかかわらず $\sim 4 \times 4 \text{ km}^2$ の空間分解能で観測された放射特性はほぼ同じものであると考えられる。

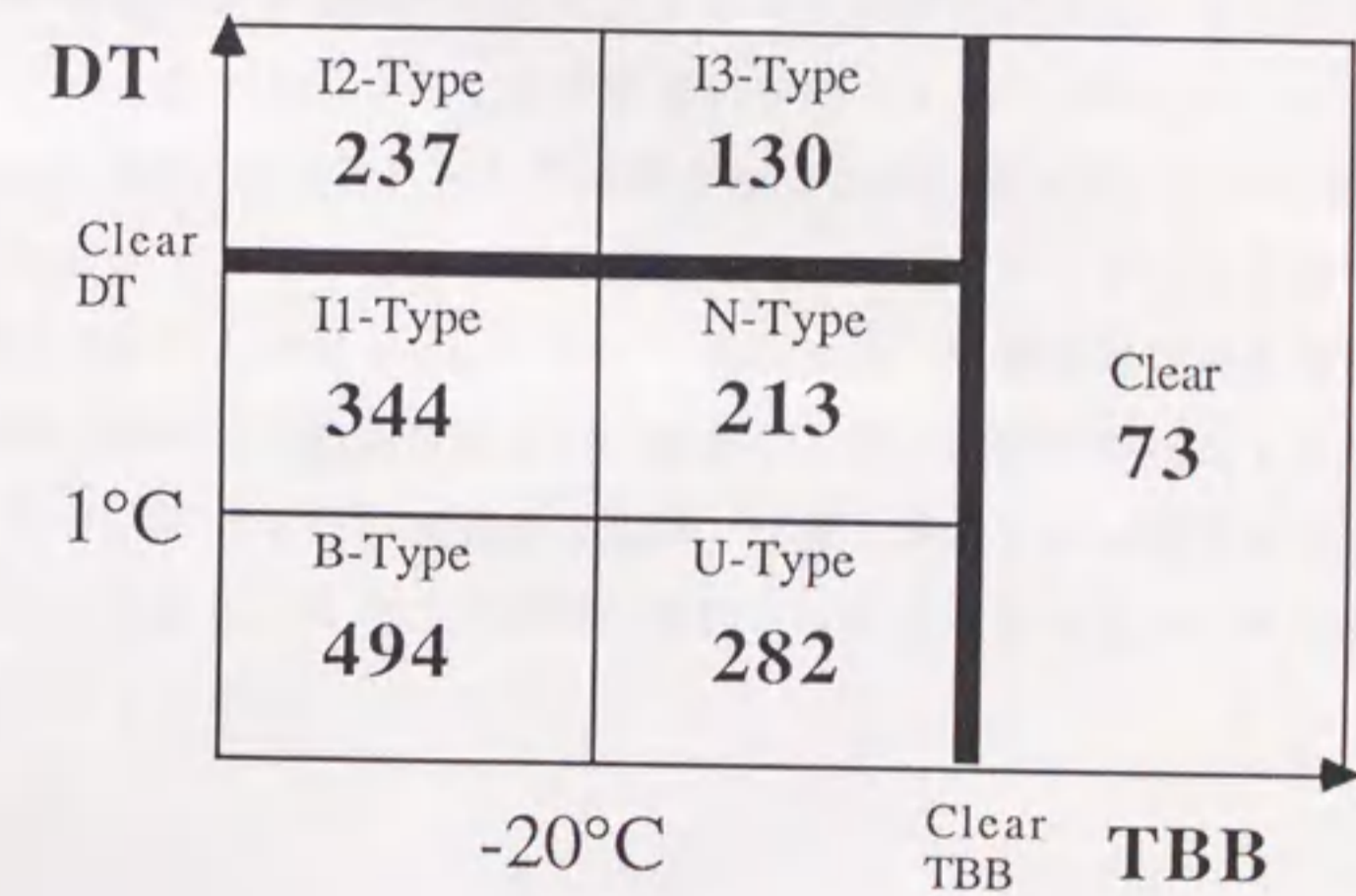


図2-11 雲型判別ダイヤグラムの例。図中の数字は1024諧調で表わしたときの可視データの平均値。

### 2. 3. 2. 雲型分類図と可視・赤外画像との比較

静止衛星「ひまわり」の円形画像の西太平洋部分を図2-12に示す。1987年1月11日の03 GMTに取得された可視と赤外画像およびNOAA-9号の Split Window データから分類された雲型分類図を示す(それぞれ図2-12 a、b、c)。雲型分類図は赤道を地方時14時30分頃通過する3軌道分を合成したもので、衛星の天底角にかかわらず全てのデータを用い緯・経度 $0.1^\circ$ で雲型判別をした。雲型判別に必要な晴天域の輝度温度と輝度温度差は前もって決定した。

可視・赤外画像の視察から活発な対流活動域を挙げるとフィリピンの東方沖にある台風および $150^\circ\text{E}-160^\circ\text{E}$ 、 $5^\circ\text{N}-\text{EQ}$ にかけての海域にある。この領域の雲は可視・赤外ともに白く輝く雲であることから積乱雲系の雲であると判別することができるが、対応する雲型分類図では青で表わした積乱雲系の雲(B型)に分類されていることが分かる。雲型分類図ではより客観的に対流活動の中心部に青で表示された積乱雲系の雲(B型)、そのすぐ周辺に緑で表示された非常に濃密な巻雲(I1型)、さらにその周辺に赤やピンクで表示された巻雲系の雲(I2、I3型)が分類されている。上層の巻雲は可視・赤外ともに灰色の階調として表現される雲であるが、可視画像では注意深く見る必要がある。

特徴的な巻雲としてはルソン島の南、領域( $155^\circ\text{E}-170^\circ\text{E}$ 、 $10^\circ\text{N}-5^\circ\text{N}$ )に見られる蛇行した雲および台風の周辺に見られる上層の吹き出しに伴う雲が見られる。これらの巻雲は中心に赤で表示された温度の低い巻雲(I2型)があり、その周辺にピンクで表示された暖かい巻雲(I3型)として分類されている。赤で表示された巻雲は可視画像でも認識しやすいが、ピンクの巻雲は可視画像ではコントラストが小さく赤外画像を併用してはじめて確認することができる。一方、下層の積雲・層積雲は可視画像で容易に認識できるが赤外画像だけからは認識が難しい。顕著な下層の積雲系の雲は $160^\circ\text{E}$ 、 $5^\circ\text{N}$ 付近に散在しており、これらの雲は雲型分類図では黄で表示された積雲系の雲(U型)としての確に分類されている。またこの雲型分類図ではN型の雲は白で、晴天域は薄い青色、No Data は黒で表示してある。



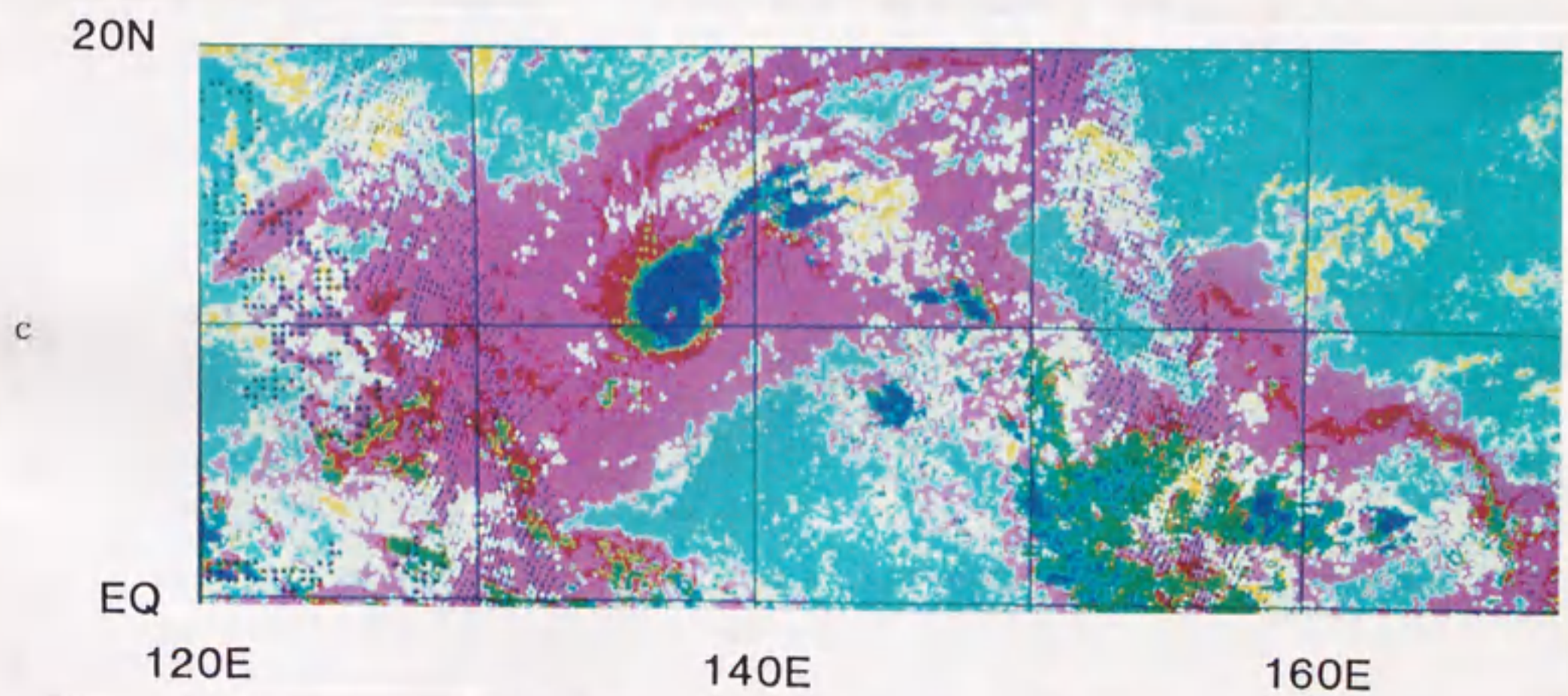
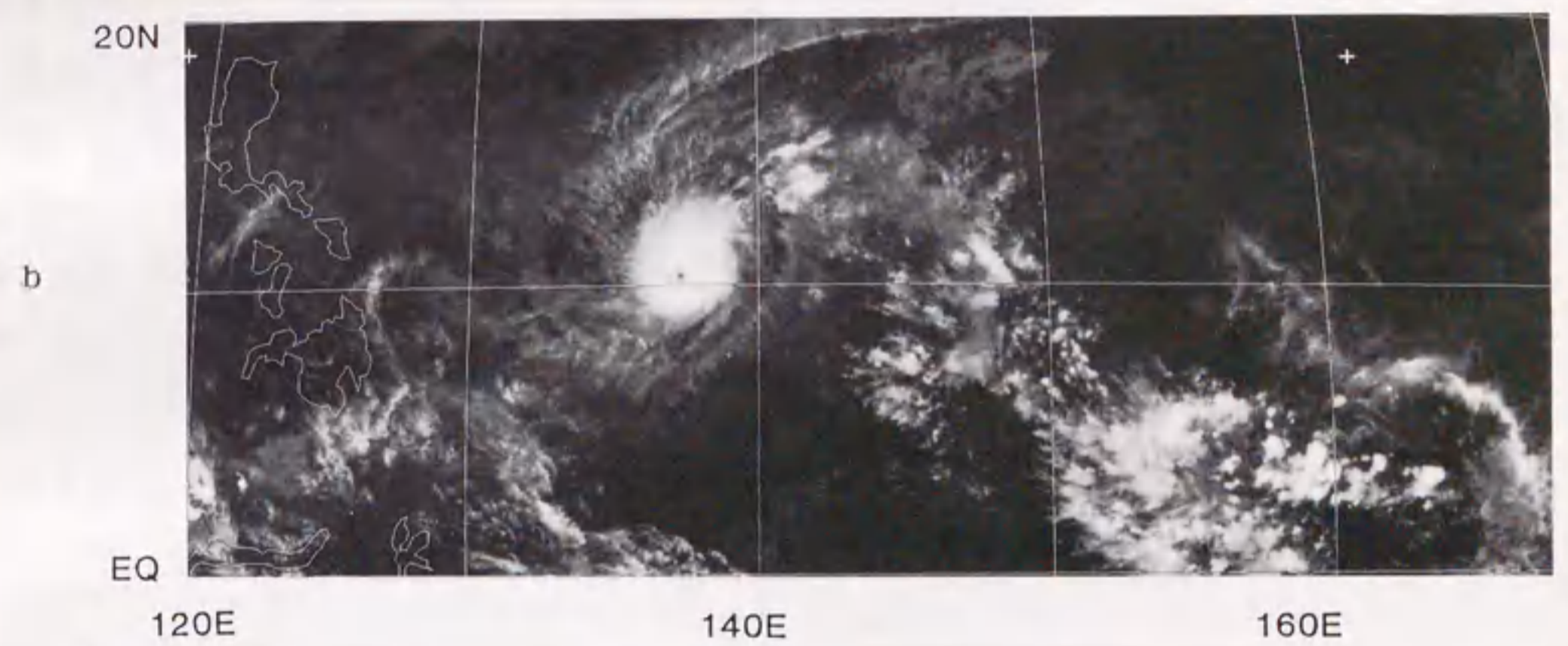
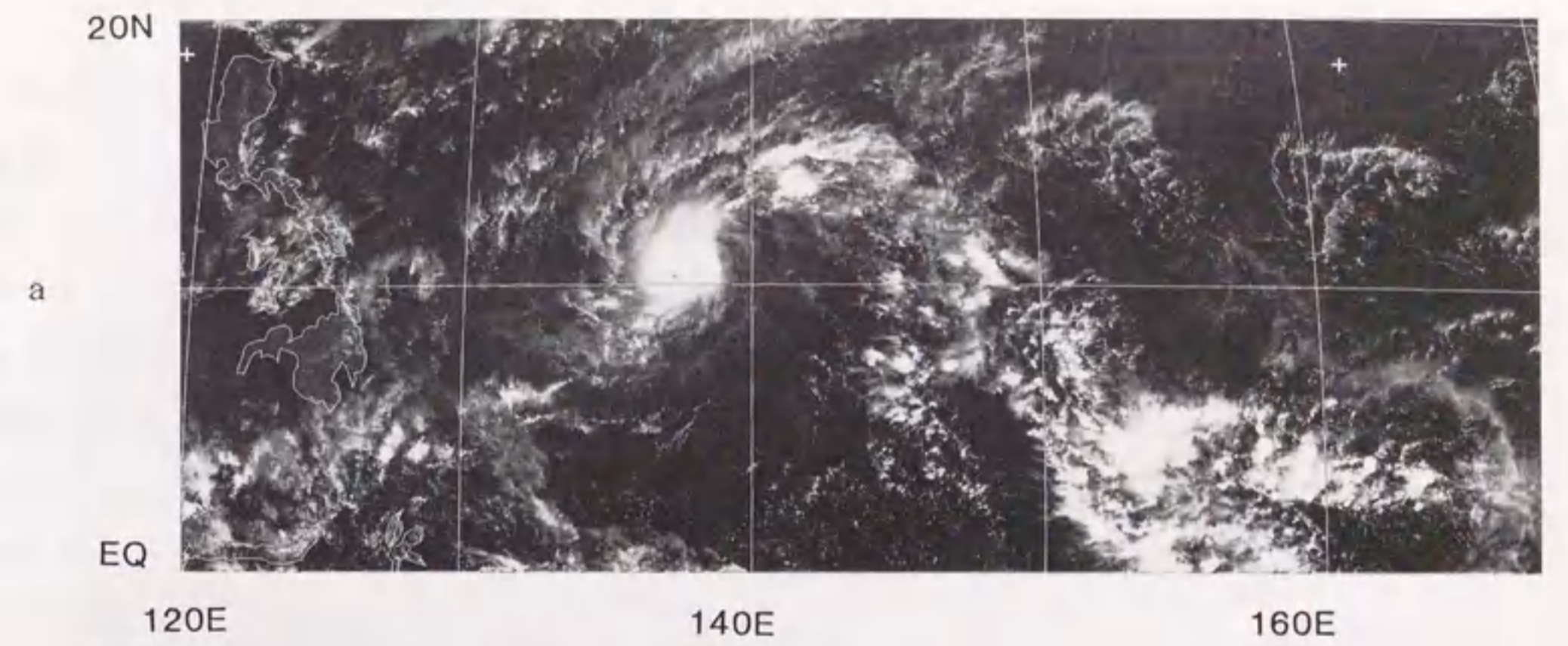


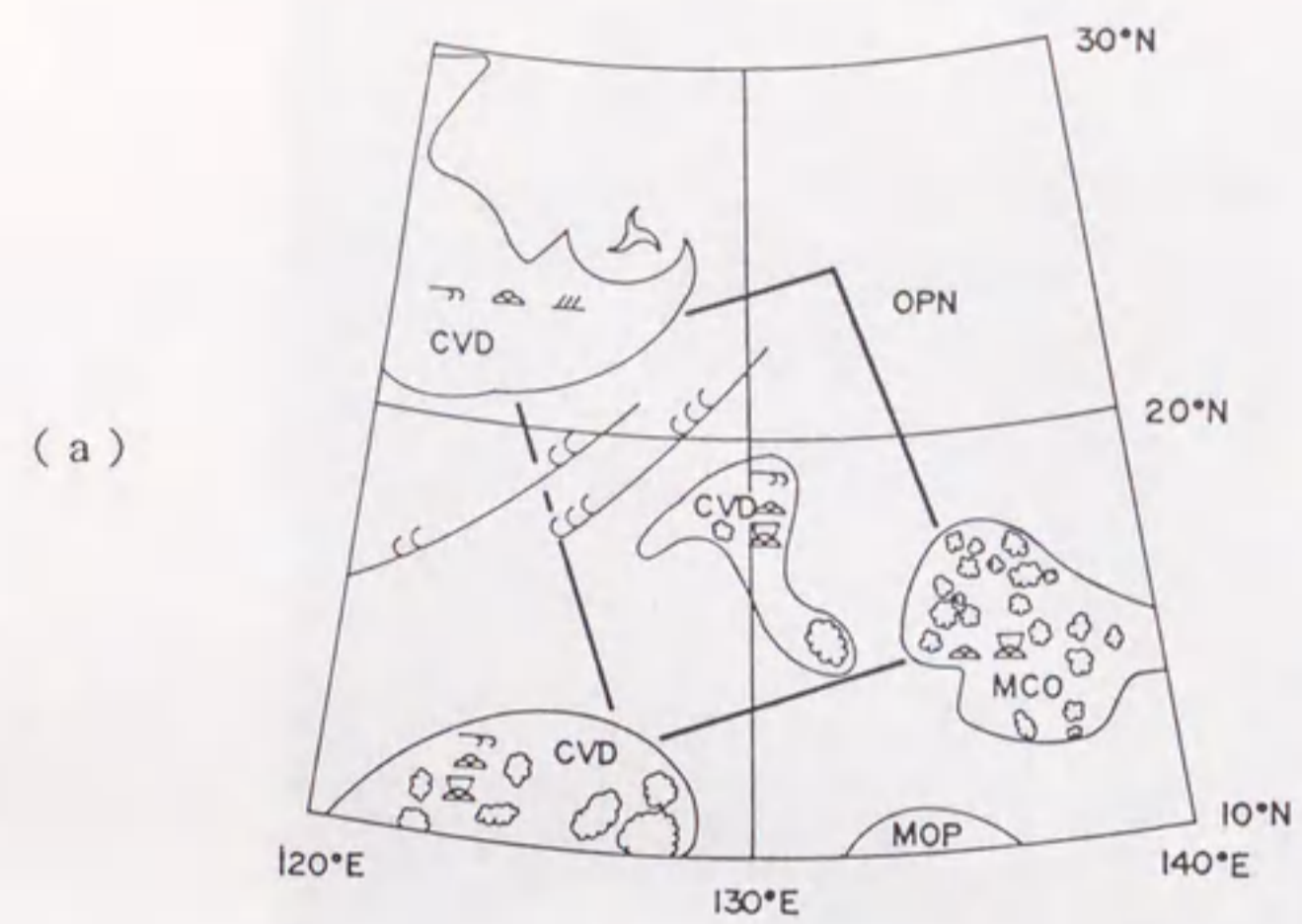
図2-12 1987年1月11日03GMTにおけるひまわりの可視 (a),  
赤外 (b) 画像、および対応する雲型分類図 (c)。

### 2. 3. 3 雲型分類図と雲解析図との比較

雲型分類がどの程度で行なわれるかを対応する気象衛星センターの雲解析図との比較で検証する。雲解析図は06 GMTに観測された「ひまわり」の可視・赤外画像等をもとに専門家が解析したもので、NOAA衛星の観測時間と若干時間のズレがあり、厳密に比較することはできないが定性的には良好な一致が見られる。例えば図2-13aの雲解析図には2つの雲域が解析されている。図中の右上50-80%の雲域(MCO)があり、層積雲や発達した積雲が主で、雲域がくびれたところに活発な対流活動域が解析されている。中央部のMCOは主として巻雲および発達した積雲でおおわれており、3つの活発な対流活動域が解析されている。Split Windowによる雲型分類図(図2-14a)では右上の雲域の大部分はCu型(U型)で雲域がくびれている所にCb型(B型)の積乱雲系の雲が分類されている。中央部は巻雲系の雲Ci型(I2型+I3型)が大部分を占め、数カ所積乱雲系の雲(B型)が分類されている。

図2-13bには左上に巻雲および濃密巻雲が解析され、中央から下部にかけて80%以上の雲量を持つ雲域(CVD)があり、主として巻雲、発達した積雲および積乱雲が解析され、その雲域の上部と下部に活発な対流活動域が解析されている。対応する雲型分類図(図2-14b)では左上にCi型に対応する巻雲とDense Ci型(I1)を中心部に持つ(Ci型)が分類されている。また中央から下部にかけての雲域の形は雲解析図に比してより大きな巻雲(Ci型)が分類されており、その中心部にB型の積乱雲の雲塊が上部と下部に分類されている。

図2-14bの左上のDense Ci型(I1)を中心部に持つ巻雲の中に数カ所Cb型(B型)の積乱雲が分類されている。この濃密巻雲が積乱雲に伴ったものでないとは断定できないが、細長い形状から判断すると非常に濃密な巻雲であり、下層から上層まで発達した積乱雲でない可能性もある。実際Platt(1975)は非常に濃密な巻雲の存在を指摘しており、射出率が1.0になっている巻雲を報告している。ここでの雲型分類はきわめて簡便で客観的であるが、このような積乱雲であるのか射出率が1.0の巻雲であるのかについては無力である。また、Non-classified(N型)の雲が図2-14aの右上の雲域で分類されている。この雲域は雲解析図では主として層積雲と解析されている。N型の雲が雲域の周辺部で見られることや、可視画像(図は省略)で見ると雲の白さが一様に白くはなく灰色部も目立っている。このことはこの層積雲が黒体と仮定できるほど十分厚くないことを示唆している。また図2-14bの右下にあるN型の雲は対応する可視赤外画像(図は省略)を見ると下層雲の上空に薄い巻雲が見られる。このように多層構造の場合、輝度温度差が晴天域よりやや小さくなることは図2-10の細かい実線のカーブから類推することができる。



| LEGEND |                         |  |   |
|--------|-------------------------|--|---|
|        | - THIN CIRRIFORM CLOUD  |  | - CUMULONIMBUS  |
|        | - DENSE CIRRIFORM CLOUD |  | - STRATOCUMULIFORM CLOUD                                |
|        | - MIDDLE LEVEL CLOUD    |  | - STRATUS AND/OR FOG                                    |
|        | - CUMULUS               |  | - CIRRUS STREAK   |
|        | - CUMULUS CONGESTUS     |  | - CLOUD LINE  |
|        |                         |  | - STRIATION   |
|        |                         |  | - TRANSVERSE LINES                                      |
|        |                         |  | - VORTEX CENTER, (ONLY HIGH LEVEL CLOUD)                |
|        |                         |  | - TROPICAL DISTURBANCE, (WITHOUT EYE)                   |
|        |                         |  | - MAJOR CLOUD SYSTEM (CVD)                              |
|        |                         |  | - ACTIVE CONVECTIVE CLOUD AREA (CVD) X                  |
|        |                         |  | - BOUNDARY OF SEA ICE                                   |
|        |                         |  | MMHMM - CLOUD TOP HEIGHT AND STANDARD DEVIATION (X100M) |

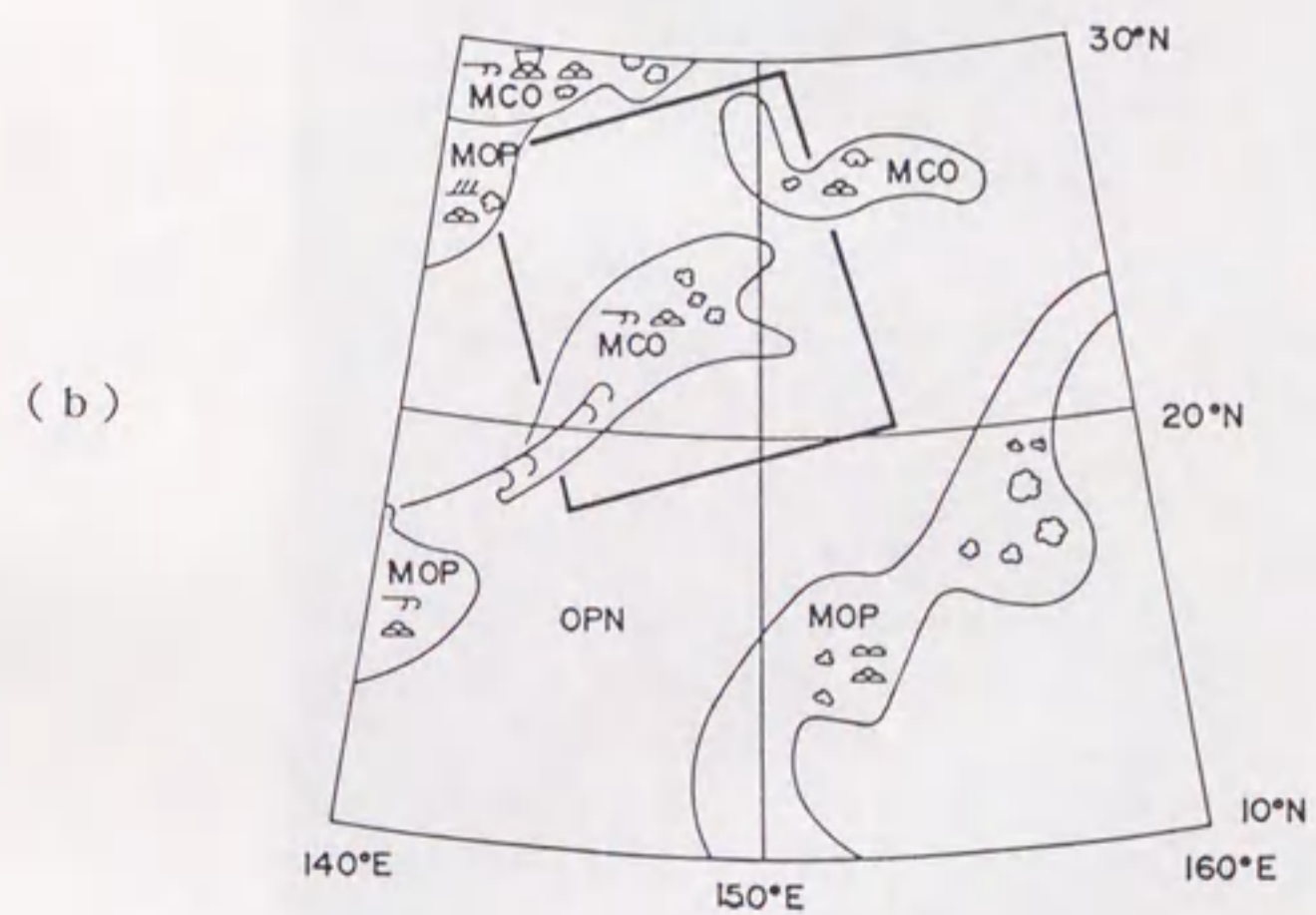
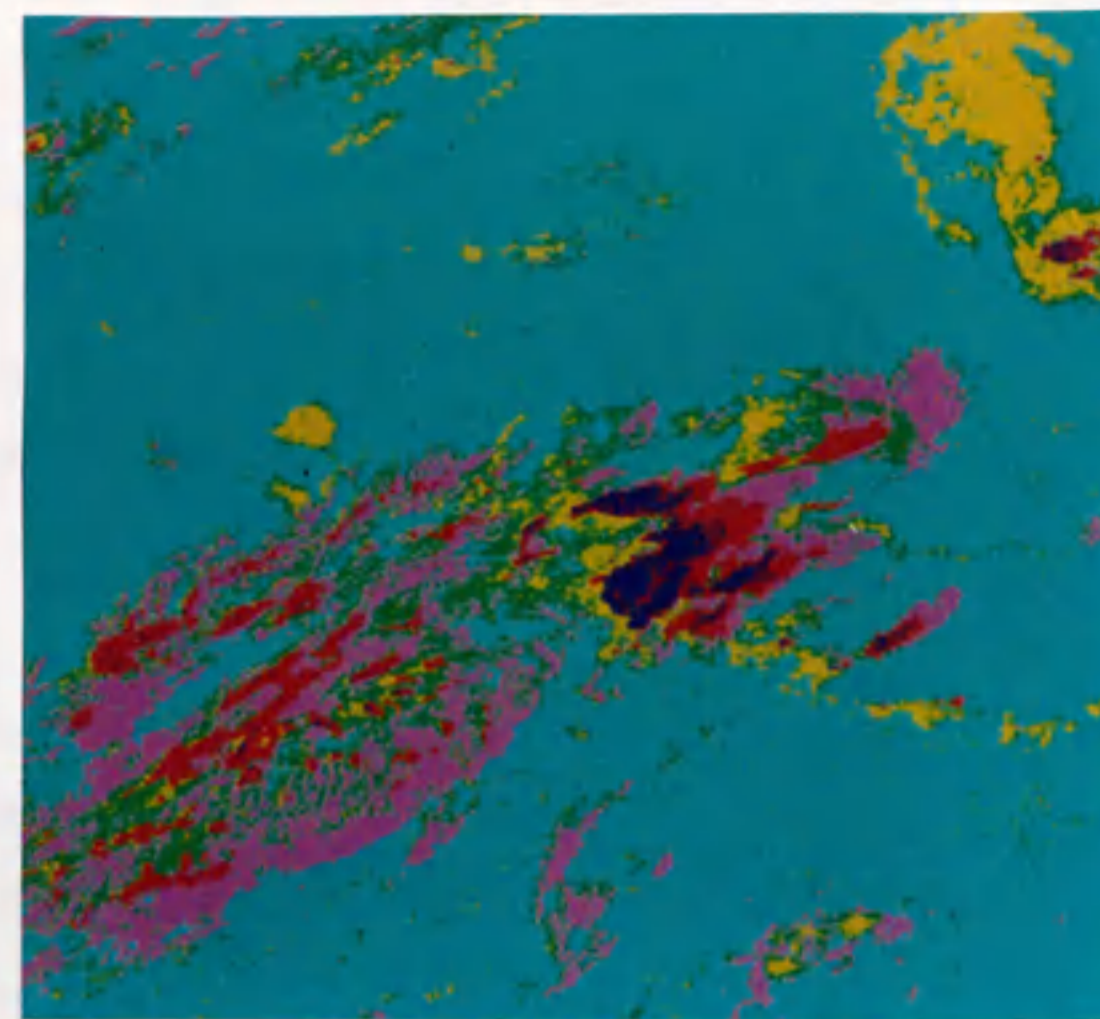


図2-13 気象衛星センターで作成された雲解析図。1982年8月6日06GMT (a), 8月17日06GMT (b)のもので、太枠で解析領域を示す。

(a)



- B 型
- I 1 型 + I 2 型
- I 3 型
- N 型
- U 型
- 晴天

(b)

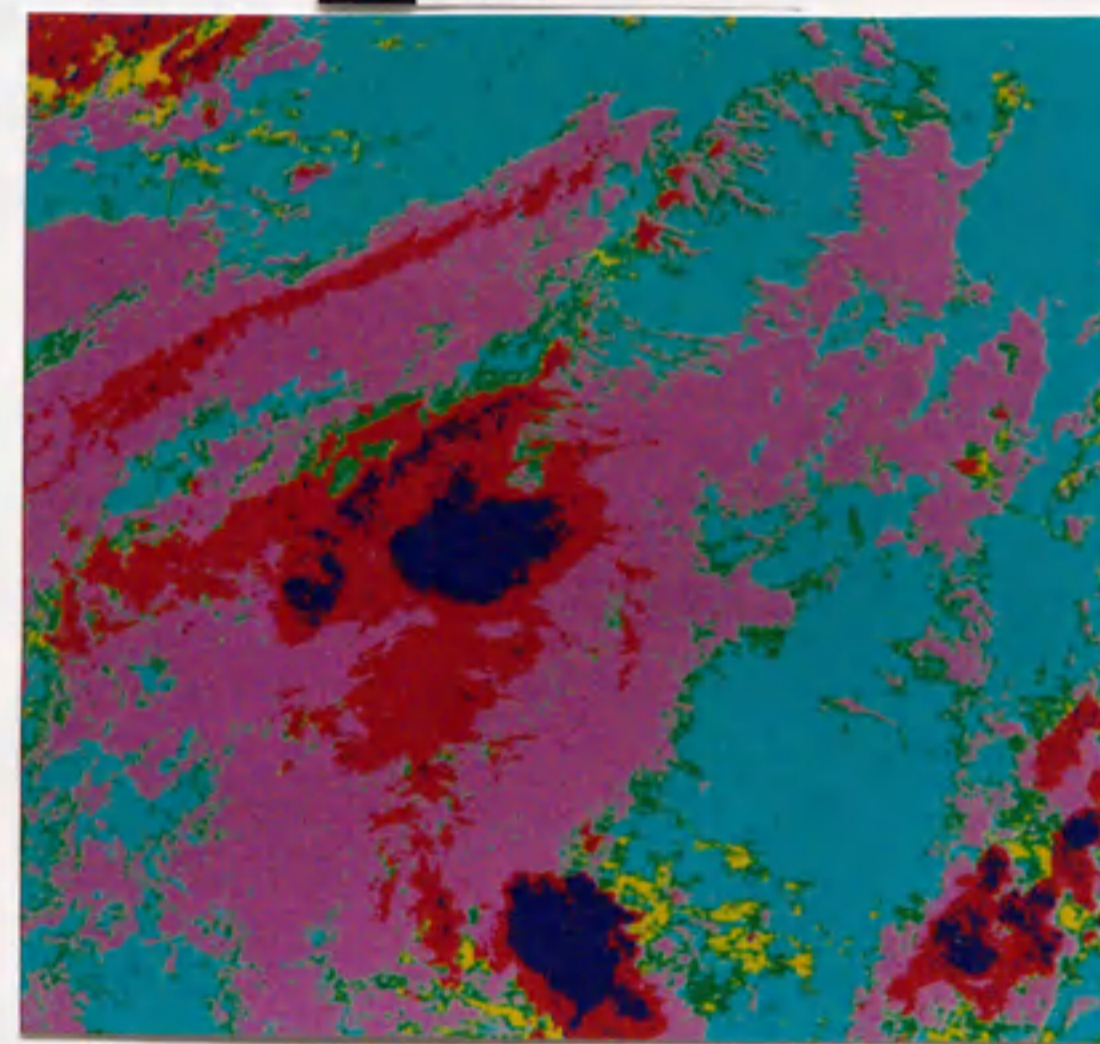


図 2-14 雲型分類図。(a)、(b)はそれぞれ図 2-13 の (a)、(b) に対応する。

#### 2. 3. 4 雲型と可視データ

前述したように定性的には可視、赤外画像から雲型を判別したものと Split Window 法による雲型分類は良く一致していることが分かる。可視データは雲の厚さを表わすことが知られている。Kaveney et al. (1977) は可視データが対流性でない相対的に安定な雲に対しては、雲の厚さを推定する上でより信頼できる指標であることを示した。そこで本研究でも Split Window で分類された雲型が可視データでどのような値を示すかを調査した。

可視データとアルビド値との対応は衛星に実際の太陽光を使ったキャリブレーション機能がないため、可視データからアルビドの絶対値を算出することはできない。そこで今回は可視データの観測カウント値 (10 ビット、1024 階調) をそのまま用いた。海面はもともと太陽光の反射率は小さいが、海面が鏡のように作用し、白く輝くサングリッターがしばしば観測される。NOAA 衛星では観測範囲の西側 1/3 の領域についてよくサングリッターが観測されることが報告されている (井上、1985)。このサングリッターを避けるため衛星直下から東側の観測範囲で衛星天底角が  $30^\circ$  以下のデータを用いた。各画素について Split Window データから図 2-11 に示された各雲型を判別し、さらにその画素に対応する可視データを調査した。日付変更線付近を通過する 10 日分のデータを用い、各雲型に対する可視データの平均値を図 2-11 の数値に示す。より大きい値ほど高い太陽光の反射率を示している。図 2-11 より Split Window で分類された B 型および U 型は Split Window で分類された I2、I3 型より可視の反射率が大きいことが分かる。平均値で見ると B 型が一番大きな値を示し、次に I1 型、U 型、I2 型、N 型、I3 型の順に小さくなっている。I1 型は B 型に近い非常に厚い雲であることが確認される。以上のことは Split Window による雲型分類から可視の光学的厚さに関する情報が得られることを示している。

#### 2.4 Split Window と海面温度

波長域  $10 \mu\text{m}$  付近は水蒸気、炭酸ガス、オゾン等の強い吸収線の中心から遠く、いわゆる「大気の窓」と呼ばれている波長領域で、他の波長領域に比して大気中の分子による吸収効果は少ないと考えられていた。しかし Bignell (1970) は水蒸気圧に比例し、温度の減少とともに非常に大きな吸収があることを示した。実際、「ひまわり」の赤外チャンネル ( $10.5 \mu\text{m} \sim 12.5 \mu\text{m}$ ) で観測された輝度温度と船舶により観測された海面温度との差は  $\sim 8^\circ\text{C}$  にもなることが知られている (例えば、Aoki and Inoue, 1982)。  
 $10 \mu\text{m}$  での大気中に存在する吸収物質としては、水蒸気、炭酸ガス、オゾン、エアロゾル等が考えられている。Cogan and Willand (1976) によればオゾンの影響は  $0.1 \text{ K}$  以下、炭酸ガスの影響は  $0.1 \sim 0.2 \text{ K}$ 、エアロゾルの影響は  $0.1 \sim 0.5 \text{ K}$  (McClatchey et al. 1972) である。その他  $\text{CH}_4$ 、 $\text{N}_2\text{O}$ 、 $\text{HNO}_3$  等による吸収についても研究されているが、水蒸気による影響 ( $\sim 9 \text{ K}$ ) が一番大きいとされている。

したがって、 $10 \mu\text{m}$  付近の波長帯での観測から海面温度を算出する場合には水蒸気の吸収による減衰効果を補正することが第1の問題点であった。Anding and Kauth (1970) はこの問題に対して画期的な提案をした。すなわち同じ  $10 \mu\text{m}$  帯の波長でも  $11 \mu\text{m}$  付近と  $12 \mu\text{m}$  付近では水蒸気による吸収特性が異なり、この違いを利用して海面温度が算出できることを示した。彼らの提案は Prabhakara et al. (1974) や McMillin (1975) により理論的にも確認され、1981年に打ち上げられた NOAA-7号に搭載された AVHRRのチャンネル4 ( $10.3 \sim 11.3 \mu\text{m}$ ) とチャンネル5 ( $11.5 \sim 12.5 \mu\text{m}$ ) として実現した。McClain et al. (1983) はさらにチャンネル3 ( $3.55 \sim 3.93 \mu\text{m}$ ) を用いた3チャンネルのデータから海面温度算出法を実用化した。

ここでは  $11 \mu\text{m}$  と  $12 \mu\text{m}$  を用いた海面温度算出原理についてまとめる。衛星で観測されるある波長  $\lambda$  に対する海面からの晴天放射量  $I(\lambda)$  は大気の散乱を無視し、局所的熱力学平衡の条件下では次式で表わせる。

$$I(\lambda) = B(\lambda, T_s) \tau(\lambda, P_s) + \int_{\tau(\lambda, P_s)}^1 B[\lambda, T(p)] d\tau(\lambda, p) \quad \dots (7)$$

ここで  $B$ 、 $T$ 、 $T_s$ 、 $p$ 、 $P_s$  および  $\tau$  は黒体放射に対するプランクの関数、大気温度、地表面温度、気圧、地上気圧および大気の透過率を示す。(7)式では地表面の射出率は1と仮定している。

(7)式を中間値の定理で簡単化すると

$$I(\lambda) = B(\lambda, T_s) \tau(\lambda, P_s) + B(\lambda, \overline{Ta}) [1 - \tau(\lambda, P_s)] \dots (8)$$

ここで  $B(\lambda, \overline{Ta})$  は加重平均された大気による放射で

$$B(\lambda, \overline{Ta}) = \int_{\tau(\lambda, P_s)}^1 B[\lambda, T(p)] d\tau / \int_{\tau(\lambda, P_s)}^1 d\tau \dots (9)$$

と表わせる。10  $\mu\text{m}$  帯の2つの波長  $\lambda_1$ 、 $\lambda_2$  について(8)式が成り立ち

$$I(\lambda_1) = B(\lambda_1, T_1) = B(\lambda_1, T_s) \tau(\lambda_1) + B(\lambda_1, \overline{Ta}) [1 - \tau(\lambda_1)] \dots (10)$$

$$I(\lambda_2) = B(\lambda_2, T_2) = B(\lambda_2, T_s) \tau(\lambda_2) + B(\lambda_2, \overline{Ta}) [1 - \tau(\lambda_2)] \dots (11)$$

と表せる。今、 $B(\lambda_2, T)$  を  $\lambda$  について展開すると

$$B(\lambda_2, T) = B(\lambda_1, T) + \partial B(\lambda_1, T) / \partial \lambda \cdot (\lambda_1 - \lambda_2) \dots (12)$$

が得られる。これを(11)式に代入し、 $\partial B(\lambda) / \partial \lambda$  の  $T$  への依存性を小さいとすると、

$$I(\lambda_2) \equiv B(\lambda_1, T_2) = B(\lambda_1, T_s) \tau(\lambda_2) + B(\lambda_1, \overline{Ta}) [1 - \tau(\lambda_2)] \dots (13)$$

となる。(10)式と(13)式より

$$B(\lambda_1, T_s) = B(\lambda_1, T_1) + [B(\lambda_1, T_1) - B(\lambda_1, T_2)] \cdot \gamma \dots (14)$$

ここで

$$\gamma = [1 - \tau(\lambda_1)] / [\tau(\lambda_1) - \tau(\lambda_2)] \dots (15)$$

が得られる。さらに  $B(\lambda, T)$  を  $T$  について展開すると

$$B(\lambda, T) = B(\lambda, T_0) + \partial B(\lambda, T) / \partial T \cdot (T_0 - T) \quad \dots (16)$$

となる。(14)は(16)を用いると

$$T_s = T_1 + (T_1 - T_2) \cdot \gamma \quad \dots (17)$$

となる。今、水蒸気量が少ない時を考えると透過率は

$$\tau(\lambda) = \exp[-k(\lambda)u] = 1 - k(\lambda)u \quad \dots (18)$$

と近似できる。ここで  $k$  および  $u$  はそれぞれ吸収係数および水蒸気の光学路程を表わす。

(15)式での  $\gamma$  は(18)式を用いることにより

$$\gamma = k(\lambda_1) / [k(\lambda_1) - k(\lambda_2)] \quad \text{となり、定数と考えることが出来る。}$$

(17)式は大気中の水蒸気や温度に関するものを含んでおらず2つの波長での輝度温度のみから海面温度が算出できることを示している。

米国大気海洋庁では1981年12月からNOAA-7のAVHRRの多チャンネルデータを用いた海面温度の算出を現業的に行なっている。昼間用の海面温度算出に11 $\mu\text{m}$ と12 $\mu\text{m}$ の2チャンネルを、夜間用にはさらに3.7 $\mu\text{m}$ を追加した3チャンネルを利用している。(17)式での各輝度温度にかかる係数についてはまず放射伝達式から理論的に導き、ブイのデータとの比較から回帰的に係数の微調整を行なっている。この手法による海面温度の有効性はブイのデータとの比較から昼間用の2チャンネル法ではr.m.s.d.が0.62 $^{\circ}\text{C}$ ~1.05 $^{\circ}\text{C}$ と報告されている(McClain et al., 1983; Strong and McClain, 1984)。



## 2. 5 Split Window と水蒸気量

10  $\mu\text{m}$  帯の観測から海面温度を算出するとき大気中の水蒸気吸収による減衰効果を補正しなければならないことは2.4節で述べた。Split Window 法が開発される前の段階では水蒸気量、天頂角、輝度温度等をパラメータとした補正式を利用する方法が取られている(例えば、井上、1979)。海面温度と大気温度、水蒸気プロファイルを与えて、放射伝達式から輝度温度を計算することが出来る。井上(1979)はモデル大気について可降水量と海面温度補正量の間にはよい線型関係があることを示した(図2-15)。すなわち、水蒸気量が0であれば補正量は0で、水蒸気量が多くなればなる程、補正量が増大する。このことから海面温度が何かの手段で決まれば逆に可降水量が推定できる。しかし、我々が算出したいのは海面温度であり、赤外1チャンネルのみではどちらの算定もできないことが分かる。そこで、Aoki(1979)やAoki and Inoue(1982)は気候値等既知の情報を積極的に利用して、海面温度や水蒸気量を赤外1チャンネルデータから算出している。

ところで、この10  $\mu\text{m}$  帯で非常に吸収の少ない波長があるとすれば、その波長での補正量と水蒸気量の間にも勾配は異なるにしても線型関係があることが期待される。したがって10  $\mu\text{m}$  帯で吸収の強い波長と吸収の弱い波長での輝度温度差は水蒸気量に比例して大きくなることが示唆される。Prabhakara et al.(1979)はNimbus 4に搭載されたIRIS(Infrared Interferometer Spectrometer)の8-9  $\mu\text{m}$ における水蒸気による吸収の非常に弱い波長域と比較的吸収の強い波長域のデータに着目した。平均大気について放射伝達式から吸収の弱い8波長帯と吸収の比較的強い8波長帯での平均輝度温度の差はほぼ線型的に水蒸気量が大きくなる程大きくなることを放射伝達式の理論計算によって示した。さらに鉛直大気温度分布と水蒸気量分布が輝度温度差に与える影響を調べ、輝度温度差の90%は水蒸気分布によって説明できることを示し、この波長領域に対して水蒸気量の重要性を指摘した。

ここではAoki(1980)が開発した透過率の計算方式に基づいたShibata and Aoki(1989)によりSplit Windowでの輝度温度と水蒸気量の関係について計算した。Selby and McClatchey(1975)に基づく熱帯標準大気と中緯度夏の標準大気を用いて、大気温度の鉛直分布は固定し、水蒸気量を標準大気から $\pm 30\%$ の範囲で5%ずつずらし、それぞれの水蒸気分布に対する11  $\mu\text{m}$ および12  $\mu\text{m}$ での輝度温度と水蒸気量を計算した。図2-16にSplit Windowでの輝度温度差と水蒸気量の散布図を示す。Prabhakara et al.(1979)が示したように、ほぼ線型的に輝度温度差は水蒸気量の増加に伴って大きくなることが示された。したがってSplit Windowの輝度温度差は水蒸気量を算定するためのよい指標であることが分かる。

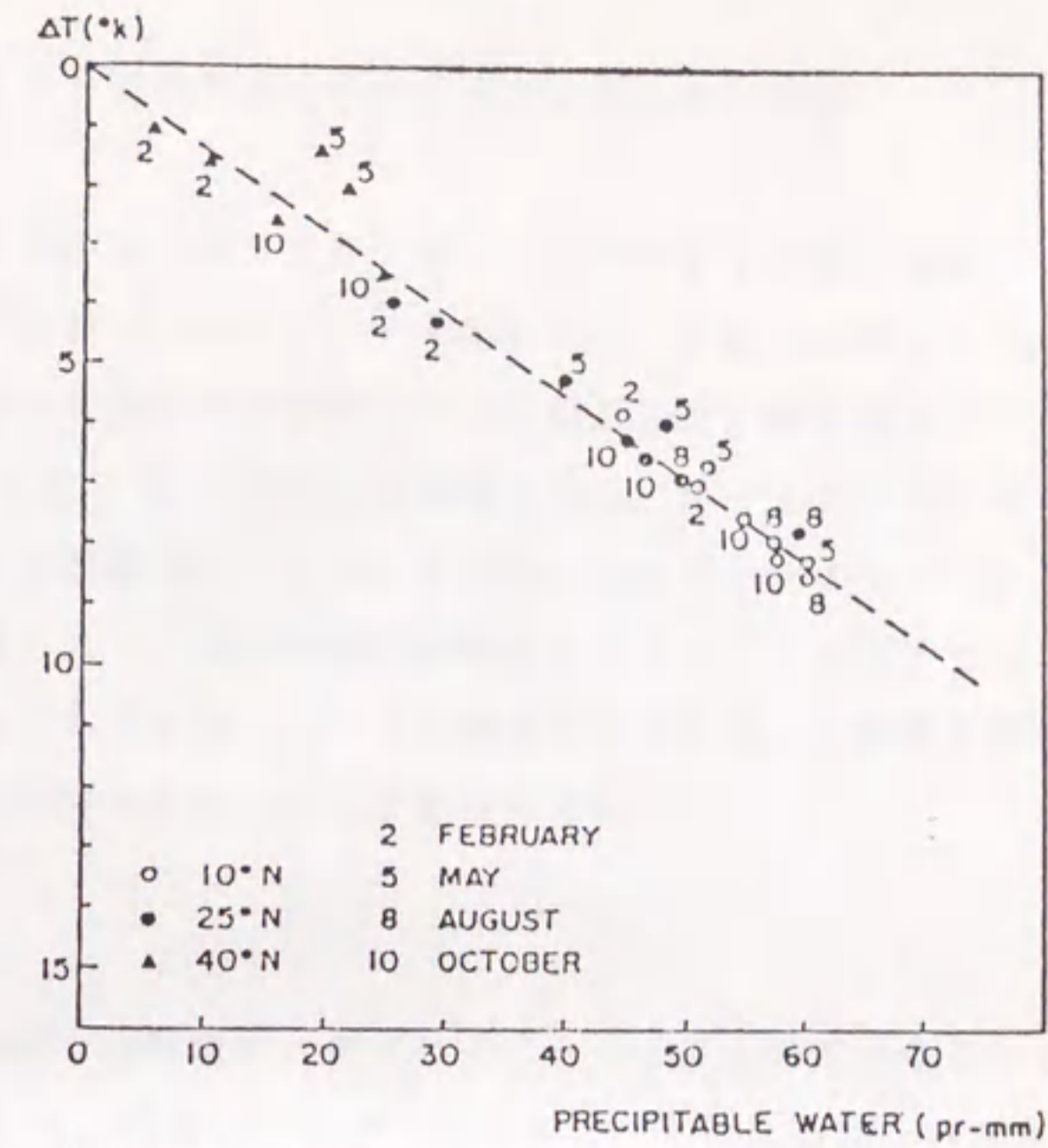


図2-15 気象衛星センターで作成された標準大気から計算された可降水量と水蒸気補正量の関係。

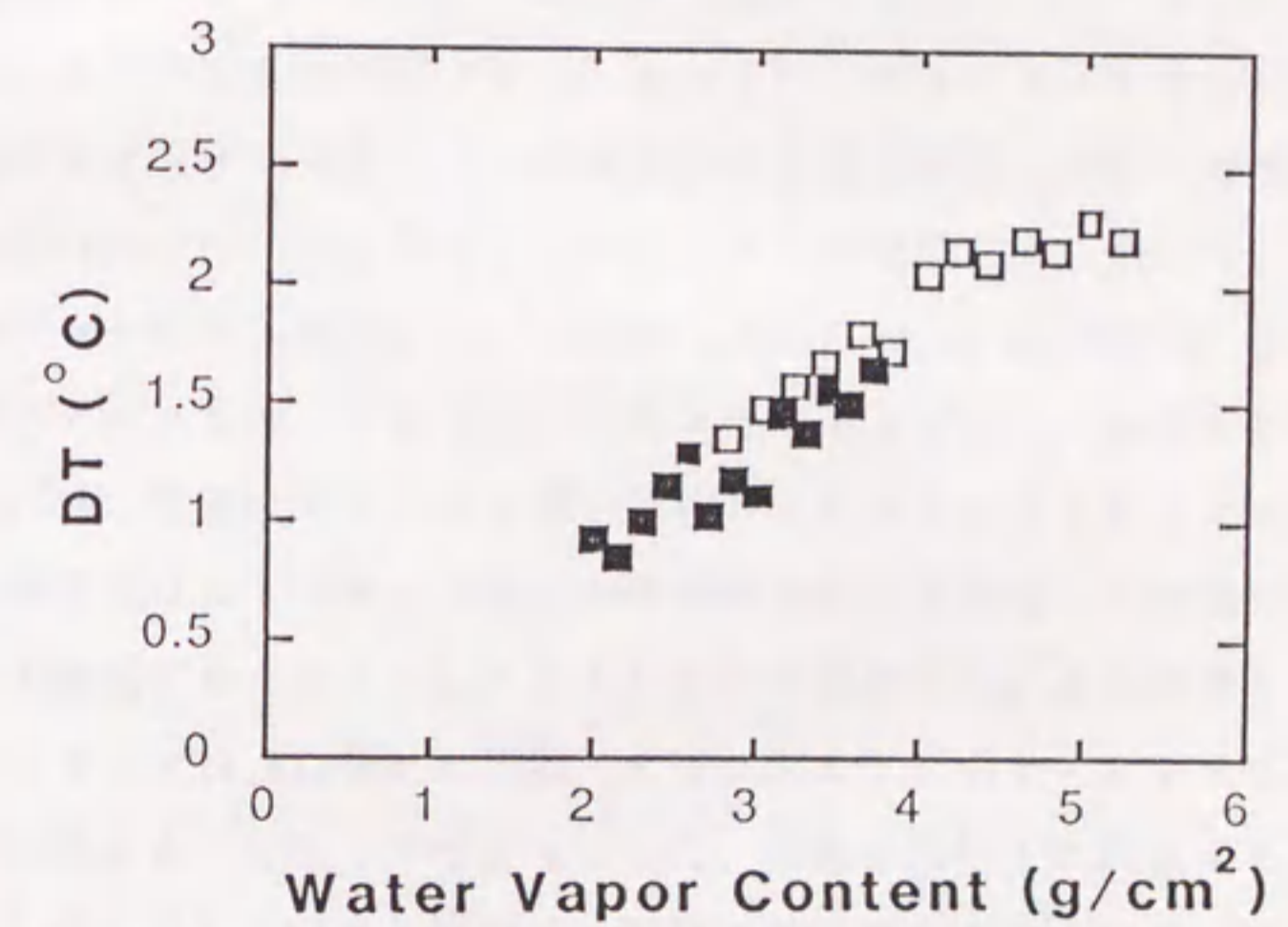


図2-16 米国標準大気について計算された可降水量と輝度温度差の関係。  
(図中の□は熱帯標準大気、■は中緯度夏期標準大気による)

### 第3章 1987年1～2月の熱帯太平洋における雲分布の特徴

1987年1月11日から1987年2月9日までの30日間にNOAA-9号に搭載されたAVHRRのSplit Windowデータを用いて2.3節で開発した手法により雲型分類を行い、熱帯太平洋での雲分布の特徴について調査した。解析領域は $20^{\circ}\text{N}$ から $20^{\circ}\text{S}$ および $110^{\circ}\text{E}$ から $80^{\circ}\text{W}$ の熱帯太平洋域である。オーストラリアモンスーンは通常12月から2月にかけて活発化し、この対流活動に伴いプラネタリースケールの南北循環および東西循環が駆動される。今回の解析期間はこのオーストラリアモンスーンの活発期であり、かつ1986/87エルニーニョの最盛期にあたる。この解析領域では大規模循環に伴った典型的な雲型別の雲分布の特徴が見られた。

#### 3.1 データ

軌道衛星データは米国で全球用データとしてアーカイブされているGAC (Global Area Coverage) を用いた。GACデータはNOAA-9号に搭載されたAVHRRデータをスキャンライン方向に4画素ずつ平均し1画素を捨てるという操作を繰り返し、もともと2048画素あったものを409画素に圧縮している。またオリジナルのデータの3スキャンごとにデータを抽出し、あとは捨てている。したがってGACデータの空間分解能は衛星直下でおおよそ $5 \times 3 \text{ km}^2$ となる。ここではNOAA9号のAVHRRデータのうちのSplit Windowデータ ( $10.3 - 11.3 \mu\text{m}$ と $11.5 - 12.5 \mu\text{m}$ ) を主として用いた。さらに、AVHRRの可視(チャンネル1)、チャンネル4およびチャンネル5の間での測器のアラインメントをチェックするために気象衛星センターで受信されたHRPT (High Resolution Picture Transmission) データを補助的に用いた。

Split WindowデータのキャリブレーションはLauritson et al. (1979) に基づいて内部黒体と宇宙空間のデータを用いて行った。この2点キャリブレーションからのズレについてはRochard (1988、私信) のデータを用いて205 Kから320 Kまでの温度範囲について行った。本研究では $11 \mu\text{m}$ と $12 \mu\text{m}$ の輝度温度差を算出したり赤外と対応する可視データを使って議論するため $11 \mu\text{m}$ と $12 \mu\text{m}$ で観測している対象物がズレては意味がない。そこでSplit Windowと可視(チャンネル1)のデータアラインメントを画像間の相互相関を取ることでチェックした。画像は海洋上に散在する積雲が見られるものを1987年1月26日04 GMTに観測された西太平洋上で選んだ。HRPTのオリジナル画像データを用いて走査巾のほぼ両端に近い、 $50 \times 50$ の画像をテンプレートとして相互相関を計算した。表1-a、1-bは $11 \mu\text{m}$ と $12 \mu\text{m}$ の画像間の相互相関係数をまた表1-c、1-dは $11 \mu\text{m}$ と可視画像間( $0.6 \mu\text{m}$ )の相互相関係数を3画素ずつずらして計算したものを示す。表1-aと表1-cは西端でのもの、また表1-b、1-dは東端でのものを示す。 $11 \mu\text{m}$ と $12 \mu\text{m}$ 間の相関係数の値が $11 \mu\text{m}$ と可

視との相関係数の値より高いが、いずれも相関係数はズレが0のところでは最大となっている。このことからNOAA9号ではオリジナルのAVHRRのチャンネル1、4および5の間でのアラインメントのズレは無かった。したがってGACデータのこれら3チャンネルは同一の対象物を観測していることが保証される。

(a)

| Lag Pixels | -3   | -2   | -1   | 0    | 1    | 2    | 3    |
|------------|------|------|------|------|------|------|------|
| 3          | .441 | .543 | .739 | .875 | .787 | .642 | .546 |
| 2          | .465 | .570 | .778 | .926 | .817 | .650 | .553 |
| 1          | .489 | .597 | .813 | .972 | .842 | .652 | .556 |
| 0          | .510 | .619 | .832 | .993 | .851 | .648 | .557 |
| -1         | .526 | .632 | .827 | .973 | .839 | .642 | .555 |
| -2         | .540 | .639 | .804 | .929 | .813 | .632 | .552 |
| -3         | .551 | .640 | .776 | .876 | .780 | .617 | .545 |

(b)

| Lag Pixels | -3   | -2   | -1   | 0    | 1    | 2    | 3    |
|------------|------|------|------|------|------|------|------|
| 3          | .581 | .661 | .735 | .791 | .814 | .795 | .742 |
| 2          | .650 | .735 | .815 | .871 | .883 | .844 | .773 |
| 1          | .715 | .807 | .896 | .952 | .941 | .873 | .785 |
| 0          | .766 | .860 | .952 | .998 | .957 | .867 | .772 |
| -1         | .793 | .875 | .941 | .958 | .908 | .824 | .736 |
| -2         | .794 | .857 | .890 | .883 | .836 | .767 | .688 |
| -3         | .780 | .820 | .830 | .811 | .769 | .710 | .642 |

表1 1987年1月26日04GMTに観測された東端(a)および西端(b)でのAVHRRチャンネル4と5の相互相関係数値。

(c)

| Lag Pixels | -3   | -2   | -1   | 0    | 1    | 2    | 3    |
|------------|------|------|------|------|------|------|------|
| 3          | .365 | .411 | .605 | .776 | .694 | .551 | .464 |
| 2          | .381 | .434 | .646 | .839 | .734 | .557 | .462 |
| 1          | .398 | .454 | .677 | .886 | .761 | .553 | .454 |
| 0          | .412 | .468 | .680 | .887 | .758 | .539 | .441 |
| -1         | .425 | .447 | .657 | .841 | .729 | .522 | .427 |
| -2         | .435 | .480 | .623 | .780 | .691 | .504 | .413 |
| -3         | .439 | .477 | .590 | .722 | .653 | .483 | .396 |

(d)

| Lag Pixels | -3   | -2   | -1   | 0    | 1    | 2    | 3    |
|------------|------|------|------|------|------|------|------|
| 3          | .241 | .331 | .428 | .513 | .565 | .555 | .484 |
| 2          | .305 | .410 | .520 | .613 | .654 | .623 | .532 |
| 1          | .376 | .492 | .616 | .712 | .733 | .673 | .562 |
| 0          | .435 | .556 | .679 | .766 | .762 | .681 | .561 |
| -1         | .470 | .582 | .678 | .732 | .718 | .645 | .531 |
| -2         | .484 | .579 | .645 | .669 | .650 | .588 | .488 |
| -3         | .495 | .570 | .609 | .615 | .592 | .536 | .450 |

表1 1987年1月26日04GMTに観測された東端(c)および西端(d)でのAVHRRチャンネル1と4の相互相関係数値。

### 3.2 晴天域の特徴

2.3節で示したように雲型分類を行うためには晴天域での $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ の輝度温度差および晴天域での $11\mu\text{m}$ での輝度温度をあらかじめ決定しておく必要がある。そこで晴天域での Split Window データの特徴をまず調査する。

解析対象領域 ( $20^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{S}$ 、 $110^{\circ}\text{E}-80^{\circ}\text{E}$ ) を緯度・経度 $0.1^{\circ}$ でグリッド化し、各グリッドに最も近いGACの画素(直下点で $\sim 3 \times 5\text{km}^2$ )データを埋め込む。このようにして、約6軌道分の昼軌道(Ascending)のみのデータを用いて1日分の合成画像データを $11\mu\text{m}$ 、 $12\mu\text{m}$ の輝度温度および衛星の天底角の3種類について作成し、解析の基本データとした。この画像データは静止衛星によるものとは異なり、1画像中で場所により観測時間が異なっている。例えば、 $80^{\circ}\text{W}$ と $110^{\circ}\text{E}$ では約12時間近く異なる。しかし赤道を南半球から北半球へ横切る時間は場所によらずほぼ地方時で14時30分前後である。

雲を衛星データからどのように抽出するか、その逆に晴天域をどう判別するかは依然として重要課題の一つと言える。熱帯の海洋上の雲については、非常に薄い巻雲や、層積雲のように輝度温度が海面温度に非常に近い雲もある。ここでは Coakley and Bretherton (1982)により提案された空間的一様性の概念を用い、また850hPa面での気温を基準にして晴天域を判別した。空間的一様性は例えば晴天の小領域( $\sim 20 \times 20\text{km}^2$ )では海面温度もその上の大気温度・水蒸気の分布も一様と仮定すれば、観測される数個の輝度温度はすべて同一の輝度温度となり標準偏差は0であることが期待される。一方この小領域に雲が混入すれば雲の温度は海面の温度より低いのでこの小領域での輝度温度の標準偏差は大きくなる。また、この小領域全体が雲頂の一定な雲でおおわれている場合には標準偏差は0となるが、平均輝度温度はこの領域の海面温度より低い。本研究では緯・経度 $0.1^{\circ}$ の隣り合う $2 \times 2$ グリッドについて $11\mu\text{m}$ の輝度温度の平均値および標準偏差を計算した。標準偏差が $0.05^{\circ}\text{C}$ 以下かつ平均輝度温度が熱帯標準大気での850hPa面に相当する $18^{\circ}\text{C}$ 以上の条件を満たす時その小領域は晴天域であると客観的に判定した。標準偏差が $0.05^{\circ}\text{C}$ 以下という条件は4つの画素が皆同一の輝度温度であるか1または2画素だけが他と $0.1^{\circ}\text{C}$ 異なる時にのみ満たされる非常に厳しい条件である。この条件を満たさない晴天域(例えば海面温度の勾配が急な領域)やこの条件を満たす雲域(例えば4画素とも均一に下層の微小雲が混入している場合)も考えられる。しかし、ここでは上の条件を満たせば薄い巻雲等の影響も除去できるので晴天域であると判定した。

前述の厳しい条件のもとで晴天域を判定し、毎日緯・経度 $1^{\circ}$ の領域で平均値を算出し、その後30日平均値を算出した。さらに緯・経度 $5^{\circ}$ の空間で平均した時の晴天時における $11\mu\text{m}$ での輝度温度および輝度温度差の分布を図3-1および図3-2に示す。これらの図は衛星天底角が $30^{\circ}$ 以下の衛星直下に近いデータのみを用いて作成した。

晴天時の  $11\ \mu\text{m}$  の輝度温度の標準偏差 (図は省略) は最大で  $1.9^\circ\text{C}$  で最小で  $0.2^\circ\text{C}$  であり、太平洋西部の赤道帯ではおおよそ  $1.5^\circ\text{C}$  の比較的大きい標準偏差を持ち、緯度が高くなるに連れて標準偏差が小さくなり、おおよそ  $0.5^\circ\text{C}$  程になる。一方、晴天時の輝度温度差の標準偏差 (図は省略) は最大で  $0.7^\circ\text{C}$ 、最小で  $0.1^\circ\text{C}$  を示し、太平洋西部の赤道帯で大きく、東部太平洋でより小さくなっている。晴天時の  $11\ \mu\text{m}$  の輝度温度分布の特徴は西部太平洋では赤道に沿って比較的低い輝度温度を示し、より高い緯度でより高い輝度温度を示している。一方中部太平洋では逆に南半球で高く、北半球で低い輝度温度の分布になっている。東部太平洋では南半球でより低く、北半球でより高い輝度温度の分布になっている。輝度温度は海面温度と大気中の水蒸気の両方の影響を受ける。後に示す海面温度の分布を見ると分かるようにこの  $11\ \mu\text{m}$  の輝度温度の分布は、ある水蒸気量以上の領域では海面温度の分布が隠れてしまっている。

2.5 節で示したように、輝度温度差は水蒸気量に比例して大きな値を示す。したがって図 3-2 の輝度温度差の分布は大気中に含まれる水蒸気量の分布を示すものといえる。西太平洋の赤道に沿って輝度温度差が最大 ( $3.0^\circ\text{C}$ ) の帯状の領域が見られ、輝度温度差が小さい領域は北半球の  $10^\circ\text{N}$  以北の帯状の領域と東部太平洋の南半球領域に見られる。この分布図は西太平洋の赤道から南での対流活動 (3.3 節で詳しく述べる) に伴った南北循環と東西循環の下降域で水蒸気量が少なく、活発な対流活動域で水蒸気量が多くなっていることを示唆している。Aoki and Inoue (1982) は「ひまわり」の赤外データから水蒸気量 (全可降水量) を晴天域について算出した。1979 年の 1 月における西太平洋の水蒸気量の分布でも水蒸気量の最大域はニューギニア付近にあり、北半球のより高い緯度で水蒸気量が少なくなっていることを報告している。また Prabhakara et al. (1979) も IRIS のデータを用いた水蒸気量の解析で同様な結果を示している。

これらの図で特徴的なのは赤道上の  $170^\circ\text{E}$  から  $165^\circ\text{W}$  にあるこの解析領域での最低の輝度温度  $21^\circ\text{C}$  の等値線は海面水温では最も暖かい  $29^\circ\text{C}$  の等値線 (図 3-3、3-4 参照) とほぼ対応し、かつ最も水蒸気量の多いことを示す輝度温度差  $3.0^\circ\text{C}$  の等値線とほぼ一致している。この領域で輝度温度が海面温度より水蒸気量をより反映したものになっていることを示す。一方、( $15^\circ\text{N}$ 、 $130^\circ\text{W}$ ) 付近や東部太平洋の南半球に見られる最低の輝度温度域では最低の  $1.5^\circ\text{C}$  の輝度温度差、かつ海面温度では  $25^\circ\text{C}$  以下の比較的低温の領域と一致している。また最大の輝度温度  $23^\circ\text{C}$  の等値線域は西太平洋のより高い緯度や中部太平洋の赤道  $-10^\circ\text{S}$  帯等にみられ、これらの領域は輝度温度差では  $2.0^\circ\text{C}$  以下の比較的水蒸気量が少なく、海面温度では  $27^\circ\text{C}$  以上の比較的暖かい海域と一致している。

Split Window データを用いた海面温度の算出は米国大気海洋庁では昼間用の算出アルゴリズムとして現業的に用いられ、次式により  $11\ \mu\text{m}$  と  $12\ \mu\text{m}$  での輝度温度から海面温度を算定する。

$$SST(^{\circ}C) = 3.6446 \times TBB_{1.1\mu m}(K) - 2.6616 \times TBB_{1.2\mu m}(K) - 267.96$$

この式は2.5節の理論をもとに衛星とブイによる海面温度のデータから米国大気海洋庁によりNOAA-9のSplit Windowに対し回帰的に決定されたものである。水蒸気の補正に関しては上式で行っているものの晴天域の算定法や算出領域については本研究と異なっている。図3-3に30日平均の海面温度分布図を示す。輝度温度分布図等と同様に緯・経度1°での毎日の平均海面温度を算出し、30日平均した後、緯・経度5°の領域で平均をとったものである。解析期間は1987年1月1日-2月9日までの期間で通常の日平均値との完全な比較は出来ないが図3-4に気象庁海洋課から発表されている1987年1月の月平均海面温度図を示す。図3-3では29°Cの等値線は赤道から10°Sにかけて西太平洋で広く帯状に広がっている。緯度で数度南に偏しているものの、ほぼ対応した29°Cの等値線が図3-4でも見られる。中央アメリカの南海上での28°Cの等値線も類似している。東部太平洋の南半球では、船舶での海面温度がやや低くなっているものの、よい対応が見られる。

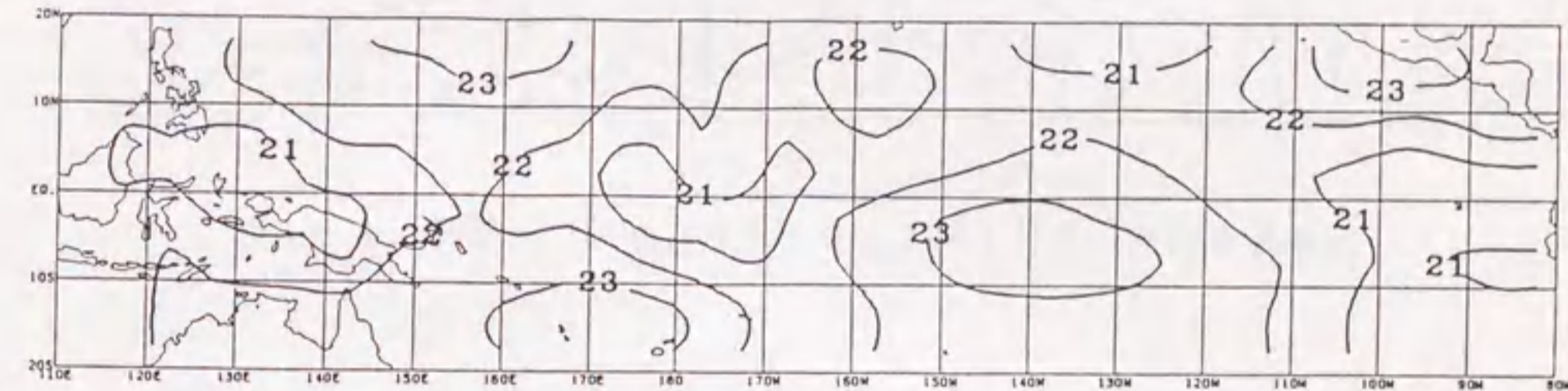


図3-1 晴天域での1.1 μmの輝度温度(°C)の30日平均値。

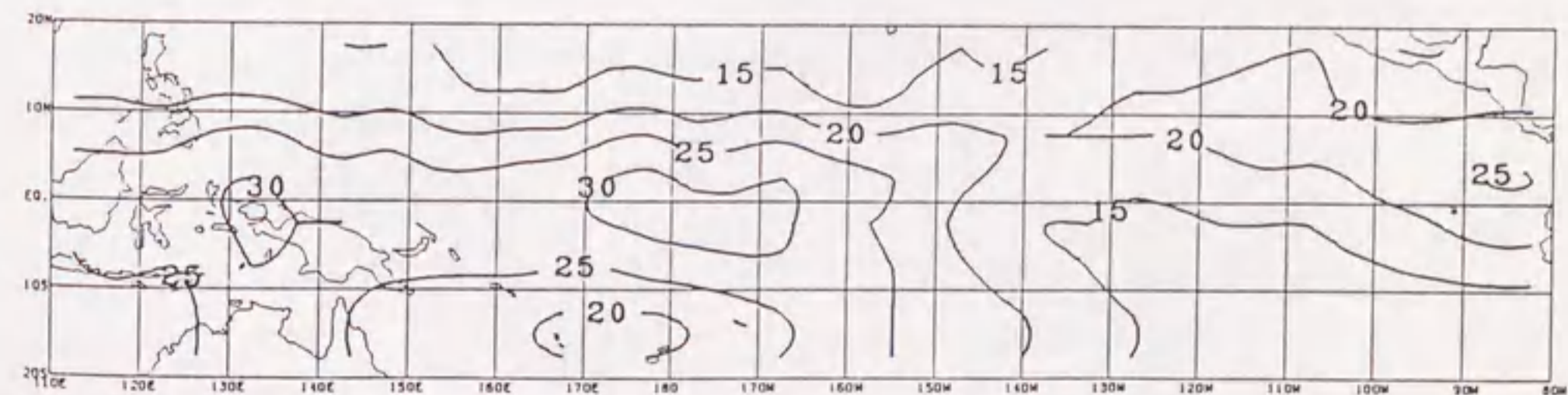


図3-2 晴天域での輝度温度差(0.1°C)の30日平均値。

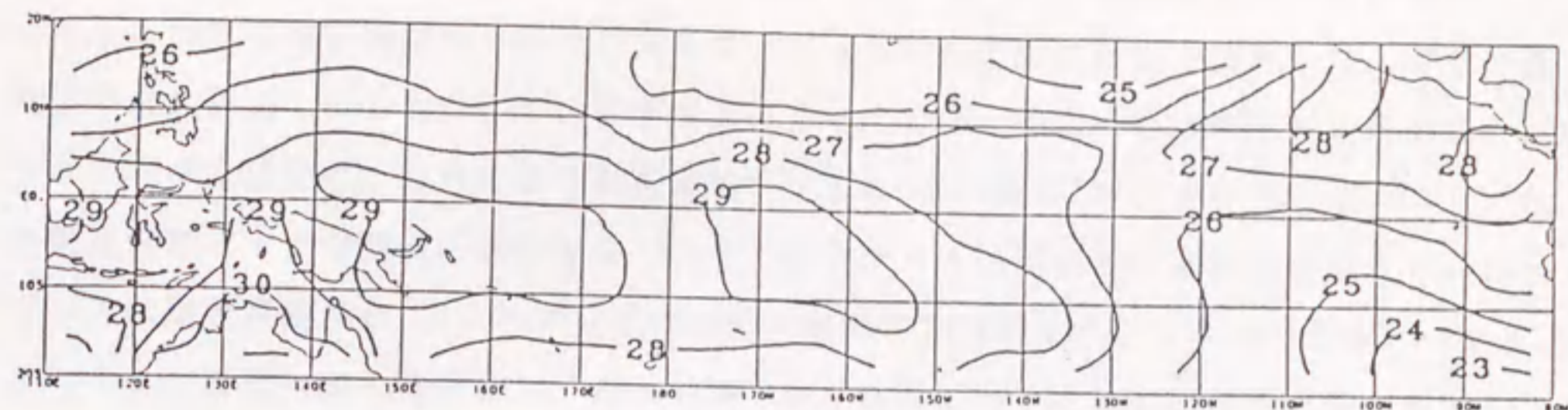


図3-3 Split Window で算出された緯・経度5°での30日平均海面温度。

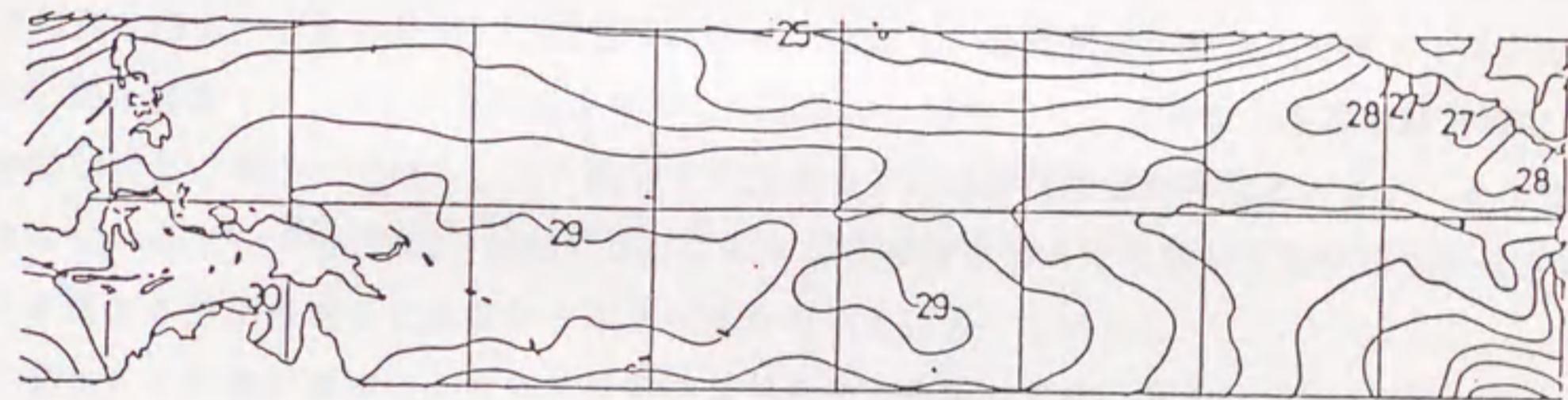


図3-4 気象庁で作成された1987年1月の月平均海面温度。



### 3. 3 30日平均雲分布の特徴

衛星データから雲量を算出するときの問題点の一つとして衛星天底角による影響があげられる。つまり雲を衛星から斜めに見ることにより対流雲等の側面を観測して、実際の雲量より過大評価してしまう。この影響をより少なくするために今回は衛星天底角が $30^\circ$ 以下のデータを用いた。これにより解析領域( $110^\circ\text{E}-80^\circ\text{W}$ 、 $20^\circ\text{N}-20^\circ\text{S}$ )は6軌道分のデータで衛星天底角 $55.4^\circ$ までの全データを用いればほぼ全域がカバーされるが、衛星天底角 $30^\circ$ 以下のデータでは解析領域を短冊状に約 $1/3$ づつをカバーすることになる。雲量は緯・経度 $2.5^\circ$ の小領域での全画素データと各雲型別画素数の比として計算する。雲量はこの小領域が衛星データによって75%以上がカバーされたときのみ計算される。毎日の雲量をもとに30日平均した各雲型別の雲量分布図を以下に示すが、衛星天底角 $30^\circ$ 以下のデータのみしか用いていないので少々空間分布になめらかさが欠ける。また $120^\circ\text{E}$ の西側および $90^\circ\text{W}$ の東側はデータ量が少ないための不確かさが残る。雲型判別は図2-11に基づいて閾値法によって行なう。雲型判別の閾値は海洋上で決定され、緯・経度 $10^\circ$ 内での平均値を用いこの領域では固定した。このため島等の陸上域での巻雲判別は正確さに欠ける。また熱帯での雲変動では日変化成分が非常に大きいことが知られている(M. Murakami, 1983)が、ここでの雲量は赤道を南半球から北半球への地方時14時30分頃通過する軌道のみデータを用いて計算している。

図3-5に解析領域における全雲量の空間分布の特徴を示す。最低値は( $10^\circ\text{S}$ 、 $130^\circ\text{W}$ )付近で、わずかに5%を示し、一方最大値はアラフラ海付近で94%の値を示している。全雲量が50%以上の高い値を示す領域は $110^\circ\text{E}$ から $160^\circ\text{W}$ にかけて伸びる赤道を挟んだ、緯度で約 $20^\circ$ 巾のバンド域とさらに $5^\circ\text{N}$ に沿って $80^\circ\text{W}$ まで伸びるバンド域および $20^\circ\text{S}$ に沿って $90^\circ\text{W}$ まで伸びるバンド域が見られる。 $5^\circ\text{N}$ に沿った東太平洋の北側のバンドは $130^\circ\text{W}$ および $110^\circ\text{W}$ 付近で南北に伸びるバンドに分岐している。東太平洋の $5^\circ\text{N}$ に沿った雲バンドや $20^\circ\text{S}$ に沿った雲バンドはいわゆるITCZおよびSPCZに対応する雲と考えられる。比較的雲量の少ない領域は西太平洋での緯度 $10^\circ$ より高い緯度帯および東太平洋の $10^\circ\text{S}$ に沿った $140^\circ\text{W}$ から $95^\circ\text{W}$ の海域、さらに中央アメリカのすぐ南の海域に見られる。ITCZ、SPCZおよびITCZから北へ伸びる東太平洋北部のバンド等一般的な雲パターンはMiller and Feddes (1971)による可視データをもとにした1967-70年の解析と類似している。しかしながら顕著なちがいとして、今回の解析では西太平洋における高雲量域は経度にして約 $30^\circ$ 東へ拡大しており、東太平洋の低雲量域が非常に小さくなっていることが挙げられる。このことは今回の解析期間が86/87エルニーニョの最盛期にあることと関係している。この解析域全体での全雲量は5.4%である。今回の全雲量の中には測器の空間分解能以下の雲も測器全部が雲で覆われているとしており、雲量を過大評価する傾向はある。しかし1987年

に、最初に I S C C P の雲解析結果として示された C1 データから算出されたこの領域での 1984 年 1 月の 03 GMT における平均の雲量 60% に比して少なめであった。

#### B 型の雲量分布

B 型の雲は主として積乱雲が対応すると考えられ、B 型雲量の多い領域は対流活動が活発であることを示す。この解析領域全体での B 型雲の雲量は 6% であった。最大雲量域はアラフラ海付近に見られ、この解析期間オーストラリアモンスーンの活動に伴って対流活動がこの付近で活発であったことが分かる。B 型雲の高雲量域は 8°S に沿った帯状のバンドが西太平洋から 170°W 伸び（一部 160°E - 170°E で南に伸びている）、そこで南東と北東へ分岐している。他に東太平洋の 5°N より北側の 135°W から 105°W の領域や小さいながらも（5°N、85°W）付近にも B 型雲の高雲量域が見られる。ほぼ全雲量での高雲量域に対応した領域で B 型雲も高雲量値を示している。また、図 3-3 の海面温度分布と B 型雲の高雲量域分布を比較すると東太平洋の（15°N、125°W）付近を中心とした雲域以外は暖かい海面温度域とよく対応していることが分かる。

#### I 型の雲量分布

I 1 型は主として低温で非常に厚い巻雲に相当する雲と考えられる。I 1 型の雲量はこの解析領域全体で 4% を占める。この雲の空間的分布は西太平洋では B 型の雲の分布と非常によく似ている。しかし東太平洋における B 型の雲量の高い領域ではこの I 1 型の雲量は非常に少ない。I 2、I 3 型の雲は積乱雲に伴うアンビルとしてよく見られる巻雲系の雲である。図 2-12 に見られるように I 3 型は、輝度温度のより低い I 2 型の周囲を取り巻くように見られる、また I 2 型は I 1 型の周囲を取り巻くように見られる。このことは積乱雲からアンビルが拡大し、周辺へ行くほど巻雲が次第に薄くなり、輝度温度が高くなる様相が現れていると考えられる。I 3 型の雲量が高い値を示すのは、B 型雲量の高雲量域の周辺領域で見られるが、170°E より西側では B 型の高雲量域の北側に見られる。I 2、I 3 型のこの解析領域全体に占める割合はそれぞれ 4% および 2.4% である。I 1、I 2 および I 3 型の巻雲系の合計雲量はこの解析領域全体で 3.1% を占める。また全巻雲系の雲量はアラフラ海等多いところでは 60% を越えている。Woodbury and McCormick (1986) は S A G E のデータを用いて巻雲の発生頻度分布図を作成し、発生頻度が 60% を越える領域が広く熱帯太平洋上を占めていることを報告している。今回の調査でも巻雲は熱帯太平洋で主要な雲型であることが示された。

#### U 型の雲分布

U 型の雲は主として下層の積雲や層積雲からなる雲である。この解析領域全体での U 型の雲量は 9% であった。この U 型の雲量の多い領域は西太平洋では 10°N より北側に見ら

れ、東太平洋では中央アメリカの南の海域と130°Wの西側の南半球を除いてほぼ全域に見られる。これらの高いU型雲量を示す領域は気候学的に貿易風帯の積雲や、海洋性層積雲の現れる海域と一致している。

#### N型の雲分布

N型の雲は雲型分類図と可視・赤外画像の視察から、主として下層の積雲や層積雲の周辺域や薄い巻雲を通して下層の雲が見られる領域で分類されている。測器の視野内に小さい積雲と晴天域が共存したとき、あるいは層積雲の光学的厚さが薄く黒体と見なせないときには晴天域の海面の影響を受け、輝度温度差が黒体雲の判定閾値より大きく晴天域のものより小さくなることが推測できる。また薄い巻雲の下層に黒体の雲が存在する場合にこのN型に分類されることも2.3節の図2-10から理解される。N型雲は可視のカウント値ではI3型の巻雲より高い反射率を示す雲で前述した場合と矛盾しない。この解析領域でのN型雲の雲量は8%を占める。この雲が高い雲量を示す領域は10°N-から10°Sまでの赤道帯やこの解析領域の北西端と北東端に見られる。東太平洋や解析領域の北西端では海洋性の層積雲や冬期のアジアモンスーンに伴う下層雲の比較的多い領域と一致しており、これは前述の測器の視野の一部を占める雲あるいは十分厚くない層積雲もしくは下層雲の上空の水蒸気による影響等が考えられる。赤道帯のN型雲量の高い領域は晴天域の輝度温度差が2°C以上の比較的大きい領域でI3型の雲量の高い領域と一致しており、下層雲が薄い巻雲に覆われてしまい、U型雲でなくN型雲と判別された場合に対応すると考えられる。

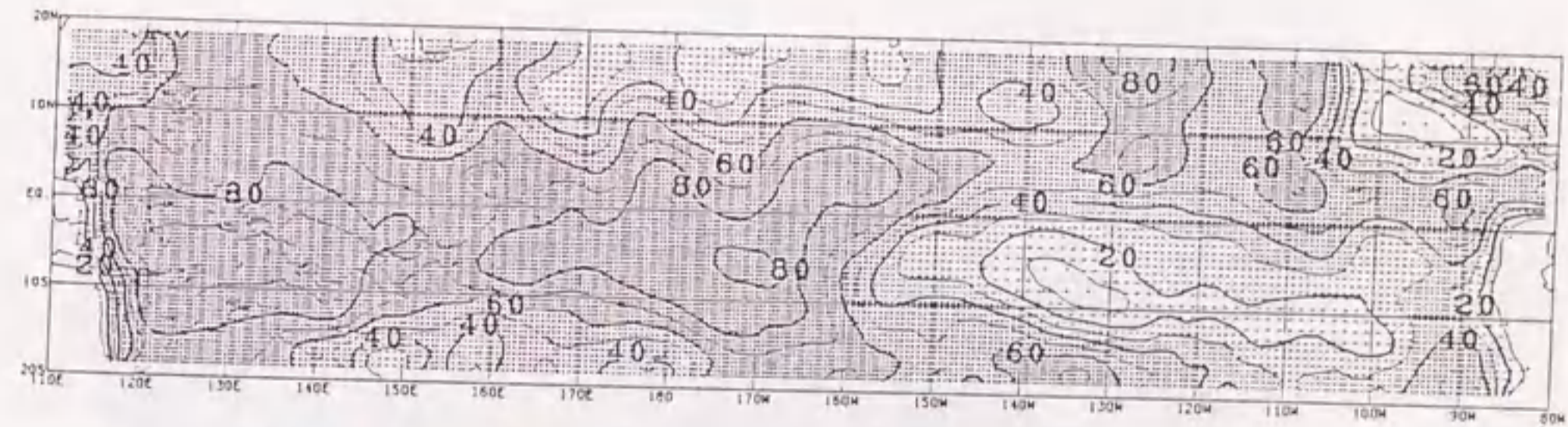


図3-5a 全雲量の30日平均分布。

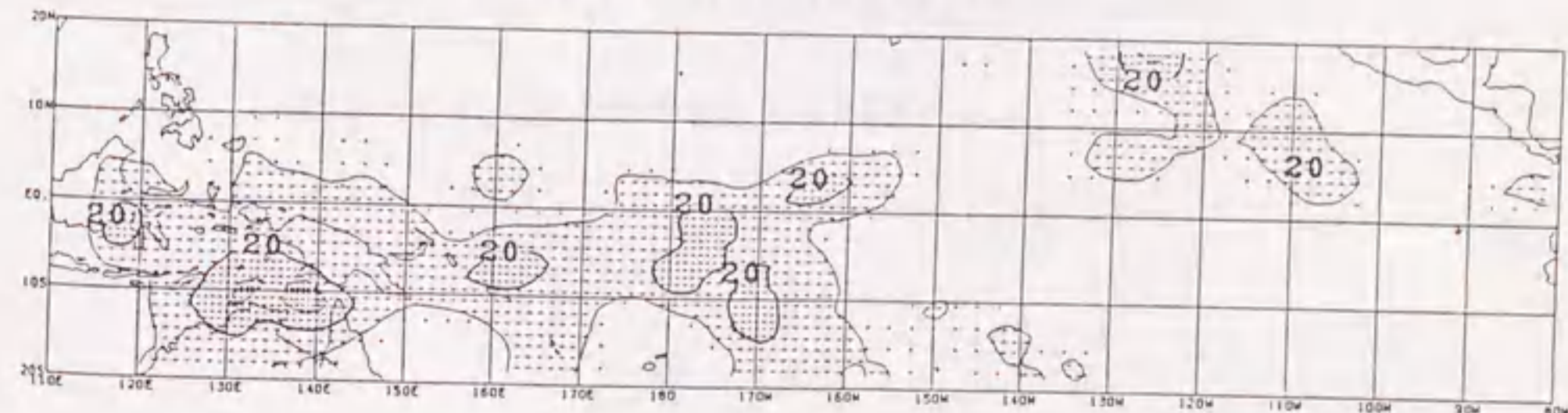


図3-5b B型雲量の30日平均分布。

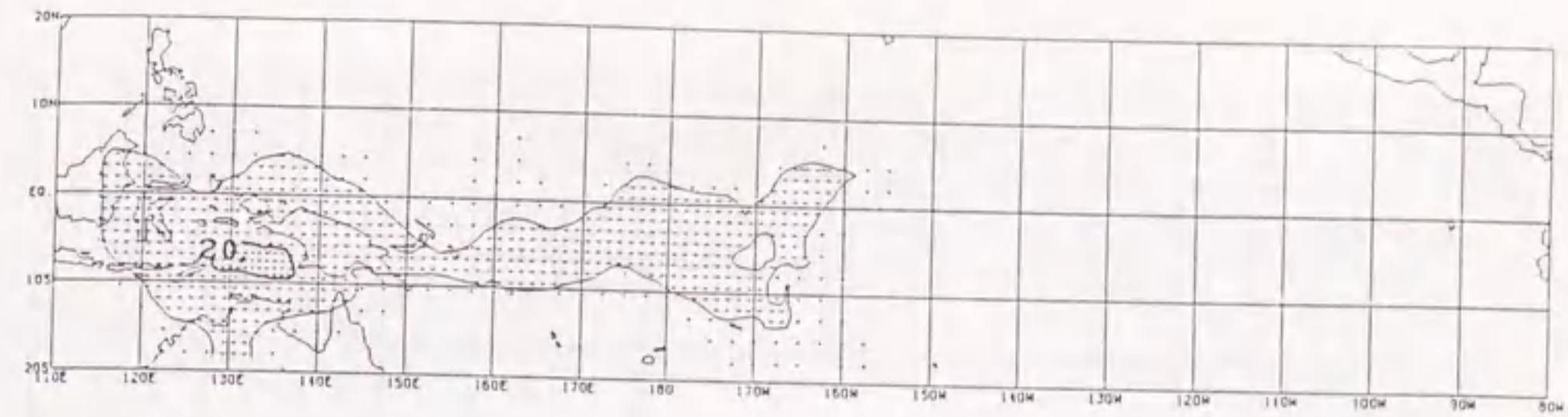


図3-5c I1型雲量の30日平均分布。

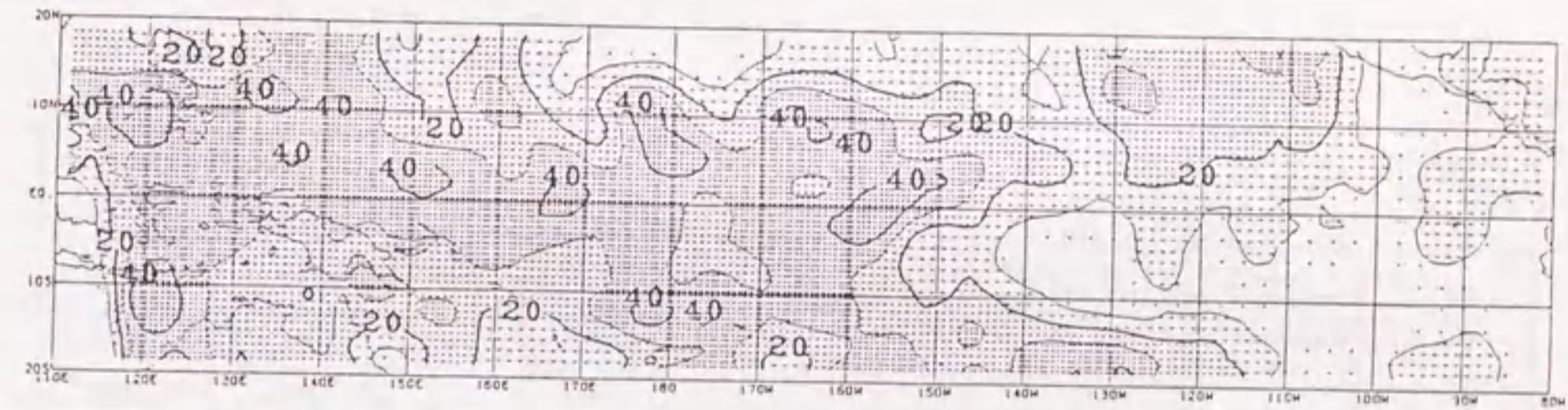


図3-5d I3型雲量の30日平均分布。

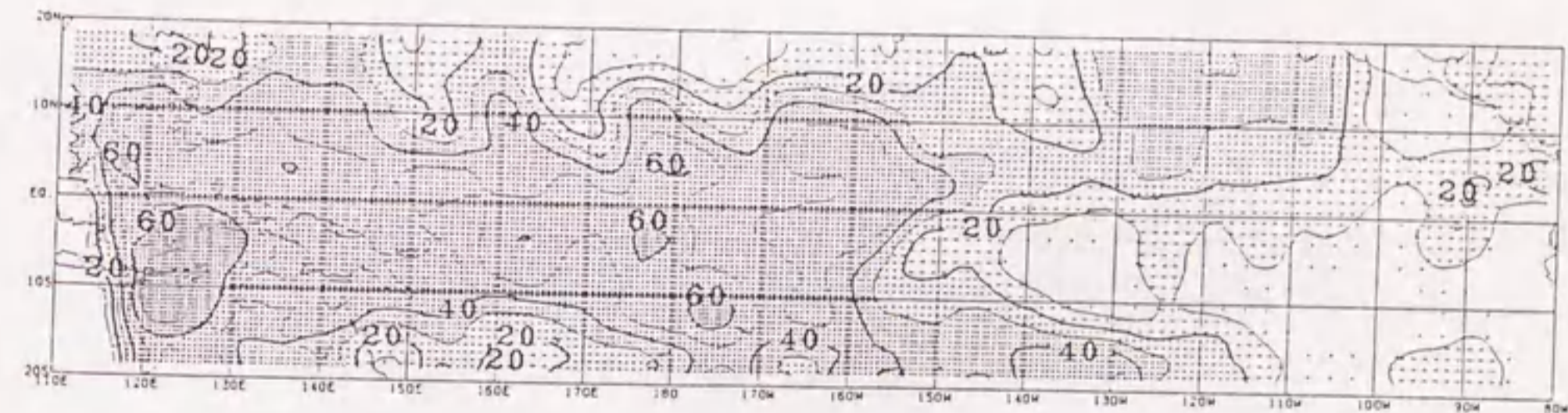


図3-5e 全I型雲量の30日平均分布。

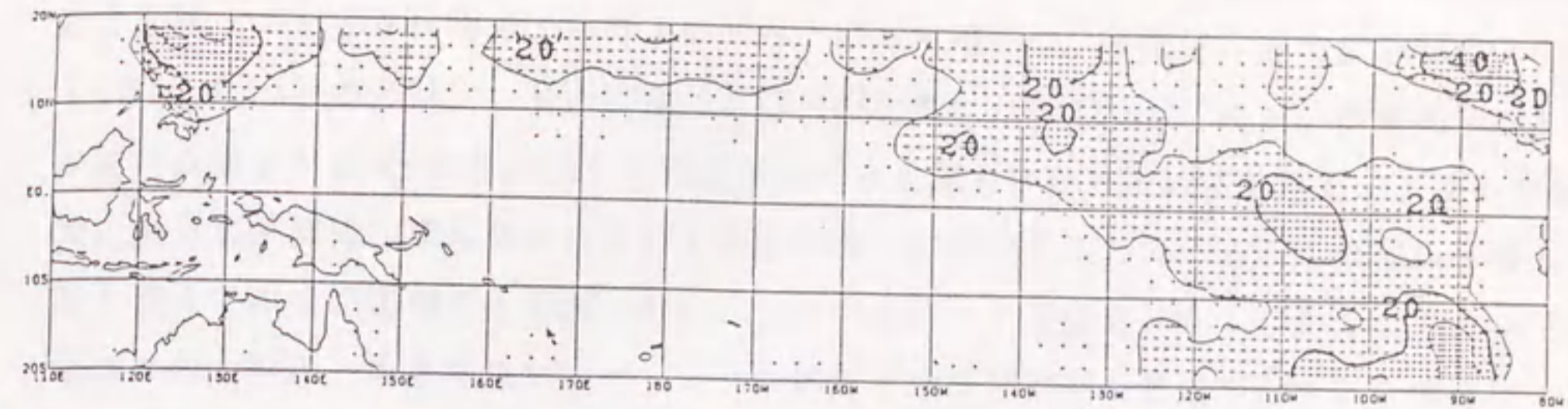


図 3 - 5 f U型雲量の30日平均分布。

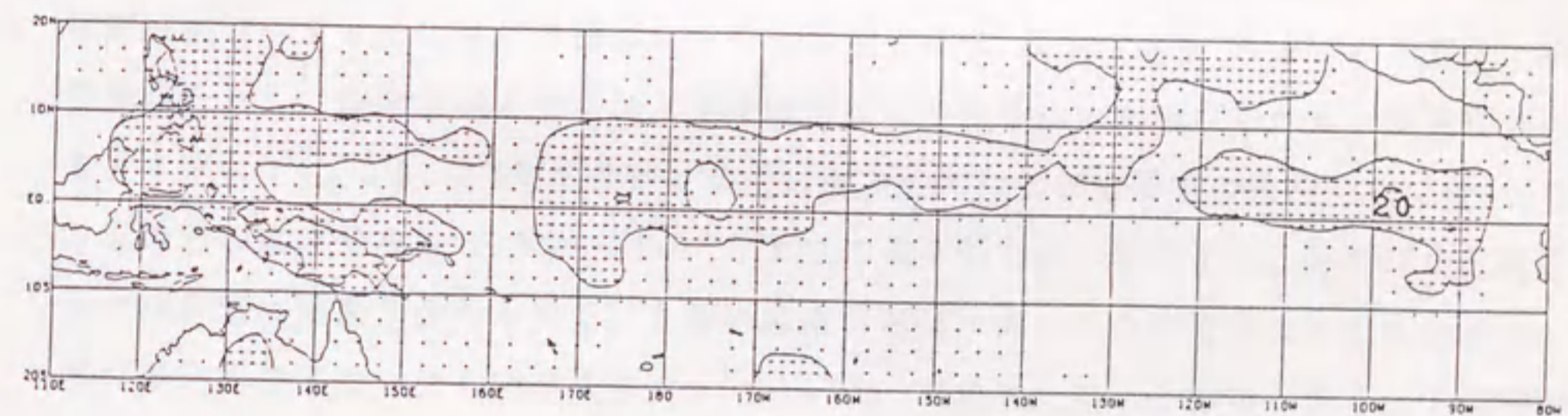


図 3 - 5 g N型雲量の30日平均分布。

### 3. 4 西太平洋と東太平洋における雲分布の特徴

図3-6に $20^{\circ}\text{N}$ から $20^{\circ}\text{S}$ までの経度 $10$ 度巾で平均した雲型別雲量の経度分布を示す。陸上のデータは除き、海洋上のデータのみを用いた。全雲量、全巻雲系雲量(I1、I2およびI3型の合計)、B型雲量およびU型雲量について示してある。特徴的なことはU型の雲量は $150^{\circ}\text{W}$ を境とした西太平洋よりも東太平洋で高い値を示すが、他のB型雲量、全巻雲系雲量は東太平洋に比して西太平洋で高い値を示している。この図から西太平洋と東太平洋での雲型ごとの雲分布にちがいのことが推測される。表2に $150^{\circ}\text{W}$ を境界に西太平洋と東太平洋に分け、2つの領域での各雲型別の雲量を示す。全雲量について見ると西太平洋で $61.2\%$ を示し、東太平洋に比して $20\%$ 多いことが分かる。U型の雲量は東太平洋で $12\%$ の値を示し、西太平洋ではほぼ2倍の雲量を示す。一方、B型やI型(I1、I2およびI3型)の雲量は西太平洋ではそれぞれ $8\%$ 、 $39\%$ と共に東太平洋の2倍以上の値を示している。

次に西太平洋と東太平洋での緯度巾 $5$ 度で平均した各雲型の緯度分布を見てみる。西太平洋(図3-7a)における特徴として全雲量では $5^{\circ}\text{N}$ から $10^{\circ}\text{S}$ までの赤道帯で高い全雲量を示し、緯度が高くなるほど全雲量が少なくなることが挙げられる。各雲型別に見るとI型(I1、I2、I3型の合計)の雲の緯度分布はほぼ全雲量の緯度分布に近い。またB型の雲の緯度分布も $5^{\circ}\text{N}$ から $15^{\circ}\text{S}$ までの赤道帯で高い値を示し、北半球の北緯 $5^{\circ}$ 以北では非常に雲量が少なくなる。B型の緯度分布はほぼI型の緯度分布に似ているが、雲量の多い赤道帯の中でも南半球側( $5^{\circ}$ から $10^{\circ}$ で最大)により雲量が多くなる傾向が見られる。一方U型の雲についてはより高い緯度帯でより雲量が多く、特に $5^{\circ}$ 以北で顕著に雲量が多くなっている。

東太平洋(図3-7b)での雲の緯度分布は西太平洋とは大きく異なっている。全雲量については北半球側と $15^{\circ}\text{S}$ 以南の緯度帯で高い雲量を示し、南半球の赤道から $15^{\circ}\text{S}$ 帯で低い雲量を示している。特徴的なのはU型の雲量がほぼどの緯度帯でも $10\%$ 前後の値を示していること、またB型の雲量が西太平洋と異なり、北半球の緯度帯で高く南半球で比較的少なく特に赤道から $10^{\circ}\text{S}$ にかけての緯度帯で非常に少ないことが指摘できる。I型の雲量はほぼB型の緯度分布と同様の特徴を示している。また西太平洋のB型の雲量に対するI型の雲量の比から見ると東太平洋での北半球側の緯度帯におけるB型の雲量に比してI型の雲量が少なめであるといえる。

熱帯域では、特に西太平洋では巻雲が主要な雲であり、全雲量の経度分布も緯度分布もほぼ巻雲の雲量の振舞いを示しているといえる。さらにここで示したように西太平洋と東太平洋では雲分布に特徴的なちがいが見られることが分かった。例えば西太平洋ではB型の雲は $5^{\circ}\text{N}$ から南の緯度帯で顕著に見られるが、東太平洋では北半球側の緯度帯で顕著に見られる。また経度分布で見るとB型の雲は東太平洋よりも西太平洋で顕著に見られ、U

型の雲は西太平洋よりも東太平洋で顕著に見られる。

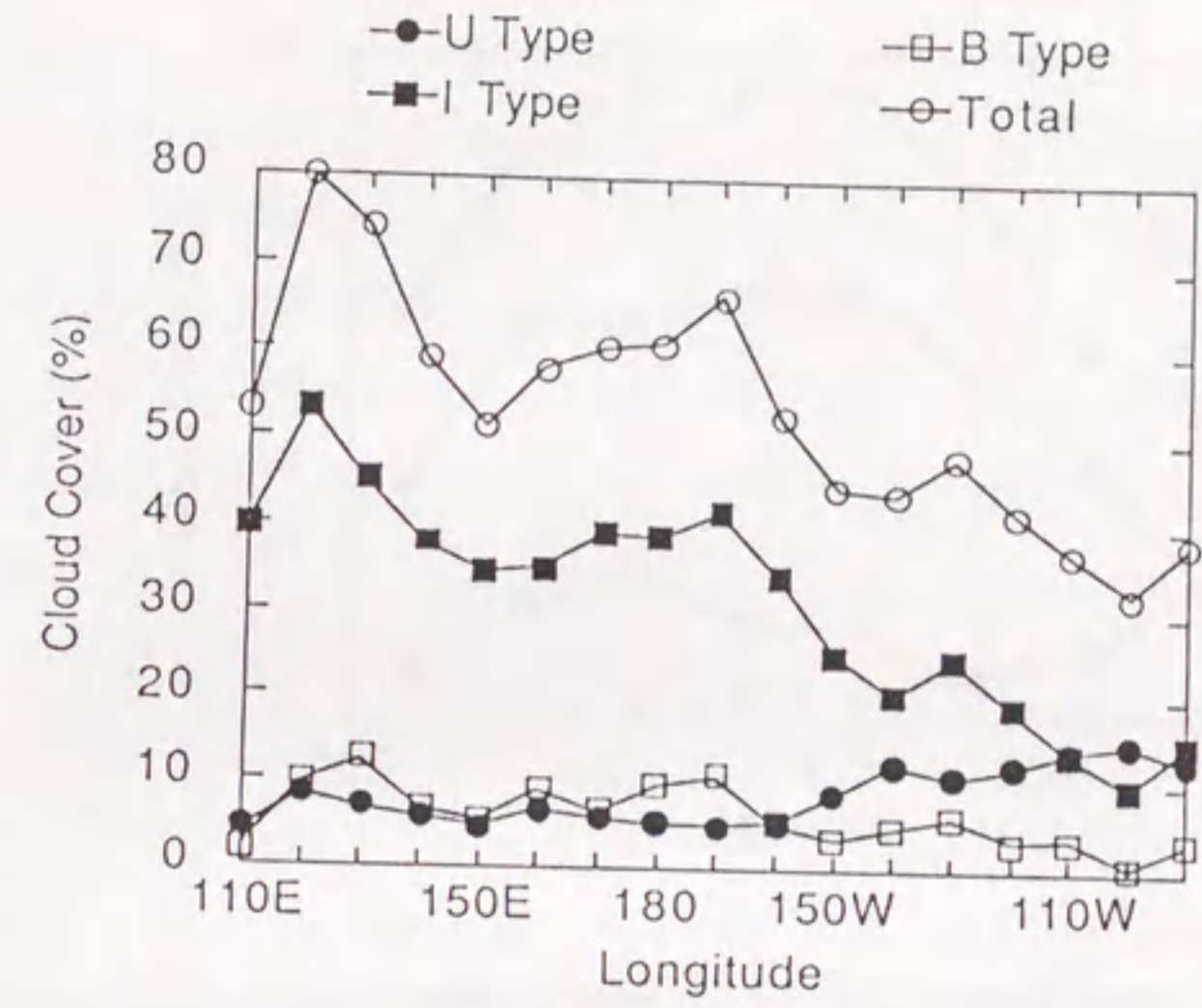
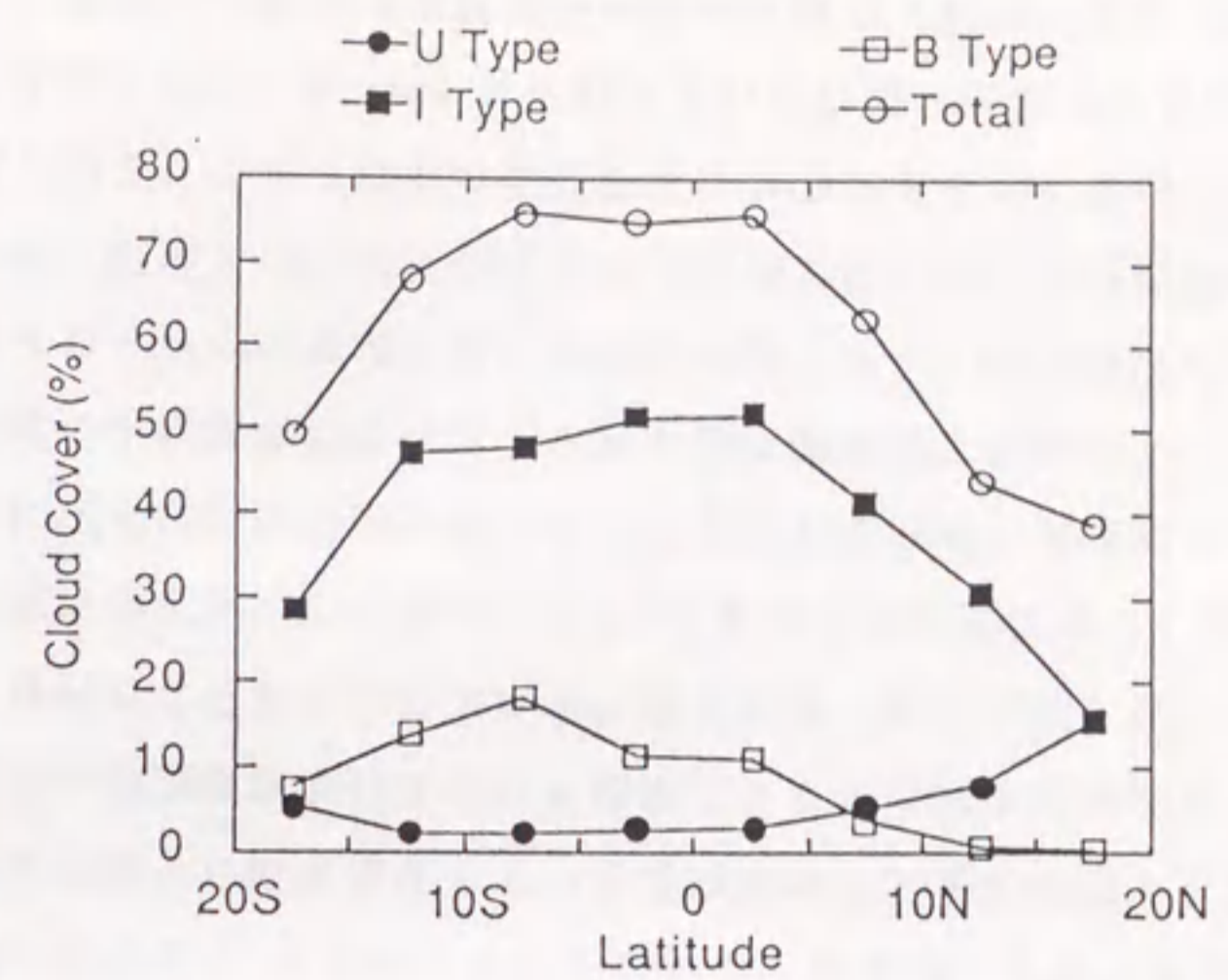


図3-6 20°N-20°Sで平均された雲型別雲量の経度分布。

|  | Western | Eastern |
|--|---------|---------|
| U-Type   | 5.8     | 12.0    |
| B-Type   | 8.1     | 3.8     |
| I <sub>1</sub> -Type                           | 5.4     | 1.2     |
| I <sub>2</sub> -Type                           | 5.1     | 1.5     |
| I <sub>3</sub> -Type                           | 28.6    | 15.9    |
| I <sub>1</sub> +I <sub>2</sub> +I <sub>3</sub> | 39.1    | 18.6    |
| N-Type   | 8.3     | 6.9     |
| Total  | 61.2    | 41.3    |

表2 熱帯太平洋を150°Wで東部と西部に分けたときの雲型別雲量の比較。

( a )



( b )

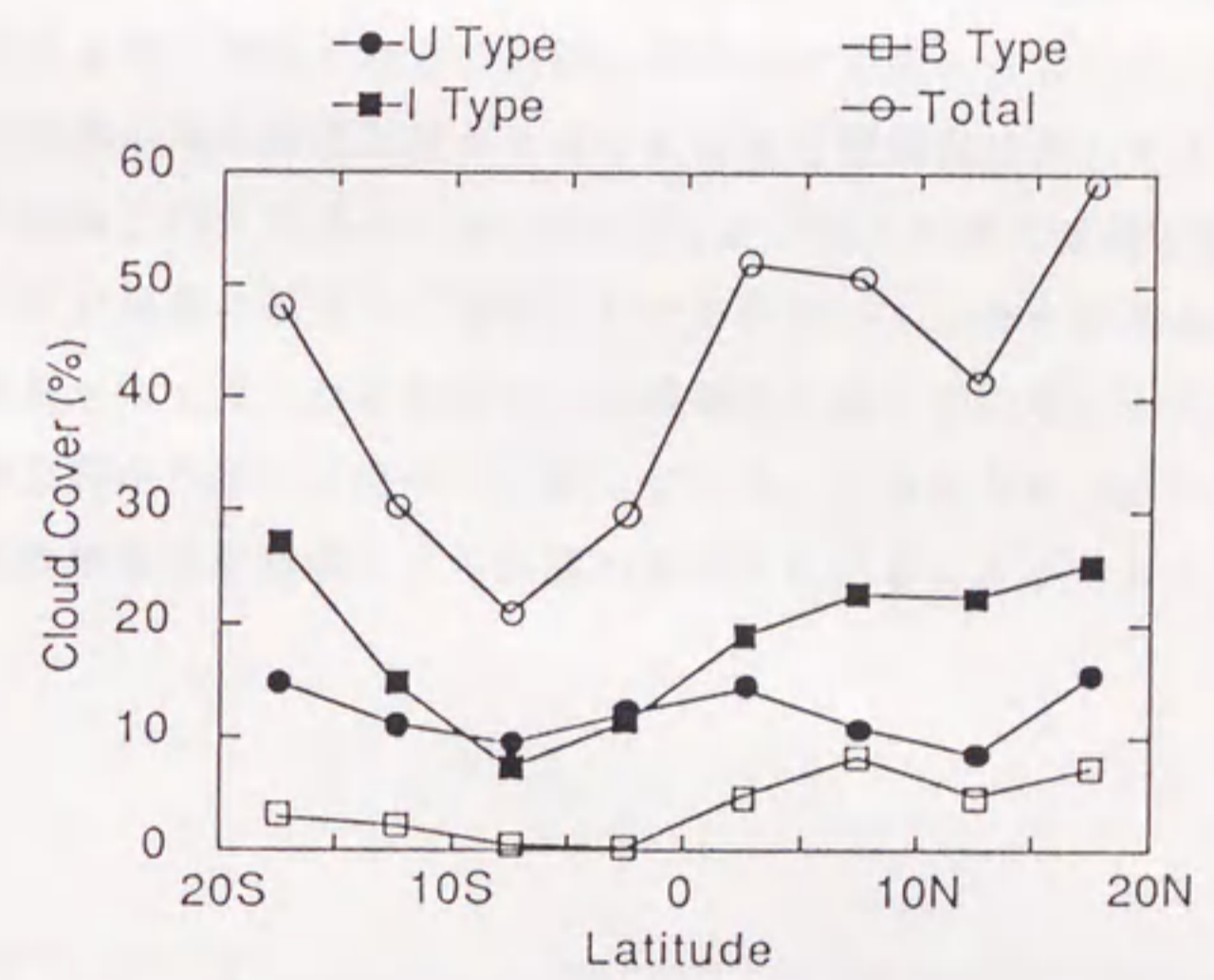


図3-7 西太平洋 ( a ) および東太平洋 ( b ) での雲型別雲量の緯度分布。



### 3. 5 光学的に厚い雲の雲頂温度

黒体の雲について、雲頂より上空の水蒸気の影響が無視できれば、衛星で観測された輝度温度は雲頂温度を示す。Split Window でB型あるいはU型と分類された雲は黒体と仮定できるような厚い雲であり、これらの雲の輝度温度は雲頂温度をよく表現していると考えられる。図3-8に緯・経度2.5°内に存在するB型およびU型の雲頂温度の日々の平均値から算定された30日平均の対流雲の雲頂温度の分布を示す。最も低温の雲域はアラフラ海に見られ、対流雲の平均輝度温度は220 Kで標準偏差は比較的小さく15 Kである。この領域では定常的に活発な対流活動があったことを示している。対流雲の平均輝度温度が240 K以下の雲域は西太平洋の赤道から10°Sまでの緯度帯にあり、西太平洋でのB型雲の高雲量領域と類似した分布を示している。東太平洋の赤道以北に見られるB型雲の高雲量域での対流雲の平均輝度温度は260 K前後で20 Kの標準偏差を示す。このことからこの領域での雲はB型とU型が混在している雲域であると考えられる。B型雲の雲量という視点からは西太平洋の8°Sを中心とした東西に、緯度巾10度で伸びる領域と東太平洋の(10°N、120°W)を中心とする領域での対流活動の区別はできないが、対流雲の平均輝度温度で見ると、西太平洋での対流活動が東太平洋のものに比しより活発であることが分かる。対流雲の平均輝度温度が280 K前後で標準偏差が5 Kと安定した下層の雲頂高度を持つ雲域は、西太平洋の10°N以北および東太平洋の赤道以南の海域に見られる。前者の海域は貿易風帯の積雲や、冬季アジアモンスーンに伴う北西風モンスーンの吹き出しによる下層雲がよく見られる気候学的な海域と一致している。一方後者の海域は気候学的に海洋性層積雲が卓越する海域と一致している。このように Split Window により対流雲の鉛直方向の情報が巻雲等による影響を受けずに得ることができる。

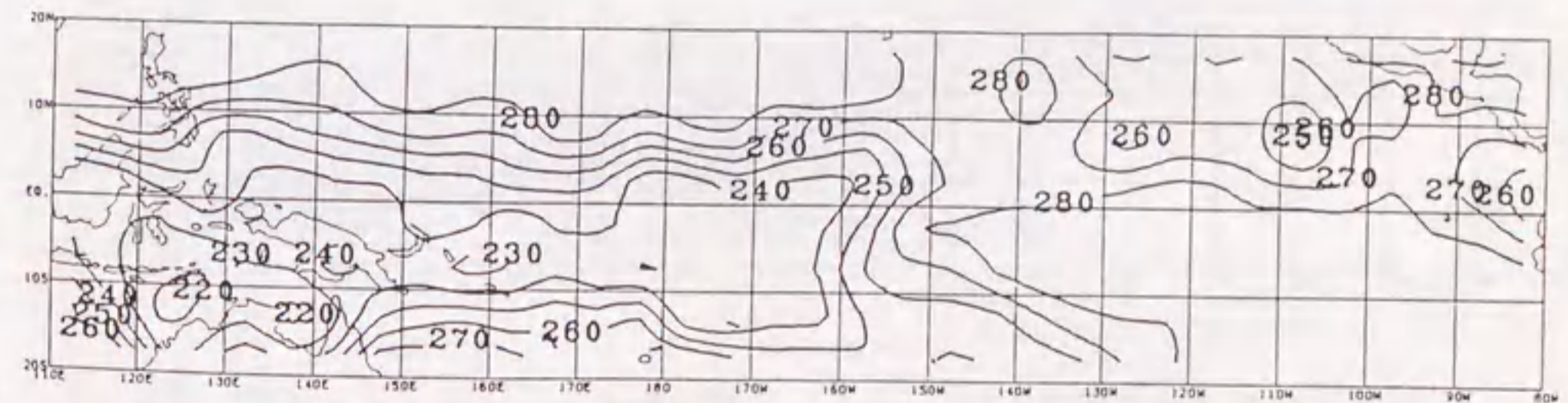


図3-8 積雲系雲の雲頂温度の30日平均値。

### 3. 6 上層雲量

400 hPa 面の気温 ( $\sim -20^{\circ}\text{C}$ ) より低温の雲を上層雲と定義して、よく対流活動の指標として用いられる。例えば Arkin (1979) はこのように定義された雲量は GATE で観測された降雨量との比較から降水量の算定に有効であることを示した。また Nitta (1986) も西太平洋において「ひまわり」から算定された上層雲量の変動を10年間のデータから調査し、ENSOによる変動の他、日本付近とフィリピン沖を対にした興味深い対流活動のモードを発見している。しかしながら、今回の雲分類によれば  $-20^{\circ}\text{C}$  以下の上層雲はB型をはじめ、I1およびI2型の巻雲系の雲型を含んでいる(図2-11)。したがって、 $-20^{\circ}\text{C}$  以下の雲は必ずしもすべてが対流雲ではない。中緯度での衛星とレーダーの観測を用いて、Inoue (1987b) はB型および700 hPa より背の高いU型およびB型の雲とレーダーで観測される降雨域が良い対応をしていることを示した。さらに巻雲は十種雲形によれば上層雲と定義されており、 $-20^{\circ}\text{C}$  以下の雲を上層雲とすればI3型の巻雲が含まれていないことになる。 $-20^{\circ}\text{C}$  以下の雲の30日平均分布図を図3-9に示す。この分布はB型雲の分布とよく類似している。しかしながら量的には当然のことながらB型雲の雲量よりも多くなっている。西太平洋でのこの雲の雲量はB型雲の雲量のほぼ2倍を示しているが、東太平洋の北半球領域ではこの上層雲量の大部分をB型雲が占めている。このことは西太平洋では東太平洋に比べ、低温の巻雲の占める割合が高い。言い換えると西太平洋では活発な対流活動に伴うアンビルによる巻雲を多く含んでいることを示唆している。上層雲量中に含まれるB型雲量はこの解析領域全体での平均値としてこの上層雲量の46%に過ぎないことが分かった。

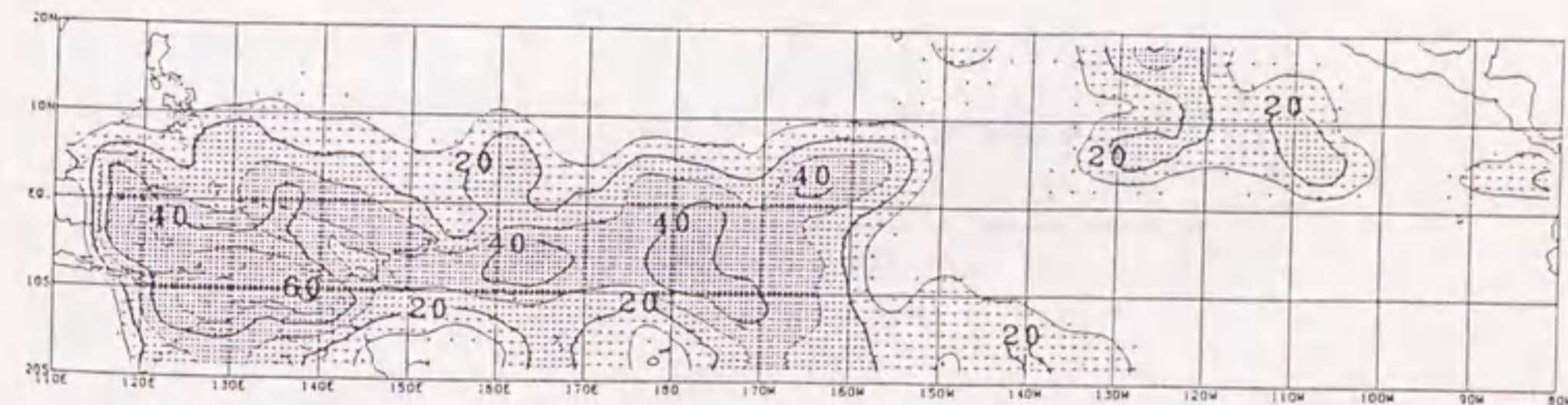


図3-9 いわゆる上層雲量 ( $-20^{\circ}\text{C}$  以下の雲) の30日平均値。

### 3.7 輝度温度と雲型

前述したように、観測された輝度温度と Split Window によって分類される雲型とは異なり、「ひまわり」のように1つの赤外チャンネルから算出された上層雲量の持つ意味には注意が必要である。ここではこの解析領域内で30日間のデータを用い、ある輝度温度が光学的に厚い対流雲（B型およびU型）と判別される確率および光学的に薄い巻雲（I2型およびI3型）と判別される確率を調べた（図3-10）。輝度温度が $0^{\circ}\text{C}$ より低くなればなる程、対流雲と判別される確率は次第に増え、巻雲と判別される確率は徐々に小さくなる。 $-40^{\circ}\text{C}$ 以下では対流雲と判別される確率が巻雲と判別される確率を上回り、 $-50^{\circ}$ では60%が対流雲と判別され、 $-60^{\circ}\text{C}$ 以下では80%以上の確率で対流雲と判別される。巻雲と判別される確率が5%以上の輝度温度範囲は広く、 $-25^{\circ}\text{C}$ より $18^{\circ}\text{C}$ までにわたる。また輝度温度が高いほど巻雲と判別される確率が高くなる（ $5^{\circ}\text{C}$ から $15^{\circ}\text{C}$ は別にして）。一方、 $-50^{\circ}\text{C}$ 以下では巻雲と判別される確率は10%以下に落ちる。U型雲と判別される確率は $10^{\circ}\text{C}$ で最大になっている。これは対流雲の輝度温度分布図で平均 $280\text{K}$ の雲頂温度を持つ領域が西太平洋の $10^{\circ}\text{N}$ 以北および東太平洋の南半球領域に広く見られ、今回の解析領域では $10^{\circ}\text{C}$ 前後の輝度温度を持つU型の雲量が大いことに対応していると考えられる。

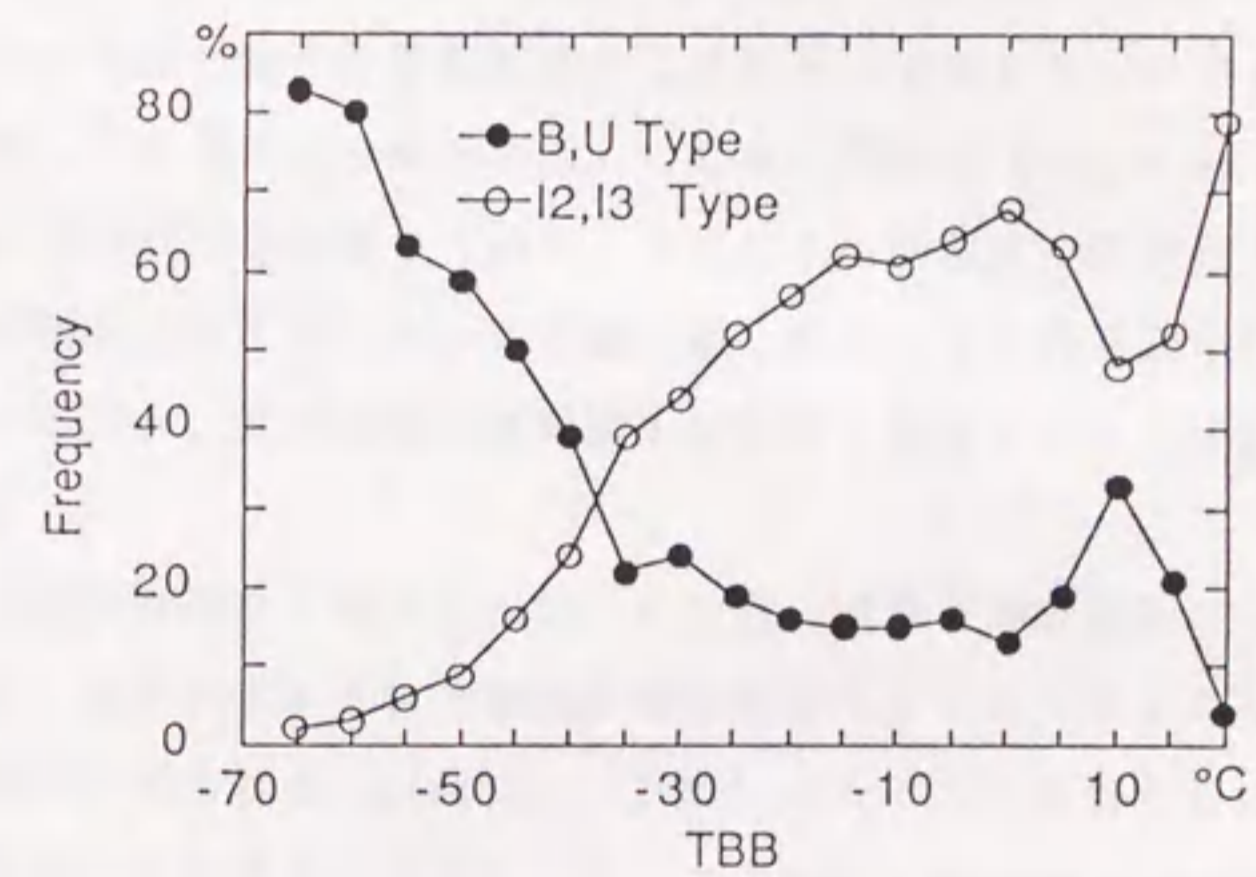


図3-10  $11\mu\text{m}$ の輝度温度に対する積雲系雲と巻雲系雲の出現頻度。

### 3. 8 海面温度と雲

Palmen (1948) は熱帯低気圧の発生は  $80^{\circ}\text{F}$  の臨界面海面温度以上の海域で発生していることを指摘した。また、Gray (1968) は熱帯低気圧の発生は暖かい海洋域に限られていることを統計的に示した。さらに Zangvil (1975) も可視データから抽出した対流活動域と、長期間の平均海面水温の対応から  $26.5^{\circ}\text{C}$  以上の暖かい海面上で対流活動が活発であることを示している。このように対流活動と海面温度は密接に関連していると考えられている。図3-11に緯・経度  $2.5^{\circ}$  で算出された30日平均海面温度とB型雲の雲量の散布図を示す。数字は海面温度  $0.1^{\circ}\text{C}$  および雲量1%ごとの条件での個数を表わし、9個以上については9で表示している。一般的に、海面温度の上昇に伴ってB型雲の雲量が増加しているように見えるが、 $25^{\circ}\text{C}$  以下の海面温度域でも高雲量を示す領域が存在する一方、 $29^{\circ}\text{C}$  以上の海面温度域でも雲量が0となる領域が存在する。 $25^{\circ}\text{C}$  以下の低い海面温度域で高いB型雲量を示す場所は東太平洋の北半球側にあることは確かめられた。この海域では海面温度が低いにもかかわらず対流雲が発現していることは、Zangvil (1975) にも指摘されている。この理由について、彼は中緯度のじょう乱が低緯度へ進入したことによると述べている。図3-12にB型雲の雲量の代わりにB型雲の平均輝度温度を用いたものを示す。B型雲の平均輝度温度を用いることによって対流の深さを表わすことになる。この図3-12は図3-11に比べ対流の深さと海面温度との関係が少し明確になっている。 $26^{\circ}\text{C}$  を境に  $230\text{K}$  以下の深い対流が発生しはじめる。この図の  $26^{\circ}\text{C}$  以上については下限を見れば対流の深さは海面温度の上昇に伴って深くなっているが、上限を見ると海面温度の上昇に対してはほぼ一定である。これらの図から Gadgil et al. (1984) や Graham & Barnett (1987) の指摘しているようにある海面温度の臨界値 ( $\sim 28^{\circ}\text{C}$ ) 以上では急激に対流活動が活発になるが、この臨界値を越えても対流活動が特に活発になるとは限らないと考えるのか、対流活動は臨界値を越えても温度とともに活発化するのかについての判定は難しい。

B型の雲と海面温度の関係は前述したが、U型雲の雲量と海面温度についての散布図を図3-13に示す。図3-11とは対称的に海面温度がより高くなるにつれてU型雲の雲量が少なくなる傾向が見られる。Albrecht (1981) はモデルの結果として、貿易風帯の雲量が海面温度の上昇と共に減ることを示している。Split Window による雲型分類は、他のアルゴリズムと同様に雲が多層の構造をしている時の雲についての情報は得られないという欠点がある。したがって対流活動が活発で巻雲が支配的な海域では下層雲の見積りを過小評価する可能性がある。図3-13の解釈にはこの点を考慮する必要がある。

$160^{\circ}\text{E}$  から  $160^{\circ}\text{W}$  で平均した海面温度とB型雲量の緯度分布を図3-14に示す。海面温度と対流活動の対応が空間分布から推測されたが、中部太平洋のこの領域では海面温度とB型雲量とはよい一致を示す。海面温度が高いほど対流活動が活発になることが示

暖される。

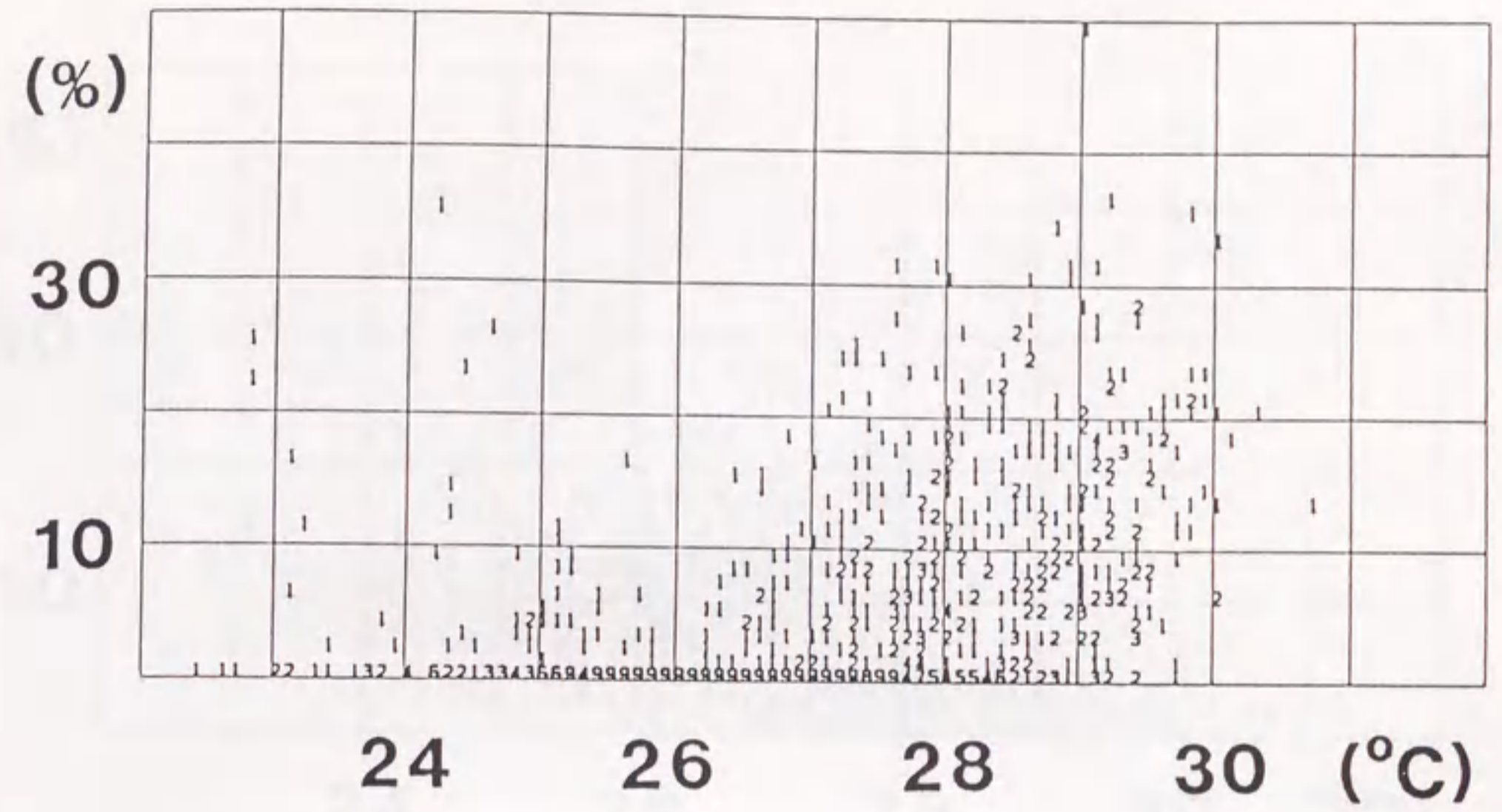


図3-11 緯度経度2.5°で30日平均された海面温度とB型雲量の散布図。  
数字は図中の点でのデータ数を示し、9はデータ数9以上を示す。

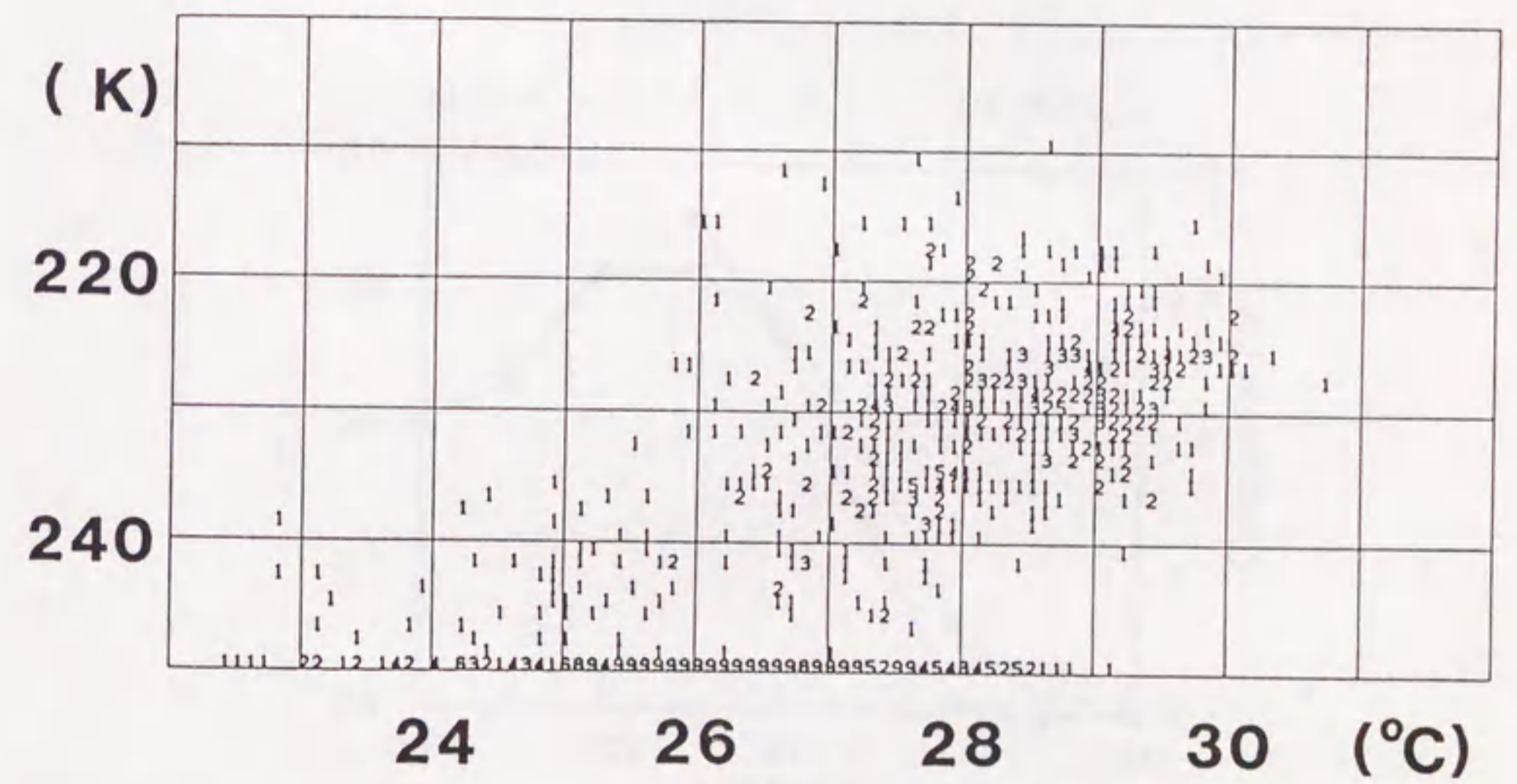


図3-12 図3-11と同じで、海面温度とB型雲の平均輝度温度の散布図。

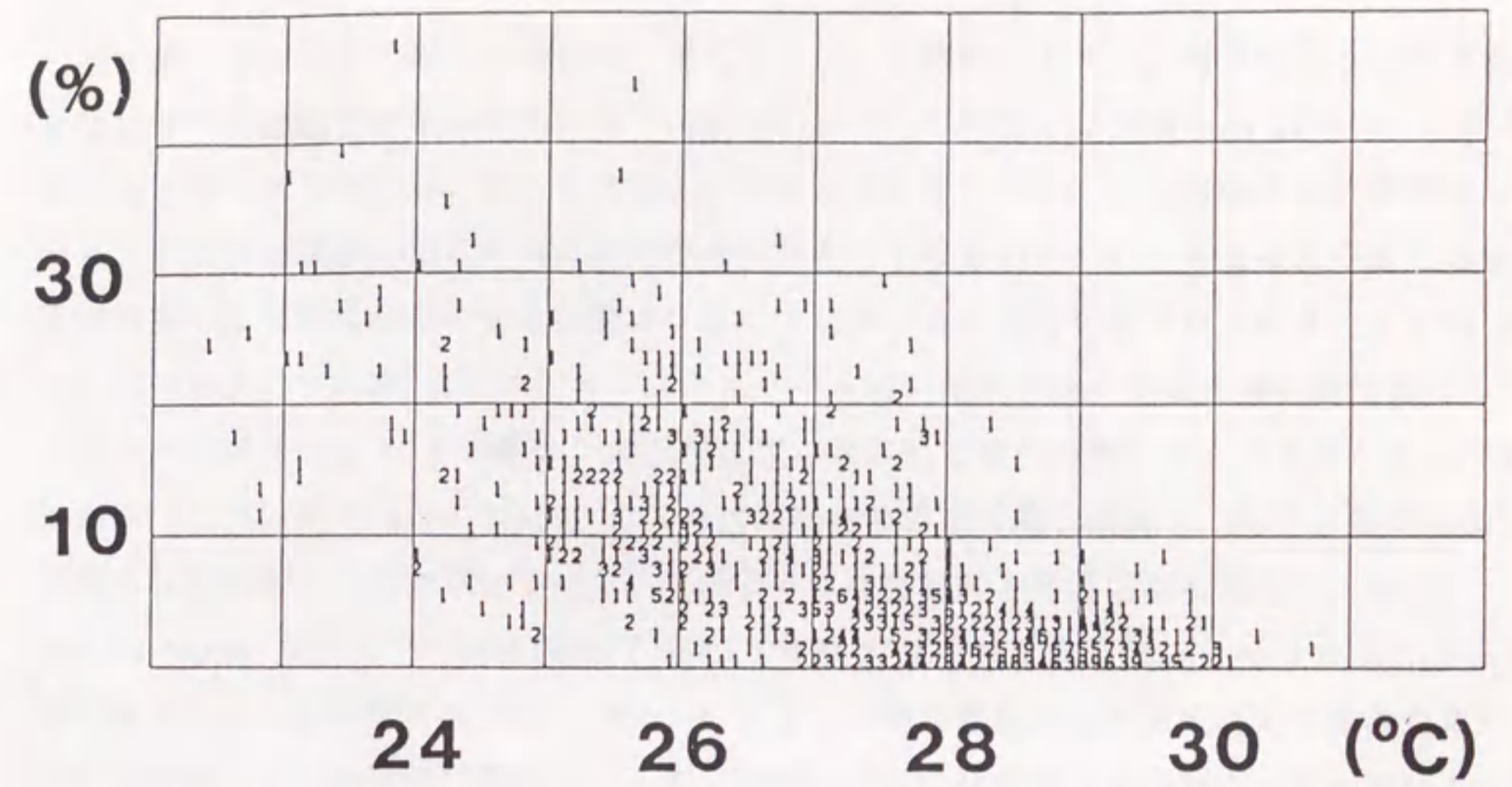


図3-13 図3-11と同じで、海面温度とU型雲量の散布図。

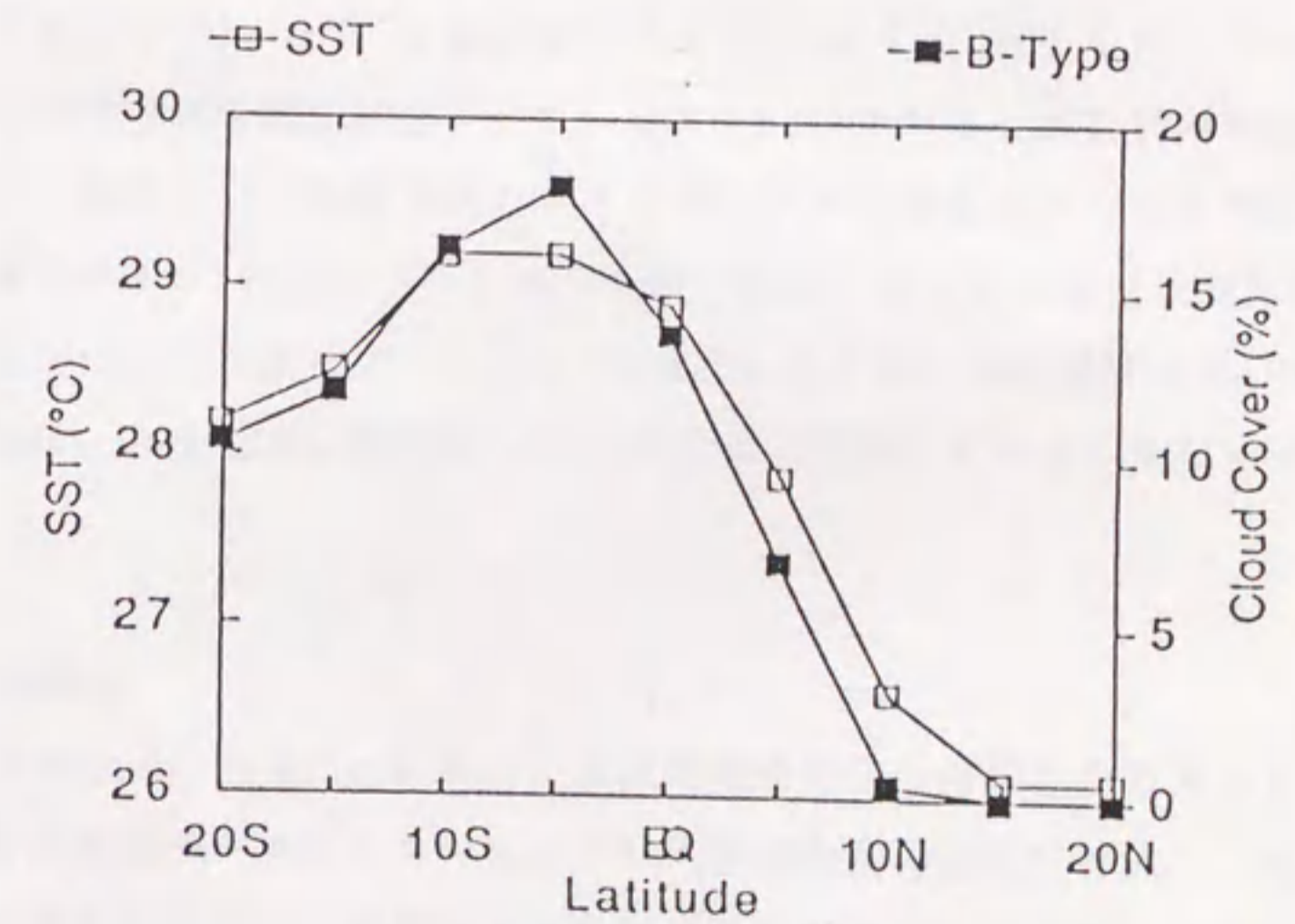


図3-14 160°E-160°Wで平均された海面温度とB型雲量の緯度分布。

#### 第4章 対流活動と海面温度/水蒸気量について

第3章で海面温度と対流活動が良い対応をしている例が示された。海面温度と対流活動についての観測的研究は比較的少なく Gadgil et al. (1984)、Graham and Barnett (1987) 等によってなされている。それによると、おおよそ  $27^{\circ} - 28^{\circ} \text{C}$  に海面温度の臨界値があり、この海面温度を境に対流活動が急激に活発化するものの、この海面温度以上に海面温度が高くても対流活動がより活発になることはないとの結果が示されている。また Gill and Rasmusson (1983) は 82/83 エルニーニョ時に西太平洋の対流活動は海面温度のアノマリーではなく  $29^{\circ} \text{C}$  の暖かい海面温度域と対応して東へ移動したことを示した。一方、Ramage (1977) や Khalsa (1983) によれば高い海面温度と降水量異常(対流活動の指標)が対応していないことを示している。このように海面温度と対流活動の対応は、Ichie and Petersen (1963) や Bjerknes (1966, 1969) が示したような簡単なものではないことが示唆される。この章では Split Window によって海面温度および対流活動と水蒸気量に関する指標をより客観的に算定し、これらの間について局所的な対応がどうなっているかについて調査する (Inoue, 1990)。

##### 4.1 データ

極軌道衛星 NOAA-7 号に搭載されている AVHRR の Split Window データを用いる。データの期間は 1983 年 9 月 1 日から 1984 年 8 月 31 日までの 1 年間で、解析領域は西太平洋の  $30^{\circ} \text{N} - 20^{\circ} \text{S}$  および  $120^{\circ} \text{E} - 170^{\circ} \text{W}$  とした。いわゆる GAC データを用いたので空間分解能は直下点で  $\sim 3 \times 5 \text{ km}^2$  である。解析領域を緯・経度  $0.1^{\circ}$  でグリッド化し、各グリッドに最も近い GAC データを選び基本データを作成した。第3章では衛星天底角が  $30^{\circ}$  以下のデータのみを用いたが、ここでは衛星天底角が  $45^{\circ}$  以下までのデータを利用した。基本データは  $11 \mu\text{m}$  と  $12 \mu\text{m}$  の輝度温度および衛星天底角からなる。海面温度、水蒸気量の指標および対流活動の指標はすべてこの基本データから算出する。

##### 4.1.1 海面温度

NOAA-9 号の Split Window から、米国大気海洋庁の海面温度算出アルゴリズムにより熱帯太平洋で衛星データのみから 30 日平均海面温度分布図を作成し、気象庁で発行している月平均海面温度分布と比較すると良好な対応があることが示された (Inoue, 1989)。ここでも NOAA-7 号用に米国大気海洋庁で作成された次式で示す海面温度算出アルゴリズムで海面温度を算出した。