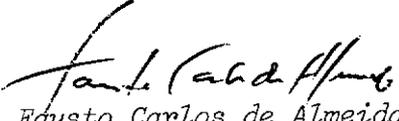


1. Publicação nº <i>INPE-2235-MD/015</i>	2. Versão	3. Data <i>Out., 1981</i>	5. Distribuição <input type="checkbox"/> Interna <input checked="" type="checkbox"/> Externa <input type="checkbox"/> Restrita
4. Origem <i>DME</i>	Programa <i>METEOR</i>		
6. Palavras chaves - selecionadas pelo(s) autor(es) <i>SATÉLITES</i> <i>METEOROLOGIA</i> <i>SENSORIAMENTO REMOTO</i>			
7. C.D.U.: <i>551.507.362.2:528.711.7</i>			
8. Título <i>CURSO DE SATÉLITES METEOROLÓGICOS</i> <i>- APLICAÇÕES E FOTO INTERPRETAÇÃO -</i> <i>PARTE C</i>		10. Páginas: <i>62</i>	
		11. Última página: <i>17.29</i>	
		12. Revisada por	
9. Autoria <i>vide página - i -</i>		 <i>Fausto Carlos de Almeida</i>	
Assinatura responsável		 <i>Nelson de Jesus Parada</i>	
14. Resumo/Notas <i>Devido a posição de destaque que os satélites ocupam na pesquisa e desenvolvimento do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), o departamento de Meteorologia do Instituto vem periodicamente oferecendo cursos sobre satélites meteorológicos com o objetivo de "transferir para os profissionais na área de meteorologia a experiência adquirida pelo Instituto, no campo dos satélites meteorológicos". Esta coletânea de trabalhos, parte do curso Satélites Meteorológicos - Aplicações e Foto Interpretação, realizado de 05 à 22 de outubro de 1981, representa um esforço no sentido de cumprir com o objetivo acima proposto.</i>			
15. Observações <i>O fato de ser mencionado um aparelho, marca ou sistema não implica em recomendação ou endosso do INPE (válido para as parte A e B).</i>			

9. Aatoria *Fausto Carlos de Almeida*
Ricardo Negreiros de Paiva
Luiz Danilo Damasceno Ferreira
Hans Ulrich Pilchowski
Válder Matos de Medeiros
Luiz Carlos Baldicero Molion
Pedro Rubens A. de Carvalho
Pedro Rubens A. de Carvalho
Eduardo M. B. Alonso
Paolo Pio Camilli
Juan Carlos Pinto de Garrido
José Roberto de Oliveira
Fausto Carlos de Almeida
José Roberto de Oliveira
Pedro Rubens A. de Carvalho
Jorge Conrado Conforte
Nelson Arai
Fausto Carlos de Almeida
Nelson Arai
Jorge Conrado Conforte
Nelson Jesus Ferreira
Merrit Raymond Stevenson
Keiko Tanaka
Hecto Manuel Inostroza Villagra
Marlene Elias
Michael Allan Fortune
Marco Antonio Maringolo Leme
Vernon Edgar Kousky

SUMÁRIO

Pág.

PARTE C

<u>CAPÍTULO 15 - A SEVERIDADE DAS GEADAS DE JULHO DE 1981, VISTAS PE</u> <u>LO SATÉLITE</u>	15.1
15.1 - Introdução	15.1
15.2 - Situação sinótica da geada: Condições de 19 a 24 de julho de 1981	15.3
15.3 - Mapeamento das baixas temperaturas nas noites de 20 e 21 de julho	15.4
15.4 - Documentação da geada com verdade terrestre	15.13
15.5 - Conclusão e trabalhos futuros	15.16
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	15.17
<u>CAPÍTULO 16 - OS SATÉLITES E A PREVISÃO NUMÉRICA DE TEMPO</u>	16.1
16.1 - Introdução	16.1
16.2 - A rede convencional	16.1
16.3 - Previsão numérica utilizando dados de satélites	16.3
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	16.6
<u>CAPÍTULO 17 - INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS DE SATÉLITES</u>	17.1
17.1 - Introdução	17.1
17.2 - Processos de formação de nuvens	17.2
17.2.1 - Movimentos verticais induzidos dinamicamente	17.2
17.2.2 - Movimentos verticais induzidos convectivamente	17.9
17.2.3 - Movimentos verticais forçados	17.14
17.3 - Formação de certos tipos de nuvens	17.14
17.3.1 - Cirrus	17.14
17.3.2 - Altostratus	17.20
17.3.3 - Cumulonimbus	17.21
17.4 - Configurações e tipos de nuvens associados a um sistema t ₁ pico de baixa pressão de latitude média	17.25

CAPÍTULO 15

A SEVERIDADE DAS GEADAS DE JULHO DE 1981, VISTAS PELO SATÉLITE

	<u>Pág.</u>
15.1 - Introdução	15.1
15.2 - Situação sinótica da geada: Condições de 19 a 24 de julho de 1981	15.3
15.3 - Mapeamento das baixas temperaturas nas noites de 20 e 21 de julho	15.4
15.4 - Documentação da geada com verdade terrestre	15.13
15.5 - Conclusão e trabalhos futuros	15.16
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	15.17

Autor: Michael Allan Fortune

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
15.1 - Resumo da situação sinótica das geadas de julho, 1981..	15.5
15.2 - Imagem convencional de satélite SMS, no infravermelho, da Região Sul do Brasil às 6:00 HL do dia 21 de julho de 1981	15.6
15.3 - Imagens realçadas da temperatura da superfície terrestre durante a noite da geada severa no Brasil, 20 e 21 de julho de 1981	15.7
15.4 - Imagens realçadas da temperatura da superfície terrestre durante a noite da geada severa no Brasil, 20 e 21 de julho de 1981, 3:00 e 5:00 HL	15.8
15.5 - Imagens realçadas da temperatura da superfície terrestre durante a noite da geada severa no Brasil, 20 e 21 de julho de 1981, 6:30 e 7:30 HL	15.9

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
15.1 - Relação entre temperatura e cor para as curvas de realce utilizadas neste estudo	15.10
15.2 - Temperaturas mínimas no estado de São Paulo nas manhãs de 21 e 22 de julho de 1981	15.14
15.3 - Temperaturas mínimas no estado do Paraná em 21/07/81 e 22/07/81	15.15

CAPÍTULO 15

A SEVERIDADE DAS GEADAS DE JULHO DE 1981, VISTAS PELO SATÉLITE

15.1 - INTRODUÇÃO

Antes do inverno de 1981, o Departamento de Meteorologia do INPE passou a dispor de meios para documentar a intensidade e a localização de geadas, em tempo real, em virtude de tecnologia para receber, processar e exibir imagens de satélite, com grande detalhes, que havia sido implementado (Molion et alii, 1981). O Departamento de Meteorologia, consciente da importância do monitoramento preciso e imediato das temperaturas de superfície continentais, utilizando dados de satélite e desejando aproveitar a estação de inverno para coletar os dados necessários para aperfeiçoar um modelo de previsão de curto prazo para ocorrência de geada, lançou a "operação inverno" para alcançar esses objetivos. Fazia parte dos planos documentar de diversas maneiras, a localização e a área com temperatura de congelamento durante as noites com possibilidade de geada. Para esse fim, dispunha-se de três métodos diferentes de armazenar dados de satélite:

- a) Gravação em fita magnética, do sinal bruto do satélite meteorológico SMS-Leste. Os dados brutos de imagens no infravermelho, obtidas em intervalos de uma hora durante a noite, seriam mais tarde analisadas com a ajuda de computadores.
- b) Confecção de uma fotografia bem detalhada num filme de alta densidade a partir de imagens no infravermelho, especialmente realçadas para delinear os contornos da temperatura continental, com precisão de 1°C. Isto foi realizado com o VIZIR, um imageador a laser de origem francesa, que passou recentemente a operar no INPE diariamente.

c) Exibição das mesmas imagens em tempo real nas telas de televisão da "Unidade de Armazenamento e Análise de Imagens (UAI)". Esta unidade eletrônica, em grande parte desenvolvida pelo Eng. Paulo Pio Camilli, pode também realçar imagens e exibir uma sequência de imagens no modo de animação, revelando o movimento das nuvens e a marcha da configuração dos campos de temperatura. O sistema conta com dois monitores de televisão, um a cores e outro em preto-e-branco. Durante a "Operação Inverno", pretendia-se lançar mão de ambas as telas, em intervalos regulares de tempo. Isto se mostrava necessário em virtude do sistema não ter ainda a capacidade de armazenar as imagens vistas na tela, em caráter permanente.

Além disto, foram também coletadas observações convencionais da geada:

- a) As observações meteorológicas da rede de estações da OMM, recebidas no INPE via teletipo, eram continuamente analisadas pelos meteorologistas. As observações de temperatura mínima mostraram-se especialmente úteis para confirmar e calibrar as informações de satélite.
- b) Foram feitos acordos com o Instituto de Pesquisas Agronômicas (IPAGRO), do Estado do Rio Grande do Sul, e com o Instituto Agronômico do Paraná (IAPAR), para que observações especiais fossem realizadas durante as noites de alerta de geada, mediante aviso antecipado do INPE. Estas observações da rede de estações agrometeorológicas seriam imediatamente transmitidas ao INPE.

As diversas partes do plano foram sendo prontadas uma a uma; em junho de 1981 o sistema estava pronto para ser testado. Um pouco de experiência foi adquirida com várias geadas leves que ocorreram em junho e no início de julho. Contudo, foi somente na semana de 19-24 de julho que uma geada severa realmente ocorreu.

15.2 - SITUAÇÃO SINÓTICA DA GEADA: CONDIÇÕES DE 19 A 24 DE JULHO DE 1981

As condições meteorológicas associadas com esta geada eram bastante diferentes daquelas de 1975 e de 1979 e uma das mais no táveis geadas ocorridas no Brasil. Ao contrário do ocorrido nesses even tos, a presença de uma frente fria não foi um fator de influência na in trodução da massa de ar frio e também não houve um escoamento direto de ar subártico do sul do Chile e Argentina, canalizado através do flanco leste da Cordilheira dos Andes para o sul do Brasil. Isto ocorre fre quentemente, quando um cavado de uma onda longa bastante intensa na at mosfera amplifica-se tanto que o ar é forçado inicialmente a passar através das proximidades das latitudes antárticas e depois através de latitudes subtropicais, na sua marcha ao redor do globo. Estas condi ções, que são esperadas como aquelas que precedem a geada, não ocorre ram durante o experimento de 1981.

Uma frente fria passou realmente através da área nos dias 17 e 18 de julho, mas não foi forte, produzindo algumas chuvas e paran do próximo ao Rio de Janeiro por alguns dias, não conseguindo atingir Cabo Frio. (Em contraste, essa frente fria entrou vigorosamente no Oes te do Brasil, Cuiabá, no Mato Grosso e o sul do Pará experimentaram baixas de temperatura nunca vistas, e a frente chegou ainda a cruzar o equador, penetrando no Hemisfério Norte, entrando na Colômbia e Venezue la).

O elemento importante na geada deste ano foi a passagem de uma baixa despreendida, através do Sul do Brasil. A Figura 15.1 for nece a síntese da situação sinótica. Pode-se ver um vórtice circular fe chado sobre o Estado do Paraná (a análise é para 20 de julho). O vórti ce, que é chamado ciclone, devido à direção do fluxo ser no sentido ho rário e a pressão no seu centro ser baixa, apresentou-se forte no ar su perior e praticamente não perceptível por observações à superfície. Como é indicado no mapa, em 18 de julho este vórtice foi formado a oeste do Uruguai. Quando se formou, o ciclone prendeu um bolsão de ar frio no seu centro, ar que tinha chegado a pouco tempo de latitudes subantárticas. O vórtice, então, movimentou-se lentamente em direção ao Sul do Brasil, atingindo a Costa Atlântica, próxima a Paranaquã, na noite do dia 20.

Em todas as noites, de 18 a 22, ele provocou uma faixa de temperatura abaixo do ponto de congelação, no seu flanco oeste, mas somente três dias depois ele causou geadas prejudiciais. Nota-se também a presença de um forte anticiclone à superfície (célula de alta-pressão), partido em duas células sobre o Paraguai e o Uruguai.

Quando o vórtice entrou no Brasil, nuvens extensas mostraram a possibilidade da ocorrência de geadas na manhã do dia 20 de julho, exceto em pequenas áreas no Paraná, próximas à fronteira com São Paulo, onde o céu se apresentava claro. Na noite seguinte (21 de julho) sob céu claro, ocorreram algumas geadas, a serem descritas na próxima seção. Em 22 de julho, somente uma leve geada ocorreu: temperaturas no abrigo não baixaram a menos de zero em nenhuma estação da rede, embora condições de subcongelamento tenham aparecido em locais como vales.

15.3 - MAPEAMENTO DAS BAIXAS TEMPERATURAS NAS NOITES DE 20 E 21 DE JULHO

Nesta noite, o INPE obteve êxito na documentação do local e da intensidade das áreas mais frias, através da utilização das fotografias do UAI. Na Figura 15.2, que é uma imagem convencional da área afetada, obtida pelo canal infravermelho do satélite SMS, às 6:00 HL, pode-se ver a nuvem espiralada do vórtice desprendido no sudeste de Santa Catarina. Virtualmente, todo o Sul do Brasil aparenta ter céu claro e baixas temperaturas de superfície, como sugerida pela região sombreada em cinza-claro no oeste de São Paulo e áreas adjacentes, e também pela aparência escura dos rios Paraná e Paranapanema, Pantanal, e alguns reservatórios, que são mais escuros devido ao fato de suas águas serem mais quentes que o continente.

Com a finalidade de obter os padrões de temperatura, é necessário realçar as imagens. Os resultados desta operação foram mostrados na tela de TV colorida e aparecem nas Figuras 15.3, 15.4 e 15.5. Cada cor corresponde a um intervalo de 1°C , como mostrado na Tabela 15.1. As cores importantes são o azul, que representa a área de 0° ; e o violeta, o vermelho, e o amarelo-escuro, que representam -1° , -2° e -3°C , respectivamente.

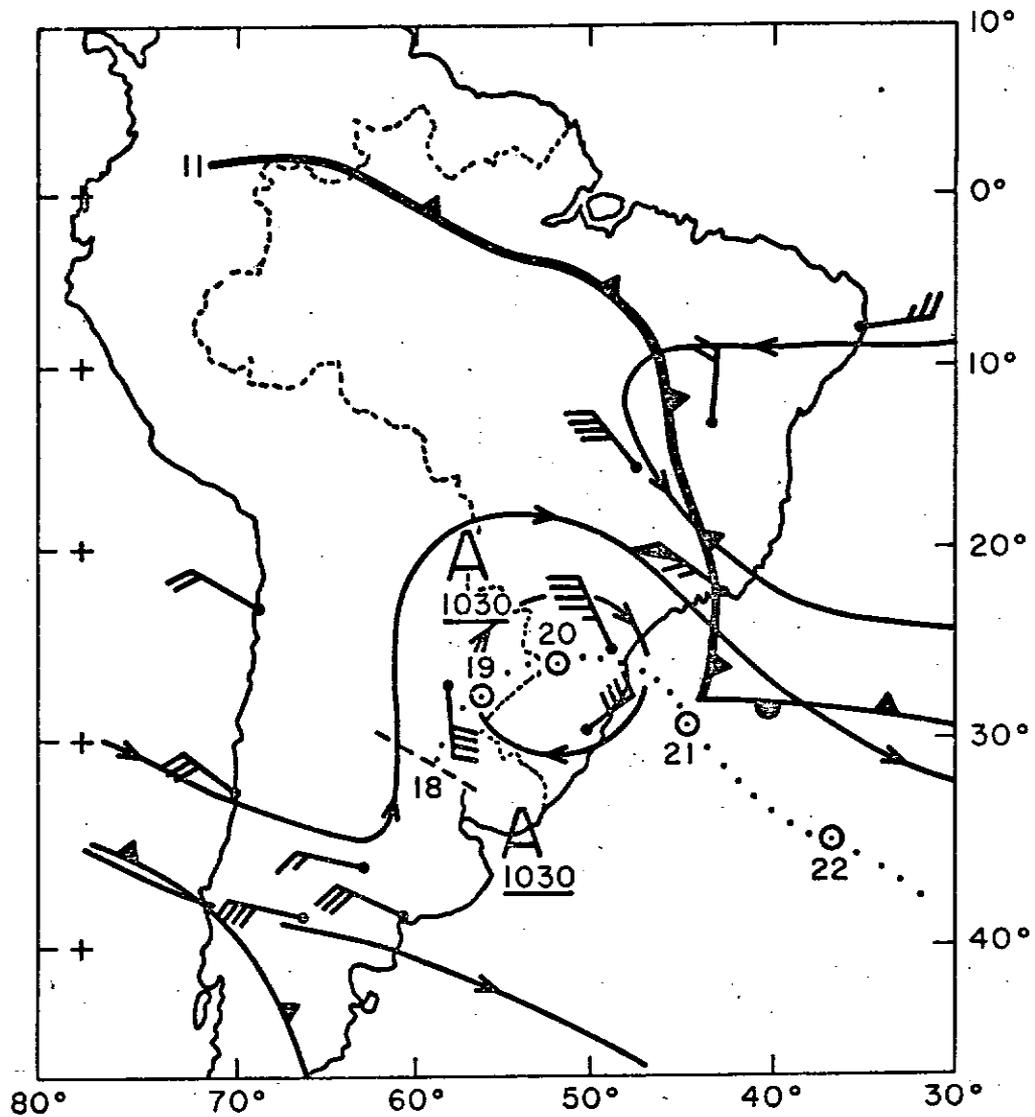


Fig. 15.1 - Resumo da situação sinótica das geadas de julho de 1981.

- A análise é para 9:00 HL (hora local do oeste do Brasil) em 20 de julho de 1981, que foi o dia anterior à noite de temperaturas mais baixas. A linha escura mais grossa com pontas é a frente fria à superfície, as curvas mais finas são os contornos do fluxo em 500 mb, e algumas observações de vento a 500 mb são mostradas. O vórtice fechado (um ciclone) é evidente sobre o Estado do Paraná. A posição para cada dia do vórtice às 8:00 HL é mostrado pelos círculos com pontos no seu interior, e a linha pontilhada é a trajetória. Dois centros de alta pressão à superfície (A) com pressão máxima de 1030 mb são mostrados.

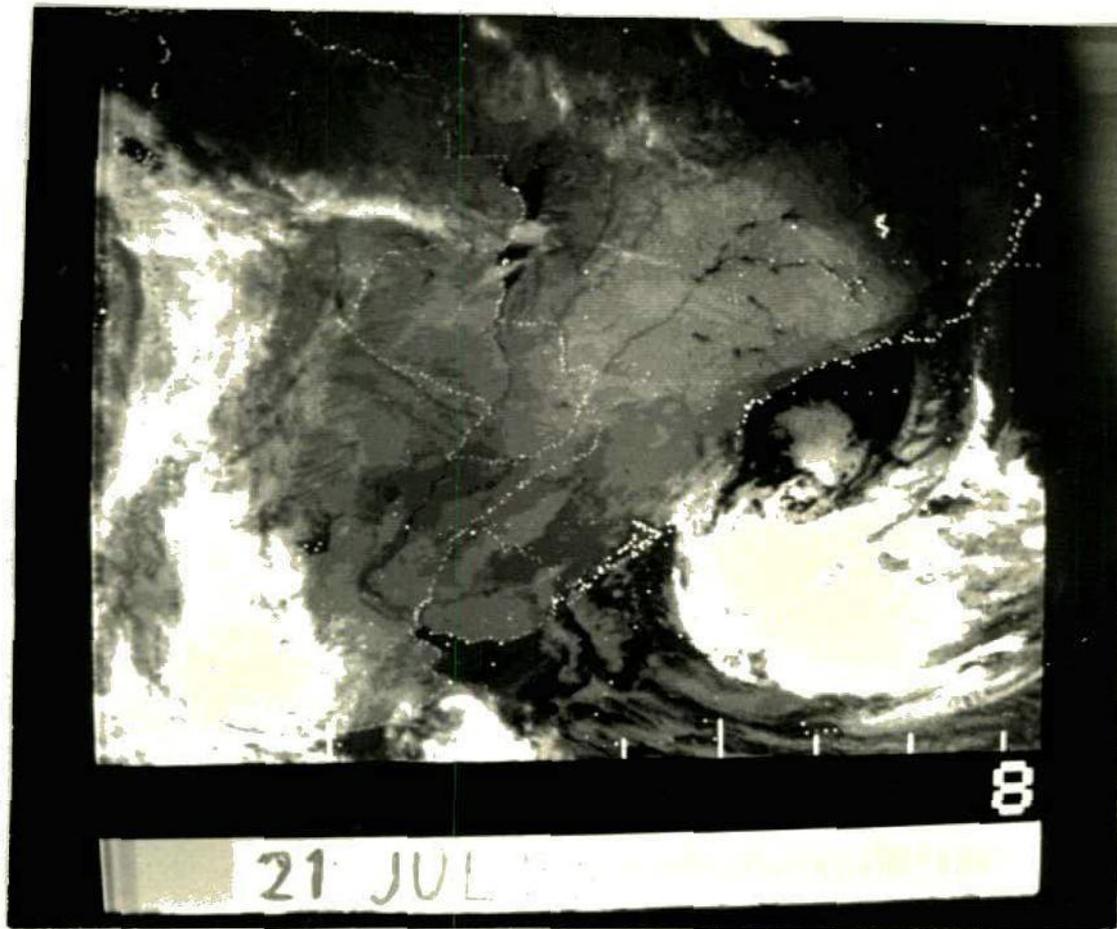


Fig. 15.2 - Imagem convencional do satélite SMS, no infravermelho, região Sul do Brasil às 6:00 HL do dia 21 de julho de 1981.
- Um mapa é superposto. Esta imagem foi fotografada da tela de TV em preto e branco do UAI.

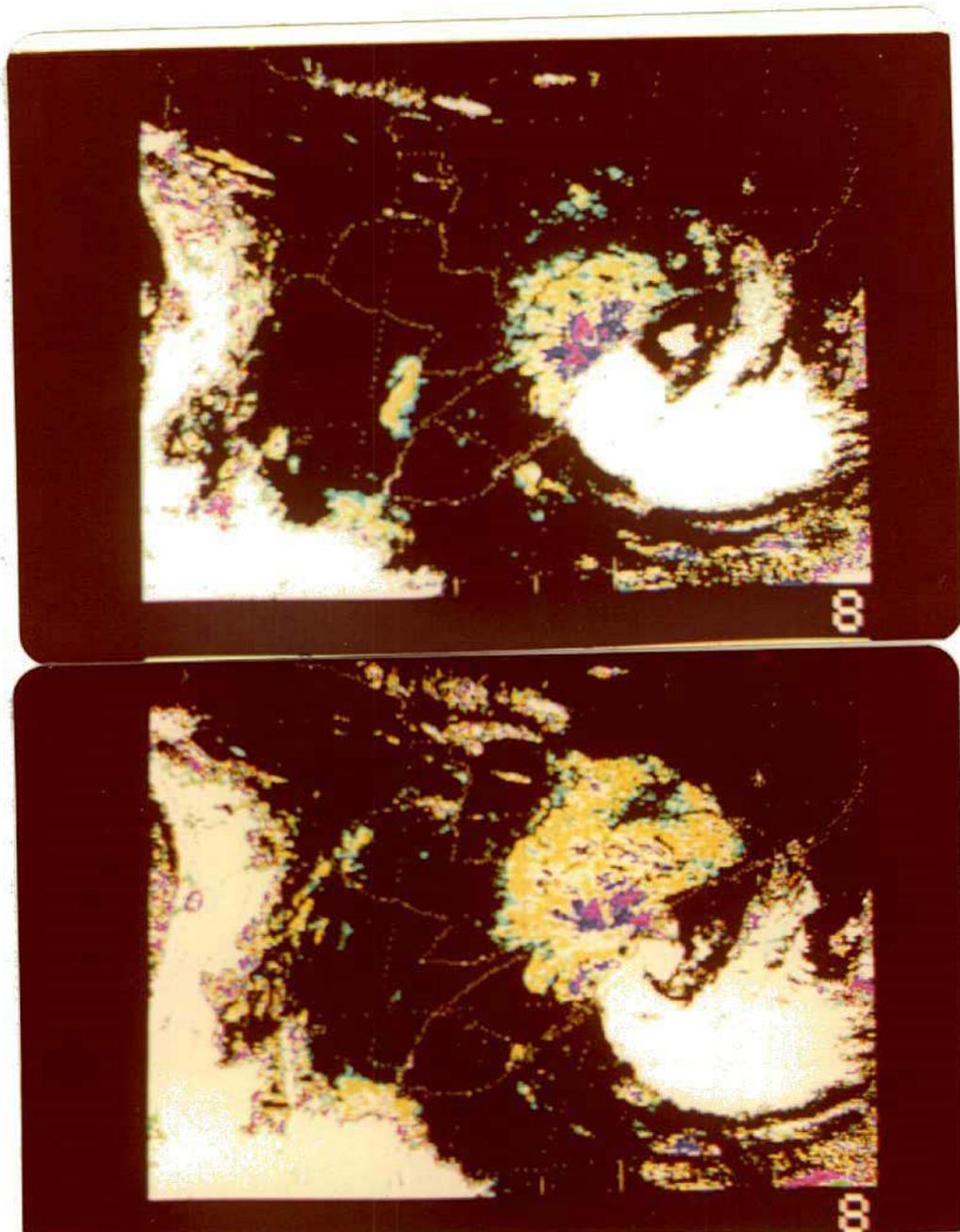


Fig. 15.3 - Imagens realçadas da temperatura da superfície terrestre durante a noite da geada severa no Brasil, 20 a 21 de julho de 1981.

- As imagens, às 21:00 e 0:00 horas, foram fotografadas na tela de TV a cores do UAI. (Veja a Tabela 15.1 para a relação da cor para a temperatura).

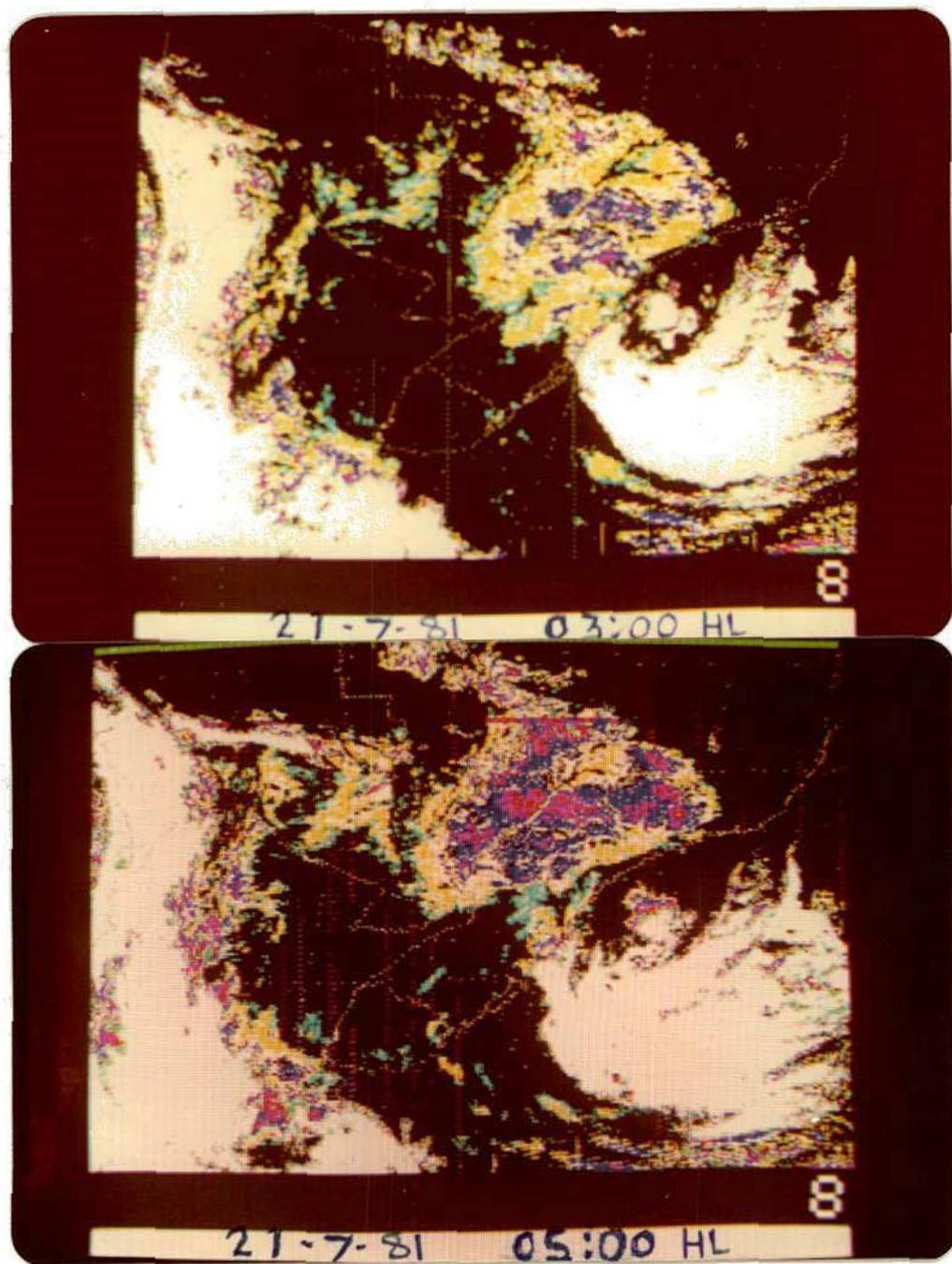


Fig. 15.4 - Imagens realçadas da temperatura da superfície terrestre durante a noite da geada severa no Brasil, 20 a 21 de julho de 1981, 3:00 e 5:00 HL.

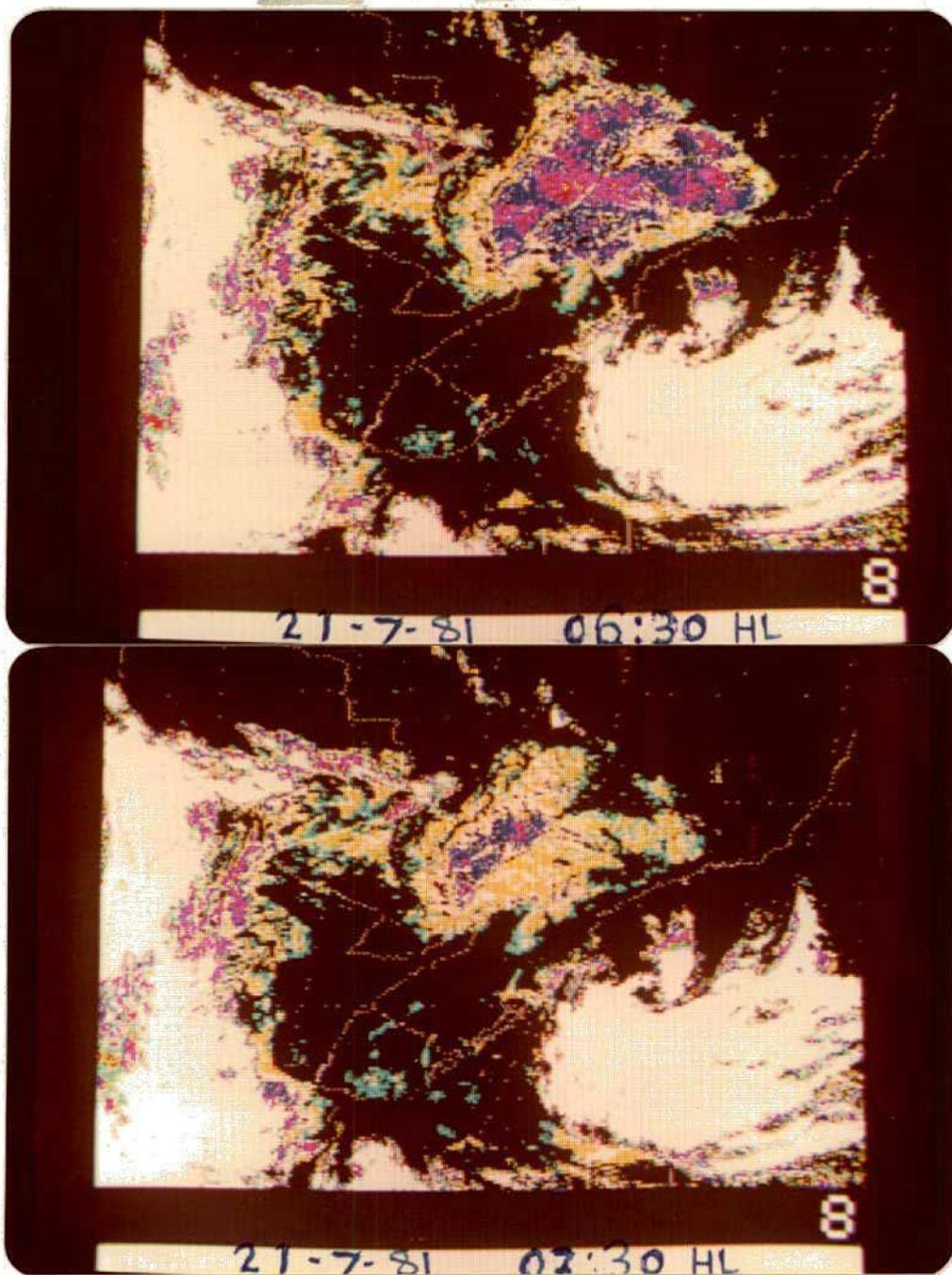


Fig. 15.5 - Imagens realçadas da temperatura da superfície terrestre durante a noite da geada severa no Brasil, 20 a 21 de julho de 1981, 6:30 e 7:30 HL.

TABELA 15.1

RELAÇÃO ENTRE TEMPERATURA E COR PARA AS CURVAS
DE REALCE UTILIZADAS NESTE ESTUDO

CÔR	TEMPERATURA
Preto	acima + 4 ⁰ C
Azul-Verde	+ 3 ⁰ C \bar{a} + 4 ⁰ C
Amarelo	+ 2 ⁰ C \bar{a} + 3 ⁰ C
Branco (dentro do amarelo)	+ 1 ⁰ C \bar{a} + 2 ⁰ C
Preto (dentro do branco)	0 ⁰ C \bar{a} + 1 ⁰ C
Azul	- 1 ⁰ C \bar{a} 0 ⁰ C
Violeta	- 2 ⁰ C \bar{a} - 1 ⁰ C
Vermelho	- 3 ⁰ C \bar{a} - 2 ⁰ C
Amarelo (dentro do vermelho)	- 4 ⁰ C \bar{a} - 3 ⁰ C
Branco (exterior)	nūvens

É importante lembrar que as temperaturas sensoriadas pelo satélite correspondem a um valor integrado sobre uma área de 10 km x 10 km, ou 100 km², no melhor dos casos. Alguns pontos dentro da menor área ("pixel") devem ser mais frios que a média, ao passo que outros devem ser mais quentes. Portanto, se o satélite detecta uma temperatura de -3°C, para um "pixel", então talvez, as regiões mais baixas possam atingir temperaturas tão baixas quanto -6°C, e as mais altas, temperaturas de 0°C. Assim espera-se existir uma certa diferença entre os valores obtidos pelo satélite e os observados.

Outra fonte de erro é a absorção da radiação térmica pelo vapor d'água, que ocorre à medida que ela é emitida da superfície para o espaço. Este efeito faz com que a temperatura detectada pelo satélite pareça ser mais fria do que realmente é. Observou-se que este efeito foi virtualmente nulo durante o inverno de 1981, talvez porque as massas de ar eram extremamente secas. Investigações adicionais desse fator serão feitas.

Nas Figuras 15.3, 15.4 e 15.5, observa-se a configuração da temperatura durante o período de 20 e 21 de julho de 1981, quando ocorreu uma forte entrada de ar frio. O elemento surpreendente é que a área com temperaturas negativas, na realidade decresceu das 21:00 às 3:00, embora a área com temperaturas positivas, próximas do ponto de congelamento (amarelo-claro e ciani), estivesse aumentado. Observa-se que a área, afetada deslocou-se do Paraná, às 21:00, em direção ao norte, penetrando em São Paulo às 3:00 hs.

Nota-se também, a expansão abrupta da área de subcongelamento entre 3:00 e 5.00 h., e a ocorrência de temperaturas cada vez mais baixas, conforme indicado pelas pequenas áreas em vermelho-escuro, no sul do Mato Grosso e de Minas Gerais. A temperatura nessas duas áreas continuou a decrescer, porque em torno de 6:30 h. (foto superior na Figura 15.5), pequenas áreas em amarelo aparecem dentro da zona em vermelho, indicando temperaturas médias em torno de -4°C. O efeito do nascer do sol, pode ser visto na última foto às 7:30. As temperaturas

mais frias desapareceram no Estado de São Paulo e Minas Gerais, mas continuaram em Mato Grosso, onde o sol ainda não tinha nascido.

Após o nascer do sol, foi possível obter uma imagem, no visível, como visto na Figura 15.6. Isto é necessário para documentar a localização de nuvens baixas que podem causar confusão na interpretação das imagens no infravermelho, obtidas durante a noite, porque as nuvens podem ter a mesma temperatura do solo.

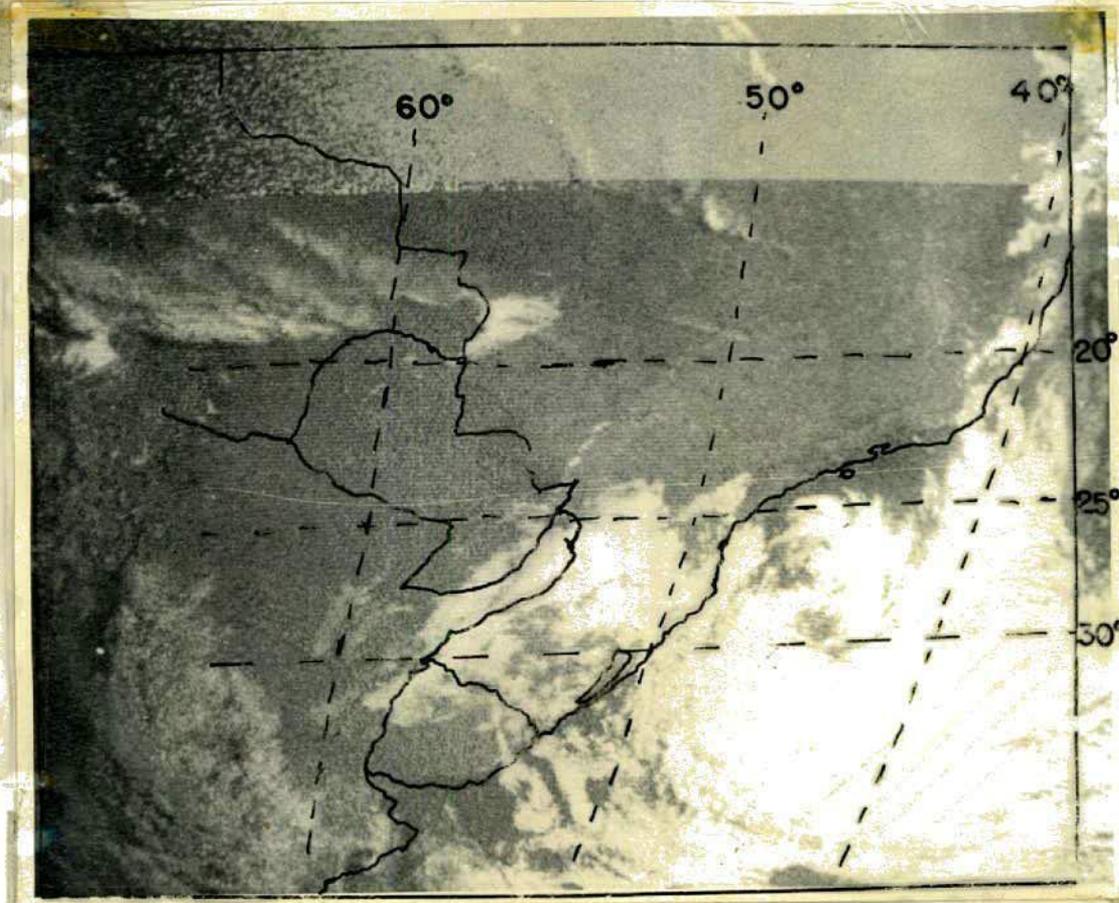


Fig. 15.6 - Imagem SMS, no visível da Região sul do Brasil, às 8:30 HL, do dia 21 de julho de 1981, fotografada da tela de TV do UAI.

Na Figura 15.6, pode-se ver que a maior parte dos Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul encontra-se coberta por nuvens; isto provavelmente é responsável pela ausência de geadas nesses Estados. Outra razão pode ser a advecção de ar marítimo e quente no flanco sul da baixa despreendida. De fato, essas nuvens baixas estavam mais quentes do que a superfície terrestre (debaixo de céu claro) ao norte, nos Estados do Paraná e São Paulo. Isto pode ser visto nas Figuras 15.3, 15.4 e 15.5, onde os Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul aparecem em preto.

15.4 - DOCUMENTAÇÃO DA GEADA COM VERDADE TERRESTRE

Outro objetivo da operação inverno foi confirmar a configuração de temperatura, vista pelo satélite, com observações especiais em estações agrometeorológicas. Essas observações incluem a temperatura mínima no abrigo, a mínima de relva, a do solo em várias profundidades, o vento e a umidade relativa. As temperaturas mínimas do abrigo e da relva, no mesmo dia em que ocorre para as geadas, estão apresentadas na Tabela 15.2, para o Estado de São Paulo, e na Tabela 15.3, para o Estado do Paraná. Observa-se que:

- . a geada foi muito mais severa em São Paulo do que no Paraná;
- . a parte norte do Estado, principalmente a área perto de Ribeirão Preto, foi muito mais afetada;
- . a geada no dia 22 foi menos intensa que no dia 24;
- . a diferença entre as temperaturas de abrigo e de relva, na mesma estação, varia consideravelmente de uma estação para outra. Isto provavelmente é provocado por práticas de observações inconsistentes.

TABELA 15.2

TEMPERATURAS MÍNIMAS NO ESTADO DE SÃO PAULO NAS MANHÃS
DE 21 E 22 DE JULHO DE 1981

ESTAÇÃO	21/7/81		22/7/81	
	ABRIGO	RELVA	ABRIGO	RELVA
Ataliba Leonei	- 0.3	- 4.0	1.5	- 1.7
Campinas	0.2	- 7.2	5.0	- 2.0
Cássia dos Coqueiros	- 2.5	---	1.3	---
Cordeirópolis (Limeira)	- 0.6	- 6.0	3.4	- 3.2
Pindorama	- 2.1	- 10.2	2.6	- 3.9
Capão Bonito	- 2.0	---	1.7	---
Itararé	- 2.0	- 2.0	3.4	- 1.0
Jaú	- 0.3	- 6.0	4.0	- 1.0
Jundiaí	- 1.4	---	1.0	---
Mococa	- 0.2	- 4.6	2.4	- 2.2
Monte Alegre do Sul	0.0	- 4.0	---	---
Pariquera-açú	4.8	1.6	6.8	4.8
Pindamonhangaba	- 0.5	- 2.2	0.0	- 2.0
Piracicaba	- 1.0	---	0.1	---
Ribeirão Preto	- 1.2	- 8.2	0.5	- 6.3
Tatui	- 1.0	- 4.2	1.0	- 1.4
Tietê	0.8	- 2.8	3.8	- 0.8
Ubatuba	7.4	3.0	7.8	3.8
Garça	- 2.0	---	7.0	---

FONTE: Instituto Agronômico de Campinas (SP)

TABELA 15.3

TEMPERATURAS MÍNIMAS NO ESTADO DO PARANÁ
EM 21/07/81 E 22/07/81

	21/7/81		22/07/81	
	"ABRIGO"	"RELVA"	"ABRIGO"	"RELVA"
Londrina	+0.2	-3.0	+4.8	+1.4
Cambarã	-2.2	-5.0	+4.6	+1.3
Ponta Grossa	0.0	-1.9	+1.2	-0.6
Clevelândia	0.0	-	+3.3	-0.2
Guarapuava	-0.8	-4.2	+2.8	-0.8
Piraquara (Curitiba)	-	-	+1.6	-0.2

FONTE: Instituto Agronômico do Paraná (IAPAR)

1

15.5 - CONCLUSÃO E TRABALHOS FUTUROS

Este trabalho demonstrou a viabilidade de monitorar a área afetada pela geada e avaliar a intensidade da geada em tempo real, utilizando imagens de satélite especialmente realçadas. A geada que ocorreu nos dias 20 e 21 de julho de 1981 afetou principalmente o Estado de São Paulo, o norte do Paraná, o sul do Mato Grosso do Sul e o sul de Minas Gerais, tendo sido a mais severa das geadas desde 1975 em algumas destas áreas.

Trabalhos a serem desenvolvidos num futuro próximo incluem: a calibração das temperaturas observadas pelo satélite, com observações de verdade-terrestre; uma avaliação da área total registrada dentro de cada intervalo de temperatura; teste de outras curvas de realce, que possam ser mais precisas ou de mais fácil observação visual; e uma avaliação das condições sinóticas e topográficas, responsáveis pela distribuição de temperaturas observadas em 21 de julho.

Finalmente, o objetivo maior é desenvolver, testar e tornar operacional, um modelo físico/estatístico de previsão da marcha da temperatura em várias localizações-chaves, durante uma noite de possível geada, dada uma sequência de imagens de satélite e observações de terra, obtidas anteriormente. Este modelo será baseado no modelo de Sutherland (1980) e incorporará muitas das técnicas de obtenção de dados e visualização em tela de TV, usadas por Sutherland et alii (1979).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- MOLION, L.C.B., FERREIRA, N.J e MEIRA FILHO, L.G. (1981). "O uso de Satélites Ambientais para Monitoramento de Geadas". (INPE-2128-RPE/352).
- SUTHERLAND, R.A.; LONFORD, J.L.; BARTHOLIC, L.F.; and BILL, R.G. (1979). "A Real-Time Satellite Data Acquisition, Analysis and Display System - a Practical Application of the GOES Network". *J. Applied Meteorology*, 18 nº 3, p. 355-360.
- SUTHERLAND, R.A. (1980). "Short-Range Objective Nocturnal Temperature Forecasting Models". *J. Applied Meteorology*, 19, nº 3, p. 247-255.

CAPÍTULO 16

OS SATÉLITES E A PREVISÃO NUMÉRICA DE TEMPO

	<u>Pág.</u>
16.1 - Introdução	16.1
16.2 - A rede convencional	16.1
16.3 - Previsão numérica utilizando dados de satélite	16.3
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	16.6

Autor: Marco Antonio Maringolo Leme

CAPÍTULO 16

OS SATÉLITES E A PREVISÃO NUMÉRICA DE TEMPO

16.1 - INTRODUÇÃO

Previsão Numérica de Tempo (PNT) é uma modalidade de previsão de tempo, em escala sinótica, baseada na solução das equações termo-hidrodinâmicas que governam o comportamento da atmosfera. Devido à complexidade dessas equações e ao elevado número de operações aritméticas envolvidas em uma previsão desse tipo, a viabilidade operacional teve que aguardar o advento do computador eletrônico digital. Isso por sua vez, faz com que as previsões numéricas sejam praticamente isentas do fator subjetividade, que caracteriza todas as outras técnicas de previsão. Uma revisão histórica da PNT e de seus aspectos científicos pode ser vista em Lemes e Moura (1980), por exemplo.

A qualidade de qualquer previsão quantificada de tempo, e de modo especial a previsão numérica, depende crucialmente dos dados meteorológicos que descrevem, também quantitativamente, o estado da atmosfera no início da previsão. É necessário que essas observações apresentem uma resolução espacial apropriada, para serem consideradas abrangentes e representativas da área da previsão; isso portanto, significa que não são o número de estações meteorológicas, mas também sua distribuição sejam fatores determinantes da qualidade e, por conseguinte, da utilização da previsão.

16.2 - A REDE CONVENCIONAL

A inadequação da rede convencional de estações no Hemisfério Sul é facilmente constatada na Figura 16.1, e pode ser explicada por ser esse hemisfério, em contraposição com o Hemisfério Norte, predominantemente formado de áreas oceânicas e de extensas áreas continentais de difícil acesso. Como consequência, decorre a inviabilização de uma expansão, em grande escala, da rede meteorológica convencional.

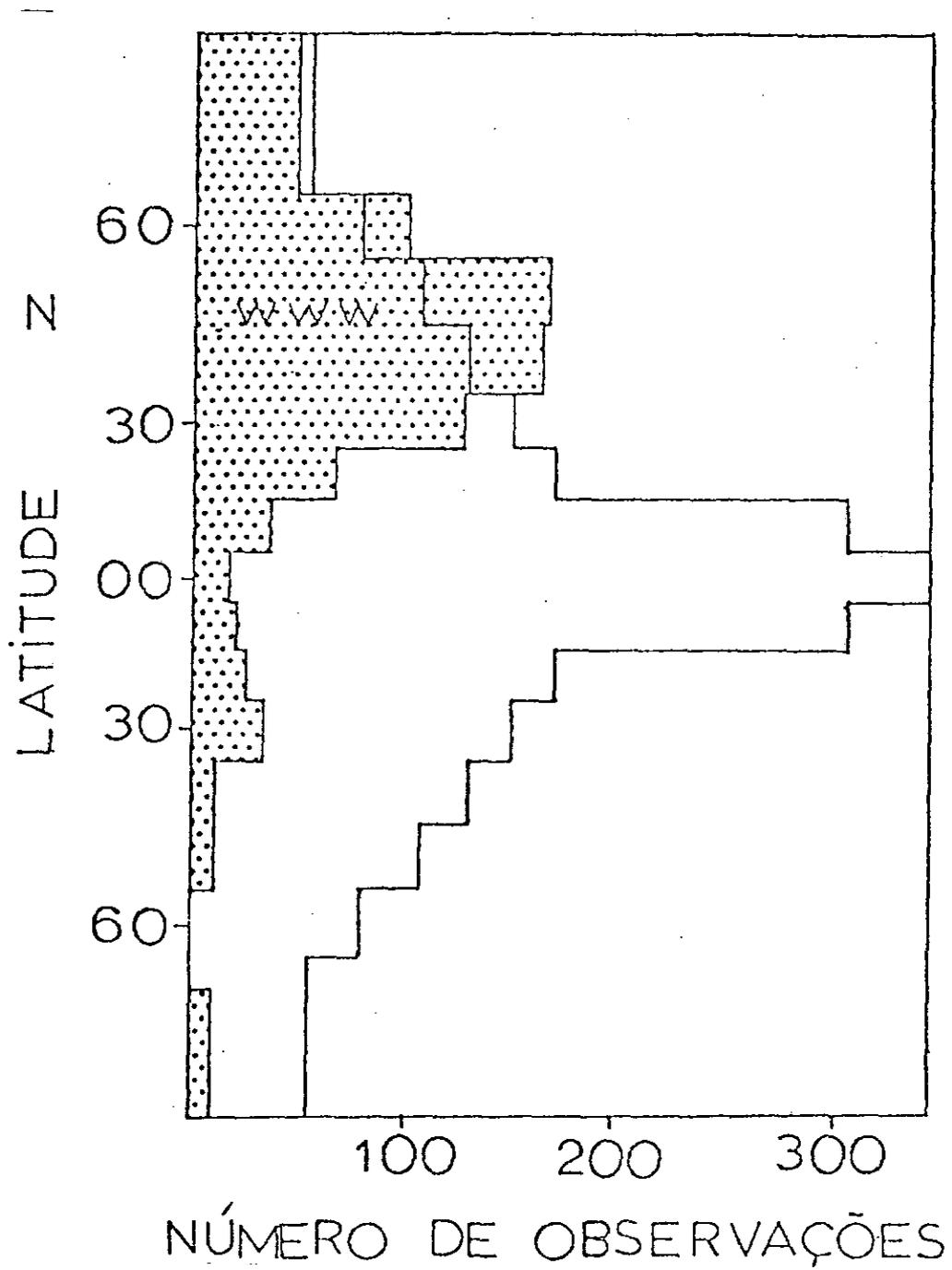


Fig. 16.1 - Número de observações (por bandas de 10° de latitude) necessário para preencher as exigências recomendadas pela WWF e número de observações existentes em 1977.

FONTE: Zillman (1977)

Com o advento do satélite meteorológico, o problema de cobertura observacional no Hemisfério Sul, e em particular sobre a América do Sul, está sendo gradativamente solucionado.

Hoje, os satélites meteorológicos são reconhecidos como parte essencial do sistema observacional global. No que diz respeito a tão desejada cobertura espacial, os satélites não encontram competidores. Por exemplo, satélites heliossíncronos podem observar, ao completar uma órbita, aproximadamente 8% da superfície da Terra, e os geossíncronos podem cobrir continuamente quase a metade do globo terrestre (a cada meia hora).

Mais do que simples fotos de cobertura de nuvens, os satélites, através de métodos radiométricos de sondagem atmosférica, permitem o levantamento de perfis de temperatura e umidade (sensores no infravermelho) e a detecção de áreas de precipitação dentro de grandes aglomerados de nuvens (sensores na região espectral de microondas). Em adição, é possível a extração de campos de ventos a partir do rastreamento de elementos de nuvens em fotos sucessivas (de meia em meia hora) de satélites geoestacionários. Essas informações de ventos são de grande relevância para qualquer esquema operacional de PNT que vier a ser implantado no Brasil, pois nos trópicos a maior parte da energia dos movimentos atmosféricos encontra-se na forma cinética e, assim sendo, os campos de ventos (ao invés de geopotencial) servirão de dados de entrada aos modelos numéricos.

16.3 - PREVISÃO NUMÉRICA UTILIZANDO DADOS DE SATÉLITE

A América do Sul recebe do Centro de Serviços de Satélites da Terra (NESS), em Washington, DC, EUA, mensagens contendo dados de satélites já processados e transmitidos pela rede de comunicações da Organização Meteorológica Mundial (O.M.M.). Essas mensagens, como SATEM (perfis de espessura de camadas, água precipitável nas camadas e dados sobre a tropopausa) e SATOB (vetores ventos), juntamente com todas as mensagens convencionais representam uma quantidade massiva de

dados, cujo aproveitamento quantitativo sã pode ser maximizado se mēto dos automáticos de tratamento de dados fõrem empregados. Técnicas de PNT prestam-se de modo excelente para tal propõsito, inclusive para con tornar o problema que dados de satēlites sã em geral assinõti cos e exigem cuidados especiais para serem assimilados por modelos nu mēricos de previsãõ.

Presentemente, reconhece-se que os dados de satēlites te rãõ um impacto maior na descriçãõ quantitativa da atmosfera do Hemisfē rio Sul, devido ã jã mencionada deficiēncia da rede observacional. Por outro lado, esses dados quando usados em experimentos de previsãõ numē rica no Hemisfērio Norte, comprovadamente melhoram a qualidade das pre visões, como ilustrado nas Figuras 16.2 a, b, c, d, e.

Nas Figuras 16.2 a, b tem-se a previsãõ de 72 horas para o campo de pressãõ ao nīvel do mar, na regiãõ da Amērica do Norte, ob tida por um modelo numērico (no caso, o modelo de 9 nīveis do GLAS), de 4^o por 5^o de resoluçãõ, com e sem dados de satēlites, respectivamen te. Nos experimentos realizados com dados de satēlites, foram incluī dos somente os perfis de temperatura nos dados iniciais de 11 de feve reiro 1976, 0000 TMG. A previsãõ com dados de satēlites foi bastante melhorada, ao se usar a versãõ 2.5^o por 3^o de resoluçãõ do mesmo mode lo do GLAS, como mostra a Figura 16.2 c, quando comparada com a anāli se de verificaçãõ (Figura 16.2 e).

A previsãõ numērica, aliada ao uso de satēlites meteorolõgicos revolucionam a àrea de previsãõ meteorolõgica e podem trazer inūmeros benefīcios para a comunidade meteorolõgica da Amērica do Sul, tanto na parte operacional, como tambēem no terreno da pesquisa.

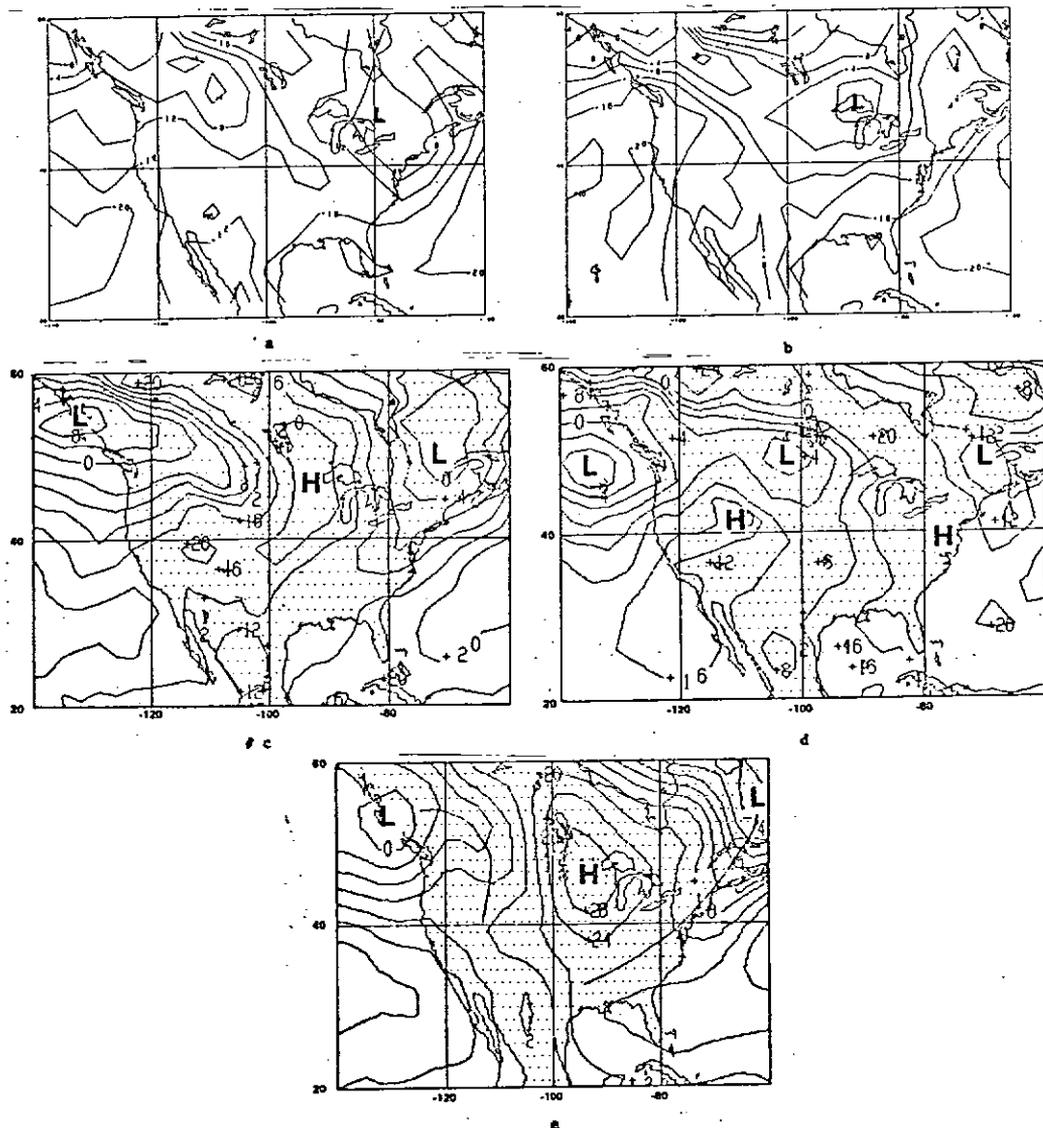


Fig. 16.2 - Campos de pressão ao nível do mar em 14 de Fevereiro de 1976, 0000 TMG.

- a) Previsão de 72 horas usando o modelo de GLAS de $4^{\circ} \times 5^{\circ}$ resolução, com dados de satélites (perfis de temperatura) incluso nas condições iniciais.
- b) A mesma previsão, usando o modelo do GLAS de $4^{\circ} \times 5^{\circ}$ de resolução, porém sem dados de satélites nas condições iniciais.
- c) Previsão de 72 horas usando o modelo do GLAS de $2.5^{\circ} \times 3^{\circ}$ de resolução, com dados de satélites (perfis de temperatura) incluso nas condições iniciais.
- d) A mesma previsão, usando o modelo do GLAS de $2.5^{\circ} \times 3^{\circ}$ de resolução, porém sem dados de satélites nas condições iniciais.
- e) A carta de verificação, preparada pelo Centro Nacional de Meteorologia, (MNC), EUA.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ATLAS, R.; HALEM, M.; CHIL, M. Subjective evaluation of the combined influence of satellite temperature sounding data and increased model resolution on numerical weather forecasting. In: CONFERENCE ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 4., Silver Spring, MD, 1979. Boston, AMS, 1979, p. 319-328.

LEMES, M.A.M.; MOURA, A.D. *Previsão numérica de tempo e sua perspectiva no Brasil*. São José dos Campos, INPE, jan. 1980. (INPE-1670-RPE/108).

ZILLMAN, J.W. The first GARP global experiment. Australian meteorological Magazine, 25:175-214, 1977.

CAPÍTULO 17

INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS DE SATÉLITES

	<u>Pág.</u>
17.1 - Introdução	17.1
17.2 - Processos de formação de nuvens	17.2
17.2.1 - Movimentos verticais induzidos dinamicamente	17.2
17.2.2 - Movimentos verticais induzidos convectivamente	17.9
17.2.3 - Movimentos verticais forçados	17.14
17.3 - Formação de certos tipos de nuvens	17.14
17.3.1 - Cirrus	17.14
17.3.2 - Altostratus	17.20
17.3.3 - Cumulonimbus	17.21
17.4 - Configurações e tipos de nuvens associados a um sistema tí pico de baixa pressão de latitude média	17.25

Autores: Vernon Edgar Kousky
Marlene Elias
Nelson Jesus Ferreira

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
17.1 - Configuração típica do escoamento ondulatório da troposfera média e superior, para o Hemisfério Sul	17.3
17.2 - Diagramas esquemáticos da vortacidade, para o Hemisfério Sul, de (A) vortacidade devida ao cisalhamento ciclônico; (B) vortacidade devida ao cisalhamento anticiclônico; (C) vortacidade devida à curvatura anticiclônica; (D) vortacidade devida à curvatura ciclônica	17.4
17.3 - Configuração do escoamento na troposfera média ou superior em função do cisalhamento e da curvatura horizontal	17.4
17.4 - Distribuição da componente vertical da vortacidade absoluta para a configuração da Figura 17.3	17.6
17.5 - Corte este-oeste, tomando a partir do eixo da crista na Figura 17.4, passando pelos pontos A e B, até o eixo da próxima crista. (A inclinação vertical dos sistemas de pressão para oeste é ilustrada pelas linhas interrompidas)	17.8
17.6 - Configuração típica de nuvens no Hemisfério Sul, associada a ciclones bem desenvolvidos	17.10
17.7 - Movimento convectivo associado ao forte aquecimento por baixo	17.11
17.8 - Imagem no visível, mostrando células abertas associadas ao forte aquecimento por baixo de uma massa de ar frio	17.12
17.9 - Movimento convectivo associado ao fraco aquecimento por baixo e/ou encimada por uma camada estável	17.13
17.10 - Imagem no espectro visível, mostrando células fechadas no Oceano Pacífico	17.13
17.11 - Imagem no espectro visível, mostrando a dissipação de nuvens baixas e médias a sotavento da Cordilheira dos Andes	17.15
17.12 - Imagem no espectro infravermelho, que mostra cirrus sendo advecitados corrente abaixo dos Andes	17.16
17.13 - Imagem no espectro infravermelho, mostrando cirrus associados com sistemas de latitudes médias	17.18
17.14 - Sombras dos cirrostratus nas nuvens baixas, vistas numa imagem no espectro visível	17.19
17.15 - Nuvens altocumulus em forma de ondas a sotavento dos Andes vistas numa imagem no infravermelho	17.22
17.16 - Linhas de tempestades associadas à presença de uma frente fria, vistas numa imagem no infravermelho	17.23

	<u>Pág.</u>
17.17 - Linhas de instabilidade associadas à penetração da brisa marítima na Costa Norte do Brasil, imagem no infravermelho	17.24
17.18 - Imagem no espectro infravermelho, mostrando o desenvolvimento de nuvens atrás de uma frente fria, sobre o oceano Atlântico	17.26
17.19 - Configuração da nebulosidade associada a um sistema típico de latitudes médias	17.27

CAPÍTULO 17

INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS DE SATÉLITES

17.1 - INTRODUÇÃO

Em Meteorologia, as nuvens são geralmente classificadas segundo a altura de suas bases e de acordo com as formas que apresentam. Por exemplo, as nuvens podem ser classificadas em baixas, médias ou altas e, ainda, em estratiformes, cumuliformes ou cirriformes. Tal sistema de classificação é flexível, pois, em certas situações, permite ao observador misturar as formas, por exemplo, cirrocumulus, cirrostratus e stratocumulus. Contudo, em se tratando da altura da base da nuvem esse sistema é um tanto arbitrário. Em geral, a altura da base da nuvem é definida como sendo a altura de sua base em relação à posição do observador. Assim, um observador que se encontrasse numa montanha poderia observar uma nuvem e classificá-la como sendo stratocumulus, enquanto outro, que estivesse num vale das proximidades, poderia observar a mesma nuvem e chamá-la de altocumulus. Consequentemente, o que é estratos para uns, poderia ser nevoeiro para outros.

Ao se observar as nuvens a partir de um ponto de referência no espaço, como no caso de um satélite, ao invés da base, vê-se o topo delas. A familiarização com esta nova perspectiva exige esforço. Para auxiliar a classificação de nuvens a partir de dados de satélite, focalizar-se-ão os processos dinâmicos pelos quais as nuvens se formam e, também, discutir-se-ã como os sistemas de tempo e a topografia atuam para moldar as nuvens na forma de configuração passíveis de serem identificadas.

17.2 - PROCESSOS DE FORMAÇÃO DE NUVENS

As nuvens se formam na atmosfera em virtude da ascensão do ar conjugado com o vapor d'água disponível. Quando uma nuvem é observada, o ar associado ao movimento ascendente já ultrapassou seu ponto de saturação. Se o movimento ascendente, persistir, a nuvem crescerá mais ainda e, possivelmente, precipitar-se-á. Uma vez que a nuvem se forme, e não existe mais o movimento vertical, ela deixa de crescer e simplesmente é advectada pelos ventos predominantes.

Em geral, a subsidência fará com que as nuvens se dissipem, sendo que a taxa de dissipação depende do tipo de material que constitui a nuvem (gotículas de água ou cristais de gelo) e da intensidade do movimento descendente.

Visto que o movimento vertical do ar é importante para o desenvolvimento da nuvem, discutir-se-ão brevemente os mecanismos que o induzem. Movimentos verticais na atmosfera podem ser induzidos: (a) dinamicamente; (b) convectivamente; e (c) pela ação de forçantes.

17.2.1 - MOVIMENTOS VERTICAIS INDUZIDOS DINAMICAMENTE

Esses movimentos verticais são associados aos distúrbios de escala sinótica, tais como sistemas de alta e de baixa pressão, e somente surgem numa atmosfera baroclínica e, mesmo assim, se certas condições forem verificadas. Essas condições são as seguintes: (1) a configuração do escoamento deve ser ondulante ou do tipo onda; e (2) deve haver um vento térmico (gradiente horizontal de temperatura). A primeira dessas condições implica que a configuração do escoamento seja caracterizada por cavados (regiões de baixa pressão) e cristais (regiões de alta pressão). A segunda condição equivale a dizer que o vento geostrofico, que depende só do gradiente de pressão e da latitude, apresenta cisalhamento vertical (variações na direção e/ou na intensidade, em função da altura). Pode-se mostrar que, quando o ar é mais frio no sentido do polo e mais quente no sentido do equador, o vento deve tornar-se cada vez

mais de oeste, em função do aumento da altura. Esta é a principal razão pela qual os ventos na troposfera superior são geralmente fortes e sopram, aproximadamente, de oeste para leste.

A Figura 17.1 mostra esquematicamente uma configuração tipo onda, típica da troposfera superior do Hemisfério Sul. Neste hemisfério, a curvatura do escoamento nas vizinhanças da crista é contrária ao movimento dos ponteiros do relógio, ou seja, anticiclônica, enquanto nas vizinhanças do cavado essa curvatura é no sentido do movimento dos ponteiros do relógio, ou seja, ciclônica. Vorticidade é a grandeza usada em Meteorologia para medir a quantidade de rotação do escoamento. A vorticidade pode ser fruto da curvatura e/ou do cisalhamento do escoamento. Diagramas esquemáticos, que ilustram os tipos básicos de escoamento e a vorticidade a eles associada, para o Hemisfério Sul, encontram-se na Figura 17.2. Se as características mostradas nas Figuras 17.1 e 17.2 forem combinadas, chega-se ao esquema da Figura 17.3.

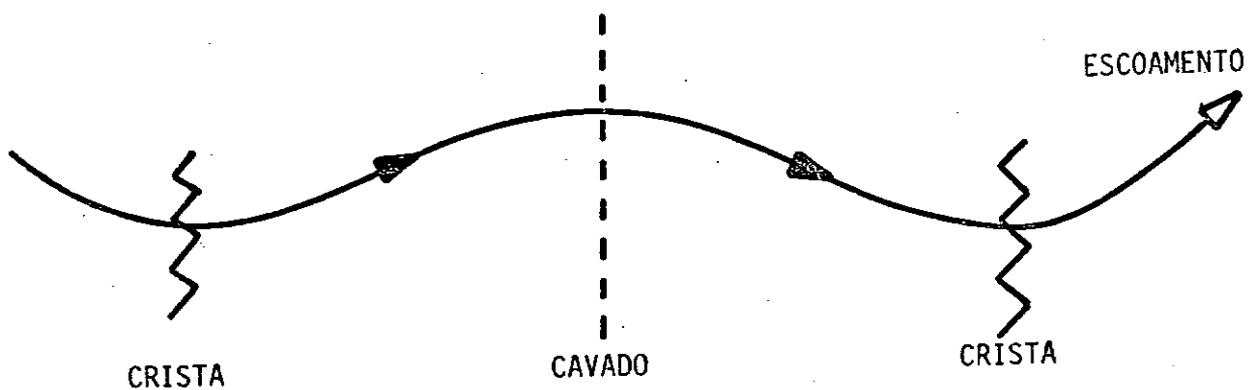


Fig. 17.1 - Configuração típica do escoamento ondulatório da troposfera média e superior, para o Hemisfério Sul.

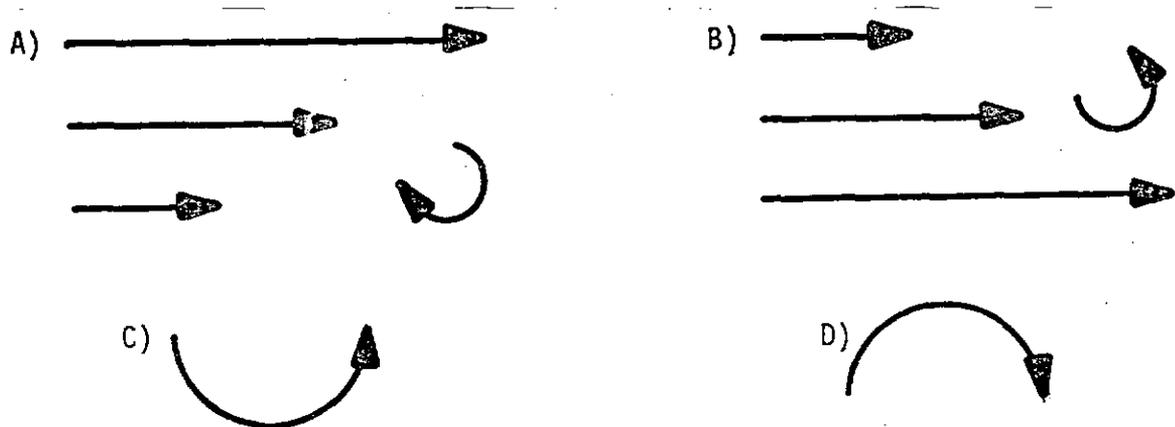


Fig. 17.2 - Diagramas esquemáticos da vorticidade, para o Hemisfério Sul, de (A) vorticidade devida ao cisalhamento ciclônico; (B) vorticidade devida ao cisalhamento anticiclônico; (C) vorticidade devida à curvatura anticiclônica; (D) vorticidade devida à curvatura ciclônica.

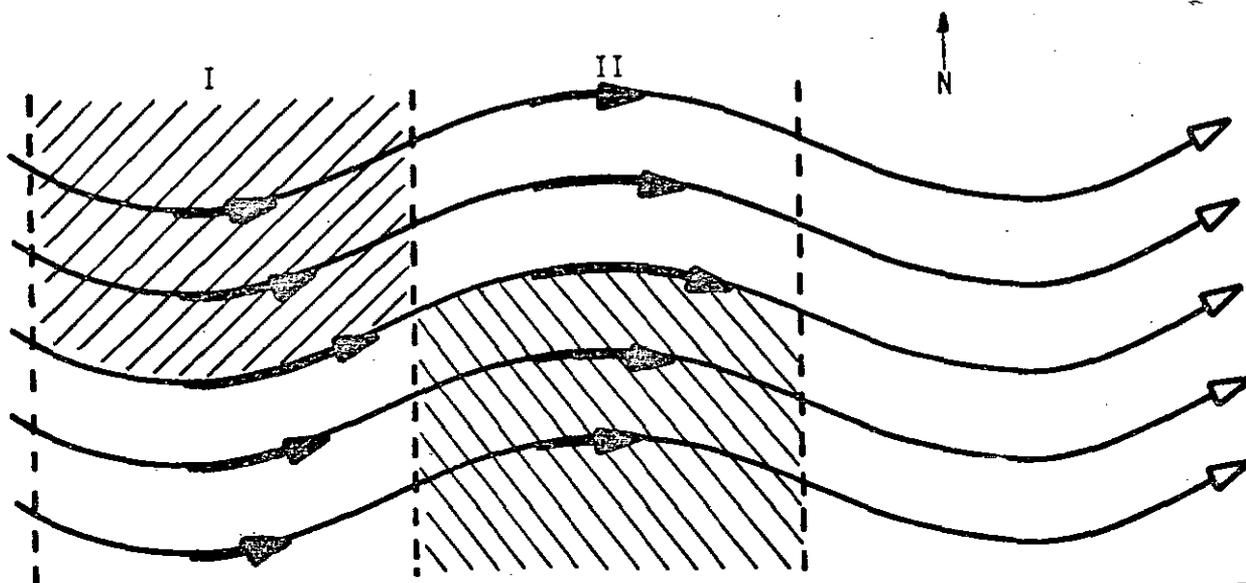


Fig. 17.3 - Configuração do escoamento na troposfera média ou superior, em função do cisalhamento e da curvatura horizontal.

Em todos os pontos de região I (Figura 17.3) o escoamento é anticiclônico e, portanto, caracterizado por vorticidade devida à curvatura anticiclônica. Da mesma forma, em todos os pontos da região II o escoamento é ciclônico e, portanto, caracterizado por vorticidade devida à curvatura ciclônica. Contudo, a vorticidade relativa do movimento do ar é fruto não somente da curvatura, mas também do cisalhamento. Embora pretenda-se ser tão descritivo quanto possível e evitar equações, exceto quando necessário, é conveniente exprimir a vorticidade numa equação na forma:

$$\text{vorticidade(relativa)} = \text{vorticidade devida à curvatura} + \text{vorticidade devida ao cisalhamento.}$$

O termo relativo é normalmente usado para indicar que a vorticidade é medida num sistema de coordenadas fixo em relação à Terra.

Se a vorticidade por cisalhamento, evidente na Figura 17.3, for levada em consideração, verifica-se que as componentes devidas ao cisalhamento e à curvatura apresentam o mesmo sinal nas seguintes regiões: (1) ao norte dos ventos máximos na região I; e (2) ao sul dos ventos máximos na região II.

Para o Hemisfério Sul, a região ao norte dos ventos máximos (ou corrente de jato) é o lado anticiclônico do jato, ao passo que a região ao sul da corrente de jato é o lado ciclônico. Então, a máxima vorticidade relativa ciclônica ocorre do lado ciclônico do jato, nas vizinhanças do eixo do cavado. Da mesma forma, a máxima vorticidade relativa anticiclônica ocorre do lado anticiclônico do jato, nas vizinhanças do eixo da crista.

Assim, introduz-se a equação da vorticidade:

$$\frac{d}{dt} (\zeta + f) = - (\zeta + f) \omega \cdot W \quad (17.1)$$

onde ζ é a componente vertical da vorticidade relativa, descrita acima e ilustrada nas Figuras 17.2 e 3; f é a componente vertical da vorticidade da Terra, frequentemente chamada de parâmetro de Coriolis; e $\nabla \cdot \mathbf{W}$ é a divergência da velocidade horizontal.

A soma $\zeta + f$ é denominada componente vertical da vorticidade absoluta. O termo $\frac{d}{dt}(\zeta + f)$ representa a taxa de variação com o tempo da componente vertical da vorticidade absoluta, acompanhando o movimento do ar. Assim sendo, pela Equação 17.1, quaisquer variações em $\zeta + f$, seguindo o escoamento, devem ser acompanhadas por convergência ($\nabla \cdot \mathbf{W} < 0$) ou divergência ($\nabla \cdot \mathbf{W} > 0$).

O parâmetro de Coriolis, f , é positivo no Hemisfério Norte, zero no equador e negativo no Hemisfério Sul, atingindo valores extremos nos pólos. Em geral, para ondas que produzem o tempo, ζ , seguindo o escoamento, muda muito mais rapidamente que f . Somente para ondas planetárias muito longas é que as variações de f predominam sobre as de ζ . Além disso, f é geralmente de magnitude maior que ζ , de modo que a soma $\zeta + f$ é geralmente negativa no Hemisfério Sul e positiva no Hemisfério Norte.

A Figura 17.4 ilustra a distribuição de $\zeta + f$ para o esquema apresentado na Figura 17.3.

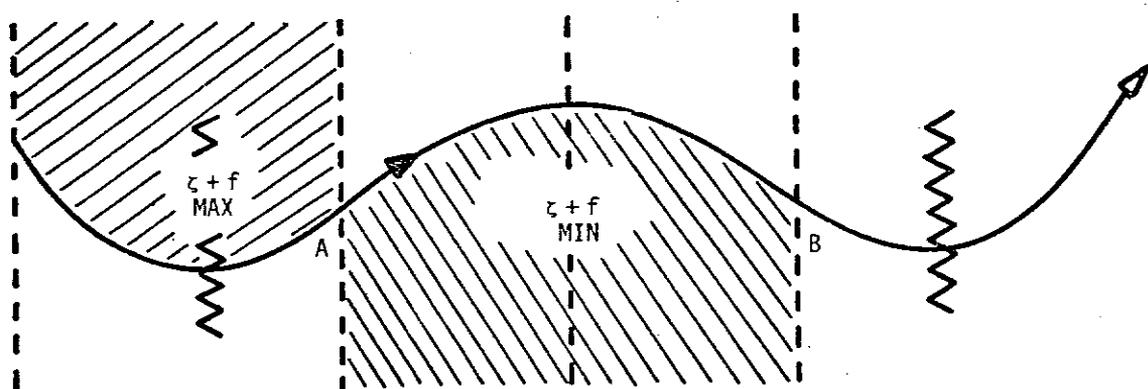


Fig. 17.4 - Distribuição da componente vertical da vorticidade absoluta para a configuração da Figura 17.3.

Nos altos níveis da troposfera, onde os ventos são fortes (devido à existência de um vento térmico), o ar se escoava mais rapidamente do que a configuração das ondas.

Assim, pode-se qualitativamente estimar o campo de divergência/convergência, através da aplicação direta da Equação 17.1. Considere-se a região denominada por A na Figura 17.4. À medida que o ar escoava da posição da crista para a posição do cavado, $\zeta + f$ decresce. Por isso, $\frac{d}{dt} (\zeta + f) < 0$. Visto que $\zeta + f < 0$ no Hemisfério Sul, pode-se reescrever a Equação 17.1 da seguinte forma:

$$\frac{d}{dt} (\zeta + f) \propto \nabla \cdot W \quad (17.2)$$

como $\frac{d}{dt} (\zeta + f) < 0$ na região A, isto implica que $\nabla \cdot W < 0$ ou que, nos altos níveis da troposfera a região A é caracterizada por convergência.

Pode-se considerar a região B de forma semelhante à região A. Nesta região, $\frac{d}{dt} (\zeta + f) > 0$, produzindo divergência.

Pela equação da continuidade, a divergência (convergência) horizontal implica convergência (divergência) vertical. Visto que os movimentos verticais são notadamente fracos (próximos de zero) na troposfera superior, a existência de divergência ou convergência implica a existência de movimento vertical do ar acima e/ou abaixo desta região. Grande parte deste movimento vertical compensatório ocorre nos níveis médios, ou seja, nas proximidades de 500 mb.

A Figura 17.5 ilustra como as configurações de divergência/convergência na troposfera superior estão relacionadas aos movimentos verticais na troposfera média e a convergência/divergência na troposfera inferior. A convergência nos baixos níveis, induzida abaixo da região B, corresponde àquela associada a um sistema de baixa pressão na superfície. O movimento ascendente, presente nos níveis médios desta região, favorece a formação de nuvens e precipitação.

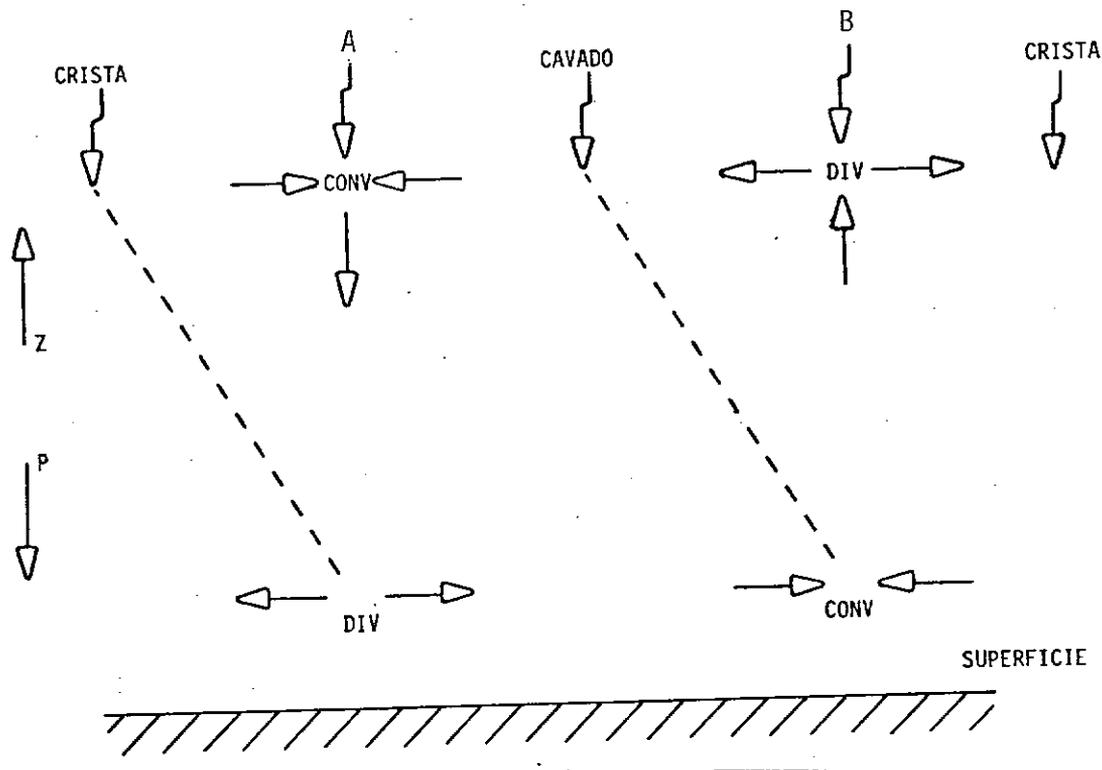


Fig. 17.5 - Corte este-oeste, tomado a partir do eixo da crista na Figura 17.4, passando pelos pontos A e B, até o eixo da próxima crista. (A inclinação vertical dos sistemas de pressão para oeste é ilustrada pelas linhas interrompidas).

De forma semelhante, a divergência, induzida nos níveis inferiores, abaixo da região A, está associada a um anticiclone (alta pressão) à superfície, com movimento de subsidência nos níveis médios, retardando assim a formação de nuvens.

Quando a divergência (convergência) nos níveis superiores está verticalmente alinhada com a convergência (divergência) nos níveis inferiores, ocorre a ciclogênese (anticiclogênese). A inclinação vertical, evidente na Figura 17.5, deve estar presente, a fim de que ocorra este desenvolvimento. Pode-se mostrar que esta inclinação vertical é um resultado direto da existência de massas de ar (frias e quentes), que se contrastam. Assim, vê-se que a ciclogênese (anticiclogênese) ocorre

quando existe uma zona (frontal) baroclínica e uma perturbação (onda) na configuração do escoamento, na troposfera média e superior.

Os movimentos verticais, discutidos acima, geralmente ajudam ou inibem a formação de nuvens numa escala bastante grande. O movimento ascendente na região B favorece a formação de nuvens estratiformes em todos os níveis, assim como realça as nuvens convectivas. Em geral, espera-se que ocorram nuvens mais espessas e precipitação corrente abaixo de um cavado e corrente acima de uma crista. A Figura 17.6 ilustra uma configuração de nuvens típicas de um ciclone bem desenvolvido.

A região sem nebulosidade, desde o eixo do cavado do nível superior até a posição da frente fria na superfície, é devida à falta de umidade. Nesta área, o ar que se encontra nos níveis médios geralmente tem origem na troposfera superior, ou na estratosfera inferior e, teria, também, sofrido recentemente considerável subsidência (a oeste do eixo do cavado). Assim, este ar é extremamente seco. A área hachurada é a região que provavelmente encontra-se encoberta com, pelo menos, nuvens médias. Esta área é também a região mais propícia à precipitação.

17.2.2 - MOVIMENTOS VERTICAIS INDUZIDOS CONVECTIVAMENTE

Sempre que o ar é aquecido por baixo começam a aparecer movimentos convectivos. Isto dá origem à formação de nuvens cumuliformes, desde que haja no ar umidade suficiente. O forte aquecimento do ar, por baixo, geralmente leva à formação de nuvens cumulus, cumulucongustus e cumulonimbus, e é comumente observado sobre áreas continentais durante o dia. A atividade máxima ocorre durante a tarde. O desenvolvimento de nuvens cumuliformes, devido ao aquecimento diurno, é quase um fenômeno diário em áreas continentais tropicais.

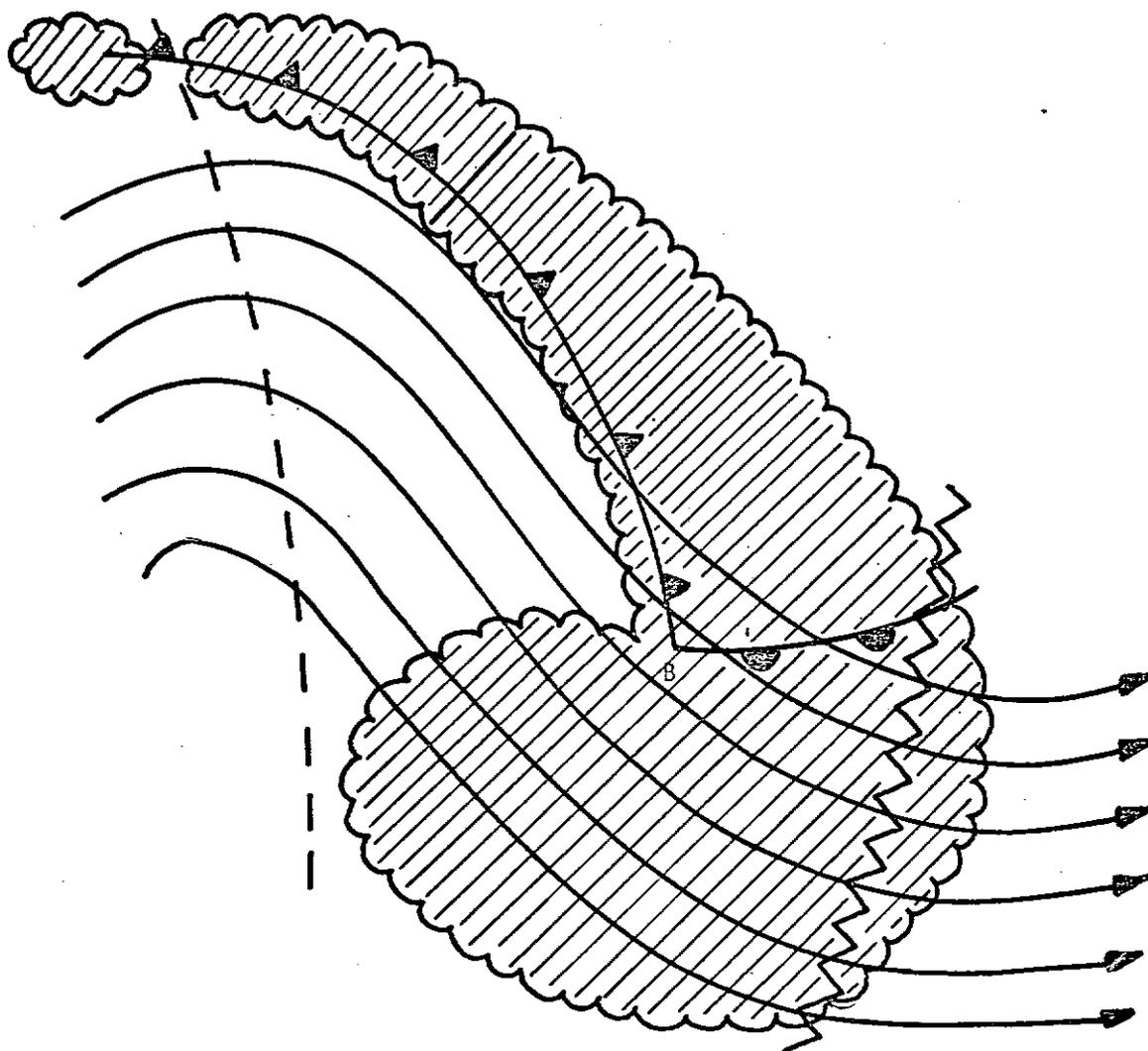


Fig. 17.6 - Configuração típica de nuvens no Hemisfério Sul, associada a ciclones bem desenvolvidos.

- As linhas tracejadas e as denteadas indicam as posições do cavado de nível superior (500 mb) e da crista, respectivamente. As linhas contínuas indicam a direção do escoamento nos níveis superiores. A área hachurada está encoberta com, pelo menos, nuvens médias.

Forte aquecimento por baixo pode também ocorrer quando uma massa de ar frio é advectada sobre uma superfície relativamente quente. Isto frequentemente se verifica quando o ar frio avança no sentido do equador. Se houver umidade suficiente, como seria o caso de uma massa de ar que avança nesse sentido sobre áreas oceânicas, o forte aquecimento por baixo resulta em considerável desenvolvimento de nuvens convectivas.

Quando o ar é fortemente aquecido por baixo, o movimento ascendente intenso é confinado a áreas relativamente pequenas, enquanto o movimento descendente compensatório, que é relativamente fraco, ocorre sobre uma área muito mais vasta. Isto é mostrado esquematicamente na Figura 17.7. Note-se que grande parte da região está livre de nuvens, com apenas certas áreas experimentando intenso crescimento convectivo.

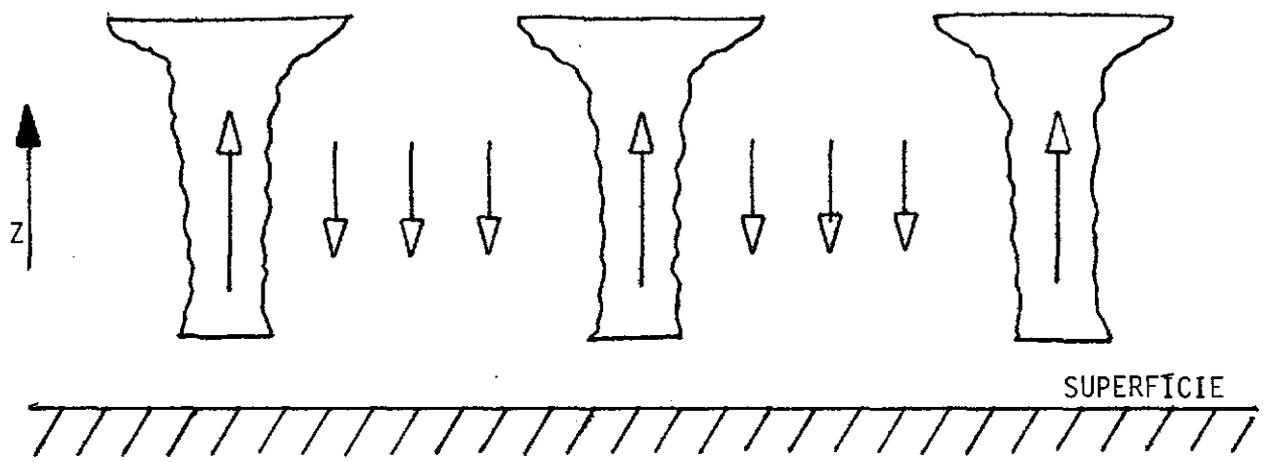


Fig. 17.7 - Movimento convectivo associado ao forte aquecimento por baixo.

Do ponto de referência do satélite, a área de desenvolvimento de nuvens aparece na forma de células hexagonais com centros claros. Estas células, frequentemente referidas como células abertas, são mostradas nas imagens de satélite no visível (Figura 17.8).

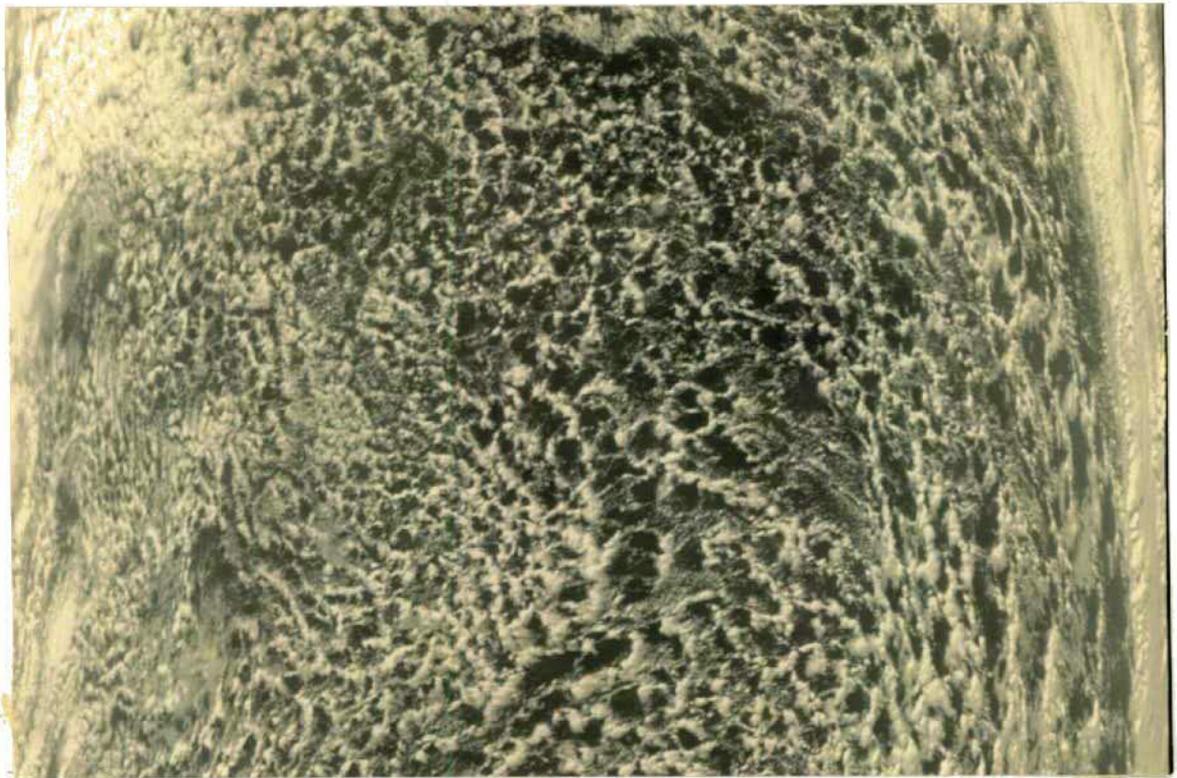


Fig. 17.8 - Imagem no visível, mostrando células abertas associadas ao forte aquecimento por baixo de uma massa de ar frio.

Quando o aquecimento por baixo é fraco ou a estabilidade atmosférica é grande, as nuvens assumem aparência distinta daquela descrita acima. Ao invés de aparência celular aberta, as células tornam-se fechadas, apenas com pequenas áreas abertas. Esta situação é esquematizada na Figura 17.9. Um exemplo de células fechadas, como vista de satélites meteorológicos, é apresentado na Figura 17.10.

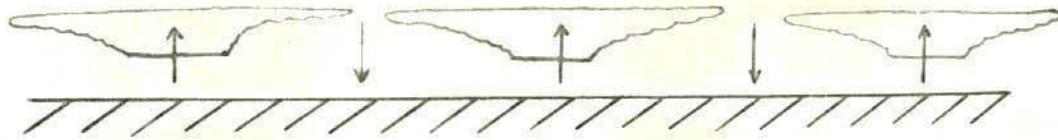


Fig. 17.9 - Movimento convectivo associado ao fraco aquecimento por baixo e/ou encimada por uma camada estável.

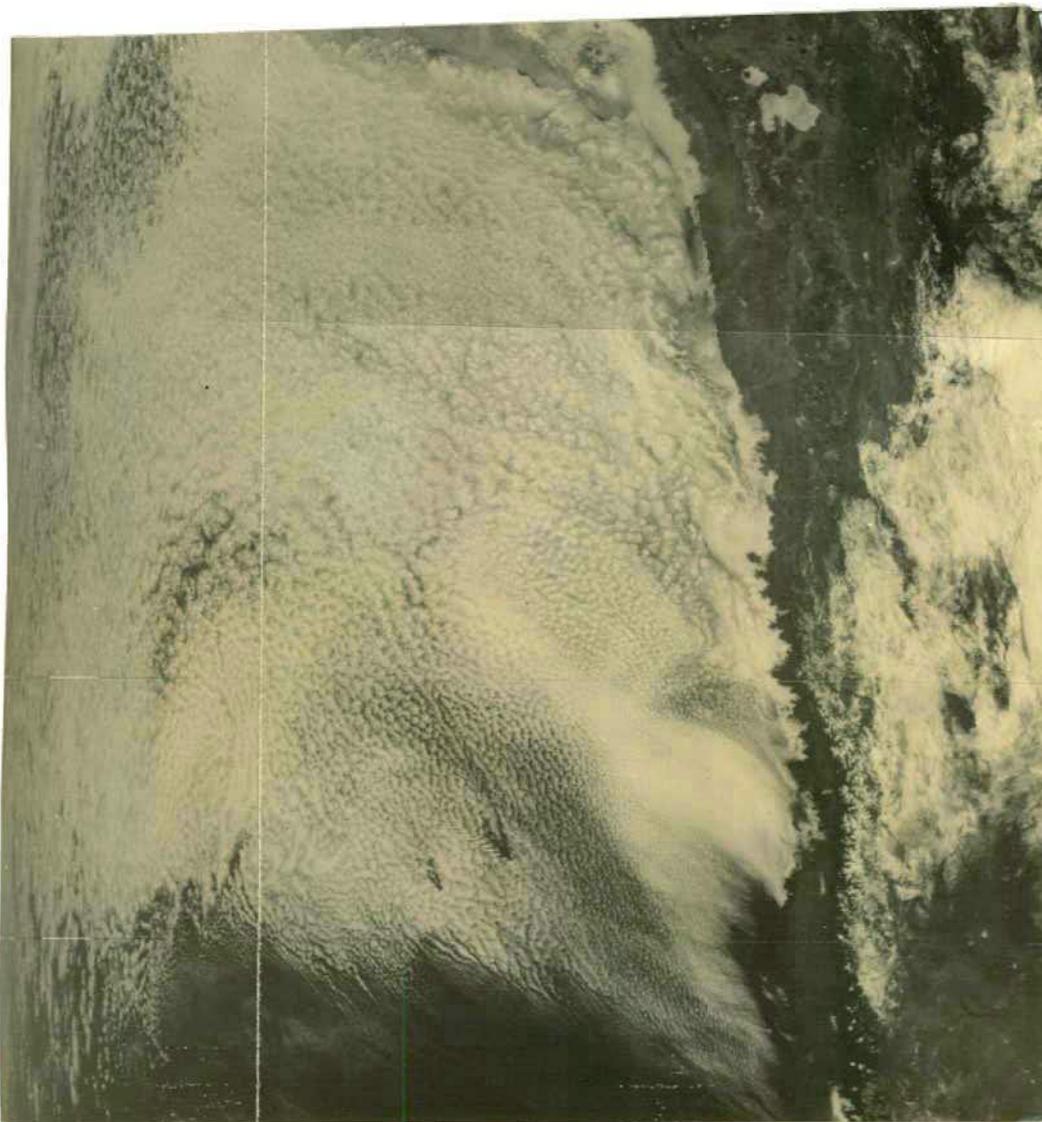


Fig. 17.10 - Imagem no espectro visível, mostrando células fechadas no Oceano Pacífico.

17.2.3 - MOVIMENTOS VERTICAIS FORÇADOS

Movimentos verticais forçados estão geralmente associados a efeitos orográficos, embora em certos casos as massas de ar possam agir para defletir o escoamento de ar, de forma semelhante àquela na qual age a topografia. Quando o ar é forçado a subir numa barreira constituída de montanhas, é provável que apareçam nuvens estratiformes. Se o ar é condicionalmente instável, a ascensão, devido às montanhas, pode ser suficiente para produzir nuvens convectivas.

O movimento descendente a sotavento das montanhas geralmente dissipa as nuvens que se formaram a barlavento. Isto, em geral, se verifica para nuvens baixas e médias. Um exemplo deste efeito é mostrado na Figura 17.11.

Nuvens altas podem se formar nas (ou próximo das) cristas das cadeias de montanhas. Visto que estas nuvens são geralmente compostas de cristais de gelo, a dissipação, devido à evaporação, necessita de movimentos descendentes bastante fortes. Em muitos casos, os movimentos verticais da troposfera superior, a sotavento de uma cadeia de montanhas, são relativamente fracos, e os cirrus, formados nesta região, podem ser advectados corrente abaixo. Um exemplo disto é visto na imagem no infravermelho, mostrada na Figura 17.12.

17.3 - FORMAÇÃO DE CERTOS TIPOS DE NUVENS

17.3.1 - CIRRUS

O cirrus se forma na troposfera superior, frequentemente bem próximo da troposfera. Ressalta-se, aqui, o cirrus que se origina devido ao movimento ascendente, induzido dinamicamente, e a cumulonimbus.



Fig. 17.11 - Imagem no espectro visível, mostrando a dissipação de nuvens baixas e médias a sotavento, da Cordilheira dos Andes.

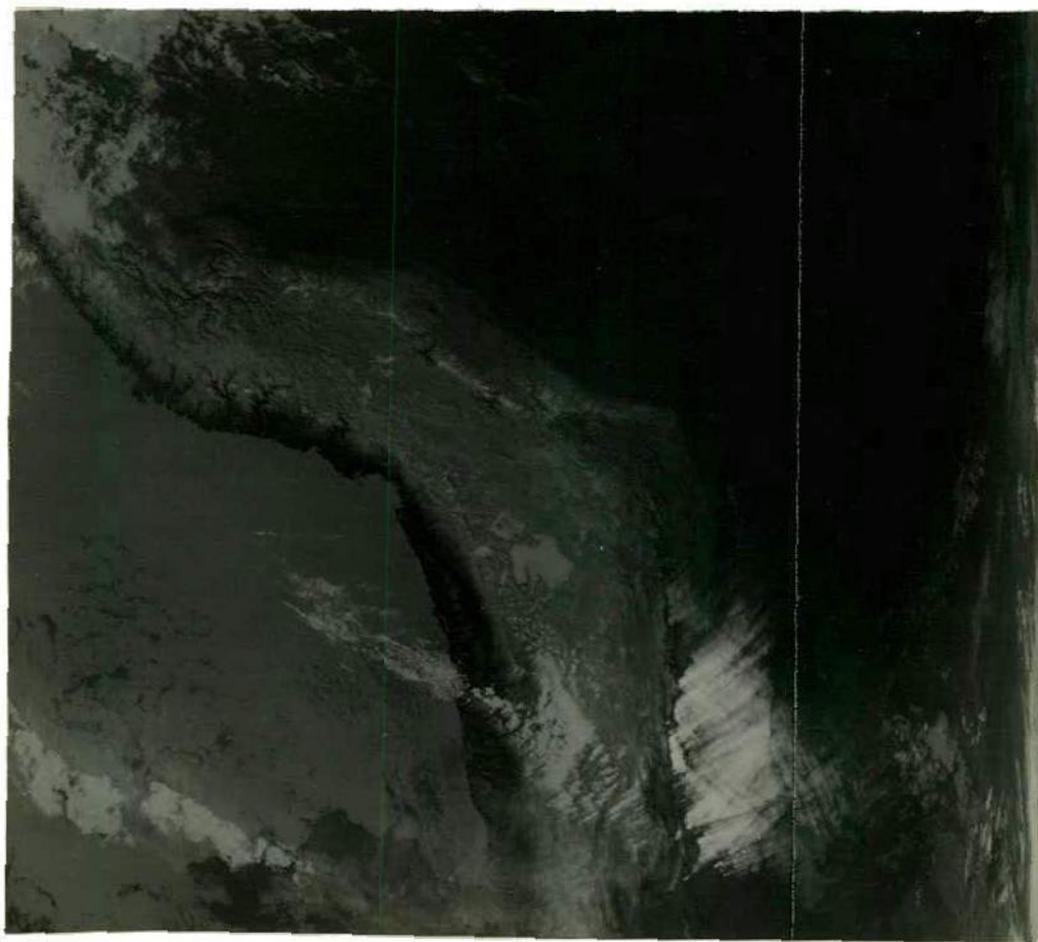


Fig. 17.12 - Imagem no espectro infravermelho, que mostra cirrus sendo advectados corrente abaixo dos Andes.

Na região de movimentos ascendentes, região B (Figura 17.4), pode-se esperar que se forme cirrus. Em geral, a troposfera superior é relativamente seca, de modo que uma ascensão vertical considerável é necessária, a fim de que o ar atinja a saturação. Por esta razão, o cirrus existe principalmente na região que vai do ponto de inflexão, entre o cavado e a próxima crista corrente abaixo, até um pouco depois do eixo dessa crista. Portanto, o cirrus associado com sistemas de latitudes médias, geralmente se forma em regiões onde o escoamento é anticiclônico, como ilustra a Figura 17.13.

Células convectivas profundas, que se formam ao longo de superfícies frontais, bem como nos trópicos, constituem fontes de umidade para a troposfera superior. Visto que ambas as fontes estão do lado anticiclônico do jato, o cirrostratus é geralmente confinado a esta região.

O cirrostratus é quase inteiramente composto de cristais de gelo, que uma vez formado não se evapora tão rapidamente como as gotas d'água. Porém, o cirrus é frequentemente advectado para além da crista corrente abaixo e, se o movimento descendente for fraco, poderá ir tão longe que alcançará o próximo ponto de inflexão entre o escoamento anticiclônico e o ciclônico.

Com muita frequência, nas primeiras horas da manhã, quando o ângulo do sol é baixo, pode-se observar em imagens visíveis de satélite as sombras formadas por cirrostratus nas nuvens baixas (Figura 17.14). Estas sombras ajudam localizar a posição da corrente de jato nos níveis superiores.

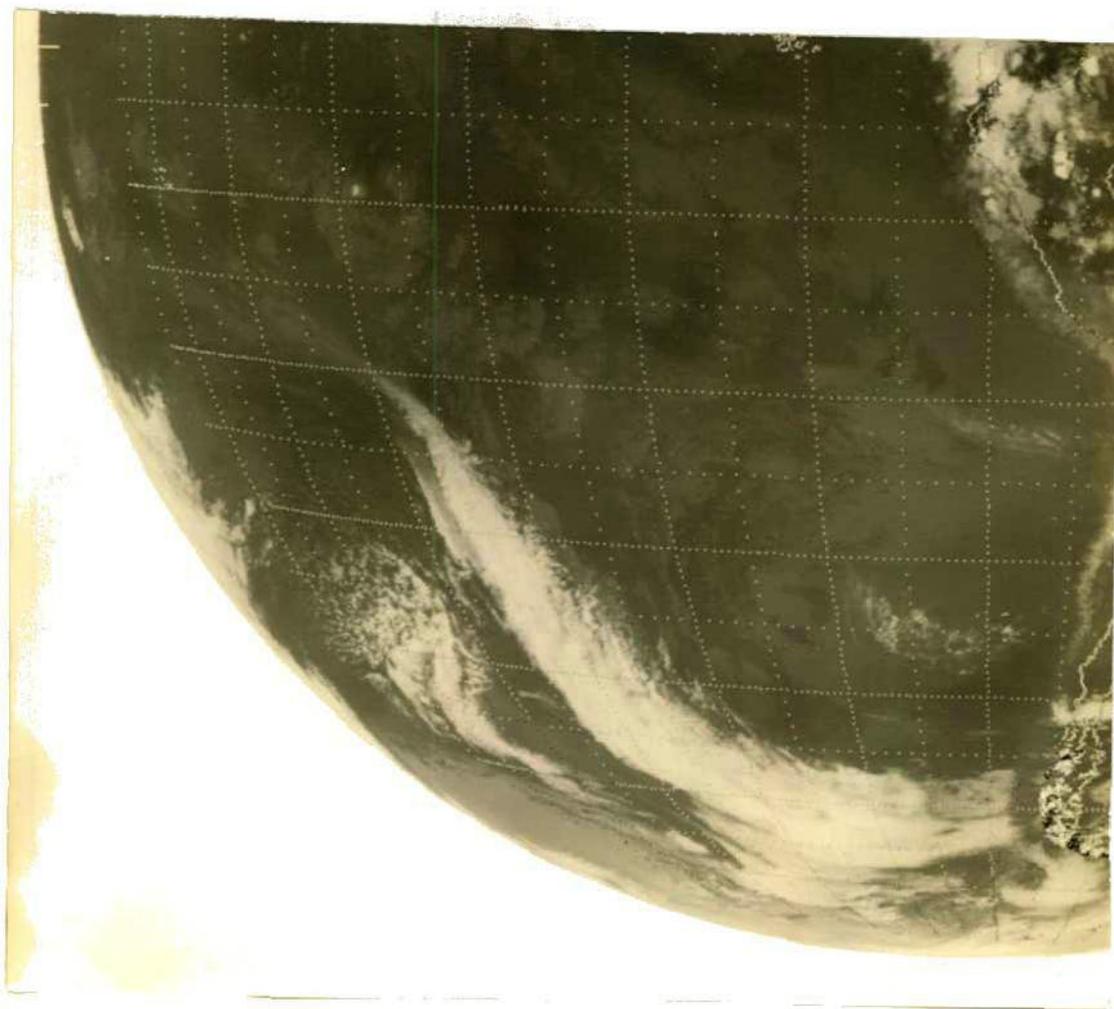


Fig. 17.13 - Imagem no espectro infravermelho, mostrando cirrus associados com sistemas de latitudes médias.



Fig. 17.14 - Sombras dos cirrostratus nas nuvens baixas, vistas numa imagem no espectro visível.

Os tipos de nuvens cirrostratus e cirrus spissatus (fragmentos densos de cirrus) podem se formar devido à atividade do cumulonimbus (cb). O cirrostratus, associado ao cumulonimbus, pode se formar ao longo de frentes frias, ao longo de linhas de trovoadas ou em associação com os aglomerados de nuvens convectivas. O cirrus spissatus, devido ao cumulonimbus, se forma depois que as nuvens cumulonimbus se dissipam, deixando somente a bigorna como evidência de convecção passada. O cirrus spissatus pode também se formar em regiões onde a topografia é influente, próxima das correntes de jato, onde as ondas de gravidade e turbulência estão presentes, e em regiões de deformação do escoamento.

Sob certas condições, o cirrus pode ser encontrado do lado ciclônico da corrente de jato. Isto ocorre com muita frequência em associação com um sistema em rápido desenvolvimento e se movendo no sentido do equador. Tais sistemas, muitas vezes, desprendem-se e deslocam-se lentamente.

17.3.2 - ALTOSTRATUS

O altostratus se forma extensivamente na região B da Figura 17.4, em ambos os lados da corrente de jato nos altos níveis. Esta formação de nuvens é responsável pela maior parte da precipitação persistente, associada a sistemas de baixa pressão nas latitudes médias. Ele também se forma em associação com sistemas convectivos organizados, tais como linhas de instabilidade e aglomerados de cumulonimbus.

Numa imagem de satélite, o altostratus apresenta mais textura que o cirrostratus, nuvens estas com aspectos lisos. A maior textura é devida à atividade convectiva, que frequentemente ocorre do lado ciclônico da corrente de jato.

O altostratus pode ser composto inteiramente de gotículas d'água, ou de uma mistura de gotículas d'água e cristais de gelo. A última composição é mais favorável à formação de precipitação. Os altos tratus quando compostos de gotículas d'água, rapidamente se dissipam a sotavento de barreira de montanhas, como mostra a Figura 17.11. Nesta região, às vezes, formam-se nuvens do tipo altocumulus, em bandas regulares características do tipo onda. Estas bandas indicam provável turbulência na área. A Figura 17.15 caracteriza uma situação deste tipo.

17.3.3 - CUMULONIMBUS

As nuvens cumulonimbus formam-se ao longo de frentes frias, do lado ciclônico da corrente de jato, nas vizinhanças dos cavados de nível superior, como também em massas de ar tropical.

Ao longo das frentes frias, o ar quente é forçado a subir, enquanto o ar frio entra como uma cunha sob o ar quente. Esta ação mais o movimento ascendente geral, presente devido às influências dinâmicas, favorece forte desenvolvimento convectivo nestas regiões. Às vezes, podem se formar bandas de nuvens convectivas, organizadas em avanço à frente fria. Essas bandas são chamadas linhas de instabilidade. Se as linhas são compostas de uma formação contínua de Cb, então elas são chamadas linhas de tempestade. Um exemplo disto pode ser visto na Figura 17.16.

Linhas de instabilidade podem também se formar devido a efeitos locais, tais como a existência de montanhas ou de costas ao longo das quais os sistemas de ventos locais as estabelecem. A Figura 17.17 ilustra uma dessas linhas associadas à penetração da brisa marítima.

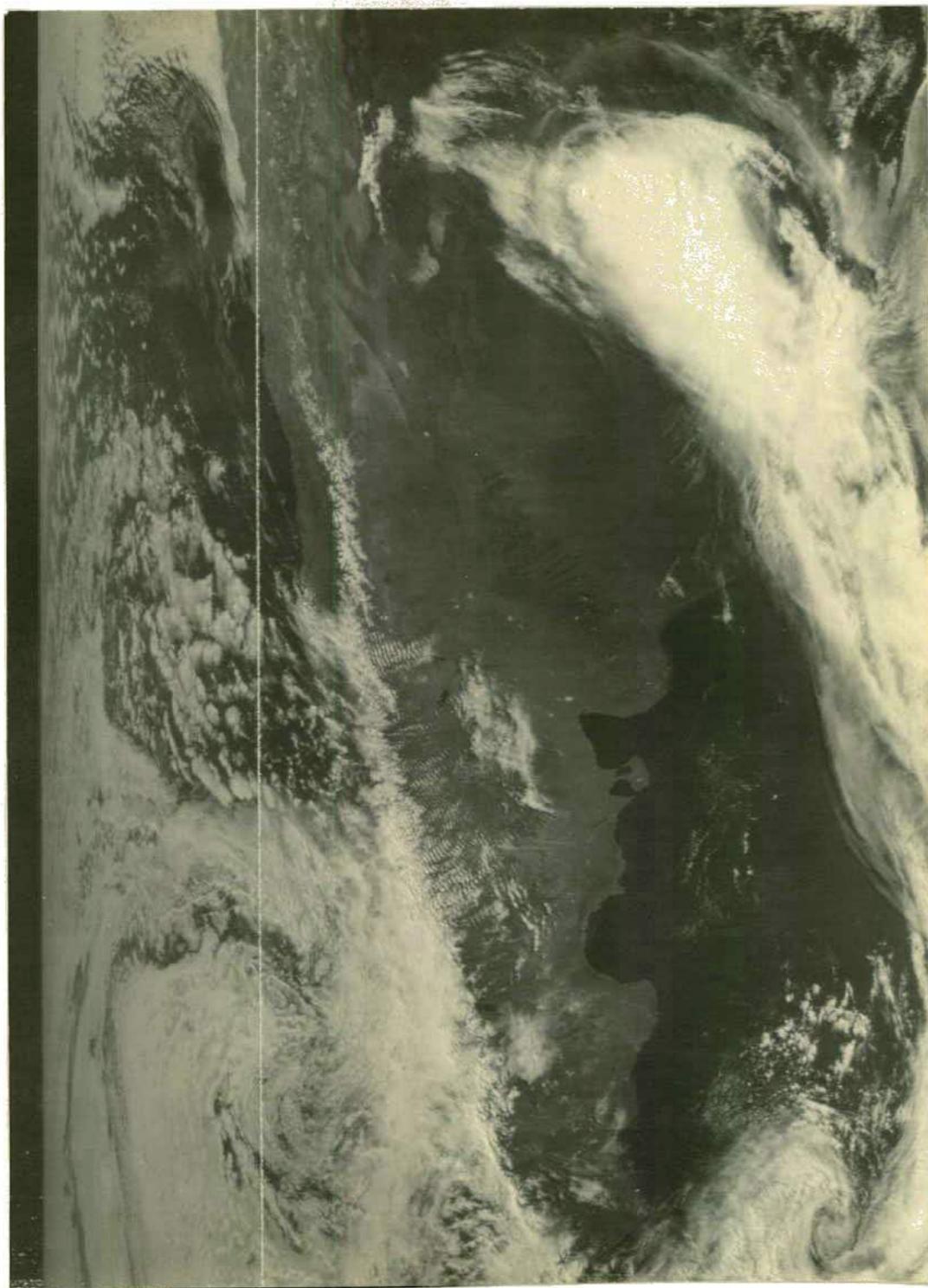


Fig. 17.15 - Nuvens altocumulus em forma de ondas a sotavento dos Andes, vistas numa imagem no visível.

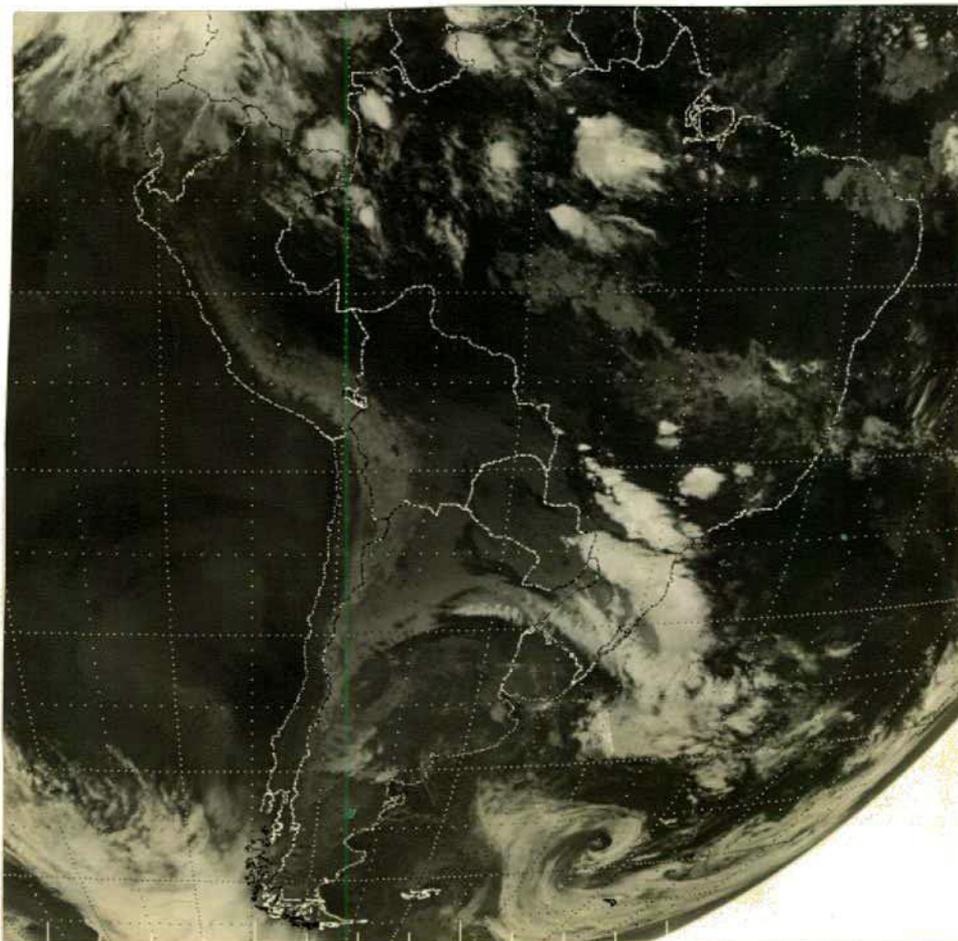


Fig. 17.16 - Linhas de tempestades associadas à presença de uma frente fria, vistas numa imagem no infravermelho.

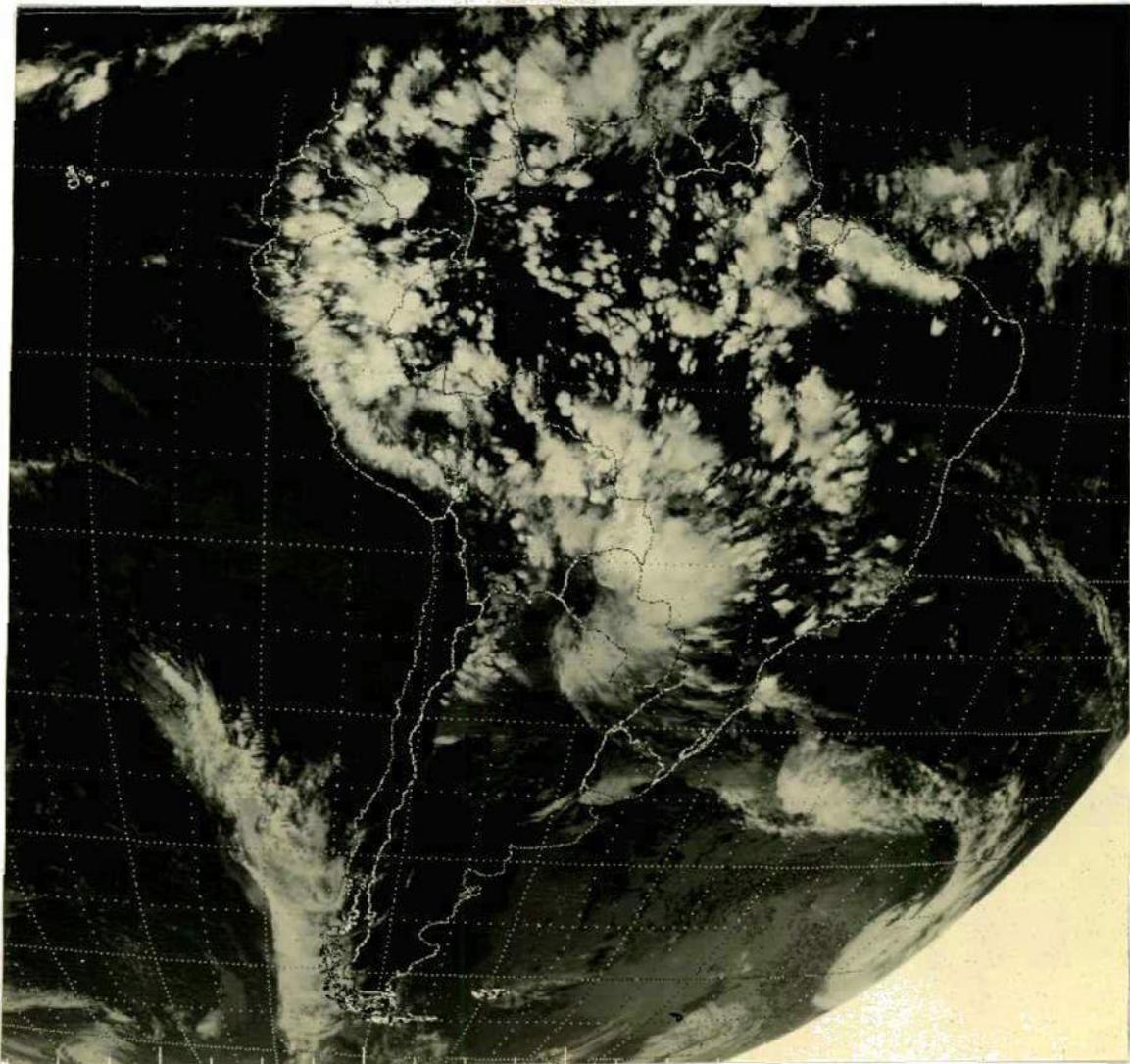


Fig. 17.17 - Linhas de instabilidade associadas à penetração da brisa marítima na Costa Norte do Brasil, imagem no infravermelho.

Nuvens cumulonimbus frequentemente se formam quando massas de ar frio são fortemente aquecidas por baixo. Geralmente, este fato é observado somente sobre área oceânica, onde a umidade bem como o calor são fornecidos por baixo. A região em que o ar mais frio encontra-se acima é caracterizado por maior desenvolvimento convectivo. Visto que a temperatura da superfície do mar é relativamente uniforme, as regiões com o ar mais frio acima são aquelas que têm as maiores variações verticais de temperatura e, portanto, são as mais instáveis. Um exemplo disto é apresentado na Figura 17.18.

17.4 - CONFIGURAÇÕES E TIPOS DE NUVENS ASSOCIADOS A UM SISTEMA TÍPICO DE BAIXA PRESSÃO DE LATITUDE MÉDIA

A Figura 17.19 é um diagrama esquemático, que ilustra a configuração de nuvens associada a um sistema típico de baixa pressão de latitude média no Hemisfério Sul. A seta indica a posição da corrente de jato de troposfera superior. Frentes de superfície são indicadas pelos símbolos meteorológicos normais. Os cavado e a crista do nível superior são indicados pelos números 1 e 2, respectivamente. O número 3 indica a região de cirrustratus curvando-se anticiclônicamente. Esta região é indubitavelmente caracterizada por nuvens baixas e médias também. Tanto na imagem no espectro infravermelho como no visível, esta região aparece como uma área com tonalidade branca. A tonalidade branca, no infravermelho, indica temperatura baixas que são típicas de nuvens cirrus em altos níveis. Os tons mais brancos na imagem no visível indicam alta refletividade, característica de nuvens espessas.

A região indicada por 4 seria caracterizada por altostratus, possivelmente com aparência rugosa. Pode haver uma sombra dos cirrustratus (na região 3) nos altostratus da região 4, até ao sul da posição do jato na troposfera superior. Esta sombra somente seria esperada nas primeiras horas da manhã, devido à inclinação do sol.

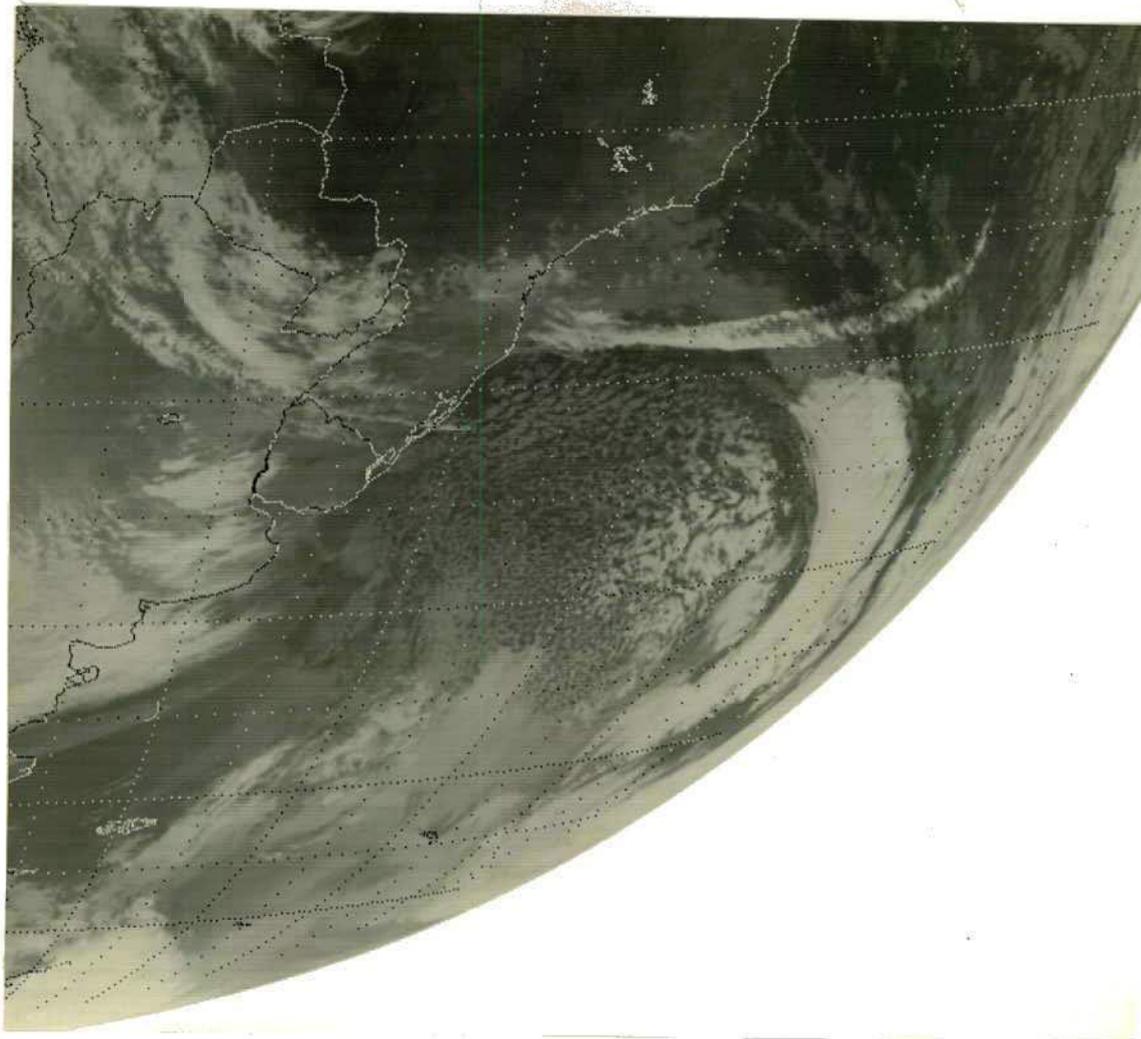


Fig. 17.18 - Imagem no espectro infravermelho, mostrando o desenvolvimento de nuvens atrás de uma frente fria, sobre o oceano Atlântico.

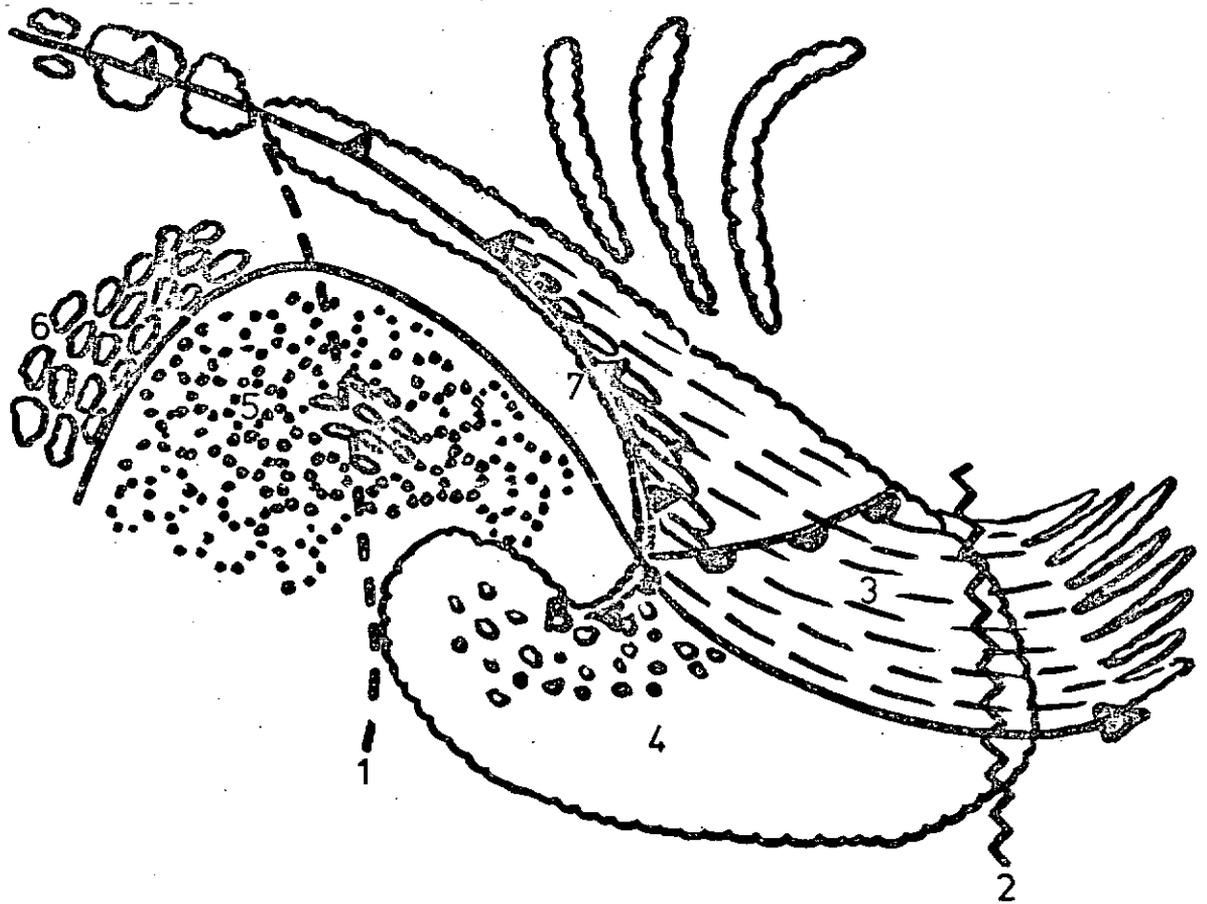


Fig. 17.19 - Configuração da nebulosidade associada a um sistema típico de latitudes médias.

A região 5 é a área de células abertas devido ao forte aquecimento por baixo. Estas células são observadas sobre áreas oceânicas. No centro da região 5 ocorrem: células maiores, que indicam o centro do ar frio nos altos níveis. Isto é verdadeiro se a superfície do mar subjacente tem uma temperatura aproximadamente uniforme. Em regiões onde as correntes oceânicas estabelecem grandes gradientes de temperatura na superfície do mar, tais como: onde a corrente do Brasil encontra a corrente das Malvinas, deve-se ter precaução na interpretação das formações de nuvens cumuliformes presentes.

Do lado anticiclônico do jato, região 6, o aquecimento por baixo ainda está presente. Entretanto, a instabilidade nos níveis inferiores é encimada por uma zona estável e por ar mais quente em cima. Assim, esta região é caracterizada por nuvens estratocumulus.

Nuvens cumulonimbus podem ocorrer em qualquer lugar ao longo da frente fria, embora elas sejam geralmente mais ativas na região 7. Os cirrus e altostratus, que se formam na bigorna dos cumulonimbus, expandem-se e são advectadas corrente abaixo, juntando-se aos cirrustratus e altostratus que são formados pelo processo discutido na Seção 17.2.1.

Corrente abaixo da crista de níveis superiores, região 2 na Figura 17.19, indica que o ar está geralmente descendo. Isto resulta numa dissipação da nebulosidade de nível médio, com apenas os cirrus permanecendo presentes. Como discutidos anteriormente, os cirrus podem persistir até o próximo ponto de inflexão no escoamento, dependendo da intensidade da subsidência.

As vezes, a posição do cavado em nível superior pode ser detectada pela mudança no caráter da nebulosidade frontal. Este caso somente ocorre, quando o cavado for de suficiente amplitude para se estender a latitudes ocupadas pela frente fria em superfície. Nesta situação, a nebulosidade a retaguarda do eixo do cavado aparecerá desorganizada e geralmente com caráter mais fraco, enquanto na frente

do eixo do cavado as nuvens aparecerão bem organizadas e mais fortes. Isto é também devido ao processo dinâmico discutido na Seção 17.2.1.