



**PALAVRAS CHAVES/KEY WORDS**  
**AUTORES** METEOROLOGIA POR SATÉLITE; PROBLEMAS MALPOSTOS  
**AUTHORS** SONDAGEM REMOTA; MÉTODO SIMULTÂNEO EM 3-D; VAS  
 PERFIS DE TEMPERATURA E DE UMIDADE; McIDAS; GOES

**AUTORIZADA POR/AUTHORIZED BY**  
 Marco Antônio Raupp  
 Diretor Geral

**AUTOR RESPONSÁVEL**  
**RESPONSIBLE AUTHOR**  
 Marlene Elias Ferreira

**DISTRIBUIÇÃO/DISTRIBUTION**  
 INTERNA / INTERNAL  
 EXTERNA / EXTERNAL  
 RESTRITA / RESTRICTED

**REVISADA POR / REVISED BY**  
 Luis Carlos B. Molion

**CDU/UDC**

**DATA / DATE**  
 Fevereiro, 87

<b>TÍTULO/TITLE</b>	<b>PUBLICAÇÃO Nº</b> <b>PUBLICATION NO</b> INPE-4104-TDL/258
	ALGORITMOS EM TRÊS DIMENSÕES PARA A INFERÊNCIA DE PERFIS DE TEMPERATURA E DE UMIDADE A PARTIR DE RADIÂNCIAS OBTIDAS PELO VAS
<b>AUTORES/AUTHORSHIP</b>	Marlene Elias Ferreira

**ORIGEM**  
**ORIGIN**  
 DRH-DME

**PROJETO**  
**PROJECT**  
 FRH/MET

**Nº DE PAG.**  
**NO OF PAGES**  
 226

**ULTIMA PAG.**  
**LAST PAGE**  
 B. 5

**VERSÃO**  
**VERSION**

**Nº DE MAPAS**  
**NO OF MAPS**

**RESUMO - NOTAS / ABSTRACT - NOTES**

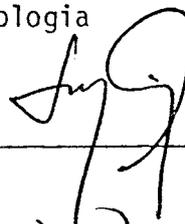
A presente pesquisa teve por objetivo desenvolver o método simultâneo em três dimensões (3-D), destinado a inferir, simultaneamente, perfis verticais de temperatura e de umidade a partir de radiâncias obtidas por satélites meteorológicos. Este método de regularização foi implantado no Sistema McIDAS da Universidade de Wisconsin, por meio de algoritmos em 3-D construídos nos modos lento e rápido para aplicações com o radiômetro VAS a bordo dos satélites GOES, e testados em latitudes médias continentais (EUA) com pouca e muita nebulosidade, e em regiões tropicais úmidas (Amazônia). Estes estudos permitiram constatar a viabilidade da abordagem em 3-D, pois: (a) com os valores escolhidos experimentalmente para o parâmetro de regularização, as soluções mostraram-se estáveis, e (b) os resultados mostraram-se compatíveis com os do algoritmo VAS do CIMSS em diversas situações, particularmente na presença de nebulosidade. Verificou-se também que a qualidade das soluções variou em função de diversos fatores, tais como: o modo do algoritmo, a estimativa inicial de ar superior, a situação meteorológica etc. Experimentos numéricos com os índices de estabilidade potencial e com a água precipitável atmosférica, calculados a partir de radiâncias obtidas pelo GOES-6, por ocasião do GTE/ABLE (1985), possibilitaram constatar a importância do VAS para a Amazônia.

**OBSERVAÇÕES/REMARKS**

Tese de Doutorado em Meteorologia, aprovada em 27 de junho de 1986.

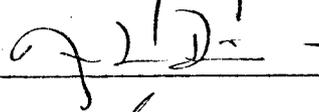
Aprovada pela Banca Examinadora  
em cumprimento a requisito exigido  
para a obtenção do Título de Doutor  
em Meteorologia

Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion



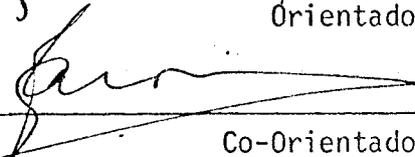
Presidente

Dr. Antonio Divino Moura



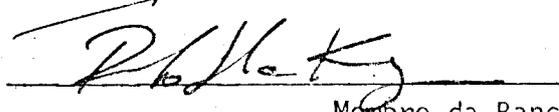
Orientador

Dr. Carlos Antonio de Moura



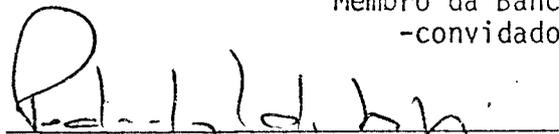
Co-Orientador

Dr. Ricardo Silva Kubrusly



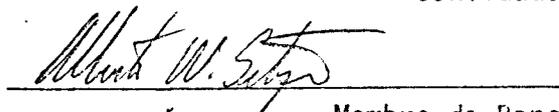
Membro da Banca  
-convidado-

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



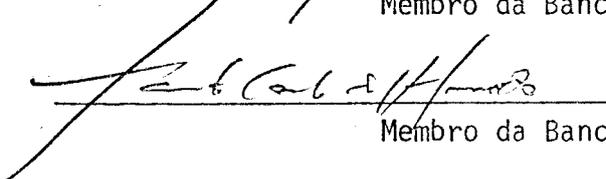
Membro da Banca  
-convidado-

Dr. Alberto W. Setzer



Membro da Banca

Dr. Fausto Carlos de Almeida



Membro da Banca

Candidata: Marlene Elias Ferreira

São José dos Campos, 27 de junho de 1986

*esta tese é dedicada*

*ao Wilson Flório Ferreira,  
companheiro e alter ego,  
a quem tanto devo pelo  
incentivo e dedicação em todos os momentos,*

*e*

*ao dr. William Leo Smith  
diretor do cimss e  
professor do departamento de meteorologia  
da universidade de wisconsin,  
estados unidos da américa,  
que viabilizou a realização deste trabalho.*

## AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Antonio Divino Moura, pela orientação e pelo incentivo constante.

Ao Dr. Carlos Antonio de Moura, co-orientador, pelas valiosas discussões matemáticas e pela revisão dos originais.

Ao Nelson Jesus Ferreira, pelo apoio humano e profissional.

À Telma Suaiden Klein, pelo estímulo e pelas sugestões no campo da programação.

Ao Instituto de Pesquisas Espaciais, pela oportunidade de realizar este trabalho.

Ao Laboratório Nacional de Computação Científica, que me recebeu e apoiou incondicionalmente.

Ao Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies, do NESDIS, e ao Space Science and Engineering Center, da Universidade de Wisconsin, pela ajuda financeira, pelo suporte logístico e pela convivência sempre produtiva com seus pesquisadores.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, pelo auxílio financeiro.

À Banca Examinadora, pelas sugestões oportunas.

À Eneida de Almeida Mendonça e à Rosana D.G. de Arantes Gonçalves, pela excelente datilografia do texto.

A todos os amigos e colegas, pela compreensão e encorajamento nos momentos difíceis.

## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS .....	<i>xiii</i>
LISTA DE TABELAS .....	<i>xvii</i>
LISTA DE SÍMBOLOS .....	<i>xix</i>
LISTA DE SIGLAS E DE ABREVIATURAS .....	<i>xxi</i>
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO: DEFINIÇÃO DOS OBJETIVOS</u> .....	1
<u>CAPÍTULO 2 - SONDAAGEM REMOTA DA ATMOSFERA</u> .....	5
2.1 - Considerações gerais .....	5
2.2 - Características da baixa atmosfera .....	6
2.3 - Idéias pioneiras da sondagem remota por satélites .....	9
2.4 - Evolução instrumental .....	10
2.5 - Sondagem remota versus radiossondagem .....	14
2.6 - Impacto e utilização da sondagem remota na Meteorologia ....	15
2.7 - As limitações da sondagem remota .....	18
<u>CAPÍTULO 3 - CONSIDERAÇÕES MATEMÁTICAS E FÍSICAS</u> .....	21
3.1 - A equação integral de transferência radiativa (EITR) .....	21
3.2 - Transmitância; termos de contorno e de erro .....	23
3.3 - Aspectos matemáticos da inversão da EITR .....	25
3.4 - O problema da umidade .....	28
<u>CAPÍTULO 4 - REVISÃO DAS METODOLOGIAS PARA A RESOLUÇÃO DA EITR</u> ...	31
4.1 - Estratégias para a resolução de problemas malpostos .....	31
4.2 - Métodos utilizados na sondagem remota .....	36
4.3 - Algoritmos de regularização .....	38
4.3.1 - Método da mínima informação .....	38
4.3.2 - Método simultâneo de Smith-Woolf .....	40
4.4 - Algoritmos de regressão linear .....	41
4.4.1 - Conceituação .....	41
4.4.2 - Método de regressão após categorização .....	42
4.4.3 - Método de regressão do GSFC .....	42

	<u>Pág.</u>
4.5 - Algoritmos híbridos .....	44
4.5.1 - Método de regularização estatística .....	44
4.5.2 - Método de regressão por autovetores .....	45
4.6 - Algoritmos iterativos .....	47
4.6.1 - Conceituação .....	47
4.6.2 - Modelo físico do GLAS: aplicações com o TOVS/TIROS-N .....	48
4.6.3 - Modelos físicos do CIMSS: aplicações com o VAS .....	49
4.7 - Comparações e conclusões .....	53
<u>CAPÍTULO 5 - ABORDAGEM EM 3-D AO PROBLEMA DA SONDAGEM REMOTA</u> .....	57
5.1 - Preliminares .....	57
5.2 - Dedução da EITR na forma perturbada .....	57
5.3 - Método simultâneo em 1-D de Smith-Woolf .....	62
5.4 - Método simultâneo em 3-D .....	64
<u>CAPÍTULO 6 - SONDADOR VAS</u> .....	71
<u>CAPÍTULO 7 - RECURSOS COMPUTACIONAIS DO SISTEMA McIDAS</u> .....	77
7.1 - Introdução .....	77
7.2 - Sistema McIDAS .....	77
7.3 - Procedimentos de operação .....	80
7.3.1 - Generalidades .....	80
7.3.2 - Dados de entrada e o texto LOVA .....	80
7.3.3 - Opções .....	81
7.3.4 - Dados de saída .....	83
7.4 - "Software" básico para o processamento de dados VAS .....	83
7.4.1 - Generalidades .....	83
7.4.2 - Sub-rotina FILTER: filtragem das nuvens .....	84
7.4.3 - Sub-rotina VASTAU: transmitâncias atmosféricas .....	85
7.4.4 - Sub-rotina VASRTE: temperatura de brilho calculada .....	85
7.4.5 - Sub-rotina SOLVEX: solução de sistemas lineares .....	86
7.4.6 - Sub-rotina SUTOC: perfis simultâneos em 1-D .....	86
7.5 - Algoritmo operacional do CIMSS (ALGOC) .....	89

	<u>Pág.</u>
<u>CAPÍTULO 8 - IMPLANTAÇÃO DOS ALGORITMOS EM 3-D NO McIDAS</u> .....	93
8.1 - Preliminares .....	93
8.2 - Escolha da base do espaço das soluções .....	93
8.3 - Preparação para a abordagem em 3-D: sub-rotina PREP3D .....	96
8.4 - Abordagem em 3-D no modo rápido .....	98
8.4.1 - Sub-rotina S3DRAP: perfis simultâneos em 3-D no modo rápido	98
8.4.2 - Algoritmo em 3-D no modo rápido .....	100
8.5 - Abordagem em 3-D no modo lento .....	104
8.5.1 - Sub-rotina S3DLEN: perfis simultâneos em 3-D no modo lento	104
8.5.2 - Algoritmo em 3-D no modo lento .....	106
<u>CAPÍTULO 9 - APLICAÇÕES DOS ALGORITMOS EM 3-D</u> .....	111
9.1 - Generalidades .....	111
9.2 - Análise objetiva: programa FBARN .....	112
9.3 - Informações estatísticas: programa CGVA .....	113
9.4 - Procedimentos de crítica e de validação dos resultados VAS .	114
9.5 - Caso céu limpo .....	115
9.6 - Caso céu nublado .....	119
9.7 - Caso Amazônia .....	120
<u>CAPÍTULO 10 - AVALIAÇÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS</u> .....	125
10.1 - Considerações gerais .....	125
10.2 - Estabilidade das soluções .....	126
10.3 - Estudos dos casos: céu limpo e céu nublado .....	129
10.3.1 - Perfis VAS individuais .....	129
10.3.2 - Tratamento estatístico dos perfis VAS para a América do Norte .....	136
10.3.2.1 - Preliminares .....	136
10.3.2.2 - Temperatura .....	137
10.3.2.3 - Umidade .....	142
10.3.2.4 - Altura geopotencial .....	144
10.3.3 - Estrutura horizontal .....	146
10.4 - Estudo do caso Amazônia .....	162

	<u>Pág.</u>
10.4.1 - Perfis VAS para Manaus .....	162
10.4.2 - Tratamento estatístico dos perfis VAS para a Amazônia ...	163
10.4.3 - Instabilidade convectiva .....	166
<u>CAPÍTULO 11 - CONCLUSÕES</u> .....	177
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	183
APÊNDICE A - DEFINIÇÃO DO ÍNDICE LEVANTADO	
APÊNDICE B - INFORMAÇÕES ESTATÍSTICAS PARA OS CASOS: CÉU LIMPO, CÉU NUBLADO E AMAZÔNIA	

## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Bandas de absorção no infravermelho entre 4,0 e 100,0 $\mu\text{m}$ para uma atmosfera com 1 cm de água precipitável; adaptada de Allen (1964) .....	7
2.2 - Diferenças sinóticas entre previsões numéricas para 72 horas a partir de um estado inicial que contém informações de temperatura obtidas por satélites e de outro que não contém tais informações .....	16
3.1 - Perfil vertical do EMQ das soluções pelo <i>método dos mínimos quadrados</i> para 139 casos simulados, calculado com base nos dados de radiossondagem correspondentes .....	29
4.1 - Soluções para $f(t)$ obtidas pelo método de regularização (RG) e pelo método da decomposição em valores singulares com truncamento (DVS) .....	37
4.2 - Comparação de perfis de temperatura (alta latitude), inferidos a partir de medidas do SIRS-B (correspondentes a 5 perfis climatológicos do "U.S. Standard Atmospheric Supplements" como estimativas iniciais), com dados de radiossondagem ...	40
4.3 - Média das diferenças (MD) e erros médios quadráticos (EMQ) para os períodos de abril de 1974 a março de 1975, abril de 1975 a setembro de 1975 e outubro de 1975 a março de 1976; comparação entre perfis de temperatura VTPR e de radiossondagem .....	43
4.4 - Perfil vertical do EMQ para as temperaturas TIROS-N, calculado com base em observações de radiossondagens colocadas sobre a América do Norte ( <i>método de regressão por autovetores</i> ) .....	46
4.5 - Média das diferenças de temperaturas TIROS-N com base em análises do NMC em função das camadas atmosféricas .....	47
4.6 - Perfil vertical do EMQ para as temperaturas TIROS-N calculadas segundo: (A) <i>método físico do GLAS</i> e (B) algoritmo do NESDIS ( <i>método de regressão por autovetores</i> ). O EMQ é calculado com base em observações de radiossondagens colocadas.	49
4.7 - Perfis verticais do EMQ entre os resultados VAS e os dados de radiossondagem para (a) temperatura, (b) temperatura do ponto de orvalho e (c) altura geopotencial, obtidos através de três algoritmos .....	51
4.8 - Soluções obtidas por diferentes métodos de inversão .....	55
6.1 - Funções-peso do VAS para os canais de sondagem de (A) temperatura e (B) umidade .....	75

	<u>Pág.</u>
7.1 - Configuração do "hardware" do Sistema McIDAS do SSEC .....	79
7.2 - Área típica de processamento VAS, definida em termos do de tector pequeno .....	82
7.3 - Fluxograma da sub-rotina SUTOC .....	87
7.4 - Fluxograma do ALGOC .....	90
8.1 - Subárea típica para o processamento VAS por meio dos algo rítmos em 3-D definida em termos de detector pequeno e de caixas com 11 x 11 cv.....	95
8.2 - Fluxograma da sub-rotina PREP3D .....	97
8.3 - Fluxograma da sub-rotina S3DRAP .....	99
8.4 - Esquema de aquisição de subáreas pelo ALG03D/RAP no proces samento VAS .....	101
8.5 - Fluxograma do ALG03D/RAP .....	102
8.6 - Fluxograma da sub-rotina S3DLEN .....	105
8.7 - Esquema de aquisição de subáreas pelo ALG03D/LEN no proces samento VAS .....	107
8.8 - Fluxograma do ALG03D/LEN .....	109
9.1 - Imagens de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS, realça das em falsas cores, para os <i>casos céu limpo</i> (parte infē rior) e <i>céu nublado</i> (parte superior) .....	116
9.2 - Distribuições geográficas de sondagens de ar superior para o <i>caso céu limpo</i> .....	118
9.3 - Distribuições geográficas de sondagens de ar superior para o <i>caso céu nublado</i> .....	121
9.4 - Imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS, realçada em falsas cores, para o <i>caso Amazônia</i> .....	123
10.1 - Perfis verticais de T e de T <sub>d</sub> inferidos pelo ALGOC, pelo ALG03D/RAP e pelo ALG03D/LEN <sup>d</sup> com estimativa inicial LFM e obtidos pelas estações de radiossondagem (a) 72353, (b) 72240 e (c) 72311 do <i>caso céu limpo</i> .....	130
10.2 - Perfis verticais de T e de T <sub>d</sub> inferidos pelo (a) ALGOC e pelo (b) ALG03D/RAP com estimativas iniciais LFM e clima tológica e obtidos pela estação de radiossondagem 72311 do <i>caso céu limpo</i> .....	133
10.3 - Perfis verticais de T e de T <sub>d</sub> inferidos pelo (a) ALGOC e (b) ALG03D/RAP com estimativas iniciais LFM e climatolōgi ca e obtidos pela estação de radiossondagem 72240 do <i>caso</i> <i>céu limpo</i> .....	134

10.4 - Perfis verticais de T e de $T_d$ inferidos pelo ALGOC e pelo ALGO3D/RAP com estimativa inicial climatológica e obtidos pelas estações de radiossondagem (a) 72240 e (b) 72311 ...	135
10.5 - <i>Caso céu limpo</i> : informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as temperaturas VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALGO3D/RAP e pelo ALGO3D/LEN com estimativas iniciais (A) LFM e (B) climatológica .....	138
10.6 - <i>Caso céu nublado</i> : informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as temperaturas VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALGO3D/RAP e pelo ALGO3D/LEN com estimativa inicial LFM ..	139
10.7 - <i>Caso céu limpo</i> : informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as temperaturas do ponto de orvalho VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALGO3D/RAP e pelo ALGO3D/LEN com estimativas iniciais (A) LFM e (B) climatológica .....	143
10.8 - <i>Caso céu nublado</i> : informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as temperaturas do ponto de orvalho VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALGO3D/RAP e pelo ALGO3D/LEN com estimativa inicial LFM .....	144
10.9 - <i>Caso céu limpo</i> : informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as alturas geopotenciais VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALGO3D/RAP e pelo ALGO3D/LEN com estimativas iniciais (A) LFM e (B) climatológica .....	145
10.10 - <i>Caso céu nublado</i> : informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as alturas geopotenciais VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALGO3D/RAP e pelo ALGO3D/LEN com estimativa inicial LFM ..	146
10.11 - <i>Caso céu limpo</i> : análises do campo de $T(^{\circ}\text{C})$ em 500 mb....	148
10.12 - <i>Caso céu limpo</i> : análises do campo de $\Delta T = [T(\text{RAD}) - T(\text{SAT})]$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) em 500 mb .....	150
10.13 - <i>Caso céu nublado</i> : análises do campo de $T(^{\circ}\text{C})$ em 500 mb ..	151
10.14 - <i>Caso céu nublado</i> : análises do campo de $\Delta T = [T(\text{RAD}) - T(\text{SAT})]$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) em 500 mb .....	152
10.15 - <i>Caso céu limpo</i> : análises do campo de Z (m) em 500 mb ....	154
10.16 - <i>Caso céu limpo</i> : análises do campo de $\Delta Z = [Z(\text{RAD}) - Z(\text{SAT})]$ (m) em 500 mb .....	156
10.17 - <i>Caso céu nublado</i> : análises do campo de Z (m) em 500 mb ..	157
10.18 - <i>Caso céu nublado</i> : análises do campo de $\Delta Z = [Z(\text{RAD}) - Z(\text{SAT})]$ (m) em 500 mb .....	158
10.19 - <i>Caso céu limpo</i> : análises do campo de $T_d(^{\circ}\text{C})$ em 700 mb ...	159
10.20 - <i>Caso céu limpo</i> : análises do campo de $\Delta T_d = [T_d(\text{RAD}) - T_d(\text{SAT})]$ ( $^{\circ}\text{C}$ ) em 700 mb .....	161

- 10.21 - *Caso Amazônia*: perfis verticais de T e de T<sub>d</sub> inferidos pelo ALGOC, pelo ALG03D/RAP e pelo ALG03D/LEN<sup>d</sup> com estimativas iniciais: (a) análise do NMC e (b) climatológica, e obtidos pela estação de radiossondagem de Manaus (3° S, 60° W) ..... 164
- 10.22 - *Caso Amazônia*: informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as temperaturas VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALG03D/RAP e pelo ALG03D/LEN com estimativa inicial climatológica ..... 165
- 10.23 - *Caso Amazônia*: informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as alturas geopotenciais VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALG03D/RAP e pelo ALG03D/LEN com estimativa inicial climatológica ..... 166
- 10.24 - *Caso Amazônia*: informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as temperaturas do ponto de orvalho VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALG03D/RAP e pelo ALG03D/LEN com estimativa inicial climatológica ..... 167
- 10.25 - *Caso Amazônia*: imagem de água precipitável, realçada em cores no McIDAS, com análise do campo de água precipitável (mm) a ela sobreposta, calculado por meio do ALGOC com estimativa inicial climatológica (11:48 TMG) ..... 169
- 10.26 - *Caso Amazônia*: análise do campo de água precipitável (mm), calculado por meio do ALG03D/RAP com estimativa inicial climatológica, sobreposta à imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS e realçada em cores no McIDAS (11:48 TMG) ..... 170
- 10.27 - *Caso Amazônia*: imagem do índice levantado, realçada em cores no McIDAS, com análise do campo de índice levantado (°C) a ela sobreposta, calculado por meio do ALGOC com estimativa inicial climatológica (11:48 TMG) ..... 171
- 10.28 - *Caso Amazônia*: análise do campo de índice levantado (°C), calculado por meio do ALG03D/RAP com estimativa inicial climatológica, sobreposta à imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS e realçada em cores no McIDAS (11:48 TMG) ..... 172
- 10.29 - *Caso Amazônia*: imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS, obtida às 14:18 TMG ..... 173
- 10.30 - *Caso Amazônia*: imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS, obtida às 17:48 TMG ..... 174
- 10.31 - *Caso Amazônia*: imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS, obtida às 20:48 TMG ..... 175.

## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Absorvedores atmosféricos e suas regiões de absorção .....	8
2.2 - Radiômetros passivos para sondagem da baixa atmosfera a bordo de satélites americanos civis .....	11
4.1 - Informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) para os resultados VAS em 6 de março de 1982, às 14:45 TMG .....	52
6.1 - Características instrumentais do VAS .....	74
9.1 - Principais resultados para o <i>caso céu limpo</i> .....	117
9.2 - Principais resultados para o <i>caso céu nublado</i> .....	120
9.3 - Principais resultados para o <i>caso Amazônia</i> .....	124
10.1 - Resíduos da temperatura de brilho do VAS, calculados com uma e duas iterações por meio do ALG03D/LEN .....	127
B.1 - Informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) para o <i>caso céu limpo</i> com estimativa inicial LFM .....	B.2
B.2 - Informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) para o <i>caso céu limpo</i> com estimativa inicial climatológica .....	B.3
B.3 - Informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) para o <i>caso céu nublado</i> com estimativa inicial LFM .....	B.4
B.4 - Informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) para o <i>caso Amazônia</i> com estimativa inicial climatológica .....	B.5



## LISTA DE SÍMBOLOS

A	matriz obtida pela discretização de $\int K(y,x) f(x) dx$ .
B	função de Planck.
I	radiância (intensidade específica); também utilizado <u>co</u> mo símbolo da matriz identidade.
K	núcleo radiativo, cerne, função-peso ou simplesmente <u>nú</u> cleo da EITR.
K	operador integral da versão contínua linear da EITR.
$L^2$	espaço das funções quadraticamente integráveis.
T	temperatura atmosférica.
$T_s; T^s; T(p_s)$	temperatura de contorno da superfície ("surface skin temperature").
$T^*$	$\equiv B^{-1}(T)$ , temperatura de brilho.
$T_d$ ou TD	temperatura do ponto de orvalho.
U ou $U(p)$	$\equiv \frac{1}{g} \int_0^p q(p) dp$ , umidade integrada.
$W^s$	função-peso da temperatura de contorno da superfície.
$W^t$	função-peso da temperatura.
$W^u$	função-peso da umidade.
Z	altura geopotencial.
$d_i$	$\equiv V_i(\text{RAD}) - V_i(\text{SAT})$ , onde $V_i$ é a variável de interesse no ponto de grade i.
$f(x)$	função a ser determinada no contexto da inversão matemática; em particular, $f(x)=T(x)$ , onde $T(x)$ é a temperatura atmosférica em função da coordenada vertical genérica <u>x</u> .
g	aceleração da gravidade.

$g(y)$	função dada ou medida no contexto da inversão matemática; em particular, $g(y_j)=I(v_j)$ , onde $I(v_j)$ é a radiancia proveniente da atmosfera medida no canal $j$ , cuja frequência central é $v_j$ .
$\ell(y_j)$	funcional linear que atua no espaço (de dimensão infinita) das funções $f(x)$ .
$p$	pressão atmosférica.
$q(p)$	razão de mistura do vapor d'água.
$\underline{t}^*$	vetor cujas componentes são os dados do problema da sondagem remota; tipicamente, $t_j^*$ é a temperatura de brilho perturbada em relação a um estado básico.
$\underline{\alpha}$	vetor de coeficientes do método simultâneo (em 1-D) de Smith-Woolf.
$\underline{\beta}$	vetor de coeficientes do método simultâneo em 3-D.
$\delta$	indica variável perturbada em relação a um estado básico.
$\gamma$	parâmetro de regularização.
$\underline{\varepsilon}$	termo de erro.
$\nu$	frequência de radiação eletromagnética.
$\Sigma$	matriz de coeficientes do método simultâneo em 3-D.
$\tau$	transmitância atmosférica.
$\Phi$	matriz de coeficientes do método simultâneo (em 1-D) de Smith-Woolf.
$\phi$	função vertical da base do espaço de soluções do método simultâneo (em 1-D) de Smith-Woolf e do método simultâneo em 3-D.
$\psi, \chi$	funções horizontais da base do espaço de soluções do método simultâneo em 3-D.
$\Omega$	funcional de regularização de Tikhonov.

## LISTA DE SIGLAS E DE ABREVIATURAS

ABLE	- Amazon Boundary Layer Experiment (Experimento da Camada Limite da Amazônia)
ALGOC	- Algoritmo Operacional do CIMSS
ALG03D/LEN	- Algoritmo em Três Dimensões no Modo Lento
ALG03D/RAP	- Algoritmo em Três Dimensões no Modo Rápido
AMSU	- Advanced Microwave Sounding Unit (Unidade Avançada de Sondagem em Microondas)
AMTS	- Advanced Moisture and Temperature Sounder (Sondador Avançado de Umidade e de Temperatura)
AVE	- Atmospheric Variability Experiment (Experimento de Variabilidade Atmosférica)
CCT	- Computer Compatible Tape (Fita Compatível com o Computador)
CIMSS	- Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies of NESDIS (Instituto de Cooperação para Estudos de Satélites Me teorológicos do NESDIS)
CNPq	- Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tec nológico
CPU	- Central Processing Unit (Unidade Central de Processamento)
CRT	- Cathode Ray Tube (Tubo de Raios Câtódicos)
CV	- Campo de Visada
DPD	- Desvio Padrão das Diferenças
DS	- Dwell Sounding (Sondagem Residente)

DTB	- Diferença entre a Temperatura de Brilho Observada e a Temperatura de Brilho Calculada
EITR	- Equação Integral de Transferência Radiativa
EMQ	- Erro Médio Quadrático
ESP	- Espaçamento
FGGE	- First GARP Global Experiment (Primeiro Experimento Global do GARP)
GARP	- Global Atmospheric Research Program (Programa Global de Pesquisas Atmosféricas)
GLAS	- Goddard Laboratory for Atmospheric Sciences (Laboratório para Ciências Atmosféricas de Goddard)
GMS	- Geostationary Meteorological Satellite (Satélite Meteorológico Geoestacionário)
GMT	- Greenwich Mean Time (Tempo Médio de Greenwich)
GOES	- Geostationary Operational Environmental Satellite (Satélite Operacional Geoestacionário do Meio-Ambiente)
GSFC	- Goddard Space Flight Center (Centro de Vôos Espaciais de Goddard)
GTE	- Global Tropospheric Experiment (Experimento Troposférico Global)
HIRS	- High Resolution Infrared Radiation Sounder (Sondador de Radiação Infravermelha de Alta Resolução)
HIS	- High-resolution Interferometer Sounder (Sondador Interferômetro de Alta Resolução)
IL	- Índice Levantado
INPE	- Instituto de Pesquisas Espaciais
IRIS	- Infrared Interferometer Sounder (Sondador Interferômetro no Infravermelho)

ITOS	- Improved TIROS Observational Satellite (Satélite de Observação TIROS Aperfeiçoado)
ITPR	- Infrared Temperature Profile Radiometer (Radiômetro de Perfil de Temperatura no Infravermelho)
LFM	- Limited-area Fine Mesh (Área Limitada com Alta Resolução)
LNCC	- Laboratório Nacional de Computação Científica
McIDAS	- Man/computer Interactive Data Access System (Sistema Interativo Homem/computador de Acesso a Dados)
MD	- Média das Diferenças
MSI	- Multi-Spectral Imaging (Imageamento Multiespectral)
MSU	- Microwave Sounding Unit (Unidade de Sondagem em Microondas)
NASA	- National Aeronautics and Space Administration (Administração Nacional de Aeronáutica e Espaço)
NEMS	- NIMBUS Experimental Microwave Sounder (Sondador Experimental NIMBUS em Microondas)
NESDIS	- National Environmental Satellite Data and Information Service of NOAA (Serviço Nacional de Dados e Informações de Satélites Ambientais da NOAA)
NMC	- National Meteorological Center (Centro Nacional de Meteorologia)
NOAA	- National Oceanic and Atmospheric Administration (Administração Nacional Oceânica e Atmosférica)
NWS	- National Weather Service (Serviço Nacional de Meteorologia)
RAD	- Observação de Radiossondagem

SAT	- Dado Inferido a Partir de Radiâncias Medidas por Satélites
SCAMS	- Scanning Microwave Spectrometer (Espectrômetro de Varredura em Microondas)
SIRS	- Satellite Infrared Spectrometer (Espectrômetro Infravermelho de Satélite)
SSEC	- Space Science and Engineering Center (Centro de Engenharia e de Ciência Espacial)
SSU	- Stratospheric Sounding Unit (Unidade de Sondagem Estratosférica)
TBC	- Temperatura de Brilho Calculada
TBO	- Temperatura de Brilho Observada
TIROS	- Television Infrared Observational Satellite (Satélite de Observação por Televisão no Infravermelho)
TMG	- Tempo Médio de Greenwich
TOVS	- TIROS-N Operational Vertical Sounder (Sondador Operacional Vertical TIROS-N)
UW	- Universidade de Wisconsin
VAS	- VISSR Atmospheric Sounder (Sondador Atmosférico VISSR)
VISSR	- Visible and Infrared Spin Scan Radiometer (Radiômetro Visível e Infravermelho de Varredura por Rotação)
VTPR	- Vertical Temperature Profile Radiometer (Radiômetro de Perfil Vertical de Temperatura)

### ABSTRACT

The objective of this research was to develop the simultaneous 3-D method with the purpose of retrieving, simultaneously, vertical temperature and moisture profiles from meteorological satellites radiances. This regularization method was implemented on the University of Wisconsin McIDAS System by means of VAS 3-D algorithms designed in the slow and fast modes for applications with VAS on board GOES satellites. Tests were performed in continental middle latitudes (USA), with cloudy and clear skies, as well as in a tropical humid region (Amazon). The results showed the 3-D approach viability to the VAS sounding problem. It was found that: (a) stable solutions were obtained with the experimentally chosen regularization parameter; and (b) the retrievals quality was comparable with that obtained by the CIMSS operational VAS algorithm in several instances, especially in the presence of cloudiness. It was also verified that the quality of the solutions is influenced by several factors such as the algorithm mode and the meteorological conditions. Numerical experiments with the instability indexes and atmospheric precipitable water calculated from radiances obtained by GOES-6 during the GTE/ABLE 1985, showed the VAS importance for the Amazon region.



## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO: DEFINIÇÃO DOS OBJETIVOS

A presente pesquisa está vinculada à técnica de sondagem remota, cujo objetivo é monitorar sistematicamente o estado termodinâmico da atmosfera por meio de satélites meteorológicos. Neste sentido, tem sido utilizada a órbita polar desde 1970 e a órbita geoestacionária a partir de 1980, com o advento do VAS (VISSR Atmospheric Sounder - Sondador Atmosférico VISSR), radiômetro que opera a bordo dos satélites GOES (Geostationary Operational Environmental - Satellite - Satélite Operacional Geoestacionário do Meio-Ambiente). O VAS será descrito com detalhes no Capítulo 6.

Esta técnica de medição indireta e à distância, de importância reconhecida em inúmeros trabalhos de avaliação e de aplicação no campo da Meteorologia, exhibe limitações peculiares de cunho matemático e instrumental que ainda não foram satisfatoriamente superadas. Em decorrência, os resultados da sondagem remota apresentam: erros que muitas vezes são inaceitáveis, tendo em vista certas aplicações; menor ou nenhum sucesso na presença de nuvens; e baixa resolução vertical, ou seja, perfis de temperatura e de umidade com alto teor de suavização. Tem-se procurado superar as limitações de caráter instrumental por meio de aperfeiçoamentos e inovações nas técnicas de radiometria, tais como a sondagem em microondas, o aumento do número de canais espectrais no infravermelho e o aumento da resolução horizontal. Estes aspectos serão abordados no Capítulo 2.

Do ponto de vista prático, a sondagem remota exige a utilização de modelos físicos que permitam transformar as radiâncias medidas pelos satélites em informações de interesse meteorológico, especialmente os perfis de temperatura e de umidade. Em geral, esses modelos são embasados na Equação Integral de Transferência Radiativa (EITR), que pertence à classe das equações integrais de Fredholm de primeira espécie. Sob o prisma da Matemática, o procedimento de inversão,

o qual implica o cálculo de funções que se encontram no integrando da EITR, a exemplo do perfil de temperatura, caracteriza-se como um problema malposto e, portanto, leva a soluções instáveis e múltiplas. Por outro lado, o número fixo e, em geral, pequeno de radiâncias medidas em canais espectrais inviabiliza o emprego de resultados de natureza assintótica. Esta problemática será aprofundada no Capítulo 3.

Conforme será visto no Capítulo 4, diversos métodos têm sido propostos no sentido de tornar bem-posto o problema da sondagem remota. Estes métodos, em geral, baseiam-se em teorias de regularização, de filtragem e estatísticas. Há ainda a abordagem iterativa que evita a inversão direta da EITR.

Até hoje, no entanto, todos os modelos utilizados, em particular no caso do VAS, são formulados em uma dimensão (1-D), ou seja, somente incluem a estrutura vertical da atmosfera.

A abordagem em três dimensões (3-D) abre novas perspectivas para o tratamento do problema da sondagem remota por satélites. Ela permite a busca de maior consistência horizontal, de especial relevância quando se trata de fenômenos de escala sinótica, e possibilita introduzir novas metodologias para a inferência de perfis em colunas contaminadas por nuvens, aspecto importante para radiômetros como o VAS que não contam com canais em microondas. Por outro lado, as pesquisas realizadas no campo da iniciação de modelos para a previsão numérica de tempo indicam que a abordagem em 3-D é mais promissora, pois favorece a utilização simultânea de dados de satélite e convencionais, como as observações de radiossondagem, que podem ser tratadas como vínculos.

Dentro deste contexto, o objetivo da presente pesquisa é propor a abordagem em 3-D ao problema de sondagem remota pelo VAS. Para este fim, foi generalizado para 3-D o modelo matemático (EITR) e foram construídos dois algoritmos de resolução numérica, ambos baseados no método simultâneo em 3-D, formulado neste trabalho.

Grande parte do trabalho foi realizado na Universidade de Wisconsin (UW) de fevereiro a dezembro de 1985. Para tanto, utilizam-se as facilidades do CIMSS (Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies of NESDIS - Instituto de Cooperação para Estudos de Satélites Meteorológicos do NESDIS) e do SSEC (Space Science and Engineering Center - Centro de Engenharia e de Ciência Espacial), a principal delas sendo o Sistema McIDAS (Man/computer Interactive Data Access System - Sistema Interativo Homem/computador de Acesso a Dados).

No Sistema McIDAS encontra-se implantado o ALGOC (Algoritmo Operacional do CIMSS), destinado a processar os dados do VAS, além de um grande elenco de programas especialmente elaborados para apoiar pesquisas sobre satélites meteorológicos, como será visto no Capítulo 7.

Por sua vez, o ALGOC utiliza-se do *método simultâneo de Smith-Woolf*, em 1-D, que tem por base a teoria de regularização. Este método será introduzido no Capítulo 4.

Tendo em vista o objetivo proposto, as seguintes etapas foram cumpridas:

- Formulação teórica da abordagem em 3-D para o problema da sondagem remota a partir do *método simultâneo de Smith-Woolf* (Capítulo 5).
- Construção de algoritmos de resolução em 3-D e sua implantação no Sistema McIDAS (Capítulo 8).
- Seleção de situações meteorológicas para testes, comparações e avaliações dos algoritmos em 3-D e do ALGOC, assim como obtenção dos respectivos resultados (Capítulo 9).
- Avaliação dos resultados obtidos (Capítulo 10).
- Consolidação das principais conclusões (Capítulo 11).



## CAPÍTULO 2

### SONDAGEM REMOTA DA ATMOSFERA

#### 2.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

Tradicionalmente, a obtenção de perfis de temperatura e de umidade da atmosfera é efetuada por meio de balões equipados com radiossondas que, ao subirem, obtêm medidas locais e imediatamente as transmitem a uma estação receptora.

Os foguetes ampliaram as possibilidades de investigar as regiões acima de 40 km, teto dos balões meteorológicos, ainda com base no conveniente princípio da medição direta,

Entretanto, uma rede de ar superior adequada para fins meteorológicos pressupõe a operação diária de uma estação a cada 300 km, ou seja, cerca de dez mil para o globo todo, objetivo difícil de ser atingido em virtude de aspectos econômicos e práticos. A maior parte da Terra é constituída por oceanos e diversas regiões continentais são de difícil acesso, condições estas que se acentuam no Hemisfério Sul.

A era espacial trouxe novas perspectivas, pois os satélites artificiais podem observar extensas porções do planeta periódica ou, mesmo, continuamente, de acordo com o tipo de órbita. Este potencial vem estimulando novas técnicas de observação, em certos casos com a finalidade de substituir ou complementar as tradicionais.

Foi nesse contexto que surgiu a sondagem remota da atmosfera por satélites, através da qual são feitas medições radiométricas à distância. A partir dos dados radiométricos, é possível inferir perfis verticais de temperatura ou de concentração de constituintes importantes como o vapor d'água e o ozônio.

Para melhor compreender tal metodologia convém rever certas características da baixa atmosfera da Terra.

## 2.2 - CARACTERÍSTICAS DA BAIXA ATMOSFERA

Abaixo de 70 km, a atmosfera da Terra encontra-se em equilíbrio termodinâmico e é composta por uma mistura de gases ( $O_2$ ,  $N_2$ ,  $CO_2$ ,  $H_2O$ ,  $O_3$ ,  $CO$ ,  $CH_4$  etc.), partículas em suspensão (aerossóis) e nuvens. As concentrações de certos constituintes menores, como o  $H_2O$  e o  $O_3$ , assim como a nebulosidade, são bastante variáveis. Outros constituintes, como o  $O_2$  e o  $CO_2$ , apresentam razão de mistura praticamente constante no tempo e no espaço.

O sistema Terra-Atmosfera recebe energia radiativa do Sol, que a emite, com boa aproximação, como um corpo negro a 5800 K. De acordo com a lei do deslocamento de Wien, este fato implica que a intensidade de Planck atinja o máximo em torno de  $0,5 \mu m$ , isto é, na região visível do espectro eletromagnético.

Assim como o Sol, a Terra emite radiação eletromagnética em todas as frequências do espectro. Sucede que a temperatura global média do nosso planeta é somente cerca de 250 K, o que, segundo as leis de Planck e do deslocamento de Wien, faz com que a intensidade de Planck seja menor que a do Sol em todas as frequências e que o comprimento de onda para o qual esta intensidade é máxima seja maior: cerca de  $10 \mu m$ .

Em consequência, os espectros das radiações solar (radiação de ondas curtas) e terrestre (radiação de ondas longas) correspondem a duas regiões espectrais praticamente distintas, situadas abaixo e acima de  $4 \mu m$ , respectivamente. Tal distinção torna possível tratar os dois tipos de transferência radiativa separadamente, o que simplifica bastante o tratamento do problema. Isto também permite que a radiometria passiva a bordo de satélites, destinada à sondagem remota, focalize a radiação de ondas longas.

A radiação oriunda da superfície da Terra interage de modo complexo com a atmosfera por meio dos processos de extinção (absorção e espalhamento) e de emissão (lei de Kirchoff). Entre 4 e 100  $\mu\text{m}$ , o  $\text{CO}_2$ , o  $\text{H}_2\text{O}$  e o  $\text{O}_3$  são os principais gases absorvedores (Figura 2.1) e, junto com as nuvens, são importantes para o equilíbrio radiativo do planeta.

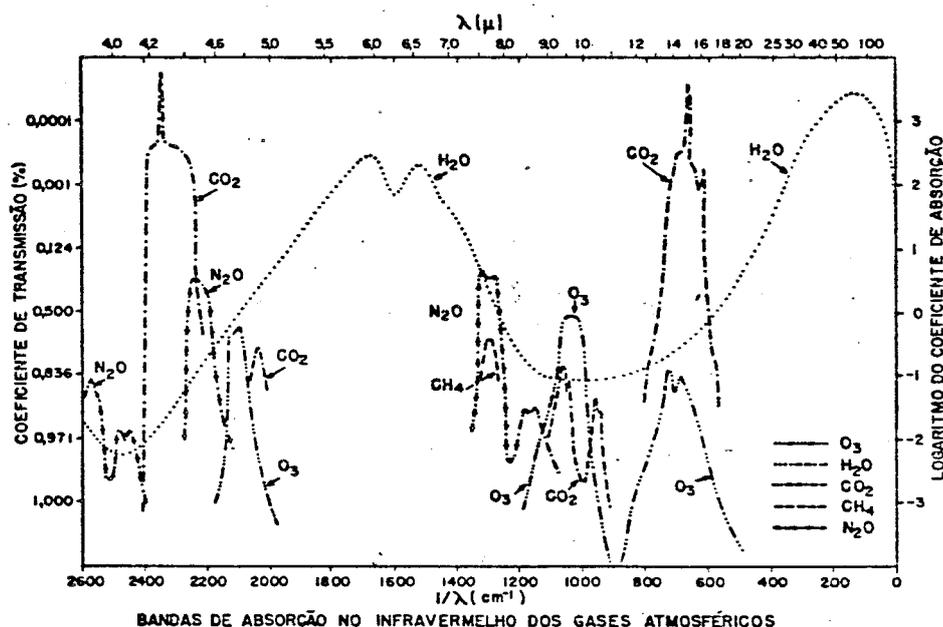


Fig. 2.1 - Bandas de absorção no infravermelho entre 4,0 e 100,0  $\mu\text{m}$  para uma atmosfera com 1 cm de água precipitável; adaptada de Allen (1964).

Com referência à Figura 2.1, nota-se que o  $\text{CO}_2$  apresenta duas bandas de absorção que se destacam, centradas em 4,3 e 15  $\mu\text{m}$ . De outro modo, a absorção pelo  $\text{H}_2\text{O}$  se dá num "continuum", resultado de diversas bandas e linhas discriminadas na Tabela 2.1, absorção esta cuja intensidade varia segundo o teor da umidade atmosférica.

No infravermelho distante (entre 100 e 1000  $\mu\text{m}$ ) o vapor d'água é o principal absorvedor; na faixa de microondas (entre 1000  $\mu\text{m}$  e 10 cm) este papel é também compartilhado com o  $\text{O}_2$ . Maiores detalhes

sobre os absorvedores atmosféricos e suas respectivas regiões de absorção são encontrados na Tabela 2.1. De grande importância para o equilíbrio radiativo da Terra, bem como para as técnicas de sondagem atmosférica e de sensoriamento remoto, são as janelas atmosféricas, regiões espectrais onde se verificam mínimos (relativos) de absorção.

TABELA 2.1

ABSORVEDORES ATMOSFÉRICOS E SUAS REGIÕES DE ABSORÇÃO

ABSORVEDOR	SÍMBOLO	REGIÃO ESPECTRAL
DIÓXIDO DE CARBONO	CO <sub>2</sub>	13,5-16,5µm (centro: 15µm); 4,2-4,4µm (centro: 4,3µm); 10,4; 9,4; 5,2; 2,7; 2,0; 1,6; 1,4µm. Há também uma série de bandas fracas no intervalo 0,78-1,24µm.
OXIGÊNIO MOLECULAR	O <sub>2</sub>	1,07 e 1,27µm; uma série de linhas no intervalo 50-70GHz; uma linha em 118,75GHz; etambém uma série de bandas fracas no visível com centros entre 5384 e 7621 Å.
VAPOR D'ÁGUA	H <sub>2</sub> O	5,5-7,5µm (centro: 6,3µm); 2,6-3,3µm (vários centros); 1,9; 1,4; 1,1; 0,94; 0,81; 0,72µm; 22,24 e 183,31GHz. Adiciona-se a isto linhas em frequências acima de 300GHz que se estendem até 8µm e algumas bandas fracas no visível.
OZÔNIO	O <sub>3</sub>	14,1; 9,6; 9,0; 5,75; 4,75; 3,59; 3,27; 2,7µm. 18 linhas entre 9,2 e 43,65GHz; linhas em 96,23; 101,74 e 118,36GHz; 20 linhas entre 160 e 380GHz. E também 1800-3400Å (centro: 2600Å); 3200-3600Å; 4400-7400Å.
METANO	CH <sub>4</sub>	3,3 e 7,7µm.
ÓXIDO NÍTRICO	N <sub>2</sub> O	4,5; 7,8; 17,0µm. 251, 75, 50 e 25GHz.
MONÓXIDO DE CARBONO	CO	4,67; 2,35; 1,57; 1,19µm. 2,38-25,0µm (vários centros); mais 230,77 e 115,27GHz.
JANELAS	-	8-13µm; 18,0; 4,7; 4,0; 3,8; 2,3; 1,65; 1,25; 1,05µm. Regiões dos intervalos: 1,4-10,0GHz; 33-36GHz; 80-100GHz; 125-140GHz; 210-235GHz. Mais a região visível.

FONTE: Smith, 1983d,

Assim sendo, a intensidade da radiação eletromagnética de ondas longas a ser registrada por satélites é fruto, principalmente, das condições na superfície, do estado termodinâmico do ar (temperatu

ra e umidade em cada nível), das concentrações do  $O_3$  e do  $CO_2$  e da cobertura de nuvens,

### 2.3 - IDÉIAS PIONEIRAS DA SONDAGEM REMOTA POR SATÉLITES

As características apresentadas pela baixa atmosfera serviram de embasamento para as idéias pioneiras sobre a técnica de sondagem remota surgidas na década de 50.

King (1956) mostrou a possibilidade de estimar o perfil de temperatura da atmosfera a partir de medidas da intensidade da radiação monocromática que chega a um satélite de diversas direções, pelo tratamento da Equação Integral de Transferência Radiativa. Como a intensidade de Planck, num dado comprimento de onda, é uma função única da temperatura, essas medidas seriam suficientes para que a estrutura térmica fosse determinada em seus diversos níveis, cada nível sendo associado a um ângulo de emergência particular.

Com a mesma finalidade, Kaplan (1959) sugeriu o uso de satélites para medir a intensidade da radiação emergente apenas numa direção fixa (zenital), porém em função de diversos comprimentos de onda associados à banda do  $CO_2$  em  $15 \mu m$ . Como a profundidade ótica depende do comprimento de onda, medidas no centro da banda estariam vinculadas à estrutura térmica da camada superior, ao passo que medidas nos extremos (asas), estariam vinculados à estrutura térmica da camada junto à superfície do planeta. A temperatura das camadas intermediárias seriam inferidas a partir de medidas feitas em comprimentos de onda criteriosamente escolhidos entre o centro e a asa da banda. Kaplan (1959) escolheu o  $CO_2$  por apresentar razão de mistura praticamente constante até 70 km, e mostrou a viabilidade de utilizar a EITR pelo fato de ser a transmitância atmosférica, em primeira aproximação, independente da temperatura.

## 2.4 - EVOLUÇÃO INSTRUMENTAL

A partir de 1960, verificou-se um crescente interesse na implantação das técnicas de sondagem remota, em particular na de Kaplan, a qual tem sido amplamente utilizada nos sistemas operacionais. Inicialmente utilizaram-se balões e depois satélites (Wark and Fleming, 1966; Shaw et alii, 1970; Allison, 1980; Elias, 1981; Smith, 1983c; Smith, 1985a).

Conforme ilustra a Tabela 2.2, a evolução tem sido no sentido de maior resolução tanto espectral (e, portanto, vertical) como horizontal. A viabilidade comprovada de ampliar o espectro observacional para também incluir os canais em microondas, pelo menos nos satélites de órbita baixa, representou um avanço significativo. Como resultado desses esforços, a comunidade atualmente conta com elencos sofisticados de sensores a bordo de satélites meteorológicos.

O sistema TOVS (TIROS-N Operational Vertical Sounder - Sondador Operacional Vertical TIROS-N), com 27 canais, encontra-se a bordo dos satélites de órbita polar heliossíncrona da série TIROS-N/NOAA, a uma altura aproximada de 800 km, série esta que ainda está sendo mantida em caráter operacional (Smith et alii, 1979). Os satélites operam em pares, o que permite observações 4 vezes por dia.

Três instrumentos compõem o TOVS:

- 1) HIRS-2 (High Resolution Infrared Radiation Sounder-2 / Sondador de Radiação Infravermelha de Alta Resolução-2), com 20 canais espectrais entre 0,7 e 15,0  $\mu\text{m}$ , cujos principais propósitos são: sondagem vertical de temperatura e de umidade, determinação da concentração total de ozônio e da temperatura da superfície e detecção de nuvens.

TABELA 2.2

RADIÔMETROS PASSIVOS PARA SONDAGEM DA BAIXA ATMOSFERA  
A BORDO DE SATÉLITES AMERICANOS CIVIS

ANO	SATELITE	NOME DO SENSOR	TIPO DO SENSOR	NÚMERO DE CANAIS ESPECTRAIS	INTERVALOS ESPECTRAIS (RESOLUÇÃO NOMINAL)	RESOLUÇÃO ANGULAR E (NO SOLO)	LIMITES DE VARREDURA
1969	NIMBUS-3	SIRS-A	Espectrômetro de grade	8	11 - 15 $\mu\text{m}$ ( $5\text{cm}^{-1}$ )	12° (250km)	Somente nadir
		IRIS-A	Interferômetro de Michelson	240	6,2 - 25 $\mu\text{m}$ ( $5\text{cm}^{-1}$ )	8° (170km)	Somente nadir
1970	NIMBUS-4	SIRS-B	Espectrômetro de grade	14	11 - 35 $\mu\text{m}$ ( $5\text{cm}^{-1}$ )	12° (250km)	$\pm 35^\circ$
		IRIS-D	Interferômetro de Michelson	393	6,2 - 25 $\mu\text{m}$ ( $2,8\text{cm}^{-1}$ )	5° (100km)	Somente nadir
1972 1979	SÉRIE TIROS-D	VTPR	Radiômetro com roda de filtros	8	12 - 19 $\mu\text{m}$ ( $15\text{cm}^{-1}$ )	2,3° (55km)	$\pm 30,3^\circ$
		ITPR	Multidetector/cádiômetro telescópico	7	3,8 - 20 $\mu\text{m}$ ( $15\text{cm}^{-1}$ )	1,5° (30km)	$\pm 38^\circ$
1972	NIMBUS-5	NEMS	Radiômetro do tipo Dicke	5	0,5 - 1,35cm (220MHz)	10° (200km)	Somente nadir
		HIRS	Radiômetro com roda de filtros	17	0,6 - 15 $\mu\text{m}$ ( $15\text{cm}^{-1}$ )	1,5° (30km)	$\pm 36^\circ$
1975	NIMBUS 6	SCAMS	Radiômetro de varredura do tipo Dicke	5	0,5 - 1,35cm (220MHz)	7,5° (150km)	$\pm 43^\circ$
		HIRS-2	Radiômetro com roda de filtros	20	0,6 - 15 $\mu\text{m}$ ( $15\text{cm}^{-1}$ )	135° (18km)	$\pm 49,5^\circ$
1978 até o presente	SÉRIE TIROS-N	MSU	Radiômetro de varredura multireceptor	4	0,5 - 0,6cm (200MHz)	7,5° (110km)	$\pm 48^\circ$
		VAS	Radiômetro com roda de filtros	12	0,6 - 15 $\mu\text{m}$ ( $20\text{cm}^{-1}$ )	0,2 - 0,4mr (7 - 14km)	360°
Proposto (Planejado) 1987	TIROS Avançado	AMSU	Radiômetros multiplexado trireflektor	20	0,15 - 1,60cm (300MHz)	3,3° (45km)	360°
		HIS	Interferômetro com varredura otimizada	512	3,7 - 17 $\mu\text{m}$ (0,4 - 2,0 $\text{cm}^{-1}$ )	0,3mr (10km)	Programável
Proposto	TIROS Avançado	AMTS	Espectrômetro de grade	28	3,7 - 17 $\mu\text{m}$ (0,4 - 2,0 $\text{cm}^{-1}$ )	0,8° (10km)	$\pm 50^\circ$

FONTE: Smith, 1983c.

- 2) MSU (Microwave Sounding Unit - Unidade de Sondagem em Microondas), com 4 canais espectrais em microondas, nas linhas de absorção do  $O_2$  em 53,73; 54,96; 57,95 GHz e na janela em 50,31 GHz, cujas finalidades são as seguintes: determinação da emissividade da superfície e da atenuação por nuvens e sondagem da temperatura na presença de nebulosidade.
- 3) SSU (Stratospheric Sounding Unit - Unidade de Sondagem Estratosférica), com 3 canais espectrais em  $15 \mu m$ , que se destinam à determinação de temperatura em níveis superiores a 30 mb.

No ponto subsatélite, o HIRS-2 e a MSU resolvem áreas circulares de 30 e 110 km de diâmetro, respectivamente. Em cada linha de varredura com extensão linear de aproximadamente 2250 km, o HIRS-2 faz amostragens de 56 campos de visada versus 11 no caso da MSU. Por sua vez, cada linha de varredura da SSU, com extensão linear de 1500 km, compreende 8 campos de visada.

Para maiores detalhes sobre características e desempenho da instrumentação TOVS ver Smith et alii (1979) e Koenig (1980).

Uma das mais importantes inovações no campo instrumental é o sistema VAS, o primeiro desenvolvido para operar com satélites geoestacionários que possui, especialmente, a capacidade de sondagem atmosférica. Isto amplia a utilização da técnica de Kaplan, uma vez que a órbita geoestacionária possibilita a observação contínua de quase um terço do globo terrestre. O VAS, atualmente operando em caráter experimental a bordo dos satélites GOES, da NOAA, possui 12 canais espectrais de alta resolução (14 km) no infravermelho, destinados à inferência de perfis de temperatura (até 50 mb) e de umidade (Smith et alii, 1981). Maiores detalhes sobre o VAS serão apresentados no Capítulo 6.

A nova geração de instrumentos, atualmente em fase de projeto, conta com aperfeiçoamentos bastante promissores (ver Tabela 2.2). Ainda na década de 80, a AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit - Unidade Avançada de Sondagem em Microondas) poderá substituir a MSU nos satélites TIROS-N. A AMSU conta com 15 canais espectrais para medir o perfil de temperatura da troposfera e da estratosfera com resolução horizontal de 50 km e 5 canais espectrais para medir o perfil de umidade com resolução horizontal de 15 km. De acordo com estudos teóricos realizados, o desempenho da AMSU deverá ser superior ao do TOVS em todas as condições meteorológicas, especialmente na presença de cobertura total de nuvens. Além disso, a AMSU será o primeiro radiômetro operacional capaz de fazer sondagens de umidade através de nuvens (Smith, 1983d).

Fortes candidatos a radiômetros operacionais são o AMTS (Advanced Moisture and Temperature Sounder - Sondador Avançado de Umidade e de Temperatura) proposto pela NASA para futuros satélites de órbita polar (Chahine et alii, 1984) e o HIS (High - resolution Interferometer Sounder - Sondador Interferômetro de Alta Resolução) proposto pela NOAA/NESDIS para aplicações futuras em satélites geostacionários (Smith et alii, 1983b). Ambos instrumentos operarão no infravermelho com altíssima resolução espectral ( $\Delta\nu = 0,0005 \nu$ ), com o objetivo de conseguir melhor resolução vertical. Com esses radiômetros espera-se alcançar precisões de  $1^{\circ}\text{C}$  e 10% para os perfis de temperatura e de umidade, respectivamente.

Segundo Smith (1983d), a utilização de radiômetros em microondas com alta resolução espacial em órbitas geossíncronas já se mostra tecnicamente viável. A grande vantagem do sondador em microondas sobre outros radiômetros, como o HIS, é a sua capacidade de penetração nas nuvens, o que otimizará a contribuição da sondagem por satélites geostacionários para os modelos de previsão de tempo em mesoescala, bem como para as previsões de tempo a curtíssimo prazo ("nowcasting").

Discussões sobre outras técnicas passivas (como a de King) ou ativas (utilizando, por exemplo, lasers e radares) podem ser encontradas em Smith (1983d).

## 2.5 - SONDAGEM REMOTA VERSUS RADIOSSONDAGEM

Ao analisar o desempenho da técnica de sondagem remota é necessário lembrar que, em virtude de não existir um padrão absoluto, as comparações são habitualmente feitas com dados obtidos por radiossondagens.

A radiossondagem pressupõe medições a cada nível, enquanto o sondador remoto somente fornece informações sobre o estado médio de um certo número de camadas atmosféricas que, em geral, é bastante pequeno. Conseqüentemente, a sondagem remota promove, em princípio, a suavização dos campos de temperatura e de umidade em detrimento da estrutura fina.

Ademais, estima-se que os dados de temperatura e de umidade sejam medidos por radiossondagem com precisões de 1 K e 10%, respectivamente (Fuelberg, 1974). Tais valores, que também são almejados para a técnica de sondagem remota, devem ser tomados com reserva por representarem estimativas médias. Em casos individuais, as medidas podem apresentar erros bem maiores dependendo de fatores como tipo de equipamento, deficiências na redução dos dados e problemas de amostragem (Fuelberg, 1974). O caso da umidade é particularmente crítico. Jedlovec (1985) apresenta erros médios quadráticos (EMQ) para a temperatura do ponto de orvalho que aumentam de 1,5 K, próximo a 1000 mb, para 5,0 K, em 550 mb, e depois decrescem atingindo 2,0 K em 350 mb (ver Seção 4.6.2).

No confronto dos perfis obtidos através da sondagem remota com aqueles medidos por radiossondagem surge um outro problema. Em geral, as radiossondagens são colocadas, isto é, pode não haver coincidência no que diz respeito ao horário da observação e/ou ao posicionamento geográfico, entre elas e as sondagens por satélite.

Por outro lado, a estratégia adotada para avaliar o desempenho da técnica de sondagem remota pode influir nos resultados. Isto é verificado pelo estudo sobre um conjunto de temperaturas TIROS-N feito por Schlater (1981), que utilizou as análises do NMC (National Meteorological Center - Centro Nacional de Meteorologia) para avaliar os campos de temperatura. Esta comparação com dados suavizados produziu resultados mais favoráveis às sondagens TIROS-N do que a avaliação realizada por Phillips et alii (1979) com radiossondagens colocadas.

A discussão sobre os critérios de avaliação da técnica de sondagem remota será retomada no Capítulo 10, com um enfoque específico à problemática VAS.

## 2.6 - IMPACTO E UTILIZAÇÃO DA SONDAÇÃO REMOTA NA METEOROLOGIA

O impacto de dados obtidos por satélites na Meteorologia tem sido analisado através de inúmeros trabalhos como o de Halem et alii (1978), autores que estudaram a influência da sondagem remota na previsão numérica de tempo sobre a América do Norte. Conforme ilustra a Figura 2.2, esta influência pode ser significativa.

Estudos de caráter semelhante com sondagens do TIROS-N e do NOAA-6, conduzidos por Schmidt et alii (1981) e por Derber et alii (1981), demonstraram que apesar de ambos os satélites terem sido capazes de posicionar corretamente os principais cavados e cristas, os gradientes foram subestimados. Em comparação com as análises do LFM (Limited-area Fine Mesh - Área Limitada com Alta Resolução) do NMC (Gerrity Jr., 1977), os cavados apresentaram-se substancialmente mais quentes e as cristas mais frias. Uma consistência horizontal satisfatória somente foi alcançada mediante a remoção de sondagens qualificadas de pobres. Mesmo assim, os resultados próximos à superfície e na região da tropopausa mostraram-se especialmente ruins.

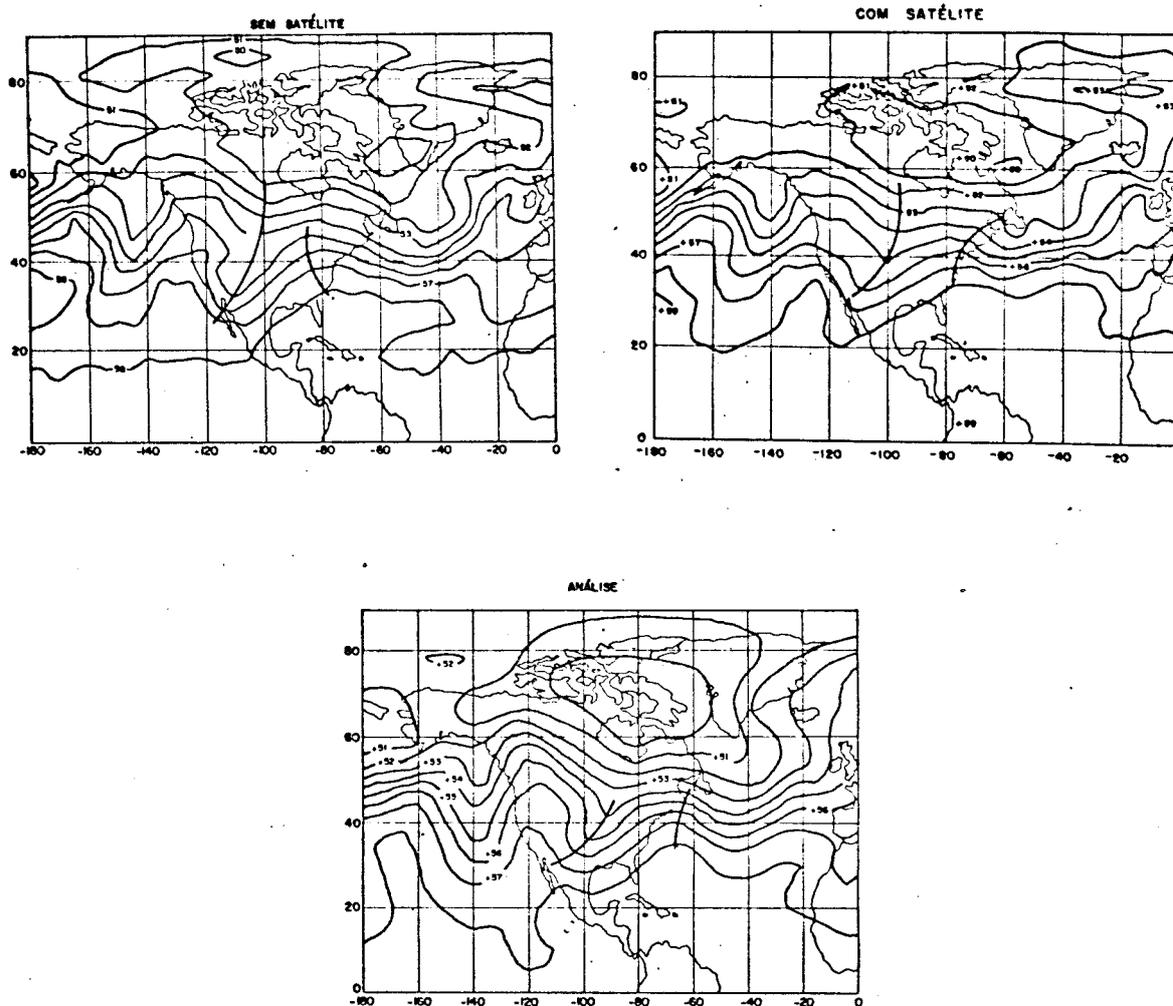


Fig. 2.2 - Diferenças sinóticas entre previsões numéricas para 72 horas a partir de um estado inicial que contém informações de temperatura obtidas por satélites e de outro que não contém tais informações.

- Os campos são os de altura geopotencial de 500 mb sobre a América do Norte. A análise sinótica corresponde aos casos superiores.

FONTE: Halem et alii (1978).

Derber et alii (1981) iniciaram modelos de previsão numérica com as análises acima discutidas e verificaram que os cavados, que em princípio eram muito quentes, assim permaneciam durante todo o período da previsão. Com base nestes estudos, os autores concluíram que

dificilmente os satélites operacionais contribuiriam para melhorar a previsão numérica de tempo em setores com abundância de informações convencionais e que, no entanto, a sondagem remota seria especialmente benéfica em regiões carentes de dados convencionais.

De fato, a importância das sondagens verticais por satélites de órbita polar na previsão numérica de tempo, em particular no Hemisfério Sul, foi comprovada por estudos realizados com conjuntos de dados obtidos por ocasião do FGGE (First GARP Global Experiment - Primeiro Experimento Global do GARP). Conforme já se previa, os resultados indicaram que as sondagens verticais sobre áreas pobres de dados, como os oceanos, contribuem para estender o prazo de validade dessas previsões de tempo (Smith, 1983d).

A propósito, no âmbito da previsão numérica de tempo, a assimilação dos dados de satélite em esquemas de iniciação constitui um importante e complexo problema. O ideal seria utilizar metodologias que permitissem combinar, simultaneamente, dados convencionais e de radiância obtidos por satélites. Entretanto, somente o enfoque em três dimensões possibilita introduzir tal combinação e resolver o problema simultâneo com base em princípios de consistência espacial. Neste sentido, são bastante promissores os métodos para análise objetiva variacional propostos por Wahba e Wendelberger (1980).

Apesar de seu enorme potencial de aplicação, o VAS tem sido preponderantemente utilizado no contexto dos fenômenos de mesoescala e na previsão de curtíssimo prazo ("nowcasting"). Diversos estudos comprovam a utilidade do VAS no âmbito da mesoescala (Smith and Zhou, 1982; Uccellini et alii, 1985; Smith et alii, 1985), graças à alta resolução espacial e ao fato de a órbita geossíncrona permitir observações frequentes.

Assim sendo, apesar de ser a sondagem remota ainda hoje alvo de críticas, em razão das limitações que serão logo a seguir discutidas, os estudos de avaliação e de aplicação demonstram seu potencial e sua grande utilidade para a Meteorologia.

## 2.7 - AS LIMITAÇÕES DA SONDA GEM REMOTA

A técnica de sondagem remota apresenta uma série de limitações (Rodgers, 1976) que, apesar do progresso verificado nestes ūltimos vinte anos, ainda não foram satisfatoriamente superadas. As consideradas relevantes para a continuação deste trabalho serão aqui abordadas.

A primeira grande limitação é aquela imposta pelas nuvens que se comportam como bons absorvedores de radiação infravermelha. Em consequência, as radiâncias observadas pelos satélites nessa faixa espectral contêm pouca (ou nenhuma) informação a respeito da atmosfera abaixo do topo da camada de nuvens.

Os esquemas atualmente empregados para resolver o problema na presença de nuvens (Smith et alii, 1979; Smith et alii, 1981; Susskind et alii, 1982; Smith, 1983d) baseiam-se em diversas pesquisas realizadas anteriormente (Smith, 1972; Fritz et alii, 1972; Chahine, 1974; Chahine, 1977) e incluem certos avanços específicos introduzidos nos sistemas hoje em operação, especialmente a resolução horizontal relativamente alta (TOVS e, especialmente, VAS) e os canais em microondas (TOVS). São também relevantes as informações radiométricas no canal visível (TOVS) e nas duas janelas atmosféricas (TOVS e VAS).

Os resultados obtidos com o TOVS (Smith et alii, 1979; Susskind et alii, 1982) demonstram que a despeito da inclusão dos canais em microondas, as nuvens ainda deterioram consideravelmente a qualidade dos perfis recuperados (ver Seção 4.6.1).

No caso do VAS, a extensa cobertura de nuvens, em geral, impede a obtenção de perfis de temperatura e de umidade, sobretudo se forem utilizados modelos numéricos em uma dimensão, conforme será visto no Capítulo 10. Por outro lado, nuvens do tipo cirrus e aquelas de pequenas dimensões (< 30 km) constituem fontes sérias de contaminação por não serem efetivamente detectadas pelos canais do VAS no infraver

melho (Uccellini et alii, 1985). O canal visível pode ser utilizado para minimizar o impacto destes tipos de nuvens na qualidade dos sinais (Liu, 1986).

Por outro lado, as radiâncias medidas pelos radiômetros trazem informações sobre camadas relativamente profundas e, portanto, apenas refletem as condições médias. Desta forma, a sondagem remota naturalmente promove a suavização vertical, cujo teor depende do número de canais e das características das funções-peso do instrumento.

Como resultado, verifica-se que os perfis, em geral, exibem baixa resolução vertical que mascara importantes discontinuidades comumente exibidas pelos campos de temperatura e de umidade, sobretudo nas camadas próximas da superfície e na tropopausa.

A quantidade de canais nem sempre melhora a resolução vertical. O HIRS-2 conta com doze canais destinados à determinação de temperatura, porém, o grande alargamento apresentado pelas funções-peso deste instrumento (Smith et alii, 1979) reduz a capacidade de sondagem para apenas quatro camadas (Susskind et alii, 1982). Isto, em particular, não atende às necessidades dos atuais modelos de circulação atmosférica que possuem pelo menos oito níveis abaixo de 100 mb.

Tais limitações, mais as dificuldades matemáticas inerentes a este problema malposto, a serem discutidas no capítulo seguinte, conduzem a erros que, para certos propósitos, são inaceitáveis.

A precisão estimada para os dados globais de temperatura TOVS para céus limpos é de 2,5 K (Smith et alii, 1979; Susskind et alii, 1982), julgada insatisfatória para aplicações na área da Modelagem Numérica.

Quanto ao VAS, parece não existir ainda um consenso a respeito do erro global para a temperatura. Quanto à mesoescala, Chesters e Uccellini (1985) encontraram, na baixa troposfera, as precisões

exigidas para estudos prognósticos de situações pré-convectivas, ou seja, valores de EMQ em torno de  $2^{\circ}\text{C}$ . As avaliações de cerca de 50 perfis VAS feitas por Smith (1985b), com base em radiossondagens colocadas em três locais diferentes, levaram a erros inferiores a  $2,0^{\circ}\text{C}$ , exceto em 850 mb. No entanto, Jedlovec (1985), em seu estudo sobre o VAS, encontrou valores de EMQ entre  $2,0$  e  $3,0^{\circ}\text{C}$  na maioria dos níveis, e superiores a  $3,0^{\circ}\text{C}$ , particularmente em torno de 900 mb (ver Seção 4.6.2).

Pelo fato de ser uma técnica de medição de importância reconhecida, com enorme potencial de aplicação, as deficiências da sondagem remota estimulam o desenvolvimento de pesquisas que conduzam ao aperfeiçoamento instrumental, conforme discutido na Seção 2.4, à elaboração de modelos físicos mais realistas e à implantação de esquemas numéricos adequados, através dos quais se possa fazer o melhor uso possível dos dados de radiação observados por satélites.

## CAPÍTULO 3

### CONSIDERAÇÕES MATEMÁTICAS E FÍSICAS

#### 3.1 - A EQUAÇÃO INTEGRAL DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA (EITR)

A Equação Integral de Transferência Radiativa (EITR) é fundamental quando se trata de inferir perfis de temperatura e de umidade a partir de medidas radiométricas por satélites. Sua dedução tem por base as equações fundamentais da Física de Radiação (Chandrasekhar, 1960) e leva em conta as seguintes considerações: atmosfera plana-paralela, livre de agentes de espalhamento e de nuvens, em equilíbrio termodinâmico local e em equilíbrio hidrostático; emissividade unitária da superfície da Terra (corpo negro); observação no nadir; medidas feitas por radiômetros em intervalos espectrais estreitos, porém finitos; filtros instrumentais com função de transmitância simétrica; e resposta instrumental de campo instantânea e normalizada, nula a partir de um pequeno ângulo em relação ao eixo ótico (Elias, 1982).

Com estas premissas, a radiância registrada pelo canal  $j$  de um radiômetro a bordo de um satélite é dada pela EITR:

$$I(\nu_j) = B[\nu_j, T(p_s)]\tau(\nu_j, p_s) + \int_{p_s}^{p_0} B[\nu_j, T(p)] \frac{d\tau(\nu_j, p)}{dp} dp + \epsilon(\nu_j), \quad (3.1)$$

onde foi utilizada a seguinte simbologia:  $I$ , radiância ou intensidade específica;  $T$ , temperatura atmosférica;  $T(p_s)$ , temperatura de contorno da superfície ("surface skin temperature");  $p$ , pressão atmosférica;  $p_0$ , pressão no topo efetivo da atmosfera;  $p_s$ , pressão na superfície;  $B$ , função de Planck para um corpo negro;  $\tau$ , transmitância atmosférica;  $\epsilon$ , erro de medida;  $\nu_j$ , frequência média associada ao intervalo espectral  $\Delta\nu_j$ . Observe-se que, nesta notação, fica subentendida a média sobre o intervalo espectral,  $\Delta\nu_j$ , na qual se leva em conta a resposta instrumental do canal  $j$ .

A derivada da transmitância,  $d\tau(\nu_j, p)/dp = K(\nu_j, p)$ , é uma função conhecida com os nomes de núcleo radiativo, cerne, função-peso ou, simplesmente, núcleo. Em termos do núcleo, a EITR pode ser escrita numa outra forma também comumente encontrada, ou seja:

$$I(\nu_j) = B[\nu_j, T(p_s)]\tau(\nu_j, p_s) + \int_{p_s}^{p_0} B[\nu_j, T(p)]K(\nu_j, p)dp + \epsilon(\nu_j). \quad (3.2)$$

De acordo com a Equação 3.1, a superfície e a atmosfera contribuem de modo distinto para os valores observados de  $I(\nu_j)$ , com contribuições estas representadas pelos termos de contorno e atmosférico, no segundo membro da EITR. Por sua vez,  $\epsilon(\nu_j)$  é o termo de erro ou de ruído instrumental.

Suponha-se que os termos de contorno e de erro, bem como a transmitância, cujas determinações em geral apresentam um considerável grau de dificuldade, sejam conhecidos e que as radiâncias medidas já tenham sido corrigidas de modo a representar observações no na dir.

Nestas condições, dado um conjunto simultâneo de radiâncias,  $I(\nu_1), \dots, I(\nu_n)$ , o objetivo é determinar  $B[\nu_1, T(p)], \dots, B[\nu_n, T(p)]$  e, a partir destes valores, o perfil vertical de temperatura,  $T(p)$ , correspondente ao volume atmosférico em observação.

Como a função de Planck é não-linear, este problema caracteriza-se matematicamente pela resolução de um sistema de  $n$  equações integrais não-lineares com o objetivo de calcular  $T(p)$ . Este é um problema matemático de inversão.

Por outro lado, a linearização da função de Planck,  $B[\nu_j, T(p)]$ , é prática comum nos tratamentos de sondagem remota, justificada pelo fato de os radiômetros apresentarem intervalos espectrais bastante estreitos. Isto resulta na versão linear da EITR:

$$I_L(\nu_j) = B[\nu_j, T(p_s)]\tau(\nu_j, p_s) + \beta \int_{p_s}^{p_0} T(p)K(\nu_j, p)dp + \epsilon(\nu_j), \quad (3.3)$$

onde  $\beta$  representa um coeficiente de expansão em série de Taylor, que pode ser determinado a priori.

Neste caso, a teoria matemática da inversão prescreve a resolução de um sistema de equações integrais lineares, cuja finalidade é determinar  $T(p)$ .

### 3.2 - TRANSMITÂNCIA; TERMOS DE CONTORNO E DE ERRO

A transmitância atmosférica,  $\tau(\nu_j, p)$ , definida como a fração média de radiação no intervalo espectral  $\Delta\nu_j$  transmitida acima de um certo nível  $p$ , é de fundamental importância na resolução de um sistema de EITR. Valores errôneos de  $\tau(\nu_j, p)$  podem provocar sérias distorções nos resultados de sondagens remotas.

A determinação da transmitância é bastante complexa e exige que se leve em conta a formação de linhas e bandas de absorção em condições atmosféricas, assim como as características dos instrumentos de medida, particularmente as funções-peso dos canais radiométricos (Wark and Fleming, 1966). Cálculos rigorosos incluem os efeitos da própria temperatura, a absorção e o espalhamento pelos aerossóis e a dependência de  $\tau(\nu_j, p)$  do ângulo zenital do satélite no horário da observação (Weinreb et alii, 1981; Susskind et alii, 1982).

Além disso, o processamento de um grande volume de dados, como nos casos operacionais, impõe a busca de algoritmos rápidos (Weinreb et alii, 1981; Susskind et alii, 1982) para o cálculo de  $\tau(\nu_j, p)$ , o que pode complicar ainda mais a situação. Segundo Susskind et alii (1982), certos algoritmos levam 2 minutos de CPU num computador de 5 mips para o cálculo da transmitância correspondente a um único canal do HIRS-2, tornando inviável a análise dos dados de satélite para o globo todo em tempo real.

A determinação do termo de contorno da EITR,  $B[\nu_j, T(p_s)]\tau(\nu_j, p_s)$ , assim como a maneira de considerá-lo no processo de resolução, também apresenta dificuldades. A primeira alternativa que se coloca é utilizar informações sobre a temperatura de contorno,  $T(p_s)$ , a partir dos meios convencionais. Contudo, conforme discutido por Fleming e Crosby (1978), não é fácil conseguir uma boa estimativa a priori de  $T(p_s)$ , principalmente nos continentes e mais particularmente nos desertos, em virtude do fenômeno da descontinuidade. A segunda alternativa, mais promissora por fazer uso de informações obtidas pelos canais radiométricos nas janelas atmosféricas (Bates, 1982; Smith, 1983d; Smith, 1985a), será utilizada na presente pesquisa ("split window approximation"). A influência da reflexão da radiação solar, nas medidas feitas na janela em ondas curtas ( $3,7 \mu\text{m}$ ), e o efeito da absorção da radiação terrestre pela umidade, nas medidas feitas na janela em ondas longas ( $11 \mu\text{m}$ ), devem ser considerados nestes cálculos (Susskind et alii, 1982; Smith, 1983d).

É importante lembrar que a emissividade da superfície pode se afastar do valor unitário, principalmente na faixa de microondas. Para o oceano, valores típicos da emissividade da superfície nesta faixa espectral situam-se entre 0,4 e 0,6 dependendo do estado do mar. Para o continente, ficam entre 0,8 e 1,0 dependendo da umidade do solo e da cobertura vegetal.

A determinação do termo de erro,  $\epsilon(\nu_j)$ , também apresenta dificuldades peculiares. Em geral, pode-se ter uma boa idéia a respeito do ruído aleatório encontrado nas medidas na fase de desenvolvimento e testes do instrumento, não sendo difícil estimar erros deste tipo após o lançamento do satélite. Infelizmente, os erros sistemáticos são mais difíceis de tratar e, em princípio, impossíveis de estimar, podendo prejudicar todo um esquema de sondagem remota (Rodgers, 1976).

### 3.3 - ASPECTOS MATEMÁTICOS DA INVERSÃO DA EITR

Com o objetivo de simplificar as discussões, porém sem perda de generalidade, introduz-se uma nova notação e admite-se que: (1) os termos de contorno e de erro sejam conhecidos e (2) a função de Planck (Equação 3.2) possa ser, com boa aproximação, linearizada.

Para que a abordagem teórica seja mais completa, considera-se inicialmente a versão contínua linear da EITR (Equação 3.3), a qual, com as simplificações introduzidas, pode ser escrita da seguinte forma:

$$g(y) = \int_a^b K(y,x)f(x)dx ; \begin{matrix} x \in [a,b] \\ y \in [c,d] \end{matrix} \quad (3.4)$$

ou, denotando  $K$  como o operador integral,

$$g = K f. \quad (3.5)$$

Classifica-se a Equação 3.4 como uma equação de Fredholm de primeira espécie (Courant and Hilbert, 1953; Vol. I, p. 159), cujo núcleo,  $K(y,x)$ , supõe-se que seja conhecido,  $g(y)$  é dado e o problema é determinar  $f(x)$ .

Sucedem que  $K$  é um operador compacto num espaço de dimensão infinita, sendo portanto seu inverso,  $K^{-1}$ , descontínuo. Logo, este é um problema *mal-posto* (Tikhonov and Arsenin, 1977).

O problema que consiste em determinar  $f \in F$  a partir dos dados de entrada  $g \in G$  é dito *bem-posto*, no sentido dado por Hadamard, se as seguintes condições forem satisfeitas em relação ao par de espaços métricos  $(F, G)$  (Tikhonov and Arsenin, 1977):

- 1) para todo elemento  $g \in G$  existe uma solução  $f \in F$ ;

- 2) tal solução  $f$  é única;
- 3) o problema é estável nos espaços  $(F, G)$ , isto é, "pequenas" variações nos dados de entrada apenas provocam "pequenas" variações na solução.

Se essas três condições não forem satisfeitas, o problema é dito *malposto*.

Note-se que as condições (1) e (2) caracterizam a determinação matemática do problema, enquanto a terceira está ligada à sua determinação física e à viabilidade de aplicar métodos numéricos para resolvê-lo com base em dados de entrada aproximados.

Na prática, a Equação 3.4 só pode ser considerada para um conjunto finito de observações  $g(y_j)$ ,  $j=1, \dots, n$ , assumindo a forma

$$g(y_j) = \int_a^b K(y_j, x) f(x) dx \quad ; \quad j=1, \dots, n. \quad (3.6)$$

Tem-se, portanto, um conjunto de  $n$  funcionais lineares  $\ell(y_j)$  que atuam no espaço (de dimensão infinita) das funções  $f(x)$ :

$$\ell(y_j) f = g(y_j) \quad ; \quad j=1, \dots, n. \quad (3.7)$$

Pretende-se calcular  $f(x)$ ,  $x \in [a, b]$ , a partir destes dados  $g(y_j)$ ,  $j=1, \dots, n$ . Tal problema, em geral, não tem solução num espaço de dimensão infinita, pois o número de informações é insuficiente, ou seja, há um número infinito de parâmetros a determinar a partir de apenas um número fixo de dados de entrada (observações).

Pode-se, porém, substituir o problema pela sua formulação discreta, isto é, no lugar de  $f(x)$ ,  $x \in [a, b]$ , buscar a determinação de somente  $m$  valores de  $f(x)$ , ou seja, do vetor  $m$ -dimensional  $\underline{f} = \{f(x_1), \dots, f(x_m)\}$ , tendo-se como informação os  $n$  funcionais:

$$\ell(y_j) \underline{f} = g(y_j) \quad ; \quad j=1, \dots, n. \quad (3.8)$$

Esta formulação permite a busca de algoritmos *bem-condicionados* para o problema. Tais algoritmos são determinados pela escolha dos pontos  $x_1, x_2, \dots, x_m$  e dos funcionais discretos  $\bar{\ell}(y_j)$  que simulam os funcionais contínuos  $\ell(y_j)$ .

Conforme será visto no Capítulo 4 existem diversos métodos computacionais que utilizam para  $\bar{\ell}(y_j)$  fórmulas de quadratura;

$$\underline{g} = A \underline{f}, \quad (3.9)$$

onde  $A = \{a_{ji}\}$  é uma matriz com elementos  $a_{ji}$ ,  $\underline{f} = \{f_i\}$  é o vetor-incôgnita com coordenadas  $f_i$  e  $\underline{g} = \{g_j\}$  é o vetor conhecido, com coordenadas  $g_j$ . Nestas definições  $i=1, \dots, m$  e  $j=1, \dots, n$ . Desta forma, substitui-se o Sistema 3.8 por um conjunto de equações algébricas lineares.

Seria o Sistema 3.9 *bem-condicionado*? De acordo com Tikhonov e Arsenin (1977), quando sistemas algébricos são *malcondicionados*, termos que esses autores afirmam não ter uma definição estabelecida, pode-se antecipar sérias dificuldades. Pequenas perturbações nos dados de entrada podem provocar grandes (além das aceitáveis, tendo em vista a precisão dos aparelhos de medida e o grau de precisão do computador) mudanças na solução.

Por outro lado, o Sistema 3.9 será dito *singular* se o determinante de A for nulo, ou seja, se a matriz A apresentar pelo menos um autovalor nulo. Se o determinante de A for quase nulo, isto é, existir pelo menos um autovalor próximo de zero, o problema será *mal condicionado*.

Se os cálculos forem inexatos, é impossível, em alguns casos, determinar se um sistema de equações algébricas lineares é *singular* ou *mal condicionado*. Conseqüentemente, sistemas *mal condicionados* e *singulares* podem ser indistinguíveis no contexto de uma precisão dada.

Sucede que no caso da sondagem remota por satélites o Sistema 3.9 é, conforme sugerido por Twomey (1977a), *malcondicionado* e não tem solução única, sendo, portanto, *malposto* segundo Hadamard. Além de serem os dados incompletos e imprecisos, e os cálculos inexatos, Twomey (1977a) argumenta que algumas das funções-peso dos radiômetros (ver, por exemplo, a Figura 6.1), às quais os coeficientes,  $a_{ji}$ , do Sistema 3.9 estão vinculados, guardam um certo grau de dependência entre si.

Nem mesmo o *método dos mínimos quadrados* torna o problema bem-condicionado. Esta conclusão teórica (Tikhonov and Arsenin, 1977) foi constatada por Fleming (1977), que simulou um conjunto de radiâncias,  $I(v_j)$ , a partir de dados de temperatura obtidos por radiosondagem. Com base nas radiâncias simuladas, foram calculados 139 perfis de temperatura,  $T(p)$ , pelo *método dos mínimos quadrados*. A Figura 3.1 apresenta o perfil vertical do EMQ das soluções para os 139 perfis simulados, calculado com base nos dados de radiosondagem correspondentes. Os grandes erros encontrados, muito além dos aceitáveis para aplicações meteorológicas, revelam que o mau condicionamento do problema não foi superado pelo método em questão.

Como conclusão, torna-se imperativa a busca de algoritmos que tornem bem-condicionado o problema de inversão de um sistema de EITR.

#### 3.4 - O PROBLEMA DA UMIDADE

A EITR também pode ser utilizada para estimar o perfil de umidade, pois o  $H_2O$  é um importante constituinte absorvedor (ver Seção 2.2), cuja distribuição vertical pode ser convenientemente caracterizada pela *umidade integrada*,  $U(p)$ :

$$U(p) = \frac{1}{g} \int_0^p q(p) dp, \quad (3.10)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade e  $q(p)$  é a razão de mistura do  $H_2O$ .

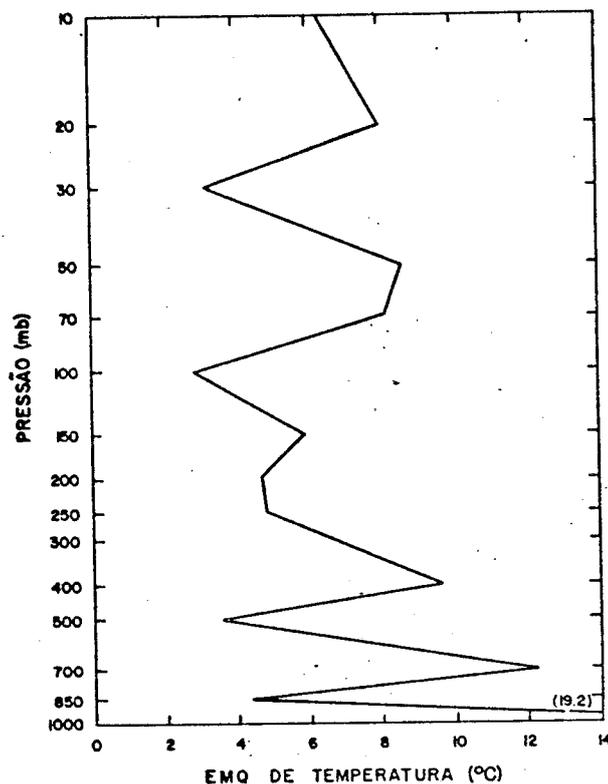


Fig. 3.1 - Perfil vertical do EMQ das soluções pelo método dos mínimos quadrados para 139 casos simulados, calculado com base nos dados de radiossondagem correspondentes.

FONTE: Fleming, 1977.

Fazendo  $p_0 = 0$  e integrando a Equação 3.1 por partes, obtem-se:

$$I(v_j) = B[v_j, T(p=0)] + \int_0^{p_s} \tau[v_j, U(p)] \frac{\partial B[v_j, T(p)]}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial p} dp + \epsilon(v_j). \quad (3.11)$$

Admita-se que  $T(p)$  seja conhecido (no âmbito da sondagem remota tem sido prática comum calcular  $T(p)$  antes de  $U(p)$ ; existem, porém, outras alternativas, conforme será visto no Capítulo 5). Isto torna evidente que estimar  $U(p)$  a partir da Equação 3.11 caracteriza-se como um *problema malposto*, analogamente ao caso da temperatura.

Portanto, os algoritmos de resolução, que serão discutidos no Capítulo 4 para a temperatura, aplicam-se em seus aspectos fundamentais aos perfis de umidade. Detalhes sobre métodos especialmente desenvolvidos para tratar o problema da umidade podem ser encontrados em Smith (1985a).

Para a sondagem remota da umidade, no infravermelho termal, geralmente são utilizados canais espectrais na banda de absorção do vapor d'água centrada em  $6,3 \mu\text{m}$  (ver Figura 2.1 e Tabela 2.1) que, no caso do VAS, correspondem aos canais 9 e 10, conforme será visto no Capítulo 6. Como o vapor d'água encontra-se concentrado na baixa troposfera e os gradientes são normalmente acentuados, apenas se consegue recuperar detalhes limitados da distribuição real da umidade. Canais do vapor d'água, cujas funções-peso atingem máximos na camada junto à superfície como, por exemplo, o canal 7 do VAS, contribuem significativamente para estimar a água precipitável da coluna. Em virtude disto e da baixa resolução vertical, as estimativas da água precipitável tendem a ser mais confiáveis do que a estimativa do perfil vertical de umidade (Johnson and Achtor, 1984).

Convém observar que as precisões da temperatura e da umidade estão normalmente relacionadas. Estimativas muito elevadas para o perfil de temperatura resultam numa atmosfera muito úmida, ao passo que estimativas muito baixas para o perfil de temperatura resultam numa atmosfera muito seca. Por outro lado, é mais difícil obter uma boa precisão para o perfil de umidade do que para o perfil de temperatura, pois em geral as comparações são feitas com observações de radiossondagem que são menos confiáveis quando se trata de umidade, conforme já discutido, além do que a variabilidade do vapor d'água é maior.

Além disso, os perfis são, em sua grande maioria, inferidos na presença de pouca ou nenhuma nebulosidade, o que provoca tendência horizontal no sentido de sondagens mais secas.

Todos esses efeitos combinados levam a erros para os perfis de umidade que se situam, em média, entre 20% e 30% (Hayden et alii, 1979).

## CAPÍTULO 4

### REVISÃO DAS METODOLOGIAS PARA A RESOLUÇÃO DA EITR

#### 4.1 - ESTRATÉGIAS PARA A RESOLUÇÃO DE PROBLEMAS MALPOSTOS

Considere-se novamente a equação linear de Fredholm de primeira espécie na representação integral:

$$g(y) = \int_a^b K(y,x)f(x)dx \quad ; \quad \begin{array}{l} x \in [a,b] \\ y \in [c,d] \end{array} \quad (4.1a)$$

e na forma de operadores:

$$g = K f. \quad (4.1b)$$

Conforme discutido na Seção 3.3, o problema de determinar  $f(x)$ , com  $g(y)$  e  $K(y,x)$  conhecidos, é em geral *malposto*. Problemas desta natureza surgem em importantes áreas da Física-Matemática. Um exemplo clássico é o problema de Cauchy para a Equação de Laplace (Morozov, 1984).

A teoria de Schmidt-Picard, elaborada no início deste século, constitui a primeira contribuição efetiva para a resolução de equações integrais de primeira espécie (Landweber, 1951). Segundo esta teoria, a existência de soluções, no sentido clássico, está intimamente ligada à condição de Picard. Para núcleos  $K(y,x) \in L^2$ , é possível encontrar conjuntos completos de funções ortogonais em  $L^2$ ,  $\{\phi_i(x)\}$ ,  $\{\psi_i(x)\}$ , e escalares correspondentes  $\lambda_i \rightarrow 0$ , tais que:

$$\int K(y,x)\phi_i(x)dx = \lambda_i\psi_i(y), \quad (4.2a)$$

$$\int K(y,x)\psi_i(y)dy = \lambda_i\phi_i(x). \quad (4.2b)$$

Se na Equação 4.1  $g(y) = \sum_{i=1}^{\infty} \beta_i \phi_i(y)$ , então  $f(x) = \sum_{i=1}^{\infty} \left[ \frac{\beta_i}{\lambda_i} \right] \psi_i(x)$ . Contudo,  $f \in L^2$  se e somente se  $\sum_{i=1}^{\infty} \left[ \frac{\beta_i}{\lambda_i} \right] < \infty$ , que é a condição de Picard.

Portanto, a teoria de Schmidt-Picard restringe-se a classes particulares de núcleos  $K(y,x)$  e de funções dadas  $g(y)$ .

Argumentando que a teoria de Schmidt-Picard fornece expressões de pouco valor prático, mesmo quando se buscam soluções aproximadas, Landweber (1951) desenvolveu um esquema iterativo para as equações de Fredholm de primeira espécie, ainda com base nos conceitos clássicos de análise matemática.

Salvo alguns trabalhos de relevância como o *método de Courant* (Courant and Hilbert, Vol. II, p. 792, 1953), é a partir de 1960 que se encontra um número cada vez maior de trabalhos a respeito de equações integrais de primeira espécie. Isto parece coincidir com o avanço da análise numérica e com a disponibilidade crescente de recursos computacionais.

Conseqüentemente, um grande número de procedimentos vêm sendo desenvolvidos, analisados e comparados, tanto teórica como numericamente. Muitas são as áreas da Matemática Aplicada que contribuem para este fim, entre elas: Teoria de Equações Integrais, Análise Funcional, Álgebra Linear, Análise de Fourier, Estatística, Teorias de Filtragem e Análise Numérica.

Constata-se que, em geral, os esquemas numéricos para resolver a Equação 4.1 pertencem a três grandes classes: métodos de regularização, métodos estatísticos e métodos de filtragem através do truncamento da decomposição em valores singulares acima do nível de ruído. Híbridos dos três métodos também existem.

O mau condicionamento do problema contínuo é geralmente herdado pelas discretizações completas da Equação 4.1:

$$A \underline{f} = \underline{g} . \quad (4.3)$$

Métodos de regularização e estatísticos procuram superar este mau condicionamento pela imposição de restrições a priori com base nos dados conhecidos ou de restrições de suavização dos mais diversos tipos. Por sua vez, métodos de filtragem buscam atacar a raiz matemática do problema pela remoção de componentes de autovalores de  $A$  que sejam considerados muito pequenos. Uma extensa bibliografia sobre esses métodos é apresentada por Lee e Prenter (1978).

A teoria de regularização de Tikhonov para problemas malpostos, divulgada em 1963 (Tikhonov and Arsenin, 1977; Morozov, 1984), fundamenta-se em princípios variacionais e tem sido amplamente empregada no contexto das equações integrais de primeira espécie. Para a Equação 4.1, o método de Tikhonov introduz o seguinte problema (bem-posto) de minimização:

$$\text{Minimizar } \| Kf - g \|^2 + \gamma \Omega_p^2(f) , \quad (4.4)$$

onde  $\| \cdot \|$  é, tipicamente, uma norma  $L^2$ ,  $\gamma$  é o parâmetro de regularização e  $\Omega_p(f)$  é um funcional de regularização como, por exemplo,

$$\Omega_p^2(f) = \int_0^1 \sum_{j=0}^p a_j(x) \left( \frac{d^j f(x)}{dx^j} \right)^2 dx, \quad (4.5)$$

através do qual se introduz o grau de suavização desejado na solução. A resolução deste problema fornece uma solução para a Equação 4.1, porém, aproximada no sentido de Tikhonov.

A extensão da teoria de regularização de Tikhonov para o caso de sistemas algébricos lineares malcondicionados, bem como apli

cações da teoria a certos casos específicos, inclusive às integrais de convolução de primeira espécie e à programação linear, podem ser encontradas em Tikhonov e Arsenin (1977).

A teoria de Tikhonov tem sido alvo de diversas análises, algumas das quais indicam a necessidade de estudos mais detalhados. Tem-se, por exemplo, o trabalho de Franklin (1974), segundo o qual não se deve esperar, necessariamente, rápida convergência com o método de Tikhonov. Porém, Cullum (1979) mostra que a convergência depende da escolha do funcional de regularização,  $\Omega_p$ , o que afeta também o condicionamento do problema.

Estudos comparativos com cunho teórico são particularmente interessantes no contexto da presente pesquisa. Uma breve discussão baseada em alguns desses trabalhos é apresentada a seguir.

Cullum (1977) utilizou a forma discretizada por quadratura da Equação (4.1),  $g = A f$ , para estudar como a presença de ruído altamente oscilatório afeta a solução,  $f$ , obtida através de diferentes métodos: regularização de Tikhonov, decomposição em autovalores com truncamento e transformação de Hankel com atenuação. Com teoremas e exemplos, Cullum (1977) mostra que, em geral, o método de Tikhonov é o contexto mais natural para suavizar os efeitos deste tipo de ruído. Contudo, para certos problemas, a decomposição em autovalores com truncamento é igualmente adequada e pode ser melhor ainda se a convergência com o método de Tikhonov for muito lenta. A transformação de Hankel, porém, além de suavizar o ruído, suaviza também a solução e isto não é desejável.

No contexto dos problemas *malpostos* é crucial a elaboração de estratégias para a escolha de parâmetros livres, até mesmo no caso de métodos iterativos. Para estes, o número de iterações pode ser pensado exatamente como o parâmetro livre associado (Wahba, 1980).

Algoritmos numéricos para a determinação de parâmetros de regularização são apresentados por Morozov (1984, Cap. V, p. 226-241). Mediante um tratamento teórico, Engl (1981) estabelece critérios para a convergência de certos métodos de regularização, inclusive o de Tikhonov, em função de  $\gamma$ .

Especialmente talhada para a escolha de parâmetros livres com base nas características do algoritmo de resolução e nos dados do problema, a *técnica de validação cruzada* (Wahba, 1980; Bates and Wahba, 1983; Wahba, 1984a) constitui uma valiosa contribuição para os problemas malpostos, tendo em vista sua versatilidade e sua capacidade de tratar com grandes massas de dados.

Esta técnica tem sido empregada com esquemas de regularização fundamentados na Matemática Estatística e, mais particularmente, em argumentos de Análise Numérica, de Estatística Computacional, assim como de Teorias de Estimação (como a de Bayes, por exemplo), de Otimização, de Cálculo Variacional, e de "Splines".

São inúmeros os campos de aplicação que têm sido tratados com a *técnica de validação cruzada*, entre eles: sondagem remota (Wahba, 1982; O'Sullivan, 1983; O'Sullivan and Wahba, 1984; Wahba, 1984b), estereologia (Wahba, 1982), tomografia computadorizada (Wahba, 1983) e análise objetiva (Wahba, 1984b).

Um pacote de sub-rotinas científicas em FORTRAN-77 ("GCVPACK") destinado à implantação da *técnica de validação cruzada* para casos específicos, como o método de "ridge regression", foi elaborado por Bates et alii (1985).

Como ilustrado acima e em inúmeros trabalhos da literatura especializada, constata-se que não existe uma teoria unificada para a resolução de problemas malpostos. O que existe são contribuições calcadas em diversas áreas da Matemática Aplicada, que propõem métodos de solução cujo sucesso depende das características da equação integral

a ser resolvida, bem como da forma de implementação do algoritmo. Ao lado disto, métodos diferentes aplicados a uma mesma equação podem produzir resultados muito discrepantes, como ilustra o estudo publicado recentemente por Varah (1983).

Nesse estudo, Varah (1983) propõe-se a resolver a equação que resulta da inversão do operador transformada de Laplace no caso de quatro funções diferentes (dadas em forma fechada). Foram empregados métodos de regularização, de decomposição em valores singulares e de expansão em autofunções. Conforme ressalta Varah (1983), cada um desses algoritmos tem um parâmetro livre e, com uma escolha adequada desse parâmetro, cada método é relativamente estável com respeito a perturbações nos dados. Assim, todos eles são métodos computacionais aparentemente razoáveis. Entretanto, as soluções obtidas podem ser muito diferentes, tanto entre si como entre elas e a solução exata, conforme ilustrado na Figura 4.1.

#### 4.2 - MÉTODOS UTILIZADOS NA SONDAÇÃO REMOTA

Considerem-se novamente os  $n$  funcionais lineares:

$$\tilde{\lambda}(y_j) \underline{f} = g(y_j) , \quad (4.6)$$

introduzidos na Seção 3.3 como uma discretização da Equação 3.6.

Resolver o Sistema 4.6 significa recuperar informações a partir de um conjunto impreciso de dados. Este é um empreendimento matemático tão ou mais complexo que o análogo contínuo, pois além de ser o problema malcondicionado (Seção 3.3), o número de observações é, em geral, bastante reduzido.

Conforme visto na Seção 4.1, não existe uma estratégia única e simples de atacar os muitos aspectos da inversão de equações integrais de primeira espécie mas, sim, vários métodos que são extraídos de quase todos os ramos da Matemática Aplicada.

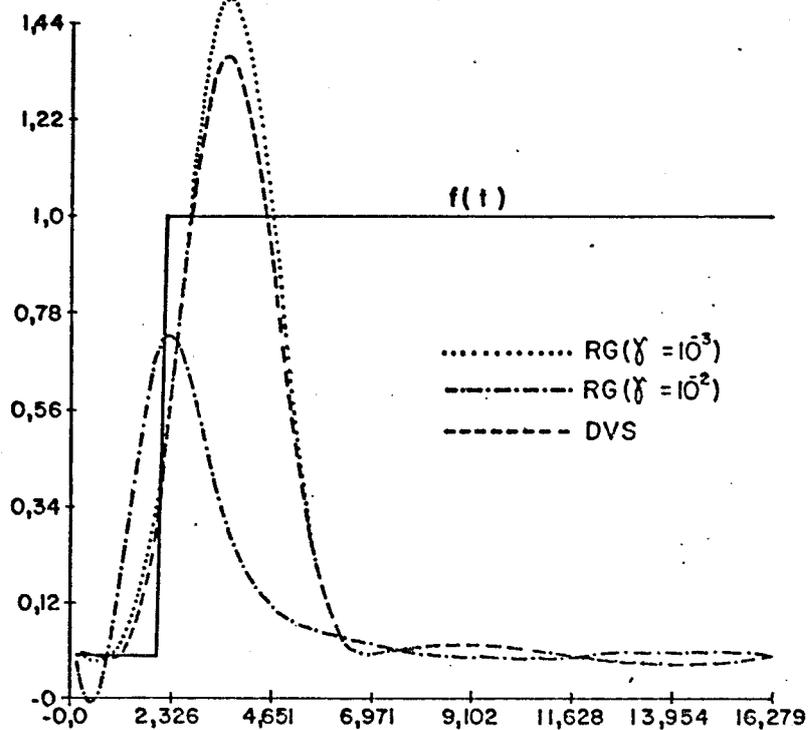


Fig. 4.1 - Soluções para  $f(t)$  obtidas pelo método de regularização (RG) e pelo método da decomposição em valores singulares com truncamento (DVS).

FONTE: Varah (1983).

Como este tipo de sistema de equações aparece em diversas áreas de aplicação (Geofísica, Física Atmosférica, restauração de imagens, tratamento de sinais, modelos imunológicos, medida instrumental etc), é de se esperar que haja contribuições de várias procedências para resolvê-lo (Twomey, 1977a). Um exemplo típico é o conhecido método de Backus-Gilbert, desenvolvido para resolver problemas de sensoriamento geofísico (Backus and Gilbert, 1968 e 1970).

Muitos algoritmos têm sido propostos especificamente para a sondagem remota da atmosfera e revistos na literatura (Twomey, 1977a; Toldalagi, 1982; Elias, 1982; Smith, 1985a). Contudo, somente serão discutidos os que foram mais extensivamente utilizados, principalmente, do ponto de vista operacional. Os enfoques diferem tanto no que diz respeito ao procedimento numérico (por exemplo, métodos diretos de

solução de sistemas versus métodos iterativos) quanto ao tipo de dados auxiliares (informações a priori) usados para constranger a solução de modo a garantir resultados meteorologicamente significativos (como estatísticas de covariância atmosférica versus estimativas iniciais do perfil). Neste contexto, serão abordados nas seções seguintes algoritmos de regularização, de regressão linear, iterativos e híbridos.

Muitos dos métodos a serem discutidos preconizam a substituição das integrais do Sistema 4.6 por fórmulas de quadratura:

$$\underline{g} = A \underline{f} + \underline{\varepsilon} , \quad (4.7)$$

onde  $\varepsilon$  representa o vetor-erro devido à imprecisão instrumental e às aproximações numéricas.

#### 4.3 - ALGORITMOS DE REGULARIZAÇÃO

##### 4.3.1 - MÉTODO DA MÍNIMA INFORMAÇÃO

O método da mínima informação é uma aplicação da teoria de regularização de Tikhonov aos sistemas algébricos malcondicionados (Tikhonov and Arsenin, 1977). Pode também ser identificado como um caso particular da inversão linear constrangida (Twomey, 1977a). Este método propõe, para o cálculo da solução do Sistema 4.7, a expressão:

$$\underline{f} = (A^T A + \gamma I)^{-1} A^T \underline{g} , \quad (4.8)$$

onde  $(\cdot)^T$  denota a transposição de matrizes,  $(\cdot)^{-1}$  é a inversa de  $(\cdot)$ ,  $I$  é a matriz identidade e  $\gamma$  o parâmetro de regularização que assume valores entre 0 e  $\infty$ .

De acordo com Fleming e Smith (1972), é mais conveniente utilizar o "dual iterativo" do método da mínima informação por permitir a introdução de informações a priori por meio dos perfis iniciais, ou seja:

$$\underline{f}_r^{(n+1)} = \left[ A^T(n)A(n) + \gamma I \right]^{-1} A^T(n) \underline{g}_r^{(n)} = R^{(n)} \underline{g}_r^{(n)}, \quad (4.9)$$

onde  $\underline{f}_r$  e  $\underline{g}_r$  são os resíduos de temperatura e de radiância, respectivamente, que no início do processo iterativo são calculados em relação à estimativa inicial (perfis climatológicos, por exemplo);  $R^{(n)}$  é a matriz iterativa do método da mínima informação; e  $n$  é o passo da iteração.

A versão iterativa do método da mínima informação foi utilizada por Smith et alii (1972) na recuperação de perfis de temperatura a partir das radiâncias medidas pelo SIRS, um radiômetro com 8 canais no infravermelho que operou a bordo do satélite científico NIMBUS-IV. Para  $\gamma$  foi adotado o valor da relação sinal-ruído do experimento,  $\sigma_e^2/\sigma_f^2$  ( $\sigma_e$ : erro padrão das medidas;  $\sigma_f$ : erro padrão das temperaturas), estimado em  $10^{-3}$ , e como dados a priori foram empregados perfis climatológicos.

Esse procedimento apresentou rápida convergência. Porém, excluindo o problema das nuvens, a grande dependência da qualidade dos resultados das estimativas a priori, conforme ilustra a Figura 4.2, foi apontada como uma séria limitação da algoritmo.

A expressão 4.9 foi também empregada pelo NESDIS no processamento dos dados VTPR, radiômetro a bordo dos satélites operacionais ITOS/NOAA, no período de 21 de dezembro de 1972 a 13 de março de 1975. Foi então substituída pelo algoritmo de regressão após categorização, em virtude de certas deficiências apontadas por Werbowetzki (1975).

Além do problema colocado pelas estimativas a priori, que causava a rejeição de um grande número de sondagens VTPR pelo critério superadiabático, particularmente no Hemisfério Sul, constatou-se a forte dependência do algoritmo com respeito ao grau de precisão da transmitância atmosférica.

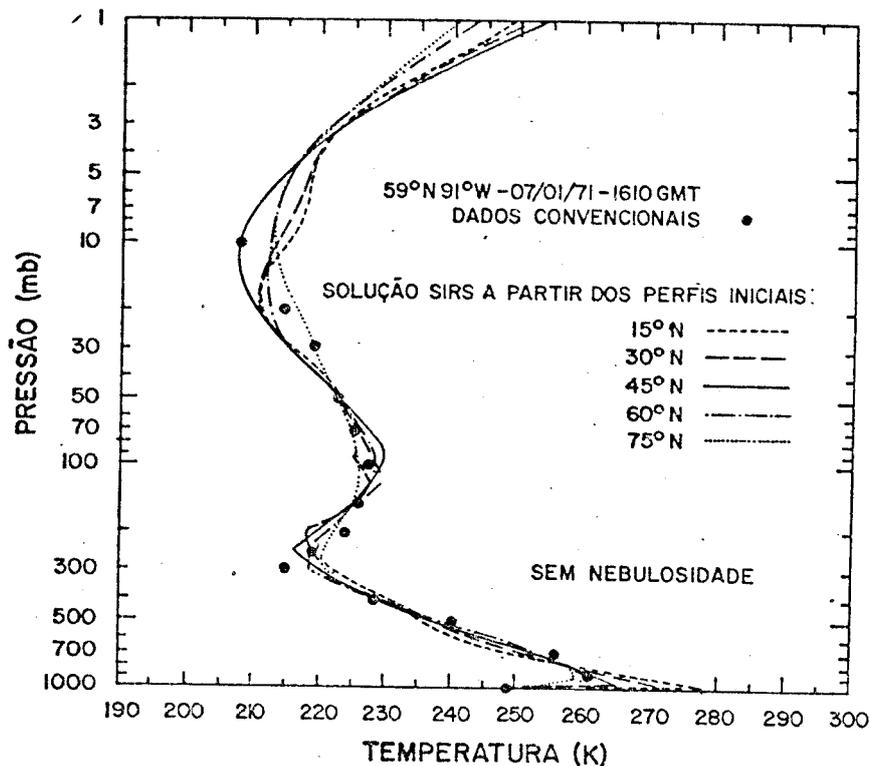


Fig. 4.2 - Comparação de perfis de temperatura (alta latitude), inferidos a partir de medidas do SIRS-B (correspondentes a 5 perfis climatológicos do "U.S. Standard Atmospheric Supplements" como estimativas iniciais), com dados de radiossondagem.

FONTE: Smith et alii (1972).

De acordo com Werbowetzki (1975) e Fritz (1977), perfis VTPR individuais apresentavam, muitas vezes, grandes erros quando comparados com dados de radiossondagem que, em certos casos, atingiam mais de  $10^{\circ}\text{C}$  na tropopausa.

#### 4.3.2 - MÉTODO SIMULTÂNEO DE SMITH-WOOLF

Outro importante algoritmo de regularização é o método simultâneo (em 1-D) de Smith-Woolf (Smith and Woolf, 1984) que serviu de motivação para os algoritmos em 3-D desenvolvidos na presente pesquisa.

Este método fundamenta-se na forma perturbada da EITR, a ser deduzida na Seção 5.2. Sua principal vantagem é a determinação simultânea da temperatura de contorno da superfície e dos perfis verticais de temperatura e de umidade, utilizando todas as informações disponíveis de radiância. Esta abordagem suaviza o efeito do vapor d'água nos canais de temperatura e vice-versa. A influência da emissão radiativa pela superfície, nas observações de radiâncias, é levada em conta na solução simultânea pelo tratamento da temperatura de contorno como incôgnita do problema. Por outro lado, o processo é computacionalmente eficiente, pois apenas uma inversão matricial é exigida para a especificação de todos os parâmetros. Além disto, informações adicionais a priori, tais como dados coletados por aviões ou por estações de superfície, podem ser incorporadas à solução que, na prática, é ponderada pelos inversos dos erros esperados nos vários canais do radiômetro.

O método simultâneo de Smith-Woolf está sendo utilizado pelo CIMSS no processamento de dados do VAS (por meio do ALGOC) e do TOVS/TIROS-N.

Pela sua relevância, este método será discutido com detalhes na Seção 5.2 e submetido a diversos estudos e avaliações como parte da presente pesquisa (ver Capítulos 7 a 11).

#### 4.4 - ALGORITMOS DE REGRESSÃO LINEAR

##### 4.4.1 - CONCEITUAÇÃO

Métodos de regressão linear baseiam-se inteiramente em amostras de dados de radiância e de informações obtidas por radi sondagens colocadas. Os perfis de temperatura são obtidos por meio de equações do tipo:

$$T_i = R_{0i} + \sum_{j=1}^n R_{ji} I(v_j) ; i = 1, \dots, m, \quad (4.10)$$

onde  $i$  representa o nível-padrão atmosférico e  $j$  o número do canal do radiômetro;  $R_{0i}$  e  $R_{ji}$  são coeficientes de regressão.

#### 4.4.2 - MÉTODO DE REGRESSÃO APÓS CATEGORIZAÇÃO

A implementação deste método prevê que, para cada faixa de latitude, os perfis atmosféricos sejam separados em categorias. Para cada categoria uma regressão passo a passo específica é aplicada à amostra dependente, com o objetivo de obter "preditores" para a temperatura em cada um dos níveis-padrão.

Werbowetzki (1975) aponta uma série de fatores favoráveis a esse procedimento, como o fato de o método produzir sondagens que são independentes de campos de previsão meteorológica, normalmente utilizados na qualidade de estimativas a priori. Isto minimiza o risco de realimentações positivas tendenciosas em modelos de previsão que empregam dados de satélite.

Um estudo comparativo realizado por Mohr (1976) para avaliar os perfis VTPR cobriu três períodos: de abril de 1974 a março de 1975 (*método da mínima informação/versão iterativa*); abril de 1975 a setembro de 1975 (*regressão após categorização*); e de outubro de 1975 a março de 1976 (*regressão após categorização, com aperfeiçoamentos da técnica de regressão para a baixa estratosfera*). Analisaram-se 331 perfis VTPR, empregando dados de 5 estações de radiossondagens colocadas ( $h_0 \pm 2$  h;  $r_0 \pm 150$  km). Alguns resultados encontram-se na Figura 4.3. Note-se que apesar das melhorias em geral apresentadas com o *método de regressão após categorização*, as camadas próximas à superfície ainda se colocam como críticas.

#### 4.4.3 - MÉTODO DE REGRESSÃO DO GSFC

O *método de regressão do GSFC* (Goddard Space Flight Center - Centro de Vôos Espaciais de Goddard) inclui informações a priori, tais como a relação sinal-ruído do instrumento nos diversos canais e dados convencionais de superfície (Lee et alii, 1983).

Este método foi utilizado em diversos estudos (Jedlovec, 1985; Jedlovec and Wilson, 1985; Chesters and Uccellini, 1985), espe

cialmente elaborados para o Programa de Demonstração do VAS, através de um esforço conjunto do GSFC/NOAA/UW (Montgomery and Endres, 1985).

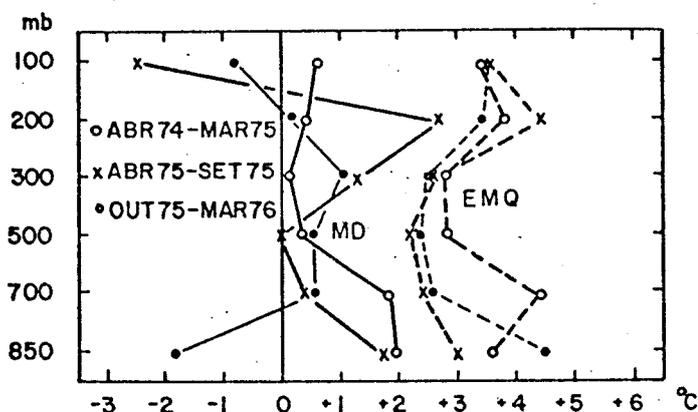


Fig. 4.3 - Média das diferenças (MD) e erros médios quadráticos (EMQ) para os períodos de abril de 1974 a março de 1975, abril de 1975 a setembro de 1975 e outubro de 1975 a março de 1976; comparação entre perfis de temperatura VTTPR e de radiossonda gem.

FONTE: Mohr (1976).

Para as avaliações foram utilizados os resultados do Experimento AVE/VAS que incluiu a Rede de Verdade Terrestre de mesoescala estabelecida no Texas (13 estações de ar superior), assim como as 10 estações de ar superior do NWS (National Weather Service-Serviço Nacional de Meteorologia) situadas nas planícies dos EUA. Tendo em vista o caráter subsinótico do experimento, os dados foram coletados a cada três horas em certos períodos de 1982 (Dodge et alii, 1985).

Resultados da avaliação de algoritmos VAS com dados do Experimento AVE/VAS para o dia 6 de março de 1982 serão discutidos na Seção 4.6.2.

#### 4.5 - ALGORITMOS HÍBRIDOS

##### 4.5.1 - MÉTODO DE REGULARIZAÇÃO ESTATÍSTICA

Muitos autores, como Rodgers (1977), defendem a conveniência de considerar os erros de medidas de maneira explícita, pois isto permite tratar melhor a questão da precisão dos resultados, assim como auxilia a compreender o caráter da solução. Para maiores detalhes sobre tratamento explícito do erro, ver Twomey (1977a).

Um algoritmo que inclui explicitamente a estatística dos erros de medida,  $e_i$ , foi desenvolvido independentemente por Westwater e Strand (1968), Turchin e Nozik (1969) e Rodgers (1970), cuja solução pode ser expressa na seguinte forma:

$$\underline{\tilde{f}} = C_f A^T (A C_f A^T + C_e)^{-1} \underline{g}, \quad (4.11)$$

onde  $C_f$  e  $C_e$  são as matrizes de covariância de  $\underline{f}$  e de  $\underline{e}$ , respectivamente.

A Solução 4.11 pressupõe as seguintes hipóteses: componentes do vetor-erro,  $e_i$ , independentes de  $\underline{f}$  e, portanto, de  $\underline{g}$ , devendo apresentar uma distribuição multivariada com média zero e  $C_e$  conhecida; erros de aproximação numérica desprezíveis em comparação com os  $e_i$ ;  $C_e$  e  $C_f$  não-singulares, com dimensões compatíveis com o problema.

Este algoritmo, que utiliza informações a priori através de matrizes de covariância, é conhecido na literatura como método de Rodgers-Strand-Westwater (Fleming, 1977) e será chamado, no presente trabalho, *método de regularização estatística*.

Caso os elementos de  $\underline{f}$  não se correlacionem estatisticamente, sua variância seja constante ( $C_f = \sigma_f^2 I$ ) e o mesmo ocorra com os elementos de  $\underline{e}$  ( $C_e = \sigma_e^2 I$ ), obtém-se a partir da Solução 4.11:

$$\underline{f} = \left( A^T A + \frac{\sigma_e^2}{\sigma_f^2} I \right)^{-1} A^T \underline{g} \quad (4.12)$$

que, mediante analogia de  $\gamma$  com a relação sinal-ruído do experimento,  $\sigma_e^2/\sigma_f^2$ , pode ser formalmente identificada com a solução fornecida pelo método da mínima informação, dada pela Equação 4.8.

#### 4.5.2 - MÉTODO DE REGRESSÃO POR AUTOVETORES

Este algoritmo guarda analogia com o método de expansão em autovetores com truncamento, mencionado na Seção 4.1. A teoria das funções ortogonais empíricas (Lorenz, 1956), na qual o método se baseia, confere-lhe um caráter estatístico.

As funções ortogonais empíricas são os autovetores de uma dada matriz de covariância, as quais maximizam a interpretação progressiva da variância, qualificando-se, portanto, como uma representação econômica. O número de termos necessários para exprimir a variância total satisfatoriamente pode ser interpretado como a "dimensão" do espaço gerado pelos autovetores empíricos (Twomey, 1977a).

A solução pelo *método de regressão por autovetores*, conforme empregada por Smith e Woolf (1976), para processar os dados do HIRS a bordo do satélite científico NIMBUS VI é dada por:

$$\underline{t} = C \underline{t}^* \quad , \quad (4.13)$$

onde  $\underline{t}$  e  $\underline{t}^*$  representam desvios de temperatura e de temperatura de brilho (ver Seção 5.2) em relação a valores médios climatológicos. A matriz  $C$  é determinada a partir dos autovetores mais significativos das matrizes de covariância da temperatura e da temperatura de brilho, assim como das observações correspondentes à amostragem estatística utilizada para gerar estes autovetores.

Este método foi utilizado pelo NESDIS no processamento operacional dos dados TOVS. Os coeficientes de regressão que compõem

a matriz C da Expressão 4.13 eram atualizados periodicamente com dados obtidos por meio de radiossondagens colocadas (Smith et alii, 1979).

Uma avaliação das sondagens TIROS-N por Phillips et alii (1979) e Smith et alii (1979) com dados de radiossondagem (Figura 4.4) permitiu que se comprovasse quantitativamente a superioridade do TOVS frente ao VTPR por uma margem de cerca de 2 K.

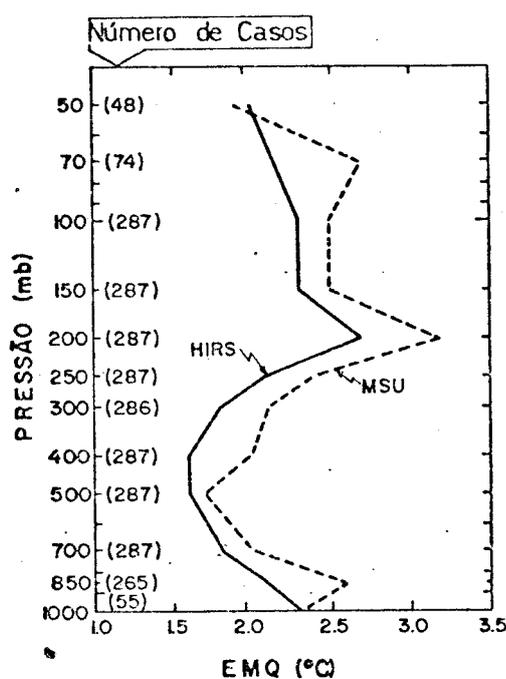


Fig. 4.4 - Perfil vertical do EMQ para as temperaturas TIROS-N, calculado com base em observações de radiossondagens colocadas sobre a América do Norte (método de regressão por autovetores).

FONTE: Smith et alii (1979).

Outra importante avaliação dos dados de temperatura TOVS, conforme obtidos pelo NESDIS, é aquela feita por Schlatter (1981), já mencionada na Seção 2.5. A amostra era constituída por mais de 1500 sondagens e a comparação teve por base as análises do NMC sem a inclusão de dados de satélite. Pelo fato de serem estas análises suavizadas, os resultados de Schlatter (1981), mostrados na Figura 4.5, foram mais favoráveis ao TOVS do que aqueles obtidos por Smith et alii (1979) e por Phillips et alii (1979).

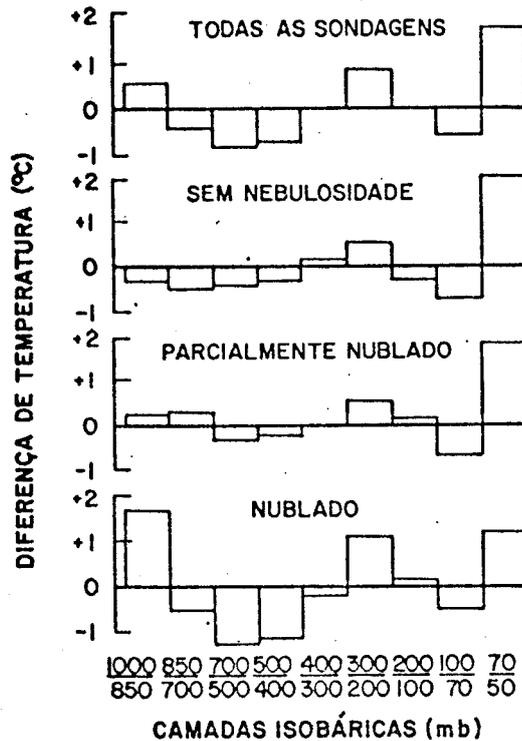


Fig. 4.5 - Média das diferenças de temperaturas TIROS-N com base em análises do NMC em função das camadas atmosféricas.

FONTE: Schlatter (1981).

#### 4.6 - ALGORITMOS ITERATIVOS

##### 4.6.1 - CONCEITUAÇÃO

Os esquemas iterativos diferem dos procedimentos de inversão descritos anteriormente por não tentarem num único passo encontrar a *melhor solução* para o sistema de EITR. Eles constroem uma sequência de passos (iterações) em cada um dos quais são obtidos parâmetros que fornecem melhor concordância entre as radiâncias observadas e as calculadas no passo anterior. Além disto, tais esquemas, em geral, não pressupõem a linearização da EITR nem a inversão de matrizes.

Diversos esquemas iterativos têm sido propostos para o problema da sondagem remota. Entre eles, o *método iterativo (não-linear) de Chahine* (Chahine, 1968; Chahine, 1970; Shaw et alii, 1970), o

*método iterativo (linear) de Smith* (Smith, 1970; Smith et alii, 1981; Smith et alii, 1983a) e o *método (não-linear) de Chahine-Twomey* (Twomey et alii, 1977).

Na literatura especializada, os algoritmos que utilizam métodos iterativos são comumente designados por *modelos físicos*. Em geral, tais modelos são bastante elaborados e incluem informações a priori de diversas naturezas, assim como tratam diretamente o efeito de contaminação pelas nuvens.

#### 4.6.2 - MODELO FÍSICO DO GLAS: APLICAÇÕES COM O TOVS/TIROS-N

O *modelo físico do GLAS* (Goddard Laboratory for Atmospheric Sciences-Laboratório para Ciências Atmosféricas de Goddard) foi especialmente desenvolvido para processar os dados de sondagem TOVS/TIROS-N (Susskind et alii, 1982).

Num estudo de avaliação, erros médios quadráticos foram calculados para 1500 perfis de temperatura TIROS-N obtidos através do *modelo físico do GLAS*, assim como para 1200 perfis da mesma natureza, porém determinados pelo algoritmo do NESDIS fundamentado no *método de regressão por autovetores*, conforme discutido na Seção 4.5. Para tanto, utilizaram-se radiossondagens colocadas num raio de 110 km e num intervalo de 3 horas (Susskind et alii, 1982). Os resultados encontram-se na Figura 4.6.

Nota-se que, de modo geral, o *modelo físico do GLAS* mostra-se superior ao algoritmo do NESDIS. Porém, verifica-se o oposto em certas camadas, a exemplo do que ocorre com a situação designada por céu limpo entre 200 e 50 mb.

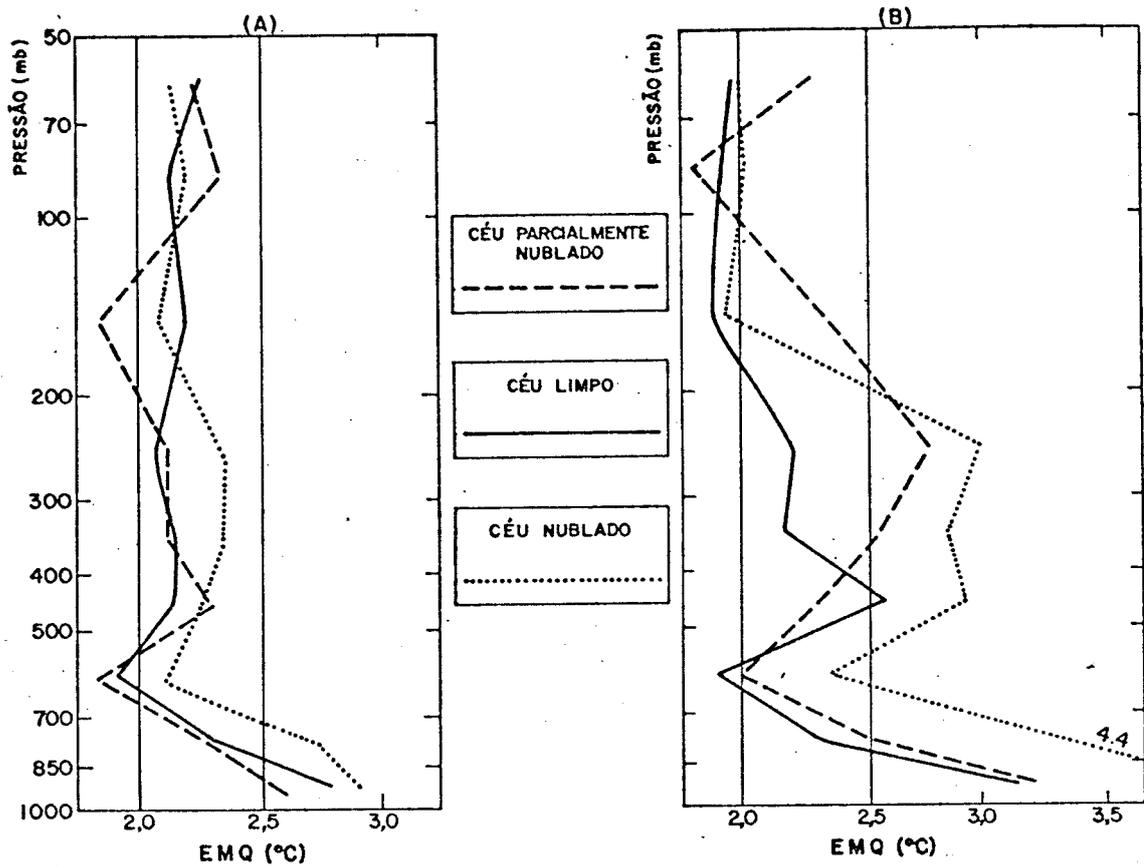


Fig. 4.6 - Perfil vertical do EMQ para as temperaturas TIROS-N calculadas segundo: (A) método físico do GLAS e (B) algoritmo do NESDIS (método de regressão por autovetores). O EMQ é calculado com base em observações de radiossondagens colocadas.  
FONTE: Susskind et alii (1982).

#### 4.6.3 - MODELOS FÍSICOS DO CIMSS: APLICAÇÕES COM O VAS

O modelo físico do CIMSS, embasado no método iterativo de Smith, foi o algoritmo inicialmente utilizado no processamento operacional dos dados VAS (Smith et alii, 1981), tendo sido depois substituído pelo método físico modificado do CIMSS (Smith, 1983b). Isto porque, segundo os critérios de convergência normalmente empregados com os métodos iterativos, as restrições são feitas sobre a média dos erros nos canais considerados. Tal procedimento contribui para que a solução muitas vezes satisfaça as observações dentro de seus níveis individuais de ruído e, como resultado, provoca uma suavização característica dos métodos iterativos (Smith, 1983b).

Com o objetivo de reduzir as discrepâncias entre as radiâncias calculadas e aquelas medidas nos canais individuais, Smith (1983b) propõe o método iterativo acoplado, segundo o qual a solução pelo método iterativo é utilizada como estimativa inicial para um algoritmo não-iterativo como, por exemplo, o método da mínima informação. É o método iterativo acoplado que serve de base para o modelo físico modificado do CIMSS.

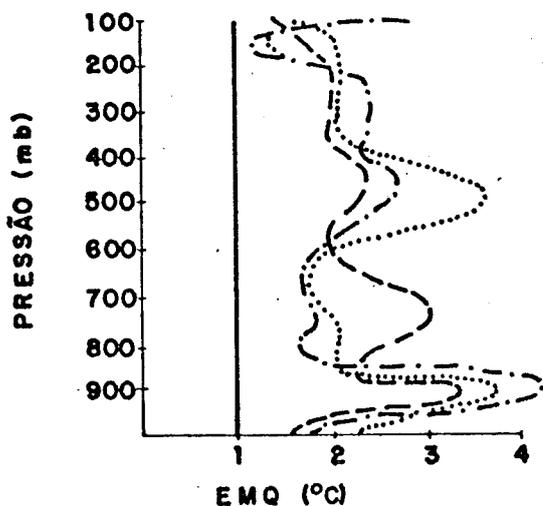
O método de regressão do GSFC e os modelos físicos do CIMSS foram submetidos a estudos de avaliação (Jedlovec, 1985; Jedlovec and Wilson, 1985) no contexto do Experimento AVE/VAS, conforme discutido na Seção 4.4.2. Os dados foram analisados em cinco horários (11:00, 14:45, 17:45, 20:45 e 23:45 TMG) do dia 6 de março de 1982 e também obtidos resultados para uma combinação entre eles. Foram empregados o prognóstico LFM na qualidade de estimativa inicial e dados convencionais de superfície como informações a priori. As informações estatísticas foram calculadas com base em observações de radiossondagem, porém em pontos de grade, utilizando um esquema de análise objetiva análogo ao que será discutido na Seção 9.2.

Para a combinação de horários, a Figura 4.7 apresenta os perfis verticais do EMQ para os resultados VAS de temperatura, de temperatura do ponto de orvalho e de altura geopotencial. Em média, 575 pontos de grade foram utilizados nestes cálculos para cada um dos métodos.

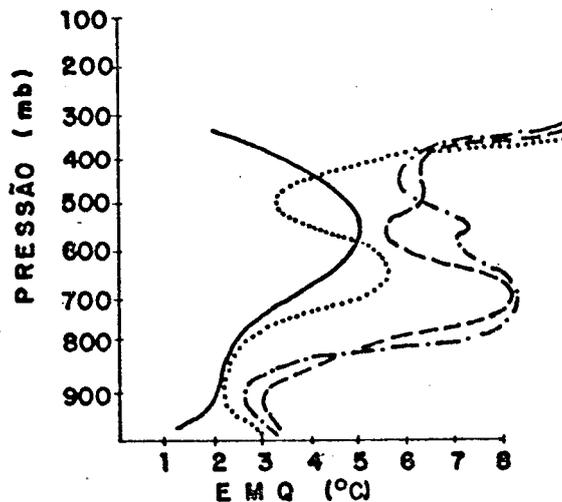
A Tabela 4.1 contém as informações estatísticas (MD: mēdia das diferenças; DPD: desvio padrão das diferenças e EMQ: erro médio quadrático) associadas aos resultados VAS para o dia 6 de março de 1982 às 14:45 TMG, obtidos pelo modelo físico do CIMSS (111 pontos de grade) e pelo método de regressão do GSFC (103 pontos de grade).

Com base na Figura 4.7, observa-se que o desempenho comparativo dos algoritmos sofre oscilações significativas em função do nīvel atmosférico e isto dificulta concluir qual método é realmente o melhor. De modo geral, o erro médio quadrático da temperatura está entre 2,0 e 4,0°C e o da temperatura do ponto de orvalho entre 3,0 e 8,0°C.

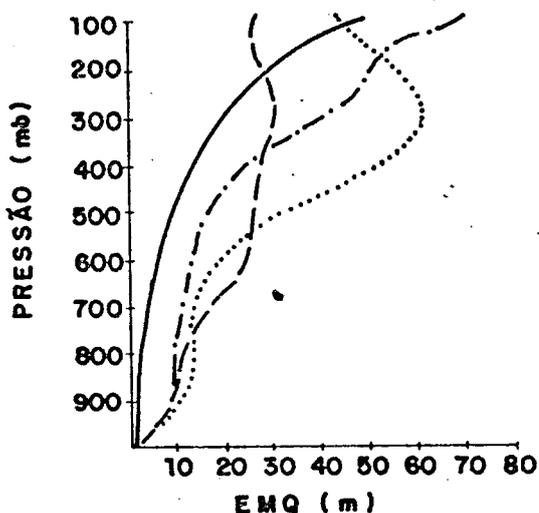
a) - TEMPERATURA.



b) - TEMPERATURA DO PONTO DE ORVALHO.



c) - ALTURA GEOPOTENCIAL.



**LEGENDA:**

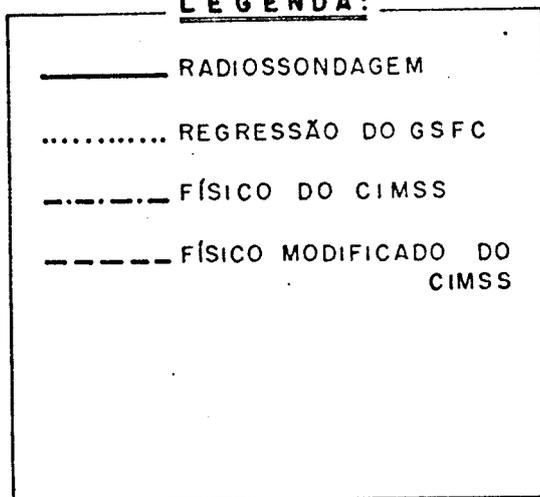


Fig. 4.7 - Perfis verticais do EMQ entre os resultados VAS e os dados de radiossondagem para (a) temperatura, (b) temperatura do ponto de orvalho e (c) altura geopotencial, obtidos através de três algoritmos.

- Empregaram-se o método de regressão do GSFC, o modelo físico do CIMSS e o modelo físico modificado do CIMSS. Os resultados referem-se à combinação de 5 horários diferentes do dia 6 de março de 1982. Também encontram-se plotados os perfis do EMQ para as observações de radiossondagem.

FONTE: Jedlovec (1985).

Quando se trata de horários individuais, os valores das informações estatísticas podem diferir significativamente dos apresentados na Figura 4.7, conforme ilustrado pela Tabela 4.1. Note-se, por exemplo, no caso do *modelo físico do CIMSS*, que o EMQ da temperatura em 900 mb é cerca de 4,3°C para os horários combinados e 6,2°C para o horário das 14:45 TMG.

Para fins comparativos, os resultados encontrados por Jedlovec (1985) e por Jedlovec e Wilson (1985) são de particular importância para a presente pesquisa, em virtude de serem raros os trabalhos de avaliação desta natureza, especialmente dirigidos ao VAS.

TABELA 4.1

INFORMAÇÕES ESTATÍSTICAS (MD, DPD, EMQ) PARA OS RESULTADOS  
VAS EM 6 DE MARÇO de 1982, ÀS 14:45 TMG

	MODELO FÍSICO DO CIMSS			MÉTODO DE REGRESSÃO DO GSFC			
	T (°C)	T <sub>D</sub> (°C)	Z (m)	T (°C)	T <sub>D</sub> (°C)	Z (m)	
PRESSÃO (mb)	100	-0,5;0,9;1,0	...	19,0;31,8;37,0	-0,5;0,9;1,0	...	15,0;32,3;35,6
	150	1,5;1,8;2,3	...	14,9;33,2;36,0	-0,1;0,8;0,8	...	20,9;39,0;44,2
	200	1,3;1,9;2,3	...	-2,0;22,6;22,6	0,4;0,8;0,9	...	16,3;36,8;40,2
	250	0,7;1,3;1,5	...	-11,9;27,2;29,7	0,5;2,0;2,1	...	8,9;40,4;41,4
	300	-1,0;2,2;2,4	...	-5,2;24,8;25,3	-0,3;1,7;1,7	...	13,7;49,0;50,9
	350	-1,5;1,7;2,3	2,1;4,8;5,2	4,7;23,9;24,6	-0,6;1,1;1,3	12,1;13,3;18,0	20,6;51,2;55,2
	400	-0,7;2,2;2,3	-0,2;2,7;2,7	7,8;21,6;23,0	0,7;2,4;2,5	4,0;5,4;6,7	18,6;43,8;47,6
	450	-0,9;2,5;2,7	-2,2;5,0;5,5	9,9;17,4;20,0	0,6;2,9;3,0	-0,2;2,1;2,1	15,6;33,9;37,3
	500	-0,6;1,9;4,4	0,5;4,4;4,4	13,2;17,5;22,0	0,9;2,5;2,7	-0,2;3,8;3,8	14,5;26,8;30,5
	550	-0,3;1,2;1,2	0,0;4,2;4,2	15,4;18,7;24,2	1,1;2,3;2,5	1,1;4,1;4,2	12,3;21,0;24,3
	600	1,0;1,3;1,6	-0,0;3,7;3,7	14,3;17,0;22,2	2,1;2,7;3,4	3,1;6,8;7,5	8,2;14,6;16,7
	650	2,2;2,4;3,3	-1,3;5,0;5,2	10,6;13,6;17,2	2,6;3,0;4,0	3,0;7,5;8,1	2,8;8,7;9,1
	700	2,7;2,9;4,0	-3,4;5,8;6,7	5,1;9,3;10,6	2,6;2,9;3,9	2,2;5,4;5,8	-3,2;6,4;7,2
	750	2,8;3,0;4,1	-4,6;6,1;7,6	-0,2;6,9;6,9	3,5;3,8;5,2	1,1;3,1;3,8	-9,4;10,3;13,9
	800	1,4;1,9;2,4	-2,8;4,5;5,3	-4,6;8,1;9,3	2,7;3,2;4,2	2,1;2,6;3,8	-15,8;16,3;22,7
	850	-2,3;2,6;3,5	-1,3;2,2;2,6	-3,6;7,0;7,9	-0,7;1,9;2,0	2,8;3,2;4,3	-17,5;18,2;25,2
	900	-4,2;4,5;6,2	-1,7;2,1;2,7	6,6;8,2;10,5	-2,6;3,1;4,0	2,0;2,6;3,3	-14,4;16,6;22,0
SUP	0,5;0,9;1,0	1,6;1,9;2,5	...	-0,4;1,4;1,5	2,1;2,5;3,3	...	

FONTE: Jedlovec e Wilson (1985).

#### 4.7 - COMPARAÇÕES E CONCLUSÕES

Com base nos trabalhos acima discutidos, assim como em análises e estudos comparativos realizados por Fleming e Smith (1972), Twomey (1977 a e b) e Smith (1983d), é possível tirar conclusões importantes sobre os algoritmos que foram empregados no tratamento matemático de inversão da EITR.

Algoritmos de regularização como, por exemplo, o *método da mínima informação* (Seção 4.3.1) são, em geral, mais rápidos e mais objetivos com respeito às restrições empregadas. Porém, exigem que a transmitância seja conhecida com precisão, que se tenha uma boa estimativa para o erro esperado e dependem de uma escolha adequada para o parâmetro de regularização.

Algoritmos de regressão, como o *método de regressão após categorização* (Seção 4.4.2) e o *método de regressão por autovetores* (Seção 4.5.2), quando utilizam dados reais de radiâncias e de radiossondagem como base para a amostragem estatística, dispensam que se conheça a transmitância e os erros de observação. O instrumento não precisa ser calibrado no sentido absoluto e, em geral, a regressão é numericamente estável. Contudo, eles desprezam as propriedades físicas da EITR e usam o mesmo operador matricial estabelecido para um certo intervalo de radiâncias que, por sua vez, depende de como a amostra foi estratificada. Para a implementação destes métodos é necessário manter, permanentemente, uma rede de ar superior e dispor de computadores com grande capacidade de memória.

O *método de regularização estatística* (Seção 4.5.1) produz resultados realistas e é bastante estável. Leva em conta os aspectos físicos do problema através da transmitância e de sua dependência da temperatura. Os coeficientes da solução são calculados para cada novo perfil de temperatura a ser recuperado. A matriz de covariância pode ser obtida a partir de amostras climatológicas e, assim sendo, o método não exige a utilização de dados de radiância e de radiossondas colocadas.

Porém, como geralmente ocorre com os algoritmos discutidos, exceto com os métodos de regressão, a transmitância e a calibração absoluta dos instrumentos de medida devem ser conhecidas com boa precisão. E, analogamente ao caso da regressão, o *método de regularização estatística* necessita para sua implementação que se colete, compile e calcule uma grande quantidade de dados auxiliares, sendo a exigência de memória de computador bem maior que nos outros casos, embora o tempo de processamento do método em si seja razoável.

Algoritmos iterativos (Seção 4.6) evitam a formulação de restrições explícitas, consideram os aspectos físicos do problema, pois tratam diretamente a EITR, mostram-se superiores no que se refere à resolução e são mais estáveis com respeito a erros. Todavia, a qualidade da solução depende fortemente do perfil inicial, do grau com que se conhece a transmitância e, principalmente, do erro instrumental. Em certos casos, apesar de dispensarem a solução direta de sistemas, podem tornar-se muito lentos.

Desta forma, não parece existir um algoritmo para resolver o problema da sondagem remota que seja satisfatório sob todos os pontos de vista. Por outro lado, contribui significativamente para o sucesso dos diversos métodos a incorporação de informações a priori (matrizes de covariância, coeficientes de regressão, dados convencionais de superfície, estimativas iniciais baseadas em prognósticos de modelos numéricos etc.), desde que sejam de boa qualidade.

Experimentos numéricos controlados para estudar o desempenho dos métodos de inversão, como o realizado por Twomey (1977b), corroboram tais conclusões, conforme ilustra a Figura 4.8. Os casos (a), (e) e (f) revelam o grande impacto das condições de contorno na qualidade da solução.

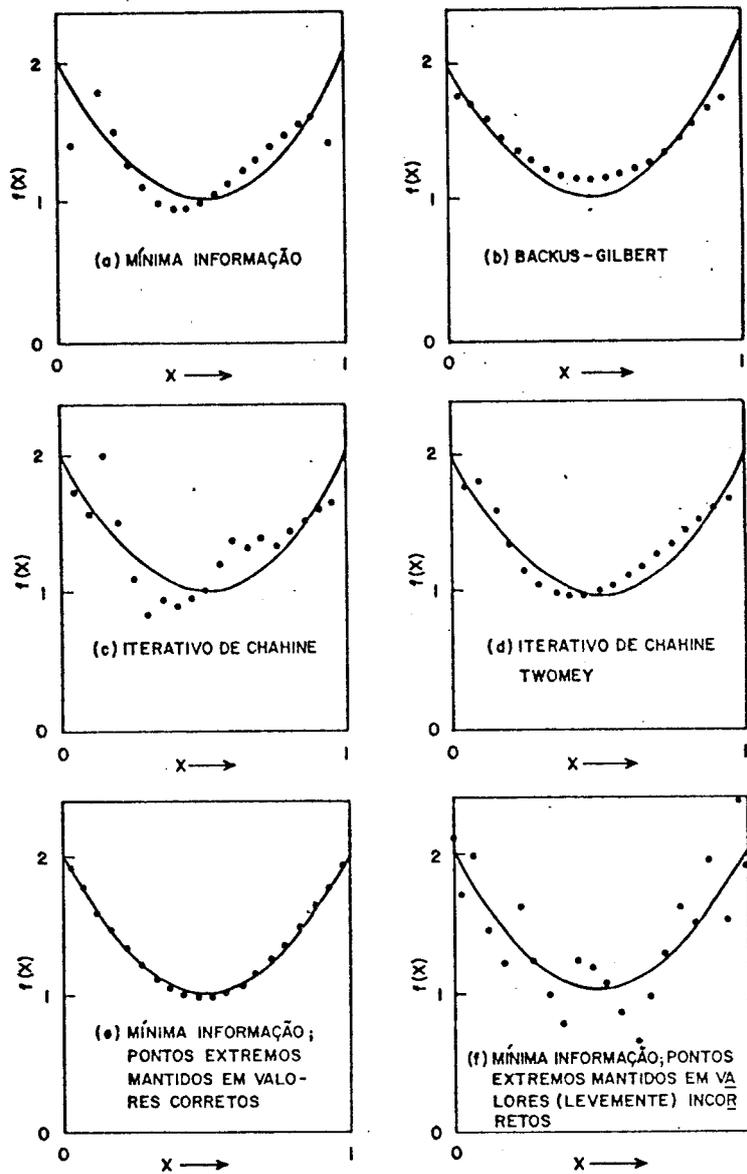


Fig. 4.8 - Soluções obtidas por diferentes métodos de inversão.  
- A solução exata para  $f(x)$  é indicada pela linha cheia.

FONTE: Twomey (1977b).



## CAPÍTULO 5

### ABORDAGEM EM 3-D AO PROBLEMA DA SONDAGEM REMOTA

#### 5.1 - PRELIMINARES

O método simultâneo em 3-D foi desenvolvido neste trabalho de pesquisa e fundamentado na extensão, para três dimensões, da EITR na forma perturbada e no método simultâneo em 1-D de Smith-Woolf, já introduzido na Seção 4.3.2.

Para melhor compreensão da abordagem em 3-D ao problema da sondagem remota, foram incluídos neste capítulo a dedução da EITR na forma perturbada e o tratamento matemático do método simultâneo em 1-D.

O método simultâneo em 3-D é apresentado com os detalhes necessários ao entendimento de sua implementação no Sistema McIDAS, a ser discutida no Capítulo 8.

#### 5.2 - DEDUÇÃO DA EITR NA FORMA PERTURBADA

Considera-se a EITR na forma não-linear introduzida na Seção 3.1:

$$I(v_j) = B[v_j, T(p_s)]\tau(v_j, p_s) + \int_{p_s}^{p_0} B[v_j, T(p)] \frac{d\tau(v_j, p)}{dp} dp. \quad (5.1)$$

Introduz-se a notação:  $p_0 = 0$ ;  $T(p_s) = T_s$ ;  $B(v_j) = B_j$ ; e  $\tau(v_j) = \tau_j$ , e, sem perda de generalidade, reescreve-se a equação acima:

$$I_j = B_j(T_s)\tau_j(p_s) + \int_{p_s}^0 B_j[T(p)] \frac{d\tau_j(p)}{dp} dp. \quad (5.2)$$

Com o objetivo de simplificar a simbologia no decorrer desta dedução, adota-se a seguinte forma para a Equação 5.2:

$$I = B(T_S)\tau(p_S) + \int_{p_S}^0 B(T) \frac{d\tau}{dp} dp. \quad (5.3)$$

Esta equação será aplicada a uma situação caracterizada por um estado básico, denotado pelo índice "zero", com um perturbação superposta,  $\delta$ . Matematicamente,

$$I = I_0 + \delta I ; B = B_0 + \delta B ; \tau = \tau_0 + \delta\tau. \quad (5.4)$$

Substituindo as Expressões 5.4 na Equação 5.3, tem-se:

$$I_0 + \delta I = [B_0(T_S) + \delta B(T_S)] [\tau_0(p_S) + \delta\tau(p_S)] + \int_{p_S}^0 [B_0(T) + \delta B(T)] \left[ \frac{d}{dp} (\tau_0 + \delta\tau) \right] dp. \quad (5.5)$$

Expandindo a Equação 5.5 e desprezando os termos que envolvem perturbações de segunda ordem, obtêm-se:

$$I_0 + \delta I = B_0(T_S)\tau_0(p_S) + B_0(T_S)\delta\tau(p_S) + \delta B(T_S)\tau_0(p_S) + \int_{p_S}^0 B_0(T) \frac{d\tau_0}{dp} dp + \int_{p_S}^0 B_0(T) \frac{d\delta\tau}{dp} dp + \int_{p_S}^0 \delta B(T) \frac{d\tau_0}{dp} dp. \quad (5.6)$$

Mediante integração por partes da segunda integral no segundo membro da Equação 5.6, tem-se:

$$I_0 + \delta I = B_0(T_S)\tau_0(p_S) + \delta B(T_S)\tau_0(p_S) + \int_{p_S}^0 B_0(T) \frac{d\tau_0}{dp} dp - \int_{p_S}^0 \delta\tau \frac{\partial B_0(T)}{\partial p} dp + \int_{p_S}^0 \delta B(T) \frac{d\tau_0}{dp} dp, \quad (5.7)$$

onde o termo  $B_0[T(p=0)]\delta\tau(p=0)$  foi desprezada por ser considerado de segunda ordem.

Separando os termos da Equação 5.7, que caracterizam o estado básico daqueles associados ao estado perturbado, e agrupando-os convenientemente, segue-se que:

$$I_0 = B_0(T_S)\tau_0(p_S) + \int_{p_S}^0 B_0(T) \frac{d\tau_0}{dp} dp, \quad (5.8)$$

$$\delta I = - \int_{p_S}^0 \delta\tau \frac{\partial B_0(T)}{\partial p} dp + \int_{p_S}^0 \delta B(T) \frac{d\tau_0}{dp} dp + \delta B(T_S)\tau_0(p_S). \quad (5.9)$$

Introduz-se a temperatura de brilho,  $T^*$ , definida como a temperatura que um corpo teria se emitisse segundo a lei de Planck, ou seja:

$$T^* = B^{-1}(T). \quad (5.10)$$

A temperatura de brilho pode ser utilizada no lugar da radiância. Para tanto é necessário, como será visto adiante, fazer uma mudança de variáveis.

Expansões lineares em série de Taylor das funções  $I(T^*)$ ,  $\tau(U)$  e  $B(T)$  em termos do argumento indicado, tendo como referência o estado básico, resultam em:

$$I = I_0 + \left[ \frac{\partial I}{\partial T^*} \right]_0 (T^* - T_0^*), \quad (5.11)$$

$$\tau = \tau_0 + \left[ \frac{\partial \tau}{\partial U} \right]_0 (U - U_0), \quad (5.12)$$

$$B = B_0 + \left[ \frac{\partial B}{\partial T} \right]_0 (T - T_0), \quad (5.13)$$

onde:

$$U(p) = \frac{1}{g} \int_0^p q(p) dp \quad (5.14)$$

foi definida como a *umidade integrada* na Seção 3.4. Por sua vez,  $q(p)$  é a razão de mistura do vapor d'água e  $g$  é a constante da gravidade.

Fazendo:

$$T^* - T_0^* = \delta T^* ; U - U_0 = \delta U ; T - T_0 = \delta T , \quad (5.15)$$

as Equações 5.11 a 5.13 podem ser reescritas da seguinte maneira:

$$I = I_0 + \left( \frac{\partial B}{\partial T^*} \right)_0 \delta T^* , \quad (5.16)$$

$$B = B_0 + \left( \frac{\partial B}{\partial T} \right)_0 \delta T , \quad (5.17)$$

$$\tau = \tau_0 + \left( \frac{\partial \tau}{\partial U} \right)_0 \delta U . \quad (5.18)$$

Comparações entre as Expressões 5.4, 5.16, 5.17 e 5.18 levam a :

$$\delta I = \left( \frac{\partial B}{\partial T^*} \right)_0 \delta T^* , \quad (5.19)$$

$$\delta B = \left( \frac{\partial B}{\partial T} \right)_0 \delta T , \quad (5.20)$$

$$\delta \tau = \left( \frac{\partial \tau}{\partial U} \right)_0 \delta U . \quad (5.21)$$

Substituindo as Expressões 5.19 a 5.21 na Equação 5.9, ob  
têm-se:

$$\begin{aligned} \left( \frac{\partial B}{\partial T^*} \right)_0 \delta T^* &= \int_0^{p_s} \delta U \left( \frac{\partial T}{\partial p} \right)_0 \left( \frac{\partial \tau}{\partial U} \right)_0 \left( \frac{\partial B}{\partial T} \right)_0 dp - \\ &- \int_0^{p_s} \delta T \left( \frac{\partial \tau}{\partial p} \right)_0 \left( \frac{\partial B}{\partial T} \right)_0 dp + \delta T_s \left( \frac{\partial B}{\partial T_s} \right)_0 \tau_0(p_s). \end{aligned} \quad (5.22)$$

Dividindo ambos os membros da Equação 5.22 por  $\left( \frac{\partial B}{\partial T^*} \right)_0$  (deve ser observado que  $\left( \frac{\partial B}{\partial T^*} \right)_0$  não depende da pressão) chega-se finalmente à forma perturbada da EITR:

$$\begin{aligned} \delta T^* &= \int_0^{p_s} \delta U \left( \frac{\partial T}{\partial p} \right)_0 \left( \frac{\partial \tau}{\partial U} \right)_0 \frac{(\partial B/\partial T)_0}{(\partial B/\partial T^*)_0} dp - \\ &- \int_0^{p_s} \delta T \left( \frac{\partial \tau}{\partial p} \right)_0 \frac{(\partial B/\partial T)_0}{(\partial B/\partial T^*)_0} dp + \delta T_s \tau_0(p_s) \frac{(\partial B/\partial T_s)_0}{(\partial B/\partial T^*)_0}. \end{aligned} \quad (5.23)$$

Na notação da Equação 5.2 a EITR na forma perturbada pode ser reescrita da seguinte maneira:

$$\begin{aligned} \delta T_{j}^* &= \int_0^{p_s} \delta U \left[ \left( \frac{\partial T}{\partial p} \right) \left( \frac{\partial \tau_j}{\partial U} \right) \frac{(\partial B_j/\partial T)}{(\partial B_j/\partial T_j^*)} \right]_0 dp - \\ &- \int_0^{p_s} \delta T \left[ \left( \frac{\partial \tau_j}{\partial p} \right) \frac{(\partial B_j/\partial T)}{(\partial B_j/\partial T_j^*)} \right]_0 dp + \delta T_s \left[ \tau_j(p_s) \frac{(\partial B_j/\partial T_s)}{(\partial B_j/\partial T_j^*)} \right]_0 \\ j &= 1, 2, \dots, K, \end{aligned} \quad (5.24)$$

onde é implícita a dependência da pressão,  $p$ , com relação às funções dos integrandos e:

$$w_{0,j}^U(p) = \left[ \frac{\partial T}{\partial p} \frac{\partial \tau_j}{\partial U} \frac{(\partial B_j/\partial T)}{(\partial B_j/\partial T_j^*)} \right]_0, \quad (5.25)$$

$$W_{0,j}^t(p) = \left[ \frac{\partial \tau_j}{\partial p} \frac{(\partial B_j / \partial T)}{(\partial B_j / \partial T_j^*)} \right]_0, \quad (5.26)$$

$$W_{0,j}^s(p_s) = \left[ \tau_j(p_s) \frac{(\partial B_j / \partial T_s)}{(\partial B_j / \partial T_j^*)} \right]_0 \quad (5.27)$$

são designadas como funções-peso do vapor d'água, da temperatura e da temperatura de contorno, respectivamente. Isto permite colocar o Sistema 5.24 numa forma mais simplificada, qual seja:

$$\begin{aligned} \delta T_j^* = & \int_0^{p_s} \delta U(p) W_{0,j}^u(p) dp - \int_0^{p_s} \delta T(p) W_{0,j}^t(p) dp + \\ & + \delta T_s W_{0,j}^s(p_s) . \end{aligned} \quad (5.28)$$

### 5.3 - MÉTODO SIMULTÂNEO EM 1-D DE SMITH-WOOLF

O método simultâneo em 1-D de Smith-Woolf (Smith and Woolf, 1984) é fundamentado na EITR na forma perturbada dada pela Equação 5.24.

Com o objetivo de resolver o Sistema 5.24 para as três variáveis,  $\delta U(p)$ ,  $\delta T(p)$  e  $\delta T_s$ , foram introduzidas as seguintes representações em termos de funções arbitrárias da pressão,  $\phi(p)$ :

$$\delta q(p) = g \sum_{i=1}^N \alpha_i q_0(p) \phi_i(p) , \quad (5.29)$$

$$\delta T(p) = - \sum_{i=N+1}^M \alpha_i \phi_i(p) . \quad (5.30)$$

Utilizando as Expressões 5.14 e 5.29, tem-se:

$$\delta U(p) = \sum_{i=1}^N \alpha_i \int_0^{p_s} q_0(p) \phi_i(p) dp . \quad (5.31)$$

Substituindo as Expressões 5.30 e 5.31 na EITR na forma perturbada dada pela Equação 5.28 e fazendo  $\alpha_0 = \delta T_s$  e  $\tau_j(p_s) = \tau_{s,j}$ , obtêm-se:

$$\delta T_j^* = \sum_{i=0}^M \alpha_i \phi_{ij} \quad j = 1, 2, \dots, K, \quad (5.32)$$

onde:

$$\phi_{0,j} = \left[ \frac{\partial B_j / \partial T_s}{\partial B_j / \partial T_j^*} \tau_{s,j} \right]_0, \quad (5.33)$$

$$\phi_{i,j} = \int_0^{p_s} \left[ \int_0^p q_0 \phi_i dp \right] \left[ \frac{\partial T}{\partial p} \frac{\partial \tau_j}{\partial U} \frac{\partial B_j / \partial T}{\partial B_j / \partial T_j^*} \right]_0 dp \quad i \leq N, \quad (5.34)$$

$$\phi_{i,j} = \int_0^{p_s} \phi_i \left[ \frac{\partial \tau_j}{\partial p} \frac{\partial B_j / \partial T}{\partial B_j / \partial T_j^*} \right]_0 dp \quad N \leq i \leq M. \quad (5.35)$$

As quantidades  $\phi_{i,j}$  são calculadas com base na estimativa inicial ou em condições médias estabelecidas a priori.

O Sistema 5.32 pode ser escrito na forma matricial:

$$\underline{t}^* = \underline{\phi} \underline{\alpha}, \quad (5.36)$$

onde as componentes do vetor  $\underline{t}^*$ ,  $\delta T_j^*$ , são as K observações de temperatura de brilho, as componentes do vetor  $\underline{\alpha}$ ,  $\alpha_i$ , são os M+1 coeficientes e  $\underline{\phi}$  é uma matriz com dimensões Kx(M+1). Admitindo que  $K > M+1$ , propõe-se a seguinte solução regularizada para o Sistema 5.36:

$$\underline{\alpha} = (\underline{\phi}^T \underline{\phi} + \gamma I)^{-1} \underline{\phi}^T \underline{t}^*, \quad (5.37)$$

onde  $\gamma$  é o parâmetro de regularização.

Uma vez que  $\underline{\alpha}$  seja determinado, calculam-se  $\delta T_s$ ,  $\delta q(p)$  e  $\delta T(p)$ , a partir das Equações 5.29 e 5.30, que somados à estimativa ini

cial levam às soluções finais para a temperatura de contorno da superfície e para os perfis de razão de mistura do vapor d'água e de temperatura.

A escolha das funções da base vertical,  $\phi_i(p)$ , é arbitrária, podendo ser utilizadas, por exemplo, as funções ortogonais empíricas (ver Seção 4.5) ou as funções-peso da EITR,  $\frac{d\tau_i}{d\ln p}$ . Estas foram adotadas na implantação do *método simultâneo em 1-D de Smith-Woolf* através do ALGOC, o qual será discutido no Capítulo 7.

Informações adicionais a priori, tais como as observações convencionais de superfície, podem ser incorporadas às soluções. Para tais observações segue das Equações 5.29 e 5.30 que:

$$q(p_s) - q_0(p_s) = g \sum_{i=1}^N \alpha_i q_0(p_s) \phi_i(p_s) \quad , \quad (5.38)$$

$$T(p_s) - T_0(p_s) = - \sum_{i=N+1}^M \alpha_i \phi_i(p_s) \quad . \quad (5.39)$$

A forma destas expressões é análoga àquelas do Sistema 5.32 e, portanto, podem ser incorporadas ao conjunto que, neste caso, deverá ser resolvido para M+1 incógnitas a partir de K+2 equações.

Os erros observacionais podem ser incluídos na resolução do problema, dividindo tanto o vetor  $\underline{t}$  como a matriz  $\Phi$  pelos erros esperados para cada radiancia ou observação de superfície. O resultado é uma solução ponderada pelo inverso do erro, de forma que as observações mais precisas recebem os maiores pesos no processo de cálculo.

#### 5.4 - MÉTODO SIMULTÂNEO EM 3-D

Seja o problema de sondagem remota que consiste em inferir perfis de temperatura e de umidade,  $T(x,y,p)$  e  $q(x,y,p)$ , assim como a temperatura de contorno da superfície,  $T_s(x,y,p_s)$ , a partir de radiân

cias medidas em K canais espectrais,  $T_k^*(x,y)$ , sobre uma certa área geográfica cujas coordenadas horizontais são x na direção leste-oeste, e y na direção norte-sul.

As variáveis de interesse podem ser expressas em 3-D, em termos do estado básico e de sua perturbação, da seguinte forma:

$$T(x,y,p) = T_0(x,y,p) + \delta T(x,y,p) , \quad (5.40)$$

$$q(x,y,p) = q_0(x,y,p) + \delta q(x,y,p) , \quad (5.41)$$

$$U(x,y,p) = U_0(x,y,p) + \delta U(x,y,p) , \quad (5.42)$$

$$T_k^*(x,y) = T_{0,k}^*(x,y) + \delta T_k^*(x,y) \quad k = 1, 2, \dots, K. \quad (5.43)$$

Dados  $\delta T_k^*(x,y)$ ,  $k = 1, 2, \dots, K$ , o objetivo é determinar, simultaneamente,  $\delta T(x,y,p)$ ,  $\delta U(x,y,p)$  e  $\delta T_s(x,y)$ . Com esta finalidade, estende-se para 3D a EITR na forma perturbada em 1-D (Equação 5.28):

$$\begin{aligned} \delta T_k^*(x,y) = & \int_0^{p_s} \delta U(x,y,p) W_{0,k}^u(x,y,p) dp - \\ & - \int_0^{p_s} \delta T(x,y,p) W_{0,k}^t(x,y,p) dp + \delta T_s(x,y) W_{0,k}^s \end{aligned} \quad (5.44)$$

$k = 1, 2, \dots, K ,$

onde:

$$W_{0,k}^u(x,y,p) = \left[ \frac{\partial T}{\partial p} \frac{\partial \tau_k}{\partial U} \frac{(\partial B_k / \partial T)}{(\partial B_k / \partial T_k^*)} \right]_0 , \quad (5.45)$$

$$W_{0,k}^t(x,y,p) = \left[ \frac{\partial \tau_k}{\partial p} \frac{(\partial B_k / \partial T)}{(\partial B_k / \partial T_k^*)} \right]_0 , \quad (5.46)$$

$$W_{0,k}^S(x,y) = \left[ \frac{(\partial B_k / \partial T_S)}{(\partial B_k / \partial T_S^*)} \tau_{S,k} \right]_0 \quad (5.47)$$

são designadas como funções-peso em 3-D do vapor d'água, da temperatura e da temperatura de contorno da superfície, respectivamente, que devem ser determinadas a partir do estado básico.

Utilizando funções arbitrárias  $\psi(x)$ ,  $\chi(y)$  e  $\phi(p)$  para exprimir as variáveis  $\delta U$ ,  $\delta T$  e  $\delta T_S$ , têm-se:

$$\delta q(x,y,p) = g q_0(x,y,p) \left[ \sum_{\ell=1}^L \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N a_{\ell mn} \psi_{\ell}^u(x) \chi_m^u(y) \phi_n^u(p) \right], \quad (5.48)$$

$$\delta U(x,y,p) = \sum_{\ell=1}^L \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N a_{\ell mn} \psi_{\ell}^u(x) \chi_m^u(y) \int_0^p q_0(p) \phi_n^u(p) dp, \quad (5.49)$$

$$\delta T(x,y,p) = \sum_{\ell=1}^{L'} \sum_{m=1}^{M'} \sum_{n=1}^{N'} b_{\ell mn} \psi_{\ell}^t(x) \chi_m^t(y) \phi_n^t(p), \quad (5.50)$$

$$\delta T_S(x,y) = \sum_{\ell=1}^{L''} \sum_{m=1}^{M''} \bar{c}_{\ell m 0} \psi_{\ell}^s(x) \chi_m^s(y) W_{0,k}^S, \quad (5.51)$$

onde  $a_{\ell mn}$ ,  $b_{\ell mn}$  e  $c_{\ell m 0}$  são os coeficientes de expansão.

Substituindo as Expressões 5.49 a 5.51 na Equação 5.44, têm-se:

$$\begin{aligned} \delta T_k^*(x,y) = & \sum_{\ell=1}^L \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N a_{\ell mn} \psi_{\ell}^u(x) \chi_m^u(y) \int_0^{P_S} \left[ \int_0^p q_0(p) \phi_n^u(p) dp \right] W_{0,k}^u(x,y,p) dp + \\ & + \sum_{\ell=1}^{L'} \sum_{m=1}^{M'} \sum_{n=1}^{N'} b_{\ell mn} \psi_{\ell}^t(x) \chi_m^t(y) \int_0^{P_S} \phi_n^t(p) W_{0,k}^t(x,y,p) dp + \\ & + \sum_{\ell=1}^{L''} \sum_{m=1}^{M''} \bar{c}_{\ell m 0} \psi_{\ell}^s(x) \chi_m^s(y) W_{0,k}^s(x,y) \end{aligned} \quad (5.52)$$

$k=1,2,\dots,K.$

Introduzindo a seguinte notação:

$$\phi_{n,k}^u(x,y) = \int_0^{p_s} \left[ \int_0^p q_0(p) \phi_n^u(p) dp \right] W_{0,k}^u(x,y,p) dp, \quad (5.53)$$

$$\phi_{n,k}^t(x,y) = \int_0^{p_s} \phi_n^t(p) W_{0,k}^t(x,y,p) dp, \quad (5.54)$$

o Sistema 5.52 pode ser escrito na forma:

$$\begin{aligned} \delta T_k^*(x,y) &= \sum_{\ell=1}^L \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N a_{\ell mn} \psi_{\ell}^u(x) \chi_m^u(y) \phi_{n,k}^u(x,y) + \\ &+ \sum_{\ell=1}^{L'} \sum_{m=1}^{M'} \sum_{n=1}^{N'} b_{\ell mn} \psi_{\ell}^t(x) \chi_m^t(y) \phi_{n,k}^t(x,y) + \\ &+ \sum_{\ell=1}^{L''} \sum_{m=1}^{M''} c_{\ell m0} \psi_{\ell}^s(x) \chi_m^s(y) W_{0,k}^s(x,y) \\ k &= 1, 2, \dots, K. \end{aligned} \quad (5.55)$$

Este sistema pode ser discretizado em x e y, tendo em vista sua utilização em grades horizontais tais que os pontos de grade,  $ix_j$ , sejam definidos por  $(x_i, y_j)$ , como se segue:

$$\begin{aligned} \delta T_k^*(x_i, y_j) &= \sum_{\ell=1}^L \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N a_{\ell mn} \psi_{\ell}^u(x_i) \chi_m^u(y_j) \phi_{n,k}^u(x_i, y_j) + \\ &+ \sum_{\ell=1}^{L'} \sum_{m=1}^{M'} \sum_{n=1}^{N'} b_{\ell mn} \psi_{\ell}^t(x_i) \chi_m^t(y_j) \phi_{n,k}^t(x_i, y_j) + \\ &+ \sum_{\ell=1}^{L''} \sum_{m=1}^{M''} c_{\ell m0} \psi_{\ell}^s(x_i) \chi_m^s(y_j) W_{0,k}^s(x_i, y_j) \\ k &= 1, 2, \dots, K ; i = 1, 2, \dots, I ; j = 1, 2, \dots, J. \end{aligned} \quad (5.56)$$



Ou seja:

$$\Sigma \underline{\beta} = \underline{t}^* \quad (5.63)$$

Propõe-se a seguinte solução regularizada para o Sistema 5.63:

$$\underline{\beta} = (\Sigma^T \Sigma + \gamma I)^{-1} \Sigma^T \underline{t}^* \quad (5.64)$$

onde  $\gamma$  é o parâmetro de regularização.

Analogamente ao caso em 1-D, a escolha da base é arbitrária. Podem ser adotadas para a base vertical,  $\phi_n$ , as funções-peso da EITR,  $\frac{\partial \tau_k}{\partial y \partial p}$ , ou as funções ortogonais empíricas e outras. Para a base horizontal podem ser escolhidas, por exemplo:

$$\begin{aligned} \psi_\ell(x) &= \text{sen}^\ell x, & \psi_\ell^u &= \psi_\ell^t = \psi_\ell^s, \\ \chi_m(y) &= \text{sen}^m y, & \chi_m^u &= \chi_m^t = \chi_m^s. \end{aligned}$$

A dimensão da matriz  $\Sigma$  é  $P \times R$ , onde  $P = I_x J_x K$  é o número de informações (dados de entrada) que se dispõe e  $R = L_x M_x N + L' x M' x N' + L'' x M'' x N''$  é o número de coeficientes a serem determinados. Pode-se antecipar que para grandes áreas geográficas será necessário efetuar um elevado número de cálculos correspondentes às operações matriciais.

Uma vez determinados os coeficientes,  $\underline{\beta}$ , calculam-se  $\delta q(x,y,p)$ ,  $\delta T(x,y,p)$  e  $\delta T^S(x,y,p)$  com o auxílio das Equações 5.44, 5.46 e 5.47, e, finalmente,  $q(x,y,p)$ ,  $T(x,y,p)$  e  $T^S(x,y,p)$  a partir das Equações 5.36 e 5.37.

Analogamente ao caso do método simultâneo em 1-D de Smith Woolf, é possível incorporar ao Sistema 5.34 informações adicionais a priori como, por exemplo, os dados convencionais de superfície:

$$q(x,y,p) - q_0(x,y,p_s) = g \cdot q_0(x,y,p) \sum_{\ell=1}^L \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N a_{\ell mn} \psi_{\ell}^u(x) \chi_m^u(y) \phi_n^u(p_s) , \quad (5.65)$$

$$T(x,y,p_s) - T_0(x,y,p_s) = - \sum_{\ell=1}^{L'} \sum_{m=1}^{M'} \sum_{n=1}^{N'} b_{\ell mn} \psi_{\ell}^t(x) \chi_m^t(y) \phi_{n,k}^t(p_s) . \quad (5.66)$$

e levar em consideração os erros observacionais dividindo o vetor  $\underline{t}$  e a matriz  $\Sigma$  pelos erros esperados para cada observação. Obtêm-se, desta forma, uma solução ponderada pelo erro.

A grande diferença entre as abordagens simultâneas em 1-D e em 3-D é o fato de esta última incluir o acoplamento horizontal. Além de permitir a propagação de informações no plano (x,y), condição importante para a elaboração de novas estratégias para tratar o problema das nuvens, o método em 3-D possibilita a incorporação de vínculos com o objetivo de alcançar maior consistência horizontal. Tais vínculos podem, por exemplo, ser formulados em termos de observações convencionais coletadas pela rede de ar superior, cujo caráter é tridimensional.

Deve-se ressaltar que existem inúmeras maneiras de implementar o método simultâneo em 3-D. Neste trabalho de pesquisa, o método foi implementado de dois modos diferentes, designados por *lento* e *rápido*. Tais algoritmos serão discutidos no Capítulo 8.

## CAPÍTULO 6

### SONDADOR VAS

Para melhor compreender o conjunto de dados a ser utilizado no prosseguimento deste trabalho, apresenta-se aqui uma descrição detalhada do sondador VAS, proposto por Suomi et alii (1971). Conforme mencionado anteriormente, o VAS encontra-se operando em caráter experimental a bordo dos atuais satélites de órbita geostacionária da série GOES.

O GOES é um satélite estabilizado por rotação, o que permite o altíssimo controle de atitude exigido na determinação vetorial dos movimentos das nuvens, assim como nas aplicações mesometeorológicas de dados de sondagem e de imageamento (Smith, 1983a).

O VAS desempenha ambas as funções de sondagem e de imageamento do GOES, porém não simultaneamente. Isto porque, embora os ciclos de tarefa exigidos em cada uma dessas funções sejam diferentes, o sistema ótico é comum aos conjuntos detectores de sondagem e de imageamento (Smith, 1983a).

O VAS é um radiômetro que possui 8 detectores de radiação no visível e 6 detectores térmicos que registram a radiância no infravermelho em 12 canais espectrais (7 para o perfil de temperatura, da superfície até o nível de 50 mb; 3 para a concentração de vapor d'água nos níveis troposféricos alto, médio e baixo; e 2 canais para a temperatura de contorno da superfície e das nuvens). A seleção espectral é feita através de uma roda de filtros colocada na frente do conjunto de detectores. No infravermelho, os comprimentos de onda centrais dos canais espectrais encontram-se entre 3,9 e 15  $\mu\text{m}$ . A bordo do satélite GOES, o VAS gira no sentido oeste-leste a 100 r.p.m. e realiza cobertura horizontal com resolução de 1 km, no visível, e de 7 ou 14 km no infravermelho, dependendo do detector empregado, mediante o avanço de um espelho de varredura na direção norte-sul, ou vice-versa (Smith et alii, 1981).

Projetado para aplicações múltiplas, o VAS pode ser operado em dois modos diferentes: no modo *MSI* (Multi-Spectral Imaging - Imageamento Multiespectral) e no modo *DS* (Dwell Sounding - Sondagem Residente).

Para cada modo de operação existe um grande número de opções com respeito à resolução horizontal, aos canais espectrais, à cobertura espacial e à frequência temporal de observação. O modo de operação é programado num processador de bordo com 39 parâmetros controlado por estações terrenas (Smith et alii, 1981).

O modo *MSI* de operação tem por objetivo a obtenção relativamente freqüente (por exemplo, a cada meia hora) de imagens completas do disco da Terra que mostrem a cobertura de nuvens, as distribuições atmosféricas do vapor d'água e da temperatura, assim como as variações da temperatura da superfície. Neste caso é possível programar: (a) observações em 4 canais espectrais (visível, com resolução de 1 km; janela atmosférica em 11  $\mu$ m, com resolução de 7 km; e dois outros com resolução de 14 km); ou (b) observações em 5 canais espectrais (visível, com resolução de 1 km, e 4 quaisquer canais no infravermelho com resolução de 14 km).

O modo *DS* de operação permite amostragens múltiplas da radiação emergente, a ser registrada num certo canal espectral por ocasião de uma varredura, mantendo fixas as posições do filtro e do espelho durante giros múltiplos do satélite. Este modo de operação foi especialmente projetado para possibilitar melhorias nas estimativas da relação sinal-ruído, importantes para a interpretação das medidas de radiância espectral em termos da estrutura vertical de temperatura e de umidade (Smith et alii, 1981).

Também é possível melhorar a relação sinal-ruído do VAS calculando as médias horizontais de radiâncias provenientes de um certo número de campos de visada ("instantaneous field-of-view"), convenientemente dispostos (*caixa*). Este procedimento, que permite atenuar a conta

minação pelas nuvens em regiões parcialmente cobertas através da busca de campos de visada limpos, implica um decréscimo da resolução horizontal. Entretanto, isto não se caracteriza como uma desvantagem, pois, para a maioria das aplicações meteorológicas, a resolução horizontal do VAS (7 ou 14 km) é excessiva.

Para obter as mesmas estimativas da relação sinal-ruído que os detectores grandes (14 km) apresentam, os detectores pequenos (7 km) exigem maior número de varreduras. Conseqüentemente, com o intuito de não prejudicar o tamanho da área geográfica em observação, com os detectores pequenos adota-se a configuração de varredura *do tipo veneziana* que produz dados de sondagem em faixas não-contíguas. Isto significa uma perda na resolução horizontal que é compensada pelo fato de os detectores pequenos aumentarem a possibilidade de encontrar campos de visada claros e, conseqüentemente, garantirem maior número de perfis, sobretudo em regiões parcialmente cobertas. Por esta razão, a partir de janeiro de 1984, as sondagens pelo VAS nos canais 3, 4 e 5 (CO<sub>2</sub>) e 7 e 8 (janelas atmosféricas) passaram a ser feitas com detectores pequenos na configuração do tipo veneziana (Menzel et alii, 1984), conforme indicado na Tabela 6.1, que também mostra as principais características instrumentais deste sondador no modo DS.

É importante observar que, de acordo com a análise realizada por Menzel et alii (1983), o VAS, a uma altitude de 36000 km, é capaz de obter radiâncias atmosféricas com precisão semelhante à do HIRS-2/TIROS-N, a uma altitude de 850 km, nos canais correspondentes.

Neste trabalho de pesquisa foram utilizados dados de radiação coletados pelo VAS a bordo do GOES-F, lançado em 28 de abril de 1983 e atualmente operando na qualidade de GOES-Leste.

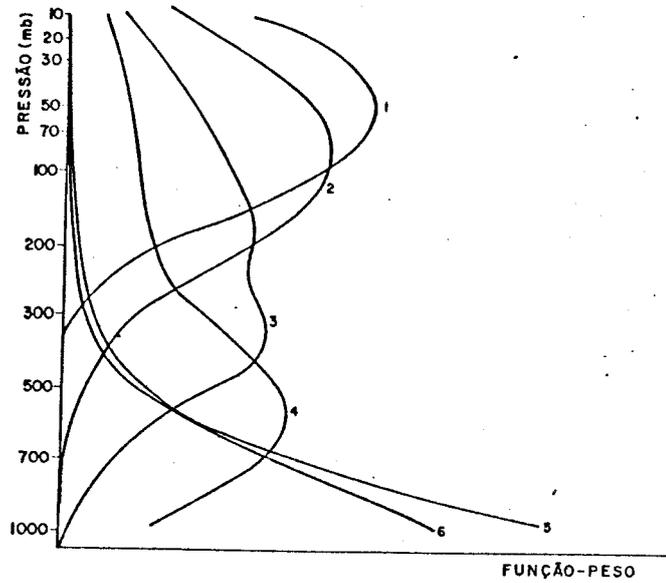
TABELA 6.1

CARACTERÍSTICAS INSTRUMENTAIS DO VAS

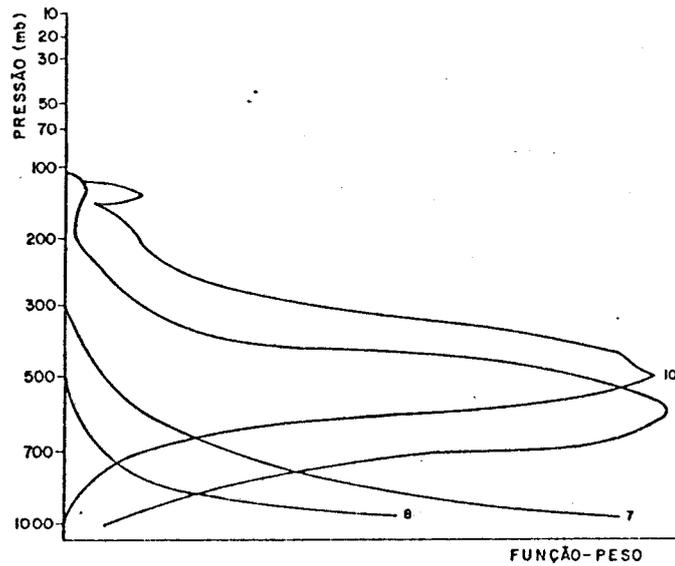
Canal	Centro Espectral $\mu\text{m}$	$\text{cm}^{-1}$	Largura do Canal $\text{cm}^{-1}$	Propósito da Sondagem	Principal Gás Absorvedor	Tipo de Detector	Número Típico de Varreduras	Ruído da Temperatura de Brilho - Sondagem Típica (C)
1	14,7	678	10	temperatura	CO <sub>2</sub>	grande	1	0,47
2	14,5	691	16	temperatura	CO <sub>2</sub>	grande	4	0,27
3	14,3	699	16	temperatura	CO <sub>2</sub>	pequeno	5	0,28
4	14,0	713	20	temperatura	CO <sub>2</sub>	pequeno	4	0,22
5	13,3	750	20	temperatura	CO <sub>2</sub>	pequeno	4	0,18
6	4,5	2209	45	temp.+nuvem	CO <sub>2</sub>	grande	1	0,0037
7	12,7	787	20	umidade	H <sub>2</sub> O	pequeno	4	0,16
8	11,2	892	140	superfície	janela	pequeno	1	0,033
9	7,3	1370	40	umidade	H <sub>2</sub> O	grande	1	0,14
10	6,8	1467	150	umidade	H <sub>2</sub> O	grande	1	0,0033
11	4,4	2254	40	temp.+nuvem	CO <sub>2</sub>	grande	8	0,0042
12	3,9	2540	140	superfície	janela	grande	1	0,0013

FONTE: Menzel et alii (1984).

A Figura 6.1 apresenta as funções-peso ( $d\tau_j/d\ln p$ ) para os principais canais de sondagem de temperatura e de umidade do VAS, calculadas com base na "U.S. Standard Atmosphere".



(A)



(B)

Fig. 6.1 - Funções-peso do VAS para os canais de sondagem de (A) temperatura e (B) umidade.

FONTE: Smith (1983b).



## CAPÍTULO 7

### RECURSOS COMPUTACIONAIS DO SISTEMA McIDAS

#### 7.1 - INTRODUÇÃO

O método *simultâneo em 3-D* foi implementado por meio de algoritmos em três dimensões, desenvolvidos nesta pesquisa para processar dados de radiância do VAS sobre vastas regiões geográficas.

A implantação desses algoritmos no Sistema McIDAS e sua aplicação a três situações meteorológicas ilustrativas dão seqüência ao presente trabalho.

Para alcançar esses objetivos, foram fundamentais os inúmeros recursos computacionais já existentes no McIDAS. Destacam-se entre eles o "software" de sondagem atmosférica e o algoritmo utilizado no CIMSS para o processamento operacional VAS, que são apresentados neste capítulo.

#### 7.2 - SISTEMA McIDAS

O McIDAS, em desenvolvimento desde 1970 no SSEC da Universidade de Wisconsin, é um poderoso sistema de análise e gerenciamento de dados usado para pesquisas meteorológicas e previsão de tempo operacional.

Por ser um sistema *interativo*, o McIDAS possibilita a interveniência do usuário durante a execução de programas. Além disto, o McIDAS é flexível, podendo se ajustar às necessidades funcionais dos usuários, e passível de evolução, o que permite a incorporação de dados e de novos programas. O acesso a dados remotos ou locais, em tempo presente ou passado, e a disponibilidade de ferramentas para análises meteorológicas também são importantes características do McIDAS.

Entre as principais especialidades do McIDAS destacam-se a aquisição e o gerenciamento de dados. O sistema adquire dados de plataformas espaciais e de estações terrestres, colocando-os em formatos acessíveis para utilização em programas de aplicação.

Os dados são recebidos em tempo real por meio de:

- antenas locais: produtos GOES (imagens no visível, no infravermelho e multiespectrais; dados de sondagem do VAS);
- antena do serviço de comunicações Zephyr: observações meteorológicas convencionais (dados horários de superfície, de radiossondagem, de bóias etc.);
- linhas especiais de comunicação: produtos de previsão do NMC, dados do radar Kavouras etc.;

conforme ilustrado na Figura 7.1.

Entre as informações recebidas em tempo passado, incluem-se os dados de sondagem e as imagens dos satélites de órbita polar como os da série TIROS-N/NOAA, as imagens dos satélites geoestacionários Meteosat e GMS e dados planetários, como os da nave Voyager etc.

Os dados são armazenados em estruturas genéricas de arquivo que permitem fácil acesso. São utilizadas fitas CCTs e cassete. O SSEC mantém um arquivo permanente dos produtos GOES e de dados selecionados de superfície, de hora em hora, e de radiossondagem.

É muito vasto o "software" existente no McIDAS (mais de 350000 linhas de programação em Fortran 77) que conta com programas destinados a atender vários tipos de aplicações, tais como navegação de imagens, sondagem remota da atmosfera, estimativa de ventos (fundamentada na animação de imagens de cobertura de nuvens) e de precipitação, análise objetiva, ajuste de curvas, cálculo de parâmetros derivados, modelos de previsão de tempo em mesoescala etc.

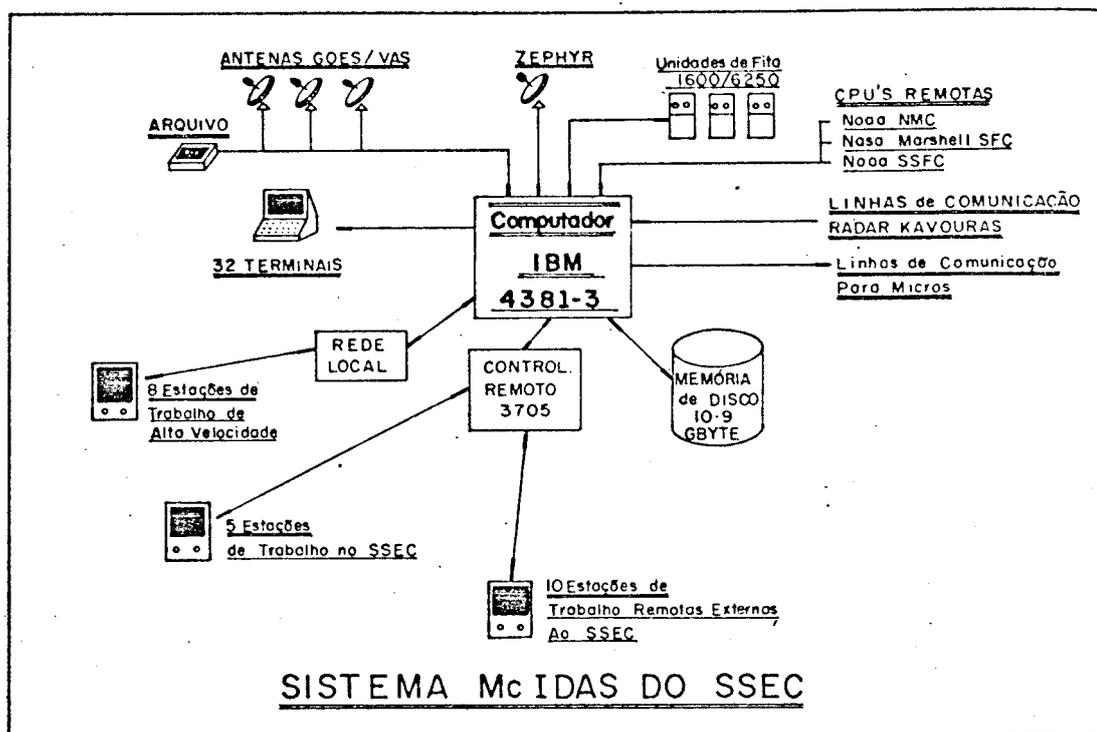


Fig. 7.1 - Configuração do "hardware" do Sistema McIDAS do SSEC.

O "software" de utilidades permite realçar (em branco e preto ou em falsas cores), setorizar e mapear imagens digitais em duas ou três dimensões e sobrepôr às imagens análises meteorológicas de interesse.

A configuração básica do "hardware" do McIDAS consiste em um computador IBM 4381-3 com 32 MB de capacidade e periféricos associados (ver Figura 7.1). Terminais de vídeo são conectados a este computador por uma rede local de alta velocidade, ou por meio de um controlador remoto de comunicações IBM 3705.

Um terminal de vídeo McIDAS é uma estação de trabalho com os seguintes componentes: teclado, terminal alfanumérico CRT (Cathode Ray Tube - Tubo de Raios Catódicos) destinado a exibir o resultado da comunicação entre o usuário e o computador, um monitor em cores de alta

resolução, um par de cursores e uma impressora. É possível reproduzir gráficos ou imagens exibidos no monitor em cores acoplando a ele uma máquina fotográfica de 35 mm, ou uma máquina Pollaroid ou, ainda, uma copiadora Honeywell que produz cópias instantâneas em branco e preto.

As estações de trabalho destinam-se à execução dos programas já implantados no McIDAS. Para o desenvolvimento de novos programas, utilizam-se os 32 terminais (comuns) ligados diretamente ao computador principal, conforme ilustra a Figura 7.1.

### 7.3 - PROCEDIMENTOS DE OPERAÇÃO

#### 7.3.1 - GENERALIDADES

Tanto o ALGOC quanto os algoritmos em 3-D pressupõem a execução de uma série de procedimentos que incluem a preparação dos dados de entrada dos programas, a tomada de decisões com respeito a um conjunto de opções e a criação de arquivos endereçados para o armazenamento dos resultados (dados de saída). No cumprimento destas etapas, que apenas serão discutidas em linhas gerais, utiliza-se um grande número de programas de apoio existentes no McIDAS.

#### 7.3.2 - DADOS DE ENTRADA E O TEXTO LOVA

Inicialmente, o usuário deve dispor de um conjunto de radiancias em todos os canais do VAS para cada campo de visada na área geográfica em consideração e da imagem de cobertura de nuvens correspondentes no canal 8, armazenados em memória de disco.

Ao ser carregada no monitor em cores da estação de trabalho McIDAS, a imagem no canal 8 traz consigo os dados de radiancia em todos os canais do VAS. Desse modo, delimita-se a área a ser processada em função dos objetivos do trabalho. A imagem na tela permite uma análise visual imediata da nebulosidade e dos sistemas meteorológicos que atuam na área escolhida.

Isso feito, cria-se o texto LOVA que será acessado pelos algoritmos durante o processamento em busca das seguintes informações:

- 1) Identidade do satélite e características dos dados a serem processados, tais como horário, resolução espacial e cobertura geográfica.
- 2) Endereço do arquivo em disco que contém as análises de superfície ( $T$ ,  $T_d$  e  $Z$ ), normalmente elaboradas a partir de dados coletados pela rede convencional, de preferência em horário o mais próximo possível daquele associado aos dados de satélite.
- 3) Endereço do arquivo em disco que contém os campos da estimativa inicial de ar superior em pontos de grade, calculados com base em resultados de modelos de previsão numérica de tempo como o LFM e o modelo global do NMC. Por sua vez, a estimativa inicial climatológica, por estar em arquivo permanente, não precisa constar do texto LOVA.
- 4) Endereço do arquivo em disco que receberá os resultados do processamento (dados de saída).

### 7.3.3 - OPÇÕES

Uma vez criado o texto LOVA e delimitada a área de processamento VAS, mostrada esquematicamente na Figura 7.2, é possível fazer uma série de opções, tendo em vista o tipo de processamento desejado. As mais importantes são apresentadas a seguir.

- 1) Escolha do tamanho da caixa de recuperação, cujas dimensões são dadas em unidades de campos de visada individuais. A caixa pode ter, por exemplo, 11 x 11 campos de visada, conforme ilustra a Figura 7.2, que equivale a 88 x 88 km<sup>2</sup> para detectores pequenos.
- 2) Escolha dos espaçamentos entre as linhas e as colunas de recuperação de perfis em unidades de campos de visada que, a propósito, não dependem do tamanho da caixa escolhida anteriormente. Na Figura 7.2 o espaçamento entre as linhas e as colunas de recuperação é de 16 e de 11 campos de visada, respectivamente.

- 3) Escolha do valor do parâmetro de regularização,  $\gamma$ , a ser utilizado.
- 4) Opção (ou não) pela análise de dados convencionais de superfície obtidos a priori.
- 5) Escolha do tipo de estimativa inicial de ar superior (climatologia ou resultados de modelos numéricos como o LFM e o modelo global do NMC).
- 6) Opção (ou não) pela criação de imagens de água precipitável e de índices de estabilidade potencial. Somente o ALGOC cria imagens destas variáveis.

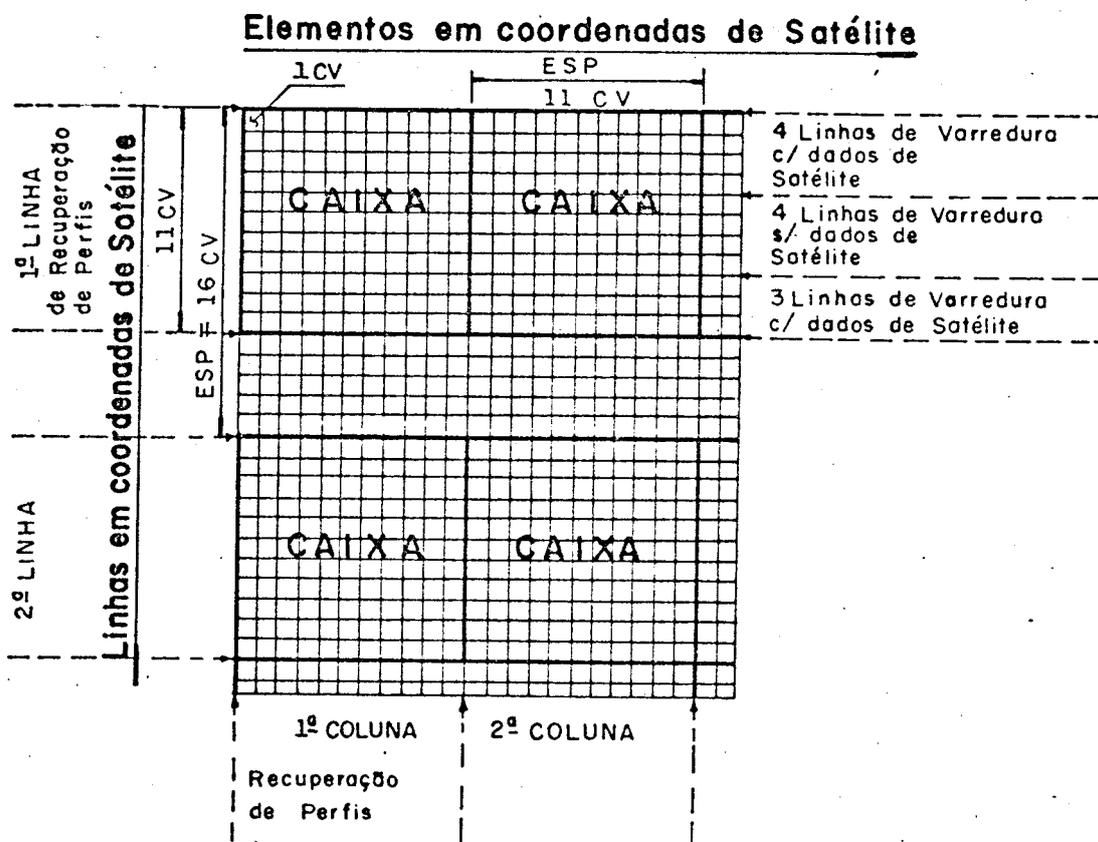


Fig. 7.2 - Área típica de processamento VAS, definida em termos do detector pequeno.

- ESP é o espaçamento entre as linhas ou entre as colunas de recuperação constituídas por caixas, conforme indicado na figura; cv representa o campo de visada que, para o detector pequeno, tem dimensões aproximadas de 8 x 8 km<sup>2</sup>. Com este detector obtêm-se, para uma caixa de 11 x 11 cv, entre 4 e 7 linhas com dados VAS, em virtude de ser a sondagem feita na configuração do tipo veneziana.

Outras informações de importância, entradas, data e horário da obtenção das radiâncias pelo satélite, posição do sol e do satélite, identidade do satélite, temperaturas de brilho observadas e erros observacionais em todos os canais do VAS, latitude e longitude, tipo de estimativa inicial etc., são anexadas ao conjunto de dados calculados para cada uma das caixas pertencentes à área de processamento.

#### 7.3.4 - DADOS DE SAÍDA

Os dados calculados pelo ALGOC e pelos algoritmos em 3-D são convenientemente armazenados em arquivos pré-endereçados, cuja identificação consta do texto LOVA.

No processamento VAS para uma determinada área geográfica como, por exemplo, a ilustrada na Figura 7.2, obtém-se um conjunto de dados calculados para cada caixa de recuperação, constituído pelos produtos principais, quais sejam: perfis de temperatura e de umidade, e temperatura de contorno da superfície, bem como por uma série de sub-produtos, tais como água precipitável, índices de estabilidade potencial e altura geopotencial, entre muitos outros.

Os perfis verticais são armazenados para a superfície e para os seguintes níveis de pressão atmosférica: 1000, 950, 920, 850, 780, 700, 670, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 30, 20 e 10 mb.

O conjunto de dados calculados para cada caixa recebe um número que é a sua identidade. Quando, por alguma razão (nebulosidade excessiva, por exemplo), não houver recuperação de dados, tudo se passa como se os cálculos não tivessem sido feitos e não se atribui número de identificação à caixa.

### 7.4 - "SOFTWARE" BÁSICO PARA O PROCESSAMENTO DE DADOS VAS

#### 7.4.1 - GENERALIDADES

O McIDAS conta com um "software" básico especialmente destinado a atender a área de sondagem atmosférica pelo VAS. Este "software",

composto por 180 sub-rotinas e por 36 funções (Nelson III, 1984), é utilizado pelo ALGOC e pelos algoritmos em 3-D.

Para melhor compreensão desses algoritmos, são descritas nesta seção as sub-rotinas FILTER, VASTAU, VASRTE, SOLVEX e SUTOC, molas-mestras dos programas principais.

#### 7.4.2 - SUB-ROTINA FILTER: FILTRAGEM DAS NUVENS

A alta resolução espacial é um importante recurso para tratar a influência das nuvens no caso do VAS, cujas características de operação no modo DS foram descritas no capítulo anterior.

Conforme já discutido, com o objetivo de melhorar a relação sinal-ruído, trabalha-se com médias horizontais de radiâncias calculadas para caixas de recuperação.

Como propósito de filtrar o efeito das nuvens numa dada caixa, a sub-rotina FILTER emprega estratégias para a determinação de campos de visada limpos, ou seja, não-contaminados (Smith, 1968).

O campo de visada limpo é aquele, entre os que compõem a caixa, que apresenta o valor máximo de radiância num determinado canal como, por exemplo, o canal 8 do VAS em 11  $\mu$ m. (Uma vez que esta hipotese pode ser incorreta em algumas circunstâncias, torna-se necessário incluir testes para detectar a falha em outras partes do programa). Utiliza-se esta hipótese para elaborar testes para os demais canais que sejam influenciados por nuvens. Um certo número mínimo de campos de visada limpos é necessário para caracterizar uma caixa limpa ou (parcialmente) nublada. Calcula-se então a média das radiâncias para a caixa incluindo apenas os campos de visada não-contaminados.

Testes adicionais com base na temperatura do ar ã superfície auxiliam a detectar o excesso de contaminação pelas nuvens, caso este em que o programa é interrompido, isto é, os perfis não são recuperados.

Além de calcular o valor médio (para a caixa) da temperatura de brilho observada para cada canal do VAS de 1 a 12 ( $TBO(J)$ ,  $J = 1, 2, \dots, 12$ ), a sub-rotina FILTER também fornece os erros observacionais da temperatura de brilho para cada canal ( $\epsilon(J)$ ,  $J=1,2,\dots, 12$ ), o número de campos de visada não-contaminados para a caixa e a altitude média da caixa calculada apenas com os campos de visada limpos.

Para que o programa prossiga, é necessário se dispor de temperaturas de brilho para a caixa em, pelo menos, 7 dos 10 primeiros canais do VAS.

#### 7.4.3 - SUB-ROTINA VASTAU: TRANSMITÂNCIAS ATMOSFÉRICAS

Para o cálculo das transmitâncias atmosféricas,  $\tau_j(p)$ , utiliza-se a sub-rotina VASTAU fundamentada no algoritmo da NOAA/NESDIS que foi originalmente desenvolvido para atender o processamento de dados TOVS (Weinreb et alii, 1981).

De acordo com este algoritmo, as transmitâncias são calculadas para cada canal do VAS em 40 níveis atmosféricos entre 1000 mb e 0,01 mb. Admite-se que as transmitâncias (resultantes) sejam o produto das transmitâncias (parciais) de cada constituinte absorvedor. Para cada constituinte, as transmitâncias são associadas com linhas espectrais, com características espectrais mais amplas ou com ambas, conforme o caso. O procedimento exato para tratar as linhas espectrais é substituído por técnicas de parametrização com a finalidade de reduzir o tempo computacional. Os coeficientes necessários na parametrização são calculados separadamente levando em conta a absorção linha por linha. O algoritmo inclui a influência da temperatura, da umidade e da concentração total do ozônio na coluna (fornecidas como estimativas iniciais) e, naturalmente, considera a resposta instrumental dos filtros do VAS e os ângulos zenitais do sol e do satélite.

#### 7.4.4 - SUB-ROTINA VASRTE: TEMPERATURA DE BRILHO CALCULADA

A finalidade da sub-rotina VASRTE é calcular a temperatura de brilho que seria observada pelo VAS ( $TBC(J)$ ,  $J = 1, 2, \dots, 12$ ),

se as condições atmosféricas fossem aquelas estabelecidas pela estimativa inicial, ou seja,  $T_0(p)$ ,  $q_0(p)$ ,  $T_{s,0}$ ,  $\tau_{s,0}(p_s)$  e  $\tau_{j,0}(p)$ . Estes cálculos são feitos com base na EITR dada pela Equação 5.8.

#### 7.4.5 - SUB-ROTINA SOLVEX: SOLUÇÃO DE SISTEMAS LINEARES

De acordo com as Equações 5.37 e 5.64, tanto o ALGOC como os algoritmos em 3-D pressupõem a resolução de sistemas de equações lineares, cuja solução é do tipo  $\underline{z} = (M^T M + \gamma I)^{-1} M^T \underline{w}$ .

Dados  $M$ ,  $w$  e  $\gamma$ , a sub-rotina SOLVEX determina  $(M^T M + \gamma I)$ , em seguida calcula  $(M^T M + \gamma I)^{-1}$  por meio do procedimento de inversão direta e, finalmente, determina  $(M^T M + \gamma I)^{-1} M^T$ . Todos estes cálculos são feitos em dupla precisão. Note-se que esta é a única vez em toda a programação dos algoritmos que se recorre à dupla precisão.

#### 7.4.6 - SUB-ROTINA SUTOC: PERFIS SIMULTÂNEOS EM 1-D

Esta é a principal sub-rotina do ALGOC, pois é através dela que se implanta o método simultâneo (em 1-D) de Smith-Woolf, apresentado na Seção 5.3, e se calculam a temperatura de contorno da superfície e os perfis verticais de temperatura e de umidade.

Portanto, a função da sub-rotina SUTOC, cujo fluxograma simplificado encontra-se na Figura 7.3, é inferir, simultaneamente, os perfis de temperatura,  $T(p)$ , e de umidade,  $q(p)$ , em 40 níveis atmosféricos, entre a superfície e 0,01 mb, e a temperatura de contorno na superfície  $T_s$ , para uma determinada caixa. Isto é feito, em linhas gerais, da seguinte maneira:

- 1) O programa principal fornece dados de entrada referentes a uma determinada caixa, sendo os principais: temperatura de brilho observada,  $T_{B0}(10)$ , e erro esperado nos 10 primeiros canais do VAS,  $\epsilon(10)$ ; temperatura de contorno estimada,  $T_0^S$ ; parâmetros atmosféricos do ar à superfície: nível,  $L_s$ , temperatura,  $T(L_s)$ , ra

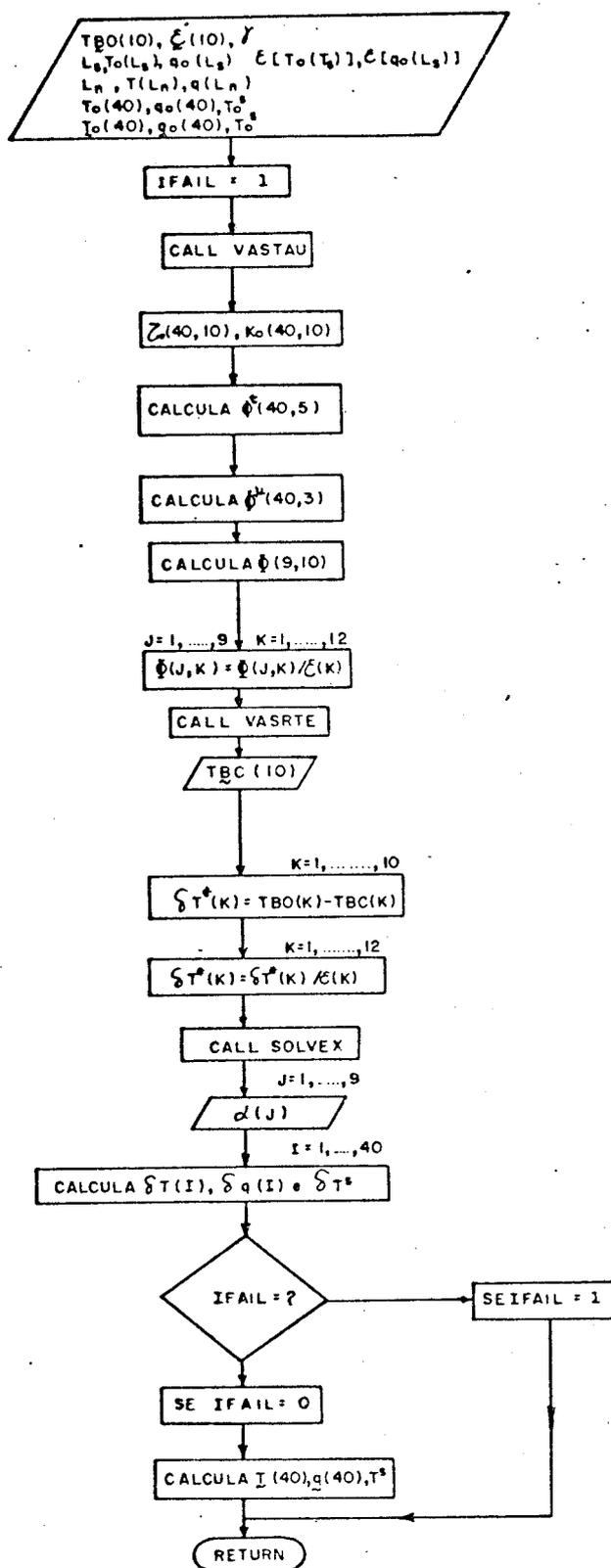


Fig. 7.3 - Fluxograma da sub-rotina SUTOC.

ção de mistura,  $q_0(L_S)$ , e erros esperados,  $\epsilon[T_0(L_S)]$  e  $\epsilon[q_0(L_S)]$ ; parâmetros referentes ao topo da nuvem (se houver): nível,  $L_n$ , temperatura,  $T_0(L_n)$ , e razão de mistura,  $q_0(L_n)$ ; e a estimativa inicial em 40 níveis atmosféricos,  $T_0(40)$  e  $q_0(40)$ .

- 2) Procedem-se à iniciação atribuindo um valor para o "flag" IFAIL que será modificado se o procedimento completo alcançar sucesso.
- 3) Com o auxílio da sub-rotina VASTAU calculam-se as transmitâncias,  $\tau_0(40,10)$ , e as funções-peso,  $\kappa_0(40,10)$ , para os canais de 1 a 10 do VAS em 40 níveis atmosféricos com base nos dados da estimativa inicial.
- 4) Determinam-se as funções de base na vertical que são as próprias funções-peso do VAS nos canais 2, 3, 4, 5 e 7 para a temperatura,  $\phi^t(40,5)$  e nos canais 7, 9 e 10 para a umidade,  $\psi^u(40,3)$ , em 40 níveis atmosféricos.
- 5) Calcula-se a matriz  $\Phi$  do Sistema 5.36 utilizando as Equações 5.33 a 5.35.
- 6) Incorporam-se à matriz  $\Phi$  as informações correspondentes aos dados a priori do ar à superfície de acordo com as Equações 5.38 e 5.39. Levam-se em consideração os erros observacionais dividindo  $\phi(J,K)$  ( $J = 1, 2, \dots, 9$  e  $K = 1, 2, \dots, 12$ ) por  $\epsilon(K)$ .
- 7) Chama-se a sub-rotina VASRTE para calcular  $TBC(10)$ , isto é, a temperatura de brilho calculada nos canais de 1 a 10 do VAS.
- 8) Calculam-se  $\delta T^*(K) = TBO(K) - TBC(K)$ ,  $K=1,2,\dots,10$  que, no sistema 5.36, se identificam com as componentes do vetor  $t^*$ .
- 9) Incorporam-se ao vetor de informações,  $\delta T^*$ , os dados a priori do ar à superfície,  $\delta q_0(L_S)$  e  $\delta T_0(L_S)$ , e levam-se em consideração os erros observacionais dividindo  $\delta T^*(K)$ ,  $K=1,2,\dots,12$ , por  $\epsilon(K)$ .
- 10) A sub-rotina SOLVEX resolve o Sistema 5.37 e fornece os valores para o vetor  $\alpha$  com 9 componentes.

- 11) Calculam-se  $\delta T(I)$ ,  $\delta q(I)$ ,  $I=1,2,\dots,40$ , e  $\delta T^S$  com base nas Equações 5.29 e 5.30. Neste ponto fazem-se testes embasados em critérios subjetivos e os perfis podem ser rejeitados.
- 12) Se  $\delta T(40)$  e  $\delta q(40)$  passarem nos testes, modifica-se o valor do "flag" IFAIL para zero e calculam-se os perfis de temperatura e de umidade,  $T(40)$  e  $q(40)$ , e a temperatura de contorno da superfície,  $T^S$ .

É importante observar que, se a caixa for (parcialmente) nublada, os perfis são recuperados entre o topo da nuvem,  $L_n$ , e 0,01 mb. Abaixo do topo da nuvem, os perfis são completados com dados da estimativa inicial.

#### 7.5 - ALGORITMO OPERACIONAL DO CIMSS (ALGOC)

Conforme discutido anteriormente, o método simultâneo (em 1-D) de Smith-Woolf foi implementado por meio do ALGOC, que vem sendo utilizado pelo CIMSS desde 1984 no processamento VAS (Nelson III, 1984).

O ALGOC é discutido em linhas gerais na presente seção pelo fato de sua estrutura básica ter servido de arcabouço para a construção dos algoritmos em 3-D (ver Capítulo 8).

Seja uma certa área geográfica como, por exemplo, aquela ilustrada na Figura 7.2, para a qual se quer processar os dados de radiação do VAS. Após carregar os dados do satélite para a referida área, criar o texto LOVA e fazer as opções de acordo com a Seção 7.3.3, executa-se o ALGOC, cujo fluxograma (Figura 7.4) é discutido a seguir.

- 1) Após o atendimento das opções, o programa realiza a cobertura espacial, caixa por caixa, por meio de dois "do-loops". O "do-loop" externo controla as linhas de recuperação e o "do-loop" interno controla as colunas (ver Figura 7.2). A cada passo desses dois "do-loops" situa-se uma caixa. Deste ponto em diante, todos os procedimentos referem-se a esta caixa até que sejam completadas as tarefas e os "do-loops" sejam incrementados.

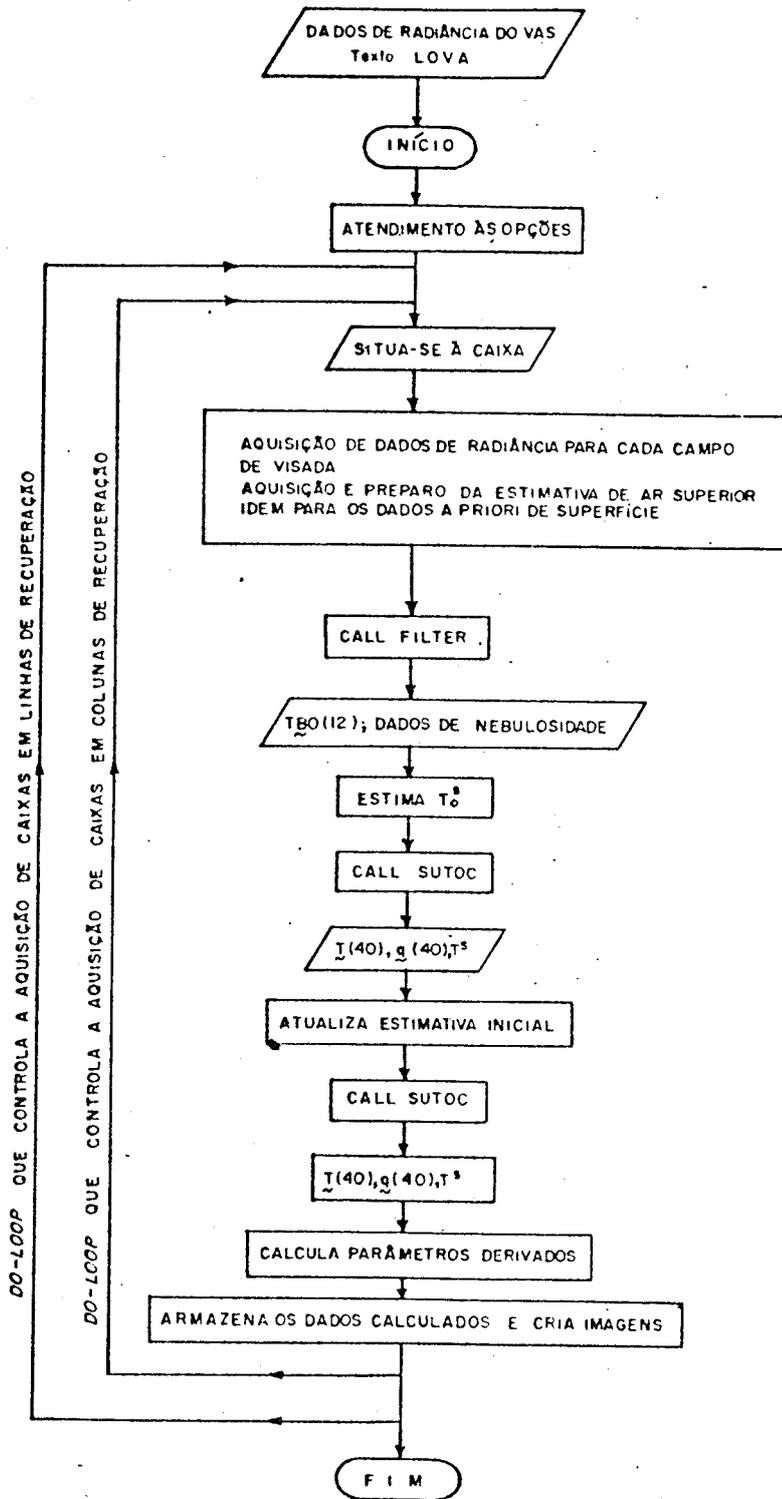


Fig. 7.4 - Fluxograma do ALGOC.

- 2) Nesta etapa, os dados de satélites são adquiridos para cada campo de visada e as radiâncias são transformadas em temperaturas de brilho observadas. Para tanto, são utilizados inúmeros programas do McIDAS destinados à manipulação de dados de imagens digitais.
- 3) A estimativa inicial de ar superior é adquirida e preparada para utilização nos 40 níveis do programa. Também é necessário adquirir os dados de superfície a priori, se esta opção tiver sido feita pelo usuário.
- 4) A sub-rotina FILTER determina as características de nebulosidade e os dados de TBO (valores médios) para a caixa.
- 5) A temperatura de contorno da superfície é estimada com base na "split window approximation", que utiliza as informações obtidas nos canais do VAS nas janelas atmosféricas.
- 6) A sub-rotina SUTOC é chamada pela primeira vez e calcula  $T(40)$  e  $q(40)$ , e a temperatura de contorno da superfície,  $T^S$ . Esta etapa pode ser identificada como o primeiro passo iterativo.
- 7) Atualiza-se a estimativa inicial utilizando os dados que foram calculados pela SUTOC na primeira iteração.
- 8) A sub-rotina SUTOC é chamada pela segunda vez e calcula novos perfis de T e de q, assim como estima um novo valor para  $T^S$  (segunda iteração).
- 9) No programa principal são calculados os diversos sub-produtos de  $T(40)$  e de  $q(40)$ . São também criadas as imagens de água precipitável e de índices de estabilidade potencial, caso esta opção tenha sido feita pelo usuário.
- 10) Os "do-loops" são incrementados de acordo com a situação da caixa já processada, uma nova caixa é situada e assim por diante.

Para maior simplicidade, não foram incluídas na discussão as possibilidades de ser o ALGOC interrompido. Isto pode ocorrer por diversas razões, tais como insuficiência de dados e contaminação excessiva pela nebulosidade. Além disto, o ALGOC executa testes embasados em cri

têrios subjetivos que também podem levar a interrupção do programa e, portanto, ao insucesso do esquema de recuperação para uma determinada caixa.

## CAPÍTULO 8

### IMPLANTAÇÃO DOS ALGORITMOS EM 3-D NO McIDAS

#### 8.1 - PRELIMINARES

No presente trabalho de pesquisa, foram construídos e, a seguir, implantados no McIDAS dois diferentes algoritmos em 3-D para processar os dados do VAS, designados por (1) *algoritmo em 3-D no modo rápido* (ALGO3D/RAP) e (2) *algoritmo em 3-D no modo lento* (ALGO-3D/LEN). Ambos são embasados no *método simultâneo em 3-D* e, portanto, têm a finalidade de estimar, simultaneamente, a temperatura de contorno da superfície e os perfis de temperatura e de umidade, a partir de radiancias obtidas por sondagem remota, utilizando a abordagem em 3-D.

São apresentadas neste capítulo, e discutidas em seus aspectos fundamentais, as configurações do ALGO3D/LEN e do ALGO3D/RAP, que naturalmente refletem a escolha da base do espaço das soluções.

Atenção especial é dada às sub-rotinas PREP3D, S3DRAP e S3DLEN, por ter sido por meio delas implementado o *método simultâneo em 3-D* e introduzidas novas metodologias para tratar o problema da nebulosidade.

#### 8.2 - ESCOLHA DA BASE DO ESPAÇO DAS SOLUÇÕES

De acordo com a teoria apresentada na Seção 5.4, a abordagem em 3-D ao problema da sondagem remota pode ser implementada de inúmeras maneiras.

A mais ambiciosa delas é considerar a área geográfica a ser processada como um todo e escolher uma base compatível com as dimensões espaciais que represente com realismo os aspectos físicos do problema.

Com esta escolha o algoritmo em 3-D seria aplicado uma única vez e os perfis de temperatura e de umidade seriam estimados simultaneamente para todas as caixas que constituem a área em questão, a partir de um único conjunto de coeficientes. Assim sendo, as informações de radiância pertinentes a todas estas caixas participariam da construção da solução, fato que promoveria a interação horizontal por maiores que fossem as distâncias entre os elementos da área.

Ocorre que a dimensão das matrizes envolvidas na resolução do sistema de equações lineares do método simultâneo em 3-D (Sistema 5.64) é função dos seguintes parâmetros: número de caixas (área total), número de funções que compõem a base do espaço das soluções e número de informações disponíveis (dados de entrada).

Portanto, esse enfoque global prevê a manipulação de matrizes de grande porte que pode trazer problemas numéricos e computacionais indesejáveis à viabilização da abordagem em 3-D.

Assim, optou-se pelo enfoque local, isto é, o método simultâneo em 3-D foi implementado para uma subárea de processamento composta por 25 caixas (5 caixas na direção x e 5 na direção y, onde as coordenadas x e y são estabelecidas em termos das coordenadas de satélite), conforme ilustra a Figura 8.1. Isto limita a interação horizontal às 25 caixas da subárea.

Se as dimensões forem definidas em termos do detector quente do VAS e de caixas com 11 x 11 cv, onde cv é o campo de visada, a subárea terá uma superfície aproximada de 440 x 440 km<sup>2</sup>. Embora tenham sido estas as dimensões adotadas neste trabalho, naturalmente existem outras opções igualmente válidas (ver Seção 7.3.3). Note-se que a configuração escolhida pode ser pensada como uma grade horizontal, constituída por 25 pontos espaçados regularmente nas direções x e y.

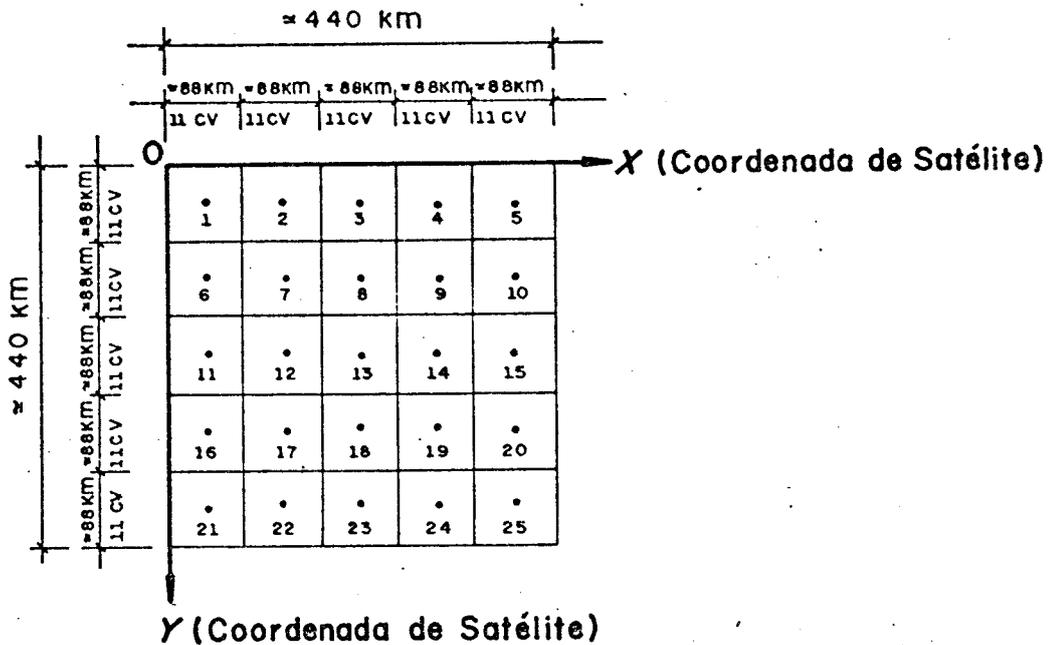


Fig. 8.1 - Subárea típica para o processamento VAS por meio dos algoritmos em 3-D definida em termos do detector pequeno e de caixas com 11 x 11 cv.

- cv representa o campo de visada.

Para a base horizontal (ver Seção 5.4), admitiram-se variações lineares em x e y para as três variáveis,  $q(x,y,p)$ ,  $T(x,y,p)$  e  $T_s(x,y,p)$ , e, portanto, uma base constituída pelas seguintes funções:

$$\psi_1(x) = \psi_1^u(x) = \psi_1^t(x) = \psi_1^s(x) = 1, \quad (8.1)$$

$$\psi_2(x) = \psi_2^u(x) = \psi_2^t(x) = \psi_2^s(x) = x, \quad (8.2)$$

$$\chi_1(y) = \chi_1^u(y) = \chi_1^t(y) = \chi_1^s(y) = 1, \quad (8.3)$$

$$\chi_2(y) = \chi_2^u(y) = \chi_2^t(y) = \chi_2^s(y) = y. \quad (8.4)$$

Com o objetivo de estabelecer critérios de comparação, a base escolhida para exprimir a estrutura vertical no caso dos algoritmos em 3-D foi a mesma do ALGOC. Ela é composta por cinco funções-peso

do VAS (canais 2, 3, 4, 5 e 7) para a temperatura, três funções-peso do VAS (canais 7, 9 e 10) para a umidade e uma função constante e igual a 1 para a temperatura de contorno da superfície, ou seja:

$$\phi_n^t(p) = \frac{\delta\tau_n}{\delta\ell np} \quad n = 2, 3, 4, 5 \text{ e } 7, \quad (8.5)$$

$$\phi_n^u(p) = \frac{\delta\tau_n}{\delta\ell np} \quad n = 7, 9 \text{ e } 10, \quad (8.6)$$

$$\phi_1^s(p) = 1. \quad (8.7)$$

Com estas escolhas, a base adotada é constituída por 36 funções. Como cada uma das 25 caixas contribui com 12 informações (radiação nos 10 primeiros canais do VAS e dados de temperatura e de umidade do ar na superfície), a dimensão da matriz de coeficientes,  $\Sigma$ , do Sistema 5.64 é  $300 \times 36$  e a matriz a ser invertida,  $(\Sigma^T \Sigma + \gamma I)$ , é  $36 \times 36$ . Portanto, será necessário determinar 36 coeficientes (vetor  $\underline{\beta}$ ) a partir de  $\Sigma$  e de 300 observações (vetor  $\underline{t}^*$ ) para resolver o problema para a subárea.

Embora as escolhas da subárea e da base de funções tenham sido as mesmas para o ALG03D/RAP e para o ALG03D/LEN, estas duas versões da abordagem em 3-D apresentam diferenças substanciais em sua implementação, como será visto a seguir.

### 8.3 - PREPARAÇÃO PARA A ABORDAGEM EM 3-D: SUB-ROTINA PREP3D

A sub-rotina PREP3D é utilizada por ambos os algoritmos, ALG03D/RAP e ALG03D/LEN, para implementar a etapa do *método simultâneo em 3-D* que compreende o cálculo dos elementos da matriz  $\Sigma$  e do vetor  $\underline{t}^*$  do Sistema 5.62. Estes elementos são calculados para cada uma das 25 caixas separadamente, como ilustra o fluxograma da Figura 8.2, ou seja:

- 1) O programa principal fornece os dados de entrada para a PREP3D referentes a uma determinada caixa (dados de radiação, erros ob

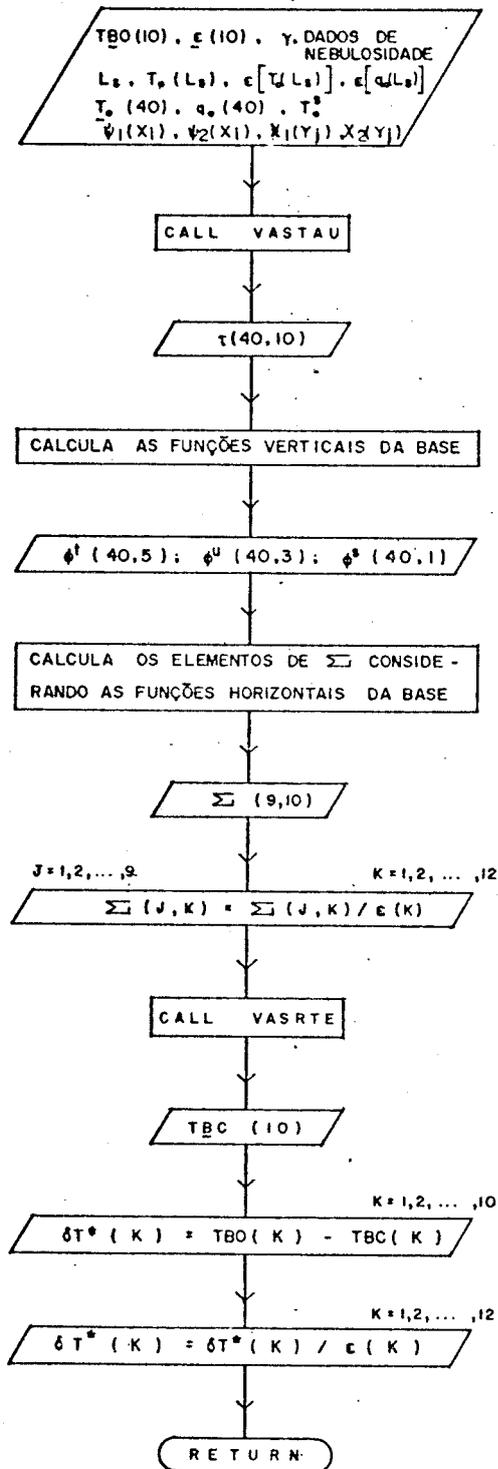


Fig. 8.2 - Fluxograma da sub-rotina PREP3D.

- servacionais, estimativa inicial, funções horizontais da base, observações meteorológicas de superfície, informações sobre a nebulosidade, entre outros).
- 2) Chama-se a sub-rotina VASTAU para calcular as transmitâncias atmosféricas nos 10 primeiros canais do VAS,  $\tau_0(40,10)$ .
  - 3) Determinam-se as 9 funções verticais da base em 40 níveis atmosféricos (5 para a temperatura, 3 para a umidade e uma para a temperatura de contorno da superfície).
  - 4) Calculam-se os elementos da matriz  $\Sigma$  (Sistema 5.62) utilizando as Equações 5.58 a 5.60.
  - 5) Consideram-se os erros observacionais dividindo os elementos de  $\Sigma$  pelos  $\epsilon$ 's correspondentes.
  - 6) Obtêm-se as temperaturas de brilho calculadas para os 10 primeiros canais do VAS pela sub-rotina VASRTE. Isto permite determinar  $\delta T^*(k)$ ,  $k = 1, 2, \dots, 10$ .
  - 7) Incluem-se no vetor de dados de entrada duas componentes que se referem às observações de temperatura e de umidade do ar à superfície (Equações 5.65 e 5.66). Por princípio de consistência, consideram-se novamente os erros observacionais dividindo  $\delta T^*(k)$  por  $\epsilon(k)$ ,  $k = 1, 2, \dots, 12$ . Obtêm-se  $t^*(300)$ .

#### 8.4 - ABORDAGEM EM 3-D NO MODO RÁPIDO

##### 8.4.1 - SUB-ROTINA S3DRAP: PERFIS SIMULTÂNEOS EM 3-D NO MODO RÁPIDO

A finalidade da S3DRAP é resolver o Sistema 5.64 do *método simultâneo em 3-D* no modo rápido, isto é, determinar  $T(p)$ ,  $q(p)$  e  $T^S$  para todas as 25 caixas que compõem a subárea, de uma só vez, conforme ilustra o fluxograma apresentado na Figura 8.3.

Note-se que a S3DRAP implementa um esquema especial para tratar a influência das nuvens, viabilizado pela inclusão da estrutura horizontal ao problema da sondagem remota.

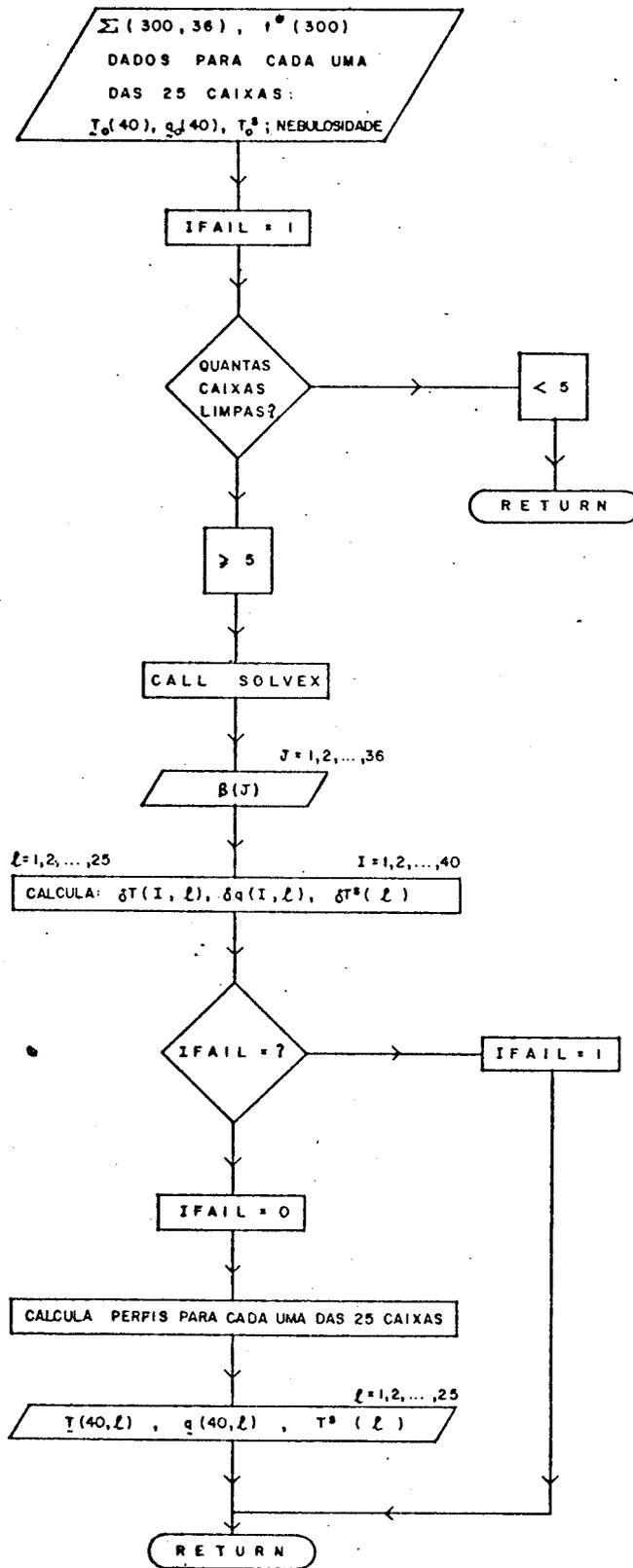


Fig. 8.3 - Fluxograma da sub-rotina S3DRAP.

Segundo os critérios da S3DRAP, apenas são consideradas no processo de cálculo aquelas caixas da subárea que não são contaminadas por nuvens, de acordo com a sub-rotina FILTER. Além disto, pelo menos 5 caixas limpas são necessárias para que o problema seja resolvido. Se isto ocorrer, serão calculados os perfis de temperatura e de umidade mesmo para caixas nubladas, as quais, segundo este enfoque, equivalem a caixas que não apresentam dados. Deste modo, as informações pertinentes às caixas não-contaminadas propagam-se para as caixas nubladas através do acoplamento horizontal.

O "flag" IFAIL tem como objetivo indicar se a S3DRAP foi bem sucedida, isto é, se foram completados os cálculos dos perfis para as 25 caixas da subárea.

#### 8.4.2 - ALGORITMO EM 3-D NO MODO RÁPIDO

No processamento VAS, o ALGO3D/RAP situa seqüencialmente as subáreas da área total e para cada uma delas calcula  $T(p)$ ,  $q(p)$  e  $T^S$  associados a todas as 25 caixas. A aquisição de subáreas na direção  $y$  prevê um incremento constante e igual a 5 caixas (altura da subárea). No entanto, na direção  $x$  este incremento é variável, podendo assumir dois valores: (1) uma caixa, se os cálculos forem mal sucedidos; ou (2) 5 caixas, se os cálculos forem bem sucedidos, como ilustra a Figura 8.4.

Nesta figura, nota-se que, no caso de fracasso, a nova subárea é constituída pelas 4 últimas colunas da antiga subárea e por uma coluna adicional que ainda não havia participado do processo. O abandono da primeira coluna da antiga subárea provoca o aparecimento de *buracos* (ausência de resultados). Conseqüentemente, fracassos sucessivos são responsáveis por colunas seqüenciais de *buracos*.

De acordo com o fluxograma apresentado na Figura 8.5, para fazer uso do ALGO3D/RAP é necessário dispor de dados de satélite e do texto LOVA (Seção 7.3.2). As opções, os dados de entrada e os dados de saída deste algoritmo foram apresentados na Seção 7.3. Isto posto, o ALGO3D/RAP opera da seguinte maneira:

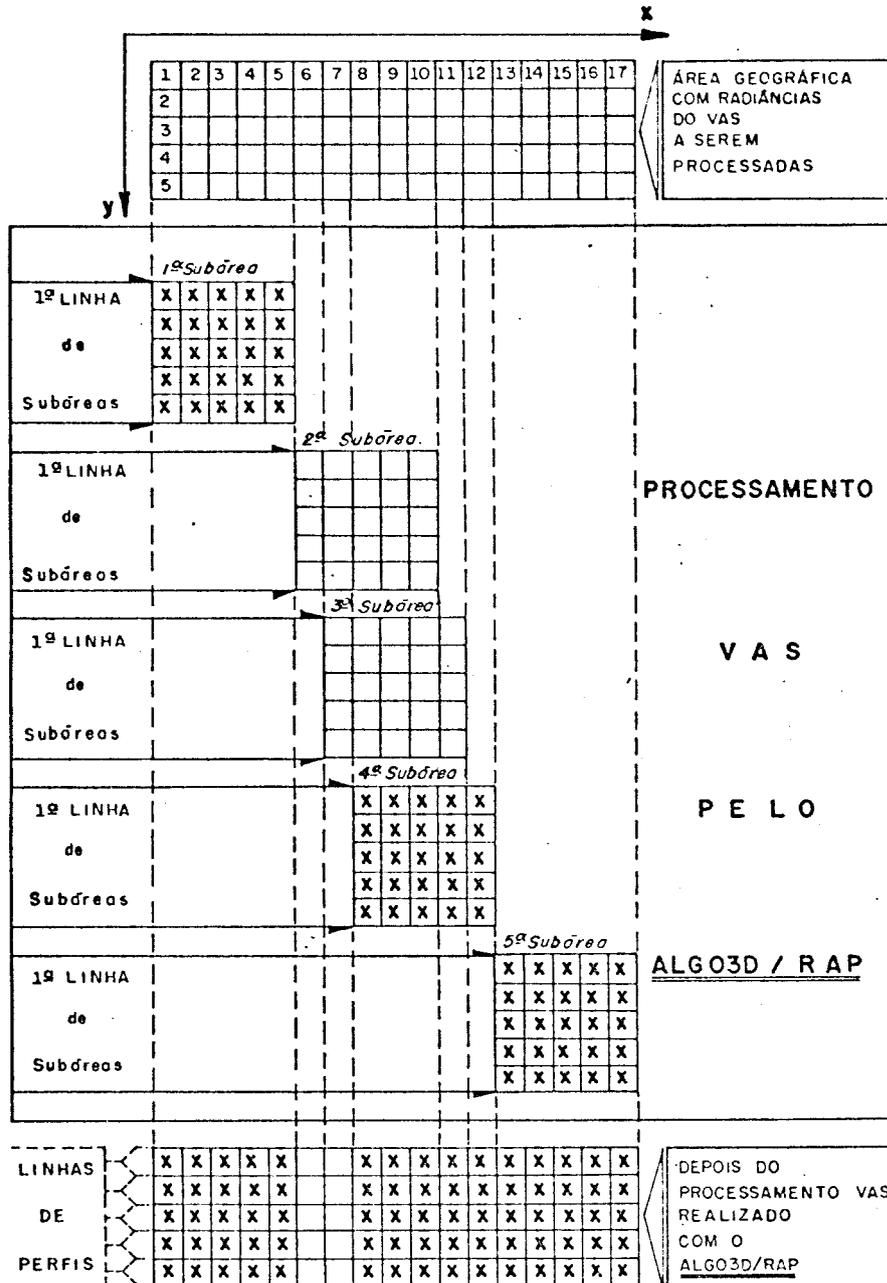


Fig. 8.4 - Esquema de aquisição de subáreas pelo ALGO3D/RAP no processo VAS.

- Note-se que no caso de sucesso (1ª e 4ª subáreas), o ALGO3D/RAP utiliza um incremento de 5 caixas na aquisição de uma nova subárea (2ª e 5ª subáreas). No caso de fracasso (2ª e 3ª subáreas), o incremento é de apenas uma caixa (3ª e 4ª subáreas) e a nova subárea é composta por 4 colunas da antiga subárea e de mais uma adicional que ainda não havia participado do processo. A 1ª coluna da antiga subárea é excluída do processo e passa a constituir os buracos.

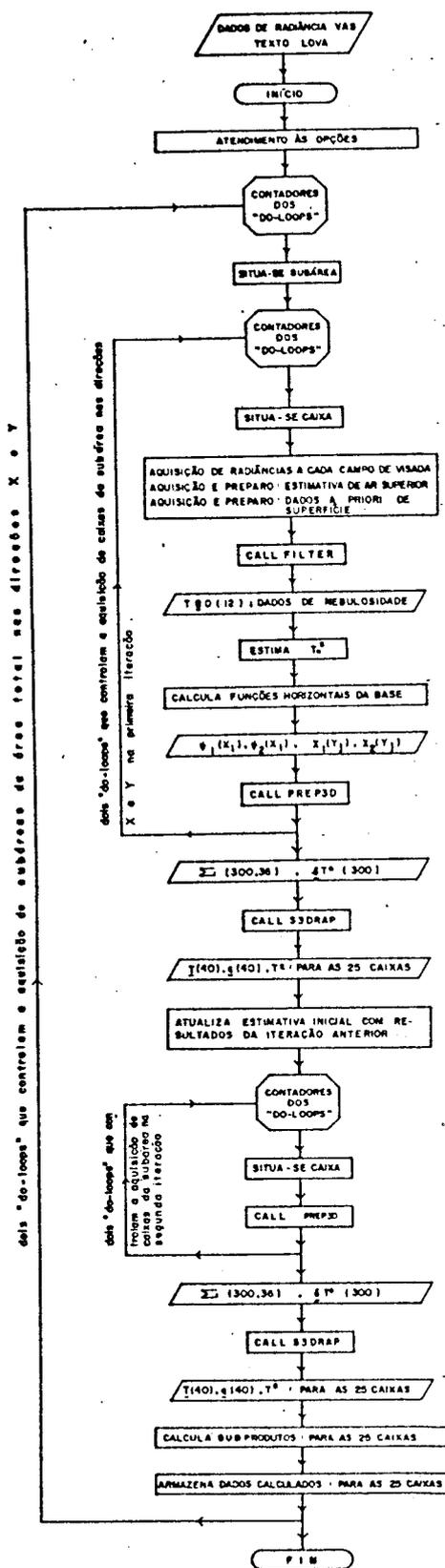


Fig. 8.5 - Fluxograma do ALG03D/RAP.

- 1) Na primeira etapa o algoritmo identifica as opções feitas pelo usuário.
- 2) A aquisição de subáreas nas direções x e y é executada por dois "do-loops" que controlam a cobertura espacial global, cujo mecanismo é ilustrado na Figura 8.3.
- 3) A varredura espacial da subárea é realizada por dois "do-loops" internos que permitem situar uma caixa de cada vez.
- 4) Para uma determinada caixa, o programa adquire as informações necessárias ao procedimento de recuperação de perfis (dados de radiação do VAS para cada campo de visada, estimativa inicial de ar superior,  $T_0(p)$  e  $q_0(p)$ , dados a priori de superfície etc.).
- 5) A sub-rotina FILTER determina as características de nebulosidade e os dados de TBO (valores médios para a caixa).
- 6) A temperatura de contorno da superfície é estimada com base nas informações obtidas nos canais do VAS nas janelas atmosféricas.
- 7) O programa calcula as funções horizontais da base, isto é,  $\psi_1(x_i)$ ,  $\psi_2(x_i)$ ,  $\chi_1(y_j)$  e  $\chi_2(y_j)$ .
- 8) A sub-rotina PREP3D é chamada para calcular os elementos da matriz  $\Sigma$  e do vetor  $\delta T^*$  do Sistema 5.62, referentes à caixa em processamento.
- 9) Completados os dois "do-loops" internos, o programa passa a contar com todos os elementos de  $\Sigma(300,36)$  e de  $\delta T^*(300)$  o que permite fazer uso da sub-rotina S3DRAP com o objetivo de calcular  $\underline{T}(40)$ ,  $\underline{q}(40)$  e  $T^S$  para todas as 25 caixas. Neste ponto, completa-se o primeiro passo iterativo do ALGO3D/RAP.
- 10) Atualiza-se a estimativa de ar superior utilizando os resultados da primeira iteração.
- 11) A sub-rotina PREP3D é novamente chamada para calcular os elementos da matriz  $\Sigma$  e do vetor  $\delta T^*$ .
- 12) Também a sub-rotina S3DRAP é novamente utilizada com a finalidade de resolver o Sistema 5.64 e calcular  $\underline{T}(40)$ ,  $\underline{q}(40)$  e  $T^S$  para todas as 25 caixas. Note-se que o valor do parâmetro de regulação

rização,  $\gamma$ , pode ser modificado neste passo que caracteriza a segunda (e última) iteração.

- 13) no programa principal são calculados e armazenados os diversos subprodutos de  $T(40)$  e de  $q(40)$ , conforme discutido na Seção 7.3.4.
- 14) Os "do-loops" são incrementados de acordo com a situação da subárea anterior, uma nova área é situada, e assim por diante, até que a área geográfica em consideração tenha sido processada por completo.

É preciso estar ciente de que o ALGO3D/RAP pode ser interrompido (e, portanto, não recuperar perfis para uma certa subárea) por inúmeras razões como, por exemplo, insuficiência de dados, excesso de contaminação pela nebulosidade, as quais, para maior simplicidade, não foram exaustivamente discutidas.

## 8.5 - ABORDAGEM EM 3-D NO MODO LENTO

### 8.5.1 - SUB-ROTINA S3DLEN: PERFIS SIMULTÂNEOS EM 3-D NO MODO LENTO

A sub-rotina S3DLEN desempenha papel análogo ao da S3DRAP com a seguinte diferença: ela apenas calcula  $T(p)$ ,  $q(p)$  e  $T^S$  para a caixa central da subárea, como ilustra o fluxograma apresentado na Figura 8.6.

É preciso observar que a S3DLEN apresenta duas opções com a finalidade de atender a configuração do programa principal que utiliza dois passos iterativos no processo de obtenção da solução. Uma das opções refere-se à primeira iteração e, neste caso, a S3DLEN opera no modo rápido (calcula perfis para todas as caixas da subárea). Na outra opção, vinculada à segunda iteração, a S3DLEN opera no modo lento (calcula perfis somente para a caixa central).

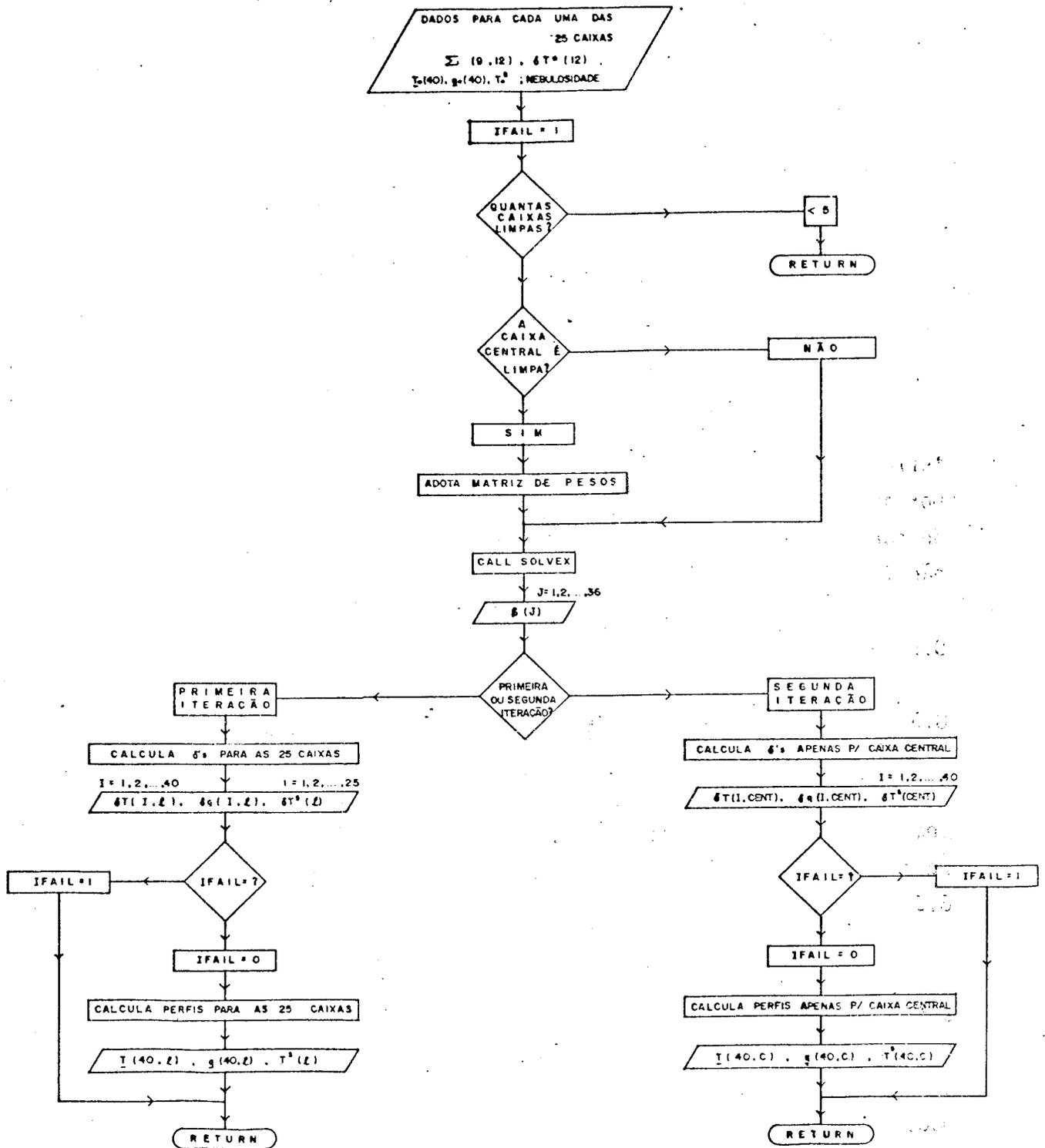


Fig. 8.6 - Fluxograma da sub-rotina S3DLEN.

A S3DLEN conta com um esquema semelhante ao da S3DRAP para tratar a influência das nuvens. Ou seja, apenas são considerados nos cálculos as caixas não-contaminadas (em número mínimo de 5) e, assim, as informações propagam-se na horizontal para as caixas nubladas que, neste contexto, equivalem a caixas sem dados de entrada. Porém, há uma diferença entre as duas abordagens. No modo lento, os cálculos focalizam apenas a caixa central da subárea e, naturalmente, esta condição justifica que se atribua maior peso às radiâncias dela provenientes. Isto é feito pela S3DLEN mediante a condição de ser limpa a caixa central.

O "flag" IFAIL serve para indicar se houve sucesso na obtenção dos perfis para todas as 25 caixas (primeira iteração) ou para a caixa central (segunda iteração).

#### 8.5.2 - ALGORITMO EM 3-D NO MODO LENTO

Analogamente ao ALG03D/RAP, este algoritmo adquire sequencialmente subáreas da área total VAS e processa uma subárea por vez. Entretanto, o ALG03D/LEN apresenta duas características que o distinguem do ALG03D/RAP. Por um lado, os coeficientes calculados pelo ALG03D/LEN para uma subárea são utilizados apenas na determinação da temperatura de contorno e dos perfis de temperatura e de umidade para a caixa central. Por outro lado, o incremento empregado para a aquisição de uma nova subárea, seja na direção x ou na direção y, é sempre igual a uma caixa.

O esquema de aquisição de subáreas pelo ALG03D/LEN no processamento VAS é ilustrado na Figura 8.7. A aquisição sequencial de subáreas com incremento de apenas uma caixa em ambas as direções garante a cobertura espacial contínua caracterizada por linhas e colunas de perfis recuperados, as quais, por sua vez, podem ser associadas às linhas e colunas de subáreas. Note-se, entretanto, que este procedimento sempre provoca o aparecimento de 4 linhas e de 4 colunas de *buracos* que, de duas em duas, emolduram o conjunto de perfis recuperados, independentemente do tamanho da área geográfica a ser processada, que, no mínimo, deve equivaler a uma subárea.

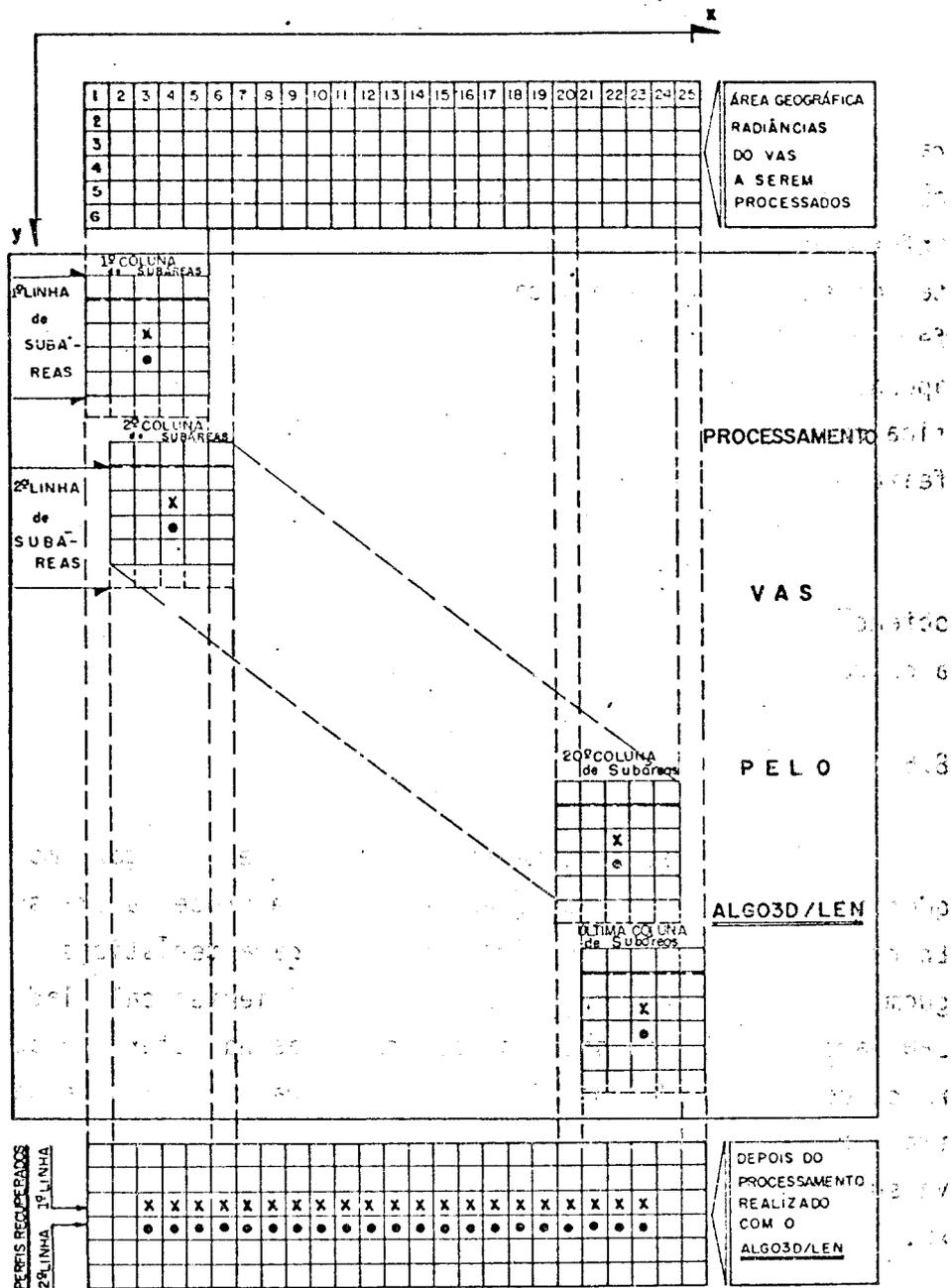


Fig. 8.7 - Esquema de aquisição de subáreas pelo ALG03D/LEN no processo VAS.

- Este esquema de aquisição seqüencial, com incrementos nas direções x e y de apenas uma caixa, configura linhas e colunas de subáreas, e resulta em linhas e colunas de perfis recuperados, indicados por x e • na figura. Dada uma subárea, os perfis são calculados apenas para a caixa central. Por esta razão, a área processada necessariamente apresenta 4 linhas e 4 colunas de buracos que, de duas em duas, emolduram o conjunto de caixas com perfis recuperados.

O fluxograma do ALG03D/LEN encontra-se na Figura 8.8. Observa-se que, de acordo com a Seção 7.5, para operar com o ALG03D/LEN é necessário dispor das radiâncias VAS para cada campo de visada que compõem a área a ser processada e do texto LOVA (Seção 7.3.2). Os dados de entrada e de saída do programa, assim como suas diversas opções, foram apresentados na Seção 7.3. Isto posto, o ALG03D/LEN funciona, em linhas gerais, da seguinte maneira:

- 1) Inicialmente, o programa atende às opções feitas pelo usuário.
- 2) A aquisição de subáreas nas direções x e y é feita por meio de dois "do-loops" que controlam a cobertura espacial global. Em ambas as direções, o incremento para aquisição de uma nova subárea é estabelecido em uma caixa para garantir continuidade espacial. Em cada passo uma subárea é situada.
- 3) Deste ponto em diante o ALG03D/LEN opera de modo semelhante ao ALG03D/RAP, discutido na seção anterior.

Note-se que as principais diferenças entre os dois algoritmos são:

- o ALG03D/LEN apenas calcula os perfis para a caixa central da subárea em processamento;
- o ALG03D/LEN inclui pesos para atribuir maior importância à caixa central, se ela for classificada como limpa pela sub-rotina FILTER.

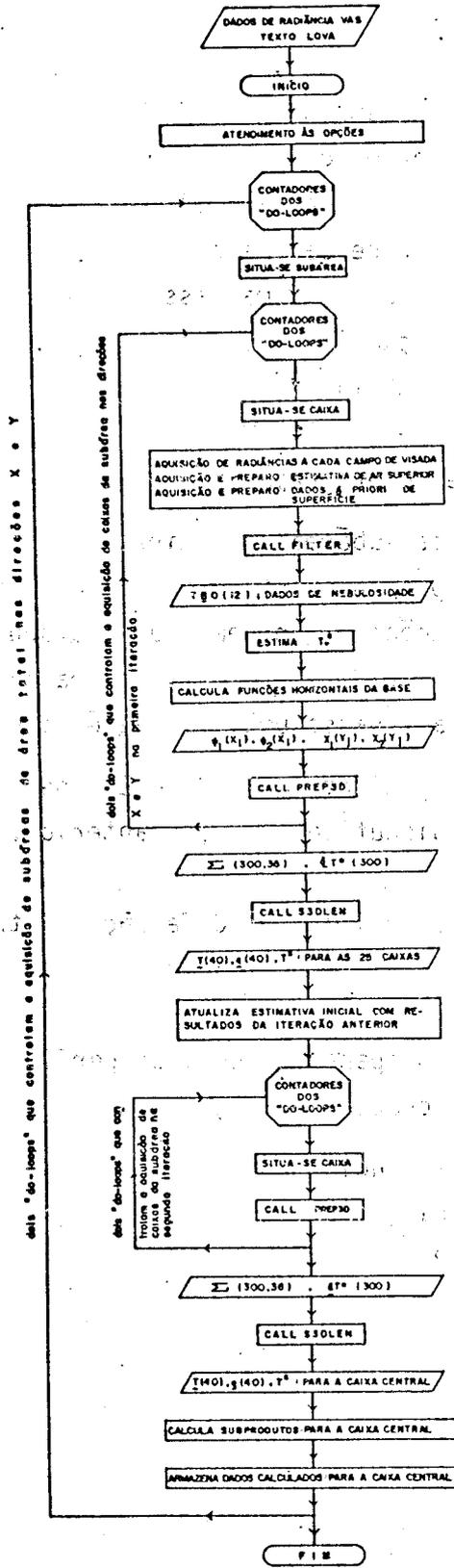


Fig. 8.8 - Fluxograma do ALG03D/LEN.



## CAPÍTULO 9

### APLICAÇÕES DOS ALGORITMOS EM 3-D

#### 9.1 - GENERALIDADES

Com o objetivo de avaliar os algoritmos em 3-D, desenvolveram-se no presente trabalho de pesquisa três experimentos VAS designados por *caso céu limpo*, *caso céu nublado* e *caso Amazônia*.

Estes experimentos foram configurados de acordo com o interesse em diversos aspectos do problema, tais como a estabilidade dos algoritmos em função do parâmetro  $\gamma$ , a influência da nebulosidade, o papel da estimativa inicial de ar superior, o desempenho do ponto de vista estatístico, as estruturas vertical e horizontal da atmosfera pelo VAS, entre outros, como será visto no capítulo seguinte.

Desta forma, não basta dispor apenas dos resultados VAS ( $T(p)$  e  $q(p)$ , nos níveis atmosféricos estipulados na Seção 7.4.3, e seus subprodutos) para cada uma das caixas que compõem a área geográfica processada. É também necessário colocar as informações obtidas em formatos convenientes (gráficos, por exemplo), e submetê-las a procedimentos estatísticos e de análise objetiva que facilitem e fundamentem o trabalho de avaliação.

Os recursos computacionais do McIDAS destinados a tratar grandes massas de resultados VAS viabilizam tais procedimentos e permitem que se tirem conclusões com mais presteza.

É importante observar que, nos três casos estudados, os resultados dos algoritmos em 3-D foram comparados com aqueles do ALGOC e com observações de radiossondagem, quando disponíveis.

Por outro lado, as informações a priori de temperatura e de umidade do ar na superfície foram sempre incluídas nos procedimentos de operação, promovendo a ancoragem dos perfis obtidos.

Para as caixas de recuperação adotaram-se as dimensões 11 x 11 cv. O espaçamento entre elas, tanto na direção x como na direção y, foi estabelecido em 11 cv (~ 88 km).

Note-se que o processamento operacional VAS abrange uma etapa final que consiste em criticar e validar os resultados obtidos mediante a utilização dos recursos interativos do McIDAS. No presente estudo, os resultados VAS também foram submetidos a estes procedimentos.

## 9.2 - ANÁLISE OBJETIVA: PROGRAMA FBARN

O programa FBARN, fundamentado no esquema de análise objetiva de Barnes (Barnes, 1964), estima, com rapidez, valores interpolados de variáveis de interesse em pontos de uma grade horizontal regular com resolução espacial preestabelecida.

No presente estudo, optou-se por uma grade-padrão com resolução de  $1^{\circ}$  de latitude por  $1^{\circ}$  de longitude, compatível com o espaçamento de cerca de 88 km entre as caixas de recuperação, exceto para o caso *Amazônia*. Para este, a resolução de grade é de  $2,5^{\circ}$ .

A análise objetiva é de grande valia nos estudos VAS, pois as observações de radiossondagem são, geralmente, em número muito menor do que as sondagens por satélite. Estas, por sua vez, podem estar geograficamente distribuídas de modo irregular em virtude dos *buracos* que normalmente aparecem, sobretudo nas regiões nubladas.

Caso se disponha de dados em grades regulares, o McIDAS fornece os meios para que suas análises sejam exibidas no monitor em cores da estação de trabalho (Seção 7.1). A análise objetiva também é fundamental para os programas que calculam informações estatísticas a partir de dois conjuntos diferentes de resultados em pontos de grade, como será visto a seguir.

### 9.3 - INFORMAÇÕES ESTATÍSTICAS: PROGRAMA CGVA

Para as comparações estatísticas dos resultados VAS em níveis-padrão atmosféricos, o McIDAS oferece duas possibilidades.

A primeira delas dispensa a análise objetiva e subdivide a área geográfica total em subáreas circulares de raio uniforme com valor preestabelecido. Os dois conjuntos independentes de dados são então confrontados em todas estas subáreas, para que se obtenham os parâmetros estatísticos para a área total. Em virtude de ser variável a densidade de resultados VAS e pelo fato de as observações de radiossondagem serem relativamente poucas ou até mesmo inexistentes, as informações estatísticas assim calculadas nem sempre são representativas.

Por estas razões, optou-se pela segunda possibilidade. Para um determinado nível-padrão atmosférico, o programa CGVA confronta dois conjuntos independentes de dados, desde que os mesmos encontrem-se em pontos de grade uniforme. O primeiro conjunto é o de referência e será, no presente trabalho, identificado com as observações de radiossondagem (RAD), exceto quando indicado. O segundo conjunto é o que se deseja avaliar e, portanto, será identificado com os resultados VAS (SAT).

Os principais dados de saída do programa CGVA são os seguintes:

1) Identidade da variável (temperatura, por exemplo), nível atmosférico em mb, data e horário da observação relativa ao conjunto de referência (RAD).

2) Número total de pontos de grade:  $N$ .

3) Média das diferenças:  $MD = \frac{\sum_{i=1}^N d_i}{N}$ , (9.1)

onde:

$$d_i = V_i(\text{RAD}) - V_i(\text{SAT}) \quad (9.2)$$

e  $V_i$  representa a variável de interesse (temperatura, altura geopotencial etc.) no ponto de grade  $i$ . Note-se que a MD pode assumir valores positivos ou negativos.

$$4) \text{ Desvio padrão das diferenças: } \text{DPD} = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N (d_i - \text{MD})^2} \quad (9.3)$$

$$5) \text{ Erro médio quadrático: } \text{EMQ} = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N d_i^2} \quad (9.4)$$

ou, ainda,

$$\text{EMQ} = \frac{1}{N} \sqrt{(\text{MD})^2 + (\text{DPD})^2} \quad (9.5)$$

O programa CGVA foi utilizado neste trabalho com a finalidade de obter informações estatísticas para os resultados VAS de temperatura ( $T$ ), de temperatura do ponto de orvalho ( $T_d$ ) e de altura geopotencial ( $Z$ ) em níveis-padrão entre 850 mb e 100 mb. No caso *Amazônia*, as análises do NMC foram empregadas na verificação em virtude da indisponibilidade de observações de radiossondagem para a região.

#### 9.4 - PROCEDIMENTOS DE CRÍTICA E DE VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS VAS

Os procedimentos de crítica e de validação dos resultados constitui a última etapa do processamento operacional VAS, que poderia ser abolida se os controles de qualidade dos perfis fossem completamente automatizados (Smith, 1983b).

Naturalmente, os critérios utilizados nestes procedimentos são, na maior parte, de caráter subjetivo. Apenas são avaliados os campos de temperatura e de altura geopotencial. Buscam-se a consistência horizontal e a compatibilidade dos resultados VAS com a estimativa ini

cial empregada e com observações de radiossondagem colocadas, quando disponíveis. Os perfis discrepantes são eliminados pelo meteorologista com o auxílio do cursor e de comandos especiais do McIDAS. Todos os resultados VAS obtidos neste trabalho foram criticados e validados segundo estes procedimentos operacionais.

A abordagem em 3-D possibilita a introdução de críticas fundamentadas em critérios objetivos de consistência horizontal. Contudo, este aspecto exige a realização de novos estudos de casos, uma vez que ele não foi tratado na presente pesquisa com a necessária profundidade.

#### 9.5 - CASO CÉU LIMPO

O caso *céu limpo* corresponde ao processamento do conjunto de radiâncias do VAS, a bordo do GOES-6, obtido em 2 de abril de 1985 às 11:18 TMG sobre a região continental da América do Norte, delimitada pelos 4 pontos geográficos: (38°N, 103°W), (38°N, 78°W), (27°N, 99°W) e (27°N, 82°W).

Esta situação é caracterizada pelo reduzido teor de nebulosidade, como ilustra a parte inferior da Figura 9.1, onde se encontra a imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS, realçada em falsas cores.

Sempre incluindo as observações de superfície das 10:00 TMG do mesmo dia, o ALGOC, o ALGO3D/LEN e o ALGO3D/RAP foram utilizados no processamento VAS para o *caso céu limpo*, nas seguintes modalidades:

- ALGOC; estimativa inicial LFM.
- ALGO3D/LEN;  $\gamma_1 = 1$ ,  $\gamma_2 = 0,1$ ; estimativa inicial LFM.
- ALGO3D/RAP;  $\gamma_1 = 1$ ,  $\gamma_2 = 0,1$ ; estimativa inicial LFM.
- ALGO3D/RAP;  $\gamma_1 = 1$ ,  $\gamma_2 = 1$ ; estimativa inicial LFM.
- ALGOC; estimativa inicial climatológica.
- ALGO3D/RAP;  $\gamma_1 = 1$ ,  $\gamma_2 = 0,1$ ; estimativa inicial climatológica.

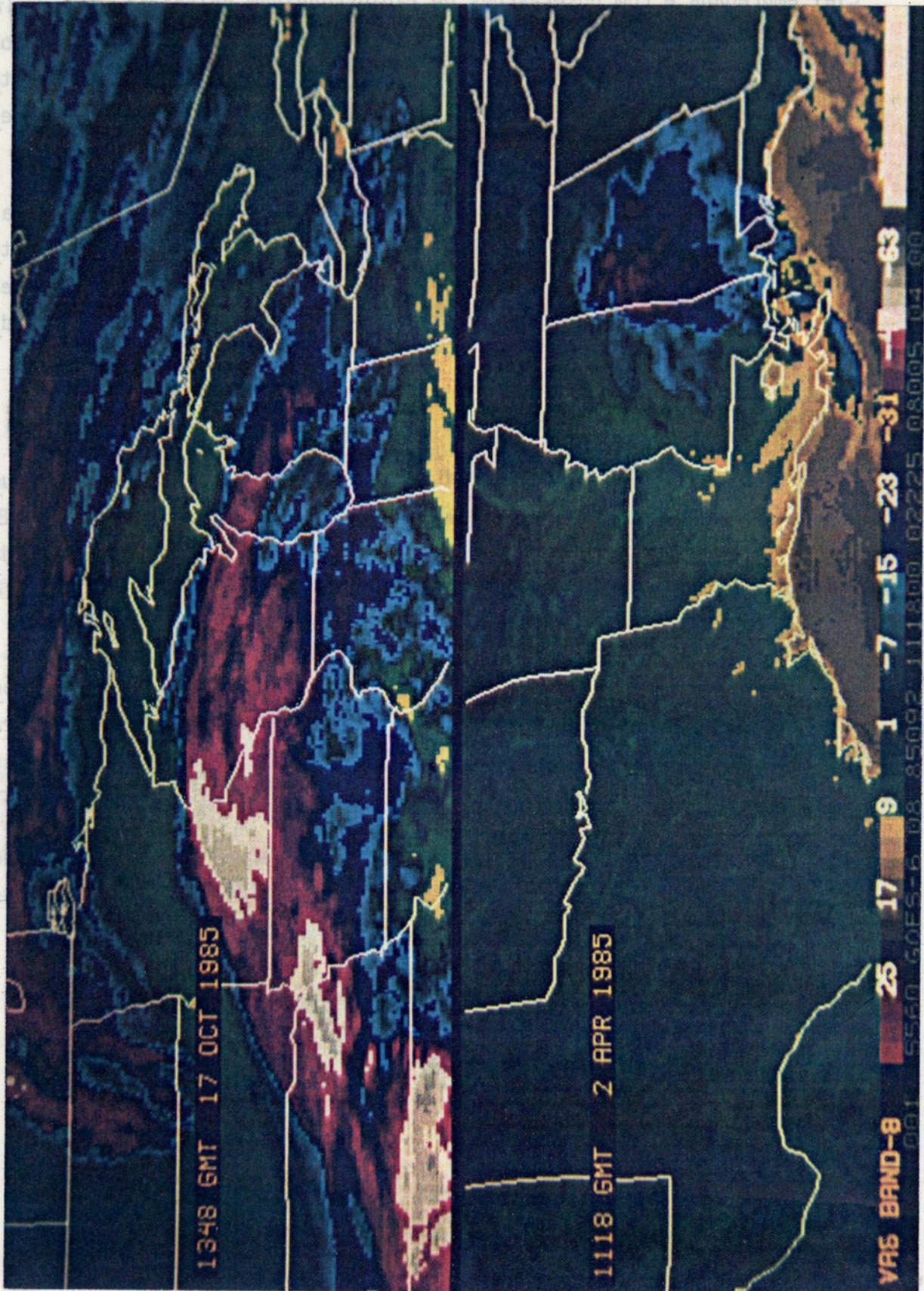


Fig. 9.1 - Imagens de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS, realçadas em falsas cores, para os casos céu limpo (parte inferior) e céu nublado (parte superior).

Os principais resultados obtidos com o auxílio do McIDAS para o caso céu limpo, de acordo com cada uma dessas modalidades, encontram-se na Tabela 9.1.

TABELA 9.1

PRINCIPAIS RESULTADOS PARA O CASO CÉU LIMPO

CASO CÉU LIMPO	ALGORITMOS UTILIZADOS E MODALIDADES					
	ALGOC	ALG03D LEN	ALG03D RAP	ALG03D RAP	ALGOC	ALG03D RAP
		$\gamma_1=1$ $\gamma_2=0,1$	$\gamma_1=1$ $\gamma_2=0,1$	$\gamma_1=1$ $\gamma_2=1$		$\gamma_1=1$ $\gamma_2=0,1$
TIPOS DE RESULTADOS DISPONÍVEIS	ESTIMATIVA INICIAL					
	LFM				CLIMATOLÓGICA	
Número de perfis VAS recuperados	293	282	221	227	199	173
Análise do campo de T Níveis em mb: 850, 500, 250	Todos	Todos	Todos	Todos	Todos	Todos
Análise do campo de T <sub>d</sub> Níveis em mb: 700 e 300	Todos	Todos	Todos	Todos	Todos	Todos
Análise do campo de Z Nível em mb: 500	Todos	Todos	Todos	Todos	Todos	Todos
Análise do campo de $\Delta T = T(\text{RAD}) - T(\text{SAT})$ Níveis em mb: 850, 500 e 250	Todos	Todos	Todos	Todos	Todos	Todos
Análise do campo de $\Delta T_d = T_d(\text{RAD}) - T_d(\text{SAT})$ Nível em mb: 700	Todos	Todos	Todos	Todos	Todos	Todos
Análise do campo de $\Delta Z = Z(\text{RAD}) - Z(\text{SAT})$ Nível em mb: 500	Todos	Todos	Todos	Todos	Todos	Todos
MD, DPD e EMQ para T, T <sub>d</sub> e Z (Referência: RAD) Níveis em mb: 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200	Todos	Todos	Todos	Todos	Todos	Todos
Perfis verticais de T e de T <sub>d</sub> (Skew T-log p) Sondagem por satélite x radiossondagem colocada	8	8	7	Nenhum	3	3

- Número de pontos de grade: 338

Note-se que a diferença,  $\Delta x = x(\text{RAD}) - x(\text{SAT})$ , onde x pode representar T, T<sub>d</sub> ou Z, primeiro é calculada nos 338 pontos de grade do caso céu limpo para depois ser analisada.

No cálculo das informações estatísticas, o programa CGVA utilizou, como referência, as observações de radiossondagem das 12:00 TMG (02 de abril de 1985), obtidas pela rede convencional, cujas estações encontram-se identificadas na Figura 9.2a. Para fins comparativos,

a Figura 9.2 também mostra a distribuição geográfica dos perfis recuperados pelo ALGO3D/LEN (b) e pelo ALGO3D/RAP (c), ambos com estimativa inicial LFM e  $\gamma_1=1/\gamma_2=0,1$ .

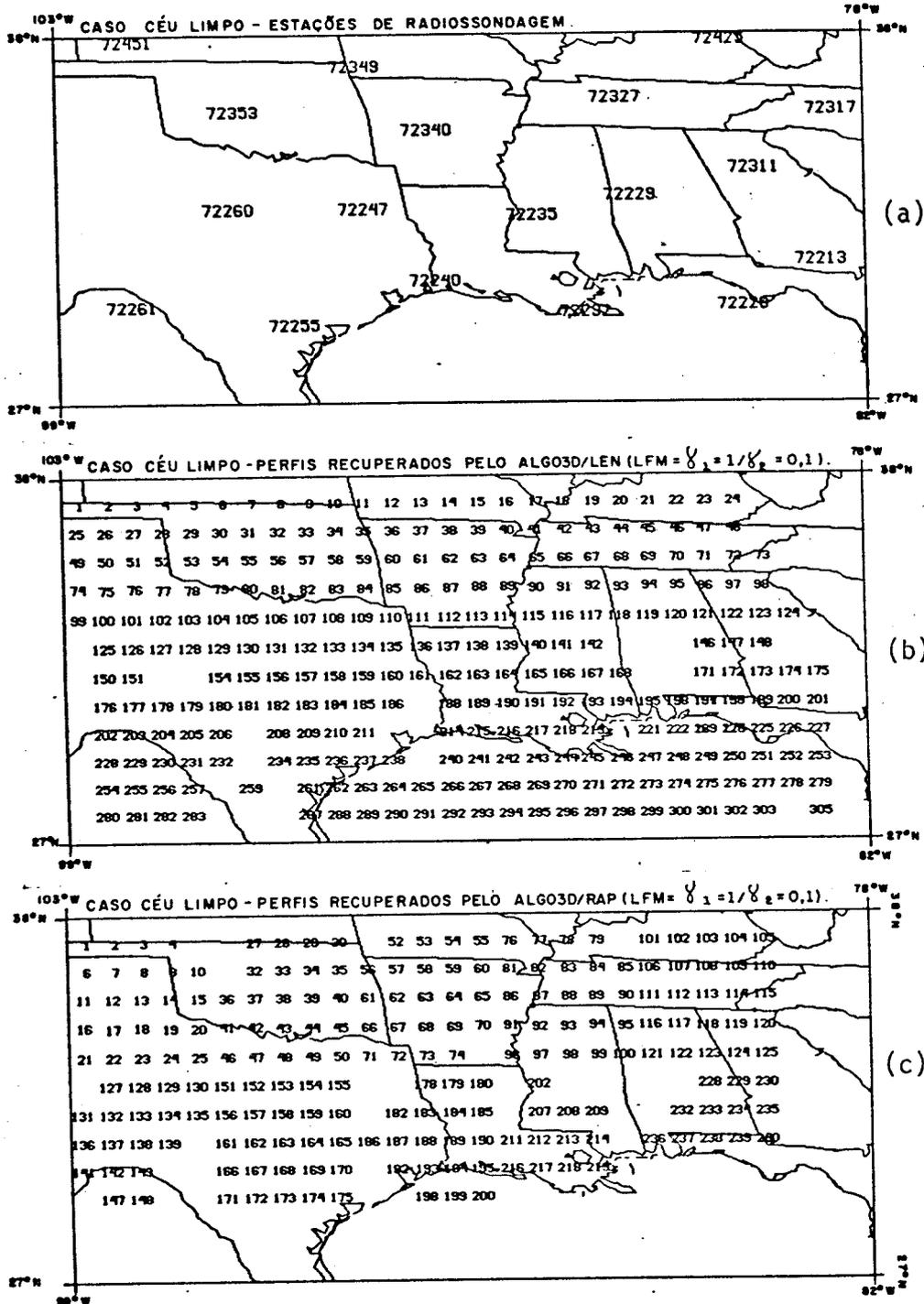


Fig. 9.2 - Distribuições geográficas de sondagens de ar superior para o caso céu limpo.

- (a): rede convencional de ar superior; (b) perfis recuperados pelo ALGO3D/LEN (LFM;  $\gamma_1=1/\gamma_2=0,1$ ); e (c) perfis recuperados pelo ALGO3D/RAP (LFM;  $\gamma_1=1/\gamma_2=0,1$ ).

## 9.6 - CASO CÉU NUBLADO

As radiâncias do VAS (GOES-6) do *caso céu nublado* foram obtidas no dia 17 de outubro de 1985 às 13:48 TMG sobre a região continental da América do Norte, delimitada pelos 4 pontos geográficos: (51°N, 101°W), (51°N, 77°W), (37°N, 101°W) e (37°N, 77°W).

Nesta situação, verifica-se uma cobertura de nuvens bastante significativa, mostrada na parte superior da Figura 9.1 (imagem do VAS no canal 8 realçada em falsas cores).

No *caso céu nublado*, os dados do VAS foram processados pelo ALGOC, pelo ALGO3D/LEN e pelo ALGO3D/RAP, utilizando observações de superfície das 12:00 TMG do mesmo dia e estimativa inicial LFM, nas seguintes modalidades:

- ALGOC.
- ALGO3D/LEN;  $\gamma_1=1$ ,  $\gamma_2=0,1$ .
- ALGO3D/LEN;  $\gamma_1=1$ ,  $\gamma_2=1$ .
- ALGO3D/RAP;  $\gamma_1=1$ ,  $\gamma_2=0,1$ .
- ALGO3D/RAP;  $\gamma_1=1$ ,  $\gamma_2=1$ .

Também para este caso dispõe-se de um conjunto de informações obtidas com o auxílio do McIDAS. As principais encontram-se discriminadas na Tabela 9.2.

No cálculo das informações estatísticas, o programa CGVA utilizou como referência as observações de radiossondagem das 12:00 TMG (17 de outubro de 1985) obtidas pela rede convencional, cujas estações encontram-se identificadas na Figura 9.3a. Para fins comparativos, a Figura 9.3 também mostra a distribuição geográfica dos perfis recuperados pelo ALGOC (b) e pelo ALGO3D/LEN (c) com  $\gamma_1=1/\gamma_2=1$ , ambos com estimativa inicial LFM.

TABELA 9.2

PRINCIPAIS RESULTADOS PARA O CASO CÉU NUBLADO

CASO CÉU NUBLADO	ALGORITMOS UTILIZADOS E MODALIDADES				
	ALGOC	ALGO3D LEN	ALGO3D LEN	ALGO3D RAP	ALGO3D RAP
		$\gamma_1=1$ $\gamma_2=1$	$\gamma_1=1$ $\gamma_2=0,1$	$\gamma_1=1$ $\gamma_2=0,1$	$\gamma_1=1$ $\gamma_2=1$
TIPOS DE RESULTADOS DISPONÍVEIS	ESTIMATIVA INICIAL				
	LFM				
Número de perfis VAS recuperados	94	200	126	190	205
Análise do campo de T Níveis em mb: 850, 700, 500, 400, 300, 250, 150 e 100	Todos	Todos	850 500 250	Todos	Todos
Análise do campo de T <sub>d</sub> Níveis em mb: 850, 700, 500, 400, 300	Todos	Todos	850	Todos	Todos
Análise do campo de Z Níveis em mb: 850, 500, 400, 250	Todos	Todos	Nenhum	Todos	Todos
Análise do campo de $\Delta T = T(\text{RAD}) - T(\text{SAT})$ Níveis em mb: 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100	Todos	Todos	Nenhum	Todos	Nenhum
Análise do campo de $\Delta T_d = T_d(\text{RAD}) - T_d(\text{SAT})$ Níveis em mb: 850, 700, 500, 400, 300	Todos	Todos	Nenhum	Nenhum	Nenhum
Análise do campo de $\Delta Z = Z(\text{RAD}) - Z(\text{SAT})$ Níveis em mb: 850, 500, 400, 250	Todos	Todos	Nenhum	Nenhum	Nenhum
MD, DPD e EMQ para T, T <sub>d</sub> e Z (Referên- cia: RAD) Níveis em mb: 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100	Todos	Todos	Exceto para Z	Todos	Todos

- Número de pontos de grade: 338

9.7 - CASO AMAZÔNIA

Dados do VAS para a Amazônia foram obtidos pela primeira vez pelo GOES-6, por ocasião do GTE (Global Tropospheric Experiment - Experimento Troposférico Global)/ABLE (Amazon Boundary Layer Experiment - Experimento da Camada Limite da Amazônia), realizado em julho de 1985 (Harris et alii, 1986).

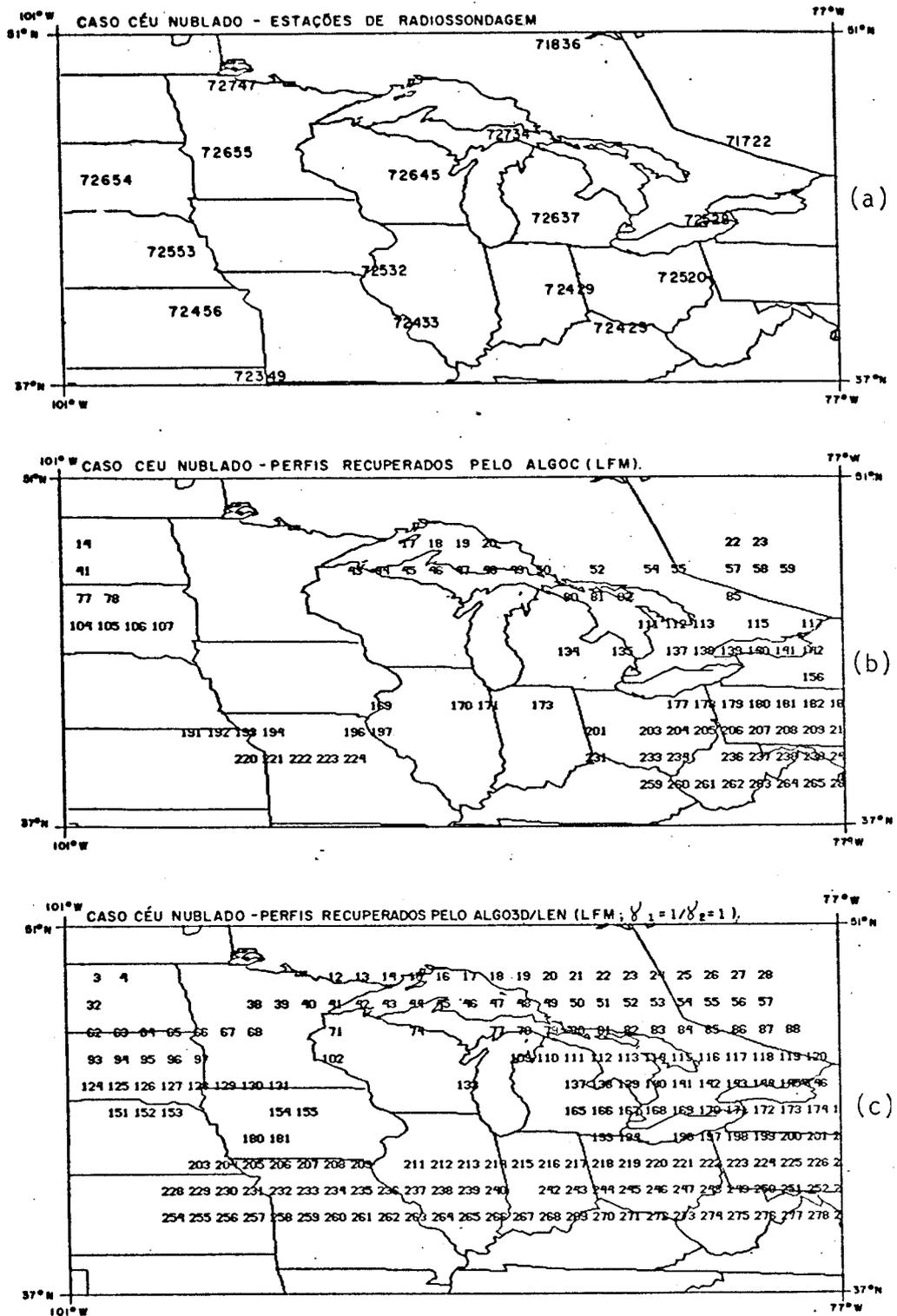


Fig. 9.3 - Distribuições geográficas de sondagens de ar superior para o caso céu nublado.

- (a) rede convencional de ar superior; (b) perfis recuperados pelo ALGOC (LFM); e (c) perfis recuperados pelo ALG03D/LEN (LFM;  $\gamma_1=1/\gamma_2=1$ ).

No *caso Amazônia*, foram processados os dados de radiação obtidos em 8 de julho de 1985 às 11:48 TMG para a região delimitada pelas latitudes  $0^{\circ}$  e  $9^{\circ}$ S e pelas longitudes  $41^{\circ}$ W e  $70^{\circ}$ W.

Analogamente ao *caso céu limpo*, esta situação também se caracteriza pelo reduzido teor de nebulosidade, como pode ser visto na imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS, realçada em falsas cores (Figura 9.4).

Sempre incluindo as observações de superfície das 12:00 TMG, o ALGOC, o ALG03D/LEN e o ALG03D/RAP foram utilizados para processar as radiações do *caso Amazônia*, com estimativa inicial climatológica, nas seguintes modalidades:

- ALGOC.
- ALG03D/LEN;  $\gamma_1=1$ ,  $\gamma_2=0,1$ .
- ALG03D/RAP;  $\gamma_1=1$ ,  $\gamma_2=0,1$ .

Também para este caso conta-se com um conjunto de resultados obtidos com o auxílio do McIDAS. Os principais encontram-se na Tabela 9.3.

Em virtude de só se dispor de radiossondagem para Manaus, a análise do NMC das 12:00 TMG (8 de julho de 1985) foi utilizada como referência para o cálculo das informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) calculadas pelo programa CGVA.

Para o *caso Amazônia*, conta-se também com uma seqüência de imagens de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS que permite acompanhar a evolução da atividade convectiva na região.

Por esta razão, calcularam-se os campos de água precipitável e do índice levantado (IL). Além disto, foram criadas pelo ALGOC as imagens correspondentes a estes campos.

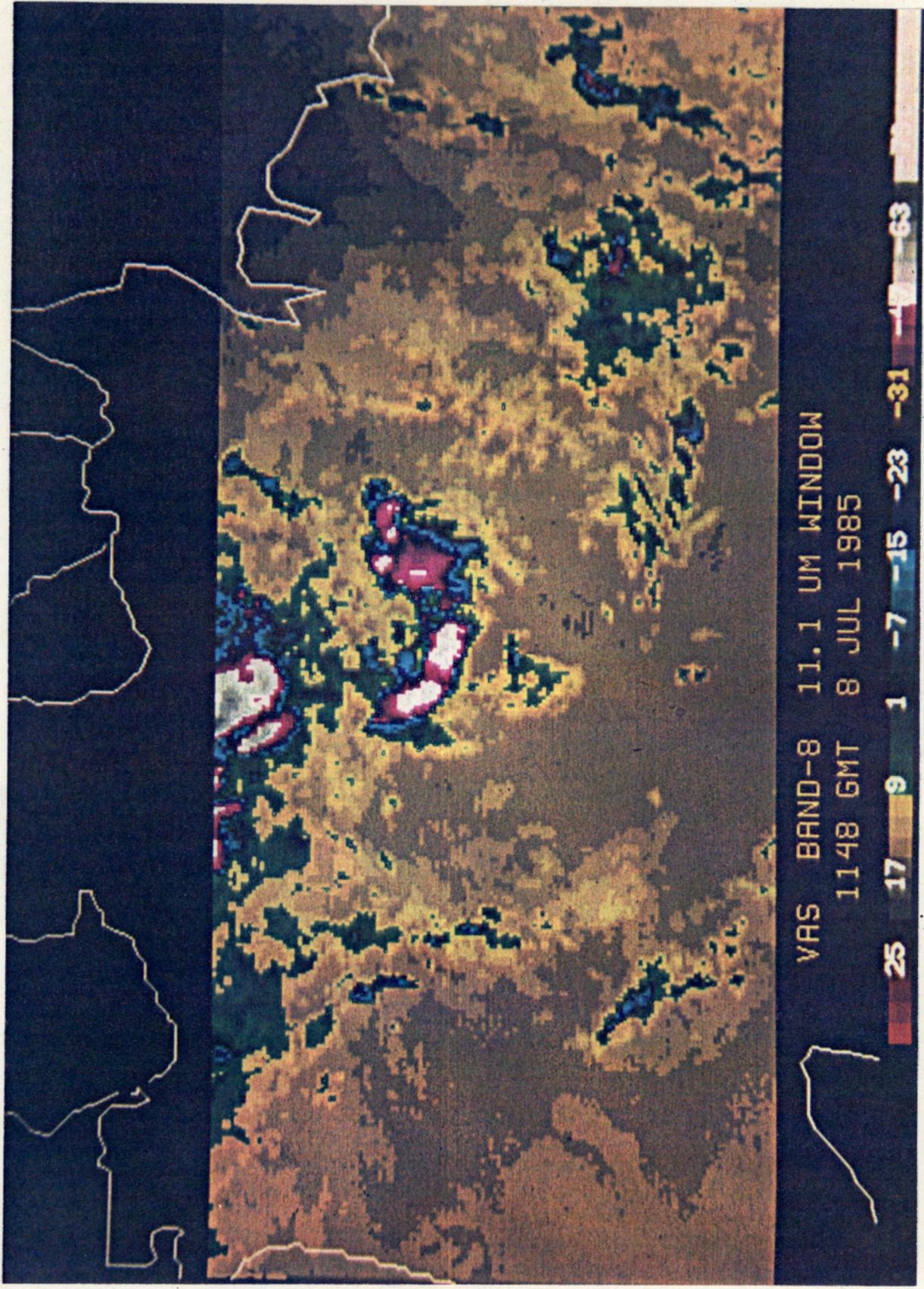


Fig. 9.4 - Imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS, realçada em falsas cores, para o caso *Amazônia*.

TABELA 9.3

PRINCIPAIS RESULTADOS PARA O CASO AMAZÔNIA

CASO AMAZÔNIA	ALGORITMOS UTILIZADOS E MODALIDADES		
	ALGOC	ALG03D LEN	ALG03D RAP
		Y <sub>1</sub> =1 Y <sub>2</sub> =0,1	Y <sub>1</sub> =1 Y <sub>2</sub> =0,1
TIPOS DE RESULTADOS DISPONÍVEIS	ESTIMATIVA INICIAL		
	CLIMATOLÓGICA		
Número de perfis VAS recuperados	319	243	250
Análise do campo de T Níveis em mb: 850, 500 e 250	Todos	Todos	Todos
Análise do campo de T <sub>d</sub> Nível em mb: 850	Todos	Todos	Todos
Análise do campo de Z Nível em mb: 500	Todos	Todos	Todos
Análise do campo de água precipitável	Todos	Todos	Todos
Análise do campo de IL	Todos	Todos	Todos
MD, DPD e EMQ para T, T <sub>d</sub> e Z (Referência: Análise do NMC) Níveis em mb: 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150 e 100	Todos	Todos	Todos
Imagens realçadas em falsas cores para a água precipitável e para o índice IL	Todos	Nenhum	Nenhum
Imagens de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS, realçadas em falsas cores Horários (TMG): 11:48, 14:48, 17:48, 20:48	Não se aplica	Não se aplica	Não se aplica
Perfis verticais de T e de T <sub>d</sub> (Skew T - log p) Sondagem por satélite x radiossondagem Manaus	Todos	Todos	Todos

- Número de pontos de grade: 132

## CAPÍTULO 10

### AValiação DOS RESULTADOS OBTIDOS

#### 10.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

Os estudos de avaliação conduzidos na presente pesquisa tiveram como objetivo principal focalizar as questões da estabilidade e da qualidade das soluções dos algoritmos em 3-D.

A importante questão da estabilidade foi abordada experimentalmente por meio de inúmeros testes com dados reais realizados com a finalidade de estabelecer valores para o parâmetro de regularização e de compreender sua influência no desempenho dos algoritmos em 3-D. O tópico da estabilidade e os aspectos da eficiência e da rapidez são discutidos na Seção 10.2.

Na Seção 10.3 é tratada a questão da qualidade dos resultados VAS para os *casos céu limpo e céu nublado*, de acordo com três abordagens que empregaram as observações de radiossondagem para verificação, quais sejam:

- a) estudo de um número reduzido, porém ilustrativo, de perfis VAS individuais do *caso céu limpo*,
- b) estudos estatísticos dos perfis VAS,
- c) estudo da estrutura horizontal com o auxílio de análises VAS.

O *caso Amazônia* é apresentado separadamente na Seção 10.4 por utilizar as análises do NMC nos confrontos estatísticos e pelo fato de tratar-se de região tropical úmida. Também neste caso utilizaram-se diferentes abordagens para focar a questão da qualidade dos resultados VAS, quais sejam:

- d) estudos dos perfis VAS individuais para Manaus com base em observações de radiossondagem,

- e) estudos estatísticos dos perfis VAS com base em análises do NMC,
- f) estudos de instabilidade convectiva.

Desta forma, a estratégia adotada no presente trabalho permitiu analisar a técnica VAS e o desempenho dos algoritmos em 3-D sob diferentes perspectivas, e cuidar de aspectos relevantes como o papel da estimativa inicial de ar superior, a influência da nebulosidade, o confronto com observações de radiossondagem, a importância do VAS para regiões tropicais úmidas, entre outros.

Como observado anteriormente, são poucos os trabalhos de avaliação VAS desta natureza. Portanto, os artigos de Jedlovec (1985) e de Jedlovec e Wilson (1985), discutidos na Seção 4.6.2, são de particular importância no contexto da presente pesquisa e podem servir de base comparativa desde que se tenha ciência dos seguintes fatos: estes autores fizeram uso de radiâncias VAS medidas apenas com detectores grandes, de resultados VAS obtidos por meio de outros algoritmos que não os estudados neste trabalho e de observações de radiossondagem coletadas por uma rede especial de mesoescala.

A propósito, é oportuno lembrar que a rede convencional fornece observações de ar superior em escala sinótica e que estas medidas também são contaminadas por erros (Seções 2.5 e 3.4; Figura 4.7).

## 10.2 - ESTABILIDADE DAS SOLUÇÕES

Durante o desenvolvimento dos algoritmos em 3-D uma das maiores preocupações foi a busca de soluções estáveis. De acordo com a teoria apresentada na Seção 5.4, isto poderia ser conseguido através de uma escolha adequada de valores para o parâmetro de regularização,  $\gamma$ , com o objetivo de superar o mau condicionamento inerente à matriz de coeficientes,  $\Sigma$ , do Sistema 5.63.

Como discutido na Seção 4.1, a escolha de valores para  $\gamma$  (entre 0 e  $\infty$ ) deve ser função das características de cada conjunto in

dividual de dados de entrada, pois o teor de mau condicionamento da matriz  $\Sigma$  varia de caso para caso. Porém, em virtude da complexidade deste problema, os algoritmos já existentes para tal fim, como os implementados pelo GCVPACK (Bates et alii, 1985), com base na teoria da validação geral cruzada (Wahba, 1980), não são de aplicação imediata e, em geral, demandam tempo computacional significativo.

Na presente pesquisa foi adotada uma abordagem experimental de caráter global, cujo objetivo foi escolher um único valor para  $\gamma$  que satisfizesse simultaneamente todas as situações individuais. Diversos valores entre 0 e 1 foram testados e apenas com  $\gamma=1$  as soluções apresentaram-se sempre estáveis.

Verificou-se, porém, que com  $\gamma=1$  as soluções mostravam-se, muitas vezes, superconstrangidas, isto é, a magnitude dos resíduos da temperatura de brilho eram maiores do que os erros dos canais correspondentes, conforme ilustra a Tabela 10.1 para uma situação individual.

TABELA 10.1

RESÍDUOS DA TEMPERATURA DE BRILHO DO VAS, CALCULADOS  
COM UMA E DUAS ITERAÇÕES POR MEIO DO ALGO3D/LEN

CANAL DO VAS (K)	TBO(K)	ESTIMATIVA INICIAL LFM			APÓS PRIMEIRA ITERAÇÃO $\gamma_1=1$			APÓS SEGUNDA ITERAÇÃO $\gamma_2=0,1$	
		TBC(K)	DTB(K)	ERRO(K)	TBC(K)	DTB(K)	ERRO(K)	TBC(K)	DTB(K)
1	222,44	218,45	3,99	0,53	221,70	0,74	0,53	221,59	0,85
2	220,03	216,86	3,17	0,25	220,14	-0,11	0,25	220,18	-0,14
3	223,76	220,94	2,82	0,25	223,45	0,31	0,25	223,68	0,08
4	237,18	235,41	1,77	0,25	236,61	0,57	0,25	236,85	0,34
5	264,23	263,09	1,13	0,25	263,25	0,98	0,25	263,43	0,79
6	254,60	255,17	-0,57	0,25	255,54	-0,94	0,25	255,79	1,19
7	274,47	274,31	0,16	0,50	274,60	-0,14	0,50	274,81	-0,34
9	254,76	259,62	-4,86	0,26	256,83	-2,06	0,26	255,78	-1,02
10	239,63	249,00	-9,37	0,25	244,75	-5,12	0,25	242,22	-2,59
			$\Sigma  DTB  = 27,84$			$\Sigma  DTB  = 10,97$			$\Sigma  DTB  = 7,34$

No sentido de resolver este problema, foi estabelecido um segundo passo iterativo, para o qual a solução calculada na primeira iteração desempenha o papel de estimativa inicial.

De modo geral, a segunda iteração conduz a melhores resultados. Porém, também neste caso a escolha de valores para  $\gamma_2$  coloca-se como fator crítico. Para a situação individual apresentada na Tabela 10.1 com  $\gamma_1=1$  e  $\gamma_2=0,1$ , a soma dos valores absolutos dos resíduos ( $\Sigma|DTB|$ ) sofreu uma redução de 61% na primeira iteração e de apenas 13% na segunda iteração e, como pode ser observado, o ajuste sofrido pelas radiâncias não foi completamente satisfatório.

Mantendo sempre  $\gamma_1=1$ , os algoritmos em 3-D foram testados com  $\gamma_2=0,1$  e  $\gamma_2=1$ . No *caso céu limpo* os melhores resultados foram obtidos com  $\gamma_2=0,1$ . Já no *caso céu nublado* foi com  $\gamma_2=1$  que se alcançou maior sucesso. Por estas razões, apenas estes valores de  $\gamma_2$  ( $\gamma_2=0,1$  no *caso céu limpo* e  $\gamma_2=1$  no *caso céu nublado*) serão considerados nos estudos de avaliação.

Os resultados obtidos neste trabalho indicam que as vantagens esperadas da abordagem em 3-D entre elas uma maior consistência horizontal, somente serão claramente reveladas quando o problema da escolha de  $\gamma$  for resolvido satisfatoriamente.

Por outro lado, a questão da velocidade computacional é das mais relevantes no contexto operacional. Para calcular um conjunto de resultados VAS para uma determinada caixa no IBM/McIDAS (Figura 7.1), o ALGOC e o ALG03D/RAP utilizam cerca de 0,65 CPU, ao passo que o ALG03D/LEN usa, em média, 13 CPU. Na prática, é possível obter perfis VAS para uma caixa em menos de um segundo com o ALGOC e com o ALG03D/RAP, ao passo que o ALG03D/LEN demora bem mais, cerca de 20 s.

### 10.3 - ESTUDOS DOS CASOS: CÉU LIMPO E CÉU NUBLADO

#### 10.3.1 - PERFIS VAS INDIVIDUAIS

Com o propósito de investigar o desempenho dos algoritmos em 3-D e de analisar a estrutura vertical da atmosfera, conforme apresentada pela técnica VAS, diversos perfis individuais de temperatura e de umidade foram calculados e comparados com observações colocadas de radiossondagem na etapa preliminar do presente trabalho.

Com o objetivo de ilustrar este estudo, escolheu-se um número reduzido, porém representativo, de resultados do *caso céu limpo* (Seção 9.5). Calcularam-se os perfis VAS em locais geográficos coincidentes com as estações de radiossondagem (Figura 9.2a), porém não foi possível eliminar a diferença de horários (SAT às 11:18 TMG e RAD às 12:00 TMG) que, embora aceitável, pode causar discrepâncias, sobretudo na camada atmosférica junto à superfície.

A Figura 10.1 mostra os perfis verticais de  $T$  e de  $T_d$ , calculados por meio do ALGOÇ, do ALGO3D/RAP ( $\gamma_2=0,1$ ) e do ALGO3D/LEN ( $\gamma_2=0,1$ ) com estimativa inicial LFM, e aqueles obtidos por radiossondagens pelas estações (a) 72353, (b) 72240 e (c) 72311.

Tais resultados mostram que a principal característica da técnica VAS é promover a suavização da estrutura vertical da atmosfera. Os perfis VAS normalmente falham em reproduzir inversões que são importantes do ponto de vista meteorológico, como as inversões térmicas comumente encontradas na região da tropopausa e próximas à superfície (Figura 10.1a).

A principal causa da suavização é a pobre resolução vertical do VAS que, além de contar com um número pequeno de canais, apresenta funções-peso muito alargadas (Figura 6.1), cujo impacto se faz sentir ainda mais no campo da umidade. Em virtude de seu caráter instrumental, tais limitações não podem ser eliminadas.

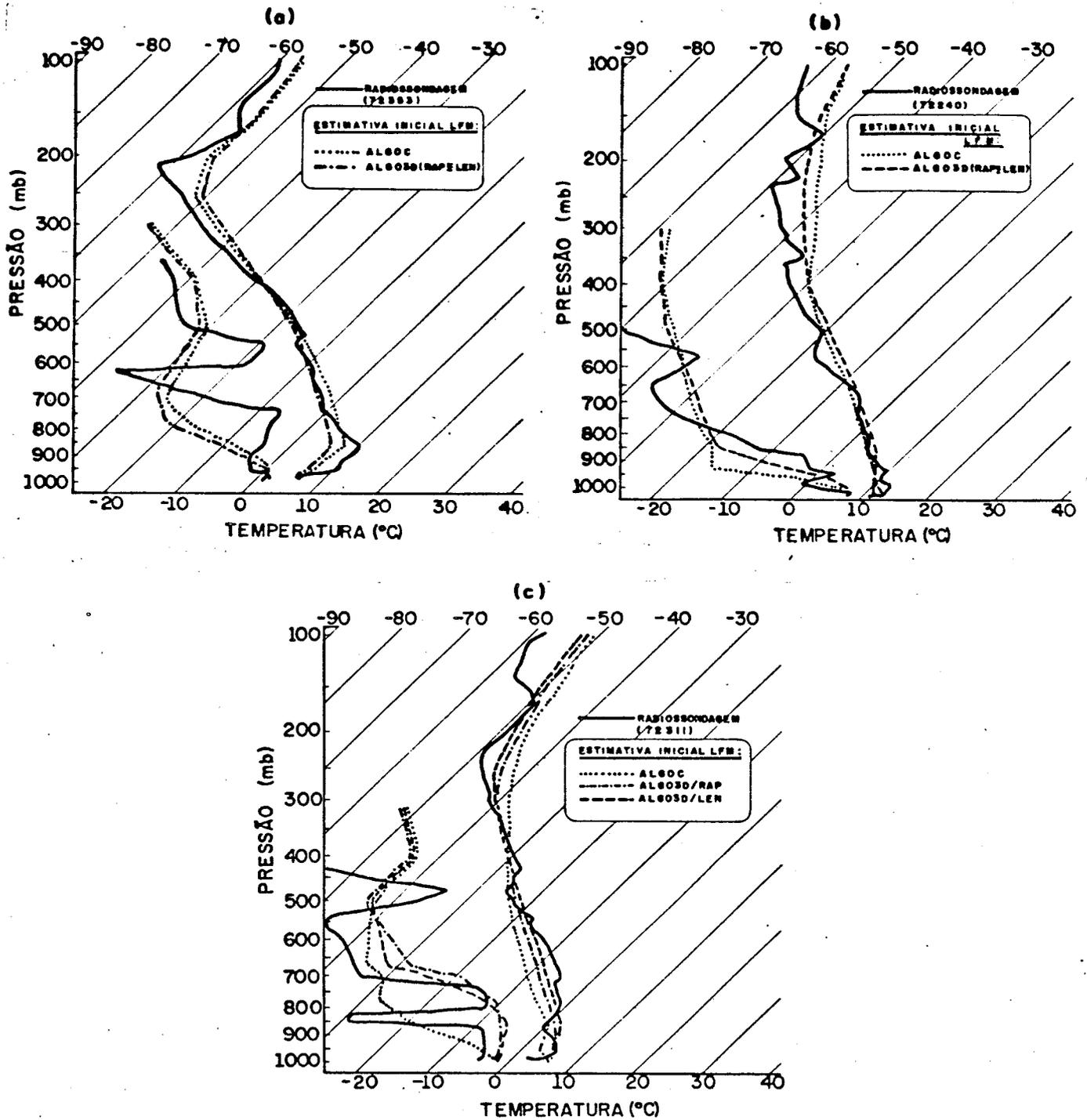


Fig. 10.1 - Perfis verticais de T e de  $T_d$  inferidos pelo ALGOC, pelo ALG03D/RAP e pelo ALG03D/LEN com estimativa inicial LFM e obtidos pelas estações de radiossondagem (a) 72353, (b) 72240 e (c) 72311 do caso céu limpo.

- SAT às 11:18 TMG; RAD às 12:00 TMG; 02 de abril de 1985.

Constata-se também que o desempenho de um dado algoritmo varia conforme o caso. Na Figura 10.1a, o ALGOC é o mais bem sucedido em representar a camada de inversão térmica junto à superfície e apresenta vieses menores de temperatura entre 400 mb e 190 mb. Nesta camada, a diferença  $|T(\text{ALGOC}) - T(\text{ALGO3D})|$  chega a  $1,0^{\circ}\text{C}$ . No entanto, nas camadas 190 mb-100 mb e 750 mb-550 mb os algoritmos em 3-D são superiores ao ALGOC em até  $1,9^{\circ}\text{C}$ .

Note-se, porém, que todos os algoritmos falham em reproduzir satisfatoriamente as camadas de inversão térmica e em determinar a altura da tropopausa, bem como o valor de sua temperatura.. E, embora seja em geral superior, o ALGOC apresenta valores para o viés de temperatura que chegam a alcançar a  $-7^{\circ}\text{C}$ .

Os resultados exibidos pela Figura 10.1b, mostram que os algoritmos em 3-D são superiores ao ALGOC em até  $3^{\circ}\text{C}$  nas camadas: superfície -750 mb e 450 mb-100 mb. Entretanto, podem ser verificados grandes afastamentos em relação aos dados de balão, em especial na camada 500 mb-100 mb onde o viés de temperatura do ALGO3D chega a atingir  $-7^{\circ}\text{C}$ .

A Figura 10.1c apresenta uma situação diferente das duas anteriores. Por um lado, o ALGO3D/RAP e o ALGO3D/LEN produziram diferentes perfis de  $T_e$  de  $T_d$ . Por outro, os algoritmos em três dimensões apresentaram os melhores resultados para a temperatura em, praticamente, todos os níveis. Entre a superfície e 150 mb, o viés de  $T$  para o ALGOC está entre  $-7^{\circ}\text{C}$  e  $7^{\circ}\text{C}$  e para o ALGO3D/RAP entre  $-3^{\circ}\text{C}$  e  $3^{\circ}\text{C}$ .

Quanto à determinação da umidade, a Figura 10.1 mostra que os resultados VAS deixam sempre a desejar. É comum verificar vieses de  $T_d$  superiores a  $10^{\circ}\text{C}$ , pois as camadas de inversão muito dificilmente são reproduzidas, por razões já discutidas. Diante desta acentuada suavização pela técnica VAS, apenas as características médias da estrutura do campo da umidade são reproduzidas pelos algoritmos. Assim sendo, mostra-se improdutivo proceder à análise comparativa nível-a-nível

vel entre os valores de  $T_d$  calculados pelos diversos algoritmos nestes casos individuais. As análises do campo da umidade serão retomadas em seções futuras, porém sob diferentes perspectivas.

Neste ponto é importante tratar da influência da estimativa inicial no desempenho dos algoritmos nos casos individuais. A estimativa inicial pode ser caracterizada como um conjunto de informações a priori que pode contribuir para superar o mau condicionamento do problema, se for de boa qualidade. Assim sendo, espera-se que diferentes algoritmos produzam diferentes resultados a partir de diferentes estimativas iniciais.

Isto é constatado pelas Figuras 10.2 e 10.3 correspondentes às estações de radiossondagem 72311 e 72240, respectivamente, onde são plotados os perfis de  $T$  e de  $T_d$ , calculados com estimativas iniciais LFM e climatológica através do (a) ALGOC e (b) ALG03D/RAP.

Estes resultados mostram que o ALGOC foi mais influenciado pelas diferentes estimativas iniciais. Na Figura 10.2a verificam-se valores para  $|T(\text{LFM}) - T(\text{CLIM})|$  até  $8,5^\circ\text{C}$  (em 710 mb), os resultados referentes à climatologia sendo superiores através de toda a troposfera. Tais diferenças são maiores do que  $4^\circ\text{C}$  na maioria dos níveis, porém os resultados referentes à climatologia são superiores àqueles obtidos com prognóstico LFM apenas entre 950 e 350 mb.

Na Figura 10.2 b,  $|T(\text{LFM}) - T(\text{CLIM})|$  alcança valor máximo ainda maior ( $\sim 5^\circ\text{C}$  em 150 mb), porém os resultados associados ao prognóstico LFM são, em geral, melhores. Na Figura 10.3b essas diferenças atingem valores de até  $5^\circ\text{C}$ . Contudo, os resultados com estimativa inicial LFM são superiores apenas acima de 350 mb.

Para fins comparativos, os perfis de  $T$  e de  $T_d$ , obtidos por meio do ALGOC e do ALG03D/RAP, com estimativa inicial climatológica para as estações de radiossondagem (a) 72311 e (b) 72240 encontram-se na Figura 10.4.

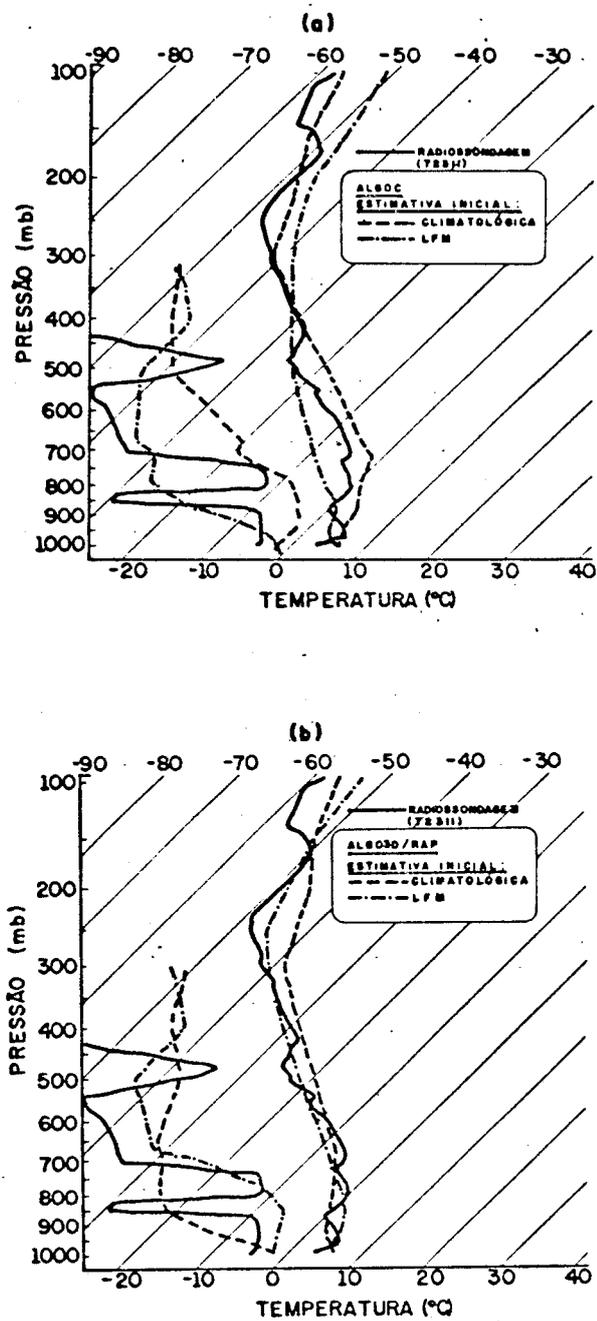


Fig. 10.2 - Perfis verticais de T e de  $T_d$  inferidos pelo (a) ALGOC e pelo (b) ALGO3D/RAP com estimativas iniciais LFM e climatológica e obtidos pela estação de radiossondagem 72311 do céu limpo.

- SAT às 11:18 TMG, RAD às 12:00 TMG; 02 de abril de 1985.

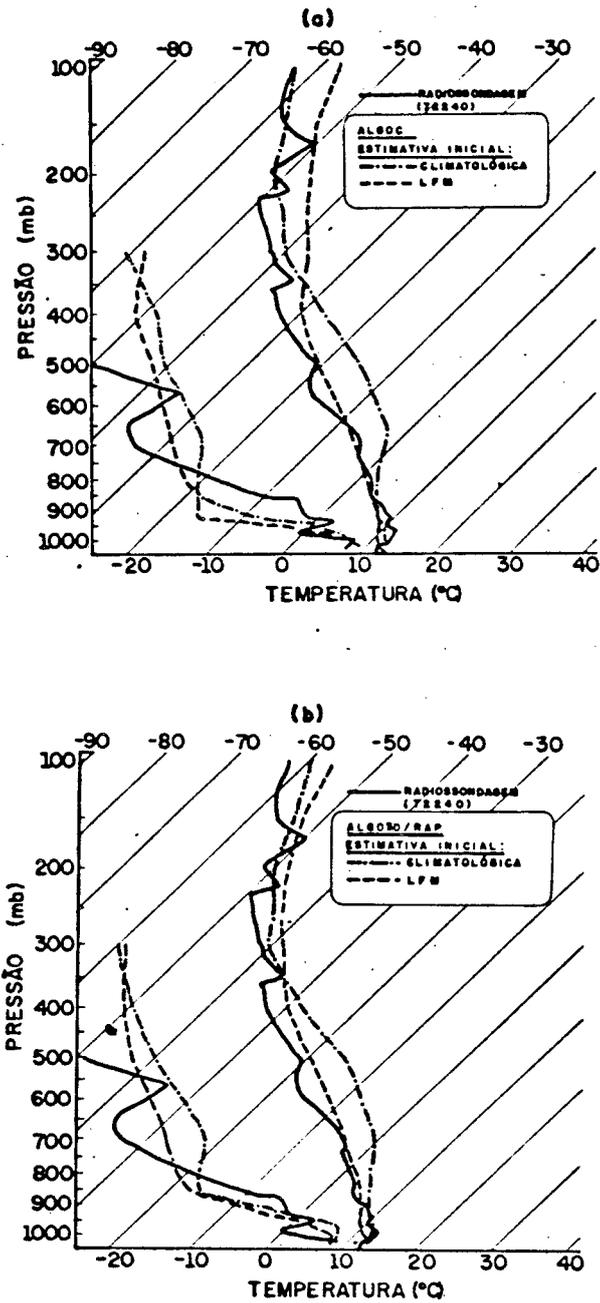


Fig. 10.3 - Perfis verticais de T e de  $T_d$  inferidos pelos (a) ALGOC e (b) ALG03D/RAP com estimativas iniciais LFM e climatológica e obtidos pela estação de radiossondagem 72240 do caso céu limpo.

- SAT às 11:18 TMG, RAD às 12:00 TMG; 02 de abril de 1985.

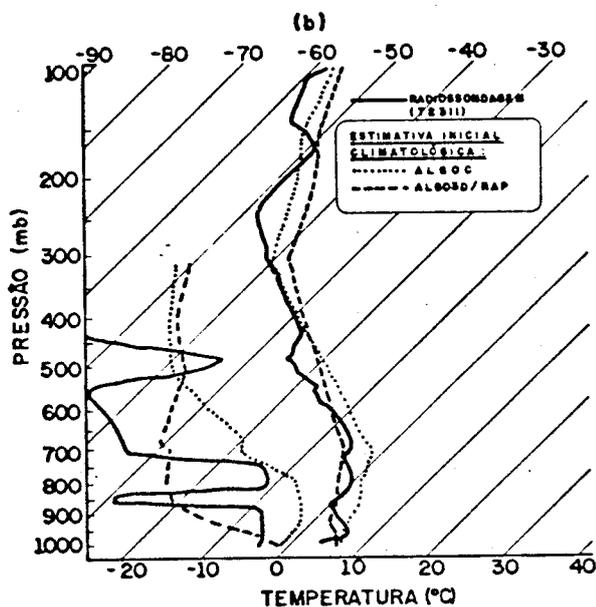
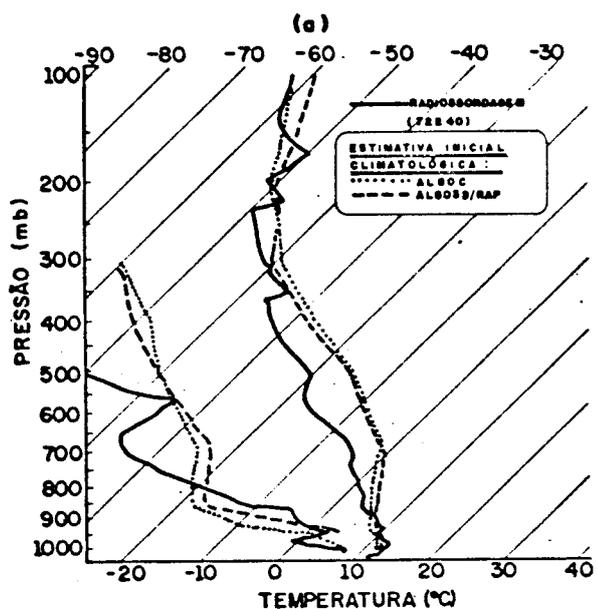


Fig. 10.4 - Perfis verticais de T e de  $T_d$  inferidos pelo ALGOC e pelo ALG03D/RAP com estimativa inicial climatológica e obtidos pelas estações de radiossondagem (a) 72240 e (b) 7231T.  
- SAT às 11:18 TMG, RAD às 12:00 TMG; 02 de abril de 1985.

No caso (a), o melhor desempenho abaixo de 450 mb foi o do ALGO3D/RAP, sendo o ALGOC superior, acima deste nível. No caso (b) o ALGO3D/RAP foi um pouco superior ao ALGOC entre 700 mb e 250 mb, este último apresentando melhores resultados nos outros níveis.

A partir destas e de muitas outras avaliações, concluiu-se que a análise embasada em perfis individuais, embora sejam de grande utilidade nos estudos preliminares da estrutura vertical segundo a técnica VAS, dificilmente permite que se chegue a conclusões mais significativas sobre os algoritmos em 3-D. Isto estimulou os estudos estatísticos dos perfis VAS a serem apresentados na seção seguinte.

### 10.3.2 - TRATAMENTO ESTATÍSTICO DOS PERFIS VAS PARA A AMÉRICA DO NORTE

#### 10.3.2.1 - PRELIMINARES

As informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre os resultados VAS dos *casos céu limpo e céu nublado* foram calculadas pelo programa CGVA, utilizando uma malha com resolução horizontal de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  composta por 338 pontos de grade e observações de radiossondagem como referência (Seções 9.5 e 9.6), e constam do Apêndice B.

É oportuno observar que os valores da MD estão associados com erros de caráter sistemático que, em geral, resultam da baixa resolução espectral do VAS e, conseqüentemente, da inabilidade dos algoritmos de reproduzirem os detalhes da estrutura vertical. A MD pode ser também caracterizada pelo viés. Para ilustrar, considere-se o caso da temperatura. Se  $MD < 0$ , então  $T(RAD) - T(SAT) < 0$  e o viés é quente. Se o oposto ocorre, o viés é frio.

Por outro lado, os valores do DPD refletem, em média, o grau de eficiência dos algoritmos em tratar diferentes conjuntos de radiancias e, portanto, podem ser identificados como erros de caráter aleatório.

Para caracterizar o desempenho dos algoritmos VAS, é conveniente utilizar o EMQ que pode ser expresso em termos da MD e do DPD e representa o erro total (Equações 9.4 e 9.5).

Note-se que há uma certa correlação horizontal entre os perfis VAS que varia de acordo com a homogeneidade da situação meteorológica vigente em cada um dos casos tratados. Isto reduz o número de resultados estatisticamente independentes, diminuindo o grau de confiabilidade das comparações estatísticas, seja entre diferentes algoritmos ou entre os perfis VAS e os dados de verificação (observações de radiossondagem ou análise do NMC).

Como o aspecto da correlação horizontal não foi levado em consideração na presente pesquisa, são necessários estudos adicionais para estabelecer valores mais significativos para as informações estatísticas.

#### 10.3.2.2 - TEMPERATURA

As informações estatísticas sobre as temperaturas VAS inferidas pelo ALGOC e pelos algoritmos em 3-D para o *caso céu limpo* ( $\gamma_1=1/\gamma_2=0,1$ ; estimativas iniciais LFM e climatológica) e para o *caso céu nublado* ( $\gamma_1=1/\gamma_2=1$ ; estimativa inicial LFM) encontram-se, respectivamente, nas Figuras 10.5 e 10.6.

De acordo com a Figura 10.5a, o ALGOC e o ALGO3D/LEN apresentam viéses quentes em todos os níveis representados. O ALGO3D/RAP, por sua vez, apresenta valores de MD pequenos e positivos até cerca de 460 mb, os quais se tornam negativos e aumentam em magnitude a partir deste nível.

Uma possível causa para este aquecimento pela técnica VAS pode ser a subdeterminação da temperatura de contorno da superfície, que entra como fator multiplicativo no termo de contorno da EITR (Equação 3.1). Porém, embora de grande importância, este aspecto não recebeu atenção especial no presente trabalho.

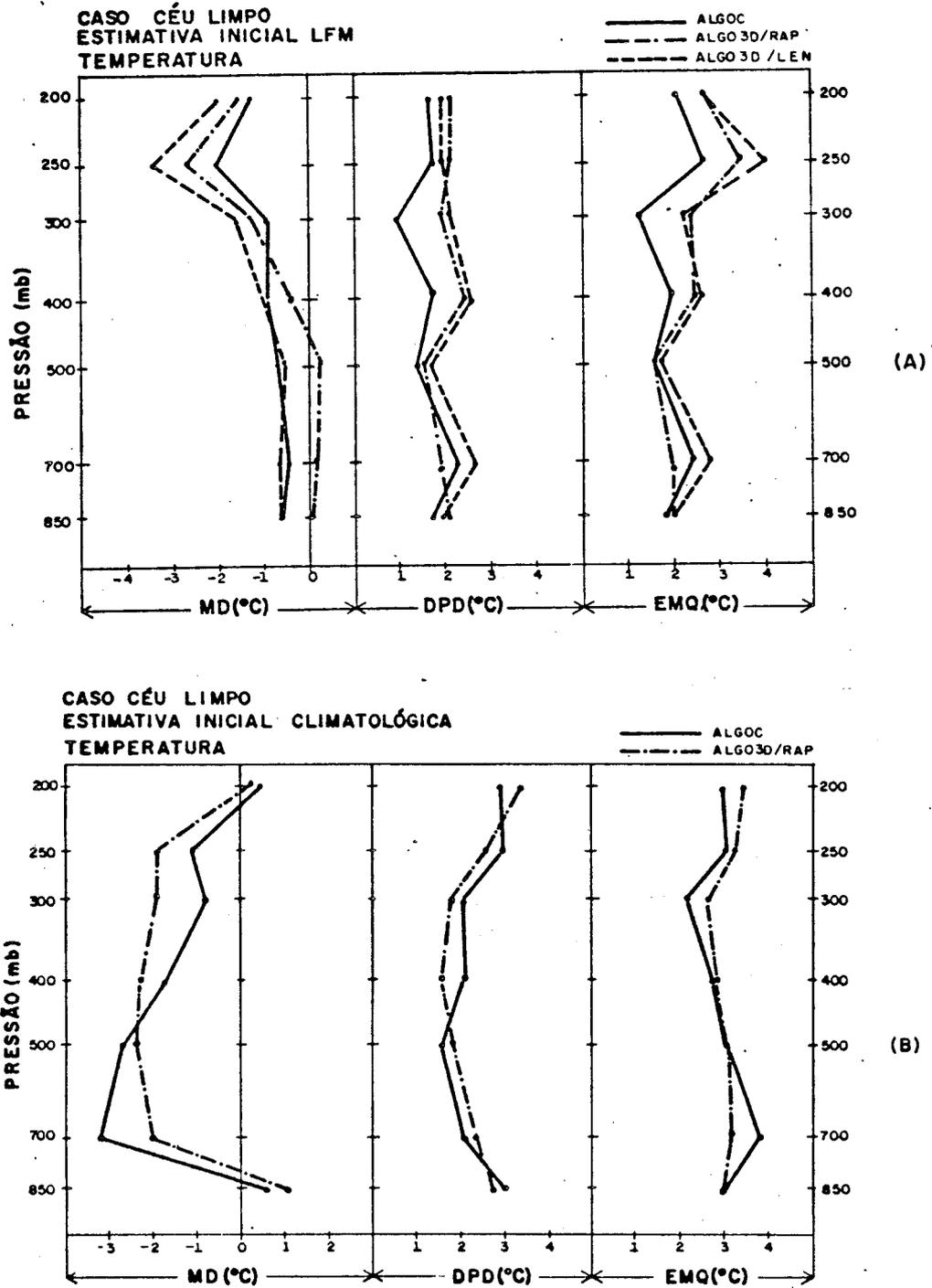


Fig. 10.5 - Caso céu limpo; informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as temperaturas VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALGO3D/RAP e pelo ALGO3D/LEN com estimativas iniciais (A) LFM e (B) climatológica.

- Número de pontos de grade: 338; referência: RAD;  $\gamma_1=1/\gamma_2=0,1$ .

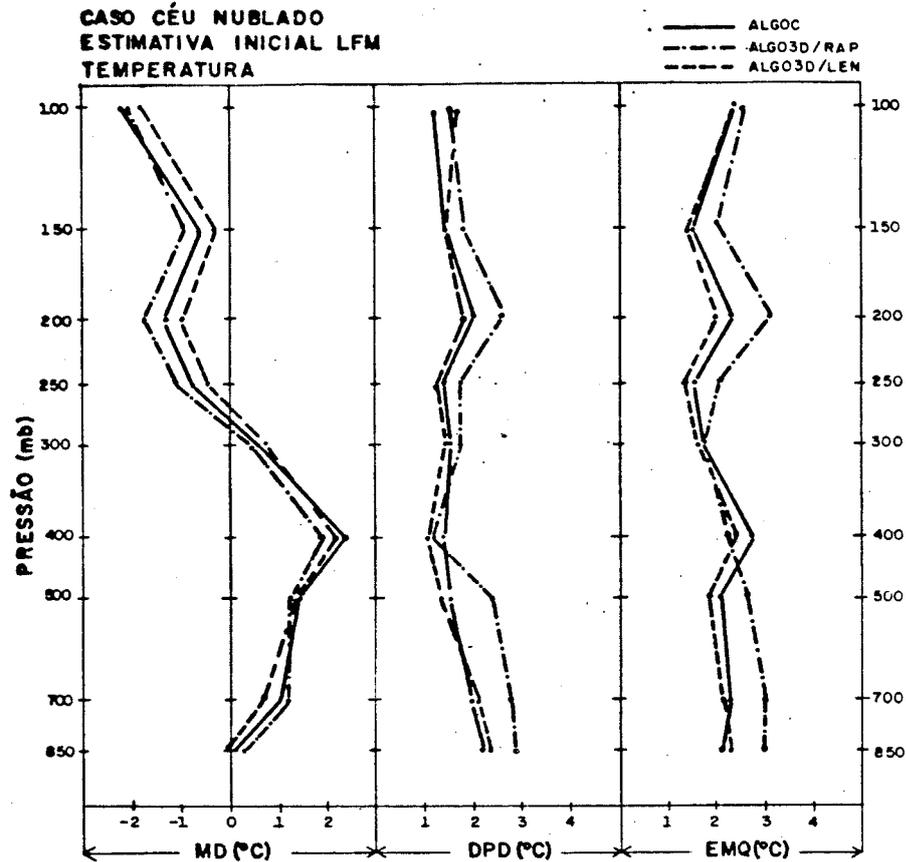


Fig. 10.6 - *Caso céu nublado*: informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as temperaturas VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALG03D/RAP e pelo ALG03D/LEN com estimativa inicial LFM.

- Número de pontos de grade: 338; referência: RAD;  $\gamma_1=1/\gamma_2=1$ .

Entre 340 mb e 850 mb, o ALG03D/RAP apresenta os menores viêses, a diferença em relação aos outros dois algoritmos sendo, na maior parte da camada, de 1°C. Para  $p < 340$  mb, os melhores resultados são os do ALGOC.

O perfil vertical do DPD (Figura 10.5a) mostra que para  $p > 500$  mb o menor grau de aleatoriedade é aquele exibido pelo ALG03D/RAP. Contudo, entre 500 mb e 200 mb, o ALGOC é o mais bem sucedido dos algoritmos, apresentando magnitudes da MD menores em até 1,3°C.

A variabilidade vertical apresentada pelas configurações do EMQ dos três algoritmos (Figura 10.5a) confirmam, agora do ponto de vista estatístico, ser difícil reproduzir os detalhes dos perfis com a técnica VAS. Notem-se os máximos em 250 mb na região da tropopausa.

Com base na configuração do EMQ tem-se que, entre 850 mb e 500 mb, o melhor desempenho é apresentado pelo ALG03D/RAP. Porém, os resultados associados aos algoritmos em 3-D pioram significativamente para  $p < 500$  mb, em particular entre 300 mb e 200 mb, em virtude das grandes magnitudes da MD nesta camada.

Os valores do EMQ para a temperatura com estimativa inicial LFM situam-se entre  $1,3^{\circ}\text{C}$  e  $2,6^{\circ}\text{C}$  para o ALGOC,  $1,5^{\circ}\text{C}$  e  $3,5^{\circ}\text{C}$  para o ALG03D/RAP e  $1,8^{\circ}\text{C}$  e  $3,9^{\circ}\text{C}$  para o ALG03D/LEN (Figura 10.5a).

O impacto da estimativa inicial climatológica na qualidade dos perfis VAS de temperatura pode ser avaliado a partir das Figuras 10.5 a e b. Observa-se que houve um aumento significativo nas magnitudes da MD entre 850 mb e 350 mb e um pequeno decréscimo na camada 350 mb-200 mb. Também neste caso, é o ALG03D/RAP que apresenta as menores magnitudes da MD entre 850 mb e 500 mb. O oposto ocorre entre 500 mb e 200 mb. No caso do ALGOC, o nível mais crítico é 700 mb, onde a MD atinge  $-3,2^{\circ}\text{C}$ . O ALG03D/RAP, por sua vez, apresenta valores da MD praticamente constantes em torno de  $-2,2^{\circ}\text{C}$  entre 700 mb e 250 mb.

As configurações apresentadas pelo DPD do caso climatológico (Figura 10.5b) também diferem consideravelmente se comparadas às da estimativa inicial LFM. O ALGOC apresenta menores valores de DPD para  $p > 480$  mb do que o ALG03D/RAP e esta situação inverte-se entre 480 mb e 225 mb.

A configuração do EMQ para o ALGOC (Figura 10.5b) é muito semelhante àquela correspondente à estimativa LFM, com um máximo em 700 mb e outro máximo, secundário, em 250 mb. No entanto, constata-se que a estimativa inicial climatológica conduz a erros maiores tanto para o ALGOC (entre  $2,2^{\circ}\text{C}$  e  $3,8^{\circ}\text{C}$ ) como para o ALG03D/RAP (entre  $2,7^{\circ}\text{C}$  e  $3,5^{\circ}\text{C}$ ).

Os quadros apresentados pelos *casos céu limpo* (Figura 10.5a) e *céu nublado* (Figura 10.6), com estimativa inicial LFM, são bastante diferentes.

No *caso céu nublado* verifica-se a existência de viêses quentes na camada 850 mb-275 mb e de viêses frios nos níveis superiores, além de maior variabilidade da MD com a altura.

É oportuno lembrar que na presença de nebulosidade, o ALGOC, dependendo do teor de contaminação verificado nas radiâncias VAS, pode inferir perfis de  $T$  e de  $T_d$ , porém a partir do topo da nuvem. Nestas circunstâncias, a temperatura de contorno será a do topo da nuvem e não a da superfície da Terra e sua determinação também apresenta dificuldades.

Contudo, os algoritmos em 3-D excluem as caixas nubladas e, portanto, é sempre a temperatura de contorno da superfície da Terra que é utilizada nos cálculos.

Pela semelhança entre os viêses de temperatura observados pelas duas classes de algoritmos (Figura 10.6), fica difícil compreender a influência do termo de contorno da EITR (Equação 3.1) nos resultados.

Os perfis verticais do DPD para o ALGOC e para o ALG03D/LEN são muito semelhantes, o menor grau de dispersão sendo, em geral, apresentado por este último. Por sua vez, o ALG03D/RAP é o que apresenta valores mais altos de DPD na maioria dos níveis analisados.

Com base nos perfis verticais do EMQ, verifica-se que o ALG03D/LEN desempenhou-se melhor em praticamente todos os níveis. Os valores do EMQ estão entre 1,6°C e 2,8°C para o ALGOC, entre 1,4°C e 2,5°C para o ALG03D/LEN e entre 2,9°C e 3,2°C para o ALG03D/RAP.

Portanto, as informações estatísticas analisadas levam a concluir que no *caso céu limpo* os melhores resultados de temperatura

foram apresentados pelo ALG03D/RAP ( $\gamma_2=0,1$ ) entre 850 mb e 500 mb e pelo ALGOC entre 500 mb e 200 mb, a despeito do tipo de estimativa inicial. Indicam também que, em geral, a estimativa inicial climatológica e a presença de nebulosidade influem negativamente no desempenho dos algoritmos. No *caso céu nublado*, o ALG03D/LEN ( $\gamma_2=1$ ) foi superior aos outros algoritmos em boa parte dos níveis analisados.

### 10.3.2.3 - UMIDADE

Ao verificar os resultados exibidos pelas Figuras 10.7 e 10.8, análogas às Figuras 10.5 e 10.6, porém referentes à  $T_d$ , observa-se que os erros encontrados são bem superiores aos da temperatura.

Se todos os algoritmos forem tomados em conjunto, o EMQ para  $T_d$  assume valores entre  $4,0^{\circ}\text{C}$  e  $10,4^{\circ}\text{C}$  para o *caso céu limpo* com estimativa inicial LFM, entre  $5,6^{\circ}\text{C}$  e  $12,8^{\circ}\text{C}$  com estimativa inicial climatológica e entre  $3,8^{\circ}\text{C}$  e  $10,5^{\circ}\text{C}$  para o *caso céu nublado* com estimativa inicial LFM.

Como as observações de  $T_d$  realizadas por radiossondagem também podem apresentar erros de grande magnitude (ver Figura 4.7), torna-se difícil avaliar de modo adequado o desempenho dos algoritmos VAS no tocante à determinação dos perfis de umidade. Mesmo assim, pode ser produtivo tecer considerações a respeito das informações estatísticas.

De modo geral, observa-se que, para ambos os casos, *céu limpo* e *céu nublado*, os valores da MD são negativos e, portanto, a atmosfera VAS é mais úmida do que aquela caracterizada pelas radiossondagens. Isto pode ser reflexo dos valores da MD para a temperatura que indicam ser quente a atmosfera VAS, sobretudo no *caso céu limpo*.

Note-se que, quanto à umidade, a estimativa inicial climatológica (Figura 10.7) também conduz a erros de maior magnitude do que os associados ao prognóstico LFM.

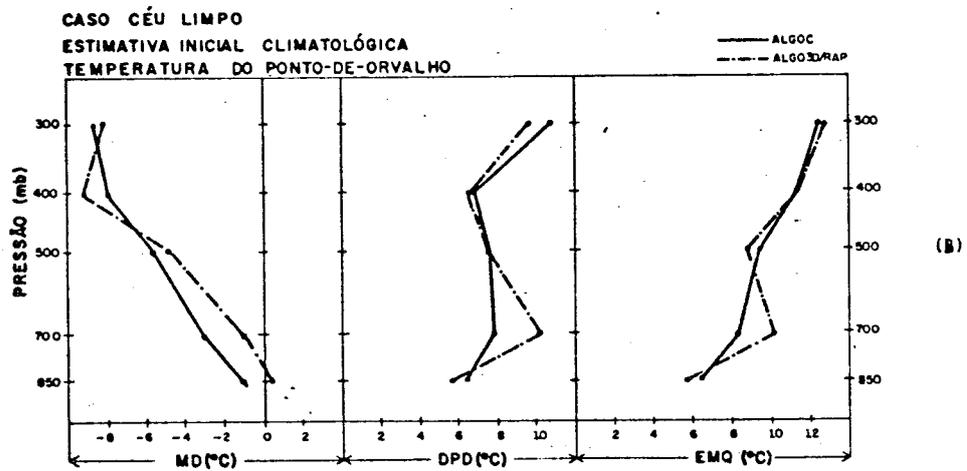
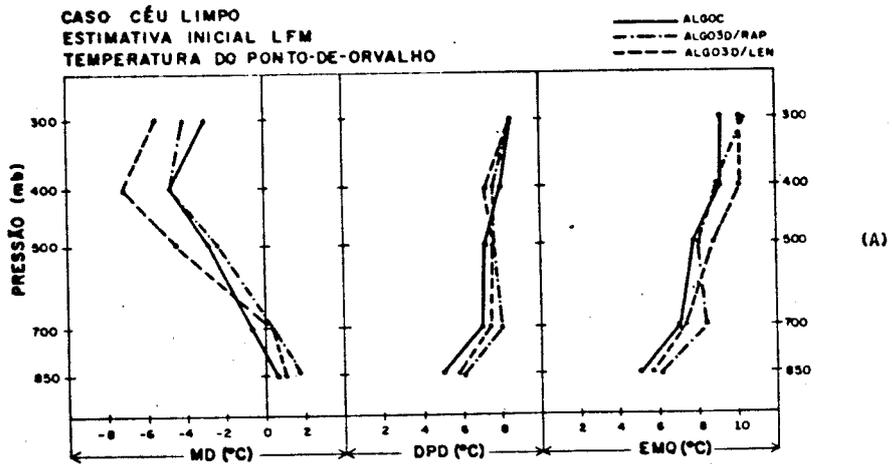


Fig. 10.7 - *Caso céu limpo*: informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as temperaturas do ponto de orvalho VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALGO3D/RAP e pelo ALGO3D/LEN com estimativas iniciais (A) LFM e (B) climatológica.

- Número de pontos de grade: 338; referência: RAD;  $\gamma_1=1/\gamma_2=0,1$ .

Outro aspecto importante neste contexto é o fato de serem os algoritmos em 3-D mais sujeitos a erros de caráter aleatório na camada 850-500 mb. Isto contribui significativamente para elevar o EMQ da  $T_d$  nesta camada.

É interessante observar que, no *caso céu nublado*, os erros encontrados para a umidade foram, em geral, inferiores aos do *caso céu limpo*. Entre 850 e 350 mb, os valores do EMQ do ALGOC são menores

em, pelo menos,  $0,6^{\circ}\text{C}$  do que no *caso céu limpo*. Por outro lado, entre 500 e 700 mb, os algoritmos em 3-D apresentam valores para o EMQ inferiores aos correspondentes ao *caso céu limpo* em pelo menos  $1^{\circ}\text{C}$ .

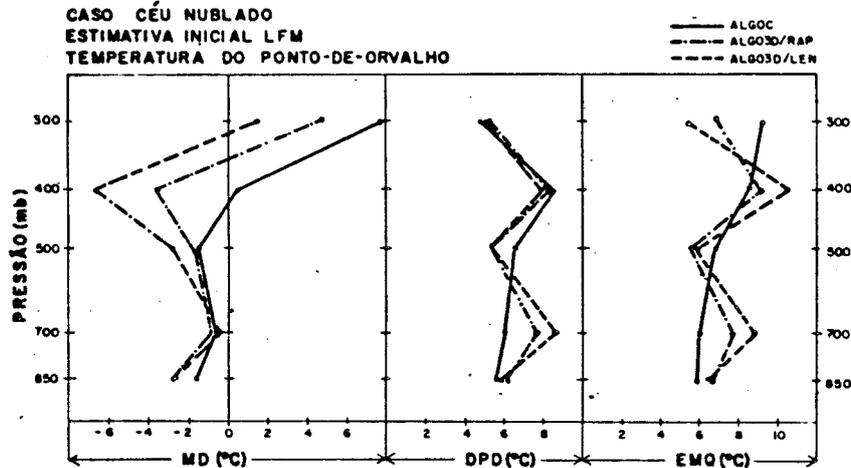


Fig. 10.8 - *Caso céu nublado*: informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as temperaturas do ponto de orvalho VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALG03D/RAP e pelo ALG03D/LEN com estimativa inicial LFM.

- Número de pontos de grade: 338; referência: RAD;  $\gamma_1=1/\gamma_2=1$ .

Por fim, constata-se que o ALGOC foi o algoritmo que apresentou os resultados mais consistentes para  $T_d$ . No entanto, em diversas instâncias, os algoritmos em 3-D desempenharam-se melhor como, por exemplo, nos níveis de 500 mb e de 300 mb referentes ao *caso céu nublado* (Figura 10.8).

#### 10.3.2.4 - ALTURA GEOPOTENCIAL

A altura geopotencial ( $Z$ ) é um importante subproduto do campo de temperatura VAS. Assim, espera-se que as informações estatísticas para  $Z$ , apresentadas nas Figuras 10.9 e 10.10, sejam de alguma forma vinculadas aos perfis de MD, DPD e EMQ, calculados para a temperatura.

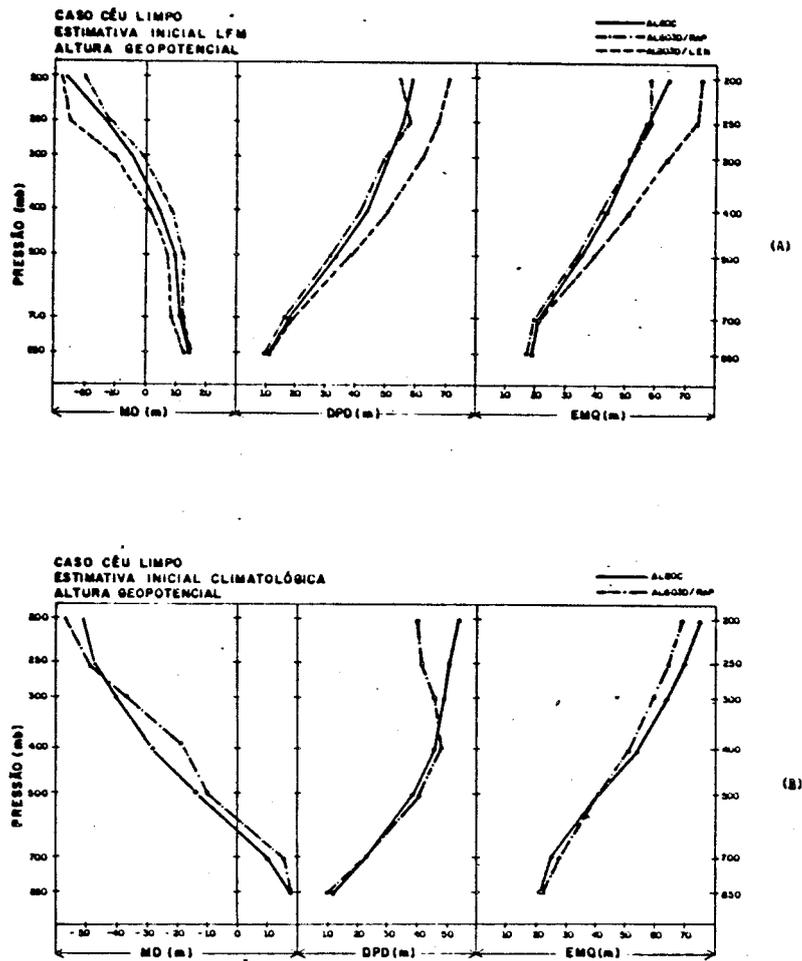


Fig. 10.9 - *Caso céu limpo*: informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as alturas geopotenciais VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALG03D/RAP e pelo ALG03D/LEN com estimativas iniciais (A) LFM e (B) climatológica.

- Número de pontos de grade: 338; referência: RAD;  
 $\gamma_1 = 1/\gamma_2 = 0,1$ .

Verifica-se, no *caso céu limpo*, que os vieses de temperatura (Figura 10.5) são sistematicamente quentes. Isto promove acumulações que explicam o aumento das magnitudes da MD de Z, à medida que a pressão atmosférica decresce (Figura 10.9).

Já no *caso céu nublado* (Figura 10.6) os vieses de temperatura se alternam (vieses quentes até cerca de 270 mb e frios acima deste nível), promovendo cancelamentos que explicam por que as magnitudes da MD de Z passam a decrescer nas camadas superiores.

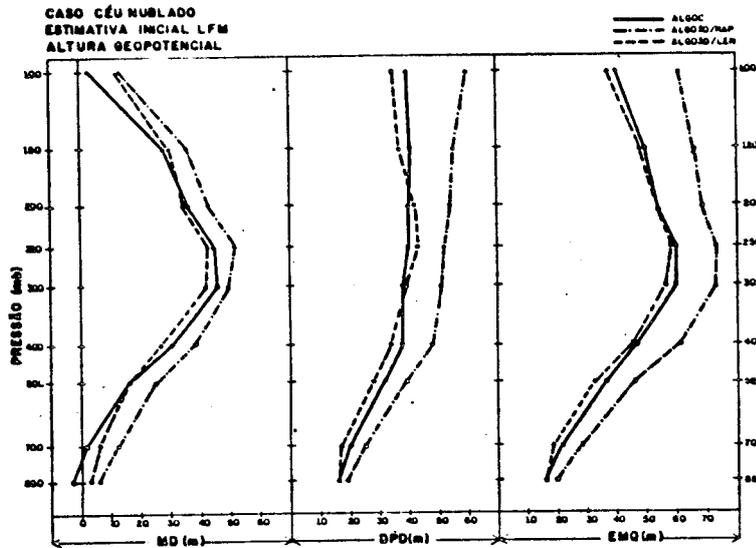


Fig. 10.10 - *Caso céu nublado*: informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as alturas geopotenciais VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALGO3D/RAP e pelo ALGO3D/LEN com estimativa inicial LFM.

- Número de ponto de grade: 338; referência: RAD;  
 $\gamma_1=1/\gamma_2=1$ .

Note-se que os valores do EMQ para Z estão entre 17 m e 71 m no *caso céu limpo*, com estimativa inicial LFM, entre 21 m e 70 m no *caso céu limpo*, com estimativa inicial climatológica e entre 16 m e 74 m no *caso céu nublado*, com estimativa inicial LFM (algoritmos tomados em conjunto).

No *caso céu limpo* com estimativa inicial LFM, o melhor desempenho para Z é o do ALGO3D/RAP em, praticamente, todos os níveis, entre 850 mb e 200 mb. Já no *caso céu limpo*, com estimativa inicial climatológica, o ALGO3D/RAP apresenta melhores resultados que o ALGOC nos níveis  $p < 350$  mb (Figura 10.9). No *caso céu nublado*, os menores valores do EMQ estão associados ao ALGO3D/LEN em, praticamente, todos os níveis estudados.

### 10.3.3 - ESTRUTURA HORIZONTAL

Como discutido previamente, os dados coletados pela rede convencional de radiossondagem não são os mais apropriados para estu

dos de avaliação da estrutura horizontal, pois o VAS é capaz de resolver escalas menores que a escala sinótica.

Por outro lado, um estudo desta natureza poderia ser mais conclusivo se as magnitudes dos gradientes horizontais das variáveis de interesse, bem como as informações estatísticas correspondentes, fossem também calculadas e comparadas em pontos de grade (Jedlovec, 1985).

Mesmo diante de tais limitações, a discussão comparativa da estrutura horizontal da atmosfera traz informações importantes.

Constata-se que, na maioria dos casos, os algoritmos VAS reproduzem as características gerais das configurações sinóticas verificadas nas análises dos dados de radiossondagem. Porém, as magnitudes dos gradientes de temperatura são comumente discrepantes. Quando positivas ( $RAD-SAT > 0$ ), tais discrepâncias podem ter significado no contexto de fenômenos de mesoescala. Contudo, é mais difícil aceitar as discrepâncias negativas ( $RAD-SAT < 0$ ) que, muitas vezes, são observadas em escala sinótica. Uma possível explicação, segundo Jedlovec (1985) que também encontrou situações semelhantes em seu estudo comparativo, poderia ser a suavização, tanto horizontal como vertical, promovida pelo VAS.

As Figuras 10.11 e 10.13 apresentam as análises do campo de temperatura no nível de 500 mb nos casos *céu limpo* e *céu nublado* correspondentes às observações de radiossondagem (a), e aos resultados do ALGOC (b), do ALG03D/LEN (c) e do ALG03D/RAP (d), com estimativa inicial LFM.

Nota-se, por um lado, que as configurações apresentadas pelos 3 algoritmos são muito semelhantes e, por outro, que as discrepâncias referentes à magnitude do gradiente de temperatura são significativas e negativas na maior parte da região analisada.

Por sua vez, as análises do campo das diferenças de temperatura em pontos de grade,  $\Delta T = T(RAD) - T(SAT)$ , correspondentes às Figuras

ras 10,11 e 10,13, são apresentadas nas Figuras 10,12 e 10,14. Isto traz informações sobre os vieses de temperatura ponto a ponto, que, em média (MD) sobre a região, já foram discutidas na Seção 8.3.

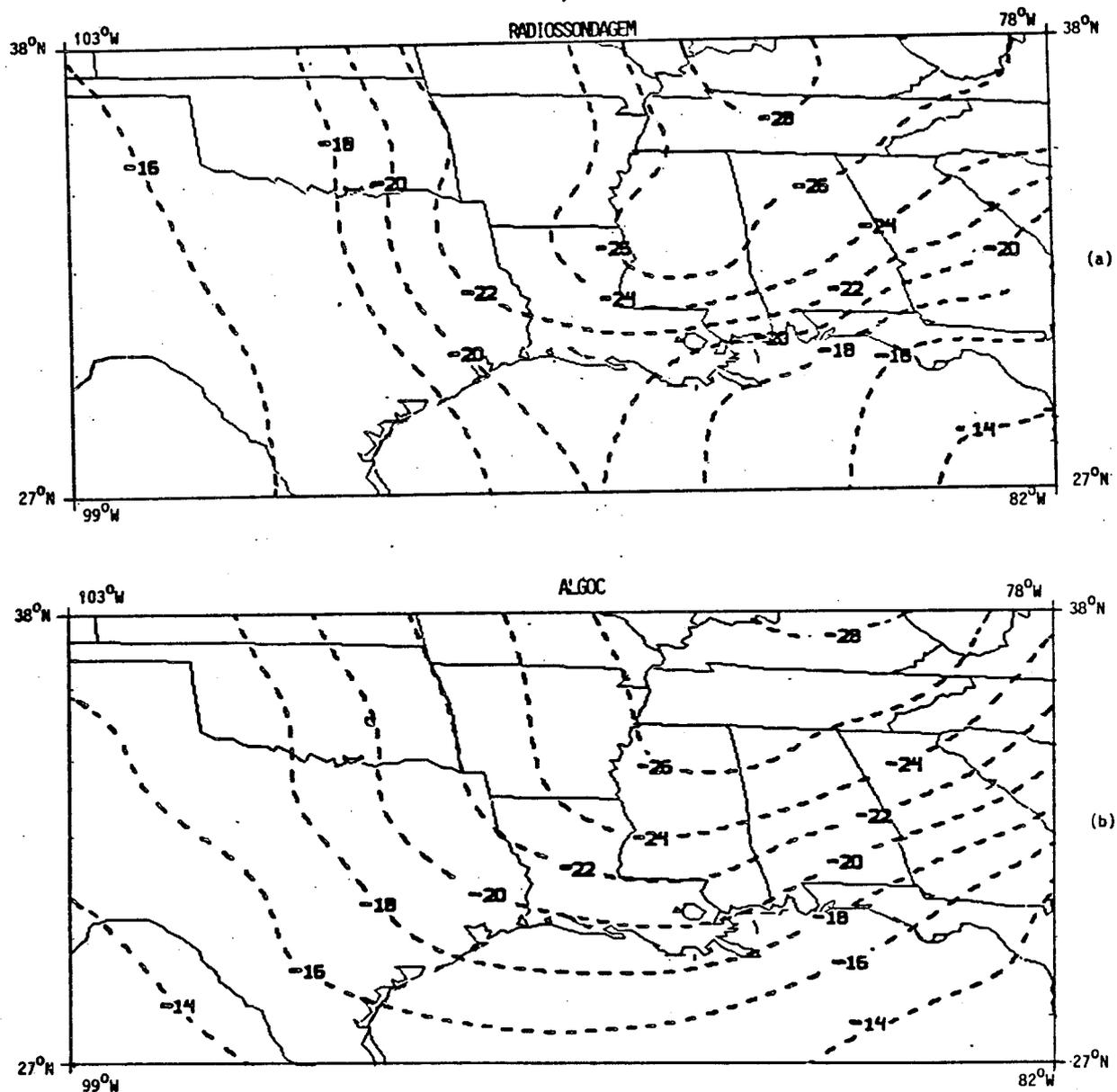


Fig. 10,11 - *Caso céu limpo*; análises do campo de  $T(^{\circ}\text{C})$  em 500 mb.  
- (a) RAD; (b) ALGOC; (c) ALG03D/LEN; (d) ALG03D/RAP.  
Estimativa inicial: LFM;  $\gamma_1=1/\gamma_2=0,1$ .

(continua)

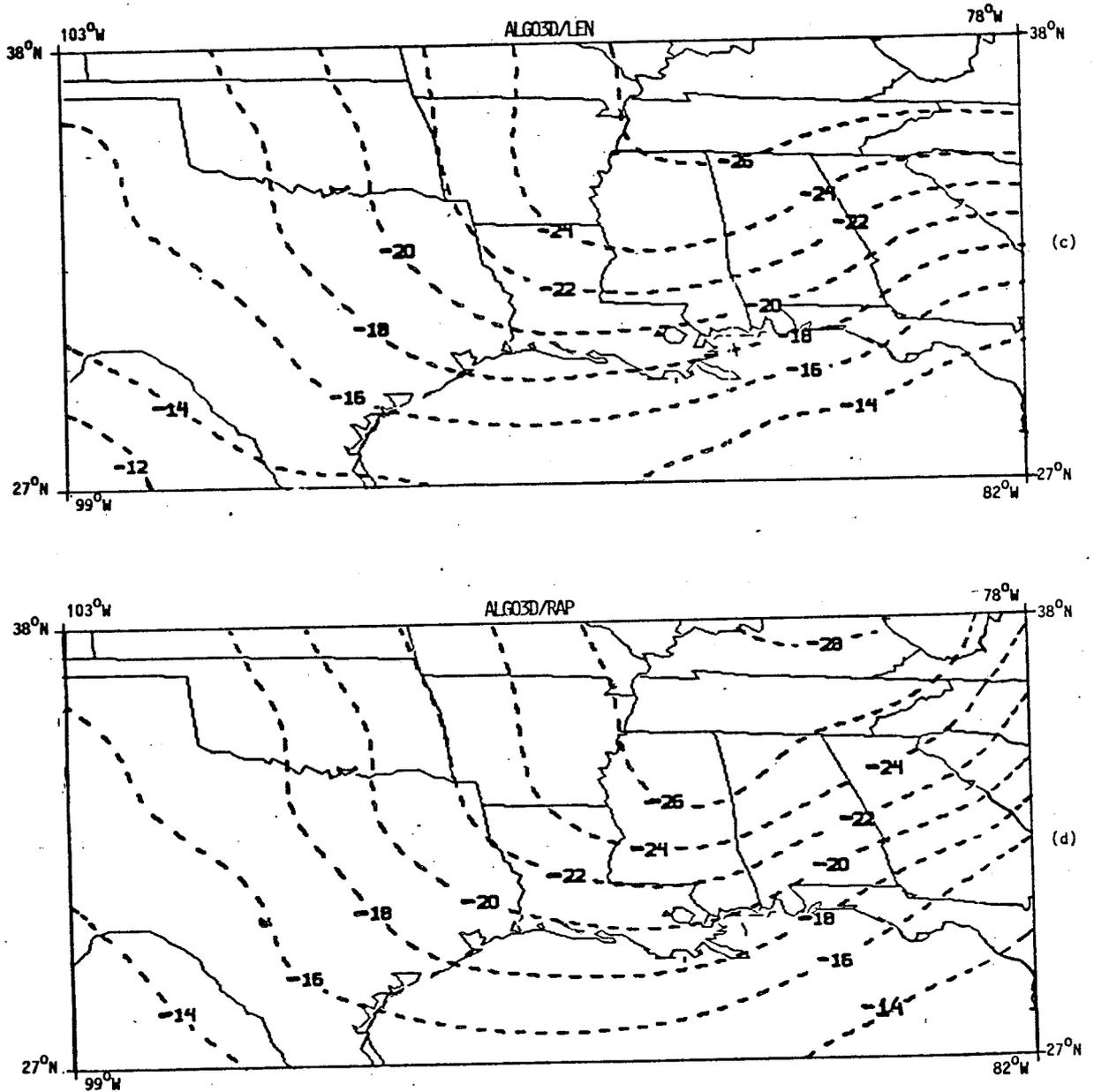


Fig. 10.11 - Conclusão.

A Figura 10.12 mostra que, em geral, as maiores diferenças são encontradas no pequeno setor nublado sobre o Mississippi e o Alabama (Figura 9.1). Os grandes desvios exibidos pelo ALGOC e pelo ALGO3D/LEN, sobre a região oceânica (a e b), e pelo ALGO3D/RAP, no nordeste do Texas, não encontram explicação imediata. Com base em tais informações, fica difícil concluir qual algoritmo foi melhor sucedido, a não ser do ponto de vista setorial.

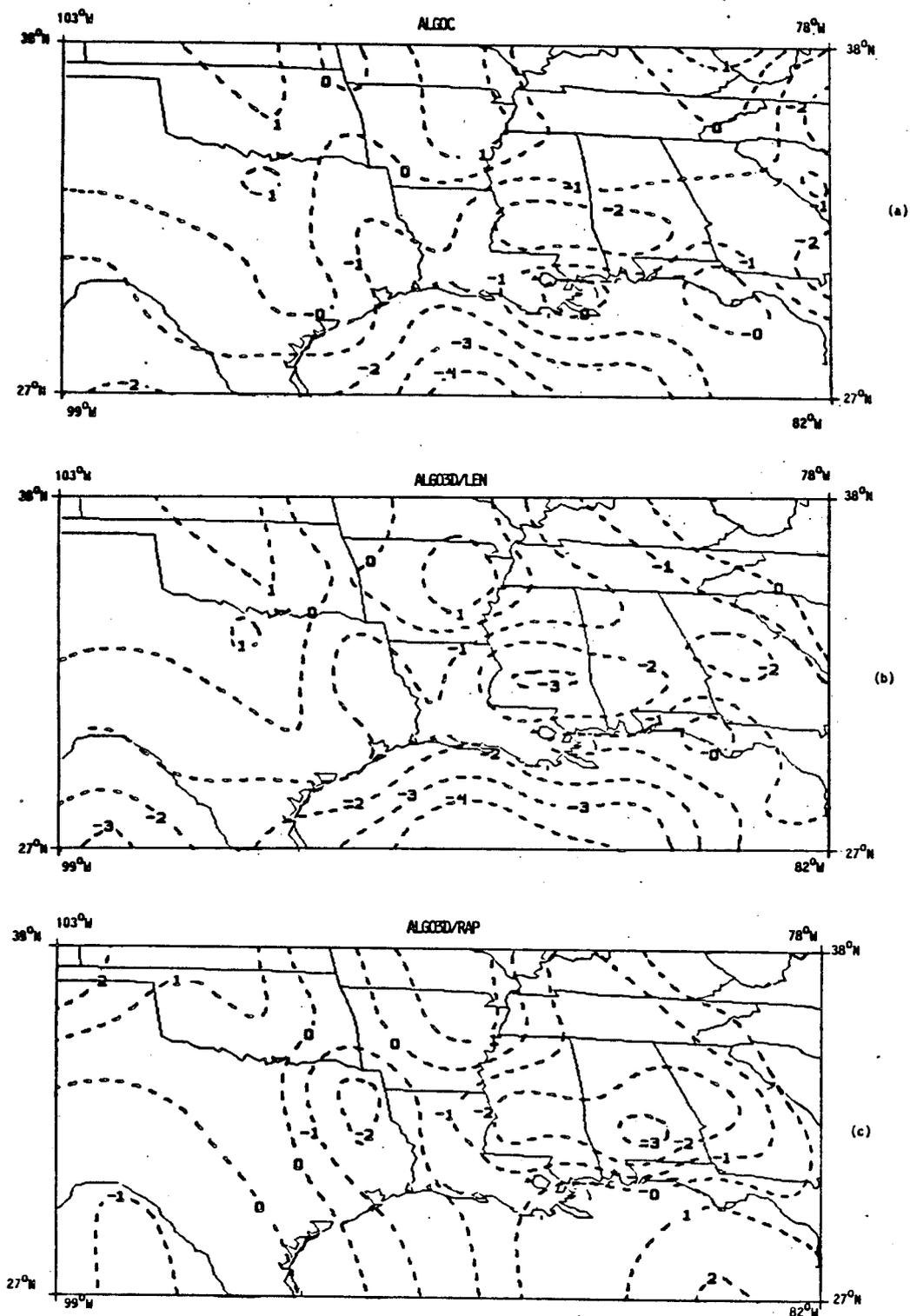


Fig. 10.12 - *Caso céu limpo*: análises do campo de  $\Delta T = [T(\text{RAD}) - T(\text{SAT})]$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) em 500 mb.

- (a) ALGOC; (b) ALGO3D/LEN; (c) ALGO3D/RAP.  
Estimativa inicial: LFM;  $\gamma_1 = 1/\gamma_2 = 0,1$ .

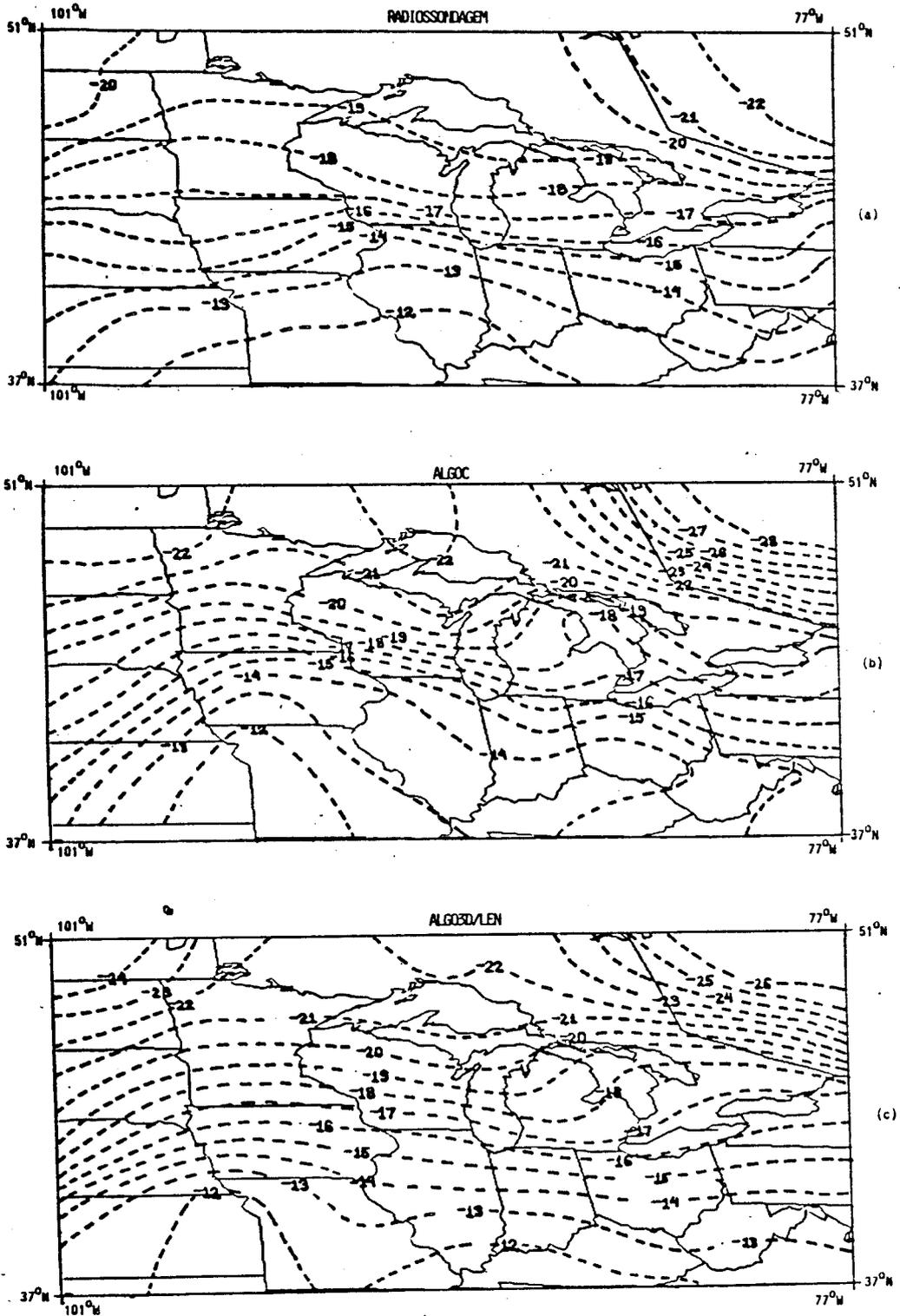


Fig. 10.13 - *Caso céu nublado*: análises do campo de T(°C) em 500 mb.  
- (a) RAD; (b) ALGOC; (c) ALGO3D/LEN.  
Estimativa inicial: LFM;  $\gamma_1=1/\gamma_2=0,1$ .

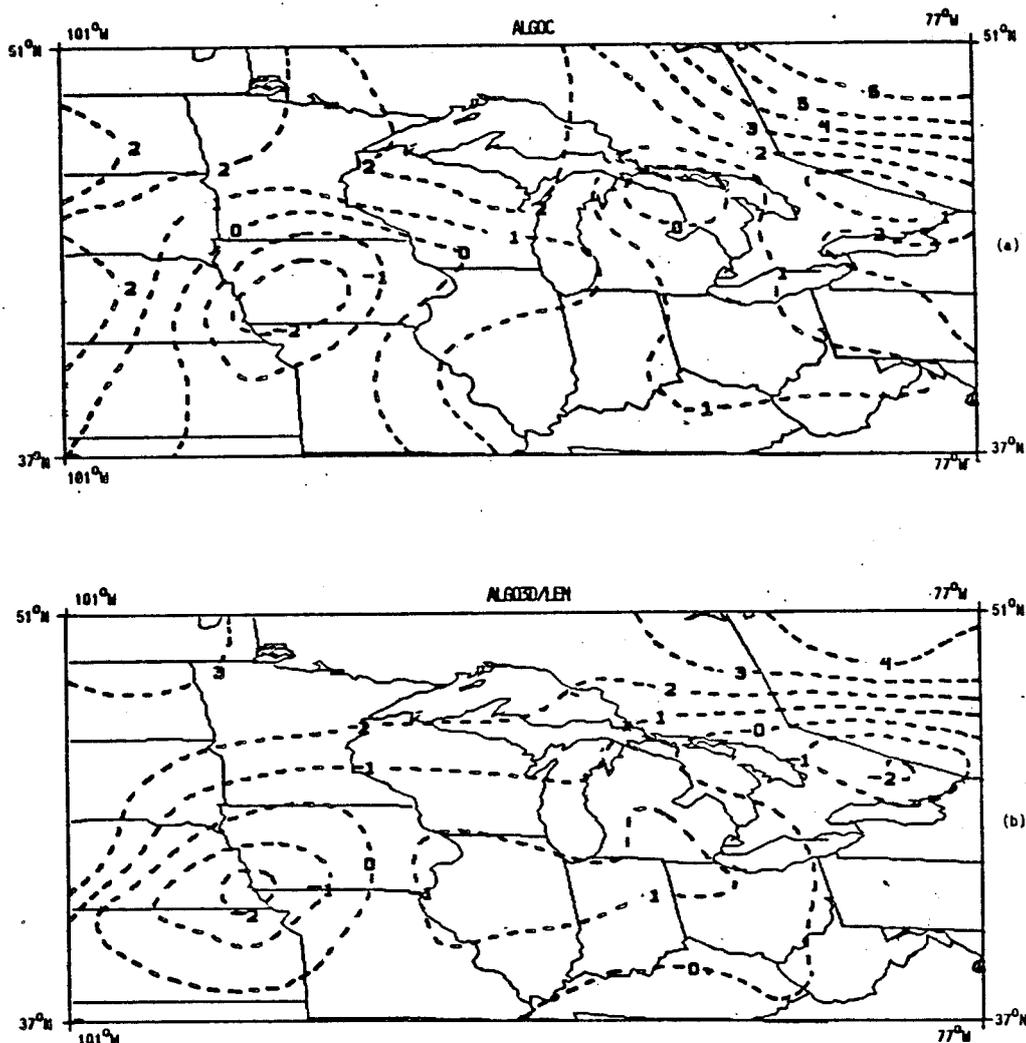


Fig. 10.14 - *Caso céu nublado*: análises do campo de  $\Delta T = [T(\text{RAD}) - T(\text{SAT})]$  (°C) em 500 mb.  
- (a) ALGOC; (b) ALGO3D/LEN ( $\gamma_1=1/\gamma_2=1$ ).  
Estimativa inicial: LFM.

Já no *caso céu nublado* (Figura 10.14), o ALGO3D/LEN (b) parece ser melhor sucedido do que o ALGOC (a) na maior parte da região analisada. Também nesta situação, não é fácil explicar certos máximos que ocorrem, em particular, no setor sudoeste, pois a contaminação pelas nuvens deveria afetar da mesma forma outros setores. Além do mais, esperava-se do ALGO3D/LEN resultados ainda melhores, pois com este algoritmo foi recuperado um número muito maior de perfis de temperatura e de umidade do que com o ALGOC (Figura 9.3).

Outros níveis estudados, especialmente 850 mb e 250 mb, levam a conclusões semelhantes a propósito da estrutura horizontal pelos algoritmos VAS. Vale observar que, no *caso céu limpo* em 250 mb, o ALGOC foi mais bem sucedido que os algoritmos em 3-D, os quais apresentaram grandes desvios neste nível, coerentemente com os valores do EMQ encontrados na Figura 10.5a.

Para o campo de altura geopotencial, que somente foi estudado no nível de 500 mb (Figura 10.15 a 10.18), aplicam-se as mesmas observações de caráter geral feitas para a temperatura, exceto que as discrepâncias apresentadas pelas magnitudes dos gradientes de altura geopotencial tendem a ser menores.

Os resultados para o campo de temperatura do ponto de orvalho no *caso céu limpo* (Figuras 10.19 e 10.20) confirmam que o problema da determinação da umidade é mais crítico que o da temperatura. Os algoritmos VAS são parcialmente bem sucedidos em representar a alternância de ar seco e de ar úmido que se verifica entre o Texas e o Alabama, porém todos falham em reproduzir o ar extremamente seco no setor nordeste. Além disto, o VAS promove uma notável suavização horizontal, a qual se reflete nas fracas magnitudes dos gradientes de temperatura do ponto de orvalho sobre toda a região.

A Figura 10.19 indica que as configurações apresentadas pelo ALGOC e pelo ALG03D/RAP (b e d) são bastante semelhantes e, além disto, mais compatíveis com as observações de radiossondagem do que aquelas produzidas pelo ALG03D/LEN.

Portanto, esta análise da estrutura horizontal com base em observações de radiossondagem demonstra que, embora a técnica VAS seja, em geral, útil para caracterizar as configurações de escala sinótica, falha em reproduzir certos detalhes que são muito importantes como, por exemplo, a magnitude dos gradientes observados, situação esta que se agrava no caso da umidade.

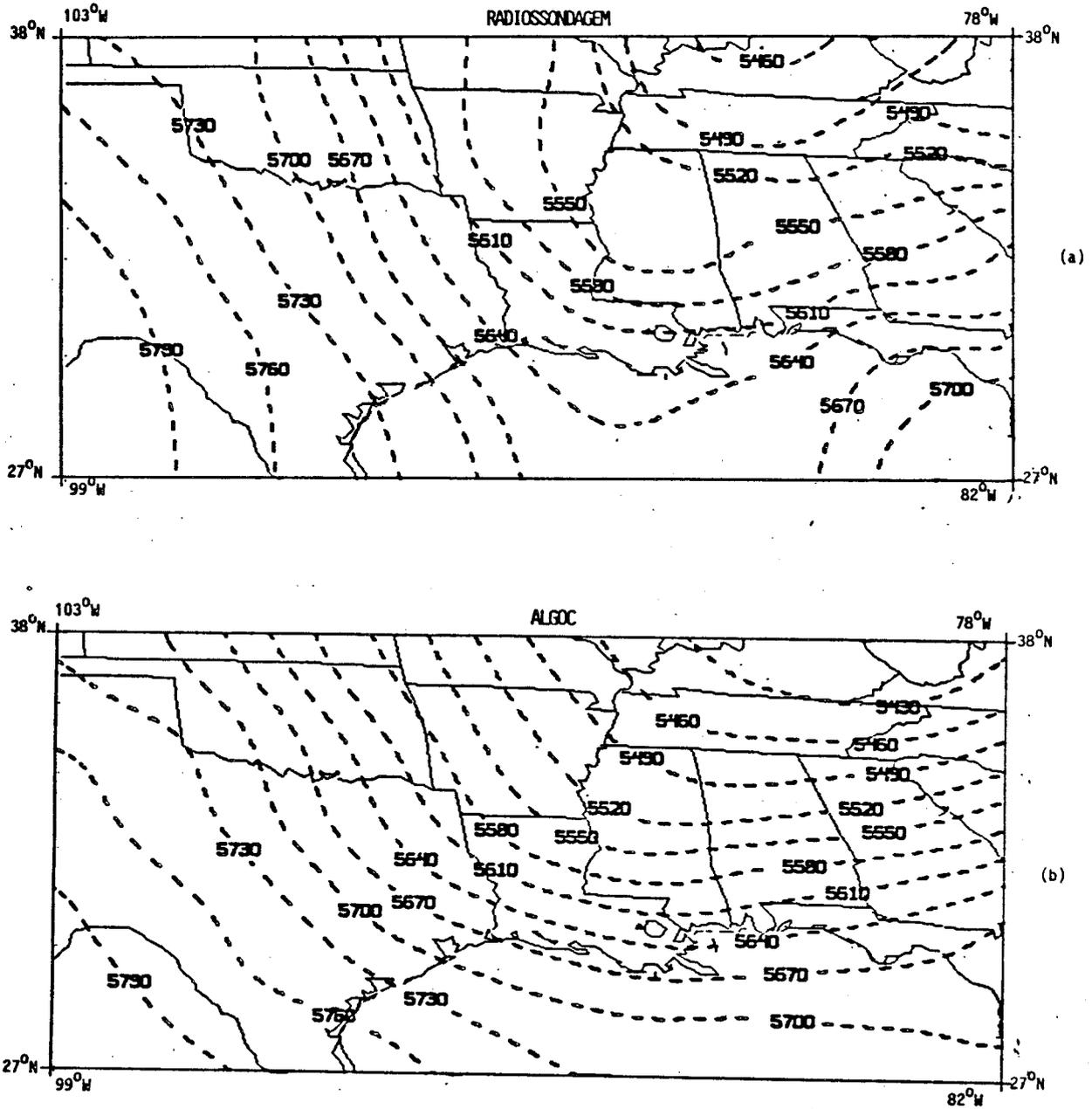


Fig. 10.15 - *Caso céu limpo*: análises do campo de Z(m) em 500 mb.  
- (a) RAD; (b) ALGOC; (c) ALG03D/LEN; (d) ALG03D/RAP.  
Estimativa inicial: LFM;  $\gamma_1=1/\gamma_2=0,1$ .

(continua)

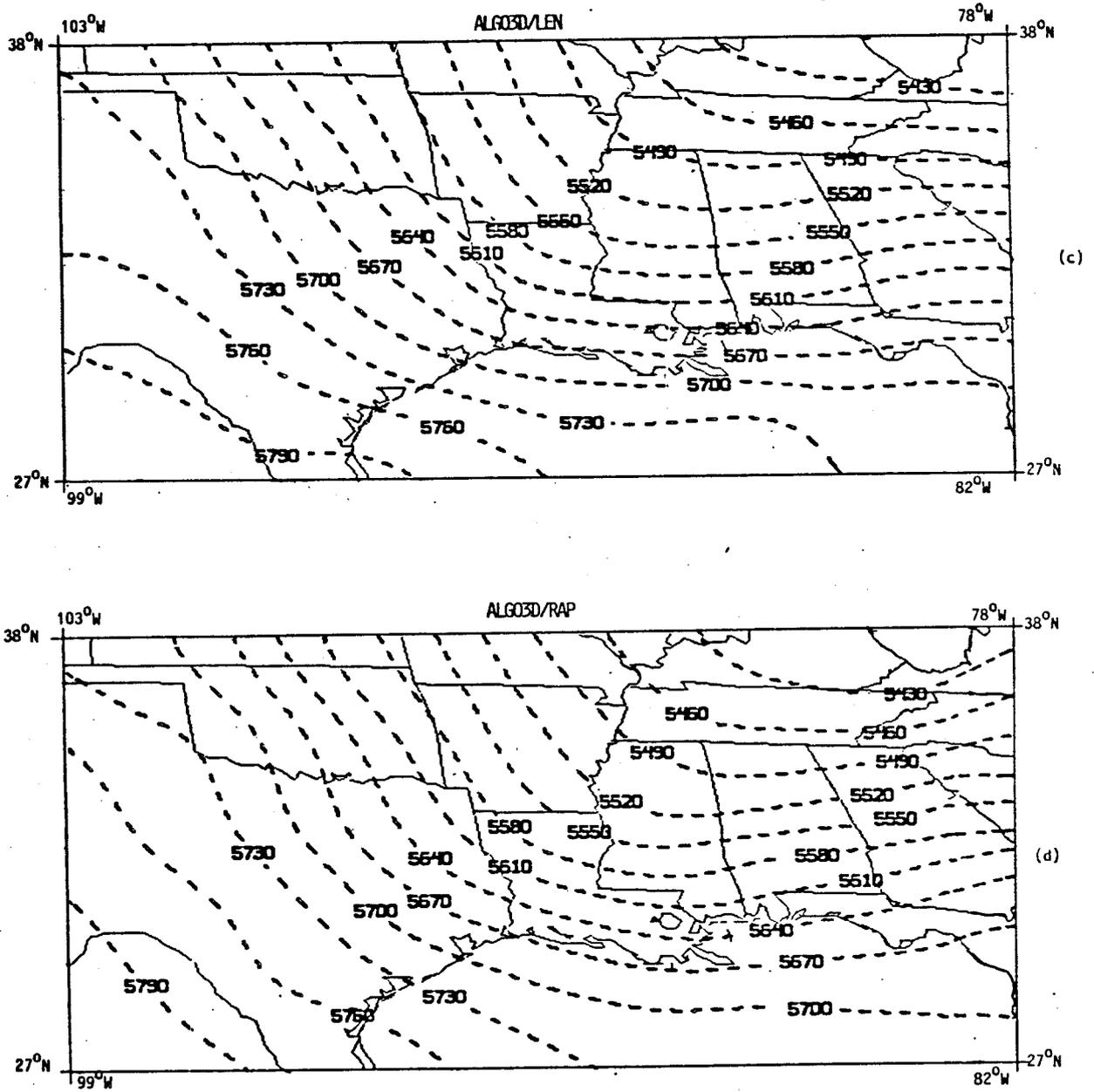


Fig. 10.15 - Conclusão.

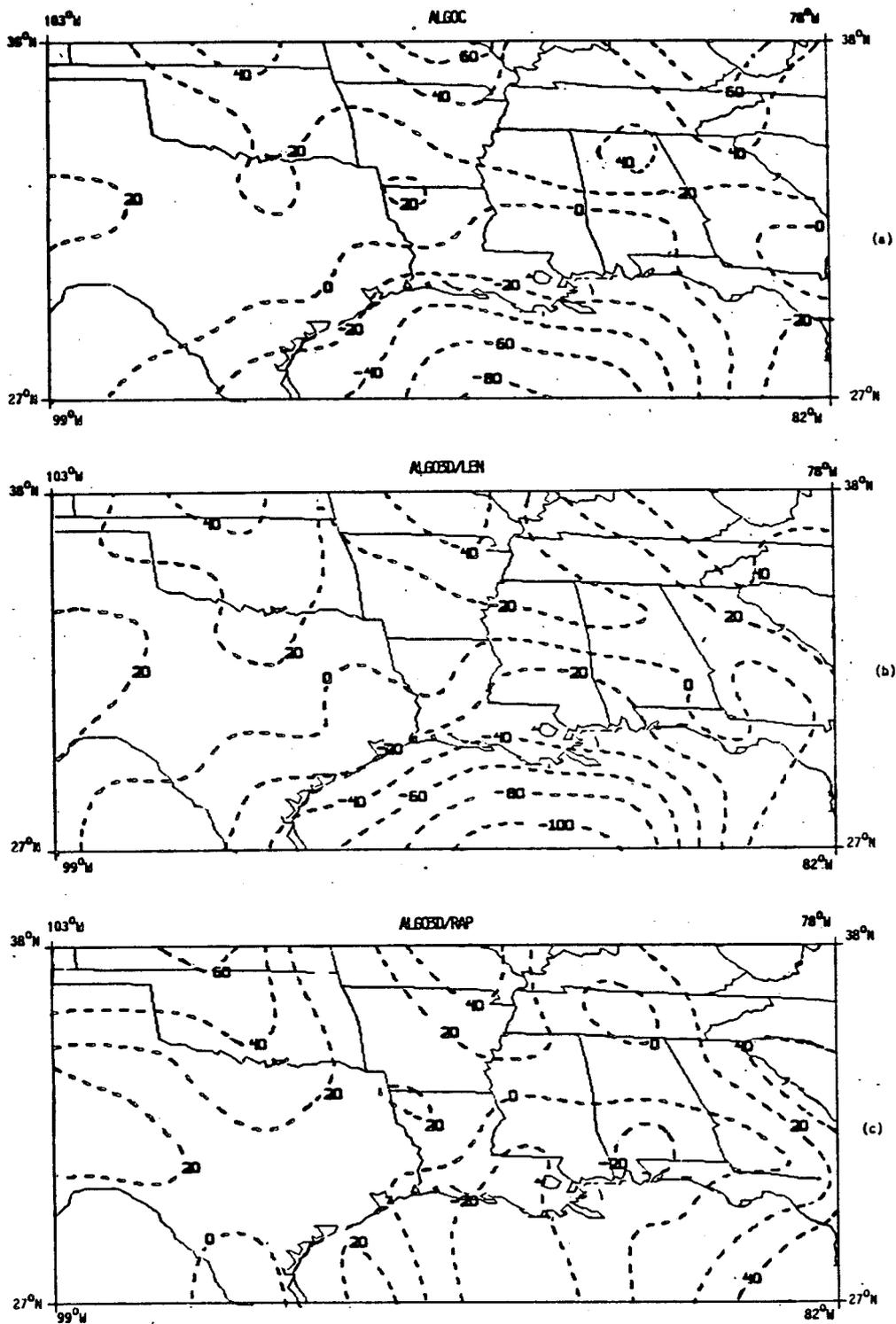


Fig. 10.16 - *Caso céu limpo*: análises do campo de  $\Delta Z = [Z(\text{RAD}) - Z(\text{SAT})]$  (m) em 500 mb.

- (a) ALGOC; (b) ALG03D/LEN; (c) ALG03D/RAP.  
Estimativa inicial: LFM;  $\gamma_1 = 1/\gamma_2 = 0,1$ .

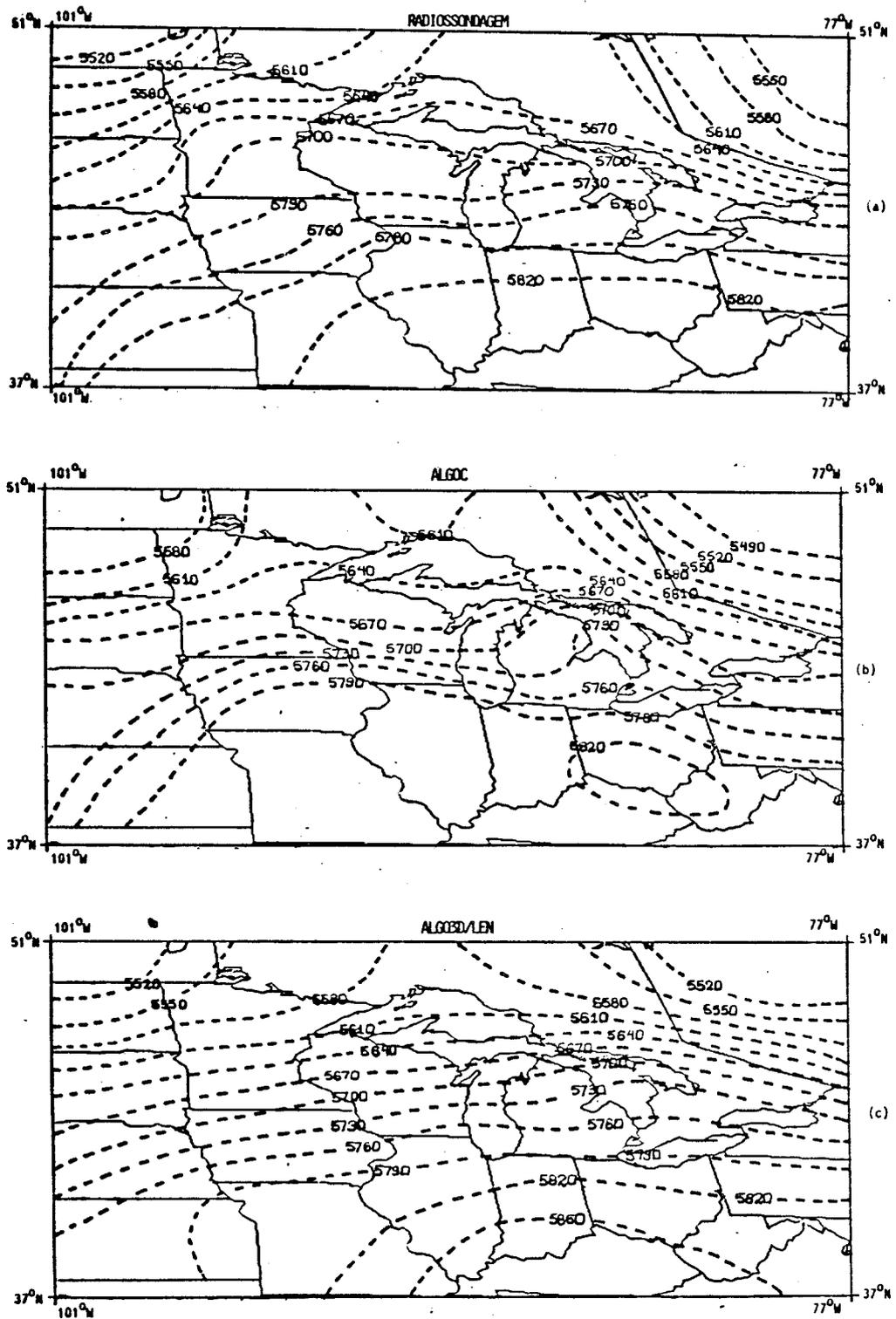


Fig. 10.17 - Caso céu nublado: análises do campo de Z (m) em 500 mb.  
- (a) RAD; (b) ALGOC; (c) ALG03D/LEN.  
Estimativa inicial: LFM;  $\gamma_1=1/\gamma_2=1$ .

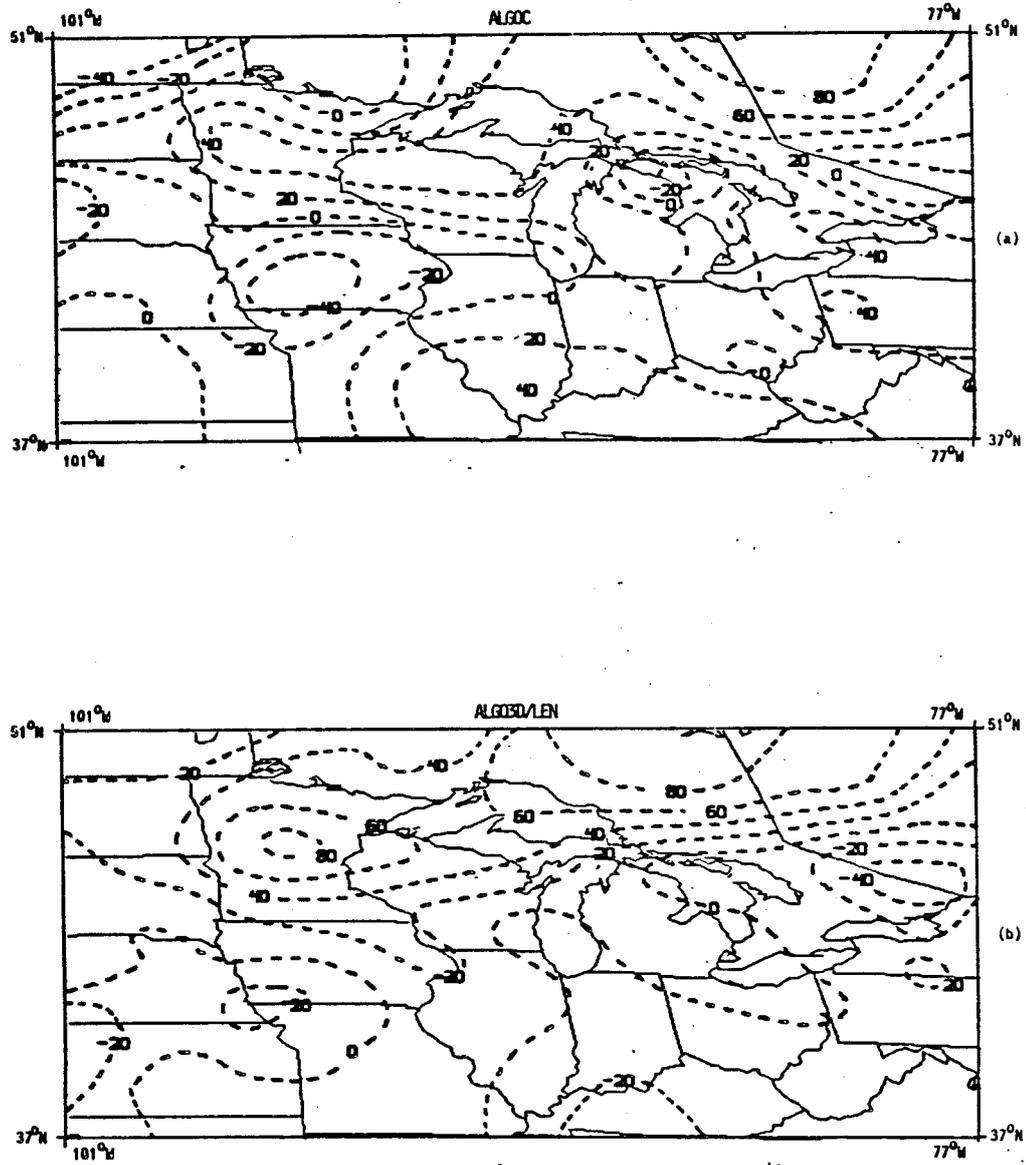


Fig. 10.18 - *Caso céu nublado*: análises do campo de  $\Delta Z = [Z(\text{RAD}) - Z(\text{SAT})]$  (m) em 500 mb.

- (a) ALGOC; (b) ALG03D/LEN.  
Estimativa inicial: LFM;  $\gamma_1 = 1/\gamma_2 = 1$ .

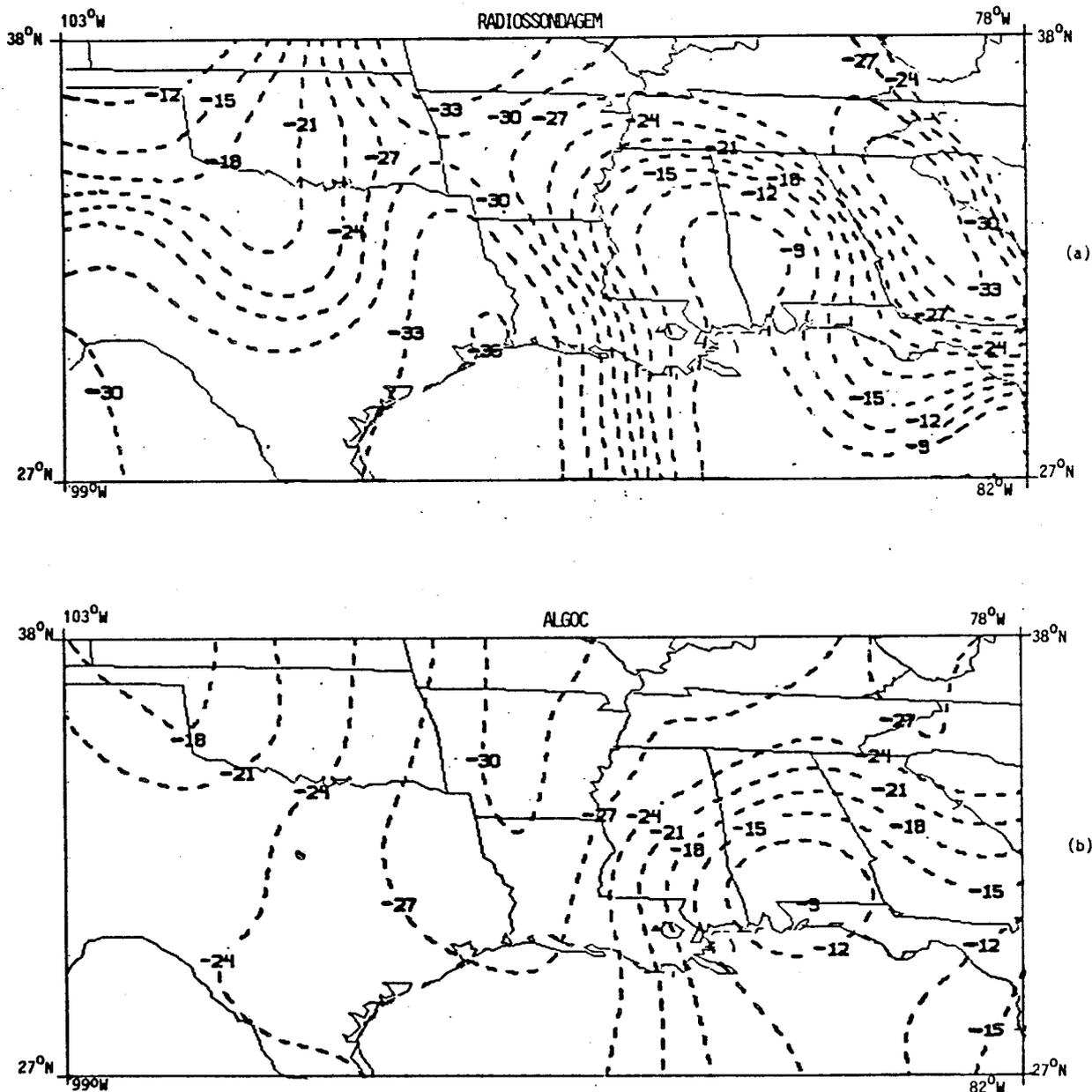


Fig. 10.19 - *Caso céu limpo*: análises do campo de  $T_d$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) em 700 mb.  
- (a) RAD; (b) ALGOC; (c) ALGO3D/LEN; (d) ALGO3D/RAP.  
Estimativa inicial: LFM;  $\gamma_1=1/\gamma_2=0,1$ .

(continua)

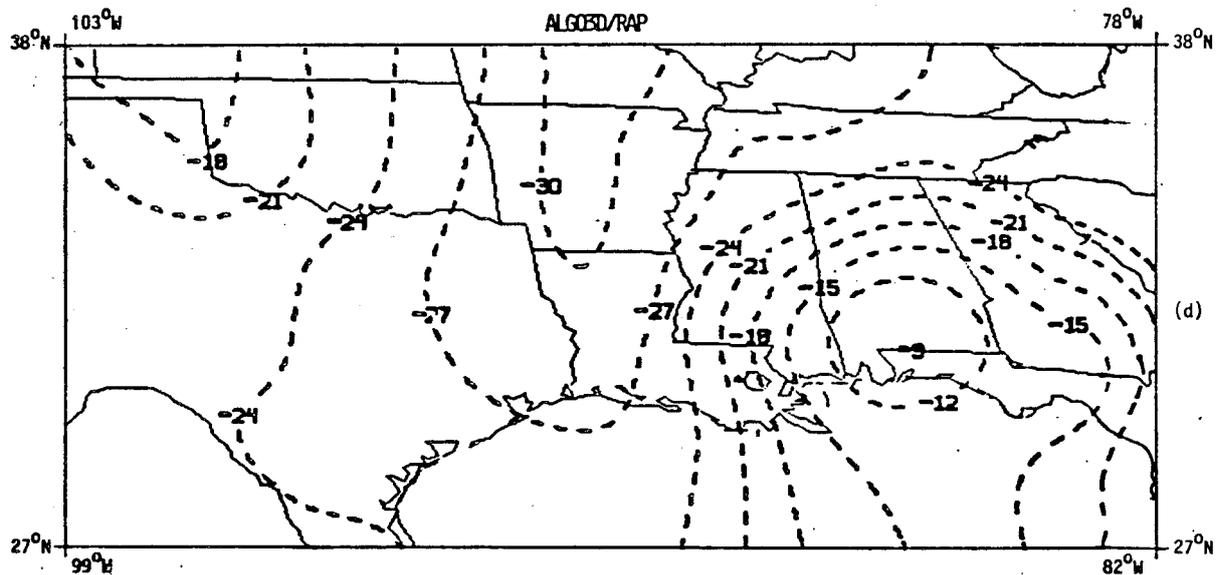
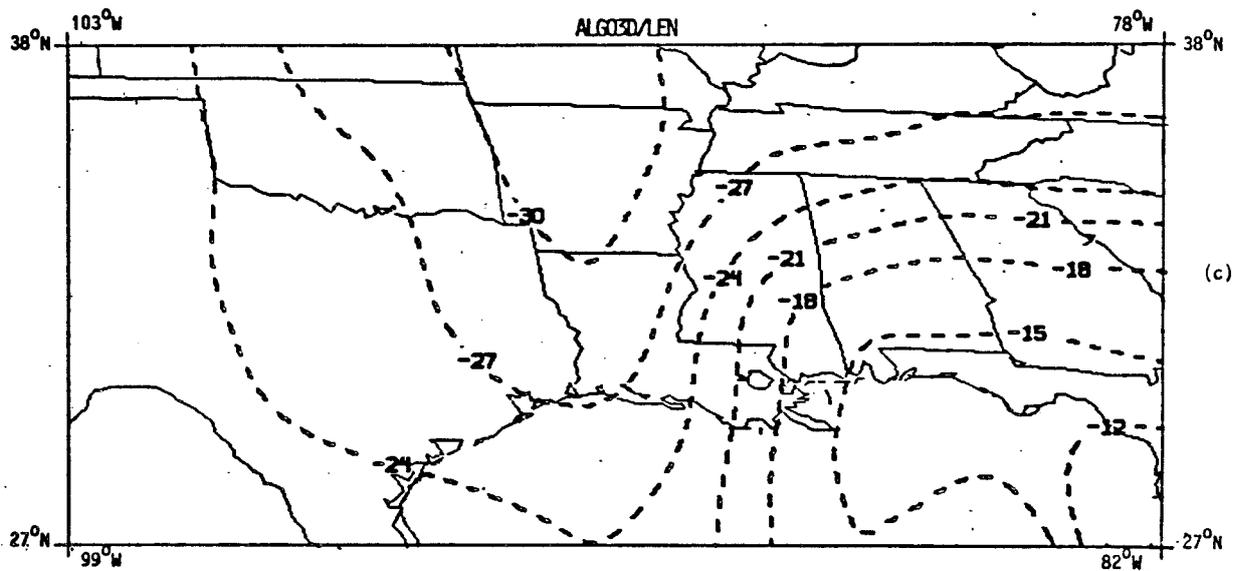


Fig. 10.19 - Conclusão.

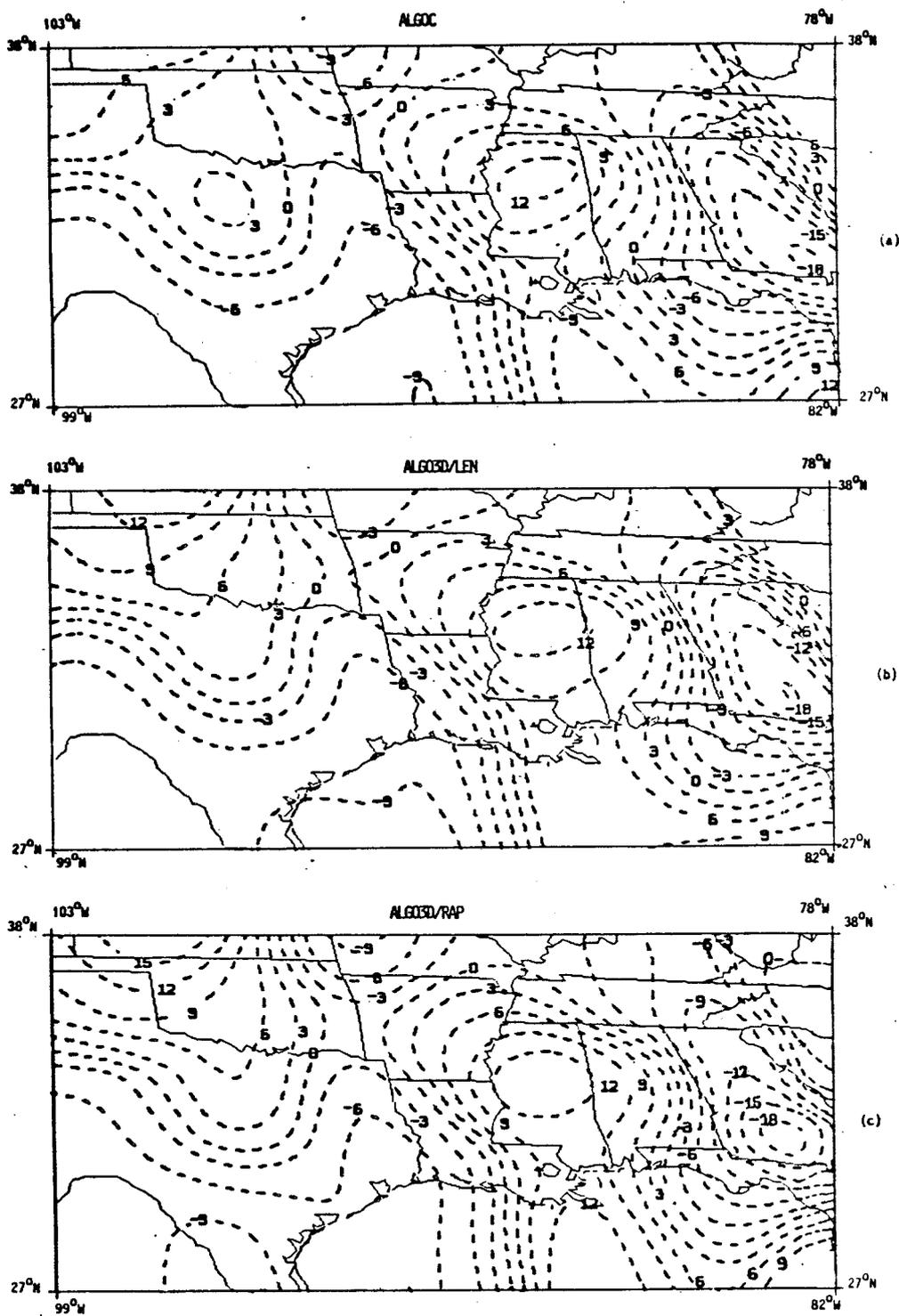


Fig. 10.20 - *Caso céu limpo*: análises do campo de  $\Delta T_d = [T_d(\text{RAD}) - T_d(\text{SAT})]$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) em 700 mb.

- (a) ALGOC; (b) ALG03D/LEN; (c) ALG03D/RAP.  
Estimativa inicial: LFM;  $\gamma_1 = 1/\gamma_2 = 0, t$ .

Maiores discrepâncias foram encontradas quando se utilizou a climatologia como estimativa inicial, em concordância com os resultados sobre as informações estatísticas discutidas na Seção 10.3.2.

Como num dado nível o desempenho varia de setor para setor, fica difícil concluir qual algoritmo apresentou os melhores resultados globais. Apesar disto, tais análises indicam que no caso céu nublado o ALG03D/LEN é um pouco superior ao ALG0C em boa parte dos níveis estudados.

Tais resultados são coerentes com a análise da estrutura vertical, realizada com base em informações estatísticas como apresentado na Seção 10.3.

#### 10.4 - ESTUDO DO CASO AMAZÔNIA

##### 10.4.1 - PERFIS VAS PARA MANAUS

Os estudos conduzidos para o caso *Amazônia* tiveram duplo objetivo. Por um lado, investigar o potencial do VAS visando aplicações em estudos prognósticos para a Amazônia, já comprovado para outras regiões (Smith et alii, 1985) e, por outro, testar os algoritmos em 3-D sobre uma floresta tropical úmida.

Optou-se pelo horário de 11:48 TMG do dia 8 de julho de 1985, pois além dos dados de radiância do VAS obtidos por ocasião do experimento GTE/ABLE, dispunha-se também da análise do NMC das 12:00 TMG para a região Amazônica, assim como de uma sequência de imagens de cobertura de nuvens, importantes para fins de verificação.

Conforme discutido na Seção 9.7, foram calculados perfis de temperatura e de umidade para a região delimitada na Figura 9.4, por meio do ALG0C e dos algoritmos em 3-D nos modos lento e rápido com  $\gamma_1=1/\gamma_2=0,1$ , utilizando a climatologia como estimativa inicial. Isto possibilitou a determinação de informações estatísticas e de subprodutos

como a altura geopotencial, a água precipitável e os índices de estabilidade potencial.

Na ocasião, apenas se dispunha de dados de radiossondagem para Manaus. Os perfis de T e de  $T_d$  para esta localidade, calculados por meio dos algoritmos VAS, são mostrados na Figura 10.21. No caso de a estimativa inicial ser a análise do NMC (a), o melhor desempenho foi apresentado pelos algoritmos em 3-D nos modos rápido e lento, cujos resultados praticamente coincidiram. Com a climatologia (b), o ALGOC não alcançou sucesso, provavelmente, em virtude de contaminação por nuvens, e o desempenho do ALG03D/LEN foi superior ao do ALG03D/RAP.

#### 10.4.2 - TRATAMENTO ESTATÍSTICO DOS PERFIS VAS PARA A AMAZÔNIA

Discute-se nesta Seção a estrutura vertical da atmosfera sobre a Amazônia, segundo os dados VAS do ponto de vista estatístico (Apêndice B), a exemplo do que foi feito para os casos *céu limpo* e *céu nublado* para a América do Norte na Seção 10.3.2, porém utilizando como referência os dados da análise do NMC (resolução horizontal de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ ).

As configurações dos perfis verticais da MD para a temperatura (Figura 10.22) mostram que os vieses se alternam entre quente e frio em função da pressão atmosférica, sendo, em geral, bastante acentuados, sobretudo no caso do ALGOC, entre 150 mb e 100 mb, onde as magnitudes da MD superam  $4^\circ\text{C}$  em quase toda a camada.

As configurações dos perfis do DPD são bastante semelhantes para os três algoritmos. Se for excetuado o nível de 850 mb, os valores do DPD situam-se entre  $0,7^\circ\text{C}$  e  $2,0^\circ\text{C}$ . Desta forma, a maior contribuição para os altos valores do EMQ encontrados vem dos vieses de temperatura e não do DPD.

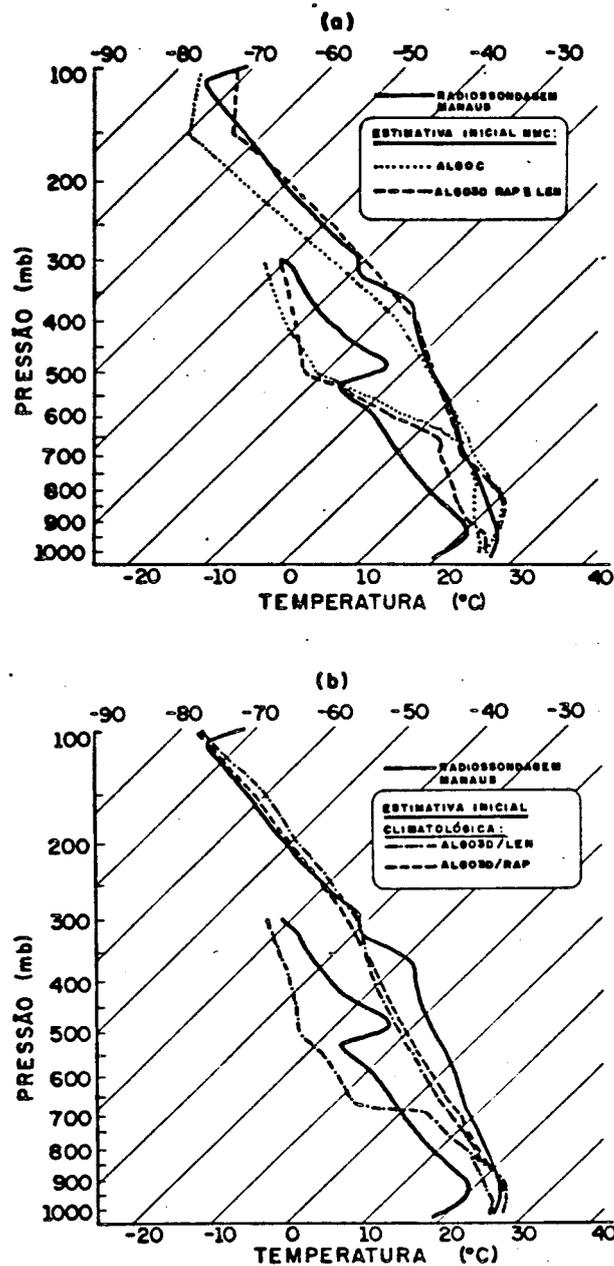


Fig. 10.21 - *Caso Amazônia*: perfis verticais de  $T$  e de  $T_d$  inferidos pelo ALGOC, pelo ALGO3D/RAP e pelo ALGO3D/LEN com estimativas iniciais: (a) análise do NMC e (b) climatológica, e obtidos pela estação de radiossondagem de Manaus ( $3^{\circ}\text{S}$ ,  $60^{\circ}\text{W}$ ).

- SAT às 11:48 TMG; RAD às 12:00 TMG; 08 de julho de 1985.

Em (a) os resultados do ALGO3D/RAP coincidiram com os do ALGO3D/LEN.

Em (b) o ALGOC não produziu resultados e o ALGO3D/RAP produziu resultados idênticos aos do ALGO3D/LEN para  $T_d$ .

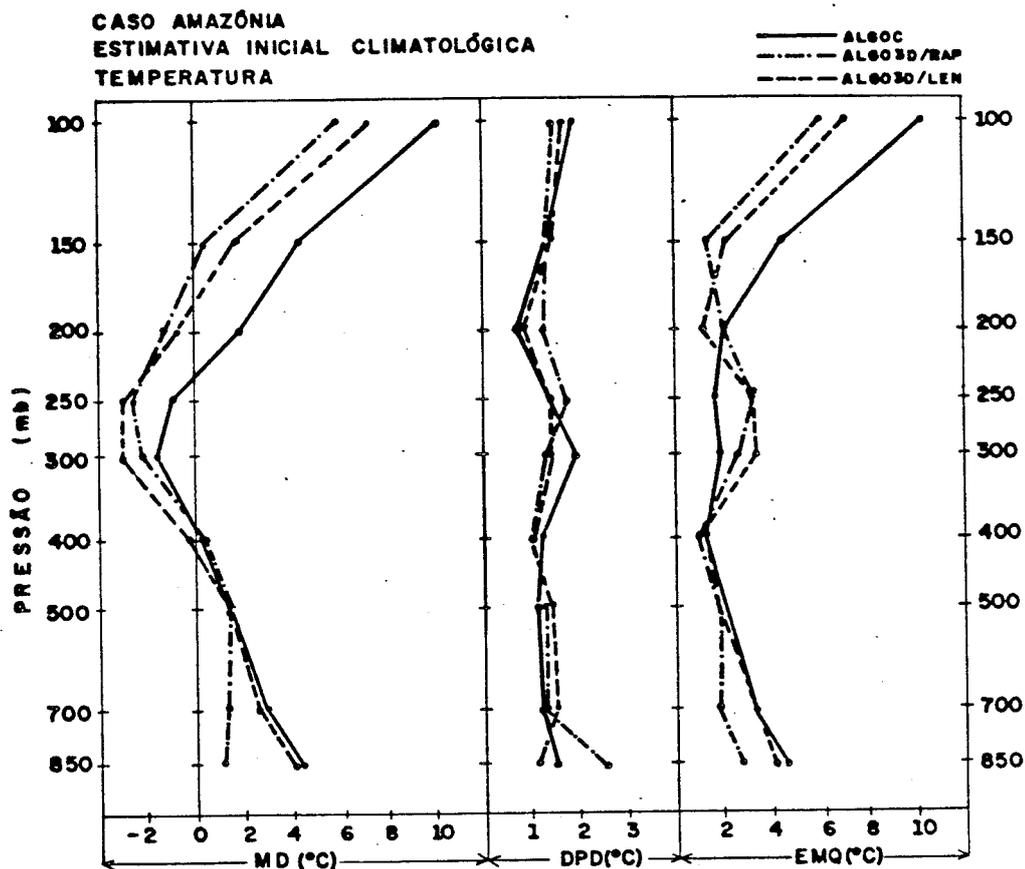


Fig. 10.22 - *Caso Amazônia*: informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as temperaturas VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALG03D/RAP e pelo ALG03D/LEN com estimativa inicial climatológica.  
- Número de pontos de grade: 132; referência: análise do NMC;  
 $\gamma_1=1/\gamma_2=0,1$ .

De acordo com os perfis verticais do erro total para a temperatura, na camada 850 mb-400 mb, o melhor desempenho foi exibido pelo ALG03D/RAP, cujos valores do EMQ estão entre  $0,5^{\circ}\text{C}$  e  $2,5^{\circ}\text{C}$ , aproximadamente. Na camada 380 mb-230 mb, o ALGOC apresentou os menores erros, com valores do EMQ mantendo-se em torno de  $1,8^{\circ}\text{C}$ . Acima de 150 mb, o ALG03D/RAP é também o algoritmo com melhor desempenho, apesar dos valores do EMQ superarem  $5^{\circ}\text{C}$ .

Já no caso da altura geopotencial (Figura 10.23), as configurações dos perfis verticais do EMQ indicam que os algoritmos em 3-D

produziram resultados mais compatíveis com os dados da análise do NMC do que o ALGOC, em todos os níveis.

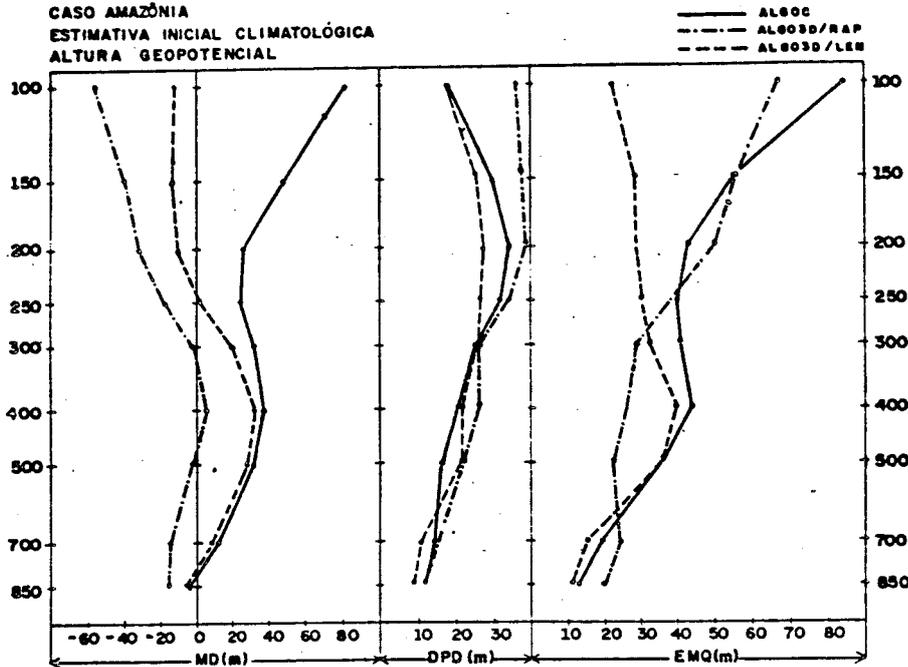


Fig. 10.23 - *Caso Amazônia*; informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as alturas geopotenciais VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALG03D/RAP e pelo ALG03D/LEN com estimativa inicial climatológica.

- Número de pontos de grade: 132; referência: análise do NMC;  
 $\gamma_1=1/\gamma_2=0,1$ .

De acordo com a Figura 10.24, os perfis do EMQ indicam que o ALGOC foi o melhor sucedido no caso da umidade.

Exceto pela umidade, conclui-se que o ALG03D/RAP com  $\gamma_1=1/\gamma_2=0,1$  foi, nas camadas inferiores, o que mais sucesso obteve entre os três algoritmos. Resultados semelhantes foram conseguidos no *caso céu limpo*, cuja cobertura de nuvens  $\bar{e}$ , analogamente ao *caso Amazônia*, bastante restrita.

#### 10.4.3 - INSTABILIDADE CONVECTIVA

Para o estudo da instabilidade potencial da atmosfera sobre a Amazônia, foi escolhido o "lifted index" que aqui recebe o nome de

Índice Levantado (IL), segundo a nomenclatura introduzida por Alcântara (1969). A definição de IL encontra-se no Apêndice A.

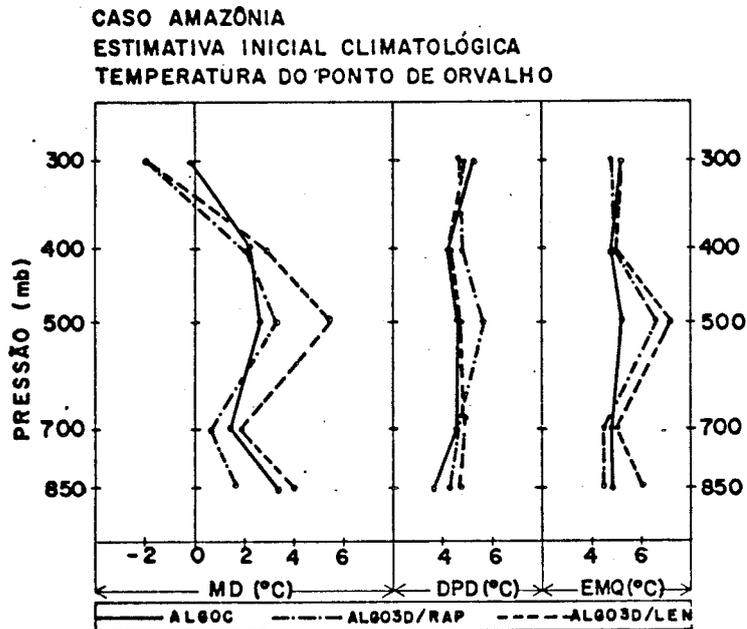


Fig. 10.24 - *Caso Amazônia*: informações estatísticas (MD, DPD, EMQ) sobre as temperaturas do ponto de orvalho VAS inferidas pelo ALGOC, pelo ALG03D/RAP e pelo ALG03D/LEN com estimativa inicial climatológica.

- Número de pontos de grade: 132; referência: análise do NMC;  
 $\gamma_1=1/\gamma_2=0,1$ .

Os cálculos feitos através do ALGOC incluíram a criação de imagens de água precipitável e de IL, realçadas em cores no McIDAS, sobre as quais foram desenhadas as análises dos campos de água precipitável e de IL feitas a partir de valores em pontos de grade (Figuras 10.25 e 10.27). No caso do ALG03D/RAP, as análises dos campos de água precipitável e de IL foram, por sua vez, sobrepostas à imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS, no horário correspondente, também realçada em cores no McIDAS (Figuras 10.26 e 10.28).

A propósito das Figuras 10.25 e 10.26, observa-se que as configurações da análise do campo de água precipitável, em ambos os casos, são bastante semelhantes, embora o ALG03D/RAP apresente valores

que são, em geral, 5 mm mais elevados do que os do ALGOC. Segundo estas análises, o teor de umidade varia significativamente através da região, sendo que no setor nublado e adjacências é que se encontram os valores máximos de água precipitável, ou seja, 45 mm para o ALGOC e 50 mm para o ALG03D/RAP. Valores mínimos (entre 30 mm e 35 mm) são encontrados próximo de São Luís do Maranhão e no sul do Pará. Uma região extensa no sudoeste da Amazônia, bastante homogênea, também apresenta valores entre 30 mm e 35 mm de água precipitável.

As análises de IL (Figuras 10.27 e 10.28), por sua vez, configuram uma atmosfera bastante instável no setor nublado e adjacências, e outra bastante estável a sudoeste da Amazônia. O ALGOC (Figura 10.27), contudo, apresenta valores de IL que, em geral, parecem muito altos, se comparados com os do ALG03D/RAP (Figura 10.28), principalmente, próximo a São Luís do Maranhão e ao sul do setor nublado. Consequentemente, verifica-se que o ALGOC apresenta maior correlação entre os altos valores de água precipitável e os baixos índices de IL do que o ALG03D/RAP.

As imagens de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS às 14:48 TMG (Figura 10.29), às 17:48 TMG (Figura 10.30) e às 20:48 TMG (Figura 10.31) exibem uma intensificação da atividade convectiva organizada, nos horários subsequentes, no setor da Amazônia, onde a atmosfera mostrou-se mais instável, de acordo com as análises do índice levantado (Figuras 10.27 e 10.28). Igualmente, em concordância com estas análises, no sudoeste do Amazonas, a atmosfera manteve-se bastante estável. Por outro lado, no setor leste também verificou-se o aparecimento de nuvens convectivas nos horários subsequentes ao utilizado para os cálculos dos parâmetros VAS. Portanto, os resultados do ALG03D/RAP para o IL (Figura 10.28) estão mais perto da realidade do que os do ALGOC.

Constata-se, desta forma, a importância do VAS para estudos prognósticos sobre a região Amazônica e a viabilidade dos algoritmos em 3-D para aplicações em regiões tropicais úmidas.





Fig. 10.26 - *Caso Amazônia*: análise do campo de água precipitável (mm), calculado por meio do ALG03D/RAP com estimativa inicial climatológica, sobreposta à imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS e realçada em cores no-McIDAS (11:48 TMG).

СЛУЖБА КЛИМАТОЛОГИИ (11:48 ТМГ)  
данные о количестве осадков (мм) и его распределении  
11:48 ТМГ - данные о количестве осадков, полученные с помощью  
данных о состоянии облачности, полученных с помощью



Fig. 10.27 - *Caso Amazônia*: imagem do Índice levantado, realçada em cores no McIDAS, com análise do campo de Índice levantado ( $^{\circ}\text{C}$ ) a ela sobreposta, calculado por meio do ALGOC com estimativa inicial climatológica (11:48 TMG).

6. Levantado em cores no McIDAS (11:48 TMG)  
estimativa inicial climatológica a ela sobreposta e calculado por meio do ALGOC com estimativa inicial climatológica (11:48 TMG)

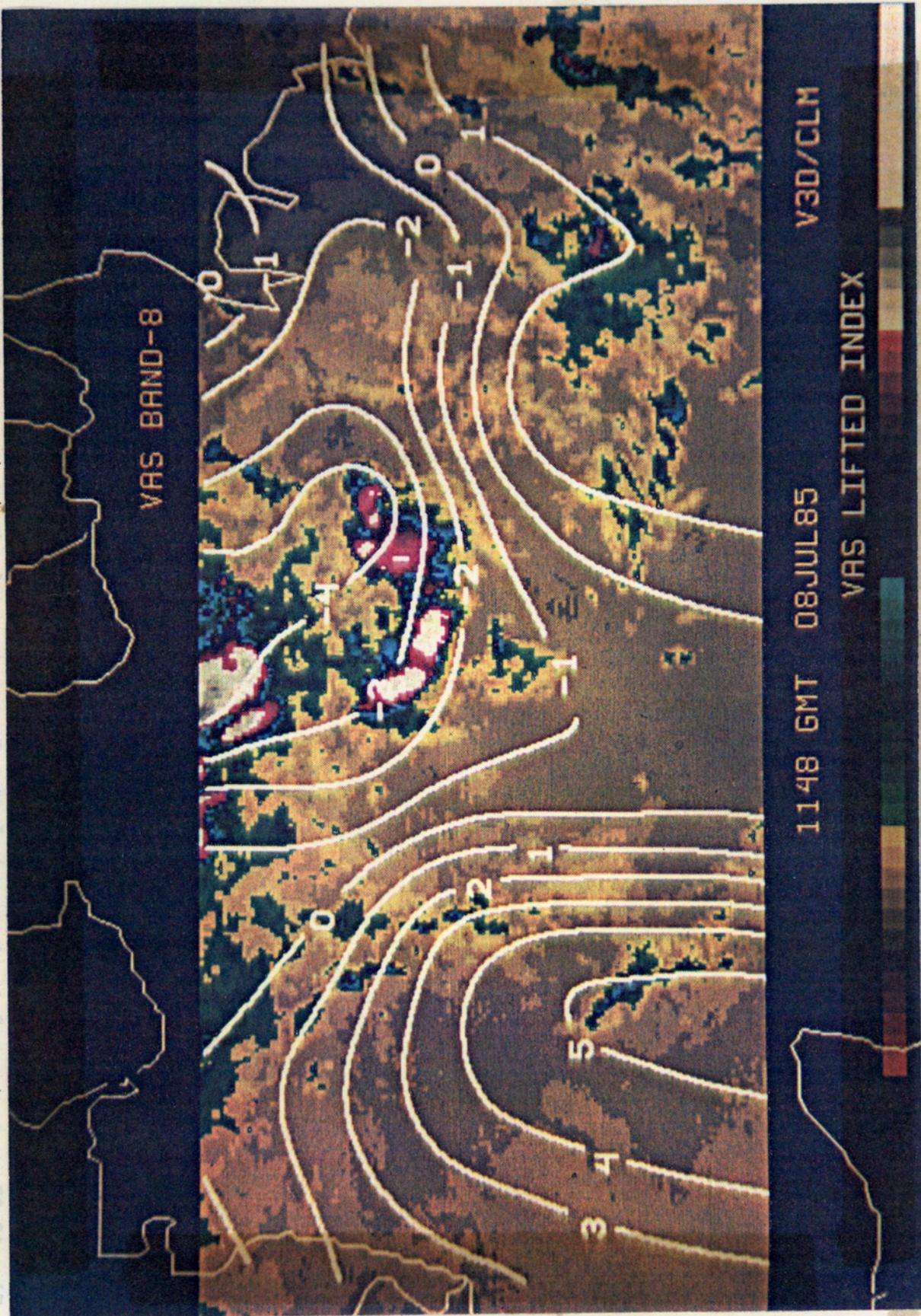


Fig. 10.28 - *Caso Amazônia*: análise do campo de índice levantado ( $^{\circ}\text{C}$ ), calculado por meio do ALG03D/RAP com estimativa inicial climatológica, sobreposta à imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS e realçada em cores no McIDAS (11:48 TMG).

ситуація (11:48 ТМГ).  
де індекс температур ( $^{\circ}\text{C}$ ) з еку зорьовога боу мого до V3D/CLM з естиматива ініціал  
Fig. 10.28 - *Caso Amazônia*: análise do campo de índice levantado ( $^{\circ}\text{C}$ ), calculado por meio do ALG03D/RAP com estimativa inicial climatológica, sobreposta à imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS e realçada em cores no McIDAS (11:48 TMG).

L18 10 30 - caso Amazônia: imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do AV2 - obtida às 14:48 TMG.

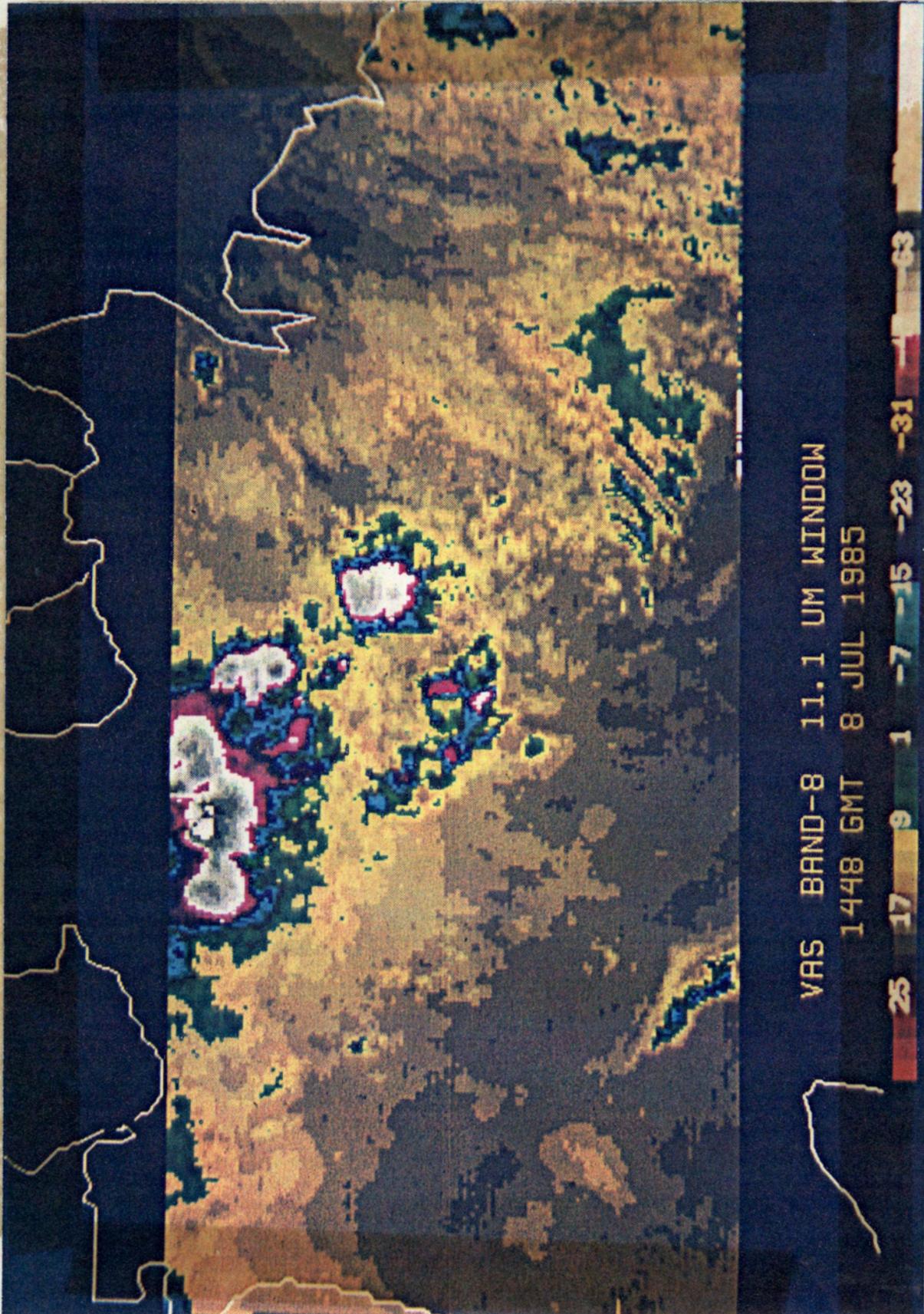


Fig. 10.29 - Caso Amazônia: imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS, obtida às 14:48 TMG.

E:0° 10' 50" - Cavo Amazônia: Janela de corte para que imagem do canal 8 do VAS, op. 1985 22 14:48 LMG

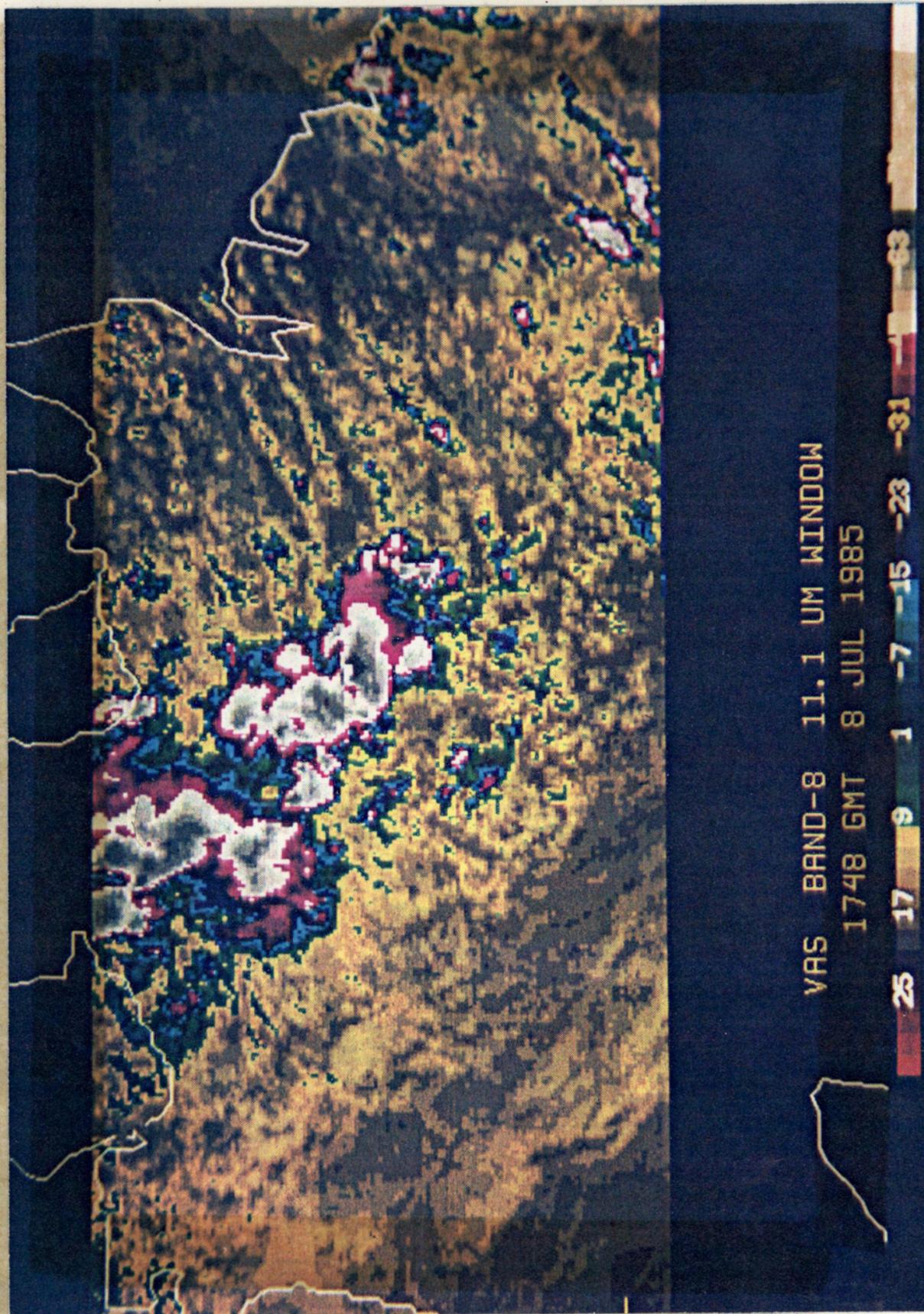


Fig. 10.30 - *Caso Amazônia*: imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS, obtida às 17:48 TMG.



Fig. 10.31 - *Caso Amazônia*: imagem de cobertura de nuvens no canal 8 do VAS, obtida às 20:48 TMG.

## CAPÍTULO 11

### CONCLUSÕES

Este trabalho teve por objetivos desenvolver, implantar e testar técnicas em três dimensões destinadas à inferência de perfis verticais de temperatura e de umidade, a partir de dados de radiancia obtidos pelo radiômetro VAS. A busca de maior consistência horizontal; de novas abordagens para tratar o problema das nuvens e de metodologias para a assimilação de dados de satélite em modelos numéricos constituíram as principais motivações para a realização desta pesquisa.

Os algoritmos em 3-D, nos modos rápido e lento, foram implantados no Sistema McIDAS da Universidade de Wisconsin e testados em três situações diferentes: em latitudes médias continentais com nebulosidade reduzida (*caso céu limpo*), em latitudes médias continentais com muita nebulosidade (*caso céu nublado*) e em regiões tropicais úmidas (*caso Amazônia*).

Os esquemas foram iniciados com os prognósticos do modelo LFM do NMC ou com dados climatológicos de ar superior. Na etapa de verificação foram empregados os dados de radiossondagem da rede convencional que, quando não-disponíveis, deram lugar às análises do NMC. As comparações foram feitas com os algoritmos em 1-D, atualmente em operação no CIMSS, na Universidade de Wisconsin.

De modo geral, constatou-se a grande dificuldade de produzir os detalhes da estrutura vertical atmosférica, em virtude da baixa resolução espectral do VAS. Isto conduz a maiores discrepâncias na presença de inversões térmicas e contribui para que o desempenho dos algoritmos varie em função do nível atmosférico, de acordo com as condições meteorológicas vigentes. Verificou-se também que os erros associados aos perfis de umidade VAS são normalmente bastante superiores aos de temperatura. Como as observações de umidade por radiossondagens são menos confiáveis se comparadas às de temperatura, torna-se difícil

tirar conclusões seguras somente com base no confronto direto. Os valores de altura geopotencial tendem a ser menos discrepantes do que os de temperatura VAS, em razão dos possíveis cancelamentos de erros entre camadas. Os estudos das análises VAS demonstraram que o desempenho dos algoritmos pode variar de acordo com as condições meteorológicas de cada setor e, muitas vezes, foram encontrados gradientes em escala sinótica, cujas magnitudes são difíceis de explicar. Certamente, a rede convencional de radiossondagens é inadequada para este tipo de avaliação, por causa da alta resolução espacial do VAS.

No caso *céu limpo* com estimativa inicial LFM, o estudo estatístico dos perfis verticais, entre 850 mb e 200 mb, conduziu a valores para o EMQ de temperatura entre 1,3°C e 2,6°C para o ALGOC, entre 1,5°C e 3,5°C para o ALG03D/RAP e entre 1,8°C e 3,9°C para o ALG03D/LEN. Para isto contribuíram os vieses de temperatura que se mostraram particularmente acentuados na região da tropopausa.

Estudos sobre a influência da estimativa inicial indicam que, em geral, os dados climatológicos tendem a produzir resultados mais discrepantes do que os prognósticos LFM. O teor do impacto, no entanto, difere de nível para nível e segundo o tipo de algoritmo. Deve ser observado, porém, que o ALG03D/RAP produziu melhores resultados para a temperatura nas camadas acima de 500 mb com a climatologia do que com o prognóstico LFM. Com a estimativa inicial climatológica, os valores do EMQ estão entre 2,2°C e 3,8°C para o ALGOC e entre 2,7°C e 3,5°C para o ALG03D/RAP. Isto leva a concluir que, em se tratando da temperatura, o ALGOC teve um desempenho superior ao do ALG03D/RAP, sobretudo quando foi utilizado o LFM como estimativa inicial. Uma análise mais detalhada mostrou, contudo, que nas camadas inferiores da atmosfera ( $p \geq 500$  mb) o ALG03D/RAP produziu menores discrepâncias (em até 0,3°C) do que o ALGOC, tanto com estimativa inicial LFM como com a climatológica. Resultados semelhantes foram encontrados para o caso *Amazônia* que tem em comum com o caso *céu limpo* o reduzido teor de cobertura de nuvens. A propósito da altura geopotencial com estimativa inicial LFM, o ALG03D/RAP (EMQ entre 17 m e 58 m) teve desempenho ligeiramente

superior ao ALGOC (EMQ entre 20 m e 65 m). No caso da umidade, tomando-se os três algoritmos em conjunto, foram calculados valores do EMQ entre  $4,0^{\circ}\text{C}$  e  $10,4^{\circ}\text{C}$ , e o ALG03D/RAP mostrou-se competitivo com o ALGOC entre 500 mb e 400 mb e inferior ao ALGOC nos outros níveis. Em grande parte dos casos analisados, o ALG03D/LEN foi o algoritmo que apresentou os resultados menos satisfatórios.

No *caso céu nublado*, para o qual somente foi empregada a estimativa inicial LFM, tanto o ALG03D/RAP com o ALG03D/LEN produziram um número muito superior de perfis em relação ao ALGOC, sobretudo nos setores nublados. Isto parece ter repercutido, porém, não-significativamente, nos resultados. Por um lado, o ALG03D/RAP mostrou-se inferior aos outros dois algoritmos e, por outro, o ALG03D/LEN produziu os melhores resultados para a temperatura e para a altura geopotencial, mas não para a umidade. A análise da estrutura vertical entre 850 e 200 mb leva aos seguintes intervalos para o EMQ da temperatura: de  $1,6^{\circ}\text{C}$  a  $2,8^{\circ}\text{C}$  para o ALGOC, de  $1,4^{\circ}\text{C}$  a  $2,5^{\circ}\text{C}$  para o ALG03D/LEN e de  $2,9^{\circ}\text{C}$  a  $3,2^{\circ}\text{C}$  para o ALG03D/RAP, e para a altura geopotencial: de 17 m a 60 m para o ALGOC, de 16 m a 58 m para o ALG03D/LEN e de 20 m a 74 m para o ALG03D/RAP. Portanto, a presença de nebulosidade parece ter provocado efeitos opostos nos algoritmos em 3-D, conduzindo a melhores resultados pelo ALG03D/LEN e piores pelo ALG03D/RAP. A propósito da umidade, os valores do EMQ, se os três algoritmos forem tomados em conjunto, ficaram entre  $3,8^{\circ}\text{C}$  e  $10,5^{\circ}\text{C}$ , o ALGOC tendo apresentado o melhor desempenho, em geral. As discrepâncias do *caso céu nublado* são, na maioria das vezes, menores ou mesmo comparáveis às do *caso céu limpo*. As avaliações feitas sobre a estrutura horizontal não foram conclusivas a respeito da superioridade de nenhum dos algoritmos.

No *caso Amazônia*, para o qual foi utilizada a climatologia na qualidade de estimativa inicial e a análise do NMC para verificação, os estudos estatísticos da estrutura vertical mostraram que, exceto para a umidade, os algoritmos em 3-D foram superiores ao ALGOC na maioria dos níveis atmosféricos. Por outro lado, os índices de estabilidade potencial calculados para a região, em particular os do ALG03D/RAP, parecem consistentes com a configuração da atividade convectiva

que mais tarde foi observada com o auxílio de imagens de cobertura de nuvens em três horários subsequentes, espaçados de 3 horas. Isto comprovou, mais uma vez, a potencialidade do VAS em estudos prognósticos de sistemas de mesoescala, desta vez em regiões tropicais úmidas.

Desta forma, nenhum dos algoritmos estudados apresentou resultados plenamente satisfatórios, quando comparados com dados de radiossondagem. Valores do EMQ para a temperatura superaram  $2^{\circ}\text{C}$  em várias circunstâncias. O desempenho variou segundo a situação meteorológica, tipo de algoritmo, tipo de estimativa inicial, nível atmosférico e, no caso da estrutura horizontal, de setor para setor. Nestas circunstâncias, é difícil concluir qual algoritmo realmente é o melhor. Contudo, os algoritmos em 3-D mostraram-se competitivos com o ALGOC, sendo mesmo superiores em determinadas situações. Em particular, nos casos da temperatura e da altura geopotencial, o ALG03D/RAP exibiu, em situações de nebulosidade reduzida, as menores discrepâncias em níveis inferiores a 500 mb - 400 mb, enquanto o ALG03D/LEN apresentou, na situação de nebulosidade acentuada, resultados superiores aos do ALGOC em muitos dos níveis estudados.

Vários aspectos precisam ainda ser explorados no contexto do enfoque em três dimensões. A subárea selecionada de  $440 \times 440 \text{ km}^2$ , com 25 caixas, deve ser ampliada caso se deseje testar outras categorias de funções de base, além das lineares, com a finalidade de melhor representar o acoplamento horizontal. Ainda mais importante, talvez, é a questão do parâmetro de regularização. Apesar de se ter conseguido soluções bastante estáveis com os valores globais escolhidos para  $\gamma$ , a qualidade dos resultados deve melhorar consideravelmente se for estabelecida uma técnica que permita tal escolha para cada conjunto individual de dados. É igualmente necessário investigar meios para aumentar a rapidez do ALG03D/LEN, se for comprovada sua maior eficiência em tratar situações nubladas. A propósito, coloca-se a questão: por que o ALG03D/RAP apresentou maiores discrepâncias na presença de nuvens? Outro aspecto que precisa ser estudado é a contaminação pelas nuvens. Os algoritmos em 3-D operam em regiões nubladas se houver um certo número

de caixas limpas. Isto pressupõe uma classificação com base em certos testes de contaminação que talvez possam ser ainda melhorados. Por outro lado, o papel da temperatura de contorno da superfície, frente aos algoritmos em 3-D, precisa ser melhor esclarecido.

Portanto, este é um campo aberto de pesquisa que apenas começou a ser explorado. É preciso estar ciente, no entanto, que o desenvolvimento de tais pesquisas só se mostra viável caso se disponha de sistemas especializados de computação, do tipo do McIDAS.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCANTARA, F. *Manual de análise do diagrama SKEW-T, LOG-P*. Tradução. Rio de Janeiro, Ministério da Aeronáutica, Diretoria de Rotas Aéreas, 1969.
- ALLEN, C.W. *Astrophysical quantities*. 2. ed. London, Athlone, c. 1964.
- ALLISON, L.J., ed. *Meteorological satellites*. Greenbelt, MD, NASA, 1980. (NASA TM 80704).
- BACKUS, G.E.; GILBERT, F. The resolving power of gross Earth data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 16(2):169-205, Oct. 1968.
- \_\_\_\_\_ Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London; Series A*, 266(1173):123-192, Mar. 1970.
- BARNES, S.L. A technique for maximizing detail in numerical map analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 3(sf):396-409, Aug. 1964.
- BATES, D.M.; WAHBA, G. *A truncated singular value decomposition and other methods for generalized cross-validation*. Madison, WI, University of Wisconsin, 1983. (Department of Statistics, Technical Report no. 715)°
- BATES, D.M.; LINDSTROM, M.J.; WAHBA, G.; YANDELL, B.S. *GCVPACK - Routines for generalized cross validation*. Madison, WI, University of Wisconsin, 1985. (Department of Statistics, Technical Report no. 775).
- BATES, J.J. *Sea surface temperatures derived from VAS multispectral data*. M.Sc. thesis, Madison, WI, Department of Meteorology, University of Wisconsin, 1982, 40 p.
- CHAHINÉ, M.T. Determination of the temperature profile in an atmosphere from its outgoing radiance. *Journal of the Optical Society of America*, 58(12):1634-1637, Dec. 1968.

- CHAHINE, M.T. Inverse problems in radiative transfer: determination of atmospheric parameters. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27(6):960-967, Sept. 1970.
- \_\_\_\_\_ Remote sounding of cloudy atmospheres I. The single cloud layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(1):233-243, Jan. 1974.
- \_\_\_\_\_ Remote sounding of cloudy atmospheres II. Multiple cloud formations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(5):744-757, May 1977.
- CHAHINE, M.T.; EVANS, N.L.; GILBERT, V.; HASKINS, R.D. Requirements for a passive IR advanced moisture and temperature sounder. *Applied Optics*, 23(7):979-989, Apr. 1984.
- CHANDRASEKHAR, S. *Radiative transfer*. New York, NY, Dover, 1960.
- CHESTER, D.; UCCELLINI, L.W. Statistical validation of VAS retrievals at GSFC. In: MONTGOMERY, H.E.; UCCELLINI, L.W., ed. *VAS demonstration: (VISSR atmospheric sounder) Description and final report*. Washington, D.C., 1985, p. 35-43. (NASA Reference Publication 1151).
- COURANT, R.; HILBERT, D. *Methods of mathematical physics*. New York, NY, Interscience Publishers, 1953, V. 1/2.
- CULLUM, J. The effective choice of the smoothing norm in regularization. *Mathematics of Computation*, 33(145):149-170, Jan. 1979.
- \_\_\_\_\_ *Ill-posed problems, regularization and singular value decomposition*. Yorktown Heights, NY, IBM, 1977. (IBM Research Report RC6465).
- DERBER, J.C.; KOEHLER, T.L.; HORN, L.H. A numerical evaluation of TIROS-N and NOAA-6 analysis in a high resolution limited area model. In: *Optimum employment of satellite indirect soundings as numerical model input*; final report, Madison, WI, University of Wisconsin, Department of Meteorology, 1981. p. 82-108.
- DODGE, J.; GREAVES, J.; MONTGOMERY, H. AVE/VAS ground truth experiment. In: MONTGOMERY, H.E.; UCCELLINI, L.W. ed. *VAS demonstration: (VISSR atmospheric sounder) Description and final report*. Washington, D.C., 1985, p. 50-54. (NASA Reference Publication 1151).

ELIAS, M. Determinação de perfis de temperatura e de vapor d'água a partir de sondagens por satélites. In: INSTITUTO DE PESQUISAS ESPACIAIS. Departamento de Meteorologia. *Curso de satélites meteorológicos; aplicações e fotointerpretação*. São José dos Campos, out. 1981. Parte B, cap. 14, p. 14.1-14.33. (INPE-2235-MD/015).

*Métodos matemáticos de inversão utilizados para a inferência de perfis verticais de temperatura atmosférica a partir de sondagens remotas por satélite*. São José dos Campos, INPE, out. 1982. (INPE-2549-RPE/422).

ENGL, H.W. Necessary and sufficient conditions for convergence of regularization methods for solving linear operator equations of the first kind. *Numerical Functional Analysis and Optimization*, 3(2):201-222, 1981.

FLEMING, H.E. Comparison of linear inversion methods by examination of the duality between iterative and inverse matrix methods. In: DEEPAK, A., ed. *Inversion methods in atmospheric remote sounding*. Washington, D.C., NASA, 1977, p. 325-360. (NASA CP-004).

FLEMING, H.E.; CROSBY, D.S. A new treatment of the boundary term in the inversion of the radiative transfer equation. In: FYMAT, A.L.; ZUEV, E.V., ed. *Remote sensing of the atmosphere; inversion methods and applications*. Amsterdam, Elsevier Scientific, 1978, p. 43-54.

FLEMING, H.E.; SMITH, W.L. Inversion techniques for remote sensing of atmospheric temperature profiles. In: SYMPOSIUM ON TEMPERATURE, 5., Washington, D.C., June 21-24, 1971. *Preprint*. Pittsburgh, Instrument Society of America, 1972, p. 2239-2250.

FRANKLIN, J.N. On Tikhonov's method for ill posed problems. *Mathematics of Computation*, 28(128):889-907, Oct. 1974.

FRITZ, S. Temperature retrievals from satellite radiance measurements: an empirical method. *Journal of Applied Meteorology*, 16(2):172-176, Feb. 1977.

FRITZ, S.; WARK, D.Q.; FLEMING, H.E.; SMITH, W.L.; JACOBOWITZ, H.; HILLEARY, D.T.; ALISHOUSE, J.C. *Temperature sounding from satellites*. Washington, D.C., NOAA, 1972. (NOAA Technical Report NESS 59).

- FUELBERG, H.E. *Reduction and error analysis of the AVE II pilot experiment data*. College Station, TX, Texas A&M University, 1974. (Center for Applied Geosciences, NASA Contractor Report, 120496).
- GERRITY, Jr., J.F. *The LFM model - 1976: a documentation*. Washington, D.C., NOAA, 1977. (NOAA Technical Memorandum NWS NMC 60).
- HALEM, J.; GILL, M.; ATLAS, R. Some experiments on the effect of remote sounding temperatures upon weather forecasting. In: FYMAT, A.L.; ZUEV, E.V., ed. *Remote sensing of the atmosphere; inversion methods and applications*. Amsterdam, Elsevier Scientific, 1978, p. 9-33.
- HARRIS, R.C.; WOFSY, S.C.; GARGSTANG, M.; MOLION, L.C.B. The Amazon boundary layer experiment. *EOS Transactions American Geophysical Union*, 67(16):226-247, Apr. 1986.
- HAYDEN, C.M.; HUBERT, L.F.; McCLAIN, E.P.; SEAMAN, R.S. *Quantitative meteorological data from satellites*. Geneva, World Meteorological Organization, 1979, p. 60-86. (Technical Note No. 166, WMO No. 531).
- JEDLOVEC, G.J. An evaluation and comparison of vertical profile data from the VISSR atmospheric sounder (VAS). *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2(4):559-581, Dec. 1985.
- JEDLOVEC, G.J.; WILSON, G. MSFC special network statistical evaluation. In: MONTGOMERY, H.E.; UCCELLINI, L.W., ed. *VAS demonstration: (VISSR atmospheric sounder) Description and final report*. Washington, D.C., 1985, p. 54-77. (NASA Reference Publication 1151).
- JOHNSON, D.R.; ACHTOR, T.H. *Vertical temperature and moisture profiles from satellite radiance measurements*. Madison, WI, University of Wisconsin, 1984 (Space Science and Engineering Center, Educational Modules for the Atmospheric Sciences).
- KAPLAN, L.D. Inference of atmospheric structure from remote radiation measurements. *Journal of Optical Society of America*, 49(10): 1004-1007, Oct. 1959.
- KING, J.I.F. The radiative heat transfer of planet Earth. In: VAN ALLEN, J.A., ed. *Scientific uses of earth satellites*. Ann Arbor, The University of Michigan Press, 1956, p. 133-136.

- KOENIG, E.W. Performance of the HIRS-2 instrument on TIROS-N. In: DEEPAK, A., ed. *Recent advances in inversion methods*. New York, Academic, 1980, p. 67-93.
- LANDWEBER, L. An iteration formula for Fredholm integral equations of the first kind. *American Journal of Mathematics*, 73(3):615-624, July, 1951.
- LEE, J.W.; PRENTER, P.M. An analysis of the numerical solution of Fredholm integral equations of the first kind. *Numerische Mathematik*, 30(1):1-23, 1978.
- LEE, T.H.; CHESTERS, D.; MOSTEK, A. The impact of conventional surface data upon VAS regression retrievals in the lower troposphere. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(11):1853-1874, Nov. 1983.
- LIU, G.P. *The use of visible data for improving VAS satellite soundings*. Ph.D. thesis, Madison, WI, Department of Meteorology, University of Wisconsin, 1986.
- LORENZ, E.N. *Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction*. Boston, MA, Massachusetts Institute of Technology, 1965. (Department of Meteorology, Scientific Report No. 1, Statistical Forecasting Project).
- MENZEL, W.P.; ACHTOR, T.H.; HAYDEN, C.M.; SMITH, W.L. *The advantages of sounding with the smaller detectors of the VISSR Atmospheric Sounder*. Washington, D.C., NOAA, 1984. (NOAA Technical Memorandum NESDIS 6).
- MENZEL, W.P.; SMITH, W.L.; WADE, G.S.; HERMAN, L.D.; HAYDEN, C.M. Atmospheric soundings from a geostationary satellite. *Applied Optics*, 22(17):2686-2689, Sept. 1983.
- MOHR, T. VTPR radiosonde temperature comparison. In: SYMPOSIUM ON METEOROLOGICAL OBSERVATIONS FROM SPACE: THEIR CONTRIBUTION TO THE FIRST GARP GLOBAL EXPERIMENT, Philadelphia, 1976. *Proceedings*. Boulder, COSPAR, 1976, p. 64-69.

- MONTGOMERY, H.E.; ENDRES, D. Introduction. In: MONTGOMERY, H.E.; UCCELLINI, L.W., ed. *VAS demonstration: (VISSR atmospheric sounder) Description and final report*. Washington, D.C., 1985, p. 1-2. (NASA Reference Publication 1151).
- MOROZOV, V.S. *Methods for solving incorrectly posed problems*. New York, Springer-Verlag, 1984.
- NELSON III, J.P. *Documentation of the VAS data processing software*. Madison, WI, University of Wisconsin, 1984. (Space Science and Engineering Center, A report from the CIMSS).
- O'SULLIVAN, F. *The analysis of some penalized likelihood schemes*. Madison, WI, University of Wisconsin, 1983. (Department of Statistics, Technical Report no. 726).
- O'SULLIVAN, F.; WAHBA, G. *A cross validated bayesian retrieval algorithm for non-linear remote sensing experiments*. Madison, WI, University of Wisconsin, 1984. (Department of Statistics, Technical Report no. 747).
- PHILLIPS, N.; McMILLIN, M.; GRUBER, A.; WARK, D. An evaluation of early operational temperature soundings from TIROS-N. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 60(10):1187-1197, Oct. 1979.
- RODGERS, C.D. The limitations of remote sounding. In: SYMPOSIUM ON METEOROLOGICAL OBSERVATIONS FROM SPACE: THEIR CONTRIBUTION TO THE FIRST GARP GLOBAL EXPERIMENT, Philadelphia, 1976. *Proceedings*. Boulder, COSPAR, 1976, p. 1-6.
- \_\_\_\_\_ Remote sounding of the atmospheric temperature profile in the presence of cloud. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96(410):654-666, Oct. 1970.
- \_\_\_\_\_ Statistical principles of inversion theory. In: DEEPAK, A., ed. *Inversion methods in atmospheric remote sounding*, Washington, D.C., NASA, 1977, p. 117-138. (NASA CP-004).
- SCHLATTER, T.W. An assessment of operational TIROS-N temperature retrievals over the United States. *Monthly Weather Review*, 109(1): 110-119, Jan. 1981.

- SCHMIDT, B.D.; KOEHLER, T.L.; HORN, L.H. Evaluation of TIROS-N and NOAA-6 satellite data: comparisons of colocated soundings and analysis for a January case. In: *Optimum employment of satellite indirect soundings as numerical model input; final report*, Madison, WI, University of Wisconsin, Department of Meteorology, 1981. p. 51-81.
- SHAW, J.H.; CHAHINE, M.T.; FARMER, C.B.; KAPLAN, L.D.; McCLATCHEY, R.A.; SCHAPER, P.W. Atmospheric and surface properties from spectral radiance observations in the 4.3-micron region. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27(5):773-780, Aug, 1970.
- SMITH, W.L. An improved method for calculating tropospheric temperature and moisture from satellite radiometer measurements. *Monthly Weather Review*, 96(6):387-396, June 1968.
- \_\_\_\_\_ Iterative solution of the radiative transfer equation for the temperature and absorbing gas profile of an atmosphere. *Applied Optics*, 9(9):1993-1999, Sept. 1970.
- \_\_\_\_\_ Passive radiometry for vertical sounding from meteorological satellites. *Applied Optics*, 22(17):2641-2643, Sept. 1983c.
- \_\_\_\_\_ Technical background for lectures and exercises on quantitative processing. In: *Training Course on the Management and Application of Meteorological Satellite Data*. São José dos Campos, s.c.p. Nov. 7-18, 1983d, WMO RA III/IV.
- \_\_\_\_\_ The retrieval of atmospheric profiles from VAS geostationary radiance observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40(8): 2025-2035, Aug. 1983b.
- \_\_\_\_\_ Satellites. In: HOUGHTON, D.D., ed. *Handbook of applied meteorology*. New York, John Wiley, 1985a, p. 380-472.
- \_\_\_\_\_ Satellite techniques for observing the temperature structure of the atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 53(11):1074-1082, Sept. 1972.

SMITH, W.L. UW-NESDIS (CIMSS) results. In: MONTGOMERY, H.E.; UCCELLINI, L.W., ed. *VAS demonstration: (VISSR atmospheric sounder) Description and final report*. Washington, D.C., 1985b. (NASA Reference Publication 1151). p. 43-50.

\_\_\_\_ VAS-characteristics and applications. *Contribution to the International Direct Broadcast Services Users Conference*, Washington, D.C., June 7-June 10, 1983a.

SMITH, W.L.; WOOLF, H.M. Improved vertical soundings from an amalgamation of polar and geostationary radiance observations. In: CONFERENCE ON SATELLITE REMOTE SENSING AND APPLICATIONS, Clearwater Beach, FL, June, 25-29, 1984. *Preprint*. Boston, Massachusetts, American Meteorological Society, 1984, p. 45-48.

\_\_\_\_ The use of eigenvectors of statistical covariance matrices for interpreting satellite sounding radiometer observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(7):1127-1140, July, 1976.

SMITH, W.L.; ZHOU, F.X. Rapid extraction of layer relative humidity geopotential thickness, and atmospheric stability from satellite sounding radiometer data. *Applied Optics*, 21(5):924-928, Mar. 1982.

SMITH, W.L.; HAYDEN, C.M.; MENZEL, W.P. UW Assessment. In: MONTGOMERY, H.E.; UCCELLINI, L.W., ed. *VAS demonstration: (VISSR atmospheric sounder) Description and final report*. Washington, D.C., 1985. (NASA Reference Publication 1151), p. 114-131.

SMITH, W.L.; WOOLF, H.M.; FLEMING, H.F. Retrieval of atmospheric temperature profiles from satellite measurements for dynamical forecasting. *Journal of Applied Meteorology*, 11(1):113-122, Feb. 1972.

SMITH, W.L.; WOOLF, H.M.; HAYDEN, C.M.; SCHREINER, A.J.; LEMARSHALL, J.M. The physical retrieval TOVS export package. *International TOVS Study Conference*, 1., Igls, Austria, 29 Aug.-2 Sept. 1983a.

- SMITH, W.L.; REVERCOMB, H.E.; HOWELL, H.B.; WOOLF, H.M. HIS-A satellite instrument to observe temperature and moisture profiles with high vertical resolution. In: CONFERENCE ON ATMOSPHERIC RADIATION, 5., Baltimore, Maryland, Oct. 31-Nov. 4, 1983. *Preprint*. American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, 1983b, p. 1-9.
- SMITH, W.L.; WOOLF, H.M.; HAYDEN, C.M.; WARK, D.Q.; McMILLIN, M. The TIROS-N operational vertical sounder. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 60(10):1177-1187, Oct. 1979.
- SMITH, W.L.; SUOMI, V.E.; MENZEL, W.P.; WOOLF, H.M.; SROMOVSKY, L.A.; REVERCOMB, H.E.; HAYDEN, C.M.; ERICKSON, P.N.; MOSHER, F.R. First sounding results from VAS-D. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 62(2): 232-236, Feb. 1981.
- SUOMI, V.W.; VONDERHAAR, T.; KRAUSS, R.; STAMM, A. Possibilities for sounding the atmosphere from a geosynchronous spacecraft. In: COSPAR PLENARY MEETING, 13., Leningrad, USSR, 1970. *Proceedings of Open Meetings of Working Groups*. Berlin, Akademic-Verlag, 1971, p. 609-617. (Space Research, 11).
- SUSSKIND, J.; ROSENFELD, J.; REITER, D.; CHAHINE, M.T. *The GLAS physical inversion method for analysis of HIRS-2/MSU sounding data*. Greenbelt, Maryland, NASA, 1982. (NASA Technical Memorandum 84936).
- TIKHONOV, A.N.; ARSEININ, V.Ya. *Solutions of ill-posed problems*. Washington, D.C., V.H. Winston, 1977.
- TOLDALAGI, P.M. Some adaptative filtering techniques applied to the passive remote sensing problem. In: DEEPAK, A., ed. *Recent advances in inversion methods*. New York, Academic, 1982, p. 19-44.
- TURCHIN, V.F.; NOZIK, V.Z. Statistical regularization of the solution of incorrectly posed problems. *Izvestiya Academy of Sciences USSR. Atmospheric and Oceanic Physics*, 5(1):14-18, Jan. 1969.
- TWOMEY, S. *Introduction to the mathematics of inversion in remote sensing and indirect measurements*. Amsterdam, Elsevier Scientific, 1977a.

- TWOMEY, S. Some aspects of the inversion problem in remote sensing. In: DEEPAK, A., ed. *Inversion methods in atmospheric remote sounding*. Washington, D.C., NASA, 1977b. (NASA CP-004).
- TWOMEY, S.; HERMAN, B.; RABINOFF, R. An extension to the Chahine method of inverting the radiative transfer equation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(7):1085-1090, July, 1977.
- UCCELLINI, L.W.; CHESTERS, D.; PETERSEN, R.A.; MOSTEK, A.; KEYSER, D.A.; ROBINSON, W.D. GSFC assessment. In: MONTGOMERY, H.E.; UCCELLINI, L.W., ed. *VAS demonstration: (VISSR atmospheric sounder) Description and final report*. Washington, D.C., 1985. (NASA Reference Publication 1151), p. 95-114.
- VARAH, J.M. Pitfalls in the numerical solution of linear ill posed problems. *SIAM Journal of Scientific and Statistical Computation*, 4(2):164-175, June 1983.
- WAHBA, G. Constrained regularization for ill posed linear operator equations, with applications in meteorology and medicine. In: GUPTA, S.S.; BERGER, J.O., ed. *Statistical decision theory and related topics III*. New York, Academic, 1982. V. 2, p. 383-417.
- \_\_\_\_\_ Cross-validated spline methods for the estimation of multivariate functions from data on functionals. In: DAVID, H.A. and DAVID, H.T., ed. *Statistics: an appraisal*. Iowa, IA, The Iowa State University Press, 1984a, p. 205-235.
- \_\_\_\_\_ *Design criteria and eigensequence plots for satellite computed tomography*. Madison, WI, University of Wisconsin, 1983. (Department of Statistics, Technical Report no. 732).
- \_\_\_\_\_ *Ill posed problems: numerical and statistical methods for mildly, moderately and severely ill posed problems with noisy data*. Madison, WI, University of Wisconsin, 1980. (Department of Statistics, Technical Report no. 595).
- \_\_\_\_\_ *Variational methods for multidimensional inverse problems*. Madison, WI, University of Wisconsin, 1984b. (Department of Statistics, Technical Report no. 755).

## APÊNDICE A

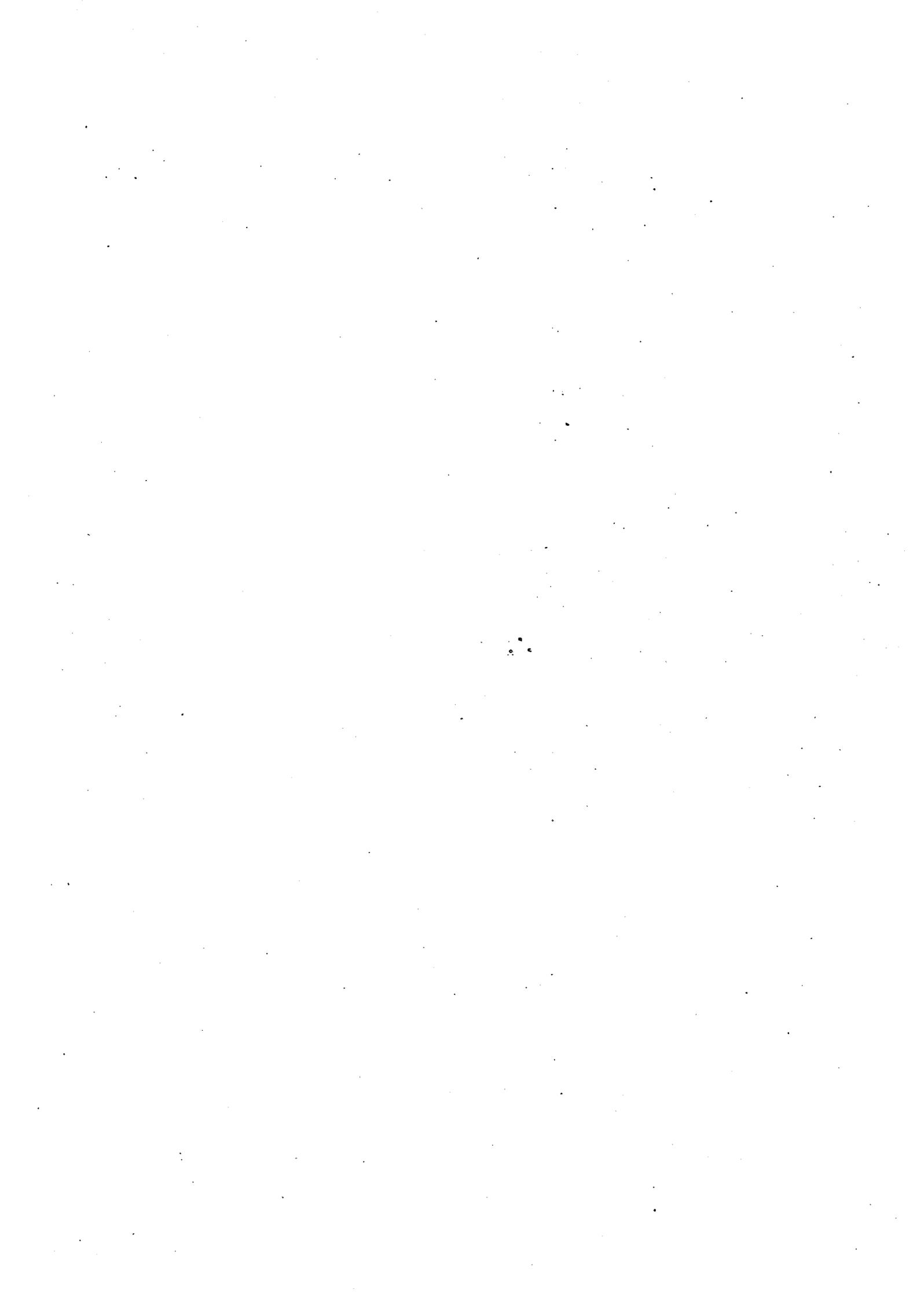
### DEFINIÇÃO DO ÍNDICE LEVANTADO

O Índice Levantado (IL) é definido como a diferença entre a temperatura observada em 500 mb e a temperatura em 500 mb, obtida da sondagem modificada, que teria uma parcela média levantada a partir da camada junto à superfície, com espessura de 900 m.

O Índice de Showalter, por sua vez, é definido como a diferença entre a temperatura observada em 500 mb e a temperatura que teria uma parcela levantada de 850 mb, através de uma adiabática seca, até a saturação e, a partir daí, através de uma pseudo-adiabática, até 500 mb. No nível de 850 mb são utilizados os valores observados, ou seja, a sondagem não sofre modificações.

Assim sendo, o IL é semelhante ao Índice de Showalter, exceto pela determinação do nível a partir do qual a parcela deve ser levantada e pelo fato de ser o IL um índice de previsão, enquanto o Índice de Showalter é um índice estático observado.

O IL é calculado da seguinte maneira. Inicialmente, determina-se a razão de mistura média do vapor d'água nos primeiros 900 metros com base nos valores observados. A seguir, onde for esperado aquecimento ou resfriamento significativo, modificam-se os primeiros 900 metros da sondagem. Para tanto, admite-se que, nestes 900 metros, a estrutura térmica seja configurada pela adiabática seca que passa pela temperatura máxima prevista para a tarde. (Em certos casos, este procedimento é substituído pelo cálculo da temperatura média observada nos primeiros 900 metros). A intersecção desta adiabática seca com a razão de mistura média determina o nível de condensação para uma parcela da camada junto à superfície. A parcela é então levantada até 500 mb através de uma pseudo-adiabática que passe pelo nível de condensação. A diferença entre a temperatura observada (em 500 mb) e a temperatura da parcela (em 500 mb) define o IL. Maiores detalhes podem ser encontrados em Alcântara (1969).



APÊNDICE B

INFORMAÇÕES ESTATÍSTICAS PARA OS CASOS: CÉU LIMPO,  
CÉU NUBLADO E AMAZÔNIA

TABELA B.1

INFORMAÇÕES ESTATÍSTICAS (MD, DPD, EMQ) PARA O CASO CÉU LIMPO  
COM ESTIMATIVA INICIAL LFM

PRESSÃO (mb)	ALGOC			ALG03D/RAP [Y <sub>1</sub> =1;Y <sub>2</sub> =0,1]			ALG03D/LEN [Y <sub>1</sub> =1;Y <sub>2</sub> =0,1]		
	T (°C)	T <sub>D</sub> (°C)	Z (m)	T (°C)	T <sub>D</sub> (°C)	Z (m)	T (°C)	T <sub>D</sub> (°C)	Z (m)
100	...	...	...	...	...	...	...	...	...
150	...	...	...	...	...	...	...	...	...
200	-1,2;1,7;2,1	...	-25,9;59,2;64,6	-1,5;2,2;2,7	...	-19,5;55,1;58,4	1,9;2,0;2,7	...	22,8;71,1;75,0
250	-2,0;1,8;2,6	...	-13,3;56,0;57,5	-2,7;2,2;3,5	...	-11,8;58,7;58,2	3,4;2,0;3,9	...	24,9;67,5;72,2
300	-0,9;1,0;1,3	...	-4,3;51,1;51,3	-1,3;2,0;2,4	...	-2,2;50,3;51,0	-1,4;2,1;2,4	...	10,5;62,4;63,2
400	-0,9;1,8;2,0	...	5,0;44,2;44,4	-0,3;2,4;2,4	...	8,9;41,1;42,1	-1,0;2,6;2,8	...	1,6;50,8;50,8
500	-0,5;1,4;1,5	...	10,1;34,0;35,4	0,3;1,5;1,5	...	12,6;31,5;33,9	-0,5;1,7;1,8	...	7,5;38,7;39,4
700	-0,5;2,3;2,4	...	11,0;18,1;21,2	0,2;2,0;2,0	...	11,8;15,9;19,8	-0,6;2,7;2,7	...	8,8;19,1;21,0
850	-0,6;1,7;1,8	...	16,0;11,0;19,4	0,1;2,0;2,0	...	15,8;6,0;16,9	-0,6;2,0;2,0	...	12,8;11,0;16,9

-Referência: RAD às 12:00 TMG; SAT às 11:18 TMG; nº de pontos de grade: 338; 02 de abril de 1985.

TABELA B.2

INFORMAÇÕES ESTATÍSTICAS (MD, DPD, EMQ) PARA O CASO CÉU LIMPO  
COM ESTIMATIVA INICIAL CLIMATOLÓGICA

PRESSÃO (mb)	ALGOC		ALG03D/RAP [y <sub>1</sub> =1; y <sub>2</sub> =0,1]	
	T (°C)	T <sub>0</sub> (°C)	T (°C)	T <sub>0</sub> (°C)
100	...	...	...	...
150	...	...	...	...
200	0,5;2,9;3,0	...	0,2;3,4;3,5	...
250	-1,1;3,0;3,2	...	-1,9;2,6;3,3	...
300	-0,7;2,1;2,2	-8,6;10,9;12,4	-1,9;1,8;2,7	8,4;9,6;12,8
400	-1,8;2,1;2,7	-8,0;7,8; 11,2	-2,3;1,6;2,8	-9,2;6,5;11,2
500	-2,7;1,6;3,1	-5,6;7,6; 9,4	-2,4;1,9;3,1	-4,8;7,6; 8,9
700	-3,2;2,1;3,8	-3,0;7,8; 8,4	-2,0;2,4;3,1	-0,9;10,2;10,2
850	0,6;3,0;3,1	-1,1;6,4; 6,5	1,1;2,7;2,9	0,3; 5,6; 5,6
		Z (m)	Z (m)	Z (m)
		...	...	...
		-51,1;54,4;74,7	-56,9;40,1;69,7	-56,9;40,1;69,7
		-46,8;51,1;69,2	-48,9;42,2;64,4	-48,9;42,2;64,4
		-40,7;49,4;64,0	-37,0;46,5;59,4	-37,0;46,5;59,4
		-28,1;45,8;53,7	-16,9;48,6;51,4	-16,9;48,6;51,4
		-13,5;39,0;41,3	- 2,9;41,5;41,4	- 2,9;41,5;41,4
		9,6;22,9;24,8	15,6;22,8;27,7	15,6;22,8;27,7
		17,6;11,7;21,0	18,1;11,3;21,7	18,1;11,3;21,7

- Referência: RAD às 12:00 TMG; SAT às 11:18 TMG; n<sup>o</sup> de pontos de grade: 338; 02 de abril de 1985.

TABELA B.3

INFORMAÇÕES ESTATÍSTICAS (MD, DPD, EMQ) PARA O CASO CÉU NUBLADO  
COM ESTIMATIVA INICIAL LFM

T (m)	ALGOC		ALG30D/RAP [Y <sub>1</sub> =1; Y <sub>2</sub> =1]		ALG30D/LEN [Y <sub>1</sub> =1; Y <sub>2</sub> =1]	
	(°C)	T <sub>D</sub> (°C)	T (°C)	T <sub>D</sub> (°C)	T (°C)	T <sub>D</sub> (°C)
100	-2,1;1,3;2,5	...	-2,0;1,6;2,6	...	13,5;59,7;61,2	11,9;33,6;35,7
150	-0,5;1,5;1,6	...	-0,9;1,3;2,1	...	36,2;55,2;66,0	29,8;37,2;47,7
200	-1,3;2,1;2,5	...	-1,7;2,7;3,2	...	42,9;54,2;65,1	33,6;42,1;53,9
250	-0,8;1,4;1,6	...	-1,0;1,8;2,1	...	51,5;53,1;74,0	42,4;39,5;58,0
300	0,7;1,6;1,7	7,8;4,8;9,2	0,4;1,7;1,7	4,6;5,4;7,1	49,5;53,2;72,7	41,5;37,4;55,9
400	2,4;1,4;2,8	0,4;8,6;8,6	1,9;1,2;2,2	-3,6;8,2;8,9	37,7;47,8;60,9	26,9;35,4;44,5
503	1,5;1,5;2,1	-1,5;6,6;6,7	1,2;2,4;2,7	-1,8;5,4;5,7	24,7;38,5;45,8	16,1;27,5;32,3
700	1,1;2,0;2,3	-0,6;6,1;6,1	1,2;2,7;3,0	-0,8;7,6;3,8	11,8;25,4;28,0	5,6;17,1;18,0
850	0,1;2,2;2,2	-1,6;5,6;5,8	0,3;2,9;2,9	-2,8;6,2;6,8	5,9;19,2;20,1	2,9;15,9;16,2

- Referência: RAS às 12:00 TMG; SAT às 13:48 TMG; nº de pontos de grade; 338; 17 de outubro de 1985.

TABELA B.4

INFORMAÇÕES ESTATÍSTICAS (MD, DPD, EMQ) PARA O CASO AMAZÔNIA  
COM ESTIMATIVA INICIAL CLIMATOLÓGICA

PRESSÃO (mb)	ALGOC			ALGOSD/RAP [Y <sub>1</sub> =1;Y <sub>2</sub> =0,1]			ALGOSD/LEN [Y <sub>1</sub> =1;Y <sub>2</sub> =0,1]		
	(°C)	TD (°C)	Z (m)	(°C)	TD (°C)	Z (m)	(°C)	TD (°C)	Z (m)
100	10,1;1,9;10,3	...	81,8;18,1;83,8	5,8;1,4;6,0	...	56,0;36,1;66,6	7,3;1,7;7,5	...	-12,2;18,8;22,4
150	4,3;1,3;4,5	...	46,8;29,5;55,3	0,4;1,3;1,3	...	-41,3;38,0;56,1	1,6;1,4;2,1	...	-14,2;25,8;28,5
200	1,8;0,7;2,0	...	25,9;34,1;42,8	-1,3;1,3;1,9	...	-32,4;39,2;50,3	-0,8;0,8;1,1	...	-4,9;29,5;28,9
250	-0,8;1,3;1,5	...	24,7;31,4;40,0	-2,6;1,7;3,2	...	-17,1;34,7;38,6	-2,9;1,4;3,2	...	1,6;30,6;30,7
300	-1,5;1,3;1,9	-0,2;5,2;5,2	32,5;25,2;41,1	-2,2;1,3;2,6	-2,1;4,4;4,8	-1,8;28,8;28,9	-3,0;1,4;3,3	-2,1;4,7;5,2	19,5;26,5;32,9
400	0,2;1,2;1,2	2,1;4,3;4,8	38,3;20,4;43,4	0,4;1,0;1,0	2,0;4,6;5,0	5,2;25,8;26,3	-9,5;1,6;1,0	2,8;4,2;5,0	33,7;21,5;40,0
500	1,4;1,2;1,9	2,6;4,6;5,3	32,0;16,1;35,8	1,4;1,3;1,9	3,2;5,6;6,4	-2,6;22,3;22,4	1,4;1,3;1,9	5,5;4,6;7,2	28,3;22,0;35,8
700	3,0;1,2;3,2	1,5;4,6;4,8	12,4;14,1;18,8	1,3;1,3;1,8	0,6;4,5;4,5	-15,1;18,5;23,9	2,8;1,9;3,2	1,8;4,7;5,0	8,4;11,9;14,6
850	4,4;1,5;4,7	3,2;3,7;4,9	-3,7;12,2;12,7	1,2;2,5;2,7	1,6;4,2;4,5	-15,2;11,7;20,0	4,0;1,1;4,1	4,0;4,6;6,1	-6,4;9,6;11,5

- Referência: análise do NMC às 12:00 TMG; SAT às 11:49 TMG; n° de pontos de grade: 132; 08 de ju  
Tho de 1985.

