

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
CURSO DE MESTRADO EM METEOROLOGIA

UMA ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS DA ATMOSFERA SOBRE
O OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL SUL DURANTE A SEGUNDA
EXPEDIÇÃO DO PROGRAMA REVIZEE

Por

EDGLAY ENÉAS DE ALMEIDA

Campina Grande - PB

Junho de 1999

EDGLAY ENÉAS DE ALMEIDA

**UMA ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS DA ATMOSFERA SOBRE O
OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL SUL DURANTE A SEGUNDA EXPEDIÇÃO
DO PROGRAMA REVIZEE**

Dissertação apresentada ao Curso de
Mestrado em Meteorologia da
Universidade Federal da Paraíba em
cumprimento às exigências para a
obtenção do Grau de Mestre.

Profa. Dra. Maria Regina da Silva Aragão

Orientadora

Prof. Manoel Francisco Gomes Filho

Orientador

Campina Grande - PB

Junho de 1999



A447a Almeida, Edglay Eneas de
Uma análise das características da atmosfera sobre o oceano atlântico tropical sul durante a segunda expedição do programa revizee / Edglay Eneas de Almeida. - Campina Grande, 1999.
92 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal da Paraíba, Centro de Ciências e Tecnologia.

1. Atmosfera - 2. Oceano Atlântico Tropical Sul - 3. Dissertação I. Aragão, Maria Regina da Silva, Dra. II. Gomes Filho, Manoel Francisco, M.S.c. III. Universidade Federal da Paraíba - Campina Grande (PB) IV. Título

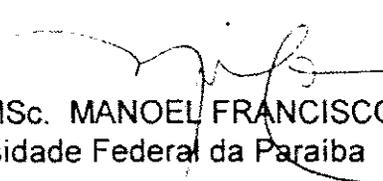
CDU 551.51(043)

EDGLAY ENÉAS DE ALMEIDA

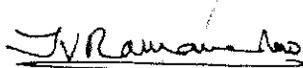
UMA ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS DA ATMOSFERA SOBRE O
OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL SUL DURANTE A SEGUNDA EXPEDIÇÃO
DO PROGRAMA REVIZEE".

APROVADA EM 25/6/99

BANCA EXAMINADORA



Prof. MSc. MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO
Universidade Federal da Paraíba



Prof. Dr. TANTRAVAHÍ VENKATA RAMANA RAO
Universidade Federal da Paraíba



Prof. Dr. ARNO MASCHMANN DE OLIVEIRA
Universidade Federal de Alagoas

DEDICATÓRIA

As mulheres da minha vida:

A minha mãe, pelo incentivo nos estudos

A Ruth da Rocha Venâncio, pois sem a ajuda dela não teria
dado continuidade aos estudos

A Joserlania J. Leite do Nascimento, minha namorada,
pelo companheirismo.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela graça de viver e pela provisão do meu sustento do dia-a-dia.

A coordenação do REVIZEE pela oportunidade de fazermos parte deste programa.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo.

A Coordenação do Curso de Mestrado em Meteorologia do Centro de Ciência e Tecnologia (UFPB, Campus II), pela estrutura técnico - científica.

Às amigas Daisy Beserra Soares e Werônica Meira de Souza que trabalharam a meu lado no tratamento dos dados obtidos no projeto REVIZEE.

Aos colegas Mônica Cristina Damião e Ewerton Cleudson de Melo pelo auxílio na análise dos campos meteorológicos.

Aos orientadores Maria Regina da Silva Aragão e Manoel Francisco Gomes Filho pela orientação deste trabalho.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), pela permissão de acesso aos dados de reanálise do NCEP.

Ao Laboratório de Meteorologia, Recursos Hídricos e Sensoriamento Remoto da Paraíba (LMRS - PB), pela utilização de suas dependências e ajuda dos colegas meteorologistas daquela instituição.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), na pessoa do Dr. Juan Carlos Ceballos, pela disponibilização das imagens de satélite.

ABSTRACT

In this study, an attempt is made to investigate some aspects of the vertical structure of the atmosphere over the southern tropical Atlantic Ocean. For this purpose radiosonde data (temperature of air, geo-potential height, direction and velocity of the wind), reanalyzed fields of the NCEP and pictures of the Meteosat-5 Satellite in the infra-red channel provided by the CPTEC/INPE. Were used the radiosonde data had been collected on board of the NOc Antares during the period starting from March 13 to April 2 of 1997. The potential temperature profiles show a conditionally unstable atmosphere, which is associated with the presence of trade winds close to the surface. The behavior of θ and θ_e are linked to the intensity and direction of the wind in the first 300m above of the surface. The temperature inversion seen in the profiles of equivalent potential temperature in the lower levels is related to the intensity of the Subtropical Atlantic High. The values observed in the direction and intensity of the winds seen in the radiosonde are in coherence with the reanalyzed fields of the NCEP. The fields of vorticity, divergence and vertical movements through the analyses, explain the amount of existing cloudiness in the area under study.

RESUMO

Neste estudo, é feito uma tentativa de investigar alguns aspectos da estrutura vertical da atmosfera sobre o Oceano Atlântico Tropical Sul, utilizando para isto dados de radiossondagens (temperatura do ar, altura geopotencial, direção e velocidade do vento), campos de reanálise do NCEP e imagens do satélite METEOSAT – 5 no canal infravermelho fornecidas pelo CPTEC/INPE. Os dados de radiossondagens foram obtidos a bordo do Noc. Antares durante o período de 13 de março a 02 de abril de 1997. Os perfis de temperatura potencial revelam uma atmosfera condicionalmente instável, sendo comum a presença dos ventos alísios próximos à superfície. O comportamento de θ e θ_e está ligado a intensidade e direção do vento nos primeiros 300m acima da superfície. As inversões de temperatura vistas nos perfis de temperatura potencial equivalente nos baixos níveis são devidas às ocorrências de grande intensidade na Alta do Atlântico Subtropical. Os valores observados na direção e intensidade dos ventos vistos nas radiossondagens mostraram-se coerentes com os campos de reanálise do NCEP. Os campos de vorticidade, divergência e movimento vertical, através das análises, explicam a quantidade de nebulosidade existente na área de estudo.

LISTA DE SÍMBOLOS

- c_p - Calor específico do ar à pressão constante ($\text{JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$)
- e - Pressão parcial do vapor d'água (hPa)
- e_s - Pressão parcial do vapor d'água à saturação (hPa)
- g - Gravidade (m/s^2)
- P - Pressão atmosférica (hPa)
- P_0 - Pressão atmosférica padrão ao nível de 1000 hPa (hPa)
- R - Constante universal específica dos gases ($\text{JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$)
- r_s - Razão de mistura à saturação
- T - Temperatura (K)
- u - Componente zonal do vento (ms^{-1})
- v - Componente meridional do vento (ms^{-1})
- V - Velocidade do vento (ms^{-1})
- α - Direção do Vento ($^\circ$)
- θ - Temperatura potencial (K)
- θ_e - Temperatura potencial equivalente (K)
- θ_e^* - Temperatura potencial equivalente de saturação (K)

LISTA DE ABREVIATURAS

CAPE - Convective Available Potential Energy
CCA - Corrente Circumpolar Antártica
CIRM – Comissão Interministerial para os Recursos do Mar
CLP - Camada Limite Planetária
CNUDM - Convenção das Nações Unidas Sobre o Direito do Mar
ENE - Direção Este - Nordeste
ESE - Direção Este - Sudeste
GATE - Global Atmospheric Research Program's Atlantic Tropical Experiment
GrADS - Grid Analysys and Display System
NCEP - National Center for Environmental Prediction
NE - Nordeste
NEB - Nordeste do Brasil
NO - Noroeste
NOc - Navio Oceanográfico
REVIZEE - Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva
SE - Sudeste
SO - Sudoeste
TSM - Temperatura da Superfície do Mar
UHF - Ultra High Frequency
UTC - Universal Time Constant
VCAS - Vórtice Ciclônico de Ar Superior
VHF - Very High Frequency
ZCA - Zona de Convergência dos Alísios
ZCIT - Zona de Convergência Intertropical
ZEE - Zona Econômica Exclusiva

ÍNDICE

ABSTRACT

RESUMO

LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE ABREVIATURAS	x
LISTA DE SÍMBOLOS	xi

1. INTRODUÇÃO	01
1.1 Fenômenos Atmosféricos e Oceânicos na Área do Oceano Atlântico	02
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	05
3 MATERIAIS E MÉTODOS	
3.1 MATERIAIS	12
3.1.1 Radiossondagens	12
3.2 MÉTODOS	
3.2.1 Cálculo das Temperatura Potencial, Potencial Equivalente e Potencial Equivalente de Saturação	14
3.2.2 Componentes Zonal e Meridional do Vento	17
3.2.3 Água precipitável	17
4. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	18
4.1 Estrutura Vertical da Atmosfera	18
4.1.1 Período de 13 a 17 de março de 1997	19
4.1.2 Período de 25 a 28 de março de 1997	24
4.1.3 Período de 29 a 30 de março de 1997	29
4.1.4 Período de 31 de março a 02 de abril de 1997	35
4.1.5 Variabilidade da Água Precipitável e Umidade Específica Para o Período de 28 a 31 de março	38

4.2 Situação Sinótica.....	42
4.2.1 Dia 28 de março de 1997 as 12:00 UTC.....	42
4.2.2 Dia 29 de março de 1997 as 12:00 UTC.....	49
4.2.3 Dia 29 de março de 1997 as 24:00 UTC.....	56
4.2.4 Dia 30 de março de 1997 as 12:00 UTC.....	62
4.2.5 Dia 30 de março de 1997 as 18:00 UTC.....	69
4.2.6 Dia 30 de março de 1997 as 24:00 UTC.....	75
4.2.7 Dia 31 de março de 1997 as 12:00 UTC.....	81
5 CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....	88
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	90

LISTA DE FIGURAS

Pág.

- Fig. 3.1 - Localização dos pontos de lançamento de radiossonda e respectivos dias e horários de sondagem 13
- Fig. 4.1 - Perfis verticais de temperatura potencial (1), potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para às 12:00 UTC do dia: (a, a') 13, (b, b') 14, (c, c') 15, (d, d') 16 e (e, e') 17 de março de 1997 20
- Fig. 4.2 - Perfis verticais de temperatura potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para os 300 primeiros metros da superfície às 12:00 UTC do dia: (a, a') 13, (b, b') 14, (c, c') 15, (d, d') 16 e (e, e') 17 de março de 1997 22
- Fig. 4.3 - Perfis verticais de temperatura potencial (1), potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para às 12:00 UTC do dia: (a, a') 25, (b, b') 26, (c, c') 27 e (d, d') 28 de março de 1997 25

Fig. 4.4 - Perfis verticais de temperatura potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para os 300 primeiros metros da superfície as 12:00 UTC do dia: (a, a') 25, (b, b') 26, (c, c') 27 e (d, d') 28 de março de 1997 . 27

Fig. 4.5 - Perfis verticais de temperatura potencial (1), potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para o dia 29 de março as: (a, a') 12:00 e (b, b') 24:00 UTC e dia 30 de março as: (c, c') 12:00, (d, d') 18:00 e (e, e') 24:00 UTC 31

Fig. 4.6 - Perfis verticais de temperatura potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para os 300 primeiros metros da superfície para o dia 29 de março as: (a, a') 12:00 e (b, b') 24:00 UTC e dia 30 de março as: (c, c') 12:00, (d, d') 18:00 e (e, e') 24:00 UTC 33

Fig. 4.7 - Perfis verticais de temperatura potencial (1), potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para às 12:00 UTC do dia: (a, a') 31 de março, (b, b') 01 e (c, c') 02 de abril de 1997 36

- Fig. 4.8 - Perfis verticais de temperatura potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para os 300 primeiros metros da superfície as 12:00 UTC do dia: (a, a') 31 de março, (b, b') 01 e (c, c') 02 de abril de 1997..... 37
- Fig. 4.9 - Perfis verticais de umidade específica (q) e umidade específica de uma atmosfera hipoteticamente saturada (q_s) e água precipitável para o dia: (a, b) 28 às 12:00 UTC e (c, d) 29 às 12:00 UTC e (e, f) 24:00 UTC de março de 1997..... 39
- Fig. 4.10 - Perfis verticais de umidade específica (q) e umidade específica de uma atmosfera hipoteticamente saturada (q_s) e água precipitável para o dia 30 de março de 1997 às (a, b) 12:00 UTC, (c, d) 18:00 UTC e (e, f) 24:00 UTC..... 40
- Fig. 4.11 - Perfis verticais de umidade específica (q) e umidade específica de uma atmosfera hipoteticamente saturada (q_s) e água precipitável para o dia 31 de março de 1997 às 12:00 UTC (a, b)..... 41
- Fig. 4.12 - Imagem do satélite METEOSAT na banda do infravermelho obtida às 12:00 UTC do dia 28 de março de 1997..... 42
- Fig. 4.13 - Análises para as 12:00 UTC do dia 28 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção

utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis	44
Fig. 4.14 - Análises para as 12:00 UTC do dia 28 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal e ($10^{-5}s^{-1}$) (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$)	45
Fig. 4.15 - Análises para as 12:00 UTC do dia 28 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade ($10^{-5}s^{-1}$). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis	47
Fig. 4.16 - Análises para as 12:00 UTC do dia 28 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal ($10^{-5}s^{-1}$) e (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$)	48
Fig. 4.17 - Imagem do satélite METEOSAT na banda do infravermelho obtida às 12:00 UTC do dia 29 de março de 1997	49
Fig. 4.18 - Análises para as 12:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade ($10^{-5}s^{-1}$). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis	51

- Fig. 4.19 - Análises para as 12:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal ($10^{-5}s^{-1}$) e (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$) 52
- Fig. 4.20 - Análises para as 12:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade ($10^{-5}s^{-1}$). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis 54
- Fig. 4.21 - Análises para as 12:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal ($10^{-5}s^{-1}$) e (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$) 55
- Fig. 4.22 - Análises para as 24:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade ($10^{-5}s^{-1}$). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis 57
- Fig. 4.23 - Análises para as 24:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal ($10^{-5}s^{-1}$) e (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$) 58

- Fig. 4.24 - Análises para as 24:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis 60
- Fig. 4.25 - Análises para as 24:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal (10^{-5}s^{-1}) e (c, d) movimento vertical (hPa s^{-1}) 61
- Fig. 4.26 - Imagem de satélite METEOSAT na banda do infravermelho obtida às 12:00 UTC do dia 30 de março de 1997 62
- Fig. 4.27 - Análises para as 12:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis 64
- Fig. 4.28 - Análises para as 12:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal (10^{-5}s^{-1}) e (c, d) movimento vertical (hPa s^{-1}) 65
- Fig. 4.29 - Análises para as 12:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor

vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis 67

Fig. 4.30 - Análises para as 12:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal (10^{-5}s^{-1}) e (c, d) movimento vertical (hPa s^{-1}) 68

Fig. 4.31 - Análises para as 18:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis 70

Fig. 4.32 - Análises para as 18:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal (10^{-5}s^{-1}) e (c, d) movimento vertical (hPa s^{-1}) 71

Fig. 4.33 - Análises para as 18:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis 73

Fig. 4.34 - Análises para as 18:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa

(painéis da direita): (a, b) divergência horizontal ($10^{-5}s^{-1}$) e (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$).....	74
Fig. 4.35 - Análises para as 24:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade ($10^{-5}s^{-1}$). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis	76
Fig. 4.36 - Análises para as 24:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal ($10^{-5}s^{-1}$) e (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$).....	77
Fig. 4.37 - Análises para as 24:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade ($10^{-5}s^{-1}$). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis	79
Fig. 4.38 - Análises para as 24:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal ($10^{-5}s^{-1}$) e (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$).....	80
Fig. 4.39 – Imagem de satélite METEOSAT na banda do infravermelho obtida às 12:00 UTC do dia 31 de março de 1997, ilustrando a nebulosidade provocada pela ZCIT.....	81

- Fig. 4.40 - Análises para as 12:00 UTC do dia 31 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis 83
- Fig. 4.41 - Análises para as 12:00 UTC do dia 31 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal (10^{-5}s^{-1}) e (c, d) movimento vertical (hPa s^{-1}). 84
- Fig. 4.42 - Análises para as 12:00 UTC do dia 31 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis 86
- Fig. 4.43 - Análises para as 12:00 UTC do dia 31 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal (10^{-5}s^{-1}) (c, d) movimento vertical (hPa s^{-1}) 87

1. INTRODUÇÃO

A imensa quantidade de água existente sobre a superfície da Terra é visivelmente maior que a porção de terra firme: cerca de 71% da superfície do globo é coberta pelos oceanos, sendo a porção de água em relação a terra maior no Hemisfério Sul (4:1) que no Hemisfério Norte (1,5:1).

Volumetricamente, 97% de toda a água da Terra é marinha. Os 3% restantes estão distribuídos da seguinte forma: 2% aproximadamente, estão nos rios e lagos, 1% está sob a forma de neve e gelo, e apenas 0,0005% de toda a água do planeta está presente na atmosfera como vapor.

Apesar dos oceanos terem profundidade média de 4000 m, esta extensão é mínima em comparação com suas dimensões horizontais, que estão entre 5000 km e 15000 km. Assim, cada oceano é como uma película sobre a superfície da Terra, semelhante a uma folha muito fina de papel.

Desde tempos remotos os mares tem sido explorados pela humanidade como via de transporte e fonte de alimento. Em dezembro de 1982, foi criada a Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM) com o objetivo de estabelecer um sistema legal, reconhecido internacionalmente, sobre todos os aspectos relacionados ao uso do mar e de seus recursos. A partir desta convenção foi criada a *Zona Econômica Exclusiva (ZEE)* que se estende de 12 a 300 milhas náuticas a partir da costa. Em 1990, no Brasil, a Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM) elaborou um programa multidisciplinar para realizar o levantamento do potencial sustentável dos *Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva (REVIZEE)*, que reúne várias instituições com o objetivo de conhecer melhor o potencial pesqueiro as condições físicas, químicas, biológicas e geológicas do oceano. Devido a grande extensão do litoral brasileiro e para melhor operacionalização das pesquisas, a ZEE foi dividida em quatro regiões:

- Costa Sul: do Chuí ao Cabo de São Tomé;
- Costa Central: do Cabo de São Tomé a Salvador;
- Costa Nordeste: de Salvador à foz do Rio Parnaíba;
- Costa Norte: da Foz do Rio Parnaíba à fronteira marítima com a Guiana.

Integrando tal projeto, a meteorologia busca gerar informações sobre as condições atmosféricas na zona costeira brasileira para, juntamente com as demais áreas de pesquisa, montar o pano de fundo da ZEE de cada região. Tendo em vista a escassez de dados meteorológicos coletados no Nordeste do Brasil, as informações obtidas durante a segunda expedição do Programa REVIZEE se revestem da maior importância uma vez que foram coletadas *in situ* dentro das 200 milhas marítimas do Nordeste do Brasil.

Estudos que investigam a influência das condições oceânicas sobre o clima (e tempo) do Nordeste do Brasil evidenciam que a variabilidade climática desta região não depende apenas de fatores inerentes ao continente, estando também relacionada com anomalias nas configurações atmosféricas e oceânicas. Vários autores tem mostrado que a ocorrência de precipitação no Nordeste do Brasil, particularmente em sua zona semi-árida, é modulada por mecanismos de circulação geral da atmosfera e mecanismos oceânicos externos à região. Assim, além de contribuir para a investigação do potencial sustentável da Zona Econômica Exclusiva (ZEE), os dados meteorológicos obtidos dentro do Programa REVIZEE poderão ajudar a melhor compreender o clima (e tempo) da Região Nordeste do Brasil.

1.1 Fenômenos Atmosféricos e Oceânicos na Área do Oceano Atlântico

Sobre o planeta existem muitos fenômenos atmosféricos que variam desde escala local até a escala planetária. Os fenômenos atmosféricos/oceânicos de grande escala atuantes na área do Oceano Atlântico que tem influência sobre a

Região Nordeste do Brasil são: zona de convergência intertropical (ZCIT), dipolo do Atlântico, vórtices ciclônicos de ar superior e ondas de leste.

O Dipolo do Atlântico se caracteriza pela presença de anomalias na temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico Equatorial, sendo as anomalias de sinal oposto no Atlântico Norte e Atlântico Sul. A influência desse fenômeno sobre a circulação atmosférica na área do Atlântico e a precipitação no Nordeste do Brasil foi investigada por Moura e Shukla (1981), Nobre (1984) e outros. Eles concluíram que, quando a TSM se apresenta relativamente mais aquecida no Atlântico Sul, verifica-se a existência de anos chuvosos no Nordeste. Por outro lado, quando a TSM no Atlântico Norte se encontra relativamente mais aquecida, ocorrem anos secos no Nordeste.

A zona de convergência intertropical (ZCIT) é um dos mais importantes sistemas meteorológicos atuantes nos trópicos e está inserida numa região onde ocorre a interação de marcantes características atmosféricas e oceânicas: I) zona de convergência dos alísios (ZCA), II) zona do cavado equatorial, III) zona de máxima temperatura da superfície do mar, IV) zona de máxima convergência de massa e V) zona de máxima cobertura de nuvens convectivas, todas interagindo próximo a faixa equatorial. A ZCIT possui um deslocamento sazonal norte-sul; sua posição varia de 8°N no verão do hemisfério norte até 1°S no mês de abril.

Os vórtices ciclônicos de ar superior (VCAS) formam-se no Oceano Atlântico Sul, ocorrendo principalmente nos meses de verão do hemisfério sul, nos níveis de 300 e 200 mb, deslocando-se de leste para oeste, e geralmente se formam próximo a costa do Nordeste. Segundo Kousky e Gan (1981) os VCAS são caracterizados por um centro frio e uma circulação térmica direta - ar frio descendo no centro e ar menos frio subindo na periferia. Aragão (1976) verificou a presença de uma baixa fria com temperatura próxima a - 58°C no centro, enquanto que em torno do centro as temperaturas se apresentavam até 4°C mais elevadas. O centro do vórtice apresentava movimento vertical descendente, o que justifica a ausência de precipitação na área localizada abaixo dele. Por outro

lado, nas regiões adjacentes ao centro do vórtice os movimentos eram ascendentes com precipitação.

As ondas de leste são agrupamentos de nuvens que se movem no Atlântico, de leste para oeste, até atingirem o litoral do Nordeste, influenciando principalmente as áreas costeiras. Esses agrupamentos de nuvens são semelhantes aos que se transformam em furacões no Atlântico Norte. Uma das explicações mais frequentes para a inexistência de furacões no Nordeste do Brasil está relacionado com o fato da temperatura da água do mar na área oceânica adjacente à região, em torno de 26°C , ser menor que a temperatura no Atlântico Norte-mar do Caribe, em torno de 28°C . A velocidade média de propagação desses sistemas parece ser de aproximadamente 1100 km/dia.

Este trabalho tem como objetivo principal diagnosticar características da atmosfera sobre o Oceano Atlântico Sul para o período de 13 de março a 02 de abril de 1997, utilizando como informação principal dados de superfície e de ar superior coletados a bordo do navio oceanográfico Antares da Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil durante a realização da Operação REVIZEE Nordeste II.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

É notório a grande importância do estudo dos parâmetros atmosféricos sobre os oceanos devido a grande influência que estes exercem sobre os continentes. Mais especificamente, o estudo da interação oceano-atmosfera é fundamental para o entendimento do clima e das variações climáticas no globo.

Reed e Elliot (1979) mostraram que os totais pluviométricos elevados ocorrem nas regiões tropicais leste e central dos oceanos Atlântico Norte e Pacífico Norte. Um mínimo é visto nas regiões subtropicais desses oceanos, sendo particularmente evidente ao longo das faixas leste. Um máximo secundário está presente sobre as regiões norte, onde cai uma quantidade considerável de neve no inverno. As principais mudanças sazonais são o aumento e migração para norte da zona seca subtropical, do inverno para o verão, bem como a redução na magnitude e no gradiente de precipitação para o norte, no verão. O Pacífico tropical mostra distribuição estável durante o ano, mas a posição da zona de máxima precipitação no Atlântico tropical varia consideravelmente. Os autores assinalam ainda que os primeiros mapas de precipitação baseados em dados coletados sobre os continentes exageram na estimativa da precipitação na parte leste dos oceanos por causa do aumento da precipitação sobre a terra devido à penetração do ar marítimo na costa. Os mapas atuais apresentam uma distribuição mais realista da precipitação que ocorre na maior parte dos oceanos do Hemisfério Norte. Sua maior falha resulta provavelmente das incertezas na intensidade dos valores próximos aos limites das regiões tropicais.

A distribuição da temperatura da superfície dos oceanos varia muito pouco no tempo se comparada com o que ocorre nos continentes devido a grande capacidade térmica da água. Segundo Pickard (1968), a distribuição de temperatura da superfície dos oceanos é basicamente zonal já que as isotermas são aproximadamente paralelas aos círculos de latitude enquanto que perto da costa, que desvia as correntes, as isotermas tendem a uma orientação norte-sul. As variações diurnas de temperatura são mínimas no oceano (raramente

excedem $0,3^{\circ}\text{C}$) mas são maiores (2 a 3°C) nas águas abrigadas e rasas próximas da costa. A principal razão desta variação tão pequena, segundo Pickard, é que a maior parte do calor recebido do Sol é utilizada para evaporar a água e não para aquecê-la, sobrando bem pouco para elevar-lhe a temperatura.

McCormick e Thiruvathuval (1976) mostraram que a temperatura da superfície do mar está entre -2°C e 30°C , aproximadamente. A distribuição da temperatura se deve, em parte, às correntes padrões que transportam águas quentes para latitudes altas e águas frias para o equador. A mudança sazonal de temperatura tende a ser muito maior em latitudes médias do que em águas polares e equatoriais, especialmente nos Oceanos Atlântico e Pacífico. As variações na parte oeste desses oceanos em latitudes médias são parcialmente devidas aos ventos predominantes de oeste que sopram oriundos dos continentes, que estão sujeitos a uma grande mudança sazonal de temperatura. A parte leste dos Oceanos Atlântico e Pacífico tem temperatura mais constante, já que os ventos que sopram sobre essas áreas tem influência moderadora por serem provenientes dos setores leste e central desses oceanos.

Nichols (1978) afirma que um fator importante na produção de anomalias de TSM é a velocidade do vento na baixa troposfera. Em geral, um aumento na velocidade do vento tende a aumentar a evaporação da superfície do oceano e a espessura da camada de mistura, causando assim um decréscimo na TSM. Ele propõe ainda que, durante todo o ano, a TSM equatorial acima do normal tende a diminuir a pressão atmosférica nos trópicos e subtropicais e que a anomalia de pressão assim produzida causa variações na anomalia de TSM original. O sentido da variação (aumento ou diminuição) na anomalia de TSM depende da direção predominante do vento predominante. Assim, durante parte do ano, uma anomalia positiva da pressão está associada com aumento na TSM, enquanto durante o restante do mesmo ano a mesma anomalia de pressão é associada com diminuição na TSM.

Venegas et al. (1997) afirmam que a circulação de nível superior no Atlântico Sul é dominada pela Corrente Equatorial Sul, Giro Subtropical e Corrente Circumpolar Antártica (CCA). Os componentes principais do Giro Subtropical são o calor e salinidade da corrente do Brasil no oeste e a água fria e com baixo teor de salinidade na Corrente de Benguela no leste, juntamente com a corrente do Atlântico Sul fluindo de oeste. A corrente fria e de baixa salinidade das Malvinas (ou Falklands) origina-se como um ramo da CCA e encontra a Corrente do Brasil na zona de confluência localizada em 36°S, aproximadamente. O campo de TSM exhibe geralmente fraco gradiente sudeste-nordeste ao norte de 35°S, aproximadamente. As isotermas estendem-se zonalmente e são pouco espaçadas ao sul dessa latitude. A pressão ao nível médio do mar e o campo do vento são dominados pelo anticiclone subtropical do Atlântico Sul cujo centro está localizado próximo ao ponto de coordenadas (30°S, 5°W).

Correia (1997) assinala que os ventos alísios são extremamente constantes, fluindo entre o cinturão das altas pressões subtropicais e o cavado equatorial e soprando de leste-nordeste (ENE), no hemisfério norte, e de leste-sudeste (ESE), no hemisfério sul. Mais de um terço da Terra está sob a influência dos alísios em qualquer época do ano, sendo mais constantes sobre a parte leste dos oceanos. Três camadas distintas podem ser vistas na região dos alísios: a camada dos baixos alísios, até aproximadamente 500m de altitude, a camada de inversão dos alísios, acima dos alísios de baixos níveis, com uma espessura de até 2 km e a camada dos alísios superiores, acima da camada de inversão, cujo topo está em cerca de 6 km de altitude, em média, no cinturão das altas subtropicais.

Tarakanov (1982) observa que o perfil vertical de temperatura é complexo no cinturão dos ventos alísios. Na camada mais baixa, que se estende até 1 km, a taxa de variação vertical da temperatura tem, freqüentemente, valor próximo da taxa adiabática seca. Acima dessa camada podem existir uma ou mais camadas estáveis ou camadas de inversão, ou seja, camadas nas quais a taxa de variação vertical de temperatura é pequena ou negativa. O limite superior dessas camadas pode ser tão alto quanto 3 km. É essa camada de inversão de temperatura que é

conhecida como a inversão dos ventos alísios. Abaixo da camada de inversão, a atmosfera tem um elevado teor de vapor d'água; assim, a troposfera tropical na área dos ventos alísios pode ser geralmente dividida em uma camada superior seca e uma inferior úmida (0 - 3 km). Acima da inversão dos ventos alísios, numa camada de 3 a 6 km de espessura, a taxa de variação vertical da temperatura chega a atingir $0,8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ou mais, conforme registrado em sondagens do GATE de 1972. Acima de 6 km de altitude, outra inversão é observada, a inversão secundária dos ventos alísios, que é muito mais fraca do que a inversão principal. O limite superior dessa inversão está situado em torno de 7 km de altitude. Takaranov assinala ainda que na zona de convergência intertropical o perfil vertical de temperatura tem forma diferente. De acordo com algumas sondagens, existem camadas de separação nessa região mas não como uma condição média e, quando observadas, são rasas. Na camada inferior (até 600 - 700 m) a variação vertical de temperatura é mais acentuada do que a taxa adiabática úmida. Acima dessa camada, a taxa de variação vertical da temperatura decresce à medida que a temperatura diminui com a altitude. A taxa é maior na troposfera superior quando comparada com a da troposfera inferior. A taxa de variação vertical de temperatura é, em média de $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

Riehl (1979) assinala que a inversão dos alísios age como um forte agente inibidor do desenvolvimento vertical das nuvens. O calor e o baixo teor de umidade acima da inversão são as características anômalas do regime de inversão. Ele sugere que a inversão dos alísios é formada pela subsidência em grande escala de ar proveniente dos altos níveis na borda leste das células subtropicais de alta pressão. O ar muito seco na inversão pode ser proveniente de níveis tão altos quanto 300 ou 400 mb. Descendo, a corrente encontra oposição do ar marítimo nos níveis baixos, que sopra em direção ao equador. A base da inversão está situada no nível em que se encontram essas duas correntes que fluem na mesma direção. A altura da base é uma medida de profundidade, indicando até onde a corrente superior consegue penetrar ao descer, sendo a camada de inversão a zona de mistura entre as duas camadas. No Oceano Atlântico, a altura da base da inversão se eleva para oeste a partir de

um mínimo evidente de 750 m, situado ao longo da costa noroeste e sudoeste da África. A partir das latitudes de 15° , a altura da base da inversão aumenta para oeste e também em direção ao equador. A altura mais elevada (2000 m) é vista na área do cavado equatorial. A inversão é mais intensa onde sua base é mais baixa; o aumento de temperatura na camada de inversão diminui à medida que a base da inversão sobe. A umidade relativa também tem uma queda mais acentuada sobre a parte leste desse oceano. Um grande aumento de temperatura corresponde a uma grande diminuição da umidade, enquanto que regiões com pequeno aumento de temperatura coincidem com regiões de pequena diminuição de umidade. Assim, a inversão é mais forte sob todos os aspectos onde a altura da base é mais baixa; ela enfraquece com a elevação da altura da base.

Marques et al. (1983), observando as variações nos perfis verticais de parâmetros de energia, sugerem que variações na precipitação no Nordeste do Brasil não tem sua origem em fatores locais, mas estão conectadas com variações na circulação geral dos trópicos.

Rathor e Cavalcanti (1987) afirmam que a alta umidade atmosférica é uma condição necessária mas não suficiente para geração de nuvens capazes de produzir precipitação sobre o Nordeste do Brasil, sugerindo que a variabilidade da precipitação na região esta mais relacionada com efeitos dinâmicos.

Fu et al. (1994), analisando a influência da TSM e divergência do vento à superfície na estrutura termodinâmica atmosférica e os efeitos resultantes sobre a convecção profunda usando dados de radiossondagens de julho de 1983 a julho de 1985, para a bacia do Pacífico Tropical (25°S , 25°N , 129°E , 90°W), mostraram que o início da convecção profunda não requer apenas a existência de energia potencial convectiva disponível (CAPE) positiva, mas também uma camada limite planetária (CLP) instável. Uma CLP estável inibe a convecção profunda mesmo quando a CAPE é positiva. Variações da TSM tem um efeito importante na CAPE, mas a divergência do vento à superfície também pode afetar a convecção profunda mudando a taxa de variação vertical de temperatura

na baixa troposfera e umidade na CLP. Especificamente, quando a TSM $\geq 28^{\circ}\text{C}$ a CAPE é sempre positiva e a divergência do vento à superfície não muda qualitativamente o perfil da flutuação na CLP. Forte divergência do vento à superfície, todavia, estabiliza a CLP inibindo o início da convecção profunda. Por outro lado, quando a TSM $< 27^{\circ}\text{C}$, a CAPE é geralmente negativa e inibe a convecção, mas forte convergência do vento à superfície pode desestabilizar a camada de inversão e umedecer suficientemente a CLP para tornar a atmosfera condicionalmente estável, em média. Como resultado, a convecção profunda aumenta geralmente na ausência de forte divergência de vento à superfície quando a TSM é $\geq 28^{\circ}\text{C}$ ou quando ocorre forte convergência do vento à superfície mesmo se a TSM $< 27^{\circ}\text{C}$. Os autores concluem que as condições dinâmicas são também importantes para determinar a ocorrência de convecção profunda, já que a relação entre a convecção profunda e a TSM é fortemente influenciada pelas variações da circulação de grande escala.

Hasse e Smith (1997) mostraram que a troca de momentum (quantidade de movimento) entre a atmosfera e o oceano, que é o stress do vento na superfície do mar, é uma condição limite para modelos atmosféricos e é um termo essencial em modelos oceânico-atmosféricos acoplados. Essa transferência de momentum é condicionada pela turbulência na camada superficial da atmosfera e pelo estado do mar; modelos globais e regionais não podem descrever esses processos complexos em detalhe e, portanto, dependem da parametrização. Na camada superficial, tipicamente os 10% iniciais da camada limite, o stress ou fluxo de momentum é necessariamente constante com a altura. A superfície do mar é rugosa pela ação das ondas geradas pelo vento e, assim, o coeficiente de cisalhamento depende da velocidade do vento. O cisalhamento do vento depende da estratificação na camada superficial, enquanto que a transferência de momentum depende de um caminho complexo no estado do mar e, portanto, espera-se que o coeficiente de cisalhamento ou, equivalentemente, o comprimento da rugosidade, dependa do estado do mar. Assim, o coeficiente de arraste da superfície do mar pode ser representado como uma função apenas da velocidade do vento e estabilidade em aplicações climatológicas e de grande

escala. Fluxos de calor latente e sensível e processos radiativos transferem calor entre o ar e o mar. Juntamente com evaporação, precipitação e escoamento superficial, eles modificam as massas de água e ar na superfície. Essas massas de água e ar estabelecem os gradientes de densidade que conduzem a circulação da atmosfera e dos oceanos.

É cada vez mais importante o conhecimento das condições atmosféricas dos oceanos para melhor entender o tempo e clima das áreas continentais e realizar previsões de tempo e clima mais eficazes. Tendo em vista a escassez de dados sobre a estrutura vertical da atmosfera na área do Atlântico Tropical Sul, há necessidade de realizar uma maior quantidade de estudos observacionais nesta área.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 MATERIAIS

Os dados utilizados no presente trabalho foram coletados em dois cruzeiros realizados a bordo do NOc Antares compreendendo um período de 14 dias não consecutivos, a saber: 13 a 17 de março e 25 de março a 02 de abril de 1997. Durante cada cruzeiro foram realizadas radiossondagens diárias no horário das 12 UTC e, adicionalmente, em alguns dias, também nos horários das 18 e 24 UTC. Além dos dados de cruzeiro, foram também utilizadas imagens de satélite e dados de reanálise do NCEP, analisados usando o aplicativo GrADS, com a finalidade de caracterizar as condições sinóticas existentes durante o período estudado.

3.1.1 RADIOSSONDAGENS

Seguindo um cronograma pré-estabelecido, foram realizadas radiossondagens utilizando uma estação PC-CORA da Väisälä que possui duas antenas de recepção (uma em UHF e outra em VHF) devidamente instaladas em local apropriado do navio. Balões de 350 gramas foram utilizados para conduzir a radiossonda em cujo interior estavam os sensores de pressão, umidade relativa e temperatura, sendo obtidas ainda a direção e a velocidade do vento através do sistema Omega de triangulação. Além destas informações, a PC-CORA forneceu dados de altura geopotencial e temperatura do ponto de orvalho. As radiossondagens foram realizadas observando os horários sinóticos das 12, 18 e 24 UTC. A Figura 1 ilustra a localização dos pontos de coleta, datas e respectivos horários sinóticos das radiossondagens.

A calibração das radiossondas foi realizada através de parâmetros atmosféricos coletados à superfície, a saber: pressão atmosférica, temperatura e umidade relativa do ar, velocidade e direção do vento. As medições de temperatura à superfície utilizadas na calibração, foram realizadas sempre

próximo ao horário de lançamento do balão por meio de um psicrômetro manual operado na popa do navio, protegido da ação do vento e em local sombreado, de forma a evitar a influência do vento e da radiação, minimizando desta forma os erros. A umidade à superfície, por sua vez, foi determinada a partir dos dados do psicrômetro utilizando tabelas para obter a umidade relativa. Neste método de obtenção da umidade existe um pequeno erro, mas que é aceitável, devido ao aquecimento radiativo do navio. A velocidade e direção do vento à superfície foram obtidas através de um anemômetro instalado no ponto mais alto do mastro principal do navio.

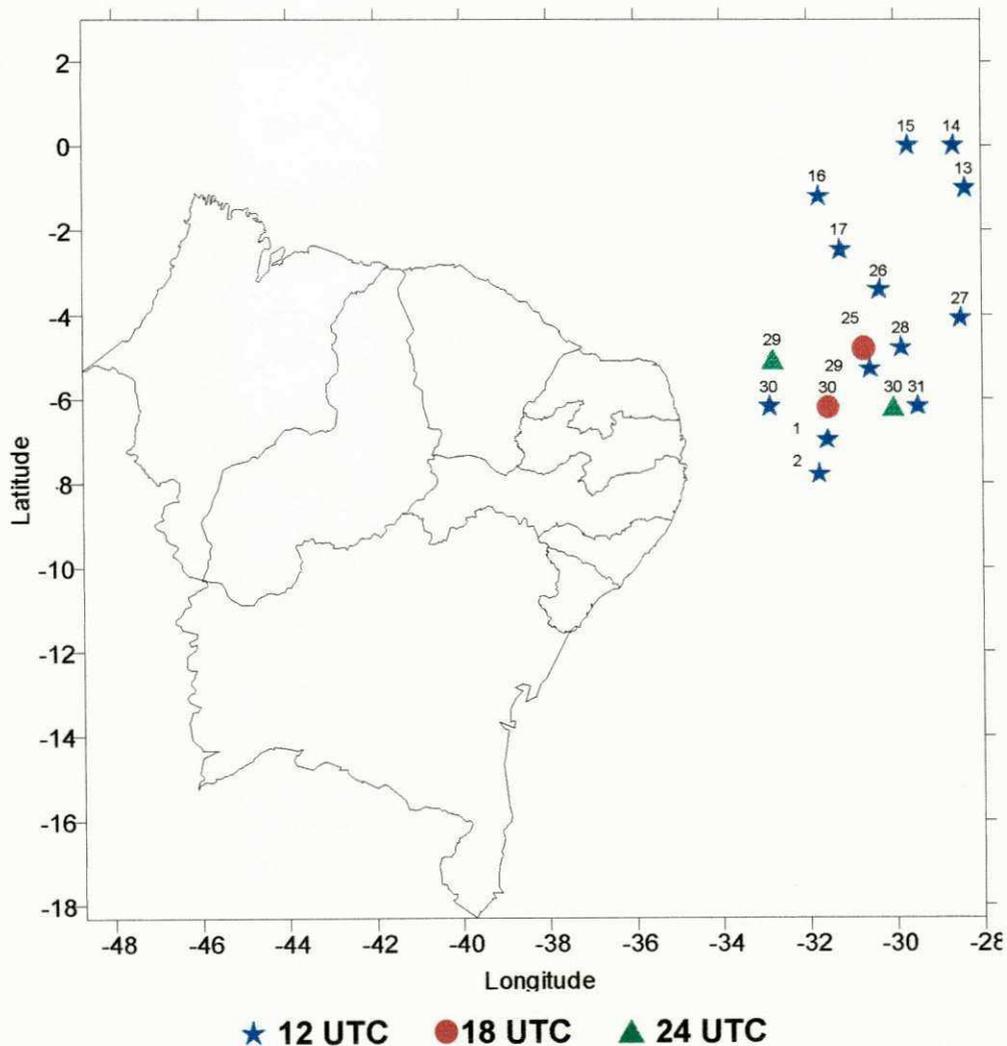


Fig. 3.1 - Localização dos pontos de lançamento de radiossondas e respectivos dias e horários de sondagem.

3.2 MÉTODOS

3.2.1 Cálculo das Temperaturas Potencial, Potencial Equivalente e Potencial Equivalente de Saturação

A magnitude da temperatura é um importante parâmetro para definir a capacidade do ar de armazenar e transportar umidade. Segundo Vianello e Alves (1991) quando se deseja realizar a comparação da temperatura do ar em diferentes alturas, não se pode medi-las simplesmente em níveis diferentes e compará-las diretamente, já que a temperatura varia com a pressão e esta com a altura. Um parâmetro extremamente usado em meteorologia, neste caso, é a temperatura potencial pois esta é obtida sob as mesmas condições de pressão.

A temperatura potencial (θ) de uma parcela de ar é definida como a temperatura que a parcela de ar teria se esta fosse expandida ou comprimida adiabaticamente, até atingir uma pressão padrão P_0 (que normalmente é de 1000 hPa). Esta temperatura é dada pela equação de Poisson, proposta por Holton (1992),

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (3.1)$$

onde T é a temperatura em graus Kelvin, c_p o calor específico do ar à pressão constante e R a constante específica dos gases para o ar seco.

Temperatura potencial equivalente (θ_e) é a temperatura potencial que uma parcela de ar teria se toda sua umidade fosse condensada e o calor latente resultante fosse usado para aquecê-la. A temperatura de uma parcela de ar pode

ser levada até o seu valor de potencial equivalente, fazendo a parcela subir, a partir do seu nível original, até que todo seu vapor d'água condense e precipite e, então, comprimindo-a adiabaticamente até a pressão de 1000 hPa. Essa temperatura é definida por

$$\theta_e = \theta \exp \left[\left(\frac{3,376}{T_L} - 0,00254 \right) \cdot r \left(1 + 0,81 \times 10^{-3} r \right) \right] \quad (3.2)$$

onde a razão de mistura r é

$$r = \frac{0,622 \cdot e}{P - e} \quad (3.3)$$

sendo

$$U = \frac{e}{e_s} \quad (3.4)$$

onde U é a umidade relativa e e_s , a pressão de vapor a saturação de Tetens (1930) dada por

$$e_s = 6,11 \times 10^{\left(\frac{7,5t}{237,3+t} \right)} \quad (3.5)$$

em que t está em graus Celcius.

T_L é a temperatura no nível de condensação por levantamento (NCL) dada por

$$T_L = \frac{1}{\frac{1}{T} - \frac{\ln(UR/100)}{2840}} + 55 \quad (3.6)$$

O critério de instabilidade pode ser expresso em termos do campo variável θ_e^* (eq. 3.4) definido como a temperatura potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada que tem a estrutura térmica da atmosfera real, sendo dada por

$$\theta_e^* = \theta \exp\left(\frac{L_c r_s}{c_p T}\right) \quad (3.7)$$

onde T é a temperatura do ar, não a temperatura após a expansão adiabática à saturação como na eq. 3.2; θ é a temperatura potencial, r_s a razão de mistura a saturação e L_c o calor latente de condensação, calculado através da equação dada por Hess (1966),

$$L_c = 597,3 - 0,566(T - 273,15) \quad (3.8)$$

Assim, o critério de instabilidade condicional para uma parcela saturada é:

- a) Se $\frac{\partial \theta}{\partial Z} < 0$, a camada é convectivamente instável
- b) Se $\frac{\partial \theta}{\partial Z} = 0$, a camada é convectivamente neutra
- c) Se $\frac{\partial \theta}{\partial Z} > 0$, a camada é convectivamente estável

Os perfis verticais de θ , θ_e e θ_e^* permitirá avaliar as condições termodinâmicas e o grau de instabilidade da atmosfera. Mais especificamente, o gradiente vertical da temperatura potencial equivalente permitirá verificar se as

condições atmosféricas reinantes são favoráveis, ou não, para o desenvolvimento de sistemas convectivos intensos.

3.2.2 Componentes Zonal e Meridional do Vento

Perfis verticais das componentes zonal e meridional do vento serão obtidos a partir dos valores calculados com base nas equações abaixo:

$$u = -|V| \operatorname{sen} \alpha \quad (3.9)$$

$$v = -|V| \operatorname{cos} \alpha \quad (3.10)$$

onde V e α são respectivamente a intensidade e direção do vento.

3.2.3 Água precipitável

A determinação do conteúdo total do vapor d'água na atmosfera, num dado local, dá uma idéia da quantidade possível de precipitação que poderia ser esperada caso existisse condições favoráveis. Essa quantidade é chamada de "água precipitável", que pode ser obtida utilizando a expressão de Stull (1950)

$$A_p = \frac{0,622 \cdot \bar{e} \cdot 100 \cdot \ln \left(\frac{P_0}{P_1} \right)}{9,8} \quad (3.11)$$

sendo \bar{e} a pressão média de vapor d'água.

4. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Neste capítulo os resultados são apresentados e discutidos com o objetivo de caracterizar as condições atmosféricas na área do Atlântico Sul no período estudado, com ênfase na análise dos dados coletados *in situ*. Campos de reanálise do NCEP e imagens do satélite METEOSAT são utilizados para identificar os sistemas meteorológicos de grande escala atuantes na região de estudo. A estrutura vertical da atmosfera sobre o Atlântico Sul é discutida com base em perfis verticais diários de variáveis termodinâmicas e das componentes do vento obtidos das radiossondagens.

4.1 Estrutura Vertical da Atmosfera

Os perfis verticais obtidos a partir das radiossondagens realizadas no período de 13 a 17 de março e de 25 de março a 02 de abril de 1997 aqui apresentados são muito semelhantes aos obtidos em sondagens realizadas sobre o continente, com algumas particularidades nos baixos níveis, devido ao tipo de superfície.

Observa-se nos perfis de temperatura potencial dados a seguir que a atmosfera é condicionalmente instável nos baixos níveis, tornando-se estável acima de 6000 m.

Analisando o comportamento dos perfis de temperatura potencial e vento nos primeiros 300 m acima da superfície, verifica-se que estas variáveis estão diretamente relacionadas com as características da camada de mistura oceânica.

4.1.1 Período de 13 a 17 de março de 1997

Os perfis do período de 13 a 17 de março de 1997 às 12:00 UTC estão apresentados nas figuras 4.1 e 4.2 abaixo. O dia 13/03 (Fig. 4.1a) apresenta uma camada de inversão de subsidência com base em 2480 mgp aproximadamente, apresentando porém umidade levemente mais elevada que os dois dias posteriores. O dia 14/03 (Fig. 4.1b) apresenta-se sem nenhuma inversão, voltando a existir inversão no dia 15/03 (Fig. 4.1c), tendo comportamento muito semelhante ao dia 13/03 (Fig. 4.1a), porém mais forte com base em 2000 mgp.

O dia 16/03 (Fig. 4.3d) apresenta-se como o dia mais seco neste período e tem inversão fraca cuja base está em 3500 mgp, porém o dia 17/03 (Fig. 4.1e) apresenta-se sem nenhuma inversão, comportamento este semelhante ao dia 14/03 (Fig. 4.1c) tendo uma camada mais seca entre 2000 e 6000 mgp (entre 850 e 500 mb).

A direita da Figura 4.1 tem-se os perfis de ventos nos níveis baixos e médios, apresentando valor máximo de 10 m/s na baixa troposfera sempre em torno de 2000 mgp. Até o nível de 500 hPa (6000 mgp) a direção varia entre NE e SE, modificando a variação de sentido acima deste nível passando a ser de noroeste ou sudoeste, exceto para o dia 15/03 (Fig. 4.1c') que apresenta sua direção alternando de NE para SE em toda a atmosfera. A intensidade do vento é bastante elevada na alta troposfera, chegando a atingir valor acima de 30 m/s.

Os perfis de vento da Figura 4.2 mostram que a direção do vento foi de sudeste para todos os dias deste período. A Fig. 4.2a (dia 13/03) apresenta uma inversão com topo em 110 mgp aproximadamente. No dia 14/03 (Fig. 4.2b) os perfis mostram que a atmosfera se encontrava praticamente estratificada (Fig. 4.2b').

No dia 15/03 (Fig. 4.2c) a atmosfera volta a apresentar inversão próxima à superfície com topo em 35 mgp, com vento de NE e máxima intensidade do vento

coincidindo novamente com o topo da inversão. Os perfis dos dias 16/03 (Fig. 4.2d) e 17/03 (Fig. 4.2e) apresentam também inversão com topo em 80 mgp (Fig. 4.2d') e 140 mgp (Fig. 4.2e') respectivamente.

O comportamento de θ_e e θ_e^* está intimamente ligado a intensidade e direção do vento nos níveis mais próximos da superfície, uma vez que, o vento neste período apresenta-se sempre de SE e sua intensidade máxima coincide com o topo da inversão

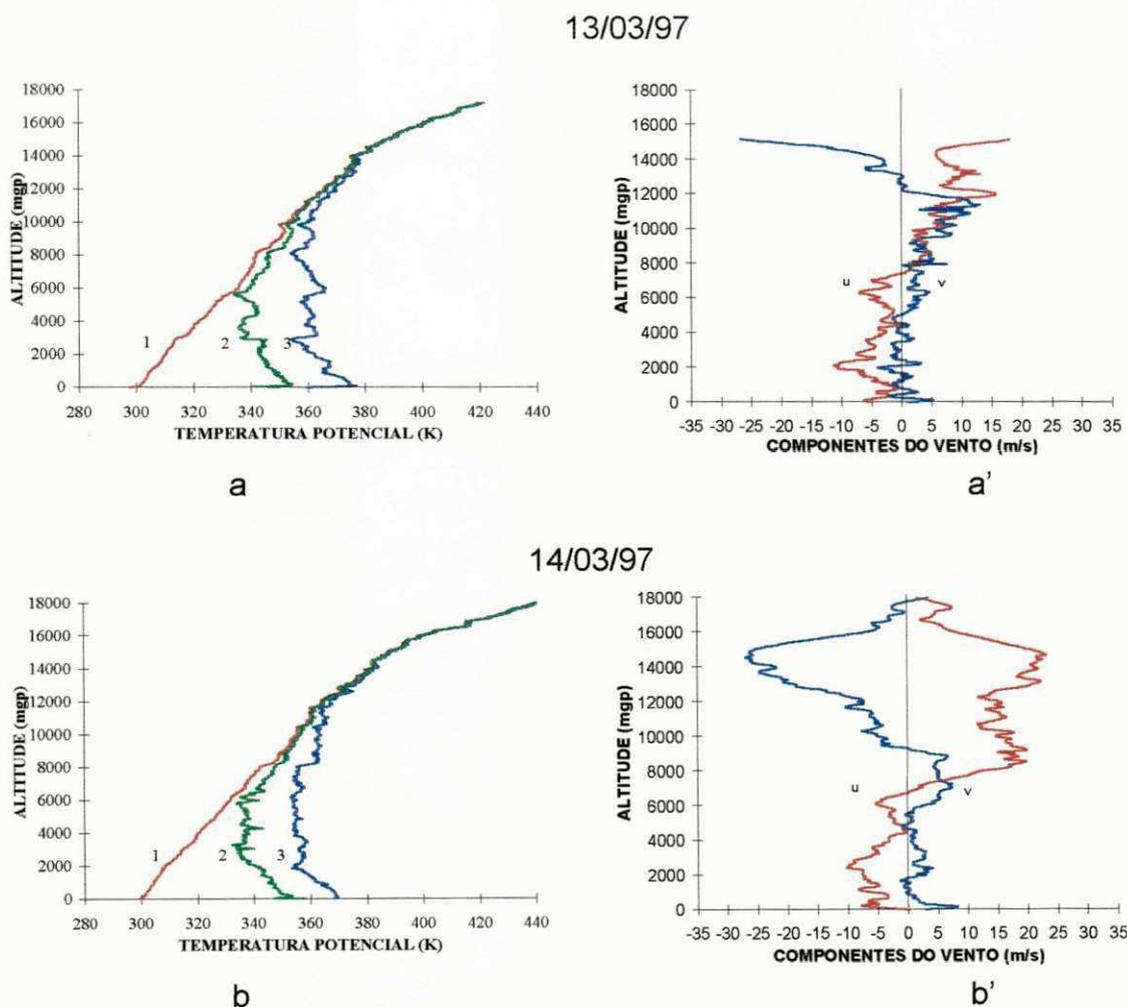
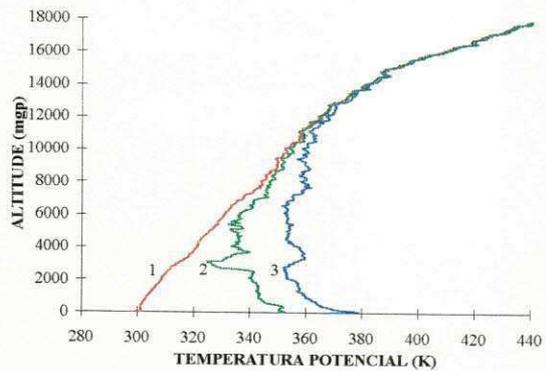
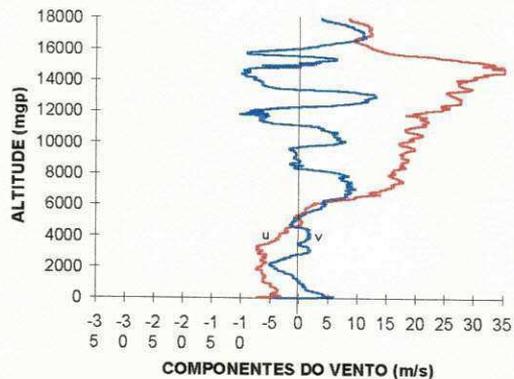


Fig. 4.1 - Perfis verticais de temperatura potencial (1), potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para às 12:00 UTC do dia: (a, a') 13, (b, b') 14, (c, c') 15, (d, d') 16 e (e, e') 17 de março de 1997.

15/03/97

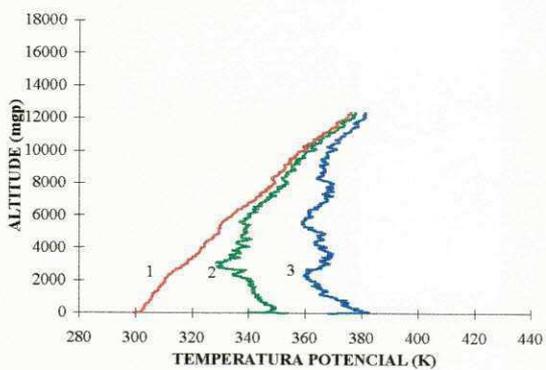


c

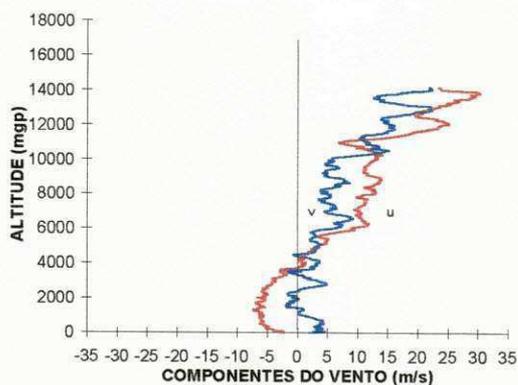


c'

16/03/97

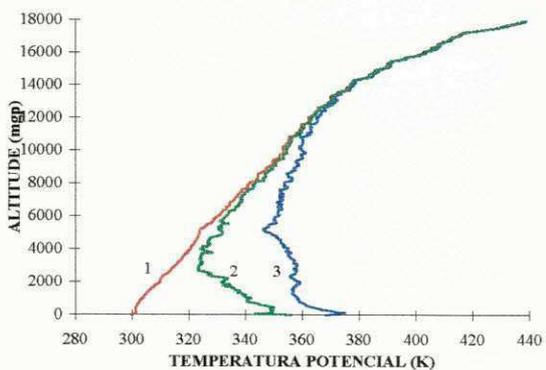


d

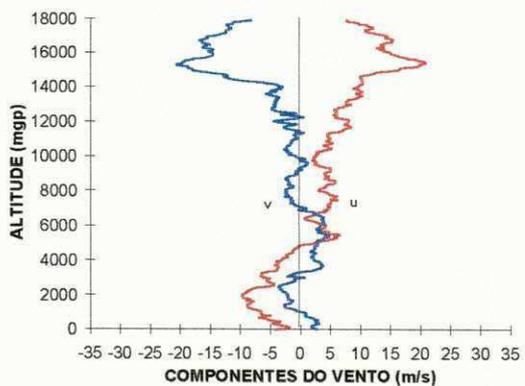


d'

17/03/97



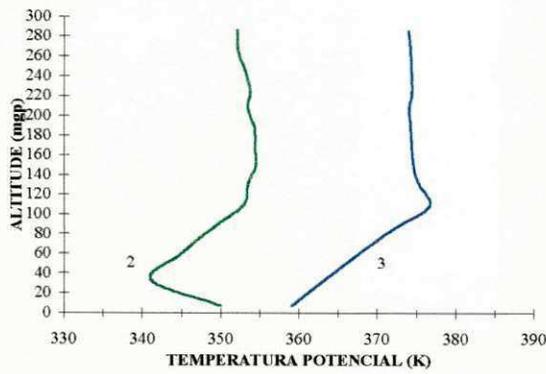
e



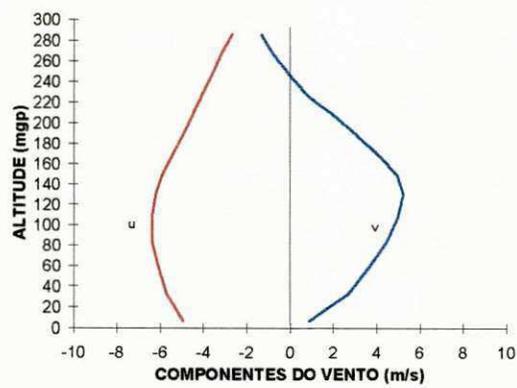
e'

Continuação da Fig. 4.1

13/03/97

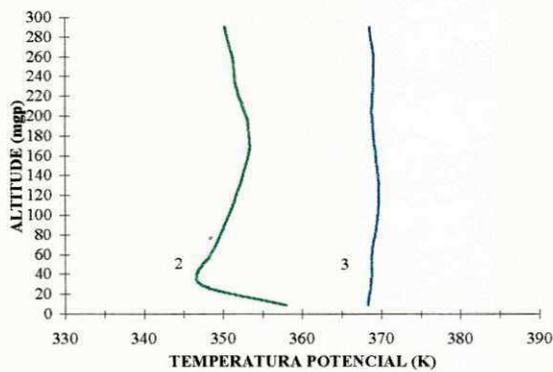


a

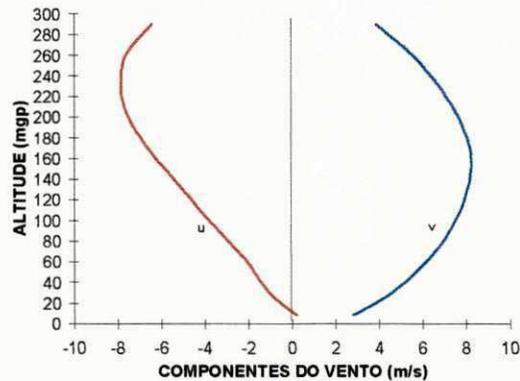


a'

14/03/97

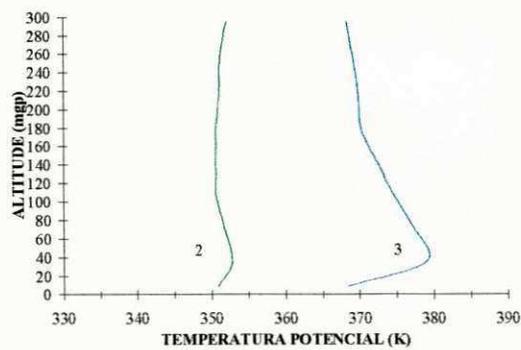


b

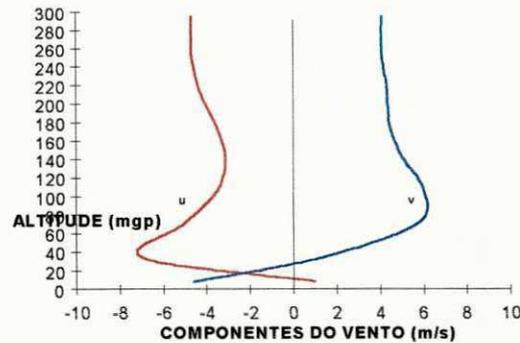


b'

15/03/97



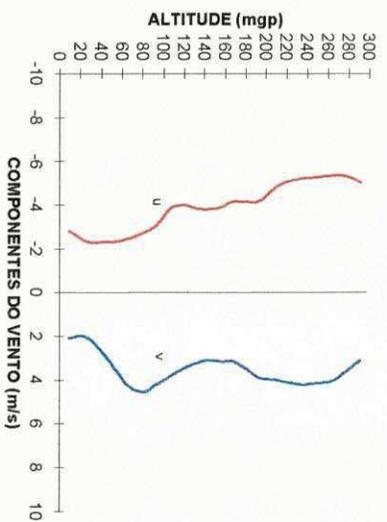
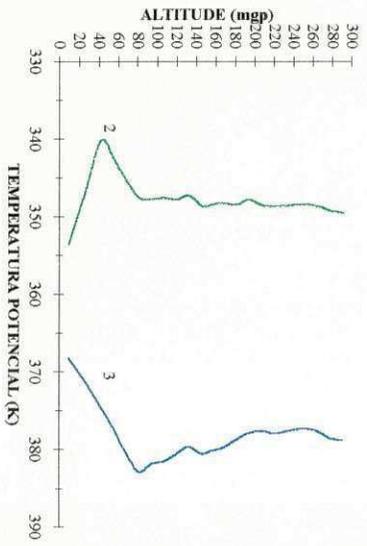
c



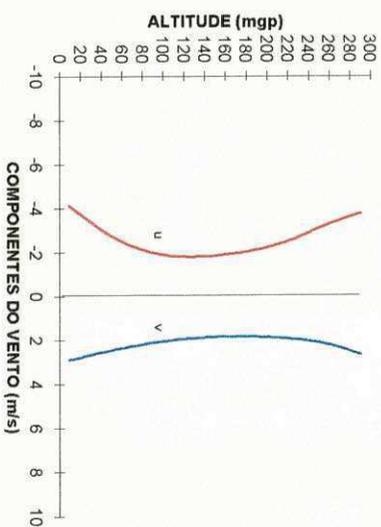
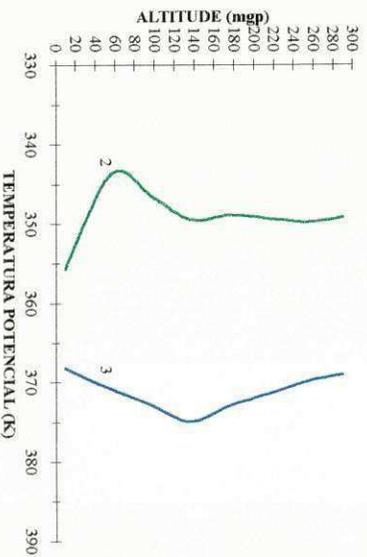
c'

Fig. 4.2 - Perfis verticais de temperatura potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para os 300 primeiros metros da superfície as 12:00 UTC do dia: (a, a') 13, (b, b') 14, (c, c') 15, (d, d') 16 e (e, e') 17 de março de 1997.

16/03/97



17/03/97



Continuação da Fig. 4.2

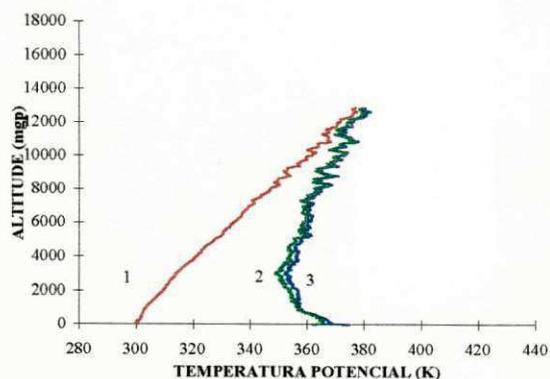
4.1.2 Período de 25 a 28 de março de 1997

O dia 25 de março mostra-se bastante diferente com relação aos demais observados ao longo do experimento devido a sua alta umidade vista na Figura 4.3a, desde os baixos até os altos níveis. Observando os perfis das componentes do vento (Fig. 4.3a') vê-se também um comportamento diferente dos demais no que diz respeito a amplitude, uma vez que este apresenta valor máximo com aproximadamente metade da intensidade daqueles vistos nos demais dias. Devido ao alto teor de umidade e à estrutura térmica condicionalmente instável, estes perfis caracterizam um ambiente potencialmente favorável ao desenvolvimento de convecção profunda.

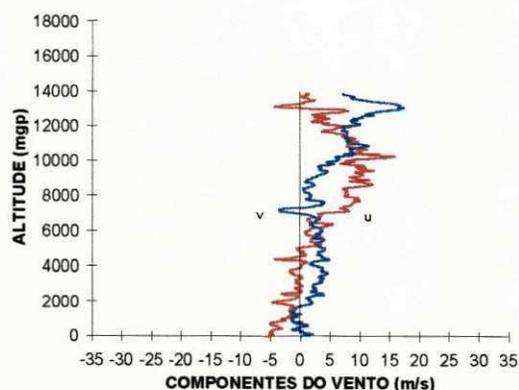
Os perfis de temperatura potencial apresentados na Fig. 4.3 (b, c, d), respectivamente dos dias 26 a 28 de março, apresentam atmosfera condicionalmente instável, com vento predominante de NE ou SE nos níveis baixos, passando a soprar de SO ou NO nos níveis mais altos (a partir de 6000 m) conforme a Figura 4.3 (b', c', d').

Neste período, nos primeiros 300 m próximo a superfície, observa-se novamente que a direção para quase todos os dias é de sudeste exceto para o dia 26/03 (Fig. 4.4.b') com direção de NO. No dia 26/03 (Fig. 4.4b) ocorre inversão térmica à superfície a aproximadamente 58 m, coincidindo com a intensidade máxima do vento (Fig. 4.4b'). O dia 27/03 (Fig. 4.4c) não apresenta inversão neste intervalo, sendo a intensidade máxima do vento 6,5 m/s, voltando a apresentar inversão no 28/03 (Fig. 4.4d) com topo em 52 m. Com relação ao vento o dia 28/03 (Fig. 4.4d) não tem a intensidade máxima coincidindo com o topo da inversão.

25/03/97

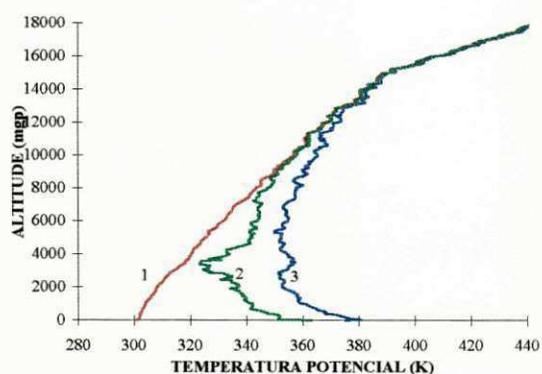


a

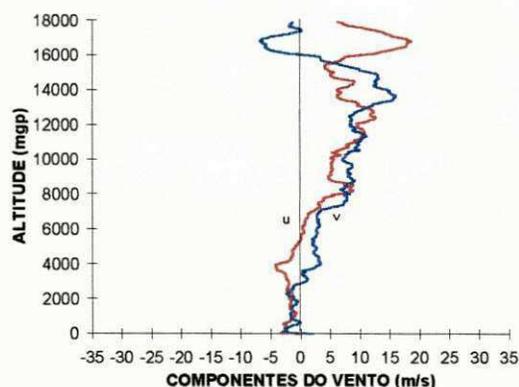


a'

26/03/97

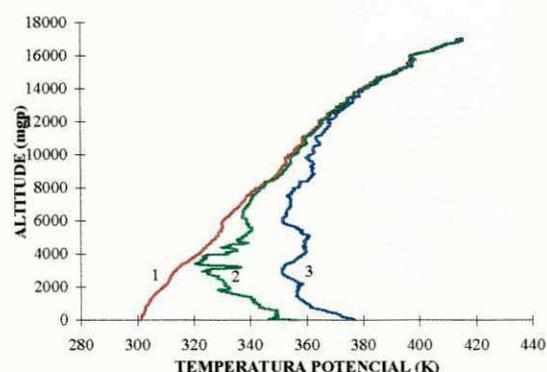


b

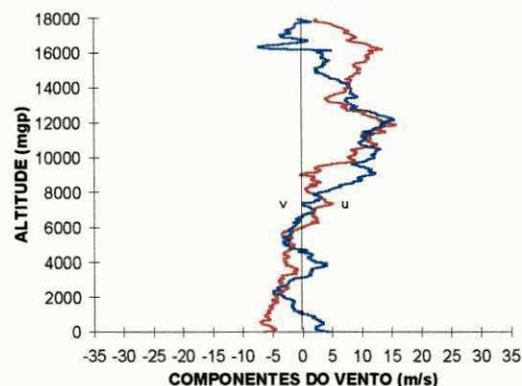


b'

27/03/97

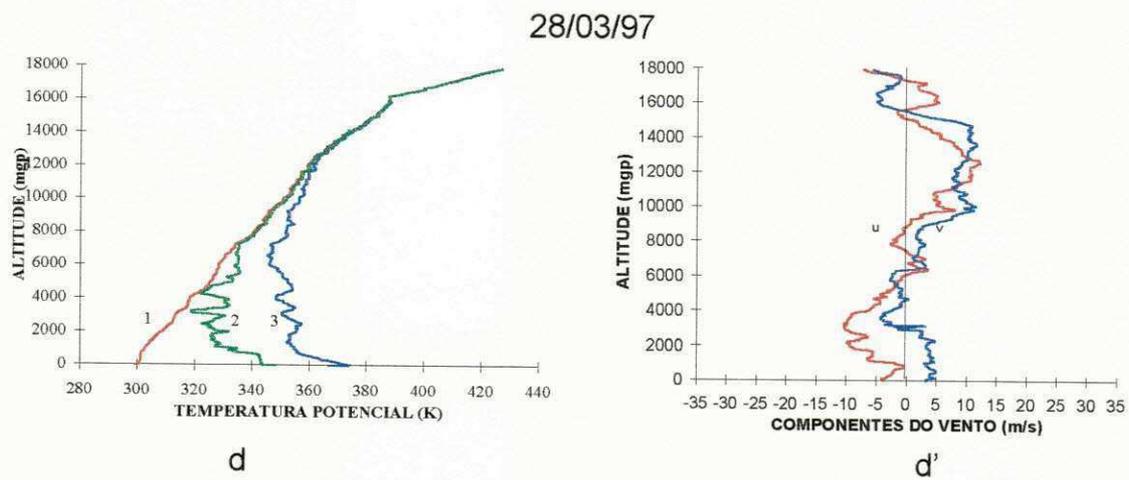


c



c'

Fig. 4.3 - Perfis verticais de temperatura potencial (1), potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para às 12:00 UTC do dia: (a, a') 25, (b, b') 26, (c, c') 27 e (d, d') 28 de março de 1997.



Continuação da Fig. 4.3

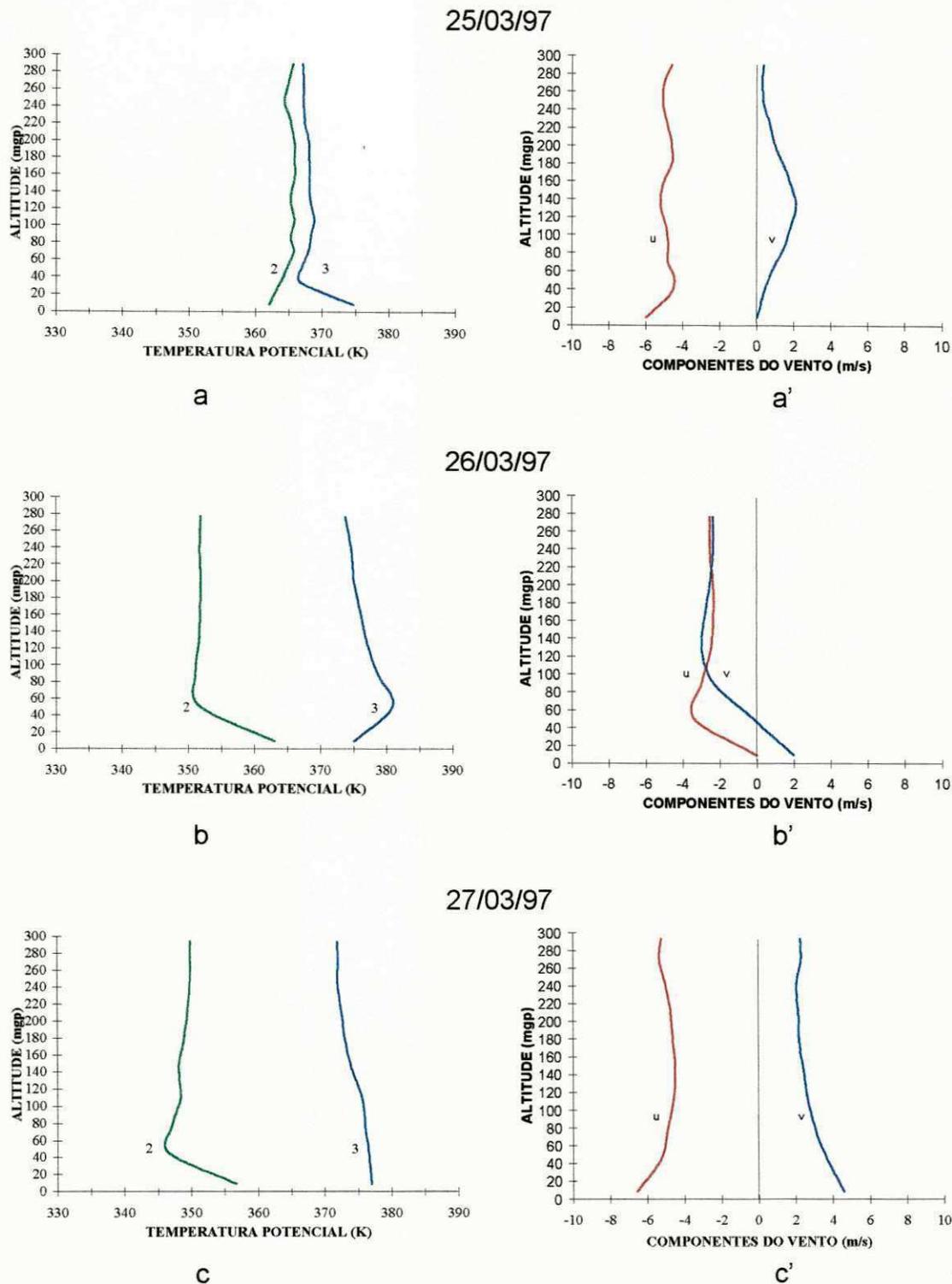
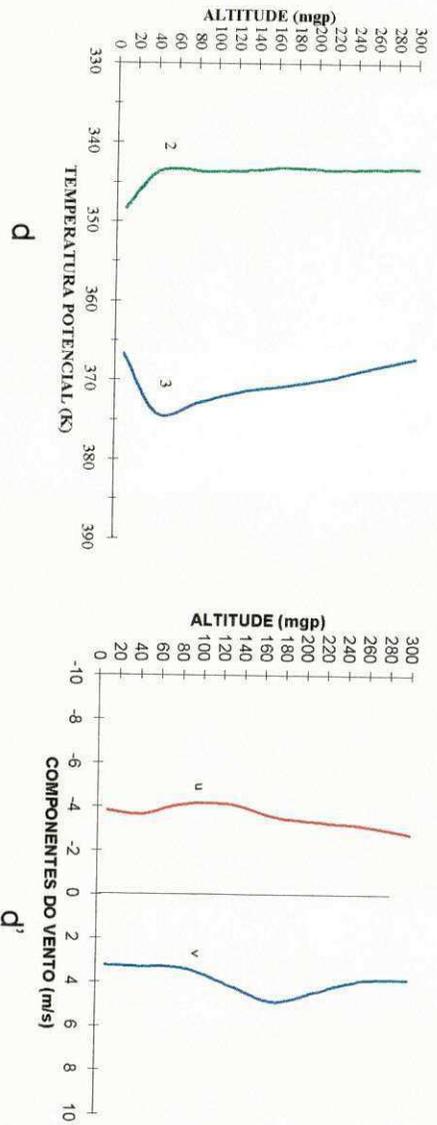


Fig. 4.4 -. Perfis verticais de temperatura potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para os 300 primeiros metros da superfície as 12:00 UTC do dia: (a, a') 25, (b, b') 26, (c, c') 27 e (d, d') 28 de março de 1997.

28/03/97



Continuação da Fig. 4.4

4.1.3 Período de 29 a 30 de Março de 1997

No dia 29 de março foram realizadas duas sondagens de ar superior: às 12:00 e 24:00 UTC. A Fig. 4.5a apresenta a sondagem das 12:00 UTC. Ela mostra uma característica típica da atmosfera tropical na área de atuação dos alísios, ou seja, uma forte inversão térmica de subsidência que, neste caso, tem a base a 1520 mgp de altitude. As 24:00 UTC (Fig. 4.5b) observa-se desde a superfície até cerca de 2000 mgp uma alta umidade, própria do período noturno. Neste horário não observa-se inversão dos alísios no perfil. A mudança no comportamento dos perfis ao longo deste dia sugere uma modificação no escoamento de grande escala.

O dia 30 de março é particularmente importante neste estudo pois foram realizadas três sondagens neste dia. Os perfis verticais da temperatura potencial para as 12:00, 18:00 e 24:00 UTC são apresentados na figura 4.5(c, d, e). Tais perfis ilustram uma variação significativa ao longo do dia, já que a atmosfera se apresenta mais seca às 18:00 UTC (Fig. 7d) e mais úmida às 24:00 UTC (Fig. 4.6e). A influência do ciclo diário da radiação é sugerida nos perfis para os primeiros 300 mgp acima da superfície conforme as Fig. 4.6 (c, d, e).

Nos perfis do dia 29 de março (Fig. 4.6a, b) observa-se a ocorrência de inversões próximo a superfície, sendo a inversão muito fraca com topo em 120 mgp (Fig. 4.6a), enquanto para às 24:00 UTC a inversão ocorre em 60 mgp (Fig. 4.6b), porém mais forte. Na Fig. 4.6a' a direção do vento é de NO sendo sua intensidade máxima de 5 m/s correspondente ao topo da inversão. No horário das 24:00 UTC o vento muda de SE para SO durante este intervalo tendo intensidade máxima de 2 m/s.

A influência do ciclo diário da radiação é sugerida nos perfis dos primeiros 300 m acima da superfície conforme a Figura 4.6(c, d, e). As 12:00 UTC (Fig. 4.6c) observa-se uma inversão com topo em 68 mgp. No decorrer do dia a espessura desta camada varia consideravelmente apresentando no horário das

18:00 UTC (Fig. 4.6d) forte inversão com topo em 16 mpg e um gradiente vertical muito fraco em 86 mpg. Contrastando com esses perfis, o horário das 24:00 UTC (Fig. 4.6e) mostra uma atmosfera com estratificação quase uniforme. Os perfis das componentes do vento são mostrados na Figura 4.6(c', d', e'). Assim, o vento muda de SE para SO (Fig. 4.6c') num nível próximo do topo da inversão térmica das 12:00 UTC (Fig. 4.6c). No horário das 18:00 UTC (Fig. 4.6d') o vento é de SE em todo o perfil. O vento é consideravelmente mais intenso no horário das 24:00 UTC (Fig. 4.6e'), principalmente nos 100 mpg mais próximos da superfície. Não há, neste horário, uma associação evidente entre as mudanças na direção do vento ao longo da vertical e os perfis ilustrados na Fig. 4.6a.

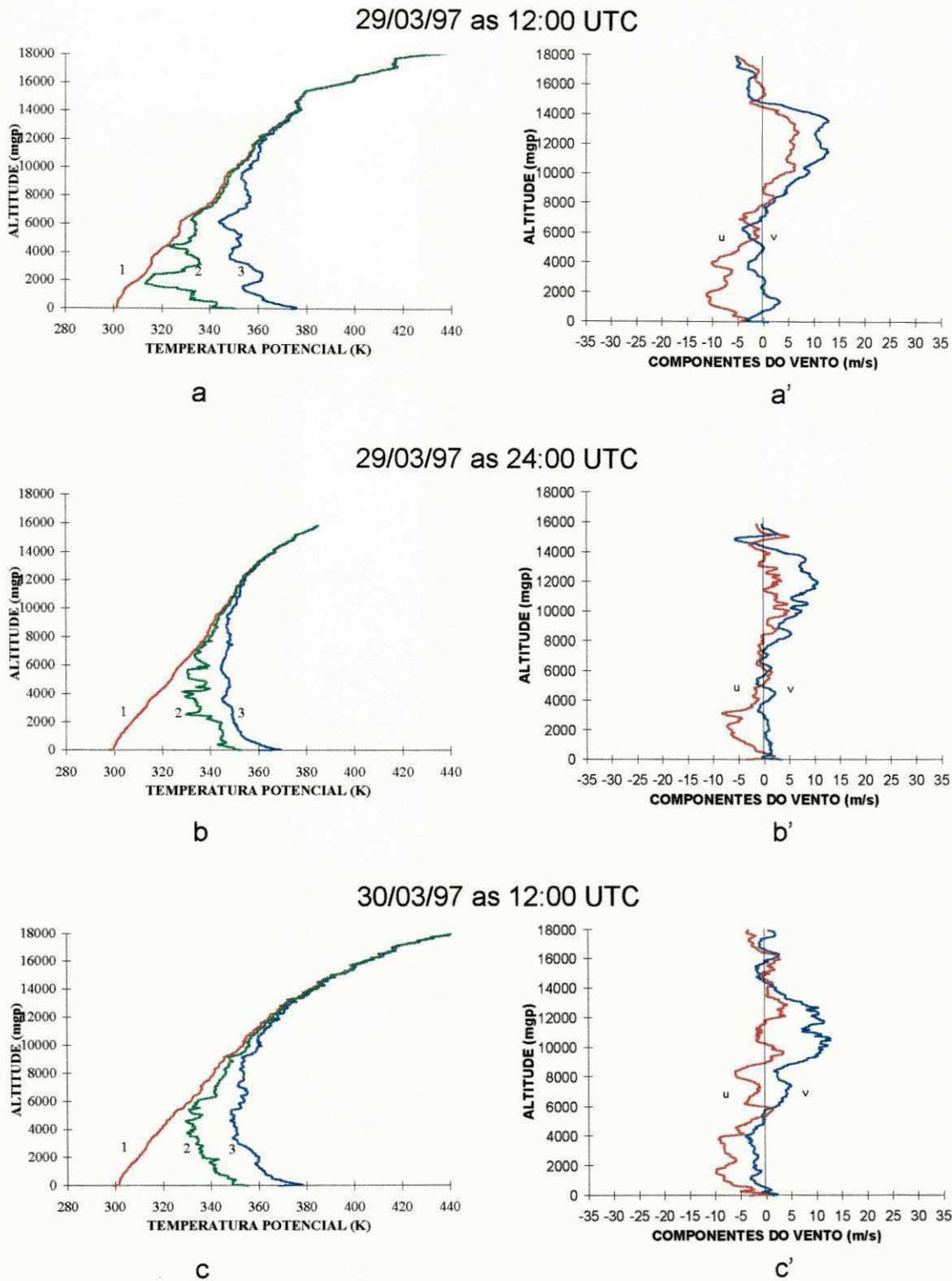
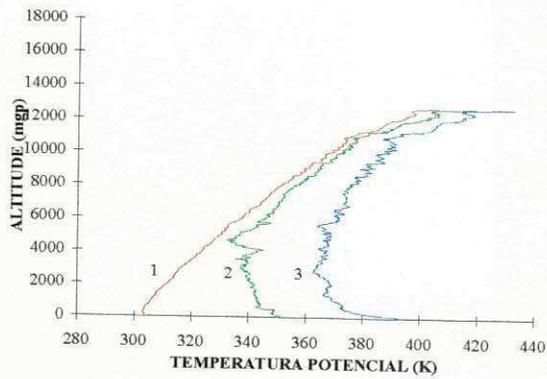
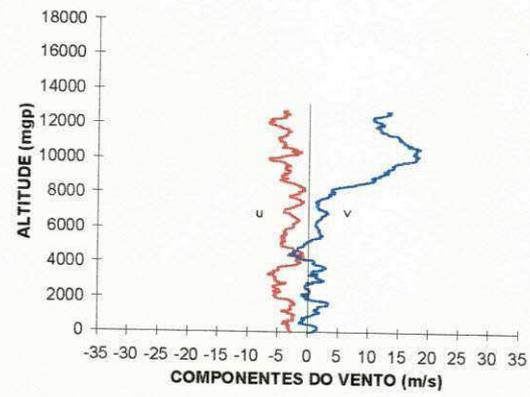


Fig. 4.5 - Perfis verticais de temperatura potencial (1), potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para o dia 29 de março as: (a, a') 12:00 e (b, b') 24:00 UTC e dia 30 de março as: (c, c') 12:00, (d, d') 18:00 e (e, e') 24:00 UTC.

30/03/97 as 18:00 UTC

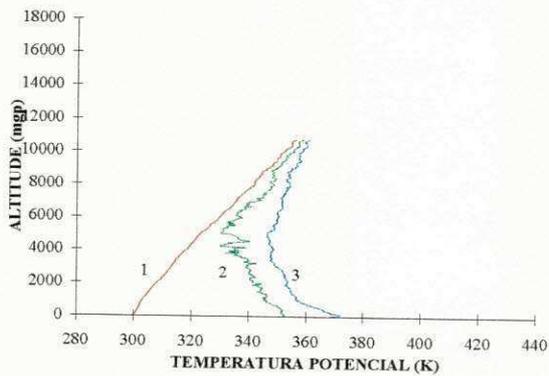


d

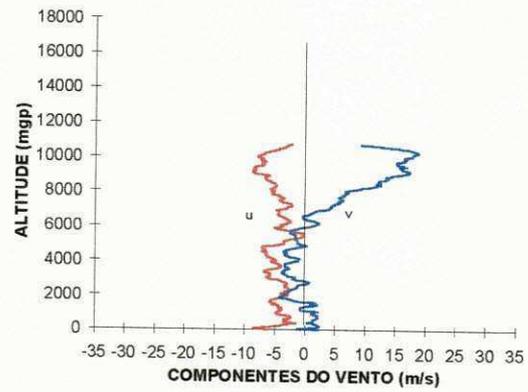


d'

30/03/97 as 24:00 UTC



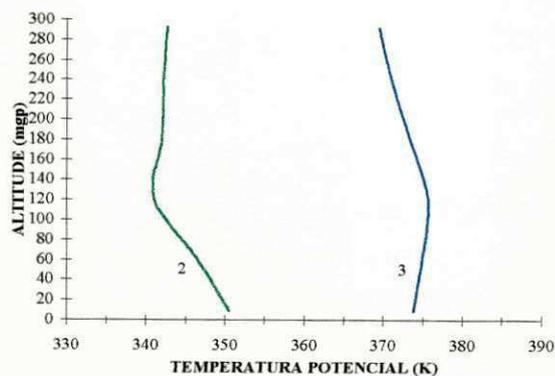
e



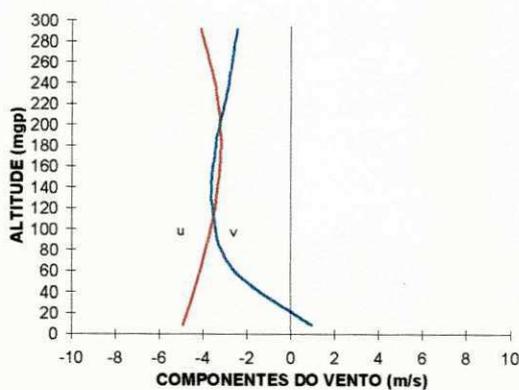
e'

Continuação da Fig. 4.5

29/03/97 às 12:00 UTC

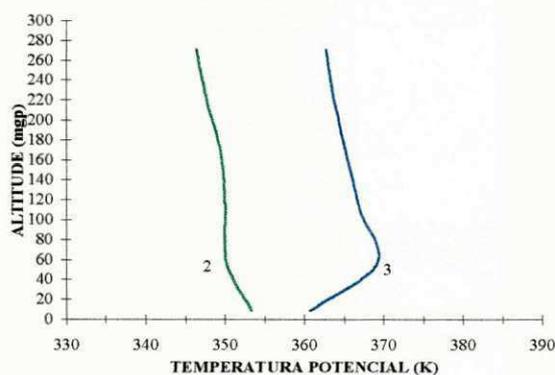


a

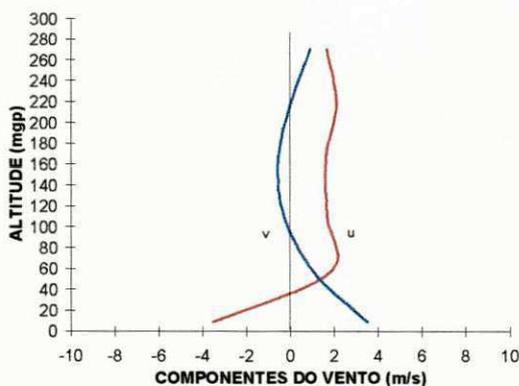


a'

29/03/97 às 24:00 UTC

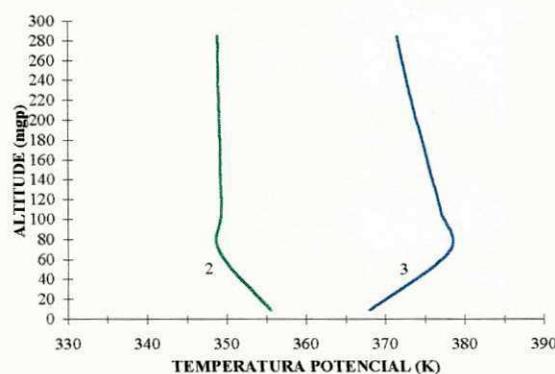


b

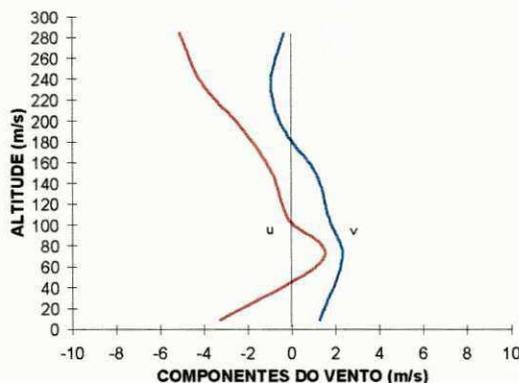


b'

30/03/97 às 12:00 UTC



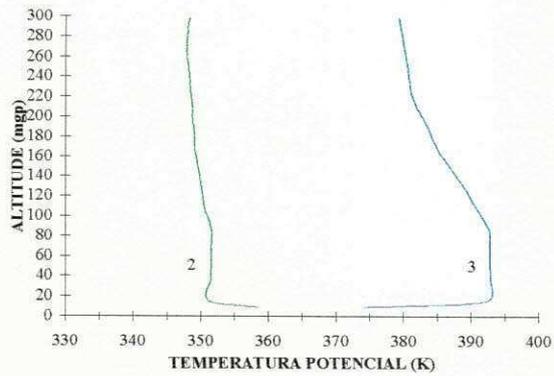
c



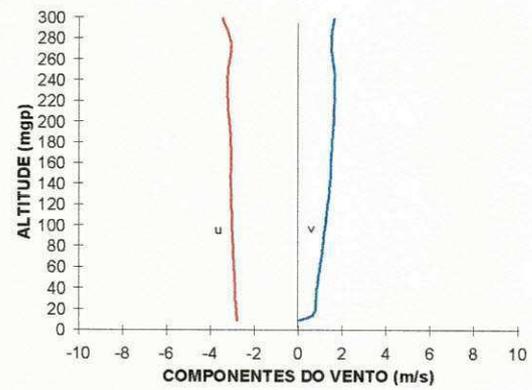
c'

Fig. 4.6 - Perfis verticais de temperatura potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para os 300 primeiros metros da superfície para o dia 29 de março as: (a, a') 12:00 e (b, b') 24:00 UTC e dia 30 de março as: (c, c') 12:00, (d, d') 18:00 e (e, e') 24:00 UTC.

30/03/97 às 18:00 UTC

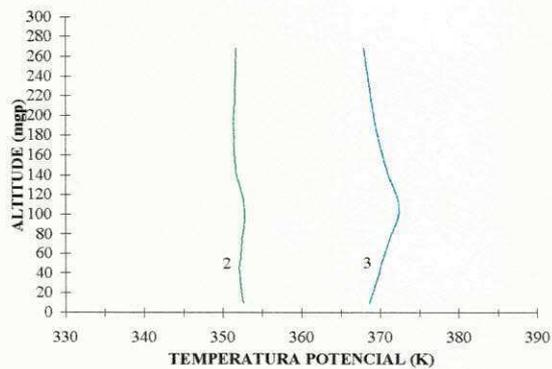


d

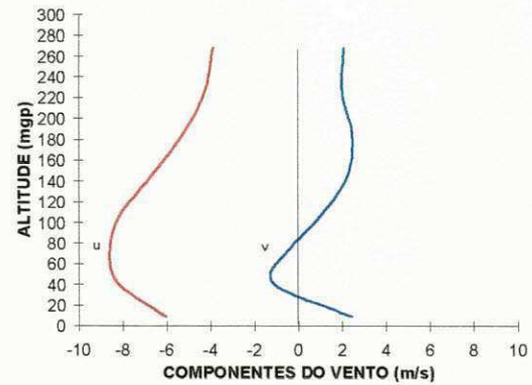


d'

30/03/97 às 24:00 UTC



e



e'

Continuação da Fig. 4.6

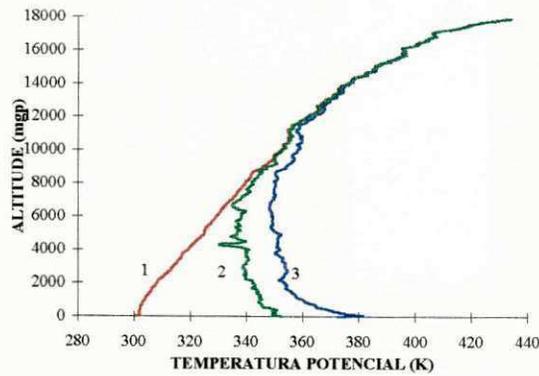
4.1.3 Período de 31 de Março a 02 de abril de 1997

Na sondagem do dia 31 de março (Fig. 4.7a) não se observa nenhuma inversão ao longo dos perfis apresentando uma camada bem estratificada desde os níveis médios até aproximadamente o nível de 300 hPa. Para o dia 01 de abril apresentado na Fig. 8b o comportamento é semelhante ao obtido no dia 31 de março, tendo porém uma camada ligeiramente mais seca nos níveis médios. Os ventos observados ao longo de toda as sondagens para este período tem direção predominante de SE e possuem intensidade máxima de 22,8 m/s no dia 31/03 nos altos níveis conforme a Fig. 4.7(a', b', c').

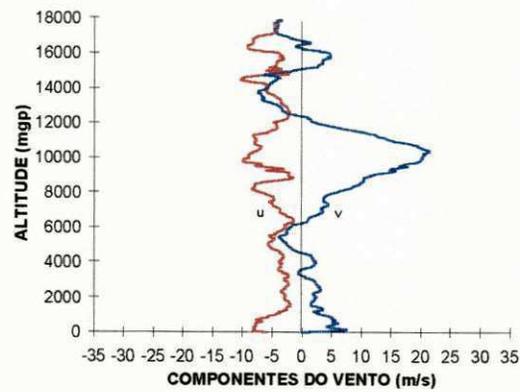
No dia 31/03 (Fig. 4.8a) nos primeiros metros temos inversão com topo em 60 mgp aproximadamente, tendo o vento (Fig. 4.8a') intensidade de 8 m/s no topo da inversão.

Nos dias 01 e 02 de abril os perfis mostrados na Fig. 4.8(b, c) evidenciam a ocorrência de inversão com topo em 160 mgp e 120 mgp respectivamente, sendo porém bem fraca no dia 01 de abril. Os perfis de vento apresentados (Fig. 4.8b', c') não apresentam nenhuma relação aparente entre o topo da inversão e a intensidade do vento, como foi observado na maioria dos perfis discutidos neste trabalho.

31/03/97

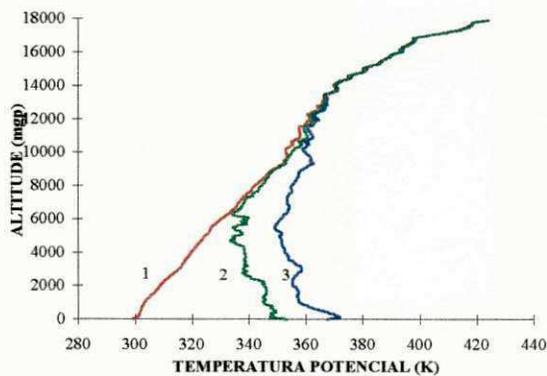


a

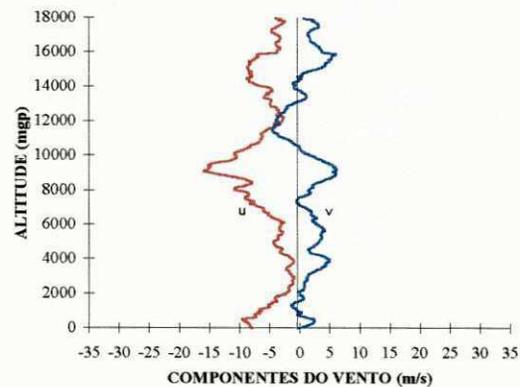


a'

01/04/97

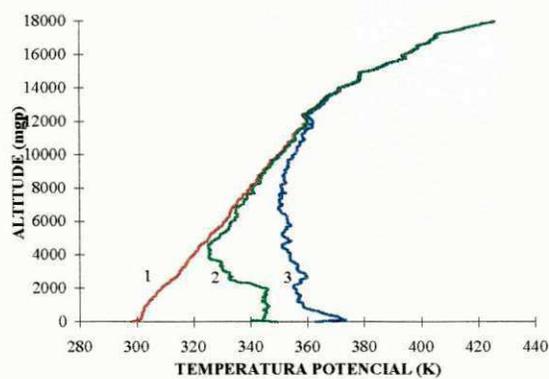


b

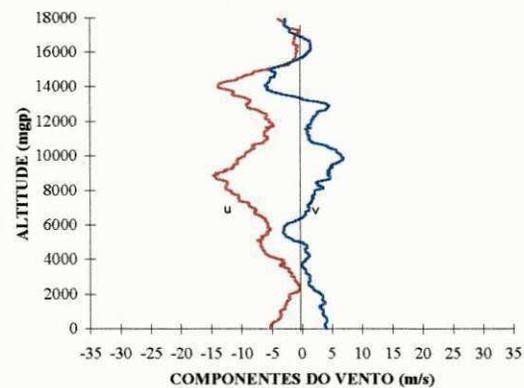


b'

02/04/97



c



c'

Fig. 4.7 - Perfis verticais de temperatura potencial (1), potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para às 12:00 UTC do dia: (a, a') 31 de março, (b, b') 01 e (c, c') 02 de abril de 1997.

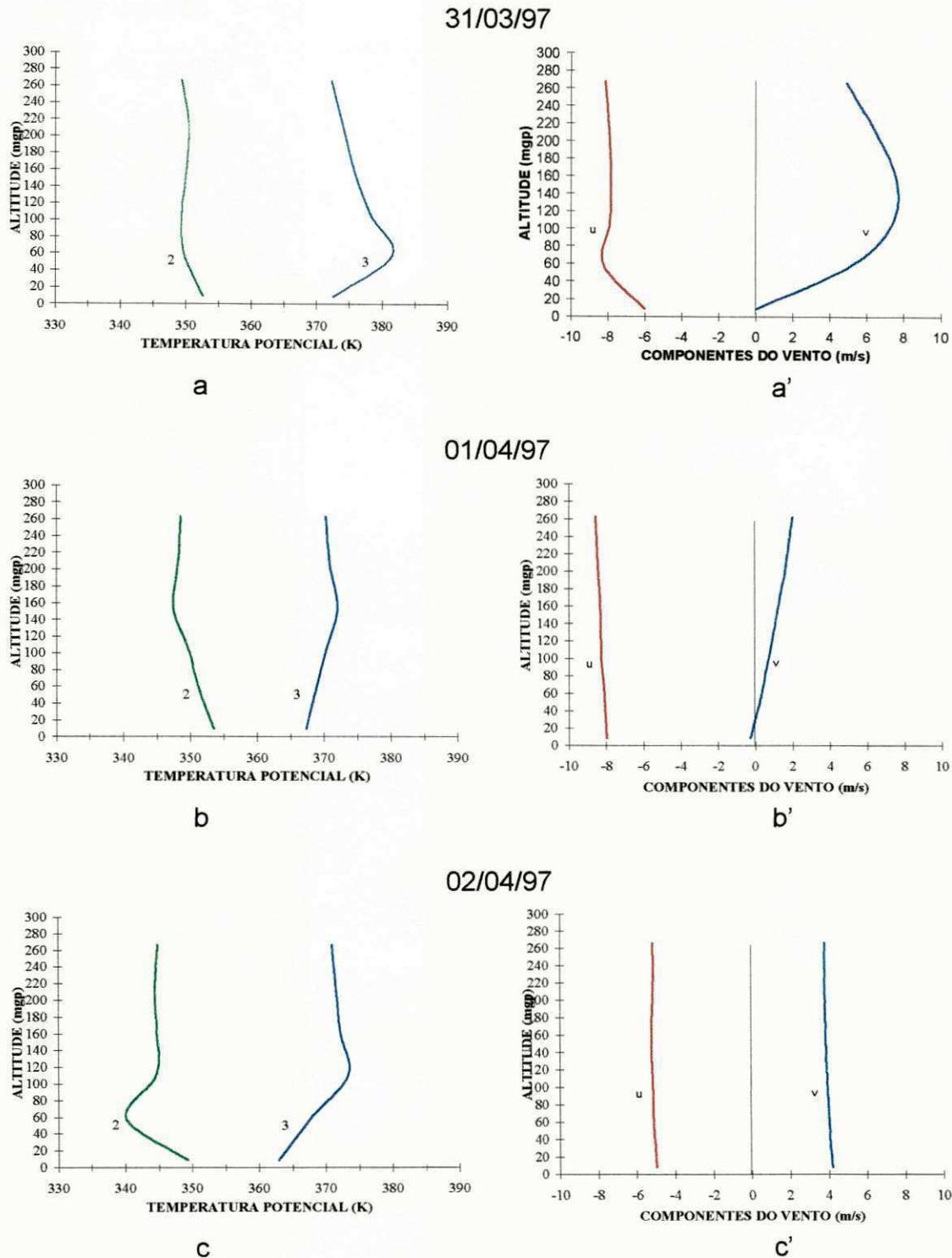


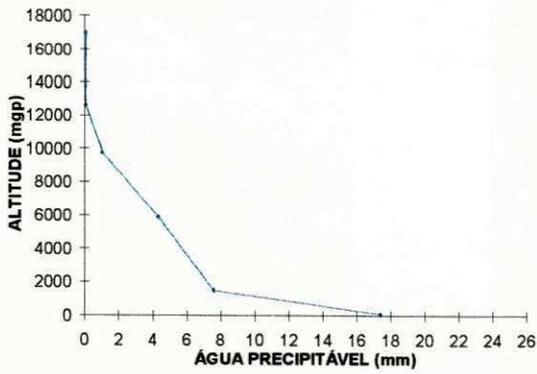
Fig. 4.8 - Perfis verticais de temperatura potencial equivalente (2) e potencial equivalente de uma atmosfera hipoteticamente saturada (3) (gráficos da esquerda) e das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento (gráficos da direita), para os 300 primeiros metros da superfície as 12:00 UTC do dia: (a, a') 31 de março, (b, b') 01 e (c, c') 02 de abril de 1997.

4.1.4 Variabilidade da Água Precipitável e Umidade Específica para o Período de 28 a 31 de Março

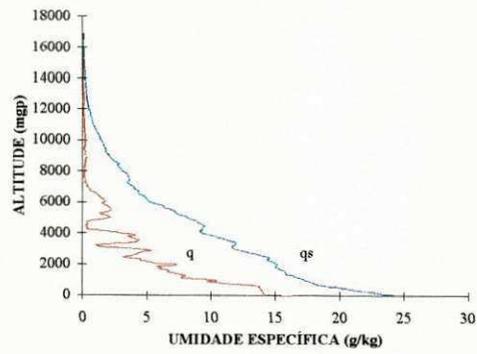
Os perfis mostrados nas Figuras 4.9, 4.10 e 4.11 foram obtidos utilizando-se as expressões de Stull (1950), juntamente com a umidade relativa e a temperatura do ar para calcular a umidade específica ao longo da atmosfera e, a partir da integração desta na vertical, obteve-se a água precipitável média para uma coluna atmosférica.

É interessante notar a semelhança entre o comportamento dos perfis das umidades específicas e os perfis das temperaturas potenciais equivalentes apresentados anteriormente.

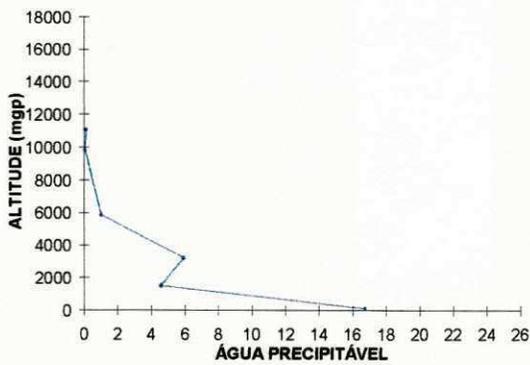
Os perfis de água precipitável apresentaram neste período, de um modo geral, uma variabilidade acentuada, especialmente no dia 29 de março, quando os valores apresentaram-se baixos nos níveis inferiores da atmosfera, diminuindo de forma acentuada com a altura, até mais ou menos 850 hPa, depois aumentando um pouco até 700 hPa e voltando a diminuir até o nível de 500 hPa. Esse comportamento também foi observado no campo da umidade específica. Como era de se esperar, praticamente metade do total de água presente na atmosfera esteve concentrada na camada de 1000 a 850 hPa como mostra a Tabela 1 em anexo, à exceção do dia 29 de março que apresentou um total de água precipitável nesta camada acima de 50%. Nos dias subseqüentes, os perfis apresentaram valores próximos dos observados sobre as áreas continentais litorâneas, isto é, valores médios diários entre 20 e 30 milímetros o que, de certo modo, caracteriza uma região da área tropical. Os perfis de umidade específica mostrados nas Figuras 4.9, 4.10 e 4.11(a, c, e) apresentam também uma grande variabilidade, com bastante umidade na baixa troposfera, característica evidenciada pela proximidade das curvas de q e q_s , à exceção do primeiro dia, quando essas curvas se apresentaram bem separadas indicando baixos teores de umidade nos níveis inferiores da atmosfera.



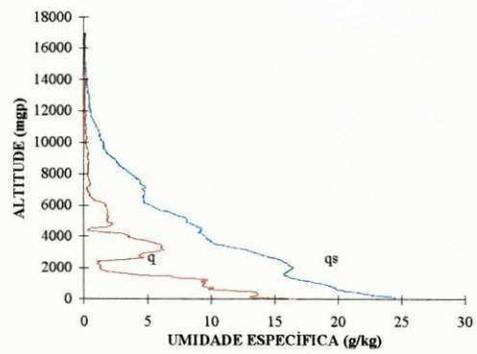
(a)



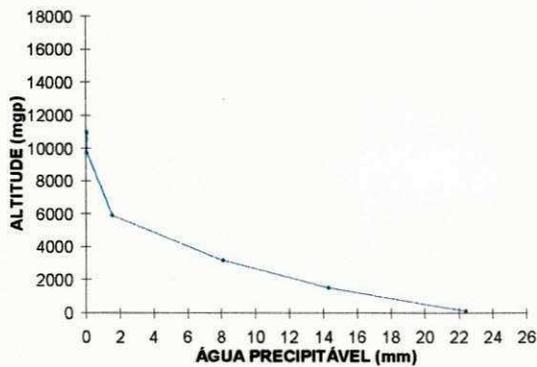
(b)



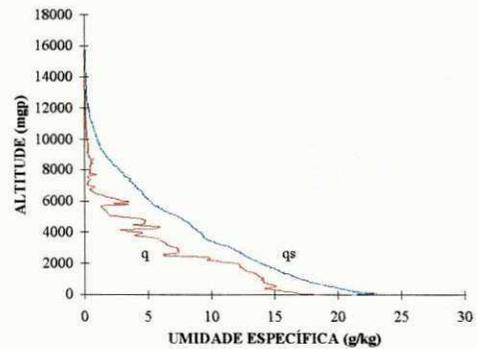
(c)



(d)

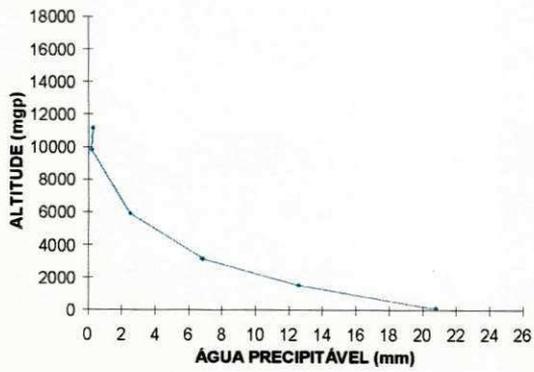


(e)

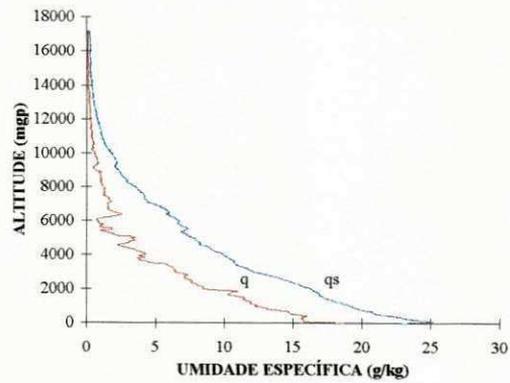


(f)

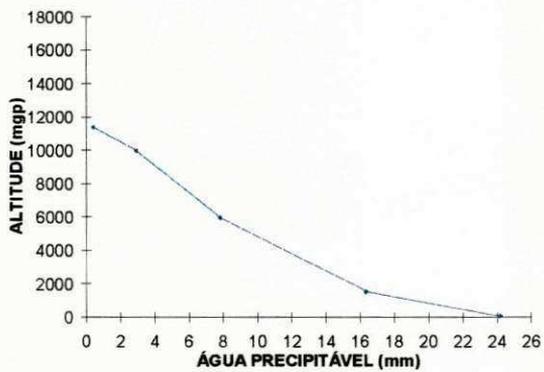
Fig. 4.9 - Perfis verticais de umidade específica (q) e umidade específica de uma atmosfera hipoteticamente saturada (q_s) e água precipitável para o dia: (a, b) 28 às 12:00 UTC e (c, d) 29 às 12:00 UTC e (e, f) 24:00 UTC de março de 1997.



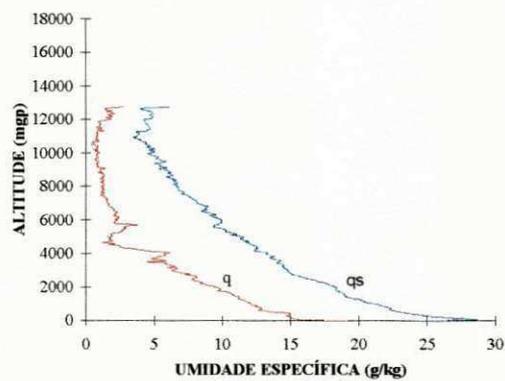
(a)



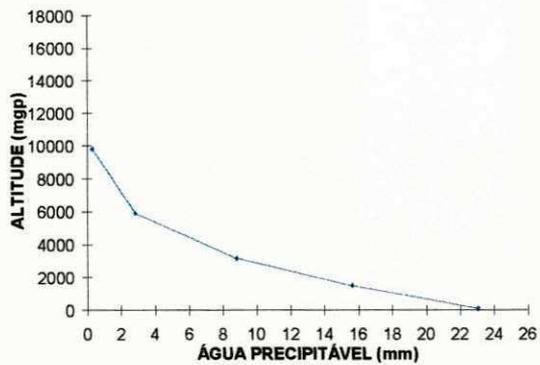
(b)



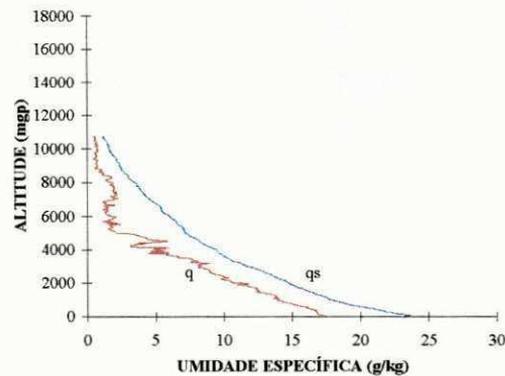
(c)



(d)



(e)



(f)

Fig. 4.10 - Perfis verticais de umidade específica (q) e umidade específica de uma atmosfera hipoteticamente saturada (q_s) e água precipitável para o dia 30 de março de 1997 às 12:00 UTC (a, b), 18:00 UTC (c, d) e 24:00 UTC (e, f).

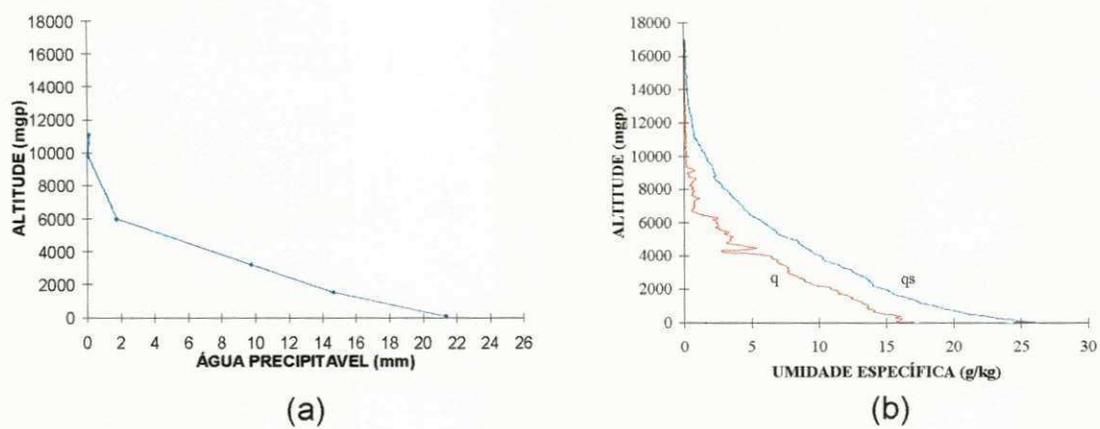


Fig. 4.11 - Perfis verticais de umidade específica (q) e umidade específica de uma atmosfera hipoteticamente saturada (q_s) e água precipitável para o dia 31 de março de 1997 às 12:00 UTC (a, b).

4.2 Situação Sinótica

Será apresentado aqui uma análise sinótica da atmosfera da área oceânica utilizando campos de reanálise do NCEP para o período de 28 a 31 de março de 1997. Tal período será aqui estudado devido a apresentar um ciclo com intervalo de 12:00 h, descrevendo melhor o escoamento de grande escala da atmosfera.

4.2.1 Dia 28 de Março de 1997 às 12:00 UTC

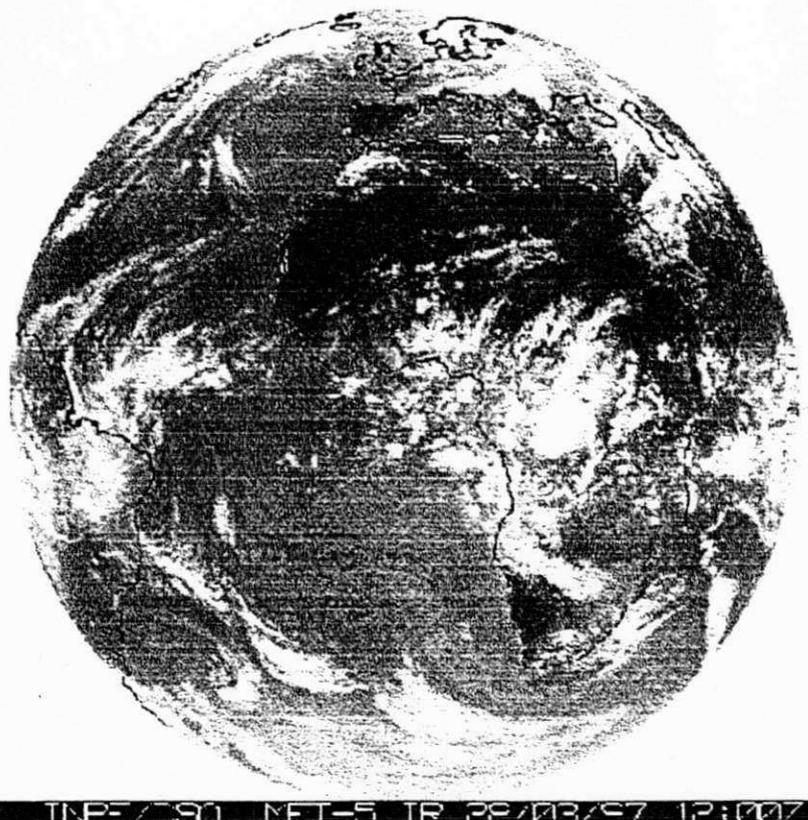


Fig. 4.12 - Imagem do satélite METEOSAT na banda do infravermelho obtida às 12:00 UTC do dia 28 de março de 1997.

As linhas de corrente no nível de 1000 hPa (Fig. 4.13a) mostram uma circulação anticiclônica atuando sobre o noroeste do NEB que aparece fechada

no nível de 850 hPa (Fig. 4.13b). Observa-se ainda nestes níveis a presença do anticiclone subtropical do Atlântico Sul e de um ciclone frontal centrado em torno de 30°W na parte inferior do mapa. Esse é o sistema em estágio identificado na imagem de satélite (Fig. 4.12). É interessante observar ainda no nível de 1000 hPa a presença de uma assintota de convergência dos ventos alísios centrada em torno de 20°W na faixa equatorial, enquanto que o escoamento é de SE na área de estudo e de leste-sudeste (E-SE) sobre o Nordeste, orientação essa que também é vista no nível de 850 hPa (Fig. 4.13b).

Nos campos do vetor vento para estes níveis (Fig. 4.13c, d) destaca-se a intensidade relativamente elevada dos ventos alísios de sudeste em comparação com o escoamento ao sul de 30°S sobre o Atlântico, particularmente no nível de 1000 hPa. Este fato sugere que o anticiclone subtropical está intenso neste dia, o que é confirmado pela presença de inversões térmicas de subsidência na Figura 4.3d e de vento de sudeste relativamente intenso na baixa troposfera na Figura 4.3d'.

No campo da vorticidade relativa destaca-se: (a) no nível de 1000 hPa (Fig. 4.13e), o centro negativo ligeiramente à oeste da assintota de convergência vista na Figura 4.13a e (b) no nível de 850 hPa (Fig. 4.13f), o centro ciclônico que se estende da fronteira oeste do País até o Nordeste, passando pelo Centro-oeste.

No campo de divergência horizontal para os níveis de 1000 e 850 hPa (Fig. 4.14a, b) destaca-se a presença de um núcleo de convergência sobre o Nordeste e, na área oceânica a leste-nordeste da Região, dois centros de sinais opostos, estando o núcleo negativo da Figura 4.13b. Nos mapas do movimento vertical para os mesmos níveis (Fig. 4.14c, d) podem ser vistos centros de movimento ascendente (descendente) que correspondem às áreas de convergência (divergência) vistas nos mapas anteriores. É interessante observar que a imagem de satélite (Fig. 4.12) não apresenta nebulosidade na área do núcleo ascendente localizado sobre o oceano.

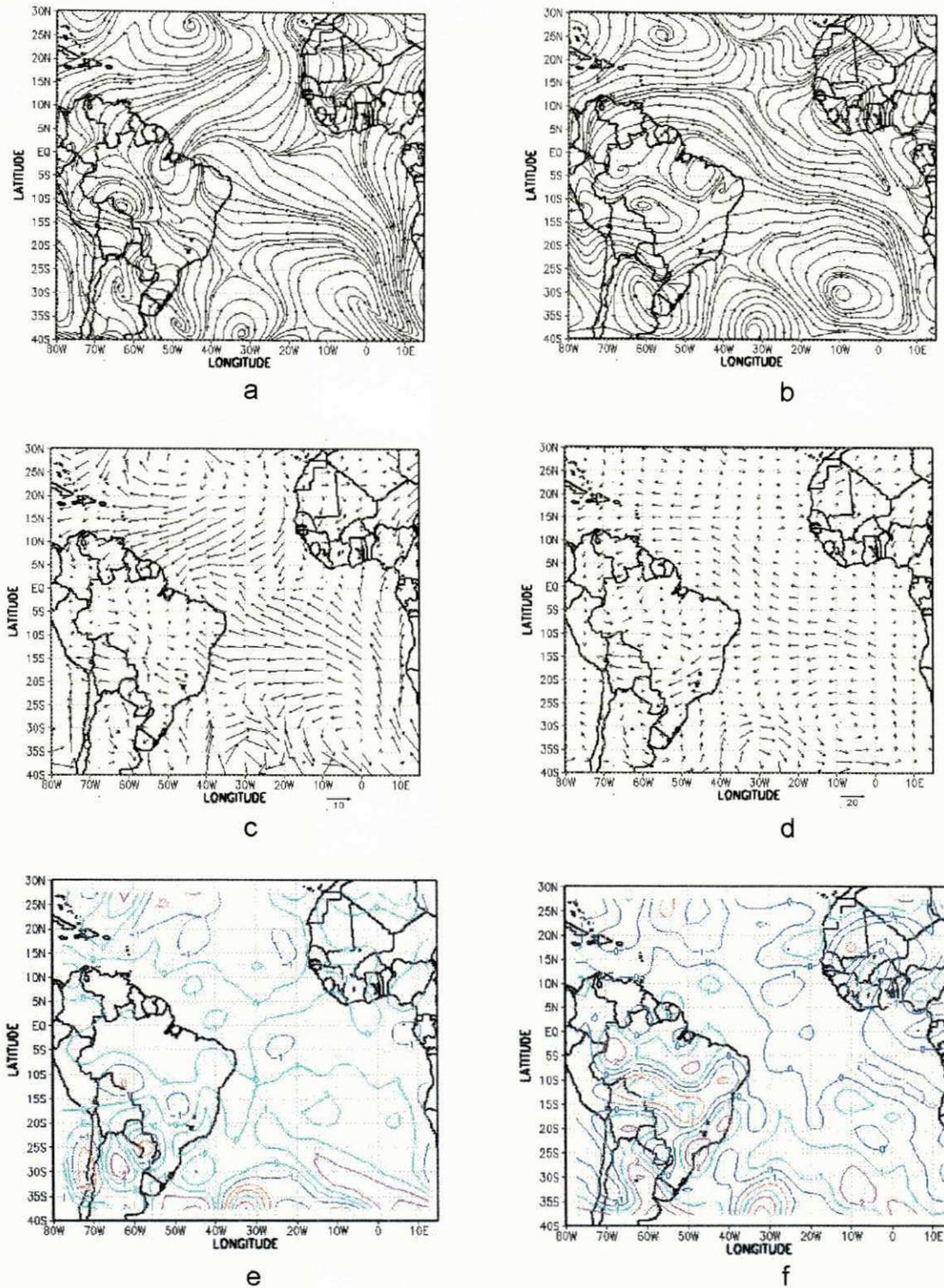


Fig. 4.13 - Análises para as 12:00 UTC do dia 28 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis.

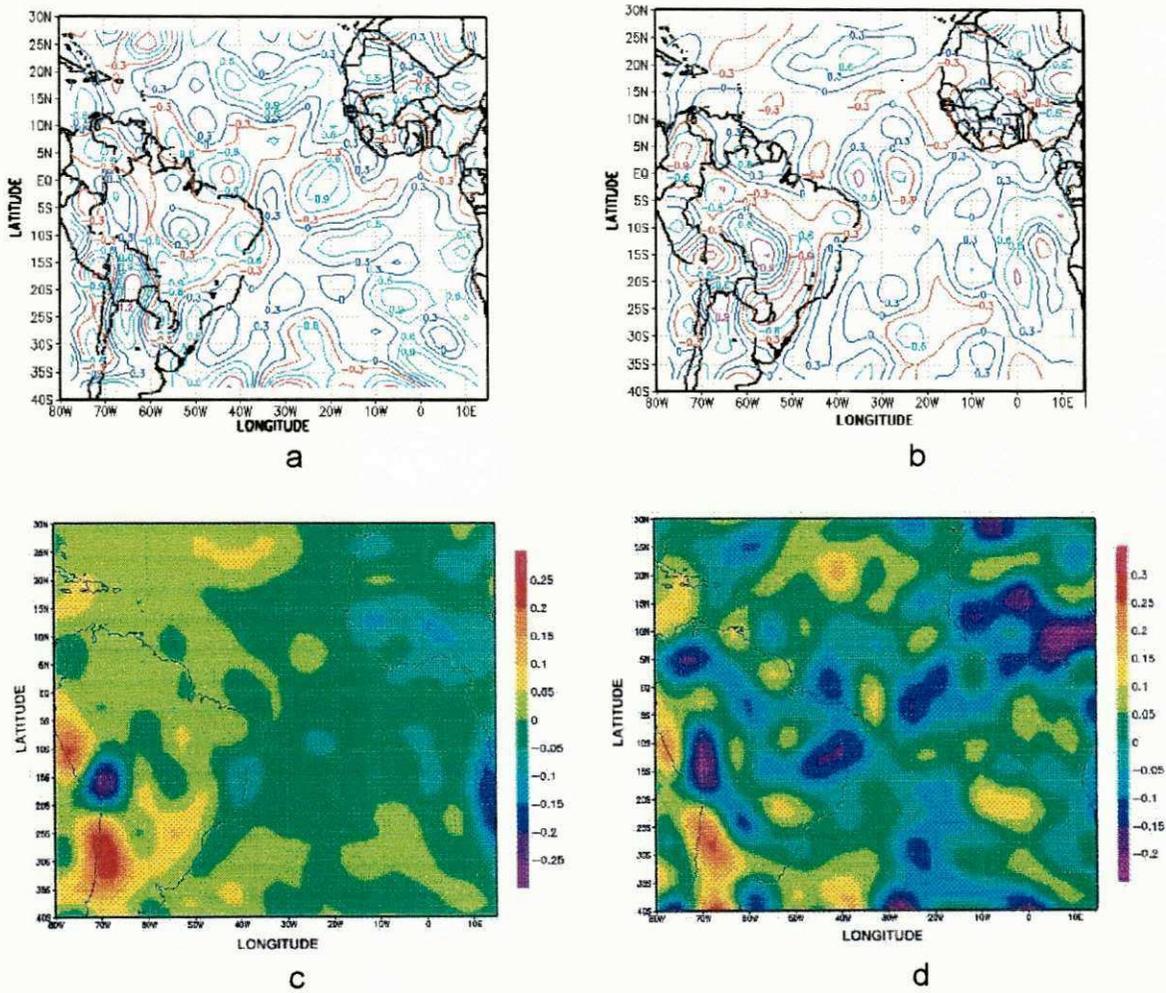


Fig. 4.14 - Análises para as 12:00 UTC do dia 28 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal ($10^{-5} s^{-1}$) e (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$).

A circulação anticiclônica situada sobre a Bolívia no nível de 500 hPa (Fig. 4.15 a) domina todo o Brasil no nível de 200 hPa (Fig. 4.15b). Centrada sobre o Atlântico em (7°S, 25°W) há uma circulação ciclônica fechada (vórtice ciclônico de ar superior) responsável pela presença de ventos, tomando-se basicamente de sul sobre a costa do NE. O VCAS pode ser observado através da imagem de satélite da Fig. 4.12.

No campo do vetor vento no nível de 500 hPa (Fig. 4.15c) a direção do vento é de leste na costa do Nordeste, mudando para sudeste no nível de 200 hPa (Fig. 4.15d).

No campo de vorticidade relativa no nível de 500 hPa (Fig. 4.15e) os valores são praticamente nulos sobre a área de estudo enquanto que um núcleo ciclônico (anticiclônico) é visto no oeste e sul (leste) do Nordeste.

No nível de 200 hPa (Fig. 4.15f) destaca-se um centro ciclônico intenso nas áreas ocupada pelos setores central e leste do VCAS enquanto que vorticidade anticiclônica fraca é vista sobre o Brasil.

No nível de 500 hPa, os campos da divergência horizontal (Fig. 4.16a) e do movimento vertical (Fig. 4.16c) mostram uma boa concordância entre áreas de convergência (divergência) e movimento ascendente (descendente). A relação é inversa no nível de 200 hPa (Fig. 16b, d).

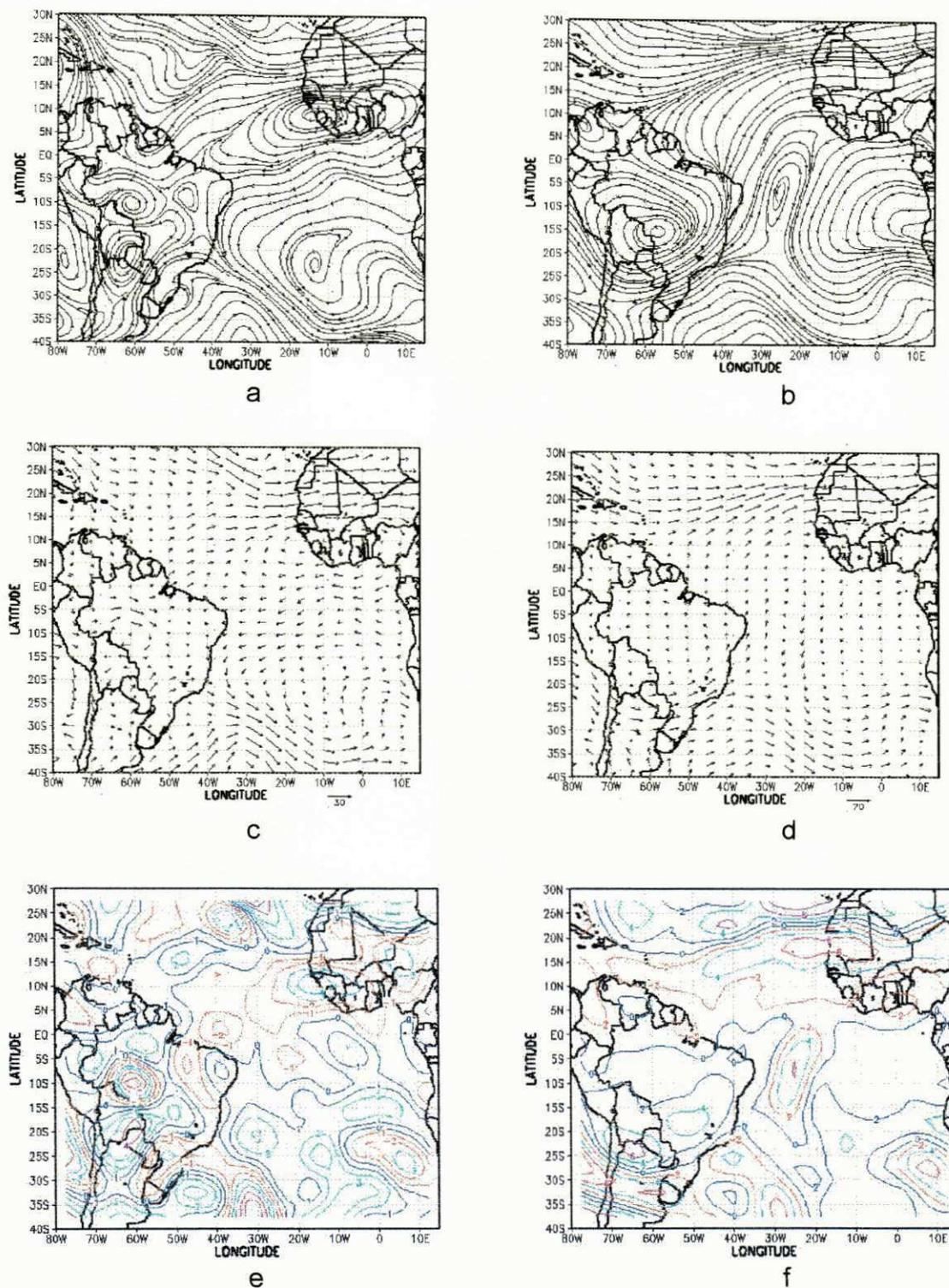


Fig. 4.15 - Análises para as 12:00 UTC do dia 28 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis.

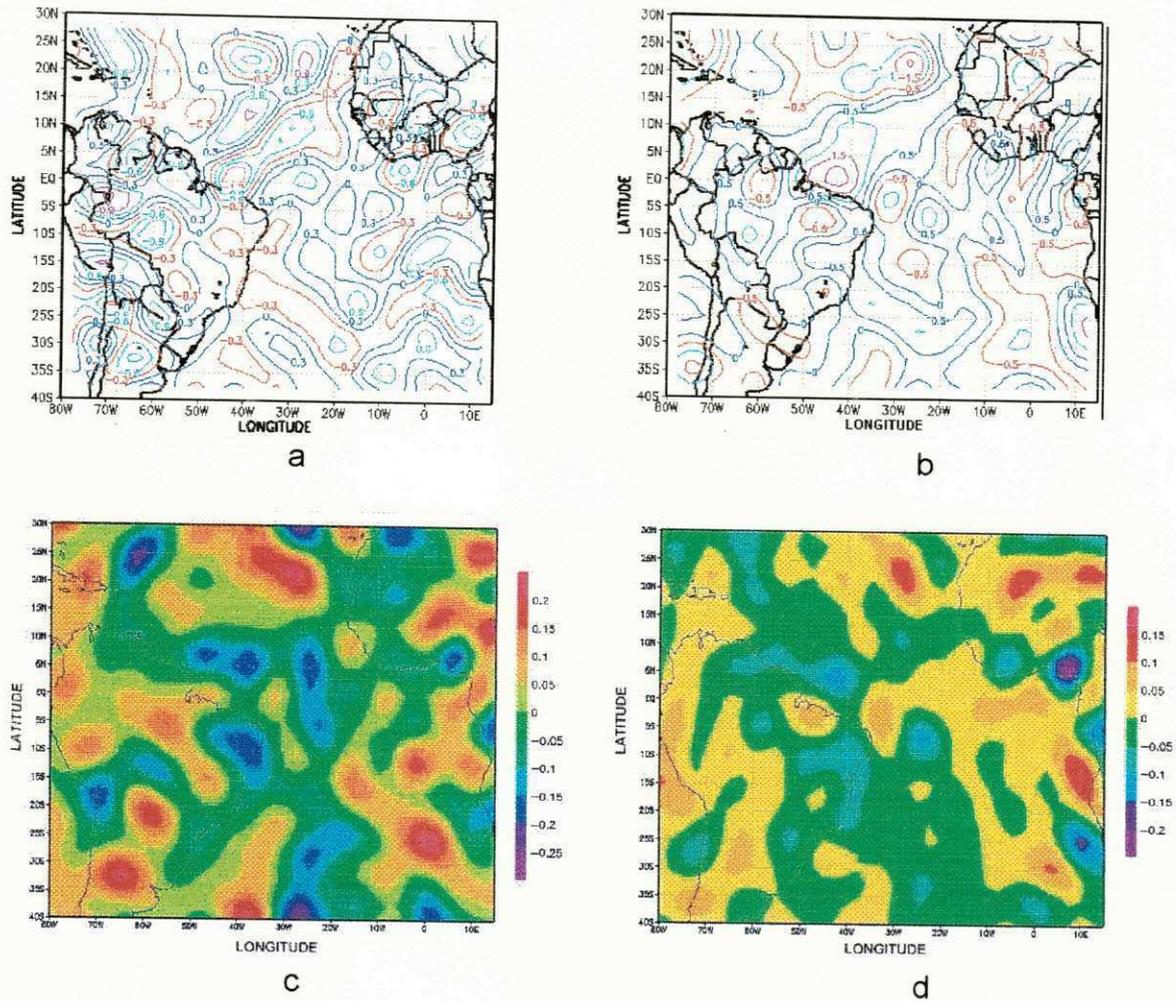


Fig. 4.16 - Análises para as 12:00 UTC do dia 28 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal (10^{-5}s^{-1}) e (c, d) movimento vertical (hPa s^{-1}).

4.2.2 Dia 29 de Março de 1997 às 12:00 UTC

A imagem de satélite para este horário (fig. 4.17), indica a atuação da ZCIT em toda a faixa equatorial ao norte do Nordeste e da frente fria sobre o sul do Nordeste associada ao sistema frontal que está ocluso sobre o oceano.

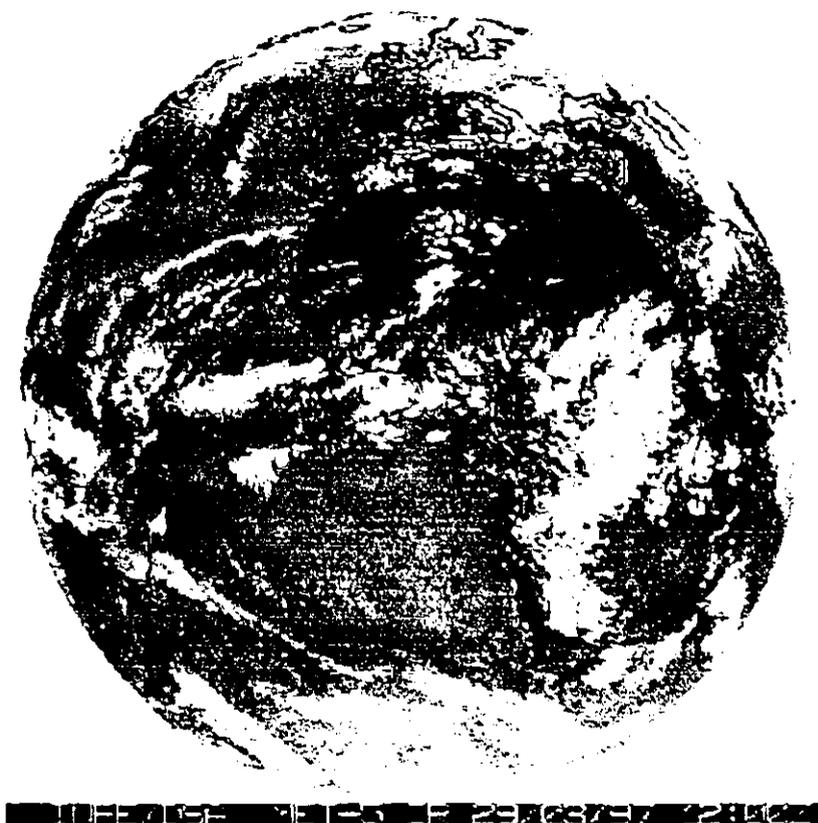


Fig. 4.17 - Imagem do satélite METEOSAT na banda do infravermelho obtida às 12:00 UTC do dia 29 de março de 1997.

Neste dia, observando as linhas de corrente nos níveis de 1000 hPa (fig. 4.18a), vê-se um centro anticiclônico sobre o noroeste do Pará e Maranhão que estende-se até o nível de 850 hPa como mostra a fig. 4.18b. Ainda no nível de 1000 hPa (Fig. 4.18c) vê-se a assíntota de convergência dos alísios deslocada para oeste (entre 30°W, 40°W) com relação ao dia anterior.

Nos campos do vetor vento (Fig. 4.18c, d), observa-se que o escoamento tem direção SE nestes, mantendo elevada intensidade devido ao centro anticiclônico subtropical tal como o dia anterior, o que pode ser confirmado pela inversão térmica de subsidência e perfis de vento da Figura 4.3a (a'),

Assim como no dia anterior, os perfis apresentados na Figura 4.3a, mostram que a inversão nos baixos níveis continua associada a intensidade do anticiclone.

No campo da vorticidade relativa, o nível de 1000 hPa (Fig. 4.18e) apresenta movimento ciclônico sobre o Nordeste e a área de estudo. No nível de 850 hPa (Fig. 4.18f) existe sobre a costa do Nordeste um núcleo de movimento anticiclônico situado entre duas áreas de movimento ciclônico. Sobre o oeste do Brasil observa-se um centro de movimento ciclônico relativamente intenso que pode ser confirmado no campo da Figura 4.18a.

No campo de divergência para o nível de 1000 hPa (Fig. 19a) observa-se convergência sobre todo o Nordeste e área de interesse. No nível de 850 hPa (Fig. 19b) continua atuando o movimento convergente sobre oeste do Nordeste, porém para o litoral e região de estudo movimento divergente. Nos mapas do movimento vertical para estes níveis (Fig. 18c, d) vê-se movimento descendente sobre o oeste do Nordeste e movimento ascendente sobre a costa do Nordeste e área de estudo conforme o campo de divergência da Figura 4.19a.

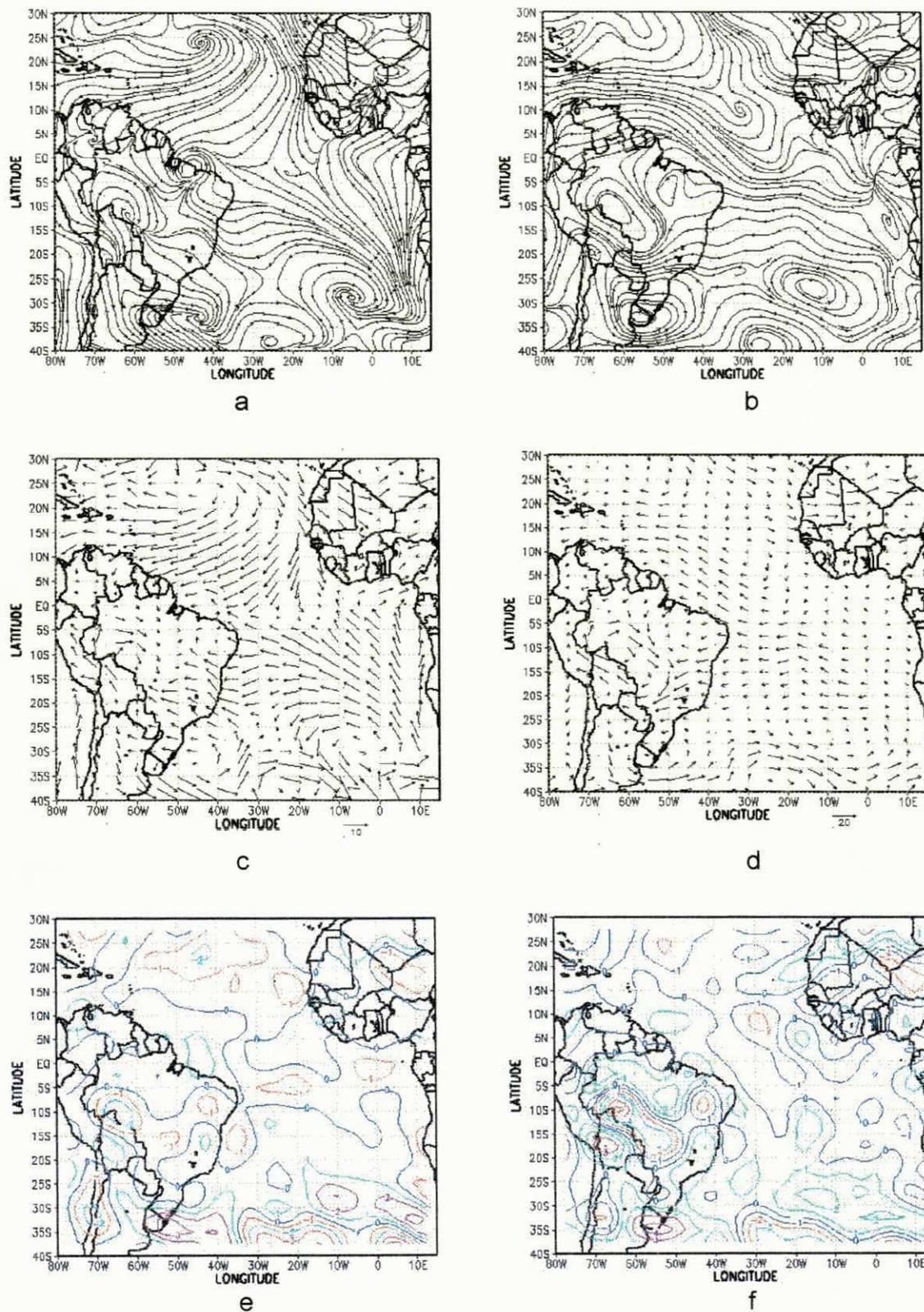


Fig. 4.18 - Análises para as 12:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis.

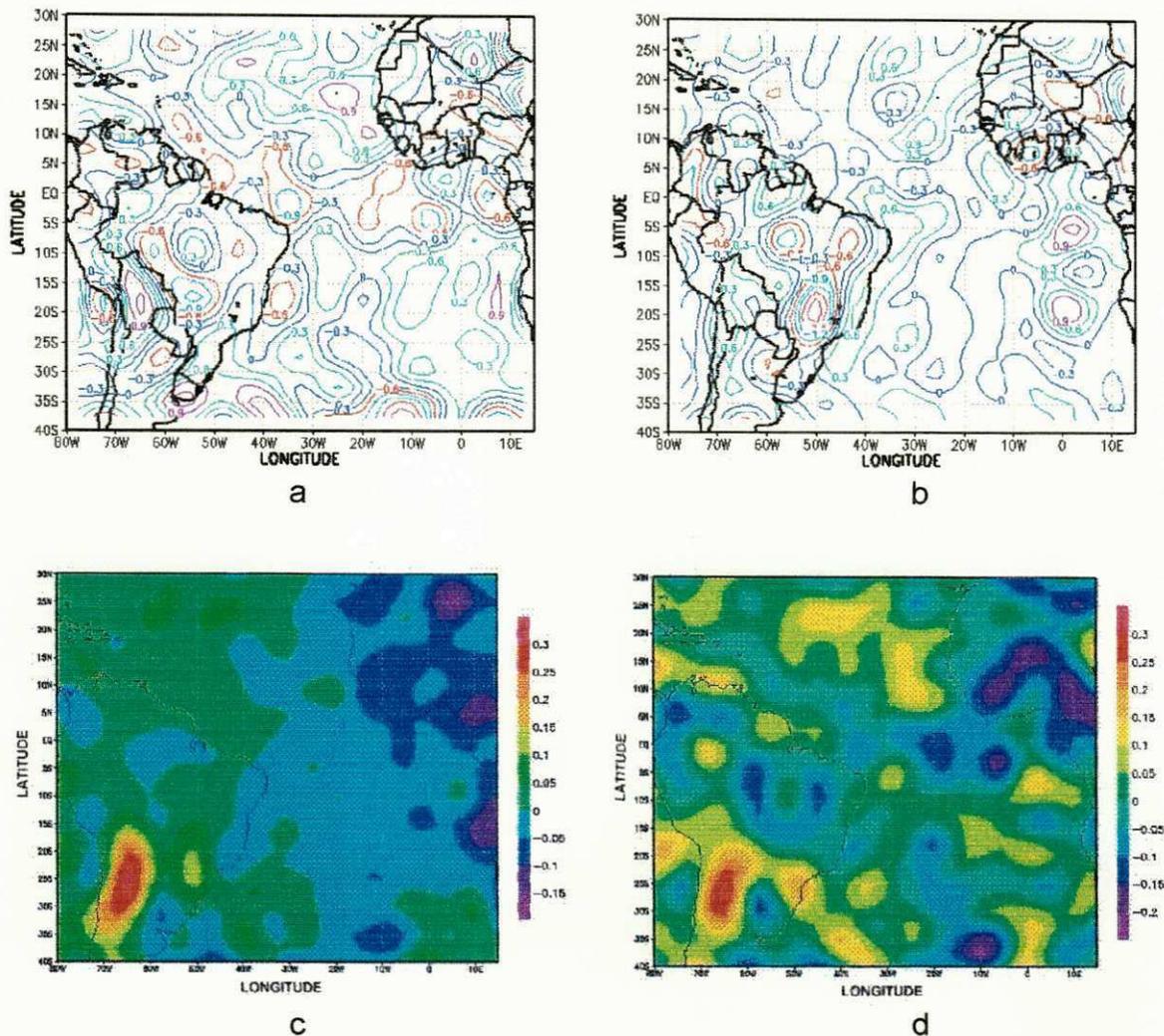


Fig. 4.19 - Análises para as 12:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal (10^{-5} s^{-1}) e (c, d) movimento vertical (hPa s^{-1}).

No campo de linha de corrente em 500 hPa (fig. 4.20a) quase todo o oceano Atlântico Sul é dominado por movimento anticiclônico. O ciclone visto nos níveis baixos e médios sobre o oeste do Brasil pode ainda ser visto neste nível. A direção do vento é de N sobre o Nordeste do Brasil e de NE sobre a área de estudo, que podendo ser confirmados a partir da Figura 4.5a'. No nível de 200 hPa (Fig. 4.20b) o escoamento assume direção de S no Nordeste e na área costeira conforme a Figura 4.5b'.

Os campos de vetor vento apresentados na Figura 4.20c, d mostram-se de baixa intensidade com relação as áreas nas bordas superior e inferior. Os perfis de vento da Figura 4.5 a', b' confirmam que o vento nestes níveis são realmente de baixa intensidade.

O mapa de vorticidade no nível de 500 hPa (Fig. 4.20e) apresenta movimento anticiclônico sobre o Nordeste e a região oceânica de interesse. Sobre o oeste do Brasil vê-se um forte núcleo de movimento ciclônico como observado no campo de vorticidade da Figura 4.20c. Em 200 hPa (Fig. 20f) o movimento é permanece anticiclônico sobre a Região Nordeste, enquanto na região oceânica de interesse observa-se movimento ciclônico.

O campo de divergência horizontal para o nível de 500 hPa (Fig. 21a) apresenta um pequeno núcleo de divergência, na costa do Nordeste, entre dois núcleos de movimento convergente. No nível de 200 hPa (Fig. 4. 21b) observa-se na região Nordeste e área costeira movimento convergente, o qual esta de acordo com o campo de vorticidade neste nível (Fig. 4.20f).

O campo de movimento vertical em 500 hPa (Fig. 4.21c) apresenta movimento descendente sobre quase todo o Nordeste enquanto sobre uma faixa do leste do Nordeste e área costeira o movimento é ascendente. Para o nível de 200 hPa (Fig. 4.21d) temos um comportamento bastante diferente do nível anterior, com um pequeno núcleo de movimento descendente entre dos centros de movimento ascendente. Sobre a área costeira o movimento é descendente.

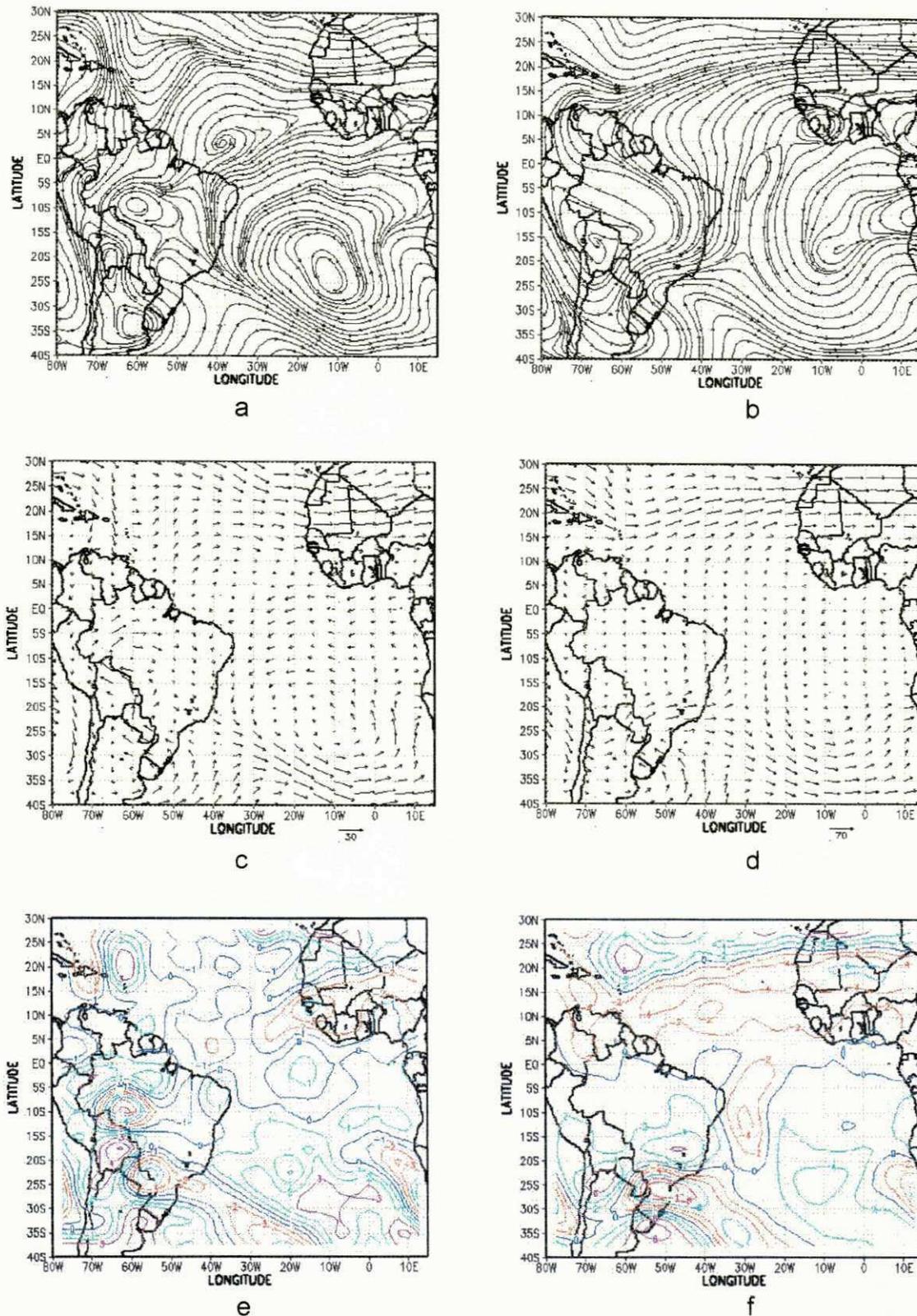


Fig. 4.20 - Análises para as 12:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis.

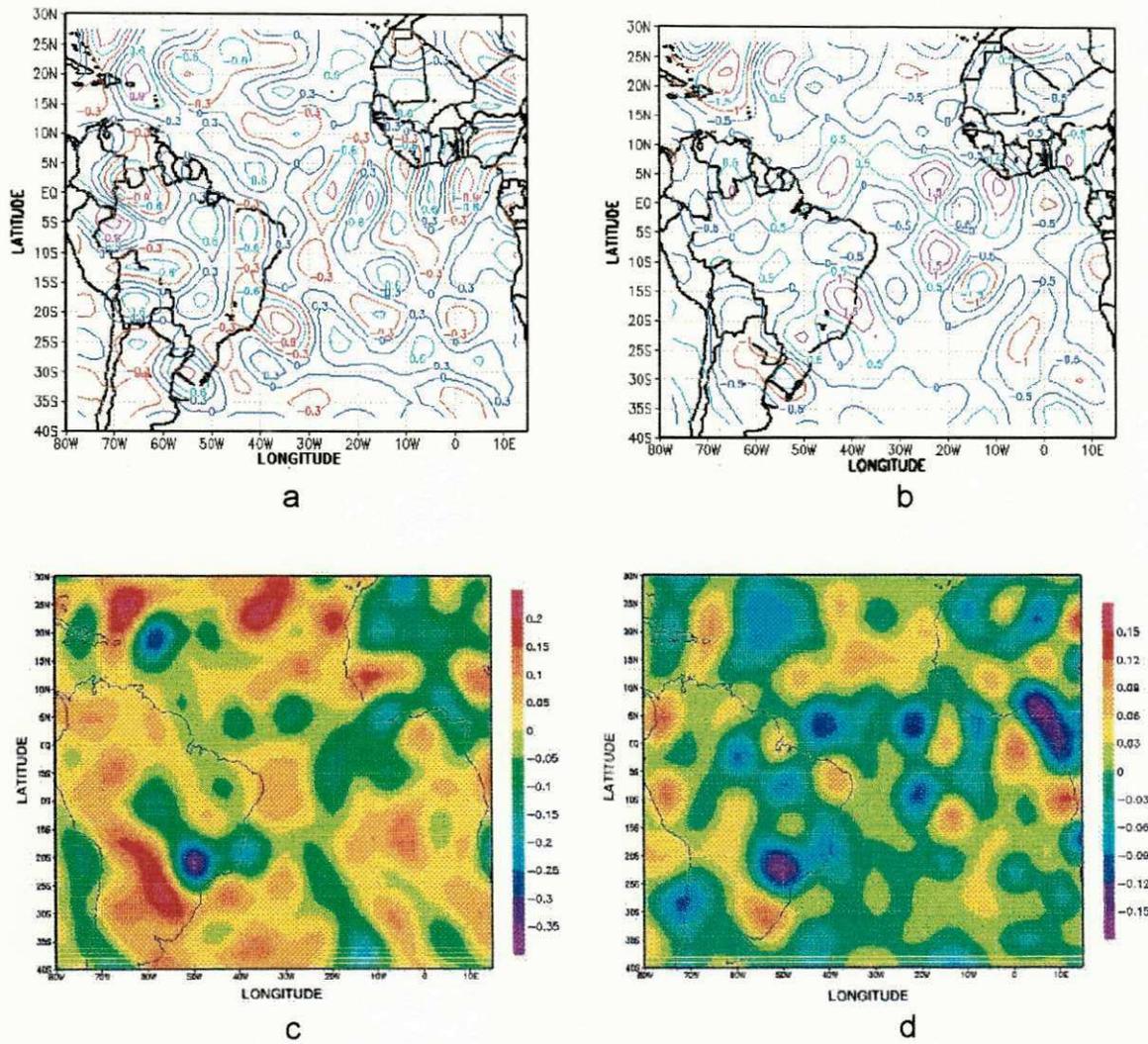


Fig. 4.21 - Análises para as 12:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal ($10^{-5} s^{-1}$) e (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$).

4.2.3 Dia 29 de Março de 1997 às 24:00 UTC

As linhas de correntes no nível de 1000 hPa (Fig. 4.22a) apresentam movimento ciclônico sobre todo o NEB, onde os ventos alísios de NE e SE convergem em torno de 5°S , 35°W , sendo a direção do vento na área de interesse de SE. No nível de 850 hPa (Fig. 4.22b) o movimento ciclônico que atuava no nível anterior não se apresenta mais como um centro fechado, existindo agora um centro anticiclônico no oeste do Nordeste, com escoamento zonal na área de interesse.

O campo de vetor vento nos níveis baixos e médios (Fig. 4.22c, d) apresenta intensidade moderada. O perfil da Fig. 4.5a' indica que a intensidade máxima do vento até o nível de 850 hPa é de 11 m/s.

De acordo com o campo de vorticidade da Figura 4.22e existe um centro de movimento ciclônico atuando sobre o Nordeste e área oceânica estando de acordo com o campo de linhas de corrente (Fig. 4.22a). No nível de 850 hPa (Fig. 4.22f) sobre o Brasil existe um pequeno núcleo de movimento anticiclônico sobre o Estado de Tocantins, sendo quase todo o oeste do Brasil e Região Nordeste dominado por movimento ciclônico, conforme Figura 4.22b.

A divergência horizontal nos níveis de 1000 e 850 hPa (Fig. 23a, b) apresenta convergência sobre toda a Região Nordeste para estes níveis, tendo convergência na área oceânica no nível de 1000 hPa, porém no nível de 850 hPa a área costeira passa a ter divergência. Nos mapas do movimento vertical em 1000 hPa (Fig. 4.23c) sobre quase todo o Brasil temos movimento descendente com exceção de uma faixa a leste da Região Nordeste e Sudeste e área costeira na qual o movimento é ascendente. No nível de 850 hPa (Fig. 4.24d) o movimento é ascendente sobre o Nordeste, tendo um núcleo forte em 5°S , 35°W .

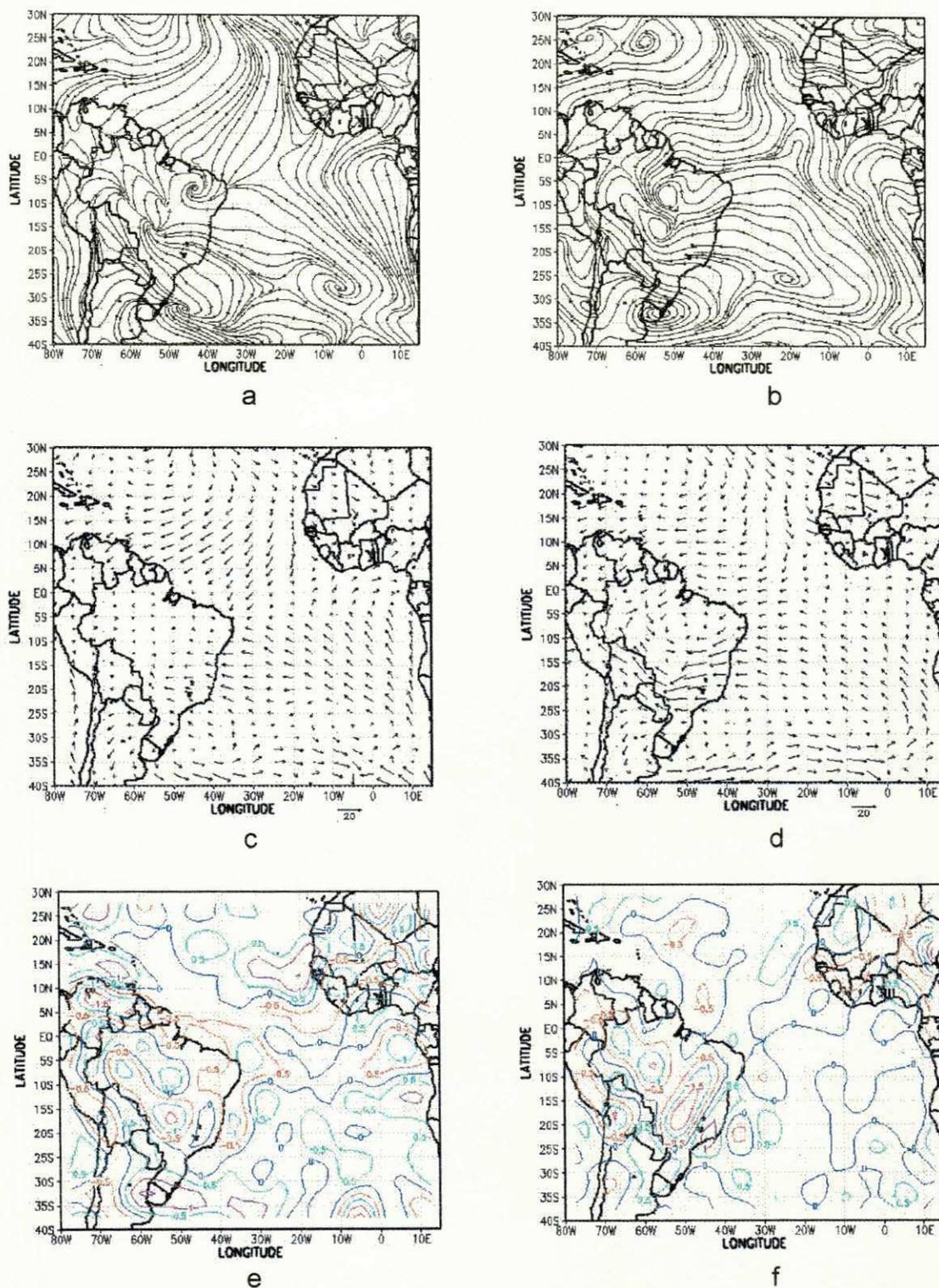


Fig. 4.22 - Análises para as 24:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis.

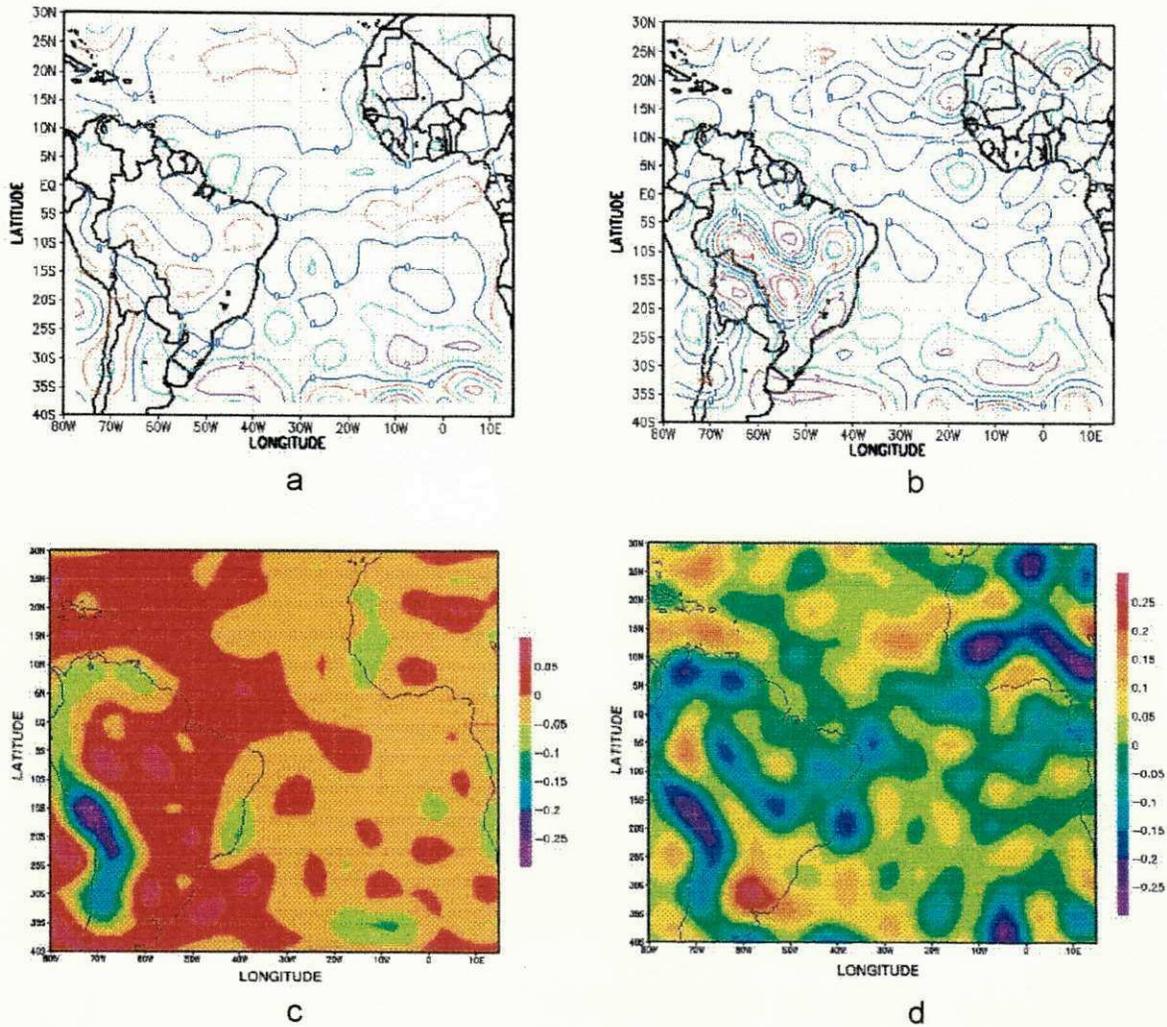


Fig. 4.23 - Análises para as 24:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal (10^{-5}s^{-1}) e (c, d) movimento vertical (hPa s^{-1}).

O campo de linha de corrente no nível de 500 hPa (Fig. 4.24a) mostra sobre o Atlântico Sul o movimento é anticiclônico provocado pela alta subtropical em quase toda o oceano, provocando escoamento de SE na área de estudo e sobre o Nordeste. O nível de 200 hPa (Fig. 4.24b), apresenta o anticiclone subtropical do Atlântico Sul com núcleo aberto em 10°S , 8°W e um anticiclone sobre o Nordeste fazendo com que o escoamento seja de NE na parte leste do Nordeste e área oceânica.

No campo de vetor vento para os níveis de 500 e 850 hPa (Fig. 4.24c, d) o vento apresenta-se com baixa intensidade nestes níveis quando comparado com os vetores apresentados na parte superior e inferior desta Figura. O perfil apresentado na Figura 4.b' está de acordo com os campos de vetor vento, apresentando 1,6 e 9,2 m/s nos níveis de 500 e 200 hPa respectivamente.

No nível de 500 hPa (Fig. 4.24e) a vorticidade apresenta movimento anticiclônico sobre o Nordeste e área de interesse, tendo um forte núcleo anticiclônico a oeste do Brasil. Em 200 hPa, a área costeira continua com movimento anticiclônico, porém o Nordeste passa a ter movimento ciclônico conforme os campos de linhas de correntes para estes níveis.

No campo de divergência em 500 hPa (Fig. 4.25a) apresenta um núcleo de convergência entre dois núcleos de divergência. No nível de 200 hPa sobre toda a Região Nordeste existe movimento divergente, com movimento de convergência na área de estudo.

O campo de movimento vertical em 500 hPa (Fig. 4.23c) apresenta um núcleo de movimento descendente sobre o Nordeste (5°S , 40°W), e movimento ascendente nas demais áreas de interesse. No nível de 200 hPa (Fig. 4.23d) sobre o Nordeste e área de estudo ocorre movimento ascendente, o qual concorda com o campo de divergência neste nível (Fig. 4.23b).

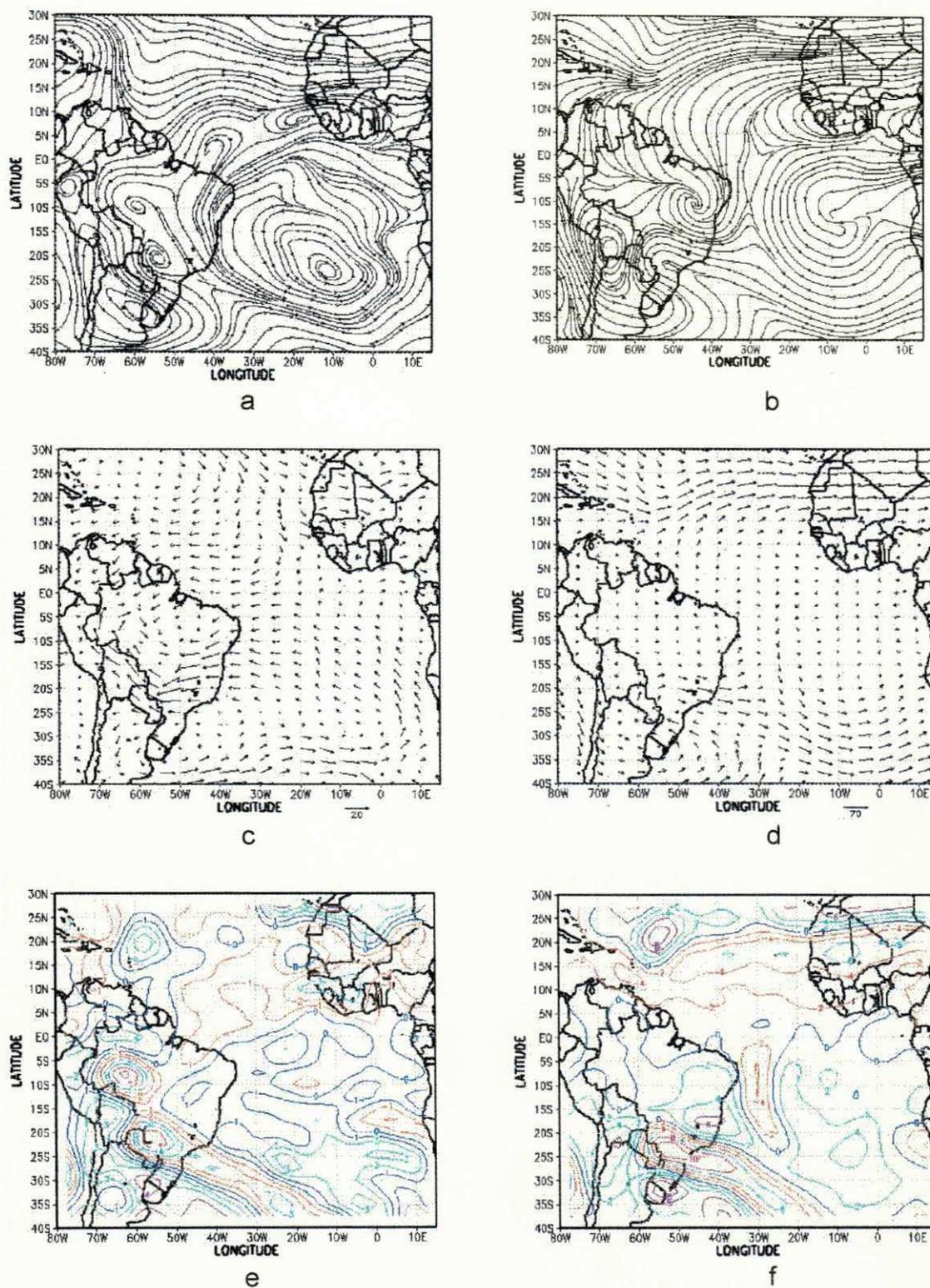


Fig. 4.24 - Análises para as 24:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis.

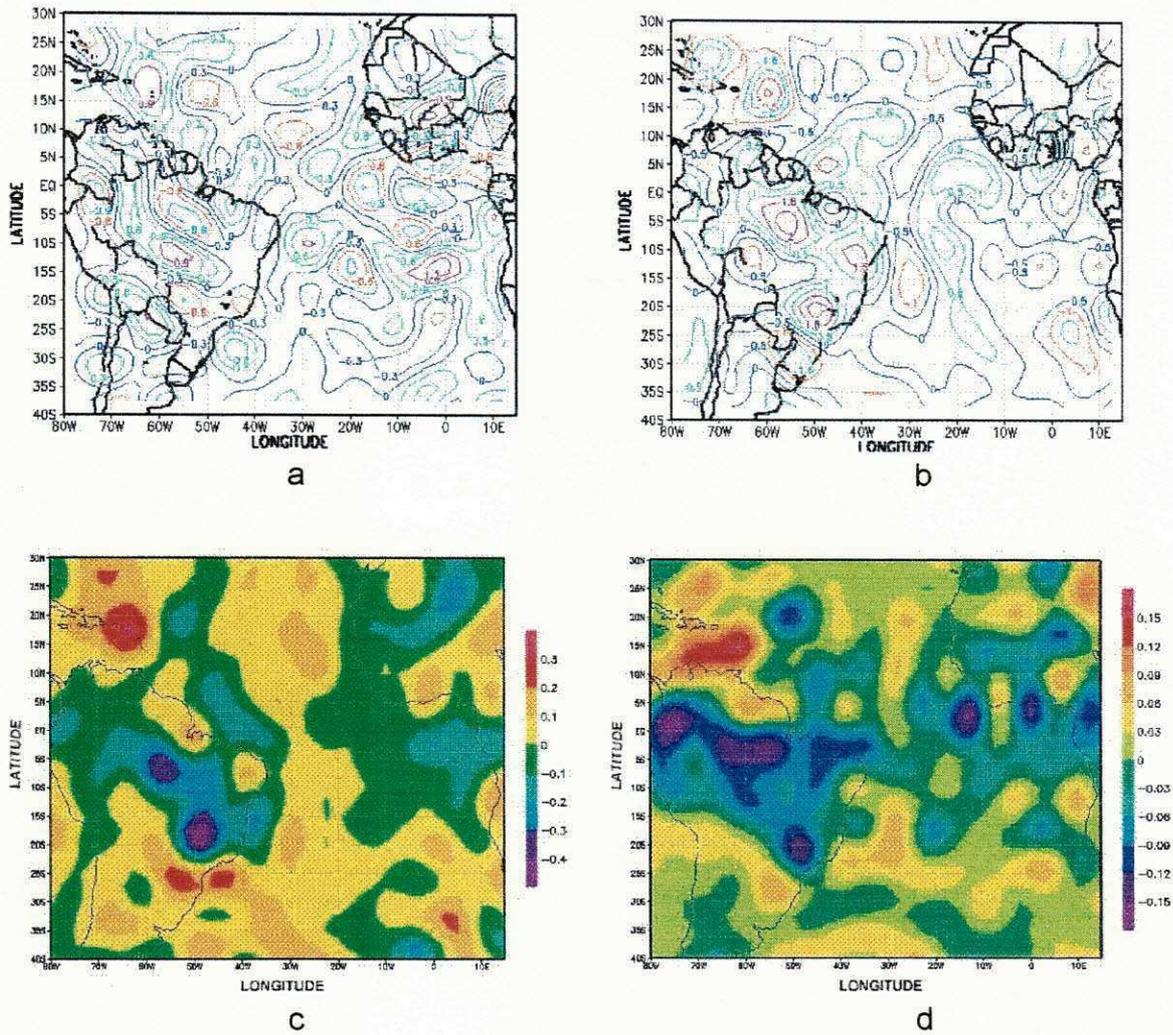


Fig. 4.25 - Análises para as 24:00 UTC do dia 29 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal ($10^{-5} s^{-1}$) e (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$).

4.2.4 Dia 30 de Março de 1997 às 12:00 UTC



INFRVIR - 03 - 03 - 12 - 30 - 04 - 57 - 128437

Fig. 4.26 - Imagem de satélite METEOSAT na banda do infravermelho obtida às 12:00 UTC do dia 30 de março de 1997.

A imagem de satélite da Fig. 4.26 apresenta sobre a Região Sudeste a presença da frente fria sem nenhuma modificação significativa em relação ao dia anterior, estando a ZCIT melhor definida.

As linhas de correntes no nível de 1000 hPa (Fig. 4.27a) mostram uma circulação ciclônica sobre a Região Nordeste, tendo uma assintota dos ventos alísios em 45°W na faixa equatorial, sendo o vento de SE. Em 850 hPa (Fig. 4.27b) sobre o Nordeste não há mudanças significativas em relação ao nível anterior, entretanto o escoamento sobre a região costeira passa a ser de NE.

Nos campos de vetor vento para o nível de 1000 hPa (Fig. 4.27c) pode-se observar que os centros anticiclônicos sobre o oceano Atlântico não apresentam variação significativa com relação aos dias anteriores. No nível de 850 hPa (Fig. 4.27d) o escoamento é moderado em relação ao da área da parte inferior da Figura, tendo direção de NE. Tais observações são coerentes com as observadas no perfil de vento da Figura 4.5c', tanto em direção quanto em intensidade.

O campo de vorticidade em 1000 hPa (Fig. 4.27e) apresenta um núcleo com vorticidade ciclônica ao sul do Nordeste, com movimento anticiclônico na área costeira de interesse. Em 850 hPa (Fig. 4.27f) tem-se movimento anticiclônico sobre toda a área Nordeste, bem como na área de estudo. Tais análises concordam com os campos de linhas de corrente para estes níveis.

No campo de divergência vemos que existe basicamente convergência na área de estudo no nível de 1000 hPa (Fig. 4.28a) porém, no nível de 850 hPa (Fig. 4.28b) tem-se divergência muito fraca em toda a área de interesse com relação ao núcleo encontrado na costa da África (5°S, 7°E).

No campo de movimento vertical em 1000 hPa (Fig. 4.28c) é ascendente sobre uma faixa que abrange parte do continente e litoral desde o Rio Grande do Norte até Minas Gerais, não havendo nenhuma modificação significativa em 850 hPa (Fig. 4.28d) com relação ao nível anterior, exceto pelo aumento da intensidade dos valores.

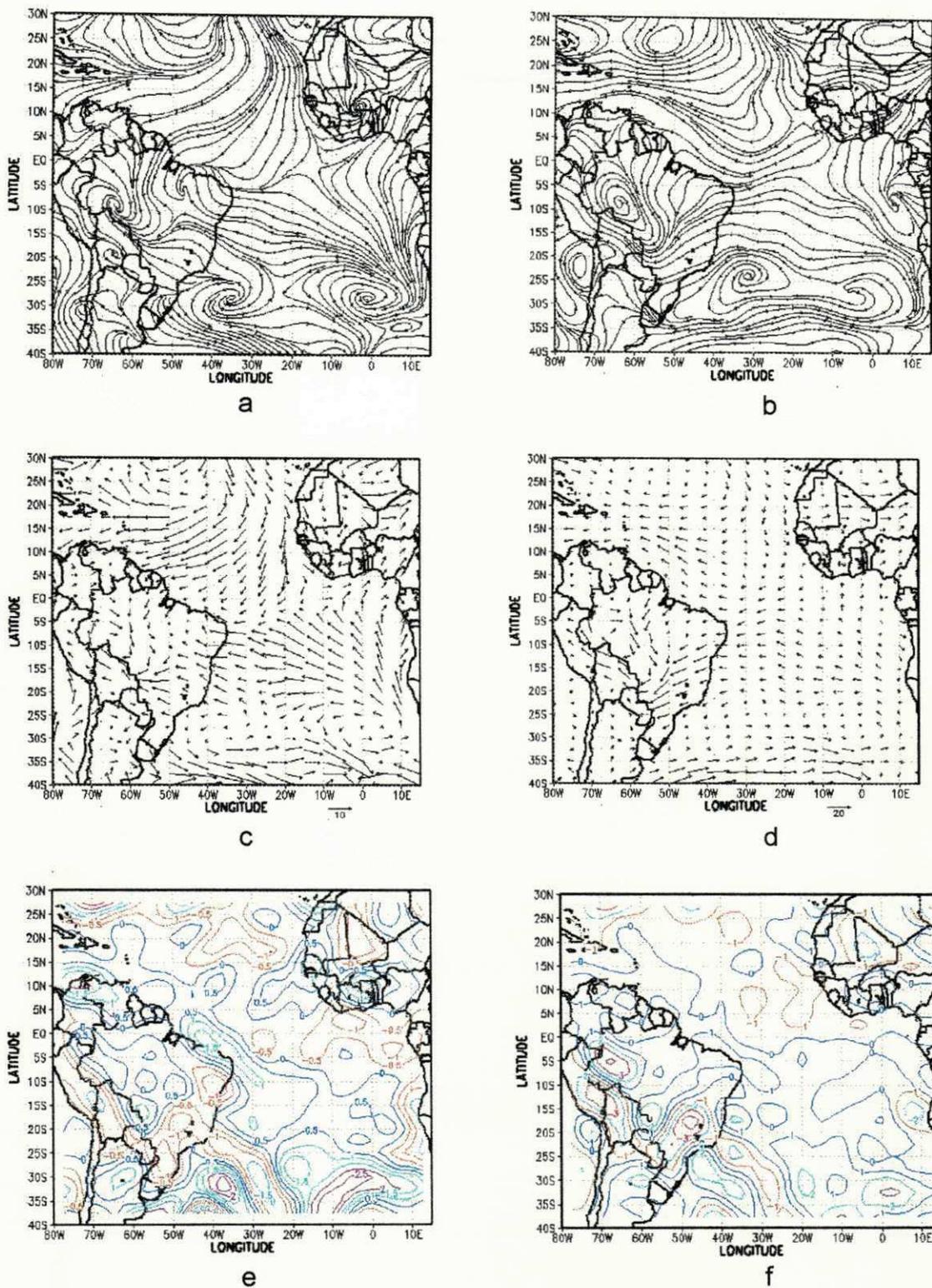


Fig. 4.27 - Análises para as 12:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis.

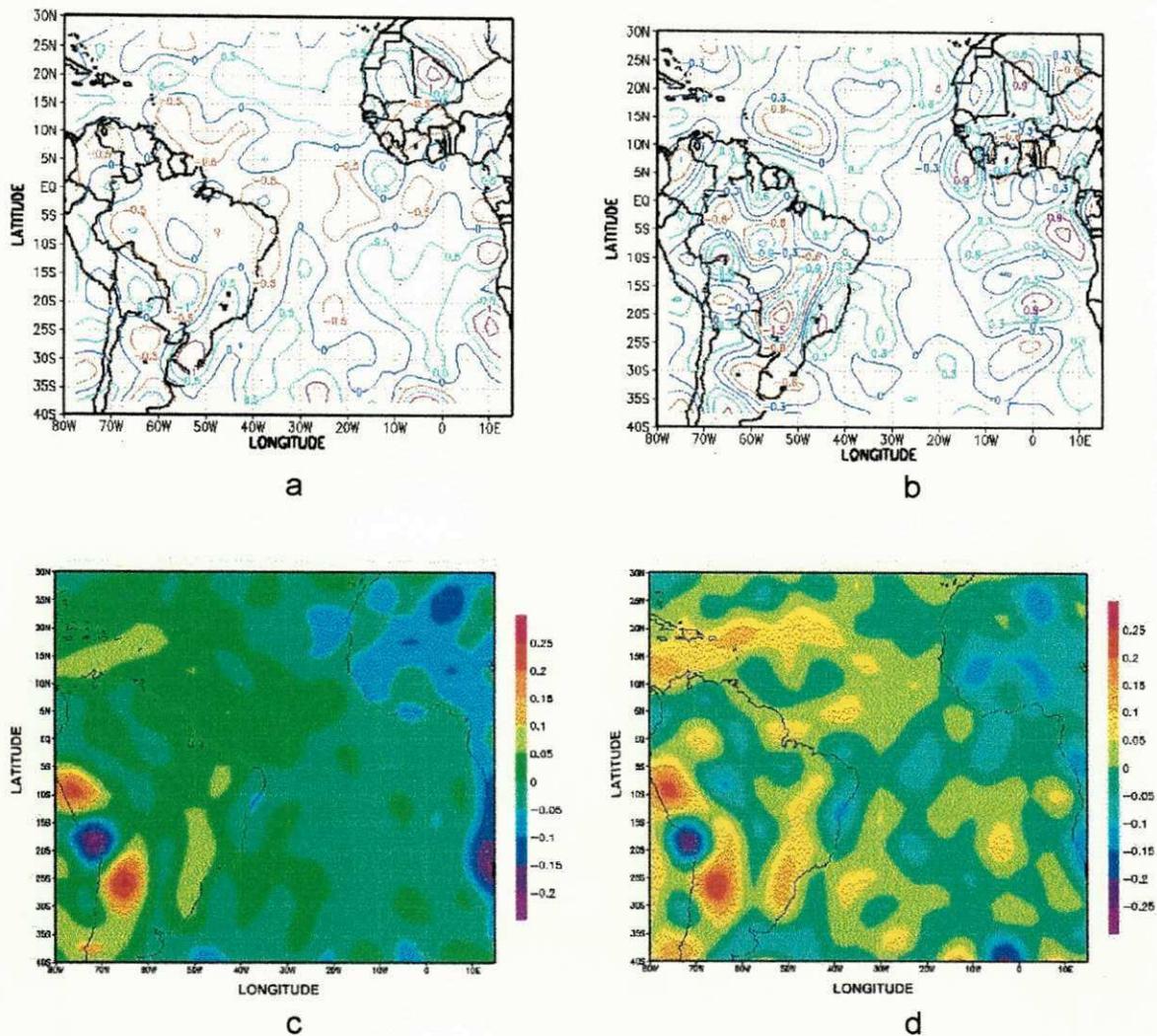


Fig. 4.28 - Análises para as 12:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal ($10^{-5} s^{-1}$) (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$).

As linhas de correntes no nível de 500 hPa (Fig. 4.29a) apresenta convergência sobre o oeste do Nordeste, com o anticiclone subtropical do Atlântico Sul atua sobre toda a Região Nordeste, com escoamento basicamente zonal. Em 200 hPa (Fig. 29b) verifica-se um circulação anticiclônica sobre toda a Região Nordeste com escoamento de sul na costa desta área, estando associada a ausência de nebulosidade nesta região.

Os campos de vetor vento para os níveis de 500 e 200 hPa (Fig. 4.29c, d) apresentam baixa intensidade, em relação a área superior da Figura, sobre o

Nordeste e área costeira de interesse. A intensidade e direção do vento observados nestes níveis podem ser confirmadas através dos perfis encontrados na Figura 4.5c'.

No nível de 500 hPa (Fig. 4.29e) o campo de vorticidade mostra movimento ciclônico sobre parte do Maranhão, sendo anticiclônico entre o Rio Grande do Norte e Alagoas e área oceânica de interesse, havendo intensificação na área costeira do Nordeste no nível de 200 hPa (Fig. 4.29f).

Observa-se movimento convergente sobre o Nordeste e divergente no litoral no nível de 500 hPa (Fig. 2.30a). No nível de 200 hPa tem-se movimento divergente numa estreita faixa a leste do Nordeste e oceano, situada entre dois núcleos de movimento convergente.

No campo de movimento vertical em 500 hPa (Fig. 2.30c) vê-se um núcleo de movimento descendente sobre o oeste do Nordeste situado entre dois núcleos de movimento ascendente. No nível de 200 hPa (Fig. 2.30d) tem-se quase todo o Nordeste dominado por movimento ascendente, com exceção do Maranhão onde atua um núcleo descendente.

Os campos de temperatura nos baixos níveis (Fig. 34e e 34f) apresenta distribuição uniforme sobre todo o Nordeste e na área de estudo.

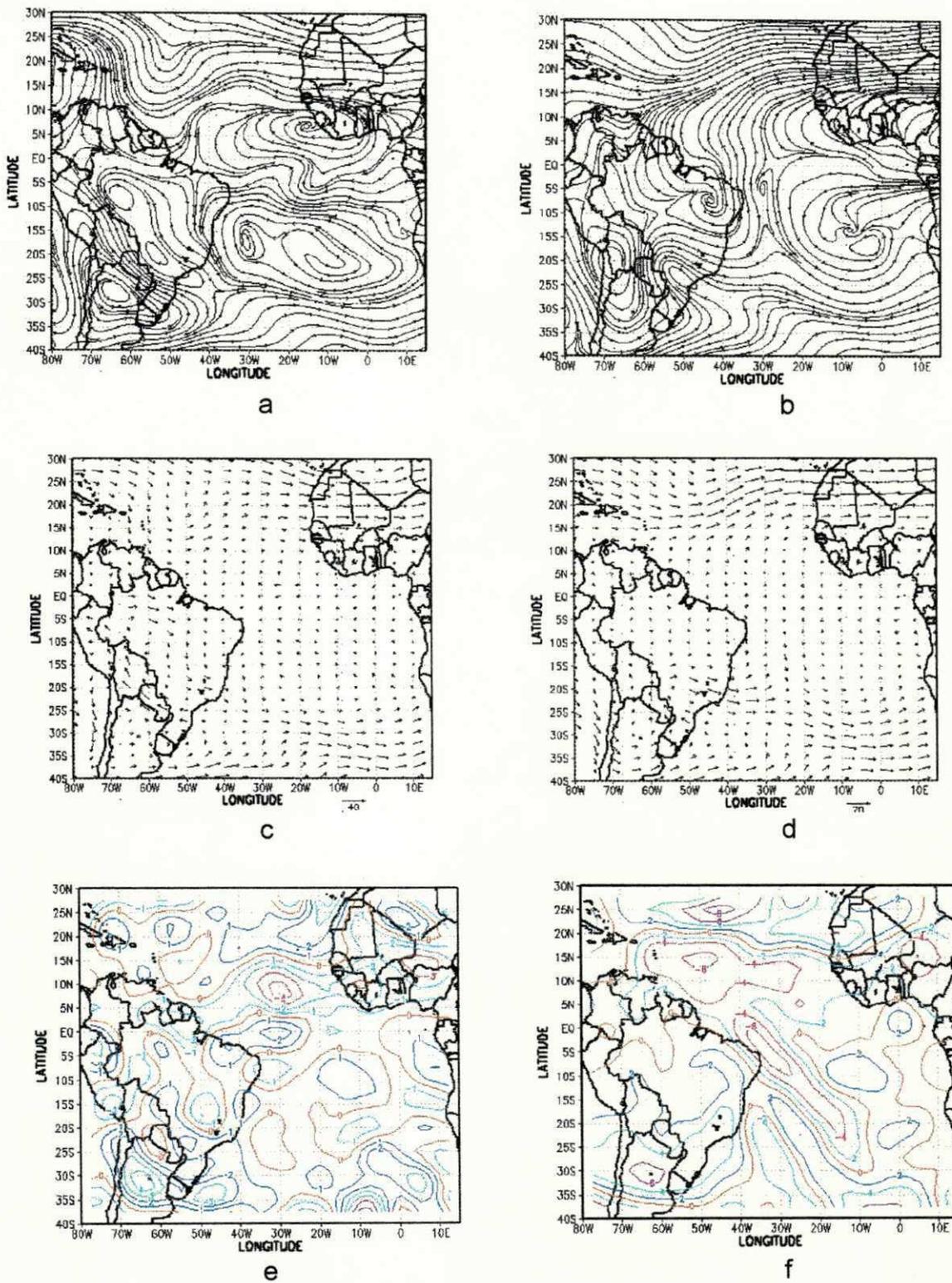


Fig. 4.29 - Análises para as 12:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis.

4.2.5 Dia 30 de Março de 1997 às 18:00 UTC

As linhas de correntes no nível de 1000 hPa (Fig. 4.31a) mostra a convergência dos alísios em 5°S próximo a área costeira de interesse, podendo ser encontrado um anticiclone em 26°S, 45°W, o qual se apresenta deslocado de sua posição e mais intenso no nível de 850 hPa (Fig. 4.31b), abrangendo todo o Atlântico Sul com movimento anticiclônico.

Os campos de vetor vento nos níveis de 1000 e 850 hPa (Fig. 4.31c, d) apresentam intensidade de moderada a fraca na região de estudo com relação a área na parte inferior da Figura.

Observando os campos de vorticidade para os mesmos níveis (Fig. 4.31e, f), vê-se que sobre uma extensa área do Nordeste e área costeira existe movimento ciclônico, conforme pode-se observar nos campos de linhas de corrente.

O campo de divergência em 1000 e 850 hPa (Fig. 4.32a, b) apresenta convergência sobre a Região Nordeste e área costeira.

Temos um comportamento muito interessante em baixos níveis no campo de movimento vertical (Fig. 4.32c), onde o movimento predominante sobre quase todo o NE e grande parte do Atlântico sul é ascendente, enquanto que as demais áreas sobre o Brasil e uma estreita faixa da costa tem movimento descendente. Em 850 hPa (Fig. 4.32d) ainda há movimento descendente sobre o Nordeste, porém em uma área bem menor, enquanto o movimento ascendente domina quase toda a costa do Nordeste.

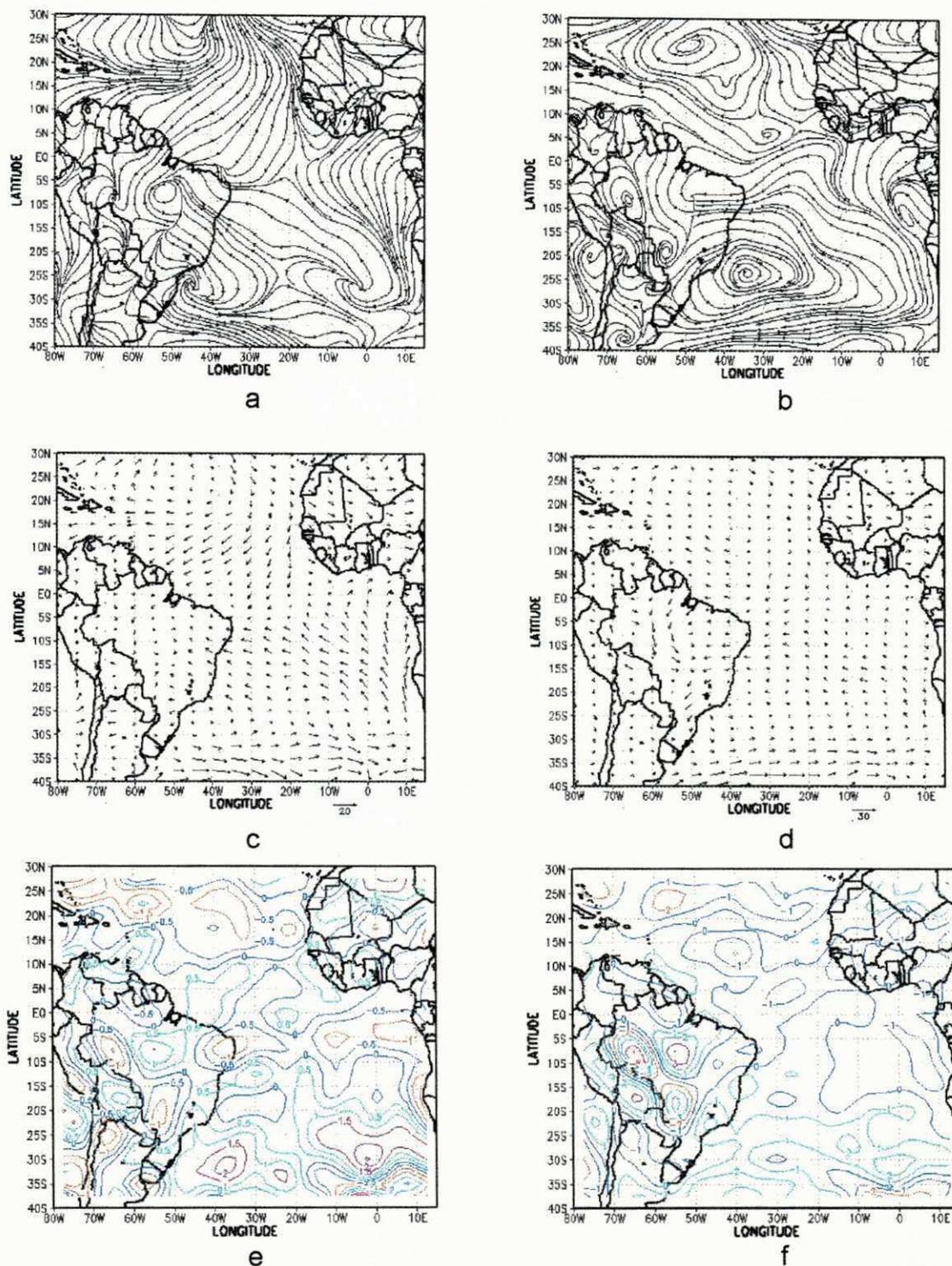


Fig. 4.31 - Análises para as 18:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis.

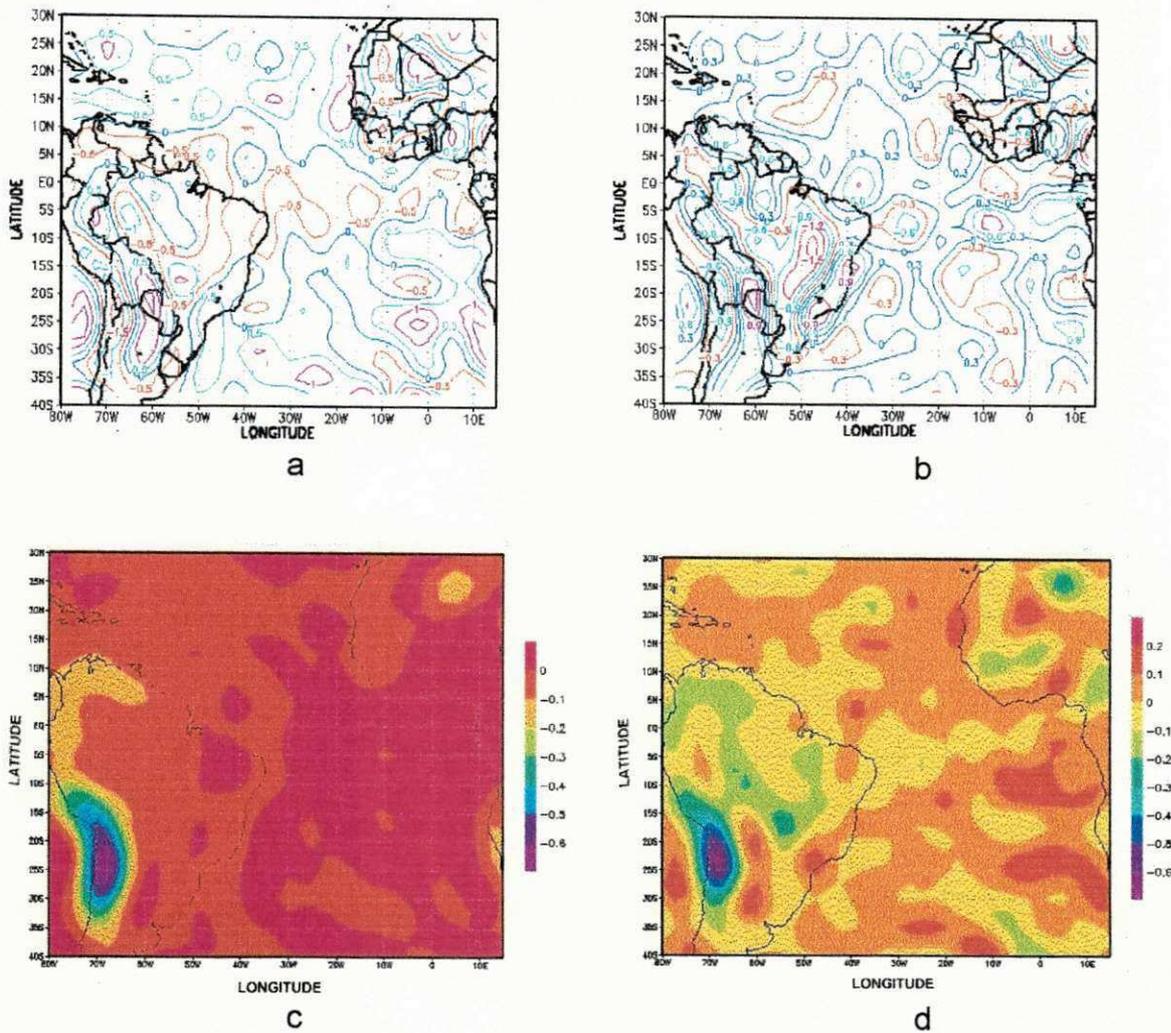


Fig. 4.32 - Análises para as 18:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal ($10^{-5} s^{-1}$) e (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$).

No nível de 500 hPa (Fig. 4.33a) o anticiclone que se apresentava mais ao sul do litoral brasileiro, desloca-se para o norte passando a atuar junto a costa da Bahia, continuando a existir apenas movimento anticiclônico sobre o Atlântico Sul.

O campo de linhas de corrente no nível de 200 hPa (Fig. 4.33b) encontra-se um anticiclone atuando sobre o Nordeste, provocando escoamento de sul na costa do Nordeste.

Os campos de ventos nos níveis médios e altos (Fig. 4.33c, d) são de baixa intensidade na costa do Nordeste, demonstrando uma significativa coerência com os perfis de vento da Figura 4.5d'.

O campo de vorticidade no nível de 500 hPa (Fig. 4.33e) apresenta movimento anticiclônico sobre toda a Região Nordeste e área costeira. No nível de 200 hPa (Fig. 4.33f) continua a existir movimento anticiclônico sobre o Nordeste, porém sobre a costa o movimento passa a ser ciclônico.

No campo de divergência em 500 hPa (Fig. 4.34a) tem-se sobre o Nordeste um núcleo de movimento convergente situado entre um núcleo divergente sobre continente e outro sobre o oceano. Em 200 hPa (Fig. 4.34b) sobre todo o Nordeste o movimento é divergente, com um núcleo de divergência na área oceânica entre Alagoas e Bahia.

Em 500 hPa (Fig. 4.34c) o campo do movimento vertical apresenta movimento descendente em todo o Nordeste, com centro mais forte estendendo-se do oeste da Região Nordeste até a Região Sudeste. Nos altos níveis (Fig. 4.34d) o núcleo que estava forte sobre o Nordeste agora se apresenta menos intenso com relação ao nível anterior, tendo a área oceânica de interesse movimento descendente.

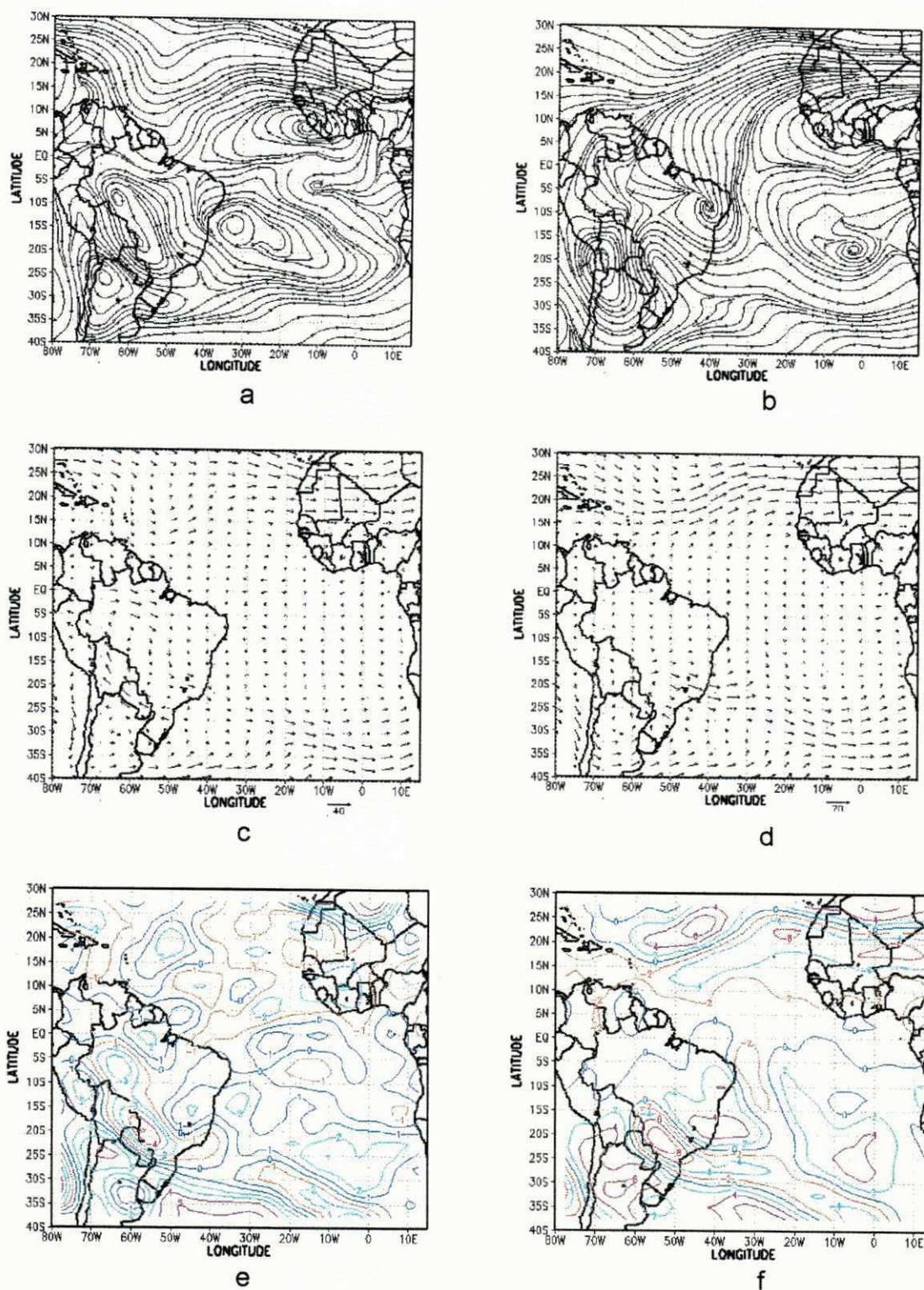


Fig. 4.33 - Análises para as 18:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis.

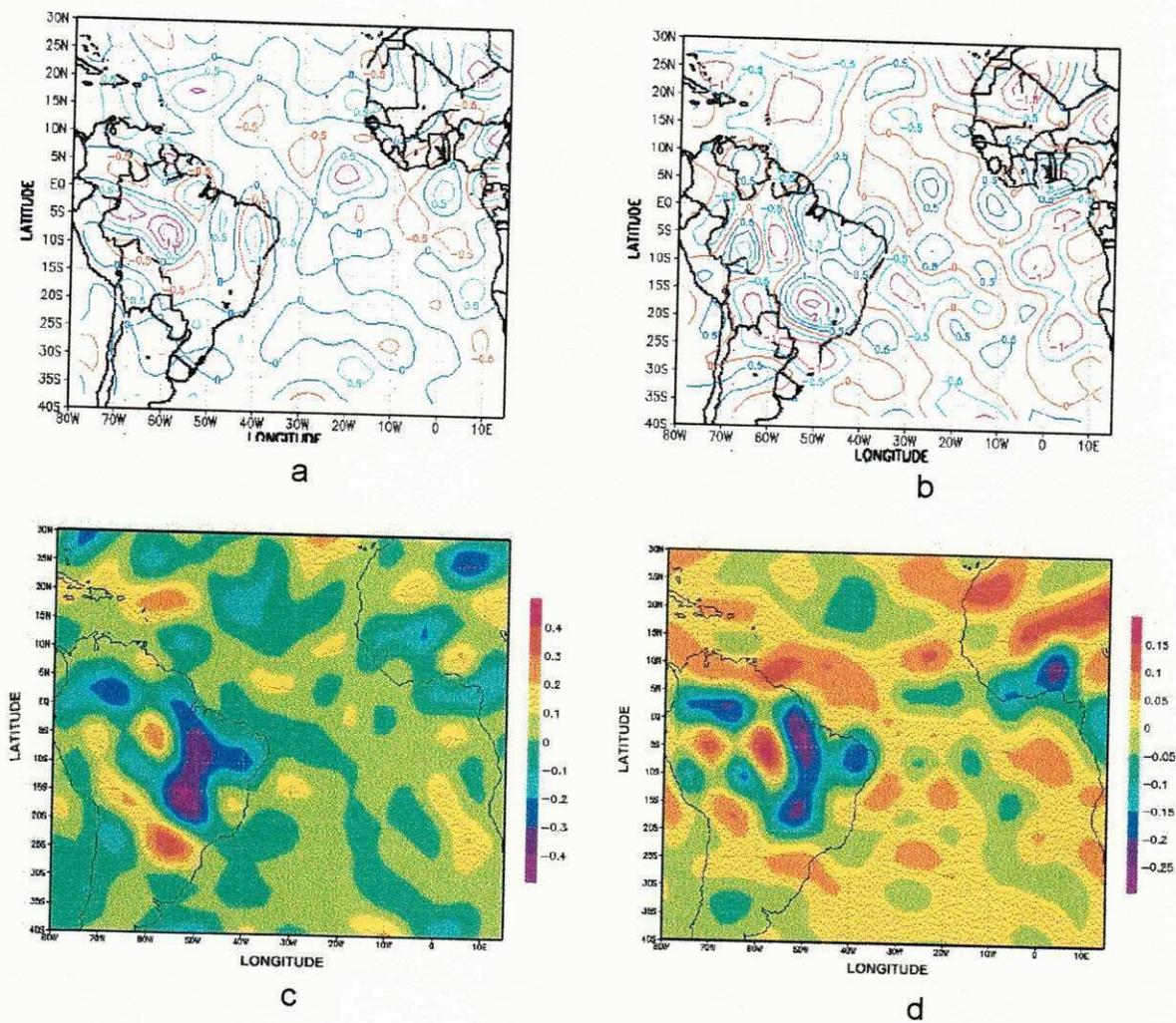


Fig. 4.34 - Análises para as 18:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal (10^{-5}s^{-1}) e (c, d) movimento vertical (hPa s^{-1}).

4.2.6 dia 30 de Março de 1997 às 24:00 UTC

No nível de 1000 hPa (Fig. 4.35a), as linhas de correntes mostram uma assíntota de convergência dos alísios na faixa equatorial, em torno de 30°W , apresentando também movimento anticiclônico sobre o Nordeste o qual dá lugar a uma crista no nível de 850 hPa (Fig. 35a). Sobre o Atlântico Sul vê-se a presença do Anticiclone do Subtropical do Atlântico Sul e um ciclone frontal em 25°S , 30°W .

O campo de vetor vento em 1000 hPa (Fig. 4.35c) mostra que o escoamento é predominante de sudeste e de baixa intensidade com relação ao escoamento ao sul em torno de 35°W . No nível de 850 hPa (Fig. 4.35d) o escoamento é praticamente zonal permanecendo de baixa intensidade em comparação a área vista anteriormente.

O campo de vorticidade no nível de 1000 hPa (Fig. 4.35e) apresenta vorticidade negativa em torno da assíntota de convergência do campo visto na Figura 4.35a, estendendo até o nível de 850 hPa (Fig. 4.35b).

O campo de divergência da Figura 4.36a apresenta convergência sobre toda a área costeira do Nordeste incluindo uma faixa larga do continente. No nível de 850 hPa (Fig. 4.36b) o campo de divergência mostra que a faixa do Nordeste onde havia movimento de convergência agora tem movimento de divergência, localizada entre dois centros de convergência.

O campo de movimento vertical em 1000 hPa (Fig. 4.36c) apresenta sobre uma faixa próxima a costa do Nordeste e área de estudo movimentos ascendentes permanecendo assim até o nível de 850 hPa (Fig. 4.36d), porém com um núcleo mais forte na costa do NEB com relação ao continente.

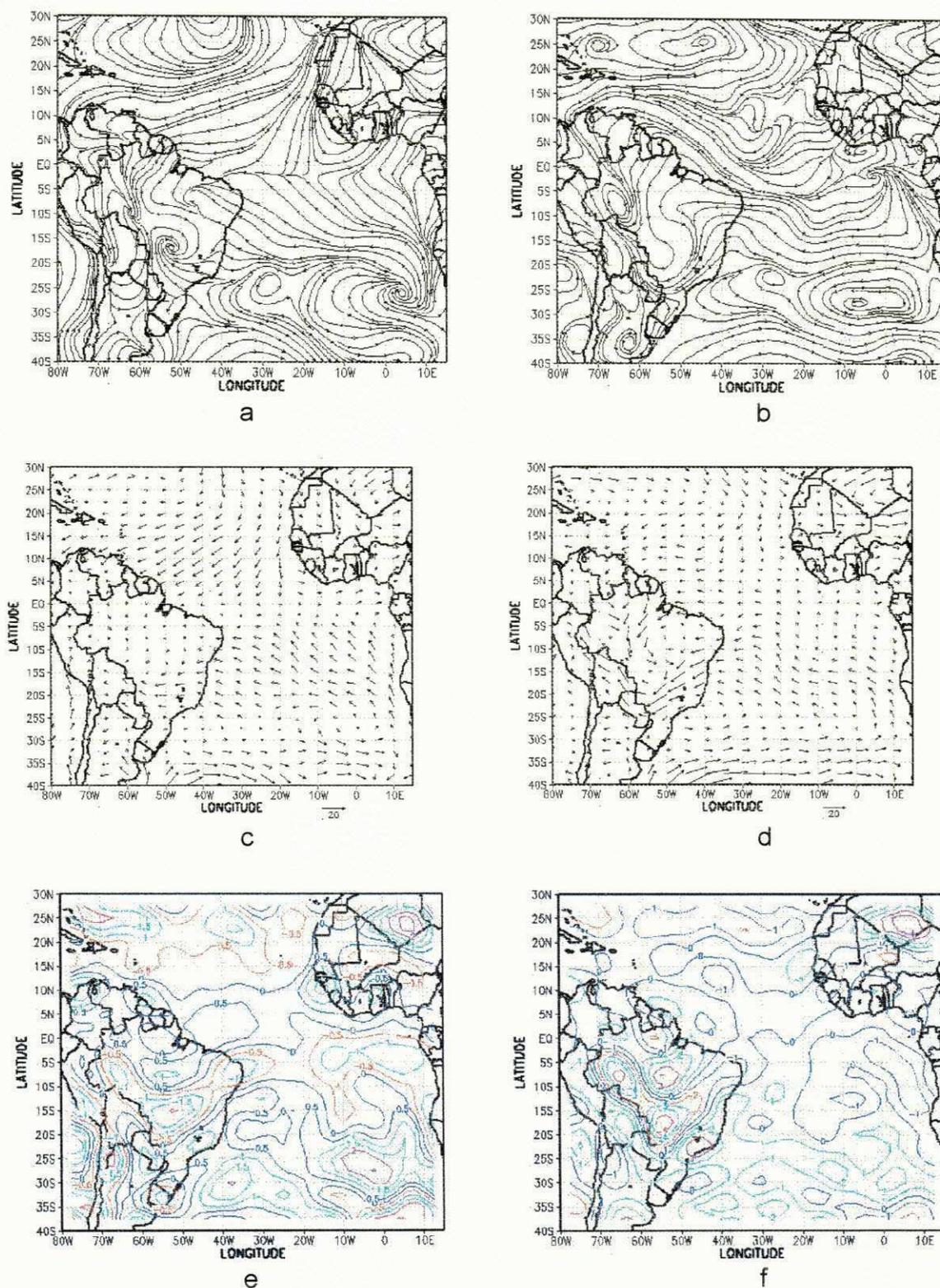


Fig. 4.35 - Análises para as 24:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade ($10^{-5}s^{-1}$). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis.

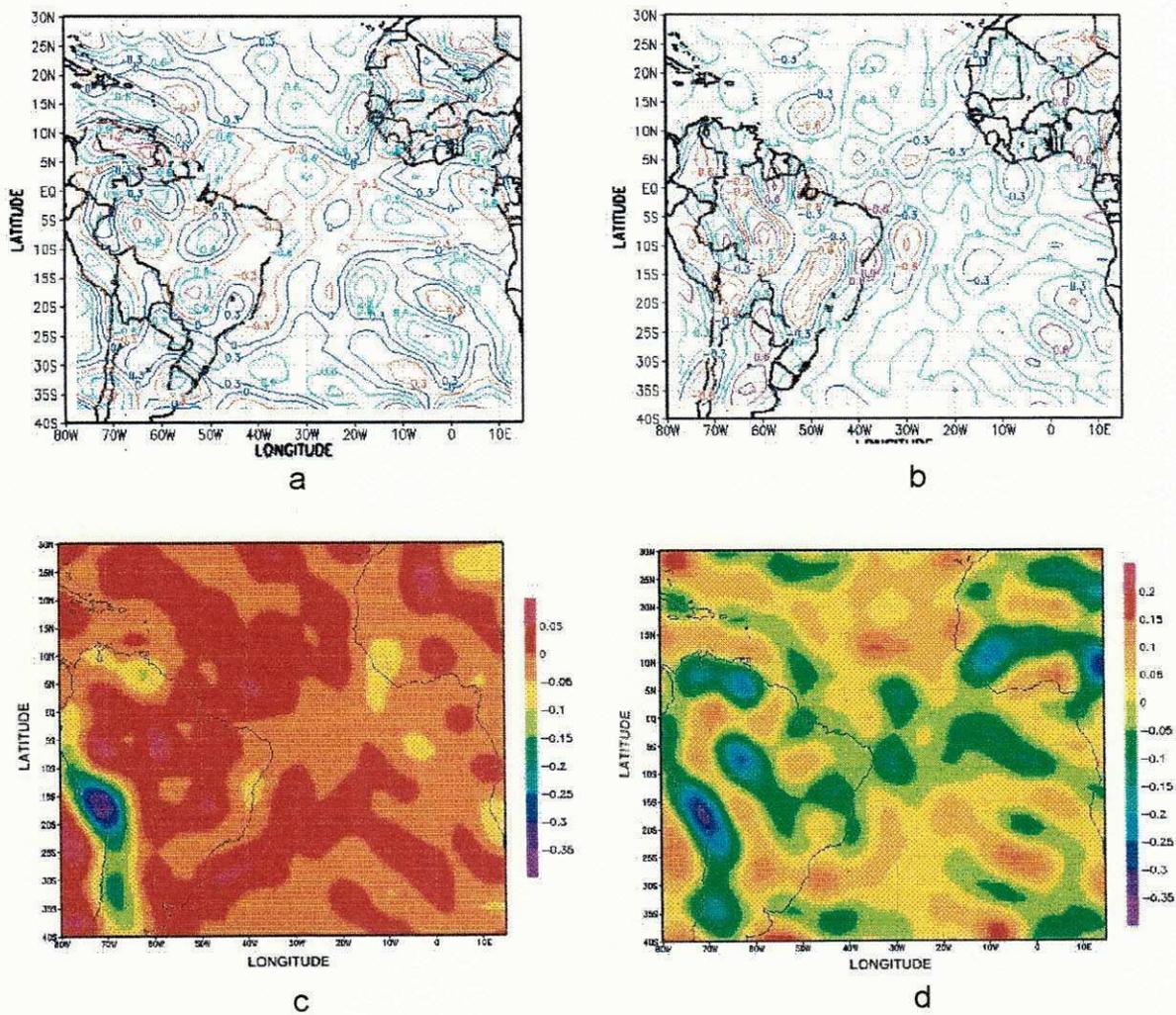


Fig. 4.36 - Análises para as 24:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal (10^{-5}s^{-1}) e (c, d) movimento vertical (hPa s^{-1}).

O pequeno núcleo anticiclônico que atua sobre o Atlântico em 25°S , 30°W nos baixos níveis (Fig. 4.37a) desloca-se sobre o oceano em direção ao noroeste (Fig. 4.37b) passando a atuar sobre o continente nos altos níveis conforme Figura 4.36d. Este ciclone causa escoamento de SE na área costeira nos médios e altos níveis.

Os campos de vetor vento nestes níveis (Fig. 4.37c, d) apresentam-se com baixa intensidade quando comparado com o escoamento na área superior da Figura, o que é coerente com os perfis obtidos no experimento (Fig. 4.5e').

Os campos de vorticidade em 500 hPa (Fig. 4.37e) apresenta basicamente movimento anticiclônico sobre o Nordeste e área de estudo, porém no nível de 200 hPa (Fig. 4.37f) conforme podemos observar nos campos de linhas de correntes para estes níveis (Fig. 4.37a, b).

A Fig. 4.38a indica movimento convergente sobre todo o Nordeste e núcleo divergente sobre a área costeira. Nos altos níveis (Fig. 4.38b) o movimento convergente domina sobre toda a área de análise.

O campo de movimento vertical nos níveis de 500 e 200 hPa (Fig. 4.38c, d) apresenta sobre todo o Nordeste e área do Atlântico de interesse movimento ascendente, tendo um núcleo mais forte na costa do Nordeste.

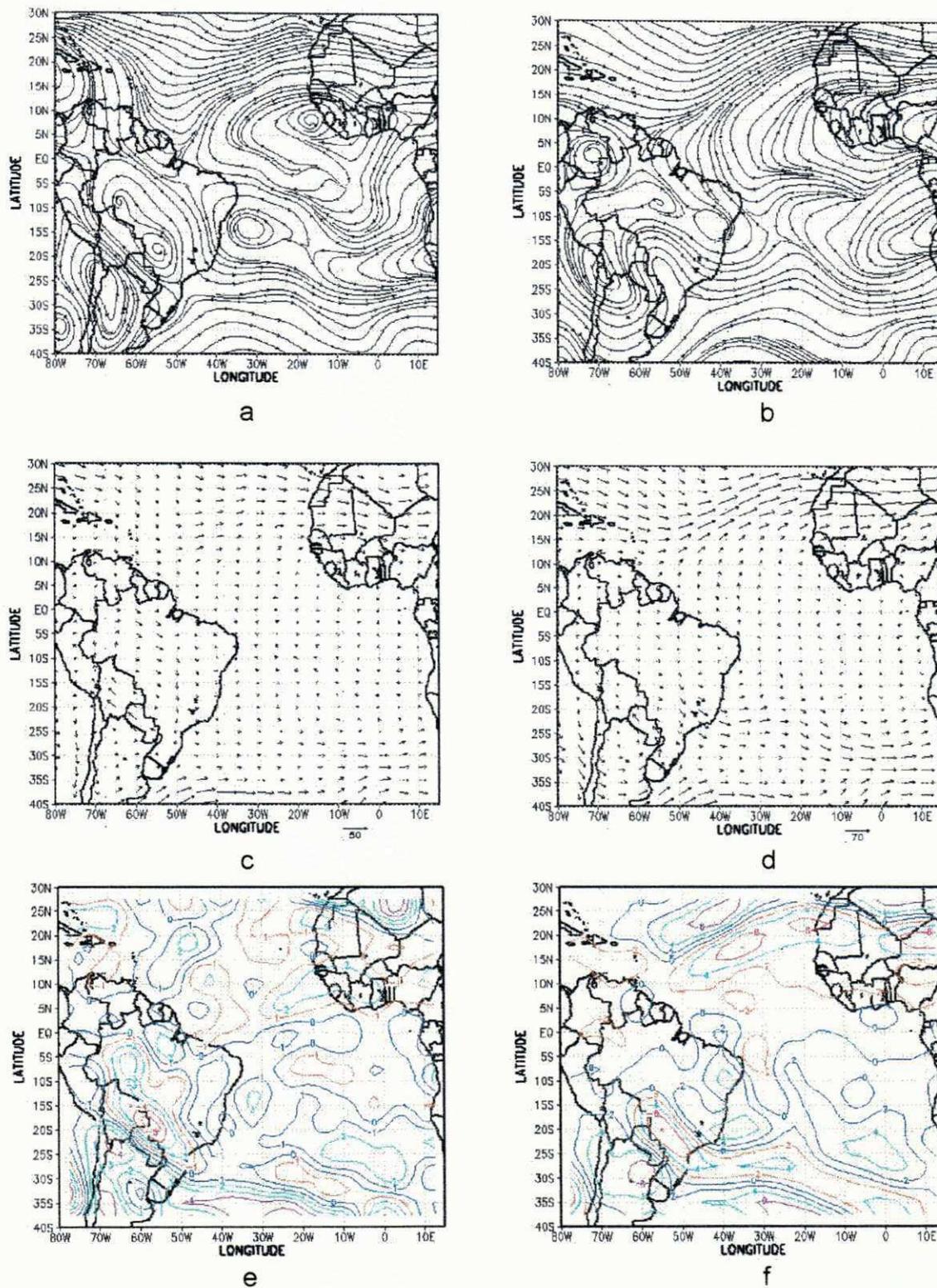


Fig. 4.37 - Análises para as 24:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis.

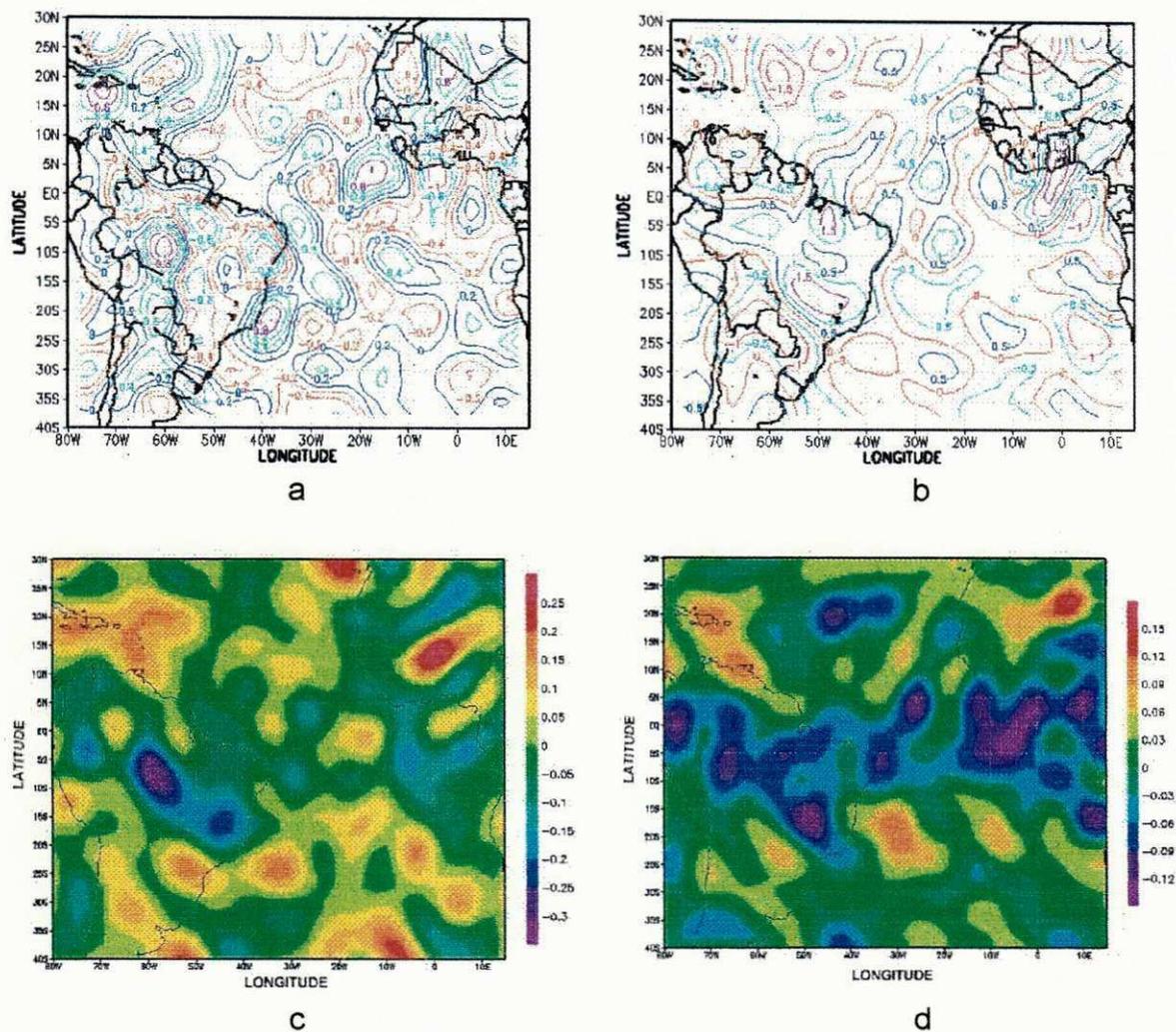
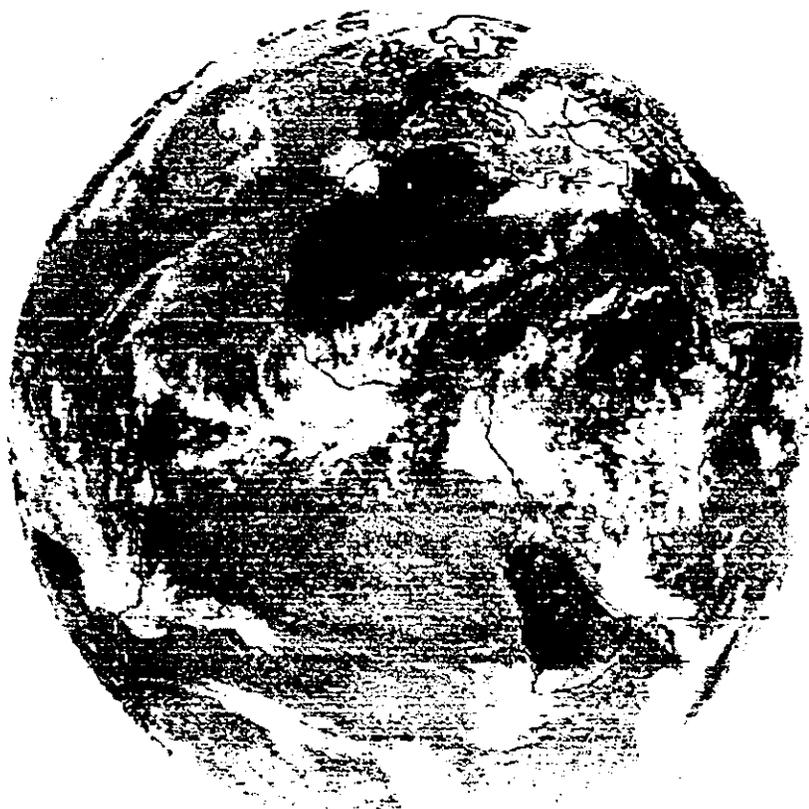


Fig. 4.38 - Análises para as 24:00 UTC do dia 30 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal ($10^{-5} s^{-1}$) e (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$).

4.2.7 Dia 31 de Março de 1997 às 12 TMG

A imagem apresentada na Fig. 4.39 mostra a atuação da ZCIT sobre o Nordeste. Podemos observar ainda a interação entre o sistema frontal e a ZCIT, apresentando sobre a costa do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco uma banda de nebulosidade.



INPE/INSA MET-5 12-31-97 12:00Z

Fig. 4.39 – Imagem de satélite METEOSAT na banda do infravermelho obtida às 12:00 UTC do dia 31 de março de 1997, ilustrando a nebulosidade provocada pela ZCIT

No campo de linhas de correntes tem-se sobre o Nordeste a atuação de um cavado nos baixos níveis (Fig. 4.40a), tendo movimento anticiclônico a oeste desta região. No nível de 850 hPa (Fig. 4.40b) este pode ainda ser notado porém

com centro não definido, encontrando um cavado invertido na costa do Nordeste. O escoamento sobre a área de estudo é de NE para estes níveis.

O campo de vetor vento no nível de 1000 (Fig. 4.40c) mostra que o anticiclone subtropical do Atlântico Sul apresenta-se relativamente intenso, porém no nível de 850 hPa (Fig. 4.40d) o escoamento sobre o Nordeste e área oceânica é de baixa intensidade comparado ao escoamento na área inferior da Figura.

O campo de vorticidade no nível de 1000 (Fig. 4.40e) apresentam movimento ciclônico sobre uma faixa do Nordeste entre Fortaleza e Recife estendendo-se sobre o oceano nesta mesma faixa de latitude. No nível de 850 hPa (Fig. 4.40f) toda esta área passa a ter movimento anticiclônico. Tais observações estão coerentes com os campos de linhas de correntes (Fig. 4.40a, b).

O campo de divergência em 1000 hPa (Fig. 4.41a) apresenta um núcleo de movimento divergente sobre a área do Nordeste com núcleo em 5°S , 40°W , situado entre dois núcleos de convergência atuando também na costa do Nordeste. Em 850 hPa (Fig. 4.41b) sobre o Nordeste e área de estudo o movimento passa a ser divergente.

Os campos de omega nos níveis baixos (Fig. 4.41c, d) apresentam movimento ascendente sobre a costa do Nordeste, entre 35°W e 40°W estendendo-se sobre o oceano.

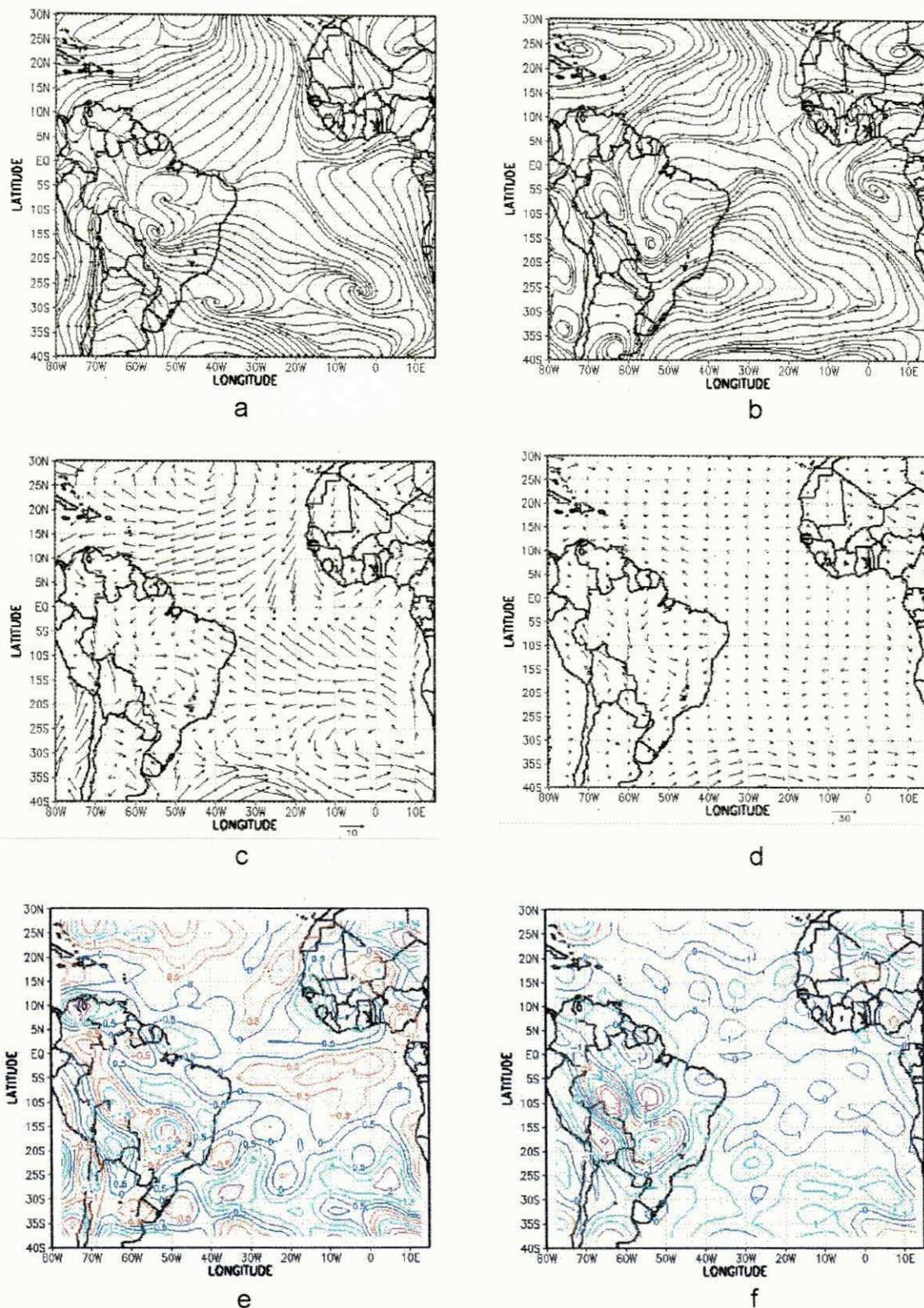


Fig. 4.40 - Análises para as 12:00 UTC do dia 31 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis.

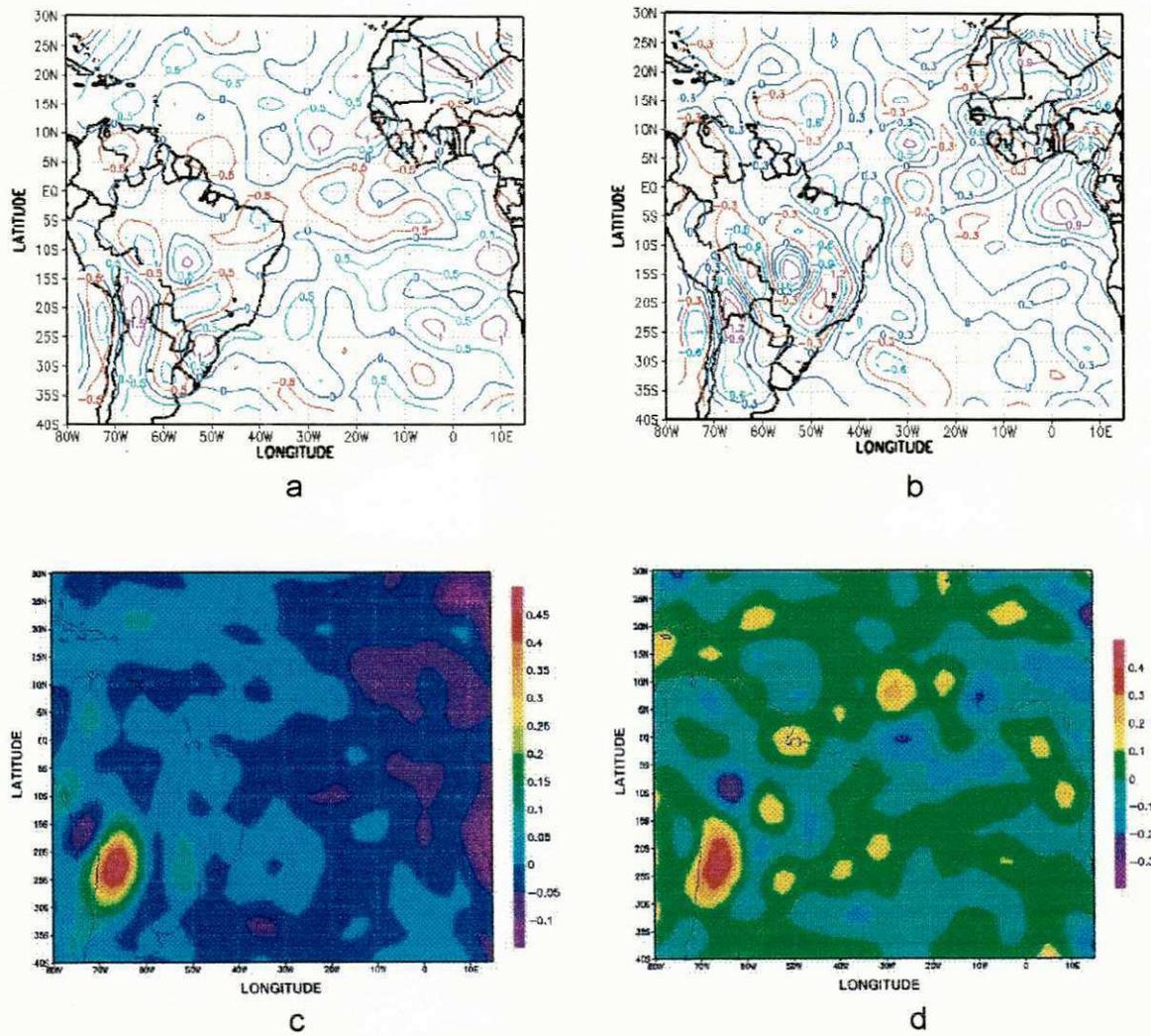


Fig. 4.41 - Análises para as 12:00 UTC do dia 31 de março de 1997, nos níveis de 1000 hPa (painéis da esquerda) e 850 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal ($10^{-5} s^{-1}$) e (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$).

O campo de linhas de corrente no nível de 500 (Fig. 4.42a,) apresenta um núcleo de movimento anticiclônico na costa do Nordeste provocando escoamento de SE na área oceânica e de NE - NO sobre a Região Nordeste, deslocando-se para NO no nível de 200 hPa (Fig. 4.42b), provocando escoamento de S sobre a área costeira.

Os campos de vetor vento nestes níveis (Fig. 4.42c, d) apresentam escoamento de baixa intensidade sobre toda a área em estudo com relação ao escoamento visto na área inferior da Figura.

O campo de divergência no nível de 500 hPa (Fig. 4.43a) apresenta um núcleo de divergência em torno de 10°S , 40°W estendendo-se sobre o oceano. Na faixa equatorial próximo a costa do Nordeste tem-se um núcleo divergente situado entre dois núcleos convergentes. Em 200 hPa sobre uma estreita faixa no leste do Nordeste tem-se movimento convergente entre duas áreas de divergência.

Em 500 hPa, no campo de movimento vertical (Fig. 4.43c), sobre o Nordeste, tem-se movimento descendente atingindo valores mais elevados ao sul desta região, enquanto no nível de 200 hPa (Fig. 4.43d) o movimento é convergente sobre o Nordeste e divergente sobre a área oceânica.

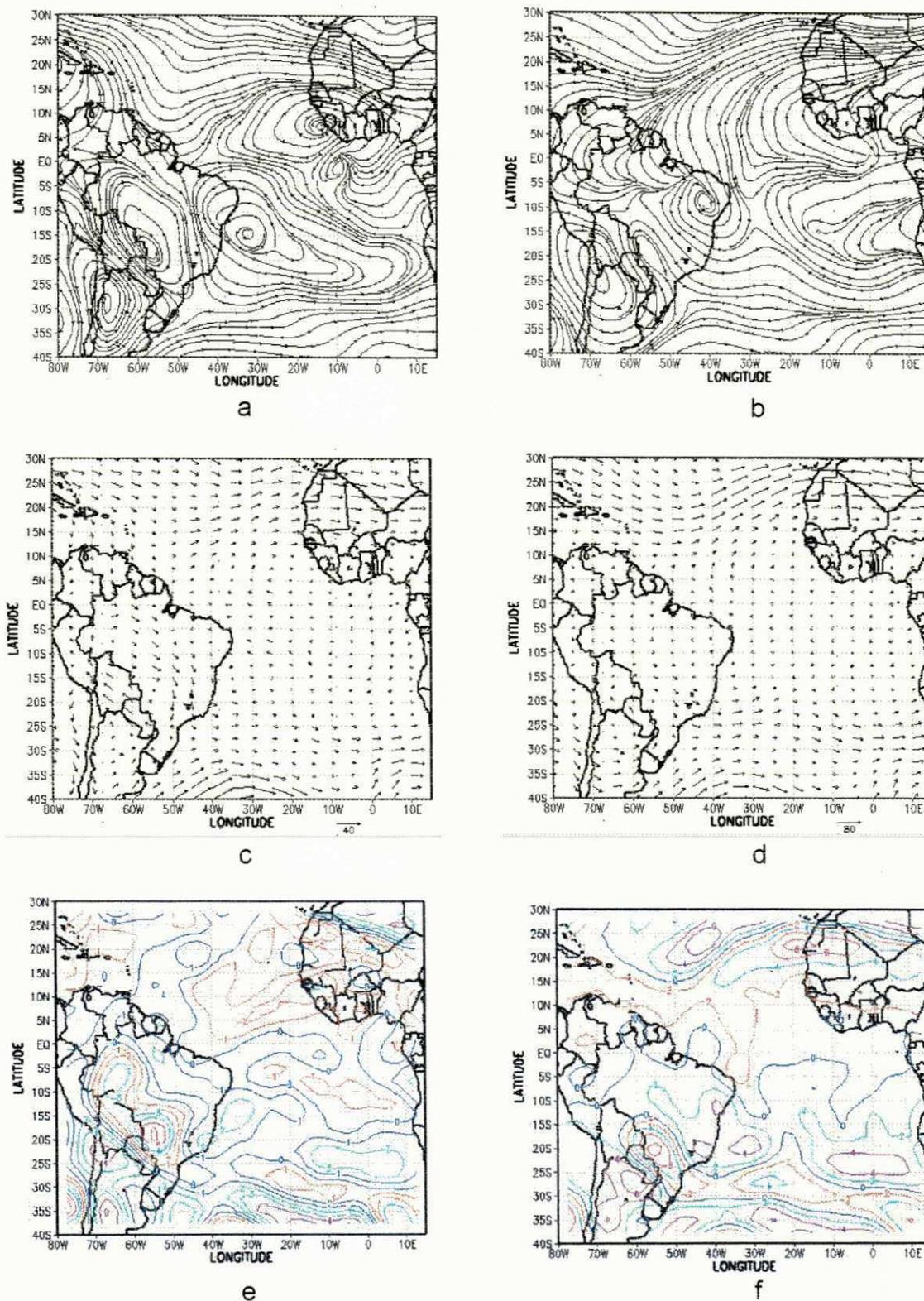


Fig. 4.42 - Análises para as 12:00 UTC do dia 31 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) linhas de corrente, (c, d) vetor vento (ms^{-1}) e (e, f) vorticidade (10^{-5}s^{-1}). A convenção utilizada para a intensidade do vetor vento é vista no canto inferior direito dos painéis.

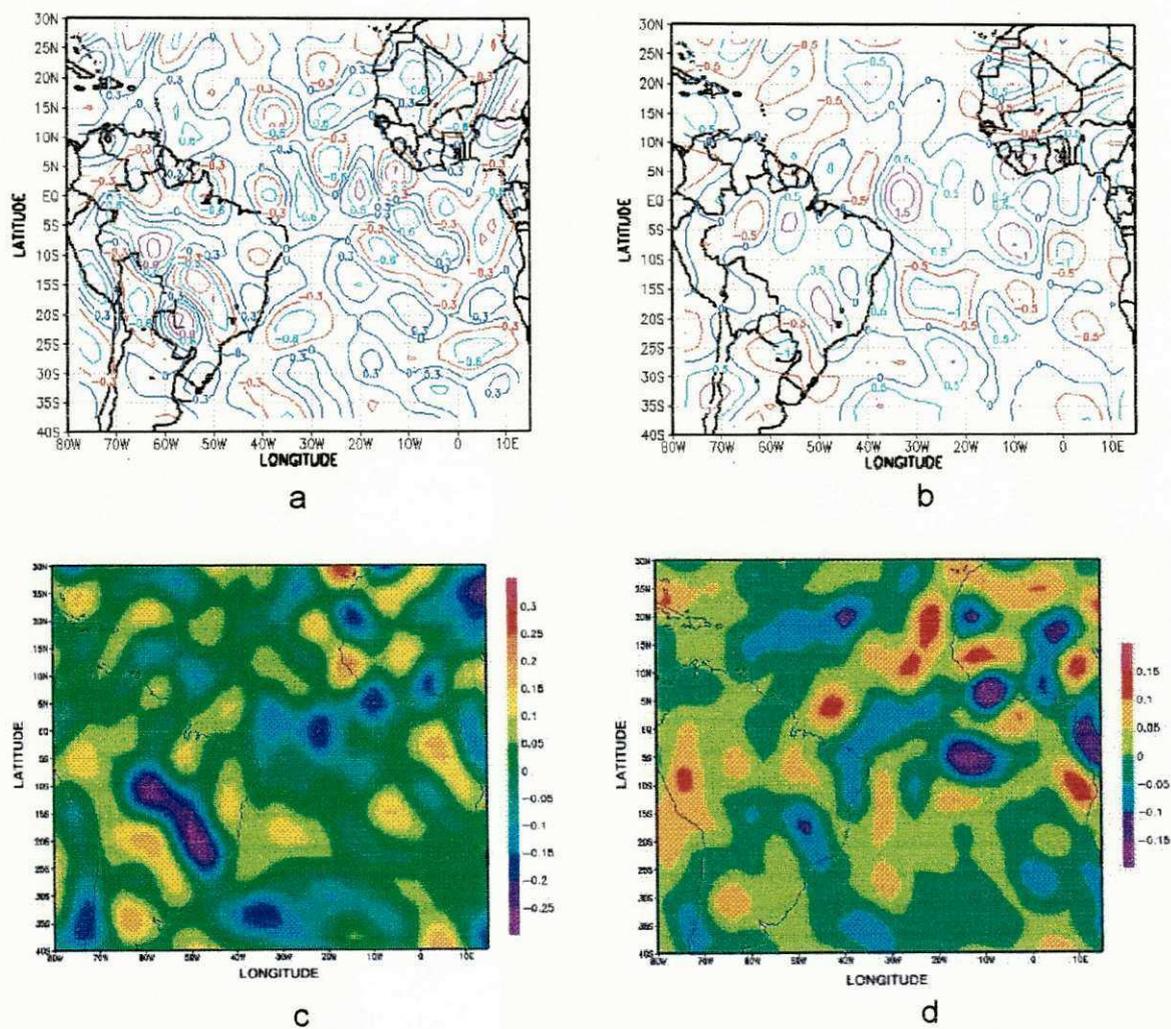


Fig. 4.43 - Análises para as 12:00 UTC do dia 28 de março de 1997, nos níveis de 500 hPa (painéis da esquerda) e 200 hPa (painéis da direita): (a, b) divergência horizontal ($10^{-5} s^{-1}$) e (c, d) movimento vertical ($hPa s^{-1}$).

5. CONCLUSÕES E SUGESTÕES

O grande interesse na realização deste trabalho, vem da escassez de dados meteorológicos sobre o Oceano Atlântico Tropical Sul e, conseqüentemente da necessidade de um conhecimento mais detalhado sobre a atmosfera desta região. O objetivo principal portanto, foi investigar alguns aspectos da estrutura vertical da atmosfera sobre este oceano e assim ajudar a suprir a ausência de informações nesta região.

Durante os dias do experimento observou-se, através dos perfis de temperatura potencial que a atmosfera é instável abaixo de 600 hPa, tornando-se estável acima deste nível. As diferenças observadas entre as temperaturas potencial equivalente e equivalente saturada dependem diretamente da variação diurna da radiação e da umidade contida na atmosfera, comportamento este semelhante ao observado sobre o continente.

Nos primeiros 300 m acima da superfície, observa-se a ocorrência de inversões térmicas. Tal comportamento se deve a presença da camada de mistura oceânica. Nos perfis do dia 29 de março as 12:00 UTC (Fig. 4.6a, b) observa-se a ocorrência de inversões próximas à superfície com topo em 120 mgp (Fig. 4.6a), enquanto para às 24:00 UTC a inversão ocorre em 60 mgp (Fig. 4.6b), porém mais forte.

O comportamento de θ_e e θ_e^* está ligado a intensidade e direção do vento nos primeiros 300 m acima da superfície, uma vez que, geralmente quando ocorre inversão o vento tem direção predominante de SE ou NE e a sua intensidade máxima coincide, na maioria dos casos, com o topo da inversão.

Os campos de linhas de corrente e vetor vento obtidos a partir de dados de reanálise do NCEP apresentaram uma boa coerência com os perfis de temperatura e ventos.

As inversões dos alísios observadas nos perfis de temperatura potencial estão relacionadas a intensidade da alta subtropical do Atlântico Sul nos baixos níveis.

Sugerimos que este estudo seja estendido para outras estações do ano para que se possa melhor entender o comportamento sobre esta região de interesse.

É interessante investigar de forma mais detalhada as inversões observadas próxima a superfície, visto que estas não são comumente observadas sobre áreas continentais.

Realização de sondagens sobre o continente em pelo menos dois locais próximos à costa, simultaneamente com sondagens feitas sobre o oceano para realização de estudos de transporte de vapor d'água.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAGÃO, José O. R. Um Estudo da Estrutura das Perturbações Sinóticas do Nordeste do Brasil. INPE - 789 - TPT/017, São José dos Campos, Brasil, 1976.
- CORREIA, Magaly F. Meteorologia Tropical. Campina Grande, 1997, 174p. cap. 9: Estrutura de Sistemas de Meso e larga Escala nos Trópicos, p. 103 – 105.
- FU, Rong, GENIO, Anthony D. D., ROSSOW, William B. Influence of Ocean Surface Conditions on Atmospheric Vertical Thermodynamic Structure and Deep Convection, *Journal of Climate*, v. 7, p. 1092 - 1108, 1994.
- HESS, Seymour L. Introduction to Theoretical Meteorology, New York, Robert E. Kriger Publish., Florida, 1966. 362p., cap. 4: The Thermodynamics of Water Vapor and Moist Air, p. 39 - 64.
- HASSE, Lutz, SMITH, Stuart D. Local Sea Surface Wind, Wind Stress, and Sensible and Latent Heat Fluxes, *Journal of Climate*, v. 10, p. 2711-2723, Nov. 1997.
- HOLTON, James R. An Introduction to Dynamic Meteorology, Third Edition Academic, San Diego, 1992, 510p.
- KOUSKY, Vernon E., GAN, Manoel A, Upper Tropospheric Cyclonic Vortices in the Tropical South Atlantic. *Tellus*, v. 6, n. 33,p. 538 – 551, 1981.
- MARQUES, Valdo S., RAO, V. B., MOLION, Luiz C. Inter-annual and Sazonal Variations in the Structure and Energetics of the Atmosphere Over Northeast Brazil., *Tellus* , v. 2, n. 35 A, p. 136 - 148, 1983.

McCORMICK, J. M., THIRUVATHUVAL, John V. Elements of Oceanography. W. B. Saunders Company, 1976, 346 p., cap. 4: Physical Nature of Seawater, p. 83 - 112.

MOURA, A. D., SHUKLA, J. Um Estudo Sobre a Dinâmica das Secas no Nordeste do Brasil: Observações, Teoria e Experimentos Numéricos com um Modelo Global.

NICHOLS, Neville Air-Sea Interaction and the Quasi-Biennial Oscillation. Australian Numerical Meteorology Research Centre, v. 106, n. 10, p. 1505-1508, Oct. 1978.

NOBRE, Paulo. Variabilidade Climática sobre o Atlântico Tropical. Parte II: Estudo de Caso Anais do VIII Congresso Brasileiro, p. 10 - 14, 1994.

PICKARD, George L. Oceanografia Física Descritiva. Tradução de Paulo Moreira da Silva. Rio de Janeiro: Fundação de Estudos do Mar, 1968, 180 p., cap. 4: Distribuições Típicas das Características da Água do Mar, p. 23 - 43.

RATHOR, Hukum S., CAVALCANTI, Enilson P. On some Aspects of the energetics of the Atmosphere Over Northeast Brazil, In: CONGRESO INTERAMERICANO DE METEOROLOGIA, 2 e V CONGRESO ARGENTINO DE METEOROLOGIA, 5, 1987, Argentina. Anales. Argentina, 1987, p.6.8.1 - 6.9.6

REED, R. K., ELLIOTT, W. P. New Precipitation Maps for the North Atlantic and North Pacific Oceans, Journal of Geophysical Research, v. 84, n. C12, p. 7839 - 7846, Dez. 1979.

RIEHL, Herbert. Climate and Weather in the Tropics. London, Academic Press, 1979. 611p. cap. 5: The Trade Wind Inversion, p. 202 - 249.

STULL, Roland B. Na Introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academic, Publishers, Boston, 1950, 666 p.

TARAKANOV, G. G Tropical Meteorology. Moscou, Mir Publishes, 1982. 201p. cap. 2: Variation of the Main Weather Elements, p.22 - 60.

VENEGAS, S. A., MYSAK, L. A., STRAUB, D. N. Atmosphere-Ocean Coupled Variability in the South Atlantic, Journal of Climate, v. 10, p. 2904 - 2920, Nov. 1997.

VIANELLO, Rubens L., ALVES, Adil R. Meteorologia Básica e Aplicações. Viçosa, Imp. Univ., 1991, 449 p cap. 2: Termodinâmica e Estática da Atmosfera, p. 44 - 131.

WALLACE, John M., Atmospheric Science, Academic Press, 1977, 467 p., cap. 2: Atmospheric Thermodynamics, p. 48 - 107.

WORKSHOP REVIZEE NORDESTE, 2, Mar. 1998, Genipabu - RN, Livro de Resumos, 1998.