



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

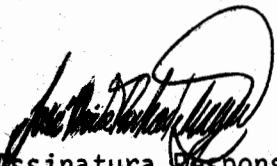
INPE-789-TPT/017

**UM ESTUDO DA ESTRUTURA DAS PERTURBAÇÕES SINÓTICAS
DO NORDESTE DO BRASIL**

José Oribe Rocha de Aragão


Tese de Mestrado em Ciência Espacial e da Atmosfera, especialidade Meteorologia
orientada pelo Dr. Heloísa M. T. Nunes, aprovada em Dezembro de 1975.

INPE
São José dos Campos
1975

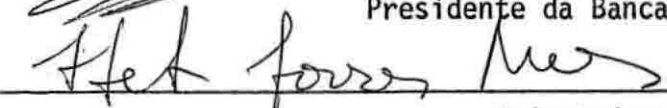
1. Classificação <i>INPE-COM.1/TPT</i> <i>C.D.U. 551.589 (812/813)</i>		2. Período <i>dezembro de 1975</i>	4. Critério de Distribuição: interna <input type="checkbox"/> externa <input checked="" type="checkbox"/>
3. Palavras Chave (selecionadas pelo autor) <i>METEOROLOGIA, METEOROLOGIA SINÓTICA, NORDESTE BRASILEIRO</i>			
5. Relatório nº <i>INPE-789-TPT/017</i>	6. Data <i>10 de dezembro de 1975</i>	7. Revisado por - <i>Heloisa M. T. Nunes</i>	
8. Título e Sub-Título <i>UM ESTUDO DA ESTRUTURA DAS PERTURBAÇÕES SINÓTICAS DO NORDESTE DO BRASIL</i>		9. Autorizado por - <i>Fernando de Mendonça Diretor</i>	
10. Setor <i>CEA-MET</i>	Código <i>4.01.3</i>	11. Nº de cópias - <i>30</i>	
12. Autoria <i>José Oribe Rocha de Aragão</i>		14. Nº de páginas - <i>219</i>	
13. Assinatura Responsável 		15. Preço	
16. Sumário/Notas <p><i>Apresenta-se um estudo de algumas características das perturbações sinóticas que ocorrem na região Nordeste do Brasil. Três períodos foram escolhidos e classificados em perturbados ou em não perturbados, conforme a ocorrência ou não de precipitação na área. Cartas de linhas de corrente, isotacas e velocidade vertical (w) são apresentadas para os três períodos. O campo de velocidade vertical, calculado pelo método cinemático, apresenta boa concordância com a configuração das áreas de precipitação. Nos períodos perturbados verificou-se que na troposfera da região Norte-Nordeste do Brasil aparecem vórtices ciclônicos desde o nível de 700 mb até o nível de 300 mb e que movimentos ascendentes persistem em toda a troposfera. Contrariamente, no período não perturbado o anticiclone sub-tropical do Atlântico Sul predomina em toda a baixa e média troposfera e movimentos ascendentes e descendentes aparecem alternadamente nos vários níveis. Observou-se ainda que no período não perturbado existem fortes inversões de temperatura e consequentes supressões de nebulosidade e de precipitação.</i></p>			
17. Observações <i>Trabalho apresentado com um dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciência Espacial e da Atmosfera, especialidade Meteorologia.</i>			

Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento dos requisitos exigidos
para a obtenção do Título de Mestre em
Ciência Espacial e da Atmosfera

Dr. Luiz Gylvan Meira Filho


Presidente da Banca

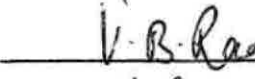
Sr^a Heloisa M. Torres Nunes, MSc.


Orientadora

Dr. Antonio Divino Moura


Membro da Banca

Dr. V. B. Rao


Membro da Banca

Sr. ^{M.} C. R. Dixit, MSc.


Membro da Banca

José Oribe Rocha de Aragão


Candidato

São José dos Campos, 01 de dezembro de 1975

Ao meu inesquecível pai, Oséas,
que sempre amou a justiça,
o trabalho e a ciência.

INDICE

Resumo	v
Abstract	vii
Lista de Figuras	ix
Lista de Tabelas	xi
Lista de Símbolos	xiii
CAPÍTULO I	
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO II	
ESCOLHA DOS PERIODOS UTILIZADOS NO ESTUDO	9
CAPÍTULO III	
COLETA DOS DADOS	11
CAPÍTULO IV	
MÉTODOS UTILIZADOS	13
4.1 - temperatura potencial equivalente	13
4.1.1 - critérios de estabilidade estática	13
4.1.2 - cálculo da temperatura potencial equivalente	15
4.1.2.1 - temperatura potencial	15
4.1.2.2 - razão de mistura saturada no N.C.A.	16
4.1.2.3 - pressão de vapor	16
4.1.2.4 - temperatura do ar no N.C.A	17
4.2 - vorticidade absoluta	18

4.2.1 - Método utilizado no cálculo da vorticidade	20
4.3 - divergência	24
4.4 - movimento vertical	28
4.4.1 - considerações gerais	28
4.4.2 - método utilizado	29
CAPÍTULO V	
APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	35
5.1 - considerações gerais	35
5.2 - conclusões	44
AGRADECIMENTOS	47
BIBLIOGRAFIA	49
APÊNDICE A	
MAPAS DE LINHAS DE CORRENTE E ISOTACAS	A1
APÊNDICE B	
MAPAS DE MOVIMENTO VERTICAL	B1
APÊNDICE C	
MAPAS DE PRECIPITAÇÃO TOTAL	C1
APÊNDICE D	
PERFIS DE TEMPERATURA POTENCIAL EQUIVALENTE, TEMPERATURA DO AR E UMIDADE RELATIVA	D1
APÊNDICE E	
PERFIS DE VORTICIDADE RELATIVA	E1

RESUMO

Apresenta-se um estudo de algumas características das perturbações sinóticas que ocorrem na região Nordeste do Brasil. Três períodos foram escolhidos e classificados em perturbados ou em não perturbados, conforme a ocorrência ou não de precipitação na área. Cartas de linhas de corrente, isotacas e velocidade vertical (w) são apresentadas para os três períodos. O campo de velocidade vertical, calculado pelo método cinemático, apresenta boa concordância com a configuração das áreas de precipitação. Nos períodos perturbados verificou-se que na troposfera da região Norte-Nordeste do Brasil aparecem vórtices ciclônicos desde o nível de 700 mb até o nível de 300 mb e que movimentos ascendentes persistem em toda a troposfera. Contrariamente, no período não perturbado o anticiclone subtropical do Atlântico Sul predomina em toda a baixa e média troposfera e movimentos ascendentes e descendentes aparecem alternadamente nos vários níveis. Observou-se ainda que no período não perturbado existem fortes inversões de temperatura e consequentes supressões de nebulosidade e de precipitação. Verificou-se também que, mesmo nos períodos de ausência de precipitação, não existe déficit de umidade, o que permite conjecturar a inexistência de um mecanismo instabilizador.

ABSTRACT

An analysis of synoptic disturbances which appear in the Northeast Brazil region is presented. Three periods were selected and classified as disturbed and non-disturbed, according to the occurrence or not of a significant amount of rainfall. Streamlines, isotachs, and vertical velocity (omega) charts are presented for the selected periods. Vertical velocity fields computed by the kinematic method show a good agreement with the rainfall patterns. Cyclonic vortices extending from 700 mb up to 300 mb accompanied by ascending motions throughout the entire troposphere are observed during the disturbed periods. In contrast, the South Atlantic subtropical anticyclone dominates the tropospheric flow over Northeast Brazil during the non-disturbed period and the vertical velocity undergoes great variations in sign with height. Temperature inversions and consequent cloudiness and rainfall suppression were also observed during the non-disturbed period. Vertical profiles of relative humidity show that there is a reasonable amount of moisture at low levels even during the non-disturbed period. One may then conjecture about the inexistence of an instability mechanism during the non-disturbed period.

LISTA DE FIGURAS

Figura I.1	- Localização da região Nordeste do Brasil	2
Figura I.2	- Trimestre mais chuvoso segundo Serra	4
Figura I.3	- Trimestre mais seco segundo Serra	5
Figura IV.1	- Estrutura vertical da temperatura potencial equivalente	14
Figura IV.2	- Grade utilizada no cálculo da vorticidade	20
Figura IV.3	- Área retangular gradeada utilizada nos cálculos de divergência, vorticidade e movimento vertical	21
Figura IV.4	- Modelo atmosférico para o cálculo do movimento vertical	31
Figura V.1	- Rede de altitude	36
Figura V.2	- Rede de superfície	39
Figura V.3	- Nebulosidade e tempo	41
Figura V.4	- Nebulosidade e tempo	42

LISTA DE TABELAS

Tabela III.1 - Fontes e tipos de dados de superfície e altitude coletados	12
Tabela IV.1 - Valores da divergência horizontal	27

LISTA DE SÍMBOLOS

a	- constante de Tetens	
b	- constante de Tetens	
C_p	- calor específico do ar à pressão constante	$ L^2T^{-2} \theta^{-1} $
D	- divergência horizontal do vento	$ T^{-1} $
DIVA	- divergência horizontal ajustada	$ T^{-1} $
e	- pressão de vapor	$ ML^{-1}T^{-2} $
e_s	- pressão de vapor de saturação	$ ML^{-1}T^{-2} $
f	- vorticidade da Terra	$ T^{-1} $
K	$= \frac{R}{C_p}$	
L	- calor latente de condensação (a 0°C)	$ L^2T^{-2} $
p	- pressão	$ ML^{-1}T^{-2} $
r	- raio da Terra	$ L $
R	- constante do gás para o ar seco	$ L^2T^{-2} \theta^{-1} $
t	- tempo	$ T $
t	- temperatura (°C)	$ \theta $
T	- temperatura (°K)	$ \theta $
u	- componente zonal do vento	$ LT^{-1} $
u_s	- componente zonal do vento suavizado	$ LT^{-1} $
U	- umidade relativa	
v	- componente meridional do vento	$ LT^{-1} $
v_s	- componente meridional do vento suavizado	$ LT^{-1} $
W	- razão de mistura	$ MM^{-1} $

W_s	- razão de mistura saturada	$ MM^{-1} $
x	- coordenada ao longo do eixo zonal	$ L $
y	- coordenada ao longo do eixo meridional	$ L $
z	- coordenada ao longo do eixo vertical	$ L $
ξ	- vorticidade relativa	$ T^{-1} $
ξ_a	- vorticidade absoluta	$ T^{-1} $
θ	- temperatura potencial	$ \theta $
θ_e	- temperatura potencial equivalente	$ \theta $
λ	- longitude	
ϕ	- direção do vento	
ψ	- latitude	
ω	- velocidade vertical	$ ML^{-1}T^{-3} $
Ω	- velocidade angular da Terra	$ T^{-1} $

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

A Região Nordeste do Brasil, que abrange o chamado Polígono das Secas, está localizada entre os meridianos de 35°W e 47°W e os paralelos de 1°S e 18°S (Fig. I.1). Nessa região a precipitação é escassa e irregular o que faz com que ocorram secas prolongadas e precipitações intensas.

Durante as secas, as atividades agropecuárias são grandemente prejudicadas causando o êxodo de populações inteiras da zona rural em direção aos centros urbanos do próprio Nordeste e de outras regiões do país. Já nos períodos de grandes chuvas, as áreas urbanas sofrem bastante, devido principalmente à deficiências em seus sistemas de escoamento de águas, deficiências essas que provocam a inundação de cidades inteiras. Na zona rural, o solo destituído de vegetação é lavado por verdadeiras enxurradas que arrastam sua camada superficial utilizada pela agricultura. Evidentemente, a realização de previsão de tempo a curto e longo prazo representará um grande auxílio sócio-econômico para essa região. Entretanto, até recentemente não se havia definido os mecanismos que provocam a falta e o excesso de precipitação no Nordeste.

Somente a partir do ano de 1969 é que a densidade da rede de estações de ar superior começou a satisfazer às necessidades de estudos si



FIG. 1.1 - LOCALIZAÇÃO DA REGIÃO NORDESTE DO BRASIL

nóticos. O aumento dessa rede se realizou graças ao convênio firmado entre a Organização Meteorológica Mundial (OMM) da ONU, o Ministério da Agricultura por intermédio do Departamento Nacional de Meteorologia (DNMET) e a Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) que criou o Grupo Executivo Misto de Meteorologia (GEMM) da SUDENE, encarregado de implantar no Nordeste 10 estações de radiossonda-vento e 13 de balão piloto.

Segundo Serra (1969), Aldaz (1971) e Dean (1971), o regime de precipitação no Nordeste do Brasil apresenta, em média, uma mudança semestral entre o período mais seco e o período mais chuvoso. Assim, considerando o Nordeste como um todo, o período mais chuvoso tem seu início em dezembro, atinge o máximo em abril e termina em julho. No interior da região, o período de precipitação é menor, indo somente de janeiro até maio, com um máximo em abril. De modo geral, o período chuvoso tem início em dezembro, a sudoeste da região e finda em julho, a leste da região (Figura I.2). Já o período mais seco tem início em julho e se prolonga até dezembro sendo setembro o mês mais seco (Figura I.3).

Dean (1971) constatou a presença de uma baixa fria sobre a região Nordeste do Brasil, nos níveis de 300 e 200 mb de cartas médias mensais. Segundo ele, o aparecimento dessa depressão média está relacionado com a circulação média geral de ambos os hemisférios. O aparecimento dessa depressão de deve, inicialmente, à diminuição da intensidade dos ventos de este da alta troposfera sobre o Atlântico Tropical causada pela substitui

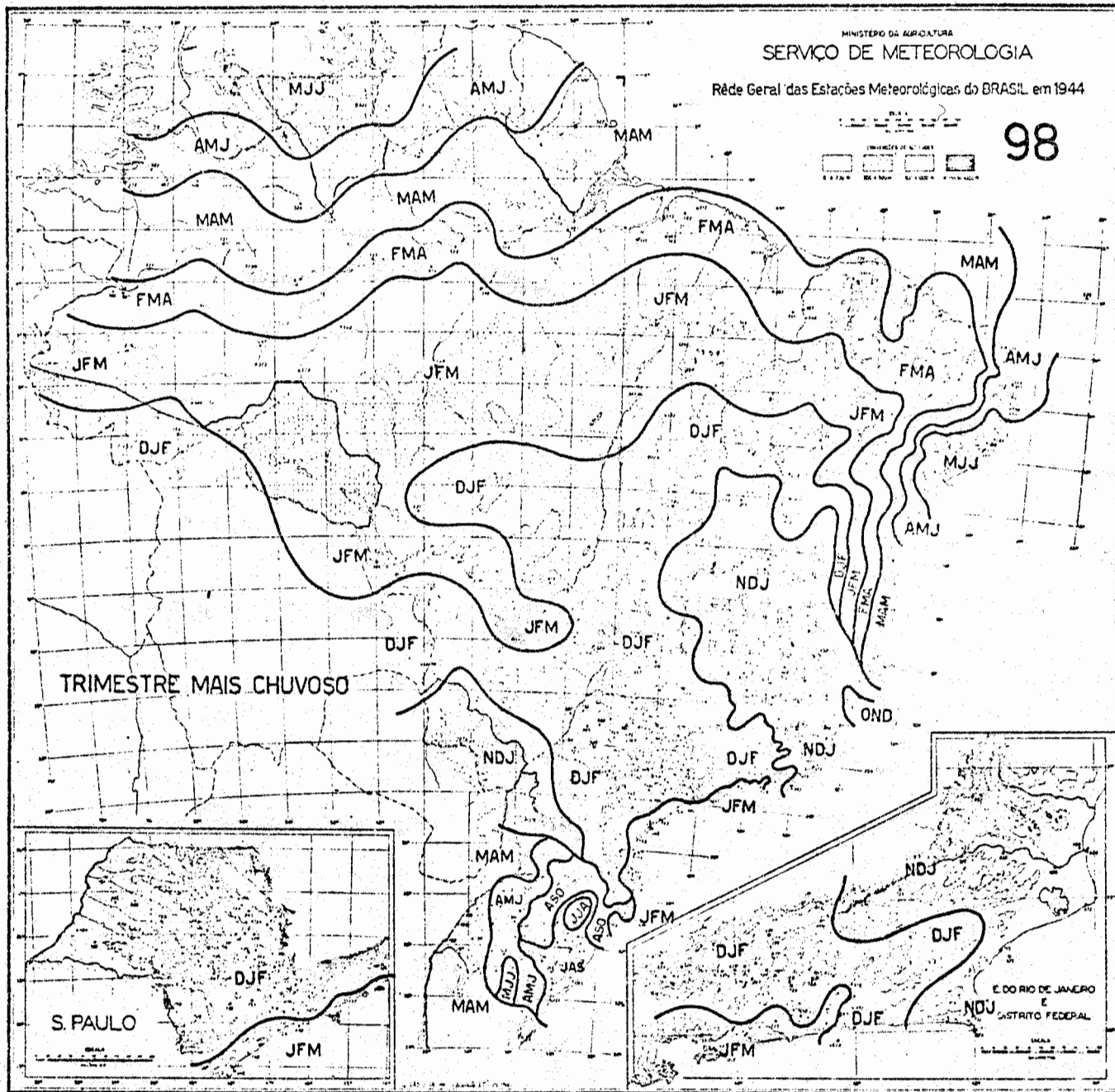


Fig. I.2 - TRIMESTRE MAIS CHUVOSO SEGUNDO SERRA

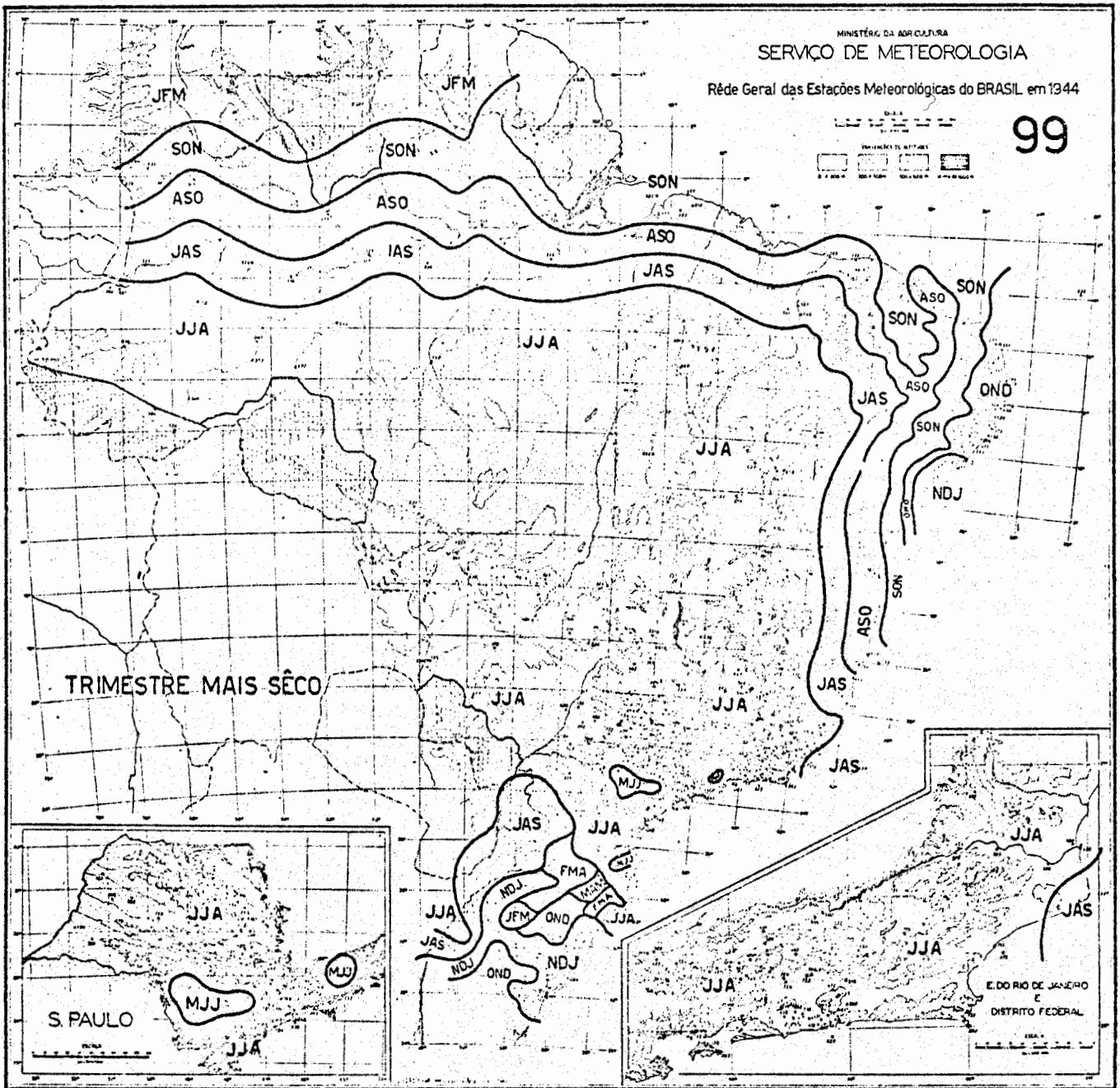


Fig. I.3 - TRIMESTRE MAIS SECO SEGUNDO SERRA

ção desses por ventos de oeste provenientes do hemisfério norte. Essa substituição tem início a partir do mês de outubro e, à medida que os ventos de oeste se espalham sobre o Nordeste do Brasil e sobre o Atlântico Sul Tropical, a depressão ciclônica média reaparece inicialmente a 200 mb e depois a 300 mb. Nos meses que se seguem, ocorre um rápido aquecimento na troposfera superior sobre a Bolívia associado com a intensificação de um anticiclone localizado sobre aquele país. A intensificação desse anticiclone provoca o deslocamento da depressão média para o Nordeste. E esse sistema crista-cavado permanece acima de 500 mb durante o verão e outono do hemisfério sul. Em seu trabalho, Dean identificou a presença da baixa fria nos altos níveis como sendo o sistema de larga escala que atua como mecanismo provocador das precipitações no Nordeste Brasileiro visto que não foram identificados mecanismos que atuem nos baixos níveis. Em princípio, foi levantada a hipótese, verificada em nosso estudo, de que essas perturbações se comportam de forma aproximada à dos sistemas tropicais estudados por Neil os quais comentaremos a seguir.

Neil, em 1966 e 1970, fez estudos de perturbações semelhantes às que Dean encontrou no Nordeste do Brasil nas cartas médias, com o objetivo de determinar as estruturas termodinâmicas desses sistemas.

Em seu primeiro trabalho (1966), Neil analisou mapas de superfície e de altitude da área do Caribe e das Ilhas Bahamas para a época do verão de 1958. Ele estudou o comportamento de várias baixas e somente

considerou aquelas cujos sistemas nos baixos níveis se moveram em, pelo menos, 10 graus de latitude. No trabalho de 1970, Neil se preocupou com o aspecto termodinâmico das baixas frias.

As conclusões apresentadas por Neil em seus estudos de 1966 e 1970 podem ser relacionadas como segue:

- i) A maioria das baixas frias são confinadas à alta troposfera. Não são comuns ciclones que se estendam até a baixa troposfera. Cerca de 60% não chegam até 700 mb e somente cerca de 10% aparecem definidos como centros de baixa à superfície;
- ii) O tempo associado com uma baixa fria está diretamente relacionado com o nível de sua base na vertical. Não ocorrem quantidades significativas de nebulosidade e precipitação até que a circulação vertical se estenda a um nível suficientemente baixo no qual seja possível alcançar o ar úmido da baixa troposfera. Isso significa que as baixas secas são mais comuns;
- iii) Mesmo no caso da ocorrência de uma baixa úmida, a precipitação não é bem definida. A propósito, um estudo anterior de Frank (1963) indica que, em ocasiões nas quais a atividade convectiva se torna extensiva, o ciclone se aquece e é destruído.
- iv) A nebulosidade em torno do ciclone é assimétrica (nos exemplos mostrados em seu trabalho de 1970, as áreas de nebulosidade mais intensa estavam localizadas a este do centro do vórtice. Entretanto, foram encontrados casos em que a cobertura principal de nuvens es

tava no semi-círculo oeste).

- v) Existe um mínimo de nebulosidade na vizinhança imediata do centro, onde as temperaturas são mais frias.

Para as estações da costa leste do Nordeste Brasileiro, como por exemplo João Pessoa, o mês de máxima precipitação é junho. Para essas estações, Yamazaki (1975) encontrou perturbações se deslocando de este para oeste sobre o Atlântico Sul até essa costa do Nordeste. Segundo Yamazaki, essas perturbações eram responsáveis pela precipitação naquela faixa do litoral durante o seu período mais chuvoso.

Assim, em nosso trabalho, procuramos identificar e estudar alguns aspectos da estrutura dos sistemas sinóticos de larga escala que agem como mecanismos provocadores de precipitação na região. Procuramos nos restringir apenas ao aspecto de diagnóstico da perturbação. Em concordância com essa idéia, não buscamos os fatores responsáveis pela formação ou intensificação de tais perturbações.

Para realizar nosso estudo escolhemos dois períodos de precipitação e um de estiagem, todos ocorridos em larga escala, abrangendo toda a área do Nordeste.

CAPÍTULO II

ESCOLHA DOS PERÍODOS UTILIZADOS NO ESTUDO

De posse dos dados de superfície de todo o Nordeste, em sua forma original (cadernetas climatológicas do DNMET) do período de 1961 a 1970, das fotografias dos satélites NIMBUS III, ITOS I e ESSA 8 captadas pelo INPE no período de 1969 a 1974 e dos dados das estações de altitude (a maioria delas pertencentes à Rede de Altitude da SUDENE) do período de 1969 a 1974, foram escolhidos dois períodos de chuva intensa e um de estiagem. Face à dificuldade de obtenção de dados de altitude e superfície, somente foram considerados os anos de 1969 e 1970. Na escolha dos períodos procuramos dar maior peso aos dados de precipitação. As fotografias de satélite foram utilizadas para comprovar a concordância entre a cobertura de nuvens e os índices de precipitação. Ainda na escolha dos períodos, procuramos verificar se as precipitações mensais dos meses onde os períodos estavam contidos (Ministério da Agricultura, Boletins Agroclimatológicos, jun. 1969-dez.1970; Boletins Climatológicos, jan-dez.1970) estavam de acordo com as normais mensais do período de 1930 a 1960 (Ministério da Agricultura, Normais Climatológicas, 1968-1969) e também com os mapas pluviométricos do Nordeste do Brasil do período de 1912 a 1958 (Ministério do Interior, Mapas Pluviométricos do Nordeste do Brasil, 1969) a fim de que tanto os períodos de precipitação quanto de ausência de chuvas fossem significativos com respeito às normais. Consideramos os períodos significativos

com respeito às normais quando: mais de 50% das estações da região registraram, no mês no qual o período está contido, totais de precipitação acima ou da ordem das normais (período de precipitação); mais de 50% das estações da região registraram, no mês no qual o período está contido, totais de precipitação da ordem ou abaixo das normais (período de estiagem).

Os períodos de chuva escolhidos foram: 19 a 30 de janeiro de 1970 e 18 a 29 de abril de 1970. O período de estiagem escolhido foi de 1 a 10 de setembro de 1970. O ano de 1970 foi escolhido porque tanto os dados de superfície quanto os de altitude estavam prontos para uso imediato, e também porque nesse ano a Rede de Altitude do Nordeste já contava com um bom número de estações em funcionamento.

CAPÍTULO III

COLETA DOS DADOS

Devido à diversificação dos serviços de Coleta de Dados Meteorológicos no Brasil, foram utilizados dados de várias fontes. Tais dados e suas respectivas fontes estão relacionados na Tabela III.1.

Devemos salientar que a fase mais trabalhosa e lenta de nosso trabalho foi a coleta de dados, pois não há no país uma fonte única e acessível, o que nos leva a concluir que para incentivar e intensificar a pesquisa dentro da meteorologia sinótica existe a necessidade da criação urgente de um banco de dados meteorológicos que seja acessível a todos os interessados.

TABELA III.1

FONTES E TIPOS DE DADOS DE SUPERFÍCIE E ALTITUDE COLETADOS

TIPOS DE DADOS	PARÂMETROS	FORMATOS DOS DADOS	FONTES
Superfície (observações horárias das 12:00, 18:00 e 24:00 hs TMG)	precipitação, nebulosidade e fenômenos de tempo	cadernetas climatológicas das estações do Nordeste (dados originais)	Departamento Nacional de Meteorologia (DNMET) - Ministério da Agricultura
Altitude 12:00 hs TMG	altitude, temperatura, umidade relativa, direção e velocidade do vento nos níveis-padrão de pressão.	formulários e aerogramas de sondagens de radiossonda-vento das estações do Nordeste (dados originais)	Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) Ministério do Interior
Altitude 12:00 hs TMG	direção e velocidade do vento de 1000 em 1000 metros de altitude	trabalho publicado pelo DNMET sobre as sondagens de balão-piloto no Nordeste (1973) em convênio com o INPE e a SUDENE (dados publicados)	SUDENE - Ministério do Interior
Altitude 12:00 hs TMG	altitude, temperatura, de pressão do ponto de orvalho, direção e velocidade do vento nos níveis-padrão de pressão	formulários de transcrição do DNMET das sondagens de radiossonda-vento de estações do Brasil (dados transcritos)	Diretoria de Eletrônica e Proteção ao Voo (DEPV) - Ministério da Aeronáutica
Altitude 12:00 hs TMG	altitude, temperatura, de pressão do ponto de orvalho direção e velocidade do vento nos níveis-padrão de pressão	formulários de transcrição do DNMET das sondagens de radiossonda-vento da estação de Trindade (dados transcritos)	Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) - Ministério da Marinha
Altitude 12:00 hs TMG	altitude, temperatura do ponto de orvalho, direção e velocidade do vento nos níveis-padrão de pressão	cartas de altitude contendo as sondagens de radiossonda-vento de naíses da América do Sul. (dados transcritos)	Telecomunicações Aeronáuticas S.A. (TASA).
Altitude 12:00 hs TMG	direção e velocidade do vento nos níveis-padrão de pressão	cartas de altitude contendo as sondagens de balão-piloto de naíses da América do Sul	TASA

CAPÍTULO IV

MÉTODOS UTILIZADOS

Apresentaremos neste capítulo os vários métodos de cálculo utilizados em nosso estudo. Quando necessário, faremos alguns comentários sobre a utilização dos mesmos.

4.1 - TEMPERATURA POTENCIAL EQUIVALENTE

4.1.1 - CRITÉRIO DE ESTABILIDADE ESTÁTICA

O critério de estabilidade estática para uma amostra de ar saturado é:

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \left\{ \begin{array}{l} < 0 \rightarrow \text{condicionalmente instável} \\ = 0 \rightarrow \text{neutra saturada} \\ > 0 \rightarrow \text{absolutamente estável} \end{array} \right. \quad (\text{IV.1})$$

onde θ_e é a temperatura potencial equivalente cuja definição será apresentada nas seções seguintes e z é a coordenada vertical.

Com base nesses critérios, o perfil vertical da temperatura potencial equivalente serve como um indicador do grau de estabilidade está

tica da atmosfera.

Estudos dos perfis verticais (Krishnamurty, 1972; Atkinson, 1971) têm indicado que a atmosfera tropical encontra-se sempre em estado condicionalmente instável e que existem diferenças marcantes no perfil de θ_e para os períodos perturbados e os não perturbados (Figura IV.1), sendo que os dias não perturbados apresentam maior grau de instabilidade condicional do que os perturbados. Essa aparente contradição pode ser justificada pelo fato de que o perfil de θ_e parece ser o resultado e não a causa do efeito de convecção. Em resumo, o perfil de θ_e pode servir como indicador da presença de perturbações. Assim, procuramos obter um traçado preliminar do perfil de θ_e para o Nordeste Brasileiro em condições de atmosfera perturbada e não perturbada.

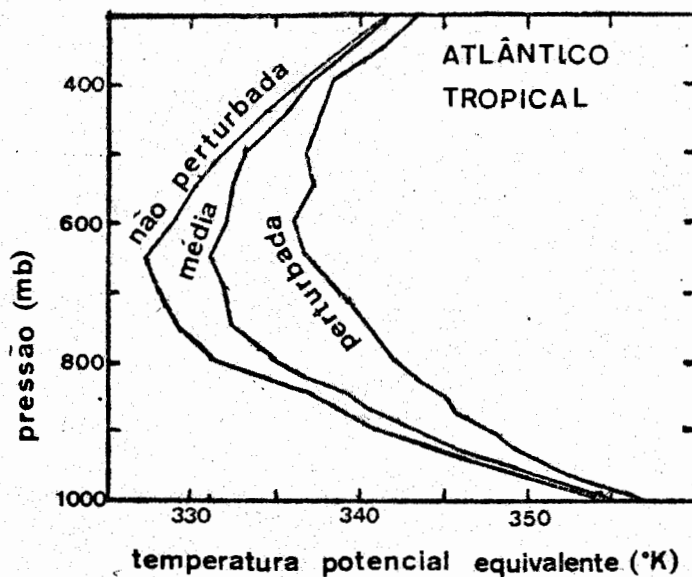


Fig. IV.1 - ESTRUTURA VERTICAL DA TEMPERATURA POTENCIAL EQUIVALENTE PARA DIAS "PERTURBADOS" E "NÃO PERTURBADOS" NO ATLÂNTICO TROPICAL (GARSTANG; ATKINSON E OUTROS).

4.1.2 - CÁLCULO DA TEMPERATURA POTENCIAL EQUIVALENTE

A temperatura potencial equivalente (θ_e) (Holton, p. 308), num determinado nível i é dada por:

$$\theta_{ei} = \theta_i \exp \left| \frac{L W_{sc}}{C_p T_c} \right| \quad (\text{IV.2})$$

onde,

θ_i = temperatura potencial do nível i

L = calor latente de condensação (a 0°C) = $2,5 \times 10^{10}$ ergs g^{-1}

W_{sc} = razão de mistura saturada no nível de condensação ascensional ("lifting condensation level").

C_p = calor específico do ar à pressão constante = $9,96 \times 10^6$ $cm^2 \text{ seg}^{-2} \text{ } ^\circ K^{-1}$

T_c = temperatura do ar no nível de condensação ascensional.

4.1.2.1 - TEMPERATURA POTENCIAL

A temperatura potencial no nível i é dada pela fórmula de Poisson:

$$\theta_i = T_i \left| \frac{1000}{P_i} \right|^K \quad (\text{IV.3})$$

onde,

T_i = temperatura no nível i

P_i = pressão no nível i

$K = 0,288$

4.1.2.2 - RAZÃO DE MISTURA SATURADA NO N.C.A.

A razão de mistura saturada no nível de condensação ascen-
cional (W_{sc}) é igual à razão de mistura do ar úmido no nível i (W_i) (Hand-
book of Meteorology, p. 355) que é dada por:

$$W_{sc} = W_i = \frac{0,622 e_i}{P_i - e_i} \quad (IV.4)$$

onde,

e_i = pressão de vapor no nível i

4.1.2.3 - PRESSÃO DE VAPOR

A pressão de vapor no nível i (e_i) (Handbook of Meteorology,
p. 353, p. 343) é dada por:

$$e_i = \frac{U_i^{10} e_{si}}{100} \quad (IV.5)$$

onde,

U_i = umidade relativa no nível i

e_{si} = pressão de vapor de saturação no nível i

$$e_{si} = 6,11 \times 10^{[at_i/(b+t_i)]} \quad (\text{IV.6})$$

onde,

$$a = \begin{cases} 7,5 & \text{para a água} \\ 9,5 & \text{para o gelo} \end{cases}$$
$$b = \begin{cases} 237,3 & \text{para a água} \\ 265,3 & \text{para o gelo} \end{cases}$$

4.1.2.4 - TEMPERATURA DO AR NO N.C.A.

A temperatura (T_c) (Handbook of Meteorology) do ar no nível de condensação ascencional (N.C.A.) é calculada através da expressão:

$$T_c = T_i \left(\frac{e_{sc}}{e_i} \right)^K \quad (\text{IV.7})$$

onde,

e_{sc} = pressão de vapor de saturação no N.C.A.

$$e_{sc} = 6,11 \times 10^{[at_c/(b+t_c)]} \quad (IV.8)$$

A partir das fórmulas (IV.5) a (IV.8), obtemos a expressão:

$$T_c = \left[\frac{100}{U_i} \times 10^{\left(\frac{a t_c}{b + t_c} - \frac{a t_i}{b + t_i} \right)} \right]^K T_i \quad (IV.9)$$

onde as temperaturas que aparecem no expoente são expressas em graus Celsius e as demais em graus Kelvin. Essa equação não pode ser resolvida analiticamente. Sendo assim, optamos pelo método numérico de iteração, atribuindo um valor inicial para T_c e fazendo iterações até obter um valor cujo erro fosse menor que 10^{-4} °K.

4.2 - VORTICIDADE ABSOLUTA

A vorticidade relativa no sistema de coordenadas esféricas (sendo p a coordenada vertical) é dada pela fórmula:

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + \left(\frac{u}{r} \right) \operatorname{tg} \psi \quad (IV.10)$$

onde

u = componente zonal do vento

v = componente meridional do vento

x = direção ao longo dos paralelos

y = direção ao longo dos meridianos

r = raio da Terra

ψ = latitude

O termo $(\frac{u}{r}) \operatorname{tg} \psi$ que é devido à curvatura da Terra pode ser desprezado em comparação com os outros dois $(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y})$ exceto em latitudes elevadas ou quando a componente zonal do vento for muito forte. Nas baixas latitudes, o termo devido à curvatura é sempre desprezado mesmo com fortes ventos zonais pois $(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y})$ aumenta proporcionalmente com o aumento de u .

Logo, a vorticidade relativa resulta em:

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (\text{IV.11})$$

A vorticidade absoluta é fornecida pela expressão:

$$\xi_a = \xi + f \quad (\text{IV.12})$$

onde,

$$f = \text{vorticidade da Terra} = 2\Omega \text{sen}\Psi$$

$$\Omega = \text{velocidade angular da Terra} = 7,29 \times 10^{-5} \text{ rad seg}^{-1}$$

4.2.1 - MÉTODO UTILIZADO NO CÁLCULO DA VORTICIDADE

A vorticidade foi calculada pelo método das diferenças finitas e para isso utilizamos as grades apresentadas nas Figuras IV.2 e IV.3.

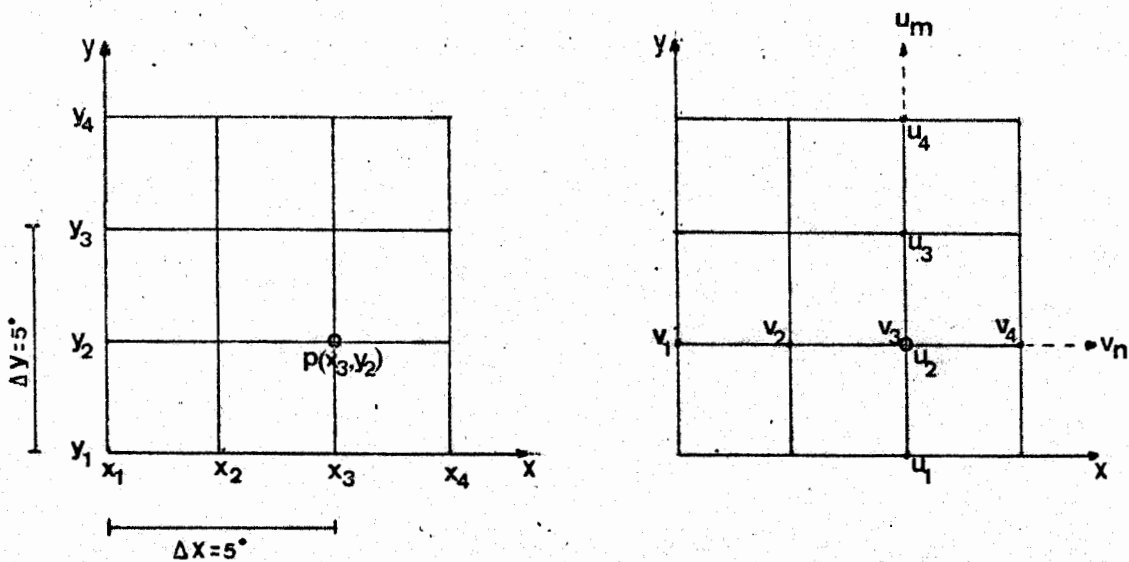


Fig. IV.2 - GRADE UTILIZADA NO CÁLCULO DA VORTICIDADE

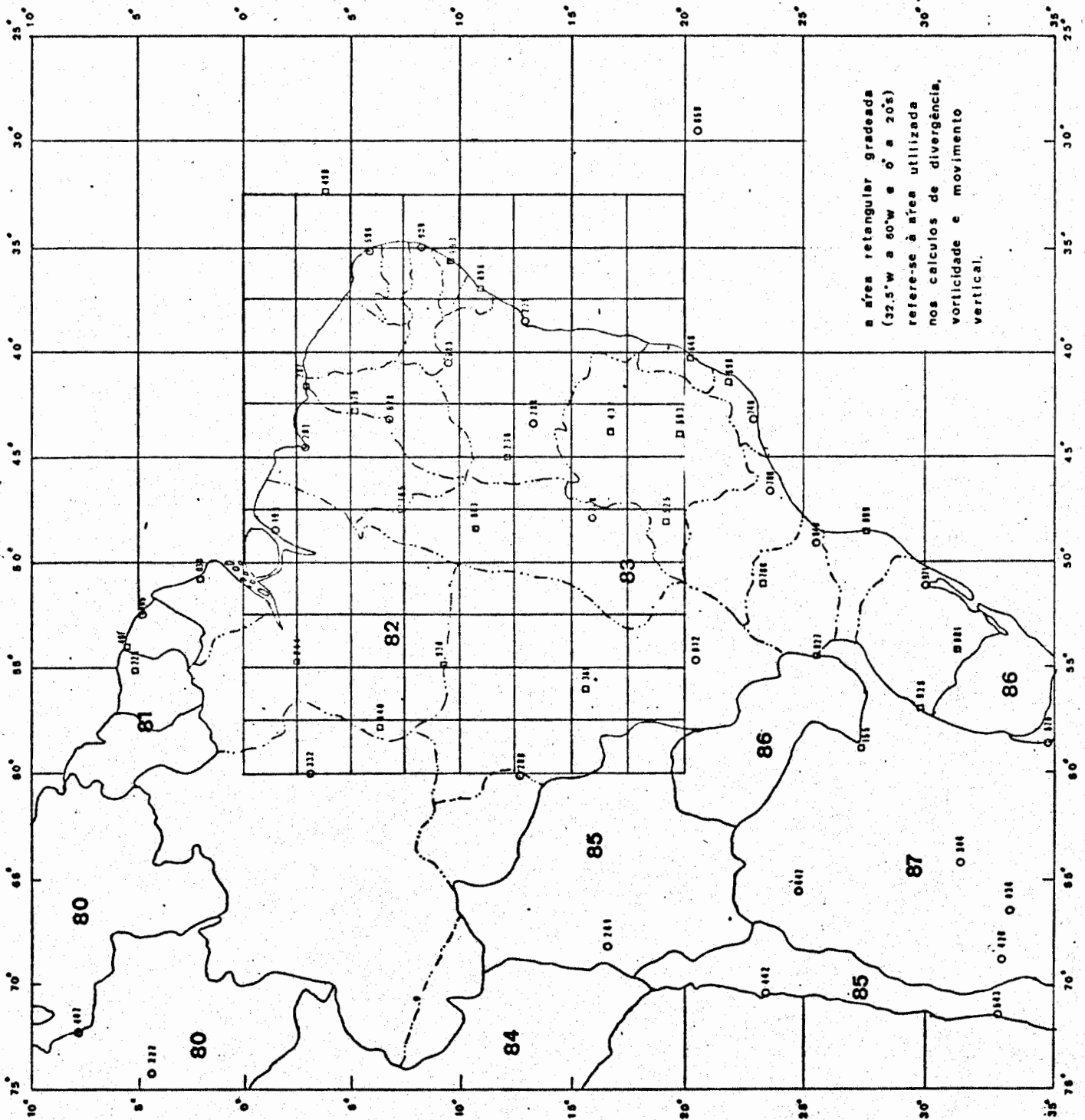


Fig. IV.3 - Área retangular gradeada utilizada nos cálculos de divergência, vorticidade e movimento vertical

Desde que a expressão da vorticidade relativa (fórmula IV.11) contém derivadas espaciais, podemos substituí-las por diferenças finitas.

Assim:

$$\frac{\partial v}{\partial x} \approx \frac{\Delta v}{\Delta x} \quad \text{e} \quad \frac{\partial u}{\partial y} \approx \frac{\Delta u}{\Delta y} \quad (\text{IV.13})$$

e no ponto $P(x_3, y_2)$ temos:

$$\left. \frac{\Delta v}{\Delta x} \right|_{x_3, y_2} = \frac{v_4 - v_2}{\Delta x}; \quad \left. \frac{\Delta u}{\Delta y} \right|_{x_3, y_2} = \frac{u_3 - u_1}{\Delta y} \quad (\text{IV.14})$$

$$\left. \frac{\Delta v}{\Delta x} \right|_{x_n, y_m} = \frac{v_{n+1, m} - v_{n-1, m}}{\Delta x} \quad \text{e}$$

$$\left. \frac{\Delta u}{\Delta y} \right|_{x_n, y_m} = \frac{u_{n, m+1} - u_{n, m-1}}{\Delta y} \quad (\text{IV.15})$$

Sendo que:

$$\Delta y = 59,969 \Delta \psi \text{ mima} \quad (\text{IV.16})$$

onde,

$\Delta\psi$ = incremento de latitude (graus)

Δy = distância ao longo dos meridianos (mima)

$$\Delta x = 59,969 \Delta\lambda \cos\psi \text{ mima} \quad (\text{IV.17})$$

onde,

$\Delta\lambda$ = incremento de longitude (graus)

Δx = distância ao longo dos paralelos (mima)

Logo, a expressão da vorticidade relativa, para velocidade em nós e $\Delta\psi = \Delta\lambda = 5^\circ$, fica:

$$\epsilon_{x_n, y_m} = \left[\frac{(V_{n+1,m} - V_{n-1,m})}{\cos \psi_m} - (U_{n,m+1} - U_{n,m-1}) \right] \times 9 \times 10^{-7} \text{ seg}^{-1} \quad (\text{IV.18})$$

A vorticidade da Terra, calculada nos pontos de grade, \bar{e} da da por:

$$f_{y_m} = 2\Omega \sin\psi_m \quad (\text{IV.19})$$

substituindo o valor de Ω , temos:

$$f_{y_m} = 14,584 \times 10^{-5} \operatorname{sen} \psi_m \operatorname{seg}^{-1} \quad (\text{IV.20})$$

Logo, a expressão da vorticidade absoluta $\bar{\epsilon}$:

$$\epsilon_a(x_n, y_m) = \left\{ \left[\frac{(V_{n+1,m} - V_{n-1,m})}{\cos \psi_m} - (U_{n,m+1} - U_{n,m-1}) \right] \times 9,1458,4 \operatorname{sen} \psi_m \right\} \times 10^{-7} \operatorname{seg}^{-1} \quad (\text{IV.21})$$

4.3 - DIVERGÊNCIA

O cálculo da divergência do vento horizontal foi efetuado para servir de apoio ao cálculo do movimento vertical.

A divergência horizontal no sistema de coordenadas esféricas (sendo p a coordenada vertical), é dada pela fórmula:

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} - \left(\frac{v}{r} \right) \operatorname{tg} \psi \quad (\text{IV.22})$$

A correção - $(\frac{V}{r}) \operatorname{tg} \psi$ é devida à convergência dos meridianos e pode ser desprezada com relação aos outros dois termos $(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y})$ exceto em latitudes elevadas ou quando a componente meridional do vento for muito forte.

Logo, a divergência horizontal resulta em:

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (\text{IV.23})$$

O método das diferenças finitas também foi utilizado para o cálculo da divergência. Usando a grade das Figuras IV.2 e IV.3 e fazendo as mesmas considerações feitas na seção 4.2, obtemos a seguinte expressão para a divergência horizontal:

$$D_{x_n, y_m} = \left[\frac{U_{n+1, m} - U_{n-1, m}}{\cos \psi_m} + (V_{n, m+1} - V_{n, m-1}) \right] 9 \times 10^{-7} \operatorname{seg}^{-1} \quad (\text{IV.24})$$

Os valores de divergência, além de apresentarem inconsistências oriundas de erros no vento real, contêm outras, devido ao fato dos movimentos da pequena escala, superpostos aos da larga, mostrarem valores de divergência bem maiores do que os da larga escala. Esse fato foi notado por Charney (1948) que comparou os resultados obtidos por Fleagle (1946)

e os calculados por Namias e Clapp (1946) que eram respectivamente da ordem de 10^{-5} seg^{-1} e 10^{-7} seg^{-1} . Charney presumiu que a diferença na ordem de grandeza dos valores de divergência se devia ao fato de que os resultados de Fleagle foram baseados em observações reais do vento sem que fosse efetuada uma suavização das perturbações da pequena escala. Enquanto isso, os cálculos de Namias e Clapp foram baseados em cartas médias de 5 dias que certamente suavizaram influências da pequena escala.

Em 1955, Landers também efetuou um estudo sobre o cálculo da divergência horizontal e publicou a Tabela IV.1 que se segue. Desses resultados ele concluiu que 10^{-5} seg^{-1} era a ordem de grandeza correta da divergência da larga escala.

Em nosso estudo, optamos por proceder à suavização do vento real observado, a fim de eliminar a contribuição da pequena escala no valor da divergência calculada. O método de suavização por nós empregado é representado pelas fórmulas IV.25 e IV.26 dadas a seguir e a grade utilizada foi a mesma dos cálculos da vorticidade e divergência (Figuras IV.2 e IV.3).

TABELA IV.1

VALORES DA DIVERGÊNCIA HORIZONTAL CALCULADOS POR VÁRIOS PESQUISADORES (Landers, H. 1955). (Os valores assinalados por asteriscos foram calculados a partir do vento real observado. Os outros valores foram obtidos por vários métodos indiretos, sendo que a maioria resultou de modelos simplificados ou cartas médias).

Valor de $\nabla_h \cdot \vec{V}$ (seg^{-1})	REFERÊNCIAS
* 1×10^{-5}	Fleagle R.G. (1946)
5×10^{-7}	Namias J. and Clapp P.R. (1946)
5×10^{-6}	Beers N.R. (1945 e 1946)
* 2×10^{-5}	Hess S.L. (1945)
4×10^{-5}	Charney J.G. (1947)
5×10^{-6}	Fleagle R.G. (1948)
10^{-6} a 10^{-5}	Hesselberg T. (1914)
* $1,5 \times 10^{-5}$	Landers H. (1950) (Tropical Pacific)
* $1,5 \times 10^{-5}$	Landers H.

$$u_{(n,m)s} = \frac{1}{2} u_{n,m} + \frac{1}{8} (u_{n+1,m} + u_{n,m+1} + u_{n-1,m} + u_{n,m-1}) \quad (\text{IV.25})$$

$$v_{(n,m)s} = \frac{1}{2} v_{n,m} + \frac{1}{8} (v_{n+1,m} + v_{n,m+1} + v_{n-1,m} + v_{n,m-1}) \quad (\text{IV.26})$$

onde

$u_{(n,m)s}$ = vento zonal suavizado e

$v_{(n,m)s}$ = vento meridional suavizado

Assim, utilizamos as componentes do vento suavizado $u_{(n,m)s}$ e $v_{(n,m)s}$ em lugar das componentes do vento observado.

4.4 - MOVIMENTO VERTICAL

4.4.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

O movimento vertical de larga escala, sendo da ordem de 1 a 2 cm seg^{-1} , não permite a sua medida direta, já que os atuais instrumentos não alcançam precisão suficiente. Esse problema é contornado utilizando-se métodos indiretos para sua obtenção.

Dentre os vários métodos existentes para cálculo do movimento vertical os mais utilizados são: o cinemático, o adiabático, o da vorticidade e o da equação omega. O método que utiliza a equação omega é indubi

tavelmente o mais eficiente, logo seguido pelo método cinemático o qual vem sendo extensivamente utilizado nos estudos de regiões tropicais (Reed, 1971; Williams, 1970).

Em nosso estudo, calculamos o movimento vertical utilizando o método cinemático por achar que o mesmo é suficiente para mostrar a ordem de grandeza e o sinal do movimento vertical associado à perturbação. Por outro lado, calculamos o movimento vertical visto que ele é o parâmetro que melhor se aproxima de uma relação com a nebulosidade e a precipitação.

4.4.2 - MÉTODO UTILIZADO

A equação da continuidade no sistema (x, y, p, t) é dada por:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (\text{IV.27})$$

onde,

$$\omega = \frac{dp}{dt}$$

e podem ser reescrita na forma:

$$D = \nabla_p \cdot \vec{V} = - \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (\text{IV.28})$$

Integrando do nível p_0 até o nível p_k ($k=0,1,2,3,4,5$ e 6) temos:

$$\int_{p_0}^{p_k} D dp = \int_{\omega_0}^{\omega_k} - \frac{\partial \omega}{\partial p} dp \quad \text{ou}$$

$$\omega_k = \omega_0 - \int_{p_0}^{p_k} D dp \quad (\text{IV.29})$$

Substituindo a integral por um somatório, ficamos com:

$$\omega_k = \omega_0 - \sum_{i=0}^k D_i \Delta p_i \quad (\text{IV.30})$$

Como a equação é de 1º grau em ω , só suporta uma condição de contorno ($\omega=0$ no solo). Isto não daria $\omega=0$ no topo da atmosfera a menos que a integral da divergência sobre um local na vertical fosse nula. Então para assegurar que a velocidade vertical diminui quando se aproxima do topo da atmosfera, a divergência obtida dos cálculos foi ajustada tirando o valor médio.

Para executar a integração numérica da equação IV.30, adotamos o seguinte modelo atmosférico:

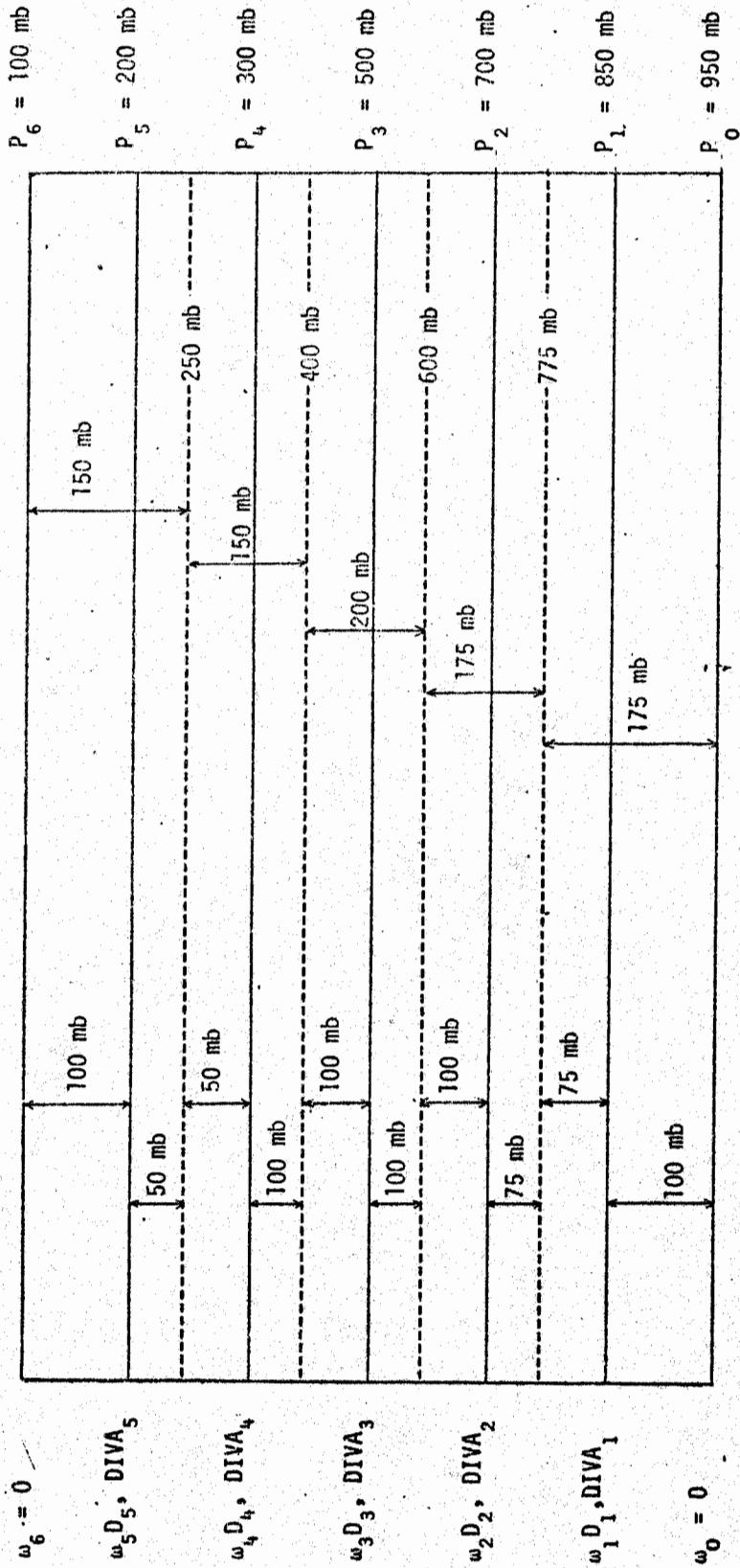


Fig. IV.4 - Modelo atmosférico para o cálculo do movimento vertical

Como condições de contorno adotamos $\omega_0 = \omega_6 = 0$ (nos níveis de 950 e 100 mb, respectivamente).

No cálculo da divergência, utilizamos as componentes meridional e zonal do vento suavizado (vide seção 4.3). Além disso, ajustamos verticalmente os valores da divergência a fim de eliminar possíveis erros no campo do vento observado. Assim, a fórmula 30 foi substituída pela seguinte:

$$\omega_k = \omega_0 - \sum_{i=0}^k \text{DIVA}_i \Delta p_i \quad (\text{IV.31})$$

onde DIVA_i é a divergência ajustada no nível i (diferença entre a divergência no nível i e a divergência média de toda coluna atmosférica entre 950 mb e 100 mb), ou seja;

$$\text{DIVA}_i = D_i - D_{(\text{média})} \quad (\text{IV.32})$$

onde

$$D_{(\text{média})} = \frac{1}{850} (175 D_1 + 175 D_2 + 200 D_3 + 150 D_4 + 150 D_5) \quad (\text{IV.33})$$

Utilizando a expressão IV.31 e o modelo atmosférico apresentado, (Figura IV.4) as expressões da velocidade vertical nos vários níveis

padrão são dadas por:

$$850 \text{ mb} \rightarrow \omega_1 = - \text{DIVA}_1 \times (850 - 950) = 100 \text{ DIVA}_1$$

$$700 \text{ mb} \rightarrow \omega_2 = - \text{DIVA}_1 \times (775 - 950) - \text{DIVA}_2 \times (700 - 775) = 175 \text{ DIVA}_1 + 75 \text{ DIVA}_2$$

$$500 \text{ mb} \rightarrow \omega_3 = - \text{DIVA}_1 \times (775 - 950) - \text{DIVA}_2 \times (600 - 775) - \text{DIVA}_3 \times (500 - 600) = 175 \text{ DIVA}_1 + 175 \text{ DIVA}_2 + 100 \text{ DIVA}_3$$

$$300 \text{ mb} \rightarrow \omega_4 = - \text{DIVA}_1 \times (775 - 950) - \text{DIVA}_2 \times (600 - 775) - \text{DIVA}_3 \times (400 - 600) - \text{DIVA}_4 \times (300 - 400) = 175 \text{ DIVA}_1 + 175 \text{ DIVA}_2 + 200 \text{ DIVA}_3 + 100 \text{ DIVA}_4$$

$$200 \text{ mb} \rightarrow \omega_5 = - \text{DIVA}_1 \times (775 - 950) - \text{DIVA}_2 \times (600 - 775) - \text{DIVA}_3 \times (400 - 600) - \text{DIVA}_4 \times (250 - 400) - \text{DIVA}_5 \times (200 - 250) = 175 \text{ DIVA}_1 + 175 \text{ DIVA}_2 + 200 \text{ DIVA}_3 + 150 \text{ DIVA}_4 + 50 \text{ DIVA}_5$$

(IV.34)

O movimento vertical foi calculado nos vários níveis, em todos os pontos da grade apresentada na Figura IV.3, exceto nos pontos de contorno horizontal.

CAPÍTULO V

APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

5.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

Os dados diários das estações de radiossonda e balão-piloto (Figura V.1) são apresentados em cartas sinóticas de altitude, para os três períodos escolhidos, no horário da 12 hs GMT e níveis - padrão de pressão de 850 mb, 700 mb, 500 mb, 300 mb e 200 mb. Essas cartas são apresentadas no Apêndice A, para os dias 20, 21, 22 e 23 de janeiro de 1970, dias 22 e 23 de abril de 1970 e dias 2 e 3 de setembro de 1970.

As cartas sinóticas traçadas nos mostram que a configuração do vento na troposfera sobre a Região Nordeste do Brasil apresenta diferenças radicais entre os períodos perturbado e não perturbado.

No período não perturbado a região nordeste do continente é dominada em toda a troposfera pelo anticiclone subtropical do Atlântico Sul, sendo que o eixo do anticiclone se inclina para o norte com a altura, acompanhando as áreas mais aquecidas. Nessa época, a configuração diária assemelha-se bastante com a da carta média mensal (vide Figuras A.31 e A.40). No período perturbado o escoamento nos baixos níveis (850 mb) não é

muito afetado se comparado com a carta média mensal. Entretanto, nota-se nos altos e médios níveis uma mudança radical no mesmo, sendo a área invadida por vórtices ciclônicos que se estabelecem desde 700 mb até 300 mb. Pode-se observar ainda que esses núcleos, localizados sobre o Nordeste e a Amazônia, oscilam durante o período, mas que não apresentam nenhum deslocamento sistemático. É interessante observar que é a presença desses vórtices ciclônicos que concorre para o aprofundamento dos ventos de oeste que dominam os altos níveis de toda a região tropical (vide Figuras A.1 a A.20).

Os vórtices ciclônicos que aparecem no período de janeiro sobre a região do Brasil Central são do tipo de baixas desprendidas ("cut-off low"), reminiscências de um sistema extratropical que invadiu a área tropical. Pode-se inclusive notar o seu deslocamento na direção este durante o período considerado (vide Figuras A.1 a A.20).

Durante o traçado das cartas de altitude observou-se que os valores das direções do vento da estação nº 82900 (Recife), nos dias de 19 a 22 de janeiro de 1970 estavam defasadas de 180° , o mesmo ocorrendo de 19 a 30 de janeiro de 1970 na estação nº 82983 (Petrolina). Esses erros puderam ser confirmados por comparação com os formulários originais de coleta dos dados (elevação e azimute de minuto em minuto e dados de tempo nos níveis-padrão de pressão).

As cartas de movimento vertical constam do Apêndice B sendo que as áreas de movimento vertical ascendente ($\omega < 0$) se apresentam achu

radas. Elas foram traçadas utilizando os valores obtidos através do método descrito no Capítulo IV. Foram elaboradas para os cinco níveis - padrão e para os mesmos dias das cartas de altitude. A ordem de grandeza da velocidade vertical obtida foi de 10^{-3} mb seg^{-1} .

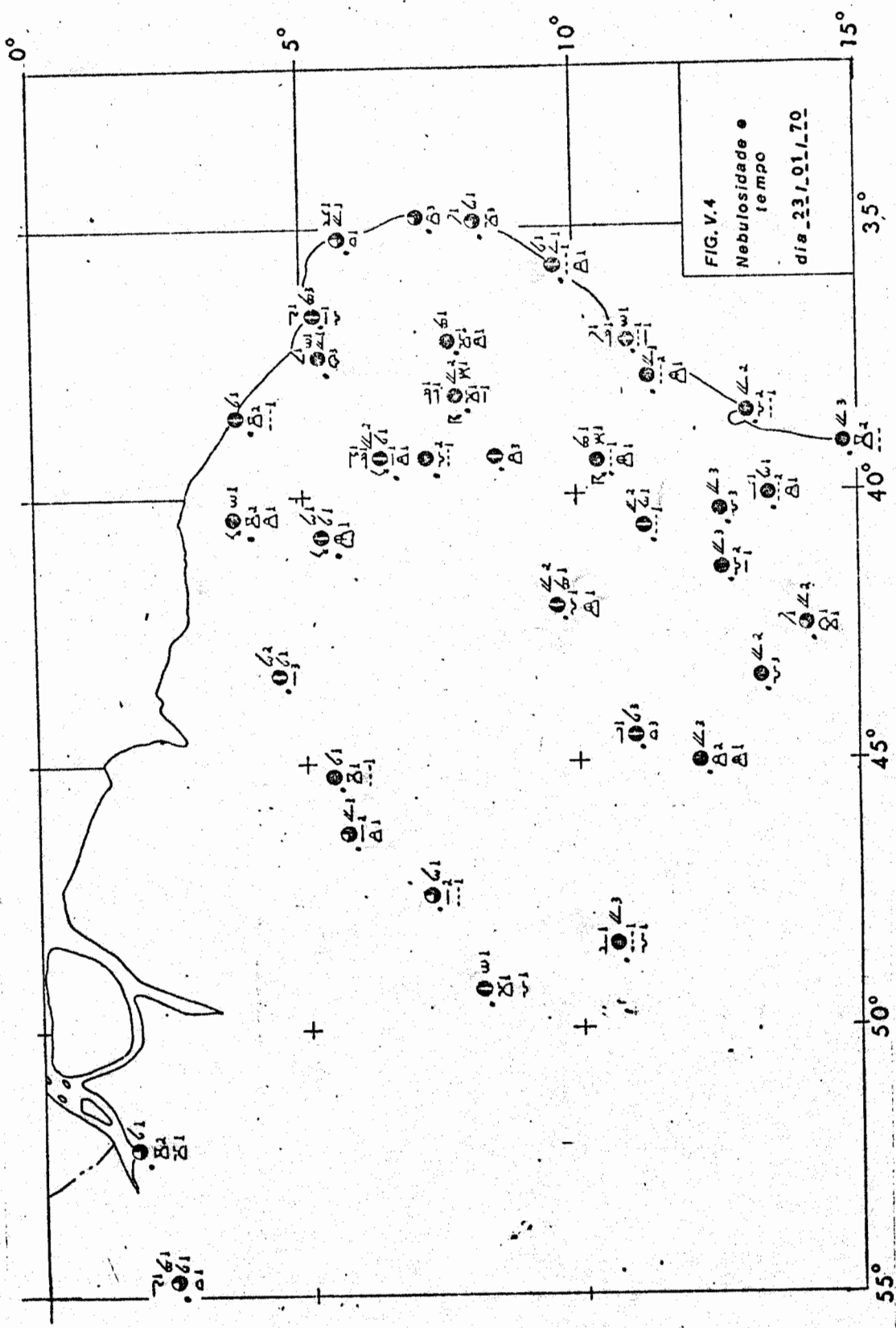
Fazendo uma comparação entre as cartas de precipitação observada e as de movimento vertical, nota-se uma concordância bastante satisfatória entre as áreas com ocorrência de chuva e as de velocidade vertical ascendente em toda a troposfera. Pode-se observar também que a distribuição desse parâmetro difere bastante entre os períodos perturbado e não perturbado. No período perturbado o movimento vertical é ascendente em toda a troposfera desde os 850 mb, enquanto que no período não perturbado o sentido do mesmo muda várias vezes, intercalando camadas de movimento ascendente e descendente para finalizar com velocidades descendentes abaixo de 700 mb.

Foi com base principalmente nas cartas de precipitação e não na estrutura do escoamento vertical, que escolhemos os períodos classificados como perturbado e não perturbado. Foram feitas duas cartas diárias de precipitação total dos horários das 00hs GMT às 12hs GMT e das 12hs GMT às 24hs GMT, para os dias em que foram calculados os campos de movimento vertical. Na figura V.2 são mostradas as estações em que os dados foram colhidos.

O período não perturbado caracteriza-se pela completa ausência de precipitação em larga escala no Nordeste Brasileiro, embora apresente alguma precipitação na Região Amazônica, norte de Goiás e litoral do Nordeste. A carta de nebulosidade do dia 02/09/70 (Figura V.3), que apresenta a nebulosidade integrada dos horários do dia sinótico (18 hs GMT do dia anterior, 00 hs GMT e 12 hs GMT do dia considerado), é típica do período não perturbado. Nesse período, o tipo de nuvens predominante na Região Nordeste é o $C_L(2)$ ou seja, cumulus humilis (cumulus de bom tempo), enquanto que na Região Amazônica há o predomínio de nuvens $C_L(8)$ ou seja, cumulus congestus.

Comparando os períodos perturbados de janeiro e abril de 1970, observou-se que no primeiro ocorreram precipitações mais intensas no Nordeste. Em alguns casos, nota-se diferenças marcantes entre o período de precipitação das 00 hs GMT às 12 hs GMT e o das 12 hs GMT às 24 hs GMT significando que em menos de 12 hs o sistema provocador de precipitação não mais atuou sobre aquela área (vide Figuras C.7 e C.8).

Além disso, o período das 12 hs GMT às 24 hs GMT foi o que mais concordância mostrou com as cartas de movimento vertical obtidas a partir de dados das 12 hs GMT. Na Figura V.4 apresentamos a carta de nebulosidade de 23/01/70, que mostra a ocorrência de trovoadas, relâmpagos e nuvens do tipo convectivo (cumulus congestus e cumulonimbus) nas áreas de maior incidência de precipitação sobre o Nordeste. Essas nuvens do tipo convectivo estão associadas com camadas de nuvens médias e se estendem por



toda a área, enquanto que na Região Norte a predominância é de nuvens médias.

No Apêndice D são apresentados os perfis verticais de θ_e , temperatura e umidade relativa obtidos para algumas estações (82983, 82900, 83229 e 82765). Eles mostram coerência com aqueles obtidos em outras regiões tropicais ou seja, a atmosfera no período não perturbado se encontra mais condicionalmente instável do que no perturbado.

Aproveitamos a oportunidade para estabelecer um traçado médio preliminar do perfil vertical de θ_e para a região Nordeste do Brasil em períodos perturbados e não perturbados, incluindo ainda a média desses períodos (vide Figura D.5).

O perfil da umidade relativa mostra que nos períodos perturbados esse parâmetro atingiu altos valores até o nível de 400 mb, enquanto que na época não perturbada o perfil caiu abruptamente desde o nível de 700 mb, sugerindo ausência de convecção, o que não ocorre com os períodos perturbados. A justificativa da existência de altos valores de umidade relativa nos três períodos nos baixos níveis está no fato dos ventos alíseos soprarem sempre perpendicularmente à costa do Nordeste, penetrando até o interior da região.

Por sua vez, o perfil de temperatura do período não pertur

bado mostra fortes inversões nos baixos níveis (entre 950 e 700 mb), já nos períodos perturbados não são detetadas inversões pronunciadas no perfil de temperatura.

Foram também elaborados perfis verticais de vortividade relativa, para determinados locais no período perturbado, onde estava ocorrendo precipitação, os quais são apresentados no Apêndice E. No entanto, nenhuma correlação foi encontrada entre os perfis verticais de vortividade relativa e absoluta quando comparados com a precipitação.

5.2 - CONCLUSÕES

As cartas de velocidade vertical obtidas através do método cinemático apresentaram uma concordância bastante satisfatória com as configurações de precipitação total observada o que vem demonstrar mais uma vez a eficiência desse método. Com isto fica também demonstrado que a atual rede de observação existente, quando bem explorada, é suficiente para detetar os sistemas de escala sinótica da região Norte-Nordeste do Brasil.

Na maioria dos casos as cartas de movimento vertical computadas com dados das 12 hs GMT concordaram com as de precipitação total do período das 12 hs GMT às 24 hs GMT. Em poucos casos a concordância se deu com as cartas de precipitação total do período das 00 hs GMT às 12 hs GMT, o que nos leva a suposição de que as concordâncias com estas últimas cartas seria alcançada se houvesse duas observações de altitude diárias.

A verificação de que nos períodos perturbados existe uma estrutura vertical homogênea de movimentos ascendentes e descendentes em toda a troposfera confirmou nossa suposição de que o sistema necessita estar atuando em todos os níveis da troposfera, inclusive o nível de 850 mb, para que haja precipitação. Esta afirmação pode ser reforçada pela verificação de que no período não perturbado existem fortes inversões de temperatura nos baixos níveis. Assim seria necessária a atuação de um sistema sinótico com intensidade e profundidade suficientes para romper as fortes inversões e produzir nebulosidade e precipitações.

Não foi observado nenhum deslocamento sistemático dos sistemas sinóticos, encontrados na área ao norte de 15°S.

Ficou também evidenciada a influência dos sistemas extratropicais desprendidos sobre a precipitação, principalmente ao sul do paralelo de 15°S.

Os altos valores de umidade relativa nos baixos níveis encontrados em ambos os períodos perturbado e não perturbado evidenciam que não existe, na realidade, um déficit de umidade nos baixos níveis sobre a região Nordeste do Brasil o que era de se esperar pois os alíseos sopram durante todo o ano em direção ao continente. Este fato vem sugerir que a ausência de precipitação no Nordeste Brasileiro, em certas épocas, deve ser mais devido à inexistência de um mecanismo dinâmico que provoque movimentos ascendentes do que propriamente escassez de umidade. A própria presença de

fortes inversões de temperatura nos baixos níveis, durante o período não perturbado, implica na existência de movimentos descendentes em escala sinótica.

O perfil vertical de θ_e comparado com perfil obtido em outras regiões se mostrou plenamente concordante com a classificação que fizemos dos dois períodos em perturbado e não perturbado. Em vista disto acreditamos que comparações deste parâmetro com perfis médios podem ser utilizadas para definir o que seja um período perturbado e não perturbado.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao Dr. Fernando de Mendonça por tornar possível este trabalho, ao Dr. Luiz Gylvan Meira Filho pelo apoio dado, à Sra. Heloisa Moreira Torres Nunes pela orientação, ao Sr. Getúlio Souza Nunes pela valiosa ajuda na confecção das cartas sinóticas, à Sra. Maria Regina da Silva Aragão pelas sugestões e revisão do texto, ao Sr. C. M. Dixit pelas sugestões apresentadas, aos Drs. Antonio Divino Moura e Luiz Carlos Baldicero Molion pelas valiosas discussões e a todos do Projeto MESA que, direta ou indiretamente, auxiliaram no desenvolvimento do presente trabalho.

BIBLIOGRAFIA

- ALDAZ, L. - *A Partial Characterization of Rainfall Regime of Brazil*.
Ministério do Interior, Programa das Nações Unidas, ago. 1971.
(Publicação Técnica, 4).
- ATKINSON, G.D. - *Forecaster's Guide to Tropical Meteorology*. United
States Air Force, Apr. 1971. (Technical Report, 240).
- BERRY, F.A. et al, ed. - *Handbook of Meteorology*. New York, McGraw Hill
Book, 1945.
- CHARNEY, J.G. - "On the Scale of Atmospheric Motions". *Geop. Publ.* 17(2)
1948
- DEAN, G.A. - *The Three Dimensional Wind Structure Over South America and
Associated Rainfall Over Brazil*. São José dos Campos, INPE, ago.,
1971. (LAFE-164)
- FUELBERG, H.E. - "A Compilation from Atmospheric Variability Experiment
(AVE)". In: *A Study of Winter Precipitation Areas in Relation to
Several Indicators of Vertical Motion*. Washington, NASA, Aug. 1973.
p. 3-59 (cr-2304).
- HOLTON, J.R. - *An Introduction to Dynamic Meteorology*. New York and
London, Academic Press, 1972.
- KRISHNAMURTY, T.N. - "Dry and Moist Convective Adjustment". In: NASA.
Dynamics of the tropical Atmosphere, notes from a Colloquium.
Boulder, 1972. p.74-85.

LANDERS, H. - "A Three Dimensional Study of the Horizontal Velocity Divergence". *Journal of Meteorology*. 12(5): 415-427. 1955.

MINISTÉRIO DA AGRICULTURA - Escritório de Meteorologia. *Normais Climatológicas*. Rio de Janeiro, 1968-1969. V.1.2.

MINISTÉRIO DA AGRICULTURA - Departamento Nacional de Meteorologia. *Boletins Agroclimatológicos*. jun.-dez. 1969-1970.

———. *Boletins Climatológicos*. jan.-dez. 1970.

———. *Dados de Balão Piloto*. Brasília, 1973.

MINISTÉRIO DO INTERIOR - Departamento Nacional de Obras Contra as Secas. Mapas Pluviométricos do Nordeste do Brasil. Período de 1912 a 1958. Fortaleza, nov. 1969.

NEIL, L.F. - *The Weather Distribution with Upper Tropospheric Cold Lows in the Tropics*. Department of Commerce, Weather Bureau, 1966. (Technical Memorandum, 28).

———. "On the energetics of cold lows". In: *Proceedings symposium tropical meteorology*. Honolulu, Aug. 1970. p. E4-1-E4-6.

PANOFSKY, H.A. - "Methods of Computing Vertical Motion in the Atmosphere". *Journal of Meteorology*. 3: 45-49. jun. 1946.

REED, R.J., RECKER, E.E. - *Structure and Properties of Synoptic Scale Waves Disturbances in the Equatorial Western Pacific*. Department of Atmospheric Sciences of Washington, 1971 (não publicado).

SAUCIER, W.J. - *Princípios de Análise Meteorológica*. Rio de Janeiro, Livro Técnico, 1969.

SERRA, A. - *Atlas Climatológico do Brasil; Reedição de Mapas Seleccionados*. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, Escritório de Meteorologia, 1969.

WILLIAMS, K. - "Characteristics of the Wind, Thermal, and Moisture Fields Surrounding The Satellite - Observed Mesoscale Trade Winds Cloud Clusters of The Western North Pacific". In: *Proceedings Symposium Tropical Meteorology*. Honolulu, Aug. 1970.

YAMAZAKI, Y. - *Estudos Teóricos e Sinóticos dos Distúrbios Tropicais*. São José dos Campos, INPE, 1975. (LAFE-624)

APÊNDICE A

MAPAS DE LINHAS DE CORRÊNTE E ISOTACAS

As linhas de corrente e as isotacas são respectivamente representadas por linhas contínuas e tracejadas. Os valores das isotacas estão envolvidos por pequenos círculos. As setas nas linhas da corrente indicam o sentido do movimento. As letras C e A indicam respectivamente ciclones e anticiclones. O retângulo envolvendo parte da área do Nordeste e Norte do Brasil é a região correspondente aos mapas de precipitação e movimento vertical.

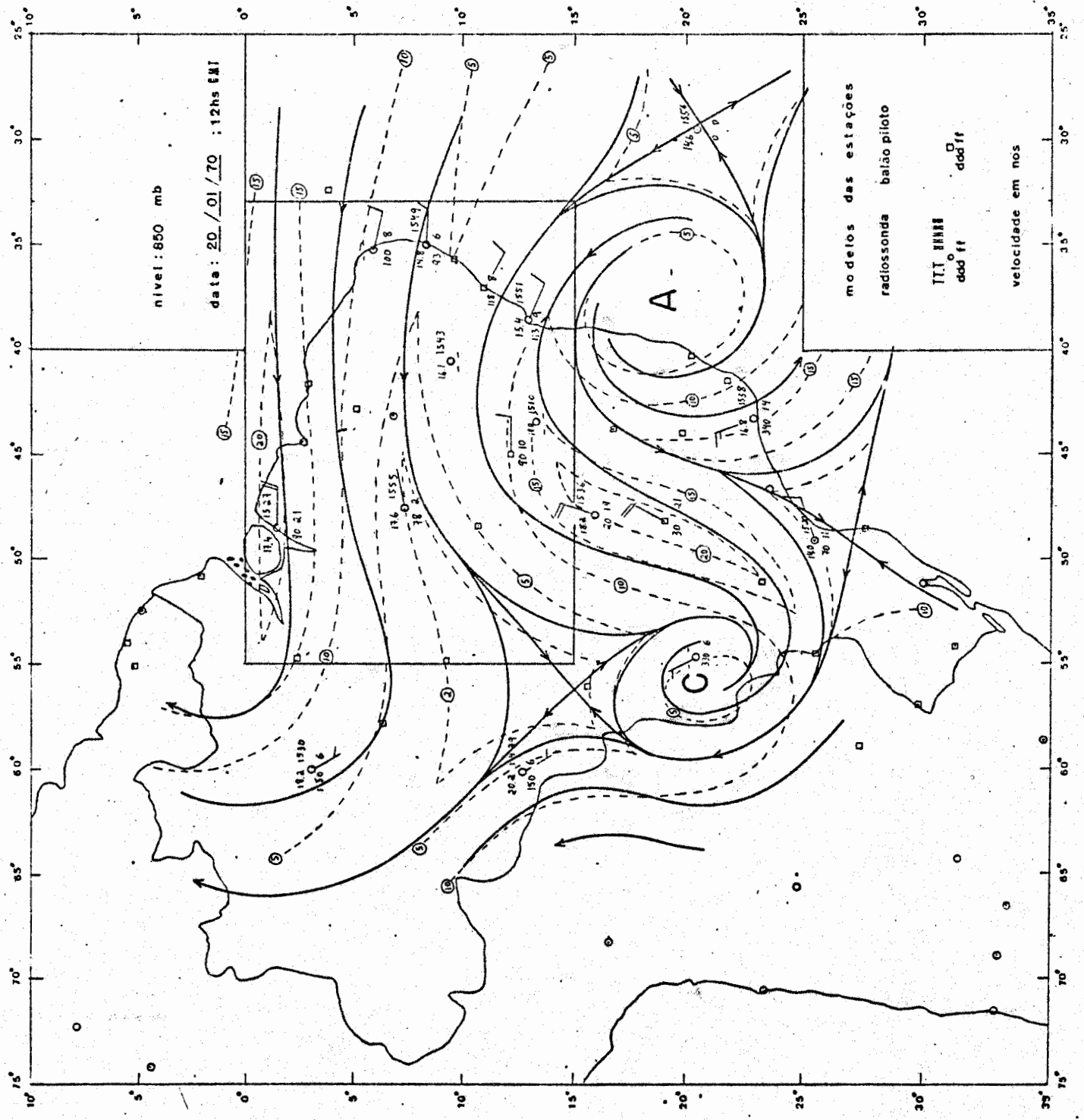
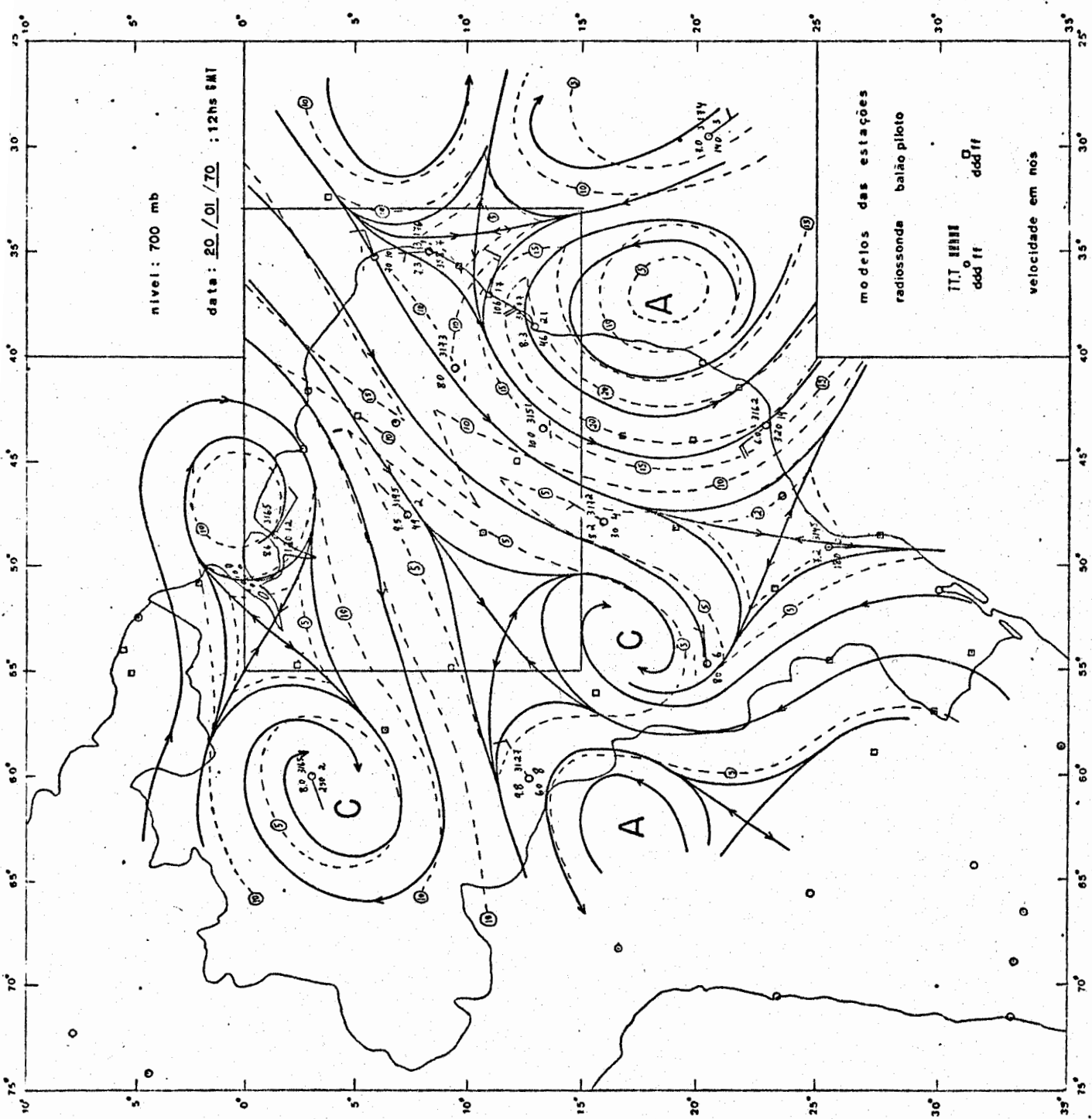
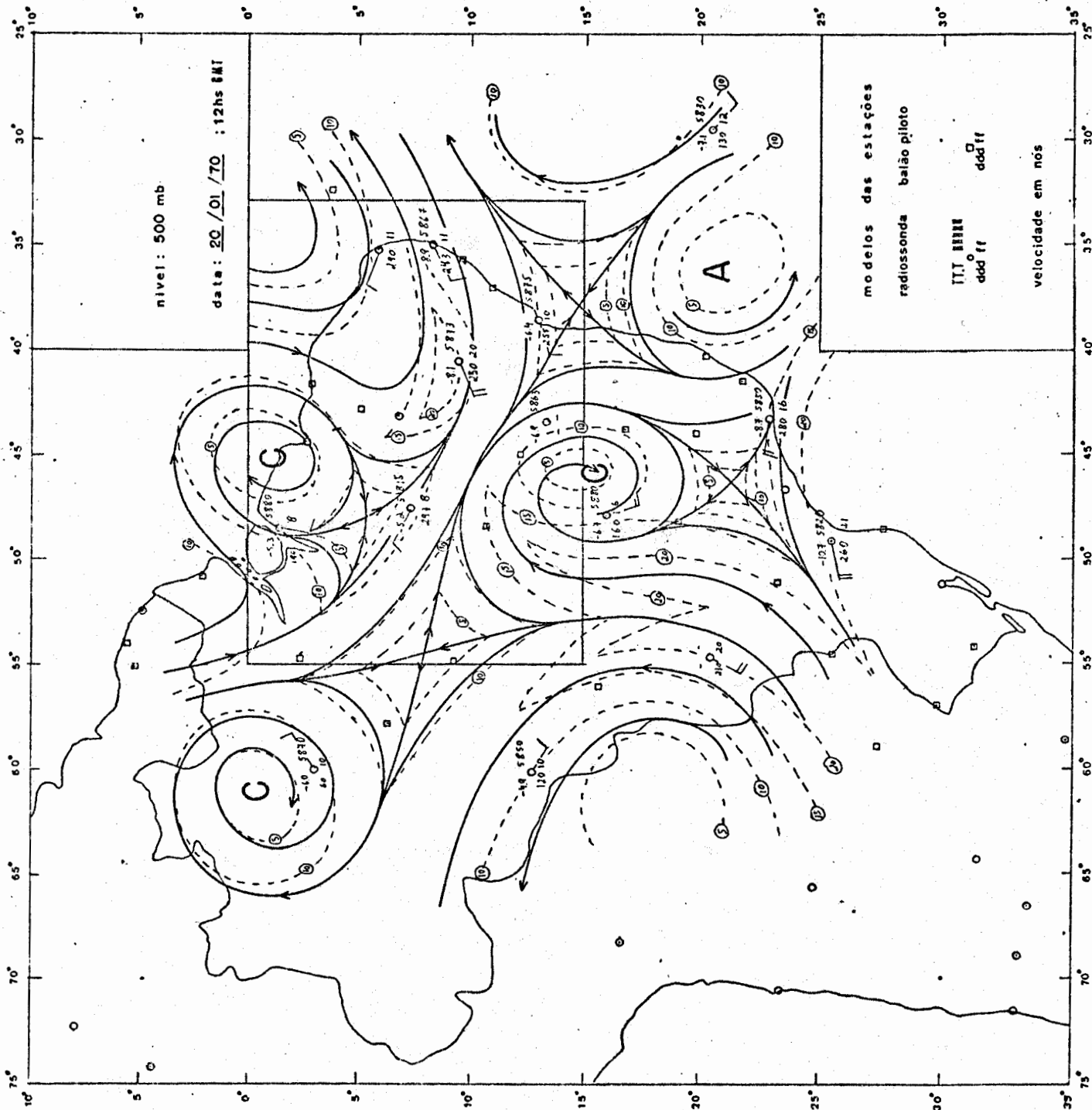


Fig. A.1 - Linhas de Correntes e Isotacas





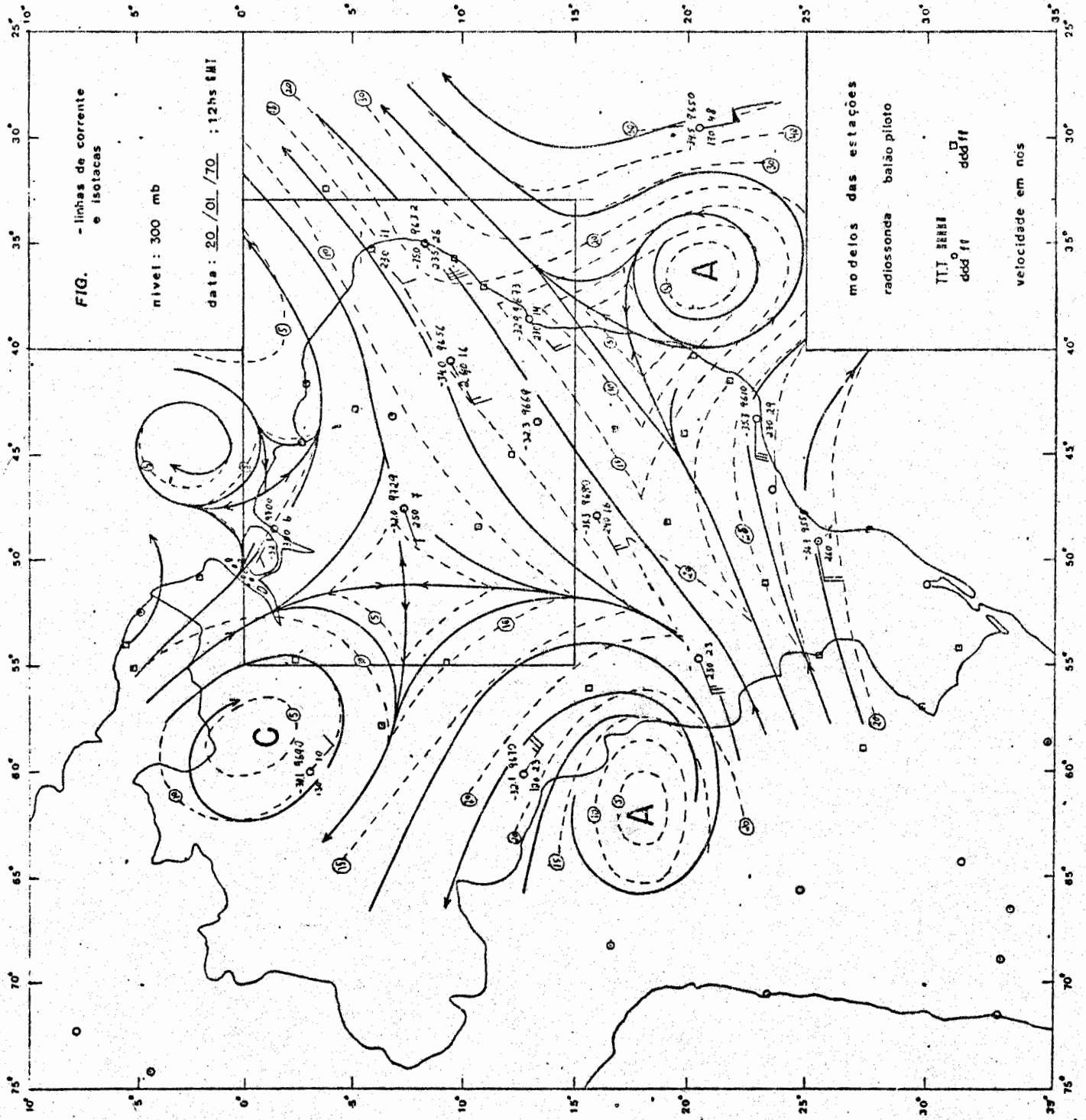


Fig. A.4 - Linhas de Corrente e Isotacas

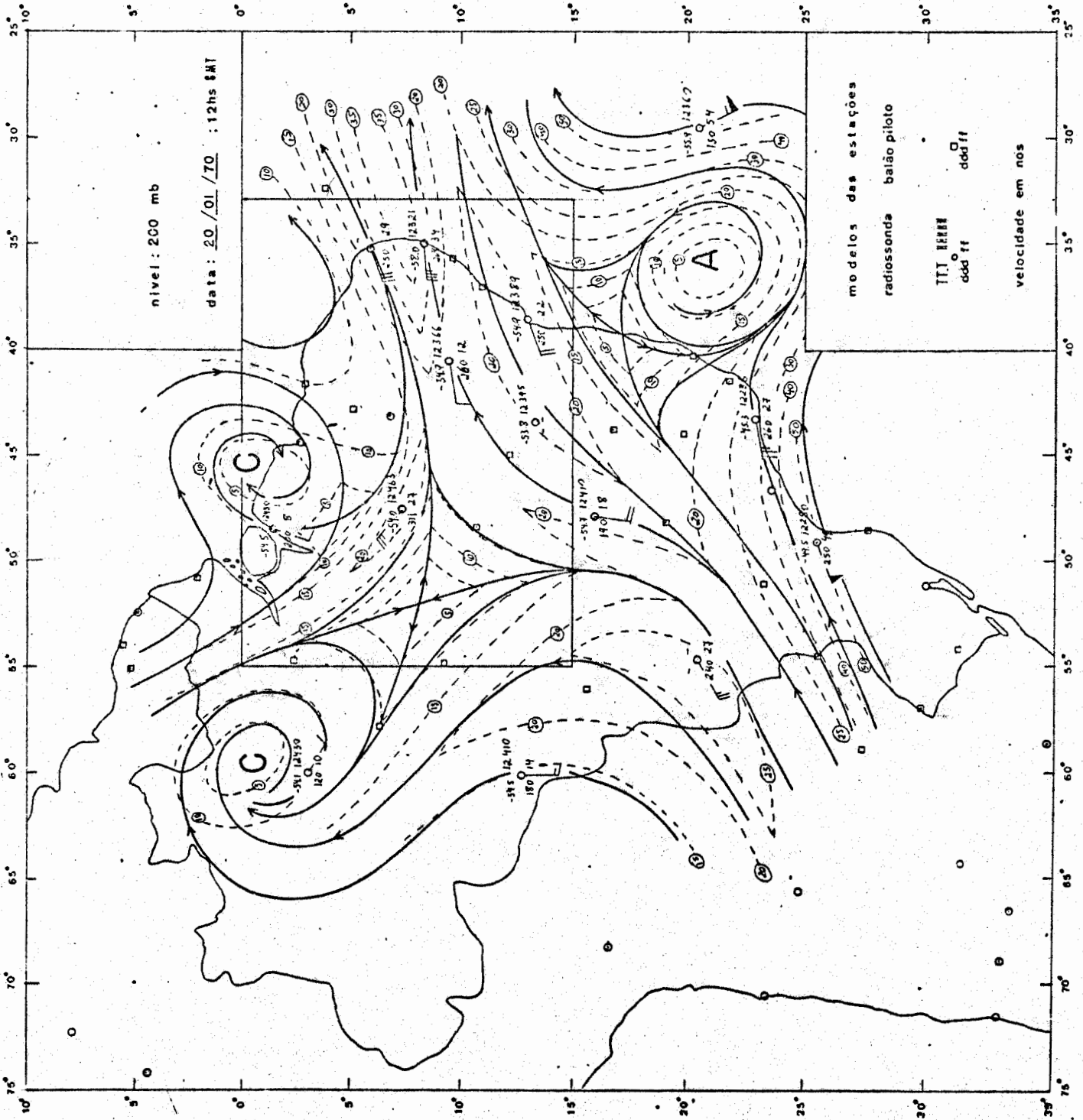


Fig. A.5 - Linhas de Corrente e Isotacas

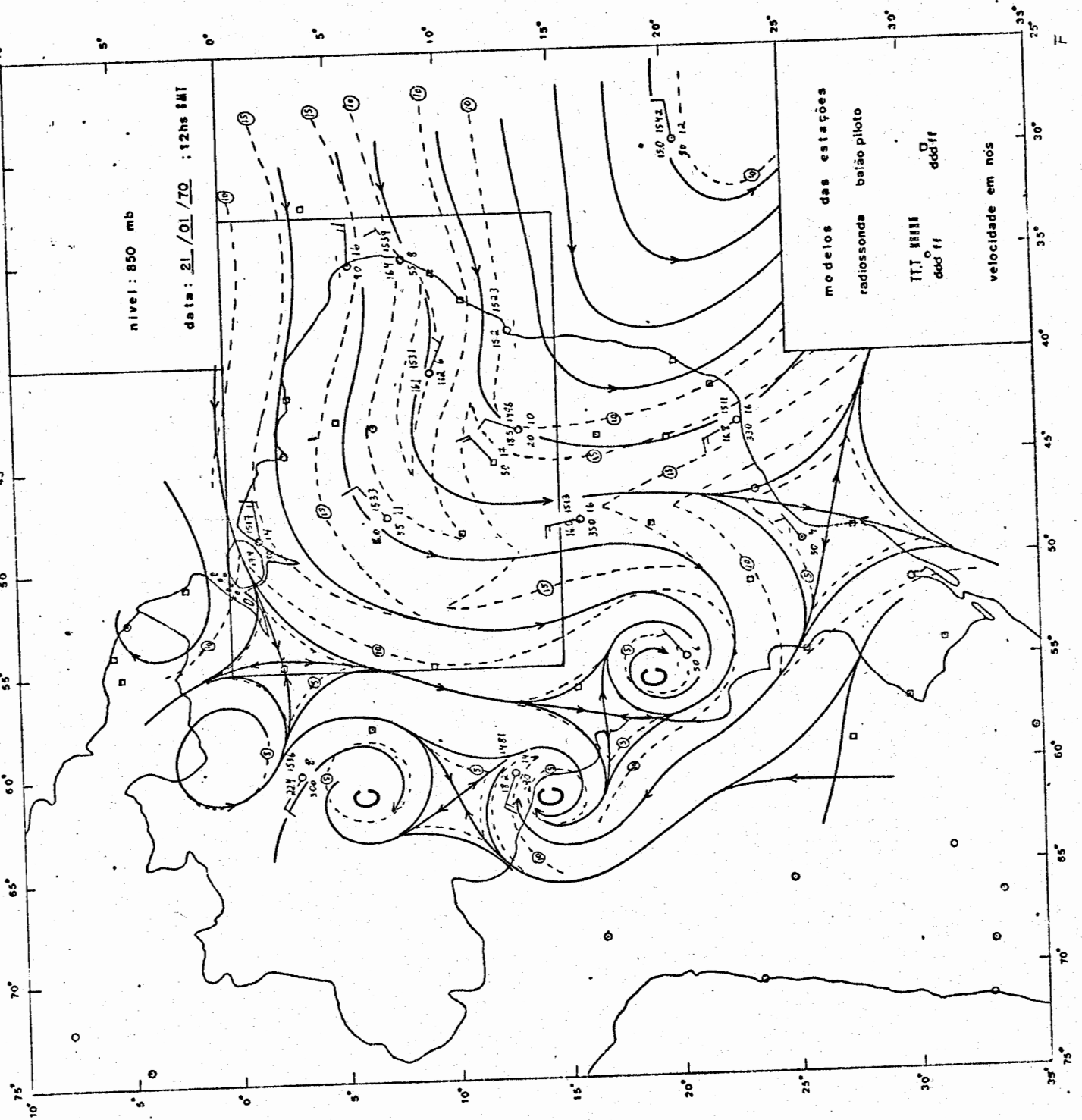


Fig. A.6 - Linhas de Corrente e Isotacas

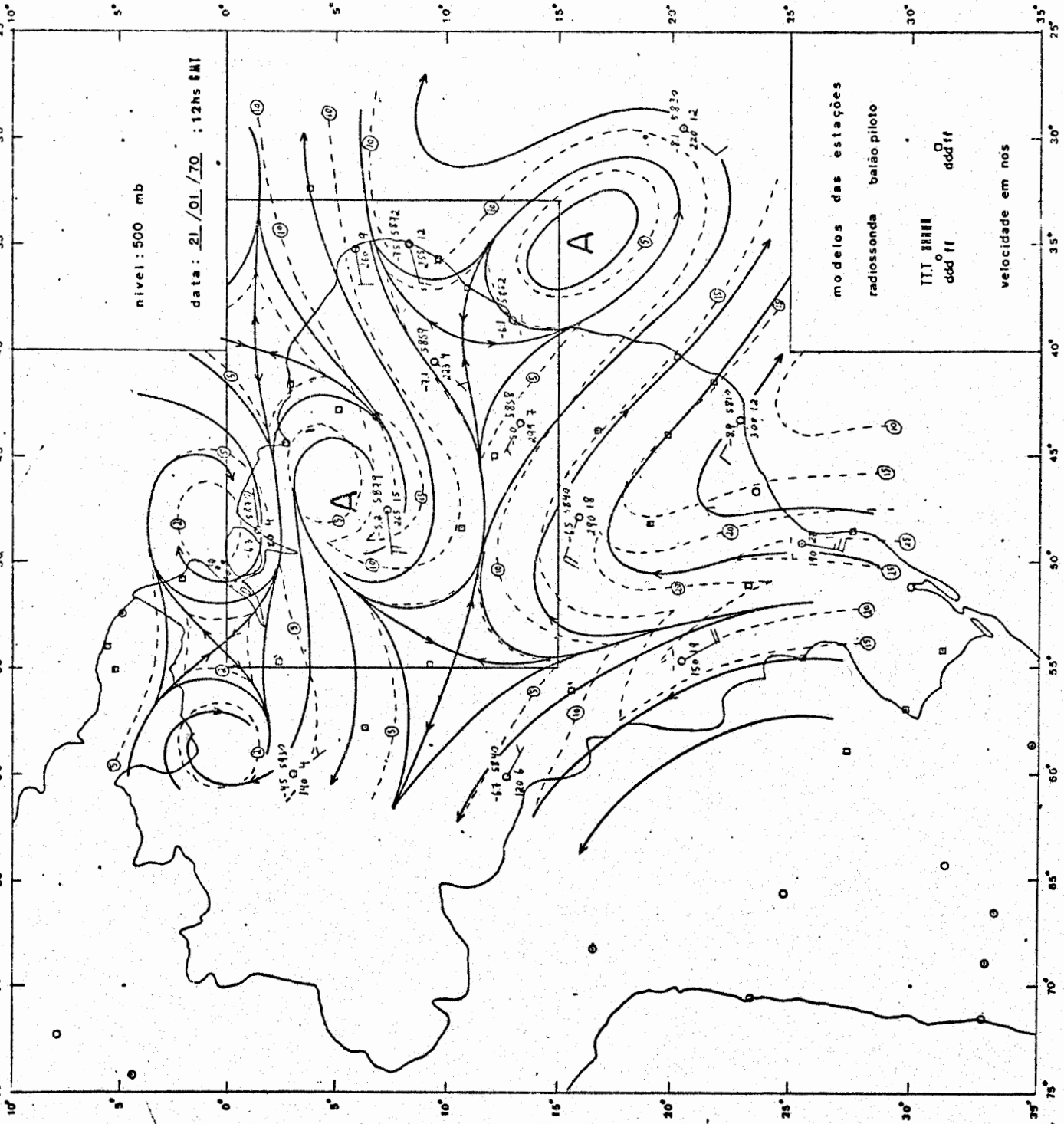
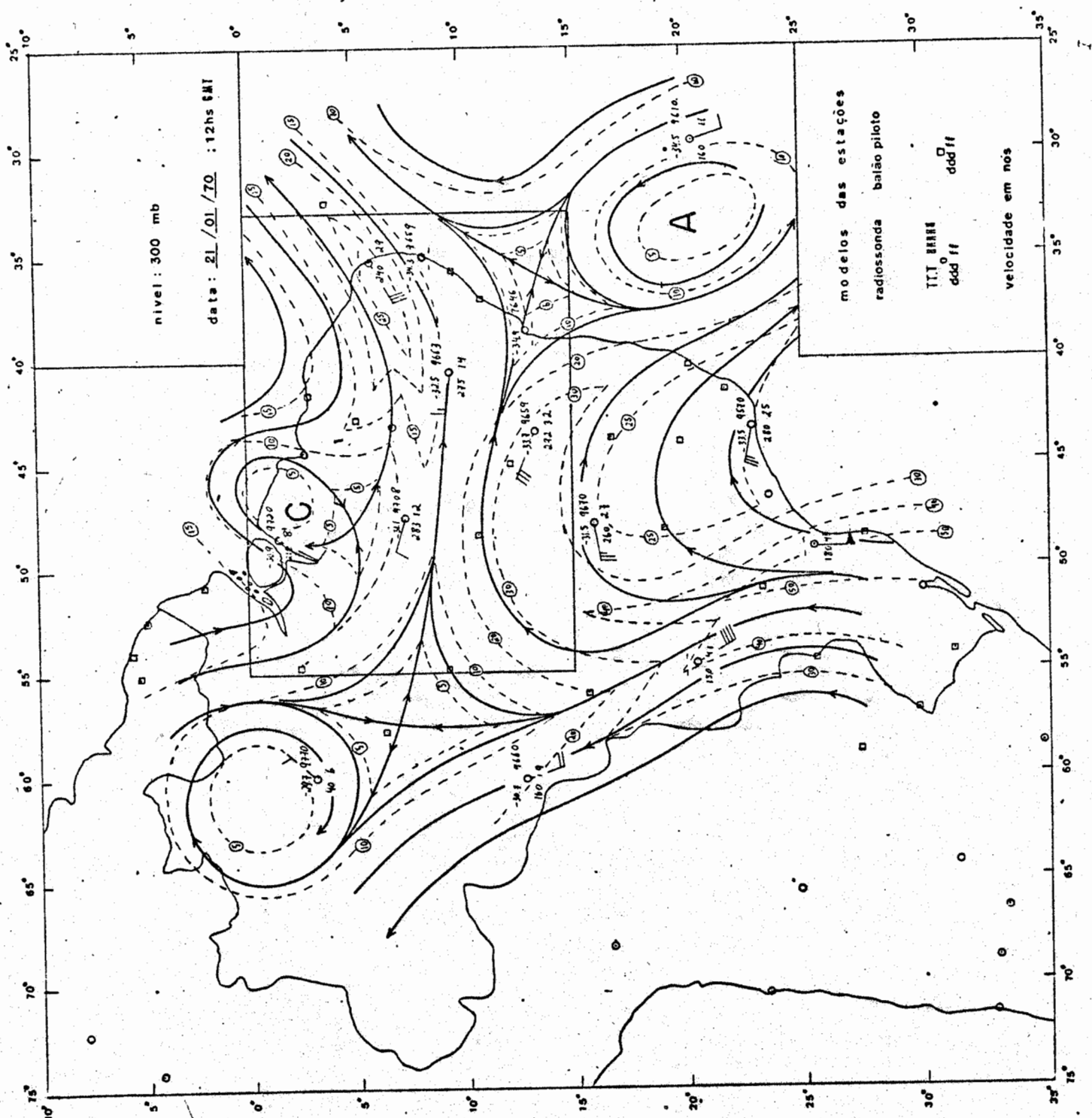


Fig. A.8 - Linhas de Corrente e Isotacas



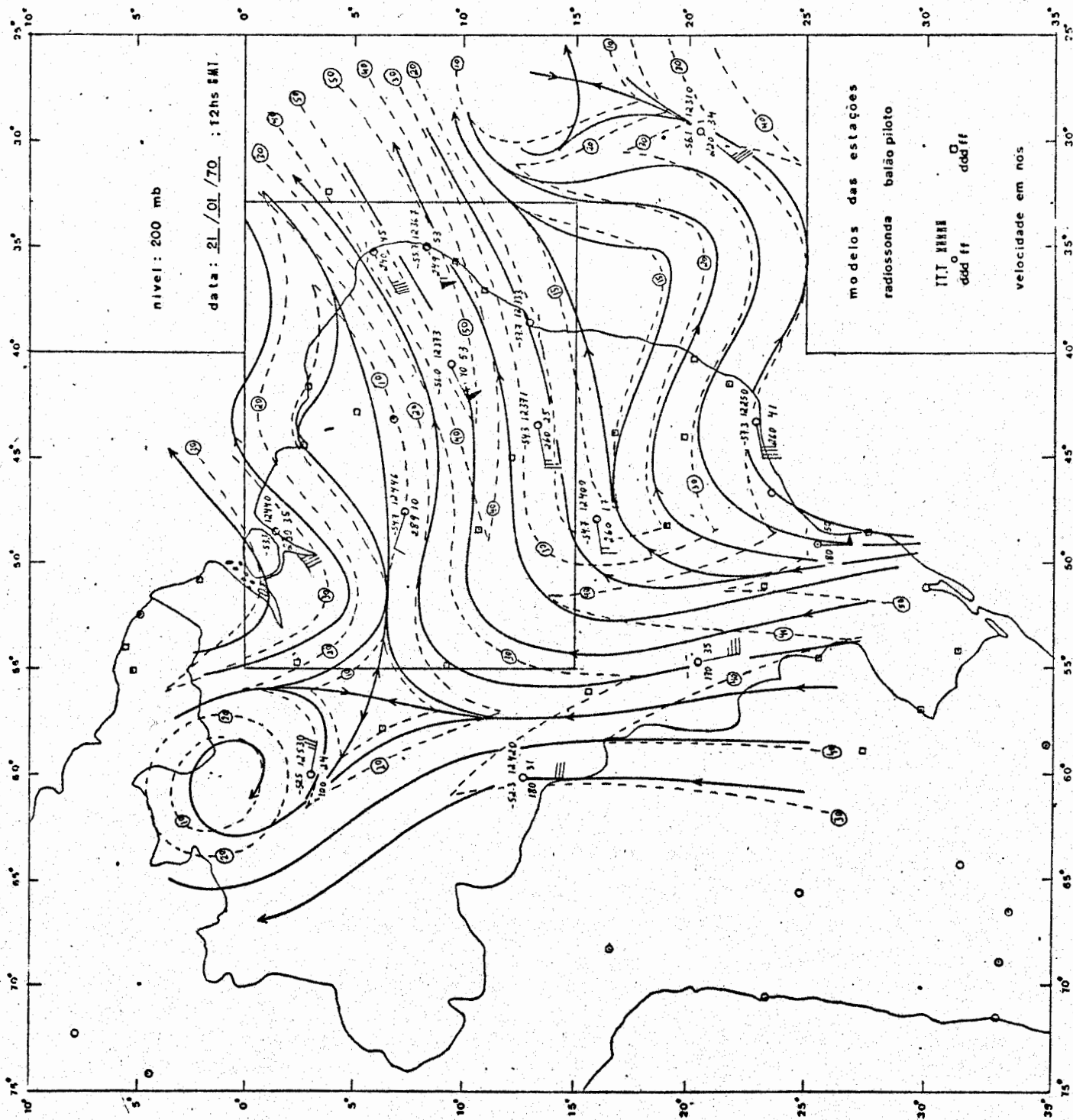
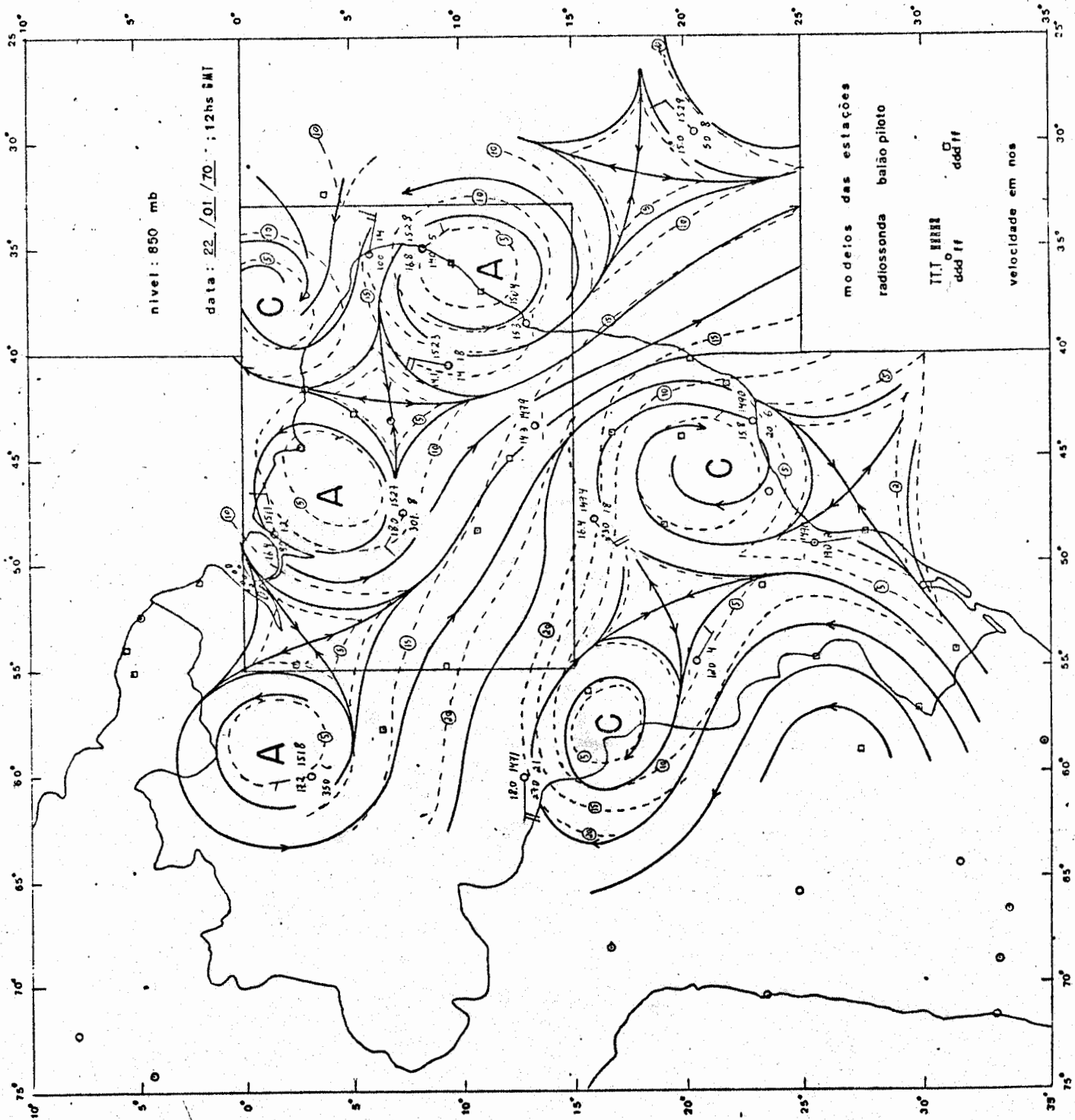
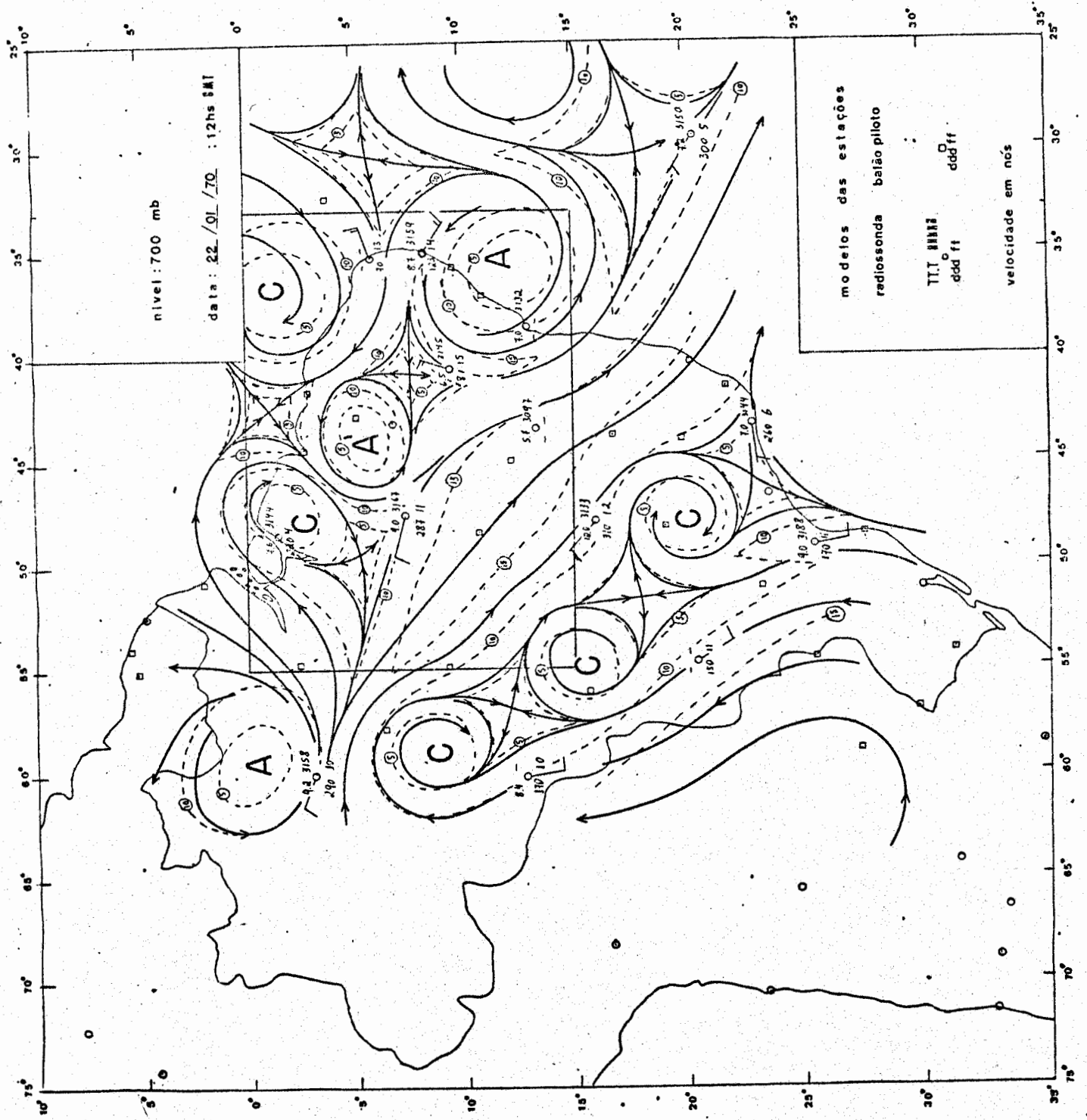


Fig. A.10 - Linhas de Corrente e Isotacas





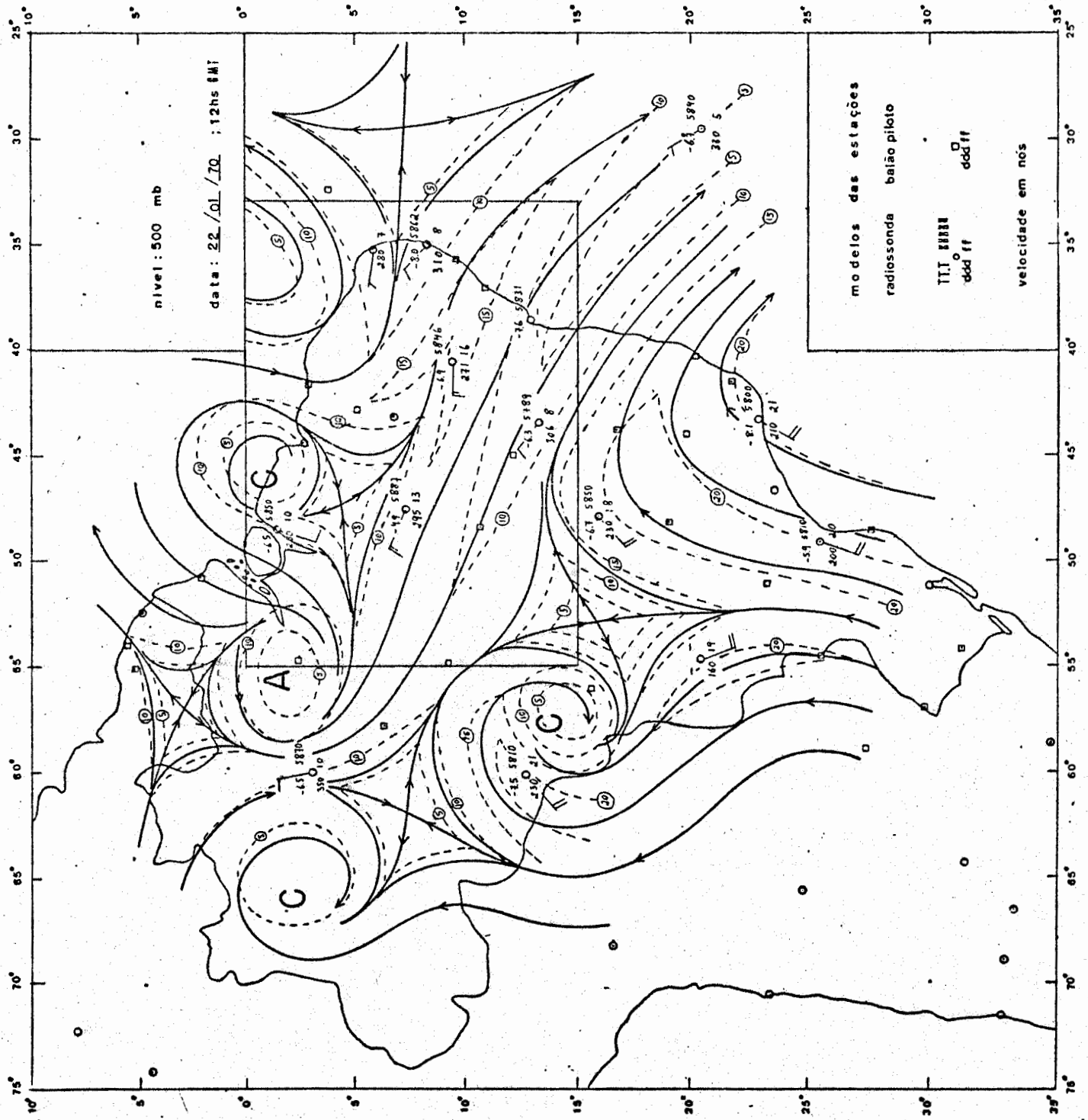
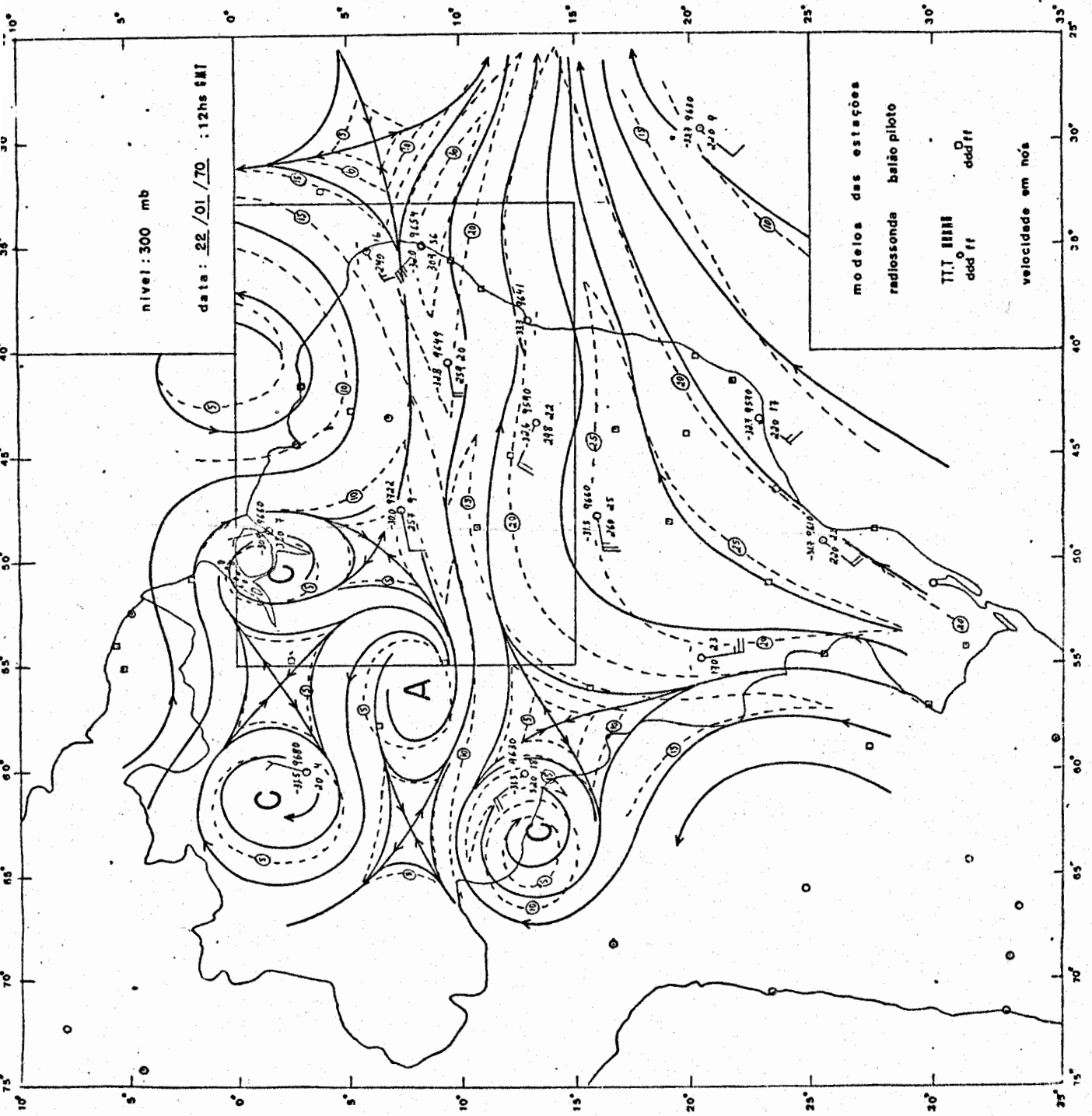


Fig. A.13 - Linhas de Corrente e Isotacas



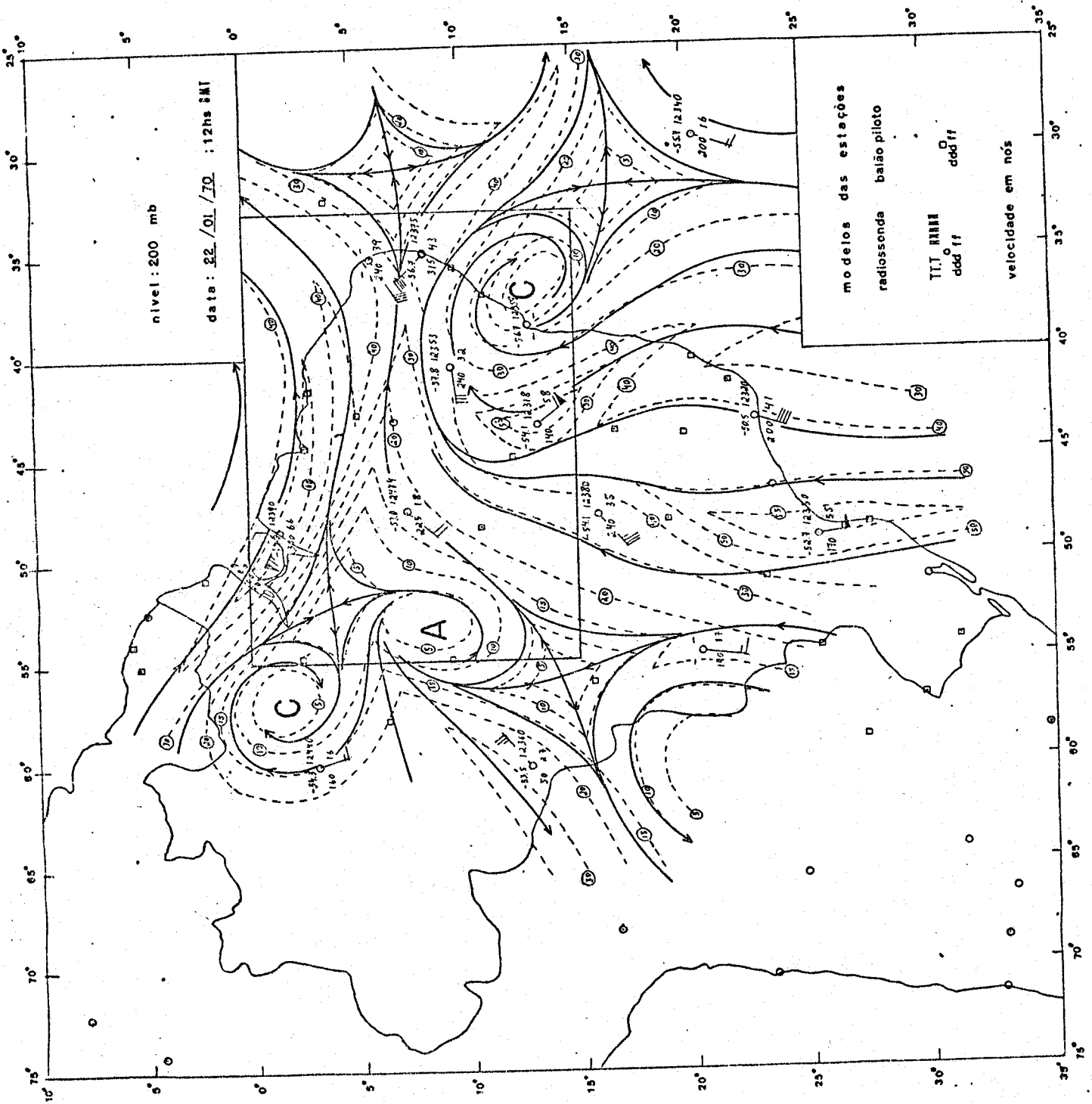
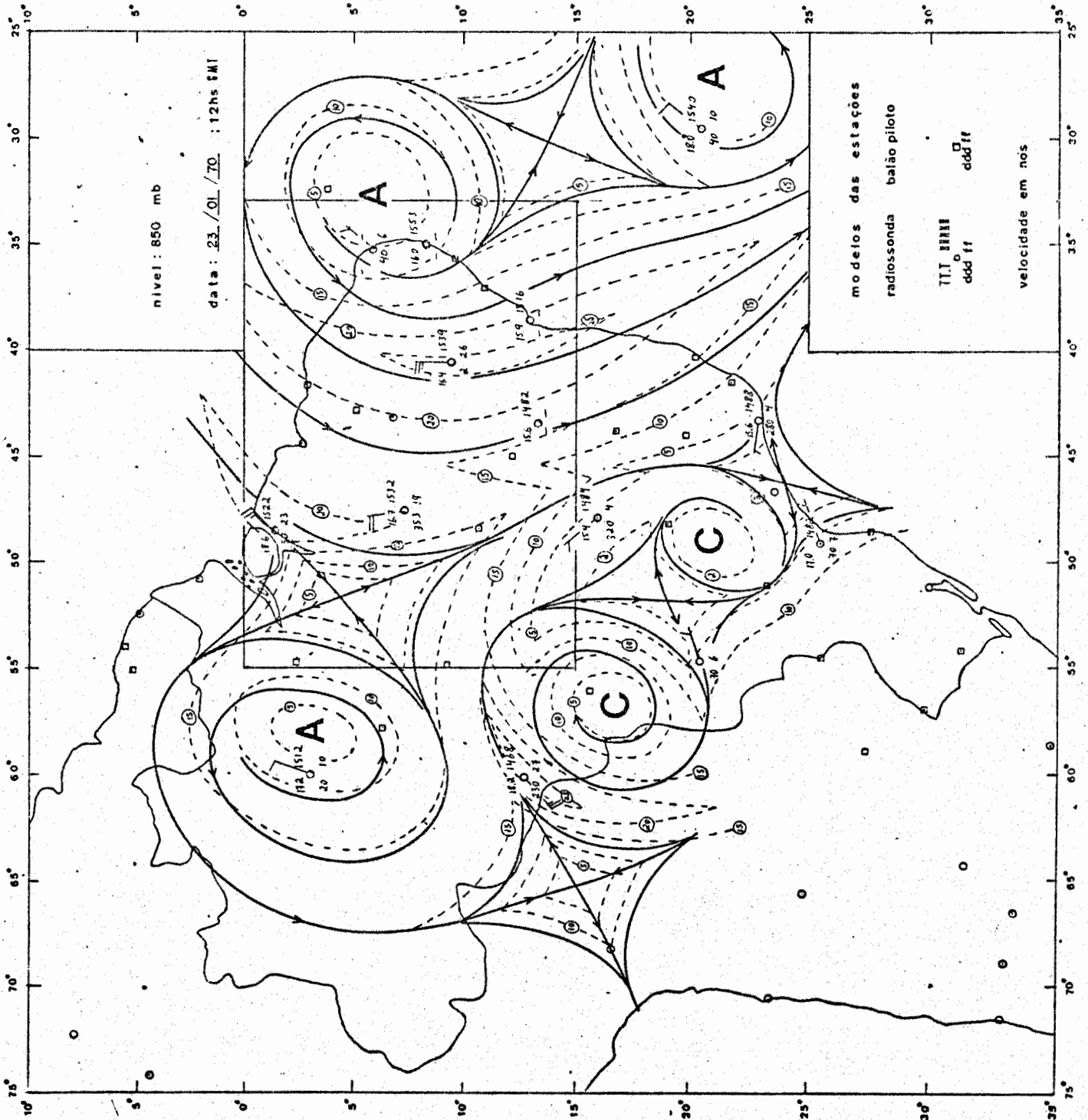


Fig. A.15 - Linhas de Corrente e Isotacas



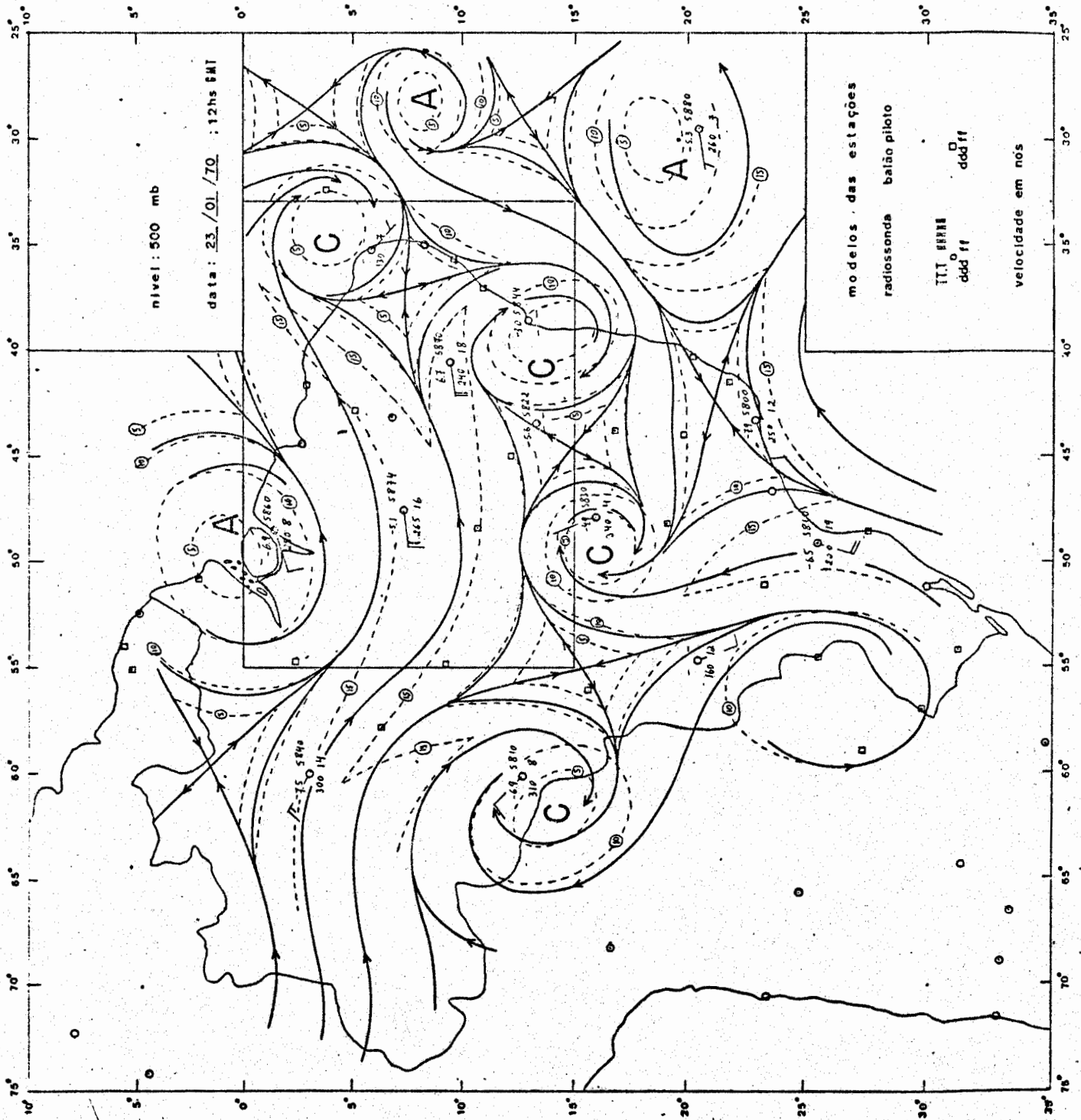
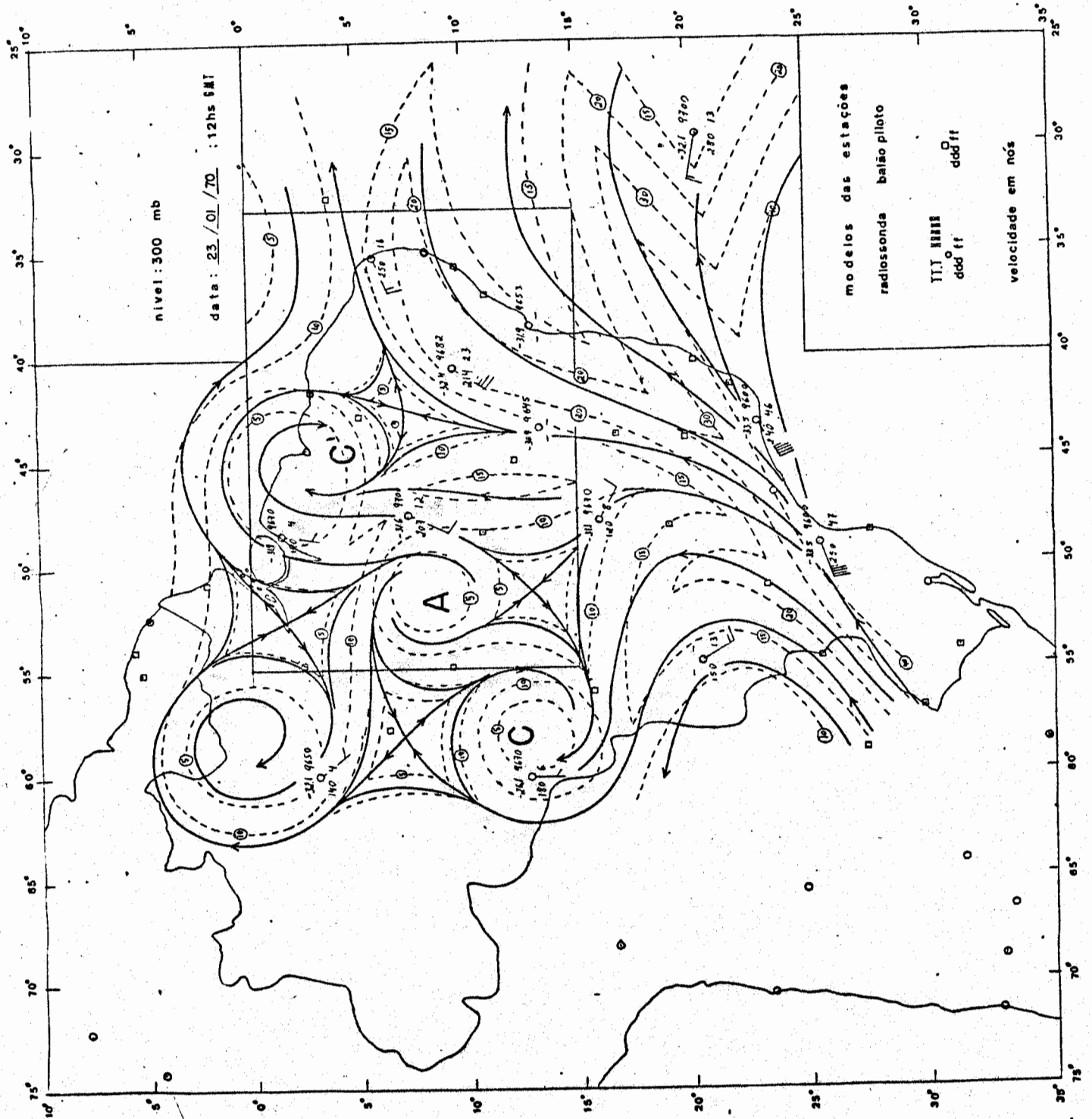
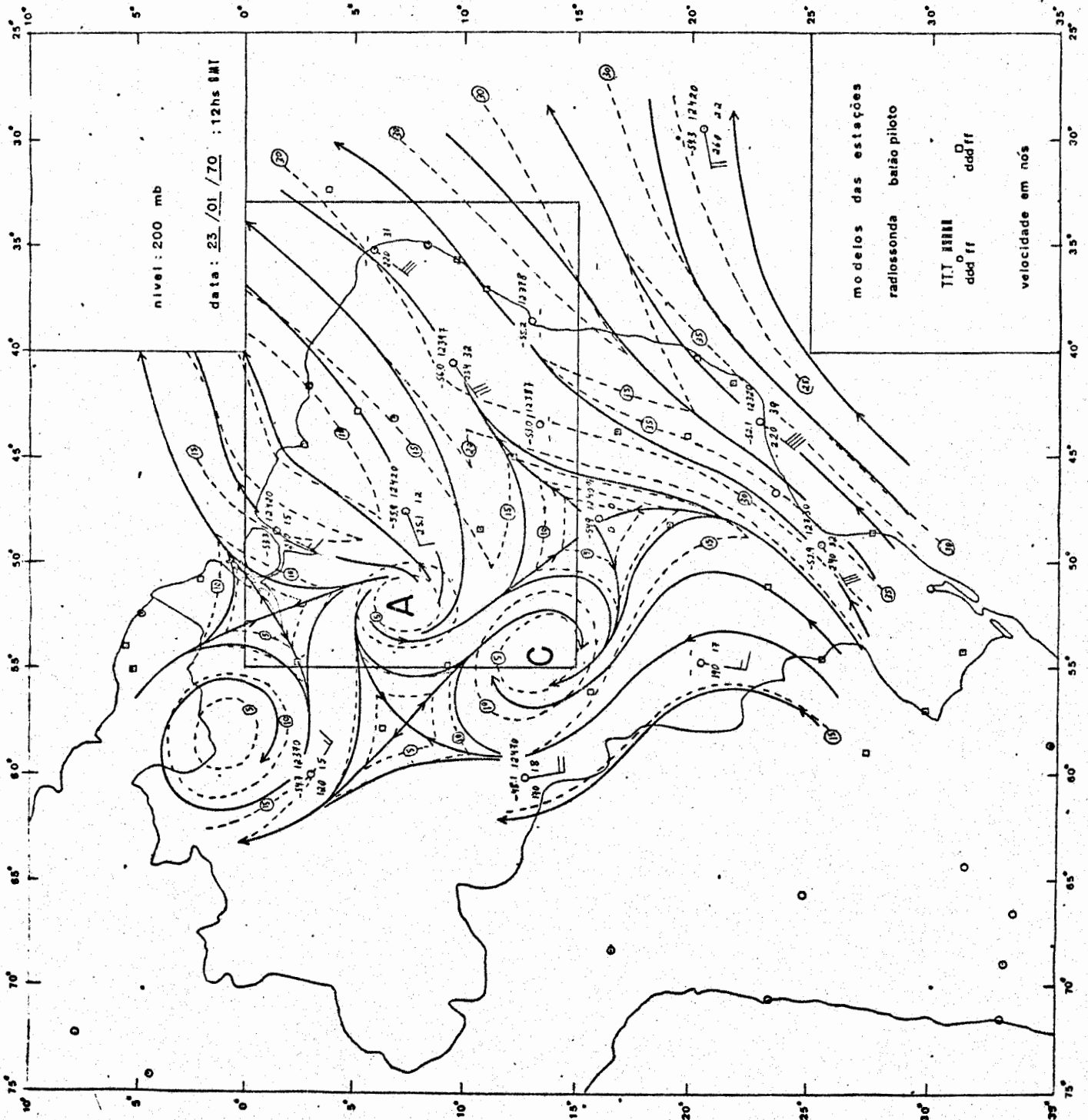
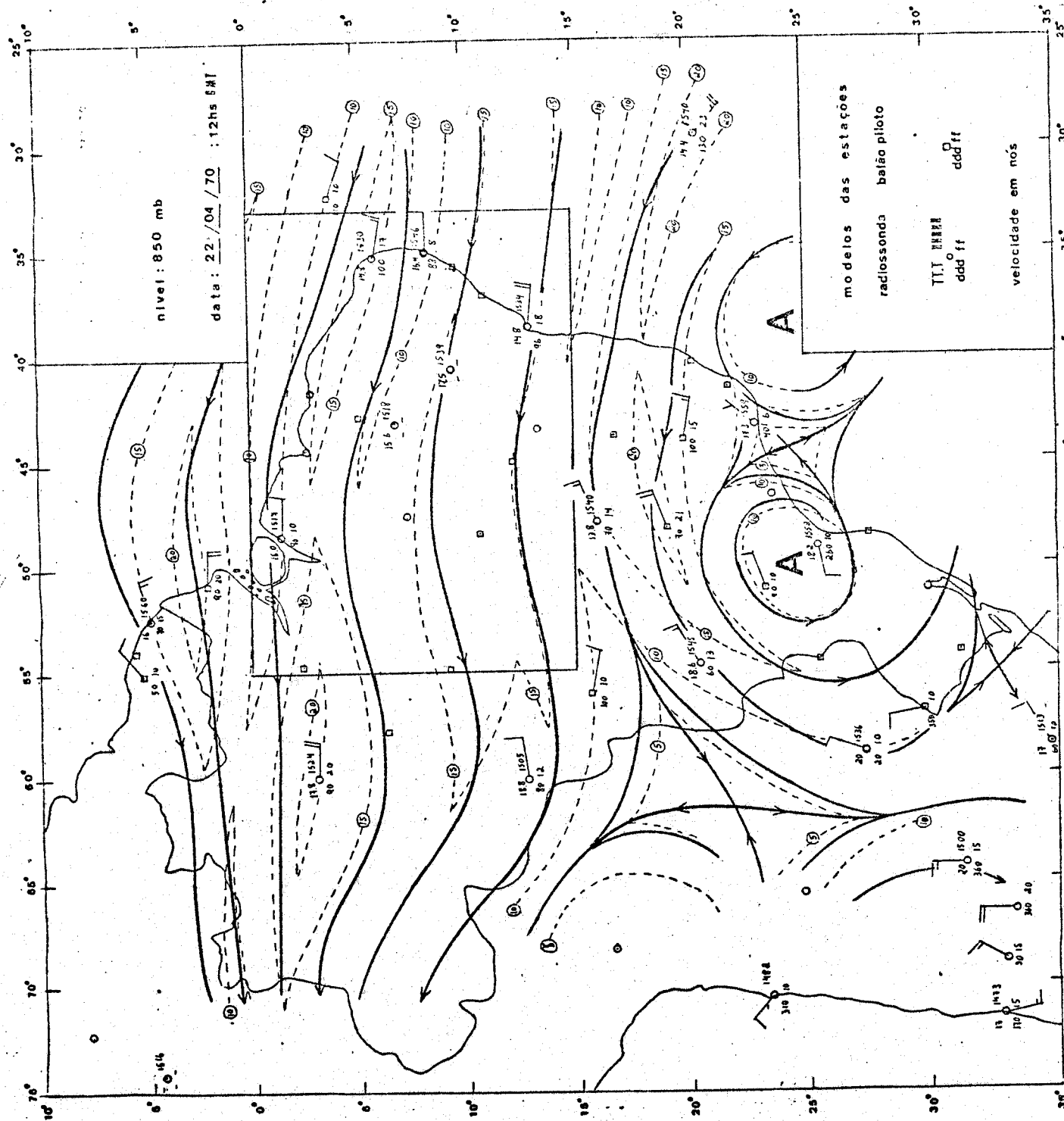


Fig. A.18 - Linhas de Corrente e Isotacas







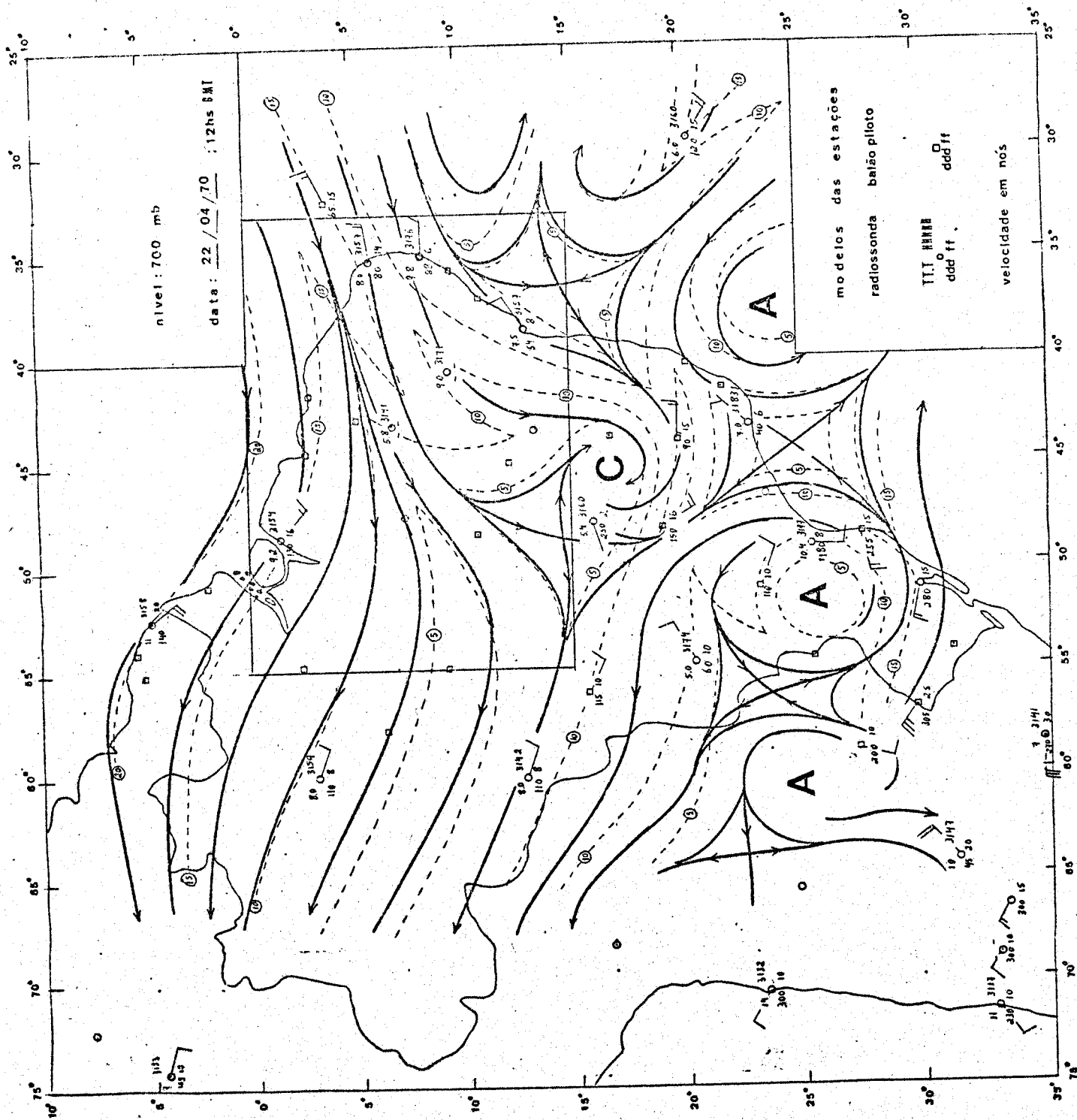
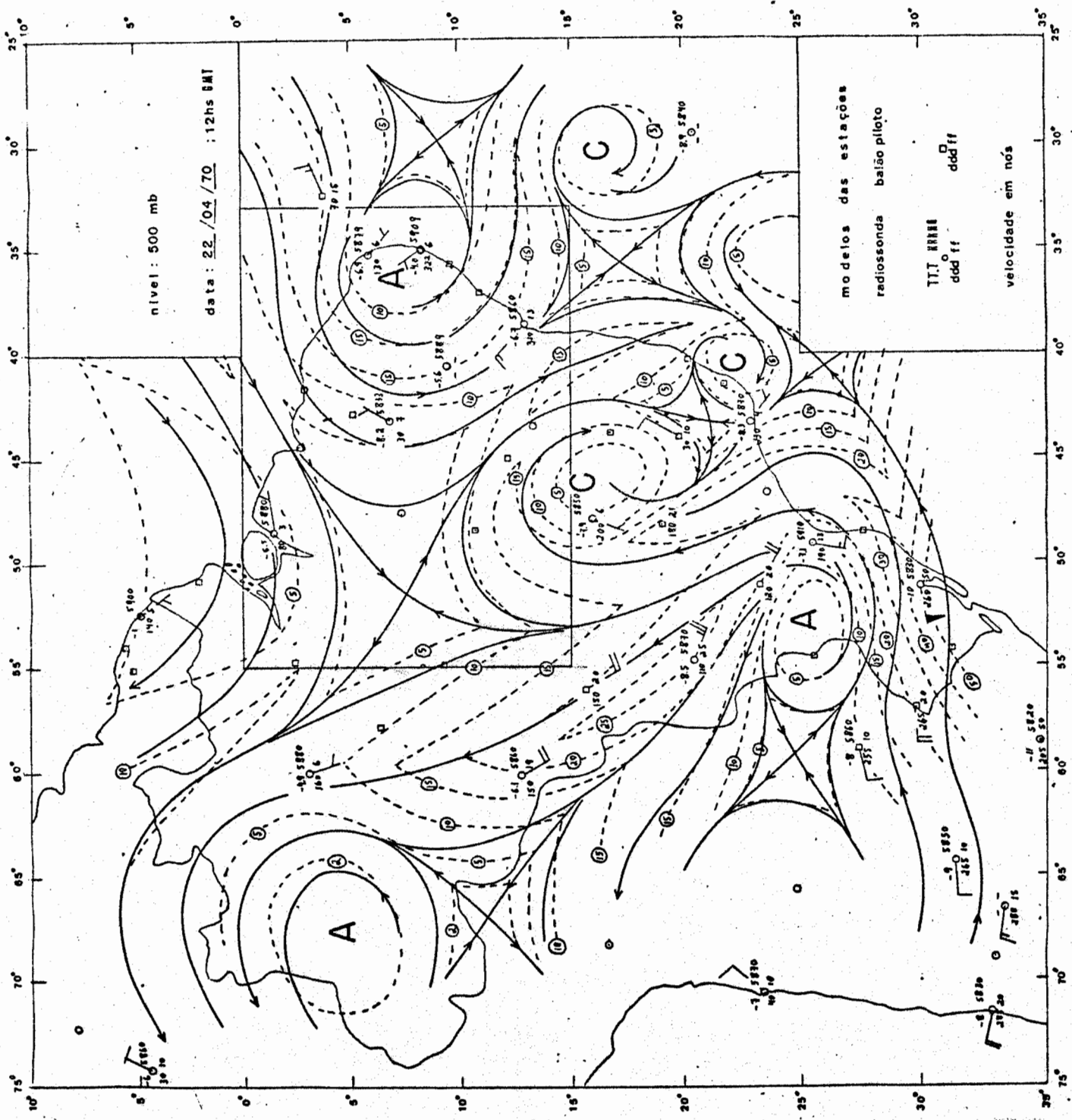
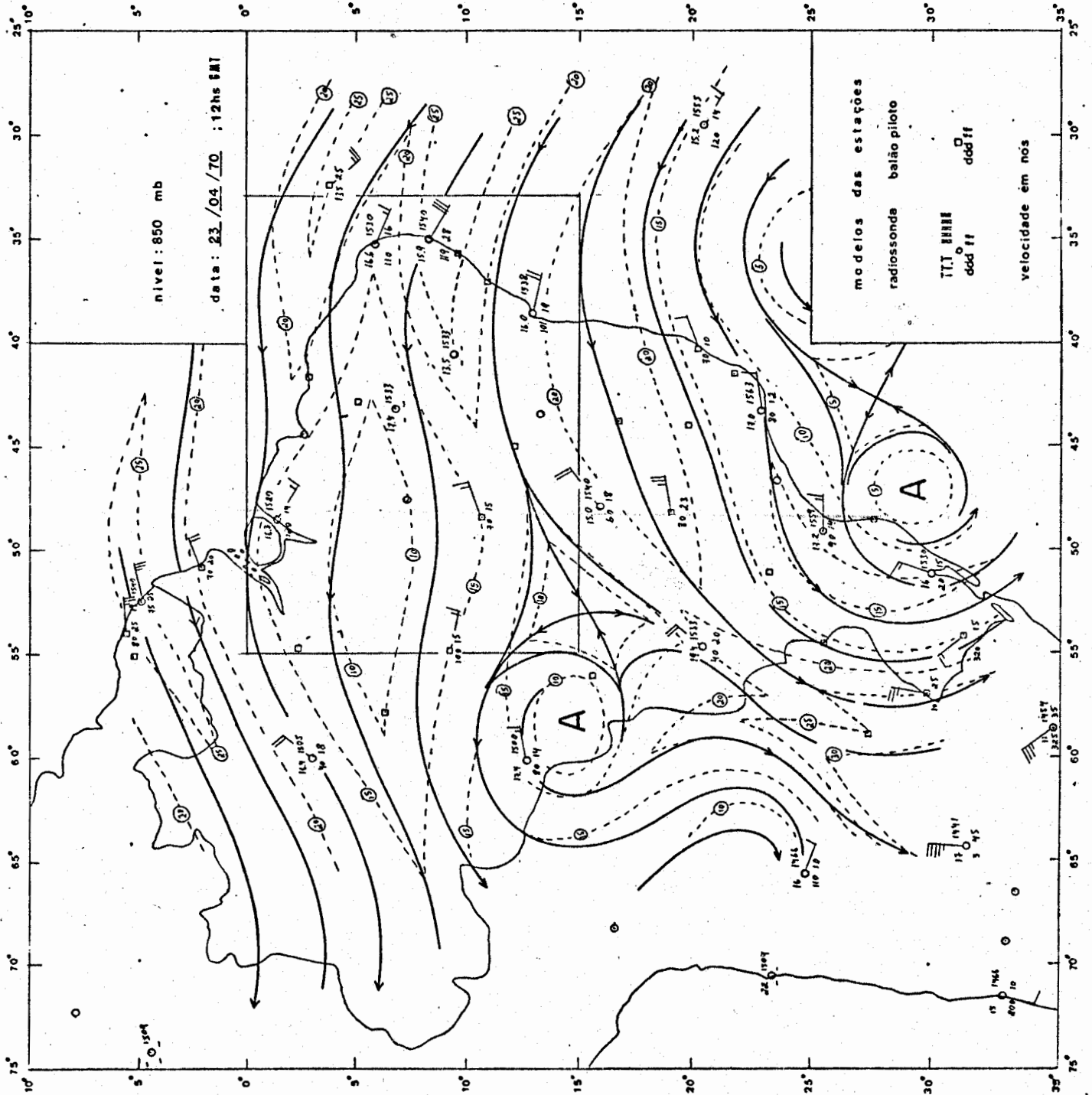
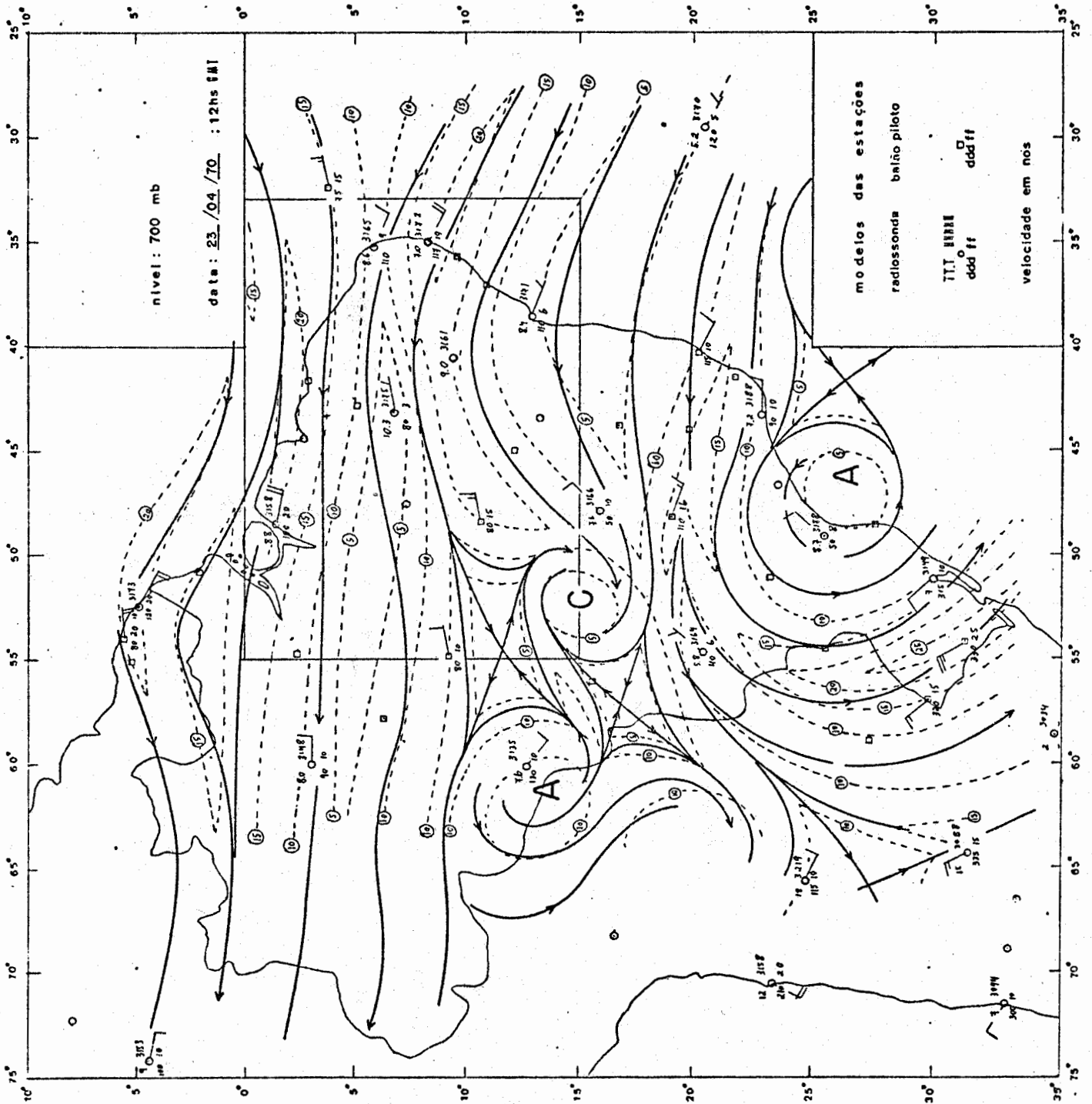


Fig. A.22 - Linhas de Corrente e Isotacas







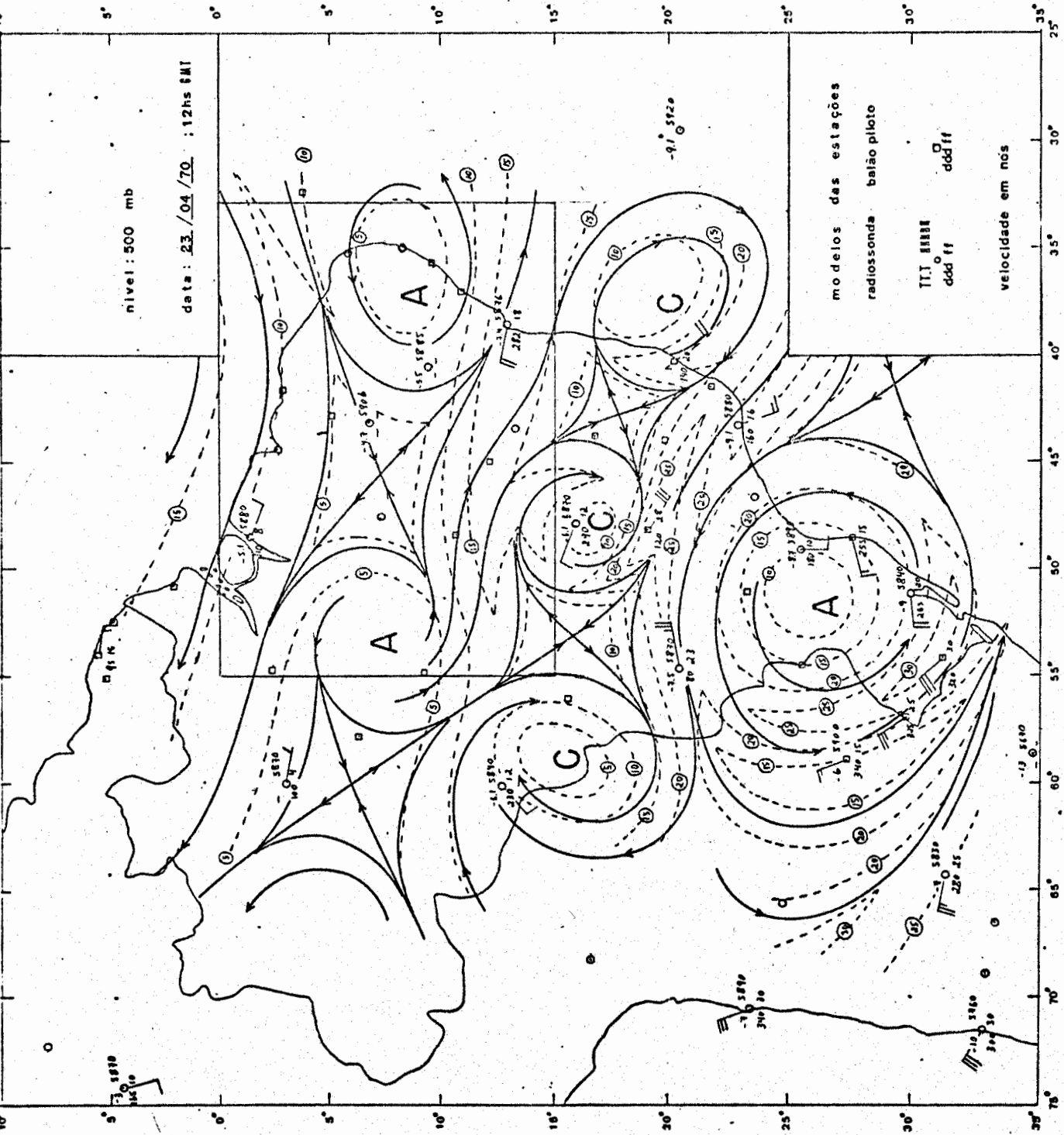
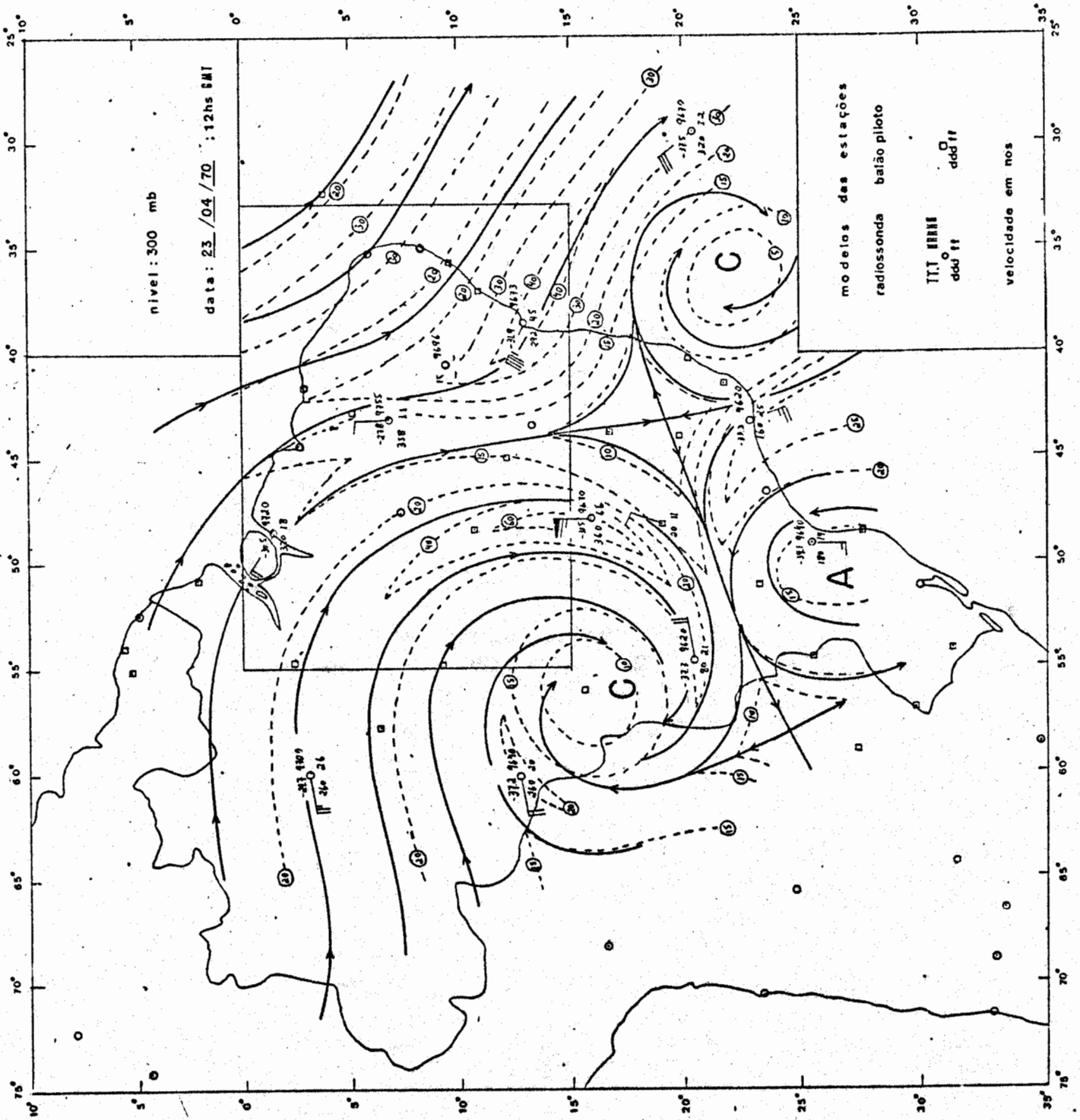
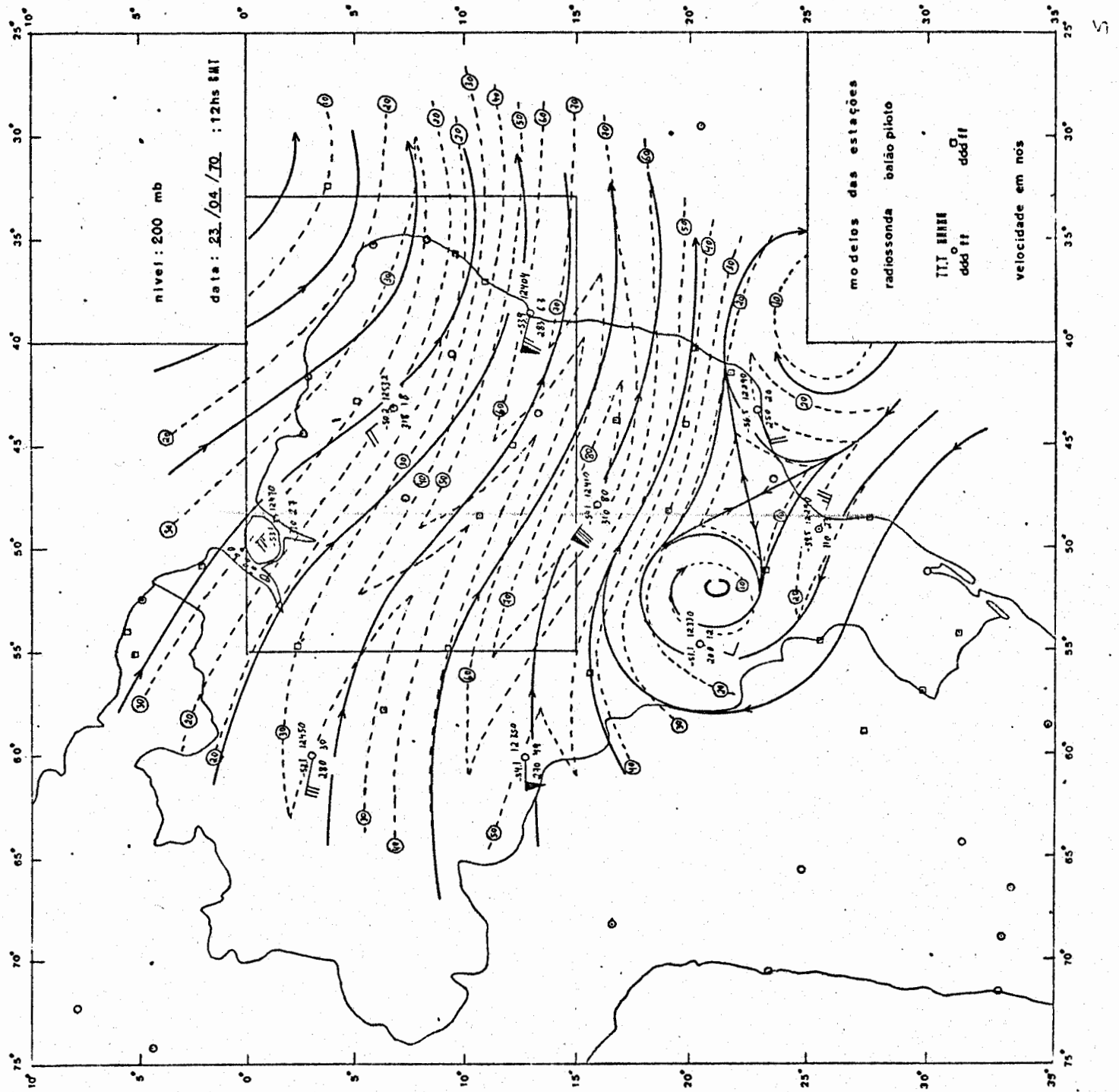
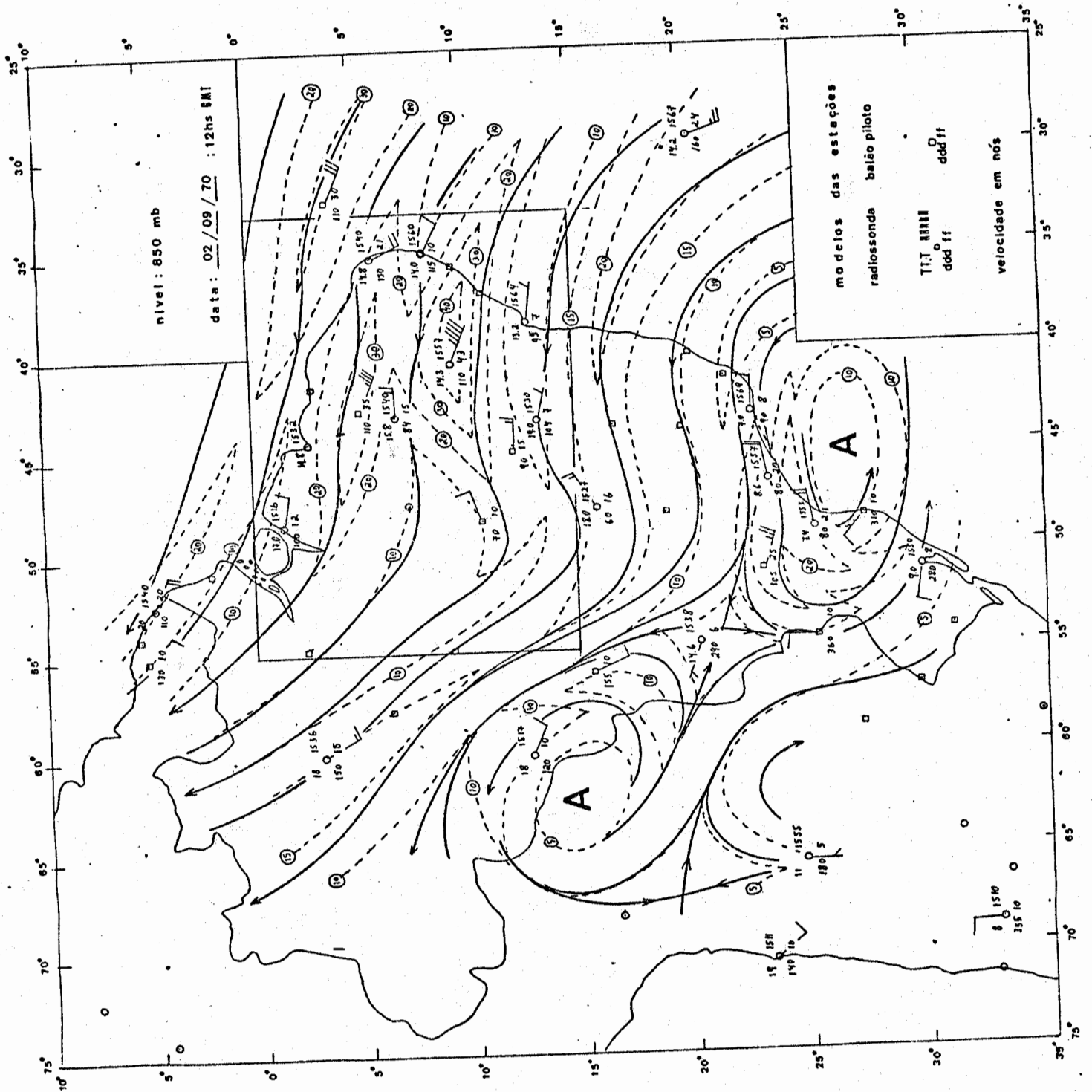


Fig. A.28 - Linhas de Corrente e Isotacas







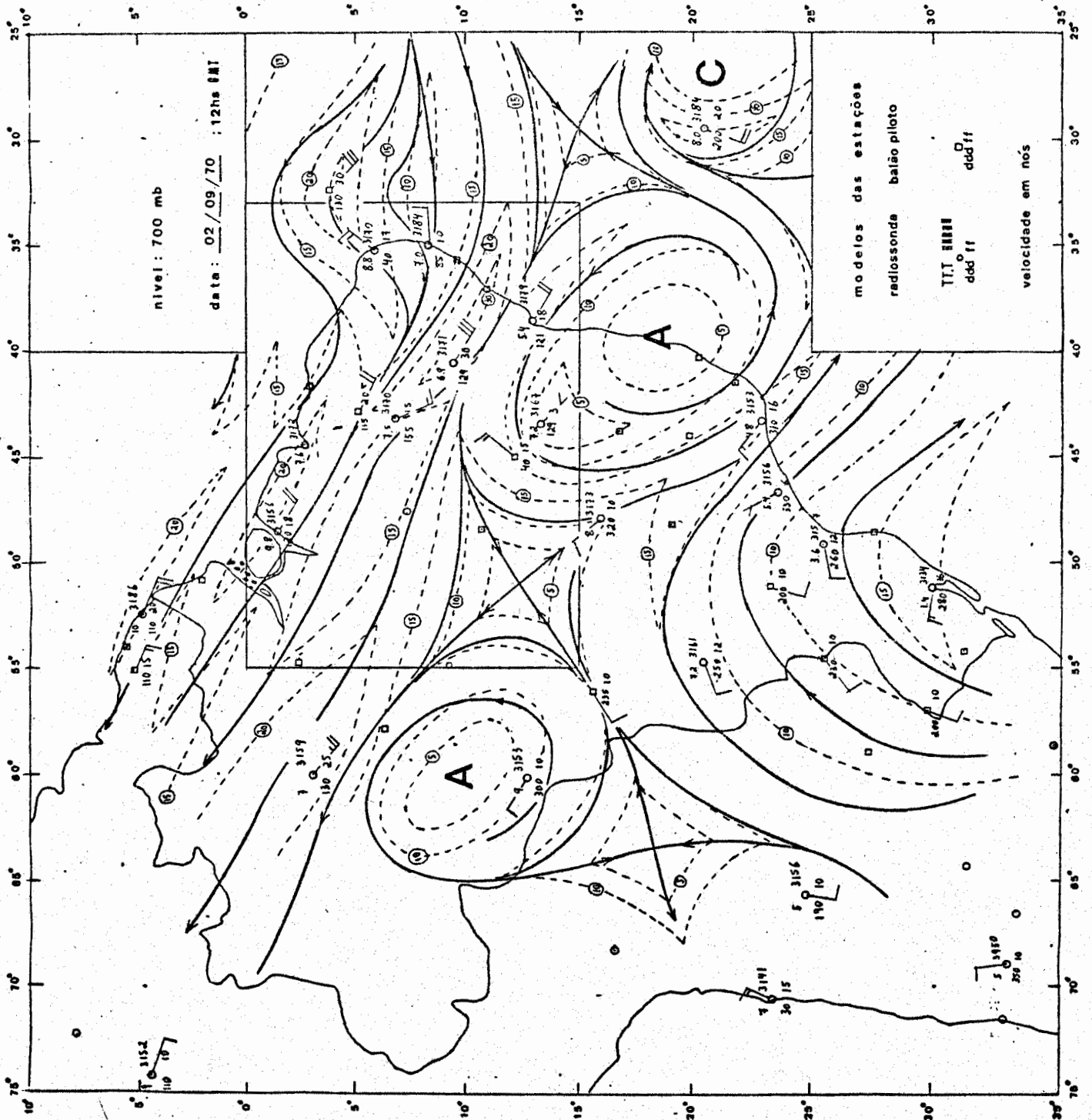
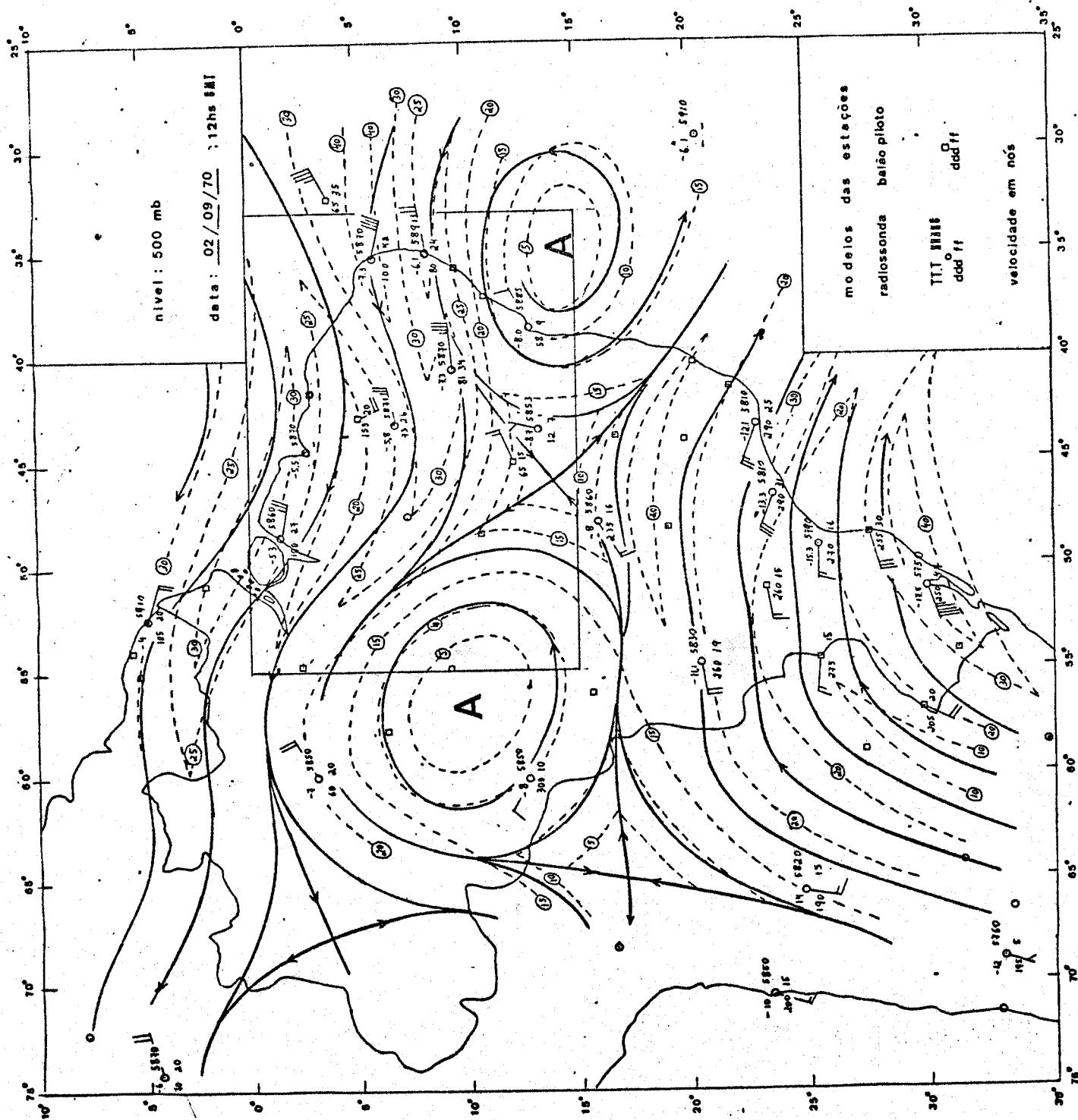
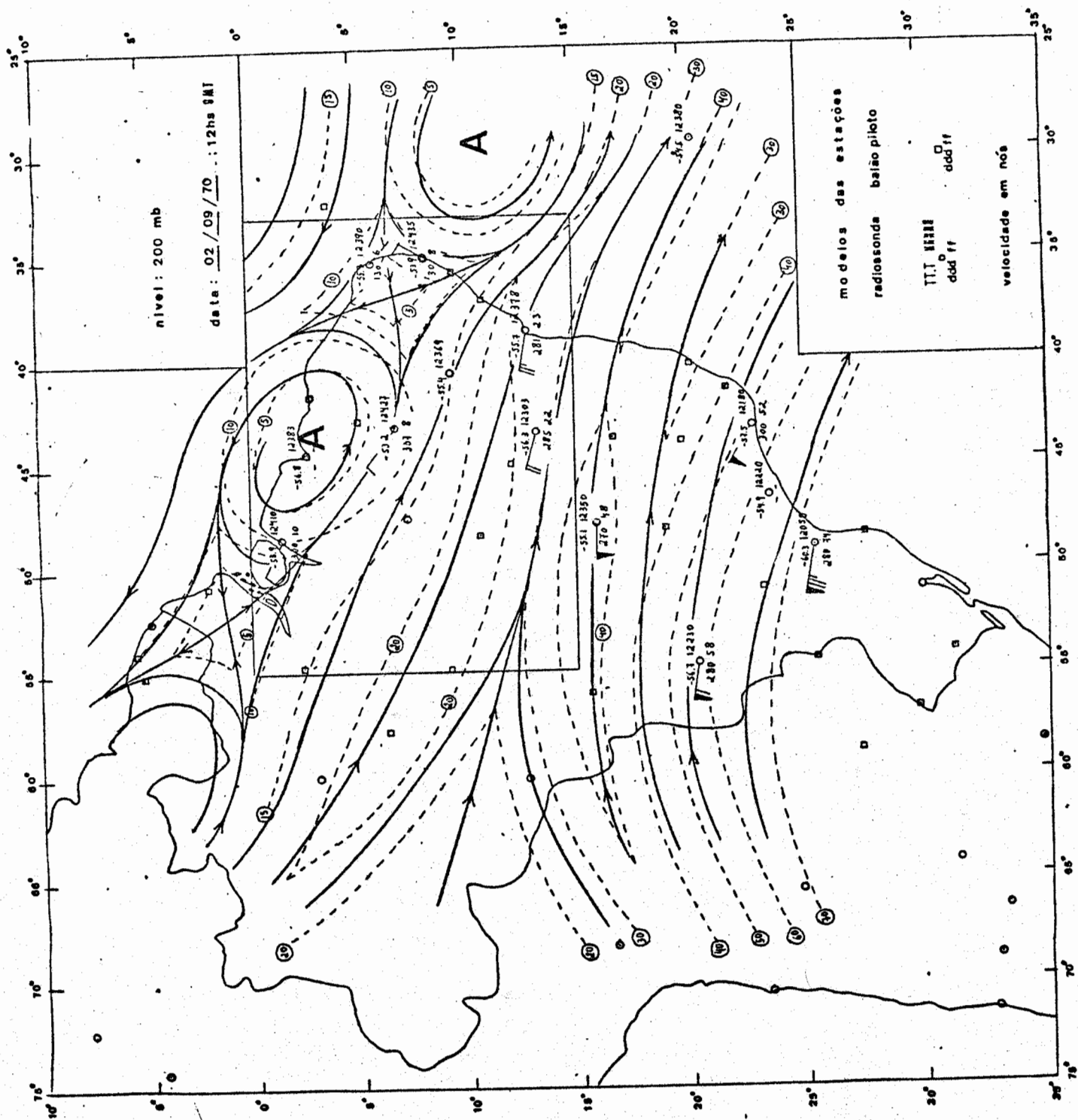
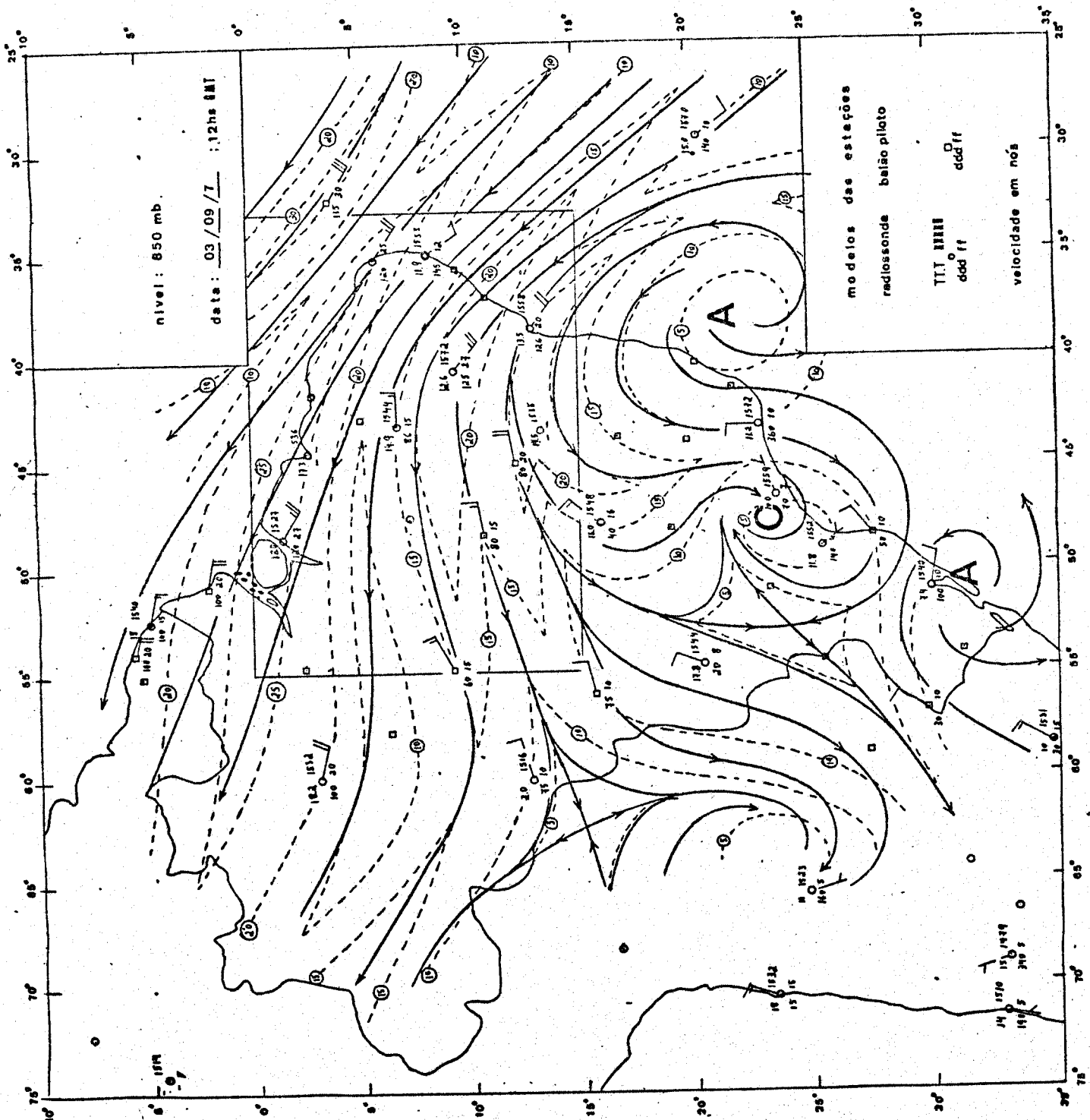
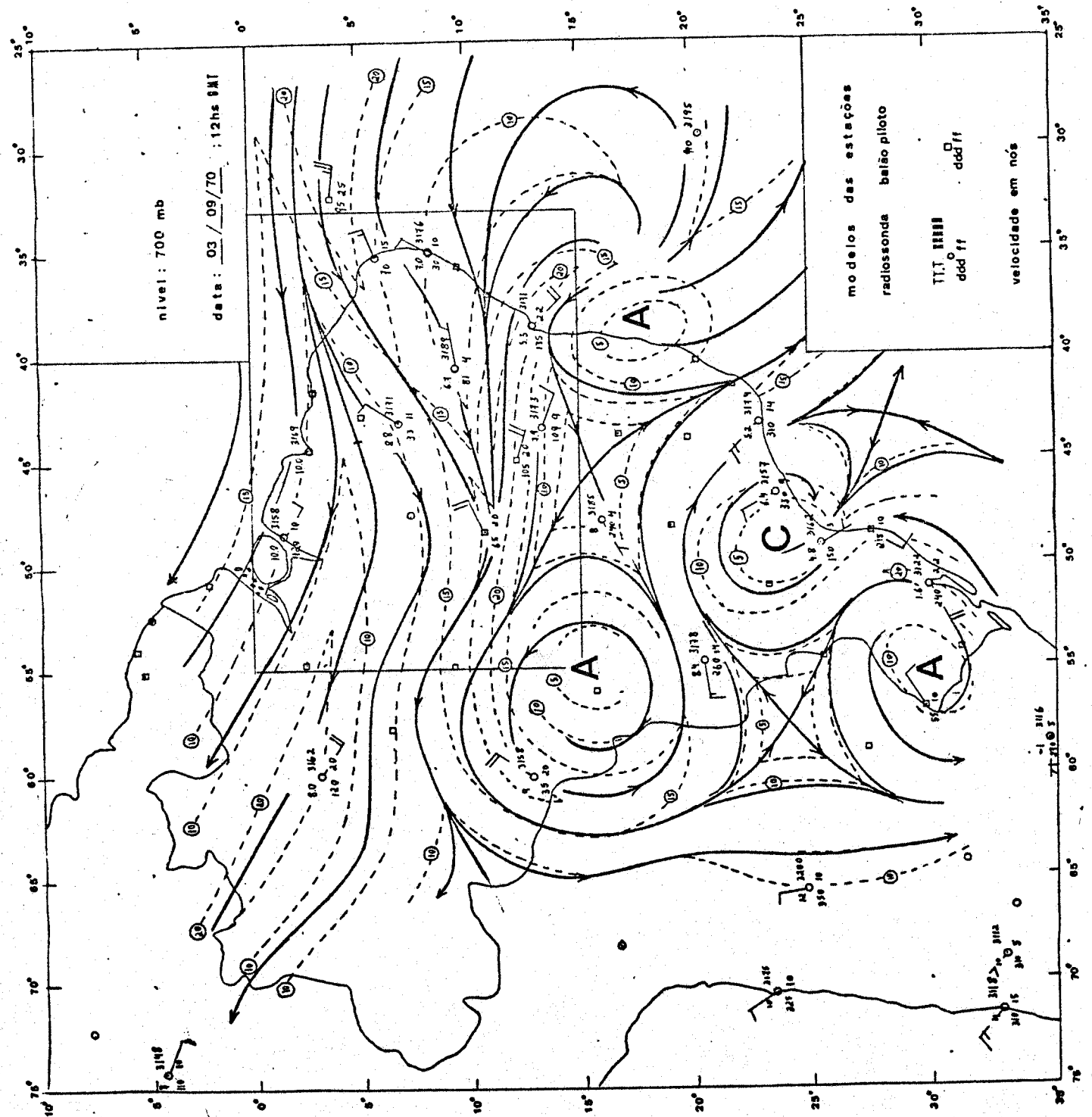


Fig. A.32 - Linhas de Corrente e Isotacas









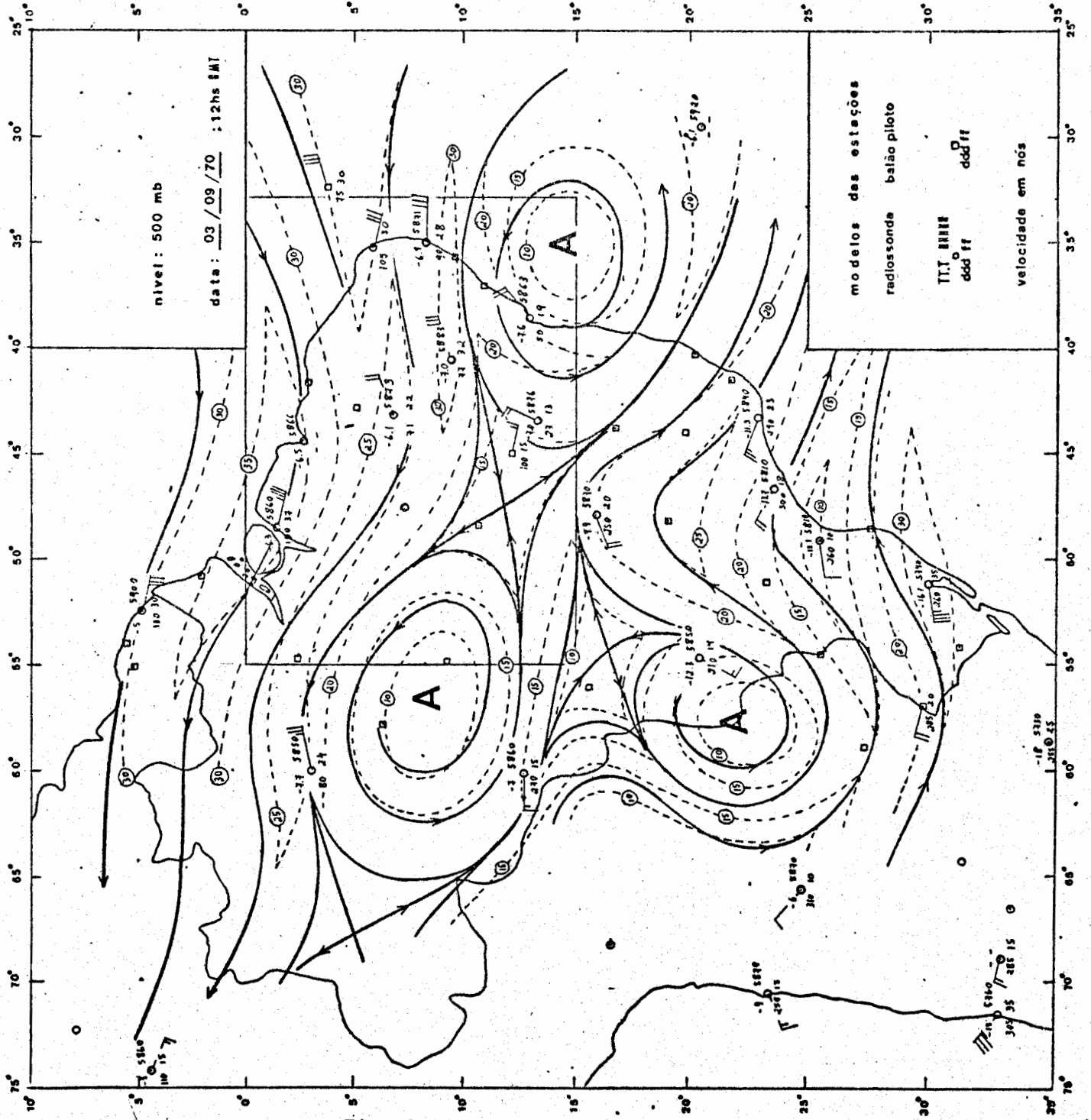
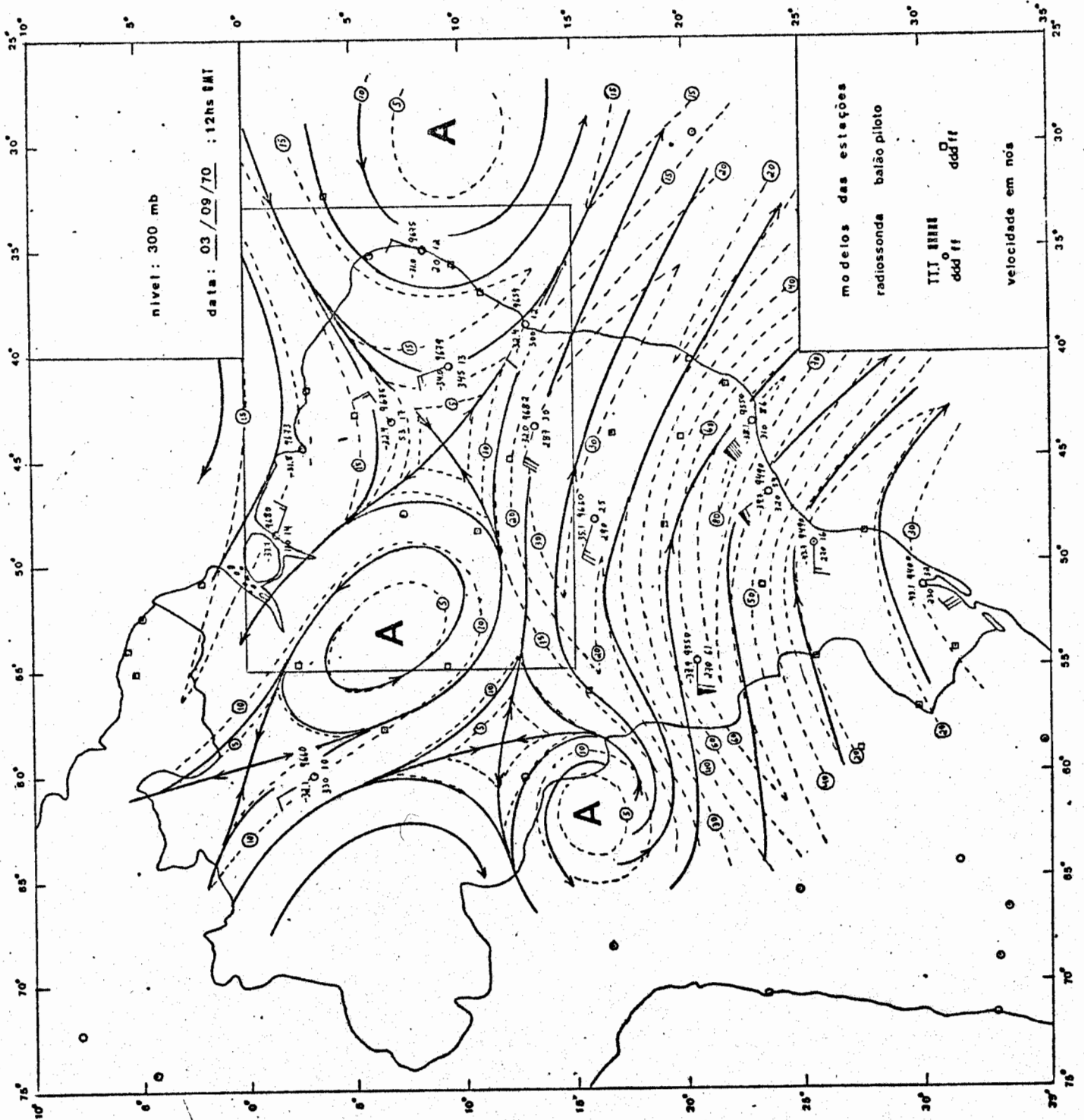


Fig. A.38 - Linhas de Corrente e Isotacas



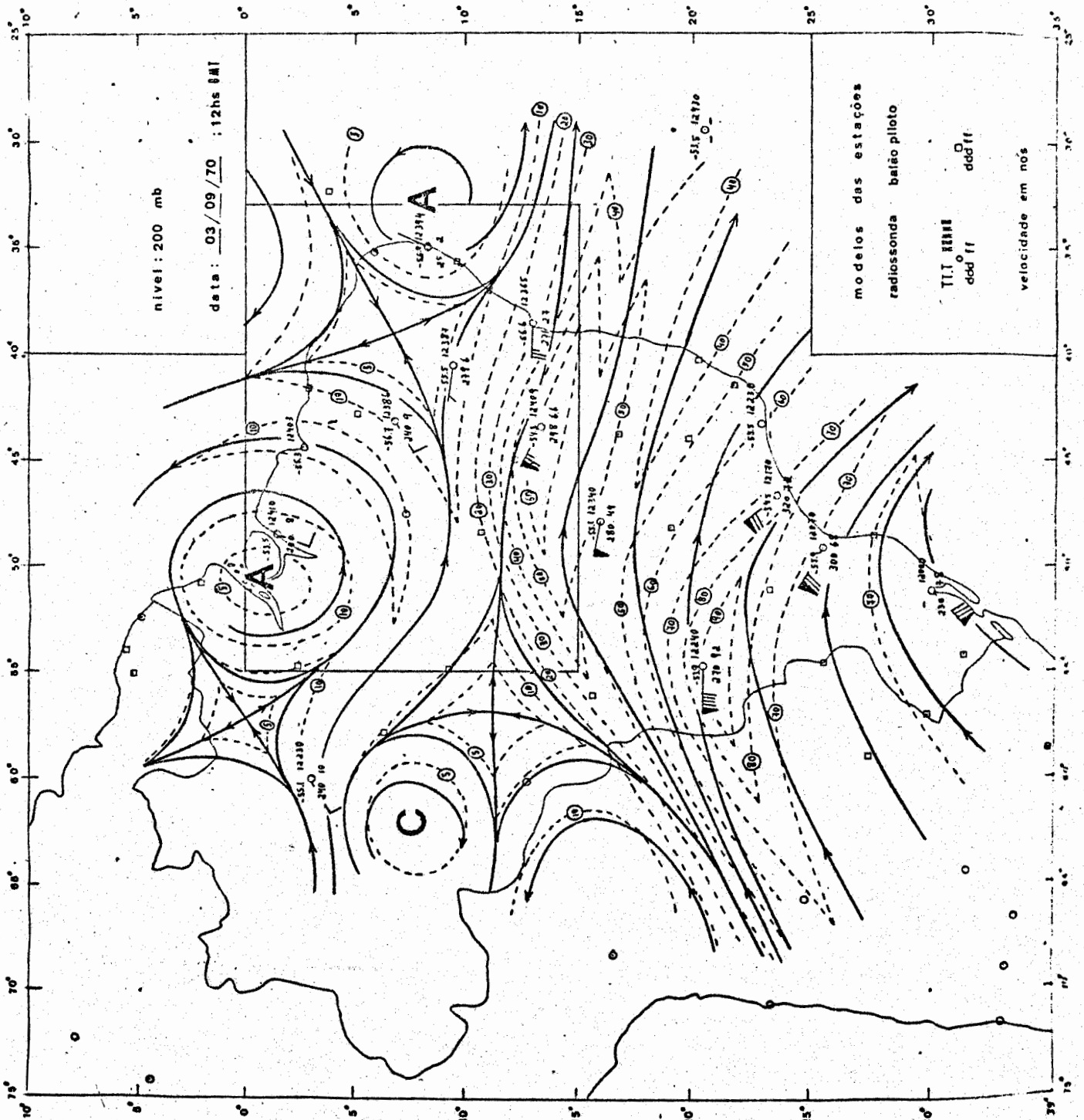


Fig. A.40 - Linhas de Corrente e Isotacas

APÊNDICE B

MAPAS DE MOVIMENTO VERTICAL

As linhas contínuas e tracejadas são respectivamente linhas de iguais valores inteiros e meios de $10^{-3} \text{mb} \cdot \text{seg}^{-1}$. As áreas achuradas são áreas de movimento ascendente.

VALORES DA VELOCIDADE VERTICAL (10***3 MB SEG***1)

20 1 70 650MB

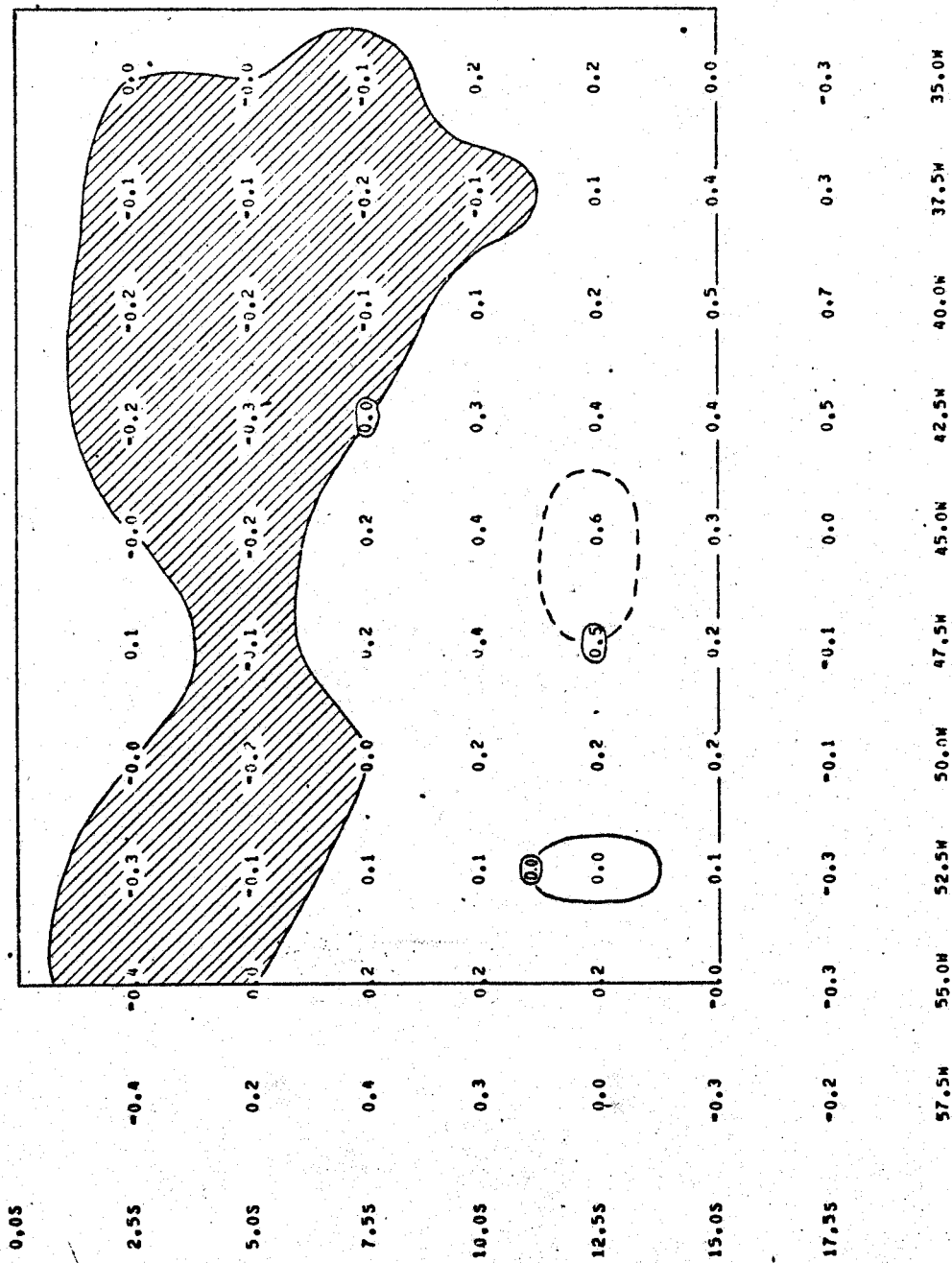


Fig. B.1

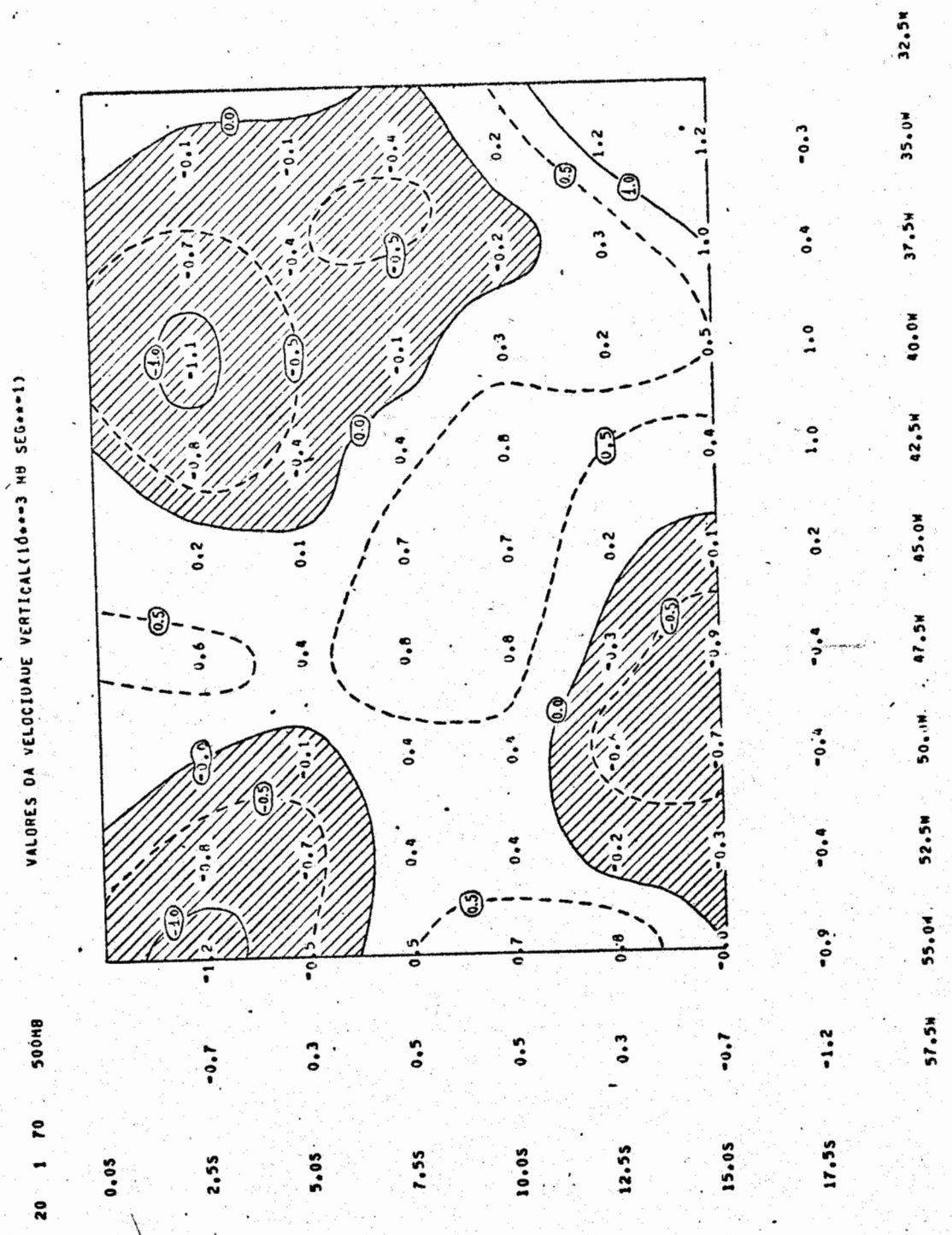


Fig. B.3

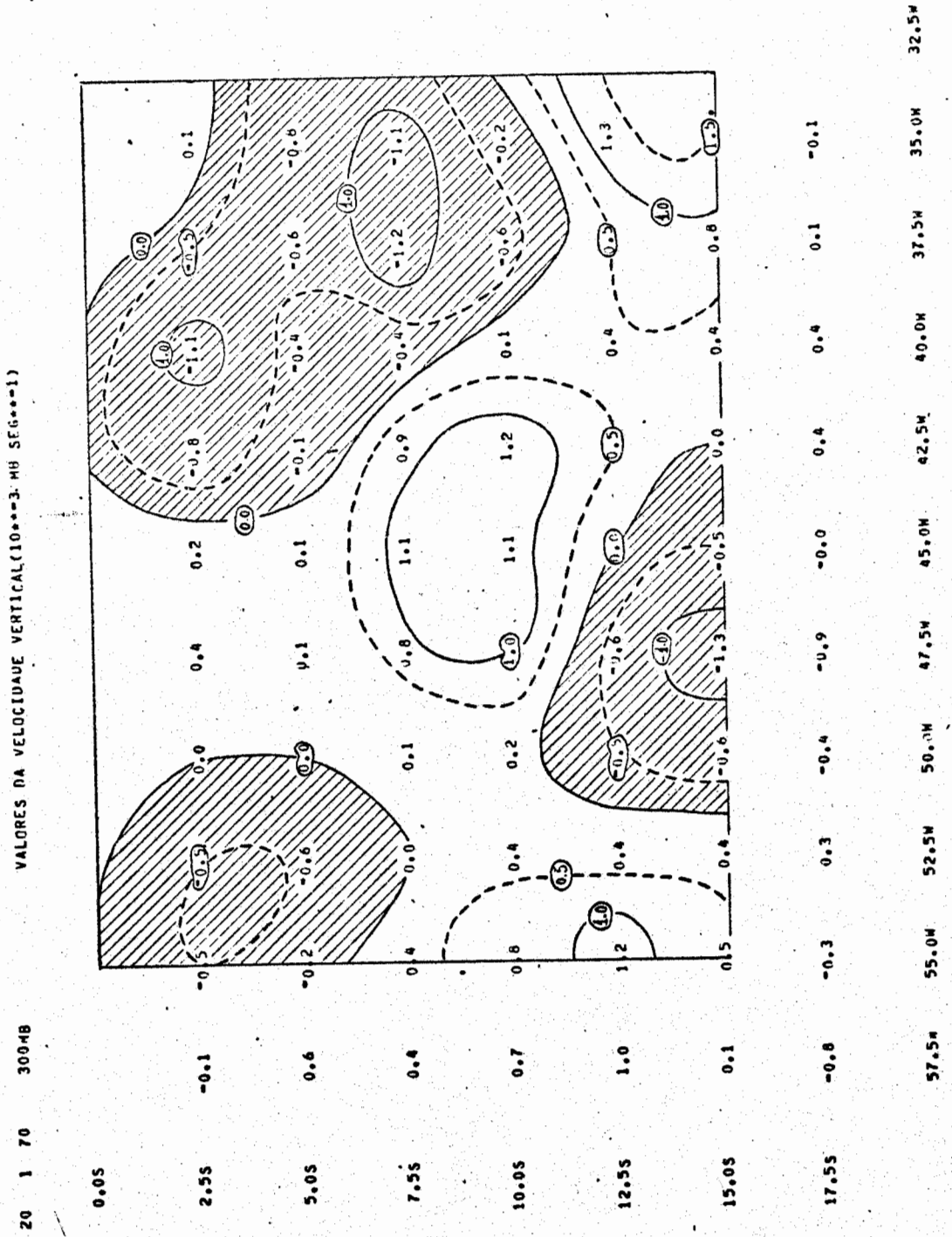


Fig. B.4

VALORES DA VELOCIDADE VERTICAL (10⁻³ MB SEG⁻¹)

20 1 70 200MB

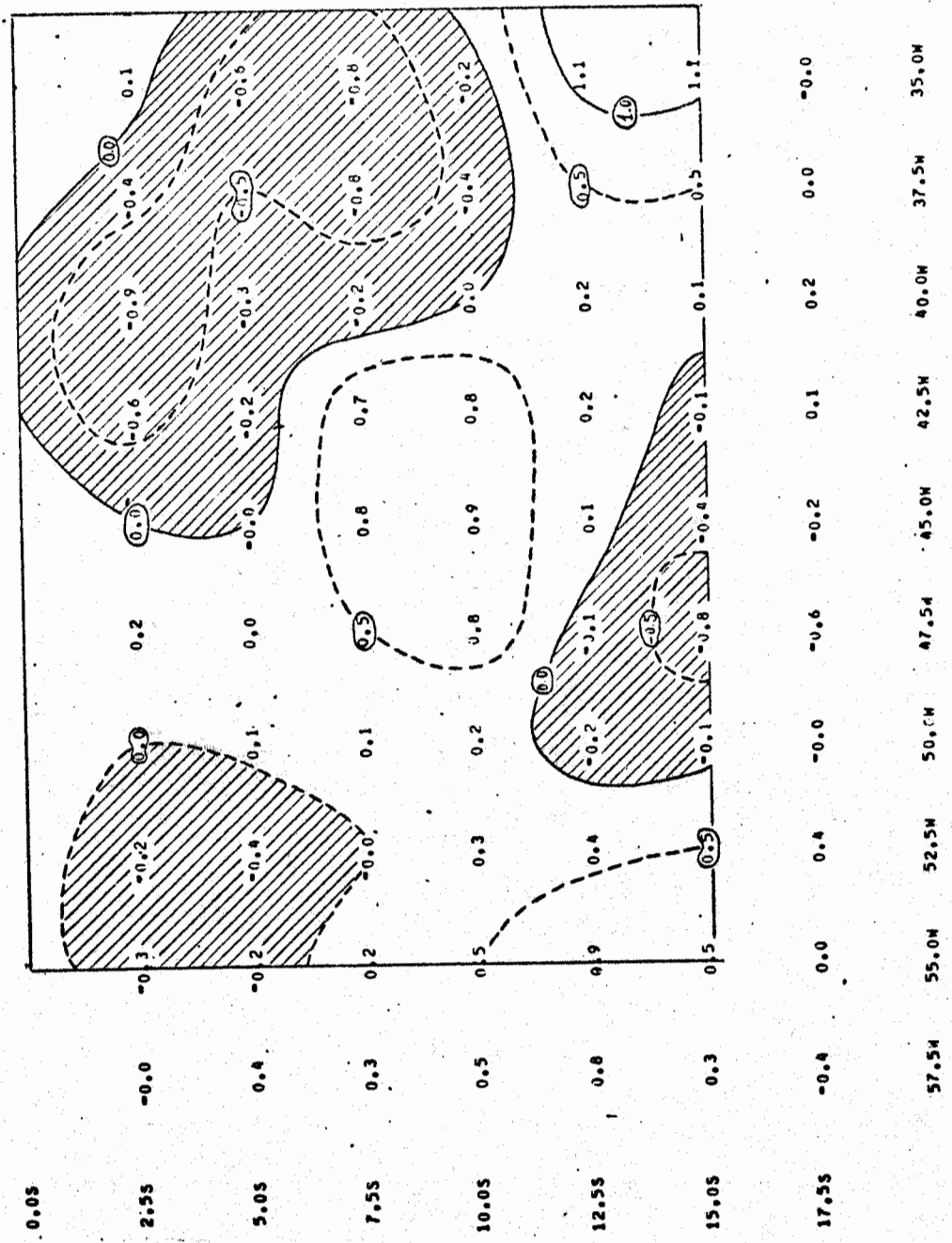


Fig. B.5

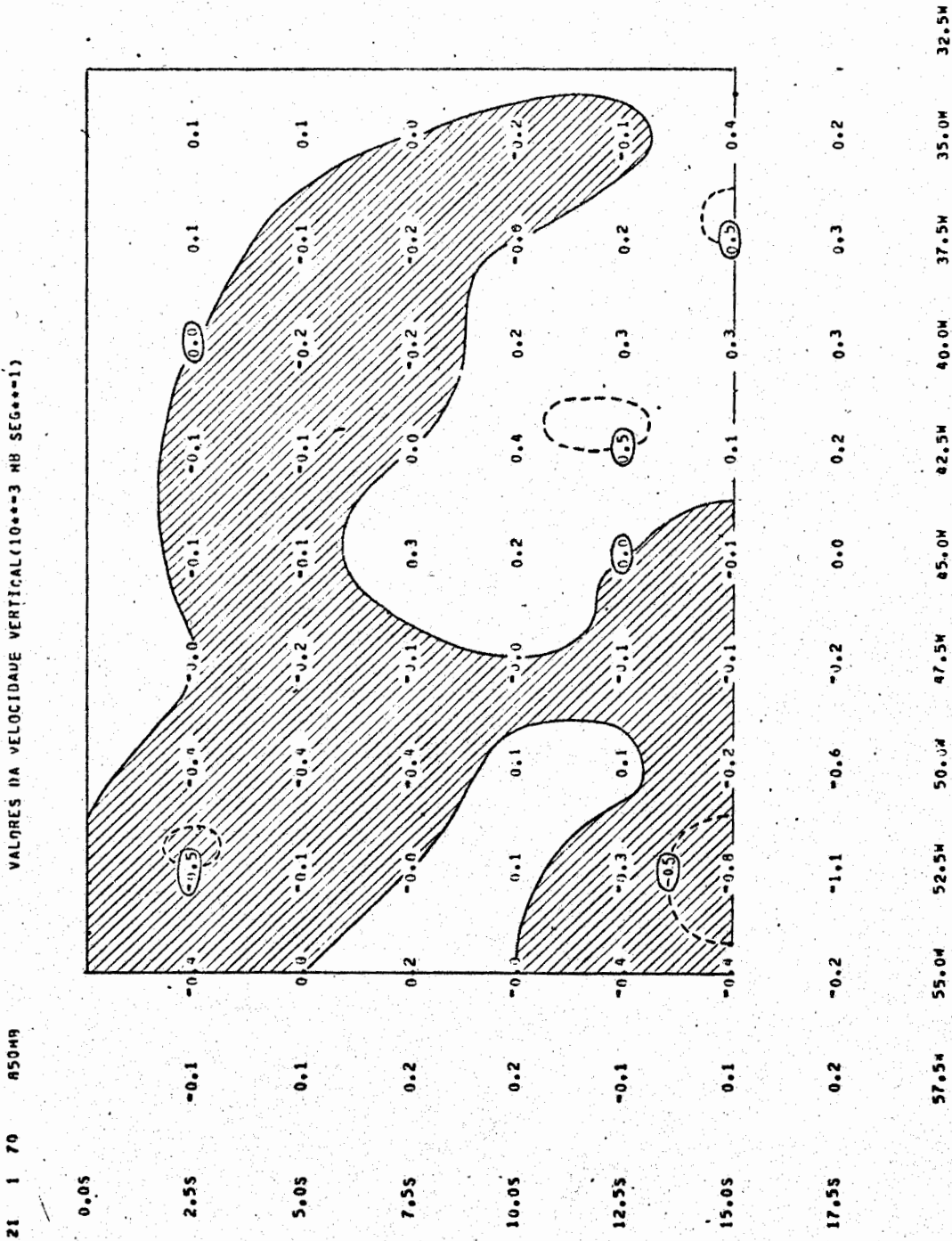


Fig. B.6

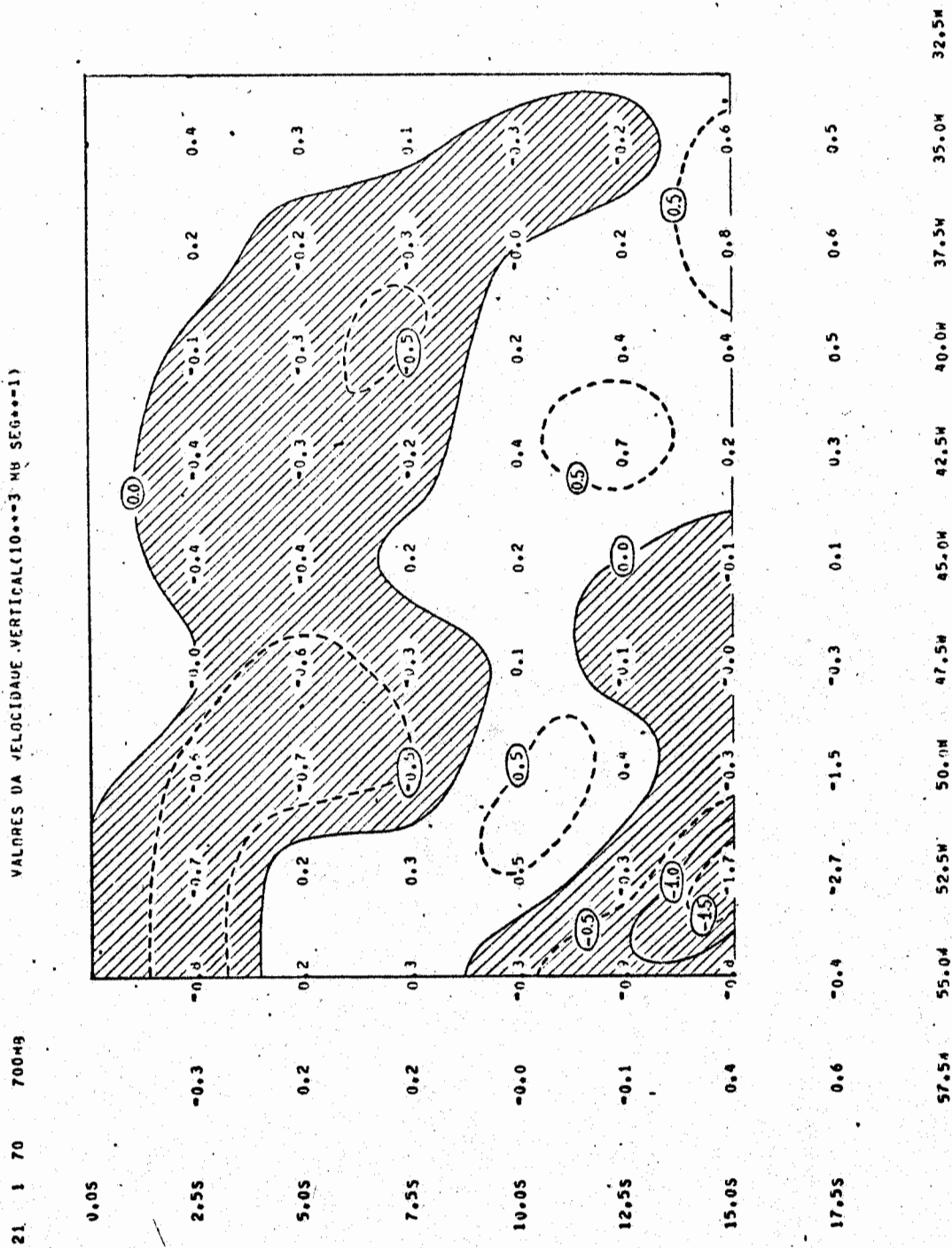


Fig. B.7

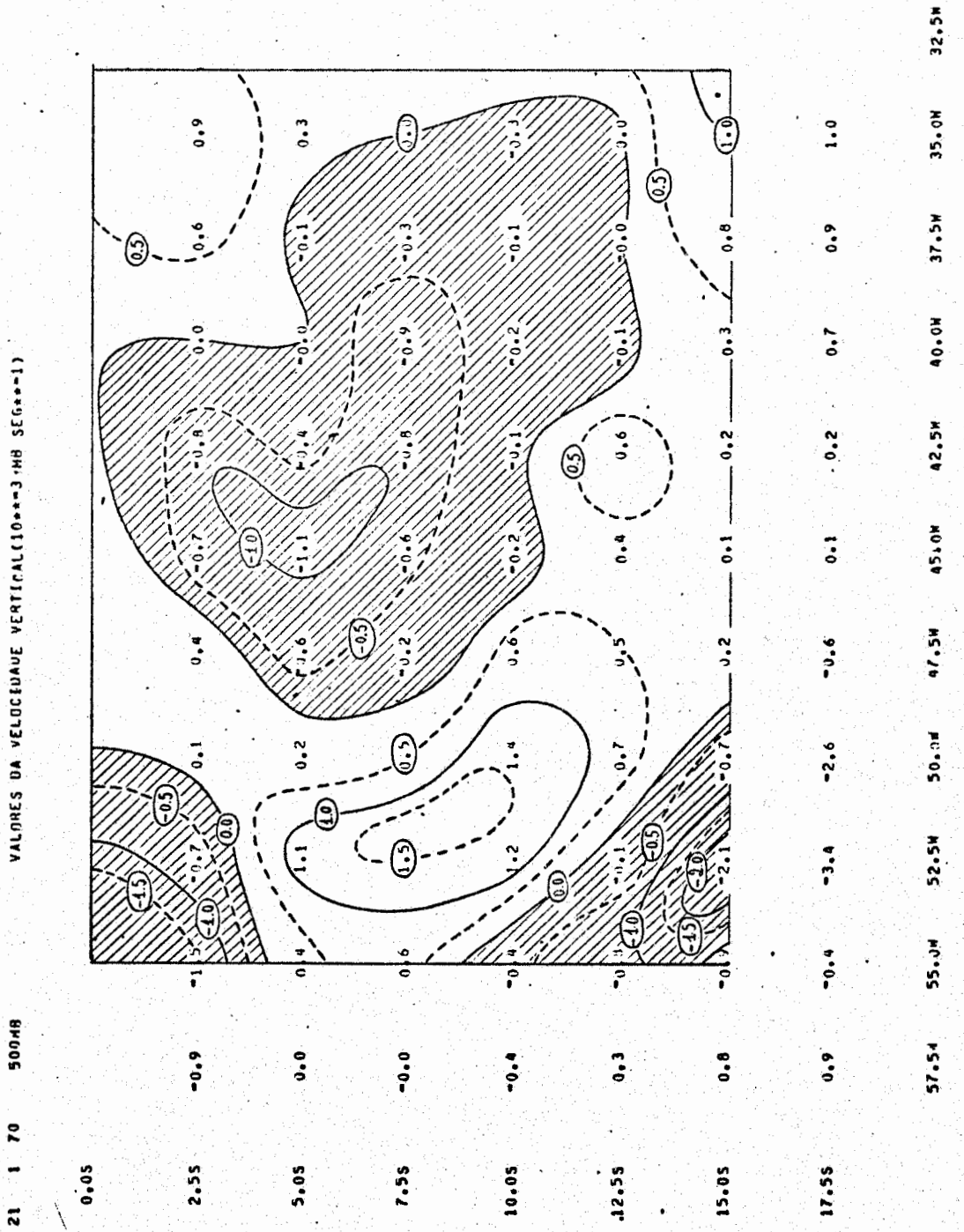


Fig. B.8

VALORES DA VELOCIDADE VERTICAL (10***3 HB SEG***1)

21 1 70 300MB

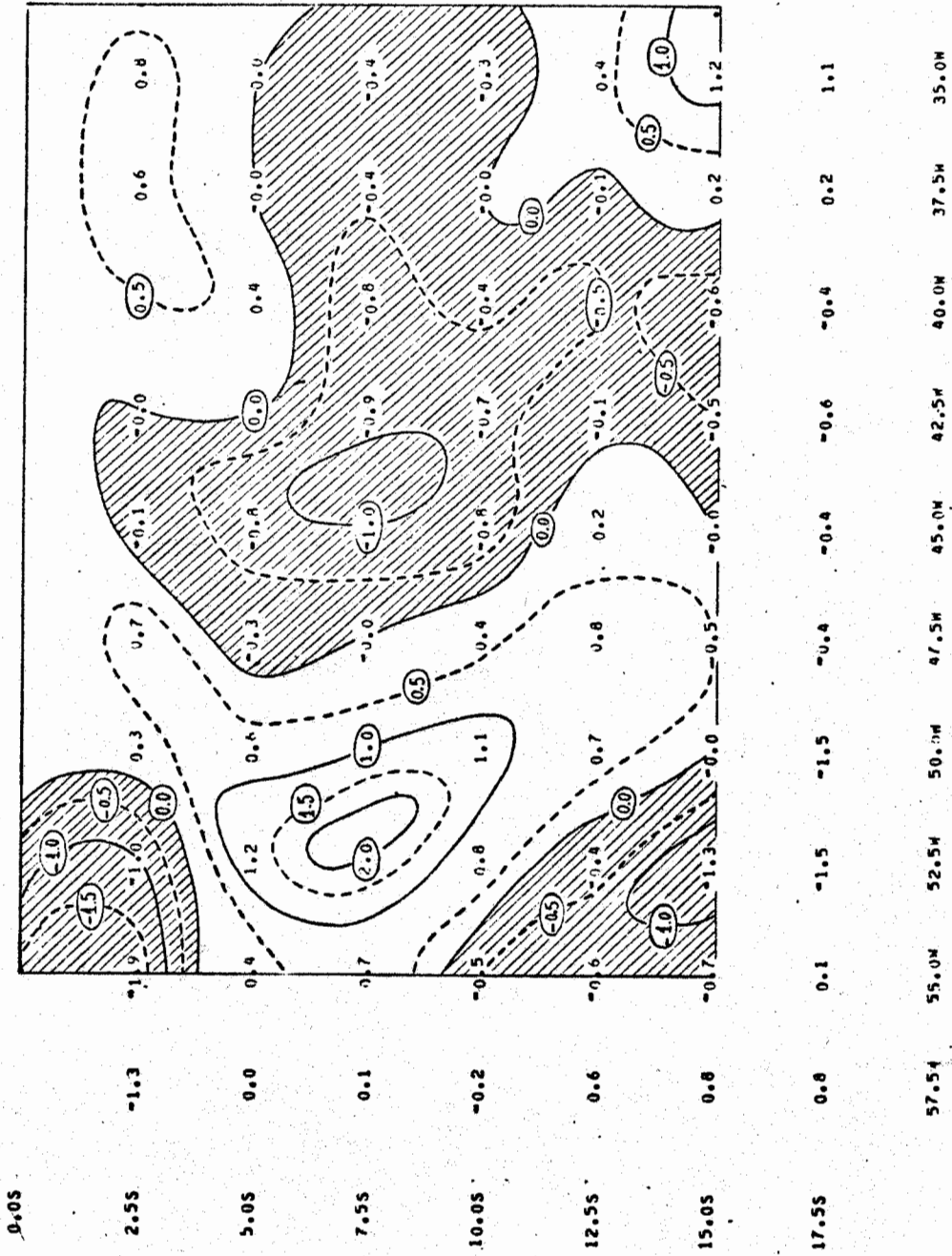


Fig. B.9 -

21 1 70 200MB VALORES DA VELOCIDADE VERTICAL(10**3 MB SEG**1)

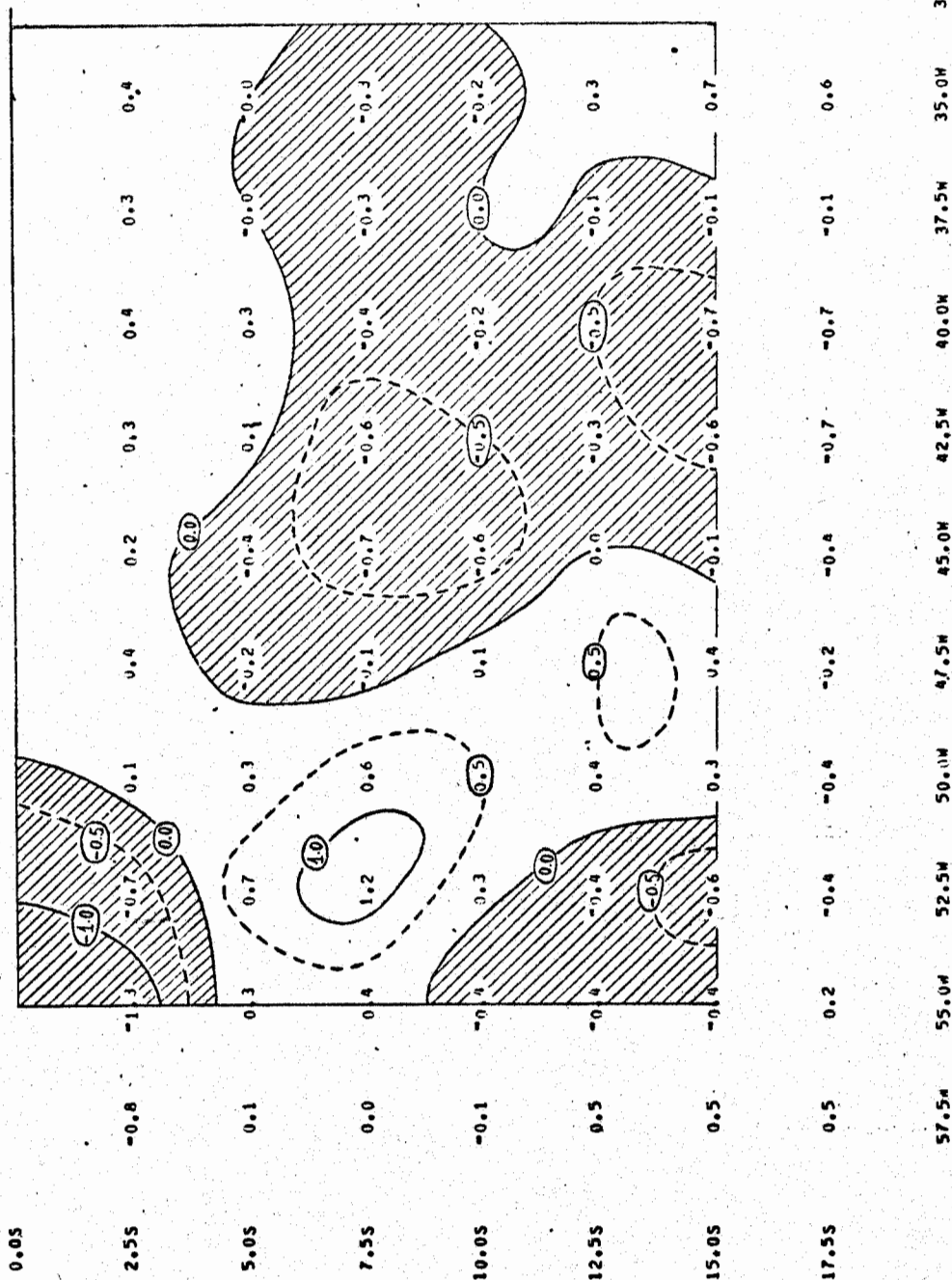
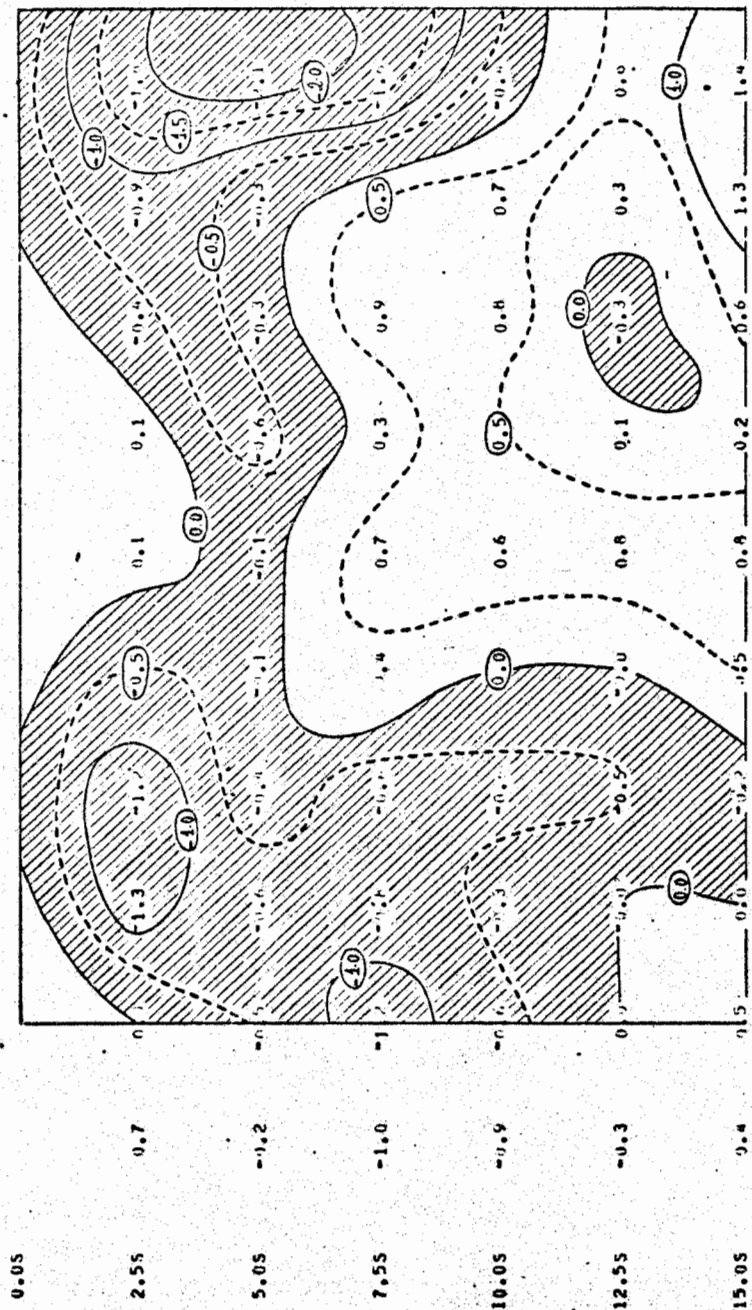


Fig. B.10

VALORES DA VELOCIDADE VERTICAL (10...3 MHz SEG...1)

22 1 70 700.4M



17.55 0.7 0.2 -0.9 -0.3 1.3 1.2 0.9 1.5 1.3
 57.5M 55.0M 52.5M 50.0M 47.5M 45.0M 42.5M 40.0M 37.5M 35.0M 32.5M

Fig. B.12

VALORES DA VELOCIDADE VERTICAL (10³ m s⁻¹)

22 1 70 500MB

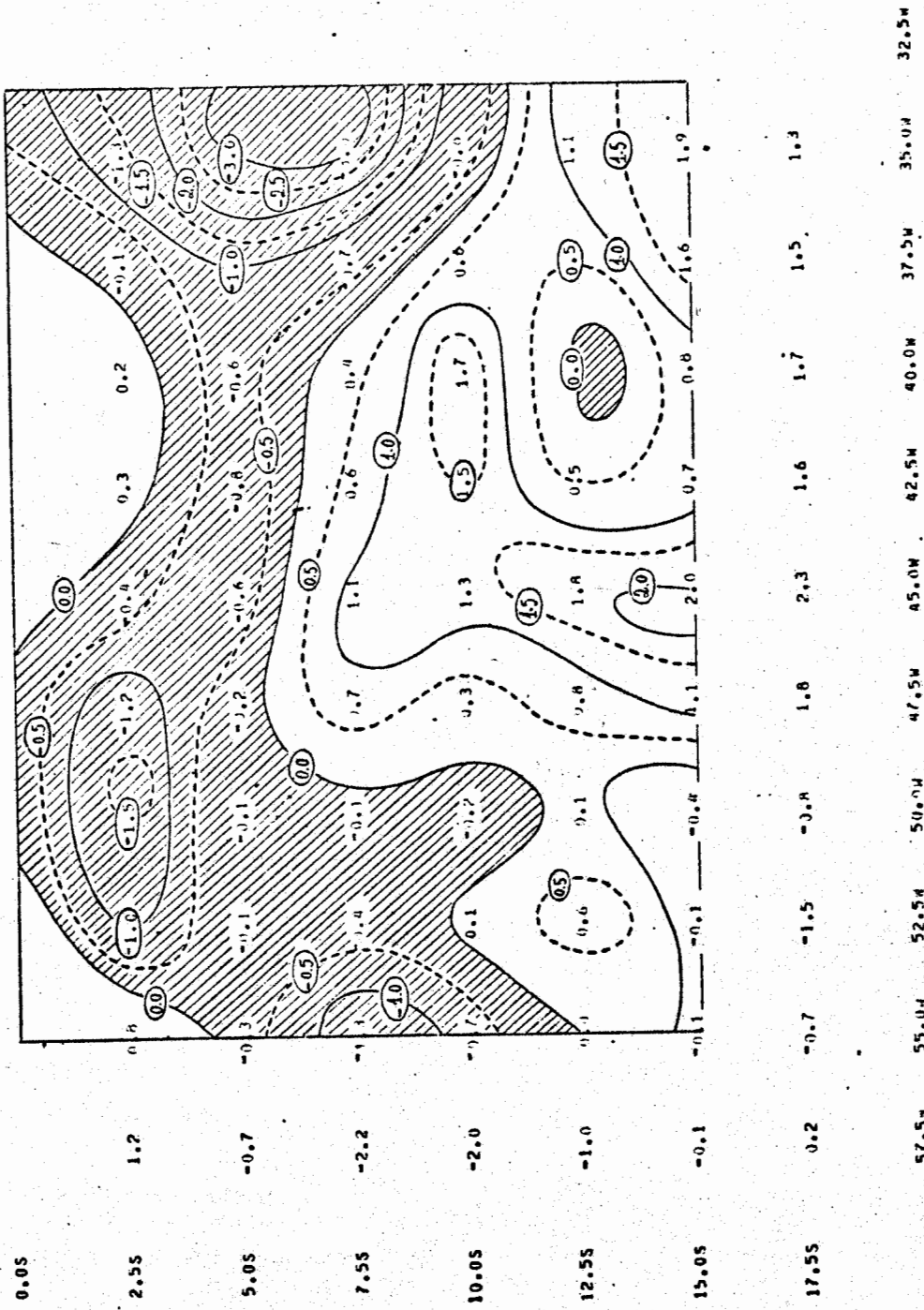


Fig. B.13

VALORES DA VELOCIDADE VERTICAL (10***3 MB SE6***2)

22 1 70 3000H

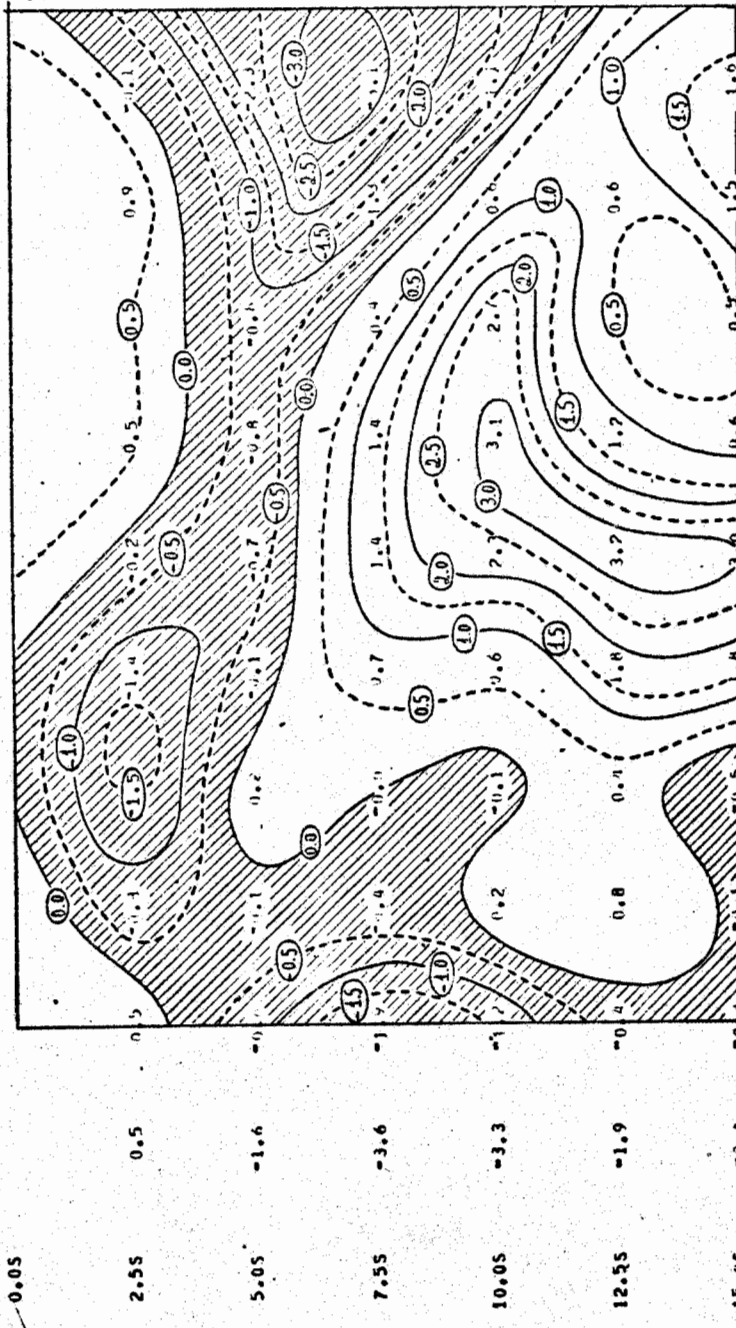
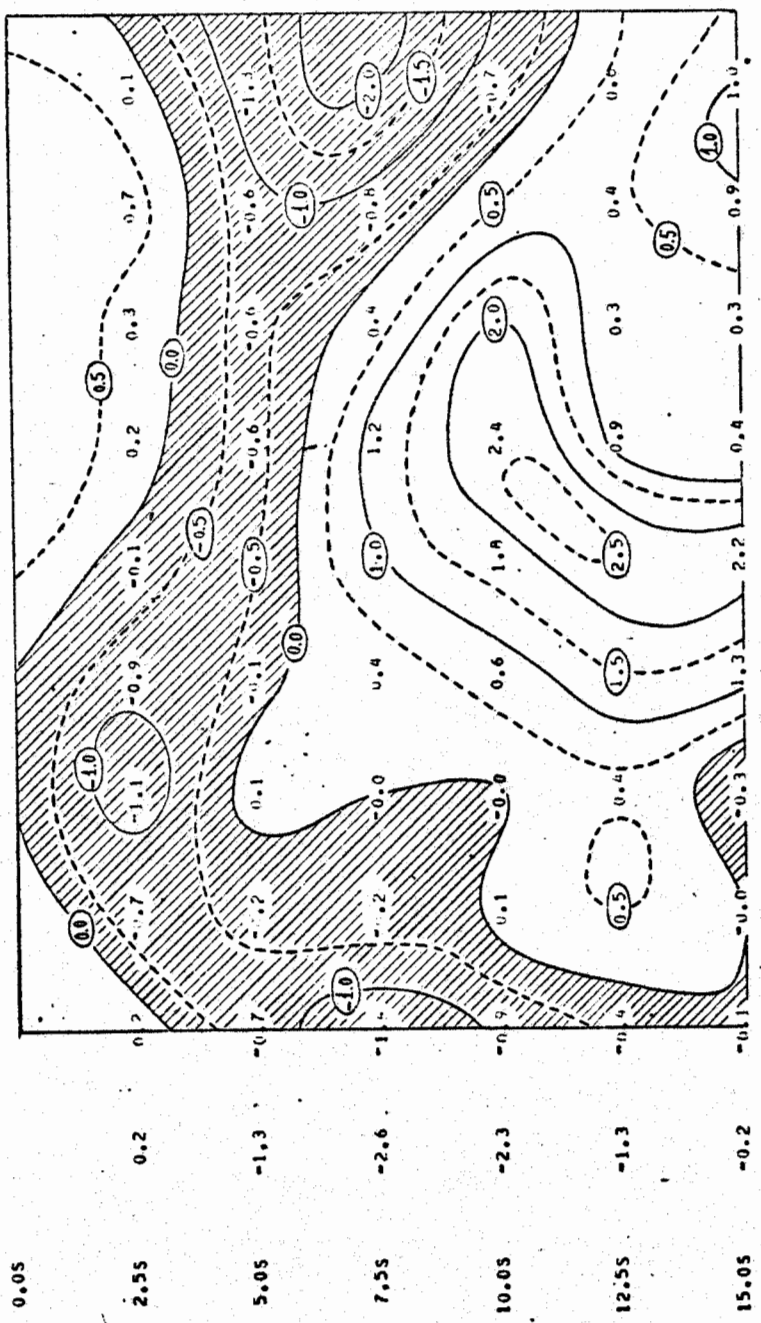


Fig. B.14

VALORES DA VELOCIDADE VERTICAL (10***3 MB SEG***1)

22 1 70 200MH



0.05

2.55

5.05

7.55

10.05

12.55

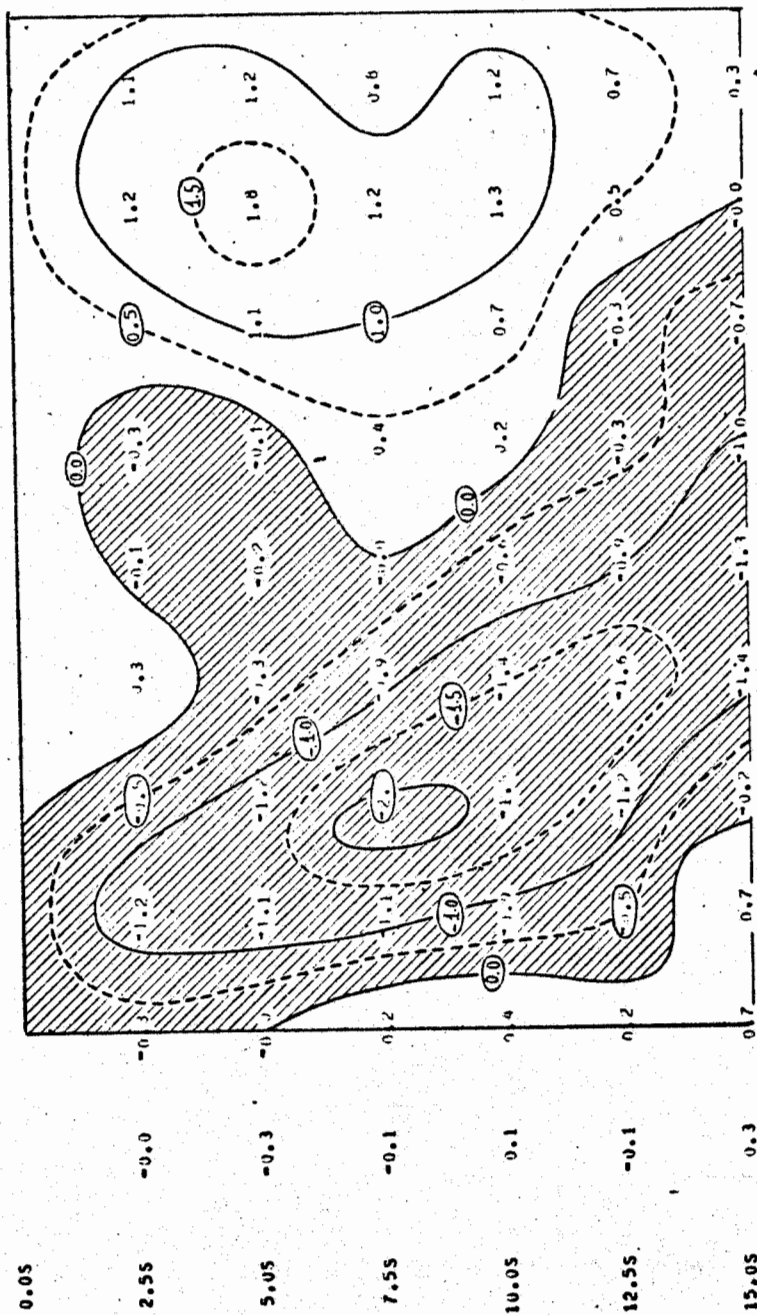
15.05

17.55

57.5h 55.0h 52.5h 50.0h 47.5h 45.0h 42.5h 40.0h 37.5h 35.0h 32.5h

Fig. B.15

VALORES DA VELOCIDADE VERTICAL (10***3 MB SEG***1)



VALORES DA VELOCIDADE VERTICAL (CM/SEG) ***3 MB SEG***1)

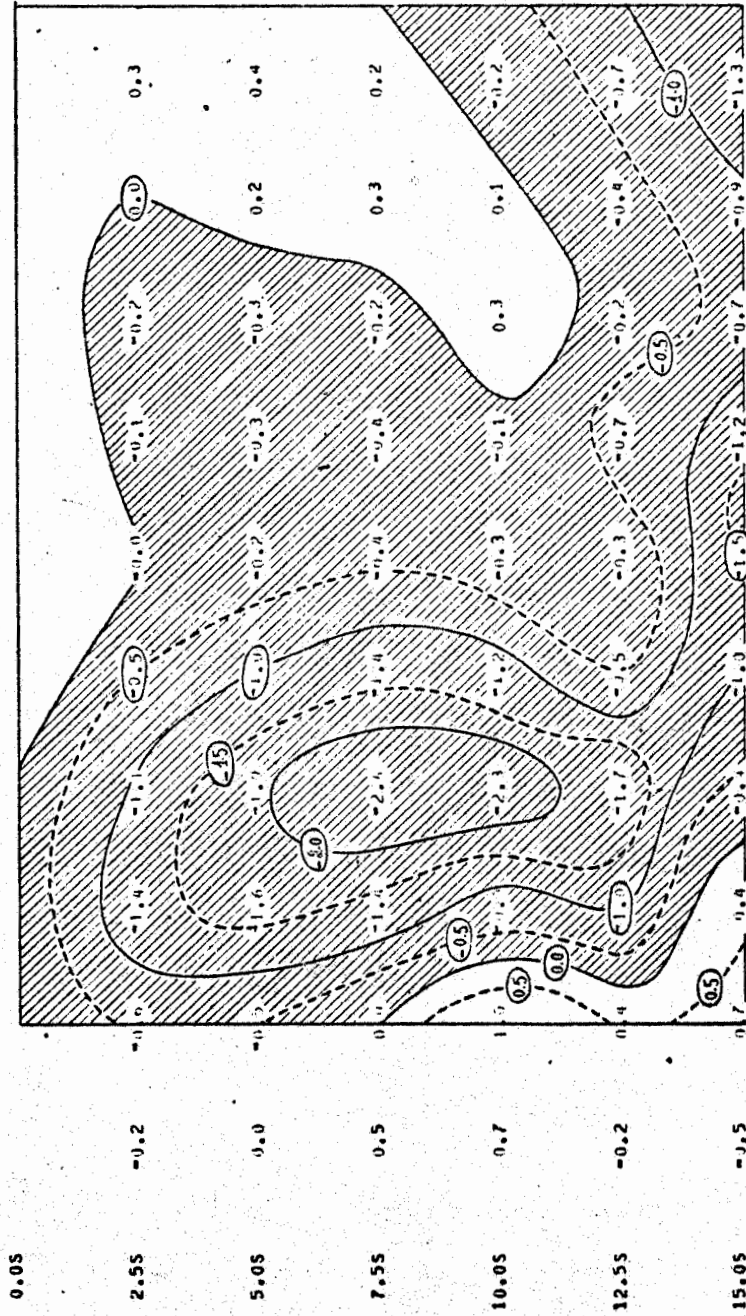
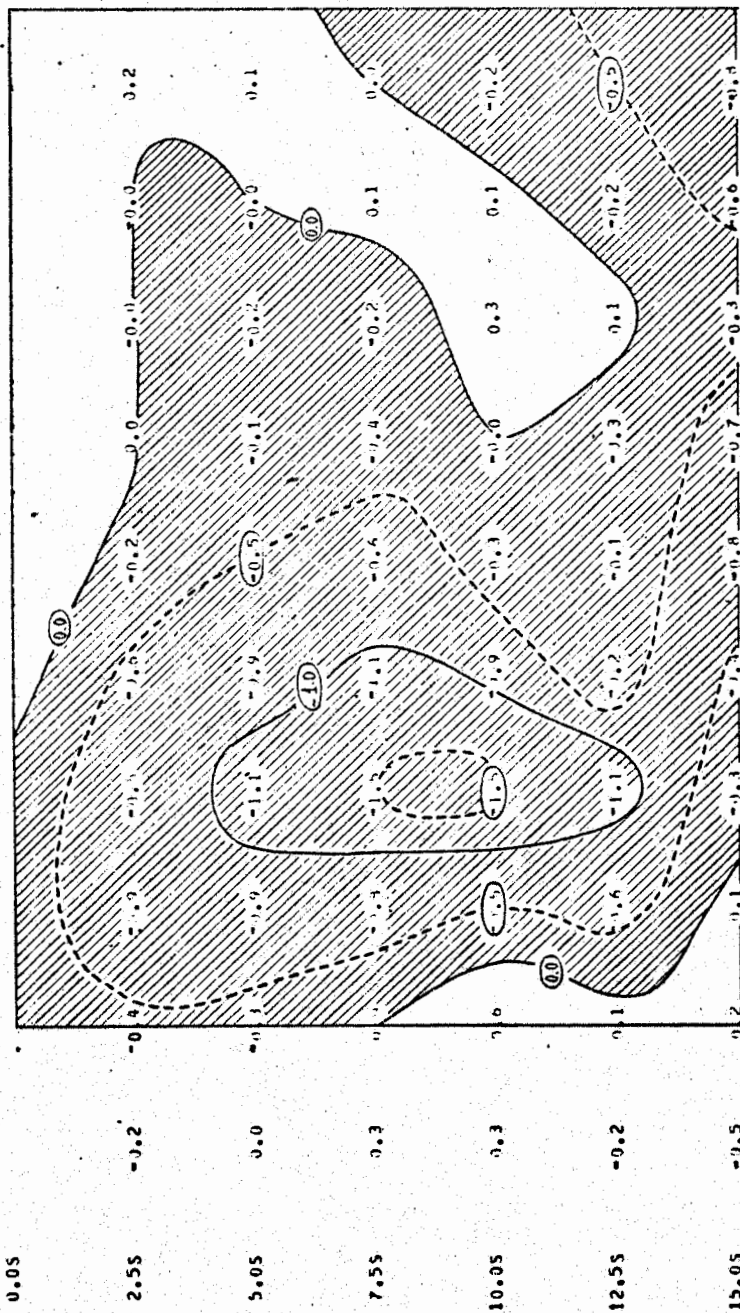


Fig. B.19

VALORES DA VELOCIDADE VERTICAL (10.00-3 MH SEG=1)

23 1 79 200-40



17.55 -1.2 -1.7 0.9 0.1 -0.9 -1.2 -0.6 -0.3 -0.4 -0.4

57.54 55.04 52.54 50.04 47.54 45.04 42.54 40.04 37.54 35.04 32.54

Fig. B.20

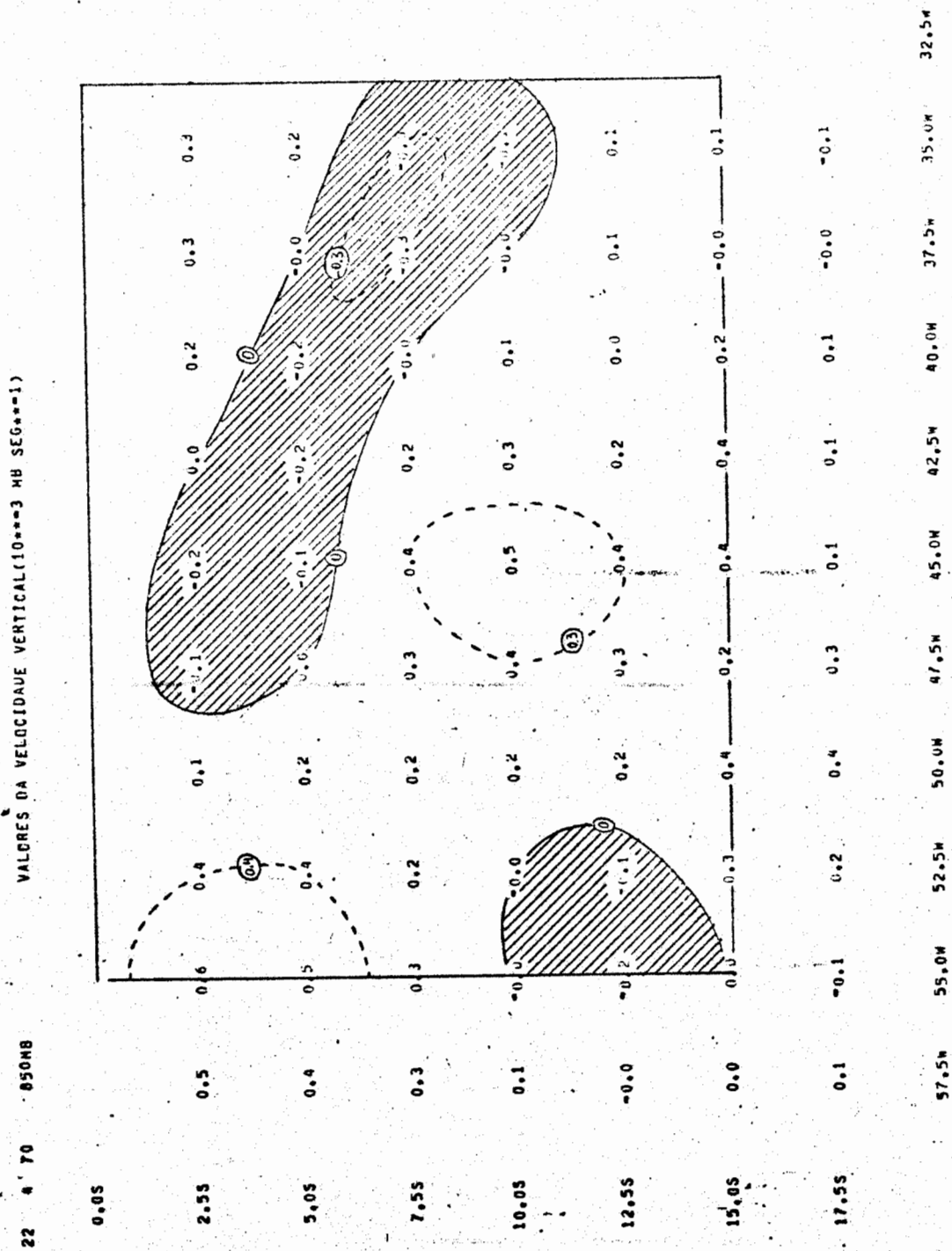


Fig. B.21

VALORES DA VELOCIDADE VERTICAL (10³ M SEG⁻¹)

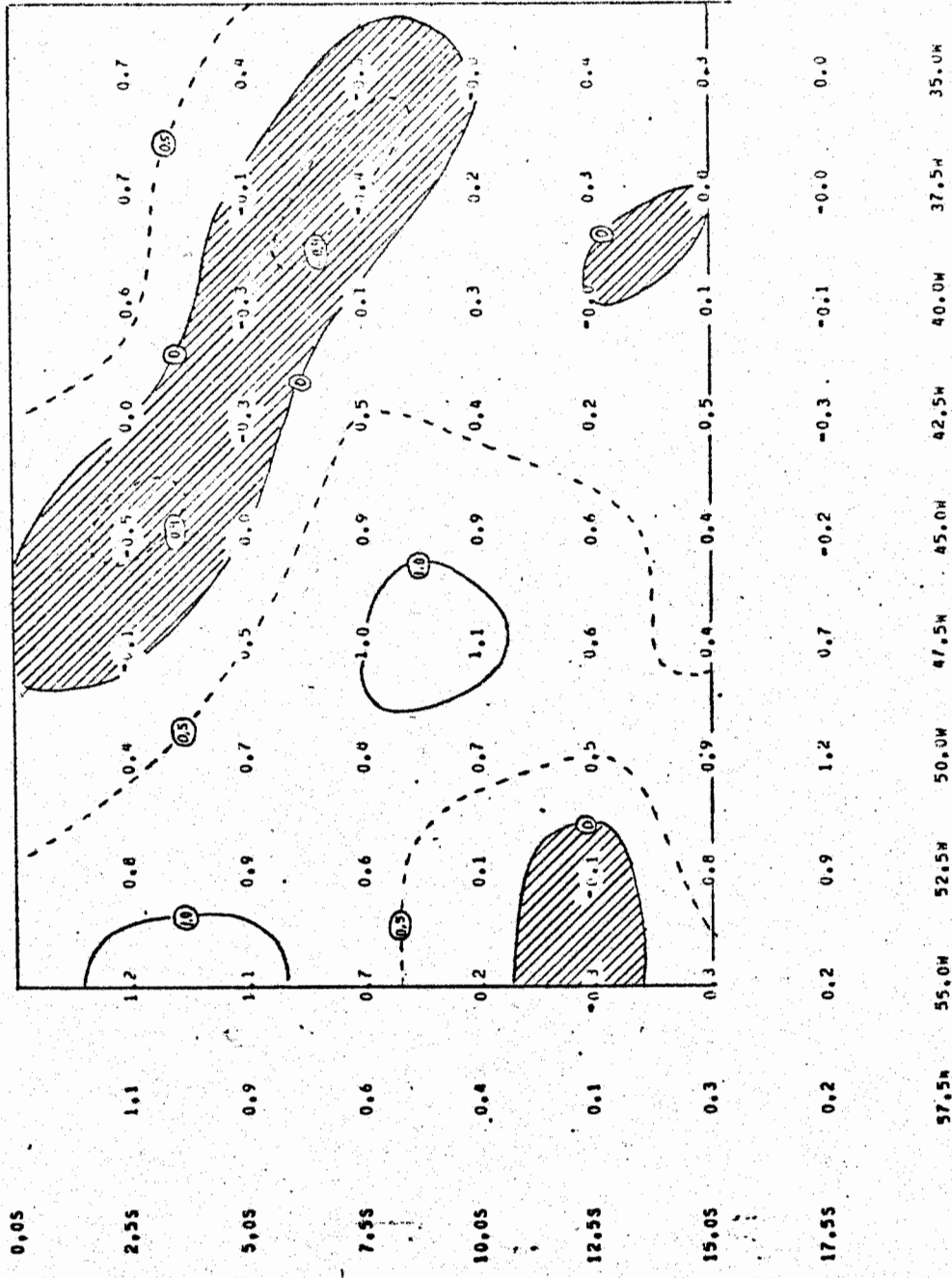


Fig. B.22

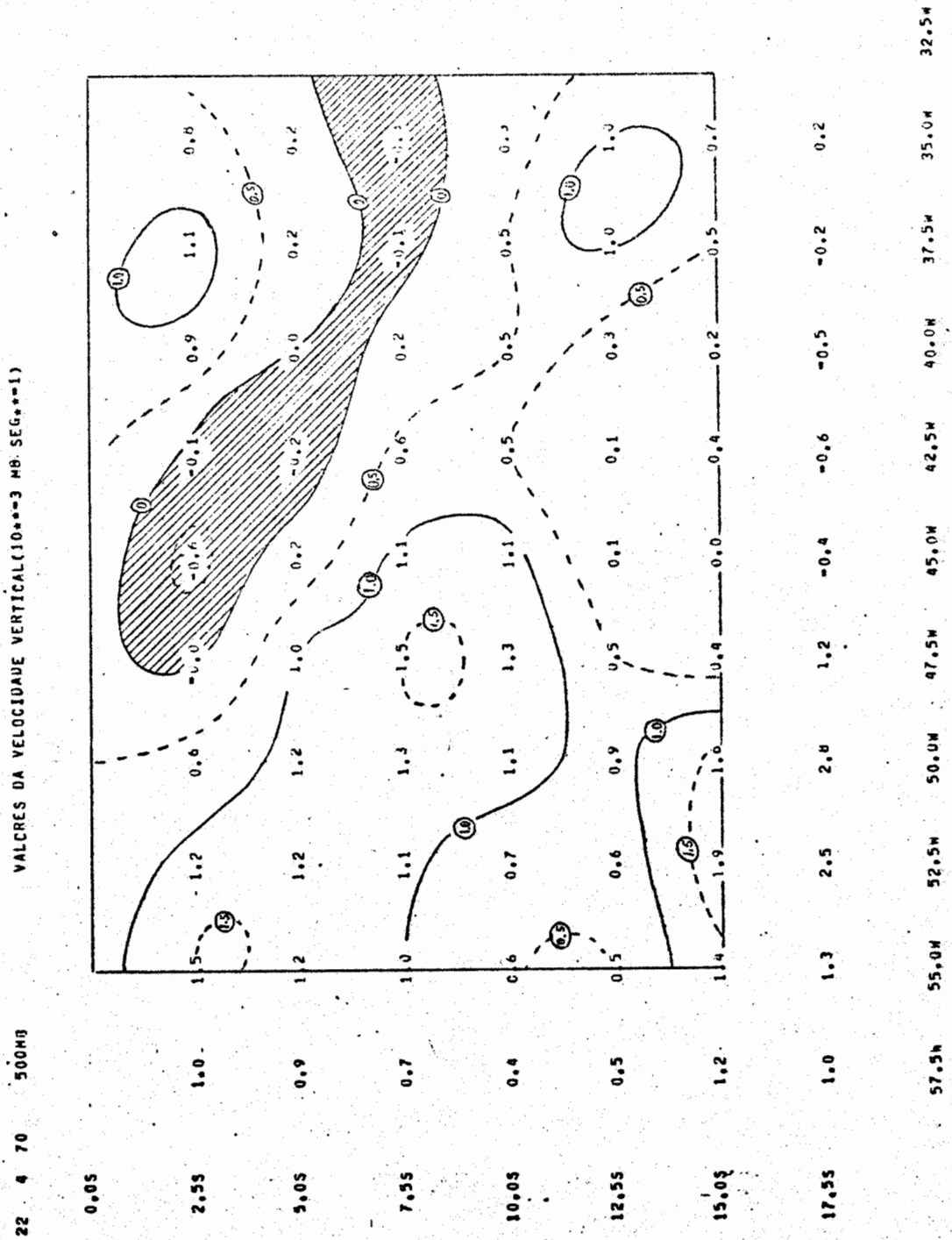


Fig. B.23

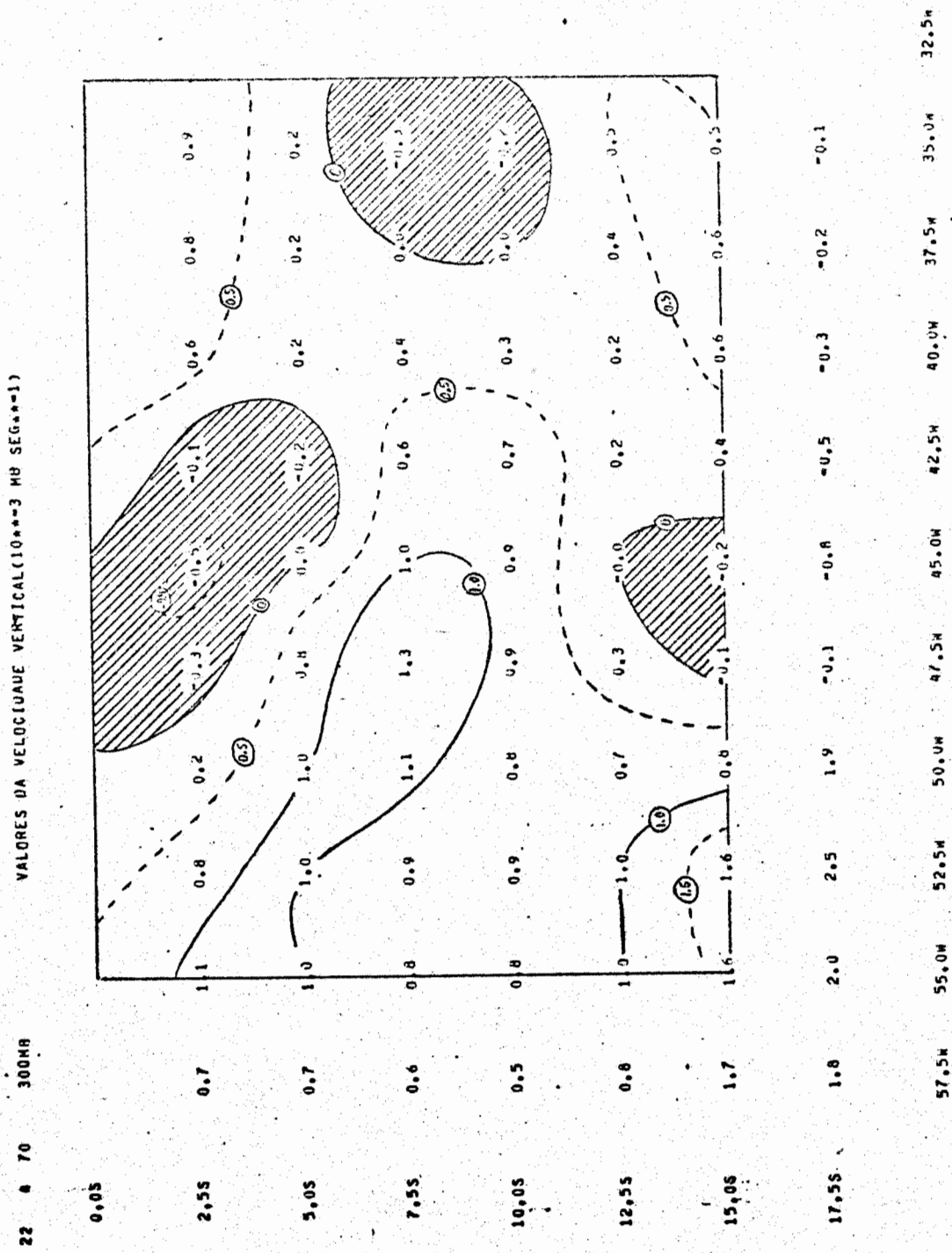


Fig. B.24

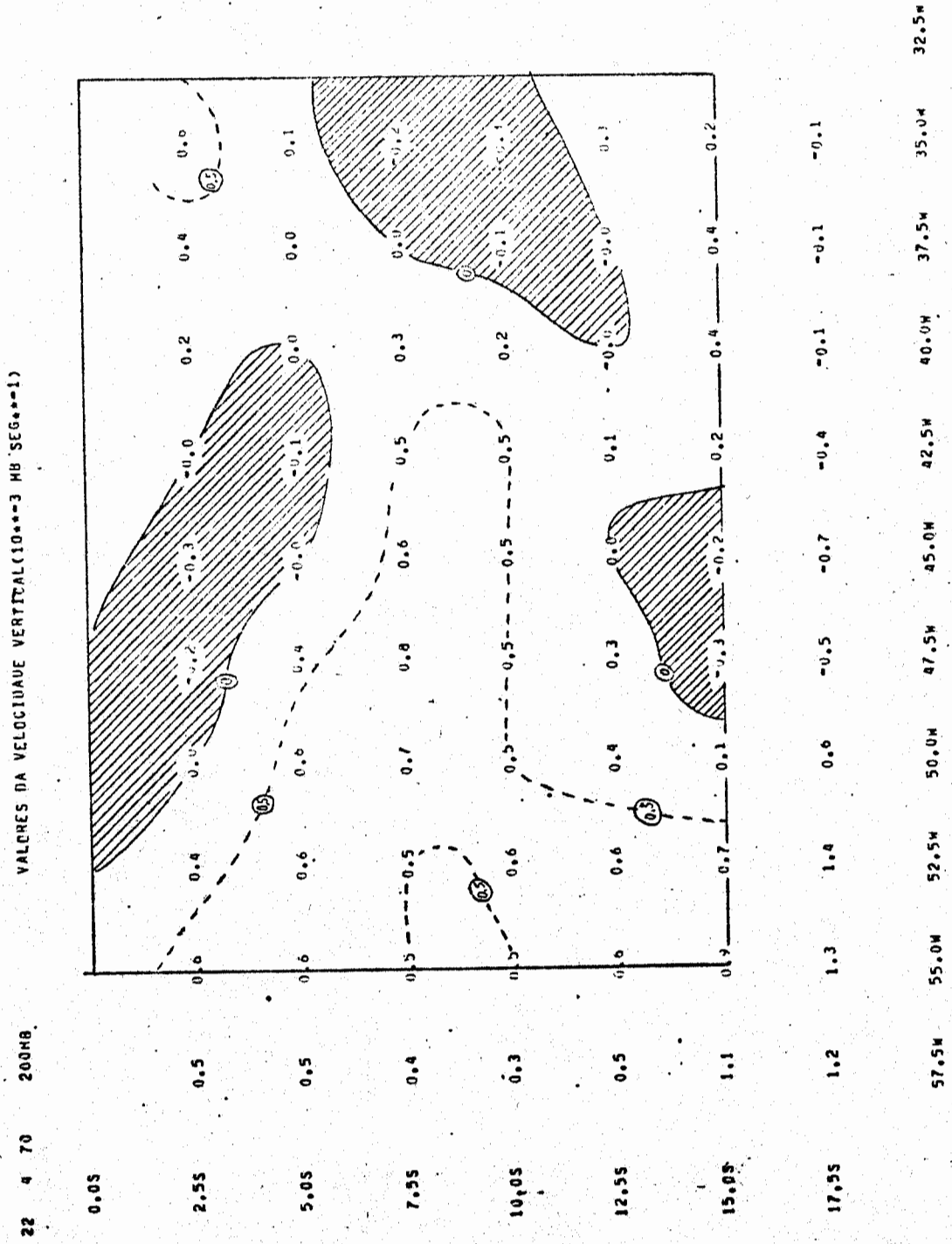


Fig. B.25

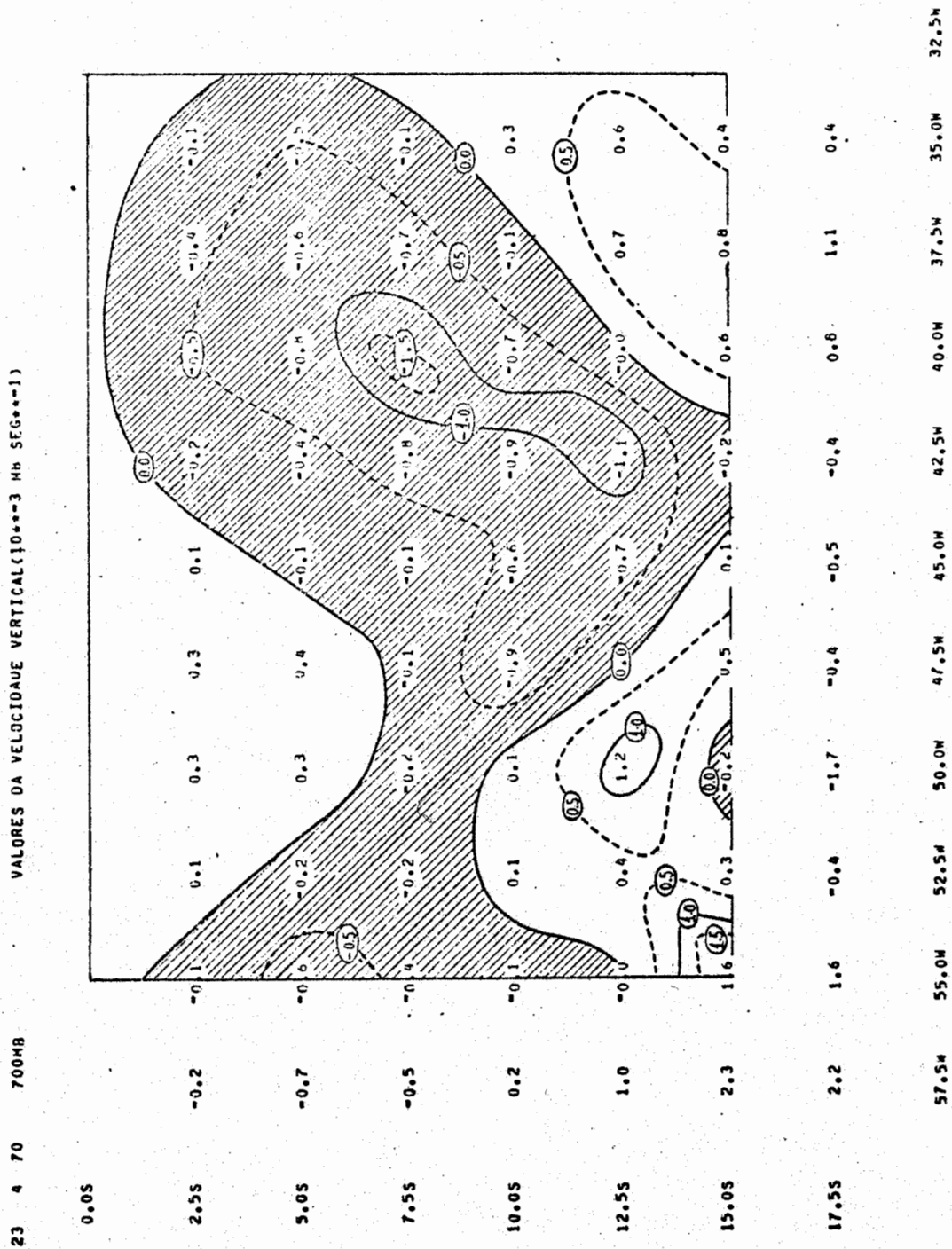


Fig. B.27

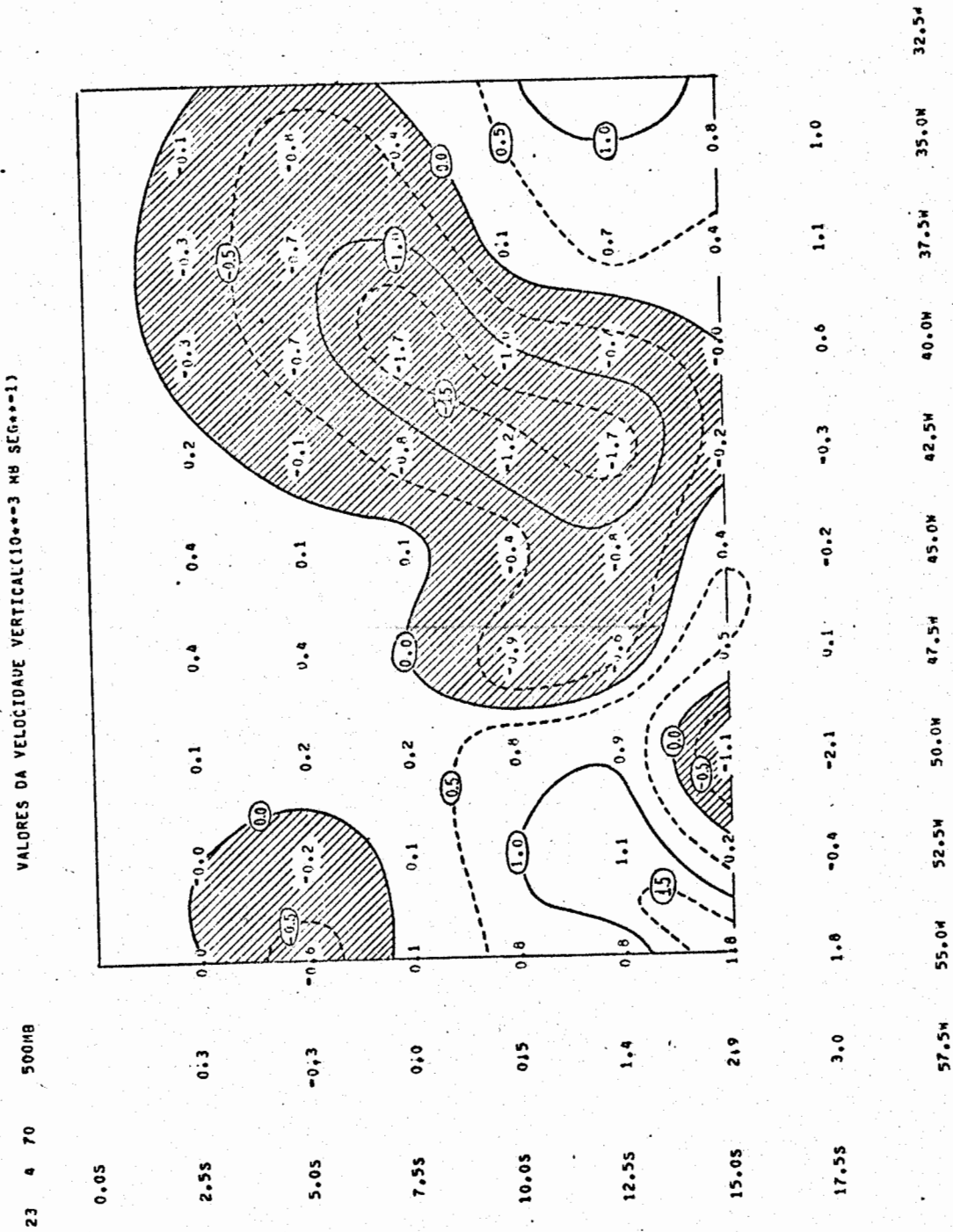


Fig. B.28

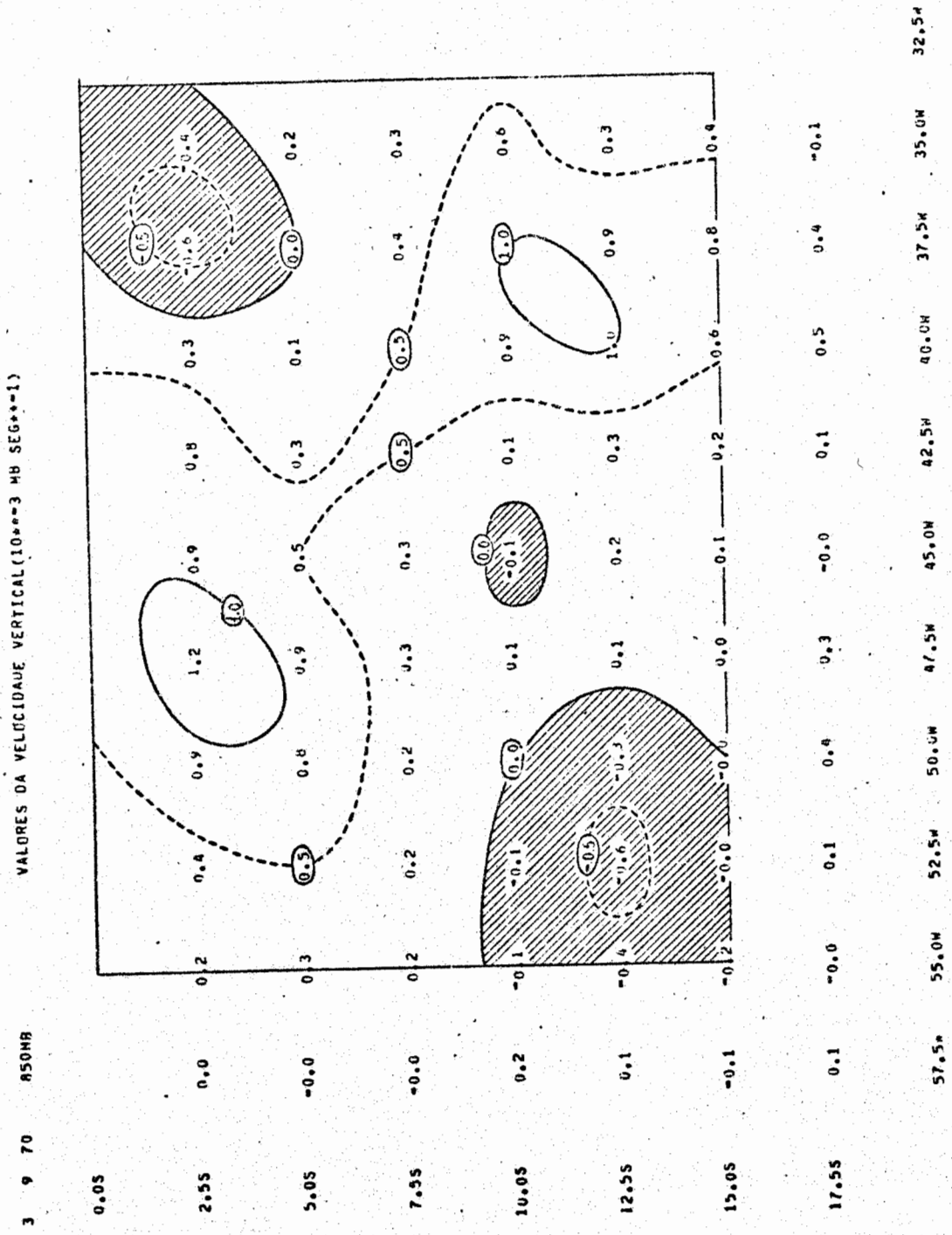


Fig. B.36

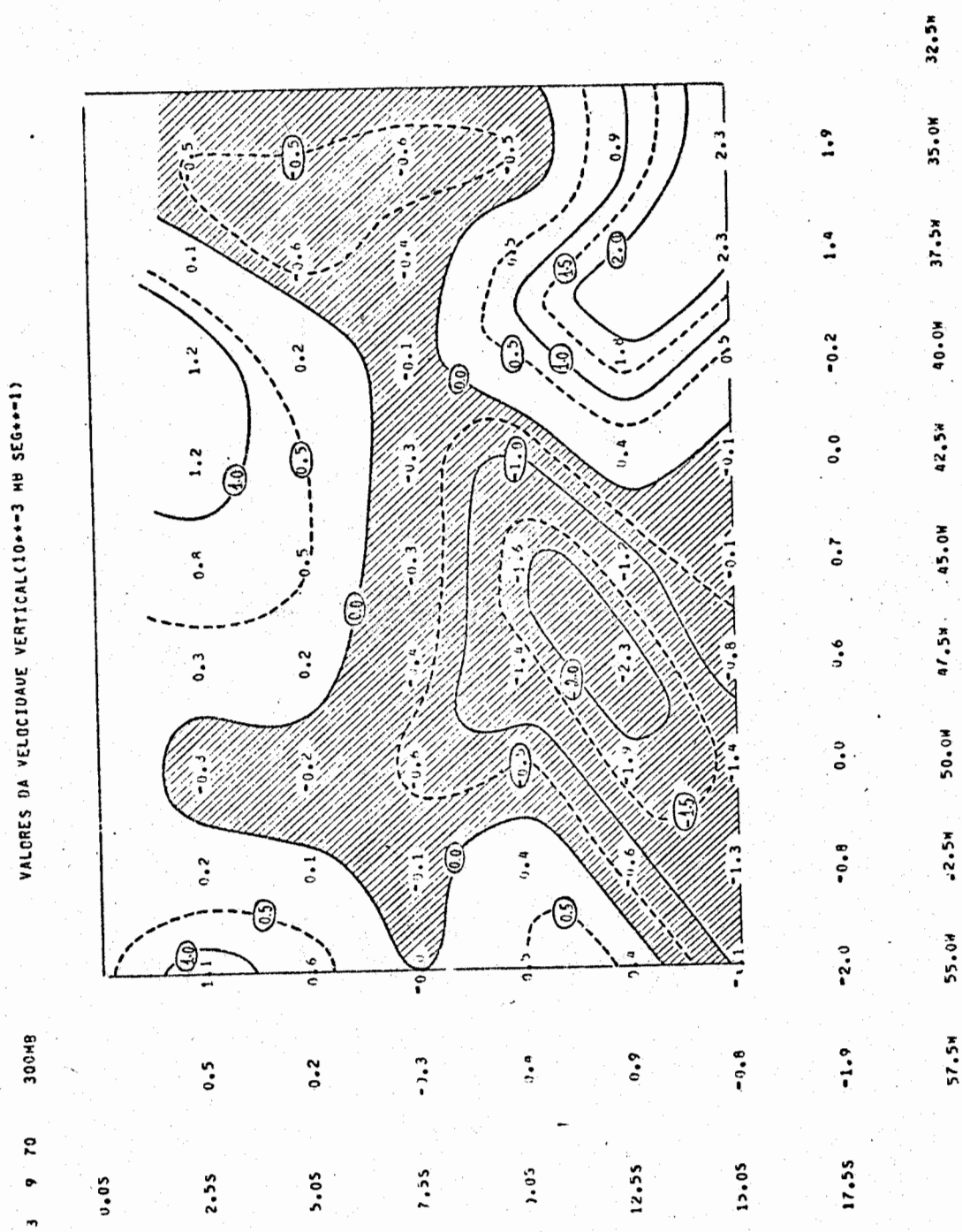


Fig. B.39

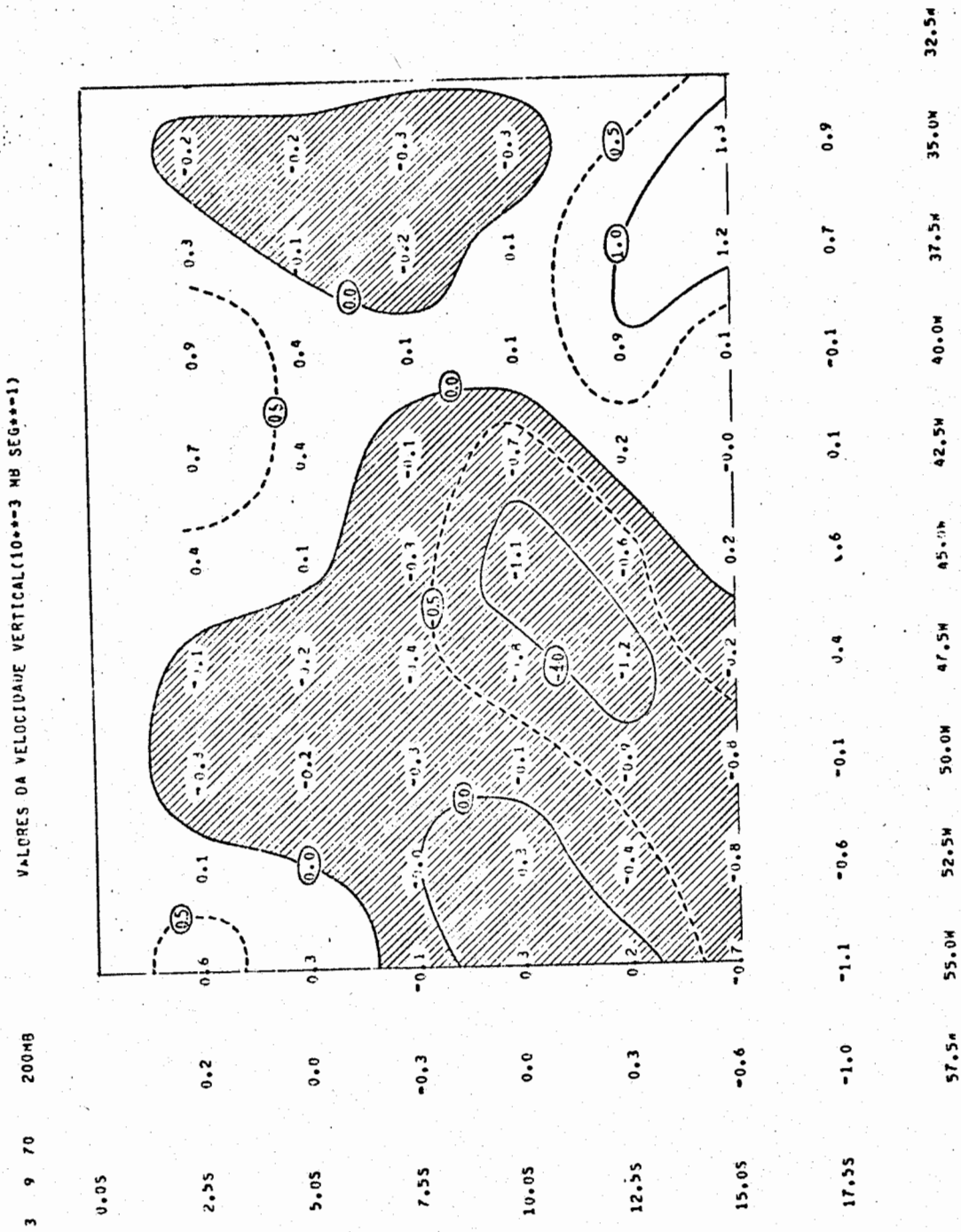


Fig. B.40

APÊNDICE C

MAPAS DE PRECIPITAÇÃO TOTAL

Os mapas de precipitação total estão divididos em dois períodos: das 00 às 12 hs GMT e das 12 às 24 hs GMT. As áreas achuradas são áreas de ocorrência de precipitação.

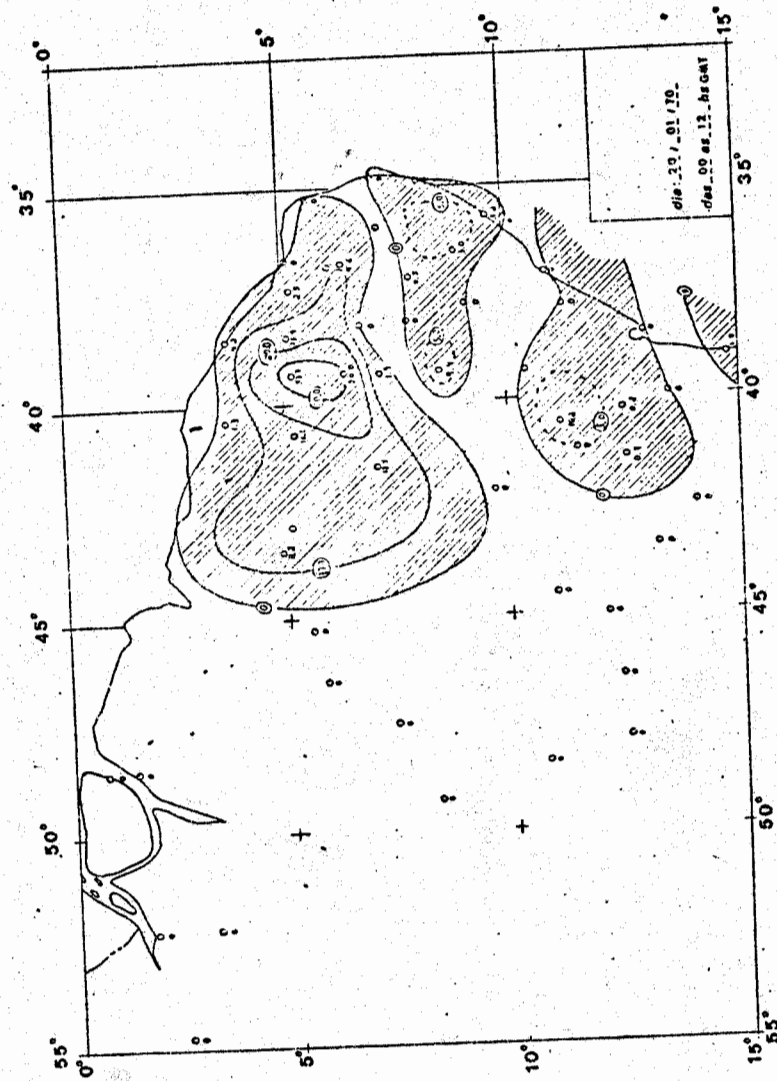


Fig. C.1 - Precipitação Total

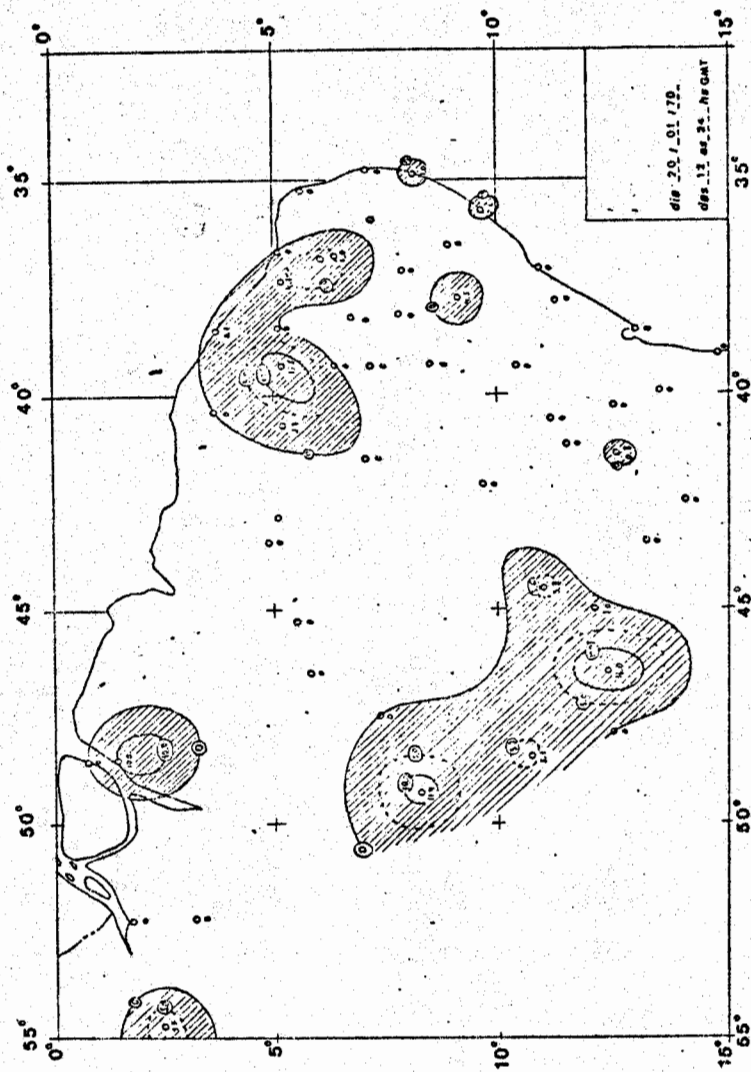


Fig. C.2 - Precipitação Total

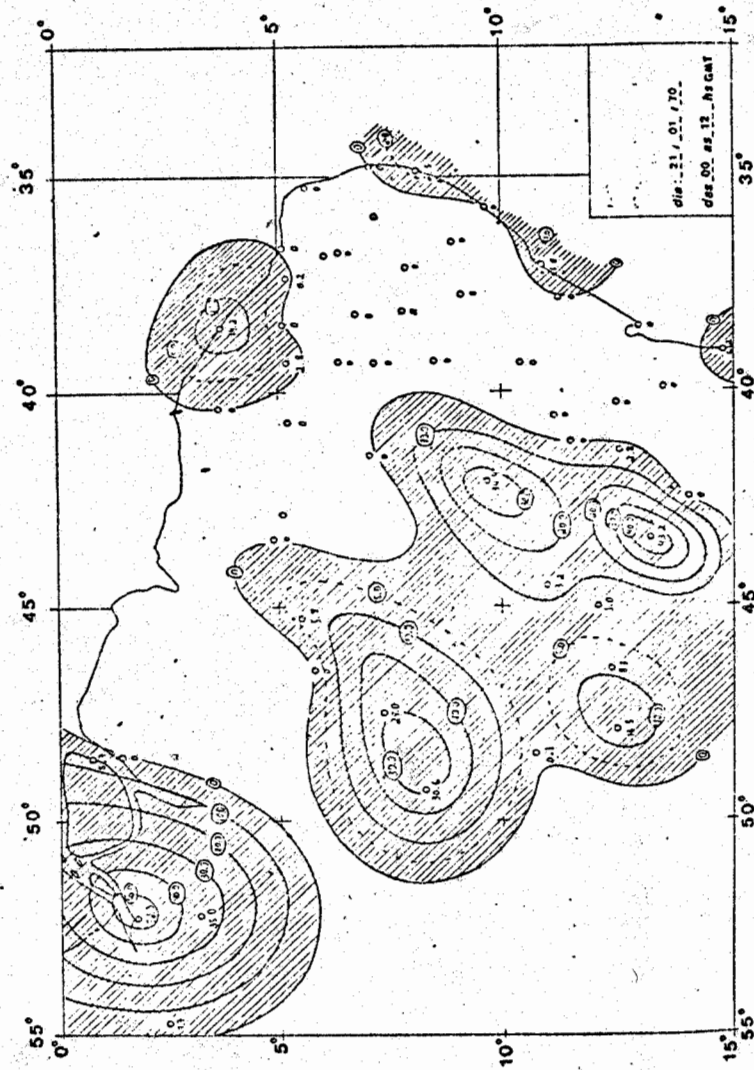


Fig. C.3 - Precipitação Total

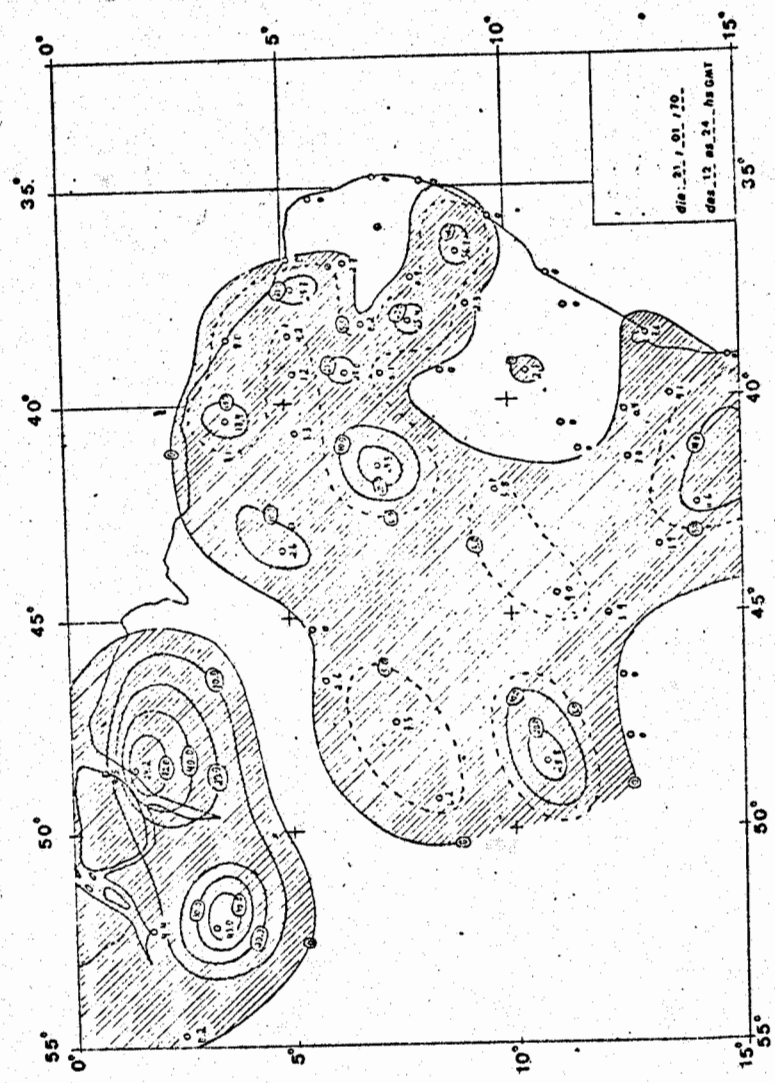


Fig. C.4 - Precipitação Total

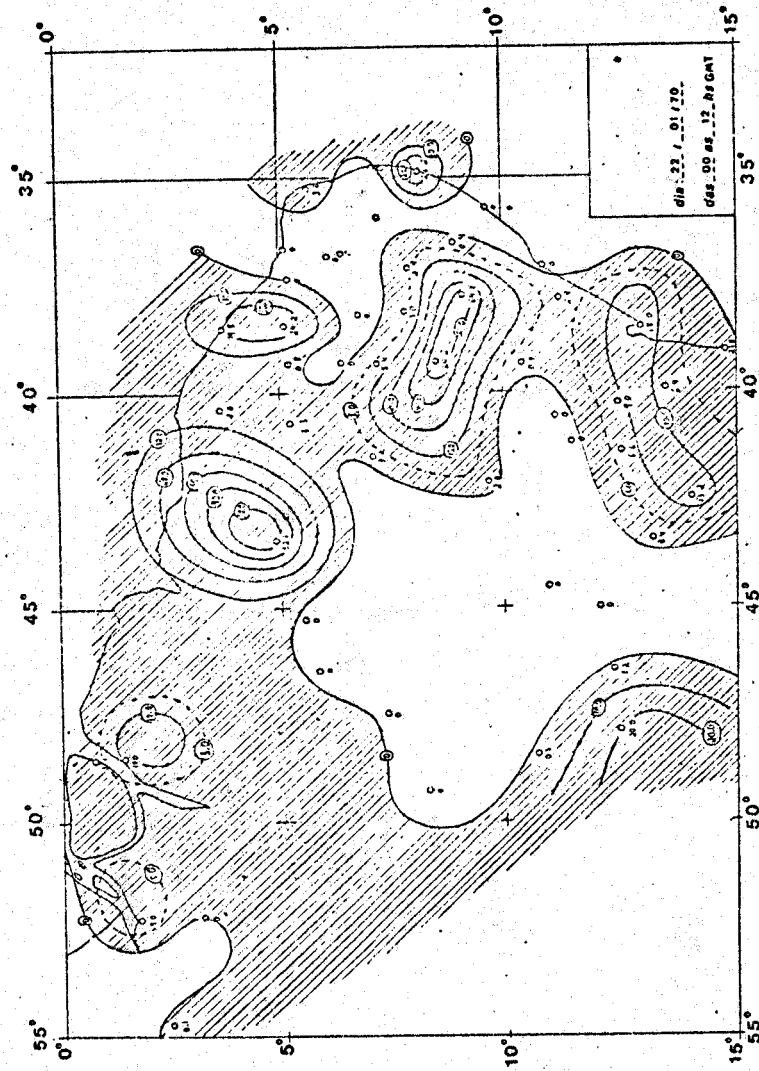


Fig. C.5 - Precipitação Total

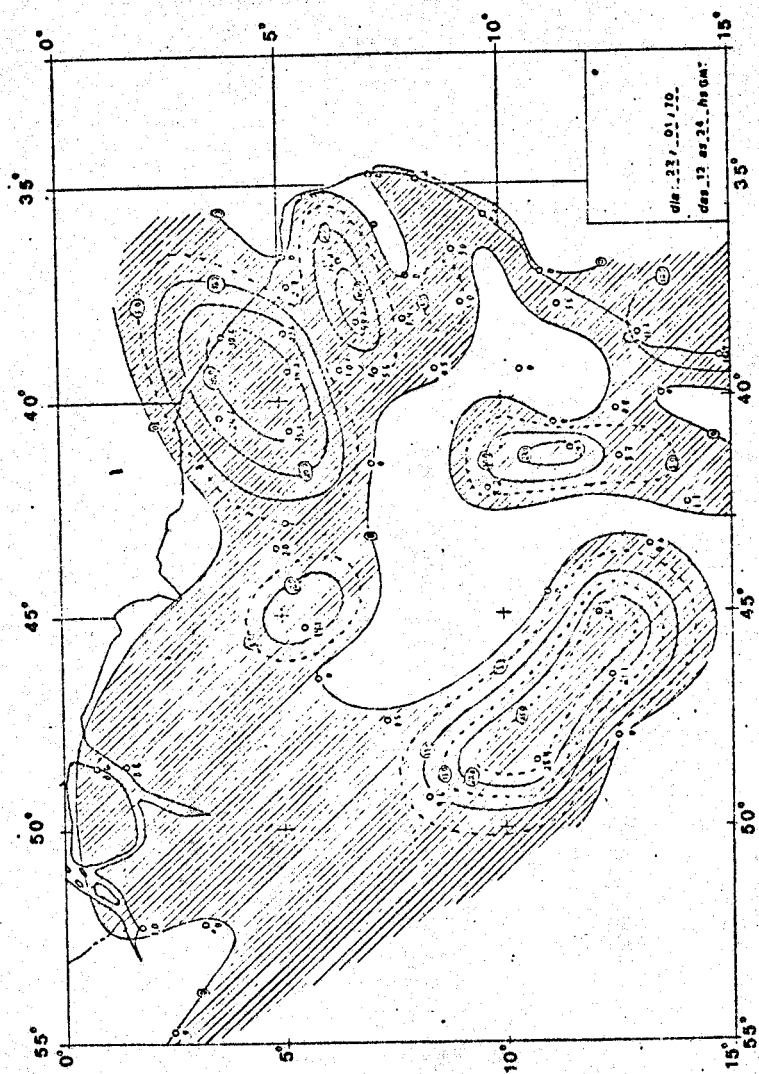


Fig. C.6 - Precipitação Total

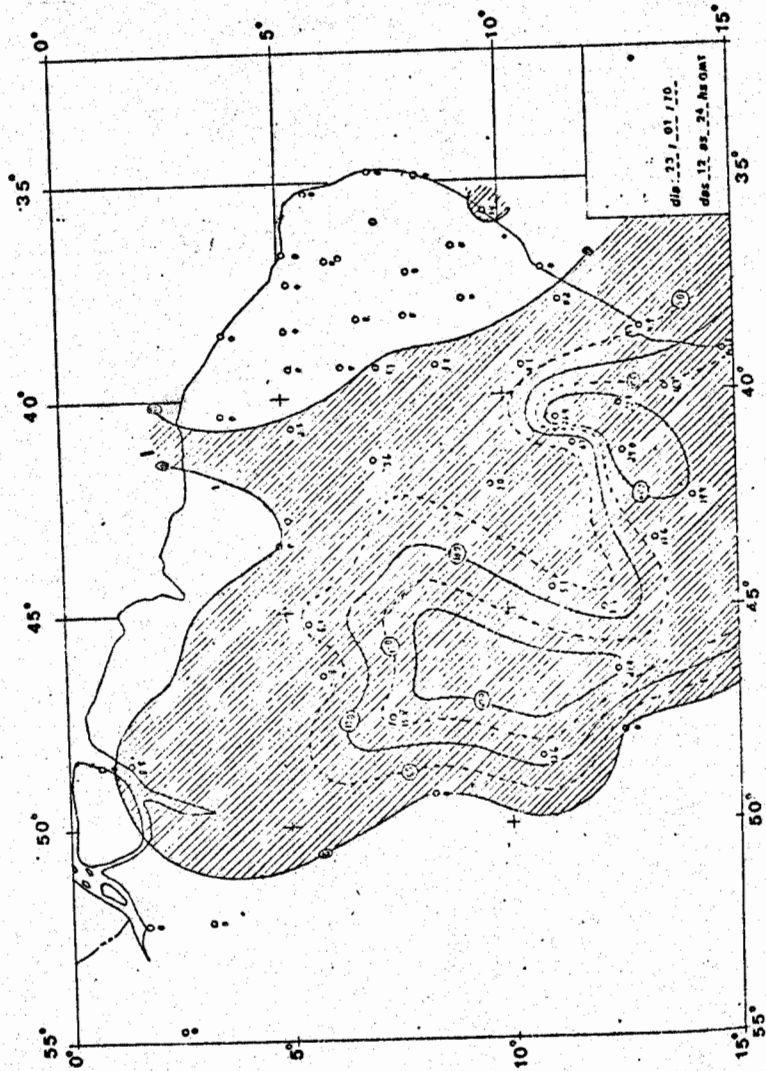


Fig. C.8 - Precipitação Total

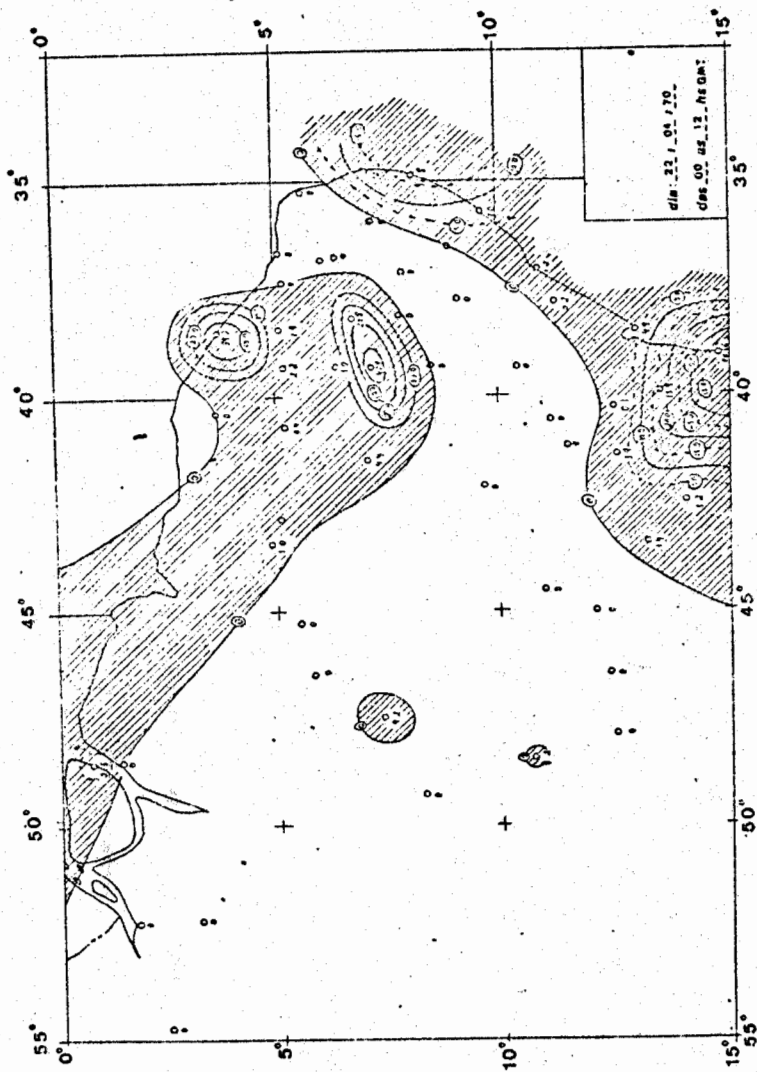


Fig. C.9 - Precipitação Total

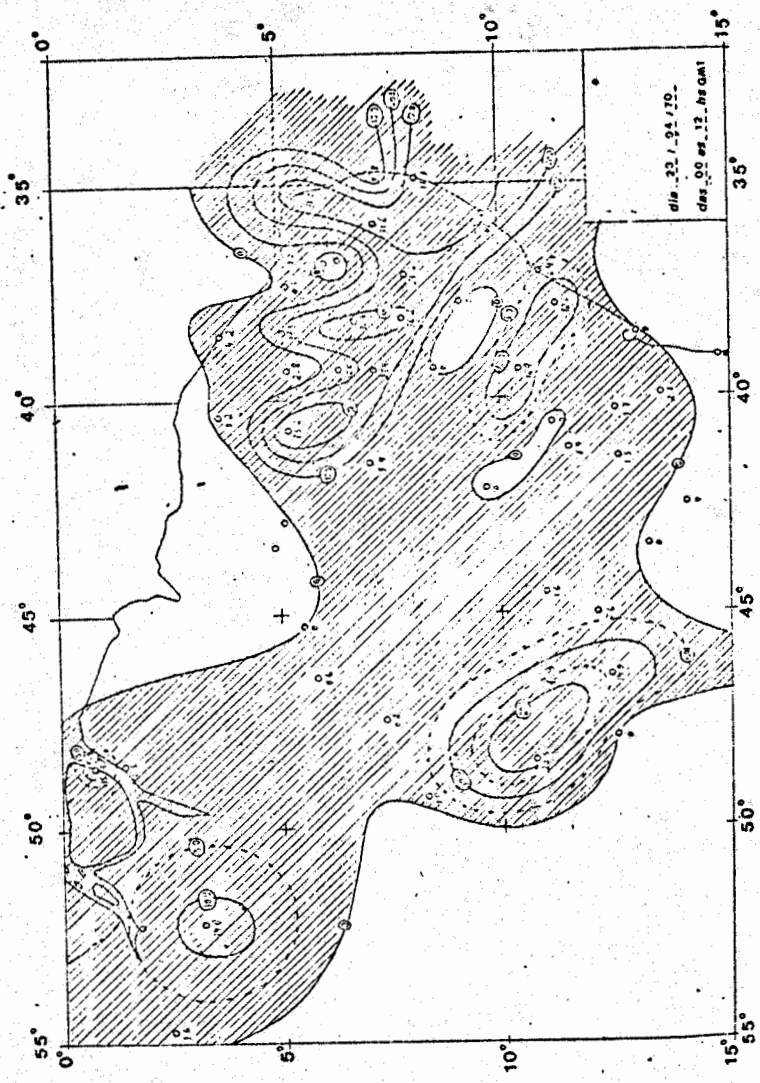


Fig. C.11 - Precipitação Total

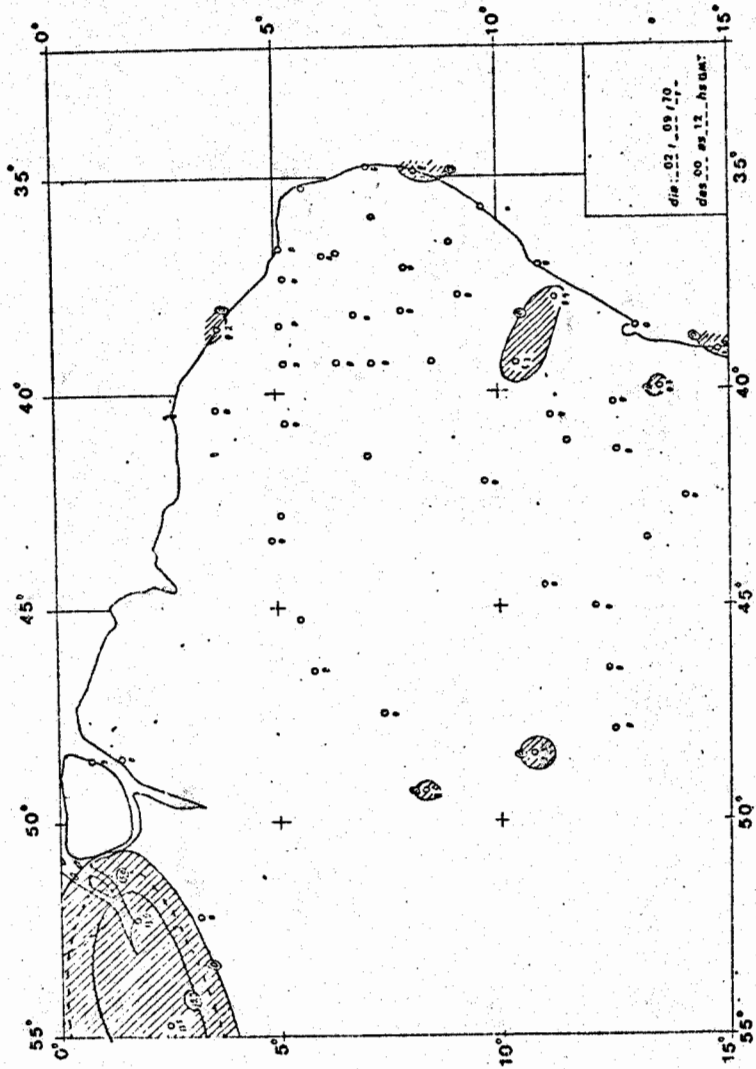


Fig. C.13 - Precipitação Total

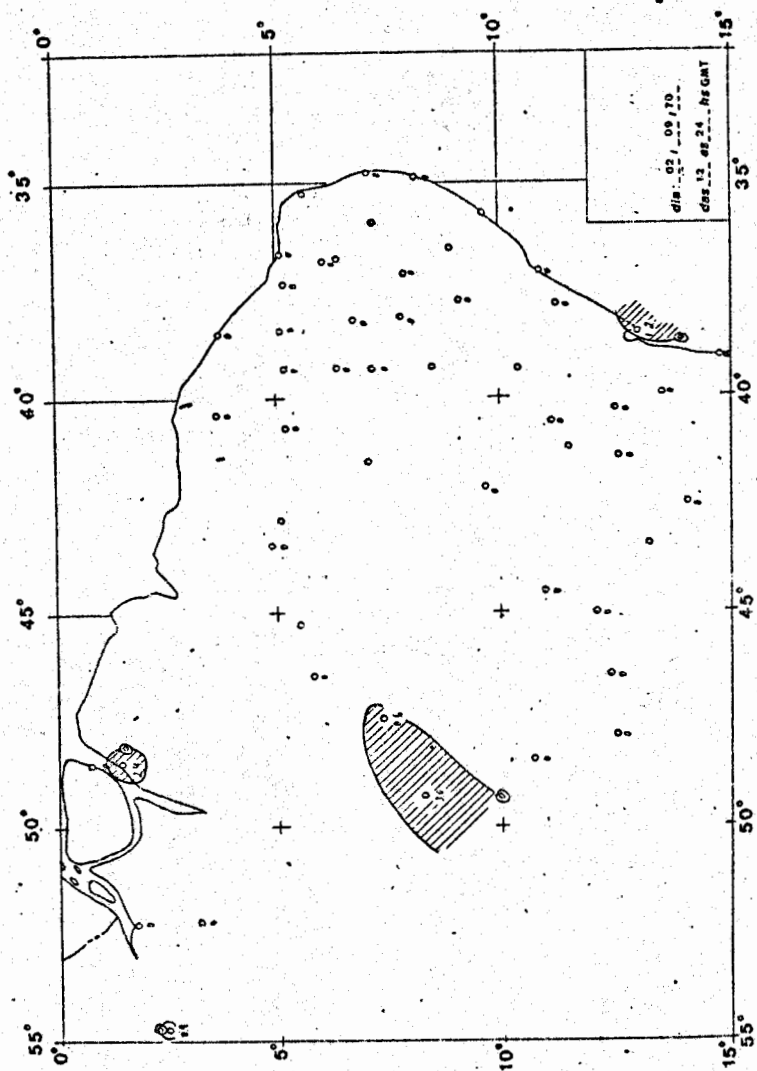


Fig. C.14 - Precipitação Total

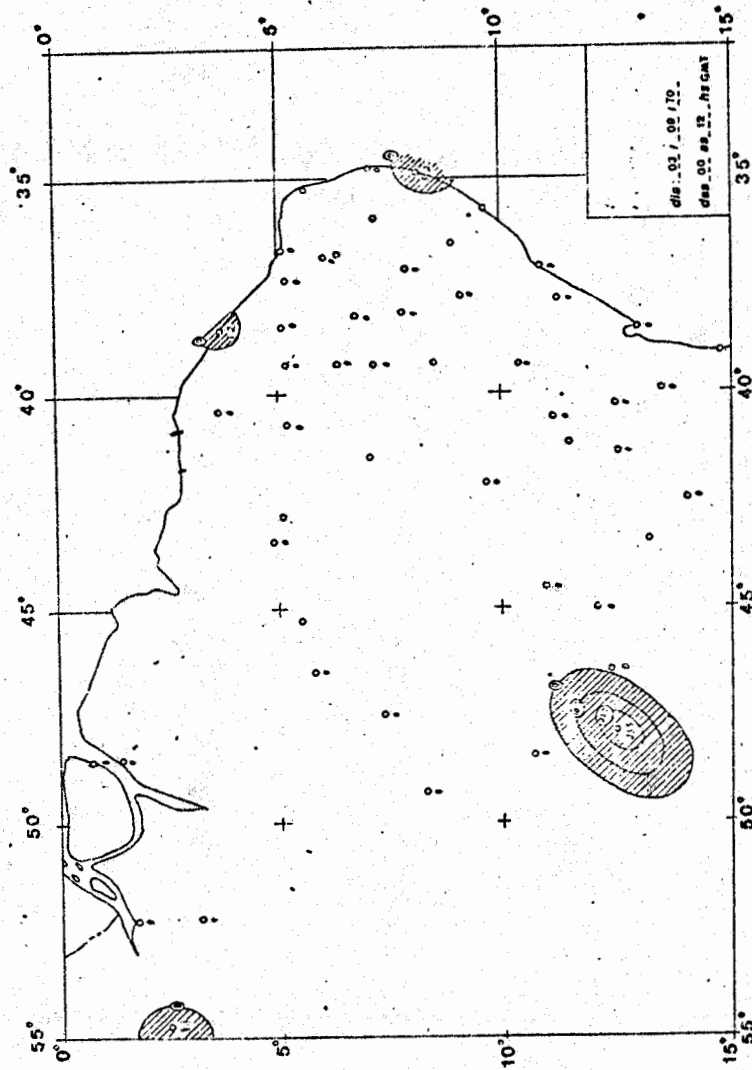


Fig. C.15 - Precipitação Total

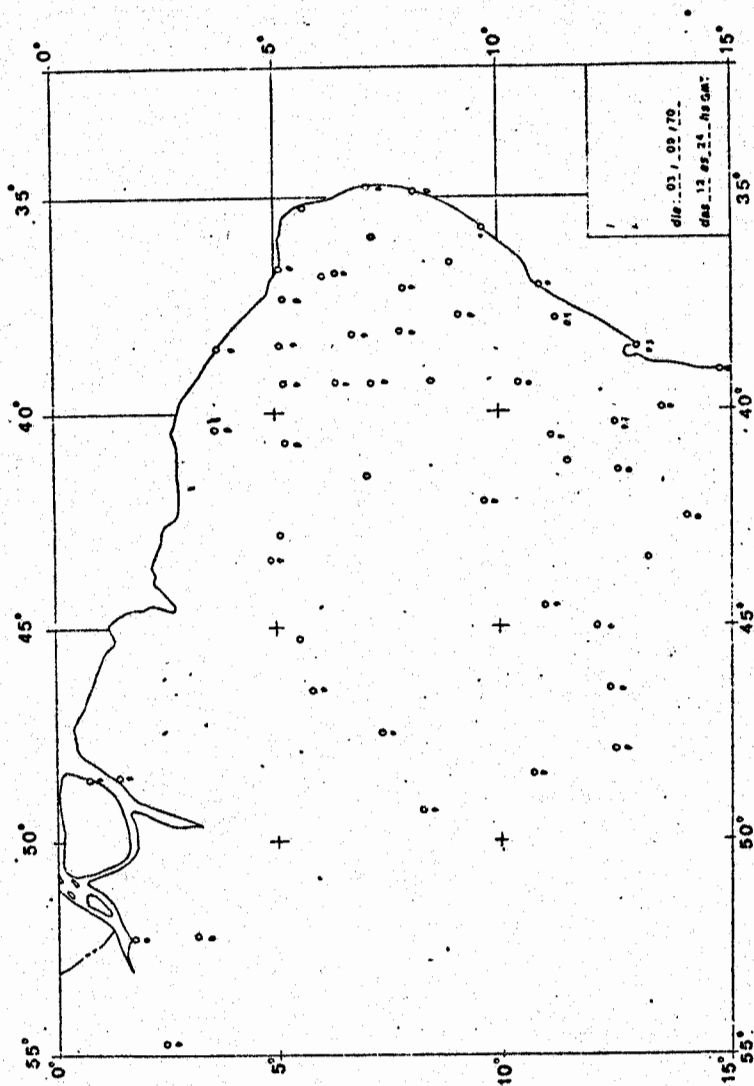


Fig. C.16 - Precipitação Total

APÊNDICE D

PERFIS DE TEMPERATURA POTENCIAL EQUIVALENTE.

TEMPERATURA DO AR E UMIDADE RELATIVA

ESTAÇÃO: Petrolina N: 82983 , LAT. 09°23'S , LONG. 40°30'W

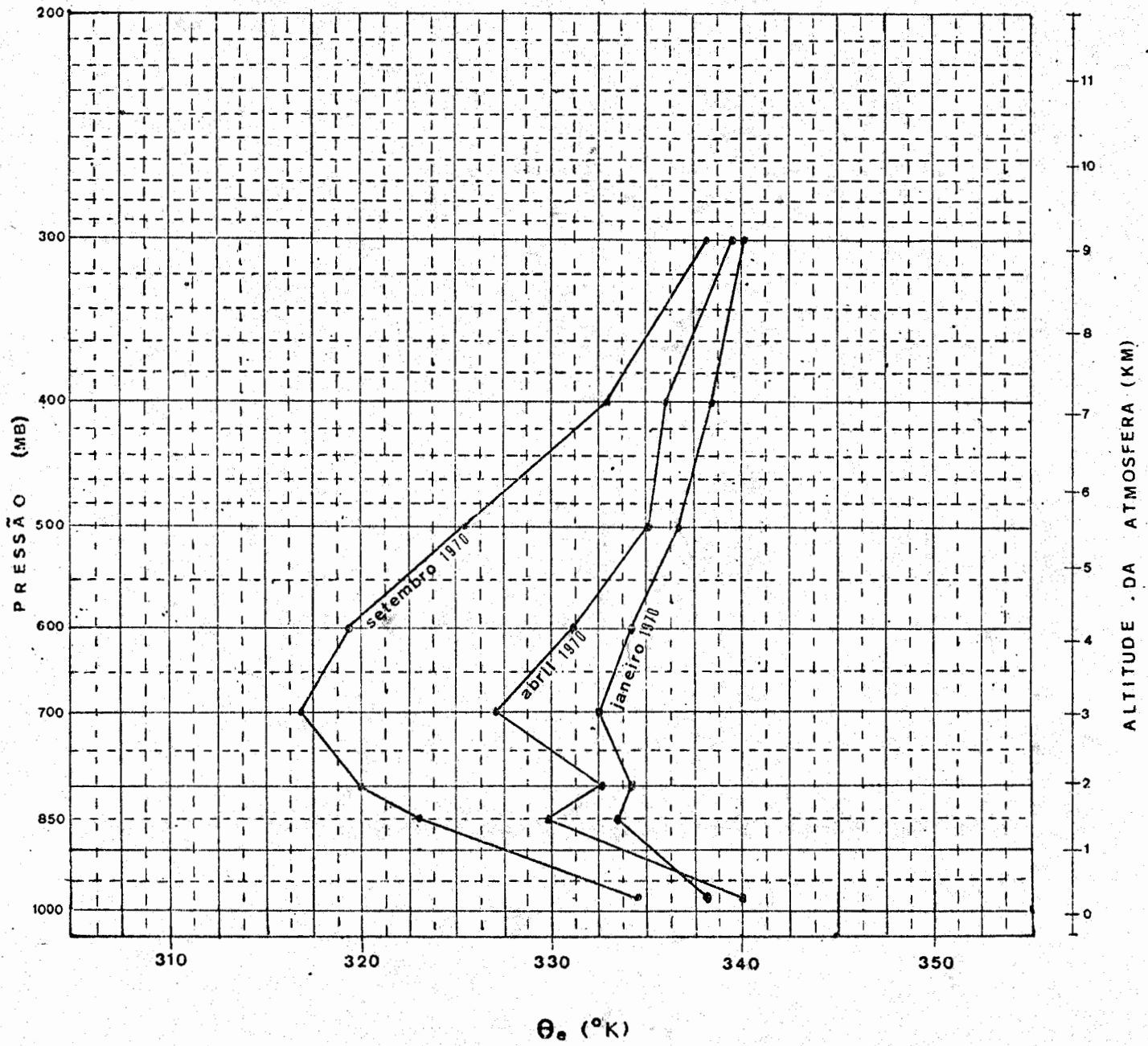


Fig. D.1 - Perfil Médio de θ_e para Petrolina

ESTAÇÃO: Recife, N: 82900, LAT. 08°03'S, LONG. 34°55'W

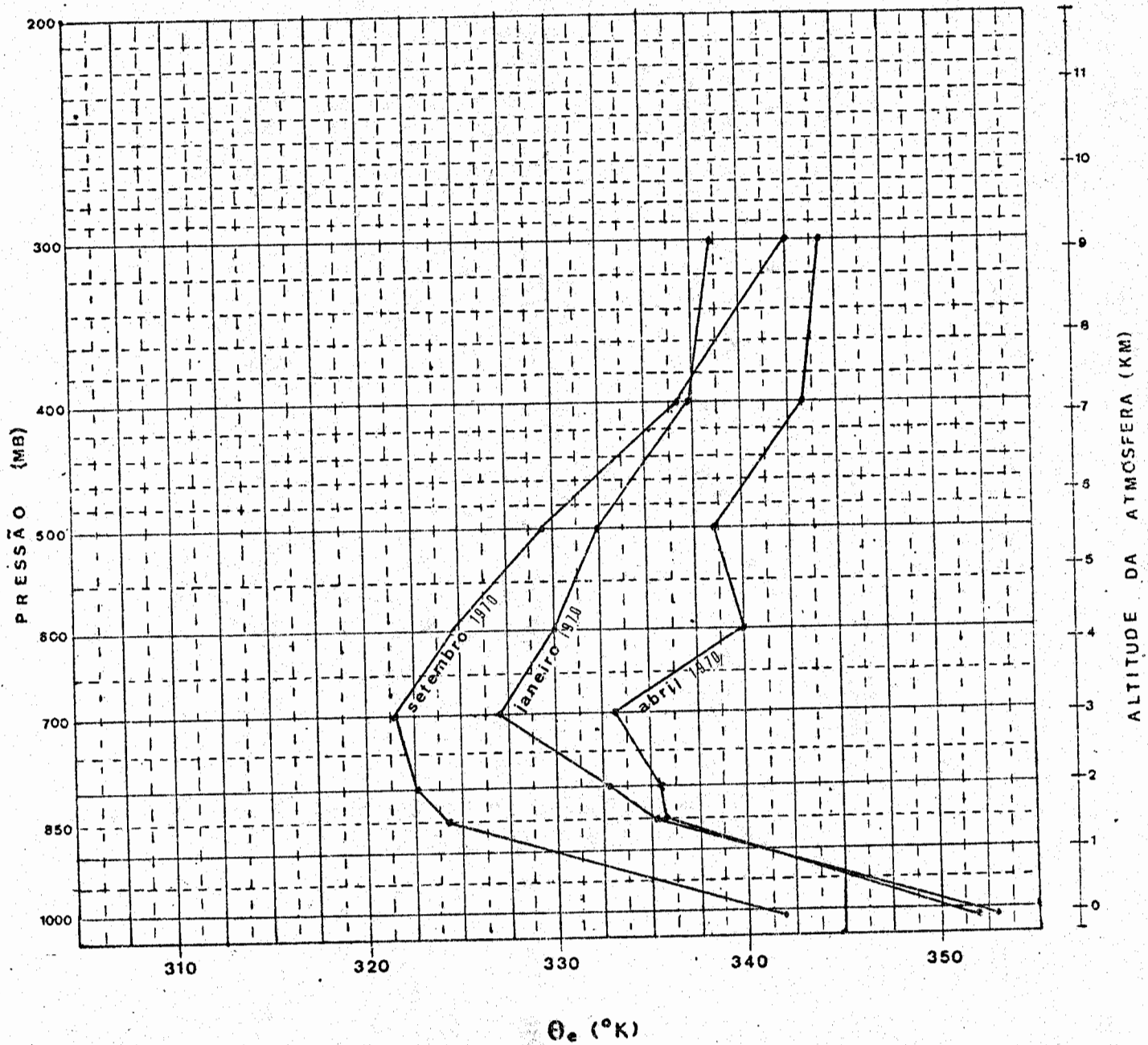


Fig. D.2 - Perfil Médio de θ_e para Recife

ESTAÇÃO: Salvador N: 83229 LAT. 13°00'S LONG. 38°31'W

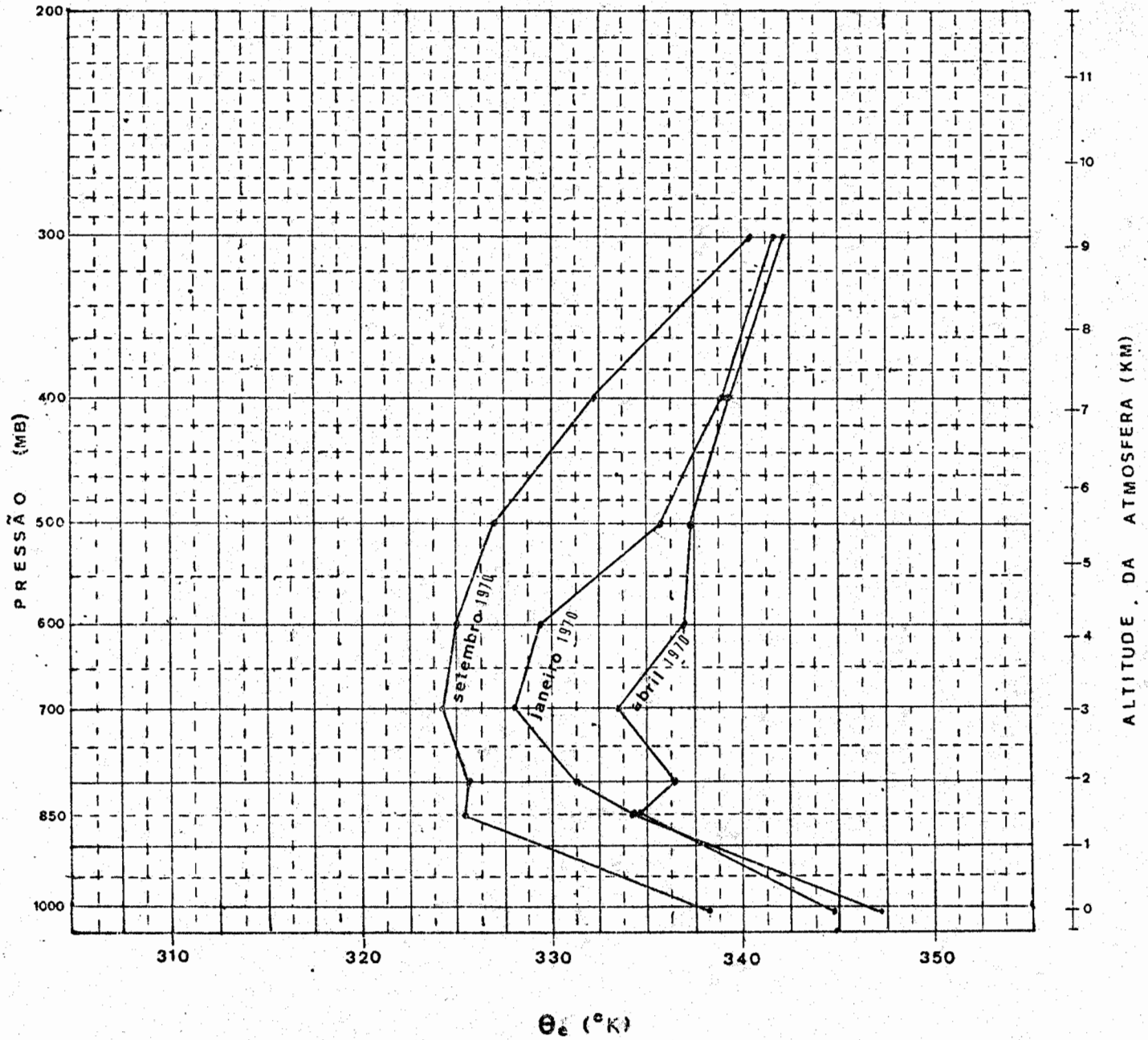


Fig. D.3 - Perfil Vertical Médio de θ_e para Salvador

ESTAÇÃO: Carolina N: 82765 LAT. 07°20'S LONG. 47°28'W

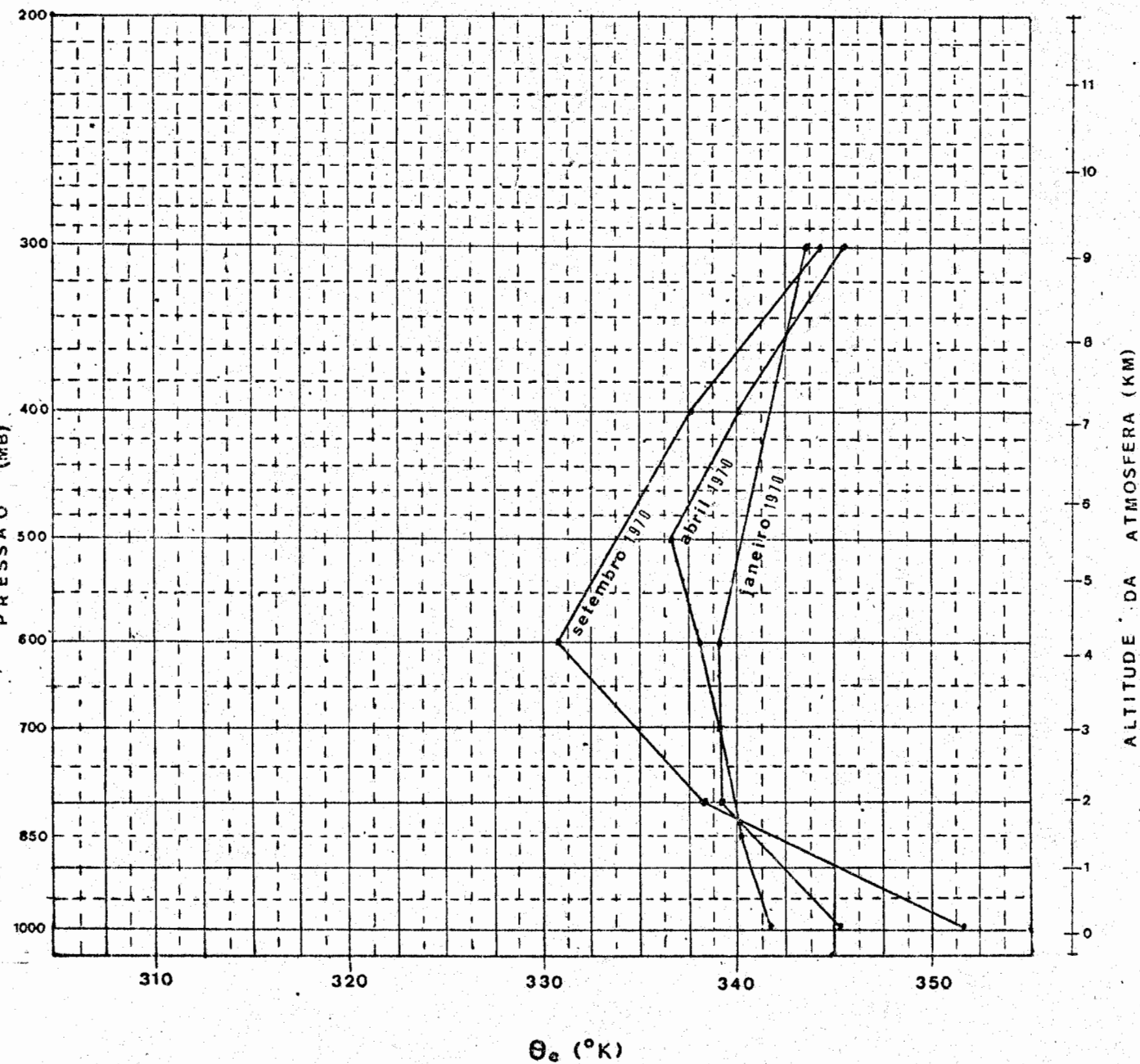


Fig. D.4 - Perfil Vertical Medio de θ_e para Carolina

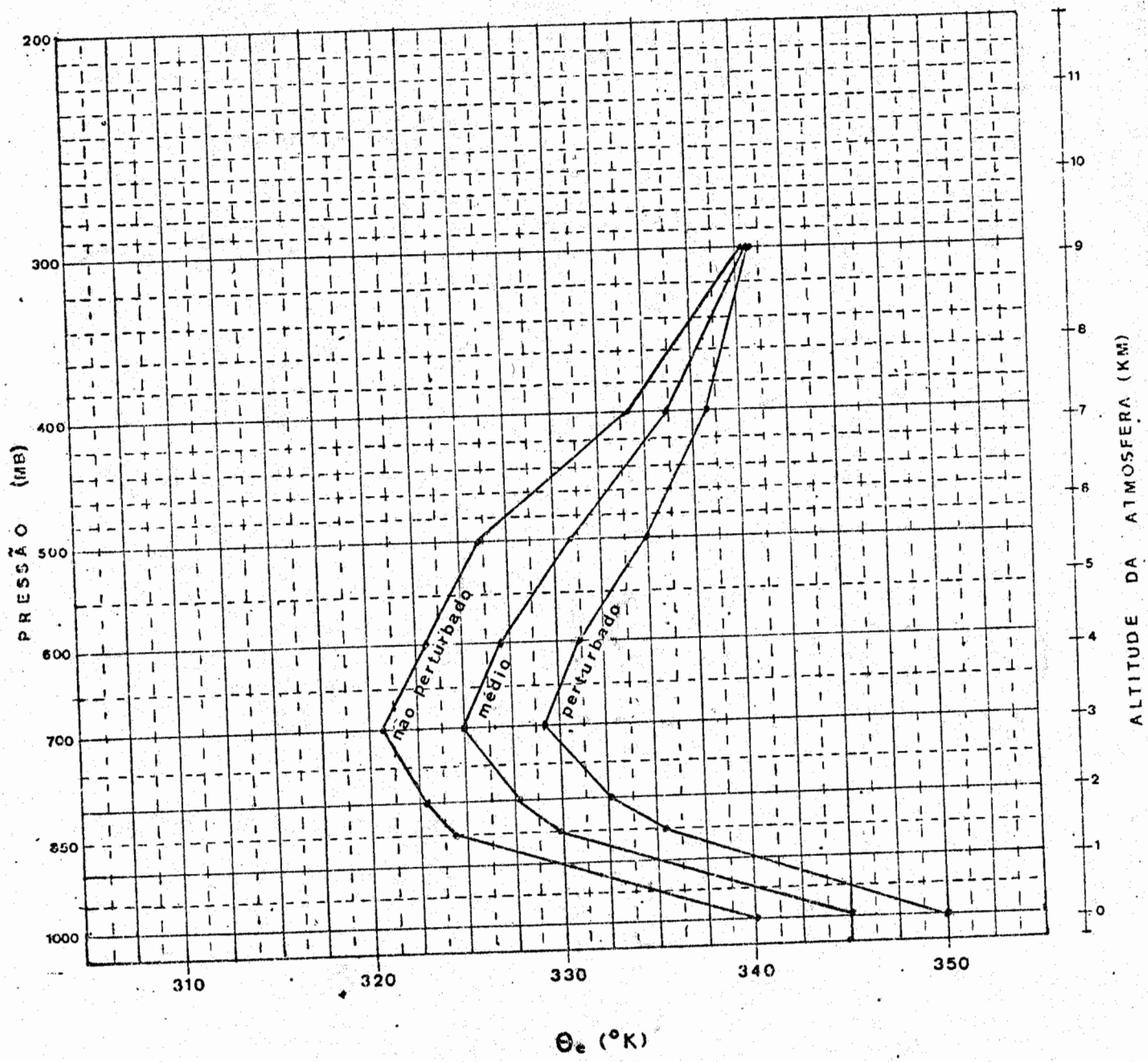
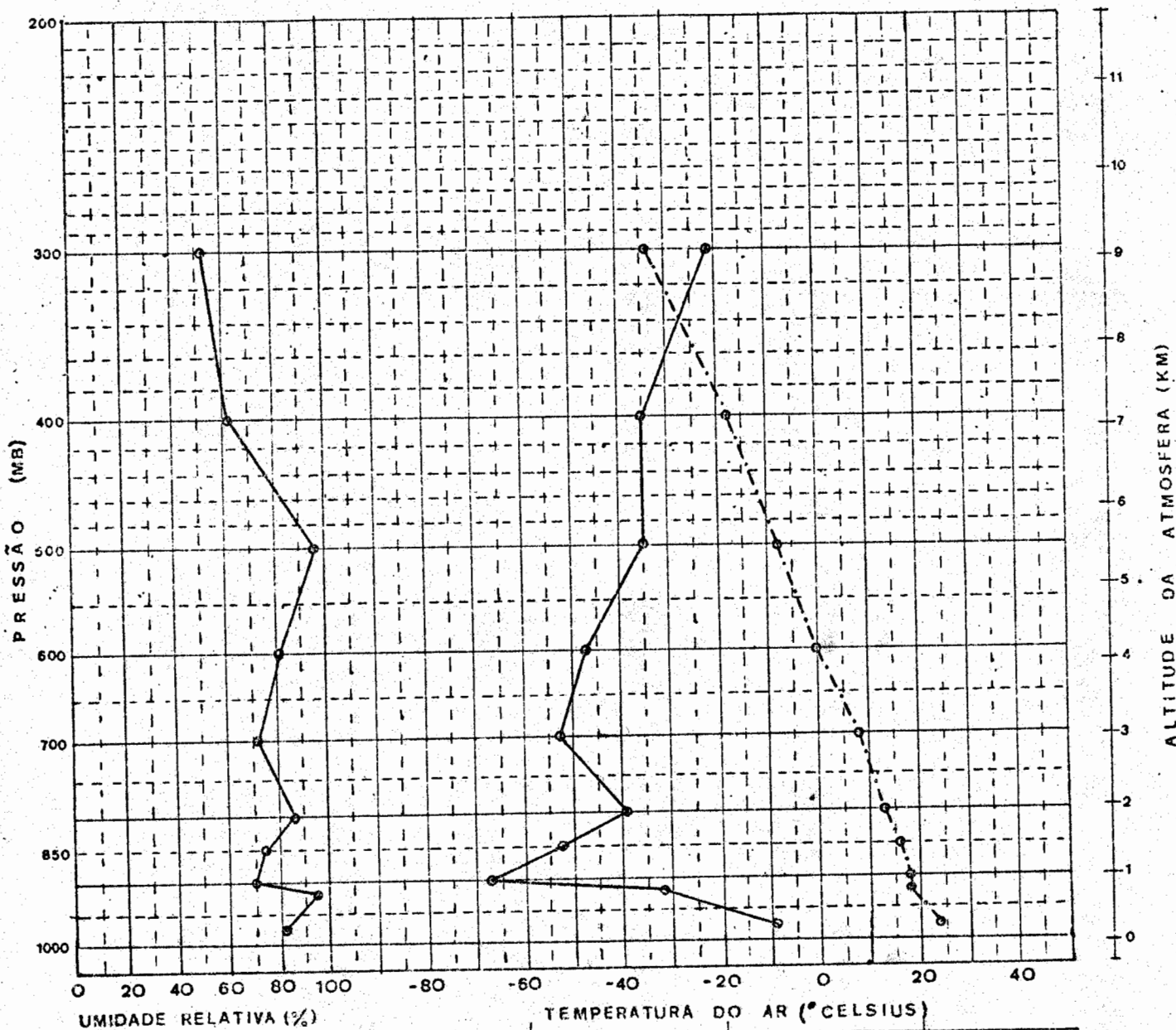


Fig. D.5 - Perfil Vertical Médio de θ_e para o Nordeste Brasileiro

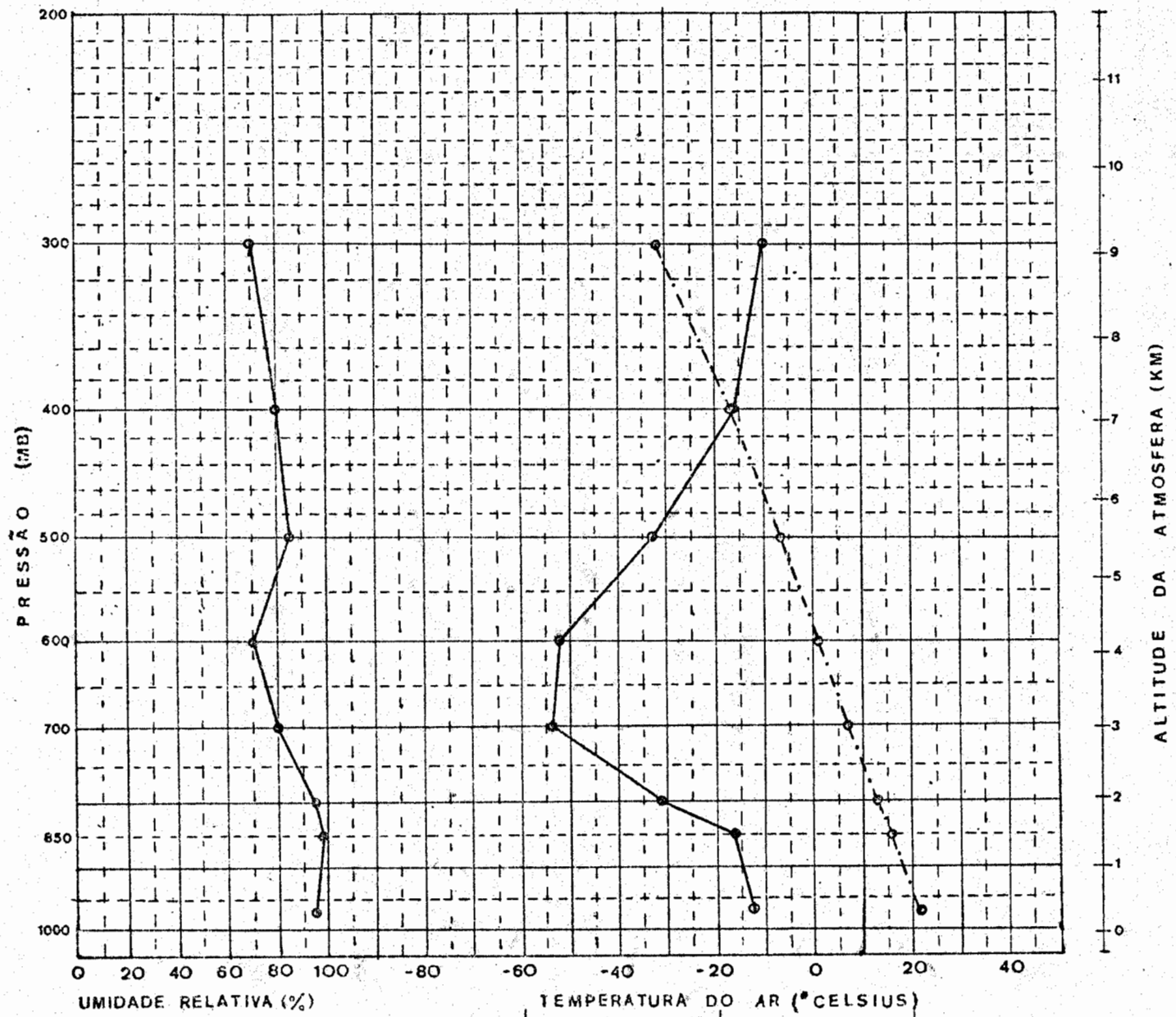
ESTAÇÃO: Petrolina N: 82983 .LAT. 09°23'S .LONG. 40°30'W
DIA: 20, 01, 70 12 HS GMT



—•— Θ_e (°K) • U (%)
- - - T_{8r} (°C)

Fig. D.6

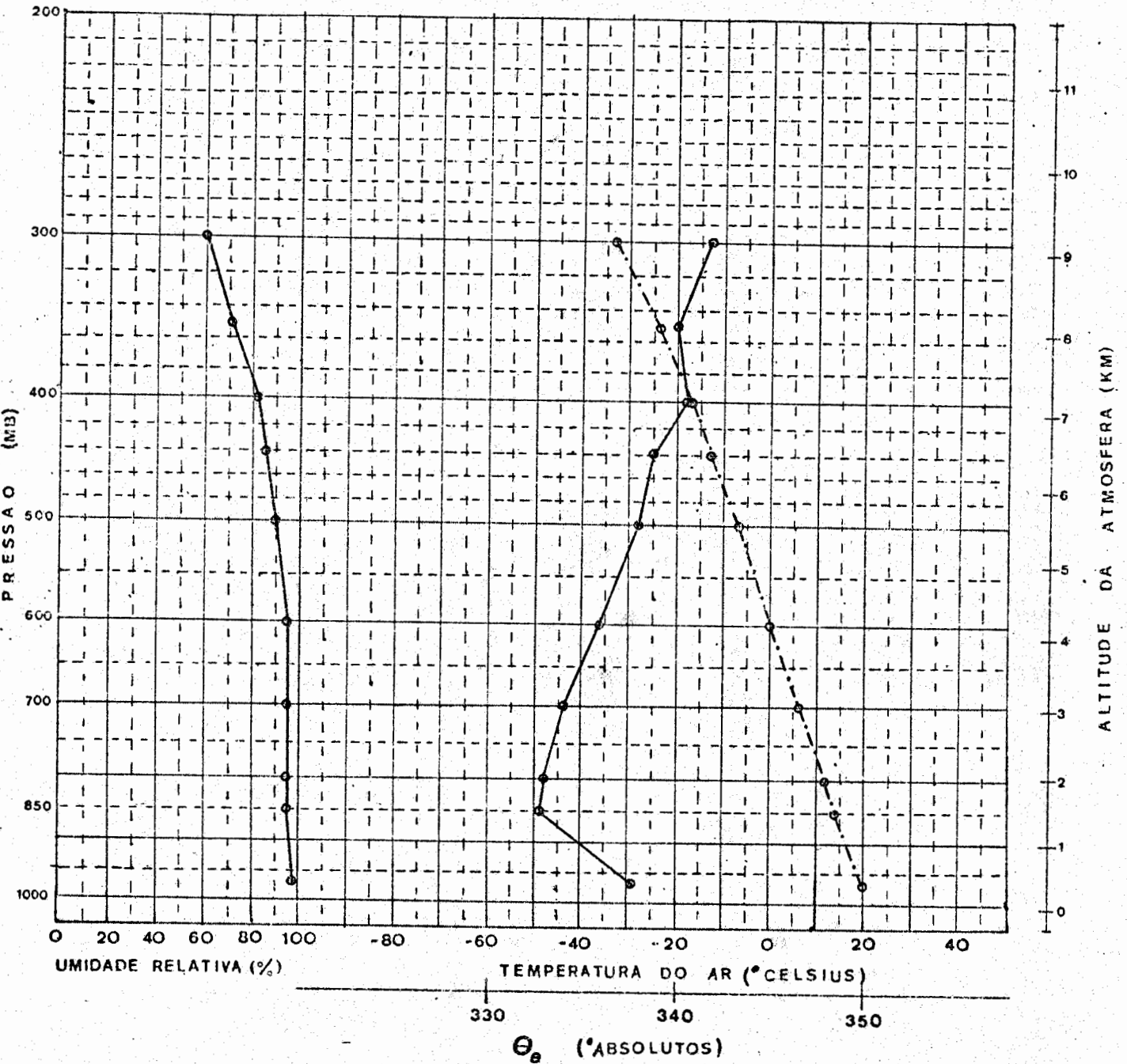
ESTACÃO: Petrolina N: 82983 LAT. 09°23'S LONG. 40°30'W
DIA: 21, 01, 70, 12 HS GMT



— Θ_e (°K) e U (%)
- - - T_{er} (°C)

Fig. D.7

ESTAÇÃO: Petrolina N: 82983 .LAT. 09°23'S .LONG. 40°30'W
DIA: 22,01,70 , 12HS GMT



— Θ_e (°K) e U (%)

- - - T_{sf} (°C)

Fig. D.8

ESTAÇÃO: Petrolina N: 82983 LAT. 09°23'S LONG. 40°30'W
DIA: 23,01,70, 12HS GMT

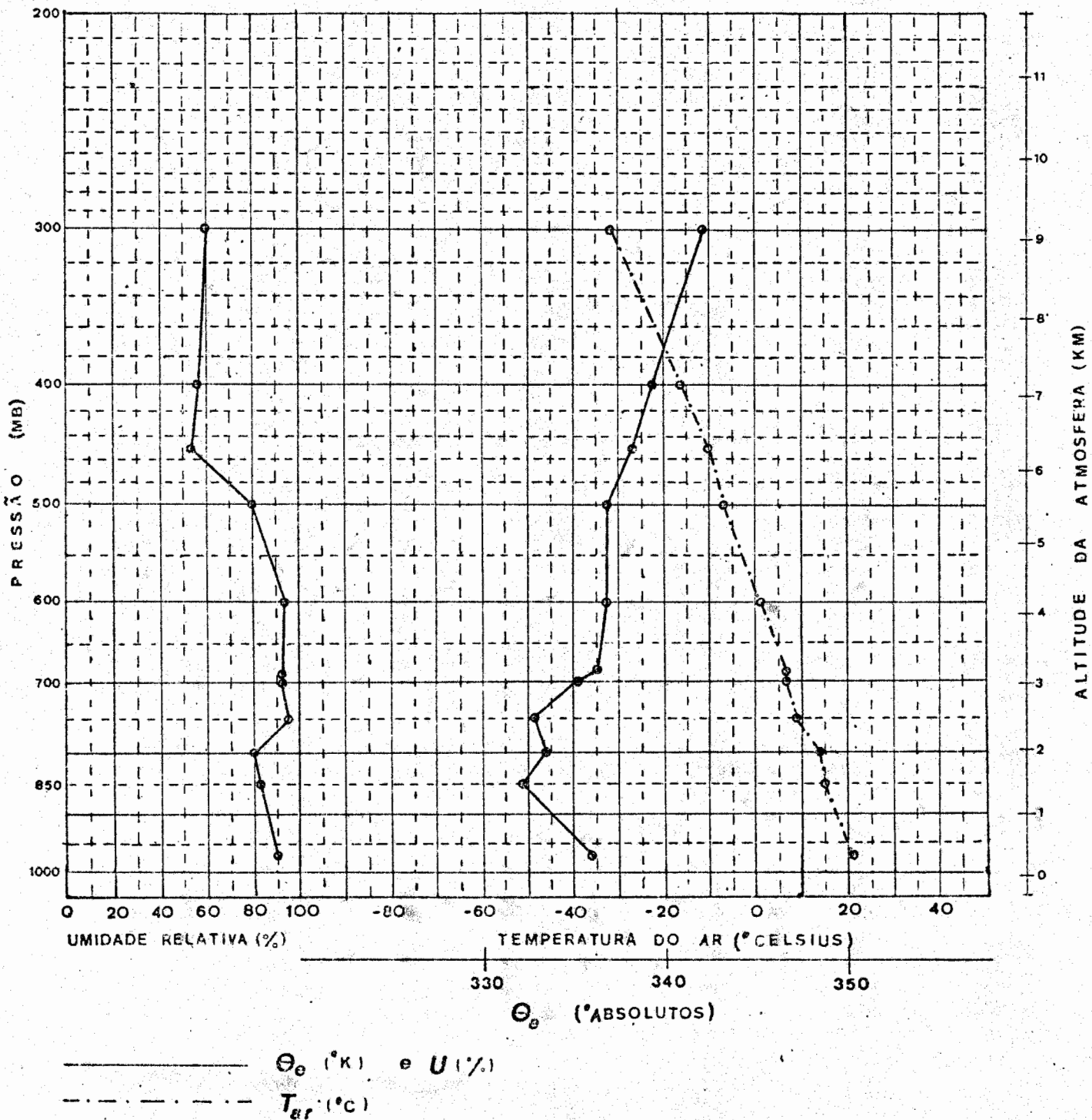
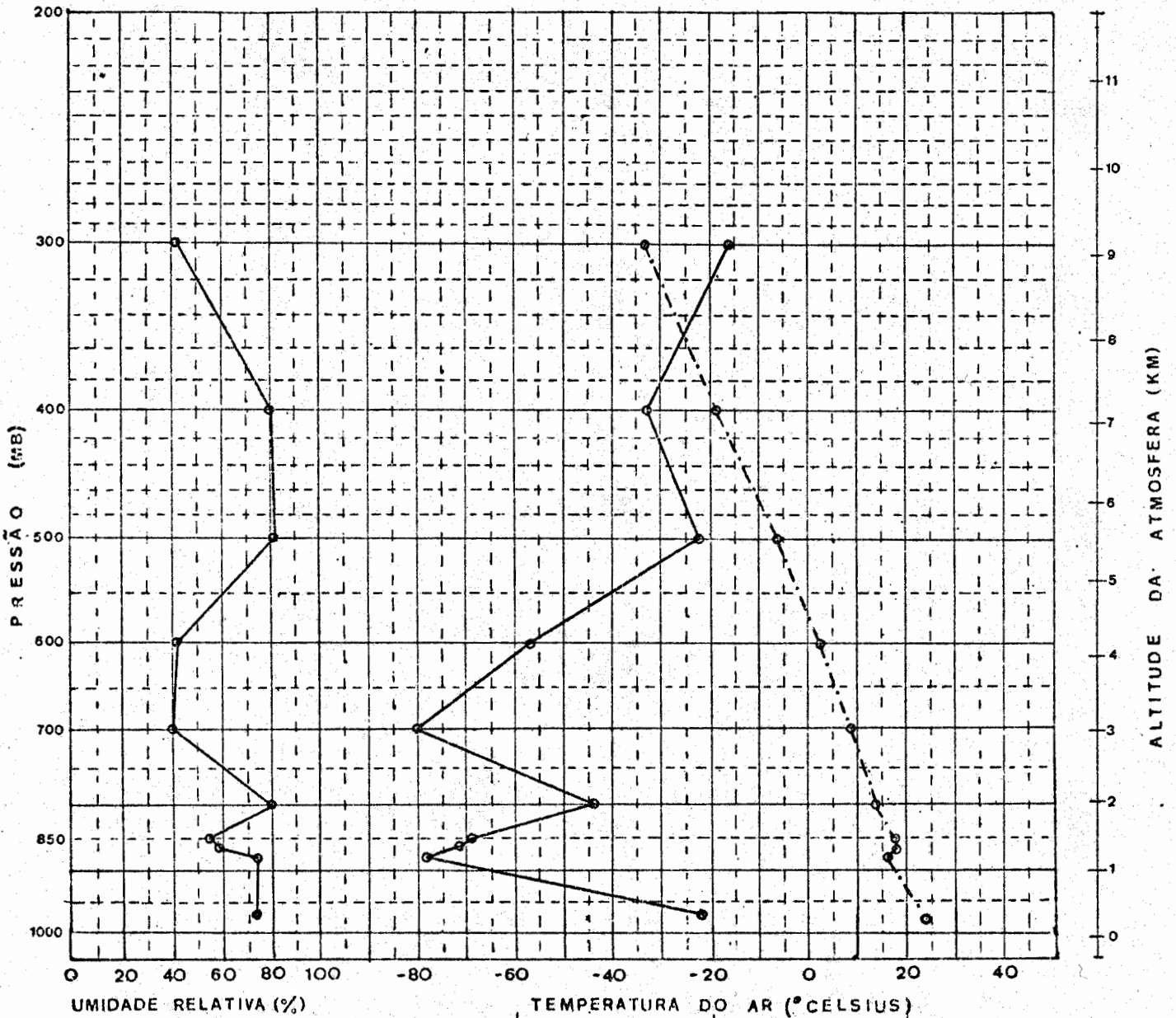


Fig. D.9

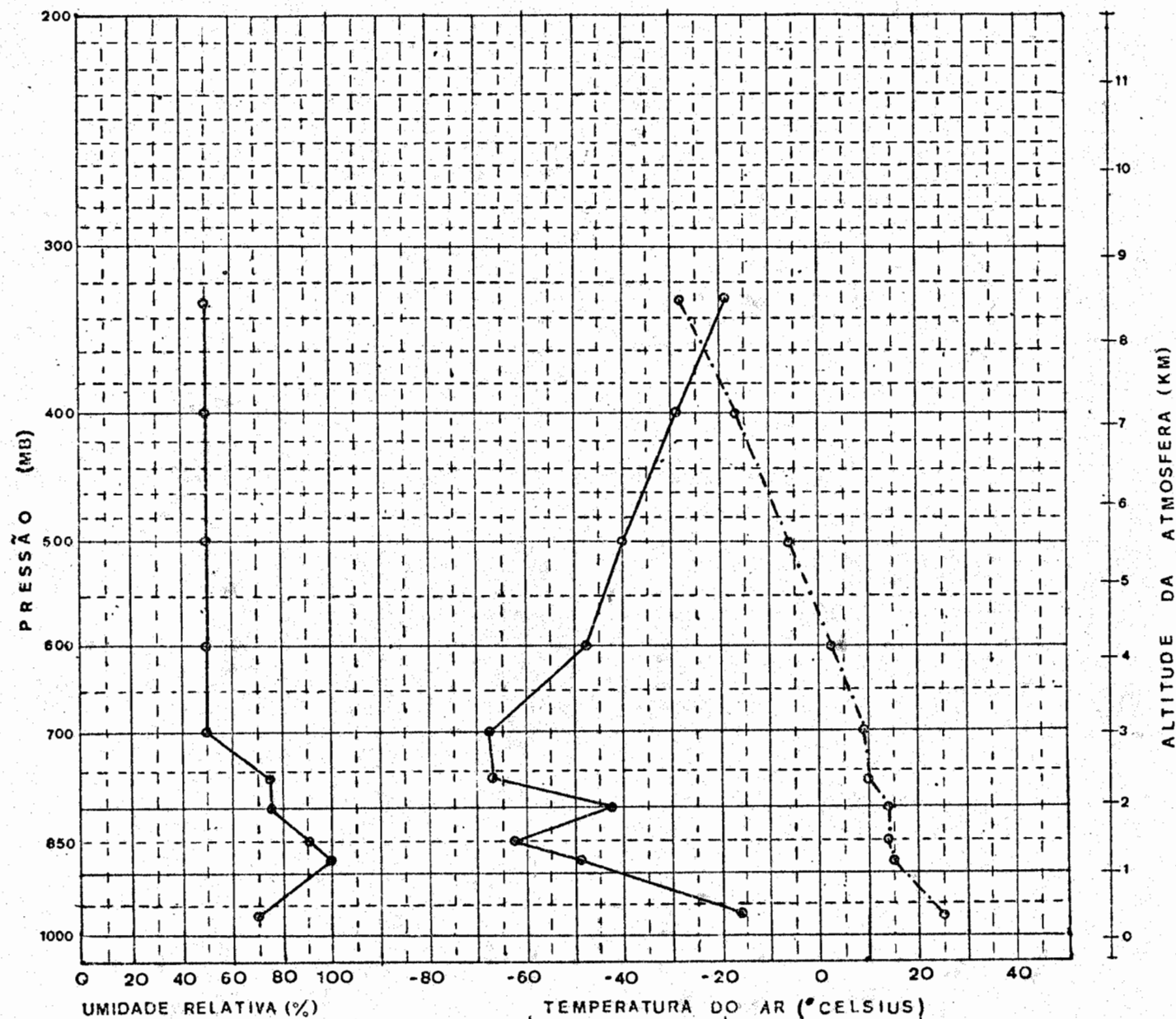
ESTAÇÃO: Petrolina N: 82983 .LAT. 09°23'S .LONG. 40°30'W
DIA: 22, 04, 70, 12HS GMT



— Θ_e (°K) • U (%)
- - - T_{sr} (°C)

Fig. D.10

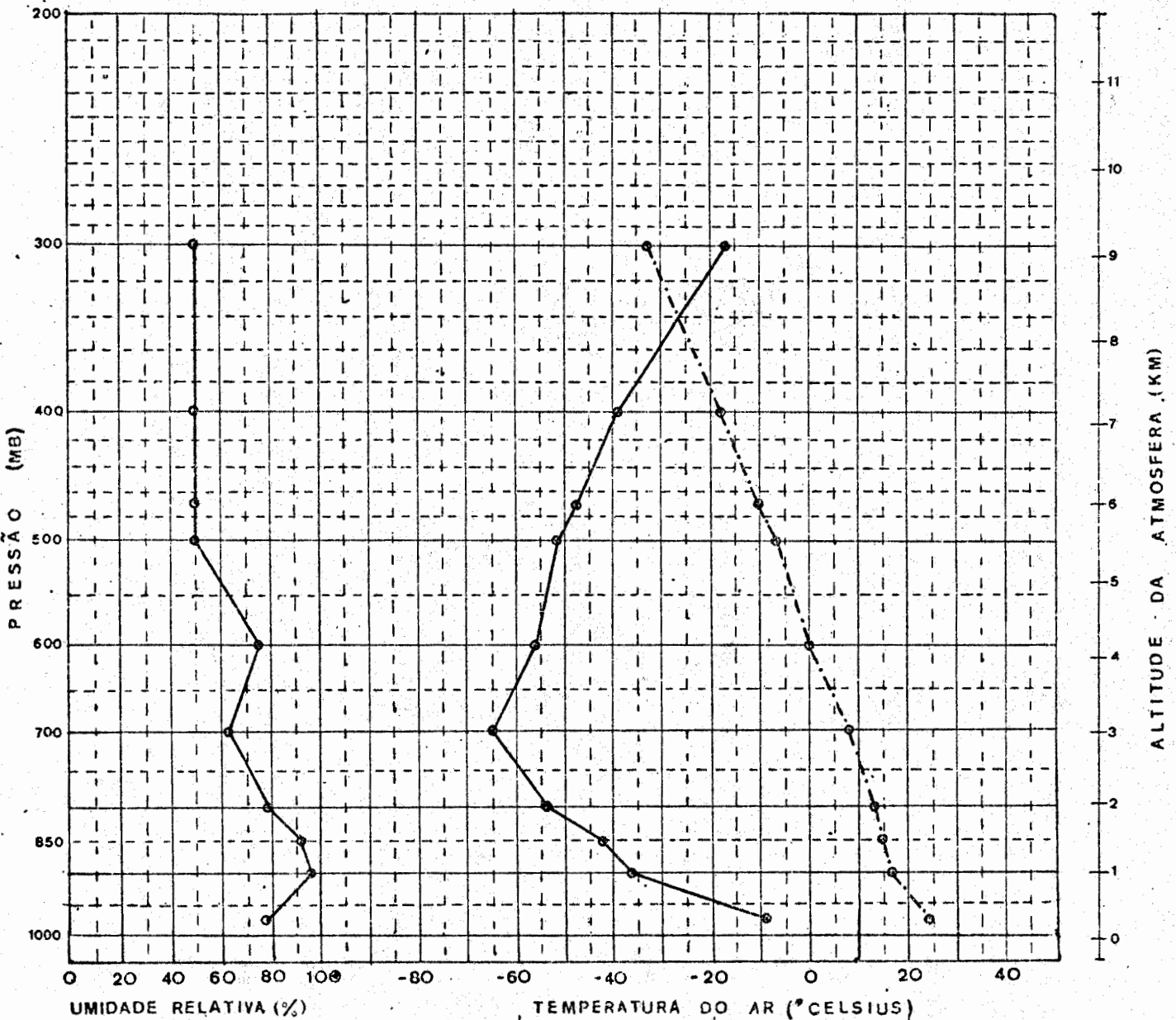
ESTAÇÃO: Petrolina N: 82983 .LAT. 09°23'S .LONG. 40°30'W
DIA: 23, 04, 70, 12HS GMT



— θ_e (°K) e U (%)
- - - T_{air} (°C)

Fig. D.11

ESTAÇÃO: Petrolina N: 82983 LAT. 09°23'S LONG. 40°30'W
DIA: 24/04/75 12HS GMT



— Θ_e (°K) e U (%)
- - - T_{er} (°C)

Fig. D.12

ESTAÇÃO: Petrolina , N: 82983 , LAT. 09°23'S , LONG. 40°30'W

DIA: 02/09/70 , 12HS GMT

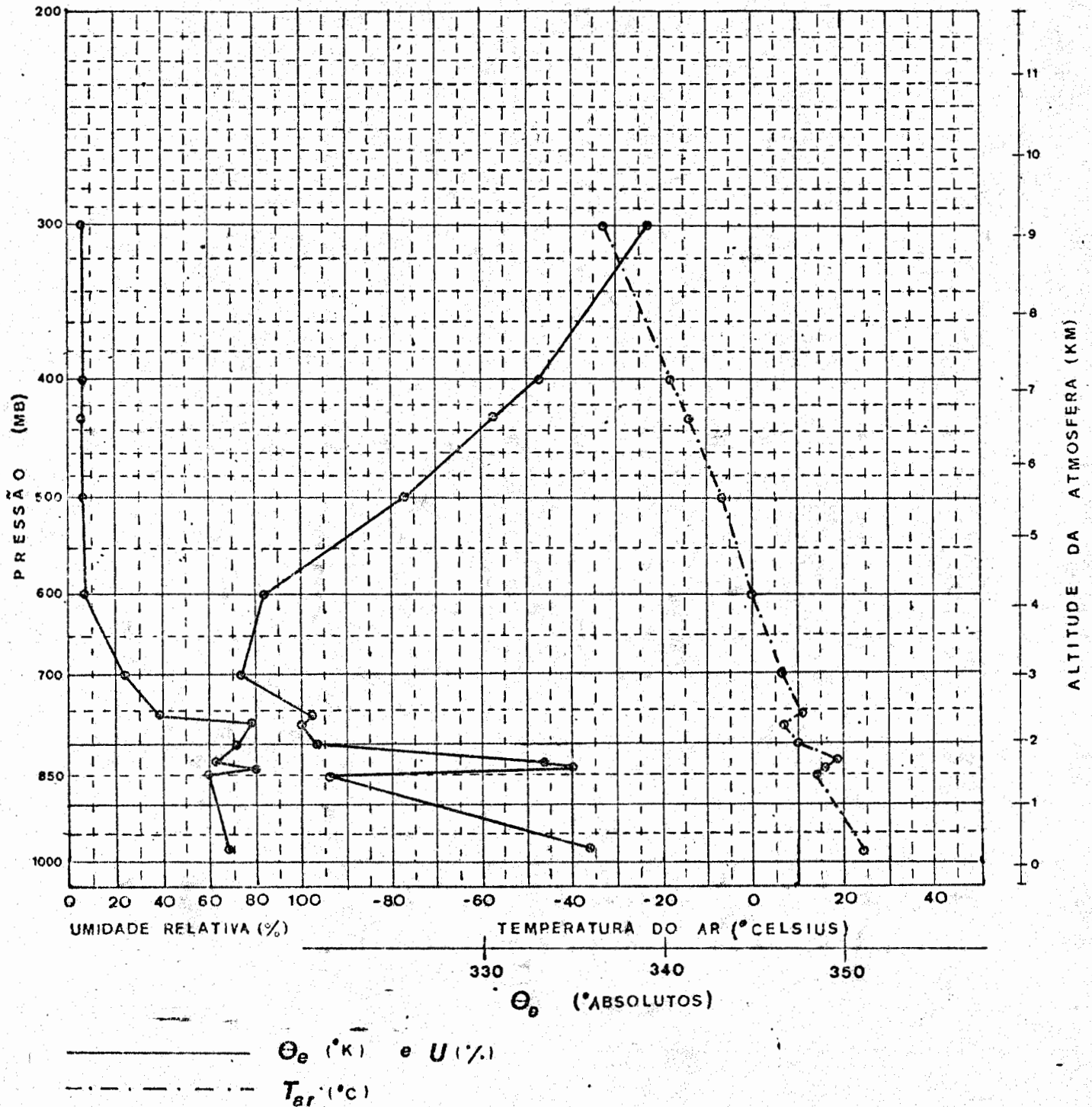
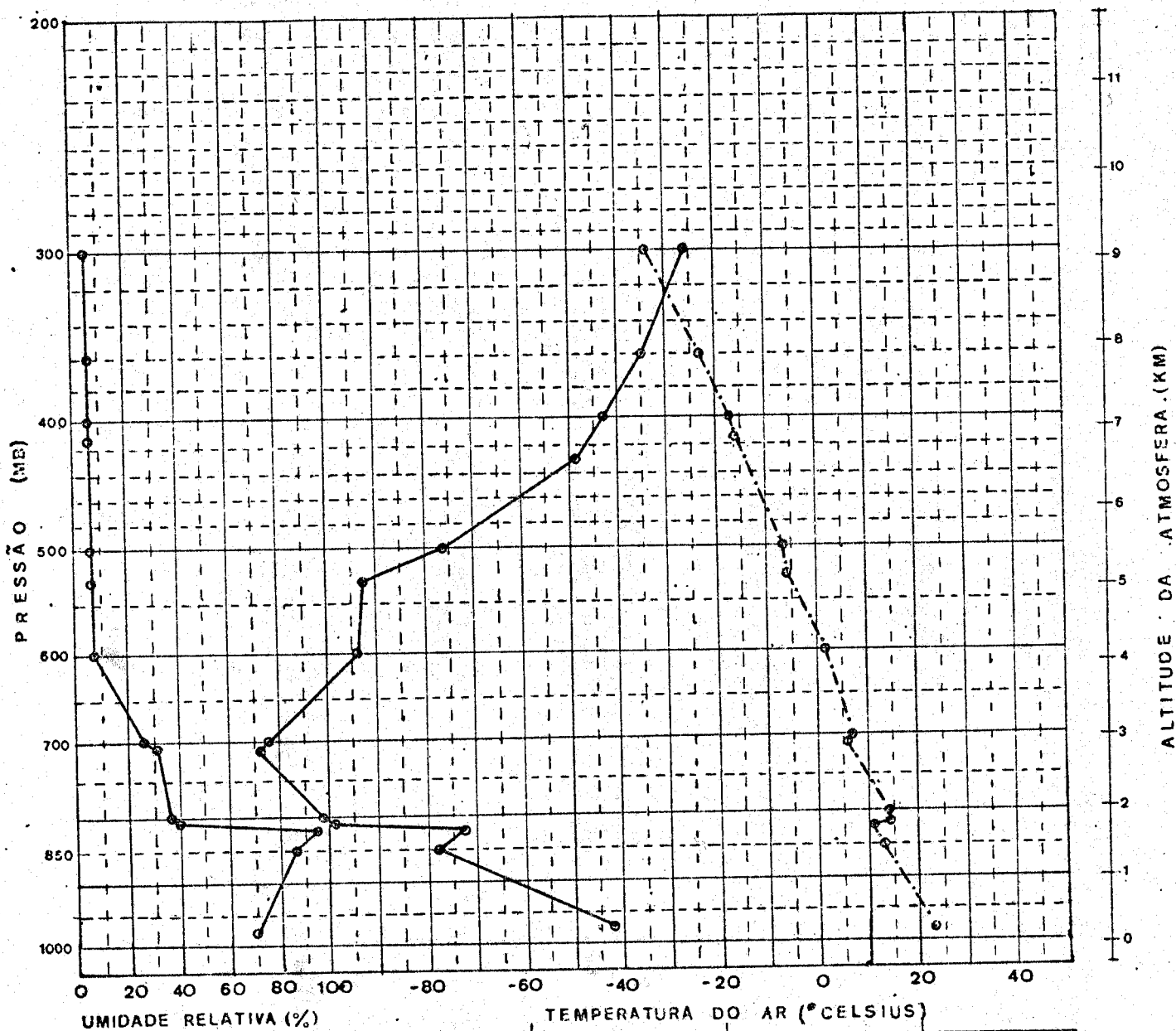


Fig. D.13

ESTAÇÃO: Petrolina N: 82983 LAT. 09°23'S LONG. 40°30'W

DIA: 03/09/70 , 12HS GMT



— Θ_e (°K) e U (%)
- - - T_{sf} (°C)

Fig. D.14

ESTAÇÃO: Petrolina N: 82983 LAT. 09°23'S LONG. 40°30'W

DIA: 04/09/70 12HS GMT

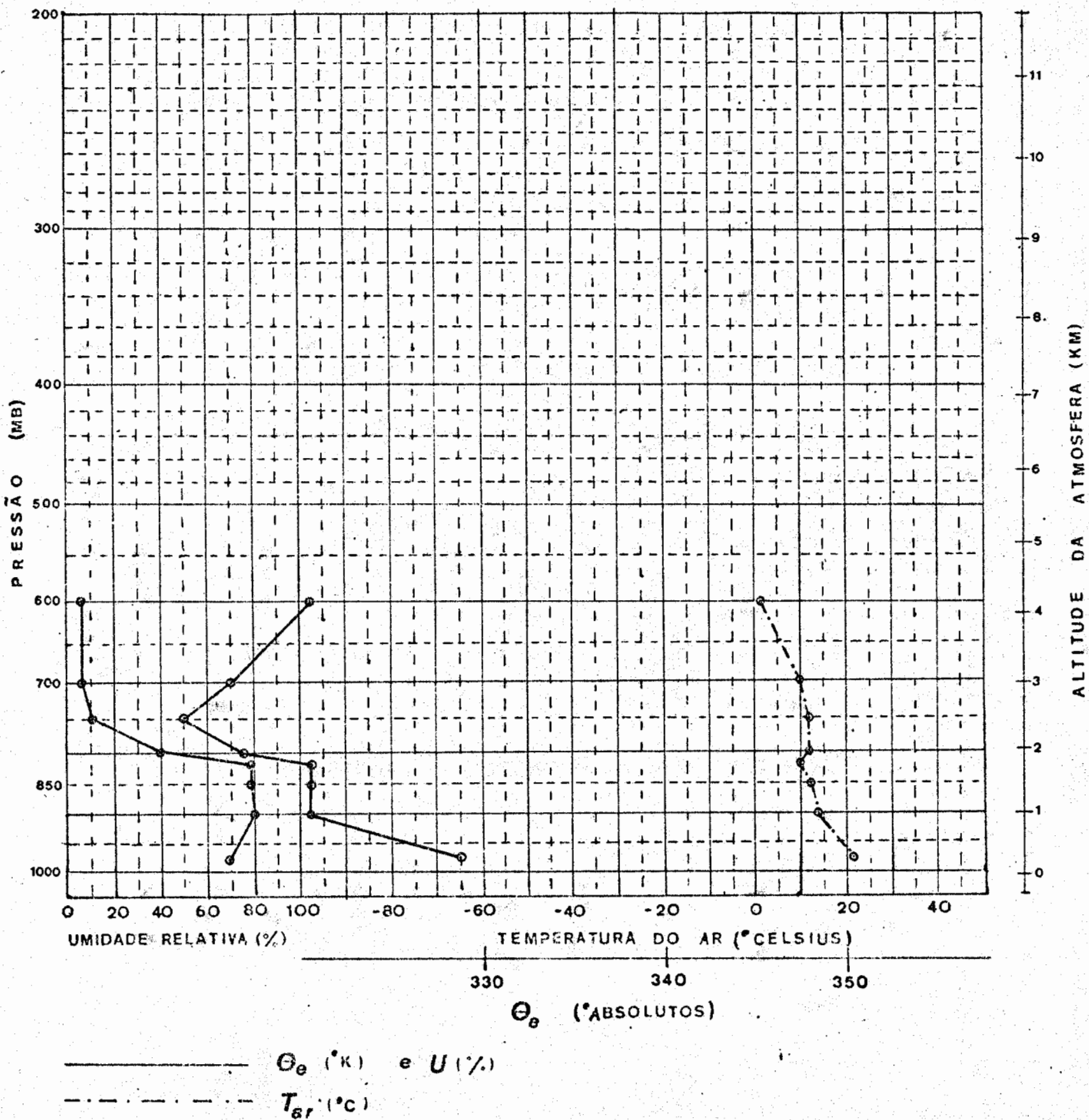


Fig. D.15

ESTAÇÃO: Recife, N: 82.900, LAT. 08°03'S, LONG. 34°55'W

DIA: 20/01/70, 12HS GMT

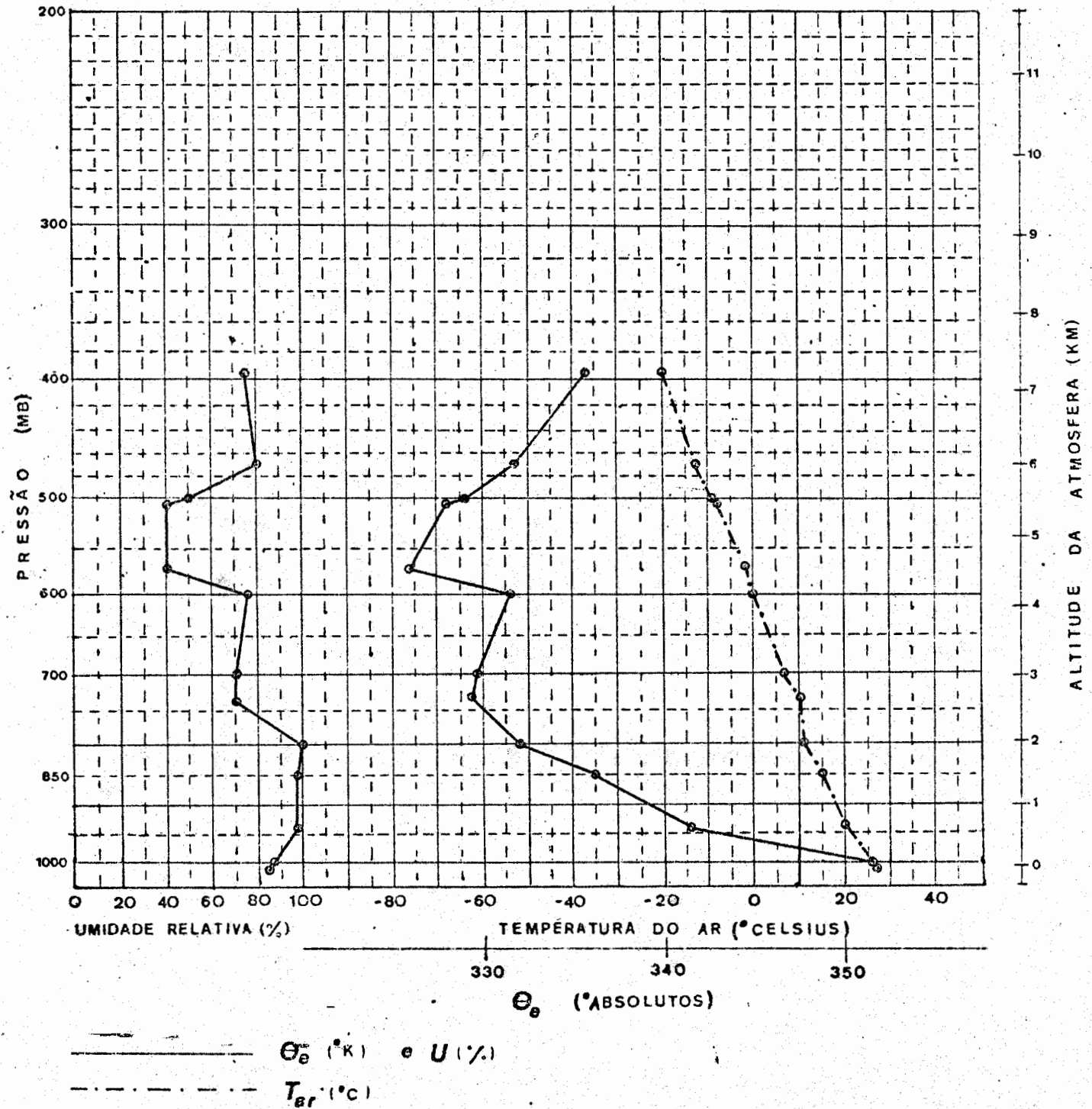
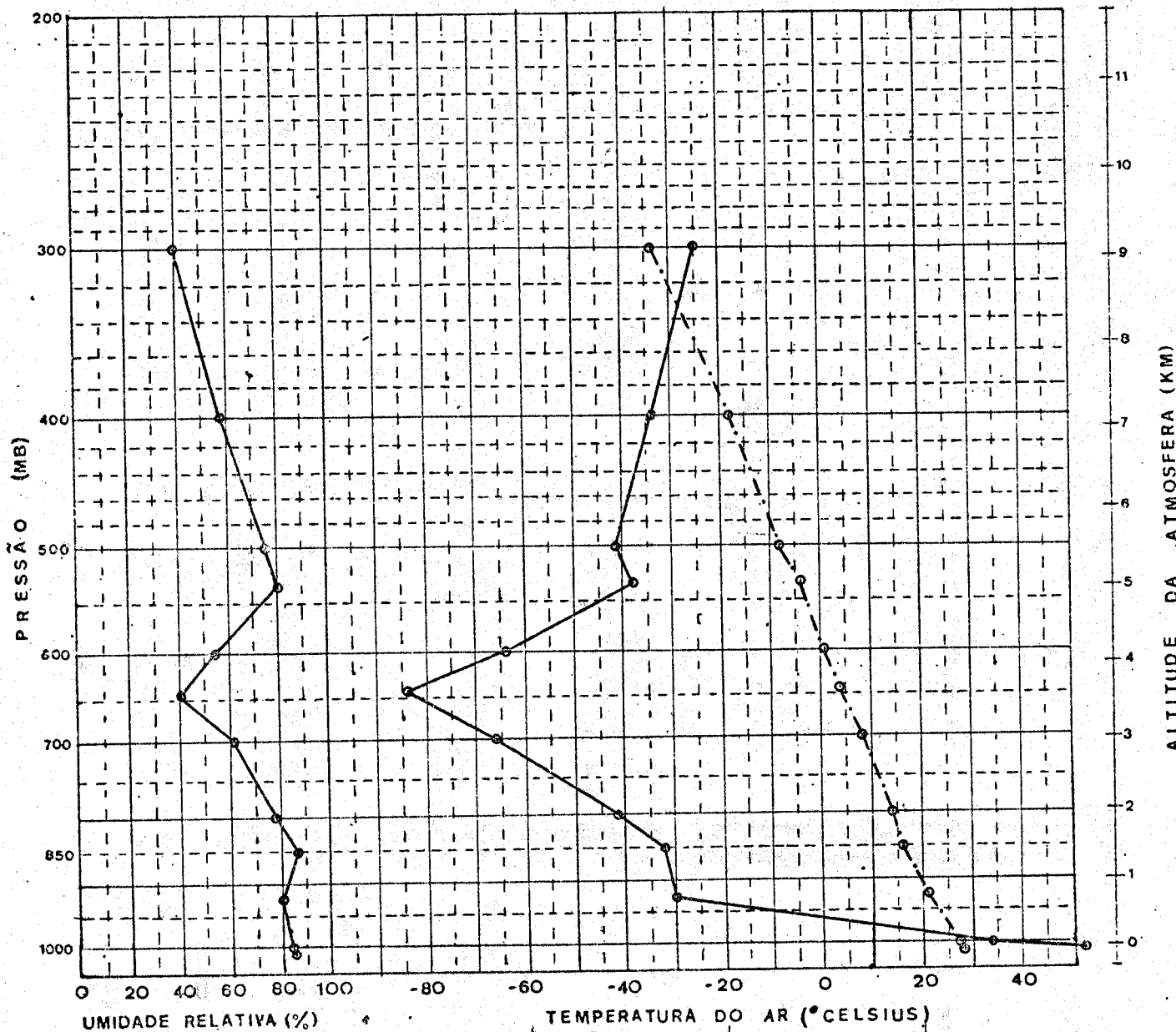


Fig. D.16

ESTAÇÃO: Recife, N: 82900, LAT. 08°03'S, LONG. 34°55'W

DIA: 21/01/70, 12HS GMT

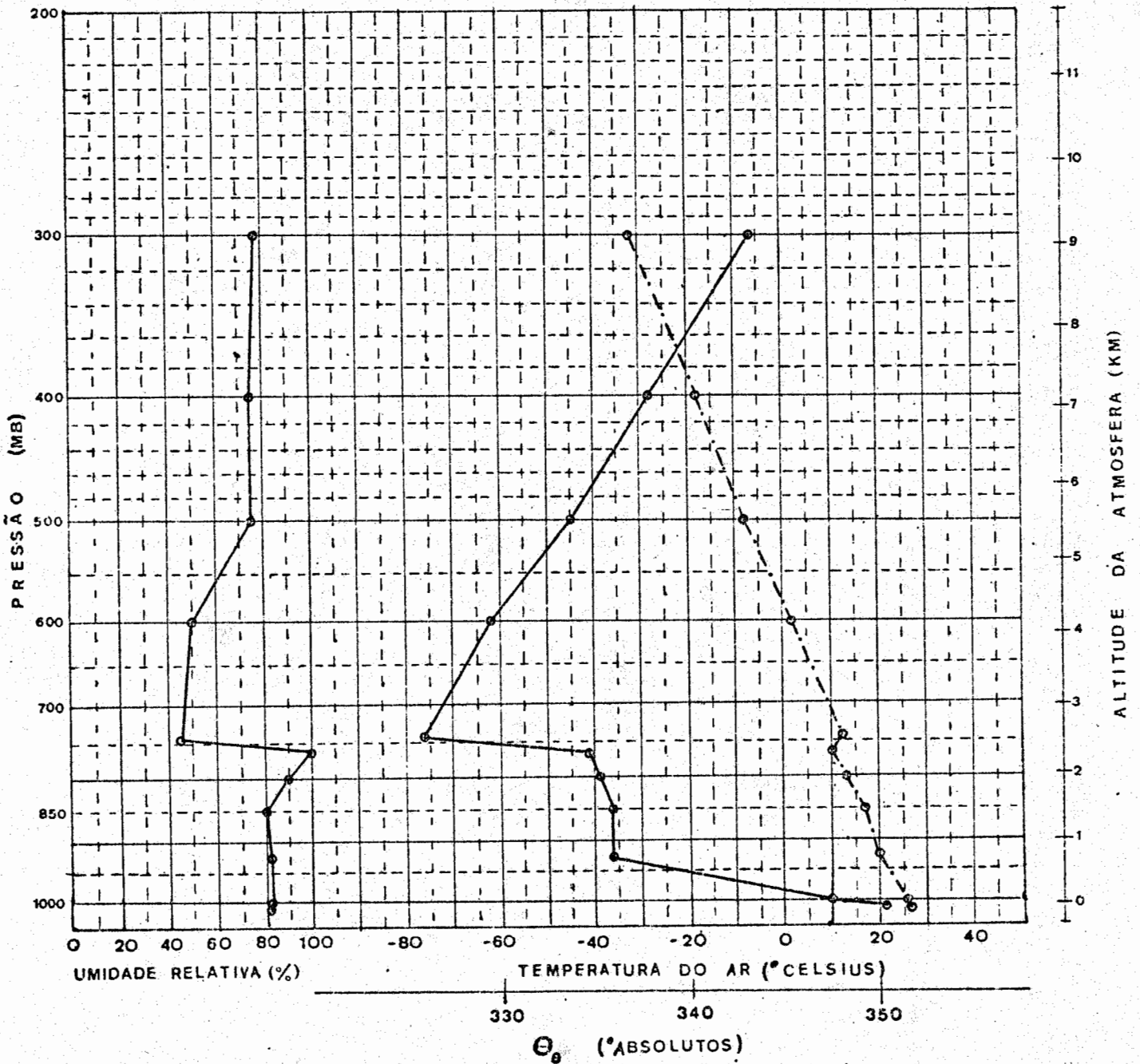


— θ_e (K) e U (%)

- - - T_{st} (°C)

Fig. D.17

ESTAÇÃO: Recife N: 82.900 LAT. 08°03'S LONG. 34°55'W
DIA 22, 01, 70, 12HS GMT



— θ_e (°K) e U (%)
- - - T_{air} (°C)

Fig. D.18

ESTAÇÃO: Recife, N: 82900, LAT. 08°03'S, LONG. 34°55'W

DIA: 23, 01, 70, 12HS GMT

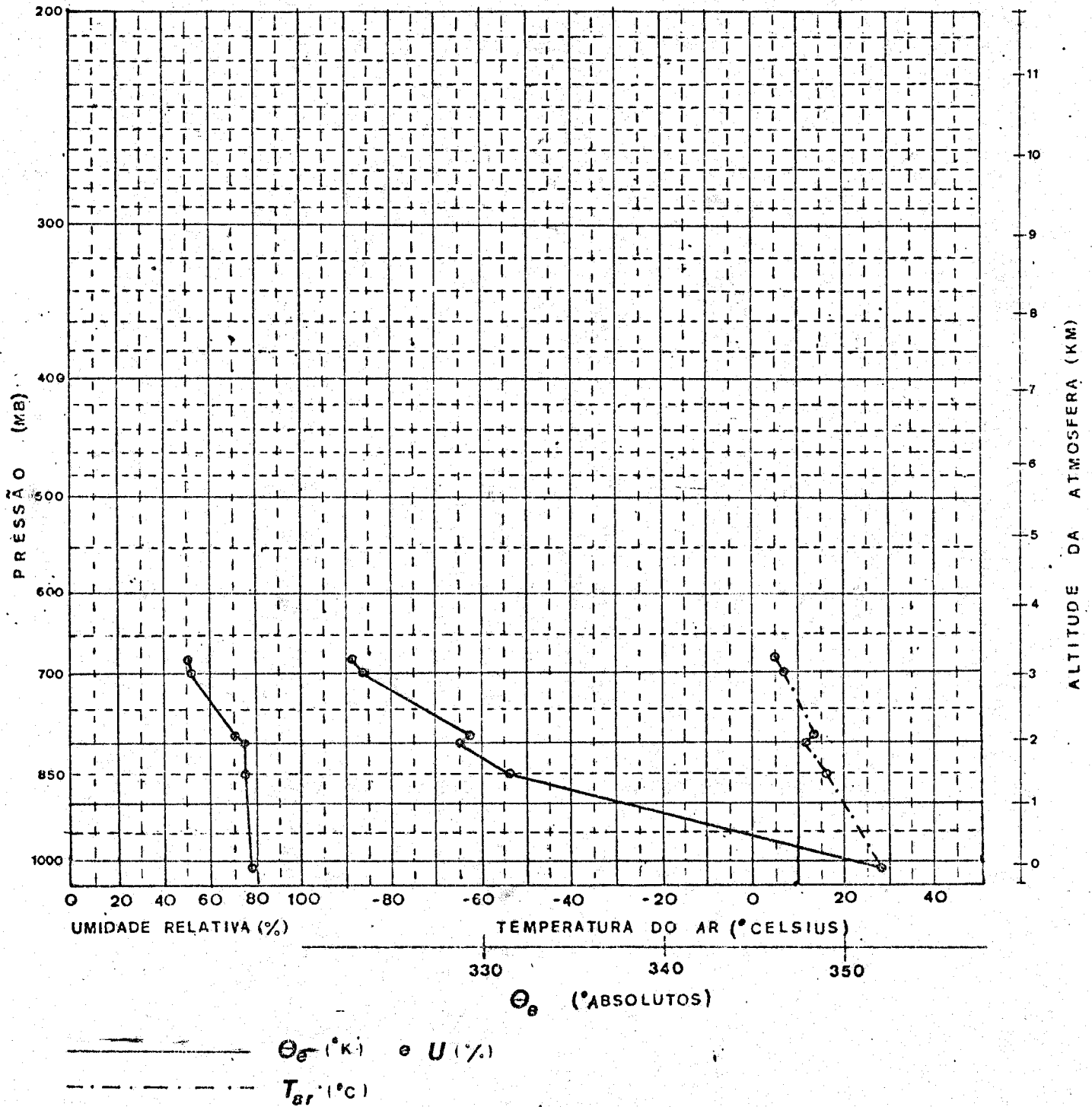


Fig. D.19

ESTAÇÃO: Recife N: 82900 .LAT. 08°03'S .LONG. 34°55'W
DIA: 22,04,70, 12HS GMT

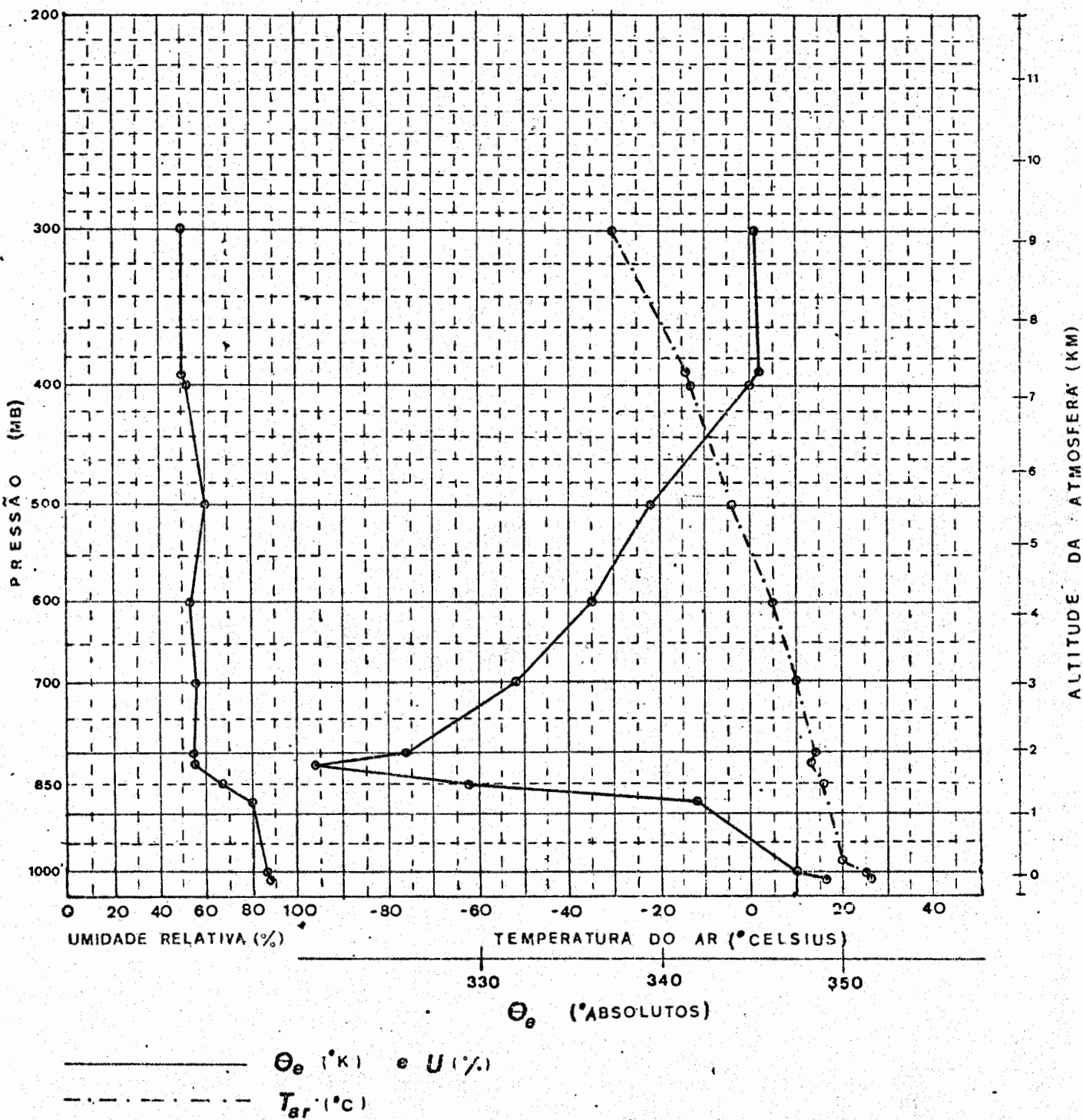
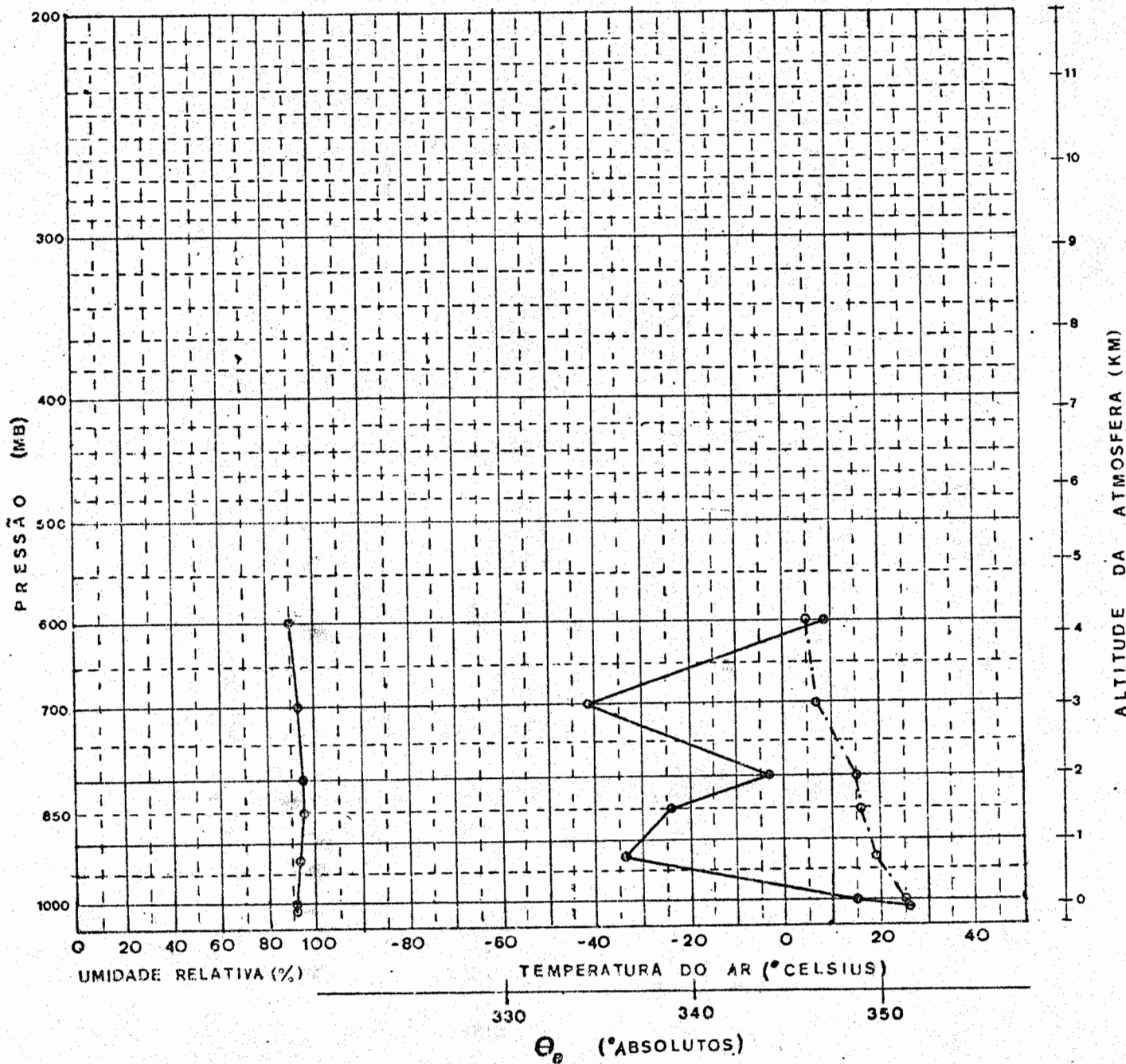


Fig. D.20

ESTAÇÃO: Recife, N: 82900, LAT. 08°03'S, LONG. 34°55'W

DIA: 23/0475/ 12HS GMT



— θ_e (°K) e U (%)
- - - T_{sr} (°C)

Fig. D.21

ESTAÇÃO: Recife N: 82900 .LAT. 08°03'S .LONG. 34°55'W
DIA: 24,04,70, 12HS GMT

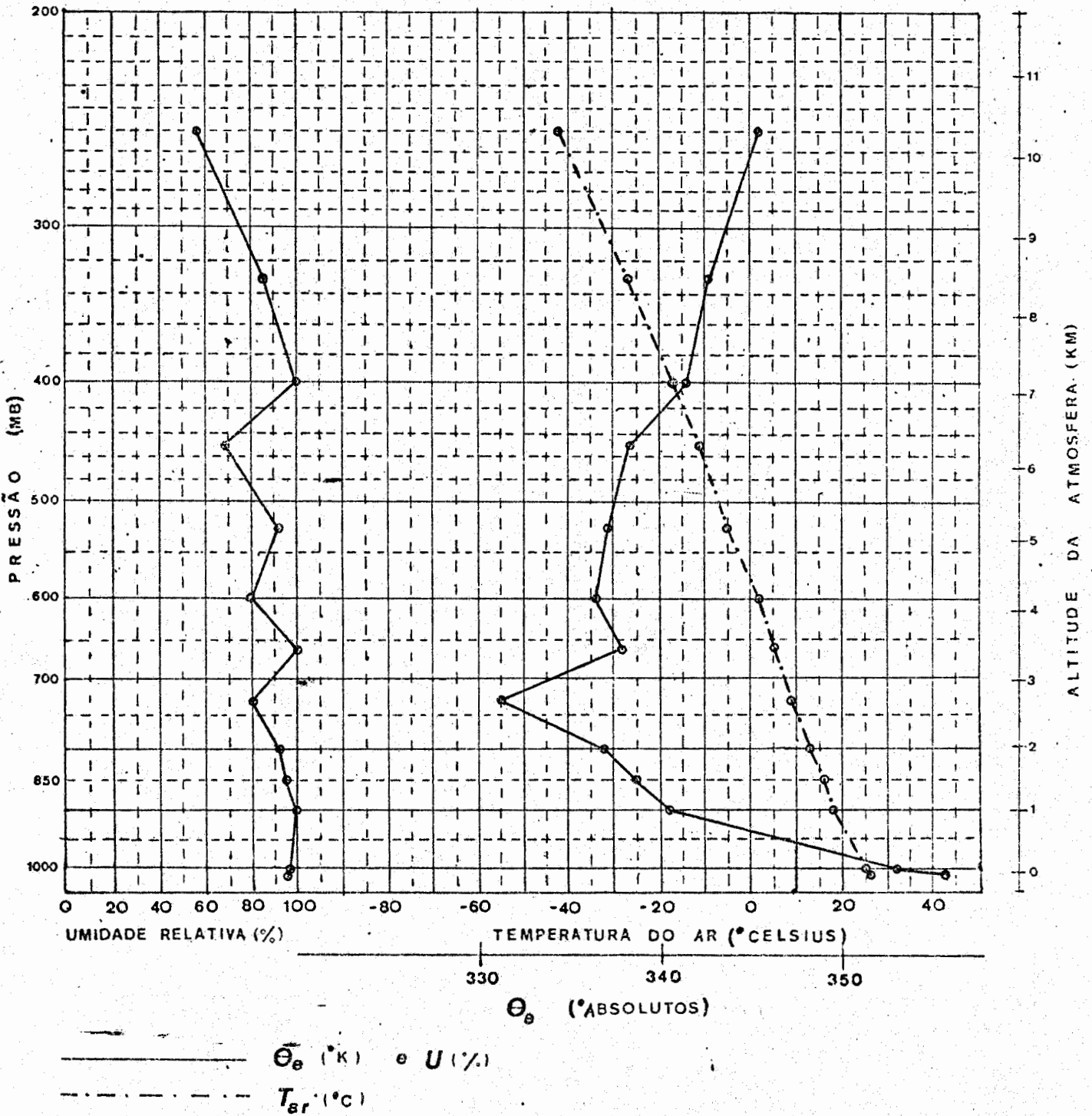
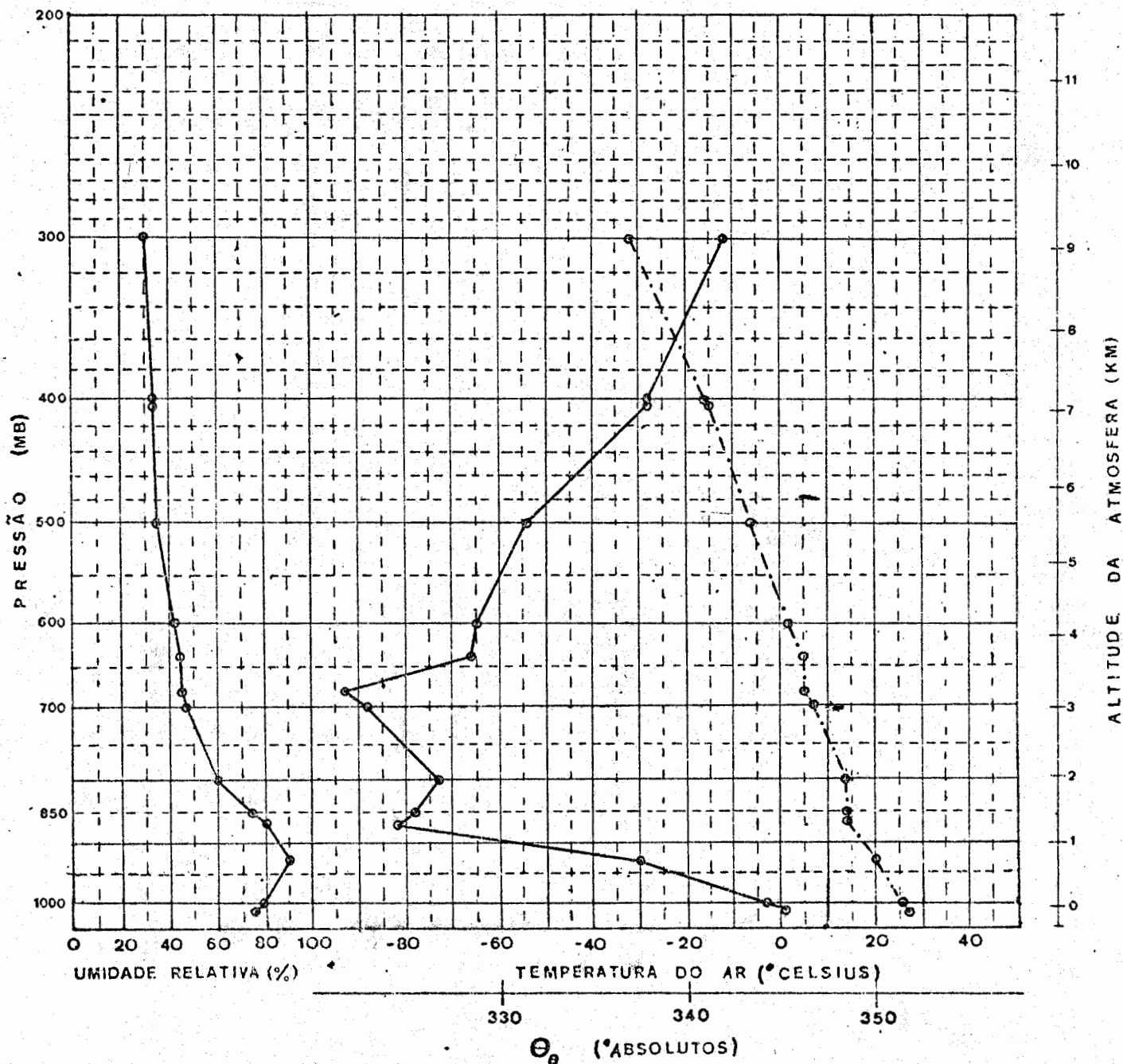


Fig. D.22

ESTAÇÃO: Recife N: 82900 .LAT. 08°03'S .LONG. 34°55'W

DIA 02 / 09 / 70 / 12 HS GMT



— θ_e (°K) e U (%)
- - - T_{gr} (°C)

Fig. D.23

ESTAÇÃO: Recife, N: 82900, LAT. 08°03'S, LONG. 34°55'W

DIA: 03/09/70, 12HS GMT

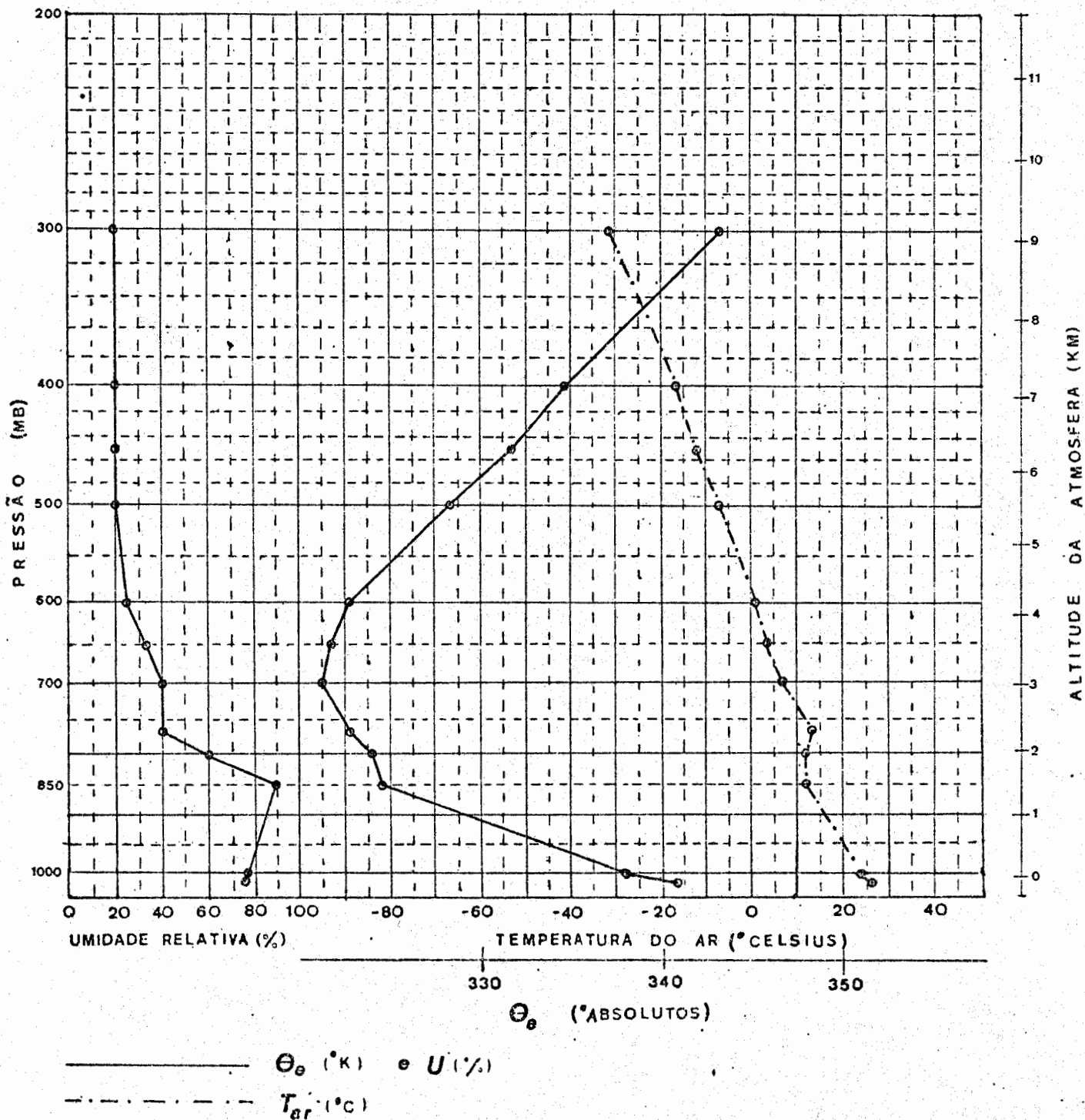
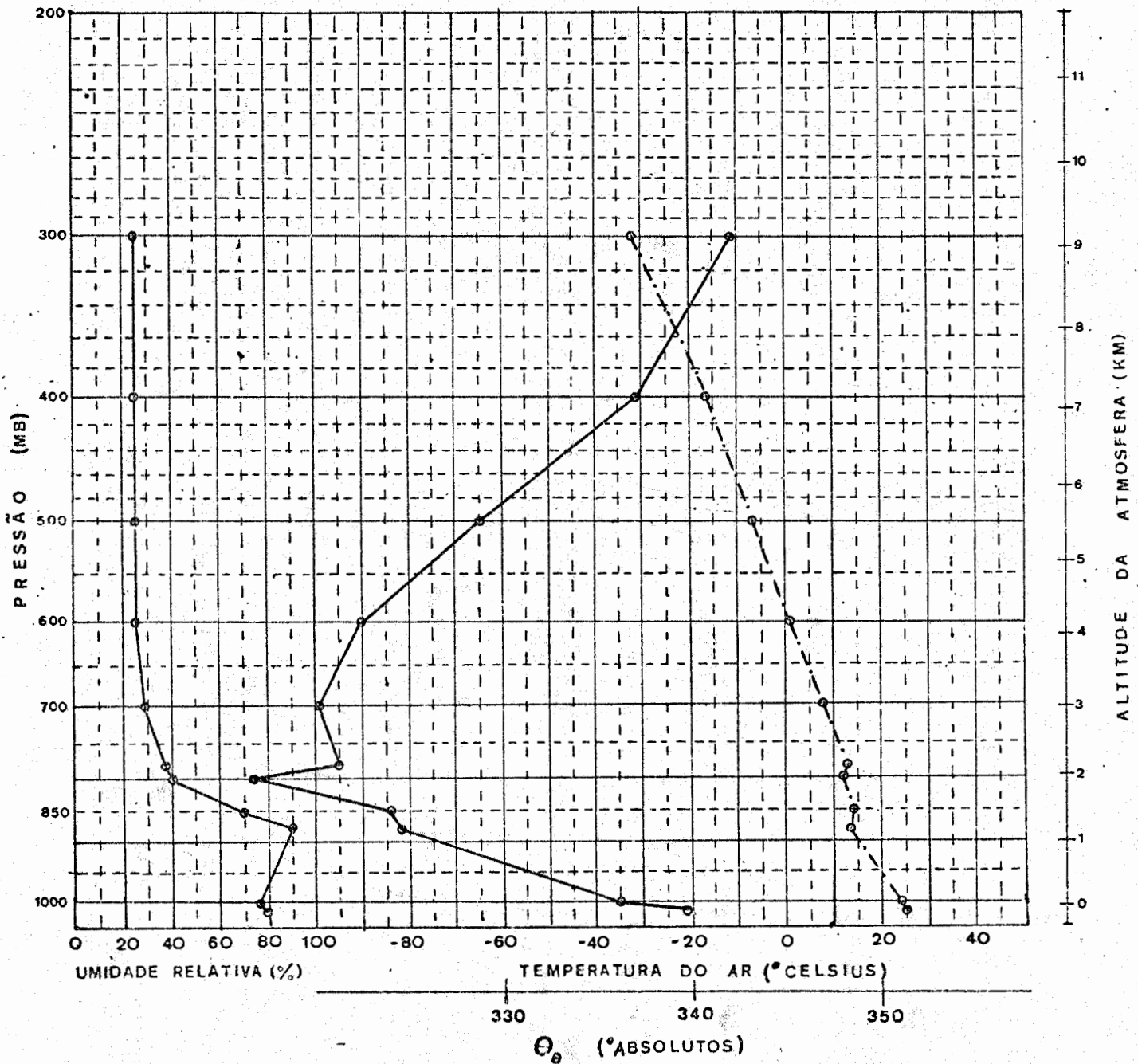


Fig. D.24

ESTAÇÃO: Recife, N: 82900, LAT. 08°03'S, LONG. 34°55'W
DIA: 04/09/70, 12HS GMT



— Θ₀ (°K) e U (%)
- - - Tₐᵣ (°C)

Fig. D.25

ESTAÇÃO: Salvador N: 83229 LAT. 13°00'S LONG. 38°31'W
DIA: 20,01,70 12 HS GMT

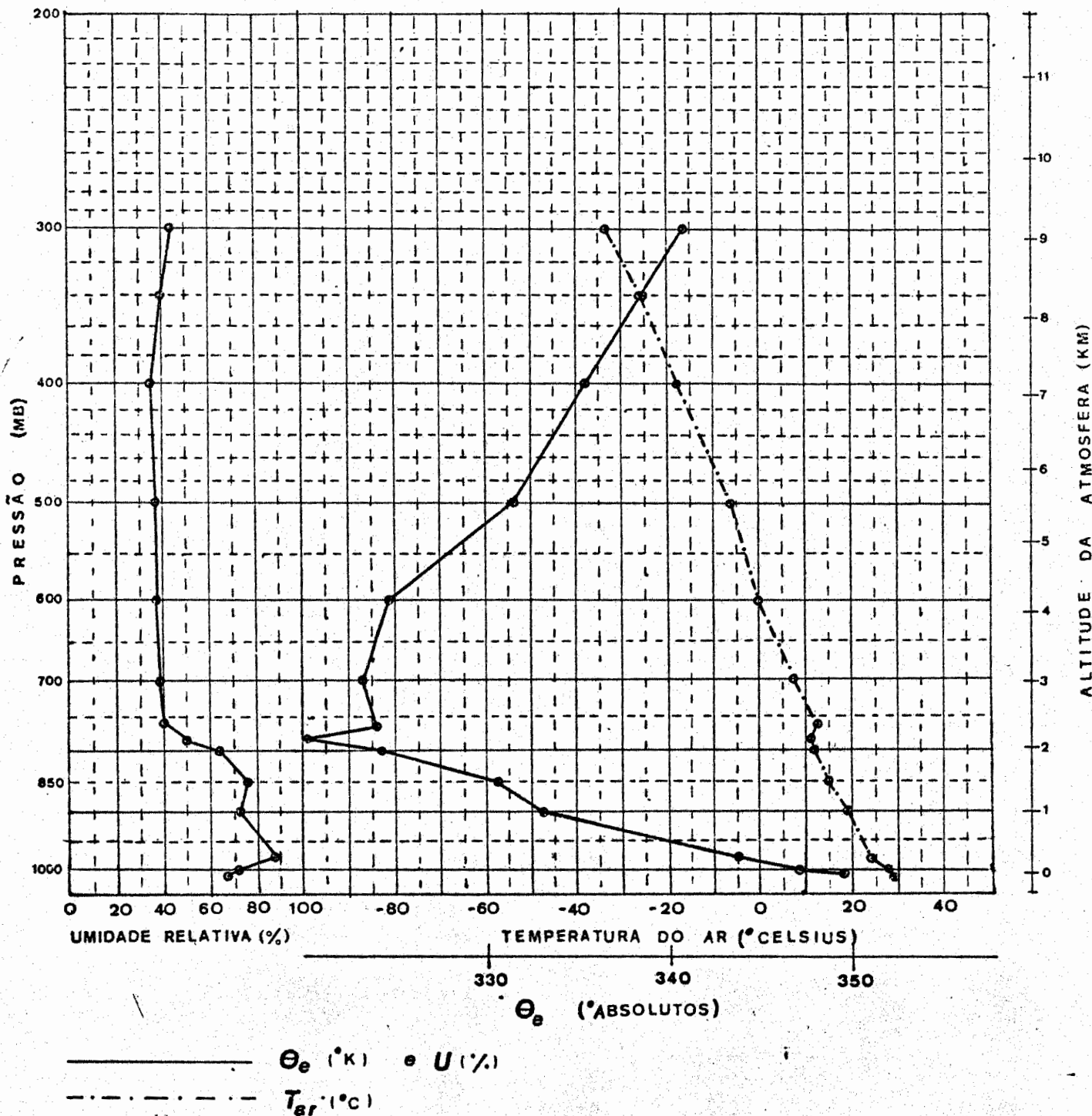


Fig. D.26

ESTAÇÃO: Salvador , N: 83229 , LAT. 13°00'S , LONG. 38°31'W
DIA: 21,01,70 , 12 HS GMT

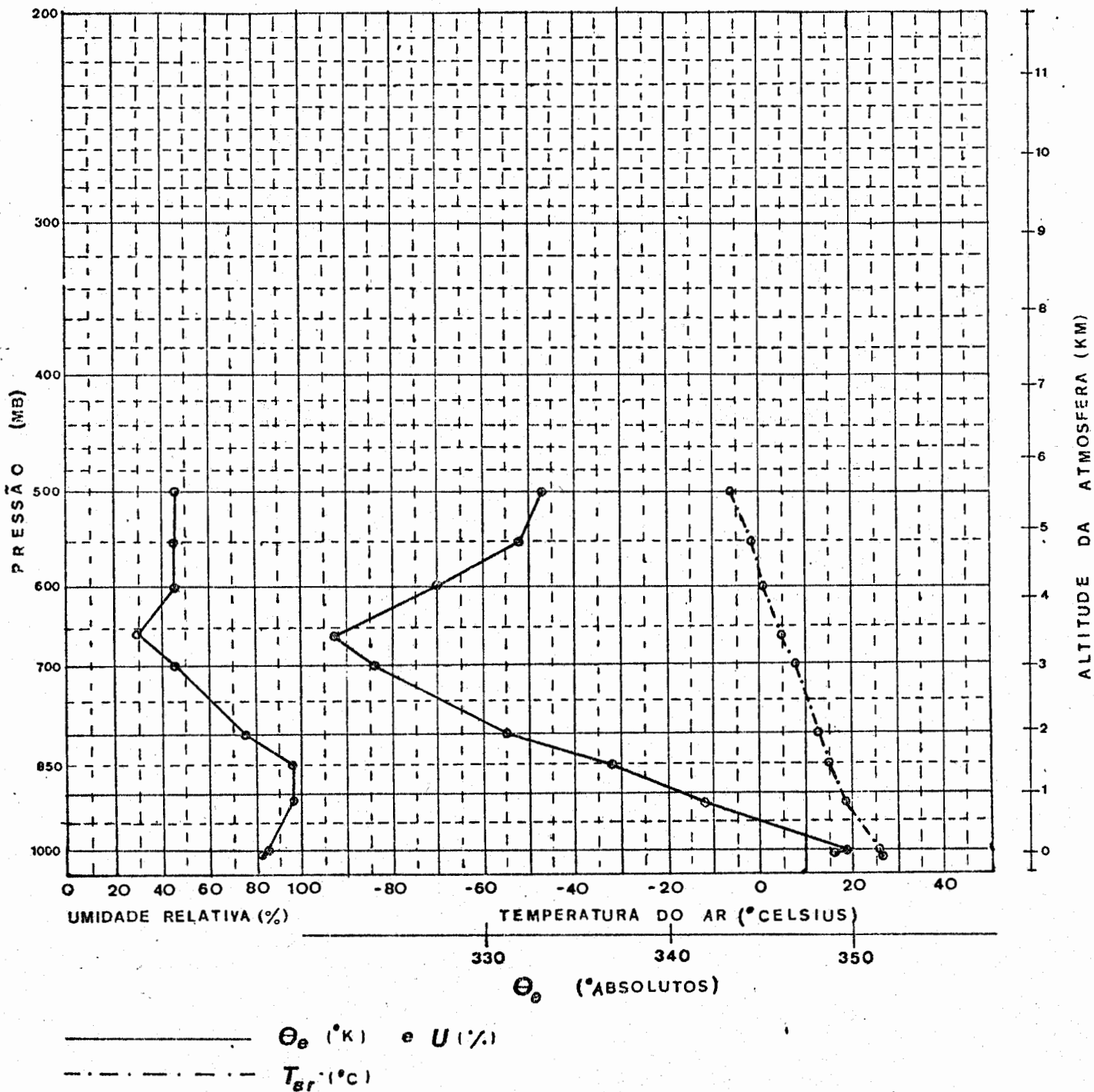


Fig. D.27

ESTAÇÃO: Salvador N: 83229 .LAT. 13°00'S .LONG. 38°31'W
DIA: 22, 01, 70, 12 HS GMT

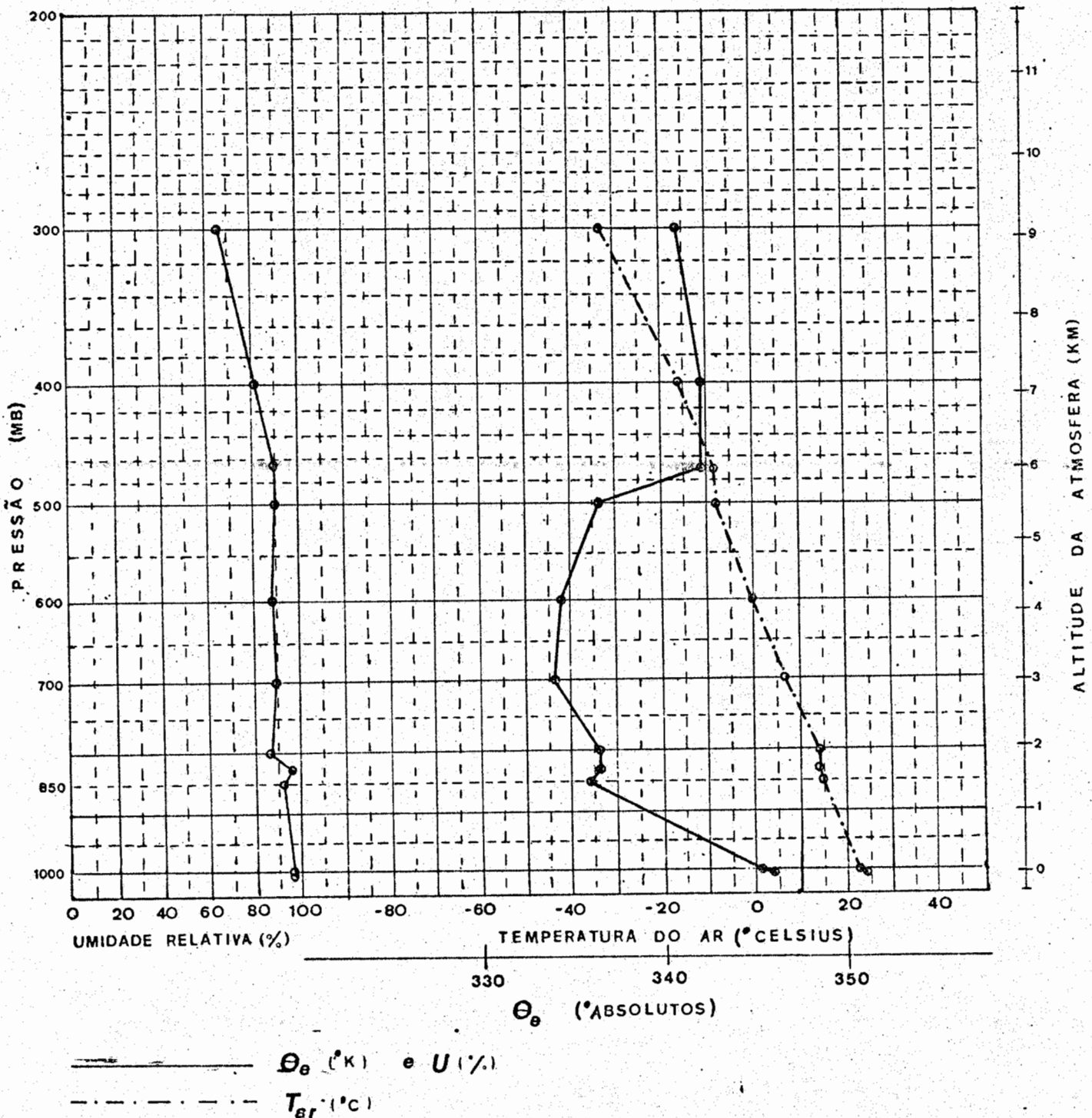
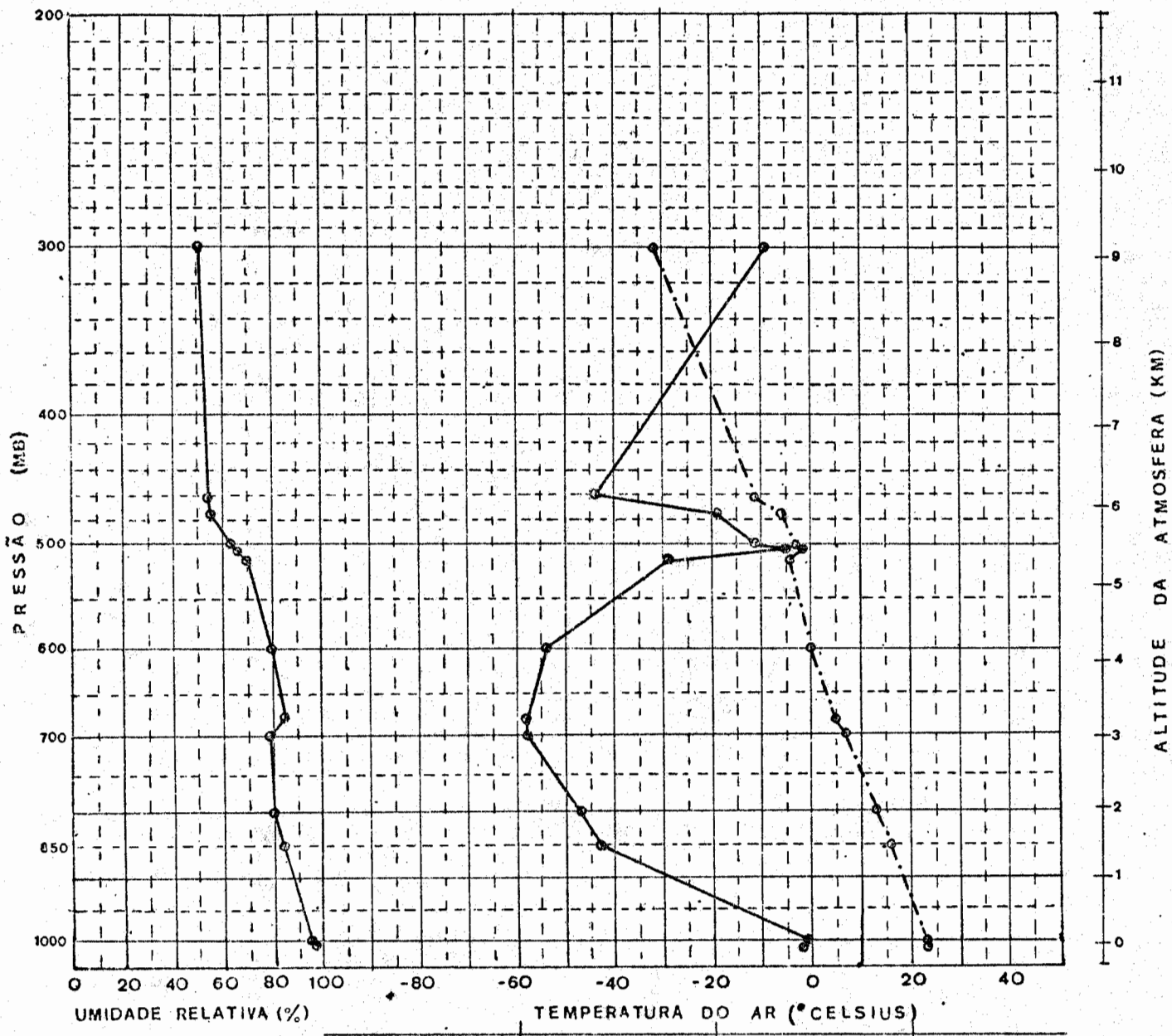


Fig. D.28

ESTAÇÃO: Salvador N: 83229 LAT. 13°00'S LONG. 38°31'W

DIA: 23/01/70, 12HS GMT



— Θ_e (°K) e U (%)
- - - T_{air} (°C)

Fig. D.29

ESTAÇÃO: Salvador N: 83229 LAT. 13°00'S LONG. 38°31'W
DIA: 22, 04, 70, 12 HS GMT

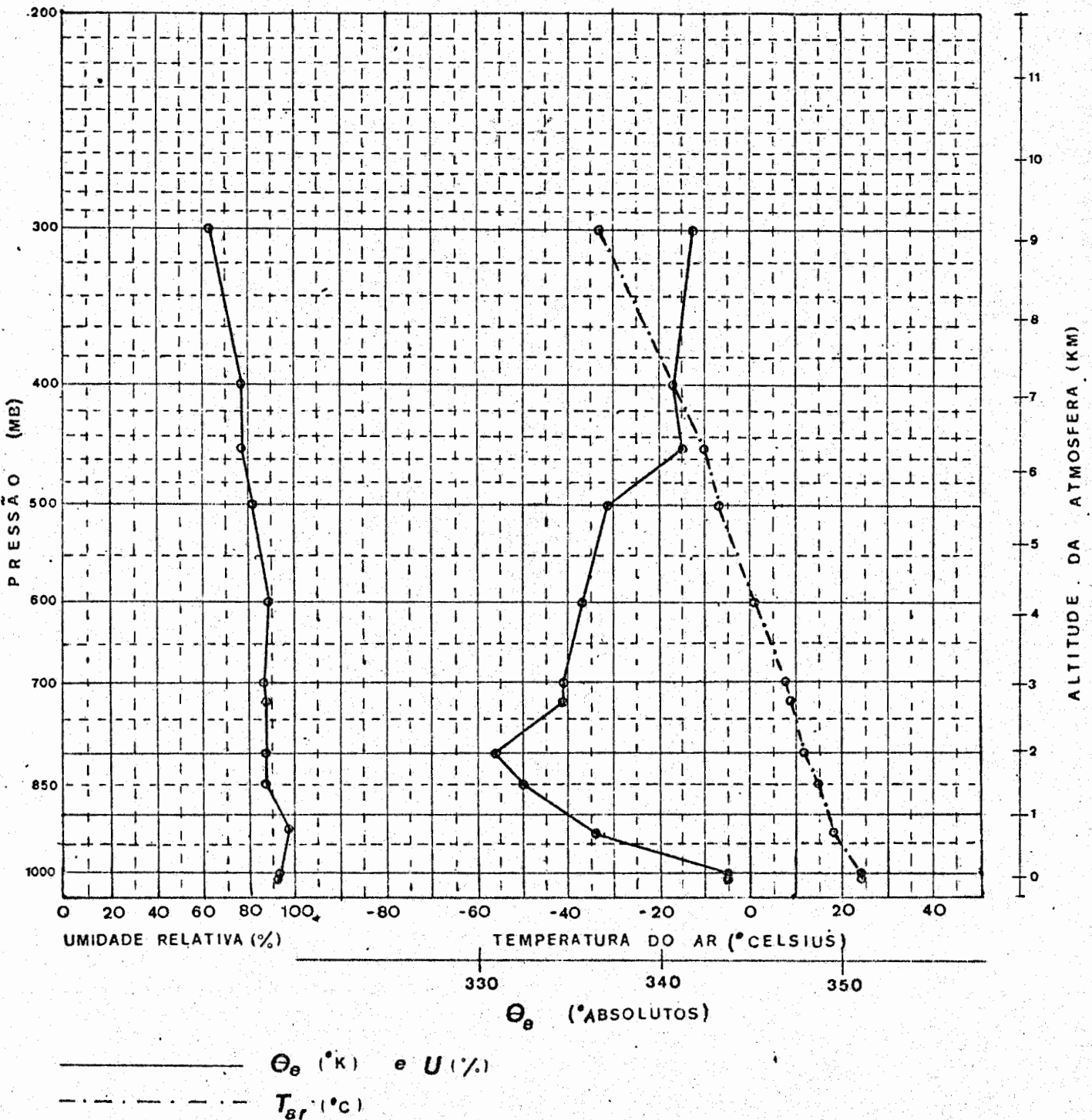


Fig. D.30

ESTAÇÃO: Salvador N: 83229 .LAT. 13°00'S .LONG. 38°31'W

DIA: 23, 04, 70, 12 HS GMT

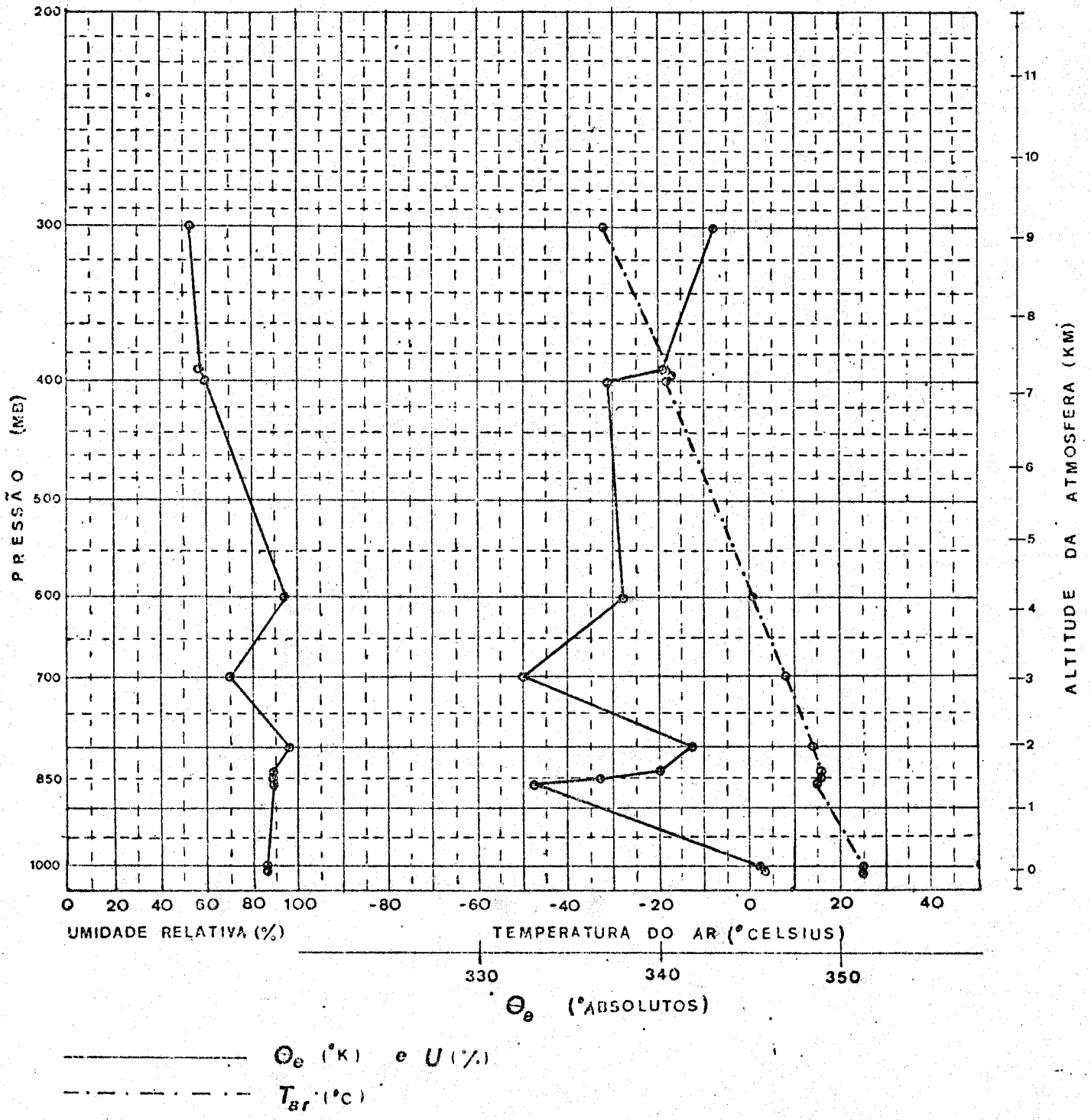


Fig. D.31

ESTAÇÃO: Salvador , N° 83229 , LAT. 13°00'S , LONG. 38°31'W
DIA: 02, 09, 70 , 12 HS GMT

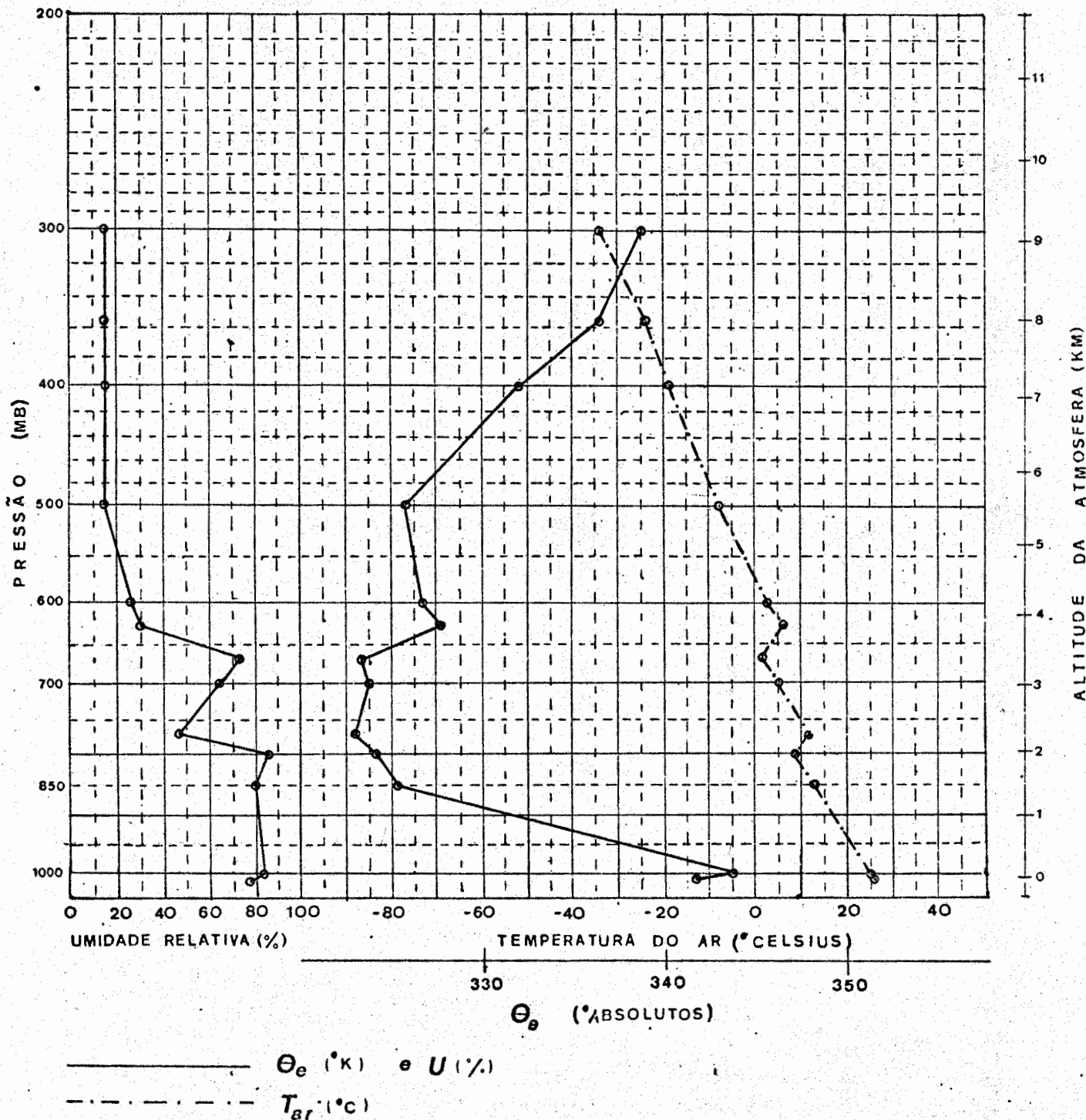


Fig. D.32

ESTAÇÃO: Salvador , N: 83229 .LAT. 13°00'S .LONG. 38°31'W

DIA: 03, 09, 70, 12 HS GMT

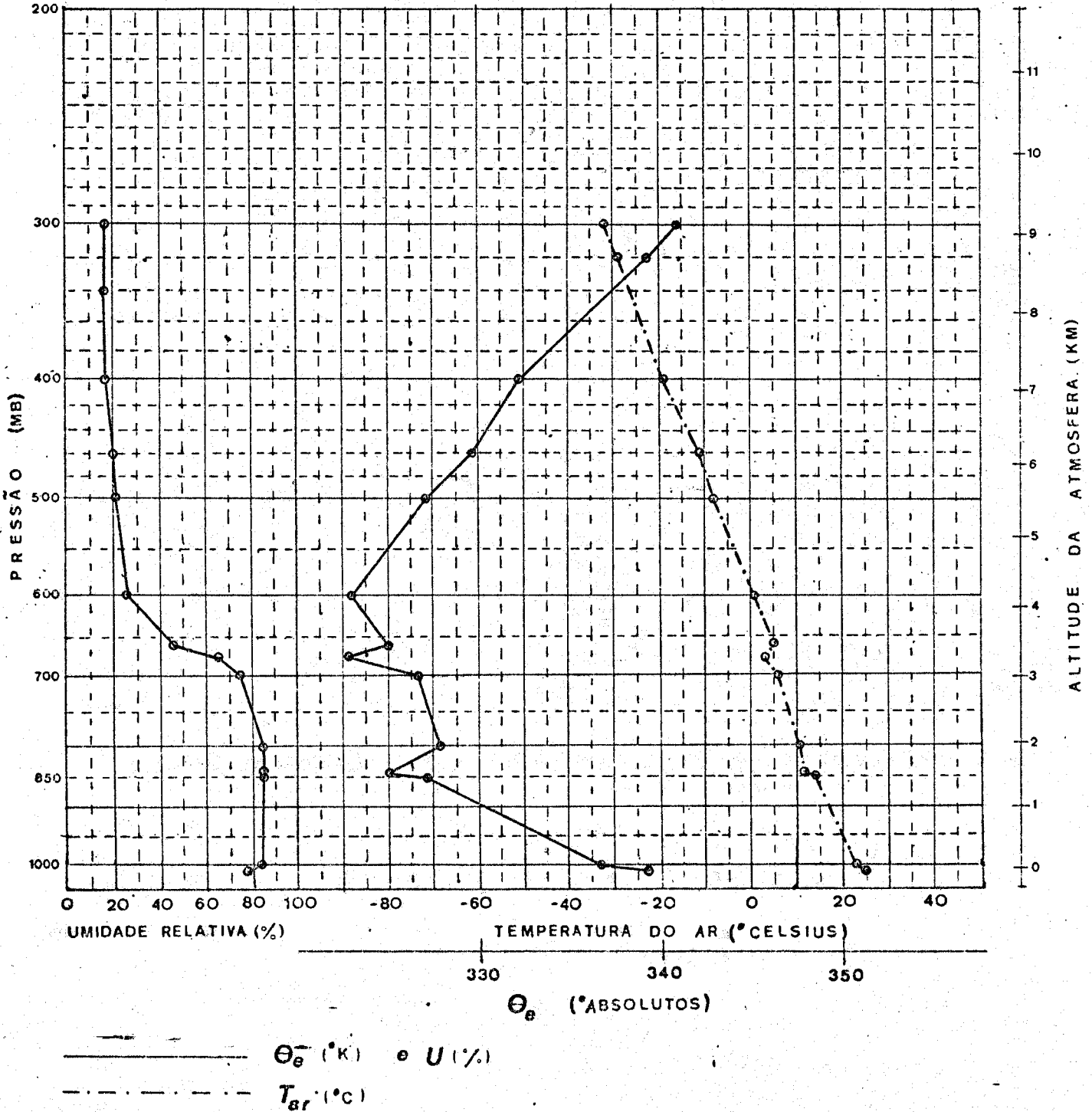


Fig. D.33

ESTAÇÃO: Salvador , N: 83229 , LAT. 13°00'S , LONG. 38°31'W

DIA: 04/09/70 , 12HS GMT

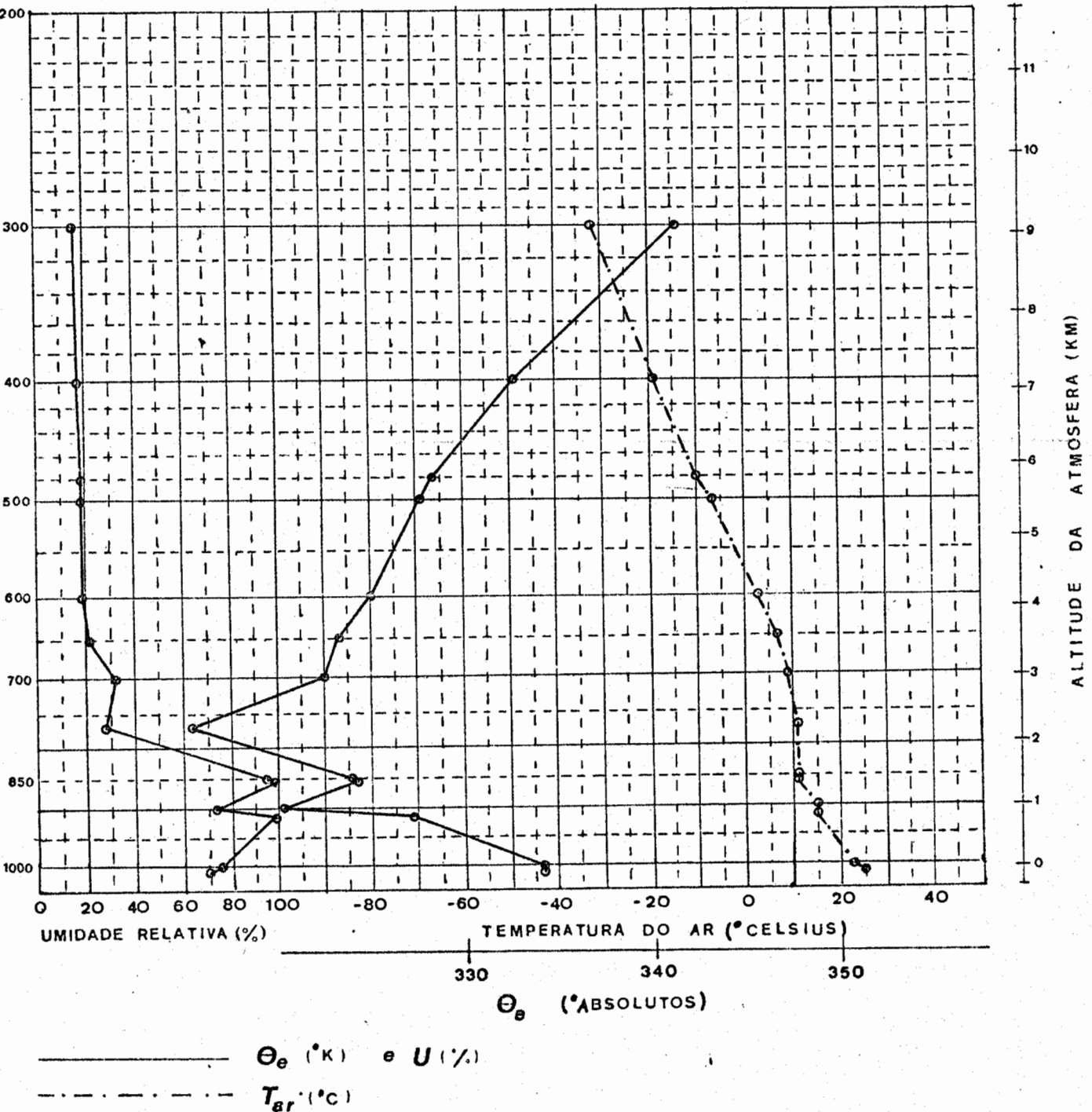


Fig. D.34

ESTAÇÃO: Carolina , N: 82765 , LAT. 07°20'S , LONG. 47°28'W
DIA: 20/01/70 , 12HS GMT

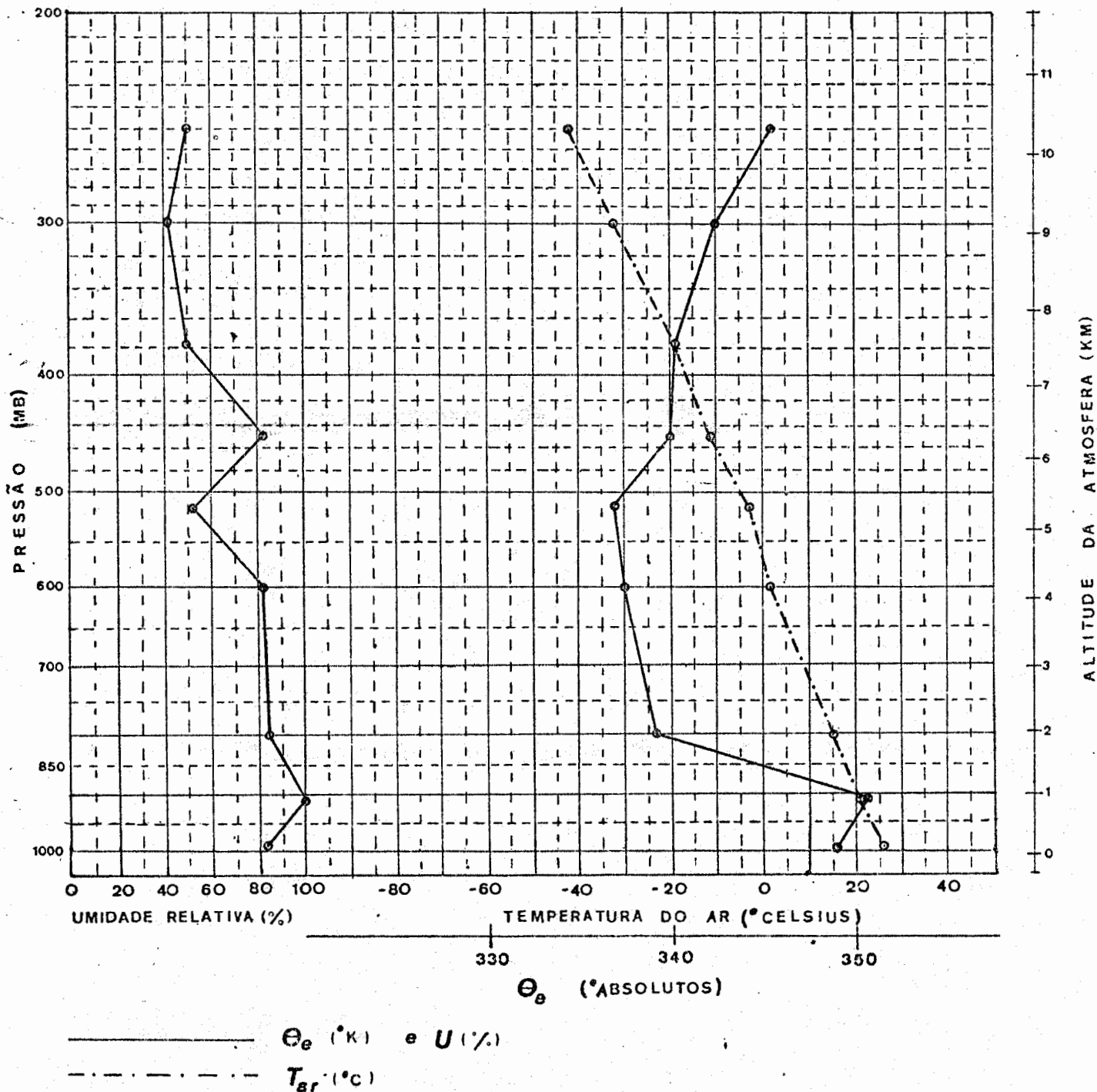


Fig. D.35

ESTAÇÃO: Carolina , N: 82765 , LAT. 07°20'S , LONG. 47°28'W
DIA: 21/01/70 , 12HS GMT

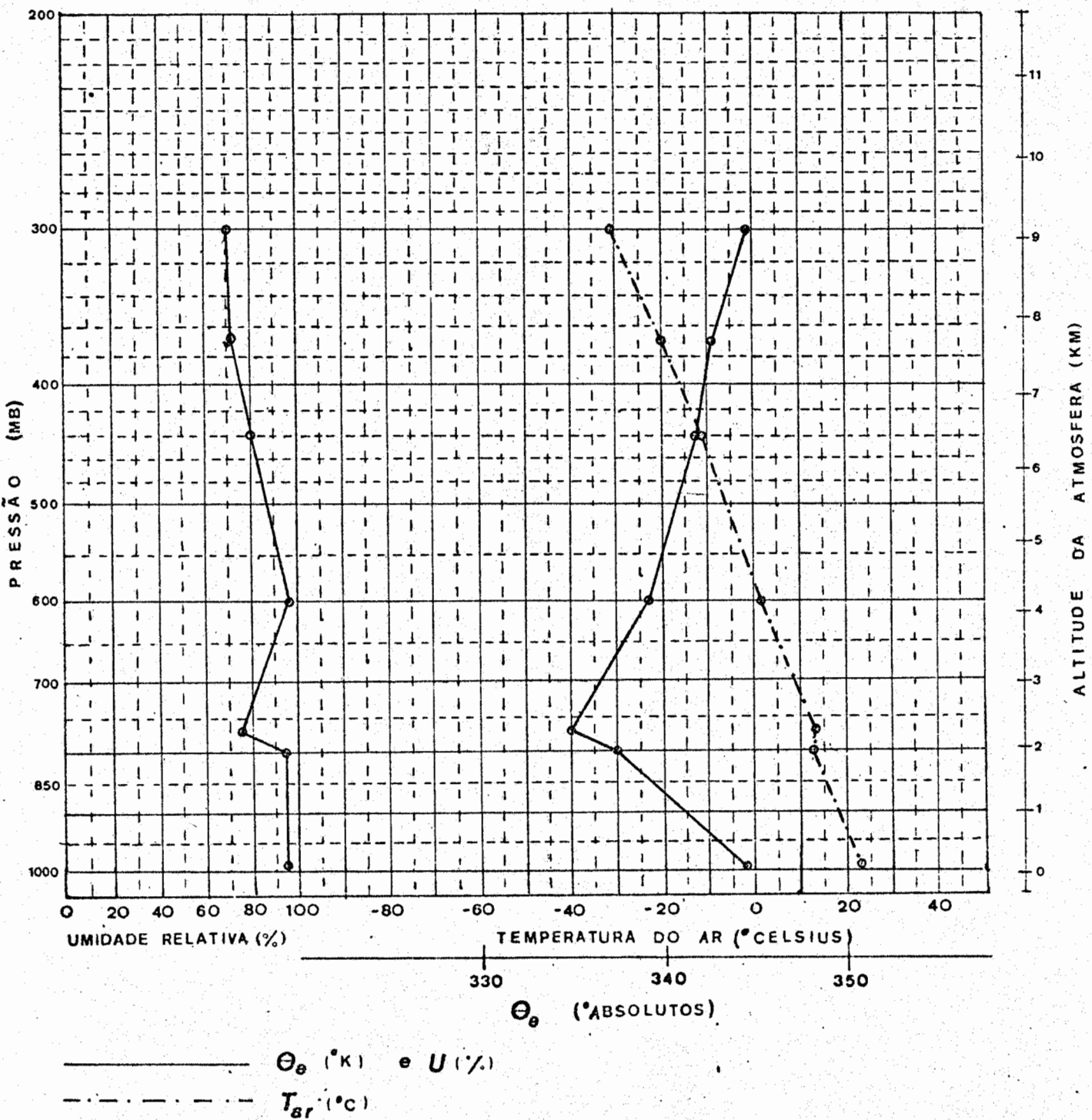
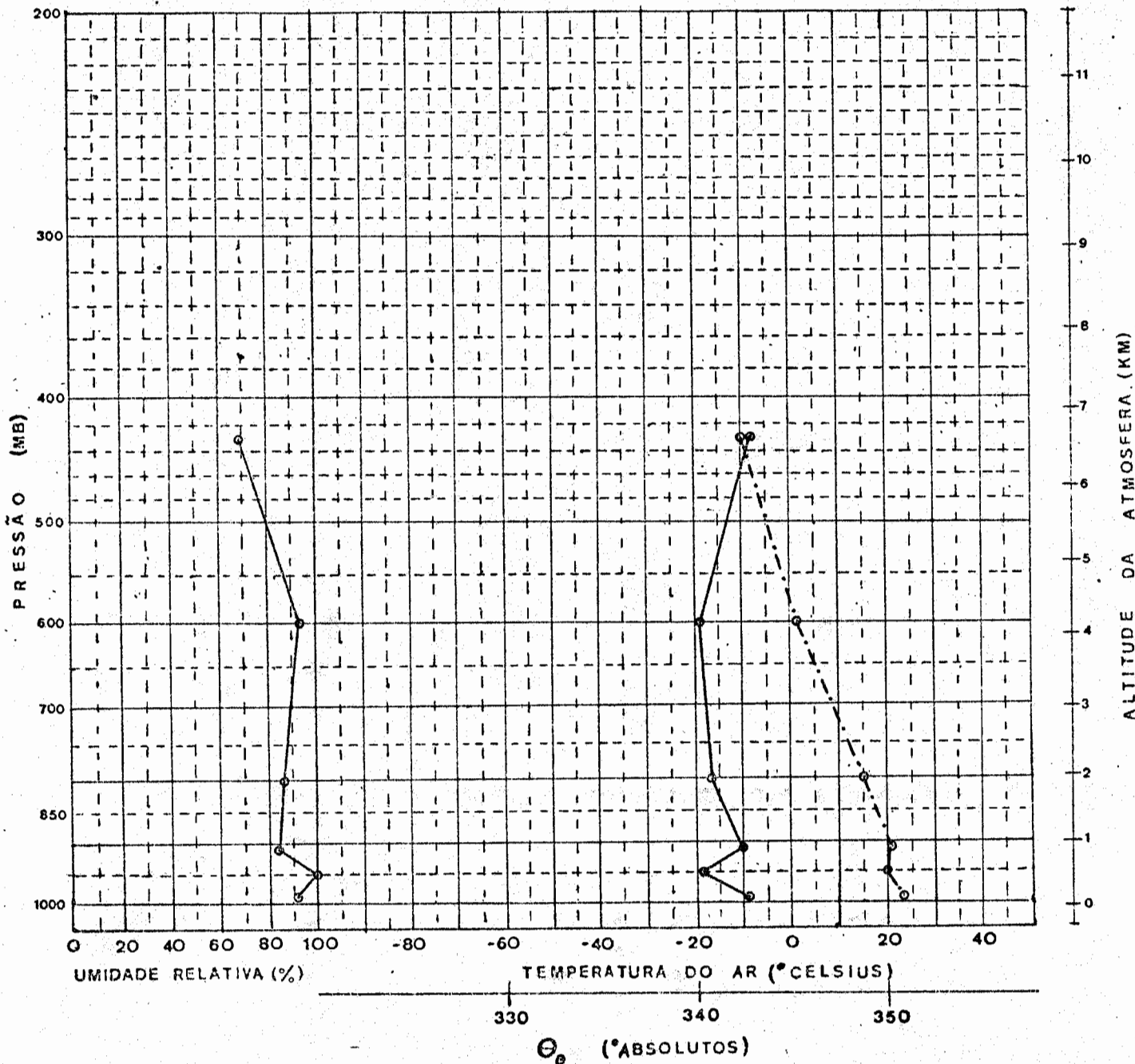


Fig. D.36

ESTAÇÃO: Carolina N: 82765 ,LAT. 07°20'S ,LONG. 47°28'W

DIA: 22,01,70 , 12HS GMT



— Θ_e (°K) e U (%)

- - - T_{air} (°C)

Fig. D.37

ESTAÇÃO: Carolina N: 82765 LAT. 07°20'S LONG. 47°28'W

DIA: 24/04/70 12 HS GMT

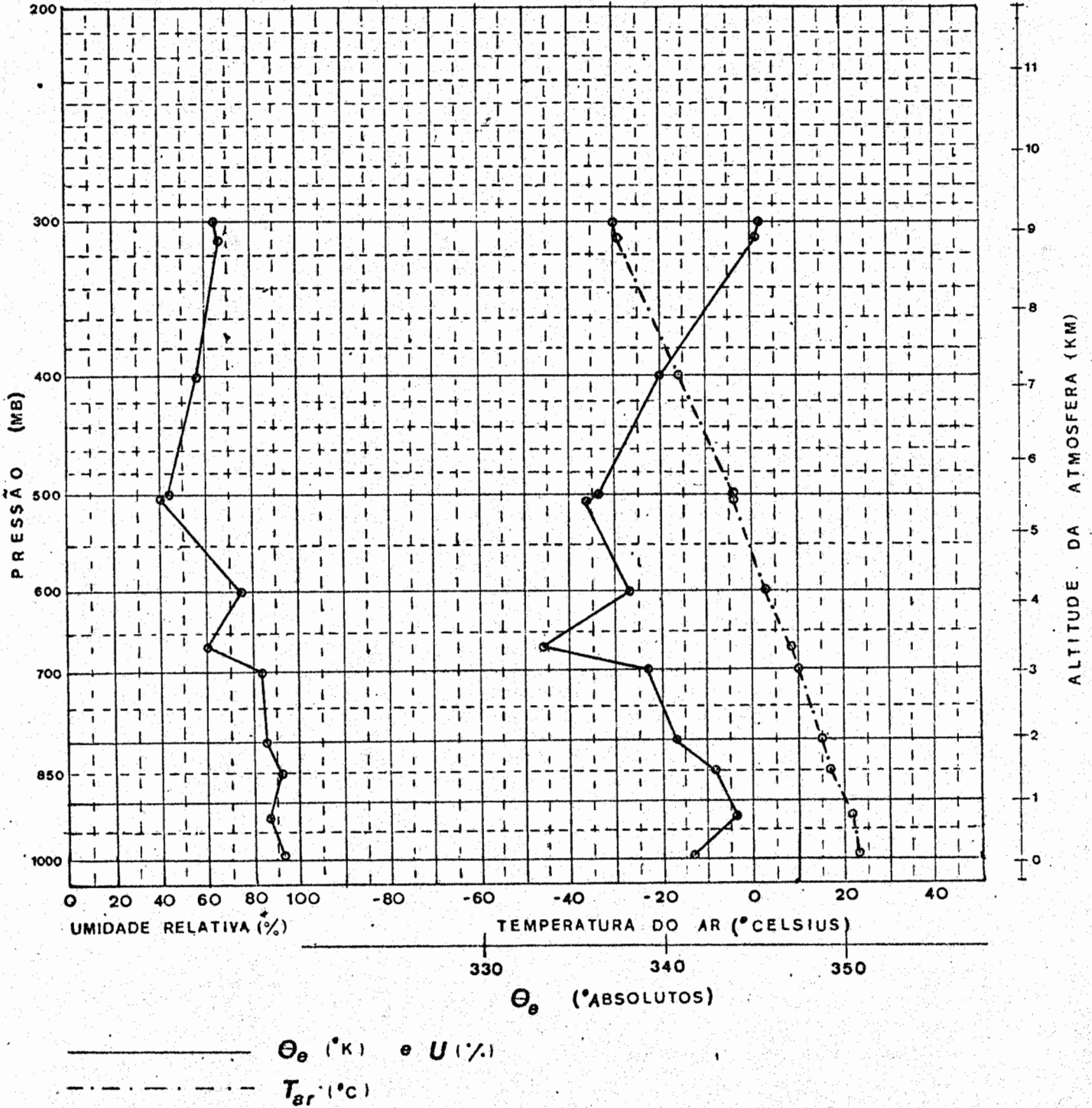


Fig. D.38

ESTAÇÃO: Carolina , N: 82765 .LAT. 07°20'S .LONG. 47°28'W

DIA: 02, 09, 70, 12 HS GMT

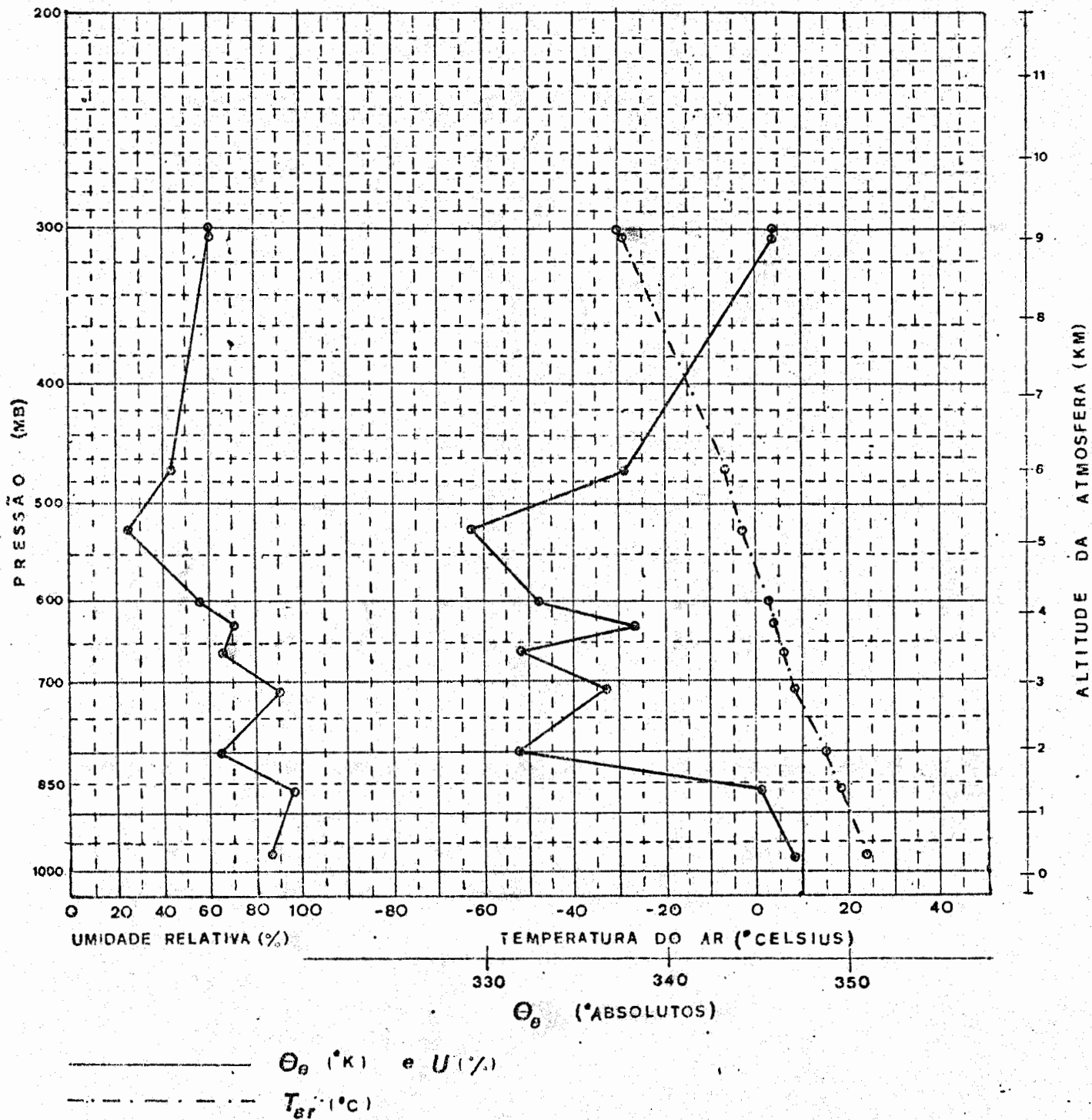


Fig. D.39

ESTAÇÃO: Carolina N: 82765 LAT. 07°20'S LONG. 47°28'W

DIA: 04 09 70 , 12 HS GMT

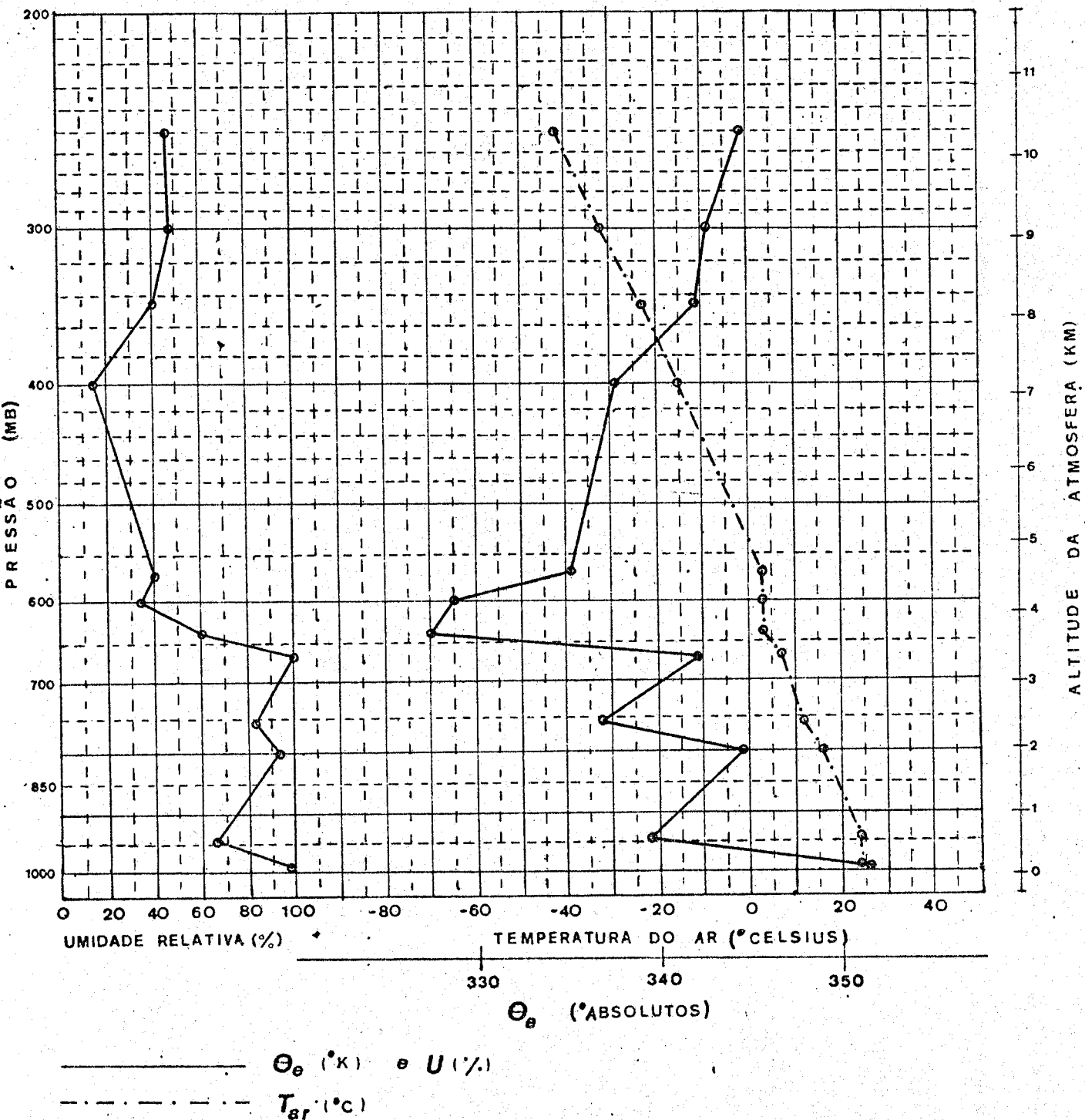
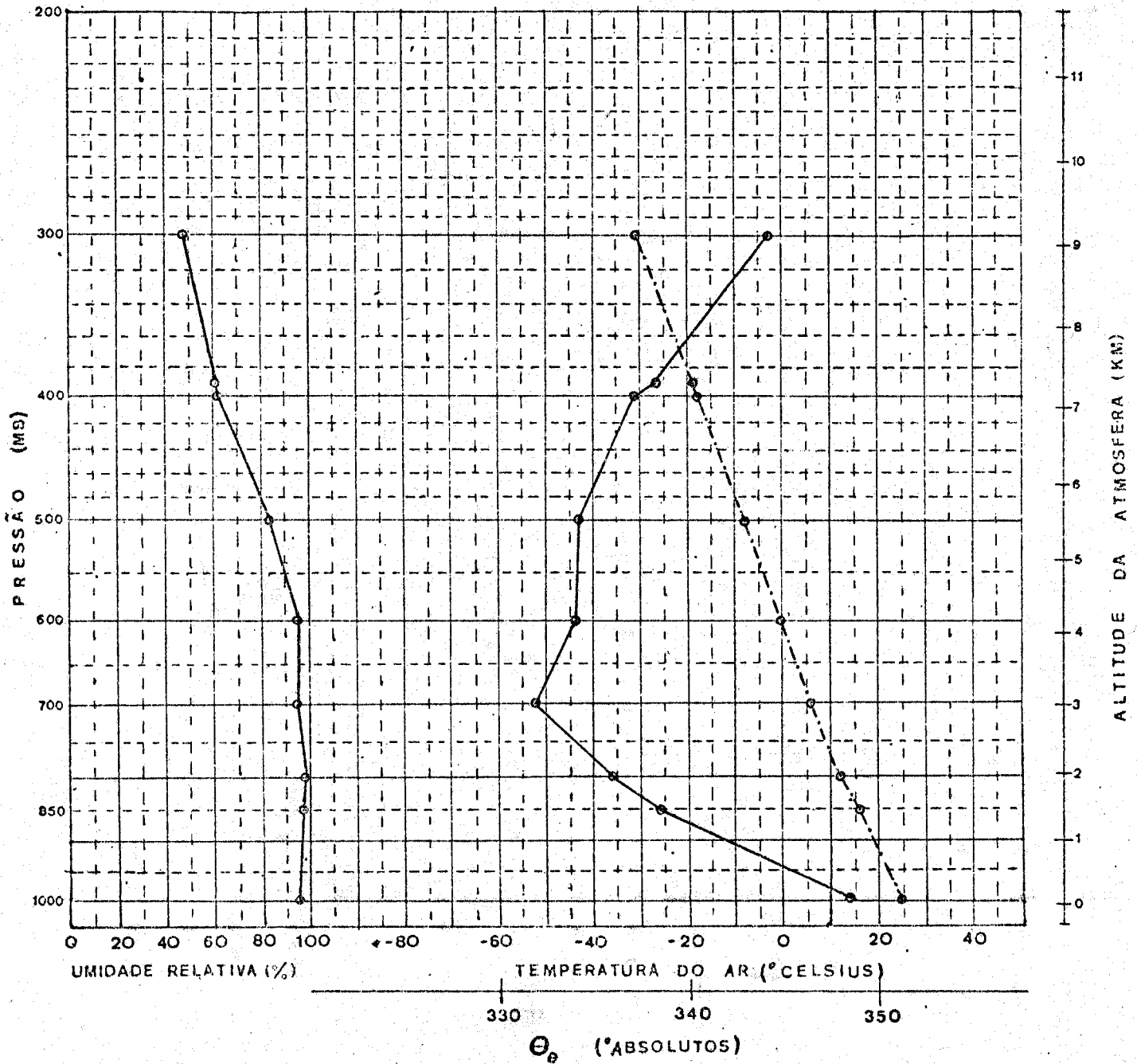


Fig. D.40

ESTAÇÃO: Floriano N: 82678 LAT. 06°46'S LONG. 33°02'W
DIA: 22, 04, 70, 12HS GMT

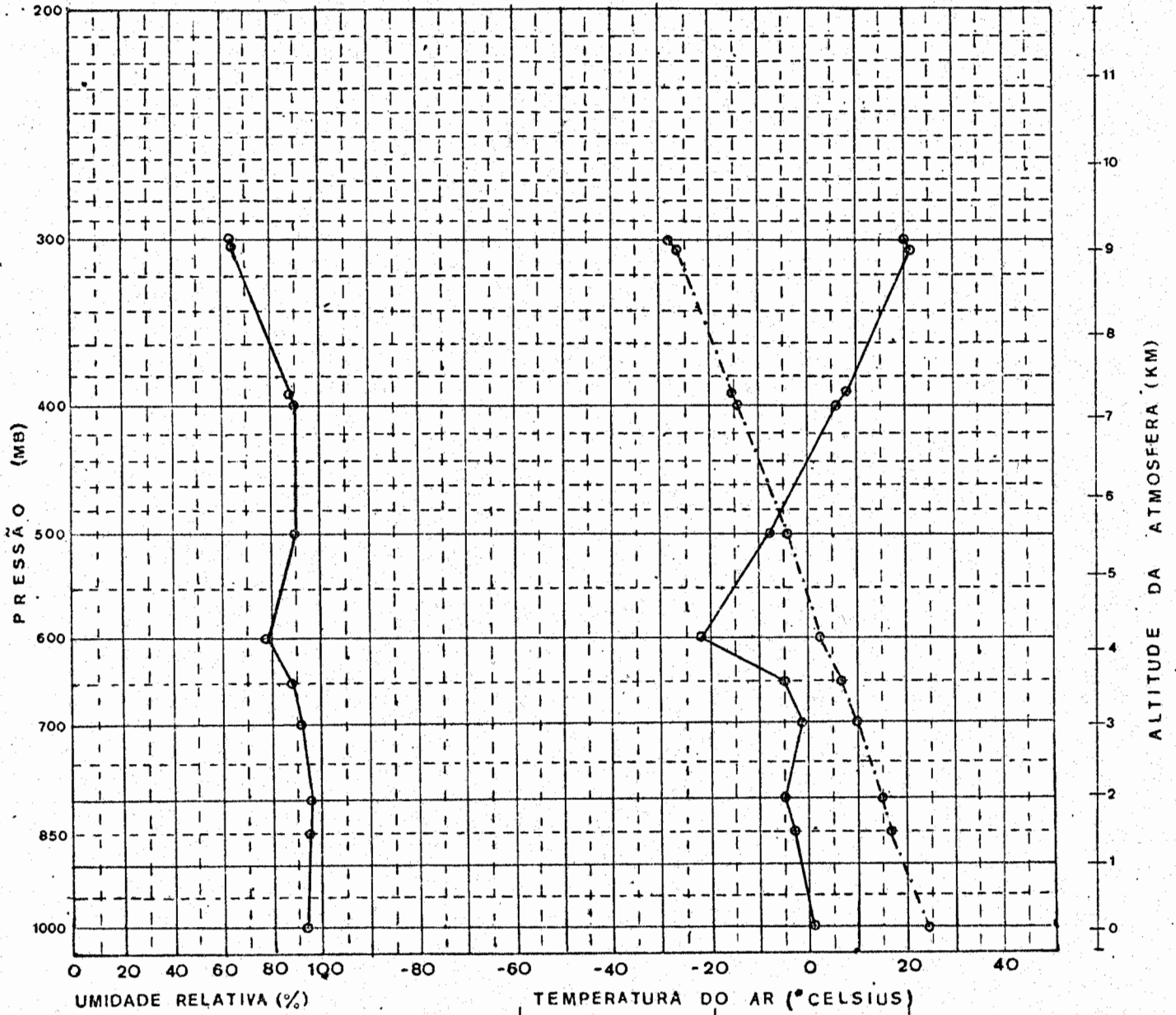


————— Θ_e (°K) e U (%)
- - - - - T_{air} (°C)

Fig. D.41

ESTAÇÃO: Floriano N: 82678 LAT. 06°46'S LONG. 33002'W

DIA: 23 04 75 12 HS GMT

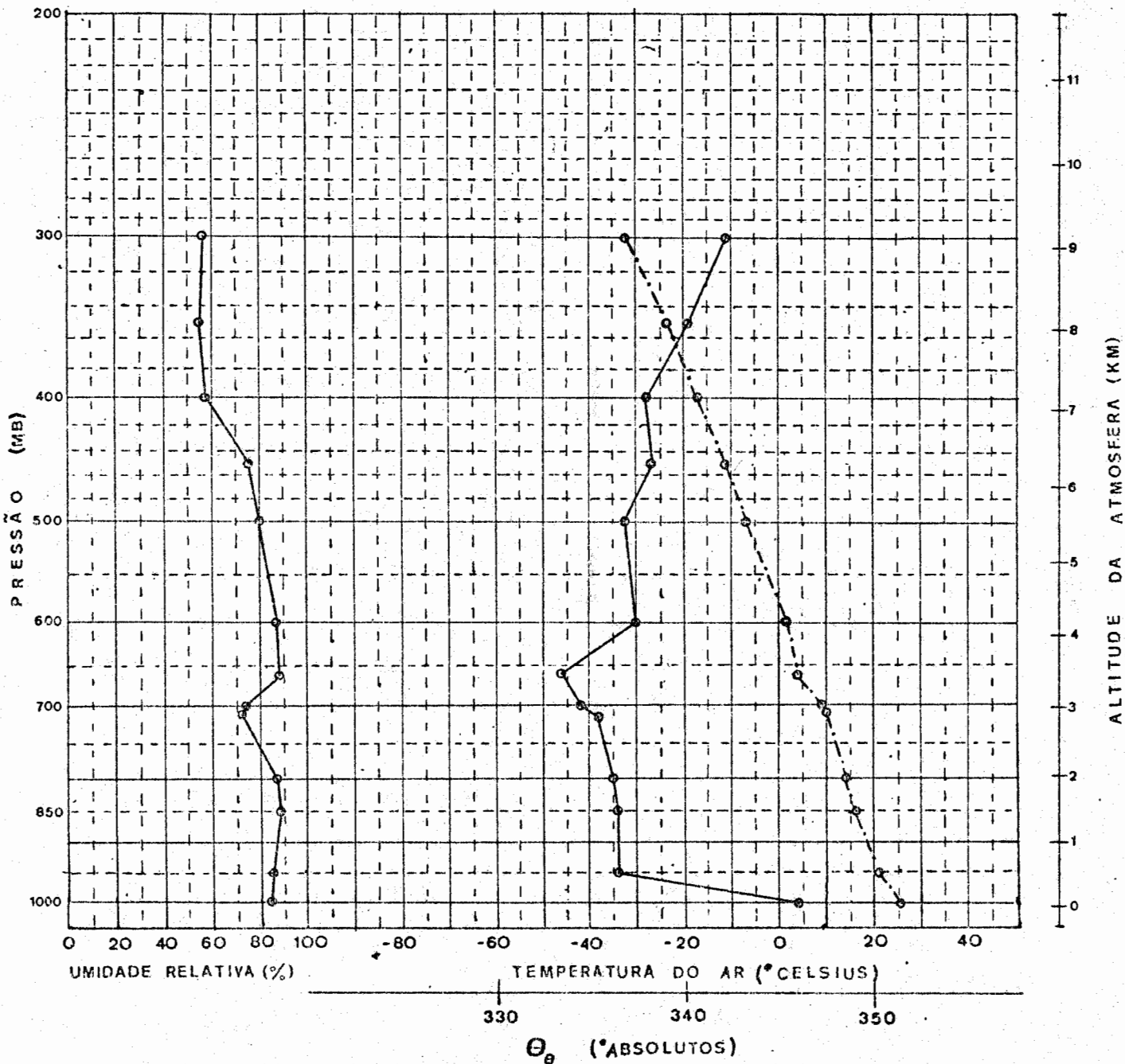


— Θ_e (°K) • U (%)
- - - T_{air} (°C)

Fig. D.42

ESTAÇÃO: Floriano N: 82678 .LAT. 06°46'S .LONG. 33°02'S

DIA: 24/04/70 12 HS GMT



— Θ_θ (°K) e U (%)
- - - T_{air} (°C)

Fig. D.43

ESTAÇÃO: Floriano N: 82678 .LAT. 06°46'S .LONG. 33°02'W

DIA: 02/09/70 , 12 HS GMT

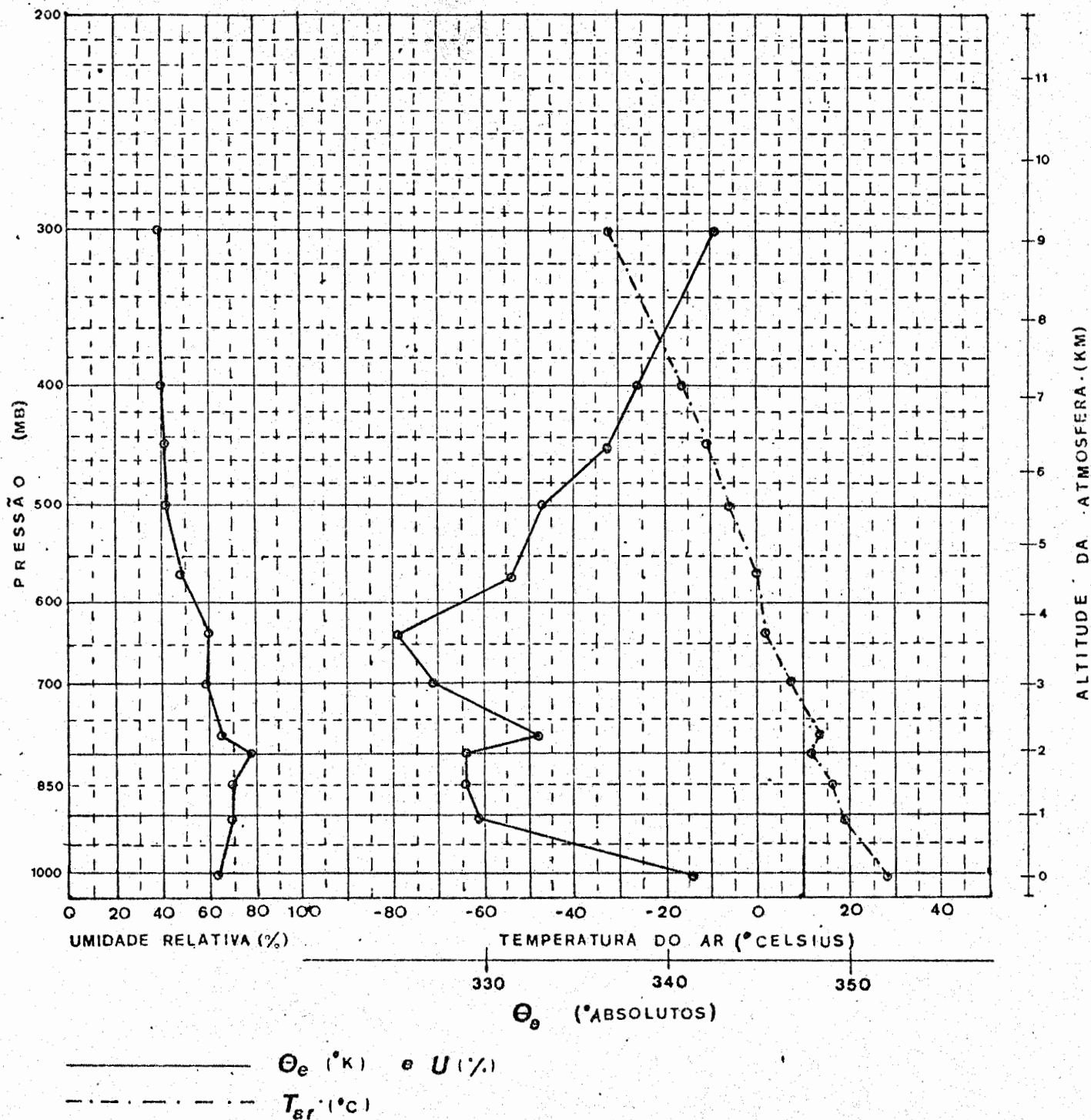
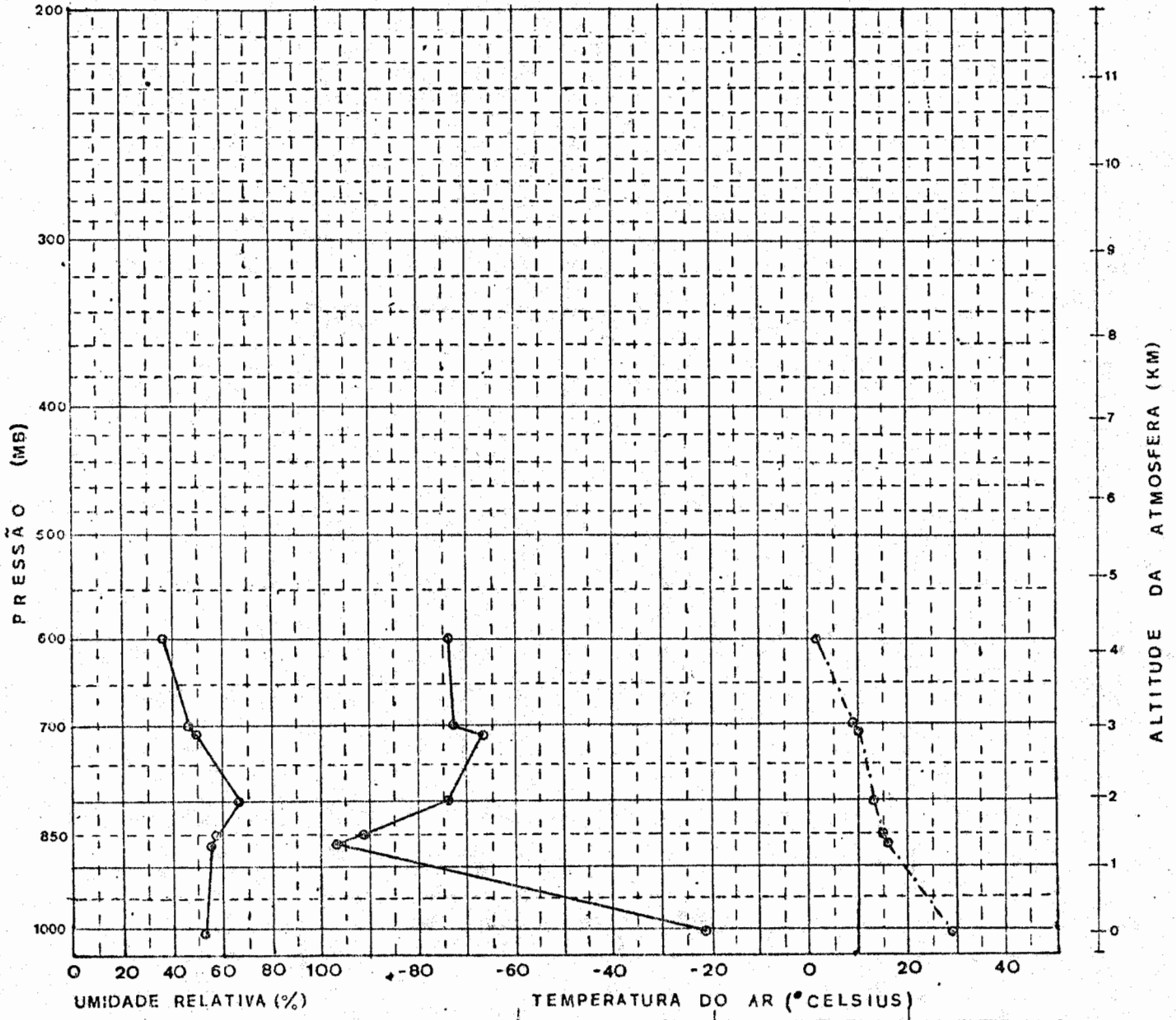


Fig. D.44

ESTAÇÃO: Floriano N: 82678 .LAT. 06°46'S .LONG. 33°02'W

DIA: 03, 09, 70, 12HS GMT



————— Θ_e (°K) e U (%)
- - - - - T_{gr} (°C)

Fig. D.45

ESTAÇÃO: Florianópolis N: 82678 .LAT. 06°46'S .LONG. 33°02'W
DIA: 04,09,70, 12HS GMT

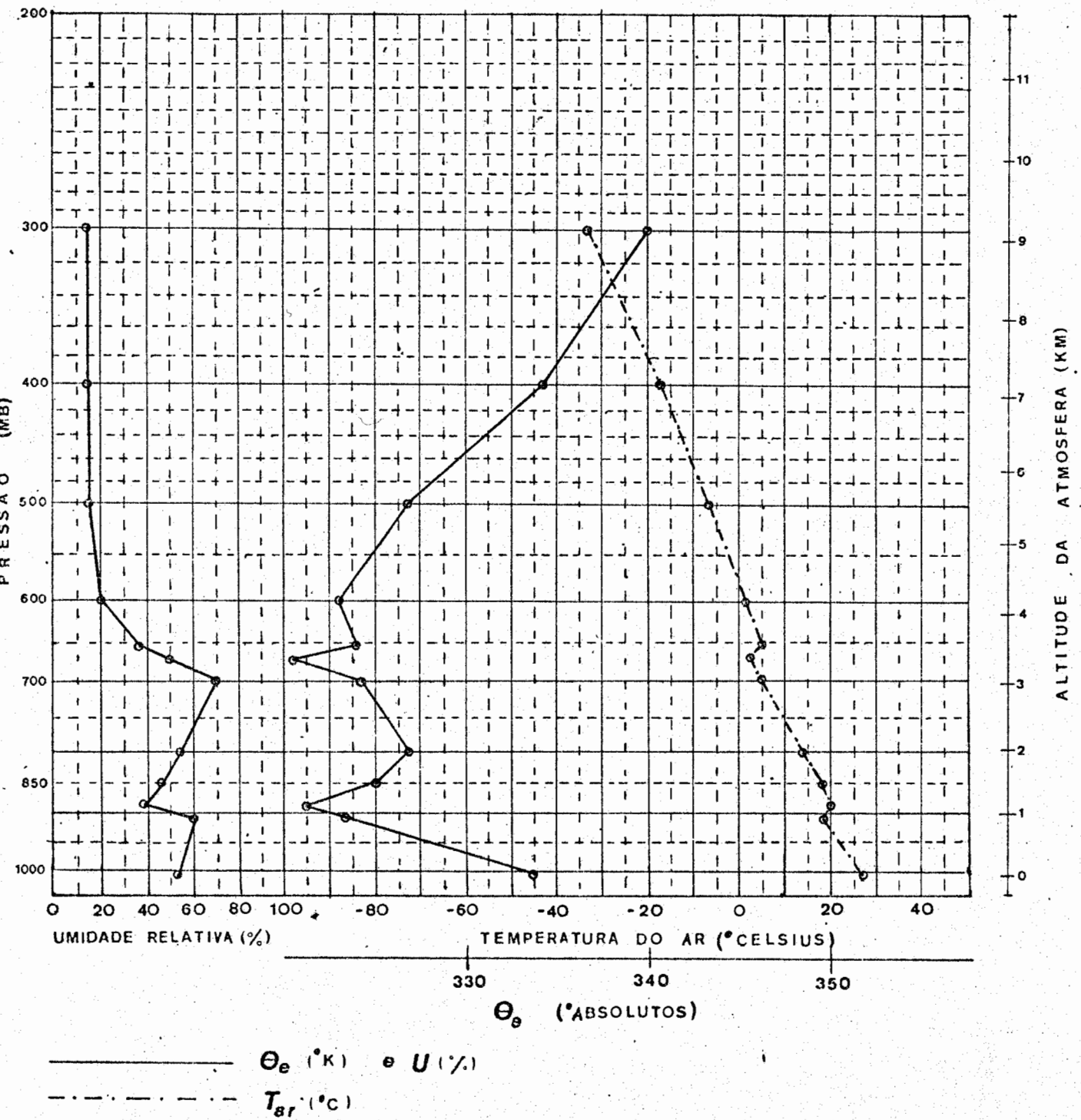


Fig. D.46

APÊNDICE E

PERFIS DE VORTICIDADE RELATIVA

- E.2 -

DIA: 20,01,70,

12HS GMT

LOCAL 40W - 7.5S

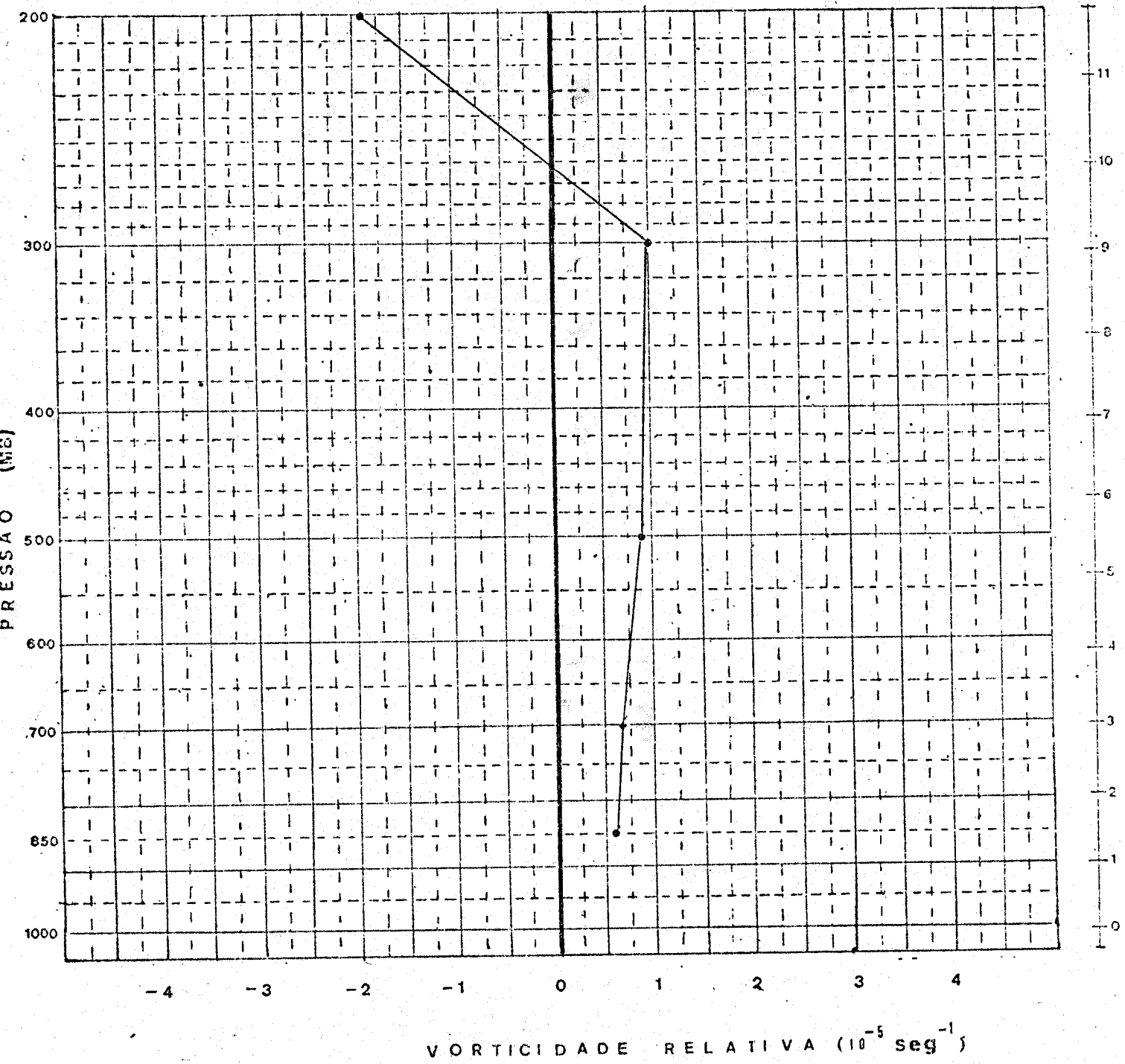


Fig. E.1

DIA: 21,01,70, 12HS GMT LOCAL 35W - 5S

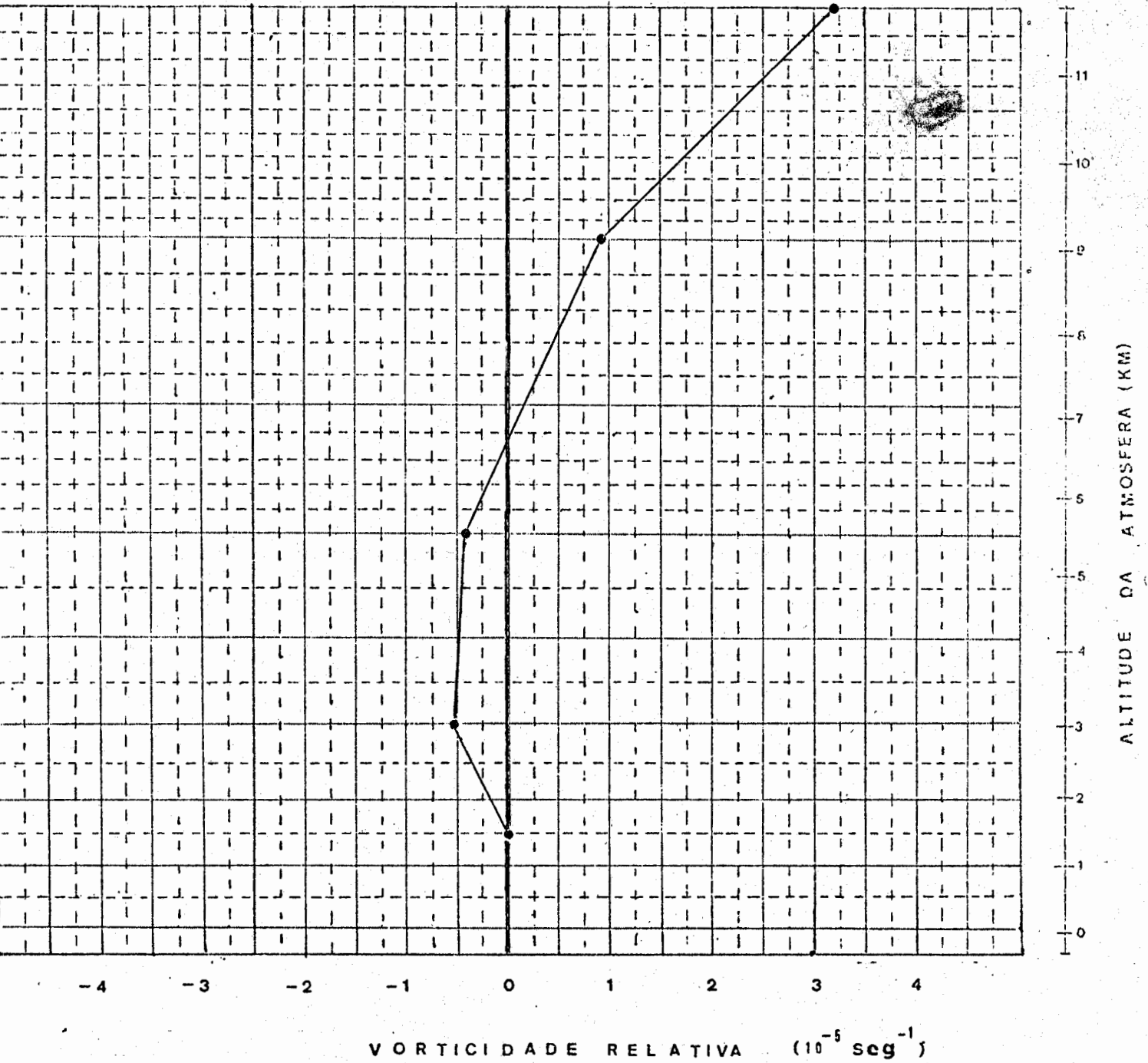


Fig. E.2

DIA: 21,01,70, 12HS GMT LOCAL 37.5W - 5S

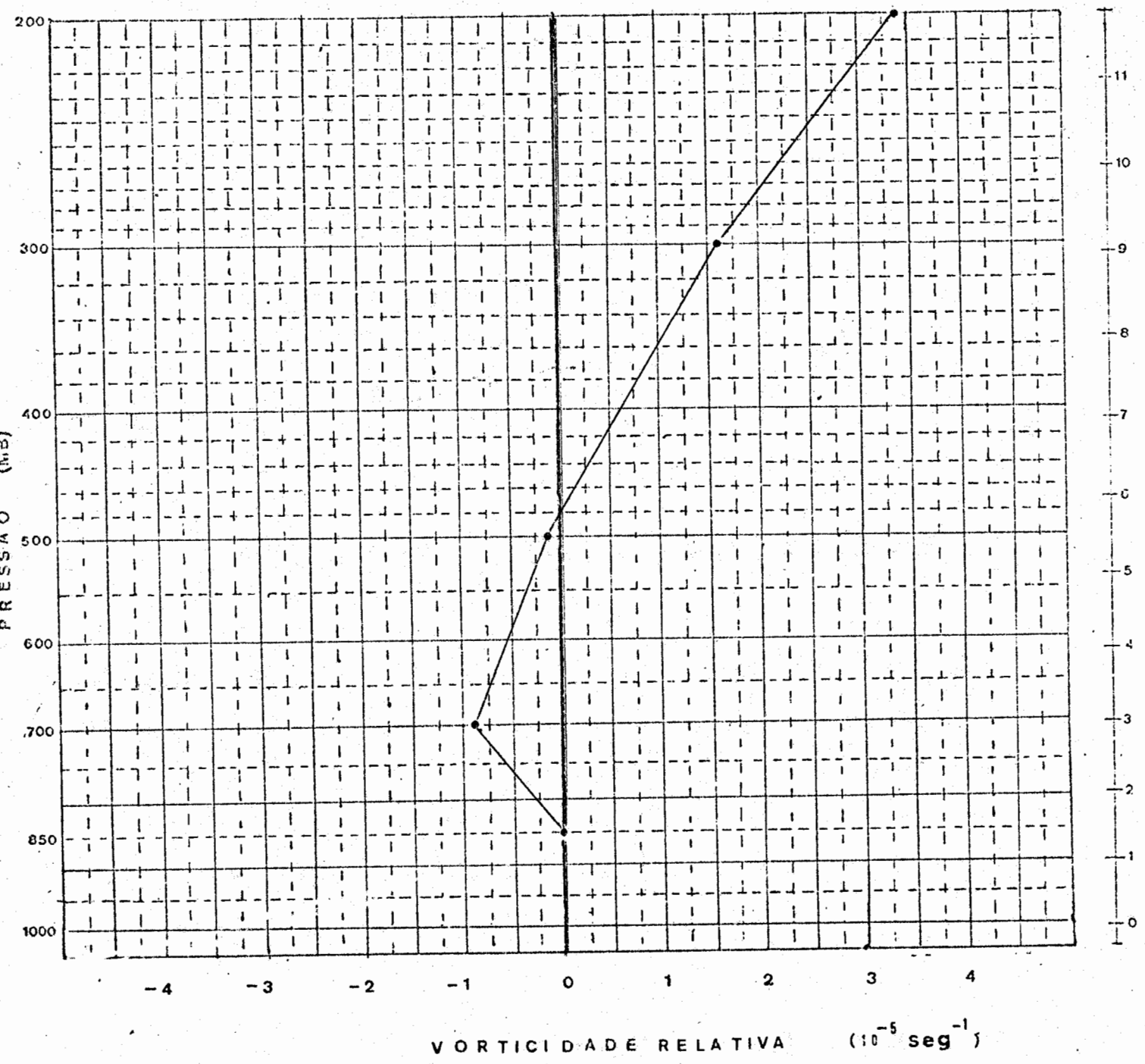


Fig. E.3

DIA: 21, 01, 70, 12 HS GMT LOCAL 40W - 5S

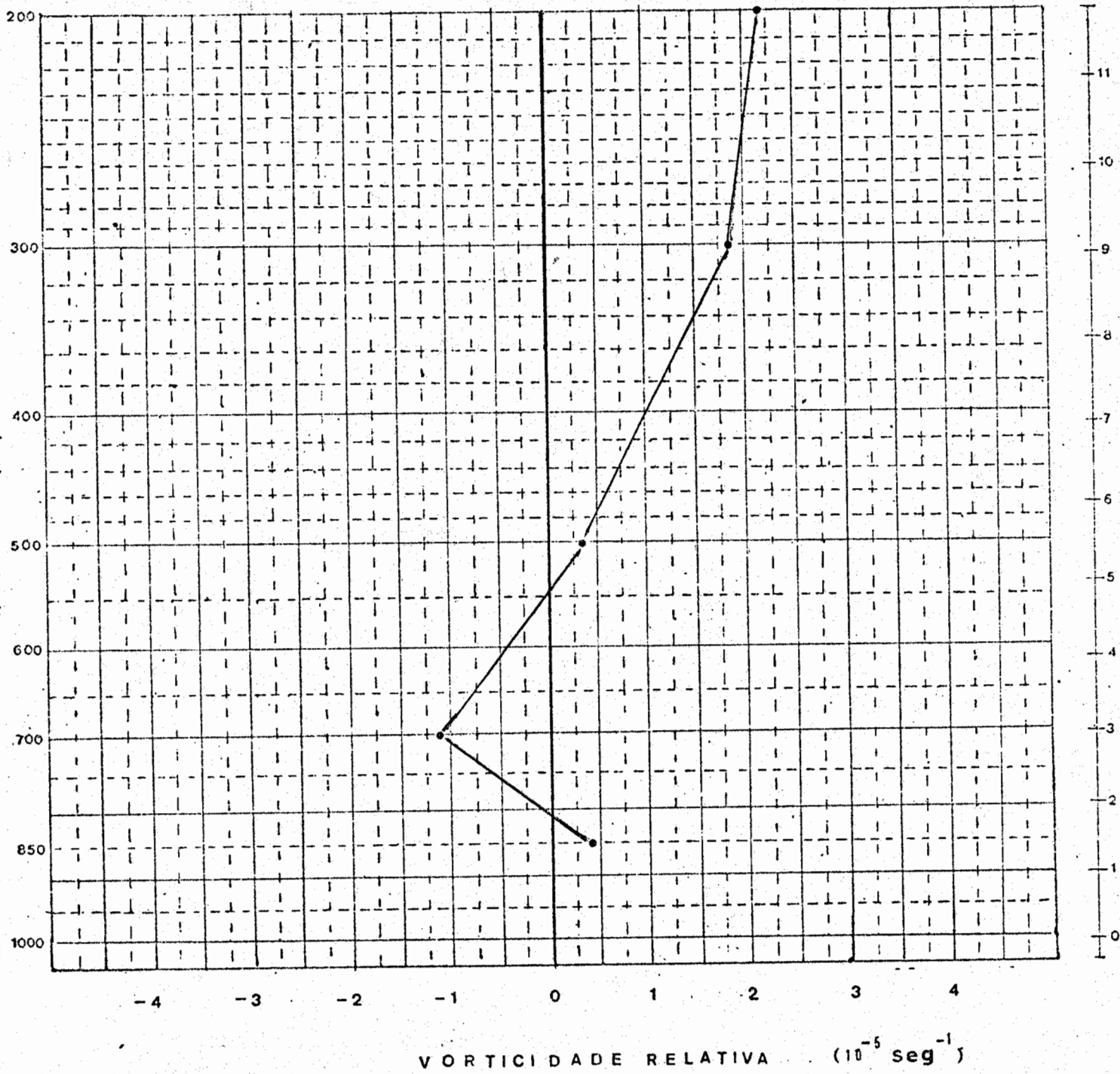


Fig. E.4

DIA: 21, 01, 70, 12 HS GMT LOCAL 45W - 5S

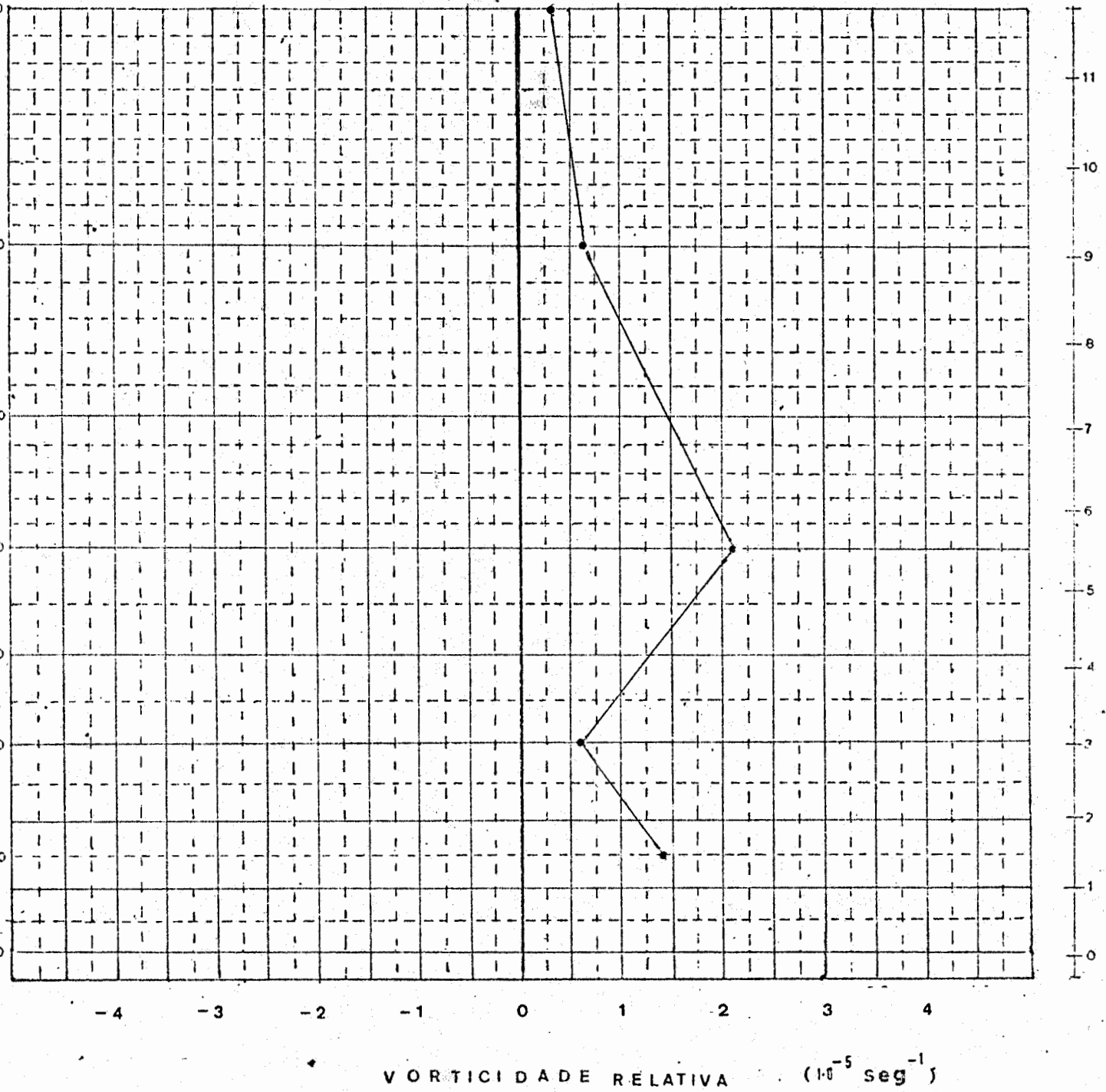


Fig. E.5

DIA: 22, 01, 70, 12HS GMT LOCAL 37.5W - 7.5S

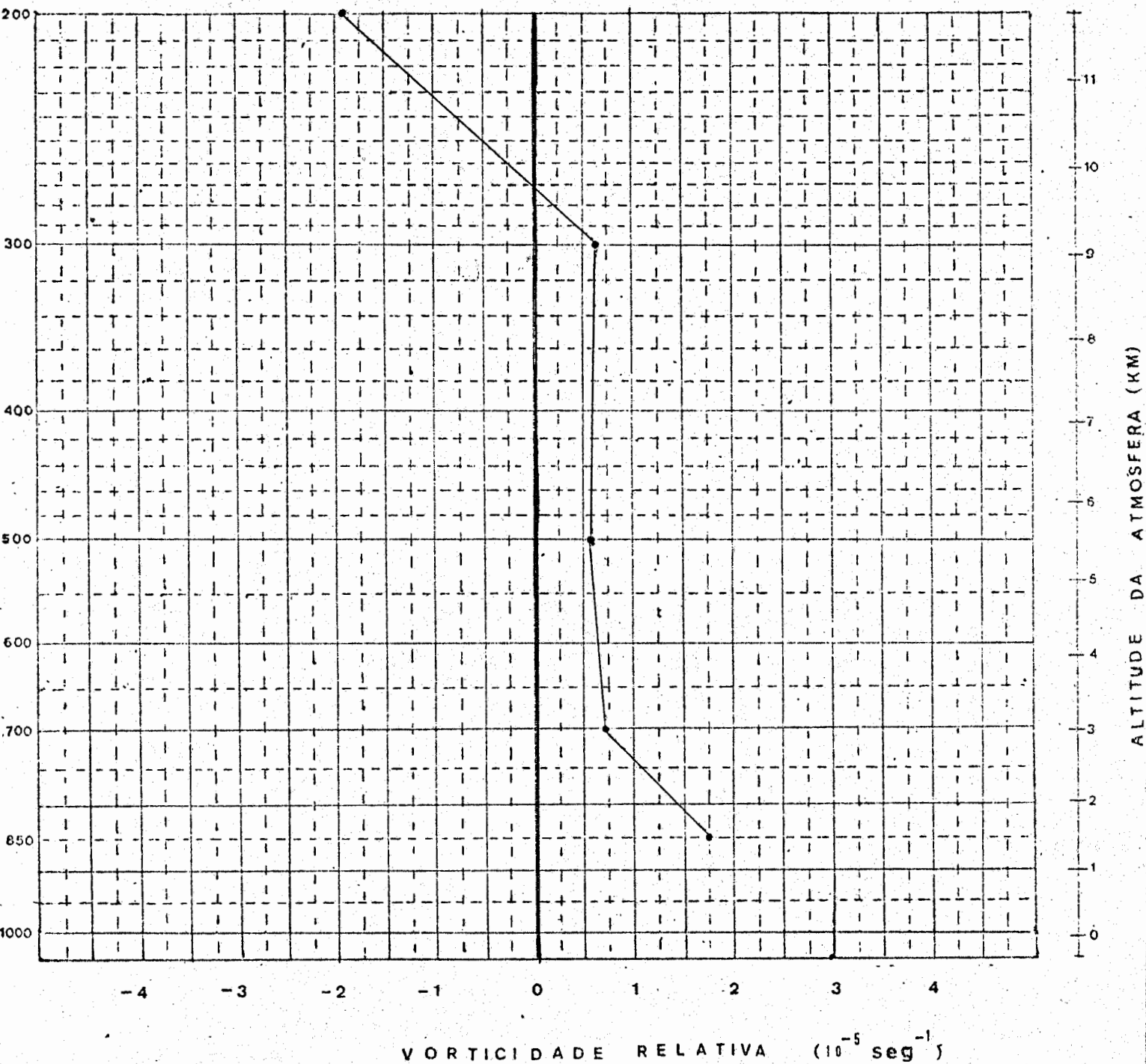


Fig. E.6

DIA: 22, 01, 70, 12 HS GMT LOCAL 42.5W - 7.5S

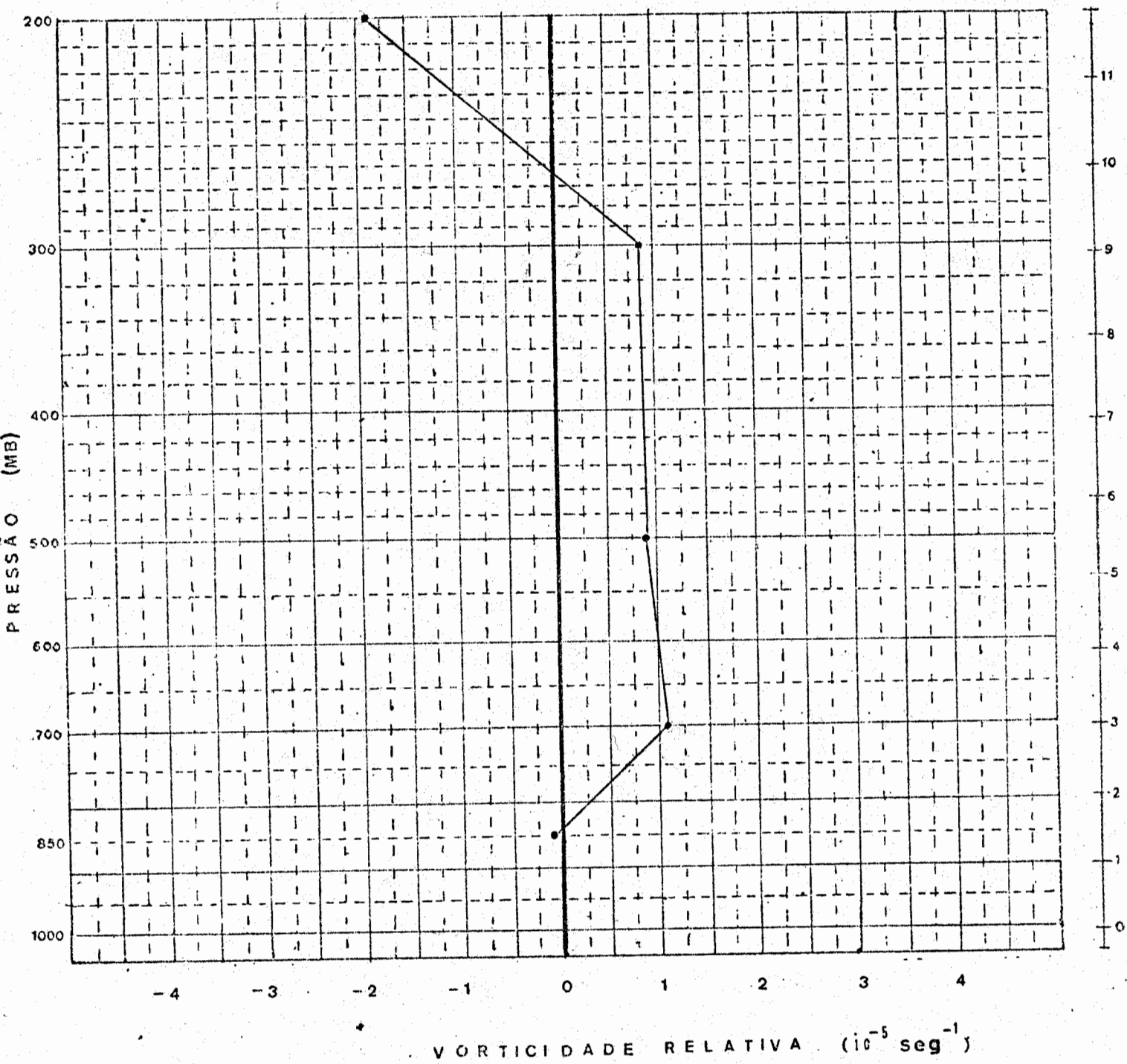


Fig. E.7