

UM ESTUDO DO FLUXO HORIZONTAL DO VAPOR D'ÁGUA ATMOSFÉRICO
E O SEU ARMAZENAMENTO SOBRE O NORDESTE DO BRASIL

POR

MARCOS ALBERTO ANDRADE DE ARAÚJO

Orientador: DR. HUKUM SING RATHOR

Dissertação apresentada para
obtenção do título de Mestre
em Meteorologia, Junto à Uni-
versidade Federal da Paraíba

CAMPINA GRANDE

Estado da Paraíba - Brasil

Abril de 1982



SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL



ordenação do Curso de Mestrado em Meteorologia

Parecer Final do Julgamento
da Dissertação.

Mestrando: MARGOS ALBERTO ANDRADE DE ARAÚJO

Título da Tese: "Um Estudo do Fluxo Horizontal do Vapor D'Água Atmosférico e o seu Armazenamento Sobre o Nordeste do Brasil".

Comissão Examinadora:

Parecer

Prof. HUKIES SINGH RATHOR Ph.D.	<i>HS Rathor</i>	<i>23/04/82</i>	<i>.. Aprovado</i>
Prof. JOSÉ MARQUES Ph.D.	<i>José Marques</i>		<i>.. Aprovado</i>
Prof. HUGO ORLANDO C. GIBERA Ph.D.	<i>Hugo Gibera</i>		<i>.. Aprovado</i>

Campina Grande, 23 de abril de 1982.

UM ESTUDO DO FLUXO HORIZONTAL DO VAPOR D'ÁGUA ATMOSFÉRICO
E O SEU ARMAZENAMENTO SOBRE O NORDESTE DO BRASIL

POR

MARCOS ALBERTO ANDRADE DE ARAÚJO

DIGITALIZAÇÃO:
SISTEMOTECA - UFCG

Orientador: DR. HUKUM SING RATHOR

Dissertação apresentada para
obtenção do título de Mestre
em Meteorologia, junto à Uni-
versidade Federal da Paraíba

CAMPINA GRANDE

Estado da Paraíba - Brasil

Abril de 1982

ÍNDICE

	Página
DEDICATÓRIA	xi
AGRADECIMENTOS	xii
RESUMO	xiii
ABSTRACT	xvi
LISTA DE FIGURAS	xix
LISTA DE QUADROS	xxiv
I - INTRODUÇÃO	1
II - OBJETIVO DO TRABALHO	5
III - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
IV - NATUREZA E FONTE DOS DADOS UTILIZADOS	12
IV.1. Dados de Superfície (Precipitação)	12
IV.2. Dados de Altitude (Radiossondagens)	12
V - METODOLOGIA SEGUIDA DURANTE O TRABALHO	17
V.1. Escolha do Período em Estudo	17
V.2. A Água Precipitável (W_p)	17
V.2.1. Metodologia seguida no Cálculo da Água Precipitável	18
V.3. O Fluxo Horizontal de Vapor d'água (\vec{Q})	22
V.3.1. Metodologia seguida no Cálculo do Fluxo de Vapor D'água	22
V.4. A Equação do Balanço de Água Aplicada à Atmosfera	27
V.4.1. Metodologia seguida no Cálculo da Divergência Mensal ($\nabla \cdot \vec{Q}$)	32
VI - RESULTADOS OBTIDOS	36

	Página
VI.1. A Precipitação (P)	36
VI.2. A Água Precipitável (W_p)	51
VI.3. O Fluxo de Vapor D'água (\vec{Q})	82
VI.4. O Campo da Divergência do Fluxo de Vapor D'água ($\nabla \vec{Q}$)	97
VII - CONCLUSÕES	103
BIBLIOGRAFIA	105
APÊNDICE A - Unidade das Equações Utilizadas no Presente Trabalho	A-1

DEDICATÓRIA

A meus Pais,
Gabriel e Angeolina

AGRADECIMENTOS

Ao INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA
na pessoa do seu Diretor, pela cessão dos dados de radiossondagens.

Ao DR. HUKUM SINGH RATHOR
pela sua orientação e incentivo que foram de suma importância na elaboração deste trabalho.

Ao CONSELHO NACIONAL DE PESQUISAS - CNPq
pelo financiamento deste trabalho.

Ao NÚCLEO DE PROCESSAMENTO DE DADOS
UFPb/Campus II - Campina Grande .

Ao PROFESSOR JOSÉ LEÔNIDAS M. DA SILVA
pelo auxílio na elaboração dos programas de computador .

Ao PROFESSOR JOSÉ MARQUES
pelos esclarecimentos e sugestões .

A PROFESSORA CLÉA CARDOSO DE MELLO
pelo incentivo e apoio .

Ao PROFESSOR MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO
pela revisão do texto.

Ao SENHOR ROBERTO BRASIL ALCOFORADO
pela confecção de mapas e diagramas, e à Sra. Nísia Leão, pelo esmero no serviço de datilografia .

A TODOS
que contribuíram, direta ou indiretamente, na realização deste trabalho,
o meu sincero agradecimento.

RESUMO

Foram calculados os valores mensais da água precipitável, do fluxo de vapor d'água e sua divergência para o ano de 1975, sobre a região seca do Nordeste do Brasil, entre 0° - 20° S e 30° - 50° W. As cartas mensais de precipitação para o mesmo período foram construídas e analisadas. O total de vapor d'água em uma coluna atmosférica depende dos aspectos da circulação da atmosfera, especialmente pela transferência da convergência nas camadas mais baixas para as mais elevadas da atmosfera. A água precipitável torna-se, assim, dependente da estação do ano da distância ao oceano e altitude da localidade considerada. A intensidade do fluxo zonal de vapor d'água é maior do que o fluxo meridional, devido à predominância da circulação zonal da atmosfera sobre a região. Sabe-se que a divergência do fluxo de vapor d'água, em geral, governa os aspectos da precipitação como sua quantidade, e sob algumas considerações, esta divergência se iguala à evaporação menos a precipitação na equação de balanço.

Dados de altitude de 12 estações de radiossonda da região e os valores diários observados dos campos do vento e da umidade específica nos níveis padrões na atmosfera, foram utilizados para análise. Os valores médios desses campos foram integrados da superfície da Terra ao nível de 500 mb para se obter o total de água precipitável, os transportes zonal e meridional do vapor d'água, como o fluxo total de vapor d'água integrado verticalmente. Finalmente, os campos de divergência do fluxo de vapor d'água foram obtidos para 4 meses característicos, usando-se uma grade de 2° de espaçamento e o método de diferenças finitas. As equações básicas foram adaptadas na forma a seguir, para os propósitos de cálculo:

1. Água precipitável total ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$), da superfície ao nível de 500 mb

$$W_{P_{S,5}} = W_{S,85} + W_{85,7} + W_{7,5}$$

2. Q_λ , Q_ϕ e \vec{Q} que constituem, respectivamente, o fluxo zonal, o fluxo meridional e o fluxo total de vapor d'água, em $\text{g} \cdot (\text{cm} \cdot \text{s})^{-1}$.

$$\vec{Q} = Q_\lambda \vec{i}_\lambda + Q_\phi \vec{i}_\phi$$

3. O campo da divergência (mm) do fluxo de vapor d'água em uma grade de 2° de lado da superfície ao nível de 500 mb é dado por:

$$\nabla \cdot \vec{Q} = \frac{1}{a \cos\phi} \left[\frac{\partial Q_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} (Q \cos\phi) \right]$$

Para o ano em estudo, a distribuição mensal da precipitação se assemelha às normas mensais em quase todos os meses, exceto para janeiro, que apresenta uma quantidade elevada de chuva, sobre parte dos Estados da Bahia, Paraíba e vizinhanças; e o mês de março, que registrou quantidade de precipitação abaixo da normal em Minas Gerais e interior, a sudoeste.

A água precipitável mensal, o fluxo de vapor d'água e sua divergência são representativos dos aspectos normais dessas quantidades para cada mês. Como grande parte do vapor d'água está contido nas camadas mais baixas da atmosfera, o campo do fluxo do vapor d'água é governado pelos aspectos da divergência e convergência, *i.e.* pelo movimento ciclônico ou anticiclônico do ar, além da variação sazonal da circulação. Devido à sua proximidade da região estudada, o Oceano Atlântico se constitui na principal fonte de vapor d'água, e o fluxo do vapor d'água sobre a região depende, naturalmente, da posição e intensidade do anticiclone subtropical do Atlântico Sul, da posição da Zona de Convergência Intertropical e da Zona de Convergência Subtropical ao Sul, as quais se deslocam sazonalmente na direção norte-sul. No verão, as baixas quantes se desenvolvem sobre o continente e, no inverno, surge o anticiclone débil. O efeito combinado dessas circulações pode ser visto nos campos do fluxo mensal de vapor d'água. A região Nordeste do Brasil, estudada, está na maior parte do ano sob a influência do anticiclone subtropical do Atlântico Sul, que se estende na direção leste-oeste sobre o Oceano

Atlântico. A região se situa, assim, na margem da célula semi-permanente de alta pressão. A forte divergência associada ao escoamento, conduz a um fluxo débil de umidade ao longo da vertical e tendo, como consequência, a seca.

Os campos de divergência do fluxo de vapor d'água para quatro meses típicos (de cada estação do ano), i.e. março, junho, setembro e dezembro, foram obtidos e analisados. Embora os dados sejam insuficientes para uma generalização observa-se que os aspectos da convergência estão associados à precipitação, e os aspectos da divergência ocorrem sobre regiões secas ou com precipitação escassa.

Evidentemente que estudos semelhantes, cobrindo extensas regiões do Brasil, com um número maior de estações de altitude e para um número maior de anos nos possibilitarão maior compreensão sobre a função do vapor d'água, seus campos de divergência e suas aplicações para o balanço de água e características da precipitação sobre extensas áreas.

ABSTRACT

Mean monthly computations for total precipitable water, the water vapour flux and its divergence for the year 1975 have been made for the drought prone region of Northeast Brazil 0° - 20° S and 30° - 50° W. Monthly rainfall charts for the same period have also been prepared and analysed. The total water vapour in an atmospheric column naturally depends on how the circulations patterns, specially lower layer convergence transfers it to higher regions. The precipitable water is thus seen to depend on the seasons, proximity of the oceans and the altitude of the station. The magnitude of the zonal water vapour flux is much larger than that of the meridional, because of the predominance of the zonal circulation of air flow over the region. It is found that divergence of the water vapour flux in general governs the precipitation patterns and its amount, inspite of the fact that in the strict sense, this divergence equals evaporation minus precipitation in the balance equation.

Upper air data for 12 radiosonde stations of the region has been used, and the daily values of the observed wind field and specific humidity fields for each individual station at various pressure levels in the atmosphere have been used for analysis. Monthly means have been computed and the results integrated from the surface to 500 mb to obtain the total precipitable water, the meridional and zonal vapour transports and thus the total vector transport field. Finally, the water vapour divergence field has been obtained for the 4 typical months of the year, using a two degree grid and the finite difference method. The relevant equations have been adapted in the following form for the purpose of computations of the following.

1. Total precipitable water surface to 500 mb, in $g \cdot cm^{-2}$

$$W_{p_{s,5}} = W_{s,85} + W_{85,7} + W_{7,5}$$

2. Q_λ , Q_ϕ and \vec{Q} , the zonal, meridional and the total water vapour flux in $g \cdot (cm \cdot s)^{-1}$.

$$\vec{Q} = Q_\lambda \vec{i}_\lambda + Q_\phi \vec{i}_\phi$$

3. The divergence of the water vapour flux over two degree square grid surface to 500 mb in mm.

$$\nabla \cdot \vec{Q} = \frac{1}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial Q_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} (Q \cos \phi) \right]$$

For the year under study, the monthly rainfall patterns resemble the normal monthly rainfall for almost all the months except that the month of January shows somewhat higher rainfall amounts in the state of Bahia, Paraíba and their neighbourhood and the month of March depicts below normal rainfall in Minas Gerais and the interior southwest.

The mean monthly precipitable water, the water vapour flux, and its divergence are therefore representative of the normal patterns of these quantities for each month. Since most of the water vapour occurs in the lower layers, the water vapour flux field is governed by the convergence and divergence patterns i.e. the cyclonic and anticyclonic air flow in the lower atmosphere, in addition to seasonal normal air flow fields. Since Atlantic coastal regions are the main source of water vapour, its flux naturally depends on the position and intensity of the south Atlantic high, as also on the position of the I.T.C.Z. and southern subtropical convergence zone, both of which have seasonal north-south shifts. In summer a heat low develops over the land surface, and in winter there is a weak anticyclone. The combined effect of these flows is seen in the monthly water vapour flux fields. The area of Northeast Brazil, under this study, is most of the year is under the influence of the southern subtropical high pressure belt elongated east-west over Atlantic. The region is thus located on the margin of semipermanent high pressure cells. The large divergen

ce associated with such flows, leads to weak moisture flux along the vertical, and consequent droughts.

The water vapour flux divergence fields for four typical months of the year (for each season) i.e. March, June, September and December, have been computed and analysed. Although the data is insufficient for a broad generalization, it is found that the convergence patterns are associated with rainfall, and the divergence patterns occur over rain deficient or dry regions.

It is clear that similar studies covering more extensive regions of Brazil with a larger number of upper air stations, for a number of years should give us better insight into the role of water vapour and its divergence fields and its application for water budget and precipitation characteristics over extensive geographical areas.

LISTA DE FIGURAS

Número	Página
1. A Área em Estudo e o Continente	3
2. Carta de Precipitação (mm) Média Anual para o Período 1931 60, segundo Strang (1972)	4
3. Linhas de Nível de 500 e 1000m da Região em Estudo, com a Rede de Estações Climatológicas e de Altitude Utilizadas ..	13
4. Modelo para o Cálculo da Água Precipitável	18
5. Decomposição das Componentes Q_λ , Q_ϕ , u e v	23
6. Esquema para Cálculo da Divergência do Fluxo de Vapor	33
7. Carta de Precipitação (mm) Mês: JANEIRO	38
8. Carta de Precipitação (mm) Mês: FEVEREIRO	39
9. Carta de Precipitação (mm) Mês: MARÇO	40
10. Carta de Precipitação (mm) Mês: ABRIL	41
11. Carta de Precipitação (mm) Mês: MAIO	42
12. Carta de Precipitação (mm) Mês: JUNHO	43
13. Carta de Precipitação (mm) Mês: JULHO	44
14. Carta de Precipitação (mm) Mês: AGOSTO	45
15. Carta de Precipitação (mm) Mês: SETEMBRO	46
16. Carta de Precipitação (mm) Mês: OUTUBRO	47
17. Carta de Precipitação (mm) Mês: NOVENBRO	48
18. Carta de Precipitação (mm) Mês: DEZEMBRO	49
19. Carta de Precipitação (mm) Total Anual, 1975	50
20. Distribuição Espacial da Água Precipitável, \bar{W}_p ($g \cdot cm^{-2}$) .. Mês: JANEIRO	54
21. Distribuição Espacial da Água Precipitável, \bar{W}_p ($g \cdot cm^{-2}$) .. Mês: FEVEREIRO	55

Número	Página
22. Distribuição Espacial da Água Precipitável, \bar{W}_p (g . cm ⁻²) Mês: MARÇO	56
23. Distribuição Espacial da Água Precipitável, \bar{W}_p (g . cm ⁻²) Mês: ABRIL	57
24. Distribuição Espacial da Água Precipitável, \bar{W}_p (g . cm ⁻²) Mês: MAIO	58
25. Distribuição Espacial da Água Precipitável, \bar{W}_p (g . cm ⁻²) Mês: JUNHO	59
26. Distribuição Espacial da Água Precipitável, \bar{W}_p (g . cm ⁻²) Mês: JULHO	60
27. Distribuição Espacial da Água Precipitável, \bar{W}_p (g . cm ⁻²) Mês: AGOSTO	61
28. Distribuição Espacial da Água Precipitável, \bar{W}_p (g . cm ⁻²) Mês: SETEMBRO	62
29. Distribuição Espacial da Água Precipitável, \bar{W}_p (g . cm ⁻²) Mês: OUTUBRO	63
30. Distribuição Espacial da Água Precipitável, \bar{W}_p (g . cm ⁻²) Mês: NOVEMBRO	64
31. Distribuição Espacial da Água Precipitável, \bar{W}_p (g . cm ⁻²) Mês: DEZEMBRO	65
32. Variação Mensal do Total de Precipitação P (mm) e de Água Precipitável \bar{W}_p para as Estações de Ar Superior Entre as Latitudes de 02°S e 05°S	66
33. Variação Mensal do Total de Precipitação P (mm) e de Água Precipitável \bar{W}_p (mm) para as Estações de Ar Superior Entre as Latitudes de 06°S e 09°S	67
34. Variação Mensal do Total de Precipitação P (mm) e de Água Precipitável \bar{W}_p (mm) para as Estações de Ar Superior Entre as Latitudes de 13°S e 17°S	68

35. Distribuição Vertical da Umidade Específica Média (\bar{q} , g . kg⁻¹) por Nível Isobárico Padrão (P, mb) e Altura (\bar{H} , m) Média dos Respectivos Níveis. Mês: JANEIRO 69
36. Distribuição Vertical da Umidade Específica Média (\bar{q} , g . kg) por Nível Isobárico Padrão (P, mb) e Altura (\bar{H} , m) Média dos Respectivos Níveis. Mês: FEVEREIRO 70
37. Distribuição Vertical da Umidade Específica Média (\bar{q} , g . kg⁻¹) por Nível Isobárico Padrão (P, mb) e Altura (\bar{H} , m) Média dos Respectivos Níveis. Mês: MARÇO 71
38. Distribuição Vertical da Umidade Específica Média (\bar{q} , g . kg⁻¹) por Nível Isobárico Padrão (P, mb) e Altura (\bar{H} , m) Média dos Respectivos Níveis. Mês: ABRIL 72
39. Distribuição Vertical da Umidade Específica Média (\bar{q} , g . kg⁻¹) por Nível Isobárico Padrão (P, m) e Altura (\bar{H} , m) Média dos Respectivos Níveis. Mês: MAIO 73
40. Distribuição Vertical da Umidade Específica Média (\bar{q} , g . kg⁻¹) por Nível Isobárico Padrão (P, m) e Altura (\bar{H} , m) Média dos Respectivos Níveis. Mês: JUNHO 74
41. Distribuição Vertical da Umidade Específica Média (\bar{q} , g . kg⁻¹) por Nível Isobárico Padrão (P, m) e Algura (\bar{H} , m) Média dos Respectivos Níveis. Mês: JULHO 75
42. Distribuição Vertical da Umidade Específica Média (\bar{q} , g . kg⁻¹) por Nível Isobárico Padrão (P, mb) e Algura (\bar{H} , m) Média dos Respectivos Níveis. Mês: AGOSTO 76
43. Distribuição Vertical da Umidade Específica Média (\bar{q} , g . kg⁻¹) por Nível Isobárico Padrão (P, mb) e Altura (\bar{H} , m) Média dos Respectivos Níveis. Mês: SETEMBRO 77
44. Distribuição Vertical da Umidade Específica Média (\bar{q} , g . kg⁻¹) por Nível Isobárico Padrão (P, mb) e Altura (\bar{H} , m) Média dos Respectivos Níveis. Mês: OUTUBRO 78
45. Distribuição Vertical da Umidade Específica Média (\bar{q} , g . kg⁻¹) por Nível Isobárico Padrão (P, mb) e Altura (\bar{H} , m) Média dos Respectivos Níveis. Mês: NOVEMBRO 79

46. Distribuição vertical da Umidade Específica Média (\bar{q} , g . kg⁻¹) por Nível Isobárico Padrão (P, mb) e Altura (\bar{H} , m) Média dos Respective Níveis. Mês: DEZEMBRO 80
47. Fluxo Total de Vapor D'água Integrado Verticalmente. Mês: JANEIRO. A Direção do Fluxo é Representada por Linhas de Corrente e a Intensidade g . (cm s)⁻¹ por Linhas Tracejadas 84
48. Fluxo Total de Vapor D'água Integrado Verticalmente. Mês: FEVEREIRO. A Direção do Fluxo é Representada por Linhas de Corrente e a Intensidade g . (cm s)⁻¹ por Linhas Tracejadas 85
49. Fluxo Total de Vapor D'água Integrado Verticalmente. Mês: MARÇO. A Direção do Fluxo é Representada por Linhas de Corrente e a Intensidade g . (cm s)⁻¹ por Linhas Tracejadas 86
50. Fluxo Total de Vapor D'água Integrado Verticalmente. Mês: ABRIL. A Direção do Fluxo é Representada por Linhas de Corrente e a Intensidade g . (cm s)⁻¹ por Linhas Tracejadas 87
51. Fluxo Total de Vapor D'água Integrado Verticalmente. Mês: MAIO. A Direção do Fluxo é Representada por Linhas de Corrente e a Intensidade g . (cm s)⁻¹ por Linhas Tracejadas 88
52. Fluxo Total de Vapor D'água Integrado Verticalmente. Mês: JUNHO. A Direção do Fluxo é Representada por Linhas de Corrente e a Intensidade g . (cm s)⁻¹ por Linhas Tracejadas 89

53. Fluxo Total de Vapor D'água Integrado Verticalmente. Mês: JULHO. A Direção do fluxo é Representada por Linhas de Corrente e a Intensidade $g \cdot (cm \ s)^{-1}$ por Linhas Traçadas 90
54. Fluxo Total de Vapor D'água Integrado Verticalmente. Mês: AGOSTO. A Direção do Fluxo é Representada por Linhas de Corrente e a Intensidade $g \cdot (cm \ s)^{-1}$ por Linhas Traçadas 91
55. Fluxo Total do Vapor D'água Integrado Verticalmente. Mês: SETEMBRO. A Direção do Fluxo é Representada por Linhas de Corrente e a Intensidade $g \cdot (cm \ s)^{-1}$ por Linhas Traçadas 92
56. Fluxo Total de Vapor D'água Integrado Verticalmente. Mês: OUTUBRO. A Direção do Fluxo é Representada por Linhas de Corrente e a Intensidade $g \cdot (cm \ s)^{-1}$ por Linhas Traçadas 93
57. Fluxo Total de Vapor D'água Integrado Verticalmente. Mês: NOVEMBRO. A Direção do Fluxo é Representada por Linhas de Corrente e a Intensidade $g \cdot (cm \ s)^{-1}$ por Linhas Traçadas 94
58. Fluxo Total de Vapor D'água Integrado Verticalmente. Mês: DEZEMBRO. A Direção do Fluxo é Representada por Linhas de Corrente e a Intensidade $g \cdot (cm \ s)^{-1}$ por Linhas Traçadas 95
59. Campo de Divergência Horizontal (mm) do Fluxo de Vapor D'água, $\nabla \cdot \vec{Q}$. Mês: MARÇO 98
60. Campo da Divergência Horizontal (mm) do Fluxo de Vapor D'água, $\nabla \cdot \vec{Q}$. Mês: JUNHO 99
61. Campo da Divergência Horizontal (mm) do Fluxo de Vapor D'água, $\nabla \cdot \vec{Q}$. Mês: SETEMBRO 100
62. Campo da Divergência Horizontal (mm) do Fluxo de Vapor D'água, $\nabla \cdot \vec{Q}$. Mês. DEZEMBRO 101

LISTA DE QUADROS

	Página
QUADRO 1	
Estações Climatológicas Utilizadas no Estudo	14
QUADRO 2	
Estações de Altitude Utilizadas no Estudo	16
QUADRO 3	
Valores Mensais da Água Precipitável ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$) para o ano de '1975	52
QUADRO 4	
Valores Mensais das Componentes Zonal Q_λ e Meridional Q_ϕ $[\text{g} \cdot (\text{cms})^{-1}]$, Ano: 1975	82

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

Entre os recursos naturais, a água se apresenta como um dos fatores fundamentais à manutenção da vida sobre a Terra. Assim, homens e animais têm procurado viver próximo às fontes naturais de água, com a finalidade de garantir e facilitar sua sobrevivência.

Com o aumento acentuado da população mundial nas últimas décadas, novas fontes de água doce precisavam ser descobertas e avaliadas, bem como manter-se as já existentes a fim de que as necessidades de sobrevivência fossem supridas. Isto levou o homem a compreender, de forma mais racional, o ciclo hidrológico em várias regiões do Globo, a partir do estudo mais detalhado da circulação geral da atmosfera. O vapor d'água e o seu transporte, juntos na circulação geral da atmosfera, governam a natureza e característica da precipitação sobre as regiões úmidas, áridas e semi-áridas da Terra.

Como exemplo de região semi-árida, tem-se a parte Leste da América do Sul (Figura 1), localizada em uma zona úmida que envolve a Terra ao longo do equador, paradoxalmente, apresenta uma faixa semi-árida limitada pelas latitudes de 0^{a} e 20^{a} S e pelos meridianos de 30^{a} W e 50^{a} W, com precipitação média anual de cerca de 500 mm no interior (Figura 2). Esta área tem apresentado uma variabilidade periódica acentuada, tanto espacial como temporal, e em intensidade nos seus regimes de precipitação. Como exemplo recente, podemos citar a estiagem prolongada ocorrida durante os anos de 1979/1981 que, segundo o Banco do Nordeste do Brasil S.A., afetou, direta ou indiretamente, as atividades agro-socioeconômicas em cerca de 28% dos 35 milhões de habitantes (IBGE, 1980) da região;

conduziu a dificuldades de ordem social as regiões vizinhas e provocou dispêndio de recursos financeiros do Governo, para atender a situação. É possível que tenha havido, durante aqueles anos, uma descontinuidade no ciclo hidrológico na região, no que concerne à precipitação.

Como mostraram Benton et alii(1950), Benton e Estoque (1954), o transporte do vapor d'água atmosférico se constitui no mais importante suprimento de água para a seqüência do ciclo hidrológico. Como este suprimento está diretamente ligado à circulação atmosférica (Peixoto, 1965), o transporte de vapor d'água sofre variações de natureza sinótica, geográfica, climática e, principalmente, devida à variação do teor de umidade da atmosfera em determinado instante.



FIGURA 1 - A área em estudo e o Continente.

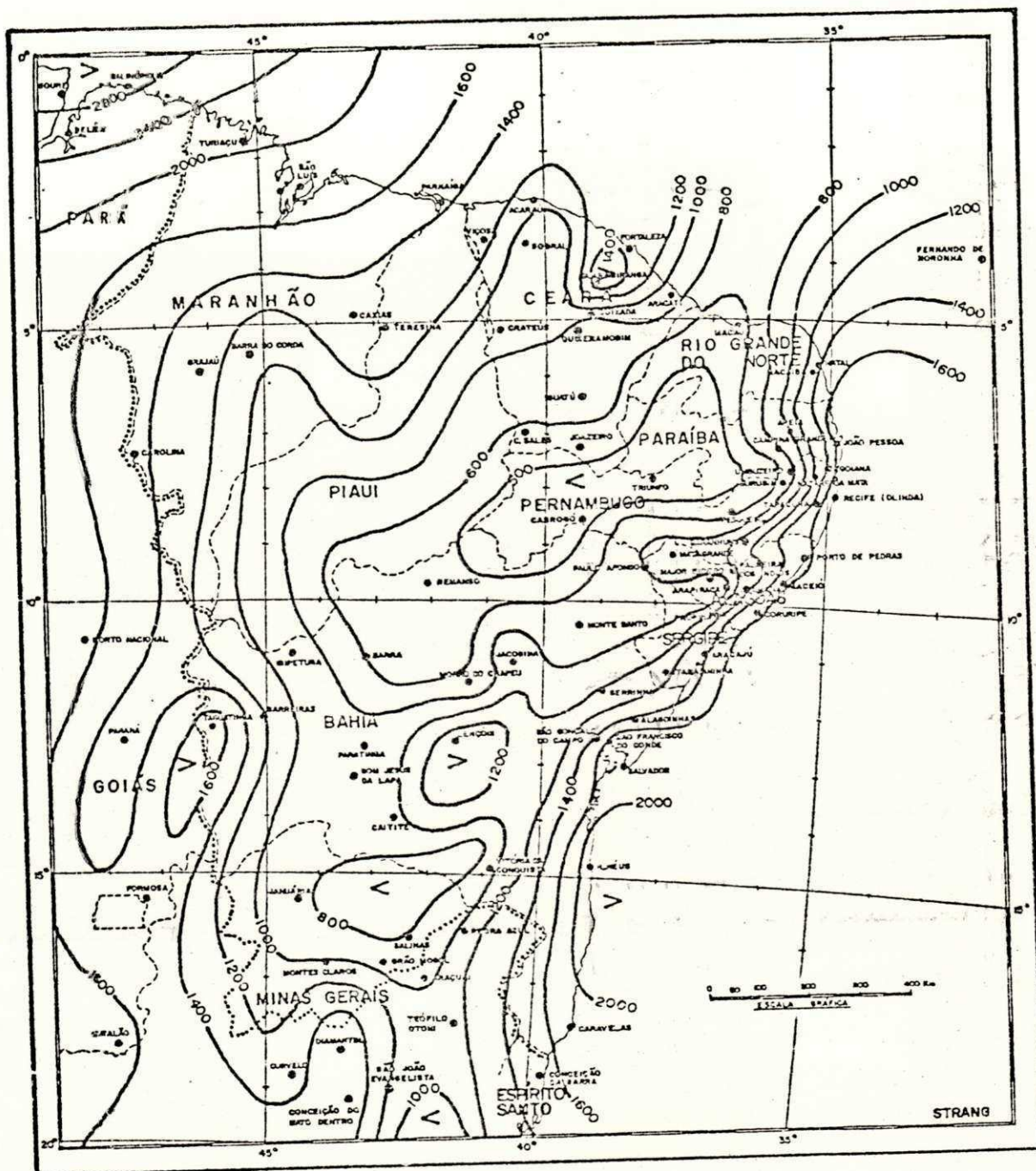


FIGURA 2 - Carta de precipitação média anual para o período 1931-60, segundo Strang (1972).

---- Limite entre Estados

.... Limite da área do Polígono das Secas

CAPÍTULO II

OBJETIVO DO TRABALHO

O presente trabalho teve, como objetivo geral, estudar e apresentar o comportamento do fluxo e do armazenamento de vapor d'água na troposfera sobre a região Nordeste do Brasil, durante o ano de 1975. Como os aspectos foram analisados mensalmente, estudou-se associando-os com os três diferentes regimes de chuva que ocorrem na região, conforme mostrado por Aldaz (1971) e Strang (1972). Para isto, foi necessário cumprir as seguintes fases:

1. Calcular o conteúdo de vapor d'água atmosférico sobre a região, utilizando as estações aerológicas e analisar sua variação espacial-temporal;
2. Identificar o nível no qual o teor significativo de umidade se localiza, para cada estação aerológica;
3. Calcular o fluxo de vapor d'água na troposfera e determinar em que camada o fluxo é mais acentuado;
4. Obter uma possível relação entre o conteúdo de vapor d'água atmosférico, o fluxo de umidade, o campo da divergência do fluxo de vapor d'água e a precipitação na região;
5. Identificar as áreas que se comportam como fonte ou sumidouro do vapor d'água na região;
6. Verificar se o método aerológico pode ser aplicado à região semi-árida do Nordeste do Brasil.

Atingidas essas fases, vale ressaltar que este trabalho poderá ser

vir de contribuição:

1. As pesquisas que possibilitem solução dos problemas climatológicos e hidrológicos da região semi-árida do Nordeste;
2. Aos estudos do balanço de radiação e calor na atmosfera sobre a região;

CAPÍTULO III

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Vários pesquisadores procuraram compreender o comportamento do ciclo hidrológico a partir do seu ramo aéreo que constitui o transporte de água na fase de vapor e pode ser representado pela equação (1):

$$E - P = R_a + S_a \quad (1)$$

onde, E é a evaporação, P a precipitação, R_a é o escoamento do vapor d'água nas fases líquida e sólida e S_a é a variação no armazenamento de vapor na atmosfera sobre a região em estudo.

Spar (1953) elaborou uma técnica para o prognóstico da quantidade de chuva, a partir do campo do transporte do vapor e da variação diária do conteúdo de vapor d'água atmosférico. A técnica mostrou alguma relação entre as quantidades da chuva prevista e observada, no que concerne à distribuição espacial. Porém, para valores locais, a metodologia pareceu não ser aplicável.

Benton e Estoque (1954) realizaram o balanço de água para o continente Norte-Americano. Através do campo da divergência do fluxo de vapor d'água, em comparação com a equação da continuidade da massa para a água, os autores estimaram a evapotranspiração na região. O estudo demonstrou que o transporte de vapor pode ser usado para avaliar com precisão o balanço de água mensal de extensas áreas continentais. Os autores evidenciaram que o continente Norte-Americano atua como fonte de umidade durante o verão e como sumidouro nas outras estações. Observaram, ainda, que, em geral, não havia necessariamente uma alta correlação entre os valores numéricos mensais da transferência de vapor d'água

e da precipitação, que, por sua vez, está mais diretamente associada à convergência do fluxo de vapor d'água do que com sua transferência. Entretanto, valores excepcionalmente altos de transporte de vapor podem estar associados a valores normais de precipitação ou um pouco abaixo da normal.

O estudo realizado por Peixoto (1959) no hemisfério Norte para o ano de 1950, mostrou, após exame dos 12 meses de observações no continente Americano (pois as observações nesta região estavam mais completas) que valores muito baixos do fluxo de vapor nunca apareceram associados a valores elevados da quantidade de precipitação, e que a existência de valor elevado do fluxo de vapor d'água é necessário mas não suficiente para a ocorrência de chuva em uma região. Quando o fluxo é elevado e associado à existência de baixas baroclínicas, com fortes movimentos verticais, é quase certo que é o "quantum satis" para que se observe precipitação.

Hutchings (1961) realizou o balanço de água na região semi-árida do Continente Australiano, a partir da equação da continuidade da massa para o vapor d'água, comprovando a validade do método para a região. Mas observou a necessidade de um maior número de estações de radiossonda, para dar boa precisão ao estudo. Constatou que o fluxo de vapor d'água é, em média, predominantemente de Oeste e que na parte tropical da região houve uma estrutura celular na configuração do campo de transferência do vapor, envolvendo movimentos zonal e meridional do vapor d'água.

Segundo Peixoto (1965), a água na fase gasosa é o mais ativo constituinte da atmosfera com relação aos processos radiativos. Em suas fases sólida e líquida, a água é um absorvedor altamente seletivo da energia solar que chega à atmosfera, e também um importante emissor da radiação de onda longa. O vapor d'água atmosférico tem uma profunda influência sobre a distribuição espacial do albedo terrestre e, conseqüentemente, sobre a quantidade de energia solar que está disponível para absorção pela superfície da Terra. A energia liberada pelas mudanças de fase da água alteram a baroclinicidade da atmosfera, influenciando, desta forma, os campos da energia cinética, momentum e vorticidade, fato também citado anteriormente por Benton e Estoque (1954).

Estudos sobre o conteúdo de vapor d'água atmosférico ("água precipitável") tais como os publicados por Starr et alii (1965) têm uma importante aplicação para a investigação do balanço de radiação e calor na atmosfera. Os mapas de água precipitável podem ser utilizados para se estimar a distribuição espacial da absorção de energia solar em dado intervalo de tempo. Além disso, a partir da distribuição espacial de umidade específica a diferentes níveis, pode-se exa

minar a distribuição tridimensional da absorção de energia solar pelo vapor d'água. Esses mapas, junto às análises do campo de temperatura, podem ser úteis no cálculo da absorção e emissão da radiação de onda longa em um dado ponto na atmosfera. Algumas aplicações específicas da técnica com radiação infravermelha (por exemplo: fotografias obtidas por satélites na faixa do infra-vermelho) necessitam de informação instantânea relativa à umidade atmosférica. Os autores realizaram, ainda, estudos sobre o balanço de água para todo o hemisfério Norte no ano de 1958, e detectaram convergência do fluxo de vapor sobre a parte Este da América do Sul, no lado mais próximo ao equador. Isto correspondeu a um excesso da precipitação sobre a evaporação durante o período em estudo. Uma extensa área de convergência foi encontrada sobre a parte Norte da América do Sul e o centro desta convergência estava associado às intensas chuvas caídas no Vale Amazônico naquele ano.

Benwell (1965) esclarece que: o termo "água precipitável" não deve ser considerado como a quantidade de água que pode, de fato, ser precipitada mediante um processo físico qualquer. Para fins práticos, entretanto, a água precipitável contida na troposfera pode ser considerada como suficientemente representativa do vapor d'água disponível para o processo de precipitação.

Ananthkrishnan et alii (1965) estudaram, para um período de seis anos, a variação sazonal do conteúdo de vapor d'água atmosférico sobre a Índia, a partir dos dados aerológicos de 12 estações, comparando-a com a precipitação média mensal observada. Notaram que valores elevados dessas quantidades praticamente coincidiam. Como dispunham de duas sondagens diárias, observaram que os valores de água precipitável eram, ao entardecer, um pouco maiores do que pela manhã, em todas as estações. Constataram, no conjunto de estações, um mínimo no inverno e um máximo no verão. Finalmente, detectaram que o aumento de água precipitável no período da monção de sudoeste (maio-junho) não é tão significativo sugerindo que a presença de umidade é uma condição necessária mas não suficiente para ocorrer precipitação e que os aspectos sinóticos e climatológicos que causam os movimentos verticais na atmosfera devem ser considerados.

Hastenrath (1966) estudou o fluxo atmosférico de vapor d'água sobre o Mar do Caribe e o Golfo do México, detectando que, durante o semestre de inverno, o transporte de umidade está dirigido para Oeste e se concentra em uma faixa relativamente estreita sobre o lado sul do Mar do Caribe. O fluxo de vapor sobre o Golfo do México está dirigido ligeiramente para Este. Durante o verão, um intenso fluxo de umidade se estende do Mar do Caribe ao Golfo do México, penetrando no interior do Continente Norte-Americano. Esta variação na direção do flu

xo de vapor, tanto espacial quanto em intensidade, está associada ao deslocamento sazonal do eixo do sistema de alta pressão nos baixos níveis. Este comportamento, explica Lorenz (1967), deve-se ao fato de que o vento, à superfície, é influenciado pelo campo da pressão que, por sua vez, sofre influência do campo da temperatura. Finalmente, a água em suas fases líquida e gasosa, afeta a velocidade do vento e, conseqüentemente, o fluxo de umidade pela alteração das propriedades termodinâmicas da atmosfera. A distribuição de água na atmosfera é, por sua vez, afetada pela localização de oceanos e continentes e também pelo seu próprio campo de movimento.

Marques (1976) aplicou o método aerológico, a fim de analisar o comportamento do campo de vapor d'água e sua transferência na atmosfera, em uma faixa da Amazônia entre Belém e Manaus, cuja região tem um dos mais altos índices de precipitação do Globo. Observou que o Oceano Atlântico constitui a principal fonte de umidade para a região, sendo o suprimento do vapor d'água realizado pela costa Nordeste da América do Sul. O fluxo de vapor d'água para a área em estudo foi predominantemente zonal de Este com a camada de 1000/700 mb contendo 80% do total de vapor d'água.

Lockwood (1976) observou que nos trópicos a umidade disponível para a formação da chuva está contida numa camada pouco profunda abaixo do nível de inversão, cuja altura varia. Se a camada de ar úmido em deslocamento encontra uma montanha, somente a parte da camada localizada abaixo do nível médio da montanha será bloqueada. Assim, pode ser significativa a redução na advecção de umidade a sotavento. Sob condições tropicais, uma corrente de ar com o topo da camada úmida a 2 km de altura e que seja bloqueada por uma montanha de 1 km de altura, perderá entre 60% e 70% do seu conteúdo de vapor d'água. Esta perda pode ser aumentada pela subsidência do ar a sotavento da região. Notou ainda, que a região Nordeste do Brasil deve apresentar esta perda de umidade no interior, devido à sua orografia relativamente acentuada. Por isso, a precipitação anual acima de 2000 mm se encontra ao longo da costa e no interior este valor cai para cerca de 400 mm anuais. Concluindo, o autor observa que a maior causa dessa zona seca, parece ser a presença do anticiclone subtropical semi-permanente do Atlântico Sul, o qual, durante a maior parte do ano, dirige os alísios de sudeste, relativamente secos, para a região.

Estudando a transferência horizontal do vapor d'água na troposfera sobre a Amazônia, Marques (1978) encontrou que, em média, em grande parte da bacia Amazônica há predominância da convergência no campo do fluxo de vapor d'água, mostrando ser ela um sumidouro de vapor d'água para a atmosfera sobre a região; hou

ve uma concordância entre as configurações dos campos de divergência e da precipitação na região. Observou, ainda, a existência de um transporte de vapor d'água da Amazônia para o Chaco Paraguai e pantanal matogrossense, bem como para o Noroeste da América do Sul. Finalmente, o autor estimou que pelo método aerológico, em média, 46% da precipitação que cai na bacia tem, como origem, o vapor d'água oceânico transportado para a região pelos ventos alísios, que constantemente sopram do oceano para a área, e 54% da precipitação têm, como origem, o vapor d'água oriundo da evapotranspiração real, local.

Krishnamurti (1978) relacionou a variação da água precipitável com os aspectos sinóticos. O autor notou que nos meses de monção de inverno sobre a Índia, há uma variação mensal no conteúdo de umidade atmosférica, sendo que o máximo surge em julho-agosto. Evidenciou que distúrbios sinóticos e de mesoescala conduzem convergência para os baixos níveis, além de ser necessário o movimento vertical do ar úmido para que ocorra a precipitação.

CAPÍTULO IV

NATUREZA E FONTE DOS DADOS UTILIZADOS

Foram utilizados, no presente trabalho, dois tipos de dados meteorológicos, assim discriminados:

IV.1. DADOS DE SUPERFÍCIE (PRECIPITAÇÃO)

São os relativos aos totais mensais de precipitação obtidos nas estações climatológicas (Quadro 1) dispersas na região (Figura 3) em número de trinta e cinco (35). Esses valores são tomados nos horários sinóticos e estão publicados no "Boletim Climatológico" divulgado pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 1978).

IV.2. DADOS DE ALTITUDE (RADIOSSONDAGENS)

Os registros mensais das estações de altitude (radiossondagens) contêm os dados obtidos por radiossondas lançadas diariamente às 12:00 HMG (09:00 hs local) das estações de altitude (Quadro 2), em número de 12 (doze), que cobrem a região (Figura 3). São eles: temperatura do ar e do ponto de orvalho, altitude da superfície isobárica, direção e velocidade do vento. Esses dados foram inicialmente submetidos a uma triagem, onde se eliminou os erros de registro, assim como os fisicamente inconsistentes.

Os registros mensais das estações aerológicas foram extraídos dos arquivos existentes na seção de climatologia do INMET.

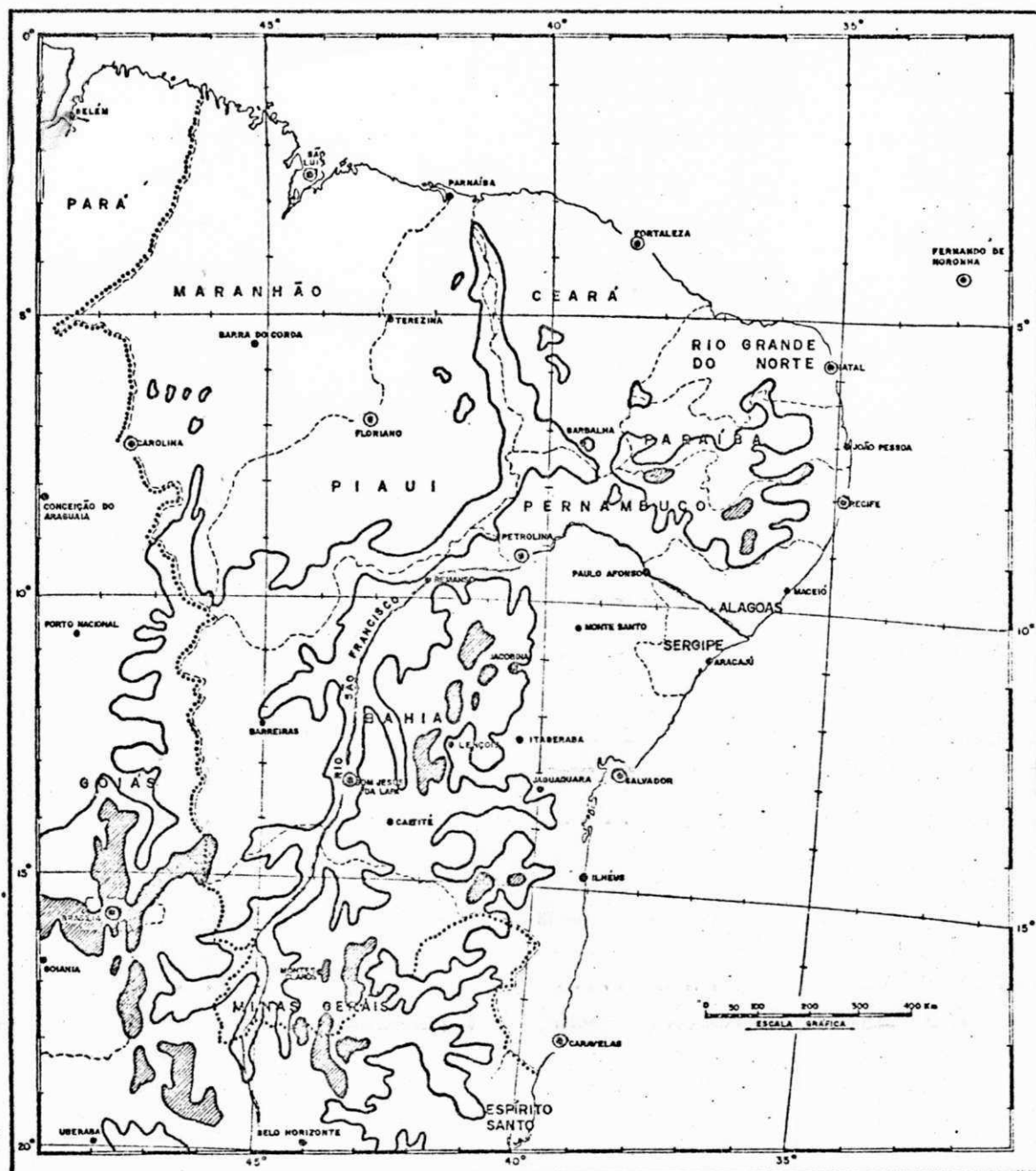


FIGURA 3 - Linhas de nível de 500 e 1000m da região em estudo, com a rede de estações climatológicas e de altitude utilizadas.

- Estações climatológicas
- ⊙ Estações de altitude
- Linha de nível de 500 metros
- ▨ Altitudes entre 500 e 1000 metros

QUADRO 1

ESTAÇÕES CLIMATOLÓGICAS UTILIZADAS NO ESTUDO
(+) Território

Nº SINÓTICO	ESTAÇÃO	ESTADO	ELEVAÇÃO (m)	LATITUDE (S)	LONGITUDE (W)
82191	Belém	PA	24	01 ^o 27'	48 ^o 28'
82280	São Luiz	MA	32	02 ^o 32'	44 ^o 17'
82287	Parnaíba	PI	22	02 ^o 54'	41 ^o 42'
82397	Fortaleza	CE	26	03 ^o 43'	38 ^o 28'
82400	Fernando de Noronha	FN (+)	45	03 ^o 51'	32 ^o 25'
82571	Barra do Corda	MA	81	05 ^o 30'	45 ^o 16'
82579	Teresina	PI	69	05 ^o 03'	42 ^o 49'
82599	Ceará Mirim	RN	61	05 ^o 38'	35 ^o 26'
82678	Floriano	PI	123	06 ^o 46'	43 ^o 01'
82765	Carolina	MA	183	07 ^o 20'	47 ^o 28'
82784	Barbalha	CE	409	07 ^o 19'	39 ^o 18'
82798	João Pessoa	PB	27	07 ^o 07'	34 ^o 53'
82861	Conceição do Araguaia	PA	160	08 ^o 15'	49 ^o 17'
82900	Recife	PE	8	08 ^o 04'	34 ^o 52'
82979	Remanso	BA	411	09 ^o 41'	42 ^o 04'
82986	Paulo Afonso	BA	248	09 ^o 21'	38 ^o 15'
82993	Maceió	AL	115	09 ^o 31'	35 ^o 47'
83064	Porto Nacional	GO	237	10 ^o 43'	48 ^o 25'
83090	Monte Santo	BA	495	10 ^o 26'	39 ^o 20'

QUADRO 1

Continuação

Nº SINÓTICO	ESTAÇÃO	ESTADO	ELEVAÇÃO (m)	LATITUDE (S)	LONGITUDE (W)
83055	Aracaju	SE	6	10° 54'	37° 04'
83086	Jacobina	BA	470	11° 11'	40° 31'
83229	Salvador	BA	45	13° 00'	38° 31'
83236	Barreiras	BA	439	12° 08'	45° 00'
83242	Lençóis	BA	560	12° 34'	41° 23'
83244	Itaberaba	BA	268	12° 33'	40° 17'
83288	Bom Jesus da Lapa	BA	439	13° 15'	43° 25'
83295	Jaguaquara	BA	680	13° 32'	39° 57'
83339	Caetitê	BA	872	14° 04'	42° 28'
83348	Ilhéus	BA	65	14° 47'	39° 03'
83377	Brasília	DF	1158	15° 47'	47° 56'
83423	Goiânia	GO	729	16° 41'	49° 16'
83437	Montes Claros	MG	632	16° 43'	43° 52'
83498	Caravelas	BA	4	17° 44'	39° 15'
83577	Uberaba	MG	759	19° 46'	47° 56'
83587	Belo Horizonte	MG	915	19° 56'	43° 56'

QUADRO 2

ESTAÇÕES DE ALTITUDE UTILIZADAS NO ESTUDO

Nº SINÓTICO	NOME DA ESTAÇÃO	ESTADO	ELEVAÇÃO (m)	LATITUDE (S)	LONGITUDE (W)	Nº DE SONDAJENS
82280	São Luiz (SL)	MA	51	02° 32'	44° 17'	137
82397	Fortaleza (FZ)	CE	26	03° 46'	38° 36'	120
82400	Fernando de Noronha (FN)	FN (+)	45	03° 51'	32° 25'	303
82599	Natal (NT)	RN	49	05° 55'	35° 15'	313
82678	Floriano (FR)	PI	123	06° 46'	43° 01'	139
82765	Carolina (CI)	MA	193	07° 20'	47° 28'	177
82900	Recife (RF)	PE	7	08° 03'	34° 55'	239
82983	Petrolina (PL)	PE	370	09° 23'	40° 29'	130
83229	Salvador (SV)	BA	51	13° 01'	38° 31'	165
83288	Bom Jesus da Lapa (LP)	BA	440	13° 16'	43° 25'	212
83378	Brasília (BR)	DF	1061	15° 47'	47° 56'	311
83498	Caravelas (CV)	BA	3	17° 44'	39° 15'	176
TOTAL						2422

(+) Território

CAPÍTULO V

METODOLOGIA SEGUIDA DURANTE O TRABALHO

V.1. ESCOLHA DO PERÍODO EM ESTUDO

Através de listagem obtida na SUDENE, foi escolhido um período no qual o maior número de estações de altitude da região se encontrava em funcionamento (1974 a 1979) e que também apresentasse regularidade em suas operações para que o estudo fosse representativo e confiável. Embora a irregularidade no conjunto de informações tenha dificultado a escolha do período, verificou-se que o cumprimento daquelas exigências, para o ano de 1975. Além dos dados de superfície utilizados, durante a escolha do período, procurou-se dar maior ênfase aos dados de altitude. Esses dados são obtidos pelas respectivas estações de radiosondagens cuja localização delimita a área em estudo, ficando esta compreendida entre os meridianos de 30°W a 50°W e do Equador ao paralelo 20°S (Figura 1).

V.2. A ÁGUA PRECIPITÁVEL (W_p)

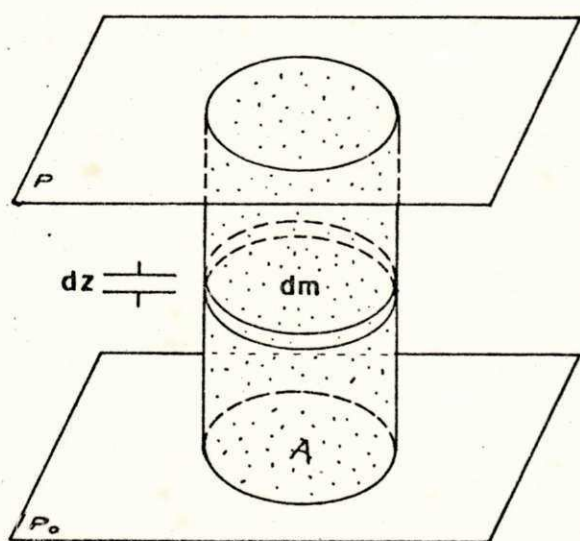
Para o cálculo da água precipitável existente sobre as doze (12) localidades (Quadro 2), foram utilizadas as informações de temperatura do ar e a de pressão (diferença entre a temperatura do ar e a do ponto de orvalho) obtidas por sondagens diárias do ar superior durante o ano de 1975, nos níveis de padrões de 1000, 850, 700 e 500 mb.

V.2.1. Metodologia Seguida no Cálculo da Água Precipitável

Denominada de "vapor equivalente de água líquida", ou apenas "água líquida equivalente", o conteúdo total de vapor d'água atmosférico, segundo Harrison (1970) é, por definição, "a altura de água líquida que seria depositada sobre a base horizontal (com 1 cm^2 de área) de uma determinada coluna vertical da atmosfera, se todo o vapor d'água contido na coluna fosse condensado e precipitado." Logo, o seu significado exclui os hidrometeoros, ou seja, a quantidade de água nas fases líquida e/ou sólida nas nuvens, o nevoeiro, o granizo, a chuva, a neve etc. Assim, para fins práticos, ela é tomada como sendo suficientemente representativa do vapor d'água disponível para o processo de precipitação.

O método para o cálculo da água precipitável foi originalmente proposto por Solot (1939), que integra a umidade específica (q) com relação à pressão como coordenada vertical. Haltiner e Martin (1957) acrescentaram uma pequena mudança ao método. Harrison (1970) considerou que em dado nível de pressão P , dentro da coluna de ar atmosférico, existe uma pressão de vapor e tal, que a relação e/P identifica a umidade específica q naquele nível. Por isso, pode-se calcular a água precipitável w_p pela integração da razão q/g com relação à pressão P , sendo g a aceleração da gravidade.

Seja uma coluna atmosférica de ar úmido, cuja base se encontra sobre a superfície da Terra em um nível de pressão P_0 e o seu topo esteja limitado por um nível isobárico P , Figura 4. A massa infinitesimal de vapor dM_v de uma camada da coluna atmosférica com espessura dz e volume dv , pode ser relacionada por:



$$dM_v = \rho_v dv = \rho_v A \cdot dz \quad (2)$$

Figura 4

Se todo vapor d'água contido na camada for condensado e depositado na fase líquida, com densidade ρ_W e altura dZ_W , a massa infinitesimal de água líquida será:

$$dM_W = \rho_W dV_W = \rho_W A dZ_W \quad (3)$$

Como há conservação da massa, temos:

$$dZ_W = \frac{\rho_V}{\rho_W} dZ \quad (4)$$

Estando a coluna de ar úmido em equilíbrio hidrostático, pode-se escrever

$$dZ_W = - \frac{1}{g} \frac{\rho_V}{\rho_U \rho_W} dP \quad (5)$$

Tomando-se a densidade da água líquida depositada igual à unidade e lembrando que a umidade específica q é massa de vapor por unidade de massa de ar úmido (ar seco mais vapor d'água), resulta:

$$dZ_W = - \frac{1}{g} q dP \quad (6)$$

Integrando a expressão acima entre os dois níveis de pressão, obtém-se:

$$W_p = \int_{Z_0}^Z dZ_W \dots W_p = \frac{1}{g} \int_P^{P_0} q dP \quad (7)$$

a qual é a expressão para o cálculo do conteúdo de vapor d'água.

A umidade específica q pode ser substituída pela razão de mistura r , sem erro apreciável, pois esta raramente excede a 0,02 g/g, sendo definida como a massa de vapor contida na mistura por massa unitária de ar seco.

$$\text{Assim, } q = \frac{r}{1+r} \quad (8)$$

$$\text{Logo, } W_p = \frac{1}{g} \int \frac{r}{1+r} dP \quad (9)$$

Como a aceleração da gravidade g tem uma faixa de variação ao redor do globo de $980 \text{ cm/s}^2 \pm 3 \text{ cm/s}^2$ e na troposfera (até a altitude de 6 km) o seu erro relativo não excede a cerca de 0,18%, podemos então tomá-la como constante, para efeito de cálculo. Sendo $g \approx 980 \text{ cm/s}^2$ e r da ordem de 0,01 a 0,02 próximo à superfície, de acordo com Ananthakrishnan et alii (1965) o produto $g(1+r)$ será aproximadamente igual a 10^3 e nos níveis superiores este valor é ligeiramente menor que 10^3 , sendo o erro cometido muito pequeno para o cálculo do vapor d'água atmosférico.

Assim, com boa precisão pode-se escrever:

$$W_p = \int \frac{r}{10^3} dP \quad (10)$$

Usando-se a variação da pressão em milibares, a razão de mistura em gramas de vapor por kilograma de ar úmido e a aceleração da gravidade em centímetro por segundo ao quadrado (Apêndice A.1), tem-se:

$$W_p = 10^{-3} \int_P^{P_0} r dP \quad (\text{em g} \cdot \text{cm}^{-2}) \quad (11)$$

Utilizando-se a expressão (11) e os valores da razão de mistura, tabelados no Smithsonian Meteorological Tables (1968), calculou-se os totais mensais de água precipitável da camada atmosférica compreendida entre os níveis isobáricos de 1000 (em média suposto como a superfície) e 500 mb, para as estações de radiossonda da região.

Como a variação da umidade específica não é linear com a altura, podemos utilizar a sugestão dada por Peitoxo (1959) e Ananthakrishnan et alii (1965) que consiste em dividir a camada principal (1000/500 mb) em camadas intermediárias; por exemplo 1000/850, 850/700 e 700/500 onde, segundo eles, o erro cometido é desprezível. Logo, a partir da equação (7), tem-se:

$$W_{p_{s,5}} = 10^{-3} \int_{500}^S \bar{q} dP \quad \therefore \quad W_{p_{s,5}} = 10^{-3} \left[\int_{850}^S \bar{q}_{s,85} dP + \int_{700}^{850} \bar{q}_{85,7} dP + \int_{500}^{700} \bar{q}_{7,5} dP \right] \quad (12)$$

Onde:

$\bar{q}_{s,85}$ = Umidade específica média entre a superfície e o nível de 850 mb

$\bar{q}_{85,7}$ = Umidade específica média entre os níveis de 850 e 700 mb

$\bar{q}_{7,5}$ = Umidade específica média entre os níveis 700 e 500 mb

ou, na expressão simplificada:

$$W_{P_{s,5}} = W_{s,85} + W_{85,7} + W_{7,5} \quad (13)$$

Assim, a relação (13) representa o conteúdo total de vapor d'água como a soma dos conteúdos de vapor d'água parciais das camadas intermediárias entre a superfície e o nível de 500 mb. Acima deste nível a umidade específica diminui muito rapidamente com a altitude; por isto não foram computados os valores de água precipitável a partir dele.

Para efeito de cálculo prático, a equação (12) pode ser transformada em:

$$W_{P_{s,5}} = 10^{-3} \left[\bar{q}_{s,85} \Delta P_1 + \bar{q}_{85,7} \Delta P_2 + \bar{q}_{7,5} \Delta P_3 \right] \dots$$

$$W_{P_{s,5}} = 5 \cdot 10^{-2} \left[3 \bar{q}_{s,85} + 3 \bar{q}_{85,7} + 4 \bar{q}_{7,5} \right] \quad (14)$$

Estações de altitude situadas ao nível de 950 mb (Petrolina e Bom Jesus da Lapa) e 900 mb (Brasília) tiveram seus cálculos de água precipitável efetuados a partir das expressões seguintes, respectivamente:

$$W_{P_{95,5}} = 5 \cdot 10^{-2} \left[2 \bar{q}_{s,85} + 3 \bar{q}_{85,7} + 4 \bar{q}_{7,5} \right] \quad 14-a$$

$$W_{P_{9,5}} = 5 \cdot 10^{-2} \left[\bar{q}_{9,85} + 3 \bar{q}_{85,7} + 4 \bar{q}_{7,5} \right] \quad 14-b$$

O cálculo do conteúdo de vapor d'água foi realizado para cada dia e, em seguida, calculado o seu valor mensal obtido da relação (14) que toma a forma final:

$$\bar{w}_{p_{s,5}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[5 \cdot 10^{-2} (3 \bar{q}_{s,85} + 3 \bar{q}_{85,7} + 4 \bar{q}_{7,5}) \right] \text{ (em g} \cdot \text{cm}^{-2}) \quad (15)$$

sendo N o número de dias do mês com observação.

Considerou-se, no presente estudo, somente os registros mensais das estações de altitude com um número mínimo de dez (10) sondagens realizadas, preferencialmente dispersas durante o mês. Essa metodologia foi sugerida e utilizada por Rasmusson (1967).

V.3. O FLUXO HORIZONTAL DE VAPOR D'ÁGUA (\vec{Q})

No cálculo do fluxo de vapor d'água determinado sobre cada estação de altitude foram utilizados os valores da umidade específica em cada nível isobárico padrão de 1000, 850, 700 e 500 mb e os valores da velocidade do vento obtidos nos respectivos níveis para todos os meses do ano em estudo.

V.3.1. Metodologia Seguida no Cálculo do Fluxo de Vapor D'água

Para a determinação do fluxo de vapor d'água entre a superfície e um determinado nível na atmosfera, sobre uma região, é necessário obter a contribuição na camada das componentes do fluxo zonal Q_λ e meridional Q_ϕ (Peixoto, 1970).

Seja um elemento de fluxo dQ orientado por um sistema de eixos cartesianos (X, Y, Z) onde o eixo X aponta para o Este, o eixo Y tem seu sentido positivo voltado para o Norte e o eixo Z representando o zênite local, como mostrado na Figura 5. Como o fluxo de umidade através do elemento se deve ao vento horizontal \vec{V}_H , este será representado em suas componentes zonal u e meridional v, a fim de se calcular os respectivos fluxos.

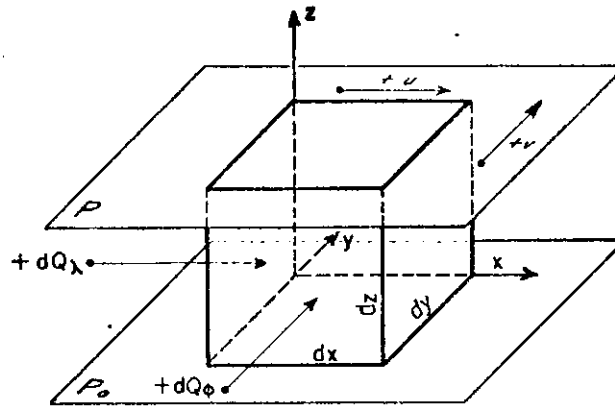


Figura 5

Logo, da Figura 5 tem-se:

$$dQ_{\phi} = \rho_V v dS_{\phi} \quad \therefore \quad dQ_{\phi} = \rho_V v dx dz \quad (16)$$

$$dQ_{\lambda} = \rho_V u dS_{\lambda} \quad \therefore \quad dQ_{\lambda} = \rho_V u dy dz \quad (17)$$

onde ρ_V é a densidade do vapor d'água atmosférico.

Admitindo-se o equilíbrio hidrostático na coluna atmosférica que contém o elemento, as equações (16) e (17) podem ser escritas na forma:

$$dQ_{\phi} = -\frac{q}{g} v dX dP \quad (18)$$

$$dQ_{\lambda} = -\frac{q}{g} u dY dP \quad (19)$$

Como o fluxo horizontal atravessa uma superfície vertical com largura unitária, pode ser integrado entre dois níveis isobáricos P_0 e P ; logo, as expressões (18) e (19) podem ser escritas por:

$$Q_{\phi} = \frac{1}{g} \int_P^{P_0} q v dP \quad (20)$$

$$Q_{\lambda} = \frac{1}{g} \int_P^{P_0} q u \, dP \quad (21)$$

ou na forma seguinte:

$$\vec{Q}_{(\phi, \lambda, t)} = \frac{1}{g} \int_P^{P_0} q \cdot \vec{V}_H \, dP \quad (22)$$

Onde:

- $\vec{Q}_{(\phi, \lambda, t)}$ = fluxo horizontal de vapor d'água
- g = aceleração da gravidade
- q = umidade específica
- \vec{V}_H = vetor vento horizontal

Para fins de cálculo prático do fluxo de vapor d'água, o vetor vento horizontal \vec{V}_H obtido em cada nível de pressão, pela radiossonda, foi inicialmente decomposto em suas componentes zonal u e meridional v . Em seguida, foi calculado no respectivo nível isobárico e para cada dia os produtos qu e qv , a partir das relações:

$$\overline{qu} = \frac{\sum qu}{N} \quad (23)$$

$$\overline{qv} = \frac{\sum qv}{N} \quad (24)$$

onde:

- \overline{qu} = transporte zonal médio mensal
- \overline{qv} = transporte meridional médio mensal
- N = número de observações no mês

As relações (23) e (24) introduzidas nas expressões (20) e (21) fornecem, respectivamente:

$$Q_{\lambda} = \frac{1}{g} \int_P^{P_0} \bar{q}_u dP \quad (25)$$

$$Q_{\phi} = \frac{1}{g} \int_P^{P_0} \bar{q}_v dP \quad (26)$$

Onde:

Q_{λ} = fluxo zonal integrado verticalmente

Q_{ϕ} = fluxo meridional integrado verticalmente

Usando-se a variação da pressão em milibares, as componentes do vento em metro por segundo, a unidade específica em gramas por kilograma e a aceleração da gravidade em centímetro por segundo ao quadrado, as equações 25 e 26 terão por unidades $g \cdot (cm \ s)^{-1}$, (Apêndice A.2).

Finalmente, com as relações (25) e (26) podemos definir um campo vetorial bidimensional em coordenadas esférico-polares, por:

$$\vec{Q} = Q_{\lambda} \vec{i}_{\lambda} + Q_{\phi} \vec{i}_{\phi} \quad (27)$$

onde o vetor \vec{Q} representa o fluxo total de vapor d'água integrado verticalmente, em um ponto sobre a superfície da Terra. Os vetores unitários \vec{i}_{λ} e \vec{i}_{ϕ} estão dirigidos positivamente para Este e Norte, respectivamente.

Após o cálculo dos valores do fluxo total \vec{Q} mensais, obtidos em cada estação de ar superior, foram plotados em cartas e traçadas as linhas de fluxo, a fim de se verificar o comportamento do escoamento.

Como a integração do vetor \vec{Q} tem como limites os níveis de 1000 (superfície) e 500 mb, foi aplicado o mesmo artifício para o cálculo da água precipitada (Equação 12). Assim, as equações (25) e (26) tomam a forma:

$$Q_{\lambda} = 10^{-1} \left[\int_{850}^S \bar{q}u_{s,85} dP + \int_{700}^{850} \bar{q}u_{85,7} dP + \int_{500}^{700} \bar{q}u_{7,5} dP \right] \quad (28)$$

$$Q_{\phi} = 10^{-1} \left[\int_{850}^S \bar{q}v_{s,85} dP + \int_{700}^{850} \bar{q}v_{85,7} dP + \int_{500}^{700} \bar{q}v_{7,5} dP \right] \quad (29)$$

onde:

$\bar{q}u_{s,85}$ = transporte médio mensal zonal entre a superfície e o nível de 850 mb.

$\bar{q}u_{85,7}$ = transporte médio mensal zonal entre os níveis de 850 e 700 mb

$\bar{q}u_{7,5}$ = transporte médio mensal zonal entre os níveis de 700 e 500 mb

$\bar{q}v_{s,85}$ = transporte médio mensal meridional entre a superfície e o nível de 850 mb.

$\bar{q}v_{85,7}$ = transporte médio mensal meridional entre os níveis de 850 e 700 mb.

$\bar{q}v_{7,5}$ = transporte médio mensal meridional entre os níveis de 700 e 500 mb.

Assim, as expressões (28) e (29) determinam as componentes do fluxo total a partir da média entre os valores dos fluxos das camadas intermediárias e tomam a seguinte forma final:

$$Q_{\lambda} = 5 \left[3 \bar{q}u_{s,85} + 3 \bar{q}u_{85,7} + 4 \bar{q}u_{7,5} \right] \quad (30)$$

$$Q_{\phi} = 5 \left[3 \bar{q}v_{s,85} + 3 \bar{q}v_{85,7} + 4 \bar{q}v_{7,5} \right] \quad (31)$$

As estações de altitude situadas nos níveis de 950 e 900 mb tiveram seus valores de fluxo corrigidos, usando-se o mesmo procedimento aplicado no cálculo da água precipitável (Equações 14-a e 14-b).

V.4. A EQUAÇÃO DO BALANÇO DE ÁGUA APLICADA À ATMOSFERA

Segundo Haltiner e Martin (1957) a "velocidade p-vertical ω " que tem uma partícula de ar quando se move em uma coluna hipotética da atmosfera, pode ser dada pela expressão:

$$\omega = \frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla P \quad (32)$$

onde $\frac{dP}{dt}$ é a variação total da pressão que sofre a partícula, $\frac{\partial P}{\partial t}$ a variação local da pressão ou tendência barométrica, \vec{V} a velocidade de deslocamento do campo da pressão cujo gradiente é ∇P .

Sendo as componentes dos vetores \vec{V} e ∇P , respectivamente:

$$\vec{V} = u \vec{i} + v \vec{j} + w \vec{k} = \vec{V}_H + w \vec{k}$$

$$\nabla P = \frac{\partial P}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial P}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial P}{\partial z} \vec{k}$$

Substituindo-as na equação (32) e efetuando-se o produto, tem-se:

$$\omega = \frac{\partial P}{\partial t} + \vec{V}_H \cdot \nabla P + w \frac{\partial P}{\partial z} \quad (33)$$

Considerando-se a aproximação hidrostática $\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$ (onde ρ é a densidade do ar) e que o termo $w \frac{\partial P}{\partial z}$ é superior em ordem de grandeza aos outros dois para movimentos de escala sinótica, a equação (33) toma a seguinte forma:

$$\omega = -\rho g w \quad (34)$$

que fornece a relação entre a "velocidade p-vertical" e a velocidade w .

A partir da equação da continuidade em coordenadas isobáricas, pode-se calcular a velocidade vertical w , por:

$$\nabla \cdot \vec{V}_H = -\frac{\partial \omega}{\partial P} \quad (35)$$

Seja q a umidade específica do ar dentro da coluna atmosférica e \vec{V} o ve

tor vento que desloca a unidade do ar contido na coluna. Aplicando o operador ∇ ao produto $q\vec{V}$, tem-se:

$$\nabla \cdot (q\vec{V}) = \vec{V} \cdot \nabla q + q \nabla \cdot \vec{V} = \nabla \cdot (q\vec{V}_H) + \frac{\partial}{\partial Z} (\omega q) \quad \therefore \quad (36)$$

$$\therefore \quad \vec{V} \cdot \nabla q = \nabla \cdot (q\vec{V}_H) + \frac{\partial}{\partial Z} (\omega q) - q \nabla \cdot \vec{V} \quad (37)$$

Empregando-se o operador $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla$ a unidade específica q , obtem-se:

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla q \quad (38)$$

Combinando-se a equação (38) e (37), resulta:

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (q\vec{V}_H) + \frac{\partial}{\partial Z} (\omega q) - q \nabla \cdot \vec{V} \quad (39)$$

Considerando-se a densidade ρ constante na equação da continuidade, isto é, $\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{V} = 0$, encontra-se $\nabla \cdot \vec{V} = 0$; logo, a equação (39) se reduz a:

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (q\vec{V}_H) + \frac{\partial}{\partial Z} (\omega q) \quad (40)$$

Multiplicando-se a equação (34) por q e derivando-a em relação a z , tem-se:

$$\frac{\partial}{\partial Z} (\omega q) = -\rho g \frac{\partial (\omega q)}{\partial Z} \quad \therefore \quad \frac{\partial}{\partial Z} (\omega q) = \frac{\partial}{\partial P} (\omega q) \quad (41)$$

Substituindo-a na equação (40) resulta:

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (q\vec{V}_H) + \frac{\partial}{\partial P} (\omega q) \quad (42)$$

Em um dado ponto da atmosfera e em um instante t , o balanço de água na fase de vapor por unidade de massa pode ser expresso por:

$$\frac{dq}{dt} \equiv \frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (q \vec{V}_H) + \frac{\partial}{\partial P} (\omega q) = S(q) \quad (43)$$

Onde $S(q)$ representa a taxa de ganho ou perda de vapor d'água por unidade de massa pela mudança de fase do vapor na atmosfera. As principais fontes e sumidouros de vapor d'água na atmosfera são devidas, principalmente, à evaporação (e), à condensação (c) e à difusão do vapor d'água de outras camadas.

Logo; $S(q) = (e - c)$ onde (e) é a taxa de evaporação e (c) a taxa de condensação.

Assim, a equação (43) apresenta a seguinte forma:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (q \vec{V}_H) + \frac{\partial}{\partial P} (\omega q) = (e - c) \quad (44)$$

Analogamente, a equação do balanço para a fase condensada pode ser escrita, notando-se que a taxa de ganho ou perda de água na fase condensada, por unidade de massa, é tal que $S(q_c) = -S(q)$. Assim, $S(q_c)$ é dada por $-(e - c)$ e a equação (44) ganha a forma:

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} + \nabla \cdot (q_c \vec{V}_H) + \frac{\partial}{\partial P} (\omega_c q_c) = -(e - c) \quad (45)$$

onde o índice (c) representa a fase condensada e ω_c a velocidade vertical resultante das gotas d'água, dos cristais de gelo ou do granizo, relativas ao ar. Logo, a equação do balanço total de água na coluna de ar em um nível (p), resulta da adição das equações (44) e (45):

$$\left[\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (q \vec{V}_H) + \frac{\partial}{\partial P} (\omega q) \right] + \left[\frac{\partial q_c}{\partial t} + \nabla \cdot (q_c \vec{V}_H) + \frac{\partial}{\partial P} (\omega_c q_c) \right] = 0 \quad (46)$$

Multiplicando a equação (46) por $\frac{dP}{g}$ e integrando desde a superfície da Terra (p_s) até um nível isobárico qualquer (P_t), tem-se:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{P_t}^{P_s} q \frac{dP}{g} + \int_{P_t}^{P_s} \nabla \cdot (q \vec{V}_H) \frac{dP}{g} + \frac{1}{g} (\omega q)_s - \frac{1}{g} (\omega q)_t =$$

$$= - \frac{\partial}{\partial t} \int_{p_t}^{p_s} q_c \frac{dP}{g} - \int_{p_t}^{p_s} \nabla \cdot (q_c \vec{V}_H) \frac{dP}{g} - \frac{1}{g} (\omega_c q_c)_s - \frac{1}{g} (\omega_c q_c)_t \quad (47)$$

Nos níveis mais elevados da atmosfera é quase nula a presença de umidade; logo, $q_c = q = 0$ da mesma forma com as correntes verticais ω e ω_c . Assim, a equação (47) pode ser escrita por:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{p_s} q \frac{dP}{g} + \int_0^{p_s} \nabla \cdot (q \vec{V}_H) \frac{dP}{g} + \frac{1}{g} (\omega q)_s = \\ & = - \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{p_s} q_c \frac{dP}{g} - \int_0^{p_s} \nabla \cdot (q_c \vec{V}_H) \frac{dP}{g} - \frac{1}{g} (\omega_c q_c)_s \end{aligned} \quad (48)$$

Considerando-se o valor da aceleração da gravidade g como constante entre a base e o topo da coluna atmosférica, obtêm-se:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{1}{g} \int_0^{p_s} q dP \right] + \nabla \cdot \left[\frac{1}{g} \int_0^{p_s} q \vec{V}_H dP \right] + \frac{1}{g} (\omega q)_s = \\ & = - \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{1}{g} \int_0^{p_s} q_c dP \right] - \nabla \cdot \left[\frac{1}{g} \int_0^{p_s} q_c \vec{V}_H dP \right] - \frac{1}{g} (\omega_c q_c)_s \end{aligned} \quad (49)$$

Ou:

$$\frac{\partial W_p}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{Q} - E = - \frac{\partial W_c}{\partial t} - \nabla \cdot \vec{Q}_c - P \quad (50)$$

Onde:

$\frac{\partial w_p}{\partial t}$ é a taxa de variação do armazenamento de água na fase de vapor em uma coluna de ar.

\vec{Q} indica o escoamento aéreo de vapor d'água.

E representa a evapotranspiração na base da coluna de ar, que é proporcional ao fluxo vertical de vapor d'água.

$\frac{\partial w_c}{\partial t}$ é a taxa de variação do armazenamento de água na fase condensada, líquida e/ou sólida (nuvens, nevoeiros, névoa úmida).

\vec{Q}_c indica o escoamento aéreo de água na fase condensada, líquida e/ou sólida, transportada pelas nuvens.

P representa o fluxo descendente de água na fase condensada denominada precipitação, medida na base da coluna.

Peixoto (1958) constatou que o armazenamento de água na fase de vapor é muito maior do que o armazenamento na fase condensada ($w_p \gg w_c$), o mesmo ocorrendo com as taxas de variação local ($\frac{\partial w_p}{\partial t} \gg \frac{\partial w_c}{\partial t}$). Além disso, considerando-se o transporte de vapor d'água pela circulação atmosférica, o seu correspondente nas fases sólida e/ou líquida (\vec{Q}_c) é muito pequeno quando se considera períodos de 1 mês ou mais. Assim, a equação do balanço de água aplicada à atmosfera, reduz-se a:

$$\frac{\partial w_p}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{Q} = E - P \quad (51)$$

A equação mostra que a taxa de geração de vapor d'água em uma coluna atmosférica pode ser obtida quando se conhece a evapotranspiração e a precipitação medidas à superfície da Terra.

Para a determinação dos valores do armazenamento de vapor d'água (w_p) e fluxo de vapor d'água (\vec{Q}), para o período em estudo, foram elaborados programas de computador e com os dados de altitude obtidos por radiossondagens, conseguiu-se os respectivos valores em cada estação aerológica. Os campos mensal e anual da precipitação foram determinados a partir da rede climatológica convencional.

V.4.2. Metodologia Seguida no Cálculo da Divergência Mensal ($\nabla \cdot \vec{Q}$)

Segundo Peixoto (1973) no cálculo da divergência mensal pode-se desprezar, sem erro apreciável, a taxa de variação do armazenamento de vapor d'água atmosférico. Assim, a equação (51) pode ser escrita por:

$$\nabla \cdot \vec{Q} = E - P \quad (52)$$

A equação mostra: quando ocorre a divergência do fluxo do vapor d'água em uma dada região da atmosfera, existirá, aí, uma fonte de vapor d'água, isto é, haverá excesso da evaporação (E) sobre a precipitação (P), e onde houver excesso de precipitação (P) sobre a evaporação (E) ocorrerá a convergência do vapor d'água na atmosfera, indicando um sumidouro de vapor d'água.

Segundo Godske et al. (1957) a divergência do campo do fluxo de vapor d'água pode ser expressa por:

$$\nabla \cdot \vec{Q} = \frac{1}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial Q_{\lambda}}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} (Q \cos \phi) \right] \quad (53)$$

Onde:

a - raio médio da Terra (≈ 6370 km)

λ - longitude

ϕ - latitude

Aplicando-se o método das diferenças finitas na equação (53); utilizando-se uma malha de 2° de latitude por 2° de longitude para obtenção dos valores pontuais das componentes do fluxo zonal (Q_{λ}) e meridional (Q_{ϕ}); e se adotando a metodologia sugerida por Peixoto (1973), a equação (53) toma a forma:

$$(\nabla \cdot \vec{Q})_{i,j} = \frac{1}{a \cos \phi_i} \left(\frac{180}{\pi} \right) \left[\frac{R_1 - R_2}{2^{\circ}} + \frac{R_3 \cos \phi_{i+1} - R_4 \cos \phi_{i-1}}{2^{\circ}} \right] \quad (54)$$

Onde, de acordo com a Figura 6:

$$R_1 = \frac{1}{2} \left[(Q_\lambda)_{i+1, j+1} + (Q_\lambda)_{i-1, j+1} \right] \quad (55)$$

$$R_2 = \frac{1}{2} \left[(Q_\lambda)_{i+1, j-1} + (Q_\lambda)_{i-1, j-1} \right] \quad (56)$$

$$R_3 = \frac{1}{2} \left[(Q_\phi)_{i+1, j+1} + (Q_\phi)_{i+1, j-1} \right] \quad (57)$$

$$R_4 = \frac{1}{2} \left[(Q_\phi)_{i-1, j+1} + (Q_\phi)_{i-1, j-1} \right] \quad (58)$$

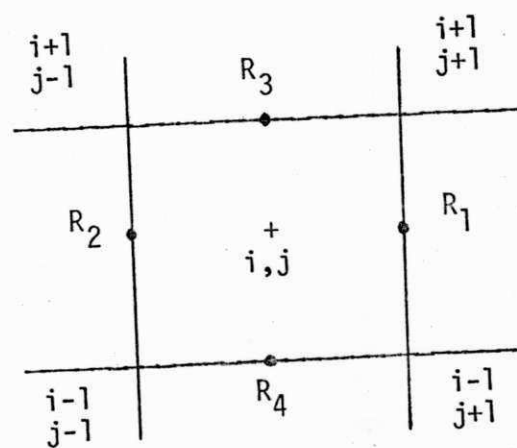


Figura 6.

Assim, a equação (54) pode ser escrita por:

$$(\nabla \cdot \vec{Q})_{i,j} = \frac{180}{2\pi a} \left[\frac{R_1 - R_2 + R_3 \cos \phi_{i+1} - R_4 \cos \phi_{i-1}}{\cos \phi_i} \right] \quad (59)$$

Como a área estudada está compreendida entre as latitudes de 0° e $20^\circ S$ a variação da função $\cos \phi$ e $(\cos \phi)^{-1}$ é aproximadamente igual à unidade; logo, a equação (59) ganha a forma:

$$(\nabla \cdot \vec{Q})_{i,j} = C \left[R_1 - R_2 + R_3 - R_4 \right] \quad (60)$$

Onde:

$$C = \frac{180}{2\pi a} = \frac{180}{2\pi 6,37 \times 10^8 \text{ cm}} \therefore C = 4,497 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^{-1}$$

e R tendo por unidades:

$$R = \frac{\text{g de vapor}}{\text{cm} \cdot \text{s}} = 2592 \times 10^3 \frac{\text{cm}^3}{\text{cm} \cdot \text{mês}}$$

$$2592 \times 10^3 = \text{Número de segundos em um mês}$$

Assim, a expressão (60) terá, por unidade:

$$CR = 4,497 \times 10^{-8} \times 2592 \times 10^3 \frac{\text{cm}^3}{\text{cm}^2 \cdot \text{mês}} = 1,16 \frac{\text{mm}}{\text{mês}}$$

Logo, utilizando-se a unidade de fluxo (\vec{Q}) em $\text{g} \cdot (\text{cm} \cdot \text{s})^{-1}$ tem-se o valor da divergência $(\nabla \cdot \vec{Q})$ do fluxo em $\text{mm} \cdot \text{mês}^{-1}$.

Portanto, a equação (60) pode ser escrita em sua forma final:

$$(\nabla \cdot \vec{Q})_{i,j} = 1,16 \left[R_1 - R_2 + R_3 - R_4 \right] \text{ (em mm} \cdot \text{mês}^{-1}) \quad (61)$$

Para obtenção dos valores do campo da divergência do fluxo a partir da equação (61) foram executadas as seguintes etapas:

- . Inicialmente, obteve-se os valores mensais das componentes zonal (Q_λ) e meridional (Q_ϕ) a partir das equações 30 e 31, respectivamente. Em seguida, foram plotados esses valores em mapas e analisados os campos dos fluxos zonal e meridional;
- . A partir de uma malha de $2^\circ \times 2^\circ$ obteve-se os valores de $(Q_\lambda)_{i+1}$ $(Q_\phi)_{j+1}$, em torno do ponto (i, j) , por leitura direta. Esses valores foram levados às equações (55) a (58) e, em seguida, calculados os valores de $(\nabla \cdot \vec{Q})_{i,j}$ de acordo com a equação (61);
- . Com os valores de $(\nabla \cdot \vec{Q})_{i,j}$ plotados em mapa, foram finalmente analisados os campos da divergência do fluxo de vapor d'água.

Os campos da divergência do fluxo total de vapor d'água integrado verticalmente, foram determinados para os meses de março, junho, setembro e dezembro do ano de 1975.

CAPÍTULO VI

RESULTADOS OBTIDOS

VI.1. A PRECIPITAÇÃO (P)

A análise das cartas do total mensal e anual de precipitação para o ano de 1975, Figuras 7 a 19, comparadas com as cartas normais do DNOCS (1969) e Strang (1972) mostram as seguintes variações:

- Os campos da precipitação para os meses de fevereiro, abril, maio, junho, julho, agosto, setembro, outubro, novembro e dezembro, Figuras 8, 10 a 18, apresentam configuração semelhante às normais correspondentes Figuras 65, 67 a 75;
- No mês de janeiro a distribuição da precipitação na região foi semelhante à normal, Figura 64, embora no interior do Estado da Bahia, Sul do Estado do Ceará, Oeste dos Estados da Paraíba e Pernambuco registrou-se valores de precipitação acima da normal, Figura 7;
- No mês de março, Figura 9, foram registrados valores de precipitação abaixo da normal no interior do Estado de Minas Gerais, porém sobre o restante da região a distribuição da precipitação se apresentou semelhante à normal, Figura 66;
- As localidades de Salvador (BA), Maceió (AL) e Recife (PE) registraram o total mensal de precipitação superior à normal, em cerca de 300 mm

nos meses de abril, maio e julho, respectivamente, Figuras 10, 11 e 13

- . A partir do mês de junho, Figura 12, a área sem chuva localizada a Oeste da região estudada, estendeu-se em direção ao Norte e ao Sul, atingindo, em agosto, sua maior superfície, Figura 14;
- . Os campos da precipitação mensal, Figuras 7 a 18 e anual, Figura 19, mostram que o ano de 1975 pode ser considerado normal para a região Nordeste, segundo as Figuras 64 a 75 e Figura 2, respectivamente. Silva Marques (1981) determinou o desvio médio normalizado do total anual de precipitação, em 58 estações pluviométricas da região Nordeste para o período 1971-1978 e constatou que o ano de 1975 foi considerado normal em termos de precipitação.

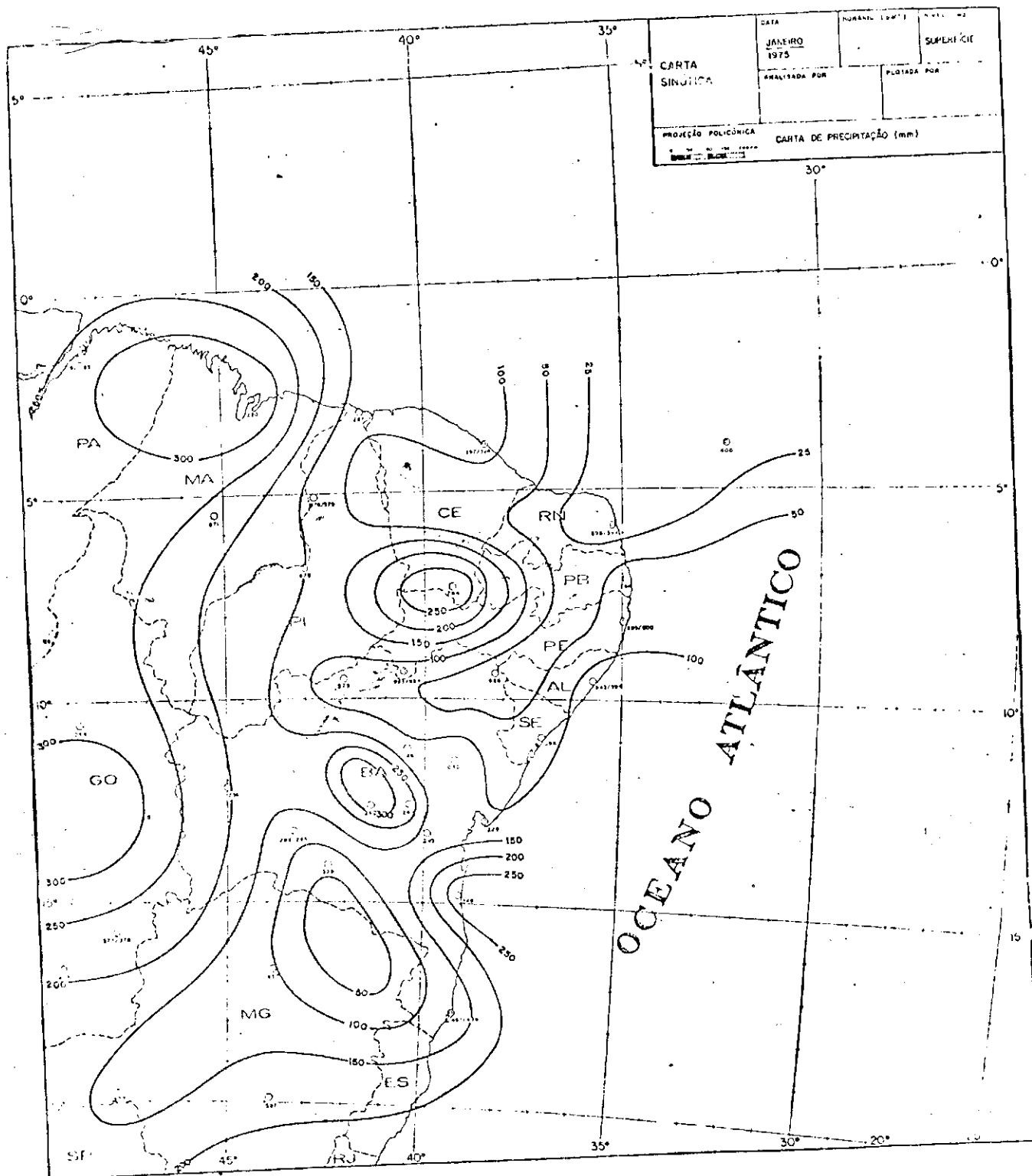


FIGURA 7 - Carta de Precipitação (mm) Mês: JANEIRO

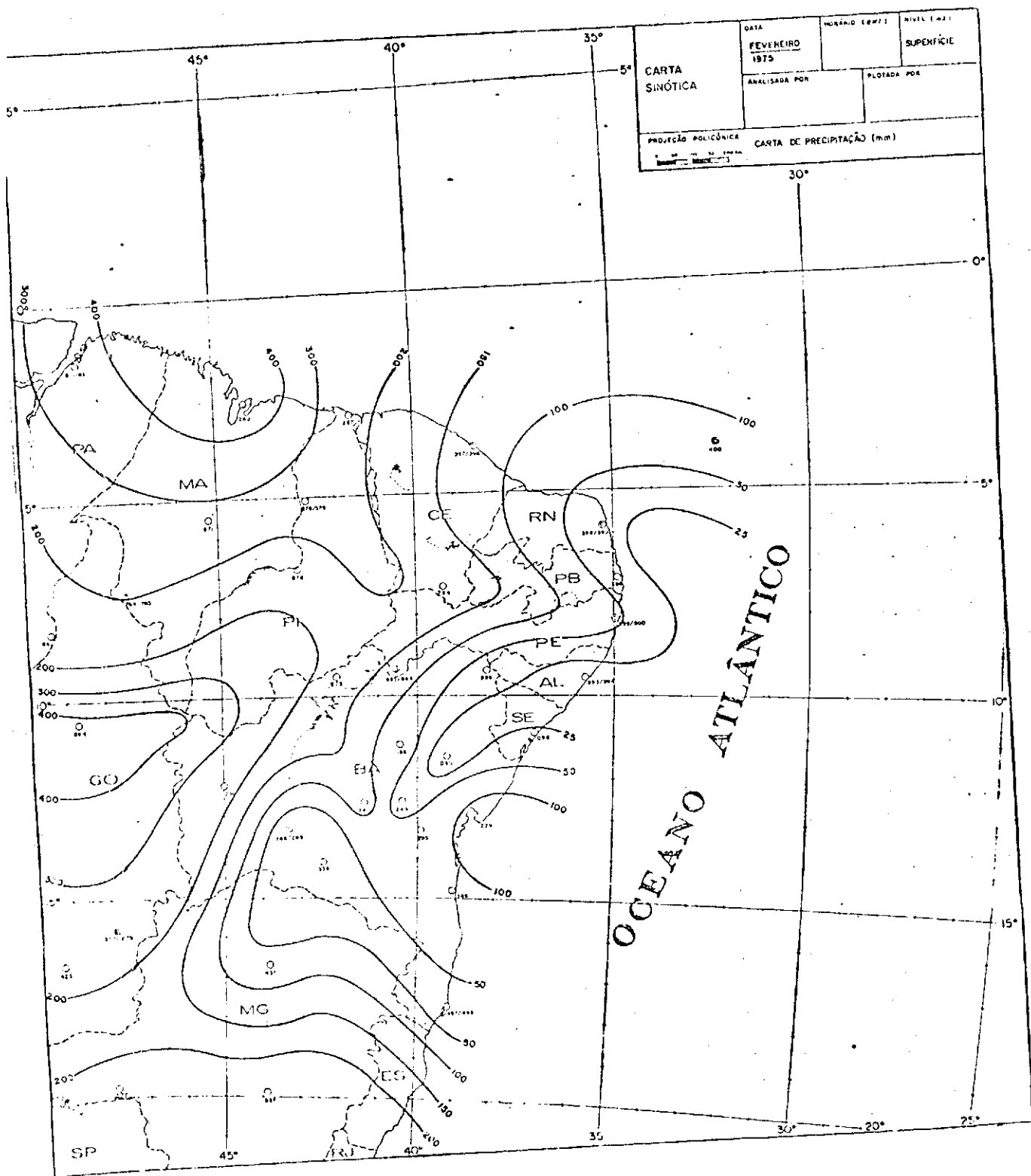


FIGURA 8 - Carta de Precipitação (mm) Mês: FEVEREIRO

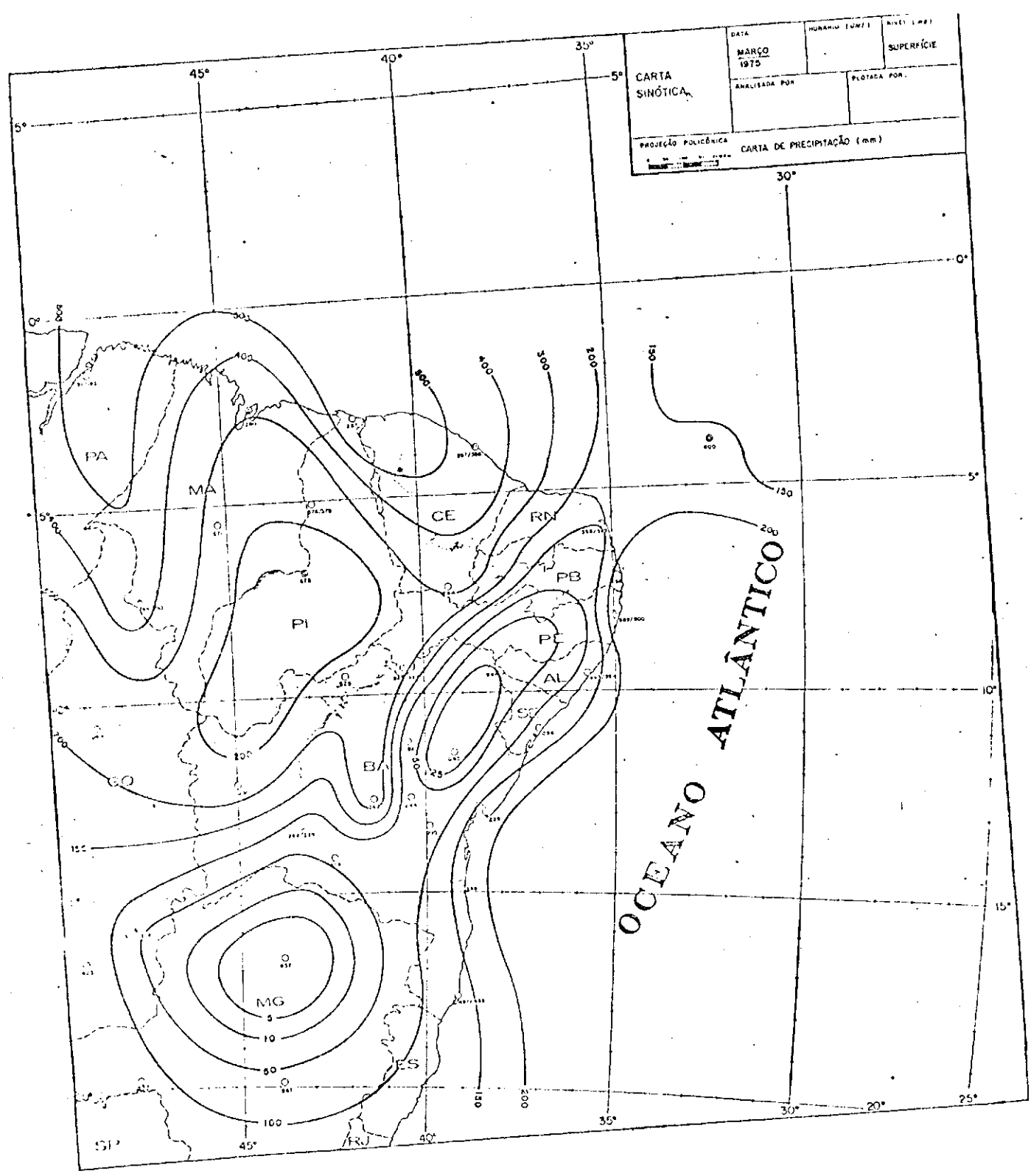


FIGURA 9 - Carta de Precipitação (mm). Mês: MARÇO

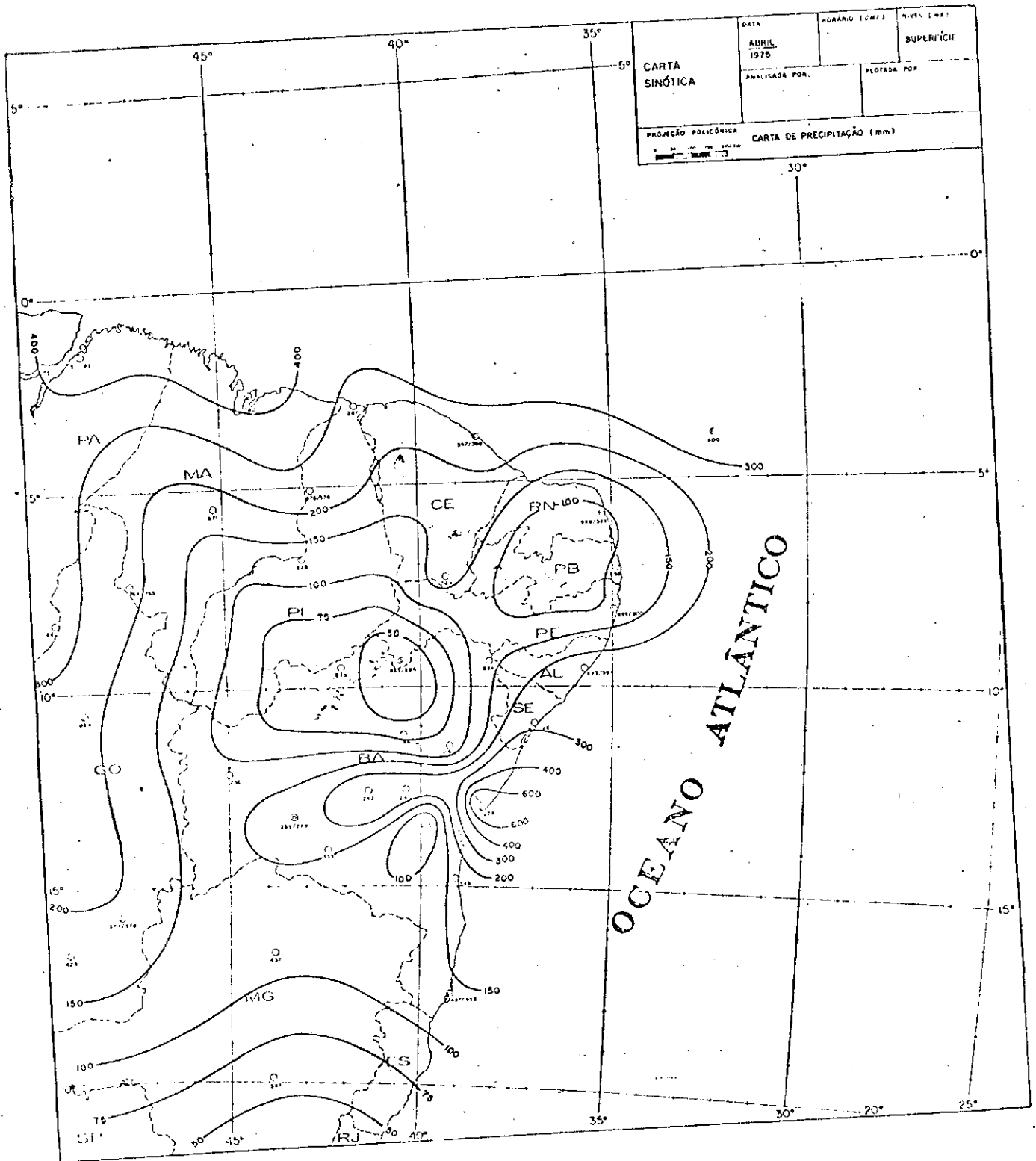


FIGURA 10 - Carta de Precipitação (mm). Mês: ABRIL

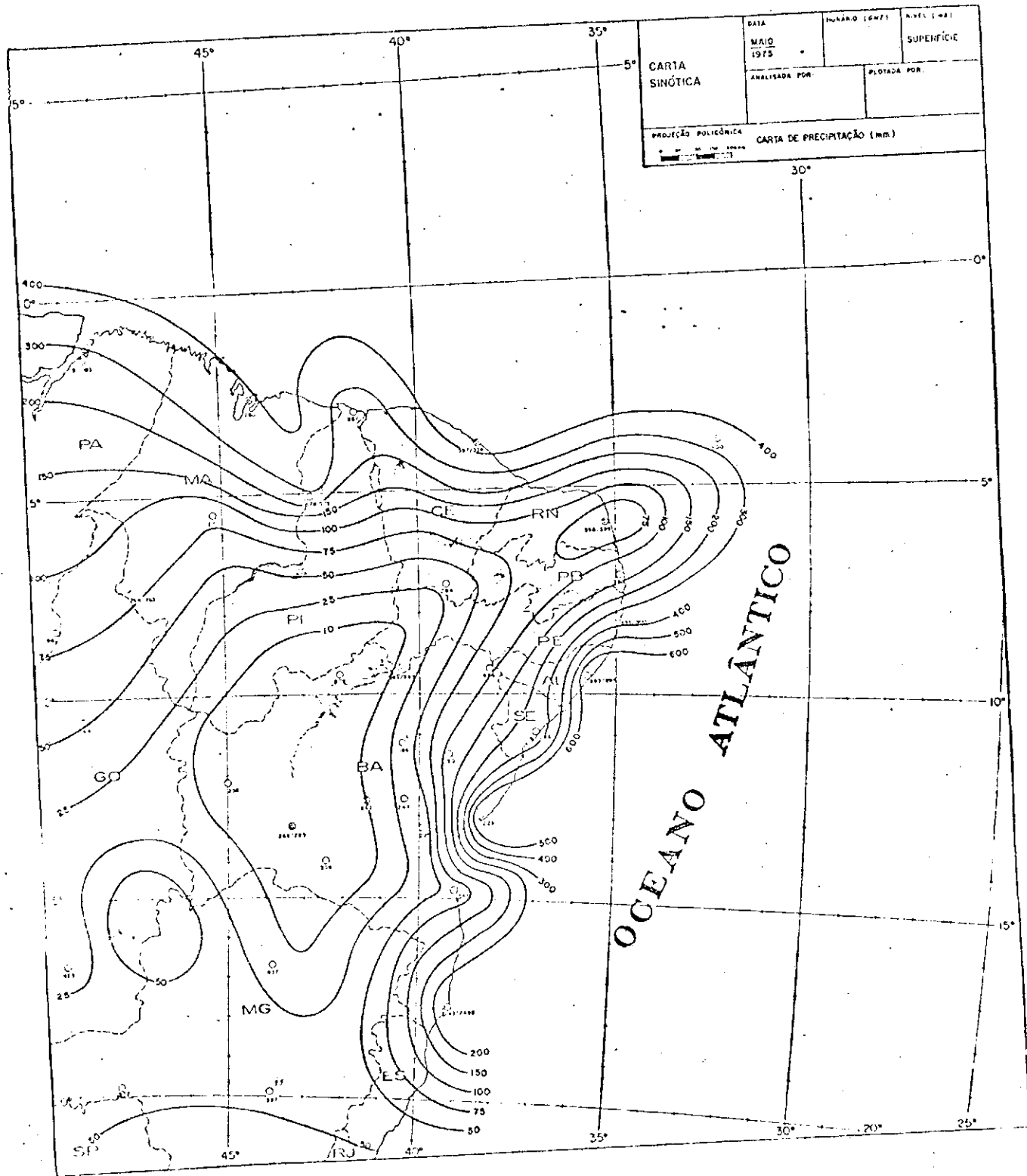


FIGURA 11 - Carta de Precipitação (mm). Mês: MAIO

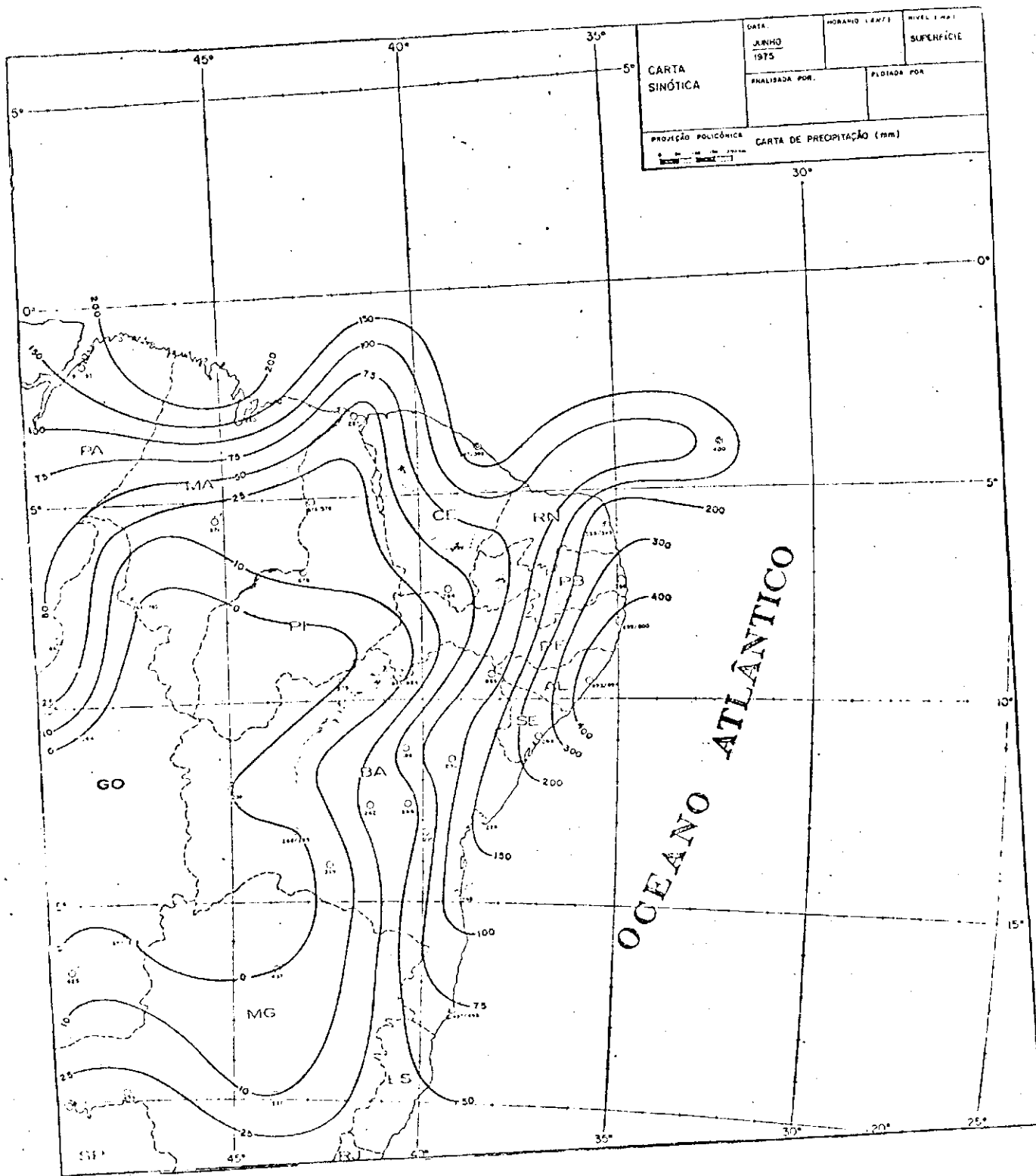


FIGURA 12 - Carta de Precipitação (mm). Mês: JUNHO

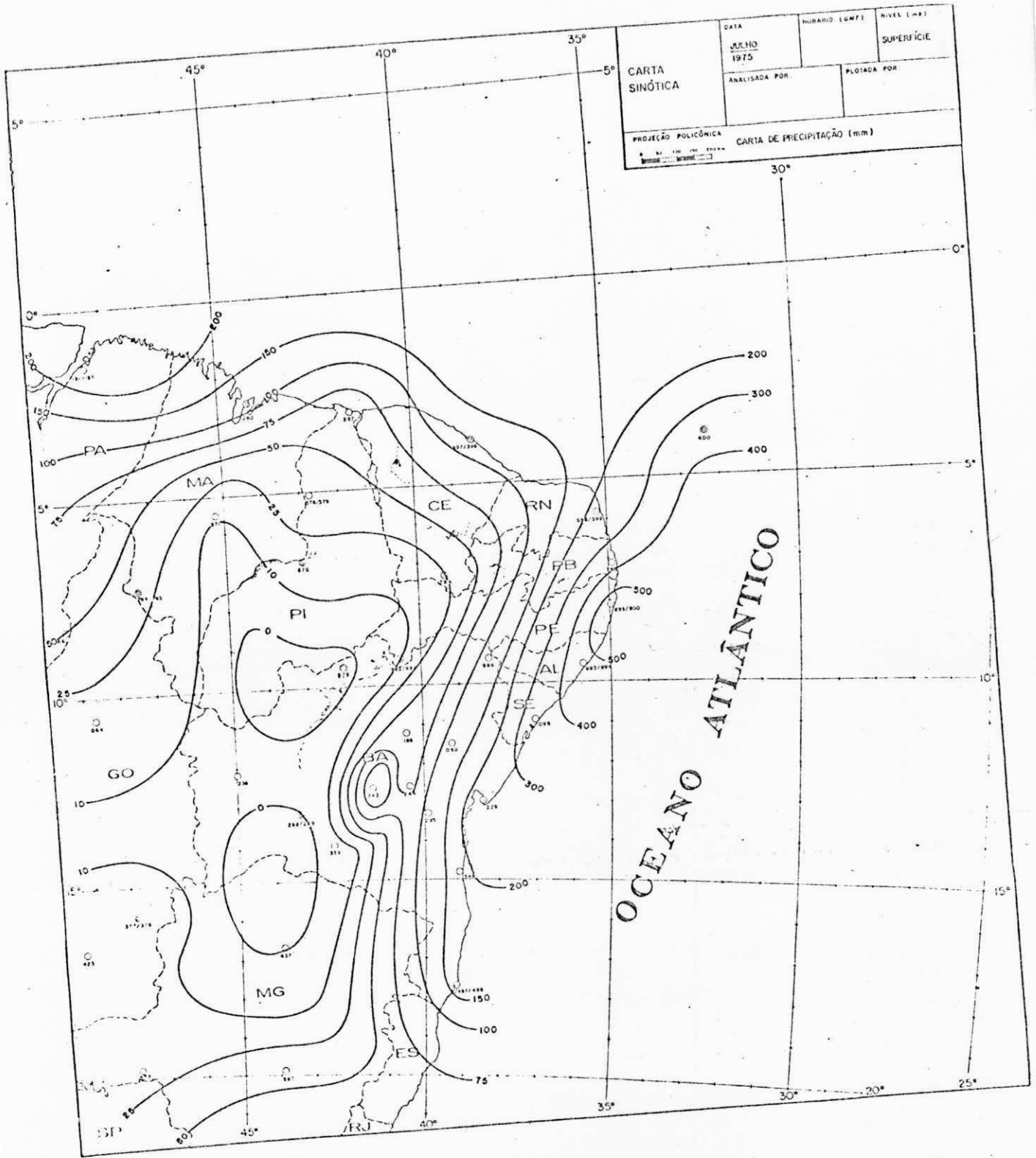


FIGURA 13 - Carta de Precipitação (mm). Mês: JULHO

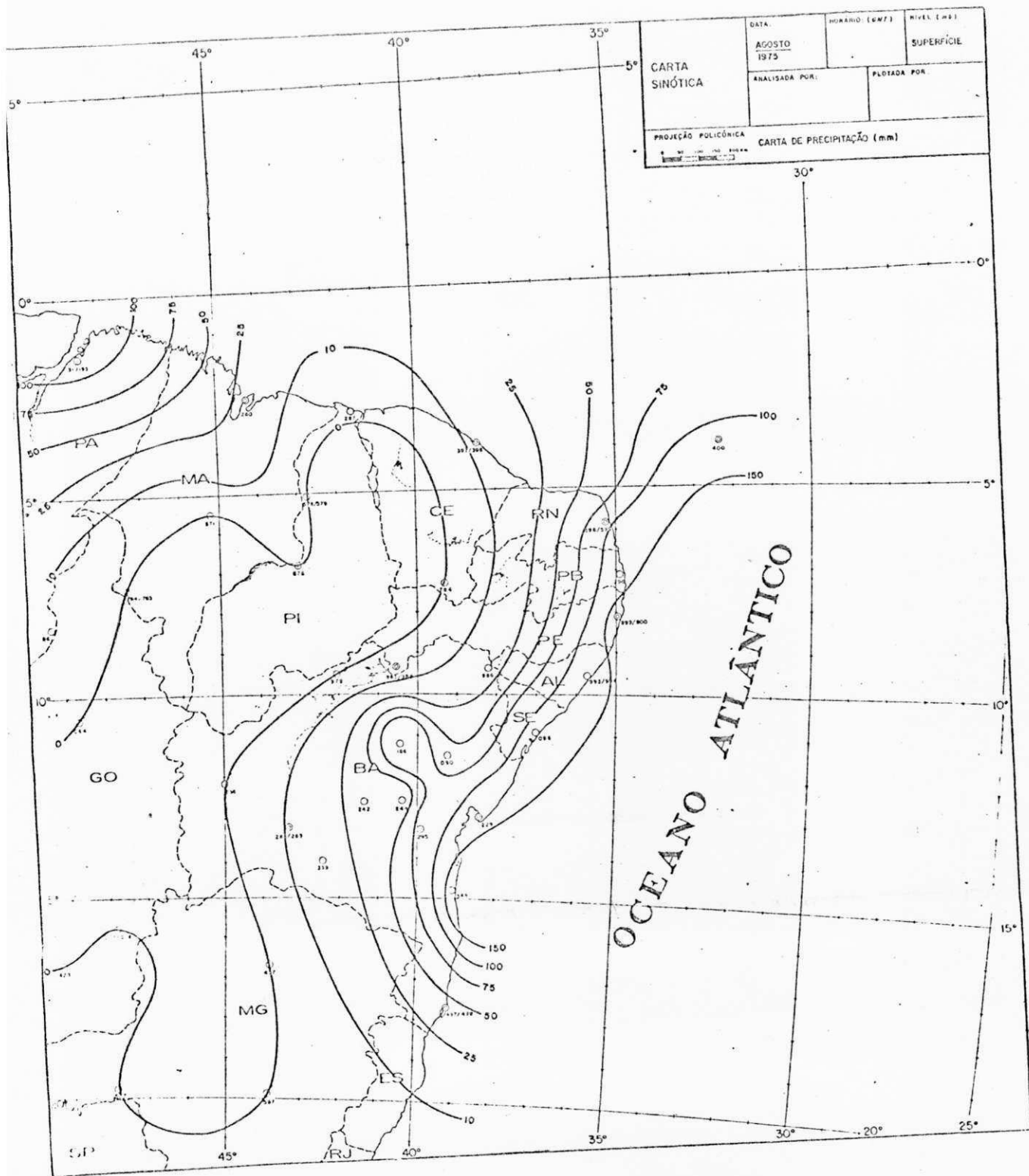


FIGURA 14 - Carta de Precipitação (mm). Mês: AGOSTO

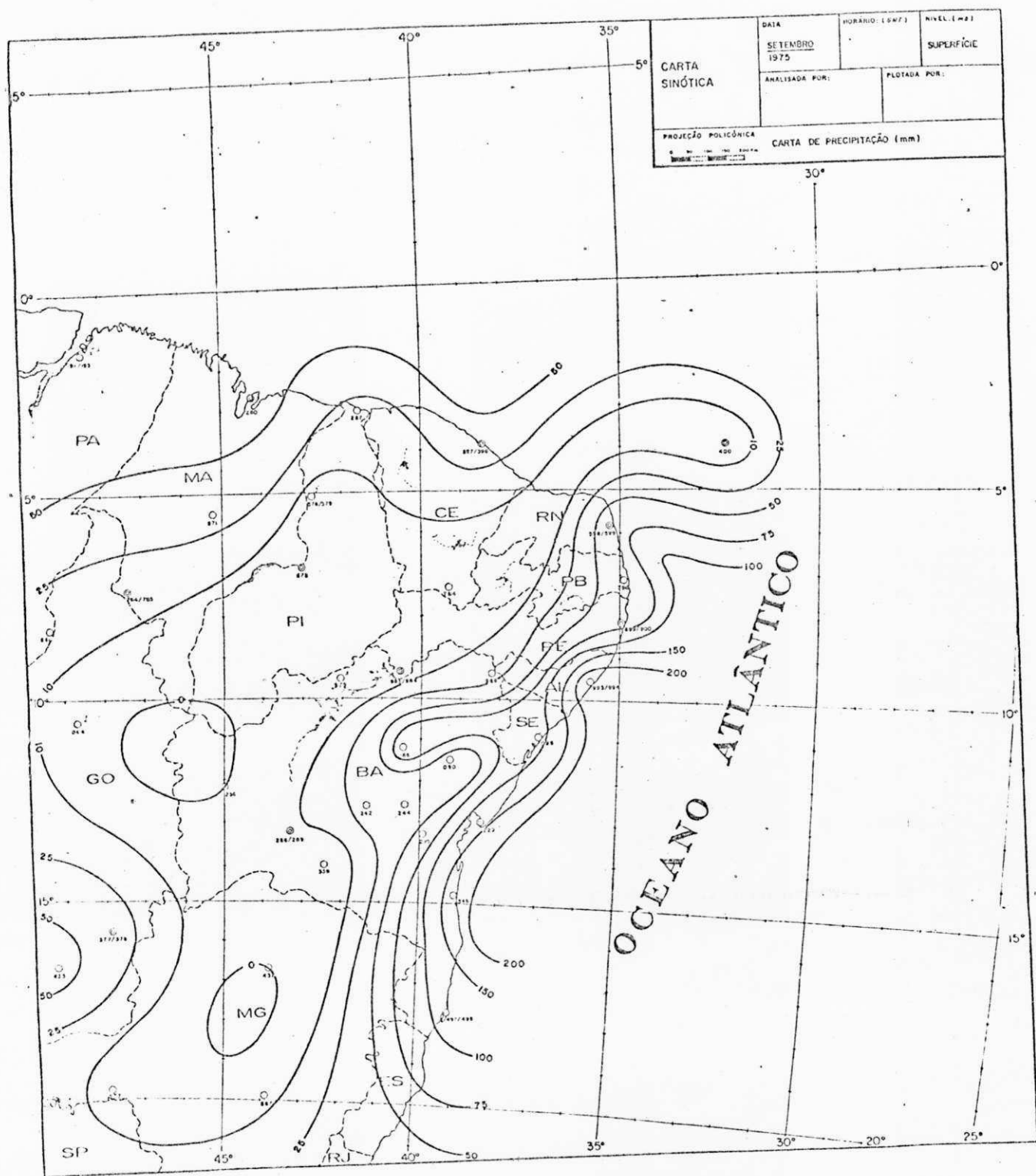


FIGURA 15 - Carta de Precipitação (mm). Mês: SETEMBRO

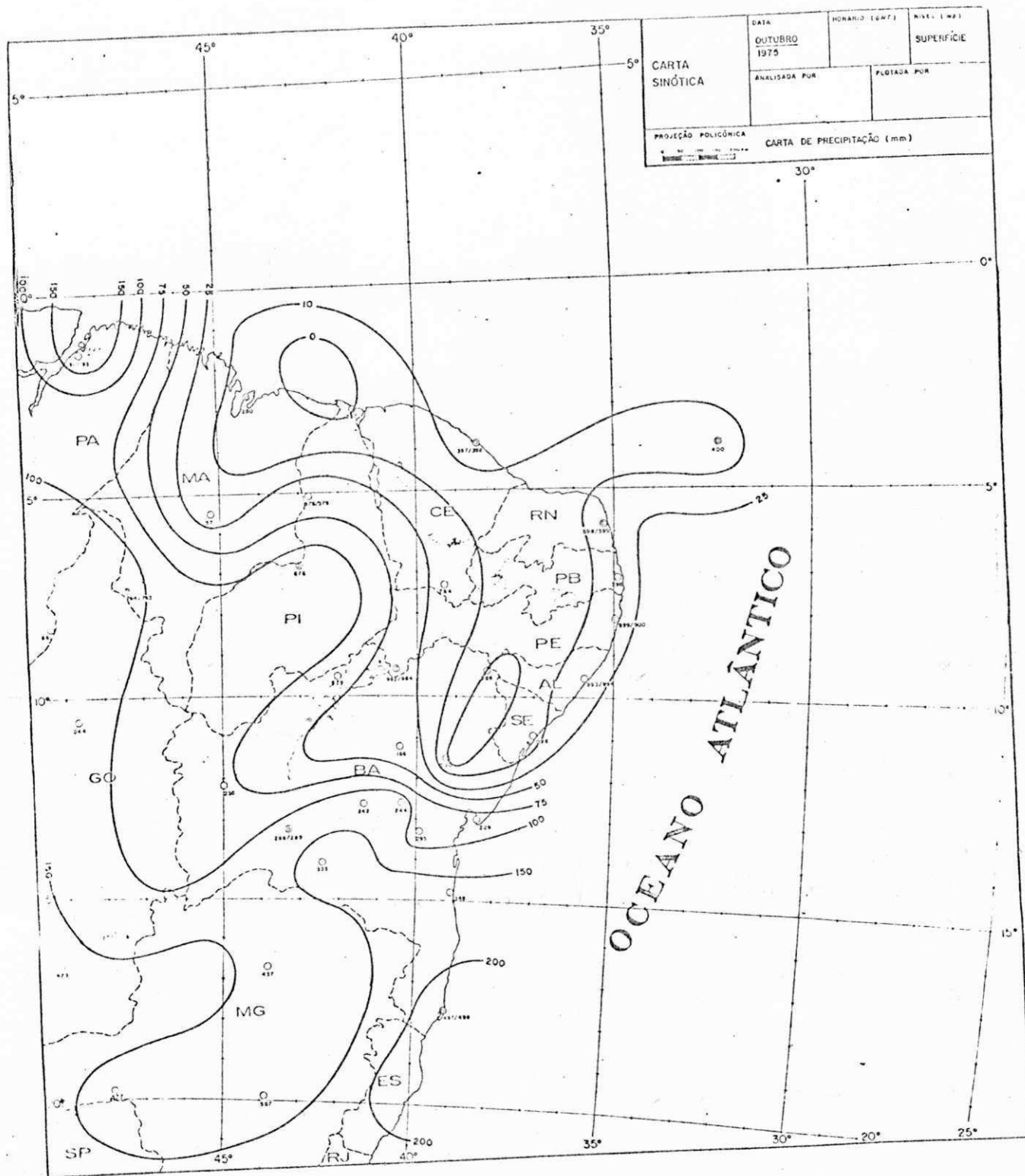


FIGURA 16 - Carta de Precipitação (mm). Mês: OUTUBRO

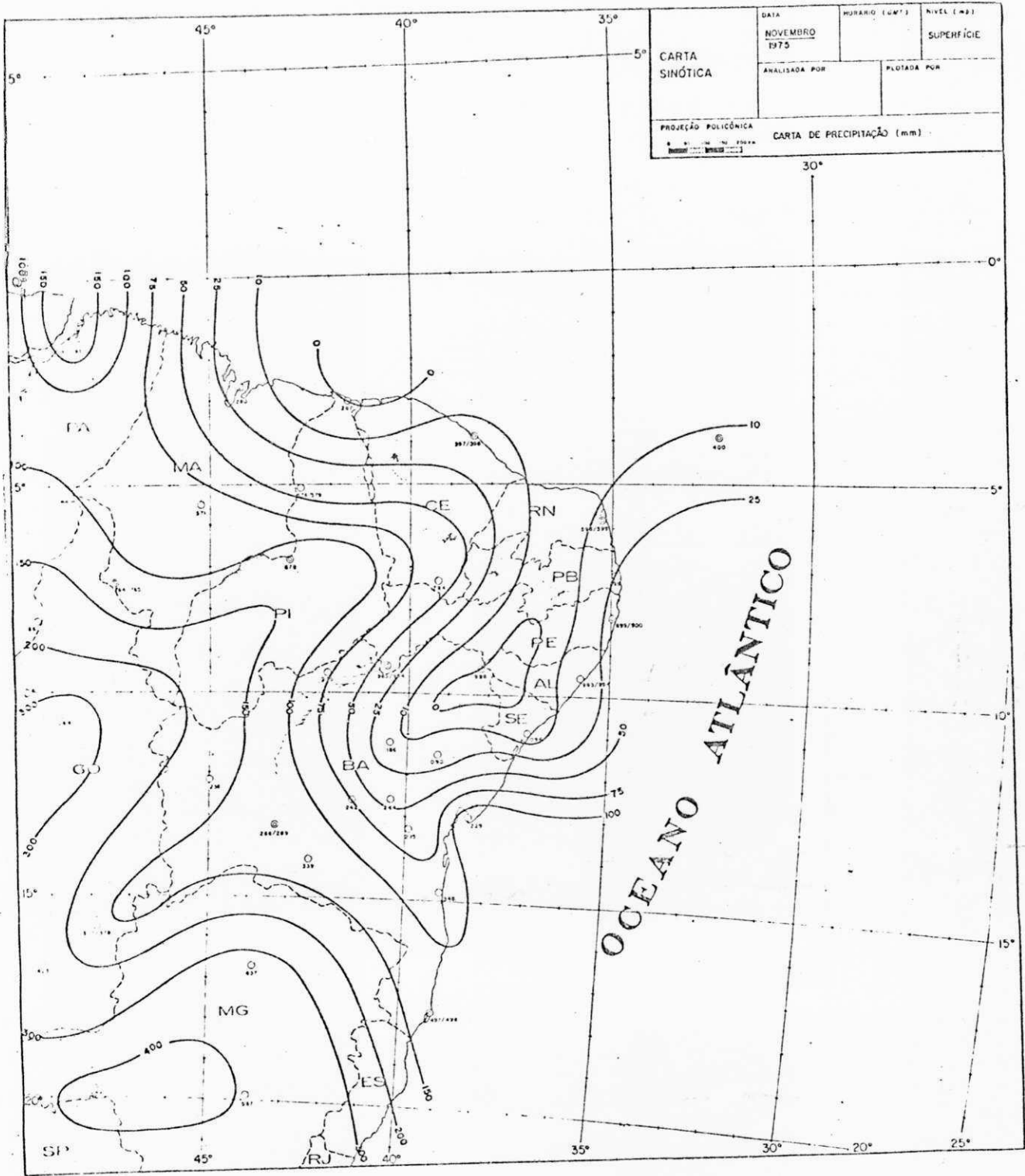


FIGURA 17 - Carta de Precipitação (mm). Mês: NOVEMBRO

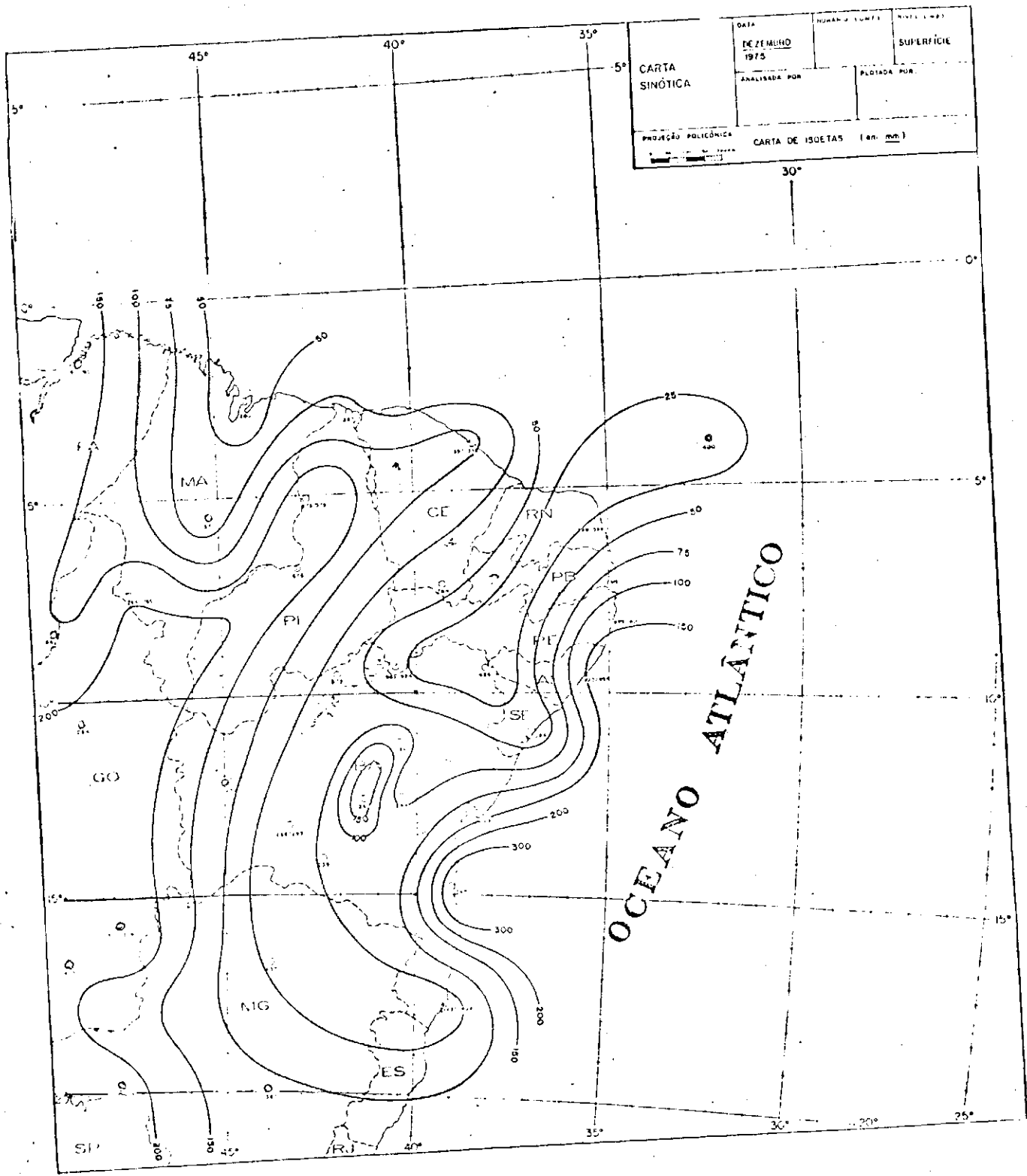


FIGURA 18 - Carta de Precipitação (mm). Mês: DEZEMBRO

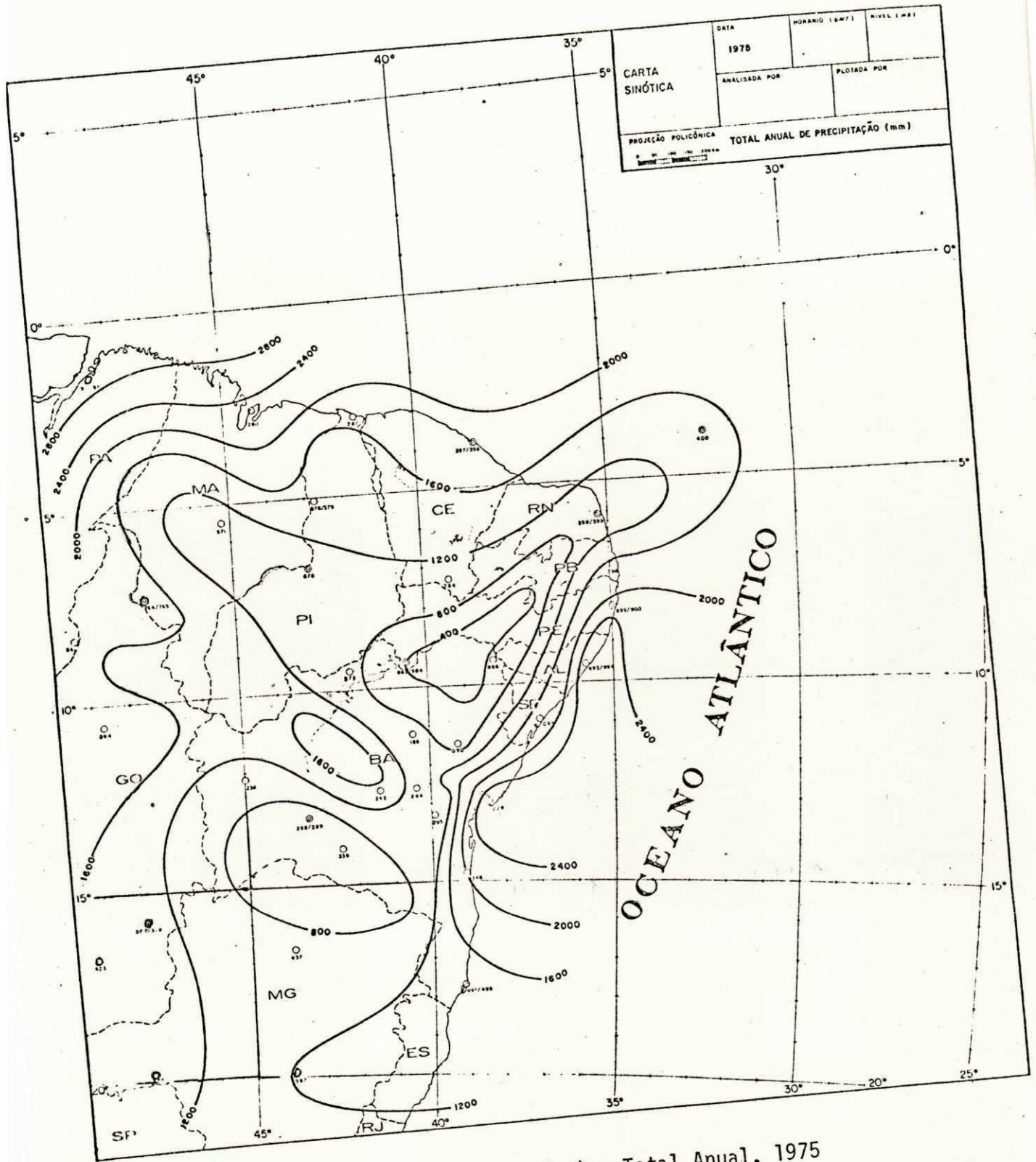


FIGURA 19 - Carta de Precipitação (mm). Total Anual, 1975

VI.2. A ÁGUA PRECIPITÁVEL (W_p)

Seus valores mensais (em $g \cdot cm^{-2}$), para cada estação de altitude, encontram-se no Quadro 3 e a distribuição espacial nas Figuras 20 a 31. São também apresentadas as seções temporais que reúnem as estações de altitude, compreendidas entre as latitudes de $2^{\circ} - 5^{\circ}S$, $6^{\circ} - 9^{\circ}S$ e $13^{\circ} - 17^{\circ}S$, Figuras 32 a 34, e a distribuição vertical da umidade específica média, Figuras 35 a 46. Da análise dessas informações observa-se que:

- Em geral, todas as estações de altitude apresentaram valores altos de água precipitável durante o verão e baixos nos meses de inverno. São Luiz, Fernando de Noronha e Brasília registraram valores extremos de água precipitável em fevereiro ($4,9 g \cdot cm^{-2}$, máximo), em maio ($4,9 g \cdot cm^{-2}$, máximo) e agosto ($1,2 g \cdot cm^{-2}$, mínimo), respectivamente;
- Nas estações de altitude utilizadas no estudo as camadas de 1000/850, 850/700 e 700/500 mb contribuíram, em média, com 52%, 32% e 16% da água precipitável total, respectivamente; enquanto a estação de Brasília, as camadas de 900/850, 850/700 e 700/500 mb contribuíram com 23%, 50% e 17% da água precipitável total;
- As configurações mensais do armazenamento do vapor d'água mostraram um "cavado" semi-permanente, estendendo-se na direção sudoeste-nordeste - da região em estudo, com valores altos a noroeste e no litoral leste, e valores baixos a sudoeste;
- As estações de altitude localizadas entre as latitudes de $2^{\circ} - 5^{\circ}S$ apresentaram, em média, valores de água precipitável mais altos e quase constantes, durante o ano, quando comparadas às demais estações. Isto parece evidente devido à maior proximidade daquela faixa latitudinal com a Zona de Convergência Intertropical;
- Não foi observada uma variação mensal significativa no conteúdo de vapor d'água atmosférico sobre as estações aerológicas estudadas, exceto sobre a estação de Brasília, localizada no Planalto Central brasileiro
- A ausência ou escassez da precipitação não é devida à falta de vapor d'água na troposfera sobre a região estudada.

QUADRO 3

VALORES MENSIS DA ÁGUA PRECIPITÁVEL ($g \cdot cm^{-2}$) PARA O ANO DE 1975

MÊS \ ESTACÃO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
São Luiz	4,4	4,9	-	-	-	4,3	-	-	4,2	4,1	3,9	-
Fortaleza	-	4,5	-	4,5	4,7	4,3	-	-	-	3,5	3,6	3,9
Fernando de Noronha	-	4,1	4,3	4,7	4,9	3,9	4,2	3,6	3,3	3,2	3,6	3,7
Natal	-	3,7	4,0	3,8	4,2	4,0	4,0	3,6	3,4	3,5	3,2	3,8
Floriano	4,3	-	-	-	3,9	3,4	-	-	3,2	3,9	4,2	-
Carolina	4,7	4,7	4,8	-	4,6	-	-	-	3,8	4,3	4,5	4,2
Recife	-	3,3	4,0	3,6	4,0	3,9	-	3,2	3,3	3,3	3,2	3,8
Petrolina	-	-	-	-	3,5	-	-	2,6	2,8	2,9	2,9	3,1
Salvador	-	-	-	4,5	-	-	3,5	3,2	3,4	3,8	3,7	-
Bom Jesus da Lapa .	-	3,6	-	3,6	2,7	2,3	2,4	2,2	2,3	3,4	-	3,3
Brasília	2,8	2,9	3,0	2,6	1,9	1,6	1,8	1,2	1,7	2,6	3,0	2,9
Caravelas	3,9	-	-	4,1	3,5	3,3	2,8	2,9	3,1	4,0	4,1	-

- . A distribuição vertical da umidade específica média mostrou que as estações de altitude do litoral apresentaram, em geral, um forte gradiente vertical de umidade, entre o nível de 700 mb e a superfície;
- . Os valores extremos da umidade específica média, à superfície, foram registrados em Fernando de Noronha ($19,4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, máximo) e Brasília ($7,7 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, mínimo) nos meses de março e agosto, respectivamente. O valor máximo pode ser explicado porque Fernando de Noronha é estação aerológica oceânica e se deve esperar uma forte transferência de vapor d'água da superfície do oceano para a atmosfera, principalmente nos meses de verão, provocando o acentuado gradiente de umidade específica registrado. Em Brasília, o valor mensal mais baixo encontrado deve-se ao período de inverno e, possivelmente, aos efeitos de altitude (1061 metros), além da distância da estação ao oceano.

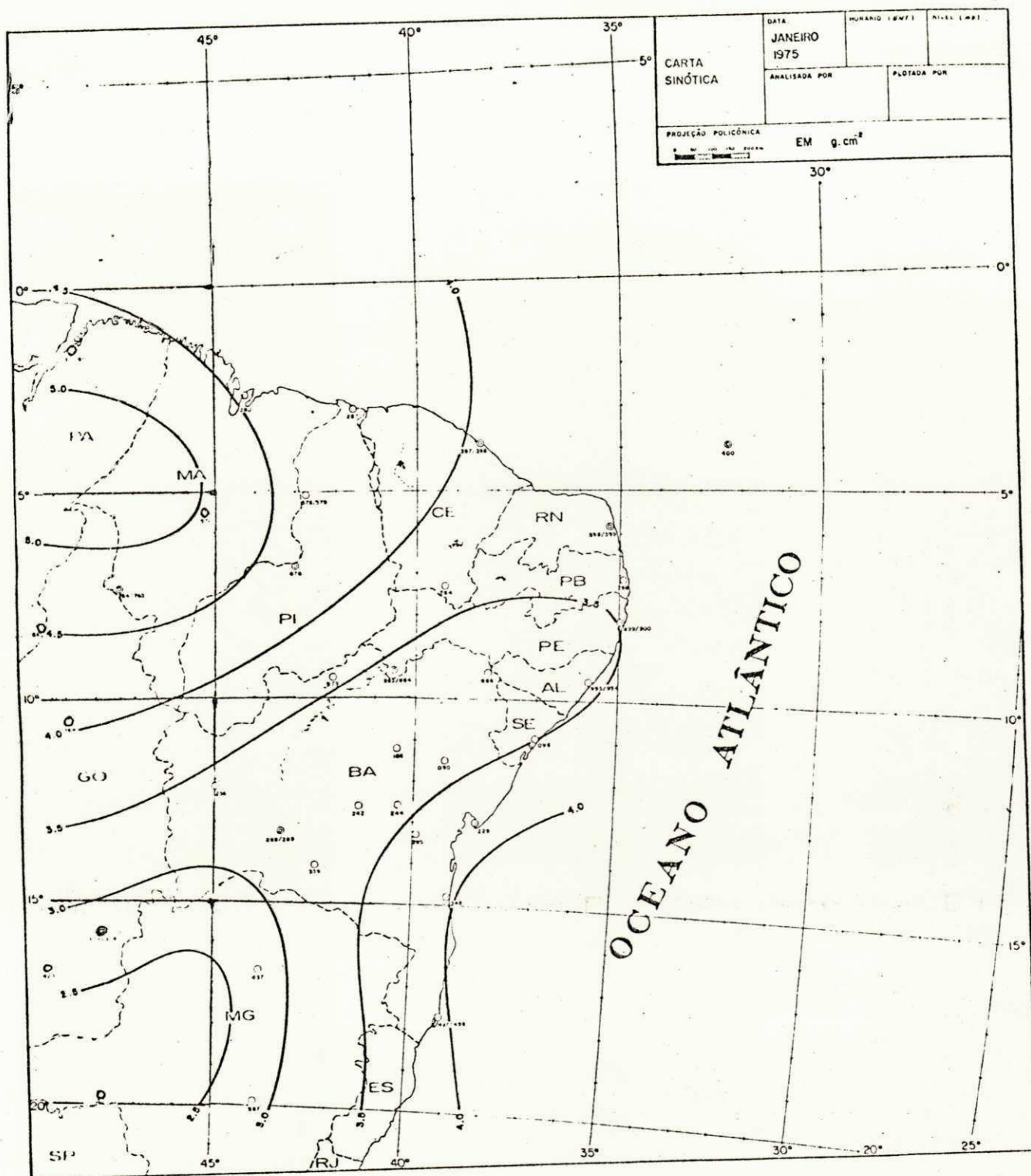


FIGURA 20 - Distribuição espacial da água precipitável, \bar{w}_p ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$).
Mês: JANEIRO

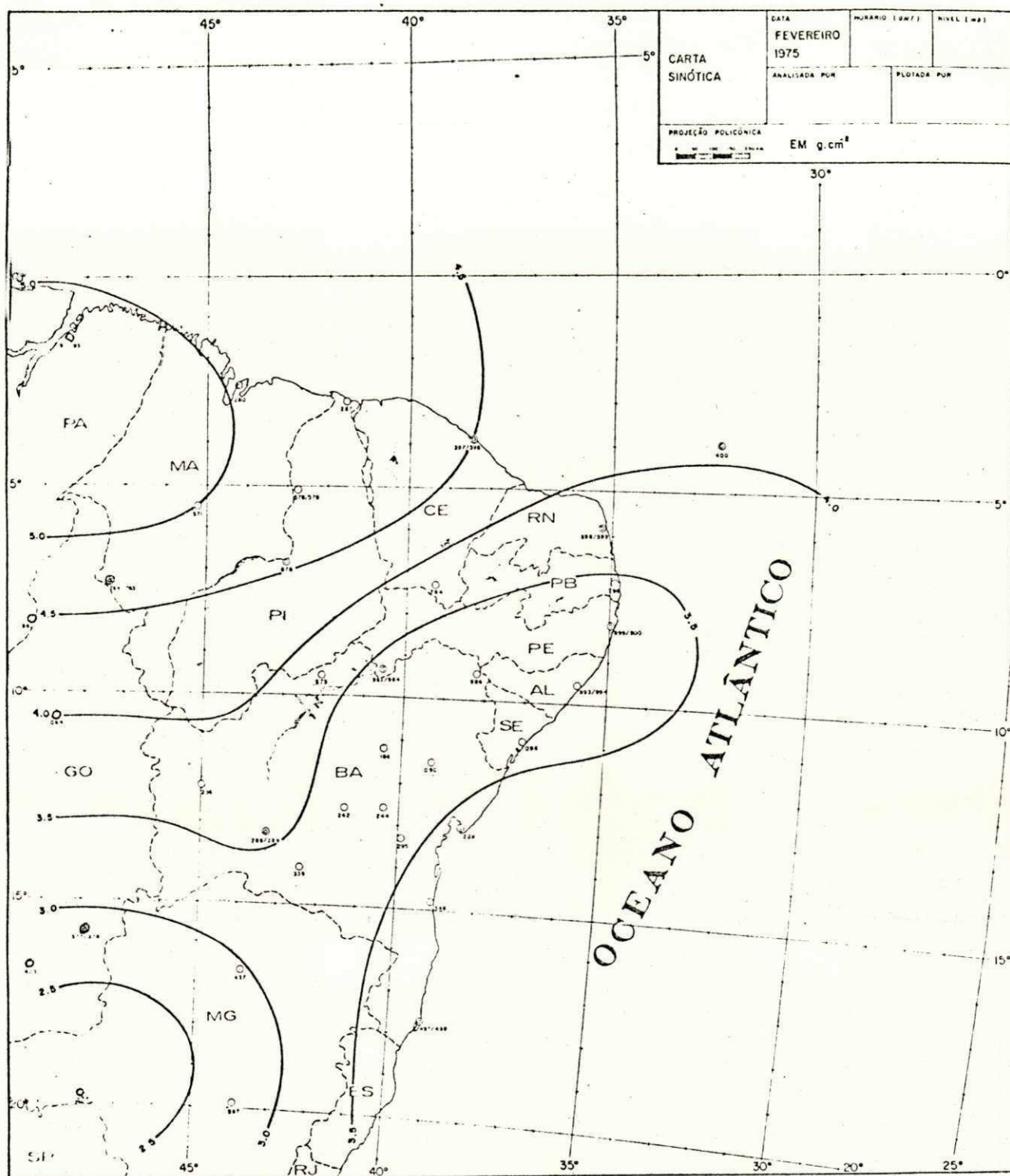


FIGURA 21 - Distribuição espacial da água precipitável, \bar{W}_p ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$).

Mês: FEVEREIRO

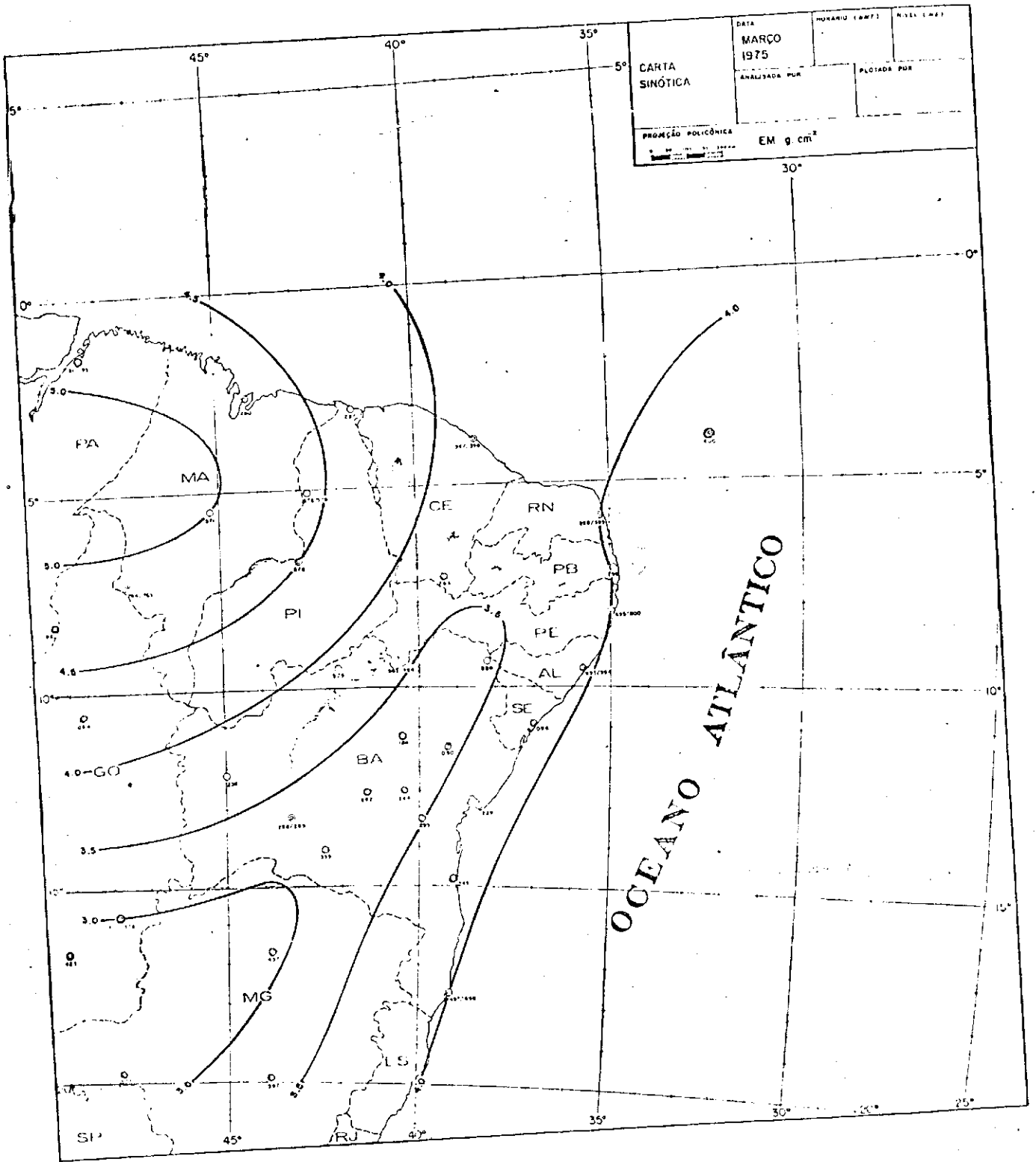


FIGURA 22 - Distribuição espacial da água precipitável, \bar{W}_p ($g \cdot cm^{-2}$).
 Mês: MARÇO

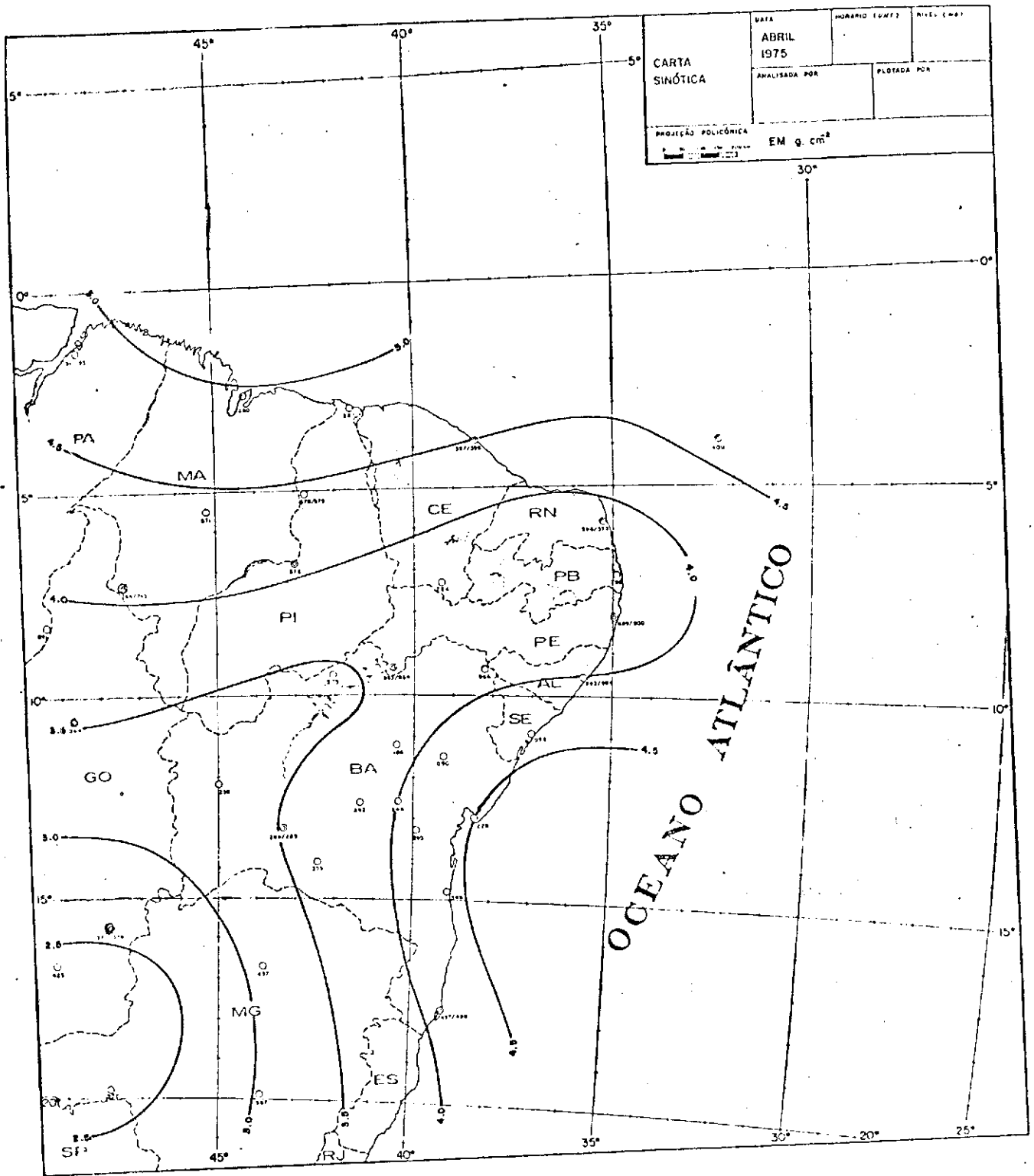


FIGURA 23 - Distribuição espacial da água precipitável, \bar{W}_p ($g \cdot cm^{-2}$).

Mês: ABRIL

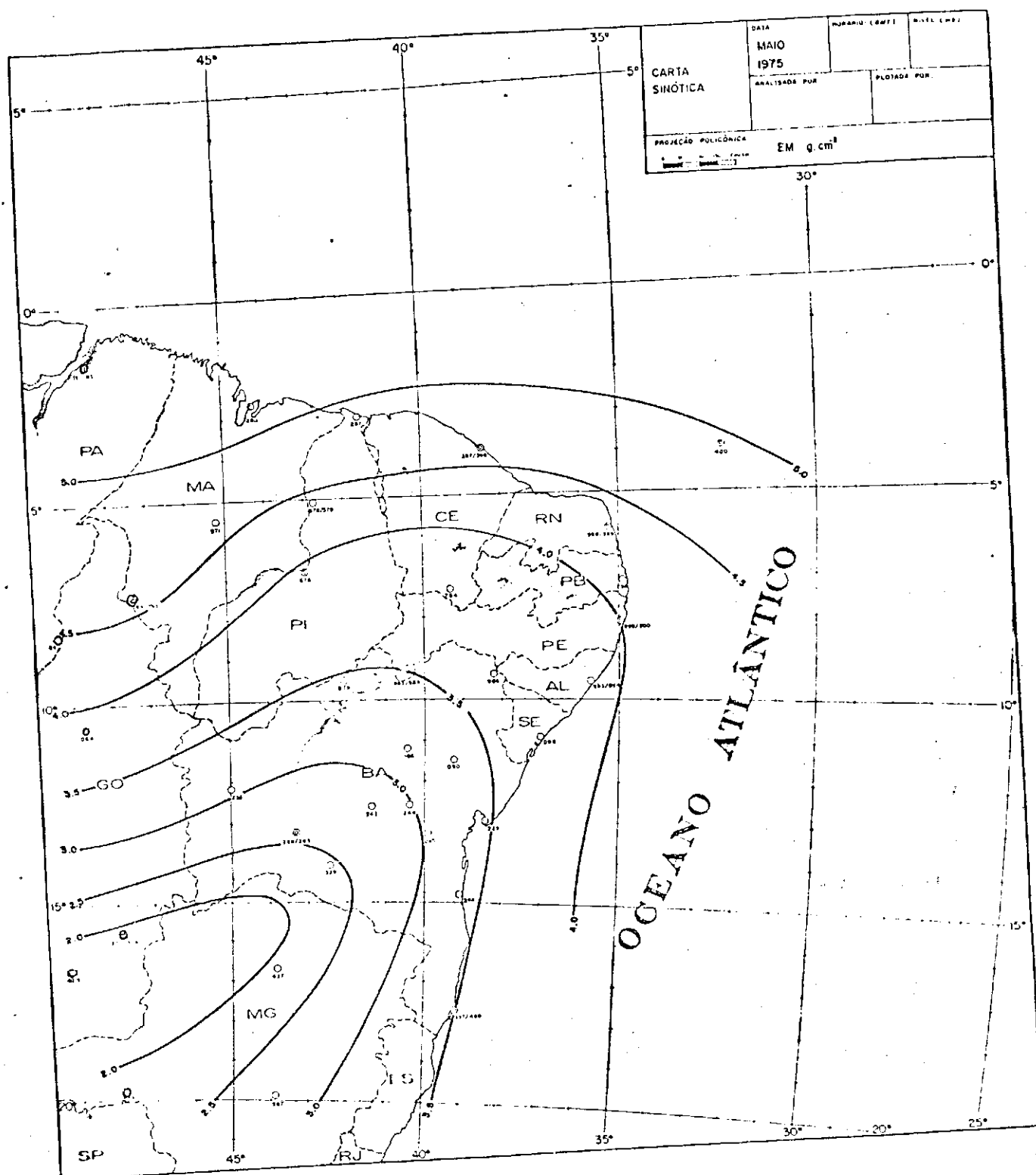


FIGURA 24 - Distribuição espacial da água precipitável, \bar{W}_p (g cm^{-2}).

Mês: MAIO

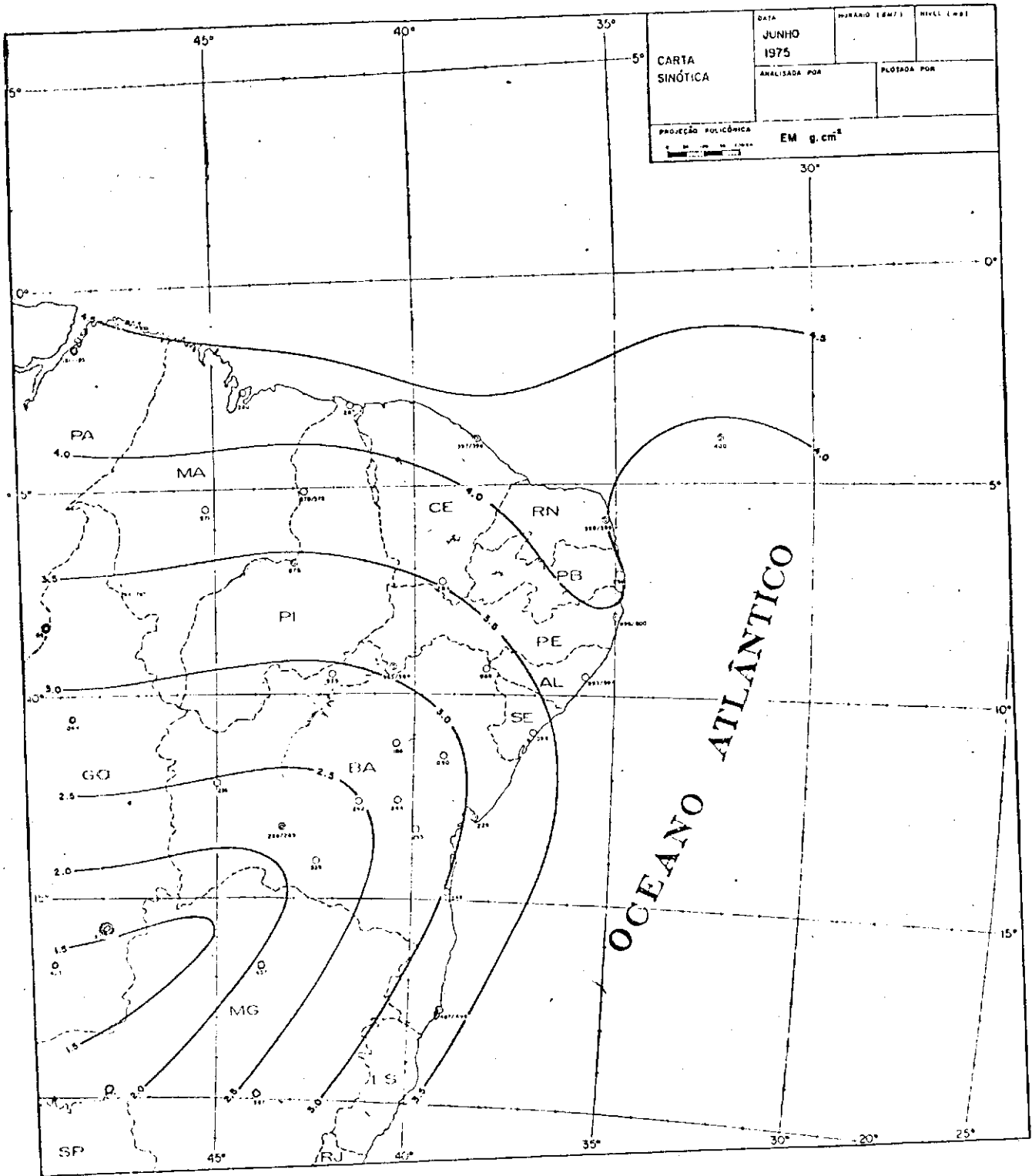


FIGURA 25 - Distribuição espacial da água precipitável, \bar{w}_p ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$).

Mês: JUNHO

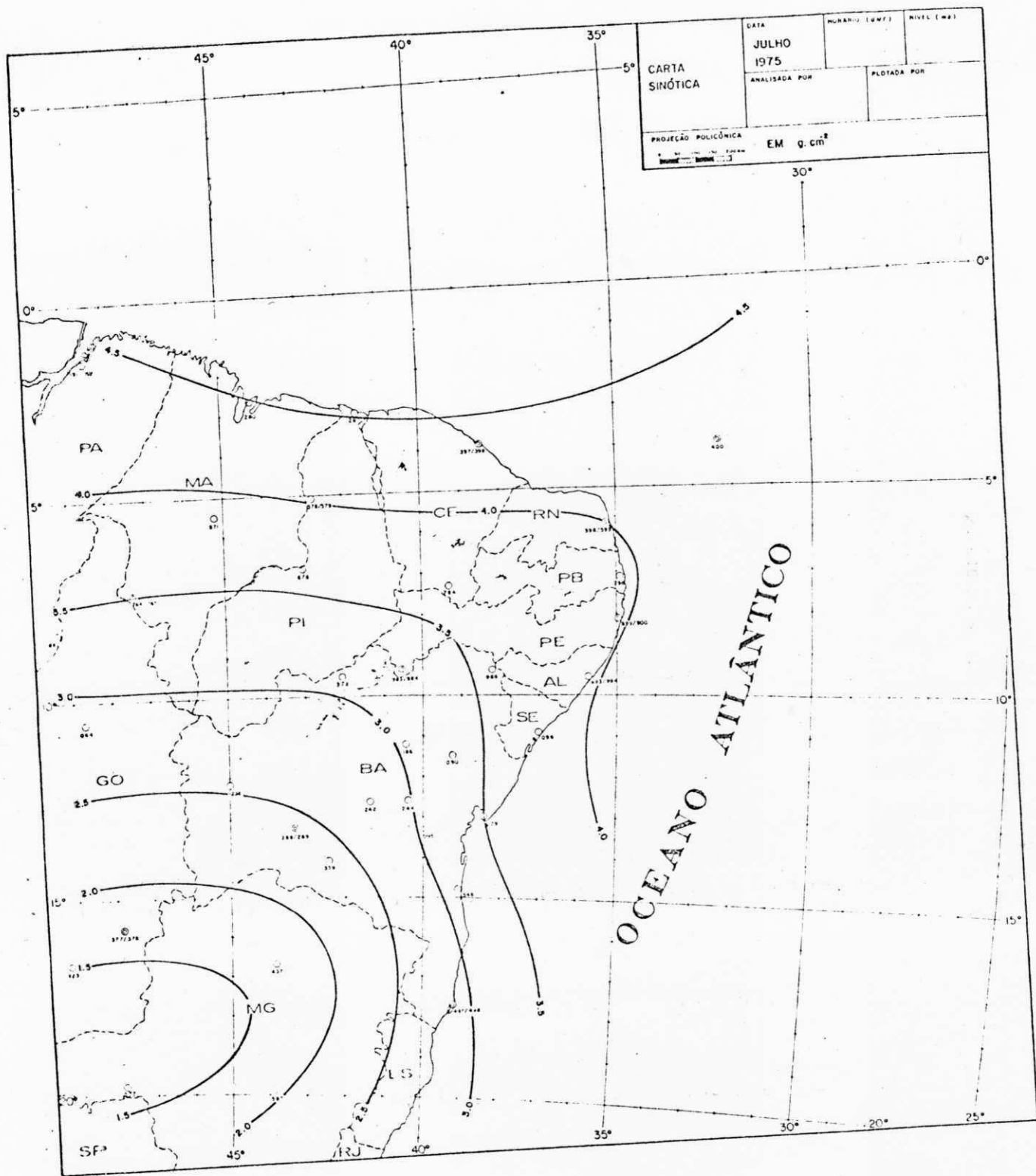


FIGURA 26 - Distribuição espacial da água precipitável, \bar{W}_p (g . cm⁻²).

Mês: JULHO

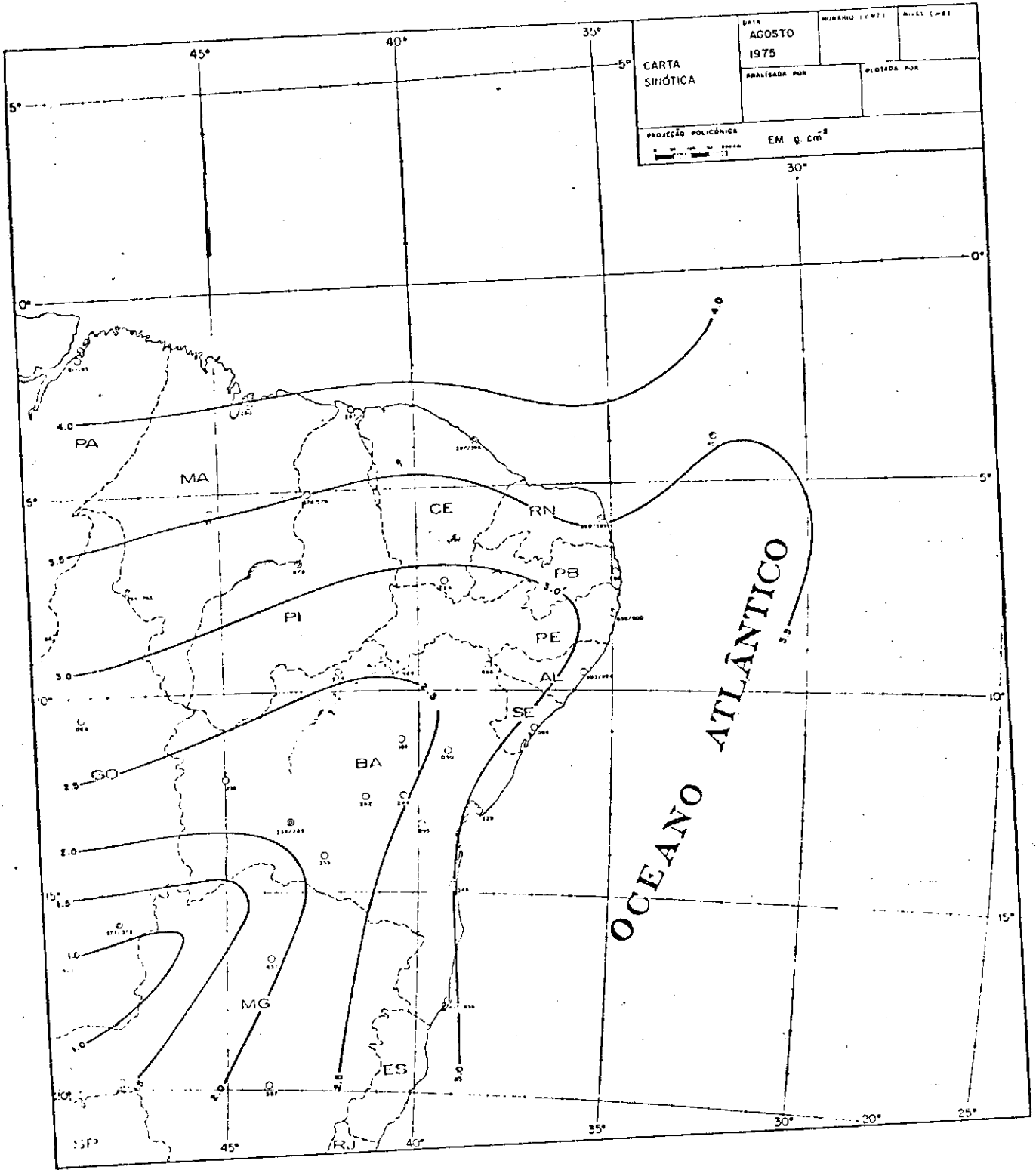


FIGURA 27 - Distribuição espacial da água precipitável, \bar{w}_p ($g \cdot cm^{-2}$).
Mês: AGOSTO

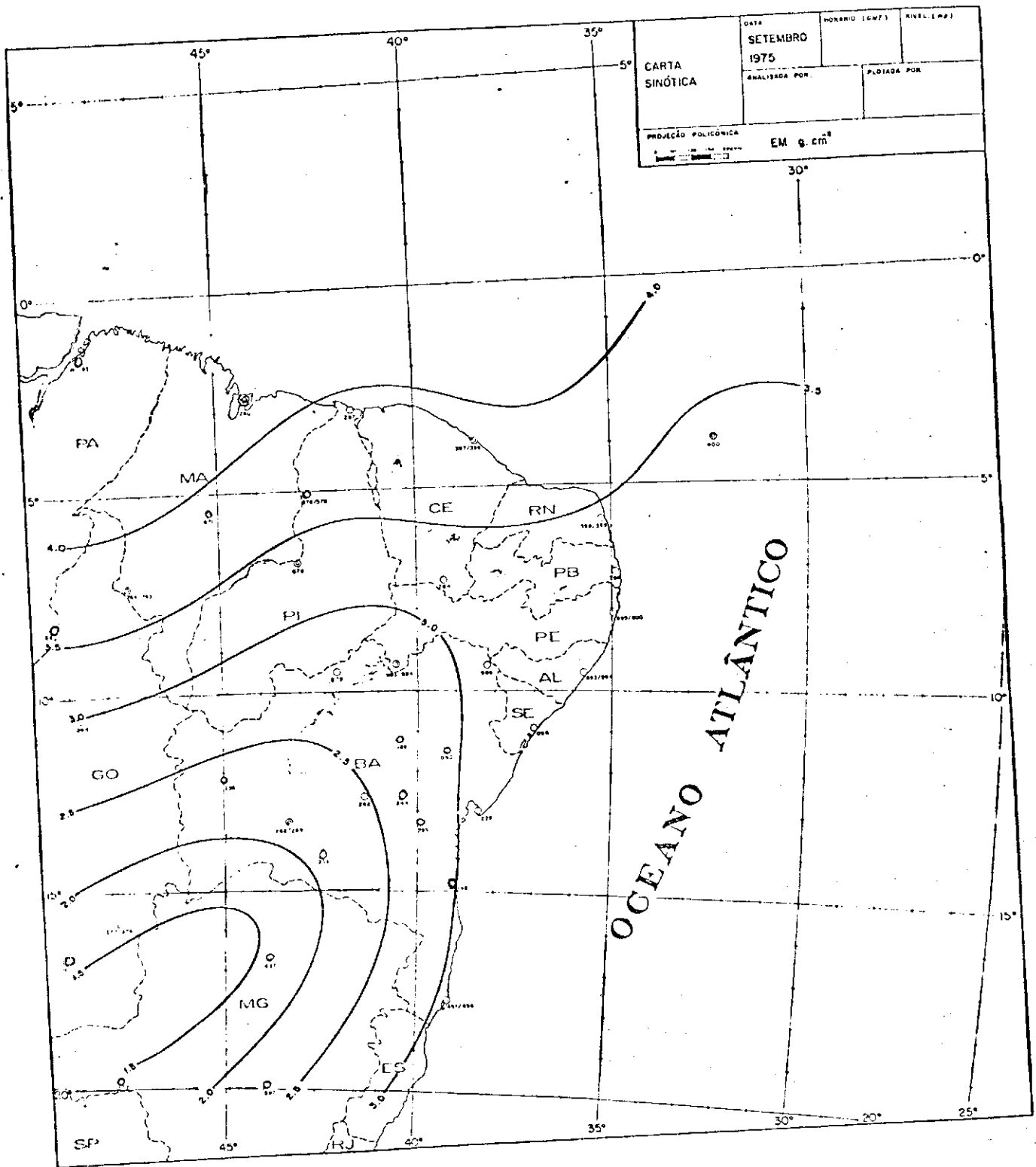


FIGURA 28 - Distribuição espacial da água precipitável, \bar{p} ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$).

Mês: SETEMBRO

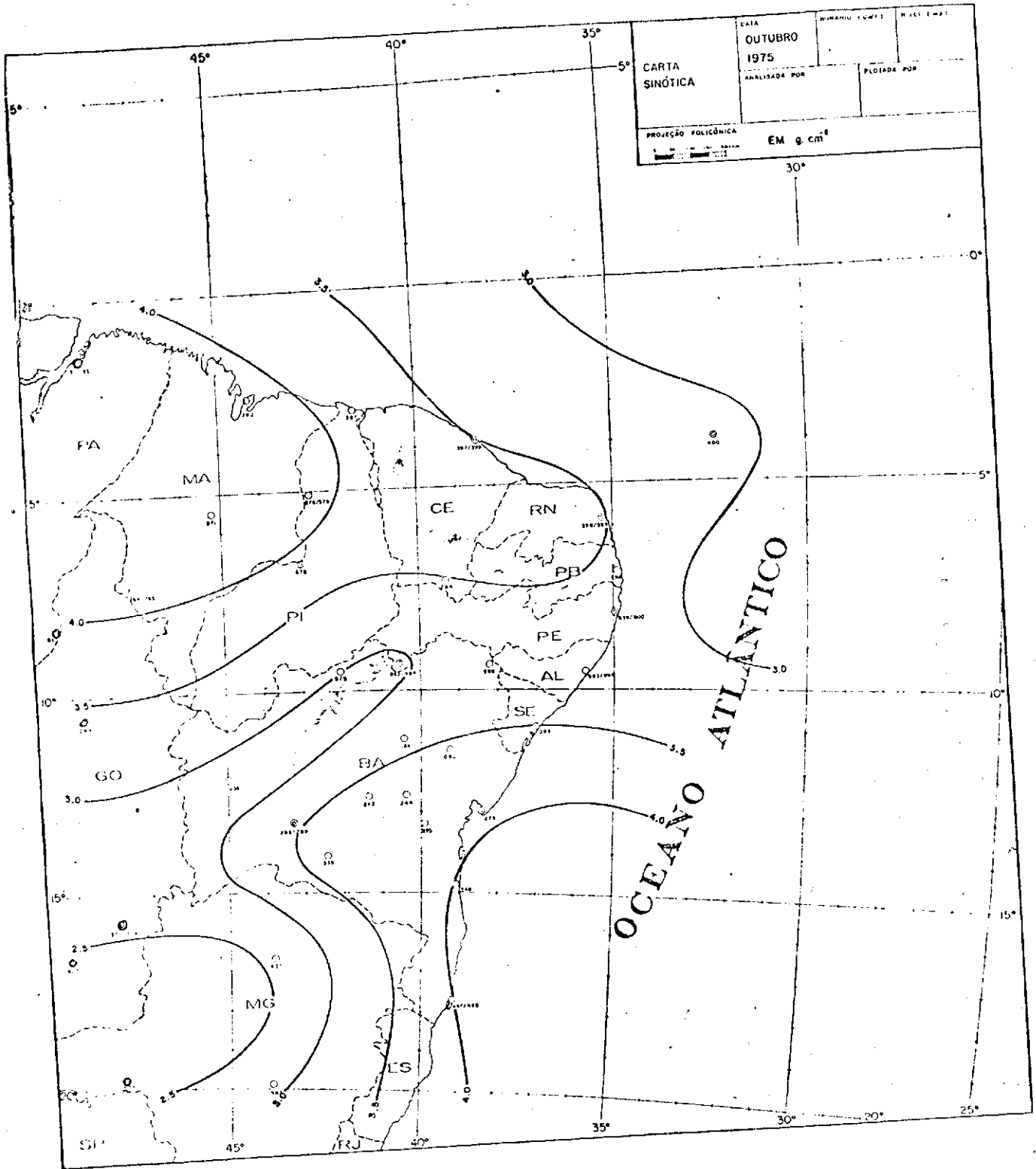


FIGURA 29 - Distribuição espacial da água precipitável, \bar{W}_p ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$).

Mês: OUTUBRO

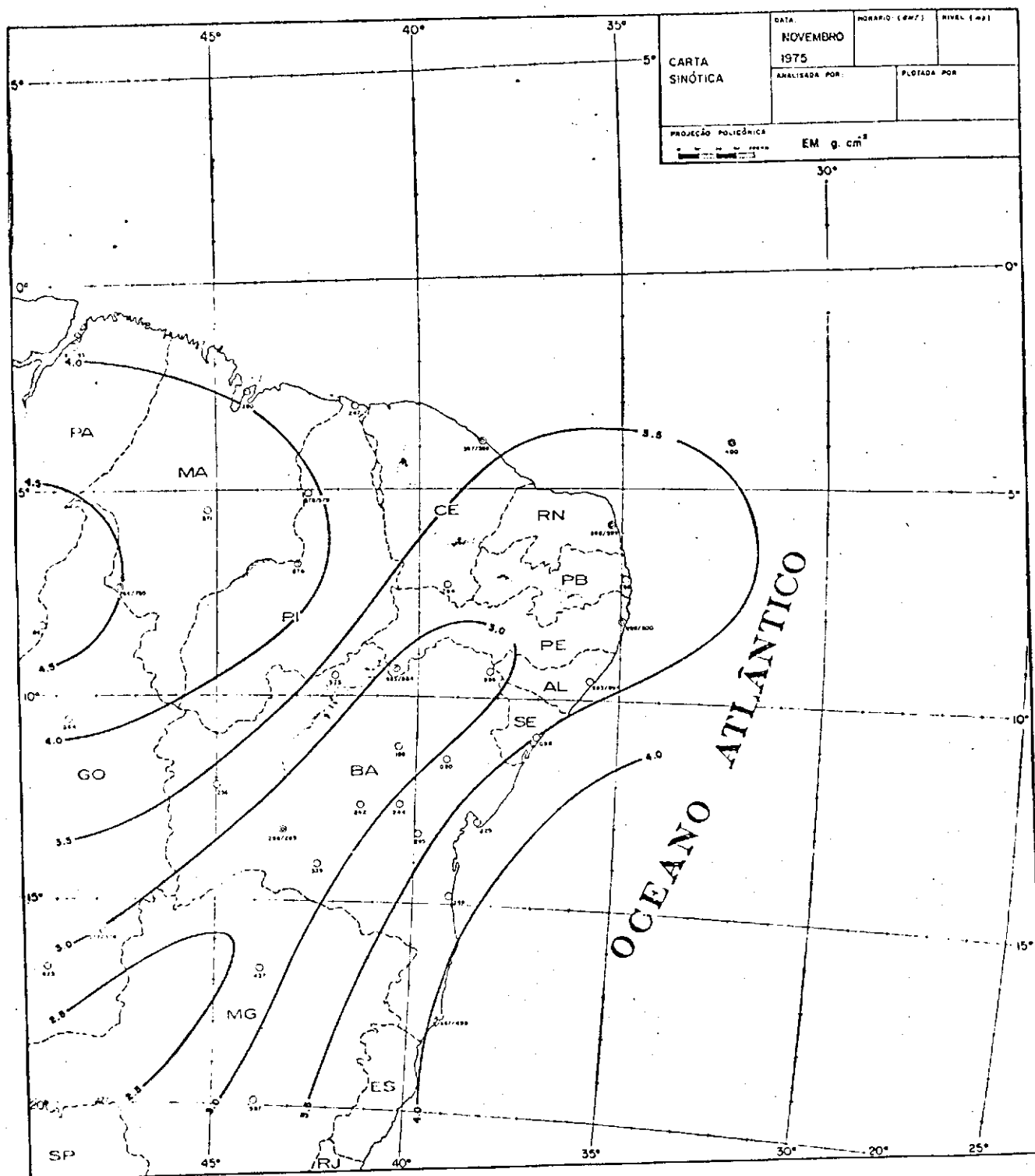


FIGURA 30 - Distribuição espacial da água precipitável, \bar{W}_p ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$).

Mês: NOVEMBRO

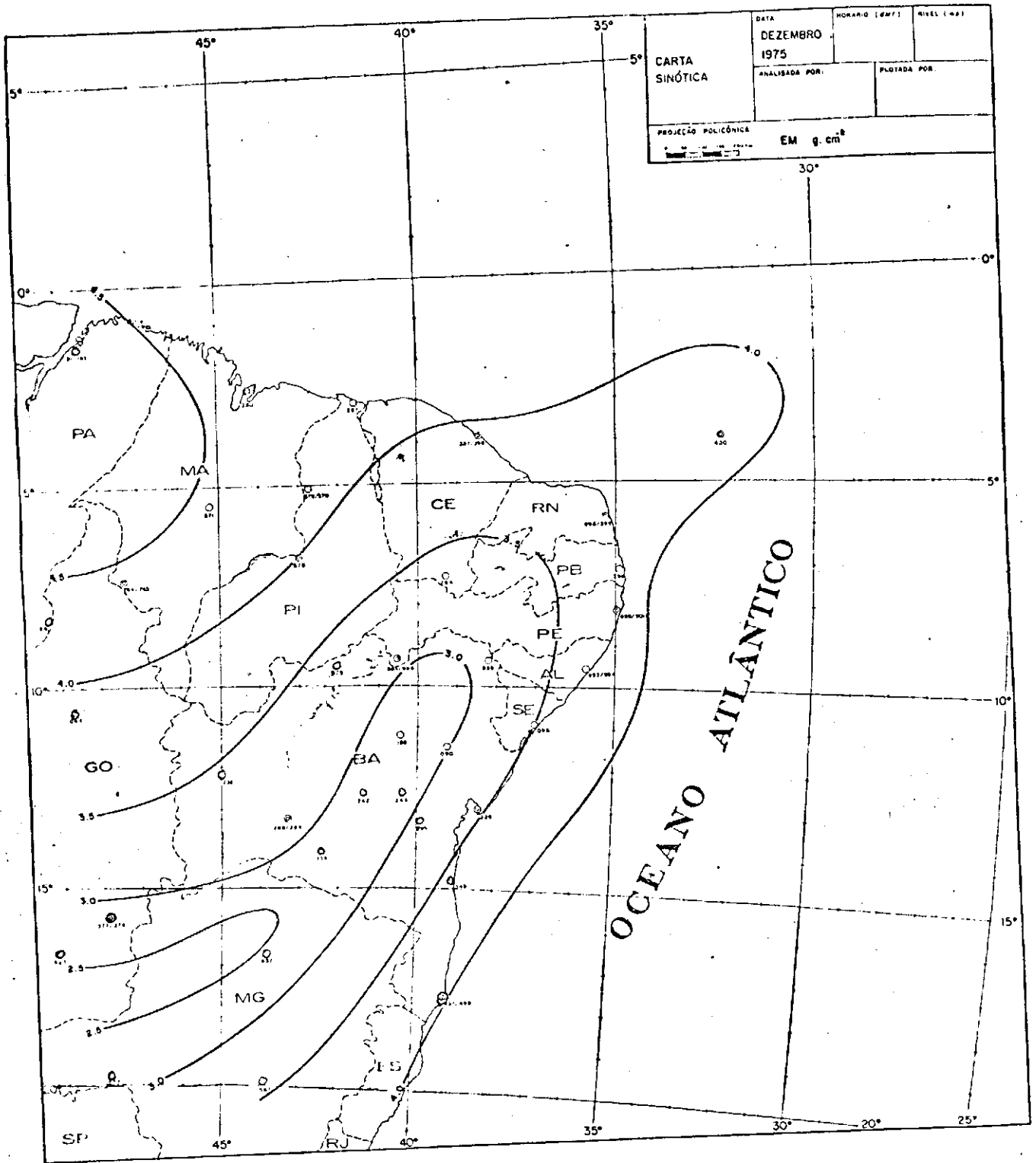


FIGURA 31- Distribuição espacial da água precipitável, \bar{W}_p ($g \cdot cm^{-2}$).
 Mês: DEZEMBRO

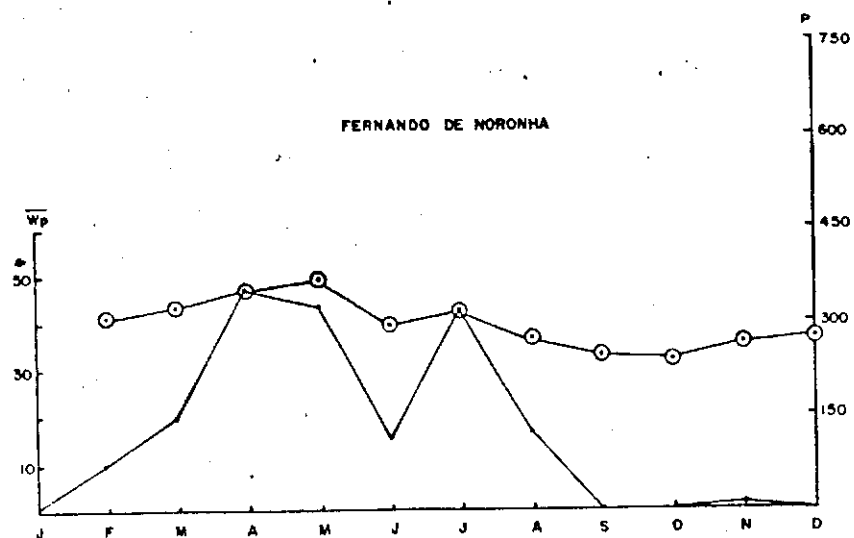
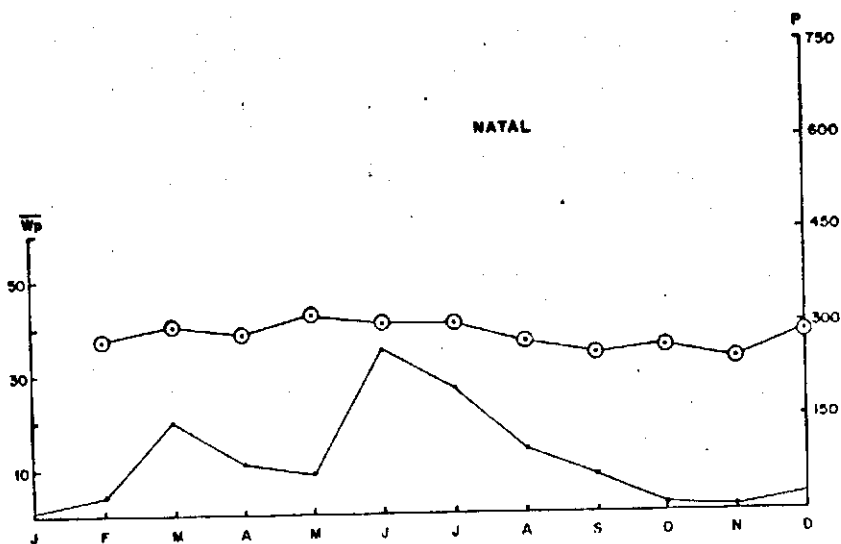
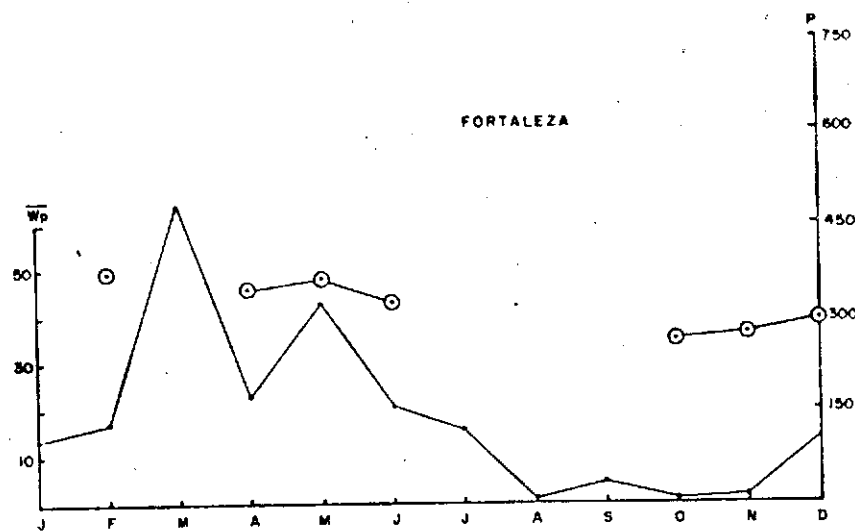
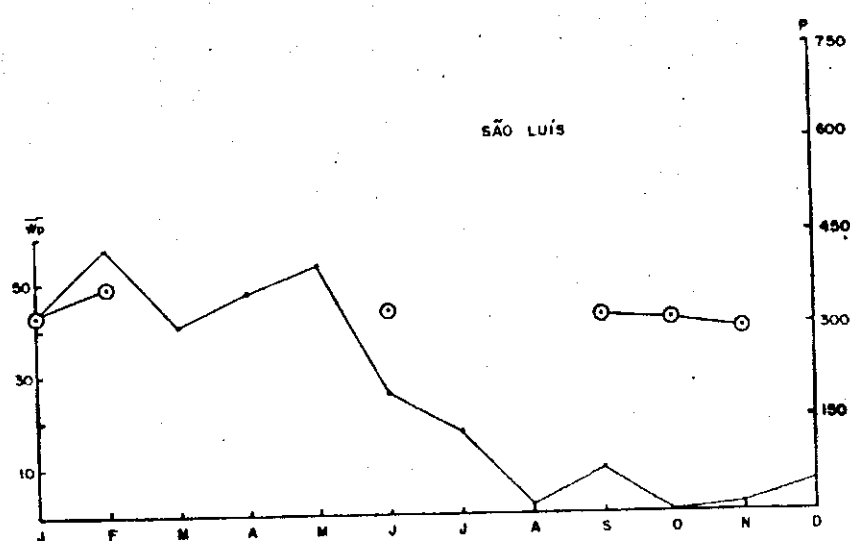


FIG. 32 VARIÇÃO MENSAL DO TOTAL DE PRECIPITAÇÃO P(mm) E DE ÁGUA PRECIPITÁVEL $\overline{W_p}$ (mm) PARA AS ESTAÇÕES DE AR SUPERIOR ENTRE AS LATITUDES DE 02°S E 05°S.

— CURVA DE P
 ○—○ CURVA DE $\overline{W_p}$

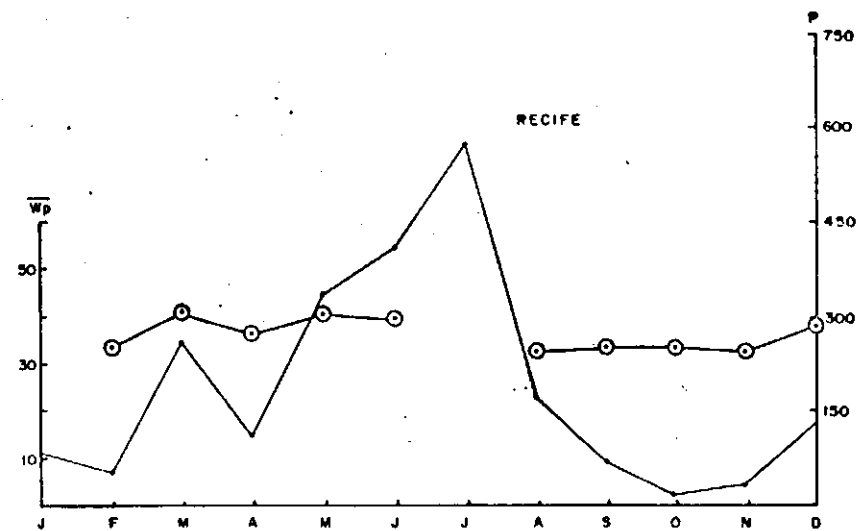
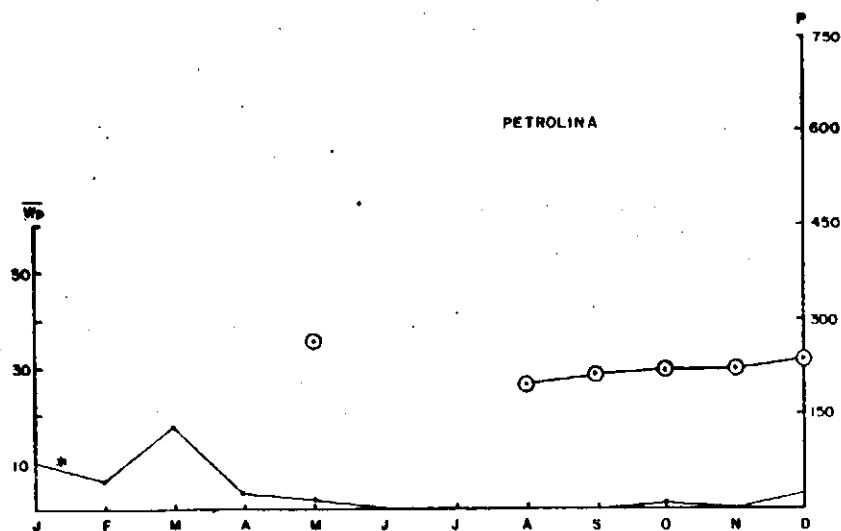
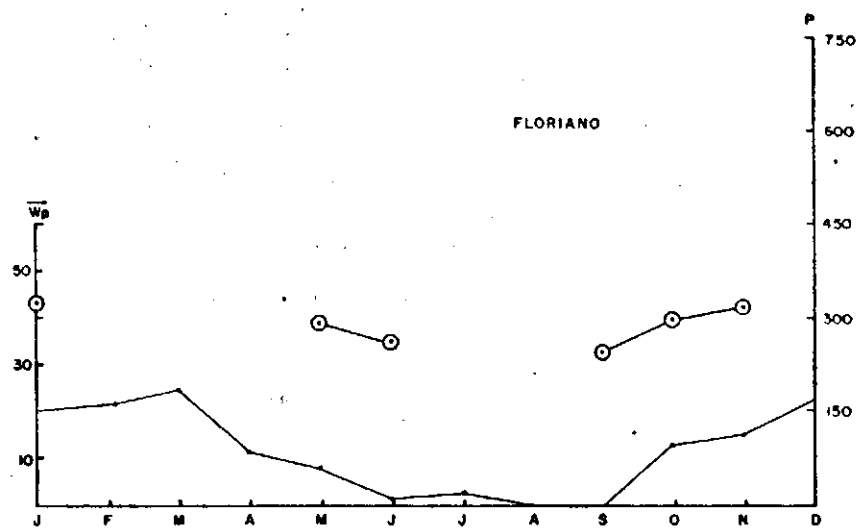
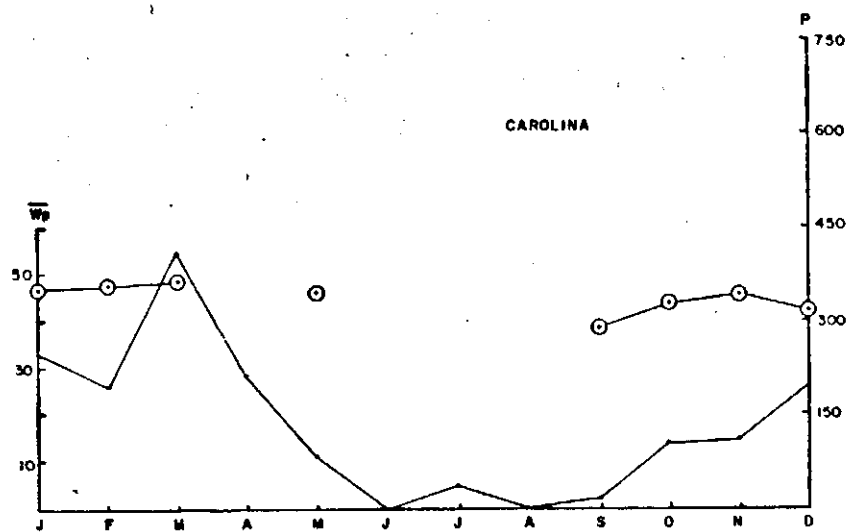


FIG. 33 - VARIACÃO MENSAL DO TOTAL DE PRECIPITAÇÃO P(mm) E DE ÁGUA PRECIPITÁVEL \bar{W}_p (mm) PARA AS ESTAÇÕES DE AR SUPERIOR ENTRE AS LATITUDES DE 06°S E 09°S.

— CURVA DE P
 ○—○ CURVA DE \bar{W}_p

* DADO PLUVIOMÉTRICO DO POSTO URUÁS (06° 57' S , 040° 30' W , ALTITUDE - 390m), MUNICÍPIO DE PETROLINA.

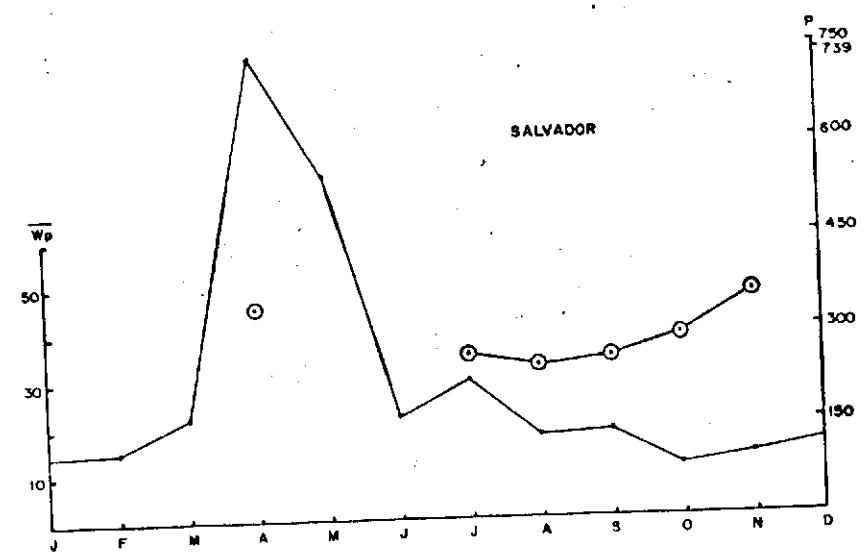
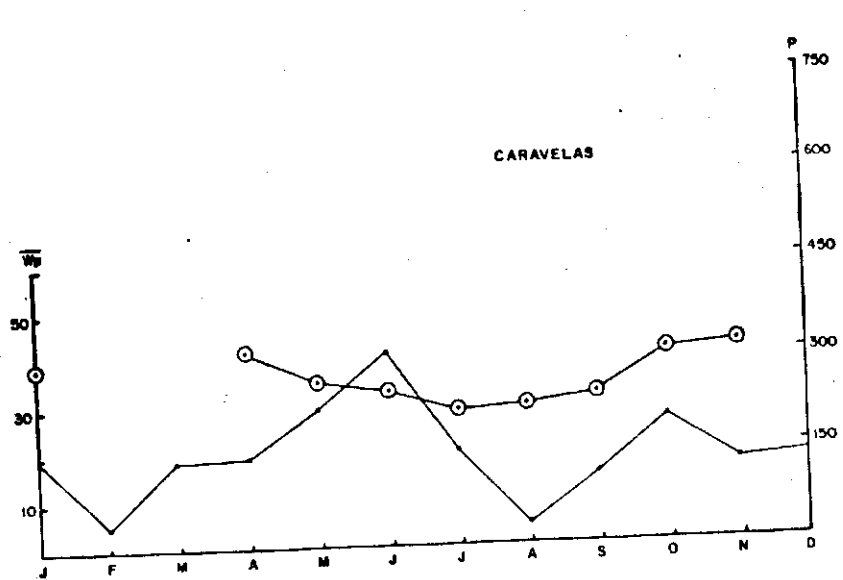
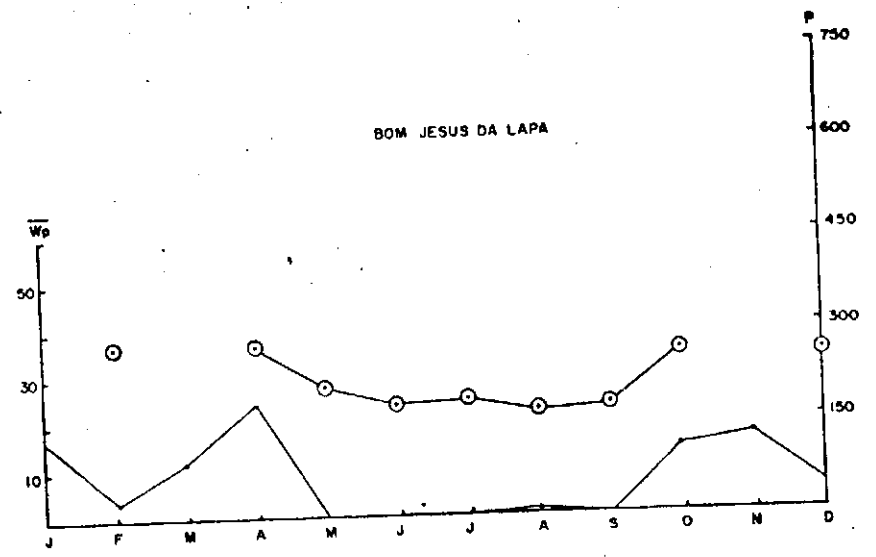
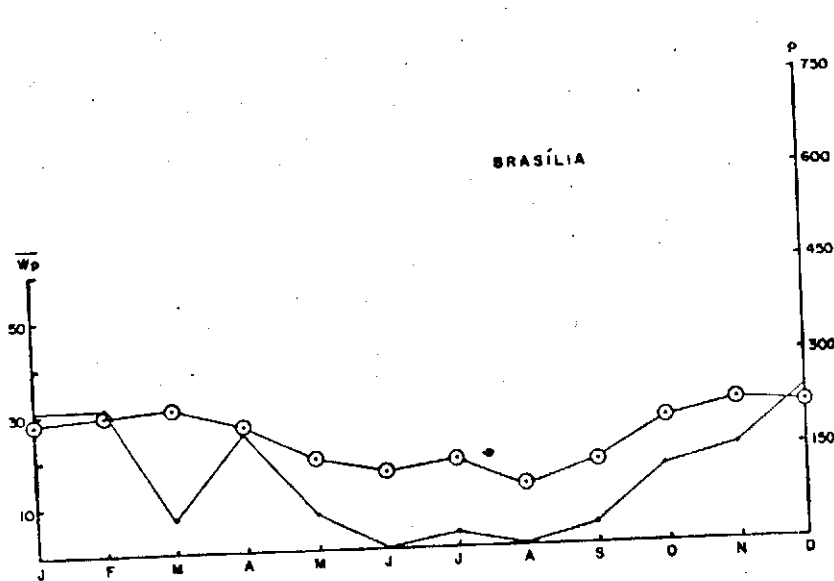


FIG. 34 - VARIÇÃO MENSAL DO TOTAL DE PRECIPITAÇÃO P(mm) E DE ÁGUA PRECIPITÁVEL $\overline{W_p}$ (mm) PARA AS ESTAÇÕES DE AR SUPERIOR ENTRE AS LATITUDES DE 13°S E 17°S.

— CURVA DE P
 ○—○ CURVA DE $\overline{W_p}$

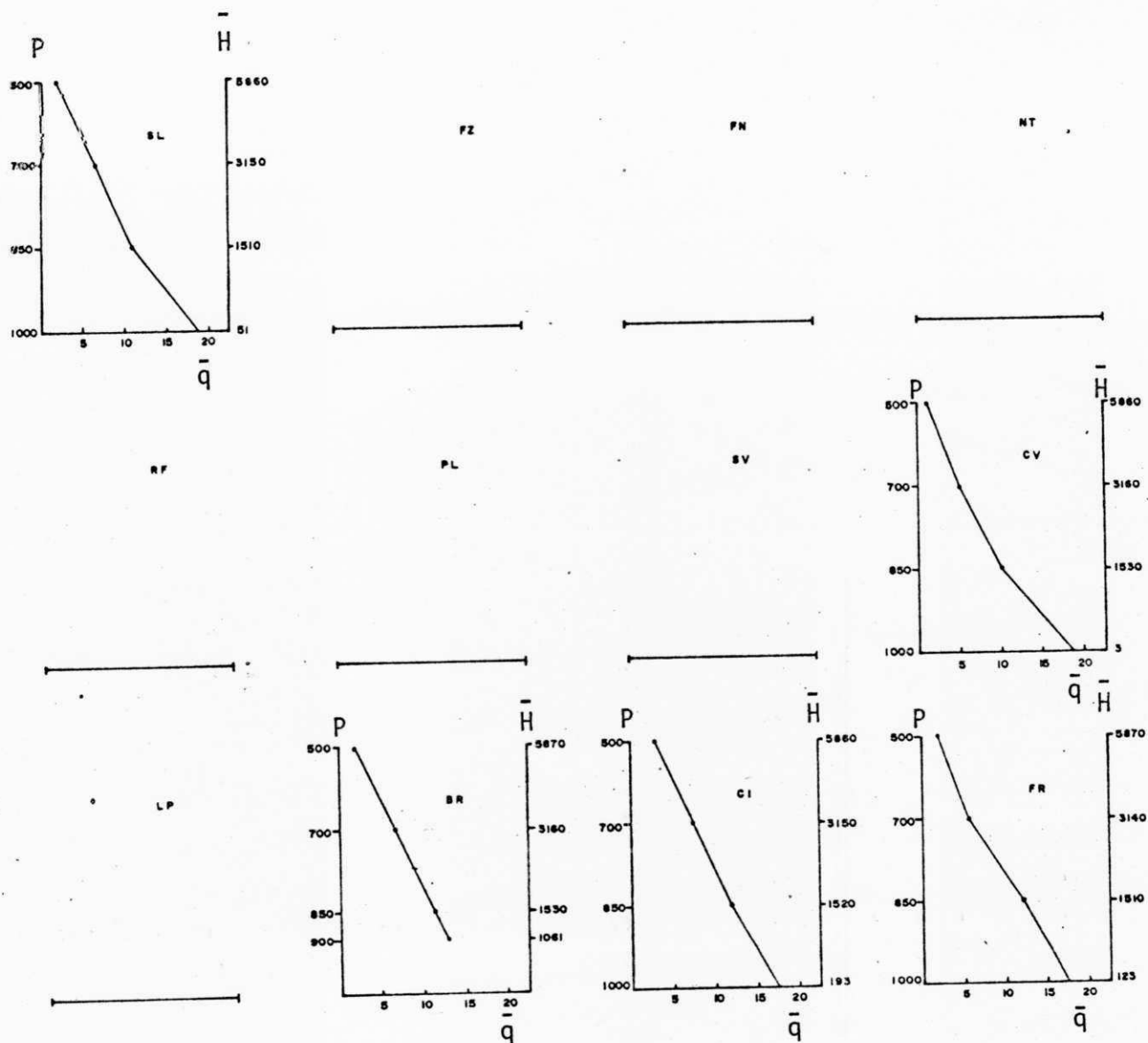


FIG. 35- DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA UMIDADE ESPECÍFICA MÉDIA (\bar{q} , g.kg⁻¹) POR NÍVEL ISOBÁRICO PADRÃO (P, mb) E ALTURA (\bar{H} , m) MÉDIA DOS RESPECTIVOS NÍVEIS. MÊS: JANEIRO

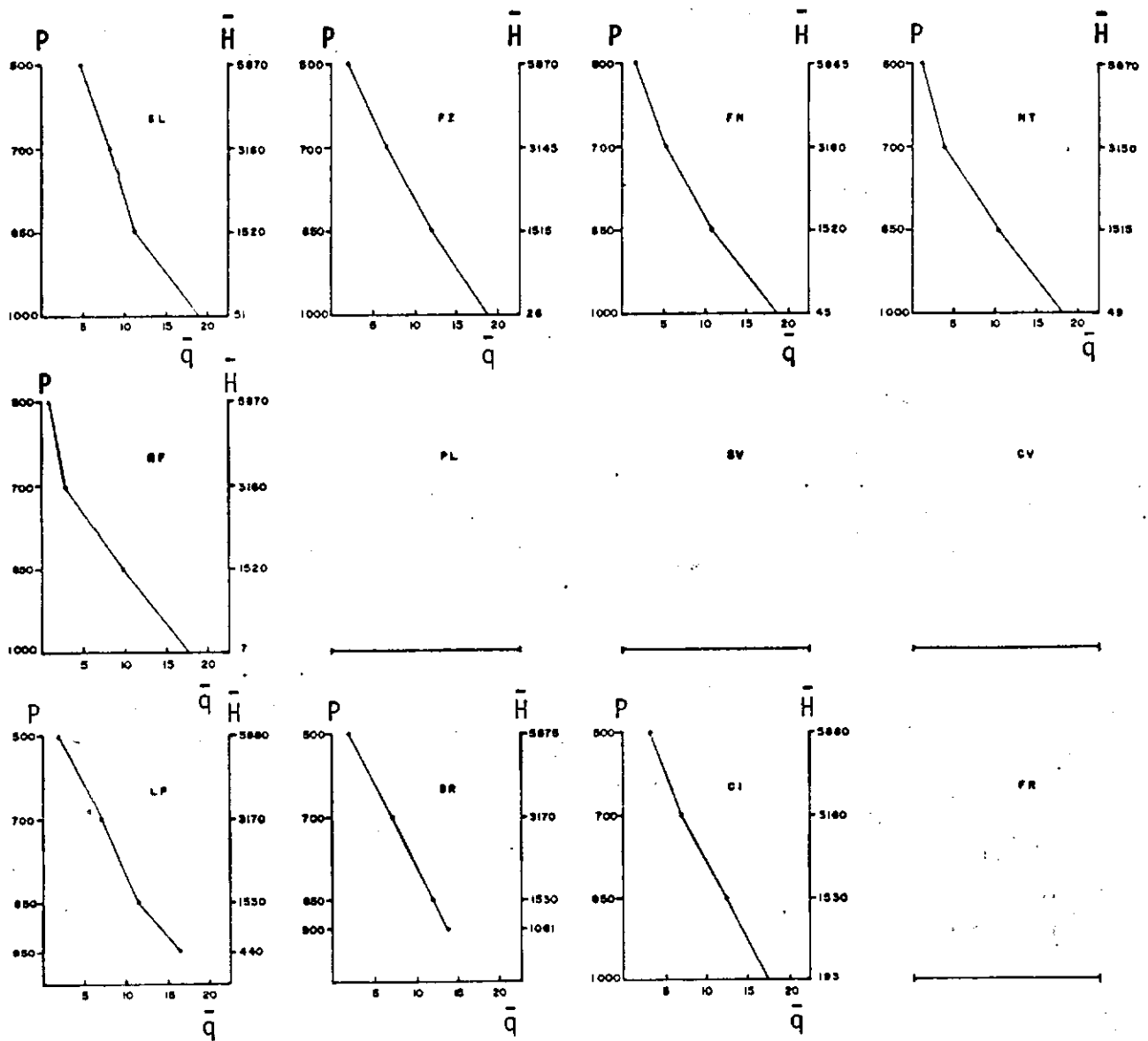


FIG. 36—DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA UMIDADE ESPECÍFICA MÉDIA (\bar{q} , g. kg) POR NÍVEL ISOBÁRICO PADRÃO (P, mb) E ALTURA (\bar{H} , m) MÉDIA DOS RESPECTIVOS NÍVEIS. MÊS: FEVEREIRO

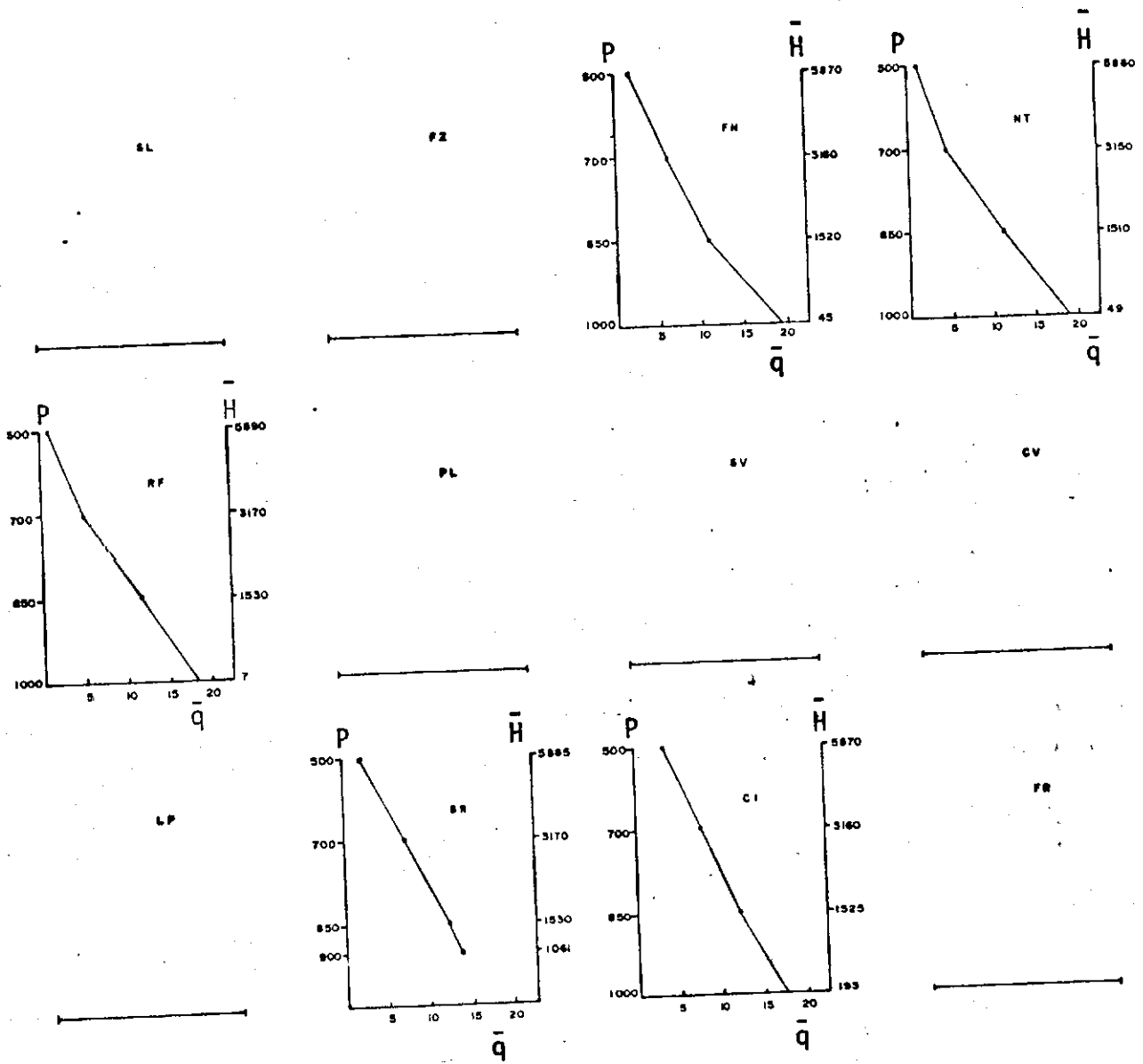


FIG. 37-DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA UMIDADE ESPECÍFICA MÉDIA (\bar{q} , g.kg⁻¹) POR NÍVEL ISOBÁRICO PADRÃO (P, mb) E ALTURA (H, m) MÉDIA DOS RESPECTIVOS NÍVEIS. MÊS: MARÇO

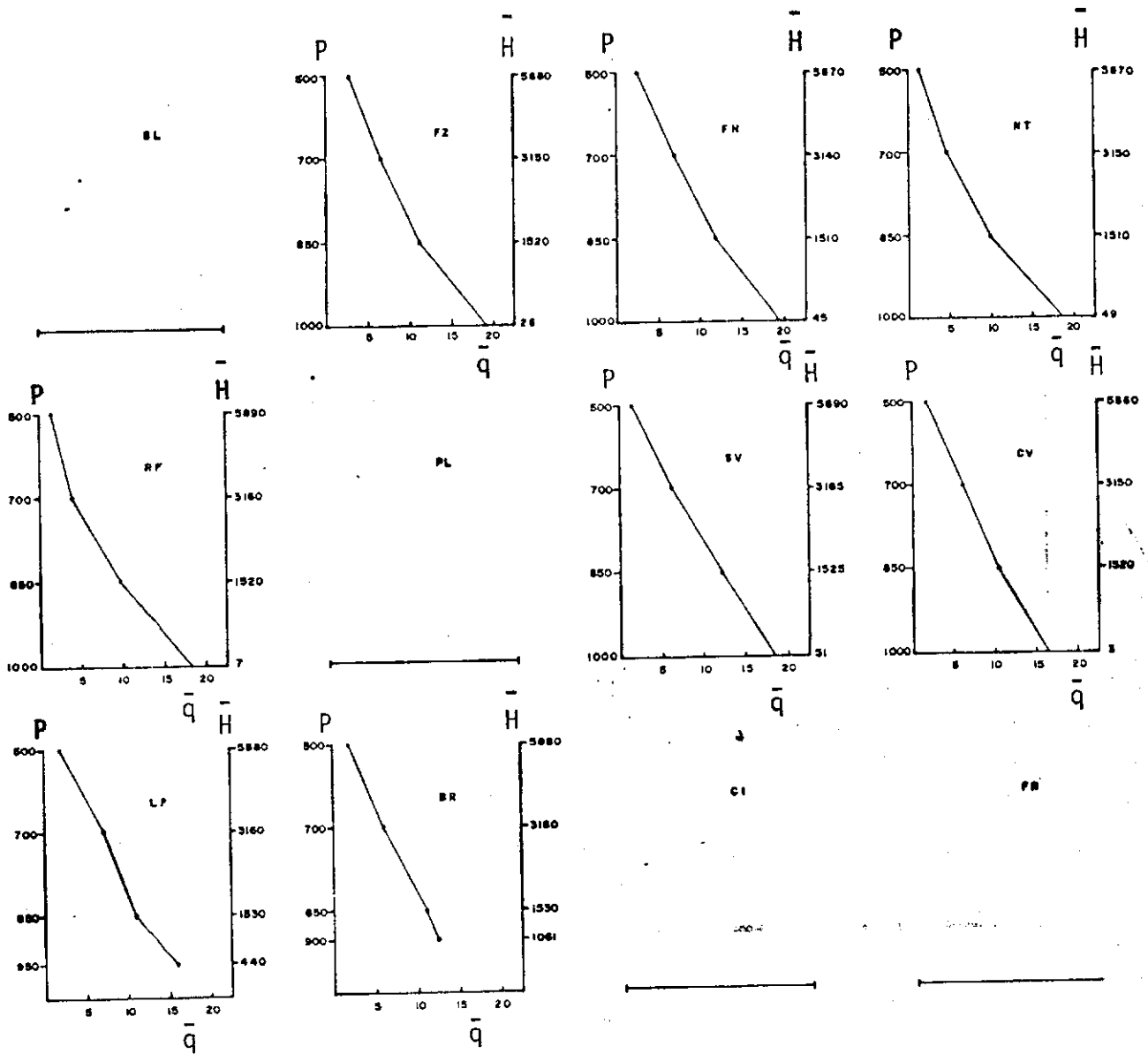


FIG. 38 - DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA UMIDADE ESPECÍFICA MÉDIA (\bar{q} , $g \cdot kg^{-1}$) POR NÍVEL ISOBÁRICO PADRÃO (P, mb) E ALTURA (\bar{H} , m) MÉDIA DOS RESPECTIVOS NÍVEIS. MÊS: ABRIL

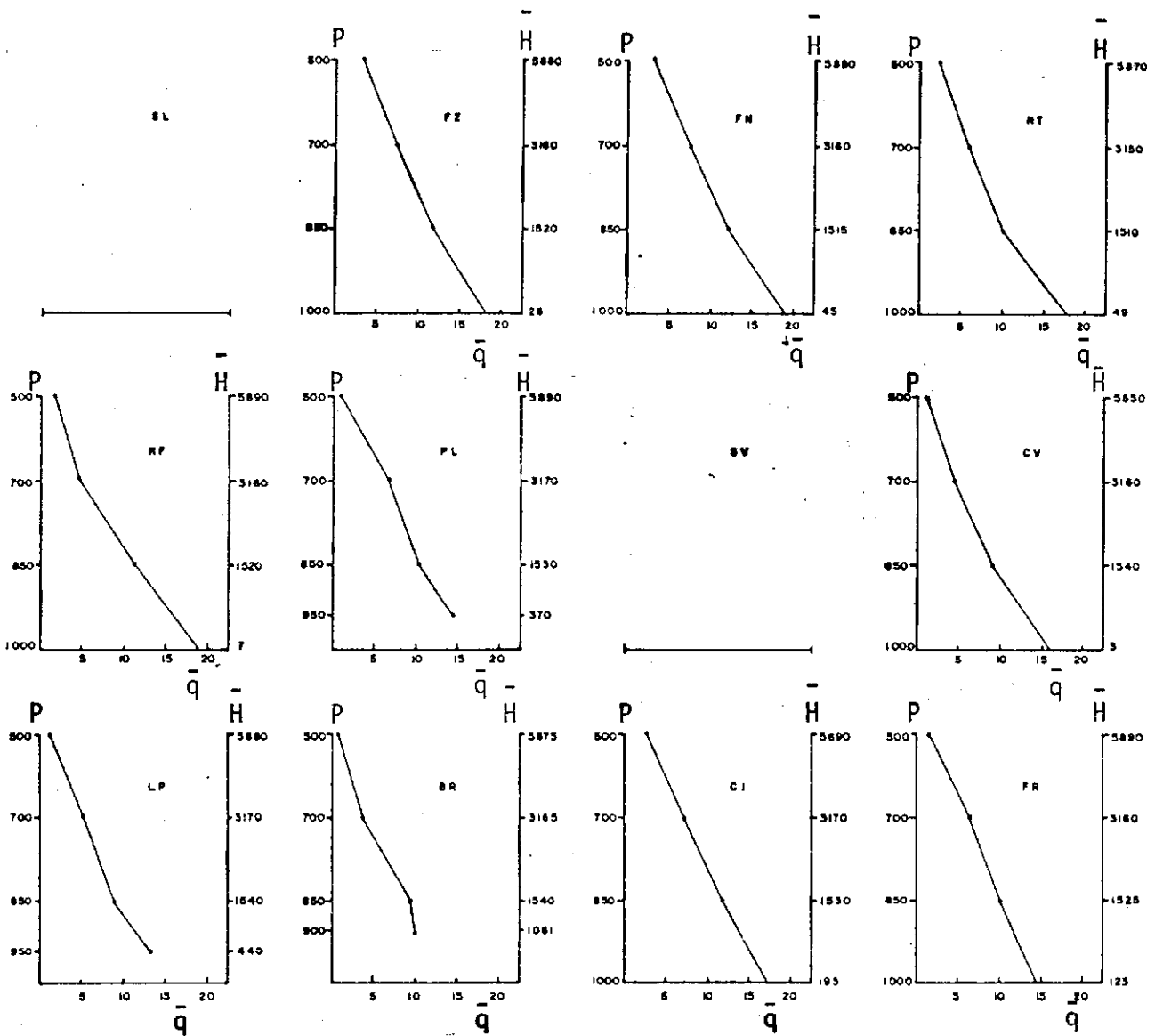


FIG. 39 - DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA UMIDADE ESPECÍFICA MÉDIA (\bar{q} , g.kg⁻¹) POR NÍVEL ISOBÁRICO PADRÃO (P, m) E ALTURA (H, m) MÉDIA DOS RESPECTIVOS NÍVEIS. MÊS: MAIO

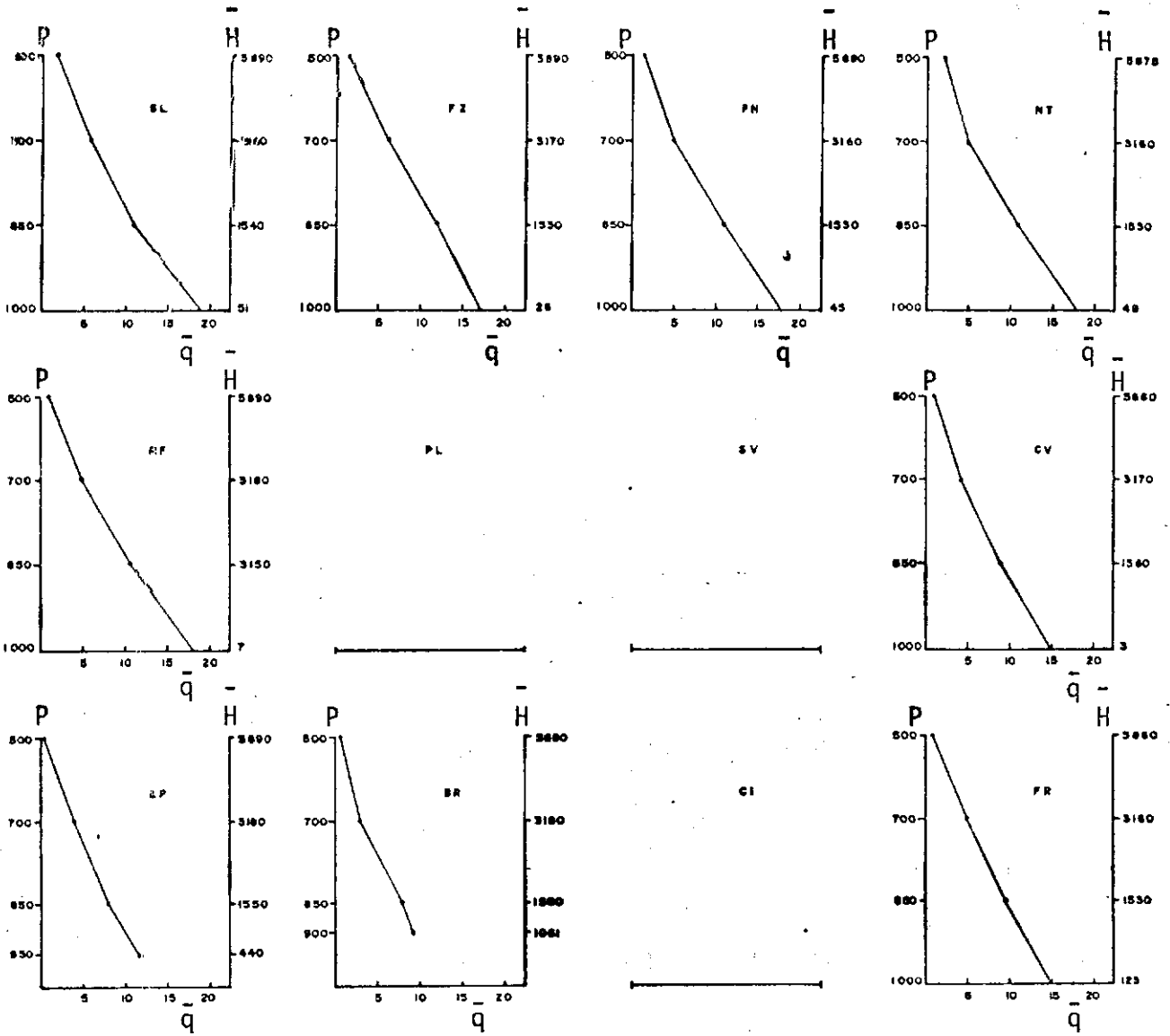


FIG. 40 - DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA UMIDADE ESPECÍFICA MÉDIA (\bar{q} , g.kg⁻¹) POR NÍVEL ISOBÁRICO PADRÃO (P, mb) E ALTURA (H, m) MÉDIA DOS RESPECTIVOS NÍVEIS. MÊS: JUNHO

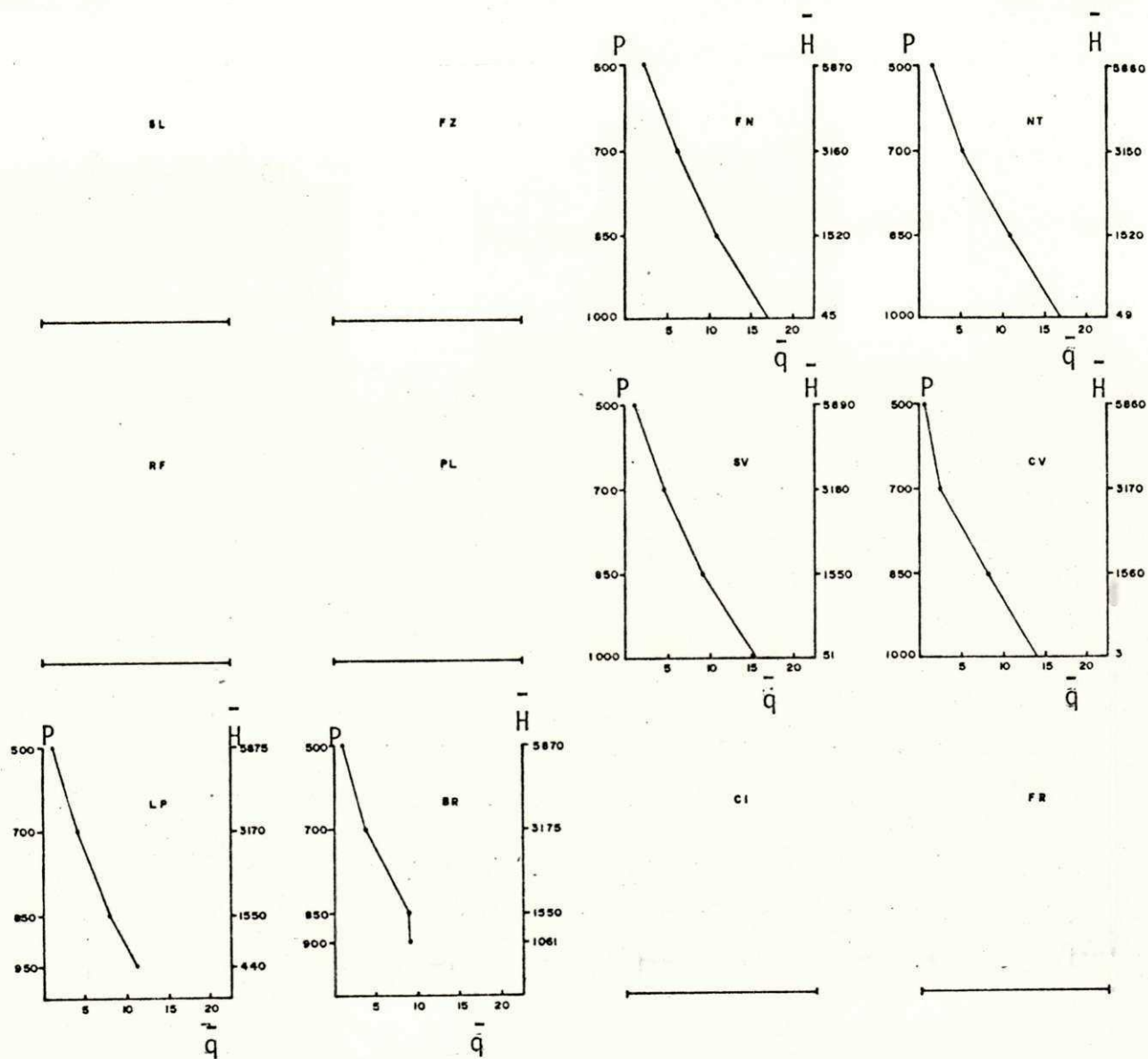


FIG. 4] - DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA UMIDADE ESPECÍFICA MÉDIA (\bar{q} , g.kg⁻¹) POR NÍVEL ISOBÁRICO PADRÃO (P, m) E ALTURA (H, m) MÉDIA DOS RESPECTIVOS NÍVEIS. MÊS: JULHO

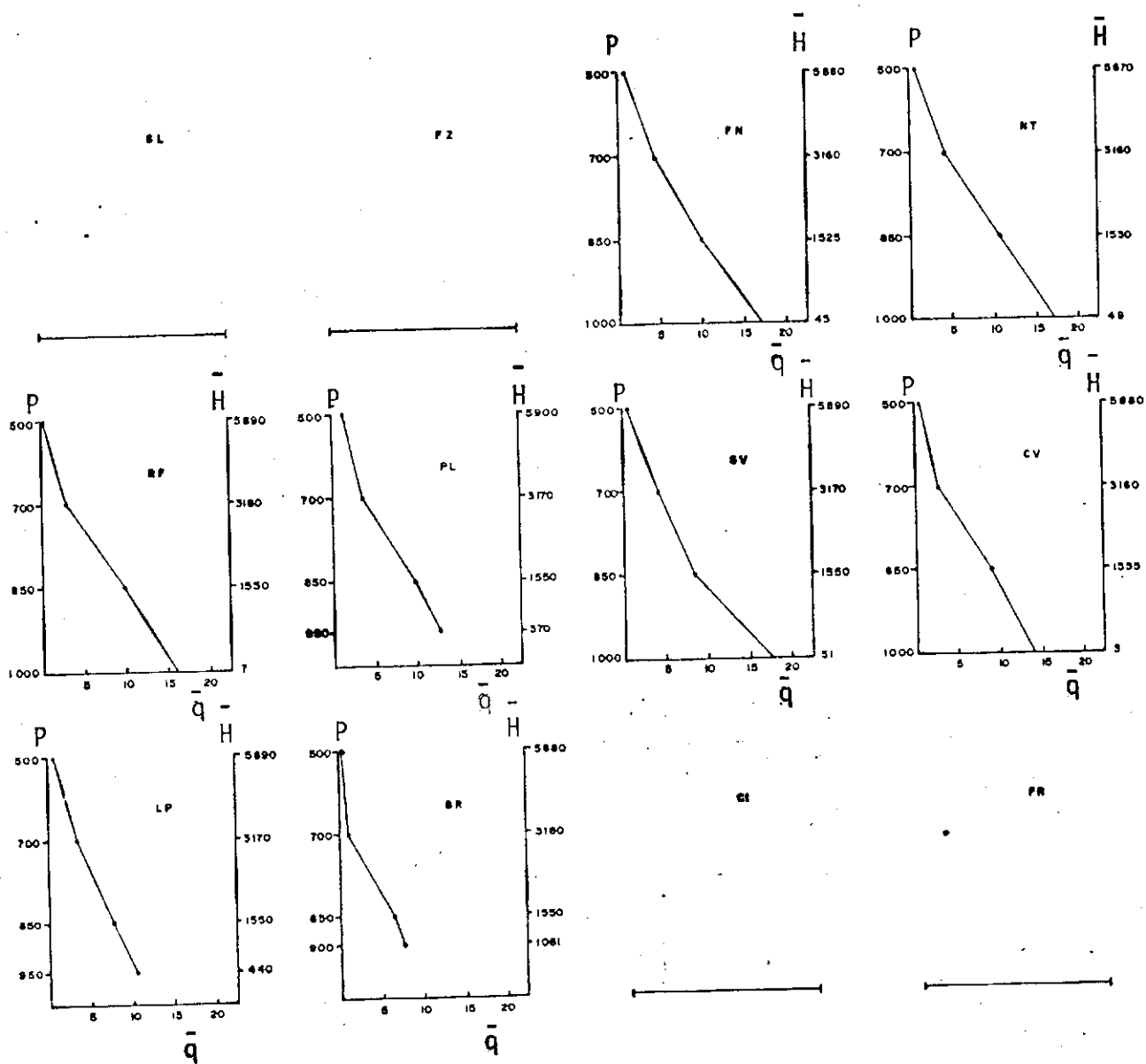


FIG.42 - DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA UMIDADE ESPECÍFICA MÉDIA (\bar{q} , $g \cdot kg^{-1}$) POR NÍVEL ISOBÁRICO PADRÃO (P, mb) E ALTURA (\bar{H} , m) MÉDIA DOS RESPECTIVOS NÍVEIS. MÊS: AGOSTO

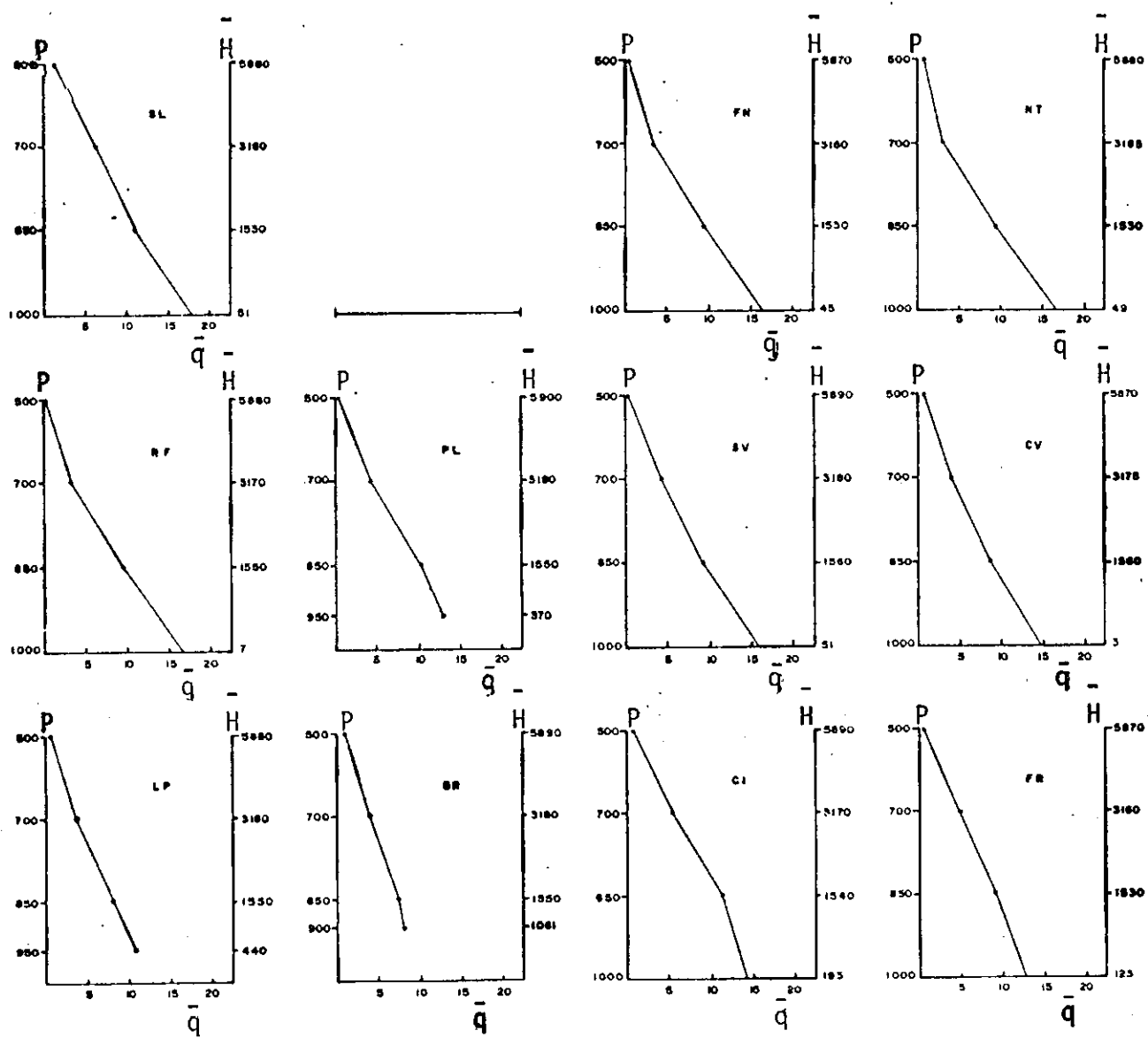


FIG. 43- DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA UNIDADE ESPECÍFICA MÉDIA (\bar{q} , g.kg⁻¹) POR NÍVEL ISOBÁRICO PADRÃO (P, mb) E ALTURA (H, m) MÉDIA DOS RESPECTIVOS NÍVEIS. MÊS: SETEMBRO

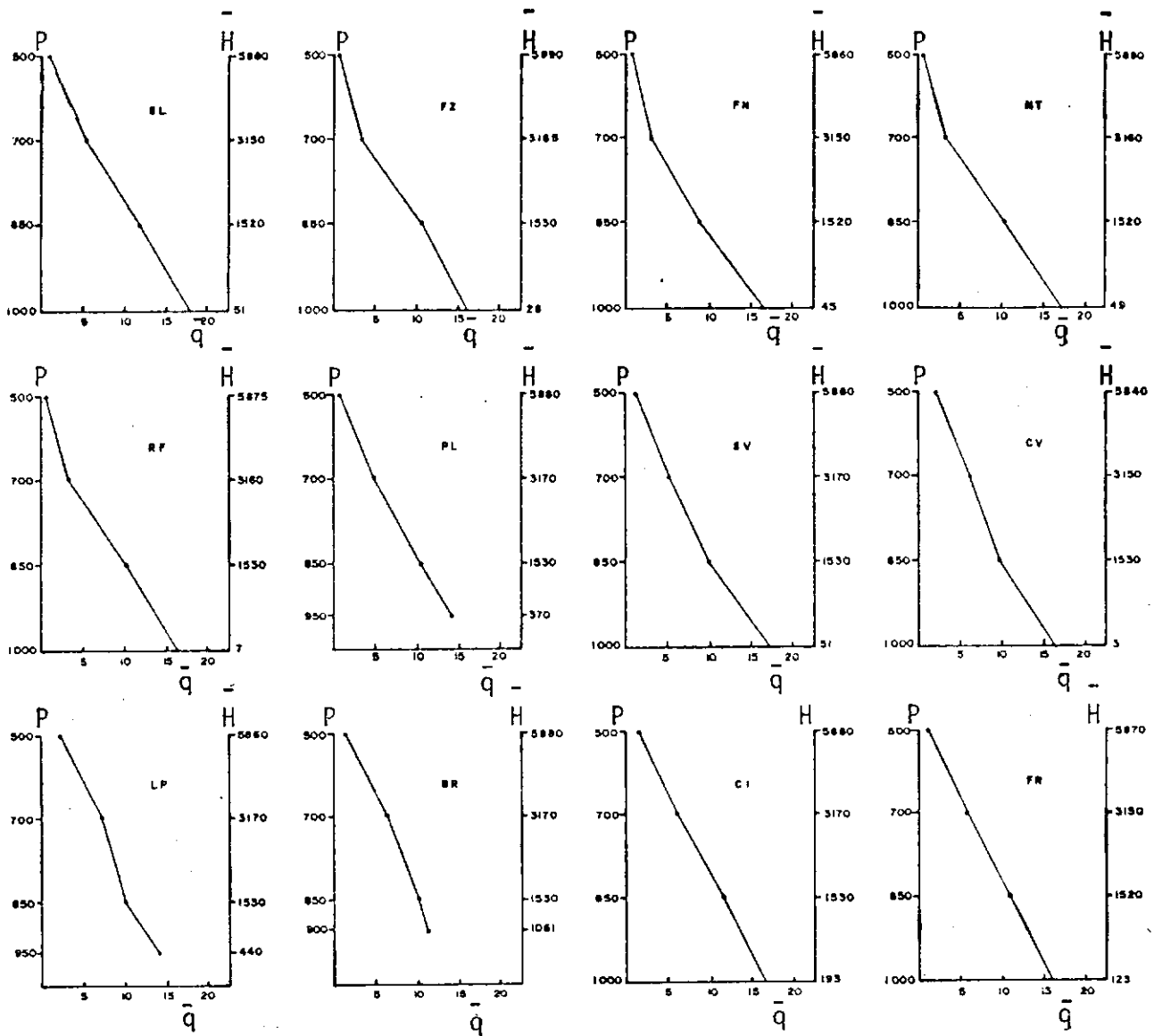


FIG. 44 - DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA UMIDADE ESPECÍFICA MÉDIA (\bar{q} , g kg⁻¹) POR NÍVEL ISOBÁRICO PADRÃO (P, mb) E ALTURA (\bar{H} , m) MÉDIA DOS RESPECTIVOS NÍVEIS. MÊS: OUTUBRO

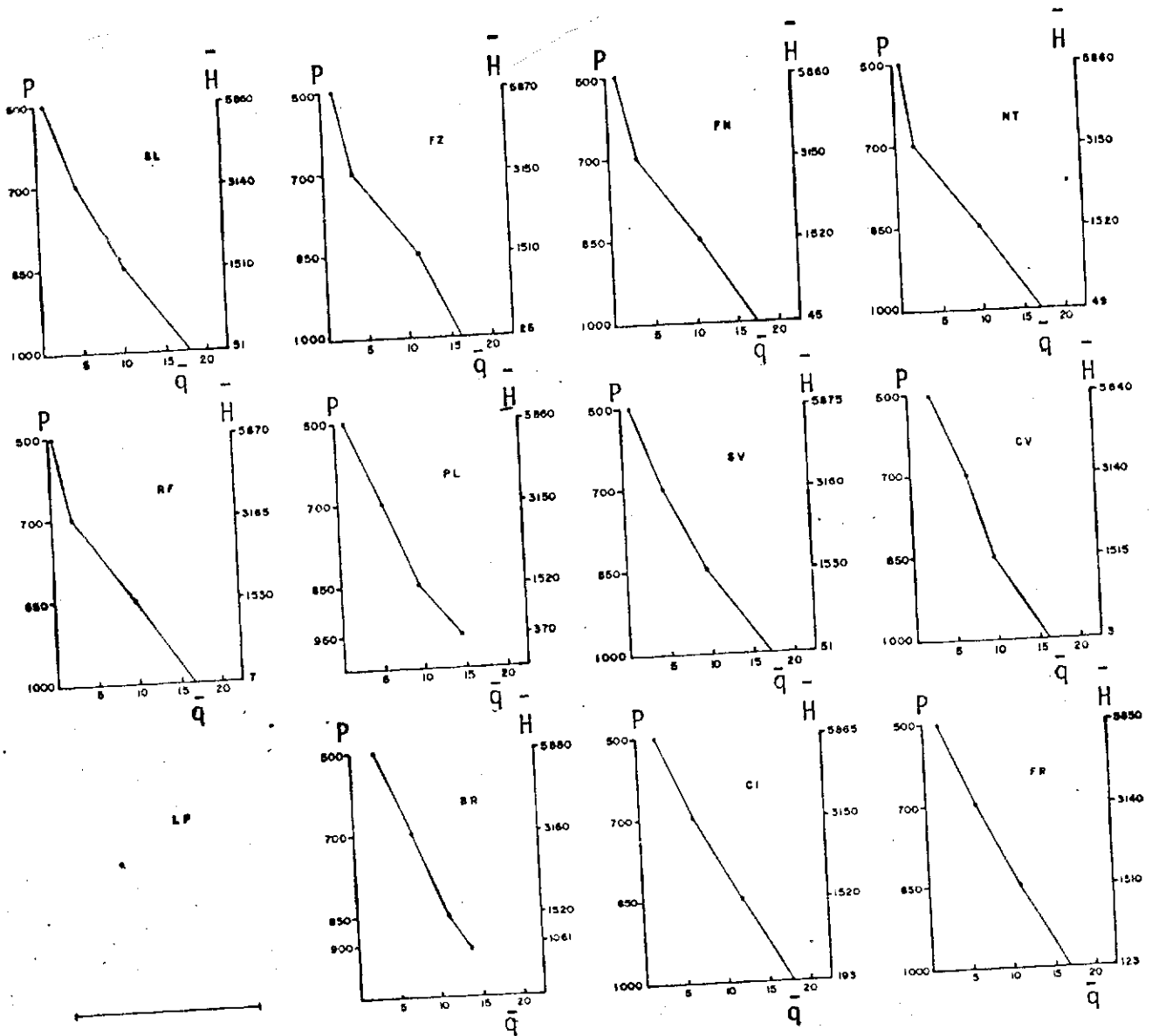


FIG. 45—DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA UNIDADE ESPECÍFICA MÉDIA (\bar{q} , $g.kg^{-1}$) POR NÍVEL ISOBÁRICO PADRÃO (P , mb) E ALTURA (\bar{H} , m) MÉDIA DOS RESPECTIVOS NÍVEIS. MÊS: NOVEMBRO

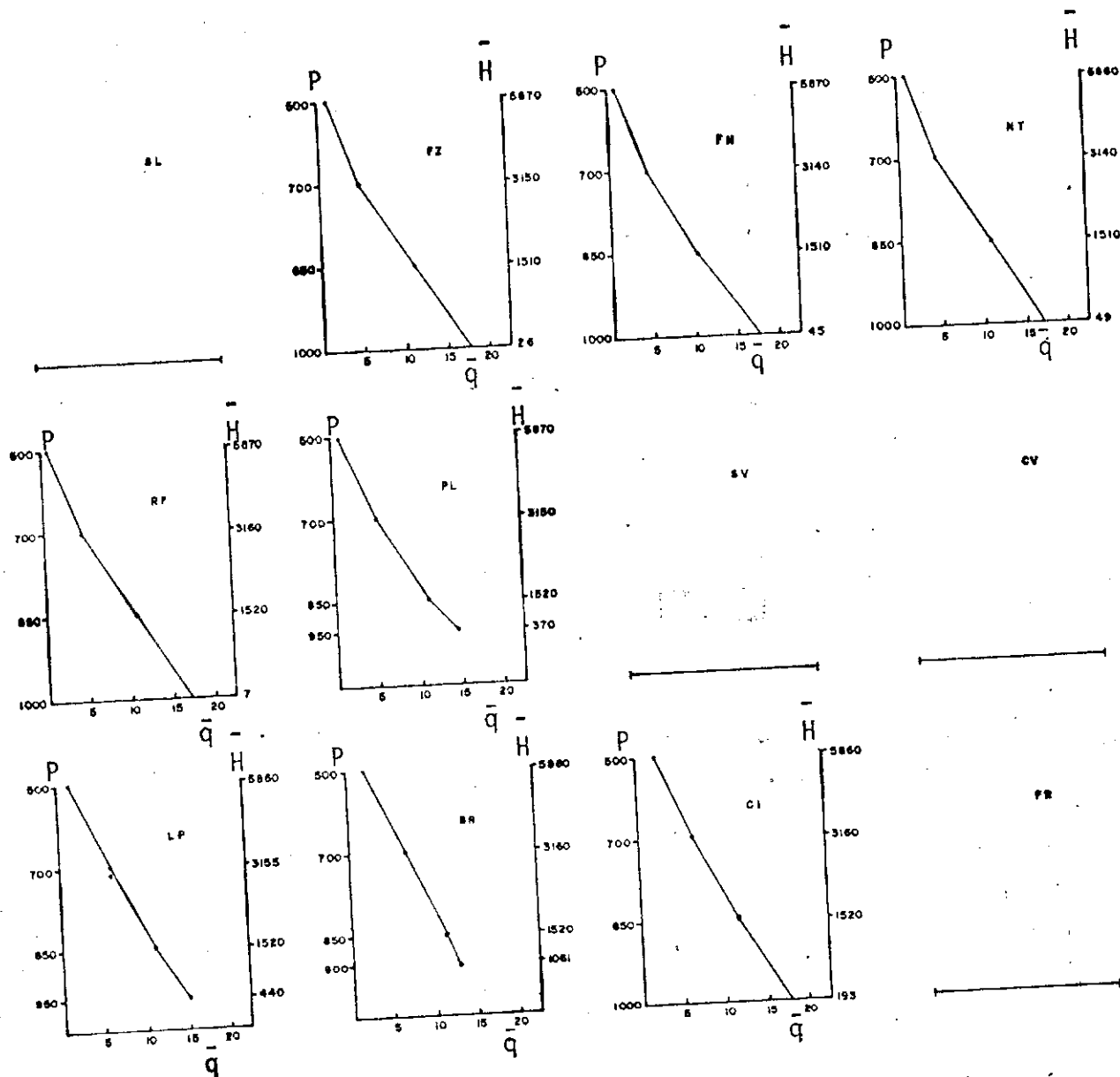


FIG. 46 - DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA UMIDADE ESPECÍFICA MÉDIA (\bar{q} , $g.kg^{-1}$) POR NÍVEL ISOBÁRICO PADRÃO (P , mb) E ALTURA (\bar{H} , m) MÉDIA DOS RESPECTIVOS NÍVEIS. MÊS: DEZEMBRO

VI.3. O FLUXO DE VAPOR D'ÁGUA (\vec{Q})

Com os valores mensais das componentes do fluxo de vapor zonal Q_λ e meridional Q_ϕ , apresentados no Quadro 4, foi possível obter o vetor fluxo total \vec{Q} , cujos campos se encontram nas Figuras 47 a 58.

- No Quadro 4 nota-se a predominância da componente zonal Q_λ de Leste em quase todas as estações de altitude estudadas, e a componente meridional Q_ϕ mostra valores em geral variáveis em intensidade e sentido, ao longo dos meses. Observa-se, em todas as localidades estudadas, exceto Brasília, que a componente meridional Q_ϕ do fluxo é predominantemente de Sul durante o mês de agosto. Isto pode ser explicado pela maior penetração no continente do anticiclone subtropical do Atlântico Sul, resultando sobre toda a região a predominância dos ventos de sudeste.
- O suprimento de vapor d'água para a região estudada foi observado como sendo predominantemente zonal, de Este e as camadas de: 1000/850, 850/700 e 700/500 mb contribuíram, em média, com 42%, 40% e 18% do fluxo zonal de vapor, respectivamente, enquanto na localidade de Brasília a contribuição das camadas 900/850, 850/700 e 700/500 mb correspondeu a 27%, 57% e 16% do fluxo zonal;
- Na análise dos campos do fluxo total de vapor d'água integrado verticalmente, durante o ano de 1975, observou-se que os maiores valores do fluxo foram encontrados ao Norte da região estudada, mais precisamente entre o equador e 5°S , exceto nos meses de maio e julho, onde esses máximos surgiram no interior (9°S , $39^\circ 30'\text{W}$) e na costa Leste da região (7°S , 35°W), respectivamente. Na seqüência mensal dos campos de fluxo nota-se o deslocamento de Oeste para Este do núcleo de valor máximo de intensidade do fluxo, atingindo sua posição mais oriental no mês de março e voltando à sua posição inicial no mês de dezembro. O deslocamento zonal do núcleo de valor máximo do fluxo entre o equador - 5°S , parece estar associado ao deslocamento para o Sul da Zona de Convergência Intertropical que atinge sua posição Sul mais extrema, sobre a região, em março - abril;

QUADRO 4

VALORES MENSIS DAS COMPONENTES ZONAL Q_λ E MERIDIONAL Q_ϕ [$g \cdot (cms)^{-1}$], ANO: 1975

ESTAÇÃO	MÊS		JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
	COMPONENTE													
São Luiz	Q_λ		- 2984	- 2630	-	-	-	- 2408	-	-	- 2393	- 2388	- 2682	-
	Q_ϕ		+ 102	- 168	-	-	-	+ 544	-	-	+ 366	- 2	+ 103	-
Fortaleza	Q_λ		-	- 2237	-	- 1778	- 1846	- 2942	-	-	-	- 2371	- 2262	- 2430
	Q_ϕ		-	- 132	-	+ 1065	+ 1019	+ 1489	-	-	-	- 583	- 1018	- 1120
Fernando de Noronha	Q_λ		-	- 1867	- 2167	- 2661	- 1194	- 2230	- 2119	- 1761	- 1679	- 1914	- 2449	- 2291
	Q_ϕ		-	+ 62	+ 491	+ 381	+ 522	+ 605	+ 861	+ 1243	+ 1038	+ 196	+ 700	+ 351
Natal	Q_λ		-	- 1711	- 1841	- 1807	- 1819	- 2799	- 1706	- 2140	- 1806	- 1903	- 1953	- 2387
	Q_ϕ		-	+ 1109	+ 954	+ 709	+ 899	+ 1374	+ 1962	+ 2010	+ 1768	+ 878	+ 1112	+ 905
Florianópolis	Q_λ		- 1627	-	-	-	- 1113	- 2337	-	-	- 1458	- 1028	- 1129	-
	Q_ϕ		- 563	-	-	-	+ 174	+ 563	-	-	+ 405	+ 36	- 222	-
Carolina	Q_λ		-	-	-	-	- 1812	-	-	-	- 1838	- 1164	- 1254	+ 321
	Q_ϕ		-	-	-	-	+ 731	-	-	-	+ 296	- 163	- 458	+ 11
Recife	Q_λ		-	- 841	- 1083	- 1145	- 976	- 1816	-	- 1157	- 1570	- 1325	- 1543	- 1453
	Q_ϕ		-	+ 320	+ 492	+ 412	+ 927	+ 1246	-	+ 1052	+ 1084	- 262	- 351	+ 619
Petrolina	Q_λ		-	-	-	-	- 2697	-	-	- 1620	- 1831	- 1352	- 1088	- 1419
	Q_ϕ		-	-	-	-	+ 1061	-	-	+ 901	+ 466	- 204	- 295	+ 119
Salvador	Q_λ		-	-	-	- 875	-	-	- 1383	- 1391	- 1295	- 800	- 742	-
	Q_ϕ		-	-	-	+ 798	-	-	+ 1189	+ 619	+ 692	- 237	- 242	-
Bom Jesus da Lapa .	Q_λ		-	- 1158	-	- 428	- 234	- 495	- 600	- 843	- 826	- 312	-	- 584
	Q_ϕ		-	+ 89	-	+ 130	+ 602	+ 449	+ 375	+ 595	+ 619	- 456	-	+ 87
Brasília	Q_λ		- 618	- 138	- 865	- 77	- 764	- 722	- 346	- 837	- 1097	- 9	+ 295	- 762
	Q_ϕ		- 558	- 591	- 240	- 296	- 36	- 127	- 295	- 27	- 78	- 460	- 1255	- 471
Caravelas	Q_λ		-	-	-	+ 635	+ 168	- 102	+ 42	- 930	- 857	+ 109	- 479	-
	Q_ϕ		-	-	-	+ 310	+ 950	+ 1381	+ 284	+ 329	+ 632	- 784	- 1375	-

- . Os valores mais baixos de intensidade do fluxo de vapor d'água foram observados ao Sul ou Sudoeste da região estudada e estavam geralmente associados à circulação anticiclônica do fluxo de umidade;
- . Os meses de outubro, novembro e dezembro registraram a penetração do vapor d'água no Continente, praticamente zonal de Este e recurvando, em seguida, para Sul da região. Isto se deve, possivelmente, ao deslocamento do anticiclone subtropical do Atlântico para o Norte.

Apesar da região estudada possuir a rede de estações de altitude em número satisfatório, a localização exata e a qualidade das configurações dos campos mensais de fluxo e intensidade estão sujeitas a leves distorções, devido algumas estações apresentarem irregularidade em seu funcionamento. Além disso, a marcante ausência de dados de altitude sobre o oceano a Este e ao Norte da região contribuiu para dificultar a análise.

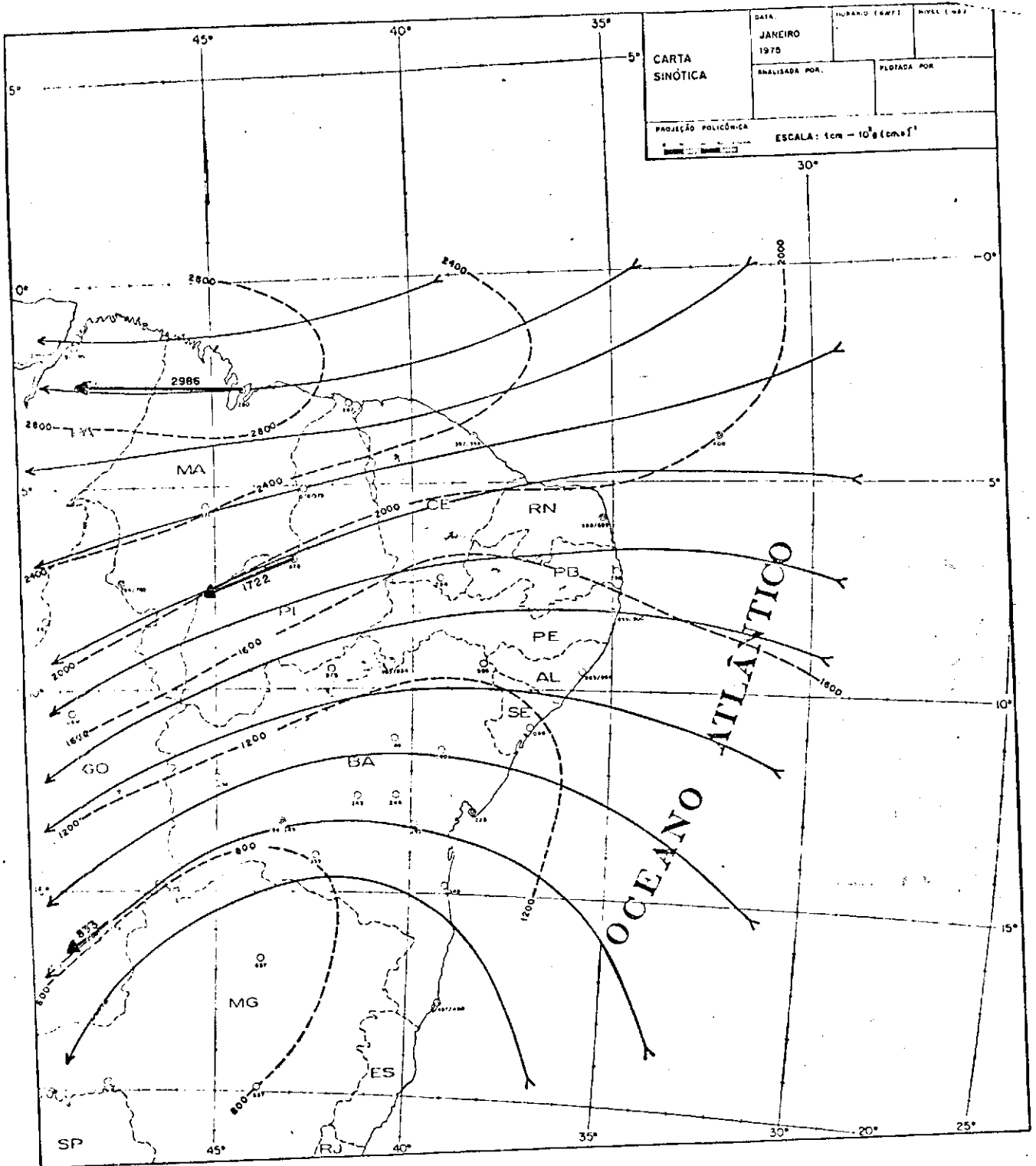


FIGURA 47 - Fluxo total de vapor d'água integrado verticalmente. Mês: JANEIRO
 A direção do fluxo é representada por linhas de corrente e a intensidade $[g \cdot (cm \cdot s)^{-1}]$ por linhas tracejadas.

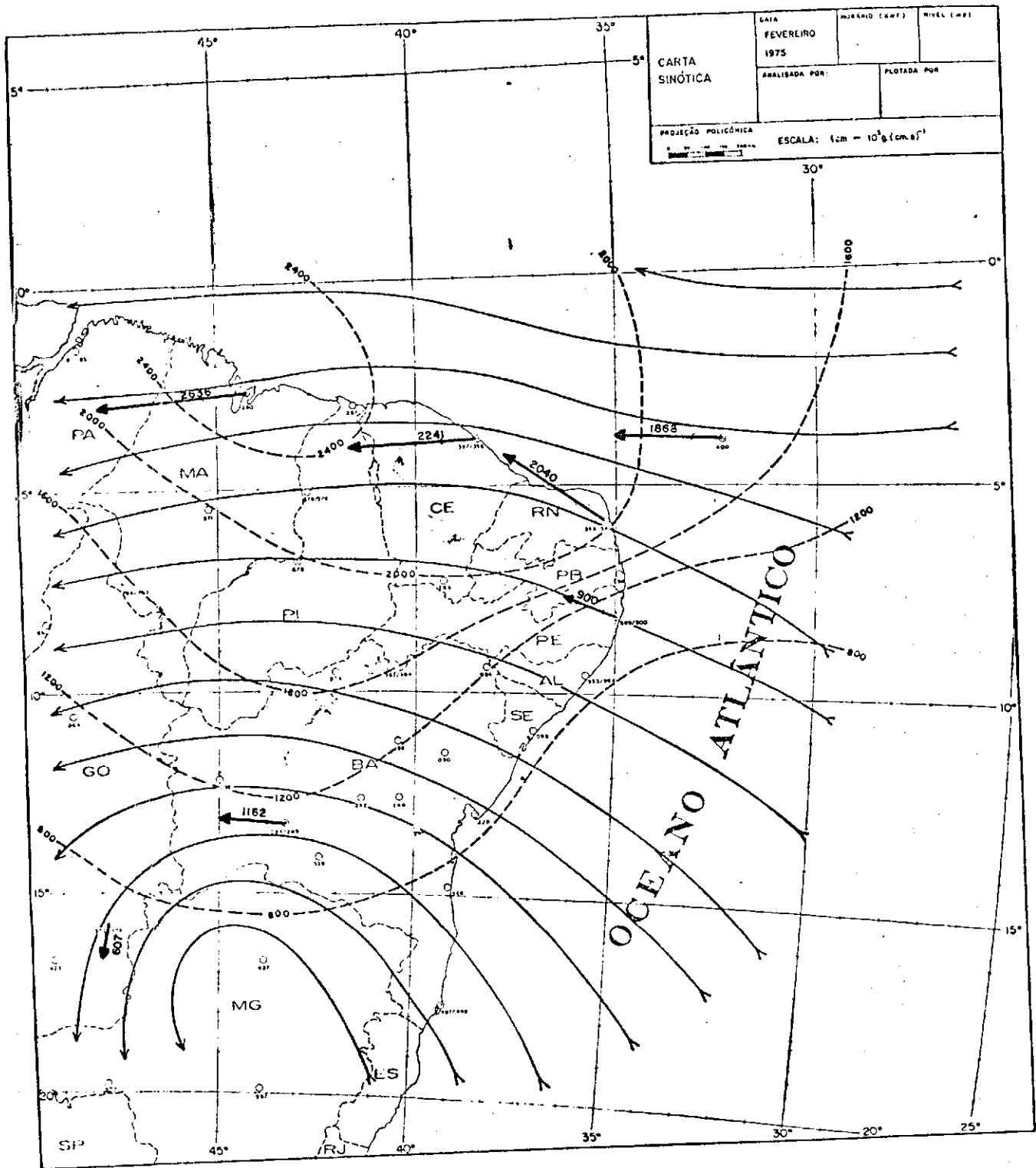


FIGURA 48 - Fluxo total de vapor d'água integrado verticalmente. Mês: FEVEREIRO
 A direção do fluxo é representada por linhas de corrente e a intensidade $[g \cdot (cm \cdot s)^{-1}]$ por linhas tracejadas.

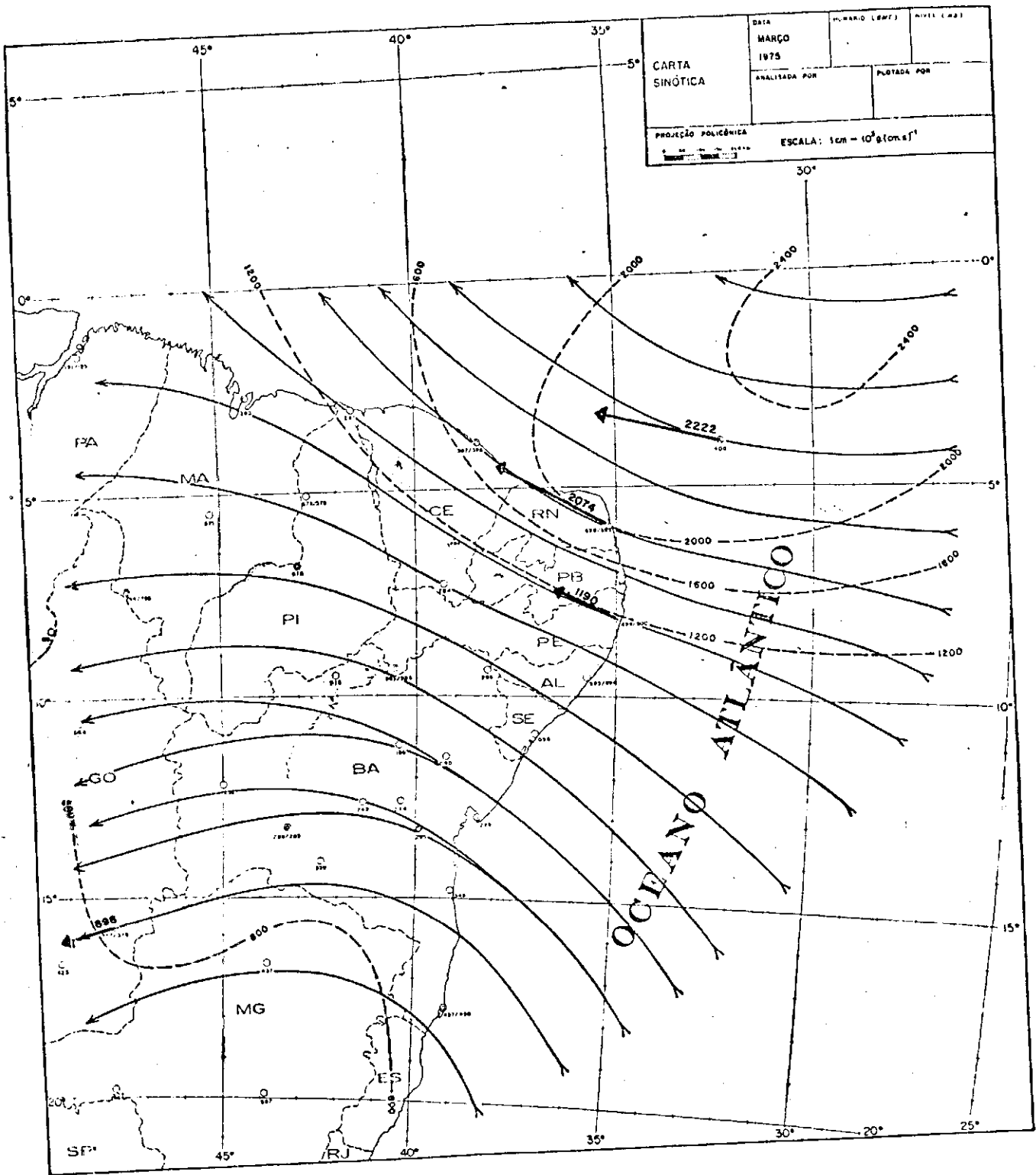


FIGURA 49 - Fluxo total de vapor d'água integrado verticalmente. Mês: MARÇO
 A direção do fluxo é representada por linhas de corrente e a intensidade $[g.(cms)^{-1}]$ por linhas tracejadas.

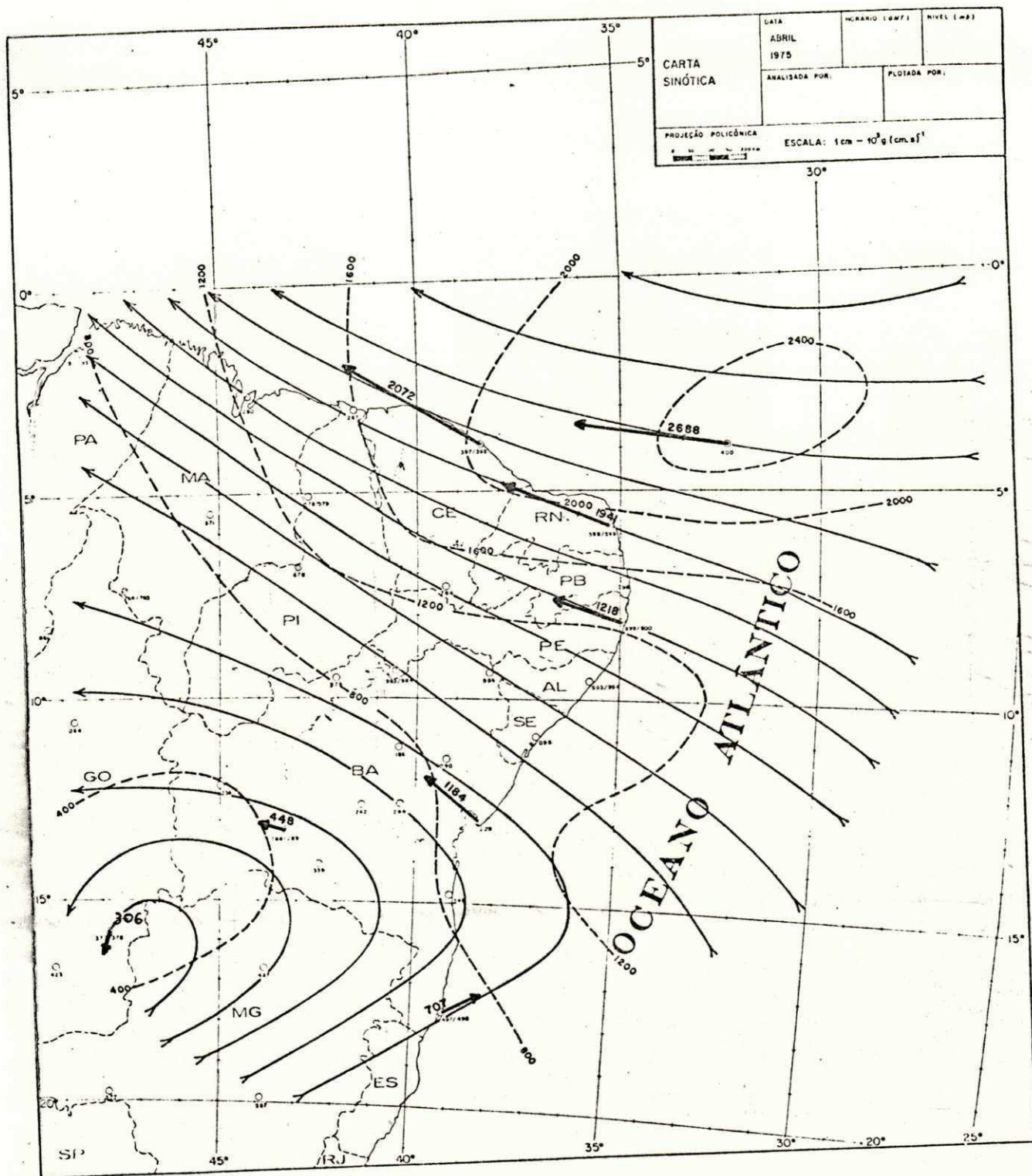


FIGURA 50 - Fluxo total de vapor d'água integrado verticalmente. Mês: ABRIL
 A direção do fluxo é representada por linhas de corrente e a intensidade $[\text{g} \cdot (\text{cm.s})^{-1}]$ por linhas tracejadas.

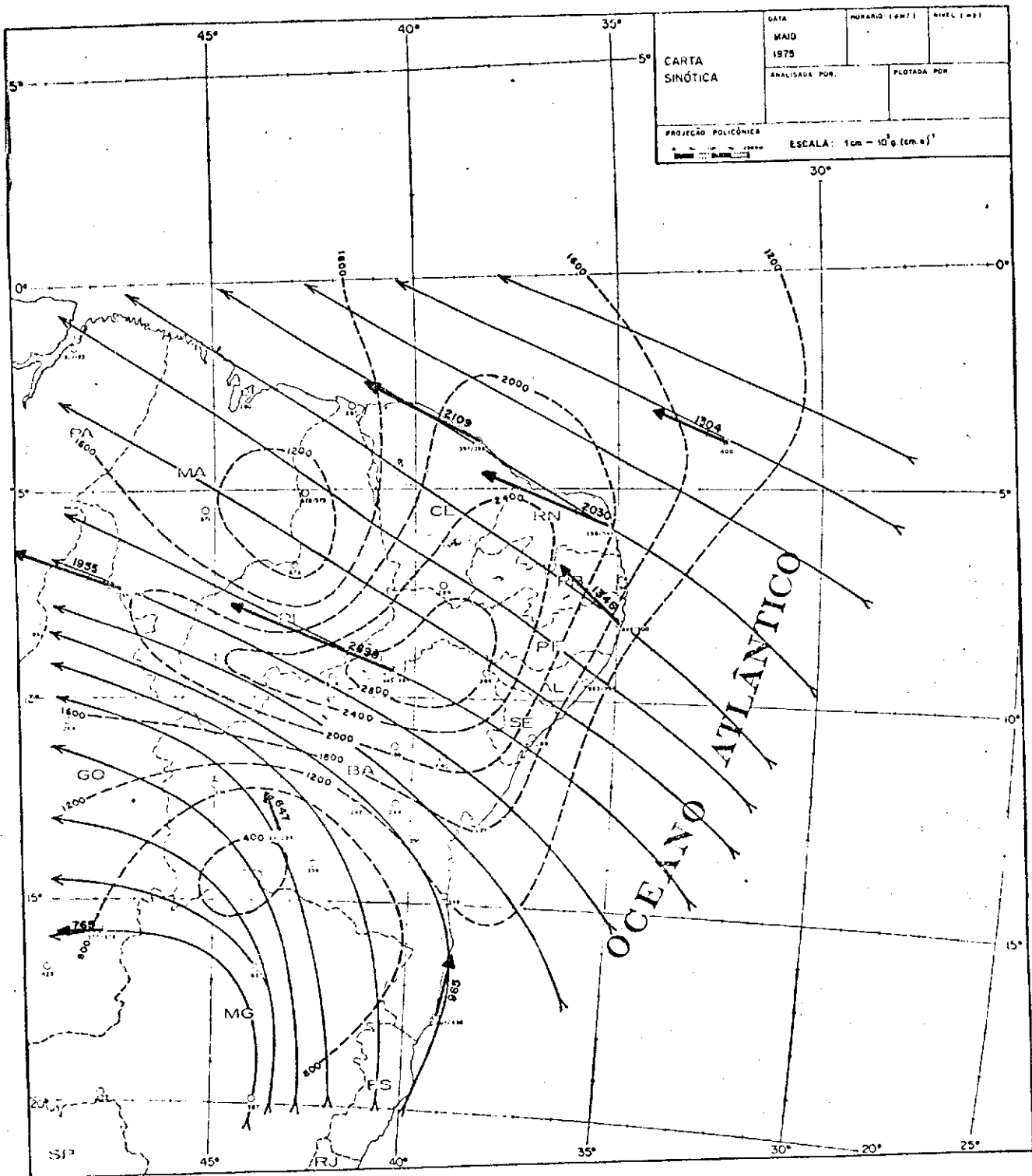


FIGURA 51 - Fluxo total de vapor d'água integrado verticalmente. Mês: MAIO
 A direção do fluxo é representada por linhas de corrente e a intensidade $[g.(cm.s)^{-1}]$ por linhas tracejadas

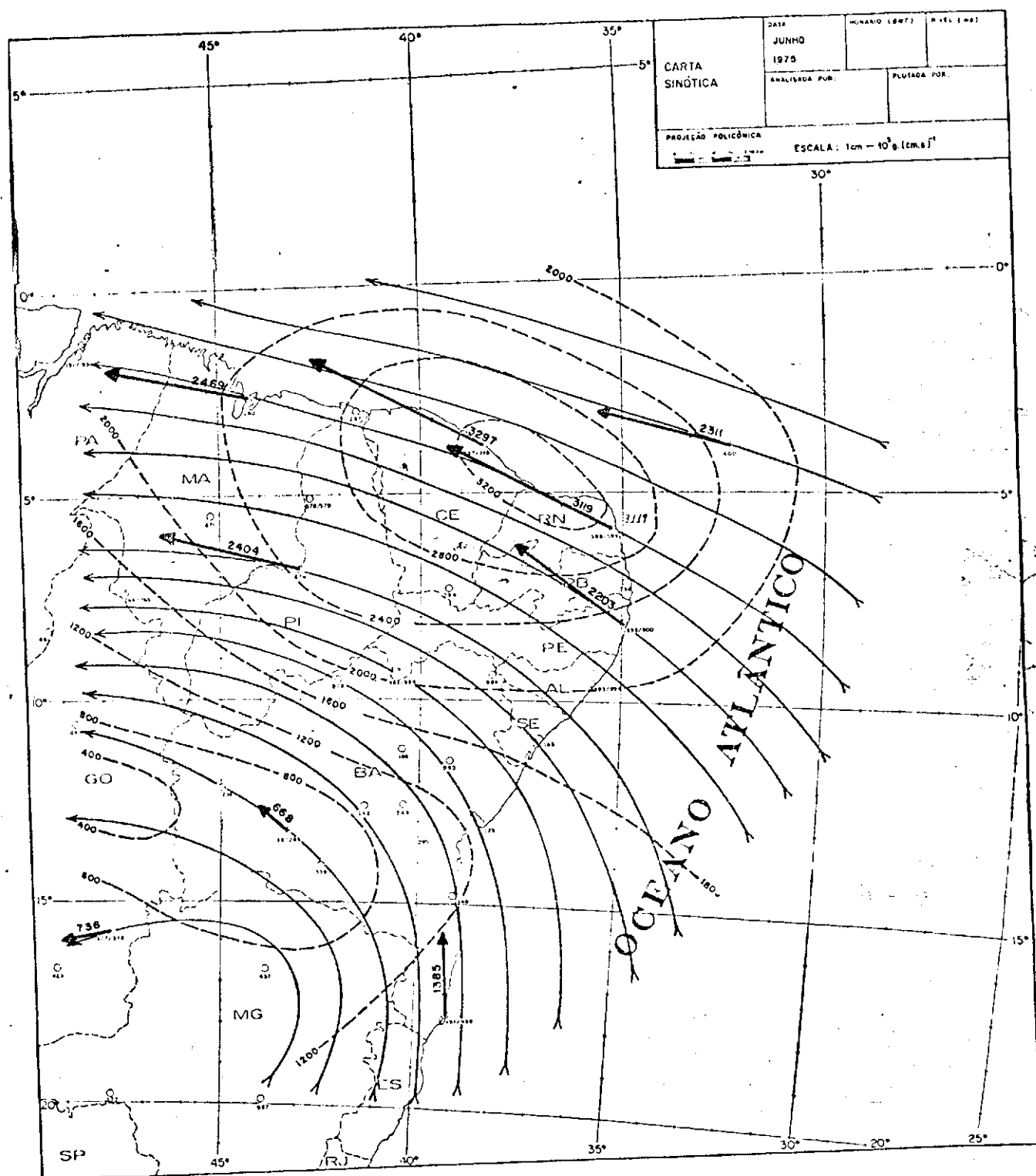


FIGURA 52 - Fluxo total de vapor d'água integrado verticalmente. Mês: JUNHO
A direção do fluxo é representada por linhas de corrente e a intensidade $[g \cdot (cms)^{-1}]$ por linhas tracejadas

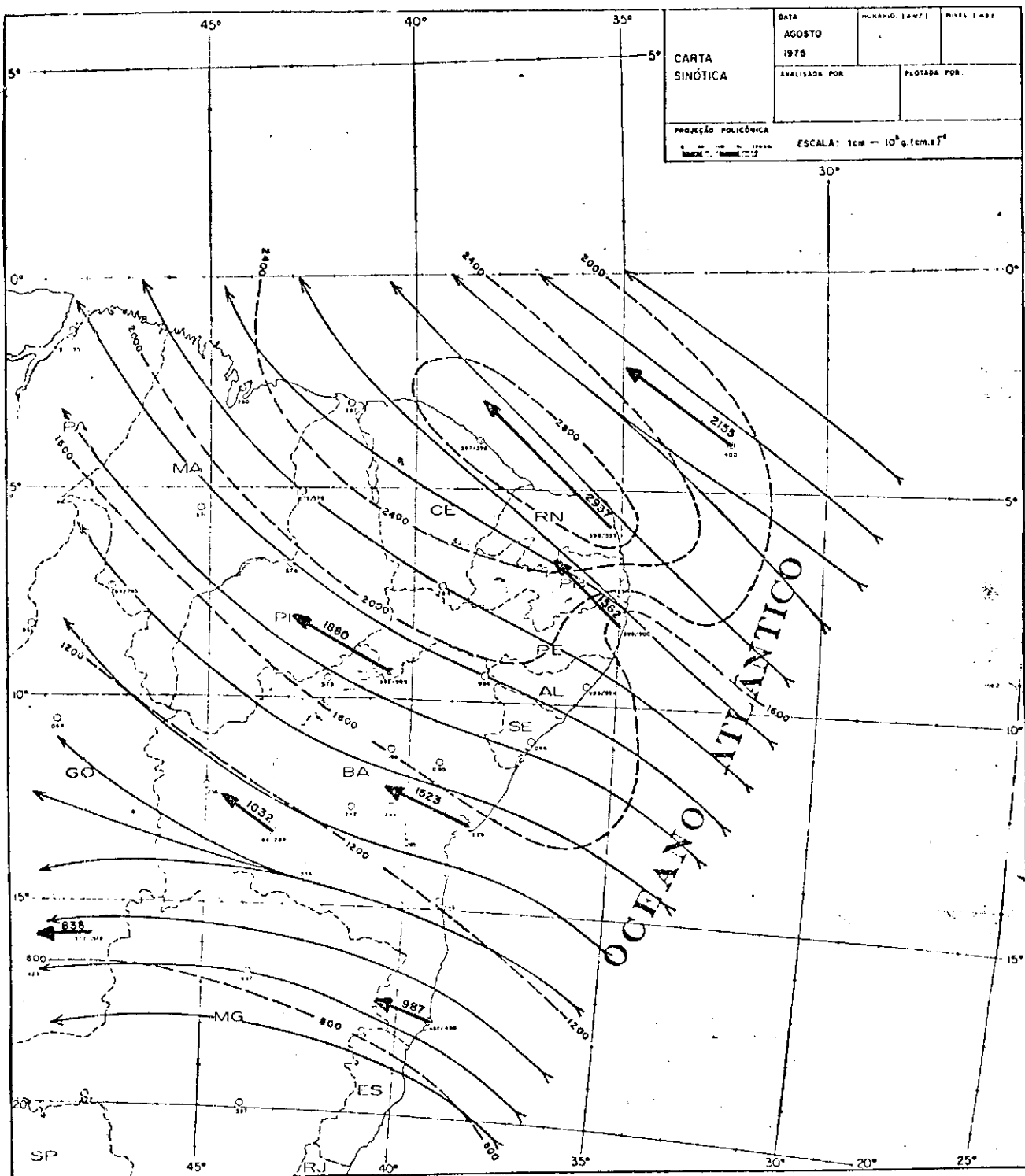
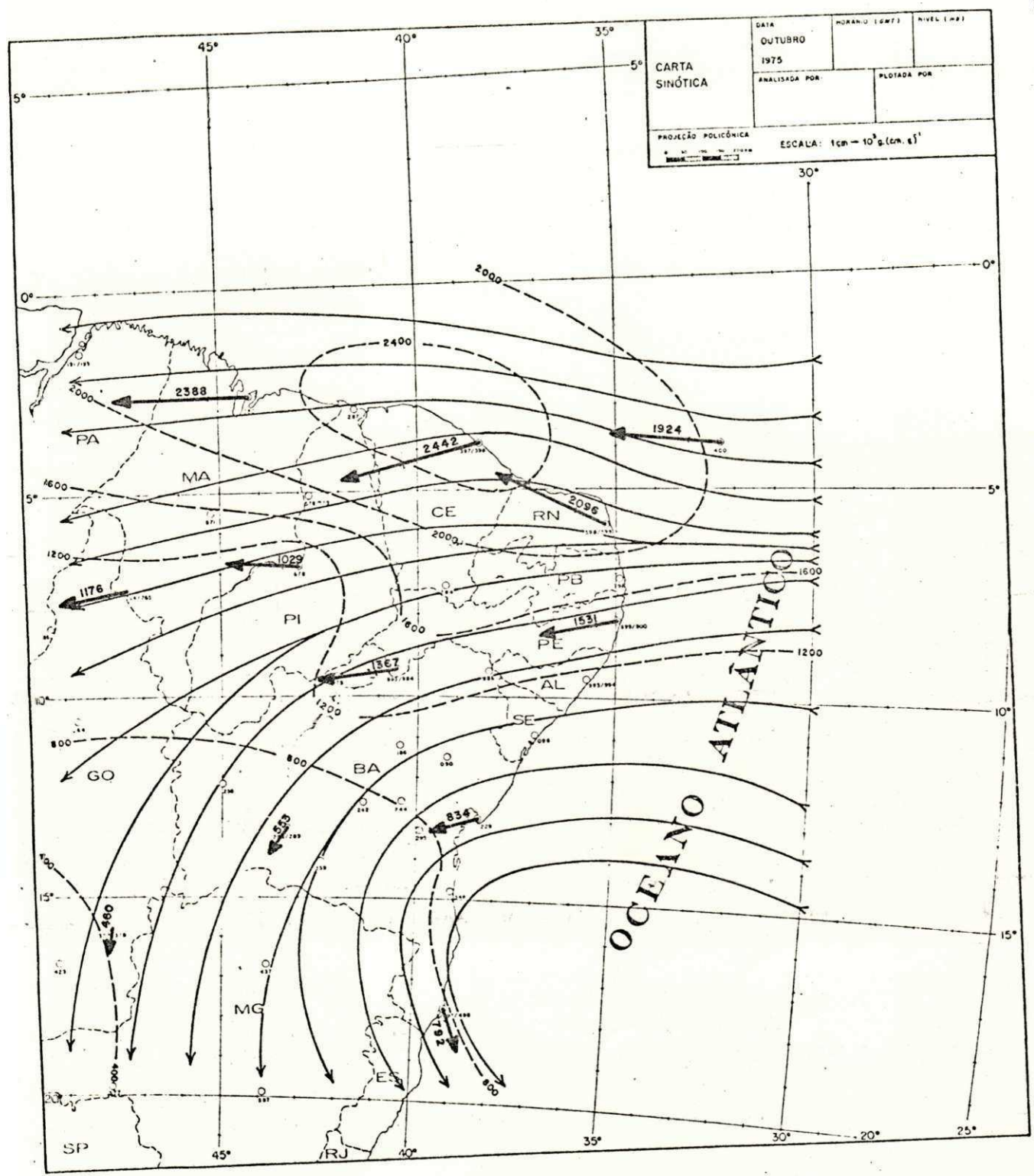


FIGURA 54 - Fluxo total de vapor d'água integrado verticalmente. Mês: AGOSTO
 A direção do fluxo é representada por linhas de corrente e a intensidade $[g.(cm.s)^{-1}]$ por linhas tracejadas



CARTA SINÓTICA	DATA	HORARIO (GMT)	NIVEL (m)
	OUTUBRO 1975		
	ANALISADA POR	PLOTADA POR	
PROJEÇÃO POLICÔNICA		ESCALA: 1cm = 10 ³ g.(cm.s) ⁻¹	
MMA - M. 100 - 100 - 100			

FIGURA 56 - Fluxo total de vapor d'água integrado verticalmente. Mês: OUTUBRO
A direção do fluxo é representada por linhas de corrente e a intensidade $[g \cdot (cm \cdot s)^{-1}]$ por linhas tracejadas.

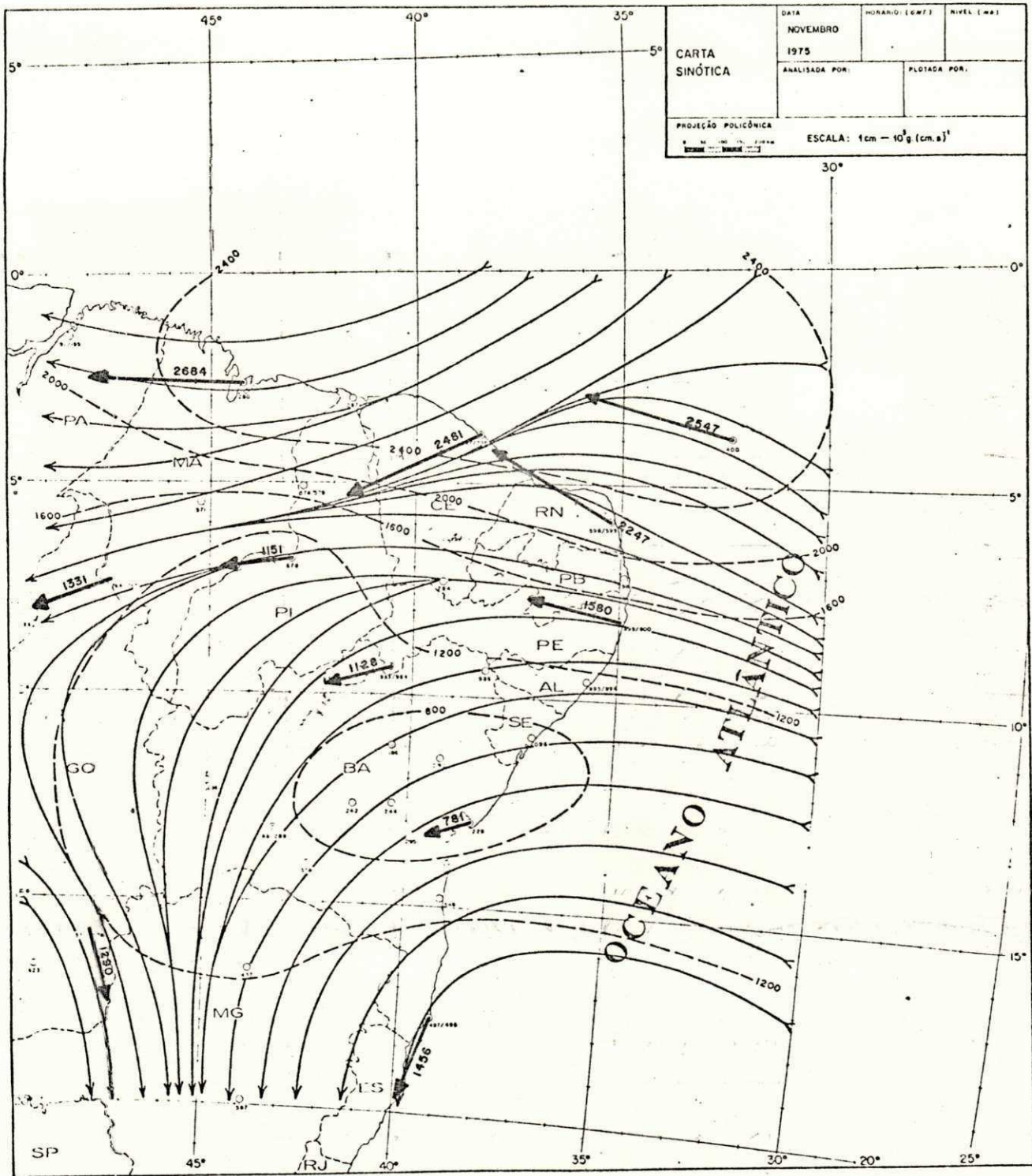


FIGURA 57 - Fluxo total de vapor d'água integrado verticalmente. Mês: NOVEMBRO
 A direção do fluxo é representada por linhas de corrente e a intensidade $[g \cdot (cm \cdot s)^{-1}]$ por linhas tracejadas

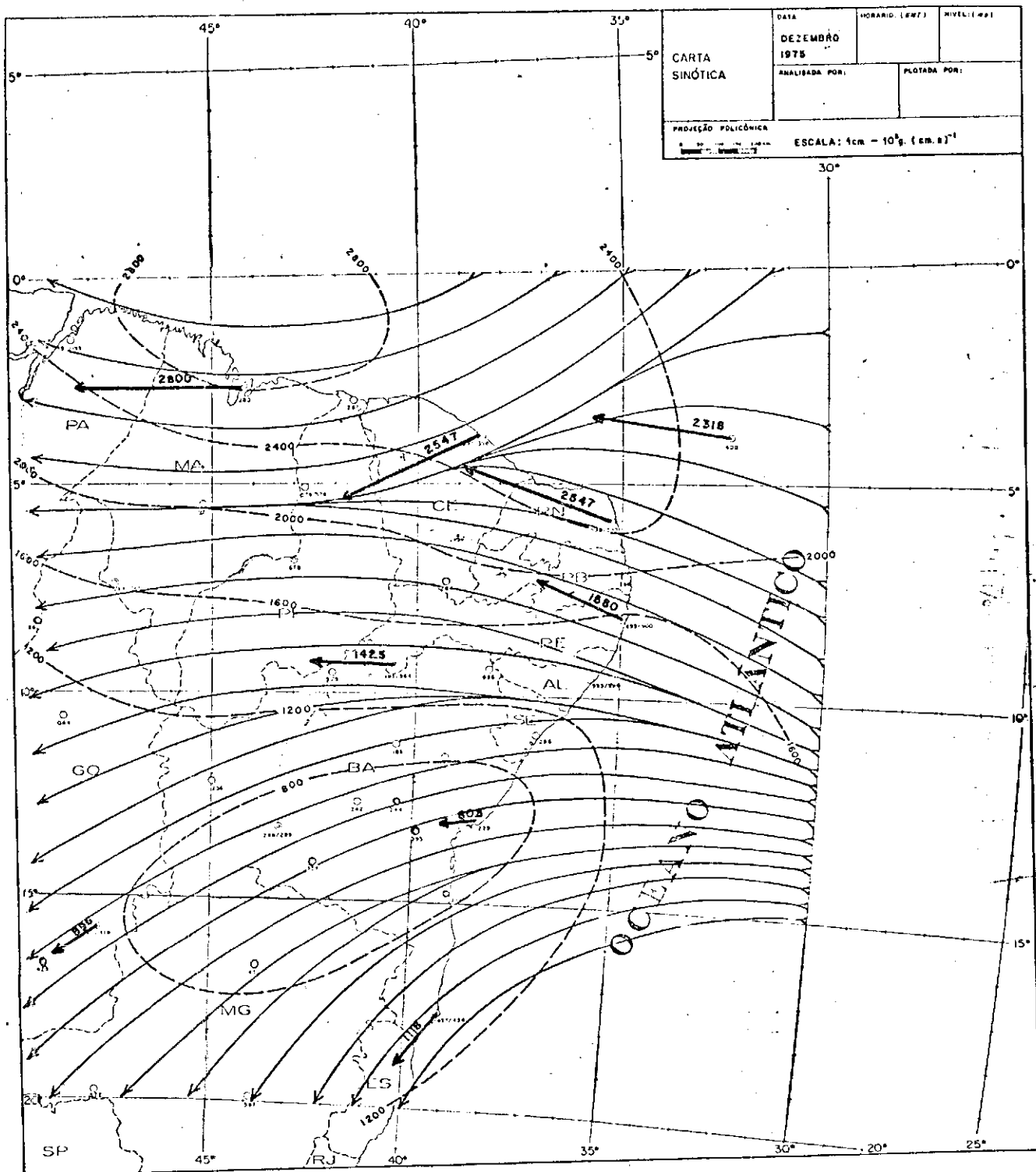


FIGURA 58 - Fluxo total de vapor d'água integrado verticalmente. Mês: DEZEMBRO
A direção do fluxo é representada por linhas de corrente e a intensidade $[g \cdot (cm \cdot s)^{-1}]$ por linhas tracejadas

VI.4. O CAMPO DA DIVERGÊNCIA DO FLUXO DE VAPOR D'ÁGUA ($\nabla \cdot \vec{Q}$)

De acordo com a metodologia descrita em V.4.1., obteve-se valores pontuais da divergência do fluxo de vapor para uma malha com 2° de latitude por 2° de longitude. Após a plotagem desses valores pontuais em carta, foi determinada a configuração dos campos de divergência do fluxo para os meses de março, junho, setembro e dezembro, Figuras 59 a 62.

- . Durante o mês de março as isolinhas de divergência, Figura 59, envolvem toda a região estudada, significando predominância da evaporação sobre a precipitação. Os centros de divergência encontrados na costa Leste ($7^\circ 30'S$, $36^\circ W$) e ao Sul da área ($15^\circ S$, $45^\circ W$), parecem estar associados aos núcleos de baixos valores do total mensal de precipitação registrados na Figura 9, respectivamente a $10^\circ S$, $39^\circ W$ e $16^\circ 30'S$, $44^\circ W$. Neste mês toda a região Nordeste do Brasil atuou como fonte de vapor d'água para a atmosfera;
- . Houve boa concordância entre o centro de convergência, registrado no litoral Norte da região, Figura 59, com o total mensal de precipitação observado, Figura 9;
- . A análise do campo da divergência do fluxo no mês de junho, Figura 60, mostrou centros de convergência a Noroeste e ao Norte da região, associados à precipitação, Figura 12. O interior apresentou uma faixa estreita de divergência, estendendo-se na direção Sudoeste-Nordeste com o centro de divergência localizado a $13^\circ 30'S$, $47^\circ 30'W$, diretamente associado à área sem chuva, Figura 12. Comparados os campos da divergência do fluxo no mês de março e junho, verificou-se o surgimento, neste último mês, do centro de convergência sobre Salvador (83229) - BA, o qual esteve relacionado à precipitação observada no litoral. A existência do centro de convergência do fluxo no mês de junho parece estar associada ao período chuvoso no litoral Leste da região que, segundo Serra (1969) ocorre nos meses de maio, junho e julho;
- . O mês de setembro apresenta o centro de divergência do fluxo $\nabla \cdot \vec{Q} > 0$, Figura 61, localizado a $7^\circ S$, $36^\circ W$ com o valor máximo de 500 mm.mês^{-1} . Este centro pode estar associado ao baixo índice de precipitação observado a Nordeste da região estudada, Figura 15. A Oeste da região (11°

S, 48°W) foi detectado outro centro de divergência, mas com pouca intensidade ($100 \text{ mm} \cdot \text{mês}^{-1}$); este centro não parece estar associado a extensa área no interior com baixos valores de precipitação observados

No campo da divergência horizontal do fluxo para o mês de dezembro, Figura 62, foi observado que o centro de divergência do fluxo ($400 \text{ mm} \cdot \text{mês}^{-1}$) se estende sobre quase toda a região estudada, atuando entre as latitudes de 5° a 15°S e os meridianos de 30° a 45°W . Este centro de divergência pode estar associado a área de mais baixos valores de precipitação, delimitada pela isoieta de 25 mm, Figura 18. O núcleo de convergência do fluxo encontrado ao Sul da região com centro próximo a Ilhéus (BA) sugere associação com a área de chuva observada em torno dessa localidade;

Na seqüência dos campos da divergência do fluxo de vapor para os meses de março, junho, setembro e dezembro, foi observada a existência de um centro semi-permanente de divergência do fluxo, entre as latitudes de 5° a 10°S e os meridianos de 32° a 45°W . As configurações do campo da divergência mostraram, ao Norte da região estudada, núcleos de convergência do fluxo; eles podem estar associados à Zona de Convergência Intertropical;

Houve boa concordância espacial entre as áreas de precipitação e convergência do fluxo, embora não se tenha conseguido uma relação numérica dos valores de precipitação com os de convergência. Para os meses secos ou com pouca precipitação, foi observada uma coincidência de posição entre os centros de divergência do fluxo com as áreas sem chuva.

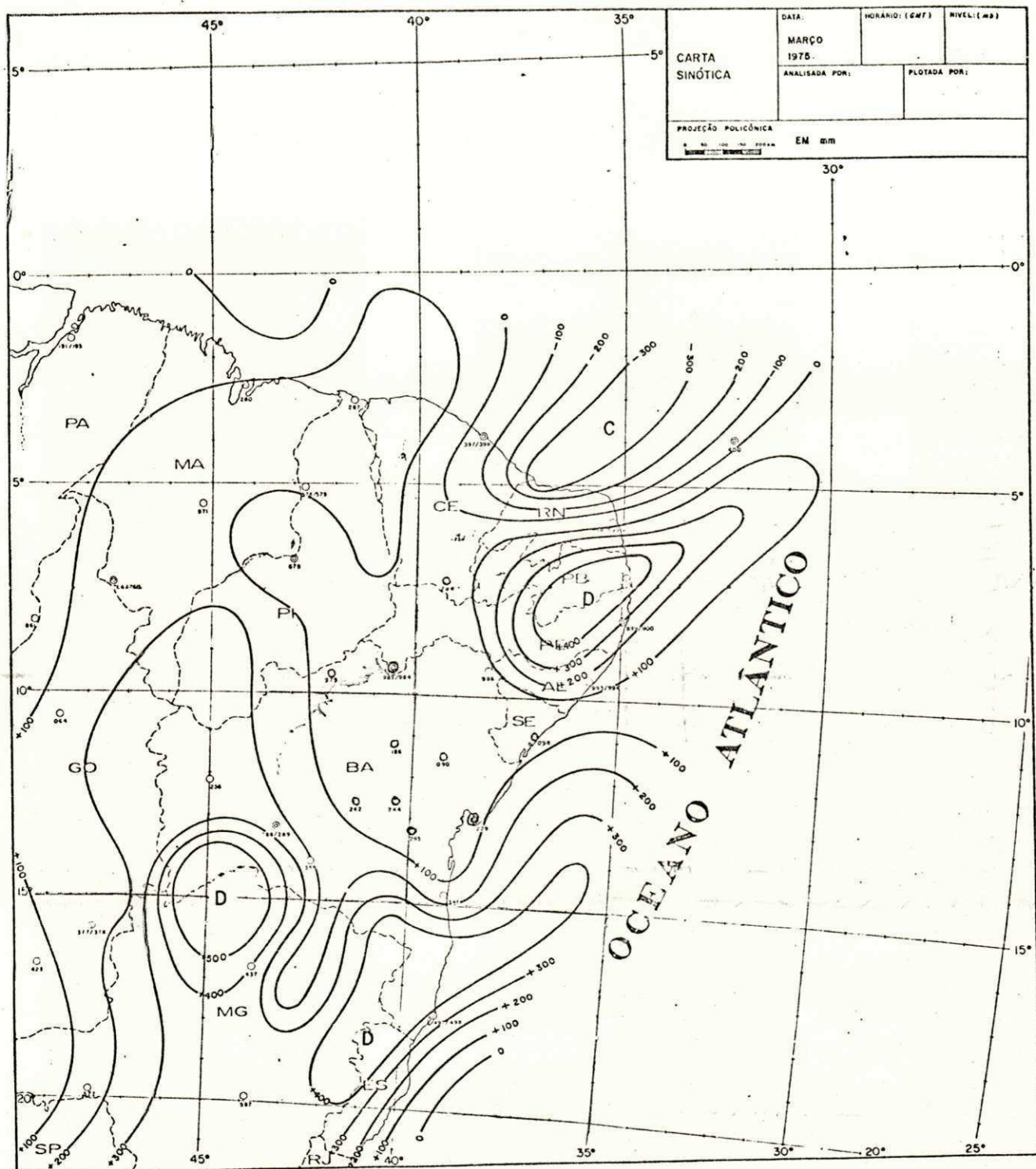


FIGURA 59 - Campo de divergência horizontal (mm) do fluxo de vapor d'água,
 $\vec{\nabla} \cdot \vec{Q}$. Mês: MARÇO

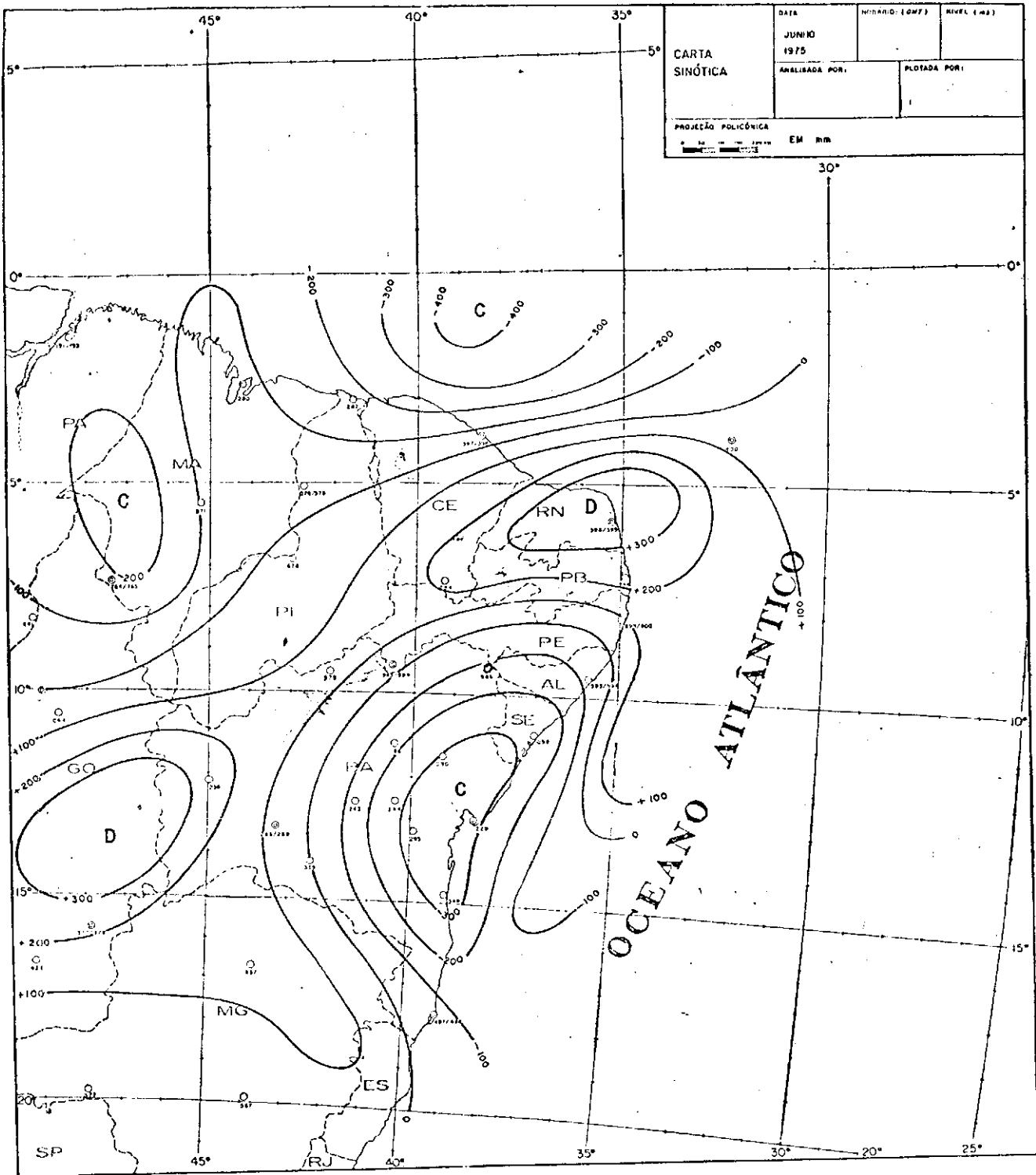


FIGURA 60 - Campo da divergência horizontal (mm) do fluxo de vapor d'água, $\nabla \cdot \vec{Q}$. Mês: JUNHO

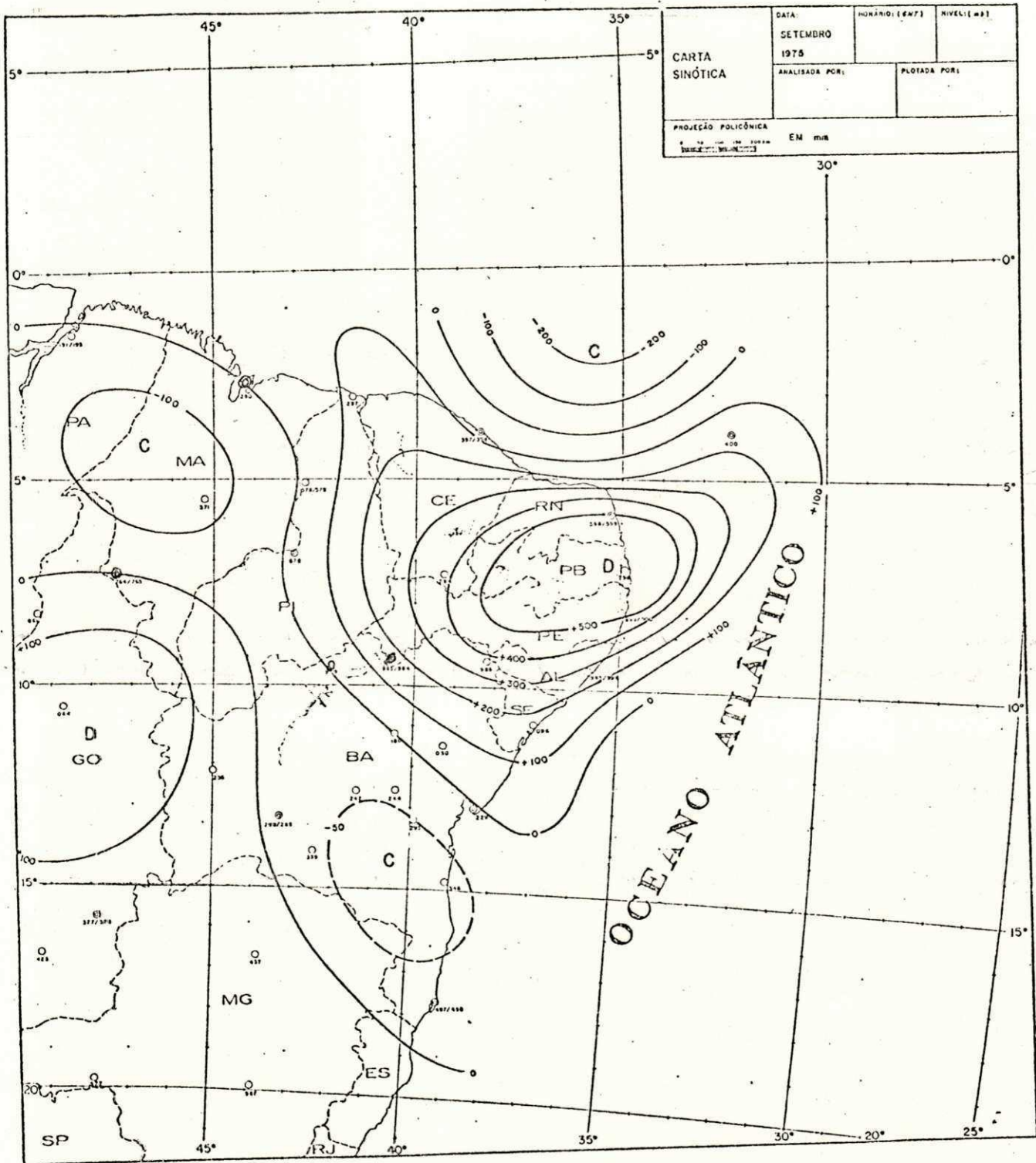


FIGURA 61 - Campo da divergência horizontal (mm) do fluxo de vapor d'água,
 $\nabla \cdot \vec{Q}$. Mês: SETEMBRO

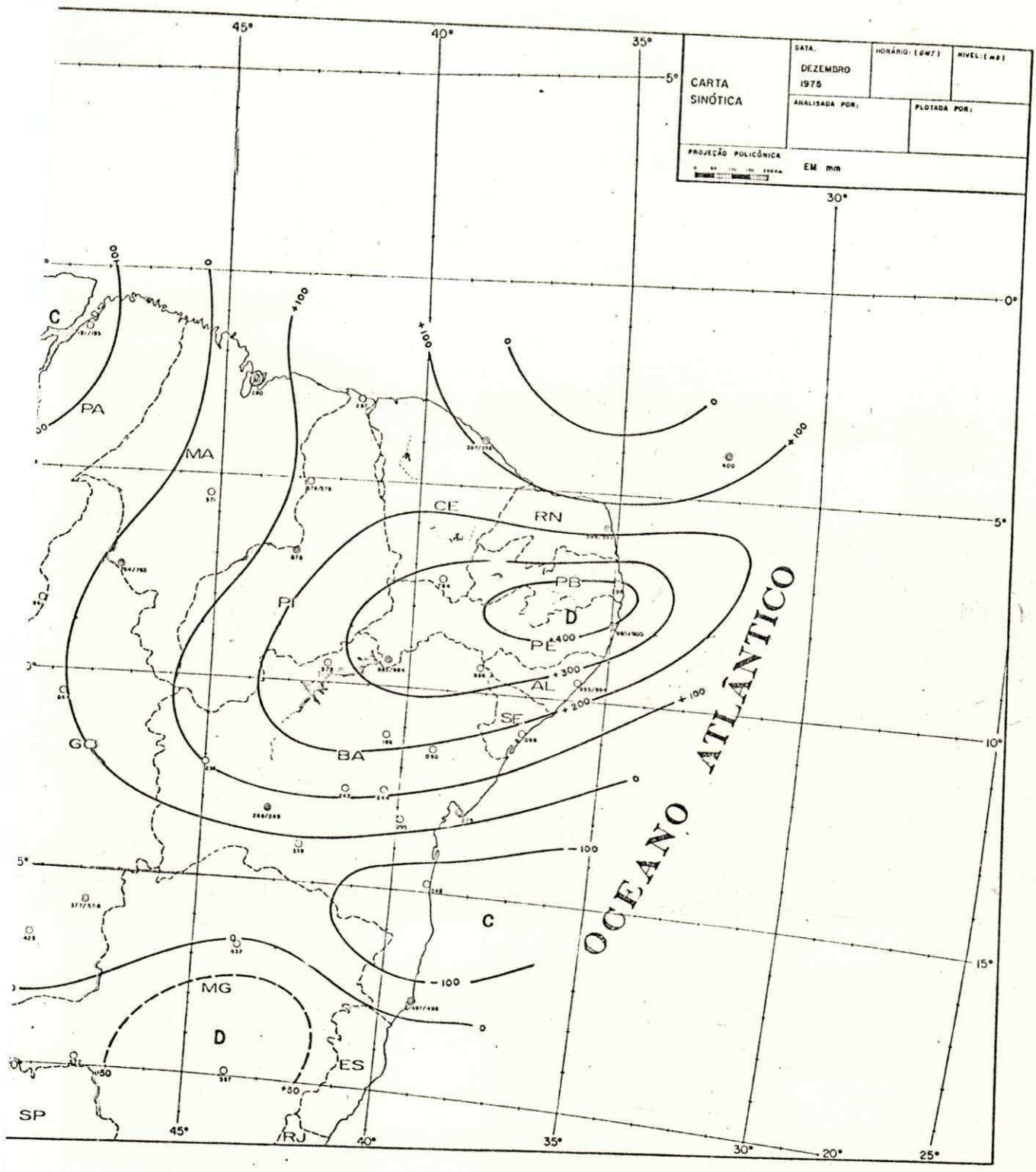


FIGURA 62 - Campo da divergência horizontal (mm) do fluxo de vapor d'água, $\nabla \cdot \vec{Q}$. Mês: DEZEMBRO

CAPÍTULO VII

CONCLUSÕES

O presente estudo possibilitou obter as seguintes conclusões mais significativas:

- . A camada da atmosfera compreendida entre a superfície da Terra e o nível isobárico de 500 mb (~ 5800 m de altura), sobre a região, possui um armazenamento mensal médio de $3,5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$ correspondendo a $0,56 \times 10^{11} \text{ m}^3$ ou $0,56 \times 10^{11}$ ton. de água na fase de vapor;
- . Os valores da precipitação mensal e da água precipitável não apresentaram uma relação direta em termos quantitativos, impossibilitando estabelecer uma relação numérica entre as duas grandezas;
- . Valores elevados de água precipitável foram condição necessária, mas não suficiente, para provocar valores altos de precipitação; os aspectos sinóticos e possivelmente orográficos que originam movimentos verticais na atmosfera devem ser considerados;
- . O "cavado" semi-permanente que surgiu nas configurações da distribuição espacial da água precipitável, parece acompanhar a área relativamente montanhosa que possui a região;
- . As seções temporais do total de precipitação e da água precipitável mostraram que os meses com picos de precipitação não coincidiam com os seus correspondentes de água precipitável; entretanto, notou-se li

geiro decréscimo nos valores do armazenamento atmosférico de vapor d'água nos meses com ausência ou escassez de precipitação;

- . O fluxo total de vapor d'água integrado verticalmente na baixa troposfera sobre a região, foi registrado de Sudeste durante a maior parte do ano e de Leste nos meses de outubro, novembro e dezembro;
- . Os campos da precipitação mensal e do fluxo de vapor d'água não mostraram uma relação direta em termos quantitativos. Valores elevados do fluxo nem sempre estavam associados a valores normais de precipitação ou acima da normal;
- . As configurações mensais do campo da divergência horizontal do fluxo de vapor d'água não parecem sugerir relação com a orografia da região;
- . Os campos mensais do fluxo total de vapor d'água sugerem que o Oceano Atlântico atua como o principal fornecedor de umidade para a região;
- . A região localizada a Nordeste da área estudada formada pelos Estados do Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e parte Norte da Bahia atuou, durante os meses de março, setembro e dezembro, como fonte de vapor d'água para a atmosfera sobre a região;
- . Pelos resultados encontrados no presente trabalho, parece indicar que o método aerológico pode ser usado no estudo do comportamento do vapor d'água sobre a região semi-árida do Nordeste do Brasil.

Como trabalhos futuros, sugere-se o estudo do comportamento do vapor d'água para períodos críticos secos e chuvosos ou para um período de vários anos, o que possibilitará determinar a evapotranspiração da região e ter um melhor conhecimento de alguns componentes da equação de balanço da água.

Finalmente, recomenda-se às autoridades responsáveis que seja efetuada uma melhoria na rede de estações de altitude e superfície, no que concerne à regularidade das observações na região Nordeste do Brasil.

BIBLIOGRAFIA

- ALDAZ, L., 1971. *Caracterização parcial do regime de chuva do Brasil*. Technical Note nº 4. Rio de Janeiro, Brasil. 108 p.
- ANANTHAKRISHNAM, R.; SELVAM, M.M. and CHELLAPPA, R., 1965. *Seasonal Variation of precipitable water vapour in the atmosphere over India*. Indian Journal Meteorological Geophysics, 16 (3):371-384.
- BENWELL, G.R.R., 1965. *The estimation and variability of precipitable water*. Meteorological Magazine. London, 94(1120):319-327.
- BENTON, G.S.; BLACKBURN, R.T. and SNEAD, V.O., 1950. *The role of the atmosphere in the hydrological cycle*. Trans. Am. Geophys. Union, 31:61-73
- BENTON, G.S. and ESTOQUE, M.A., 1954. *Water-vapour Transfer over the North American Continent*. Journal Meteorology, 11:462-477.
- FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE, 1980. *IX Recenseamento Geral do Brasil*. Censo Demográfico de 1980. Resultados Preliminares 81 p.
- GODSKE, C.L.; BERGERON, T.; BJERKVES, J. and BUNDAARD, R.C., 1957. *Dynamical Meteorology and Weather forecasting*. Am. Met. Soc. Boston and Carnegie Inst., Wash. DC. 880 p.
- HALTINER, G.J. and MARTIN, F.L., 1957. *Dynamical and Physical Meteorology*. New York, Mc. Graw-Hill Book Co. Ind., 470 p.
- HARRISON, L.P., 1970. *Calculation of precipitable water*. ESSA Tech. Memo. WB TM TDL 33; U.S. Dept. Commerce, Wether Bureau, S. Spring, MD. 61 p.
- HASTENRATH, S.L., 1966. *The flux of atmospheric water vapor over the Caribbean sea and the gulf of México*. Journal Applied Meteorology, 5:778-788.
- HOLTON, J.R., 1972. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. New York, Academic Press, 330 p.

- HUTCHINGS, J.W., 1957. *Water-vapour flux and flux - divergence over southern England: summer 1954*. Quarterly Journal Royal Meteorological Society, 83:30-48.
- HUTCHINGS, J.W., 1961. *Water-vapour transfer over the Australian Continent*. Journal of Meteorology, 18:615-634
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. Ministério da Agricultura, 1978. *Boletim Climatológico*. V.6 n^{os}. 1, 2, 3, 4, 5 e 6., 126 p.
- KRISHNAMURTI, T.N., 1978. *Monsoon Dynamics*. PAGEOPH. Birkhäuser Verlag, Basel Stuttgart. V.4, 444 p.
- LIST, J.R., 1968. *Smithsonian meteorological tables*. Wash. Smith. - Miscellaneous collections, v. 14. Smith. Inst. press., 527 p.
- LOCKWOOD, J.G., 1976. *World Climatology*. Edward Arnold Ltd, London, 336 p.
- LORENZ, E.N., 1967. *The Nature and Theory of the general circulation of the atmosphere*. World Meteorological Organization, Geneva, WMO 218 TP 115, 161 p.
- MARQUES, J., 1976. *Contribuição ao estudo hidrológico da Bacia Amazônica*. Diss Ms. ESALQ. USP. 118 p.
- MARQUES, J., 1978. *A transferência horizontal de vapor d'água na troposfera e a hidrologia da Bacia Amazônica*. Diss. Dr., ESALQ-USP, 122 p.
- MINISTÉRIO DO INTERIOR, 1969. *Departamento Nacional de Obras Contra as Secas. Mapas pluviométricos do Nordeste do Brasil. Período: 1912 a 1958*, Fortaleza - CE.
- PEIXOTO, J.P., 1959. *O campo da divergência do transporte do vapor de água na atmosfera*. In: rev. Fac. Ciências de Lisboa, separata, 2^a série B., v. 7, 25-56.
- PEIXOTO, J.P., 1965. *On the role of water vapor in the energetics of the general circulation of the atmosphere*. Separata de Portugalie Physica, V.4.Fasc II. Lisboa, 135-170.

- PEIXOTO, J.P., 1970. *Da natureza e da estrutura do ciclo hidrológico*. RT 1062 MEM 209, Serviço Meteorológico Nacional, Lisboa, Portugal.
- PEIXOTO, J.P., 1973. *Atmospheric vapour flux computations for hydrological purposes*. World Meteorological Organization, Geneva, WMO/IHD Report n° 20 WMO 357, 83 p.
- RASMUSSEN, E.M., 1967. *Atmospheric water vapor transport and the water balance of Norte America*. Monthly Weather Review, 95:403-426.
- SERRA, A., 1969. *Atlas Climatológico do Brasil*. Ministério da Agricultura. Rio de Janeiro, 450 p.
- SOLOT, S.B., 1939. *Computation of depth of precipitable water in a column of air*. Monthly Weather Review, London, 100-103.
- SPAR, J., 1953. *A suggested technique for quantitative precipitation forecasting*. Monthly Weather Review, London, 81_217-221.
- STARR, V.P., PEIXOTO, J.P. and CRISI, A.R., 1965. *Hemispheric water balance for the IGY*. Tellus, 17(4):463-472.
- STRANG, D.M.G., 1972. *Análise Climatológica das Normais Pluviométricas do Nordeste Brasileiro. Período: 1931 a 1960*. IAE-M-02/72, CTA, São José dos Campos, SP. 70 p.
- SILVA MARQUES, V., 1981. *Estudos da energética e do fluxo de vapor d'água na atmosfera sobre o Nordeste brasileiro*. Tese de Doutorado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE; 144 p.

APÊNDICE A

UNIDADE DAS EQUAÇÕES UTILIZADAS NO PRESENTE TRABALHO

A.1

A.1. Equação nº 10, utilizada no cálculo da água precipitável (W_p)

$$W_p = \int \frac{r}{10^3} dP = \frac{g}{10^3 \frac{\text{cm}}{\text{s}^2} \cdot \text{kg}} \cdot 10^3 \frac{g \cdot \text{cm}}{\text{cm}^2 \cdot \text{s}^2}$$

$$1 \text{ mb} = 10^3 \frac{\text{dinas}}{\text{cm}^2}$$

$$[W_p] = 10^{-3} r \Delta P \text{ em } g \cdot \text{cm}^{-2}$$

A.2. Equação nº 25 e 26, utilizada no cálculo dos fluxos zonal Q_λ e meridional Q_ϕ do vapor d'água integrado verticalmente.

$$Q_\lambda = \frac{1}{g} \int_P^{P_0} \bar{q}_u dP = \frac{g \cdot \text{m}}{10^3 \frac{\text{cm}}{\text{s}^2} \text{kg} \cdot \text{s}} \frac{\text{dinas}}{\text{cm}^2}$$

$$1 \text{ mb} = 10^3 \frac{\text{dinas}}{\text{cm}^2}$$

$$[Q_\lambda] = \frac{g \cdot 10^2 \text{ cm } 10^3}{10^3 \frac{\text{cm}}{\text{s}^2} \cdot \text{kg} \cdot \text{s}} \frac{g \cdot \text{cm}}{\text{cm}^2 \cdot \text{s}} \therefore [Q_\lambda] = 10^{-1} \bar{q}_u \Delta P \text{ em } g \cdot (\text{cms}^{-1})$$