

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO HIDROLÓGICO DA BACIA AMAZÔNICA

JOSÉ MARQUES

Meteorologista

Orientador : Dr. Jesus Marden dos Santos

Dissertação apresentada á Escola Superior de Agricultura
"Luiz de Queiroz" da Universidade de São Paulo, para ob-
tenção do título de Mestre em Energia Nuclear na Agricultura.

PIRACICABA
Estado de São Paulo - Brasil
Abril - 1976

À

Maria Andréa

Joana

Armendina

Jovino

André

DEDICO

AGRADECIMENTOS

- Ao Professor Jesus Marden dos Santos, pela orientação e amizade que sempre me proporcionou, bem como às críticas construtivas, procurando tornar-me útil ao meu País e à Ciência;
- À Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), por possibilitar-me a realização do Curso de Pós-Graduação;
- À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo auxílio financeiro, o qual possibilitou a realização deste trabalho (Proc^o Física 73/0479);
- À Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN), pelos recursos e facilidades oferecidas;
- À Campanha de Formação de Meteorologistas (CAME), do Departamento de Assuntos Universitários do Ministério da Educação e Cultura (MEC-DAU), por haver possibilitado a realização deste trabalho.
- Ao Professor Eneas Salati, pelo incentivo e colaboração no desenvolvimento e preparo deste trabalho;
- Aos Professores Nilson Augusto Villa Nova, José Carlos Onetto e Affonso Decico, pelas sugestões e colaboração;
- Aos Servidores civís e militares da Seção de Climatologia e do Centro de Previsão de Área do Galeão do Serviço de Meteorologia do Ministério da Aeronáutica, pela colaboração e facilidades de acesso às informações meteorológicas de ar superior e de superfície, sem as quais este trabalho não poderia ter sido realizado;

.III.

- Aos Professores e Funcionários do Departamento de Física e Meteorologia da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" (ESALQ) e do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA), por toda a colaboração e ambiente de amizade que me proporcionaram;

- Finalmente àqueles que, acreditando no meu trabalho e esforço, procuraram anonimamente colaborar.

ÍNDICE

	página
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DA LITERATURA	4
3. MATERIAL	15
3.1. Observações meteorológicas de superfície.....	
3.2. Observações meteorológicas de ar superior	16
3.2.1. Os radiossondas	16
3.2.2. Os elementos sensíveis e o sistema de contacto do radiossonda	20
3.2.3. Sensibilidade e erros do radiossonda	21
3.3. Água precipitável	22
3.4. Fluxo de vapor	22
3.5. O campo da precipitação	23
3.6. Evapotranspiração potencial	23
4. MÉTODO	25
4.1. O ciclo hidrológico	25
4.2. O modelo	26
4.3. Água precipitável (W_p)	30
4.3.1. Análise dimensional	33
4.3.2. Simplificação da equação para cálculo prático .	33
4.3.3. Metodologia seguida para a aplicação da equação 17.	34
4.4. Fluxo de vapor (Q)	36
4.4.1. Análise dimensional	38
4.4.2. Simplificação da equação para cálculo prático .	39
4.4.3. Metodologia seguida para aplicação da equação 33	39
4.5. Críticas ao método	40

	página
4.6. O campo do vento e da umidade específica	41
4.6.1. A distribuição média mensal da água precipitável	42
4.6.2. Distribuição média mensal dos fluxos de vapor d'água	42
4.7. Precipitação média (\bar{R})	42
4.8. Precipitação teórica (\bar{R}_T)	43
5. RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO	45
5.1. Campo da precipitação	45
5.2. Água precipitável	48
5.3. Fluxo de vapor	49
5.4. O campo do vento	50
5.5. Relações gerais	51
6. CONCLUSÕES	107
7. RESUMD	110
8. SUMMARY	112
9. LITERATURA CITADA	114

LISTA DOS QUADROS

nº	página
1. Distribuição mensal no ano de 1972, do número de radiossondagens realizadas nas estações do Ministério da Aeronáutica, em Manaus e Belém (uma radiossondagem diária)	19
2. Valores mensais da evapotranspiração potencial (E) estimada, em mm, utilizando-se o método de THORNTHWAITE	24
3. Valor médio da precipitação mensal (mm) em Manaus e Belém-1972	67
4. Afastamento (Δ) em (mm) dos totais de precipitação em 1972, em relação à Normal climatológica de 1931/1960	69
5. Valores da precipitação média (\bar{R}), em mm, na área	71
6. Valores mensais, em mm e por camada, da água precipitável (W_p) em Manaus	73
7. Valores mensais, em mm e por camada, da água precipitável (W_p) em Belém	74
8. Valores mensais, do fluxo zonal (Q_λ) por camada, em gramas de vapor/cm.s, em Belém	87
9. Valores mensais do fluxo meridional (Q_ϕ), por camada, em gramas de vapor/cm.s em Belém	88
10. Valores mensais do fluxo zonal (Q_λ), por camada, em gramas de vapor/cm.s, em Manaus	91

nº	página
11. Valores mensais do fluxo meridional (Q_ϕ), por camada em gramas de vapor/cm.s, em Manaus	92
12. Água precipitável média (\bar{W}_p), em mm, no trecho Belém- Manaus	103
13. Resumo dos resultados obtidos	104

LISTA DAS FIGURAS

nº	página
1. "Trem de vôo" e unidade de rastreio	17
2. Elementos sensíveis, sistema de contacto e esquema simplificado do radiossonda	18
3. O modelo	27
4. Mapa topográfico e localização da área em estudo	29
5. Modelo para cálculo da água precipitável	31
6. Modelo para cálculo do fluxo de vapor	36
7. Decomposição das componentes Q_λ , Q_ϕ , u e v	37
8. Precipitação em janeiro de 1972	54
9. Precipitação em fevereiro de 1972	55
10. Precipitação em março de 1972	56
11. Precipitação em abril de 1972	57
12. Precipitação em maio de 1972	58
13. Precipitação em junho de 1972	59
14. Precipitação em julho de 1972	60
15. Precipitação em agosto de 1972	61
16. Precipitação em setembro de 1972	62
17. Precipitação em outubro de 1972	63
18. Precipitação em novembro de 1972	64

nº	página
19. Precipitação em dezembro de 1972	65
20. Precipitação em 1972	66
21. Precipitação média mensal em Belém e Manaus	68
22. Variação mensal de Δ em Belém e Manaus	70
23. Precipitação média mensal na área	72
24. Valores mensais da água precipitável (W_p), em mm, para o ano de 1972, em Belém e Manaus	75
25. Variação mensal e por camada da água precipitável (W_p) em Manaus	76
26. Variação mensal e por camada da água precipitável (W_p) em Belém	77
27. Valor médio mensal da umidade específica (q), em gramas de vapor por quilogramas de ar úmido, em janeiro e fevereiro.	78
28. Valor médio mensal da umidade específica (q), em gramas de vapor por quilogramas de ar úmido, em março e abril	79
29. Valor médio mensal da umidade específica (q), em gramas de vapor por quilogramas de ar úmido, em maio e junho	80
30. Valor médio mensal da umidade específica (q), em gramas de vapor por quilogramas de ar úmido, em julho e agosto	81
31. Valor médio mensal da umidade específica (q), em gramas de vapor por quilogramas de ar úmido, em setembro e outubro .	82
32. Valor médio mensal da umidade específica (q), em gramas de vapor por quilogramas de ar úmido, em novembro e dezembro.	83

33. Variação mensal da evapotranspiração potencial (E), em mm, em Manaus e Belém, calculada para 1972, segundo o método de THORNTHWAITE	84
34. Comparação entre a variação mensal da água precipitável (W_p) e da evapotranspiração potencial (E) em Belém	85
35. Comparação entre a variação mensal da água precipitável (W_p) e da evapotranspiração potencial (E) em Manaus	86
36. Variação mensal e por camada da componente zonal (u) do vento em Belém. Isolinhas em m/s	89
37. Variação mensal e por camada da componente meridional (v) do vento em Belém. Isolinhas em m/s	90
38. Variação mensal e por camada da componente zonal (u) do vento em Manaus. Isolinhas em m/s	93
39. Variação mensal e por camada da componente meridional (v) do vento em Manaus. Isolinhas em m/s.....	94
40. Variação mensal do fluxo zonal (Q_λ), em Manaus e Belém, calculado para 1972.....	95
41. Variação mensal do fluxo meridional (Q_ϕ), em Manaus e Belém, calculado para 1972.....	96
42. Variação mensal e por camada isobárica do fluxo zonal (Q_λ) em Manaus	97
43. Variação mensal e por camada isobárica do fluxo meridional (Q_ϕ) em Manaus	98
44. Variação mensal e por camada isobárica do fluxo zonal (Q_λ) em Belém	99

nº	página
45. Variação mensal e por camada isobárica do fluxo meridional (Q_ϕ) em Belém	100
46. Situação média da faixa de depressão equatorial em julho/agosto, segundo RUMNEY	101
47. Situação média da faixa de depressão equatorial em janeiro/fevêreiro, segundo RUMNEY	102
48. Comparação entre a variação mensal da "Chuva teórica" (R_T) e da chuva real (R) e da soma ($E + R_T$)	105
49. Variação mensal do coeficiente (k)	106

100
101
102
105
106

1. INTRODUÇÃO

O crescimento da população humana rapidamente aumentou a necessidade da utilização dos recursos naturais e do uso das terras disponíveis. Segundo estimativa feita por *LAMBERT (1974)* a Terra possui, atualmente, cerca de 3 bilhões e 600 milhões de habitantes e aumenta numa taxa aproximada de 2% anualmente, o que provocará, ainda no nosso século, uma população estimada de 6,13 bilhões de indivíduos.

O homem tem capacidade de influir sobre o meio, muitas vezes sem aperceber-se disso, e a cada dia aumenta seu potencial em modificar as condições microclimáticas e em áreas cada vez mais extensas. As funções da terra têm sido alteradas pelo homem, transformando extensos bosques, florestas e campos naturais em cidades, campos cultivados ou mesmo utilizando-a para represamento d'água.

Dentre os recursos naturais a água destaca-se em importância na criação e manutenção de todo tipo de vida, animal ou vegetal, e devido a tal grau de importância é que o balanço da água na superfície terrestre tem sido objeto de inúmeras pesquisas nos últimos 60 anos.

Os problemas da região amazônica brasileira têm ocupado sistematicamente as colunas dos jornais com referência ao esforço feito pelo governo na solução de tais problemas e no sentido de integrar aquela região no processo de desenvolvimento global que ora apresenta o Brasil. São exemplos as Agrovilas, as rodovias Transamazônica e Belém-Brasília, as quais são os postos avançados na realização da citada integração. De fato, os sucessivos povoamentos de pontos da região, outrora em seu estado natural, com conseqüente mudança da floresta virgem para uma possível região agrícola, que modificações ocasionarão no clima e em que proporções? Será realmente a Amazonia uma das fontes de oxigênio para o planeta?

Com relação ao ciclo hidrológico daquela região, qual será a contribuição da floresta amazônica para o ciclo? Que porcentagem do total de água que ali circula nas três fases é oriunda da própria região, comparada com a contribuição externa na forma de fluxo de vapor ou alimentação dos aquíferos?

Propõe-se no presente trabalho a caracterização de dois componentes que constituem o ramo aéreo do ciclo hidrológico, ou seja, os fluxos zonal e meridional de vapor e água precipitável, detectados dentro da floresta natural amazônica, numa faixa que vai de Belém a Manaus, utilizando-se de observações de radiosondagens e de superfície e realizadas nas estações dos Ministérios da Aeronáutica e da Agricultura, localizadas na região, para o ano de 1972.

O propósito geral deste trabalho é apresentar e analisar a ocorrência do campo de vapor d'água e sua transferência na atmosfera sobre a faixa Belém-Manaus, procurando:

.3.

- a. conhecer o volume de água precipitável sôbre Manaus e Belém, determinando suas variações mensais bem como as contribuições, por camada isobárica;
- b. conhecer o fluxo total de vapor sobre aquelas localidades, o fluxo zonal disponível entre elas e determinar suas variações mensais, bem como estabelecer as contribuições, por camada isobárica;
- c. procurar estabelecer uma possível correlação entre a água precipitável, as componentes zonal e meridional do fluxo, a evapotranspiração potencial e a chuva caída na região;
- d. contribuir para a solução de problemas hidrológicos, climatológicos e ecológicos da região.

2. REVISÃO DA LITERATURA

Sendo a água um elemento fundamental da composição física e biológica da Terra aumentou, nas últimas décadas, o interesse pelas informações hidrológicas, visando a um melhor aproveitamento dos recursos hídricos nas atividades agrícolas, na produção de energia, no abastecimento e na melhoria de condições de vida, principalmente nas regiões áridas e semiáridas do globo.

ARISTÓTELES (384-322 AC), em sua obra "*Meteorologica*", descreve os fenômenos da evaporação e condensação da água, evidenciando a influência da radiação solar no processo da evaporação.

CRISI (1964) mostra que a maioria dos pesquisadores considerava o ciclo hidrológico como uma interação simples entre os oceanos e as terras, constituindo a precipitação, a evaporação, os escor-

rimentos superficial e subterrâneo, bem como o armazenamento subterrâneo, os dados básicos das pesquisas.

PEIXOTO (1973) caracteriza o ciclo hidrológico por dois ramos equivalentes, um terrestre e o outro aéreo, afirmando serem os estudos do balanço do componente água realizados através do ramo aéreo os mais corretos fisicamente, desde que se disponha de uma razoável rede de observações de altitude, o que será praticável nos próximos anos como resultado da rápida expansão da rede de sensores de ar superior e da melhoria da qualidade das observações.

Esta linha de enfoque do problema tem apresentado um maior número de adeptos, em contrapartida ao usual método clássico no qual são computadas as parcelas de água existentes na superfície terrestre.

CRISI (1964) indica que o estudo do ciclo hidrológico baseado nas componentes de seu ramo terrestre fornecia resultados que eram aceitos com restrições, sendo válidos, entretanto, para pequenas bacias hidrográficas e áreas limitadas.

Antes da II Grande Guerra as pesquisas hidrológicas foram dirigidas para a determinação do balanço hídrico em grandes regiões (bacias ou continentes) a partir de medidas de precipitação e vazão de rios. A partir destes dados foram surgindo equações que relacionam, por exemplo, a evapotranspiração de uma região com os vários parâmetros meteorológicos observados ou ainda com a evaporação de tanques, evapotranspirometros. Nenhuma destas pesquisas, porém, produziu resultados que fossem plenamente aceitos por outros pesquisadores, *BARNES (1964)*.

Uma aproximação com vistas a uma melhoria na solução do problema do balanço de água foi a da aplicação da equação da continuidade e conservação de massa, melhor aplicáveis na atmosfera do que na superfície terrestre.

HOLZMAN (1937) sugere o aproveitamento das informações de ar superior para a determinação do conteúdo total de água sobre a estação e no cálculo da divergência da umidade sobre uma região, desde que se disponha de dois ou mais pontos de observação. Estabeleceu uma fórmula para o cálculo do conteúdo de água na camada atmosférica em função da pressão de vapor, da temperatura e da altura Z , a partir da equação de estado para o ar úmido. Estas informações, combinadas com o estudo da distribuição espacial da água precipitável total seria utilizada na caracterização de regiões pluviosas ou aquelas nas quais a evaporação da superfície seria o principal processo. Segundo *BARNES (1964)* os primeiros a realizar cálculos de divergência do vapor d'água foram *WUNDT (1938)*, porém em áreas muito reduzidas, e mais tarde *BENTON (1950)*; *BARNES* ainda confirma os resultados de *HOLZMAN*, dizendo que:

- a. a principal fonte de umidade para os EEUU é oriunda de massas de ar marítimas cujo conteúdo de vapor d'água é obtido principalmente pela evaporação do oceano;
- b. apesar da maior parcela da precipitação sobre continentes retornar à atmosfera (75%), somente uma pequena parcela é disponível para a reprecipitação; a parcela restante é retirada pelas massas secas que atravessam o continente, aumentando sua umidade;
- c. a umidade absoluta atmosférica não tem direto ou imediata relação com o total da precipitação. Para tanto comparou os resultados do Vale da Morte, com 1016 mm anuais de chuva e água precipitável anual de 11mm, com o nordeste do Canadá, com 254 mm de chuva e 7 mm de água precipitável. Isto significava que um conteúdo alto de água precipitável contido na atmosfera é necessário mas não condição suficiente para valores altos da precipitação.

Finalmente conclui que o uso de dados aerológicos, combi

nados com os dados sinóticos de superfície, fornece uma nova aproximação na solução do problema da estimativa da quantidade de umidade retornada à atmosfera pelos processos da evaporação, transpiração e pela interceptação. Devido à complexidade de relações entre a evaporação e a topografia, temperatura do ar, vento, intensidade e características da precipitação, tipos de solo, subsolos e cobertura vegetal, tem sido impossível calcular com acerto a quantidade de água evaporada de bacias pelo emprego de fórmulas empíricas. O estudo do ramo aéreo do ciclo hidrológico contorna estas dificuldades, pois introduz-se conceitos com significados físicos bem definidos e mensuráveis de modo relativamente fácil. A limitação deste método decorre da baixa densidade da rede de observações aerológicas, motivo que levou vários pesquisadores a estabelecer estimativas para os valores dos elementos na baixa troposfera a partir de informações meteorológicas de superfície. *BENWELL (1965)* analisa os resultados de observações horárias de superfície realizadas a bordo de três navios oceanográficos no Atlântico, correlacionadas com observações de ar superior obtidas por meio de radiossondagens, de julho a outubro de 1963.

Os parâmetros coletados a superfície nesta ocasião foram: as temperaturas do termômetro seco, do ponto de orvalho e da água do mar, no mesmo período de observações do ar superior, bem como a direção do vento no mesmo período e seis horas após. A água precipitável foi calculada para a camada 1000/500 milibares e o parâmetro mais correlacionado com a água precipitável foi a temperatura do ponto de orvalho, em todas as três estações oceânicas e nas duas radiossondagens diárias. Os valores obtidos da correlação variavam entre 0,66 e 0,80.

ADEM (1967) apresenta uma técnica trabalhosa para a estimativa da água precipitável usando valores de nebulosidade, normais climatológicas de temperatura e, segundo o autor, apresenta bons resultados comparados com os obtidos por *PEIXOTO (1958)*.

Uma técnica para a previsão da quantidade de chuva foi

sugerida por *SPAR (1953)* a partir da análise do campo do vetor transporte de vapor e da variação diária da água precipitável. Apesar da técnica não ter apresentado valores pontuais corretos, existe razoável ajuste entre as precipitações previstas e observadas no que diz respeito a distribuição espacial. A técnica, um tanto laboriosa para a previsão diária e de rotina, pode ser útil na avaliação de experimentos de chuvas artificiais.

ANANTHKRISHRAM (1965) analisa a variação estacional da água precipitável sobre a Índia, estudando 12 estações de radiossonda, comparando-a com a chuva medida. De uma maneira geral concluiu que os picos nos valores da água precipitável mensal praticamente coincidem com os da precipitação média mensal e que a umidade atmosférica é uma condição necessária mas não suficiente para a precipitação. Como possuía dados de duas sondagens diárias, foi possível estabelecer também a variação no dia, tendo encontrado valores um pouco maiores para as tardes em comparação com as manhãs.

Comparações entre os campos da divergência do fluxo de vapor d'água no hemisfério norte em 1950 e 1958 foram realizadas por *BARNES (1964)*; os campos apresentam semelhança, sendo que a região de forte convergência sobre o norte da América do Sul repetiu-se em 1958 com mais detalhe e foi associada às fortes chuvas no vale do Rio Amazonas.

McDONALD (1962) num trabalho que evidencia a fragilidade científica de se admitir o processo "in situ" da evaporação-precipitação, estabeleceu que as moléculas de vapor d'água supridas à atmosfera são transportadas pela circulação atmosférica desde o local de origem a centenas de quilômetros, antes de se condensarem e precipitarem. Somente em alguns poucos casos especiais, onde o terreno eleva-se abruptamente e localiza-se logo após uma superfície extensa de água (Pacífico Nordeste, por exemplo) podem existir efeitos locais marcantes da massa d'água na precipitação. Tomando como critério a distância média entre centros de convergência do vento na troposfera *PEIXOTO (1959)*

estima o percurso médio do vapor na atmosfera em cerca de 1000 km, para as latitudes temperadas.

Num estudo do balanço hídrico na bacia do rio Mississippi *BENTON*, citado por *McDONALD (1962)*, conclui que não mais do que 10% da precipitação caída na área, consistia de água evaporada de fontes continentais, sendo 90% de origem oceânica; cita o estudo feito por *BUDIKO (1958)* e que apresentou resultados semelhantes.

Ainda segundo *BENTON (1954)* a transferência de calor latente tem um papel importante no balanço de energia da atmosfera gerando, indiretamente, momentum, energia cinética ou vorticidade, por ocasionar significativas variações na baroclinidade atmosférica. O grau no qual cada um destes parâmetros é controlado pelas mudanças de fase da água e sua associação ao campo da transferência do vapor d'água está pouco conhecido. Em outro trabalho *BENTON (1950)* apresenta a transferência de vapor sobre o continente norteamericano como objetivo principal da utilização dos valores obtidos por meio de sondas para a determinação do balanço hídrico da região. Enfatiza o fato de que o método tem vantagens para a estimativa da evapotranspiração comparado com o uso de fórmulas empíricas. Conclui, finalmente, que o fluxo de vapor sobre a região está bem correlacionado com a distribuição da precipitação e que uma parcela importante da transferência total de vapor d'água está associada com sistemas laterais de vórtices, particularmente para fluxos meridionais. O campo de divergência do fluxo do vapor d'água, em comparação com a equação da continuidade de massa, foi utilizado para o cômputo da evapotranspiração e os resultados foram considerados excelentes.

Sendo pequena a parcela de vapor d'água envolvida na reciclagem intracontinental, conclui-se que qualquer esquema que tenha como objetivo o aumento da precipitação continental através da mudança do uso da terra ou da formação de lagos ou reservatórios, deve ser encarada com reservas.

SUTCLIFFE (1956) fazendo um apanhado geral do problema do balanço hídrico e da circulação geral da atmosfera, citando BENTON (1950), lembra que os hidrologistas têm feito grande uso da equação fundamental do balanço hídrico para superfícies terrestres, na forma

$$P = E + R + S \dots\dots\dots (1)$$

onde seus termos significam: precipitação (P); a evapotranspiração (E), o escoamento superficial (R) e o remanescente corresponde a variação da armazenagem no solo (S).

Considerando-se a atmosfera como um reservatório pode-se considerar a equação do balanço hídrico na forma

$$P = E + R_a + S_a \dots\dots\dots (2)$$

na qual os seus termos significam: (P) é a precipitação, (E) a evaporação, (R_a) escoamento aéreo, que nada mais é do que a convergência advectiva e (S_a) é a variação no armazenamento de vapor na atmosfera sobre a região em estudo. Estas duas últimas parcelas são determinadas com razoável precisão a partir de regular rede de estações aerológicas; a convergência advectiva pode ser estimada integrando a advecção de umidade através do contorno da região. Também cita o fato que valores altos do transporte de umidade através de uma área não corresponde necessariamente aos valores altos da precipitação.

PEIXOTO (1970), num estudo do problema, apresenta a equação generalizada do balanço de vapor na atmosfera, aplicável a uma região da superfície do globo, por exemplo uma bacia de área A, limitada pelo contorno c, na forma:

$$\frac{\partial w_p}{\partial t} + \frac{1}{A} \int_c (\vec{Q} \cdot \vec{n}) dc = R - E \dots\dots\dots (3)$$

onde as grandezas que nela figuram são: a precipitação (R), a evaporação (E), a quantidade de vapor (w_p) e o campo integrado (\vec{Q}) do trans-

porte de vapor d'água na região (escoamento aéreo), definidos pelas equações

$$W_p = \frac{1}{g} \int_p^{p_0} q \cdot dp \dots\dots\dots (4)$$

$$\vec{Q} = \frac{1}{g} \int_p^{p_0} q \cdot \vec{V} \cdot dp \dots\dots\dots (5)$$

Tem-se, assim:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{1}{g} \int_p^{p_0} q \cdot dp \right] + \frac{1}{A} \left\{ \left[\frac{1}{g} \int_p^{p_0} q \cdot \vec{V} \cdot \vec{n} dp \right] \cdot dc = E - R \dots (6) \right.$$

Para cada ponto da superfície do globo, PEIXOTO (1968) introduz a equação do balanço na forma:

$$\frac{\partial W_p}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{Q} = R - E \dots\dots\dots (7)$$

A grande expansão das observações aerológicas tem tornado possível a publicação de numerosos mapas de ventos médios a vários níveis, tanto na troposfera como na estratosfera, bem como de numerosas seções verticais das componentes zonal e meridional do vento em diferentes longitudes.

A circulação zonal da atmosfera é a componente média este-oeste, rondando completamente a Terra. Alguns autores, MINTZ (1954), a denominam "índice zonal" ou "circulação geral da atmosfera".

MINTZ (1954) reúne dados aerológicos de diversas fontes e elabora um estudo completo da circulação zonal da atmosfera, caracterizando de forma a não deixar dúvida, o sentido E - W do vento na faixa equatorial e tropical, desde o nível do solo até os 20 km de altitude. Os ventos de Este, situam-se na faixa que abrange desde os 38°N até os 28°S ao nível do mar e no verão do hemisfério norte, e de

34⁰N a 34⁰S no do hemisfério sul.

A literatura científica registra muitos trabalhos sobre balanço de água em superfícies com culturas de pequeno porte mas, em contrapartida, são poucos aqueles sobre balanço de água em florestas, provavelmente devido, em parte, à dificuldade de medida dos componentes do balanço hídrico nestas áreas. Devido a dificuldade em se construir lisímetros com dimensões adequadas para conter árvores em condições naturais, *KITHNING (1967)* deduziu a evaporação (E) em florestas de pinheiros a partir de medidas dos demais termos componentes da equação do balanço usando, para a determinação da umidade na zona radicular, a técnica da sonda de neutrons. Comparando os resultados obtidos na floresta (E) com os obtidos para evaporação de uma superfície livre (E₀), calculada pela equação de *PENMAN*, encontrou para a relação E/E₀ valores entre 0,49 e 0,81 nas três florestas semelhantes estudadas. Os pluviômetros situavam-se a distâncias que variavam de 1 a 2 km da área experimental e a local aberto, fato criticado por *BINNS (1969)* bem como a não consideração da interceptação da chuva pelas copas e posterior evaporação. Segundo ele a interceptação é cerca de 36% e 40% do total da chuva anual para *Pinus nigra* Arnold (Corsican Pines) e *Pseudotsuga menziesii* (Mirb) Franco (Douglas Fir) respectivamente, e em culturas de pequeno porte ela é desprezível no inverno e pequena no verão, mas em florestas ela é significativa.

Especificamente sobre a região amazônica, é insignificante o número de trabalhos que envolvem o estudo do componente água; *VILA NOVA (1974)* apresenta uma estimativa de evapotranspiração na Bacia Amazônica, adotando o método de *PENMAN (1948)* adaptado por *SHIAU (1973)* para superfícies cobertas por florestas; estabeleceu o valor para a relação entre a precipitação e a evapotranspiração como sendo da ordem de 1,64 e que numa primeira aproximação, a bacia recebe, por precipitação, $14,4 \times 10^{12} \text{m}^3$ de água por ano, tem uma vazão de $5,52 \times 10^{12} \text{m}^3$ e uma evapotranspiração de $8,98 \times 10^{12} \text{m}^3$.

SANTOS (1968), aplicando o método de *THORNTON (1955)*,

utilizando-se do período de 56 anos de observações meteorológicas, conclui que a distribuição mensal da evapotranspiração potencial em Manaus apresenta valores quase constantes, variando somente em setembro e outubro, meses com maiores valores na insolação, e em fevereiro e março, meses de menores valores. Estimou a precipitação média anual em 2013 mm.

Com relação a água precipitável (W_p), uma das suas aplicações é o estudo do seu papel na atenuação da radiação solar em todos os comprimentos de onda. *HUTCHERSON (1964)* estabelece que a água precipitável constitui-se numa camada ótica de água que seria penetrada pela radiação infravermelha. A fração da radiação incidente que é transmitida através da camada é o coeficiente de transmissão. Apresenta tabelas e gráficos do coeficiente de transmissão em função do comprimento de onda e da quantidade de água precipitável, sendo esta calculada a partir de valores da umidade absoluta obtidos até o nível de 30 km de altitude. Para a baixa troposfera utilizou-se das informações de radiossondagens existentes no Weather Bureau e para os níveis mais altos utilizou-se de vôos de aviões e balões especiais lançados durante o Ano Geofísico Internacional.

Segundo *PEIXOTO (1968c)*, o balanço de energia, no sistema globo-atmosfera, é fortemente influenciado pela absorção seletiva da radiação solar pelo vapor d'água existente na atmosfera.

GUTNICK (1964) apresentando uma reavaliação do perfil de umidade para latitudes médias, incluindo valores observados para níveis superiores aos 400 mb, atingindo as vezes os 28 mb, registra que recentemente foram encontrados, na estratosfera, valores elevados para a umidade e duas hipóteses foram levantadas para explicação do fenômeno:

1. a existência de uma camada úmida nos níveis superiores da atmosfera, onde as novas informações nesta camada mostram um aumento na razão de mistura com a al-

tura, varios quilômetros acima da tropopausa, poderia ser explicada no fato de ser esta umidade proveniente de contaminação, pois o balão transporta consigo alguma umidade por ocasião da embalagem do instrumental na troposfera e esta umidade é evaporada acima; ou então

2. nao existe razão para esta aparente mudança nos valores de umidade estratosférica e muitas observações ainda são necessárias para que uma explicação definitiva possa ser apresentada.

3. MATERIAL

3.1. Observações meteorológicas de superfície

As informações meteorológicas de superfície utilizadas no presente trabalho foram:

- a. registro de totais diários de precipitação das estações meteorológicas de Manaus e Belém, pertencentes ao Ministério da Aeronáutica;
- b. registros de totais mensais de precipitação em Manaus obtidos da estação meteorológica localizada na Reserva Florestal Ducke e pertencente ao Instituto de Pesquisa da Amazonia (INPE);
- c. registros de totais mensais de precipitação nas de-

mais estações localizadas na região amazônica e pertencentes ao Ministério da Agricultura.

3.2. Observações meteorológicas de ar superior

Os dados necessários para o cálculo dos fluxos zonal e meridional e da água precipitável foram determinados a partir de observações meteorológicas de ar superior (radiossondagens) realizadas pelo Ministério da Aeronáutica, em estações localizadas em Manaus e Belém, cobrindo parte do ano de 1972. Nestas estações as sondagens foram realizadas diariamente em torno das 8 horas local. O número total de sondagens utilizadas em cada mês acha-se no Quadro I.

3.2.1. Os radiossondas

Uma radiossondagem consiste na determinação, em altitude, dos valores dos elementos meteorológicos pressão, temperatura e umidade, cujos sensores estão em pequena caixa, acoplados a um radio transmissor. As observações são feitas ao ar livre, desde a superfície terrestre até o nível onde o balão estoura, fato que se dá entre os 18 e 38 km de altitude. Sensores para outros elementos podem ser instalados, mas não é o caso do usado em rotina no Brasil.

O conjunto, mais conhecido como "trem de vôo", é levado para cima por um balão cheio de hidrogênio ou hélio. Incluso ao trem de vôo está um pequeno paraquedas, cuja finalidade é diminuir a velocidade de descida do equipamento após a ruptura do balão, minimizando assim o perigo de dano às pessoas e às propriedades, além de possibilitar um reaproveitamento do transmissor, Figuras 1 e 2.

Na ascensão do balão, medidas de pressão, temperatura e umidade são transmitidas a uma estação receptora no solo e na qual os dados são registrados automaticamente. Um operador transcreve as informações em formulários apropriados e em cartas especiais. O deslo-

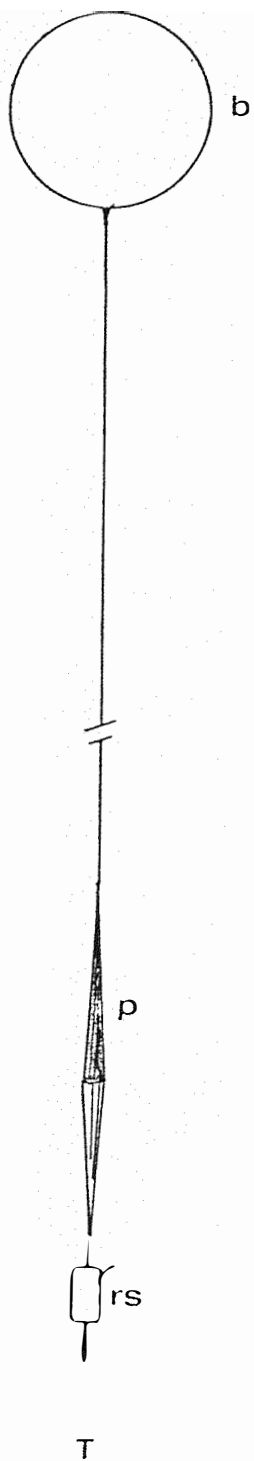
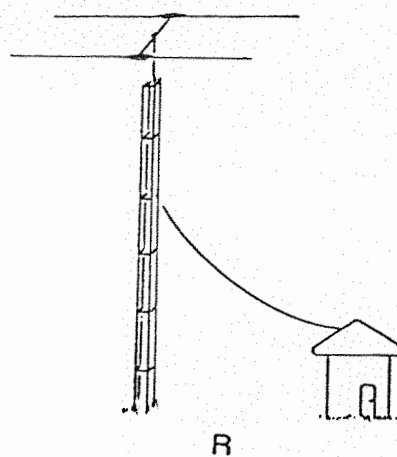


Figura 1 - "Trem de vôo" (T) e unidade de rastreamento (R); balão (b), para quedas (p) e transmissor do radiossonda (rs)



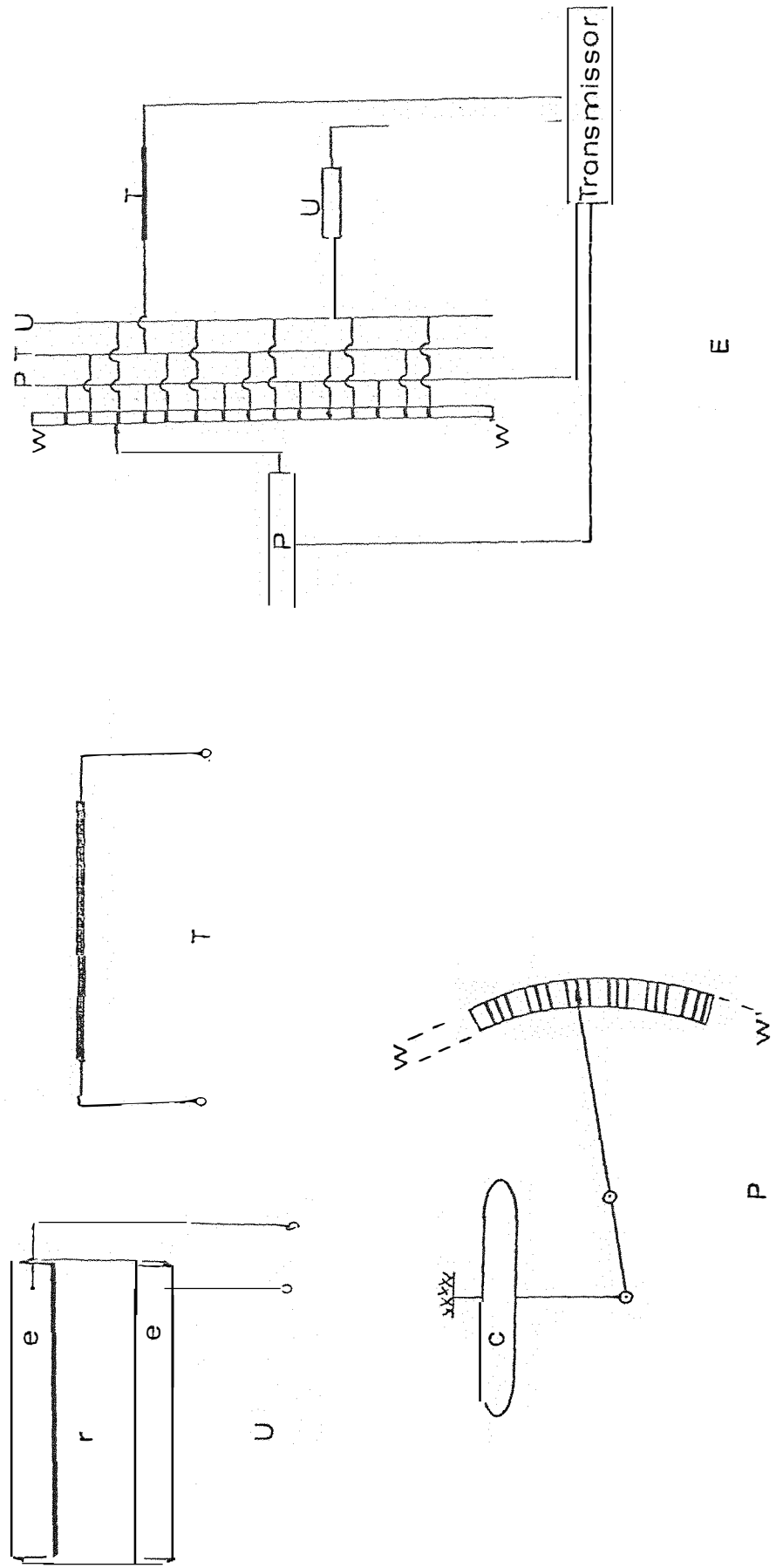


Figura 2 - Elementos sensíveis, sistema de contacto e esquema simplificado do radiossonda.

Higristor (U) com elementos de contacto (e) e lâmina com resina higroscópica (r); termistor (T); sistema de contacto (P) compreendendo cápsulas aneroídes (c) e segmentos alternados de informação dos elementos meteorológicos (ww'); esquema do circuito do radiossonda (E).

QUADRO I. Distribuição mensal, no ano de 1972, do número de radiossondagens realizadas nas estações do Ministério da Aeronáutica, em Manaus e Belém (uma radiossondagem diária).

ESTAÇÃO	JAN.	FEV.	MAR.	ABR.	MAI.	JUN.	JUL.	AGO.	SET.	OUT.	NOV.	DEZ.	TOTAL
BELÉM	31	29	31	30	31	30	31	31	30	31	29	30	364
MANAUS	30	29	26	28	29	29	20	0	30	29	29	15	294
SOMA	61	58	57	58	60	59	51	31	60	60	58	45	658

camento livre do balão na atmosfera pode ser seguido por um observador munido de um teodolito ou então, eletronicamente, por um equipamento radiodirecional que segue o sinal enviado pelo transmissor do radiossonda. As derivas do balão, a partir do ponto de lançamento, são anotadas e a partir destas a direção e a velocidade do movimento do ar são determinadas.

Um sistema completo de radiossondagem consiste: do trem de voo, uma unidade receptora, uma unidade de rastreamento e uma unidade registradora.

A radiossonda, que transmite as informações meteorológicas, é um pequeno transmissor de rádio a bateria, tendo uma potência de saída de 100 mW; o sinal é modulado em uma amplitude de áudiofrequência de 5 a 200 CPS por um áudio oscilador; a frequência do áudio oscilador é controlada por dois elementos sensíveis, um higristor e um termistor, os quais são interrompidos alternadamente no circuito modulador por um comutador acionado a pressão.

A unidade de rastreamento, cuja antena pode ser operada manual ou eletronicamente, acompanha a trajetória do radiossonda. Leituras angulares são usadas em conjunto com os dados de altura, obtidos do registrador, para computar a direção e a velocidade do deslocamento do ar superior.

Os sinais transmitidos pelo balão são recebidos no solo pela unidade registradora a qual consiste de um receptor sensível, um frequencímetro e um registrador.

3.2.2. Os elementos sensíveis e o sistema de contacto do radiossonda.

a. Higristor

Consiste de uma lâmina de plástico ou de vidro, revestida de uma resina higroscópica; a resistência da resina, variável com

a umidade de ambiente, é utilizada para variar a frequência do audio oscilador.

b. Termistor

É uma resistência de cerâmica, variável com as mudanças de temperatura do ambiente; de modo análogo ao higristor, é utilizado no circuito do transmissor para proporcionar as mudanças na frequência de audio em função da temperatura ambiente.

c. Sistema de Contacto

Consiste de segmentos, alternadamente condutores ou não, sobre os quais desliza uma chave de contacto acionada por uma cápsula aneróide. Esta chave intercala os elementos sensíveis higristor e termistor ao circuito transmissor.

3.2.3. Sensibilidade e erros do radiossonda

a. Termistores

Segundo *NYBERG*, citado por *MIDDLETON (1960)*, o tempo de resposta do termistor é cerca de 3,5 segundos; para o efeito de radiação solar direta o erro é de $0,5^{\circ}\text{C}$, exceto para altitudes acima de 27 km, onde o erro pode ser duas a três vezes maior, mas *TERENCE* estima em $0,2^{\circ}\text{C}$ tal erro. Os termistores são sensíveis para temperaturas ambientes no intervalo entre $+40$ e -90°C .

b. Higristores

O tempo de resposta é variável em função da temperatura ambiente, sendo de 4 segundos aos 25°C , 15 segundos aos 15°C e 2 minutos a -30°C . O intervalo ótimo de funcionamento é entre 15 e 100% de umidade relativa ambiente.

c. Cápsula aneróide

A cápsula aneróide é utilizável para pressões entre 1040 e 40 mb. O erro, segundo o nível isobárico em que se encontra o balão, é estimado em:

$\pm 1,0$ mb	a	1000 mb
$\pm 3,0$ mb	a	500 mb
$\pm 1,5$ mb	de	100 até 10 mb

3.3. Água precipitável

Para o cálculo da água precipitável em Manaus e Belém utilizou-se das informações de temperatura do ar e umidade relativa obtidos por meio de sondagens diárias do ar superior em 1972, selecionando-se os níveis isobáricos padrões de 1000, 850, 700 e 500 milibares.

3.4. Fluxo de vapor

Para o cálculo dos fluxos de vapor utilizou-se os mesmos dados para o cálculo da água precipitável, juntamente com as informações relativas ao vento (direção e velocidade), obtidos nos níveis isobáricos padrões de 1000, 850, 700 e 500 milibares. A direção do vento é informada, nos boletins meteorológicos, como sendo aquela de onde ele sopra e a denominação vento é dada à componente horizontal do ar em movimento; a componente vertical denomina-se corrente.

Sendo o vento um parâmetro que pode ser representado vetorialmente, pode-se decompô-lo em duas componentes: uma paralela aos paralelos terrestres e tomada como positiva tendo o sentido de Oeste para Este e denominada componente zonal (u); a outra componente, considerada positiva tendo o sentido Sul para Norte é a chamada componente meridional do vento (v).

O grande significado em meteorologia em se estabelecer as componentes zonal e meridional do vento deve-se:

- o movimento zonal, também chamado "índice zonal" ou "circulação geral da atmosfera" é a principal característica do movimento da atmosfera, *MINTZ (1954)*;
- o movimento meridional é o responsável pelo equilíbrio térmico e de massa atmosférica entre os dois hemisférios.

3.5. O campo da precipitação

Com os dados de chuva das estações meteorológicas localizadas na região amazônica, provenientes dos Ministérios da Aeronáutica (Manaus e Belém) e da Agricultura (as demais), determinou-se os campos mensais da precipitação, para o ano de 1972, utilizando-se do método das isoietas e calculou-se os valores médios usando planímetro.

3.6. Evapotranspiração potencial

A evapotranspiração potencial (E) foi determinada para as localidades de Manaus, Belém e Taperinha, utilizando-se de dados de temperatura média mensal do ar, do ano de 1972, aplicando-se o método de *THORTHWAITE*. QUADRO 2.

QUADRO 2. Valores mensais da evapotranspiração potencial estimada (E), em mm, utilizando-se o método de THORNTHWAITE.

ESTAÇÃO	JAN.	FEV.	MAR.	ABR.	MAI.	JUN.	JUL.	AGO.	SET.	OUT.	NOV.	DEZ.
Belém	115	104	125	130	134	130	134	134	130	144	149	153
Taperinha	126	104	115	130	x	120	125	125	139	153	156	154
Manaus	126	106	134	129	142	147	151	162	174	172	168	164
Média	122	105	125	130	138	132	137	140	148	156	158	157

4. MÉTODO

4.1. O ciclo hidrológico

O ciclo hidrológico é uma sequência fechada de fenômenos naturais através dos quais a superfície terrestre cede constantemente à atmosfera água na fase gasosa a qual, por seu turno, é depois devolvida nas fases líquida, sólida ou em ambas. É mantida às expensas de energias envolvidas nos seguintes fenômenos naturais:

- a. transferência da água da superfície terrestre para a atmosfera por *evaporação* e também por *transpiração* dos seres vivos, principalmente os vegetais;
- b. *condensação* parcial do vapor d'água contido na atmosfera, constituindo as nuvens, névoa úmida e os nevoeiros, podendo estes hidrometeoros conter água também

na fase sólida;

- c. *transporte* de água, em qualquer das suas fases, pela circulação atmosférica.

A fonte de manutenção do ciclo hidrológico é proveniente de processos termodinâmicos e hidrodinâmicos, nos quais há transformação da energia solar em energia térmica, provocando a evaporação da água e sua transferência para a atmosfera na qual se condensa em microgotas, originando as nuvens e os nevoeiros. Ao atingirem as microgotas, constituintes desta massa líquida em suspensão na atmosfera, dimensões tais que não possam flutuar caem por ação da gravidade, constituindo assim as precipitações (chuvas, chuviscos, etc.) das mais variadas intensidades e características (contínuas ou intermitentes); ou então podem evaporar, permanecendo dispersas na atmosfera.

São causas principais, ou fatores fundamentais, do ciclo hidrológico:

- a energia radiante, constituída pelas radiações solar e terrestre;
- a energia potencial, devido ao campo da gravidade terrestre;
- a energia associada às mudanças de estado, com variação da entalpia e de energia interna.

Portanto, estados de energia são continuamente verificados no sistema atmosfera-superfície e estas energias induzem a contínua circulação da água.

4.2. O modelo

O modelo utilizado para a caracterização de alguns componentes do ramo aéreo do ciclo hidrológico na faixa que vai de Belém a Manaus consiste de um elemento de volume hipotético (Fig. 3), tomado

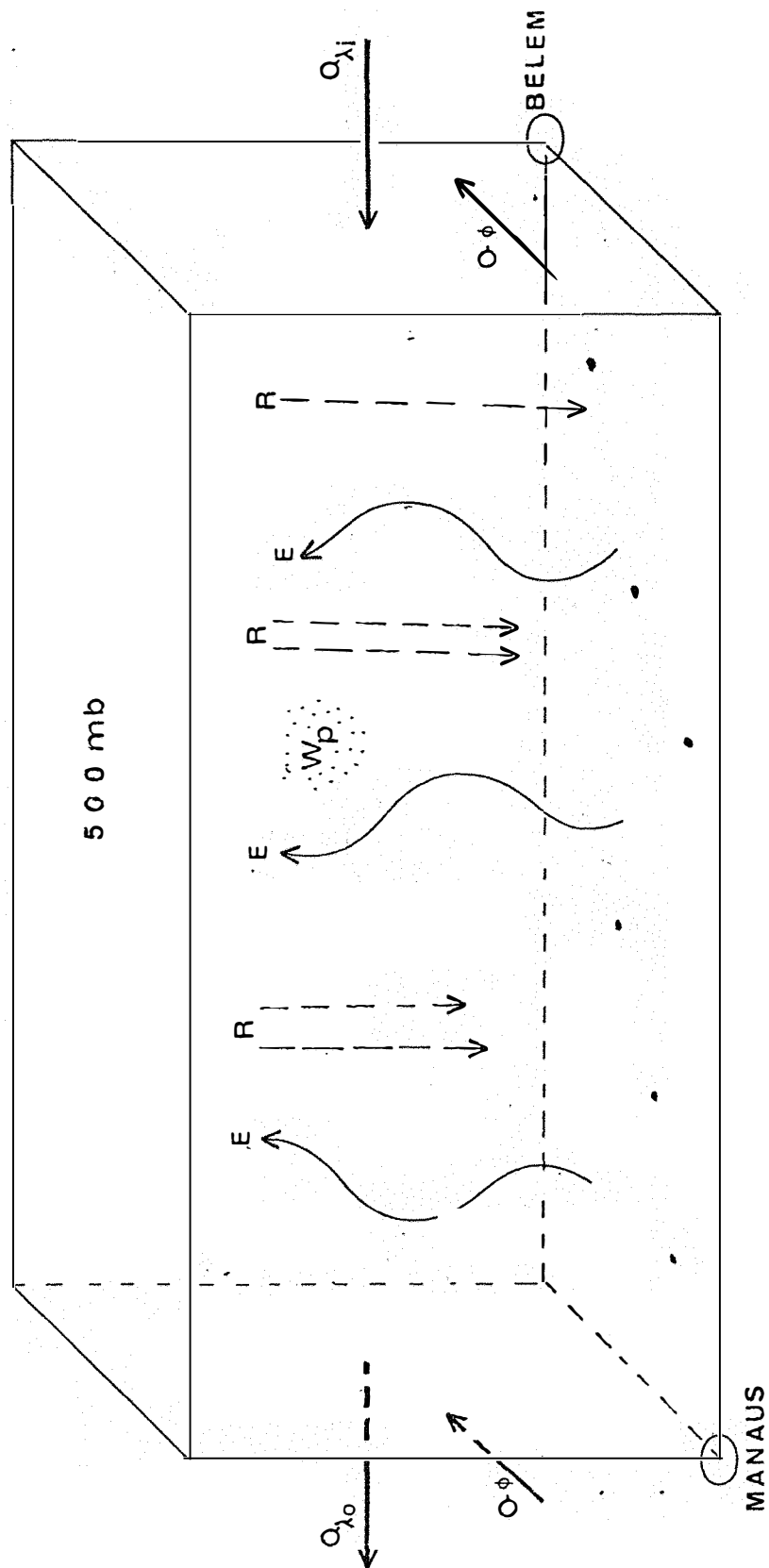


Figura 3 - Modelo utilizado para a caracterização dos componentes do ramo aereo do ciclo hidrológico.

da atmosfera, com 178 km de largura (aproximadamente $1^{\circ}40'$), com a altura correspondente ao nível de 500 mb (em média uns 5.500 m) e cujo comprimento é a distância entre aquelas duas cidades, ou seja aproximadamente 1.272 km (cerca de $11^{\circ}33'$). Este volume tem por base inferior a superfície terrestre e superior a camada de 500 mb. A Fig.4 mostra a localização da área em estudo e sua topografia.

Por meio de simples cálculo trigonométrico foi possível estabelecer-se as componentes horizontais do vento e com elas calculou-se os fluxos zonal (Q_{λ}) e meridional (Q_{ϕ}) do vapor d'água. O aumento do ângulo da direção do vento é tomado a partir dos 360° , ou direção norte, e no sentido horário.

A determinação dos demais termos da equação (32) foi feita de maneira análoga à realizada para o cálculo da água precipitável.

Calculou-se então, utilizando-se a equação 34, os fluxos zonais sobre Belém e Manaus.

Por subtração entre o fluxo zonal mensal que "entra" em Belém (Q_{λ_i}) e o que "sai" em Manaus (Q_{λ_o}), encontra-se um valor de ΔQ_{λ} , aqui definido como sendo "um total de vapor d'água disponível para os processos de precipitação", ou seja, para uma chuva teórica R_T . Assim:

$$\Delta Q_{\lambda} = Q_{\lambda_i} - Q_{\lambda_o}$$

Pode-se estabelecer, assim, as seguintes condições:

$$\Delta Q_{\lambda} < 0 \rightarrow |Q_{\lambda_i}| < |Q_{\lambda_o}| \left\{ \begin{array}{l} \text{define uma contribuição oceânica muito} \\ \text{grande para o fluxo de vapor disponível pa} \\ \text{ra a precipitação na área em estudo;} \end{array} \right.$$

$$\Delta Q_{\lambda} > 0 \rightarrow |Q_{\lambda_i}| > |Q_{\lambda_o}| \left\{ \begin{array}{l} \text{define uma considerável contribuição conti} \\ \text{nental para o fluxo de vapor disponível pa} \\ \text{ra a precipitação.} \end{array} \right.$$

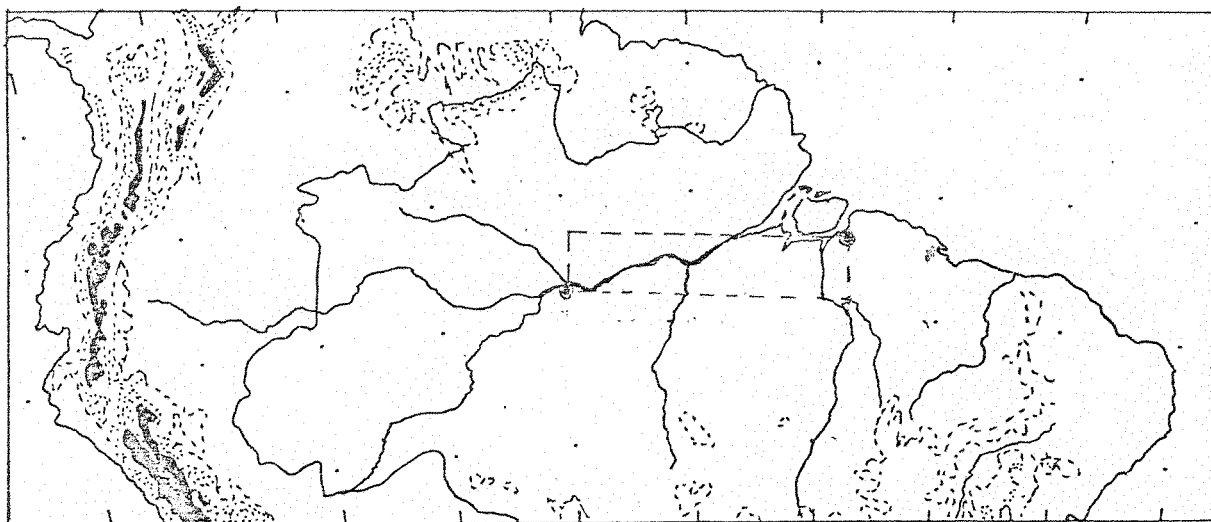


Figura 4. Mapa topográfico e localização da area em estudo.

Linha tracejada: nível de 500 m;

Área pontilhada: 1000 a 2000 m;

Área em preto: acima de 2000 m.

Calculou-se com o auxílio da equação 35, os fluxos meridionais sobre Belém e Manaus.

4.3. Água precipitável (W_p)

Para auxiliar a previsão de formação de nuvens, principalmente as de natureza convectiva, e estabelecer satisfatoriamente de modo quantitativo uma chuva, faz-se necessário que o campo tridimensional do vapor d'água esteja definido com detalhe e isto é possível com o auxílio da rede meteorológica de ar superior.

Esta possibilidade é explorada usando a água precipitável (W_p) como parâmetro representativo do vapor d'água na atmosfera.

Água precipitável (W_p), existente numa coluna da atmosfera, é por definição, a massa total de água que seria obtida se todo vapor d'água da coluna, de área unitária, se condensasse em um plano horizontal. Água precipitável é uma maneira usual para se estimar o conteúdo de vapor d'água sobre uma região. Para fins práticos ela é tomada como sendo suficientemente representativa do vapor d'água disponível para o processo da precipitação.

O método para a estimativa da água precipitável foi inicialmente proposto por *SOLOT (1939)* e consiste em se integrar a umidade específica (q) com relação a altura, tomando-se a pressão atmosférica como a coordenada vertical; *HALTNER (1957)* apresentou uma variante ao método inicialmente proposto.

SHOWALTER (1954) desenvolveu um monograma que permite a determinação da água precipitável existente entre camadas limitadas por superfícies isobáricas, utilizado sobre um diagrama pseudoadiabático no qual acha-se lançada a curva de temperatura do ponto de orvalho (T_d), apresentando vantagens em trabalhos de rotina diária em Centros de Previsão do Tempo; *PETERSON (1961)* elaborou diagrama semelhante, para ser utilizado até o nível de 500 milibares e na suposição

que a temperatura do ponto de orvalho varie linearmente entre dois níveis isobáricos padrões consecutivos.

Adotou-se no presente trabalho o método proposto por HARRISON (1970): considera-se que a um dado nível de pressão P, na coluna atmosférica, existe uma pressão de vapor (e), de tal modo que a relação e/P estima a umidade específica (q) naquele nível e que a integração da relação q/g com respeito a pressão nos fornece a água precipitável, sendo (g) a aceleração da gravidade.

Considerando-se uma amostra de ar úmido tomada da atmosfera e contida num cilindro vertical hipotético, cuja base inferior (A) apoia-se na superfície terrestre, estando sua base superior a um nível qualquer, Figura 5, tem-se

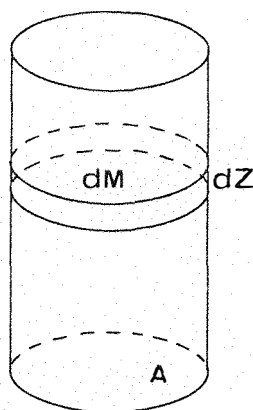


Figura 5

A um nível (Z) da coluna, correspondendo a um volume (V), a umidade absoluta, também conhecida como concentração de vapor ou densidade de vapor (ρ_v) pode ser expressa por:

$$\rho_v = \frac{M_v}{V_u} \dots\dots\dots [9]$$

- onde:
- $M_v \rightarrow$ é a massa de vapor d'água, em gramas;
 - $V_u \rightarrow$ é o volume ocupado pela mistura (ar úmido), em m^3 ;
 - $\rho_v \rightarrow$ é a densidade do vapor d'água, em g/m^3 .

Admite-se como sendo insignificante a variação horizontal da densidade do vapor d'água (ρ_v) e que na vertical ela pode ser representada por uma função da pressão atmosférica (P):

$$\rho_v(Z) = \rho_v(P)_t \dots\dots\dots (10)$$

Tomando-se da coluna atmosférica uma camada com espessura e volume infinitesimais (dZ) e (dV), respectivamente, e sendo (dM_v) a massa infinitesimal de vapor nela contida, pode-se escrever:

$$dM_v = \rho_v dV = \rho_v A \cdot dZ \dots\dots\dots (11)$$

Condensando-se todo o vapor d'água contido na camada tem-se, para esta água na fase líquida depositada e cuja densidade é ρ_w e espessura (ou altura) (dZ_w), por analogia:

$$dM = \rho_w A \cdot dZ \dots\dots\dots (12)$$

a qual, combinada com (11):

$$dZ_w = \frac{\rho_v}{\rho_w} dZ \dots\dots\dots (13)$$

Utilizando-se a equação hidrostática na sua forma diferencial, aplicada a uma camada de ar úmido com espessura (dZ)

$$dP = -\rho_u g \cdot dZ \dots\dots\dots (14)$$

que substituída em (13) nos dá

$$dZ_w = - \frac{\rho_v}{g\rho_u \cdot \rho_w} dP \dots\dots\dots (15)$$

Sendo a umidade específica (q) a relação entre a densidade do vapor d'água e a densidade do ar úmido, teremos, após substituir esta relação em (15) e integrando:

$$W_P = \int_{Z_0}^Z dz_W = \frac{1}{g} \int_P^{P_0} q \, dP \dots\dots\dots(16)$$

que é a expressão final para o cálculo da água precipitável existente numa coluna desde o nível de pressão P_0 até o nível P .

4.3.1. Análise dimensional

Na expressão (16) os seus termos têm como dimensão:

$$g = L \cdot T^{-2}$$

$$P = F \cdot L^{-2} = M \cdot L \cdot T^{-2} \cdot L^{-2} = M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$$

$$q = M \cdot M^{-1}$$

os quais, após substituição, indicam que a água precipitável tem como dimensão massa por área.

$$(W_P) = \frac{1}{LT^{-2}} \cdot MM^{-1} \cdot M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2} = ML^{-2}$$

4.3.2. Simplificação da equação para o cálculo prático

Colocando-se, na equação (16), a umidade específica (q) em

$$q = \frac{\text{gramas de vapor}}{\text{gramas de ar úmido}} = \frac{g_V}{g_U},$$

a pressão (P) em milibares = $10^3 \text{ dinas} \cdot \text{cm}^{-2} = 10^3 \frac{g_U \cdot \text{cm}}{\text{cm}^2 \text{s}^2}$, e a aceleração da gravidade $g = 980 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-2}$, tem-se:

$$(W_P) = \frac{1}{g} \int q \cdot dP = \frac{10^3 g_V \cdot g_U \cdot \text{cm} \cdot \text{s}^2}{980 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^2 \cdot \text{cm} \cdot g_U} = \frac{10^3 g_V}{980 \text{ cm}^2}$$

Como 1 grama de vapor = 1 cm³ de água

$$W_p = \frac{10^3 \text{ cm}^3 \text{ de } \bar{a}\text{gua}}{980 \text{ cm}^2} = \frac{10^3 \text{ cm}}{980} = 10,2 \text{ mm}$$

$$(W_p) = 10,2 \times q \times \Delta p \text{ (em milímetros)}$$

Assim, usando-se a pressão em milibares, a unidade específica em gramas de vapor por gramas de ar úmido e a aceleração da gravidade em centímetros por segundo, teremos:

$$(W_p) = 10,2 \int_p^{P_0} q \cdot dP \text{ (em mm de } \bar{a}\text{gua)} \dots\dots\dots (17)$$

4.3.3. Metodologia seguida para aplicação da equação (17)

- a camada total, limitada pelos níveis isobáricos padrões 1000 e 500 milibares, é dividida nas subcamadas 1000/850 mb, 850/700 mb, e 700/500 mb;
- diariamente, para cada subcamada, calculou-se a contribuição parcial da água precipitável (W'_p), utilizando-se dos valores de q nos níveis 1000, 850, 700 e 500 mb medidos às 11 horas TCG de cada dia durante o ano de 1972 em Belém e Manaus. A água precipitável total da camada é expressa pela soma das contribuições parciais das subcamadas, isto é:

$$W_p = \sum_{i=1}^3 W'_{p_i} = 10,2 \sum_{i=1}^3 \bar{q}_i \Delta P_i \dots\dots\dots (18)$$

onde $i = 1, 2$ ou 3 designam as subcamadas limitadas pelas superfícies isobáricas 1000/850, 850/700 e 700/500, respectivamente. Não foram considerados os valores da água precipitável computados nos níveis acima de 500

mb por serem desprezíveis;

- a umidade específica média (\bar{q}_i) de cada subcamada foi obtida a partir da média simples dos valores da umidade específica (q) determinados para as superfícies isobáricas limitantes da subcamada. Tal artifício tornou-se possível uma vez que a divisão da camada atmosférica sobre a região em subcamadas, possibilita considerar como sendo linear a variação de (q) com a altura, sendo desprezível o erro cometido, *ANANTHAKRISHNAN (1965)*;

- os valores de (q) correspondentes a cada superfície isobárica foram calculados a partir dos dados da temperatura do ar, fornecida pelo radiossonda; com o par de valores (T,P) encontrou-se o valor tabelado da tensão saturante de vapor (e_s), constante da SMITHSONIAN METEOROLOGICAL TABLES, e que levados à expressão, *HAURWITZ (1941)*:

$$q = 622 \frac{e}{p} \dots\dots\dots (19)$$

tendo em vista que:

$$UR = \frac{e}{e_s} \times 100 \dots\dots\dots (20)$$

obtem-se:

$$q = \frac{622 \times UR \times e_s}{100 \times P} \dots\dots\dots (21)$$

- os valores das espessuras das camadas (ΔP_i) entre duas superfícies isobáricas consecutivas, são obtidos por subtração simples a saber:

i	camada	ΔP_i (mb)
1	1000/850	150
2	850/700	150
3	700/500	200

4.4. Fluxo de vapor (Q)

Para estimar o transporte de vapor d'água na atmosfera, toma-se um modelo simples, constituído por um elemento unitário de superfície (dS), normal ao elemento de fluxo (dQ), situado na região da atmosfera onde a densidade do vapor d'água é (ρ_v) e a velocidade do vento é (V), sendo paralelo ao plano horizontal, STARR et al (1958):

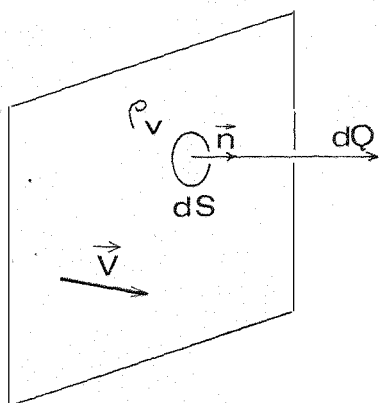


Figura 6.

$$dQ = \rho_v \vec{V} \cdot \vec{n} dS \dots\dots\dots (22)$$

sendo \vec{n} o versor normal ao elemento dS.

A umidade específica (q) pode ser definida como a razão entre as densidades do vapor d'água e do ar úmido.

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_u} \dots\dots\dots (23)$$

Sejam (u) e (v) as componentes zonal e meridional do vento, isto é, as componentes ao longo dos paralelos e meridianos terres

tres, respectivamente. Pode-se decompor o elemento de fluxo (dQ) nas componentes zonal (dQ_λ) e meridional (dQ_φ), PEIXOTO (1970):

$$dQ_{\lambda} = \rho_v u \cdot dS_{\lambda} \dots\dots (24)$$

$$dQ_{\phi} = \rho_v v \cdot dS_{\phi} \dots\dots (25)$$

onde:

$$dS_{\lambda} = dx \cdot dz \dots\dots (26)$$

$$dS_{\phi} = dy \cdot dz \dots\dots (27)$$

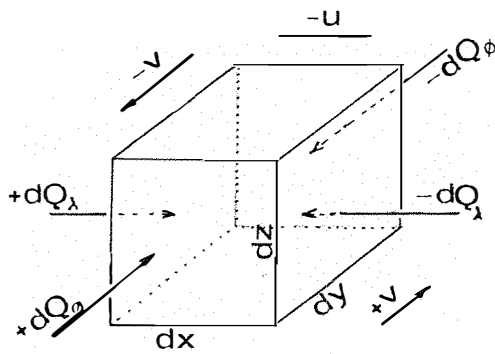


Figura 7

Tem-se, de acôrdo com a figura 6:

$$dQ_{\lambda} = \rho_v u \cdot dS_{\lambda} = \rho_v u \cdot dy \cdot dz \dots\dots (28)$$

$$dQ_{\phi} = \rho_v v \cdot dS_{\phi} = \rho_v v \cdot dx \cdot dz \dots\dots (29)$$

Admitindo-se a condição de equilíbrio hidrostático na coluna atmosférica, equação (14), e combinando-a com as equações (28) e (29), tem-se:

$$dQ_{\lambda} = - \frac{\rho_v u \cdot dy \cdot dP}{\rho_u g} = - \frac{q \cdot u \cdot dy \cdot dP}{g} \dots\dots (30)$$

$$dQ_{\phi} = - \frac{\rho_v v \cdot dx \cdot dP}{\rho_u g} = - \frac{q \cdot v \cdot dx \cdot dP}{g} \dots\dots (31)$$

as quais, integradas, podem ser representadas na forma geral:

$$Q_{\lambda, \phi} = \frac{1}{g} \int_{P_1}^{P_0} q \cdot V \cdot dP \dots\dots (32)$$

A equação 32 representa o fluxo horizontal do vapor d'água que, por segundo, atravessa, na atmosfera, uma superfície vertical e de largura unitária e cuja altura está compreendida entre duas camadas isobáricas P_0 e P_1 .

Os dados necessários a obtenção dos fluxos zonal e meridional são obtidos a partir de medições diretas da pressão, da temperatura do ar, da umidade relativa e da direção e velocidade do vento, em altitude, por meio de observações com radiossondas ou foquetes meteorológicos.

Determinou-se, com auxílio das expressões correspondentes, os valores de (q) , (u) e (v) , nos níveis padrões 1000, 850, 700 e 500 milibares, obtidos a partir de radiossondagens diárias realizadas as 11 horas (tempo civil de Greenwich) durante o ano de 1972, em Manaus e Belém.

4.4.1. Análise dimensional

Na equação (32) os seus termos têm como dimensão:

$$g = L \cdot T^{-2}$$

$$P = F \cdot L^{-2} = M \cdot L \cdot T^{-2} \cdot L^{-2} = M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$$

$$q = M \cdot M^{-1}$$

$$V = L \cdot T^{-1}$$

os quais, após substituição, indicam que o fluxo de vapor tem como dimensão "massa por área e por tempo"

$$Q = \frac{1}{LT^{-2}} (M \cdot M^{-1})(LT^{-1})(M \cdot L^{-1}T^{-2}) = ML^{-1}T^{-1}$$

4.4.2. Simplificação da equação para o cálculo prático

Usando-se na equação (32) a umidade específica (q) em

$$q = \frac{\text{gramas de vapor}}{\text{gramas de ar úmido}} = \frac{g_v}{g_u}$$

a pressão (P) em milibares

$$P(\text{mb}) = \frac{10^3 g_u \cdot \text{cm}}{\text{cm}^2 \cdot \text{s}^2}$$

a aceleração da gravidade (g)

$$g = 9,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$$

e a velocidade (u) ou (v) $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, obtem-se

$$[Q] = \frac{1}{g} \int_P^P q \cdot (u, v) \cdot dP = \frac{\text{s}^2 \cdot g_v \cdot \text{m} \cdot 10^3 g_u \cdot \text{cm}}{9,8 g_u \cdot \text{s} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{s}^2} = \frac{10^3 g_v}{9,8 \text{ cm} \cdot \text{s}}$$

a qual, integrada, pode ser representada na forma geral:

$$Q_{\lambda, \phi} = 102 \int_P^P q \cdot (u, v) dP \dots\dots\dots [33]$$

4.4.3. Metodologia seguida para aplicação da equação (33)

- divisão da camada 1000/500 mb em subcamadas, bem como o cálculo dos valores da umidade específica (q_i) foram realizados de modo análogo ao exposto em 4.3.3.;
- para cada dia e para cada um dos níveis 1000, 850, 700 e 500 milibares foram calculadas as componentes do vento (u_i) e (v_i); por convenção os sinais de u e v , em função da direção (θ) do vento informado na mensagem

meteorológica, serão:

Direção (θ) do vento V_i	u_i	v_i
$360 < \theta < 90$	-	-
90	$-V_i$	0
$90 < \theta < 180$	-	+
180	0	$+V_i$
$180 < \theta < 270$	+	+
270	$+V_i$	0
$270 < \theta < 360$	+	-
360	0	$-V_i$

- obteve-se para cada nível e para cada dia os produtos $(q_i \times u_i)$ e $(q_i \times v_i)$ e a partir destes, calculou-se as médias mensais $\overline{q \times v}$ e $\overline{q \times u}$, as quais possibilitaram o cálculo do fluxo médio mensal por subcamada. A soma dos fluxos médios por subcamada forneceu o fluxo total na camada entre 1000 e 500 milibares:

$$Q_\lambda = 102 \sum_{i=1}^3 \left[\frac{1}{n} \sum (q_i \times u_i) \right] \Delta P_i = 102 \sum_{i=1}^3 (\overline{q \times u}) \Delta P_i \dots (34)$$

$$Q_\phi = 102 \sum_{i=1}^3 \left[\frac{1}{n} \sum (q_i \times v_i) \right] \Delta P_i = 102 \sum_{i=1}^3 (\overline{q \times v}) \Delta P_i \dots (35)$$

i = camada

n = número de dias com informações no mês

4.5. Críticas ao método

Face a exiguidade de informações de ar superior na baixa

troposfera, torna-se difícil a obtenção e estimativa do perfil do vapor d'água atmosférico. Além disso o elemento sensor de umidade do radiossonda deixa de funcionar em temperaturas abaixo de -40°C ou até mesmo quando a umidade ambiente é muito baixa. Todos os dados, mesmo aqueles coletados em bases consistentes estão sujeitos a erros introduzidos pelo instrumental ou pelo método de medida, sendo muitas vezes impossíveis de serem detectados, *HUTCHERSON (1964)*.

Segundo ainda *HUTCHERSON*, nos cálculos da água precipitável e fluxo de vapor, utiliza-se do perfil da temperatura do ar (T) ou do ponto de orvalho (T_p) e, a partir deste, utiliza-se tabelas para a obtenção da umidade específica (q), sendo questionável se no intervalo (0 a -40°C) tal umidade será determinada em relação ao gelo ou a água. Alguns analistas estabelecem que a umidade específica deve ser obtida com relação ao gelo para as temperaturas do ar inferiores a 0°C enquanto outros selecionam o valor -40°C como ponto de transição. O primeiro caso exclui a possibilidade de um superesfriamento enquanto o segundo resulta numa descontinuidade no gradiente de umidade específica; baseado na possibilidade de um superesfriamento é que foram feitos os cálculos do presente trabalho.

Além disso, como já anteriormente citado, a carência de informações do ar superior sobre a Amazonia possibilita o estabelecimento de uma metodologia a qual, não sendo a melhor, oferece a vantagem de por a lume informações importantes.

4.6. O campo do vento e da umidade específica

A variação temporal do vento e da umidade específica, Figuras 36 a 39, foi obtida lançando-se os valores médios das componentes zonal (u) e da meridional (v), na interseção dos pontos $X = X(i, j)$, onde i refere-se ao mês e j o nível isobárico; para a umidade específica lançamos o valor médio mensal em cada nível, Figura 27 a 32.

4.6.1. A distribuição média mensal da água precipitável

A distribuição da água precipitável média em Belém e Manaus está graficamente representada. Nos eixos das ordenadas estão lançados os meses e nos das abcissas os valores da água precipitável, (Figura 24.). Representou-se as curvas de água precipitável (W_p) e evapotranspiração potencial (E) conjuntamente, de Manaus (Figura 35) e Belém (Figura 34). A Figura 33 apresenta as comparações entre a variação mensal da evapotranspiração potencial para Manaus e Belém.

Estudou-se também a distribuição vertical da água precipitável, obtendo-se assim uma idéia da participação de cada subcamada da atmosfera, Figuras 25 e 26.

4.6.2. Distribuição média mensal dos fluxos de vapor d'água

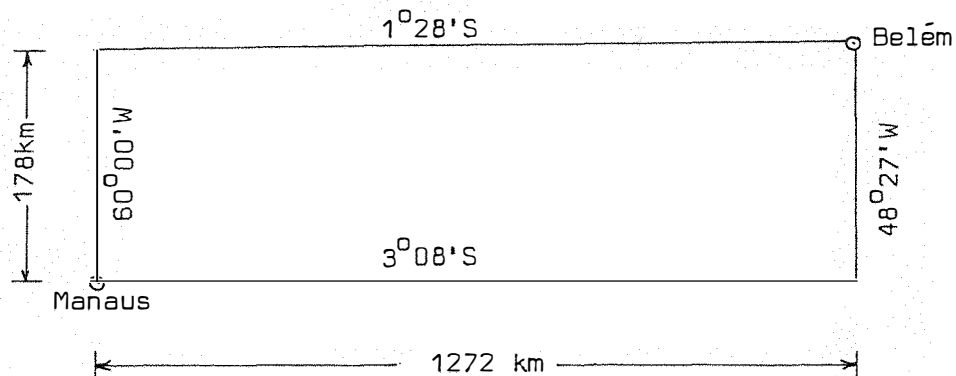
Obtidos os valores mensais dos fluxos zonal (Q_λ) e meridional (Q_ϕ) em Belém e Manaus, construiu-se as curvas de variação mensal, Figuras 40 e 41. Também as contribuições parciais de cada camada e em cada mês foram representadas graficamente. A exemplo do que foi feito para o campo do vento, valores mensais dos fluxos foram lançados para cada nível, a fim de obtermos uma total caracterização no tempo e por subcamada, da distribuição do parâmetro, Figuras 42 a 45.

4.7. Precipitação média (\bar{R})

A partir dos dados disponíveis do ano de 1972, referentes as várias estações meteorológicas localizadas na bacia amazônica, foram caracterizados os campos mensais e anual da precipitação, traçando-se isoietas, *NORDENSON (1968)*, Figuras 8 a 20.

Para o cálculo da precipitação média (\bar{R}) delimitou-se um retângulo, cujos vértices são as interseções dos paralelos e meridianos geográficos de Belém e Manaus:

	Latitude (S)	Longitude (W)	Altitude (m)
Manaus	3°08'	60°00'	40
Belém	1°28'	48°27'	13



4.8. Precipitação teórica (\bar{R}_T)

Para a determinação do valor mensal da precipitação teórica (\bar{R}_T), na área S descrita em 4.2., usou-se a seguinte relação

$$\bar{R}_T = \frac{8,64 \times 10^4 \times d \times h}{S} \cdot \Delta Q_\lambda \dots\dots\dots (36)$$

onde:

- d = número de dias no mês considerado;
- h = distância entre as latitudes de Manaus e Belém, em cm;
- ΔQ_λ = fluxo zonal líquido entre Belém e Manaus;
- S = área do retângulo, em cm^2 .

Usando-se os valores na expressão (36), tem-se

$$\bar{R}_T = \frac{8,64 \times 10^4 \times d \times 1,78 \times 10^7 (\text{cm}) \times \Delta Q_\lambda (\text{g}_V)}{1,272 \times 10^8 (\text{cm}) \times 1,78 \times 10^7 (\text{cm}) \cdot (\text{cm})}$$

$$\bar{R}_T = 7,69 \times 10^{-3} \times d \times \Delta Q_\lambda \quad (\text{em milímetros})$$

Os valores obtidos acham-se no Quadro 13.

5. RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO

Os resultados obtidos, sua interpretação e discussão para cada meteoro analisado, são apresentados nos seguintes itens a seguir:

- 5.1. Campo da precipitação
- 5.2. Água precipitável
- 5.3. Fluxos de vapor
- 5.4. Campo do vento
- 5.5. Relações gerais

5.1. Campo da precipitação

A partir dos dados mensais de precipitação foram traça-

das as isoietas nas Figuras 8 a 20. Comparando-se êstes campos com os correspondentes às Normais Climatológicas constantes do "*Atlas Climatológico do Brasil*" verificamos que, de um modo geral, as variações mais significativas ocorridas em 1972, foram:

- as isoietas dos meses de janeiro, março, abril, setembro, outubro, novembro e o anual, apresentaram configuração semelhante às Normais correspondentes; Figuras 8, 10, 11, 16, 17 e 18;
- em fevereiro verificou-se alteração somente na região do Estado do Acre, com um aumento progressivo dos valores da precipitação no sentido nordeste-sudoeste e a partir do eixo Benjamin Constant-Lábrea; o mapa de Normais neste mês reporta decréscimo na mesma faixa; Figura 9;
- o período compreendido entre o mês de maio e o de agosto apresentou configuração idêntica às das Normais correspondentes, porém com valores menores na região do Território do Rio Branco e a noroeste do Estado do Amazonas, nas cercanias de São Gabriel, Iauretê; Figuras 12 a 15;
- no mês de dezembro a configuração, de um modo geral, foi idêntica à Normal, apresentando porém, variação na região de Belém e Ilha de Marajó, Figura 20;

Os valores das precipitações para o ano de 1972 em Manaus e Belém foram obtidos calculando-se a média aritmética entre os valores disponíveis das três estações meteorológicas em Manaus e duas em Belém; os resultados para 1972 bem como os valores Normais acham-se no Quadro 3 e Figura 21.

Representou-se por Δ a diferença entre os valores Normais mensais da chuva e os obtidos no ano de 1972; nos meses nos

quais $\Delta > 0$ significa que em 1972 os valores da chuva foram inferiores aos Normais, Quadro 4.

A Figura 22 apresenta as curvas dos valores mensais de Δ , determinados para Belém e Manaus.

Os valores totais anuais em Belém e Manaus, em 1972, foram superiores aos Normais, em cerca de 209 e 92 mm, respectivamente.

AZEVEDO (1974) analisando dados de chuva do período 1931/1970 estabeleceu os seguintes coeficientes de variação:

	BELÉM	MANAUS
Janeiro	31,8	29,4
Fevereiro	26,6	29,4
Março	28,6	38,4
Abril	24,7	29,4
Maiο	33,8	47,6
Junho	33,5	43,5
Julho	37,0	52,5
Agosto	42,6	66,6
Setembro	36,0	62,8
Outubro	39,0	48,7
Novembro	63,3	36,4
Dezembro	36,5	31,4

Com base nestes valores e utilizando-se do "Teste t", verificou-se que os valores mensais das chuvas ocorridas no ano de 1972 não são estatisticamente diferentes dos valores "Normais", estabelecidos para Manaus e Belém. Pode-se deduzir que, em média, as conclusões do presente trabalho são válidas quando generalizadas.

A partir dos campos da precipitação representados pelas

Figuras 8 a 20, delimitou-se a área para a qual, segundo o método descrito em 4.7., calculou-se os valores da chuva média (\bar{R}), constantes do Quadro 5 e representados na Figura 23.

A análise do Quadro 3 mostra que, para a mesma localidade, os totais obtidos em suas estações meteorológicas diferem bastante entre si em alguns meses, apesar das estações serem relativamente próximas. Tratando-se de estações pertencentes a órgãos oficiais, admite-se que as chuvas são na forma de aguaceiros definidos, isolados e bem localizados, afastando a hipótese de erros de operação nas estações.

5.2. Água precipitável

Utilizando-se das informações das radiossondagens, foram calculados os totais mensais da água precipitável (W_p) em Belém e Manaus, Quadros 6 e 7. Com base nos resultados obtidos, construiu-se a Figura 24, na qual comparamos os valores mensais da água precipitável das duas localidades.

A análise da Figura 24 mostra, para Belém, um mínimo principal em outubro e um secundário em junho, apresentando máximo principal em abril e dois secundários em dezembro e agosto. Verifica-se uma semelhança nas configurações e a água precipitável em Manaus, apresenta valores mensais superiores aos de Belém, principalmente a partir de setembro, Quadros 6 e 7. Os valores encontrados para a água precipitável no presente estudo coincidem, em ordem de grandeza, com os obtidos para outras regiões e relatados nas pesquisas consultadas.

As Figuras 25 e 26, apresentam a variação mensal por camada isobárica, da água precipitável em Belém e Manaus, respectivamente.

As Figuras 27 a 32, apresentam a distribuição, por nível

isobárico, de umidade específica média (\bar{q}). Pela tendência das curvas, observa-se ser muito pequena sua contribuição nas camadas acima dos 500 mb, nível para além do qual os valores da água precipitável, para fins práticos, não são computados. Os valores da umidade específica média determinados, situam-se, em geral, no intervalo 2 - 18 g/kg aos níveis 500 e 1000 milibares, respectivamente, em ambas as localidades estudadas.

A distribuição da evapotranspiração potencial mensal acha-se na Figura 33, construída usando os valores constantes do Quadro 2; as curvas apresentam configurações semelhantes e as Figuras 34 e 35 representam estas mesmas curvas comparadas com as de água precipitável.

5.3. Fluxo de vapor

Os fluxos de vapor, zonal e meridional, tanto em Belém como em Manaus, calculados a partir das equações 34 e 35 são apresentados nos Quadros 8 a 11. Do seu estudo depreende-se que o valor do fluxo zonal anual de Belém foi superior ao de Manaus em cerca de 430 gramas de vapor/cm.s; estabelecendo-se a comparação mensal, Figura 40, verifica-se que de janeiro a setembro, o fluxo zonal em Belém, foi superior ao de Manaus e inferior em outubro e novembro. É importante salientar que o fluxo zonal na área estudada teve sempre o mesmo sentido, isto é, de Este para Oeste, e este fato nos leva a admitir uma fonte de vapor d'água entre Belém e Manaus, nos meses nos quais o fluxo zonal em Manaus foi superior ao de Belém.

A componente meridional (Q_{ϕ}) constituiu, em média, 8% a 40% da componente zonal (Q_{λ}) em Manaus; para Belém ela constituiu 12% a 54%, apresentando, porém um elevado valor de 123% no mês de abril; neste mês a evapotranspiração potencial alcançou o seu menor nível.

Analisando o fluxo meridional em Belém, Figura 41, verificamos um sentido constante, isto é, fluxo do Sul para o Norte (par-

te positiva do gráfico); em Manaus verifica-se uma variação no sentido, sendo de Sul no mês de abril a setembro e de Norte nos demais meses.

Representando-se vetorialmente os fluxos meridional (Q_{ϕ}) e zonal (Q_{λ}), a sua composição permite construir-se o vetor fluxo resultante (Q), o qual acha-se colocado nas Figuras 8 a 20 sobre Belém e Manaus; esta representação nos permite verificar em Belém um fluxo total praticamente de ESE durante todo o ano e em Manaus o fluxo ronda entre SSE e NE.

Comparando-se os fluxos meridional e zonal e com auxílio das Figuras 8 a 20, 46 e 47, verificou-se uma correspondente entre os fluxos e a faixa de depressão equatorial; esta faixa tem um deslocamento que varia pouco mais do que 5° em latitude em média, atingindo o hemisfério sul no seu deslocamento máximo em janeiro e o hemisfério norte em julho.

5.4. Campo do vento

No presente trabalho, estabeleceu-se as componentes zonal e latitudinal do vento para dois pontos e tal procedimento apresentou informações úteis e que permitirá um estudo posterior mais detalhado; através do traçado dos perfis das componentes do vento, pode-se estabelecer informações úteis para o conhecimento da camada atmosférica sobre a região amazônica, tais como a advecção de umidade, a distribuição de nebulosidade e da chuva. A circulação meridional média, por sua vez, constitui a pedra angular de muitas teorias, desde a época de *HADLEY*, para explicação do balanço de massa entre os dois hemisférios terrestres.

Considerando-se a componente zonal do vento, os resultados obtidos no presente estudo mostram que, um vento de leste sopra na faixa equatorial durante todo o ano na baixa troposfera. A Figura

38 evidencia em Manaus a predominância dos ventos de leste durante todo o ano e em quase todos os níveis estudados, havendo pequeno núcleo de oeste acima dos 500 milibares nos meses de janeiro e dezembro. A distribuição da componente meridional para a mesma localidade, está representada na Figura 39. De sua análise verifica-se uma predominância dos ventos de sul entre março e setembro em todos os níveis estudados e para os demais meses a predominância se verifica acima dos 700 mb. De outubro a março a componente de sentido norte predomina até o nível dos 700 mb; nesta época do ano a faixa de depressão equatorial, Figura 47, situa-se mais para o sul do continente, originando com isso a penetração dos aliseos do nordeste no hemisfério sul.

As Figuras 36 e 37 apresentam a variação das componentes zonal e meridional do vento em Belém. As componentes zonal de este, a exemplo do verificado em Manaus, é dominante em todos os níveis estudados, apresentando núcleos com valores máximos com valores máximos no nível de 700 mb e sendo superiores aos correspondentes estabelecidos para Manaus. A análise do campo da componente meridional, Figura 37, apresenta os ventos de sul atuando em quase todo o ano porém, nos níveis abaixo dos 950 mb, o sentido é invertido, exceto em maio e junho. Verificou-se também serem mais elevados os valores das componentes (u) e (v) em Belém.

5.5. Relações gerais

Com os valores de \bar{R}_T , \bar{E} e \bar{R} obtidos procurou-se estabelecer uma relação entre essas quantidades. Inicialmente cabe frisar que o parâmetro escolhido para o cálculo de \bar{R}_T foi o fluxo zonal (Q_λ) porque, como ficou demonstrado nos resultados apresentados:

- o fluxo no sentido este-oeste é o predominante na área e dispõe-se de dois pontos localizados numa faixa com a largura de somente $1^{\circ}40'$ de latitude;

- o fluxo meridional (Q_{ϕ}) foi calculado para dois pontos situados em meridianos distantes entre si em $11^{\circ}33'$ de longitude;
- a contribuição dos fluxos meridionais (Q_{ϕ}) parece ser pequena comparada com os fluxos zonais.

Fazendo-se a subtração entre os valores totais mensais dos fluxos zonais em Manaus e Belém, encontrou-se os valores ΔQ_{λ} (Quadro 13) e a partir deles estabeleceu-se duas hipóteses:

1. sendo $\Delta Q_{\lambda} > 0$ pode-se admitir uma quantidade de vapor, de origem predominantemente oceânica e considerada como parte disponível para a precipitação, a qual é definida aqui como uma "precipitação teórica \bar{R}_T ", descrita em 4.8.
2. o valor $\Delta Q_{\lambda} < 0$ parece indicar uma contribuição de fonte de vapor localizada entre Manaus e Belém, ou seja, vapor originário da própria bacia e no trecho considerado, também disponível para a precipitação.

Analisando os dados do Quadro 13, verifica-se que somente os meses de outubro e novembro enquadram-se na hipótese 2. Calculou-se, para cada mês, a relação

$$k = \frac{\bar{R}}{\bar{R}_T + \bar{E}}$$

cujos valores encontrados acham-se no Quadro 13 e representados pela Figura 49; procurou-se assim estabelecer o grau de participação do fluxo zonal, combinado com a evapotranspiração potencial, para a geração de chuva na área.

Os valores de $k < 1$ parecem indicar a existência de uma parcela muito grande de vapor nas camadas mais baixas da troposfera, porém a energia de natureza convectiva é insuficiente para provocar a

precipitação.

Os valores de $k > 1$, ou seja, valores da precipitação maiores do que o disponível para ela, poderiam ser interpretados como uma reciclagem do vapor na região, permanecendo ainda uma reposição de vapor, via fluxo zonal.

Entretanto, no mês de fevereiro, quando isto ocorreu com maior intensidade, com $k = 1,51$, a evapotranspiração potencial (E) teve um dos seus menores valores no ano, mas a chuva caída permaneceu constante. Segundo *RUMNEY*, neste período a faixa de depressão equatorial está deslocada mais para o hemisfério sul, apresentando a convergência dos aliseos de NE e SE sobre o interior do continente. Os aliseos de NE sopram do Atlântico norte para a América sul, penetrando no sentido latitudinal e incorporando-se a circulação permanente de baixa pressão dominante na região central do Brasil, o que leva a creditar que o Oceano Atlântico participa como maior responsável pelo suprimento de vapor para a região amazônica e que a contribuição meridional do fluxo de vapor, apesar de pequena, teve papel importante nos meses de outubro a março de 1972.

No presente trabalho utilizou-se do método de *THORNTHWAITE* para a estimativa da evapotranspiração potencial na área em virtude de dispor-se, no ano de 1972, de dados mensais de temperatura do ar em Manaus, Belém e Taperinha, estando esta última cidade localizada praticamente na distância média entre as duas. A estimativa da evapotranspiração potencial média mensal na área foi estabelecida a partir da média aritmética dos valores calculados para as 3 cidades. Embora o método de *THORNTHWAITE* seja sujeito a críticas, optou-se pelo menos em virtude da facilidade e a disponibilidade de dados básicos. Os valores aqui estimados, comparados com os obtidos por *VILLA NOVA et alli (1975)* apresentam em alguns meses diferenças da ordem de 5 mm/mês, mas na maioria dos casos são praticamente coincidentes.

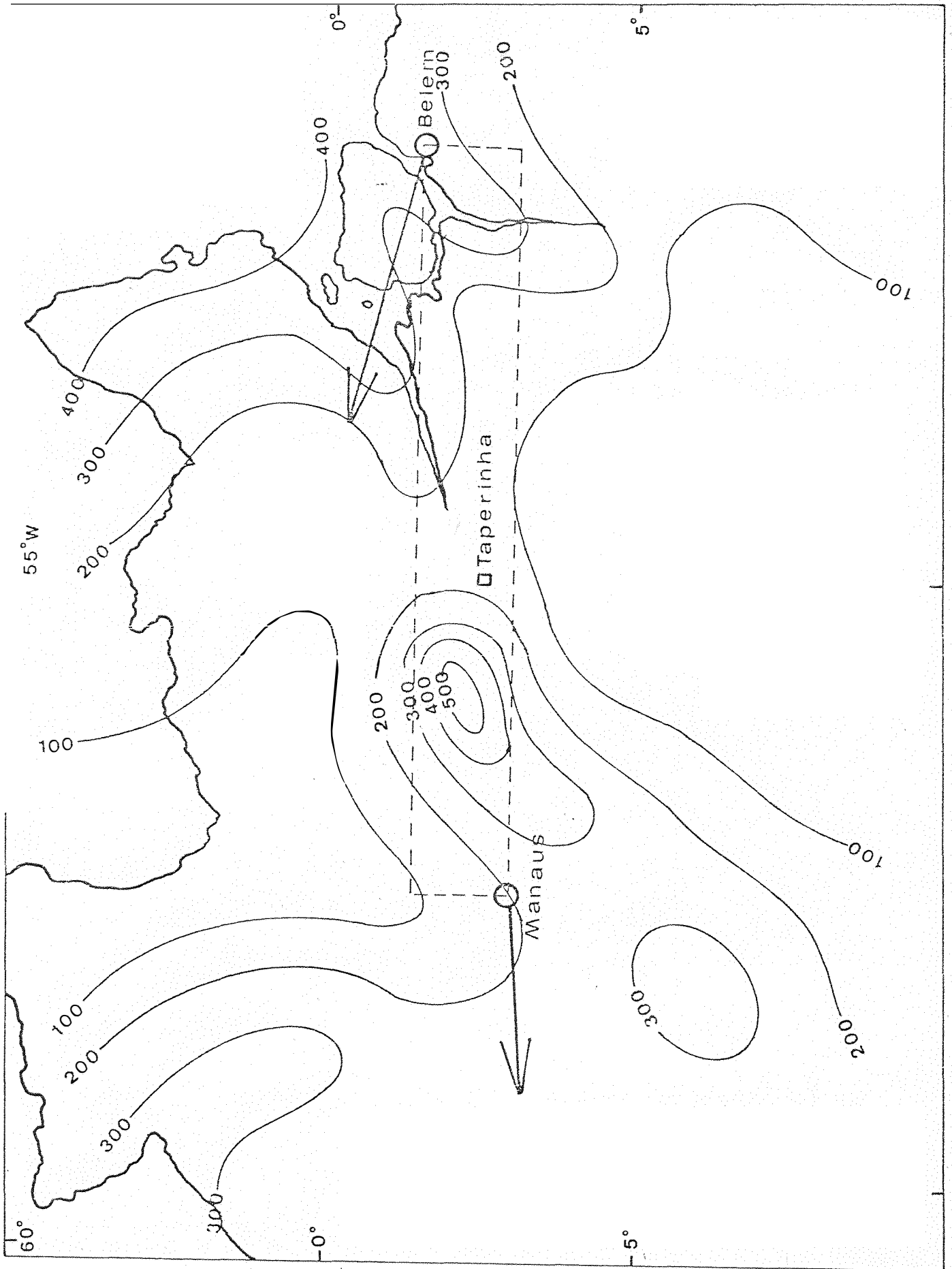


Figura 8. Precipitação em janeiro de 1972.

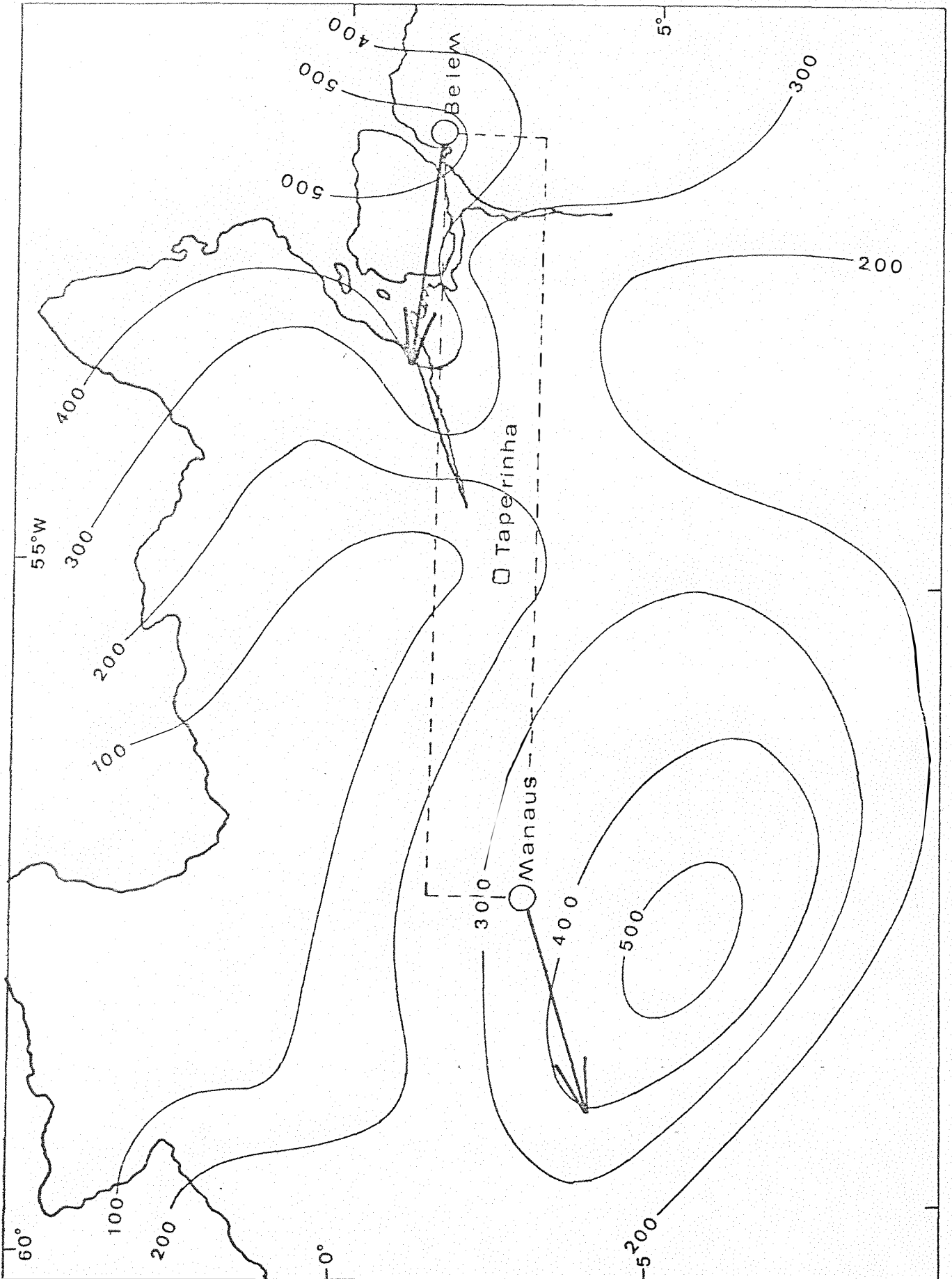


Figura 9. Precipitação em fevereiro de 1972.

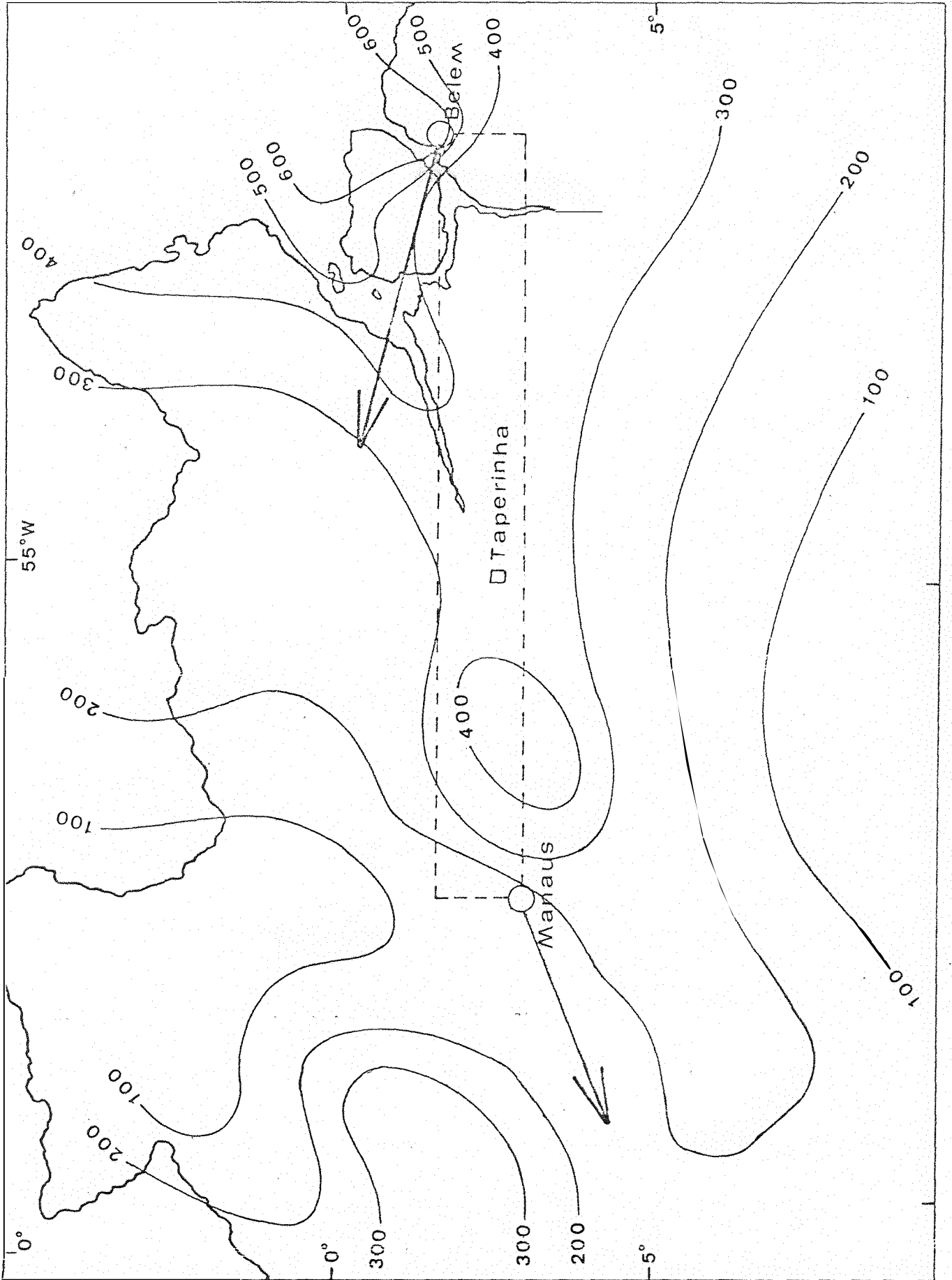


Figura 10. Precipitação em março de 1972.

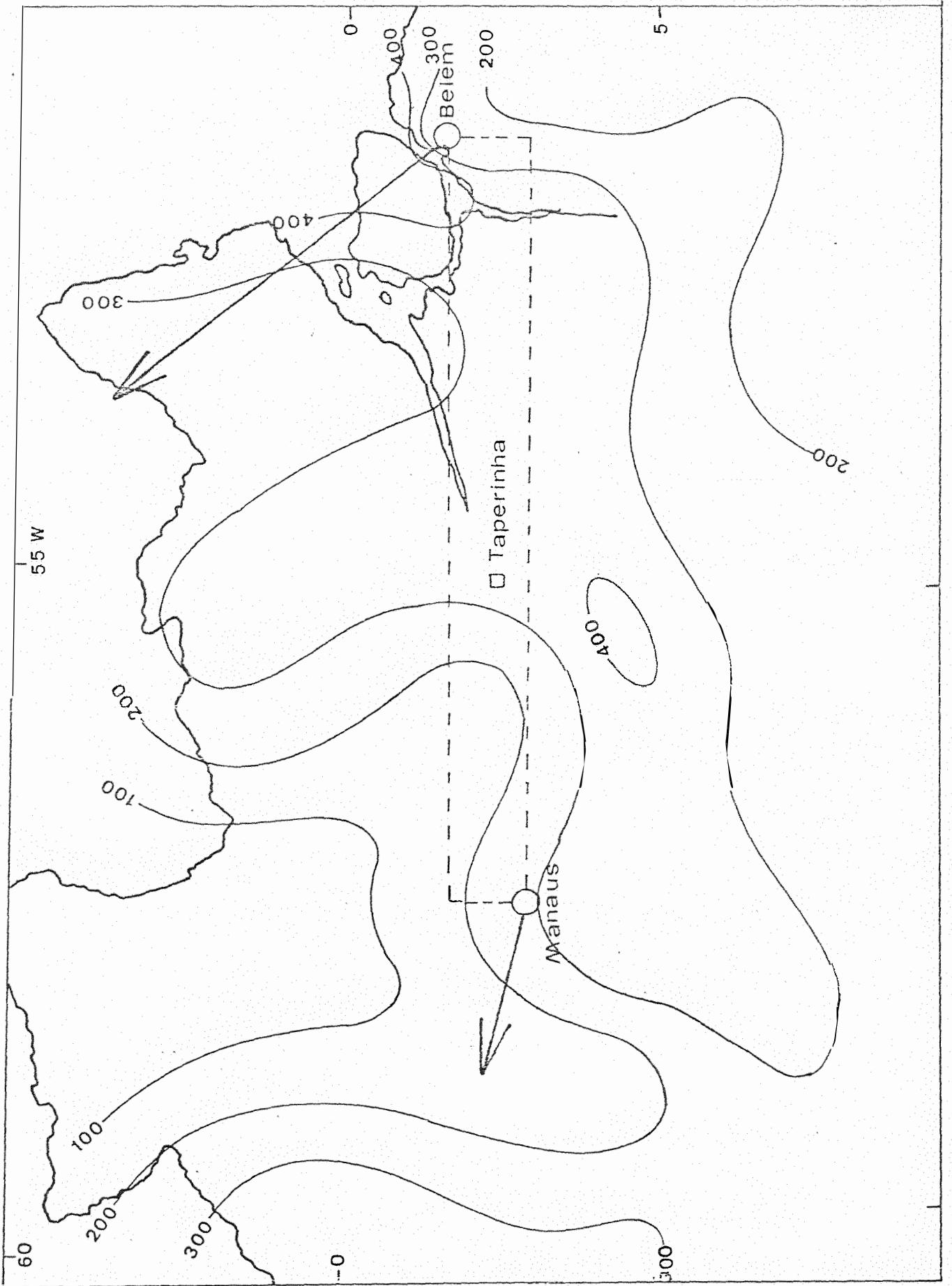


Figura 11. Precipitação em abril de 1972.

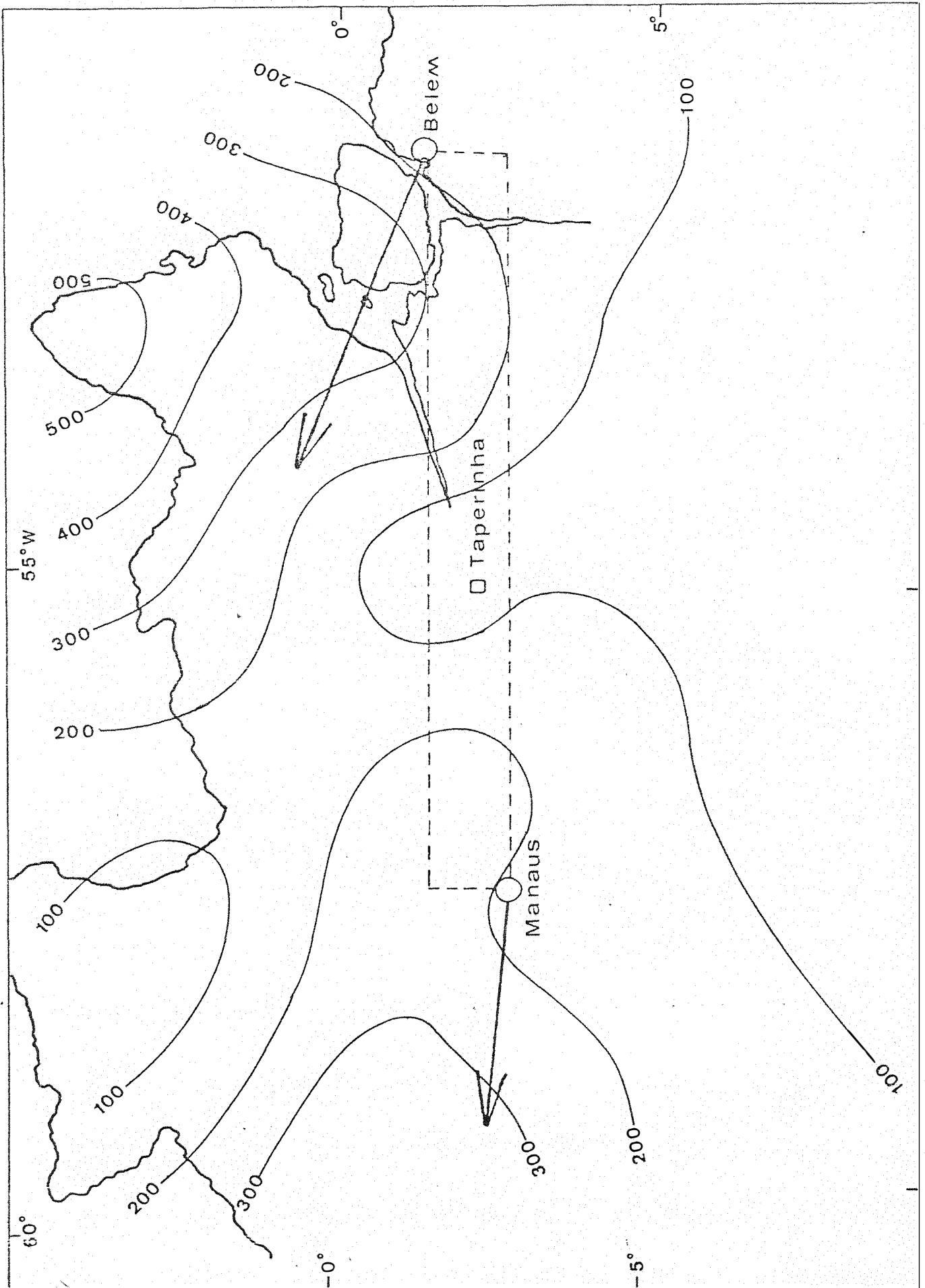


Figura 12. Precipitação em maio de 1972.

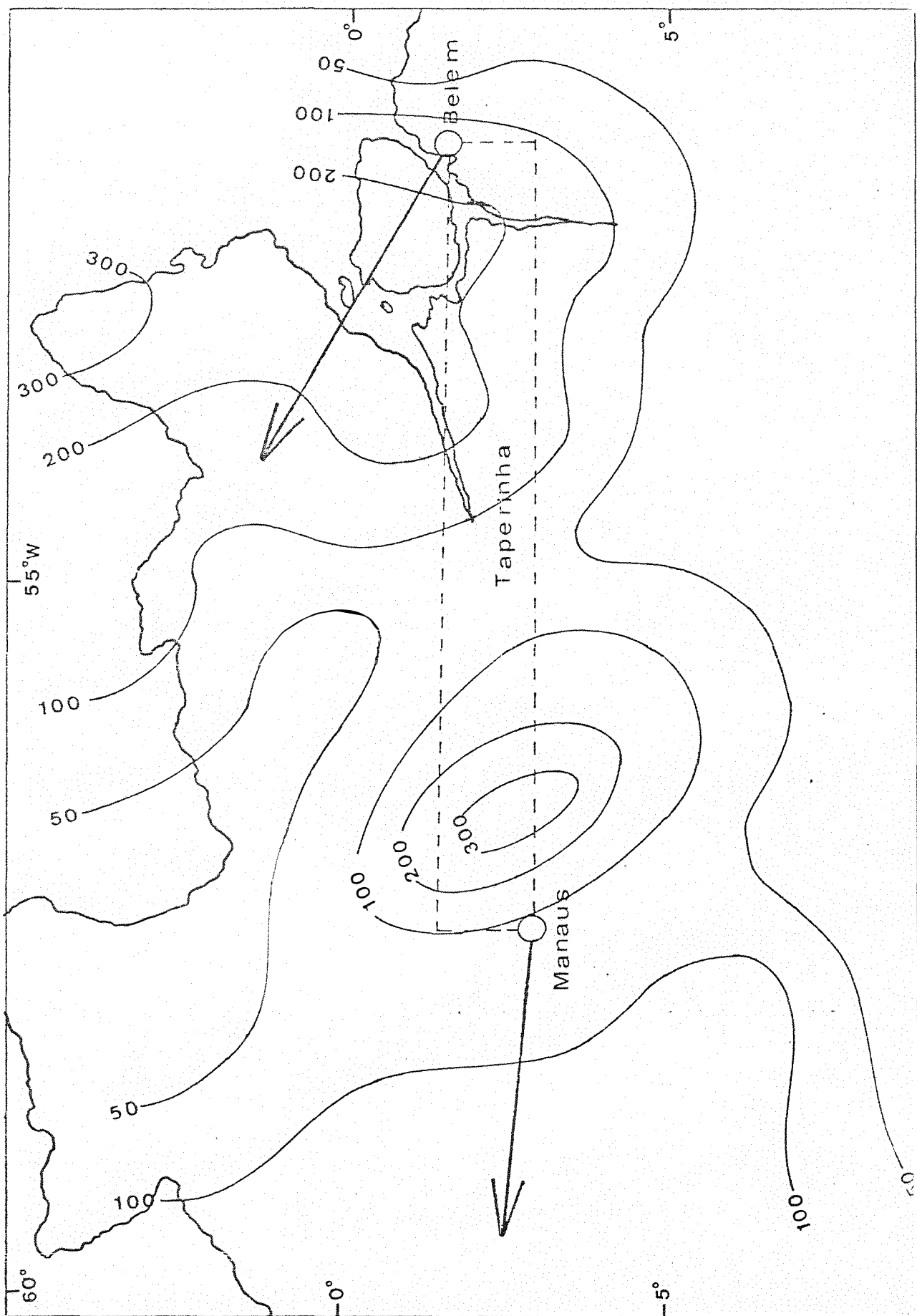


Figura 13. Precipitação em junho de 1972.

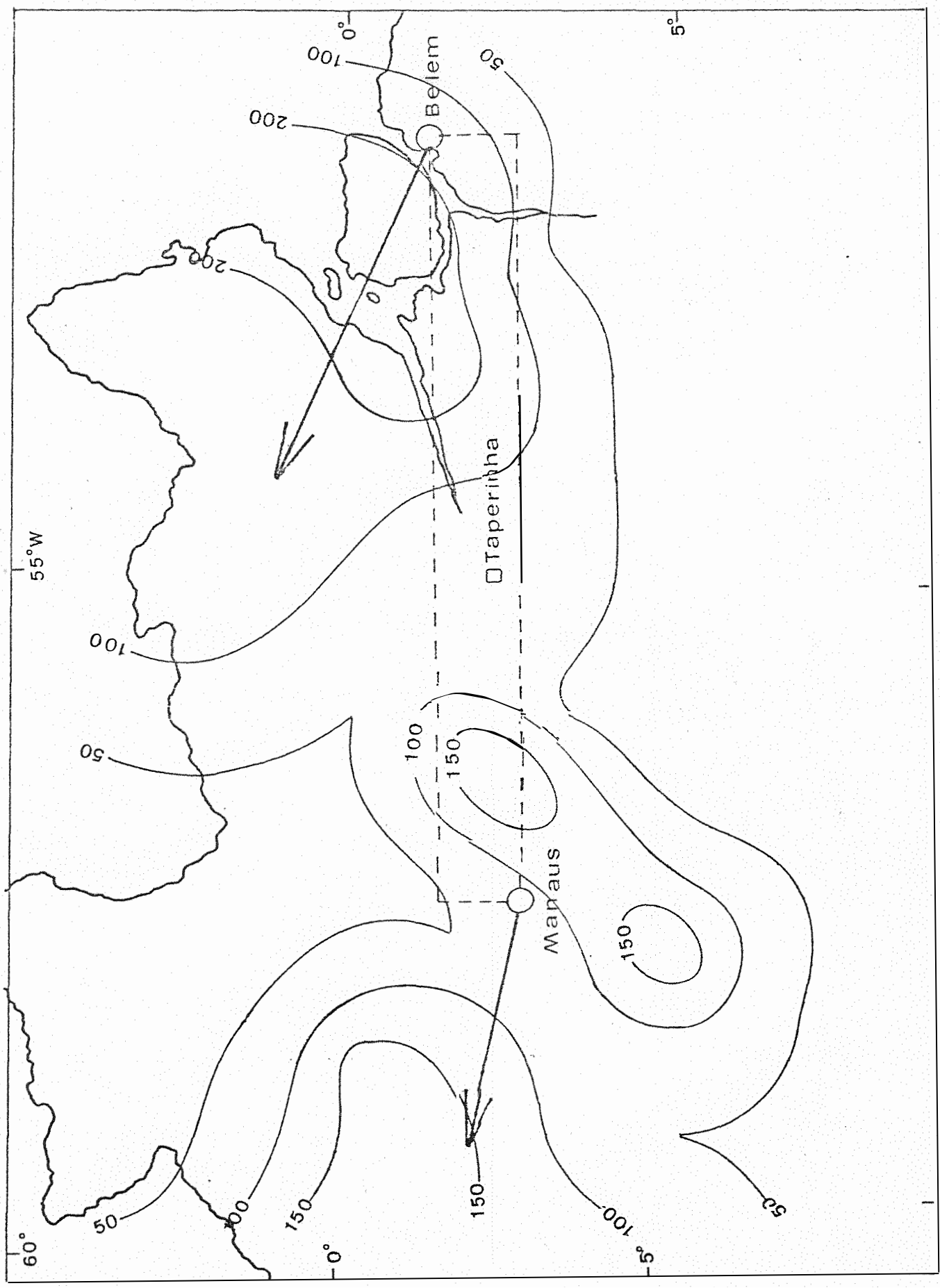


Figura 14. Precipitação em julho de 1972.

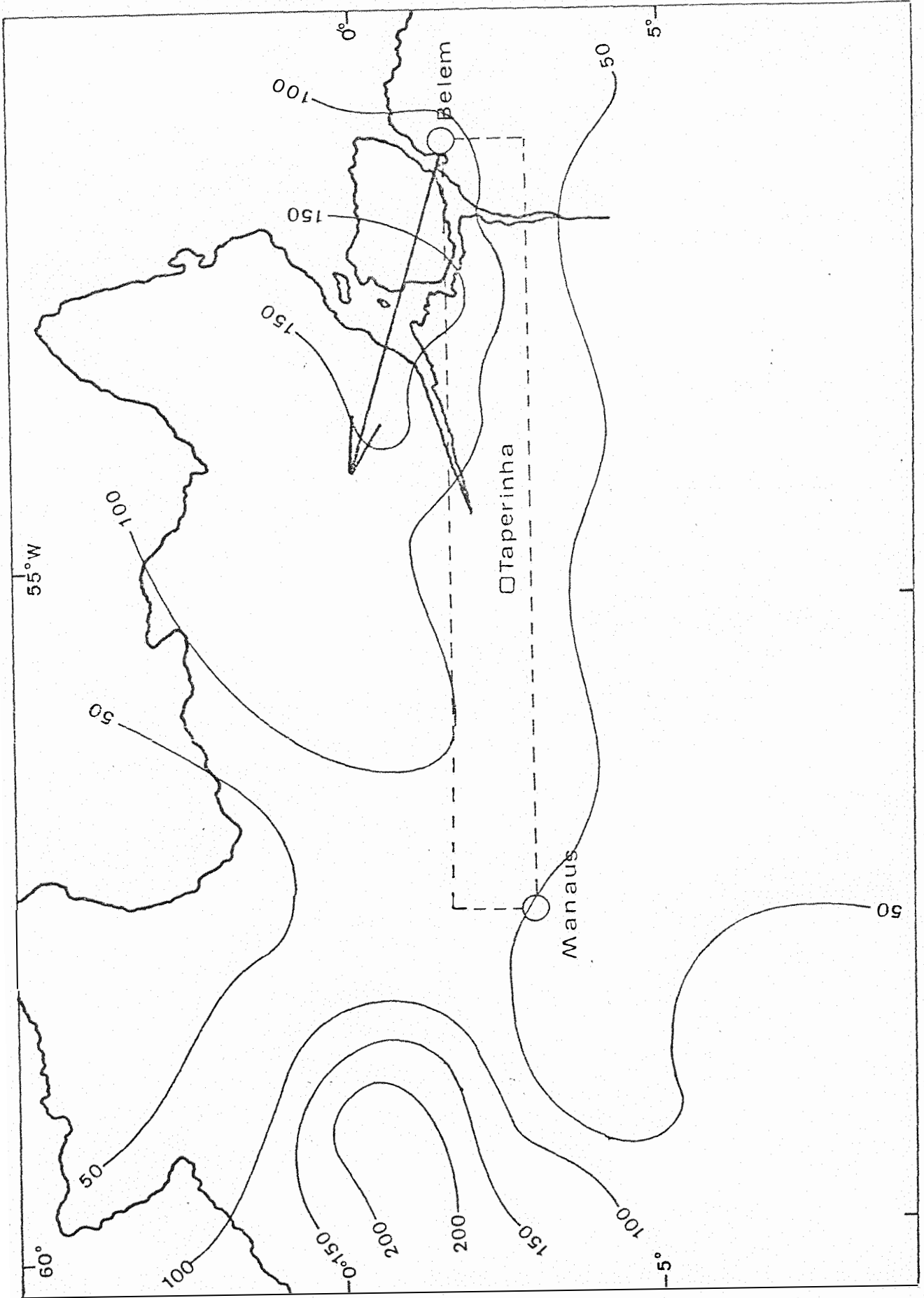


Figura 15. Precipitação em agosto de 1972.

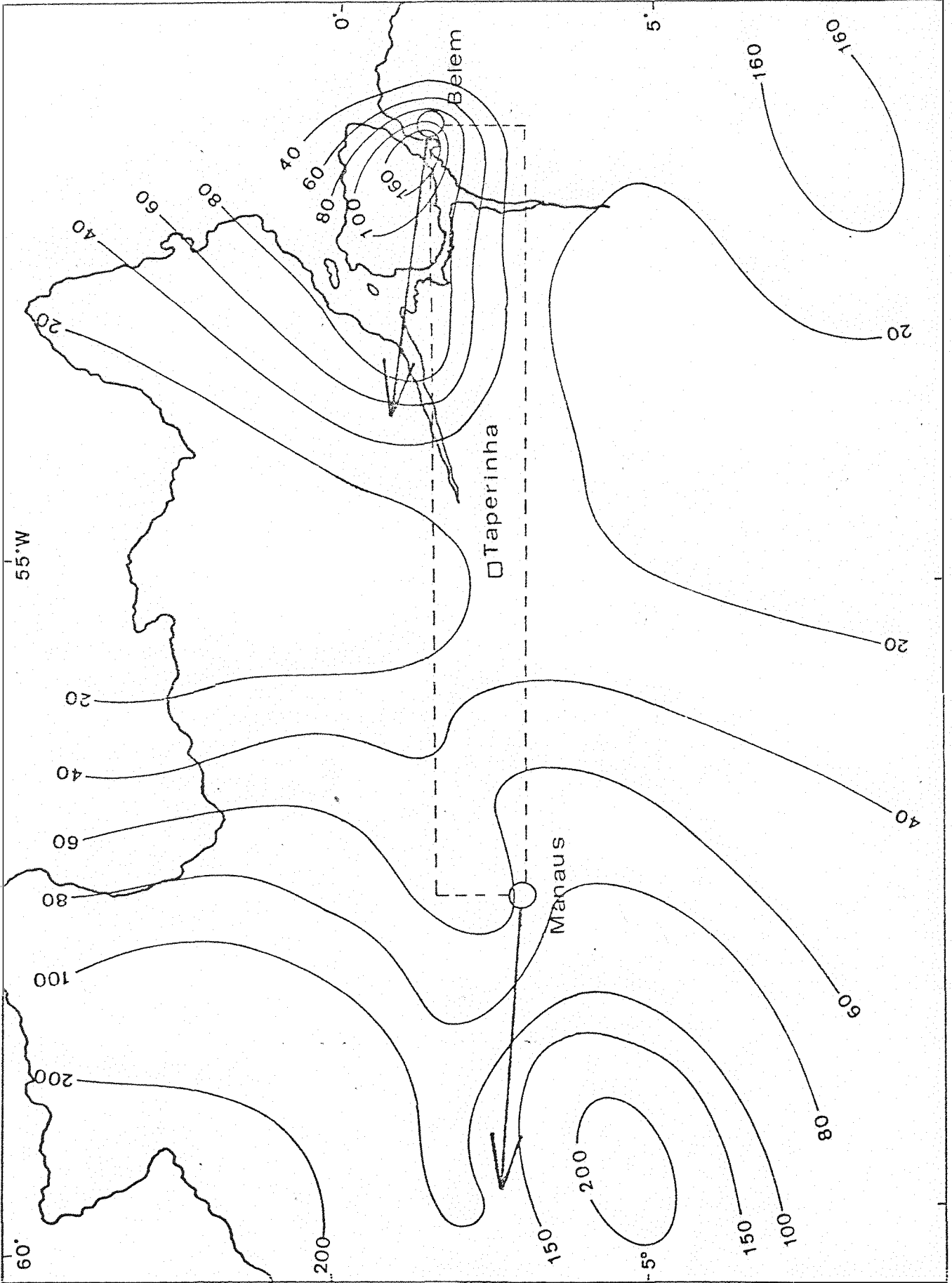


Figura 16. Precipitação em setembro de 1972.

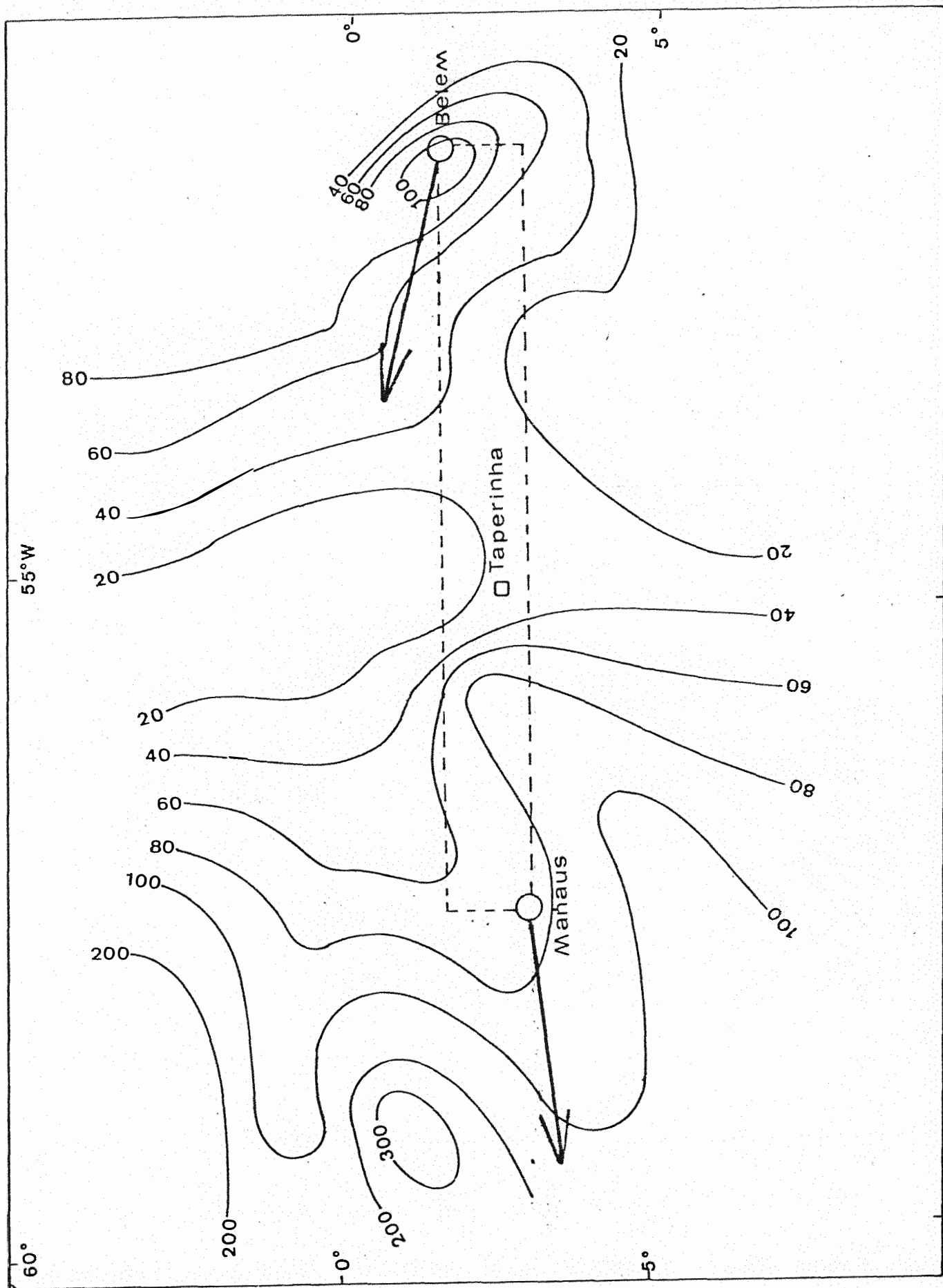


Figura 17 - Precipitação em outubro de 1972

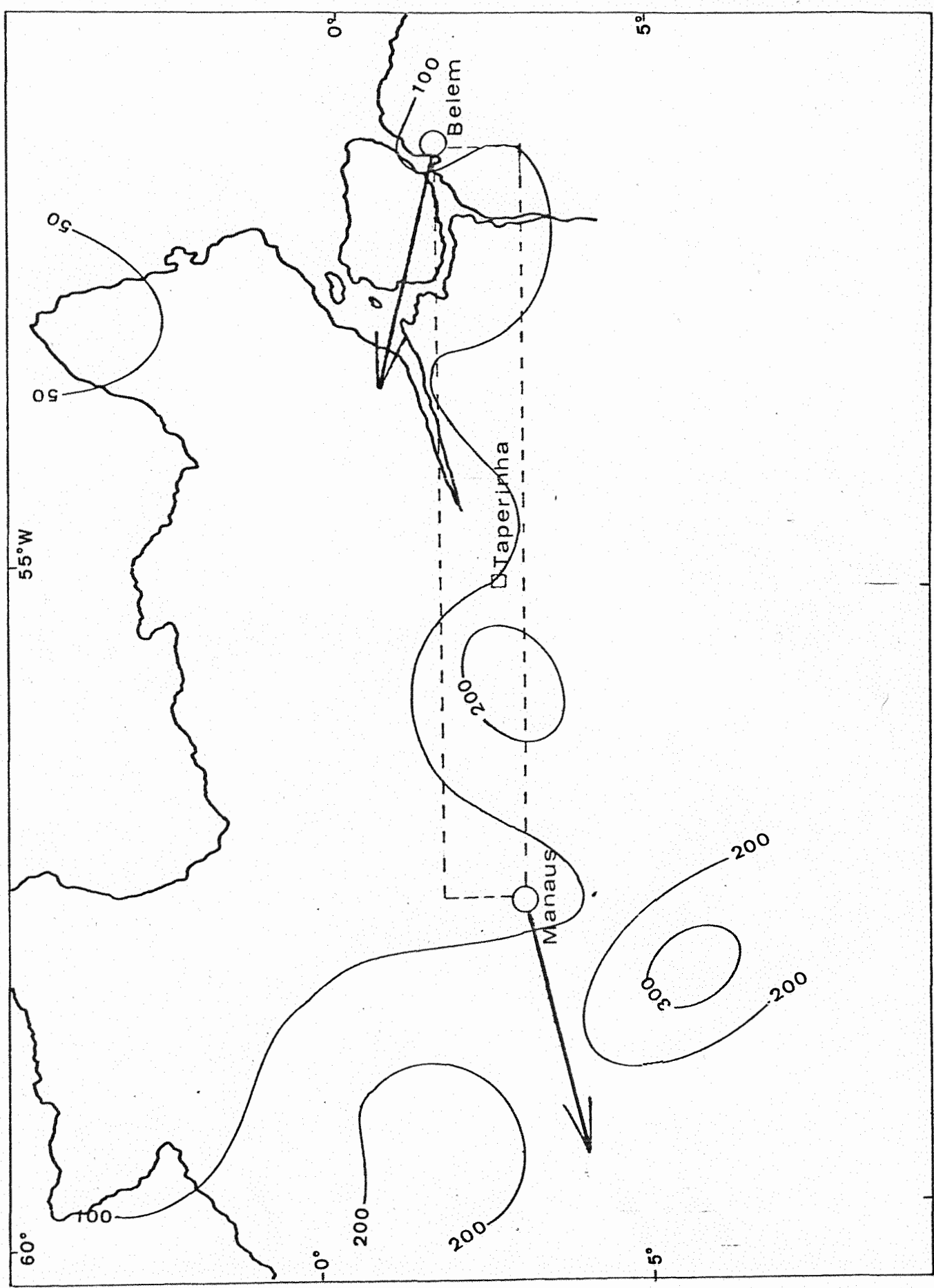


Figura 18 - Precipitação em novembro de 1972

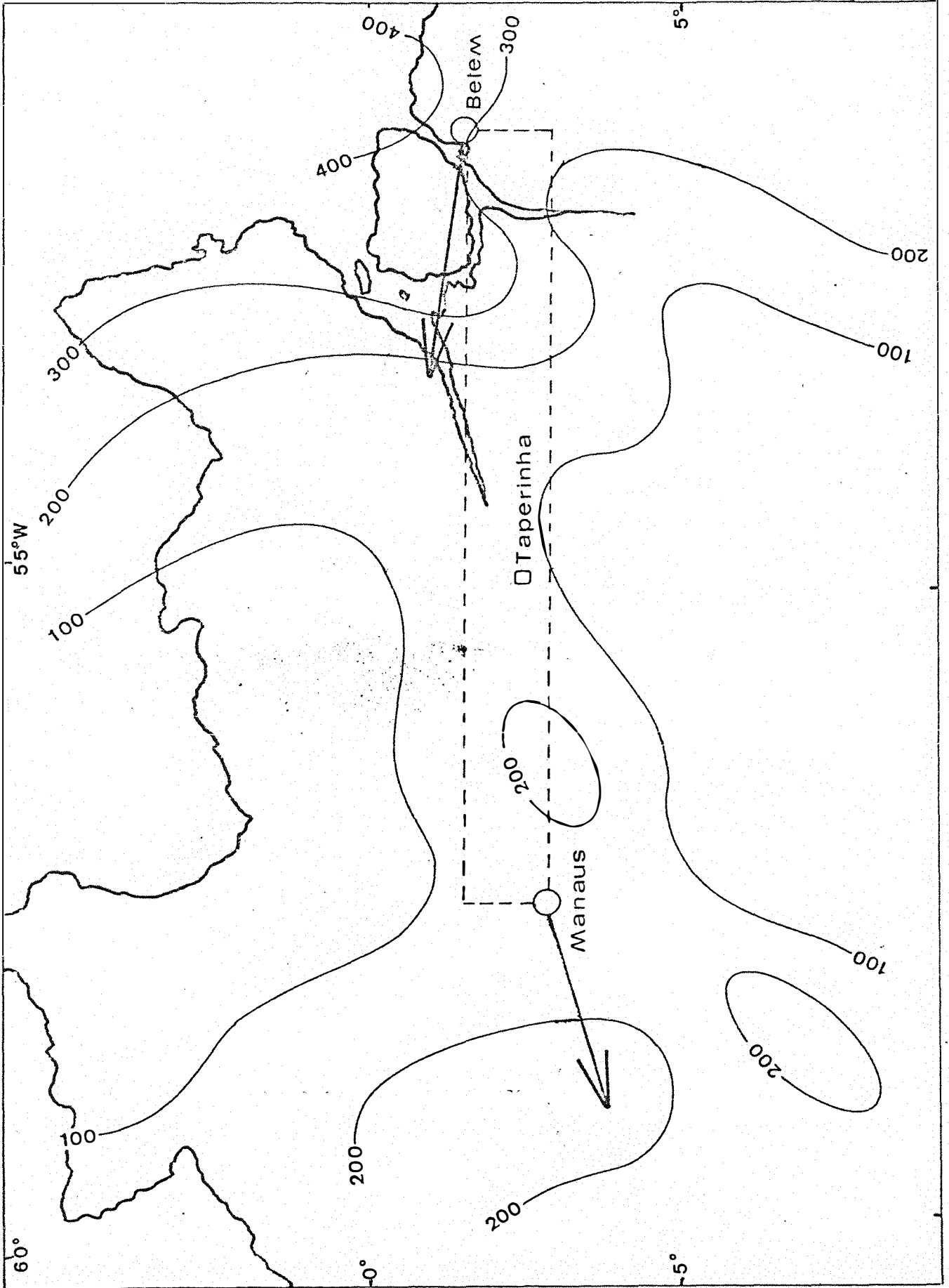


Figura 19. Precipitação em dezembro de 1972.

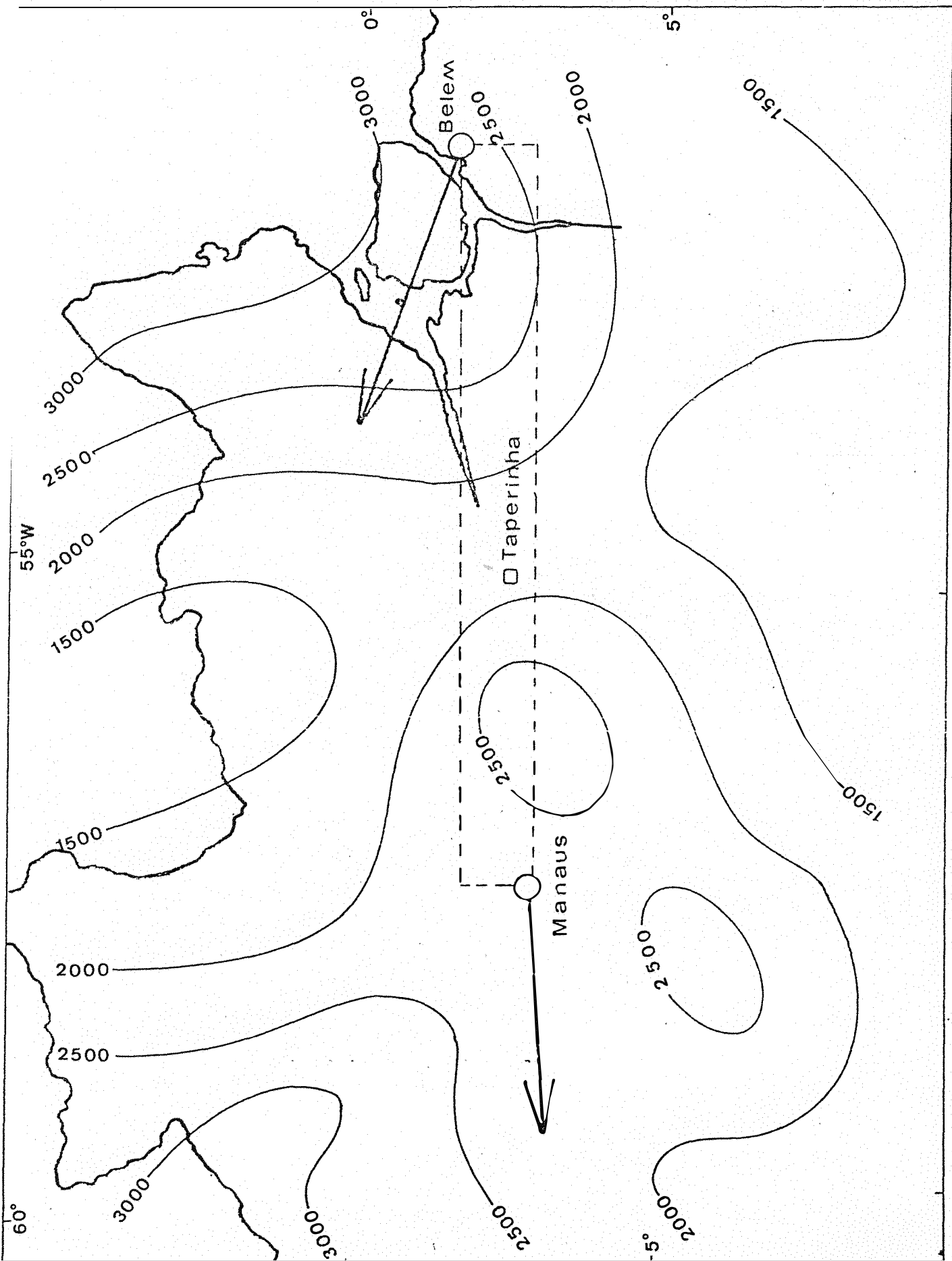


Figura 20. Precipitação total em 1972.

Quadro 3. Valor médio da precipitação mensal (mm) em MANAUS e BELEM - 1972.

Local	Orgão	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	TOTAL
B E L E M	M.AGR.	334	420	444	212	174	186	179	126	222	100	80	286	2.760
	FAB	-	574	671	248	201	114	183	143	163	132	125	-	2.553
	Média	334	497	560	230	188	150	181	134	192	116	103	286	2.971
	Normal*	318	407	436	362	265	165	161	116	120	105	90	197	2.762
M A N A U S	M.AGR.	258	194	367	513	322	97	88	51	26	82	112	182	2.311
	FAB	-	331	179	291	191	82	63	48	58	63	86	-	1.392
	INPA	263	341	291	268	285	159	191	99	53	184	93	210	2.438
	Média	260	289	285	357	266	113	114	66	46	110	97	196	2.199
	Normal*	276	277	301	287	193	99	61	41	62	117	165	228	2.107

(*) "Normais Climatológicas", vol. I, Departamento de Meteorologia, Ministério da Agricultura, período 1931/60, Rio/1970.

x 10 mm

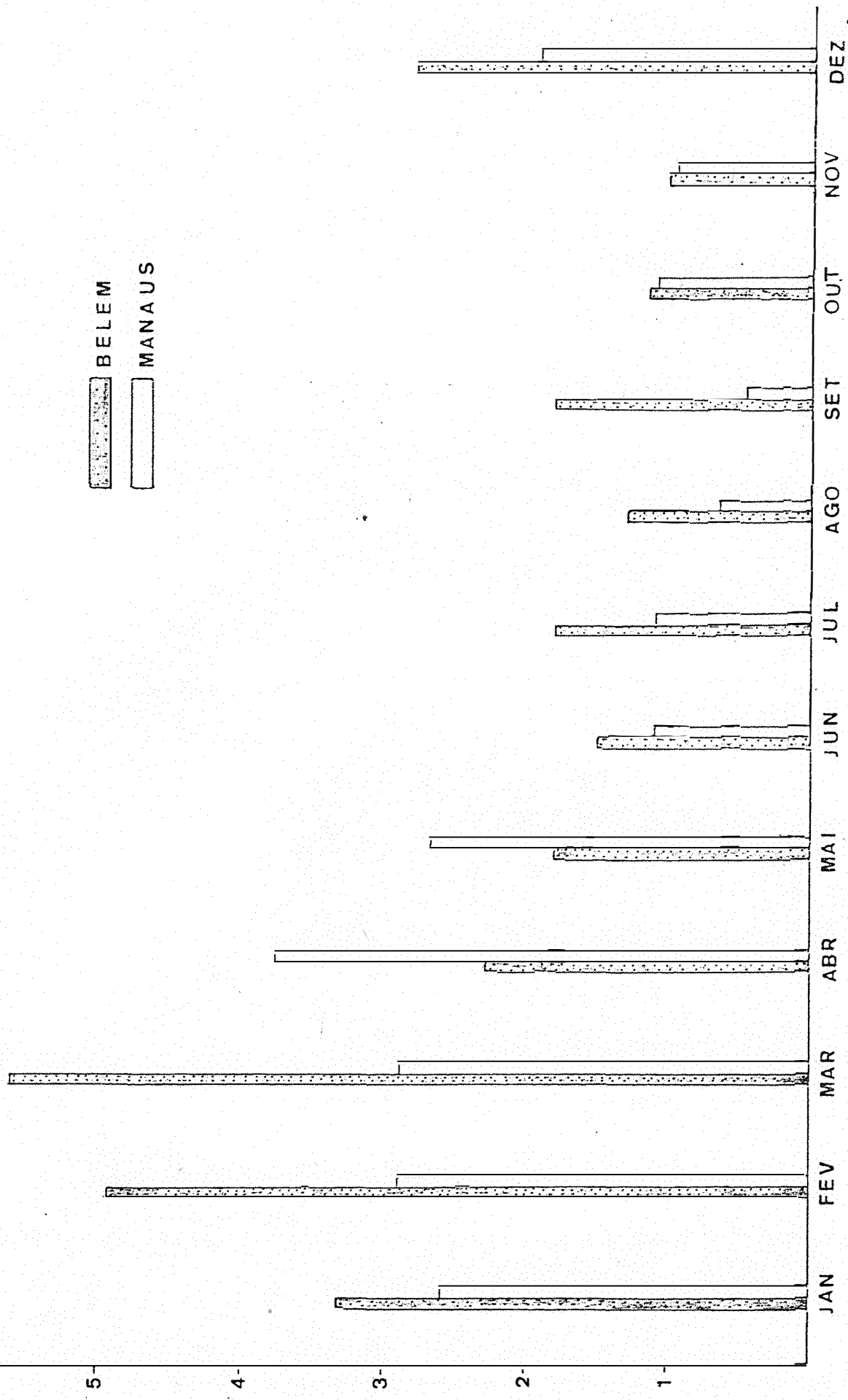


Figura 21 - Precipitação média mensal, em mm, em Belem e Manaus, no ano de 1972

Quadro 4. Afastamento (Δ), em mm, dos totais de precipitação em 1972, em relação à normal climatológica de 1931/1960.

$$\Delta = R (\text{normal}) - R (1972)$$

Mes	Belem (mm)	Manaus (mm)
Janeiro	-16	16
Fevereiro	-90	-12
Março	-124	16
Abril	152	-70
Mai	77	-73
Junho	15	-14
Julho	-20	-53
Agosto	-18	-25
Setembro	-72	16
Outubro	-11	7
Novembro	-13	68
Dezembro	-89	32
ANO	-209	-92

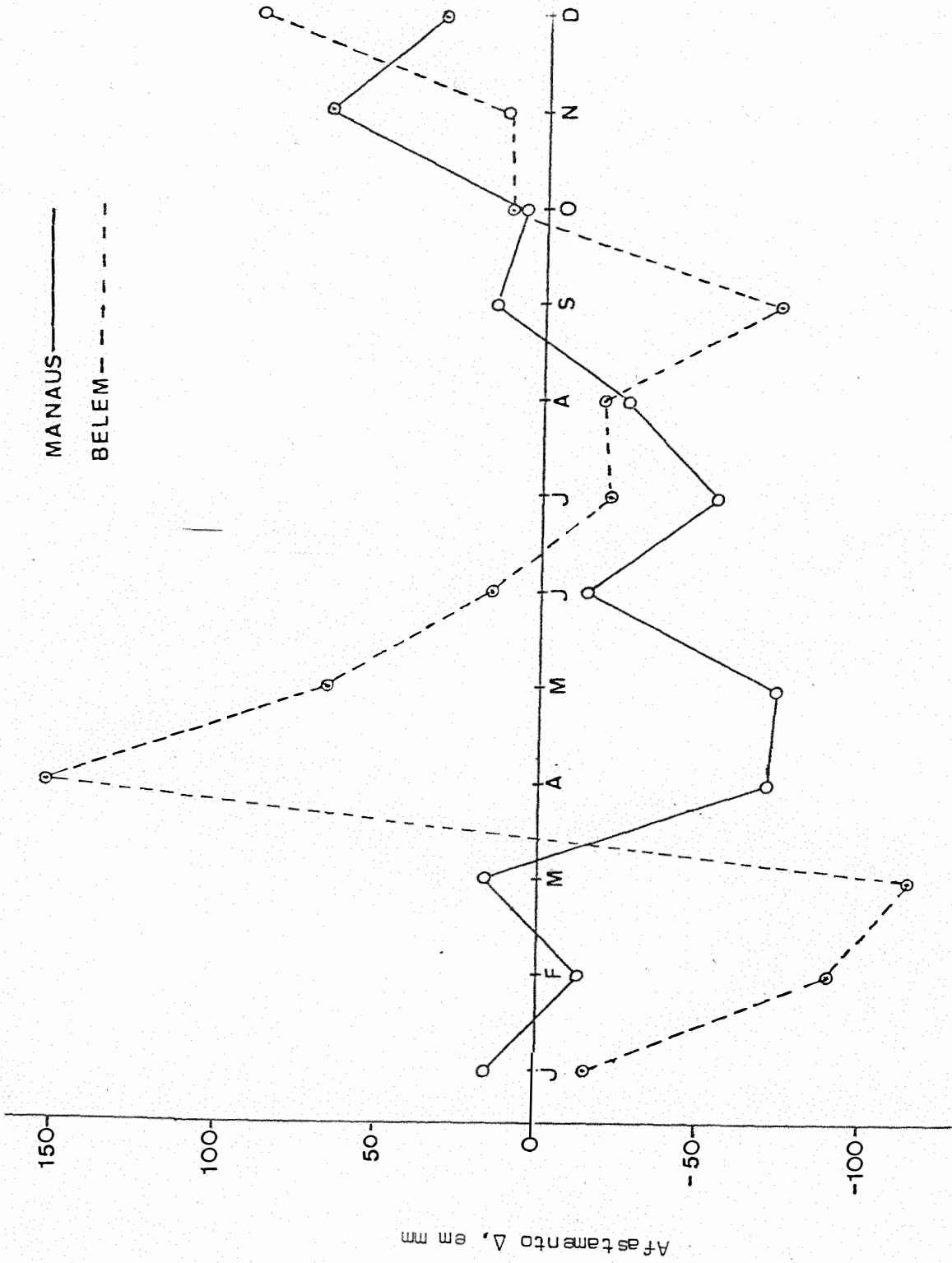


Figura 22 - Variação mensal de Δ em Belem e Manaus

Quadro 5. Valores da precipitação média (\bar{R}), em mm, na área

Mês	Precipitação média (mm)
Janeiro	255
Fevereiro	256
Março	333
Abril	281
Mai	180
Junho	167
Julho	128
Agosto	88
Setembro	54
Outubro	50
Novembro	98
Dezembro	190
Ano	2.079

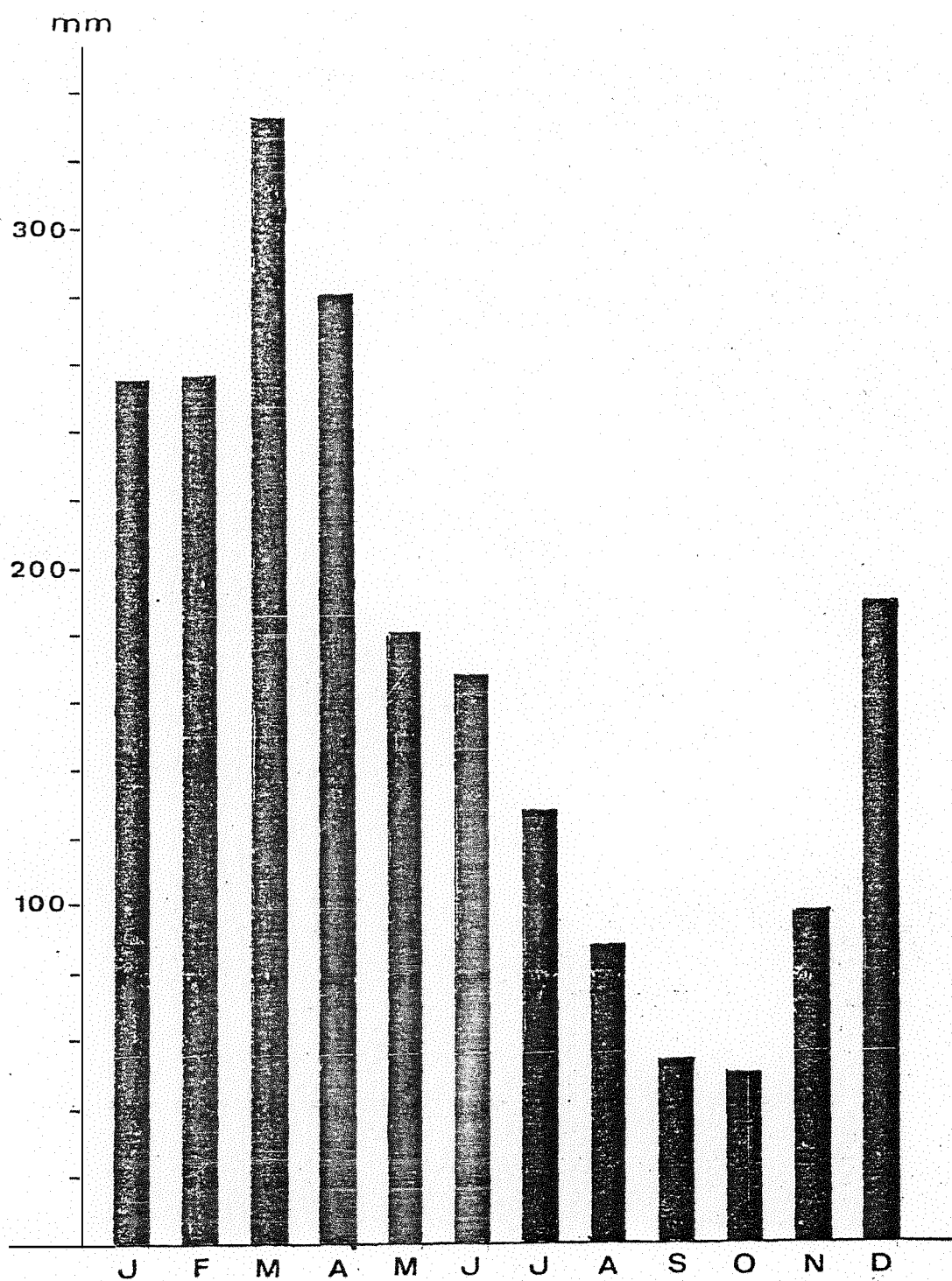


Figura 23 - Precipitação media mensal na area

Quadro 6. Valores mensais, em mm e por camada, da água precipitável (W_p), em MANAUS.

Mes	Camadas			Total
	1000/850	850/700	700/500	
Janeiro	21	12	8	41
Fevereiro	22	14	10	46
Março	20	13	10	43
Abril	22	13	9	44
Maio	21	13	8	42
Junho	21	12	7	40
Julho	21	12	7	40
Agosto*	(21)	(13)	(7)	(41)
Setembro	21	11	5	37
Outubro	22	12	6	40
Novembro	24	14	8	46
Dezembro	23	14	8	45
Média	22	13	8	43

* Os valores para o mes de agosto foram estimados a partir da interpolação linear na Figura 25.

Quadro 7. Valores mensais, em mm e por camada, da água precipitável (W_p) em BELEM.

Mes	Camadas			Total
	1000/850	850/700	700/500	
Janeiro	20	11	7	38
Fevereiro	20	12	8	40
Março	21	12	8	41
Abril	21	13	8	42
Maió	21	12	7	40
Junho	20	11	6	37
Julho	21	11	6	38
Agosto	21	12	6	39
Setembro	19	9	4	32
Outubro	19	9	4	32
Novembro	20	9	5	34
Dezembro	21	12	7	40
Média	20	11	7	38

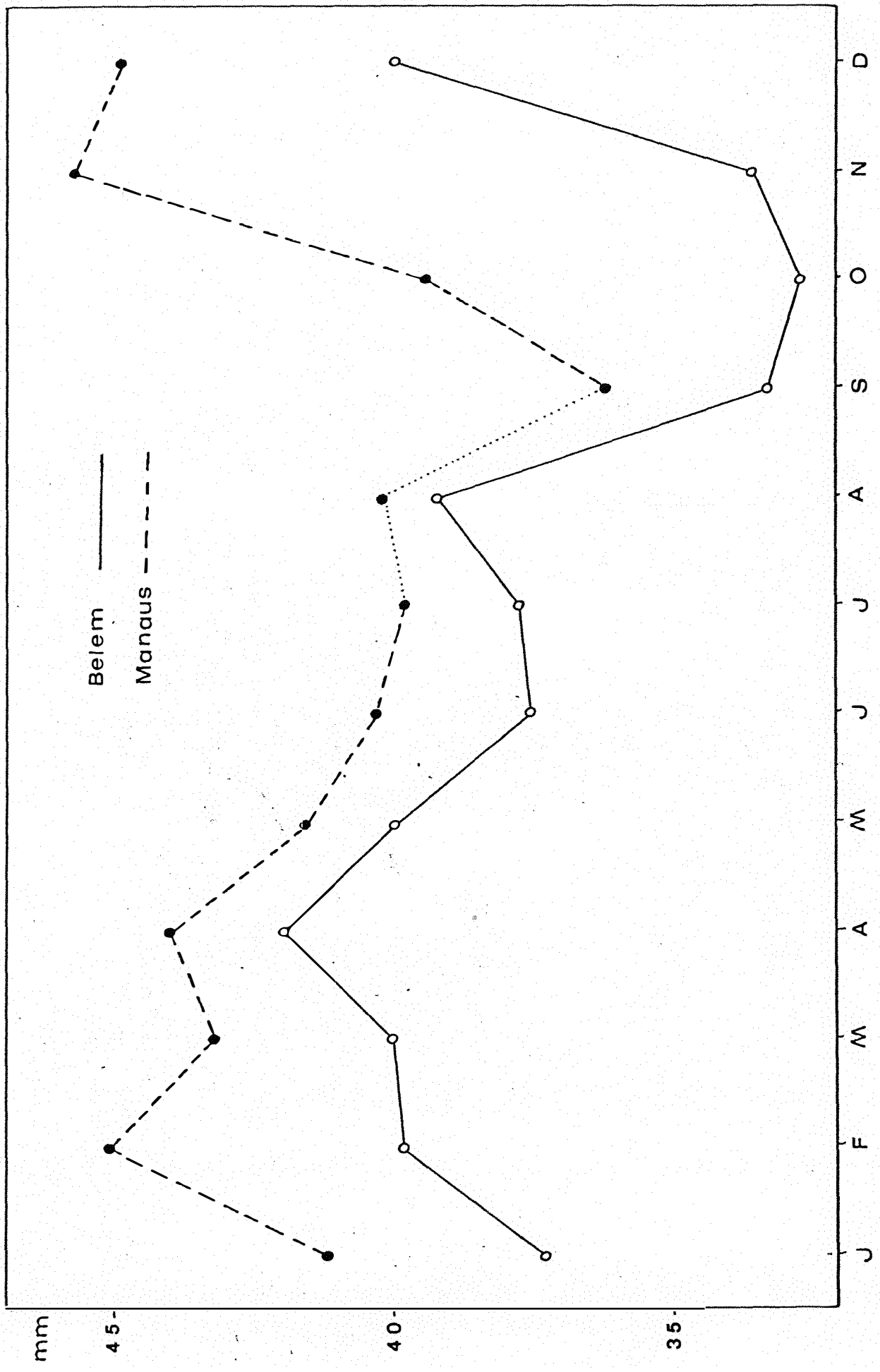


Figura 24 - Valores mensais da água precipitavel (W), em mm, para o ano de 1972, em Manaus e Belem

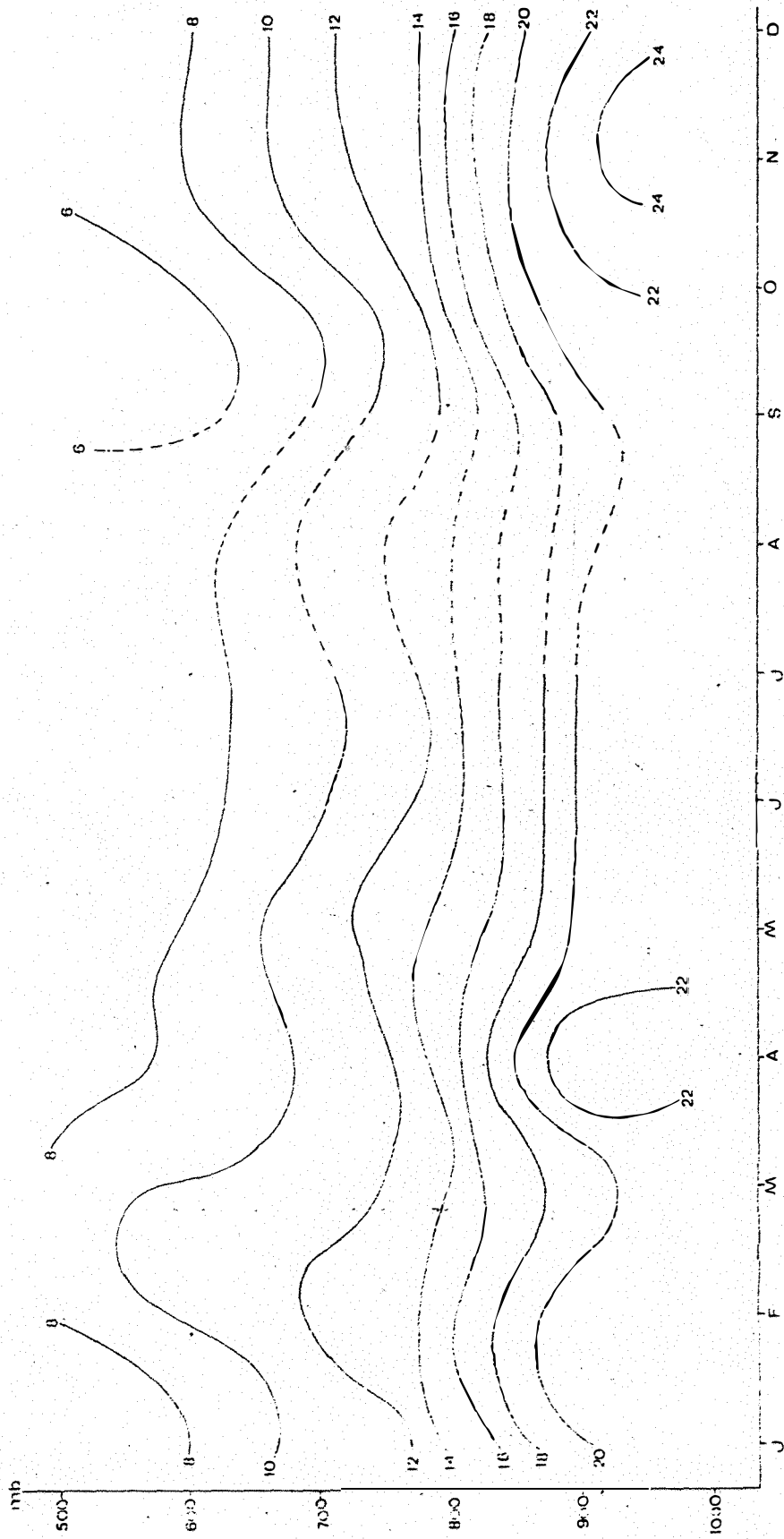


Figura 25. Variação mensal, por camada isobárica, da água precipitável (W_p) em Manaus. Isolínhas em mm.

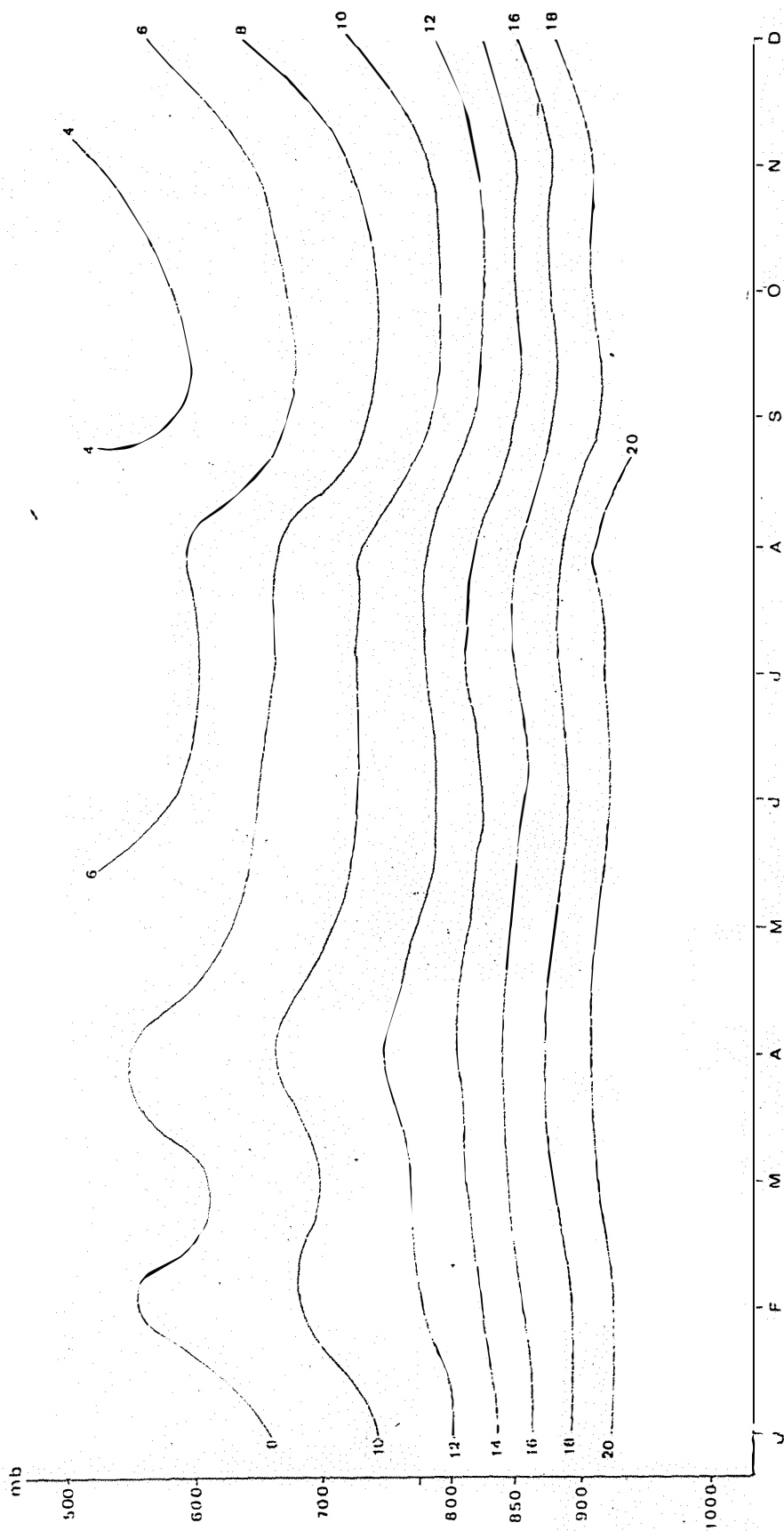


Figura 26 Variação mensal, por camada isobárica, da água precipitável (W_p) em Belem. Isolínhas em mm.

Belem ———
 Manaus - - - -

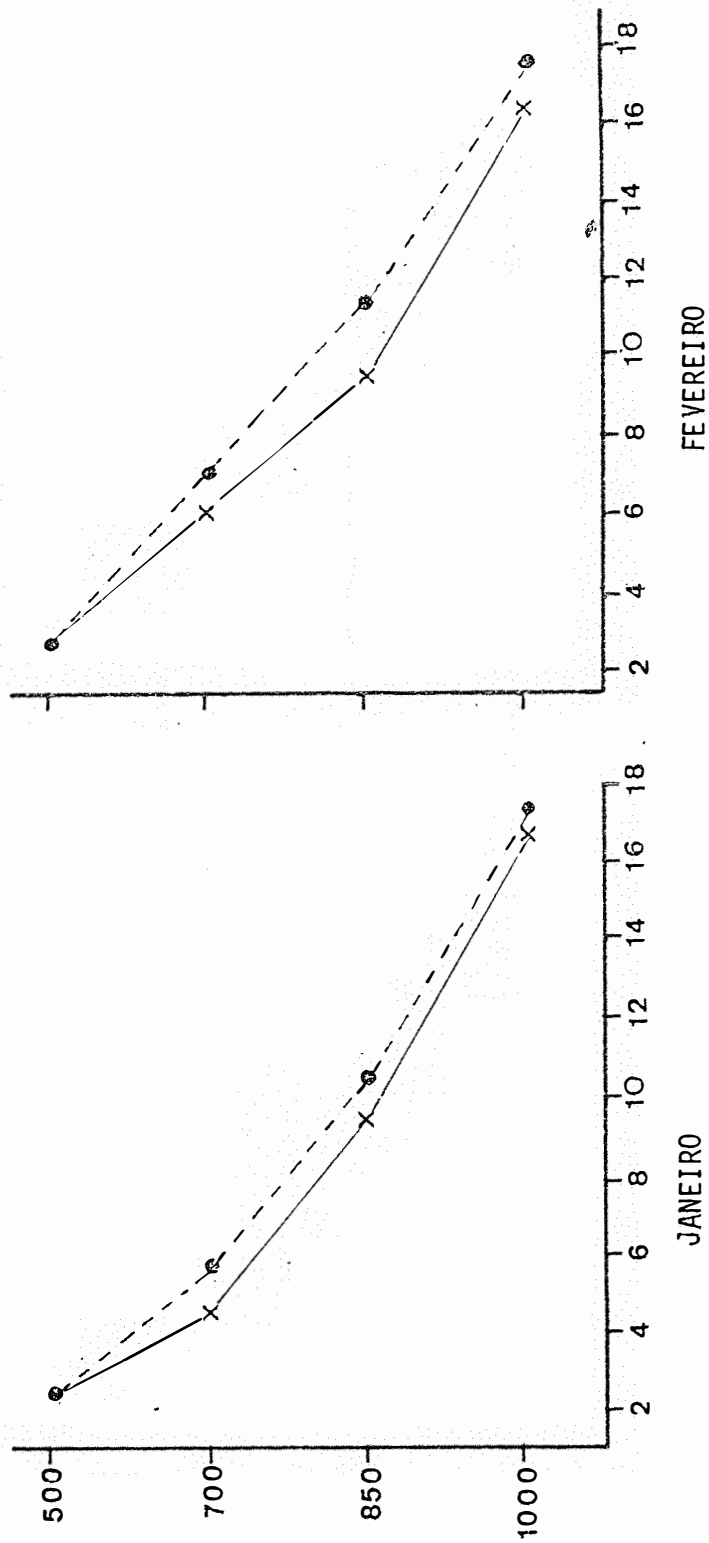


Figura 27. Valor médio mensal da unidade específica (q), em gramas de vapor por quilogramas de ar úmido, por nível isobárico padrão.

Belem ———
 Manaus - - - -

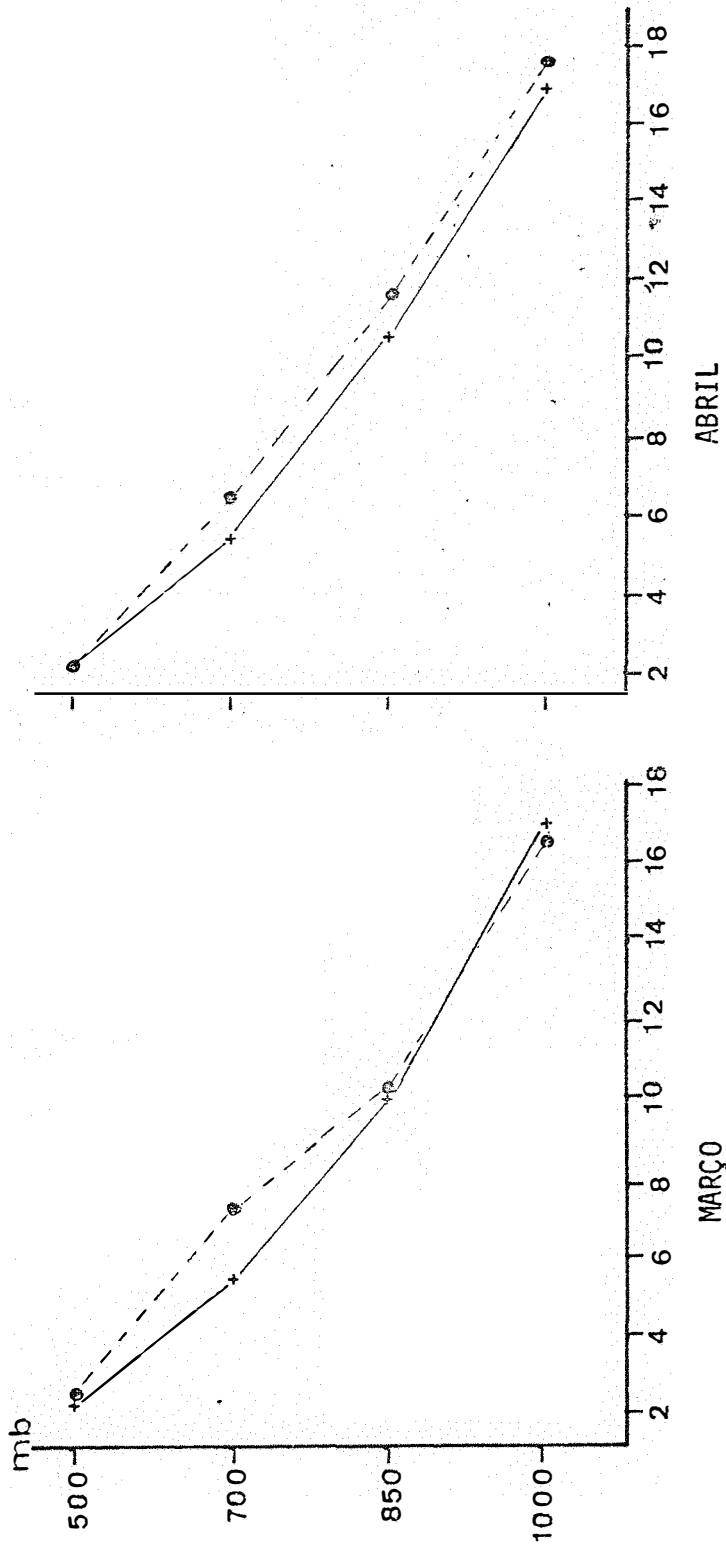


Figura 28. Valor médio mensal da umidade específica (q), em gramas de vapor por quilo-gramas de ar úmido, por nível isobárico padrão.

Belem ———
 Manaus - - - -

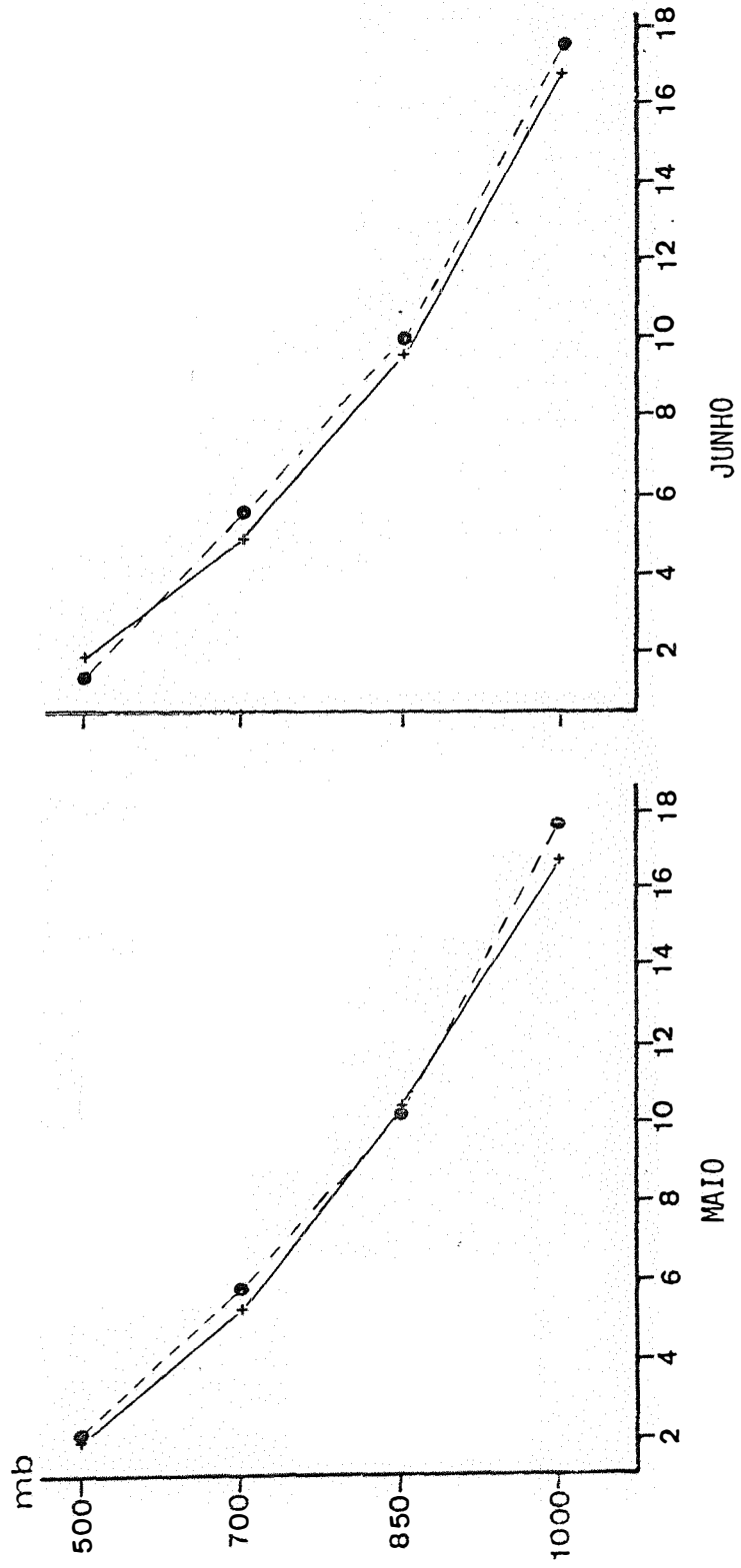


Figura 29. Valor médio mensal da umidade específica (q), em gramas de vapor por quilograma de ar úmido, por nível isobárico.

Belem ———
 Manaus - - - -

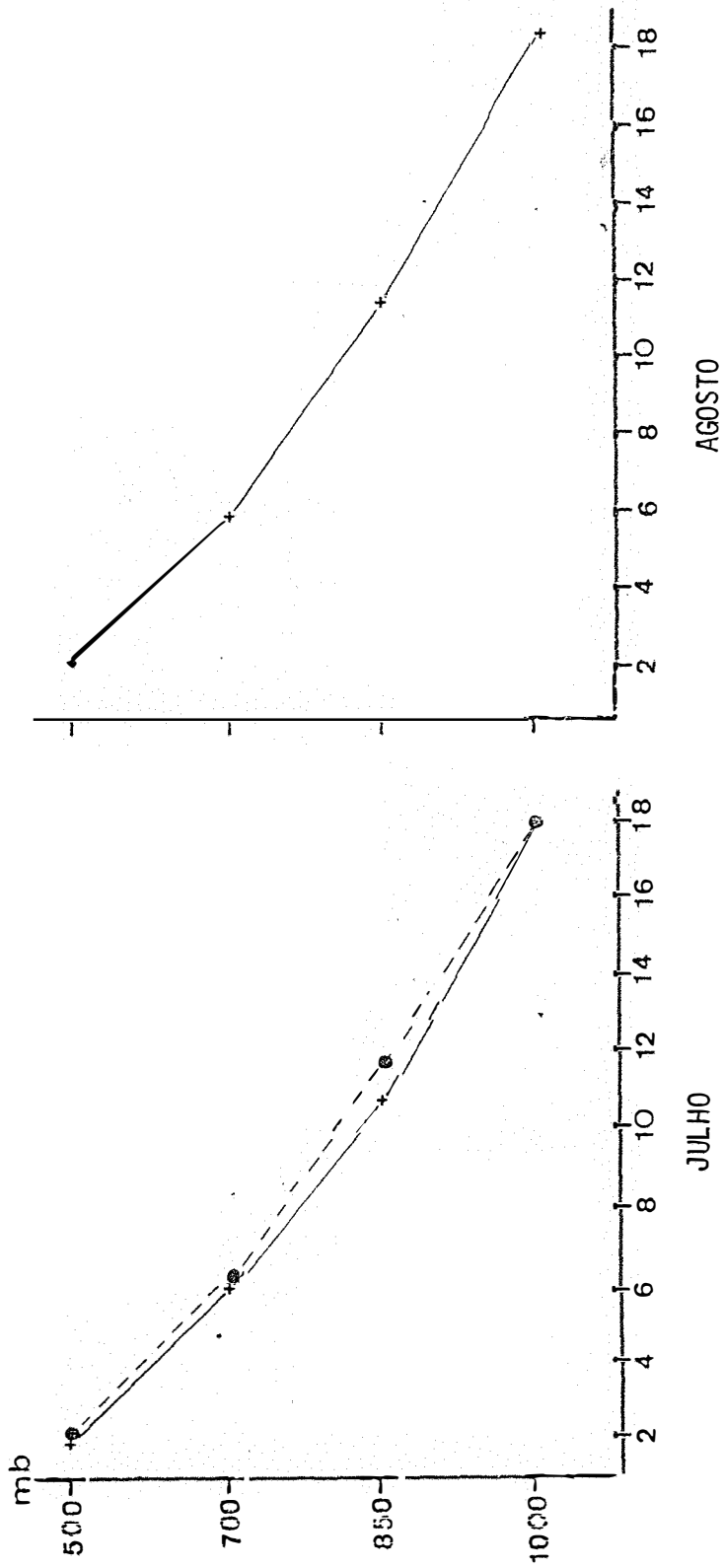


Figura 30. Valor médio mensal da umidade específica (q), em gramas de vapor por quilograma mas de ar úmido, por nível isobárico padrão.

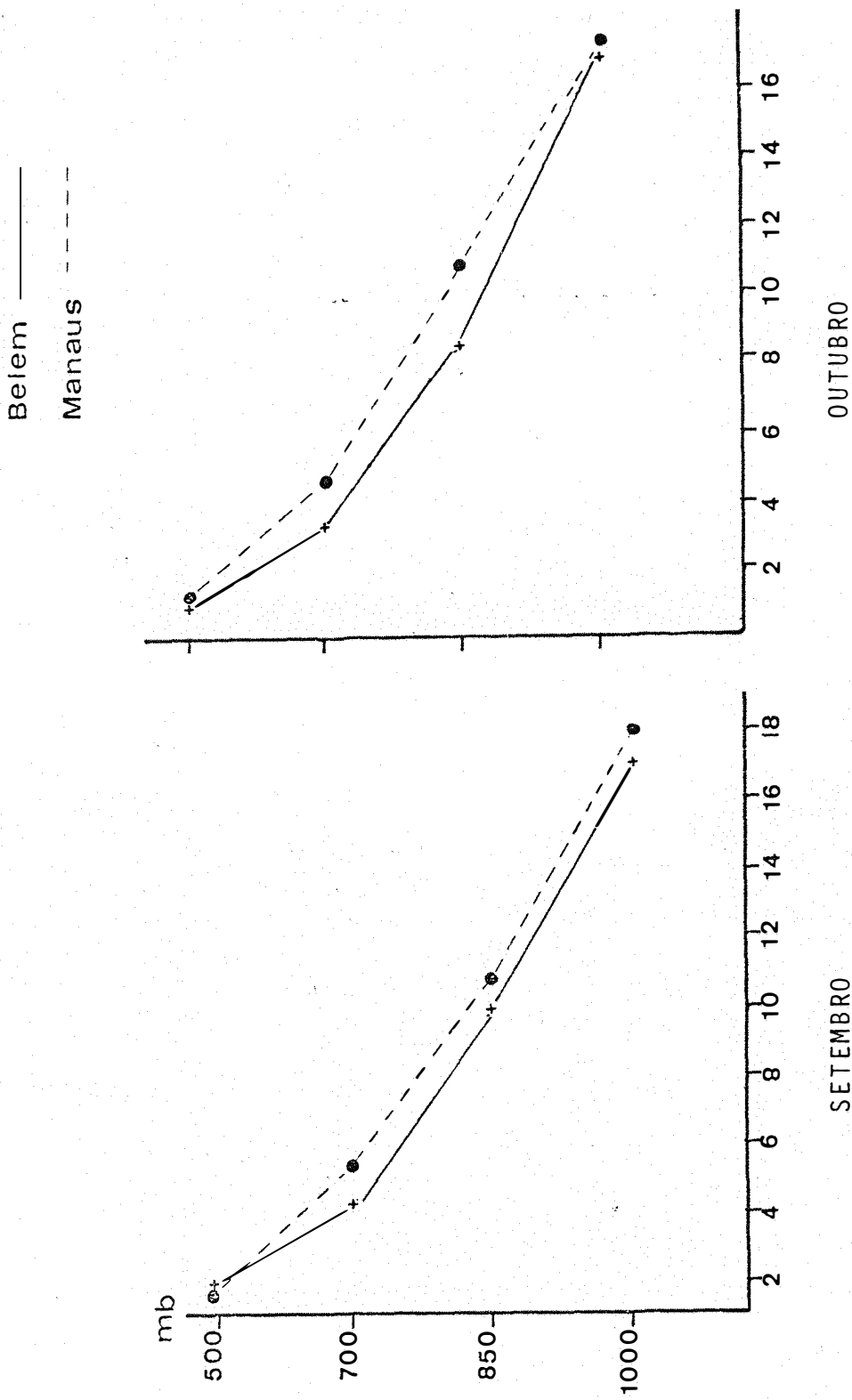


Figura 31. Valor medio mensal da umidade especifica (q), em grammas de vapor por quilograma de ar umido, por nivel isobárico padrão.

Belem ———
 Manaus - - - -

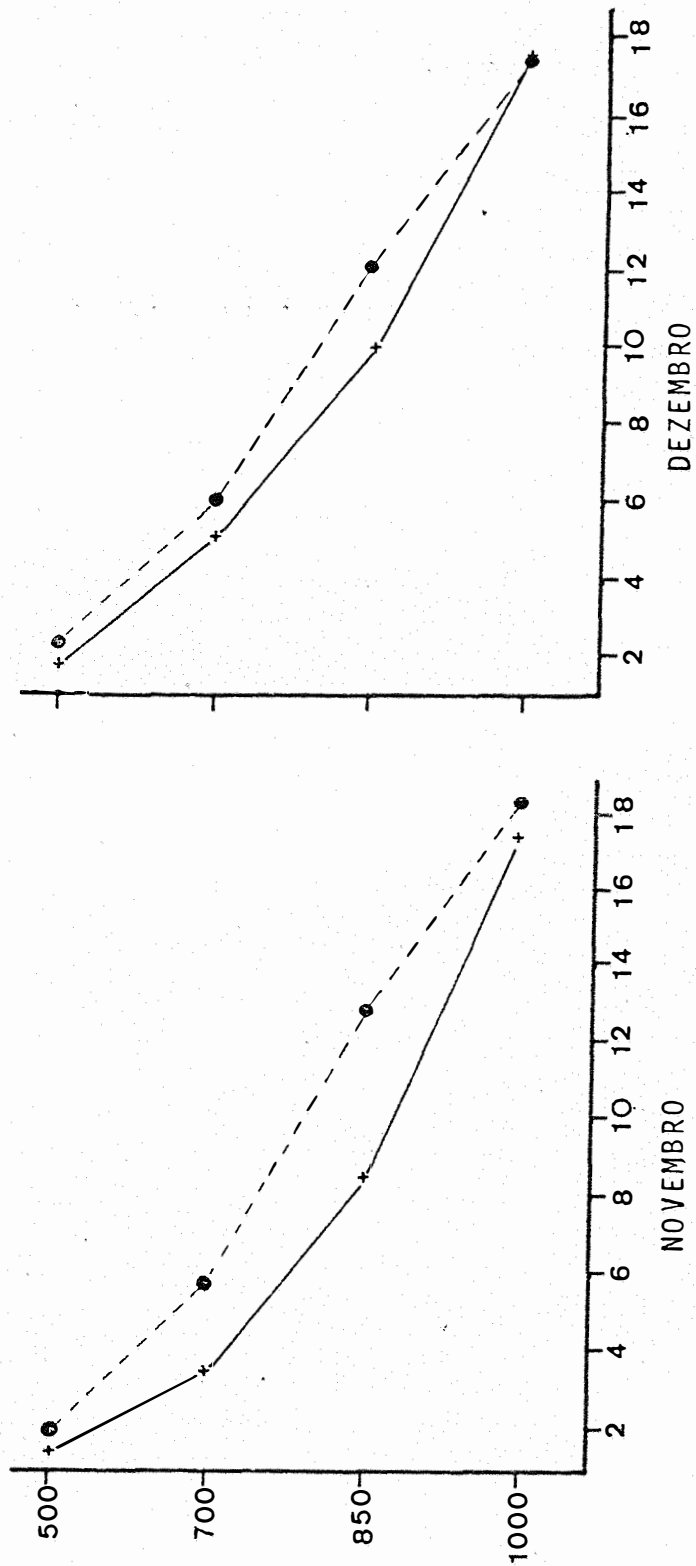


Figura 32. Valor medio mensal da umidade especifica (q), em gramas de vapor por quilograma de ar umido, por nivel isobárico padrão.

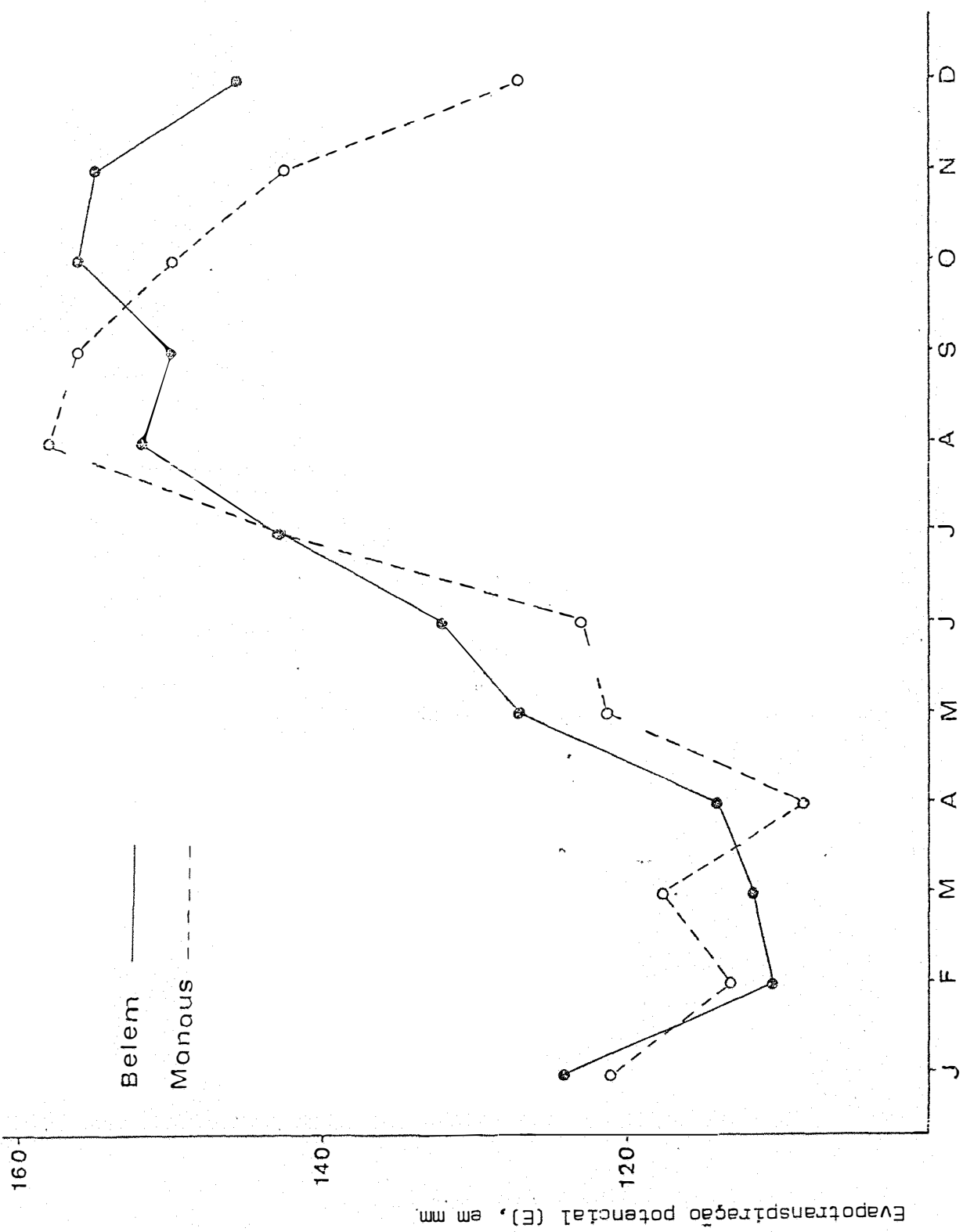


Figura 33. Variação mensal da evapotranspiração potencial (E), em mm, em Manaus e Belém, calculada para 1972, segundo o método de THORTHWAITE.

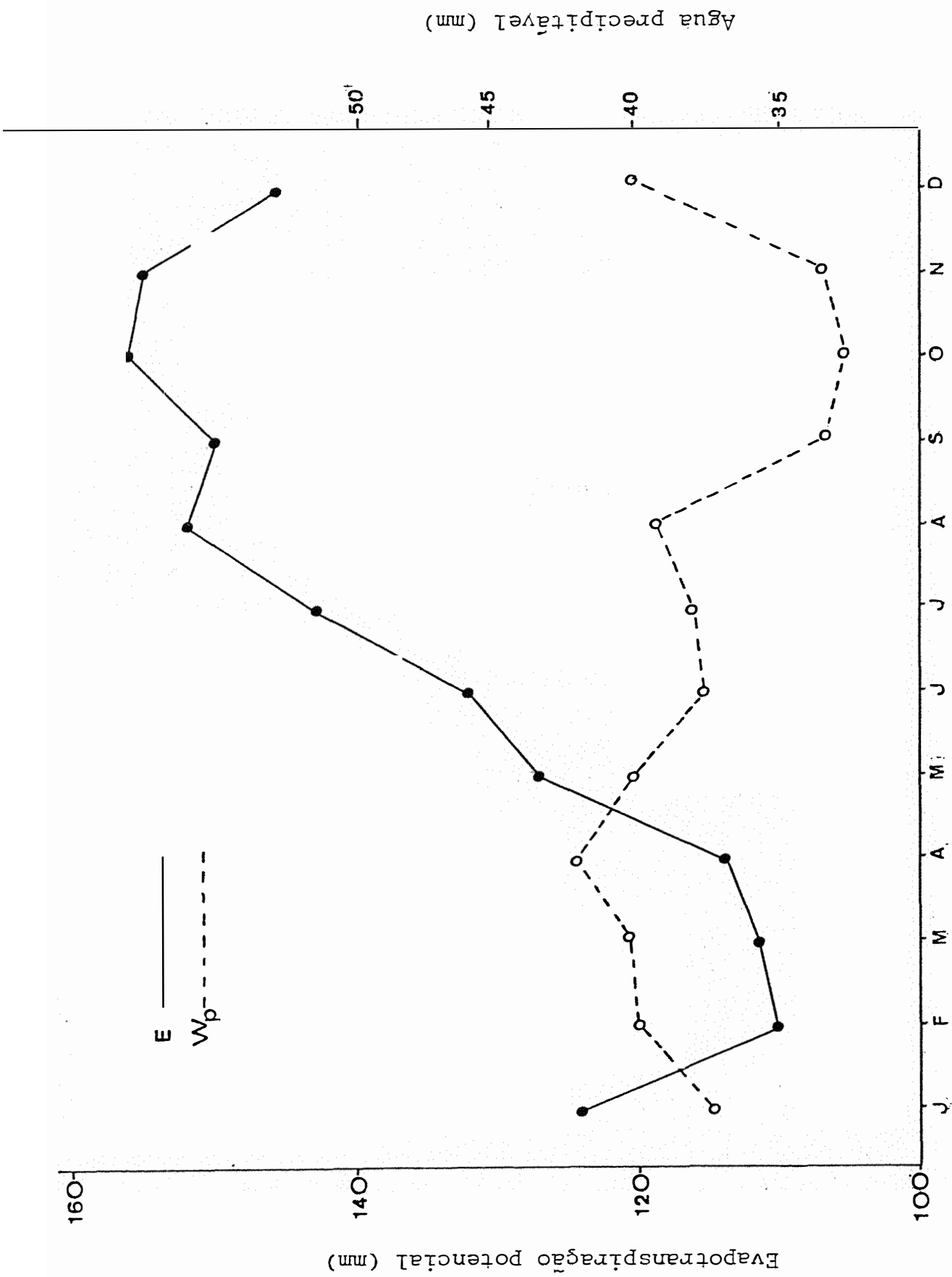


Figura 34. Comparação entre a variação mensal da água precipitável (W_p) e da evapotranspiração potencial (E), em BELEM

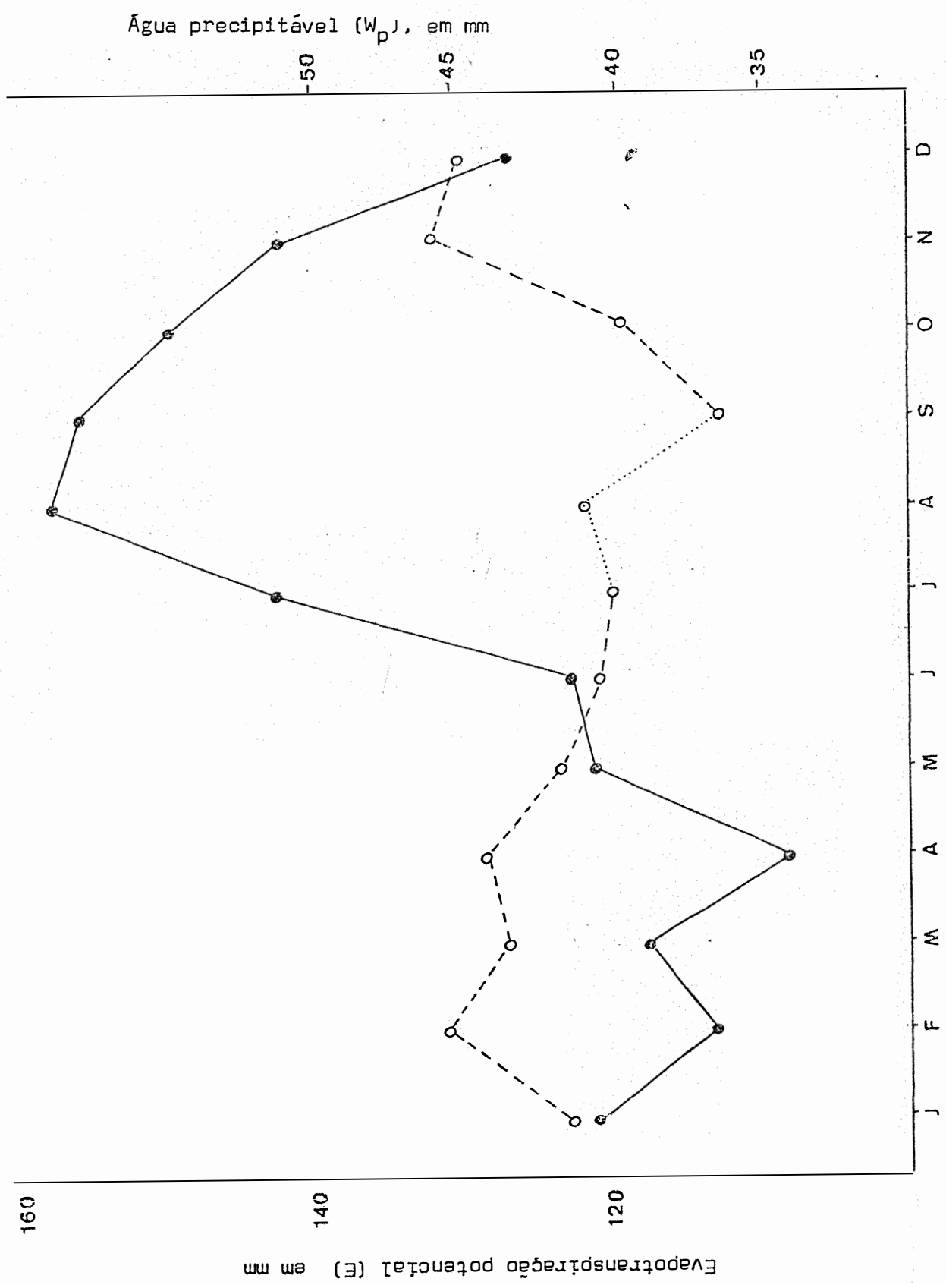


Figura 35. Comparação entre a variação mensal da água precipitável (W_p) e da evapotranspiração potencial (E), em Manaus.

Quadro 8. Valores mensais, do fluxo ZONAL (Q_{λ}) por camada, em gramas de vapor/cm.s, em BELEM.

Mes	Camadas			Total
	1000/850	850/700	700/500	
Janeiro	1.123	1.043	474	2.640
Fevereiro	854	922	454	2.230
Março	1.167	1.140	577	2.893
Abril	937	961	591	2.489
Maiο	1.298	1.089	688	3.075
Junho	1.278	999	630	2.907
Julho	1.377	1.129	657	3.163
Agosto	1.331	1.058	642	3.031
Setembro	1.291	952	479	2.722
Outubro	1.133	820	418	2.380
Novembro	1.145	808	302	2.255
Dezembro	1.009	926	354	2.289
Média	1.162	980	522	2.673

Quadro 9. Valores mensais do fluxo meridional (Q_{ϕ}), por camada em gramas de vapor/cm.s, em BELEM.

Mes	Camada			Total
	1000/850	850/700	700/500	
Janeiro	138	323	178	639
Fevereiro	73	146	45	264
Março	213	311	201	726
Abril	372	1.437	1.256	3.065
Maió	429	558	218	1.204
Junho	422	505	646	1.572
Julho	437	738	216	1.391
Agosto	163	510	227	899
Setembro	-75	246	234	405
Outubro	270	129	100	499
Novembro	-123	224	277	377
Dezembro	-27	234	98	305
Média	191	447	309	947

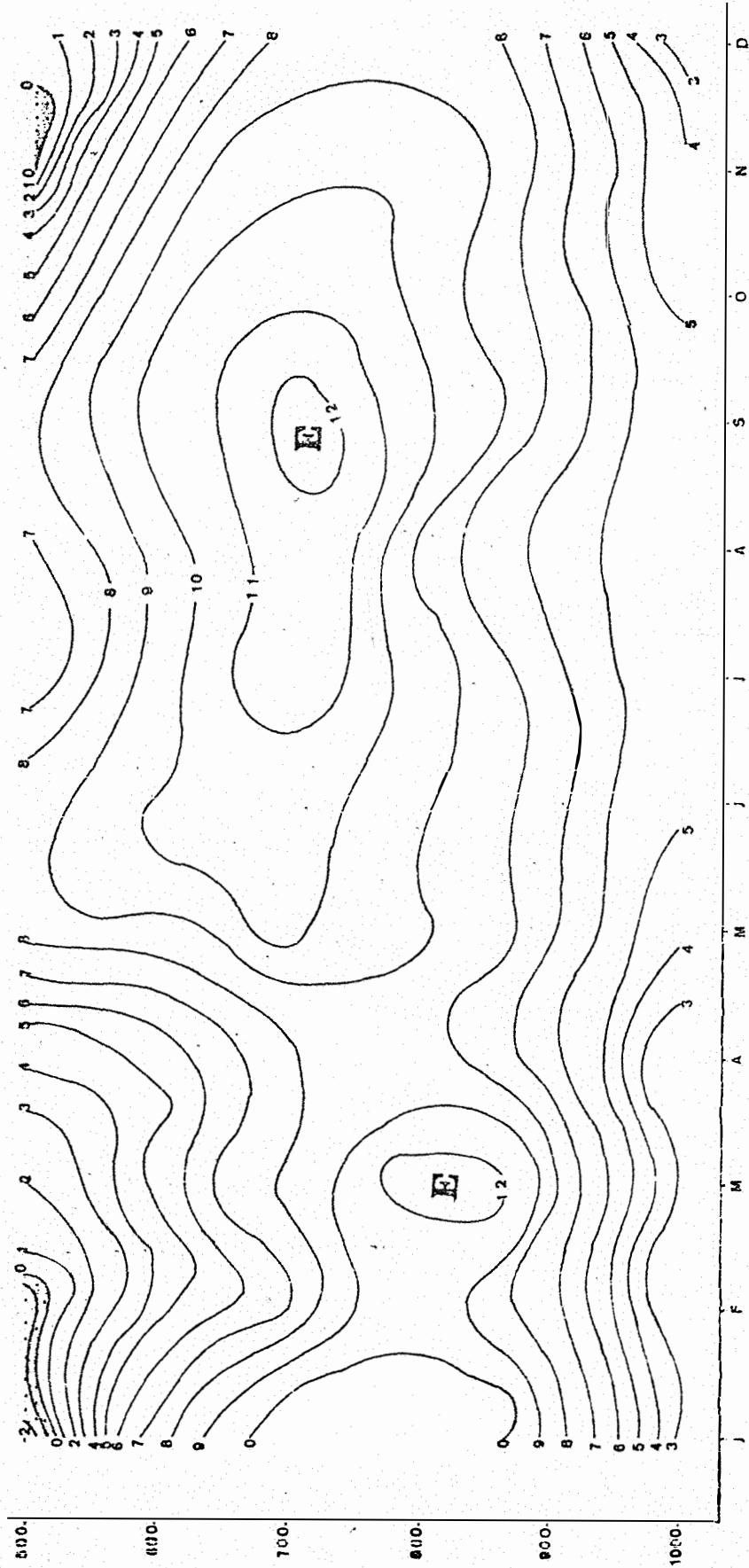


Figura 36. Variação mensal e por camada, da componente zonal (u) do vento em Belém. Isolinhas em m/s.

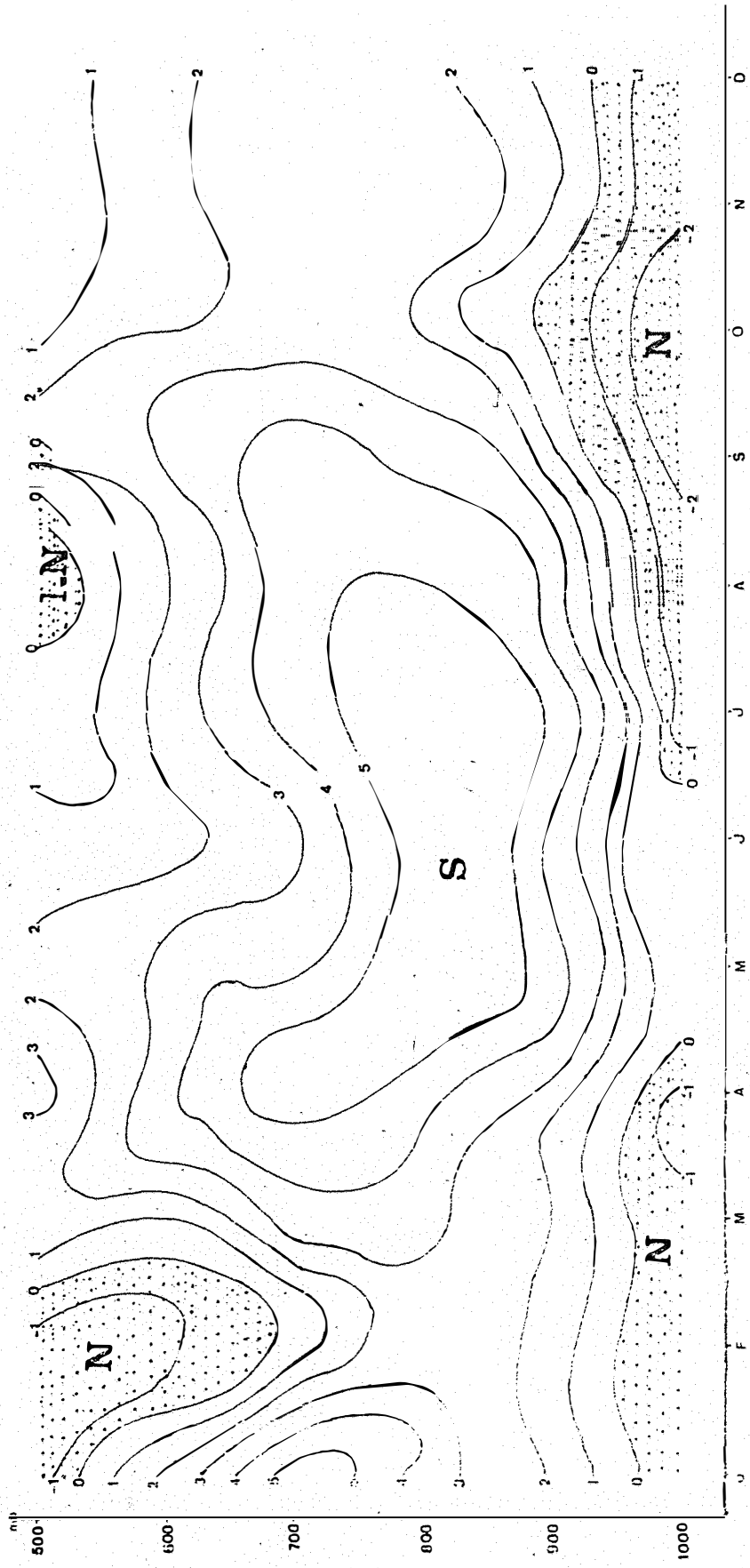


Figura 37. Variação mensal e por camada isobárica da componente meridional (v) do vento em Belem. Isolinhas em m/s.

Quadro 10. Valores mensais do fluxo ZONAL (Q_{λ}), por camada, em gramas de vapor/cm.s, em MANAUS.

Mes	Camadas			Total
	1000/850	850/700	700/500	
Janeiro	873	740	243	1.857
Fevereiro	934	740	294	1.970
Março	900	763	388	2.052
Abril	743	581	263	1.586
Maio	900	857	538	2.296
Junho	1.238	1.023	543	2.805
Julho	710	1.032	621	2.364
Agosto*	(900)	(1.100)	(600)	(2.600)
Setembro	1.312	958	428	2.698
Outubro	1.077	912	415	2.404
Novembro	1.244	905	262	2.411
Dezembro	886	746	248	1.881
Média	976	863	404	2.211

* Os valores para o mes de agosto foram estimados a partir da interpolação linear na Figura 42.

Quadro 11. Valores mensais do fluxo meridional (Q_{ϕ}), por camada em gramas de vapor/cm.s, em MANAUS.

Mes	Camada			Total
	1000/850	850/700	700/500	
Janeiro	126	-195	-80	-148
Fevereiro	-393	-203	61	-536
Março	-595	-328	121	-802
Abril	152	48	108	307
Maio	193	13	64	270
Junho	79	125	48	252
Julho	327	147	31	505
Agosto*	(250)	(100)	(50)	(400)
Setembro	166	2	48	216
Outubro	-139	-110	29	-220
Novembro	-239	-269	-12	-521
Dezembro	-448	-189	112	-525
Média	-43	-72	48	-67

* Os valores para o mes de agosto, foram estimados a partir da interpolação linear na Figura 43.

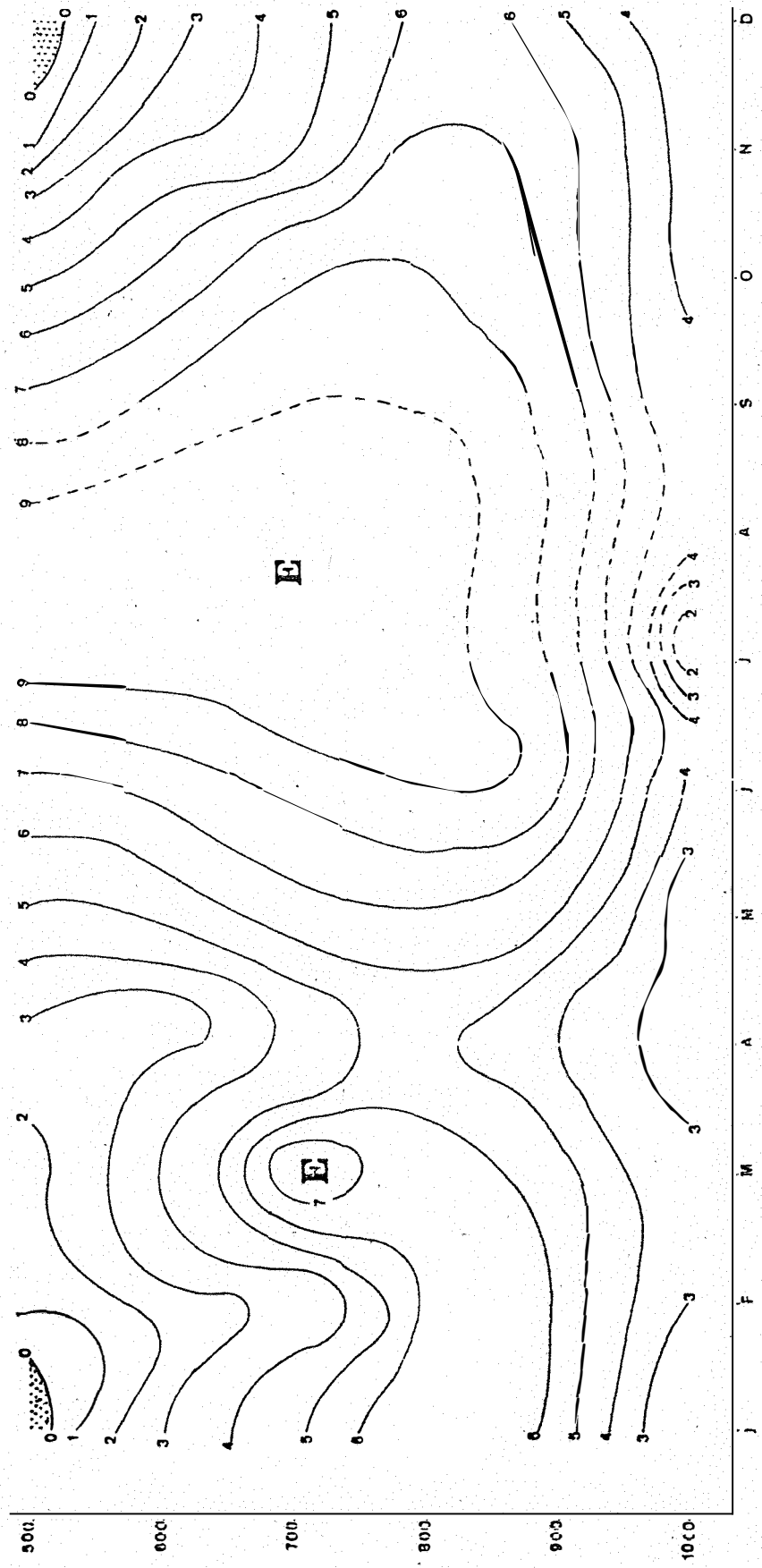


Figura 38. Variação mensal e por camada da componente zonal (u) do vento em Manaus.

Isolinhas em m/s.

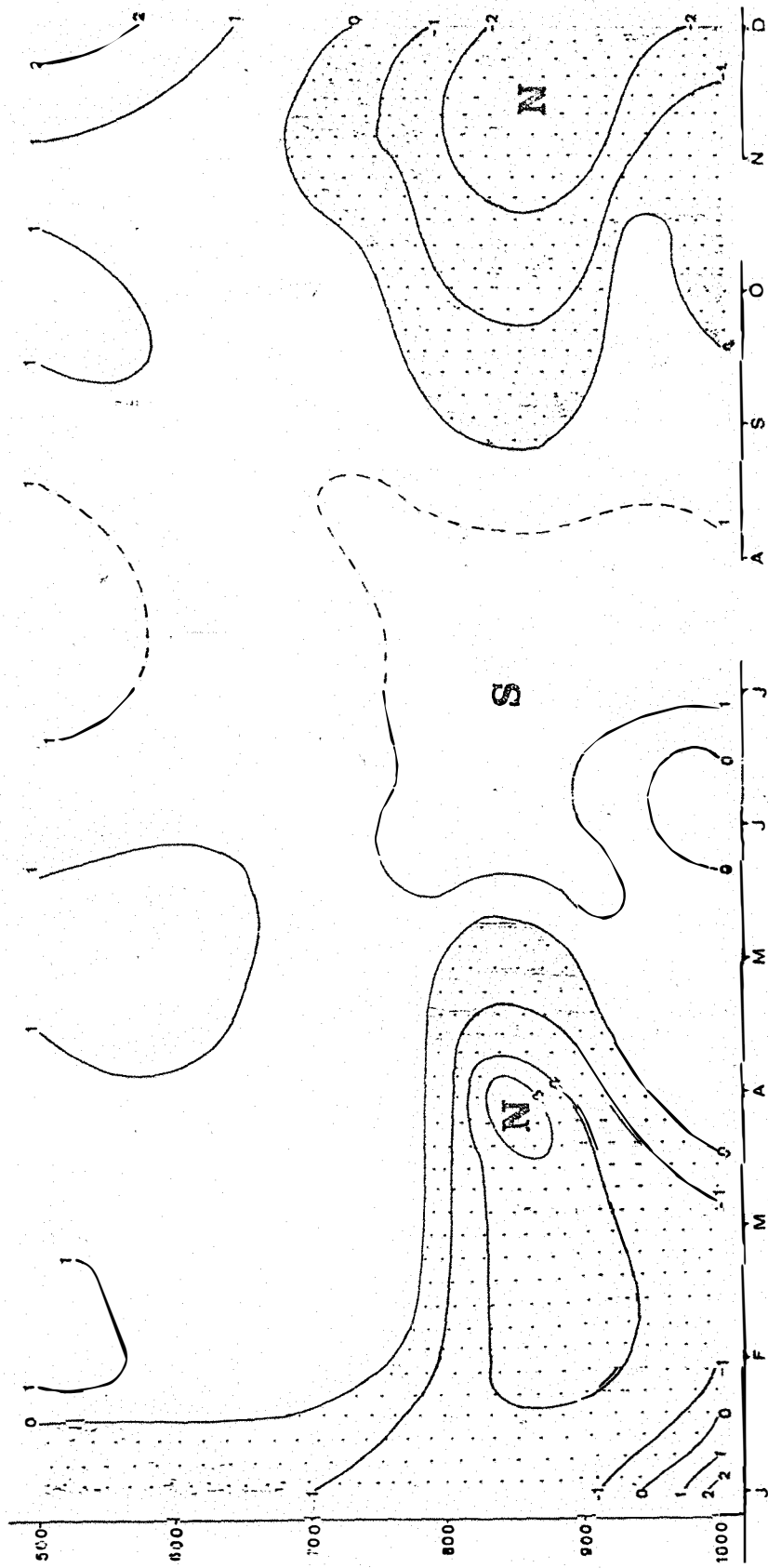


Figura 39. Variação mensal e por camada da componente meridional (v) do vento, em Manaus.
Isolinhas em m/s.

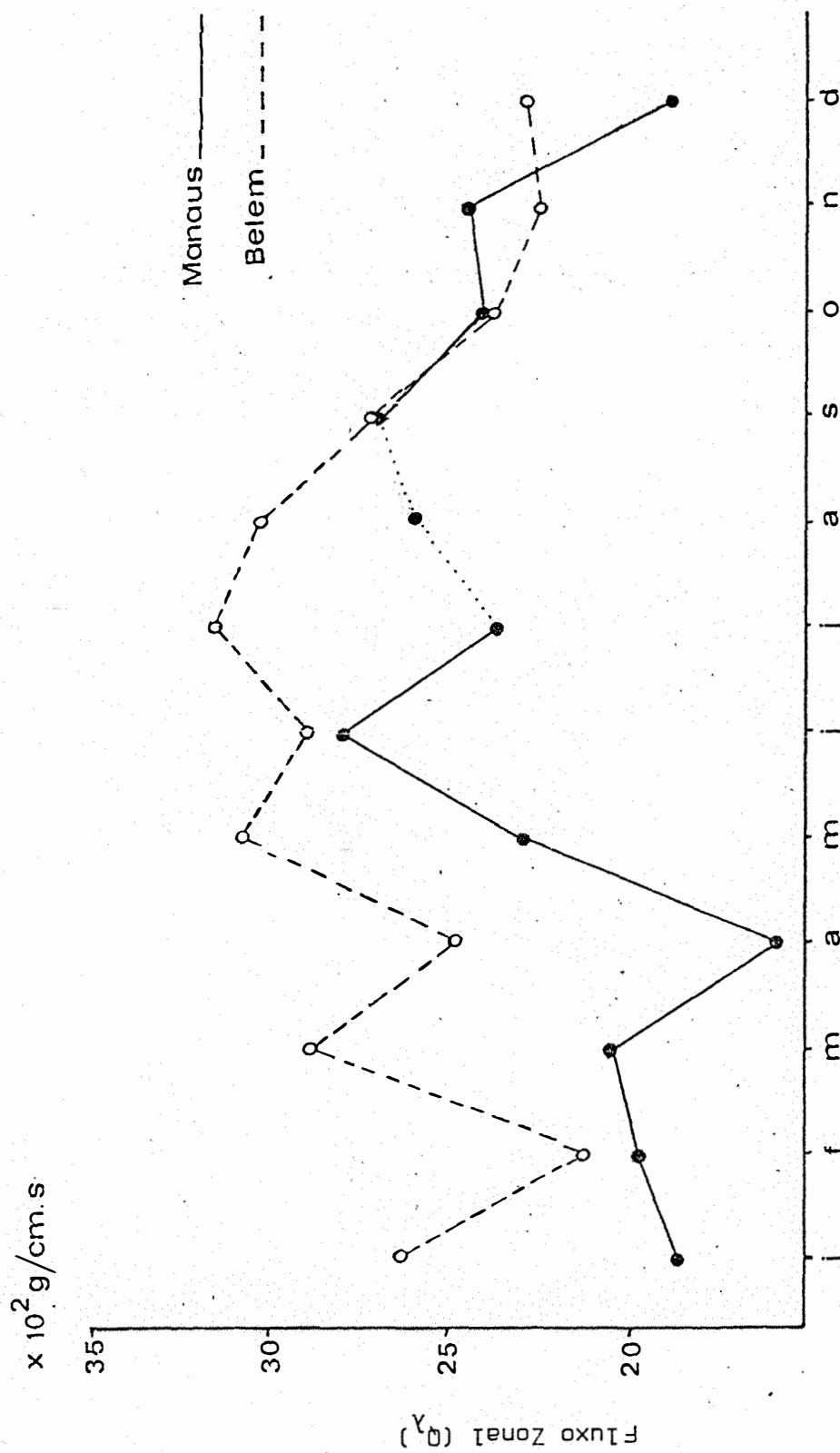


Figura 40. Variação mensal do fluxo zonal (Q_{λ}) em Manaus e Belém, calculado para 1972.

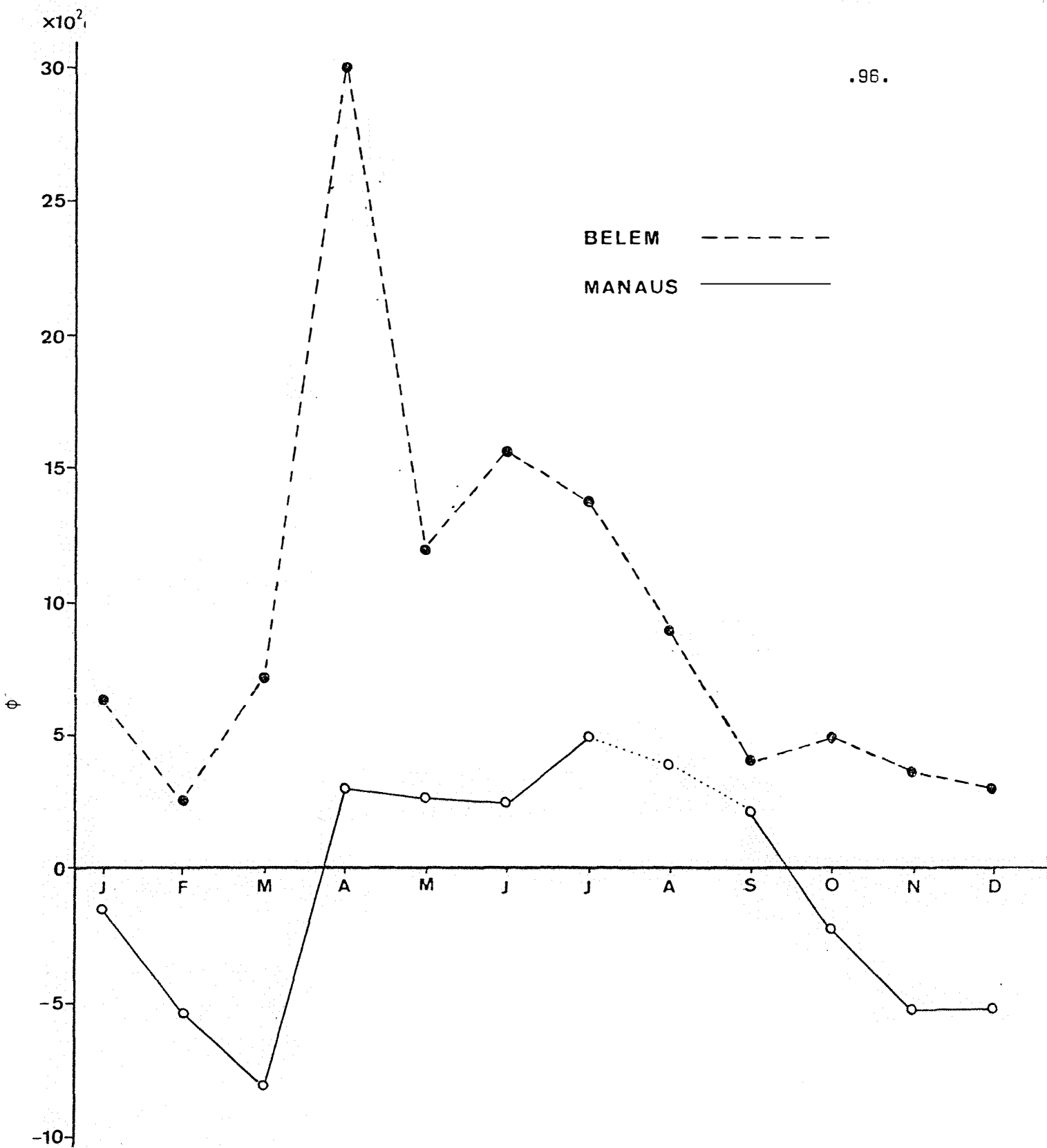


Figura 41. Variação mensal do fluxo meridional (Q_ϕ) em Manaus e Belém, calculados para 1972.

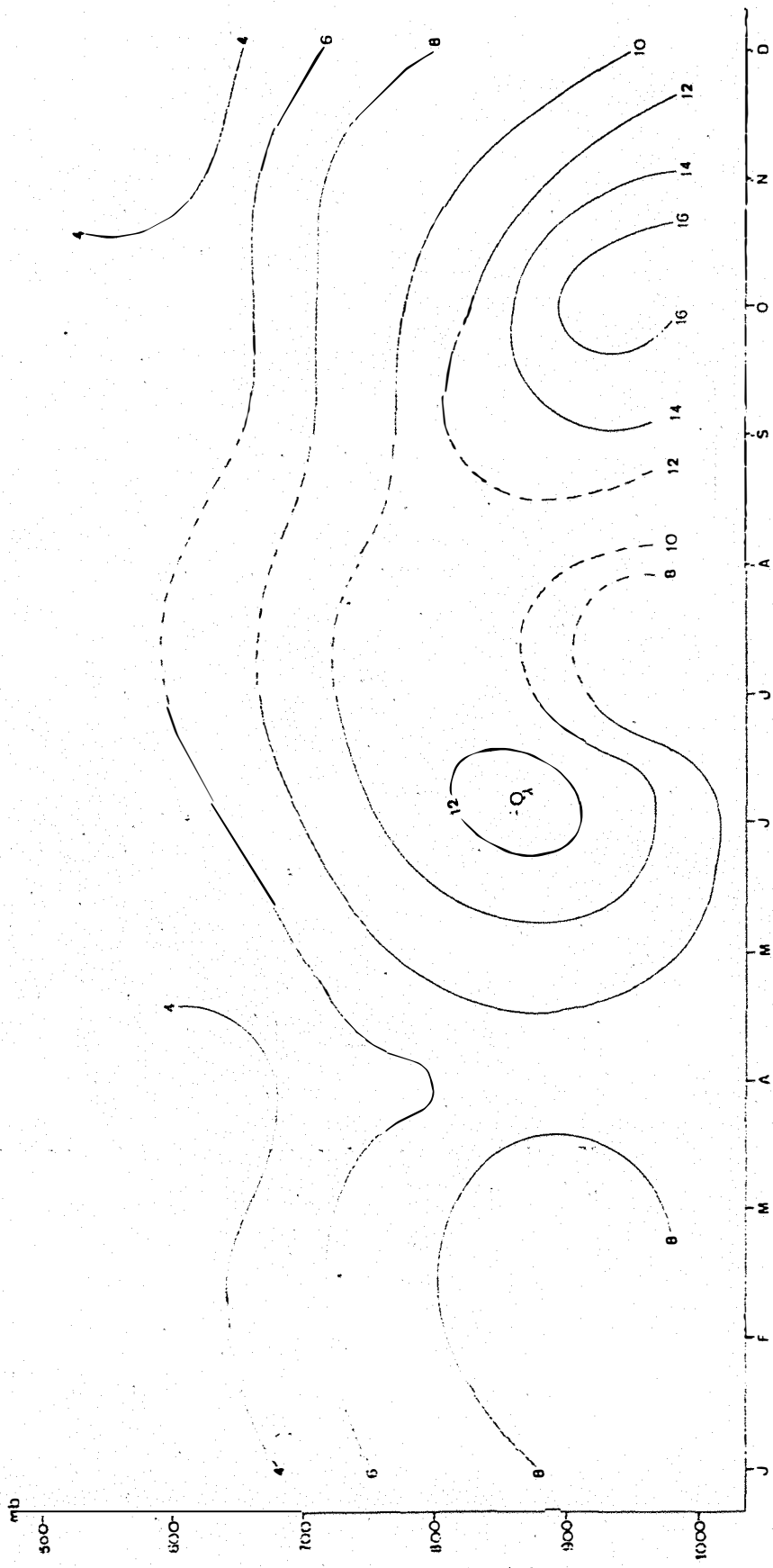


Figura 42. Variação mensal e por camada isobárica do fluxo zonal (Q_λ) em Manaus. Isolínhas em $10^2 \text{ g}_V/\text{cm}\cdot\text{s}$

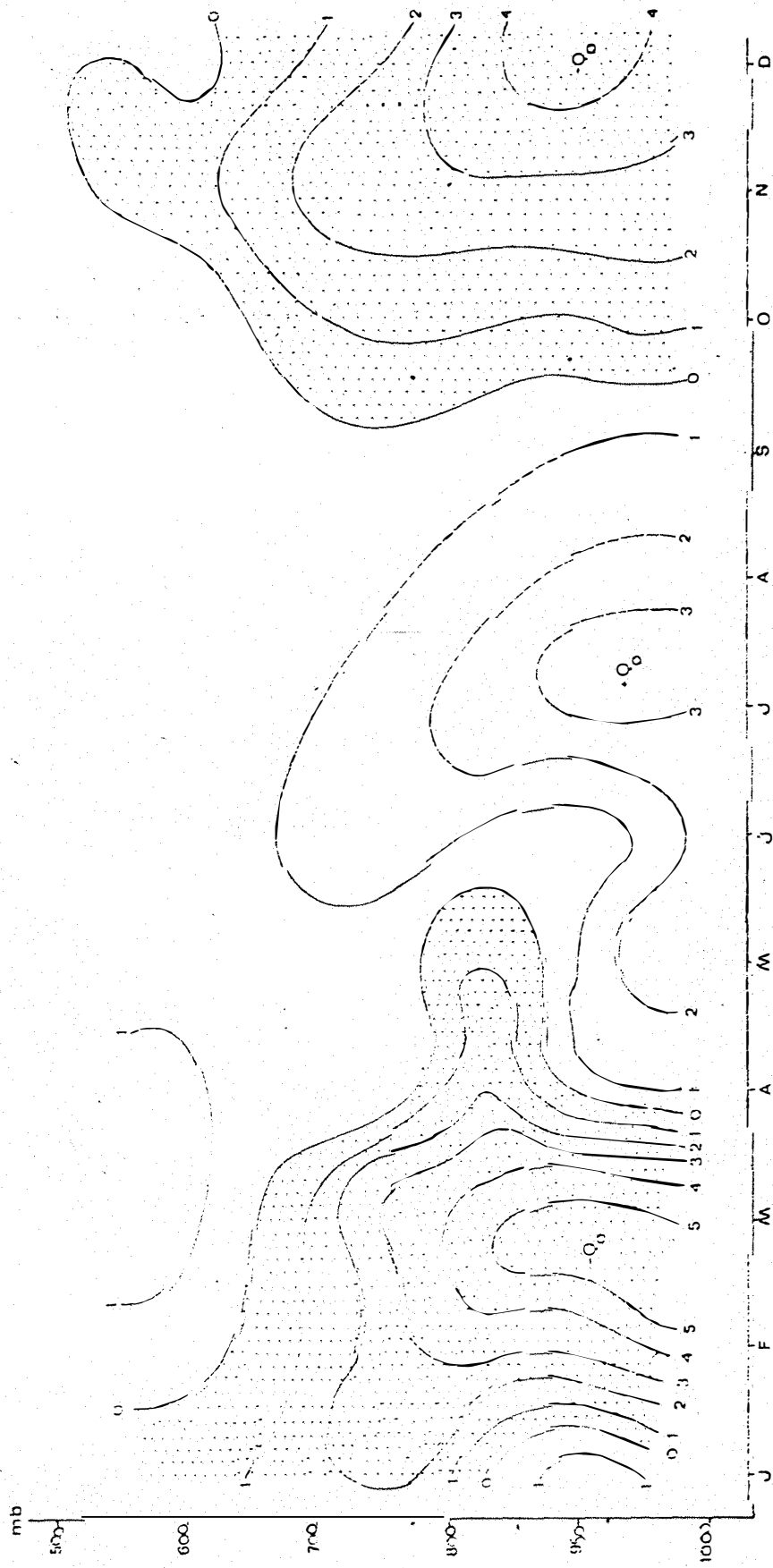


Figura 43. Variação mensal e por camada isobárica do fluxo meridional (Q_y) em Manaus. Isolínhas em $10^2 \text{ g}_v/\text{cm.s}$

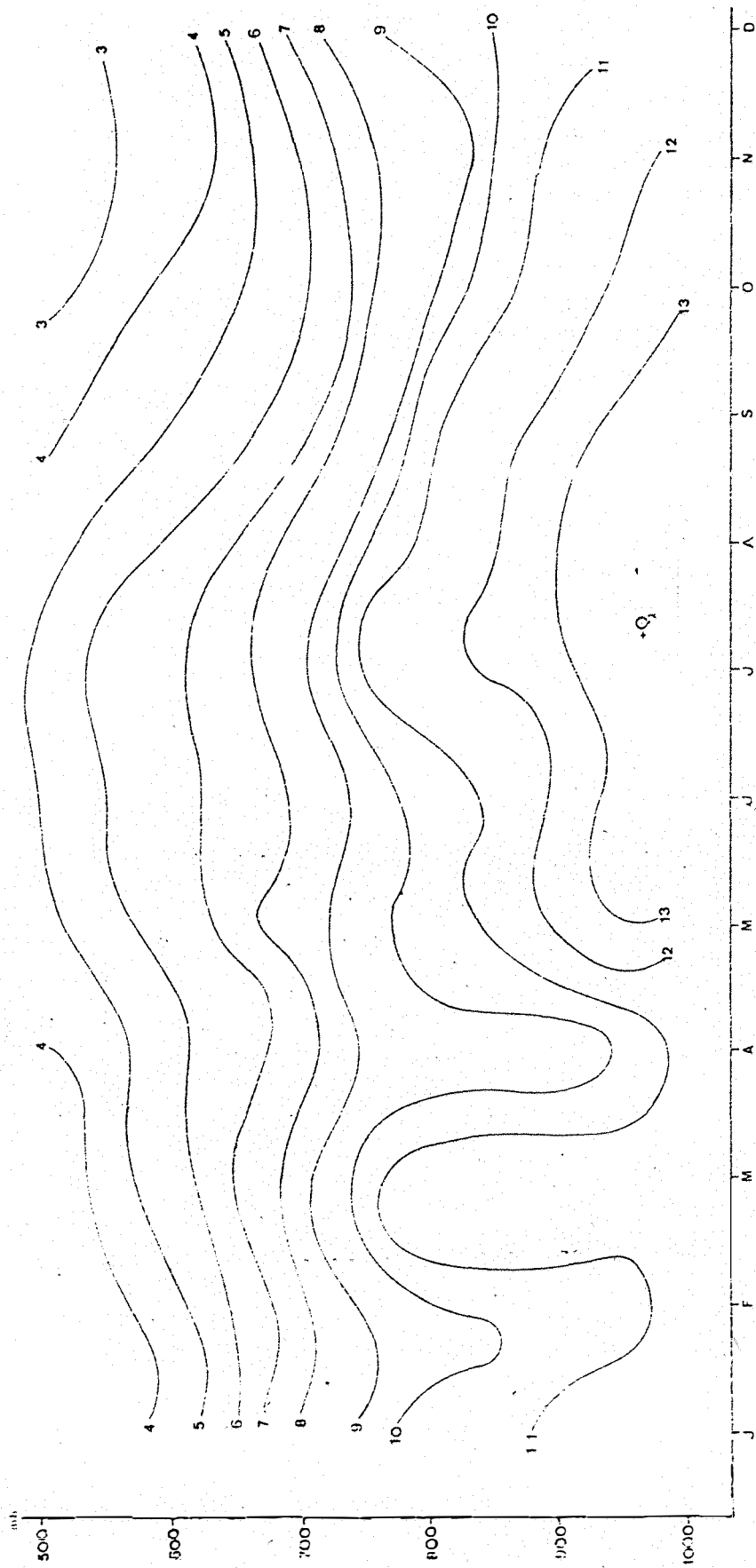


Figura 44. Variação mensal e por camada isobárica do fluxo zonal (Q_λ) em Belem. Isolínhas em $10^2 \text{ g}_V/\text{cm.s}$

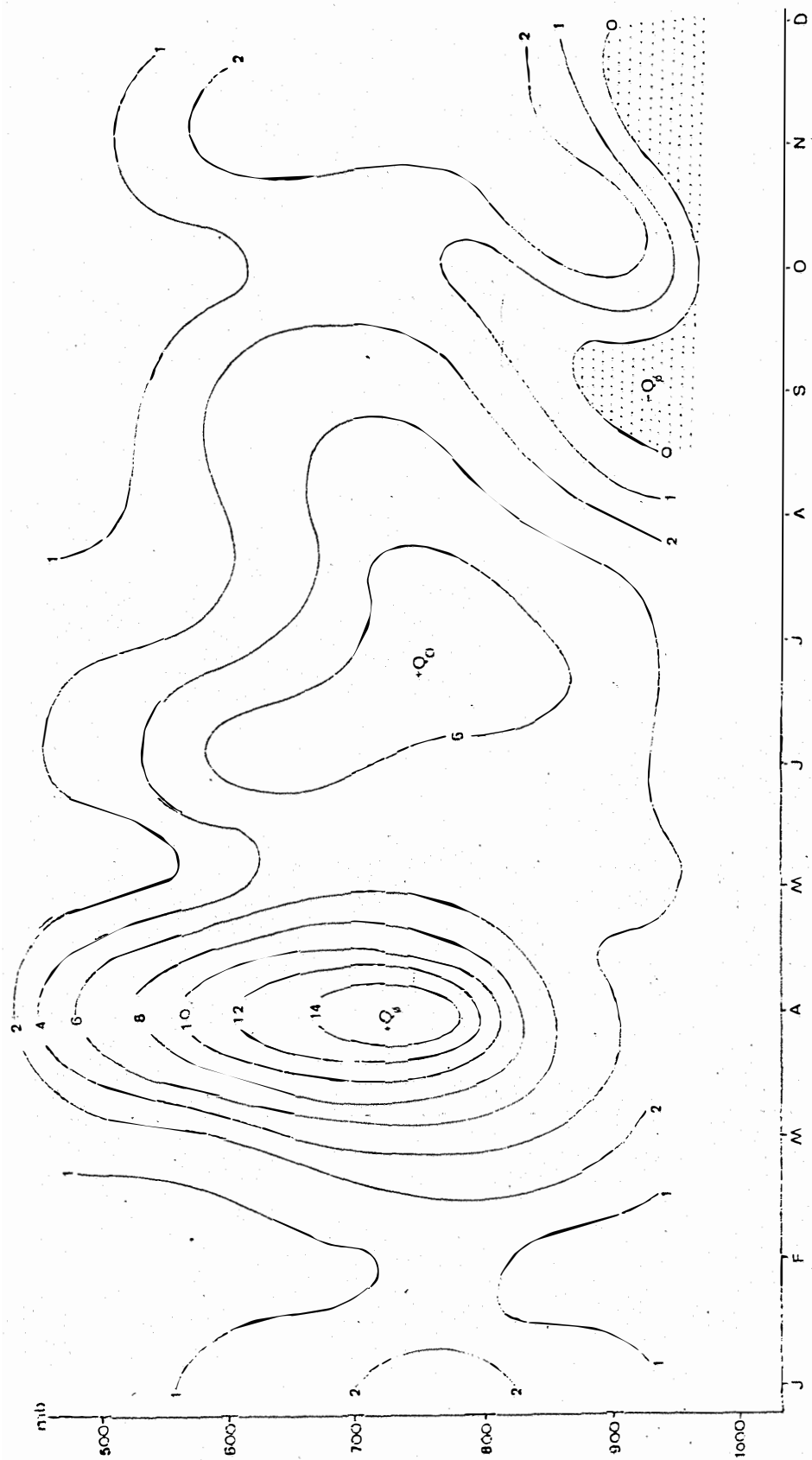


Figura 45. Variação mensal e por camada isobárica do fluxo meridiona (Q_{ϕ}) em Belem. Isolinhas em $10^2 \text{ g}_v/\text{cm.s}$

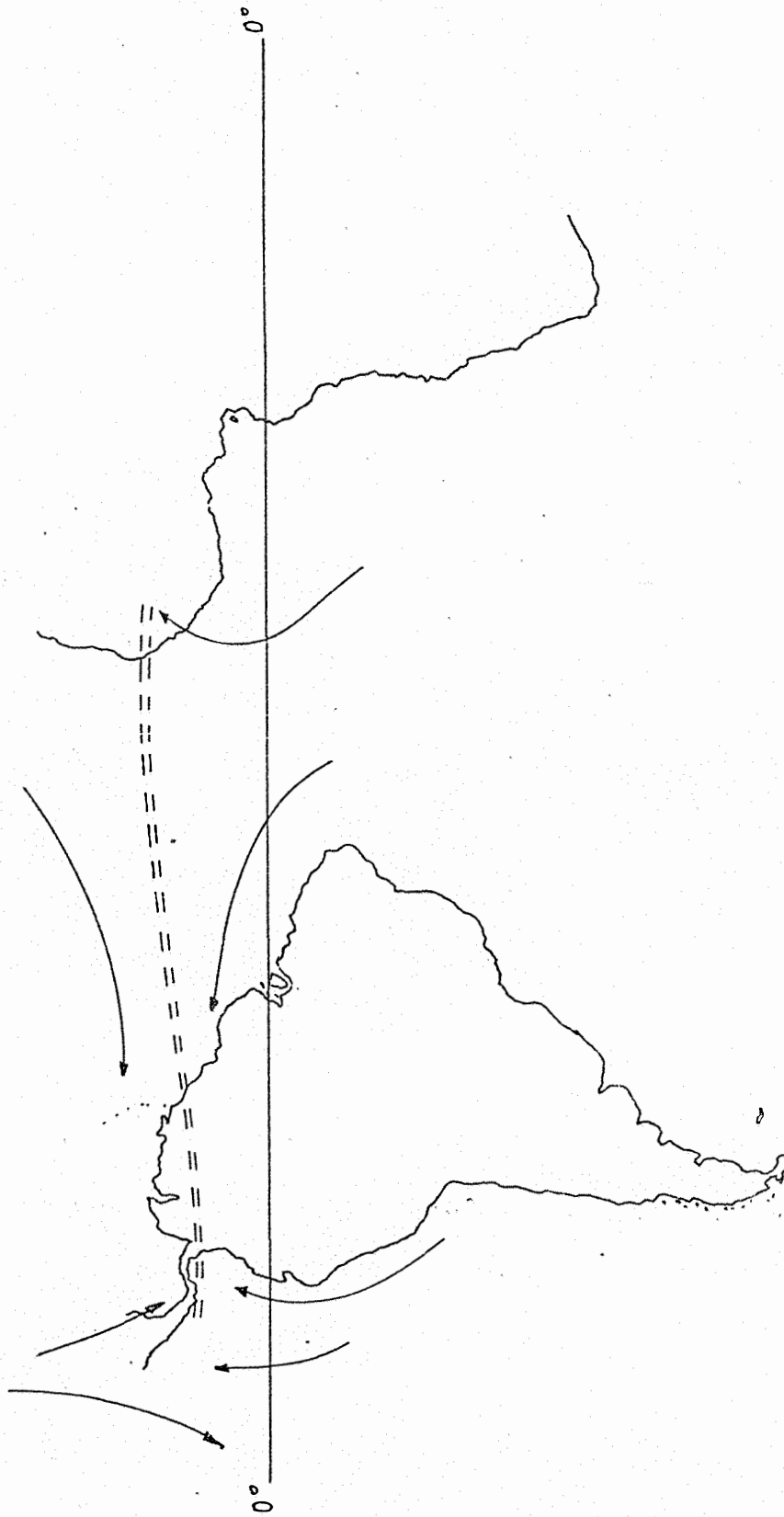


Figura 46. Situação média da faixa de depressão equatorial em Julho/Agosto, segundo RUMNEY.

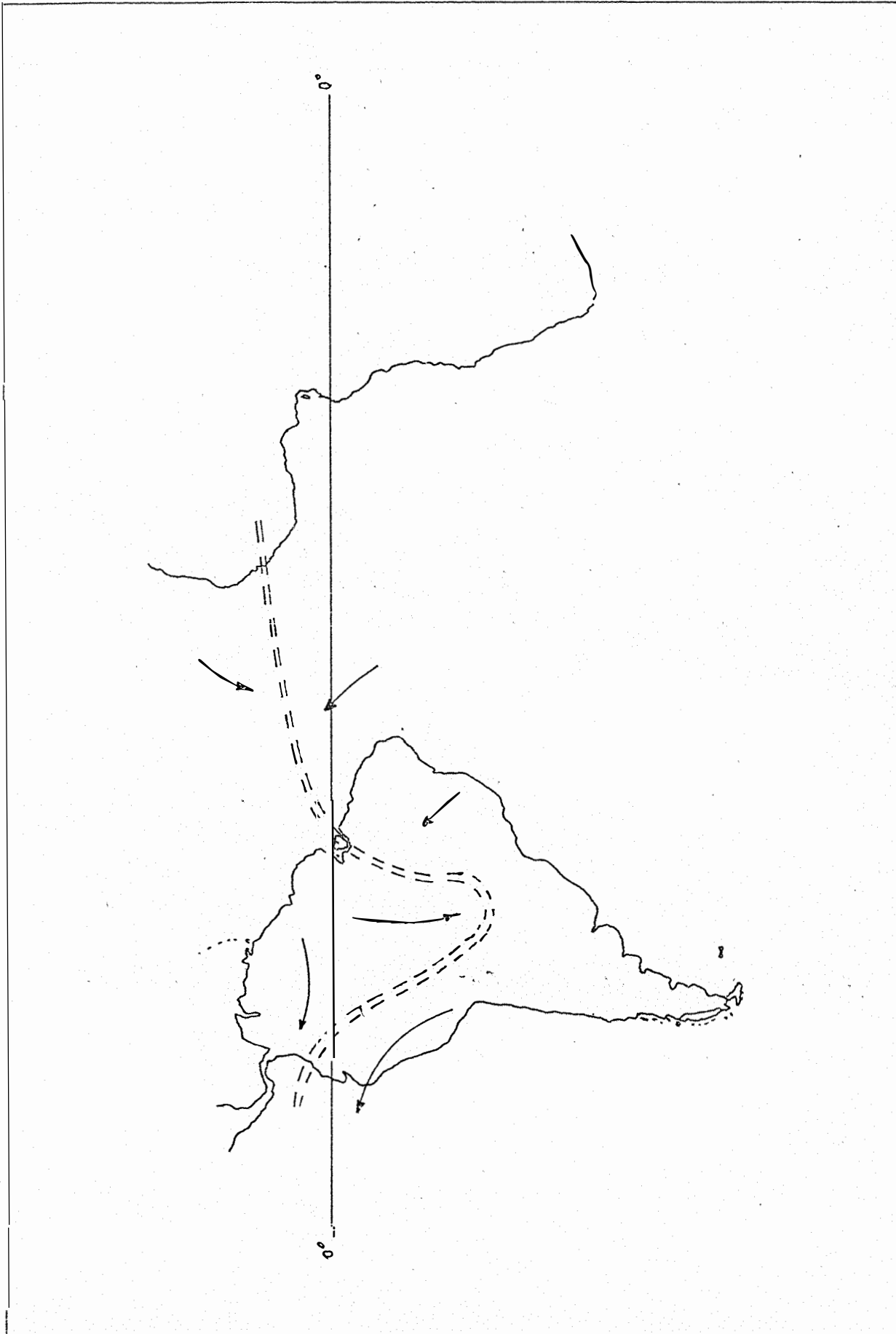


Figura 47. Situação média da faixa de depressão equatorial em Janeiro/Fevereiro, segundo RUMNEY.

Quadro 12. Água precipitável média (\bar{W}_p), em mm, no trecho Belém- Manaus.

Mês	Belem	Manaus	Média
Janeiro	38	41	39
Fevereiro	40	46	42
Março	41	43	41
Abril	42	44	43
Maio	40	42	41
Junho	37	40	39
Julho	38	40	39
Agosto	39	41	40
Setembro	32	37	35
Outubro	32	40	36
Novembro	34	46	40
Dezembro	40	45	42
Média	38	43	40

Quadro 13. Resumo dos resultados obtidos.

Mes	$Q_{\lambda 1}$	$Q_{\lambda 0}$	ΔQ_{λ}	\bar{R}_T	\bar{E}	\bar{R}	$R_T + E$	$k=R/R + \bar{E}$	\bar{W}_p
Janeiro	2640	1857	783	165	123	255	288	0,89	39
Fevereiro	2230	1971	259	51	112	256	163	1,57	42
Março	2893	2053	840	177	115	333	292	1,14	41
Abril	2489	1587	902	184	111	281	295	0,95	43
Maiο	3075	2296	779	164	124	180	288	0,63	41
Junho	2907	2805	102	21	128	167	149	1,13	39
Julho	3163	2364	799	168	143	128	311	0,41	39
Agosto	3031	(2600)	(431)	(103)	155	88	(258)	(0,34)	(40)
Setembro	2722	2698	24	5	153	54	158	0,34	35
Outubro	2380	2404	-24	-6	153	50	147	0,34	36
Novembro	2255	2411	-156	-36	149	98	113	0,87	40
Dezembro	2289	1882	407	86	136	190	222	0,86	42

NOTA: Os dados entre parentesis, foram obtidos por interpolação nas Figuras 25, 42 e 43;

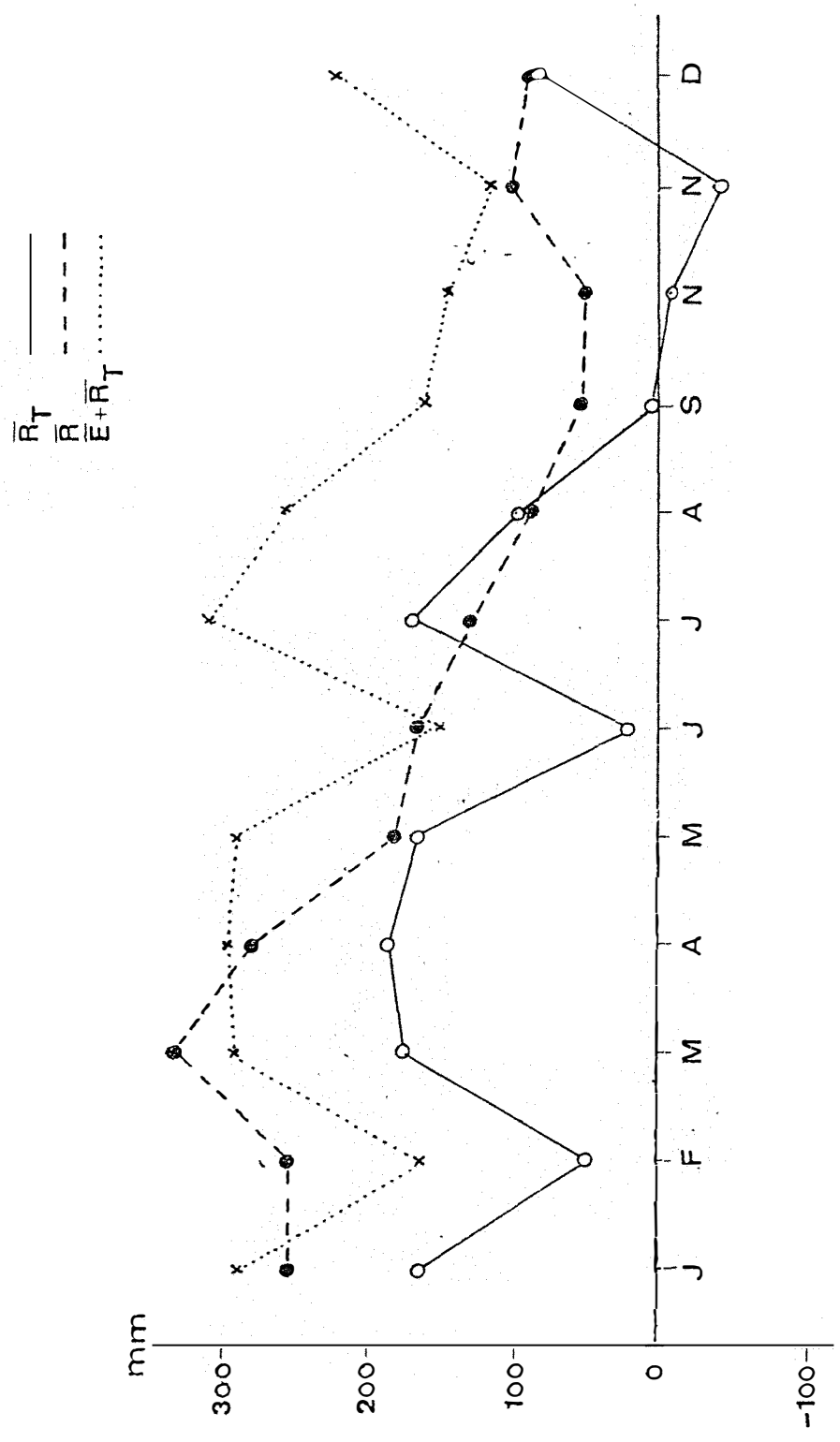


Figura 48. Comparação entre a variação mensal da "chuva teórica" (R_T), a chuva real (R) e a soma ($E + R_T$)

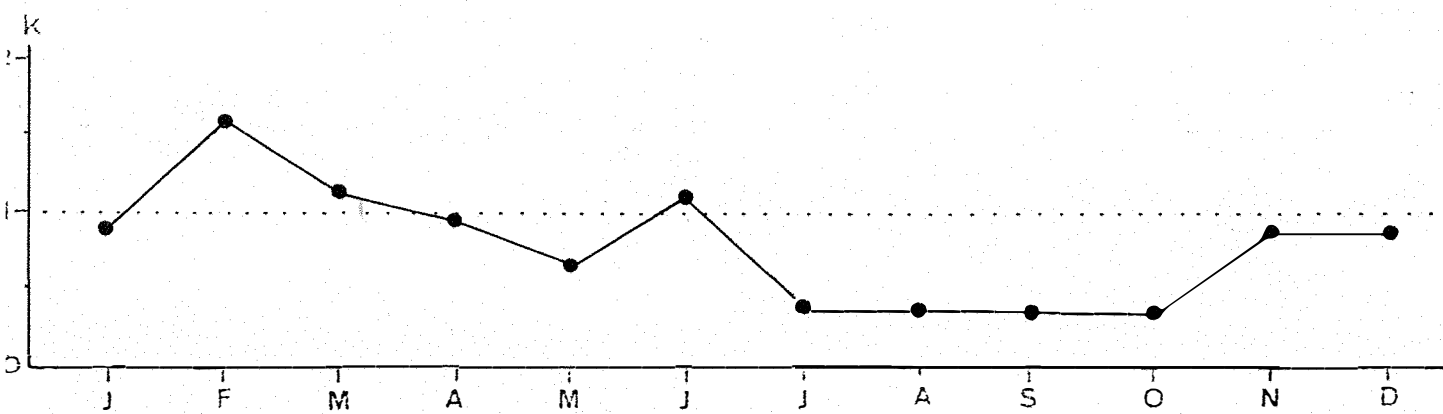


Figura 49. Variação mensal do coeficiente (k).

6. CONCLUSÕES

Como contribuição a solução de problemas hidrológicos , climatológicos e ecológicos da região amazônica, evidenciou-se que, de um modo genérico, as conclusões mais significativas do presente trabalho foram:

- Os resultados evidenciaram que o Oceano Atlântico constitui a principal fonte de umidade para a região, sendo o suprimento de vapor realizado pela costa nordeste da América do Sul;

- O suprimento de vapor para a região estudada foi predominantemente zonal e no sentido leste-oeste, contribuindo a camada 1000/700 mb com 80% do total de vapor;

- O fluxo zonal total em Manaus, foi cerca de 80% do flu

xo zonal em Belém;

- Os valores mensais do fluxo zonal em Manaus variaram de 1586 $g_v/cm.s$ em abril a 2805 $g_v/cm.s$ em junho; em Belém os valores variaram de 2230 $g_v/cm.s$ em fevereiro a 3163 $g_v/cm.s$ em julho;

- Os valores do fluxo zonal em Belém, quando comparados mês a mês com os de Manaus, apresentaram valores superiores (1% a 57%), exceto nos meses de outubro e novembro, quando os valores em Manaus foram superiores em 1% e 7%, respectivamente;

- O fluxo meridional em Belém, foi predominantemente no sentido sul-norte e a camada 1000/700 mb contribuiu com 68% do total de vapor meridional;

- O fluxo médio mensal total em Belém, foi de 2836 $g_v/cm.s$ e em Manaus foi de 2244 $g_v/cm.s$;

- O fluxo de vapor meridional em Manaus, apresentou uma alternância semestral no seu sentido, sendo norte-sul de outubro a março e sul-norte nos demais meses; o total de vapor transportado no sentido norte-sul foi superior ao transportado no sentido contrário;

- Em Manaus, apesar do fluxo meridional de vapor total ter sido bastante inferior ao zonal, parece evidente a importância do fluxo norte-sul na manutenção da precipitação na área, coincidindo sua atuação com a época de valores máximos de chuva;

- Os valores altos obtidos para a água precipitável foram condição necessária, mas não suficiente, para elevados valores de precipitação e as características sinóticas e climatológicas que dão origem aos movimentos verticais na região também devem ser considerados;

- Os valores mensais da água precipitável em Manaus, variaram de 37 mm em setembro a 46 mm em fevereiro e novembro; em Belém os valores variaram de 32 mm em setembro e outubro a 42 mm em abril;

- Os valores da água precipitável em Manaus, quando comparados mês a mês com os de Belém, apresentaram valores sempre superiores (5 a 35%), sendo maiores as diferenças encontradas de outubro a março e menores nos demais meses;

- Em ambas as localidades, a camada 1000/850 mb contribuiu com cerca de 50% da água precipitável total; até os 700 mb a contribuição total foi cerca de 80% e acima dos 500 mb a contribuição foi desprezível;

- O valor médio mensal da água precipitável em Manaus foi de 43 mm e em Belém foi de 38 mm;

- Em média, as variações mensais da água precipitável foram desprezíveis, em comparação com as variações dos fluxos e da precipitação, em ambas as localidades;

- A umidade específica mensal, calculada para os níveis próximos a superfície, situou-se em torno de 18 g/kg, sendo um pouco menores os valores em Belém; para os níveis acima dos 500 mb, o seu valor foi inferior a 2 g/kg em ambas as localidades;

- Das comparações realizadas com os campos da precipitação normal e o de 1972, pode-se deduzir que, em média, as conclusões do presente trabalho, são válidas, quando generalizadas;

- Os valores das precipitações, tanto em Manaus como em Belém, devem ser tomados como sendo o valor médio das precipitações registradas nos vários postos de coleta.

7. RESUMO

Como contribuição ao estudo hidrológico da Bacia Amazônica, o A. determinou os parâmetros água precipitável (W_p), fluxos zonal (Q_λ) e meridional (Q_ϕ) de vapor d'água, a evapotranspiração potencial (E) aplicando o método de *THORNTHWAITE* e a precipitação (R), detectados na região de floresta natural na faixa que vai de Belém a Manaus.

Aplicando uma variante da equação

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{Q} + E = R$$

foi verificada a importância dos fluxos, da evapotranspiração e da água precipitável, na manutenção da precipitação na área.

Da análise dos resultados obtidos e nas condições do presente trabalho, verificou-se que, de um modo genérico, as conclusões mais significativas foram:

- o Oceano Atlântico, constitui a principal fonte de umidade para a região, sendo o suprimento de vapor realizado pela costa nordeste da América do Sul;

- da análise do campo da precipitação em 1972, parece evidente que as conclusões gerais do presente trabalho podem ser aplicadas a toda Bacia Amazônica;

- o suprimento de vapor para a região é predominantemente zonal e no sentido leste-oeste;

- em Manaus, apesar do valor relativamente pequeno do fluxo meridional norte-sul, parece evidente sua importância na manutenção da precipitação na área;

- os valores altos obtidos para a água precipitável são condição necessária, mas não suficiente para elevados valores da precipitação;

- os primeiros 3000 metros de altura contribuem, aproximadamente, com 80% do total de água precipitável e dos fluxos na área.

8. SUMMARY

As a contribution to the hydrological study of the Amazon Basin, the author has determined the following parameters over the tropical rain forest from Belem to Manaus: precipitable water (W_p), potential evapotranspiration (E) using *THORTHWAITE's* method, water vapor zonal fluxes, water vapor meridional fluxes and precipitation (R).

The general equation

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{Q} + E = R$$

in a simplified form was taken as a model and it was possible to allow the importance of the two fluxes, of the evapotranspiration and

the precipitable water on the maintenance of precipitation in the area.

The data analysis made in the conditions of the present work, led to significant conclusions such as:

- the Atlantic Ocean constitutes the principal moisture source for the region, and the supply of vapor is provided by South America northern coast;

- from the analysis of the precipitation field in 1972, it seems evident that the conclusions of the present work may be applied to the Amazon Basin as a whole;

- the vapor supply for the region is predominantly zonal with east-west direction;

- in Manaus, despite the relatively small values of north-south direction fluxes their importance seems evident on the precipitation maintenance in the area;

- the high values obtained for precipitable water are necessary but not sufficient condition for high precipitation values;

- the first 3000 meters layer contributes with 80% of the total precipitable water and fluxes in the area.

9. LITERATURA CITADA

ADEM, J. Parameterization of atmospheric humidity using cloudiness and temperature. *Month. Weather Rev.* 95 (2):83-88. 1967.

ANANTHAKRISHNAN, R.; SELVAM, M. & CHELLAPPA, R. Sesonal variation of precipitable water vapour in the atmosphere over India. *Indian J. Meteor. Geoph.* 16 (3), julho, 1965.

AZEVEDO, D.C. Chuvas no Brasil - regime, variabilidade e probabilidade de alturas mensais e anuais. Tese de Mestrado - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, dezembro, 1974.

- BARNES Jr., A.A. Atmospheric water vapor divergence: measurements and applications. In: *HUMIDITY and moisture*, vol. II, 513-522, Reinhold Publ. Co, NY, 1964.
- BENTON, S.G. & ESTOQUE, M.A. Water vapor transfer over the North American Continent. *J.Meteor.* 11: 462-477, dec., 1954.
- BENTON, S.G. et alii. The vale of the atmosphere in the hydrological cycle. *Trans. Am. Geophys. Un.* 31: 61-73, 1950.
- BENWELL, G.R.R. The estimation and variability of precipitable water. *Met. Mag.* London, 94(1120): 319-327, november, 1965.
- BINNS, W.D. Water use by tree plants. *J.Hydrol.*, Amsterdam. 7:109-111, 1969.
- BRUNT, D. *Physical and dynamical meteorology*. 2nd. ed., London, Cambridge U. Press, 1944.
- CRISI, A.R. Hemispheric water vapor balance during 1958. In: *Humidity and moisture*, vol. II, 502-512, Reinhold Publ. Co., NY, 1964.
- HARRISON, L.P. Calculation of precipitable water. *ESSA Technical Memo. WBTM TDL 33*; U.S. Dep. Commerce, Weather Bureau, S. Spring, MD, 61 pg., jun., 1970.
- HALTINER, G.J. & MARTIN, F.L. *Dynamical and physical meteorology*. McGraw Hill Book Inc., NY, 550p., 1957.
- HAURWITZ, B. *Dynamic meteorology*. McGraw Hill Book Inc., 1941.

- HOLZMAN, B. Use of aerological soundings in determining the sources of moisture for precipitation. *Transl. Am. Geoph. Un.* 18: 489-490, 1937.
- HUTCHERSON, D.C. Water vapor in the atmosphere. In: *HUMIDITY and moisture*, vol. II, 486-494, Reinhold, Publ. Co., NY, 1964.
- JANSÁ, J.M. *Meteorologia teórica*, vol. I: Termodinámica de la atmosfera. Minist. del Aire, Publicación Serie B (Textos) nº 13, p. 146-149, Madrid, 1959.
- KITCHING, R. Water use by tree plantations. *J. Hydrol.*, Amsterdam, 5: 206-303, 1967.
- LAMBERT, J. *Curso de demografia*. Aliance Française, Rio de Janeiro, 1974.
- LIST, J.R. *Smithsonian Meteorological Tables*. Wash. Smith. Miscellaneous Collections, vol. 14, 6th. ed. rev. Smith. Inst. Press, 527p., 1968.
- MC DONALD, J.E. The evaporation-precipitation fallacy. *Weather London*, 17(5): 168-177, 1962.
- MIDDLETON, W.E.K. & SPILHAUS, A.F. *Meteorological instruments*, Canadá, Univ. Toronto Press, pg. 228-264, 3rd. ed. re., 1960.
- MINISTÉRIO DA AERONÁUTICA. *Manual de ar superior*. vol. I, MMA-DR 105 06, Dir. Rotas Aé., Rio de Janeiro, pg. 115-160, 1966.
- MINTZ, Y. The observed zonal circulation on the atmosphere. *Bul. Am. Meteor. Soc.* Boston, 35(5): 208-213, May, 1954.

- NORDEENSON, T.J. *Preparation of co-ordinated precipitation, runoff and evaporations maps*. Reporter no. 6. Reports on WMO/IHD Projects, World Meteorological Organization, Geneve, 19p+VIII, 1968.
- PEIXOTO, J.P. O campo do fluxo de vapor na atmosfera e a hidrologia do continente africano. *RT 1064 MEM 210*, Serv. Meteorologia Nacional, Lisboa, abril, 13p., 1970.
- PEIXOTO, J.P. Sobre a energética do ciclo hidrológico. *Memórias Acad. Ciências* (separata), Tomo XII, pag. 149-171, Lisboa, 1968.
- PEIXOTO, J.P. O campo da divergência do transporte do vapor de água na atmosfera. *Rev. Fac. Ciências* (separata), 2a. série, B, vol. VIII, pg. 25-56, Lisboa, 1959.
- PEIXOTO, J.P. On the global water vapour balance and the hydrological cycle. *RT 523 MEM 149*, Serv. Met. Nac. Lisboa, mar. 1960.
- PEIXOTO, J.P. Da natureza e da estrutura do ciclo hidrológico. *RT 1062 MEM 209*, Serv. Met. Nac., Lisboa, abril, 1970.
- PEIXOTO, J.P. O ramo aéreo do ciclo hidrológico. *Fomento*, Lisboa, 6(2): 111-119, 1968.
- PEIXOTO, J.P. The physical properties of the water and the hydrological cycle. *Fomento*, Lisboa, 6(4): 325-336, 1968.
- PEIXOTO, J.P. e KETTANI, M.A. The control of the water cycle. *Scientific American*, 228(4): 46-61, Abril, 1973.
- PETERSON, K.R. A precipitable water monogram. *Bull. Am. Meteor. Soc.* Boston, 42(2): 119-121, Feb. 1961.

RUMNEY, G.R. *Climatology and the world's climates*. 3rd. ed. the Mac Millan Co., NY, 1970.

SANTOS, H.M. Balanço Hídrico de Manaus, Amazonas. *Publicação nº 1, Série Avulsa*, nº 8 - CNPq - INPA, janeiro, 1968.

SHOWALTER, A.K. Precipitation water template. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, Boston, 35(3): 129-131, Mar., 1954.

SOLOT, S.B. Computation of depth of precipitable water in a column of air. *Month Weather Rev.*, London, : 100-103, apr. 1939.

SPAR, J. A suggested technique for quantitative precipitation forecasting. *Month Weather Rev.*, London, 81:217-221, Aug., 1953.

STARR, V.P. & PEIXOTO, J.P. On the global balance of water and the hydrological cycle of desert. *Tellus*, 10(2): 118-194, 1958.

SUTCLIFFE, R.C. Water balance and the general circulation of the atmosphere. *Quart. J. R. Met. Soc.*, London, 82(354): 385-395, Oct., 1956.

U.S.DEP. COMMERCE. Tables of precipitable water. Wash. Weather Bureau, 27p., 1951.

VILLA NOVA, N.A.; SALATI, E. & MATSUI, E. Estimativa da evapotranspiração na bacia amazônica. Actas 1er. Congreso Latinoamericano de Energia Solar, San Miguel, Argentina, abril, 1975.