

V. E. Kousky (**)

L. C. Molion (**)

RESUMO

São discutidas a configuração da circulação da troposfera e sua relação com a precipitação sobre a Bacia Amazônica. A configuração geral da precipitação, durante o verão, está intimamente ligada à posição de um sistema de alta pressão na troposfera superior, que domina a circulação sobre a América do Sul, e cujo centro se forma geralmente sobre a Bolívia. Esse sistema se enfraquece e se move para o norte durante o outono e o inverno; nessa ocasião, as partes sul e este da Bacia Amazônica sofrem uma estação seca. A variabilidade na configuração da precipitação pode ser parcialmente devido às zonas de convergência persistentes que se originam de, ou estão associadas aos sistemas frontais do Hemisfério Sul, responsáveis pela organização da convecção sobre o Brasil tropical. A circulação da brisa do mar que afeta a costa norte do Brasil é um dos fatores causadores das linhas de instabilidade. Algumas vezes, estas linhas se propagam continente a dentro permanecendo ativas por cerca de 48 horas; durante esse tempo, elas cruzam toda a Bacia Amazônica e chegam aos Andes. A distribuição espacial da precipitação sobre a bacia pode estar ligada a essas linhas de instabilidade.

INTRODUÇÃO

O clima de uma região continental depende de vários fatores, denominados "controles climáticos". Dentre os mais importantes podem ser citados: a) a circulação geral da atmosfera que atua sobre a região; b) a topografia local; c) a natureza da cobertura superficial; e d) o ciclo hidrológico.

A circulação geral da atmosfera, uma consequência da distribuição latitudinal da energia solar e da distribuição de continentes e oceanos no planeta, é o fator que impõe as características gerais do clima regional. Este terá características particulares

(*) Trabalho apresentado no "Internacional Workshop on Precipitation and Water Recycling in Tropical Forests", 10-13 de novembro de 1981 - CENA.

(**) Instituto de Pesquisas Espaciais - INPE/Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq

controladas pela topografia e pela cobertura superficial. Por outro lado, o ciclo hidrológico tem que ser considerado como controle climático, pois ele não é somente um produto do próprio clima, mas também da paisagem biogeofísica como um todo. Além disso, ele exerce uma influência sobre o clima que não pode ser reduzida aos efeitos combinados dos outros fatores formadores do mesmo, ou seja, a interação entre umidade atmosférica, precipitação e o escoamento total.

Neste trabalho, focalizar-se-ão as circulações troposféricas, de grande e de média escalas, atuantes sobre a região e sua influência sobre a configuração da precipitação observada.

Circulação Média de Grande Escala

Até recentemente, a circulação média da troposfera sobre a Bacia Amazônica tinha sido analisada utilizando-se dados de radiossondagens interpolados entre regiões com cobertura relativamente boa. Isso se deve ao fato de que mesmo com a expansão da rede de radiossondagens nos anos 60 e 70, a Amazônia continuou a ser uma região com grande escassez de dados de altitude. Usando apenas dados de radiossondagens, Newell et al. (1972) fizeram análises de linhas de corrente para o globo inteiro, entre 45°N a 45°S para os níveis de 850 mb e 200 mb. Como essas análises incluíram menos de 2 anos de dados para Manaus e Belém, elas devem ser encaradas como uma primeira tentativa de descrever o escoamento atmosférico sobre a Amazônia.

Trabalhos recentes sobre a Amazônia (Sobral, 1979; Kagano, 1979) apresentam médias produzidas com séries mais longas de dados; Hastenrath & Lamb (1977), utilizando mais de 60 anos de dados coletados por navios, derivaram campos médios de pressão e de vento para o Oceano Atlântico. Esses estudos indicam que as análises de Newell et al. (1972) devem sofrer algumas modificações, que serão apresentadas abaixo. Por outro lado, tem-se tornado mais evidente que satélites geostacionários, por fornecerem cobertura espacial contínua a intervalos de 30 minutos, oferecem as melhores condições para a determinação da estrutura do escoamento troposférico sobre regiões com escassez de dados. Como esses satélites permanecem essencialmente estacionários com relação a um ponto sobre a terra, as imagens, dispostas em ordem sequencial, podem ser animadas. Essa animação determina movimento de nuvens que, para certos tipos de nuvens, produz velocidades muito próximas das velocidades reais do vento. Essa técnica foi usada por Virji (1980) que analisou dados do satélite GOES-E para estudar a configuração da circulação de verão sobre a América do Sul.

Neste trabalho, combinaram-se os resultados obtidos pelos autores citados acima e obtiveram-se os campos de linhas de corrente para os níveis de 850 mb e 200 mb apresentados na Figura 1. Nota-se claramente na configuração do escoamento a 850 mb, a presença dos anticiclones do Atlântico Sul e do Pacífico Sul. O escoamento a 850 mb, sobre a parte leste do Brasil, muda muito pouco do verão (Figura 1.a) para o inverno (Figura 1.c), o mesmo não ocorrendo no interior do continente, onde nota-se uma variação sazonal desde o norte da Argentina até as regiões equatoriais. Durante o verão, a região de baixa pressão sobre o Chaco é bastante intensa, com convergência considerável do ar proveniente do

norte. Esta baixa de pressão induz a penetração de umidade nos baixos níveis, que é transportada pelos ventos Alísios do Hemisfério Norte ao Oeste da Amazônia. Durante o inverno o escoamento permanece de sudeste sobre a maior parte do norte da América do Sul.

A 200 mb, existe uma variação sazonal muito pronunciada no escoamento, fortemente meridional no verão (Figura 1.b) para aproximadamente zonal durante o inverno (Figura 1.d).

A natureza meridional do escoamento de verão é resultado direto do forte aquecimento superficial (calor sensível) e da liberação de calor latente, sobre as áreas continentais. Esse aquecimento produz uma circulação térmica direta, com ar quente subindo sobre o continente, e subsidência de ar relativamente frio sobre as áreas oceânicas vizinhas. A Figura 2 é uma representação esquemática dessa circulação. Contudo, o ramo leste desta célula zonal pode ser bem maior do que o ramo oeste (Gill, 1980). Isto implicaria ter movimentos descendentes sobre uma região mais extensa, a este da região aquecida. No caso da América do Sul, os movimentos descendentes estender-se-iam do leste da Amazônia até a costa oeste da África, incluindo, assim, o Nordeste do Brasil. O movimento ascendente intensifica o desenvolvimento de nuvens sobre a região aquecida, e o movimento descendente inibe a formação de nuvens sobre as regiões próximas dos oceanos, fato esse evidenciado na Figura 3.a. Como consequência desta circulação térmica direta sobre a região aquecida, têm-se baixa pressão e convergência nos baixos níveis e alta pressão e divergência nos altos níveis (Virji, 1980).

A variação sazonal da intensidade e da posição da alta de pressão na troposfera superior está diretamente relacionada com a distribuição espacial e temporal da precipitação (Kousky & Kagano, 1980). À medida que a alta de pressão enfraquece e se move em direção ao norte durante o inverno, as partes sul e este da Amazônia sofrem uma estação seca, que é evidenciada não só pelos dados de precipitação de estações individuais, mas também pelas cartas de brilho médio, obtidas através de dados de satélites no espectro visível (Figura 3.b).

A confluência dos Alísios do norte e do sul determina a Zona de Confluência Intertropical (ZCIT) à superfície. Hastenrath & Lamb (1977) mostram que, sobre o oceano, a ZCIT move-se progressivamente, de sua posição ao norte durante o inverno, para o sul durante a primavera e o verão. Dessa forma, o nordeste da América do Sul permaneceria sob a influência dos Alísios do sul, enquanto o escoamento dos Alísios do norte, auxiliados pelos Andes, através do equador, trariam a maior parte da umidade para o noroeste e o centro do continente (Figura 1). Alguns autores (e.g. Trewartha, 1961) mencionam a existência climatológica de uma ZCIT continental que é, contudo, questionável. Cartas de totais de precipitação mostram uma região de alta taxa de precipitação ao longo da costa norte, próximo à foz do Amazonas, onde a ZCIT sobreoceânica cruza a costa. Porém no interior do continente, os totais mais elevados de precipitação ocorrem a oeste e ao sul da Amazônia (Figura 4). As cartas de brilho médio, obtidas através de satélites (Figura 3), não apresentam máximos de nebulosidade ao longo da suposta localização da ZCIT continental. Como não há contrastes nas massas de ar sobre o continente, é bem provável que as correntes aéreas, provenientes dos dois hemisférios, escoem lado a lado, ou

se misturem vertical e lateralmente, sem apresentar uma zona de separação bem definida (Taljaard, 1972). Contudo, é evidente que existe, nas imagens de satélites, escoamento transsequetorial, com os Alísios do norte invadindo ocasionalmente o continente (Virji, 1980).

Perturbações Transientes

Perturbações transientes podem ser classificadas conforme escalas de tempo diferentes, variando desde convecção de mesoescala (de alguns minutos até horas) à influência sinótica de grande escala, que podem perdurar por vários dias. Nesta seção serão abordadas primeiramente os sistemas de mesoescala e, em seguida, discutir-se-ão as influências da escala sinótica sobre o tempo da Região Amazônica.

Sistema de Mesoescala

Grande número de estudos sobre a estrutura e comportamento dos sistemas tropicais de mesoescala foi feito para regiões da África, como parte do experimento GATE (e.g., Anagnostou *et al.*, 1976; House, 1977; Fortune, 1980). Para a Bacia Amazônica, devido à falta de dados convencionais adequados, os sistemas de nuvens convectivas são mais bem estudados através da análise de dados de satélites. Johnson (1970) notou, na Amazônia, a presença de um grande número de aglomerados de cumulonimbus, com formas circulares ou levemente alongadas. Esses aglomerados, que parecem ser típicos da região, desenvolvem-se e dissipam-se diariamente. Seu tamanho e forma dependem das condições atmosféricas médias da região. Na ausência de fenômenos forçantes de grande escala, tais como os associados a sistemas frontais, as células convectivas começam a se desenvolver durante a manhã. Essas células sofrem um processo de seleção no qual as maiores crescem, formando, eventualmente, aglomerados ou linhas, enquanto as menores são suprimidas. A formação de uma linha ou aglomerados depende da configuração do escoamento atmosférico. A Figura 5 mostra esquematicamente as condições sob as quais as linhas e os aglomerados se formam. Em uma situação com vento médio atuante (Figura 5.a), novos elementos convectivos formam-se a sotavento da célula original. A forma arcada da linha em expansão é parcialmente devido às correntes descendentes ou às frentes de rajadas, associadas às células originais e subsequentes. Em uma situação de ventos fracos (Figura 5.b), novas células se formam ao redor da original, dando origem a um anel ou a um aglomerado que gradualmente aumenta em tamanho, à medida que as correntes descendentes divergem da célula original.

Recentemente, Kousky (1980) demonstrou a importância da circulação de brisa marítima na organização de atividade convectiva próxima à foz do Amazonas. A atividade convectiva forma-se quase que diariamente ao longo da zona de convergência da brisa do mar, e propaga-se para dentro do continente, alcançando Belém no final da tarde. A linha de instabilidade continua a se propagar e, sob condições normais, começa a se dissipar após o ocaso do sol, devido à redução do contraste térmico. Contudo, ocasionalmente, essas linhas podem continuar sua evolução, permanecendo ativas por mais de 48 horas. Durante a noite, sua atividade diminui em intensidade e, durante o dia seguinte, voltam a se inten-

sificar devido ao forte aquecimento superficial. Em certos casos, essas linhas de instabilidade se deslocam com velocidades superiores a 40 km.h^{-1} o que faz com que elas atinjam o extremo da Amazônia em cerca de 48 horas (Kousky, 1980).

Essas linhas são mais longas do que as formadas pelo processo indicado na Figura 5.a. As linhas de instabilidade induzidas pela brisa marítima podem ter comprimentos acima de 1000km, enquanto as formadas de células separadas, ou pequenos aglomerados, normalmente possuem comprimentos inferiores a 500 km.

A ocorrência de linhas de instabilidade, induzidas pela brisa marítima, pode ser um fator importante para a explicação da distribuição média anual de precipitação sobre a Bacia Amazônica (Figura 4). O máximo que ocorre próximo à costa este é devido, provavelmente, à convergência noturna entre os Alísios e a brisa terrestre próximos à costa (Kousky, 1980). Obviamente, o atrito diferencial entre oceano e continente também produz convergência ao longo da costa, e portanto, também contribui para esse máximo observado. Os totais pluviométricos são consideravelmente menores a cerca de 500 km da costa. Nessa região, a convecção diurna é reduzida, quando ocorre convecção organizada ao longo da frente associada à brisa marítima. Porém, ao se propagar continente a dentro, essa convecção organizada produz precipitação noturna a cerca de 500 km da costa, embora menos intensa, devido à redução do contraste térmico (Kousky, 1980). No dia seguinte, a atividade convectiva volta a se intensificar na parte central da Amazônia, contribuindo, assim, para o máximo anual de precipitação, observado nesta região (Figura 4).

As linhas de instabilidade associadas à brisa marítima auxiliam na explicação de altas intensidades de precipitação diária observadas nessas regiões, que não poderiam ser explicadas apenas pela formação de células convectivas locais; com estas, formam o conjunto de mecanismos dinâmicos de reciclagem de água na Amazônia.

Influências de Escala Sinótica

Vários autores já descreveram os efeitos de frentes frias sobre a Amazônia durante o inverno do Hemisfério Sul (e.g., Trewartha, 1961; Brinkmann et al., 1971; Parmenter, 1976; Ratisbona, 1976).

O fenômeno, popularmente conhecido como "friagem", pode ocasionar quedas de 15°C a 20°C na temperatura do ar e ter a duração média de 3 a 5 dias.

Porém, os sistemas frontais de latitudes médias podem afetar o tempo sobre a Amazônia nas outras estações do ano. Kousky (1979), por exemplo, ilustrou um caso no mês de janeiro, no qual uma frente fria, movendo-se em direção ao norte, ao longo da costa este do Brasil, foi acompanhada por um deslocamento do máximo de atividade pluviométrica do oeste da Amazônia para o este do Brasil. O aumento de precipitação na parte leste do Brasil provavelmente resultou da convergência em baixos níveis, e, portanto, de movimentos ascendentes, associados ao sistema frontal. A concomitante redução de precipitação sobre o este da Amazônia pode ser atribuída ao movimento subsidente e compensatório, que inibe o desenvolvimento organizado de nuvens convectivas. Uma inspeção de imagens de satélites geoestacionários revela que muitos dos sistemas frontais, que se movem em direção ao nordeste, produzem deslocamentos similares na atividade convectiva.

Em alguns anos, durante o verão, sistemas frontais tornam-se quase -estacionários sobre a costa sudeste, próximo a 20°S . A convecção organizada, associada a estas frentes, intensifica a atividade convectiva sobre o sudeste do Brasil, entre $15^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}$ e $40^{\circ}\text{W} - 50^{\circ}\text{W}$, ocasionando precipitações contínuas e, conseqüentemente, enchentes sobre a região das cabeceiras dos afluentes da margem direita do Rio Amazonas e sobre a cabeceira do Rio São Francisco. Nesses casos, similares aos apresentados por Kousky (1980), também existe um deslocamento da atividade convectiva e, como eles são relativamente persistentes, podem-se esperar grandes desvios, com relação à precipitação normal, em muitas áreas. A variabilidade interanual da precipitação pode estar ligada a tais situações anômalas.

CONCLUSÃO

As discussões acima mostram que o tempo sobre a Bacia Amazônica é afetada por um espectro de fenômenos meteorológicos, que variam desde a circulação de grande escala até sistemas convectivos de mesoescalas; mostraram também que as linhas de instabilidade, associadas à brisa marítima, podem possivelmente explicar a série alternada de máximos e mínimos de totais anuais de precipitação que se observam de este para oeste, ao longo do Amazonas.

As interações entre esses fenômenos indubitavelmente desempenham papel importante na determinação da precipitação diária, bem como na sua variabilidade interanual sobre a região.

SUMMARY

The tropospheric circulation pattern and its relation to rainfall in the Amazonas Basin are discussed. The general pattern of precipitation, during the summer, is closely linked to the position of an upper tropospheric high pressure system, which dominates the circulation over South America and whose center generally forms over Bolivia. This system weakens and moves northward during fall and winter while southern and eastern portions of the Amazonas basin experience a dry season. Variability in the rainfall pattern may be due partially to persistent convergence zones, originating from or associated with Southern Hemisphere frontal system, which greatly organize convection over tropical Brasil. The sea breeze circulation, which affects the northern coast of Brazil, is an important factor in organizing instability lines. At time, these lines propagate inland remaining active for up to 48 hours, in which time they cross the entire basin reaching the Andes. The spatial distribution of rainfall over the basin may be linked to these instability lines.

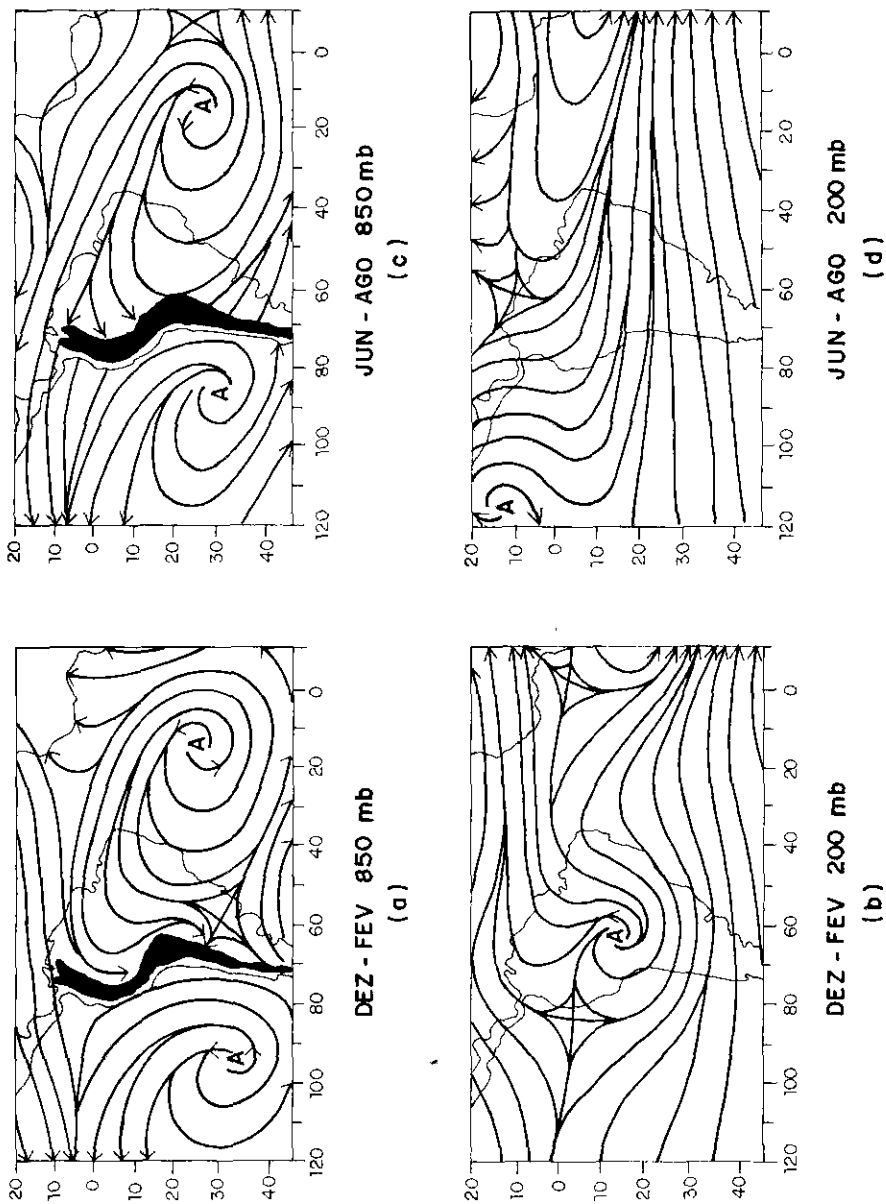


Fig. 1. Linhas de corrente representativas do escoamento médio.

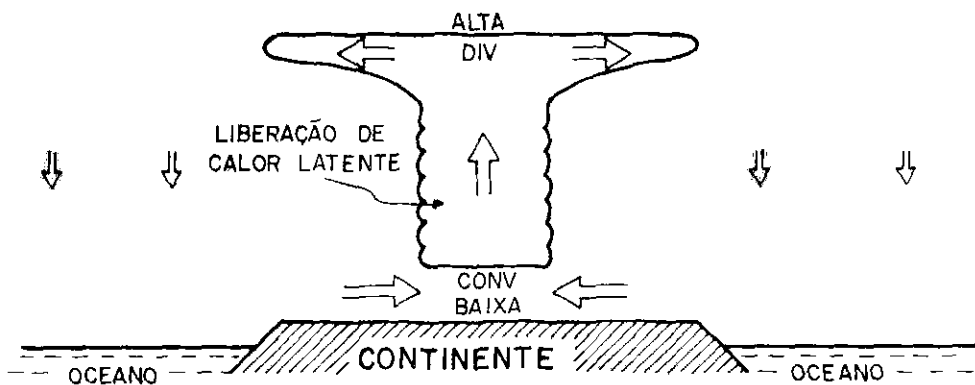
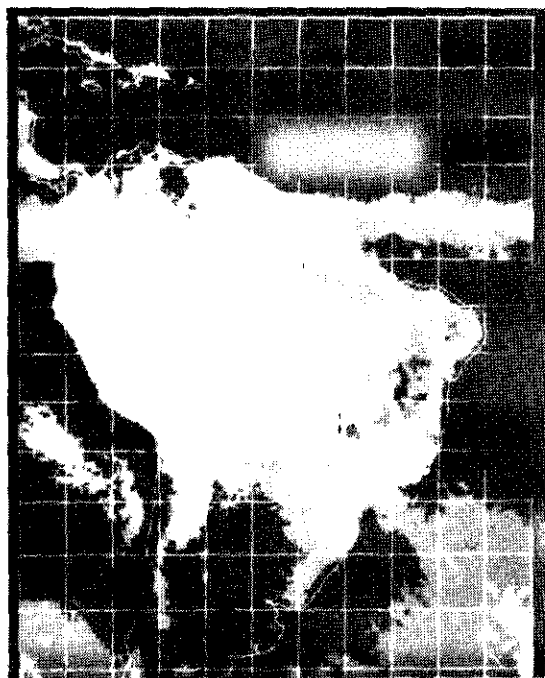
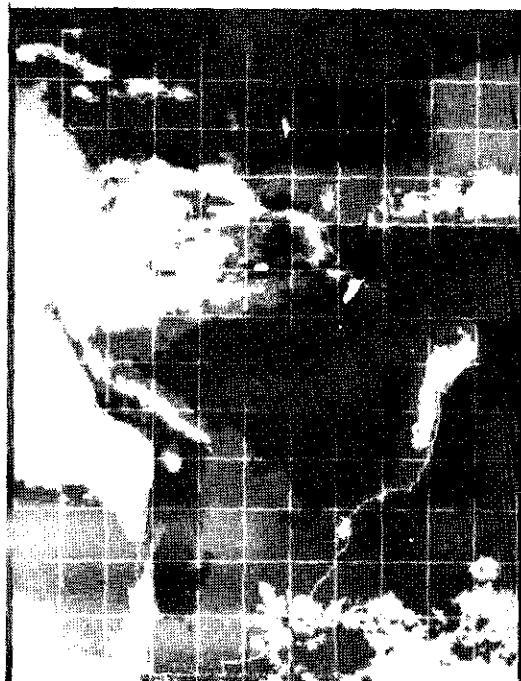


Fig. 2. Diagrama esquemático representativo da circulação resultante do aquecimento diferencial, no verão, entre o continente e os oceanos adjacentes.



JANEIRO



JULHO

Fig. 3. Cobertura de nuvens sobre a América do Sul no meio da tarde. As cinco graduações da escala cinza têm a seguinte correspondência em octas: preto 0-2; cinza escuro - 3; cinza - 4; cinza claro - 5; branco - 6-8. Período da média de 19 de janeiro de 1967 a 31 de dezembro de 1970.

FONTE: Miller & Feddes, 1971.

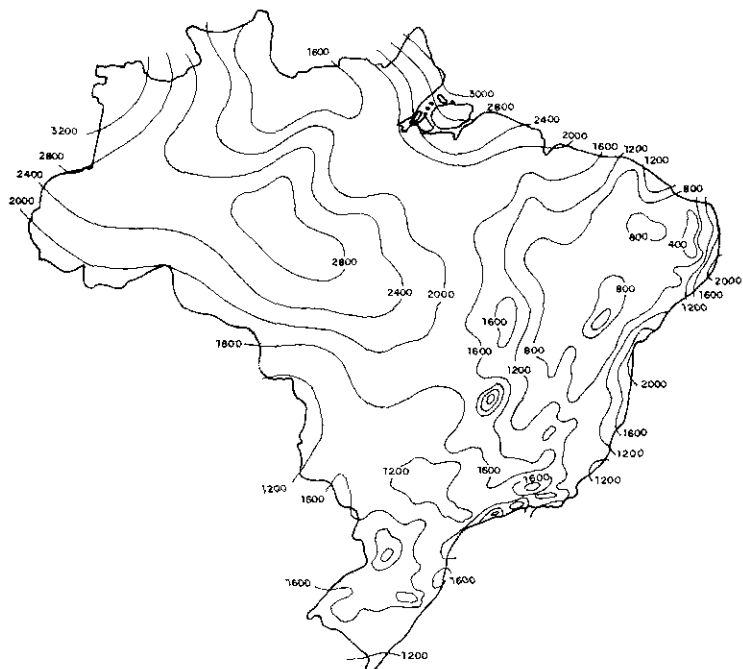


Fig. 4. Isolínhas de totais médios anuais de precipitação sobre o Brasil (Adaptada de Ratisbona, 1976).

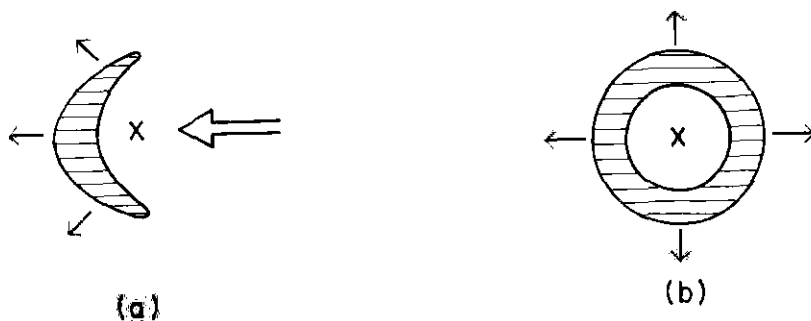


Fig. 5. Diagrama esquemático da formação de algumas linhas ou aglomerados: a) A situação com a existência de um escoamento médio (indicado pela seta maior) e b) A situação com ventos fracos. A posição da célula convectiva original em cada caso está indicada por um "x".

Referências bibliográficas

- Aspliden, C. I.; Tourre, Y.; Sabine, J. B. - 1976. Some Climatological Aspects of West African Disturbance Lines During GATE, **Monthly Weather Review**, 104 (8): 1029-1035.
- Brinkmann, W. L.; Weinman, J. A.; Ribeiro, M. N. G. - 1971. Air Temperatures in Central Amazonia. I. **Acta Amazonica**, 1 (2): 51-56.
- Fortune, M. - 1980. Properties of African Squall Lines Inferred from Time-Lapse Satellite Imagery". **Monthly Weather Review**, 108 (2): 153-168.
- Gill, A. E. - 1980. Some simple Solutions for Heat-Induced Tropical Circulation. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, 106 (449): 447-462.
- Hastenrath, S. & Lamb, P. - 1977. **Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans**. Madison, Univ. of Wisconsin Press.
- House Jr., R. A. - 1977. Structure and Dynamics of a Tropical Squall-Line System. **Monthly Weather Review**, 105 (12): 1540-1567.
- Johnson, D. H. - 1970. The role of the Tropics in the Global Circulation. In: Corby, G. A. ed. **The General Circulation of the Atmosphere**. London, Royal Meteorological Society p. 113-136.
- Kagano, M. T. - 1970. **Um estudo climatológico e Sinótico utilizando dados de Radiossondagem (1968-1976) de Manaus e Belém**. São José dos Campos. INPE. INPE-1559-TDL/013.
- - 1980. Diurnal Rainfall Variation in Northeast Brasil. **Monthly Weather Review**, 108 (4): 488-498.
- Kousky, V. E. & Kagano, M. T. - 1981. A Climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon Region. **Acta Amazonica**, 11 (4): 743-753.
- Miller, D. B. & Feddes, R. G. - 1971. **Global Atlas of Relative Cloud 1967-1970**. Washington. U. S. Air Force (AWS) Department of Commerce, NOAA.
- Newell, R. E.; Kidson, J. W.; Vincent, D. G.; Boer, G. J. - 1972. **The General circulation of the Tropical Atmosphere**. Cambridge, Mass. Institute of Technology press. V.L.
- Parmenter, F. C. - 1976. A Southern Hemisphere Cold Front Passage at the Equator. **Bull of the American Meteorological Society**, 57 (12): 1435-1440.
- Ratisbona, L. R. - 1976. The Climate of Brazil, Climates of Central and South America. In: Schwerdtfeger, W. ed. - **World Survey of Climatology**. Amsterdam, Elsevier, V.12 219-293.
- Sobral, Z. R. - 1979. **Um estudo climatológico dos Campos de Vento e Temperatura nos níveis superiores sobre a América do Sul**. Dissertação de Mestrado, INPE - 1672-TDL/017. São José dos Campos, INPE.
- Taljaard, J. J. - 1972. **Synoptic Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston, American Meteorological Society, p. 139-213.
- Trewartha, G. T. - 1961. **The Earth's Problem Climates**. Madison, Univ. of Wisconsin.
- Virji, H. - 1980. Tropospheric Circulation Patterns over South America Estimated from Cloud Winds. **Monthly Weather Review**, (Submetido para publicação).

(Aceito para publicação em 20.11.84)