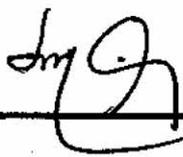


1. Classificação <i>INPE-COM.3/RPE</i> <i>C.D.U.: 551.588.1:577.4E</i>		2. Período	4. Critério de Distribuição: interna <input type="checkbox"/> externa <input checked="" type="checkbox"/>	
3. Palavras Chaves (selecionadas pelo autor) <i>CLIMA, USO DA TERRA, TRÓPICOS ÚMIDOS, ECOLOGIA</i>				
5. Relatório nº <i>INPE-1630-RPE/092</i>	6. Data <i>Novembro, 1979</i>		7. Revisado por <i>Marcos A. M. Lemes</i>	
8. Título e Sub-Título <i>O CLIMA E O USO DA TERRA NOS TRÓPICOS ÚMIDOS</i>			9. Autorizado por <i>Nelson de Jesus Parada</i> Diretor	
10. Setor <i>DME</i>	Código		11. Nº de cópias <i>11</i>	
12. Autoria <i>Luiz Carlos Baldicero Molion</i> <i>Juan José Verdesio Bentancourt</i>			14. Nº de páginas <i>39</i>	
13. Assinatura Responsável 			15. Preço	
16. Sumário/Notas <i>Este trabalho é um estudo da interação entre os parâmetros climatológicos e os diversos usos da terra, em escala regional, nos trópicos úmidos. São discutidas a caracterização do clima de regiões tropicais úmidas, em função de parâmetros de escala global, e as modificações dos componentes dos balanços de energia e de água, face aos diversos tipos de cobertura vegetal. As florestas dos trópicos úmidos apresentam um saldo de radiação maior, dispendo, portanto, de mais energia para vaporizar água, quando comparadas a outros tipos de cobertura. Logo, a mudança de florestas para outros usos da terra, em que a biomassa seja drasticamente reduzida, modifica o clima regional. Sugerem-se, ainda, diversas técnicas que tenderiam a minimizar o efeito do uso da terra sobre o clima dessas regiões.</i>				
17. Observações <i>Este trabalho está sendo submetido para apresentação no II Simpósio Nacional de Ecologia, Belém, 19 a 24. de novembro, 1979, e para publicação na Revista "ROESSLÉRIA", Porto Alegre, RS.</i>				

ABSTRACT

This work is a study of the interaction of climatological parameters with different land use systems in the humid tropics. The climate of humid tropical regions is characterized as a function of large scale parameters and the differences of the energy and water balances terms over different cover types are discussed. It is shown that humid forests have a higher net radiation flux when compared to different cover types and, therefore, have more energy available to vaporize water. Consequently, the changeover from forest to other land uses modifies the regional climate. An attempt is made to identify techniques which would attenuate the land use effects on the climate of tropical regions.

INDICE

ABSTRACT	<i>iv</i>
LISTA DE TABELAS.....	<i>v</i>
INTRODUÇÃO	1
1. Característica do clima em escala grande.....	1
2. Sistema de uso do solo nos trópicos úmidos	5
OS BALANÇOS DE ÁGUA E ENERGIA NOS TRÓPICOS ÚMIDOS	6
1. O balanço de energia	8
1.1 Modificações no balanço energético devido a mudanças do uso do solo	8
2. O balanço hídrico.....	11
2.1 O balanço hidrológico superficial	12
2.2 O balanço hidrológico atmosférico	13
2.3 Modificações do balanço hídrico devido a mudança do uso do solo	14
2.4 Erosão e degradação do solo	18
CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	21
BIBLIOGRAFIA	25

LISTA DE TABELAS

1 - Fluxo de radiação (em Wm^{-2}), emissividade (ϵ), temperatura média da superfície ativa (em $^{\circ}\text{K}$); E é a perda equivalente de vapor de água (em mm ano^{-1})	29
2 - Fluxo de calor para o solo ($S^* = S/R_n$) e o saldo de radiação nas superfícies (R_{no}) sob diferentes tipos de cobertura em porcentagem do saldo de radiação na superfície ativa (R_n) Fonte: BAUMGARTNER, 1977	30
3 - Fluxos de energia na superfície ativa; E (mm/ano^{-1}) é a perda equivalente de água	31
4 - Taxa de transporte de sedimentos e concentração para o rio Amazonas e principais afluentes Fonte: MEADE et alii (1979)	32

O CLIMA E O USO DA TERRA NOS TRÓPICOS ÚMIDOS

Luiz Carlos Baldicero Molion

e

Juan José Verdesio Bentancurt

RESUMO

Este trabalho é um estudo da interação entre os parâmetros climatológicos e os diversos usos da terra, em escala regional, nos trópicos úmidos. São discutidas a caracterização do clima de regiões tropicais úmidas, em função de parâmetros de escala global, e as modificações dos componentes dos balanços de energia e de água, face aos diversos tipos de cobertura vegetal. As florestas dos trópicos úmidos apresentam um saldo de radiação maior, dispendo, portando, de mais energia para vaporizar água, quando comparadas a outros tipos de coberturas. Logo, a mudança de florestas para outros usos da terra, em que a biomassa seja drasticamente reduzida, modifica o clima regional. Sugerem-se ainda, diversas técnicas que tenderiam a minizar o efeito do uso da terra sobre o clima dessas regiões.

* *Pesquisadores do Departamento de Meteorologia, Instituto de Pesquisas Espaciais, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, São José dos Campos, São Paulo, Brasil.*

** *Este trabalho foi parcialmente financiado pela Financiadora de Estudos e Projetos - FINEP, através do convênio CNPq/INPE nº B/28/79/019/00/00.*

INTRODUÇÃO

1. Característica do clima em escala grande

O clima de uma região depende de vários fatores denominados "controles climáticos", os quais podem ser tanto de escala grande, quanto regional.

Os controles climáticos de escala grande são: a) a constante solar, isto é, a energia radiante de onda curta, proveniente do sol, por unidade de área e por unidade de tempo, que incide no "topo" da atmosfera; os parâmetros orbitais e os componentes da atmosfera terrestre, em conjunto, determinam a distribuição da energia solar sobre a superfície do planeta. Esta energia é a mais importante para a existência da vida e da variedade de fenômenos físicos que ocorrem no sistema terra-atmosfera; b) a distribuição de continentes e oceanos, com seus albedos contrastantes; c) a circulação geral da atmosfera, que pode ser encarada como consequência dos fatores acima mencionados.

Os controles climáticos de escala regional são: a) a circulação geral da atmosfera atuando nessa escala; b) a topografia local; c) a natureza da cobertura superficial; d) o ciclo hidrológico; e) a influência das correntes oceânicas sobre regiões costeiras.

Os controles climáticos de escala grande são responsáveis pelas características gerais da distribuição latitudinal de energia e de água.

A Figura 1, extraída de SELLERS (1965), mostra a distribuição latitudinal da evaporação (E), precipitação (r) e escoamento total de água (Δf). Pode ser visto que, nos trópicos, de maneira geral, a precipitação excede a evaporação, sendo esse excesso de água (escoamento total) transportado para as latitudes maiores. Similarmente, a Figura 2, tomada de SELLERS (1965), mostra que o mesmo cinturão latitudinal, com um balanço positivo de radiação (R_g), fornece a maior parte do calor sensível, que é transportado para os pólos pela circulação geral da atmosfera (Δc) e pelas correntes oceânicas (Δf). Esse transporte ocorre para compensar o balanço negativo de energia das altas latitudes. Conseqüentemente, as latitudes temperadas e polares apresentam um clima mais ameno do que teriam, se apenas o equilíbrio radiativo atuasse. O calor sensível carregado pela circulação geral da atmosfera (Δc) para os pólos constitui 70 a 80 % do calor total ($\Delta c + \Delta f$). Este é fornecido à atmosfera através do excesso de calor latente, isto é, o calor equivalente à diferença entre a precipitação e a evaporação anual. Em suma, as características climatológicas de grande escala dos trópicos úmidos são: balanço positivo de radiação, excesso de precipitação sobre evaporação e divergência do fluxo de calor sensível.

Uma outra maneira de definir a região dos trópicos úmidos é utilizando o balanço hídrico como um índice climático. BUDYKO (1974) define a razão R_g/L_r , chamada de "índice radiacional de aridez". Fisicamente, representa a razão entre o saldo de energia radiante, disponível para a evaporação em uma superfície úmida e a quantidade de calor necessário para evaporar a precipitação anual média. O valor é maior que 1 nos desertos, onde $R_g \gg L_r$, e menor que 1 nas regiões úmidas,

onde $R_g < L_r$. Para o cinturão latitudinal $12^{\circ} \text{ N} - 10^{\circ} \text{ S}$, usando os valores médios anuais de $R_g = 105 \text{ kcal/ano}$ e $r = 1800 \text{ mm ano}$, tomados de SELLERS (1965), obtém-se R_g/L_r aproximadamente igual a 1, significando que, neste anel, de acordo com sugestões de BUDYKO, a produtividade deve ser máxima.

No entanto, usando o mesmo critério, dentro desses limites latitudinais, podem-se encontrar regiões classificadas de semi-áridas. Isto ocorre devido à interação dos controles climáticos de grande escala, sendo o mais importante a circulação geral da atmosfera.

O cinturão latitudinal $12^{\circ} \text{ N} - 10^{\circ} \text{ S}$ cobre aproximadamente $98 \times 10^6 \text{ km}^2$, dos quais $76 \times 10^6 \text{ km}^2$ são oceanos e $22 \times 10^6 \text{ km}^2$ (22%) são áreas terrestres, sendo que 50% destas estão cobertas de florestas úmidas. A maior de todas é a Amazônia, que cobre aproximadamente 7% do cinturão e 30% das áreas terrestres dentro do cinturão.

As características climáticas gerais do "Continente Marítimo" (Indonésia, Java, Bornéu e América Central) são determinadas pela circulação geral da atmosfera e pelos oceanos circunvizinhos. As regiões do Congo e do Amazonas, no entanto, têm um certo grau de continentalidade e provavelmente os controles locais tenham influência marcante no clima regional. Conseqüentemente, nestas grandes regiões, a ação antropogênica em grande escala, mudando a cobertura das superfícies, pode mudar profundamente o clima.

Aceita-se que a mudança de floresta para campos cultivados e pastagens altera localmente o balanço de calor. Nesse processo, aumenta o albedo e menos energia solar é absorvida, reduzindo a energia disponível para o aquecimento da coluna de ar superposta e para a convecção. A exposição e o cultivo do solo modificam grandemente a condutividade e capacidade térmica do mesmo, mudando o fluxo de calor para dentro e para fora do solo, produzindo maiores amplitudes de temperatura à superfície. O perfil de ventos nos baixos níveis e a turbulência mudam drasticamente, devido à diminuição da rugosidade aerodinâmica da superfície, acarretando maiores velocidades do ar ao nível do chão. Ventos mais fortes e exposição do solo às chuvas intensas promovem rapidamente sua erosão. Por outro lado, a evapotranspiração é reduzida, por inúmeras razões: drenagem dos campos antes da semeadura, escoamento superficial rápido, solos nus por consideráveis períodos do ano, e sistema radicular pouco profundo comparado às árvores (LANDSBERG, 1974). A cobertura florestal, portando, evapora mais que qualquer outro tipo de uso do solo (GEIGER, 1971).

Os efeitos das mudanças da superfície podem, também, influenciar o clima em grande escala. NEWELL (1971) expressa sua preocupação neste sentido: "Parte da contribuição para o termo de calor latente provém da América do Sul, da África e do "Continente Marítimo"... O que acontecerá com a circulação de grande escala da atmosfera se a cobertura de florestas tropicais sobre o Brasil e Indonésia e possivelmente sobre a África Central for removida ?"

2. Sistemas de uso do solo nos trópicos úmidos

De início podemos excluir os métodos utilizados nos países tropicais em desenvolvimento, tais como a transformação, em grande escala, de terras por desmatamento e queimada, e o uso subsequente de técnicas que têm comprovado sua eficiência nas latitudes temperadas. Paradoxalmente, a única técnica de uso de solo que tem tido sucesso nos trópicos úmidos é a usada pelas comunidades tribais indígenas, embora, atualmente, seu emprego não produzissem o alimento demandado por uma população mais numerosa. Este método consiste no desmatamento de alguns hectares de floresta e no estabelecimento de uma cultura. Alguns anos depois, quando o solo perde a sua fertilidade, a parcela é abandonada, os nativos se movimentam para outra área e o processo se repete. Na parcela abandonada, a floresta leva cerca de 30 anos para crescer de novo e atingir um clímax secundário, devido às mudanças não terem sido profundas nem extensas. Os nativos desmatam, deixando as grandes árvores, e trabalham o solo com ferramentas rudimentares que não o compactam. Deve-se aprender a lição com esses agricultores primitivos, ou seja: a exploração de pequenas áreas e um período de descanso de 30 a 50 anos, dependendo das necessidades do solo.

O Centro Nacional de Pesquisa Científica da França está realizando um experimento na Guiana Francesa, com o objetivo de estudar o comportamento da floresta tropical. Os cientistas têm verificado que sua capacidade de regeneração é muito pequena e seu equilíbrio muito delicado. Subsiste a idéia de que os solos são os principais reservatórios de nutrientes, o que é correto para solos das regiões tem

peradas. Contudo, nas regiões tropicais, com florestas úmidas, o reservatório principal está nas próprias árvores, plantas e serrapilheira e não nos solos. Uma vez retirada a vegetação e destruída a serrapilheira, pelas primeiras lavouras e pastagens, o solo se transforma numa massa totalmente carente de nutrientes. Existem inúmeros exemplos de regiões tropicais onde as mudanças de condições naturais, devida à implantação de outros sistemas de uso da terra, provocaram a deterioração do solo e variações climáticas, que têm sido prejudiciais à agropecuária.

OS BALANÇOS DE ÁGUA E ENERGIA NOS TRÓPICOS ÚMIDOS

Já foi visto que os controles climáticos de grande escala determinam a característica geral dos trópicos úmidos. Na escala regional, parece apropriado discutir a interação entre o uso do solo e os parâmetros meteorológicos, focalizando os balanços de energia e de água na superfície ativa. No entanto, como são recentemente os trópicos têm sido objeto de estudos deste tipo, existem poucos resultados disponíveis e a maior parte da discussão, que se segue, baseia-se nos conhecimentos científicos adquiridos através de estudos realizados em outras latitudes.

1. O balanço de energia

BAUMGARTNER (1967) estudou os fluxos de evaporação de florestas e de três outros tipos de usos do solo, baseado nos componen

tes de fluxo da equação de balanço energético. Seguindo seu procedimento, pode-se escrever a equação do balanço radiativo como sendo:

$$R_n = SW\downarrow + DSW\downarrow - RSW\uparrow + LW\downarrow - LW\uparrow - RLW\uparrow \quad (1)$$

R_n = saldo de radiação ou balanço radiativo

$SW\downarrow$ = radiação solar direta

$DSW\downarrow$ = radiação solar difusa

$RSW\uparrow$ = radiação solar refletida pela superfície

$LW\downarrow$ = radiação térmica emitida pela atmosfera ou contra-radiação

$LW\uparrow$ = radiação térmica emitida pela superfície

$RLW\uparrow$ = radiação térmica refletida pela superfície

Os termos $SW\downarrow$ e $LW\downarrow$ não são influenciados pela cobertura, e $DSW\downarrow$ o é ligeiramente, através do retroespalhamento, $RLW\uparrow$, em geral, é desprezado, devido à maior parte das superfícies naturais absorverem radiação térmica aproximadamente como corpos negros. De acordo com isto, as únicas aplicações pertinentes com relação ao fluxo de calor latente, são aquelas associadas à radiação solar refletida ($RSW\uparrow$) e à emissão térmica da superfície ($LW\uparrow$).

A equação (1) pode ser escrita na forma:

$$R_n = ASW\downarrow - LW \quad (2)$$

onde

$ASW\downarrow = GSW\downarrow (1-a)$ = radiação solar absorvida na superfície ativa

$GSW\downarrow$ = radiação solar difusa, mais a direta.

LW = saldo de radiação térmica

a = albedo superficial

1.1 Modificações no balanço energético devidas a mudanças do uso do solo

Os valores médios para a radiação solar incidente e contra-radiação foram tomados como $GSW\downarrow = 200 \text{ w m}^{-2}$ e $LW\downarrow = 400 \text{ w m}^{-2}$ (MOLION, 1976). Os valores de albedo e de emissividade foram extraídos de SELLERS (1965). Supõe-se que a cobertura florestal está a uma temperatura média anual do cinturão tropical ($T = 298^{\circ}\text{K}$) e as terras agrícolas, pastagens e solo nu, 2° , 5° e 10°K , acima daquela temperatura, respectivamente. Com esses valores médios calcularam-se os fluxos de radiação, apresentados na Tabela 1. E , dado em mm ano^{-1} , representa as perdas de vapor para os quatro tipos de uso do solo, equivalentes ao saldo de radiação.

Se todo o saldo de radiação fosse usado para evaporar água, a floresta tropical apresentaria uma evaporação cerca de duas vezes maior do que a de um solo nu. O saldo de radiação porém é a energia radiativa disponível para ser distribuída entre outras formas de energia, isto é:

$$R_n = H + LE + S + F \quad (3)$$

onde

H = fluxo de calor sensível para a atmosfera

LE = fluxo de calor latente para a atmosfera

S = condução de calor para o solo

F = fluxo de energia usado na fotossíntese

O último termo da equação (3) é, usualmente, desprezado, pois ele é em média cerca de 0,5% da radiação solar incidente, não excedendo 1% da mesma. Considerando o balanço médio anual, o termo S não é de interesse, já que seu valor tende a 0. Ele é importante, porém, em considerações de períodos de tempo mais curtos, sazonais ou diurnos.

A Tabela 2, adaptada de BAUMGARTNER (1967), mostra o fluxo de calor para o solo e o saldo de radiação (R_n) ao nível do chão, sob diferentes coberturas, expressos em percentagem do saldo de radiação da superfície ativa (R_n).

O saldo de radiação na superfície do solo (R_n) e o fluxo de calor para o solo decrescem com o aumento da massa vegetal. A quantidade ($R_n - S^*$) mostra que a energia, para ser eventualmente utilizada como fluxo de calor latente na superfície, é maior para o solo nu. Assim, o termo de calor latente para a evaporação do solo úmido pode ser aproximadamente 2/3 de R_n para o solo nu e apenas 3% de R_n para o solo flo

restado. A Tabela 2, mostra que o saldo de radiação, convertido dentro da vegetação, aumenta com o acréscimo da massa vegetal, sendo 0% para o solo nu e 93% para a floresta de Abeto Vermelho ("spruce"). READ (1977) estimou em 57% a absorção do saldo de radiação na floresta tropical do Panamá. GEIGER (1971) cita vários autores que mediram a radiação solar ao nível do solo sob florestas tropicais; os números oscilam de 0,5% a 1% da radiação total incidente no topo da vegetação, excedendo 1%, por períodos curtos, mas nunca maior que 5%. Portanto, a floresta tem mais energia disponível para a vaporização, por intermédio da transpiração e da evaporação da água interceptada, mas menos energia para a evaporação direta da umidade do solo.

Em termos diários, a equação (3) pode ser reescrita como:

$$R_n - S = H + LE \quad (4)$$

Dividindo ambos os lados por R_n , tem-se:

$$1 - S^* = H^* + LE^* \quad (5)$$

onde o asterisco indica a razão de cada termo do balanço de energia pelo saldo de radiação. A partição da energia disponível entre H^* e LE^* depende, primeiramente, da umidade do solo. Na natureza, parece que o processo de evaporação tem prioridade. Assim, as superfícies úmidas podem liberar mais calor latente que calor sensível, ocorrendo o contrário em superfícies com deficiência hídrica. BAUMGARTNER (1976) sugere que, para superfícies saturadas, pode-se usar valores de H^* da ordem de 0,3 a 0,4. Em superfícies com altos valores de saldo de radiação e

condições de troca turbulenta, os valores de H^* tenderiam para 0,4 en quanto que, com baixos valores, tenderiam a 0,2.

Fez-se a Tabela 3, pressupondo a saturação do solo para todas as quatro coberturas e um valor constante de 0,25 para H^* (embo ra fisicamente não realista). Os valores de R_n e S foram tomados das tabelas anteriores e, como anteriormente, E é perda equivalente de va por em mm/ano^{-1} .

Como pode ser visto na Tabela 3, a evaporação das flo restas pode chegar a ser cerca de 3 vezes maior que a do solo nu.

Concluindo, foi mostrado que diferenças de evaporação entre tipos de cobertura, sem deficiência de água, podem ser quantitati vamente explicadas com base apenas em considerações energéticas, e que a floresta evapora mais água que quaisquer outros tipos de cobertu ra. Finalmente, pode-se dizer que os conceitos de balanço de energia podem ser usados para predizer os efeitos de diferentes usos do solo, sobre o clima local.

2. O balanço hídrico

Quando se estuda o clima de uma região, o ciclo hidrolô gico não pode ser esquecido, já que ele é um fator formador do clima. Primeiro, porque o ciclo hidrológico não é somente um produto do clima "per se", mas também da paisagem como um todo. Segundo, porque ele exer ce uma influência sobre o clima que não pode ser reduzida aos efeitos

combinados dos outros fatores formadores do mesmo, ou seja, a interação da umidade atmosférica, a precipitação e o escoamento. Para os propósitos desta discussão, o ciclo hidrológico é dividido em duas partes: a superficial e a aerológica.

2.1 O balanço hidrológico superficial

Sob condições naturais, desprezando a irrigação e a formação de orvalho, o princípio de continuidade de água requer, para uma coluna de solo estendendo-se da superfície até uma profundidade onde não exista mais troca de umidade com a atmosfera, que:

$$P = R + E + dm/dt \quad (6)$$

onde

P = precipitação

E = evapotranspiração

R = escoamento total

dm/dt = umidade do solo trocável com a atmosfera

Considerando-se as médias anuais de longo prazo, a umidade trocável do solo tende a zero e a equação (6) é reescrita como se segue, onde a barra indica médias anuais:

$$\bar{P} = \bar{E} + \bar{R} \quad (7)$$

2.2 O balanço hidrológico atmosférico

Para a coluna de ar, desde a superfície até o "topo" da atmosfera, a equação de balanço, para continuidade de massa, é:

$$E + A = P + dw/dt \quad (8)$$

onde

A = taxa de importação de vapor para dentro da coluna de ar

dw/dt = taxa de variação do armazenamento de vapor de água na co
luna

Quando as médias anuais de longo prazo são feitas, dw/dt se aproxima de zero e a equação (8) é escrita como sendo:

$$\bar{E} + \bar{A} = \bar{P} \quad (9)$$

Comparando-se as equações (7) e (9) encontra-se que, com médias de longo prazo, isto é, para um clima estável, o escoamento total deve balancear a importação de vapor de água da coluna atmosf
ra/solo, o que quer dizer que:

$$\bar{R} = \bar{A} \quad (10)$$

2.3 Modificações do balanço hídrico devidas às mudanças do uso do solo

Nos trópicos úmidos, a substituição de florestas naturais por outro tipo de cobertura superficial pode afetar todos ou quaisquer dos seguintes processos:

1. Escoamento
2. Evapotranspiração
3. Importação de vapor de água
4. Precipitação
5. Umidade do solo trocável com a atmosfera

1) Escoamento

Não existem resultados comprobatórios em relação ao possível aumento do rendimento total de água de uma bacia, em bases anuais, quando florestas são substituídas. Entretanto, é aceito que as florestas apresentam menores picos de inundação, comparadas a outros usos do solo. PEREIRA (1967) comenta um experimento na África Oriental, onde a floresta natural foi substituída por plantações de chá: "o resultado total dos 1700 acres do vale, com 800 acres de plantações jovens de chá, foi um aumento de 2 vezes nas enchentes da classe de baixa intensidade e de 4 vezes na da classe mais alta. SNOW (apud MOLION, 1976) estudou o efeito da troca da floresta tropical por sistemas de agricultura primitiva no escoamento total, na Zona do Canal do Panamá. Ele observou que o escoamento total médio anual para o período florestado e

para o período agrícola não mudou significativamente. Entretanto, os picos de enchente aumentaram na estação chuvosa. A mudança do uso do solo afetou a distribuição mensal do escoamento, mas não mudou o escoamento total.

Como foi visto antes, o escoamento total médio anual é igual à quantidade média de vapor de água importado para dentro da região. O termo \bar{R} , portanto, é controlado pela circulação geral da atmosfera e é pouco provável que seja modificado pelas mudanças locais do uso do solo. Em outras palavras, uma agricultura avançada e técnicas de controle de enchentes podem substituir, satisfatoriamente, o papel das florestas tropicais em regular as inundações.

2) Evapotranspiração

A evapotranspiração da superfície é composta de três fluxos: transpiração pelas plantas, evapotranspiração de umidade do solo, a evapotranspiração da chuva interceptada na cobertura florestal. As florestas interceptam mais chuva que quaisquer outros tipos de cobertura superficial. Esta água evapora imediatamente sem atingir a superfície do solo.

READ (1977), estudando o balanço hídrico para um local da floresta tropical no Panamá, conclui que a interceptação pela floresta foi de 50% da chuva anual. Dois bosques diferentes na Floresta Amazônica, em São Carlos do Rio Negro, Venezuela (HEUVELDOP, 1979) mostraram um surpreendente valor baixo de 13% para a interceptação, não in

cluindo o fluxo pelos troncos. JACKSON (1971) estimou em 5 a 20% a intercepção em florestas tropicais da Tanzânia.

Embora estes resultados difiram consideravelmente, pode-se concluir que com a substituição da floresta tropical por outras coberturas, a superfície terá mais chuva disponível para infiltrar e, especialmente, para o escoamento superficial, reduzindo-se, assim, a evapotranspiração. Os resultados da seção anterior onde foram feitas considerações puramente energéticas também comprovam essa afirmação.

3) Importação ou advecção de vapor de água

A importação de água para dentro da região é controlada pela circulação geral da atmosfera e, portanto, não deve ser afetada pelas mudanças do uso do solo. Para uma região tropical grande, tal como a Amazônia, por exemplo, as mudanças em grande escala na vegetação podem alterar a advecção interna da região. A redução da rugosidade aerodinâmica da superfície aumenta os ventos nos baixos níveis e, dessa maneira, pode-se transportar mais vapor de água em direção aos Andes, mudando sua distribuição espacial.

4) Precipitação

Existem duas fontes de umidade para a precipitação: evaporação local e advecção de vapor de água. Estudos desenvolvidos em latitudes temperadas (ver BENTON e ESTOQUE, 1954; RASMUSSEN, 1968) concluíram que 90% da precipitação total provém da umidade importada, in

clusivo para áreas de tamanhos continentais. Assim, as mudanças do uso do solo nos trópicos não interfeririam na precipitação. Isto pode ser verdadeiro para o "Continente Marítimo" e para a América Central.

MOLION (1976) e LETTAU et alii (1979) mostraram que, na Amazônia, a evapotranspiração local é uma fonte importante de vapor de água, contribuindo com 50% para a precipitação. Em vista disto, a mudança de cobertura florestal para outro tipo de cobertura reduz a evapotranspiração local e, portanto, a precipitação total.

5) Umidade do solo trocável com a atmosfera

Os fatores mais importantes que influenciam a infiltração, quer direta ou indiretamente, são: textura do solo, presença de rochas aflorando, quantidade de matéria orgânica incorporada, presença de horizontes com humo e restos vegetais, declividade e forma da vertente, rugosidade do terreno e feições microtopográficas, quantidade e tipo de cobertura vegetal, duração e intensidade da chuva. O solo sob floresta tem alta capacidade de absorção, recarrega-se mais uniformemente e libera água mais vagarosamente. Tirando-se a cobertura florestal protetora, aumenta-se a disponibilidade de água para a superfície do solo daquele percentual que anteriormente era interceptado e evaporado. Utilizando-se técnicas agropecuárias primárias, o solo será compacto e esta água tenderá a escorrer mais do que infiltrar.

SCHUBART (1977) fez medidas de permeabilidade do solo sob duas coberturas diferentes, no mesmo tipo de solo, perto de Manaus,

Amazonas. As coberturas eram floresta primitiva e uma pastagem de 5 anos de idade. Observou que o solo sob a floresta absorveu $12,2 \text{ cm}^3/\text{cm}^2/\text{min}$, enquanto que o de pastagem absorveu $1,3 \text{ cm}^3/\text{cm}^2/\text{min}$, em média. Observou também que a erosão já tinha retirado 5 a 10 cm do horizonte superficial do solo de pastagem.

Na seção anterior, foi visto que a disponibilidade do saldo de radiação, para evaporar a umidade do solo diretamente, aumenta com o decréscimo da cobertura vegetal. Apesar do uso apropriado da terra, juntamente com técnicas de conservação do solo, poder melhorar a infiltração, comparado com a agricultura primitiva, o solo nu sempre retém menos umidade do que o solo sob floresta. Dessa maneira, aumenta a incidência de estresse de água nos períodos relativamente mais secos e a irrigação é necessária.

2.4 Erosão e degradação do solo

O solo é um componente da paisagem, essencial para o desenvolvimento da biosfera; a sua formação é lenta e, uma vez destruído levaria um tempo maior que a vida do homem para se recuperar. Na região Amazônica, a maioria dos solos é de idade avançada, milhares de anos, tendo sido formados sobre materiais alterados anteriormente pelo clima quente e úmido, dando como resultado solos extremamente evoluídos. Assim, encontram-se, na maior parte da bacia, solos com uma reserva de nutrientes extremamente baixa quando comparados com solos, bem evoluídos, de clima temperados. Em alguns casos, até as condições físicas, com formação de horizontes concrecionados, dificultam a passagem das raízes

depois de certa profundidade. Na situação atual, a maior parte dos solos amazônicos, e a vegetação que os cobre, são resultados da evolução climática dos últimos 18000 a 20000 anos, em que a região passou de um clima mais árido para o atual úmido. Há 18000 anos, a Floresta Amazônica estava reduzida a certos refúgios (BROWN, 1977) isolados que, com a mudança do clima, foram-se coligando. É evidente que qualquer ação antropogênica, que altere o clima úmido para um outro mais seco, fará com que a floresta recue até os antigos refúgios (se não forem destruídos, como está acontecendo com alguns) e a maior parte da atual floresta fique reduzida a formações vegetais do tipo cerrado. As possibilidades, neste caso, de retornar ao equilíbrio atual são remotas, na escala de tempo humana.

Também, se acontecer este tipo de mudança na cobertura, gerar-se-á uma erosão generalizada que será impossível de ser controlada. Exemplos deste tipo não faltam em outras regiões tropicais.

Em 1956, a floresta secundária de Adiopodoumê (Costa de Marfim) perdeu 2,4 ton/ha de solo, enquanto a área próxima, desflorestada e cultivada com mandioca, perdeu 92,8 ton/ha. Em 1957, perderam-se 0,03 ton/ha na floresta e 28,7 ton/ha no cultivo. Em 1955, em Sefa (Senegal) a erosão sob floresta seca foi calculada em 0,02 ton/ha, enquanto a área desflorestada e cultivada com amendoim perdeu 14,9 ton/ha (UNESCO, 1970).

Segundo GIBBS (1967), 80% dos sedimentos carregados para o mar, antes do desmatamento de certas áreas da Bacia Amazônica, pro

vêm de 12% do total da área da bacia que se localiza nas áreas montanhosas dos Andes. O mesmo acontece com a carga de sólidos dissolvidos. Isto quer dizer que uma mudança radical no uso do solo de "terras firmes" da Planície Amazônica, fora dos Andes, aumentaria a carga de sedimentos dos rios em muitas vezes mais, com consequência nefastas para a fauna aquática da região e possivelmente para os países que recebem pelas correntes oceânicas a carga da foz do Amazonas (Guianas, Venezuela e países do Caribe).

Atualmente, dispõe-se dos dados da expedição Alpha Helix de 1976/77 (MEADE et alii, 1979), quando se estimaram as cargas dos rios, apresentadas na Tabela 4.

GIBBS (1967) estimou as cargas de sedimentos para o Rio Negro igual a $0,02 \times 10^6$ ton/dia e para o Rio Madeira igual a $0,43 \times 10^6$ ton/dia. Note-se que a carga de sedimentos do Rio Negro, cuja bacia quase não sofreu alterações em sua cobertura vegetal, permaneceu constante, enquanto que a do Rio Madeira triplicou, provavelmente devido a exploração de sua bacia nos últimos 10 anos.

Nos trópicos úmidos os parâmetros meteorológicos importantes, relacionados à erosão, são as altas intensidades de chuvas e a velocidade do vento. O vento na região equatorial é fraco, pois é uma zona de confluência da circulação geral e a maior parte do momentum horizontal transfere-se para momentum vertical. Entretanto, está bem documentado que o processo de substituir a floresta por outros ti

pos de uso do solo diminui a rugosidade aerodinâmica e aumenta os ventos nos baixos níveis, e conseqüentemente a erosão eólica.

Por outro lado, uma vez removida a cobertura vegetal, o impacto mecânico das gotas desagrega a estrutura superficial do solo. As pequenas partículas resultantes selam os poros e baixam ainda mais a infiltração do solo, já compactado pela agricultura. Ao mesmo tempo, a precipitação, que, anteriormente, era interceptada pela folhagem, chega agora ao solo. A conseqüência é o aumento do escoamento superficial e, portanto, da erosão.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Qual seria, então, o uso do solo mais apropriado para os trópicos úmidos, tendo em vista a discussão precedente?

O balanço entre floresta natural, campos cultivados e pastagens, com uma proporção maior de floresta e menor de pastagens, parece ser o uso mais apropriado. UNESCO (1970) apresenta três boas razões para isto:

- a manutenção das condições climáticas e ecológicas;
- a ação sobre o balanço hídrico em cada bacia de drenagem, embora seja difícil, no presente, avaliar o que acontece com o ciclo hidrológico quando uma grande área é desflorestada;

- a proteção do solo contra a degradação por agentes atmosféricos (erosão hídrica e eólica, influências térmicas violentas da atmosfera sobre o solo).

As soluções mais convenientes para a utilização da floresta dos trópicos úmidos seriam:

a) Manejo da floresta com técnicas silviculturais apropriadas

Vários países de climas temperados e frios têm conseguido, num esforço prolongado, gerar técnicas silviculturais de enriquecimento e extração de florestas, muito lentas em crescimento, se comparadas com as tropicais, mantendo a produção de materiais da floresta permanente e extraíndo somente o que ela produz anualmente. É hora de fazer o mesmo nas florestas dos trópicos úmidos.

b) Culturas sombreadas

Existem várias culturas que são capazes de produzir, se plantadas sob a sombra das grandes árvores tropicais. Entre estas culturas, as mais conhecidas são: cacau, café de sombra, feijão de sombra e palmáceas.

O relatório de SANTOS et alii (1979) sobre os atuais projetos pecuários, implantados através de derrubadas, queimadas e semeaduras aéreas, no estado do Pará, juntamente com os preços atuais do cacau na Bolsa de Cereais de Nova York, permitem a seguinte consideração: no início, quando as condições edáficas são as mais favoráveis, as

pastagens de "terra firme" suportam, aproximadamente, 1 res/ha.; depois de alguns anos, o rendimento baixa para 0,3 res/ha. Além disso, FITKAU e KLINGE (1973) concluíram que a produtividade animal, na Amazônia, tende ao equivalente a 0,1 res/ha. O cacau plantado na sombra e ocupando a mesma área, forneceria um rendimento bruto de US\$ 5000/ha., enquanto que a pecuária apenas US\$ 50./ha.

Conclui-se que, comercialmente, as culturas sombreadas apresentam um rendimento 100 vezes superior ao de pastagens, além de perturbarem menos o clima e o solo.

c) Agricultura nas várzeas

Já foi visto que as culturas mais florescentes na época pré-colombiana foram as que se sustentavam por meio da agricultura nas "várzeas" (MEGGERS, 1977). Portanto, é esta região que deve ser incentivada para o desenvolvimento agrícola. O problema é saber lidar com as enchentes periódicas, necessárias para manter a fertilidade e os intervalos de plantio. Podem ser empregados sistemas de "polders" para vários cultivos (ver GOODLAND et alii, 1977, por exemplo).

d) Pecuária nas várzeas

Por serem áreas de maior produtividade primária, as pastagens naturais das planícies inundáveis dos rios tropicais devem ser exploradas para pecuária, com animais apropriados a estes ambientes tal como o búfalo.

Como já foi visto anteriormente, as "terras firmes" são as áreas menos recomendáveis para a pecuária, devido às mudanças climáticas e à erosão do solo. Se o problema é produção de proteína animal, não deve ser esquecido o potencial que as várzeas e os rios representam através de seus animais nativos (anta, capivara, peixes, peixe-boi, tartaruga, etc.).

e) Uso de técnicas de conservação do solo e controles de erosão nas "terras firmes"

Podem ser usadas técnicas mecânicas para controlar o escoamento e a infiltração de água, e técnicas biológicas que dêem maior resistência à desagregação do solo.

Embora já existam várias técnicas mecânicas apropriadas, outras pesquisas são necessárias ao desenvolvimento de novas técnicas, principalmente as biológicas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAUMGARTNER, A. 1967. Energetic Bases for Differential Vaporization from Forest and Agricultural Lands. In: SOPPER, W.E. and LULL, H.W. ed. Forest Hydrology. New York, Pergamon Press. p.381-389.
- BENTON, G.S. and ESTOQUE, M.A. 1954. Water Vapor Transfer over the North America Continent. J.Meteor., 11:462-77.
- BROWN JR., K.S. 1977. Centros de Evolução, Refúgios Quaternários e Conservação de Patrimônios Genéticos na Região Neotropical: Padrões de Diferenciação em Ithomunae (Lepidoptera: Nymphalidae). Acta Amazõnia, 7(1):75-137
- BUDYKO, M.I. 1974. Climate and Life. New York, Academic Press.
- FITKAU, E.J. and KLINGE, H. 1973. On Biomass and Trophic Structure of the Central Amazonian Forest Ecosystem. Biotropica. 5(1):2-14.
- GEIGER, R. 1971. The Climate Near the Ground. 3.ed. Massachusetts, Harvard University Press.
- GIBBS, R.J. 1967. The Geochemistry of the Amazon River System: Part 1: The Factors that Control the Salinity and the Composition and Concentration of the Suspended Solids. Geological Society of America Bulletin, 78(10): 1203-1232

- GOODLAND, R.; IRWIN, H.S.; TELLMAN, G. 1977. Ecological Development for Amazonia. Ciência e Cultura, 30(3):275-289
- HEUVELDOP, R. 1979. The International Amazon MAB Rainforest Ecosystem Pilotproject at San Carlos de Rio Negro: Micrometeorological Studies. In: ADISOEMARTO, S. and BRUNIG, E.F. ed. TRANSACTION OF THE SECOND INTERNATIONAL MAB-IUFRO WORKSHOP ON TROPICAL RAIFOREST ECOSYSTEM RESEARCH. Hamburg, Reinbeck.
- JACKSON, I.J. 1971, Problems of Throughfall and Interception Under Tropical Forest. J. Hydrology, 12(3):234-254.
- LANDSBERG, H.E. 1974. Man Made Climatic Changes. In SYMPOSIUM OF PHYSICAL AND DYNAMICAL CLIMATOLOGY, Leningrad. Proceedings. (WMO Publication nº 347).
- LETTAU, H.H.; LETTAU, K.; MOLION, L.C.B. 1979. Amazonia's Hydrologic Cicle and the Role of Atmospheric Recycling in Assessing Deforestation Effects. Mon. Wea. Rev., 107(3):227-238
- MEADE, R.H.; NORDIN JR., C.F.; CURTIS, W.F. 1979. Sediment in Rio Amazonas and Some of its Principal Tributaries During the High-Water Season of 1976 and 1977. In: III SIMPÓSIO BRASILEIRO DE HIDROLOGIA, Brasília. Anais.
- MEGGERS, B. 1977. Amazonia, a Ilusão de um Paraíso. Rio de Janeiro, Civil. Bras.

SELLERS, W.D. 1965. Physical Climatology. Chicago. University of Chicago Press.

UNESCO. 1970. Use and Conservation of the Biosphere. Paris. (Natural Resources Research X).

TABELA 1

Fluxo de radiação (em Wm^{-2}), emissividade (ϵ), temperatura média da superfície ativa (em $^{\circ}\text{K}$); E é a perda equivalente de vapor de água (em mm ano^{-1})

	Floresta	Terra arada	Pastagem	Solo nu
(1-a)	0,9	0,80	0,75	0,65
ASW \downarrow	180	160	150	130
ϵ	0,97	0,96	0,95	0,93
T	298	300	303	308
LW \uparrow	430	437	450	470
LW	30	37	50	70
Rn	150	123	100	60
E	1800	1476	1200	720

TABELA 2

Fluxo de calor para o solo ($S^* = S/R_n$) e o saldo de radiação nas superfícies (R_n) sob diferentes tipos de cobertura em porcentagem do saldo de radiação na superfície ativa (R_n)

Fonte: BAUMGARTNER, 1977

Fluxos	solo nu	capim curto	cereais	capim alto	floresta de Abeto Vermelho
R_n	100	55	20	9	7
S^*	23	15	10	5	4
$R_n - S^*$	77	40	10	4	3

TABELA 3

Fluxos de energia na superfície ativa; E (mm/ano⁻¹)
é a perda equivalente de água

Fluxos (w/m ⁻²)	Floresta	Terra arada	Pastagem	solo nu
Rn	150	123	100	60
S	6	12	15	14
H	38	31	25	15
LE	106	80	60	31
E	1272	960	720	360

TABELA 4

Taxa de transporte de sedimentos e concentração para
o Rio Amazonas e principais afluentes

Fonte: MEADE et alii (1979)

	taxa de transporte de sedimentos (10 ⁶ ton/dia)	concentração (mg/l)
Iquitos	1,7	400
S.Paulo de Olivença	1,7	275
S.Antonio de Içã	1,7	245
Coari	1,4	150
Manacapuru	2,2	200
Rio Negro	0.02	5
Rio Madeira	1,1	300
Óbidos	4,7	235

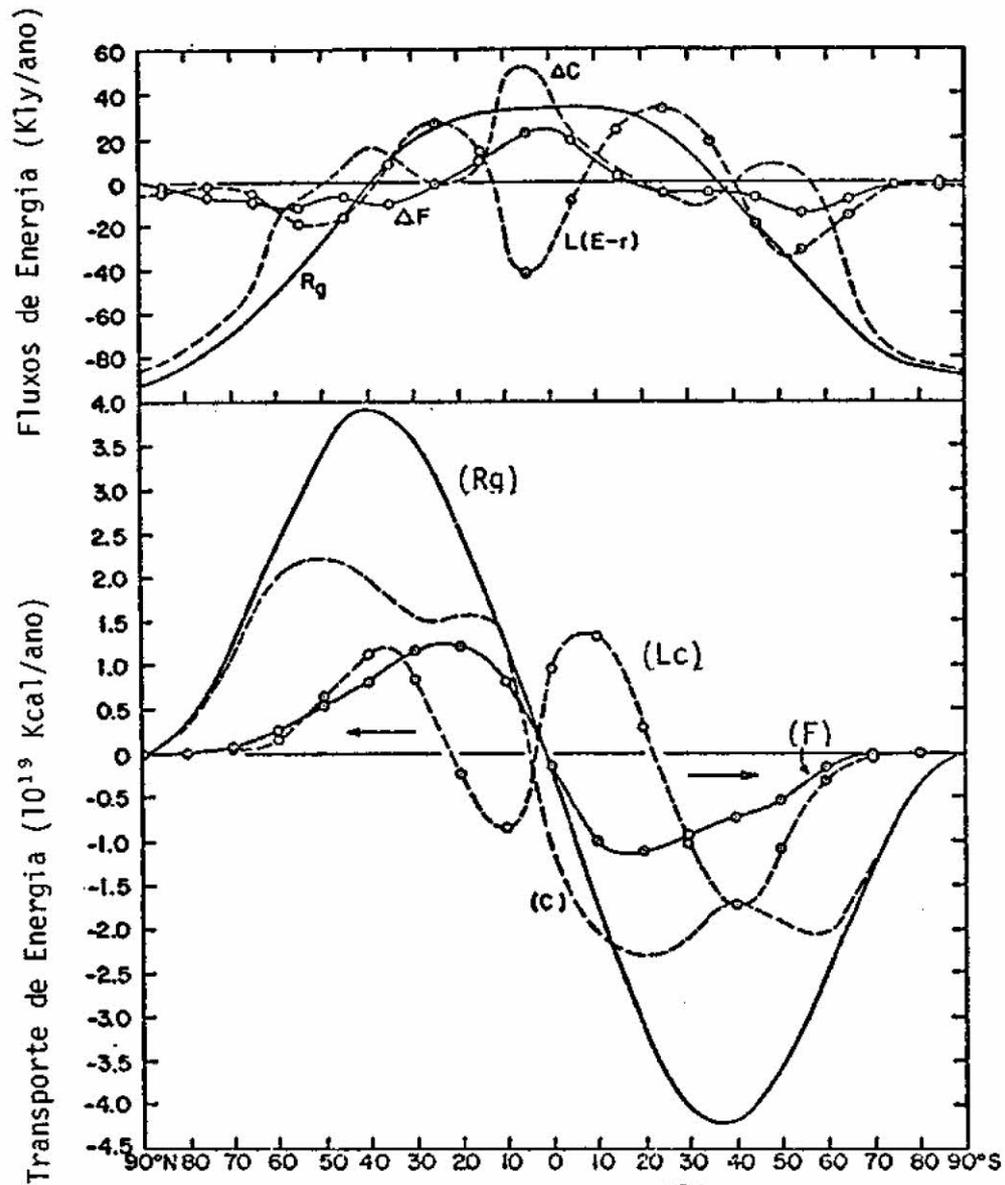


Fig. 2 - Média anual da distribuição latitudinal dos componentes do balanço de energia do sistema terra-atmosfera, em Kly/ano (acima) e dos componentes do fluxo de energia para os pólos, em 10^{19} Kcal/ano (abaixo): fluxo total (R_g), calor latente (LC), calor sensível (C) e correntes oceânica, (F).

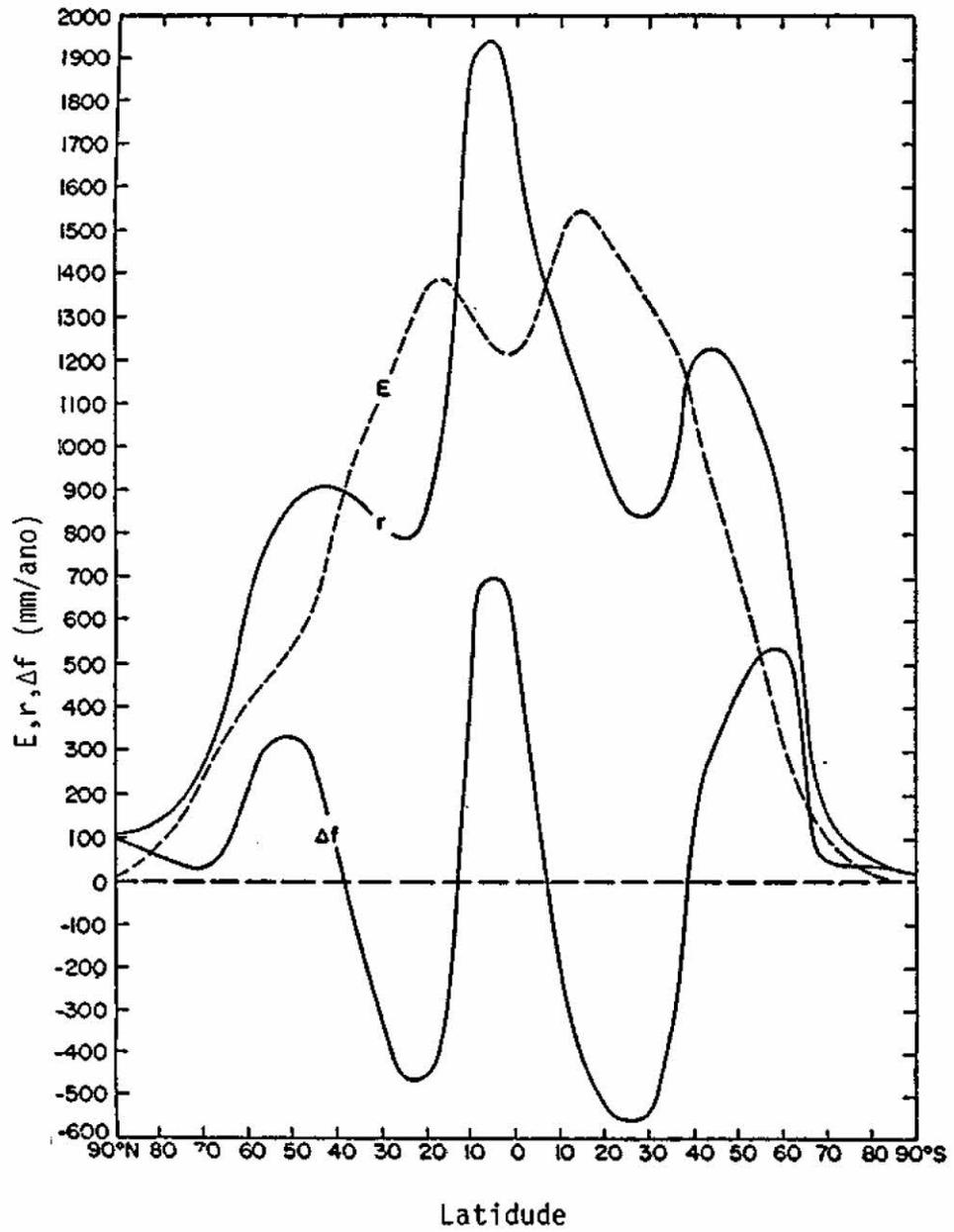


Fig. 1 - Média anual da distribuição latitudinal de evaporação (E), precipitação (r) e escoamento total (Δf).