

Modelo de fracionamento isotópico da água na bacia Amazônica (Primeira aproximação)

Atílio Dall'Olio (*); Eneas Salati (**); Carlomam Tatagiba de Azevedo (***) ; Eiichi Matsui (**)

Resumo

Neste trabalho são apresentados dois modelos de fracionamento isotópico da água. No primeiro admite-se como única fonte de vapor d'água o oceano Atlântico, sendo o vapor introduzido na região Amazônica através dos ventos predominantes do quadrante Este. Em seguida, é apresentado outro modelo admitindo-se que a floresta atua como uma segunda fonte de vapor d'água, sendo a sua contribuição, para a produção das chuvas da região, da mesma ordem de grandeza que a do vapor proveniente do oceano.

INTRODUÇÃO

Os trabalhos preliminares de Salati *et al.* (1979) demonstram haver uma variação nas concentrações de ^{18}O e D nas águas dos rios da bacia Amazônica. As primeiras aplicações práticas desta variabilidade foram feitas por Matsui *et al.* (1972 e 1976) para determinar as vazões relativas dos rios Negro e Solimões e por Reis *et al.* (1977) na identificação das águas da orla da ilha de Marajó.

As diferentes concentrações de ^{18}O e D nas águas dos afluentes do Amazonas, demonstraram ainda, a variabilidade desses isótopos nas chuvas de diversas sub-regiões. Como a concentração isotópica da chuva depende, entre outros fatores, da origem do vapor d'água, ficou evidenciada a possibilidade de se utilizar esta metodologia no estudo da dinâmica do vapor d'água da região.

O problema a ser abordado é a origem primária do vapor d'água envolvido na formação das nuvens e chuvas e a eventual influência do vapor oriundo da própria região. Em outras palavras, procura-se estimar a reciclagem da água da região ou seja, a influência da floresta no ciclo da água através da transpiração.

Em outro trabalho (Salati *et al.*, 1979) são analisados os dados isotópicos obtidos em dois anos de observação e é feita uma análise desse modelo simplificado.

MATERIAL E MÉTODO

Neste trabalho foram utilizados os seguintes dados :

Composição isotópica das águas de chuva coletadas nos postos meteorológicos de Belém, Cachoeira do Arari, São Sebastião, Santa Cruz do Arari, Amapá, Taperinha, Manaus, Uaupés e Benjamin Constant.

As amostras foram preparadas coletando-se toda a água do pluviômetro para se obter uma média mensal ponderada. As concentrações de ^{18}O foram determinadas por espectrometria de massa, sendo os resultados expressos em desvios relativos ao padrão V-SMOW (Gonfiantini, 1978), segundo a expressão :

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(\text{180/160})_{\text{amostra}}}{(\text{180/160})_{\text{V-SMOW}}} - 1 \quad 10^3$$

Os dados obtidos encontram-se na tabela 1.

Valores médios mensais do fluxo de vapor d'água oceânico (Q_0) que penetra na região. Nestes cálculos foram utilizados os valores de radios-sondagens de Belém. Foram computados por integração numérica, a partir dos valores diários de umidade específica e da velocidade, desde o nível do solo até o nível de 500 milibares ($\approx 5.850\text{m}$ de altitude). Estes dados foram fornecidos por Marques (comunicação pessoal) (Tabela 2).

(*) — Centro de Energia Nuclear da Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

(**) — Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus.

(***) — Centro Técnico Aeroespacial.

As temperaturas médias mensais T , ao nível dos 850 milibares, correspondentes à camada mediana da distribuição do vapor d'água, isto é, aquela camada abaixo da qual se encontra aproximadamente 50% da massa total do vapor (Tabela 2).

Para fins computacionais, a faixa central da bacia Amazônica, limitada pelo Equador e pelo paralelo de 5° Sul, e pelos meridianos 48°30' e 72°30' Oeste foi subdividida em 8 setores de 3° de longitude e numerados de 1 a 8 no sentido Leste-Oeste (Fig. 1).

Os totais de precipitação P_n , para cada setor, computados por integração gráfica das isoietas mensais (Tabela 3).

Os valores médios da evapotranspiração E_n , calculados pelo método de Penmann adaptado a áreas cobertas por florestas; estes valores foram obtidos por Villa Nova *et al.* (1976). Neste trabalho foram utilizados os valores médios de E de localidades incluídas em cada setor e não os valores específicos de 1974 (Tabela 3).

TEORIA DO MÉTODO

As espécies moleculares da água, $H_2^{16}O$ e $H_2^{18}O$, possuem tensões de vapor diferentes; por isso, durante os processos de evaporação e condensação, verifica-se um fracionamento isotópico, isto é, as concentrações relativas dessas espécies moleculares, nas fases vapor e líquida, são diferentes.

O coeficiente de fracionamento isotópico α , definido pela expressão:

$$\alpha = \frac{R_{\text{líquido}}}{R_{\text{vapor}}} \quad [1]$$

onde,

$$R \propto \frac{[^{18}O]}{[^{16}O]}$$

é a relação entre as concentrações das duas espécies isotópicas de interesse ou seja a concentração isotópica relativa. O coeficiente α depende só da temperatura, quando a transição de fase se processa em condições de equilíbrio.

Nos processos naturais o valor de α pode afastar-se do valor de equilíbrio pela influência de fatores cinéticos; contudo, a variabilidade

da composição isotópica das massas de água da hidrosfera pode, ainda, ser significativamente analisada, comparando os dados experimentais com os valores fornecidos por modelos teóricos que postulem condições de equilíbrio. Em particular, análises deste tipo são adequadas quando são tomados em consideração valores médios ponderados ao longo de períodos de tempo relativamente longos, ou para descrever as características gerais do ciclo meteorológico da água de regiões bastante extensas. Os modelos de equilíbrio são, de outro lado, inadequados para a análise de eventos meteorológicos individuais, como precipitações isoladas.

O fator de fracionamento, α , fornece diretamente a relação das concentrações isotópicas relativas, entre as duas fases, quando são verificadas as seguintes hipóteses:

- I. a transição de fase é isotérmica quase-estática;
- II. o equilíbrio termodinâmico estende-se a todo o sistema;
- III. a massa de água da fase primária pode ser considerada como infinita.

Este modelo pode, por exemplo, ser aplicado à evaporação dos oceanos, dado que a massa total de vapor formada é desprezível, relativamente à massa de água dos próprios oceanos.

Considerando-se, de outro lado, o processo de condensação que dá origem às precipitações, verifica-se que a terceira hipótese não é adequada, pois que a massa de vapor que condensa é, em geral, uma fração apreciável da massa total da fase primária.

Neste caso, a relação entre as concentrações isotópicas é caracterizável pelo enriquecimento isotópico relativo, β_C , que representa a relação entre as concentrações isotópicas relativas da massa condensada e a do vapor inicial dado pela expressão:

$$\beta_C = \frac{\alpha}{(1 - F)\alpha + F} \dots \dots \dots [2]$$

onde α é o fator de fracionamento já definido e F é a fração residual da massa de vapor; a expressão (2) é obtida considerando o siste-

TABELA 1 — Precipitações médias mensais e dados isotópicos médios mensais de águas de chuva dos postos de observação localizados ao longo da faixa central da bacia Amazônica no ano de 1974. Foram incluídos os dados de UAUPÉS, embora esteja um pouco ao norte da área central.

Meses	Belém		Cachoeira do Arari		São Sebastião		Santa Cruz do Arari		Amapá		Taperinha		Manaus		Uaupés		Benjamin Constant	
	P (mm)	§18 (‰)	P (mm)	§18 (‰)	P (mm)	§18 (‰)	P (mm)	§18 (‰)	P (mm)	§18 (‰)	P (mm)	§18 (‰)	P (mm)	§18 (‰)	P (mm)	§18 (‰)	P (mm)	§18 (‰)
Janeiro	408	-6,8	314	-10,1	367	-8,5	331	-7,4	491	-5,1	191	—	331	-5,6	359	-2,8	298	-4,3
Fevereiro	417	-7,8	427	-7,0	349	-7,5	427	-6,7	1066	-4,1	421	—	197	-8,7	223	-4,3	189	-6,8
Março	429	-5,8	367	-6,9	397	-6,1	563	-7,5	687	-3,4	275	-7,8	226	-7,4	225	-1,6	416	-4,0
Abril	510	-4,1	622	-5,4	302	-4,6	237	-4,2	124	-4,3	210	-8,4	525	-7,4	158	-5,2	184	-9,0
Maior	391	-7,3	446	-8,8	402	-7,0	466	-7,6	488	-4,7	396	-7,8	258	-11,2	229	-6,5	266	-9,9
Junho	193	-2,9	331	-2	414	-0,7	419	-4,6	179	-5,5	244	-4,5	172	-8,9	364	-8,9	—	—
Julho	213	-3,3	216	-3,3	226	-2,9	190	-2,8	295	-1,4	173	-3,8	70	-3,1	184	-5,6	158	—
Agosto	53	-0,3	25	—	92	-2,1	55	-1,1	330	-3,1	80	-1,9	30	-2,0	330	-2,2	100	-1,3
Setembro	139	-0,5	27	-2,2	33	—	45	-0,9	51	—	67	-0,4	—	—	259	-3,8	160	-0,1
Outubro	81	-0,3	13	-1,1	136	-1,5	75	-1,4	48	-2,0	94	-2,2	24	-2,2	269	-2,6	—	—
Novembro	116	+0,2	6	-1,4	46	-0,2	102	—	85	-0,7	88	-2,9	201	-2,5	136	-3,6	248	-8,1
Dezembro	284	-1,1	394	-3,0	126	-1,4	131	-2,5	—	—	216	-5,5	287	-3,9	227	-2,9	319	-9,1

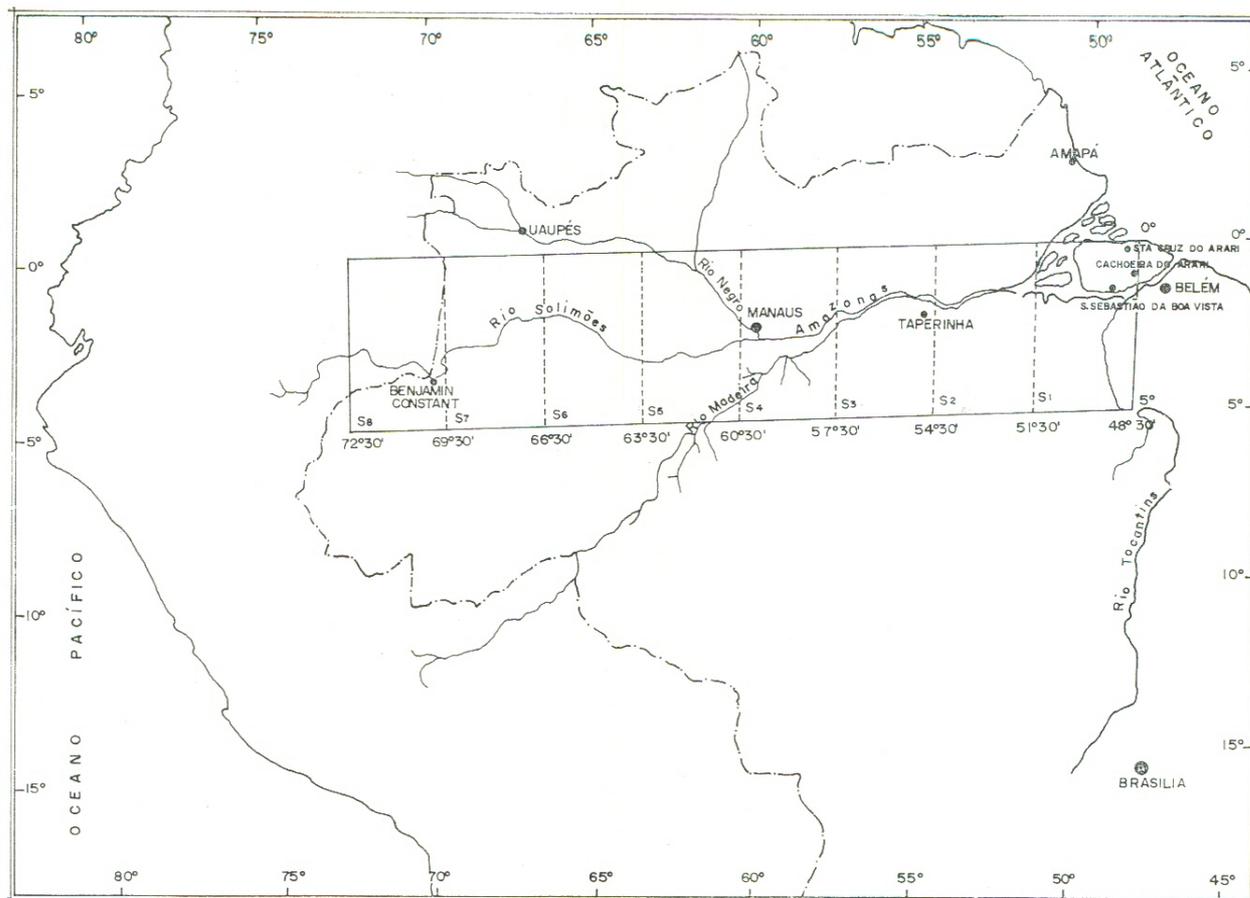


Fig. 1 — Faixa central da Bacia Amazônica dividida em oito setores.

ma como fechado e aplicando, portanto, o princípio da conservação de massa para a água total e para cada espécie isotópica (Dall'Olio, 1976).

O fenômeno das precipitações consiste, como o próprio nome indica, na remoção (precipitação) do condensado e, portanto, também a segunda hipótese não é mais adequada para representar o fenômeno. Para determinar as concentrações isotópicas relativas é necessário recorrer a um outro modelo teórico, chamado modelo de Rayleigh, que, mantendo somente a primeira hipótese de que o processo é isotérmico quase-estático substitui a segunda hipótese pela seguinte :

II'. a fase em formação, considerada instantânea por instante em equilíbrio com a fase primária, é continuamente retirada do sistema.

Aplicando-se as mesmas considerações sobre a conservação da massa total e de cada espécie isotópica a quantidades infinitesimais da fase em formação e integrando, obtém-se o enriquecimento isotópico relativo β'_C ,

$$\beta'_C = \frac{1 - F^\infty}{1 - F} \dots \dots \dots (3)$$

onde os símbolos já foram definidos. O modelo de Rayleigh pode ser aplicado também a processos quase-estáticos não-isotérmicos; neste caso, quando da integração, será necessário considerar a variação do fator de fracionamento, ∞ , com a temperatura.

Além das expressões (2) e (3), que fornecem o enriquecimento isotópico relativo para a fase em formação, é possível determi-

nar o enriquecimento isotópico relativo da fração residual do vapor a partir das relações

$$\beta_V = \frac{1}{(1 - F) \infty + F}, \dots\dots (4)$$

para o modelo de fases em equilíbrio num sistema fechado e

$$\beta'_V = \frac{F}{F} \dots\dots\dots (5)$$

para o modelo de Rayleigh.

O modelo de Rayleigh isotérmico pode ser utilizado para descrever a variação da composição isotópica média mensal das precipitações ao longo da bacia Amazônica face à notável constância dos valores médios, espacial e temporal, tanto da temperatura como da umidade relativa.

A fase primária será constituída pela massa de vapor da qual originam-se as precipitações. As determinações experimentais (Marques *et al.*, 1977) mostram que a fonte primária de vapor é constituída pelo vapor originado no oceano Atlântico e transportado ao longo da bacia pelo fluxo zonal, no sentido de Leste para Oeste.

Portanto, em primeira aproximação, pode-se aplicar o modelo de Rayleigh tomando em consideração somente essa fonte de vapor;

TABELA 2 — Massas de água (em 10¹⁷g) mensais do fluxo de vapor Q_o, das precipitações P e da evapotranspiração E; e temperatura média mensal T, em °C, da camada mediana da coluna de vapor.

Mês	Q _o	P	E	T
JAN	4,73	3,91	1,67	17,6
FEV	4,13	4,36	1,67	18,0
MAR	3,12	4,42	1,62	17,3
ABR	3,45	4,31	1,53	17,5
MAI	3,97	4,59	1,54	17,1
JUN	3,99	3,76	1,50	17,7
JUL	3,70	2,32	1,62	17,0
AGO	3,74	1,58	1,82	18,0
SET	3,99	2,07	1,97	18,0
OUT	3,75	1,68	2,00	18,3
NOV	4,05	2,16	1,86	18,5
DEZ	4,36	3,43	1,73	18,4

contudo, observando que, nos primeiros cinco meses do ano considerado (1974), a massa total das precipitações é superior, ou quase igual, à massa total do vapor oceânico que penetra na Bacia (Tabela 2), será sucessivamente necessário acrescentar ao modelo a contribuição de, pelo menos, uma outra fonte de vapor, que será identificada com o processo de evapotranspiração da floresta ao longo da bacia.

MODELO DE RAYLEIGH ISOTÉRMICO PARA UMA ÚNICA FONTE

Para determinar a composição isotópica das precipitações ao longo da bacia Amazônica pode ser utilizado o esquema representado na Figura 2. As precipitações P_n, do setor genérico S_n, originam-se da massa de vapor Q_n transportada pelo fluxo zonal e constituída pelo vapor residual do setor precedente, S_n — 1.

TABELA 3 — Valores de P e E (em mm/mês) para os vários setores S_n.

	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅	S ₆	S ₇	S ₈	
P	338	367	261	162	240	227	294	327	J
E	130	112	127	121	121	127	124	188	
P	329	391	389	377	234	224	248	283	F
E	115	98	109	109	115	115	109	112	
P	414	503	462	300	191	152	157	320	M
E	118	102	118	118	127	124	121	121	
P	305	357	308	238	295	321	318	303	A
E	108	46	117	108	108	114	108	108	
P	355	399	310	331	309	249	274	377	M
E	112	105	115	121	112	115	109	102	
P	220	201	260	157	158	262	393	481	J
E	120	114	117	123	108	102	99	96	
P	120	111	138	117	132	190	246	264	J
E	133	105	133	143	121	112	105	99	
P	39	68	56	62	71	89	244	268	A
E	143	130	149	158	133	124	118	112	
P	88	112	97	102	103	181	243	249	S
E	168	129	153	156	138	132	126	114	
P	72	59	73	90	72	157	222	206	O
E	183	127	167	155	140	140	127	133	
P	78	71	102	126	153	237	250	207	N
E	165	108	147	138	129	129	117	120	
P	225	242	221	277	232	227	231	293	D
E	143	112	140	127	124	130	118	121	

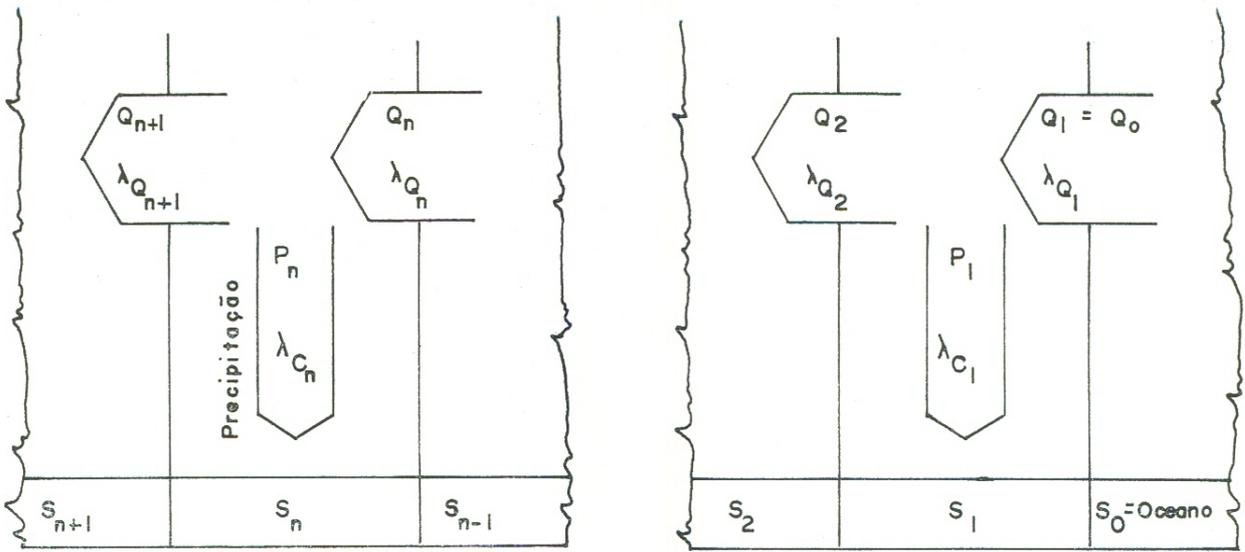


Fig. 2 — Modelo para o cálculo de λ_{C_n} considerando como única fonte de vapor o oceano Atlântico.

Indicando com β'_{C_n} o enriquecimento isotópico, relativo ao vapor Q_n , das precipitações P_n do setor S_n , tem-se por (3) que

$$\beta'_{P_n} = \frac{1 - F_n^\alpha}{1 - F_n} \dots \dots \dots (6)$$

onde F_n é a fração residual do vapor no setor S_n , estimada pela expressão,

$$F_n = \frac{Q_n - P_n}{Q_n} \dots \dots \dots (7)$$

e, α , é o fator de fracionamento isotópico.

O enriquecimento isotópico $\beta'_{Q_{n+1}}$ sempre relativo à massa de vapor Q_n , do vapor residual Q_{n+1} será, pela (5):

$$\beta'_{Q_{n+1}} = \frac{F_n^\alpha}{F_n} \dots \dots \dots (8)$$

Introduzindo o enriquecimento isotópico ao V-SMOW, definido como

$$y = \frac{R_{amostra}}{R_{V-SMOW}}$$

pode-se escrever :

$$\beta'_{C_n} = \frac{R_{P_n}}{R_{Q_n}} = \frac{R_{P_n}}{R_{V-SMOW}} / \frac{R_{Q_n}}{R_{V-SMOW}} = \frac{y_{P_n}}{y_{Q_n}}$$

e as expressões (6) e (7) resultam nas :

$$y_{P_n} = \frac{1 - F_n^\alpha}{1 - F_n} y_{Q_n} \dots \dots \dots (6')$$

$$y_{Q_{n+1}} = \frac{F_n^\alpha}{F_n} y_{Q_n} \dots \dots \dots (7')$$

As relações (6') e (7') permitem computar a composição isotópica das precipitações para cada setor S_n desde que sejam conhecidos :

- i) a massa de vapor que entra na bacia;
- ii) a composição isotópica inicial desse vapor;
- iii) a temperatura média de condensação em cada setor S_n ;
- iv) os correspondentes valores da precipitação, P_n .

Como foi exposto no capítulo Material e Método, tais parâmetros só são disponíveis os totais das precipitações e a massa de vapor transportado pelo fluxo zonal dentro da bacia. É, portanto, necessário estimar, de modo adequado, os outros parâmetros a saber: as temperaturas de condensação e a composição isotópica do vapor oceânico.

Observando-se que durante cada mês, a temperatura e a umidade relativa apresentam uma notável constância, ao longo da faixa central da bacia, é razoável admitir-se uma única temperatura de condensação para todos os setores S_n e admiti-la como sendo a própria temperatura média mensal da camada mediana da massa de vapor.

Quanto à estimativa da composição isotópica do vapor oceânico, pode-se observar que, para o setor S_1 , a expressão (6') pode ser escrita como:

$$y_Q = \frac{1 - F_1}{1 - F_1} y_P$$

que fornece justamente o enriquecimento isotópico, relativo ao V-SMOW da massa de vapor Q_1 que entra no setor S_1 em função do enriquecimento isotópico, relativo ao V-SMOW, das precipitações P_1 do mesmo setor. Mas, sendo S_1 o setor mais oriental, a massa de vapor Q_1 é o próprio vapor oceânico Q_0 .

Para dispor de um valor suficientemente representativo de y_{P_i} pode-se utilizar o valor médio ponderado de todas as localidades incluídas no setor S_i , quais sejam São Sebastião, Santa Cruz do Arari na ilha de Marajó, Belém e Amapá.

A CONTRIBUIÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

O modelo apresentado no subcapítulo precedente, não pode ser utilizado para interpretar os valores experimentais dos primeiros meses do ano considerado (1974), dado que a massa de vapor transportado pelo fluxo zonal é inferior à massa total das precipitações mesmo levando em consideração somente a

faixa central considerada. É, portanto, necessário tomar em consideração, pelo menos, uma outra fonte de vapor.

O fluxo meridional de vapor, de origem oceânica ou continental, além de constituir uma reduzida fração do fluxo total, apresenta um balanço de massa praticamente nulo para a faixa central da bacia e não pode portanto compensar o deficit de vapor constatado nos primeiros meses de 1974. Do ponto de vista meteorológico, não existem evidências de outras fontes externas de vapor, além das consideradas, que possam contribuir apreciavelmente ao fluxo de vapor ao longo da faixa central da bacia.

De outro lado a extensão e a densidade da floresta amazônica, que cobre de modo compacto e contínuo a faixa central da bacia, sugerem que a evapotranspiração pode constituir-se em uma fonte apreciável de vapor. Outros resultados preliminares confirmam que a evapotranspiração é um componente importante do balanço hídrico da bacia Amazônica (Vila Nova, 1976; Marques *et al.*, 1977; Mollion, 1976).

Para introduzir essa fonte de vapor no modelo computacional, pode-se utilizar o esquema representado na Figura 3. As precipitações P_n de um setor S_n originam-se, desta vez, de uma massa de vapor Q'_n composta pelo vapor Q_{n-1}' transportado pelo fluxo zonal e constituído do vapor residual do setor precedente S_{n-1}' e pelo vapor E_n fornecido pela evapotranspiração da floresta no próprio setor S_n .

O enriquecimento isotópico y_{Q_n} , relativo ao V-SMOW, da massa de vapor Q'_n , pode ser estimado pela média ponderada dos enriquecimentos isotópicos, relativos ao V-SMOW, da massa de vapor Q_{n-1}' $y_{Q_{n-1}}$, e da massa de vapor E_n , y_{E_n} ; isto é:

$$y_{Q_n} = \frac{Q_{n-1} y_{Q_{n-1}} + E_n y_{E_n}}{Q_{n-1} + E_n} \dots \dots (9)$$

onde está implícita a hipótese que as duas massas de vapor formam uma mistura homogênea.

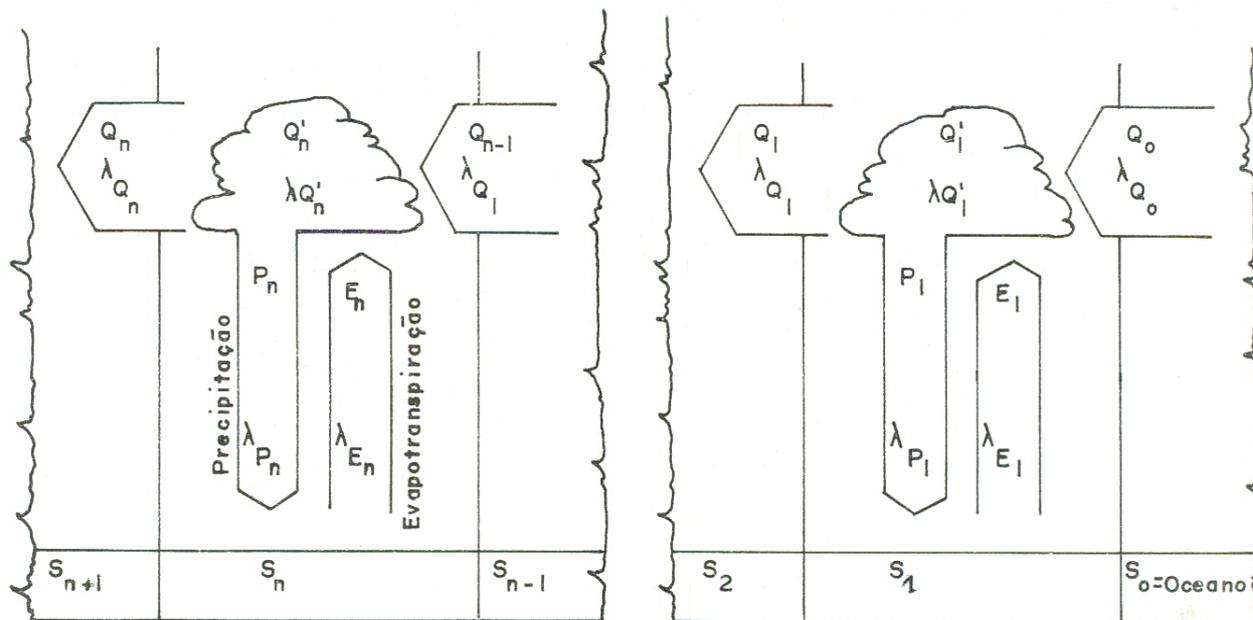


Fig. 3 — Modelo para o cálculo dos λ_{c_n} incluindo os efeitos da evapotranspiração.

Resulta, portanto, que o enriquecimento isotópico, relativo ao V-SMOW, das precipitações P_n do setor S_n , será dado pela

$$y_{P_n} = \frac{1 - F_n^{cc}}{1 - F_n} y_{Q_n} \dots \dots \dots (10)$$

onde a fração residual de vapor é agora estimada pela

$$F_n = \frac{Q'_n - P_n}{Q'_n} = \frac{Q_{n-1} + E_n - P_n}{Q_{n-1} + E_n} \dots (11)$$

Enfim, o enriquecimento isotópico, relativo a V-SMOW, do vapor residual Q'_{n+1} , será dado pela

$$y_{Q'_{n+1}} = \frac{F_n^{cc}}{F_n} y_{Q'_n} \dots \dots \dots (12)$$

As relações (10) e (12) são válidas na hipótese de que cada fonte de vapor contribua para as precipitações, proporcionalmente à

massa de vapor correspondente ou, em outras palavras, que a condensação seja um processo independente da origem do vapor.

As relações (9), (10) e (12) permitem então, computar a composição isotópica das precipitações P_n de cada setor S_n desde que sejam conhecidos, além dos parâmetros indicados no modelo de Rayleigh, os seguintes valores:

- v. os totais de evapotranspiração média mensal, E_n , de cada setor S_n e
- vi. o enriquecimento isotópico relativo y_{E_n} do vapor originado pela evapotranspiração.

Como foi apresentado no capítulo Material e Método, só são disponíveis os níveis médios de evapotranspiração E_n , estimados pelo método de Penmann, adaptado à floresta de grande porte e extensão (Villa Nova, 1976).

De outro lado, os valores de y_{E_n} podem ser identificados com os valores do enriquecimento isotópico, relativo a V-SMOW, das próprias precipitações P_n , pois:

- a. o processo de evapotranspiração não induz fracionamento isotópico na água do solo (Zimmermann, 1966) e, portanto

to, a composição isotópica média do vapor originado por esse processo é igual àquele da água absorvida pelas plantas;

- b. estão sendo analisados valores médios mensais, enquanto o tempo de trânsito da água, associado ao processo de evapotranspiração é curto, relativamente ao período considerado.

Pode-se, portanto, admitir-se que a água evapotranspirada, durante um determinado mês, origina-se, predominantemente, das precipitações do mês considerado.

Enfim, a composição isotópica do vapor de origem oceânica Q_0 , é estimada a partir da composição isotópica das precipitações P_1 do setor mais oriental, S_1 , de modo análogo ao modelo precedente. Pelas expressões (9) e (10), tem-se:

$$y_{Q_0} = \frac{1-F_1}{1-F_1} (Q_0 + E_1) - E_1 \frac{y_{P_1}}{Q_0} \dots (13)$$

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Introduzindo os dados das Tabelas 1, 2 e 3, nas expressões (8) e (13) obtém-se as composições isotópicas do vapor oceânico reportados na Tabela 4; enquanto que, utilizando as expressões (6') e (10), obtém-se os valores reportados na Tabela 5. Tais resultados são expressos na forma de desvios relativos ao V-SMOW, definidos em material e método.

COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO VAPOR OCEÂNICO

Como foi explicado no capítulo Teoria do Método, a falta de determinações suficientemente representativas, da composição isotópica do vapor oceânico ao entrar na baía, pode ser facilmente superada estimando tal composição a partir das concentrações isotópicas médias das precipitações do setor mais oriental da baía, S_1 .

Os valores de δ_{Q_0} , reportados na Tabela 4, juntamente com os valores médios δ_{C_1} utilizados, se apresentam sistematicamente mais negativos daqueles medidos no vapor do Atlân-

tico Norte por Graig & Gordon (1965) que apresentavam um intervalo de variação para δ entre -9,6 e -11,3‰; contudo, o vapor em questão foi coletado à altura do mastro principal do navio, enquanto os valores de δ_{Q_0} pretendem representar a composição média da massa total de vapor: a contribuição das camadas superiores, sempre mais leves, tenderia justamente a fornecer valores de δ_{Q_0} mais negativos.

Além disto, valores mais negativos de δ_{Q_0} podem também ser devidos ao fato de que a massa de vapor foi já sujeita, antes de entrar na baía, a algumas precipitações que teriam deixado o vapor residual empobrecido em isótopos mais pesados.

Enfim, a estimativa de δ_{Q_0} utilizada dá um peso, provavelmente excessivo, às estações da costa. (Ilha de Marajó e Belém) pela ausência de um número suficiente de estações de coleta no interior do setor e pode, portanto, acontecer que, em determinados meses, tal estimativa não seja suficientemente representativa.

Analisando as relações fornecidas pelos modelos, verifica-se que os valores dos δ_{C_1} são linearmente dependentes de δ_{Q_0} e que, portanto, uma variação na sua estimativa determina um simples deslocamento, positivo ou negativo, dos valores de δ_{C_1} .

TABELA 4 — Enriquecimento isotópico ponderado das precipitações do setor S_1 , δ_{C_1} , e do vapor de origem oceânica δ_{Q_0} (em ‰), em considerar o efeito da evapotranspiração (a) e incluindo a evapotranspiração (b).

Mês	δ_{C_1}	δ_{Q_0}	
		a	b
JAN	-6,4	-15,2	-16,0
FEV	-5,0	-14,2	-14,7
MAR	-4,7	-14,0	-14,6
ABR	-4,6	-13,7	-14,2
MAI	-6,1	-15,5	-15,5
JUN	-3,9	-12,6	-13,2
JUL	-2,1	-11,4	-12,0
AGO	-1,9	-11,1	-11,8
SET	-1,5	-10,8	-11,5
OUT	-1,1	-10,5	-11,3
NOV	-0,4	-9,8	-10,5
DEZ	-2,1	-11,3	-11,9

**A VARIACÃO DA COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA
AO LONGO DA BACIA**

Pelos resultados da Tabela 5, o modelo, baseado numa única fonte de vapor, mostra uma variação, ao longo da bacia, monotônica e decrescente, sendo a derivada de δ_{C_1} , relativa à latitude no sentido E-W, sempre positiva e crescente, em todos os períodos em que o modelo é aplicável.

Os dados experimentais, de outro lado, indicam uma variabilidade mais complexa que vai desde uma marcada constância, até a indicação da existência de um máximo ou mínimo na parte central da bacia. Mesmo quando os dados experimentais variam de modo monotônico decrescente ao longo da bacia, tal variação é, na maioria dos casos, significativamente inferior a aquela previsto pelo modelo, como pode-se observar na Figura 4, referente ao mês de dezembro.

A inclusão da evapotranspiração, como fonte de vapor, além de constituir um modelo aplicável a todos os meses do ano, tende a fornecer um melhor ajuste com os dados experimentais, como pode ser observado na Figura 4, já citada. Em particular, sua introdução modifica apreciavelmente a forma da variação, da composição isotópica das precipitações ao longo da bacia como se pode observar nos dados da Tabela 5; assim por exemplo, no trimestre julho-agosto-setembro, o modelo fornece valores máximos para δ_{C_1} correspondentes aos

setores centrais da bacia, contrastando portanto, com a variação monotônica decrescente obtida quando se considera somente o vapor de origem oceânica.

Mesmo apresentando um melhor ajuste e refletindo melhor a variação da composição isotópica das precipitações ao longo da faixa

TABELA 5 — Valores médios mensais de δ_{18} (em ‰) computados sem (a) e com (b) a contribuição da evapotranspiração. Nos meses de janeiro a maio não foi possível fazer os cálculos pelo modelo (a) por não haver suficiente vapor d'água na atmosfera, para originar as precipitações neste período, admitindo-se como única fonte de vapor d'água o oceano Atlântico.

Modelo	Setor	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅	S ₆	S ₇	S ₈	Mês
b		-6,4	-8,3	-10,0	-10,8	-11,8	-13,1	-15,2	-19,1	Jan
a		—	—	—	—	—	—	—	—	
b		-5,0	-6,4	-7,9	-9,6	-11,0	-12,0	-13,2	-14,9	Fev
a		—	—	—	—	—	—	—	—	
b		-4,7	-7,8	-11,2	-14,6	-16,5	-17,4	-18,2	-20,2	Mar
a		—	—	—	—	—	—	—	—	
b		-4,6	-6,0	-7,4	-8,6	-10,0	-12,0	-14,7	-18,3	Abr
a		—	—	—	—	—	—	—	—	
b		-6,1	-8,0	-10,0	-12,2	-15,0	-17,9	-21,8	-32,8	Mai
a		—	—	—	—	—	—	—	—	
b		-3,9	-3,7	-4,3	-4,3	-5,0	-5,6	-7,0	-9,5	Jun
a		-3,9	-4,3	-5,5	-6,8	-7,9	-9,6	-12,0	-21,3	
b		-2,1	-1,7	-1,6	-1,5	-1,5	-1,9	-2,7	-3,8	Jul
a		-2,1	-2,7	-3,6	-4,7	-5,9	-7,7	-10,4	-12,5	
b		-1,9	-1,0	-0,7	-0,2	0,0	+0,2	0,0	-0,6	Ago
a		-1,9	-2,0	-2,9	-2,2	-2,5	-3,0	-4,0	-5,7	
b		-1,5	-1,0	-0,8	-0,6	-0,4	-0,5	-0,8	-1,4	Set
a		-1,5	-1,6	-2,1	-2,6	-3,2	-4,0	-5,3	-7,2	
b		-1,1	-0,5	-0,1	+0,2	+0,5	+0,6	+0,3	0,0	Out
a		-1,1	-1,2	-1,5	-1,9	-2,3	-3,0	-4,2	-5,7	
b		-0,4	0,0	+0,2	+0,3	+0,3	0,0	-0,5	-1,0	Nov
a		-0,4	-0,4	-0,4	-0,4	-1,1	-2,3	-3,8	-5,6	
b		-2,1	-2,5	-2,9	-3,4	-4,1	-4,6	-5,2	-6,0	Dez
a		-2,1	-3,0	-4,1	-5,5	-7,2	-9,0	-11,1	-14,4	

central da bacia, os valores calculados apresentam ainda diferenças significativas com relação aos dados experimentais.

Tais diferenças podem ser atribuídas às hipóteses simplificadoras utilizadas, que se fazem necessárias face à ausência de determinações experimentais adequadas de vários parâmetros.

Assim, por exemplo, os níveis da evapotranspiração não são valores específicos para

o ano considerado (1974), mas são valores médios estimados a partir dos valores médios de 10 anos.

Em particular, nos primeiros cinco meses, de janeiro até maio, será necessário que a fonte de vapor de isótopos mais pesados, ou seja a evapotranspiração, tenha níveis superiores aos utilizados neste trabalho. Com efeito, aumentando-se a evapotranspiração foi possível adaptar melhor os valores teóricos aos experimentais. A falta de dados meteorológi-

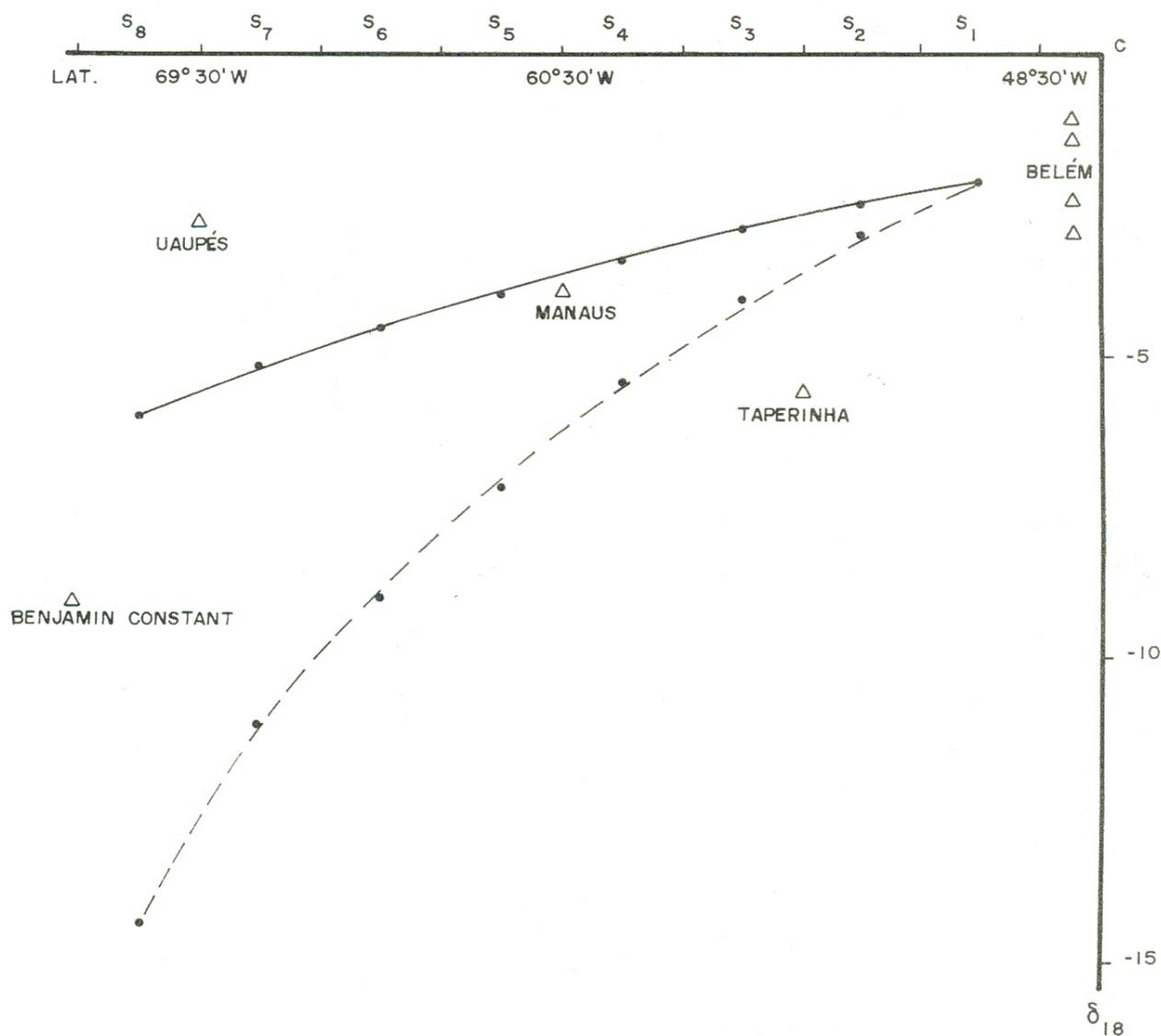


Fig. 4 — Comparação dos dados isotópicos (δ_{18}) esperados, para água de chuva, nos setores S₁ a S₈, a partir dos modelos considerando (—) e não considerando (---) a contribuição da evapotranspiração e os valores encontrados (Δ) experimentalmente.

cos não permite estimar com maior precisão os fluxos meridionais de vapor d'água que poderiam eventualmente influenciar no cálculo da composição isotópica, mesmo se sua contribuição ao balanço de massa for desprezível. Em média foi necessário admitir-se que as fontes de vapor (Oceano e Floresta) são da mesma ordem de grandeza, o que indica uma contribuição às precipitações da ordem de 50% pela evapotranspiração.

Deve-se salientar ainda (Molion, 1976) que possivelmente o vapor d'água na parte mais baixa da atmosfera tem um ciclo mais rápido que o vapor das altas camadas envolvido no processo da formação das chuvas.

Esse efeito deverá ser levado em consideração em modelos mais detalhados sobre o fracionamento isotópico da região.

Uma análise crítica dos dados mensais e um estudo de médias trimestrais e anuais será objeto de outro trabalho (Salati *et al.*, em preparação).

CONCLUSÕES

O método isotópico mostrou-se útil no estudo do ciclo da água na região Amazônica. Pode-se tirar conclusões por método independente, além de permitir uma compreensão mais detalhada da recirculação da água na região.

Em média, foi necessário admitir-se que a contribuição do vapor d'água gerado pelas plantas foi da ordem de 50% da precipitação. Desta maneira a contribuição do vapor gerado dentro da região é da mesma ordem de grandeza que o vapor proveniente do oceano.

Serão necessárias determinações mais detalhadas, especialmente a composição isotópica do vapor atmosférico, a fim de se poder estimar com melhor precisão a influência do vapor gerado pela transpiração das plantas. É possível, através deste método, estimar a própria evapotranspiração real da floresta.

Será também conveniente aumentar o número de pontos de observação da composição isotópica, a fim de se poder melhor testar o modelo proposto.

A utilização desta metodologia, associada ao estudo do movimento das massas de ar através de radiossondagem, poderá trazer um entendimento melhor da dinâmica da atmosfera na região.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado com o apoio financeiro da CNEN, FINEP e CNPq. Os autores agradecem a colaboração do IDESP através de seus pesquisadores Carlos Moura dos Reis e Antonio Carlos F.N.S. Tancredi e do INPA através de sua pesquisadora Maria de Nazaré Góes Ribeiro.

SUMMARY

Two models on the isotopic fractionation of water are presented in this paper. In the first model, it is assumed that the only source of water vapour for the Amazon region is the Atlantic Ocean, introduced by the predominant easterly winds. The second model contains the assumption that the forest also serves as a source of water vapour contributing an equal volume of water to the regional rains as the vapour of oceanic origin.

BIBLIOGRAFIA

- CRAIG, H. & GORDON, L.I.
1965 — Isotopic Oceanography: Deuterium and Oxygen-18 variations in the Ocean and the Marine Atmosphere. In: Tongiorgi, E. ed. **Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures**. Lab. Div. Geologia Nucleare, Pisa, pp. 9-1360.
- DALL'OLIO, A.
1976 — **A composição isotópica das precipitações do Brasil: modelos isotérmicos e a influência da evapotranspiração na Bacia Amazônica**. Dissertação de Mestrado, ESALQ/USP, 180 p.
- GONFIANTINI, R.
1978 — Standards for stable isotope measurements in natural compounds. **Nature**, 271(5645): 536.
- MARQUES, J.; SANTOS, J.M.; VILLA NOVA, N.A. & SALATI, E.
1977 — Precipitable water and water vapor flux between Belém and Manaus. **Acta Amazonica**, 7(3): 335-362.

MATSUI, E.; SALATI, E.; BRINKMANN, W.L.F. & FRIEDMAN, I.

1972 — Vazões relativas dos rios Negros e Solimões através das concentrações de ^{18}O . **Acta Amazonica**, 3(2) : 31-46.

MATSUI, E.; SALATI, E.; FRIEDMAN, I. & BRINKMANN, W.L.F.

1976 — Isotopic hydrology in the Amazonia 2. Relative discharges of the Negro and Solimões rivers through ^{18}O concentrations. **Water Resources Research**, 12(4) : 781-785.

MOLION, L.C.B.

1976 — A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazonas basin with considerations of deforestation effects. Tese de PHD, Universidade de Wisconsin-Madison, 133 p.

REIS, C.M.; TANCREDI, A.C.F.N.S.; MATSUI, E. & SALATI, E.

1977 — Caracterização das águas da região de Marajó através de concentrações de ^{18}O e D. **Acta Amazonica**, 7(2) : 209-22.

SALATI, E.; DALL'OLIO, A.; MATSUI, E. & GAT, J.R.

1979 — Recycling of water in the Amazon river an isotopic study. **Water Resources Research** (no prelo).

SALATI, E.; MATSUI, E.; CERVellini, A. & FRIEDMAN, I.

1979 — Concentração de ^{18}O e D, em águas fluviais da Amazônia, **Boletim do CENA** (no prelo).

VILLA NOVA, N.A.; SALATI, E. & MATSUI, E.

1976 — Estimativa da evapotranspiração na bacia Amazônica. **Acta Amazonica**, Manaus, 6(2) : 215-228.

ZIMMERMANN, U.; EHHALT, D. & MUNNICH, K.O.

1966 — Soil water movement and evapotranspiration: changes in the isotopic composition of the water. In: **Symposium of Isotopes in Hydrology**. IAEA, Vienna, 14 a 18 de novembro de 1966.

(Aceito para publicação em 8/11/79)