

**FLUTUAÇÕES NO CONSUMO DE CO₂ ATMOSFÉRICO PELA ALTERAÇÃO DAS
ROCHAS NA BACIA AMAZÔNICA DESDE 1900**

J. Mortatti¹, J.-L. Probst², Y. Tardy³

1. Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, SP, Brasil

2. Centre de Géochimie de la Surface, CNRS, Strasbourg, France

3. ORSTOM-Instituto Francês de Pesquisa Científica para o Desenvolvimento e Cooperação, França; CGS/ULP Institut de Géologie de l'Université Louis Pasteur, França; Instituto Astronômico e Geofísico, e Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Brasil

ABSTRACT

The reconstitution of the atmospheric CO₂ consumption by the rock weathering in the Amazon Basin during the last century was carried out with the HCO₃⁻ concentration in the main channel of Solimões/Amazon river and tributaries, previously obtained during the Campex Project. The relationship between HCO₃⁻ flux and the measured or estimated values of discharge was involved in the proposed model. The specific flux of atmospheric CO₂ consumed by rock weathering in the basin was about 3.1 x 10⁵ moles/y.km². The interannual CO₂ variations show about 8.2% average increasing trends in that consumption, which is comparable the discharge increase estimated for the Solimões/Amazon river, during the same studied period. These results show the importance of the continental chemical erosion on the global carbon cycle, as responsible for atmospheric CO₂ consumption.

RESUMO

Dados de concentração de HCO₃⁻, no canal principal do rio Solimões/Amazonas e em seus principais tributários, recentemente obtidos através do Projeto Camrex, foram utilizados na reconstituição do consumo de CO₂ atmosférico pela alteração das rochas da Bacia Amazônica, no decurso do presente século. O modelo proposto envolveu o relacionamento entre o fluxo de HCO₃⁻, transportado pelo rio, e os dados de descarga do rio Solimões/Amazonas, medidos ou estimados. O fluxo específico de CO₂ atmosférico, consumido durante o processo de alteração de rochas, na região, apresentou-se da ordem de 3,1 x 10⁵ moles/a.km². As variações interanuais do consumo de CO₂ atmosférico, para o período estudado, apresentaram uma tendência de aumento em torno de 8,2%, comparável ao aumento de vazão estimada para o rio Solimões/Amazonas, durante o mesmo período. Tal ocorrência confirma a importância da erosão química continental, no ciclo global do carbono, como responsável por parte do consumo de CO₂ atmosférico.

INTRODUÇÃO

O estudo do ciclo global do carbono, particularmente nos dias de hoje, é de fundamental importância, devido à influência antropogênica sobre os ecossistemas naturais e ao conseqüente aumento da concentração de CO₂ na atmosfera. O transporte de carbono fluvial global (1,0 Gt C/ano), embora de dimensões reduzidas quando comparados aos reservatórios oceânicos, à atmosfera e à biosfera, apresenta-se da mesma ordem de magnitude dos fluxos de transferência de carbono entre os oceanos e atmosfera (1,8 Gt C/ano) e da queima de combustíveis e florestas (6 Gt C/ano), de acordo com Bolin et al. (1979).

Como os rios são considerados os principais agentes de transporte de carbono do continente para o oceano, tais fluxos podem ser usados para detectar as possíveis alterações a que estão sendo submetidos determinados ecossistemas, as quais poderiam afetar direta ou indiretamente o ciclo de carbono sobre os continentes.

Da fração orgânica do carbono transportado pelos rios, particulada (POC) e

dissolvida (DOC), cerca de 40% é fornecida, principalmente, pela erosão da matéria orgânica do solo e através da produção fluvial de fitoplacton. Os restantes 60% apresentam-se sob a forma de carbono inorgânico particulado (PIC) e dissolvido (DIC), derivados, principalmente, da erosão química e exportados como fração dissolvida, com predominância de HCO₃⁻; uma menor parte do DIC é suprida pela oxidação da matéria orgânica, sendo observadas, dessa forma, as interações entre as fases orgânica e mineral do ciclo do carbono.

A bacia Amazônica, com cerca de 6.000.000 km², composta basicamente por floresta tropical úmida, é responsável pelo escoamento de 5,5 x 10³ km³ de água por ano, aproximadamente 15% do total global (Oltman et al., 1964). O total anual médio precipitado varia entre 2000 e 2400 mm/a, mas regiões situadas a noroeste da bacia chegam a apresentar 3500 mm/a; já, a leste da região andina, pode atingir até 7000 mm/a. De acordo com Villa Nova et al. (1976) e Salati et al. (1979), 55% do total

precipitado na bacia é reciclado via evapotranspiração, enquanto que 45% é escoado. A temperatura média anual oscila em torno de 25 a 26°C.

O canal principal do rio Solimões/Amazonas tem cerca de 2000 km de comprimento, no trecho que compreende as estações de Vargem Grande (alto Solimões) e Obidos (baixo Amazonas). Os valores médios mínimos e máximos (15 anos), para as descargas medidas na estação de Obidos, foram respectivamente 100.000 a 220.000 m³/s (Richey et al., 1989).

A bacia Amazônica é caracterizada pela diversidade de formações geológicas, distribuídas, segundo Stallard & Edmond (1983), em quatro principais zonas morfoestruturais: os escudos pré-Cambrianos, ao norte e ao sul, com rochas ígneas e metamórficas; a Cordilheira dos Andes, a leste, com predominância de rochas sedimentares carbonatos e evaporitos; e a Depressão Amazônica, em seqüência, para o centro da bacia, com depósitos fluviais pleistocênicos.

As diferenças entre os diversos tipos de rochas, associadas com as diferentes zonas morfoestruturais estão diretamente relacionadas com a qualidade das águas, observada na bacia de drenagem. O transporte de material dissolvido e particulado pelos rios é fortemente influenciado pela composição litológica do substrato da bacia, como pode ser observado em Gibbs (1967) e Stallard & Edmond (1983).

O objetivo principal do presente trabalho é, através dos recentes dados de HCO₃⁻, obtidos para a região Amazônica, reconstituir as flutuações do consumo de CO₂ atmosférico, ocorridas durante as alterações das rochas predominantes na bacia de drenagem (principalmente silicatos e carbonatos), através das flutuações de descarga do rio Amazonas à Obidos, desde o começo do século, e o seu relacionamento com o fluxo de HCO₃⁻, estimado para a região.

PRODUÇÃO DE CARBONO INORGÂNICO DISSOLVIDO

A produção de carbono inorgânico dissolvido (principalmente HCO₃⁻) é derivada a partir das reações do ácido carbônico sobre os minerais, sendo, em seguida, transportado em solução pelos rios (Garrels & Mackenzie, 1971; Holland, 1978; Berner et al., 1983; Tardy, 1986; Meybeck, 1987 e

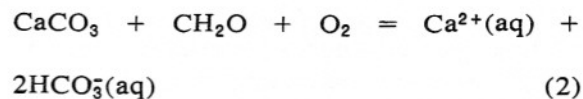
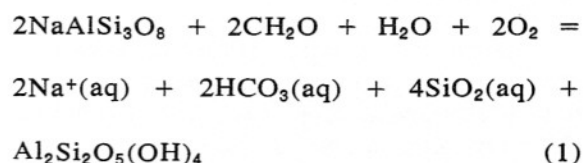
Probst, 1990).

As rochas matrizes e os materiais parentais das alterações são principalmente constituídos de:

- sais, comuns aos evaporitos: NaCl, KCl, CaSO₄, MgSO₄, ...,
- carbonatos, comuns às rochas sedimentares: CaCO₃, MgCO₃, ...,
- betumes e carvão, associados aos sulfetos de ferro, nas rochas sedimentares carbonatadas: C, CH₂O, FeS, ...,
- silicatos diversos: quartzo, feldspatos, micas, argilas (esmectita, caulinita e illita), constituindo a fração detrítica das rochas sedimentares,
- silicatos comuns aos granitos, migmatitos, gnaisses, e as rochas vulcânicas ácidas, básicas e ultrabásicas: quartzo, feldspatos, micas, anfíbolitos, piroxênios, ...,

No interior dos solos, cada um desses minerais sofre alteração, ao mesmo tempo em que se oxida a matéria orgânica e se mineraliza o carbono. Somente os carbonatos e os silicatos são concernentes da mineralização do húmus dos solos.

A título de exemplo, consideraremos aqui as duas reações principais de alteração, no que concerne aos silicatos e carbonatos, na produção de carbono orgânico dissolvido:



A alteração de materiais silicatados que constituem o essencial das rochas cristalinas e uma fração importante das coberturas sedimentares, não pode ser realizada sem a intervenção da oxidação e mineralização da matéria orgânica, para manter a pressão parcial de CO₂ na atmosfera do solo à um nível suficiente. A acidificação constante do meio é também obtida e, assim, o fluxo de alteração é mantido.

De acordo com as equações de reação (1) e (2), todos os bicarbonatos produzidos pela alteração de silicatos são derivados de CO₂ de origem atmosférica, enquanto que, durante a intemperização de carbonatos,

somente 50% do HCO_3^- em solução é originado via CO_2 atmosférico. Os outros 50% vêm da própria dissolução do carbonato.

TRANSPORTE DE HCO_3^- NA BACIA AMAZÔNICA

As concentrações de HCO_3^- , utilizadas nas estimativas de fluxo pelo canal principal do rio Solimões/Amazonas e principais tributários, foram obtidas através do Programa Camrex (Richey et al., 1985 e Devol et al., 1987), ainda em execução.

Na Figura 1, pode-se observar a evolução espacial da descarga para várias estações ao longo do canal principal, desde Vargem Grande até Obidos, e a contribuição dos principais tributários, bem como as estimativas de fluxo de HCO_3^- , em cada situação, normalizados pela vazão. Da esta-

ção de Vargem Grande até Obidos, a evolução do transporte de HCO_3^- pode ser comparada à do escoamento total: 68% do fluxo total de HCO_3^- , calculado para a estação de Obidos, tem origem na parte superior da bacia, enquanto que esta região supre apenas 30% do total da descarga Amazônica. A diferença entre o fluxo de HCO_3^- em Obidos com o fluxo calculado em Vargem Grande, já computados os fluxos de contribuição dos principais tributários - Içá, Japurá, Jutai, Juruá, Purus e Negro e Madeira - fornece um valor de $1,6 \times 10^6$ t/a. Tal diferença representa somente cerca de 6% do fluxo total de bicarbonato exportado na bacia, o que evidencia um comportamento relativamente conservativo do mesmo na bacia de drenagem, fato esse já verificado anteriormente por Devol et al. (1987).

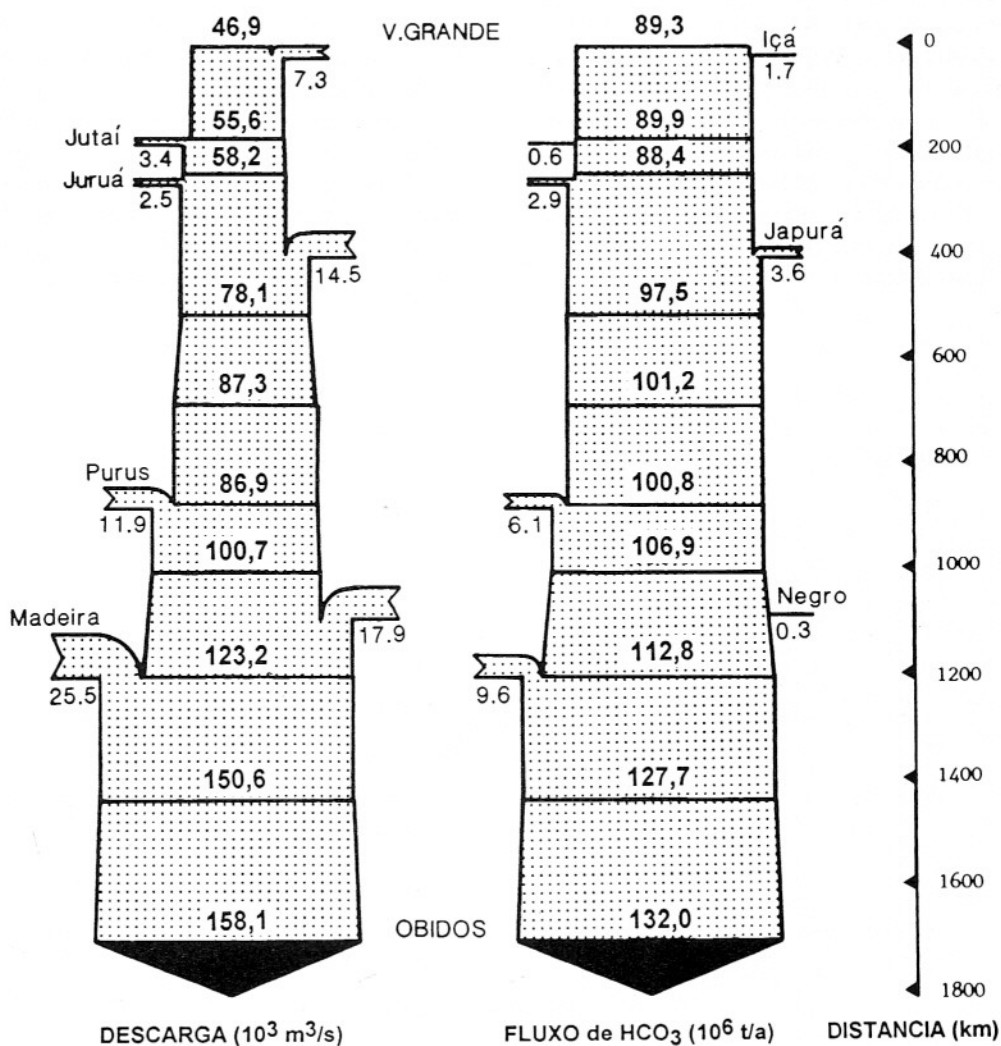


Figura 1 - Distribuição espacial de descarga e fluxo de HCO_3^- no canal principal do rio Solimões/Amazonas e principais tributários, desde a estação de Vargem Grande até Obidos.

A Figura 2 mostra o relacionamento entre as concentrações de HCO_3^- e os valores de descarga medidos no canal principal do rio Solimões/Amazonas, em diferentes estações, de Vargem Grande a Obidos, e ainda à diferentes níveis da hidrógrafa. Pode ser observado, a jusante, um decréscimo na concentração de HCO_3^- (65 a 20 mg/l) com o aumento da descarga, apresentando um padrão de diluição clássico, principalmente devido à entrada de água dos diferentes tributários. Nas estações do alto Solimões foram observados relacionamentos lineares positivos entre os teores de HCO_3^- e os respectivos valores de descarga. Entre as estações de Itapeua e Manacapuru, ocorre uma inversão na tendência observada no alto Solimões, passando, as estações do baixo Amazonas, a apresentar um relacionamento negativo entre HCO_3^- e descarga, mas ainda dentro do modelo de diluição já caracterizado. A diferenciação básica entre as tendências observadas pode ser explicada pelas diferentes origens do HCO_3^- na bacia. No caso do alto Solimões, a predominância é de bicarbonato oriundo das alterações de carbonatos andinos, enquanto que, no baixo Amazonas, além do primeiro, a oxidação da matéria orgânica é associada ao complexo rio-várzea e às alterações químicas dos silicatos.

RECONSTITUIÇÃO DO CONSUMO DE CO_2 ATMOSFÉRICO PELA ALTERAÇÃO DAS ROCHAS NA BACIA AMAZÔNICA DESDE 1900

A reconstituição das flutuações do consumo de CO_2 atmosférico pela alteração das rochas na bacia Amazônica foi estimada, tendo por base o relacionamento entre o fluxo de HCO_3^- ($F_{\text{HCO}_3^-}$, t/a) e os respectivos valores de descarga (Q , m^3/s) medidos para o canal principal do rio Amazonas, na estação de Obidos. Vários ajustes foram testados, sendo que o tradicional modelo bilogarítmico apresentou melhor resultado. Tal relacionamento pode ser observado na equação (3):

$$\log F_{\text{HCO}_3^-} = 0,697 \log Q + 4,485 \quad (3)$$

$$r = 0,765 \quad p = 1,6\%$$

A contribuição do CO_2 atmosférico (alteração das rochas e oxidação da matéria orgânica) para o fluxo de HCO_3^- , calculada previamente por Probst et al. (1994), de 67,4%, foi utilizada neste trabalho. Cabe salientar que tal processo de reconstituição supõe a bacia de drenagem em equilíbrio dinâmico e a não ocorrência de importantes variações na média anual da temperatura do

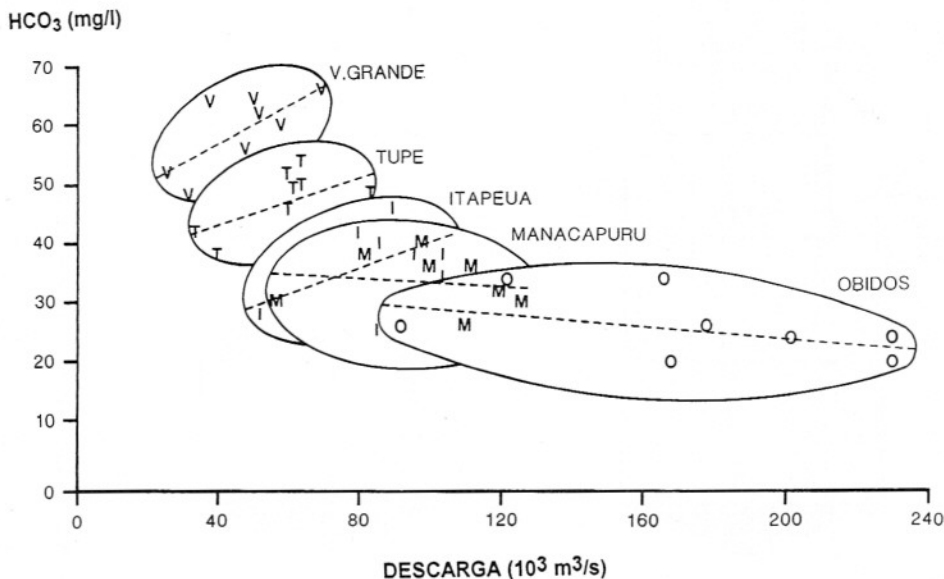


Figura 2 - Relacionamento entre valores de concentração de HCO_3^- e descarga, medidos no canal principal do rio Solimões/Amazonas, a diferentes níveis da hidrógrafa, desde a estação de Vargem Grande até Obidos.

ar. Dessa forma, através da equação (3) e da contribuição, estimada, do CO₂ atmosférico, foi possível estabelecer um relacionamento entre o fluxo específico de CO₂ atmosférico consumido (F_{CO₂}, moles/a.km²) e a descarga do canal principal do rio Amazonas em Obidos (Q, m³/s), o qual pode ser observado na equação (4):

$$F_{CO_2} = 73,08 Q^{0,697} \quad (4)$$

Com o auxílio dessa equação, as flutuações do CO₂ atmosférico, consumido

pela alteração das rochas na bacia Amazônica, pode ser reconstituída para o período de 1900 à 1985, usando as flutuações de descarga em Obidos publicadas pela UNESCO (1971, 1974, 1979 e 1985). As lacunas existentes em determinados períodos foram preenchidas de acordo com o trabalho desenvolvido por Probst & Tardy (1987), os quais relacionaram a precipitação média anual para toda a bacia de drenagem e a descarga do canal principal à Obidos.

Na Figura 3, pode-se observar a ocor-

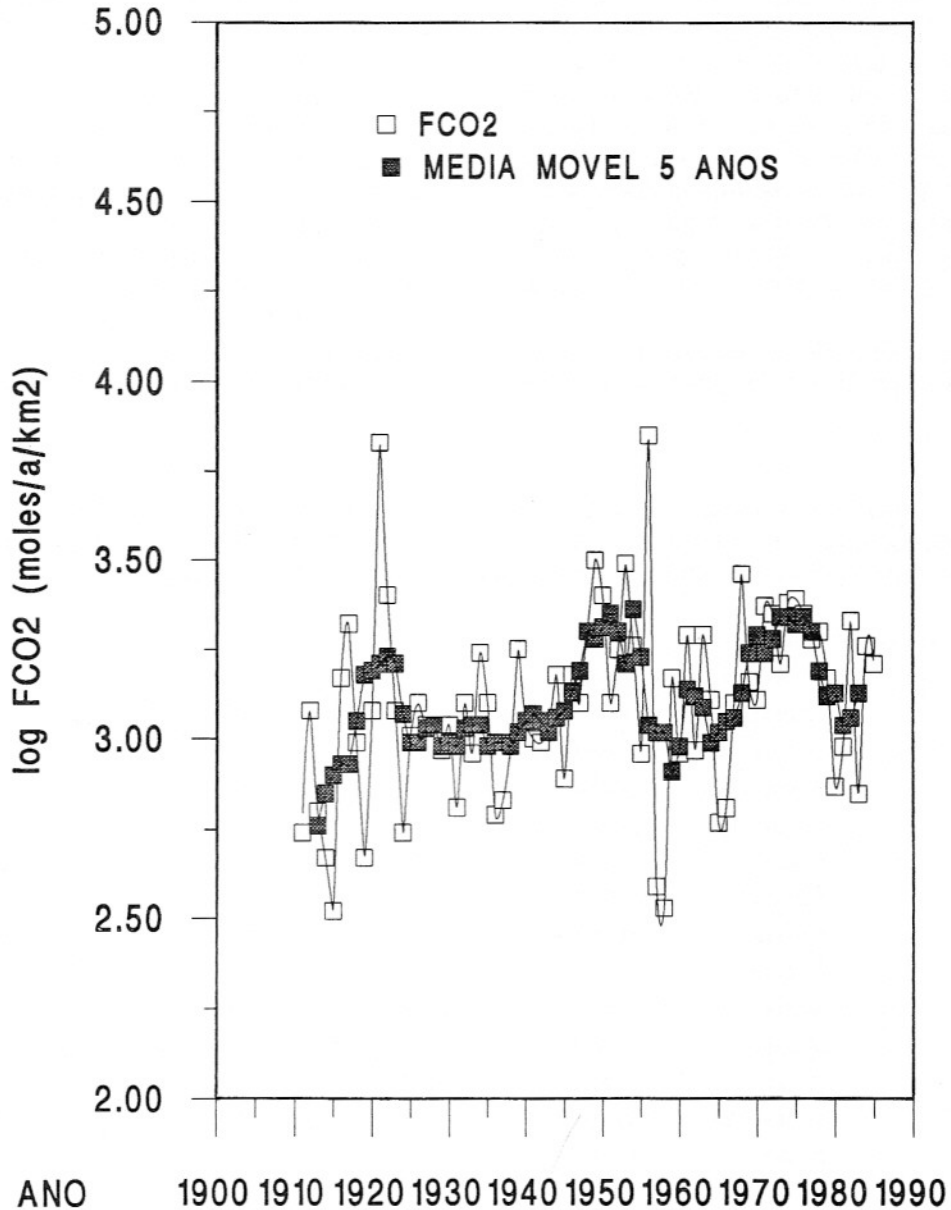


Figura 3 - Reconstituição do consumo de CO₂ atmosférico pela alteração das rochas na bacia Amazônica, desde 1900.

rência de uma tendência de aumento nas flutuações do consumo de CO₂ atmosférico pela alteração das rochas na bacia Amazônica durante os últimos 100 anos (evolução no tempo da média móvel de cinco anos). Através dela, foi possível calcular o aumento médio de CO₂ consumido durante o período estudado, como sendo em torno de 8,2%. Tal aumento é justificado pela dependência da evolução das flutuações da descarga no canal principal do rio Amazonas à Obidos, que, segundo Nkounkou (1989), durante o último século, foi de 13%. Tal fato não se apresenta de acordo com o observado por Richey et al. (1989), onde nenhuma variação significativa foi verificada para o rio Solimões à Manacapuru, nos últimos 80 anos. Cabe salientar que tal verificação não representa a bacia como um todo, visto que não considera os aportes dos dois principais tributários, Negro e Madeira, que se localizam a jusante da referida estação. Um aumento na mesma ordem de grandeza, observado para descarga do rio Amazonas à Obidos, foi estimado por Tardy et al. (1994), para os últimos 100 anos.

Com a utilização de dados de diferentes autores (Tabela 1), foi possível compa-

rar o fluxo específico de CO₂ atmosférico, consumido pela alteração das rochas na bacia Amazônica, com outras bacias de drenagem e com a média mundial a partir de Meybeck (1987). Obteve-se uma correlação linear, observada na Figura 4, com nível de significância de 0,01%, entre o logarítmico do fluxo específico de CO₂ consumido e a contribuição percentual de CO₂ atmosférico na produção de carbono inorgânico dissolvido (HCO₃⁻) (equação 5):

$$\log F_{CO_2} = 7,485 - 0,0328 CO_2 \quad (5)$$

$$r = 0,913 \quad p = 0,01\%$$

De acordo com a equação (5), quando a bacia de drenagem é somente ocupada por rochas carbonatadas, a contribuição teórica do CO₂ atmosférico é de 50%, onde o log F_{CO₂} tende para 5,85. Esse valor é aproximadamente o mesmo que o calculado para a média mundial de áreas de carbonatos, de 5,90, observados por Meybeck (1987). Da mesma forma, para bacias de drenagem compostas, apenas, por silicatos, a contribuição do CO₂ atmosférico é de 100%, dando um valor para o log F_{CO₂}, de 4,20, muito próximo ao obtido pelo mesmo autor

Tabela 1 – Fluxo específico médio de CO₂ atmosférico, consumido pela alteração de rochas na bacia Amazônica, em comparação com fluxos específicos, obtidos para outras bacias de drenagem e com as médias mundiais e teóricas para carbonatos e silicatos.

Bacia de Drenagem	Área (km ²)	F _{CO₂} (10 ⁵ moles/a.km ²)	CO ₂ atm (%)	Ref.
Amazonas	4619000	3,100	67,4	1
Congo	3700000	0,526	74,7	2
Negro	755000	0,065	100,0	3
Ubanguí	500000	0,741	75,2	2
Senegal	218000	0,150	100,0	4
Garonne	52000	4,650	55,0	5
Moselle	6847	5,430	54,4	6
Mossig	163	4,860	72,0	7
Girou	520	3,730	50,0	8
M.Mundial	149x10 ⁶	1,610	67,0	9
M.Carb.	24x10 ⁶	8,000	50,0	9
M.Silic.	59x10 ⁶	0,340	100,0	9

Referências: (1) e (2) Probst et al. (1993); calculado a partir de (3) Projeto Camrex; (4) Orange (1990); (5) Probst (1983); (6) e (7) Kattan (1989); (8) Probst (1986); (9) Meybeck (1987).

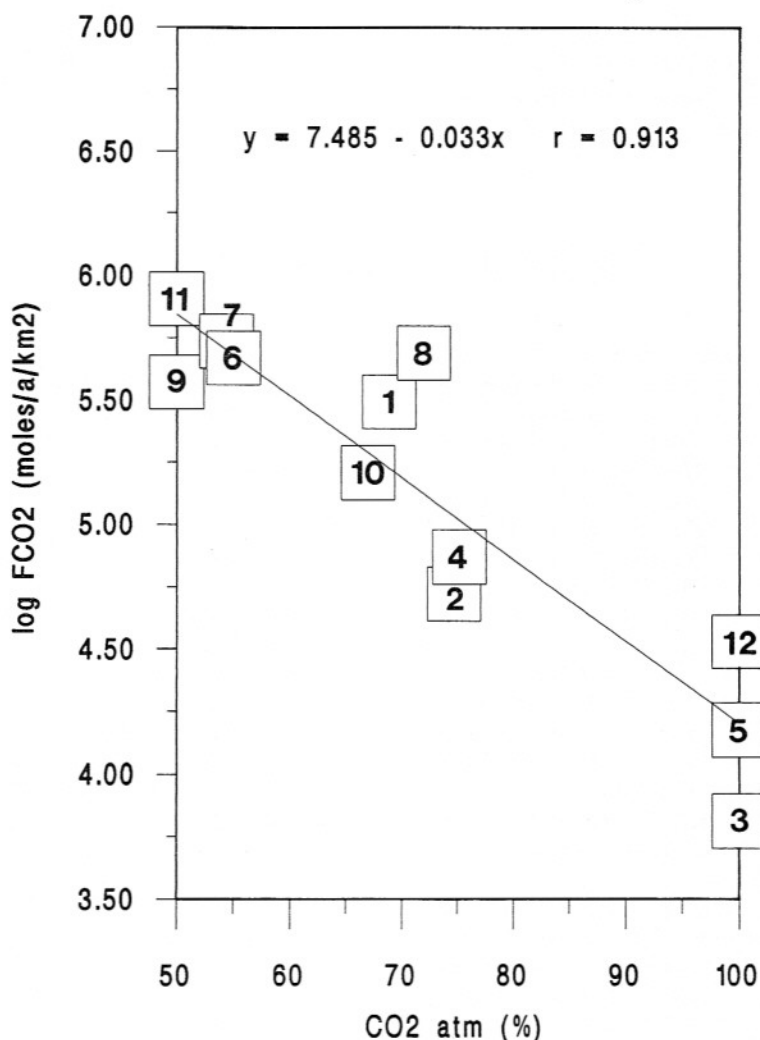


Figura 4 - Correlação linear simples entre o logaritmo do fluxo específico de CO₂ consumido pela alteração e a contribuição percentual de CO₂ atmosférico na produção de HCO₃⁻. 1. Amazonas; 2. Congo; 3. Negro; 4. Ubanguí; 5. Senegal; 6. Garonne; 7. Moselle; 8. Mossig; 9. Girou; 10. M. Mundial; 11. M. Carb.; 12. M. Silic.

para a média mundial das áreas de silicatos, em torno de 4,53.

CONCLUSÃO

O modelo proposto para a estimativa do consumo de CO₂ atmosférico pela alteração das rochas na bacia Amazônica mostrou ser adequado, principalmente pelo seu relacionamento com os dados de descarga do rio Solimões/Amazonas, cujas medidas são realizadas regularmente. O modelo pode ser ainda melhorado, com a inclusão de dados de outras bacias de drenagem, que apresentem dissolução de carbonatos da ordem de 10 a 20% do fluxo de HCO₃⁻ transportado fluvialmente. Em termos de carbono inorgânico dissolvido, principalmente

bicarbonatos, o efeito tradicional de diluição ocorre normalmente na bacia de drenagem Amazônica, resultado da entrada de águas superficiais, aumentando a vazão rio abaixo, exceto para as estações do alto rio Solimões, onde um relacionamento positivo entre concentração e descarga foi verificado, provavelmente relacionado com o decréscimo de temperatura durante o período de cheia. A quantidade de bicarbonato produzida pela oxidação da matéria orgânica, estimada através do balanço de entradas e saídas na bacia, foi da ordem de 1,3 x 10⁶ t/a.

Os relacionamentos entre fluxo de HCO₃⁻ e valores de descarga médios anuais calculados ou estimados para o rio Solimões/Amazonas, em condições de equilí-

brio dinâmico, permitiram reconstruir o consumo de CO₂ atmosférico devido à alteração das rochas, na bacia Amazônica, durante o último século. Tal reconstituição

mostrou uma tendência de aumento em torno de 8,2%, comparável ao aumento de vazão anteriormente estimada para a região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BERNER, R.A.; LASAGA, A.C.; GARRELS, R.M. (1983) The carbonate silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *Amer. J. Sci.*, **283**: 641-683.
- BOLIN, B.; DEGENS, E.T.; DUVIGNEAUD, P.; KEMPE, S. (1979). The global biogeochemical carbon cycle. In: Bolin, B., Degens, E.T., Kempe, S., Ketner, P. (eds.), *The Global Carbon Cycle*, J. Wiley & Sons, **13**: 1-56.
- DEVOL, H.A.; QUAY, P.D.; RICHEY, J.E.; MARTINELLI, L.A. (1987) The role of gas exchange in the inorganic carbon, oxygen, and ²²²Rn budgets of the Amazon river. *Limnol. Oceanogr.*, **32**(1): 235-248.
- GARRELS, R.M. & MACKENZIE, F.T. (1971) *Evolutions of Sedimentary Rocks*. New York, Norton, 397p.
- GIBBS, R.J. (1967) The geochemistry of the Amazon river system. Part 1. The factors that control the salinity and composition and concentration of suspended solids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **78**: 1203-1232.
- HOLLAND, D.H. (1978) *The chemistry of atmosphere and oceans*. Wiley, Intersciences Publ., Chichester, New York, 351p.
- MEYBECK, M. (1987) Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *Amer. J. Sci.*, **287**: 401-428.
- NKOUNKOU, R.R. (1989) *Hydrogeodynamique actuelle du Congo et de l'Amazone. Cycle global de l'eau et bilan de l'érosion au cours des temps phanerozoïques (derniers 600 millions d'années)*. PhD. Thesis, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 192p.
- OLTMAN, R.E.; STERNBERG, H.D.R.; AMES, F.C.; DAVIS JR., L.C. (1964) Amazon river investigations, reconnaissance, measurements of July 1963. *Geological Survey Circular*, **486**: 1-15.
- PROBST, J.L. & TARDY, Y. (1987) Long range streamflow and world continental runoff fluctuations since the beginning of this century. *J. Hydrol.*, **94**: 289-311.
- PROBST, J.L. (1990) *Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années*. Thèse d'État en Science, Strasbourg, vol. I, 185p and vol. II, 397p.
- PROBST, J.L.; MORTATTI, J.; TARDY, Y. (1994) Carbon river fluxes and global weathering CO₂ consumption in the Congo and Amazon river basins. *Applied Geochemistry*, **9**: 1-13.
- RICHEY, J.E.; SALATI, E.; SANTOS, U.M. (1985) Biogeochemistry of the Amazon River: an update. In: Degens, E.T., Kempe, S., Herrera, R. (eds.), *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers*, Part 3. *Mitt. Geol.-Palaönt. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP sonderbd*, **58**: 245-257.
- RICHEY, J.E.; MERTES, L.A.K.; DUNNE, T.; VICTORIA, R.L.; FORSBERG, B.R.; TANCREDI, A.C.N.S.; OLIVEIRA, E. (1989) Sources and routing of the Amazon river flood wave. *Global Biogeochemical Cycles*, **3**(3): 191-204.
- SALATI, E.; DALL'OLIO, A.; MATSUI, E.; GAT, J.E. (1979) Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. *Water Resour. Res.*, **15**: 1250-1258.
- STALLARD, R.F. & EDMOND, J.M. (1983) *Geochemistry of the Amazon basin. 2. The influence of the geology and weathering environment on the dissolved load*. *J. Geophys. Res.*, **88**: 9671-9688.
- TARDY, Y. (1986) *Le cycle de l'eau. Climats, Paléoclimats et Géochimie Globale*. Ed. Masson, Paris, 338p.
- TARDY, Y.; MORTATTI, J.; RIBEIRO, A.; VICTORIA, R.L.; PROBST, J.L. (1994) *Fluctuations de la pluviosité, de l'écoulement et de la température sur le bassin de l'Amazone et oscillations du climat global au cours du siècle écoulé*. *C.R. Acad. Sci. Paris* (no prelo).
- UNESCO (1971, 1974, 1979, 1985) *Discharge of selected rivers of the world*. Vol. III, parts I, II, III and IV, UNESCO, Paris.
- VILLA NOVA, N.A.; SALATI, E.; MATSUI, E. (1976) *Estimativa da evapotranspiração na bacia Amazônica*. *Acta Amazônica*, **6**(2): 215-228.