

Reconstituição paleoambiental do Lago Santa Ninha, Várzea do Lago Grande de Curuai, Pará, Brasil

Luciane Silva MOREIRA¹, Patricia Florio MOREIRA-TURCQ², Renato Campello CORDEIRO³, Bruno Jean TURCQ⁴

RESUMO

Este estudo teve por objetivo reconstituir as mudanças paleoambientais e paleohidrológicas no baixo Amazonas. Um testemunho de sedimento foi coletado no Lago Santa Ninha, na várzea do Lago Grande de Curuai, localizada na margem direita do Rio Amazonas a aproximadamente 850 km da foz. O teor de água, a granulometria, as datações com carbono 14, os conteúdos de carbono orgânico e nitrogênio total e o isótopo estável do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) foram utilizados para determinar os processos sedimentares a que o meio esteve submetido. O testemunho estudado possui 270 cm de comprimento que corresponde a um período de 5600 anos cal AP. Este estudo colocou em evidência diferentes ambientes sedimentares: na base do testemunho até 4900 anos cal AP há uma vegetação inundada que foi gradualmente substituída por bancos de gramíneas e por uma planície com secas sazonais em 4000 anos cal AP até alcançar, desde 600 anos AP as condições atuais deste lago. Estas alterações podem ter ocorrido em decorrência de mudanças no ciclo hidrológico do Rio Amazonas que, por sua vez, também são reflexos de alterações climáticas.

PALAVRAS-CHAVES: paleohidrologia, paleoambientes, Amazônia, várzeas.

Paleoenvironmental reconstruction of an Amazon floodplain lake, Lago Santa Ninha, Varzea do Lago Grande de Curuai, Pará, Brasil

ABSTRACT

Physical, chemical and geochemical characteristics of lacustrine sediments were studied to reconstruct paleohydrological control on sedimentation in an Amazonian floodplain. A core was collected at the Lago Grande de Curuai floodplain, in the Santa Ninha Lake, located on the right margin of the Amazon River at 850 km of the estuary. Water content, granulometry, radiocarbon dating, organic carbon, nitrogen content and $\delta^{13}\text{C}$ were used to characterize the sedimentary processes. The core is 270 cm-long which corresponds to 5600 cal years BP. The core points out different sedimentary environments: flooded vegetation at the base of the core till 4900 cal years BP is substituted by grass banks changing to a floodplain encompassing prolonged annual dryness at 4000 cal years BP. Since 600 cal years BP, the present day Varzea Lake, permanently over flooded, has been installed.

KEY WORDS: paleohydrology, paleoenvironment, Amazonia, floodplain lakes.

¹ Universidade Federal Fluminense, E-mail: lucianebiouff@yahoo.com.br

² Institut de Recherche pour le Développement. E-mail: patricia.turcq@ird.fr

³ Universidade Federal Fluminense, E-mail: rccordeiro@geoq.uff.br

⁴ Institut de Recherche pour le Développement. E-mail: bruno.turcq@ird.fr

INTRODUÇÃO

A Bacia Amazônica é a maior bacia fluvial do mundo, com área aproximada de seis milhões de Km² e descarga média anual que representa 20% de toda a água fluvial escoada para o oceano (Campos *et al.*, 2001). Devido à sua extensa área, este sistema hidrográfico representa importante papel na modulação do clima e dos ciclos biogeoquímicos regionais e globais (Mayorga & Aufdenkampe, 2002).

Devido à topografia plana (que não chega a exceder os 100 m acima do nível do mar), solos pouco drenados, grande variação sazonal da precipitação e altos níveis de pluviosidade (Junk, 1997), aproximadamente 17% da Bacia Amazônica é permanente ou temporariamente inundada (Melack *et al.*, 2004).

Estas áreas inundadas são localmente conhecidas como várzeas e ocupam uma área que varia entre 140 000 km² e 500 000 km², dependendo da hidrologia do Rio (Martinez & Le Toan, 2007).

O balanço de massa de sedimento (Dunne *et al.*, 1998; Maurice-Bourgoin *et al.*, 2007) e de carbono orgânico (Moreira-Turcq *et al.*, 2003) ao longo do Rio Amazonas, apresenta perda de material entre as cidades de Manaus e Obidos. Estes dados sugerem que os lagos de várzeas, que apresentam altas taxas de sedimentação, atuam como armadilhas de sedimentos e de carbono (Moreira-Turcq *et al.*, 2004).

Os depósitos sedimentares registram as mudanças paleohidrológicas e paleoambientais dos últimos milênios (Behling & Costa, 2000; Behling *et al.*, 2001; Irion *et al.* 2006) e, através destes registros, os estudos paleoclimáticos têm como objetivo detectar alterações na vegetação e na dinâmica sedimentar de rios e lagos, identificando as mudanças ocorridas nos ecossistemas ao longo do tempo.

As reconstruções paleoclimáticas do Holoceno na Amazônia revelaram a existência de diferentes padrões climáticos nesta região. Durante o Holoceno Inferior e Médio o clima foi provavelmente mais seco e variável do que o registrado atualmente (Turcq *et al.*, 2007). Entre 7000 e 4000 anos AP foram detectadas diversas ocorrências de paleoincêndios, através do estudo da deposição de carvão nos sedimentos, associados a eventos climáticos mais secos (Cordeiro *et al.*, 2008, 1997, 1995; Turcq *et al.*, 1998). Estes dados coincidem com o aumento nos níveis de CO₂ revelados pelo testemunho de gelo de Taylor Dome, Antártida (Indermuhle *et al.*, 1999).

Além desta evidência, outros dados também sugerem a ocorrência de clima seco durante o Holoceno. Análises de pólen revelaram a existência de fases secas na Amazônia Central entre 4000 e 3500 anos ¹⁴C AP e 2100 e 700 anos

¹⁴C AP (Absy, 1979) e no sul da Amazônia, entre 9000 e 3000 anos ¹⁴C (Mayle *et al.*, 2000).

Apesar destas fases mais secas, em outras regiões foram constatadas condições mais úmidas, como no caso do Rio Curuí (350km de Belém, Pará). Behling e Costa (2000) observaram um aumento contínuo do nível da água entre 6000 e 2500 anos ¹⁴C AP, interpretado como reflexo de um clima mais úmido. Irion *et al.* (2006) também determinaram a ocorrência de uma fase mais úmida no baixo Tapajós, a partir de 4300 anos cal AP. No Lago Calado, Behling *et al.* (2001) observaram uma diminuição de pólen de gramíneas em 4070 e 2010 anos cal AP, interpretados como aumento do nível da água nas enchentes e uma maior duração destas.

Para este estudo foi escolhido um Lago de várzea do Rio Amazonas, um ecossistema onde houve grande acúmulo de matéria orgânica durante os últimos 100 anos, (Moreira-Turcq *et al.*, 2004) oriunda tanto do Rio Amazonas quanto da produção *in situ*, além do depósito de material sedimentar (Maurice-Bourgoin *et al.*, 2007). Portanto, trata-se de um ambiente com grande potencial para a utilização de indicadores paleoambientais e paleohidrológicos, onde poucos trabalhos desta natureza foram realizados até o momento.

ÁREA DE ESTUDO

A região estudada é a do Lago Santa Ninha, situado na planície inundável conhecida como Várzea do Lago Grande de Curuai. Esta várzea é composta por uma série de lagos de águas brancas e pretas (Sioli, 1984), interconectados entre si e permanentemente conectados ao Rio Amazonas por meio de pequenos canais, representada pela figura 1. Sua localização está entre as latitudes sul 01°50'S – 02°15'S e longitude oeste 55°00'W – 56°05'W, na margem sul deste rio, a aproximadamente 850 km da sua desembocadura no oceano Atlântico.

O Lago Santa Ninha é de águas brancas, caracterizado por altos níveis de sedimentos em suspensão. Este lago está permanentemente conectado com o rio através de um canal, de pequena extensão (aproximadamente 3,5 km), mas que possibilita a entrada constante de material fluvial, principalmente em época de altas águas (Amorin, 2006).

MATERIAL E MÉTODOS

O testemunho (TA14) de 2,70m de comprimento e 8 cm de diâmetro foi utilizado para este estudo, as coordenadas do seu ponto de coleta são: 55°49'29.0" de longitude oeste e 2°07'31.2" de latitude sul, indicado na Figura 1. A escolha do local de coleta do TA14 foi baseada em um estudo sísmico realizado na Várzea de Curuai

Antes da abertura, o testemunho foi radiografado para a análise das estruturas sedimentares, que auxiliam na abertura e no fatiamento do mesmo. O testemunho foi aberto em seção

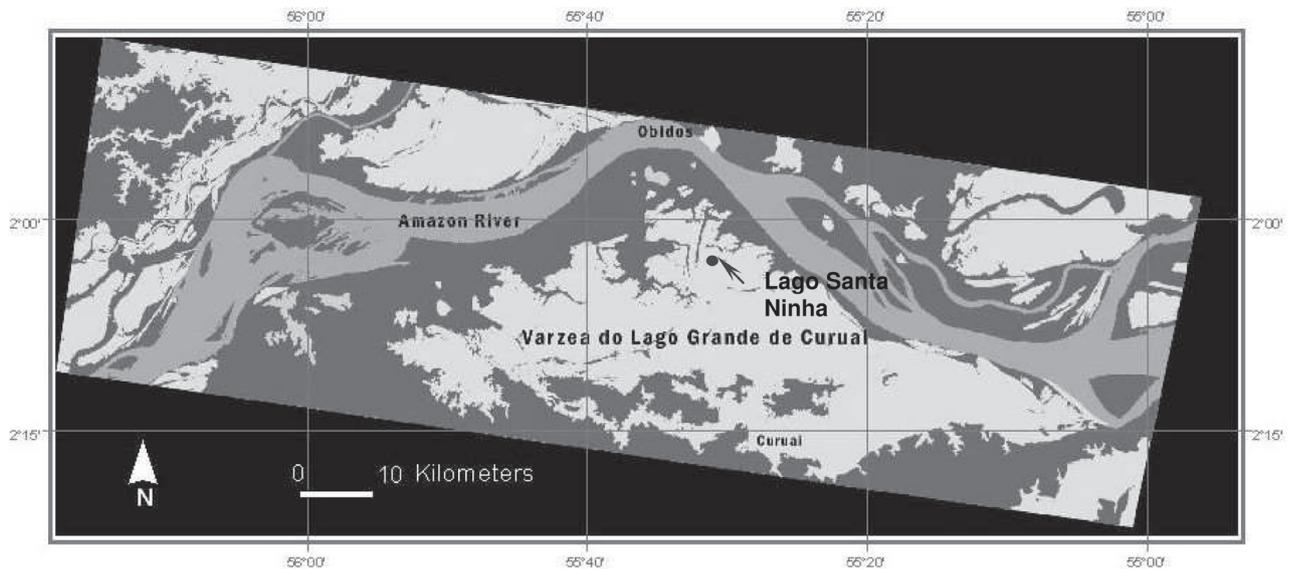


Figura 1 - Localização da várzea do Lago Grande de Curuai, na margem direita do Rio Amazonas, com ênfase no Lago Santa Ninha local deste estudo, o ponto preto indica a posição de coleta do testemunho TA14.

transversal com auxílio de uma serra circular. O testemunho foi amostrado e cada amostra pesada ainda úmida para posterior secagem em estufa a 40°C. O teor em água foi determinado, a cada centímetro, através da diferença entre o peso úmido e o peso seco. Doze amostras, ao longo do testemunho, foram selecionadas para datação por carbono 14 (¹⁴C), estas foram secas em estufa à 50°C por 48 horas e analisadas por Espectrometria de Massa com Aceleradores (Accelerator Mass Spectrometry - AMS). As idades foram devidamente calibradas, com o auxílio do programa Calib 5.0.2 (disponível no site <http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib/>), passando a serem expressas em anos cal AP (Antes do Presente). A análise do fracionamento granulométrico foi determinada no Analisador de Partículas CILAS 1064. Foram analisadas 135 amostras do testemunho TA14, previamente tratadas a fim de eliminar a matéria orgânica presente. As amostras (n=135) destinadas a análise do teor de carbono orgânico total (COT) e nitrogênio total foram maceradas, pesadas e acondicionadas em cápsulas de estanho, após ataque ácido (HCl) para eliminar a presença de possíveis carbonatos, e os teores destes elementos foram estimados através de um analisador automático CHN. O isótopo estável de carbono ($\delta^{13}C$) foi determinado por espectrometria de massa acoplado ao CHN.

RESULTADOS

O testemunho TA14 foi dividido em 5 unidades litológicas, correspondendo a intervalos de variações de cor e de textura dos sedimentos, observados no momento da abertura, assim como mudanças das características sedimentares

medidas posteriormente. Esta classificação está representada na tabela 1.

Os resultados das datações ¹⁴C apresentados na Tabela 2 mostram que o TA14 apresentou idade de 5600 anos cal AP na profundidade de 270cm. Os primeiros 34 cm (unidade I) representam os últimos 600 anos cal AP. A profundidade de 34 cm foi caracterizada por um nível erosivo onde uma parte da sedimentação correspondendo a 1600 anos foi erodida. Abaixo deste nível erosivo a taxa de sedimentação manteve um valor médio de 0,05 cm ano⁻¹ e aumentou a partir da profundidade de 164 cm até a base do testemunho (270 cm). Algumas idades estão invertidas, ou seja, idades maiores corresponderam a profundidades menores, como é o caso das profundidades 57-69 cm e 224-257 cm. Estas inversões

Tabela 1 - Descrição do testemunho TA14 segundo a tabela de Munssel e observações visuais apresentando as cinco unidades litológicas identificadas.

Unidades litológicas	Profundidade (cm)	Descrição	Cor
I	0 a 34	camada com argila mais rica em água	Castanho muito escuro acinzentado
II	34 a 125	argila compacta variegado	Castanho escuro acinzentado
III	125 a 164	argila silto arenosa	Cinza escuro
IV	164 a 199	laminações escuras contato erosivo em 185 cm	Preto
V	199 a 270	laminações horizontais com fragmentos vegetais	Cinza escuro

foram interpretadas como produto do retrabalhamento dos sedimentos antigos, conseqüentemente o modelo de idade em função da profundidade, representado pela Figura 2, somente considerou as idades mais jovens.

O teor de água do testemunho TA14 apresentou média de 50% na base e no topo (Figura 3). Porém, entre as profundidades 24 e 164 cm foi possível observar uma queda desse valor, chegando a 28%. A partir desta profundidade, o teor de água começou a aumentar, até a base do testemunho.

O teor em argila apresentou esta mesma tendência, como já era de se esperar, visto que o material argiloso retém mais água do que o sedimento mais grosso. Conseqüentemente, também é justificável o fato de se encontrar mais matéria orgânica a partir da profundidade 164 cm até a base do testemunho, uma vez que a argila apresenta alta afinidade pelo material orgânico.

De forma geral, o perfil granulométrico do testemunho TA14 apresentou natureza silto-argilosa, com predominância de argila e silte fino (Figura 3). No entanto, algumas variações nas frações de silte médio e grosso, foram observadas nas unidades III e IV. Estas duas unidades caracterizaram-se por apresentarem granulometria mais grossa (presença de silte fino, médio e grosso) com menor porcentagem de argila. A unidade IV (166 a 199 cm) foi mais variável. Foi nesta unidade que observamos uma pequena fração arenosa, revelando rápida alteração do meio. A unidade V (199 a 270 cm) foi a de granulometria mais fina de todo o testemunho, com média de 50% de argila e 46% de silte fino, caracterizada pela presença pouco significativa de silte mais grosso.

Ao longo do testemunho TA14 o COT (Figura 4) variou entre 0,13% a 21,5%, que corresponderam as cinco diferentes unidades sedimentares descritas anteriormente. A unidade V foi a fase com maior concentração de COT, com média de 8,5%, variando entre 4,2% e 21,5%. Também foi neste

Tabela 2 - Idades ^{14}C (AMS), incerteza e idades calibradas do testemunho TA14.

Profundidade (cm)	Idade ^{14}C	Idade Calibrada (anos cal AP)
24-25	525 ± 69	570
30-31	590 ± 30	595
34-35	2313 ± 81	2310
57-58	3335 ± 30	3560
69-70	3000 ± 30	3170
159-160	4354 ± 46	4910
184-185	4430 ± 86	5075
186-187	4455 ± 92	5125
198-199	4510 ± 94	5150
224-225	4588 ± 73	5260
257-258	4549 ± 81	5240
268-269	4900 ± 30	5600

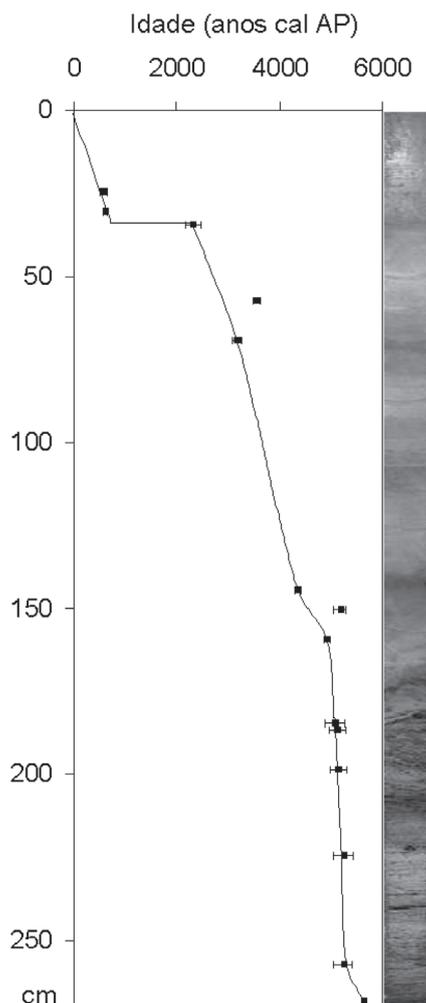


Figura 2 - Fotografia do testemunho TA14, Idades calibradas e modelo cronológico.

período que a granulometria foi a mais fina. Os níveis de COT diminuíram gradualmente após este período. Na unidade IV, o COT decresceu, com média de 7,6%, e de 0,59% na unidade seguinte (III). Foi na unidade II que o COT apresentou os valores mais baixos de todo o perfil. Nesta unidade (II), os valores médios estão em torno de 0,2%, variando entre 0,1% e 0,9%. Já na unidade I o COT, média de 1,23%, apresentou um leve aumento.

A relação C/N nas unidades V e IV (Figura 4) apresentou os mais altos valores, com média de 22 e 18, respectivamente. A partir da unidade III (média de 5,73), o C/N sofreu acentuado decréscimo, apresentando seus valores mais baixos na unidade II (2,36). Na fase mais recente (unidade I) ocorreu ligeiro aumento desta relação, com média de 5,4.

O $\delta^{13}\text{C}$ do testemunho TA14 variou entre -24 e -31‰. Sendo que foi na unidade III que estes valores tornam-se menos negativos, apresentando um máximo de -24,15 ‰,

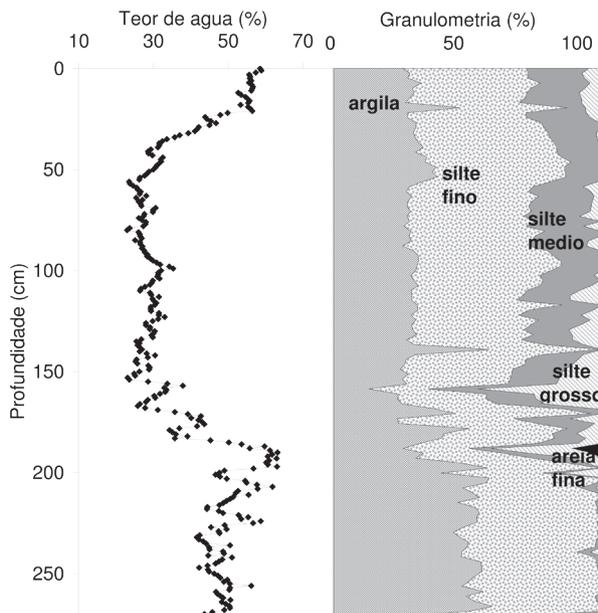


Figura 3 - Teor em água (%) e as diferentes frações granulométricas (%) do testemunho TA14.

esta variação registra uma alteração no tipo de vegetação depositada no meio.

DISCUSSÃO

O testemunho TA14, segundo dados de datação por ^{14}C , apresentou uma idade de 5600 anos cal AP. A análise das datações permitiu observar dois padrões de sedimentação distintos: a parte basal do testemunho foi caracterizada por uma taxa de sedimentação extremamente elevada (0,34 cm/ano) e a parte superior por uma taxa de sedimentação cinco vezes inferior a anterior.

Na parte basal do testemunho (de 164 à 270 cm que ocorreu entre 5600 e 5000 anos cal AP) observou-se alta taxa de sedimentação com média de 0,34 cm/ano. Esta unidade também foi caracterizada por alto teor de argila (média de 50%) e alta concentração de COT (média de 8,5%). Estas características sugerem que a hidrodinâmica desta região era bastante reduzida, sem muita correnteza, responsáveis pela sedimentação de material de granulometria mais fina. Ao mesmo tempo, é necessário, neste local, um ecossistema extremamente produtivo para manter as altas taxas de COT (geralmente observa-se uma diminuição do COT quando a taxa de sedimentação é alta, sustentada por aportes minerais

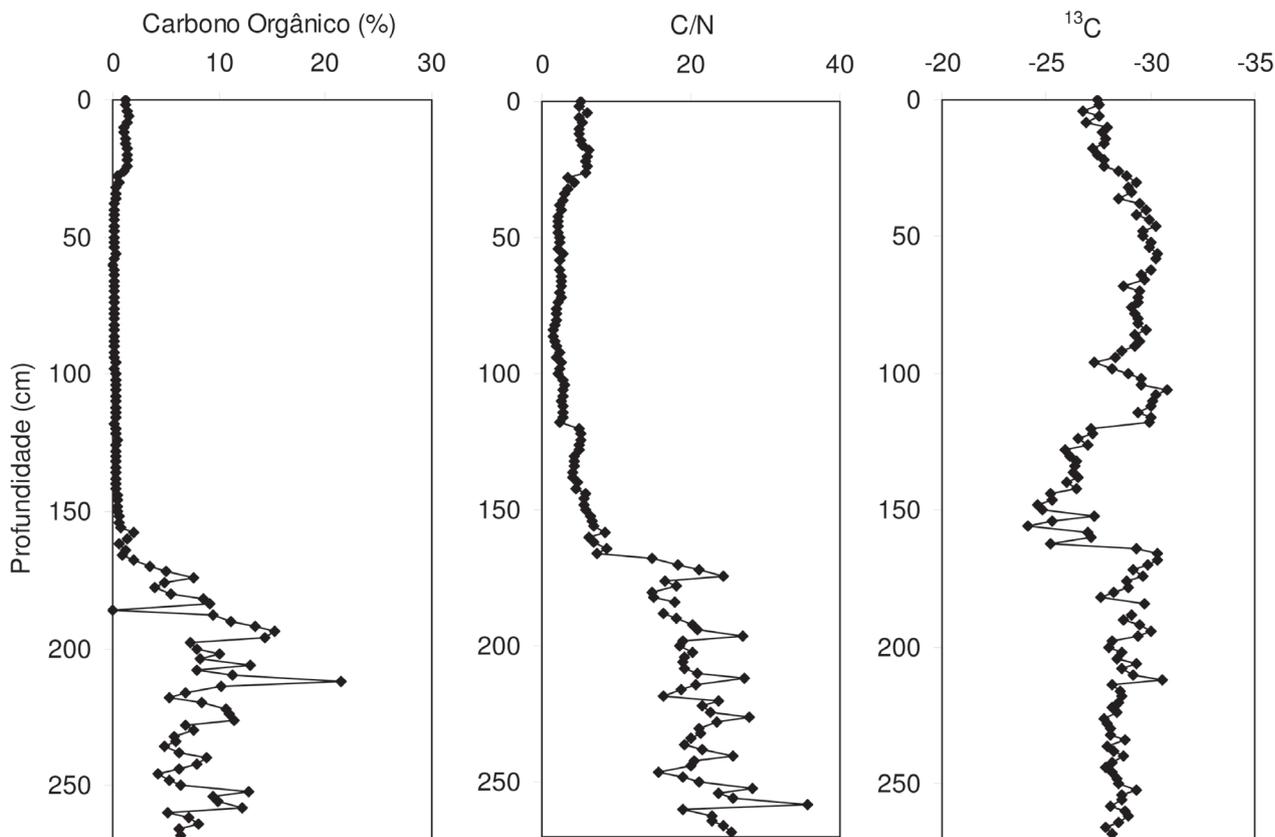


Figura 4 - Teor em carbono orgânico total (%), relação C/N e ^{13}C (%) do testemunho TA14.

que diluem o teor de COT no sedimento (Turcq *et al.*, 2002; Turcq *et al.*, 2007). A matéria orgânica na unidade V é caracterizada pela presença de restos vegetais, por alto valor de C/N (22) e por um $\delta^{13}\text{C}$ bastante negativo (-28,5 ‰). Isso caracteriza uma matéria orgânica oriunda de vegetais superiores com ciclo fotossintético C3 (Martinelli *et al.*, 1991; Meyers, 1994; Meyers, 2003). Podendo tratar-se de alta densidade de macrófitas ou até mesmo de uma floresta inundável. Esta última hipótese é reforçada pela observação, no microscópio, de grande quantidade de cutículas folhais.

O alto teor em COT do sedimento implica também uma boa preservação da matéria orgânica neste ambiente o que sugere fortemente a permanência da água no local, sem ficar exposto durante os períodos de águas baixas. Atualmente, no ponto de coleta do testemunho TA14, o nível médio das altas águas é de 550 cm enquanto o nível médio das águas baixas é de 50 cm durante um ciclo hidrológico (Bonnet *et al.*, 2007, Martinez & Le Toan, 2007). Mas deve-se considerar que a unidade V vai de 270 a 199 cm da coluna sedimentar, ou seja, o topo da unidade está situado 250 cm abaixo do nível mínimo atual das águas. Um nível de água, no período seco, de cerca de 250 cm (equivalente ao nível das águas baixas atuais) parece muito alto para manter a densa cobertura de macrófitas ou de uma floresta inundável, a não ser que houvesse poucas variações entre o baixo e o alto nível da água da várzea nesta época. Portanto, em termos de paleohidrologia a unidade V apresenta o nível de águas baixas, provavelmente, mais baixo do que o atual, mas que não poderia ultrapassar menos de 250 cm (isso provocaria uma emersão dos sedimentos, inconsistente com a alta taxa de acumulação da matéria orgânica neste período). Por outro lado, a permanência de alta densidade de macrófitas ou até, de uma floresta inundada, implicaria que o nível máximo da água, durante a enchente, não poderia exceder cerca de 300 cm o nível das águas baixas, já que isso tornaria insustentável a permanência desta vegetação. Isso implica que o nível das águas altas em torno de 5000 cal AP estaria entre 400 e 500 cm abaixo do nível atual.

A unidade IV (de 199 a 164 cm que ocorreu entre 5100 e 5000 cal AP) representa uma fase de transição onde o teor de COT diminui, mas a taxa de sedimentação continua alta. Observa-se leve diminuição do C/N e constância do $\delta^{13}\text{C}$, que indicam a permanência da vegetação de macrófitas. Nesta fase, não foi mais observada grande quantidade de cutículas que marcariam a floresta inundada. Esta fase foi caracterizada por mudança da granulometria do sedimento com a presença marcante de areia fina na base da sequência e granulometria mais siltoosa até o topo. Isso indica maior hidrodinâmica que poderia ser atribuída a um maior nível das enchentes.

A tendência granulométrica manteve-se na unidade III (de 164 a 125 cm que ocorreu entre 5000 e 4000 anos cal AP),

mas ocorreu significativa diminuição da taxa de sedimentação e do COT. Os baixos valores de C/N encontrados nesta fase e o $\delta^{13}\text{C}$ menos negativo indicam mudança da natureza da matéria orgânica sedimentar. Estes dados sugerem a aparição das gramíneas na vegetação local. Isso pode ser devido a um aumento do nível das águas altas e provavelmente a uma maior influência do Amazonas sobre o sistema, impossibilitando a permanência das macrófitas substituídas por gramíneas, mais adaptadas a variações do nível da água.

A unidade II (de 125 a 34 cm que ocorreu entre 4000 e 2300 anos cal AP) foi caracterizada por concentrações de COT extremamente baixas (0,2%) e baixa razão C/N (2,36). Estes valores sugerem a ocorrência de repetidas secas, talvez anuais, propiciando a degradação da matéria orgânica (baixo COT).

A unidade I (de 34 a 0 cm que ocorreu entre 600 anos cal AP até os dias atuais) é caracterizada por teor de COT mais alto (1,23%) que a unidade anterior, com baixa razão C/N (5,4) devido a produção fitoplanctônica, principalmente durante as fases de enchente. Estas características correspondem ao ambiente atual da várzea. A transição para esta fase iniciou-se desde 34 cm (2300 anos cal AP) com um aumento do conteúdo de argila no sedimento. Mas a sedimentação foi interrompida em 34 cm, com um hiato de 2300 até 600 anos cal AP. A nitidez do contato irregular em 34 cm sugere evento erosivo anterior a 600 cal AP. O aumento de argila e da produção fitoplanctônica na unidade superior pode corresponder a uma maior duração das enchentes que favoreceu a produção fitoplanctônica e limitou a exportação de sedimentos finos. A unidade I é caracterizada por uma taxa de sedimentação de 0,05 cm/ano.

No lago Calado, perto de Manacapuru no Solimões, Behling *et al.* (2001) observaram também uma diminuição do COT e do C/N em 4070 anos AP (correspondendo a 4550 anos cal AP). Esta diminuição é acompanhada de uma redução da proporção de pólen de gramíneas, substituídos por pólen da floresta de Igapó. Os autores interpretaram essa mudança como um aumento do nível da água nas enchentes e uma maior duração destas. Um nível de enchente também superior ao ciclo hidrológico atual é registrado em 2010 cal AP. Esta data corresponde ao hiato no testemunho TA14.

Irion *et al.* (2006) observaram no baixo Tapajós, onde a sedimentação é praticamente do tipo lacustre, mudanças de sedimentação menos marcantes do que no testemunho TA14. Uma mudança importante ocorreu em 4300 cal AP associada a diminuição da taxa de sedimentação de 3,8 para 2,4 mm por ano. Os autores interpretaram essa mudança como diminuição do fluxo do rio ou fluxo mais constante. Isso não corresponde muito bem às conclusões deste presente trabalho ou às de Behling *et al.* (2001), que descrevem aumento das enchentes nos últimos 5000 anos. O pólen do testemunho do Tapajós

(Irion *et al.*, 2006) indicou redução da proporção de *Cecropia* de 40 para 15% em 4300 anos cal AP, interpretada como redução da frequência e/ou da intensidade dos eventos de seca. Este quadro é de um clima que tornou-se mais úmido após 4300 anos cal AP, estando de acordo com as interpretações deste presente trabalho.

CONCLUSÕES

A análise do material sedimentar do testemunho TA14 revelou que, nos últimos 5700 anos, ocorreram mudanças paleohidrológicas e paleoambientais nesta região, que alteraram o tipo de vegetação e a dinâmica sedimentar do lago.

Os parâmetros analisados mostraram cinco fases de sedimentação: de 5600 a 5100 anos cal AP observou-se um clima mais úmido, com variações do ciclo hidrológico menos intensificadas, o que permitia o desenvolvimento de uma floresta inundável. Entre 5100 e 5000 anos cal AP o tipo de vegetação não apresentou modificações significativas, porém existem indícios de maior ocorrência de enchentes, assim como observado por outros autores em diferentes regiões amazônicas (Behling *et al.*, 2001; Irion *et al.*, 2006).

Entre 5000 e 4000 anos cal AP, é observada uma clara alteração na composição biótica do meio, com valores de $\delta^{13}C$ típicos de gramíneas, que são indicativos de um clima mais variável. Entre 4000 e 2300 anos cal AP observa-se a ocorrência de repetidas secas. Esta fase é precedida por um longo hiato, que ocorreu entre 2300 anos e 600 anos cal AP.

Após este período mais seco, os níveis de cheias foram se estabilizando até atingir as condições atuais do lago, num processo que vem ocorrendo desde 600 anos cal AP. Durante este período é observado uma ativa produção fitoplanctônica, como é encontrado atualmente.

Estes dados revelam a influência que as modificações no ciclo hidrológico do rio exercem nos ecossistemas de várzea e demonstram que as enchentes no passado eram inferiores as observadas atualmente. Como o clima é um dos principais fatores que controlam o comportamento dos rios, alterações na sua dinâmica fluvial indicam mudanças climáticas ocorridas na região. Portanto, as alterações observadas na dinâmica do lago são reflexos de mudanças climáticas que ocorreram neste local durante os últimos 5600 anos cal AP.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a ajuda técnica da CPRM (Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais) durante a campanha de campo para a coleta do testemunho. L. Moreira é bolsista de mestrado da CAPES. Este estudo faz parte de um projeto de Cooperação Internacional entre o CNPq e o IRD (Institut de Recherche pour le Développement – França) e é realizado pelo Programa Hybam.

BIBLIOGRAFIA CITADA

- Absy, M.L. A palynological study of Holocene sediments in the Amazon basin. 1979. 86 f. Tese de doutorado. University of Amsterdam.
- Amorim, M. A. *Estudo da sedimentação recente na Várzea do Lago Grande do Curuai, Pará, Brasil*. Niterói, 2006. 150 f. Dissertação (mestrado). Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense.
- Behling, H.; Costa, L.D. 2000. Holocene environmental changes from the Rio Curuá record in the Caxiuanã region, Eastern Amazon Basin. *Quaternary Research*, 53: 369-377.
- Behling, H.; Keim, G.; Irion, G.; Junk, W.; Nunes de Mello, J. 2001. Holocene environmental changes in the Central Amazon Basin inferred from Lago Calado (Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173: 87-101.
- Bonnet, M.P.; Barroux, G.; Martinez, J.M.; Seyler, F.; Moreira-Turcq, P.; Cochonneau, G.; Melack, J.M.; Boaventura, G.; Maurice-Bourgoin, L.; León, J.G.; Roux, E.; Calmant, S.; Guyot, J.L.; Seyler, P. 2007. Flooding hydrology in an Amazonian floodplain lake (Lago Grande de Curuai). *Journal of Hydrology* (doi:10.1016/j.jhydrol.2007.10.055).
- Campos, I. D. O.; Mercier, F.; Maheu, C.; Cochonneau, G.; Kosuth, P.; Blitzkow, D.; Cazenave, A. 2001. Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry. Application to the Amazon basin. *Earth and Planetary Sciences* 333: 633-643.
- Cordeiro, R. C.; Turcq, B.; Suguio, K.; Silva, A.O.; Sifeddine, A.; Volkmer-Ribeiro, C. 2008. Holocene fires in east Amazonia (Carajás), new evidences, chronology and relation with paleoclimate. *Global and Planetary Change*, 61: 49-62.
- Cordeiro, R.C.; Turcq, B.; Oliveira da Silva, A.; Suguio, K. 1997. Holocene environmental changes in Carajás region (Pará, Brazil) recorded by lacustrine deposits. *Verh. Internat. Verein. Limnol*, 26: 814-817.
- Dunne, T.; Mertes, L.A.; Meade, R.H.; Richey, J.E.; Forsberg, B.R.. 1998. Exchanges of sediment between the floodplain and channel of the Amazon River in Brazil. *GSA Bulletin* 110(4): 450-467.
- Indermuhle, A.; Stocker, T. F.; Joos, F.; Fischer, H.; Smith, H. J.; Wahlen, M.; Deck, B.; Mastroianni, D.; Tschumi, J.; Blunier, T.; Meyer, R.; Stauffer, B. 1999. Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature*, 398:121-126.
- Irion, G.; Bush, M.B.; Nunes de Mello, J.A.; Stüben, D.; Neumann, T.; Müller, G.; Morais, J.A.; Junk, W.. 2006. A multiproxy palaeoecological record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajós, eastern Amazonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240: 523-535.
- Junk, W.J. 1997. General aspects of floodplain ecology with special reference to amazonian floodplains. In: Junk W.J. (ed.) *The Central Amazon floodplain: ecology of a pulsing system*, Berlin, Springer. p. 3-20.
- Ledru, M.-P.; Bertaux, J.; Sifeddine, A.; Suguio, K. 1998. Absence of last glacial maximum records in lowland tropical forests. *Quaternary Research*, 49(2): 233-237.

- Martinelli, L.A.; Devol, A.H.; Victoria, R.L.; Richey, J.E. 1991. Stable carbon isotope variation in C3 and C4 plants along the Amazon River. *Nature* 353, 57-59.
- Martinez, J.M. ; Le Toan, T. 2007. Mapping of flood dynamics and vegetation spatial distribution in the Amazon floodplain using multitemporal SAR data. *Remote Sensing Environ.*, 108 (3), 209-233.
- Maurice-Bourgoin, L.; Bonnet, M.-P.; Martinez, J.-M.; Kosuth, P.; Cochonneau, G.; Moreira-Turcq, P.; Guyot, J.-L.; Vauchel, P.; Filizola, N.; Seyler, P. 2007. Temporal dynamics of water and sediment exchanges between the Curuai floodplain and the Amazon River, Brazil. *Journal of Hydrology*, 335: 140-156.
- Mayle, F. E.; Burbridge, R.; Killeen, T. J. 2000. Millennial-Scale Dynamics of Southern Amazonian Rain Forests. *Science*, 290: 2291-2294.
- Mayorga, E.; Aufdenkampe, A. K. 2002. Processing of bioactive elements in the Amazon river system. *The Ecohydrology of South American Rivers and Wetlands*, 6: 1-24.
- Melack, J. M. ; Hess, L. L. ; Gastil, M. ; Forsberg, B. R. ; Hamilton, S. K. ; LIMA, I. B. T. ; Novo, E. M. L. M. 2004. Regionalization of methane emissions in the Amazon basin with microwave remote sensing. *Global Change Biology*, 10: 1-15.
- Meyers, P.A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 114: 289-302.
- Meyers, P.A.. 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, 34: 261-289.
- Moreira-Turcq, P.; Jouanneau, J. M.; Turcq, B.; Seyler, P.; Weber, O.; Guyot, J. L. 2004. Carbon sedimentation at Lago Grande de Curuai, a floodplain Lake in the low Amazon Region: insights into sedimentation rates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 214(1-2): 27-40.
- Sioli, H.1984. The Amazon and its main affluents: hydrography, morphology of the river courses, and river types. In: SIOLI, H. (ed) *The Amazon – Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Monographiae Biologicae. Junk, Dordrecht, p. 127-165.
- Suguio, K.; Bigarella, J. J. *Ambiente fluvial*. Curitiba: Editora Universidade Federal do Paraná, 1979. 189 p.
- Turcq, B.; Suguio, K.; Martin, L.; Flexor, J.M. Registros milenares nos sedimentos dos lagos da serra de Carajás.1998. *Ciência Hoje*, 16 (93): 31-35.
- Turcq, B.; Albuquerque, A.L.S.; Cordeiro, R.C.; Sifeddine, A.; Simoes Filho, F.F.L.; Souza, A.G.; Abrao, J.J; Oliveira, F.B.L.; Silva, A.O.; Capitaneo, J.. 2002. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. *Sedimentary Geology*, 148 (1-2): 319-342.
- Turcq, B.; Braconnot, P.; Cordeiro, R. C.; Sifedinne, A.; Silva Dias, P. L.; Abrão, J.J.; Jorgetti, T.; Lima Da Costa, R.; Simões Filho, F.F. 2007. Mudanças paleoclimáticas da Amazônia no holoceno. *Ciência e Ambiente*, 34: 69-96.

Recebido em 19/12/2007

Aceito em 15/04/2009