



MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS NA AMAZÔNIA DURANTE O HOLOCENO

*Bruno Turcq, Pascale Braconnot,
Renato Campello Cordeiro, Abdelfettah Sifeddine,
Pedro Leite da Silva Dias, Jorge João Abrão,
Tatiana Jorgetti, Renata Lima da Costa e
Francisco Fernando Lamego Simões Filho*

O Holoceno foi uma época relativamente esquecida nos debates sobre os acontecimentos do Último Máximo Glacial na Amazônia. Hoje, uma análise exaustiva dos dados existentes para o período (de 11.500 anos cal BP até a atualidade) revela importantes mudanças dos ambientes amazônicos. Estudos dos níveis lacustres mostram que, no início, o balanço precipitação/evaporação era inferior ao atual, tendo permanecido muito baixo até atingir progressivamente níveis próximos aos de agora em 1.400 cal BP. Do coração da Amazônia, a mata densa expandiu-se para noroeste e sudoeste, com grande desenvolvimento de tipos florestais pioneiros. Entre 8.000 e 4.000 cal BP, ocorriam incêndios repetidos, revelados pela presença de carvões de madeira nos solos e de microcarvões nos sedimentos lacustres. Havia maior variabilidade nas vazões dos rios principais, até 5.500 ou cerca de 900 cal BP, dependendo das regiões. Portanto, o clima do Holoceno inferior e médio era provavelmente seco e certamente mais variável que o atual. Os modelos globais atmosféricos aplicados ao período de 6.000 anos permitem inferir que a diminuição das precipitações se deveu à redução da insolação de verão, conforme a teoria de Milankovitch. A compreensão das causas da maior variabilidade climática no Holoceno médio ainda carece de resultados e simulações, em andamento, dos modelos globais acoplados oceano-atmosfera.

I

Introdução

Uma das primeiras polêmicas sobre o clima do Quaternário ocorreu no início do século XIX, quando se enfrentavam “diluvialistas” e “glacialistas”. Ambos concordavam que a superfície da Terra apresentava marcas de um clima passado, relativamente recente na escala geológica, diferente do clima atual. Os primeiros achavam que este clima era caracterizado por chuvas intensas, enquanto os glacialistas, como o nome indica, defendiam a existência de antigas geleiras que teriam moldado a superfície da terra. Após o reconhecimento da Idade do Gelo por Louis Agassiz, em 1837, e a denominação desta era de Pleistoceno por Charles Lyell, em 1839, triunfaram os glacialistas, considerando-se que as mudanças paleoclimáticas recentes eram restritas às altas latitudes (onde havia geleiras). No Brasil, este paradigma foi quebrado pelos geomorfólogos franceses e brasileiros¹, ao observarem, nos ambientes tropicais, feições de erosão, por certo relativamente recentes e devidas a chuvas intensas. Essas ocorrências foram associadas a um clima mais seco (“semi-árido”), sendo que grande parte da Amazônia estaria ocupada por savanas. Coincidentemente, quase na mesma época, surgiu, a partir dos trabalhos de Hafer e Vanzolini², a teoria dos refúgios, que explicava a grande diversidade, primeiramente da fauna e mais tarde da flora da Amazônia, pela existência, no passado, de ilhas de florestas isoladas por savanas: os “refúgios”. Não havia como não deduzir que esses refúgios se haviam formado no auge da época glacial, chamado de Último Máximo Glacial, há cerca de 20.000 anos.³ Tão marcante foi a incrível coincidência de interpretações que ela dominou as reconstruções do paleoclima brasileiro até os anos 80, quando foi progressivamente questionada pelos avanços metodológicos: as datações pelo método do Carbono 14 aplicadas aos estudos dos depósitos sedimentares e de seu conteúdo polínico e, mais recentemente, os estudos de DNA, mostraram que, de fato, na Amazônia, a estrutura genética das populações é complexa e que o fenômeno de especiação é provavelmente ligado a uma história conturbada de mudanças ambientais daquele ecossistema, processo que levou alguns milhões de anos.⁴

Um dos primeiros estudos de datação ¹⁴C de depósitos continentais no Brasil foi feito por Bigarella em 1971.⁵ Ao datar depósitos aluviais da região sudeste do Brasil teve certa surpresa ao obter idades de somente alguns milênios.

- ¹ RUELLAN, F. *Le rôle des nappes d'eau pluviale ruisselante dans le modelé du Brésil*. Ecole des Hautes Etudes, 1952. 46 p. (Notes Laboratoire de Géomorphologie, 3)
- AB'SABER, A. N. Conhecimentos sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 6(1):39-48, 1957.
- AB'SABER, A. N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. *Paleoclimas*, 3:1-20, 1977.
- TRICART, J. Division morphoclimatique du Brésil atlantique central. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 9(1-2):1-22, 1958.
- TRICART, J. Existence de périodes sèches au Quaternaire en Amazonie et dans les régions voisines. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 23:145-158, 1974.
- BIGARELLA, J. J. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. *Geological Society of America, Special Paper* 84:433-451, 1965.
- JOURNAUX, A. Recherches géomorphologiques en Amazonie brésilienne. Centre de Géomorphologie de Caen, *Bulletin*, 20:3-65, 1975.
- ² HAFFER, J. Speciation in Amazonian forest birds. *Science*, 165, 131-137, 1969.
- VANZOLINI, P. E. *Zoologia sistemática, geografia e a origem das espécies*. Inst. Geogr. São Paulo. Universidade de São Paulo, 1970. 56 p. (Série Teses e Monografias, 3).
- ³ AB'SABER, A. N. *Op. cit.*, 1977.
- ⁴ BATES, J. M.; HAFFER, J. & GRISMER, E. Avian mitochondrial DNA sequence divergence across a headwater stream of the Rio Tapajós, a major Amazonian river. *Journal of Ornithology*, 145:199-205, 2004.
- ⁵ BIGARELLA, J. J. *Variações climáticas no Quaternário Superior no Brasil e sua datação*

radiométrica pelo método do Carbono 14. São Paulo: Instituto de Geografia da USP, 1971. (Série Paleoclimas, 1).

Mais tarde, a técnica do ^{14}C generalizou-se e o objetivo maior das pesquisas foi então o de demonstrar se, no Último Máximo Glacial da Amazônia, permaneceu a floresta ou se ela foi substituída por savanas. A polêmica envolveu não somente os dados adquiridos nas duas últimas décadas, mas apresentou também vertentes epistemológicas (“como refutar a hipótese dos refúgios?”) e terminológicas (“o que é semi-aridez?”). Hoje existe certo consenso sobre o Último Máximo Glacial da Amazônia, que apresentou um clima mais seco e mais frio que o atual, na faixa de 5°C , uma cobertura de floresta na parte ocidental, até hoje mais úmida, e uma regressão da floresta pelo menos nas margens norte, leste e sul do maciço florestal.⁶

Gostaríamos de voltar à surpresa das primeiras datações ^{14}C obtidas por Bigarella, que situam a ocorrência de mudanças climáticas durante o Holoceno no Brasil. O Holoceno é definido como o período climático atual, não glacial, que sucedeu ao Pleistoceno glacial. Por esta razão, o início do Holoceno corresponde ao fim do *Younger Dryas* ou Drias Recente, que representa a última fase em que aumentaram significativamente as geleiras do Hemisfério Norte. O início do Holoceno corresponde a uma idade ^{14}C de 10.000 anos. De fato, na época, todas as geleiras ainda não haviam derretido, razão pela qual as reconstituições paleoclimáticas efetuadas a partir de modelos climáticos globais (Modelos de Circulação Geral) preferem aplicar-se ao Holoceno médio (6.000 anos), um período comparável ao atual, em que não existe mais a forçante das geleiras das altas latitudes sobre o clima global. Este período de 6.000 anos foi caracterizado, na Europa, por um clima quente denominado Optimum Climático Holocênico. Nos trópicos, foi marcado por um aumento da insolação nos meses de julho a outubro, quando a Terra estava relativamente mais perto do sol, e uma diminuição nos meses de dezembro a março, porque a Terra estava, nesses meses, mais afastada do sol do que hoje. Isso deve-se ao fenômeno chamado de precessão dos equinócios, que, como prevê a teoria de Milankovitch, obedece a um processo cíclico de 20.000 anos. As mudanças de insolação provocaram uma intensificação das monções na Índia e na África⁷, o que tornou os 6.000 anos conhecidos como a época do Sahara Verde. Além de constituir uma curiosidade científica justificada, o interesse dessa fase reside em extrair dela lições que permitem entender melhor a mudança climática futura. Por essa razão, os dados paleoclimáticos do período são confrontados com os resultados dos modelos climáticos globais.⁸

⁶ TURCQ, B. *et al.*. Carbon storage in Amazonia during the LGM: data and uncertainties. *Chemosphere*, 49: 821-835, 2002.

BEHLING, H. Carbon storage increases by major forest ecosystems in tropical South America since the Last Glacial Maximum and the early Holocene. *Global and Planetary Change*, 33(1):107-116, 2002.

MAYLE, F. E. *et al.*. Responses of Amazonian ecosystems to climatic and atmospheric carbon dioxide changes since the Last Glacial Maximum. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 03TB055M.1 published on line. 2004.

⁷ PEYRON, O. *et al.*. The climate of East Africa 6000 ^{14}C yr B. P. as inferred from pollen data. *Quaternary Research*, 54:90-101, 2000.

⁸ JOUSSAUME, S. *et al.*. Monsoon changes for 6000 years ago: results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophysical Research Letters*, 26(7):859-862, 1999.

- ⁹ BP: Before Present
AP: Antes do Presente

¹⁰ STUIVER, M.; REIMER, P. J. & BRAZIUNAS, T. F. High precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, 40(3):1127-1151, 1998.

¹¹ Conservaremos a notação ¹⁴C BP somente para os dados de solos que representam mistura de matéria orgânica de diferentes idades.

¹² BLUNIER, T. *et al.* Timing of the Antarctic Cold Reversal and the atmospheric CO₂ increase with respect to the Younger Dryas event. *Geophysical Research Letters*, 24 (21):2683-2686, 1997.

¹³ TURCQ, B. *et al.* Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. *Sedimentary Geology*, 148(1-2):319-342, 2002.

O início do Holoceno é datado de 10.000 anos ¹⁴C BP (ou AP).⁹ Por definição, o presente corresponde ao ano de 1950, quando o ¹⁴C da atmosfera ainda não estava influenciado pelos experimentos atômicos. As idades ¹⁴C são calculadas a partir da diminuição do ¹⁴C, que tem uma meia vida de 5.600 anos. O ¹⁴C do CO₂ da atmosfera é fixado na matéria orgânica (MO) das plantas durante a fotossíntese, e sua concentração (e radioatividade), após a morte da MO, decresce pela metade a cada 5.600 anos. Entretanto, ocorreram variações naturais das concentrações em ¹⁴C da atmosfera. Tais variações são reveladas pelo ¹⁴C medido nos anéis de crescimento anual de árvores de clima temperado que permitiram a construção de uma curva dita de “calibração”.¹⁰ As idades recalculadas a partir dessa curva são chamadas de *idades calibradas*, expressas por yrs cal BP, mas que, neste artigo, adotaremos com a abreviação cal BP.¹¹ Conforme essa cronologia, o início do Holoceno é datado de 11.500 cal BP.¹²

Apresentaremos a seguir uma síntese abrangente dos dados paleoclimáticos existentes sobre o Holoceno na Amazônia, abordando diferentes tipos de reconstituições paleoclimáticas, paleo-hidrológicas (níveis de lagos, descarga de rios) e de paleovegetação (palinologia, δ¹³C da MO dos solos e paleoincêndios). Os dados serão comparados aos modelos climáticos disponíveis para o período.

II

Variações hidrológicas

A reconstrução das variações dos níveis lacustres possibilita uma boa avaliação das mudanças da razão evaporação/precipitação e baseia-se em estudos da sedimentação lacustre por testemunhos de sondagens geralmente coletados no centro dos lagos ou em transectos da margem até o centro. A análise do sedimento, de suas características físicas e geoquímicas e de seu conteúdo micropaleontológico (pólen, diatomáceas, espículas de esponjas...) permite reconstituir o paleoambiente sedimentar e determinar pelo menos se o lago ficava mais baixo ou mais alto que o nível atual. O conteúdo em carbono orgânico total dos sedimentos de lagos pequenos, por exemplo, varia com o desenvolvimento do lago, tendendo a ser mais alto quando o lago é mais profundo.¹³ Isso é devido a dois fatores: produção mais intensa de matéria orgânica, quando o aporte de água e nutrientes é maior (período mais úmido), e degradação maior da MO, quando o nível da água fica baixo, favorecendo

condições mais oxidantes, ocasião em que o lago pode até sofrer secas temporárias. Se o ressecamento é prolongado durante algumas centenas ou mesmo milhares de anos, a sedimentação é interrompida, criando-se um hiato (ausência de sedimentação) que pode ser evidenciado pelas datações ^{14}C .

Os lagos melhor adaptados para estudos paleoclimatológicos são aqueles situados longe da influência de grandes rios. Trata-se geralmente de lagos pequenos, de baixa profundidade, que se desenvolveram sobre crostas lateríticas (Serras dos Carajás, Morro dos Seis Lagos, Serra de Maicuru...). São escassos na Amazônia, onde a maior parte são lagos de várzeas ou do tipo *ria lakes*, que ocupam vales barrados pelos alúvios de um rio de grande porte. Lagos de várzeas e *ria lakes* possuem comunicação com o rio principal, o que dificulta a interpretação das variações de seus níveis, influenciadas pelas variações hidrológicas do próprio rio. O estudo dos marcadores contidos no sedimento, como o pólen, também pode ser dificultado, pois tais marcadores podem ter sido trazidos pelo rio e caracterizar-se por uma origem muito remota. As variações dos níveis hidrológicos dos rios dependem das mudanças climáticas e/ou das variações de seu nível de base, decorrentes de movimentos tectônicos ou de variações do nível do mar. Alguns autores consideram que os *ria lakes* da Amazônia foram formados pela elevação do nível de base dos rios, em consequência da última transgressão marinha¹⁴ ocorrida a partir de 21.000 cal BP. Estudos realizados na desembocadura do Amazonas, na península de Bragança¹⁵, mostram que o mar atingiu seu nível mais alto (0,6m acima do atual) em 5.800 cal BP. Depois desceu até 1m abaixo do nível atual, de 1.750 a 1.300 cal BP, tendo subido progressivamente até 900 cal BP, quando alcançou o nível de hoje.

1. Lagos isolados

As Serras de Carajás apresentam lagos isolados do sistema hidrológico da Bacia Amazônica, situados num platô laterítico a 800m de altitude. O primeiro lago estudado, na Serra Sul, revelou uma história de 60.000 anos, em que fases secas representadas por hiatos e sedimentos pobres em MO alternavam com fases úmidas ricas em MO.¹⁶ A última das fases úmidas corresponde ao Holoceno, período durante o qual o lago foi sempre bem desenvolvido. Existem variações da taxa de acumulação de carbono orgânico total neste período, mas as variações parecem ser devidas à presença de fragmentos de carvões de madeira durante o Holoceno médio, de 8.000 a 4.500 cal BP. Outros lagos

¹⁴ MÜLLER, J. *et al.*. Hydrological changes of the Amazon during the last glacial-interglacial cycle in Central Amazonia (Brazil). *Naturwissenschaften*, 82:232-235, 1995.

IRION, G. *et al.*. Quaternary geology of the Amazonian lowland. *Geo-Marine Letters*, 15:172-178, 1995.

IRION, G. *et al.*. A multiproxy palaeoecological record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajós, eastern Amazonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240:523-535, 2006.

¹⁵ COHEN, M. C. L. *et al.*. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (northern Brazil). *Wetlands Ecology and Management*, 13:433-443, 2005.

¹⁶ ABSY, M. L. *et al.*. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60.000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 312:673-678, 1991.

SIFEDDINE, A. *et al.*. La sédimentation lacustre indicateur de changement des paléoenvironnements au cours des 30.000 dernières années (Carajas, Amazonie, Brésil). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, série II, 318:1645-1652, 1994.

SIFEDDINE, A. *et al.*. La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajas, Amazonie Orientale, Brésil): Relation avec les changements climatiques au cours des 60.000 dernières années. *Bull. Soc. Géol. France*, 6:613-621, 1994.

- ¹⁷ TURCQ, B. *et al.*. Amazonian rain-forest fires: A Lacustrine record of 7.000 Years. *Ambio*, 27(2):139-142, 1998.
- SIFEDDINE, A. *et al.*. Variations of the Amazonian rain-forest environment: a sedimentological record covering 30.000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168:221-235, 2001.
- ¹⁸ CORDEIRO, R. C. *et al.*. Holocene environmental changes in Carajas Region (Pará, Brazil) recorded by Lacustrine Deposits. *Verh. Internat. Verein. Limnol*, 26: 814-817, 1997.
- CORDEIRO, R. C. *Ocorrência de incêndios e mudanças ambientais de ecossistemas Amazônicos em diversas escalas temporais*. Tese de Doutorado. Universidade Federal Fluminense. Niterói. 2000, 264 p.
- TURCQ, B. *et al.*. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. *Op. cit.*
- ¹⁹ CORDEIRO, R. C. *Ocorrência de incêndios e mudanças ambientais de ecossistemas Amazônicos em diversas escalas temporais*. *Op. cit.*
- ²⁰ SIMÕES FILHO, F. F. L. *Sedimentação lacustre e implicações paleoambientais na região de contato floresta-savana de Roraima durante o Holoceno*. Tese de Doutorado. Niterói: Universidade Federal Fluminense, 2000. 202 p.
- TURCQ, B. *et al.*. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. *Op. cit.*
- ²¹ SIMÕES FILHO, F. F. L. *et al.*. Registros sedimentares de lagos e brejos dos campos de Roraima: Implicações paleoambientais ao longo do Holoceno. In: BARBOSA, R. J.; FERREIRA, E. J. G. & CASTELLON, E. G. (Eds.). *Ocupação humana, ambiente e ecologia em Roraima*. Manaus: INPA, 1997. p. 227-238.
- ²² MAYLE, F.; BURBRIDGE, R. & KILLEEN, T. J. Mil-

estudados na Serra Sul¹⁷ revelam um início mais tardio da sedimentação orgânica, que marca o desenvolvimento desses lagos. No testemunho CSS9, a sedimentação começa em 8.800 cal BP e no testemunho CSS10, em 2.800 cal BP. Além do mais, este último testemunho apresenta um hiato de sedimentação de 9.700 a 3.350 cal BP, indicando um período mais seco durante o Holoceno. Estudos realizados num lago da Serra Norte de Carajás¹⁸ mostram um início de sedimentação lacustre rica em MO a partir de 6.200 cal BP. Os teores de derivados da clorofila, marcadores da produção primária lacustre, ainda permanecem baixos neste período, indo aumentar somente de 3.000 a 1.400 cal BP, quando o lago atingiu seu pleno desenvolvimento.¹⁹ Em Carajás, portanto, os lagos mais sensíveis a variações do balanço evaporação/precipitação apresentam uma fase seca durante o Holoceno, culminando de 9.700 a 6.200 cal BP. O início do Holoceno, antes desta fase, é mais seco que o período atual; após o período 9.700-6.200 cal BP, a umidade volta progressivamente até 1.400 cal BP.

Em Roraima, o lago Caracaranã possui uma pequena bacia vertente. Três testemunhos foram amostrados neste lago²⁰ e apontaram o início da sedimentação lacustre por volta de 10.000 cal BP. Mas os teores de MO do sedimento começam a ser expressivos somente a partir de 8.500 cal BP. Nesta época, até 6.500 cal BP, as características da sedimentação são as de um ambiente raso. Em 6.200 cal BP observou-se, dentro do sedimento, um nível de argila ressecado, indicando uma seca razoavelmente prolongada do lago. Após este período, o nível lacustre parece ter aumentado progressivamente até o atual.

Diferentes lagos da região de Boa Vista, mais ao sul, desenvolveram-se apenas a partir de 6.800, 3.300 e 1.500 cal BP, respectivamente, confirmando a tendência de aumento de umidade durante o Holoceno nessa região.²¹

Nas lagoas Chaplin e Bella Vista, na Amazônia boliviana, as variações das taxas de sedimentação foram interpretadas como indícios de mais baixos níveis dos lagos.²² As baixas taxas de sedimentação, que corresponderiam a um nível mais baixo, foram datadas de 10.500 a 6.800 cal BP na Laguna Chaplin, e de 9.000 a 3.800 cal BP na Laguna Bella Vista. Neste último caso, a taxa é tão baixa que aponta para um hiato neste período, confirmando a existência de uma fase seca.

Nos lagos do Morro dos Seis Lagos, em São Gabriel da Cachoeira (Amazonas), o Holoceno é mal definido, porque as taxas de sedimentação são muito baixas²³. No entanto,

lenial-Scale Dynamics of Southern Amazonian Rain Forests. *Science*, 290:2291-2294, 2000.

BURBRIDGE, R.; MAYLE, F. E. & KILLEEN, T. J. Fifty-thousand-year vegetation and climate history of

observa-se um aumento da sedimentação, associado a um aumento do conteúdo em MO do sedimento a partir de 7.000 cal BP, indicando que o nível da Lagoa da Pata era mais baixo antes dessa data. Tal diferença é confirmada pela variação da concentração de pólen, mais baixa quando a taxa de sedimentação é mais alta, devido à diluição da chuva polínica.²⁴

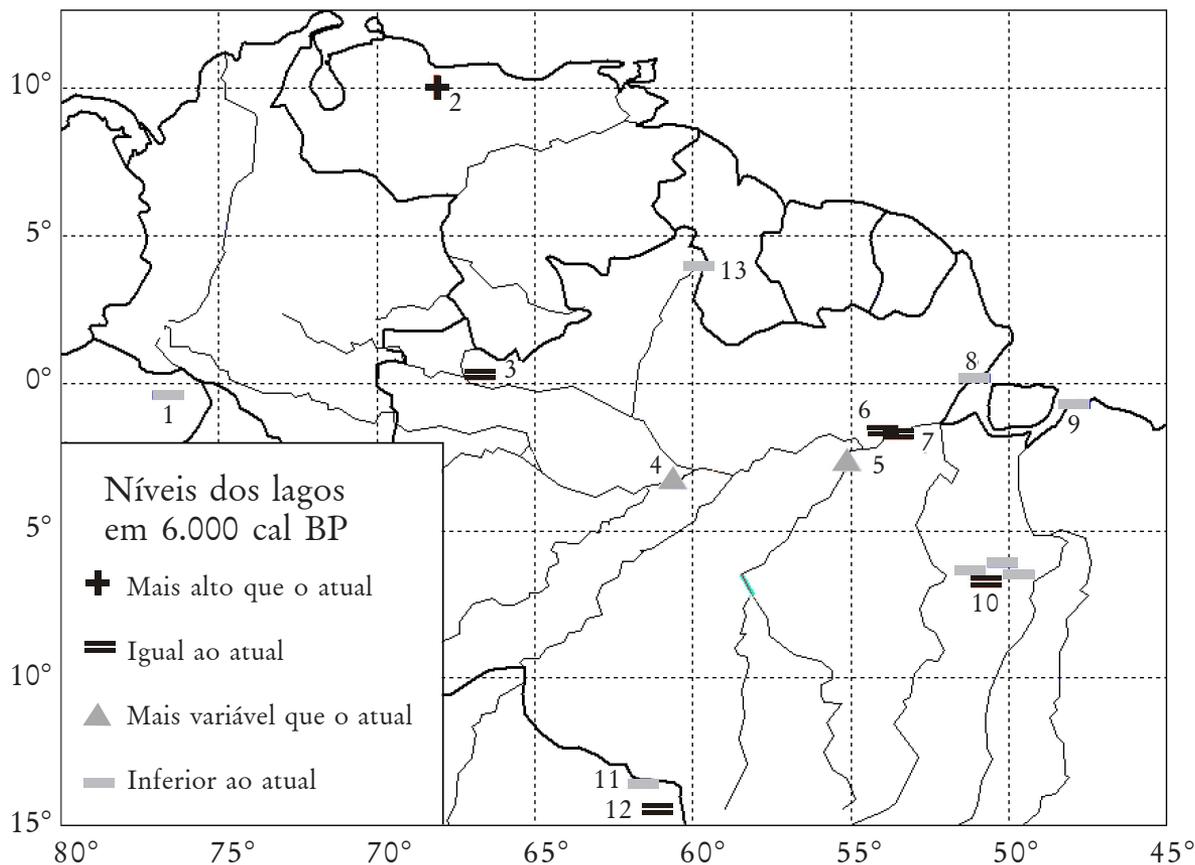


Figura 1: Níveis relativos dos lagos da Amazônia em 6.000 cal BP comparados aos níveis atuais. A data de 6.000 cal BP foi escolhida por corresponder às simulações dos modelos climáticos. 1: Maxus 4; 2: Valência; 3: Pata; 4: Calado; 5: Lago Tapajós; 6: Comprida; 7: Geral; 8: Márcio e Tapera; 9: Curuçá; 10: Carajás Serra Sul e Serra Norte; 11: Bella Vista; 12: Chaplin; 13: Caracaranã.

Noel Kempff Mercado National Park, Bolivian Amazon. *Quaternary Research*, 61: 215-230, 2004.

²³ COLINVAUX, P. A. *et al.*. A long pollen record from lowland Amazonia: forest and cooling in glacial times. *Science*, 274:85-88, 1996.

No testemunho Maxus 4, coletado perto do Rio Yasuni, no Equador,²⁵ foram identificadas grandes variações no conteúdo de MO dos sedimentos. Como o lago é situado perto de um rio, a diminuição da MO poderia não ser indício de uma fase seca, mas dos avanços das águas do rio no lago, diluindo a MO produzida no próprio lago. De 9.500 a 5.700 cal BP, o teor de MO é baixo (<20%), o que

- COLINVAUX, P. A. & OLIVEIRA, P. E. de. Palaeoecology and climate of the Amazon basin during the last glacial cycle. *Journal of Quaternary Science*, 15(4):347-356, 2000.
- SANTOS, G. et al.. Chronology of atmospheric mercury in lagoa da Pata basin, upper rio Negro region of Brazilian Amazon. *Radio-carbon*, 43:801-808, 2001.
- BUSH, M. B. et al.. Amazonian paleoecological histories: one hill, three watersheds. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 214:359-393, 2004.
- ²⁴ BUSH, M. B. et al.. Amazonian paleoecological histories... *Op. cit.*
- ²⁵ WENG, C.; BUSH, M. B. & ATHENS, J. S. Two histories of climate change and hydrarch succession in Ecuadorian Amazonia. *Review of Palynology and Paleobotany*, 120:73-90, 2002.
- ²⁶ BEHLING, H. First report on new evidence for the occurrence of *Podocarpus* and possible human presence at the mouth of the Amazon during the late-glacial. *Vegetation History and Archaeobotany*, 5:241-246, 1996.
- ²⁷ FAIRBANKS, R. G. A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342: 637-42. 1989.
- PELTIER, W. R. & FAIRBANKS, R. G. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, 25:3322-3337, 2006.

indicaria níveis inferiores do lago. Isso é confirmado pela análise palinológica, que aponta para ocorrências de secas repetidas de 8.700 a 5.800 cal BP, e não para entradas de material alóctono do rio nesse período. De 5.700 a 3.500 cal BP, o teor de MO passa a mais de 70%, demonstrando uma fase mais úmida que a precedente, embora os dados palinológicos revelem que o clima ainda era relativamente seco. De 3.700 a 1.000 cal BP, o teor de MO diminuiu novamente abaixo dos 20%, o que se explica pela ocorrência de enchentes sazonais do rio, conforme dados palinológicos. Após 1.000 cal BP, porém, isolado do sistema fluvial, o lago apresentará altos teores de MO (>70%).

Em síntese, os lagos isolados (ou semi-isolados no caso de Maxus 4) indicam um balanço precipitação/evaporação inferior ao atual no início do Holoceno, balanço que diminuirá até ficar muito baixo, entre 8.500 e 6.800 cal BP. Após esta fase de menor umidade, haverá o desenvolvimento progressivo dos lagos. A cronologia desse desenvolvimento depende das características das bacias lacustres (por exemplo, a relação entre o tamanho do lago e o tamanho da sua bacia vertente). Nos sítios estudados até hoje, a fase da elevação dos níveis lacustres prolongou-se até 1.400 cal BP.

2. Lagos influenciados pelo mar

Um dos primeiros registros datados da influência marinha em lagos amazônicos foi obtido por Behling²⁶, que observou, em dois testemunhos da lagoa de Curuçá (Pará), um pico de pólen de *Rhizophora* em 10.800 cal BP. Trata-se de uma árvore típica de mangue que só se desenvolve em águas salgadas. Por essa razão, o autor interpreta sua aparição como um registro da elevação do nível do mar durante a deglaciação que sucedeu ao Último Máximo Glacial. A lagoa de Curuçá fica hoje a 15km do mar. Há 10.800 anos cal BP, o nível global do mar estava 58m abaixo do atual, tendo subido rapidamente para atingir 44m em 10.700 cal BP.²⁷ Parece incrível que um nível tão abaixo do atual pudesse trazer pólen de mangue à lagoa de Curuçá. A não ser que uma descarga mais fraca do Amazonas permitisse uma entrada maior das águas salgadas rio acima, favorecendo o desenvolvimento dos manguezais para o interior do continente e, talvez, um transporte de pólen de mangue mais a montante ainda. Entre 10.300 e 5.000 cal BP, ocorre um hiato de sedimentação no perfil B da lagoa, possivelmente devido a mudanças da dinâmica sedimentar ligadas a alterações climato-hidrológicas, ou às variações do nível do mar, embora este tenha atingido seu máximo no final da fase. Depois

desse hiato, o pólen de *Rhizophora* permanecerá presente. Para explicar esses dados, a ocorrência de movimentos neotectônicos não pode ser descartada.

No Pará, perto de Monte Alegre, foram estudadas as lagoas Comprida e Geral, que ficam a uma altitude de 130m.²⁸ A lagoa Comprida registra uma primeira elevação de seu nível em 10.300 cal BP, interpretada como um reflexo indireto da elevação do nível do mar, que teria promovido uma subida do lençol freático. Mas nessa data, o nível global do mar ainda estava 36m abaixo do nível atual.²⁹ Parece então mais fácil explicar o desenvolvimento deste lago por um aumento do nível do Amazonas. Em 9.500 cal BP, o sedimento da lagoa Comprida demonstra uma mudança geoquímica, interpretada como um aumento das chuvas locais. Depois, em 8.250 cal BP, a sedimentação turfosa (rica em MO) passa a ser argilosa, sinalizando águas mais profundas. Isto está de acordo com o início da sedimentação lacustre na lagoa Geral, vizinha, em 8.300 cal BP. Entre 8.200 e 7.000 cal BP, deposita-se na Lagoa Comprida uma alternância de camadas mais ricas em MO e de camadas mais argilosas, as quais seriam registros de precipitações erosivas na bacia do lago (são 500 eventos em 1.250 anos). Não há registro de tais eventos na Lagoa Geral, pois as vertentes que a circundam são mais suaves. Esta época é interpretada como de maior variabilidade climática. Em 6.800 cal BP, os dois sítios demonstrarão um aumento do nível dos lagos, marcando o estabelecimento do clima úmido atual.

No Amapá, nas lagoas Márcio e Tapera, fortemente influenciadas pelas variações do nível do mar, foram observados hiatus sedimentares em 5.300-4.750 cal BP e 7.510-1.670 cal BP. Os intervalos correspondem a níveis do mar superiores ao atual e, portanto, possíveis marcos de um período mais seco.

Assim, para os lagos diretamente influenciados pelas variações do nível do mar, é difícil discriminar os sinais das variações entre os níveis dos rios e os do mar. Os dados existentes parecem indicar clima mais seco no Holoceno médio e maior variabilidade climática de 8.200 a 7.000 cal BP.

3. Dinâmica continental

3.1 Paleodunas

Em diferentes localidades da Amazônia foram observadas dunas eólicas que constituíram, junto com as marcas de erosão, um dos primeiros indícios de mudanças paleoclimáticas na região.³⁰ As dunas encontram-se principalmente

²⁸ BUSH, M. B. *et al.*. Two histories of environmental change and human disturbance in eastern lowland Amazonia. *The Holocene*, 10(5):543-553, 2000.

²⁹ FAIRBANKS, R. G. *Op. cit.* PELTIER, W. R. & FAIRBANKS, R. G. *Op. cit.*

³⁰ TRICART, J. Existence de périodes sèches... *Op. cit.*

AB'SABER, A. N. Espaços ocupados... *Op. cit.*

SERVANT, M. *et al.*. Phases climatiques arides holocènes dans le sud-ouest de l'Amazonie. *C. R. Acad. Sci.*, Paris 292:1295-1297, 1981.

CLAPPERTON, C. M. Nature of environmental changes in South America at the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101:189-208, 1993.

SANTOS, J. O. S.; NELSON, B. & GIOVANNI, C.

A. Corpos de areia sob leitos abandonados de grandes rios. *Ciência Hoje*, 16:22-25, 1993.

CARNEIRO, A. & ZINCK, J. A. Mapping palaeoaeolian sand cover formations in the northern Amazon basin from TM images. *ITC Journal*, 3: 270-282, 1994.

LATRUBESSE, E. M. & NELSON, B. W. Evidence for Late Quaternary aeolian activity in the Roraima-Guyana region. *Catena*, 43:63-80, 2001.

- ³¹ TURCO, B. *et al.*. Carbon storage in Amazonia... *Op. cit.*
- ³² COLINVAUX, P. A. & OLIVEIRA, P. E. de. *Op. cit.*
- ³³ CARNEIRO, A. *et al.*. Amazonian Paleodunes Provide Evidence for Drier Climate Phases during the Late Pleistocene-Holocene. *Quaternary Research*, 58(2):205-209, 2002.
- ³⁴ LATRUBESSE, E. M. & FRANZINELLI, E. Cambios climáticos en Amazonia durante el Pleistoceno tardio-Holoceno. In: ARGOLLO, J. & MOURGUIART, Ph. (Eds.). *Climas Cuaternarios en América del Sur*. La Paz: ORSTOM, 1995. p. 77-93.
- LATRUBESSE, E. M. & FRANZINELLI, E. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. *Geomorphology*, 70: 372-397, 2005.
- ³⁵ RÄSÄNEN, M. E.; SALO, J. S. & JUNGNER, H. Holocene floodplain lake sediments in the Amazon: ¹⁴C dating and palaeoecological use. *Quaternary Science Reviews*, 10:363-372, 1991.
- ³⁶ LATRUBESSE, E. M. & RANCY, A. Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late Quaternary: the Moa and Ipixuna river basins, Brazil. *Quaternary International*, 72:67-72, 2000.
- FRANZINELLI, E. & IGREJA, H. Modern sedimentation in the lower Negro river, Amazonas State, Brazil. *Geomorphology*, 44: 259-272, 2002.
- ³⁷ FRANZINELLI, E. & IGREJA, H. *Op. cit.*
- ³⁸ STERNBERG, H. Radiocarbon dating as applied to a problem of Amazonian morphology. XVIII Congrès International de Géographie, *Comptes-Rendus*, p. 399-424, 1960.

nas margens noroeste e oeste da Amazônia e desenvolveram-se sobre solos arenosos,³¹ embora sua formação não precise de aridez extrema, e sim de um clima seco,³² ou melhor, de uma estação seca bem marcada. Geralmente, essas dunas são consideradas pleistocênicas, mas datações realizadas por Carneiro *et al.*³³ na região do Rio Negro mostraram que as dunas eólicas formadas ali foram ativas até 8.000 cal BP, indicando portanto um clima mais seco para aquela região no início do Holoceno.

3.2 Aluviões

O estudo dos depósitos aluviais é mais complexo do que o dos depósitos lacustres, porque apresentam fases de deposição e de erosão que levam embora os registros pretéritos. O processo é mais marcante ainda na Amazônia, onde os rios têm uma dinâmica sedimentar intensa. Um problema adicional na região é que muitos terraços aluviais, nos quais os rios formam “barrancos” de fácil amostragem, são de idade pleistocênica.³⁴ Os depósitos holocênicos apresentam-se frequentemente submersos³⁵ (necessitando-se de equipamentos de sondagem para seu estudo), o que poderia ser um indício de neotectônica ativa. As atividades neotectônicas observadas nos rios a montante de Manaus³⁶ dificultam as interpretações paleo-hidrológicas. A parte aluvial da Amazônia já estava funcionando, antes do Quaternário, como uma imensa bacia sedimentar, devido à colisão da placa continental sul-americana com as placas de Nazca no noroeste, e do Caribe no nordeste.³⁷ É muito provável que essa neotectônica ainda estivesse ativa no Holoceno.

As datações dos depósitos do Rio Solimões³⁸ demonstram uma sedimentação aluvial muito rápida durante os últimos 3.000 anos cal BP. Embora este rio esteja numa região tectonicamente ativa, Latrubesse e Franzinelli consideram que essas taxas de sedimentação têm uma causa climática, ligada a um aumento da descarga fluvial no Holoceno. Após cerca de 900 cal BP, o acréscimo vertical ocorreu sobretudo no canal principal do rio; as várzeas seriam pouco afetadas por este processo.³⁹ Conforme observam ainda esses autores, o Rio Negro apresenta também uma compartimentação essencialmente tectônica, tendo conhecido um período de intensa atividade aluvial a partir de 16.000 cal BP, quando era comparável a um rio de “água branca” carregando muito material em suspensão, preenchendo as bacias sedimentares sucessivas ao longo de seu

ABSY, M. L. *A palynological study of Holocene sediments in the Amazon basin*. Thesis, Univ. of Amsterdam, 84 p. 1979.

LATRUBESSE, E. M. & FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, 44: 241-257, 2002.

³⁹ LATRUBESSE, E. M. & FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial plain... *Op. cit.*

⁴⁰ LATRUBESSE, E. M. & FRANZINELLI, E. The late Quaternary... *Op. cit.*

⁴¹ RÄSÄNEN, M. E.; SALO, J. S. & JUNGNER, H. *Op. cit.*

⁴² BEHLING, H. *et al.*. Holocene environmental changes in the Central Amazon Basin inferred from Lago Calado (Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173(1-2):87-101, 2001.

⁴³ LATRUBESSE, E. M. & FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial plain... *Op. cit.*

curso. As datações dessa fase vão de 16.000 a 4.500 cal BP. Para Latrubesse e Franzinelli, este preenchimento ainda não terminou, explicando, por exemplo, o arquipélago das Anavilhanas como uma zona de sedimentação incompleta, porque a fonte de sedimento fino exauriu-se em cerca de 900 cal BP, tornando o Rio Negro o rio de água preta atual. Essa condição esclarece o problema entre as interpretações dos depósitos aluviais ligadas a variações do nível de base dos rios (de origem tectônica ou devido à variação do nível do mar) e aquelas ligadas a variações decorrentes de mudanças climatológicas: não adianta mudar o nível de base de um rio se não existem, a montante deste rio, condições paleoclimáticas e paleoambientais de erosão para trazer material sedimentar e responder à mudança do rio. No caso do Rio Negro, tais condições existiam há 16.000 anos cal BP, mas hoje não existem mais, já que o rio carrega muito pouco sedimento. Tal mudança paleo-hidrológica corresponderia a uma diminuição na variabilidade da vazão durante o Holoceno.⁴⁰

3.3 Lagos influenciados pelo rio

Alguns lagos amazônicos foram e estão influenciados pela dinâmica do rio adjacente. Isso já foi observado na Amazônia peruana por Räsänen *et al.*⁴¹, que dataram o início de depósitos de lagos de várzea de 6.700 a 1.250 cal BP.

O Lago Calado, perto de Manaus, formou-se a partir de 8.500 cal BP sob a influência da transgressão marinha, segundo Behling *et al.*⁴² A sedimentação de 8.500 a 4.550 cal BP é caracterizada por muitas gramíneas (*Poaceae*) e *Cyperaceae*, que representam a vegetação dos bancos sazonalmente descobertos pela água. O desenvolvimento dessa vegetação local deve-se a uma variação maior do nível do rio, com enchentes curtas e secas prolongadas. De 4.550 a 2.050 cal BP, desenvolve-se a vegetação de igapó, indicando um nível mais alto e mais estável do rio. Os mais altos níveis hidrológicos foram observados após 2.050 cal BP. A influência do Rio Solimões sobre o lago, deduzida da composição em minerais argilosos do sedimento, é um indicador da altura das enchentes do rio, que aumentou constantemente no Holoceno até atingir seu alto nível atual em 3.200 cal BP. Isso não é concordante com a posição de Latrubesse e Franzinelli⁴³, que consideram uma diminuição da influência do Solimões nos lagos de várzea após cerca de 900 cal BP, o que poderia refletir uma influência neotectônica na região.

No lago Tapajós, que constitui a parte mais baixa do curso do Rio Tapajós antes de desembocar no Amazonas, perto de Santarém, constatou-se uma mudança de sedimentação entre 5.500 e 3.000 cal BP. Antes dessa mudança, interpretada como uma estabilização e/ou uma redução das vazões do Rio Tapajós, a sedimentação era mais arenosa e a taxa de sedimentação, mais alta.⁴⁴

⁴⁴ IRION, G. *et al.*. A multi-proxy palaeoecological... *Op. cit.*

⁴⁵ BEHLING, H. *et al.*. Holocene environmental changes in... *Op. cit.*
IRION, G. *et al.*. A multi-proxy palaeoecological... *Op. cit.*

⁴⁶ LATRUBESSE, E. M. & FRANZINELLI, E. The late Quaternary... *Op. cit.*

⁴⁷ LATRUBESSE, E. M. & FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial... *Op. cit.*

Em resumo, a dinâmica hidrológica da Bacia Amazônica, no início do Holoceno, caracteriza-se por uma sedimentação arenosa, consequência do nível do mar mais baixo que o atual, nos lagos da parte mais baixa da bacia⁴⁵, e de um clima mais contrastado na parte do Alto Rio Negro⁴⁶ e talvez do Solimões⁴⁷. O Holoceno médio, por sua vez, é caracterizado por um regime de vazão mais variável, provocando uma quantidade maior que a atual de sedimentos carregados pelos rios. As vazões médias seriam superiores ou inferiores às de hoje, dependendo das regiões, tendo-se estabilizado entre 5.500 cal BP (Tapajós e Solimões) e cerca de 900 cal BP (Negro).

III

Mudanças na vegetação

1. Dados palinológicos

O estudo do conteúdo polínico dos sedimentos lacustres é o melhor método para a reconstrução de vegetações passadas. Mas este método possui algumas restrições. A primeira provém da identificação dos grãos de pólen que, na maioria das vezes, pode ser feita somente no âmbito de família ou de gênero. Isso restringe as interpretações palinológicas, desde que uma mesma família apresente gêneros e espécies adaptados a diversos tipos de ambientes. A segunda restrição vem do fato de que existe uma grande diferença entre a fitossociologia de uma determinada vegetação (sua composição quantitativa em termos de espécies e número de indivíduos em cada uma) e o espectro polínico desta vegetação (a proporção de cada tipo polínico). Isso é devido a diferenças na produção de pólen de cada espécie e à fragilidade do pólen de determinadas espécies. Existe ainda uma segregação dos grãos de pólen durante seu transporte da fonte até o ambiente de sedimentação, decorrente de diversos modos de polinização (pelo vento ou por insetos), tamanhos de grãos e níveis de resistência dos grãos às condições físico-químicas dos ambientes aquáticos de transporte e/ou de sedimentação. Para contornar o problema, o

conteúdo polínico é geralmente interpretado como um todo (espectro polínico). Além do mais, como no caso dos outros marcadores do sedimento, o raciocínio é baseado na análise das mudanças dos espectros ao longo do tempo em um lugar fixo (o ponto de amostragem da coluna sedimentar). Quando não há variações da fonte de sedimentos (por exemplo, um grande rio transbordando num lago), as variações verticais dos espectros polínicos representam mudanças da vegetação local que podem ser interpretadas em termos de mudança climática, de mudança hidrológica ou mesmo de mudança no uso do solo pelo homem.

⁴⁸ ABSY, M. L. *et al.* *Op. cit.*

O primeiro registro holocênico contínuo de pólen na Amazônia provém da Serra Sul de Carajás, no Pará.⁴⁸ O lago estudado ficou seco até 14.700 cal BP, quando uma sedimentação lacustre se reiniciou. O conteúdo polínico deste sedimento é rico em gramíneas (*Poaceae*) e alguns gêneros de savana (*Borreria*, *Cuphea*). A quantidade de pólen de árvores é baixa (inferior a 40%) e vai aumentar progressivamente até ultrapassar 80% em 11.500 cal, mostrando o desenvolvimento da floresta no início do Holoceno. Em seguida, a porcentagem de pólen de árvores diminuiu, enquanto a de gramíneas aumentou. Mas não se registra, nessa fase, aumento das outras famílias de savana, fato que levou os autores a acreditarem que não houve redução expressiva da floresta, visto que as gramíneas poderiam ser oriundas da vegetação do entorno do lago.⁴⁹ O pico de gramíneas é observado em 7.550 cal BP. Após este pico, os elementos florestais aumentam novamente, porém com uma composição diferente daquela do início do Holoceno, apresentando muitos tipos pioneiros (*Piper*, *Trema*, *Celtis*, *Aparisthmium*, *Cecropia*). Como esses elementos florestais necessitam de uma quantidade maior de luminosidade, há evidências de repetidos eventos de perturbação da floresta provocando aberturas do dossel.

⁴⁹ ABSY, M. L. *et al.* *Op. cit.*
TURCQ, B. *et al.*. Amazonian rain forest fires... *Op. cit.*

⁵⁰ IRION, G. *et al.*. A multi-proxy palaeoecological... *Op. cit.*

Um aumento de plantas pioneiras foi também observado no lago da desembocadura do Rio Tapajós⁵⁰, onde o tipo *Cecropia* (conhecido no Brasil como “embaúba”) ultrapassa os 40% de 9.200 a 4.600 cal BP. Em ambos os sítios, Carajás e Tapajós, essas mudanças são acompanhadas de um aumento da concentração de microcarvões no sedimento, indicando maior ocorrência de incêndios. No testemunho lacustre Maxus 4, coletado perto do Rio Yasuni no Equador, Weng *et al.*⁵¹ observam também um aumento de *Cecropia* entre 8.700 e 5.800 cal BP. Mas sua presença não parece estar associada a fragmentos de carvões. Os autores discutem as diferentes explicações possíveis, como, por

⁵¹ WENG, C.; BUSH, M. B. & ATHENS, J. S. *Op. cit.*

exemplo, a de uma dinâmica mais intensa do rio provocando o desenvolvimento desse tipo florestal em suas margens, e chegam à conclusão de que o fato foi causado por eventos de secas sucessivas, com duração da ordem de uma dezena de anos, acarretando a mortandade das árvores e o novo crescimento da floresta, após as secas, começando pelos elementos pioneiros. É exatamente por este mecanismo de secas prolongadas e repetidas que foram interpretados os paleo-incêndios de Carajás.⁵²

Aumentos da presença de *Cecropia* foram também reportados por Bush *et al.*⁵³ na Lagoa Comprida e na Lagoa Geral no Pará, respectivamente em 3.200 e 6.800 cal BP e que perduram até hoje. Na Lagoa Geral esse desenvolvimento é acompanhado por um aumento de microcarvões e pela aparição de *Zea* (milho) a partir de 3.800 cal BP. A presença de milho aponta o ser humano como principal elemento de perturbação da floresta nessa época. De fato, os trabalhos de Roosevelt *et al.*⁵⁴ mostraram que o homem existiu na região (Monte Alegre, Pará) desde 13.200 cal BP. Do mesmo modo, a floresta tropical circundando os lagos Márcio e Taperá, no Amapá, foi substituída por gramíneas a partir de 4.600 cal BP. A substituição coincidiu com um aumento dos fragmentos de carvões no sedimento, revelando a ação humana.

Fora esses casos de influência antrópica, todos os registros anteriormente citados denotam a ocupação contínua da floresta amazônica durante o Holoceno, ainda que localmente submetida a algumas perturbações naturais. Outros registros também indicam sua presença exuberante, por exemplo: na Serra de Maicuru (Pará)⁵⁵; no Lago Calado (Amazonas), com grande florescimento de *Cecropia*, entre 2.900 e 1.100 cal BP⁵⁶; na Lagoa da Pata e no Lago do Dragão, no Morro dos Seis Lagos, em São Gabriel da Cachoeira (Amazonas)...⁵⁷ Existem ainda, em relação ao período, observações de expansão tardia da floresta nas margens sudoeste e noroeste do maciço florestal. Na Amazônia boliviana, pesquisas realizadas na Laguna Bella Vista e na Laguna Chaplin mostram a existência de um mosaico de savana e floresta seca até 3.200 cal BP, além de uma plena expansão da floresta pluvial a partir de 1.550 cal BP. Na vizinha Laguna Chaplin, o mosaico seco continua até 2.600 cal BP, enquanto a floresta se desenvolve a partir de 2.000 cal BP, com um aumento rápido em 700 cal BP.⁵⁸ O sítio de Sibéria, em altitudes maiores da Bolívia, atesta um desenvolvimento dos campos herbáceos de 11.500 a 4.500 cal, antes do desenvolvimento de uma floresta de nuvens.⁵⁹ Do lado

⁵² TURCQ, B. *et al.*. Amazonian rain forest fires... *Op. cit.*

⁵³ BUSH, M. B. *et al.*. Two histories of environmental change... *Op. cit.*

⁵⁴ ROOSEVELT, A. C. *et al.*. Eighth millennium pottery from a prehistoric shell midden in the Brazilian Amazon. *Science*, 254:1621-1624, 1991. ROOSEVELT, A. C. *et al.*. Paleoindian cave dwellers in the Amazon: the peopling of the Americas. *Science*, 272: 373-384, 1996.

⁵⁵ OLIVEIRA, P. de. *et al.*. Paleovegetação e Paleoclimas do Quaternário do Brasil. In: SOUZA, C. R. G. *et al.*. *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p 52-74.

⁵⁶ BEHLING, H. *et al.*. *Op. cit.*

⁵⁷ COLINVAUX, P. A. *et al.*. *Op. cit.* COLINVAUX, P. A. & OLIVEIRA, P. E. de. *Op. cit.* BUSH, M. B. *et al.*. *Op. cit.*

⁵⁸ MAYLE, F.; BURBRIDGE, R. & KILLEEN, T. J. *Op. cit.* BURBRIDGE, R.; MAYLE, F. E. & KILLEEN, T. J. *Op. cit.*

⁵⁹ MOURGUIART, P. & LEDRU, M. P. Late Glacial Maximum in an Andean cloud forest environment (Eastern Cordillera, Bolivia). *Geology*, 31(3):195-198, 2003.

⁶⁰ BEHLING, H. & HOOGHIEMSTRA, H. Holocene Amazon rain-forest – savanna dynamics and climatic implications: high resolution pollen record Laguna Loma Linda in eastern Colombia. *Journal of Quaternary Sciences*, 15:687-695, 2000.

⁶¹ VAN DER HAMMEN, Th. *et al.*. Late Quaternary of the middle Caquetá river area (Colombian Amazonia). *Journal of Quaternary Science*, 7(1):45-55, 1992.

BEHLING, H. & HOOGHIEMSTRA, H. Late Quaternary paleoecology and paleoclimatology from pollen records of the savannas of the Llanos Orientales in Colombia. *Palaeoogeography, Palaoclimatology, Palaecology*, 139:251-267, 1998.

BEHLING, H. & HOOGHIEMSTRA, H. Environmental history of the Colombian savannas of the Llanos Orientales since the Last Glacial Maximum form lake records El Pinal and Carimagua. *Journal of Paleolimnology*, 21:461-476, 1999.

⁶² DEINES, P. The isotopic composition of reduced carbon. In: FRITZ, H. & FONTES, J. CH. (eds.) *Handbook of environmental isotope geochemistry*. v. 1. Amsterdam: Elsevier, 1980. p. 329-406.

⁶³ VOLKOFF, B., MATSUI, E. & CERRI, C. Discriminação isotópica do carbono nos humus de latossolo e podzol da região Amazônica do Brasil. *Regional Colloquium on Soil Organic Matter Studies*, 147-153, 1982.

VOLKOFF, B. & CERRI, C. L'humus des sols du Brésil, Nature et relation avec l'environnement. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, 24(2):83-95, 1988.

DESJARDINS, Th. *et al.*. Distribution du Carbone total et de l'isotope ¹³C dans les sols ferrallitiques du Brésil. *Sciences du Sol*, 29(3): 175-187, 1991.

norte, na Colômbia, a Laguna Loma Linda evidencia uma paisagem de savana no período de 9.600 a 6.800 cal BP, o desenvolvimento da floresta entre 6.800 e 2.300 cal BP e sua redução subsequente, associada a atividades antrópicas.⁶⁰ Tal evolução coincide com as observações realizadas nas savanas da Colômbia, onde as florestas de galeria se expandiram de 7.300 a 3.800 cal BP.⁶¹

2. Dados isotópicos dos perfis de solos

Outra fonte interessante de dados para os estudos de paleovegetação são os perfis de solos. Analisa-se a razão isotópica do ¹³C sobre o ¹²C da matéria orgânica (MO), expressa pelo $\delta^{13}\text{C}$, que varia em função do ciclo fotossintético. Para plantas com ciclo C₃, tipicamente as árvores, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de -22 a -33%. Para plantas com ciclo C₄, em geral ervas, notadamente gramíneas, que manifestam este ciclo fotossintético mais complexo e mais adaptado à restrição na disponibilidade da água, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de -9 a -16%.⁶² Por essa razão, a parte superficial dos solos de floresta da Amazônia apresenta valor de $\delta^{13}\text{C}$ da MO, variando de -26 a -30%⁶³, enquanto a MO da parte superficial dos solos de savana da mesma região compreende valores de -14 a -22%.⁶⁴ Um estudo realizado em diversas savanas amazônicas por Magnusson *et al.* apresentou valores mais altos de $\delta^{13}\text{C}$, de -15,2 a -24,9%. Os autores consideram que os valores inferiores a -25% podem ser, sem equívoco, atribuídos a savanas. Não encontraram, porém, uma boa correlação entre esses valores e a proporção de cobertura arbórea da savana, porque mesmo as savanas muito abertas ainda abrigam muitos pequenos arbustos. Os perfis de solos mostram geralmente, com exceção dos podzóis, uma forte diminuição do teor de Carbono com a profundidade e variações do $\delta^{13}\text{C}$, que são interpretadas como vestígios das mudanças passadas da cobertura vegetal.⁶⁵

É necessário enfatizar que a dinâmica de acumulação da matéria orgânica em um solo é completamente diferente da dinâmica sedimentar. A própria terminologia, descrevendo a estrutura vertical desses sistemas, leva em conta esta diferença: o sedimento é composto de estratos, enquanto o solo é formado por horizontes. O sedimento acumula-se em estratos superpostos, os mais novos sempre recobrendo os mais velhos, cada um apresentando as características da MO depositada junto com o sedimento mineral da época. Em particular, as características do teor em ¹⁴C, que permite datar a camada sedimentar, e do teor em ¹³C, que reflete a origem da MO. O material pode ser oriundo do próprio

- DESJARDINS, Th.; CARNEIRO FILHO, A. & CHAUVEL, A. Flutuações do limite floresta-cerrado durante o Holoceno em Roraima. In: BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E. J. & CASTELLON, E. G. (org). *Home, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima*. Manaus: INPA, 1997. p. 307-323.
- PESSENDA, L. C. R. et al.. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondonia state, southwestern Brazilian Amazon region. *The Holocene*, 8:599-604, 1998.
- PESSENDA, L. C. R. et al.. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. *The Holocene*, 11(2):250-254, 2001.
- FREITAS, H. A. et al.. Late Quaternary Vegetation Dynamics in the Southern Amazon Basin Inferred from Carbon Isotopes in Soil Organic Matter. *Quaternary Research*, 55:39-46, 2001.
- ⁶⁴ DESJARDINS, Th. et al.. Flutuações do limite floresta-cerrado durante o Holoceno em Roraima. *Op. cit.*
- PESSENDA, L. C. R. et al.. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect... *Op. cit.*
- PESSENDA, L. C. R. et al.. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes... *Op. cit.*
- FREITAS, H. A. et al.. *Op. cit.*
- ⁶⁵ MAGNUSSON, W. E. et al.. A comparison of delta C-13 ratios of surface soils in savannas and forests in Amazonia. *Journal of Biogeography*, 29(7):857-863, 2002.
- ⁶⁶ TRUMBORE, S. E. et al.. Belowground cycling of carbon in forest and pastures of Eastern Amazonia. *Global Biogeochemical Cycles*, 9(4): 515-528, 1995.

ambiente de sedimentação (por exemplo, um lago); neste caso, é chamado de autóctono; ou pode ser oriundo da bacia deste ambiente (denominando-se então material alóctono). Se este último for dominante, suas idades ^{14}C , que correspondem à idade da MO, serão mais velhas – às vezes alguns séculos – que a data da sedimentação, dependendo do tamanho da bacia fornecedora do material. Do mesmo modo, os dados de $\delta^{13}\text{C}$ do material sedimentar recebem influência da produção primária interna do corpo d'água e da vegetação da bacia vertente.

O caso dos solos é completamente diferente. O solo é um sistema onde não há acumulação de material mineral, existem perdas somente, por erosão superficial ou por solubilização dos elementos químicos através da água de percolação (intemperismo). Tal processo pode ser perturbado pelo movimento do material nas vertentes, todavia, neste caso, não se trata mais de um solo *in situ*, mas de um paleossolo soterrado por colúvios. No balanço acumulação/degradação da MO no solo, quem ganha é a degradação; é por esta razão que a quantidade de MO decresce rapidamente da superfície para os horizontes mais profundos. Nesse contexto, como se dá a acumulação da MO nos horizontes inferiores dos solos? Existem três processos principais: (1) a lixiviação, pelas águas de percolação, da matéria orgânica dissolvida, produto da degradação da MO na camada superficial; este processo é muito ativo nos solos de tipo podzol; (2) a constante remoção do material pela fauna do solo (cupins, formigas, minhocas...), explicando, por exemplo, o soterramento dos carvões, às vezes de tamanho centimétrico, que podem ser levados a profundidades de centenas de centímetros abaixo da superfície; e, (3) o processo talvez mais importante, representado pelas raízes que, enquanto vivas, exsudam polissacarídeos dentro do solo e, quando morrem, ficam degrandando-se nos horizontes mais profundos. Medições de emissão de CO_2 revelam que até as camadas profundas dos solos amazônicos emitem um CO_2 contendo ainda certa percentagem de ^{14}C atual⁶⁶, o que demonstra a eficiência do transporte da MO moderna para os horizontes inferiores. Todos esses processos são mais ativos nas camadas superficiais dos solos, explicando porque aí se encontra uma MO mais nova, mais lábil e menos degradada e, à medida que se aprofunda no perfil, descobre-se uma MO mais velha, mais degradada e mais refratária.

Tal conhecimento é necessário à compreensão dos perfis de $\delta^{13}\text{C}$ desses solos amazônicos, cuja característica comum é a de apresentarem geralmente, nos horizontes

inferiores (abaixo de 150-200cm), valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -26 e -25%, que representam o valor máximo para uma floresta pluvial. Este valor é encontrado tanto em zonas hoje cobertas por floresta, quanto em zonas cobertas por savana⁶⁷, assim como em regiões distantes no interior da Amazônia⁶⁸. O valor de -25% nos horizontes inferiores dos solos significa que, durante as últimas dezenas de milhares de anos, a floresta foi o ecossistema dominante em termos de aporte de MO aos solos. Mas não significa que sempre houve uma cobertura florestal nos últimos milhares de anos, pois o valor de -25% pode muito bem representar uma mistura de épocas de florestas e de savana. Principalmente se levarmos em consideração que a produção de MO da floresta é bem superior à da savana. Ou seja, valores baixos de $\delta^{13}\text{C}$ dos solos amazônicos em profundidade não são incompatíveis com os registros palinológicos, como o de Carajás, que mostra fases de abertura da floresta. Em Carajás, as fases estão restritas às épocas mais frias do período glacial. Em fases menos frias do clima global deste período, houve desenvolvimento da floresta. Portanto, pode-se considerar, mesmo levando em conta essas flutuações, que o ecossistema dominante em Carajás, no balanço dos últimos 60.000 anos, é a floresta.

Em solos de Rondônia, num transecto entre Humaitá e Porto Velho, foram obtidas idades a partir do método do Carbono 14 sobre a humina (parte mais resistente da MO) de dois perfis de solos. As idades são de 16.000 a 12.000 anos ^{14}C BP, de 300 a 200 cm respectivamente.⁶⁹ Trata-se no entanto de uma idade aparente, que depende da taxa de renovação da MO em cada horizonte. Pode ser considerada como uma idade média deste material, que na realidade é composto de uma mistura de huminas recentes e antigas, com um aumento da humina antiga à medida que aumenta a profundidade nos solos. Na mesma região de Humaitá, datações realizadas sobre a totalidade da MO do solo⁷⁰ revelam idades de 2.000 a 2.700 anos mais recentes que a idade da humina. Por exemplo, no perfil do km 50, a humina tem idade de 8.170 ± 430 ^{14}C BP, enquanto a MO total foi datada de 6.130 ± 90 ^{14}C BP. Isso mostra a dinâmica da MO do solo, fornecendo sempre um material mais recente até as camadas mais profundas. Os componentes mais facilmente degradados desse material recente são decompostos mais rapidamente, enquanto os componentes mais resistentes – a humina – apresentam uma taxa de degradação muito mais lenta.⁷¹ É bom lembrar que é sobre a MO total que são realizadas as análises de $\delta^{13}\text{C}$.

⁶⁷ FREITAS, H. A. *et al.*. *Op. cit.*

⁶⁸ DESJARDINS, Th. *et al.*. *Distribution du Carbone total et de l'isotope ^{13}C dans les sols ferrallitiques du Brésil.* *Op. cit.*

⁶⁹ FREITAS, H. A. *et al.*. *Op. cit.*

⁷⁰ PESSENDA, L. C. R. *et al.*. *Studies of palaeovegetation changes in the central Amazon by Carbon isotopes (^{12}C , ^{13}C , ^{14}C) of soil organic matter.* International symposium on isotope techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere. Viena, 14-18 April, 1997. IAEA-SM-349/46, 14 p., 1997.

⁷¹ TRUMBORE, S. E. *et al.*. *Belowground cycling of carbon in forest and pastures of Eastern Amazonia.* *Op. cit.*

⁷² FREITAS, H. A. *et al.*. *Op. cit.*

⁷³ ABSY, M. L. & VAN DER HAMMEN, Th., Some paleo-ecological data from Rondonia southern part of the Amazon Basin. *Acta Amazonica*, 6(3):293-299, 1976.

⁷⁴ VAN DER HAMMEN, Th. & ABSY M. L. Amazonia during the last glacial. *Paleoclimatology Paleogeography Paleoeecology*, 109:247-261, 1994.

⁷⁵ FREITAS, H. A. *et al.*. *Op. cit.*

⁷⁶ DESJARDINS, Th. *et al.*. Distribution du Carbone total et de l'isotope ¹³C dans les sols ferrallitiques du Brésil. *Op. cit.*

DESJARDINS, Th. *et al.*. Flutuações do limite floresta-cerrado durante o Holoceno em Roraima. *Op. cit.*

⁷⁷ VOLKOFF, B. & CERRI, C. C. L'humus des sols du Brésil... *Op. cit.*

DESJARDINS, Th. *et al.*. Flutuações do limite floresta-cerrado durante o Holoceno em Roraima. *Op. cit.*

⁷⁸ MARTINELLI, L. A. *et al.*. Carbon-13 variation with depth in soils of Brazil and climate change during the Quaternary. *Oecology*, 106: 376-381, 1996.

⁷⁹ DESJARDINS, Th. *et al.*. Distribution du Carbone total et de l'isotope ¹³C dans les sols ferrallitiques du Brésil. *Op. cit.*

⁸⁰ VOLKOFF, B.; MATSUI, E. & CERRI, C. Discriminação isotópica do carbono... *Op. cit.*

TRUMBORE, S. E. *et al.*, *Op. cit.*

PESSENDA, L. C. R. *et al.*. The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect... *Op. cit.*

MARTINELLI, L. A. *et al.*, *Op. cit.*

⁸¹ DESJARDINS, Th. *et al.*. Distribution du Carbone total et de l'isotope ¹³C dans les sols ferrallitiques du Brésil. *Op. cit.*

O interessante desses perfis de solos de Rondônia, no que diz respeito ao clima holocênico, é que, acima destes horizontes inferiores, existem, nos sítios florestais do transecto, evidências de um aumento do $\delta^{13}\text{C}$ (figura 2), indicando uma expansão das savanas⁷². O aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ se dá a partir de 120cm, um horizonte com idade aparente de 9.590 ± 80 ¹⁴C, data que representa, seguindo nosso raciocínio sobre a acumulação da MO nos solos, um limite superior para o início da última expansão das savanas. Num perfil de sedimentos da mesma região de Rondônia, Absy e Van der Hammen⁷³ observaram o desenvolvimento de savanas no Pleistoceno, revelado pela baixa representação de pólen de árvores e pelo aumento de pólen de savana de 0 a 10m. Abaixo desta profundidade domina o pólen de floresta. As datações em 7m de profundidade, realizadas em duas frações, mais e menos lábil, da MO, indicam idade de 18.500 ± 150 e 44.000 ± 3.000 ¹⁴C BP, respectivamente com valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -15,6 e 16,2%.⁷⁴ Em 13m de profundidade (estrato com pólen de floresta), as idades dessas mesmas frações da MO são de 41.300 ± 1.700 e 49.000 ± 5.000 ¹⁴C BP. Seria possível estas savanas, cuja idade de desaparecimento é desconhecida, serem as responsáveis pela diminuição do $\delta^{13}\text{C}$ observada nos perfis de solos do norte de Rondônia?

Nos perfis de solos de Humaitá a Porto Velho, pouco abaixo da idade aparente de 1.890 ± 50 ¹⁴C BP (figura 2), observa-se uma diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, indicando nova expansão da floresta, mais antiga que 1.890 ¹⁴C, prolongando-se até o atual.⁷⁵ A presença de MO de savana em perfis de solos sob floresta na Amazônia já tinha sido atestada por Desjardins *et al.*, no norte de Mato Grosso (Terra Nova). Em solos de floresta de Roraima, perfis muito similares indicaram a presença de savanas.⁷⁶

Um último aumento do $\delta^{13}\text{C}$, da ordem de 2% nos primeiros centímetros, é também verificado em vários tipos de solos de florestas tropicais ou temperadas⁷⁷ e interpretado como conseqüência de uma degradação preferencial dos compostos orgânicos mais pobres em ¹³C.⁷⁸

Desjardins *et al.* demonstram que em diversas regiões da Amazônia não há variações do $\delta^{13}\text{C}$ dos perfis de solos cobertos por floresta além do aumento de -28 a -26% nos primeiros 50cm, valor que permanece até 2m de profundidade.⁷⁹ Resultados similares foram obtidos também por outros pesquisadores.⁸⁰ É importante notar que três dos sítios onde permaneceu a floresta estão situados no sul de Rondônia⁸¹, enquanto no norte existem evidências de regressão da

PESSENDA, L. C. R. *et al.*.
The carbon isotope record in
soils along a forest-cerrado
ecosystem transect... *Op. cit.*

⁸² FREITAS, H. A. *et al.*. *Op.*
cit.

⁸³ PESSENDA, L. C. R. *et al.*.
Studies of palaeovegetation
changes in the central Ama-
zon... *Op. cit.*

floresta.⁸² Isso significaria que no Holoceno as savanas da região poderiam ser mais extensas, mas que o limite sul da floresta em Rondônia permaneceu igual ao atual (ver figura 3). Outra hipótese seria que a dinâmica da MO dos solos de floresta do sul de Rondônia é muito mais rápida, apagando os vestígios das savanas holocênicas. De fato, as idades obtidas sobre a MO total do solo entre 170 e 200cm de profundidade por baixo de florestas, em Ariquena e Pimenta Bueno (sul de Rondônia) indicaram idade de 3.300 ¹⁴C BP enquanto dois solos sob floresta da região de Humaitá (norte de Rondônia) apresentaram idades da MO total de 4.760 e 6.130 ¹⁴C BP, a 95 e 195cm de profundidade, respectivamente.⁸³ Isso mostra uma dinâmica maior da MO nos solos do sul de Rondônia. Sem modelos dessa dinâmica de acumulação/degradação/migração da MO nos solos amazônicos, é difícil saber se a ciclagem mais rápida da MO é suficiente para apagar os eventuais vestígios de uma presença de savana holocênica (ou mais antiga) no sul de Rondônia, ou mesmo em outras regiões da Amazônia.

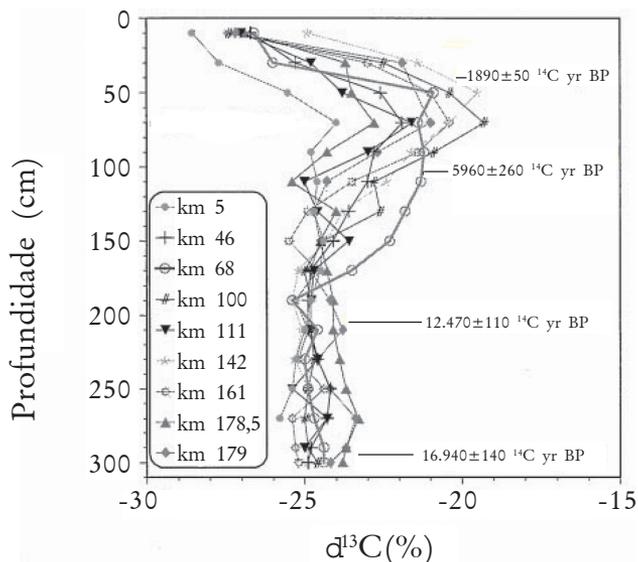


Figura 2: Exemplo de perfis de $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica (MO) dos solos sob cobertura florestal de Rondônia.⁸⁴ Na base, todos os perfis convergem para valores perto de -25%, indicando dominância da floresta num conjunto de MO recentes e antigas, cuja média de idade varia de 17.000 a 12.000 ¹⁴C BP. O aumento, a partir de 140cm, indica a presença de uma vegetação mais aberta, do tipo savana, mais antiga do que pelo menos 9.000 anos ¹⁴C BP; o retorno para valores de cerca de -27% é testemunho do recrudescimento da floresta antes de pelo menos 2.000 anos ¹⁴C BP.

⁸⁴ FREITAS, H. A. *et al.*. *Op.*
cit.

Por enquanto, os dados de $\delta^{13}\text{C}$ dos perfis de solos concordam com os dados de vegetação e indicam a permanência de uma cobertura vegetal de floresta durante o Holoceno, com exceção de sítios situados no norte de Rondônia, em Mato Grosso e Roraima, onde existiram savanas pelo menos no Holoceno.

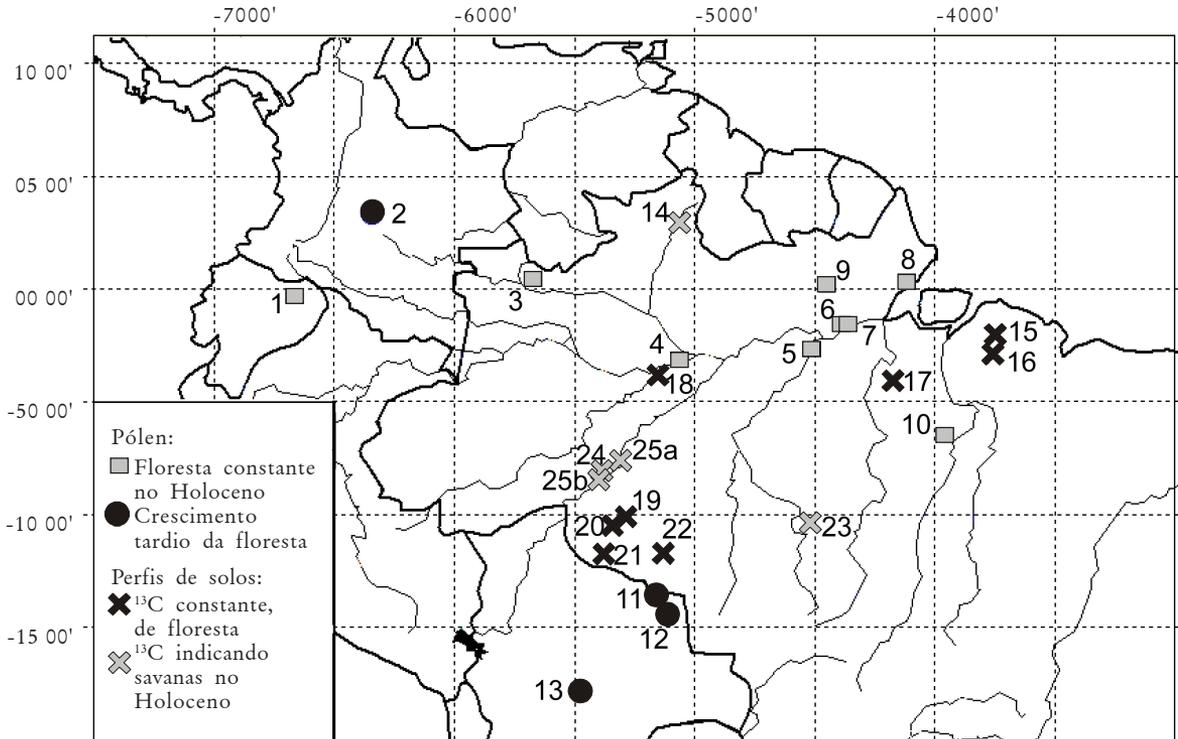


Figura 3: Desenvolvimento da floresta durante o Holoceno na Amazônia. Estudos de pólen: 1: Maxus 4; 2: Loma Linda; 3: Pata e Dragão; 4: Calado; 5: Lago Tapajós; 6: Comprida; 7: Geral; 8: Márcio e Taperá; 9: Maicuru; 10: Serra Sul de Carajás; 11: Bella Vista; 12: Chaplin; 13: Sibéria. Estudos do $\delta^{13}\text{C}$ dos solos: 14: Fazenda Paraviana; 15: Capitão Poço; 16: Paragominas; 17: Altamira; 18: Manaus; 19: Ariquema; 20: Oriente Novo; 21: São Domingos; 22: Pimenta Bueno; 23: Terra Nova; 24: Humaitá; 25a, 25b: transecto Humaitá-Porto Velho.

3. Paleoincêndios

As primeiras datações de carvões de madeira nos solos sob floresta da Amazônia foram obtidas por Soubiès na rodovia Santarém-Cuiabá⁸⁵. Tinham origem entre 6.800 e 3.200 cal BP, revelando a existência de incêndios da floresta nessa época. Sanford *et al.* e Saldarriaga e West mostraram pouco depois que os carvões dos solos do Alto Rio Negro, na Venezuela, atestavam idades de 7.200 cal BP até a atual⁸⁶. Na fazenda Paraviana, em Roraima, Desjardins *et al.* encontraram carvões com idades situadas entre 8.500 e

⁸⁵ SOUBIÈS, F. Existence d'une phase sèche en Amazonie brésilienne datée par la présence de charbons de bois (6000-3000 ans B. P.) *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 1:133-148, 1979-1980.

⁸⁶ SANFORD, R. L. *et al.* Amazon rain-forest fires. *Science*, 277:358-366, 1985. SILDARRIAGA, J. G. & WEST, D. C., Holocene fires in the Northern Ama-

- zon Basin. *Quaternary Research*, 26:53-55, 1986.
- ⁸⁷ DESJARDINS, Th. *et al.*. Distribution du Carbone total et de l'isotope ^{13}C dans les sols ferrallitiques du Brésil. *Op. cit.*
- ⁸⁸ SANTOS, G. M. *et al.*. ^{14}C AMS Dating of Fires in the Central Amazon Forest. In: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, 172:761-766, 2000.
- ⁸⁹ PESSENDA, L. C. R. *et al.*. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes... *Op. cit.*
- ⁹⁰ TURCQ, B. *et al.*. Amazonian rain forest fires... *Op. cit.*
- ⁹¹ CORDEIRO, R. C. *Mudanças paleoambientais e ocorrência de incêndios nos últimos 7.400 anos, na região de Carajás, Pará*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 114 p., 1995.
- CORDEIRO, R. C. *et al.*. Holocene environmental changes in Carajas Region (Pará, Brazil) recorded by Lacustrine Deposits. *Op. cit.*
- SIMÕES FILHO, F. F. L. Sedimentação lacustre e implicações paleoambientais na região de contato... *Op. cit.*
- ⁹² INDERMÜHLE, A. *et al.*. Holocene carbon-cycle dynamics based on CO_2 trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature*, 398:121-126, 1999.
- ⁹³ IRION, G. *et al.*. A multiproxy palaeoecological record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajós, eastern Amazonia... *Op. cit.*
- ⁹⁴ OLIVEIRA, P. de. *et al.*. Paleovegetação e Paleoclimas do Quaternário do Brasil... *Op. cit.*
- ⁹⁵ BURBRIDGE, R.; MAYLE, F. E. & KILLEEN, T. J. *Op. cit.*
- ⁹⁶ SIFEDDINE, A. *et al.*. Étude de la sédimentation lacustre d'un site de forêt d'altitude des Andes Centrales (Bolívie). Implications paléoclimatiques. *Bull. Soc. Geol. France*, 169(3):395-402, 1998.

Comprida, picos isolados de microcarvões de 10.000 a 6.000 cal BP e, na vizinha Lagoa Geral, expressiva quantidade do mesmo material fóssil, produzido provavelmente a partir de 6.600 cal BP⁹⁷. Um novo acúmulo a partir de 3.600 cal BP corresponde ao aparecimento do pólen de *Zea* (milho) no perfil, indicando que os incêndios estavam relacionados a atividades antrópicas. De modo similar, nas lagoas Márcio e Tapera (Amapá), a proporção de fragmentos de carvão cresce a partir de 4.600 e 1.600 cal BP, respectivamente, acompanhando o aumento de pólen de gramíneas, fato interpretado como de origem antrópica⁹⁸.

⁹⁷ BUSH, M. B. *et al.*. Two histories of environmental change... *Op. cit.*

⁹⁸ TOLEDO, M. B. & BUSH, M. B. A mid-Holocene environmental change in Amazonian savannas. *Journal of Biogeography* (aguardando publicação).

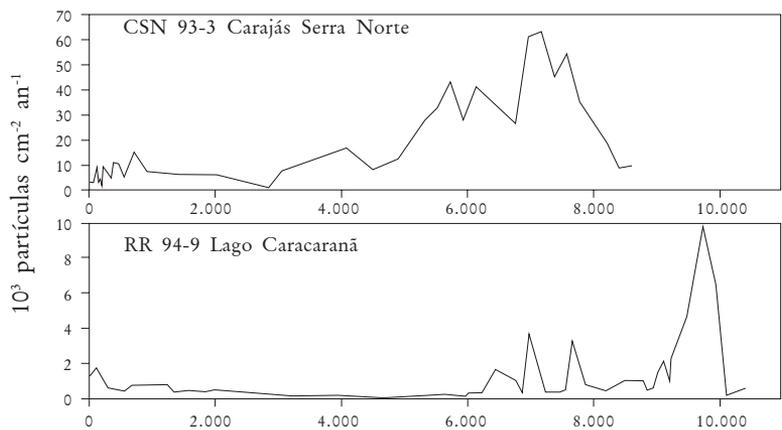


Figura 4: Taxa de acumulação de microcarvões no testemunho CSN 93-3 da Serra Norte de Carajás e no testemunho RR 94-9 do Lago Caracaranã em Roraima. A escala temporal é dada em anos cal BP.

Com efeito, no Holoceno, a presença do homem na Amazônia pode perturbar o registro dos incêndios naturais. De qualquer forma, ainda que provocados pelo ser humano, os incêndios só se alastram quando o clima está seco. Assim, acreditamos que tenham decorrido da repetida ocorrência de eventos mais secos, pelo menos na Amazônia oriental, conforme todos os outros indícios paleontológicos descritos anteriormente⁹⁹.

⁹⁹ TURCQ, B. *et al.*. Amazonian rain-forest fires... *Op. cit.*

IV

Síntese e comparação

1. O paleoclima Holoceno da Amazônia

Apesar de terem sido menos marcadas do que no Último Máximo Glacial e na época tardiglacial subsequente, o Holoceno ainda foi palco de mudanças climáticas impor-

¹⁰⁰COLINVAUX, P. A. *et al.*.
Op. cit.

¹⁰¹ABSY, M. L. *et al.* *Op. cit.*

¹⁰²BEHLING, H. &
HOOGHIEMSTRA, H.
Holocene Amazon rain for-
est... *Op. cit.*

MAYLE, F.; BURBRIDGE,
R. & KILLEEN, T. J. *Op.*
cit.

BURBRIDGE, R.; MAYLE,
F. E. & KILLEEN, T. J. *Op.*
cit.

MOURGUIART, P. & LE-
DRU, M. P. *Op. cit.*

¹⁰³DESJARDINS, Th. *et al.*.
Distribution du Carbone to-
tal... *Op. cit.*

DESJARDINS, Th.; CAR-
NEIRO FILHO, A. &
CHAUVEL, A. Flutuações
do limite floresta-cerrado
durante o Holoceno em Ro-
rAIMA... *Op. cit.*

FREITAS, H. A. *et al.*. *Op.*
cit.

¹⁰⁴BEHLING, H. Carbon
storage increases by major
forest ecosystems in tropical
South America... *Op. cit.*

¹⁰⁵TURCQ, B. *et al.*. Accumu-
lation of organic carbon in
five Brazilian lakes during
the Holocene... *Op. cit.*

¹⁰⁶BRADBURY, J. P. *et al.*.
Late Quaternary environ-
mental history of Lake Va-
lencia, Venezuela. *Science*,
214:1199-1305, 1981.

tantes na região amazônica. No início do período (11.500 cal BP), a floresta tropical quente desenvolveu-se, substituindo uma floresta mais fria na parte ocidental do maciço florestal (Morro dos Seis Lagos)¹⁰⁰ e uma savana na parte oriental (Carajás)¹⁰¹. Em sítios das margens noroeste e sudoeste do Amazonas, a mata desenvolveu-se somente de 6.800 a 1.350 cal BP.¹⁰² O conteúdo em $\delta^{13}\text{C}$ dos perfis de solos apresenta certa constância nos solos amazônicos, indicando a permanência da floresta no Holoceno, mas a dinâmica da MO dos solos deve ser levada em conta para interpretar este parâmetro. Solos das regiões de Humaitá (fronteira Amazonas-Rondônia), Mato Grosso (Terra Nova) e Boa Vista (Roraima) indicam que a floresta é mais desenvolvida hoje do que naquela época.¹⁰³

Estudos lacustres apresentam um cenário de mudanças climáticas bem definidas, com um auge da fase seca de 8.500 a 6.800 cal BP. Praticamente todos os lagos estudados apresentam elevação de seus níveis após esta fase; o nível mais alto, comparável ao atual, foi atingido após 1.400 cal BP, segundo as pesquisas disponíveis até o momento.

Os dados paleo-hidrológicos são testemunhos de mudanças na variabilidade climática, mostrando que o Holoceno médio foi uma época de grande variabilidade nas vazões dos rios. Essa forte instabilidade coincide com repetidas ocorrências de incêndios e significativo aumento da proporção de elementos pioneiros na vegetação. A mudança para o clima atual, mais estável e mais úmido, parece ter ocorrido desde 5.500 cal até cerca de 900 cal BP, dependendo dos parâmetros registrados e das regiões.

Comparada com as regiões vizinhas, a dinâmica holocênica na Amazônia tem certa analogia com as mudanças paleoclimáticas observadas na Região Sudeste do Brasil. Nesta se observa, durante o Holoceno médio, uma Mata Atlântica pouco desenvolvida¹⁰⁴ e baixos níveis dos lagos¹⁰⁵. Há lógica nessa relação, se considerarmos que as precipitações do Sudeste dependem do desenvolvimento da monção sul-americana, devido ao aquecimento do continente, no verão, e às ocorrências da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), ligada à convecção amazônica. A redução da insolação de verão no Hemisfério Sul reduziu as chuvas ao mesmo tempo na Amazônia e no Sudeste brasileiro. Entretanto, o clima seco do Holoceno inferior e médio parece ter sido mais acentuado na Região Sudeste.

Existem, ao contrário, indícios de aumento de precipitação no norte da Amazônia durante o Holoceno médio: na Venezuela foram registrados altos níveis do lago Valencia¹⁰⁶,

¹⁰⁷HAUG, G. H. *et al.*. Southward migration of the Inter-tropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 293:1304-1308, 2001.

¹⁰⁸ENSO: sigla para o termo técnico “El Niño – South Oscillation” (ou ENOS – El Niño Oscilação Sul). *Oscilação Sul* é uma medida de intensidade dos centros de pressão atmosférica à superfície, entre o Pacífico Ocidental e o Pacífico Oriental, mais especificamente entre Darwin (Austrália) e Taiti. El Niño e Oscilação Sul são partes de um mesmo fenômeno de interação entre o Oceano Pacífico Tropical e a atmosfera.

¹⁰⁹MEGGERS, B. J. Archeological evidence for the impact of Mega-Niño events on Amazonia during the past two millennia. *Climatic Change*, 28:321-338, 1994.

¹¹⁰MARTIN, L. *et al.*. Southern Oscillation signal in South American palaeoclimatic data of the last 7000 years. *Quaternary Research*, 39:338-346, 1993.

¹¹¹ORTLIEB, L.; FOURNIER, M. & MACHARÉ, J. Beach ridges and major Late Holocene El Niño events in Northern Peru. *Journal of Coastal Research*, 17:109-117, 1995.

RODBELL, D. T. *et al.*. An ~15,000 year record of El Niño driven alleviation in Southwestern Ecuador. *Science*, 283:516-520, 1999.

MOY, C. M. *et al.*. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 420:162-165, 2002.

HAUG, G. H. *et al.*. *Op. cit.*

¹¹²MOY, C. M. *et al.*. *Op. cit.*

¹¹³VALDES, P. J. South American palaeoclimate model simulations: How reliable are the models? *Journal of Quaternary Science*, 15(4): 357-368, 2000.

bem como altas descargas do Orinoco¹⁰⁷. Esses dados também estão conforme as variações da insolação, que era maior no verão do Hemisfério Norte, empurrando a ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) mais ao norte nessa estação.

A característica marcante da Amazônia no Holoceno médio vem das evidências de sua grande variabilidade climática. Hoje, considera-se frequentemente que o ENSO¹⁰⁸ domina a variabilidade climática da América do Sul. Tradicionalmente, a variabilidade paleoclimática holocênica observada na Amazônia foi também associada a este fenômeno, apesar de que sua expressão teria tido uma frequência muito mais baixa (eventos de 10 a 100 anos de duração) e talvez uma intensidade maior que o fenômeno atual. Criou-se então os conceitos de *Mega-El-Niño*¹⁰⁹ e de *El-Niño-like conditions*¹¹⁰. Diversos dados paleoclimáticos indicam, porém, que a amplitude do fenômeno El Niño somente aumentou após o Holoceno médio.¹¹¹ Se considerarmos o registro mais contínuo da lagoa Palcacocha, no Equador¹¹², observa-se, de fato, um incremento das altas frequências do ENSO no fim do Holoceno, mas também a existência de maior variabilidade pluridecenal no Holoceno médio. Então, de onde provém a variabilidade climática da Amazônia no Holoceno médio? Seria oriunda também do Pacífico? Ou do Atlântico? E por que não de uma forçante atmosférica mais remota?

2. Modelos de circulação atmosférica geral

A maior parte dos modelos climáticos do Holoceno foi aplicada ao período de 6.000 anos (6.000 cal BP). Valdes¹¹³ realizou uma síntese dos dados obtidos pelos modelos de circulação atmosférica geral do primeiro projeto PMIP (*Paleoclimate Model Intercomparison Project*). A média dos resultados dos diferentes modelos indica claramente uma redução das precipitação de verão na Amazônia e no Brasil, numa região que corresponderia aproximadamente à região de atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (figura 5). No inverno, o noroeste da Amazônia é mais úmido e existe uma diminuição de precipitação no extremo norte da região. Esses dados vêm ao encontro dos dados paleoclimatológicos, apesar de indicarem uma diminuição da sazonalidade (verões mais secos e invernos iguais aos de hoje ou mais úmidos).

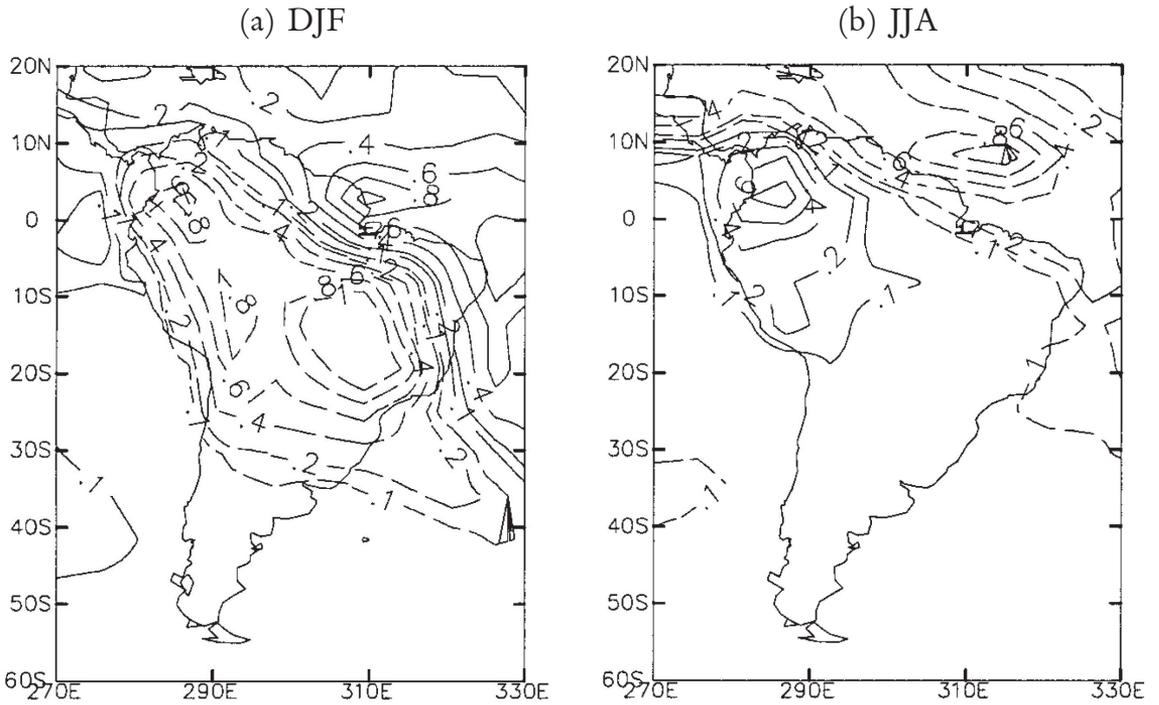


Figura 5: Diferenças de médias mensais de precipitação simuladas pelos modelos atmosféricos do primeiro projeto PMIP para os meses de (a) dezembro a fevereiro e (b) junho a agosto.¹¹⁴ Os valores representam a média de todas as simulações. As precipitações são expressas em décimo de mm dia⁻¹ (.1 significa 0,1 mm dia⁻¹), os valores negativos (Holoceno mais seco) são representados por tracejados, enquanto os valores positivos (Holoceno mais úmido) são representados por linhas contínuas.

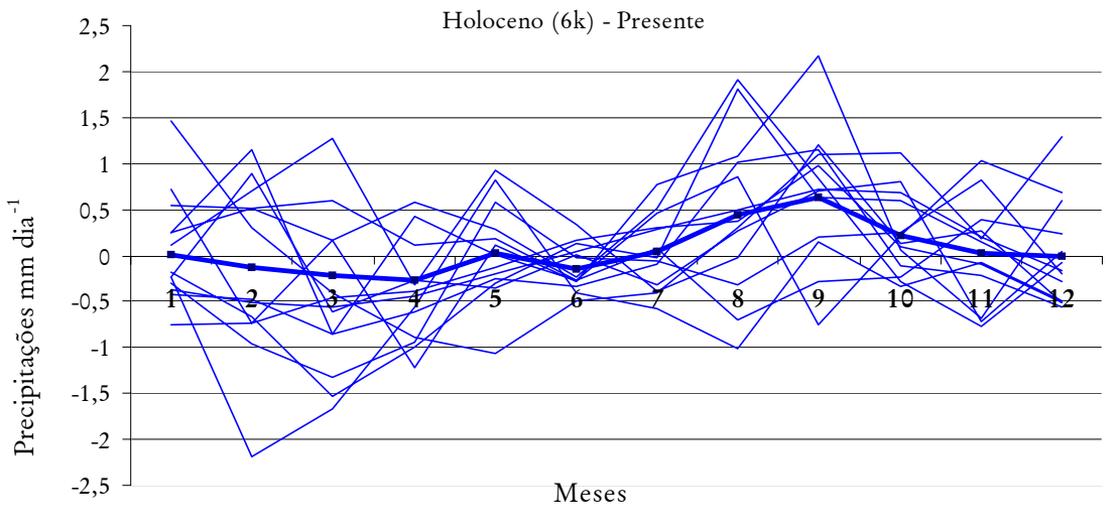


Figura 6: Diferenças de médias mensais de precipitação simuladas pelos modelos atmosféricos do primeiro projeto PMIP. Cada curva representa os resultados de um modelo. A curva mais grossa representa a média.

¹¹⁴VALDES, P. J. *Op. cit.*

¹¹⁵JORGETTI, T. *Análise de uma modelagem do clima tropical atual da América do Sul e em 6.000 anos AP*. Mestrado em Meteorologia, Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo, 2004. 113p.

¹¹⁶BRACONNOT, P. *et al.* Mid-holocene and Last Glacial Maximum African monsoon changes as simulated within the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project. *Global and Planetary Change*, 26(1-3):51-66, 2000.

Para investigar melhor essas mudanças sazonais, fizemos um gráfico dos resultados desses mesmos modelos atmosféricos ao longo do ano (figura 6). O resultado mostra enormes diferenças entre os diversos modelos, devido provavelmente ao modo pelo qual reproduzem a convecção na Amazônia: em alguns, a convecção depende da insolação local, portanto ela vai diminuir quando a insolação diminui, ou seja, de dezembro a março, e aumentar quando a insolação aumenta, sobretudo nos meses de agosto e setembro, compensando amplamente a diminuição do verão. Em outros modelos, a convecção está mais ligada à dinâmica da convergência atmosférica e depende então do movimento da ZCIT.

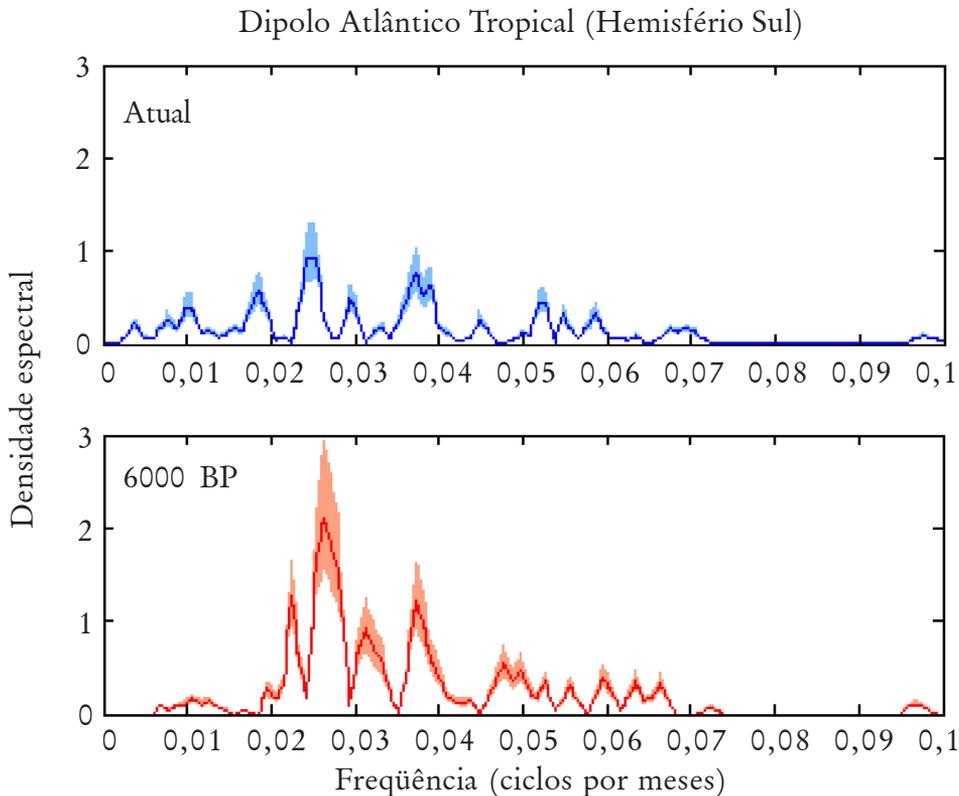


Figura 7: Análise espectral das variações de SST no Oceano Atlântico Sul Tropical¹¹⁵ segundo o modelo IPSL¹¹⁶. O primeiro gráfico representa a situação de controle atual e o segundo a simulação de 6.000 anos.

Os modelos aqui apresentados fazem parte das primeiras gerações de modelos climáticos globais, que estão sendo hoje substituídos por modelos acoplados oceano-atmosfera ou até por modelos acoplados oceano-atmosfera-

¹¹⁷SILVA DIAS, P. L. *et al.*.
Evaluation of Model Simulation of 6ka BP and Present Climate in Tropical South America (aguardando publicação).

Este trabalho integra-se no quadro dos acordos internacionais IRD-CNPq e do Projeto LBA Milenium.

Bruno Turcq é doutor em Geologia e pesquisador do Laboratoire Mixte Franco-brésilien de Recherches Environnementales da Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro, e do Institut de Recherche pour le Développement (IRD), França.
bruno.turcq@ird.fr

Pascale Braconnot é doutor em Climatologia e pesquisador do Laboratoire des Sciences de l'Environnement, Saclay, França.
Pascale.Braconnot@cea.fr

Renato Campello Cordeiro é doutor em Geoquímica Ambiental e professor do Departamento de Geoquímica da Universidade Federal Fluminense.
rcordeiro@geoq.uff.br

Abdelfettah Sifeddine é doutor em Geologia e pesquisador do Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Centre d'Ile de France, Bondy, França.
abdel.sifeddine@ird.fr

Pedro Leite da Silva Dias é doutor em Ciências Atmosféricas e pesquisador do Instituto de Astronomia e Geofísica da Universidade de São Paulo.
pldsdi@master.iag.usp.br

Jorge João Abrão é doutor em Geologia e professor do Departamento de Geoquímica da Universidade Federal Fluminense.
abrao@geoq.uff.br

Tatiana Jorgetti é mestre em Meteorologia e pesquisadora do Instituto de Astronomia e Geofísica da Universidade de São Paulo.
tatiana@model.iag.usp.br

vegetação. Os dados aqui utilizados indicam uma variabilidade climática maior e somente os modelos em que oceano e atmosfera estão acoplados são capazes de reproduzir a variabilidade climática. Além disso, os dados paleoclimáticos existentes sugerem o aumento de uma variabilidade climática de baixa frequência na Amazônia (os pesquisadores apontam secas da ordem de dezenas de anos), diferente da variabilidade climática atual, mais subordinada ao El Niño. Isso faz sentido, pois os modelos do ENSO indicam uma diminuição da intensidade do fenômeno no Holoceno médio. Quem estaria então controlando a variabilidade climática da Amazônia? Uma análise do modelo acoplado IPSL¹¹⁷ mostra que a parte sul do Atlântico tropical evidencia um aumento da variabilidade interanual naquele período (figura 7).

O problema da variabilidade climática holocênica é certamente de resolução mais complexa do que a leve diminuição do clima médio. A resposta a essa questão aguarda os resultados dos novos modelos globais acoplados, desenvolvidos no quadro do IPCC, e cuja aplicação ao Holoceno médio (6.000 anos) está sendo realizada.

V

Conclusão

Na Amazônia, o Holoceno define-se como um período de extremo interesse, em particular para a avaliação dos modelos climáticos globais. O período-chave para as simulações é o de 6.000 anos, porque a forçante da insolação prevista pela teoria de Milankovitch ainda é intensa e a forçante ligada a superfícies glaciais do planeta é considerada nula. Em 6.000 anos a região caracterizava-se por um clima talvez mais seco e certamente mais variável que o clima atual. Nessa fase, os registros paleo-hidrológicos apresentam maior reatividade às mudanças climáticas que os registros de paleovegetação. Mas os dados existentes, embora tenham melhorado muito a resolução temporal na última década, ainda apresentam uma cobertura espacial deficiente.

Tanto pelos dados de pólen quanto pelos dados de $\delta^{13}\text{C}$ dos solos, evidenciam-se grandes extensões florestais, que se desenvolveram ainda de 6.800 até 700 cal BP nas regiões noroeste e sudoeste da Amazônia. Os estudos lacustres mostram uma elevação nos níveis dos lagos e a formação de várias lagoas. Os dados paleo-hidrológicos são testemunhos de mudanças na variabilidade climática, indicando que o Holoceno médio foi uma época de grande variabilidade nas vazões dos grandes rios. Isso vem ao

Renata Lima da Costa é mestre em Geoquímica Ambiental e professora do Departamento de Geoquímica da Universidade Federal Fluminense.

renatalc@gmail.com

Francisco Fernando Lamego Simões Filho é doutor em Geoquímica Ambiental e pesquisador do Instituto de Radioproteção e Dosimetria, Rio de Janeiro.
flamego@ird.gov.br

encontro das observações de repetidos incêndios e do aumento da proporção de elementos pioneiros na vegetação. A partir de 5.500 cal BP, começa a ocorrer a mudança para o clima atual, mais estável e mais úmido, que parece ter sido plenamente estabelecido por volta de 1.500 cal BP.

A comparação desses dados com os modelos climáticos globais ainda carece de simulações por modelos acoplados oceano-atmosfera (os mais aptos a reproduzir a variabilidade climática), de longa duração (pois a variabilidade holocênica parece ter sido de baixa frequência).