



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS**  
**Instituto de Geociências**

**MARCELA ROBERTA MORETTI**

**Magnetismo ambiental em sedimentos lacustres holocênicos da Volta Grande do Xingu,  
Brasil**

**CAMPINAS**

**2019**

**MARCELA ROBERTA MORETTI**

**Magnetismo ambiental em sedimentos lacustres holocênicos da Volta Grande do Xingu,  
Brasil**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA AO INSTITUTO DE  
GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DE  
CAMPINAS PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE  
MESTRA EM GEOCIÊNCIAS NA ÁREA DE  
GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS**

**ORIENTADOR: PROF. DR. GELVAM ANDRÉ HARTMANN**

**ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL  
DA DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELA ALUNA  
MARCELA ROBERTA MORETTI E ORIENTADA  
PELO PROF. DR. GELVAM ANDRÉ HARTMANN**

**CAMPINAS**

**2019**

Ficha catalográfica  
Universidade Estadual de Campinas  
Biblioteca do Instituto de Geociências  
Cássia Raquel da Silva - CRB 8/5752

M817m Moretti, Marcela Roberta, 1992-  
Magnetismo ambiental em sedimentos lacustres holocênicos da Volta Grande do Xingu, Brasil / Marcela Roberta Moretti. – Campinas, SP : [s.n.], 2019.

Orientador: Gelvam André Hartmann.  
Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Geomagnetismo. 2. Holoceno. 3. Paleoclimatologia. 4. Amazônia. 5. Xingu, Rio (PA e MT). I. Hartmann, Gelvam André, 1978-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

**Título em outro idioma:** Environmental magnetism in holocene lake sediments in the Volta Grande do Xingu, Brazil

**Palavras-chave em inglês:**

Geomagnetism

Holocene

Paleoclimatology

Amazon

Xingu River (Brazil)

**Área de concentração:** Geologia e Recursos Naturais

**Titulação:** Mestra em Geociências

**Banca examinadora:**

Gelvam André Hartmann [Orientador]

Emilson Pereira Leite

Fabiano do Nascimento Pupim

**Data de defesa:** 06-12-2019

**Programa de Pós-Graduação:** Geociências

**Identificação e informações acadêmicas do(a) aluno(a)**

- ORCID do autor: <https://orcid.org/0000-0003-3562-2443>

- Currículo Lattes do autor: <http://lattes.cnpq.br/6413759925846539>



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**AUTORA:** Marcela Roberta Moretti

**Magnetismo ambiental em sedimentos lacustres holocênicos da Volta Grande do Xingu,  
Brasil**

**ORIENTADOR:** Prof. Dr. Gelvam André Hartmann

Aprovado em: 06 / 12 / 2019

**EXAMINADORES:**

Prof. Dr. Gelvam André Hartmann - Presidente

Prof. Dr. Emilson Pereira Leite

Prof. Dr. Fabiano do Nascimento Pupim

**A Ata de defesa com as respectivas assinaturas dos membros encontra-se disponível no  
SIGA - Sistema de Fluxo de Dissertação e na Secretaria de Pós-graduação do IG.**

Campinas, 06 de dezembro de 2019.

## **Agradecimentos**

Ao meu orientador, Prof. Dr. Gelvam André Hartmann, pelo apoio e paciência imensuráveis nesta trajetória, principalmente em meus momentos difíceis, sempre encorajando a seguir em frente, incentivando a ler mais e compartilhando conhecimento. Este trabalho jamais seria concluído sem seus esforços (e foram muitos!), por isto, muito obrigada!

Agradeço às instituições que viabilizaram o desenvolvimento desta pesquisa: Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (IG/UNICAMP) e Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP), em especial ao Laboratório de Paleomagnetismo do IAG/USP (USPMag) por proporcionar a realização das medidas magnéticas apresentadas nesta dissertação.

Aos funcionários destas instituições pelas orientações, ajudas, suportes durante toda a minha pós-graduação.

Aos órgãos de fomento à pesquisa FAEPEX, pela bolsa de mestrado, e CAPES (o presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) – Código de Financiamento 001) por financiar a obtenção de amostras e análises feitas durante o mestrado (AUXPE #2043/2014).

Aos meus amigos e amigas que acompanharam de perto e que também me deram um suporte em vários níveis, especialmente emocional, durante este mestrado: Halina, Lays, Marcela Stolf, Rita, Filipe, Renan, Tales, Xerxes, Luciano Duarte, Mathias e às queridas freiras da eterna Rep Convento.

Aos colegas de pós-graduação sempre dispostos a darem uma palavra de incentivo e me ajudaram em algum momento: João Paulo Pitombeira (JP), Thaís Marteleto, Igor, Lucho Poggi, Rafaela Santeiro, Nádia Borges e Raphael Hunger.

À Yara e Bruno, Bárbara Toledo, Ana Marta e Lays (novamente) por me abrigarem em São Paulo, quando precisei passar dias e noites nos laboratórios da USP.

Aos colegas de laboratório do IAG/USP, que me ajudaram em meus dias extra-UNICAMP, seja no manejo dos equipamentos utilizados nas análises desta pesquisa, seja nas indicações de leitura de artigos ou conversas na sala do café para distrair.

Aos meus colaboradores, citados no artigo fruto deste mestrado.

E finalmente, aos meus pais, irmã, padrinhos e Bruno, por tudo.

## **Biografia**

### **Marcela Roberta Moretti**

Bacharelada em Geologia pelo Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (2017). Possui experiência em Paleopedologia, Geoquímica de Solos, especialmente no estudo de solos alagados, e já atuou brevemente com Metalogênese e formação de piritas na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF). Atualmente, trabalha com Geofísica Ambiental, área de estudo de seu mestrado, com ênfase em Magnetismo Ambiental, relacionado aos estudos paleoambientais e paleoclimáticos no Holoceno.

## Resumo

O Período Geológico do Quaternário é marcado por alterações ambientais e climáticas que afetaram todo o globo. Neste período, as mudanças ambientais ocorridas no leste amazônico desencadearam diversas modificações expressivas na dinâmica sedimentar, hidrológica e climática regional. As mudanças ambientais provenientes de fenômenos naturais e antrópicos no passado permite estabelecer paralelos no presente e prognosticar situações futuras. Este trabalho teve por objetivo principal contribuir com novas informações sobre a reconstituição paleoambiental e paleoclimática do leste da Amazônia durante o Holoceno (a partir de 9000 AP) para compreender as respostas desse sistema às mudanças à época de sedimentação e as possíveis alterações causadas por eventos atuais, como a construção e operação do Complexo Hidrelétrico de Belo Monte, na região da Volta Grande do Xingu, Pará. Para tanto, foram estudados dois testemunhos de sedimentos lacustres: um coletado na Ilha do Arapujá (XC01-02), Rio Xingu (Altamira, Pará) e outro coletado à margem do Rio Iriri (XC06), principal afluente do Rio Xingu. Ambos os testemunhos foram datados por radiocarbono e os dados que permitem interpretações (paleo)climáticas e ambientais foram obtidos por meio de técnicas de magnetismo ambiental. As análises magnéticas incluem: medidas susceptibilidade magnética, desmagnetização da magnetização remanente natural, curvas de aquisição e desmagnetização da magnetização remanente anisterética, curvas de aquisição da magnetização remanente isotérmica e curvas de histerese. Os resultados apontam que os sedimentos de XC06 são grossos a finos e de origem detrítica, enquanto os sedimentos de XC01-02 apresentam grãos finos a muito finos de origem de processos pedogenéticos. As análises dos parâmetros magnéticos indicam três eventos de mudanças climáticas que afetaram a região: (a) período intenso de seca e queda do nível de chuvas em ~8000 cal AP, seguido por aumento dos parâmetros magnéticos (XC06), indicando período mais úmido; (b) período intenso de seca em ~6100 cal AP, atingindo níveis mais secos do Holoceno (XC06), seguido por uma normalização dos parâmetros magnéticos próximos ao que se observa atualmente; (c) período mais úmido, indicado pelo pico positivo entre ~1300 e 1500 cal AP, no Holoceno Tardio, normalizando-se após esse período para as condições próximas das atuais (XC01-02). Os resultados deste trabalho, comparados aos dados de isótopos de oxigênio e carbono disponíveis na literatura, indicam que o leste da Amazônia foi submetido a dois eventos de seca intensa no Holoceno Médio-Inferior, seguido por uma anomalia no regime climático no Holoceno Tardio, aumentando suas taxas de precipitação e umidade e mantendo uma sazonalidade de estações secas e úmidas para aproximar-se do regime atual.

**Palavras-chave:** Amazônia; Holoceno; Rio Xingu; paleoclima; magnetismo ambiental; sedimentos lacustres.

## Abstract

The Geological Period of Quaternary is marked by environmental and climatic changes that have affected the entire globe. During this period the environmental changes that occurred in eastern Amazonia triggered several significant changes in the regional sedimentary, hydrological and climatic dynamics. Environmental changes arising from natural and anthropogenic phenomena in the past allow us to establish parallels in the present and to predict future situations. The main objective of this work was to contribute with new information about the paleoenvironmental and paleoclimate reconstitution of the eastern Amazon during the Holocene (since 9000 years BP) to understand the responses of this system to the changes at the time and the possible changes caused by current events, such as the construction and operation of the Belo Monte Hydroelectric Complex, in the region of Volta Grande do Xingu, Pará. For this, two samples of lake sediments were studied: one collected from Arapujá Island (XC01-02), Xingu River (Altamira, Pará) and another collected on the banks of the Iriri River (XC06), the main tributary of the Xingu River. Both cores were dated by radiocarbon and the data that allow (paleo)climatic and environmental interpretations were obtained by environmental magnetism techniques. Magnetic analyzes include: magnetic susceptibility measurements, demagnetization of natural remanent magnetization, acquisition curves and demagnetization of anhysteretic remanent magnetization, acquisition curves of isothermal remanent magnetization and hysteresis curves. Results indicate that the sediments of XC06 core are thick to thin and of detrital origin, while the sediments of XC01-02 core present fine to very fine grains of origin of pedogenetic processes. Magnetic parameter analyzes indicate three climate change events that affected the region: (a) intense drought and rainfall at ~8000 cal AP, followed by increased magnetic parameters (XC06), indicating wetter period; (b) intense dry season at ~6100 cal AP, reaching drier Holocene levels (XC06), followed by a normalization of magnetic parameters close to what is currently observed; (c) wetter period, indicated by the positive peak between ~1300 and 1500 cal AP, in the Late Holocene, normalizing after this period to near current conditions (XC01-02). The results of this study, compared to the available oxygen and carbon isotope data in the literature, indicate that eastern Amazonia was subjected to two intense drought events in the Lower Holocene, followed by an anomaly in the Late Holocene climate regime, increasing precipitation and humidity rates and maintaining a seasonality of dry and wet seasons to approximate the current regime.

**Keywords:** Amazon; Holocene; Xingu River; paleoclimate; environmental magnetism; lake sediments

## Sumário

<b>1</b>	<b>Introdução.....</b>	<b>11</b>
<b>2</b>	<b>Contextos geológico e climático .....</b>	<b>14</b>
2.1	Localização, geologia regional e contexto fisiográfico .....	14
2.2	Mudanças climáticas na Amazônia durante o Holoceno .....	16
<b>3</b>	<b>Magnetismo ambiental .....</b>	<b>19</b>
3.1	Propriedades magnéticas dos materiais.....	19
3.2	Parâmetros do magnetismo ambiental .....	21
3.2.1	Susceptibilidade magnética .....	23
3.2.2	Magnetização Remanente Anisterética (ARM).....	24
3.2.3	Magnetização Remanente Isotérmica (IRM).....	25
3.2.4	Razão S.....	25
3.2.5	Hard Isothermal Remanent Magnetization (HIRM) .....	26
3.2.6	Magnetização em baixas temperaturas .....	26
3.3	Minerais magnéticos .....	27
3.3.1	Magnetita .....	28
3.3.2	Hematita.....	30
3.3.3	Maghemita .....	30
3.3.4	Goethita .....	31
3.3.5	Greigita e Pirrotita .....	32
3.3.6	Siderita .....	33
3.4	Magnetismo ambiental em sedimentos lacustres .....	33
<b>4</b>	<b>Materiais e métodos .....</b>	<b>36</b>
4.1	Amostragem .....	36
4.2	Idades .....	37
4.3	Medidas de magnetismo ambiental .....	40
<b>5</b>	<b>Resultados .....</b>	<b>43</b>
5.1	Resultados do testemunho XC01-02.....	44
5.2	Resultados do testemunho XC06 .....	49
<b>6</b>	<b>Discussão .....</b>	<b>55</b>
6.1	Propriedades magnéticas dos sedimentos.....	55
6.2	Proveniência dos minerais magnéticos.....	57
6.3	Significado paleoclimático durante o Holoceno no Leste da Amazônia .....	60
<b>7</b>	<b>Conclusões.....</b>	<b>64</b>
<b>8</b>	<b>Referências bibliográficas .....</b>	<b>66</b>
<b>9</b>	<b>Anexos .....</b>	<b>72</b>
9.1	Modelagem dos dados obtidos a partir dos parâmetros de magnetismo ambiental para as amostras do testemunho XC01-2 .....	72

<b>9.2 Modelagem dos dados obtidos a partir dos parâmetros de magnetismo ambiental para as amostras do testemunho XC06 .....</b>	<b>73</b>
--	-----------

## 1 Introdução

O Quaternário foi o Período Geológico de maiores oscilações ambientais e climáticas em todo o planeta afetando, inclusive, a região Amazônica. Após o último período de glaciação, a Terra ficou mais próxima do Sol, com seu eixo de inclinação atingindo o ângulo máximo, fazendo com que houvesse um máximo de insolação no Hemisfério Norte. Esse evento provocou o derretimento das camadas de gelo, causando mudanças climáticas significativas, como: aumento dos níveis de CO<sub>2</sub> atmosférico, aumento do nível do mar e da umidade (Ruddiman, 2001). Esses fatores climáticos são controlados na Amazônia pela Zona de Convergência Inter-Tropical (ITCZ) e pelo Sistema de Monção Sul Americano (SAMS), que acompanham a faixa de insolação máxima sobre a região equatorial (e.g. Marengo, 2004; Vera et al., 2006). Estes fatores são responsáveis pelas taxas de precipitação pluvial com variações sazonais na região Amazônica (Vera et al., 2006; Vonhof & Kaandorp, 2010). Em decorrência desses fenômenos, ao final do Último Máximo Glacial (LGM), o regime climático da região Amazônica, principalmente na região leste, alterou-se de forma intensa e brusca, passando de um clima úmido para condições bastante secas em torno de 9000 e 6000 AP. A partir de aproximadamente 6000 AP, o clima no leste Amazônico voltou a estar sob condições de maior umidade, recebendo mais chuvas e aproximando-se da configuração atual do sistema, mas mantendo a sazonalidade apesar do padrão dominante (Maslin & Burns, 2000; Cruz et al., 2005; Van Breukelen et al., 2008; Wang et al., 2017).

O estudo dessas mudanças no passado permite a avaliação do comportamento desses sistemas atualmente diante de possíveis impactos gerados pela atividade humana (Maher & Thompson, 1999). Um dos segmentos do leste Amazônico submetidos a esses impactos é a região de Volta Grande do Xingu, na bacia do Xingu no Estado do Pará. A comparação das mudanças no tipo de sedimento depositado nesta bacia com o processo de sedimentação é importante para compreensão das mudanças climáticas do Holoceno. Dados sedimentológicos e geoquímicos da região revelaram informações acerca dos processos geológicos, ambientais e climáticos que geraram os depósitos lacustres desta porção importante do Rio Xingu, terceiro maior afluente do Rio Amazonas, onde devido à ação antrópica, terá toda sua dinâmica modificada (Sawakuchi et al., 2015; Bertassoli et al., 2017; 2019). Devido a sua elevada variabilidade do nível d'água entre as estações secas e úmidas e complexidade topográfica com mudanças bruscas de altitude, o Rio Xingu destaca-se como um ambiente singular entre os outros rios da Amazônia. A topografia da região apresenta grandes declividades que são raras nessa porção da Bacia Amazônica e formam trechos de

corredeiras, as quais proporcionam ao Rio Xingu um grande potencial hidrelétrico, fator que propiciou a construção do Complexo Hidrelétrico de Belo Monte, na região de Altamira, Pará. Esses aspectos conferem vantagens hidrelétricas ao Rio Xingu que têm causado cada vez mais interesse em serem analisadas, discutidas e exploradas (Salomão et al., 2007; Stickler et al., 2013; Sawakuchi et al., 2014; Sawakuchi et al., 2015). Contudo, nota-se ainda uma escassez muito grande de dados geológicos, geoquímicos, sedimentológicos e paleoclimáticos para a região.

As alterações (paleo)climáticas e ambientais podem ser investigados a partir das variações na tipagem e conteúdo de minerais magnéticos em sedimentos. Os minerais magnéticos geralmente compõem 0,1% em massa do total de sedimento e suas propriedades magnéticas são quantitativamente classificadas em função do conjunto de sedimentos ditos não magnéticos (Maher & Thompson, 1999). O chamado “magnetismo ambiental” compõe um conjunto de técnicas e ferramentas que permitem estudar o transporte, deposição e alteração pós-deposicional dos minerais magnéticos conduzidos por processos ambientais na litosfera, atmosfera e hidrosfera (Verosub & Roberts, 1995). As técnicas magnéticas podem ser aplicadas para investigar possíveis mudanças climáticas e ambientais no passado em função da granulometria, da classificação e da alteração dos minerais magnéticos originais em minerais magnéticos secundários (Evans & Heller, 2003; Liu et al., 2012). Assim, o magnetismo ambiental permite revelar as condições climáticas e ambientais pretéritas a partir das propriedades magnéticas de materiais geológicos da região do Rio Xingu, causadas tanto pela evolução natural do sistema fluvial, como pela ação antrópica desde o povoamento da região Amazônica até a construção do Complexo hidrelétrico de Belo Monte.

Este trabalho tem por objetivo principal a aplicação de métodos de magnetismo ambiental em sedimentos de lagos em planície de inundação para reconstituir mudanças ambientais no leste da Amazônia durante o Holoceno. A partir desses métodos, foram estudados dois testemunhos de sedimentos de lagos da Volta Grande do Xingu, sendo um localizado na Ilha do Arapujá, Altamira (Pará) e outro localizado em uma ilha fluvial do Rio Iriri, próximo com a confluência do Rio Xingu. Essas análises com técnicas magnéticas, aliadas a datações por radiocarbono, contribuirão para uma melhor compreensão sobre os principais fatores climáticos e ambientais que levaram a atual configuração do Rio Xingu.

Essa dissertação apresenta as mudanças climáticas no leste da Amazônia durante o Holoceno, com base em técnicas de magnetismo ambiental. Após esta Introdução, a dissertação é dividida em outros 6 capítulos. O segundo capítulo apresenta a localização da área de estudo e a geologia regional com seus aspectos fisiográficos e as mudanças climáticas

na Amazônia durante o Holoceno. O terceiro capítulo apresenta uma revisão bibliográfica sobre as bases do magnetismo ambiental, os minerais magnéticos e suas propriedades magnéticas. O quarto capítulo aborda os materiais e métodos utilizados, como amostragem, datação e os equipamentos envolvidos nas técnicas de magnetismo ambiental. O quinto capítulo mostra os resultados da dissertação. O sexto capítulo discute os resultados apresentados em comparação com os trabalhos disponíveis na literatura. E, por fim, o sétimo capítulo sintetiza as conclusões desta dissertação.

## 2 Contextos geológico e climático

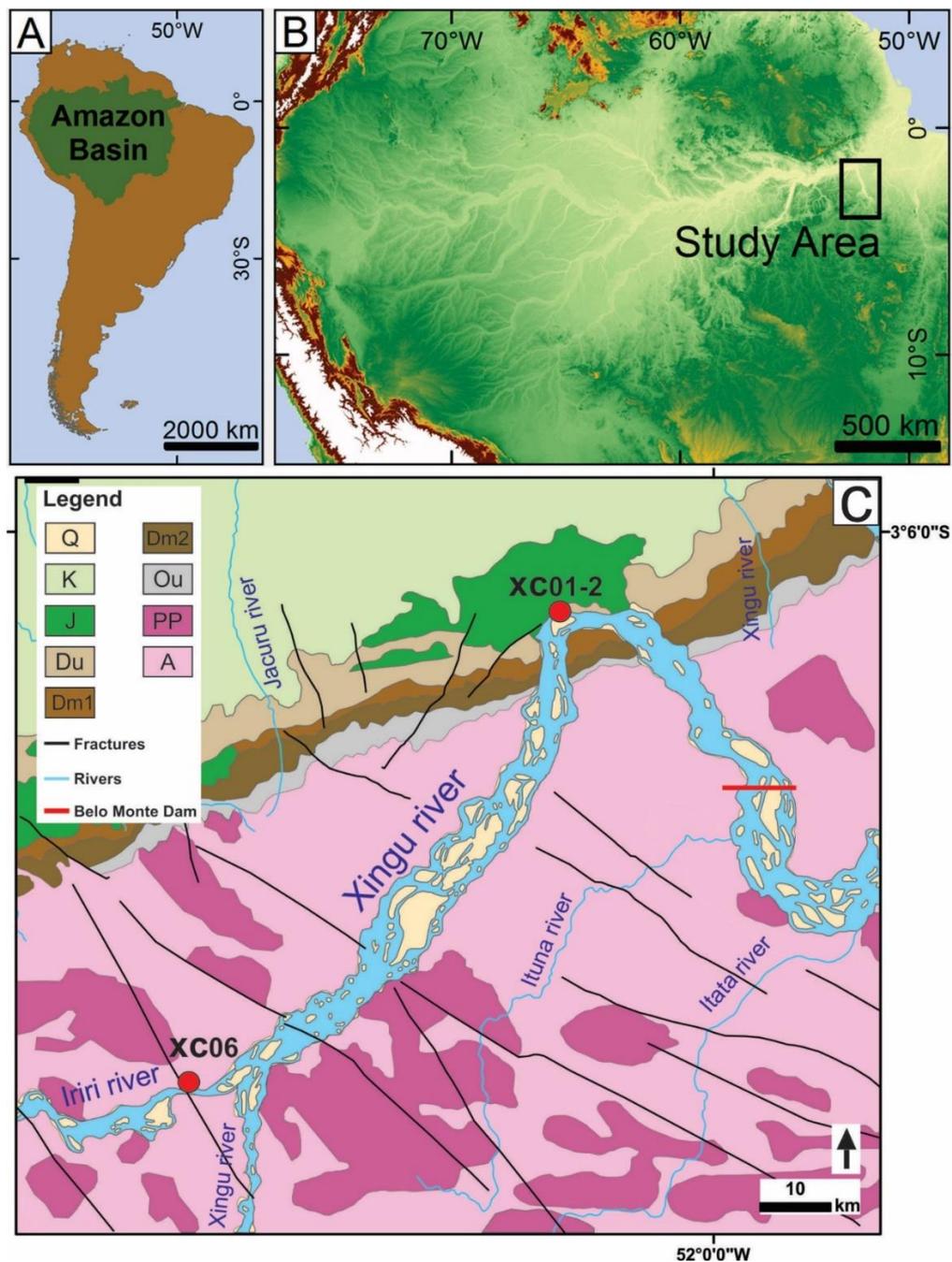
### 2.1 Localização, geologia regional e contexto fisiográfico

A bacia hidrográfica do Rio Xingu engloba uma área de 520.000 km<sup>2</sup>, delimitada de leste a oeste pelos rios Tocantins e Tapajós, respectivamente. O Rio Xingu apresenta sentido predominantemente norte, mostrando-se uma bacia alongada de sentido sul-norte, com nascente no Estado do Mato Grosso e com destino final o Rio Amazonas a nordeste do Estado do Pará (Fróes & Souza, 2015; **Figura 1a e Figura 1b**). O Rio Xingu é o terceiro maior afluente do Rio Amazonas, com uma descarga média anual de 9.700 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> (Latrubesse et al., 2005). A região da bacia do Rio Xingu apresenta um clima atual quente e úmido com temperaturas médias de 26 °C a 28 °C. A forte alternância entre estações secas e cheias mostra um intenso regime de pluviosidade sazonal desde 420 mm por mês no verão até 10 mm por mês no inverno, responsável pelas variações no nível d'água e vazão do rio, chegando a variações de até 6 m na região de Altamira (Fróes & Souza, 2015).

O Rio Xingu drena rochas cristalinas e sedimentares do escudo do Brasil Central, sendo, portanto, um rio de águas claras por sua baixa quantidade de sedimentos suspensos e pH ligeiramente alcalino, tendo pouca representatividade na descarga de sedimentos na Bacia Amazônica (Sioli, 1984). Sua morfologia exhibe barras e planícies de inundação recobertas com vegetação adaptada a áreas inundadas, responsáveis pela sustentação destas barras e formação de pequenas ilhas (Archer, 2005; Fróes & Souza, 2015). O Rio Xingu situa-se na zona de transição entre o Cráton Amazônico e a Bacia Sedimentar do Baixo Amazonas (Rodríguez, 1993). Schobbenhaus et al. (1984) caracterizaram a Bacia Amazônica como sendo formada por arenitos e conglomerados com intrusões, e o Cráton Amazônico sendo formado por rochas metamórficas com predomínio da fácies anfíbolito e granulito, e ígneas com predomínio de rochas básicas e alcalinas.

A litoestratigrafia da região de Volta Grande do Xingu engloba desde as rochas do Pré Cambriano até sedimentos depositados durante o Holoceno, como mostrado na **Figura 1c** (Rodríguez, 1993). As rochas do Pré-Cambriano são definidas pelo Complexo Xingu, formadas por 5 unidades, segundo Santos et al. (1988), compostas por migmatitos variados (unidade I), granitóides pós e tardi-tectônicos (II), sequência metavulcano-sedimentar (III), gnaisses e anfíbolitos (IV). Todas as unidades apresentam estruturação tectônica de direção NW-SE, exceto a unidade V, formada pelos granitóides da fácies Xisto Verde, onde na ausência dessa estrutura é encontrada intensa atividade hidrotermal (Rodríguez, 1993). As Unidades do Fanerozóico são compostas por depósitos do Paleozóico, pelo Grupo Trombetas,

com arenitos, folhelhos, diamictitos, com níveis betuminosos; Formação Maecuru, com arenitos com níveis conglomeráticos, intercalação de argilitos e siltitos e pelo Grupo Ererê e Curuá, com siltitos e arenitos. Os depósitos referentes ao Mesozóico são compostos pela Formação Penatecaua formada por sills de diabásio e pela Formação Alter do Chão, com sedimentos arenosos semi-consolidados com lentes de argilito. Os sedimentos do Cenozóico são referentes ao Quaternário, com depósitos inconsolidados de aluviões, coluviões e terraços (Santos et al., 1988; Rodriguez, 1993).



**Figura 1:** Mapa regional simplificado da área de estudo na Volta Grande do Xingu, com destaque para os pontos de amostragem (círculos em vermelho). (A) Complexo Xingu (Gnaisses arqueanos, granodioritos e granitóides)

e rochas metavulcânicas e metassedimentares; (PP) Suítes intrusivas (granitos paleoproterozoicos, granodioritos e charnokitos; (Ou) Grupo Trombetas (Folhelhos e arenitos do Ordoviciano-Devonianos ricos em orgânicos); (Dm1– Dm2–Du) Grupos Urupadi e Curuá (Folhelhos, siltitos e arenitos do Devoniano Médio-Superior); (J) Formação Penatecaua (Diabásio do Triássico–Jurássico); (K) Formação Alter do Chão (arenitos e conglomerados); (EN) Crostas de lateritas e sedimentos indiferenciados do Eoceno– Neógeno; (Q) Sedimentos Quaternários indiferenciados. O traço em vermelho indica a posição da barragem principal da Usina Hidrelétrica de Belo Monte, no Bairro Pimental, Altamira, Pará (Compilado de Sawakuchi et al., 2015).

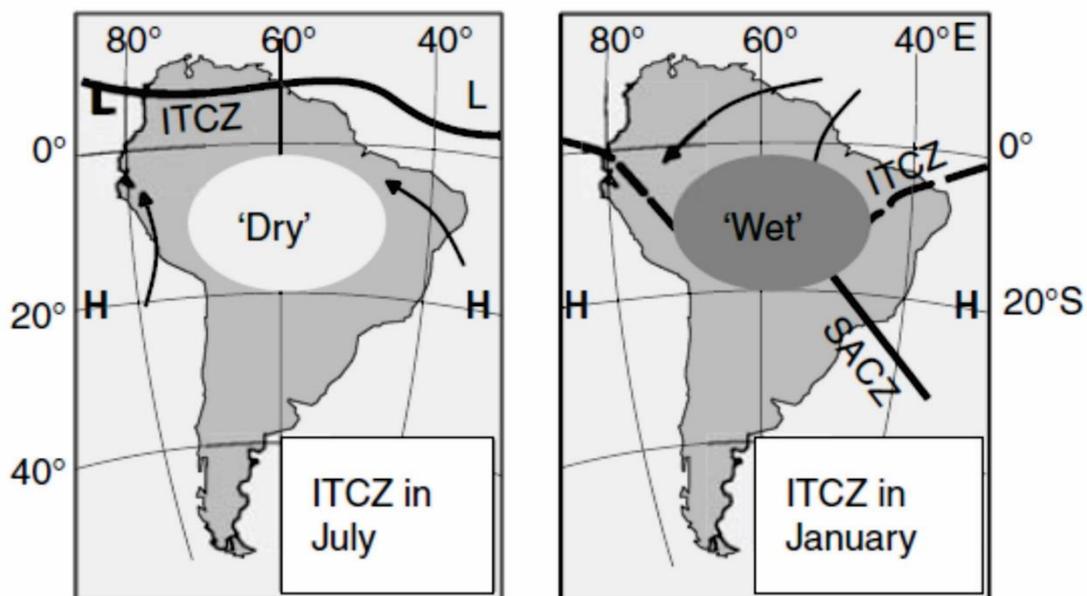
## 2.2 Mudanças climáticas na Amazônia durante o Holoceno

As condições climáticas exercem papel fundamental na transformação e evolução das paisagens na Amazônia (Irion, 1995; Ruddiman, 2001; Vonhof & Kaandorp, 2010). Durante o Holoceno, houve diversas mudanças nas condições climáticas responsáveis pela configuração atual da Amazônia. Atualmente, a maior quantidade de umidade proveniente do Oceano Atlântico atinge a Amazônia e os flancos da Cordilheira dos Andes. Após o período de glaciação, em torno de 10 mil anos atrás, a Terra ficou mais próxima do Sol e seu eixo de inclinação atingiu o ângulo máximo, fazendo com que houvesse um máximo de insolação no Hemisfério Norte. Isso levou ao derretimento das camadas de gelo, causando mudanças climáticas em todo o globo, como: aumento dos níveis de CO<sub>2</sub> atmosférico, aumento do nível do mar e da umidade (Ruddiman, 2001). Assim, locais antes extremamente secos, passaram a receber mais umidade, mudando drasticamente sua paisagem, com uma fauna e flora absolutamente distintas das anteriores.

O histórico de umidade recebida pela Bacia Amazônica é a principal forma de entender a ampla diversidade do sistema (Maslin & Burns, 2000). As mudanças climáticas ocorridas do Último Máximo Glacial (*Last Glacial Maximum*, LGM) até o Holoceno Médio (~10 e 5 ka AP) no Leste da Amazônia são caracterizadas por uma mudança brusca de um clima severamente seco para substancialmente úmido (Cheng et al., 2013). Por outro lado, para o mesmo intervalo, o Oeste da Amazônia é caracterizado por uma mudança de clima relativamente úmido para moderadamente seco. Assim, com a evolução do sistema, a região pertencente à Bacia Amazônica localizada na porção mais a leste, tornou-se mais seca durante o Holoceno Tardio, a partir de 4 ka.

O clima moderno na Amazônia é controlado por monções que respondem a migração sazonal da faixa de insolação máxima sobre a região equatorial no continente sul-americano (Vonhof & Kaandorp, 2010). O controle de umidade na região Amazônica é regido pela Zona de Convergência Inter-Tropical (*Inter-Tropical Convergence Zone*, ITCZ). A ITCZ é móvel e acompanha a faixa de insolação solar máxima conforme as estações do ano, fazendo com que a bacia apresente uma sazonalidade de chuvas (**Figura 2**). Ao se deslocar para o sul durante o verão, a ITCZ provoca chuvas na região amazônica, especialmente na

região leste, e quando é deslocada para o norte durante o inverno ocorre uma redução dos níveis de precipitação na mesma região. A migração do máximo de insolação solar é o principal mecanismo do Sistema de Monção Sul Americano (*South American Monsoon System, SAMS*) e dá origem a extensas variações sazonais de chuvas convectivas sobre a Amazônia (Vera et al., 2006). Nas SAMS continentais, as chuvas convectivas ocorrem em uma extensa faixa latitudinal, muito mais ampla do que a ITCZ leste-oeste sobre o oceano; a explicação para isso é que a resposta térmica no continente é muito mais complexa do que aquela observada nos oceanos. Além disso, os Andes afetam diretamente nos padrões de circulação atmosférica e de chuva sobre o continente (Bookhagen & Strecker, 2008). Apesar das diferenças nos padrões regionais de precipitação, a Amazônia apresenta um ciclo de chuvas sazonais muito bem definido, que pode ser observado pelas variações em fase dos níveis dos rios amazônicos.



**Figura 2:** Representação esquemática sobre a Amazônia. No verão boreal (junho-agosto), a ITCZ encontra-se em sua posição mais ao norte. Neste caso, ocorre mais chuvas convectivas na Venezuela, enquanto a Amazônia tem condições de estação seca. No inverno boreal (dezembro-fevereiro), a ITCZ migra para o sul. Neste caso, uma convecção atmosférica adicional se desenvolve sobre o sudeste da Amazônia, conhecida como Zona de Convergência da América do Sul (*South American Convergence Zone, SACZ*). Isso provoca extensas chuvas convectivas em toda a Amazônia no inverno boreal, enquanto o norte da América do Sul tem uma estação de seca (compilado de Vonhof & Kaandorp, 2010).

De acordo com alguns autores (Marengo & Hastenrath, 1993; Van Breukelen et al., 2008; Cruz et al., 2009; Cheng et al., 2013), as mudanças climáticas ocorridas no Holoceno, especialmente com relação ao padrão de temperaturas dominante na região amazônica, estão associadas com o fenômeno da Oscilação ao Sul do *El Niño* (*El Niño*

*Southern Oscillation*, ENSO). O ENSO causa eventos de seca na região devido às anomalias positivas na temperatura superficial do Oceano Pacífico, que por sua vez provocam mudanças na circulação atmosférica. Quando o contrário ocorre, o fenômeno conhecido como *La Niña* age na região provocando chuvas, devido à queda da temperatura (Fróes & Souza, 2015).

Nesse contexto, o período de seca máxima atribuída à região amazônica se encontra no intervalo entre ~12 e 7 ka AP, tendo um pico em torno de 9 ka AP. A partir desta época até 4 ka AP, houve um acréscimo na precipitação média, mas ainda ocorrendo oscilações entre períodos secos e úmidos até os dias atuais (Maslin & Burns, 2000; Van Breukelen *et al.*, 2008). Com o aumento da precipitação entre ~8 e 4 ka AP houve o aumento do aporte sedimentar terrígeno na área da bacia do Rio Xingu (Sifeddine *et al.*, 2004; Mineli, 2013) e entre ~7 e 6 ka AP houve aumento da porcentagem da biota aquática (Behling *et al.*, 2010). Bush *et al.* (2000) observaram um registro sedimentar em testemunhos coletados em lagos nas proximidades da foz do Rio Xingu de precipitações sazonais entre ~6 e 5.8 ka AP e demonstram que nesse período o regime de precipitação era próximo do que se tem hoje na mesma região.

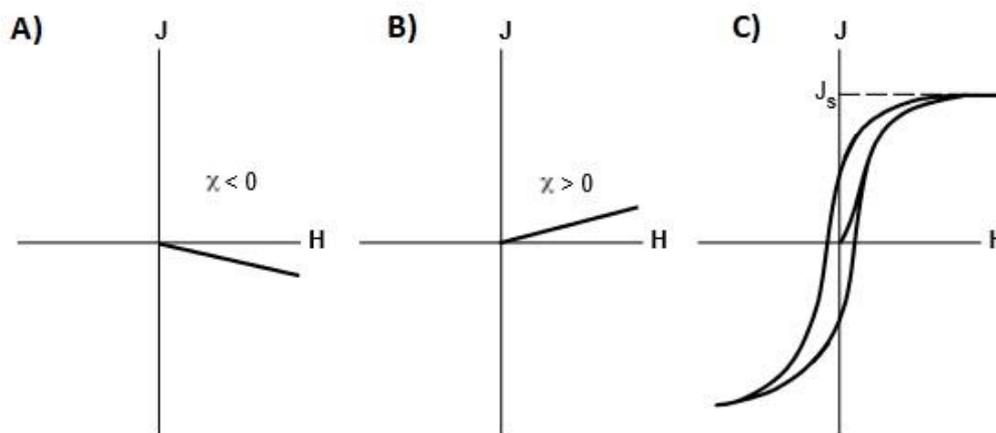
### 3 Magnetismo ambiental

As técnicas de magnetismo ambiental têm aplicações em diversas áreas do conhecimento como nas geociências, biologia, química, física, ciências ambientais e em pesquisas sobre alterações climáticas e poluição ambiental (e.g. Maher & Thompson, 1999; Evans & Heller, 2003; Liu et al., 2012). Em geociências, as análises dos minerais magnéticos presentes nos sedimentos permitem interpretar o paleoclima, transporte, deposição e alterações pós-deposicionais em um sistema, como os depósitos marinhos, fluviais, lacustres, paleossolos e de loesse (Heller, 1995; Dearing et al., 1996; Evans & Heller, 2003; Badesab et al., 2012). As alterações nesses depósitos em termos de granulometria, forma e concentração dos minerais magnéticos são indicativos de mudanças climáticas que influenciam nos processos modificadores das texturas e composição do arcabouço magnético. Dentre esses processos estão a taxa de intemperismo e erosão, tipo de vegetação, taxa de sedimentação e taxa de precipitação (Evans & Heller, 2003; Liu et al., 2012).

O magnetismo ambiental é uma importante ferramenta para resolução de problemas que não seriam resolvidos usando outras técnicas químicas e físicas isoladamente, como análise de fácies e espectrometria de reflectância, entre outras (Oldfield, 1991). A união dessas técnicas com as de magnetismo ambiental têm se tornado cada vez mais indispensável para interpretações e reconstituições paleoambientais mais eficientes e completas, especialmente em estudos referentes ao Quaternário (Maxbauer et al., 2016a).

#### 3.1 Propriedades magnéticas dos materiais

As propriedades magnéticas da matéria podem ser descritas através do diamagnetismo, paramagnetismo e ferromagnetismo. Materiais diamagnéticos e paramagnéticos apresentam um comportamento linear em relação à magnetização consequente do campo aplicado (**Figura 3**). O diamagnetismo é uma propriedade intrínseca de toda matéria, devido a presença de carga elétrica dos elétrons orbitando os átomos, surgindo da movimentação na presença de um campo magnético aplicado. A interação entre esse movimento e o campo magnético aplicado resulta em uma força de Lorentz lateral, e então em um momento magnético na direção contrária ao campo aplicado (Thompson & Oldfield, 1986). Para estudos de magnetismo ambiental, o diamagnetismo é pouco expressivo, sendo os valores de seus momentos magnéticos centenas de vezes menor comparado ao paramagnetismo, e centenas de milhares de vezes menores que o ferromagnetismo.



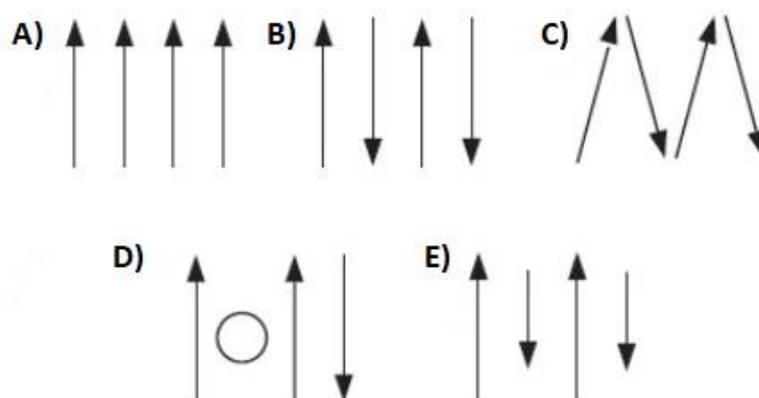
**Figura 3:** Modelos de magnetização ( $J$ ) em função do campo magnético induzido ( $H$ ). (A) Diamagnetismo; a susceptibilidade magnética ( $\chi$ ) é uma constante negativa. (b) Paramagnetismo; a  $\chi$  é uma constante positiva. (c) Ferromagnetismo; a magnetização cresce em forma de uma histerese e, portanto, a  $\chi$  é uma variável (compilado de Butler, 1998).

O paramagnetismo surge da rotação do elétron em torno do seu próprio eixo. O paramagnetismo varia linearmente do campo magnético induzido e sua magnetização volta a zero no momento em que a aplicação do campo induzido é interrompida. Em materiais paramagnéticos, o momento magnético dos átomos age independentemente a campos magnéticos aplicados e à energia térmica. Para qualquer temperatura acima de zero, a energia térmica faz com que o momento magnético atômico oscile rápida e aleatoriamente. Na ausência de um campo magnético aplicado, a resultante da magnetização será nula, em função da igual distribuição dos momentos magnéticos do átomo.

O ferromagnetismo surge quando alguns cristais possuem magnetização permanente em função do tipo de alinhamento dos *spins* (antiparalelos, com elétrons emparelhados, e paralelos, com elétrons desemparelhados). O alinhamento natural dos *spins* é antiparalelo, o que faz com que as moléculas não possuam momento magnético líquido, ao contrário do que acontece com as moléculas com *spins* paralelos (**Figura 4**). Isso acontece em função do subnível 3d dos elementos se apresentar incompleto. Assim, quando os átomos da molécula ficam muito próximos, os orbitais se sobrepõem causando um alinhamento dos momentos magnéticos. A molécula adquire uma “memória magnética” ao receber um campo magnético induzido, também chamada de magnetização remanente. Ou seja, a magnetização não se anula após a retirada do campo magnético induzido. Existem cinco tipos de ferromagnetismo (**Figura 4**):

- I. Ferromagnetismo (*sensu stricto*): a energia de troca é minimizada quando os *spins* são paralelos. Exemplo: ferro puro.
- II. Antiferromagnetismo: *spins* são perfeitamente antiparalelos. Exemplo: ilmenita.

- III. Antiferromagnetismo de *spin* inclinado: quando os *spins* não estão perfeitamente alinhados em antiparalelo. Exemplo: hematita.
- IV. Antiferromagnetismo com defeito na rede cristalina: ocorre quando as rotações dos *spins* não são compensadas e resultam em “momento de defeito”.
- V. Ferrimagnetismo: ocorre quando os *spins* estão alinhados antiparalelamente, mas com magnitudes dos momentos em cada direção desiguais, resultando em um momento magnético líquido. Exemplo: magnetita.



**Figura 4:** Esquemas representando o alinhamento dos spins dos elétrons nos diferentes tipos de ferromagnetismo. (a) Ferromagnetismo *sensu strictu*; (b) Antiferromagnetismo; (c) Antiferromagnetismo de spin inclinado; (d) Antiferromagnetismo com defeito na rede cristalina; (e) Ferrimagnetismo (compilado de Tauxe *et al.*, 2010).

Os minerais apresentam diferenças na capacidade de se magnetizar, resultando em magnetismo mais ou menos expressivo e refletindo nos resultados das análises de sedimentos submetidos a técnicas de magnetismo ambiental. Um grão capaz de se magnetizar uniformemente é denominado de monodomínio (SD, *single domain*). Já grãos maiores (ainda que muito pequenos), onde a auto-energia é maior, o estado de magnetização é não-uniforme (Tauxe *et al.*, 2010). Conforme os grãos crescem, eles se quebram em regiões de magnetização uniforme, denominados de “domínios magnéticos”. Esses domínios são separados por zonas estreitas, nas quais os *spins* mudam de direção rapidamente (Tauxe, *et al.*, 2010).

### 3.2 Parâmetros do magnetismo ambiental

Em magnetismo ambiental, as medidas magnéticas indicam basicamente três diferentes parâmetros: a concentração de minerais magnéticos, o tamanho de grão magnético

e a mineralogia magnética; ou seja, os diferentes componentes magnéticos que podem estar presentes nos sedimentos (**Tabela 1**). Valores de coercividade (“facilidade” com que o mineral alinha seus momentos magnéticos a partir da aplicação de um campo externo) são determinantes para as medidas de tamanho de grão e mineralogia magnética.

Os parâmetros utilizados na análise dos sedimentos são: susceptibilidade magnética ( $\chi$ ), magnetização remanente anisterética (ARM), magnetização remanente isotérmica (IRM), razão S, propriedades dependentes da temperatura, coercividade e histerese magnética, como sintetizados na **Tabela 1** (Evans & Heller, 2003; Liu et al., 2012). Além destes parâmetros, diversos minerais magnéticos podem vir a ser utilizados como padrões nestas técnicas, por exemplo magnetita, hematita e maghemita, oxidróxidos, sulfetos e carbonatos de ferro, por apresentarem maior sensibilidade às mudanças no ambiente em que estão inseridos (Evans & Heller, 2003; Tauxe et al., 2010; Liu et al., 2012).

**Tabela 1:** Parâmetros de magnetismo ambiental (Evans & Heller, 2003; Liu et al., 2012).

Acrônimo	Definição
$\chi$ ou $\kappa$	susceptibilidade magnética adimensional ( $\kappa$ ), e normalizada pela massa específica ou volume específico ( $\chi$ )
$\chi_{\text{para}}$	$\chi$ de minerais paramagnéticos dentro de uma amostra
$\chi_{\text{high}}$	$\chi$ de campo alto determinado a partir da inclinação do campo alto de um <i>loop</i> de histerese
$\chi_{\text{ferri}}$	$\chi$ de minerais ferrimagnéticos dentro de uma amostra $\chi_{\text{ferri}} = \chi - \chi_{\text{high}}$
$\chi_{\text{fd}}$	susceptibilidade dependente da frequência $\chi_{\text{fd}} (= \chi_{\text{lf}} - \chi_{\text{hf}})$ , onde $\chi_{\text{lf}}$ e $\chi_{\text{hf}}$ são $\chi$ medida em baixa e alta frequência, respectivamente
$\chi_{\text{fd}}\%$	$\chi_{\text{fd}}/\chi_{\text{ferri}} \times 100\%$
$\chi_{\text{lf}}$	susceptibilidade de campo baixo e em baixa frequência
AF	campo alternado
DC	corrente direta
H, B	campo magnético, H em A/m, e B em T
ARM	magnetização remanente anisterética
$\chi_{\text{ARM}}$	ARM normalizada pela magnitude do campo DC usada durante a aquisição ARM
IRM	magnetização remanente isotérmica

<b>Acrônimo</b>	<b>Definição</b>
SIRM ( $M_{rs}$ )	magnetização remanente isotérmica de saturação, ( $M_{rs}$ ) é equivalente e é obtida da medida de histerese
HIRM	IRM “forte” (ou de alto campo) é calculada como $HIRM = (SIRM + IRM - 0,3T)/2$ , onde $IRM - 0,3T$ é a IRM remanescente após a exposição a um campo reverso de $-0,3T$ seguindo a aquisição da SIRM
NRM	magnetização remanente natural
S ratio	$S = (-IRM - 0,3T / SIRM)$ ou $S = (soft\ IRM / hard\ IRM)$
DP	parâmetro de dispersão
MDF	campo médio destrutivo
FORC	<i>first order reversal curve</i> (curva reversa de primeira ordem)
$M_s$	magnetização de saturação
coercividade remanente	$H_{cr}$ em A/m e $B_{cr}$ em T
força coerciva	$H_c$ em A/m e $B_c$ em T
ARM/SIRM	indicador de granulometria
SIRM/ $\kappa_{if}$	indicador granulométrico
$M_{rs}/M_s$	razão de magnetização
$B_{cr}/B_c$	razão de coercividade
$H_u$ vs. $H_c$	diagrama FORC
SP	grão superparamagnético
SD	grão monodomínio
MD	grão multidomínio
PSD	grão pseudo-monodomínio
Tc	Temperatura de Curie

### 3.2.1 Susceptibilidade magnética

A susceptibilidade magnética expressa a capacidade de um material adquirir magnetização em resposta a um campo magnético aplicado. É dado pelo símbolo  $\kappa$  representando uma constante de proporcionalidade entre o campo magnético aplicado ( $H$ ) e a magnetização ( $M$ ):

$$\kappa = \frac{M}{H}$$

(01).

Ao ser dividida por sua densidade ( $\rho$ ), obtém-se a susceptibilidade magnética normalizada pela massa  $\chi$ :

$$\chi = \frac{\kappa}{\rho}$$

(02).

Quando a medida é realizada em campos magnéticos altos, a susceptibilidade é dada pela inclinação da curva de magnetização, após o fechamento do ciclo de histerese (Evans & Heller, 2003). Por meio da subtração da susceptibilidade medida em campos altos da medida em campos baixos, é obtida a susceptibilidade ferrimagnética  $\chi_{\text{ferri}}$ .

Outro parâmetro envolvendo a susceptibilidade, de acordo com Evans & Heller (2003), é a dependência da frequência,  $\chi_{fd}$ , calculada através da diferença entre valores de susceptibilidade magnética determinada em duas frequências distintas, uma maior ( $\chi_1$ ) e outra menor ( $\chi_2$ ):

$$\chi_{fd} = \frac{(\chi_1 - \chi_2) \times 100}{\chi_1}$$

(03).

Os valores de susceptibilidade magnética são indicadores da mineralogia e da concentração de minerais portadores de ferro em uma amostra. Também indicam a presença de partículas superparamagnéticas, pois estas reagem de forma mais intensa à aplicação de campos de mais baixa frequência.

### 3.2.2 Magnetização Remanente Anisterética (ARM)

A magnetização remanente anisterética (ARM) é adquirida quando o material é exposto a um campo magnético alternado (comumente em campos AF de até 100 mT) com um campo de corrente direta (DC) parcial (e.g. DC = 50  $\mu$ T). Tal propriedade é sensível à concentração e granulometria do portador magnético principal e, quando associada a susceptibilidade magnética, pode ser utilizada para estimar mudanças no tamanho do grão

magnético e concentração relativa de grãos superparamagnéticos (SP). Pequenas partículas com domínio SD são as que apresentam menor  $\chi_{\text{ferri}}$ , o que permite com que sejam capazes de armazenar magnetização remanente.

A susceptibilidade de ARM pode ser expressa como  $\chi_{\text{ARM}} = \text{ARM}/\text{DC}$  (Liu et al., 2012). Segundo Banerjee et al. (1981), a relação de  $\chi$  versus  $\chi_{\text{ARM}}$  mostra mudanças no tamanho dos grãos, em função dos diferentes comportamentos de susceptibilidade e magnetização remanente. Já a relação de  $\chi_{\text{ARM}}$  versus  $\chi_{\text{fd}}$  pode ser sensível à concentração relativa de partículas SP e SD estáveis.

### 3.2.3 Magnetização Remanente Isotérmica (IRM)

A magnetização remanente isotérmica (IRM) é determinada através da aplicação de um campo magnético uniaxial em passos sucessivamente crescentes. Com a aplicação desse campo magnético, a amostra exposta torna-se magnetizada ao longo da direção do campo aplicado. Quanto maior o campo aplicado, maior será a IRM. Isso ocorre até o momento em que a amostra fique saturada e obtenha uma saturação à temperatura ambiente, ou uma magnetização remanente isotérmica de saturação (SIRM ou  $M_{\text{rs}}$ ) de cada fase magnética. Geralmente, usa-se um campo DC de até 1 Tesla (1 T) para o campo uniaxial; entretanto, tal campo não satura alguns minerais antiferromagnéticos como goethita e hematita, fazendo-se necessária a aplicação de campos maiores (Liu et al., 2012).

### 3.2.4 Razão S

A razão S (*S-Ratio*, *S*) fornece a quantidade de remanência de alta e de baixa coercividade, sendo uma medida relativa da concentração de magnetita. Em função da magnetita apresentar menor coercividade, maiores valores de razão S indicam maiores concentrações de magnetita com relação aos minerais mais coercivos como hematita e goethita. A razão S é obtida dividindo-se os valores de IRM determinados em 300 mT pelos valores da SIRM (e.g. 1000 mT). A SIRM induz praticamente todos os minerais magnéticos da amostra, por mais coercivos que sejam. Assim, quando aplicado um campo de 300 mT no sentido contrário ao campo da SIRM, apenas os minerais com baixa coercividade apresentarão uma resposta ao campo aplicado (Evans & Heller, 2003). A razão S é calculada da seguinte forma:

$$S = \frac{IRM_{(-300)}}{SIRM}$$

(04),

onde  $IRM_{(-300)}$  indica a IRM de 300 mT aplicada no sentido contrário à SIRM.

### 3.2.5 Hard Isothermal Remanent Magnetization (HIRM)

A razão HIRM indica um valor absoluto e é usada como uma medida de concentração de minerais magnéticos de alta coercividade (e.g. hematita e goethita) em relação a magnetização total. A HIRM é, portanto, uma medida que indica o oposto da S-Ratio (Evans & Heller, 2003). A HIRM é calculada da seguinte forma:

$$HIRM = \frac{SIRM + IRM_{(-300)}}{2}$$

(05).

### 3.2.6 Magnetização em baixas temperaturas

As medidas de magnetização em baixas temperaturas, utilizando sistemas criogênicos, podem fornecer as características dos minerais magnéticos através de suas transições de fase. No estudo magnético de rochas, as transições de fase em baixas temperaturas mais conhecidas são as da magnetita ( $Fe_3O_4$ ) e da hematita ( $\alpha Fe_2O_3$ ). A transição da magnetita estequiométrica, também conhecida como transição de Verwey ( $T_v$ ), ocorre em 110K; em magnetitas parcialmente oxidadas e/ou não-estequiométricas a  $T_v$  é encontrada a  $\sim 120K$ . Nesta transição, a magnetita passa de uma estrutura cristalina cúbica para monoclinica. Outra característica é o comportamento elétrico da magnetita que, nesta transição, passa de semicondutor para isolante elétrico. Além desta transição a magnetita apresenta um ponto isotrópico ( $T_i$ ) em  $\sim 130K$ , que indica que nessa temperatura a constante anisotrópica magnetocristalina de primeira ordem cai a zero. A hematita apresenta uma transição de fase em torno de 260K (conhecida como transição de Morin,  $T_{Morin}$ ). Nesta temperatura ocorre uma descontinuidade magnética, que é observada pela queda abrupta da magnetização com o resfriamento. Porém, essa transição pode ser suprimida ou variar com o percentual de substituição de titânio ou com a presença de partículas  $\leq 0.1\mu m$  (Dunlop & Özdemir, 1997).

### 3.3 Minerais magnéticos

Os minerais magnéticos se formam em uma temperatura muito alta e se resfriam cada um a uma determinada temperatura, chamada Temperatura de Curie,  $T_c$ , (para os minerais ferromagnéticos) ou Temperatura de Néel,  $T_n$ , (para os minerais antiferromagnéticos). Isso faz com que adquiram uma magnetização permanente própria, que se alinha na mesma direção que o campo magnético terrestre, e apresentem uma resposta específica ao campo magnético induzido em laboratório (Tauxe et al., 2010; Maher, 2007). Os principais minerais magnéticos são listados na **Tabela 2**.

**Tabela 2:** Principais minerais magnéticos utilizados como padrão nas técnicas de magnetismo ambiental e algumas de suas propriedades magnéticas (Evans & Heller, 2003; Maher, 2007);  $M_s$  é a magnetização de saturação e  $T_c$  é a temperatura de Curie.

Mineral	Fórmula	$T_c$ (°C)	$M_s$ (Am <sup>2</sup> /kg)	X (µm <sup>3</sup> /kg)	ARM (mAm <sup>2</sup> /kg)	SIRM (Am <sup>2</sup> /kg)
Magnetita	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	575-580	92	400-560	18-110	9
Titanomagnetita (TM60)	Fe <sup>2+</sup> [Fe <sup>2+</sup> <sub>2</sub> 0.6Ti <sup>+4</sup> ] <sub>4</sub> O <sub>4</sub>	200	24	170-200	110	22
Hematita	$\alpha$ -Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	675	0,5	0,6	0,002	0,24
Goethita	$\alpha$ -FeOOH	120-150	0,5	0,7	0,005	0,05
Pirrotita	Fe <sub>7</sub> S <sub>8</sub>	320	17	50	50	4,5
Greigita	Fe <sub>3</sub> S <sub>4</sub>	~330	20	120	120	11
Ferro nativo	Fe	770	220	2000	800	80

Os óxidos de ferro e titânio são os principais minerais magnéticos terrestres (Dunlop & Özdemir, 1997). Em óxidos de Fe, o Ti geralmente substitui o Fe na estrutura cristalina. Em função do Ti(+4) não ter spins desemparelhados e tamanhos diferentes, as propriedades magnéticas da titanomagnetita são diferentes das magnetitas sem Ti (Evans & Heller, 2003). A exsolução é importante em paleomagnetismo porque:

- I. As diferentes composições têm diferentes propriedades magnéticas;
- II. As lamelas de exsolução reduzem efetivamente o tamanho do cristal magnético;

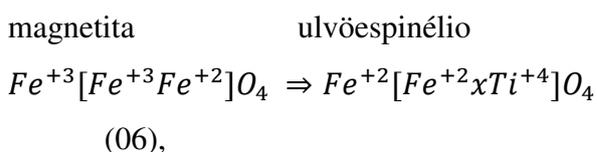
III. Assim, o tamanho do grão tem grande influência na estabilidade magnética do mineral, que por sua vez resulta em diferentes respostas aos métodos aplicáveis ao magnetismo ambiental.

Os principais óxidos de ferro que são de maior interesse em magnetismo ambiental são a magnetita, hematita e a maghemita, pois eles são encontrados em grande abundância na crosta terrestre.

### 3.3.1 Magnetita

A magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) é um mineral denso e de cor preta e opaco, quando observado microscopicamente. Tanto o  $\text{Fe}^{+2}$  como o  $\text{Fe}^{+3}$  estão presentes em sua estrutura cristalina. Os átomos de O formam uma rede cúbica de face centrada na qual os cátions se organizam numa simetria octaédrica e tetraédrica. Assim, ferro férrico ocupa todos os sítios tetraédricos enquanto ambos podem residir nos sítios octaédricos. Ambos os sítios são acoplados com *spins* antiparalelos e, enquanto o  $\text{Fe}^{+3}$  possui 5 *spins* desemparelhados, o  $\text{Fe}^{+2}$  possui 4, fazendo com que cada *spin* desemparelhado contribua para o momento magnético do mineral, resultando em um mineral ferrimagnético, com momento magnético líquido maior do que nos demais minerais (Tauxe et al., 2010; Maxbauer et al., 2016a).

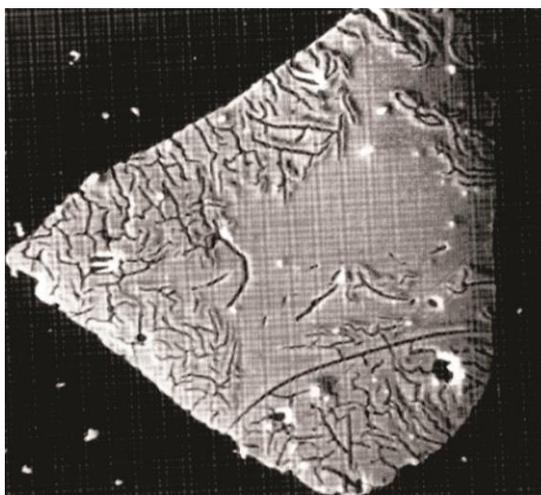
A magnetita faz parte de uma das soluções sólidas mais importantes para o paleomagnetismo, o ulvöespinélio. Um dos íons que podem substituir o ferro férrico na estrutura cristalina da magnetita é o titânio, pois seu íon tetravalente ( $\text{Ti}^{+4}$ ) não possui *spins* desemparelhados e tamanhos diferentes, formando a titanomagnetita. Para que se mantenha o balanço de cargas, outro íon  $\text{Fe}^{+3}$  da estrutura se transforma em  $\text{Fe}^{+2}$ . Assim, os *end members* da solução sólida são mostrados na equação (06):



onde x corresponde à substituição de Ti na equação. Se  $x = 0$ , a magnetita é pura; se  $x = 1$ , tem-se o ulvöespinélio.

A magnetização de saturação da magnetita é  $92 \text{ Am}^2/\text{kg}$  e da titanomagnetita com  $0.8 \text{ Ti}^{+4}$  (TM60) é  $24 \text{ Am}^2/\text{kg}$ . A temperatura de Curie da magnetita é de  $580 \text{ }^\circ\text{C}$  e da TM60 é de  $150 \text{ }^\circ\text{C}$  (Tauxe et al., 2010). A susceptibilidade magnética da magnetita pode chegar a 500

$\mu\text{m}^3/\text{kg}$  (semelhante ao da maghemita), ao passo que para a titanomagnetita varia entre 170 e  $200 \mu\text{m}^3/\text{kg}$  a depender da porcentagem de Ti na estrutura (Tauxe et al., 2010; Maher, 2007). A coercividade ( $B_c$ ) e coercividade de remanência ( $B_{cr}$ ) para a magnetita são baixas (máximo de 300 mT) e, por isso, são definidas como minerais “*soft*” em comparação com os demais minerais magnéticos de maior coercividade, como goetita e hematita (Maxbauer et al., 2016a). A oxidação de baixa temperatura tende a transformar titanomagnetita em titanomaghemita por difusão do  $\text{Fe}^{+2}$  da estrutura da (Ti)magnetita para a superfície onde é convertida para  $\text{Fe}^{+3}$ . A conversão de  $\text{Fe}^{+2}$  significa perda do volume resultando em fraturas (**Figura 5**). Também é comum que a parte externa da magnetita seja oxidada para maghemita enquanto o interior se mantém como magnetita.



**Figura 5:** Magnetita se transformando em maghemita nas bordas do cristal, sendo preservada no centro (Gapeyev & Tsel'movich, 1988).

A magnetita ocorre principalmente como componente detrítico nos sedimentos ou *in situ* durante a diagênese e pode ser produzida a partir da ação de bactérias magnetotáticas. A titanomagnetita ocorre como mineral primário em rochas ígneas e é posteriormente inserida no ambiente sedimentar através de alterações nas condições ambientais de pH e oxirredução (Tauxe et al., 2010). O aumento da profundidade também pode ser um fator na alteração dos minerais magnéticos, já que em águas marinhas ocorrem alterações no estado redox de oxidante (em relação ao campo de estabilidade da magnetita) para redutoras em maiores profundidades devido à quebra do carbono orgânico. Isso resulta na dissolução da magnetita e na produção de sulfetos não-magnéticos, que por sua vez podem ser observados em curvas de ARM, IRM e de susceptibilidade magnética ao longo da sequência de sedimentos (Tauxe et al., 2010).

### 3.3.2 Hematita

A hematita ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) é um óxido de Fe, antiferromagnético, que ocorre amplamente em sedimentos oxidados e domina as propriedades magnéticas das *red-beds*. Ela é produto da oxidação de alta temperatura em certas rochas ígneas. Ao contrário da magnetita e maghemita, que ocorrem em solos em concentrações traço, a hematita é amplamente encontrada nesses ambientes e pode ser detectada por método de difração de raios-X em concentrações de 5 a 10% (Maher, 2007). Dependendo da granulometria (e outras propriedades) pode ser preta (especularita) ou vermelha (pigmentar). A substituição de Ti na estrutura da  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  tem ainda maior influência nas propriedades magnéticas na hematita, formando titanohematita, do que na magnetita, quando forma a titanomagnetita (Evans & Heller, 2003).

A hematita não se apresenta como um mineral perfeitamente antiferromagnético, pois possui uma magnetização remanente estável (SIRM de  $\sim 0,25 \text{ Am}^2/\text{kg}$ ), baixa magnetização remanente, magnetização de saturação de aproximadamente  $0,4 \text{ Am}^2/\text{kg}$ , susceptibilidade significativa de  $\sim 60 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . A alta coercividade, com  $B_{cr}$  maior do que 300 mT, faz com que esse mineral necessite de campos altos para ser saturado sendo, portanto, definida como mineral magnético “*hard*” (Maher, 2007; Maxbauer et al., 2016a). O comportamento antiferromagnético é resultado do desalinhamento dos *spins* (*spins* apresentam um grau de inclinação em relação outro), gerando um ferromagnetismo parasítico (Dunlop & Özdemir, 2001; Maher, 2007; Tauxe et al., 2010). Segundo Liu et al. (2004), as propriedades magnéticas da hematita podem variar conforme as mudanças na sua estrutura, defeitos na rede cristalina, presença de impurezas como alumínio, granulometria e diferentes graus de saturação.

### 3.3.3 Maghemita

A maghemita ( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) é um mineral equivalente da magnetita oxidada e possui a mesma fórmula química da hematita, sendo então diferenciada pela letra  $\gamma$ ; porém não possuindo as mesmas estruturas cristalinas e características magnéticas (Evans & Heller, 2003). A oxidação envolve os íons de ferro bivalentes, onde dois terços mudam sua valência de  $\text{Fe}^{+2}$  para  $\text{Fe}^{+3}$  e um terço restante é totalmente retirado da rede cristalina, fazendo com que os sítios de onde foram removidos permaneça vazio (deficiência em cátion). A deficiência em cátions e a mudança de valência faz com que a magnetização de saturação da maghemita seja de  $380 \text{ kA/m}$  e temperatura de Néel ( $T_n$ ) se dê em um intervalo entre  $590 \text{ }^\circ\text{C}$  e  $675 \text{ }^\circ\text{C}$  (Evans

& Heller, 2003). A maghemita é metaestável, mas quando aquecida inverte sua estrutura e adquire a estrutura cristalina da hematita; a temperatura na qual ocorre essa inversão é dependente da granulometria, grau de oxidação e presença de impurezas na rede cristalina do mineral (e.g. presença de íons de alumínio substituindo alguns sítios vazios permite a estabilização do mineral após o aquecimento) (Maher, 2007). A presença de maghemita pode ser identificada por curvas termomagnéticas (susceptibilidade magnética *versus* temperatura), em função de suas propriedades magnéticas serem altamente variáveis durante sua transformação em hematita (Tauxe et al., 2010).

Grãos extremamente finos são de interesse em estudos paleoclimáticos em sucessões de *loess* e paleossolos e outras aplicações ambientais, como mapeamento de poluentes ou para estimar reservas de água subterrâneas (Maher, 1998). Magnetita e maghemita são os menores constituintes em massa ou volume pois são ultrafinas, mas tendem a controlar as propriedades magnéticas dos solos onde se encontram (Maher, 1998; Evans & Heller, 2003; Maxbauer et al., 2016a). Por exemplo, a dissolução da magnetita ou a produção de sulfetos não magnéticos no solo podem causar redução frequente das propriedades magnéticas dependentes da massa em relação à profundidade do perfil, como susceptibilidade magnética, ARM e IRM (Tauxe et al., 2010). Ambas, magnetita e maghemita, são fontes significativas de aumento da susceptibilidade magnética em solos e paleossolos.

### 3.3.4 Goethita

A goethita ( $\alpha$ -FeOOH) é a fase magnética de oxi-hidróxido de Fe em maior abundância na natureza (Dunlop & Özdemir, 1997; Evans & Heller, 2003; Tauxe et al., 2010; Maher, 2007). A goethita é um mineral hexagonal antiferromagnético com defeito em sua estrutura cristalina devido a um desequilíbrio em seu balanço de número de momentos atômicos, mas também possui um fraco ferromagnetismo (Evans & Heller, 2003). A goethita ocorre amplamente em solos e sedimentos, como produto do intemperismo de minerais de Fe e como precipitado direto de soluções de Fe. Ao contrário da magnetita e maghemita, que ocorrem como minerais-traço, a goethita pode ser identificada por técnicas de raios-X em concentrações de 5 até 10% (Maher, 2007). A goethita é metaestável sob muitas condições, mas desidrata formando hematita com aumento de temperatura ( $\sim 325$  °C) ou com o passar do tempo. Quando é transformada em hematita por aumento de temperatura, seu hábito original é preservado fazendo com que sejam formados grãos muito finos de hematita, com propriedades superparamagnéticas, os quais não preservam magnetização remanente.

A goethita apresenta algumas semelhanças em certas propriedades magnéticas com a hematita. Possui fraca magnetização remanente ( $\sim 2$  kA/m), alta coercividade e baixa  $T_n$  (120 °C), porém é mais estável que a hematita (SIRM  $\sim 0,05$  Am<sup>2</sup>/kg, susceptibilidade de  $\sim 70 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg). Essas propriedades fazem com que seja necessária a indução de campos magnéticos muito altos para deslocar sua magnetização, não sendo possível desmagnetizá-la pela técnica de indução de campos alternados (Evans & Heller, 2003; Maher, 2007; Maxbauer et al., 2016a).

### 3.3.5 Greigita e Pirrotita

A greigita (Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>) e a pirrotita (Fe<sub>7</sub>S<sub>8</sub>) são os sulfetos de Fe mais importantes para paleomagnetismo e magnetismo ambiental (Tauxe et al., 2010). A estrutura cristalina da greigita e da pirrotita é semelhante à estrutura da magnetita, mas a magnetização de saturação da magnetita é cerca de quatro vezes maior que a da greigita. A greigita possui coercividade alta o suficiente para manter remanência estável. A razão SIRM/ $K_{IF}$  indica a presença de greigita na amostra, mas a identificação de greigita e pirrotita apenas por técnicas de magnetismo pode ser complicada, sendo necessária a associação com outras técnicas como difração de raios-X e microscopia óptica (Evans & Heller, 2003).

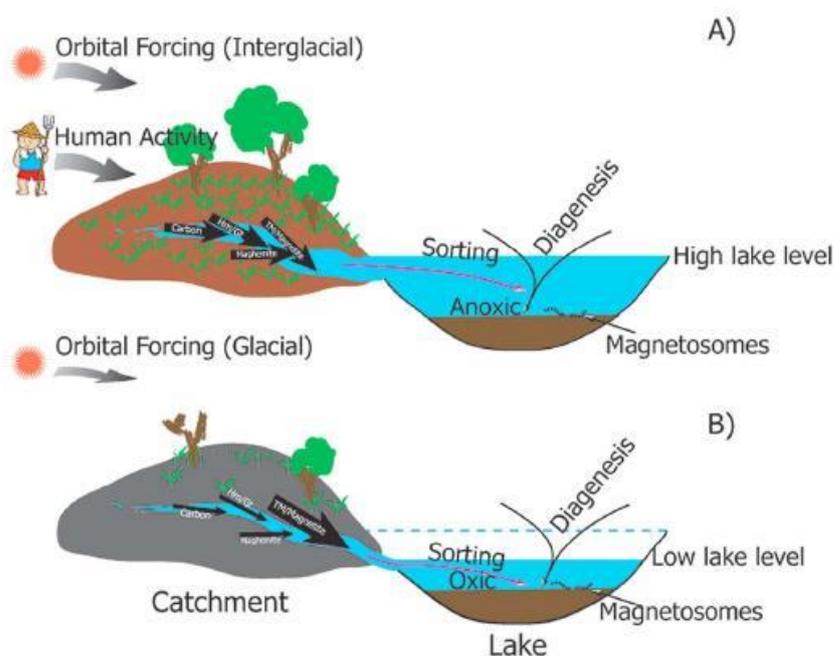
A greigita e a pirrotita são minerais ferrimagnéticos e ocorrem em ambientes redutores (anaeróbicos), solos pobremente drenados, como estuarino lamosos, fundo de lagos e pântanos, estando mais relacionados com as condições de drenagem do que com o clima; portanto, não estão obrigatoriamente relacionados com os níveis de precipitação (Maxbauer et al., 2016a). Por estarem relacionados a esses ambientes mais anóxicos, onde a matéria orgânica é totalmente consumida por bactérias anaeróbicas, diminuindo os níveis de oxigênio, a greigita associa-se à redução do sulfato, deixando pirita paramagnética como o componente de sulfeto (Evans & Heller, 2003; Tauxe et al., 2010). A greigita também pode ser importante em estudos associados ao campo magnético terrestre, uma vez que também pode ser formada por bactérias magnetotáticas em ambientes ricos em enxofre (Evans & Heller, 2003; Maher, 2007). Essas bactérias geram cadeias de nanocristais biologicamente controlados que se alinham com o campo magnético da Terra naquele momento (Maher, 2007).

### 3.3.6 Siderita

A siderita ( $\text{FeCO}_3$ ) é um mineral de Fe, paramagnético, mais comum em sedimentos carbonáticos. Forma-se diretamente da precipitação tanto em águas marinhas quanto lacustres, mas também está presente em veios hidrotermais e como nódulos concrecionários em argilas (Evans & Heller, 2003). Para estudos de magnetismo ambiental, a importância da siderita vem dos produtos de sua oxidação (magnetita, hematita e maghemita), particularmente em ambientes ricos em carbonato.

## 3.4 Magnetismo ambiental em sedimentos lacustres

Sedimentos lacustres são bons marcadores de mudanças ambientais, por não serem tão retrabalhados ao longo do tempo como os eólicos e fluviais. Portanto, este tipo de sedimento pode ser utilizado com técnicas de magnetismo ambiental em estudos paleoclimáticos e paleoambientais (Verosub & Roberts, 1995). Estudos relacionados a esses sedimentos revelaram que a concentração de magnetita é maior nas camadas depositadas na primavera do que nas camadas depositadas nas demais estações, o que indica que as propriedades magnéticas são fortemente controladas por fatores ambientais (Liu et al., 2012). As mudanças no teor de óxidos ferromagnéticos (em termos de mineralogia, concentração e granulometria) em sedimentos de lago estão ligados ao clima através do desenvolvimento do solo na bacia hidrográfica, do agente erosivo (água, gelo, vento), erosão nas áreas de captação, e através do fornecimento de carbono orgânico e processos pós-depositacionais dentro de lagos (Thompson, 1973; Liu et al, 2012; **Figura 6**). O desenvolvimento do solo e o tipo de erosão afetam os componentes litogênicos em uma assembleia de minerais magnéticos. Já as mudanças de produtividade biológica controlam os teores de carbono orgânico que contribuem para a destruição de óxidos de ferro litogênicos e crescimento biogênico e autigênico de minerais magnéticos secundários (magnetita biogênica e greigita) (Williamson et al., 1989).



**Figura 6:** Modelo dos processos de transporte e deposição de minerais magnéticos em (a) período interglacial e (b) período glacial (Liu et al., 2012).

As condições climáticas mais temperadas do Holoceno são ilustradas como favorecendo a expansão da vegetação dentro de uma bacia hidrográfica (**Figura 6**). Isso aumentaria a entrada de carbono e hematita/goethita e nutrientes dissolvidos, mas reduziria a erosão e os insumos litogênicos. Esta situação favoreceria processos diagenéticos que podem dissolver minerais magnéticos dentro do lago (Liu et al, 2012). Para o caso de regiões intertropicais essas variações mais abruptas entre o tipo de sedimento magnético depositado ainda é uma questão em aberto.

Quando os efeitos pós-deposicionais são limitados, a concentração de minerais magnéticos pode ser usada para estimar semi-quantitativamente os influxos de sedimentos dentro de uma bacia de lago. No entanto, as propriedades magnéticas em massa refletem processos variáveis, incluindo fatores climáticos. Por exemplo, mudanças nas condições periglaciais para climas temperados favorece a expansão da vegetação dentro de uma bacia hidrográfica (e.g. Liu et al., 2012). Por sua vez, isso aumentaria a entrada de carbono e nutrientes dissolvidos, mas reduziria a erosão e a atividade de congelamento-descongelamento e, aumentaria a coesão da superfície, reduzindo assim os insumos litogênicos (Liu et al, 2012). Já em climas tropicais essa condição é diferenciada por conta de influxo de sedimentos pela maior incidências de chuvas (Wang et al., 2017). Portanto, é necessário determinar as diferentes origens da assembleia magnética em sedimentos de lago para permitir uma boa

interpretação ambiental. As partículas magnéticas produzidas pela erosão são relativamente mais grossas em termos de granulometria (Liu et al, 2012).

A transformação pedogênica de óxidos de ferro primários (de magnetita a titanomagnetita) nas bacias hidrográficas pode levar a sinais magnéticos complexos. A pedogênese produz magnetita fina (SP/SD) e hematita pigmentar. Assim, as mudanças no tamanho do mineral magnético e a abundância relativa de magnetita e hematita nos sedimentos do lago podem ser potencialmente usadas para rastrear o histórico de meteorização potencial da região de origem (Liu et al., 2012). Por exemplo, em Klamath Lake (Oregon, EUA), os baixos valores de razão S correspondem ao aumento da meteorização dos materiais originais, ou seja, menor concentração de magnetita presentes nos sedimentos (Liu et al., 2012). Para interpretar com precisão o significado paleoambiental das propriedades magnéticas dos sedimentos do lago, é necessário conhecer a relação entre os sedimentos do lago e a bacia de captação correspondente. Existem três componentes principais do sistema de captação do lago: materiais de origem da bacia hidrográfica (rochas do embasamento, solos etc.), material ao longo do caminho (sedimentos de planície de inundação, sedimentos de carga de rio, suspensões de rios) e sedimentos de lago. Na prática, os depósitos de lago e os materiais de captação são frequentemente estudados em conjunto.

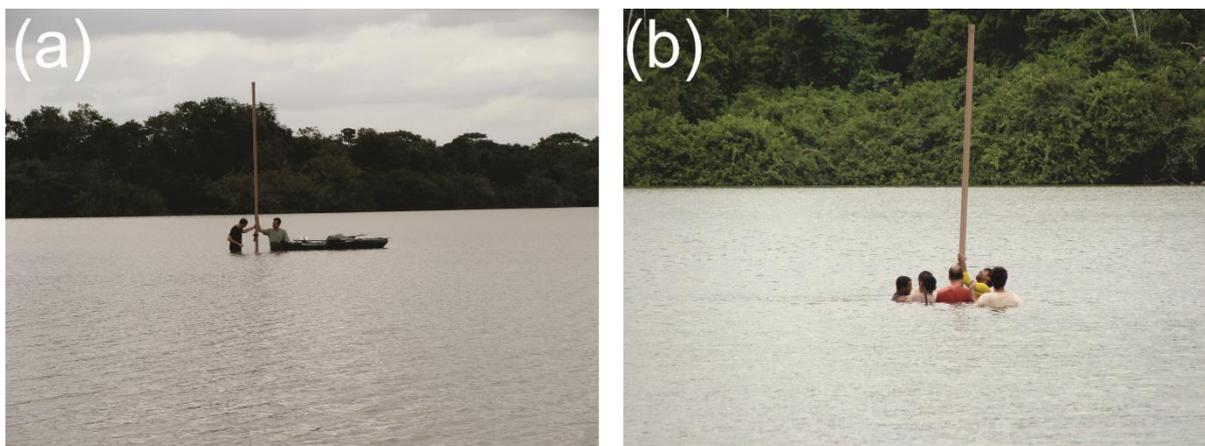
Oldfield et al. (1979) demonstraram que parâmetros magnéticos são úteis para distinguir diferentes tipos de minerais magnéticos de captação. O estudo sistemático da ligação fonte-lago por Dearing et al. (2001) fornece um modelo para esse trabalho. Esses autores analisaram sedimentos de lago da planície central do Petit Lac d'Annecy, na França, a partir de dois testemunhos de planície de inundação, sedimentos de carga do rio e várias centenas de amostras de solo da bacia hidrográfica. Os sedimentos do lago frequentemente têm picos isolados nas concentrações de minerais magnéticos. Tais picos são frequentemente relacionados a horizontes ricos em tefra, horizontes de microturbiditos ou à formação de greigitas devido a mudanças redox rápidas, embora outros mecanismos também sejam possíveis.

Apesar do avanço dos estudos e o constante crescimento do uso de magnetismo ambiental nos últimos anos, diversos autores como Oldfield et al. (1979), Evans & Heller (2003) e Liu et al. (2012) destacam a importância da interdisciplinaridade e da associação deste com outras ferramentas de interpretação paleoambiental. Isso se deve porque ainda há ambiguidades na interpretação das propriedades magnéticas ao se tratar questões ambientais complexas, onde múltiplos cenários são possíveis de se estabelecer diante dos resultados obtidos pelas técnicas de magnetismo ambiental.

## 4 Materiais e métodos

### 4.1 Amostragem

As amostras de sedimentos foram coletadas em dois lagos na região de Volta Grande do Xingu (**Figura 7**). As coletas foram feitas durante a estação seca de novembro/dezembro 2014. Foram coletados dois testemunhos, sendo um na Ilha do Arapujá (testemunho XC01-02), próximo a Altamira (**Figura 7a**) e, outro em lago na planície de inundação do Rio Iriri (testemunho XC-06), afluente do Rio Xingu (**Figura 7b**). O testemunho XC01-2 (Lat 3,214277°S; Lon 52,190118°W) foi coletado em um lago de planície de inundação no rio Xingu sob uma coluna d'água de ~1 m e tem 123 cm de sedimentos (**Figura 7a**). A porção mais basal (123-78 cm) consiste em areia média a grossa com um padrão de afinamento para cima (*fining upward*) com o topo sendo formado por silte e argila. O padrão de cores neste testemunho varia de cinza escuro na porção mais superior, com sedimentos mais finos, até marrom na base, onde se encontra a porção mais arenosa.



**Figura 7:** (A) Coleta do testemunho XC01-2 na Ilha do Arapujá, Altamira. (B) Coleta do testemunho XC06 em uma Ilha do rio Iriri, afluente do rio Xingu.

O testemunho XC06 (Lat 3,816163°S; Lon 52,672267°W) também foi coletado em um lago de planície de inundação, mas no rio Iriri, sob uma coluna d'água de 1,5 m e tem 232 cm de sedimentos (**Figura 7b**). A granulometria se mostra homogênea em todo o testemunho, formado por sedimentos silto-argilosos, com alguns grãos de areia fina ocasionais na porção mais basal. O padrão de cores também é homogêneo por todo o testemunho, mostrando-se cinza escuro. A **Tabela 3** lista as informações de coluna d'água, espessura da coluna de sedimentos recuperados e a localização dos testemunhos.

**Tabela 3:** Informações dos testemunhos coletados.

Local de amostragem	ID do testemunho	Coluna d'água (m)	Espessura recuperada de sedimentos (cm)	Latitude (deg.)	Longitude (deg.)
Lago da planície de inundação do rio Xingu	XC01-2	~1	120	-3,214277	-52,190118
Lago da planície de inundação do rio Iriri	XC06	~1,5	232	-3,816163	-52,672267

A amostragem em campo foi feita com tubos PVC, que posteriormente foram cortados longitudinalmente para a sub-amostragem (**Figura 8a**). A sub-amostragem foi feita utilizando caixas cúbicas de acrílico de 2 cm de lado (**Figura 8b**), resultando em 49 amostras para o testemunho XC01-2 e em 98 para o testemunho XC06 (totalizando 147 amostras).



**Figura 8:** (a) Processo de coleta de amostra. Tubo de PVC cortado longitudinalmente e amostragem com as caixas de acrílico. (b) Caixa de acrílico de 2 cm de lado utilizadas para amostragem, referentes ao testemunho XC01-02.

## 4.2 Idades

Sedimentos que possuem matéria orgânica e idades inferiores a 50.000 anos são geralmente datados por método de radiocarbono para se estabelecer um modelo de idade em função da profundidade (Blaauw & Christen, 2011). Neste trabalho, os testemunhos de sedimentos foram re-amostrados em diversas amostras de sedimentos ao longo do perfil para datação por radiocarbono. Uma curva é gerada a partir dos resultados da datação que posteriormente é ajustada e interpolada para que cada amostra de magnetismo ambiental obtenha uma idade correspondente (Blaauw & Christen, 2011). Os testemunhos XC01-02 e XC06 foram datados por radiocarbono e revelaram idades calibradas de 3.058 a 408 cal AP (XC01-02) e 9.008 a 164 cal AP (XC06) (**Tabela 4**). As datações foram realizadas pelos laboratórios LAC (Laboratório de Radiocarbono) do Instituto de Física da Universidade

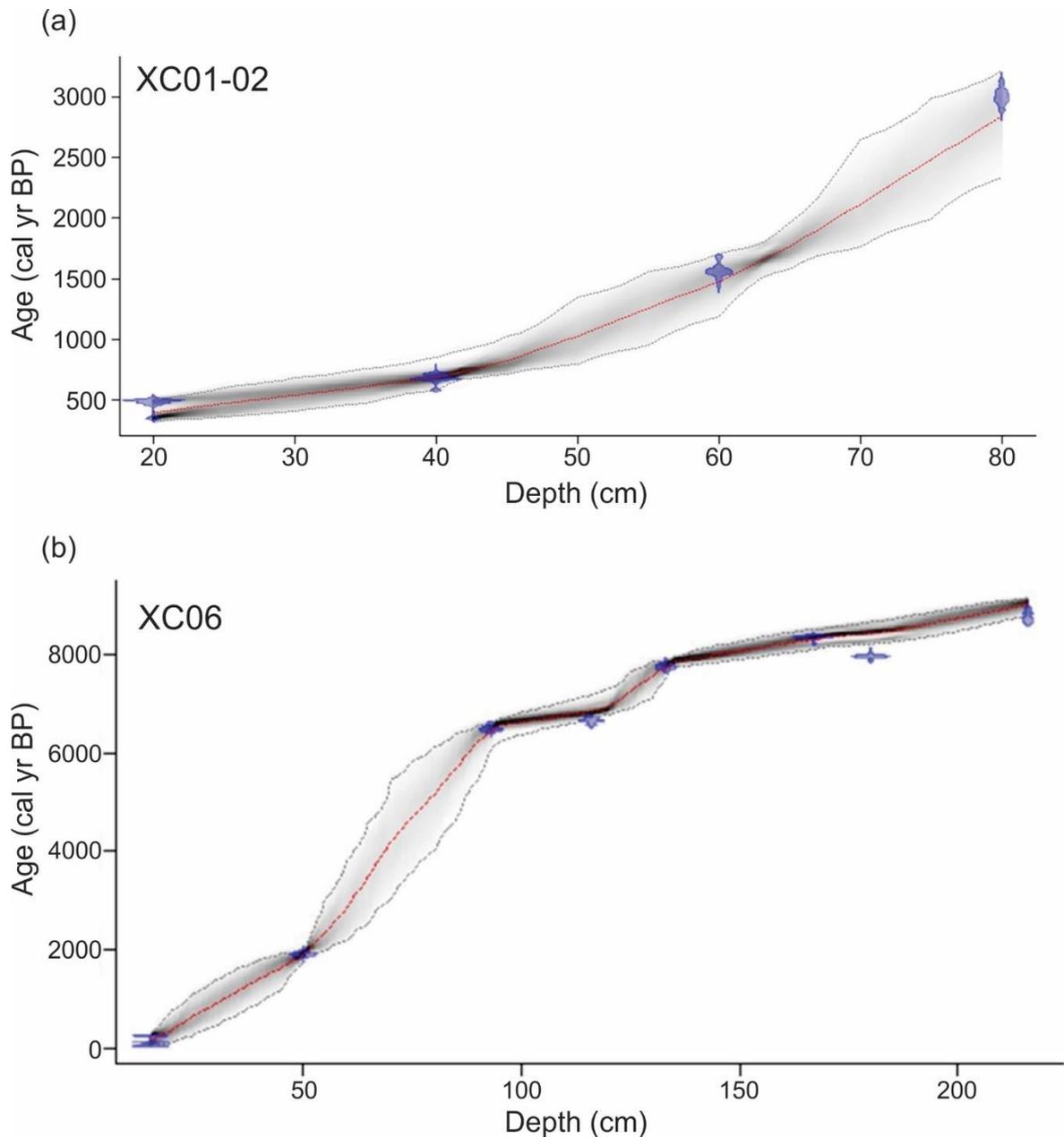
Federal Fluminense, em Niterói (RJ), e *Beta Analytic Testing Laboratory* em Miami (Flórida), Estados Unidos.

**Tabela 4:** Idades obtidas por método de radiocarbono em amostras de sedimentos dos testemunhos XC01-2 e XC06 em anos Antes do Presente (AP).

Lab.	Id. da amostra	Profundidade (cm)	Idade Convencional (AP) $\pm$ erro da idade (AP)	Idade calibrada (AP)
<b>XC01-2</b>				
LAC	170081	20	456 $\pm$ 24	408
BETA	488006	40	780 $\pm$ 30	689
BETA	488007	60	1700 $\pm$ 30	1514
BETA	468959	82	2920 $\pm$ 30	3058
<b>XC06</b>				
BETA	468960	15	103 $\pm$ 30	164
BETA	488005	50	1960 $\pm$ 30	1890
LAC	170082	93	5708 $\pm$ 31	6431
LAC	170080	116	5841 $\pm$ 31	6857
LAC	170079	133	6930 $\pm$ 32	7747
LAC	170078	167	7546 $\pm$ 31	8325
BETA	468961	180	7150 $\pm$ 30	8444
LAC	170083	216	7929 $\pm$ 30	9008

As idades foram calibradas utilizando o *software* BACON 2.2 *Age-modelling* e a curva de calibração utilizada para o Carbono-14 foi a SHcal13 (Blaauw & Christen, 2011), como pode ser visto na **Figura 9**. A metodologia empregada pelo *software* BACON 2.2 baseia-se pelo controle de taxas de acumulação do testemunho, por meio da utilização de um modelo gama semiparamétrico autoregressivo com um número aleatório de subdivisões ao longo do perfil de sedimentos, onde o processo integrado correspondente representa o modelo idade-profundidade (Blaauw & Christen, 2011). A modelagem realizada por esse *software* é comumente utilizada em estudos paleoambientais e paleoclimáticos para se estabelecer uma cronologia dos depósitos de sedimentos, especialmente sedimentos lacustres e de turfa

proveniente dos pântanos, relacionando sua idade com a profundidade em que se encontram (Blaauw & Christen, 2011). As idades (anos AP) *versus* profundidade (cm) são apresentadas para os testemunhos XC01-2 (Figura 9a) e XC06 (Figura 9b).



**Figura 9:** Representação do modelo de calibração das idades (AP) *versus* profundidade (cm) obtidas pelo método de datação por radiocarbono realizado pelo software BACON 2.2 *Age Modelling* e adotado para os testemunhos: (a) XC01-2 e, (b) XC06. Os pontos em azul representam as amostras utilizadas para datação, a curva em vermelho representa o modelo central de idades e a curva cinza indica a margem de erro num intervalo de confiança de 95%.

### 4.3 Medidas de magnetismo ambiental

As amostras submetidas às análises de magnetismo ambiental fornecem informações sobre transporte, deposição e alterações pós-deposicionais dos minerais magnéticos presentes nos sedimentos. A análise experimental foi efetuada utilizando as seguintes técnicas: susceptibilidade magnética (variando frequência), desmagnetização por campos magnéticos alternados (AF, para determinação das componentes magnéticas principais), curvas de aquisição da magnetização remanente isotérmica (IRM), curvas de aquisição e desmagnetização da magnetização remanente anistérmica (ARM) e curvas de histerese magnética. Todas as técnicas experimentais foram utilizadas para determinação de razões de magnetismo ambiental que, por sua vez, são indicativos de mudanças ambientais. As medidas foram efetuadas no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP).

Primeiramente, as massas de cada amostra (contida nas caixas de acrílico) foram obtidas utilizando uma balança de precisão. Medidas de susceptibilidade magnética foram efetuadas no susceptômetro *Kappabridge* KLY-4S da Agico Ltd em duas frequências ( $F1 = 976$  Hz e  $F3 = 15616$  Hz) com o objetivo de obter valores de  $\chi_{fd}\%$ . Essas medidas foram normalizadas pela massa de cada amostra.

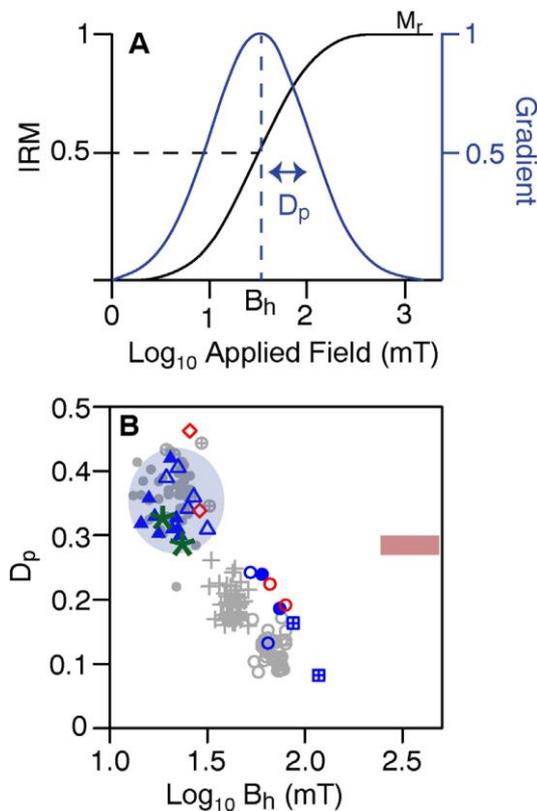
Em seguida, as amostras foram submetidas ao procedimento de desmagnetização por passos em campos magnéticos alternados (AF), entre 2.5-30 mT em passos de 2.5 mT, de 30-70 mT em passos de 5.0 mT e de 70 a 100 mT em passos de 10 mT, para determinação das componentes magnéticas principais.

As medidas de aquisição e desmagnetização da ARM foram obtidas pela aplicação de campos AF, seguindo os mesmos passos do protocolo de desmagnetização por AF, juntamente com um campo DC unidirecional da ordem de grandeza do campo magnético da Terra (50  $\mu$ T). Após esse processo, as amostras foram novamente desmagnetizadas nos mesmos passos da desmagnetização AF. As medidas de AF e ARM foram efetuadas em um magnetômetro SQUID (*Superconducting Quantum Interference Device*) da empresa *2G-Enterprises* acomodado em uma sala magneticamente blindada, com campo magnético interno  $<500$  nT.

A Razão S (*S-Ratio*) foi determinada pela aplicação de um campo direto na amostra usando um magnetômetro indutor. A aquisição da magnetização induzida foi realizada para os campos magnéticos de 100 mT e 1.000 mT em um sentido e de 300 mT no sentido contrário (-300 mT). Após cada passo de indução, a magnetização foi medida no

magnetômetro SQUID (*2G Enterprises*). Os dados obtidos a partir desses passos permitem a determinação do ponto em que ocorre a saturação dos minerais magnéticos, ou seja, permitem identificar os portadores magnéticos das amostras.

As curvas de aquisição da IRM e de histerese foram determinadas em passos sucessivamente crescentes entre 0 e 1.000 mT para determinação das fases magnéticas e concentração de minerais. As medidas foram determinadas usando um magnetômetro de amostra vibrante VSM (*Vibrating Sample Magnetometer*) MicroMag 3900 da *Princeton Measurements Corp.* Todas as amostras foram normalizadas pelas suas respectivas massas. As fases magnéticas são determinadas pela decomposição em curvas log-gaussianas, sendo determinados os parâmetros do campo médio destrutivo (MDF ou  $B_{1/2}$ ) e o parâmetro de dispersão (DP) (e.g. *Kruiver et al.*, 2001; *Maxbauer et al.*, 2016a; **Figura 10**). Esses dois parâmetros fornecem informações sobre o grau de oxidação dos minerais magnéticos e, uma vez correlacionados, permitem avaliar o tipo de processo de alteração de minerais magnéticos (*Egli*, 2004). Os parâmetros de  $B_{1/2}$  e DP foram calculados usando o *software* desenvolvido por *Maxbauer et al.* (2016b).



**Figura 10:** (a) A curva em preto representa a aquisição da magnetização remanente isotérmica (IRM) e a curva em azul a primeira derivada, comumente referida como a distribuição de coercividade. A distribuição da coercividade pode ser descrita por sua coercividade mediana ( $B_h$ ) e pela largura da distribuição (Parâmetro de Dispersão,  $D_p$ ). A representação é uma simplificação de *Kruiver et al.* (2001) e assume que uma distribuição de probabilidade log-gaussiana se aproxima da distribuição de coercividade. Observe que os dados de IRM e do seu

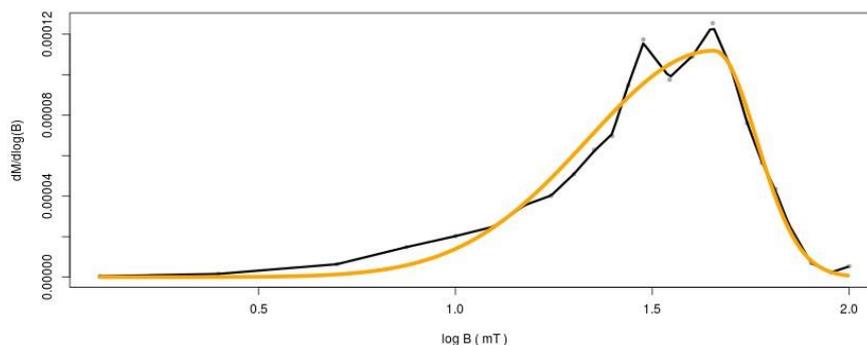
gradiente são normalizados para seus respectivos valores máximos. (b) *Biplot* de  $D_p$  e  $\log_{10}(B_h)$  para componentes magnéticos isolados de uma mistura de sedimentos naturais. Dados extraídos de Egli (2004), Geiss e Zanner (2006) e Lindquist *et al.* (2011). Oval sombreado em azul destaca as faixas de  $D_p$  e  $B_h$  observadas para magnetita pedogênica em solos. Símbolos azuis = solos, símbolos cinzas = sedimentos de lagos, símbolos vermelhos = *loess*, asteriscos verdes = bactérias redutoras de ferro dissimilatórias (DIR) produzem magnetita (magnetita extracelular). Triângulos abertos = detritos + magnetita pedogênica, triângulos fechados = magnetita pedogênica, círculos abertos = componente duro (*hard*) biogênico, diamantes abertos = poeira eólica, + = magnetita macia (*soft*) biogênica, círculos fechados = detrito + magnetita extracelular. O retângulo vermelho corresponde ao componente de hematita usado por Abrajevitch *et al.* (2009). Todas as descrições de componentes magnéticos seguem Egli (2004) (compilado de Maxbauer *et al.*, 2016a).

As medidas de magnetização em baixas temperaturas foram feitas no *Quantum Design Magnetic Properties Measurements System* (MPMS) do Instituto de Física “Gleb Wataghin” da UNICAMP, até 7 T com sensibilidade de  $1 \times 10^{-11} \text{Am}^2$ . As amostras para este tipo de medidas são em pó acondicionadas em cápsulas de gel (diamagnético). Para cada amostra foram necessárias entre 200 mg a 320 mg de pó da amostra devidamente compactada. As medidas de magnetização remanente com campo magnético e sem campo magnético (comumente conhecida como curvas FC/ZFC, ou *Field Cooling, Zero Field Cooling*), foi utilizado um protocolo de medidas pré-estabelecido pelo laboratório do Instituto de Física. Inicialmente, a amostra foi resfriada de 325 K até 10 K em campo magnético induzido de 2.5 T e continuamente medida, adquirindo-se a magnetização de saturação induzida ( $M_{si}$ ) durante o resfriamento. Em seguida, a amostra foi aquecida em campo nulo até 325 K, obtendo-se a curva de magnetização remanente FC. O passo seguinte foi resfriar a amostra até 10 K e medir continuamente em campo nulo até 325 K (magnetização remanente ZFC). Para as três curvas de magnetização foi utilizado um intervalo de medidas de aproximadamente 5 K. O ponto de cruzamento das curvas FC e ZFC indica a temperatura de bloqueio ( $T_B$ ) máxima da amostra e onde  $T > T_B$ , ambas as curvas indicam a magnetização de equilíbrio da amostra. Foram analisadas as amostras XC01-02-026 (de idade calibrada 1592 AP a 62 cm de profundidade), do testemunho referente à Ilha do Arapujá e, XC06-056 (de idade calibrada 7576 AP a 130 cm de profundidade), referente ao testemunho coletado no Rio Iriri. Essas análises foram realizadas a fim de refinar os dados obtidos pelas técnicas anteriores e definir a mineralogia magnética predominante em cada uma, para posteriormente o resultado ser extrapolado para as demais amostras do respectivo testemunho que apresentarem mesmo comportamento magnético.

## 5 Resultados

As análises magnéticas foram efetuadas em todas as amostras dos testemunhos XC01-02 e XC06. A partir dos valores obtidos de susceptibilidade magnética, magnetização remanente natural (NRM), magnetização remanente anisterética (ARM em 100 mT) e magnetização remanente isotérmica (IRM em 1.000 mT e -300 mT), foi possível efetuar os cálculos das razões de magnetismo ambiental como  $\chi_{fd}\%$ , SIRM, HIRM e *S-Ratio*. Foram determinadas também curvas de aquisição de IRM e de histerese para campos de até 1.000 mT. Os resultados são apresentados em função do modelo de idades a partir das datações feitas por radiocarbono, enquanto os resultados em função da profundidade para os testemunhos XC01-2 e XC06 estão nos Anexos 1 e 2, respectivamente.

As curvas de aquisição de magnetização induzida (ARM e IRM) permitem separar as fases magnéticas (minerais magnéticos) presentes nas amostras. No caso das curvas de ARM, em particular, pode-se determinar a fase da magnetita de tamanho fina, na fração monodomínio (SD). A magnetita na fração SD é relativamente sensível a mudanças ambientais e pode ser usada como traçador de processos e mudanças ambientais. A separação de fases magnéticas é realizada a partir das análises de ajustes log-gaussianos das curvas de aquisição da ARM (e.g. Robertson & France, 1994; Kruiver et al., 2001; Maxbauer et al., 2016a). A separação de fases a partir do cálculo de curvas log-gaussianas fornecem os parâmetros da coercividade média destrutiva (MDF ou  $B_{1/2}$ ) e o parâmetro de dispersão (DP). Esses dois parâmetros fornecem as bases para se determinar, por exemplo, a proveniência da magnetita (e.g. detrítica, pedogenética, biogênica) presente nas amostras e, assim, auxiliar sobre os cenários paleoambientais. As análises de separação de fases foram realizadas para todas as amostras de ambos os testemunhos usando o *software* Max Unmix (Maxbauer et al., 2016b; <http://shinyapps.its.carleton.edu/max-unmix/>). Um exemplo de ajuste feito usando o *software* é mostrado na **Figura 11**. Nas seções a seguir, para melhor compreensão dos dados, os resultados de ambos os testemunhos serão apresentados separadamente.



**Figura 11:** Exemplo da curva de coerçividade medida (curva em preto) e ajustada (curva em amarelo) obtida na modelagem de dados de curvas de ARM usando o programa Max Unimix. A amostra ajustada é a amostra correspondente à profundidade de 69 cm (2048 cal AP) do testemunho XC01-2. Coerçividade média (MDF) de 166 mT e parâmetro de dispersão (DP) de 0.245.

## 5.1 Resultados do testemunho XC01-02

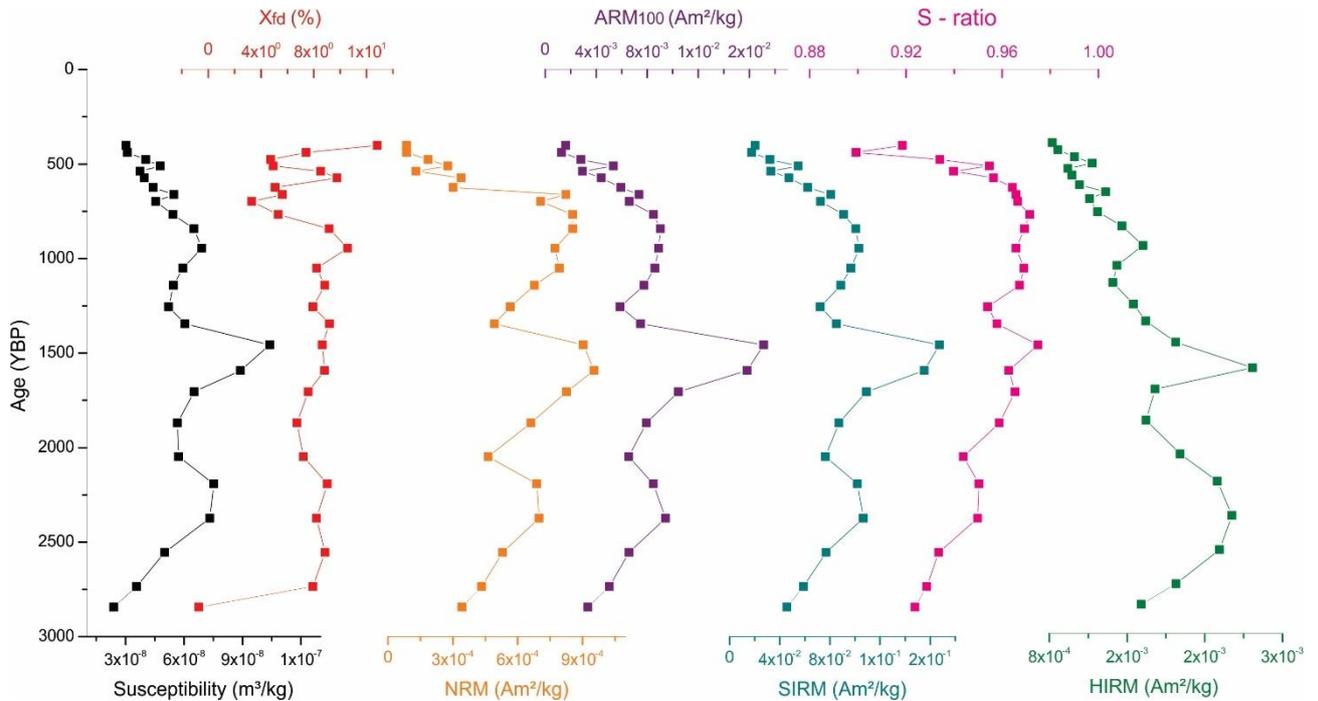
Os resultados em função da profundidade, considerando-se todas as amostras do testemunho, são apresentados na Figura A1 dos Anexos. O intervalo entre 0 e 18,5 cm não foi considerado quando comparado com a geocronologia, pois nesse intervalo os sedimentos estavam retrabalhados; desta forma, não foi possível realizar extrapolação dos dados de datação por radiocarbono para o intervalo. O intervalo entre 85,5 e 120,5 cm também não foi considerado nas análises de magnetismo ambiental porque trata-se de um intervalo de areia, que não é representativo em análise de magnetismo ambiental por ser quase inteiramente composto por material diamagnético (grãos de quartzo), o que resultaria em ruídos nos dados magnéticos.

Os resultados de datação modelados revelam idades para o testemunho XC01-02 de 3.058 a 408 cal AP, como mostrado na **Tabela 4** e **Figura 9a**. Estes também indicam que o testemunho XC01-02 apresenta três diferentes estágios de taxa de sedimentação média: ~0,068 cm/ano na porção superior do depósito (20 – 40 cm); ~0,024 cm/ano na sequência (40 – 60 cm); e ~0,017 cm/ano na porção inferior do depósito (60 – 80 cm).

A **Figura 12** mostra os resultados das análises magnéticas para o testemunho XC01-02 em função das idades calibradas no modelo de idades. A susceptibilidade magnética ( $\chi$ ) na frequência 976 Hz (que corresponde a frequência mais baixa, F1) apresenta valores que variam de  $2,39 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg em 2844 cal AP (80,5 cm) até  $1,04 \times 10^{-7}$  m<sup>3</sup>/kg em 1456 cal AP (59,5 cm); o valor médio de susceptibilidade magnética nesta frequência é de  $5,45 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg; para a frequência de 15616 Hz, os valores variam de  $2,41 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg em 2844 cal AP (80,5 cm) até  $9,50 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg em 1456 cal AP (59,5 cm). Os valores de  $\chi_{fd}\%$  variam de -0,7% em 2844 cal AP (80,5 cm), até 12,8%, em 401 cal AP (20,5 cm). Como a  $\chi$  representa

concentração magnética, observa-se que um aumento gradual das porções superiores (idades mais recentes) até ~1500 cal AP, quando os valores diminuem até as porções basais dos níveis de areia; os valores altos de  $\chi$  sugerem uma contribuição maior de minerais ferrimagnéticos e menores contribuições de minerais antiferromagnéticos, paramagnéticos e diamagnéticos (Thompson & Oldfield, 1986; Evans & Heller, 2003).

A intensidade da magnetização remanente natural (NRM) varia de  $8,58 \times 10^{-5}$  Am<sup>2</sup>/kg em 439 cal AP (23 cm) a  $9,53 \times 10^{-4}$  Am<sup>2</sup>/kg em 1592 cal AP (62 cm), com uma média de  $5,55 \times 10^{-4}$  Am<sup>2</sup>/kg. Esses valores de NRM são significativas e acompanham as variações da susceptibilidade magnética, indicando que a magnetização é portada por minerais ferrimagnéticos de baixa coercividade. A magnetização remanente anisterética (ARM) a 100 mT (ARM<sub>100</sub>) apresenta valores variando de  $1,30 \times 10^{-3}$  Am<sup>2</sup>/kg em 439 cal AP (23 cm) até  $1,71 \times 10^{-2}$  Am<sup>2</sup>/kg em 1456 cal AP (59,5 cm), com média de  $7,12 \times 10^{-3}$  Am<sup>2</sup>/kg, cujo intervalo de valores máximos ocorre entre ~1400 e ~2800 cal AP. Os valores de magnetização remanente isotérmica de saturação (SIRM) apresentaram valores entre  $1,76 \times 10^{-2}$  Am<sup>2</sup>/kg em 439 cal AP (23 cm) e  $1,67 \times 10^{-1}$  Am<sup>2</sup>/kg em 1456 cal AP (59,5 cm), com média de  $7,86 \times 10^{-2}$  Am<sup>2</sup>/kg. A razão S mostrou valores entre 0,90 e 0,97, em 439 cal AP (23 cm) e 1456 cal AP (59,5 cm), respectivamente, indicando predominância de minerais de baixa coercividade. As variações de HIRM indicam as variações de hematita nos sedimentos cujos valores oscilam entre  $8,29 \times 10^{-4}$  Am<sup>2</sup>/kg em 401 cal AP (20,5 cm) e  $2,89 \times 10^{-3}$  Am<sup>2</sup>/kg em 1592 cal AP (62 cm); tendo média de  $1,66 \times 10^{-3}$  Am<sup>2</sup>/kg.

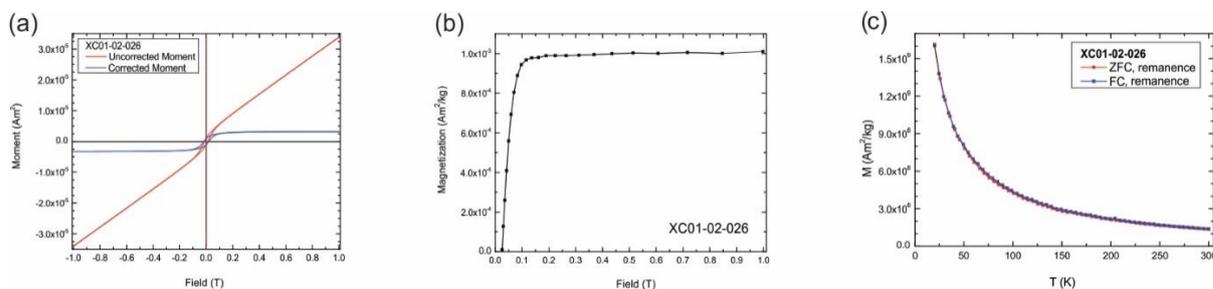


**Figura 12:** Parâmetros de magnetismo ambiental para o testemunho XC01-02. Susceptibilidade magnética (curva em preto), susceptibilidade magnética dependente da frequência  $\chi_{fd}\%$  (curva em vermelho), magnetização remanente natural (NRM, curva em laranja), magnetização remanente anisterética (ARM, curva em roxo), magnetização remanente isotérmica de saturação (SIRM, curva em azul claro), razão S (*S-Ratio*, curva em rosa), magnetização remanente isotérmica forte (HIRM, curva verde).

Os parâmetros magnéticos apresentam valores mínimos e máximos semelhantes ao longo de todo o testemunho XC01-02 (**Figura 12**). Esse comportamento indica que os minerais magnéticos presentes ao longo do testemunho não diferem entre si para os mesmos intervalos de idades. Ou seja, não se observa variação de mineralogia magnética entre os parâmetros observados. Os intervalos onde os valores mais elevados são observados, principalmente aquele entre 1250 e 1750 cal AP, sugerem um aporte maior de minerais magnéticos. Esse maior aporte pode estar relacionado a mudanças ambientais que ocorreram na região e que carregaram maior quantidade de minerais magnéticos para os intervalos observados.

A **Figura 13** mostra os resultados típicos de amostras do testemunho XC01-02 obtidos em curvas de histerese (sem correção e corrigidas para a contribuição dia- e paramagnética), curvas de aquisição de IRM e as curvas FC/ZFC para a amostra XC01-02-026. A curva de histerese (**Figura 13a**) indica uma contribuição significativa de minerais paramagnéticos ao longo do testemunho; após a correção, contudo, observa-se a presença de minerais ferrimagnéticos, possivelmente magnetita, presentes nas amostras. A curva de aquisição de IRM (**Figura 13b**) indica saturação em campos magnéticos de até ~200 mT; isso sugere que a presença de minerais de baixa coercividade é predominante ao longo de todo o

testemunho XC01-02. Já as curvas FC/ZFC (**Figura 13c**) não indicam a transição de Verwey, possivelmente pela grande presença de minerais paramagnéticos presentes na amostra.

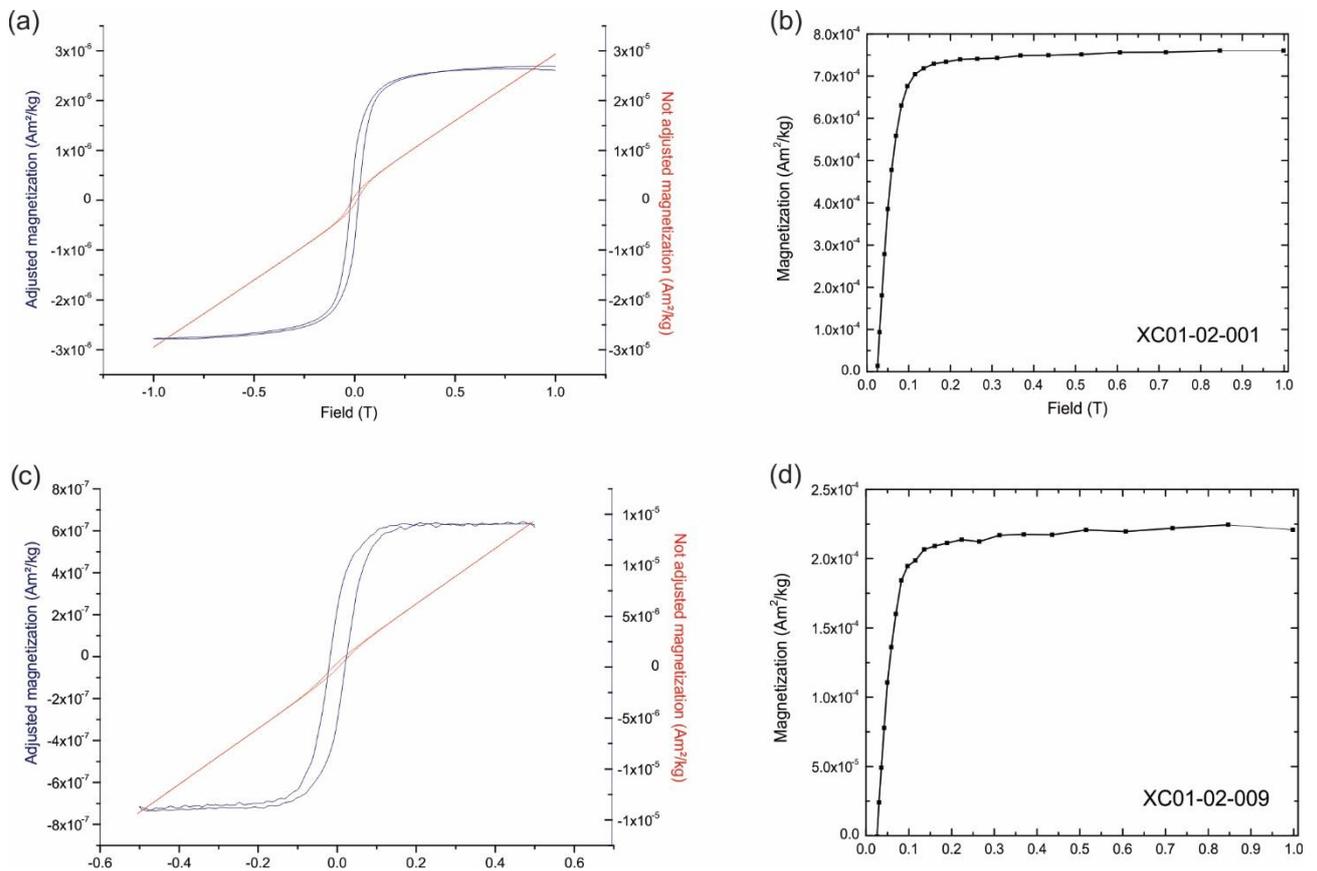


**Figura 13:** Medidas magnéticas de campos altos para a amostra XC01-02-026. (a) Curva de histerese não-corrigida (vermelho) e corrigida (azul); (b) curva de aquisição de IRM; (c) curvas FC/ZFC.

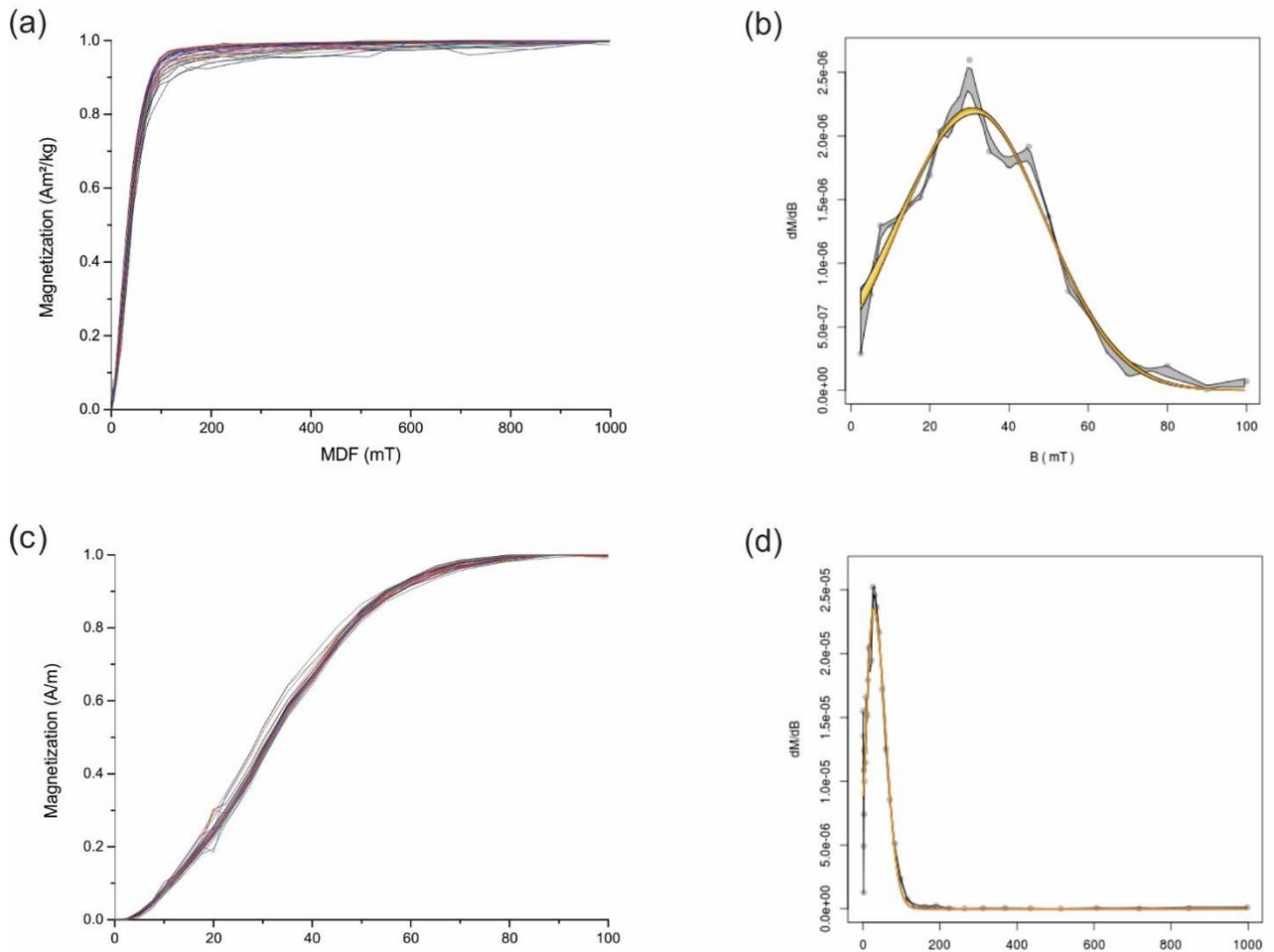
A **Figura 14** mostra os resultados de curvas de histerese e de aquisição de IRM para duas amostras com comportamentos magnéticos distintos no testemunho XC01-02. A contribuição de minerais paramagnéticos é importante ao longo de todo o testemunho, como pode ser observado nas curvas de histerese (**Figura 14a, c**). Após as correções, os resultados indicam que minerais magnéticos de baixa coercividade contribuem com a parte ferrimagnética do testemunho (curvas em azul nos resultados de histerese). Isso é observado pelo fato da curva de histerese apresentar formato de “cintura fina” (amostra correspondente à 2 cm de profundidade, **Figura 14a**), com alguma gradação de minerais um pouco mais oxidados (amostra correspondente à profundidade de 20,5 cm, **Figura 14c**). As curvas de IRM (**Figura 14b, d**), indicam comportamentos semelhantes àqueles observados nas curvas de histerese para cada amostra correspondente. Isso é observado pelo fato de que a saturação dos minerais ocorre em baixas coercividades (até 200 mT, **Figura 14b**); algumas amostras apresentam duas componentes magnéticas, sendo uma de baixa coercividade (possivelmente magnetita) e outra de alta coercividade (e.g. hematita, goethita), como pode ser observado na **Figura 14d**.

A partir das curvas de aquisição de IRM e ARM, foram feitas modelagens e ajustes dos dados por curvas log-gaussianas com o objetivo de se obter os parâmetros de coercividade média destrutiva (MDF) e de dispersão (DP) para todas as amostras do testemunho XC01-02 até a profundidade 80,5 cm, ou seja, onde se inicia o nível de areia na base do testemunho. O empilhamento das curvas de IRM e ARM (**Figura 15a, c**) indica pouca variação dos dados magnéticos, tanto de IRM quanto de ARM, o que sugere pequena variação da mineralogia magnética ao longo de todo o testemunho. As pequenas variações são explicadas novamente pela contribuição de minerais paramagnéticos (fração fina),

possivelmente pela presença de material orgânico no testemunho. As curvas de aquisição de IRM (**Figura 15a**), indicam que todas as amostras apresentam uma componente magnética que satura em campos de até 200 mT, o que sugere a presença de magnetita; uma segunda componente magnética (e.g. hematita, goethita) também é observada, porém, contribuindo muito pouco para a magnetização total das amostras. Isso é refletido nos ajustes das curvas de IRM (**Figura 15b**) que apresentam uma pequena variação nos ajustes de MDF, variando de 36.3 a 43.7 mT e, o parâmetro DP variando entre 0.17 e 0.23. Observação semelhante também ocorre com a fração da magnetita fina, determinada pelas aquisições de curvas de ARM (**Figura 15c**). Os valores modelados (**Figura 15d**) de MDF oscilam entre 29.5 e 33.9 e do parâmetro DP entre 0.20 e 0.25.



**Figura 14:** Resultados para as amostras XC01-02-001 (2 cm de profundidade) e XC01-02-009 (20,5 cm de profundidade). Em (a) e (c), curvas de histerese não-corrigidas (vermelho) e corrigidas (azul). Em (b) e (d), curvas de aquisição de IRM.



**Figura 15:** Resultados de aquisição e modelagem de curvas de IRM e ARM das amostras do testemunho XC01-02. Em (a), curvas de aquisição de IRM e (b) um exemplo de ajuste de curva de IRM (amostra XC01-02-026). Em (c), curvas de aquisição de ARM e (d) um exemplo de ajuste de curva de ARM (amostra XC01-02-026). Em (b) e (d) A curva em cinza representa a modelagem manual, enquanto a curva amarela é o ajuste otimizado com análise de erros.

Em resumo, os resultados dos parâmetros magnéticos da **Figura 12** e da modelagem dos resultados na **Figura 15** sugerem que o testemunho XC01-02 apresenta contribuição de minerais de baixa coercividade (magnetita), com pequenas variações de oxidação da magnetita ao longo do mesmo. Além disso, há uma pequena contribuição de minerais de alta coercividade magnética (possivelmente hematita), como pode ser observado na curva de IRM da **Figura 14d** e no empilhamento das curvas apresentadas na **Figura 15a**.

## 5.2 Resultados do testemunho XC06

Os resultados em função da profundidade, considerando-se todas as amostras do testemunho XC06, são apresentados na Figura A2 dos Anexos. O intervalo entre 0 e 11,5 cm não foi considerado quando comparado com modelo de idades, pois nesse intervalo os

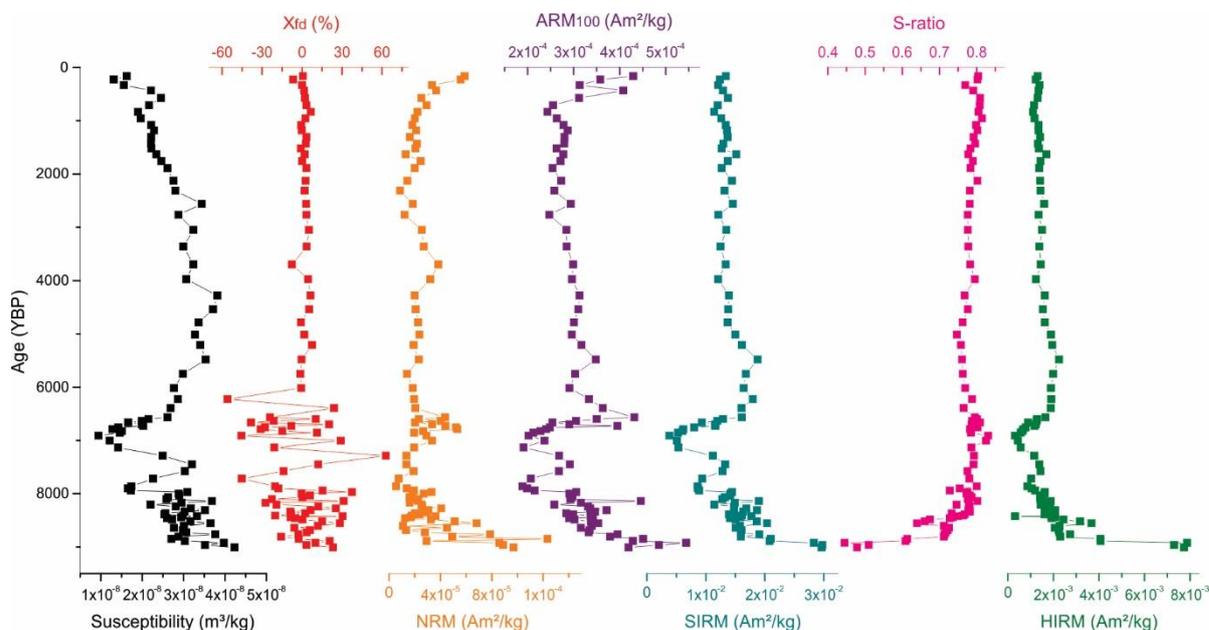
sedimentos estavam retrabalhados; desta forma, não foi possível realizar extrapolação dos dados de datação por radiocarbono para esse intervalo. O intervalo entre 218 e 230 cm de profundidade também não foi considerado nas análises de magnetismo ambiental porque trata-se de material inteiramente composto por minerais diamagnéticos e paramagnéticos, o que resultaria em ruídos nos dados magnéticos.

Os resultados de datação modelados revelam idades para o testemunho XC06 de 9.008 a 164 cal AP, como mostrado na **Tabela 4** e **Figura 9b**. Estes também indicam que o testemunho XC06 apresenta taxas de sedimentação média mais variável que XC01-02 e possui quatro estágios diferentes:  $\sim 0,020$  cm/ano na porção superior do depósito (20 – 50 cm);  $\sim 0,009$  cm/ano na sequência (50 – 95 cm);  $\sim 0,064$  cm/ano (95 – 120 cm); e, na porção inferior do depósito,  $\sim 0,063$  (120 – 216 cm).

A **Figura 16** mostra os resultados das análises magnéticas para o testemunho XC06 em função das idades calibradas no modelo de idades apresentado. A susceptibilidade magnética ( $\chi$ ) na frequência 976 Hz (que corresponde a frequência mais baixa, F1) apresenta valores que variam de  $9,46 \times 10^{-9}$  m<sup>3</sup>/kg em 6909 cal AP (118,5 cm) até  $4,23 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg em 9008 cal AP (215,5 cm), com média de  $2,63 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg; para a frequência de 15616 Hz, os valores variam de  $8,58 \times 10^{-9}$  m<sup>3</sup>/kg em 4112 cal AP (121 cm) até  $4,47 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg em 3334 cal AP (90 cm). Os valores de  $\chi_{fd}\%$  variam de -55,9% em 6225 cal AP (90 cm) até 62,8% em 7290 cal AP (125,5 cm). A grande variação nos valores de  $\chi_{fd}\%$  reflete os baixos valores da susceptibilidade magnética, devidos principalmente pela contribuição de matéria orgânica nas porções mais basais do testemunho.

A NRM apresenta valores em um intervalo de  $5,40 \times 10^{-6}$  Am<sup>2</sup>/kg em 7861 cal AP (135 cm) até  $1,23 \times 10^{-4}$  Am<sup>2</sup>/kg em 8848 cal AP (206 cm); o valor médio de NRM é de  $3 \times 10^{-4}$  Am<sup>2</sup>/kg. Apesar das variações da NRM serem importantes nas porções mais basais, os valores médios observados são equivalentes àqueles do testemunho XC01-02. A ARM obtida a 100 mT (ARM<sub>100</sub>) apresenta valores entre  $1,89 \times 10^{-4}$  Am<sup>2</sup>/kg, em 7861 cal AP (135 cm), e  $5,45 \times 10^{-4}$  Am<sup>2</sup>/kg em 8922 cal AP (210,5 cm), com valor médio de  $3,09 \times 10^{-4}$  Am<sup>2</sup>/kg e valores máximos oscilando na parte basal do testemunho. Os valores de SIRM variam de  $3,82 \times 10^{-3}$  Am<sup>2</sup>/kg em 6909 cal AP (118,5 cm) a  $2,98 \times 10^{-2}$  Am<sup>2</sup>/kg em 8966 cal AP (213 cm), com média de  $1,41 \times 10^{-2}$  Am<sup>2</sup>/kg. A razão S apresenta valores entre 0,44 em 8922 cal AP (210,5 cm) e 0,83 em 6909 cal AP (118,5 cm), indicando uma grande variação de minerais de alta e baixa coercividade ao longo do testemunho; nota-se, contudo, que os valores mais baixos são observados para as porções mais basais do testemunho. O parâmetro HIRM varia de  $3,23 \times 10^{-3}$

<sup>4</sup> Am<sup>2</sup>/kg em 6909 cal AP (118,5 cm) a  $7,87 \times 10^{-3}$  Am<sup>2</sup>/kg em 8922 cal AP (210,5 cm), com média de  $1,80 \times 10^{-3}$  Am<sup>2</sup>/kg.

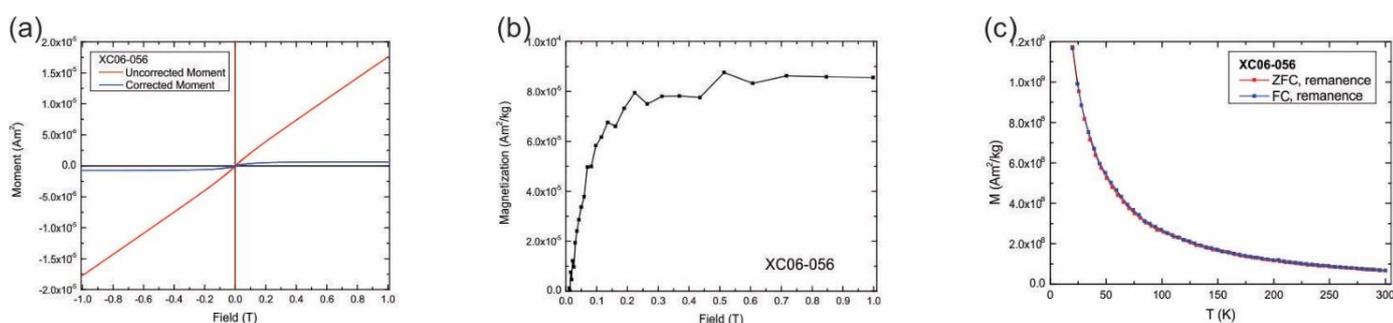


**Figura 16:** Parâmetros de magnetismo ambiental para o testemunho XC06. Susceptibilidade magnética (curva em preto), susceptibilidade magnética dependente da frequência  $\chi_{fd}\%$  (curva em vermelho), magnetização remanente natural (NRM, curva em laranja), magnetização remanente anisterética (ARM, curva em roxo), magnetização remanente isotérmica de saturação (SIRM, curva em azul claro), razão S (S-Ratio, curva em rosa), magnetização remanente isotérmica forte (HIRM, curva verde).

Apesar de alguns valores de picos apresentarem uma ordem de grandeza menor em relação ao XC01-02, esses valores são típicos daqueles encontrados em sedimentos lacustres. O comportamento de todas as curvas segue o mesmo padrão, sem variação significativa do topo do testemunho até cerca de 6100 cal AP, onde a susceptibilidade magnética ( $\chi$ ), o parâmetro  $\chi_{fd}\%$ , NRM, ARM<sub>100</sub>, SIRM e HIRM mostram uma diminuição sistemática nos valores observados. Esses valores mínimos indicam alteração na granulometria, mas com um comportamento uniforme da mineralogia magnética. A razão-S (*S-ratio*) também indica valores uniformes até ~8500 cal AP (187 cm), quando apresenta uma variação seguida de queda nos valores até atingir os valores mínimos. Isso indica uma relação de concentração maior de minerais menos coercivos em praticamente todo o testemunho, com diminuição dessa concentração apenas na base (a partir de 8500 cal AP).

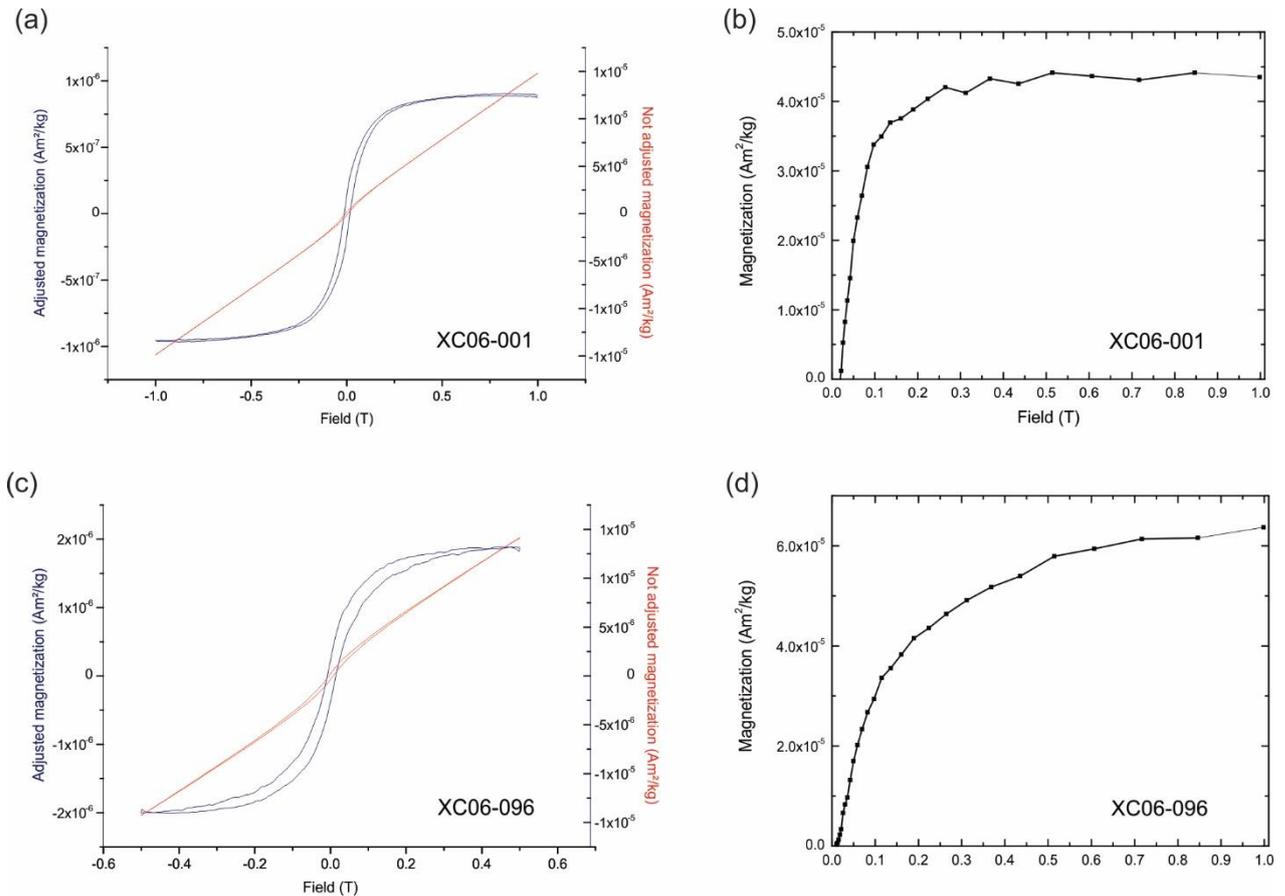
A **Figura 17** mostra os resultados de curvas de histerese (sem correção e corrigidas para a contribuição dia- e paramagnética), curvas de aquisição de IRM e as curvas FC/ZFC para a amostra XC06-056 e tipicamente observados para o testemunho XC06. Assim como observado no testemunho XC01-02, a curva de histerese (**Figura 17a**) indica uma

contribuição significativa de minerais paramagnéticos ao longo do testemunho; após a correção, contudo, observa-se a presença de minerais ferrimagnéticos, possivelmente magnetita, presentes nas amostras. A curva de aquisição de IRM (**Figura 17b**) mostra valores de saturação variáveis, indicando a coexistência de duas fases magnéticas (minerais magnéticos), sendo uma de baixa coercividade e outra de alta coercividade; esta última com contribuições inferiores em relação a de baixa coercividade. Assim como observado para o testemunho XC01-02, as curvas FC/ZFC (**Figura 17c**) não indicam a transição de Verwey, possivelmente pela grande presença de minerais paramagnéticos presentes na amostra.



**Figura 17:** Medidas magnéticas de campos altos para a amostra XC06-056. (a) Curva de histerese não-corrigida (vermelho) e corrigida (azul); (b) curva de aquisição de IRM; (c) curvas FC/ZFC.

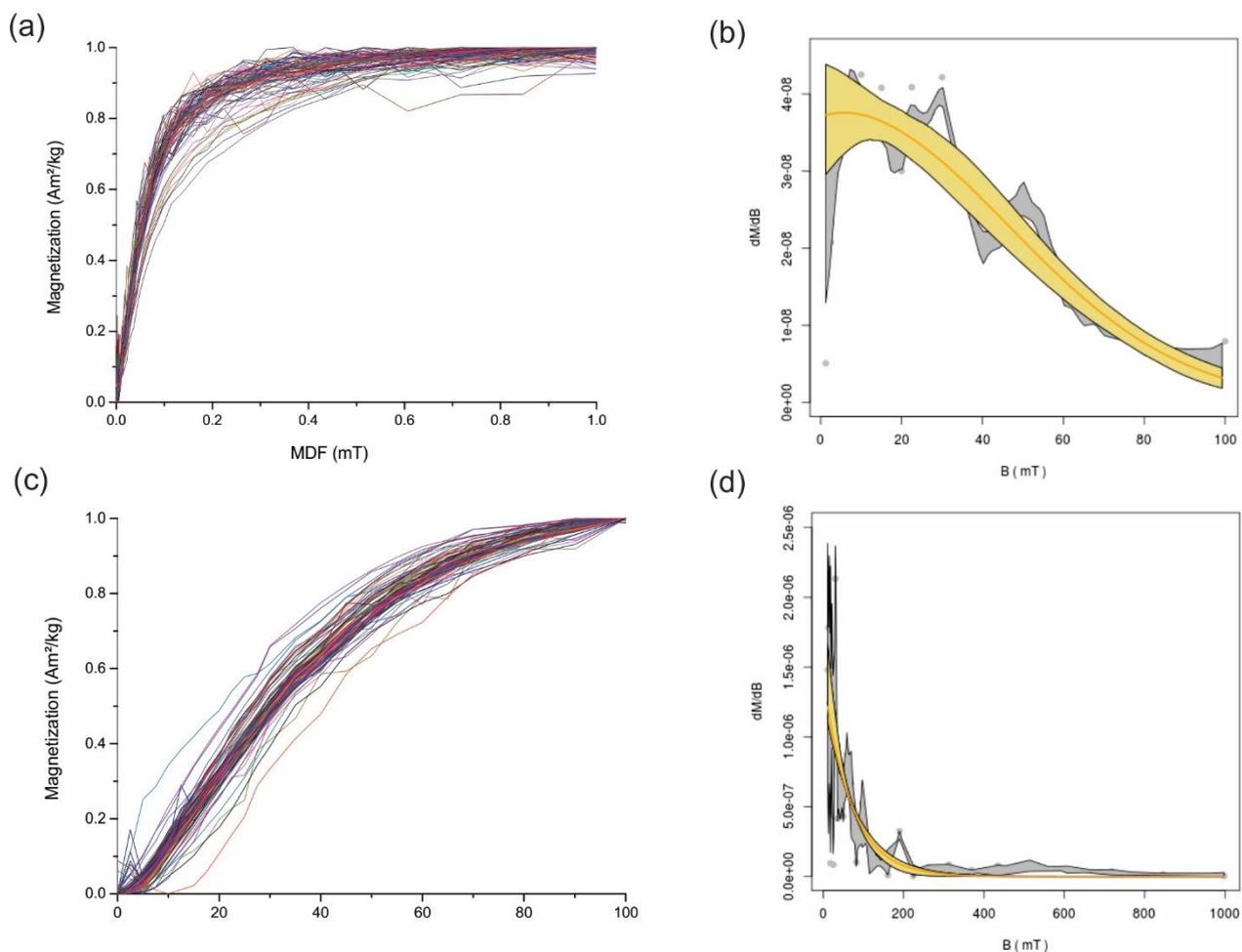
A **Figura 18** mostra resultados de curvas de histerese e de aquisição de IRM para duas amostras com comportamentos magnéticos distintos no testemunho XC06. De maneira semelhante ao testemunho XC01-02, a contribuição de minerais paramagnéticos é importante ao longo de todo o testemunho, como pode ser observado nas curvas de histerese (**Figura 18a, c**). Após as correções, os resultados indicam que minerais magnéticos de baixa coercividade contribuem com a parte ferrimagnética do testemunho (curvas em azul nos resultados de histerese). Isso é observado pelo fato da curva de histerese apresentar formato de “cintura fina” (amostra correspondente à 2 cm de profundidade, **Figura 18a**), com uma graduação de minerais um pouco mais oxidados (amostra correspondente à profundidade de 225 cm, **Figura 18c**). As curvas de IRM (**Figura 18b, d**), indicam comportamentos semelhantes àqueles observados nas curvas de histerese para cada amostra correspondente. Isso é observado pelo fato de que a saturação dos minerais ocorre em baixas coercividades (até 200 mT, **Figura 18b**); porém, algumas amostras apresentam duas componentes magnéticas bem distintas, sendo uma de baixa coercividade (possivelmente magnetita) e outra de alta coercividade (e.g. hematita, goethita), como pode ser observado na **Figura 18d**, pois a saturação não ocorre em campos de até 1000 mT.



**Figura 18:** Resultados para as amostras XC06-001 (2 cm de profundidade) e XC06-096 (225 cm de profundidade). Em (a) e (c), curvas de histerese não-corrigidas (vermelho) e corrigidas (azul). Em (b) e (d), curvas de aquisição de IRM.

A partir das curvas de aquisição de IRM e ARM, foram feitas modelagens e ajustes dos dados por curvas log-gaussianas com o objetivo de se obter os parâmetros de coercividade média destrutiva (MDF) e de dispersão (DP) para todas as amostras do testemunho XC06. O empilhamento das curvas de IRM e ARM (**Figura 19a, c**) apresenta uma variação maior dos dados ao longo do testemunho em comparação com o testemunho XC01-02 indicando que uma variação mais significativa da mineralogia magnética. Isso é observado porque a magnetização de saturação varia de 200 mT (magnetita) até minerais com magnetização de saturação superior a 1000 mT (e.g. hematita e/ou goethita), em diferentes concentrações. As pequenas variações são explicadas novamente pela contribuição de minerais paramagnéticos (fração fina), possivelmente pela presença de material orgânico no testemunho. As curvas de aquisição de IRM (**Figura 19a**) apresentam uma componente magnética que satura em campos de até 200 mT, o que sugere a presença de magnetita; a segunda componente magnética (e.g. hematita, goethita) apresenta contribuições variáveis, mas superiores às daquelas do testemunho XC01-02. Isso é refletido nos ajustes das curvas de IRM (**Figura 19b**) que apresentam uma pequena variação nos ajustes de MDF, variando de

36.3 a 74.1 mT e, o parâmetro DP variando entre 0.25 e 0.55. A fração da magnetita fina, determinada pelas aquisições de curvas de ARM (**Figura 19c**), também apresentam valores semelhantes, variando de 21.4 a 43.7 e do parâmetro DP entre 0.28 e 0.43 (**Figura 19d**).



**Figura 19:** Resultados de aquisição e modelagem de curvas de IRM e ARM das amostras do testemunho XC06. Em (a), curvas de aquisição de IRM e (b) um exemplo de ajuste de curva de IRM (amostra XC06-096, 225 cm de profundidade). Em (c), curvas de aquisição de ARM e (d) um exemplo de ajuste de curva de ARM (amostra XC06-096). A curva em cinza representa a modelagem manual, enquanto a curva amarela é o ajuste otimizado com análise de erros.

Os resultados dos parâmetros magnéticos da **Figura 16** e da modelagem mostrados na **Figura 19** sugere que o testemunho XC06 apresenta contribuição de minerais de baixa coercividade (magnetita), com contribuições variáveis de minerais de alta coercividade (e.g. hematita e/ou goethita).

## 6 Discussão

As análises de magnetismo ambiental foram efetuadas em todas as amostras de sedimentos dos testemunhos XC01-02 (Ilha de Arapujá, Rio Xingu) e XC06 (ilha no Rio Iriri, principal afluente do Xingu). Os resultados indicam os minerais magnéticos presentes nos sedimentos, sua concentração e granulometria. Essas informações, aliadas aos parâmetros magnéticos calculados, permitiram delinear cenários sobre proveniência e processos ambientais e climáticos no leste da Amazônia durante o Holoceno. Os sedimentos lacustres estudados neste trabalho são provenientes de lagos periodicamente alagados. Assim, os minerais magnéticos presentes podem estar relacionados a materiais detríticos carregados pelas correntes durante as inundações, mas também podem estar associados a processos pós-depositivos, como alterações no potencial redox e dissolução.

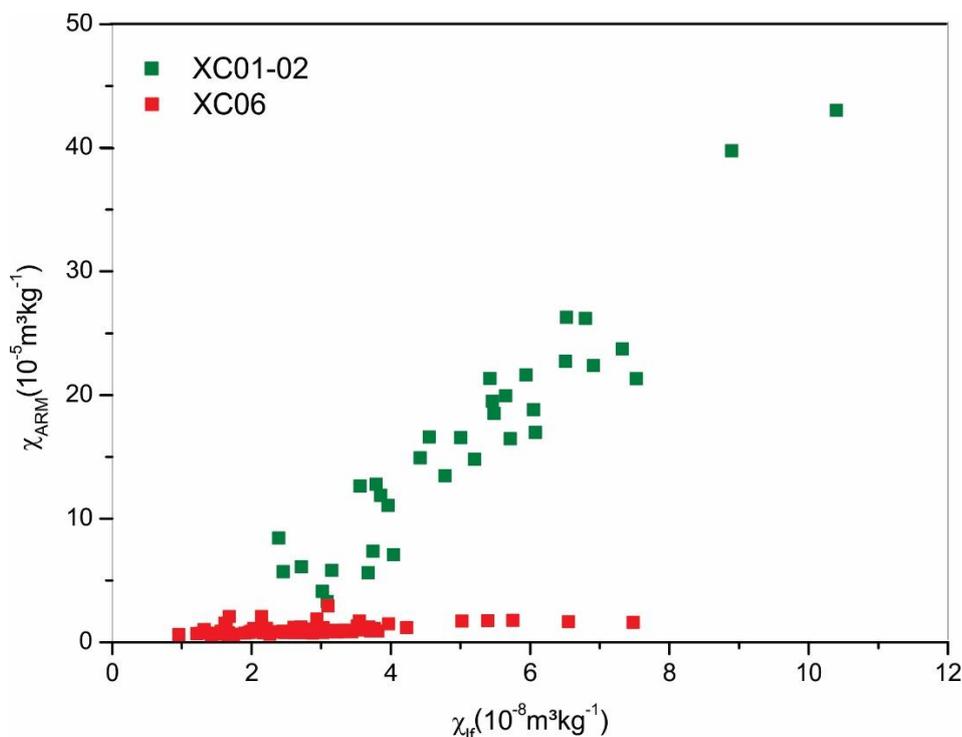
### 6.1 Propriedades magnéticas dos sedimentos

Os dados obtidos nos testemunhos XC01-02 e XC06 permitem determinar algumas características magnéticas que podem se relacionar com processos ambientais e climáticos. Apesar de uma parte do intervalo temporal ser a mesma para ambos os testemunhos, as variações dos parâmetros magnéticos são relativamente distintas. O testemunho XC01-02 registra as mudanças entre 408 e 3058 cal AP (**Figura 12**); o testemunho XC06 data registros entre 164 e 9016 cal AP (**Figura 16**). Desta forma, a interpretação dos resultados e, conseqüentemente, os processos que cada testemunho registra também são distintos.

As curvas de histerese e de IRM (**Figura 13, 14, 17 e 18**) indicam que os minerais magnéticos são a magnetita, magnetita pouco oxidada, com contribuições variáveis de minerais de alta coercividade (como hematita ou goethita), com base aos valores de magnetização de saturação e abertura das curvas de histerese. Essa tendência se mantém aproximadamente em idades em torno de 3000 cal AP para ambos os testemunhos. Uma transição brusca é observada no testemunho XC06 em ~6500 cal AP e novamente em ~8500 cal AP, que pode indicar um evento em que as condições ambientais (de sedimentação, transporte e precipitação) ou climáticas se alteraram. Os parâmetros da Razão-S (S-Ratio) e a da HIRM indicam que em ambos testemunhos ocorre uma maior concentração de minerais de baixa coercividade (e.g. magnetita), desde as porções superiores para as inferiores, embora no testemunho XC01-02 a transição seja mais evidente do que em XC06 (**Figura 12, 16**). No testemunho XC01-02, os valores de  $\chi_{fd}^{\%}$  apresentam uma transição brusca na porção

inferior, indicando contribuição diamagnética de minerais (e.g. quartzo), concordante com o nível mais arenoso na base do testemunho. Para o testemunho XC06, também é observada uma contribuição diamagnética na porção inferior, pois os valores de  $\chi_{fd}\%$  oscilam entre valores positivos e negativos que são indicativos de minerais diamagnéticos.

A concentração e granulometria dos minerais magnéticos pode ser verificada utilizando o chamado “diagrama de King” (King et al., 1982; Blomendal et al., 2003). A identificação da variação da granulometria da magnetita no registro sedimentar é determinada a partir da comparação entre o parâmetro de susceptibilidade da magnetização remanente anisterética ( $\chi_{ARM}$ ), que é sensível aos grãos na frações SD e PSD (frações mais finas da magnetita), e a susceptibilidade em campo baixo ( $\chi_{lf}$ ), sensível à fração mais grossa da magnetita; essa comparação permite estabelecer correlações entre os parâmetros mencionados. A comparação entre  $\chi_{ARM}$  e  $\chi_{lf}$  indica que ambos os testemunhos apresentam minerais magnéticos na escala micrométrica, mas com uma diferença significativa (**Figura 20**). O testemunho XC06 apresenta valores que indicam minerais magnéticos acima de 5  $\mu\text{m}$  (King et al., 1982; Sandeep et al., 2017). Já os valores para o testemunho XC01-02 apresentam um aumento linear entre ambos os parâmetros e granulometria no intervalo de 0.1-0.3  $\mu\text{m}$ . A correlação dos parâmetros nos testemunhos é alta e positiva com  $r = 0,94$  e  $n = 26$  para o testemunho XC01-02 e, correlação baixa, mas ainda positiva com  $r = 0,55$  e  $n = 86$  para o testemunho XC06 (**Figura 20**).



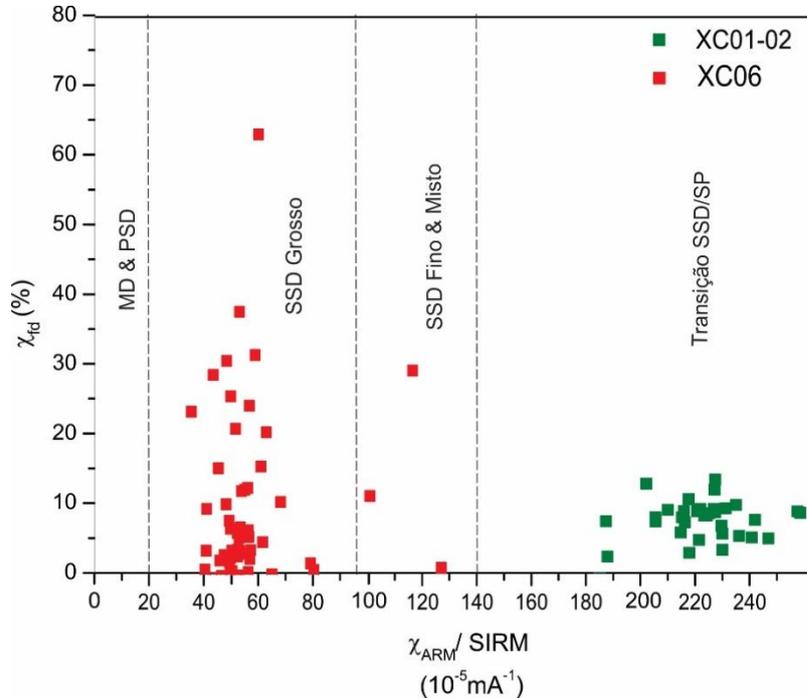
**Figura 20:** Comparação entre  $\chi_{IF}$  e  $\chi_{ARM}$ . O gráfico mostra os dados para ambos os testemunhos (XC01-02 em verde e XC06 em vermelho). Os dados mostram minerais magnéticos de granulometria fina com aumento gradativo para XC01-2 e granulometria uniformemente fina para XC06.

## 6.2 Proveniência dos minerais magnéticos

Os sedimentos de lagos podem ser derivados de diferentes fontes e são importantes como registros de sinais paleoclimáticos (e.g. Evans & Heller, 2003; Liu et al., 2012). As contribuições podem ser de origem magnetita detrítica, magnetita biogênica, greigita autigênica e magnetita antropogênica, além da possibilidade de alterações diagenéticas por oscilações dos estados óxicos e anóxicos devido a decomposição da matéria orgânica (Liu et al., 2012). Os parâmetros magnéticos da **Figura 12** (XC01-02) e da **Figura 16** (XC06) não exibem nenhuma queda acentuada e simultânea; portanto, a dissolução magnética devido a alterações diagenéticas parecem não ter afetado o registro magnético de ambos os testemunhos.

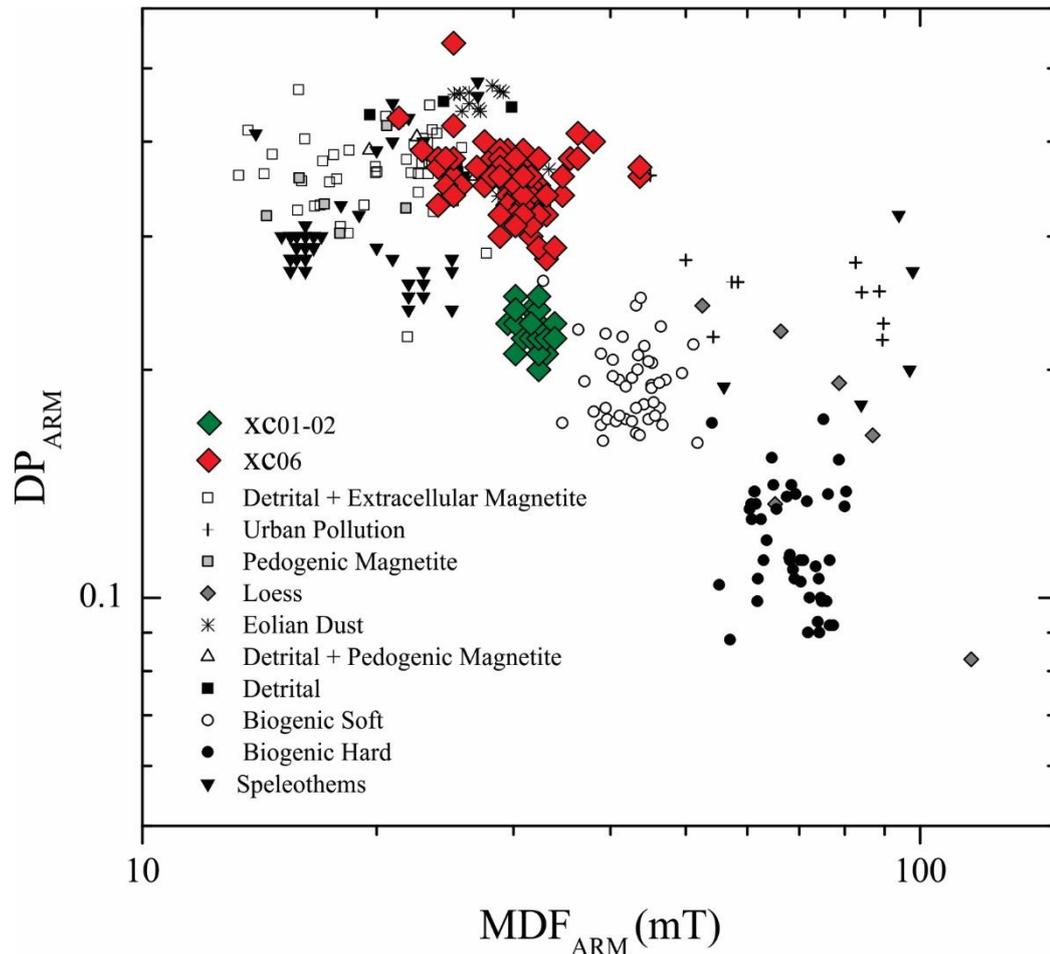
O diagrama semi-quantitativo de granulometria usando a comparação entre  $\chi_{ARM} / \text{SIRM}$  e  $\chi_{fd}\%$  é indicativo da presença de minerais magnéticos antropogênicos ou litogênicos, conforme modelo proposto por Dearing et al. (1997). A granulometria é verificada com base nos domínios magnéticos a que pertencem e a proporção de grãos SP nas amostras. A **Figura 21** mostra que a granulometria de ambos testemunhos não apresenta minerais magnéticos na faixa de granulometria MD+PSD, que é característico de magnetita antropogênica ou litogênica (Gautam et al., 2004; Maher & Thompson, 1992; Sandeep et al., 2017). Os

minerais magnéticos do XC01-02 estão na faixa de granulometria SSD/SP concordando com os valores de  $\chi_{fd}\%$  e os dados de curvas de histerese e curvas de aquisição de IRM, que mostraram grandes contribuições de minerais finos e superparamagnéticos. Os dados do testemunho XC06 se encontram majoritariamente no campo de grãos SSD grossos e alguns no campo de grãos SSD finos e mistos, que também estão coerentes com a comparação da **Figura 20**.



**Figura 21:** Comparação de  $\chi_{ARM}/SIRM$  vs.  $\chi_{rd}\%$  de acordo com Dearing *et al.* (1997), Maher & Taylor (1988) e Sandeep *et al.* (2017). Os dados mostram ambos testemunhos (XC01-02 em verde e XC06 em vermelho).

Os ajustes dos parâmetros de dispersão (DP) e do campo médio destrutivo (MDF) a partir das curvas de aquisição da ARM permitem determinar a proveniência de minerais de baixa coercividade (magnetita e maghemita), bem como os possíveis ambientes em que esses minerais foram formados (Maxbauer *et al.*, 2016a; 2016b). A **Figura 22** compara os parâmetros de DP e MDF para os testemunhos XC01-02 e XC06, bem como com os dados da literatura. Os resultados indicam que os dados do XC01-02 e do XC06 se apresentam em dois grupos, mas em alguns pontos amostras de ambos os testemunhos coexistem, mostrando um comportamento gradativo de um ambiente com determinado processo formador de magnetita para outro.



**Figura 22:** Parâmetros de dispersão (DP) e do campo médio destrutivo (MDF) determinados a partir dos ajustes de curvas de ARM para magnetita e maghemita nos diferentes ambientes. Dados obtidos em diferentes ambientes e amostras (Egli, 2004; Lascu & Feinberg, 2011; Osete *et al.*, 2012; Font *et al.*, 2014; Bourne *et al.*, 2015; Jaqueto *et al.*, 2016). Losangos vermelhos representam valores referentes ao testemunho XC06 e losangos verdes representam os valores referentes ao testemunho XC01-02.

No caso de XC01-02, os dados mostram que a magnetita é proveniente de processos detríticos/pedogenéticos (**Figura 22**, losangos verdes). A **Figura 22** também mostra resultados de trabalhos que buscam a fonte de magnetita para espeleotemas (Lascu & Feinberg, 2011; Osete *et al.*, 2012; Font *et al.*, 2014; Bourne *et al.*, 2015; Jaqueto *et al.*, 2016), onde é inferida que a maioria dos dados apresentam resultantes de processos detríticos. Embora os dados não apresentem estejam próximos ao intervalo de magnetita biogênica, não se observa que esta contribuição seja importante para as amostras do testemunho XC01-02. A magnetita muito fina a superparamagnética observada na **Figura 21** indica que essa fração estaria associada a um grau de pedogenese desse testemunho. Isso porque magnetita biogênica apresenta valores de MDF em média superior a 40 mT e de DP inferiores a 0.2 (Egli, 2004; Jaqueto *et al.*, 2016). As amostras do XC01-02 apresentam valores de MDF com média inferior a 32 mT e DP acima de 0.23, o que indica a influência de processos detríticos e

pedogenéticos nessas amostras. Os resultados do testemunho XC06 indicam valores de MDF com valores médios de 30 mT e DP com valores médios de 0.35 (**Figura 22**, losangos vermelhos). Neste caso, a magnetita é proveniente de processos detríticos e com pequena contribuição pedogenética.

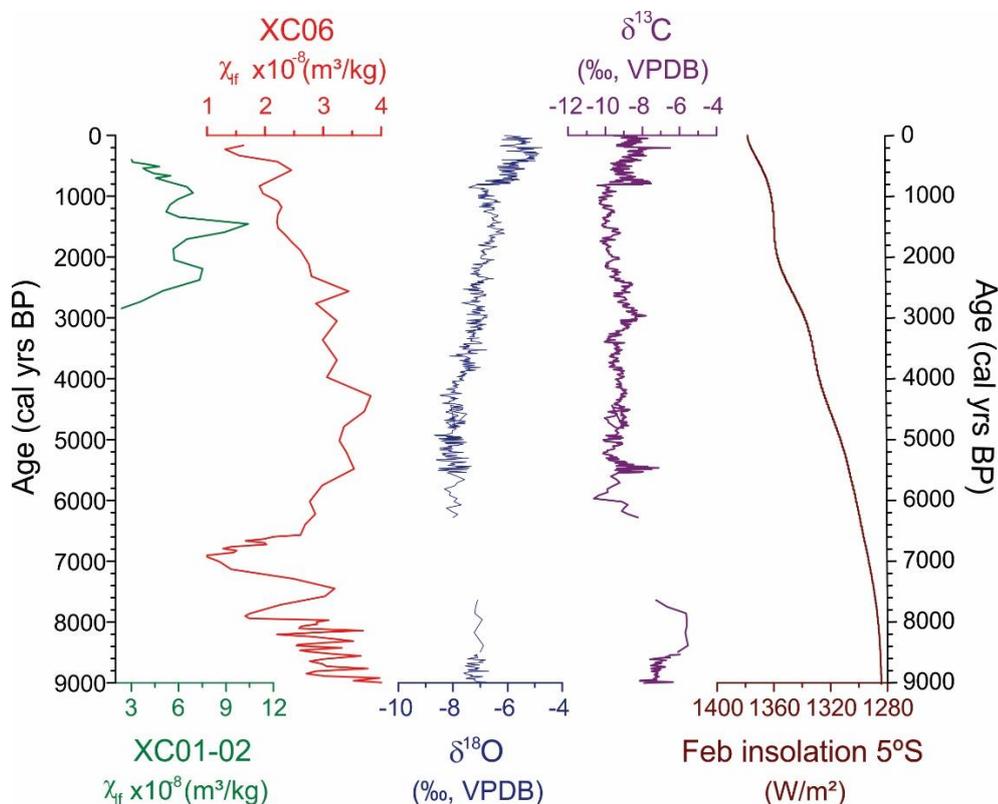
### 6.3 Significado paleoclimático durante o Holoceno no Leste da Amazônia

Os resultados dos testemunhos XC01-02 e XC06 permitem fazer algumas considerações sobre o paleoclima durante o Holoceno no leste da Amazônia. Ambos testemunhos apresentam intervalos de idades distintas, sendo que o XC01-02 abrange o intervalo de ~401 a 2844 cal AP e o XC06 de ~164 a 9008 cal AP. Ambos testemunhos apresentam mineralogia magnética dominada pela magnetita com maior aporte de origem detrítica e pedogenética na base e topo do perfil e, com a porção intermediária, exibindo aporte menor no processo de sedimentação.

A susceptibilidade magnética em campos baixos ( $\chi_{lf}$ ) de ambos os testemunhos na mesma escala de tempo mostra que ambas as curvas apresentam uma tendência de aumento dos valores de susceptibilidade magnética com o tempo (**Figura 23**). O testemunho XC06 apresenta um complemento dos dados temporalmente, abrangendo desde o Holoceno Inferior, enquanto o testemunho XC01-02 alcança Holoceno Superior. A queda acentuada nos valores de  $\chi_{lf}$  do XC01-02 em torno de 3000 cal AP indica a contribuição dos minerais diamagnéticos do nível de areia na base do testemunho. Entretanto, na comparação entre os parâmetros magnéticos (**Figura 12 e Figura 16**), o testemunho XC01-02 apresenta oscilações na maioria dos parâmetros (e.g.  $\chi_{lf}$ , ARM100, SIRM e HIRM), enquanto o testemunho XC06 indica pequenas variações, exceto pelas duas quedas bruscas destes valores em sua base (em ~6100 e ~ 8000 cal AP). Esse comportamento pode ser reflexo das condições climáticas dos locais de deposição dos sedimentos, influenciando nos demais processos (sedimentação, transporte e precipitação) durante o Holoceno.

Para justificar o que poderia ter causado as variações nos parâmetros magnéticos de ambos os testemunhos, comparamos os valores de  $\chi_{lf}$  com as análises de isótopos de oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ) e de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) em espeleotemas da Caverna Paraíso (Wang et al., 2017), localizada no leste Amazônico (04°04'S, 55°27'W, 60 m de altitude), e os índices de insolação; a curva de insolação foi obtida com base nos parâmetros calculados por Laskar et al. (2004) para a latitude 5°S com intervalo de amostragem anual para 1° de fevereiro e constante solar de 1365 W/m<sup>2</sup> (**Figura 23**). Note que a insolação está plotada em escala

reversa como proposto por Cruz et al. (2009) e Wang et al. (2017). A correlação entre insolação e os índices de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  não é muito forte, indicando que o índice de isótopos de oxigênio apresenta uma resposta direta ao regime de chuvas, ao contrário do índice de insolação, pelo menos para o intervalo de tempo estudado neste trabalho.



**Figura 23:** Parâmetros paleoclimáticos para o leste da Amazônia. Curvas de susceptibilidade magnética em campos baixos ( $\chi_{\text{f}}$ ) para os testemunhos XC01-02 e XC06, comparadas com os índices de  $\delta^{18}\text{O}$  e de  $\delta^{13}\text{C}$  (Wang et al., 2017) e insolação de fevereiro para  $5^{\circ}\text{S}$  (Laskar et al., 2004) para mesma escala de tempo, desde 9000 cal AP.

De acordo com Wang et al. (2017), os índices de  $\delta^{18}\text{O}$  diminuíram durante o Holoceno Inferior, chegando a  $-6\text{‰}$ , atingindo seu mínimo entre 5000 e 6000 cal AP ( $-8,7\text{‰}$ ). A comparação com outros espeleotemas da região indica que tal redução de  $\delta^{18}\text{O}$  mostra uma mudança no paleoclima, ao invés de estar relacionada com a interação rocha-água ou fracionamento cinético (Wang et al., 2017). Os índices de  $\delta^{18}\text{O}$  estão, portanto, relacionados diretamente com a umidade e com os índices de chuvas da região. A redução de seus valores, atingindo o mínimo em torno de 6000 cal AP coincide com os baixos valores dos parâmetros magnéticos do testemunho XC06 no mesmo período. Assim, os períodos de diminuição nos índices de  $\delta^{18}\text{O}$  indicam seca, ao passo que um aumento representa períodos mais úmidos com maior incidência de chuvas.

As variações bruscas nos parâmetros magnéticos do testemunho XC06 também podem representar períodos de seca mais expressivos que o observado atualmente seguido por períodos mais úmidos que se estenderam pelos últimos 6000 anos. Os dados de Wang et al. (2017) para as análises de isótopos de oxigênio e carbono apresentam um hiato deposicional entre 6280 e 7642 cal AP e correspondem ao valor mais baixo de  $\chi_{lf}$  do testemunho XC06, indicando um período de seca mais intenso durante o Holoceno sendo, portanto, caracterizado pela ausência de interação rocha-água para a formação dos espeleotemas nesse intervalo. Ou seja, os dados magnéticos do testemunho XC06 complementarizam os dados dos isótopos de oxigênio e de carbono da Caverna Paraíso. Os índices de  $\delta^{13}C$  apenas indicam que o tipo de vegetação na região não sofreu alterações significativas durante os períodos de seca no Holoceno Inferior, não se alterando para vegetação típica de savana, por exemplo, mesmo com os picos de  $\delta^{13}C$  chegando a -10 ‰ (Wang et al., 2017).

O testemunho XC01-02 apresenta um comportamento oscilatório, sugerindo uma sazonalidade com as maiores variações entre ~1300 e 1800 cal AP. Os dados referentes ao XC01-02 indicam uma influência mais expressiva das condições climáticas neste intervalo e, portanto, um estágio mais úmido, devido à maior incidência de chuvas. De acordo com Wanner et al. (2008), o sistema climático durante o Holoceno é altamente intercadente e as variações observadas no XC01-02 podem ser um reflexo deste padrão oscilatório. Essa periodicidade exerce influência sobre o regime de precipitação, dinâmica de sedimentação, aporte sedimentar e até no tipo de vegetação, tanto local como regional (Bertassoli et al., 2019), que por sua vez pode estar associada ao Sistema de Monções da América do Sul (SASM) e ao deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ).

Bertassoli et al. (2019) sugere que houve redução na descarga do Rio Xingu no Rio Amazonas entre 2600 e 1400 cal AP, proporcionando um ambiente calmo de deposição dos sedimentos lacustres, o que torna compatível com o aumento da susceptibilidade magnética nesse intervalo. Isso estaria relacionado a eventos de seca influenciados pela queda da intensidade da SASM no mesmo período afetando as razões de descarga relativa entre os dois rios e no transporte de sedimentos. Essas alterações na SASM seriam provocadas pelos eventos frios multicientenários que ocorreram na Antártida durante o Holoceno Superior, mudando o gradiente de temperatura meridional (Rosqvist & Schuber, 2003; Nielsen et al., 2004; Bentley et al., 2009; Masson et al., 2000; Shevenell et al., 2011; Marcott et al., 2013; Bertassoli, 2019).

Esse intervalo proposto na literatura (2600 – 1400 cal AP) pode ser associado aos maiores valores em todos os parâmetros de XC01-02 (**Figura 12**). Este intervalo apresenta os

maiores valores de S-Ratio (próximo de 1.0), indicando uma maior concentração de minerais de baixa coercividade (magnetita) e, portanto, um ambiente mais úmido do que no intervalo de queda desta razão. Portanto, os intervalos que apresentam picos podem ser associados a climas mais úmidos, enquanto os intervalos de queda dos valores dos mesmos parâmetros associam-se a ambiente de seca e de menor input de material sedimentar, inclusive entre 2600 e 1400 cal AP, como propôs Bertassoli et al. (2019).

Os dados de XC01-02 corroboram com os indícios de que a temperatura extratropical do Hemisfério Sul é um dos controladores da taxa de precipitação pluviométrica na Amazônia durante o Holoceno Superior. A anomalia negativa do gradiente de temperatura extratropical provocaria um deslocamento da ITCZ para norte, ou pelo menos limitaria a migração dessa faixa para sul durante o verão do Hemisfério Sul. Assim, a limitação da ação da ITCZ, juntamente com a variação do gradiente de temperatura, causaria índices heterogêneos de chuva na região Amazônica para uma mesma escala de tempo (Marengo et al., 2008; Chiessi et al., 2009; Zhang et al., 2017; Bertassoli, 2019).

O padrão de mudança hidroclimática na Amazônia desde a última glaciação pode ser extrapolada para o futuro, onde o aumento do CO<sub>2</sub> induz o aquecimento e o índice de chuvas poderá aumentar consideravelmente (Wang et al., 2017). Entretanto, com o aumento do desmatamento na região, expansão de plantações na bacia Amazônica, principalmente ao leste, e sob influência mais expressiva do *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO), a mesma região poderá enfrentar nova onda de seca devido à falta de reciclagem de água através da transpiração das plantas e, portanto, também poderá afetar toda a dinâmica sedimentar e ambiental regional.

## 7 Conclusões

As variações climáticas na Amazônia ocorridas no Holoceno desencadearam outros eventos climáticos em outras regiões do Brasil. As variações isotópicas determinadas em espeleotemas apontam que o clima durante o Holoceno Inferior e Médio foi bem diferente do atual. Entre 8000 e 4000 AP, os níveis pluviométricos decaíram muito, provocando um clima seco na região leste da Amazônia, sendo somente normalizada para os níveis atuais com o controle da umidade regido pela ITCZ, mas ainda com certas oscilações climáticas. A ITCZ leva chuvas para a região durante o verão e se desloca para o norte durante o inverno, diminuindo os índices de precipitação.

Todas essas variações climáticas podem ser observadas nos registros geológicos. Um tipo de marcador geológico importante é aquele de minerais magnéticos, especialmente os encontrados em sedimentos lacustres. Esses marcadores ambientais podem registrar as mínimas mudanças em suas propriedades magnéticas, como magnetização de saturação e coercividade. As técnicas de magnetismo ambiental usadas neste trabalho, envolveram medidas de susceptibilidade magnética, desmagnetização da NRM por campos alternados, curvas de aquisição e desmagnetização da ARM, curvas de aquisição da IRM e curvas de histerese em sedimentos lacustres do Rio Xingu e Rio Iriri (XC01-02 e XC06, respectivamente). A partir dessas medidas, foram calculados diversos parâmetros magnéticos e razões de magnetismo ambiental que deram suporte ao trabalho, como  $\chi_{fd}\%$ ,  $\chi_{ARM}$ , SIRM,  $\chi_{ARM}/SIRM$ , S-Ratio e HIRM para se obter informações acerca do tipo e das concentrações de minerais magnéticos das amostras, além das modelagens a partir dos parâmetros de dispersão (DP) e do campo médio destrutivo (MDF) com o objetivo de revelar a proveniência desses sedimentos.

Os resultados indicaram que os sedimentos magnéticos de lago às margens do Rio Iriri (XC06) apresentam granulometria do tipo SSD grossos a finos, compostos por minerais de baixa (magnetita) a alta coercividade (hematita e goetita). O topo é predominantemente composto por magnetita, enquanto a base é dominada pelos minerais mais coercivos. Essa diferença de mineralogia está associada aos processos climáticos correspondentes aos níveis em que os minerais mais coercivos aparecem, indicando clima seco e oxidante e concordante com o que foi encontrado na literatura. Com relação à origem desses sedimentos, foi constatado através do DP e MDF que está ligado a processos detríticos e, portanto, seus minerais seriam provenientes das rochas erodidas de regiões adjacentes.

Os resultados dos minerais magnéticos da Ilha do Arapujá no Rio Xingu (XC01-02) mostram que são predominantemente de granulometria SSD finos a muito finos (superparamagnéticos), compostos por minerais de baixa coercividade, como magnetita, sendo mais oxidada na base do que no topo. Apresentam origem associada a processos pedogenéticos com contribuição detrítica, uma vez que recebem os sedimentos mais finos e detríticos carreados desde o Rio Iriri, que deixaram de ser depositados na região do testemunho XC06. Os processos pedogenéticos podem ser acelerados pela ação antrópica nas proximidades. Estes sedimentos registraram as variações sazonais no leste da Amazônia durante o Holoceno Inferior, especialmente entre ~1300 e 1800 cal AP, provocadas pelo deslocamento da ITCZ e do controle de umidade regido pela SMAS. Além disso, os resultados obtidos por técnicas de magnetismo ambiental são inéditos na região e corroboram com os levantamentos paleoclimáticos de trabalhos anteriores.

## 8 Referências bibliográficas

- Abrajevitch, A., Font, E., Florindo, F., Roberts, A.P., 2015. Asteroid impact vs. Deccan eruptions: the origin of low magnetic susceptibility beds below the Cretaceous-Paleogene boundary revisited. *Earth Planet. Sci. Lett.* 430, 209-223.
- Archer, A.W. 2005. Review of Amazonian depositional systems. *Fluvial Sedimentology* VII, 17-39.
- Badesab, F., Dobeneck, T.V., Bryan, K.R., Müller, H., Briggs, R.M., Frederichs, T., Kwohl, E. 2012. Formation of magnetic-enriched zones in and offshore of a mesotidal estuarine lagoon: An environmental magnetic study of Tauranga Harbour and Bay of Plenty, New Zealand. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.*, 13, 6, 1-20. doi: 10.1029/2012GC004125
- Banerjee, S. K., King, J., Marvin, J., 1981. A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies, *Geophys. Res. Lett.*, 8, 333-336, doi: 10.1029/GL008i004p00333
- Bastviken, D., Tranvik, L., Downing, J., Crill, P. M., Enrich-Prast, A. 2011. Freshwater Methane Emissions Offset The Continental Carbon Sink. *Science*, 331, 1, 50p.
- Behling, H., Bush, M., Hooghiemstra, H., 2010. Biotic development of Quaternary Amazonia: a palynological perspective. In: *Amazonia Landscape and Species Evolution*. Eds: Hoorn C., Wesselingh, F. P., Wiley, Oxford, p. 335-346.
- Bentley, M.J., Hodgson, D.A., Smith, J.A., Cofaigh, C.Ó., Domack, E.W., Larter, R.D., Roberts, S.J., Brachfeld, S., Leventer, A., Hjort, C., Hillenbrand, C-D., Evans, J. 2009. Mechanisms of Holocene palaeoenvironmental change in the Antarctic Peninsula region. *Holocene*. 19 (1), 51-69. doi: 10.1177/0959683608096603
- Bertani, T.C.; Rossetti, D.F.; Hayakawa, E.H.; Cohen, M.C.L., 2015. Understanding Amazonian fluvial rias based on a Late Pleistocene-Holocene analog. *Earth Science Processes and Landforms*, 40, 3, 285-292.
- Bertassoli Jr., D.J, Sawakuchi, A.O., Sawakuchi, H.O., Pupim, F.N., Hartmann, G.A., McGlue, M.M., Chiessi, C.M., Zabel, M., Schefuß, E., Pereira, T.S., Santos, R.A., Faustino, S.B., Oliveira, P.E., Bicudo, D.C., 2017. The Fate of Carbon in Sediments of the Xingu and Tapajós Clearwater Rivers, Eastern Amazon. *Front. Mar. Sci.*, 4:44. doi: 10.3389/fmars.2017.00044
- Bertassoli Jr., D.J., 2019. Mudanças climáticas e antrópicas no leste da Amazônia durante o Holoceno Tardio. Tese. (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências, USP. São Paulo. 113 pp.
- Blaauw, M., Christen, J.A., 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. 457-474. doi: 10.1214/11-BA618
- Blomendal, J. Ehrmann, W., Hambrey, M.J., McKelvey, B.C., Matthews, R., Whitehead, J.M., 2003. Geochemical and rock magnetic records from sediments of the Cenozoic Pagodroma Group, Prince Charles Mountains, East Antarctica: implications for provenience and weathering. *Antarctic Science*. 15 (3): 365-378. doi: 10.1017/S095410200300138X
- Bookhagen, B.D., Strecker, M.R., 2008. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall and relief variations along the eastern Andes. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L06403, doi: 10.1029/2007GL032011
- Bourne, M.D., Feinberg, J.M., Strauss, B.E., Hardt, B., Cheng, H., Rowe, H.D., Springer, G., Edwards, R.L., 2015. Long-term changes in precipitation recorded by magnetic minerals in speleothems. *Geology*, 43, 595-598.

- Bush, M.B., Miller, M.C., Oliveira, P.E., Colinvaux, P.A., 2000. Two histories of environmental change and human disturbance in eastern lowland Amazonia, The Holocene. 10, 5, 543-553.
- Butler, R. F. 2004. Ferromagnetic Minerals. In: Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Department of Geosciences, Tucson, Arizona. 238 p.
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F.W., Wang, X., Edwards, R.L., D’Horta, F.M., Ribas, C.C., Vuille, M., Stott, L.D., Auler, A.S., 2013. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. Nat. Comm., 4, 1411.
- Chiessi, C.M., Mulitza, S., Pätzold, J., Wefer, G., Marengo, J.A., 2009. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. Geophys. Res. Lett. 36(21), 1-5. doi: 10.1029/2009GL039914
- Cole, J.J., Prairie, Y.T., Caraco, N. F., McDowell, W.H., Tranvik, L.J., Striegl, R. G., Duarte, C.M., Kortelainen, P., Downing, J.A., Middelburg, J.J., Melack, J., 2007. Plumbing the global cycle: Integrating in land waters into the terrestrial carbon budget. Ecosystems, 10, 1, 171-184.
- Cruz, F. W., Burns, S. J., Karmann, I., Sharp, W. D., Vuille, M., Cardoso, A. O., Ferrari, J. A., Dias, P. L. S., Viana, O., 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. Nature. 434, 63-66.
- Cruz, F. W., Vuille, M., Burns, S. J., Wang, X., Cheng, H., Werner, M., Edwards, R. L., Karmann, I., Auler, A. S., Nguyen, H., 2009. Orbitally driven east–west antiphasing of South American precipitation. Nat. Geosci. 2, 210-214. doi: 10.1038/ngeo444
- Dearing, J.A., Bird, P.M., Dann, R.J.L., Benjamin, S.F., 1997. Secondary ferromagnetic minerals in Welsh soils: a comparison of mineral magnetic detection methods and implications for mineral formation. Geophys. J. Int. 130, 727-736.
- Dearing, J.A., Dann, R.J.L., Hay, K., Lees, J.A., Loveland, P.J., Maher, B.A., O’Grady, K., 1996. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. Geophys. J. Int. 124, 228-240.
- Dearing, J.A., Hu, Y., Doody, P., James, P.A., Brauer, A., 2001. Preliminary reconstruction of sediment-source linkages for the past 6000 yr at the Petit Lac d’Anney, France, based on mineral magnetic data, J. Paleolimnol., 25, 245-258. doi: 10.1023/A:1008186501993.
- Dunlop, D.J., Özdemir, Ö., 1997. Rock Magnetism, Fundamentals and Frontiers. Cambridge University Press. doi: 10.1017/CBO9780511612794
- Dunlop, D.J., Özdemir, O., 2001. Beyond Néel’s theories: thermal demagnetization of narrow-band partial thermoremanent magnetization. Phys. Earth Planet. Int., 126, 43–57.
- Egli, R., 2004. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves: 1. Unmixing natural sediments. Stud. Geophys. Geod., 48, 391-446.
- Eletrobrás, 2009. Aproveitamento hidrelétrico de Belo Monte – Relatório de Impacto Ambiental – RIMA. 100p.
- Evans, M. E., Heller, F., 2003. Environmental Magnetism: Principles and applications of enviromagnetics. Elsevier Science. v.86. USA. 299 p.
- Fearnside, P. M., 2006. Dams in the Amazon: Belo Monte and Brazil’s hydroelectric development of the Xingu River Basin. Environ. Manage, 38, 16-27.
- Ferreira, D. B. S., Souza, E. B. de, Moraes, B. C. de, Meira Filho, L. G. M., 2015. Spatial and temporary variability of rainfall in Eastern Amazon during the rainy season. The Scientific World Journal, 2015, 209783, 9p.
- Font, E., Veiga-Pires, C., Pozo, M., Carvalho, C., de Siqueira Neto, A.C., Camps, P., Fabre, S., Mirão, J. 2014. Magnetic fingerprint of Southern Portuguese speleothems and implications for paleo- and environmental magnetism. J. Geophys. Res. Solid. Earth, 119, 7993-8020.

- Fróes e Souza, D., 2015. Evolução Sedimentar Do Tabuleiro Do Embaubal, Baixo Rio Xingu. Dissertação (Mestrado em geofísica e geotectônica). Instituto de Geociências, USP. São Paulo, SP. 68p.
- Gapeyev, A., Tsel'movich, V., 1988. Stages of oxidation of titanomagnetite grains in igneous rocks (in Russian). *Viniti N. Moscow*, 1331-B89, 3-8.
- Gautam, P., Blaha, U., Appel, E., Neupane, G., 2004. Environmental magnetic approach towards the quantification of pollution in Kathmandu urban area, Nepal. *Phys. Chem. Earth.*, 29, 973-984.
- Geiss, C.E., Zanner, C.W. 2006. How abundant is pedogenic magnetite? Abundance and grain size estimates for loessic soils based on rock magnetic analyses. *J. Geophys. Res.*, 111, B12S21. doi: 10.1029/2006JB004564
- Heller, F., Evans, M.E., 1995. Loess magnetism, *Rev. Geophys.*, 33, 211–240, doi: 10.1029/95RG00579
- Heller, F., Liu, T.S., 1986. Palaeoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China, *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1169–1172, doi: 10.1029/GL013i011p01169
- Irion, G., MuK ller, J., Mello, J.N., Junk, W.J., 1995. Quaternary geology of the Amazonian Lowland. *Geo-Marine Letters* 15, 172-178.
- Jaqueto, P., Trindade, R.I.F., Hartmann, G.A., Novello, V.F., Cruz, F.W., Karmann, I., Strauss, B.E., Feinberg, J.M. 2016. Linking speleothem and soil magnetism in the Pau d'Alho cave (central South America). *J. Geophys. Res. Solid. Earth.* 121, 7024-7039. doi: 10.1002/2016JB013541
- King, J., Banerjee, S.K., Marvin, J., Özdemir, Ö., 1982. A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 404-419
- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Heslop, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 189, 269-276.
- Lascu, I., Feinberg, J.M., 2011. Speleothem magnetism. *Quat. Sci. Rev.*, 30, 3306-3320.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics.* 428, 261-285. doi: 10.1051/0004-6361:20041335
- Latrubesse, E.M., Stevaux, J.C. Sinha, R., 2005. Tropical rivers. *Geomorphology*, 70, 187-206.
- Lindquist, A.K., Feinberg, J.M., Waters, M.R., 2011. Rock magnetic properties of a soil developed on an alluvial deposit at Buttermilk Creek, Texas, USA. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 12 (Q12Z36) doi: 10.1029/2011GC003848
- Liu, J., Zhu, R.X., Roberts, A.P., Li, S.Q., Chang, J.H., 2004. High-resolution analysis of early diagenetic effects on magnetic minerals in post-middle-Holocene continental shelf sediments from the Korea Strait. *J. Geophys. Res.*, 109, B03103. doi: 10.1029/2003JB002813
- Liu, Q., A. P. Roberts, J. C. Larrasoaña, S. K. Banerjee, Y. Guyodo, L. Tauxe, and F. Oldfield, 2012. Environmental magnetism: Principles and applications, *Rev. Geophys.*, 50, RG4002, doi: 10.1029/2012RG000393
- Mackereth, F.J.H., 1971. On the variation in direction of the horizontal component of remanent magnetisation in lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 12, 332-338.
- Maher, B.A., 1998. Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. *Geophys. J. Int.* 94, 83-96.

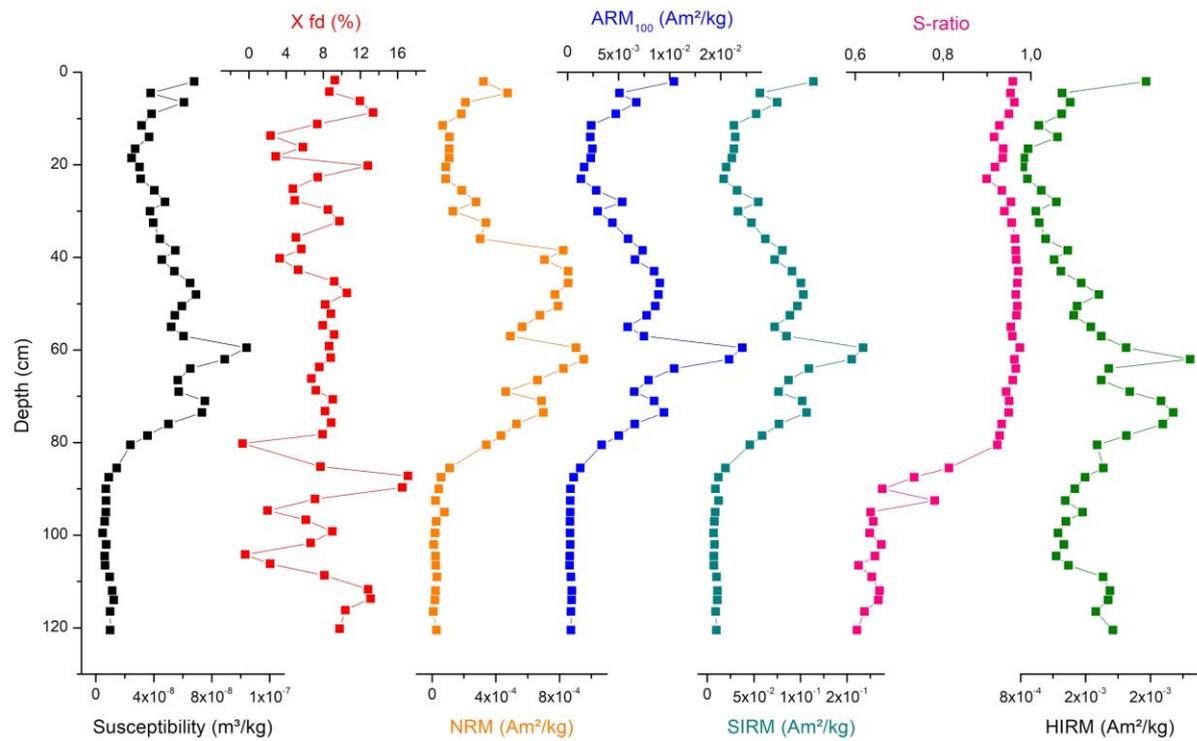
- Maher, B.A., 2007. Environmental magnetism and climate change. *Contemp. Phys.* 48, 247–274. doi: 10.1080/00107510801889726
- Maher, B.A., Taylor, R.M., 1988. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature.* 336, 368-370.
- Maher, B.A., Thompson, R. (eds.), 1999. *Quaternary Climates, Environments and Magnetism.* Cambridge University, USA. 390 pp.
- Maher, B.A., Thompson, R., 1992. Paleoclimatic significance of the mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. *Quat. Res.* 39, 155-170.
- Marcott, S.A., Shakun, J.D., Clark, P.U., Mix, A.C., 2013. A Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years. *Science.* 339(6124), 1198–1201. doi: 10.1126/science.1228026
- Marengo, J.A. Hasternrath, S., 1993. Case Studies of Extreme Climatic Events in the Amazon Basin. *Journal of climate.* 6, 617-627. doi: 10.1175/1520-0442(1993)006<0617:CSOECE>2.0.CO;2
- Marengo, J.A., 2004. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theor. Appl. Climatol.* 78, 79-96. doi: 10.1007/s00704-004-0045-8
- Marengo, J.A., Nobre, C.A., Tomasella, J., Cardoso, M.F., Oyama, M.D., 2008. Hydroclimatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Science.* 363(1498), 1773–1778. doi: 10.1098/rstb.2007.0015
- Maslin, M.A., Burns, S.J., 2000. Reconstruction of the Amazon Basin Effective Moisture Availability over the past 14000 years. *Science,* v. 290, p. 2285-2287. doi: 10.1126/science.290.5500.2285
- Masson, V., Vimeux, F., Jouzel, J., Morgan, V., Delmotte, M., Ciais, P., Hammer, C., Johnsen, S., Lipenkov, V.Y., Mosley-Thompson, E., Petit, J-R., Steig, E.J., Stievenard, M., Vaikmae, R., 2000. Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records. *Quaternary Research.* 54(3), 348-358. doi: 10.1006/qres.2000.2172
- Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M., Fox, D. L., 2016a. Magnetic mineral assemblages in soils and paleosols as the basis for paleoprecipitation proxies: A review of magnetic methods and challenges. *Earth-Science Reviews,* 155, 28-48. doi: 10.1016/j.earscirev.2016.01.014
- Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M., Fox, D. L., 2016b. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. *Computers and Geosciences,* 95, 140-145. doi: 10.1016/j.cageo.2016.07.009
- Mineli, R.C. 2013. Proveniência e retrabalhamento sedimentar das areias da Volta Grande do rio Xingu, PA. Dissertação (Mestrado em geoquímica e geotectônica). Instituto de Geociências, USP, São Paulo – SP. 63p.
- Nielsen, S.H.H., Koç, N., Crosta, X. 2004. Holocene climate in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Controlled by insolation or oceanic circulation? *Geology.* 32 (4), 317-320. doi: 10.1130/G20334.1
- Oldfield, F., 1991. Environmental magnetism – A personal perspective, *Quat. Sci. Rev.,* 10, 73-85, doi: 10.1016/0277-3791(91)90031-O
- Oldfield, F., Rummery, T.A., Thompson, R., Walling, D.E., 1979. Identification of suspended sediment sources by means of magnetic measurements: Some preliminary results. *Water Resour. Res.,* 15, 211-218. doi: 10.1029/WR015i002p00211
- Oldfield, F., Wake, R., Boyle, J., Jones, R., Nolan, S., Gibbs, Z., Appleby, P., Fisher, E., Wolff, G., 2003. The late-Holocene history of Gormire Lake (NE England) and its catchment: A multiproxy reconstruction of past human impact, *Holocene,* 13, 677-690, doi: 10.1191/0959683603hl654rp

- Osete, M.L., Martin-Chivelet, J., Rossi, C., Edwards, R.L., Egli, R., Munoz-Garcia, M.B., Wang, X.F., Pavon-Carrasco, F.J., Heller, F., 2012. The Blake geomagnetic excursion recorded in a radiometrically dated speleothem. *Earth Planet. Sci. Lett.* 353, 173-181.
- Rey, D., López-Rodríguez, N., Rubio, B., Vilas, F., Mohamed, K., Pazos, O., Bógalo, M.F. 2000. Magnetic properties of estuarine-like sediments: The study case of the Galician Rias, *J. Ib. Geol.*, 26, 151-170.
- Ribas, C.C., Aleixo, A., Nogueira, A.C.R., Miyaki, C.Y., Cracraft, J., 2012. A palaeobiogeographic model for biotic diversification within Amazonia over the past three million years. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 279, 1729, 681-689.
- Robertson, D.J., France, D.E., 1994. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetization acquisition curves. *Phys. Earth Planet. Inter.* 82, 223-234.
- Rodriguez, S. K., 1993. Neotectônica e sedimentação quaternária na região da “Volta Grande” do Rio Xingu, Altamira, PA. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, USP. São Paulo, SP. 106 p.
- Rosqvist, G.C., Schuber, P., 2003. Millennial-scale climate changes on south Georgia, southern ocean. *Quaternary Research.*, 59 (3), 470-475. doi: 10.1016/S0033-5894(03)00036-X
- Ruddiman, W.F., 2001. *Earth’s Climate Past and Future*. 3 ed. 465 pp.
- Sabaj Pérez, M., 2015. Where the Xingu Bends and Will Soon Break, *Am. Sci.*, 103, 395-403, doi: 10.1511/2015.117.395, 2015
- Salomão, R.P., Vieira, I.C.G., Suemitsu, C., Rosa, N.A., Almeida, S.S., Amaral, D.D., Menezes, M.P.M., 2007. As florestas de Belo Monte na grande curva do rio Xingu, Amazônia Oriental. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, Belém, v. 2, n. 3, p. 57-153.
- Sandeep, K., Shankar, R., Warriar, A.K., Yadava, M.G., Ramesh, R., Jani, R.A., Weijian, Z., Xuefeng, L., 2017. A multi-proxy lake sediment record of Indian summer monsoon variability during the Holocene in southern India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 476, 1-14. doi: 10.1016/j.palaeo.2017.03.021
- Santos, M. V., Souza Filho, E.E., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Ribeiro, A.C.O., Payolla, B.L., Vasconi, A.V., 1988. Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na bacia do médio rio Xingu - Altamira, PA. In: *Congresso Latino Americano de Geologia*, 7, Belém, 1988. *Anais*. v.1, p. 363-377.
- Sawakuchi, A.O., Hartmann, G.A., Sawakuchi, H.O, Pupim, F.N., Bertassoli, D.J., Parra, M., Antinao, J.L., Sousa, L.M., Sabaj Pérez, M.H., Oliveira, P.E., Santos, R.A., Savian, J.F., Grohmann, C.H., Medeiros, V.B., McGlue, M.M., Bicudo, D.C., Faustino, S.B., 2015. The Volta Grande do Xingu: reconstruction of past environments and forecasting of future scenarios of a unique Amazonian fluvial landscape. *Scientific Drilling*, 3, 1-12.
- Sawakuchi, H. O., Bastviken, D., Sawakuchi, A. O., Krusche, A. V., Ballester, M. V. R., Richey, J., 2014. Methane emissions from Amazonian Rivers and their contribution to the global methane budget. *Glob. Change Biol.*, 20, 2829–2840, doi: 10.1111/gcb.12646
- Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E., 1984. *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*, escala 1: 2.500.000. DNPM, Brasília, 501 pp.
- Shevenell, A. E., Ingalls, A. E., Domack, E. W., Kelly, C. 2011. Holocene Southern Ocean surface temperature variability west of the Antarctic Peninsula. *Nature*. 470(7333), 250–254. doi: 10.1038/nature09751

- Sifeddine, A., Wirmann, D., Albuquerque, A.L.S., Turcqa, B., Cordeiro, R.C., Gurgela, M.H.C., Abrão, J.J. 2004. Bulk composition of sedimentary organic matter used in palaeoenvironmental reconstructions: examples from the tropical belt of South America and Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 214, 41-53.
- Sioli, H., 1984. "The Amazon and its main affluents: Hydrography, morphology of the river courses, and river types," In: *The Amazon: Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*, ed. H. Sioli (Dordrecht: Springer Netherlands), 127-165. doi: 10.1007/978-94-009-6542-3\_5
- Stickler, C. M., Coe, M. T., Costa, M. H., Nepstad, D. C., McGrath, D. G., Dias, L. C. P., Rodrigues, H. O., Soares-Filho, B. S., 2013. Dependence of hydropower energy generation on forests in the Amazon basin at local and regional scales. *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 110, 9601-9606.
- Tauxe, L., Butler, R.F., Van der Voo, R., Banerjee, S.K., 2010. *Essentials of Paleomagnetism*. Univers. California Press, 1st. ed., 512 p.
- Thompson, R., 1973. Palaeolimnology and palaeomagnetism. *Nature*, 242, 182-184. doi: 10.1038/242182a0
- Thompson, R., Battarbee, R.W., O'Sullivan, P.E., Oldfield, F., 1975. Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnol. Oceanogr.*, 20, 687-698. doi: 10.4319/lo.1975.20.5.0687
- Thompson, R., Oldfield, F., 1986. *Environmental Magnetism*. Allen and Unwin, Winchester, Mass., doi: 10.1007/978-94-011-8036-8
- Van Breukelen, M.R., Vonhof, H.B., Hellstrom, J.C., Wester, W.C.G., Kroon, D., 2008. Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 275, 54-60.
- Vera, C.W., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D. et al., 2006. Toward a unified view of the American monsoon systems. *J. Climate*, 19, 4977-5000.
- Verosub, K.L., Roberts, A.P., 1995. Environmental magnetism: past, present and future. *Journal of Geophysical Research.*, 100. B2. 2175-2192.
- Vonhof, H. B., Kaadorp, R.J.G., 2010. Climate variation in Amazonia during the Neogene and the Quaternary. In: *Amazonia Landscape and Species Evolution*. Eds.: Hoorn C., Wesselingh F. P., Wiley, Oxford, p. 201-210.
- Wang, X., Lawrence Edwards, R., Auler, A.S., Cheng, H., Kong, K., Wang, Y., Cruz, F.W., Dorale, J.A., Chiang, H.W., 2017. Hydroclimate changes across the Amazon lowlands over the past 45,000 years. *Nature*. 541 (7636), 204-207. doi: 10.1038/nature20787
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid-to late-Holocene climate change: An overview. *Quat. Sci. Rev.* 27, 1791-1828.
- Williamson, S. J., Hoke, M., Stroink, G., Kotani, M., 1989. *Advances in Biomagnetism*. New York: Plenum Press.
- Zhang, Y., Chiessi, C.M., Mulitza, S., Sawakuchi, A.O., Häggi, C., Zabel, M., Portillo-Ramos, R.C., Schefuß, E., Crivellari, S., Wefer, G., 2017. Different precipitation patterns across tropical South America during Heinrich and Dansgaard-Oeschger stadials. *Quat. Sci. Rev.* 177, 1-9. doi: 10.1016/j.quascirev.2017.10.012

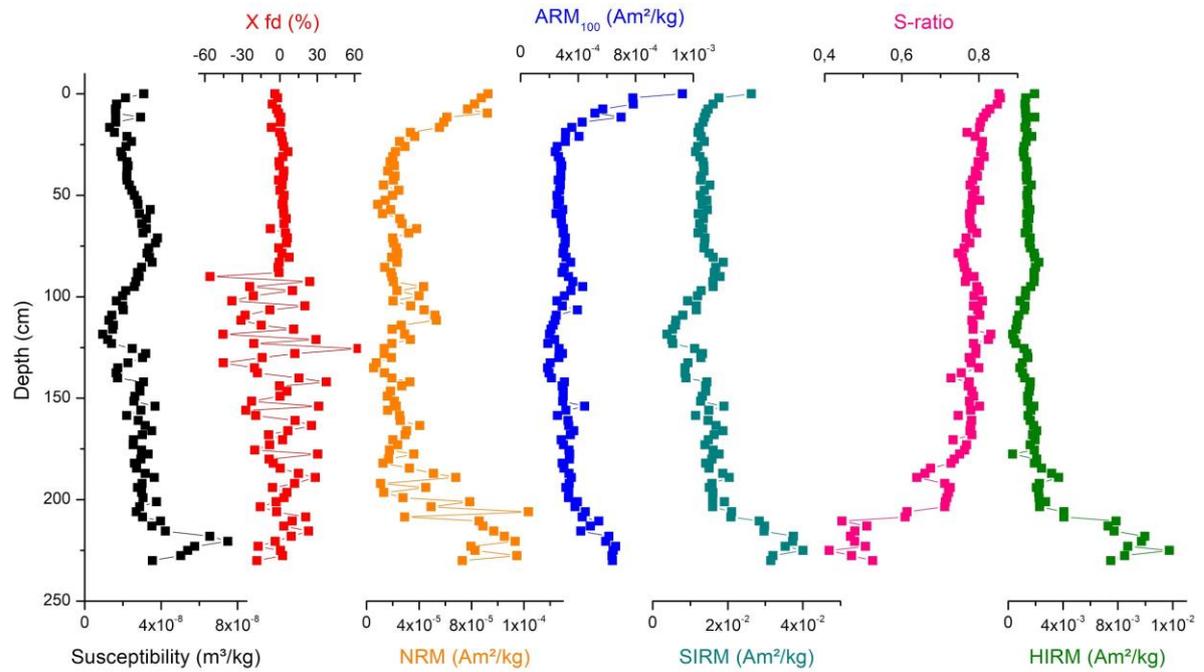
## 9 Anexos

### 9.1 Modelagem dos dados obtidos a partir dos parâmetros de magnetismo ambiental para as amostras do testemunho XC01-2



**Anexo 1:** Parâmetros de magnetismo ambiental para o testemunho XC01-02 em função da profundidade. Susceptibilidade magnética (curva em preto), susceptibilidade magnética dependente da frequência  $\chi_{fd}$  (curva em vermelho), magnetização remanente natural (NRM, curva em laranja), magnetização remanente anisterética (ARM, curva em roxo), magnetização remanente isotérmica de saturação (SIRM, curva em azul claro), razão S (S-Ratio, curva em rosa), magnetização remanente isotérmica forte (HIRM, curva verde).

## 9.2 Modelagem dos dados obtidos a partir dos parâmetros de magnetismo ambiental para as amostras do testemunho XC06



**Anexo 2:** Parâmetros de magnetismo ambiental para o testemunho XC06 em função da profundidade. Susceptibilidade magnética (curva em preto), susceptibilidade magnética dependente da frequência  $\chi_{fd}\%$  (curva em vermelho), magnetização remanente natural (NRM, curva em laranja), magnetização remanente anisterética (ARM, curva em roxo), magnetização remanente isotérmica de saturação (SIRM, curva em azul claro), razão S (S-Ratio, curva em rosa), magnetização remanente isotérmica forte (HIRM, curva verde).