



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E
RECURSOS NATURAIS**



**ANÁLISE ESPECTRAL DO MAGNETISMO EM SEDIMENTOS
HOLOCÊNICOS DO RIO XINGU E SUAS IMPLICAÇÕES
PALEOCLIMÁTICAS**

MATHEUS RIBEIRO DOS SANTOS

Orientador: Prof. Dr. Gelvam André Hartmann

**CAMPINAS
DEZEMBRO DE 2021**

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Marta dos Santos - CRB 8/5892

Santos, Matheus Ribeiro, 1998-
Sa59a Análise espectral do magnetismo em sedimentos holocênicos do Rio Xingu e suas implicações paleoclimáticas / Matheus Ribeiro dos Santos. – Campinas, SP :
[s.n.], 2021.

Orientador: Gelvam André Hartmann.
Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

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

Informações adicionais, complementares

Título em outro idioma: Spectral analysis of magnetism in holocenic sediments of the Xingu River and its paleocimate implications

Palavras-chave em inglês:

Spectrum analysis

Magnetism

Holocene

Xingu River (Brazil)

Titulação: Bacharel

Banca examinadora:

Gelvam André Hartmann [Orientador]

Wanilson Luiz Silva

Wellington Oliveira

Data de entrega do trabalho definitivo: 03-12-2021



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E
RECURSOS NATURAIS**



ANÁLISE ESPECTRAL DO MAGNETISMO EM SEDIMENTOS HOLOCÊNICOS DO RIO XINGU E SUAS IMPLICAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS

MATHEUS RIBEIRO DOS SANTOS

Trabalho de Conclusão de Conclusão de curso
apresentado ao Instituto de Geociências da
Universidade Estadual de Campinas como parte
dos requisitos exigidos para a obtenção do título
de bacharel em Geologia.

Banca examinadora:

Prof. Dr. Wanilson Luiz Silva (Instituto de Geociências/Unicamp)

Doutorando Wellington Oliveira (Instituto de Geociências/Unicamp)

**CAMPINAS
DEZEMBRO DE 2021**

Dedico este trabalho aos meus pais,
minhas inspirações em seguir sempre em frente.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de primeiramente agradecer a Deus, pela vida, a saúde, as oportunidades que tem me proporcionado e as conquistas que me ajudou a vencer.

Aos meus pais e minha irmã pelo cuidado, carinho, confiança, ensinamentos, a dedicação pelo meu bem-estar, o apoio para eu sempre estudar, ao incentivo de realizar meu sonho de entrar na universidade pública e seus esforços para me manter na graduação, financeiramente e emocionalmente. Esta conquista é nossa e graças a vocês esse sonho se concretizou.

Aos meus familiares pelo amparo, acolhimento e ajuda nos momentos necessários, especialmente aos meus avós pelo amor e o incentivo, mesmo que de muito distante.

Aos meus colegas da turma 016 de geologia, a qual sempre lembrarei e terei especial carinho pela união e as amizades em momentos felizes, mas também difíceis. Aprendi muito com todos e serei sempre agradecido por me ajudarem a se tornar uma pessoa melhor.

Também gostaria de agradecer em especial meus colegas da República Bota Suja, por terem me acolhido e proporcionado momentos de diversão, superação e companheirismo.

Ao meu orientador Prof. Dr. Gelvam André Hartmann, gostaria de agradecer pela sua paciência, a dedicação de reunirmos todas as semanas, pelos aprendizados e correções. Graças a sua persistência este trabalho pôde ser realizado em poucos meses.

Aos professores do Instituto de Geociências pelos aprendizados e ensinamentos que me inspiraram ao longo de toda a graduação, assim como outros professores que passaram pela minha trajetória acadêmica. Agradeço ao esforço de todos para que eu pudesse chegar até aqui.

Por fim, gostaria de agradecer a todos que indiretamente ajudaram na minha graduação e que a tornou essa trajetória especial para mim,

A todos vocês, minha gratidão.

RESUMO

O período Quaternário é caracterizado por importantes mudanças no clima terrestre. O Holoceno, que é sua época mais atual, iniciada há 11,5 mil anos atrás, passou por oscilações que proporcionaram alterações rápidas entre períodos úmidos e secos. Neste contexto, o leste amazônico esteve sobre condições secas no início do Holoceno tardio que posteriormente mudou para as condições úmidas atuais. Contudo, ainda não se conhece exatamente quais as forçantes climáticas responsáveis por estas rápidas mudanças ocorridas durante o Holoceno tardio. Neste contexto, o objetivo deste trabalho foi investigar quais forçantes climáticas influenciaram o sinal magnético nos sedimentos da ria do Rio Xingu, próximo à foz do Rio Amazonas. Para tanto, foram utilizadas um conjunto robusto de técnicas de análise espectral (periodograma de Lomb, REDFIT, transformada ondaletas para séries desigualmente espaçadas, ondeletas cruzadas e ondaletas de coerência) em séries temporais de dados de susceptibilidade magnética (determinadas em um testemunho de sedimentos da ria do Rio Xingu, Pará) e de dados isotópicos de em estalagmite $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ da Caverna Paraíso (próximo a foz do Rio Tapajós, Pará). Os dados da caverna foram selecionados dentro do período de idades calibradas no testemunho, entre 4082 e 3027 AP. Além disso, dados da série histórica de vazão do Rio Xingu também foram analisados para detectar a possível influência de algumas forçantes climáticas atuais. Com base na proposição de que as forçantes climáticas são quase-periódicas, foram localizados nos resultados alguns períodos que são compatíveis com àqueles das razões isotópicas e com os ciclos climáticos descritos na literatura. Os resultados indicaram doze ciclos registrados pela suscetibilidade magnética, associado em grande parte a ciclos solares, astronômicos e oceânicos. São eles: a Oscilação El Niño-Oscilação Sul, Ciclo de Schwabe, Ciclo de Saros e Draconiano, Ciclo de Hale, Ciclo de Brückner, Oscilação Interdecadal do Pacífico, Oscilação do Atlântico Norte, Oscilação Decadal do Pacífico, Oscilação Multidecadal do Atlântico, Ciclo de Gleissberg, Ciclo de De Vries-Suess e Ciclo de 500 anos. Além disso, as vazantes do Rio Xingu mostraram-se sensíveis a ciclos rápidos como Schwabe e El Niño-Oscilação Sul. Também foi possível desenvolver uma interpretação em relação a predominância de secas e enchentes pontuais em períodos de ciclos específicos dentro do intervalo de tempo a partir dos gráficos de fase.

Palavras-chaves: Análise espectral; Magnetismo; Holoceno; Xingu, Rio (PA e MT).

ABSTRACT

The Quaternary period is characterized by important changes in the Earth's climate. The Holocene, which is its most current epoch, which began 11,500 years ago, went through oscillations that provided rapid changes between wet and dry periods. In this context, the eastern Amazon was under dry conditions in the early late Holocene that later changed to current humid conditions. However, it is not yet known exactly which climatic forcings were responsible for these rapid changes that occurred during the late Holocene. In this context, the objective of this work was to investigate which climatic forcings influenced the magnetic signal in the sediments of the Rio Xingu estuary, near the mouth of the Amazon River. Therefore, a robust set of spectral analysis techniques (Lomb periodogram, REDFIT, wavelet transform for unequally spaced series, crossed wavelet and coherence wavelet) were used in time series of magnetic susceptibility data (determined in a sediment core of the ria of the Xingu River, Pará) and isotopic data from stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ from the Paraíso Cave (near the mouth of the Tapajós River, Pará). Cave data were selected within the period of calibrated ages in the core, between 4082 and 3027 BP. In addition, data from the Xingu River flow historical series were also analyzed to detect the possible influence of some current climatic forcings. Based on the proposition that the climatic forcings are quasi-periodic, some periods were found in the results that are compatible with those of the isotopic ratios and with the climatic cycles described in the literature. The results indicated twelve cycles registered by magnetic susceptibility, largely associated with solar, astronomical and oceanic cycles. They are: El Niño-Southern Oscillation, Schwabe Cycle, Saros and Draconian Cycle, Hale Cycle, Brückner Cycle, Interdecadal Pacific Oscillation, North Atlantic Oscillation, Pacific Decadal Oscillation, Atlantic Multidecadal Oscillation, Gleissberg Cycle, De Vries-Suess Cycle and 500 Year Cycle. Furthermore, the ebbs of the Xingu River were sensitive to rapid cycles such as Schwabe and El Niño-South Oscillation. from the phase graphics.

Keywords: Spectrum analysis; Magnetism; Holocene; Xingu River (Brazil).

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	14
2. ÁREA DE ESTUDO	15
2.1. Localização e descrição da Bacia do Rio Xingu.....	15
2.2. Geologia local da ria do Rio Xingu e da Caverna Paraíso.....	16
3. MAGNETISMO AMBIENTAL.....	18
3.1. Propriedades magnéticas dos materiais	19
3.2. Suscetibilidade magnética.....	21
3.3. Magnetismo ambiental em sedimentos fluviais e lacustres	22
4. CONJUNTOS DE DADOS	24
5. MÉTODOS	28
5.1. Preparação dos dados e fluxo de análise.....	28
5.2. Periodograma de Lomb.....	29
5.3 Análise REDFIT	30
5.4 Ondaletas para séries desigualmente espaçadas	31
5.5. Transformada de Ondaletas Cruzadas	31
5.6. Transformada de Coerência	32
5.7. Análise dos ciclos	33
6. RESULTADOS	33
6.1. Modelo de idades	33
6.2. Análise de ondaletas para séries desigualmente espaçadas	35
6.3. Análise de ondaletas cruzadas	38
6.4. Análise de transformada de ondaletas de coerência	40
6.5. Peridograma de Lomb.....	42
6.6. Análise REDIFT	44
7. DISCUSSÃO	46
7.1. Ciclos paleoclimáticos e suas implicações	46

7.2. Caracterização dos ciclos e suas influências no paleoclima do Leste Amazônico ...	48
8. CONCLUSÕES	60
9. BIBLIOGRAFIA	61
APÊNDICE A.....	66

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa da bacia do Rio Xingu e pontos de estudo: (A) localização da bacia no território nacional; (B) Detalhe da hipsometria regional, da bacia e localização dos pontos de estudo: o espeleotema da Caverna Paraíso (Wang, 2017) e do testemunho XC-05 (Bertassoli et al., 2017); (C) Imagem de satélite da região da ria do Rio Xingu e do testemunho XC-05.	16
Figura 2. Mapa geológico da ria do Rio Xingu e do setor da Volta Grande do Rio Xingu: (A) Rochas metavulcânicas e metassedimentares e Complexo Xingu (gnaisses arqueanos, granodioritos e granitoides); (PP) Suítes intrusivas (charknockitos, granodioritos e granitos paleoproterozoicos); (Ou) Grupo Trombetas (folhelhos ricos em orgânicos e arenitos ordovicianos e devonianos); (Dm1-Dm2-Du) Grupos Curuá e Urupadi (arenitos, siltitos e folhelhos do Devoniano Médio e Superior); (J) Formação Penatecaua (diabásios triássico-jurássicos); (K) Formação Alter do Chão (arenitos e conglomerados); (EM) Sedimentos indiferenciados e crostas lateríticas do Eoceno-Neógeno); (Q) Sedimentos indiferenciados quaternários. A barra vermelha indica a localização da barragem principal no Sítio Pimental da Usina de Belo Monte. Fonte: Sawakuchi et al. (2015).	17
Figura 3. Carta estratigráfica do Grupo Tapajós da unidade Pensilvânica-Permiana da Bacia do Amazonas. Fonte: (Cunha et al., 2007).	18
Figura 4. Experimento de magnetização (J) de diferentes classes de magnetização em função do campo magnético aplicado (H). Os materiais são do tipo diamagnético, paramagnético e ferromagnético em (a), (b) e (c), respectivamente. Fonte: Butler (1998).	19
Figura 5. Esquema dos tipos de ferromagnetismo pelo aparelhamento de spins: (a) Ferromagnetismo strictu sensu; (b) Antiferromagnetismo; (c) Antiferromagnetismo de spin inclinado; (d) Antiferromagnetismo com defeito na rede cristalina; (e) Ferrimagnetismo. Fonte: Tauxe et al. (2010).	21
Figura 6. Esquema de transformação dos óxidos e sulfetos em ambientes (a) oxidantes, (b) sulfídicos e (c) não sulfídicos. O esquema demonstra as reações de óxidos de ferro, sulfetos de ferro e siderita. *Condição para conversão da ferridrita exige a presença de citrato ou dopagem fosforescente. Fonte: Liu et al. (2012).	23
Figura 7. Modelo conceitual da alteração do tipo de minerais magnético depositado em fundo de lago em relação a períodos (a) interglaciais e (b) glaciais. Fonte: Liu et al. (2012).	24
Figura 8. Dados de suscetibilidade magnética do testemunho XC-05.	25
Figura 9. Dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ versus idades para a estalagmite PAR01, da Caverna Paraíso.	27
Figura 10. Série histórica de vazão no Rio Xingu no município de São Félix do Xingu (PA).	27

Figura 11. Modelo de idades para o testemunho XC-05	34
Figura 12. Gráfico da distribuição de idade em função do tempo para estalagmite PAR0134	
Figura 13. Espectro da transformada de ondaletas para dados de suscetibilidade magnética no testemunho XC05.....	35
Figura 14. Espectro da transformada de ondaletas para dados de $\delta^{18}\text{O}$ para o espeleotema PAR01.....	36
Figura 15. Espectro da transformada de ondaletas para dados de $\delta^{13}\text{C}$ para o espeleotema PAR01.....	37
Figura 16. Espectro da transformada de ondaletas para dados da série histórica de vazão do Rio Xingu.....	37
Figura 17. Espectro de ondaletas cruzadas entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$	39
Figura 18. Espectro de ondaletas cruzadas entre os dados de suscetibilidade magnética e $\delta^{13}\text{C}$	39
Figura 19. Espectro de ondaletas cruzadas entre os dados de suscetibilidade magnética e $\delta^{18}\text{O}$	40
Figura 20. Espectro de ondaletas de coerência entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$	41
Figura 21. Espectro de ondaletas de coerência entre os dados de suscetibilidade magnética e $\delta^{13}\text{C}$	42
Figura 22. Espectro de ondaletas de coerência entre os dados de suscetibilidade magnética e $\delta^{18}\text{O}$	42
Figura 23. Peridograma de Lomb para série temporal de $\delta^{18}\text{O}$	43
Figura 24. Peridograma de Lomb para série temporal de $\delta^{13}\text{C}$	43
Figura 25. Peridograma de Lomb para série temporal de suscetibilidade magnética.....	44
Figura 26. Espectro REDFIT para série temporal de $\delta^{18}\text{O}$	45
Figura 27. Espectro REDFIT para série temporal de $\delta^{13}\text{C}$	45
Figura 28. Espectro REDFIT para suscetibilidade magnética.....	46
Figura 29. Esquema das condições atmosféricas em dois extremos: El Niño (A) com a bipartição das células convectivas devido ao aquecimento anômalo no Pacífico Central; La Niña (B) em que os ventos alísios mais fortes transferem a água mais quente para oeste facilitando a ascensão de águas frias profundas. Fonte: Latif e Kennlyside (2009).	49
Figura 30. Espectro de ondaletas para sedimentos da Laguna Pallcacocha, Peru, com destaque para a banda de ENOS que demonstra aumento da influência do fenômeno ao longo do Holoceno. Fonte: Moy et al. (2002).	50

Figura 31. Variação espacial de anomalias de precipitação na região amazônica para os eventos de El Niño de 1983 (A) e 1997 (B) evidenciando a tendência de diminuição da precipitação. Fonte: Sousa et al. (2016).	51
Figura 32. Análise de variação das séries de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. Note que os ajustes indicam tendências de variação linear.	52
Figura 33. Suscetibilidade magnética, com destaque às idades de antifase obtidas pela análise de para ondaletas de coerência.....	52
Figura 34. Vazão de rios amazônicos em relação ao intervalo de tempo de 22 anos. A intensidade da vazão tende a diminuir em rios próximos a bacia do rio Xingu. Fonte: Kane e Lima (2005).	54
Figura 35. Coeficientes de correlação simultânea em relação aos dados compilados de Universidade de Delaware e o índice OAN para fase positiva (A) e fase negativa (B). Valores negativos indicam a diminuição da precipitação. Fonte: (Santos et al., 2016).	56
Figura 36. Anomalia de precipitação (em mm/mês) registrados pela UDEL em relação a OMA entre 1927 e 1995. Em (a) a anomalia positiva indica a diminuição da precipitação média, inclusive na região da bacia do rio Xingu, enquanto na fase negativa a situação é contrária. Fonte: (Santos et al., 2016).	57
Figura 37. Gráfico de porcentagem de titânio em estalagmite na região do Peru, com destaque a círculo que compreende o intervalo de 4000 – 3500 AP indicando possível deslocamento da ZCIT para norte. Fonte: Apaéstegui (2016).	58
Figura 38. Comparação de anomalia da irradiância solar e o registro de $\delta^{18}\text{O}$ na caverna Pau D’Alho em ciclos solares de aproximadamente 208 anos. Fonte: Novello et al. (2016).	59

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Idades calibradas por luminescência opticamente estimulada (OSL) e suas respectivas profundidades para o testemunho XC05.	26
Tabela 2. Relação de fases entre séries temporais. Fonte: Barbosa e Blitzkow (2008).....	32
Tabela 3. Síntese dos ciclos climáticos conhecidos e suas durações média. Fonte: Oliveira et al. (2017).....	47
Tabela 4. Picos do espectro de ondaletas para suscetibilidade magnética.....	67
Tabela 5. Picos do espectro de ondaletas para $\delta^{18}\text{O}$	69
Tabela 6. Picos do espectro de ondaletas para $\delta^{13}\text{C}$	71
Tabela 7. Picos do espectro de ondaletas para vazões do Rio Xingu	72

1. INTRODUÇÃO

O Quaternário é o período geológico mais recente da história da Terra. Iniciado em torno de 2,58 Ma ele é caracterizado por importantes mudanças do clima, variações na expansão de geleiras, oscilações no nível do mar, fluxos de migração da flora e fauna, além da formação da espécie humana moderna (Thompson e Maher, 1999). O Holoceno é a época mais atual do Quaternário que iniciou há 11.500 anos atrás quando ocorreu o fim do Último Máximo Glacial (UMG), que era dominante a partir 18.000 anos atrás (Arruda e Schaefer, 2020). A maioria das mudanças climáticas no Holoceno globalmente registram diversos eventos de rápida duração que demonstram resfriamento polar, aridez tropical e mudanças na circulação atmosfera, além de evidências que impactaram negativamente a história humana, indicando a importância do Holoceno no desenvolvimento da sociedade moderna (Mayewski et al., 2017). As mudanças do paleoclima propiciaram alterações sobre a sua superfície, representadas por registros de proxies físicos, químicos e isotópicos em sedimentos e gelo (Thompson e Maher, 1999). Esses registros são importantes ferramentas para entender o paleoambiente e suas características em relação ao tempo, uma vez que as variáveis climáticas influenciam diretamente sobre as propriedades das proxies.

Neste contexto, a região amazônica esteve predominantemente úmida durante o Quaternário, porém com significativas flutuações. No UMG, as condições climáticas eram de seca e progressivamente mudaram para mais úmidas no começo do Holoceno, sendo o pico de umidade em 6.000 AP (Bush e Flenly, 2007). A partir de 5400 AP, inicia o decréscimo de umidade, atingindo condições mais secas entre 3800 e 2800 AP durante uma pequena idade do gelo, mas depois volta às condições úmidas, mais parecidas com àquelas observadas atualmente (Haug et al., 2001). O leste Amazônico é um dos trechos mais importantes para a bacia amazônica e tem forte influência sobre as condições de umidade na região. Particularmente, o Rio Xingu, terceiro maior tributário do Rio Amazonas, exerce papel importante no balanço paleoclimático. A ria do Rio Xingu é uma feição geomorfológica formada pelo preenchimento de vales na região próxima a foz com o Rio Amazonas, onde seu canal é largo e o nível da água é raso, comportando semelhante a “lagos” e é uma importante área de deposição de sedimentos dos seus tributários. 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 (Sawakuchi et al., 2015; Bertassoli et al., 2017; Silva et al. 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. Contudo, ainda não está bem estabelecida a relação entre as taxas de sedimentação da ria do Rio Xingu e sua relação com as possíveis forçantes

paleoclimáticas na região. Entranto, sabe-se que o sinal paleoclimático dos sedimentos de lagos são de alta resolução e que suas propriedades magnéticas são altamente influenciadas pelos fatores ambientais, como no caso da deposição de magnetita no material argiloso que é maior durante a primavera (Ising, 1943; Liu et al., 2012). Os fatores que controlam a intensidade do magnetismo de óxidos ferromagnéticos são concentração, tamanho do grãos e mineralogia e são associados ao clima por meio de processos como pedogênese e erosão (Liu et al., 2012).

Este trabalho tem como principal objetivo investigar as forçantes paleoclimáticas que influenciaram o sinal magnético, medido na forma de suscetibilidade magnética, em um testemunho da ria do Rio Xingu, Pará, apresentadas em Bertasolli et al. (2017). Essas análises são comparadas com as proxies que influenciam nas razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ determinadas por Wang et al. (2017); estas razões isotópicas são reconhecidas como proxies seguras e altamente eficientes em registrar mudanças no clima na região. Para identificação das forçantes climáticas, será utilizada uma combinação de técnicas de análise espectral a partir de algoritmos matemático-estatísticos que identificam ciclos periódicos e suas forçantes associadas. O intervalo de tempo analisado compreende de 4082 a 3027 AP e se encontra no início do Holoceno Tardio. Este intervalo é reconhecido pelos dados das três proxies (razões isotópicas de C, O e susceptibilidade magnética), pelo clima relativamente estável, porém com evidências de alguns momentos de rápida mudança entre úmido e seco e tendência no geral progressiva ao clima seco. Este trabalho de conclusão de curso está estruturado nesta Introdução; em seguida, é apresentado o capítulo referente à Área de Estudo; o capítulo de fundamentação sobre Magnetismo ambiental; o capítulo sobre os Bancos de Dados analisados; na sequência, o capítulo de Resultados; capítulo de Discussão e, por fim, as Conclusões deste trabalho.

2. ÁREA DE ESTUDO

2.1. Localização e descrição da Bacia do Rio Xingu

A bacia do rio Xingu é uma das principais bacias dentro da bacia do Rio Amazonas, localizada entre os estados de Mato Grosso e Pará. O Rio Xingu nasce entre as Serras Formosa e do Roncador, fluindo na direção norte e nordeste, e deságua no Rio Amazonas (Silva et al., 2019). A bacia tem área de 531.250 km² e 1979 km de extensão, com vazão média de 8000 m³/s (Cruz, 2018). A Figura 1 mostra a bacia do rio Xingu e a localização do ponto de amostragem (testemunho XC05).

Localização da Bacia do rio Xingu e pontos de estudo

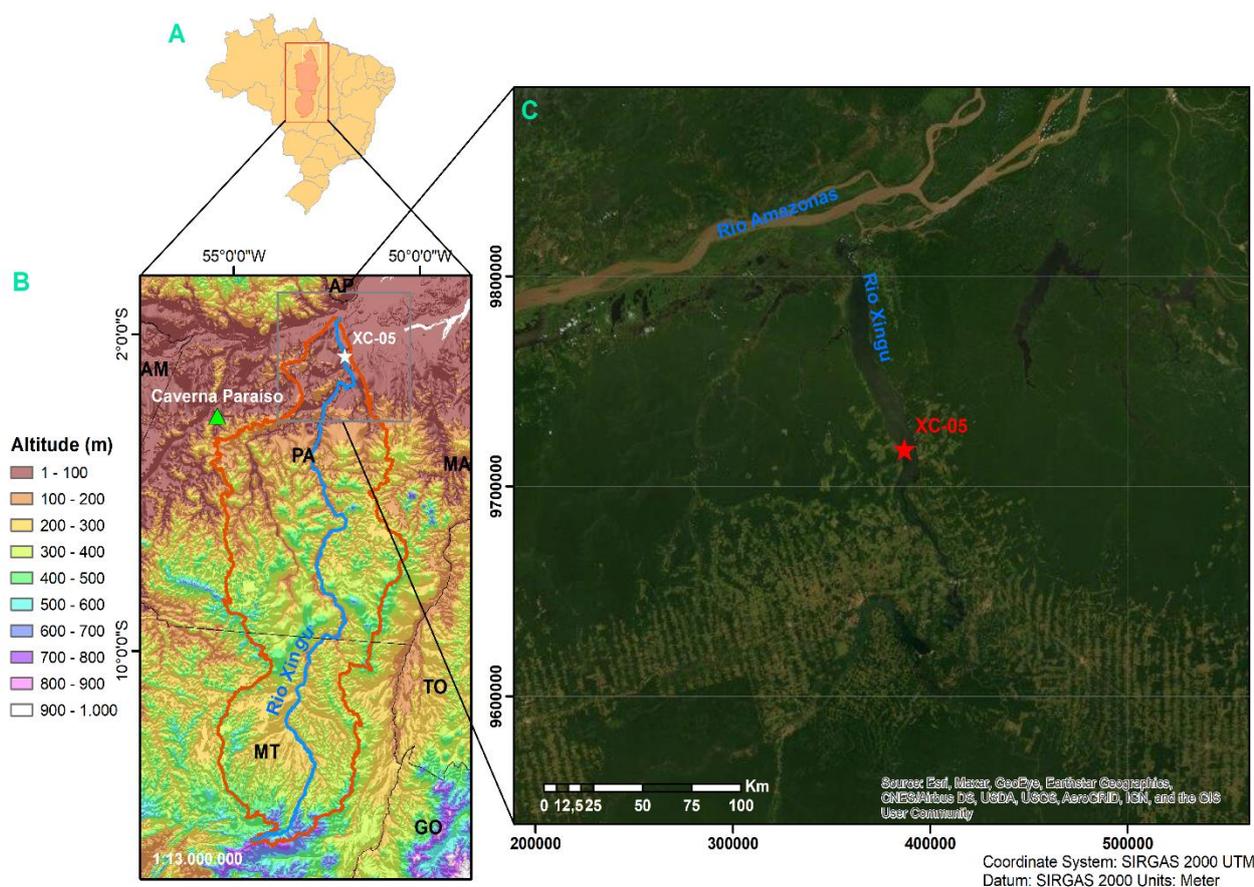


Figura 1. Mapa da bacia do Rio Xingu e pontos de estudo: (A) localização da bacia no território nacional; (B) Detalhe da hipsometria regional, da bacia e localização dos pontos de estudo: o espeleotema da Caverna Paraíso (Wang, 2017) e do testemunho XC-05 (Bertassoli et al., 2017); (C) Imagem de satélite da região da ria do Rio Xingu e do testemunho XC-05.

O Rio Xingu é o terceiro maior tributário do rio Amazonas em volume, correspondendo 10% do seu fluxo total, mas tem carga sedimentar baixa para suas dimensões, de aproximadamente de 17,8 ton/km² por ano, cerca de 10 vezes menos que o Amazonas (Mineli, 2013). Isso ocorre principalmente porque o rio Xingu percorre principalmente trechos de rochas cristalinas do Cráton Amazônico, o que proporciona pouco sedimentos em relação a carga de fundo (Latrubesse et al., 2005). Os principais depósitos fluviais são dos tipos de canal e barras longitudinais, além de terraços, pequenas ilhas e coberturas coluvionais residuais de intemperismo (Pettina et al., 1980; Archer, 2005).

2.2. Geologia local da ria do Rio Xingu e da Caverna Paraíso

A geologia local da ria do Rio Xingu compreende: rochas pré-cambrianas do Cráton Amazônico, sendo formado por rochas metamórficas e granitóides, principalmente as das fácies anfíbolito e granulito (Schobbenhaus et al., 1984); rochas mesozoicas da Bacia do Amazonas, que inclui arenitos, siltitos e conglomerados e sedimentos e lateritas cenozoicos. A ria está

predominantemente sobre sedimentos indiferenciados e rochas da Formação Alter do chão (Figura 2).

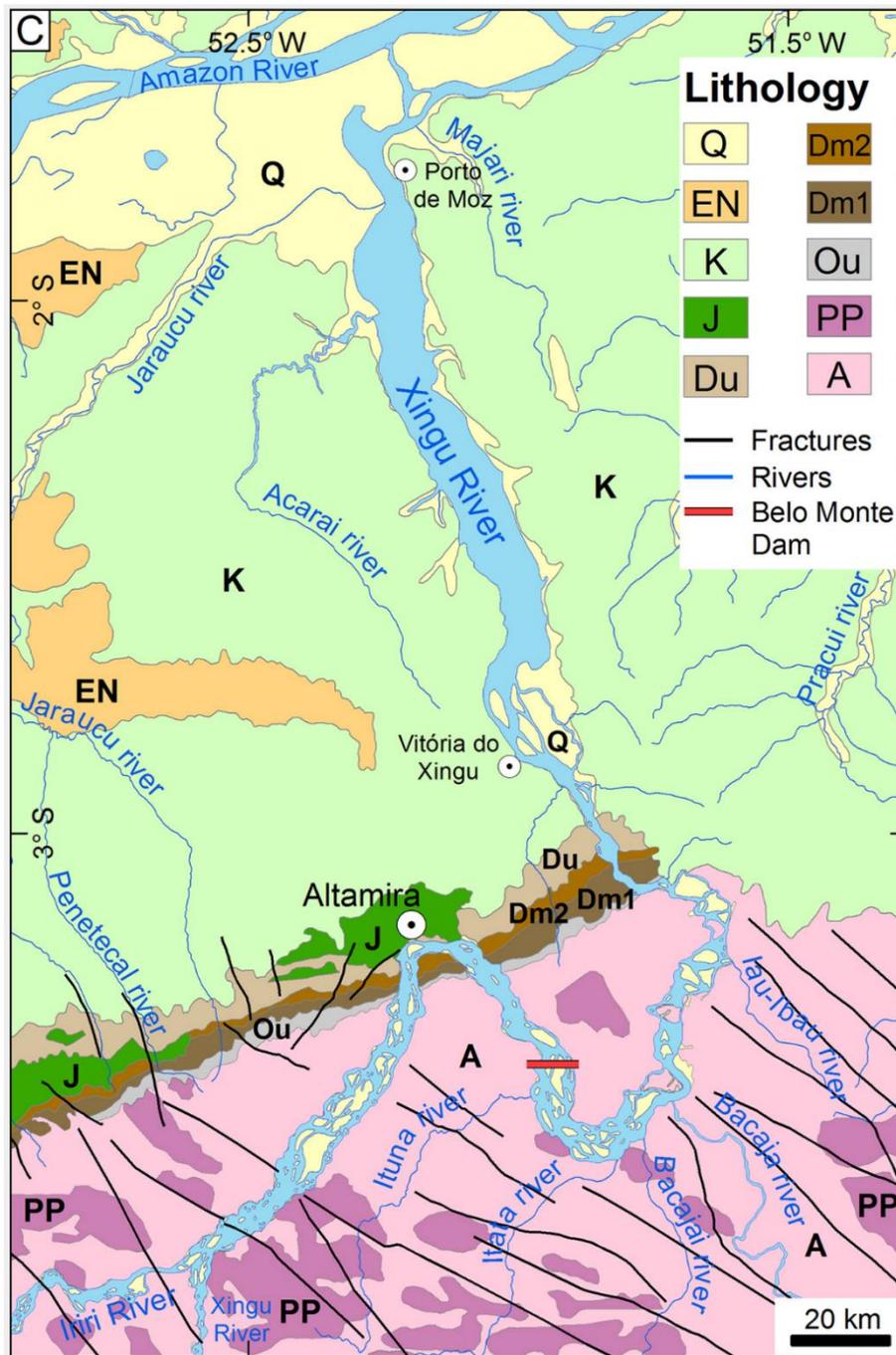


Figura 2. Mapa geológico da ria do Rio Xingu e do setor da Volta Grande do Rio Xingu: (A) Rochas metavulcânicas e metassedimentares e Complexo Xingu (gnaisse arqueanos, granodioritos e granitoides); (PP) Suítes intrusivas (charknockitos, granodioritos e granitos paleoproterozoicos); (Ou) Grupo Trombetas (folhelhos ricos em orgânicos e arenitos ordovicianos e devonianos); (Dm1-Dm2-Du) Grupos Curuá e Urupadi (arenitos, siltitos e folhelhos do Devoniano Médio e Superior); (J) Formação Penatecaua (diabásios triássico-jurássicos); (K) Formação Alter do Chão (arenitos e conglomerados); (EM) Sedimentos indiferenciados e crostas lateríticas do Eoceno-Neógeno; (Q) Sedimentos indiferenciados quaternários. A barra vermelha indica a localização da barragem principal no Sítio Pimental da Usina de Belo Monte. Fonte: Sawakuchi et al. (2015).

A Caverna Paraíso está localizada na Província Espeleológica Altamira-Itaituba entre as planícies centrais do Rio Amazonas e Rio Tapajós, próxima a bacia hidrográfica do Rio Xingu (Figura 1B) (Pinheiro, Maurity e Pereira, 2015). A caverna está situada na Bacia do Amazonas, cujo arcabouço compreende unidades de idades ordovicianas a permianas (Cunha et al., 2007). A caverna possui aproximadamente 2,8 km de extensão, 15 m de espessura, e é composta de carbonatos da Formação Itaituba e coberta pela densa floresta tropical amazônica Wang et al. (2017). De acordo com Cunha et al. (2007) e Nascimento et al. (2010), essa formação está inserida no Grupo Tapajós que compõe quatro unidades litoestratigráfica, em ordem ascendente: Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá (Figura 3). A Formação Itaituba possui até 110 m de espessura e é composta de rochas de ambiente marinho, predominantemente carbonatos e evaporitos de planície de maré, com intercalação de rochas clásticas subordinadas (Cunha et al., 2007). Nascimento et al. (2010) indicam ainda que seus depósitos são de origem transgressivo-regressivos, de energia moderada e em supra e inframaré rasas.

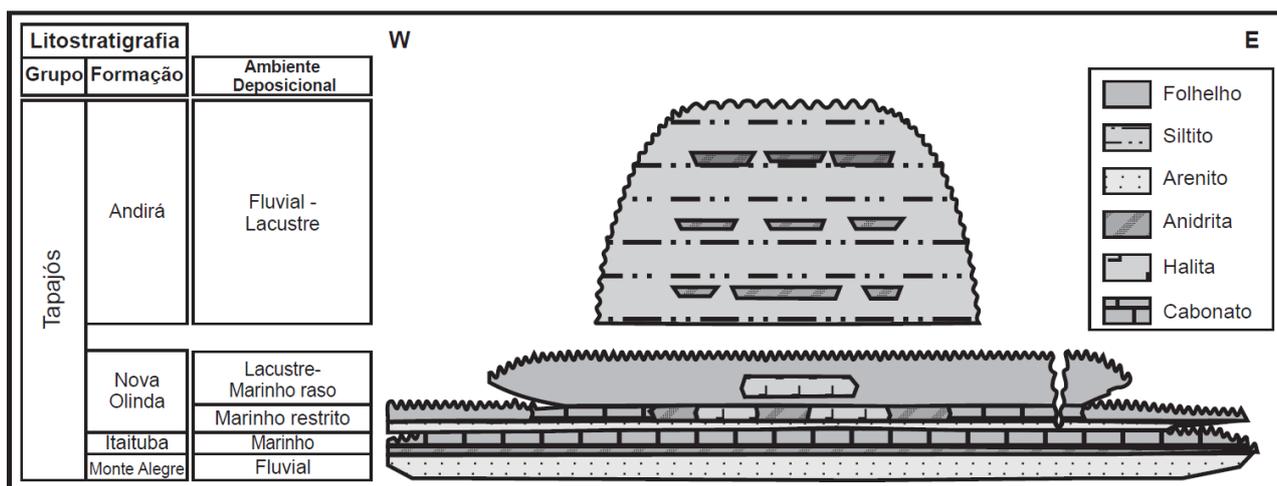


Figura 3. Carta estratigráfica do Grupo Tapajós da unidade Pensinvalniana-Permiana da Bacia do Amazonas. Fonte: (Cunha et al., 2007).

3. MAGNETISMO AMBIENTAL

O magnetismo ambiental utiliza técnicas de magnetismo de rochas e minerais magnéticos para investigação da formação, transporte, deposição e alterações pós-deposicionais de minerais magnéticos em diferentes processos ambientais (Liu et al., 2012). As análises de magnetismo ambiental, assim como de outras propriedades física, química e isotópicas em sedimentos e gelo, permitem que o registro de mudanças no clima e na biosfera terrestre possam ser recuperadas em procedimentos laboratoriais. O magnetismo ambiental vem sendo utilizado como uma importante ferramenta para identificar o tempo, taxa e mecanismos das mudanças climáticas e ambientais que ocorreram no passado (Thompson e Maher, 1999). As aplicações desse tipo de estudo ainda

contribuem para áreas como geociências, física, química, biologia, ciências ambientais e poluição ambiental (Evans e Heller, 2003).

O magnetismo ambiental está fundamentado na compreensão do magnetismo de minerais e rochas, das propriedades da mineralogia magnética, concentração, forma e tamanho de grão (Liu et al., 2012). As propriedades magnéticas dependem de processos como intemperismo, erosão, tipo de vegetação, sedimentação e taxa de precipitação para que o arcabouço magnético seja desenvolvido, preservado ou transformado em termos de composição e textura (Evans e Heller, 2003; Liu et al., 2012). A análise do magnetismo ambiental em trabalhos de investigação paleoambiental pode trazer mais êxito às interpretações, uma vez que outras técnicas, como espectrometria de refletância e análise de fácies, podem não resolver satisfatoriamente toda a problemática de uma investigação paleoambiental, especialmente quando se trata de assuntos do Quaternário (Oldfield, 1991; Maxbauer et al., 2016).

3.1. Propriedades magnéticas dos materiais

As propriedades magnéticas dos materiais são o diamagnetismo, paramagnetismo e ferromagnetismo. Cada propriedade de material magnético pode ser entendida a partir do conceito de suscetibilidade magnética (χ), que é definida como a propriedade de um material ser magnetizado. A Figura 4 mostra a variação da magnetização (J) para os três tipos de material em função do campo magnético induzido (H).

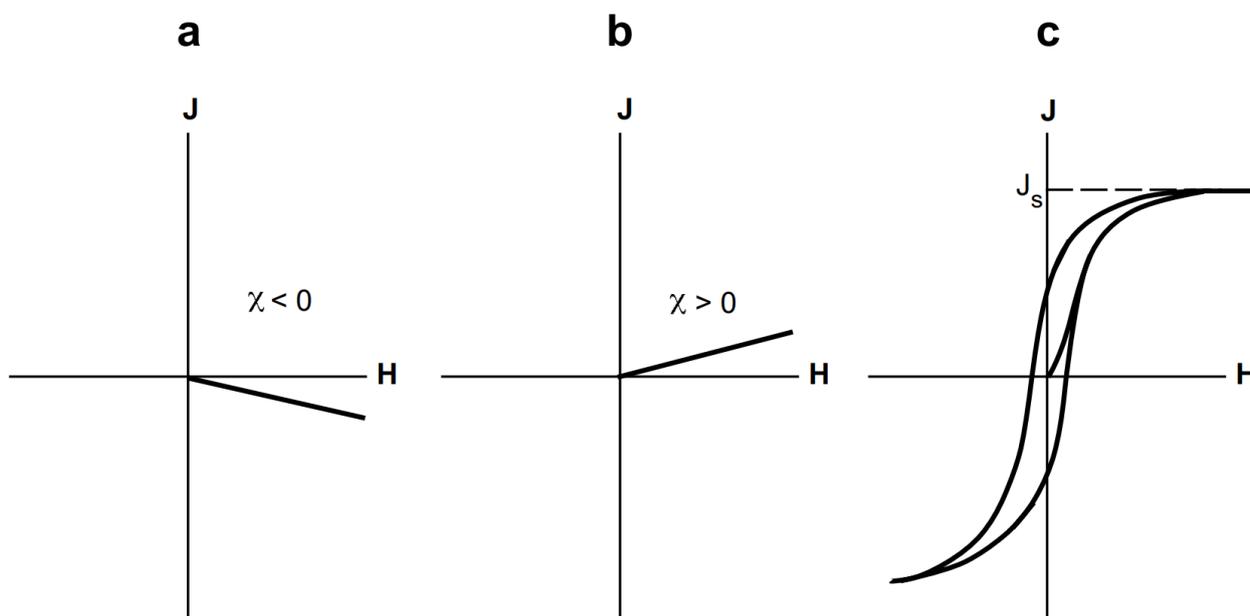


Figura 4. Experimento de magnetização (J) de diferentes classes de magnetização em função do campo magnético aplicado (H). Os materiais são do tipo diamagnético, paramagnético e ferromagnético em (a), (b) e (c), respectivamente. Fonte: Butler (1998).

O diamagnetismo (Figura 4a) é associado ao movimento orbital dos elétrons, cuja carga negativa interage com o campo externo formando o movimento de precessão de Larmor. Como consequência, a interação do movimento gera uma força lateral de Lorentz com momento magnético contrário a direção do campo aplicado (Thompson e Oldifield, 1986). O diamagnetismo é uma propriedade intrínseca de toda matéria, o que é definido pela magnetização negativa linear e a diminuição da suscetibilidade magnética em relação ao aumento da intensidade do campo aplicado, que quando cessado o diamagnetismo é nulo. É pouco expressivo no magnetismo ambiental devido aos valores pouco expressivos. Exemplo de um mineral diamagnético é quartzo.

O paramagnetismo (Figura 4b) é relacionado ao movimento de rotação dos elétrons em seu próprio eixo, que nestes materiais apresenta movimentação rápida e caótica dos spins independentemente da temperatura. A suscetibilidade aumenta e a magnetização é positivamente linear, proporcionalmente a intensidade do campo. Semelhante ao diamagnetismo, a ausência de um campo aplicado não gera magnetização, pois os elétrons distribuem os momentos magnéticos no átomo.

O ferromagnetismo (Figura 4c) é relacionado a materiais magnetizados permanentemente que dependem unicamente do tipo de alinhamento dos spins. Os spins possuem seus alinhamentos naturalmente antiparalelos, o que resulta na ausência de momento magnético líquido, mas nos materiais ferromagnéticos isso não ocorre porque o subnível 3d é incompleto. Isso causa o alinhamento magnético quando duas moléculas estão próximas. Após a aplicação de um campo magnético induzido, as moléculas não perdem a magnetização obtida, pois o material passa a ter uma memória magnética chamada de remanência. O ferromagnetismo apresenta cinco classificações (Figura 5):

a. Ferromagnetismo *strictu sensu*: os spins são paralelos entre si. A magnetização líquida é positiva e com altos valores. Exemplo: ferro puro.

b. Antiferromagnetismo: os spins são perfeitamente antiparalelos. A magnetização é praticamente nula. Exemplo: ilmenita.

c. Antiferromagnetismo de spin inclinado: os spins são imperfeitamente alinhados. Pode ser resultante de mudanças de temperatura em materiais antiferromagnético, o que resulta em baixa magnetização. Exemplo: hematita.

d. Antiferromagnetismo com defeito na rede cristalina: as rotações dos spins não são totalmente compensadas no antiferromagnetismo, o que gera o momento de defeito, diferente de zero.

e. Ferrimagnetismo: os spins são perfeitamente paralelos, mas em sentidos e intensidades diferentes, o que resulta no momento magnético líquido baixo. Exemplo: magnetita.

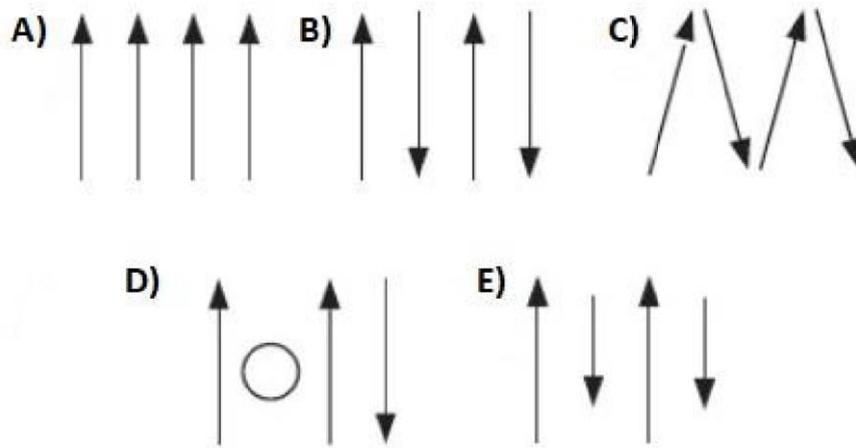


Figura 5. Esquema dos tipos de ferromagnetismo pelo aparelhamento de spins: (a) Ferromagnetismo strictu sensu; (b) Antiferromagnetismo; (c) Antiferromagnetismo de spin inclinado; (d) Antiferromagnetismo com defeito na rede cristalina; (e) Ferrimagnetismo. Fonte: Tauxe et al. (2010).

3.2. Suscetibilidade magnética

Supondo que um material seja submetido a um campo magnético (H) adquira uma magnetização por unidade (M), a suscetibilidade magnética (κ) seria a facilidade de um determinado material se magnetizar é dada por:

$$\kappa = \frac{M}{H} \quad (1),$$

sendo que M e H são dados em A/m , logo, κ é adimensional. Para materiais ferromagnéticos, as relações de M e H são mais complicadas do que em materiais diamagnéticos e paramagnéticos. Por isso, a suscetibilidade magnética é dada em função da temperatura de Curie (C) e a temperatura absoluta (T):

$$\kappa = \frac{C}{T} \quad (2).$$

Quando κ é dividida pela densidade do material (ρ), obtém-se a suscetibilidade normalizada pela massa (χ):

$$\chi = \frac{\kappa}{\rho} \quad (3),$$

sendo κ adimensional, então χ é dada por m^3/kg . A subtração da suscetibilidade medida em campos altos de campos baixos, se obtém a suscetibilidade ferrimagnética (χ_{ferr}).

Outro parâmetro relacionado à χ é a suscetibilidade dependente da frequência (χ_{fd}), calculada pela diferença da suscetibilidade magnética entre duas frequências distintas, (sendo, $\chi_{f_2} > \chi_{f_1}$):

$$\chi_{fd} = (\chi_{f_1} - \chi_{f_2}) \quad (4).$$

A normalização de χ_{fd} , usualmente descrita por $\chi_{fd\%}$, é dada por

$$\chi_{fd\%} = \frac{(\chi_{f_1} - \chi_{f_2}) \cdot 100}{\chi_{f_1}} \quad (5).$$

3.3. Magnetismo ambiental em sedimentos fluviais e lacustres

O magnetismo ambiental é influenciado principalmente por processos do ciclo do ferro sobre a superfície terrestre ou em pequenas profundidades na crosta, sendo que no ciclo tectônico os processos superficiais de intemperismo formam condições para gênese sedimentos e solos (Whitmeyer et al., 2007; Liu et al., 2012). Esse ciclo, em especial, é responsável pela disposição de minerais magnéticos, os quais são originados em rochas ou formados durante os processos de alteração mineral (Figura 6) (Liu et al., 2012).

As principais origens dos minerais ferromagnéticos em ambientes lagunares são de três fontes majoritárias (Evans e Heller, 2003):

a. Material geológico da erosão (rocha ou solo) fornecem a entrada de material mineral, essencialmente de rochas ígneas básicas. Grande parte do ferro dissolvido representa uma fração pequena do material drenado, a outra é proveniente de material particulado inorgânico.

b. Partículas transportadas pelo vento podem dar entrada pela precipitação. Partículas geradas pela atividade humana podem contribuir para precipitação de minerais ferromagnéticos nos últimos 150 anos. Em ambientes de sedimentação é lenta, o influxo eólico é importante. Isso tem aumentado positivamente a concentração de minerais de alta coercividade (facilidade com que os momentos magnéticos de um mineral se alinham ao campo externo), como a goethita e a hematita.

c. O ferro pode chegar ao lago dissolvido quando as condições desenvolvidas em solo resultam da podzolização ou formação de turfa. As partículas de ferro podem dissolver ou precipitar a depender do pH ou condições redox e atividade biogênica. Assim, minerais ferromagnéticos se desenvolvem em condições de minerais autigênicos.

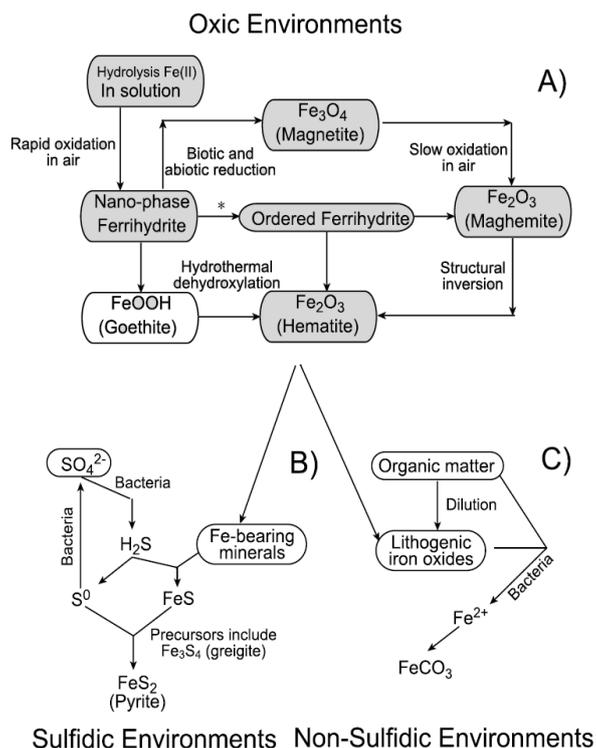


Figura 6. Esquema de transformação dos óxidos e sulfetos em ambientes (a) oxidantes, (b) sulfídicos e (c) não sulfídicos. O esquema demonstra as reações de óxidos de ferro, sulfetos de ferro e siderita. *Condição para conversão da ferridrita exige a presença de citrato ou dopagem fosforescente. Fonte: Liu et al. (2012).

Também na Figura 7 é mostrado o modelo de formação autigênica de minerais magnéticos, em que os processos de transporte, deposição e pós-deposição em um sistema lagunar ocorrem durante períodos interglaciais (Figura 7a) e glaciais (Figura 7b): no contexto do clima do Holoceno, quando mais temperado, aumenta a quantidade de vegetação, de carbono e hematita/goethita depositadas em lagos, com redução da erosão e dissolução de minerais magnéticos. Ao contrário, nas condições mais frias e secas, ocorre mais erosão e deposição de magnetita (Figura 7) (Liu et al., 2012).

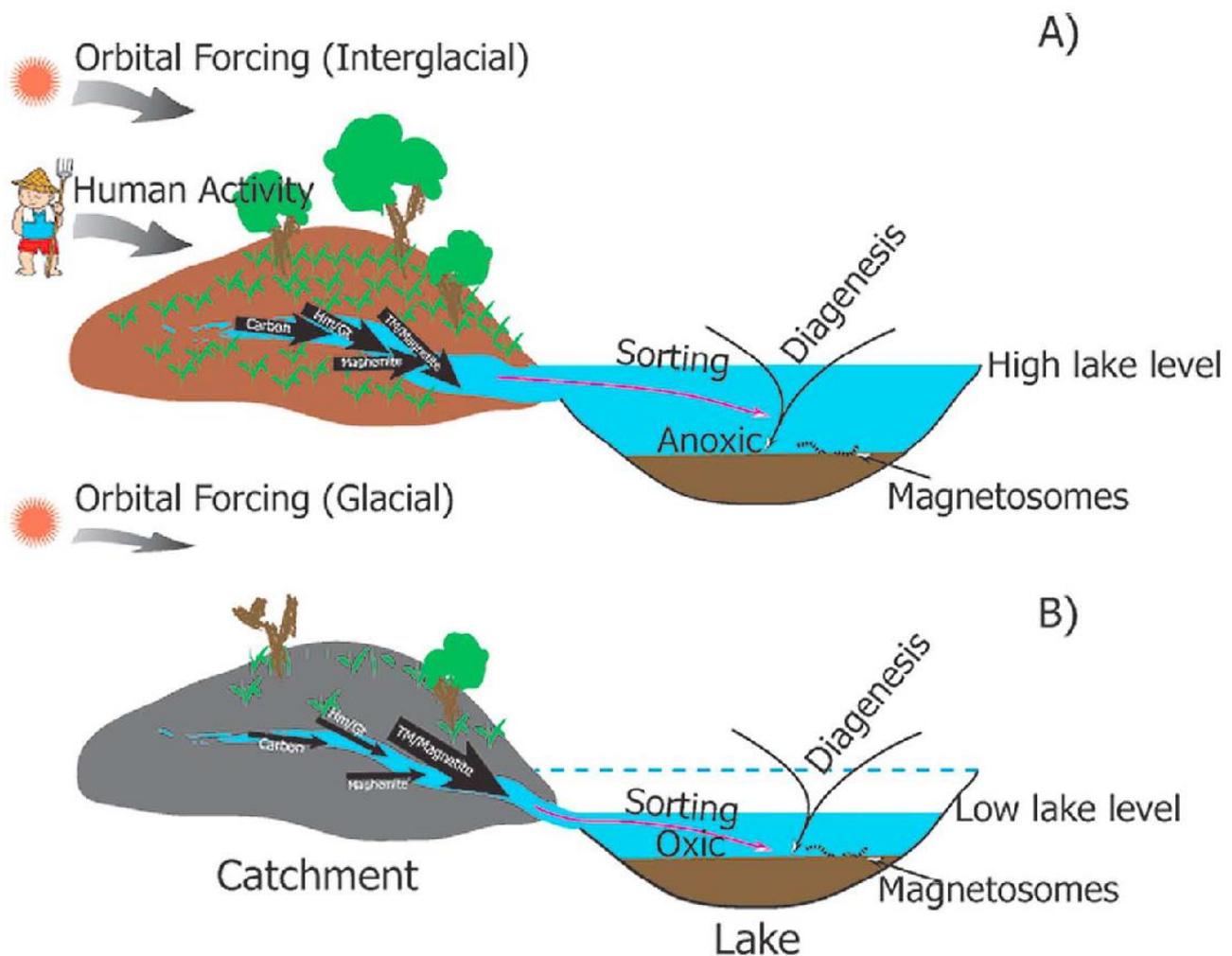


Figura 7. Modelo conceitual da alteração do tipo de minerais magnético depositado em fundo de lago em relação a períodos (a) interglaciais e (b) glaciais. Fonte: Liu et al. (2012).

4. CONJUNTOS DE DADOS

Os conjuntos dados utilizados neste trabalho são de suscetibilidade magnética, medidas isotópicas de carbono e metano e de vazão do Rio Xingu para realização das análises espectrais. Os dados de suscetibilidade magnética (Figura 8) foram publicados por Bertassoli *et al.* (2017) e foram determinados em amostras do testemunho de sedimento subaquático XC-05, na ria do Rio Xingu, aproximadamente 100 km da foz com Rio Amazonas. O testemunho, localizado nas coordenadas (52,016°S; 2,556°W), foi coletado durante a estação seca em novembro de 2014, utilizando tubos de 6 m em sondagem de percussão, em que foi possível recuperar 4,7 m de sedimentos. As medidas de suscetibilidade magnética foram feitas no Laboratório de Paleomagnetismo (USPMag) do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP). O testemunho foi re-amostrado em 194 espécimes coletados continuamente utilizando caixas acrílicas de 8 cm³. A suscetibilidade magnética foi determinada usando o sistema Kappabridge MFK1-FA (AGICO Ltd) nas frequências de 976 e 15616 Hz, em campo magnético de 200 Am⁻¹ em temperatura ambiente.

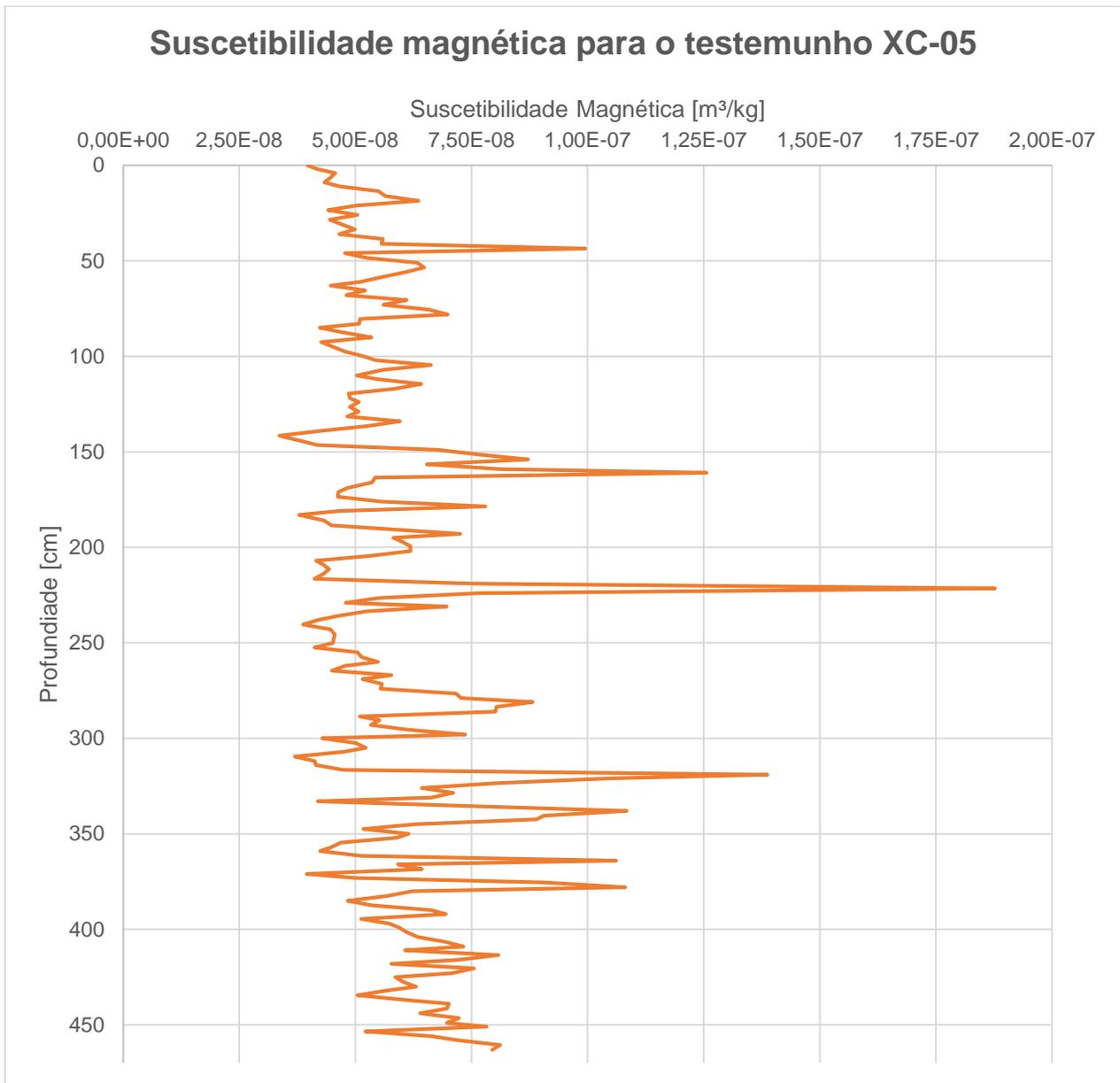


Figura 8. Dados de suscetibilidade magnética do testemunho XC-05.

O modelo de idades foi determinado a partir de idades determinadas pelo método de luminescência opticamente estimulada (OSL) em silte fina e areia quartzosa. As medidas de OSL foram realizadas no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGaL) do Instituto de Geociências da USP (IGc/USP). Os sedimentos foram tratados quimicamente para remoção dos materiais orgânicos e carbonatos com peróxido de oxigênio e ácido clorídrico (HCl 10%); remoção de feldspatos e minerais pesados em solução de metatungstato de lítio e submetidos à solução de ácido fluorídrico (HF 38%) para eliminar a camada exterior dos grãos de quartzo e feldspatos remanescentes. As idades do testemunho XC-05 foram aferidas em cinco pontos distribuídos entre a base e o topo presentes na Tabela 1.

Tabela 1. Idades calibradas por luminescência opticamente estimulada (OSL) e suas respectivas profundidades para o testemunho XC05.

Profundidade (cm)	Idade (anos)
45	3025±185
140	3219±133
239	3360±138
340	3718±147
440	4086±159

Na Figura 8, algumas estatísticas do gráfico: valor mínimo de $3,37\text{E-}08\text{m}^3/\text{kg}$; valor máximo de $1,88\text{E-}07\text{m}^3/\text{kg}$; média de $5,95\text{E-}08\text{m}^3/\text{kg}$; desvio médio de $1,93\text{E-}08\text{m}^3/\text{kg}$.

Os dados de isotopia (Figura 9) correspondem a valores dos índices de proporção de isótopos $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (Wang et al., 2017). Os dados isotópicos foram determinados pela geoquímica dos espeleotemas da Caverna Paraíso, localizada nas coordenadas ($04^{\circ}04'\text{S}$, $55^{\circ}27'\text{W}$) a 60 m acima do nível do mar. Localizada próxima ao Rio Tapajós, maior tributário do Rio Amazonas, a caverna possui uma extensão de 2,8 km e é composta aproximadamente de 15 m de espessura de carbonatos pennsylvanianos da formação Itaituba. As amostras foram coletadas em estalagmites colunares por fragmentação em regiões dispersas da caverna. Elas foram cortadas ao meio em seu eixo de crescimento e a superfície polida para datação urânio-tório por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (MC-ICP-MS). As análises foram feitas no *Minnesota Isotope Laboratory*, na Universidade de Minnesota, EUA, usando o equipamento *ThermoFinnigan Neptune* e no *Earth Observatory of Singapore*, da Universidade Tecnológica de Nanyang o equipamento *Neptune Plus*. Os dados são referentes aos valores de assinatura isotópica $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ específicos do espeleotema PAR01, que corresponde ao mesmo intervalo temporal dos dados de susceptibilidade magnética.

Na Figura 9, as estatísticas do gráfico de $\delta^{18}\text{O}$: valor mínimo de -8,12; valor máximo -6,77; média de -7,39 e desvio padrão de 0,28 para dados. Do gráfico de $\delta^{13}\text{C}$, o valor mínimo é de -10,05; valor máximo -8,32; média de -9,29 e desvio padrão 0,32.

Os dados de monitoramento fluvial foram extraídos do Portal HidroWeb v3.2.6, uma ferramenta que fornece informações gratuitas da Rede Hidrometeorológica Nacional (RHN), da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA). Estes dados são referentes a série histórica de vazão mensal no Rio Xingu (Figura 10), compreendida entre janeiro de 1976 a dezembro de 2005, na estação do tipo convencional, código 18470000, no município de São Félix do Xingu no Pará. As medições foram realizadas sempre nos primeiros dias do mês e são referentes a média da vazão diária em m^3/s . O nível de consistência em todas as medições foram consideradas boas o suficiente para serem utilizadas neste trabalho.

Na figura 10, as estatísticas são: valor mínimo $692\text{m}^3/\text{s}$; valor máximo $11968\text{m}^3/\text{s}$, média de $3600\text{m}^3/\text{s}$ e desvio padrão de $2261,37\text{m}^3/\text{s}$.

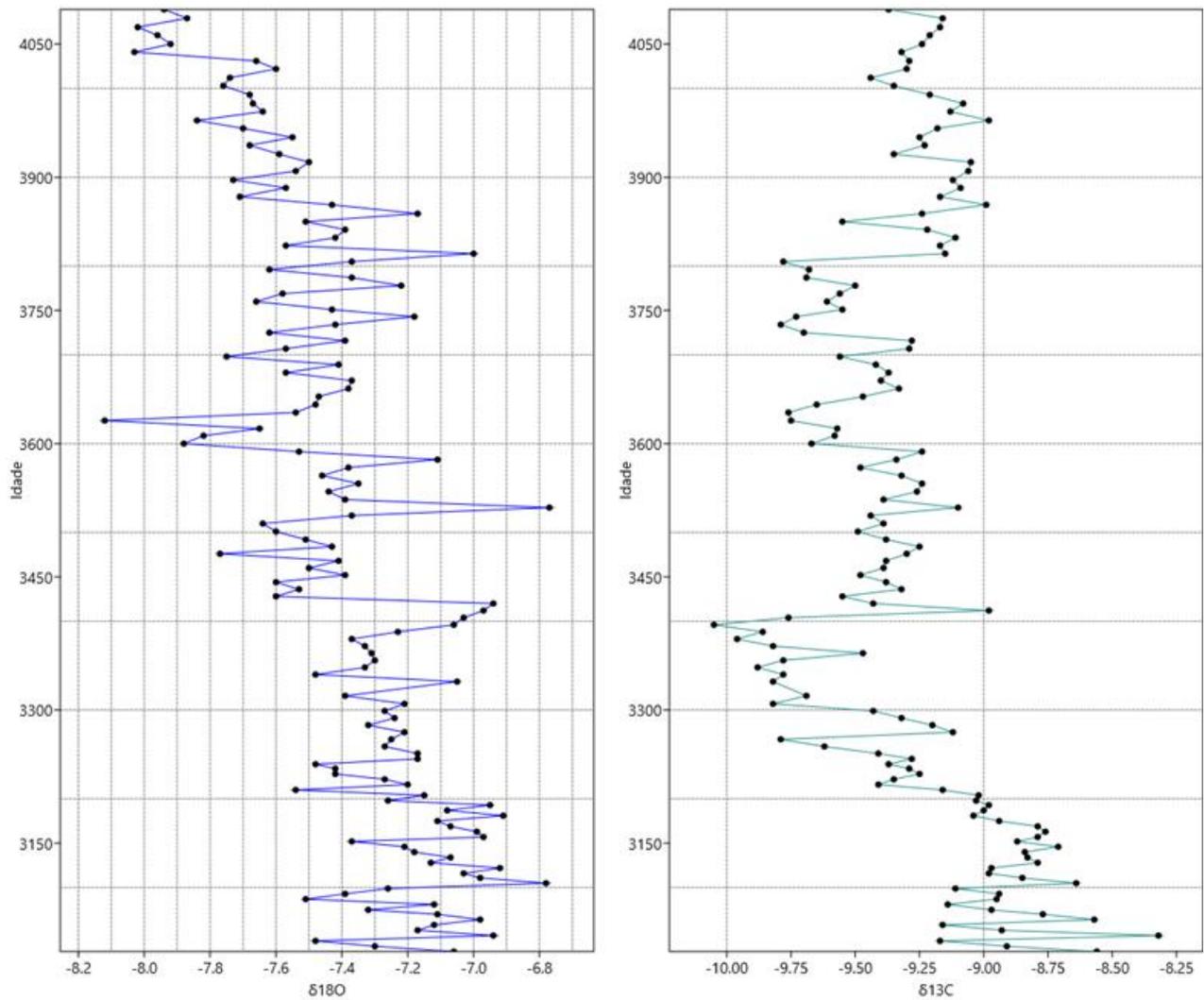


Figura 9. Dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ versus idades para a estalagmite PAR01, da Caverna Paraíso.



Figura 10. Série histórica de vazão no Rio Xingu no município de São Félix do Xing (PA).

5. MÉTODOS

Este trabalho tem por objetivo entender como o magnetismo em sedimentos fluviais do Rio Xingu é influenciado por forçantes climáticas e/ou dinâmica fluvial. Para entender e estabelecer essas relações serão utilizados métodos de análise espectral. A análise espectral de séries temporais é uma importante ferramenta, e comumente utilizada, para compreensão de processos que envolvam ciclicidades de eventos paleoclimáticos em registros geológicos.

O fluxo de análise envolverá a comparação de séries temporais de dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em espeleotemas da Caverna Paraíso com os dados de susceptibilidade magnética do testemunho XC05 determinados na ria do Rio Xingu. Este tipo de comparação foi escolhido pois leva em consideração a premissa de que o registro carbonático de espeleotemas é mais sensível às mudanças hidroclimáticas. Além disso, esse tipo de registro é de alta resolução e definição, o que os tornam fontes seguras para análise espectral. Outra justificativa, é que a Caverna Paraíso está relativamente próxima ao Rio Xingu, aproximadamente 400 km, o que pode indicar que ambos os registros são influenciados pelas mesmas forçantes climáticas atuantes na região amazônica.

5.1. Preparação dos dados e fluxo de análise

Os dados isotópicos de espeleotema utilizados neste trabalho foram organizados e separados dentro do intervalo temporal dos dados de suscetibilidade magnética (4082-3027 AP). Antes da análise espectral, os dados de sondagem foram analisados por uma estatística R^2 para atestar a consistência dos mesmos em relação ao tempo. Essa análise estará presente no tópico resultados.

Depois de organizados e tratados, os dados serão trabalhados nos softwares Past versão 4.07b e MATLAB versão R2021b, que fornecem diferentes algoritmos para transformação dos dados de entrada em gráficos espectrais no domínio da frequência e do tempo. Outros softwares complementares são o Microsoft Excel 2016, utilizado na organização de dados em forma de planilha e criação de gráficos, e o Origin versão 2019b para manipulação de dados e análise de gráficos 3D. Nenhum destes dois foram utilizados para gerar produtos da análise espectral, apenas para facilitar a interpretação dos resultados dos softwares anteriores ou verificar estatísticas dos dados de entrada.

O Past é um software de livre acesso, criado pela Universidade de Oslo e disponibilizado pelo Museu de História Natural pela internet da mesma universidade. Suas ferramentas são utilizadas principalmente para análise, manipulação, plotagem, estatísticas, morfometria, séries temporais e análise espacial de dados ecológicos, paleontológicos e estratigráficos (*Natural History Museum*, 2020). Foram utilizadas as ferramentas da subseção *Spectral Analysis* os dados são inseridos diretamente em forma de planilhas e são rodados em ferramentas que não exigem nenhuma manipulação ou tratamentos iniciais dos dados.

O MATLAB é um software comercial de programação e computação numérica, utilizado para análise de dados, gráficos, desenvolvimento de algoritmos, construção de programas e computação paralela (MATLAB, 2021). O software é manipulado utilizando uma linguagem de programação própria de nome homônimo. As ferramentas utilizadas são baseadas no mesmo algoritmo desenvolvido por Grinsted et al. (2004), o qual utiliza uma sequência de código em linguagem de programação aplicáveis na análise de diversos tipos de ondaletas. As principais aplicações de ondaletas aqui estarão restritas a comparações entre duas séries, por isso serão utilizadas apenas suscetibilidade magnética e isotopia, pois é necessário que ambas compreendam o mesmo intervalo de tempo. Para execução dos dados para ondaletas, principal objetivo do uso, o software exige que os dados tenham a mesma medida de tempo em ambas as séries temporais, uma vez que eles são trabalhados na forma matricial. Assim, como as séries dos dados de entrada não possuem amostragem constante e nem mesmo variam na mesma proporção, foi utilizado como solução a ferramenta de interpolação de dados do Origin. Esta ferramenta funciona como uma forma de aumentar a quantidade de pontos dentro um gráfico, considerando que existe continuidade entre os pontos dispersos fornecidos entre os dados. Cabe salientar que os dados não foram alterados, apenas foram acrescentados pontos interpolados entre os que já existiam para regular a quantidade de medições a fim de permitir que software realize as operações. O resultado final é um gráfico idêntico aos iniciais, sem alteração dos valores amostrados. Nesta manipulação de dados, foi utilizado o método de interpolação linear e número de 1000 pontos, pois os resultados preservaram melhor as propriedades gráficas originais, alterando menos as potências, picos e feições em ondaletas.

Ainda foi necessário implementar os dados em forma de arquivos padrão em que o software possa ler. Assim, os dados foram passados de arquivo Excel “.xlsx” para texto “.txt” separado por tabulações, tipo UTF-8. Além disso, os arquivos de texto foram modificados para alterar o separador decimal de vírgula para ponto, pois o software não reconhece o caractere vírgula como padrão.

5.2. Periodograma de Lomb

O periodograma de Lomb é utilizado como um algoritmo para fornecer resultados gráficos semelhantes a transformada de Fourier (FFT) (Press et al., 1992). Os resultados são dados em valores de potência equivalente ao quadrado da amplitude de senóides e podem ser introduzidos a partir dados não uniformemente amostrados (Press et al., 1992) o método de Lomb avalia dados, senos e cossenos em um tempo t_i medido. Considerando os dados como uma matriz tipo $a_{i,j}$, se existem N pontos de dados, a variável é descrita como $h_i \equiv h(t_i)$, $i = 1, \dots, N$, cuja média e variação são dadas por:

$$\bar{h} \equiv \frac{1}{N} \sum_1^N h_i \quad (6),$$

$$\sigma^2 \equiv \frac{1}{N-1} \sum_1^N (h_i - \bar{h}) \quad (7).$$

No periodograma normalizado de Lomb, a potência espectral (para funções angulares $\omega \equiv 2\pi f > 0$) é definida por:

$$P_N(\omega) \equiv \frac{1}{2\sigma^2} \left\{ \frac{[\sum_j (h_j - \bar{h}) \cos \omega(t_j - \tau)]^2}{\sum_j \cos^2 \omega(t_j - \tau)} + \frac{[\sum_j (h_j - \bar{h}) \sen \omega(t_j - \tau)]^2}{\sum_j \sen^2 \omega(t_j - \tau)} \right\} \quad (8),$$

onde τ é uma constante que permite $P_N(\omega)$ ser completamente independente de t_i , definida por:

$$tg(2\omega\tau) = \frac{\sum_j \sen 2\omega t_j}{\sum_j \cos 2\omega t_j} \quad (9).$$

O periodograma de Lomb também fornece o pico de maior frequência, a sua potência, a probabilidade que o maior pico possa ocorrer de dados aleatórios e linhas tracejadas que indicam o nível de significância estatísticas 0,01 e 0,05, as quais indicam os limites do ruído branco. O periodograma de Lomb é calculado usando o software Past.

5.3 Análise REDFIT

Na análise de REDFIT, realizada no Past, a série temporal é ajustada a um modelo de ruído vermelho AR(1), que geralmente é mais apropriado do que a hipótese nula do ruído branco (Schulz e Mudelsee, 2002). As linhas de significância estatística e falso-alarme são aproximadas para equações paramétricas do teste qui-quadrado. Segundo Schulz e Mudelsee (2002), o processo discreto de AR1 é dado por r para os $t_i = (i = 1, 2, \dots, N)$, com espaçamento arbitrário baseado em Robinson (1977):

$$r(t_i) = \rho_i r(t_{i-1}) + \varepsilon(t_i) \quad (10),$$

$$\rho_i = e^{-(t_i - t_{i-1})/\tau} \quad (11),$$

onde τ é uma constante que mede escala de tempo AR1, estimada em série com medidas desiguais usando o algoritmo de mínimos quadrados de Mudelsee (2002), e ε o ruído branco gaussiano, com média zero e variância:

$$\sigma_\varepsilon^2 \equiv 1 - e^{-2(t_i - t_{i-1})/\tau} \quad (12).$$

Neste trabalho, a quantidade de segmentos escolhida foi de 1 para melhorar a resolução, mesmo que a escolha não diminui o ruído, e de sobreamostragem 10. Os resultados acima do limite de significância de 95% são considerados significantes, enquanto entre os níveis 80% e 90% marginalmente significantes, como interpretado por Novello (2016), além de quando ultrapassado o limite de falso-alarme são considerados inconsistentes com o espectro teórico AR(1) (Thompson, 1990). O método de Monte Carlo foi ativado para fornecer uma correção do espectro enviesado e a

janela espectral de Welch foi selecionada por diminuir o vazamento espectral (Schulz e Mudelsee, 2002).

5.4 Ondaletas para séries desigualmente espaçadas

A análise de ondaletas para séries temporais desigualmente espaçadas é baseada na combinação dos algoritmos da Transformada Z de Ondaleta Ponderada (WWZ) de Foster (1996) e Implementação de Fortran de Templeton (2004). Esta análise é utilizada para inspecionar valores de séries temporais a partir de gráficos de potência em diferentes escalas simultaneamente, porém aceita dados com amostragem desigualmente espaçada. Neste caso, o resultado gráfico não disponibiliza o teste de significância por não utilizar FFT. O algoritmo, também chamado de estatística Z de Foster (1996) é definido por:

$$Z = \frac{(N_{eff} - 3)V_y}{2(V_x - V_y)} \quad (13),$$

e acompanha a distribuição F, com $N_{eff} - 3$ e 2 graus de liberdade, onde N_{eff} é o número efetivo, V_x e V_y são as variações ponderadas de dados, dados por:

$$N_{eff} = \frac{(\sum w_\alpha)^2}{(\sum w_\alpha^2)} = \frac{n^2(\omega, \tau)}{n(\sqrt{2}\omega, \tau)} \quad (14),$$

$$V_x = \frac{\sum_\alpha w_\alpha x^2(t_\alpha)}{\sum_\lambda w_\lambda} - \left[\frac{\sum_\alpha w_\alpha x(t_\alpha)}{\sum_\lambda w_\lambda} \right]^2 \quad (15),$$

$$V_y = \frac{\sum_\alpha w_\alpha y^2(t_\alpha)}{\sum_\lambda w_\lambda} - \left[\frac{\sum_\alpha w_\alpha y(t_\alpha)}{\sum_\lambda w_\lambda} \right]^2 \quad (16),$$

onde t_α é o número de tempo de uma série temporal de N quantidades $\{t_\alpha, \alpha = 1, 2, \dots, N\}$, w_α é projeção estatística da transformada de ondaleta, n o número do dado local, ω a frequência estatística, τ a posição do dado.

Neste algoritmo do Past, os gráficos apresentam além da estatística Z, uma linha de cone de influência, região a qual delimita as áreas com maior efeito de borda nos dados, que são as menores frequências e os limites iniciais e finais do tempo das séries. Neste trabalho, o algoritmo será utilizado para detectar possíveis periodicidades baseadas na interpretação qualitativa das potências entre as diferentes potências.

5.5. Transformada de Ondaletas Cruzadas

Algoritmo baseado em Grinsted et al. (2004) para o MATLAB, utilizado para indicar a covariabilidade e o grau de relação entre as fases dos espectros gerados por duas séries temporais (Barbosa e Blitzkow, 2008). Este resultado é importante por indicar se duas séries registram os ciclos temporais de forma concordante ao longo de duas séries de mesmo intervalo de tempo.

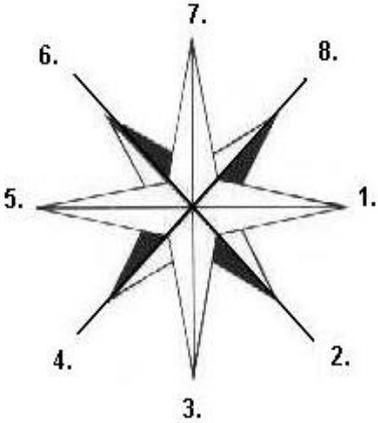
Torrence e Compo (1998) definiram para duas séries temporais P_k^X e P_k^Y que têm espectro teórico de Fourier, a distribuição de ondaletas cruzadas, definida por

$$D\left(\frac{|W_n^X(s)W_n^{Y*}(s)|}{\sigma_X\sigma_Y} < p\right) = \frac{Z_v(p)}{v} \sqrt{P_k^X P_k^Y} \quad (17),$$

onde k é o índice de frequência, dado por $k = 0, \dots, N - 1$; W o valor da transformada da ondaleta; z_v o nível de confiança, associado a probabilidade p ; s é a escala da ondaleta; P a potência espectral discreta de Fourier; σ é o desvio padrão e $*$ indica o complexo conjugado.

Assim como resultados da transformada de ondaletas, os espectros cruzados apresentam além da potência, as regiões com nível de significância estatística de 5% e cone de influência. Também são apresentados vetores que denotam a diferença de fase entre duas séries temporais, que podem ser interpretadas pelo sentido em que apontam esses vetores. De forma generalizada, quanto mais apontados à direita eles estão, menor é a diferença de fase e mais em conformidade estão, enquanto mais à esquerda, a diferença entre as fases é maior e estão em antifase (Barbosa e Blitzkow, 2008). Na tabela 2 está exemplificado a diferença de fase entre duas séries em relação ao ângulo dos vetores.

Tabela 2. Relação de fases entre séries temporais. Fonte: Barbosa e Blitzkow (2008).

	1	Séries 1 e 2 completamente em fase
	2	Série 2 avançada 45° da série 1
	3	Série 2 avançada 90° da série 1
	4	Série 2 avançada 135° da série 1
	5	Séries 1 e 2 em fases opostas
	6	Série 2 defasada 135° da série 1
	7	Série 2 defasada 90° da série 1
	8	Série 2 defasada 45° da série 1

5.6. Transformada de Coerência

Outro algoritmo baseado em Grinsted et al. (2004) para o MATLAB, utilizado para indicar o grau de coerência entre duas séries temporais, porém sem determinar a covariabilidade ou ainda a medida de coerência entre duas séries temporais na dimensão tempo-frequência (Barbosa e Blitzkow, 2008).

A coerência de ondaletas para duas séries temporais X e Y , segundo Torrence e Webster (1999), é dada por valores absolutos quadráticos, utilizando o espectro atenuado de ondaletas cruzadas, dado pela seguinte fórmula

$$R_n^2(s) = \frac{|\langle s^{-1}W_n^{XY}(s) \rangle|^2}{\langle s^{-1}|W_n^X(s)|^2 \rangle \langle s^{-1}|W_n^Y(s)|^2 \rangle} \quad (18),$$

onde R é a coerência quadrática da ondaleta, W o valor de transformada de ondaleta, n é o índice de tempo, s é a escala, s^{-1} é o fator para conversão da densidade de energia e os colchetes $\langle \cdot \rangle$ indicam a atenuação no tempo e na escala.

Assim como as ondaletas cruzadas, o resultado gráfico indica potências, regiões com confiança estatística de 95% e vetores de ângulo de fase, além de um cone de influência para limitação do efeito de borda.

5.7. Análise dos ciclos

A partir dos resultados gerados no Past e no MATLAB, será definido quais ciclos foram encontrados para suscetibilidade magnética, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e do monitoramento fluvial com auxílio do software Origin para melhorar a precisão de gráficos 3D. Em seguida, os períodos encontrados serão diferenciados e separados em conformidade com idades similares. Posteriormente, será estabelecido quais ciclos são de forçantes climáticas e da dinâmica fluvial, fundamentados segundo bibliografias sobre os temas.

6. RESULTADOS

6.1. Modelo de idades

O testemunho XC05 apresenta 4,63 m de comprimento, sendo que apenas o intervalo de 0,46 a 4,39m possui amostras com idades calibradas. Desta forma, o intervalo de 3,93m corresponde, aproximadamente, a 1055 anos. Essa distribuição de idades, porém, não é homoganeamente distribuída (Bertossoli et al., 2017), com variações de 0,27 a 0,70 cm/ano e média de 0,37 cm/ano. A Figura 11 apresenta o modelo de idades em função do tempo. O ajuste das idades versus profundidade é praticamente linear, com um coeficiente R^2 de 0,9679. A variação linear indica que não há mudanças abruptas na quantidade de sedimento depositado ao longo do tempo ou mesmo inversões de idades. Ainda é possível observar os pontos de inflexões gerados pelas medições obtidas na datação por luminescência opticamente estimulada (OSL). Apesar de serem realizadas apenas cinco medições, elas são suficientes para demonstrar a relação linear entre tempo e profundidade.

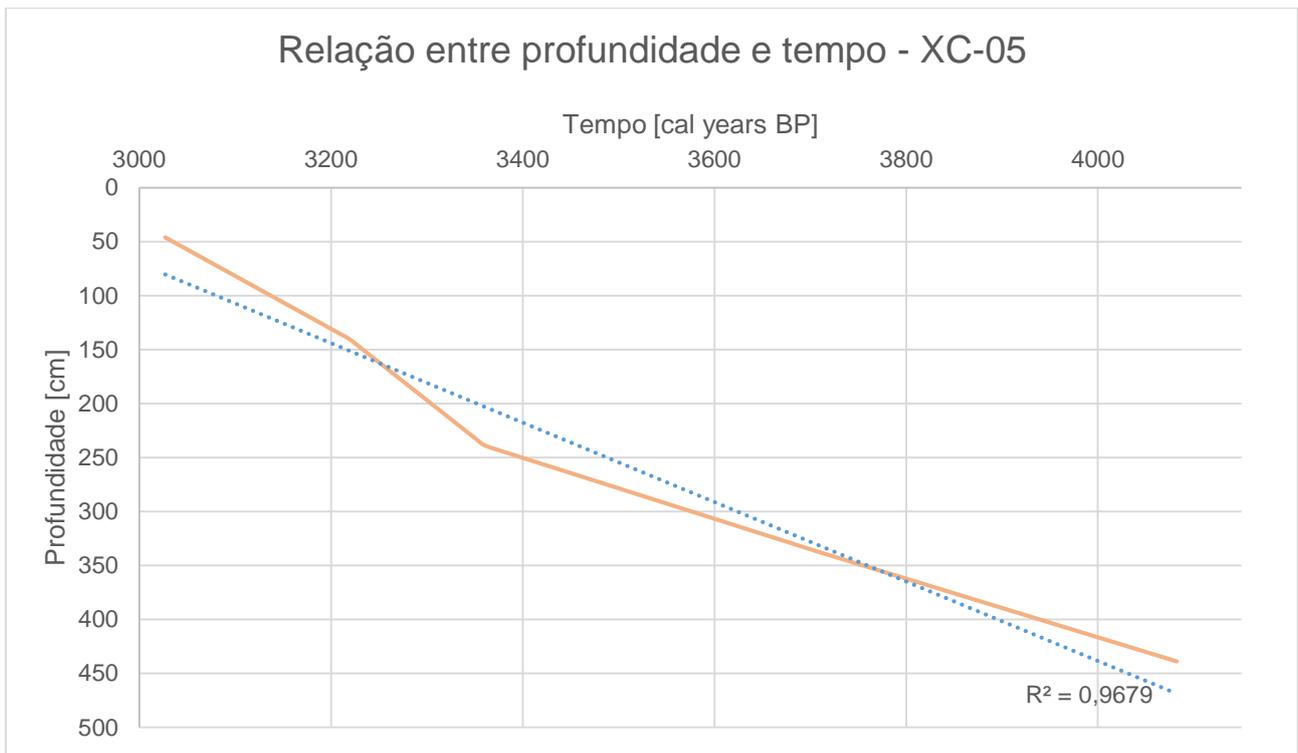


Figura 11. Modelo de idades para o testemunho XC-05

O modelo de idades para os dados isotópicos da estalagmite estudada neste trabalho apresenta um crescimento rápido e constante (Wang et al., 2017). A estalagmite com 44,7 cm de comprimento apresenta 15 datações e registra cerca de 0,111 mm/ano. Os resultados para estatística também indicam uma relação praticamente linear e o coeficiente de determinação R^2 é de 0,9942 (Figura 12).

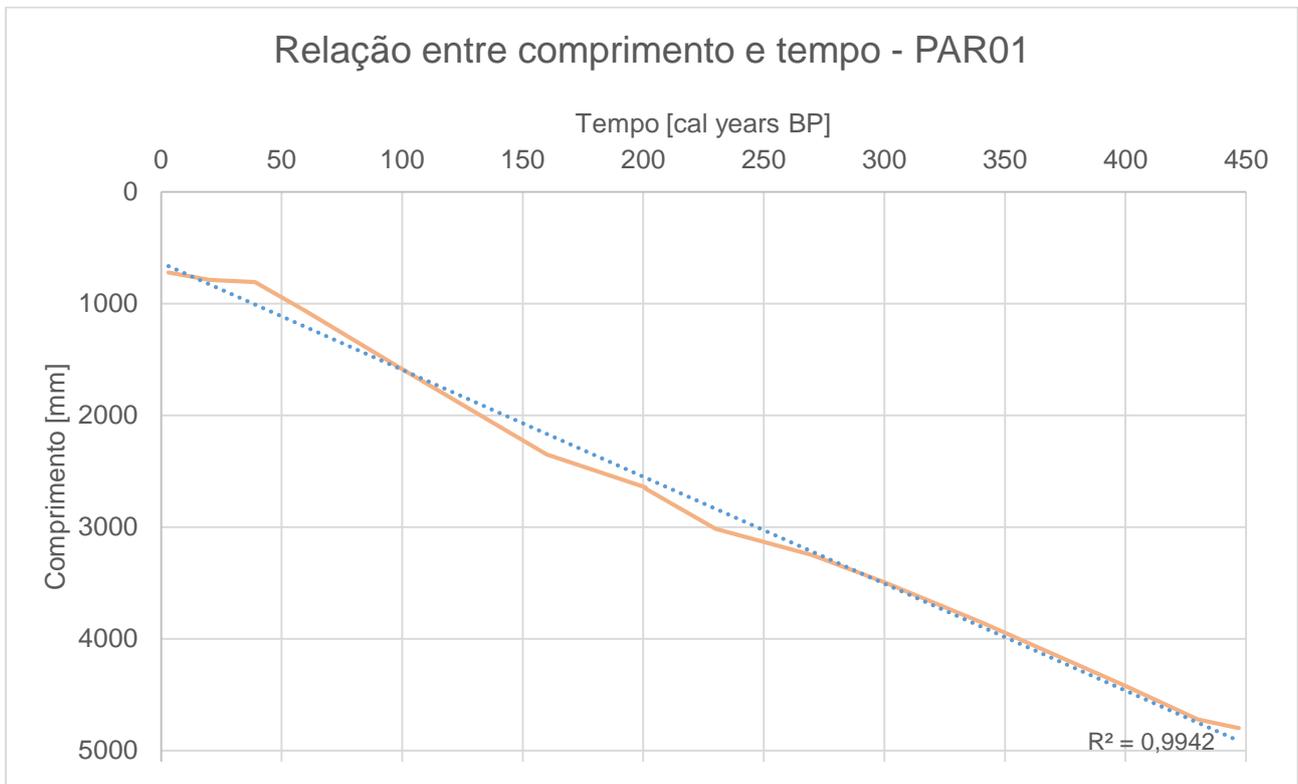


Figura 12. Gráfico da distribuição de idade em função do tempo para estalagmite PAR01

6.2. Análise de ondaletas para séries desigualmente espaçadas

Os resultados de análise de ondaletas para séries desigualmente espaçadas (amostragem não uniforme) indicam periodicidade de alguns ciclos de forma mais ampla e qualitativa. Neste caso, elas podem indicar ciclos, mas sem apresentar a confiabilidade estatística pelo método em que foi amostrado e ainda funciona para todos os dados de entrada. Para interpretação dos valores mais significativos, os resultados da análise por ondaletas foram transportados para o software Origin Pro 8.1, onde foi possível localizar os picos de maior potência e estimar as frequências mais importantes. Os resultados dos picos de maior potência estão presentes no Apêndice A, juntamente com os gráficos de análise por intervalo de tempo que facilitam a visualização desses picos com mais detalhes.

A Figura 13 mostra a análise de ondaletas para os dados de suscetibilidade magnética. As maiores potências estão nos períodos aproximados de 180, 86, 70, 45, 30, 25, 21, 16, 12 e 11 anos. Fora do cone, outro pico está na idade de 500 anos. Os ciclos 500, 180, 70 e 45 anos são os mais contínuos dentro do intervalo temporal. Alguns períodos, como 30, 21, 16, 12 e 11 anos possuem baixas potências, porém possuem uma distribuição contínua, mesmo que as potências sejam pouco representativas, ainda acumula vários picos.

Outros períodos mais significativos possuem intervalos de predominância específicos. Para 80 anos ele é restrito entre 3030 e 3500 AP, enquanto de 70 anos 3500 e 3800 AP. O período de 45 apesar de contínuo, é mais atuante nos intervalos 3030-3400 e 3650-3925AP (Figura 13).

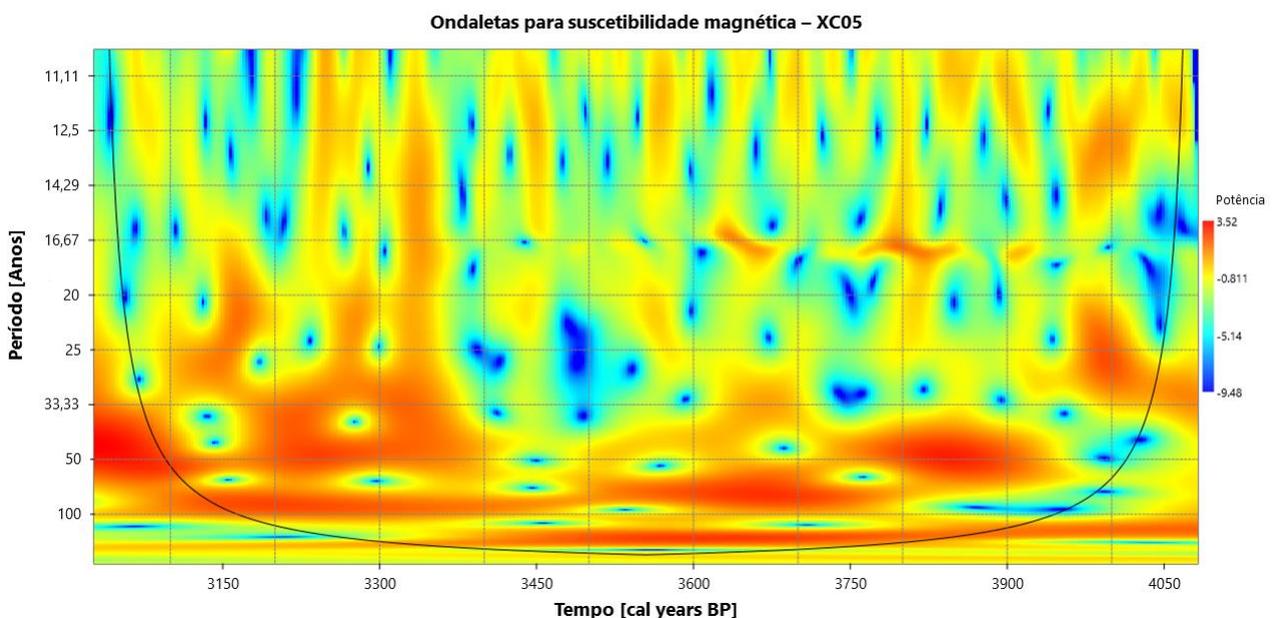


Figura 13. Espectro da transformada de ondaletas para dados de suscetibilidade magnética no testemunho XC05.

A análise de ondaletas para a razão isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 14) indica que as maiores potências estão concentradas nos períodos aproximados de 210, 140, 80, 60, 30, 25, 22, 16 e 11 anos. Fora do cone de influência, apenas o pico de 500 anos está presente com o maior valor de potência. Em relação ao tempo, os períodos próximos a 500 anos são os mais contínuos e atuantes no intervalo de tempo, entretanto os ciclos de 210 e 140 também se apresentam contínuos, principalmente entre 3150-3750 e 3900-4080 AP. Novamente, ciclos de 30, 25, 22, 16 e 11 possuem potência baixas, mas são contínuos e estão presentes em todo o intervalo de tempo, exceto que no intervalo de 3800-3900 AP o período de 30 anos atinge um máximo. Outros valores significantes não se apresentam contínuos no intervalo de tempo analisado. O período de 80 anos é mais contínuo entre 3150-3450, 3600-3750 e 3900-4080 AP, enquanto o de 60 anos entre 3030-3150, 3350-3600 e 3800-3950 AP (Figura 14).

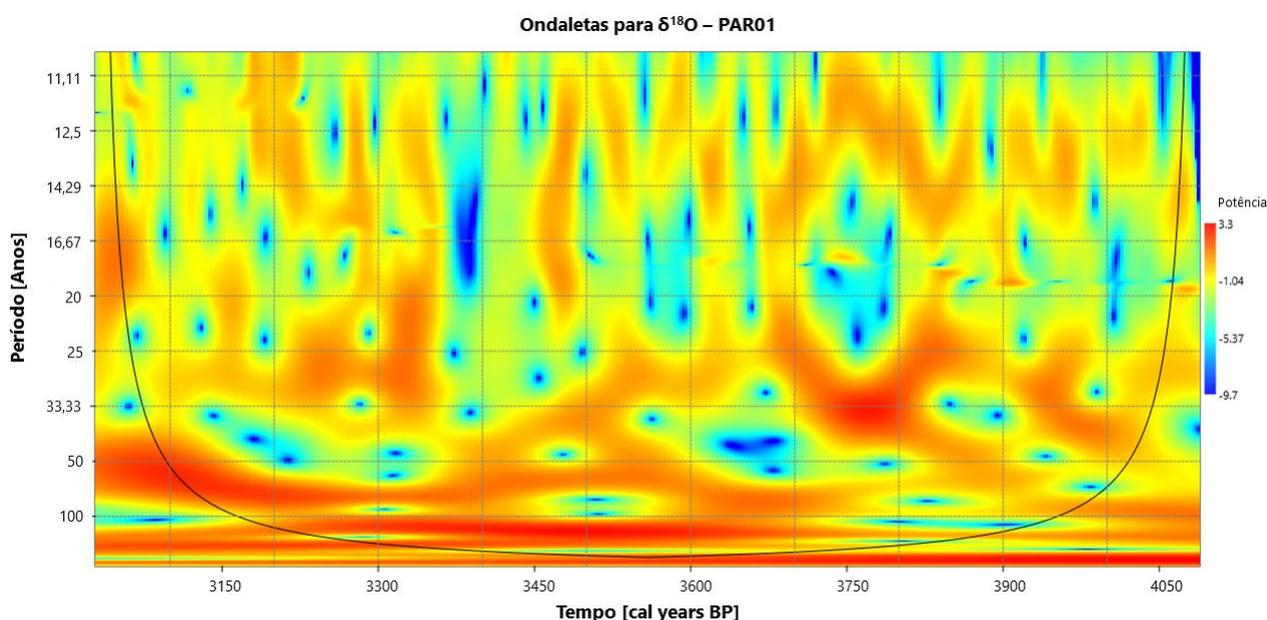


Figura 14. Espectro da transformada de ondaletas para dados de $\delta^{18}\text{O}$ para o espeleotema PAR01.

Os resultados da análise de ondaletas para a razão isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 15) indicam que as maiores potências são correspondentes aos períodos de 130, 85, 65, 55, 40, 30, 25, 22, 16 e 11 anos. Fora do cone de influência, os picos de potências são dos períodos de 1060 e 425 anos, além de serem as maiores potências registradas. As potências mais contínuas dentro do intervalo de tempo são também dos períodos de 1060 e 425 anos. O período de 130 anos é contínuo entre 3030 e 3750 AP, que aparentemente muda no espectro para ser contínuo de 200 anos entre 3750 e 4080 AP, apesar de não ser detectado nenhum pico para esse período. Semelhante aos espectros anteriores, os períodos de 30, 25, 22, 16 e 11 anos não são perfeitamente contínuos, mas possuem diversos picos distribuídos ao longo de todo o período analisado. Outros picos localizados, 85, 65, 55, 40 anos não possuem distribuição uniformes. O período de 85 anos está mais concentrado entre 3900 e 4080 AP, o de 65 anos entre 3300 e 3800 AP, o de 55 e 40 anos entre os períodos de 3200-3400 AP e 3650-3950 AP.

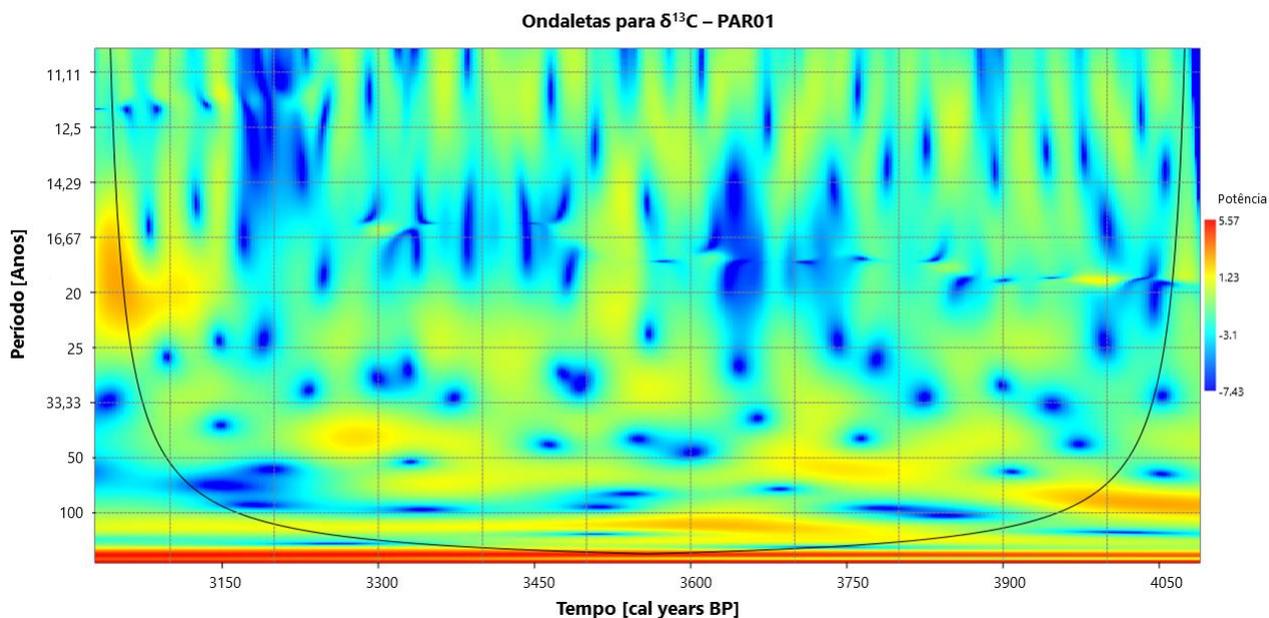


Figura 15. Espectro da transformada de ondaletas para dados de $\delta^{13}\text{C}$ para o espeleotema PAR01.

A análise de ondaletas para a série histórica de vazão do Rio Xingu indica que as maiores potências são para os períodos de 4, 2 e 1 ano (Figura 16). Fora do cone de influência, apenas o período de 11 anos foi encontrado. Neste caso, o ciclo de 1 ano é contínuo em todo o intervalo analisado, assim como o de 12 anos que possui um único pico de potência próximo a 1999. O período de 2 anos também é contínuo, porém é dividido em vários picos de baixa potência. O período de 4 anos possui maior potência entre os intervalos de 1976 a 1988 e de 1998 a 2005.

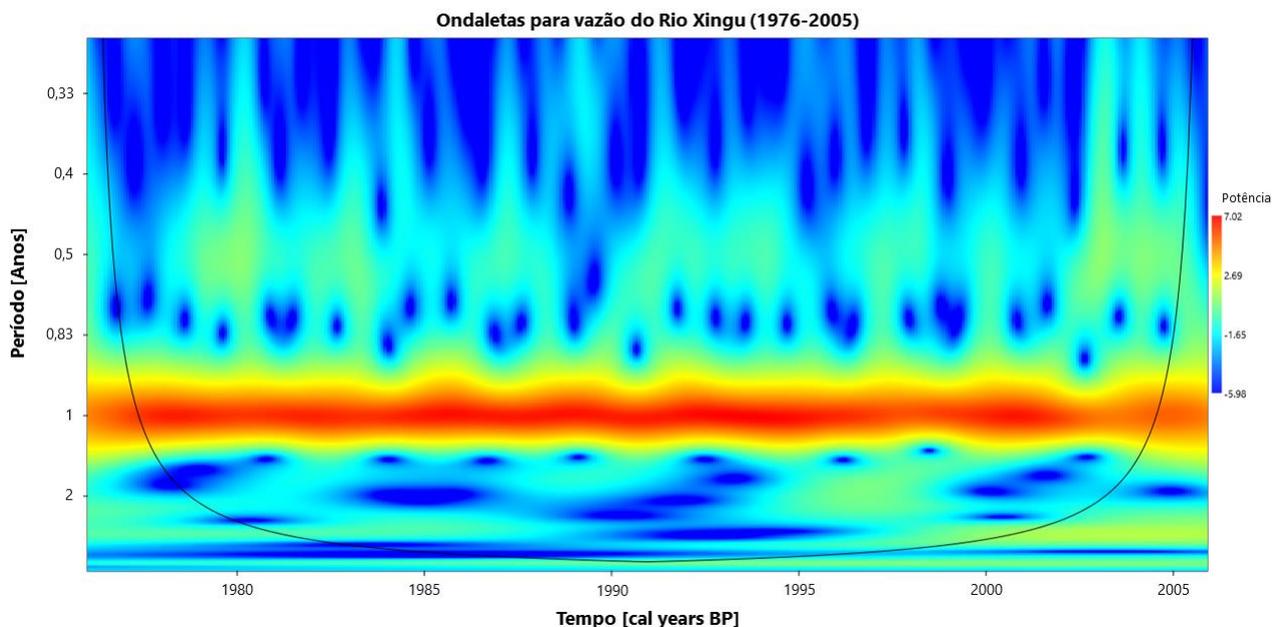


Figura 16. Espectro da transformada de ondaletas para dados da série histórica de vazão do Rio Xingu.

Alguns ciclos periódicos importantes parecem ser comuns entre a suscetibilidade magnética e $\delta^{18}\text{O}$ são os de, aproximadamente, 480, 75, 35, 26, 22, 16, 12 e 11 anos. Entre suscetibilidade e $\delta^{13}\text{C}$ são os de, aproximadamente, 85, 40, 35, 26, 21, 16, 12 e 11 anos. Entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, são os de 60, 35, 30, 26, 22, 17, 12 e 11 anos. Os ciclos entre suscetibilidade magnética, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ são os seguintes: 35, 26, 22, 17, 12 e 11 anos. Ademais, os ciclos atuais de vazão indicam uma relação com o ciclo de 12 anos entre as três anteriores, mas há a influência de outro de 4 anos também significativo que não presente em nenhuma das outras séries, além do ciclo de 1 ano que é nitidamente o mais importante.

Adicionalmente, um comportamento observado em todos os resultados de ondaletas de suscetibilidade magnética e dos dados de razão isotópica é que períodos maiores (superiores a 70 anos) tendem a ter um espectro contínuo no intervalo de tempo e potências elevadas. Períodos intermediários (entre 60 e 30 anos) são mais concentrados em intervalos específicos e menos contínuos. Além disso, potências baixas são características nos períodos menores, porém possui vários picos regularmente espaçados e distribuídos ao longo do intervalo de tempo.

6.3. Análise de ondaletas cruzadas

Os resultados das análises de ondaletas cruzadas indicam são semelhantes à transformada de ondaletas. Porém, elas são normalizadas para indicar as relações e similaridades de duas séries temporais juntamente com a fase entre as ambas (Grinsted et al., 2004). Este algoritmo, diferentemente da análise de ondaletas para séries desigualmente espaçadas, são apresentadas curvas de significância de $p = 0,05$. Os períodos de maior potência no espectro foram estimados visualmente por interpolação e normalizados em escala exponencial no eixo y por potências de 2.

Os resultados de análise por ondaletas cruzadas entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ indicam os períodos com maior potência 130, 60, 45 e 30 anos (Figura 17). Além disso, são fornecidos os vetores em fase ou levemente em defasagem entre 3080 e 3700 AP. A partir de 3700 AP, períodos acima 60 anos tendem a estar em anti-fase.

As análises de ondaletas cruzadas entre suscetibilidade magnética e $\delta^{13}\text{C}$ mostram que os maiores picos estão nos períodos de 160, 55, 50, 45 e 22 anos (Figura 18). Os períodos de 130 até 256 anos estão em fase em todo o período analisado, enquanto próximo ao pico de 45 anos as ondaletas estão em fase com leve defasagem e entre 50 e 55 anos estão em anti-fase. O período de 22 anos tem antifase predominante.

Os resultados das análises de ondaletas cruzadas entre suscetibilidade magnética e $\delta^{18}\text{O}$ indicam que os maiores picos estão nos períodos de 150, 75, 70, 30 e 25 anos (Figura 19). Entre 128 e 150 anos, as ondaletas estão em fase a partir do intervalo de 3500 a 3800 AP; próximo aos picos de 75 e 70 anos, as ondaletas estão em fase com defasagem dentro do limite de 95%, os de 30 anos tendem a antifase e os de 25 a fase com alta defasagem apenas próximo ao pico.

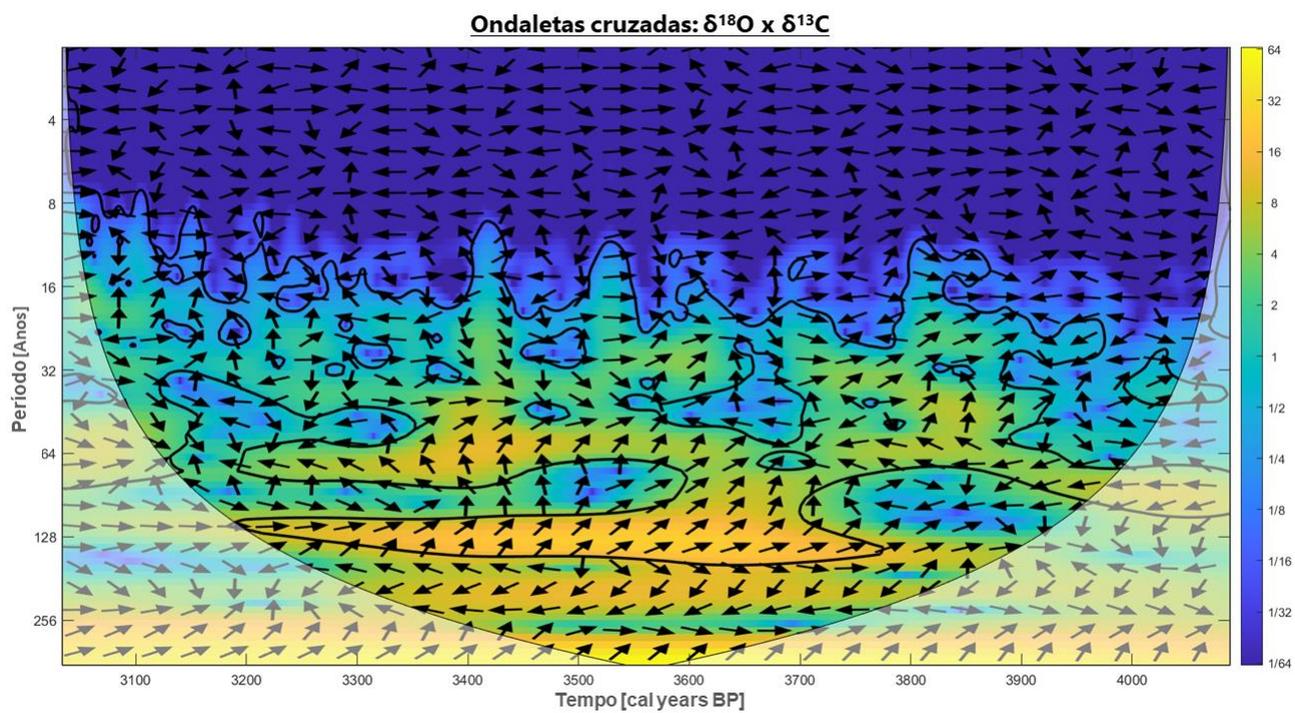


Figura 17. Espectro de ondaletas cruzadas entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$.

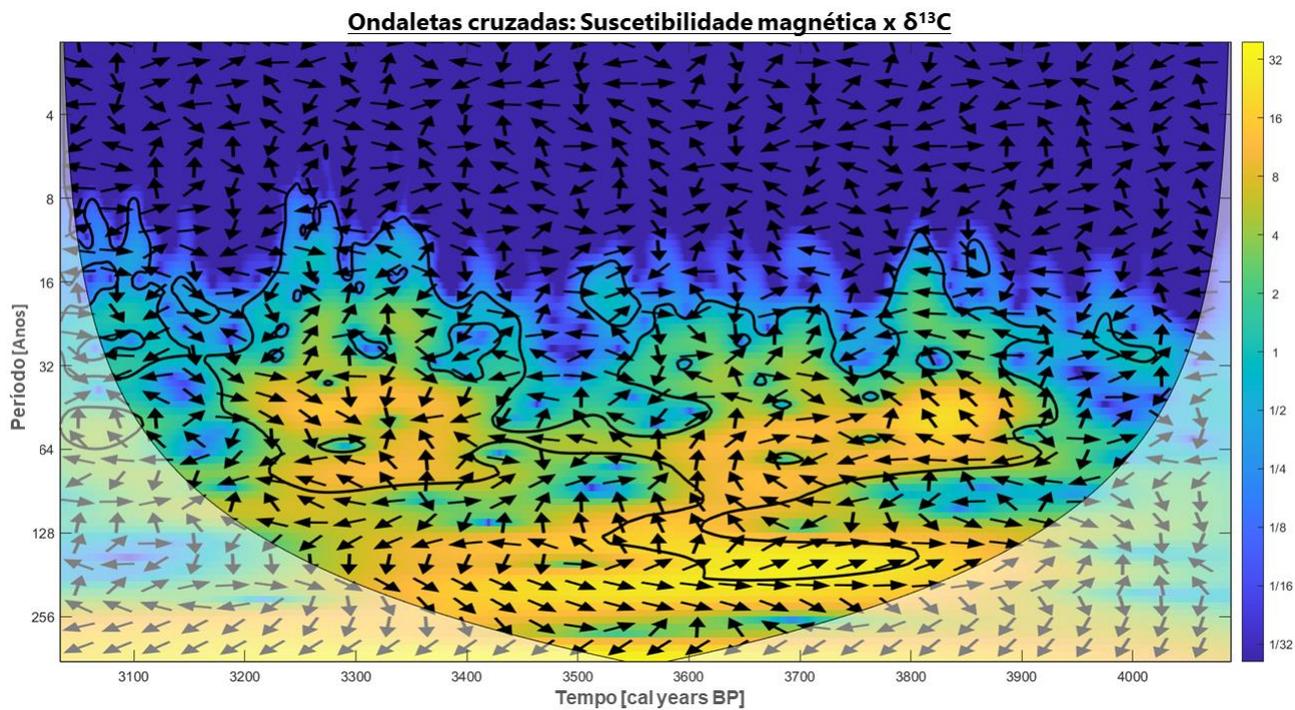


Figura 18. Espectro de ondaletas cruzadas entre os dados de de suscetibilidade magnética e $\delta^{13}\text{C}$.

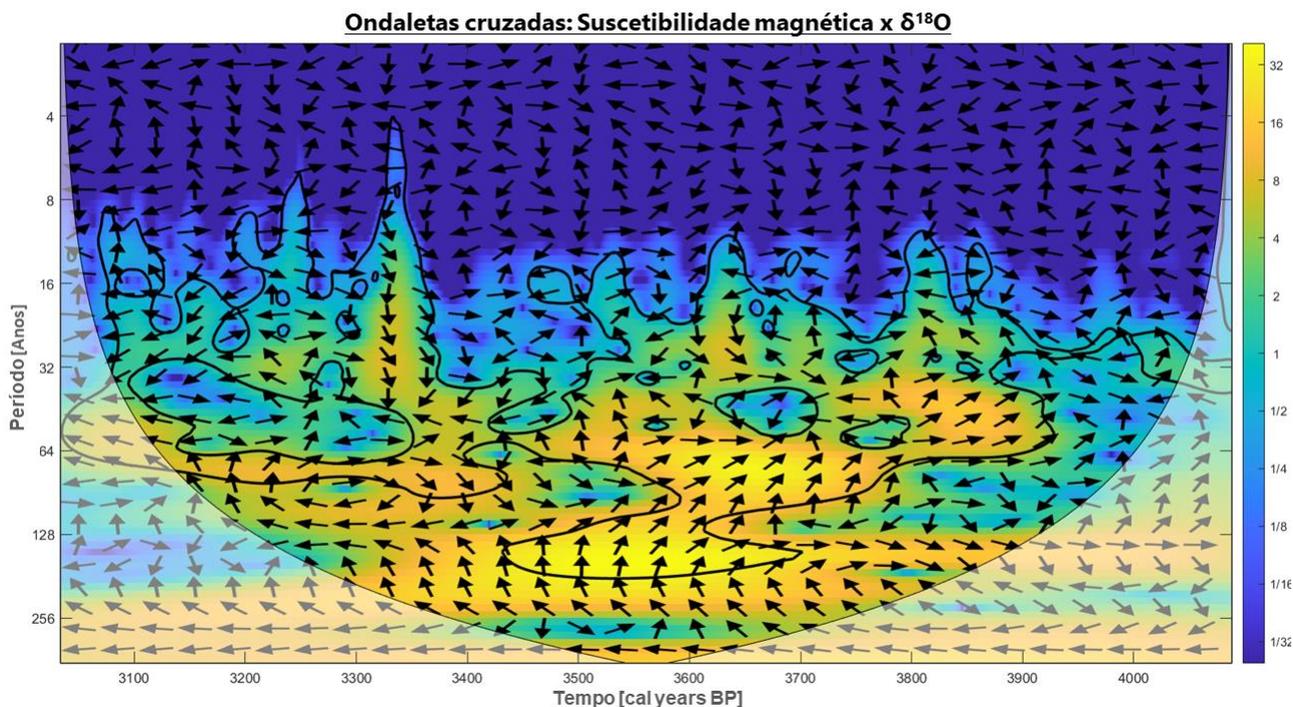


Figura 19. Espectro de ondaletas cruzadas entre os dados de suscetibilidade magnética e $\delta^{18}\text{O}$.

6.4. Análise de transformada de ondaletas de coerência

Os resultados das ondaletas de coerência são, graficamente, semelhantes a transformada de ondaletas cruzadas. Porém, os resultados são suavizados para indicar o quanto duas séries temporais possuem coerência em função do tempo e da escala observada. O algoritmo também reproduz as curvas de significância para $p = 0,05$. Igualmente aos gráficos de ondaletas cruzadas, os resultados de ondaletas de coerência acompanham de maior potência no espectro e vetores de fase.

A Figura 20 mostra os resultados de ondaletas de coerência entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. Os picos de potência são observados em 110, 23, 10 e 4 anos. Próximo a 110 anos, as ondaletas estão em fase com defasagem, enquanto para 23 e 10 anos a maioria dos vetores estão próximos à defasagem quase nula. Para as regiões de 4 anos, os vetores se intercalam entre fase ou antifase, com o predomínio de vetores em fase.

A análise de ondaletas de coerência entre os dados de suscetibilidade magnética e $\delta^{13}\text{C}$ indicam picos de maior potência para os períodos de 40, 25, 16, 12, 6 e 4 anos (Figura 21). Nos períodos de 40, 25 e 16 anos, a maioria dos vetores indicam antifase, principalmente após 3600 AP. Para os períodos de 12, 6 e 4 anos menos vetores são observados, porém a maioria indica antifase. Uma área em específico possui uma potência média e vários vetores em fase próximo ao período de 160 anos (Figura 21).

Os resultados de análise de ondaletas de coerência entre os dados de suscetibilidade magnética e $\delta^{18}\text{O}$ indicam picos de maior potência para os períodos de 200, 80, 50, 41, 25, 15, 13, 6 e

4 anos (Figura 22). Os vetores indicam que para 200 anos, as ondaletas estão em defasagem próxima a 90° o que indica os limites entre fase e antifase. Para os picos nos períodos de 80 e 50 anos, os vetores estão em fase com leve defasagem. Os picos de 41 e 25 anos podem apresentar vetores em situação semelhante ao de 200 anos, mas outros vetores em diferentes intervalos de tempo indicam a predominância da antifase.

Um detalhe importante a salientar aqui é que pela primeira vez as ondaletas indicam alguns resultados significativos abaixo do período de 11 anos. Apesar dos resultados nas ondaletas de coerência serem mais restritivos do que as ondaletas cruzadas, por não considerarem as relações de variabilidade, a influência de períodos como 6 e 4 anos não foram mostrados em outros resultados.

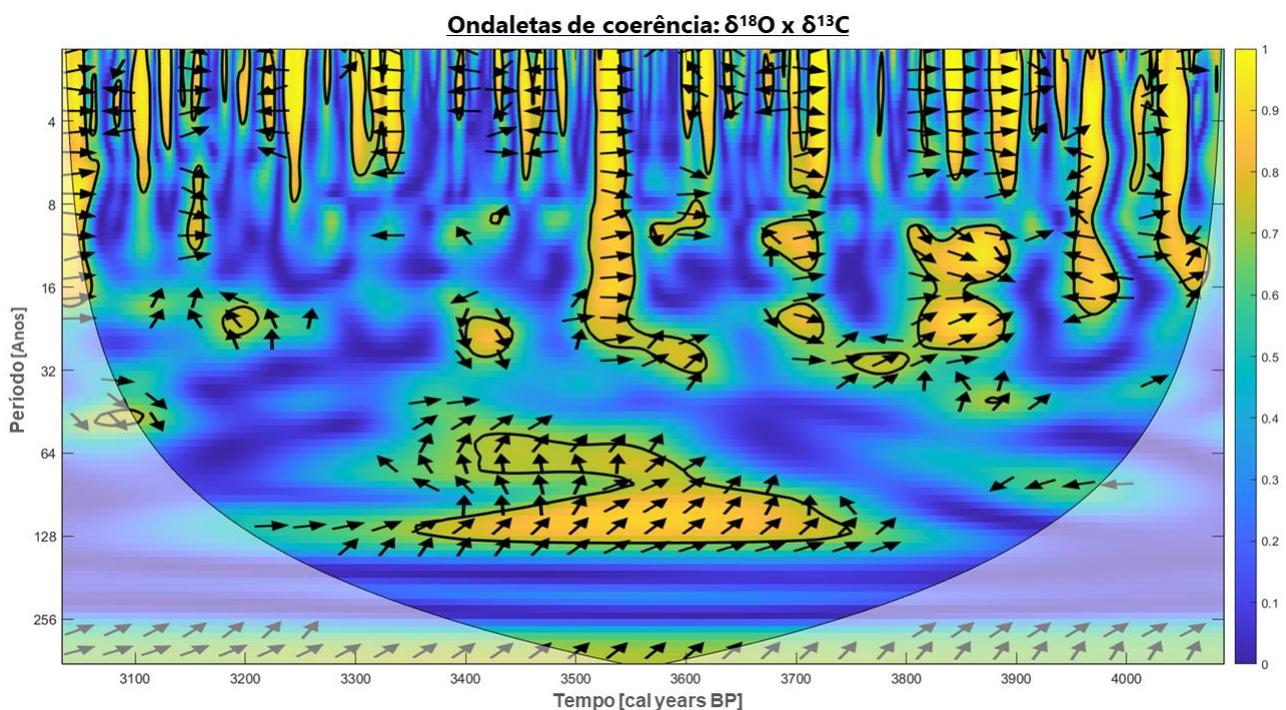


Figura 20. Espectro de ondaletas de coerência entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$.

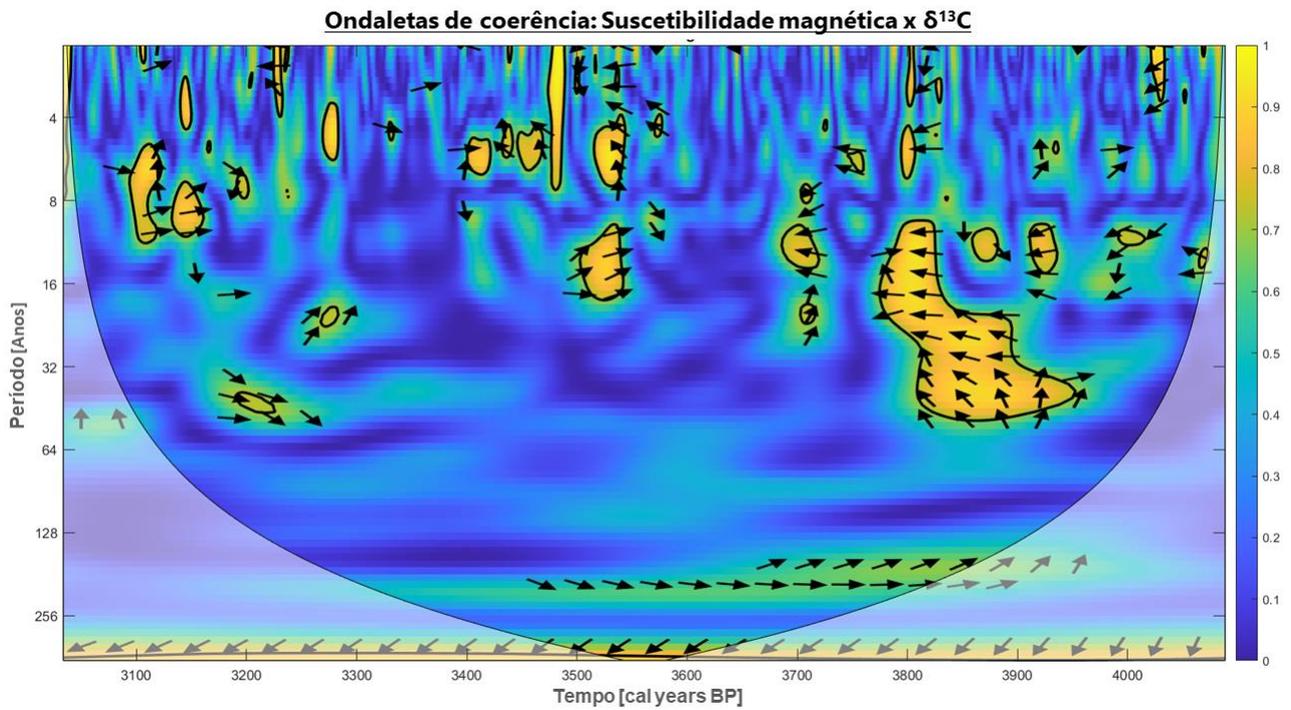


Figura 21. Espectro de ondaletas de coerência entre os dados de suscetibilidade magnética e $\delta^{13}\text{C}$.

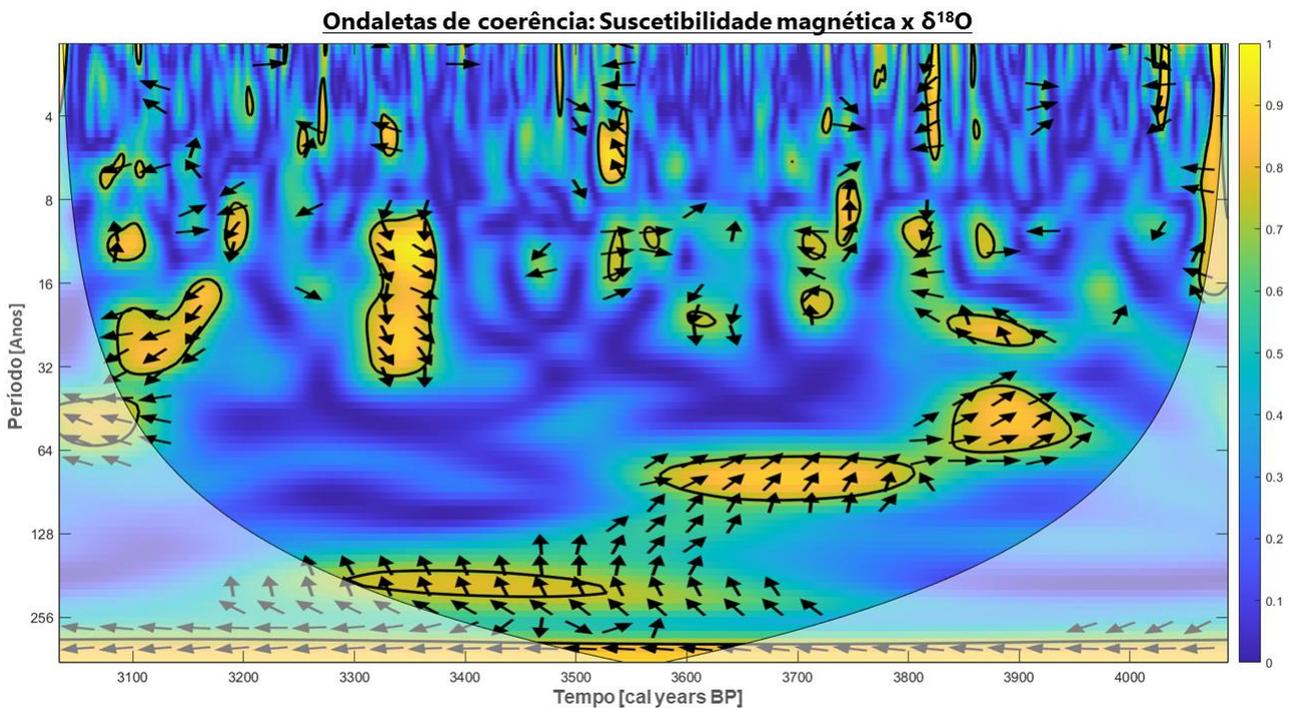


Figura 22. Espectro de ondaletas de coerência entre os dados de de suscetibilidade magnética e $\delta^{18}\text{O}$.

6.5. Peridograma de Lomb

Os resultados dos periodogramas de Lomb apresentam graficamente picos de potência que representam a importância que os períodos têm dentro de uma série temporal. Dentro destes períodos, os níveis de significância para o valor-p são de 0,05 e 0,01 e indicam o limite para quais os resultados são considerados verdadeiros e, abaixo deles, o sinal não é significativo. Quando os picos não

ultrapassam esses limites são considerados ruído branco. O algoritmo não foi aplicado para os dados de vazão, pois eles resultaram apenas em um valor significativo de um ciclo único de 1 ano. Os periodogramas estão apresentados abaixo nas Figuras 23, 24 e 25.

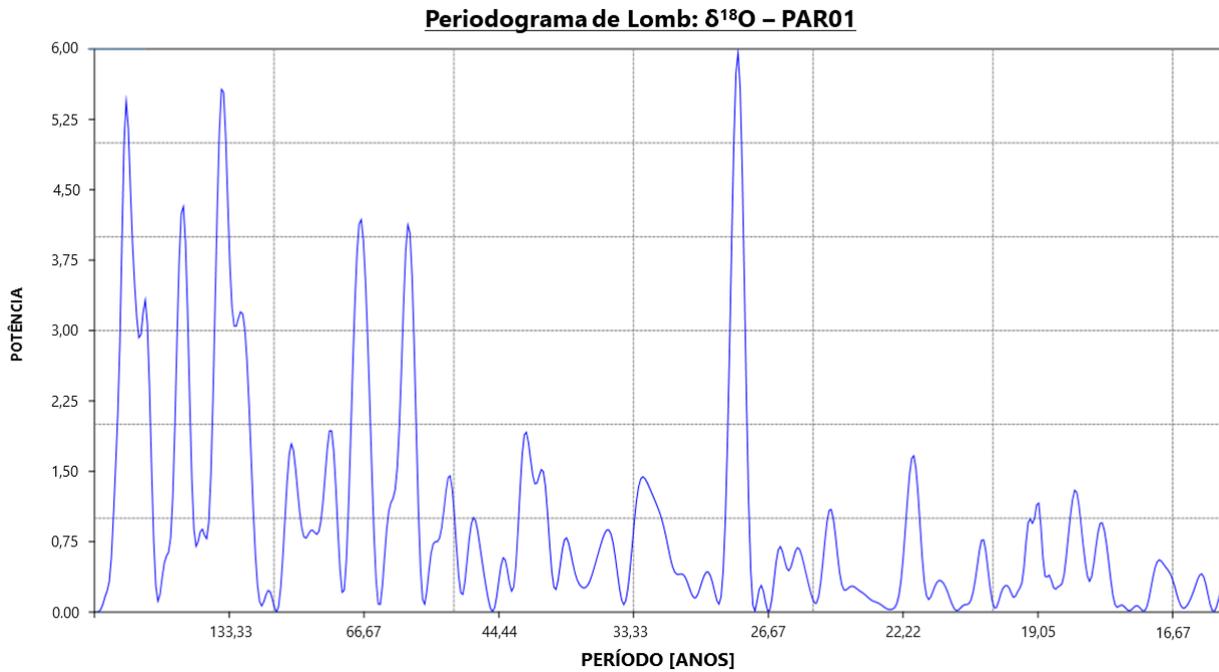


Figura 23. Peridograma de Lomb para série temporal de $\delta^{18}\text{O}$.

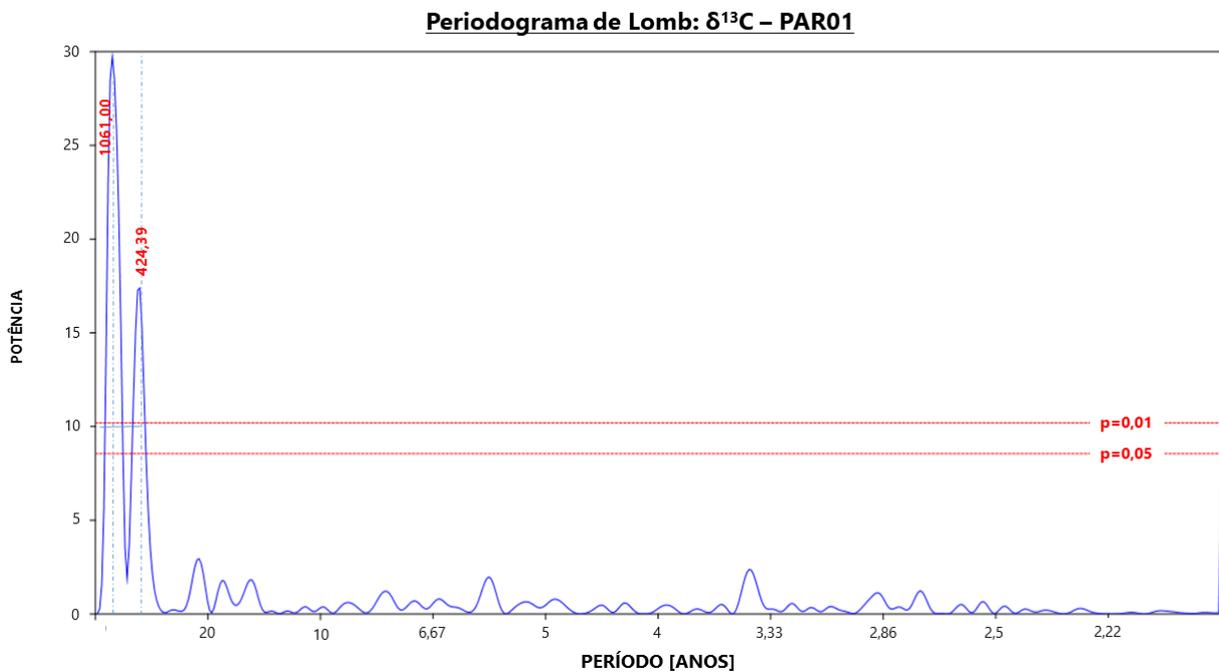


Figura 24. Peridograma de Lomb para série temporal de $\delta^{13}\text{C}$.

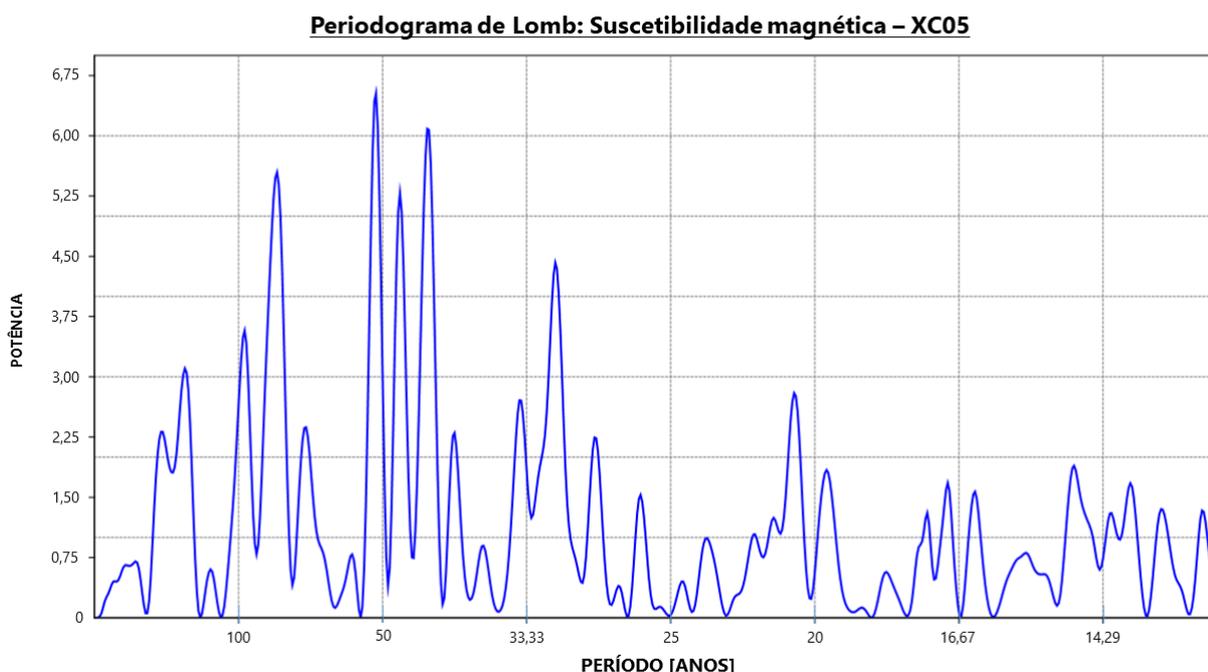


Figura 25. Peridograma de Lomb para série temporal de suscetibilidade magnética.

As séries temporais de suscetibilidade magnética e de isotopia $\delta^{18}\text{O}$ não apresentaram valores significativos, sendo, portanto, sinais compostos apenas de ruído branco abaixo da confiabilidade de 95% (Figuras 23 e 25). Por outro lado, a série temporal dos dados de $\delta^{13}\text{C}$ apresentou os períodos de 1061 e 425 anos como mais significativos, ultrapassando a confiabilidade de 99%. Isso ocorre porque o periodograma de Lomb funciona melhor em dados que tem alta variabilidade e periodicidades mais óbvias (Ma e Vaquero, 2020).

6.6. Análise REDIFT

A análise do REDFIT é semelhante ao periodograma de Lomb, porém, seus resultados indicam valores significativos dentro da proposta do AR(1), que é o ruído vermelho teórico. Acima do limite de 95% de confiabilidade, o resultado será considerado significativo e próximo a 80 e 90% marginalmente significativos. Acima do valor falso-crítico, o pico de potência é interpretado como um ciclo não formado pelo processo de ruído vermelho e deve ser considerado significativo (Schulz e Mudelsee, 2002). Os valores destacados estão dentro dos padrões considerados para análise e com as respectivas frequências convertidas em períodos para facilitar a interpretação (Figuras 26, 27 e 28).

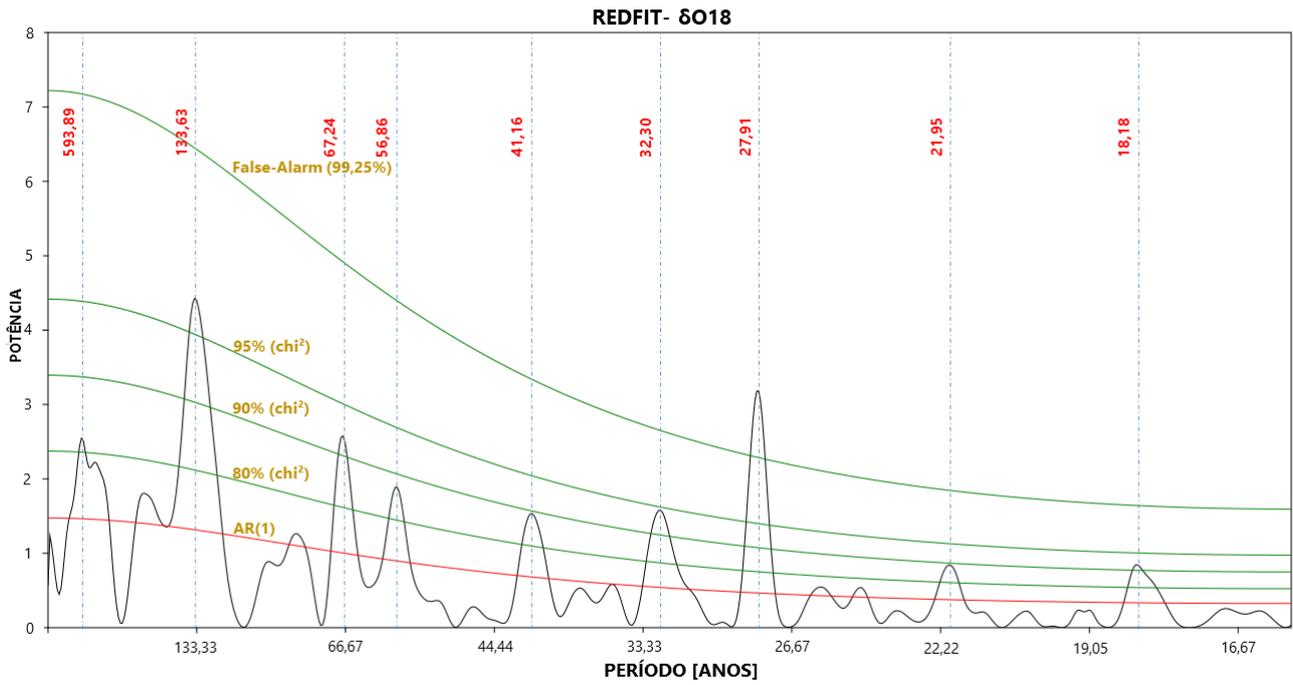


Figura 26. Espectro REDFIT para série temporal de δ¹⁸O.

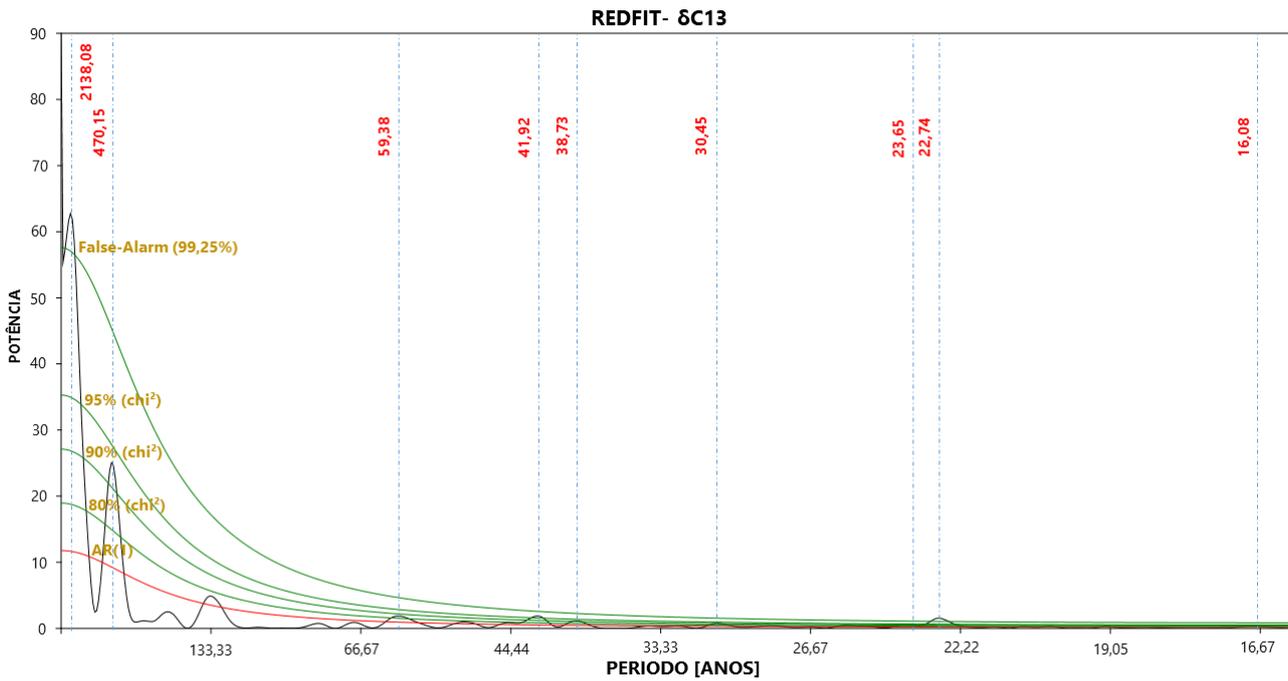


Figura 27. Espectro REDFIT para série temporal de δ¹³C.

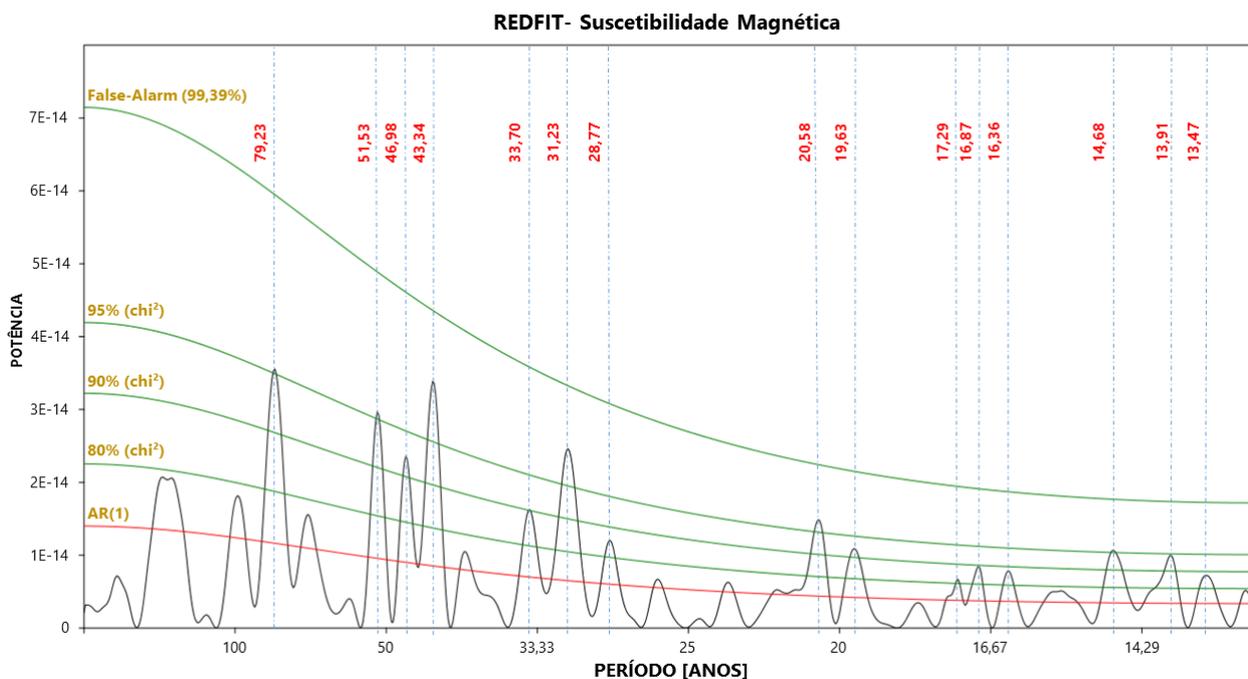


Figura 28. Espectro REDFIT para suscetibilidade magnética.

Os resultados da análise REDFIT indicam poucos ciclos que rejeitam a hipótese do ajuste a curva teórica de ruído vermelho. Os períodos de ~ 28 anos para a série de $\delta^{18}\text{O}$ e ~ 2100 e 23 anos para a série de $\delta^{13}\text{C}$ foram observados nos espectros. No espectro da suscetibilidade magnética todos os valores significativos não superaram o limite de falso-alarme. Apenas quatro resultados indicaram ciclos milenais e centenais de ~ 600 e 133 anos para $\delta^{18}\text{O}$ e de ~ 400 e 2100 anos. Outros ciclos são decadais, sendo que os valores de ~ 40, 30, 22, 17 anos foram encontrados nas três séries temporais. Os períodos ajustados por análise REDFIT são concordantes com dados obtidos com os diferentes módulos de ondaletas. Algumas periodicidades decadais foram encontrados exclusivamente em apenas uma série temporal: ~ 80, 50 e 45 anos na série de suscetibilidade magnética, ~ 70 e 55 anos para a série de $\delta^{18}\text{O}$ e ~ 60 anos para a série de $\delta^{13}\text{C}$.

7. DISCUSSÃO

7.1. Ciclos paleoclimáticos e suas implicações

A análise dos ciclos paleoclimático poderão ser realizadas, pois os resultados encontrados para suscetibilidade magnética pelo conjunto robusto de técnicas são próximos dos encontrados para $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. Portanto, a proxy magnética deve ter sensibilidade as forçantes climáticas.

Assim, a partir dos resultados encontrados para as análises de ondaletas, periodograma e REDFIT, os períodos destacados serão relacionados a ciclos climáticos conhecidos na literatura. A Tabela 3, apresenta alguns possíveis ciclos e os respectivos intervalos de duração média esperados

(Oliveira et al., 2017). Essa classificação será feita levando em conta que os ciclos são todos quase-periódicos, ou seja, eles não possuem períodos exatos e as vezes são mais adiantados ou atrasados em determinados momentos. Assim, podem estar contidos em intervalos de tempo que se estendem alguns anos antes e depois.

Tabela 3. Síntese dos ciclos climáticos conhecidos e suas durações média. Fonte: Oliveira et al. (2017)

Ciclo	Período (anos)
Oscilação Quase-Bienal (OQB)	2 a 2,5
Oscilação “El Niño – Oscilação Sul (ENOS)”	2 a 7
Ciclo de Schwabe	11
Ciclo de Saros	18,1
Ciclo nodal lunar (ou Ciclo Draconiano)	18,6
Ciclo de Hale	22
Ciclo de Brückner	35
Oscilação Interdecadal do Pacífico (OIP)	15 a 30
Oscilação do Atlântico Norte (OAN)	25 a 35
Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)	50 a 70
Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA)	50 a 90
Ciclo inferior de Gleissberg	88
Ciclo superior de Gleissberg	120
Ciclo de Jose	179
Ciclo de Suess (ou Ciclo de De Vries)	208
Ciclo de 500 anos	500
Ciclo de Eddy	1.000
Eventos de Dansgaard-Oeschger	1.500
Eventos de Bond	1.500
Ciclo de Hallstatt	2.300

O primeiro ciclo identificável é o de 1 ano na transformada de ondaletas para os dados de vazão (Figura 16). Este período claramente corresponde o ciclo anual de cheia, o qual inicia durante os meses de setembro e outubro, atinge o máximo de vazão nos meses de março até a vazão mínima, geralmente em agosto. Igualmente, o período identificado de 2 anos é um harmônico do ciclo anual de cheias, decorrente da junção de dois ciclos seguidos formando um único com metade da frequência original.

O ciclo de El Niño – Oscilação Sul (ENOS), que possui alguma correspondência com os períodos encontrados em ondaletas no monitoramento de vazão do Rio Xingu com valores próximos a 4 anos, além das ondaletas de coerência entre todos os dados de suscetibilidade magnética, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, com idades entre 4 e 6 anos.

O ciclo de Schwabe é um dos mais frequentes encontrados entre as diferentes técnicas de análise espectral. Os períodos próximos a 11 e 14 anos são encontrados na transformada de ondaletas, ondaletas de coerência e REDFIT para os dados de suscetibilidade magnética, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, além das ondaletas dos dados de vazão (Figura 16).

Os ciclos de Saros e nodal lunar têm períodos semelhantes de 18 anos e podem estar relacionados aos valores entre 15 e 19 anos encontrados nas transformadas de ondaletas, ondaletas de coerência para suscetibilidade e $\delta^{18}\text{O}$ ou $\delta^{13}\text{C}$ e REDFIT.

O ciclo de Hale é o mais predominante entre os resultados encontrados nos dados de suscetibilidade magnética, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. Com valores entre 20 e 24 anos, está presente nas transformadas de ondaletas, ondaletas cruzadas e de coerência e REDFIT.

O ciclo de oscilação do Atlântico Norte pode estar associado às idades de 25 a 30 anos encontradas na transformada de ondaletas, ondaletas cruzadas e de coerência e REDFIT de suscetibilidade magnética, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. O período pode estar também relacionado a oscilação interdecadal do Pacífico (OIP), mas ela não será considerada, pois essa se associa a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP).

O ciclo de Brukner pode estar associado aos períodos de 30 a 45 anos e os valores estão presentes na transformada de ondaletas, ondaletas cruzadas e de coerência e REDFIT.

O ciclo de Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) pode ser associado aos períodos de 50 a 60 anos, períodos que foram constatados em todas as transformadas de ondaletas e REDFIT de suscetibilidade magnética e $\delta^{18}\text{O}$.

O ciclo de Oscilação Multidecadal do Atlântico pode ser classificado nos períodos de 60 a 85 anos, encontrados na transformada de ondaletas de suscetibilidade magnética, nas ondaletas cruzadas e de coerência de suscetibilidade magnética e $\delta^{18}\text{O}$ e REDFIT de suscetibilidade e $\delta^{18}\text{O}$.

O Ciclo Inferior de Gleissberg pode estar relacionado aos períodos encontrados entre 85 e 90 anos, que estão presentes apenas na transformada de ondaletas de suscetibilidade magnética e $\delta^{13}\text{C}$.

Por fim, o Ciclo de 500 anos é único encontrado exclusivamente na transformada de ondaletas para suscetibilidade magnética e $\delta^{18}\text{O}$, identificado em idades de aproximadamente 485 anos.

Outros ciclos identificados na suscetibilidade magnética, mas que não foram reconhecidos em conjunto com as análises das razões isotópicas dos espeleotemas, não foram considerados, isso porque esses ciclos são considerados parâmetros seguros para comparação entre as diferentes técnicas ou são harmônicos de outros ciclos.

7.2. Caracterização dos ciclos e suas influências no paleoclima do Leste Amazônico

O ciclo de El Niño – Oscilação do Sul é um fenômeno resultante da interação entre a temperatura da superfície oceânica do Pacífico central e a atmosfera (Cai et al., 2020). A depender de como varia as anomalias dessa temperatura em relação à média, mais quente El Niño e mais frio La Niña, ocorrem mudanças na termodinâmica das células de circulação da atmosfera, tendendo a convecção organizada em regiões mais quentes da superfície oceânica alterando os padrões de

circulação de ventos, precipitação e temperatura global (Neelin et al., 1998). Segundo Latif e Keenlyside (2009), devido a força dos ventos alísios, a movimentação das massas de água sobre a superfície, que atinge até 20cm de leste a oeste, muda a estratigrafia térmica oceânica, deslocando a termoclina verticalmente e permitindo a ascensão da água fria (Figura 29).

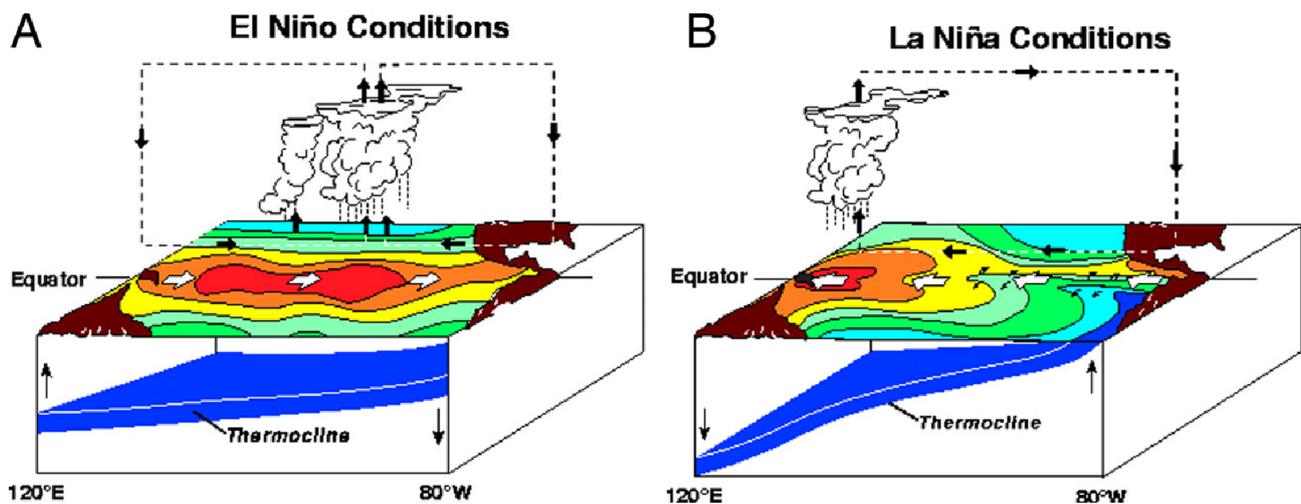


Figura 29. Esquema das condições atmosféricas em dois extremos: El Niño (A) com a bipartição das células convectivas devido ao aquecimento anômalo no Pacífico Central; La Niña (B) em que os ventos alísios mais fortes transferem a água mais quente para oeste facilitando a ascensão de águas frias profundas. Fonte: Latif e Kennlyside (2009).

Com relação ao ENOS durante o Holoceno, Moy et al. (2002) indicam que houve um aumento gradual desde do fim do Último Glacial até a atualidade da participação do fenômeno na variabilidade climática, sendo ele mais fraco inicialmente e mais significativo após 7.000 anos (Figura 30), algo frequente encontrado na análise paleoclimática em diversas proxies.

Apaéstegui (2016) indica que o fim do incremento do gradiente de temperatura zonal do Pacífico causou a diminuição do evento com no fim do Holoceno médio em 4000 AP, porém, é no Holoceno tardio que o ENOS se intensifica, quando adentra no seu período moderno. Isso significa que os eventos do ENOS encontrados nas análises espectrais deste trabalho são correspondentes aos eventos recentes, uma vez que o período moderno se estende até os dias atuais.

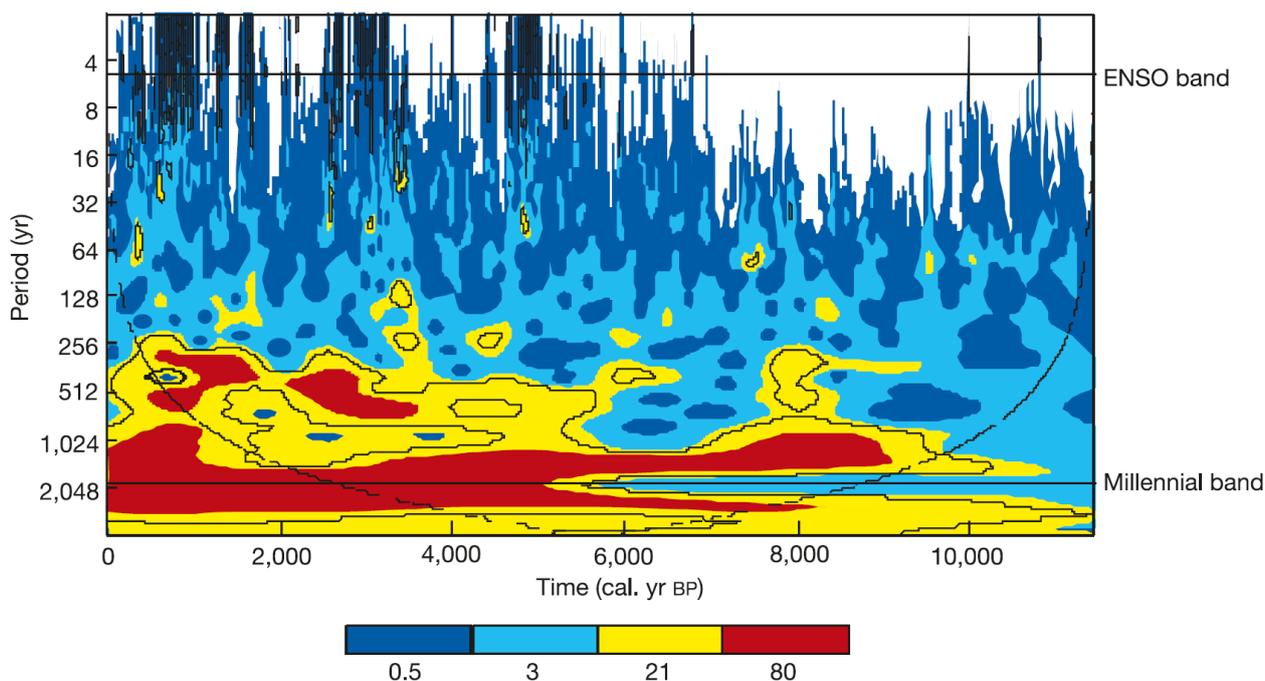


Figura 30. Espectro de ondaletas para sedimentos da Laguna Pallcacocha, Peru, com destaque para a banda de ENOS que demonstra aumento da influência do fenômeno ao longo do Holoceno. Fonte: Moy et al. (2002).

A premissa de que o ENOS é moderno, advém de que os efeitos desse fenômeno atuam da mesma forma que os registrados atualmente. Sousa et al. (2016) indicaram pelos estudos de variabilidade espaço-temporal do ENOS que, durante a maioria eventos mais fortes de El Niño, ocorrem principalmente anomalias negativas de precipitação anual na região Amazônia (Figura 31a). Ao contrário, o La Niña tende a proporcionar a intensificação da convecção regionalmente, o que permite o aumento de precipitação (Figura 31b), das vazões dos rios amazônicos, assim como a antecipação do período chuvoso (Sousa et al., 2016).

A região amazônica da bacia do rio Xingu, na porção sudeste e centro-leste do estado do Pará, também tende a receber menos precipitação em períodos de El Niño quando comparado com o restante da região Norte. É possível notar que o estado inteiro do Pará tende a ter reduções significativas na precipitação, o que inclui a bacia do rio Tapajós e a Caverna Paraíso.

Para a região da bacia do rio Xingu em Mato Grosso, Oliveira et al. (2015) indicaram, pela análise do número de dias com precipitação, que os efeitos do La Niña tendem a aumentar o número de dias com chuvas (NDC), além de temperaturas relativamente abaixo da média. Ao contrário, o El Niño tende a estabelecer um padrão de NDC abaixo da média, o que indica uma tendência de seca generalizada pelo Estado do Mato Grosso.

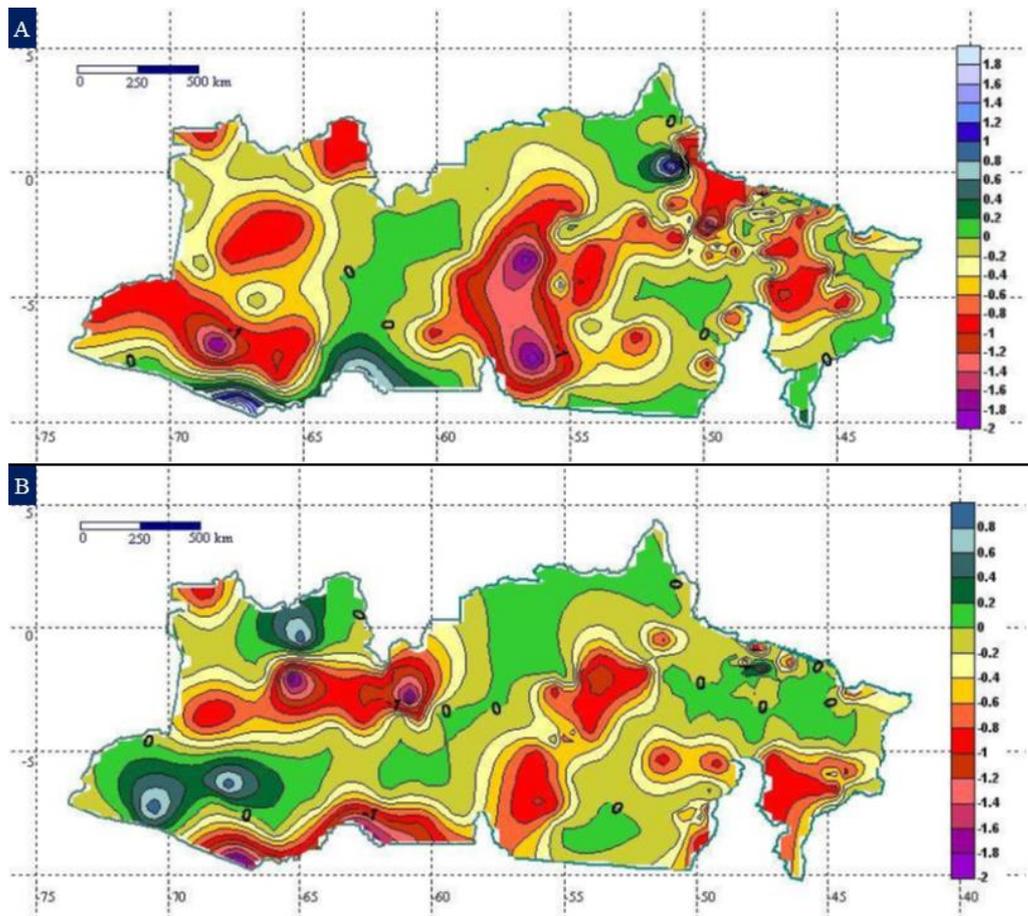


Figura 31. Variação espacial de anomalias de precipitação na região amazônica para os eventos de El Niño de 1983 (A) e 1997 (B) evidenciando a tendência de diminuição da precipitação. Fonte: Sousa et al. (2016).

O ENOS tende a influenciar as precipitações e devem, conseqüentemente, modificar os níveis de vazão. Dentro do contexto de uma ria, os eventos de El Niño, por causarem mais seca, devem facilitar a deposição do material fino detrítico. Como indicado por Evans e Heller (2003), os efeitos da dinâmica meteorológica e geológica interferem na capacidade de erosão de minerais magnéticos, além na capacidade do ecossistema lagunar de fornecer nutrientes para formação por bactérias.

Portanto, considerando a tendência de aumento nas razões isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 32), então as antifases das ondaletas de coerência que destacam o ENOS correspondem a eventos contrários a essa tendência, ou seja, são de cheias intensas, por diminuírem rapidamente o sinal magnético. Assim, mesmo que o espectro de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ tendem a um aumento, o que significaria um período que tende a diminuição da temperatura global e das precipitações, o ENOS se destaca na resposta contrária. De fato, algumas regiões que se destacam este ciclo nas ondaletas de coerência entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ nas análises de sinal magnético pelo tempo, é identificado a diminuição desse sinal (figura 33).

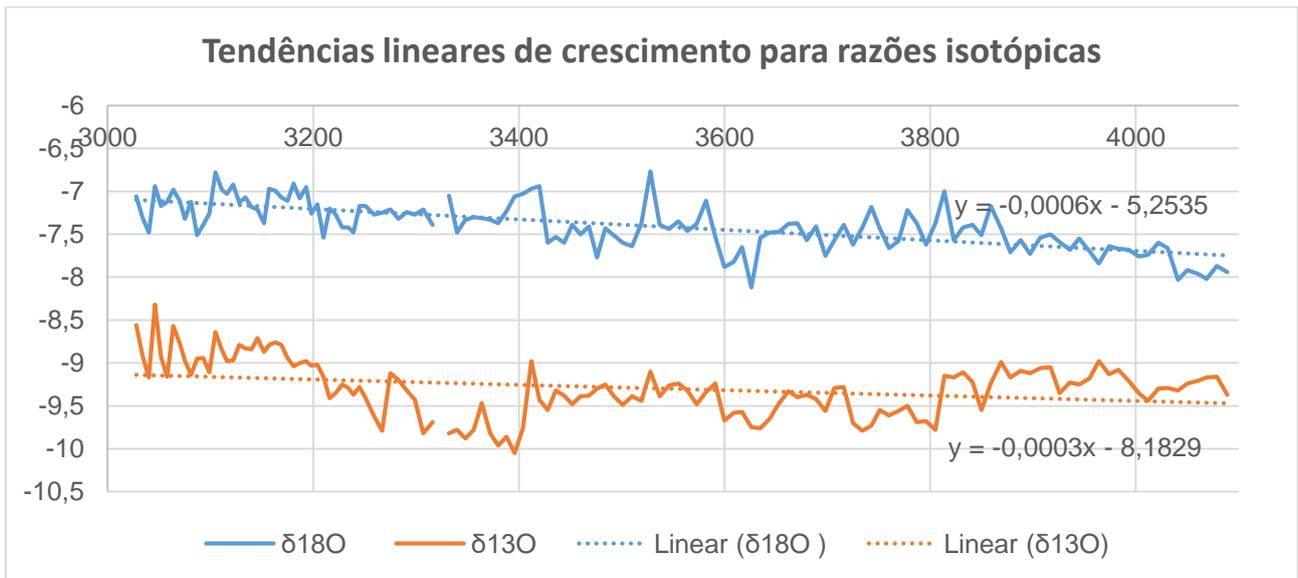


Figura 32. Análise de variação das séries de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. Note que os ajustes indicam tendências de variação linear.

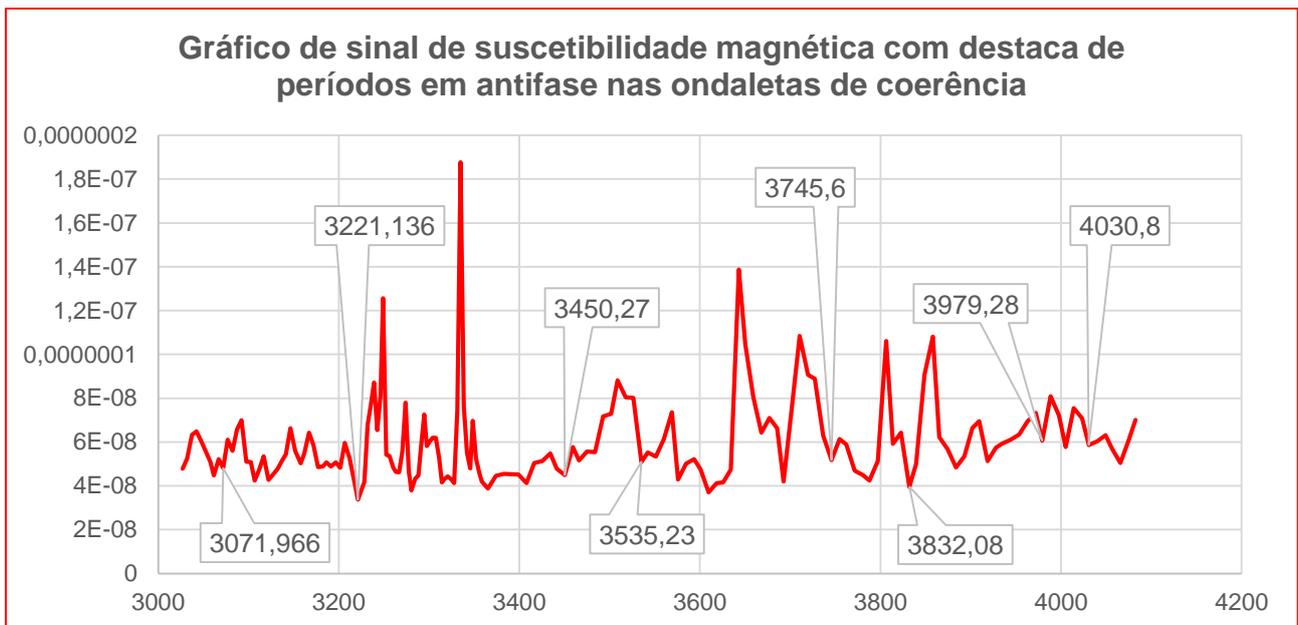


Figura 33. Suscetibilidade magnética, com destaque às idades de antifase obtidas pela análise de para ondaletas de coerência

O ciclo Solar ou de Schwabe de 11 anos, é um ciclo relacionado às variações periódicas da radiação solar, a qual possui uma relação direta com a quantidade de manchas solares (Oliveira et al., 2017). Durante este ciclo, o Sol passa por uma reversão de seus polos magnéticos, o que ocasiona intensificação da atividade solar, da emissão de partículas (ventos solares) e radiação. O ciclo de Schwabe é considerado quase-periódico geralmente associado ao dínamo hidromagnético solar, porém, atualmente acredita-se na combinação de fatores internos do Sol e planetários que incluem as chamadas marés de Júpiter (relacionada ao período sideral do planeta em 12 anos) e os períodos de primavera de Júpiter e Saturno (10 anos) (Scafetta, 2012). Assim, a dinâmica do ciclo de Schwabe

depende da interação de interferência entre parâmetros solares e planetários, que quando destrutiva ocasionam o mínimo solar e quando construtivas devem proporcionar máximos solares prolongados (Scafetta, 2012).

Os dados de transformada de ondaletas de monitoramento do Rio Xingu indicaram que foi possível detectar a influência dos ciclos de Schwabe nas vazões, especificamente em um pico próximo aos anos de 1999 e 2000, o que é aproximadamente o máximo de atividade do Ciclo Solar 23. Existem poucos trabalhos indicam como o ciclo de Schwabe influencia o clima, talvez porque as evidências são menos claras, mas sabe-se que sua influência aparentemente é global. Theissen (2003) indicou pelas análises geoquímicas de lagos no Peru que, salvo algumas exceções, o máximo da atividade solar frequentemente aumenta a evaporação local e diminui a precipitação

Em relação aos resultados, as ondaletas cruzadas e de coerência indicam respostas mistas, ou seja, relações de fase e antifase, o que deixa menos claro a sua atuação na bacia do Rio Xingu. Entretanto, se aplicar a mesma lógica para o ENOS, é aparente que pelos resultados de ondaletas de coerência que até 3600 AP, a influência do ciclo solar é predominantemente em antifase e deve ter contribuído para períodos mais chuvosos que diminuíssem o sinal magnético, enquanto de 3500 AP até 3080 AP há uma tendência predominante de sinal em fase. Isso talvez ocorra porque houve a diminuição da influência do ciclo de Oscilação Multidecadal do Atlântico para o de De Vries, o que pode ser o indicativo que o ciclo de Schwabe tende a inverter as respostas de outras forçantes que atuam em períodos longos.

Os ciclos de Saros e Draconiano são associados a interferência de variáveis astronômicas. Precisamente, o ciclo de Saros é evidenciado pela periodicidade de eclipses solares e lunares de aproximadamente 18 anos, representando o último múltiplo comum entre os períodos relativos a geometria Terra-Sol: duas luas cheias (mês sinódico), duas passagens da Lua pelos nodos ascendentes (mês dracônico) e duas passagens pelo apogeu lunar (mês anomalístico) (Chalub, 2009). O ciclo Draconiano é um dos parâmetros que determinam o Ciclo de Saros e está relacionado a posição da Lua nos nodos orbitais, onde a Lua e Sol se alinham e formam os eclipses (Oliveira et al., 2017).

Esses dois ciclos podem provocar marés atmosféricas e podem estar relacionados aos eventos de El Niño e La Niña, pois as marés podem favorecer mudanças nas dinâmicas de pressão atmosférica e dos ventos alísios (Oliveira et al., 2017). McKinnell e Crawford (2007) constataram que há relações entre baixa declinação lunar e eventos fortes de El Niño.

Para os resultados de ondaletas cruzadas, a maioria dos vetores estão predominantemente em antifase, principalmente em níveis de maior potência. Já nas ondaletas de coerência existem pequenas concordâncias, tanto em níveis de potência como da direção dos vetores de fase, entre períodos de atuação do ENOS e o ciclos de Saros e Draconiano. Isso significaria, novamente, que os níveis de maior significância estão associados principalmente a eventos de cheias intensas. Uma única

exceção é encontrada nas ondaletas de coerência próximo a 3550 AP, em que a resposta dos ciclos de Saros e Draconiano estão em fase, mas não é aparente essa mudança para o ciclo de ENOS.

O próximo ciclo a ser analisado, o de Hale, é um dos mais significantes entre os resultados de transformada de ondaletas e REDFIT. O ciclo é caracterizado pela reversão da polaridade do campo solar e tem relação direta da periodicidade de dois ciclos de Schwabe de reversão desse campo em 11 anos (Moussas, 2005).

O ciclo de Hale, dentro do contexto climático regional da Amazônia, pode influenciar diretamente os níveis de vazão. Segundo Kane e Lima (2005), pela análise de fluxo de corrente entre períodos de 22 anos rios próximos ao rio Xingu, como Curuá-Uma na bacia do rio Tapajós e Tucuruí na bacia do rio Tocantins, ambos no Pará, ocorre a diminuição de vazão (Figura 34), principalmente quando ocorre o máximo solar próximo a 1960 (Ciclo Solar 19).

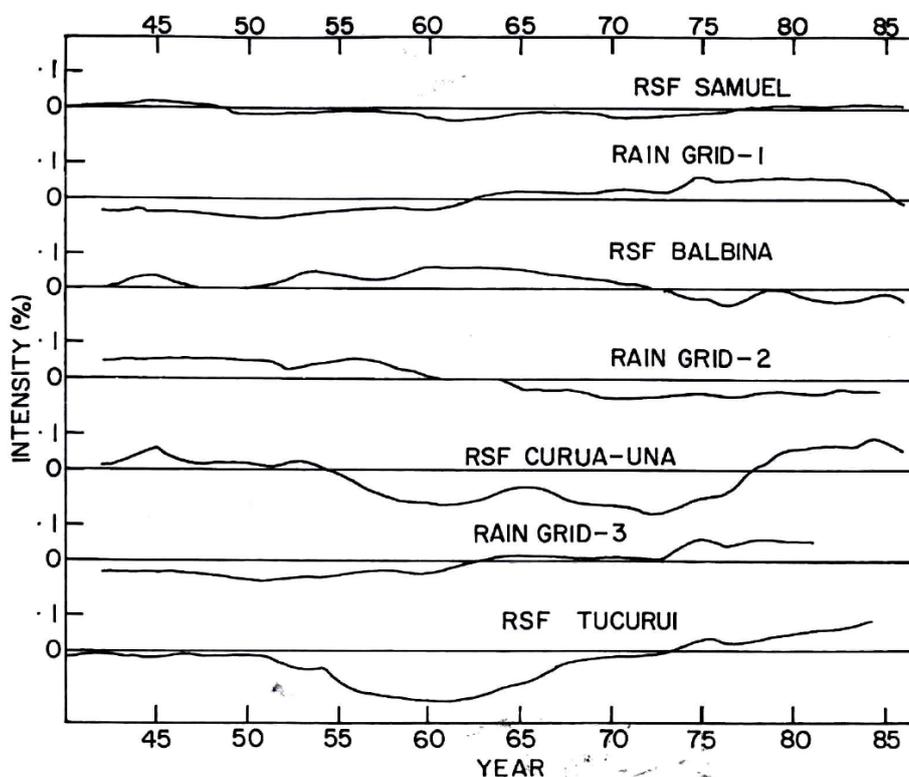


Figura 34. Vazão de rios amazônicos em relação ao intervalo de tempo de 22 anos. A intensidade da vazão tende a diminuir em rios próximos a bacia do rio Xingu. Fonte: Kane e Lima (2005).

A partir da análise da ondaletas cruzadas e de coerência, é possível notar que os vetores indicam relações de antifase, o que possivelmente está relacionada a períodos de mínimos solares e momentos de cheias. Porém, quando o ciclo de De Vries (200 anos) registra mais antifases próximo ao intervalo de 3350 AP e de maior pico de suscetibilidade magnética, o ciclo de Hale tende aos limites de fase com alta defasagem, semelhante ao ciclo de Schwabe no mesmo intervalo, o que significaria que o sinal magnético não aumenta com a mesma tendência dos sinais de razão isotópico. Nas ondaletas de coerência de suscetibilidade e $\delta^{18}\text{O}$ são, inclusive, regiões com elevada potência.

Uma explicação para essa exceção seria que os ciclos de Schwabe e Hale, sobre influência do ciclo de De Vries, condicionaram um momento de rápido aumento da suscetibilidade, possivelmente por um evento de seca.

Oscilação do Atlântico Norte (OAN) é um ciclo de 25 a 35 anos. Este ciclo consiste nas mudanças que ocorrem a troca meridional das massas atmosféricas de alta subtropical e baixa subpolar na região norte do Atlântico (Santos et al., 2016).

Outro ciclo com periodicidade próxima ao ciclo da OAN é o de Brückner. Caracterizado pela quase-periodicidade de 35 anos, esse ciclo está relacionado a interação de ciclos orbitais lunares e solares, especificamente o ano lunar (355 dias) e a oscilação anual do sol (365 dias) (Sidorenkov, 2016). Ao determinar o múltiplo comum entre esses dois ciclos, encontra-se o valor de 35,2 anos.

O ciclo de Brückner e suas influências paleoclimáticas são muito pouco estudadas, especialmente quando se trata de sua atuação no clima da região Amazônica. Ao contrário, o ciclo da OAN é mais estudado, principalmente as suas consequências nos padrões de precipitação.

A OAN possui forte influência climática, essencialmente no Hemisfério Norte devido à proximidade. Román et al. (2016) estudaram as mudanças dentro dos ciclos de OAN durante o Holoceno tardio e concluíram que essa oscilação teve persistência na fase positiva.

As condições em que a OAN influencia nos padrões de precipitação dependem essencialmente de sua fase, que na América do Sul altera esses níveis em quantidades mensais, como demonstrado (Santos et al., 2016). A Figura 35 indica que a fase positiva da OAN diminui a quantidade de precipitação na região da bacia do Rio Xingu, enquanto na fase negativa ocorre proporcionalmente o aumento.

A análise de ondaletas cruzadas para os períodos próximos de 30 anos indicaram tendência de fase. Se considerarmos que as fases positivas da OAN são mais persistentes, então, essa condição é concordante com as ondaletas cruzadas e de coerência. Uma exceção nessas ondaletas seria àquelas relacionadas a suscetibilidade magnética e $\delta^{13}\text{C}$ que registra algumas antifases. Apesar de boa parte do espectro de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ estarem em fase, ou seja, variarem em proporções semelhantes, o espectro de $\delta^{13}\text{C}$ indica que há uma discrepância próximo a 3800 AP, pois os dados indicam diminuição de $\delta^{13}\text{C}$, enquanto os dados de $\delta^{18}\text{O}$ continuam aumentando. Isso pode ser resultado de um evento rápido de cheia, pois isótopos de ^{13}C tendem a se acumular em condições com mais sedimentos na deposição, além da suscetibilidade magnética registrar queda. É provável que os isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ não foram sensíveis a esse evento. Outra explicação seria que há uma possível influência devido à proximidade do ciclo de 50 anos que possui potência elevada

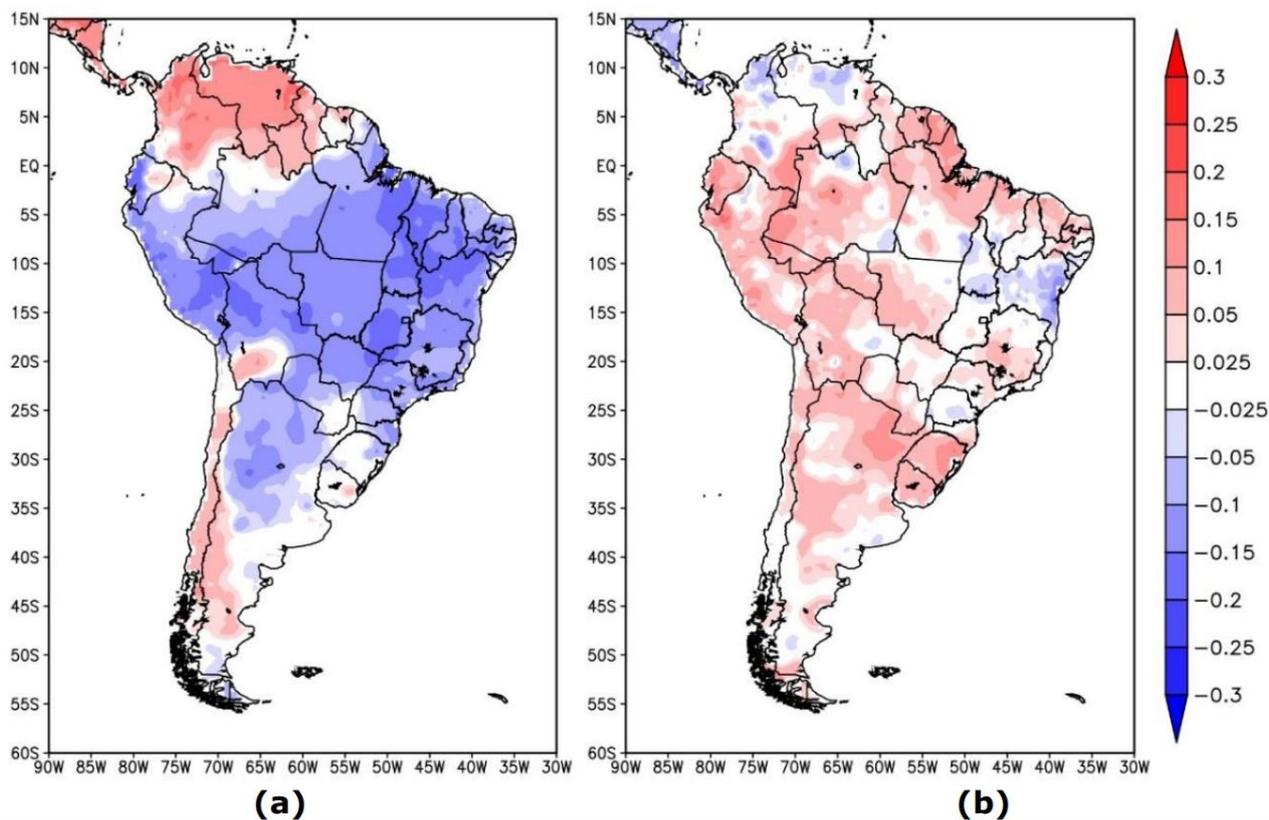


Figura 35. Coeficientes de correlação simultânea em relação aos dados compilados de Universidade de Delaware e o índice OAN para fase positiva (A) e fase negativa (B). Valores negativos indicam a diminuição da precipitação. Fonte: (Santos et al., 2016).

O ciclo de Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) é definido pelas alterações da temperatura superficial do Pacífico Norte em que as anomalias quentes invertem de posição longitudinalmente com as mais frias. Segundo Chen et al. (2021) a quase-periodicidade da ODP possui dois valores de maior energia: 20-30 anos (Gedalof et al., 2002) e 50-70 anos (Shen et al., 2006). Porém a maioria dessas quase-periodicidades são obtidas de estudos que envolvem intervalos de tempo curtos, geralmente inferiores a 1000 anos. Entretanto, Rasmussen (2006) evidenciaram pelos estudos de $\delta^{18}\text{O}$ que os períodos, acima de 90% de confiança, de 20 – 50 e 70 – 80 anos poderiam estar associados a ODP, utilizando o período de 50-70 anos como característico.

O principal impacto da ODP é similar ao ENOS, com regime de precipitação em menor intensidade (Garreaud et al., 2009). Os ciclos de ODP também são associados a modulação de ENOS, permitindo que eventos mais fortes de El Niño se formem na fase positiva e de La Niña em fases negativas (Andreoli e Kayano, 2005).

Os resultados de ondaletas cruzadas indicam a maioria dos vetores em fase para suscetibilidade magnética e $\delta^{18}\text{O}$ no pico em 3650 AP, enquanto a maioria dos vetores estão em antifase para $\delta^{13}\text{C}$ no pico de potência de 3850 AP. Esses dois picos coincidem com valores em que a suscetibilidade magnética atinge picos elevados, além da região em que os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$

estão em antifase. Assim, a resposta contrária entre os picos na região de ODP significam que há o registro de eventos similares. Como são aproximados aos picos de suscetibilidade, pode-se sugerir que os eventos de forte diminuição da precipitação são os que mais se relacionam com a idades de ODP (por estar em fase a tendência mais seca de $\delta^{18}\text{O}$ e em antifase a tendência mais úmida de $\delta^{13}\text{C}$) o que implicaria em condições pontuais de El Niño severos, geralmente causadores de secas generalizadas na Amazônia.

A Oscilação Multidecadal do Atlântica (OMA) é um ciclo de 70 a 90 anos, caracterizado pelas oscilações entre os gradientes mais frios e quentes em relação a porção central do Atlântico (Knight et al., 2006). Novello (2016) sugere que sua atuação interfere principalmente no regime de precipitação do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS), sendo que na fase positiva ocorrem temperatura da superfície oceânica mais altas a norte, enquanto na fase negativa essas estão mais a sul. Ainda, Novello (2016) indica que a fase negativa tem forte relação com a posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a qual se a próxima mais ao sul e potencializa as precipitações causadas pela SMAS (Figura 36).

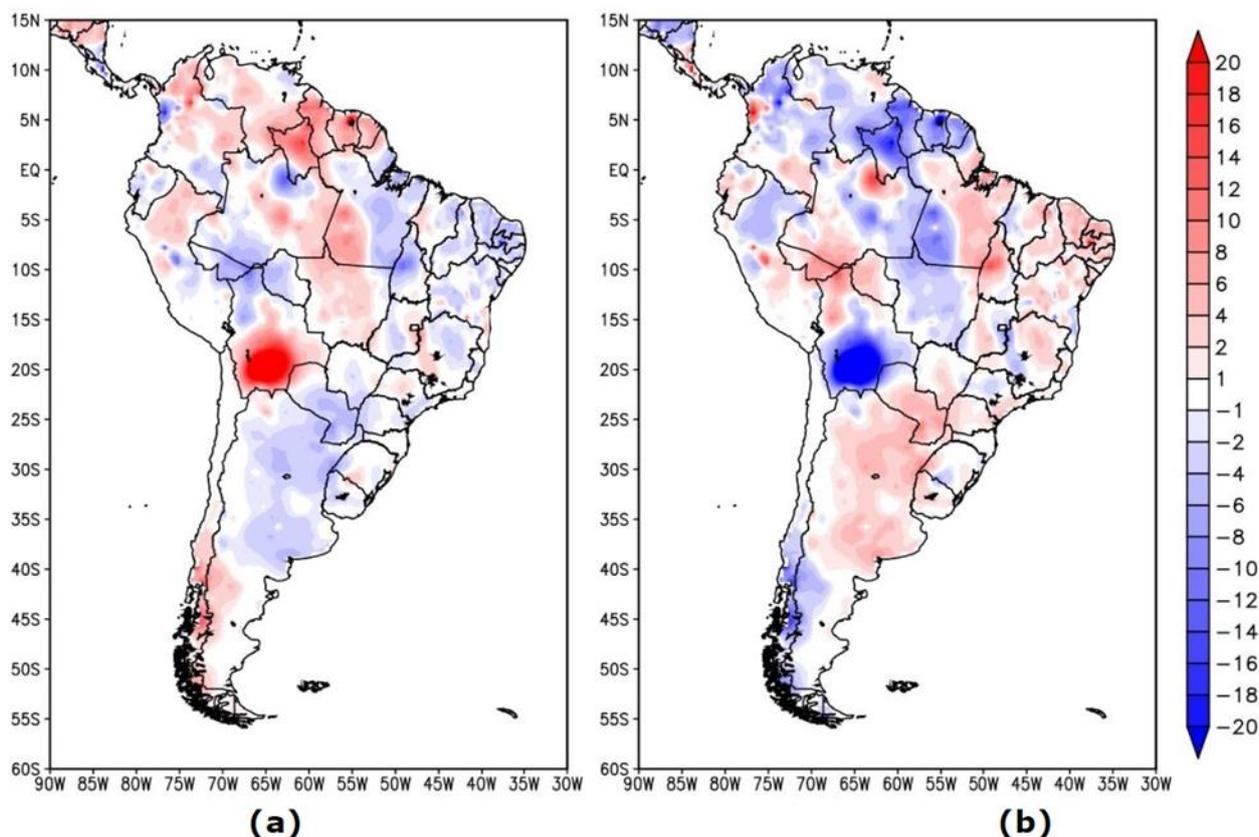


Figura 36. Anomalia de precipitação (em mm/mês) registrados pela UDEL em relação a OMA entre 1927 e 1995. Em (a) a anomalia positiva indica a diminuição da precipitação média, inclusive na região da bacia do rio Xingu, enquanto na fase negativa a situação é contrária. Fonte: (Santos et al., 2016).

A análise de ondaletas cruzadas e de coerência para a suscetibilidade magnética e para as razões isotópicas indicam uma relação de fase entre os gráficos, indicando uma tendência de

diminuição da precipitação. De fato, existem evidências dessa diminuição a partir do aumento na porcentagem de titânio em estalagmites estudadas por Apaéstegui (2016) em que a ZCIT teve um deslocamento mais para norte entre 4000 e 3500AP, que é período estimado em que os vetores no período da OMA estão mais em fase (figura 37). Portanto, isso corrobora para a tendência da OMA estar persistentemente em sua fase positiva nesse período, afastando a ZCIT ao hemisfério norte e consequentemente diminuindo a precipitação pela SMAS.

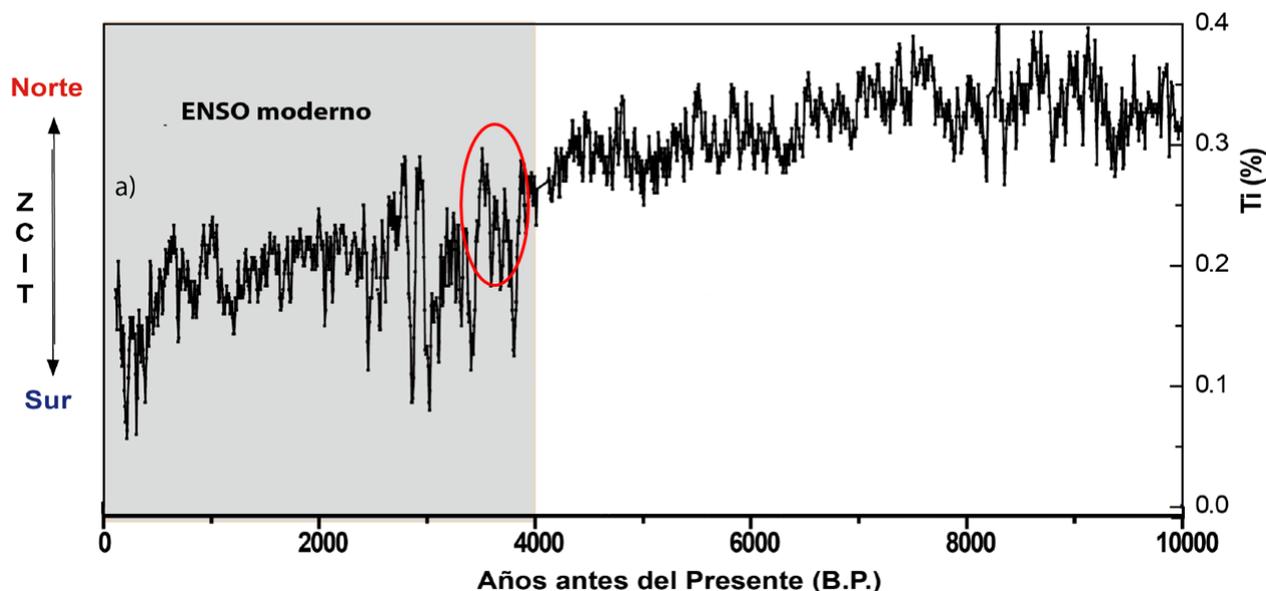


Figura 37. Gráfico de porcentagem de titânio em estalagmite na região do Peru, com destaque a círculo que compreende o intervalo de 4000 – 3500 AP indicando possível deslocamento da ZCIT para norte. Fonte: Apaéstegui (2016).

Os ciclos de Gleissberg (80-88 anos) e De Vries-Suess (208 anos) são associados a atividade solar. Apesar do ciclo de 200 anos não ter sido localizados nos resultados para suscetibilidade magnética, a periodicidade de 120 anos, encontradas em ondaletas cruzadas, já foram associadas ao harmônico do ciclo de De Vries-Suess por Veslaco et al. (2008) e Ma e Vaquero (2020), que são períodos mais próximos aos resultados obtidos. A permanência desses ciclos durante o Holoceno é confirmada, sendo reconhecido suas manifestações em conjunto nos últimos 12.000 anos (Peristykh e Damon, 2003).

Em relação ao paleoclima, Perez et al. (2018) consideraram que o ciclo de De Vries-Suess possui relação direta com o regime de precipitação do Sistema de Monção da América do Sul. Nas evidências de ondaletas coerência, aparentemente, o período que compreende o ciclo de Gleissberg é pouco significativo e adentra na região de influência da OMA; além disso, a análise por REDFIT não evidenciou com significância de até 80% algum pico próximo a 88 anos. O ciclo de De Vries-Suess parece estar melhor representado, principalmente nas análises de ondaletas cruzadas, onde os picos próximos a 120 anos indicam vetores de fase, tanto em relação a $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. Suas implicações

devem ser mais associadas, portanto, às condições de diminuição de precipitação, o que pode ser confirmado quando esse resultado é comparado aos resultados de Novello et al. (2016). Nesse estudo, foi analisado $\delta^{18}\text{O}$ em estalagmites da Caverna Pau d'Alho, na região sul de Mato Grosso, que evidenciou os ciclos de 208 anos com o aumento da irradiação solar (Figura 38) e, conseqüentemente, o registro de períodos mais secos pela modulação de ciclo na SMAS.

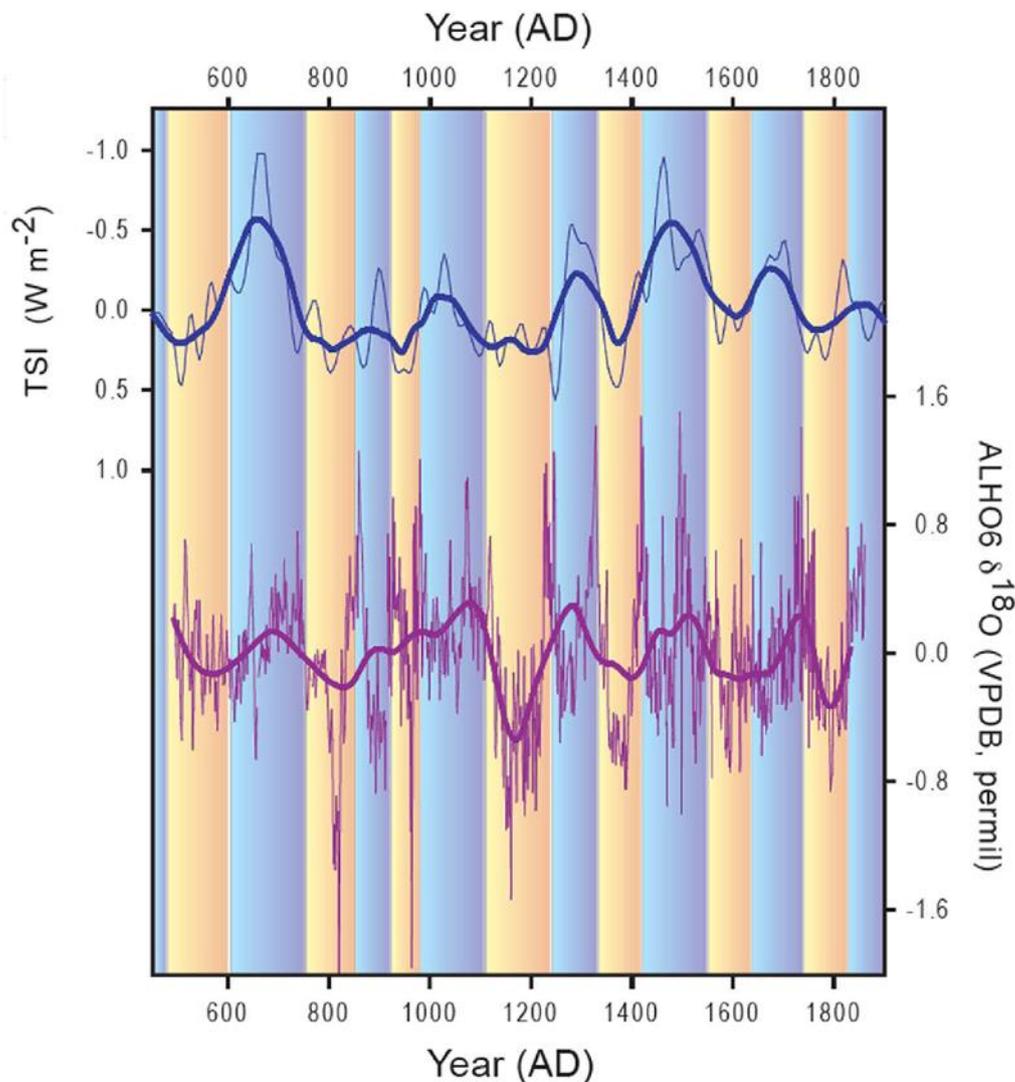


Figura 38. Comparação de anomalia da irradiância solar e o registro de $\delta^{18}\text{O}$ na caverna Pau D'Alho em ciclos solares de aproximadamente 208 anos. Fonte: Novello et al. (2016).

Por fim, o ciclo de 500 anos, é pouco explorado na literatura. Sem nomeação própria, ele é frequentemente associado aos ciclos solares, talvez como harmônico de outros da mesma forçante (Kern et al, 2012). Como não há evidência dele nas análises de ondaletas cruzadas ou de coerência, não é possível estabelecer suas relações com os dados de razão isotópica. Ele não é significativo nas análises de REDFIT, apenas aparece nas transformadas de ondaletas com espectros mais potentes em 3802 AP na suscetibilidade magnética e 4086 AP na razão de $\delta^{18}\text{O}$ e deve estar relacionado ao pico de 1026 anos, indicado no periodograma de $\delta^{13}\text{C}$, como um harmônico. Ainda assim, Valesco et al.

(2008) indicam relações do ciclo de 500 anos com o De Vries-Suess, o que permite especular que sua influência esteja relacionada também a SAMS e localização da ZCIT.

8. CONCLUSÕES

A combinação de um conjunto robusto de técnicas de análise espectral, utilizando dados de suscetibilidade magnética (SM) de sedimentos da ria do Rio Xingu, foi satisfatória para encontrar ciclos paleoclimáticos. Os resultados da análise espectral da suscetibilidade magnética e das razões isotópicas, consideradas eficientes para registrar variações do clima, demonstrou que a proxy da SM é sensível a essas variações e gera resultados semelhantes aos de isótopos ^{18}O e ^{13}C . As forçantes encontradas estão relacionadas principalmente aos ciclos solares, astronômicos e oceânicos.

Os resultados indicaram o registro de 12 ciclos climáticos: Oscilação El Niño-Oscilação Sul, Ciclo de Schwabe, Ciclo de Saros e Draconiano, Ciclo de Hale, Ciclo de Brückner, Oscilação Interdecadal do Pacífico, Oscilação do Atlântico Norte, Oscilação Decadal do Pacífico, Oscilação Multidecadal do Atlântico, Ciclo de Gleissberg, Ciclo de Suess e Ciclo de 500 anos. Além disso, para intervalos mais recentes, as vazões do Rio Xingu mostraram ser sensíveis a ciclos rápidos como a oscilação ENOS e o Ciclo de Schwabe.

Outra importância dos resultados é que os algoritmos selecionados pela metodologia permitiram desenvolver as interpretações além da identificação de ciclos em séries temporais. Em resumo, a transformada de ondaletas conseguiu indicar períodos de maior influência nos registros sedimentares, as ondaletas cruzadas e de coerência forneceram resultados que mostram a concordância entre séries temporais, a análise REDFIT permitiu demonstrar a significância e o periodograma indicou ciclos de longa duração. Ainda, as interpretações de ondaletas permitiram, pelas considerações feitas a partir da análise gráfica de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, confirmar a tendência de seca no início do Holoceno Tardio, e indicou, a partir dos gráficos de fases, que períodos de predominância de enchentes e seca podem ser definidos no intervalo de tempo.

Entretanto, apesar das evidências que Rio Xingu está sujeito a diversos ciclos climáticos, não é possível indicar a influência deles fora do contexto das vazões, que são impactadas principalmente pela precipitação, e também se todos os ciclos da suscetibilidade magnética encontrados são de forçantes do clima. Assim, sugere-se estudos sobre a dinâmica fluvial do Rio Xingu a partir do contexto sedimentológico e geocronológico para separar possíveis ciclos que tenham influência de outra natureza e que possam ter mesmas periodicidades dos ciclos climáticos ou que não foram registrados pela proxy magnética. Por fim, espera-se que este trabalho contribua para expansão do uso das técnicas de análise espectral e no entendimento sobre o impacto do clima no Rio Xingu, principalmente no seu contexto atual que tem sido modificado pela construção da Usina Hidrelétrica de Belo Monte, a qual provocou alterações negativas ao ecossistema fluvial.

9. BIBLIOGRAFIA

Andreoli, R.V., Kayano, M.T., Guedes, R.L., Oyama, M.D., Alves, M.A.S. 2004. A influência da temperatura da superfície do mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza, *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.19, n.3, p.337-344.

Apaéstegui, J. Variabilidad del ENSO durante el Holoceno: evidencias paleoclimáticas. 2016. *Boletín Técnico: Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño*, Ministerio del Ambiente, Peru, v.3, n.2, p. 4 – 8.

Archer, A.W. 2005. Review of Amazonian depositional systems. *Fluvial Sedimentology* VII, p.17-39.

Arruda, D. M.; Schaefer, C. E. G. R. 2020. Dinâmica climática e biogeográfica do Brasil no Último Máximo Glacial: o estado da arte. *Ambiente e desenvolvimento*, v.34, n.98.

Barbosa, A. C. B.; Blitzkow, D. 2008. *Ondaletas: Histórico e Aplicações*. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, USP, São Paulo.

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. *Frontiers Marine Science*, v. 4, n. 44, doi: 10.3389/fmars.2017.00044

Bush, M. B.; Flenley, J. R. 2007. *Tropical Rainforest Responses to Climatic Change*. Springer: Berlin, Heidelberg, p.396.

Butler, R. F. 2004. *Ferromagnetic Minerals*. In: *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Department of Geosciences, Tucson, Arizona. 238 p.

Cai, W.; McPhaden M. J.; Grimm, A. Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. *Nature Reviews Earth & Environment*, v.1, n.4, p.215-231.

Cisneros, C. J.; Caballero, E. 2011. Carbon isotope values as paleoclimatic indicators. Study on stalagmite from Nerja Cave, South Spain. *Carbonates and Evaporites*, v.26, p.41-46.

Chalub, F. A. C. C. 2009. The Saros cycle: obtaining eclipse periodicity from Newton's laws. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, v. 31, n.1.

Cheng, C.; Zhao, W.; Zhang, X. 2021. Pacific Decadal Oscillation-like variability at a millennial timescale during the Holocene. *Global and Planetary Change*, v.199.

Cunha, P.R.C.; Melo, J.H.G. & Silva, O.B. 2007. Bacia do Amazonas. Rio de Janeiro, Brasil, *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.15, n.2, p.227-251.

Evans, M. E., Heller, F., 2003. *Environmental Magnetism: Principles and applications of enviromagnetics*. Elsevier Science. v.86, p.299.

Franco, V. S.; Souza, E. B.; Lima, A. M. 2018. Cheias e vulnerabilidade social: estudo de caso sobre Rio Xingu em Altamira, Pará. *Ambiente e Sociedade*, v.21.

Foster, G. 1996. Wavelets for period analysis of unevenly sampled time series. *The Astronomical Journal* 112:1709-1729.

Gedalof, Z., Mantua, N. J. 2002. A multi-century perspective of variability in the Pacific Decadal Oscillation: New insights from tree rings and coral. *Geophysical Research Letters*, v.29, n.24, p.57-61.

Grinsted A.; Moore, J. C.; Jevrejeva, S. 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Process Geophysic*, v.11, p.561-566.

Haug, G.H.; Hughen, K. A.; Sigman, D. M.; Peterson, L. C.; Röhl, U. 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, v.293, ed. 5533, p. 1304 – 1308.

Ising, G., 1943. On the magnetic properties of varved clay: I, Line of investigation; measurements on a varve series from Viby in southern Sweden, *Arkiv Mat. Astron. och Fysik*, v.29, p.1–37.

Junk, W. J. 1997. *The Central Amazon Floodplain: Ecology of a Pulsing System*. Springer: Berlin, Heidelberg, p.528.

Kane, R. P.; Lima, I. B. T. 2005. Inter-annual variability of some river stream-flow and rainfalls in the Amazon Basin. *Mausam*, v.56, p.627-642.

Lachniet, M.S. Climatical and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. 2009. *Quaternary Sciences Reviews*, v.28, p.412-432.

Latif, M.; Keenlyside, N. S.. El Nino/Southern Oscillation response to global warming. 2009. *Proceedings Of The National Academy Of Sciences*, [S.L.], v. 106, n. 49, p. 20578-20583, 5 dez. 2008. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.0710860105>. Disponível em: <https://www.pnas.org/content/pnas/106/49/20578.full.pdf>. Acesso em: 15 nov. 2021.

Latrubesse, E.M., Stevaux, J.C. Sinha, R., 2005. Tropical rivers. *Geomorphology*, 70, 187-206.

Liu, Q., A. P. Roberts, J. C. Larrasoña, S. K. Banerjee, Y. Guyodo, L. Tauxe, and F. Oldfield, 2012. Environmental magnetism: Principles and applications, *Rev. Geophys.*, 50, RG4002, doi: 10.1029/2012RG000393

Ma L.; Vaquero, M. 2020. New evidences of the Suess/De Vries cycle existing in historical naked-eye observations of sunspot. *Open Astronomy*, v.29, p.28-31.

Mayewski, P. A.; Rohling, E. E.; Stanger, J. C.; Karlen, W.; Maasch, K., Meeker, L. D.; Mayerson, E.; Gasse, F.; Kreveld, S. V.; Holmgren, K. Holocene; Thorp, J. L.; Rosqvist, G.; Rack, F.; Staubwasser, M.; Schneider, R. R.; Steig, E. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Researchs*, v. 62, n.3, p.243 – 255.

Mayeswski, P. A.; Carleton, A. M., Birkel, S. D.; Dixon D.; Kurbatov, A. V.; Korotkikh, E.; McConnell, J.; Curran, M.; Cole-Dai, J.; Jiang S., Plummer, C.; Vance, T.; Maasch, K. A.; Sneed, S.B.; Hadley, M. 2017. Ice core and climate reanalysis analogs to predict Antarctic and Southern Hemisphere climate changes. *Quaternary Science Review*, v.155, p.50-66.

Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M., Fox, D. L., 2016. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. *Computers and Geosciences*, 95, 140-145. doi: 10.1016/j.cageo.2016.07.009.

McKinnell, S. M.; Crawford, W. R. 2007. The 18.6-year lunar nodal cycle and surface temperature variability in the northeast Pacific. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 112.

Mineli, R. C. 2013. Proveniência e retrabalhamento sedimentar das areias da Volta Grande do rio Xingu, PA. Dissertação. Mestrado em Geoquímica e Tectônica, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.

Moussas, X.; Polygiannakis, J.M.; Preka-Papadema, P. 2005. Solar cycles: A tutorial. *Advances in Space Research* v.35, p.725-738.

Moy, C. M.; Seltzer, G. O.; Rodbell, D. T.; Anderson, D. M. 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, [S.L.], v. 420, n. 6912, p. 162-165. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1038/nature01194>. Acesso em: 17 nov. 2021.

Nascimento, S.; Scmazza, A. K.; Lemos, V. B.; Moutinho, L. P.; Matsuda, N. S. 2010. Bioestratigrafia e paleoecologia com base em conodontes em uma seção de carbonatos marinhos do Pensilvaniano inferior, Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas, Brasil. v.37, n.1, p.243 – 256.

Nathan, J. M.; Hare, S. R. 2001. The Pacific Decadal Oscillation. 2002. *Journal Of Oceanography*, v.58, n.1, p.35-44.

Neelin J. D.; Battisti D. S.; Hirst A.C.; Jin F. F.; Wakata Y; Yamagata T.; Zebiak S.E. 1998. ENSO theory. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v.103, p. 14261-14290.

Novello, V. F. 2016. Paleoclima do Centro-Oeste do Brasil desde o último período glacial com base em registros isotópicos de espeleotemas. Tese. Doutorado em Geoquímica e Tectônica, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.

Oldfield, F., 1991. Environmental magnetism – A personal perspective, *Quat. Sci. Rev.*, v.10, p.73-85, doi: 10.1016/0277-3791(91)90031-O.

Oliveira, M.J.; Carneiro, C.D.R.; Vecchia, F. A. S.; Baptista, G. M. M. 2017. Ciclos climáticos e causas naturais das mudanças do clima. *Ciclos climáticos e causas naturais das mudanças do clima. Terræ Didática*, v.13, p.149-184.

Oliveira, N. L; Marcuzzo F. F. N.; Barrosi R. G. 2015. Influência do El Niño e La Niña no número de dias de precipitação pluviométrica no Estado do Mato Grosso. *Ciência e Natura, Santa Maria*, v. 37 n. 4 set-dez 2015, p. 284-297.

Pettina, J.L., Barros, A.L.M.M., Matos, W.D., Ribeiro, A.C.O., Carvalho, R.M. 1980. Estudos de Inventário Hidrelétrico na Amazônia: A Bacia do Rio Xingu. In: *Simpósio Sobre as Características Geológico-Geotectônicas da Região Amazônica*. ABGE, pp. 115-136.

Peristykh, A.; Damon, P. 2003. Persistence of the Gleissberg 88-year solar cycle over the last ~12,000 years: Evidence from cosmogenic isotopes. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, n.1.

Perez, L.; Crisci, C.; Hanebuth, T. J. J.; Lantsch, H.; Perera, G.; Rodríguez, M.; Pérez, A.; Fornaro, L.; Rodríguez, F. G. 2018. Climatic oscillations modulating the late Holocene fluvial discharge and terrigenous the Río de La Plata into the southwestern Atlantic Ocean. *Sedimentary Environments*, v. 3, n.4, p.205-219.

Press, W.H., S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling & B.P. Flannery. 1992. *Numerical Recipes in C*. Cambridge University Press.

Ramón, M. J. R.; Moreno, G. J.; Anderson, R.S.; Alix, A. G.; Toney, J. L.; Espejo, J. J. J.; Carrión, J.S. 2016. Centennial-scale vegetation and North Atlantic Oscillation changes during the Late Holocene in the southern Iberia. *Quaternary Science Reviews*, v.143, p. 84-95.

Rasmussen, J. B. T.; Polyak, V. J.; Asmeron, Y. 2006. Evidence for Pacific-modulated precipitation variability during the late Holocene from the southwestern USA. *Geophysical Research Letters*, v.33.

Robinson, P.M., 1977. Estimation of a time series model from unequally spaced data. *Stochastic Processes and their Applications*, v.6, p.9–24

Santos N. A.; Siqueira, A. H. B.; Melo, M. L. D. 2016. Precipitação sobre a América do Sul e suas relações com a Oscilação Multidecadal do Atlântico e a Oscilação do Atlântico Norte. *Revista Brasileira de Climatologia*, v.18. p.207-218.

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*, v.3, p.1-12.

Scafetta, N. 2012. Multi-scale harmonic model for solar and climate cyclical variation throughout the Holocene based on Jupiter—Saturn tidal frequencies plus the 11-year solar dynamo cycle.

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.

Schulz, M. & M. Mudelsee. 2002. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences* 28:421-426.

Shen, C. M.; Wang, W. C.; Gong, W.; Hao, Z. X. 2006. A Pacific Decadal Oscillation record since 1470 AD reconstructed from proxy data of summer rainfall over eastern china. *Geophysical Research Letters*, 33(3):L03702.

Sidorenkov, N. S. Celestial mechanical causes of weather and climate changes. 2016. *Atmospheric and Oceanic Physics*, vol.52, n.7, p.667-682.

Silva, M. V.; Paris, A.; Calmant, S.; Cândido, L.A.; Silva, J. S. 2019. Associação do regime hidrológico do Rio Xingu com oceanos adjacentes em eventos extremos utilizando dados altimétricos. *Brazilian Journal of Development*, vol. 5, n.11, p. 27328-27337.

Sousa, A. M. L.; Rocha, E. J. P.; Vitorino, M. I.; Souza, P. J. O. P. 2016. Variabilidade espaço-temporal da precipitação na Amazônia durante eventos ENOS. *Revista Brasileira de Geografia Física*, vol.08, n.01 (2015) 015-029. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v.80, p.296-311.

Tauxe, L., Butler, R.F., Van der Voo, R., Banerjee, S.K., 2010. *Essentials of Paleomagnetism*. Univers. California Press, ed.1, p.512.

Templeton, M. 2004. Time-series analysis of variable star data. *The Journal of the American Association of Variable Star Observers*, v.32, p.41-54.

Theissen, K. M. 2003. Geochimical investigations of quaternary paleoclimate and environmental change from Lake Titicaca, South America and Prydz Bay, Antarctica. Tese. Doutorado em Ciências Ambientais e Geológicas. Universidade de Stanford.

Thompson, R.; Maher, B. A. 1999. *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*. Cambridge University Press: Cambridge, p.390.

Thomson, D.J. 1990. Time series analysis of Holocene climate data. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* 330:601-616.

Torrence, C.; Compo G.P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.79, p.61-78.

Torrence, C.; Webster, P.J. 1999. Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System. *Journal of Climate*, v.12, p.2679-2690.

Valesco, V.M.; Mendoza, B.; Valdes-Galicia, J.F. 2008. The 120-yr solar cycle of the Cosmogenic Isotopes. *Proceedings of the 30th International Cosmic Ray Conference*, v.1, p. 553-556.

Pinheiro, R. V. L.; Maurity, C. W.; Pereira, E. 2015. Cavernas em arenito da província espeleológica Altamira – Itaituba: dados espelogenéticos com base no exemplo da Gruta das Mãos (PA), Amazônia, Brasil. *Espeleo-Tema*, v.26, n.1, p.5 – 18.

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

Whitmeyer, S. J., L. S. Fichter, and E. J. Pyle. 2007. New directions in Wilson Cycle concepts: Supercontinent and tectonic rockcycles. *Geosphere*, v.3, p.511–526,

APÊNDICE A

Detalhe dos gráficos de transformada de ondaletas para séries desigualmente espaçadas detalhados no Origin:

Suscetibilidade magnética

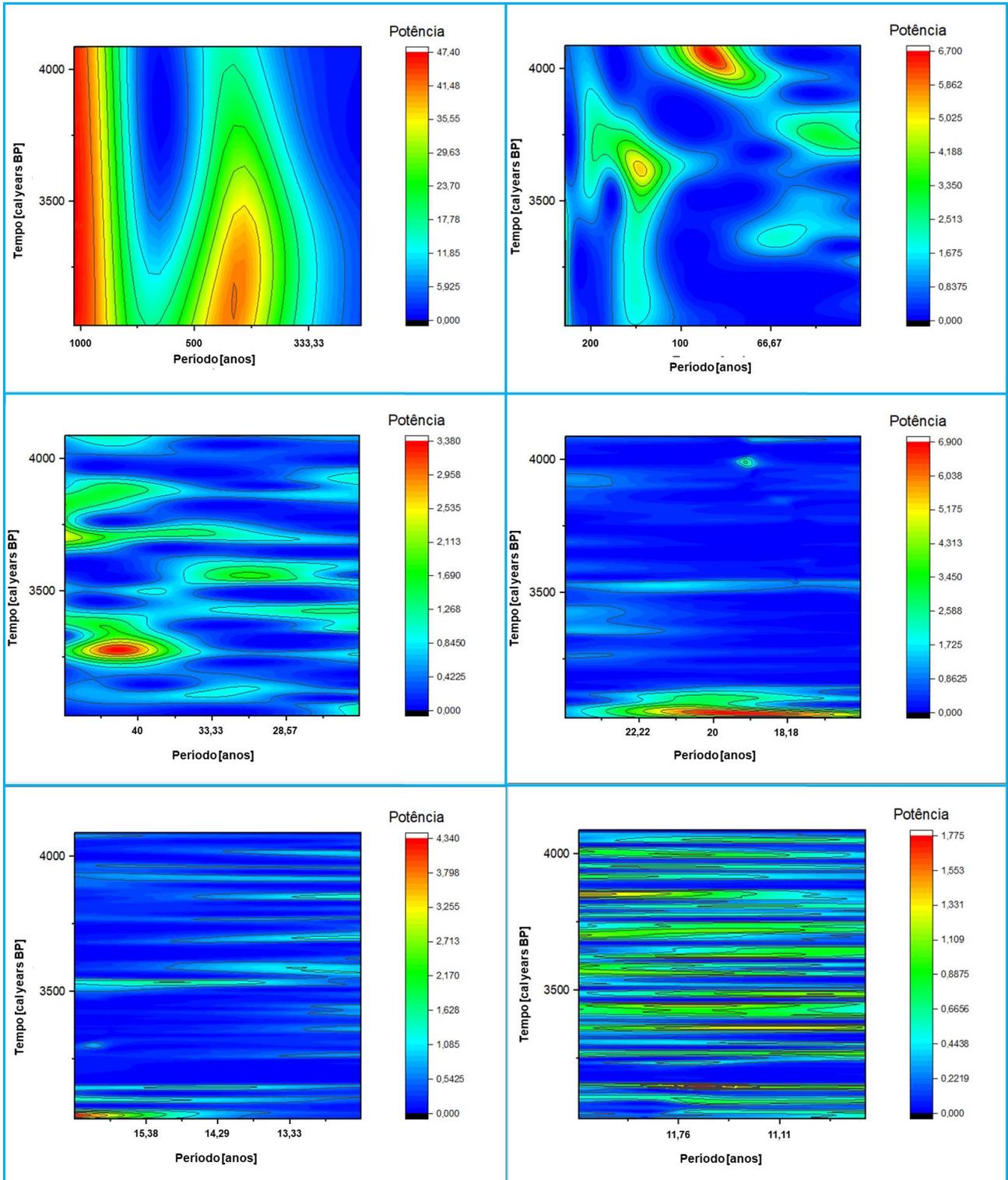


Tabela 4. Picos do espectro de ondaletas para suscetibilidade magnética

Frequência: 0-0,02				Frequência: 0,06-0,08			
Picos				Picos			
Potência	Tempo	Frequência	Período	Potência	Tempo	Frequência	Período
6,006	3617,998	0,006	177,358	2,342	3636,465	0,061	16,498
5,157	3193,248	0,012	85,206	1,929	3335,711	0,067	14,906
6,488	3665,485	0,014	73,462	2,265	3992,621	0,077	12,919
0,946	3802,671	0,002	482,302	Frequência: 0,08-0,1			
Frequência: 0,02-0,04				Picos			
Picos				Potência	Tempo	Frequência	Período
Potência	Tempo	Frequência	Período	1,199	4063,853	0,084	11,975
5,335	3243,374	0,021	47,778	1,223	3902,923	0,087	11,522
11,309	3034,957	0,022	44,768	1,289	3567,872	0,085	11,777
8,053	3844,882	0,021	48,650	1,360	3449,153	0,081	12,364
1,749	3668,123	0,030	33,509	0,767	3069,253	0,087	11,560
4,734	3995,260	0,038	26,056				
2,701	3151,037	0,040	25,134				
Frequência: 0,04-0,06							
Picos							
Potência	Tempo	Frequência	Período				
0,988	3565,234	0,046	21,749				
0,755	3438,600	0,047	21,187				
2,097	3275,032	0,045	22,295				
3,165	3164,228	0,046	21,749				
1,271	3910,837	0,058	17,386				
3,226	3797,395	0,059	16,971				
0,590	3533,575	0,059	16,917				

$\delta^{18}O$

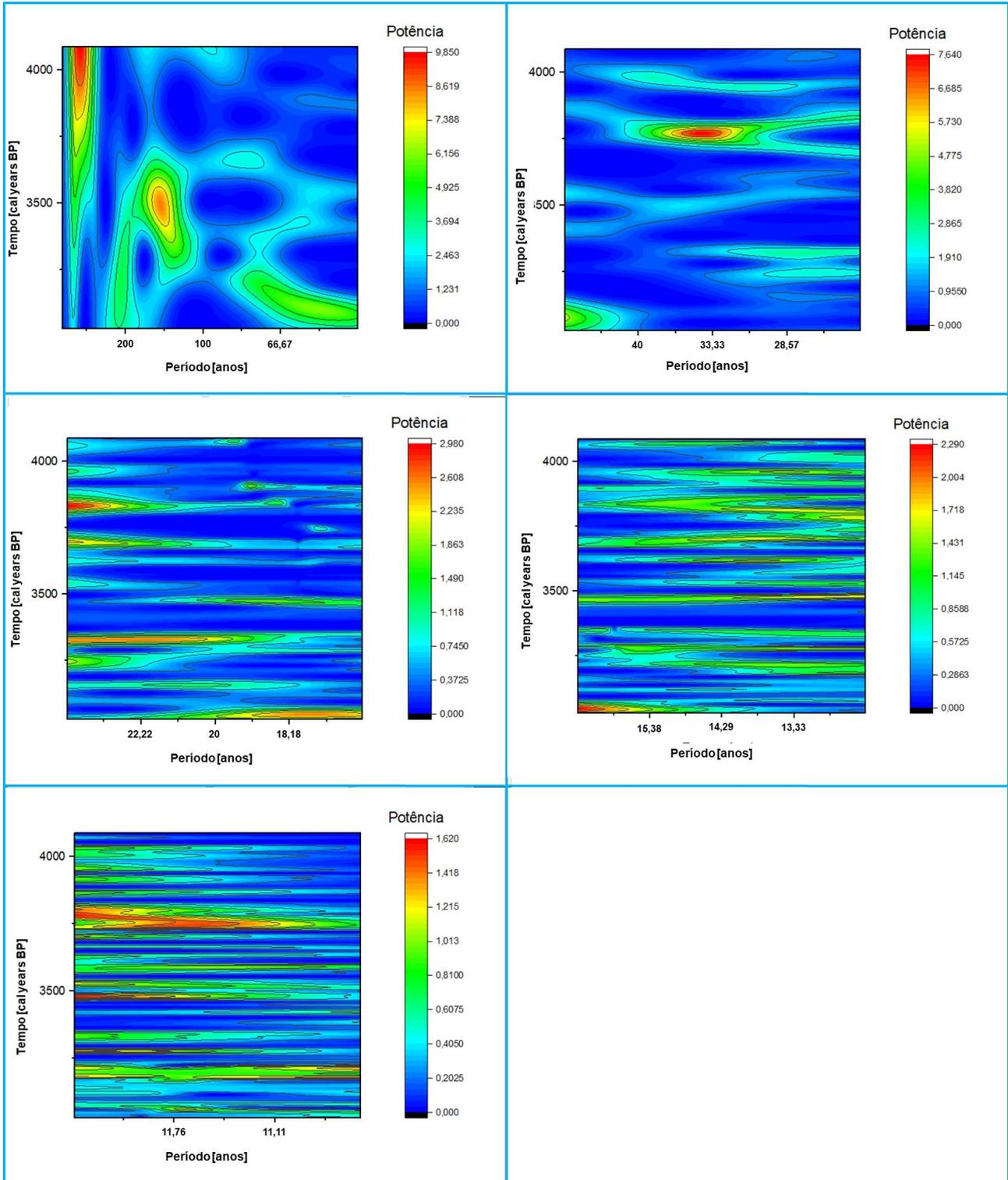


Tabela 5. Picos do espectro de ondaletas para $\delta^{18}\text{O}$

Frequência: 0-0,02				Frequência: 0,06-0,08			
Picos				Picos			
Potência	Tempo	Frequência	Período	Potência	Tempo	Frequência	Período
9,799	4086,348	0,002	484,917	1,103	4073,085	0,069	14,559
8,528	3500,145	0,007	139,002	1,439	3964,333	0,074	13,462
4,357	3216,328	0,005	209,725	1,632	3815,793	0,074	13,530
6,137	3104,923	0,017	58,214	1,597	3786,615	0,079	12,652
2,881	3664,600	0,013	79,327	1,607	3704,388	0,073	13,756
Frequência: 0,02-0,04				1,441	3622,160	0,073	13,773
Picos				1,154	3529,323	0,078	12,742
Potência	Tempo	Frequência	Período	1,670	3478,925	0,078	12,833
7,600	3773,353	0,029	34,229	1,082	3338,343	0,075	13,246
2,487	3980,248	0,026	38,537	1,410	3216,328	0,074	13,513
2,444	3948,418	0,032	30,965	0,611	3078,398	0,075	13,395
1,785	3500,145	0,028	36,072	1,327	3279,988	0,064	15,666
2,768	3325,080	0,036	28,048	Frequência: 0,08-0,1			
2,288	3250,810	0,037	26,989	Picos			
Frequência: 0,04-0,06				Potência	Tempo	Frequência	Período
Picos				1,486	3752,133	0,087	11,560
Potência	Tempo	Frequência	Período	1,604	3481,578	0,080	12,489
2,962	3834,360	0,040	24,976	1,106	3062,483	0,085	11,699
2,584	3330,385	0,045	22,230				
1,214	3157,973	0,047	21,093				
2,574	3049,220	0,056	17,711				
1,743	3476,273	0,053	18,832				
1,348	4078,390	0,051	19,518				
1,770	3908,630	0,052	19,100				
1,470	3844,970	0,054	18,475				
1,421	3847,623	0,054	18,443				
0,957	3746,828	0,057	17,537				

$\delta^{13}\text{C}$

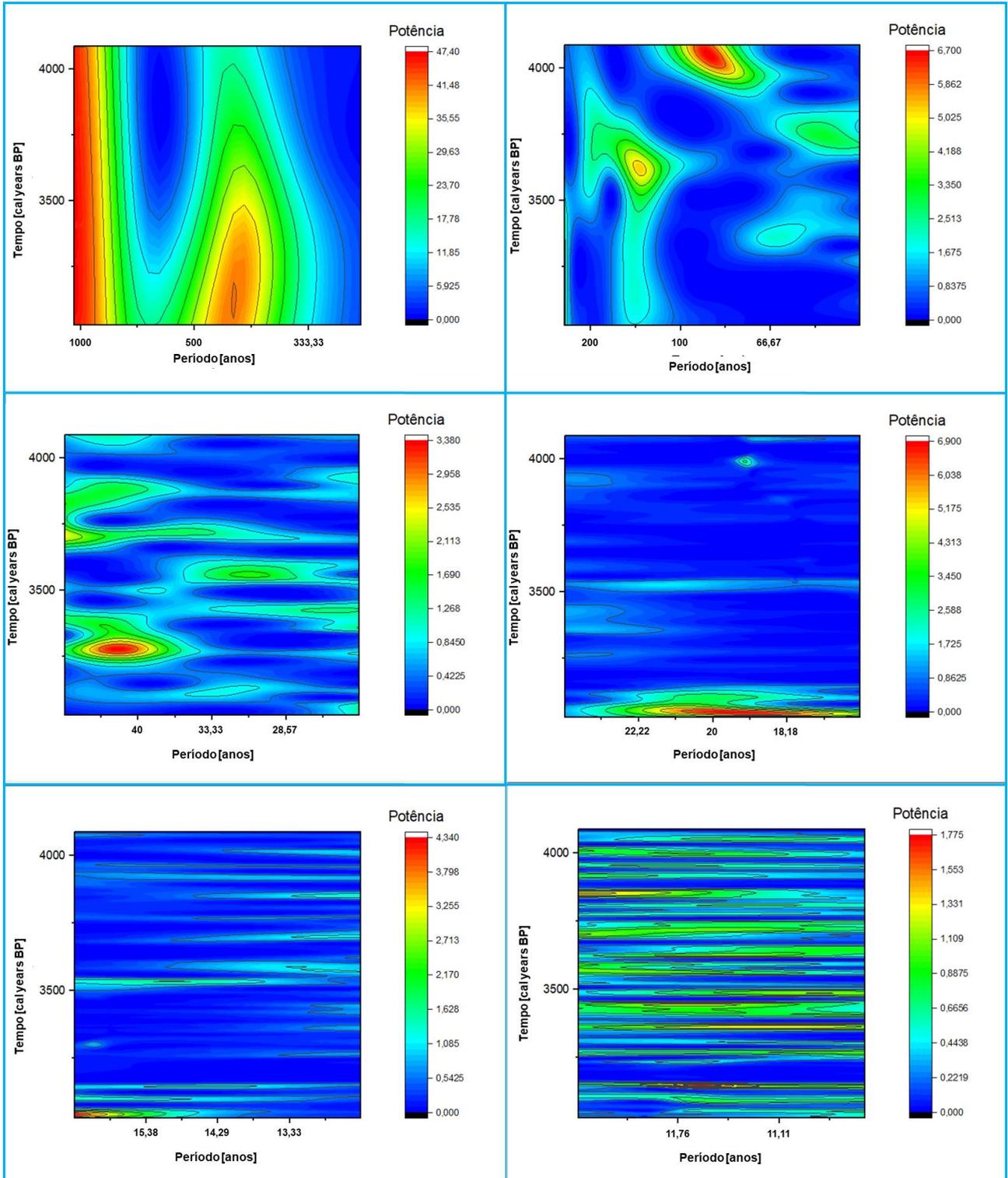


Tabela 6. Picos do espectro de ondaletas para $\delta^{13}\text{C}$

Frequência: 0-0,0034				Frequência: 0,08-0,1			
Picos				Picos			
Potência	Tempo	Frequência	Período	Potência	Tempo	Frequência	Período
47,270	3497,493	0,001	1061,000	0,776	4054,518	0,089	11,280
41,753	3123,490	0,002	426,962	0,909	3998,815	0,085	11,699
Frequência: 0,0035-0,02				0,693	3956,375	0,084	11,933
Picos				1,383	3852,928	0,080	12,475
Potência	Tempo	Frequência	Período	Potência	Tempo	Frequência	Período
5,276	3624,813	0,008	128,966	0,704	3810,488	0,089	11,292
6,697	4051,865	0,012	86,359	1,114	3486,883	0,092	10,868
3,172	3749,480	0,018	55,789	1,183	3444,443	0,086	11,660
2,076	3364,868	0,015	64,913	1,327	3362,215	0,089	11,245
Frequência: 0,02-0,04				0,561	3234,895	0,085	11,699
Picos				1,770	3147,363	0,086	11,597
Potência	Tempo	Frequência	Período	Potência	Tempo	Frequência	Período
3,352	3282,640	0,024	42,177	0,849	3091,660	0,087	11,547
0,932	3118,185	0,031	32,466				
0,918	3500,145	0,026	38,537				
1,812	3561,153	0,033	30,699				
1,333	3425,875	0,038	26,261				
Frequência: 0,06-0,08							
Picos							
Potência	Tempo	Frequência	Período				
1,008	4014,730	0,078	12,895				
0,916	3919,240	0,075	13,328				
1,656	3534,628	0,067	14,966				
0,824	3301,208	0,061	16,310				
1,195	3144,710	0,069	14,442				
0,640	3768,048	0,073	13,668				
1,189	3701,735	0,078	12,772				
1,090	3590,330	0,075	13,246				
1,123	3574,415	0,078	12,833				

Vazão do Rio Xingu

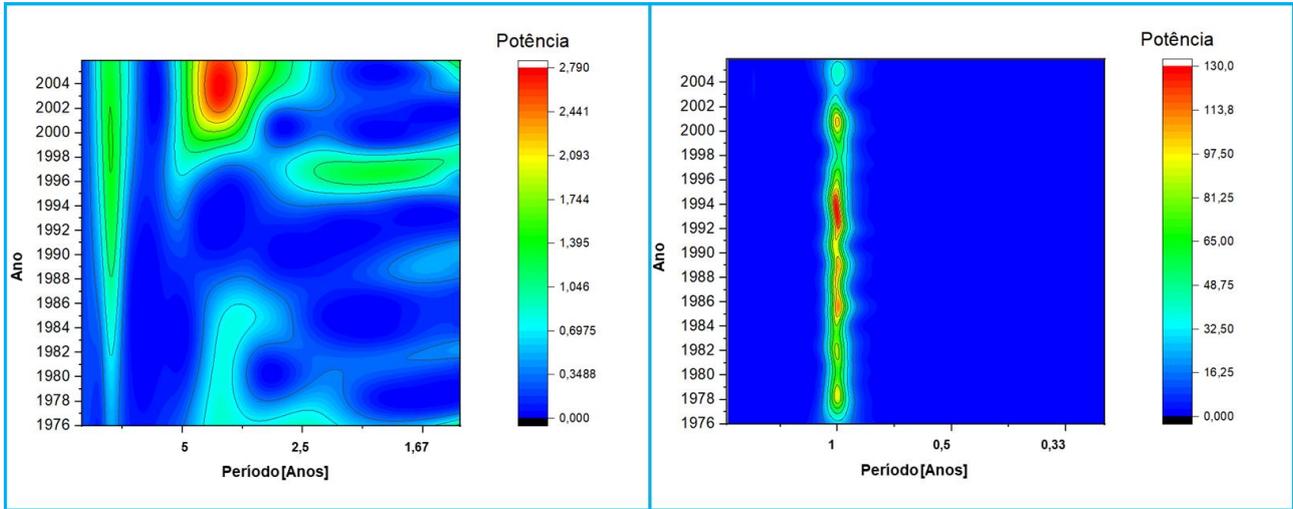


Tabela 7. Picos do espectro de ondaletas para vazões do Rio Xingu

Frequência: 0-0,08				Frequência: 0,08-3			
Picos				Picos			
Potência	Ano	Frequência	Período	Potência	Tempo	Frequência	Período
1,418	1999,485	0,079	12,538	41,968	2004,795	1,003	0,997
5,157	2004,0469	0,026	3,82	103,860	2000,831	0,996	1,004
6,488	1996,792	0,536	1,864	129,630	1993,426	0,993	1,007
				106,920	1989,014	1,010	0,990
				112,770	1985,723	1,006	0,994
				87,010	1982,058	0,993	1,007
				95,214	1978,319	1,000	1,000

