

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ORIGEM DOS SEDIMENTOS TERRÍGENOS DEPOSITADOS NA BACIA PARÁ-
MARANHÃO DURANTE OS ÚLTIMOS 1,6 MA E SUAS IMPLICAÇÕES
PALEOCLIMÁTICAS E PALEOCEANOGRÁFICAS**

Jaqueline Quirino Ferreira

Orientador: Prof. Dr. Cristiano Mazur Chiessi

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2017 / 26)

SÃO PAULO
2017

De acordo,

Jaqueline Quirino Ferreira

Prof. Dr. Cristiano Mazur Chiessi

SÃO PAULO
2017

AGRADECIMENTOS

São muitos os motivos para agradecer.

Início esta seção agradecendo primeiramente ao privilégio de ter cursado esta graduação. Ao Instituto de Geociências por todas as instalações e infraestrutura, a todos os enriquecedores trabalhos de campo e, principalmente, a todos os professores e funcionários que tornam isto possível, muito obrigada!

Ao Prof. Dr. Cristiano Mazur Chiessi por sua orientação, paciência e atenção durante todo este período e ainda pela oportunidade de trabalhar com este tema. Aos projetos FAPESP 2017/17517-3, CAPES 564/2015 e MGK 1602 pelo apoio financeiro para esta pesquisa. Às instalações laboratoriais da Escola de Artes, Ciências e Humanidades, à equipe do CPGeo e da State Key Laboratory for Marine Geology pelos resultados analíticos, nomeadamente à Profa. Dra. Maria Helena de Hollanda, Giselle Enrich e ao Rodrigo Lucena.

No âmbito de minha formação, agradeço àqueles que muito contribuíram para meu desenvolvimento científico no período da graduação, às instalações do Instituto Oceanográfico onde estive por quase três anos entre bolsas e estágios, ao Prof. Dr. Rubens Figueira, à Profa. Dra. Renata Nagai e à Profa. Dra. Sílvia Helena de Mello e Souza.

Foram muitos os amigos e colegas que me ajudaram nessa caminhada e que por vezes foram indispensáveis para que eu conseguisse seguir e não é justo não citar a todos, porém agradeço em especial à Amanda, Ianny, Laura, Sebo, Carlos, Giselle, Bruna, Buxo, Fernanda e Carina.

Agradeço sobretudo à minha família. Ao meu pai, Francisco Alcântara, por me ensinar a tudo questionar e à minha mãe, Fátima Quirino, por me ensinar o valor da completude. Estes são valores que levarei comigo em tudo que fizer e que foram fundamentais para a conclusão desta etapa, bem como o seu apoio. Agradeço à minha irmã, Jessica Quirino por toda a amizade e companheirismo, e também ao meu irmão Felipe. Agradeço por fim àquele que me apoiou incondicionalmente desde o momento do vestibular até a finalização desta etapa, ao meu parceiro de vida, Leonardo Martins.

“Se podes olhar, vê. Se podes ver, repara.”

José Saramago

RESUMO

Sedimentos marinhos depositados na porção oeste do Atlântico equatorial apresentam grande potencial para investigações das mudanças climáticas ocorridas durante o Quaternário na América do Sul tropical. No entanto, para que o potencial destes sedimentos seja devidamente explorado, é de fundamental importância determinar a área fonte da fração terrígena dos sedimentos ali depositados. Este trabalho de formatura teve como objetivo principal a determinação da área fonte dos sedimentos terrígenos depositados durante os últimos ca. 1,6 Ma na Bacia Pará-Maranhão, oeste do Atlântico equatorial. Para isso, foi determinada a composição isotópica de neodímio (expressa por $\epsilon_{Nd(0)}$) em dezenove amostras de sedimentos terrígenos do testemunho CDH79, coletado no talude continental da Bacia Pará Maranhão, e os seus resultados comparados com uma compilação dos valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ das possíveis áreas fontes. Adicionalmente, foi determinada a concentração de elementos maiores em 80 amostras deste mesmo testemunho com o objetivo de calibrar dados já disponíveis em alta resolução temporal da intensidade de elementos maiores obtidos por meio de scanner de fluorescência de raios-X (FRX). As razões $\ln(Ti/Ca)$ e $\ln(Fe/Ca)$ obtidas através dos dois métodos mostraram excelente correlação, indicando um alto grau de confiabilidade na interpretação dos dados obtidos em alta resolução temporal por meio de scanner de FRX. A integração dos resultados de $\epsilon_{Nd(0)}$ obtidos neste trabalho de formatura com os dados disponíveis na literatura permitiu a definição de três grupos de amostras: (i) doze amostras com assinaturas médias de -12,47; (ii) cinco amostras com assinaturas médias de -13,37; e (iii) duas amostras com assinaturas anômalas de $\epsilon_{Nd(0)}$, -14,17 e -15,90. Estes dados sugerem que durante os últimos 1,6 Ma os sedimentos terrígenos depositados na Bacia Pará-Maranhão apresentam origem predominante nos Andes tropicais drenados pela Bacia hidrográfica do Amazonas (grupo de amostras i). Entretanto, em alguns períodos, ocorre uma maior influência de material terrígeno oriundo de fontes menos radiogênicas, como a porção cratônica da Bacia hidrográfica do Amazonas ou ainda a Bacia hidrográfica do Parnaíba (grupos de amostras ii e iii). Propõem-se que estas variações de proveniência se deram por mudanças na região predominante de precipitação Amazônica do centro-oeste para o leste da Bacia hidrográfica do Amazonas, ou ainda por migrações para sul da Zona de Convergência Intertropical, o que implicaria em uma maior precipitação sobre o NE do Brasil.

ABSTRACT

Marine sediments deposited in the western equatorial Atlantic has a great potential for investigations of the climatic changes that occurred during the Quaternary in tropical South America. However, in order to explore the full potential of these sediments, the determination of the source area of the terrigenous fraction of the deposited sediments is of prime importance. The aim of this study was to determine the source area of the terrigenous sediments deposited during the last ca. 1.6 Ma in the Pará-Maranhão Basin, western equatorial Atlantic. Therefore, the isotopic composition of neodymium (expressed as $\epsilon_{Nd(0)}$) was determined in nineteen samples of terrigenous sediments of core CDH79, retrieved from the continental slope of the Pará-Maranhão Basin, and their results were compared with a compilation of $\epsilon_{Nd(0)}$ values of from possible sources. In addition, the concentration of major elements of 80 samples of the same core was determined with the purpose of calibrating previously available high-resolution X-ray fluorescence (XRF) scanner major element intensity data. The $\ln(Ti/Ca)$ and $\ln(Fe/Ca)$ ratios obtained from both methods shows an excellent agreement, indicating a high degree of reliability in the interpretation of the high temporal resolution data obtained via XRF scanner. The integration of the $\epsilon_{Nd(0)}$ results obtained here and literature data allowed the definition of three groups of samples: (i) twelve samples with mean value -12.47; (ii) five samples with mean value -13.37; and (iii) two samples with anomalous $\epsilon_{Nd(0)}$ values -14.17 and -15.90. The data suggest that during the last 1.6 Ma the terrigenous sediments deposited in the Pará-Maranhão Basin are predominantly sourced in the tropical Andes drained by the Amazon hydrological Basin (sample group i). However, during specific periods, there is a greater influence of terrigenous material from less radiogenic sources, such as the cratonic portion of the Amazon hydrological Basin or the Parnaíba hydrological Basin (sample groups ii and iii). We propose that these variations in provenance are due to shifts in the main locus of precipitation over the Amazon hydrological Basin, or to southward migrations of the Intertropical Convergence Zone, which would result in increased precipitation over NE Brazil.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa de localização do testemunho sedimentar marinho CDH79, investigado neste Trabalho de Formatura, sobre os valores médios anuais da temperatura da superfície marinha em °C (Locarnini *et al.*, 2013). O retângulo preto no painel inferior esquerdo delimita a área mostrada no painel principal 15
- Figura 2. Variação da ZCIT (ITCZ) na porção norte da América do Sul. A - verão boreal (*boreal summer*) (junho-agosto para precipitação e setembro para a salinidade superficial do mar – SSS); B- verão austral (*austral summer*) (dezembro-fevereiro para precipitação, março para SSS). As setas ilustram o fortalecimento dos ventos alísios a SE em A e a NE em B. Modificado de Govin *et al.*, (2014) 17
- Figura 3. Esquema da relação entre T_{CHUR} , T_{DM} e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em A e de ϵ_{Nd} , em B. As setas ilustram o comportamento desses parâmetros ao longo do tempo em relação à crosta, manto depletado e CHUR. Modificado de DePaolo (1988) 22
- Figura 4. Valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ das regiões adjacentes à área de estudo. A figura apresenta valores compilados da literatura e dispostos na Tabela S1 (sedimentos inconsolidados) e Tabela S2 (litologias), em anexo, bem como o valor médio das amostras do testemunho sedimentar marinho CDH79, investigado neste trabalho de formatura. As cores mais escuras representam valores mais negativos de $\epsilon_{Nd(0)}$ e as cores mais claras representam os valores menos negativos. As circunferências representam os dados referentes a litologias, enquanto os pentágonos representam os sedimentos inconsolidados. O perímetro (linha preta) das Bacias hidrográficas do Amazonas e Parnaíba encontram-se indicadas 23
- Figura 5. Fotografias do testemunho sedimentar marinho CDH79 (Oliveira, 2016) analisado neste trabalho de formatura. O testemunho foi coletado durante o cruzeiro R/V Knorr KNR197-4, em fevereiro de 2010 no talude da margem continental NE da América do Sul, Bacia Pará-Maranhão 27
- Figura 6. Dados de $\epsilon_{Nd(0)}$ obtidos a partir do amostras da testemunho sedimentar marinho CDH79 (circunferências em preto). Também estão representados dados obtidos por Zhang *et al.* (2015) de sedimentos de core-tops coletados na desembocadura do Rio Amazonas e Guiana Francesa (quadrado em laranja), juntamente com o do Rio Parnaíba (quadrado em rosa). As barras representam o desvio padrão dos dados de core-top. Adicionalmente, dados downcore dos testemunhos GeoB16224-1 (margem continental da Guiana Francesa) e GeoB16206-1 (talude continental ao largo da desembocadura do Rio Parnaíba) estão também

representados (triângulos em laranja e rosa, respectivamente) 31

Figura 7. Registros isotópicos e elementares do testemunho CDH79 para os últimos 250 Ka.

A. Porcentagem de material andino no material terrígeno do testemunho sedimentar marinho GeoB4411-2 coletado na Elevação do Ceará (Govin *et al.*, 2014). B. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ de estalagmites coletadas na vertente leste dos Andes do Peru (Cheng *et al.*, 2013a). C. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho sedimentar marinho CDH79 (Oliveira, 2016). D. Registro de $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (curva em azul) (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em caramelo) (este estudo). E. Registro de $\ln(\text{Ti}/\text{Ca})$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em marrom) (este estudo) 32

Figura 8. Registros isotópicos e elementares do testemunho CDH79 para os últimos 250 Ka.

A. Porcentagem de material andino no material terrígeno do testemunho sedimentar marinho GeoB4411-2 coletado na Elevação do Ceará (Govin *et al.*, 2014). B. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ de estalagmites coletadas na vertente leste dos Andes do Peru (Cheng *et al.*, 2013a). C. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho sedimentar marinho CDH79 (Oliveira, 2016). D. Registro de $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (curva em azul) (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em caramelo) (este estudo). E. Registro de $\ln(\text{Ti}/\text{Ca})$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em marrom) (este estudo). Em D e E os valores de $\varepsilon_{\text{Nd}(0)}$ estão representados por circunferências 33

Figura 9. Registros isotópicos e elementares do testemunho CDH79 para os últimos 1,6 Ma.

A. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho sedimentar marinho CDH79 (Oliveira, 2016). B. Registro de $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (curva em azul) (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em caramelo) (este estudo). C. Registro $\ln(\text{Ti}/\text{Ca})$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em marrom) (este estudo). Em B e C os valores de $\varepsilon_{\text{Nd}(0)}$ estão representados por circunferências 34

Figura 10. Mudanças no padrão do aporte de sedimentos terrígenos à Bacia Pará-Maranhão

ao longo dos últimos 1,6 Ma em comparação com os ciclos orbitais. A. Curva representativa dos ciclos de obliquidade e B. excentricidade, ambas baseadas em Laskar *et al.* (2004) para os últimos 1,6 Ma, disponível em <<http://vo.imcce.fr/insola/earth/online/earth/earth.html>>. C.

Curva dos ciclos de precessão calculada a partir da relação: $p = e(\sin(\varpi))$, onde e = excentricidade e ϖ = longitude do periélio. D. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho sedimentar marinho CDH79 (Oliveira, 2016). E. Registro de $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (curva em azul) (Oliveira, 2016), valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em caramelo) (este estudo) e dados de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ (circunferências em preto) (este estudo). As faixas verticais I, II e III indicam períodos com padrões distintos de variabilidade no aporte de sedimentos terrígenos à Bacia Pará-Maranhão 37

Figura 11. Representação da relação dos valores de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ obtidos nesse estudo e dados apresentados de acordo com as idades. A. Porcentagem de material andino no material terrígeno do testemunho sedimentar marinho GeoB4411-2 coletado na Elevação do Ceará (Govin et al., 2014). B. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ de estalagmites coletadas na vertente leste dos Andes do Peru (Cheng *et al.*, 2013a). C. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho sedimentar marinho CDH79 (Oliveira, 2016). D. Registro de $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (curva em azul) (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em caramelo) (este estudo). E. Registro de $\ln(\text{Ti}/\text{Ca})$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em marrom) (este estudo). Em D e E os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ estão representados por circunferências. As linhas tracejadas em azul claro indicam o grupo de valores de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ de proveniência andina, enquanto as linhas tracejadas em verde indicam os valores mais negativos de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ 40

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Resultados analíticos de $\epsilon_{Nd(0)}$ para amostras do testemunho sedimentar marinho CDH7 obtidas neste estudo	30
--	----

LISTA DE ANEXOS

Anexo I. Tabela S1. Compilação dos valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ em sedimentos inconsolidados nas porções adjacentes à área de estudo	49
Anexo II. Tabela 2S. Compilação dos valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ em litologias nas porções adjacentes à área de estudo	52
Anexo III. Tabela 3S. Dados de elementos maiores obtidos por ICP-OES	57

ÍNDICE

1. Introdução	10
2. Objetivos	12
3. Fundamentação teórica	
3.1 Geologia regional	
3.1.1 Bacia Amazônica	13
3.1.2 Bacia do Parnaíba	14
3.2 Componentes climáticas da área de estudo	
3.2.1 Clima moderno	15
3.2.2 Paleoclima e paleoceanografia	17
3.3 Ferramentas para estudo de proveniência sedimentar	
3.3.1 Elementos maiores	19
3.3.2 Sistema Sm-Nd	19
3.3.2.1 Caracterização química do sistema	20
3.3.2.2 Aplicação de $\epsilon_{Nd(0)}$ como ferramenta para estudo de proveniência na área de estudo	22
3.4 Estudos pretéritos do testemunho marinho CDH79	
3.4.1 Modelo de idades	25
3.4.2 Intensidade de elementos maiores	26
4. Material	27
5. Métodos	
5.1 Análise de $\epsilon_{Nd(0)}$	
5.1.1 Preparação das amostras	28
5.1.2 Métodos laboratoriais	28
5.2 Elementos maiores	29
6. Resultados	
6.1 Valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ para os últimos 1,6 Ma	30
6.2 Elementos maiores	31
7. Discussão	
7.1 Correlação entre dados de elementos maiores obtidos a partir de FRX e ICP-OES	35
7.2 Proveniência sedimentar com base nos dados de $\epsilon_{Nd(0)}$	35
7.3 Integração dos dados obtidos com base no estado da arte no tema para os últimos 250 Ka e 1,6 Ma	36
8. Conclusões	41
Referências bibliográficas	42

1. INTRODUÇÃO

Os sedimentos terrígenos são produto do intemperismo de rochas expostas em superfície e são transportados para os oceanos por diversos agentes geológicos. Durante os processos de intemperismo, transporte e diagênese, os minerais e rochas podem ter suas características originais alteradas. Para estudos de proveniência de sedimentos terrígenos depositados no fundo dos oceanos torna-se necessário o uso de indicadores que apresentem mínima alteração e sejam representativos da rocha fonte.

A área fonte da componente terrígena de certo corpo sedimentar marinho pode apresentar assinatura isotópica característica a depender de sua associação petrotectônica. Apesar dos processos intempéricos, a composição isotópica do Nd permanece praticamente inalterada desde a rocha mãe até a rocha sedimentar marinha oriunda da consolidação de certo corpo sedimentar (McLennan *et al.*, 1990). Desta forma, a composição isotópica do Nd é uma importante ferramenta para o estudo de proveniência de sedimentos terrígenos depositados nos oceanos (Goldstein *et al.*, 1984; Goldstein, 1988; Goldstein & Jacobsen, 1988).

Adicionalmente, a relação entre elementos de origem terrígena (i.e., Fe e Ti) em comparação com os de origem marinha (i.e., Ca) em sedimentos marinhos dada, por exemplo, pelas razões Fe/Ca e Ti/Ca é um indicador largamente utilizado em estudos paleoclimáticos (Chiessi *et al.*, 2010; Arz *et al.*, 1998; Govin *et al.*, 2014). A variação positiva dessas razões pode indicar um aumento no aporte de sedimentos terrígenos às bacias oceânicas, que, por sua vez, pode estar associado a uma intensificação na precipitação sobre os continentes.

As mudanças climáticas e ambientais ficam registradas nos sedimentos marinhos durante a sua deposição. A reconstituição espacial e temporal da distribuição dos sedimentos por meio de estudos de proveniência fornecem valiosas informações para reconstruções paleoceanográficas e paleoclimáticas (p.e., Zhang *et al.*, 2015). O conhecimento aprofundado das mudanças climáticas pretéritas, por sua vez, pode diminuir as incertezas a respeito das projeções climáticas futuras, pois: (i) os modelos numéricos podem ser validados com eventos climáticos pretéritos (p.e., Voigt *et al.*, 2015); e (ii) eventos climáticos pretéritos podem indicar a compreensão de respostas não lineares do sistema climático, ainda insuficientemente representadas nos modelos numéricos (p.e., Liu *et al.*, 2017). Finalmente, as mudanças climáticas em curso devem alterar substancialmente o hidroclima da porção tropical da América

do Sul (Collins *et al.*, 2013), sendo o cenário futuro de precipitação na Amazônia incerto (Marengo *et al.*, 2012; Boers *et al.*, 2017; Zemp *et al.*, 2017).

2. OBJETIVOS

Este trabalho de formatura teve como objetivo principal determinar a área fonte dos sedimentos terrígenos depositados na Bacia Pará-Maranhão durante os últimos ca. 1,6 Ma. Para tanto, os seguintes objetivos específicos foram propostos:

- (a) Selecionar e analisar dezenove amostras do testemunho CDH79 (coletado na Bacia Pará-Maranhão) para a composição dos isótopos de Nd no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP);
- (b) Correlacionar os dados obtidos em (a) com outras séries de dados (p.e., concentração de elementos maiores produzido por fluorescência de raios-X (FRX) em Oliveira (2016) e análises realizadas a partir de ICP-OES associadas a este trabalho de formatura);
- (c) Interpretar todo o conjunto de dados com base no estado-da-arte da literatura internacional a respeito do tema.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Geologia Regional

A Bacia Pará-Maranhão está localizada na margem equatorial brasileira entre 47°W e 44°W e 1°S e 1°N, sendo caracterizada como uma bacia exclusivamente marítima (Soares *et al.*, 2007). Nas áreas proximais à bacia, dois sistemas fluviais têm maior destaque: a Bacia hidrográfica do Amazonas e a Bacia hidrográfica do Parnaíba.

3.1.1 Bacia Amazônica

A Bacia Amazônica é composta por três componentes morfológicos principais: a porção cratônica, os Andes e a Planície Amazônica.

A porção cratônica é composta pelos escudos da Guiana e do Brasil, correspondendo a cerca de 44% da Bacia, com elevação entre 150 e 550 m acima do nível do mar (Guyot, 1993) é composta de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares intensamente alteradas, que datam do Pré-Cambriano ao Mesozóico (Cordani & Sato, 1999; Putzer, 1984).

A Cordilheira dos Andes corresponde a cerca de 12% da área da Bacia Amazônica (Guyot, 1993), sendo predominantemente composta de metassedimentos Paleozóicos e Mesozóicos, além de rochas magmáticas intrusivas e vulcânicas do Terciário (Putzer, 1984). A porção ocidental da Bacia Amazônica é considerada uma bacia de retroarco de antepaís dos Andes Cenozóicos (Horton *et al.*, 1997), apresentando elevações entre 600 e 6500 m (Viers *et al.*, 2008).

A Planície Amazônica corresponde a 44% da Bacia. Apresentando pouca elevação, entre 0 e 600 m e é composta por depósitos sedimentares predominantemente Quaternários e Terciários formados pela denudação dos Andes (Viers *et al.*, 2008).

O Rio Amazonas é o maior rio do mundo em termos de área de drenagem (6,1 milhões de km²) (Junk, 2013) e de descarga de água (200.000 m³/s) (Molinier *et al.*, 1996). O fluxo de sólidos transportados pelo rio até o oceano é estimado entre 500 e 1200 MT/ano (Meade *et al.*, 1979). Seus principais tributários são os rios Solimões e Madeira, que representam cerca de 95% do material transportado pelo Rio Amazonas (Gibbs, 1967; Filizola & Guyot, 2004), possuem suas cabeceiras nos Andes, erodindo ativamente as terras altas da Bacia Amazônica. Os demais tributários, os rios Negro, Trombetas, Tapajós, Xingu, dentre outros, drenam a porção de menor

declividade da Bacia e são responsáveis por cerca de 5% do fluxo sedimentar restante do Rio Amazonas (Viers *et al.*, 2008; Staller & Edmond, 1983).

3.1.2 Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba ocupa cerca de 600.000 km², caracterizada como uma bacia intracratônica, desenvolveu-se sobre um embasamento continental durante a Estabilização da Plataforma Sul Americana (Almeida & Carneiro, 2004). A subsidência inicial da Bacia está ligada às deformações e eventos térmicos finais e pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro (Vaz *et al.*, 2007; Cordani *et al.*, 1984). O embasamento da bacia é constituído de rochas que abrangem um longo intervalo, porém com predomínio de rochas formadas entre o final do Proterozóico e o início do Paleozóico (Vaz *et al.*, 2007). O preenchimento da Bacia se dá por cinco supersequências: Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea (Vaz *et al.*, 2007).

A Bacia hidrográfica do Parnaíba ocupa uma área de 331.441 km², que abrange os Estados do Ceará, Piauí e Maranhão, sendo uma das mais importantes da Região Nordeste do país. O Rio Parnaíba tem cerca de 1400 km e apresenta comportamento perene na maioria dos seus trechos (MMA, 2006), dentre os seus afluentes se destacam os rios Balsas, Gurguéia, Piauí, Canindé, Poti e Longá.

3.2 Componentes climáticas da área de estudo

3.2.1 Clima moderno

A área de estudo está localizada no talude da margem continental NE da América do Sul (Figura 1), sendo os principais componentes atmosféricos e oceânicos de interesse a Corrente Norte do Brasil (CNB), a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e o Sistema de Monções da América do Sul (SMAS).

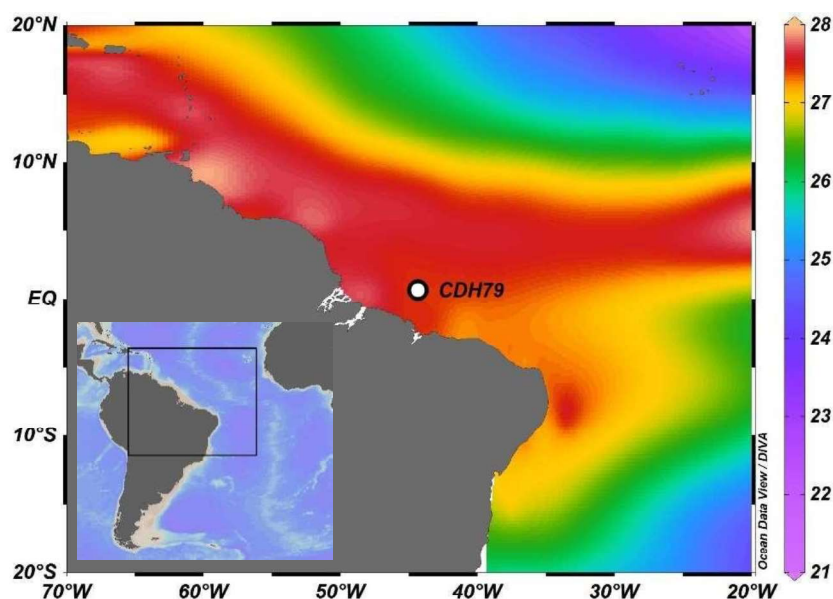


Figura 1. Mapa de localização do testemunho sedimentar marinho CDH79, investigado neste trabalho de formatura, sobre os valores médios anuais da temperatura da superfície do mar em °C (Locarnini *et al.*, 2013). O retângulo preto no painel inferior esquerdo delimita a área mostrada no painel principal.

A circulação oceânica superficial na área de estudo é dominada pela CNB. Esta corrente tem origem na bifurcação da Corrente Sul Equatorial ao redor de 10°S e transporta águas de alta temperatura e salinidade para noroeste (Peterson & Stramma, 1991; Stramma & England, 1999). Na sua porção inicial, a CNB é predominantemente uma corrente subsuperficial com uma fraca componente superficial que se intensifica ao longo da sua trajetória. Na sua extremidade noroeste, a CNB alimenta a Corrente das Guianas que flui em direção ao Caribe (Peterson & Stramma, 1991). A CNB é um importante elemento da distribuição de calor entre os hemisférios e um componente central da célula de revolvimento meridional do Atlântico (*Atlantic Meridional*

Overturning Circulation - AMOC) (Broecker, 1991). Enquanto a CNB alimenta a Corrente das Guianas durante o inverno austral, uma porção significativa das águas transportadas pela CNB sofre transporte para leste na Contra Corrente Norte Equatorial durante o verão austral (Johns *et al.*, 1998). As condições superficiais e da termoclina da porção oeste do Atlântico equatorial estão associadas à variabilidade dos ventos alísios bem como à posição da ZCIT (Hastenrath & Merle, 1987).

A ZCIT corresponde à região de confluência dos ventos alísios de sudeste provenientes do Hemisfério Sul com os de nordeste provenientes do Hemisfério Norte e é caracterizada por intensa atividade convectiva (Schneider *et al.*, 2014). A posição média da ZCIT é fortemente controlada pelo máximo de temperatura da superfície do mar. Deste modo, sua posição assim como a posição do cinturão de precipitação associado a ela sofre marcante oscilação meridional durante o ano. Entre fevereiro e abril, a ZCIT se encontra na sua posição mais austral e é responsável pela estação úmida na porção norte do Nordeste do Brasil, enquanto que entre maio e janeiro a ZCIT está deslocada para norte causando uma longa estação seca nesta mesma região (Hastenrath, 2000, 2006).

Por sua vez, o SMAS é um sistema de monção não convencional, pois não apresenta típica reversão sazonal de ventos em baixos níveis (Zhou & Lau, 1998). Entretanto, outras características de sistemas de monção são observadas na América do Sul, como a marcante sazonalidade na precipitação tropical, i.e., fortalecimento no verão austral e enfraquecimento no inverno austral (Garreaud *et al.*, 2009). O estabelecimento do SMAS é marcado pela convecção profunda que se desenvolve primeiro sobre o noroeste da Bacia Amazônica no final da primavera austral, e então progride para o sudeste da América do Sul. Durante a fase madura do SMAS (i.e., no verão austral), o fortalecimento de ventos de leste na troposfera superior causa um deslocamento para o sul da zona de maior precipitação em direção ao Altiplano e à porção sul da América do Sul, chegando até o norte da Argentina.

Na região amazônica, devido aos altos valores de radiação solar incidente ao longo do ano, a temperatura média do ar não apresenta grande variação sazonais. Na Amazônia meridional, o ciclo anual de temperatura é mais pronunciado devido à forte radiação solar e à penetração de frentes frias extratropicais. Os valores da temperatura média do ar estão entre 24° e 26° C, com amplitude anual de 1° a 2° C, chegando a amplitudes de 3° a 4° C na porção meridional (Nobre, 2009).

A precipitação moderna na região apresenta forte padrão sazonal (Hastenrath, 2012). A estação chuvosa da maior parte da Bacia Amazônica localizada no Hemisfério Sul é entre

novembro e março, com pico em dezembro-fevereiro, enquanto que a estação seca ocorre de maio a setembro. A transição entre a estação seca e a estação úmida é associada ao estabelecimento do SMAS (Vera *et al.*, 2006), na qual a intensa insolação no continente durante o verão austral (DJF) resulta no aumento de umidade trazida ao continente pelos ventos alísios, aumento a precipitação na região. Na porção norte da bacia, o regime de chuvas responde à variação sazonal da ZCIT, sendo que a estação chuvosa ocorre de junho a agosto (JJA) e o período mais seco, de dezembro a fevereiro (DJF) (Obregón & Nobre, 2003), quando a ZCIT está na sua porção mais a norte e sul, respectivamente, como ilustra a Figura 2.

A região Nordeste do país apresenta temperaturas médias anuais de 23° a 27°C. A estação chuvosa se concentra entre março e abril, resultante de variações da temperatura da superfície do mar (TSM) sobre os oceanos, os quais afetam a posição e intensidade da ZCIT (Hastenrath, 2012).

Os eventos positivos do fenômeno El Niño/Oscilação Sul (ENOS) afetam as regiões da Amazônia e Nordeste do país de forma a ocasionar anomalias negativas na precipitação (Poveda, 2006).

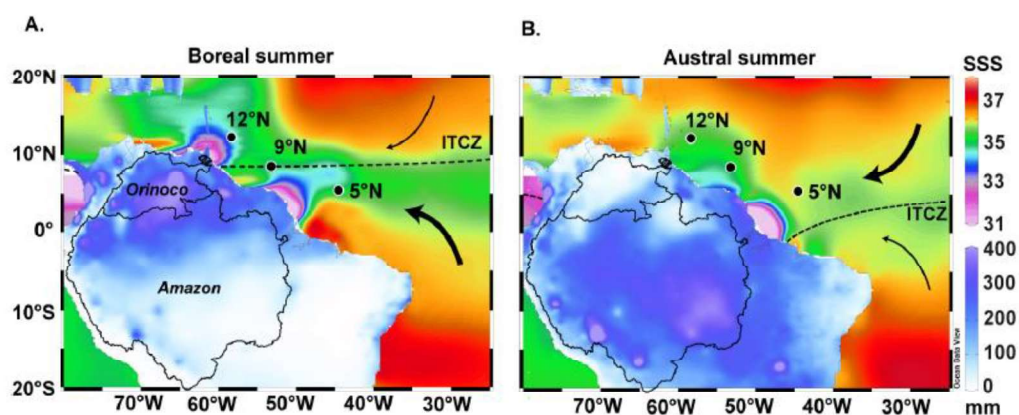


Figura 2. Variação da ZCIT (ITCZ) na porção norte da América do Sul. A - verão boreal (*boreal summer*) (junho-agosto para precipitação e setembro para a salinidade superficial do mar – SSS); B- verão austral (*austral summer*) (dezembro-fevereiro para precipitação, março para SSS). As setas ilustram o fortalecimento dos ventos alísios a SE em A e a NE em B. Modificado de Govin *et al.* (2014).

3.2.2 Paleoclima e Paleoceanografia

As mudanças na insolação recebida pela Terra em escala temporal orbital, i.e. dezenas

de milhares de anos, foram a principal causa de modificações na precipitação nas regiões sob a influência do SMAS, sendo os valores altos de insolação de verão associados a períodos de fortalecimento do SMAS. Além disso, as modificações de pluviosidade nos trópicos da América do Sul em escala temporal orbital são consistentes, predominantemente, com os ciclos de precessão (Cheng *et al.*, 2013a; Seltzer *et al.*, 2000).

Estudos de registros em espeleotemas (Cruz *et al.*, 2005; Cruz *et al.*, 2009; Cheng *et al.*, 2013a) e testemunhos sedimentares marinhos (Govin *et al.*, 2014; Gu *et al.*, 2017) demonstram como variações de insolação de verão produzem mudanças no regime de chuvas tropicais e extratropicais durante o Quaternário tardio. Essas variações são caracterizadas por um dipolo de precipitação entre a porção oeste da Amazônia/Sudeste a porção leste da Amazônia/Nordeste do país.

Este padrão antifásico das chuvas na porção tropical da América do Sul bem caracterizado para o Holoceno, pode ser explicado a partir da influência do SMAS sobre a circulação zonal dentro do continente. O aumento da radiação solar teria aquecido o continente sul-americano em relação à superfície marinha, resultando em uma maior convergência de umidade do Oceano Atlântico tropical para a Bacia Hidrográfica do Rio Amazonas, intensificando o sistema de monções, gerando condições mais secas no Nordeste e mais úmidas no restante do país (Cruz *et al.*, 2009; Prado *et al.*, 2013a, b).

Atualmente os sedimentos da Amazônia são transportados pela CNB até o Mar do Caribe, porém ocorre uma intensificação na retroflexão desta corrente associada a deflexão da pluma amazônica durante os períodos de maior insolação no verão austral. Estudos indicam que durante os eventos de enfraquecimento da AMOC ocorre também um enfraquecimento da CNB (Arz *et al.*, 1999; Wilson *et al.*, 2011).

O período entre 18 e 25 Ka (Heinrich Stadial 1) representa a influência da AMOC no padrão de precipitação do NE do país, onde o enfraquecimento dessa célula resultaria em gradientes anômalos de TSM, causando um deslocamento da ZCIT, ocasionando um aumento da precipitação nas áreas de captação do NE, intensificando o aporte sedimentar do Rio Parnaíba (Zhang *et al.*, 2015, Zhang *et al.*, 2016).

3.3 Ferramentas para estudo de proveniência sedimentar

3.3.1 Elementos maiores

Sedimentos terrígenos em ambientes marinhos são o produto do intemperismo de rochas expostas na superfície dos continentes, sendo transportados para os oceanos por agentes fluviais, eólicos e glaciais. As mudanças nas condições climáticas do continente interferem nos processos da dinâmica sedimentar. Uma vez que ocorre o aumento da precipitação, os processos intempéricos e a capacidade de transporte fluvial são intensificados, aumentando o aporte terrígeno nas bacias adjacentes, enquanto condições de menor precipitação ocasionam aumento do transporte eólico (Pettijohn, 1973). Uma vez depositados, esses sedimentos carregam assinaturas geoquímicas que indicam sua origem e outras informações pretéritas, desta forma, análises de elementos maiores (i.e., K, Ca, Ti, Fe) se mostram uma importante ferramenta, sendo largamente utilizadas em estudos paleoclimáticos (Chiessi *et al.*, 2010; Arz *et al.*, 1998; Govin *et al.*, 2014., entre outros).

Segundo Govin *et al.* (2012), as razões Fe/Ca e Ti/Ca em sedimentos depositados nas margens continentais fornecem informações quanto à variação no aporte de sedimentos terrígenos às bacias oceânicas e, conseqüentemente, estão associados a variações da precipitação sobre os continentes. O Ca é oriundo em grande parte da calcita e aragonita, refletindo o conteúdo de carbonato de origem marinha presente nos sedimentos, enquanto os elementos Ti e Fe são associados a argilominerais e componentes siliciclásticos de origem continental. O aumento das razões Fe/Ca e Ti/Ca indicariam um maior aporte de material terrígeno do continente, resultante da intensificação da erosão e transporte causados pela intensificação no regime de chuvas. A interpretação desses dados, no entanto deve ser realizada não apenas considerando a componente climática, uma vez que dependem de vários parâmetros, como topografia e área fonte (Govin *et al.*, 2014).

3.3.2 Sistema Sm-Nd

A dinâmica sedimentar inclui erosão, intemperismo, transporte, deposição e litificação. Durante esses processos, minerais e rochas podem ter suas características originais alteradas. Para estudos de proveniência, torna-se necessário o uso de indicadores que apresentem mínima alteração e sejam representativos da rocha fonte. Devido a sua forte carga (geralmente

de 3+) e número atômico elevado (57 a 71), os ETR não se difundem facilmente no estado sólido, resultando em pouca mobilidade destes elementos em escala de rocha total. Desta forma, os ETR são menos suscetíveis ao fracionamento por processos de produção ou reciclagem sedimentar (O'Nions *et al.*, 1983), mesmo quando submetidos a processos de alteração e metamorfismo (Goldstein & Jacobsen, 1987), tornando-os excelentes indicadores da origem dos sedimentos depositados nas margens continentais (McLennan *et al.*, 1990; McDaniel *et al.*, 1997).

3.3.2.1 Caracterização química do sistema

O sistema Sm-Nd se baseia no decaimento de um isótopo radioativo de Sm (^{147}Sm : $T_{1/2} = 1.06 \times 10^{11}$ y) para um isótopo radiogênico de Nd (^{143}Nd) por meio da emissão de uma partícula α . Devido a magnitude da meia vida deste isótopo, ocorre pouca variação na composição isotópica do Nd. Devido à pequena variação de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, os dados analíticos são costumeiramente normalizados para um reservatório uniforme de composição condritica (CHUR) (DePaolo & Wasserburg, 1976). A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é expressa pela equação “a” a seguir, onde a constante de decaimento λ é de $6.54 \cdot 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$ (Lugmair & Marti, 1977).

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_0 + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Terra}} \lambda_{\text{Sm}} t \quad (\mathbf{a})$$

O sistema Sm-Nd pode indicar o tempo que uma determinada rocha reside na crosta. Considerando que a diferenciação se dá por fusão parcial a partir de um reservatório de composição similar à de um condrito (CHUR), o produto da fusão será um manto depletado (DM) e um reservatório mais enriquecido, as rochas crustais (CR). A idade das rochas crustais pode ser então calculada a partir de um reservatório mantélico de composição condritica (T_{CHUR}) ou a partir da evolução do reservatório mantélico depletado (T_{DM}) (DePaolo, 1980) a partir da equação “b” a seguir. Além dessas idades modelo, pode-se indicar uma terceira definida por O'Nions *et al.* (1983) como T_{CR} , em que é assumido que a rocha teve uma residência crustal após sua diferenciação a partir de uma fonte mantélica.

$$T_{DM} = (1/\lambda) \cdot \ln \left[1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{amostra} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{amostra} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM}} \right] \quad (\text{b})$$

Conforme ^{147}Sm decai para ^{143}Nd , a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ tende a diminuir enquanto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ aumenta (DePaollo, 1988). Ainda, sabendo que o Nd é um pouco mais incompatível que o Sm, temos que a diferenciação química do planeta ao longo do tempo resulta em reservatórios com diferentes razões Sm/Nd. A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de uma determinada amostra em relação ao CHUR é dada pelo fator $f_{\text{Sm/Nd}}$, segundo a equação “c” a seguir (DePaolo, 1980), que indica o grau de fracionamento de uma determinada amostra.

$$f_{\text{Sm/Nd}} = \left[\frac{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{amostra}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \quad (\text{c})$$

O desvio de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é chamado de composição isotópica de Nd e, para $T=0$, é expressa na notação $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ conforme a equação “d” a seguir, onde os valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ devem ser normalizados para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ (DePaolo, 1981), sendo $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ o valor correspondente ao CHUR (Jacobsen & Wasserburg, 1980).

$$\epsilon_{\text{Nd}(0)} = \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{amostra}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} \times 10^4 \quad (\text{d})$$

A variação de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ depende do tempo e do parâmetro de fracionamento químico ($f_{(\text{Sm/Nd})}$), desta forma quanto maior o tempo de residência crustal e quanto maior o grau de diferenciação, maiores serão as variações de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ (DePaolo, 1988). DePaolo e Wasserburg (1976) notaram que rochas ígneas continentais apresentam, ao longo do tempo, valores de ϵ_{Nd} muito próximos a zero, sugerindo que estas derivam de um reservatório com o padrão de ETR semelhante à de um condrito, enquanto as rochas Arqueanas apresentam valores por vezes negativos, com maiores variações nos valores de ϵ_{Nd} . Ainda, quanto mais positivo for o valor de ϵ_{Nd} , mais jovem é a rocha (DePaolo, 1988). A Figura 3 sintetiza alguns dos conceitos apresentados referentes à sistemática Sm-Nd.

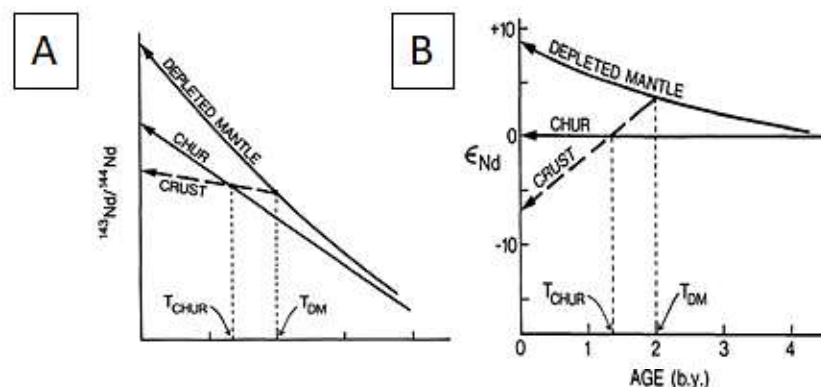


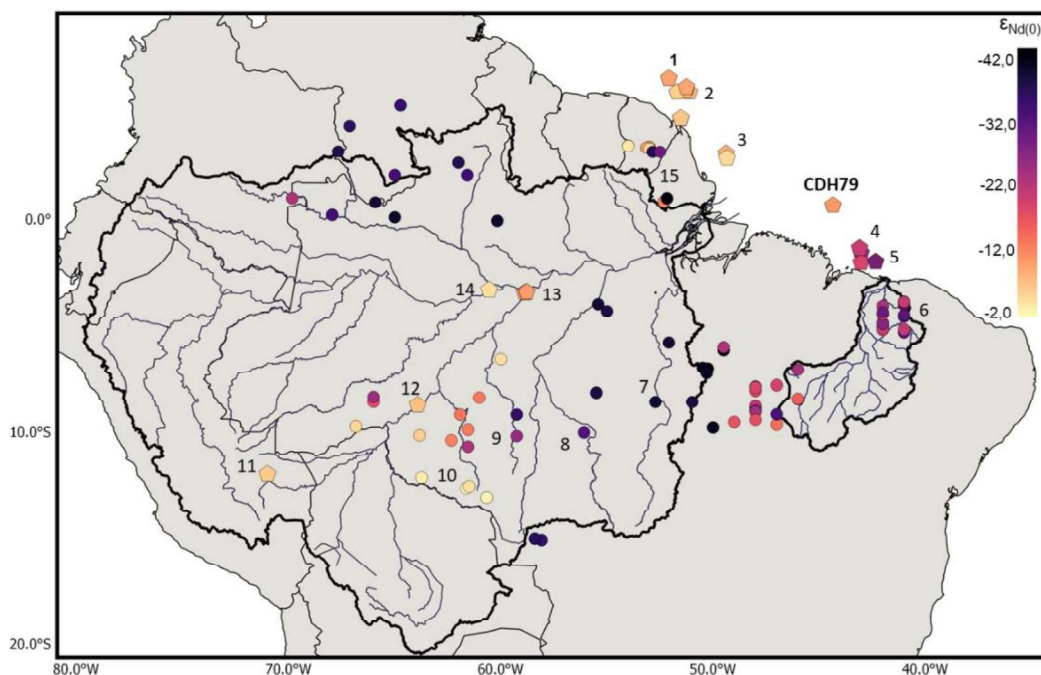
Figura 3. Esquema da relação entre T_{CHUR} , T_{DM} e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em A e de ϵ_{Nd} , em B. As setas ilustram o comportamento desses parâmetros ao longo do tempo em relação à crosta, manto depletado e CHUR. Modificado de DePaolo (1988).

Uma vez que os sedimentos clásticos são produtos da desintegração de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares mais antigas, valores semelhantes de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ indicam rochas de origem afim, sendo possível utilizar esta ferramenta para estudos de proveniência sedimentar.

3.3.2.2 Aplicação de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ como ferramenta para estudo de proveniência na área de estudo

O sistema Sm-Nd em rochas sedimentares é consolidado como uma valiosa ferramenta para estudos de proveniência sedimentar (O'Nions *et al.*, 1983; Goldstein *et al.*, 1984; Goldstein, 1988; Goldstein & Jacobsen, 1988), mesmo com a possibilidade dos valores de Sm/Nd apresentarem uma leve modificação de seus parâmetros durante o ciclo sedimentar (Zhao *et al.*, 1992). Assume-se que os sedimentos mantêm as mesmas abundâncias relativas de ETR que suas fontes e que os modelos de idade de Nd representam a média do tempo em que suas fontes continentais se separaram do manto (tempo de residência crustal) (O'Nions *et al.*, 1983).

Existem diversos estudos de proveniência sedimentar utilizando $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ em sedimentos amazônicos (Basu *et al.*, 1990; Allègre *et al.*, 1996; McDaniel *et al.*, 1997; Viers *et al.*, 2008; Bouchez *et al.*, 2011) e na Bacia do Parnaíba (Zhang *et al.*, 2015). Como parte deste trabalho de formatura, foi realizada uma compilação dos valores de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ das porções adjacentes à área de estudo encontrados na literatura (Figura 4).



1- GeoB16224-1^a; 2- Guiana Francesa^a; 3- Desembocadura do Rio Amazonas^a; 4- GeoB16206-1^a; 5- Desembocadura do Rio Parnaíba^a; 6- Bacia do Parnaíba^a; 7- Amazônia-Central^b; 8- Ventuari-Tapajós^b; 9- Rio Negro-Juruena^b; 10- Rondoniano-Sunsás^b; 11- Bacia Madre de Dios^c; 12- Rio Madeira^d; 13- Desembocadura do Rio Madeira^e; 14- Rio Solimões^{d,e}; 15- Maroni-Itacaiúnas^b.

a. Zhang *et al.*, 2015; b. Sato, 1998; c. Basu *et al.*, 1990; d. Viers *et al.*, 2008; e. Bouchez *et al.*, 2011.

Figura 4. Valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ das regiões adjacentes à área de estudo. A figura apresenta valores compilados da literatura e dispostos na Tabela S1 (sedimentos inconsolidados) e Tabela S2 (litologias), em anexo, bem como o valor médio das amostras do testemunho sedimentar marinho CDH79, investigado neste trabalho de formatura. As cores mais escuras representam valores mais negativos de $\epsilon_{Nd(0)}$ e as cores mais claras representam os valores menos negativos. As circunferências representam os dados referentes a litologias, enquanto os pentágonos representam os sedimentos inconsolidados. O perímetro (linha preta) das Bacias hidrográficas do Amazonas e Parnaíba encontram-se indicadas.

Sato (1998) aplicou a sistemática Sm-Nd nas rochas da Plataforma Sul Americana. Os valores obtidos para o Cráton Amazônico foram divididos em províncias tectônicas e geocronologias, sendo elas: Província Amazônia Central (>2,5 Ga), Província Maroni-Itacaiúnas (2,2 – 1,95 Ga), Província Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,80 Ga), Província Rio Negro

Juruena (1,80 – 1,55 Ga), Província Rondoniana - San Ignácio (1,5 - 1,3 Ga) e Província Sunsás (1,25 - 1,0 Ga). De forma geral, os valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ encontrados para as rochas cratônicas são muito negativos, por vezes menores que -40, enquanto nas áreas onde ocorrem sequências vulcânicas mais recentes, os valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ são mais radiogênicos, chegando a +3,6 em rochas básicas da Província Maroni-Itacaiúnas.

Embora o embasamento da Bacia Amazônica apresente característica complexidade e um amplo espectro de valores de $\epsilon_{Nd(0)}$, cerca de 84% do total dos sais dissolvidos e sólidos em suspensão no Rio Amazonas são produto da erosão de cerca de 12% da Bacia, que corresponde aos Andes (Gibbs, 1967). Isto se deve ao seu relevo acidentado e à intensa precipitação que ocorre na região dos Andes, resultando em taxas de erosão elevadas e intensa produção sedimentar (Guyot, 1993).

Basu *et al.* (1990) realizou um estudo a partir de areias fluviais na região da Bacia de *foreland* Madre de Dios, que cobre porções da Bolívia e Peru. As areias apresentaram valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ entre -7,26 e -11,80 e foram divididas em dois grupos distintos, que derivam de três componentes: duas suítes vulcânicas andinas distintas e metassedimentos derivados do Escudo Brasileiro. Este mesmo estudo também indica que a sedimentação fluvial é predominantemente mecânica, assim como indicado por Gibbs (1967), uma vez que não há perda significativa do Sr, como ocorre no intemperismo químico.

Uma vez gerado o material sedimentar na região Andina, este é transportado majoritariamente pelos tributários do Amazonas, os rios Solimões e Madeira. O Rio Solimões drena regiões na Colômbia, Peru e Equador (Viers *et al.*, 2008) e transporta cerca de 54% do fluxo sedimentar de origem andina na Bacia do Amazonas (Molinier *et al.*, 1996). Os sedimentos em suspensão coletados na Estação Manacapuru, Rio Solimões, apresentam valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ entre -8,90 e -9,90 por Viers *et al.* (2008) e ainda valores médios de -8,00 por Bouchez *et al.* (2011). O Rio Madeira drena regiões da Bolívia, transportando cerca de 45% do material andino. A assinatura dos sedimentos coletados na Estação Porto Velho, Rio Madeira, apresenta valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ entre -10,80 e -12,10 por Viers *et al.* (2008) e assinatura média de -12,00 por Bouchez *et al.* (2011). Os valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ do Rio Solimões são um pouco mais radiogênicos, uma vez que o rio drena algumas províncias magmáticas mais recentes (Viers *et al.*, 2008; Bouchez *et al.*, 2011).

McDaniel *et al.* (1997) estudou o material sedimentar na Foz do Amazonas, indicando que o sedimento lamoso não é intensamente afetado pelas condições de intenso intemperismo existentes na Bacia Amazônica, apresentando composições indicativas de intemperismo

moderado. Ainda, os sedimentos da Foz do Amazonas apresentam assinatura de neodímio que confirma a proveniência andina.

Zhang *et al.* (2015) estudou a composição de neodímio em testemunhos coletados durante o cruzeiro RV MS Merian MSM20/3 (Mulitza *et al.*, 2013). Os testemunhos GeoB16206-1 e GeoB16224-1 foram coletados na desembocadura do Rio Parnaíba e nas áreas adjacentes à Guiana Francesa, respectivamente. Adicionalmente, foram analisadas assinaturas de neodímio em amostras *core-top* de 12 outros testemunhos ao longo da margem continental nordeste da América do Sul. Os valores apresentados na Tabela S1 em anexo mostram que os valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ para sedimentos inconsolidados próximos à porção norte da desembocadura do Amazonas e Guiana Francesa apresentam valores entre -8,96 e -12,22, confirmando a origem predominante andina do material.

Na Bacia do Parnaíba, foram analisadas 49 amostras de diferentes unidades geológicas, apresentando valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ entre 15,55 e -18,56. O testemunho GeoB16206-1 foi coletado na desembocadura do Rio Parnaíba apresenta valores entre -16,42 e -18,50, indicando que a assinatura dos sedimentos inconsolidados da região tem origem nas litologias da própria bacia (Zhang *et al.*, 2015).

3.4 Estudos pretéritos do testemunho marinho CDH79

3.4.1 Modelo de idades

O modelo de idades do testemunho CDH79 (Oliveira, 2016), foi produzido com base na sincronização de dados de isótopos estáveis de oxigênio analisados em amostras do foraminífero planctônico com calcificação nas primeiras dezenas de metros da coluna d'água *Globigerinoides ruber* (white) (Chiessi *et al.*, 2007) e dados de isótopos estáveis de oxigênio analisados em amostras de foraminíferos bentônicos de diversos testemunhos sedimentares marinhos (Lisiecki & Raymo, 2005). Na escala de tempo registrada pelo testemunho CDH79, dados de isótopos estáveis de oxigênio em foraminíferos planctônicos e bentônicos refletem as oscilações no volume global de gelo (Rohling & Cooke, 1999). As análises de isótopos estáveis de oxigênio de *G. ruber* (white) do testemunho CDH79 foram produzidas a cada ca. 10 cm em amostras compostas por 1-4 espécimes na fração 250-350 μm no *Light Stable Isotope Mass Spectrometer Laboratory* da *University of Florida* (Oliveira, 2016).

3.4.2 Intensidade de elementos maiores

A intensidade de elementos maiores (p.e., Ca, Fe, Ti) do testemunho CDH79 (Oliveira, 2016) foi obtida através de análises por scanner de FRX em alta resolução espacial (i.e., a cada 2 mm). As análises da intensidade de elementos maiores foram determinadas na meia-cana de arquivo do testemunho CDH79 que foi devidamente preparada e analisada em um scanner de FRX no *Coastal Systems Lab* do *Woods Hole Oceanographic Institution* (Oliveira, 2016).

4. MATERIAL

Neste trabalho de formatura foi utilizado o testemunho sedimentar marinho CDH79. Este testemunho, proveniente da Bacia Pará-Maranhão, apresenta 3220 cm de comprimento e foi coletado a 2345 m de lâmina d'água em 00.66°N e 44.35°W no talude da margem continental NE da América do Sul (Figura 5). O testemunho recuperou sedimentos depositados durante os últimos 1,6 Ma e apresenta um modelo de idades baseado na sincronização de dados de isótopos estáveis de oxigênio analisados em amostras monoespecíficas de foraminíferos planctônicos (Oliveira, 2016) com uma compilação global de registros de isótopos estáveis de oxigênio analisados em foraminíferos bentônicos (Lisiecki & Raymo, 2005).

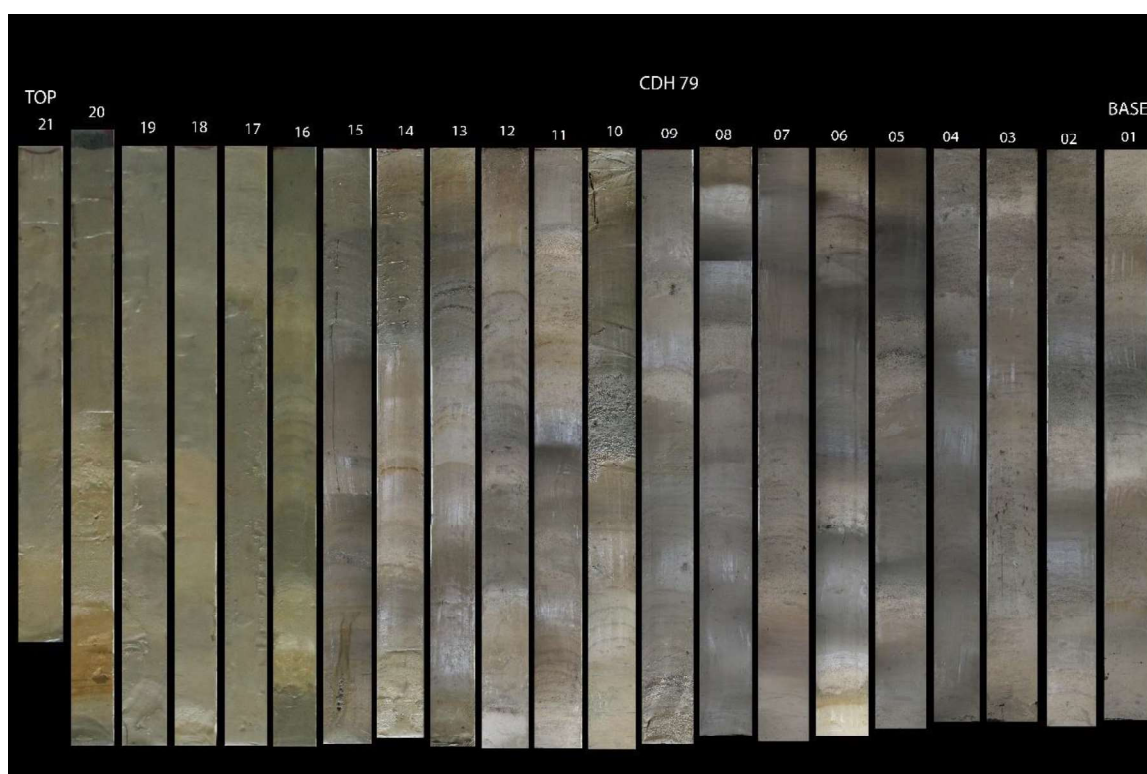


Figura 5. Fotografias do testemunho sedimentar marinho CDH79 (Oliveira, 2016) analisado neste trabalho de formatura. O testemunho foi coletado durante o cruzeiro R/V Knorr KNR197-4, em fevereiro de 2010 no talude da margem continental NE da América do Sul, Bacia Pará-Maranhão.

5. MÉTODOS

5.1 Análise de $\epsilon_{Nd(0)}$

5.1.1 Preparação das amostras

O testemunho foi sub-amostrado em intervalos regulares de 2 em 2 cm e as amostras de sedimento foram armazenadas em câmara fria. Para este estudo foram selecionadas dezenove amostras do testemunho CDH79, sendo a sua posição determinada em função da análise criteriosa dos dados já disponíveis do testemunho CDH79 (p.e., modelo de idades e razão Fe/Ca; Oliveira, 2016) de modo a garantir que os resultados analíticos sejam representativos de possíveis mudanças na área fonte dos sedimentos terrígenos ao longo dos últimos 1,6 Ma.

A metodologia aplicada na preparação das amostras consistiu em seleção, liofilização e cominuição. A liofilização é um procedimento de secagem por congelamento e sublimação do gelo sob vácuo que transforma a água sólida diretamente em vapor. As respectivas massas das amostras antes e após o procedimento foram determinadas em balança analítica. Posteriormente à liofilização, as amostras foram cominuídas em moinho de ágata até se obter o “ponto de talco”. Após a cominuição, as amostras foram acondicionadas em frascos de acrílico devidamente identificados.

5.1.2 Métodos laboratoriais

Após os procedimentos de preparação, as amostras foram encaminhadas para análise. No CPGeo todos os procedimentos foram executados em laboratório ultralimpo. O procedimento analítico foi similar àquele aplicado em sedimentos marinhos da região de estudo por Zhang *et al.* (2015). Os sedimentos foram dissolvidos por digestão ácida com HNO_3 + HF e HCl (purificados com um Distiller STD-1000 a baixas temperaturas) em estágios sucessivos em recipientes de teflon (Savillex®) à 100°C. O Nd foi separado de outros elementos terras-raras primeiro com a resina RE-Spec e, então, com a resina Ln-Spec. As amostras de Nd foram depositadas em filamentos paralelos de rênio com a adição de H_2O ultrapura. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foi obtida por TIMS, usando um espectrômetro Finnigan Triton. A precisão e acurácia do equipamento serão determinados pela análise do padra JNdi.

Uma vez que as amostras contêm alto teor de CaCO_3 e este trabalho teve como enfoque o estudo da fração terrígena silicilástica, foi realizado no CPGeo o procedimento de

retirada do carbonato das amostras. Este procedimento consiste inicialmente na lavagem dos sedimentos com água MiliQ para a retirada do sinal isotópico da água do mar que se aloca nos poros dos sedimentos. Após a lavagem, a decarbonatação é realizada por ataque ácido com uma solução de lixiviação preparada a partir de MiliQ, acetato de sódio e HCl.

5.2 Elementos maiores

A intensidade de elementos maiores do testemunho CDH79 foi obtida por scanner de FRX no *Coastal Systems Lab* do *Woods Hole Oceanographic Institution* em um estudo pretérito, realizado por Oliveira (2016).

Neste trabalho, foram mensuradas as concentrações dos elementos maiores, afim de calibrar os dados obtidos por FRX. Foram analisadas 80 amostras do testemunho CDH79. Inicialmente as amostras foram submetidas a temperaturas de 60°C, em seguida cerca de 1g de material foi moído e aquecido a 600°C para se obter o LOI (*loss of ignition*). Em seguida, 30-45 mg de material foi dissolvido em uma placa quente, utilizando uma solução de HNO₃ + HF. Por fim, o material eluído foi diluído em 2% de HNO₃. As análises foram realizadas por ICP-OES e IRIS Advantage (Thermo Fisher Scientific), no *State Key Laboratory of Marine Geology* da Tongji University.

6. RESULTADOS

6.1 Valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ para os últimos 1,6 Ma

Os resultados da análise de dezenove amostras do testemunho CDH79 para isótopos de Nd constam na Tabela 1. A Figura 6 a seguir apresenta os dados de $\epsilon_{Nd(0)}$ obtidos para o testemunho CDH79 juntamente com os dados de *core-top* de sedimentos coletados na desembocadura dos rios Parnaíba e Amazonas, bem como na margem continental da Guiana Francesa, e ainda os dados de *downcore* dos testemunhos GeoB16224-1 e GeoB16206-1 obtidos em um estudo realizado por Zhang *et al.* (2015).

Tabela 1. Resultados analíticos de $\epsilon_{Nd(0)}$ para amostras do testemunho sedimentar marinho CDH7 obtidas neste estudo.

Amostra (profundidade em cm)	Idade (ka)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro (2s)	$\epsilon_{Nd(0)}$
CDH79/26-28	20,82	0,512004	0,000005	-12,30
CDH79/52-54	34,90	0,512002	0,000004	-12,40
CDH79/64-66	57,20	0,511912	0,000005	-14,17
CDH79/127-129	74,78	0,512005	0,000005	-12,34
CDH79/168 -170	81,10	0,511949	0,000005	-13,45
CDH79/243-245	101,26	0,511992	0,000004	-12,60
CDH79/455-457	200,57	0,512018	0,000005	-12,10
CDH79/886-888	319,74	0,511976	0,000005	-12,91
CDH79/1252-1254	457,15	0,511942	0,000006	-13,57
CDH79/1522-1524	681,92	0,511987	0,000004	-12,69
CDH79/1745-1747	803,16	0,512001	0,000005	-12,42
CDH79/1958-1960	925,80	0,511996	0,000007	-12,53
CDH79/2115-2117	1011,33	0,511995	0,000005	-12,54
CDH79/2175-2177	1020,52	0,511823	0,000006	-15,90
CDH79/2383-2385	1143,87	0,511973	0,000005	-12,97
CDH79/2603-2605	1256,45	0,511960	0,000005	-13,23
CDH79/2818-2820	1408,27	0,511953	0,000004	-13,37
CDH79/3033-3035	1513,59	0,511965	0,000004	-13,12
CDH79/3182-3182	1581,67	0,512010	0,000004	-12,20

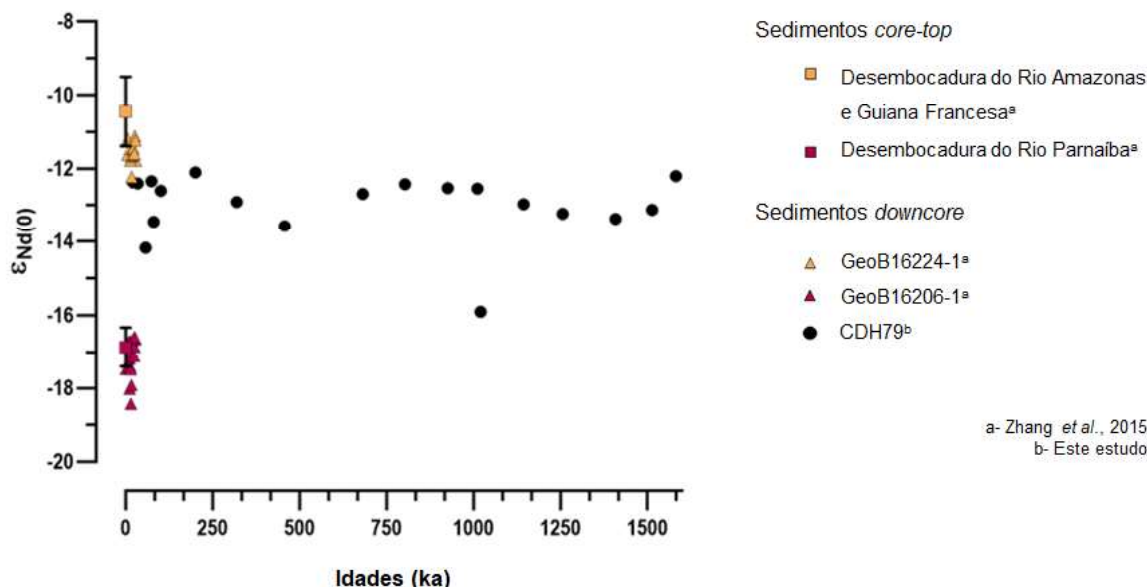


Figura 6. Dados de $\epsilon_{Nd(0)}$ obtidos a partir do amostras da testemunho sedimentar marinho CDH79 (circunferências em preto). Também estão representados dados obtidos por Zhang *et al.* (2015) de sedimentos de *core-tops* coletados na desembocadura do Rio Amazonas e Guiana Francesa (quadrado em laranja), juntamente com o do Rio Paranaíba (quadrado em rosa). As barras representam o desvio padrão dos dados de *core-top*. Adicionalmente, dados *downcore* dos testemunhos GeoB16224-1 (margem continental da Guiana Francesa) e GeoB16206-1 (talude continental ao largo da desembocadura do Rio Parnaíba) estão também representados (triângulos em laranja e rosa, respectivamente).

6.2 Elementos maiores

Os dados de elementos maiores obtidos a partir de ICP-OES no âmbito deste projeto de formatura se encontram na Tabela S3 (anexo). Foram calculados os valores de $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ e $\ln(\text{Ti}/\text{Ca})$ das razões Fe/Ca e Ti/Ca, uma vez que este tipo de abordagem é mais apropriado para esta análise (Weltje & Tjallingii, 2008).

A figura 7 e a figura 8 mostram a relação entre os dados de ICP-OES obtidos para este estudo e os dados pré-existent obtidos a partir de FRX por Oliveira (2016) em comparação com dados obtidos na literatura em Govin *et al.* (2014) e Cheng *et al.* (2013a) para os últimos 250 Ka, sendo que na figura 8 estão acrescentados os dados de $\epsilon_{Nd(0)}$ obtidos neste estudo.

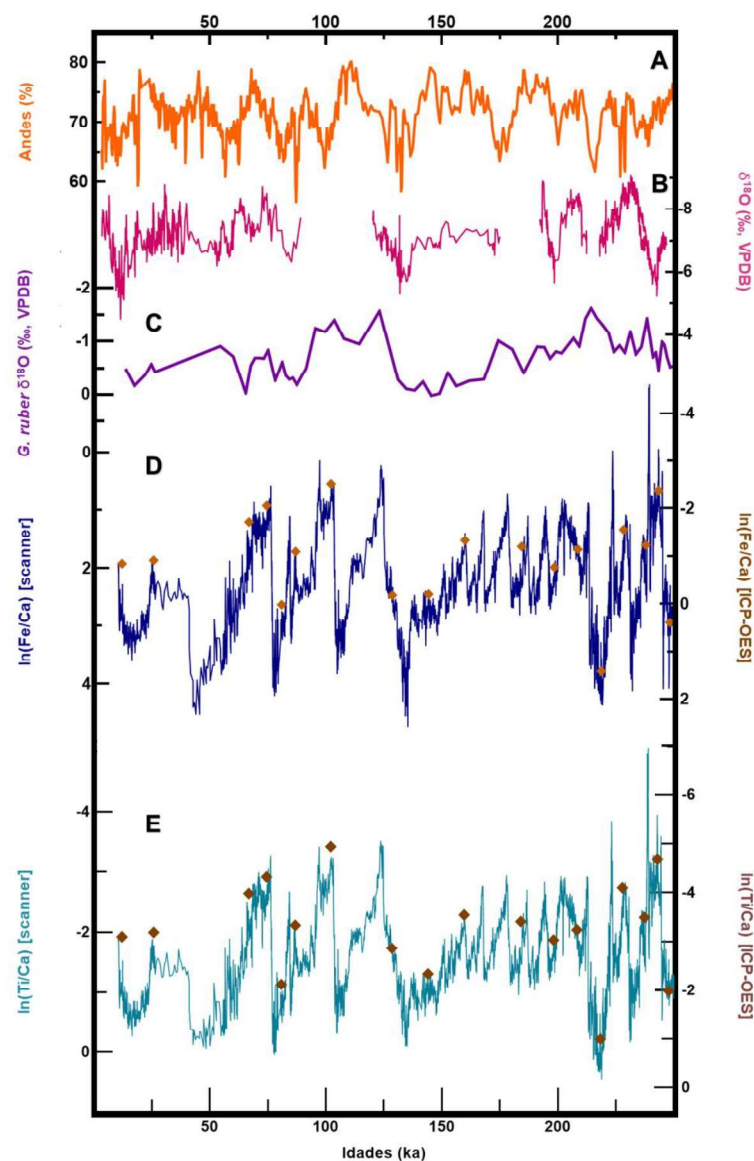


Figura 7. Registros isotópicos e elementares do testemunho CDH79 para os últimos 250 Ka. A. Porcentagem de material andino no material terrígeno do testemunho sedimentar marinho GeoB4411-2 coletado na Elevação do Ceará (Govin *et al.*, 2014). B. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ de estalagmites coletadas na vertente leste dos Andes do Peru (Cheng *et al.*, 2013a). C. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho sedimentar marinho CDH79 (Oliveira, 2016). D. Registro de $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (curva em azul) (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em caramelo) (este estudo). E. Registro de $\ln(\text{Ti}/\text{Ca})$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em marrom) (este estudo).

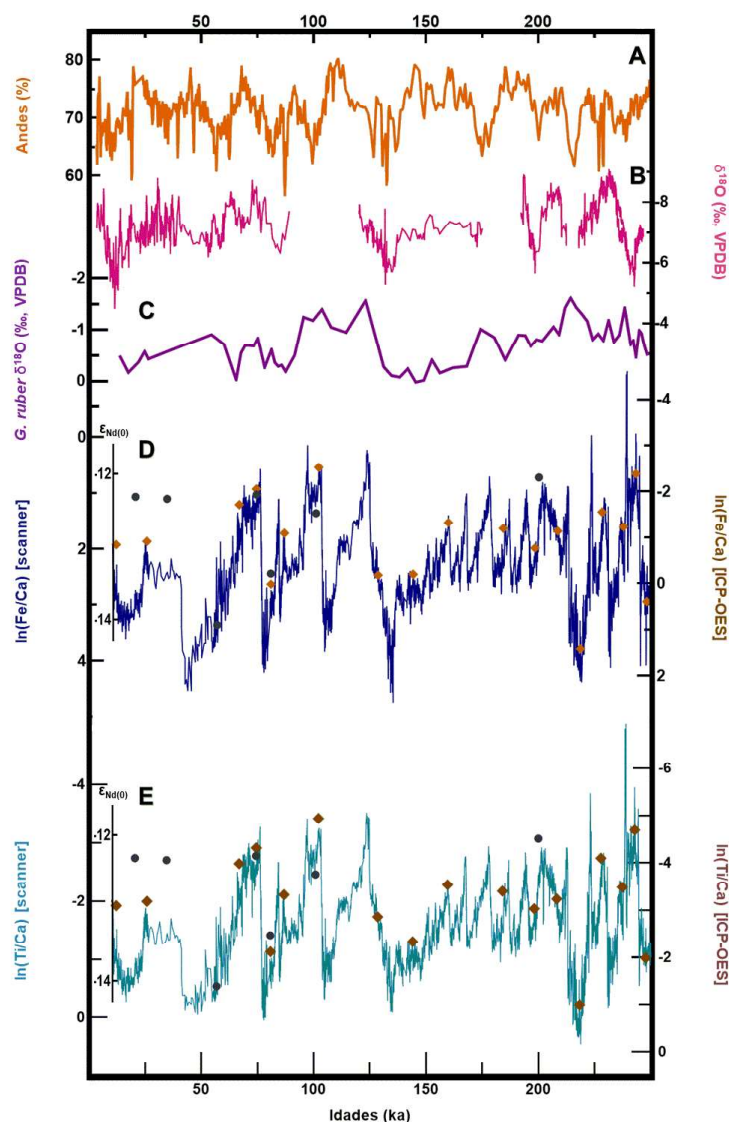


Figura 8. Registros isotópicos e elementares do testemunho CDH79 para os últimos 250 Ka. A. Porcentagem de material andino no material terrígeno do testemunho sedimentar marinho GeoB4411-2 coletado na Elevação do Ceará (Govin *et al.*, 2014). B. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ de estalagmites coletadas na vertente leste dos Andes do Peru (Cheng *et al.*, 2013a). C. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho sedimentar marinho CDH79 (Oliveira, 2016). D. Registro de $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (curva em azul) (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em caramelo) (este estudo). E. Registro de $\ln(\text{Ti}/\text{Ca})$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em marrom) (este estudo). Em D e E os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ estão representados por circunferências.

A Figura 9 a seguir apresenta o conjunto de dados obtidos a partir do testemunho CDH79 para os últimos 1,6 Ma.

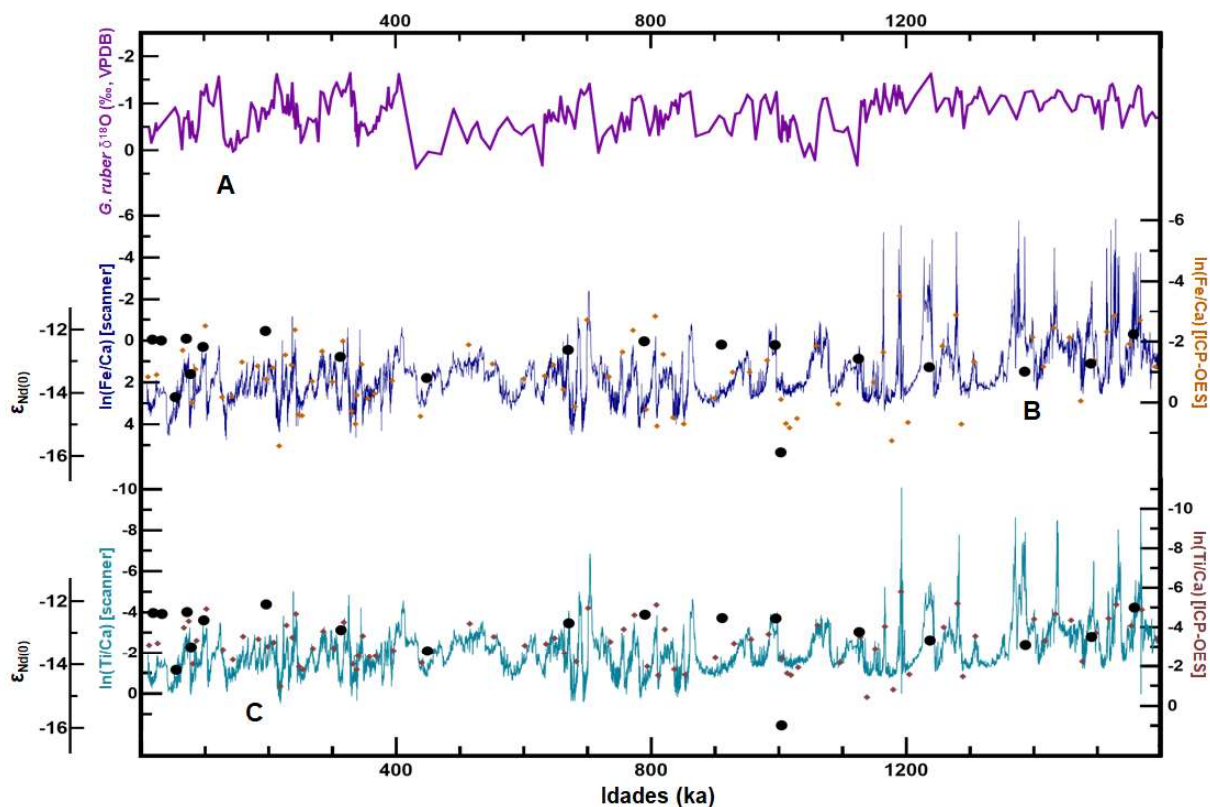


Figura 9. Registros isotópicos e elementares do testemunho CDH79 para os últimos 1,6 Ma. A. Registro de $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho sedimentar marinho CDH79 (Oliveira, 2016). B. Registro de $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (curva em azul) (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em caramelo) (este estudo). C. Registro $\ln(\text{Ti}/\text{Ca})$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em marrom) (este estudo). Em B e C os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ estão representados por circunferências.

7. DISCUSSÃO

7.1 Correlação entre dados de elementos maiores obtidos a partir de FRX e ICP-OES

As figuras 7, 8 e 9 mostram uma evidente correspondência entre dados de concentrações de elementos maiores obtidos por ICP-OES e os dados de intensidade de elementos maiores obtidos por scanner FRX. Observa-se que os valores altos de $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ de ICP-OES estão relacionados a altos valores de $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ do scanner de FRX, o mesmo ocorrendo com a razão $\ln(\text{Ti}/\text{Ca})$. Isto fornece a necessária alta confiabilidade na interpretação dos dados de intensidades de elementos maiores obtidos por scanner de FRX (Tjallingii *et al.*, 2007; Weltje & Tjallingii, 2008), que possuem alta resolução temporal, a fim de interpretar períodos de maior aporte de terrígenos (Fe e Ti) em detrimento de material marinho (Ca) na região do testemunho CDH79.

7.2 Proveniência sedimentar com base nos dados de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$

Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ obtidos neste estudo apresentaram valores médios de -13,00 para os últimos 1,6 Ma e podem ser divididos em três grupos distintos, a saber (Figura 6): (i) doze valores de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ entre -12,10 e -12,97, com média de -12,47; (ii) cinco valores com assinatura mais negativas entre -13,12 e -13,57, com média de -13,37; e ainda (iii) dois valores anômalos, -14,17 e -15,90. O grupo (i) apresenta a maior parte das amostras analisadas do testemunho sedimentar marinho CDH79 e seu valor médio é muito próximo do valor médio dos sedimentos modernos encontrados na desembocadura do Rio Amazonas, na margem continental da Guiana Francesa e em sedimentos em suspensão presentes na Bacia hidrográfica do Amazonas (Figuras 4, 6) (Basu *et al.*, 1990; Viers *et al.*, 2008; Bouchez *et al.*, 2011; Zhang *et al.*, 2015). Os sedimentos modernos encontrados nestas regiões apresentam origem predominante nos Andes tropicais (Meade *et al.*, 1985; Filizola & Guyot, 2004; Zhang *et al.*, 2015). Já os grupos (ii) e (iii) encerram um número significativamente menor de amostras e apresentam valores menos radiogênicos (Figura 6). Valores menos radiogênicos são encontrados em sedimentos modernos coletados nas proximidades da desembocadura do Rio Parnaíba, bem como na bacia hidrográfica deste mesmo rio, assim como em litotipos aflorantes das porções cratônicas da Bacia hidrográfica do Amazonas (Figura 4) (Sato, 1998; Zhang *et al.*, 2015).

Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ obtidos sugerem que a proveniência dos sedimentos terrígenos depositados na Bacia Pará-Maranhão durante os últimos 1,6 Ma é predominantemente dos Andes tropicais drenados pela Bacia hidrográfica do Amazonas, mas apresentam influência cuja

importância varia no tempo de material menos radiogênico (Figura 6). Ainda, o grupo (iii) representa picos de influência mais intensa de material menos radiogênico.

Neste cenário, duas hipóteses são levantadas para a variação da assinatura de $\epsilon_{Nd(0)}$ nos sedimentos terrígenos da Bacia Pará-Maranhão: (i) a adição de uma componente de material oriundo da erosão da porção cratônica da Bacia hidrográfica do Amazonas; e/ou (ii) a adição de uma componente de material sedimentar da Bacia hidrográfica do Parnaíba. Ambas bacias contêm litotipos com assinaturas menos radiogênicas de Nd e poderiam produzir os valores observados nos grupos (ii) e (iii), se adicionados ao material predominantemente andino.

7.3 Integração dos dados obtidos com base no estado da arte no tema para os últimos 250 Ka e 1,6 Ma

Ao longo dos 1,6 Ma ocorrem diferentes padrões de variabilidade para os valores de $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ no testemunho sedimentar marinho CDH79 (Oliveira, 2016). Destacam-se os períodos I (entre 0 e 450 Ka), II (entre 450 e 1120 Ka) e III (entre 1120 e 1600 Ka) (Figura 10), nos quais os diferentes padrões de $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ podem ser correlacionados às variações nos ciclos orbitais, principalmente os de precessão (periodicidade de 23 Ka) e os de excentricidade (periodicidade de 100-412 Ka) (Laskar *et al.*, 2004).

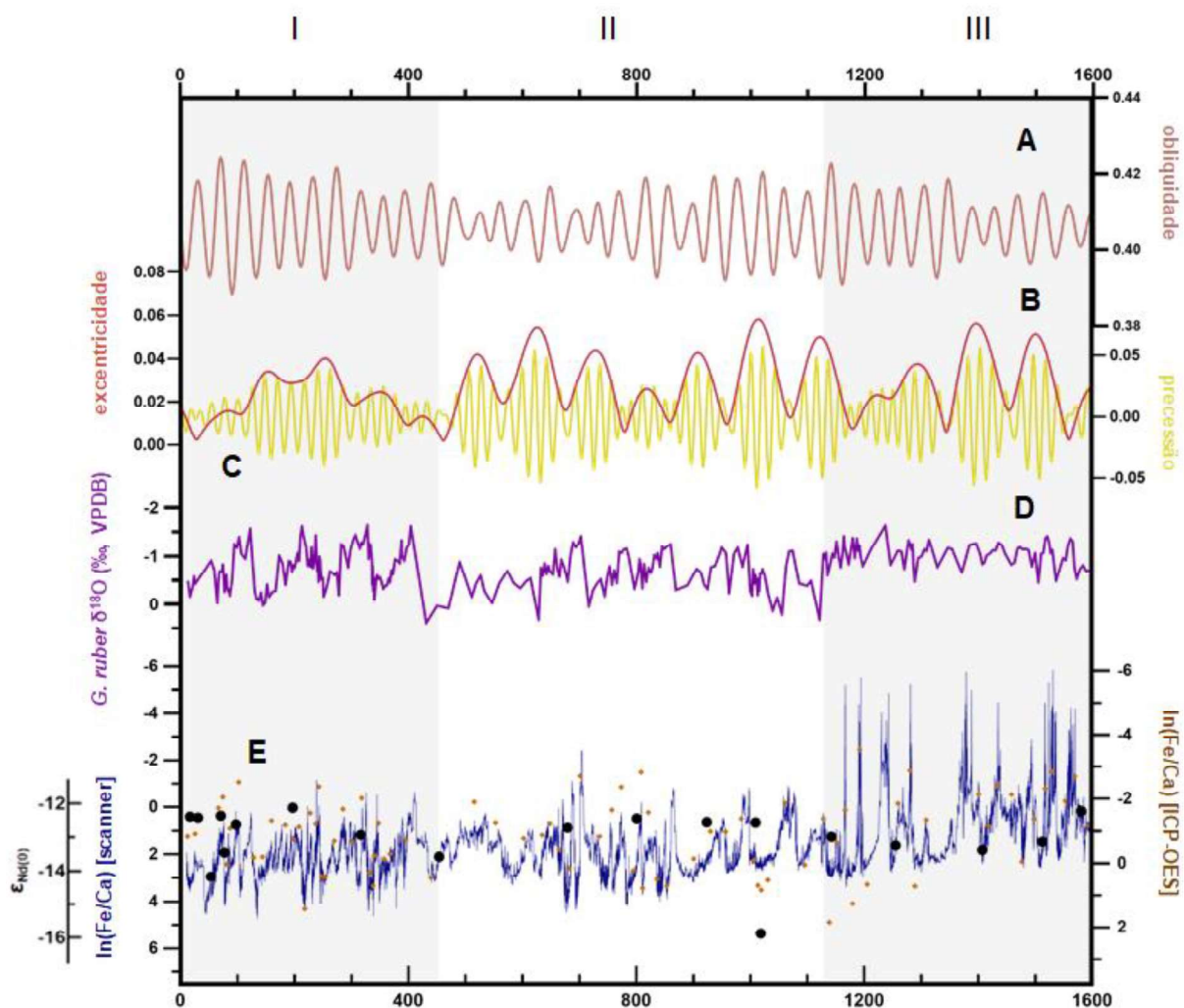


Figura 10. Mudanças no padrão do aporte de sedimentos terrígenos à Bacia Pará-Maranhão ao longo dos últimos 1,6 Ma em comparação com os ciclos orbitais. A. Curva representativa dos ciclos de obliquidade e B. excentricidade, ambas baseadas em Laskar *et al.* (2004) para os últimos 1,6 Ma, disponível em <http://vo.imcce.fr/insola/earth/online/earth/earth.html>. C. Curva dos ciclos de precessão calculada a partir da relação: $p = e(\sin(\omega))$, onde e = excentricidade e ω = longitude do periélio. D. Registro de $\delta^{18}O$ do testemunho sedimentar marinho CDH79 (Oliveira, 2016). E. Registro de $\ln(Fe/Ca)$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (curva em azul) (Oliveira, 2016), valores da razão $\ln(Fe/Ca)$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em caramelo) (este estudo) e dados de $\epsilon_{Nd(0)}$ (circunferências em preto) (este estudo). As faixas verticais I, II e III indicam períodos com padrões distintos de variabilidade no aporte de sedimentos terrígenos à Bacia Pará-Maranhão.

Os valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ do testemunho sedimentar marinho CDH79 apresenta considerável correlação com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos a partir de foraminíferos planctônicos (Figura 10), ou seja, representativos da porção superior da coluna d'água da região de estudo, com valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ correlacionados a maiores valores de TSM e menor volume global de gelo (Lisiecki & Raymo, 2005).

Nota-se que no período "III" os valores de $\delta^{18}\text{O}$ indicam uma maior TSM, enquanto os valores de $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ indicam um menor aporte de terrígenos ou ainda maiores concentrações de Ca, oriunda de um aumento na produção de material carbonático de origem biológica. Ainda neste período, os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ apresentam assinaturas menos radiogênicas, correspondentes predominantemente ao grupo (ii) dos resultados de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ (ver seção 7.2 deste trabalho de formatura).

Durante o período "II", ocorrem valores menos negativos de $\delta^{18}\text{O}$, representando um período no qual os interglaciais foram relativamente mais frios e o volume de gelo genericamente maior. Neste período, os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ são mais próximos da assinatura típica dos Andes tropicais drenados pela Bacia hidrográfica do Amazonas (Basu *et al.*, 1990; Viers *et al.*, 2008; Bouchez *et al.*, 2011; Zhang *et al.*, 2015) em comparação ao período "III", com a notável exceção do valor -15,90 obtido em uma amostra com idade aproximada de 1020 Ka que coincide com um aumento no aporte de sedimentos terrígenos à Bacia Pará-Maranhão.

Embora o testemunho CDH79 tenha sido coletado a montante da desembocadura do Rio Amazonas quando se considera a trajetória da CNB (Figura 1), seu material terrígeno apresenta assinatura de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ predominantemente dos Andes tropicais, isto é, da porção oeste da Amazônia (Basu *et al.*, 1990; Viers *et al.*, 2008; Bouchez *et al.*, 2011; Zhang *et al.*, 2015). Uma vez que a porção oeste da Amazônia e a região Nordeste do Brasil apresentam padrão antifásico de precipitação (Cruz *et al.*, 2009; Cheng *et al.*, 2013), temos que uma maior precipitação no NE do Brasil derivada de um aumento na temperatura da porção tropical do Atlântico Sul e migração para S da ZCIT corresponderia a uma diminuição na precipitação da região oeste da Amazônia, reduzindo a erosão dos Andes e produção sedimentar naquela região, implicando em menores valores da razão $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ e $\ln(\text{Ti}/\text{Ca})$ no testemunho sedimentar CDH79 e na Bacia Pará-Maranhão. Esta relação pode ser vista no período III da Figura 10.

Nas figuras 7 e 8, referente ao últimos 250 Ka, observa-se ótima relação entre os dados de $\delta^{18}\text{O}$ de estalagmites da vertente leste dos Andes do Peru (Cheng *et al.*, 2013) e os dados de que indicam a variação na porcentagem e sedimentos terrígenos dos Andes depositados na Elevação do Ceará (Govin *et al.*, 2014). Os valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ indicam uma maior precipitação,

resultado da intensificação do SMAS, correspondendo aos momentos em que a porcentagem de material proveniente dos Andes é maior. Segundo Govin *et al.* (2014), isto se deve à intensificação do intemperismo e consequente aumento da produção sedimentar nas cabeceiras andinas dos tributários do Rio Amazonas, aumentando a componente andina nos sedimentos terrígenos depositados na Elevação do Rio Grande.

Tanto a curva de Cheng *et al.* (2013) como aquela de Govin *et al.* (2014) são fortemente controladas pela precessão (Figuras 7, 8). Apesar deste ser o fator orbital de influência mais provável nos últimos 250 Ka, as curvas das razões $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ e $\ln(\text{Ti}/\text{Ca})$ do testemunho sedimentar marinho CDH79 não apresentam boa correlação com as curvas acima mencionadas. Não obstante, os valores mais negativos de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ representados pelas linhas 3 e 5 da Figura 11 correspondem aos valores de menor componente andina, sendo provável que o intemperismo do cráton amazônico seja o principal responsável por influenciar os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ nestes períodos, deixando-os mais negativos.

Ainda, temos que os valores mais negativos de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ correspondem a picos das razões de $\ln(\text{Ti}/\text{Ca})$ e $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$, indicando que são períodos de aumento do aporte sedimentos terrígenos à Bacia Pará-Maranhão (Figura 10). De modo geral, variações no aporte de sedimentos terrígenos estão relacionadas à uma maior precipitação nas áreas de captação. Isto pode ter ocorrido por uma migração da precipitação do centro-oeste para o leste na região Amazônica, ou ainda por um aumento de precipitação na região NE do Brasil, ocasionada por uma migração para S da ZCIT.

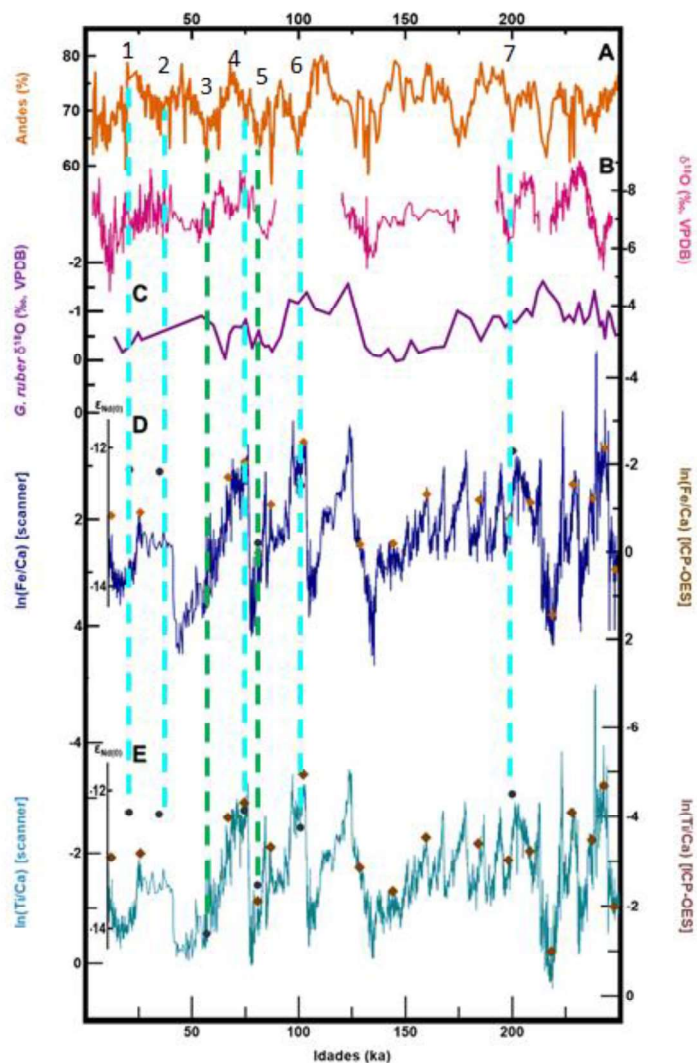


Figura 11. Representação da relação dos valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ obtidos nesse estudo e dados apresentados de acordo com as idades. A. Porcentagem de material andino no material terrígeno do testemunho sedimentar marinho GeoB4411-2 coletado na Elevação do Ceará (Govin *et al.*, 2014). B. Registro de $\delta^{18}O$ de estalagmites coletadas na vertente leste dos Andes do Peru (Cheng *et al.*, 2013a). C. Registro de $\delta^{18}O$ do testemunho sedimentar marinho CDH79 (Oliveira, 2016). D. Registro de $\ln(Fe/Ca)$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (curva em azul) (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(Fe/Ca)$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em caramelo) (este estudo). E. Registro de $\ln(Ti/Ca)$ obtido a partir de dados de scanner de FRX do testemunho CDH79 (Oliveira, 2016) e valores da razão $\ln(Fe/Ca)$ obtidos a partir de dados de ICP-OES (losangos em marrom) (este estudo). Em D e E os valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ estão representados por circunferências. As linhas tracejadas em azul claro indicam o grupo de valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ de proveniência andina, enquanto as linhas tracejadas em verde indicam os valores mais negativos de $\epsilon_{Nd(0)}$.

8. CONCLUSÕES

Os registros de $\epsilon_{Nd(0)}$ e das razões $\ln(Ti/Ca)$ e $\ln(Fe/Ca)$ apresentados neste trabalho de formatura para o testemunho CDH79 indicam diferenças tanto na proveniência quanto no aporte de terrígenos ao longo dos últimos 1,6 Ma.

Quanto a proveniência, destacam-se três grupos distintos com base nos valores obtidos de $\epsilon_{Nd(0)}$: (i) doze amostras com assinaturas médias de -12,47; (ii) cinco amostras com assinaturas médias de -13,37; e (iii) duas amostras com assinaturas anômalas de -14,17 e -15,90. Estes dados sugerem que durante os últimos 1,6 Ma os sedimentos terrígenos depositados na Bacia Pará-Maranhão apresentam origem predominante nos Andes tropicais drenados pela Bacia hidrográfica do Amazonas (grupo de amostras i). Entretanto, em alguns períodos, ocorre uma maior influência de material terrígeno oriundo de fontes menos radiogênicas, como a porção cratônica da Bacia hidrográfica do Amazonas ou ainda a Bacia hidrográfica do Parnaíba (grupos de amostras ii e iii).

Duas hipóteses em relação a estas variações foram propostas. Inicialmente, uma mudança na região predominante de precipitação do centro-oeste para o leste da Bacia hidrográfica do Amazonas aumentaria o intemperismo na porção cratônica da Bacia e/ou ainda uma migração para S da ZCIT implicaria em uma maior precipitação na região NE do Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allègre, C.J., Dupré, B., Nègre, P., Gaillardet, J., (1996). Sr–Nd–Pb isotope systematics in Amazon and Congo River systems: Constraints about erosion processes. *Chem. Geol.* 131, 93–112.
- Almeida, F.F.M.; Carneiro, C.D.R., (2004). Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CAR-NEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p.43-58.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves B.B. & Fuck, R.A., (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews* n° 17, 1-29.
- Arz, H.W., Pätzold, J., and Wefer, G., (1998) Correlated Millennial Scale Changes in Surface Hydrography and Terrigenous Sediment Yield Inferred from Last-Glacial Marine Deposits off Northeastern Brazil, *Quaternary Res.*, 50, 157–166.
- Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., (1999). The deglacial history of the western Tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off northeastern Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.* 167, 105–117.
- Horton, B.K., DeCelles, P.G., (1997). The modern foreland basin system adjacent to the central Andes, *Geology*, 25, 895– 898.
- Basu, A.R., Sharma, M., DeCelles, P.G., (1990). Nd, Sr-isotopic provenance and trace element geochemistry of Amazonian foreland basin fluvial sands, Bolivia and Peru: implications for ensialic Andean orogeny. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 100, 1–17.
- Boers, N., Marwan, N., Barbosa, H. M. J., Kurths, J., (2017). A deforestation-induced tipping point for the South American monsoon system. *Sci. Rep.* 7, 41489.
- Bouchez, J., J. Gaillardet, C. France-Lanord, L. Maurice, and P. Dutra-Maia., (2011). Grain size control of river suspended sediment geochemistry: Clues from Amazon River depth profiles, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q03008.
- Broecker, W.S., (1991). The great ocean conveyor. *Oceanography* 4, 79-89.
- MMA. (2006). Caderno da Região Hidrográfica do Parnaíba. Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos. Brasília. 184 p.
- Cheng, H. (2013a). Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nat. Commun.* 4 (1411).
- Cheng, W. (2013b). Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) in CMIP5 models: RCP and historical simulations. *J. Climate* 26, 7187-7197.
- Chiessi, C.M, Ulrich S, Mulitza S, Patzold J, Wefer G. (2007). Signature of the Brazil Malvinas Confluence (Argentine Basin) in the isotopic composition of planktonic foraminifera from surface

sediments. *Mar Micropal* 64:52– 66.

Chiessi, C.M., Mulitza, S., Patzold, J., and Wefer, G. (2010). How different proxies record precipitation variability over southeastern South America, IOP Conf. Series: *Earth and Environmental Science*, 9, 012007.

Collins, M., R. Knutti, J. Arblaster, J.-L. Dufresne, T. Fichefet, P. Friedlingstein, X. Gao, W.J. Gutowski, T. Johns, G. Krinner, M. Shongwe, C. Tebaldi, A.J. Weaver and M. Wehner., (2013). Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Cordani, U.G. Sato, K. (1999). Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, 22, pp. 167-173.

Cordani, U.G.; Brito neves, B.B.; Fuck, R.A.; Porto, R.; Thomaz Filho, A.; Cunha, F.M.B., (1984). Estudo preliminar de Integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência, Técnica, Petróleo, Seção Exploração do Petróleo*, v.15, p.20-27.

Cruz, F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., (2006). Reconstruction of regional atmosphere circulation feature during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 494-506.

Cruz, F.W., Vuille, M., Burns, S.J., Wang, X., Cheng, H., Werner, M., Lawrence Edwards, R., Karmann, I., Auler, A.S., Nguyen, H., (2009). Orbital and millennial-scale precipitation changes in Brazil speleothem records. In: *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions*. Berlin, *Springer*, pp. 29-60.

DePaolo, D.J., (1988). Neodymium Isotopes in Geology. *Springer-Verlag*, 187 pp.

DePaolo, D.J., (1981) Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193-196.

DePaolo, D.J., and Wasserburg, G.J., (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical. Research Letters* 3: 249–252.

Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 180–195.

DePaolo, D.J., (1980). Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1185–1196.

Filizola, N., Guyot, J.L., (2004). The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determinations in the River Amazon. *Hydrol. Sci. J.* 49 (1), 143–153.

Gibbs, R.J., (1967). The geochemistry of the Amazon River system: Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 78, 1203–1232.

Goldstein S.L., (1988) Decoupled evolution of Nd and Sr isotopes in the continental crust and the mantle. *Nature* 336,733-738.

Goldstein, S.J. and Jacobsen, S.B., (1987). The Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87: 249–265.

Goldstein, S.J. and Jacobsen, S.B., (1988). Rare earth elements in the river waters. *Earth and Planetary Science Letters*, 89: 35–47.

Goldstein, S.L., O'Nions, R.K. and Hamilton, P.J., (1984). A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems, *Earth Planet. Sci. Lett.* 70, 221-236.

Govin, A., Chiessi, C.M., Zabel, M., Sawakuchi, A.O., Heslop, D., Hörner, T., Zhang, Y., and Mulitza, S., (2014). Terrigenous input off northern South America driven by changes in Amazonian climate and the North Brazil Current retroflexion during the last 250 ka, *Clim. Past*, 10, 843-862.

Govin, A., Holzwarth, U., Heslop, D., Ford Keeling, L., Zabel, M., Mulitza, S., Collins, J. A., and Chiessi, C. M., (2012). Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36° N–49° S): Imprint of terrigenous input and continental weathering, *Geochem. Geophys. Geosy.*, 13, Q01013.

Gruau, G; Martin, H; Leueque, B and Capdevila, R., (1985). Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of Lower Proterozoic granite greenstone terrains in French Guiana. South America. *Precambrian Res.* V. 30. P63.

Gu, F., Zonneveld, K.A.F., Chiessi, C.M., Arz, H.W., Patzold J., Behling, H., (2017). Long-term vegetation, climate and ocean dynamics inferred from a 73,500 years old marine sediment core (GeoB2107-3) off southern Brazil. *Quaternary Science Reviews*. Volume 172, 15 September 2017, Pages 55–71.

Guyot, J.L., 1993. Hydrologie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. *ORSTOM*, Paris. 261 pp.

Hastenrath, S., (2000). Interannual and longer-term variability of upper air circulation in the Northeast Brazil-tropical Atlantic sector. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 105, 7327–7335.

Hastenrath, S., (2012). Explorin the climate problems of Brazil's Nordeste: a review. *Climatic Change*, p. 243-251.

Hastenrath, S., Merle, J., (1987). Annual cycle of subsurface thermal structure in the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 17, 1518-1538.

Jacobsen, S.B., Wasserburg, G.J., (1980). Sm–Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 50, 139–155.

Johns, W.E., Lee, T.N., Beardsley, R.C., Candela, J., Limeburner, R., Castro, B., (1998). Annual

cycle and variability of the North Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography* 28, 103- 128.

Junk, W.J., (2013). The Central Amazon Floodplain: Ecology of a Pulsing System. *Springer Science and Business Media*. Vol. 126.

Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., and Levrard, B., (2004). A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron. Astrophys.*, 428, 261–285.

Leduc, G., Schneider, R.; Kim, J.H. and Lohmann, G. (2010). Holocene and Eemian sea surface temperature trend revealed by alkenone and Mg/Ca paleothermometry, *Quaternary SciRev*, 29(7-8), 989-1004.

Lisiecki, L.E., and Raymo, M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, 20, PA1003.

Liu, W., Xie, S. P., Liu, Z. and Zhu, J., (2017). Overlooked possibility of a collapsed atlantic meridional overturning circulation in warming climate. *Sci. Adv.* 3, 1601–666.

Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, O. K. Baranova, M. L. G. W. and Marti, K., (1977). Sm-Nd-Pu timepieces in the Angra dos Reis meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 35: 273–284.

Lugmair, G.W. and Martin, K., (1977). Sm-Nd-Pu timepieces in the Angra dos Reis meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, 273-284

Marengo J.A., Chou SC, Kay G, Alves L., Pesquero JF, Soares WR, Santos DC, Lyra AA, Sueiro G, Betts R, Chagas DJ, Gomes JL, Bustamante JF, Tavares P., (2012). Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTC/HadCM3 climate change projections: Climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Parana River Basins. *Clim Dyn*, 38:1829–1848.

McDaniel, D.K.; McLennan, S. M. & Hanson, G. N., (1997). Provenance of the Amazon Fan muds: constraints from Nd and Pb isotopes. In: Floods, R. D.; Piper, D. J. W.; Klaus, A. & Peterson, L. C. (eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program. *Scientific Results*, v. 155, p.169-176.

McLennan, S.M.; Taylor, S.R.; McCulloch, M.T.; Maynard, J.B., (1990). Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal Evolution and plate-tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2015-2050.

Meade, R.H., T. Dunne, J. E. Richey, U. de M. Santos, and E. Salatini, (1985). Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, v. 228, p. 488-490.

Molinier M., Guyot J.L., Oliveira E., Guimarães V., (1996). Les Régimes Hydrologiques de L'amazone et de ses Affluents. In: Chevallier P. & Pouyaud B. (eds.) L'hydrologie Tropicale: Géoscience et Outil Pour le Développement. Paris, IAHS, p. 209-222.

Mulitza, S., Chiessi, C.M., Cruz, A.P.S., Frederichs, T.W., Gomes, J.G., Gurgel, M.H.C., Haberkern, J., Huang, E., Jovane, L., Kuhnert, H., Pittauerová, D., Reiners, S.J., Roud, S.C., Schefuß, E., Schewe, F., Schwenk, T.A., Sicoli-Seoane, J.C., Sousa, S.H.M., Wangner, D.J., Wiers, S., (2013). Response of Amazon sedimentation to deforestation, land use and climate variability. Cruise No. MSM20/3 (February 19–March 11, 2012), Recife (Brazil)–Bridgetown (Barbados). MARIA S. MERIAN-Berichte, MSM20/3. *DFG Senatskommission für Ozeanographie*. 86pp.

Nobre, C. A., Obregón, G. O., Marengo, J. A., Fu, R., & Poveda, G., (2009). Characteristics of Amazonian climate: Main features. *Amazonia and Global Change*, 149-162.

O’Nions, R.K., Hamilton, P.J., Hooker, P.J., (1983). A Nd isotope investigation of sediment related to crustal development in the British Isles. *Earth and Planetary Science Letters*, 63: 229–240.

Obregón, G.; C. A. Nobre., (2003). A climate shift in mid-1970 in Northwest Amazonia and Southern Brazil, paper presented at 7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Wellington, New Zealand, Edited by The American Meteorological Society, Boston, Massachusetts. pp 88-89.

Oliveira, A.S. (2016). Paleoclimate/paleoceanographic reconstructions of the Tropical South America. 84 f. Dissertation – Universidade Federal Fluminense, Niterói.

Peterson, R.G., Stramma, L., (1991). Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography* 26, 1–73.

Pettijohn, F.J.; Potter, P.E.; Siever, R., (1973) Sand and Sandstone. *Springer-Verlag*, Berlin, 618p.

Portilho-Ramos, R.C., Chiessi, C.M., Zhang, Y., Mulitza, S., Kucera, M., Siccha, M., Prange, M., Paul, A., (2017). Coupling of equatorial Atlantic surface stratification to glacial shifts in the tropical rainbelt. *Scientific Reports*, 7, 1561.

Poveda, G., Waylen, P.R. and Pulwarty, R. (2006). Modern climate variability in northern South America and southern Mesoamerica, *Palaeo*, 234, 3-27.

Prado, L.F., Wainer, I., Chiessi, C. M. (2013b). Mid-Holocene PMIP3/CMIP5 model results: Intercomparison for the South American Monsoon System. *The Holocene*. Vol 23, Issue 12, pp. 1915 – 1920.

Prado, L.F., Wainer, I., Chiessi, C. M., Ledru, M.-P., and Turcq, B. (2013a). A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America, *Clim. Past*, 9, 2117-2133.

Putzer, H., (1984). The geological evolution of the Amazon basin and its mineral resources. In: Sioli, H. (Ed.). *The Amazon. Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river*. Dr. W. Junk Publishers, Dordrecht. p. 15-46.

Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Hermoza, W., Darrozes, J.M., (2005). Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru). *Tectonophysics*, 399: 87–108.

- Rohling, E. J., & cooke, E., (1999) Stable oxygen and carbon isotopes in foraminiferal carbonate shells. In B. K. SEN GUPTA (Ed.), *Modern Foraminifera*, (pp. 239-258): Kluwer Academic Publishers.
- Sato, K. (1998). Evolução crustal da Plataforma Sul-Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd. Unpublished PhD Thesis, Univ. São Paulo, 299p.
- Schneider T, Bischoff T, Haug GH., (2014). Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature* 513(7516):45–53.
- Seltzer, G. O., Rodbell, D. and Burns, S. J. (2000). Isotopic evidence for late Quaternary climatic change in tropical South America. *Geology*, 28, 35-38.
- Soares, E. F.; Zálan, P.V.; Figueiredo, J. J. P.; Junior, I. T., (2007). Bacia do Pará-Maranhão. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 321-329.
- Soelen, E.E. Kim, J.H. Santos, R. V., Dantas, E.L., Almeida, F.V., Pires, J.P., Roddaz, M., Damsté, J.S.S., (2017). A 30 Ma history of the Amazon River inferred from terrigenous sediments and organic matter on the Ceará Rise. *Earth and Planetary Science Letters* 474, 40-48.
- Stallard. R.F; Edmond, J.M., (1983). Geochemistry of the Amazon 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research*, 88: 9671-9688.
- Stramma, L., England, M., (1999). On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 104, 20,863-20,883.
- Stríkis, N.M.; Chiessi, C. M.; Cruz, F. W.; Vuille, M.; Cheng, H.; De Souza, B.; Eliene, A., Mollenhauer, G.; Kastend, S.; Karmann, I.; Edwards, R. L.; Bernal, J. P.; Dos Reis, S., H., (2015). Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. *Geophysical Research Letters*, v. 42.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, T., Asahara, Y., Tanimizu, M., Drafasanu, C., (2000). JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chem. Geol.* 168, 279–281.
- Tjallingii, R., U. Röhl, M. Kölling, and T. Bickert (2007), Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q02004,
- Vaz, P.T., Rezende, N. G. A. M., Wanderley Filho, J.R., Travassos, W.A.S., (2007). Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.253-263.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogue-Paegle, J., Dias, P. L. S., and Zhang, C., (2006). Toward a Unified View of the American Monsoon Systems, *J. Climate*, 19, 4977–5000.

Viers, J., Roddaz M., Filizola N., Guyot J.L., Sondag F., Brunet, P., Zouiten, C. Boucayrand, C., Martin, F. and Boaventura, G.R. (2008). Seasonal and provenance controls on Nd-Sr isotopic compositions of Amazon rivers suspended sediments and implications for Nd and Sr fluxes exported to the Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 274, 511–523.

Vignol, L.M. (1987) - Etudes goechemiques des granulites du Bresil et de la zone d'lvree: Les elements (K, Rb, Sr, Sm, Nd) et le isotopes radiogeniques (Sr, Nd). Diplome d'etudes approfondies de geochemie. Université Paris VII, Inst, de Physique du Globe de Paris.

Voigt, I., Chiessi, C. M., Prange, M., Mulitza, S., Groeneveld, J., Varma, V., and Henrich, R., (2015). Holocene shifts of the southern westerlies across the South Atlantic, *Paleoceanography*, 30, 39–51

Wasserburg, G.J., Jacobsen, S.B., DePaolo, D.J., McCulloch, M.T., Wen, T., (1981). Precise determination of SmNd ratios, Sm and Nd isotopic abundance in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 2311–2323.

Weltje G. J, Tjallingii R. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. (2008). *Earth and Planetary Science Letters*. 274:423–438.

Zemp, D. C., Schleussner, C., Barbosa, H. M. J., (2017). Self-amplified Amazon forest loss due to vegetation-atmosphere feedbacks. *Nature Communications*, Berlin, Springer, v. 8, n. 14681, p. 1-10.

Zhang, Y., Zhang, X., Chiessi, C. M., Mulitza, S., Zhang, X., Lohmann, G., Prange, M., Behling, H., Zabel, M., Govin, A., Sawakuchi, A. O., Cruz, F. W., and Wefer, G. (2016). Equatorial Pacific forcing of western Amazonian precipitation during Heinrich Stadial 1. *Sci. Rep.* 6, 35866.

Zhang, Y.; Chiessi, C.M.; Mulitza, S.; Zabel, M.; Trindade, R. I. F.; Hollanda, M. H. B. M.; Dantas, E. L.; Tiedemann, R.; Weffer, G., (2015). Origin of increased terrigenous supply to the NE South American continental margin during Heinrich Stadial 1 and the Younger Dryas. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 423, p. 493-500.

Zhang, Y., (2016). Impact of millennial-scale Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) changes on tropical South American precipitation during the last glacial period. 121 f. Dissestation - Universität Bremen, Bremen.

Zhao, J. X., McCulloch, M. T.; Bennett, V. C., (1992). Sm-Nd and U-Pb zircon isotopic constraints on the provenance of sediments of the Amadeus Basin, central Australia: evidence for REE fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56: 618 921-940.

Zhou, J.; Lau, K. M., (1998). Does a Monsoon Climate Exist Over South America? *Journal of Climate*, v.11, n.5, p.1020- 1040.

Zweng, M., Paver, C. R., Raegan, J. R., Johnson, D. R., Hamilton, M., and Seidov, D., (2013). World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 73, 40 pp.

Tabela S1. Compilação dos valores de $\epsilon_{Nd}(0)$ em sedimentos inconsolidados nas porções adjacentes à área de estudo.

Amostra	Latitude	Longitude	$\epsilon_{Nd}(0)$	Sedimentos inconsolidados		Tipo de amostragem	Referência
				Localidade			
GeoB16203-1	-2.035	-43.024	-16.42	core-top Parnaíba		Testemunho marinho	Zhang <i>et al.</i> , 2015
GeoB16204-2	-1.996	-42.339	-17.46	core-top Parnaíba		Testemunho marinho	Zhang <i>et al.</i> , 2015
GeoB16205-4	-1.352	-43.097	-16.69	core-top Parnaíba		Testemunho marinho	Zhang <i>et al.</i> , 2015
GeoB16216-3	6.241	-51.256	-11.41	core-top Guiana Francesa		Testemunho marinho	Zhang <i>et al.</i> , 2015
GeoB16217-2	6.070	-51.290	-11.02	core-top Guiana Francesa		Testemunho marinho	Zhang <i>et al.</i> , 2015
GeoB16218-4	4.770	-51.522	-10.61	core-top Guiana Francesa		Testemunho marinho	Zhang <i>et al.</i> , 2015
GeoB16219-2	4.753	-51.521	-8.96	core-top Guiana Francesa		Testemunho marinho	Zhang <i>et al.</i> , 2015
GeoB16222-1	6.005	-51.693	-10.28	core-top Guiana Francesa		Testemunho marinho	Zhang <i>et al.</i> , 2015
GeoB16223-2	6.005	-51.117	-11.04	core-top Guiana Francesa		Testemunho marinho	Zhang <i>et al.</i> , 2015
GeoB16211-3	2.878	-49.350	-9.07	core-top Amazonas		Testemunho marinho	Zhang <i>et al.</i> , 2015
GeoB16212-3	3.105	-49.388	-11.15	core-top Amazonas		Testemunho marinho	Zhang <i>et al.</i> , 2015
GeoB16206-1	-1.579	-43.024	-17.23	Desembocadura do Parnaíba		Testemunho marinho	Zhang <i>et al.</i> , 2015
GeoB16224-1	6.661	-52.083	-11.53	Desembocadura do Amazonas		Testemunho marinho	Zhang <i>et al.</i> , 2015
Sol1	-3.346	-60.553	-9.50	Rio Solimões (Estação Manacapuru)		Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Sol2	-3.346	-60.553	-9.90	Rio Solimões (Estação Manacapuru)		Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Sol3	-3.346	-60.553	-9.20	Rio Solimões (Estação Manacapuru)		Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Sol4	-3.346	-60.553	-9.30	Rio Solimões (Estação Manacapuru)		Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Sol5	-3.346	-60.553	-9.50	Rio Solimões (Estação Manacapuru)		Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Sol6	-3.346	-60.553	-9.40	Rio Solimões (Estação Manacapuru)		Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Sol7	-3.346	-60.553	-9.30	Rio Solimões (Estação Manacapuru)		Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Sol8	-3.346	-60.553	-8.90	Rio Solimões (Estação Manacapuru)		Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Sol9	-3.346	-60.553	-9.10	Rio Solimões (Estação Manacapuru)		Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Sol10	-3.346	-60.553	-9.40	Rio Solimões (Estação Manacapuru)		Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Sol11	-3.346	-60.553	-9.70	Rio Solimões (Estação Manacapuru)		Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Sol12	-3.346	-60.553	-9.10	Rio Solimões (Estação Manacapuru)		Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Mad1	-8.737	-63.920	-10.80	Rio Madeira (Estação Porto Velho)		Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008

Tabela S1. Continuação

Amostra	Latitude	Longitude	$\epsilon_{Nd(0)}$	Localidade	Tipo de amostragem	Referência
Mad2	-8.737	-63.920	-10.90	Rio Madeira (Estação Porto Velho)	Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Mad3	-8.737	-63.920	-12.00	Rio Madeira (Estação Porto Velho)	Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Mad4	-8.737	-63.920	-11.90	Rio Madeira (Estação Porto Velho)	Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Mad5	-8.737	-63.920	-12.10	Rio Madeira (Estação Porto Velho)	Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Mad6	-8.737	-63.920	-11.90	Rio Madeira (Estação Porto Velho)	Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Mad7	-8.737	-63.920	-11.60	Rio Madeira (Estação Porto Velho)	Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Mad8	-8.737	-63.920	-11.00	Rio Madeira (Estação Porto Velho)	Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Mad9	-8.737	-63.920	-11.10	Rio Madeira (Estação Porto Velho)	Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Mad10	-8.737	-63.920	-11.90	Rio Madeira (Estação Porto Velho)	Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Mad11	-8.737	-63.920	-11.10	Rio Madeira (Estação Porto Velho)	Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
Mad12	-8.737	-63.920	-11.40	Rio Madeira (Estação Porto Velho)	Sedimentos em suspensão	Viers <i>et al.</i> , 2008
1	-12.000	-71.000	-11.30	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
2			-8.19	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
4			-8.02	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
5			-10.32	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
6			-7.26	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
7			-11.35	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
8			-10.79	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
9			-10.79	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
10			-11.51	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
11			-11.70	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
12			-11.12	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
13			-8.15	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
14			-10.92	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
16			-8.25	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
20			-11.45	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990

Tabela S1. *Continuação*

Amostra	Latitude	Longitude	$\epsilon_{Nd(t)}$	Localidade	Tipo de amostragem	Referência
22			-11.80	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
23			-8.95	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
24			-11.55	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
25			-9.64	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
26			-8.66	Bacia Madre de Dios	Areiais fluviais	Basu <i>et al.</i> , 1990
AM-05-18	-3.45025	-58.80836	-12.00	Desembocadura do Rio Madeira	Sedimentos em suspensão	Bouchez <i>et al.</i> , 2011
AM-06-38	-3.40781	-58.78525	-12.00	Desembocadura do Rio Madeira	Sedimentos em suspensão	Bouchez <i>et al.</i> , 2011
AM-06-43	-3.41019	-58.78183	-12.00	Desembocadura do Rio Madeira	Sedimentos em suspensão	Bouchez <i>et al.</i> , 2011
AM-06-07	-3.31169	-60.55333	-8.00	Rio Solimões (Estação Manacapuru)	Sedimentos em suspensão	Bouchez <i>et al.</i> , 2011
CDH79	0.660	-44.350	-12.37	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-12.40	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-14.17	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-12.34	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-13.45	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-12.60	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-12.10	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-12.91	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-13.57	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-12.69	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-12.42	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-12.53	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-12.54	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-15.90	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-12.97	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-13.23	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-13.37	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-13.12	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo
CDH79	0.660	-44.350	-12.24	Bacia Pará-Maranhão	Testemunho marinho	Este estudo

Tabela 2S. Compilação dos valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ em litologias nas porções adjacentes à área de estudo.

Amostra	Litologias					Referência
	Latitude	Longitude	$\epsilon_{Nd(t)}$	Localidade	Formação/ Litotipo	
BP-64	-5.083	-42.000	-15.55	Bacia do Parnaíba	Fm. Piauí	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-65	-5.098	-42.000	-15.89	Bacia do Parnaíba	Fm. Piauí	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-67	-5.162	-42.000	-15.95	Bacia do Parnaíba	Fm. Piauí	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-68	-5.203	-42.000	-15.80	Bacia do Parnaíba	Fm. Piauí	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-74	-5.310	-41.000	-16.74	Bacia do Parnaíba	Serra Grande	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-75A	-5.312	-41.000	-18.40	Bacia do Parnaíba	Serra Grande	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-75B	-5.312	-41.000	-18.16	Bacia do Parnaíba	Serra Grande	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-80	-5.152	-42.000	-16.49	Bacia do Parnaíba	Fm. Cabeças	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-81A	-5.190	-41.000	-16.66	Bacia do Parnaíba	Fm. Cabeças	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-82E	-4.917	-42.000	-16.25	Bacia do Parnaíba	Fm. Poti	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-82F	-4.900	-42.000	-16.69	Bacia do Parnaíba	Fm. Poti	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-82G	-4.916	-42.000	-17.62	Bacia do Parnaíba	Fm. Poti	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-82I	-4.914	-42.000	-17.40	Bacia do Parnaíba	Fm. Poti	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-84A	-4.471	-42.000	-17.16	Bacia do Parnaíba	Fm. Cabeças	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-84B	-4.471	-42.000	-16.14	Bacia do Parnaíba	Fm. Cabeças	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-88	-4.593	-41.000	-17.59	Bacia do Parnaíba	Fm. Pimenteiras	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-89	-4.562	-41.000	-17.50	Bacia do Parnaíba	Serra Grande	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-91	-4.529	-41.000	-16.36	Bacia do Parnaíba	Serra Grande	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-92	-4.512	-41.000	-18.03	Bacia do Parnaíba	Serra Grande	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-97	-4.083	-42.000	-16.94	Bacia do Parnaíba	Fm. Pimenteiras	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-98	-4.028	-41.000	-17.23	Bacia do Parnaíba	Fm. Pimenteiras	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-99	-3.981	-41.000	-17.55	Bacia do Parnaíba	Fm. Pimenteiras	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-102	-3.918	-41.000	-18.01	Bacia do Parnaíba	Serra Grande	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-103	-3.909	-41.000	-18.39	Bacia do Parnaíba	Serra Grande	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-104A	-3.908	-41.000	-17.64	Bacia do Parnaíba	Serra Grande	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-105	-3.891	-41.000	-17.42	Bacia do Parnaíba	Serra Grande	Zhang <i>et al.</i> , 2015

Tabela 2S. Continuação

Amostra	Latitude	Longitude	$\epsilon_{Nd(t)}$	Localidade	Formação/ Litotipo	Referência
BP-106	-3.874	-41.000	-16.80	Bacia do Parnaíba	Serra Grande	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-107	-3.888	-41.000	-16.63	Bacia do Parnaíba	Serra Grande	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-109A2	-4.389	-42.000	-17.90	Bacia do Parnaíba	Fm. Longá	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-135	-8.076	-48.000	-16.15	Bacia do Parnaíba	Fm. Motuca	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-136	-7.921	-48.000	-16.73	Bacia do Parnaíba	Fm. Poti	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-137	-7.887	-48.000	-16.73	Bacia do Parnaíba	Fm. Longá	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-138	-7.932	-48.000	-16.23	Bacia do Parnaíba	Fm. Poti	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-141	-7.818	-47.000	-16.27	Bacia do Parnaíba	Fm. Piauí	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-142	-7.093	-46.000	-17.00	Bacia do Parnaíba	Fm. Sambaíba	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-149	-8.473	-46.000	-15.99	Bacia do Parnaíba	Fm. Piauí	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-150	-8.454	-46.000	-15.81	Bacia do Parnaíba	Fm. Piauí	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-160	-9.661	-47.000	-15.60	Bacia do Parnaíba	Fm. Piauí	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-163	-9.182	-47.000	-18.56	Bacia do Parnaíba	Fm. Poti	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-168	-8.870	-48.000	-15.72	Bacia do Parnaíba	Fm. Pimenteiras	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-170	-8.843	-48.000	-15.71	Bacia do Parnaíba	Fm. Pimenteiras	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-171	-8.844	-48.000	-17.19	Bacia do Parnaíba	Fm. Pimenteiras	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-172	-8.785	-48.000	-16.70	Bacia do Parnaíba	Fm. Longá	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-175	-9.036	-48.000	-17.24	Bacia do Parnaíba	Fm. Cabeças	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-176	-9.027	-48.000	-17.97	Bacia do Parnaíba	Fm. Cabeças	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-177	-9.024	-48.000	-17.28	Bacia do Parnaíba	Fm. Cabeças	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-179	-9.062	-48.000	-17.07	Bacia do Parnaíba	Fm. Longá	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-182	-9.546	-49.000	-16.00	Bacia do Parnaíba	Fm. Cabeças	Zhang <i>et al.</i> , 2015
BP-184	-9.446	-48.000	-16.02	Bacia do Parnaíba	Fm. Pimenteiras	Zhang <i>et al.</i> , 2015
AS 1683-6 (Carajás)	-7.033	-50.250	-43.80	Província Amazônia Central	Granitóide	Sato, 1998
AH513-1 (Carajás)	-7.000	-50.483	-35.70	Província Amazônia Central	Granitóide	Sato, 1998
AH796-4 (Carajás)	-7.250	-50.300	-34.60	Província Amazônia Central	Granitóide	Sato, 1998

Tabela 2S. Continuação

Amostra	Latitude	Longitude	$\epsilon_{Nd(t)}$	Localidade	Formação/ Litotipo	Referência
AH796-3 (Carajás)	-7.250	-50.300	-32.80	Província Amazônia Central	Granitóide	Sato, 1998
PP05A (Carajás)	-6.167	-49.500	-48.60	Província Amazônia Central	Granitóide	Sato, 1998
PP05H (Carajás)	-6.167	-49.500	-39.00	Província Amazônia Central	Granitóide	Sato, 1998
AP 13C (Tapajós)	-4.333	-55.000	-27.40	Província Amazônia Central	Granitóide	Sato, 1998
470pbk02 (S. Carajás)	-8.600	-50.983	-29.40	Província Amazônia Central	Granitóide	Sato, 1998
424bc151 (S. Carajás)	-8.600	-52.717	-29.70	Província Amazônia Central	Granitóide	Sato, 1998
pt09A (S. Carajás)	-9.800	-50.000	-33.20	Província Amazônia Central	Granitóide	Sato, 1998
XMV-78I (Xingu/Iriri).	-5.800	-52.083	-29.60	Província Amazônia Central	Vulcânica ácida	Sato, 1998
XMV78M (Xingu/Iriri)	-4.000	-55.417	-29.70	Província Amazônia Central	Vulcânica ácida	Sato, 1998
T100 (G. Francesa)	3.367	-53.000	-29.60	Província Maroni-Itacaiúnas	Ultrabásica	Gruau <i>et al.</i> , 1985
T111 (G. Francesa)	3.433	-53.000	-9.30	Província Maroni-Itacaiúnas	Ultrabásica	Sato, 1998
T160 (G. Francesa)	3.367	-53.000	-6.60	Província Maroni-Itacaiúnas	Ultrabásica	Sato, 1998
T188 (G. Francesa)	3.383	-53.150	-11.10	Província Maroni-Itacaiúnas	Ultrabásica	Sato, 1998
L303 (G. Francesa)	3.333	-53.000	-2.60	Província Maroni-Itacaiúnas	Ultrabásica	Sato, 1998
H919 (G. Francesa)	3.483	-54.000	3.60	Província Maroni-Itacaiúnas	Básica	Sato, 1998
R372 (G. Francesa)	3.467	-54.000	2.80	Província Maroni-Itacaiúnas	Básica	Sato, 1998
L200 (G. Francesa)	3.183	-52.850	-23.40	Província Maroni-Itacaiúnas	Básica	Sato, 1998
L365 (G. Francesa)	3.183	-52.500	-17.90	Província Maroni-Itacaiúnas	Granitóide	Sato, 1998
MR-RL-31 (O-B. Vista)	0.083	-65.000	-31.50	Província Maroni-Itacaiúnas	Granitóide	Sato, 1998
PL-R5 (Caracarái)	2.667	-62.000	-11.40	Província Maroni-Itacaiúnas	Granulito	Vignol, 1987
PL-R18 (Caracarái)	2.667	-62.000	-21.40	Província Maroni-Itacaiúnas	Granulito	Vignol, 1987
EG83AP684-2 (Cupixi)	0.833	-52.330	-14.00	Província Ventuari-Tapajós	Granitóide	Sato, 1998
EG18am2812 (Cupixi)	1.000	-52.170	-42.80	Província Ventuari-Tapajós	Granitóide	Sato, 1998
EG02LP62 (Cupixi)	1.000	-52.170	-41.60	Província Ventuari-Tapajós	Granitóide	Sato, 1998
PT-25 (N. Manaus)	-0.083	-60.170	-17.20	Província Ventuari-Tapajós	Granitóide	Sato, 1998
PT-26 (N. Manaus)	-0.083	-60.170	-30.40	Província Ventuari-Tapajós	Granitóide	Sato, 1998

Tabela 2S. Continuação

Amostra	Latitude	Longitude	$\epsilon_{ND(0)}$	Localidade	Formação/ Litotipo	Referência
M 68 (N. Manaus)	2.083	-61.580	-19.60	Província Ventuari-Tapajós	Granulito	Sato, 1998
MT1036 (Venezuela)	5.367	-64.730	-20.10	Província Ventuari-Tapajós	Granitóide	Sato, 1998
BA-28 (Venezuela)	4.400	-67.130	-20.70	Província Ventuari-Tapajós	Granitóide	Sato, 1998
H508A (Venezuela)	2.083	-65.000	-19.20	Província Ventuari-Tapajós	Granitóide	Sato, 1998
MA5 (Tapajós)	-6.017	-49.500	-16.90	Província Ventuari-Tapajós	Granitóide	Sato, 1998
PT 13-2 (SE-Manaus)	-10.033	-56.080	-18.50	Província Ventuari-Tapajós	Vulcânica ácida	Sato, 1998
PT 36 (S. Manaus)	-6.583	-60.000	-2.20	Província Ventuari-Tapajós	Básica	Sato, 1998
PT29-3 (SE-Manaus)	-8.167	-55.500	-28.20	Província Ventuari-Tapajós	Vulcânica ácida	Sato, 1998
PT21-1 (RNJ-Rond)	-9.900	-61.550	-14.40	Província Rio Negro-Juruena	Granitóide	Sato, 1998
PT39A (RNJur)	-10.700	-61.550	-16.90	Província Rio Negro-Juruena	Granitóide	Sato, 1998
PT33ASU (R.N.Jur.)	0.200	-67.950	-19.80	Província Rio Negro-Juruena	Granitóide	Sato, 1998
PT33ASW (R.N.Jur)	0.200	-67.950	-18.90	Província Rio Negro-Juruena	Granitóide	Sato, 1998
UA-6w-6n (R.N.Jur)	0.200	-67.950	-19.30	Província Rio Negro-Juruena	Granitóide	Sato, 1998
5532 (R.N.Jur)	3.200	-67.667	-23.90	Província Rio Negro-Juruena	Granitóide	Sato, 1998
PA-SP-35 (R.N.Jur)	1.000	-69.833	-16.90	Província Rio Negro-Juruena	Granitóide	Sato, 1998
MI-AB-16-1 (R.N.Jur)	0.800	-65.917	-29.60	Província Rio Negro-Juruena	Granitóide	Sato, 1998
PT61 (R.N.Jur)	-9.200	-61.917	-15.20	Província Rio Negro-Juruena	Granitóide	Sato, 1998
PT72E1 (R.N.Jur)	-10.400	-62.333	-13.20	Província Rio Negro-Juruena	Granulito	Sato, 1998
PT19 (R.N.Jur)	-9.200	-59.250	-20.20	Província Rio Negro-Juruena	Granitóide	Sato, 1998
PT-7 (R.N.Jur)	-10.200	-59.250	-17.20	Província Rio Negro-Juruena	Granulito	Sato, 1998
PT51 (R.N.Jur)	-8.400	-61.017	-14.40	Província Rio Negro-Juruena	Vulcânica ácida	Sato, 1998
PT 14F-2 (R. Branco)	-8.583	-66.000	-18.00	Província Rondoniano-Sunsás	Granulito	Sato, 1998
PT 14F-3 (R. Branco)	-8.583	-66.000	-16.10	Província Rondoniano-Sunsás	Granitóide	Sato, 1998
pt. 158(Porto Velho/Ron)	-8.367	-66.000	-17.10	Província Rondoniano-Sunsás	Granulito	Vignol, 1987
pt. 143int(Porto Velho/Ron)	-9.750	-66.833	-5.80	Província Rondoniano-Sunsás	Granulito	Vignol, 1987
537ammr79 (Rond.S)	-15.117	-58.083	-20.40	Província Rondoniano-Sunsás	Granulito	Sato, 1998

Tabela 2S. Continuação

Amostra	Latitude	Longitude	$\epsilon_{Nd(t)}$	Localidade	Formação/ Litotipo	Referência
537amr10 (Rond.S)	-15.050	-58.400	-21.30	Província Rondoniano-Sunsás	Granitóide	Sato, 1998
PT19 (Guaporé)	-12.667	-61.633	10.70	Província Rondoniano-Sunsás	Básica	Sato, 1998
PT-04-1(Guaporé)	-12.167	-63.733	3.80	Província Rondoniano-Sunsás	Básica	Sato, 1998
PT-03 (Guaporé)	-13.100	-60.667	11.10	Província Rondoniano-Sunsás	Básica	Sato, 1998
PT-03a (Guaporé)	-13.100	-60.667	7.10	Província Rondoniano-Sunsás	Básica	Sato, 1998
pt74 (Porto Velho/Ron)	-10.167	-63.833	-7.10	Província Rondoniano-Sunsás	Básica	Sato, 1998
PT02A (Guaporé)	-12.583	-61.500	0.02	Província Rondoniano-Sunsás	Básica	Sato, 1998

Tabela 3S. Dados de elementos maiores obtidos por ICP-OES.

Idades (ka)	Ti	Fe	Ca	ln(Ti/Ca)	ln(Fe/Ca)
12.164	0.408	3.881	9.041	-3.099	-0.846
25.819	0.397	3.854	9.645	-3.190	-0.917
66.806	0.310	2.994	16.742	-3.989	-1.721
74.407	0.265	2.555	19.984	-4.322	-2.057
80.795	0.500	4.263	4.202	-2.128	0.014
86.810	0.397	3.712	11.136	-3.333	-1.099
102.067	0.176	1.975	24.644	-4.944	-2.524
128.383	0.426	6.262	7.505	-2.868	-0.181
143.973	0.487	4.158	5.082	-2.344	-0.201
159.594	0.369	3.373	12.773	-3.544	-1.331
183.960	0.391	3.540	11.782	-3.404	-1.202
198.049	0.433	4.169	9.010	-3.035	-0.771
208.131	0.426	3.479	10.924	-3.244	-1.144
218.213	0.520	5.808	1.409	-0.997	1.416
227.810	0.287	3.659	17.442	-4.106	-1.562
237.293	0.375	3.576	12.316	-3.491	-1.237
242.762	0.212	2.134	23.211	-4.695	-2.387
247.689	0.501	5.431	3.670	-1.991	0.392
254.070	0.506	4.910	3.213	-1.848	0.424
269.656	0.440	4.054	8.155	-2.921	-0.699
285.386	0.359	2.981	16.058	-3.800	-1.684
301.647	0.446	4.245	8.415	-2.938	-0.684
317.971	0.268	2.518	18.979	-4.262	-2.020
332.163	0.475	5.311	4.010	-2.133	0.281
337.870	0.472	6.034	2.996	-1.848	0.700
340.177	0.495	4.914	6.292	-2.542	-0.247
347.550	0.381	3.832	13.491	-3.566	-1.259
357.626	0.477	5.012	5.730	-2.486	-0.134
367.702	0.488	4.597	6.156	-2.536	-0.292
395.338	0.462	3.771	7.756	-2.821	-0.721
439.786	0.474	6.598	4.212	-2.184	0.449
515.336	0.279	2.738	18.368	-4.187	-1.903
553.000	0.370	3.556	12.670	-3.534	-1.271
601.927	0.395	3.899	8.539	-3.074	-0.784
634.996	0.420	4.068	9.840	-3.155	-0.883
648.506	0.384	3.520	12.188	-3.456	-1.242
664.118	0.445	4.256	6.574	-2.692	-0.435
682.425	0.442	4.794	4.203	-2.253	0.132
701.192	0.179	1.725	26.188	-4.984	-2.720

735.770	0.400	4.495	10.441	-3.262	-0.843
756.745	0.335	3.169	16.691	-3.909	-1.661
773.583	0.227	2.166	23.261	-4.629	-2.374
793.914	0.514	4.739	3.796	-1.999	0.222
808.323	0.156	1.581	26.977	-5.152	-2.837
810.903	0.510	5.146	2.387	-1.544	0.768
821.168	0.318	3.231	15.741	-3.902	-1.584
836.301	0.496	5.186	3.184	-1.858	0.488
853.027	0.497	4.879	2.425	-1.586	0.699
900.611	0.457	4.497	5.207	-2.432	-0.146
929.880	0.406	3.624	9.852	-3.189	-1.000
956.578	0.350	3.879	10.524	-3.402	-0.998
984.198	0.343	3.334	13.387	-3.663	-1.390
1.005.544	0.497	4.940	5.496	-2.404	-0.107
1.013.263	0.507	5.264	2.648	-1.653	0.687
1.019.173	0.487	5.310	2.328	-1.564	0.825
1.030.616	0.483	5.711	3.405	-1.952	0.517
1.060.926	0.300	2.831	18.322	-4.112	-1.868
1.095.882	0.523	4.874	4.657	-2.187	0.045
1.128.318	0.406	3.383	13.614	-3.512	-1.392
1.138.626	0.550	5.352	0.857	-0.444	1.831
1.151.297	0.447	4.262	8.258	-2.915	-0.661
1.166.565	0.301	3.289	17.181	-4.045	-1.653
1.179.703	0.576	4.592	1.311	-0.823	1.253
1.191.800	0.094	0.915	31.338	-5.813	-3.534
1.204.873	0.534	5.035	2.630	-1.593	0.650
1.259.000	0.313	2.705	17.301	-4.012	-1.856
1.280.353	0.151	1.570	27.982	-5.224	-2.881
1.288.776	0.532	4.791	2.369	-1.494	0.704
1.308.600	0.384	3.520	13.574	-3.565	-1.350
1.400.636	0.263	2.547	21.929	-4.424	-2.153
1.417.364	0.399	3.412	11.129	-3.327	-1.182
1.434.120	0.222	2.085	24.237	-4.694	-2.453
1.458.452	0.259	2.412	20.380	-4.367	-2.134
1.476.220	0.501	4.484	4.757	-2.251	-0.059
1.497.758	0.346	3.596	14.398	-3.728	-1.387
1.517.296	0.250	2.126	21.749	-4.467	-2.325
1.529.657	0.159	1.613	27.885	-5.166	-2.850
1.552.525	0.305	2.640	18.183	-4.088	-1.930
1.569.461	0.191	1.707	25.671	-4.902	-2.711
1.593.333	0.378	3.521	11.490	-3.415	-1.183

