



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 455**

**INFLUÊNCIA DO RIO AMAZONAS NOS SEDIMENTOS DE FUNDO DO  
BAIXO RIO TAPAJÓS: EVIDÊNCIAS GEOQUÍMICAS E ISOTÓPICAS  
(Pb - Sr - Nd)**

**Dissertação apresentada por:**

**LUCIO CARDOSO DE MEDEIROS FILHO**

**Orientador: PROF. JEAN MICHEL LAFON (UFPA)**

**Coorientador: PROF. PEDRO WALFIR MARTINS E SOUZA FILHO (UFPA)**

---

**BELÉM-PA  
2015**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)  
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

---

Medeiros Filho, Lucio Cardoso de, 1988-

Influência do rio Amazonas nos sedimentos de fundo do  
baixo rio Tapajós: evidências geoquímicas e isotópicas (Pb -  
Sr - Nd) / Lucio Cardoso de Medeiros Filho. – 2015.

xiv, 79 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Jean Michel Lafon

Coorientador: Pedro Walfir Martins e Souza Filho

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará,  
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em  
Geologia e Geoquímica, Belém, 2015.

1. Sedimentos (Geologia) - Rio Tapajós. 2. Sedimentos  
marinhos - Amazônia. 3. Neodímio - Isótopos. 4. Chumbo -  
Isótopos. 5. Estrôncio - Isótopos. I. Título.

CDD 22. ed. 551.304098115

---



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**INFLUÊNCIA DO RIO AMAZONAS NOS SEDIMENTOS DE FUNDO  
DO BAIXO RIO TAPAJÓS: EVIDÊNCIAS GEOQUÍMICAS E  
ISOTÓPICAS (Pb - Sr - Nd)**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR  
LUCIO CARDOSO DE MEDEIROS FILHO**


**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de  
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.**

**Data de Aprovação: 12 / 03 / 2015**

**Banca Examinadora:**

  
Prof. JEAN MICHEL LAFON  
(Orientador-UFPA)

  
Prof. ROBERTO VENTURA SANTOS  
(Membro-UnB)

  
Prof. NILS ASP E. NETO  
(Membro-UFPA)

*À minha mãe, a maior incentivadora  
dos meus sonhos.*

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus por guiar meus passos;

Ao professor Dr. Jean-Michel Lafon pela orientação e acréscimo de conhecimento transmitido ao longo destes últimos anos, sempre muito solícito e presente acompanhando a execução deste trabalho;

Ao professor Dr. Pedro Walfir Martins e Souza Filho pelo co-orientação, aparato estrutural das viagens de campo, apoio financeiro e incentivo para o desenvolvimento desta pesquisa;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos durante o curso de mestrado;

À bolsista de apoio técnico Elma Oliveira, pela troca de informações, sugestões, orientações de laboratório, e auxílio na execução e processamento de dados gerados neste trabalho;

À todos os técnicos do Laboratório de Geologia Isotópica PARÁ-ISO, Jeferson, Iza, Paulo, pela colaboração na realização das análises isotópicas;

Aos colegas de mestrado, em especial aos que ingressaram comigo e aos colegas de sala, Amélia, Sauri, Thiago, Igor, Marcos pela troca de conhecimentos, sugestões e até mesmo pelas conversas e momentos de descontração.

À também colega de mestrado Manuella Cavalcante por me auxiliar gentilmente na interpretação dos dados mineralógicos e evidentemente pelos mesmos motivos citados no parágrafo anterior.

Ao grupo do Laboratório Institucional de Oceanografia Geológica em especial a colega oceanógrafa Priscilla pela atenção na cedência das amostras de sedimentos e pela ajuda no processamento dos dados granulométricos.

Aos técnicos de outros laboratórios, amigos, colegas, familiares e incentivadores na realização do mestrado que contribuíram de forma direta ou indireta, deixo aqui registrado o meu muito obrigado.

*“A persistência é o caminho do êxito.”*

**Charles Chaplin**

## RESUMO

Estudos próximo a desembocadura do rio Tapajós, afluente do rio Amazonas, apontaram para a presença de espessos depósitos lamosos desde a foz adentrando a sua montante, que poderiam estar relacionados a uma influência significativa do rio Amazonas como regulador na dinâmica deste seu afluente. Este trabalho teve como objetivo investigar a distribuição geoquímica e as assinaturas isotópicas de Pb-Sr-Nd de sedimentos de fundo como indicadores de mistura e de proveniência, bem como auxiliar no entendimento da hidrodinâmica do baixo curso o rio Tapajós e sua interação com o rio Amazonas. Amostras de sedimentos de fundo foram coletadas no baixo curso do rio Tapajós, compreendendo a zona de confluência com o rio Amazonas, próximo ao município de Santarém. A coleta foi realizada com draga de Petersen, que permitiu uma amostragem de cerca de 10 cm de profundidade, correspondendo a alguns anos de deposição e possibilitando desconsiderar variações sazonais. Foram determinados os padrões texturais e mineralógicos e as composições geoquímicas e assinaturas isotópicas Pb-Sr-Nd, em amostra total dos sedimentos de fundo. As análises granulométricas e mineralógicas foram realizadas por difração a laser e difração de raio-X, respectivamente. A composição química foi determinada por dissolução total com uma combinação multi-ácida de HF-HNO<sub>3</sub>-HClO<sub>4</sub> e HCl. As concentrações de elementos maiores e traços foram determinadas por Espectrometria de massa por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS) em laboratório comercial. As análises isotópicas de Pb, Sr, Nd e Sm seguiram os protocolos analíticos do Laboratório de Geologia Isotópica – Pará-Iso da UFPA sendo realizada uma dissolução total, com mistura HNO<sub>3</sub>+HF seguida de HCl. A separação química e purificação dos elementos foram realizadas por cromatografia em resinas de troca iônica. As composições isotópicas foram determinadas com um espectrômetro de massa de fonte plasma - ICP-MS Thermo-Finnigan™ modelo Neptune. Os dados texturais dos sedimentos evidenciaram um padrão pouco homogêneo ao longo do curso do rio Tapajós com predomínio de areia fina, mas com presença significativa de amostras silte-argilosas. Os sedimentos dos setores Canal do Tapajós e Alter do Chão evidenciaram presença de caulinita e micas e naqueles dos setores de Santarém e Amazonas observou-se, além desses minerais, a presença de esmectita e feldspato. Elementos maiores e traço apresentaram teores constantes no curso mais alto do canal do rio Tapajós e teores variáveis e mais elevados na região de confluência com o Amazonas. Os teores de Zr e Hf mostraram um padrão linear e decrescente ao longo do rio a partir do alargamento do canal (ria) do rio Tapajós em direção a foz, o que pode estar relacionado à presença de zircão. Amostras do canal do rio Tapajós até o setor de Alter do Chão apresentaram razões isotópicas de Pb ( $19,67 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 20,02$ ;  $15,87 <$

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15,91$ ) distintas daquelas mais baixas encontradas em amostras do rio Amazonas ( $18,84 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18,94$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 15,67$ ). Valores intermediários foram obtidos para amostras do setor de Santarém ( $19,02 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 19,52$ ;  $15,68 < ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15,83$ ), indicando que o aporte do rio Amazonas se limita à zona de confluência. Os sedimentos de fundo do canal do rio Tapajós apresentaram valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  mais negativos ( $-21 < \epsilon_{\text{Nd}} < -19$ ) e razões isotópicas de Sr mais radiogênicas ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,792$ ), em relação aos sedimentos do rio Amazonas ( $\epsilon_{\text{Nd}} \approx -9$  e  $0,712 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,716$ ). Os dados isotópicos de Nd e Sr também sugeriram uma influência do rio Amazonas sobre os sedimentos do rio Tapajós restrita à zona de confluência, no setor de Santarém. As assinaturas geoquímicas evidenciaram um padrão de fontes predominantemente félsicas compatível com a composição das principais unidades geológicas que compõem o substrato proterozoico da bacia de drenagem do rio Tapajós. Os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  e  $T_{\text{DM}}$  e as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  do canal do rio Tapajós indicam uma proveniência dos sedimentos essencialmente pela erosão das unidades paleoproterozoicas da Província Tapajós (2,03 a 1,88 Ga) com contribuição de fontes proterozoicas um pouco mais jovens vindo das cabeceiras do rio Tapajós e seus afluentes (Província Rondônia-Juruena, 1,82-1,54 Ga). Por outro lado, Os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  e as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dos sedimentos do rio Amazonas na região de confluência indicam uma forte contribuição dos Andes corroborando com dados isotópicos de material em suspensão do rio Solimões. A acumulação de grande quantidade de sedimentos lamosos no canal do Tapajós resulta da influência do rio Amazonas que retém a descarga deste seu afluente gerando condições favoráveis de deposição desses sedimentos mais finos estritamente oriundos do rio Tapajós. Os resultados sugerem que a contribuição do rio Tapajós para os sedimentos de fundo do rio Amazonas é insignificante. O estudo mostrou o potencial das assinaturas isotópicas de Pb, Sr e Nd em sedimentos de fundo para mensurar a influência do rio Amazonas neste seu afluente bem como para evidenciar processos de mistura entre diferentes sistemas fluviais.

**Palavras-Chave:** Sedimentos de Fundo. Isótopos radiogênicos Sr, Pb, Nd. Rio Tapajós. Amazônia.



## ABSTRACT

Studies near the mouth of the Tapajos river, a tributary of the Amazon River, pointed to the presence of thick muddy deposits from the mouth entering upstream, which could be related to a significant influence of the Amazon River as a regulator in the dynamics of its tributary. This study aimed to investigate the geochemical distribution and Pb-Sr-Nd isotopic signatures of bottom sediments as indicators of mixing and provenance, as well as to help in understanding the hydrodynamics of the lower course of the river Tapajos and its interaction with the Amazon river. Samples of bottom sediments were collected in lower course of the Tapajós River, comprising a zone of confluence with the Amazon River, near the city of Santarém. Data collection was performed with Petersen grab sampler, which allows a sampling of about 10 cm depth, corresponding to a few years of deposition and enabling disregard seasonal variations. Textural and mineralogical patterns as well as geochemical and Pb-Sr-Nd isotopic compositions were determined on whole sample. Particle size and mineralogical analyses were performed by laser diffraction and X-ray diffraction, respectively. The chemical composition was determined by dissolution with a combination of multi acid HF-HNO<sub>3</sub>-HCl and HClO<sub>4</sub>. Major and trace element contents were determined by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) in a commercial laboratory. Pb, Sr, Sm and Nd Isotopic analyses followed the analytical procedure of the Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) at UFPA, which includes total dissolution with HNO<sub>3</sub> + HF mixture followed by HCl. The chemical separation and element purification was performed by ion exchange chromatography. The isotopic compositions of Pb, Sr, Sm and Nd were determined on an Inductively coupled plasma mass spectrometer Thermo-Finnigan Neptune™. The textural data of sediment showed predominant fine sand pattern somewhat homogeneous throughout the course of the Tapajós river, with a significant presence of silt-clay samples. Kaolinite and mica occur in the sediments from the upstream sectors (Tapajós Channel and Alter do Chão) and smectite and feldspar were observed in the sediments of lower sectors (Amazon and Santarem sectors), besides the presence of these former minerals. Major and trace elements showed constant concentration along the Tapajós channel sector and variables and higher contents downstream at the the confluence with the Amazon River. A linear and decreasing pattern in Zr and Hf contents was observed from the enlargement of the canal (ria) of the Tapajos river toward the confluence area, which may be related to detrital zircon abundance in the sediments. Samples from the Tapajós Channel and Alter do Chão sectors displayed Pb isotopic ratios ( $19,67 <^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 20,02$ ;  $15,87 <^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15,91$ ) distinct from those of Amazon River samples ( $18,84 <^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18,94$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx$

15,67). Intermediate values were obtained for samples of Santarém sector ( $19,02 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 19,52$ ;  $15,68 < ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15,83$ ), indicating that the contribution of the Amazon River is limited the confluence zone. The bottom sediments of the Tapajós River channel showed  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values more negative ( $-21 < \epsilon_{\text{Nd}} < -19$ ) and more radiogenic Sr isotopic signature ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,792$ ) compared to sediments of the Santarém - Amazon river sectors ( $\epsilon_{\text{Nd}} \approx -9$  and  $0,712 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,716$ ). Nd and Sr isotopic data also indicated that the influence of the Amazon River on the Tapajós River sediments is restricted to the confluence zone. Geochemical signatures showed a pattern of predominantly felsic sources compatible with the composition of the main geological units that constitute the Proterozoic basement of the Tapajós drainage basin.  $\epsilon_{\text{Nd}}$  and  $T_{\text{DM}}$  values and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of the sediments from the Tapajós channel sector indicate a provenance by erosion of Paleoproterozoic units of the Tapajós province (1.88 to 2.03 Ga) with a contribution from slightly younger Proterozoic sources coming from the headwaters of the Tapajós River and tributaries (Rondônia- Juruena Province, 1.54 to 1.82 Ga). On the other hand,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of the sediments of the Amazon River in the confluence area indicate a strong Andean contribution, in good agreement with isotopic signature of suspended material of the Solimões River. The accumulation of large amounts of muddy sediments in the Tapajós channel results from the influence of the Amazon River that retains its tributary discharge generating favorable conditions for deposition of sediments strictly derived from the Tapajós river. The results of this work suggest that the contribution of the Tapajós river to the bottom sediments of the Amazon River is insignificant. The study showed the potential of Pb, Sr and Nd isotopic signatures of bottom sediments to establish the influence of the Amazon River on its tributary and to investigate mixing processes between different river systems.

**Keyword:** Bottom Sediment. Radiogenic Isotopes Sr, Pb, Nd. Tapajós River. Amazonia.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### CAPÍTULO 1

Figura 1.1: Perfil esquemático do padrão de deposição no rio Tapajós evidenciando a presença de depósitos lamosos recentes (A) e a morfologia de fundo na secção longitudinal do baixo curso do rio até a zona de confluência com o rio Tapajós. (Fonte: Irion *et al*, 1984 modificado) .....3

### CAPÍTULO 3

Figura 3.1: Mapa de localização da area de estudo .....13

Figura 3.2: Bacia do Amazonas mostrando o rio Tapajós desde suas cabeceiras e sua bacia de drenagem .....14

Figura 3.3: Províncias do cráton Amazônico e suas principais unidades geológicas e o limite de drenagem da bacia do rio Tapajós (modificado de Tassinari & Macambira 1999).....17

### CAPÍTULO 4

Figura 4.1: Mapa de pontos de coleta de sedimentos .....19

Figura 4.2: Divisa das águas as margens da cidade de Santarém .....20

Figura 4.3: Ferramenta de coleta – draga de Petersen (A), basquetas plásticas para coleta de amostras (B) e posterior armazenamento em sacos plásticos identificados (C e D).....20

Figura 4.4: Colunas de separação de elementos químicos em coluna Dowex AG 50W-X8 (A) e posterior separação de Sm e Nd em resina Ln (B) e Pb (C) e Sr (D) em Eichrom® Sr.....25

### CAPÍTULO 5

Figura 5.1: Diagramas triangulares de Shepard (1954) [a] e Pejrup (1988) [b] para as amostras de sedimentos de fundo dos diversos setores da área estudada.....30

Figura 5.2: Distribuição dos valores médios de grão(A); grau de seleção (B) e assimetria (C) das amostras de sedimentos de fundo.....31

Figura 5.2: Percentuais de areia, silte e argila nas diferentes zonas da área de estudo.....32

Figura 5.4: Difratomogramas agrupados em diferentes zonas.....34

Figura 5.5: Diagrama de dispersão mostrando a correlação de Fe, P, Ti e Al com o tamanho médio do grão.....37

Figura 5.6: Correlação de dados granulométricos com elementos-traço.....39

**LISTA DE TABELAS****CAPÍTULO 1**

Tabela 1.1: Alguns rios da bacia amazônica e suas composições isotópicas.....6

**CAPÍTULO 5**

Tabela 5.1: Multi-análise de parâmetros granulométricos gerados segundo método de Folk e Ward (1957) .....29

Tabela 5.2: Distribuição mineralógica por setores.....33

Tabela 5.3: Distribuição dos elementos maiores e traço ao longo da área de estudo.....35

Tabela 5.4: Matriz de correlação entre a textura do grão (tamanho médio) e elementos maiores.....36

Tabela 5.5: Matriz de correlação entre a textura do grão (tamanho médio) e elementos traço.....38

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA .....</b>	<b>IV</b>
<b>AGRADECIMENTOS .....</b>	<b>V</b>
<b>EPÍGRAFE.....</b>	<b>VI</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>VII</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>IX</b>
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES .....</b>	<b>XI</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>XII</b>
<b>CAPÍTULO 1 – APRESENTAÇÃO</b>	
1.1. INTRODUÇÃO .....	1
1.2. PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA .....	2
1.3. OBJETIVOS .....	4
1.4. ESTADO DA ARTE .....	5
<b>CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b>	
2.1. SEDIMENTOS DE FUNDO EM SISTEMAS FLUVIAIS.....	8
2.2. GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR EM SEDIMENTOS.....	8
2.3. ISÓTOPOS DE Pb, Sr E Nd EM SEDIMENTOS.....	9
2.3.1. <b>Geoquímica Isotópica do Pb.....</b>	<b>10</b>
2.3.2. <b>Geoquímica Isotópica do Sr.....</b>	<b>11</b>
2.3.3. <b>Geoquímica Isotópica do Nd.....</b>	<b>12</b>
<b>CAPÍTULO 3 – ÁREA DE ESTUDO</b>	
3.1. LOCALIZAÇÃO.....	13
3.2. HIDROGRAFIA.....	14
3.3. ASPECTOS HIDRODINÂMICOS.....	15
3.4. CONSIDERAÇÕES GEOLÓGICAS.....	16
<b>CAPÍTULO 4 – MATERIAIS E MÉTODOS</b>	
4.1. MATERIAIS .....	19
4.1.1. <b>Planejamento de etapas de campo e amostragem.....</b>	<b>19</b>
4.2. MÉTODOS.....	22
4.2.1. <b>Preparação das Amostras.....</b>	<b>22</b>

4.2.2. <b>Análise Granulométrica</b> .....	22
4.2.3. <b>Análise Mineralógica</b> .....	22
4.2.4. <b>Análise Geoquímica</b> .....	23
4.2.5. <b>Análises Isotópicas</b> .....	23
4.2.5.1. Síntese dos Procedimentos Analíticos.....	23
4.2.5.2. Digestão das amostras.....	25
4.2.5.3. Separação química de elementos Pb, Sr e terras raras (ETR).....	25
4.2.5.4. Separação química e purificação de Sm e Nd.....	26
4.2.5.5. Separação química de Pb.....	26
4.2.5.6. Separação química de Sr.....	26
4.2.5.7. Análises Isotópicas por Espectrometria de Massa – ICP-MS.....	27
<b>CAPÍTULO 5 – RESULTADOS ANALÍTICOS</b>	
5.1. CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA.....	28
5.2. COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA.....	33
5.3. CORRELAÇÃO DE DADOS GEOQUÍMICOS E TEXTURAS .....	35
<b>CAPÍTULO 6 – ARTIGO:</b>	
<b>6. INFLUENCE THE AMAZON RIVER IN BOTTOM SEDIMENTS OF THE LOWER TAPAJOS RIVER (BRAZIL): GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC EVIDENCE (Pb-Sr-Nd)” .....</b>	<b>40</b>
<b>CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES:.....</b>	<b>71</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>73</b>

# CAPÍTULO 1 – APRESENTAÇÃO

## 1.1. INTRODUÇÃO

Sedimentos fluviais têm sido amplamente utilizados em estudos de proveniência, composição média do material erodido transportados do continente para os oceanos, por conseguinte também representam ferramentas eficazes na investigação de mistura de diferentes fontes, uma vez que representam grandes porções da crosta continental exposta ao intemperismo. (Goldstein *et al.*, 1984; Taylor & McLennan, 1985; Goldstein & Jacobsen, 1988; Clift *et al.*, 2002; Singh & France-Lanord, 2002; Millot *et al.*, 2004).

Nas últimas décadas, novas técnicas balizadas por princípios geoquímicos (Négre *et al.* 1993; Roy *et al.*, 1999) e isotópicos (Allègre *et al.*, 1996, Weldeab *et al.*, 2002) têm sido empregadas nos estudos de distribuição, mistura e transporte de sedimentos e material em suspensão. Em particular, os estudos geoquímicos e isotópicos em sedimentos, sejam eles de fundo ou em suspensão, fornecem informações importantes sobre a composição média da crosta continental, os padrões de distribuição dos elementos, o efeito do intemperismo na fonte e o fluxo do material transportado para os oceanos (Allègre *op. cit.*, 1996; Gaillardet *et al.*, 1997; Millot *op. cit.*).

A composição química dos sedimentos fluviais e estuarinos geralmente apresenta um alto grau de variações espaciais, devido ao aporte dos afluentes e proveniência dos substratos geológicos, transporte fluvial e deposição (Soares, 2007). A investigação da origem, transporte e padrões de mistura dos sedimentos de fundo através dos isótopos de Sr, Nd e Pb pode ser estabelecida comparando as assinaturas isotópicas dos sedimentos atuais com as rochas das áreas fonte (Banner, 2004; Mahiques *et al.*, 2008). Por analogia, seria correto afirmar que os sedimentos representam uma mistura do produto de alteração das rochas que ocorrem na bacia de drenagem. Assim sendo, a razão isotópica também representa uma mistura dessas fontes. O valor da razão isotópica dos sedimentos será próximo do valor da unidade geológica cuja contribuição no aporte de sedimentos é mais significativa (Mearns, 1992 *apud* Roig *et al.*, 2005).

Atinente a bacia do Amazonas, o rio Tapajós oriundo do escudo Brasil Central, se forma no encontro do rio Teles Pires com o rio Juruena, na fronteira entre os estados do Pará e do Mato Grosso. Com o objetivo de avaliar como variam e quais as influências a que estão submetidos os sedimentos de fundo do rio Tapajós que são transportados até desaguar no rio Amazonas, se estabeleceu como área alvo o trecho do rio que compreende desde a cidade de Aveiro até sua desembocadura. Foram estudadas as características granulométricas e

mineralógicas dos sedimentos porém o enfoque principal foram as assinaturas geoquímica e isotópica. O uso dos isótopos radiogênicos visaram identificar as assinaturas isotópicas de Sr, Nd e Pb para avaliar o potencial dessas ferramentas na identificação de processos de mistura entre diferentes sistemas fluviais e auxiliar na discussão das possíveis fontes dos sedimentos.

Historicamente o uso de isótopos radiogênicos em estudos de mistura e proveniência em sistema fluviais, são mais direcionados para sedimentos em suspensão, não havendo clareza de como esses isótopos se comportam em sedimentos de fundo. Outro ponto que justifica o estudo é que a maioria das pesquisas relacionadas a sedimentos e material em suspensão do rio Amazonas concentrou-se no seu alto curso, enquanto que ainda há uma carência de estudos similares no baixo curso do rio Amazonas e seus tributários.

A presente dissertação está organizada por capítulos tendo como produto final um artigo científico a ser submetido, correspondente ao capítulo 6 deste trabalho. Os outros capítulos correspondem: a apresentação, com tópicos e informações gerais acerca do estudo realizado (capítulo 1); a área de estudo, com informações referentes a caracterização da área e aspectos fisiográficos da região (capítulo 2); a fundamentação teórica, abordando a importância e utilização de sedimentos de fundo e aplicações de isótopos radiogênicos (capítulo 3); a metodologia e matérias utilizados (capítulo 4); aos resultados obtidos (capítulo 5); e as conclusões finais do trabalho (capítulo 7).

## 1.2. PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

Irion (1984) e Irion *et al.* (2010) estabeleceram um padrão de comportamento deposicional na zona de ria do rio Tapajós, trecho de aproximadamente 150 km de extensão que inicia a partir do alargamento do canal do rio, as proximidades do município de Aveiro, até a sua foz, representada pela zona de confluência com o rio Amazonas, aos arredores da cidade de Santarém. No baixo curso do rio Tapajós foram identificados depósitos lamosos (figura 1.1), com espessura de até 40 m, que podem estar relacionados tanto a influência do rio Amazonas como regulador na dinâmica desta área, quanto ao produto da erosão das margens do rio Tapajós.

Períodos de alta descarga do rio Amazonas ou mesmo efeitos de maré comprometem sensivelmente o fluxo de águas do rio Tapajós, podendo diminuir, ou mesmo cessar sua vazão gerando condições de deposição nas margens do rio Tapajós (PERH-MDA, 2007, 2011). Segundo dados da ANA (Agência Nacional de Águas), medições em estações próximas a Alter do Chão registraram uma vazão média de 6.560 m<sup>3</sup>/s enquanto no rio Amazonas a vazão



média do rio Amazonas é da ordem de 120.000 m<sup>3</sup>/s, fator esse que pode indicar uma considerável retenção do aporte oriundo do rio Tapajós.

Mais recentemente, estudos hidrodinâmicos sobre os efeitos de maré no baixo curso do rio Amazonas e alguns de seus principais tributários (rio Tapajós, rio Xingu) mostraram que os efeitos de maré podem ser detectados até 320 km adentro do rio Tapajós e podem ter uma influência significativa sobre transporte e deposição de sedimentos em suspensão (Freitas *et al.*, 2014).

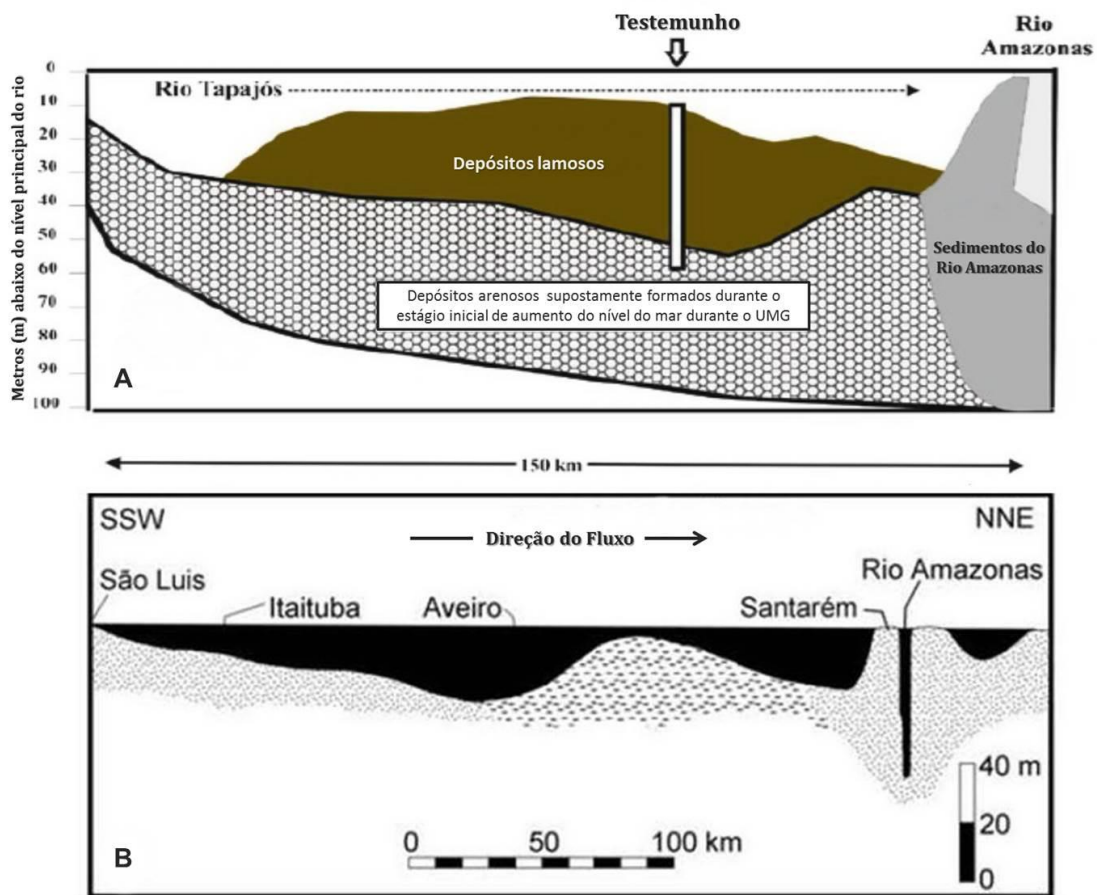


Figura 1.1- Perfil esquemático do padrão de deposição no rio Tapajós evidenciando a presença de depósitos lamosos recentes (A) e a morfologia de fundo na secção longitudinal evidenciando os mesmos depósitos no baixo curso do rio, entre Aveiro e Santarém próximo a zona de confluência com o rio Tapajós (B).

Fonte: Modificado de Irion (1984).

Em termos sedimentares não se tem um conhecimento estabelecido de como ocorrem os processos de deposição, aporte ou mesmo se há mistura dos sedimentos que são predominantemente do rio Tapajós com os sedimentos do rio Amazonas. Apesar do rio Tapajós não transportar grande quantidade de sedimentos em suspensão, o entendimento de sua interação com o rio Amazonas é de fundamental importância para explicar os padrões de deposição em seu baixo curso até a zona de confluência. Associado a isso, torna-se importante

testar a capacidade dos sedimentos de fundo de registrar processos de mistura no que concerne a interação desses dois rios bem como comparar os dados deste trabalho a dados de sedimentos em suspensão divulgados na literatura.

Diante desta problemática, isótopos radiogênicos, mais especificamente isótopos de Pb, Sr e Nd, têm se mostrado bons indicadores na investigação da distribuição, mistura e transporte de sedimentos em rios e poderão ser utilizados como ferramentas em estudos que possibilitem compreender a hidrodinâmica e os padrões de deposição e mistura deste sistema fluvial (Allègre *et al.*, 1996; Banner, 2004; Millot *et al.*, 2004; Viers *et al.*, 2004; McDaniel *et al.*, 1994; Bouchez *et al.*, 2008).

### 1.3. OBJETIVOS

Este trabalho visa contribuir para o entendimento da sedimentação e dinâmica fluvial do baixo curso do rio Tapajós e sua interação com o rio Amazonas a fim de evidenciar processos de mistura de sedimentos. Proponha-se ajudar no entendimento dos processos hidrodinâmicos na confluência dos rios e contribuir na avaliação da contribuição do rio Tapajós no balanço de massa dos sedimentos transportados pelo rio Amazonas. Além disso, pretende-se fazer algumas considerações sobre a proveniência dos sedimentos.

Como objetivos específicos este trabalho pretende-se:

1. Identificar e comparar das assinaturas geoquímicas de elementos maiores, traço e terras raras e isotópicas (Pb, Sr e Nd) entre os diferentes setores do trecho estudado no baixo curso do canal do Tapajós.
2. Estabelecer as possíveis variações de padrões texturais e mineralógicos e associa-los aos padrões geoquímicos e isotópicos.
3. Comparar as assinaturas isotópicas dos sedimentos de fundos com aquelas obtidas no material em suspensão do rio Tapajós e do rio Amazonas.
4. Comparar as assinaturas isotópicas dos sedimentos de fundo com aquelas das principais unidades geológicas das áreas fontes dos sedimentos

### 1.4. ESTADO DA ARTE

Os primeiros trabalhos sobre transporte de sedimentos na bacia do Amazonas foram realizados por Gibbs (1967) e Sioli (1968) que determinaram a intensa contribuição dos Andes como fonte de sedimentos dos principais rios e tributários de sua bacia de drenagem. O estudo dos fluxos sólidos na bacia amazônica vem sendo desenvolvido desde os anos 50.

Esses estudos mostraram serem os Andes a principal fonte de sedimentos para os rios amazônicos (Sioli, 1968; Gibbs, 1967; Guyot, 1994; Filizola, 1999; Filizola & Guyot, 2004). Contudo, a maior parte dos estudos tem enfoque em tributários com influência predominantemente andina, como os rios Solimões, Madeira e Amazonas (Gibbs, *op. cit.*; Martinelli *et al.*, 1993; Gaillardet *et al.*, 1997; Dosseto *et al.*, 2006) e nas proximidades da foz do rio Amazonas no oceano Atlântico (Allègre *et al.*, 1996; McDaniel *et al.*, 1994; Millot *et al.*, 2004).

Atualmente, muitos são os trabalhos que envolvem a aplicação de isótopos em estudos de proveniência, transporte e mistura de sedimentos em sistemas fluviais (por exemplo: Jeandel *et al.*, 2007; Dhuime *et al.*, 2011). Na bacia amazônica existem alguns trabalhos com aplicação de isótopos radiogênicos, particularmente isótopos de Sr, Pb e Nd que discutem a proveniência e contribuição do aporte de sedimentos dos rios e afluentes da Bacia Amazônica (Allègre *et al.*, 1996; McDaniel *et al.*, 1997; Viers *et al.*, 2008; Bouchez *et al.*, 2010; Horbe *et al.*, 2009, 2013; Queiroz *et al.*, 2011).

Allègre *et al.* (1996) utilizaram dados de isótopos radiogênicos em sedimentos em suspensão dos rios Congo e Amazonas para estimar as composições geoquímicas e isotópicas médias da crosta continental. O comportamento da razão de elementos terras raras (La/Yb) associado às idades modelo ( $T_{DM}$ ) permitiu uma interpretação de possíveis misturas de materiais oriundos de cadeias orogênicas e escudos pré-cambrianos, respectivamente.

McDaniel *et al.* (1997) investigaram a composição isotópica de sedimentos lamosos na foz do rio Amazonas e encontraram valores de  $\epsilon_{Nd}$  entre  $-11.35$  e  $-9.79$  e razões  $^{207}Pb/^{204}Pb$  e  $^{208}Pb/^{204}Pb$  em torno de 15,711 e 39,074, respectivamente. Esses valores obtidos no cone do rio Amazonas mostraram-se muito mais característicos de rochas ígneas andinas do que de rochas cratônicas Pré-Cambrianas, indicando a Cordilheira dos Andes como proveniência dominante. Esses valores sugerem ainda, que os sedimentos em suspensão recentes são levemente mais enriquecidos em material dos Andes do que os sedimentos de fundo do cone do rio Amazonas por receberem maior influência da erosão e transporte de materiais de cadeias orogênicas (McDaniel *et al.*, 1997; Goldstein *et al.*, 1984).

Bouchez *et al.* (2010) analisaram as composições isotópicas em uma seção transversal do rio Solimões (setor de Manacapuru), afluente do rio Amazonas, em diferentes profundidades. A partir de razões isotópicas  $^{87}Sr/^{86}Sr$  em material dissolvido se evidenciou heterogeneidade entre os limites da seção com assinaturas em torno 0,70908, sendo a margem direita ligeiramente mais radiogênica devido a influência do rio Purus. Segundo Gaillardet *et al.* (1997) esses valores, que representam as regiões de terras altas (*forelands*) são distintos

daqueles de tributários oriundo de regiões mais baixas (*lowlands*), como o rio Negro que possui razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  da ordem de 0,72734. Em suma, esse estudo permitiu discriminar a ocorrência de duas massas de água provenientes de diferentes fontes.

Viers *et al.* (2008) por sua vez tiveram como alvo de estudo dois tributários amazônicos, o rio Solimões e rio Madeira, que convergem ao longo de seus cursos para um sistema maior de drenagem, o rio Amazonas. No estudo da composição isotópica do Nd em partículas em suspensão do rio Solimões, encontraram valores entre -8,9 e -9,9 para  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , portanto mais radiogênicos que os do rio Madeira que variaram entre -10,8 e -12,1. Para o Sr, as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variaram entre 0,728 e 0,740 no rio Madeira e entre 0,713 e 0,717 no rio Solimões. Estas composições isotópicas sugerem que os sedimentos do rio Solimões são mais influenciados por detritos de arcos vulcânicos andinos do que os sedimentos da bacia do rio Madeira, podendo também estar associadas a entrada de produtos basálticos mais jovens devido à forte atividade vulcânica no Equador.

Estudos mais recentes de Horbe *et al.* (2009, 2013) e Queiroz *et al.* (2011), na bacia amazônica reforçam dados já consolidados por outros autores, que assumem a interpretação de que os sedimentos dos principais tributários amazônicos representam o produto da mistura de fontes andinas com contribuições menos significativas das rochas cratônicas, e que a proveniência dominante reflete diretamente nas características físico-químicas de seus rios (Sioli, 1968).

Tabela 1.1- Compilação dos dados isotópicos médios de Pb, Sr e Nd em sedimentos de alguns rios da bacia amazônica.

	Tipo de amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$
Rio Solimões <sup>1,2,4,6</sup>	SS	18,930	15,675	38,850	0,708-0,717	0,5121	-8,49
Rio Madeira <sup>3,6</sup>	SS	-	-	-	0,715-0,734	0,5120	-11,57
Rio Madeira <sup>4</sup>	SF	18,502	15,523	39,021	-	-	-
Rio Negro <sup>1,6</sup>	SS	18,960	15,707	38,820	0,720-0,743	-	-
Rio Trombetas <sup>1</sup>	SS	19,949	15,924	39,929	0,746	0,5115	-21,85
Rio Tapajós <sup>1,6</sup>	SS	18,961	15,678	38,923	0,715-0,756	0,5116	-19,78
Rio Amazonas (Óbidos) <sup>1,6</sup>	SS	18,942	15,707	39,028	0,710-0,721	0,5120	-10,26
Foz do rio Amazonas <sup>5</sup>	SF	19,066	15,698	39,054	-	0,5121	-9,79

<sup>1</sup>Allègre *et al.* (1996); <sup>2</sup>Bouchez *et al.* (2010); <sup>3</sup>Viers *et al.* (2008); <sup>4</sup>Horbe *et al.* (2009); <sup>5</sup>McDaniel *et al.* (1997);

<sup>6</sup>Santos *et al.* (2014). SS= sedimentos em suspensão, SF = sedimentos de fundo.

## CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1. SEDIMENTOS DE FUNDO EM SISTEMAS FLUVIAIS

Os rios representam a principal fonte de material erodido dos continentes para os oceanos (Martin & Whitfield, 1983). Esse material pode ser transportado nas formas dissolvida e sólida (sedimentos em suspensão e sedimentos de fundo). A origem dos sedimentos, seja na forma sólida ou dissolvida, está associada ao intemperismo e erosão de rochas e solos das porções mais altas de uma área de drenagem e estão susceptíveis ao transporte em sistemas fluviais representando parte essencial na dinâmica das bacias hidrográficas, incluindo estuários e zonas costeiras (Forstner, 2004).

Os sedimentos do fundo, por sua vez, são compostos, geralmente, por frações mais grosseiras em relação ao material em suspensão. São principalmente transportados por rolamento, deslizamento ou em saltos e, em condições hidrodinâmicas favoráveis, depositam-se no leito dos rios. Diferentemente dos sedimentos em suspensão, os sedimentos de fundo representam material com baixa perturbação e tendem a se preservar independente das condições sazonais. Esses sedimentos de fundo, além de conservar o material fino na superfície também representam registros históricos de deposição (Reineck & Singh, 1980).

### 2.2. GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR EM SEDIMENTOS

A distribuição relativa dos elementos nas fases sólida e particulada depende da mobilidade dos constituintes químicos (elementos maiores e traço) durante os processos de intemperismo e transporte. Em ambientes aquáticos, os elementos traço podem estar distribuídos entre as fases solúveis em água, coloidal, material em suspensão e uma grande proporção é incorporada aos sedimentos de fundo (Filgueiras *et al.*, 2004).

De modo geral, os sedimentos têm uma alta capacidade de reter elementos químicos. Menos de 1% das substâncias que atingem um sistema aquático são dissolvidas em água e, conseqüentemente, mais de 99% são estocadas no compartimento sedimentar (Förstner & Salomons, 2008).

Uma apuração global da geoquímica de sedimentos de grandes rios é dada por Martin e Meybeck (1979) que constata que a variação de teor de elementos maiores está fortemente associada aos diferentes tipos de intemperismo e ao balanço de intemperismo e transporte fluvial. Contudo, a sistemática de elementos traço de grandes rios ainda é bastante rara e incompleta para o rio Amazonas e seus tributários (Goldstein & Jacobsen, 1988).

Para a região amazônica Konhauser *et al.* (1994) observaram, na confluência dos rios Negro e Solimões que altas concentrações de metais (tais como Zn, Cu, Cr, Ni, Pb, Mo, Co, Mn, Rb, Ba, B, I e Se) em sedimentos da bacia de drenagem podem também ser utilizados para investigar o potencial mineralógico da região. O autor também menciona que a precipitação é uma significativa fonte de metais dissolvidos (por exemplo, Sn, V e Rb) em tributários onde a carga de material em suspensão é pequena.

### 2.3. ISÓTOPOS DE Pb, Sr E Nd EM SEDIMENTOS

Isótopos radiogênicos são formados a partir do decaimento de isótopos radioativos ao longo do tempo através da emissão de partículas radiogênicas e são úteis como ferramentas geocronológicas e traçadores geoquímicos. A taxa em que um átomo decai para outro é única para cada sistema de isótopos radioativo - radiogênico e pode ser quantificada pela sua constante de desintegração, característica do nuclídeo radioativo. Assim, os isótopos radiogênicos podem ser utilizados para encontrar a idade de um material geológico (rochas ou minerais), assim como a composição isotópica na época de formação e de sua fonte (Dickin, 1995).

A escolha dos elementos Sr, Nd e Pb, para serem utilizadas em conjunto como traçadores isotópicos nos sedimentos de fundo é justificada pelas informações diferenciadas que esses traçadores proporcionam na avaliação da origem desses elementos nos sedimentos (variações de comportamento geoquímico de Sr, Pb e Sm e Nd; tempo de residência na hidrosfera, etc...). Uma vez que as composições isotópicas destes elementos não são afetadas pelos processos físicos ou químicos naturais, eles terão a composição isotópica idêntica às fontes das quais foram derivadas.

### 2.3.1. Geoquímica Isotópica do Pb

O elemento Pb, por conter isótopos radiogênicos provenientes da desintegração radioativa de U e Th sofre variações isotópicas e a sua composição isotópica depende diretamente da razão U/Pb e Th/Pb e da idade do ambiente onde fica estocado (Banner, 2004; Faure & Mensing, 2005).

Segundo Faure (1986), os trabalhos de Nier (1938) e sua equipe estimularam o esforço na construção de modelos quantitativos para traçar a evolução do Pb, a partir dos quais as idades da Terra e dos minerais comuns de Pb podem ser estimadas. Desde então, diversos modelos para calcular idades e/ou determinações de fontes de Pb surgiram, dentre os quais se destacam: 1) o modelo de estágio simples, de Holmes-Hautermans, independente e simultaneamente formulado por ambos cientistas em 1946, que considera uma evolução do Pb na crosta em diversos reservatórios com razões U/Pb e Th/Pb distintas, desde da formação da Terra, em torno de 4,55 Ga, até o presente; 2) o modelo de estágio duplo, de Stacey e Kramers (1975), no qual a evolução do Pb iniciou a partir de Pb primordial há 4,55 Ga e, em determinado estágio da evolução ( $t=3,70$  Ga), a razão U/Pb do reservatório mudou por diferenciação geoquímica, permanecendo constante até o presente; 3) o modelo de Cumming e Richards (1975), que propõe uma evolução contínua, onde as razões U/Pb e Th/Pb aumentaram constantemente no reservatório fonte dos depósitos de sulfetos maciços; 4) o modelo plumbotectônico de Zartman e Doe (1981), que demonstra, matematicamente, a evolução do Pb nos grandes reservatórios terrestres (ambiente orogênico, crosta superior, crosta inferior e manto). Todos esses modelos, e cada um em separado, são aplicáveis, a depender do caso, para definir “idades-modelo” de um determinado reservatório de Pb. Além disso, e principalmente, a teoria da evolução do Pb na Terra e os modelos dela decorrentes, são de grande valor para identificar a natureza da fonte do Pb no reservatório estudado.

Nos sedimentos, o Pb natural provém das rochas através dos processos supergênicos (intemperismo e erosão) e sua assinatura isotópica representa uma média dessas rochas. O elemento Pb, por conter isótopos radiogênicos provenientes da desintegração radioativa de U e Th sofre variações isotópicas (Faure, 1986; Banner, 2004). A composição isotópica do Pb ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) em sedimentos informa sobre a natureza das rochas continentais, fontes dos sedimentos e permite monitorar variação nas fontes desse metal ou a mistura de fontes naturais diversas nesses sedimentos (Asmerom & Jacobsen, 1993; McDaniel *et al.*, 1997, Millot *et al.*, 2004). Além disso, os isótopos de Pb são marcadores sensíveis à contribuição antropogênica tendo em vista a diferença significativa entre a

composição isotópica de Pb de origens industrial/antropogênica e natural/geogênica (Choi *et al.*, 2006; Komarek *et al.*, 2008).

### 2.3.2. Geoquímica Isotópica do Sr

O  $^{87}\text{Sr}$  é um isótopo radiogênico do Sr produto do decaimento do  $^{87}\text{Rb}$  e sua abundância nas rochas e minerais pode ser identificada através da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Durante os processos de intemperismo químico na superfície dos continentes, o Sr contido nas rochas é liberado, transportado e finalmente depositado nos oceanos (Faure, 1986).

No ambiente sedimentar, o comportamento dos íons de Rb e Sr é diferenciado em relação as rochas ígneas. O Rb é mais facilmente adsorvido pelos argilominerais, enquanto que o Sr tende a ser liberado da estrutura cristalina dos minerais para os fluidos intersticiais. Supõe-se que esta característica favoreça o processo de uniformização isotópica do Sr (ou seja, a homogeneização isotópica em ambiente sedimentar), no momento da deposição dos sedimentos numa determinada bacia (Compston & Pidgeon, 1962; Faure, 1986).

A composição isotópica do Sr em águas fluviais é em um primeiro momento, controlada pela geologia da bacia de drenagem. Assim, quanto mais antigas forem as rochas do substrato da bacia e mais altas as proporções de seus minerais enriquecidos em Rb, mais altas serão as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  da água interagindo com as rochas (Soares, 2007). Estudos isotópicos de Sr realizados em rios têm mostrado que as variações na razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e na concentração de Sr são principalmente causadas pela mistura de águas de origens variadas com diferentes razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e conteúdos de Sr resultantes da interação entre água-rocha de diferentes tipos de rocha. Também foi observado que em alguns casos específicos, o background natural, controlado pela geologia, pode ser “mascarado” pela poluição (Buhl *et al.*, 1991 *apud* Soares, 2007).

Portanto, as assinaturas isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dependem sobretudo dos materiais transportados em suspensão nas águas de rios e refletem um controle de primeira ordem pela geologia (isto é, tipo e idade das unidades geológicas) das regiões que elas drenam (Wadleigh *et al.*, 1985; Goldstein & Jacobsen, 1988; Palmer & Edmond, 1992; Allègre, 2008; Viers *et al.*, 2008). A composição isotópica de Sr dissolvido em rios produz um valor médio de  $0.712 \pm 0.001$ . Os rios representam uma mistura da erosão de silicatos da crosta continental, cuja composição isotópica da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  é em média  $0.724 \pm 0.003$ , e da erosão dos calcários, que são muito ricos em Sr e representam o registro isotópico de Sr dos oceanos antigos (Allègre, 2008).



Os rios que desaguam no Oceano Atlântico têm composição isotópica mais elevada ( $0,72 < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} < 0,95$ ) que os do Oceano Pacífico ( $0,72 < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} < 0,76$ ) que se dá, entre outros fatores, pela idade dos continentes com predominância de crosta continental pré-cambriana no Atlântico sendo, portanto fonte de material mais antigo do que a crosta continental mais jovem gerada no cinturão de fogo do Pacífico (Banner, 2004).

### 2.3.3. Geoquímica Isotópica do Nd

O princípio básico do método radiométrico Sm-Nd consiste na desintegração do  ${}^{147}\text{Sm}$  em  ${}^{143}\text{Nd}$ , através da emissão espontânea de uma partícula alfa ( $\alpha$ ) com uma meia vida de 106 Ga. A constante de desintegração do  ${}^{147}\text{Sm}$  é igual a  $6,54 \cdot 10^{-12} \cdot \text{ano}^{-1}$  (DePaolo, 1988).

O cálculo de idades modelo Sm-Nd tem por objetivo estimar o tempo em que uma rocha teve sua composição isotópica similar a da sua fonte (DePaolo 1981, 1988, Arndt & Goldstein, 1987). A determinação dessas idades é realizada comparando-se os resultados isotópicos obtidos para as rochas crustais com os modelos de evolução isotópica dos prováveis reservatórios fontes dessas rochas (DePaolo 1981, 1988). As idades modelo  $T_{(DM)}$  podem coincidir com a idade de um evento conhecido, que pode ser interpretado como indicativo do tempo da diferenciação manto-crosta, como é o caso de rochas ígneas de origem mantélica juvenil. Por outro lado, se as idades modelo  $T_{(DM)}$  forem intermediárias entre grupos de idades de formação de rochas e não coincidirem com nenhum evento conhecido, as mesmas devem ser interpretadas como uma idade média de uma fonte mista (Patchett, 1992).

A determinação da proveniência dos sedimentos na sistemática Sm-Nd pode ser estabelecida comparando-se as assinaturas isotópicas dos sedimentos atuais com as das rochas das áreas fonte (Nelson & DePaolo, 1988). Isso é possível devido às características dos isótopos Sm e Nd, tais como: a longa meia vida do  ${}^{147}\text{Sm}$ , que faz com que a razão  ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$  permaneça constante durante o período de atuação dos processos geológicos; a razão química Sm/Nd que não apresenta significativo fracionamento durante os processos supergênicos e; a baixa solubilidade do Sm e do Nd (Dickin, 1995).

A composição isotópica do Nd ( ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ ) em sedimentos não depende apenas do decaimento do  ${}^{147}\text{Sm}$  a partir da época de deposição, mas também das idades do material e de suas fontes. Como para o Sr, o Nd reflete também um controle de primeira ordem pela geologia em sedimentos de rios (Goldstein & Jacobsen, 1988; Faure & Mensing, 2005; Viers *et al.*, 2008). Os sedimentos têm razões Sm/Nd constantes e similares às das rochas das quais foram derivados. Os processos de erosão, transporte e deposição praticamente não afetam o

sistema Sm-Nd, e as razões medidas e parâmetros calculados em rochas sedimentares refletem com fidelidade as características das rochas fonte dos detritos. Assim, razões isotópicas das rochas ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ), idades modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) e parâmetros como  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , que compara a composição isotópica obtida na amostra com a composição isotópica de referência dos meteoritos condríticos (modelo CHUR) têm sido utilizados como traçadores de proveniência em sedimentos recentes (Borba *et al.*, 2003).

## CAPÍTULO 3 – ÁREA DE ESTUDO

### 3.1. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está compreendida na região de confluência entre os rios Amazonas e Tapajós, próximo ao município de Santarém-PA (figura 3.1), tendo como limites a foz do rio Tapajós, compreendendo também o rio Amazonas, e no outro extremo, o canal do rio Tapajós próximo ao município de Aveiro. A região representa o baixo curso do rio Tapajós, citado por alguns autores como ria do Tapajós (Roulet *et al.*, 2001; Irion *et al.*, 2010) que corresponde ao trecho que se inicia a partir do alargamento do canal até cerca de 150 km à jusante, onde desagua no rio Amazonas. A área engloba também parte do canal principal do rio Amazonas, compreendendo seu trecho da desembocadura do rio Tapajós até o lago grande de Monte Alegre.

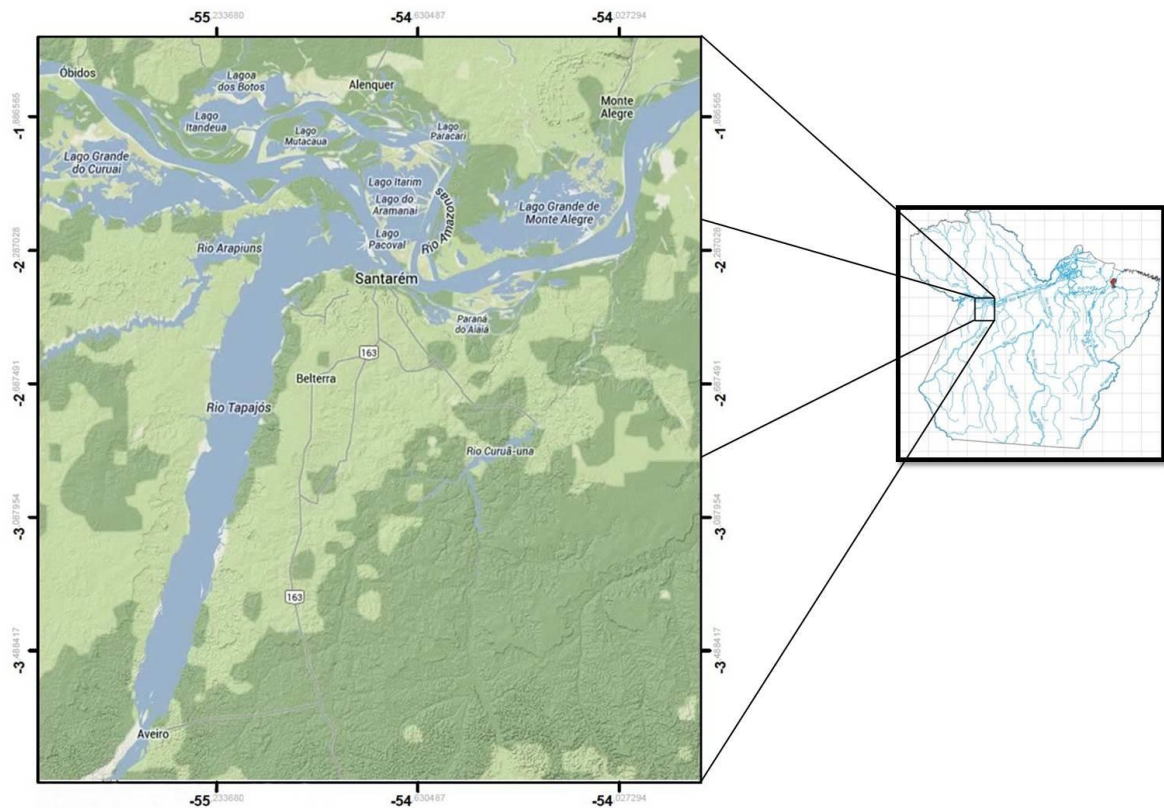


Figura 3.1- Mapa de localização da área de estudo  
Fonte: Modificado de Google Earth (2012)

### 3.2. HIDROGRAFIA

Afluente do Rio Amazonas, o rio Tapajós nasce do encontro dos rios Juruena e Teles Pires na divisa dos Estados do Pará, Amazonas e Mato Grosso. A bacia de drenagem do rio Tapajós está situada na região central do Brasil a leste da bacia do rio Madeira e a oeste da bacia do rio Xingu pertencente a bacia do Amazonas. Sua superfície cobre uma área de cerca de 492.500,00 km<sup>2</sup> nos estados do Mato Grosso, Pará, Amazonas e Rondônia (IBGE, 2000).



Figura 3.2- Bacia do Amazonas mostrando o rio Tapajós e os rios Juruena e Teles Pires desde suas cabeceiras e a bacia de drenagem.

Fonte: Modificado de Google Earth (2012)

Os rios Juruena e Teles Pires, juntos, são responsáveis por quase 70% da descarga do rio Tapajós. Do ponto de encontro destes dois rios, o rio Tapajós se estende ao longo de 825 km antes de desaguar para a margem direita do rio Amazonas.

O Rio Juruena tem uma bacia de drenagem de cerca de 191,000 km<sup>2</sup> e se origina nas encostas da Serra dos Parecis em uma elevação de cerca de 700 metros. Ele possui cerca de 1.240 km de comprimento, tendo como principal afluente o rio Arinos, que se origina em regiões serranas a elevação de cerca de 400 metros. Os rios Arinos e Juruena não são considerados navegáveis por causa dos muitos obstáculos em seus leitos.

O rio Teles Pires tem sua origem na Serra Azul, região central do estado do Mato Grosso, numa elevação de cerca de 800 metros, crescendo em largura, à medida que flui a noroeste até sua confluência com o rio Juruena. O rio Teles Pires possui 1,457 km de comprimento e sua bacia de drenagem tem uma área total em torno de 142,000 km<sup>2</sup>.

O rio Tapajós apresenta uma forma assimétrica, com seus maiores afluentes ao longo da margem direita, como o Rio Jamanxim, na região sudoeste do estado do Pará, que possui uma área de drenagem de aproximadamente 59,000 km<sup>2</sup>. No seu baixo curso, imediatamente a jusante da cidade de Aveiro, o rio Tapajós se alarga e a corrente diminui, resultando em uma grande zona de sedimentação pontilhada com inúmeras ilhas separadas por canais (Sioli 1984). A área a jusante de Aveiro, até a zona de confluência com o rio Amazonas, é denominada de “river lake” (rio-lago) ou simplesmente ria com largura entre 8-12 km apresentando uma corrente moderadamente fraca (Roulet *et al.*, 2001). O rio Arapiuns é o maior afluente na margem esquerda do rio Tapajós, próximo a sua foz. Dobra-se ao norte-nordeste atravessando o estado do Pará, e deságua no rio Amazonas logo acima de Santarém, após um curso de cerca de 650 km.

### 3.3. ASPECTOS HIDRODINÂMICOS

O rio Tapajós tem sua cabeceira nos escudos cristalinos pré-cambrianos do Cráton Amazônico. Drena solos muito intemperizados e em virtude do relevo mais regular oferece menor taxa de erosão. A carga de material em suspensão é pequena sendo, portanto considerado um rio de águas claras (Sioli, 1984). Suas águas são límpidas e pouco ácidas, com pH variando entre 4,5 e 7,0, sendo quimicamente (e biologicamente) heterogêneas em relação aos rios de águas pretas e brancas (Junk, 1984; Sioli, 1957).

Por ter grande volume de água, o rio Tapajós apresenta cor esverdeada com poucos sedimentos em suspensão e nutrientes (Sioli, 1968). Produz águas menos ácidas, dada a ocorrência de pequenos afloramentos de calcário em suas bacias. Ocorre a formação de algas de cor azul-verde, formando “blooms” de consistência viscosa em vários trechos, as quais contribuem possivelmente para esta característica de coloração esverdeada em suas águas. (Cunha, 2006).

O rio Amazonas, considerado um rio de águas brancas, tem sua origem em regiões montanhosas (Cordilheira dos Andes) carregando elevadas quantidades de material em suspensão e sais dissolvidos provenientes dos Andes e da erosão dos sedimentos encontrados ao longo das bacias de drenagens, garantindo uma coloração amarronzada (Stallard & Edmond, 1983; Sioli, *op cit*).

Os tributários que contribuem no balanço de sedimentos transportados pelo rio Amazonas são sobretudo aqueles da bacia do Solimões, provenientes das regiões elevadas oriundo das cadeias andinas enquanto que na bacia do Amazonas, os tributários como os rios Tapajós, Xingu e Trombetas, apesar de serem rios de grande porte, têm uma contribuição reduzida devido ao relevo pouco acentuado e pela natureza do substrato. (Molinier *et al.*, 1996; Espinoza *et al.*, 2012).

Estudos hidrodinâmicos no baixo curso do rio Amazonas e alguns de seus principais tributários (Tapajós, Xingu) mostraram que os efeitos de maré podem ser detectados até 320 km adentro do rio Tapajós e pode ter uma influência significativa sobre transporte e deposição de sedimentos em suspensão (Freitas *et al.*, 2014). Na zona de confluência, as águas do rio Tapajós, devido as diferenças de composição, não se misturam em superfície com as águas do rio Amazonas. Os níveis de água e inundações na foz do rio Tapajós são afetados pelo remanso do rio Amazonas e da influência das marés. Além disso, as águas do rio Amazonas são mais densas em função das altas cargas de sedimentos em suspensão. Como resultado, há um aporte de águas brancas sobre as águas claras e o consequente desenvolvimento de plumas turvas que resultam na mistura completa dos dois tipos de águas (Oltman *et al.*, 1968).

#### 3.4. CONSIDERAÇÕES GEOLÓGICAS

A bacia amazônica ocupa a região central do Cráton Amazônico e engloba o rio Amazonas e seus principais tributários. É composta por um sistema de bacias sedimentares fanerozoicas, integrando de oeste para leste as bacias do Acre, Solimões e Amazonas delimitadas pelos arcos Iquitos e Purus, respectivamente. A bacia está compreendida entre dois escudos cristalinos Pré-Cambrianos de relevos pouco acentuados, o Escudo das Guianas ao norte e o Escudo do Brasil Central ao sul, ambos compostos por províncias arqueanas/proterozoicas. A Cordilheira dos Andes limita a bacia Amazônica a oeste e representa a contribuição de coberturas fanerozoicas que fluem para leste até desaguar no oceano Atlântico.

Afluentes da margem direita do rio Amazonas, o rio Tapajós pertence ao sistema de drenagem da bacia do Amazonas. A sua bacia de drenagem está situada na porção sul da Amazônia Central na região central do Brasil entre a bacia do rio Madeira, a leste e a bacia do rio Xingu, a oeste. A bacia de drenagem do rio Tapajós abrange os estados do Mato Grosso, Pará, Amazonas e Rondônia. Em seu trecho superior engloba os rios TelesPires e Juruena que, em suas cabeceiras, drenam as bacias sedimentares fanerozoicas Parecis e Alto do Tapajós e



os terrenos Pré-Cambrianos das províncias Juruena e Tapajós, com idades entre 1,81Ga e 1,52 Ga e entre 2,03 Ga e 1,88 Ga, respectivamente, de acordo com os modelos de compartimentação geotectônica/geocronológica do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira, 1999, Santos *et al.*, 2006; Cordani *et al.*, 2009).

A área de estudo, delimitada pela zona de ria do rio Tapajós até a desembocadura está inserida dentro da bacia sedimentar do Amazonas correspondente a sequencias deposicionais siliciclasticas e químicas paleozoicas em uma faixa estreita na borda com o embasamento cristalino pré-cambriano e a sequencias siliciclasticas cretáceas da Formação Alter-do-Chão, unidade predominante da bacia. (Putzer, 1984, Vasquez & Rosa-Costa, 2008).

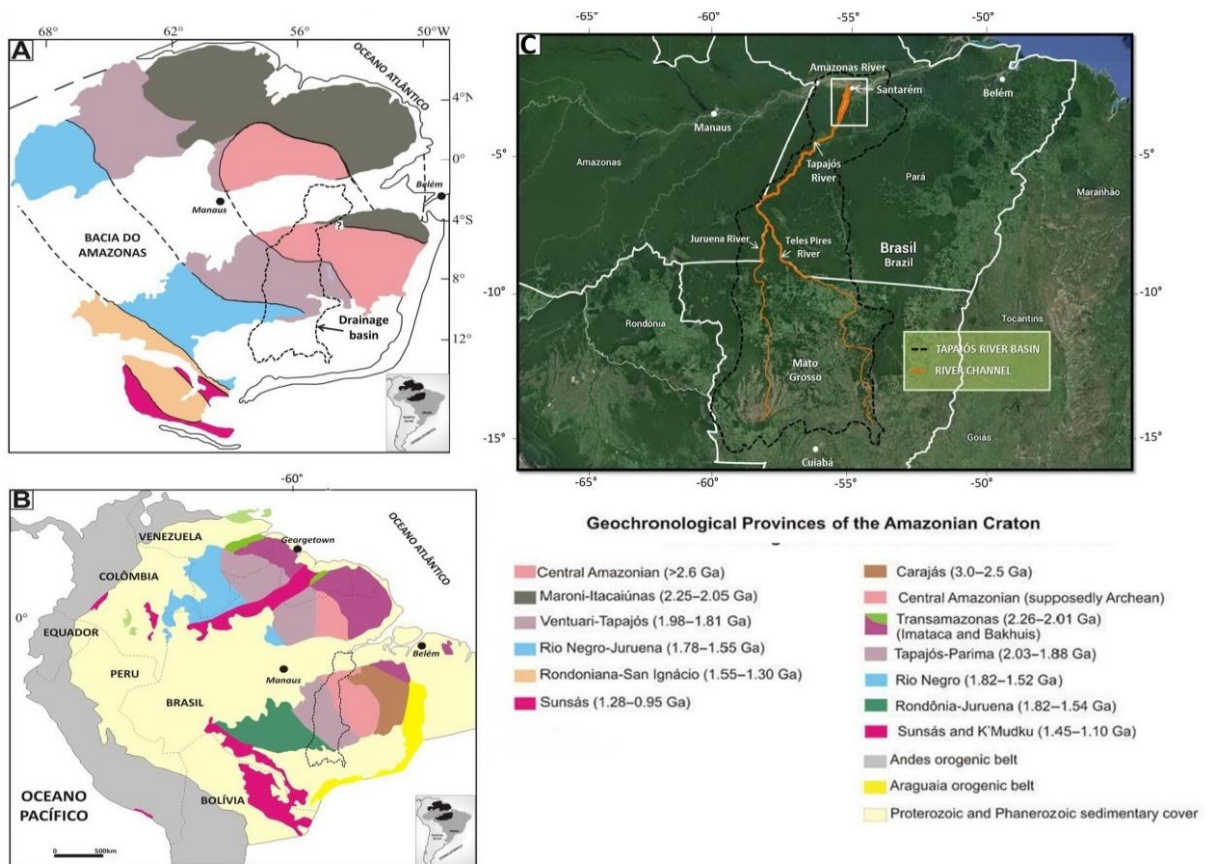


Figura 3.3- Províncias do cráton Amazônico e suas principais unidades geológicas e o limite de drenagem da bacia do rio Tapajós

Fonte: Modificado de (Tassinari & Macambira, 1999 e Santos *et al.*, 2006).

Recobrando as unidades mais antigas ocorrem as coberturas detríticas e lateríticas terciárias e aluvionares quaternárias, que completam o quadro geológico da região. Nas proximidades de sua confluência com rio Amazonas em sua margem leste, os depósitos aluvionares do Holoceno são compostos predominantemente de areia e argila. Esses depósitos representam sedimentos clásticos não consolidados relacionados a planícies aluvionares atuais dos principais cursos d'água, que constituem basicamente depósitos de canais (barras em pontal e barras de canais) e de planícies de inundação. (Daemon, 1975).



## CAPÍTULO 4 – MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1. MATERIAIS

#### 4.1.1. Planejamento de etapas de campo e amostragem

As coletas de amostra foram realizadas em duas campanhas executadas no mês de novembro de 2012 e de junho de 2013, respectivamente. As amostragens foram realizadas ao longo do baixo curso do rio Tapajós, compreendendo o canal principal do rio desde as proximidades do município de Aveiro até a sua desembocadura abrangendo também um trecho do rio Amazonas e sua zona de confluência (figura 4.1).

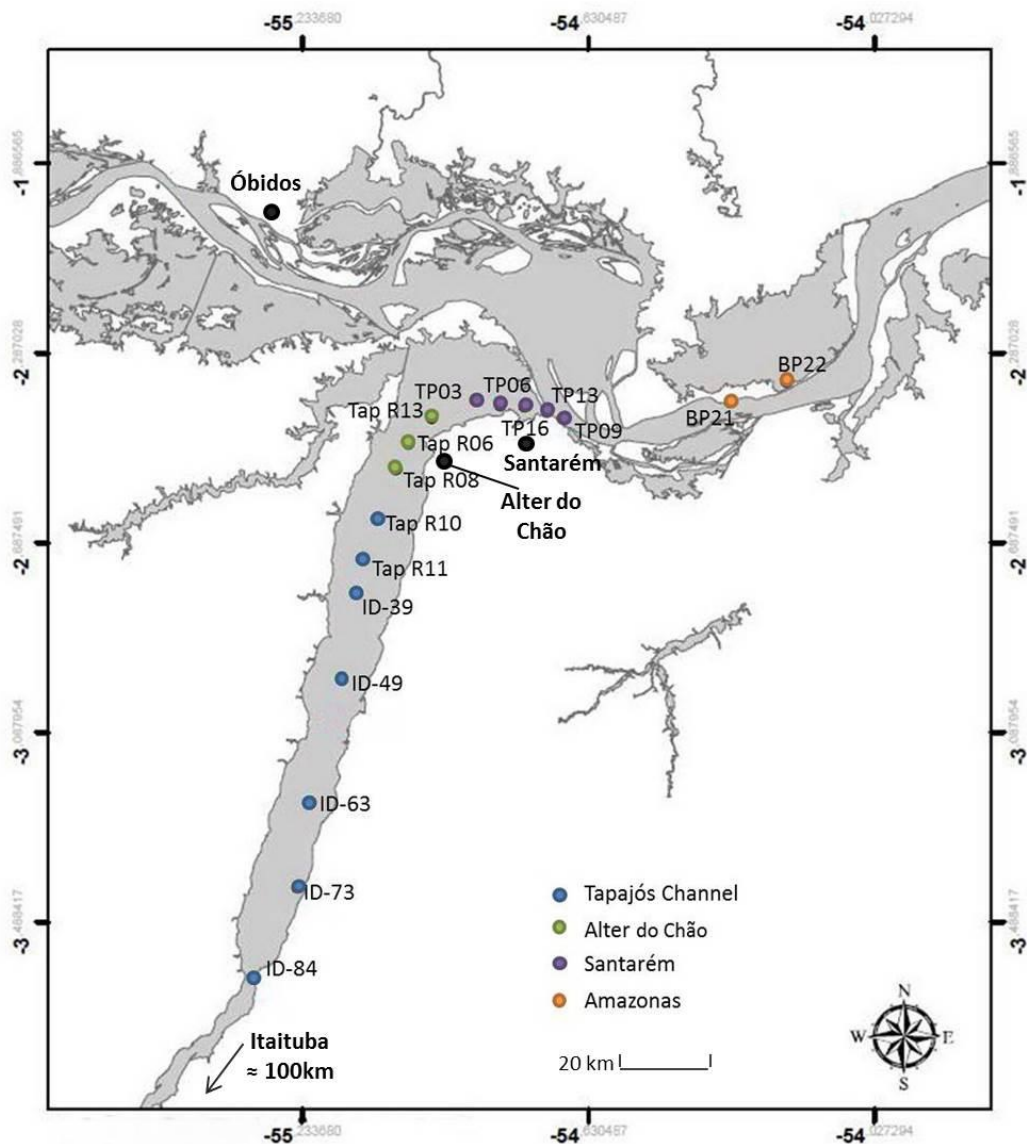


Figura 4.1- Mapa dos pontos de coleta de sedimentos de fundo



Figura 4.2- Divisa das águas as margens da cidade de Santarém e zona de confluência entre os rios Tapajós e Amazonas

As amostras de sedimento de fundo foram coletadas com auxílio de uma draga de Petersen, com cerca de 10 cm de comprimento, e inicialmente acondicionadas em uma basqueta de plástico. Cada amostra foi armazenada em saco plástico lacrado, georreferenciada com sua respectiva identificação (figura 4.2) e conservada no Instituto de Geociências da UFPA, para análises de laboratório.



Figura 4.3- Ferramenta de coleta – draga de Petersen (A), basquetas plásticas para coleta de amostras (B) e posterior armazenamento em sacos plásticos identificados (C e D)

No total, um conjunto de 18 amostras foi selecionado para a execução do trabalho e processamento analítico. Os sedimentos de fundo foram escolhidos como material de análise, uma vez que representam uma amostragem de depósitos acumulados ao longo de alguns anos com perturbação mínima, além de preservar o material fino da superfície e permitindo desconsiderar variações sazonais. Uma estimativa da taxa de sedimentação em torno de 3mm/ano no canal do Tapajós pode ser determinada a partir de datação pelo método geocronológico  $^{14}\text{C}$  da coluna de sedimentos lamosos (Iron *et al.*, 1984). Com essa taxa de sedimentação a amostragem de uma espessura de 10cm de sedimentos compreenderia a algumas dezenas de anos.

A escolha dos pontos de amostragem visou cobrir a totalidade do canal principal do rio Tapajós até a sua desembocadura no rio Amazonas, para isso considerou-se 4 zonas distintas (figura 4.1):

- a) **Setor Canal do Tapajós:** Este setor está situado a cerca de 130 km da confluência, zona mais a montante da área de estudo representada pelo início da ria, próximo a cidade de Aveiro, até o trecho médio do canal do rio Tapajós com 8 amostras de sedimentos de fundo, tendo as seguintes identificações: ID84, ID73, ID-63, ID53, ID49, ID39, Tap. R11, Tap. R10;
- b) **Setor Alter do Chão:** É a zona intermediária nas proximidades de Alter do Chão, compreendendo 3 amostras: Tap.R08, Tap.R06, Tap.R13;
- c) **Setor Santarém:** Consiste da zona de confluência dos rios Amazonas e Tapajós, representada pelas amostras TP03, TP06, TP16, TP13, TP09 situadas no canal do rio ao entorno da cidade de Santarém. Neste setor é possível observar a mistura de águas em superfície;
- d) **Setor Amazonas:** É um setor do rio Amazonas localizado nas proximidades do Lago Grande de Monte Alegre, a cerca de 50 km a jusante da confluência, representado pelas amostras BP21 e BP22.

## 4.2. MÉTODOS

### 4.2.1. Preparação das Amostras

As amostras foram previamente secas em estufa a 50° C por 24h, homogeneizadas, quarteadas e divididas para as diversas análises relacionadas a seguir:

1. 10g de cada amostra foram preparados para a análise granulométrica;
2. 5g de amostra foram pulverizados em gral de ágata e encaminhados para análise química em laboratório comercial;
3. 5g de amostra pulverizada com gral de ágata foram encaminhados para análise mineralógica por difração de raios X;
4. 3g de amostra foram destinados para as análises isotópicas de Pb, Sr e Nd.

### 4.2.2. Análise Granulométrica

Inicialmente as amostras foram submetidas a ataque com peróxido de hidrogênio para a remoção de matéria orgânica e posterior análise. A análise granulométrica foi realizada com um analisador de partículas à laser (modelo Laser Diffraction SALD 2101-marca Shimadzu), no Laboratório de Oceanografia Química do Instituto de Geociências da UFPA para determinar as proporções de areia, silte e argila. As classificações foram efetuadas de acordo com diagrama triangular de Sheppard (1954) baseado nos percentuais de argila (<0,004 mm), silte (0,004 - 0,064 mm) e areia (0,064 - 2 mm), definidos por Wentworth (1922).

O tratamento estatístico dos dados dos sedimentos foi realizado com o programa SYSGRAN 3.0 (Camargo, 2006) que permitiu determinar os seguintes parâmetros: média aritmética (Mz), mediana (Md), desvio padrão ( $\sigma$ ) e assimetria (Ski), segundo Folk e Ward (1957).

### 4.2.3. Análises Mineralógicas

Análises mineralógicas foram realizadas na fração total das amostras no Laboratório de difração de raios-X do Instituto de Geociências da UFPA com o intuito de identificar os principais constituintes mineralógicos presentes nas amostras de sedimento. Utilizou-se um difratômetro de marca Panalytical, modelo X-PERT PRO MDP (PW 3040/60) com tubo de raios-X cerâmico ( $K\alpha = 1,54060$ ) LDFDK 157735, modelo PW 337600 e gerador de tensão e corrente ajustados para 40kV e 40mA com detector do tipo RTMS X' celeration. O tratamento dos difratogramas e a identificação dos minerais foi realizada com o auxílio do programa XPERT Highscore 2.1B.

#### 4.2.4. Análises Geoquímicas

As análises geoquímicas foram realizadas na amostra total em laboratório comercial da Acmelab/Canadá, para a determinação dos teores de elementos maiores, traço e terras raras (ETR).

A abertura das amostras consistiu em uma dissolução de todas as fases minerais com uma combinação multi-ácida de HF-HNO<sub>3</sub>-HClO<sub>4</sub>, seguida de dissolução com HCl para a determinação da composição química total. A concentração de elementos maiores foi determinada por Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-AES), e os elementos traços por Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS). Os procedimentos analíticos são descritos em detalhes no folder da empresa, disponível no site [www.acmelab.com](http://www.acmelab.com), que inclui também os limites de detecção e a precisão analítica para cada elemento. Para controle da qualidade analítica, foram utilizados os materiais de referência (STD OREAS45E) e realizadas análises de branco e de amostra em duplicata (BP-22) para garantir a confiabilidade dos resultados analíticos.

#### 4.2.5. Análises Isotópicas

Os procedimentos experimentais visando a extração e purificação química dos elementos Pb, Sr e Nd, foram aqueles descritos em Lafon *et al.*, (1993), Bordalo *et al.*, (2007), Krymsky *et al.*, (2007), Oliveira *et al.*, (2008), com modificações. Todas as análises isotópicas apresentadas neste trabalho foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da UFPA.

##### 4.2.5.1. Síntese dos procedimentos analíticos

Inicialmente as amostras foram calcinadas em mufla a 550 °C por 4 horas para remoção da matéria orgânica. Os procedimentos empregados nas análises isotópicas de Pb, Sr e Nd, foram realizados com base nos protocolos analíticos do Laboratório de Geologia Isotópica - Pará-Iso que consistiram em três etapas:

1. **Digestão das amostras** por dissolução completa, com mistura HNO<sub>3</sub> + HF seguida de HCl;
2. **Separação química e purificação dos elementos Pb, Sr, Nd e Sm** por cromatografia em resinas de troca iônica em colunas de Teflon, utilizando resinas Dowex<sup>®</sup> AG 1x8 200-400 mesh e AG 1x4 200-400 mesh e resinas Eichrom<sup>®</sup> Sr e Ln (figura 4.4);

3. **Determinação das composições isotópicas de Sr, Nd e Pb** por espectrometria de massa de fonte plasma, utilizando um espectrômetro de massa ICP-MS de marca Thermo-Finnigan, modelo Neptune, equipado com micro-autosampler Cetac ASX-110FR.

#### 4.2.5.2. Digestão das amostras

Inicialmente foram realizadas misturas de amostra com ácidos para digestão em cadinhos fechados a frio, por 8h, e a quente (100°C) por 24h. As amostras foram condicionadas a adição dos ácidos HCl, HF e HNO<sub>3</sub>. Posteriormente as amostras passaram por etapas de ultrassom, centrifugação e armazenagem em tubos de polipropileno Eppendorf. Foi utilizado um traçador misto <sup>149</sup>Nd-<sup>150</sup>Sm (Spike), para a determinação das concentrações de Sm e Nd por diluição isotópica.

#### 4.2.5.3. Separação química de elementos Pb, Sr e terras raras

Uma primeira etapa de separação química dos elementos terras raras (ETRs) e dos elementos Pb e Sr foi realizada em coluna de teflon com 5 mm de diâmetro e 25 cm de altura, preenchida com 2 mL de resina catiônica Biorad Dowex AG 50W-X8, a qual é previamente limpa com introdução de 15 mL de HCl\*\* 6N, seguida de uma retrolavagem com 10 mL HCl\*\* 2N. Posteriormente, a resina é condicionada com 5 mL de HCl\*\* 2N. A amostra é introduzida na coluna, seguida de 17,5 mL de HCl\*\* 2N. Os elementos Pb e Sr foram extraídos durante este procedimento. Para a eluição dos ETRs, foram acrescentados 5 mL de HNO<sub>3</sub>\*\* 3N e os ETRs são coletados na fração seguinte de 6 mL de HNO<sub>3</sub>\*\* 3N. A solução coletada é evaporada para a posterior separação dos elementos Sm e Nd na segunda etapa do procedimento de separação química.



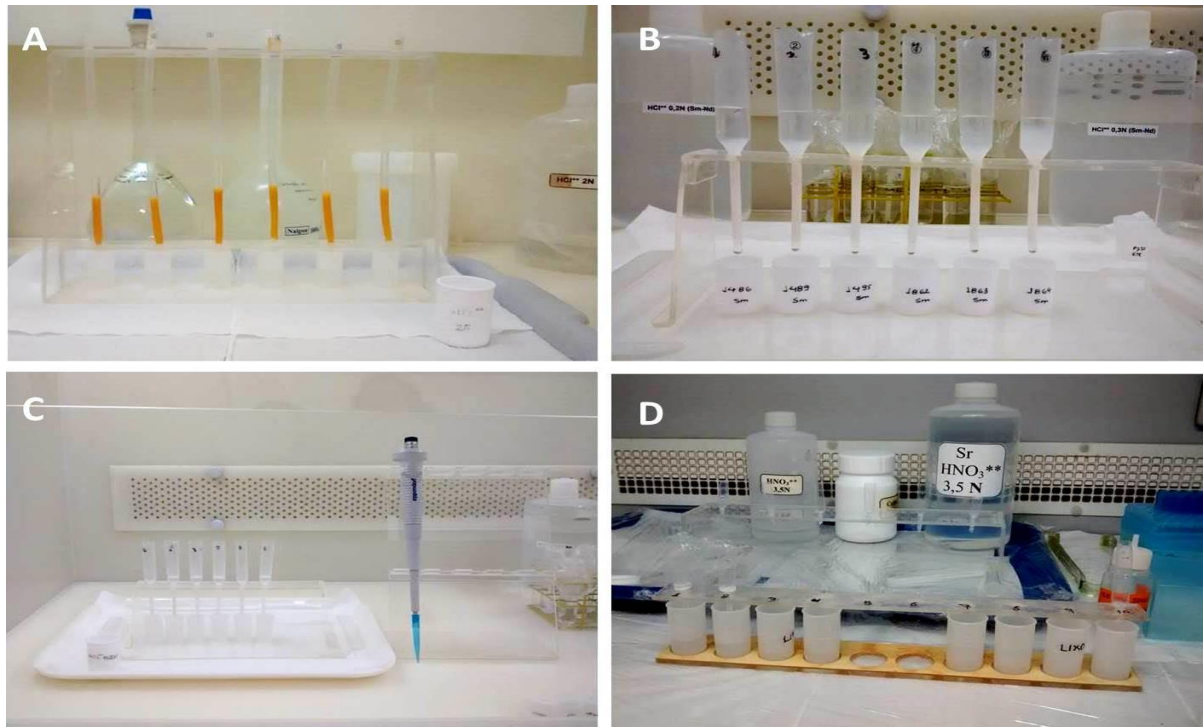


Figura 4.4- Colunas de separação de elementos químicos em coluna Dowex AG 50W-X8 (A) e posterior separação de Sm e Nd em resina Ln (B) e Pb (C) e Sr (D) em resina Eichrom® Sr

#### 4.2.5.4. Separação química e purificação de Sm e Nd

Os elementos Sm e Nd foram separados dos outros ETRs e purificados por cromatografia de troca iônica em coluna de teflon de diâmetro e altura, similar à coluna precedente, preenchida com 2 mL de resina aniônica Ln. A resina passa por uma limpeza com 2 mL de HCl\*\* 6N. O condicionamento da resina é realizado com a introdução de 1,5 mL de HCl\*\* 0,2N. Em seguida, 300µl de solução da amostra de terras raras é introduzida na coluna e 7,6 mL de HCl\*\* 0,2N são também adicionados na coluna, dos quais 4ml são coletados para extração do elemento Nd. Para a coleta do elemento Sm, são adicionados mais 5ml de HCl 0,2N e ocorre uma mudança de meio, com a adição de 7 ml de HCl a 0,3N, dos quais os 4ml iniciais são coletados pra extração do concentrado de Sm. Após esta coleta, 2 mL de HCl\*\* 6N são adicionados na coluna para a limpeza da resina. As frações concentradas de Sm e Nd coletadas são evaporadas. Em seguida, 1 mL de HNO3\*\* concentrado é adicionado em cada fração e as soluções são novamente evaporadas.

#### 4.2.5.5. Separação química de Pb

A separação e purificação do Pb da alíquota coletada na primeira etapa foi efetuada em coluna de teflon com cerca de 5 cm, preenchida com resina de troca iônica (tipo Eichrom<sup>®</sup> Sr). A limpeza da coluna foi feita com a introdução de água Milli-Q e HCl. Após esta etapa efetuou-se o condicionamento da resina e a adição da amostra com ácidos HCl\*\*\* 6N e HCl\*\*\* 2N, respectivamente. Em seguida foi adicionado HCl\*\*\* 2N para a posterior coleta de Pb com a adição de 3ml de HCl\*\*\* 6N. A solução foi coletada em cadinhos de teflon e deixada na chapa para aquecimento. Após estes procedimentos, as amostras com concentrado e Pb foram condicionadas para posterior análise nos espectrômetros de massa ICP-MS.

#### 4.2.5.6. Separação química de Sr

A solução de Sr coletada na coluna de elementos terras raras é dissolvida com HNO<sub>3</sub>\*\* (3,5N) para extração e purificação do elemento Sr em coluna específica. Essa segunda etapa de separação química é necessária para análise isotópica de Sr por espectrometria de massa ICP-MS afim de evitar interferências isobáricas com elementos terras raras. A resina (tipo Eichrom<sup>®</sup> Sr) foi adicionada e sua limpeza e condicionamento foram realizados com utilização água Milli-Q e HNO<sub>3</sub>\*\* 3,5N, respectivamente. Uma vez adicionada a amostra, a eluição de Sr foi realizada a partir da adição de 2 mL de HNO<sub>3</sub>\*\* 3,5N e a recuperação do concentrado de Sr feita pela adição de 1 ml de água Milli-Q. A coleta do elemento Sr, foi realizada em cadinhos de teflon seguida de evaporação em chapa quente a 100 °C, para posterior análise isotópica.

#### 4.2.5.7. Análises Isotópicas por Espectrometria de Massa – ICP-MS

As razões isotópicas dos elementos Sr, Pb, Sm e Nd de foram determinadas com um espectrômetro de massa com fonte de ionização de plasma ICP-MS de marca Thermo-Finnigan, modelo Neptune<sup>™</sup> equipado com 9 coletores. As soluções de amostras foram previamente diluídas a HNO<sub>3</sub> a 3% para a leitura no espectrômetro de massa ICP-MS.

Para o chumbo (Pb) foram determinadas as razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . A correção das razões isotópicas do Pb dos efeitos de fracionamento foi realizada segundo uma lei exponencial (Platzner, 2001), com uma solução calibrada de Tálcio misturada a amostra.

As razões isotópicas de Sr foram corrigidas internamente dos efeitos da discriminação de massa com a lei exponencial de fracionamento, utilizando o valor de referência da razão  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$  de 0.1194. As interferências isobáricas de Kr sobre as massas 84 e 86 do Sr foram



corrigidas com monitoramento do sinal de  $^{82}\text{Kr}$  e  $^{83}\text{Kr}$  e assumindo as abundâncias isotópicas naturais do criptônio.

Para as análises de Sm e Nd, foram determinadas as razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  além do  $\varepsilon_{\text{Nd}(0)}$  e  $T_{\text{DM}}$ . A razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  foi normalizada para  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$  para a correção de massa, utilizando a lei exponencial (Russell *et al.*, 1978), e a constante de decaimento usada foi o valor revisado por Lugmair e Marti (1978) de  $6,54 \times 10^{-12} \cdot \text{ano}^{-1}$ .

Os valores de  $\varepsilon_{\text{Nd}}$  foram calculados a partir da seguinte equação:

$$\varepsilon_{\text{Nd}(0)} = \left[ \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

Na qual  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}}$  é a razão isotópica medida na amostra e  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$  representa a razão isotópica de Nd atual para o CHUR (Chondritic Uniform Reservoir), onde considera-se valores de 0,512638 e 0,1967 para as razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  respectivamente. Os cálculos de idade modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) foram realizados de acordo com o modelo proposto por DePaolo (1981) para o manto empobrecido.

A contribuição dos elementos Sr, Pb, Nd e Sm introduzidos durante o protocolo analítico foi monitorada com brancos de química, os quais apresentaram valores inferiores a 0,1‰ durante os períodos de análise sendo, portanto considerados desprezíveis.

## CAPÍTULO 5– RESULTADOS ANALÍTICOS

Nesse capítulo, são apresentados e discutidos os resultados obtidos a partir das análises granulométricas e de composição mineralógica. São apresentados também os dados geoquímicos de elementos maiores e traços.

### 5.1. CARACTERIZAÇÃO GRANULOMÉTRICA

A partir da análise granulométrica foi possível avaliar tendências na variação espacial das partículas sedimentares no sentido montante/jusante. McLaren (1981) sugeriu que a granulometria média, o grau de seleção (desvio padrão) e a assimetria das distribuições de frequências granulométricas seguem tendências que identificam o transporte e os processos sedimentares de seleção e deposição de sedimentos. Foram analisados parâmetros granulométricos como: média, grau de seleção, assimetria e os percentuais de frações areia, silte e argila. O conjunto de dados gerados é apresentado na tabela 5.1.

A seguir serão apresentados dados os granulométricos obtidos por diferentes grupos de amostras mostrados em diagramas e tabelas, com suas respectivas descrições segundo a classificação de Wentworth (1922).

De acordo com a escala fi de Wentworth (1922) utilizou-se 14 classes granulométricas que variam de 0 a 13, sendo o intervalo “0” o intervalo superior, representado pela classe areia muito grossa e o intervalo “13” o intervalo inferior, representado por coloides. Em termos de tamanho médio do grão, não houve comportamento homogêneo quanto aos padrões texturais ao longo do curso do rio. Os valores médios ficaram compreendidos entre 1,3 e 7,8, representando variações entre areia média e silte muito fino.

A classificação textural dos sedimentos, no diagrama triangular de Shepard (1954) indicou um predomínio de areia na maioria das amostras, mas com presença significativa de amostras siltosas (figura 5.1). O desvio padrão descreve a dispersão em relação à média, ou seja, o grau de seleção do sedimento. Os sedimentos analisados apresentaram em sua maioria, graus de seleção altos que variaram entre 0,43 e 2,76, predominantemente acima de 1 (figura 5.3) indicando sedimentos mal e muito mal selecionados.

Outro parâmetro analisado foi a assimetria de acordo com o proposto por Folk (1968) *apud* Guerra e Cunha (1996). Os valores apresentaram-se predominantemente positivos com somente 4 amostras com valores negativos, sendo duas do canal do Tapajós, uma do setor de Alter do Chão e uma da área de Santarém. Por conseguinte, os valores da média são maiores que os da mediana e este predomínio de valores positivos podem indicar enriquecimento de partículas finas (Inman, 1952).

Tabela 5.1- Multi-análise de parâmetros granulométricos

Local	Amostra	Média	Classificação	Mediana	Seleção	Classificação	Assimetria	Classificação	% Areia	% Silte	% Argila
Canal do Tapajós	ID84	2,05	Areia fina	1,93	1,36	Pobrementemente selecionado	0,457	Muito positiva	88,51	10,28	1,21
	ID73	2,32	Areia fina	2,19	1,51	Pobrementemente selecionado	0,422	Muito positiva	86,91	11,37	1,72
	ID63	3,01	Areia muito fina	2,35	1,94	Pobrementemente selecionado	0,584	Muito positiva	82,43	13,19	4,37
	ID53	1,31	Areia média	1,38	0,77	Moderadamente selecionado	-0,014	Aproximadamente simétrica	95,67	2,77	1,56
	ID49	6,24	Silte fino	6,32	2,27	Muito pobrementemente selecionado	-0,027	Aproximadamente simétrica	18,64	57,95	23,41
	ID39	6,90	Silte fino	6,72	1,72	Pobrementemente selecionado	0,164	Positiva	1,42	73,74	24,83
	TAP R11	7,46	Silte muito fino	7,36	2,07	Muito pobrementemente selecionado	0,078	Aproximadamente simétrica	3,442	59,44	37,11
	TAP R10	2,89	Areia fina	2,63	1,70	Pobrementemente selecionado	0,371	Muito positiva	79,64	18,13	2,23
	TAP R08	3,24	Areia muito fina	2,99	1,58	Pobrementemente selecionado	0,355	Muito positiva	76,55	20,07	3,375
Alter do Chão	TAP R06	7,89	Silte muito fino	7,76	1,63	Pobrementemente selecionado	0,113	Positiva	0	56,14	43,86
	TAP R13	6,49	Silte fino	6,74	2,37	Muito pobrementemente selecionado	-0,084	Aproximadamente simétrica	19,56	51,6	28,84
	TP03	5,45	Silte médio	5,38	2,50	Muito pobrementemente selecionado	0,089	Aproximadamente simétrica	35,07	46,99	17,94
Santarém	TP06	3,81	Areia muito fina	3,39	2,08	Muito pobrementemente selecionado	0,366	Muito positiva	65,79	27,97	6,24
	TP16	3,86	Areia muito fina	2,78	2,76	Muito pobrementemente selecionado	0,554	Muito positiva	65,42	22,3	12,28
	TP13	4,14	Silte grosso	3,73	2,20	Muito pobrementemente selecionado	0,296	Positiva	54,91	38,59	6,51
	TP09	1,43	Areia média	1,43	0,43	Bem selecionado	-0,166	Negativa	100	0	0
Amazonas	BP21	1,93	Areia média	1,88	0,61	Moderadamente selecionado	0,114	Positiva	100	0	0
	BP22	6,00	Silte fino	5,86	1,78	Pobrementemente selecionado	0,146	Positiva	10,23	75,66	14,1

Fonte: Gerados segundo método de Folk e Ward (1957)

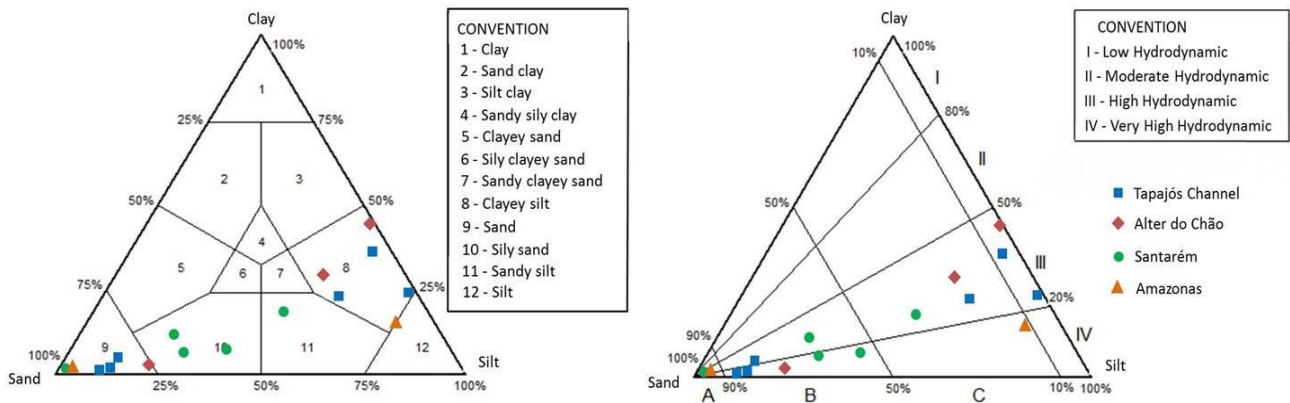


Figura 5.1- Diagramas triangulares de Shepard (1954) [a] e Pejrup (1988) [b] para as amostras de sedimentos de fundo dos diversos setores da área estudada

Os dados granulométricos apresentaram-se variáveis quanto a sua distribuição, havendo ampla heterogeneidade ao longo do curso do rio (figura 5.2a). No diagrama de Pejrup (1988) os parâmetros texturais indicam um predomínio de amostras nos campos B-IV e C-III, evidenciando uma hidrodinâmica alta e muito alta, respectivamente, com níveis energéticos elevados (figura 5.2b).

Ainda que o tamanho das partículas tenha se distribuído de forma heterogênea segundo seus limites dimensionais, em termos de tamanho médio e assimetria, não houve grandes variações, produzindo neste ponto, um padrão mais homogêneo (figura 5.3).

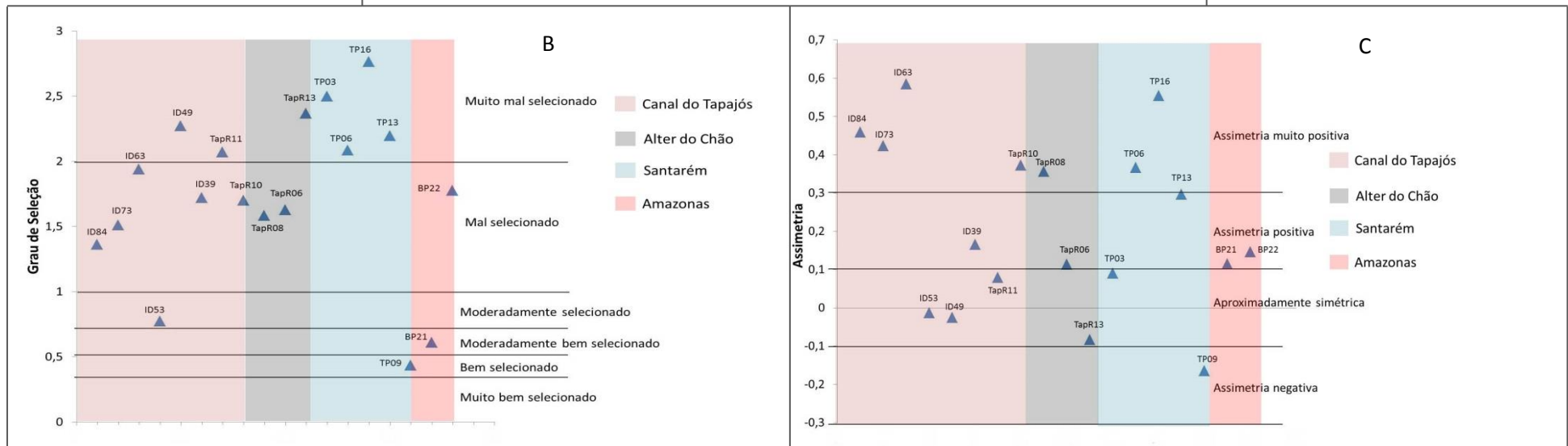
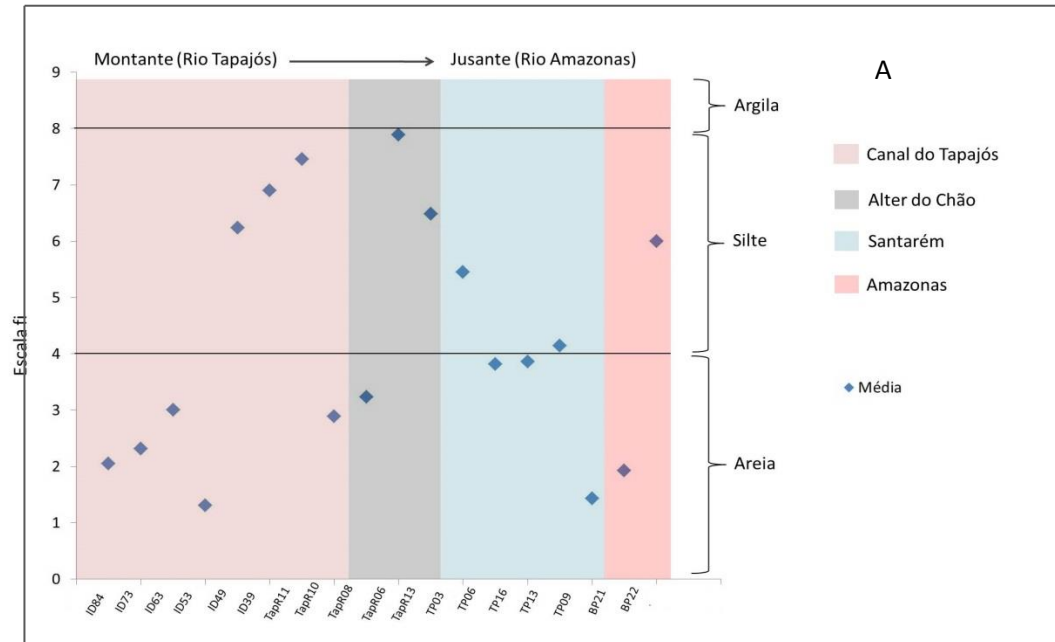


Figura 5.2- Distribuição dos valores médios de grão(A); grau de seleção (B) e assimetria (C) das amostras de sedimentos de fundo

O padrões das frações areia, silte e argila mostraram certo predomínio de areia nas zonas a montante, setor do canal do Tapajós, havendo maiores concentrações de silte e argila nas amostras ID-49, ID-39 e Tap. R11 e novamente com altos teores de areia na amostra Tap R10. No setor de Alter do Chão a amostra Tap. R08 apresentou alto teor de areia, e as amostras seguintes (Tap. R06 e Tap. R13) predominio de silte e argila (figura 5.3).

Próximo ao setor de Santarém a amostra TP03 apresentou maior concentração de silte + argila, seguida de amostras com maiores teores de areia. A amostra mais a jusante (TP09) apresentou alto teor de areia. No rio Amazonas, as duas amostras apresentaram padrões texturais muito distintos sendo a mais a montante (BP21) basicamente composta por areia e a amostra mais a jusante (BP22) predominantemente siltosa.

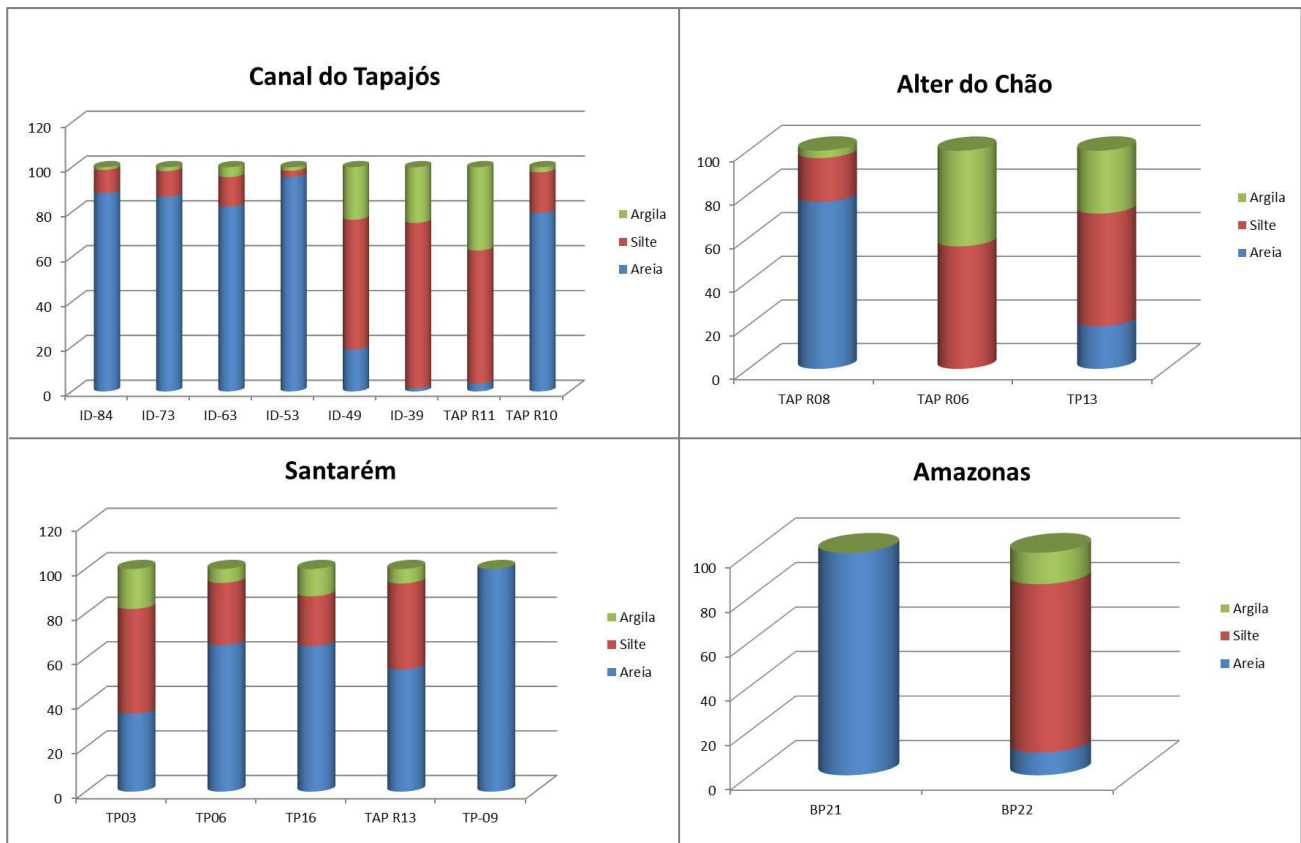


Figura 5.3- Percentuais de areia, silte e argila nos sedimentos de fundo das diferentes zonas da área de estudo

## 5.2. COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

A grande quantidade de quartzo na composição das amostras totais de sedimentos dificultou a identificação de outros minerais de menor abundância nos difratogramas de raio-X. Mesmo assim, foi possível identificar a presença de outros minerais conforme assembleias mineralógicas nas amostras distribuídas por zonas descritas a seguir.

Nas amostras do canal do Tapajós alguns picos indicaram a presença de minerais como caulinita e micas (figura 5.5). Os picos de micas também podem estar associados à presença de illita, devido a sua fórmula química e similaridade na interpretação dos difratogramas. Nas amostras do setor de Alter do Chão houve um comportamento similar evidenciando presença de minerais como caulinita e micas (tabela 5.2). Nas amostras do setor de Santarém e do rio Amazonas, além da composição mineralógica encontrada nas amostras anteriores, foi possível identificar a presença de feldspato e esmectita.

Os dados mineralógicos, embora limitados, estão de acordo com o trabalho de Guyot *et al.* (2007) com presença de esmectita nos setores de Santarém e Amazonas. No geral, os setores de Canal do Tapajós e Alter do Chão mostraram-se diferentes dos setores Santarém – Amazonas que inicialmente podem sugerir dois grupos pertencentes a ambientes de deposição com características hidrodinâmicas distintas.

A presença de micas nas amostras do canal do Tapajós pode estar associada aos altos valores de razão Rb/Sr e razão isotópica de Sr nas amostras do canal do Tapajós (ver capítulo 6).

Tabela 5.2- Distribuição mineralógica por setores.

Sector	Canal do Tapajós							Alter do Chão			Santarém					Amazonas	
Sample	ID84	ID73	ID63	ID49	ID39	TAP R11	TAP R10	TAP R08	TAP R06	TAP R13	TP03	TP06	TP16	TP13	TP09	BP21	BP22
Minerals	Qtz Kln,	Qtz Kln,	Qtz Kln, Mca	Qtz Kln, Mca	Qtz Kln, Mca	Qtz Kln, Mca	Qtz Kln, Mca	Qtz Kln, Mca	Qtz Kln, Mca	Qtz Kln, Mca, Fsp, Sme	Qtz Kln, Mca, Fsp, Sme	Qtz Kln, Mca, Fsp, Sme	Qtz Kln, Mca	Qtz Kln, Mca, Fsp, Sme	Qtz Kln, Mca, Fsp, Sme	Qtz Kln, Mca, Fsp, Sme	Qtz Kln, Mca, Fsp, Sme

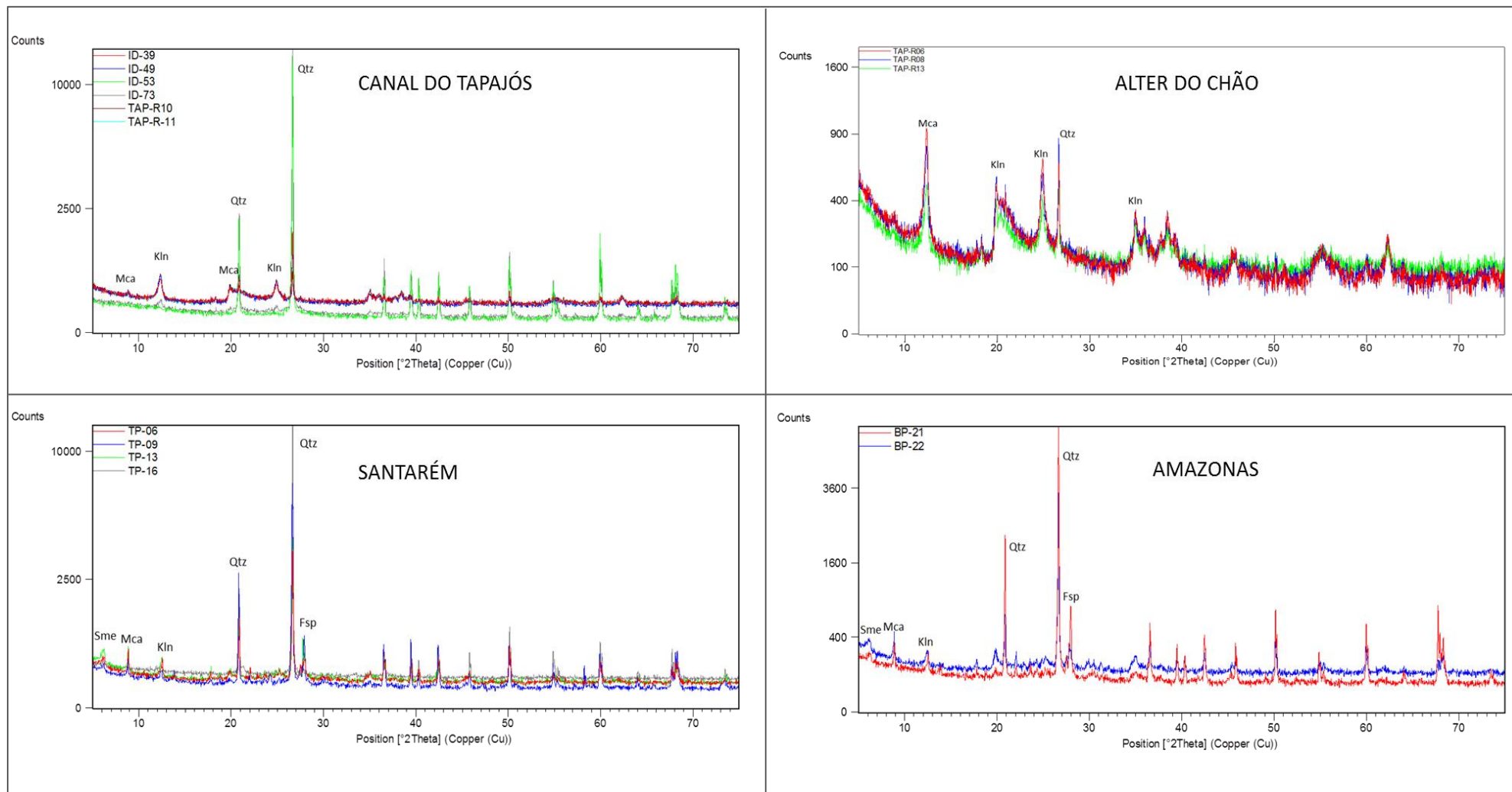


Figura 5.4- Difratomogramas de raios-X para as amostras dos diferentes setores da área estudada. QTZ: quartzo, FSP: feldspato, MCA: mica, KLN: caulinita, SME: esmectita.



### 5.3. CORRELAÇÃO DE DADOS GEOQUÍMICOS E TEXTURAIIS

A seguir serão mostrados os dados geoquímicos correlacionados a granulometria, de modo a investigar a afinidade dos teores dos elementos químicos com os padrões texturais dos sedimentos.

Tabela 5.3- Distribuição dos elementos maiores e traço ao longo da área de estudo

Sample		Canal do Tapajós							Alter do Chão			Santarém					Amazonas	
		ID-84	ID-73	ID-63	ID-49	ID-39	TAP. R11	TAP. R10	TAP. R08	TAP. R06	TP-13	TP-03	TP-06	TP-16	TAP. R13	TP-09	BP-21	BP-22
Major Elements	Fe	2,00	0,69	1,27	3,8	4,45	4,26	4,7	4,92	4,79	6,47	4,66	3,33	6,89	3,38	1,94	2,06	3,89
	Ca	0,05	0,03	0,06	0,09	0,1	0,06	0,08	0,13	0,1	0,15	0,25	0,53	0,09	0,55	0,49	0,66	0,36
	P	0,04	0,012	0,019	0,073	0,072	0,078	0,081	0,088	0,088	0,095	0,077	0,056	0,123	0,06	0,034	0,04	0,069
	Mg	0,11	0,04	0,08	0,18	0,21	0,17	0,17	0,18	0,17	0,22	0,39	0,61	0,06	0,72	0,3	0,4	0,76
	Ti	0,31	0,148	0,233	0,461	0,462	0,471	0,429	0,396	0,394	0,379	0,385	0,385	0,089	0,42	0,214	0,247	0,418
	Al	4,63	1,48	2,83	12,15	10,4	13,87	13,94	13,31	14,68	13,12	10,28	5,92	1,75	5,87	3,43	4,01	7,13
	Na	0,023	0,027	0,065	0,031	0,04	0,019	0,019	0,017	0,017	0,037	0,431	0,916	0,109	0,831	0,878	0,987	0,738
	K	0,55	0,38	0,71	0,96	0,96	0,95	0,91	0,93	0,86	0,92	1,36	1,78	0,22	1,81	1,41	1,36	2,28
Trace Elements	Sc	5,5	2	3,7	10,6	12,1	12,1	11,7	10,9	11,7	12,8	10,8	10,4	3	10,8	4,9	6	12,1
	V	36	13	23	65	65	74	72	74	76	82	85	87	70	94	45	52	114
	Cr	28	12	23	54	55	57	61	59	64	61	60	55	21	60	26	27	75
	Co	12,5	4,6	8,5	19,2	20,9	19,6	20,6	23	19,2	26,6	17,7	14,9	17,9	15,7	8,7	9,3	20
	Ni	11,4	4,6	7,4	24	20,7	25,7	25,6	27,3	27	27,4	27,2	25,3	13	28,5	16	16,5	33,5
	Cu	9,03	3,81	6,48	16,33	15,29	18,1	18	18,56	18,55	17,47	18,45	20,9	3,98	22,67	6,84	8,72	29,18
	Zn	66,9	23,3	45,3	100,4	78,6	101,7	99,4	109,1	99,8	132,6	103,2	85,3	88	86,8	48,8	51,1	108,6
	Y	16,3	7,4	14,4	20,2	27,2	18,1	15	18,9	14,9	19,9	15,1	13,2	12,3	13,3	8,8	9,2	12
	Rb	34,9	18,3	33,7	58,8	66	60,1	49,1	53,3	47,1	53	66,1	87,9	12,9	86,4	60,5	58,9	103
	Sr	20	11	26	34	40	32	29	30	29	35	64	117	18	123	110	129	104
	Pb	23,3	9,06	19,3	41,5	41,6	42,0	42,2	42,5	42,9	43,5	31,9	18,8	16,0	18,6	13,6	10,6	22,5
	Zr	175	153,1	171,3	183,6	181,6	159	131,8	132	121,8	125,2	95,2	63,5	35,7	65,2	25,1	28,9	65,5
	Nb	12,12	5,38	8,56	21,69	19,27	21,62	18,97	17,81	17,8	16,95	15,26	13,22	3,61	13,52	7,35	8,26	15,57
	Li	15,3	6,1	9,6	26,7	27,2	30,4	32,6	32,2	36,2	35	40,5	42,3	5,2	43,2	22,5	22,5	64,1
	Th	9,7	4,5	9,2	15,8	20,9	15	12,8	14,5	13,9	14,2	11,3	9,5	5,4	9,5	4,8	6	8,6
	U	2,5	1,1	1,9	3,8	4	3,7	3,5	3,4	3,4	3,3	2,6	2,1	1,3	2	0,9	1	2,2
Hf	5,35	4,24	4,98	6,04	5,33	4,99	4,16	4,03	3,82	4,08	3,07	2	1,07	1,92	0,74	0,86	1,92	
REE	La	23,3	12,1	25,8	31,2	49,3	26,1	21,4	30,2	21	29,6	27,2	28,7	16,4	28,1	20,1	24,1	22,4
	Ce	49,7	24,3	54,3	68,6	113,8	57,2	49,12	65,4	47,5	67,7	59,9	62,4	43,3	59,9	45,1	49,1	55,3
	Nd	27,4	11,8	21,5	36,7	49,4	32,9	27,7	34,7	28,2	39,1	32,5	33,8	18,9	33,1	22,2	25	27,7
	Sm	4,8	1,8	3,4	6,8	8,2	6,3	5,7	6,9	5,3	7	6,2	6,5	3,9	6	4,6	4,8	5,9
	Eu	0,8	0,4	0,7	1,1	1,7	1,1	0,9	1,2	0,8	1,3	1,1	1	0,6	1	0,8	0,8	0,9
	Gd	4	1,7	2,6	5,3	6,4	5,1	4,1	5,9	4,5	5,8	5,4	5,1	3,1	4,7	2,9	3,2	4,2
	Tb	0,6	0,2	0,5	0,8	1,1	0,8	0,6	0,8	0,7	0,9	0,7	0,6	0,5	0,6	0,4	0,4	0,5
	Tm	0,3	0,1	0,2	0,4	0,5	0,4	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2
	Yb	2,2	1	1,4	2,9	2,9	2,8	2,4	2,8	2,3	3	2,1	1,6	1,6	1,6	0,9	1	1,8
Lu	0,3	0,1	0,3	0,4	0,6	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2	<0,1	0,1	0,2	

As correlações entre composição geoquímica (tabela 5.3) e textural dos sedimentos permitem fazer considerações com relação à sua proveniência, deduzindo, eventualmente, características da área fonte que influenciam direta ou indiretamente a composição geoquímica encontrada. Entretanto, os elementos químicos tendem a ter maior afinidade com a fração silto-argilosa e os teores de elementos no sedimento podem estar fortemente controladas pela composição textural (abundância relativa das frações areia e silte-argila), sobretudo no caso de amostras com variações texturais expressivas como é o caso da amostragem utilizada neste trabalho.

Os elementos maiores Fe, P, Ti e Al apresentaram correlação fraca ou inexistente com a textura do grão. Mesmo se existe um certo enriquecimento desses elementos em sedimentos de menor textura (tabela 5.4), os baixos valores de correlação sugerem que os teores dos elementos maiores devem estar possivelmente ligados a proveniência e não a variação de granulometria.

Tabela 5.4- Matriz de correlação entre a textura do grão (tamanho médio) e elementos maiores.

	Textura	Fe	Ca	P	Mg	Ti	Al	Na	K
Textura	1								
Fe	<b>0,63600</b>	1							
Ca	<b>-0,1904</b>	-0,0950	1						
P	<b>0,62930</b>	0,98568	-0,0873	1					
Mg	<b>0,16747</b>	0,10018	0,80297	0,10096	1				
Ti	<b>0,68959</b>	0,46333	0,10893	0,46757	0,44024	1			
Al	<b>0,72022</b>	0,64064	-0,2059	0,63870	0,03649	0,83106	1		
Na	<b>-0,2344</b>	-0,1793	0,97488	-0,1681	0,82018	0,02990	-0,3186	1	
K	<b>0,24229</b>	0,1227	0,77282	0,12422	0,94962	0,57408	0,19696	0,78416	1

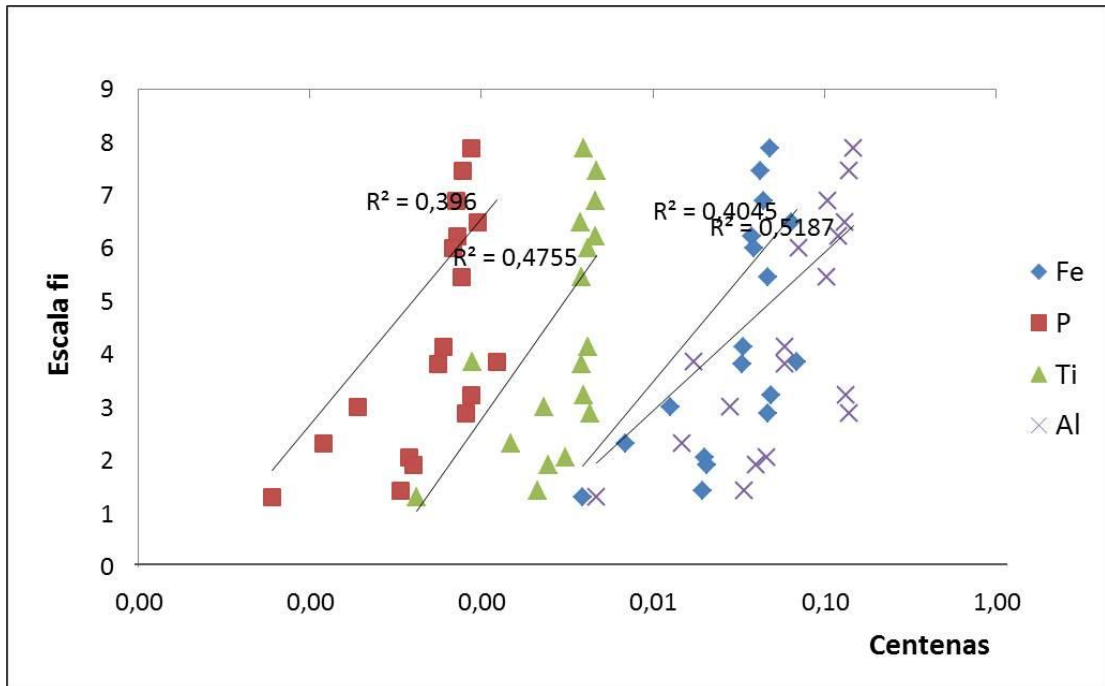


Figura 5.5- Diagrama de dispersão mostrando a correlação de Fe, P, Ti e Al com o tamanho médio do grão.

Os valores na escala fi próximos a 9 correspondem a sedimentos mais finos enquanto que valores próximos a 0 correspondem a sedimentos mais grossos ou arenosos. Os elementos Pb, Zn, Co, U, Th, Cr, Sc e Nb apresentaram correlação positiva acima de 0,7 (tabela 5.5), valor este que pode indicar relativo afinidade com a textura do sedimento. Os elementos Ni e V apresentaram correlação acima de 0,6 enquanto que Li, Rb e Zr apresentaram correlação de 0,53, 0,41 e 0,39 respectivamente. O Sr foi o único elemento traço que apresentou correlação negativa de -0,08.

Tabela 5.5- Matriz de correlação entre a textura do grão (tamanho médio) e elementos traço.

	Textura	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	U	Th	Sr	V	Cr	Zr	Sc	Li	Rb	Nb
Textura	<b>1</b>															
Cu	<b>0,6300</b>	1														
Pb	<b>0,7339</b>	0,5736	1													
Zn	<b>0,7131</b>	0,7854	0,7971	1												
Ni	<b>0,6611</b>	0,9443	0,6679	0,8936	1											
Co	<b>0,7269</b>	0,7210	0,8610	0,9673	0,8350	1										
U	<b>0,7458</b>	0,6148	0,9703	0,7593	0,6550	0,8297	1									
Th	<b>0,7461</b>	0,5698	0,9222	0,6868	0,6124	0,7888	0,9659	1								
Sr	<b>-0,0828</b>	0,4185	-0,2753	0,0973	0,4254	-0,0088	-0,2410	-0,1584	1							
V	<b>0,6246</b>	0,8970	0,5035	0,8678	0,9475	0,8012	0,5026	0,4699	0,4776	1						
Cr	<b>0,7317</b>	0,9640	0,7500	0,8745	0,9670	0,8419	0,7574	0,7140	0,2758	0,8905	1					
Zr	<b>0,3987</b>	0,1183	0,6243	0,2274	0,0551	0,3216	0,7173	0,6942	-0,5552	-0,1149	0,2143	1				
Sc	<b>0,7550</b>	0,9096	0,8195	0,8709	0,9403	0,8663	0,8311	0,8106	0,2486	0,8354	0,9739	0,3037	1			
Li	<b>0,5384</b>	0,9652	0,4311	0,7106	0,9227	0,6229	0,4506	0,4195	0,5738	0,8918	0,9091	-0,0655	0,8412	1		
Rb	<b>0,4162</b>	0,8619	0,2866	0,5521	0,8193	0,4792	0,3569	0,3955	0,7674	0,7959	0,7729	-0,0708	0,7466	0,912269	1	
Nb	<b>0,7416</b>	0,7706	0,9142	0,7856	0,7963	0,8066	0,9494	0,9088	0,0116	0,6276	0,8647	0,5852	0,922371	0,646466	0,580109	1

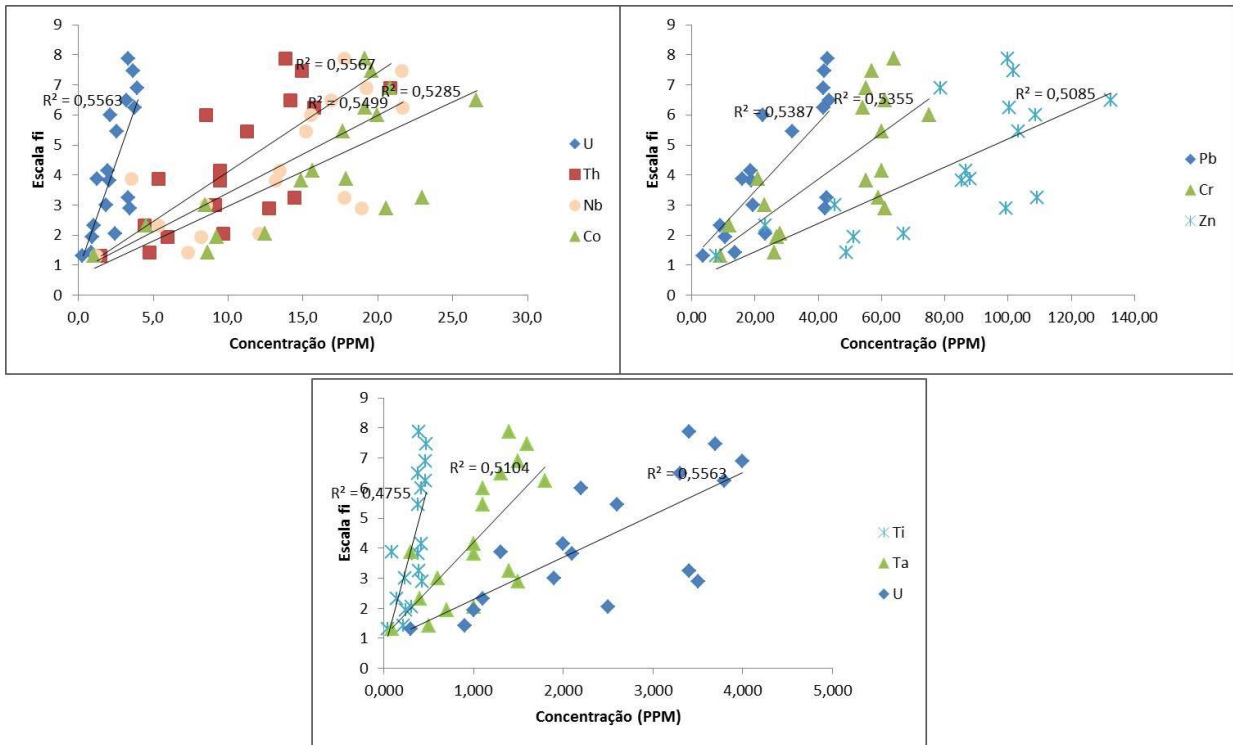


Figura 5.7- Correlação de dados granulométricos com elementos-traço

## CAPÍTULO 6 – ARTIGO

### **Influência do Rio Amazonas nos Sedimentos de Fundo do Baixo Rio Tapajós: Evidências Geoquímicas e Isotópicas (Pb - Sr - Nd)**

**L.C. Medeiros Filho<sup>\*a,b</sup>, J.M. Lafon<sup>b</sup>, P.W. M. Souza Filho<sup>c</sup>**

<sup>a</sup>*Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, CEP 66075-110 Belém, PA, Brasil.*

<sup>b</sup>*Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, CEP 66075-110 Belém, PA, Brasil.*

<sup>c</sup>*Laboratório de Análise de Imagens do Trópico Úmido, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, CEP 66075-110 Belém, PA, Brasil.*

#### RESUMO

A foz do rio Tapajós é fortemente influenciada pelos processos hidrológicos e sedimentares do rio Amazonas. A distribuição geoquímica e as assinaturas isotópicas de Pb-Sr-Nd de sedimentos de fundo recentes foram utilizados como indicadores de mistura e proveniência para investigar a hidrodinâmica do baixo curso o rio Tapajós e sua interação com o rio Amazonas. Sedimentos de fundo no baixo curso do rio Tapajós até a zona de confluência com o rio Amazonas evidenciaram padrões texturais pouco homogêneos apontando uma hidrodinâmica alta com níveis energéticos elevados. Elementos maiores e traço apresentaram concentrações constantes nos sedimentos do canal do rio Tapajós e teores variáveis e mais elevados na zona de confluência com o rio Amazonas. Amostras do canal do rio Tapajós apresentaram razões isotópicas  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ( $19,67 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 20,02$ ) e  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ( $15,87 < ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15,91$ ) distintas daquelas mais baixas encontradas no rio Amazonas ( $18,84 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18,94$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 15,67$ ). Na zona de confluência, valores intermediários foram encontrados ( $18,69 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 19,53$ ;  $15,65 < ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15,83$ ). Os sedimentos no canal do rio Tapajós apresentaram valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  menores ( $-21 < \epsilon_{\text{Nd}} < -19$ ) e razões isotópicas de Sr mais radiogênicas ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,792$ ), em relação aos sedimentos do rio Amazonas ( $\epsilon_{\text{Nd}} \approx -9$  e  $0,712 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,716$ ). Os dados isotópicos sugerem uma influência do rio Amazonas sobre os sedimentos do rio Tapajós restrita à zona de confluência. Os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  e  $T_{\text{DM}}$  e as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  do canal do rio Tapajós indicam uma proveniência dos sedimentos essencialmente pela erosão das unidades félsicas paleoproterozoicas da Província Tapajós (2,03 a 1,88 Ga), com uma contribuição de fontes proterozoicas um pouco mais jovens vindo das cabeceiras do rio Tapajós e seus afluentes (Província Rondônia-Juruena, 1,82-1,54 Ga), ou ainda mais recentes. Os resultados indicam que a acumulação de grande quantidade de sedimentos lamosos no canal do Tapajós resulta da influência do rio Amazonas que retém a descarga deste seu afluente gerando condições favoráveis para a deposição desses sedimentos mais finos oriundos do rio Tapajós, sem contribuição expressiva de sedimentos do rio Amazonas.

## 1. Introdução

Estudos geoquímicos e isotópicos em sedimentos fluviais fornecem informações importantes sobre a composição química média do material erodido dos continentes, os padrões de distribuição de elementos químicos, os efeitos do intemperismo nas rochas fontes e o fluxo do material transportado do continente para os oceanos (Goldstein et al., 1984; (Taylor e McLennan, 1985; Allègre et al., 1996; Singh e France-Lanord, 2002). A maior parte desses estudos está associada a sedimentos em suspensão (Goldstein et al., 1984; Goldstein e Jacobsen, 1988; Allègre et al., 1996; Gaillardet et al., 1997; Millot et al., 2004; Padoan et al., 2011). Os sedimentos de fundo, por sua vez, representam depósitos acumulados ao longo de anos e a investigação de sua origem, transporte e padrões de mistura pode ser abordada comparando as assinaturas isotópicas de Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), Nd ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) e Pb ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) dos sedimentos atuais com as rochas das áreas fonte (Douglas et al., 2005; Bentahila et al., 2008; Mahiques et al., 2008; Bouchez et al., 2010; Dhuime et al., 2011; Garçon et al., 2014).

Os primeiros trabalhos sobre proveniência e transporte de sedimentos em rios amazônicos a partir de dados geoquímicos e hidrológicos mostraram serem os Andes a principal fonte de sedimentos para a bacia Amazônica (Sioli, 1968; Gibbs, 1967; Guyot et al., 1994; Filizola, 1999; Filizola e Guyot, 2004). O rio Amazonas nasce da união dos rios Negro e Solimões e representa o principal aporte de material sedimentar em direção ao oceano Atlântico. Em seu baixo curso, os seus principais tributários como os rios Tapajós, Xingu, Trombetas, Jari e Paru trazem uma contribuição reduzida no aporte de sedimentos devido ao baixo relevo dos escudos Pré-Cambrianos (Allègre et al. 1996, McDaniel et al. 1997, Roddaz et al. 2005). A maior parte dos estudos geoquímicos e isotópicos em tributários amazônicos enfoca setores localizados na parte mais a montante do rio Amazonas, e em alguns de seus afluentes, como os rios Solimões, Madeira e Negro, e na sua desembocadura no oceano Atlântico (Gibbs, 1967; Martinelli et al., 1993; Gaillardet et al., 1997; McDaniel et al., 1997; Dosseto et al., 2006).

Estudos envolvendo a determinação das assinaturas isotópicas de Sr, Pb e Nd, em sedimentos de fundo ou em material em suspensão dos rios e afluentes da Bacia Amazônica, evidenciaram altas razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $\geq 0,720$ ) e  $^{206,207,208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ( $\geq 18,943, 15,523, 38,985$ ) e baixa razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $\leq 0,5121$ ) para aqueles oriundos dos escudos Pré-Cambrianos. Isto indica a participação de material crustal antigo e altas razões U/Pb, Rb/Sr e baixa razão Sm/Nd (Allègre et al., 1996; McDaniel et al., 1997). Em contraste, os sedimentos transportados pelos rios de origem andina, como os rios Negro, Solimões e Madeira, apresentam baixas razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

( $\leq 0,717$ ) e  $^{206,207,208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ( $\leq 18,930, 15,675, 39,021$ ) e alta razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $\approx 0.5124$ ) retratando produtos de erosão de unidades geológicas mais jovens e com baixas razões U/Pb, Rb/Sr e alta razão Sm/Nd (Basu et al., 1990; Gaillardet et al., 1997; Millot et al., 2004; Viers et al., 2008; Horbe e Trindade, 2009; Bouchez, et al., 2010; Queiroz et al., 2011; Horbe et al., 2013; Santos et al., 2014).

O rio Tapajós, um dos mais importantes tributários do baixo curso do rio Amazonas tem um comprimento de 825 km. Na zona de confluência dos rios Tapajós e Amazonas as águas não se misturam em superfície, devido a diferenças em suas características físico-químicas (Sioli, 1984). Os níveis de água e inundações na foz do rio Tapajós são afetados pelo remanso do rio Amazonas e pela influência das marés (Archer, 2005; Freitas et al., 2014). Além disso, as águas do rio Amazonas são mais densas que as do rio Tapajós em função das altas cargas de sedimentos em suspensão. Como resultado é possível observar na zona de confluência com o rio Amazonas, aos arredores da cidade de Santarém, um complexo processo de mistura e consequente desenvolvimento de plumas turvas resultado da interação desses dois sistemas fluviais (Oltman, 1968; Duncan e Fernandes, 2010).

Irion (1984) estabeleceu um padrão de comportamento deposicional na foz do rio Tapajós, trecho de aproximadamente 150 km de extensão que inicia a partir do alargamento do canal do rio, nas proximidades do município de Aveiro, até a zona de confluência com o rio Amazonas. No baixo curso do rio Tapajós foram identificados depósitos lamosos com espessura de até 40m, que foram considerados produtos tanto da influência do rio Amazonas como regulador na dinâmica desta área, quanto da erosão das margens do rio Tapajós (Irion, 1984; Irion et al., 2010).

Períodos de alta descarga do rio Amazonas e os efeitos de maré comprometem sensivelmente o fluxo de águas do rio Tapajós, podendo diminuir ou mesmo cessar sua vazão gerando condições de deposição nas margens do Tapajós [PERH-MDA (2007-2011)]. Medições em estações próximas a Alter do Chão registram uma vazão média anual de 6.560 m<sup>3</sup>/s, enquanto no rio Amazonas a vazão média é da ordem de 120.000 m<sup>3</sup>/s, cerca de 20 vezes maior (ANA, 2005). Esse quadro provoca uma considerável retenção do aporte oriundo do rio Tapajós e a possível entrada de material do rio Amazonas, o que pode justificar a presença de depósitos lamosos na ria do rio Tapajós. Atualmente não se estabeleceu ao certo o limite da influência do rio Amazonas em relação a este seu afluente, tendo em vista que os processos de mistura de águas que ocorrem em superfície podem não ocorrer em profundidade (Sioli, 1968). Estudos hidrodinâmicos no baixo curso do rio Amazonas e alguns de seus principais tributários (rio Tapajós, rio Xingu) mostraram que os efeitos de maré podem ser



detectados até 320 km adentro do rio Tapajós e podem ter uma influência significativa sobre transporte e deposição de sedimentos em suspensão (Freitas et al., 2014).

Este trabalho se propõe a investigar o potencial dos sedimentos de fundo em registrar processos hidrodinâmicos através de suas características geoquímicas e assinaturas isotópicas Sr-Pb-Nd. Pretende-se identificar nos sedimentos de fundo depositados na foz do rio Tapajós a extensão da influência do rio Amazonas sobre os processos deposicionais e evidenciar processos de mistura de sedimentos. Além disso, pretende-se fazer considerações sobre a proveniência dos sedimentos depositados na foz do rio Tapajós.

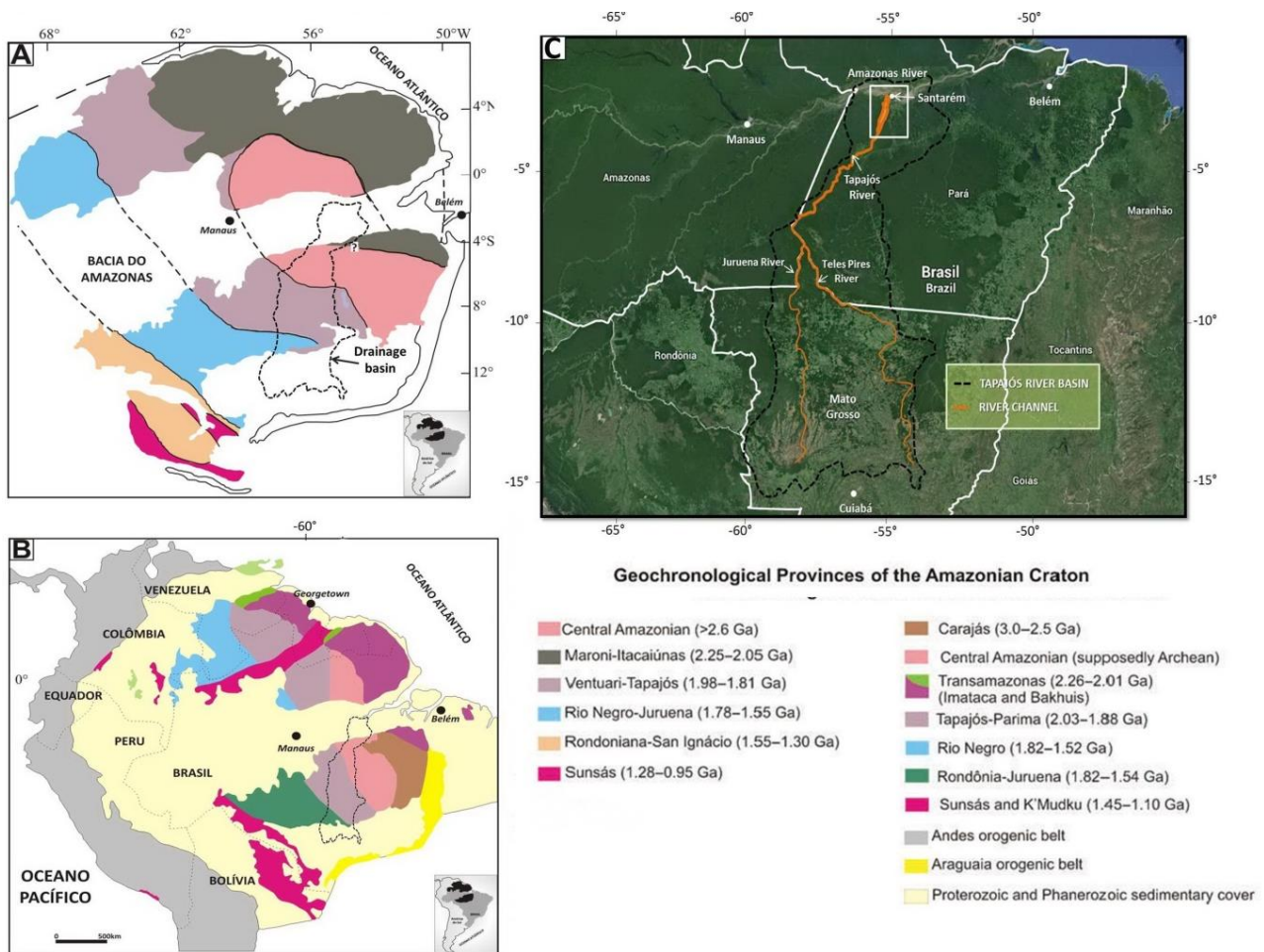
#### **4. Contextos geológico e hidrológico**

A bacia amazônica ocupa a região central do Cráton Amazônico e engloba o rio Amazonas e seus principais tributários. É composta por um sistema de bacias sedimentares fanerozoicas, integrando de oeste para leste as bacias do Acre, Solimões e Amazonas delimitadas pelos arcos Iquitos e Purus, respectivamente. A bacia amazônica está compreendida entre dois escudos cristalinos Pré-Cambrianos de relevos pouco acentuados, o Escudo das Guianas ao norte e o Escudo do Brasil Central ao sul, ambos compostos por províncias arqueanas/proterozoicas (Cordani et al., 2009). A Cordilheira dos Andes limita a bacia Amazônica a oeste e representa a contribuição de coberturas fanerozoicas que fluem para leste até desaguar no oceano Atlântico.

Afluentes da margem direita do rio Amazonas, o rio Tapajós pertence ao sistema de drenagem da bacia do Amazonas. A sua bacia de drenagem está situada na porção sul da Amazônia Central na região central do Brasil entre a bacia do rio Madeira, a leste e a bacia do rio Xingu, a oeste. A bacia de drenagem do rio Tapajós ocupa cerca de 493.000 km<sup>2</sup>, abrangendo os estados do Mato Grosso, Pará, Amazonas e Rondônia (figura 1). Em seu trecho superior engloba os rios Teles Pires e Juruena que, em suas cabeceiras, drenam as bacias sedimentares fanerozoicas Parecis e Alto do Tapajós e os terrenos Pré-Cambrianos das províncias Juruena e Tapajós com idades entre 1,81 Ga e 1,52 Ga e entre 2,03 Ga e 1,88 Ga, respectivamente, de acordo com os modelos de compartimentação geotectônica/geocronológica do Cráton Amazônico (Tassinari e Macambira, 1999; Santos et al., 2006; Cordani et al., 2009).

A área de estudo, delimitada pela zona de ria do rio Tapajós até a desembocadura está inserida dentro da bacia sedimentar do Amazonas correspondente a sequências deposicionais siliciclasticas e químicas paleozoicas em uma faixa estreita na borda com o embasamento cristalino pré-cambriano

e a sequencias siliciclasticas cretáceas da formação Alter-do-Chão, unidade predominante da bacia. (Putzer, 1984; Vasquez e Rosa-Costa, 2008).



**Figura 1-** Mapa de localização da área de estudo, mostrando o trecho de ria situado no baixo curso do rio Tapajós e zona de confluência com rio Amazonas.

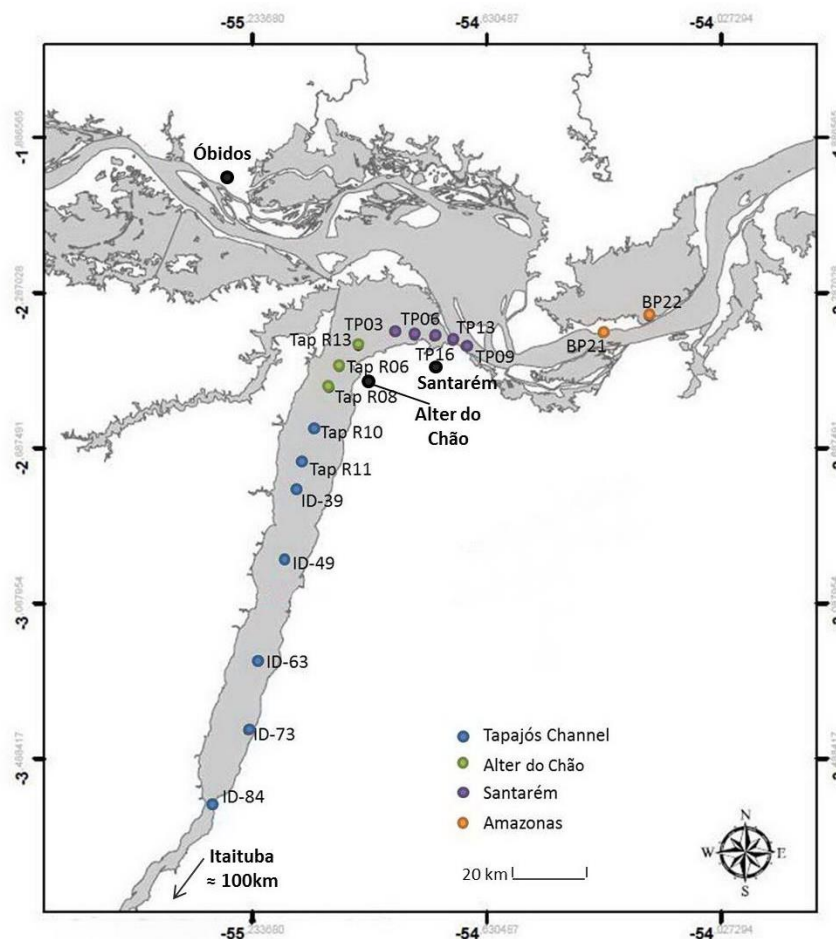
Coberturas detríticas e lateríticas terciárias e aluvionares quaternárias recobrimo as unidades paleozoicas e mesozoicas, completam o quadro geológico da região. Nas proximidades de sua confluência com o rio Amazonas em sua margem leste, os depósitos aluvionares do Holoceno são compostos predominantemente de areia e argila. Esses depósitos representam sedimentos clásticos não consolidados relacionados a planícies aluvionares atuais dos principais cursos d'água, que constituem depósitos de canais e planícies de inundação. (Daemon, 1975)

Em seu baixo curso até a zona de confluência com o rio Amazonas, o rio Tapajós drena solos intemperizados e em virtude do relevo pouco acentuado promove baixa taxa de erosão. Pela sua pequena carga de material em suspensão, o rio Tapajós é considerado um rio de águas claras (Sioli, 1984). Suas águas são límpidas e pouco ácidas, com pH variando entre 4,5 e 7,0, sendo

quimicamente (e biologicamente) heterogêneas em relação aos rios de águas pretas e brancas (Sioli, 1957; Junk, 1984). O rio Amazonas, considerado um rio de águas brancas, tem sua origem em regiões montanhosas da Cordilheira dos Andes carregando elevadas quantidades de material em suspensão e sais dissolvidos provenientes dos Andes e da erosão dos sedimentos encontrados ao longo de suas bacias de drenagem (Stallard e Edmond, 1983; Sioli, 1984; McDaniel et al., 1997).

## 5. Estratégia de amostragem e métodos de investigação

Duas campanhas de campo foram realizadas (novembro de 2012 e junho de 2013), nas quais foram coletadas 18 amostras distribuídas ao longo do baixo curso do rio Tapajós. A área de amostragem, de cerca de 200 km de extensão, compreende o canal principal do rio desde as proximidades do município de Aveiro até a sua desembocadura no rio Amazonas, abrangendo também um trecho do rio Amazonas a jusante da zona de confluência.



**Figura 2** – Pontos de amostragem distribuídos ao longo da área de estudo

As amostras de sedimento de fundo foram coletadas com uma draga de Petersen, que permitiu amostrar sedimentos superficiais com cerca de 10 cm de profundidade. Os sedimentos de fundo

representam uma amostragem de depósitos acumulados ao longo de alguns anos, preservando o material fino da superfície e permitindo desconsiderar variações sazonais. Uma taxa de sedimentação em torno de 3mm/ano no canal do Tapajós pode ser estimada a partir de datação pelo método geocronológico  $^{14}\text{C}$  da coluna de sedimentos lamosos (Irion et al., 2010). A amostragem de uma espessura de 10cm representa, portanto, sedimentos acumulados ao longo de algumas dezenas de anos.

A escolha dos pontos de amostragem visou cobrir a totalidade do canal principal na foz do rio Tapajós até a sua desembocadura no rio Amazonas. Para isso considerou-se 4 zonas distintas (figura 2):

- e) **Setor Canal do Tapajós:** Este setor está situado a cerca de 130 km da confluência, e corresponde à zona mais a montante da área de estudo representada pelo início da foz do rio, próximo à cidade de Aveiro, até o trecho médio do canal do rio Tapajós com 8 amostras de sedimentos de fundo (amostras ID84, ID73, ID-63, ID53, ID49, ID39, Tap. R11, Tap. R10);
- f) **Setor Alter do Chão:** Corresponde à zona mais a jusante do canal do Rio Tapajós, às proximidades da cidade de Alter do Chão com 3 amostras de sedimentos de fundo (amostras Tap.R08, Tap.R06, Tap.R13);
- g) **Setor Santarém:** Corresponde à zona de confluência dos rios Amazonas e Tapajós representada pelas amostras TP03, TP06, TP16, TP13, TP09 e situada ao entorno da cidade de Santarém. Neste setor é possível observar a mistura de águas em superfície;
- h) **Setor Amazonas:** Corresponde a uma porção do rio Amazonas localizada a cerca de 50 km a jusante da confluência com o rio Tapajós representada pelas amostras BP21 e BP22.

As características granulométricas e mineralógicas foram determinadas por difração a laser (Laser Diffraction, SALD 2101-Shimadzu) e de raio-x (X-ray diffractometer *PANalytical - X'Pert PRO MRD*) nos laboratórios de Oceanografia Química e Difração de raio-X do Instituto de Geociências da UFPA, respectivamente. A caracterização textural seguiu a classificação de Sheppard (1954), baseada nos percentuais de areia, silte e argila definidos por Wentworth (1922), utilizando o programa SYSGRAN 3.0. A composição mineralógica da fração total dos sedimentos de fundo foi determinada pelo “método do pó”. A identificação dos difratogramas foi realizada com o auxílio do programa XPERT Highscore 2.1B.

As análises geoquímicas foram realizadas em laboratório comercial (Acmelab/Canadá) para a determinação dos elementos maiores e traço na amostra total que consistiu na dissolução com uma combinação multi-ácida de  $\text{HF-HNO}_3\text{-HClO}_4$ , seguida de  $\text{HCl}$  para a determinação da composição

química total. A concentração de elementos maiores e traços foi determinada por Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS). Os procedimentos analíticos estão disponíveis em [www.acmelab.com](http://www.acmelab.com). Para controle da qualidade analítica, foi utilizado o material de referência STD OREAS45E e foram realizadas análises de branco e de amostra em duplicata (BP-22) para garantir a confiabilidade dos resultados analíticos.

As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do IG/UFPA em amostra total com dissolução completa utilizando uma mistura de  $\text{HNO}_3 + \text{HF}$  seguida de  $\text{HCl}$ , após introdução de um traçador misto  $^{149}\text{Nd}$ - $^{150}\text{Sm}$  (Spike), para a determinação das concentrações de Sm e Nd. Os procedimentos utilizados na separação química de Pb, Sr, Nd e Sm, foram aqueles descritos em Lafon et al. (1993), Bordalo et al. (2007), Krymsky et al. (2007) e Oliveira et al. (2008) com modificações.

A purificação dos elementos Pb, Sr, Nd e Sm foi realizada por cromatografia com resinas de troca iônica (Dowex AG 1x8 200-400 mesh e Eichrom *Sr e Ln*) em colunas de Teflon específicas para separação de cada elemento.

As razões isotópicas dos elementos Sr, Pb, Sm e Nd foram determinadas com um espectrômetro de massa com fonte de ionização de plasma ICP-MS de marca Thermo-Finnigan, modelo Neptune™, conforme descrito em Romero et al. (2013) e Barreto et al. (2013). As soluções de amostras foram previamente diluídas a  $\text{HNO}_3$  a 3% para a leitura no espectrômetro de massa ICP-MS.

Para o chumbo (Pb) foram determinadas as razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . A correção das razões isotópicas do Pb dos efeitos de fracionamento foi realizada segundo uma lei exponencial (Platzner et al., 2001), com uma solução calibrada de Tálcio misturada a amostra.

As razões isotópicas de Sr foram corrigidas internamente dos efeitos da discriminação de massa com a lei exponencial de fracionamento, utilizando o valor de referência da razão  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$  de 0.1194. As interferências isobáricas de Kr sobre as massas 84 e 86 do Sr foram corrigidas com monitoramento do sinal de  $^{82}\text{Kr}$  e  $^{83}\text{Kr}$ , assumindo as abundâncias isotópicas naturais.

Para as análises isotópicas de Sm e Nd, a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  foi normalizada para  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$  para a correção de massa, utilizando a lei exponencial (Russell et al. 1978). A constante de decaimento de  $^{147}\text{Sm}$  usada foi de  $6,54.10^{-12}.\text{ano}^{-1}$ . (Lugmair e Marti 1978)

Os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  foram calculados a partir da seguinte equação:

$$\varepsilon Nd(0) = \left[ \frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{sample}}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}} - 1 \right] \times 10^4$$

onde  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{sample}$  é a razão isotópica medida na amostra e  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}$  representa a razão isotópica de Nd atual ( $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512638$ ) para o CHUR (Chondritic Uniform Reservoir). Os cálculos de idade modelo ( $T_{DM}$ ) foram realizados de acordo com o modelo proposto por DePaolo (1981) para o manto empobrecido ao longo do tempo.

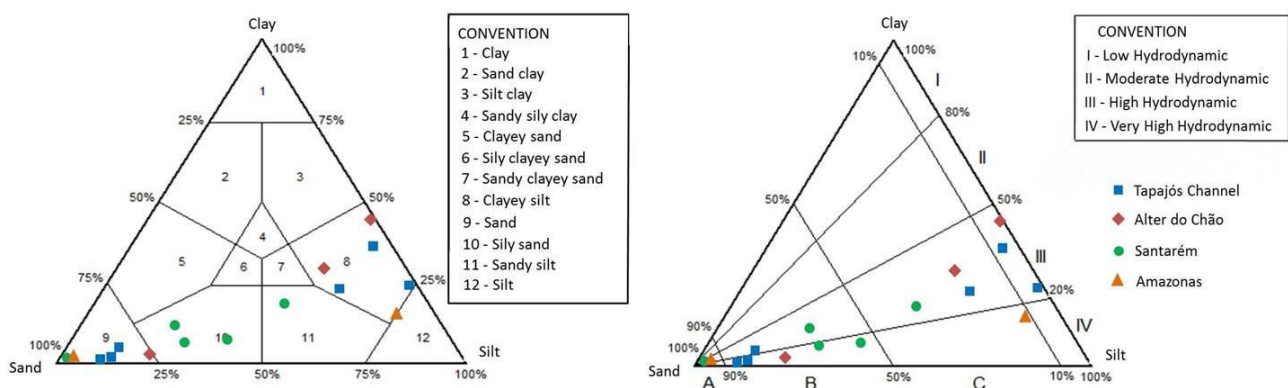
Durante os períodos de análise, a contribuição dos elementos Sr, Pb, Nd e Sm introduzidos durante o protocolo analítico foi monitorada com brancos de química, os quais apresentaram valores inferiores a 0,1% dos teores dos elementos analisados e foram considerados desprezíveis.

A acurácia, precisão e reprodutibilidade das análises isotópicas foram monitoradas pela análise repetida de materiais de referência SRM-981 e SRM-982 para o Pb, SRM-987 para o Sr e BCR-1 e La Jolla para o Nd (Oliveira et al., 2008).

## 6. Resultados

### Composição granulométrica e mineralógica

A análise textural dos sedimentos apontou predominância de areia no canal do Tapajós e em Alter do Chão e silte e argila em trechos intermediários além de alto teor de areia a jusante (tabela 1). No setor de Santarém houve maior concentração de areia, seguidas de amostras silticas a jusante. O setor do Amazonas apresentou padrões texturais distintos com predominância de areia (BP-21) e silte (BP-22) [figura 3].



**Figura 3** – Padrão textural das amostras de sedimentos da área de estudo segundo Shepard (1954) e Pejrup (1988).

**Tabela 1** – Parâmetros granulométricos das amostras de sedimentos de fundo. Classificação textural, tamanho médio do grão segundo Wentworth (1922), percentual de areia, silte e argila e principais constituintes mineralógicos.

Sector	Sample	Mean	Classification	% Sand	% Silt	% Clay	Minerals
Canal do Tapajós	ID84	2,05	Fine sand	88,51	10,28	1,205	Qtz Kln,
	ID73	2,31	Fine sand	86,91	11,37	1,723	Qtz Kln,
	ID63	3,00	Very fine sand	82,43	13,19	4,374	Qtz Kln, Mca
	ID49	6,23	Fine silt	18,64	57,95	23,41	Qtz Kln, Mca
	ID39	6,90	Fine silt	1,42	73,74	24,83	Qtz Kln, Mca
	TAP R11	7,45	Very fine silt	3,442	59,44	37,11	Qtz Kln, Mca
	TAP R10	2,89	Fine sand	79,64	18,13	2,229	Qtz Kln, Mca
Alter do Chão	TAP R08	3,23	Very fine sand	76,55	20,07	3,375	Qtz Kln, Mca
	TAP R06	7,88	Very fine silt	≈ 0	56,14	43,86	Qtz Kln, Mca
	TAP R13	6,48	Fine silt	19,56	51,6	28,84	Qtz Kln, Mca, Fsp, Sme
Santarém	TP03	5,45	Medium silt	35,07	46,99	17,94	Qtz Kln, Mca, Fsp, Sme
	TP06	3,81	Very fine sand	65,79	27,97	6,241	Qtz Kln, Mca, Fsp, Sme
	TP16	3,86	Very fine sand	65,42	22,3	12,28	Qtz Kln, Mca
	TP13	4,14	Coarse silt	54,91	38,59	6,505	Qtz Kln, Mca, Fsp, Sme
	TP09	1,43	Medium sand	≈ 100	≈ 0	≈ 0	Qtz Kln, Mca, Fsp, Sme
Amazonas	BP21	1,93	Medium sand	≈ 100	≈ 0	≈ 0	Qtz Kln, Mca, Fsp, Sme
	BP22	6,00	Fine silt	10,23	75,66	14,1	Qtz Kln, Mca, Fsp, Sme

A paragênese mineral das amostras evidenciou caulinita, micas e quartzo nas amostras do canal do Tapajós e de Alter do Chão. A última amostra do setor de Alter do Chão (amostra Tap.R13) e as amostras dos setores Santarém e Amazonas, apresentam esmectita e feldspatos, além de quartzo, caulinita e micas (tabela 1).

### Geoquímica elementar

As concentrações de elementos maiores e traços estão apresentadas de montante a jusante no rio Tapajós (tabela 2). Para CaO, Na<sub>2</sub>O, MgO, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> foi observado um padrão de comportamento constante para as amostras dos setores Canal do Tapajós e Alter do Chão, e heterogêneo nos setores Santarém e Amazonas. Em particular, CaO, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O, considerando sua maior mobilidade, além do MgO, apresentaram concentrações mais elevadas nos setores Santarém e Amazonas (figura 3a).



**Tabela 2** – Concentração de elementos maiores de traço analisados distribuídos ao longo do curso do rio Tapajós e separado por setores.

	Canal do Tapajós							Alter do Chão			Santarém					Amazonas		
	ID-84	ID-73	ID-63	ID-49	ID-39	TAP. R11	TAP. R10	TAP. R08	TAP. R06	TP-13	TP.03	TP-06	TP-16	TAP. R13	TP-09	BP-21	BP-22	BP-22 R
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,71	1,97	3,63	10,86	12,72	12,18	13,44	14,06	13,69	18,50	13,32	9,52	19,70	9,66	5,54	5,89	11,12	-
<b>CaO</b>	0,07	0,04	0,08	0,12	0,14	0,08	0,11	0,18	0,14	0,21	0,35	0,74	0,12	0,77	0,68	0,92	0,50	-
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,13	0,04	0,06	0,25	0,25	0,27	0,28	0,31	0,31	0,33	0,27	0,19	0,43	0,21	0,12	0,14	0,24	-
<b>MgO</b>	0,18	0,06	0,13	0,29	0,34	0,28	0,28	0,29	0,28	0,36	0,64	1,01	0,09	1,19	0,49	0,66	1,26	-
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,49	0,23	0,37	0,73	0,73	0,75	0,68	0,63	0,63	0,60	0,61	0,61	0,14	0,67	0,34	0,39	0,66	-
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17,49	5,59	10,69	45,9	39,28	52,39	52,66	50,28	55,45	49,56	38,83	22,36	6,61	22,17	12,95	15,14	26,93	-
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,06	0,07	0,17	0,08	0,10	0,05	0,05	0,04	0,04	0,09	1,16	2,46	0,29	2,24	2,36	2,66	1,98	-
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,32	0,91	1,71	2,31	2,31	2,28	2,19	2,24	2,07	2,21	3,27	4,29	0,53	4,36	3,39	3,27	5,49	-
<b>CIA</b>	99,25	97,98	97,63	99,54	99,37	99,74	99,69	99,54	99,66	99,37	96,25	87,44	94,02	88,04	80,93	80,86	91,52	
<b>Sc</b>	5,5	2	3,7	10,6	12,1	12,1	11,7	10,9	11,7	12,8	10,8	10,4	3	10,8	4,9	6	12,1	12,4
<b>V</b>	36	13	23	65	65	74	72	74	76	82	85	87	70	94	45	52	114	116
<b>Cr</b>	28	12	23	54	55	57	61	59	64	61	60	55	21	60	26	27	75	69
<b>Co</b>	12,5	4,6	8,5	19,2	20,9	19,6	20,6	23	19,2	26,6	17,7	14,9	17,9	15,7	8,7	9,3	20	19,9
<b>Ni</b>	11,4	4,6	7,4	24	20,7	25,7	25,6	27,3	27	27,4	27,2	25,3	13	28,5	16	16,5	33,5	31,6
<b>Cu</b>	9,03	3,81	6,48	16,33	15,29	18,1	18	18,56	18,55	17,47	18,45	20,9	3,98	22,67	6,84	8,72	29,18	28,48
<b>Zn</b>	66,9	23,3	45,3	100,4	78,6	101,7	99,4	109,1	99,8	132,6	103,2	85,3	88	86,8	48,8	51,1	108,6	107,9
<b>Y</b>	16,3	7,4	14,4	20,2	27,2	18,1	15	18,9	14,9	19,9	15,1	13,2	12,3	13,3	8,8	9,2	12	12,7
<b>Rb</b>	34,9	18,3	33,7	58,8	66	60,1	49,1	53,3	47,1	53	66,1	87,9	12,9	86,4	60,5	58,9	103	108,5
<b>Sr</b>	20	11	26	34	40	32	29	30	29	35	64	117	18	123	110	129	104	106
<b>Pb</b>	23,38	9,06	19,37	41,57	41,68	42,02	42,2	42,59	42,92	43,53	31,91	18,89	16,07	18,62	13,65	10,64	22,52	21,79
<b>Zr</b>	175	153,1	171,3	183,6	181,6	159	131,8	132	121,8	125,2	95,2	63,5	35,7	65,2	25,1	28,9	65,5	68,8
<b>Nb</b>	12,12	5,38	8,56	21,69	19,27	21,62	18,97	17,81	17,8	16,95	15,26	13,22	3,61	13,52	7,35	8,26	15,57	15,19
<b>Li</b>	15,3	6,1	9,6	26,7	27,2	30,4	32,6	32,2	36,2	35	40,5	42,3	5,2	43,2	22,5	22,5	64,1	61,4
<b>Th</b>	9,7	4,5	9,2	15,8	20,9	15	12,8	14,5	13,9	14,2	11,3	9,5	5,4	9,5	4,8	6	8,6	9,4
<b>U</b>	2,5	1,1	1,9	3,8	4,0	3,7	3,5	3,4	3,4	3,3	2,6	2,1	1,3	2,0	0,9	1,0	2,2	2,2
<b>Hf</b>	5,35	4,24	4,98	6,04	5,33	4,99	4,16	4,03	3,82	4,08	3,07	2,00	1,07	1,92	0,74	0,86	1,92	1,88
<b>La</b>	23,3	12,1	25,8	31,2	49,3	26,1	21,4	30,2	21	29,6	27,2	28,7	16,4	28,1	20,1	24,1	22,4	23,7
<b>Ce</b>	49,76	24,38	54,3	68,65	113,8	57,27	49,12	65,44	47,54	67,7	59,96	62,41	43,3	59,91	45,16	49,11	55,33	55,07
<b>Nd</b>	27,4	11,8	21,5	36,7	49,4	32,9	27,7	34,7	28,2	39,1	32,5	33,8	18,9	33,1	22,2	25	27,7	28,7
<b>Sm</b>	4,8	1,8	3,4	6,8	8,2	6,3	5,7	6,9	5,3	7	6,2	6,5	3,9	6	4,6	4,8	5,9	6,0
<b>Eu</b>	0,8	0,4	0,7	1,1	1,7	1,1	0,9	1,2	0,8	1,3	1,1	1	0,6	1	0,8	0,8	0,9	0,9
<b>Gd</b>	4	1,7	2,6	5,3	6,4	5,1	4,1	5,9	4,5	5,8	5,4	5,1	3,1	4,7	2,9	3,2	4,2	4,5
<b>Tb</b>	0,6	0,2	0,5	0,8	1,1	0,8	0,6	0,8	0,7	0,9	0,7	0,6	0,5	0,6	0,4	0,4	0,5	0,5
<b>Tm</b>	0,3	0,1	0,2	0,4	0,5	0,4	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2
<b>Yb</b>	2,2	1	1,4	2,9	2,9	2,8	2,4	2,8	2,3	3	2,1	1,6	1,6	1,6	0,9	1	1,8	1,7
<b>Lu</b>	0,3	0,1	0,3	0,4	0,6	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2	<0,1	0,1	0,2	0,2
<b>Cr/V</b>	0,78	0,92	1,00	0,83	0,85	0,77	0,85	0,797	0,842	0,743	0,705	0,632	0,300	0,638	0,577	0,519	0,657	ND
<b>Y/Ni</b>	1,43	1,61	1,95	0,841	1,314	0,704	0,585	0,692	0,551	0,726	0,555	0,521	0,946	0,466	0,55	0,557	0,358	ND
<b>La/Sm</b>	4,85	6,72	7,59	4,588	6,012	4,142	3,754	4,376	3,962	4,228	4,387	4,415	4,205	4,683	4,369	5,020	3,796	ND
<b>Yb/Sm</b>	0,46	0,56	0,41	0,426	0,353	0,444	0,421	0,405	0,433	0,428	0,338	0,246	0,410	0,266	0,195	0,208	0,305	ND
<b>Rb/Sr</b>	1,75	1,66	1,30	1,73	1,65	1,88	1,69	1,78	1,62	1,51	1,03	0,75	0,72	0,70	0,55	0,46	0,99	ND

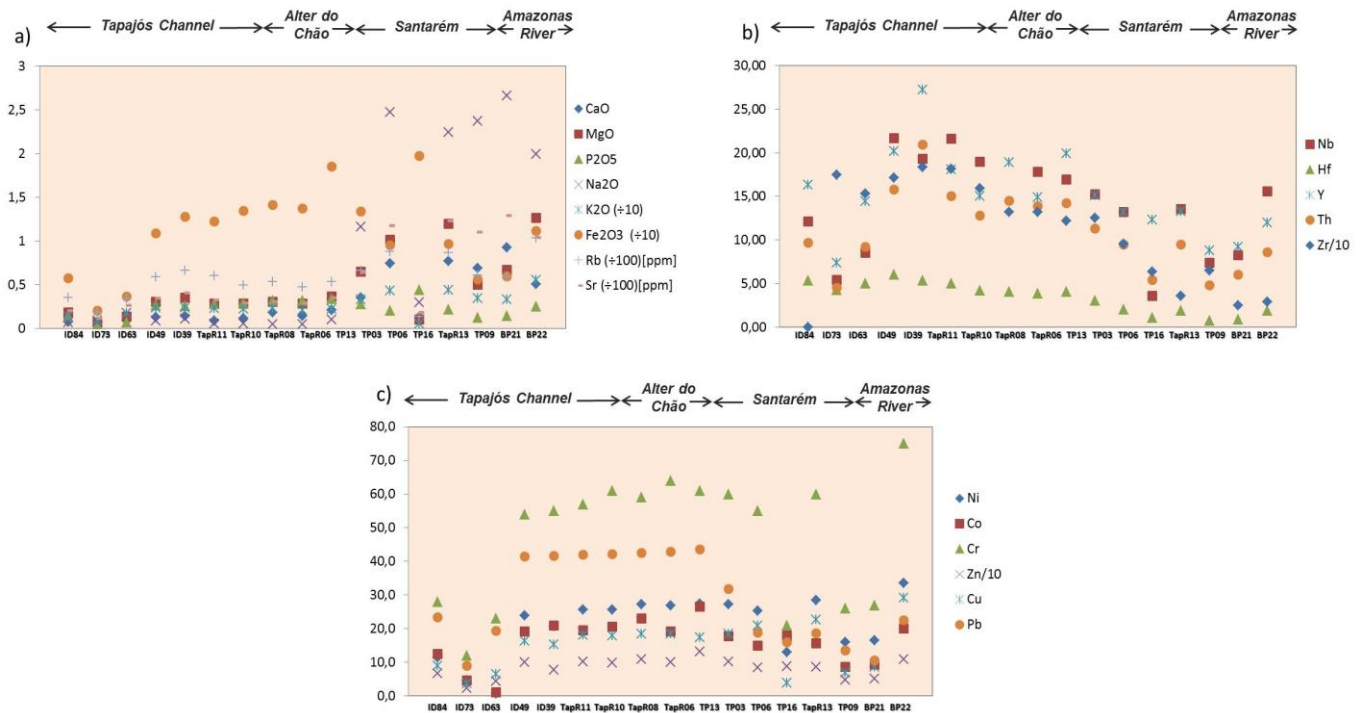
Os elementos Rb e Sr apresentaram concentrações constantes nos setores Canal do Tapajós e Alter do Chão e valores variáveis e ligeiramente mais elevados na região de confluência com o Amazonas (figura 4a). O Sr mostrou variações expressivas com concentrações de até 129 ppm nos setores de Santarém e Amazonas em contraste com os setores do Canal do Tapajós e Alter do Chão que apresentaram valores variando entre 2 e 40 ppm.

Os elementos traço Nb, Hf, Y, Th, Zr, de menor mobilidade, apresentaram comportamento distinto, com teores decrescentes a jusante. Os teores de Zr e Hf apresentaram diminuição com valores entre 183 e 121 ppm e entre 6,4 e 3,8 ppm respectivamente no canal do Tapajós e Alter do Chão. Nos



setores de Santarém e Amazonas as concentrações de Zr e Hf foram bem menores ( $25\text{ppm} < \text{Zr} < 95\text{ppm}$  e  $0,74 < \text{Hf} < 3,1 \text{ ppm}$ ) [figura 4b].

O Pb assim como os metais traço Cu, Ni, Co, Cr e Zn também mostraram teores constantes no canal do rio Tapajós com diminuição na zona de confluência apresentando variações pequenas sem grandes contrastes entre os outros setores (figura 4c).



**Figura 4** – Distribuição de elementos maiores e traço ao longo da área de estudo.

Em todos os diagramas a amostra TP-16 (setor de Santarém), apresentou comportamento distinto com concentrações mais baixas para a maioria dos elementos maiores e traços em relação as outras amostras deste mesmo setor, e ausência de esmectita e feldspato. As amostras ID84, ID73 e ID63 (canal do Tapajós) apresentam teores mais baixos de elementos maiores e traço em relação as demais amostras e composição textural com alto percentual de areia, sugerindo um empobrecimento geoquímico devido a sua granulometria e diluição pela abundancia de quartzo.

#### Assinaturas isotópicas de Pb-Sr-Nd

As razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  variaram entre 18,69 e 20,02 e as razões  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  apresentaram variações entre 15,65 e 15,90 e 38,64 e 39,85 respectivamente (tabela 3). Nos setores Canal do Tapajós e Alter do Chão os sedimentos apresentaram razões isotópicas de Pb ( $19,67 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 20,02$ ;  $15,87 < ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15,90$ ;  $39,65 < ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 39,86$ ) distintas e mais

radiogênicas que as razões dos sedimentos do setor Amazonas ( $18,84 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 18,94$ ;  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} \approx 15,67$ ;  $38,87 < {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 39,01$ ). No setor Santarém, variações maiores, com valores intermediários entre os outros setores foram encontrados ( $18,69 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 19,53$ ;  $15,65 < {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 15,83$ ;  $38,64 < {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 39,54$ ). Nos diagramas  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  vs.  ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  e  ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  vs.  ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  (figura 5), é possível separar dois grupos claramente distintos. O primeiro grupo é formado pelos sedimentos dos setores Canal do Tapajós e Alter do Chão. O segundo grupo inclui as duas amostras do setor Amazonas junto com amostras de outras partes do rio Amazonas (McDaniel et al. 1997, Millot et al. 2004) e parte das amostras do setor Santarém. Entre os dois grupos as amostras TP.03 e TP16 do setor Santarém se destacam em posição intermediária.

**Tabela 3** – Razões isotópicas Pb–Pb dos sedimentos de fundo ao longo do rio Tapajós.

Sector	Sample	${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$
Canal do Tapajós	<b>ID-84</b>	19,784	0,003	15,867	0,003	39,652	0,01
	<b>ID-73</b>	20,016	0,004	15,897	0,003	39,666	0,009
	<b>ID-49</b>	19,809	0,002	15,897	0,002	39,750	0,005
	<b>Tap. R11</b>	19,820	0,003	15,905	0,003	39,774	0,011
	<b>Tap. R10</b>	19,796	0,001	15,901	0,002	39,778	0,005
Alter do Chão	<b>Tap. R08</b>	19,750	0,002	15,889	0,002	39,736	0,006
	<b>Tap. R06</b>	19,846	0,002	15,912	0,002	39,855	0,006
	<b>Tap. R13</b>	19,671	0,003	15,873	0,002	39,670	0,007
Santarém	<b>TP.03</b>	19,528	0,002	15,833	0,002	39,538	0,006
	<b>TP.06</b>	19,020	0,001	15,692	0,001	39,054	0,005
	<b>TP.16</b>	19,394	0,003	15,793	0,003	39,320	0,007
	<b>TP.13</b>	19,022	0,007	15,685	0,006	39,103	0,014
	<b>TP.09</b>	18,691	0,004	15,649	0,004	38,635	0,011
Amazonas	<b>BP.21</b>	18,841	0,004	15,667	0,004	38,868	0,009
	<b>BP.22</b>	18,939	0,004	15,669	0,003	39,007	0,009

As razões  ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$  das amostras dos setores Canal do Tapajós e Alter do Chão apresentaram valores muito radiogênicos, variando dentro de um mesmo intervalo entre 0,7751 e 0,8024. No setor Santarém, as razões isotópicas  ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$  são menos radiogênicas e variam entre 0,7131 e 0,7322. As duas amostras do rio Amazonas apresentaram composições isotópicas de 0,7123 e 0,7182 que se sobrepõem aos valores menos radiogênicas do setor de Santarém (tabela 4).

As razões  ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$  também apresentaram valores similares entre os setores Canal do Tapajós ( $0,51155 < {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} < 0,51166$ ;  $-21,1 < \epsilon_{\text{Nd}(0)} < -18,9$ ) e Alter do Chão ( $0,51163 < {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} < 0,51184$ ;  $-19,5 < \epsilon_{\text{Nd}(0)} < -15,4$ ), definindo intervalos que praticamente se sobrepõem. As amostras

do setor Santarém apresentaram uma assinatura isotópica mais radiogênica, apesar de alguma sobreposição com as amostras mais radiogênicas dos setores anteriores ( $0,51180 < {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} < 0,51214$ ;  $-16,2 < \epsilon_{\text{Nd}(0)} < -9,6$ ). A amostra do rio Amazonas apresentou o valor mais radiogênico com  $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$  menos negativo ( ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = 0,51217$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = -9,1$ ), similar à amostra mais radiogênica do setor de Santarém. As idades modelos mais baixas são encontradas em amostras do setor de Santarém ( $T_{\text{DM}} = 1,40$  Ga) e na amostra do rio Amazonas ( $T_{\text{DM}} = 1,35$  Ga), enquanto que idades modelo mais antiga de até 2,25 Ga são encontradas em amostras no canal do Tapajós (tabela 4).

**Tabela 4** – Composições isotópicas Nd, Sr,  $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$  e  $T_{\text{DM}}$  (Ga) obtidos ao longo da área de estudo.

Sector	Sample	Nd ( $\mu\text{g/g}$ )	Sm ( $\mu\text{g/g}$ )	Sm/Nd	${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{(0)}$	$T_{\text{DM}}$ (Ga)	Sr ( $\mu\text{g/g}$ )	${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
Canal do Tapajós	ID-84	27,4	4,8	0,175	ND	ND	ND	ND	ND	ND	20	0,78258	0,00003
	ID-73	11,8	1,8	0,153	0,1137	0,00524	0,511668	0,000058	-18,9	2,10	11	0,77869	0,00008
	ID-49	36,7	6,8	0,185	0,1011	0,00743	0,511653	0,000019	-19,2	1,88	34	0,79265	0,00003
	Tap. R11	32,9	6,3	0,191	0,1125	0,00309	0,511553	0,000073	-21,1	2,25	32	0,80237	0,00005
	Tap. R10	27,7	5,7	0,206	0,1011	0,00079	0,511625	0,000010	-19,8	1,92	29	0,79615	0,00013
Alter do Chão	Tap. R08	34,7	6,9	0,199	0,0999	0,00712	0,511849	0,000034	-15,4	1,60	30	0,79933	0,00019
	Tap. R06	28,2	5,3	0,188	0,1037	0,00063	0,511638	0,000013	-19,5	1,95	29	0,79544	0,00004
	Tap. R13	39,1	7,0	0,179	0,1043	0,00039	0,511671	0,000006	-18,9	1,91	35	0,77507	0,00002
Santarém	TP.03	32,5	6,2	0,191	ND	ND	ND	ND	ND	ND	64	0,73216	0,00004
	TP.06	33,8	6,5	0,192	0,1069	0,00169	0,512061	0,000034	-11,2	1,40	117	0,71699	0,00003
	TP.16	18,9	3,9	0,206	0,1287	0,00017	0,511804	0,000005	-16,2	2,23	18	0,72222	0,00005
	TP.13	33,1	6,0	0,181	0,1165	0,00364	0,511969	0,000036	-13,0	1,68	123	0,71639	0,00001
	TP.09	22,2	4,6	0,207	0,1163	0,00077	0,512147	0,000017	-9,6	1,40	110	0,71310	0,00002
Amazonas	BP.21	25,0	4,8	0,192	0,1153	0,00037	0,512172	0,000007	-9,1	1,35	129	0,71233	0,00003
	BP.22	27,7	5,9	0,213	ND	ND	ND	ND	ND	ND	104	0,71824	0,00024

## 7. Discussão

### *Hidrodinâmica e evidências de mistura*

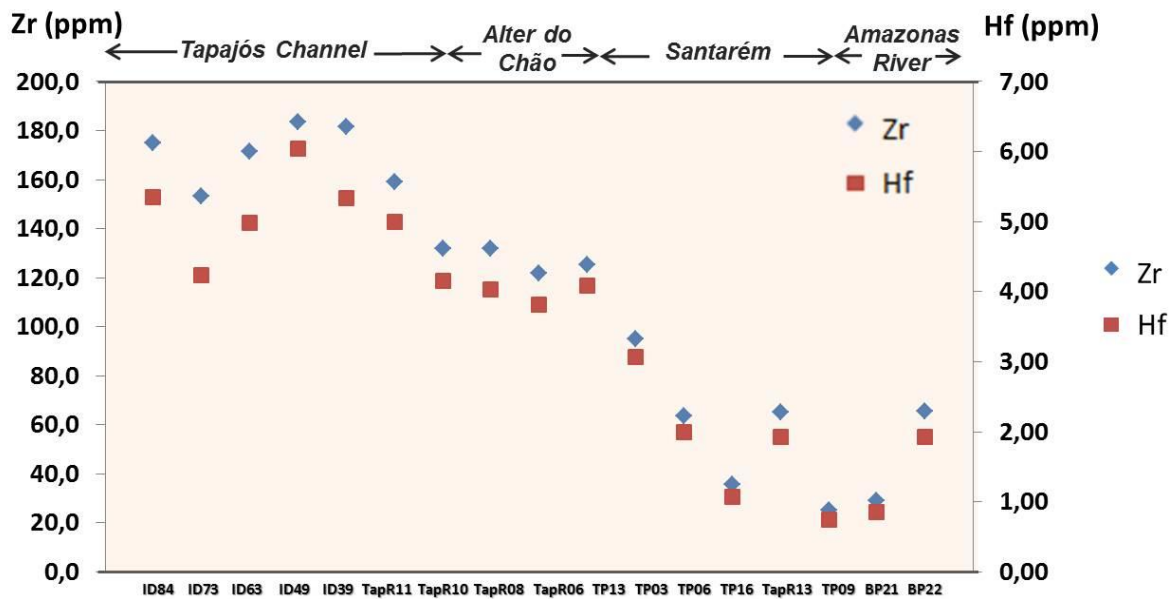
A composição mineralógica básica (quartzo, caulinita e micas) das amostras dos setores Canal do Tapajós e Alter do Chão é similar à mineralogia típica encontrada nos tributários do rio Amazonas por Guyot et al. (2007). Constata-se uma mudança de mineralogia a partir da última amostra do setor Alter do Chão (TAP. R13) com uma paragênese que inclui feldspato e esmectita, similar à composição mineralógica das amostras do rio Amazonas e compatível com a composição mineralógica típica descrita por Guyot et al. (2007), sobretudo com a presença de esmectita. Isto pode ser um bom indicador de uma provável influência do rio Amazonas nos sedimentos de fundo do setor de Santarém, porém limitado a este setor de confluência, sem penetrar adentro do canal do rio Tapajós.

Os teores dos elementos maiores e traços apresentaram padrão de comportamento similar com variações expressivas na zona de confluência com o rio Amazonas, que corroboram com mudanças

nas condições hidrodinâmicas entre o setor Santarém e os setores Canal do Tapajós e Alter do Chão. Nesses últimos setores as concentrações mantiveram-se mais constante ao longo do curso do rio.

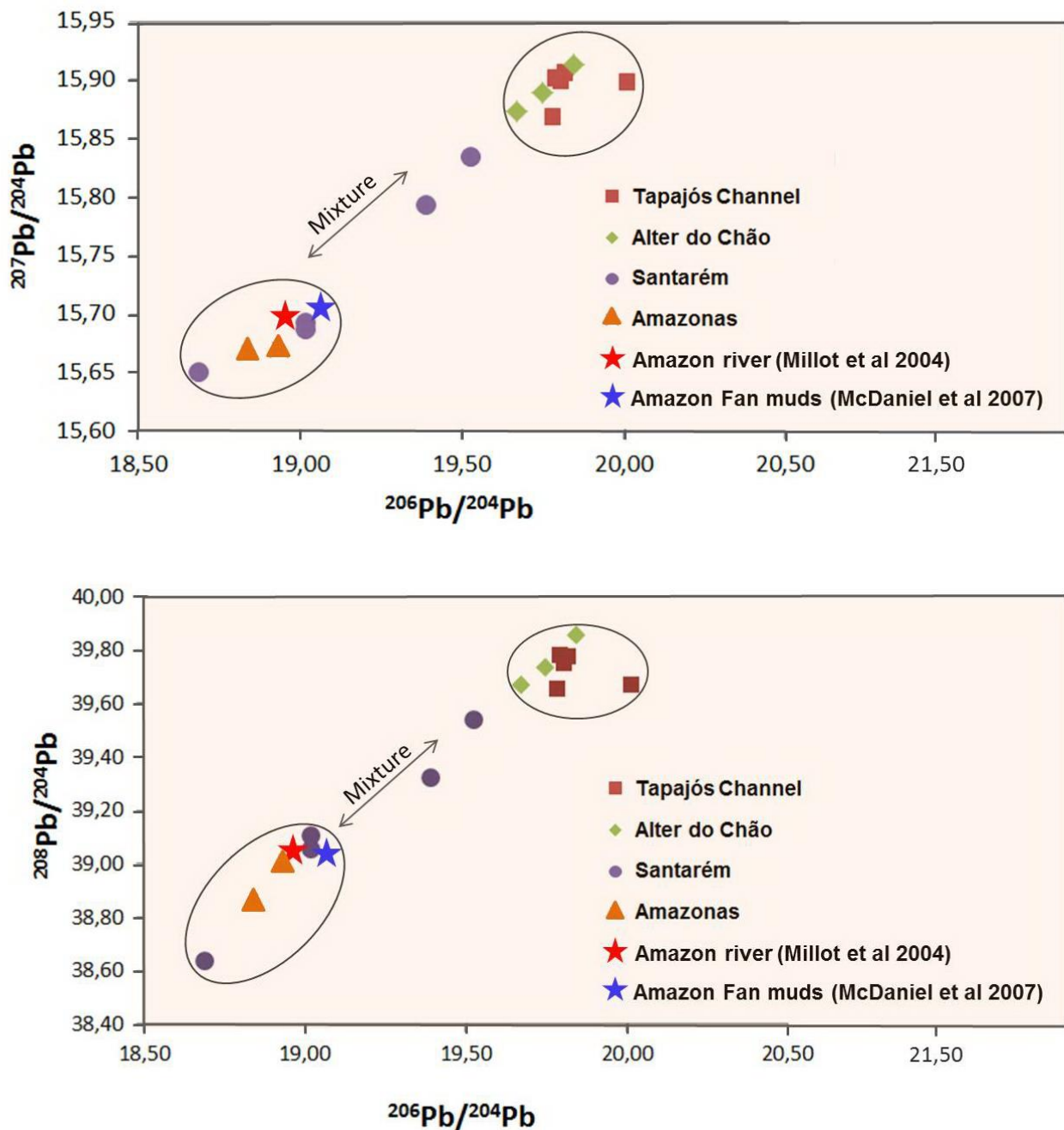
Apesar das variações texturais nos sedimentos (figuras 3 e 4), os teores de elementos maiores e traços apresentaram-se homogêneos no Canal do Tapajós e setor Alter do Chão. No setor Santarém e no rio Amazonas, as variações mais amplas dos teores de alguns elementos maiores (Ca, Na, K e Mg) e traços (Rb e Sr) apontam para um regime hidrodinâmico mais complexo com interação maior com o rio Amazonas. O índice CIA (*Chemical Index Alteration*), que estabelece a intensidade do intemperismo na fonte dos sedimentos (Nesbitt e Young 1984), demonstra que os sedimentos dos setores Canal do Tapajós e Alter do Chão ( $97,63 < CIA < 99,69$ ) são quimicamente mais maduros que dos setores Santarém e Amazonas ( $80,69 < CIA < 96,25$ ).

Os elementos Zr e Hf, que possuem baixa mobilidade e tendem a se preservar na composição do sedimento, apresentaram um padrão linear e decrescente de seus teores, similar para esses dois elementos. Este comportamento indica um controle pela presença do zircão, principal mineral de Hf e Zr em rochas félsicas e que geralmente é conservado como mineral detrítico, resistente ao intemperismo, sendo diretamente responsável pelos teores destes elementos nos sedimentos arenosos (Garçon et al., 2014). Por ser um mineral pesado ( $d > 4$ ) o zircão tende a se depositar quando a energia do rio diminui. O alargamento do rio Tapajós para formar o canal deve provocar uma diminuição expressiva da descarga do rio (figura 2 e 6). Essa mudança deve proporcionar a deposição dos cristais de zircão justificando os altos teores de Hf e Zr encontrados nos sedimentos do Setor Canal do Tapajós. Os teores mais baixos encontrados nas amostras dos outros setores indicam que grande parte dos cristais de zircão transportados pelo rio Tapajós já se depositou e sugerem um forte controle dos teores desses elementos nos sedimentos pela hidrodinâmica ao longo do Canal do Tapajós.



**Figura 5** – Distribuição das concentrações de Zr e Hf ao longo do rio Tapajós.

As composições isotópicas de Pb evidenciaram padrões distintos entre os diferentes setores estudados que indicam rochas fontes distintas para os sedimentos de fundo. Nos diagramas isotópicos  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (figura 6) as amostras do setores Canal do Tapajós e Alter do Chão definem um grupo relativamente homogêneo com altas razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  distintas das razões do grupo formado pelas amostras do rio Amazonas obtidas nesse trabalho e em trabalhos anteriores (McDaniel et al. 1998; Millot et al., 2004) com composição isotópica menos radiogênica. As amostras do setor Santarém com grande variação de assinatura isotópica, desde valores similares à das amostras do rio Amazonas até valores intermediários entre essas últimas amostras e aquelas dos setores Canal do Tapajós - Alter do Chão retratam processos de mistura dos sedimentos dos dois rios próximo à zona de confluência e indicam que o aporte do rio Amazonas se limita ao setor Santarém.



**Figura 6-** Diagramas isotópicos Pb-Pb para os sedimentos de fundo. (A): diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . (B): diagrama  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ .

Os dados isotópicos de Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) também discriminaram um grupo com razões mais radiogênicas e com concentrações menores de Sr nos setores Canal do Tapajós e Alter do Chão ( $11 \text{ ppm} < \text{Sr} < 40 \text{ ppm}$ ;  $0,778 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,802$ ), em contraste com os valores obtidos para as amostras do rio Amazonas ( $104 \text{ ppm} < \text{Sr} < 129 \text{ ppm}$ ;  $0,712 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,718$ ). As amostras do setor Santarém evidenciaram assinaturas isotópicas similares à das amostras do rio Amazonas ou intermediárias com aquelas obtidas nos setores do canal do Tapajós e Alter do Chão ( $0,713$

$<^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,732$ ). Esse comportamento novamente sugere uma mistura entre sedimentos dos rios Tapajós e Amazonas no setor Santarém, com predominância dos sedimentos do rio Amazonas.

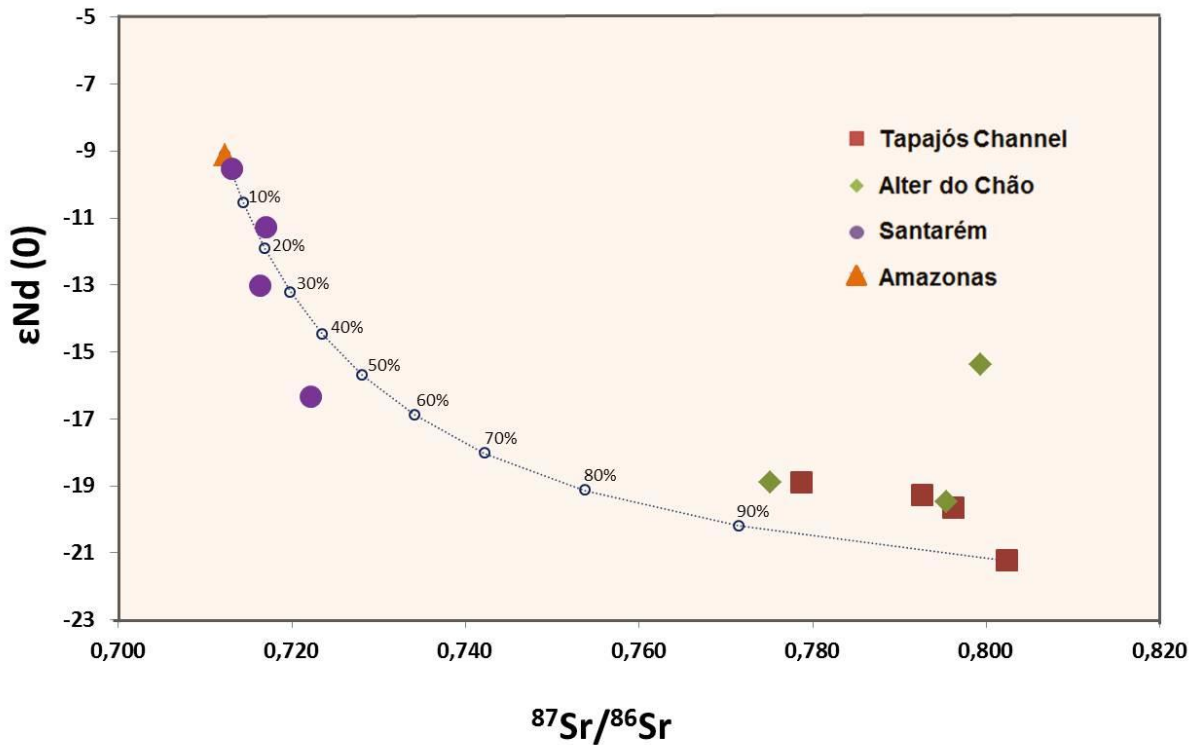
Os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$  e as idades modelos  $T_{\text{DM}}$  também sustentam a existência de uma mistura entre sedimentos do rio Amazonas ( $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = -9,1$ ;  $T_{\text{DM}} = 1,35$ ) e do rio Tapajós no setor Santarém ( $-16,2 < \epsilon_{\text{Nd}(0)} < -9,6$ ;  $1,40 < T_{\text{DM}} < 2,23$ ) enquanto não há modificação significativa desse parâmetro nos sedimentos dos setores do Canal do Tapajós ( $-21,1 < \epsilon_{\text{Nd}(0)} < -19,2$ ;  $1,88 < T_{\text{DM}} < 2,25$ ) e Alter do Chão ( $-19,5 < \epsilon_{\text{Nd}(0)} < -15,4$ ;  $1,60 < T_{\text{DM}} < 1,95$ ).

Os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$  associados a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  assim como os dados isotópicos de Pb permitam distinguir dois “end-members” constituídos pelos sedimentos dos setores Canal do Tapajós – Alter do Chão e pelos sedimentos do Rio Amazonas, respectivamente, e identificar uma zona de mistura desses sedimentos, limitada ao setor de Santarém, com assinaturas isotópicas intermediárias.

Na tentativa de quantificar os processos de mistura na área de confluência, um modelo de mistura foi aplicado entre dois componentes com concentrações de Nd e Sr e assinaturas isotópicas  $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  distintas, geralmente utilizado para evidenciar processos de mistura ou de assimilação/contaminação em rochas magmáticas (Faure e Mensing 2005; Allègre 2008). Adotou-se como “end-member” representativo do rio Tapajós a amostra Tap R11, localizada no setor do canal do Tapajós com valores de  $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mais baixo e mais radiogênico, respectivamente ( $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = -21,22$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,8024$ ,  $\text{Nd}_{\text{ppm}} = 6,3$ ;  $\text{Sr}_{\text{ppm}} = 32$ ) e a amostra BP-21 do rio Amazonas como outro “end-member”, com valores de  $-9,1$  e  $0,7123$  para  $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , respectivamente ( $\text{Nd}_{\text{ppm}} = 4,8$ ;  $\text{Sr}_{\text{ppm}} = 129$ ). No diagrama  $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , a curva teórica de mistura entre os dois componentes é representada por uma hipérbole graduada de acordo com a percentagem de cada componente e cuja trajetória depende da relação  $(\text{Sr}_{\text{ppm}}/\text{Nd}_{\text{ppm}})_{\text{componente A}}/(\text{Sr}_{\text{ppm}}/\text{Nd}_{\text{ppm}})_{\text{componente B}}$  (figura 7). Os pontos representativos das amostras não são perfeitamente posicionados na curva de mistura, o que provavelmente retrata as heterogeneidades composicionais dos sedimentos em relação a rochas magmáticas. Entretanto os pontos correspondentes às amostras do setor Santarém sugerem uma mistura na qual predominam sedimentos do rio Amazonas com percentagem de, no mínimo, 50%).

Em suma, as assinaturas isotópicas Sr-Nd-Pb e os dados geoquímicos indicam que o aporte de sedimentos do rio Amazonas em relação ao rio Tapajós é restrito a zona de confluência, mais especificamente ao setor Santarém. Os sedimentos lamosos no Canal do rio Tapajós não têm

contribuição de sedimentos do rio Amazonas. A deposição desses sedimentos lamosos na ria do rio Tapajós é provavelmente ligada à influência do rio Amazonas e efeitos de maré como regulador na dinâmica desta área, como proposto por Irion et al. (2010) e Freitas et al. (2014).



**Figura 7** - Diagrama isotópico  $\epsilon_{Nd(0)}$  vs.  $^{87}Sr/^{86}Sr$  para os sedimentos de fundo

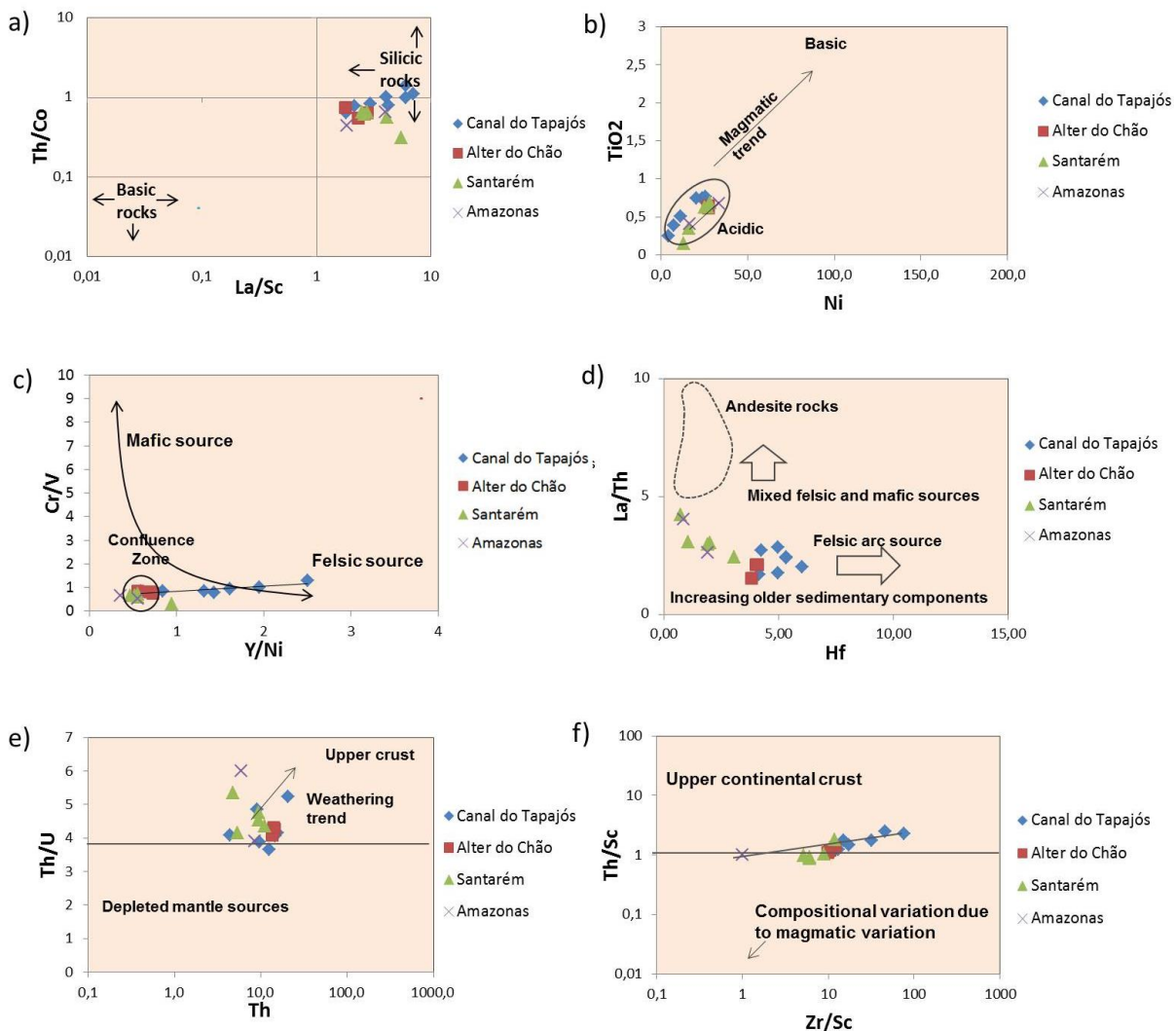
### Proveniência dos sedimentos

As características geoquímicas e isotópicas dos sedimentos de fundo dos rios Tapajós e Amazonas apresentam diferenças significativas que retratam as diferenças de idade e de natureza das unidades geológicas das quais foram originados.

Os diagramas Th/Co vs. La/Sc (Floyd e Leveridge, 1987) e Cr/V vs. Y/Ni (McLennan et al., 1993) permitiram evidenciar fontes predominantemente constituídas por rochas félsicas para todas as amostras (figura 8a e 8b). Os diagramas Cr/V vs. Y/Ni e La/Th vs. Hf (Cullers, 2002) confirmaram esse quadro com uma assinatura de de material félsico bem mais acentuada nas amostras do setor Canal do Tapajós. No segundo diagrama as amostras dos setores Alter do Chão e Canal do Tapajós evoluem em direção aos componentes sedimentares mais antigos (figura 8c e 8d). As amostras dos setores Santarém e Amazonas mostram uma tendência em direção de fontes mistas félsicas e máficas. Os diagramas Th/U vs. Th e Th/Sc vs. Zr/Sc (McLennan et al. 1993) indicam fontes da crosta continental superior (figura 8e e 8f). No diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc as amostras também evidenciam um “trend” possivelmente relacionado a presença do zircão que desloca os pontos do

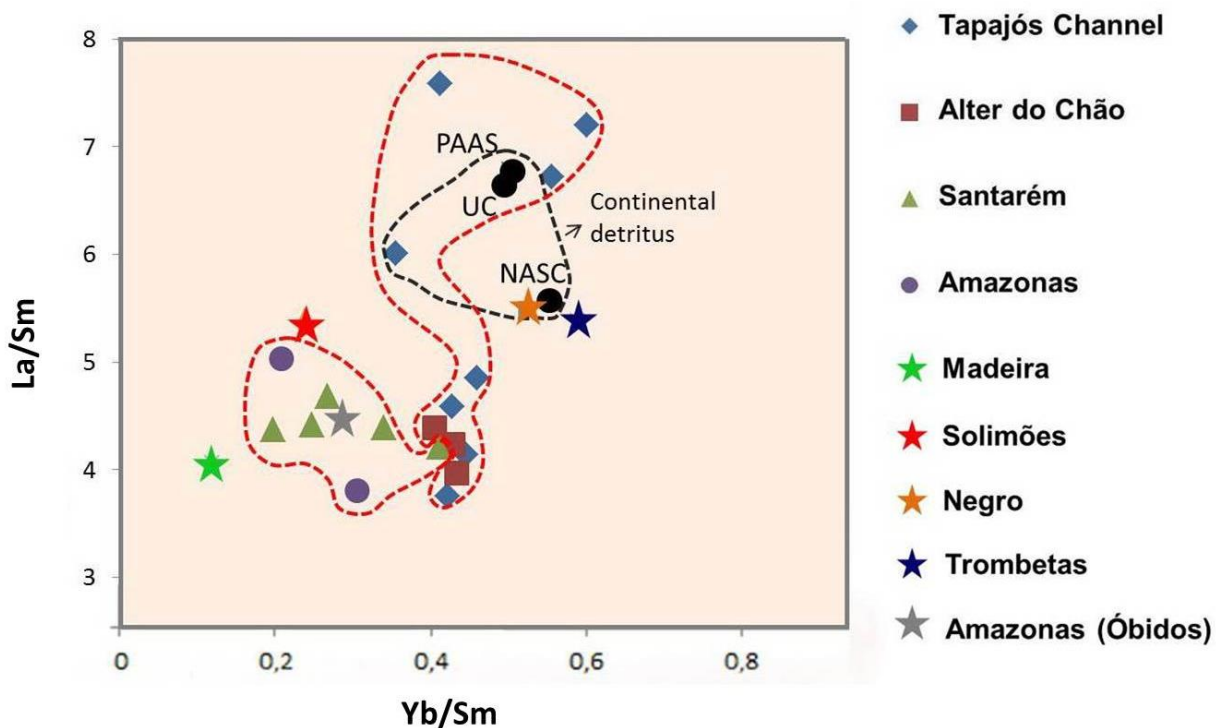


setor Canal do Tapajós devido ao enriquecimento em Zr e Hf. Todas as assinaturas geoquímicas das amostras dos setores Canal do Tapajós e Alter do Chão são compatíveis com as unidades geológicas que compõem o embasamento cristalino da bacia de drenagem do rio Tapajós (rochas graníticas e vulcânicas felsicas) e as unidades sedimentares das bacias do Parecis, Alto Tapajós e Amazonas (Lacerda Filho et al. 2004; Larizzatti e Oliveira, 2005, Vasquez e Rosa Costa, 2008). Para os setores Santarém e Amazonas, as assinaturas geoquímicas são compatíveis com a natureza das rochas fontes dos sedimentos do rio Amazonas proveniente da Cordilheira dos Andes (Gaillardet et al. 1997; Gerard et al. 2003; Viers et al., 2008).



**Figura 8** – Diagramas geoquímicos de proveniência de sedimentos evidenciando a composição de suas rochas fonte. A- diagrama Th/Co vs. La/Sc (Floyd e Leveridge, 1987). B- diagrama TiO<sub>2</sub> vs. Ni (Floyd et al., 1989). C- diagrama Cr/V vs. Y/Ni (McLennan et al., 1993). D- diagrama La/Th vs. Hf (Cullers, 2002). E- diagrama Th/U vs. Th (McLennan et al. 1993). F- diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc (McLennan et al. 1993).

Os diagramas de REE normalizados com componentes sedimentares globais como o PAAS (*Post Archean Australian Shale*; Taylor e McLennan, 1985) e o NASC (*North American Shale Composite*; Gromet et al. 1984) não mostraram diferenças claras entre as amostras dos diversos setores (diagramas não mostrados). Entretanto, no diagrama La/Sm vs. Yb/Sm (Plank e Lagmuir, 1998) que reflete o enriquecimento de terras raras (LREE) ou (HREE), as amostras dos setores Canal do Tapajós e Alter do Chão, mostraram-se mais enriquecidos em terras raras pesadas em relação as amostras dos setores Santarém e Amazonas (figura 9). Desta vez os sedimentos do setor Canal do Tapajós se distinguem dos sedimentos do setor Alter do Chão com maior enriquecimento em terras raras leves e proximidade com os valores do PAAS e NASC além dos valores médios da crosta continental superior (Upper Continental Crust - UCC; McLennan, 1989; Rudnick e Gao, 2003). As assinaturas geoquímicas de ETR deste trabalho são concordantes com dados de Gerard et al. (2003) de alguns sedimentos de fundo do rio Amazonas (Óbidos) e dos seus principais tributários. Os rios Negro e Trombetas mostram-se mais enriquecidos em terras raras leves e pesados em relação ao rio Amazonas e se aproximam do domínio dos sedimentos do rio Tapajós. Em contraste, os sedimentos dos rios Madeira e Solimões apresentam razões La/Sm e Yb/Sm que se aproximam dos valores do rio Amazonas.



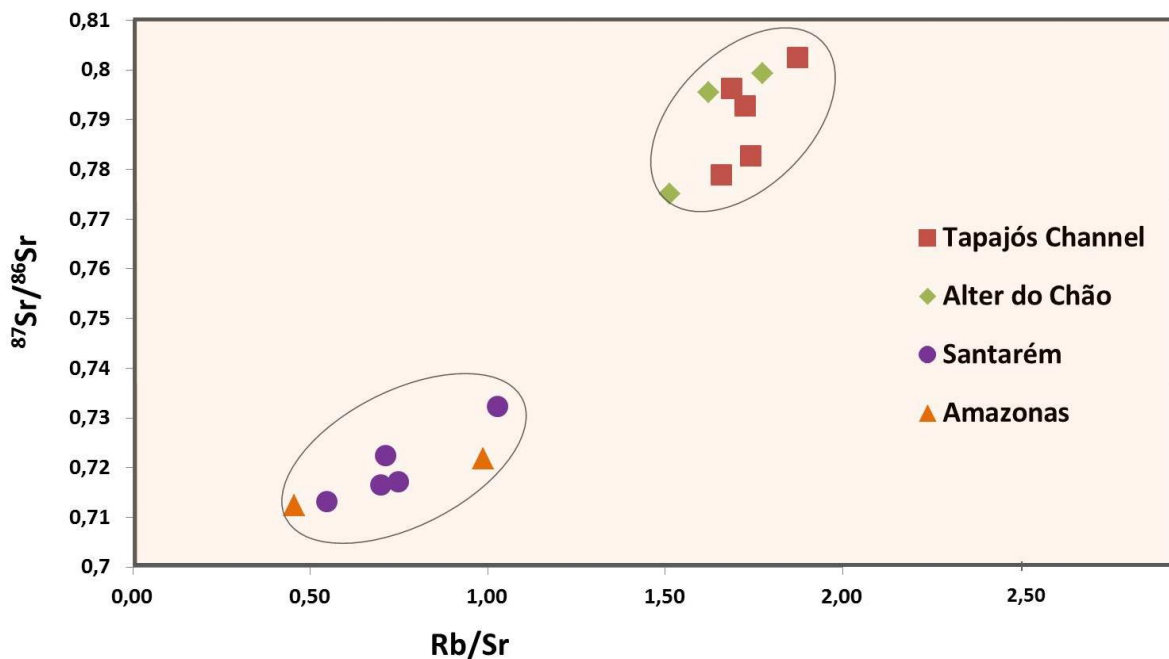
**Figura 9** – Distribuição dos padrões de REE associado a alguns componentes globais NASC proposto por Gromet et al. (1984) e PAAS e UC proposto por Taylor e McLennan (1985) comparados a valores obtidos por Gerard et al (2003) em sedimentos de fundo no rio Amazonas e em alguns de seus tributários.

A similaridade das composições isotópicas das amostras do rio Amazonas e da zona de confluência com aquelas de sedimentos em suspensão dos rio Amazonas, Negro e Solimões ( $18,93 <^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18,96$ ;  $15,68 <^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15,71$ ;  $38,82 <^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 39,03$ ), na bacia do Solimões (Milot et al., 2004), bem como dos sedimentos de fundo do cone amazônico ( $18,94 <^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 19,29$ ;  $15,68 <^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15,74$ ;  $38,99 <^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 39,21$ ; McDaniel et al. 1997), indicam que as assinaturas se mantêm constantes ao longo do curso do rio Amazonas, sem contribuição significativa dos tributários. As assinaturas isotópicas de Pb bem mais radiogênicas das amostras do canal de Tapajós indicam uma proveniência a partir de fontes mais antigas e/ou razões U/Pb e Th/Pb mais elevadas, condizentes com as características geoquímicas das unidades paleoproterozoicas das províncias Tapajós e Juruena, essencialmente formadas por rochas graníticas e rochas vulcânicas félsicas (Santos, 2003; Lacerda Filho et al. 2004; Vasquez & Rosa Costa, 2008).

As assinaturas isotópicas de Sr dos sedimentos de fundo do canal do Tapajós (setores Canal do Tapajós e Alter do Chão) são muito radiogênicas com razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de até 0,802 (tabela 4). Os dados isotópicos disponíveis para as principais unidades geológicas das Províncias Tapajós e Juruena forneceram valores atuais da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,725 e 1,51 (Santos et al., 1975; Tassinari, 1996), compatíveis com uma proveniência dos sedimentos de fundo a partir da erosão dessas unidades. Material dissolvido coletado em uma estação próxima da cidade de Itaituba, no rio Tapajós, a cerca de 270km da confluência, forneceu razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,7152 e 0,7359 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{médio}} = 0,72964 \pm 0,00059$ ), bem inferior aos valores dos sedimentos de fundo (Santos et al., 2014). Essa diferença poderia ser resultado de uma mistura de material dissolvido entre rios Amazonas e Tapajós levando em conta o contraste de concentração ( $\text{Sr}_{\text{Óbidos}} = 35,8\text{ppb}$ ;  $\text{Sr}_{\text{Itaituba}} = 8,8\text{ppb}$ ). Entretanto uma mistura significaria que as águas do rio Amazonas poderiam chegar até Itaituba, o que parece pouco provável. Os efeitos de maré foram identificados até cerca de 300 kms no rio Tapajós, porém trata-se apenas de efeitos físicos e não de fluxo de água (Freitas et al. 2014).

Uma opção mais provável é que os sedimentos possuem valores isotópicas muito elevadas em função da natureza das rochas fontes, antigas (Proterozoicas) e com teores altas de Rb (razões Rb/Sr altas - granitos e rochas vulcânicas félsicas). O fato de termos uma relação entre razão Rb/Sr elevada e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  elevado sugerem também uma contribuição de minerais detríticos, com alta razão Rb/Sr (micas).

Os sedimentos de fundo do rio Amazonas forneceram assinaturas isotópicas de Sr mais altas e com variação maior ( $0,71233 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,71824$ ) que o material dissolvido transportado pelo rio Amazonas a montante da confluência, nas proximidades de Óbidos ( $0,71052 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,71233$ ; Santos et al., 2014). Novamente essa diferença pode ser atribuída à presença de material de proveniência local, no caso dos sedimentos de fundo, enquanto que a assinatura isotópica de Sr do material em suspensão retrata uma amostragem mais ampla, condicionada principalmente pela erosão e intemperismo das rochas dos Andes e sujeita a algumas variações sazonais (Santos et al., 2014). Na região de confluência entre rios Tapajós e Amazonas (setor de Santarém), as assinaturas isotópicas de Sr mais elevadas e com ampla variação ( $0,71310 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,73216$ ) sugere uma contribuição maior de sedimentos do rio Tapajós.

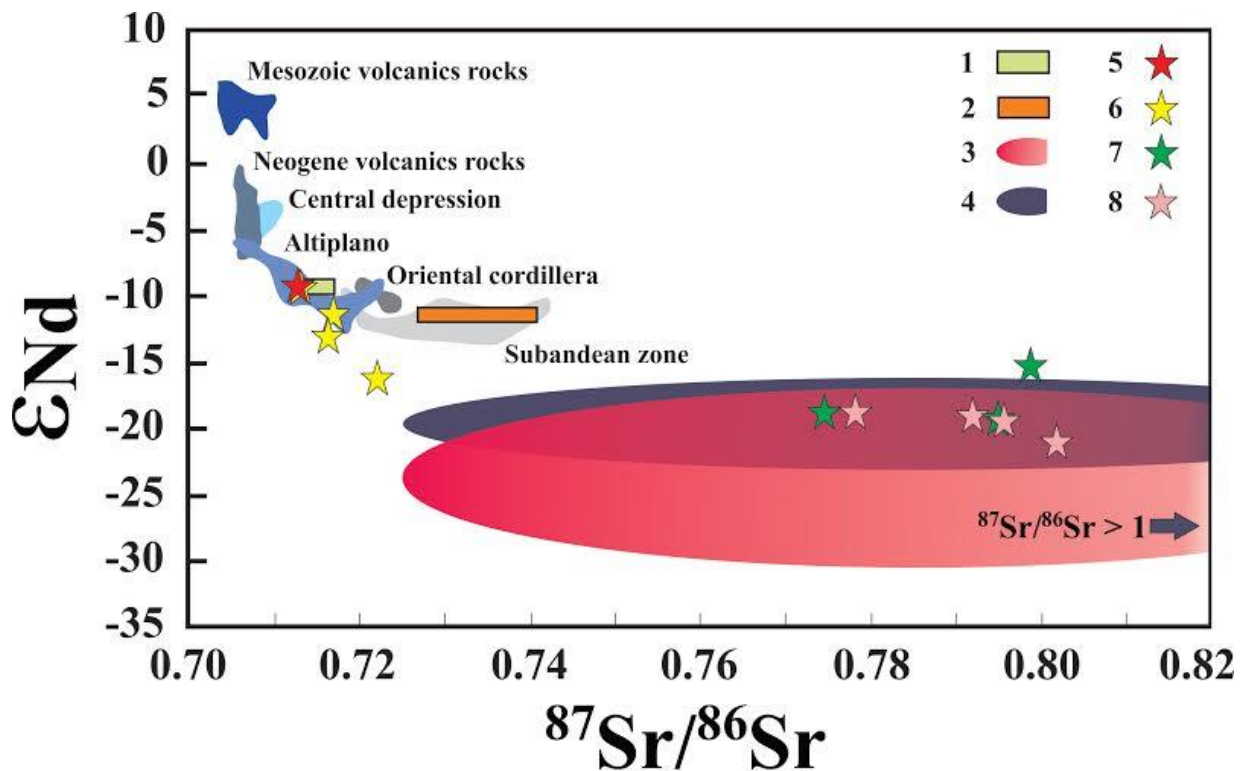


**Figura 10** – Diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs. Rb/Sr.

As idades modelo entre 1,60 e 2,25 Ga com  $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$  entre -14,4 e -21,1, à semelhança da assinatura isotópica de Sr, também revelam uma proveniência dos sedimentos de fundo a partir da erosão de rochas paleoproterozoicas. As províncias Tapajós e Juruena tiveram sua evolução crustal desenvolvida entre 2,03 e 1,88 Ga e entre 1,81 e 1,52 Ga respectivamente (Cordani et al., 2009), porém os episódios de formação da crosta continental, que condicionam a assinatura isotópica de Nd foram mais antigos. Ainda existem poucos registros isotópicos Sm-Nd para unidades geológicas das províncias Tapajós e Juruena que constituem o principal embasamento da bacia de drenagem do rio Tapajós. Entretanto, idades modelo  $T_{\text{DM}}$  entre 2,23 e 2,50 Ga com  $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$  entre -21,1 e -28,3 foram determinados para rochas vulcânicas félsicas e granitoides, na província Tapajós (Sato e Tassinari,

1997; Lamarão et al., 2005) enquanto que rochas graníticas do nordeste do Mato Grosso situados na província Juruena evidenciaram  $\epsilon_{Nd(0)}$ , variando entre -27,8 e -12,3 e valores  $T_{DM}$  entre 1.94 e 2.47 Ga (Moura e Botelho, 2002; Pinho et al., 2003). Além das províncias Tapajós e Juruena, as cabeceiras do rio Tapajós drenam unidades sedimentares da bacia de Parecis, porém não há nenhum dado isotópico disponível para avaliar a contribuição dessas unidades na assinatura isotópica dos sedimentos de fundo do canal do Tapajós.

Os dados obtidos para as amostras do rio Amazonas que mostraram  $\epsilon_{Nd}$  em torno de -9,1. Este valor insere-se no intervalo dos valores de  $\epsilon_{Nd}$  encontrados por Allègre et al. (1996) no rio Solimões ( $\epsilon_{Nd} \approx -8,5$ ) e McDaniel et al. (1997) na desembocadura do rio Amazonas ( $\epsilon_{Nd} \approx -10,5$ ). Essa similaridade da assinatura isotópica de Nd ao longo de todo o rio Amazonas confirma uma proveniência essencialmente dos Andes para os sedimentos tanto em suspensão quanto de fundo, com já tem sido apontado anteriormente (Allègre et al., 1996; Horbe e Trindade, 2009; Horbe et al., 2013; Santos et al., 2014). Uma contribuição significativa de sedimentos provenientes do rio Tapajós para os sedimentos de fundo do rio Amazonas pode ser descartada.



**Figura 11** – Diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $\epsilon_{Nd(0)}$  para sedimento de tributários amazônicos, usando dados de Roddaz et al. (2005a). (modificado de Viers et al, 2008). 1. Rio Solimões; 2. Rio Madeira; 3. Província Tapajós; 4. Província Juruena; 5. Setor Amazonas; 6. Setor Santarém; 7. Setor Alter do Chão; 8. Setor Canal do Tapajós.

## 1. Conclusão

A caracterização textural dos sedimentos mostrou heterogeneidade nos padrões das amostras analisadas, estando essa distribuição associada às condições hidrodinâmicas elevadas da área, tais condições evidenciaram predomínio de areia na composição das amostras estudadas.

Mesmo considerando a influência das variações texturais dos sedimentos de fundo, nas concentrações de elementos, a geoquímica de elementos maiores e traço permitiu observar uma relativa homogeneidade ao longo do setor Canal do Tapajós-Alter do Chão, enquanto que variações mais significativas foram identificadas na zona de confluência (setores Santarém e Amazonas) indicando um regime hidrodinâmico mais complexo com indícios de mistura entre as águas dos rios Tapajós e Amazonas.

As assinaturas isotópicas de Pb, Sr e Nd permitiram evidenciar e mensurar com eficácia um padrão de mistura entre sedimentos dos rios Tapajós e Amazonas. Entende-se que as águas do rio Amazonas pouco adentram no canal do rio Tapajós e que sua influência se limita ao setor de Santarém. Os resultados indicam que a acumulação de grande quantidade de sedimentos lamosos no canal do Tapajós resulta da influência do rio Amazonas que retém a descarga deste seu afluente gerando condições favoráveis para a deposição desses sedimentos mais finos oriundos do rio Tapajós, sem contribuição significativa de sedimentos do rio Amazonas.

As assinaturas geoquímicas evidenciaram um padrão de fontes predominantemente félsicas compatível com a composição das principais unidades geológicas que compõem o substrato proterozoico da bacia de drenagem do rio Tapajós.

Os valores de  $\epsilon_{Nd}$  e idades  $T_{DM}$  e as razões  $^{87}Sr/^{86}Sr$  dos sedimentos de fundo do canal do rio Tapajós indicam uma proveniência dos sedimentos essencialmente pela erosão das unidades magmáticas félsicas paleoproterozoicas que constituem o embasamento cristalino das Província Tapajós (2,03 a 1,88 Ga) e Juruena, (1,82-1,54 Ga). Além disso, a comparação das razões isotópicas de Sr entre material em suspensão (Santos et al., 2014) e sedimentos de fundo (este trabalho) sugere para esses últimos uma contribuição de material das encostas do rio Tapajós, ainda não totalmente intemperizado.

Os valores de  $\epsilon_{Nd}$  e as razões  $^{87}Sr/^{86}Sr$  nos sedimentos do rio Amazonas na região de confluência indicam uma forte contribuição dos Andes, corroborando com dados isotópicos de material em suspensão do rio Solimões e confirmam que os sedimentos do rio Tapajós não constituem uma contribuição significativa para os sedimentos do rio Amazonas transportados até a sua foz.

O estudo mostrou o potencial das assinaturas isotópicas de Pb, Sr e Nd em sedimentos de fundo para mensurar a influência do rio Amazonas neste seu afluente bem como para evidenciar processos de mistura entre diferentes sistemas fluviais e discutir as possíveis fontes de sedimentos.

### **Agradecimentos**

Este trabalho contou com o apoio do projeto: O papel das mudanças climáticas na dinâmica do baixo curso do Amazonas “tidal river” e dos manguezais adjacentes. Edital Universal CNPq N° 14/2011 para a realização das expedições de campo, coordenado pelo prof<sup>o</sup> Pedro Walfir Martins e Souza Filho.

### **References**

- Allègre, C.J., Dupré, B., Negrel, P., Gaillardet, J. 1996. Sr–Nd–Pb isotope systematics in Amazon and Congo River systems: constraints about erosion processes. *Chem. Geol.* 131: 93– 112.
- ANA. 2005. Disponibilidade e Demandas de Recursos Hídricos no Brasil. Brasília: ANA – Agência Nacional de Águas. Cadernos de Recursos Hídricos. Disponível em: [http://www.ana.gov.br/pnrh\\_novo/documentos/01%20Disponibilidade%20e%20Demandas/VF%20Disponibilidade Demanda.pdf](http://www.ana.gov.br/pnrh_novo/documentos/01%20Disponibilidade%20e%20Demandas/VF%20Disponibilidade%20Demanda.pdf)
- Archer, A.W. (2005) Review of Amazonian depositional systems. *Spec Publ Int Assoc Sediment* 35:17–39
- Barreto, C.J.S.; Lafon, J.M.; Costa, L.T.R.; Dantas, E.L. 2013. Paleoproterozoic granitoids from the northern limit of the Archean Amapá block (Brazil), southeastern Guyana Shield: PbePb evaporation in zircons and Sm-Nd geochronology. *Journal of South American of Science.* 45: 97-116
- Basu, A., Sharma, M., and 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.
- Bentahila, Y., Othman, D.B., Luck, J.-M., 2008. Strontium, lead and zinc isotopes in marine cores as tracers of sedimentary provenance: a case study around Taiwan orogen. *Chemical Geology* 248, 62–82.
- Bordalo, A.O., Moura, C.A.V., Scheller, T. 2007. Determinação da Composição Isotópica de Estrôncio em Águas Naturais: Exemplos de sua Aplicação em Águas Sub-superficiais da Zona Costeira na Região Bragantina-PA. *Quim. Nova.* 30(4): 821-827.
- Bouchez, J.; Lajeunesse, E.; Gaillardet, J.; France-Lanord, C.; Dutra-Maia, P.; Maurice, L. 2010. Turbulent mixing in the Amazon River: The isotopic memory of confluences. *Earth and Planetary Science Letters*, 290(1-2), 37–43.
- Cordani, U.G.; Teixeira, W.; D'Agrella-Filho, M.S.; Trindade R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents Gondwana *Research* 15: 396–407.

- Daemon R.F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Rev. Bras. Geociências*, 5:58-84.
- Douglas, G.B., Gray, C.M., Hart, B.T., Beckett R. 1995. A strontium isotopic investigation of the origin of suspended particulate matter (SPM) in the Murray-Darling River system, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59: 3799–3815.
- Dhuime, B., Hawkesworth, C.J., Storey, C.D., Cawood, P.A., 2011. From sediments to their source rocks: Hf and Nd isotopes in recent river sediments. *Geology*, 39: 407–410.
- Dosseto A., Bourdon B., Gaillardet L., Bourgoïn M., Allègre C.J. 2006. Weathering and transport of sediments in the Bolivian Andes: Time constraints from uranium series isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 248: 759-771.
- Duncan, W.L.P.; Fernandes, M.N. 2010. Physicochemical characterization of the white, black, and clear water rivers of the Amazon Basin and its implications on the distribution of freshwater stingrays (Chondrichthyes, Potamotrygonidae). *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*, v. 5, n.3, p. 454-464.
- Faure G.; Mensing T.M. 2005. *Isotopes. Principles and applications*. John Willey, New York. 897p.
- Filizola, N. 1999. *O Fluxo de Sedimentos em Suspensão nos Rios da Bacia Amazônica Brasileira*. Brasília, Publ. Aneel, 63 p.
- Filizola, N.; Guyot, J.L. 2004. The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the River Amazon. *Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques*, 49(1):143-153.
- Floyd, P. A.; Leveridge, B. E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society of London*. 144: 531-554.
- Floyd, P. A.; Winchester, J. A.; Park, R. G. 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland. *Precambrian Research*. 45: 203-214.
- Freitas, P.T.A.; Da Silva, M.S.; Souza-Filho, P.W.M.; Ogston, A.; Nittrouer, C.A.; Asp, N.E. 2014. Tidal Influence on the Hydrodynamics in a Major Amazon Tributary. *Proceedings of the 17<sup>th</sup> Physics of Estuaries and Coastal Seas (PECS) conference, Porto de Galinhas, Pernambuco, Brazil, 19–24.*
- Gaillardet, J.; Dupré, B.; Allègre, C.; Nègre, P. 1997. Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin. *Chemical Geology*, 142: 141-173.
- Garçon, M.; Chauvel, C.; France-Lanord, C.; Limonta, M.; Garzanti E. 2014. Which minerals control the Nd-Hf-Sr-Pb isotopic compositions of river sediments?, *Chem. Geol.* 364: 42-55.
- Gerard, M., Seyler P., Benedetti M.F., Alves V.P., Boaventura G.R., Sondag F. 2003. Rare earth elements in the Amazon basin. *Hydrological Processes*, 17: 1379-1392.



- Gibbs, R.J. 1967. Geochemistry of the Amazon river system, parte I. The factor that control the salinity and composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin*, 78: 1203-1232.
- Goldstein, S.L., O’Nions, R.K., Hamilton, P.J. 1984. A Sm–Nd study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* 70: 221–236.
- Goldstein, S.J., Jacobsen, S. B. 1988. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth and Planetary Sci. Lett.* 87: 249-265.
- Gromet, P. L.; Dymek, P. F.; Haskin, L. A.; Korotev, R. L. 1984. The North American Shale Composite: Its Composition, Major and Minor Element Characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 48(12): 2469-2482.
- Guyot J.L., Bourges J., Cortez J. 1994. Sediment Transport in the Rio Grande, an Andean River of the Bolivian Amazon Drainage Basin. In: Olive L.J., Loughran R.J., Kesby J.A. (eds.) *Variability in Stream Erosion and Sediment Transport*. Canberra, IAHS, p. 223-231.
- Horbe, A.M.C.; Trindade, I.R. 2009. Química, isotópicos de Pb e proveniência de sedimentos da bacia do rio Solimões. *Revista Brasileira de Geociências*, 39, 2-4.
- Horbe, A.M.C.; Queiroz, M.M.A.; Moura, C.A.V.; Toro, M.A.G. 2013. Geoquímica das águas do médio e baixo rio Madeira e seus principais tributários - Amazonas – Brasil. *Acta Amazônica*. 43, p489-504.
- Irion, G. 1984. Sedimentation and sediments of Amazonian rivers and evolution of the Amazonian landscape since the Pliocene times. In: *The Amazon, Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin* (Ed. H. Sioli), pp. 201–214.
- Irion, G.; De Mello, J.A.S.N.; Morais, J.; Piedade, M.T.F.; Junk, W.J. and Garming, L. 2010. Development of the Amazon Valley During the Middle to Late Quaternary: Sedimentological and Climatological Observations (Chapter 2), In: W.J. Junk et al. (eds.), *Amazonian Floodplain Forests: Ecophysiology, Biodiversity and Sustainable Management*, Ecological Studies 210, Springer, pp. 615.
- Junk, W. 1984. Ecology, fisheries and fish culture in Amazonia. In: Sioli, H. (ed.). *The Amazon, Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Dr. W. Junk, Dordrecht: 443-476.
- Krymsky, R.S.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M.; Estumano G.S. 2007. Uranium-lead Dating Method at the Pará-Iso Isotope Geology laboratory, UFPA, Belém – Brazil. *Academia Brasileira de Ciências* 79(1): 115-128.
- Lacerda Filho, J. V.; Abreu Filho, W.; Valente, C. R.; Oliveira, C. C.; Albuquerque, M. C. 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso*. CPRM/SICME-MT, Cuiabá, Escala 1:1.000.000, 200p.
- Lafon, J.M.; Rodrigues, E.; Scheller, T. 1993. Geocronologia Pb-Pb em feldspatos e rocha total: procedimento experimental e exemplos de aplicações. In: *Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 4, Brasília, 1993. Resumos Expandidos..., Brasília, SBGq., p. 242-244.

- Larizzatti, J. H.; Oliveira, S. M. B. 2005. Evolução Geoquímica e Balanço de Massa na Formação e Degradação de Perfis Lateríticos Encouraçados na Área da Fazenda Pison, Vale do Rio Tapajós, Amazônia Central. *Revista Brasileira de Geociências*. 35(2): 273-284.
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol R., Pimentel M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications of the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 18:277-292.
- Mahiques, M.M.; Tassinari, C.C.G; Marcolini, S.; Violante, R.A.; Figueira, R.C.L.; Silveira, I.C.A.; Burone, L.; Sousa, S.H.M. 2008. Nd and Pb isotope signatures on the Southeastern South American upper margin: Implications for sediment transport and source Marine Geology; 250 (1-2): 51-63.
- Martinelli, L.A., Vitoria, R.L., Damatte, J.L.I., Richey, J.E.; Devol, A.H. 1993. Chemical and mineralogical composition of Amazon River floodplain sediments - Brazil. *Applied Geochemistry*, 8: 391-402.
- McDaniel, D.K.; McLennan, S.M.; Hanson, G.N. 1997. Provenance of the Amazon Fan muds: Constraints from Nd and Pb isotopes, in Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., and Peterson, L.C., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results: College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, v. 155, p.169–176.
- McLennan, S.M. 1989. Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. 21, No. 1, pp. 169-200.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America, Special Papers, vol. 284, pp. 21–40.
- Millot, R., Allègre, C.J., Gaillardet, J., Roy, S. 2004. Lead isotopic systematics of major river sediments: a new estimate of the Pb isotopic composition of the Upper Continental Crust. *Chemical Geology* 203: 75– 90.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 279, 715–717.
- Oliveira, E.C., Lafon, J.M., Gioia, S.M.C.L., Pimentel. M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*. 38(1): 114-127.
- Oltman, R.E. 1968. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon River. *U. S. Geol. Surv. Circ.*, 552, 16 pp.
- Padoan, M., Garzanti, E., Harlavan, Y., Villa, I.M. 2011. Tracing Nile sediment sources by Sr and Nd isotope signatures (Uganda, Ethiopia, Sudan). *Geochim. Cosmochim. Acta* 75: 3627–3644.
- Pinho M.A.S. B., Chemale Jr F., Schmus W.R.V., Pinho F.E.C. 2003. U-Pb and Sm-Nd evidence for 1.76-1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, 126 (1-2):1-25

Platzner, I; Ehrlich, S; Halicz, L. 2001 Isotope-ratio measurements of lead in NIST standard reference materials by multiple-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Fresenius J Anal Chem.*, 370, 624.

PERH-MDA. Plano Estratégico de Recursos Hídricos da Bacia Amazônica: Afluentes da margem direita. Disponível em: <http://www2.ana.gov.br/Paginas/servicos/planejamento/planoderecursos/MargemDireitaRioAmazonas.aspx>>. Acessado em: 26 de outubro de 2013.

Plank, T.; Langmuir, C. H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145: 325-394.

Putzer, H. 1984. The geological evolution of the Amazon basin and its mineral resources, p. 15–46. In H. Sioli [ed.], *The Amazon, limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Dr. W. Junk.

Queiroz, M.M.A.; Horbe, A.M.C.; Moura, C.A.V. 2011. Mineralogia e química dos sedimentos de fundo do médio e baixo Madeira e de seus principais tributários – Amazonas – Brasil. *Acta Amazonica* 41: p453 – 464.

Roddaz, M.; Viers, J.; Brusset. S.; Baby, P.; Hérail, G. 2005. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters* 239:57 – 78.

Romero, J.A.S.; Lafon, J.M.; Nogueira, A.C.R.; Soares, J.L. 2013. Sr isotope geochemistry and Pb – Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil. *International Geology Review* 55:185–203.

Rudnick, R.L.; Gao, S. 2003. Composition of the Continental Crust. In: Holland, H.D. and Turekian, K.K. Eds., *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, New York, 2003, pp. 1-64.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil- Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (ed.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM- Serviço Geológico do Brasil, p. 169-226.

Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Faria, M.S.G.; Riker, S.R.; Souza, M.M.; Almeida, M.E.; Mcnaughton, N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém.

Santos, R.V.; Sondag, F.; Cochonneau. G.; Lagane, C.; Brunet, P.; Hattingh, K.; Chaves, J.G. S. 2014. Source area and seasonal  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variations in rivers of the Amazon basin. *Hydrol. Process.* DOI: 10.1002/hyp.10131.

Sato K.; Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseado em idades-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: SBG, Contribuições a Geologia da Amazônia, Belém, FINEP/Núcleo Norte, p.91-142

Singh, S.K.; France-Lanord, C., 2002. Tracing the distribution of erosion in the Brahmaputra watershed from isotopic compositions of stream sediments. *Earth Planetary Science Letters*, 202: 645–662.

Sioli, H. 1957c. Beiträge zur regionalen Limnologie des Amazonas gebietes. IV. Limnologische Untersuchungen in der Region der Eisenbahnlinie Belém-Bragança (Zona Bragantina) im Staate Pará, Brasilien – Arch. F. Hydrobiol., 53: 161-222.

Sioli H. 1968. Hydrochemistry and Geology in the Brazilian Amazon Region. *Amazoniana*, 3:267-277.

Sioli, H. 1984. The Amazon and its main affluents: hydrography, morphology of the river courses, and river types. In: *The Amazon, Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin* (Ed. H. Sioli), pp. 127–165.

Sholkovitz, E.R.; 1992. The geochemistry of rare earth elements in the Amazon River estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57:2181-2190.

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.

Tassinari C.C.G. 1996. Mapa geocronológico do Cráton Amazônico do Brasil: revisão dos dados isotópicos. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 139 pp.

Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes* 22 (3), 174–182.

Taylor, S.R.; McLennan, S.H. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.

Vasquez, M.L.; Rosa-Costa, L.T. 2008. Geologia e recursos minerais do estado do Pará. SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará.

Viers, J.; Roddaz, M.; Filizola, N.P.; Guyot, J.L., Sondag, F.; Brunet, P.; Zouiten, C.; Boucayrand, C.; Martin, F.; 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 and Planetary Science Letters, 274(3-4): 511-523.

## CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES

A caracterização textural dos sedimentos mostrou heterogeneidade nos padrões das amostras analisadas, estando essa distribuição associada às condições hidrodinâmicas elevadas da área, tais condições evidenciaram predomínio de areia na composição das amostras estudadas.

Mesmo considerando a influência das variações texturais dos sedimentos de fundo, nas concentrações de elementos, a geoquímica de elementos maiores e traço permitiu observar uma relativa homogeneidade ao longo do setor Canal do Tapajós - Alter do Chão, enquanto que variações mais significativas foram identificadas na zona de confluência (setores de Santarém e Amazonas) indicando um regime hidrodinâmico mais complexo com indícios de mistura entre as águas dos rios Tapajós e Amazonas.

As assinaturas isotópicas de Pb, Sr e Nd permitiram evidenciar e mensurar com eficácia um padrão de mistura entre sedimentos dos rios Tapajós e Amazonas. Entende-se que as águas do rio Amazonas pouco adentram no canal do rio Tapajós e que sua influência se limita ao setor de Santarém. Os resultados indicam que a acumulação de grande quantidade de sedimentos lamosos no canal do Tapajós resulta da influência do rio Amazonas que retém a descarga deste seu afluente gerando condições favoráveis para a deposição desses sedimentos mais finos oriundos do rio Tapajós, sem contribuição significativa de sedimentos do rio Amazonas.

As assinaturas geoquímicas evidenciaram um padrão de fontes predominantemente félsicas compatível com a composição das principais unidades geológicas que compõem o substrato proterozoico da bacia de drenagem do rio Tapajós.

Os valores de  $\epsilon_{Nd}$  e idades  $T_{DM}$  e as razões  $^{87}Sr/^{86}Sr$  dos sedimentos de fundo do canal do rio Tapajós indicam uma proveniência dos sedimentos essencialmente pela erosão das unidades magmáticas félsicas paleoproterozoicas que constituem o embasamento cristalino das Província Tapajós (2,03 a 1,88 Ga) e Juruena, (1,82-1,54 Ga). Além disso, a comparação das razões isotópicas de Sr entre material em suspensão (Santos et al., 2014) e sedimentos de fundo (este trabalho) sugere para esses últimos uma contribuição de material das encostas do rio Tapajós, ainda não totalmente intemperizado.

Os valores de  $\epsilon_{Nd}$  e as razões  $^{87}Sr/^{86}Sr$  nos sedimentos do rio Amazonas na região de confluência indicam uma forte contribuição dos Andes, corroborando com dados isotópicos

de material em suspensão do rio Solimões e confirmam que os sedimentos do rio Tapajós não constituem uma contribuição significativa para os sedimentos do rio Amazonas transportados até a sua foz.

O estudo mostrou o potencial das assinaturas isotópicas de Pb, Sr e Nd em sedimentos de fundo para mensurar a influência do rio Amazonas neste seu afluente bem como para evidenciar processos de mistura entre diferentes sistemas fluviais e discutir as possíveis fontes de sedimentos.

## REFERÊNCIAS

- Allegre C.J., Dupré B., Negrel P., Gaillardet J. 1996. Sr–Nd–Pb isotope systematics in Amazon and Congo River systems: constraints about erosion processes. *Chemical Geology*. **131**: 93–112.
- Allegre C.J. 2008. *Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, UK., 512pp.
- ANA. 2005. *Disponibilidade e Demandas de Recursos Hídricos no Brasil*. Brasília: ANA – Agência Nacional de Águas. Cadernos de Recursos Hídricos. Disponível em: [http://www.ana.gov.br/pnrh\\_novo/documentos/01%20Disponibilidade%20e%20Demandas/VF%20Disponibilidade Demanda.pdf](http://www.ana.gov.br/pnrh_novo/documentos/01%20Disponibilidade%20e%20Demandas/VF%20Disponibilidade%20Demanda.pdf)
- Archer A.W. 2005. Review of Amazonian depositional systems. *Special Publication International Association Sedimentologists Series* **35**:17–39
- Arndt N.T., Goldstein S.L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, **15**:893–895.
- Asmerom Y., Jacobsen S.B., 1993. The Pb isotopic evolution of the Earth: inferences from river water suspended loads. *Earth Planetary Science Letters*, **115**:245–256.
- Banner J.L. 2004. Radiogenic Isotopes: Systematics and applications to earth surface and processes and chemical stratigraphy. *Earth Science Reviews*, **65**:141–194.
- Borba A. W., Mizusaki A. M.P., Silva, D. R. A., Kawashita K. 2003. Razões isotópicas  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$   $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  com traçadores de proveniência de rochas sedimentares siliciclásticas: Exemplos do grupo Camaquã (Paleozóico inferior, RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências*. **30**(2): 39-50.
- Bordalo A.O., Moura C.A.V., Scheller T. 2007. Determinação da composição isotópica de estrôncio em águas naturais: exemplos de sua aplicação em águas sub-superficiais da Zona Costeira na Região Bragantina-PA. *Química Nova*.**30**(4): 821-827.
- Bouchez J., Lajeunesse E., Gaillardet J., France-Lanord C., Dutra-Maia P., Maurice L. (2010). Turbulent mixing in the Amazon River: The isotopic memory of confluences. *Earth Planet. Science Letters*, **290**(1-2): 37–43.
- Camargo M.G. 1999. Software para análise granulométrica SysGran, versão 3.0, Curitiba, UFPR.
- Choi M.S., Cheong C.-S., Han J.H., Park K.-H. 2006. Distribution and sources of Pb in southern East/Japan Sea sediments using Pb isotopes. *Korea Society of Economic Environmental Geology*, **39** (1), 63–74 (in Korean, with English Abstr.)
- Clift P.D., Lee J.I., Blusztajn J. e Clark M.K., 2002. Erosional response of South China to arc rifting and monsoonal strengthening recorded in the South China Sea. *Marine Geology*, **184**: 207-226.
- Compston W., Pidgeon R. T. 1962. Rubidium-strontium dating of shales by the total-rock method. *J. Geophysical Research*, **67**, 3493-3502.

- Cordani U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, **15**: 396–407.
- Cunha H. B., Pascoaloto D. 2006. Hidroquímica dos rios da Amazônia. Manaus. Centro Cultural de Estudos da Amazônia - CCPA. p. 104-108.
- Daemon R.F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**(2): 78-84.
- 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. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry, An Introduction*. Berlin, Springer-Verlag, 187p.
- Dhuime B., Hawkesworth C.J., Storey C.D., Cawood P.A. 2011. From sediments to their source rocks: Hf and Nd isotopes in recent river sediments. *Geology*, **39**: 407–410.
- Dickin A.P. 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press.
- Dosseto A., Bourdon B., Gaillardet L., Bourgoïn M., Allegre C. J. 2006. Weathering and transport of sediments in the Bolivian Andes: Time constraints from uranium series isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, **248**: 759-771.
- Espinoza J.C., Ronchail J., Guyot J-LL., Junquas C., Drapeau G., Martinez J.M., Santini W., Vauchel P., Lavado W., Ordoñez J., Espinoza R. 2012. From drought to flooding: understanding the abrupt 2010–11 hydrological annual cycle in the Amazonas River and tributaries. *Environmental Research Letters*, **7**: 024008.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*, 2 ed. New York, John Wiley & Sons. 589 pag.
- Faure G., Mensing T. M. 2005. *Isotopes. Principles and applications*. New York, John Willey, 897p
- Filgueiras A. V., Lavilla I., Bendicho C. 2004. Evaluation of distribution, mobility and binding behaviour of heavy metals in superficial sediments of Louro River (Galicia, Spain) using chemometric analysis: A case study. *The Science of the Total Environment*, **330**: 115–129.
- Filizola N. 1999. O Fluxo de Sedimentos em Suspensão nos Rios da Bacia Amazônica Brasileira. Brasília, Publ. Aneel, 63 p.
- Filizola N., Guyot J.L. 2004. The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the River Amazon. *Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques*, **49**(1):143-153.
- Forstner U. 2004. Traceability of sediment analysis, *Trends Analytical Chemistry*, **23**(3) 217–236.
- Förstner U., Salomons W. 2008. Trends and challenges in sediment research 2008: the role of sediments in river basin management. *Journal Soils and Sediments*, **8**(5):281-283.



- Freitas P. T. A., Da Silva M. S., Souza-Filho P.W.M., Ogston A. , Nittrouer C.A. , Asp N. E. 2014. Tidal Influence on the Hydrodynamics in a Major Amazon Tributary. *In: 17<sup>o</sup> Physics of Estuaries and Coastal Seas (PECS) Conference, Porto de Galinhas, Pernambuco, Proceedings*, p. 19–24.
- Gaillardet J., Dupré B., Allègre C., Négrel P. 1997. Chemical and Physical Denudation in the Amazon River Basin. *Chemical Geology*, **142**: 141-173.
- Garçon M., C., Chauvel C., France-Lanord M., Limonta and E. Garzanti. 2014. Which minerals control the Nd-Hf-Sr-Pb isotopic compositions of river sediments?, *Chemical Geology*, **364**: 42-55.
- Gibbs R. J. 1967. Geochemistry of the Amazon river system, parte I. The factor that control the salinity and composition and contraction of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin*, **78**: 1203 - 1232.
- Goldstein S.L., O'nions R.K., Hamilton P.J., 1984. A Sm–Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planetary Science Letters*, **70**, 221–236.
- Goldstein S., Jacobsen S.B., 1988. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Science Letters*. **87**, 249–265.
- Guerra A. J. T., Cunha S. B. 1996. *Geomorfologia: exercícios, técnica e aplicação*. Ed. Bertrand Brasil. Rio de Janeiro. RJ.
- Guyot J.L., Bourges J., Cortez J. 1994. Sediment Transport in the Rio Grande, an Andean River of the Bolivian Amazon Drainage Basin. *In: Olive L.J., Loughran R.J., Kesby J.A. (eds.) Variability in Stream Erosion and Sediment Transport*. Canberra, IAHS, p. 223-231.
- Guyot J.L., Jouanneau J.M., Soares L., Boaventura G.R., Maillet N., Lagane C. 2007. Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin. *Catena*, **71**: 340-356.
- Horbe A.M.C., Trindade I.R. 2009. Química, isotópicos de Pb e proveniência de sedimentos da bacia do rio Solimões. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**: 2-4.
- Horbe A.M.C., Queiroz M.M.A., Moura C.A.V., Toro M.A.G. 2013. Geoquímica das águas do médio e baixo rio Madeira e seus principais tributários - Amazonas – Brasil. *Acta Amazonica*. **43**: 489-504.
- Innan D. L. 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal Sedimentary Petrology*, **22**:125-145.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. Censo Demográfico 1980-2000. In IBGE. Sistema IBGE de Recuperação Automática – SIDRA. Disponível em: <<http://www.sidra.ibge.gov.br/>>. Acesso em: 02 jan. 2013.
- Irion G. 1984. Sedimentation and sediments of Amazonian rivers and evolution of the Amazonian landscape since the Pliocene times. In: Sioli H. (Ed.). *The Amazon, Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin*, Dordrecht, W. Junk, p. 201–214.

- Irion G. De Mello, J.A.S.N., Morais, J., Piedade, M.T.F., Junk, W.J. and Garming, L. (2010). Development of the Amazon Valley During the Middle to Late Quaternary: Sedimentological and Climatological Observations (Chapter 2), In: W.J. Junk et al. (eds.), *Amazonian Floodplain Forests: Ecophysiology, Biodiversity and Sustainable Management*, Ecological Studies 210, Springer, pp. 615.
- Jeandel C., Arsouze T., Lacan F., Techine P., Dutay J. C. 2007. Isotopic Nd compositions and concentrations of the lithogenic inputs into the ocean: A compilation, with an emphasis on the margins, *Chemical Geology*, **239**, 156–164.
- Junk W. 1984. As águas da região Amazônica. *Amazônia: Desenvolvimento, Integração e Ecologia*, Brasília CNPq, São Paulo, p 328.
- Komárek M., Ettler V., Chrástný V., Mihaljevic M. 2008. Lead isotopes in environmental sciences: a review. *Environmental International*, **34**, 562–577.
- Konhauser K.O., Fyfe W.S., Kronberg B.I. 1994. Multi-element chemistry of some Amazonian waters and soils. *Chemical Geology*, **111**, 155-175.
- Krymsky R.S., Macambira M. J.B., Lafon J.M., Estumano G. S. 2007. Uranium-lead Dating Method at the Pará-Iso Isotope Geology laboratory, UFPA, Belém – Brazil. *Academia Brasileira de Ciências*, **79**(1): 115-128.
- Lafon J.M., Rodrigues E., Scheller T. 1993. Geocronologia Pb-Pb em feldspatos e rocha total: procedimento experimental e exemplos de aplicações. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4, Brasília, 1993. *Resumos Expandidos...*, Brasília, SBGq., p. 242-244.
- Lugmair G.W., Marti K. 1978. Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planetary. Science Letters*, **39**:349-357.
- Mahiques M.M., Tassinari C.C.G, Marcolini S., Violante R.A., Figueira R.C.L., Silveira I.C.A., Burone L., Sousa S.H.M. 2008. Nd and Pb isotope signatures on the Southeastern South American upper margin: Implications for sediment transport and source. *Marine Geology*, **250** (1-2): 51-63.
- Martin J.M., Meybeck M., 1979. Element mass-balance of material carried by major world rivers. *Marine Chemistry*, **7**, 173-206.
- Martin J. M., Whitfield M. 1983. The significance of the river input of chemical elements to the ocean. In: Wong, C.S., Boyle, E., Bruland, K. W., Burton, J. D., Goldberg, E. (eds) *Trace metals in sea water*. Plenum, New York, pp 265-296.
- Martinelli L.A., Vitoria R.L., Damatte J.L.I., Richey J.E., Devol A.H. 1993. Chemical and mineralogical composition of Amazon River floodplain sediments - Brazil. *Applied Geochemistry*, **8**: 391-402.
- McDaniel D.K., McLennan S.M., Hanson G.N. 1997. Provenance of the Amazon Fan muds: Constraints from Nd and Pb isotopes, in Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., and Peterson, L.C., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*: College Station, Texas, *Ocean Drilling Program*, **155**, 169–176.

- McLaren P. 1981. An interpretation of trends in grain size measures. *Journal of sedimentary research*, p. 611 – 624.
- Millot R., Allègre C.J., Gaillardet J., Roy S. 2004. Lead isotopic systematics of major river sediments: a new estimate of the Pb isotopic composition of the Upper Continental Crust. *Chemical Geology*, **203**: 75– 90.
- Négrel P., Allègre C.J., Dupré B., Lewin E. 1993 Erosion sources determined by inversion of major and trace element ratios and strontium isotopic ratios in river water: The Congo Basin case. *Earth Planetary Science Letters*, **120**: 59-76.
- Molinier M, Guyot JL, Oliveira E, Guimaraes V. 1996. Les regimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents. In L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement. IAHS Publishers: Mai, Paris, 209–222.
- Nelson, B. K., DePaolo, D. J. 1988. Application of Sm-Nd and Rb-Sr isotope systematic of provenance and basin analysis. *Journal Sedimentary Petrology*, **58**: 348-357.
- Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*. **38**(1): 114-127.
- Oltman R.E. 1968. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon River. *U. S. Geological Survey Circular*, 552, 16 pp.
- Padoan M., Garzanti E., Harlavan Y., Villa I.M. 2011. Tracing Nile sediment sources by Sr and Nd isotope signatures (Uganda, Ethiopia, Sudan). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **75**: 3627–3644.
- Palmer M. R., Edmond J.M. 1992. Controls over strontium isotope composition of river water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 2099 – 2111.
- Patchett J. 1992. Isotopic studies of Proterozoic crustal growth and evolution. In: Condie, K. C. (ed.) Proterozoic Crustal Evolution. *Developments in Precambrian Geology*, **10**, 481-508. Elsevier.
- PERH-MDA. Plano Estratégico de Recursos Hídricos da Bacia Amazônica: Afluentes da margem direita. Disponível em: <<http://www2.ana.gov.br/Paginas/servicos/planejamento/planoderecursos/MargemDireitaRioAmazonas.aspx>>. Acessado em: 26 de outubro de 2013.
- Platzner I, Ehrlich, S, Halicz, L. 2001. Isotope-ratio measurements of lead in NIST standard reference materials by multiple-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Fresenius Journal Analytical Chemistry*, 370, 624.
- Putzer H. 1984. The geological evolution of the Amazon basin and its mineral resources, p. 15–46. In H. Sioli [ed.], The Amazon, limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin. Dr. W. Junk.
- Queiroz M. M. A., Horbe A. M. C., Moura, C. A. V. 2011. Mineralogia e química dos sedimentos de fundo do médio e baixo Madeira e de seus principais tributários – Amazonas – Brasil. *Acta Amazonica* **41**: 453 – 464.

- Reineck H. E., Singh I. B. 1980. Depositional sedimentary environments, Springer, Berlin, 549 pp.
- Roddaz, M., Baby P., Brusset S., Hermoza W., Darrozes J., 2005a. Forebulge dynamics and environmental control in western Amazonia: the case study of the arch of Iquitos (Peru). *Tectonophysics*, **399**: 87–108.
- Roddaz M., Viers J., Brusset S., Baby P., Hérail G. 2005. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters*, **239**: 57–78.
- Roig H.L., Rego A.P.M., Dantas E.L., Menezes P.R., Walde D.H.G. 2005. Assinatura isotópica Sm-Nd de sedimentos em suspensão: implicações na caracterização da proveniência dos sedimentos do Rio Paraíba do Sul - SP. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**: 503-514.
- Roulet M., Lucotte M., Canuel R., Farella N. 2001. Spatio-temporal geochemistry of mercury in waters of Tapajós and Amazon rivers, Brazil. *Limnology and Oceanography*, **46**(5), 1141-1157.
- Roy, S., Gaillardet, J., Allègre, C.J. 1999. Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine river, France: Anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**:1277.
- Russell W.A., Papanastassiou D.A., Tombrello T.A. 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**:1075-1090.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., Mcnaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-NO, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 9, Belém.
- Singh S.K., France-Lanord C., 2002. Tracing the distribution of erosion in the Brahmaputra watershed from isotopic compositions of stream sediments. *Earth Planetary Science Letters*, **202**: 645–662.
- Sioli H. 1968. Hydrochemistry and Geology in the Brazilian Amazon Region. *Amazoniana*, **3**: 267-277.
- Sioli H. 1957c. Beiträge zur regionalen Limnologie des Amazonas gebietes. IV. Limnologische Untersuchungen in der Region der Eisenbahnlinie Belém-Bragança (Zona Bragantina) im Staate Pará, Brasilien – *Archiv Fur Hydrobiologie*, **53**: 161-222.
- Sioli H. 1984. The Amazon and its main affluents: hydrography, morphology of the river courses, and river types. In: *The Amazon, Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin* (Ed. H. Sioli), pp. 127–165, W. Junk, Dordrecht.
- Soares M.C. 2007. *Aplicação de geoindicadores e isótopos de Sr e Pb como traçadores no estudo geoquímico de sistemas fluviais: o exemplo do Rio Mampitube (RS/SC)*. Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 232 f.

- 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.
- Tassinari C.C.G. 1996. *Mapa geocronológico do Cráton Amazônico do Brasil: revisão dos dados isotópicos*. Inst. de Geociências, Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139 pp.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes*, **22**(3): 174–182.
- Taylor S.R., McLennan S.H. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Wadleigh M.A., Veizer J., Brooks C., 1985. Strontium and its isotopes in Canadian rivers: fluxes and global implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**:1727– 1736.
- Weldeab S, Emeis K.C., Hemleben C., Siebel W. 2002. Provenance of lithogenic surface sediments and pathways of riverine suspended matter in the eastern Mediterranean Sea: evidence from  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotope ratios. *Chemical Geology*, **186**:139-149.
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. 2008. *Geologia e recursos minerais do estado do Pará. SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008. 328p.*
- Viers J., Roddaz M., Filizola N.P., Guyot J.L., Sondag F., Brunet P., Zouiten C., Boucayrand C., Martin F., 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 and Planetary Science Letters*, **274**(3-4): 511-523.