



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE OCEANOGRAFIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**SEDIMENTAÇÃO RASA DO TALUDE CONTINENTAL SUPERIOR
DO AMAZONAS**

**Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:
JÉSSICA JOSEANE VIANA DE VASCONCELOS**

Orientador: Prof. Dr. MAAMAR EL-ROBRINI (FAOC /UFPA)

**BELÉM – PA
2018**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE OCEANOGRAFIA**

**SEDIMENTAÇÃO RASA DO TALUDE CONTINENTAL SUPERIOR
DO AMAZONAS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

JÉSSICA JOSEANE VIANA DE VASCONCELOS

Orientador: Prof. Dr. MAAMAR EL-ROBRINI (FAOC /UFPA)

**BELÉM – PA
2018**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

V331s Vasconcelos, Jéssica
Sedimentação rasa do Talude Continental Superior do Amazonas / Jéssica Vasconcelos. — 2018
99 f. : il. color

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Faculdade de Meteorologia, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Pará, Belém, 2018.
Orientação: Prof. Dr. Maâmar El-Robrini

1. Foz do Amazonas. 2. Sedimentação marinha. 3. Talude continental. 4. Piston corer. I. El-Robrini,
Maâmar , *orient.* II. Título

CDD 551.4686



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE OCEANOGRAFIA

**SEDIMENTAÇÃO RASA DO TALUDE CONTINENTAL
SUPERIOR DO AMAZONAS**

Trabalho de conclusão de curso apresentado por:

JÉSSICA JOSEANE VIANA DE VASCONCELOS

Como requisito para a obtenção do Grau de Bacharel em Oceanografia

Data de Aprovação: 29 /01 /2018

Banca Examinadora:

Prof. Maamar El-Robrini – Orientador

(Doutor em Geologia – UFPA)

Profa. Leilanhe Almeida Ranieri

(Doutora em Geologia Costeira – UFPA)

Juliana de Sá Guerreiro - Membro

(Mestra em Geologia e Geoquímica – UFPA)

Dedico ao meu filho Miguel, minha mãe
Suelly Viana e meu pai José Vasconcelos
(*in memoriam*). Que me deram forças para
seguir em frente.

AGRADECIMENTOS

A Deus pela vida, saúde, forças para superar as dificuldades e por não ter perdido a fé.

A minha mãe Suelly Viana por todo o amor, tempo, dedicação, apoio emocional, cuidados e incentivos aos estudos, que sem isso talvez nunca teria chegado a este momento da minha vida.

Ao meu pai José Vasconcelos (*in memorian*), por todo amor ao longo de sua vida, pelo incentivo aos estudos e por ter sido a primeira pessoa que acreditou em mim, me motivou e ajudou a escolher esta carreira de oceanógrafa.

Ao meu filho Miguel que trouxe luz para o meu caminho e incentivo para um futuro melhor.

Aos meus irmãos Keren Vasconcelos e Júnior Vasconcelos que sempre estiveram ao meu lado me apoiando e ajudando de alguma forma.

A toda a minha família que sempre acreditou em mim.

A Universidade Federal do Pará pela estrutura para a realização deste trabalho e qualidade de ensino.

Ao meu orientador Maamar El-Robrini pela oportunidade de concluir este trabalho, correções e vasto conhecimento.

A Agência Nacional de petróleo (ANP) por ter concedido os testemunhos utilizados neste trabalho.

A todos os professores da graduação, que foram tão importantes na minha vida acadêmica e no desenvolvimento deste trabalho.

Aos meus amigos de laboratório Augusto Mendes, Marcus Coimbra, Rafaela Campos, Paulo Vítor Magno e Matheus Fernandes por toda a ajuda nas etapas de análises e discussões para concluir este trabalho.

Aos amigos que a oceanografia me deu, Juliana Cardoso, Thaiane Santos, Tamyris Pegado, Denys Anjos, Alysson Leite, Ítalo Ratz, Rodrigo Pontes e Stéfany Matos.

E a todos que me ajudaram direta ou indiretamente ao longo da graduação e deste trabalho, o meu mais sincero obrigado.

“O mar é tudo. Ele cobre sete décimos do globo terrestre. Seu sopro é puro e saudável. É um deserto imenso, onde o homem jamais está sozinho, pois sente a vida se movimentando por todos os lados.”

Júlio Verne

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo a análise sedimentológica do talude continental da Foz do Amazonas, com base em dois testemunhos (piston corer) coletados a profundidade de 1.057m (S253) e 1.021m (E200). Foram analisados a estratigrafia, granulometria, taxa de matéria orgânica e de carbonato de cálcio da coluna sedimentar. Os resultados mostraram abundância de sedimentos lamosos, sendo dominante a fração granulométrica silte (80% para ambos os testemunhos) e valores mais baixos para argila (18% para o testemunho S253 e 14% para o testemunho E200) e areia (2% para o testemunho S253 e 6% para o testemunho E200). Os conteúdos de matéria orgânica tiveram valor médio de 4,43% no testemunho S253 e 6,52% no testemunho E200. As taxas de carbonato de cálcio nas amostras do testemunho ANP S253 variaram de 6,6% a 27,9% com média de 11,74% e no testemunho ANP E200 os teores de carbonato de cálcio nas amostras variaram de 6,2% a 64,2% com média de 20,03%. A análise e integração dos dados permitiu deduzir que os sedimentos do talude continental da Foz do Amazonas foram submetidos à hidrodinâmica relativamente alta, de origem continental, tendo como influência do Rio Amazonas, além de rios adjacentes. E de acordo com o conteúdo de matéria orgânica no testemunho S253 (valor médio de 4,43%), inferior ao testemunho E200 (valor médio de 6,52%) que localiza-se mais afastado da linha de costa. Esta leve variação entre os dois testemunhos gera uma discordância para os padrões esperados de acordo com outros trabalhos nesta região, onde os valores de M.O. deveriam ser maiores para regiões com maior influência continental. Tal discordância provavelmente deve ter sido gerada por algum deslizamento de depósito sedimentar da plataforma no talude, sendo comum tal fenômeno, pois a região é caracterizada por episódios de deslizamentos.

Palavras chave: Foz do Amazonas. Sedimentação marinha. Talude continental. Piston corer.

ABSTRACT

This work aims at the sedimentologic analysis of the continental slope of Amazon Fan, based on two samples (piston corer) collected at depth 1,057m (S253) and 1,021m (E200). The stratigraphy, granulometry, organic matter rate and calcium carbonate of the sedimentary column were analyzed. The results showed an abundance of muddy sediments, with silt granulometric fraction (80% for both cores) and lower values for clay (18% for S253 and 14% for E200) and sand (2% for S253 and 6% for E200). The organic matter content had an average value of 4,43% in the S253 and 6,52% in the E200. The calcium carbonate rates in the samples from the ANP S253 core varied from 6,6% to 27,9% with a mean of 11,74% and in the ANP E200 core the calcium carbonate contents in the samples ranged from 6,2% to 64,2% with an average of 20.03%. The analysis and integration of the data allowed to deduce that the sediments of the continental slope of Amazon Fan were submitted to relatively high hydrodynamics, of continental origin, having as influence the Amazon river, besides adjacent rivers. And according to the organic matter content in the S253 core (average value 4,43%), lower than the E200 core (average value of 6,52%) that is located further away from the coastline. This slight variation between the two cores generates a disagreement with the expected patterns according to other works in this region, where O.M. should be greater for regions with greater continental influence. This disagreement probably must have been generated by some sliding of sedimentary deposit of the platform in the slope, being common such phenomenon, since the region is characterized by episodes of landslides.

Keywords: Amazon Fan. Marine sedimentation. Continental slope. Piston corer.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Fisiografia do talude continental de margem passiva e margem ativa. Com ênfase para as divisões dos domínios superior, médio e inferior.....	6
Figura 2 - Caracterização do relevo e ambientes sedimentares entre o talude continental e a bacia oceânica	7
Figura 3 - Classificação de alguns dos principais movimentos de massa ocorrentes no talude continental.....	9
Figura 4 - (a-c) Tipos de movimentos de massa submarinos, que são distinguidos com base no grau de deformação interna. (d) Origem de um movimento de massa submarino como resultado do escorregamento do sedimento na plataforma continental, seguido da transformação do processo de escorregamento (<i>slumping</i>) para o processo de turbidez atual	11
Figura 5 - Fluxos de gravidade diferenciados de acordo com o mecanismo de suporte do sedimento dominante	12
Figura 6 - Fenômeno de hidroplanagem na base de um fluxo durante uma experiência em laboratório	13
Figura 7 - Características dos fluxos de detritos. Morfologia longitudinal de um fluxo de detritos canalizados. Estrutura longitudinal imita ondas de sedimento. A “cabeça” do fluxo (focinho) imita um lobo deposicional. Depósitos laterais (protuberância) imitam diques sedimentares	14
Figura 8 - Terminologia de fluxo turbulento, (A) Onda turbulenta, (B) Fluxo semelhante a um surto e (C) Corrente quasi-estável ou corrente de turbidez	16
Figura 9 - Deslizamento de grandes blocos ocasionados por vazamentos de hidratos de gás submarino	17
Figura 10 - Mapa de localização dos pontos de sondagem dos testemunhos no talude continental superior da Foz do Amazonas	18

Figura 11 - Seção sísmica na Foz do Amazonas	20
Figura 12 - Carta estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas	21
Figura 13 - Mapa estrutural da bacia da foz do Amazonas	22
Figura 14 - Seção geológica da Bacia da Foz do Amazonas	23
Figura 15 - Mapa da Plataforma Continental do Amazonas. As isóbatas de 20 m e 100 m marcam os limites da Plataforma Continental interna e externa	25
Figura 16 - Mapa da distribuição dos sedimentos na plataforma continental do Amazonas	27
Figura 17 - Esquema simplificado sem escala, mostrando o modelo estrutural do Cone do Amazonas	28
Figura 18 - Bloco diagrama 3D ilustrando a rampa de revezamento "relay-ramp" entre os compartimentos estruturais NW e SE. CNW = Compartimento Noroeste e CSE = Compartimento Sudeste	29
Figura 19 - Perfil batimétrico e sísmico do Talude continental da foz do Amazonas	30
Figura 20 - Ampliação da Figura 10b. Batimetria 3D do Cone do Amazonas	31
Figura 21 - Corrente Norte do Brasil e seu comportamento na região Equatorial do Brasil	34
Figura 22 - Mapa da plataforma continental Amazônica e os megahabitats bentônicos nos setores Norte, Central e Sul	36
Figura 23 - Testemunhador do tipo Piston Corer utilizado para coletar as amostras analisadas neste trabalho, a bordo do navio Geoexplorer.....	38
Figura 24 - Testemunhos coletados (a); Navio Geoexplorer (b)	39
Figura 25 - Operação com testemunhador do tipo <i>Piston Corer</i>	40
Figura 26 - Abertura do testemunho com auxílio de serra elétrica	41

Figura 27 - Secção do tubo de P.V.C. em dois hemi-testemunhos. Este procedimento possibilita a observação da divisão estratigráfica do sedimento e as descrições de diferentes fácies, sobretudo pela coloração	41
Figura 28 - Equipamentos e acessórios utilizados no processo de análise granulométrica. A) Estufa; B) Gral e pistilo de porcelana; C) Frações granulométricas após separação em peneira de 0,063 mm; D) Balança de equilíbrio	43
Figura 29 - Cadinho de porcelana (a); balança analítica de precisão (b); forno elétrico do tipo mufla (c); dessecador (d)	44
Figura 30 - Fluxograma metodológico	45
Figura 31 - Fotografias do testemunho ANP S253	46
Figura 32 - Perfil granulométrico do testemunho ES253	47
Figura 33 - Fotografias do testemunho ANP E200	49
Figura 34 - Perfil granulométrico do testemunho E200	50
Figura 35 - Diagrama triangular de Folk para classificação dos sedimentos finos.....	51
Figura 36 - Porcentagens das classes granulométricas no testemunho S253	52
Figura 37 - Porcentagens das classes granulométricas no testemunho E200	52
Figura 38- Frações granulométricas por profundidade do testemunho S253	53
Figura 39 - Frações granulométricas por profundidade do testemunho E200 ..	54
Figura 40 - Diagrama do grau de seleção dos sedimentos do testemunho S253.....	55
Figura 41 - Variação do desvio padrão nos sedimentos do testemunho S253.....	56
Figura 42 - Diagrama do grau de seleção dos sedimentos do testemunho E200	56

Figura 43 - Variação do desvio padrão nos sedimentos do testemunho E200.....	56
Figura 44 - Valores de curtose para o testemunho S253	57
Figura 45 - Valores de curtose para o testemunho E200 Frações granulométricas por profundidade do testemunho S253	58
Figura 46 - Valores de assimetria para o Testemunho S253	58
Figura 47 - Valores de assimetria para o Testemunho E200	59
Figura 48 - Classificação de Shepard (1954) para os sedimentos do testemunho S253.....	60
Figura 49 - Classificação de Shepard (1954) para os sedimentos do testemunho E200.....	61
Figura 50 - Classificação de Pejrup para os sedimentos do testemunho S253..	62
Figura 51 - Classificação de Pejrup para os sedimentos do testemunho E200..	62
Figura 52 - Gastrópode da Família <i>Cavoliniidae</i>	63
Figura 53 - Média de matéria orgânica nos testemunhos ANP S253 e ANP E200	64
Figura 54 - Valores do teor de matéria orgânica ao longo do testemunho ANP S253	65
Figura 55 - Valores do teor de matéria orgânica ao longo do testemunho ANP E200	66
Figura 56 - Teor de Carbonato de Cálcio do testemunho ANP S253	67
Figura 57 - Teor de Carbonato de Cálcio do testemunho ANP E200	68

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Coordenadas geográficas, profundidade e comprimentos dos testemunhos amostrados	18
Tabela 2 - Caracterização das fácies identificadas no testemunho ANP S253	45
Tabela 3 - Caracterização das fácies identificadas no testemunho ANP E200 ...	48
Tabela 4 - Designações de angulosidade da curva granulométrica	57
Tabela 5 - Classificação de sedimentos marinhos (modificada de Larssonneur, 1977). Md = mediana; L = lama; c = coquina (>20mm); s = seixos (4 a 65 mm); g = grânulos (2 a 4 mm); r = rodolitos	69

LISTA DE SIGLAS

AmasSeds -	<i>Amazon Shelf Sediment Study</i>
ANP -	Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis
CCNE -	Contra Corrente Norte Equatorial
CNB -	Corrente Norte do Brasil
CHM -	Centro de Hidrografia da Marinha
DHN -	Diretoria de Hidrografia e Navegação
GEMC -	Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros
GSA -	<i>Geological Society of America</i>
MTD -	<i>Mass-Transport Deposit</i>
PCJB -	Plataforma Continental Jurídica Brasileira
REMAC -	Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira
REMLAC -	Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira
REVIZEE -	Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE.....	vi
RESUMO.....	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
LISTA DE TABELAS	xiii
LISTA DE SIGLAS	xiv
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS	4
2.1 OBJETIVO GERAL	4
3 CONHECIMENTO TEÓRICO	5
3.1 TALUDE CONTINENTAL	5
3.2 SEDIMENTAÇÃO NO TALUDE CONTINENTAL.....	7
3.2.1 Principais tipos de movimentos de massa offshore	8
4 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO	18
4.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	18
4.2 BACIA SEDIMENTAR DA FOZ DO AMAZONAS.....	18
4.2.1 Estratigrafia da bacia da foz do Amazonas.....	19
4.2.2 Geologia estrutural	22
4.2.3 Plataforma continental do Amazonas	24
4.2.4 Cone do Amazonas	27
4.2.5 Talude continental do Amazonas	29
4.3 ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS	32
4.3.1 Dinâmica sedimentar	32
4.3.2 Correntes Oceânicas	32
4.3.3 Correntes de Maré.....	34
4.4.4 Conhecimento faunístico	35

5 MATERIAL E MÉTODOS	37
5.1. COLETAS DOS TESTEMUNHOS VIA <i>PISTON CORER</i>	37
5.2 PROCEDIMENTOS EM LABORATÓRIO	40
5.2.1 Abertura dos testemunhos e descrição faciológica	40
5.2.2 Análise granulométrica	42
5.2.3 Quantificação de matéria orgânica	43
5.2.4 Quantificação de carbonato de cálcio	44
5.2.5 Fluxograma	45
6 RESULTADOS	45
6.1 ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS E GRANULOMÉTRICOS DA SEDIMENTAÇÃO RASA DO TALUDE CONTINENTAL DA FOZ DO AMAZONAS.....	45
6.1.1 Descrição faciológica do testemunho ANP S253	45
6.1.2 Descrição faciológica do testemunho ANP E200.....	47
6.2 ANÁLISE TEXTURAL	50
6.2.1 Parâmetros estatísticos	55
6.3 MATERIAL BIOLÓGICO.....	63
6.4 CONTEÚDO DE MATÉRIA ORGÂNICA.....	63
6.5 TAXA CARBONATO DE CÁLCIO	66
7 DISCUSSÃO	70
7.1 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DO TALUDE CONTINENTAL DO AMAZONAS.....	70
7.2 GEOQUÍMICA.....	71
8 CONCLUSÃO.....	74
REFERÊNCIAS	75

1 INTRODUÇÃO

Os rios constituem os mais importantes contribuintes no transporte sedimentar, atuam como excelentes agentes geológicos de grande importância para a deposição de material terrígeno nos oceanos. Devido ao grande contingente sedimentar, com volume de 25 a 33 bilhões de ton/ano (Lisitzin 1996), os rios exercem o papel de modelador da fisiografia oceânica, contribuindo para formação da plataforma, talude, sopé continental e de outras feições geomorfológicas.

A maioria do material terrígeno depositado na plataforma continental tem como origem a descarga de sedimentos em suspensão dos rios, em função disto é de grande importância o estudo de tal transporte sedimentar para compreender os aspectos de formação, distribuição, textura e composição da plataforma continental e o talude adjacente, região onde grande parte do material terrígeno é transportado por movimento gravitacional em massa..

A plataforma continental representa a prolongação do continente, com configuração mais ou menos plana, suavemente inclinada mar adentro, e de fácil identificação em mapas batimétricos. Esta representa a parte superior da margem continental, com 7,8% da superfície do globo (Vanney 1973). É uma das províncias fisiográficas oceânicas mais estudadas, possuindo grande importância econômica e estratégica, em função da ocorrência de recursos minerais, energéticos fósseis, pesqueiros, cenário de rotas de navegações, entre outros.

O talude continental pode ser identificado facilmente logo após a quebra da plataforma continental, onde ocorre uma mudança de gradiente. Segundo Lewis (1974), o talude continental apresenta a maior descontinuidade topográfica da superfície do planeta, e para sua existência alega como provável razão básica o assentamento de blocos individuais da crosta continental, de baixa densidade, que flutuavam mais alto sobre o manto do que os blocos da crosta oceânica, de densidade superior. O talude continental é estreito, com cerca de 45 km de largura máxima (Damuth & Kumar 1975).

Nesta região oceânica, que compreende a margem continental é importante destacar a grande influência do rio Amazonas, que descarrega cerca de 109 ton/ano de sedimento (Meade *et al.* 1979). A Bacia da Foz do rio Amazonas é a mais extensa das bacias da margem equatorial brasileira (Matos 2000). Seus limites coincidem, a noroeste, com o Platô de Demerara e, a sudeste, com a Ilha de Santana (Bacia do Pará-Maranhão), com uma área de 360.000 km², desde a plataforma continental até a bacia profunda (Brandão & Feijó 1994. Figueiredo *et al.* 2007).

A plataforma continental perto da foz do rio Amazonas possui cerca de 300 km de largura em direção a quebra da plataforma continental (isóbata de 100 m), e diminui de largura em direção ao noroeste. Esta região sofre influência da Corrente Norte Brasileira que flui para noroeste e faz com que o sistema de dispersão se estenda nesta direção, que tem como composição sedimentos modernos, principalmente silte e argila (Gibbs 1967), sendo acumulados ao longo de um delta subaquoso com cerca de 60 m de isóbata (Kuehl *et al.* 1982, Nittrouer *et al.* 1983, 1986).

Os depósitos sedimentares recobrindo o talude continental são datados a partir do Mioceno (8-15 Ma), quando os sedimentos terrígenos do rio Amazonas começaram a alcançar esta área, em grande parte através do cânion Amazônico, e a construir o cone do Amazonas (Damuth & Kumar 1975).

Na borda da plataforma e talude continental, importantes cânions (do Rio Amazonas e do Rio Pará) encarregam-se de transportar sedimentos para regiões mais profundas, desempenhando papel fundamental no desenvolvimento de leques submarinos. Feição deposicional que ocorre no sopé continental, são caracterizados como acumulações de sedimentos terrígenos com geometria de leques ou cones, alimentados por cânions submarinos. Quanto à origem, é aceita a hipótese de que esses leques deposicionais cresceram graças ao material carregado por correntes de turbidez, que se depositaram em consequência de uma súbita diminuição na declividade (Corrêa & Weschenfelder 2015).

Desta forma, entende-se que a mobilização de depósitos da plataforma e talude continental são as fontes de sedimentos para importantes feições deposicionais, como os leques ou cones submarinos.

Diversos estudos foram realizados para a compreensão da origem de sedimentos depositados na plataforma continental (Milliman *et al.* 1975, Gibbs 1976, Kuehl *et al.* 1982), na sua maioria, os resultados indicam que grande parte da plataforma continental interna é o palco de acumulação sedimentar ativa.

No período de 1968-1978, O Programa de Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira (REMAC) aportou um leque de conhecimentos amplo da margem continental brasileira.

No período de 1989 a 1992, em uma iniciativa de pesquisadores brasileiros e norte-americanos, o projeto Amazon Shelf Sediment Study (AmasSeds) foi de grande contribuição para a compreensão da dinâmica da plataforma continental adjacente a foz do Amazonas (Nittrouer & Kuehl 1995).

No período de 1990-2005, o Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva (REVIZEE) produziu diversos estudos, versando sobre a fisiografia e a cobertura sedimentar da margem continental Norte do Brasil. A partir de 1997, o Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (REMPLAC) teve como objetivo de conhecer o substrato marinho da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (PCJB).

Nota-se que tais estudos foram direcionados à plataforma continental e atualmente há poucos estudos acerca da sedimentação do talude continental da região Norte.

O presente estudo à nível de trabalho de conclusão de curso busca analisar a sedimentação rasa e a possível fonte dos sedimentos despejados no talude continental na foz do rio Amazonas.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Analisar a sedimentação rasa do talude continental da Foz do Amazonas.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar a estratigrafia rasa da sedimentação;
- Avaliar a granulometria dos sedimentos;
- Mensurar o teor de Matéria Orgânica dos sedimentos;
- Mensurar o teor do CaCO_3 dos sedimentos;
- Identificar a fonte dos sedimentos.

3 CONHECIMENTO TEÓRICO

3.1 TALUDE CONTINENTAL

O talude continental é definido por Palma (1984) como uma encosta estreita que se inclina da borda da plataforma continental até profundidades que variam regionalmente, condicionadas por diferenças no regime de sedimentação e por feições estruturais específicas.

O talude continental representa a região da margem continental que evidencia mergulho acentuado (1:40 – 25 m/km) e estende-se a partir da borda da plataforma continental. O topo do talude continental é marcado por uma rápida mudança no declive (quebra da plataforma), enquanto o pé do talude (talude inferior) possui declive mais suave, onde se inicia o sopé continental. O talude continental possui a porção mais íngreme do assoalho marinho. Exibe sensíveis variações de gradiente topográfico superiores a 1:40, são geradas, com frequência, correntes de turbidez formados por sedimentos de origem terrígena (Tessler & Mahiques 2000) e a largura pode variar de 20 km a 200 km (Suguio 2003). Já para Kennett (1982) o talude continental exibe largura extremamente variável (5-500 km) e possui um comprimento total superior a 1.10.000 km em todo o mundo. A profundidade do talude continental vai desde 100-200 m até 1.300-3.200 m (Corrêa & Weschenfelder 2015). Em margens passivas atingem profundidades de até 1500-4000 m em direção à elevação continental e em margens ativas apresentam profundidades de 6.000-10.000 m (Bouma 1979, Kennett 1982, Pickering *et al.* 1989, Galloway 1998).

Seguindo as mudanças nos gradientes topográficos, três domínios no talude continental podem ser definidos: superior, médio e inferior (Figura 1). Apesar de as encostas representarem menos de 7% ($60 \times 10^6 \text{ km}^2$) da superfície submersa da terra (Kennett 1982), a espessura total dos sedimentos abaixo deles pode exceder localmente 15 km, o que destaca sua importância em termos de volume de sedimento e transferência de sedimentos para o domínio marinho mais profundo (Hernández-Molina 2008).

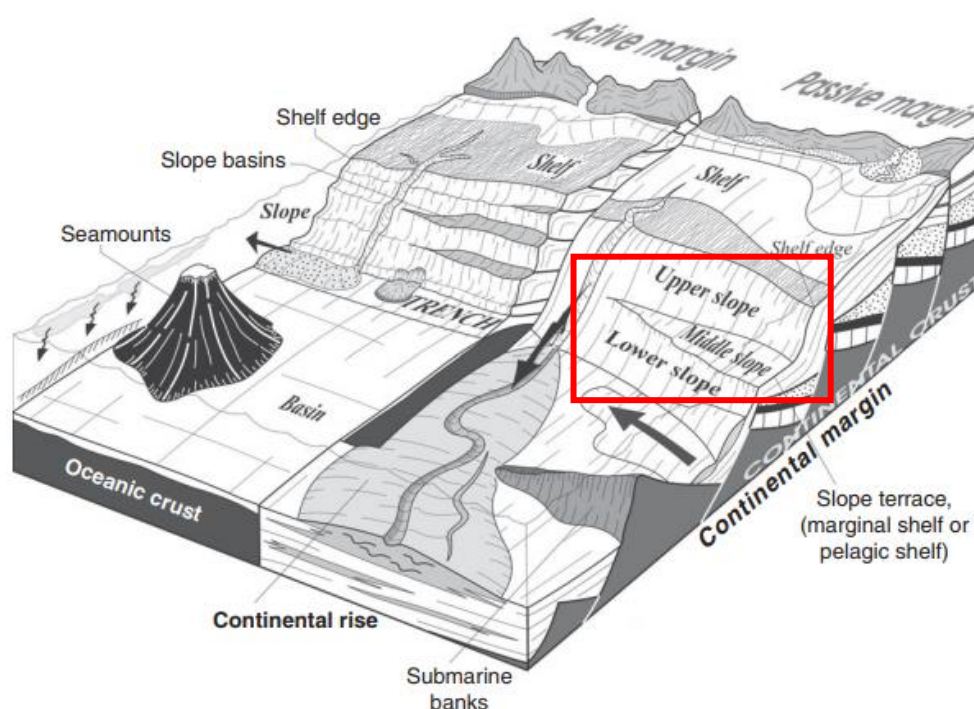


Figura 1 - Fisiografia do talude continental das margens passiva e ativa, com ênfase para as divisões dos domínios superior, médio e inferior.

Fonte: Modificado de Hernández-Molina (2008) e Mulder (2011).

A superfície do talude continental é recortada por inúmeras irregularidades topográficas (Figura 2). Entre as feições morfológicas mais importantes encontram-se os vales e canyons submarinos. Os canyons são incisões profundas e íngremes no fundo oceânico dos taludes continentais que servem para o transporte de sedimentos do continente para o mar profundo (Nitttrouer & Wright 1994). Na foz dos canyons submarinos, localizados na parte inferior do talude continental, ocorrem grandes depósitos que dão origem aos leques ou cones submarinos (Suguio 2003). Além destes, cristas e afloramentos de rochas, ravinas, terraços e escarpas. A maioria dos terraços e escarpas do talude continental relacionam-se a efeitos de deslizamento de sedimentos (*slumping*), afloramentos de rochas ou falhamentos (terraços estruturais) (Corrêa & Weschenfelder 2015).

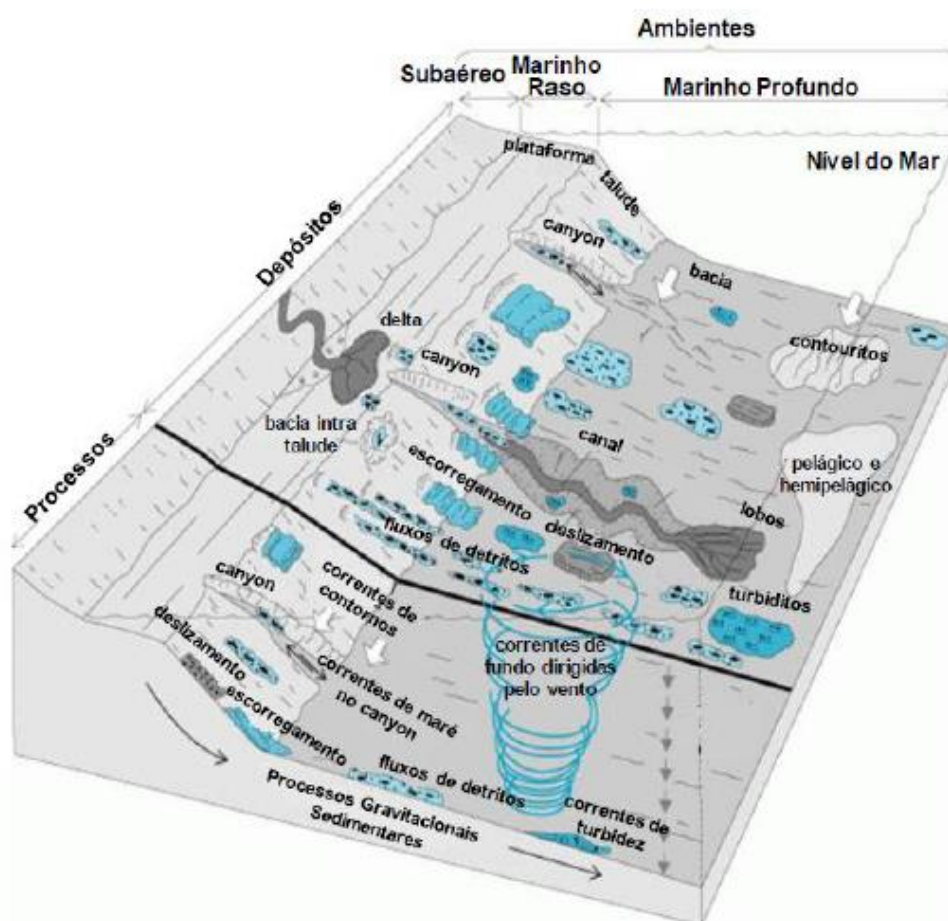


Figura 2 - Caracterização do relevo e ambientes sedimentares entre o talude continental e a bacia oceânica
 Fonte: Modificado de Shanmugam (2008), Almeida (2014).

3.2 SEDIMENTAÇÃO NO TALUDE CONTINENTAL

O talude continental representa a porção mais íngreme da margem continental, o que significa que os sedimentos depositados nesta região possuem uma predisposição à erosão. Na porção superior do talude continental, com declividade superior a 10 graus há predomínio de erosão, enquanto que em sua base, com a diminuição do gradiente, a sedimentação predomina (Suguio 2003).

A natureza dos sedimentos acumulados no talude continental é muito diversa, podendo ser: biogênica (conchas de animais bentônicos e plânctônicos), terrígena (origem continental) e vulcânica (cinzas). São categorias consideradas intermediárias entre depósitos neríticos e pelágicos (Suguio 2003).

O transporte de sedimentos para o talude e sopé é dado principalmente pelas correntes de turbidez, que são misturas de sedimento e água que fluem ao longo do assoalho oceânico, devido a sua maior densidade em relação à água do mar (livre de sedimento) (Wicander & Monroe 2009). As correntes de turbidez são transportadas talude abaixo através dos canyons submarinos que fluem para o assoalho oceânico profundo, depositando sequências de estratificações gradacionais (Wicander & Monroe 2009). Os canyons submarinos passam de canyons erosionais em forma de ‘V’, erodindo a plataforma continental e a encosta mais alta, até canais em forma de ‘U’ com bancos deposicionais entre o talude continental inferior e a elevação continental (Covault 2011).

Segundo Pickering *et al.* (1989), uma grande variedade de processos sedimentares pode ser encontrada em taludes continentais e agrupada em três tipos genéricos: processos laterais (*down-slope, up-slope and along-slope*), processos verticais (assentamentos pelágicos e hemipelágicos) e processos autigênicos (incluindo crescimento de bioherma em águas profundas e precipitação química) (Stow 1994, Einsele 2000). Uma interação entre todos esses processos sedimentares é comumente encontrada em taludes continentais, gerando sistemas de deposição mistos. No entanto, quando um desses processos (perda de massa, correntes de turbidez, assentamentos pelágicos ou correntes de contorno) é dominante, um sistema deposicional específico pode se desenvolver. Em alguns casos, a transição entre esses sistemas é gradacional, mas em outros casos apresenta uma mudança lateral mais clara, por exemplo, uma corrente de turbidez interagindo com uma forte corrente de contorno (Mulder *et al.* 2006) ou uma mudança vertical, devido ao domínio do movimento de massa versus processos de contouritos, definidos como arenitos retrabalhados por correntes de fundo (Fávera 2001), em diferentes eras geológicas - por exemplo, ciclos quaternários glaciais / interglaciais (Øvrebø *et al.* 2006). Este cenário complexo explica o porquê, mesmo atualmente, os modelos de sistemas de deposição sedimentar em taludes continentais permanecem raros (Pickering *et al.* 1989, Stow *et al.* 1996, Shanmugam 2000) e por que, em muitos casos, as relações entre talude continental e sistemas adjacentes, tanto quanto menos profundos ou mais profundos, permanecem indeterminadas.

3.2.1 Principais tipos de movimentos de massa offshore

De acordo com Mulder (2011), os principais tipos de processos sedimentares são distinguidos pelo material sedimentar, seja ele rochoso ou consolidado, blocos de avalanches

subaquáticas, falhas e fraturas, *slides* (deslizamentos) e *slumps* (escorregamentos), fluxos (coesivos e não coesivos), fluxo dominado pela água e fluxo turbulento (Figura 3).

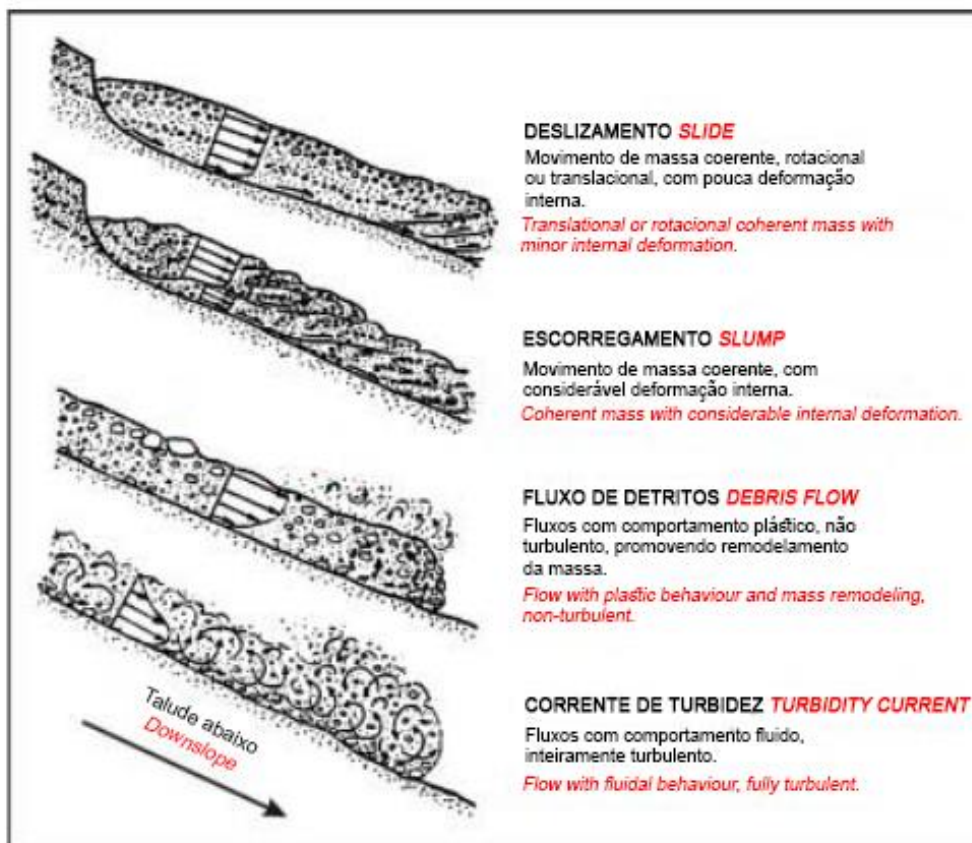


Figura 3 - Classificação de alguns dos principais movimentos de massa ocorrentes no talude continental (modificado de Nemec 1990).

Fonte: a autora.

Avalanche subaquática

A avalanche de blocos rochosos de grande porte (metros a centenas de metros) ocorre apenas em locais onde os sedimentos ou rochas consolidadas afloram, formando encostas íngremes ou penhascos submarinos. O ambiente sedimentar mais frequente onde as avalanches subaquáticas ocorrem é o ambiente vulcanoclástico (Carey & Schneider 2011), a maioria dos exemplos de falhas de talude continental (denominadas complexos de transporte de massa) pertencem a esta categoria. Exemplos recentes dessas grandes falhas afetando os sistemas de turbiditos de mar profundo podem ser vistos ao longo da margem da América do Norte (Tripsanas *et al.* 2008), na Bacia do Espírito Santo, no Brasil (Alves & Cartwright 2009) ou no sistema de turbiditos do Mar de Nilo (Rouillard 2010).

Fluxos de massa

O deslizamento é uma deformação em longo prazo de sedimentos submetidos a um carreamento constante em taludes com inclinações suaves. A velocidade de deformação é baixa (Mulder & Cochonat 1996). O processo pode torna-se um deslizamento (*slide*) ou escorregamento (*slump*). Ambos correspondem ao movimento de grandes volumes de sedimentos ou rochas ao longo de uma superfície. As falhas de sedimentos mostram características morfológicas típicas além da presença da superfície da falha: o topo da falha mostra estruturas de extensão. A base da falha mostra estruturas compressivas, como dobras (podem ser confundidas com *sand waves*), falhas inversas e sobreensões.

A superfície com falha pode atingir o tamanho de centenas ou milhares de metros quadrados (Stow *et al.* 1996). O deslocamento horizontal não excede alguns quilômetros. À medida que o sedimento se move para baixo, a deformação interna aumenta e as estruturas internas originais, como a estratificação, são progressivamente deformadas (De Vries Klein 1982).

Os *slides* rotacionais são chamados de *slumps*. Eles têm uma superfície de falha curva, sendo côncava para cima. Isso leva à uma inclinação traseira para o escorregamento de massa. Os derrames são enraizados profundamente com uma relação entre 0,15 e 0,33 de D / L (onde D é a profundidade máxima da superfície deslizante e L é o comprimento total da queda) (Skempton & Hutchinson 1969).

Segundo Mulder (2011), os *slides* translacionais, simplesmente chamados de "*slides*", têm uma relação $D / L < 0.15$. Para este tipo de falha, a superfície deslizante é predeterminada e corresponde a uma camada com baixa resistência ao cisalhamento como uma camada de areia permeável ou argilas, por exemplo, uma estrutura heterogênea ou uma alteração na natureza dos sedimentos (exemplo, alternância de areia / argila).

Quanto menor a profundidade, maior será o *slide*. (Skempton & Hutchinson 1969). O espalhamento de *slides* pode gerar falhas internas de tensão vertical que cortam o *slide* original em várias placas ou blocos. Os *slides* e *slumps* não são estruturas isoladas. Eles formam estruturas complexas com múltiplas fases de falha. As mais comuns são as múltiplas falhas retrógradas que se formam devido a uma propagação no topo da falha.

Os *slides* consistem em blocos grandes e intactos movendo-se em um plano de deslizamento bem definido, enquanto que os *slumps* podem se dividir em blocos menores e

exibem alguma deformação interna na sua estratificação original (Middleton & Hampton 1973). Os *slides* e *slumps* se distinguem dos fluxos de detritos e das correntes de turbidez, que são tipos de fluxos de gravidade, de acordo com o grau de deformação interna: os *slides* e *slumps* são caracterizados por menor deformação interna, os fluxos de gravidade são caracterizados por deformação interna maior (Middleton & Hampton 1973) (Figura 4).

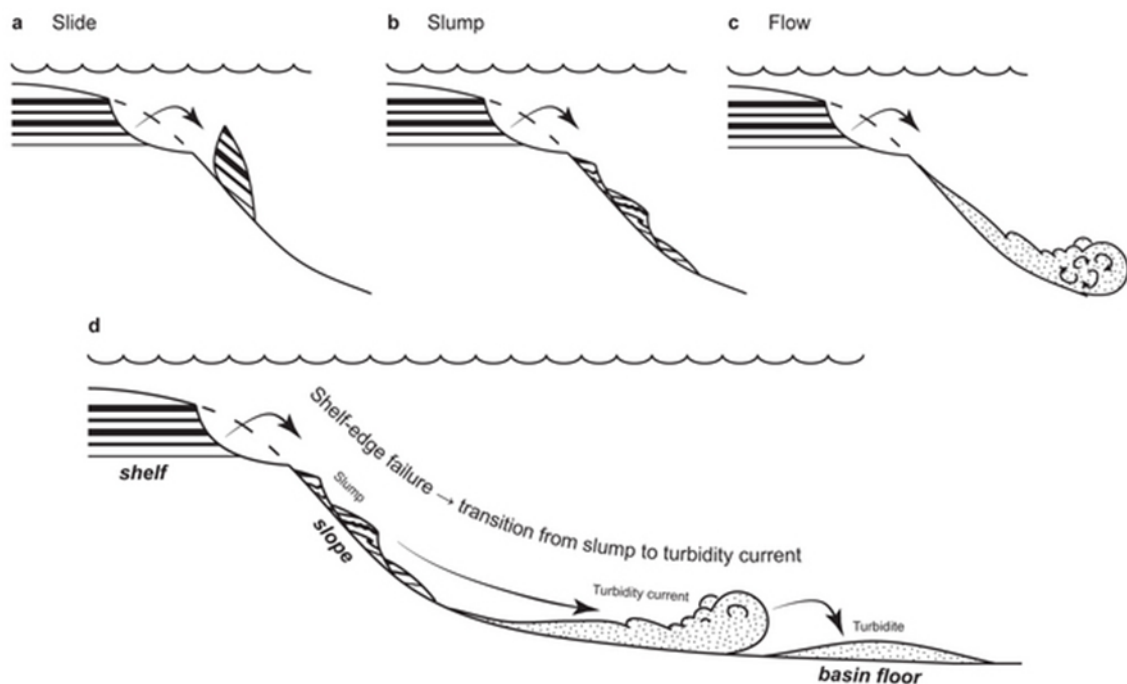


Figura 4 - (a-c) Tipos de movimentos de massa submarinos, que são distinguidos com base no grau de deformação interna. (d) Origem de um movimento de massa submarino como resultado do escorregamento do sedimento na plataforma continental, seguido da transformação do processo de escorregamento (*slumping*) para o processo de turbidez atual.

Fonte: Covault 2011

Fluxos gravitacionais

Os fluxos podem ser subdivididos em fluxos coesivos e não coesivos (Mulder & Alexander 2001). Os fluxos coesivos têm uma matriz de força que resulta da coesão entre partículas finas (silte e argila). Os fluxos de fricção (não coesivos) são feitos de partículas de tamanhos variados. O espaço entre grãos pode gerar alta porosidade preenchida por água do mar em ambientes subaquecedores.

O comportamento dos fluxos de fricção, está relacionado diretamente com a proporção relativa de grãos e água. Se a porosidade for baixa, a interação entre grãos domina (fluxo de grãos de Nardin *et al.* 1979). Se a porosidade for alta, a força da água predomina (fluxos fluidizados de Nardin *et al.* 1979).

Middleton & Hampton (1973) diferenciaram os fluxos de gravidade com base no mecanismo dominante de suporte ao sedimento (Figura 5). O aumento do teor de fluido intersticial nesses fluxos tende a diminuir a força de elasticidade. Além disso, com o aumento do teor de fluido e as interações de partículas progressivamente menos frequentes, há uma transição de fluxo de detritos para um fluxo de grãos e fluxos fluidizados. O sedimento é suportado por pressão dispersiva decorrente de interações entre grãos e com a fulga de fluidos em movimentos ascendentes nos fluxos fluidizados. As correntes de turbidez estão na outra extremidade do espectro de fluxos de gravidade, em que o sedimento é predominantemente suportado pelo componente ascendente da turbulência fluida (Middleton & Hampton 1973).

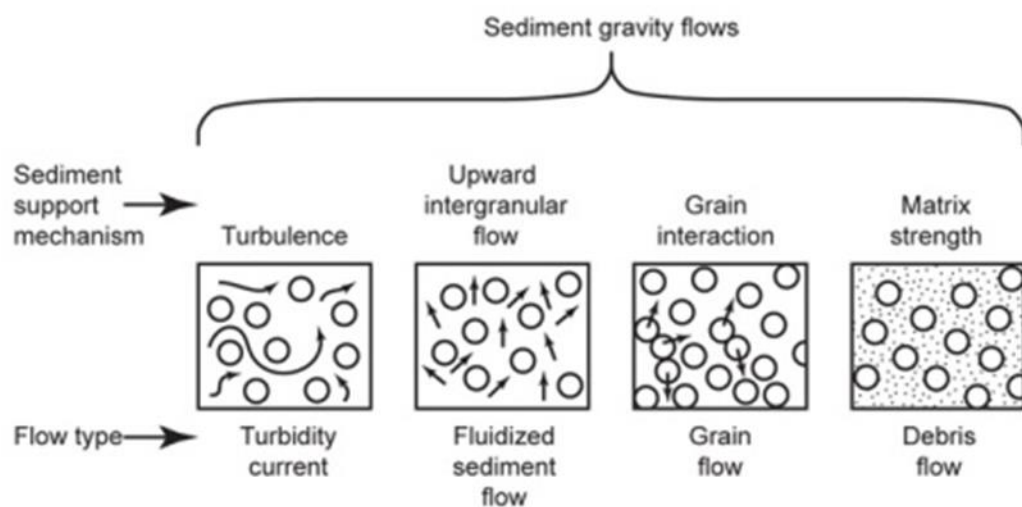


Figura 5 - Fluxos de gravidade diferenciados de acordo com o mecanismo de suporte do sedimento dominante. Modificado de Middleton & Hampton (1973). Fonte: Mulder 2011.

Fluxos coesivos (fluxos de detritos)

Os fluxos coesivos podem ser subdivididos usando a proporção de silte e argila que eles contêm, formando fluxos de lama e fluxos de silte. Fluxos com menos de 25% de argila podem ser chamados de fluxos de lama siltosos e aqueles com mais de 40% de argila podem ser classificados como fluxos de lama ricos em argila. Os fluxos de detritos podem ser ricos em lama, e em areia ou misturados. O cone submarino do Amazonas possui dois grandes depósitos de detritos (leste e oeste) no qual a unidade de detrito ocidental tem cerca de 250 km de comprimento, 100 km de largura e 125 m de espessura (Damuth & Embley 1981, Piper *et al.* 1997).

O movimento do fluxo coesivo deve-se à baixa permeabilidade da matriz. A matriz fina transmite ao fluxo uma reologia pseudoplástica e, portanto, reduz a taxa em que pode

diluir. A densidade do fluxo e sua capacidade é mantida (Stow *et al.* 1996). Uma camada de água está presa sob o “nariz” e a primeira parte do corpo do fluxo. Isso reduz a resistência ao fluxo na interface fluxo / fundo do assoalho oceânico, favorece o movimento do fluxo e reduz o poder erosivo do fluxo. Esse fenômeno é chamado de "hidroplanagem" por Mohrig *et al.* (1998) (Figura 6).

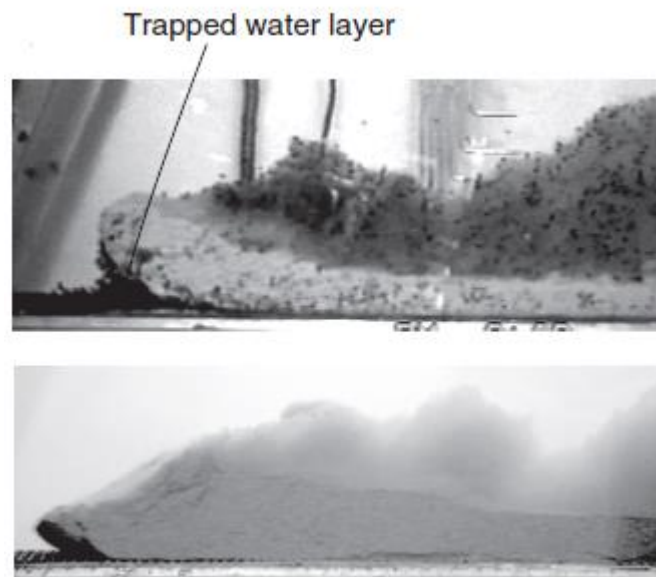


Figura 6 – Fenômeno de hidroplanagem na base de um fluxo durante uma experiência em laboratório (Mohrig *et al.* 1998).

Fonte: Mulder 2011.

Devido à existência de uma matriz coesa e da força viscosa, os fluxos de detritos podem transportar clastos de sedimentos finos ou rochas que flutuam próximo a superfície superior do fluxo. Hampton (1972) mostrou que o tamanho dos blocos carregados estava inversamente relacionado à densidade da matriz. Na maioria dos casos, o núcleo do fluxo se move como um plug rígido que se forma quando o esforço de cisalhamento interno supera a força da matriz (congelamento; Figura 7). As zonas de cisalhamento se formam nas bordas laterais do fluxo.

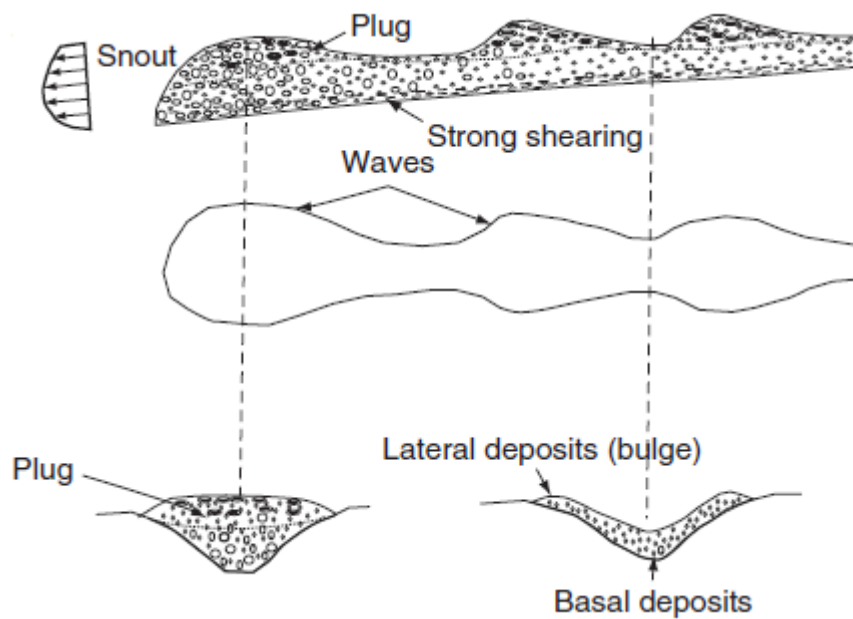


Figura 7 - Características dos fluxos de detritos. Morfologia longitudinal de um fluxo de detritos canalizados (modificado de Johnson 1984). Estrutura longitudinal imita ondas de sedimentação. A “cabeça” do fluxo (focinho) imita um lobo deposicional. Depósitos laterais (protuberância) imitam diques sedimentares.
Fonte: Mulder 2011.

Fluxos não coesivos (granulares)

Nos fluxos granulares, o suporte de partículas é devido a pressões dispersivas resultantes das interações entre grãos (Middleton & Hampton 1973). Este processo ocorre exclusivamente em areia ou siltes grossos e requer declives íngremes ($> 18^\circ$) para ser mantido. A energia do fluxo é importante e a erosão no fundo do mar devido a esses fluxos é intensa. A interação entre grãos pode tornar-se muito alta devido à crescente concentração devido à erosão do fundo do mar e ao colapso do fluxo devido à disseminação. A velocidade diminui principalmente devido a um declive no talude continental. As estruturas de erosão são frequentes na base desses fluxos. Um fluxo reverso também pode ser observado devido ao forte gradiente de velocidade entre o fundo do mar e o corpo do fluxo, além da pressão dispersiva, atuando preferencialmente em partículas maiores.

Fluxos dominados pela água

Os fluxos dominados pela água são resultados da destruição do sedimento originado a partir de um aumento na pressão intersticial (De Vries Klein 1982, Middleton & Hampton 1973). As partículas são suportadas por uma força ascendente do líquido intersticial (o que

impede o assentamento do sedimento). Os fluxos liquefeitos são definidos por Nardin *et al.* (1979) como fluxos sem coesão suportados pelo deslocamento para cima do fluido em uma estrutura pouco rígida. Esse tipo de fluxo geralmente é originado por um evento forçado que aumenta bruscamente a pressão dos poros (ondas, terremotos ou movimento ascendente de fluido). Produz sedimento com alta porosidade (por exemplo, areias rápidas). O aumento da pressão dos poros é causado pela destruição da fábrica do sedimento que já não forma uma estrutura rígida (Middleton & Hampton 1973). A fluidização descreve a transformação de um material de grão fino em direção a um estado líquido sob o efeito de gases. Os ambientes vulcânicos subaéreos são frequentes. Nichols (1995) chama de "liquefação" a transformação de um sólido em um líquido. Isso inclui a fluidização quando a transformação resulta do movimento do líquido dos poros, a liquefação é causada pela agitação do grão durante o esforço de cisalhamento cíclico e a liquefação de cisalhamento, que resulta do movimento do grão durante a aplicação de um estresse de cisalhamento através de um corpo arenoso.

A capacidade de transporte do fluxo é mantida enquanto a pressão dos poros é maior do que a pressão hidrostática. A dissipação na pressão dos poros ocorre rapidamente durante o movimento. Depende da permeabilidade (essencialmente devido à distribuição do tamanho do grão) do sedimento transportado.

Fluxos turbulentos

Os fluxos turbulentos são chamados de "correntes de turbidez", sendo comumente mal utilizado. Ele designa um fluxo que não é turbulento nem ao menos uma corrente.

A etimologia da "corrente de turbidez" significa um fluxo turvo (isto é, um fluxo com partículas em suspensão), mas definições amplamente aceitas de correntes de turbidez (Middleton & Hampton 1973) afirmam que são fluxos gravitacionais de sedimentos, onde este é suportado principalmente pelo componente da turbulência do fluido. "Principalmente" significa que, dentro do mesmo fluxo, podem haver outros processos que suportam as partículas que atuam próximo ao fundo. Bagnold (1962) adiciona um limite de 9% de concentração de sedimento em volume para suporte turbulento de sedimentos. Isso é usado como o valor limiar para definir correntes de turbidez.

O termo "corrente" refere-se ao movimento contínuo de um corpo fluido em uma determinada direção com uma velocidade uniforme (Bates & Jackson 1980). Os fluxos

turbulentos podem ser subdivididos usando a uniformidade do fluxo em surtos de ondas turbulentas (intervalo de horas a dias), fluxos de longa duração de surtos de onda e correntes quasi-estáveis ou correntes de turbidez (intervalo de semanas a meses; Figura 8).

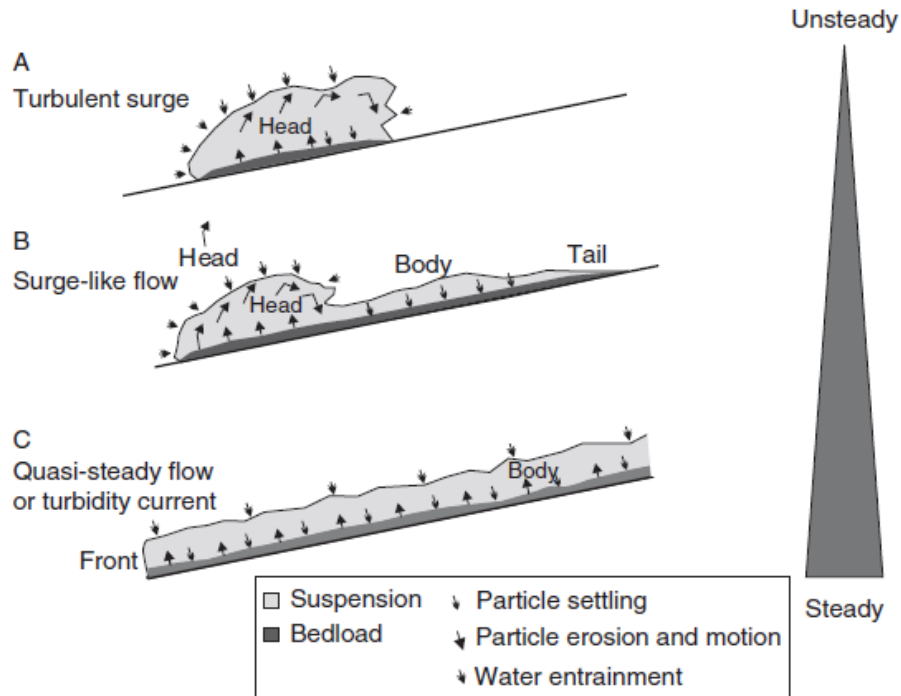


Figura 8 - Terminologia de fluxo turbulento (modificado de Laval 1988, Laval *et al.* 1988, Lüthi 1980). (A) Onda turbulenta (modificada de Pickering *et al.* 1989). (B) Fluxo semelhante a um surto. (C) Corrente quasi-estável ou corrente de turbidez.

Fonte: modificado de (Mulder 2011).

Consequentemente, uma corrente de turbidez é definida como uma corrente onde a turbulência do fluido é o principal mecanismo de transporte de partículas, embora outros mecanismos também possam funcionar em graus variados.

Os processos para dar origem a um fluxo sempre incluem um componente gravitacional. Estes processos podem ser iniciados por correntes oceânicas de três tipos: (1) processos oceânicos que atuam, por exemplo, no topo de canyons, (2) transformação de um slide submarino num fluxo laminar e depois turbulento e (3) fluxo direto dos rios continentais para o ambiente submarino (injeção concentrada de suspensão de sedimentos de Normark & Piper 1991, Piper & Normark 2009).

A maioria dos processos na origem dos fluxos de gravidade diminuem a força de cisalhamento do sedimento aumentando a pressão dos poros:

- Processos dinâmicos na plataforma continental: marés, ondas de tempestade, swells;
- Terremotos;

- Derretimento de gelo;
- Vazamento de fluidos no fundo do mar; o fluido pode ser água, metano termogênico, metano biogênico ou metano proveniente da mudança de fase de hidratos de gás (Figura 8) (Locat & Lee 2002, Wheeler & Stadnitskaia 2011, Hesse & Schacht 2011, Imbert 2011).

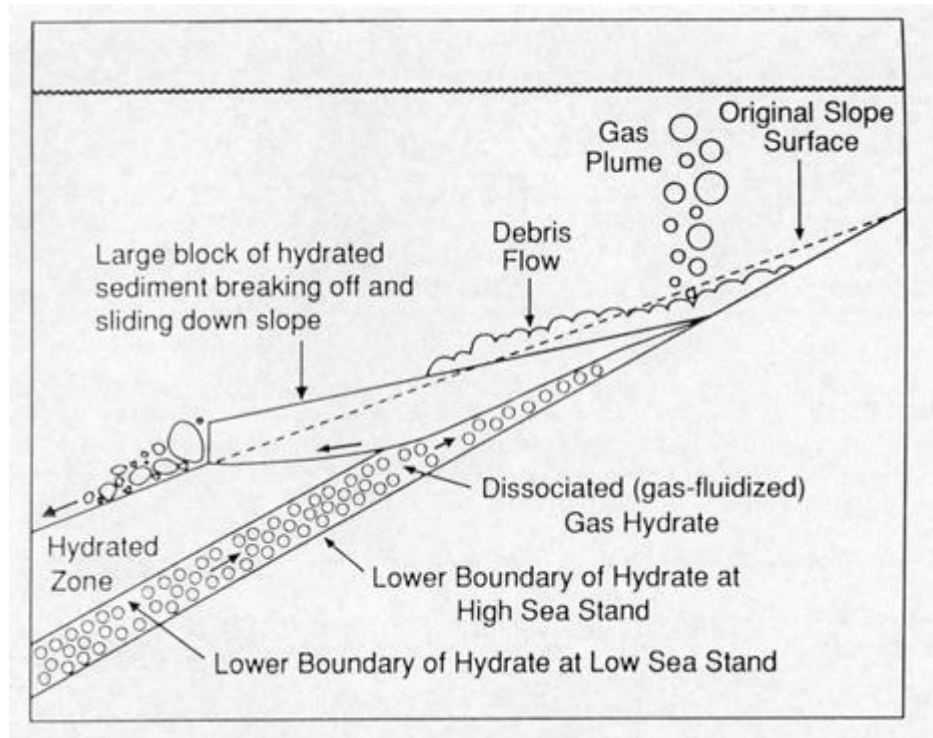


Figura 9 – Deslizamento de grandes blocos ocasionado por vazamentos de hidratos de gás submarino.
Fonte: Modificado de (Kvenvolden 1993).

4 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no Talude Continental Superior do Amazonas na zona equatorial do Oceano Atlântico Sul, adjacente à foz do rio Amazonas (Figura 10).

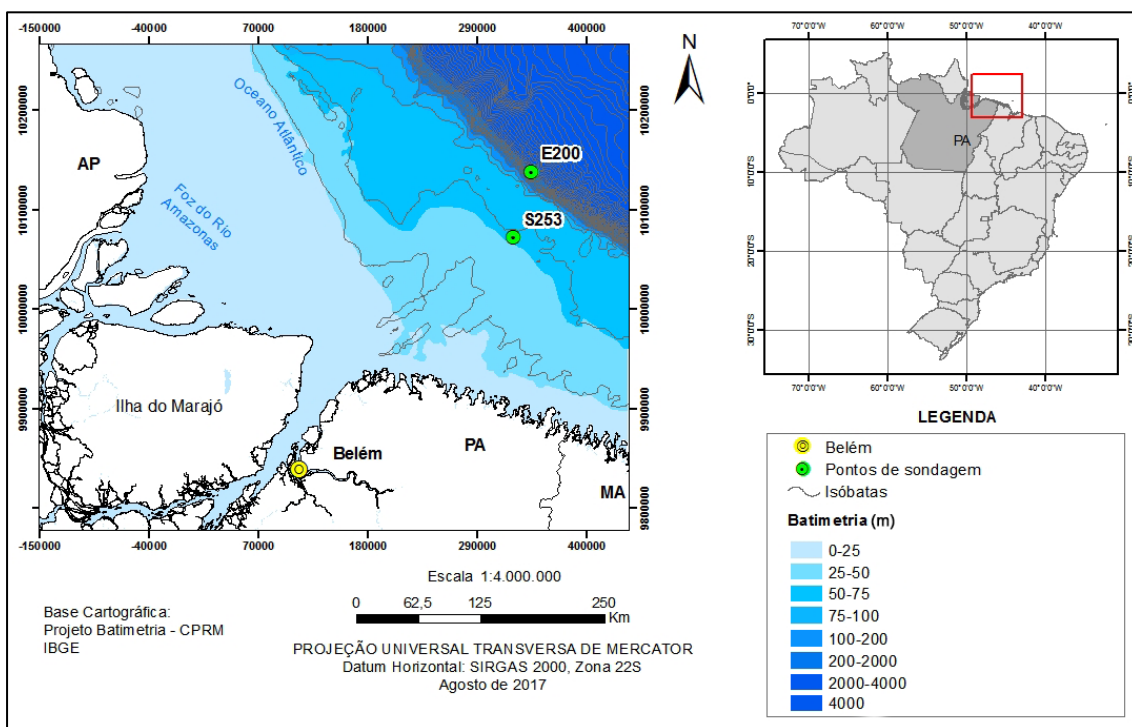


Figura 10 - Mapa de localização dos pontos de sondagem dos testemunhos no talude continental superior da Foz do Amazonas.

Fonte: A Autora.

As coordenadas geográficas dos pontos amostrados estão contidas na tabela 1.

Tabela 1 - Coordenadas geográficas, profundidade e comprimentos dos testemunhos amostrados.

Testemunho	Latitude	Longitude	Comprimento (m)	Profundidade (m)
S253	0°39'17.35"N	46°33'10.86"W	3,70	1.057
E200	1°14'57.34"N	46°23'10.18"W	4,58	1.021

Fonte: Autora.

4.2 BACIA SEDIMENTAR DA FOZ DO AMAZONAS

A bacia da foz do Amazonas é localizada na porção oeste da margem equatorial brasileira sendo limitada a noroeste pelo platô Demerara e a sudeste pela ilha de Santana

(bacia Pará-Maranhão) (Brandão & Feijó 1994). Ocupa uma área de 268.000 km² (Brandão & Feijó 1994) onde 33% dessa área corresponde à plataforma continental até a cota batimétrica de 200 m, e 45% à região de águas profundas chamada de Cone do Amazonas (Bruno 1987).

4.2.1 Estratigrafia da bacia da foz do Amazonas

Segundo Brandão e Feijó (1994) o arcabouço estratigráfico da bacia da foz do Amazonas compreende a três principais fases: pré-rifte, sinrifte e pós-rifte. A megassequência pré-rifte corresponde aos primeiros registros sedimentares da bacia, representados pela formação Calçoene (basaltos intercalados com sedimentos arenosos - Triássico); a megassequência rift é relacionada à abertura final do oceano Atlântico, correspondendo a sedimentos siliciclásticos (formação Cassiporé); e a megassequência Pós-rift ou Margem continental passiva na qual ocorre deposição de 3 sequências sedimentares distintas: do Cretáceo Superior ao Paleoceno, do Paleoceno Superior ao Mioceno Médio e do Mioceno Médio ao Holoceno.

A sequência do Cretáceo Superior ao Paleoceno é representada pela formação Limoeiro onde os sedimentos fluviais são intercalados com depósitos flúvio deltaicos, neríticos e batiais (Schaller *et al.* 1971).

A sequência do Paleoceno Superior ao Mioceno Médio é composta por clastos finos a grosseiros (sistema flúvio-deltaico) - Formação Marajó, por carbonatos de água rasa formando uma plataforma carbonática - Formação Amapá, e um sistema de folhelhos de talude com calcilutitos - Formação Travosas (Brandão & Feijó 1994, Schaller *et al.* 1971)

Enfim, a sequência do Mioceno Médio ao Holoceno corresponde à sequência deposicional mais nova e está associada com a Orogenia Andina. É representada por uma expressiva cunha sedimentar clástica progradante que forma uma grande espessura sedimentar na foz do Amazonas. Essa sequência compõe o Grupo Pará com três formações: Formação Tucunaré (arenitos grosseiros de origem fluvial, gradando para arenitos finos de costa, turfas e carbonatos terrígenos), a formação Pirarucu (arenitos finos e argilitos prodeltáicos de leques submarinos), e a formação Orange (espesso pacote pelítico constituído por folhelhos, siltitos e argilitos (Schaller *et al.* 1971). No Cone do Amazonas, há uma intensa tectônica gravitacional que estrutura toda a seção cenozóica por meio de falhas extensionais e falhas de empurrão na direção da bacia profunda (Da Silva & Rodarte 1989). A seção sísmica na Foz do Amazonas

está apresentada na figura 11, enquanto que a coluna estratigráfica contendo as unidades litoestratigráficas da bacia da Foz do Amazonas mencionadas, está mostrada na figura 12.

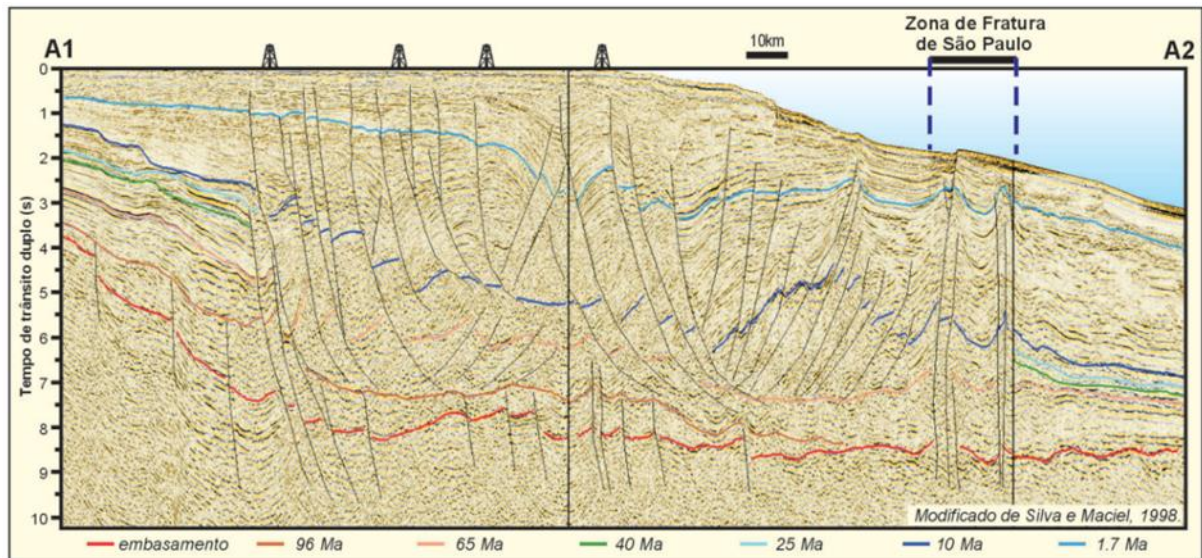


Figura 11 - Seção sísmica na Foz do Amazonas.
Fonte: Da Silva & Rodarte (1989).

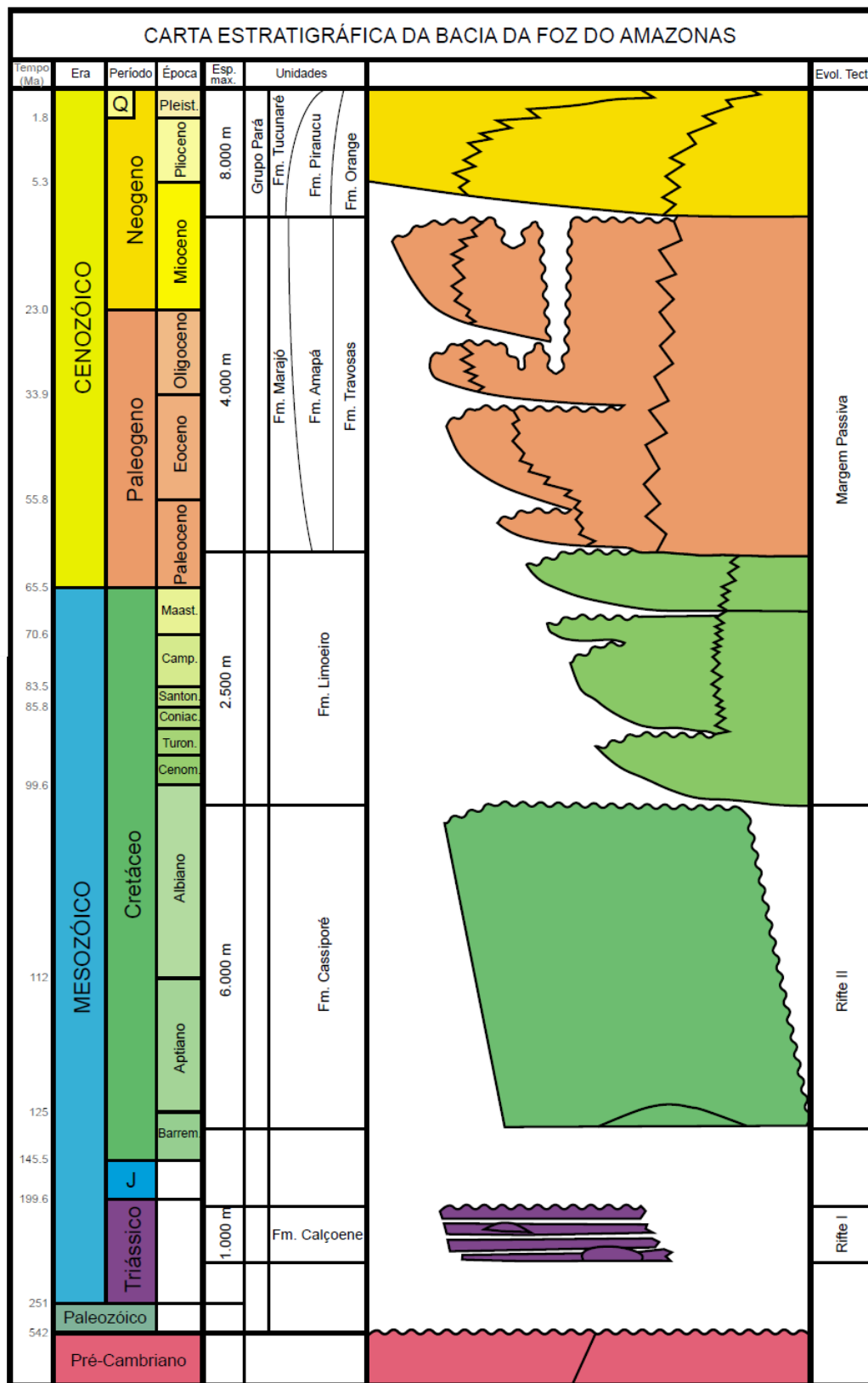


Figura 12 - Carta estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas.
 Fonte: Brandão & Feijó (1994).

4.2.2 Geologia estrutural

De acordo com Soares Jr. (2008), a bacia do Amazonas é resultado de três eventos tectônicos com evolução distinta durante o tempo: (1) neotriássico - é resultado do intenso magmatismo associado à abertura do Oceano Atlântico Central, onde formou-se um hemigráben alongado, limitado por falhas normais de direção NW-SE abrigando as rochas vulcânicas da Formação Calçoene; (2) Eocretáceo – representa a formação de um sistema de grábens alongados cuja direção NW-SE e com mais de 200 km de extensão abrigou os da formação Cassiporé; (3) Início do albianos - está relacionado com o final da separação da América do Sul com a África e conectou a bacia da Foz do Amazonas com a Bacia do Pará Maranhão. Ainda neste último evento, o gráben Cassiporé expandiu, seguido da formação de margem passiva, com o início da formação das falhas transformantes de direção ENE-WSW, que seccionou os grábens de direção NW-SE (Figuras 13 e 14).

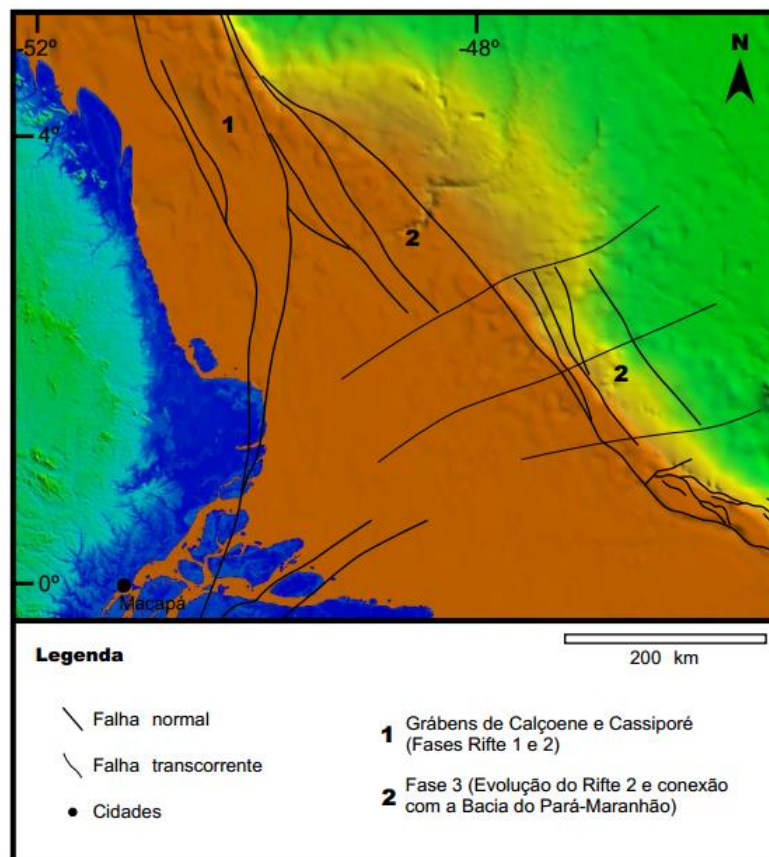


Figura 13 - Mapa estrutural da bacia da foz do Amazonas.
Fonte: Soares Jr. (2007).

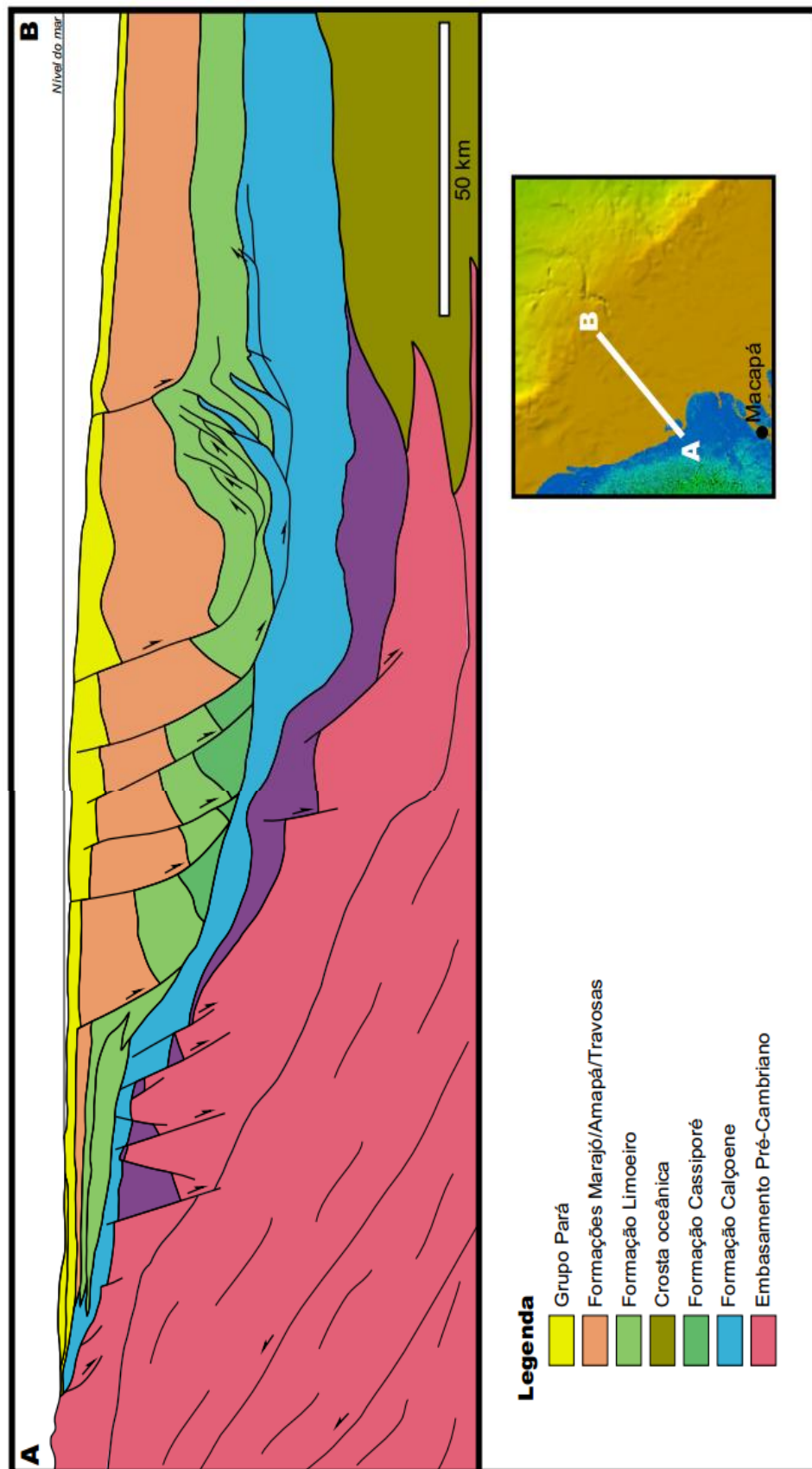


Figura 14 - Seção geológica da Bacia da Foz do Amazonas.
 Fonte: Soares Jr. (2007).

4.2.3 Plataforma continental do Amazonas

Fisiografia

A Plataforma Continental do Amazonas com gradiente suave da costa até a isóbata de 100 m, tem a sua isóbata de 20 m afastada mais de 100 km da costa na região da foz do rio Amazonas. Esta região é considerada um ambiente altamente energético devido à variação de intensidade de fenômenos físicos como marés, correntes e ventos atuantes na região, além de ser fortemente afetada pela descarga hídrica e sólida provenientes do rio Amazonas e rio Pará (Gabiox *et al.* 2005). A plataforma continental apresenta largura máxima de 330 km na frente da foz do rio Amazonas. A Plataforma Continental do Amazonas é subdividida em partes interna, média e externa (Figura 14).

A plataforma continental interna é limitada ao norte pela isóbata de 40 m, com gradiente suave, da ordem de 1:4.000. A isóbata de 20 m é marcada por várias irregularidades desenhando pequenas reentrâncias em frente à quase todos os sistemas estuarinos atuais (Kuehl *et al.* 1982).

A plataforma continental média está situada entre as isóbatas de 40 m e 60 m onde apresenta gradiente de 1:300, demonstrando ser a área mais inclinada. Nesta área, a espessura das camadas de lama diminui (taxa de acumulação é menor) e ocorrem feições erosivas (Kuehl *et al.* 1982).

A plataforma continental externa está localizada entre as isóbatas de 40 m e 80 m, com um gradiente de 1:2000. A isóbata de 80 m se comporta como uma linha sinuosa, contendo importantes endentações longitudinais e paralelas. As feições mais importantes possuem 130 km de comprimento e 10 km de largura, assemelhando-se aos sistemas flúvio-estuarinos atuais. (Kuehl *et al.* 1982).

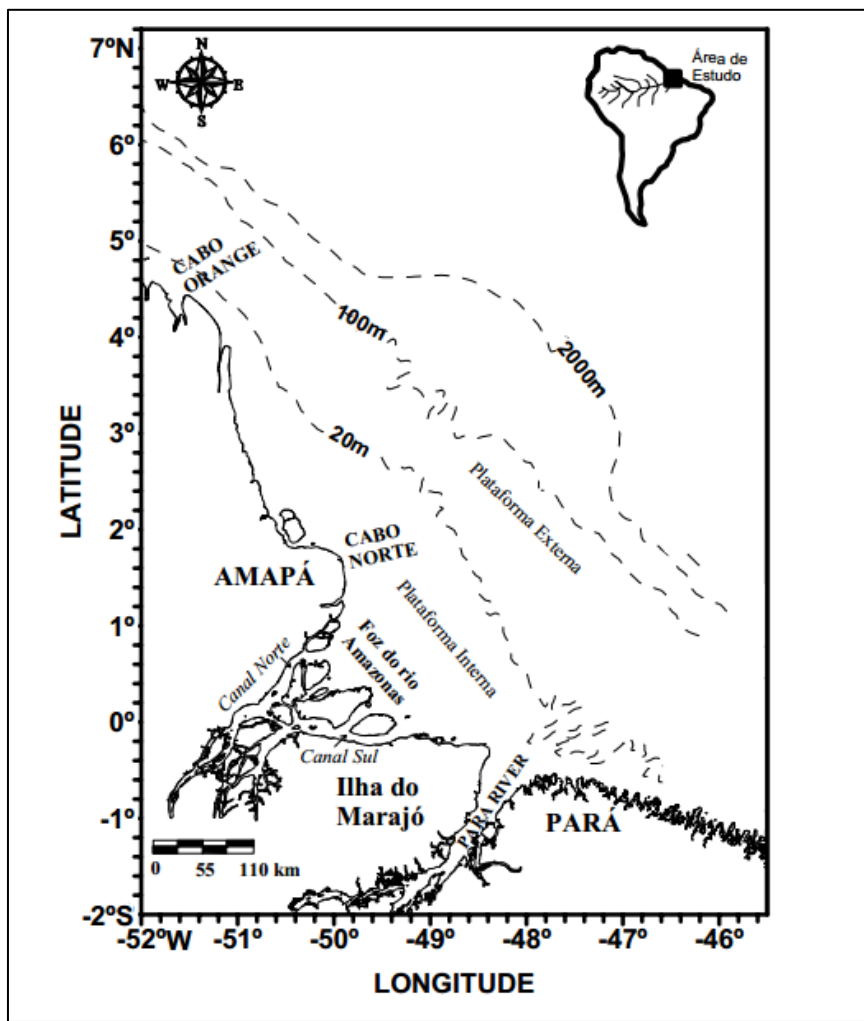


Figura 15 – Mapa da Plataforma Continental do Amazonas. As isóbatas de 20 m e 100 m marcam os limites da Plataforma Continental interna e externa.

Fonte: Silva 2006.

Sedimentologia da Plataforma Continental Amazônica

A sedimentação na Plataforma Continental do Amazonas foi iniciada com o rifiteamento da América do Sul da África há cerca de 130 milhões de anos. Desde a elevação dos Andes no Mioceno, sedimentos siliciclásticos tem dominado a Margem Continental Norte brasileira e devido à posterior estabilização tectônica da região, muitos desses sedimentos foram exportados, resultando no chamado Cone do Amazonas (Milliman 1979, Kumar *et al.* 1977).

Atualmente a Plataforma Continental interna do Amazonas é dominada por sedimentos lamosos, na isóbata de 60 m, sendo mais expressivos em frente ao Golfão Amazônico (Barreto *et al.* 1975, Gibbs 1973, Nittrouer *et al.* 1983). O conteúdo de areia nesses sedimentos é menor que 1%. A transição dos depósitos de lama da Plataforma interna

para os depósitos de areia e de cascalho da Plataforma interna e externa coincide com o gradiente abrupto entre a cunha de lama e o fundo altamente refletivo de areia (Coutinho 1995).

Ao largo dos Cabos Orange e Norte são encontrados areias e cascalhos ricos em oólitos, moluscos e foraminíferos bentônicos em depósitos relictos (entre isóbatas de 60 m e 100 m) (Silva 2006).

A plataforma continental média é dominada por areia quartzosa fina, com presença de cascalho composto de detritos de algas e recifes que estão sendo retrabalhados desde o Holoceno, possuem teores de carbonato de cálcio inferiores a 25 %. Ao norte do rio Pará, os grãos de areia são mais subarcoseanos e angulosos que ao Sul, onde estes são ortoquartzíticos, subangulosos e arredondados (Coutinho 1995).

Já na plataforma continental externa, são encontradas fácies de areia quartzosa biodetrítica, constituída por sedimentos ricos em carbonato (Milliman & Barretto 1975). Na frente do rio Pará, ocorrem sedimentos marinhos constituídos por algas vermelhas calcáreas (*maerl*), além de recifes algálicos nas isóbatas de 40 m e 100 m. Na Plataforma Continental externa do Amapá, podem ocorrer sedimentos fortemente coloridos por óxido de ferro, contendo litoclásticos, assemelhando-se em natureza arcoseana dos sedimentos que circulam o Golfão Amazônico (Coutinho 1995).

Nittrouer *et al.* (1983) reconheceram 3 depósitos sedimentares na Plataforma Continental do Amazonas (Figura 16): (1) na plataforma continental externa tem-se o primeiro depósito com 90% de areias finas; (2) na plataforma continental interna o segundo depósito é caracterizado por lamas compostas por 95% de silte e argila, (3) o terceiro depósito corresponde a um corredor que se estende desde a frente da foz do rio Amazonas, com intercalações de lamas e areias.

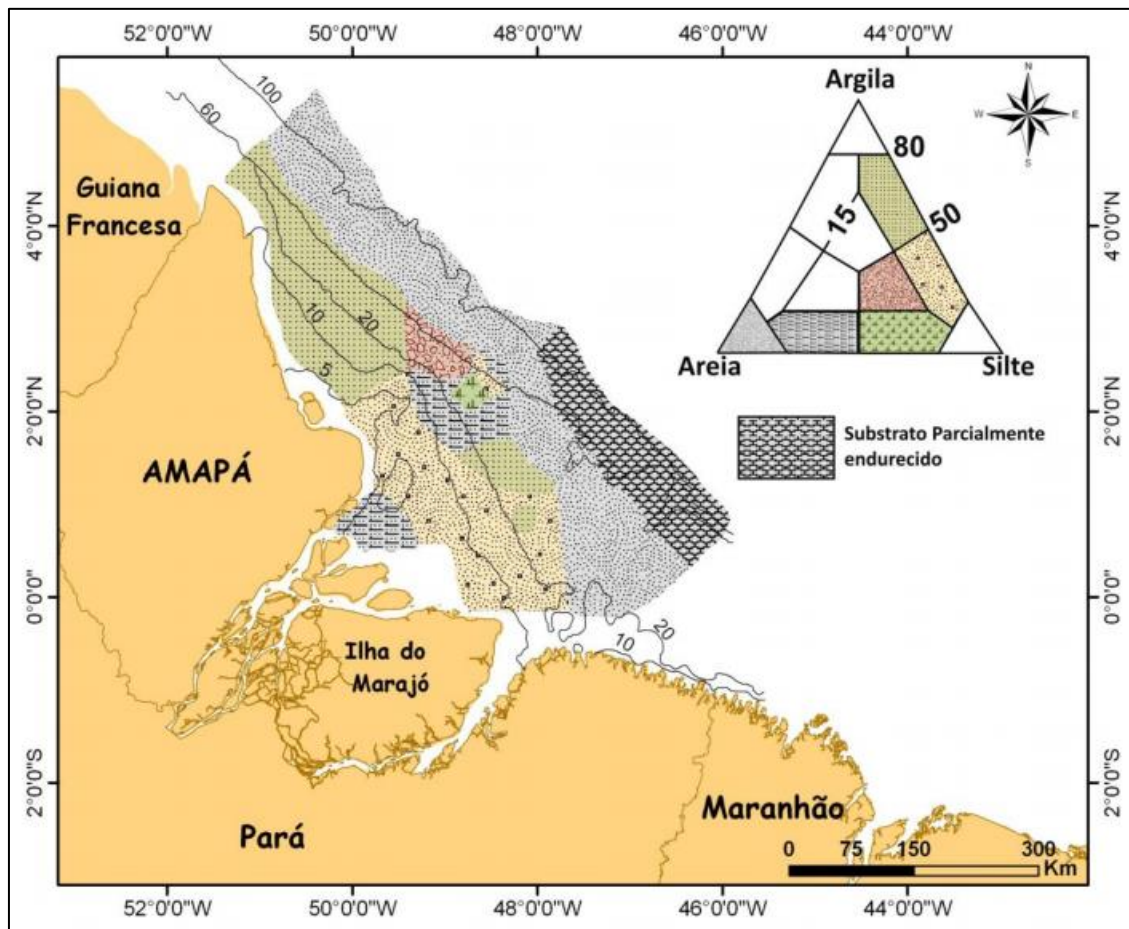


Figura 16 - Mapa da distribuição dos sedimentos na Plataforma Continental do Amazonas. Adaptado de Kuehl *et al.* (1982).

Fonte: Souza 2010.

4.2.4 Cone do Amazonas

O cone do Amazonas está situado na parte profunda da bacia da Foz do Amazonas (Figura 12). Sua formação teve início a partir do soerguimento da Cordilheira dos Andes, no Mioceno Médio, quando a drenagem do Amazonas teve seu sentido invertido do oceano Pacífico para o oceano Atlântico. Associado a este fenômeno, a regressão marinha permitiu a deposição de um grande volume de sedimentos terrígenos para além da plataforma continental, resultando no prisma progradante atual. De acordo com Damuth & Kumar (1975), o cone do Amazonas é dividido em três domínios, no sentido da planície abissal: cone superior (1º zona), cone médio (2º zona) e cone inferior (3º zona) (Figura 17).

O cone superior, localizado junto à quebra da plataforma continental é caracterizado por falhamentos normais, soterrados, causados por escorregamentos gravitacionais associados a fluxo sedimentar. Possui gradiente de 1:70 e se estende desde a esta quebra até profundidades de 3.000 m, onde se apresenta o cânion submarino do Amazonas, com relevo

relativo de 500 m. O cone médio está localizado na parte média, com gradiente de 1:200 até a profundidade de 3.800-4.200 m. É caracterizado por novas falhas lístricas mais espaçadas e com maior rejeito, geradas pela progradação da sequência deltaica e inúmeros canais distributários flanqueados por diques marginais. Já o cone inferior está localizado na parte mais externa com gradiente de 1:570 e é caracterizado pela diminuição da espessura sedimentar sobre a camada de argila mal-compactada, com presença de diápiros de argila nas camadas sobrepostas. Nesta parte ocorrem extensas áreas aplainadas pelos depósitos distais da sedimentação turbidítica.

Vários autores sugerem que os depósitos de movimento de massa (MTDs) do cone do Amazonas são induzidos e modulados por variações glacio-eustáticas. Durante as fases de rebaixamento do nível eustático, a dissociação dos hidratos de gás seria um dos principais mecanismos acionadores de deslizamentos submarinos, enquanto que, durante a fase de subida do nível eustático, o deslocamento dos depocentros para regiões de borda de plataforma continental se tornam a causa de maior relevância.

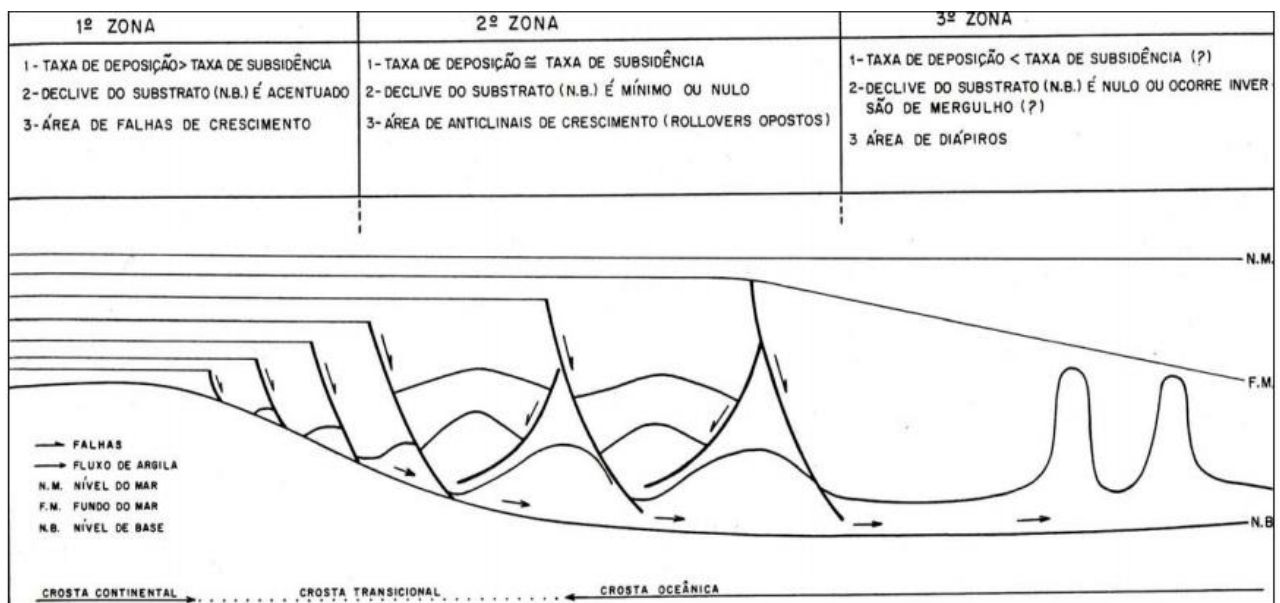


Figura 17 - Esquema simplificado sem escala, mostrando o modelo estrutural do Cone do Amazonas de Bruno (1987)
 Fonte: Carvalho (2008)

O arcabouço estrutural ativo do cone apresenta uma segmentação de primeira ordem marcada por dois compartimentos estruturais individualizáveis (compartimentos NW e SE) (Figura 18). Esses compartimentos interagem através de uma rampa de revezamento “*relay-ramp*” onde há um relativo movimento de transferência entre os compartimentos, além de

exercer um controle estrutural sobre o sistema cânion-canal submarino do Amazonas direcionando a dispersão sedimentar do leque submarino.

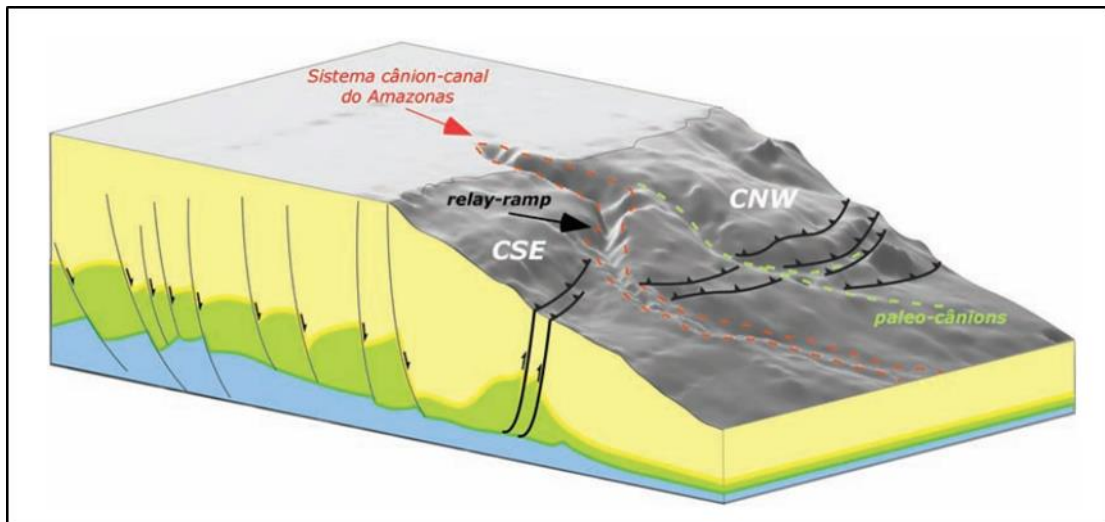


Figura 18 - Bloco diagrama 3D ilustrando a rampa de revezamento "relay-ramp" entre os compartimentos estruturais NW e SE. CNW = Compartimento Noroeste e CSE = Compartimento Sudoeste.

Fonte: Perovano (2009).

4.2.5 Talude continental do Amazonas

Ao contrário das margens continentais típicas definidas por Heezen *et al.* (1959), a Margem Continental do Amazonas não possui talude e elevação continental bem definidos,. Existe um talude continental contínuo desde a quebra da plataforma continental até a planície abissal de Demerara, localmente interrompido por cânions, channel-levees, cicatrizes de deslizamento, fluxo de detritos e diápiros de lama.

Nittrouer *et al.* (1983) definiram como o “Pé do Talude” o ponto de variações máximas do gradiente, utilizando método da segunda derivada no perfil batimétrico. Na figura 10 é mostrado o perfil batimétrico (em preto) e a segunda variada (em azul), assim como o “Pé do Talude” representado com o triângulo vermelho. Ainda na figura 19 a base do talude continental está indicada pela seta vermelha, onde apresentam características de channel-levees.

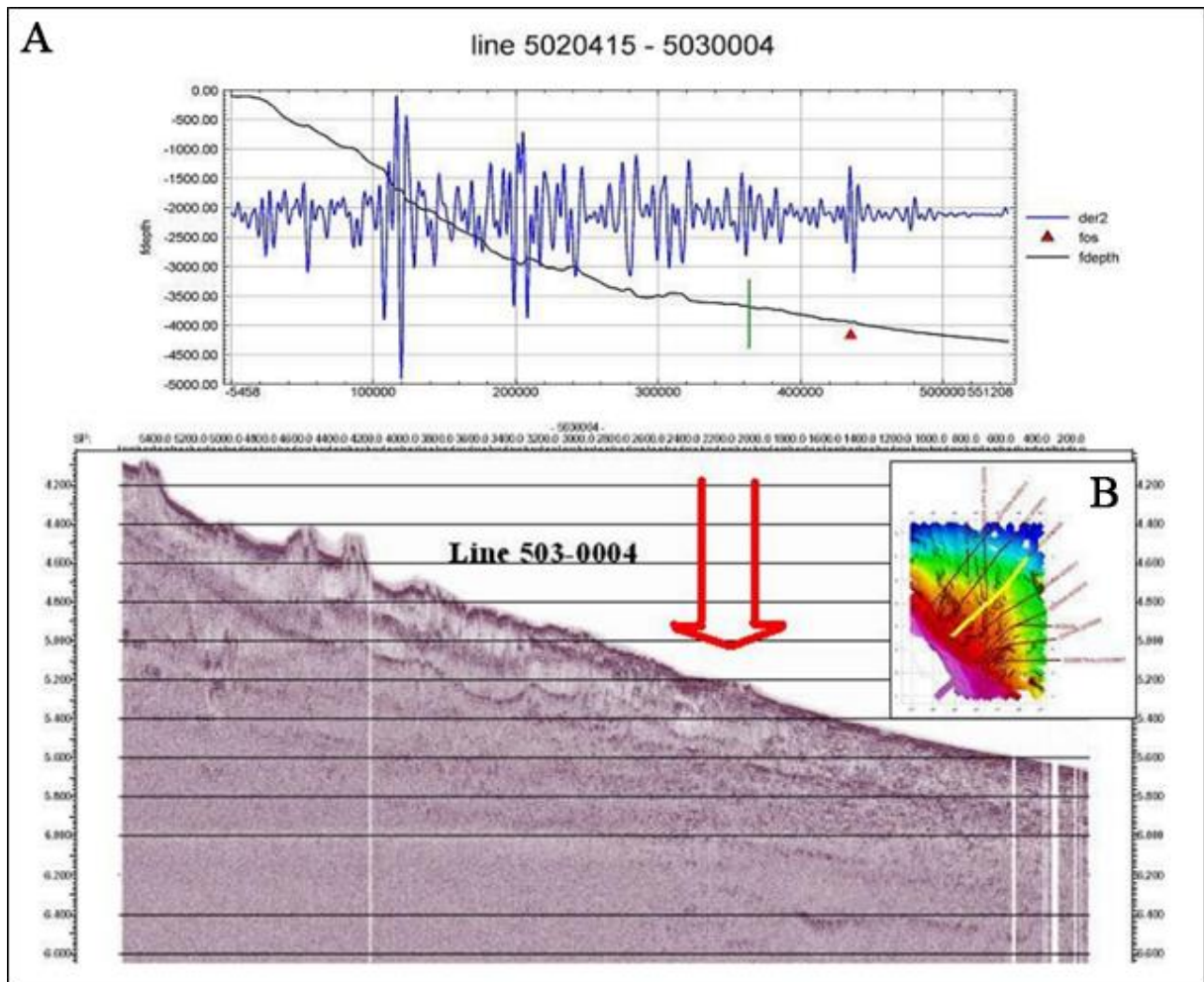


Figura 19 - Perfil batimétrico e sísmico do Talude continental da foz do Amazonas.
 Fonte: Jeck I. K. *et al.* (2005). Centro de Hidrografia da Marinha (CHM).

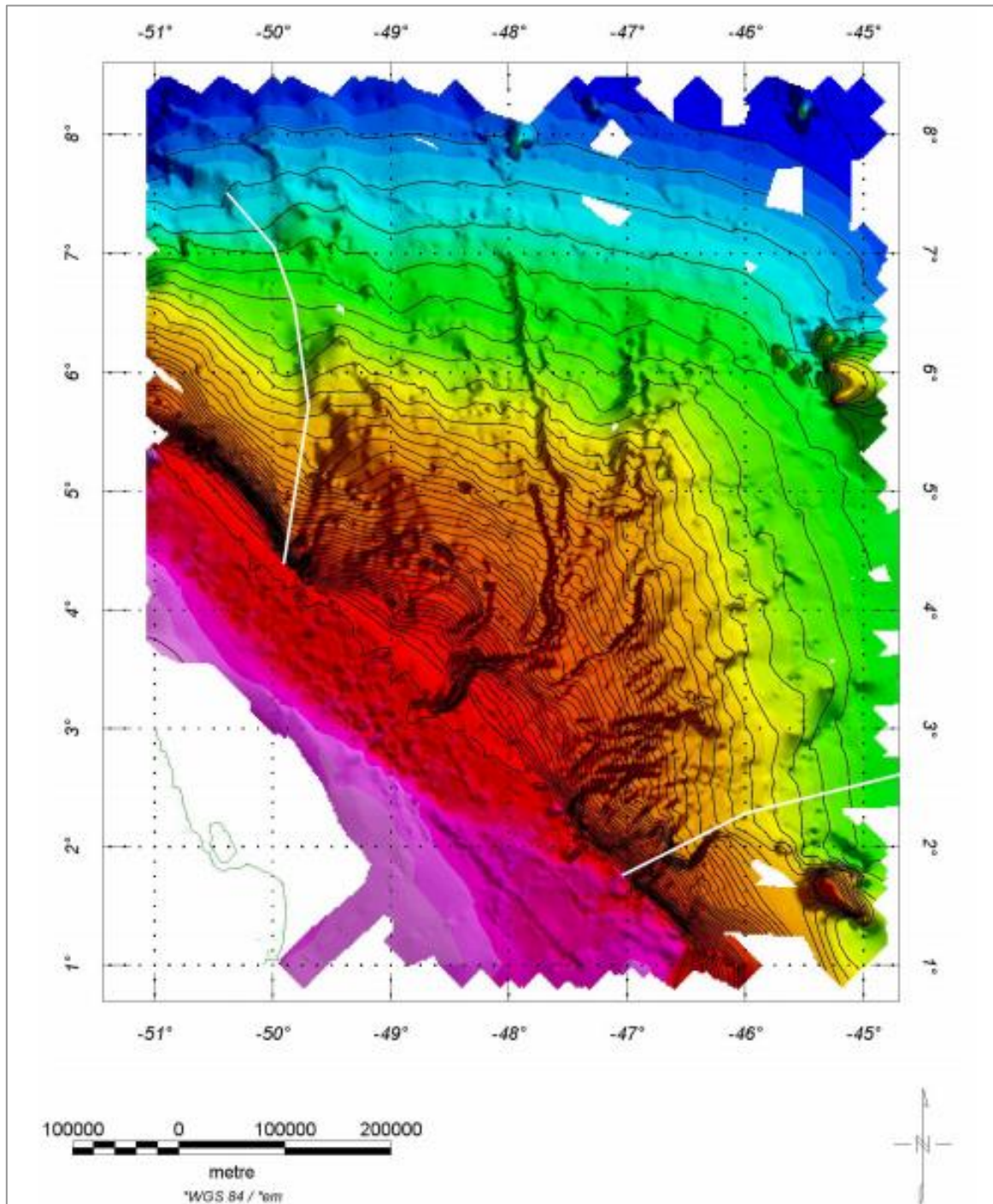


Figura 20 - Ampliação da Figura 10b. Batimetria 3D do Cone do Amazonas
 Fonte: Jeck I. K. *et al.* (2005). Centro de Hidrografia da Marinha (CHM).

4.3 ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS

4.3.1 Dinâmica sedimentar

O rio descarrega cerca de $180,000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ de água doce no oceano Atlântico. A vazão do rio gera uma enorme pluma estuarina superficial sobre a Plataforma Continental do Amazonas (Oltman 1968, Muller-Karger *et al.* 1988).

O grande aporte de sedimentos finos pelo rio Amazonas e a presença de processos físicos energéticos na região, caracteriza esta plataforma continental como detentora de altas concentrações de sedimento em suspensão de até $1,3 \times \text{ton. ano}^{-1}$, podendo ser descarregados, durante o período de descarga máxima. Uma quantidade de 85% a 95% desses sedimentos são constituídos de silte e argila (Nittrouer & DeMaster 1986).

Essa pluma de turbidez é a fonte de sedimentos que formam camadas de lama do fundo, criando estratificações, inibindo o processo de mistura vertical, e reduzindo à dissipação turbulenta na camada-limite de fundo, se tornando, portanto, de significativa importância em todo o processo de dinâmica sedimentar na região. (Trowbridge & Kineke 1994, Souza 2010).

De acordo com Curtin & Legeckis (1986), concentrações significativas de material em suspensão (maiores que 10 mg L^{-1}) em águas superficiais estendem-se a cerca de 200 km da foz do rio em direção ao mar. Já no fundo, as concentrações são tipicamente altas com valores máximos próximos à foz do rio e a norte do cabo Norte e valores inferiores na região oceânica. Na plataforma continental interna e média, o fluido de lama recobre uma região que varia sazonalmente entre 5.700 a 10.000 km^2 , com espessura de 7 m (Kineke & Sternberg 1995, Silva 2006).

Segundo Kineke *et al.* (1996) cerca de 65% dos sedimentos acumulam-se em frente e a noroeste da foz do rio Amazonas, entre as isóbatas de 40 m e 60 m; 7 a 17% são transportados em águas rasas; e menos de 5% da quantidade de sedimentos do rio seria advectada pela pluma superficial além da região de formação do depósito de lama fluida a noroeste da foz.

4.3.2 Correntes Oceânicas

Segundo Geyer & Kineke (1995), os parâmetros oceanográficos atuantes na plataforma continental do Amazonas têm como característica alta energia e extrema

variabilidade, devido à ocorrência de fortes correntes de maré, grande descarga de água fluvial e ventos constantes associados à Corrente Norte do Brasil (CNB).

A Corrente Norte do Brasil (CCNB) é a maior corrente de contorno oeste nas latitudes tropicais do Oceano Atlântico. Sustenta um sistema zonal de contracorrentes e transporta cerca de 35 Sv a 36 Sv (Sverdrup; 1 Sv = 106 m³/s) do oceano Atlântico Sul para o Equador. Sua velocidade varia de 25 a 250 cm/s fluindo ao longo da quebra da Plataforma Continental do Amazonas, sobre o talude continental, predominantemente no sentido Noroeste. Essa corrente sofre retroflexão para Leste, sazonalmente, ao Norte próximo ao estado do Amapá, alimentando a Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE) e contribuindo para a formação de vórtices/turbilhões anticiclônicos.

Além disso, estudos indicam que a Corrente Norte do Brasil através da sua retroflexão alimenta outras correntes oceânicas, em diferentes períodos, profundidades e latitudes fazendo com que a região do norte equatorial brasileiro seja considerada por muitos como um dos locais que possuem circulação oceânica mais complexa do planeta (Figura 21)

Muller-Karger *et al* (1988) verificaram que anualmente, entre os meses de junho e janeiro a pluma é redirecionada pela retrofleção da CNB, e transportada pela Contra Corrente Norte Equatorial em direção ao continente africano; e durante os meses de Fevereiro e Maio a contra-corrente e a retroflexão diminuem significativamente, e as águas de baixa salinidade se deslocam para noroeste, em direção ao mar do caribe.

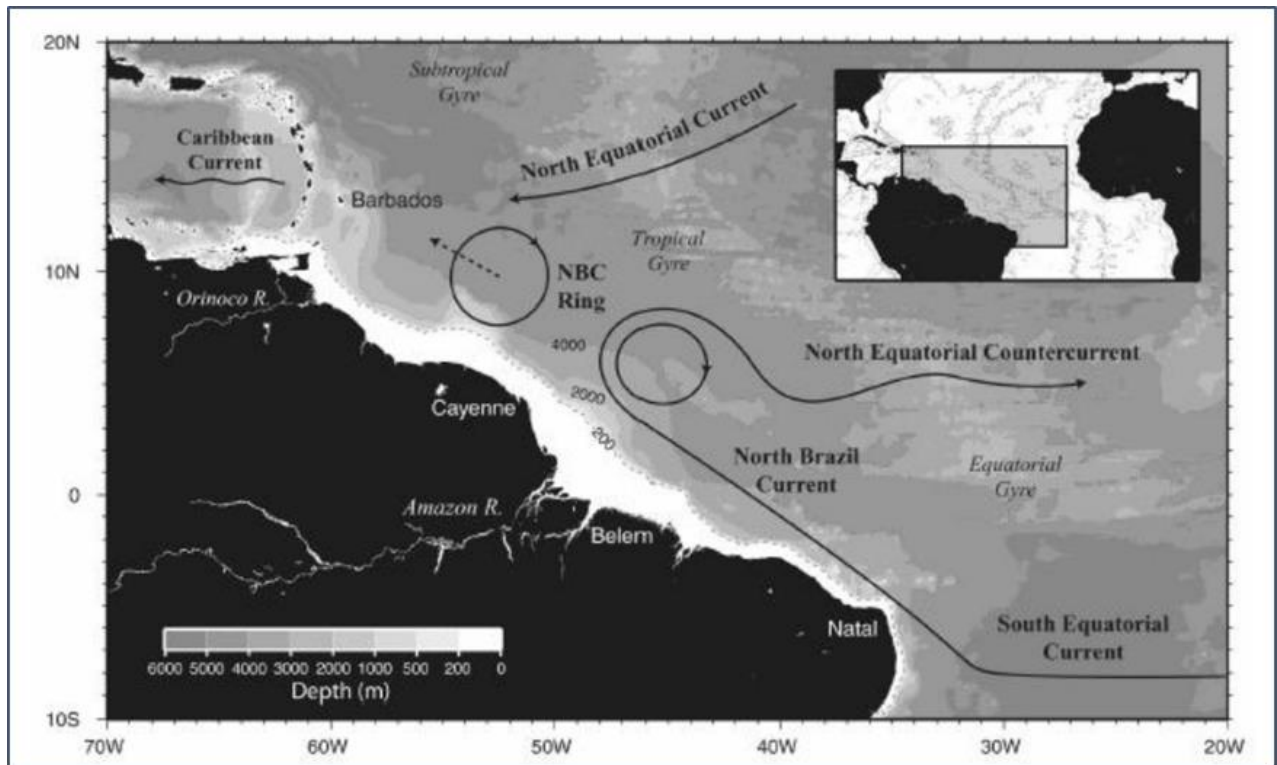


Figura 21 - Corrente Norte do Brasil e seu comportamento na região Equatorial do Brasil
In: Souza 2010.

4.3.3 Correntes de Maré

A maré na região amazônica é predominantemente semi-diurna, com principais componentes M2 (período de 12, 42 horas) e S2 (período de 12 horas). Próximo à foz do rio, a maré representada pela componente M2 propaga-se através da plataforma continental em direção ao rio como uma onda progressiva, com amplitudes decrescentes e fases crescentes à medida que a onda de maré avança sobre o rio. Já na plataforma continental ao norte do cabo Norte, a mesma componente comporta-se como onda estacionária, com amplitudes maiores de 1,5 m próximos à costa devido o efeito de quase-ressonância provocado pela conformação da costa entre o Cabo Norte e o Cabo Cassopóré (Beardsley *et al.* 1995, Gallo 2004, Gallo & Vinzon 2005).

As correntes de marés são orientadas na direção transversal da plataforma continental, chegando a atingir 200 cm.s^{-1} em frente à foz do rio Amazonas. Essas correntes fluem perpendicularmente sobre as isóbatas, durante os períodos de maré alta e baixa. A fisiografia das isóbatas condiciona interações diferentes ao longo da plataforma continental. Em regiões

mais rasas (sul da Plataforma), a maré se comporta como ondas progressivas enquanto que, em regiões mais profundas (ao noroeste do rio Amazonas) as ondas se comportam como ondas estacionárias (Beardsley *et al.* 1995).

De acordo com Geyer & Kineke (1995) a principal fonte de energia para os processos de mistura vem da maré, sendo que as variações de velocidade entre a sizígia e a quadratura causam mudanças na estratificação, sendo mínima nas marés de sizígia.

Além disso, foi observada a presença de um fluxo residual em superfície em direção ao oceano Atlântico e junto ao fundo na direção inversa, em direção à costa, na maior parte das zonas de abrangência da frente, exceto na foz do rio Amazonas, onde o fluxo é rumo ao oceano, com correntes de superfícies maiores que aquelas do fundo (Geyer & Kineke 1995).

4.4.4 Conhecimento faunístico

Recentemente vários pesquisadores registraram um extenso sistema de recifes de aproximadamente 950 km² na costa norte do Brasil, onde foram registradas camadas de rodolitos e estruturas de alto relevo em um trecho estreito e longo (cerca de 50 km de largura e 1.000 km de comprimento) na plataforma continental externa e talude superior em profundidades que variam de 30 m à quebra da plataforma continental em 90 m a 120m. (Moura *et al.* 2016). Estes autores dividiram a plataforma continental norte em 3 setores (Figura 22).

Setor norte, próximo à borda da plataforma continental foram registrados trechos de estruturas com amplo espaçamento (cerca de centenas de milhares de metros) com 300 m de comprimentos e 30 m de altura. Esses recifes de forma irregular tendem a ser alongados com uma orientação paralela à plataforma continental, parecida com estruturas erosivas. Além disso, materiais dragados mostram fragmentos de carbonato com cobertura de vida incipiente de algas coralinas (<5%) e rodolitos de baixa vitalidade recuperados próximos aos recifes de maior porte e com crostas lateríticas (Moura *et al.* 2016).

Setor central, o fundo é dominado por rodolitos com alta vitalidade onde algas coralinas vivas ocupam mais de 50% da cobertura, assim como por complexas ondas de areia e ondulações de cascalho, pequenos blocos de carbonato menores que 10 m². Na superfície de um bloco recuperado de dimensões 70 x 40 cm foi observado a presença de manchas pequenas e esparsas de algas coralinas vivas.

No setor sul, as estruturas foram bastante difundidas ocorrendo entre as profundidades de 30 m e 90 m. A morfologia do recife consiste em características semelhantes a uma cordilheira com altura menor que 5 m e recifes pardos irregulares e de baixo relevo. As estruturas são cercadas por uma alta retrodifusão e um terreno plano dominado por rodolitos de alta vitalidade e sedimentos carbonáticos.

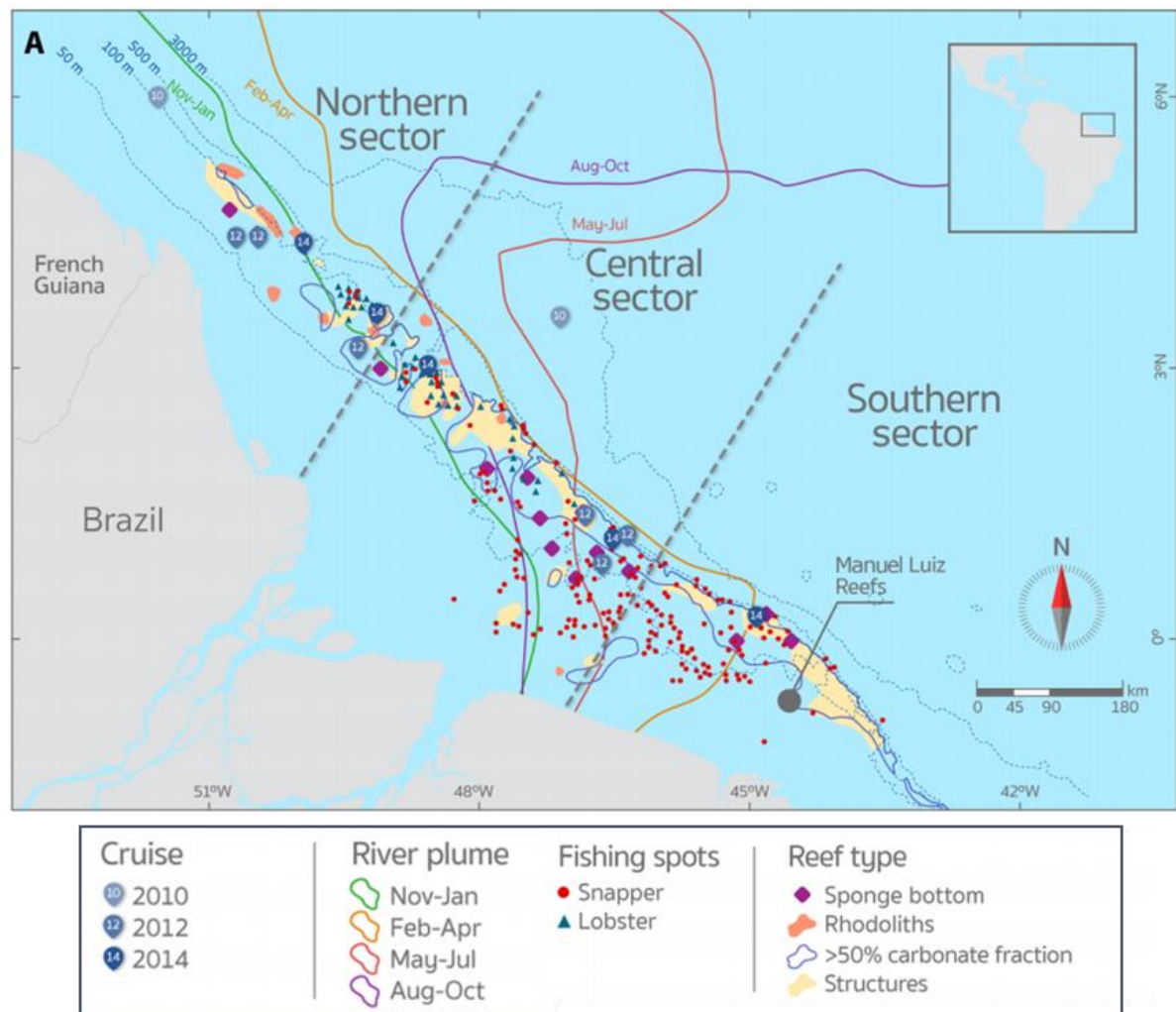


Figura 22 - Mapa da plataforma continental Amazônica e os megahabitats bentônicos nos setores Norte, Central e Sul.

Fonte: Moura 2016.

5 MATERIAL E MÉTODOS

5.1. COLETAS DOS TESTEMUNHOS VIA *PISTON CORER*

Os testemunhos utilizados neste trabalho (Figura 23a) foram amostrados no talude continental superior da Foz do Amazonas e cedidos pela Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP).

Os testemunhos foram amostrados mediante o uso de *Piston Corer* (Figura 23b). Estas amostragens geológicas são obtidas de forma sub-superficial, as quais envolvem a coleta de sedimentos desde a superfície do fundo marinho até dezenas de metros. Para isto são empregados os testemunhadores pontuais, que são equipamentos pesados que têm como principal propriedade preservar a estratigrafia dos sedimentos (Figueiredo Jr. *et al.* 2000).

Um testemunhador do tipo *Piston Corer* se utiliza da “queda livre” para alcançar uma força inicial (Figura 25). Ainda, o testemunho desliza no barril de testemunhagem para reduzir a fricção das paredes internas com o sedimento e auxiliar na evacuação de água deslocada do topo do testemunho. O testemunhador é composto por um mecanismo de disparo, pesos, hastes, um dispositivo retentor de sedimentos e um pistão. As hastes têm comprimentos de 6 e 9 m. Tubos descartáveis (*liners*) são inseridos às hastes e contêm as amostras. Ele constitui-se de um tubo com um peso na parte posterior onde se prende o cabo de sustentação e uma ponta cortante que penetra no sedimento. Na parte interna possui um tubo de PVC de 2,5 a 6,5 cm de diâmetro com um dispositivo de lâminas na extremidade inferior que impedem a perda do material amostrado (Figueiredo Jr. *et al.* 2000).

As coletas foram feitas a bordo do navio *Geoexplorer* (Figura 24b) e armazenaram-se no Laboratório de Geologia Oceânica – Coordenado pelo Prof. Maamar El-Robrini, assim como o Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros (GEMC) possuiu as instalações laboratoriais, rotinas e materiais para esta pesquisa. O testemunho ANP S253 foi coletado a cerca de 130 km da costa do município de Bragança (Figura 10) (coordenadas 0°39'17.35"N - 46°33'10.86"W) sendo recuperado um comprimento de 3,93 m e o testemunho E200 foi coletado a cerca de 208 km da costa do mesmo município (Figura 10) (coordenadas 1°14'57.34"N - 46°23'10.18"W) sendo recuperado um comprimento de 4,58 m.

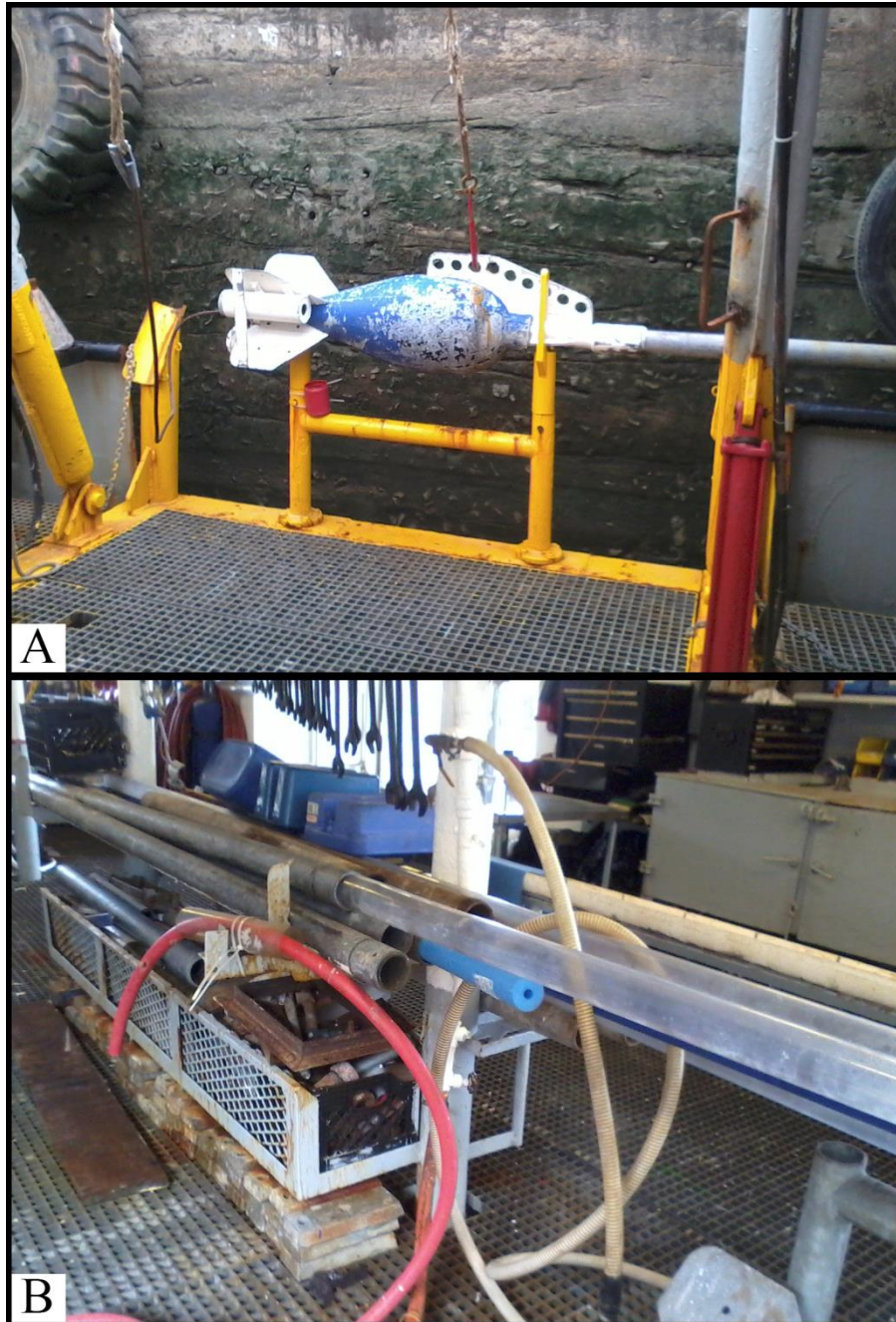


Figura 23 – Testemunhador do tipo *Piston Corer* utilizado para coletar as amostras analisadas neste trabalho, a bordo do navio *Geoexplorer*.

Fonte: fotografadas pelo Professor Maamar El-Robrini (Instituto de Geociências . UFPA).

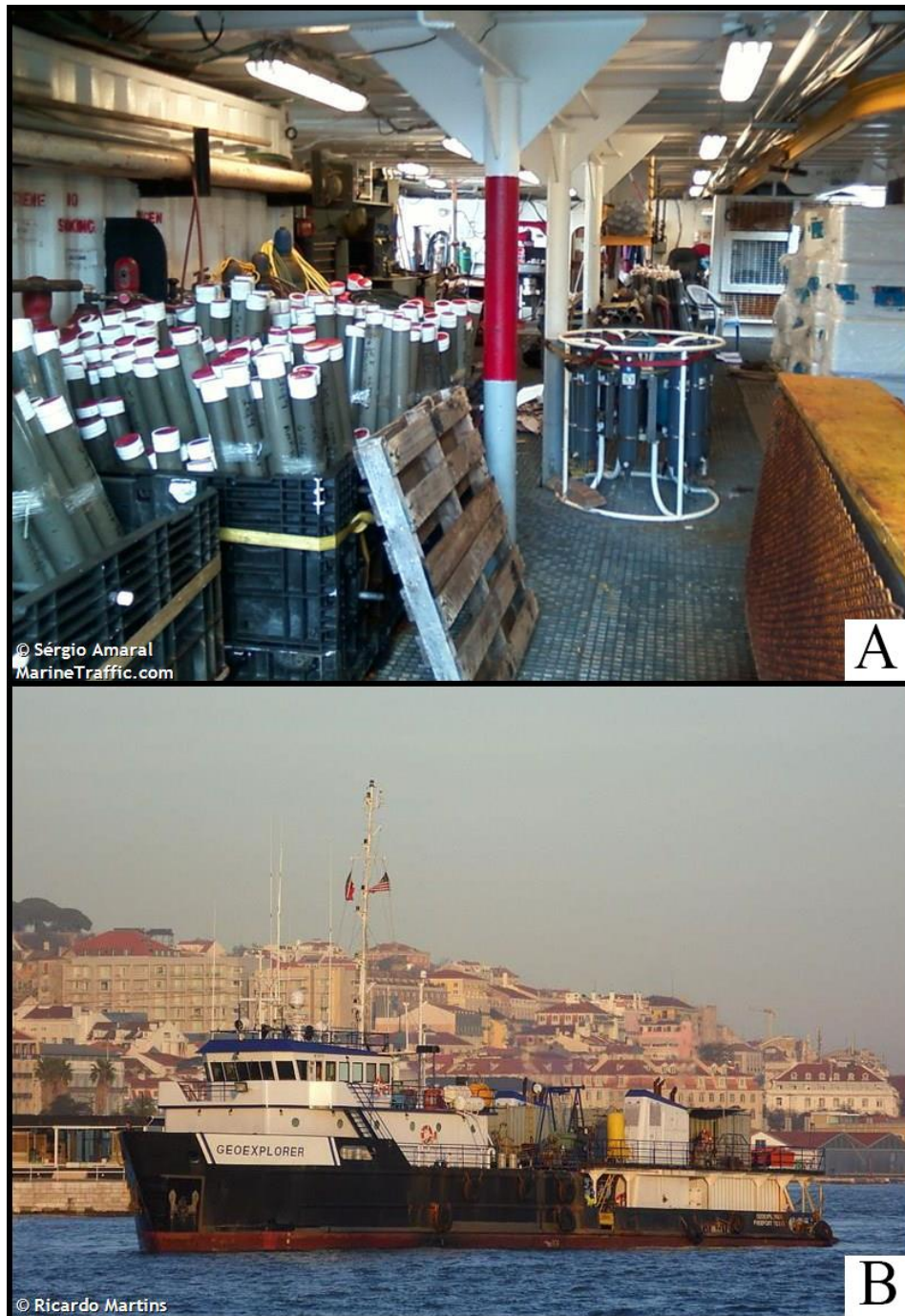


Figura 24 - Testemunhos coletados (a); Navio Geoexplorer (b).

Fonte: Ricardo Martins (<http://www.marinetraffic.com/pt/ais/details/ships/8107921/vessel:GEOEXPLORER>).

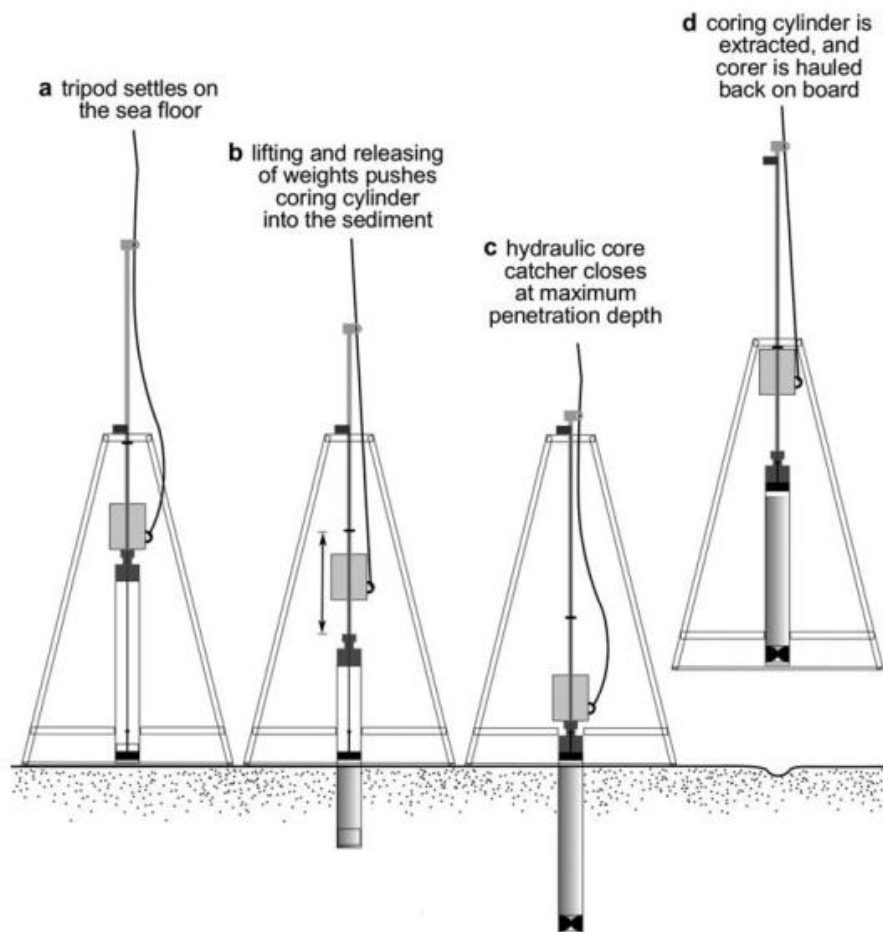


Figura 25 – Operação com testemunhador do tipo *Piston Corer*.
 Fonte: Gallmetzer *et al.* 2016.

5.2 PROCEDIMENTOS EM LABORATÓRIO

5.2.1 Abertura dos testemunhos e descrição faciológica

Os testemunhos coletados foram abertos no Laboratório de Geologia Oceânica do Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros (GEMC). A abertura dos tubos de PVC foi feita através de uma seção transversal, dividindo-o em dois hemi-testemunhos (Figura 27), realizado com auxílio de uma serra elétrica circular (Figura 26). Cada testemunho foi aberto, medido com auxílio de fita métrica, considerando-se tanto o comprimento total, como a medida de cada fácies. Após isso foi fotografado e realizada a descrição visual dos sedimentos, de acordo com os aspectos de coloração, textura e granulometria. Após a descrição o testemunho foi fracionado em sub-amostras de 10 cm para análise de matéria orgânica, carbonato de cálcio e análise granulométrica, respeitando-se os contatos faciológicos.

Para definição das cores foi utilizada a Tabela de Cores de Rochas (*Rock Color Chart*) editada pela *Geological Society of America* (GSA).



Figura 26 – Abertura do testemunho com auxílio de serra elétrica.
Fonte: Autora.

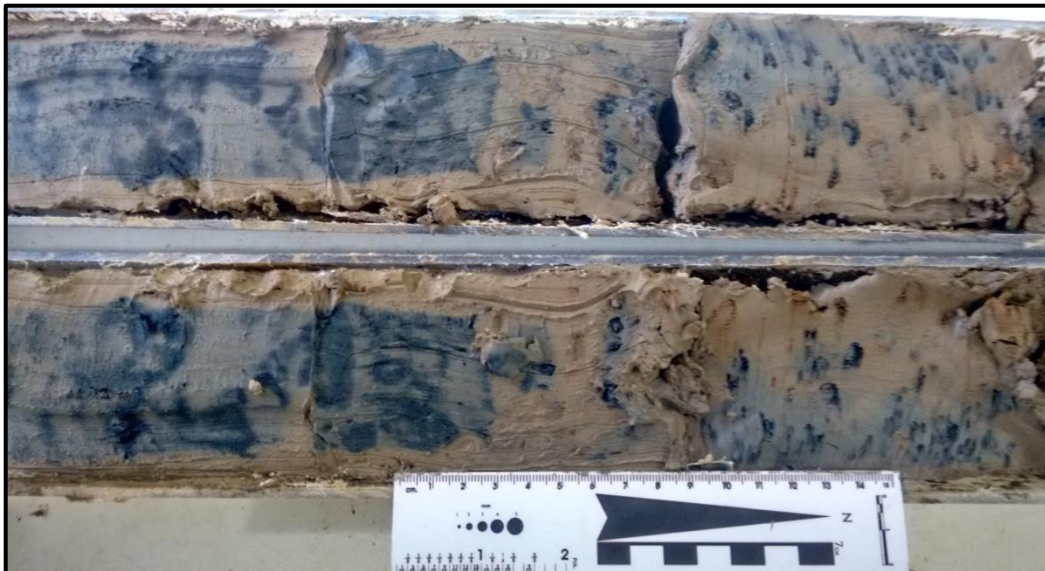


Figura 27 - Secção do tubo de P.V.C. em dois hemi-testemunhos. Este procedimento possibilita a observação da divisão estratigráfica do sedimento e as descrições de diferentes fácies, sobretudo pela coloração.
Fonte: Autora.

5.2.2 Análise granulométrica

Por apresentarem macroscopicamente conteúdo lamoso (granulometria fina a muito fina), as amostras dos testemunhos foram submetidas ao processo de peneiramento a úmido. Primeiramente as amostras foram despejadas e então homogeneizadas em um *becker* de 600 mL com água destilada e agitadas com o auxílio de um bastão de vidro para facilitar o processo de homogeneização. Depois de homogeneizadas, as amostras foram lavadas sucessivamente com água destilada para retirada de sais marinhos. Após a lavagem foram levadas à estufa até a evaporação total da água contida nas amostras (figura 28a). Com as amostras totalmente secas foi feito o processo de maceração manual com o auxílio de gral e pistilo de porcelana (figura 28b). Após este processo, as amostras foram despejadas em uma peneira de 0,063 mm e agitadas com um bastão de vidro com adição de água destilada para separar a fração areia das frações silte/argila (figura 28c). A fração areia que ficou retida na peneira foi levada a estufa para secar e ser novamente pesada e obter-se seu peso total.

Para a separação do silte e argila, as amostras foram submetidas ao método de centrifugação. Nesse processo, as amostras foram novamente homogeneizadas com auxílio de um bastão de vidro. Após essa etapa, o conteúdo da amostra foi despejado igualmente em tubos de 100 mL, pesados em uma balança de equilíbrio (figura 28d) e levadas para a centrífuga a 1000 rpm durante dois minutos, tempo necessário para que o *silte* decantasse (material precipitado), deixando a argila em suspensão (material sobrenadante). A fração argila foi descartada e o silte foi levado à estufa para secar e obter-se o seu peso final.

Os resultados obtidos durante a análise granulométrica foram tratados no *software* Sisgran 3.0 e Microsoft Office Excel, para obter os dados estatísticos de Folk (1954), diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).

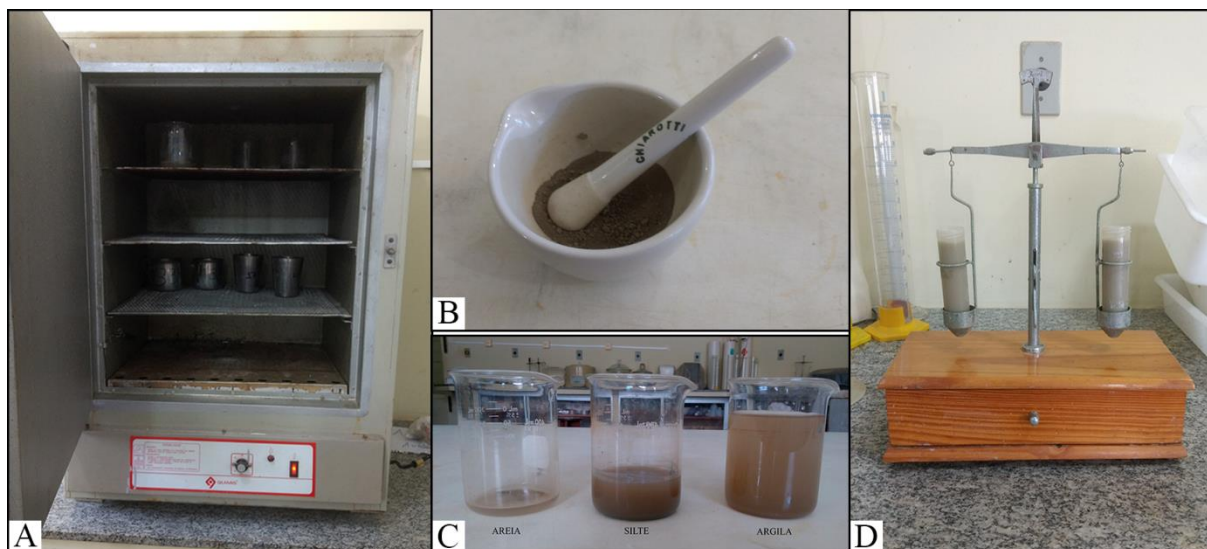


Figura 28 – Equipamentos e acessórios utilizados no processo de análise granulométrica. A) Estufa; B) Gral e pistilo de porcelana; C) Frações granulométricas após separação em peneira de 0,063 mm; D) Balança de equilíbrio

5.2.3 Quantificação de matéria orgânica

Para a análise de MO utilizou-se o método da calcinação, metodologia proposta por (Kralik,1999), que consiste na queima do material orgânico presente na amostra. Sub-amostras de 1,0 g foram retiradas do testemunho ao longo do seu comprimento a cada 10 cm. Em seguida, as amostras foram colocadas em cadinhos (Figura 29a) de porcelana previamente pesados em balança analítica de precisão (Figura 29b), em uma estufa a 100°C por 16 horas, para obtenção do peso seco. Em seguida, os cadinhos foram submetidos a altas temperaturas em forno elétrico do tipo mufla (Figura 29c) a 360°C por 2 horas. Após desumidificarem em dessecador (Figura 29d), os cadinhos contendo as amostras foram novamente pesados, e a diferença entre o peso inicial e final obtido da amostra foi considerada como quantidade de matéria orgânica calcinada.

$$\text{M.O.T}(\%) = (\text{PS}-\text{P1})\times 100$$

Onde:

M.O.T. = Teor de Matéria Orgânica

PS = Peso Seco

P1 = Peso final



Figura 29 – Cadinho de porcelana (a); balança analítica de precisão (b); forno elétrico do tipo mufla (c); dessecador (d).

5.2.4 Quantificação de carbonato de cálcio

Após a obtenção de matéria orgânica, os cadinhos contendo as amostras retornaram à mufla, desta vez a 1000°C por uma hora (modificado de Dean, 1974). A diferença de peso entre as temperaturas de 360 e 1000°C em que as amostras foram submetidas correspondeu à quantidade de CO₂ liberado. Para obtenção da quantidade de carbonato pedido na amostra, utilizou-se o fator 0,44 (fração de CO₂ em CaCO₃).

$$\text{CaCO}_3\text{T} (\%) = (\text{PMO} - \text{P}_2) \times 100$$

Onde:

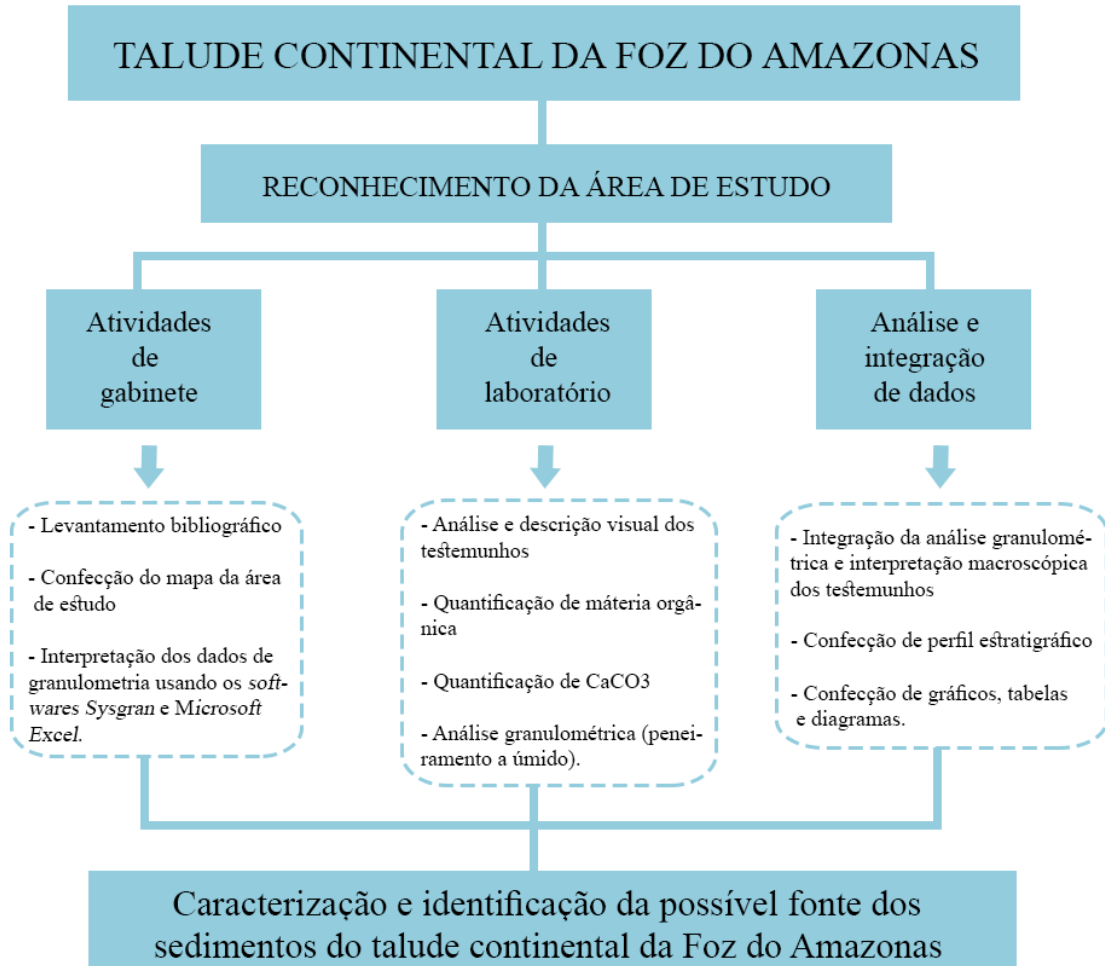
CaCO₃T = Teor de Carbonato de Cálcio

PMO = Peso inicial obtido através da metodologia de análise do teor de matéria orgânica

P2 = Peso final

5.2.5 Fluxograma

O seguinte fluxograma caracteriza os processos analíticos utilizados neste trabalho.



6 RESULTADOS

6.1 ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS E GRANULOMÉTRICOS DA SEDIMENTAÇÃO RASA DO TALUDE CONTINENTAL DA FOZ DO AMAZONAS

Três tipos de sedimentos foram identificados nos dois testemunhos analisados: lama arenosa, lama argilosa e lama siltosa, além de fragmentos de conchas. As planilhas granulométricas com as descrições completas de cada testemunho e as fotografias são apresentadas nos subtópicos a seguir.

6.1.1 Descrição faciológica do testemunho ANP S253

O testemunho ANP S253 mediu no total 3,70 m de comprimento, apresentou alternância de camadas de lama argilosa e lama siltosa. No intervalo de 0,00 a 0,25 m ocorre uma camada de lama argilosa. A partir do intervalo de 0,25 a 1,13 m predomina espessa camada de lama siltosa seguido de camada de lama argilosa do intervalo de 1,13 a 1,56 m, logo após este intervalo há uma espessa camada de lama siltosa de 1,56 a 2,98 m seguido de uma camada de lama argilosa de 2,98 a 3,70 m em direção a base do testemunho (Figura 32). Ao longo de toda a seção houve presença de vários pontos de redução de matéria orgânica, exceto nos intervalos 1,46 – 1,56 m e 3,63 e 3,66 m (Tabela 2).

Tabela 2 - Caracterização das fácies identificadas no testemunho ANP S253.

Comprimento (m)	Granulometria	Coloração	Pontos de redução de matéria orgânica
0-0,25	Lama argilosa	Medium light gray (N6)	Presentes
0,25 – 1,13	Lama siltosa	Brownish gray (5YR 4/1)	Presentes
1,13 – 1,39	Lama argilosa	Brownish gray (5YR 4/1)	Abundantes
1,39 – 1,46	Lama argilosa	Pale brown (5YR 5/2)	Presentes
1,46 – 1,56	Lama argilosa	Pale brown (5YR 5/2)	Ausentes
1,56 – 1,95	Lama siltosa	Brownish gray (5YR 4/1)	Presentes
1,95 – 2,12	Lama siltosa	Pale yellowish brown (10YR 6/2)	Presentes
2,12 – 2,98	Lama siltosa	Brownish gray (5YR 4/1)	Presentes
2,98 – 3,63	Lama argilosa	Moderate olive brown (5Y 4/4)	Abundantes
3,63 – 3,66	Lama argilosa	Brownish gray (5YR 4/1)	Ausentes
3,66 – 3,70	Lama argilosa	Brownish Black (5YR 2/1)	Presentes

Fonte: Autora.

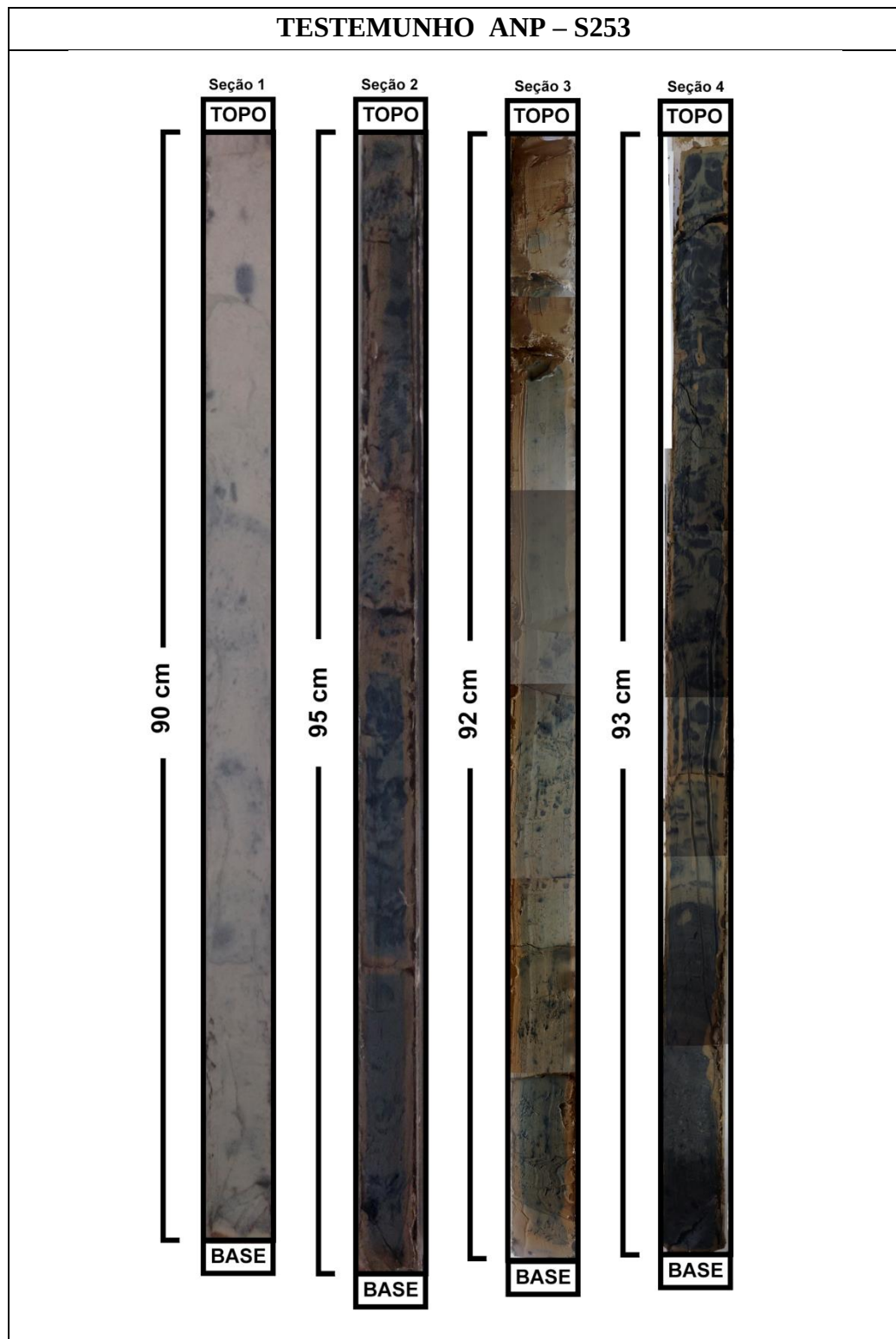


Figura 31 – Fotografias do testemunho ANP S253.
Fonte: Autora.

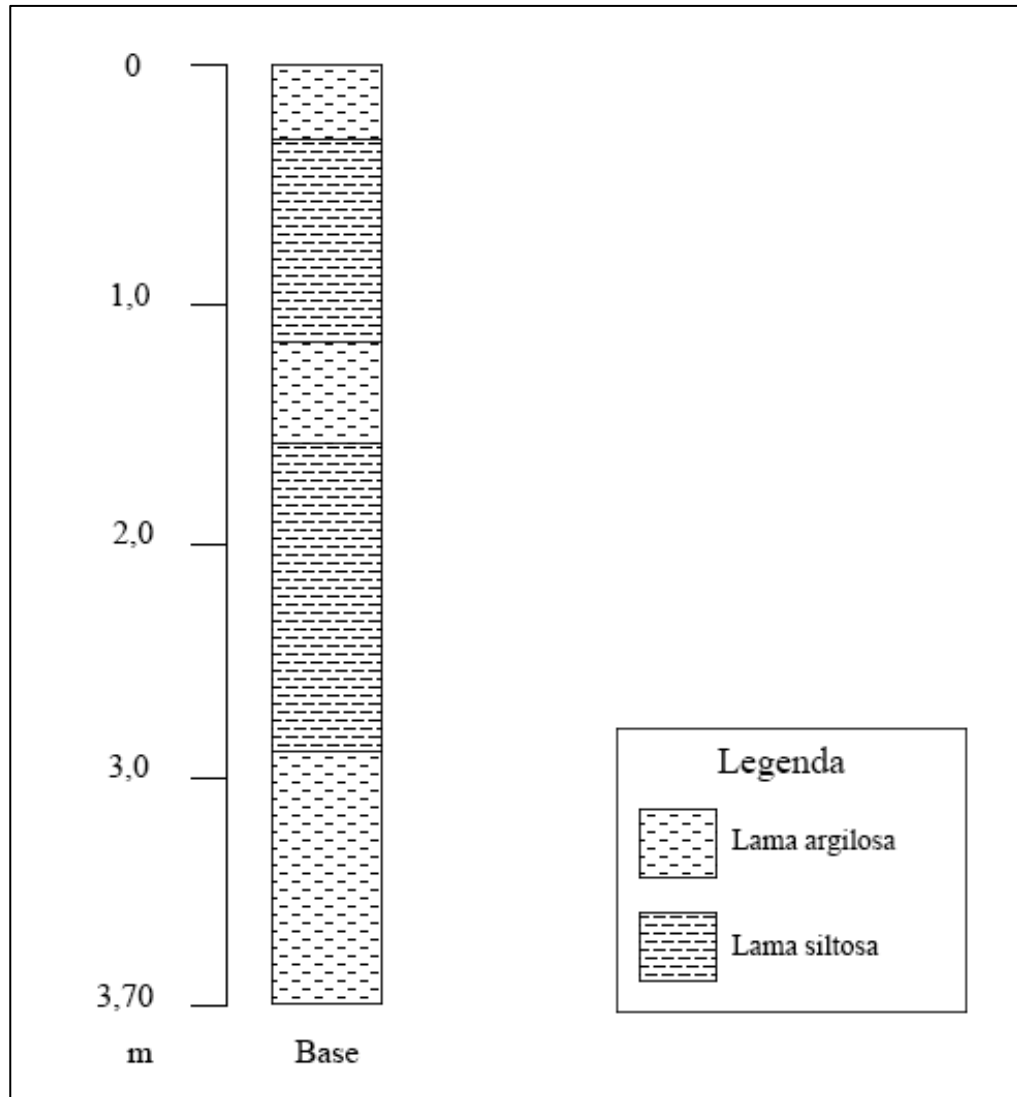


Figura 32 - Perfil granulométrico do testemunho ES253.
Fonte: Autora.

6.1.2 Descrição faciológica do testemunho ANP E200

O testemunho ANP E200 mediu no total 4,58 m de comprimento, apresentou alternância de camadas de lama arenosa compacta, lama arenosa, lama compacta e presença de fragmentos de conchas ao longo das camadas. Na seção “1” (0-0,99 m) e “2” (0,99-1,04 m) houve presença abundante de conchas de organismos bem preservadas sendo possível identificar a família, fragmentos de conchas e espículas (Tabela 3). No intervalo de 0,00 a 0,65 m ocorreu uma camada de lama arenosa. A partir do intervalo de 0,65 a 0,99 m houve camada de lama argilosa com presença de fragmentos de conchas, nos pontos 1,11 e 1,45 m houve presença de furos possivelmente causados por atividade biológica. Em seguida, predominou uma camada de lama arenosa do intervalo de 0,99 a 1,51 m. No ponto 1,84 m

houve presença de fragmentos de conchas. De 1,51 a 1,53 houve uma fina camada de lama siltosa seguida de uma espessa camada de lama argilosa de 1,53 a 4,58 m em direção a base do testemunho (Figura 34).

Tabela 3 - Caracterização das fácies identificadas no testemunho ANP E200.

Comprimento (m)	Granulometria	Coloração	Bioclastos	Pontos de redução de matéria orgânica
0-0,26	Lama arenosa	Medium dark gray (N4)	Conchas e fragmentos de conchas	Presentes
0,26 – 0,61	Lama arenosa	Brownish gray (5YR 4/1)	Conchas e fragmentos de conchas	Ausentes
0,61 – 0,65	Lama arenosa	Pale yellowish brown (10YR 6/2)	Fragmentos de conchas	Ausentes
0,65 – 0,99	Lama argilosa	Medium light gray (N6)	Conchas e fragmentos de conchas	Presentes
0,99 – 1,51	Lama arenosa	Light olive gray (5Y 6/1)	Fragmentos de conchas e bioturbação	Presentes
1,51 – 1,53	Lama siltosa	Brownish gray (5Y 5/6)	Ausentes	Ausentes
1,53 – 2,04	Lama argilosa	Brownish gray (5YR 4/1)	Fragmentos de conchas	Presentes
2,04 – 2,21	Lama argilosa	Dark yellowish brown (10YR 4/2)	Fragmentos de conchas	Presentes
2,21 – 4,58	Lama siltosa	Olive gray (5Y 4/1)	Ausentes	Presentes

Fonte: Autora.

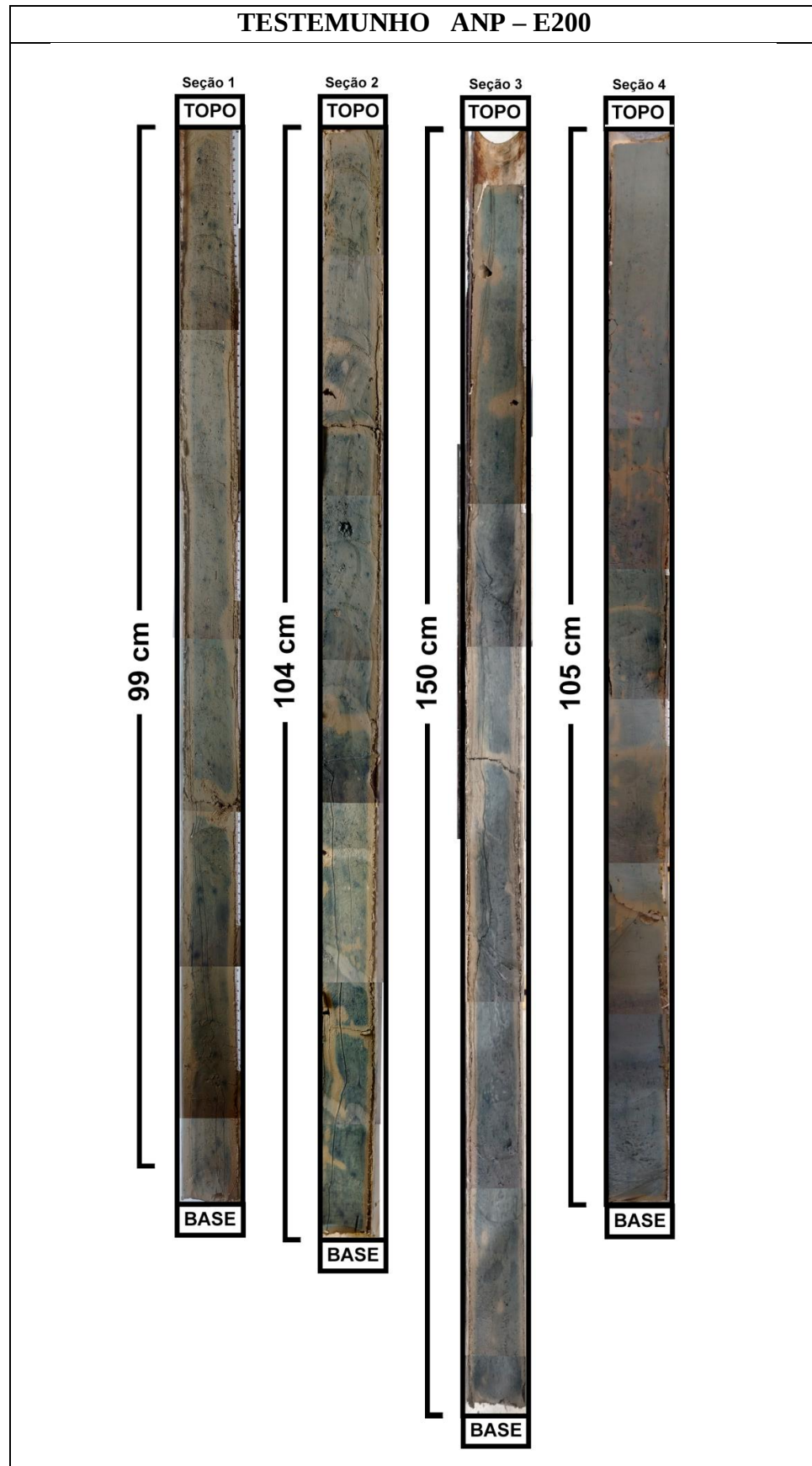


Figura 33 - Fotografias do testemunho ANP E200.
Fonte: Autora.

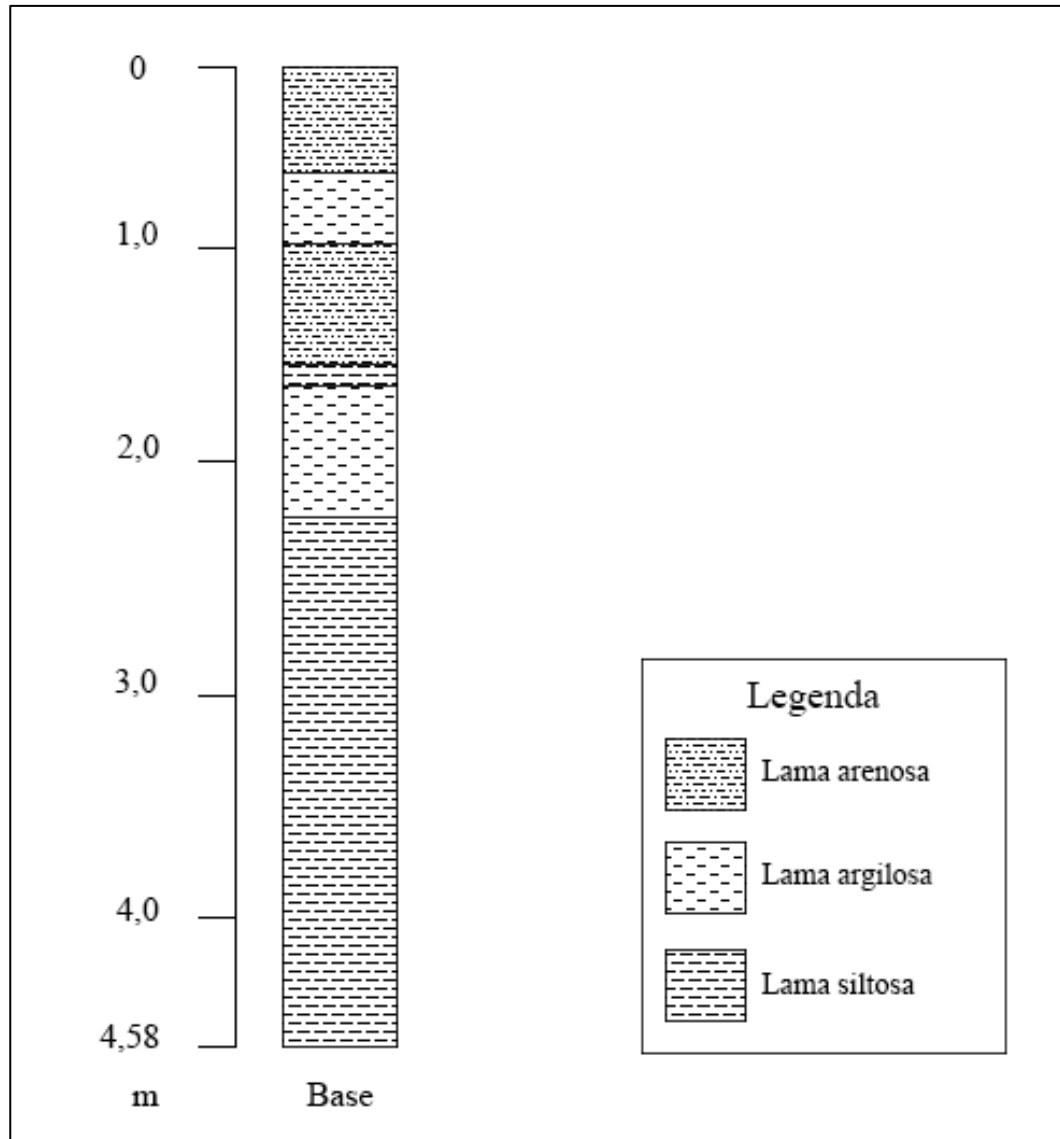
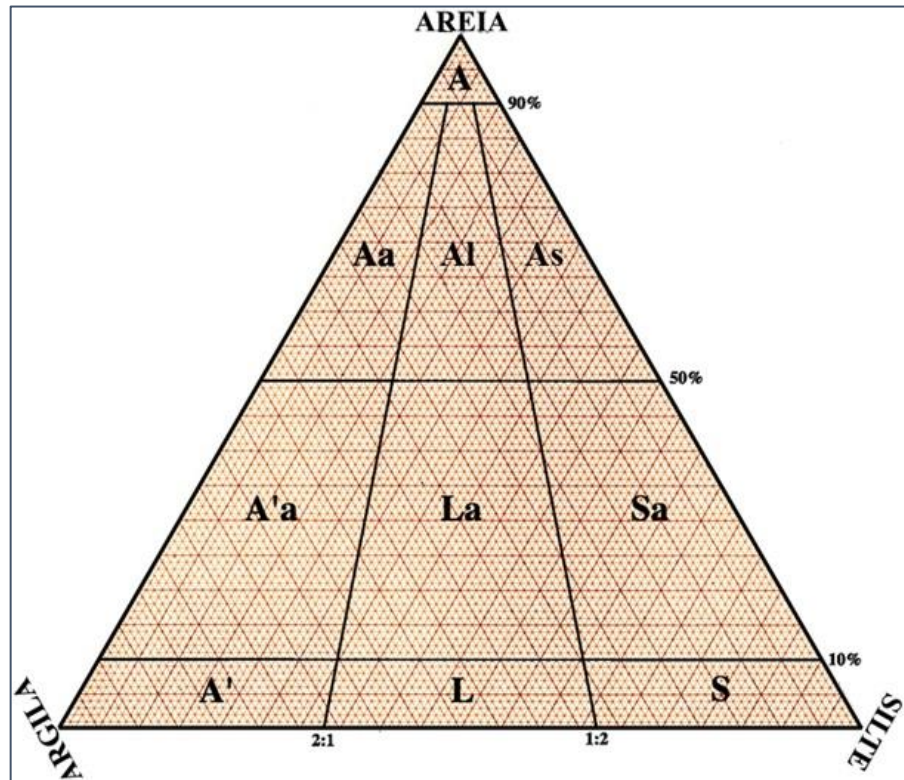


Figura 34 - Perfil granulométrico do testemunho E200.
Fonte: Autora.

6.2 ANÁLISE TEXTURAL

As análises do tamanho médio dos grãos foram baseadas através do método de Folk (1954). Que se baseia, essencialmente, num diagrama triangular (Figura 35) em que são representados proporcionalmente os conteúdos percentuais em areia (considerando as fronteiras de 10%, 50% e 90%) e a proporção argila/silte (utilizando as fronteiras 2:1 e 1:2).



A – areia	La - lodo arenoso
Aa – Areia argilosa	Sa – silte arenoso
Al – Areia lodosa	A' – argila
As – areia siltosa	L – lodo
A'a – argila arenosa	S – silte

Figura 35 - Diagrama triangular de Folk para classificação dos sedimentos finos.
Fonte: Dias (2004).

A classe granulométrica predominante no testemunho S253 foi o silte (Figura 36), tendo uma porcentagem de 80%, seguido por 18% de argila e apenas 2% de areia. Já no testemunho E200 também houve predominância de silte representando o percentual de cerca de 80%, seguido por argila com cerca de 14% e houve um leve aumento na concentração de areia em relação ao testemunho S253, obtendo-se cerca de 6% das amostras totais (Figura 37).

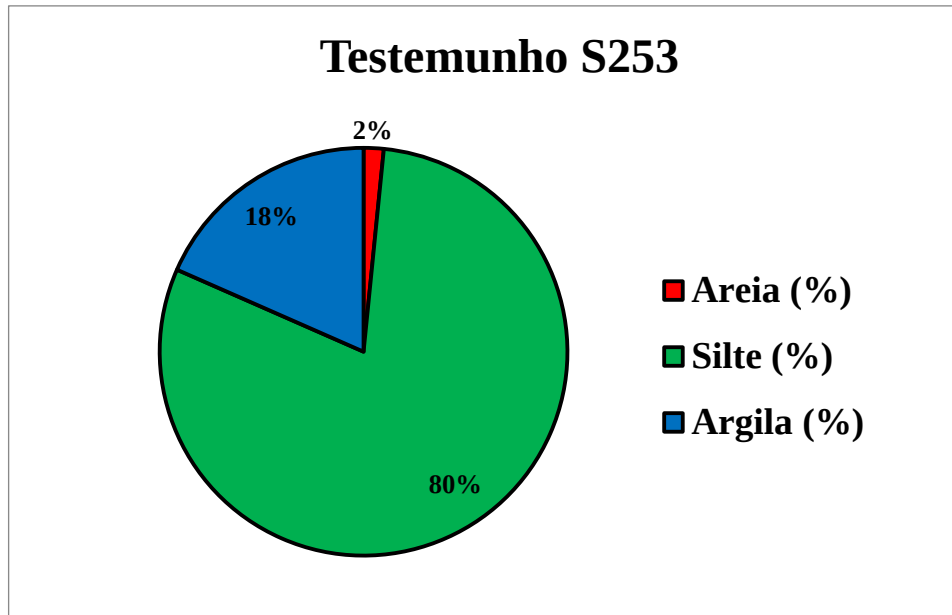


Figura 36 - Porcentagens das classes granulométricas no testemunho S253.

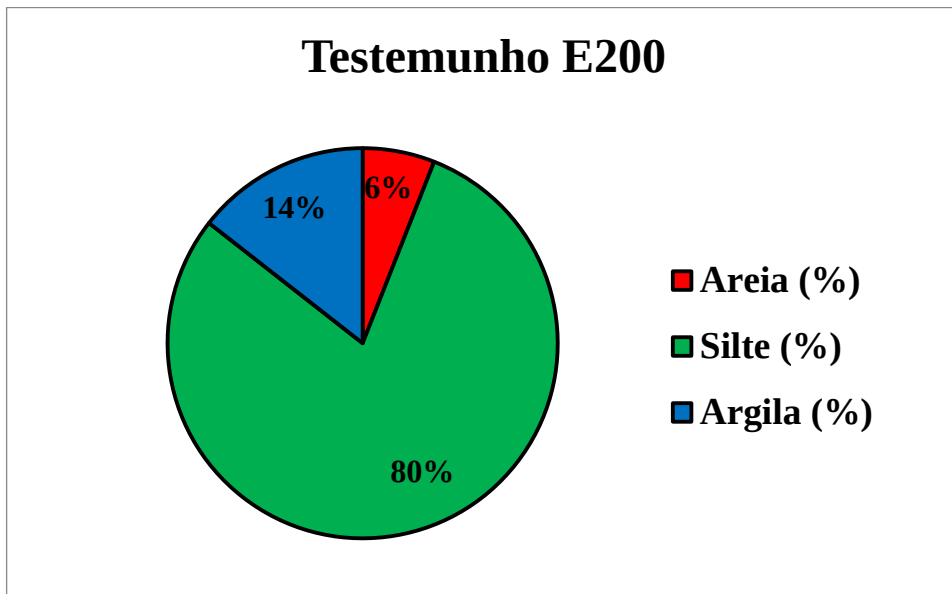


Figura 44 – Porcentagens das classes granulométricas do testemunho E200.

No testemunho S253, percebe-se maiores concentrações de areia no topo do testemunho com valores de 1% a 6%, já nas secções inferiores os valores médios de areia foram 1%. A fração silte possui altos valores (acima de 60%) mais ou menos constantes ao longo de todo o testemunho. Os valores de argila variaram de 5% a 35% (Figura 38).

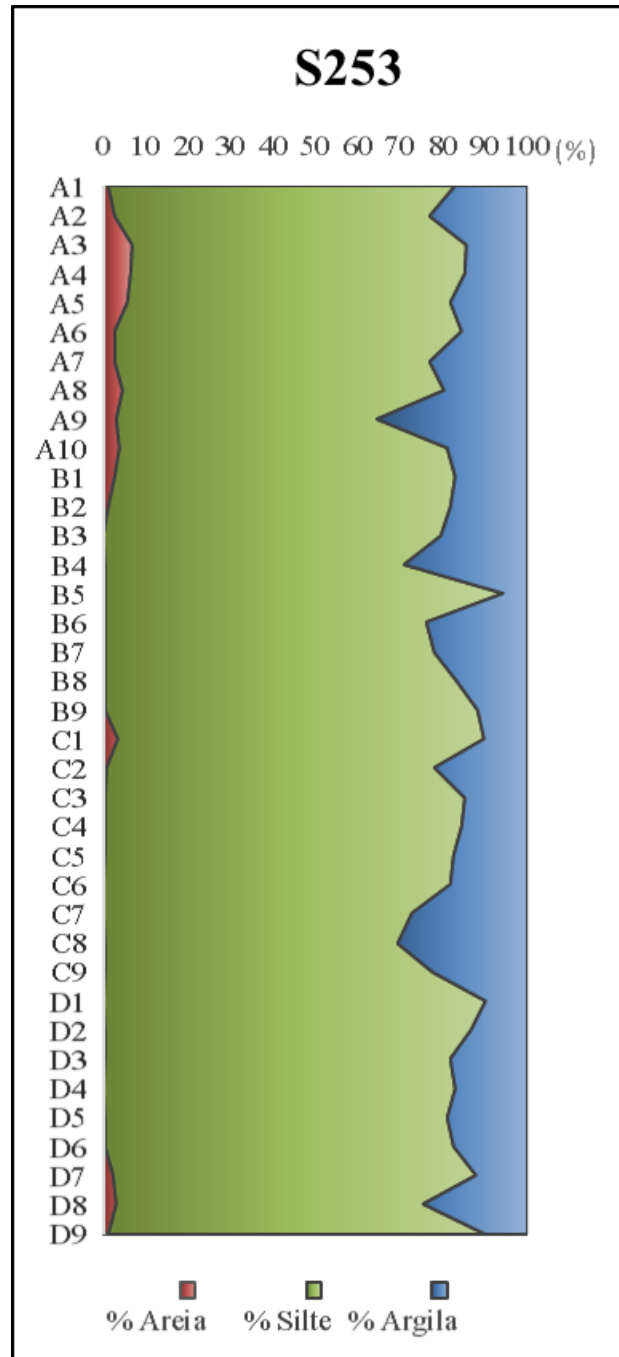


Figura 38 - Frações granulométricas por profundidade do testemunho S253.

Enquanto que, no testemunho E200 a fração de areia ocorre de maneira significativa na porção superior e intermediária do testemunho com percentuais variando de 3% a 12%. Assim como no testemunho anterior, as frações de silte permanecem altas do topo à base, com valores de 56% a 90%. Os maiores valores de argila estão na base do testemunho (Figura 39).

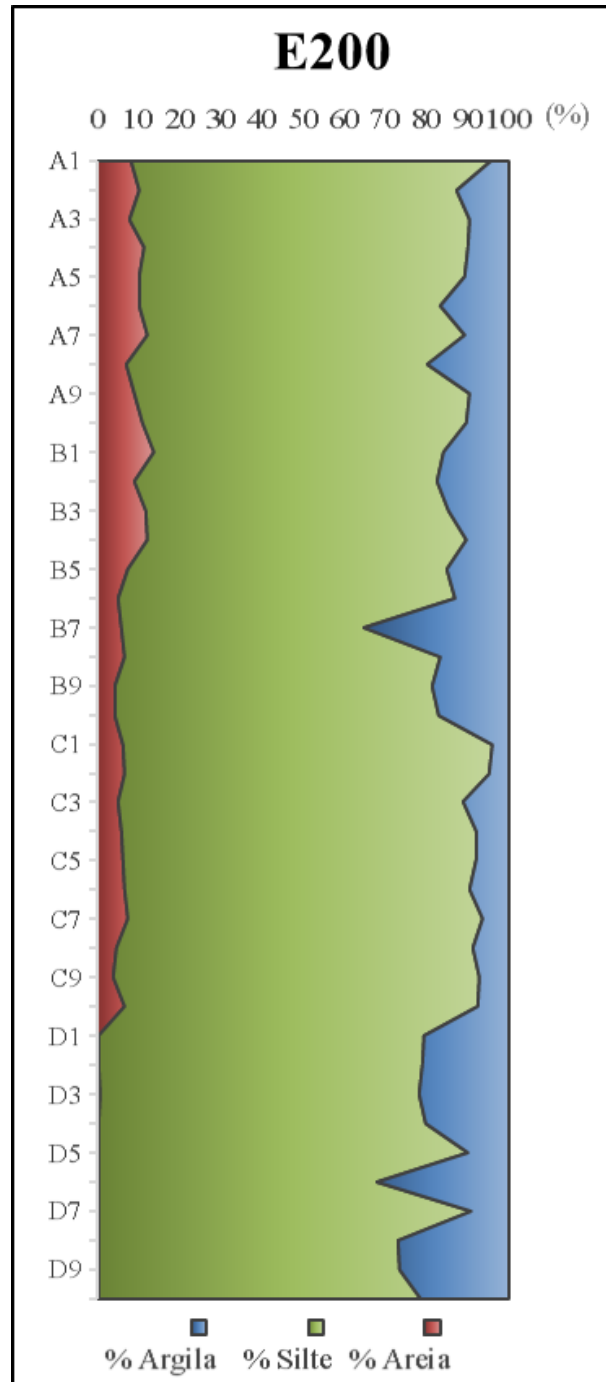


Figura 39 - Frações granulométricas por profundidade do testemunho E200.

6.2.1 Parâmetros estatísticos

A análise dos parâmetros estatísticos foi baseada na classificação proposta por Folk & Ward (1957). A seguir serão descritos os três parâmetros estatísticos analisados, assim como os diagramas de Shepard e Pejrup.

Grau de seleção

Segundo Suguio (1973), o grau de seleção constitui a medida do espalhamento da distribuição granulométrica em torno da média. Valores do desvio padrão maiores que 1.0, tornam a curva mais dispersa em relação a curva normal, originando sedimentos pobremente selecionados, enquanto que, valores de desvio padrão menores que 0.5 se tornam menos dispersas e assim, resultando em sedimentos bem selecionados. Suguio (1973) e Tucker (1981) sugerem que os valores relacionados ao desvio padrão indica o grau de maturidade textural de um depósito, energia da bacia de acumulação e a ocorrência de misturas. Desta forma, a seleção dos sedimentos depende até certo ponto da granulometria do material, sendo melhor em sedimentos com granulometria de 2 Φ e 3 Φ .

No testemunho S253, a partir dos dados que foram obtidos, foi possível identificar uma predominância dos sedimentos moderadamente selecionados (65%). 33% dos sedimentos mostraram se pobremente selecionados, e 3% bem selecionados (Figura 40). Ao longo do testemunho é possível observar uma tendência ao mal selecionamento dos grãos no sentido topo-base (Figura 41).

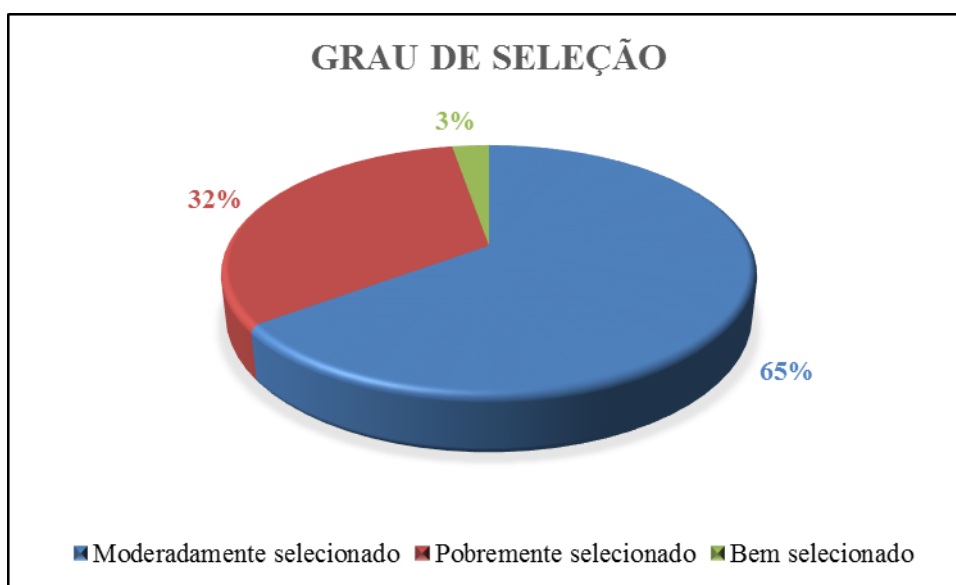


Figura 40 – Diagrama do grau de seleção dos sedimentos do testemunho S253.
Fonte: Autora.

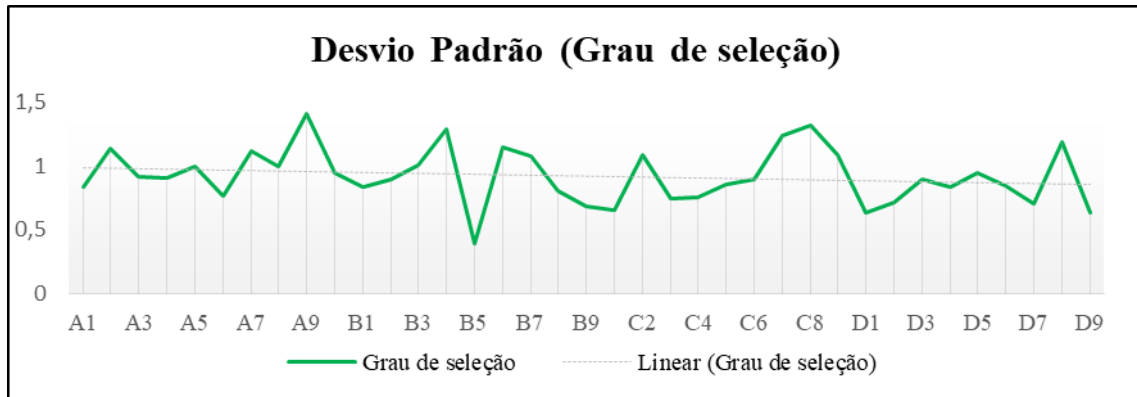


Figura 41 - Variação do desvio padrão nos sedimentos do testemunho S253. No eixo X as amostras utilizadas neste trabalho.
Fonte: Autora.

No testemunho E200, 50% dos sedimentos foram classificados como moderadamente selecionados, 45% pobremente selecionados e apenas 5% como bem selecionados (Figura 42 e 43).

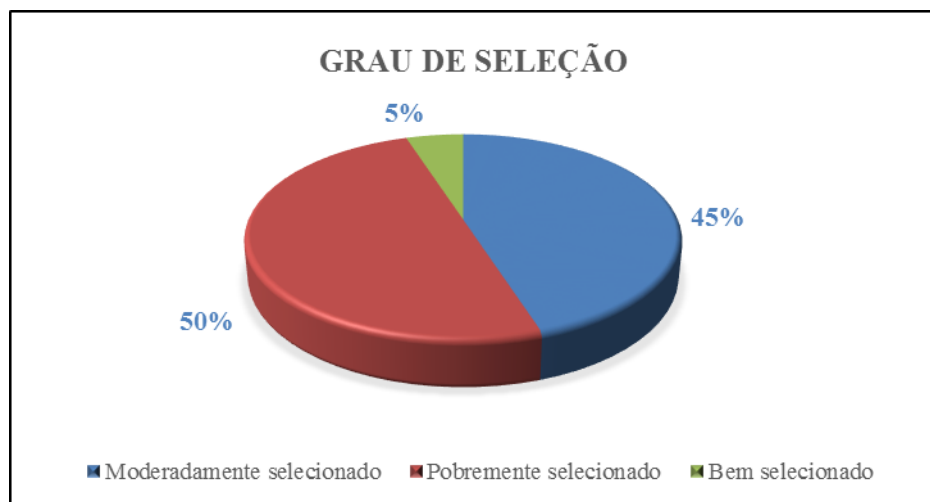


Figura 42 - Diagrama do grau de seleção dos sedimentos do testemunho E200.

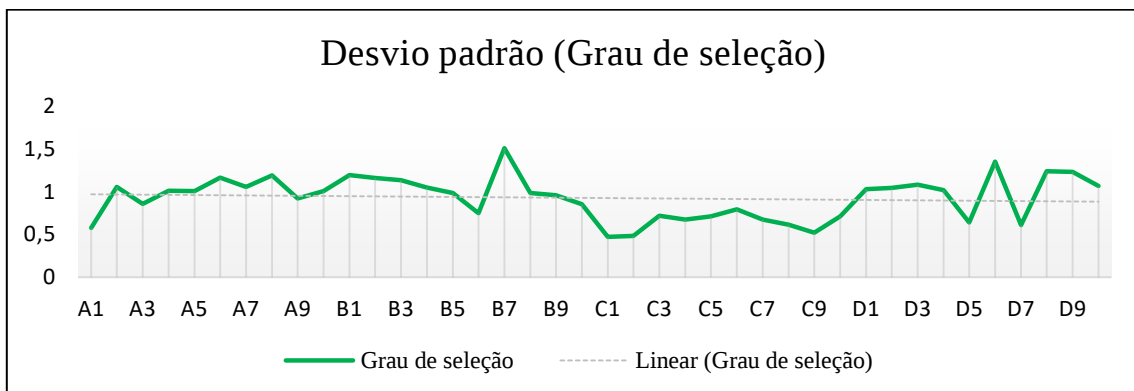


Figura 43 - Variação do desvio padrão nos sedimentos do testemunho E200.

Curtose

As curvas de distribuição granulométrica podem ser mais achatadas ou mais proeminentes do que a curva normal (Folk, 1968). Esse tipo de desvio relativo à curva normal é expresso pela angulosidade da curva (curtose). Uma das formas de quantificar a angulosidade é através da comparação dos comprimentos das caudas da distribuição relativamente à parte central da curva. As designações de angulosidade da curva granulométrica estão expressas na tabela 4.

Tabela 4 - Designações de angulosidade da curva granulométrica

KG	Designação
<0,67	Muito platicúrtico
0,67 a 0,90	Platicúrtico
0,90 a 1,11	Mesocúrtico
1,11 a 1,50	Leptocúrtico
1,50 a 3,00	Muito leptocúrtico
>3,00	Extremamente leptocúrtico

Fonte: (Folk 1968).

Os valores obtidos de curtose permitiram identificar no testemunho S253, a presença predominante de curvas muito leptocúrticas (86,48%). As curvas mesocúrticas e leptocúrticas se encontram em equilíbrio, ambas com 5,40% (Figura 44).

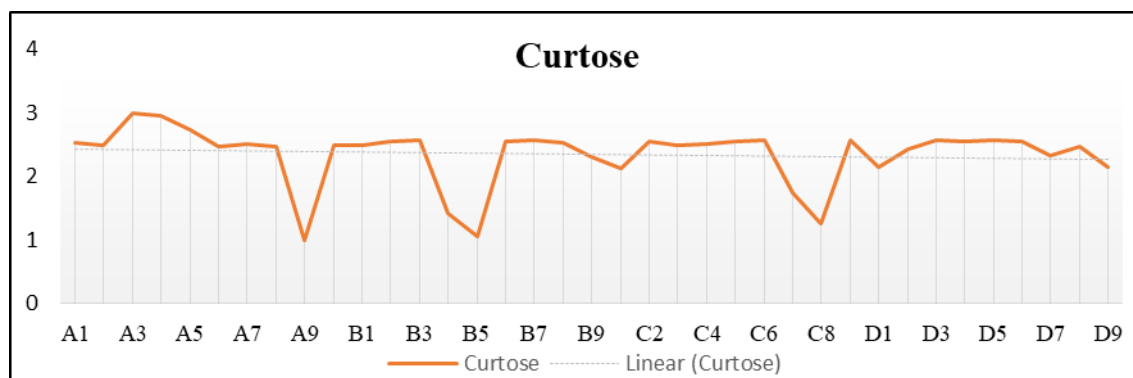


Figura 44 – Valores de curtose para o testemunho S253.

No testemunho E200, 55% dos sedimentos foram classificados como muito leptocúrtica, 35% como extremamente leptocúrtica e 10% como leptocúrtica. Observa-se que no topo do testemunho as curvas são mais proeminentes do que as curvas normais sendo designada como curvas leptocúrticas (Figura 45).

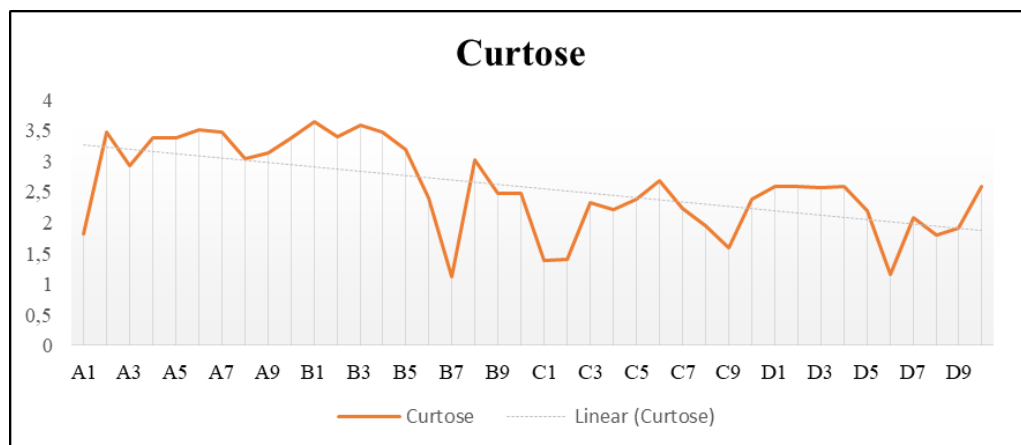


Figura 45 – Valores de curtose para o testemunho E200.

Assimetria

De acordo com Folk & Ward (1957), sedimentos de frações mais grosseiras são representados por valores negativos de assimetria, indicando uma área de energia mais intensa, enquanto que, a assimetria positiva indica área de menor energia com predomínio de sedimentos de frações mais finas. A assimetria aproximadamente simétrica ocorre quando o diâmetro médio coincide com a mediana, e representa valores intermediários da energia no ambiente, indicando relativa mistura entre os sedimentos de frações mais grossas e finas. Os valores obtidos no testemunho S253, indicaram a presença de dois graus de assimetria, muito positiva, 91,9% e positiva 8,10% (Figura 46).

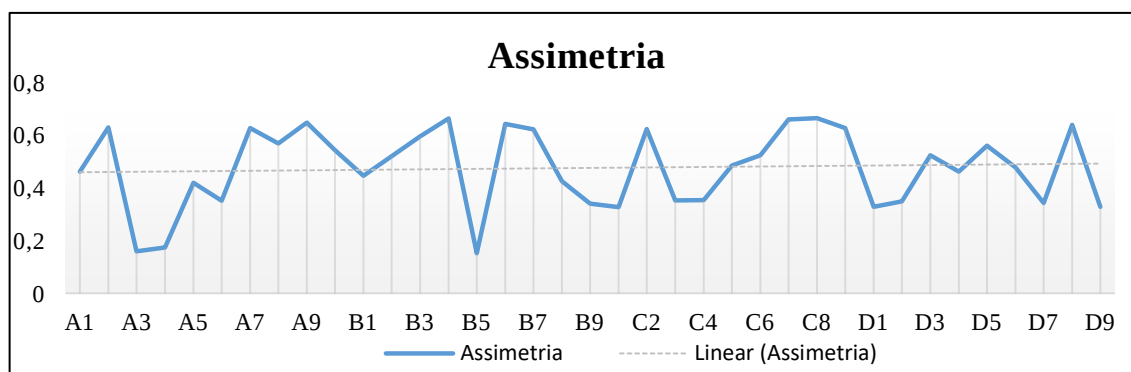


Figura 46 – Valores de assimetria para o Testemunho S253.

No testemunho S200, os sedimentos foram classificados predominantemente com assimetria muito positiva (40%), enquanto que 30% dos sedimentos apresentaram assimetria aproximadamente simétrica, 22% positiva e 7,5% negativa. Observa-se uma tendência da simetria ser positiva na direção da base do testemunho, refletindo um enriquecimento de partículas finas (Figura 47).

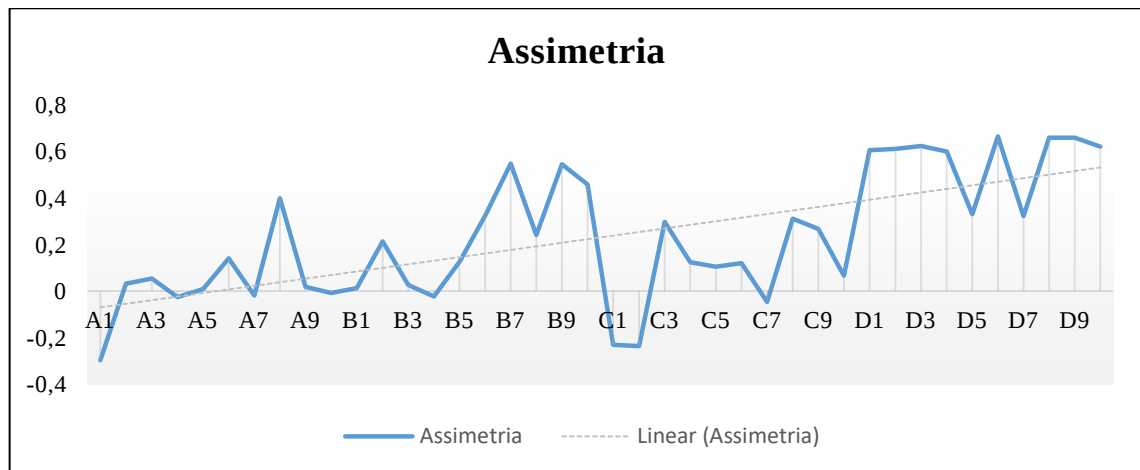


Figura 47 – Valores de assimetria para o Testemunho E200.

Diagrama de Shepard

Segundo a classificação de Shepard, os sedimentos do testemunho S253 foram classificados em duas categorias: Silte argiloso e silte ou siltito (Figura 48).

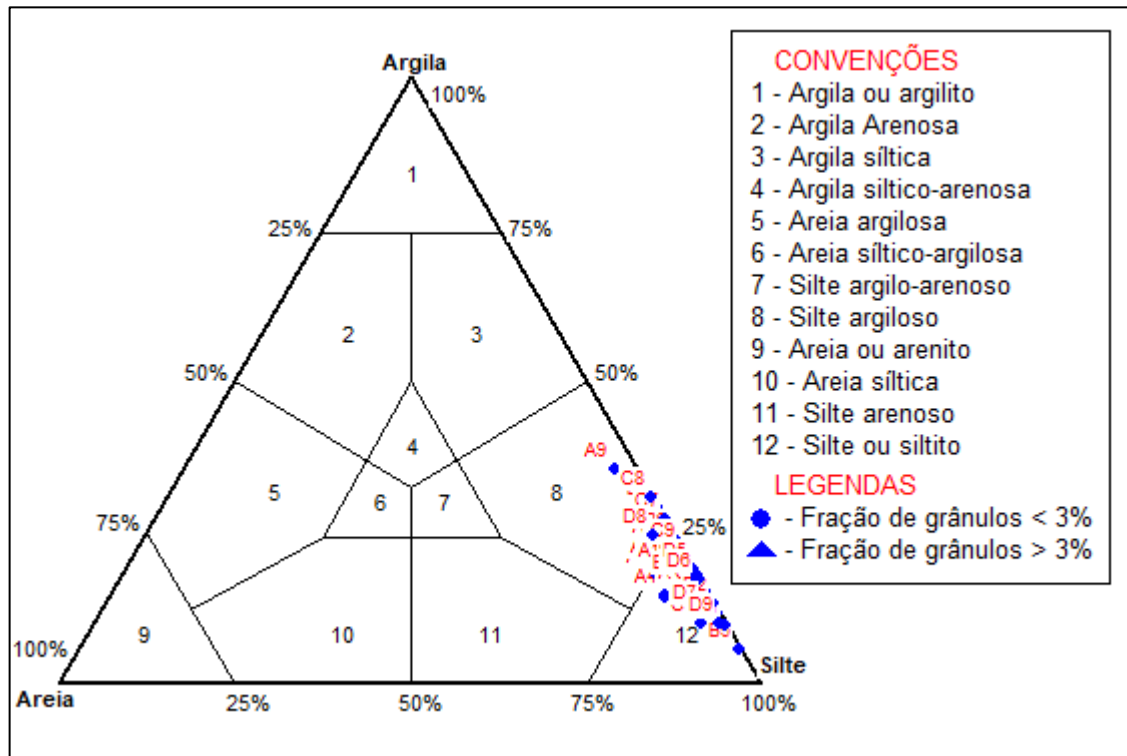


Figura 48 - Classificação de Shepard (1954) para os sedimentos do testemunho S253.
Fonte: Autora.

Assim como no testemunho S253, os sedimentos do testemunho E200 foram classificados predominantemente como Silte ou Siltito, com algumas amostras sendo classificadas como silte argiloso demonstrando uma certa homogeneidade no aspecto textural entre os testemunhos (Figura 49).

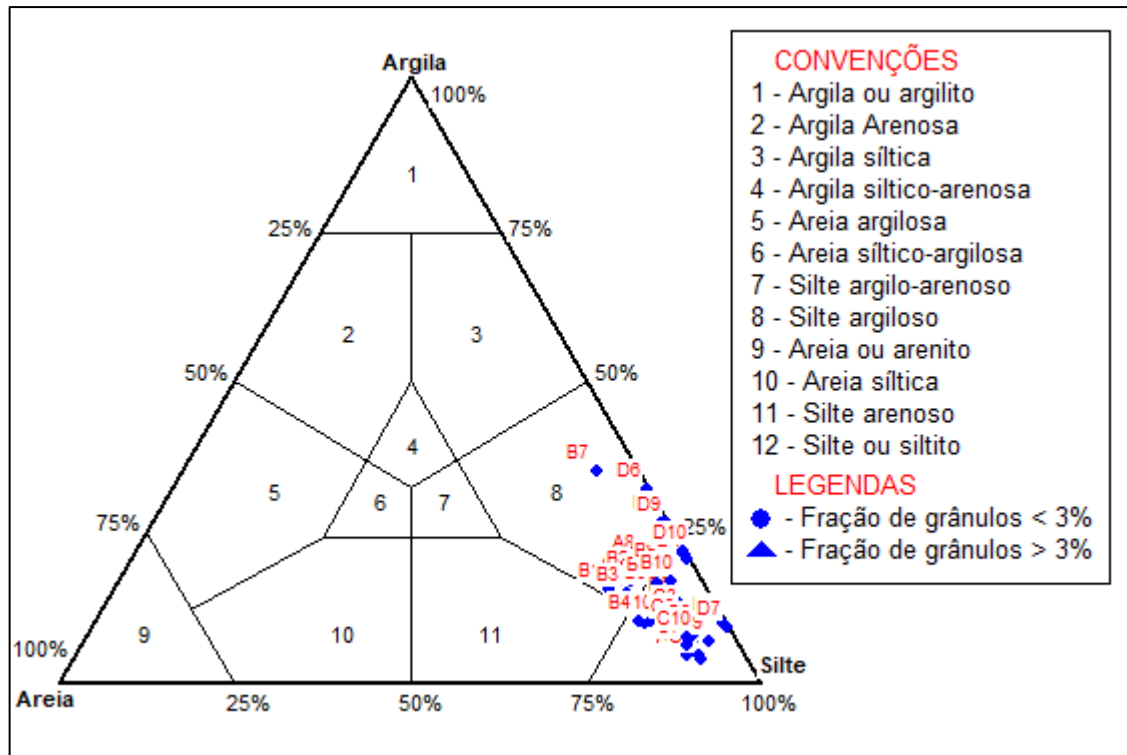


Figura 49 - Classificação de Shepard (1954) para os sedimentos do testemunho E200.
Fonte: Autora.

Diagrama de Pejrurp

A classificação de Pejrup, além do carácter descritivo, possui uma preocupação no carácter hidrodinâmico dos sedimentos, atribuindo aos sedimentos analisados níveis energéticos a partir da razão silte/argila e quantidade de areia envolvida. De acordo com esta classificação, tanto os sedimentos do testemunho S253 quanto do testemunho E200 foram identificados com hidrodinâmica alta a muito alta (Figura 50 e 51).

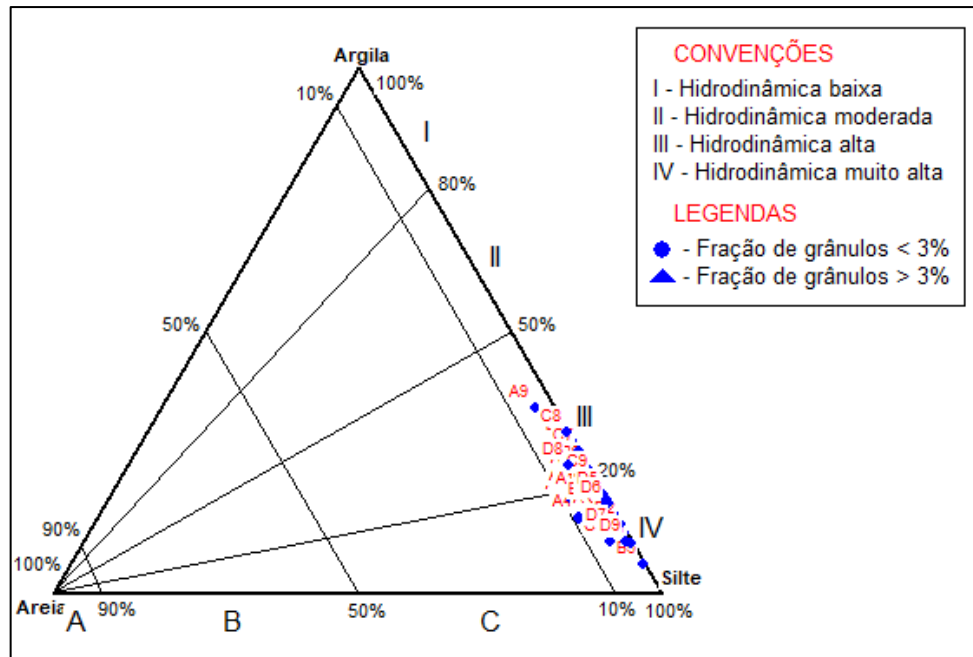


Figura 50 - Classificação de Pejrup para os sedimentos do testemunho S253.
Fonte: Autora.

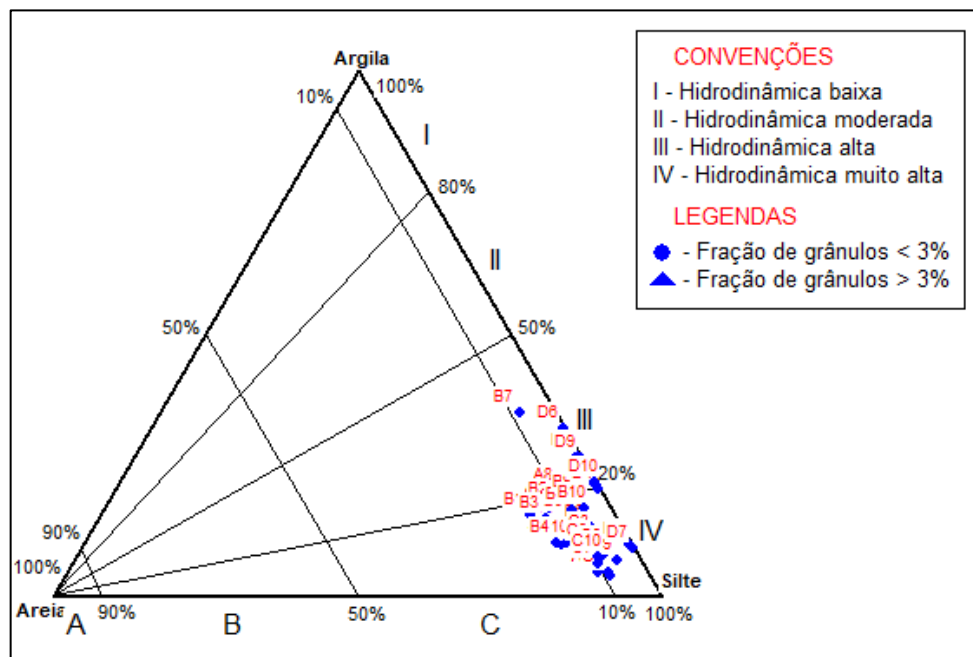


Figura 51 - Classificação de Pejrup para os sedimentos do testemunho E200.
Fonte: Autora.

6.3 MATERIAL BIOLÓGICO

Nas seções “1” e “2” do testemunho ANP E200 havia presença abundante de material de origem biológica. Representado por espículas, fragmentos de conchas e conchas em bom estado de preservação de moluscos. Um dos organismos identificados foi o gastrópode da família *Cavoliniidae*. (Figura 52). São seres planctônicos de ocorrência comum em toda a costa brasileira (Wiggers & Mendes 2003, De Oliveira & Maria 2002), vivem em profundidades de 10 a 800 m e tem hábitos herbívoros, alimentam-se de plantas e algas (Rampal 2002).



Figura 52 - Gastrópode da Família *Cavoliniidae*.
Fonte: Autora.

6.4 CONTEÚDO DE MATÉRIA ORGÂNICA

O teor médio de matéria orgânica no testemunho S253 e E200 foi de 4,43% e 6,52% respectivamente (Figura 53). No testemunho ANP S253 os valores variam de 1,6% a 33,3% (Figura 54). No testemunho ANP E200 os valores variam de 3,8% a 13,8% (Figura 55).

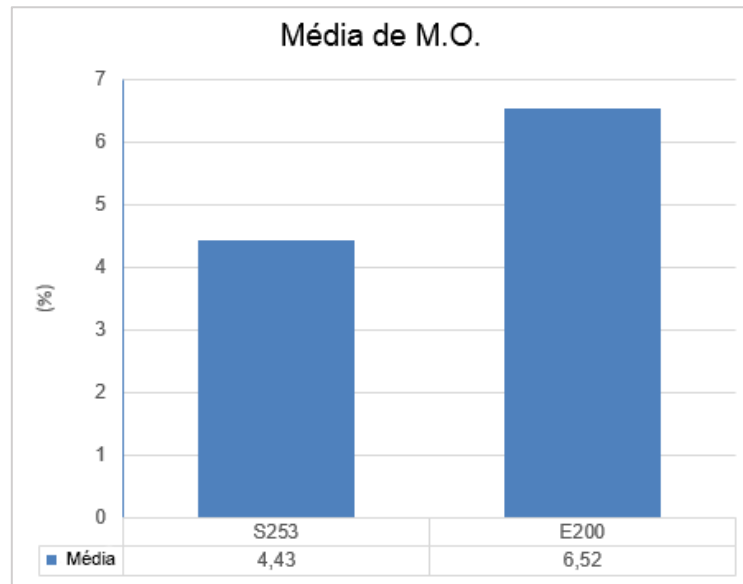


Figura 53 - Média de matéria orgânica nos testemunhos ANP S253 e ANP E200.
Fonte: Autora.

No testemunho ANP S253, o teor de M.O aumentou no sentido topo-base, com picos nas profundidades de 0,70 m contendo 8%, 1,70 m com 8,3% e 2,10 m retendo o maior valor do testemunho (33,3%) (Figura 54).

No testemunho E200, observou-se maiores valores na porção intermediária do testemunho variando de 7 a 13%, voltando a diminuir na base (Figura 55).

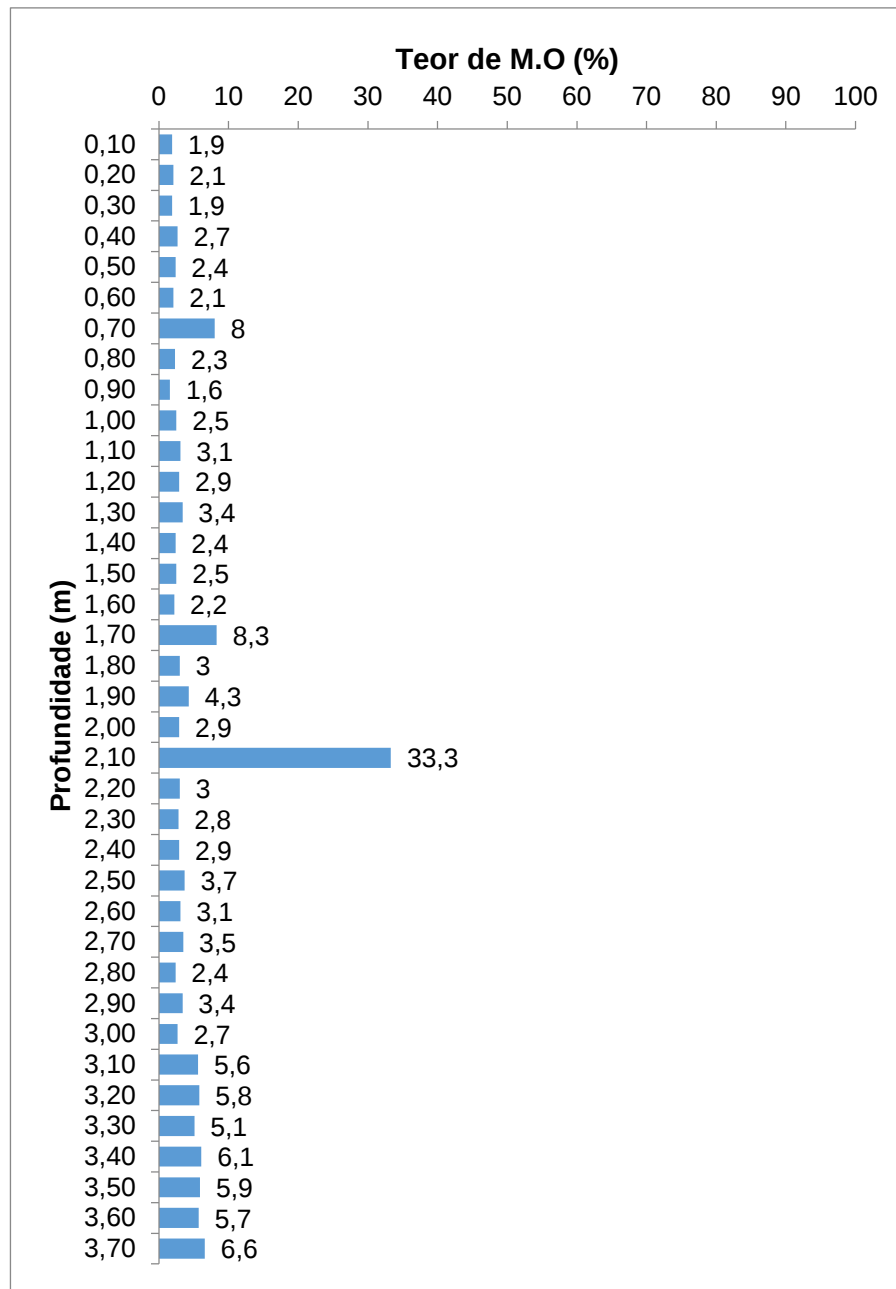


Figura 54 - Valores do teor de matéria orgânica ao longo do testemunho ANP S253.
Fonte: Autora.

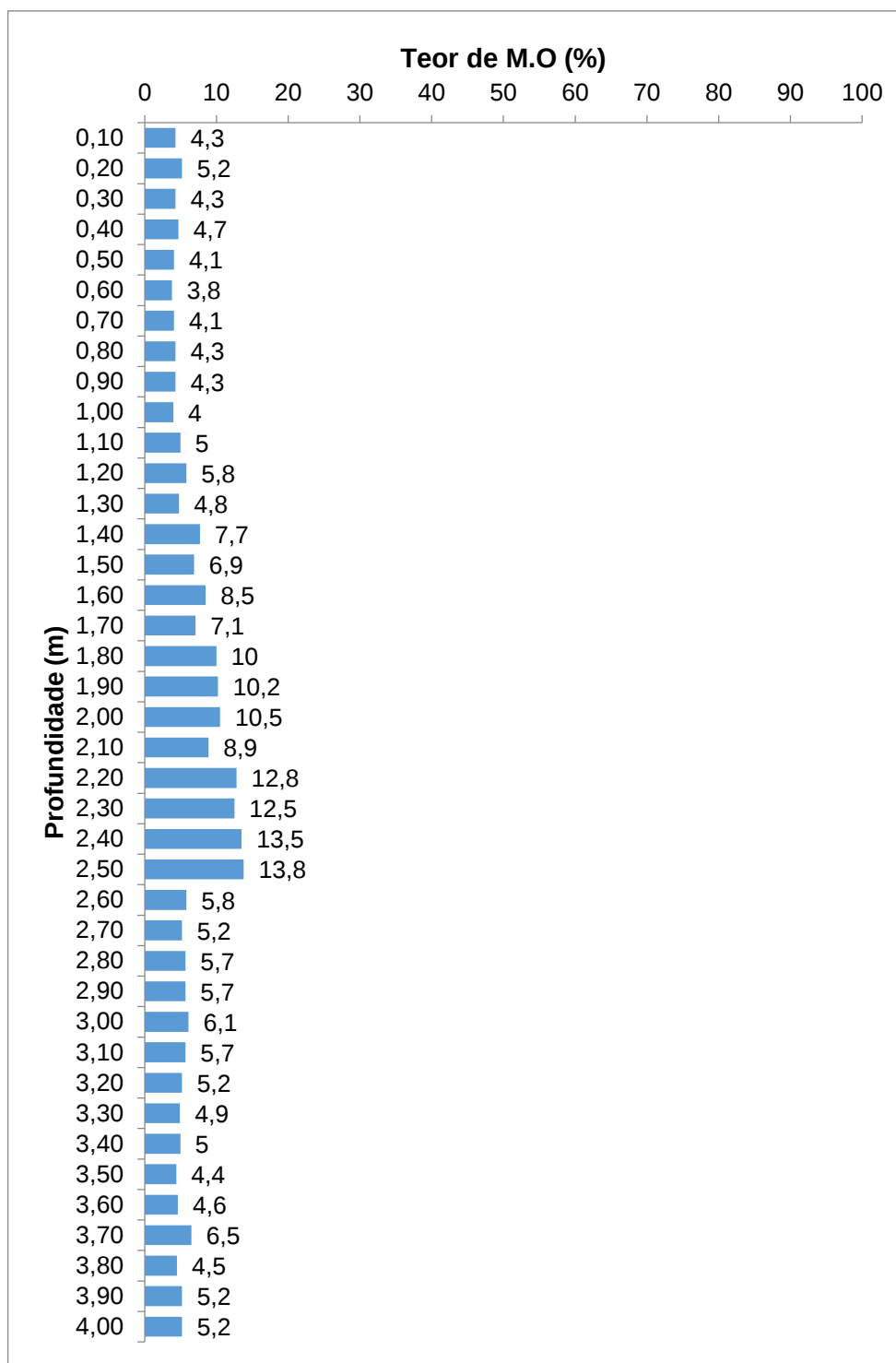


Figura 55- Valores do teor de matéria orgânica ao longo do testemunho ANP E200.
Fonte: Autora.

6.5 TAXA CARBONATO DE CÁLCIO

Os valores de Carbonato de Cálcio nas amostras do testemunho ANP S253 variam de 6,6% a 27,9% (Figura 56) e apresentam média de 11,74%, sendo os maiores valores de CaCO_3 concentrados nos sedimentos superficiais do topo do testemunho. No testemunho

ANP E200 o teor de Carbonato de Cálcio nas amostras varia de 6,2% a 64,2% (Figura 57) e apresentam média de 20,03%, assim como no testemunho ANP S253 os maiores valores de CaCO_3 estão concentrados nos sedimentos superficiais do topo do testemunho.

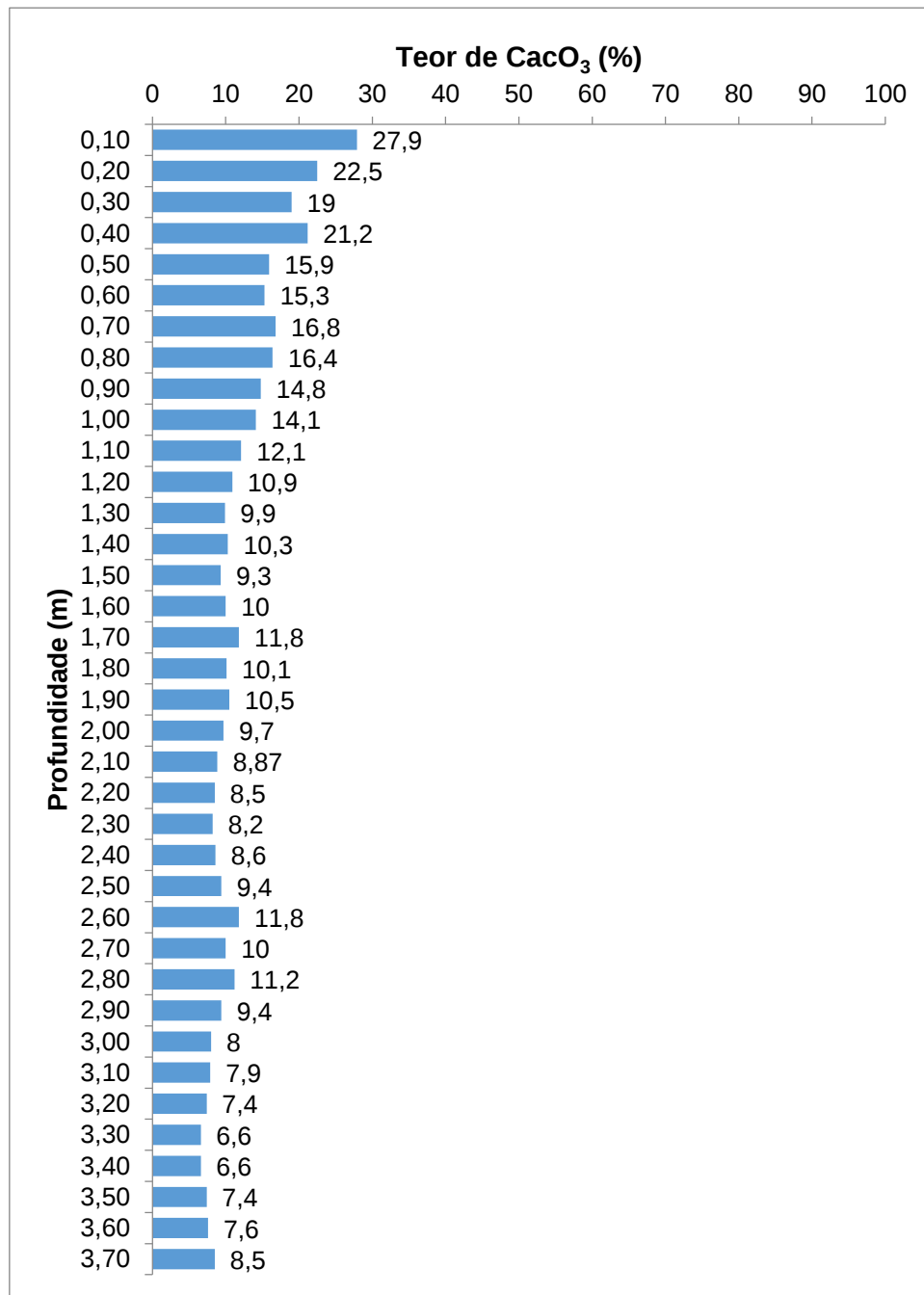


Figura 56 - Teor de Carbonato de Cálcio do testemunho ANP S253.
Fonte: Autora.

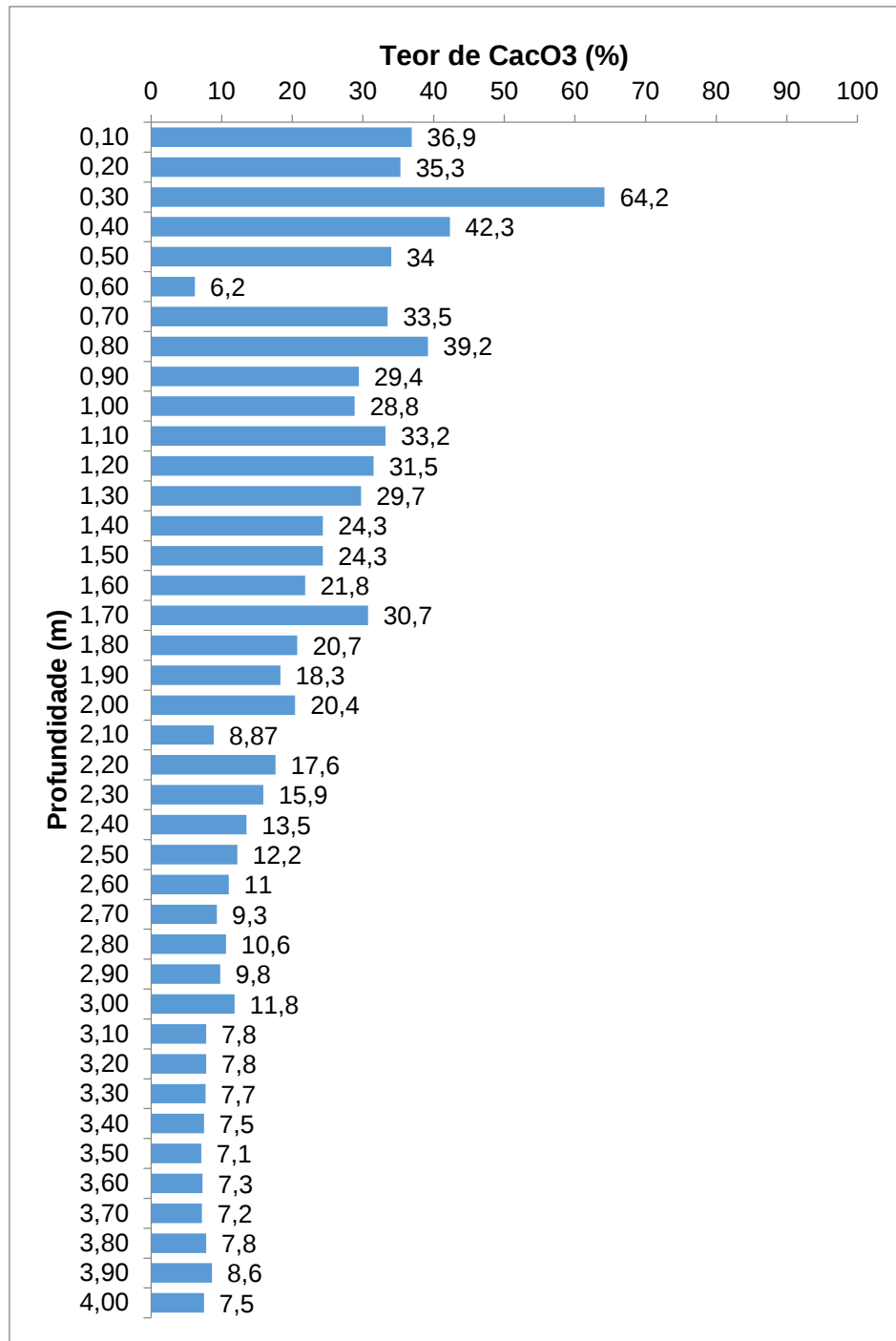


Figura 57 - Teor de Carbonato de Cálcio do testemunho ANP E200.
Fonte: Autora.

A partir dos teores de carbonato no sedimento é possível classificar os sedimentos de acordo com Larsonneur (1977), no qual considera os percentuais de cada fração granulométrica dos sedimentos com os valores da concentração de carbonato presente nas amostras. A tabela com a classificação é apresentada na Figura 58. De acordo com a classificação os sedimentos foram identificados como sedimento litoclástico do tipo lama terrígena (LL1c).

Tabela 5 - Classificação de sedimentos marinhos (modificada de Larssonneur, 1977). Md = mediana; L = lama; c = coquina (>20mm); s = seixos (4 a 65 mm); g = grânulos (2 a 4 mm); r = rodolitos.

SUBDIVISÕES PRINCIPAIS	AREIAS					SEDIMENTOS LAMOSOS		
	L < 15%; Areia + Lama > 50% Md < 2mm					L > 15%		
SEDIMENTO LITOCLÁSTICO CaCO ₃ < 30%	AREIAS LITOCLÁSTICAS					LAMA TERRÍGENA		
	15% < superior a 2 mm < 50%		superior a 2mm < 15%					
	s + c + r > g	s + c + r > g	0.5 a 2mm	0.25 a 0.5mm	0.05 a 0.25mm	L < 25%	25% < L < 75%	L > 75%
	AL1a Areia litoclástica c/cascalho	AL1b areia litoclástica c/ grânulos	AL1c areia litoclástica muito grossa a grossa	AL1d areia litoclástica média	AL1e areia litoclástica fina a muito fina	LL1a areia lamosa	LL1b Areia lamosa terrígena	LL1c lama terrígena
SEDIMENTO LITOBIO 30% < CaCO ₃ < 50%	AREIAS LITOBIOCLÁSTICAS					MARGA		
	15% < superior a 2 mm < 50%		superior a 2mm < 15%					
	s + c + r > g	g > s + c + r	0.5 a 2mm	0.25 a 0.5mm	0.05 a 0.25mm	L < 25%	25% < L < 75%	L > 75%
	AL2a areia litobioclástica c/ cascalho	AL2b areia litobioclástica com grânulos	AL2c areia litobioclástica grossa a muito grossa	AL2c areia litobioclástica média	AL2e areia litobioclástica fina a muito fina	LL2a marga arenosa	LL2b marga arenosa	LL2c marga
SEDIMENTO BIOLITOCLÁSTIC O 50% < CaCO ₃ < 70%	AREIAS BIOLITOCLÁSTICAS					MARGAS CALCÁRIAS		
	15% < superior a 2 mm < 50%		superior a 2mm < 15%					
	c + r + s > g	c + r + s < g	0.5 a 2mm	0.25 a 0.5mm	0.05 a 0.25mm	L < 25%	25% < L < 75%	L > 75%
	AB1a areia biolitoclástica c/cascalho	AB1b areia biolitoclástica c/grânulos	AB1c areia biolitoclástica grossa a muito grossa	AB1c areia biolitoclástica média	AB1e areia biolitoclástica fina a muito fina	LB1a marga calcárea arenosa	LB1b marga calcárea arenosa	LB1c marga calcárea
SEDIMENTO BIOCLÁSTICO 50% < CaCO ₃ < 70%	AREIAS BIOCLÁSTICAS					LAMAS CALCÁRIAS		
	15% < superior a 2 mm < 50%		superior a 2mm < 15%					
	c + r + s > g	g > c + r + s	0.5 a 2mm	0.25 a 0.5mm	0.05 a 0.25mm	L < 25%	25% < L < 75%	L > 75%
	AB2a areia bioclástica c/nódulos ou conchas	AB1b areia bioclástica c/grânulos	AB2c areia bioclástica grossa a muito grossa	AB2c areia bioclástica média	AB2e areia bioclástica fina a muito fina	LB2a areia bioclástica lamosa	LB2b vasa calcárea arenosa	LB2c vasa calcárea

Fonte: Dias (1996).

7 DISCUSSÃO

7.1 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DO TALUDE CONTINENTAL DO AMAZONAS

As análises granulométricas e o diagrama de Shepard possibilitaram classificar os sedimentos do talude continental do Amazonas como silte argiloso ou siltito, com baixa concentração de areia localizado preferencialmente no topo dos testemunhos. Esses sedimentos encontram-se juntamente com fragmentos de conchas e alguns materiais biológicos, indicando influência marinha. Segundo Suguio (2003) a predominância sedimentar pode indicar a resposta da energia hidrodinâmica durante sua deposição.

A análise dos parâmetros estatísticos representa uma forte ferramenta na percepção das possíveis áreas de alimentação do sedimento, assim como sua deposição e em que proporções esses processos ocorreram.

Testemunho S253

O testemunho S253 apresentou sedimentos moderadamente selecionados e pobremente selecionados predominantemente. O grau de seleção dos sedimentos é relacionado ao retrabalhamento dos depósitos e reflete variações nas condições do fluxo no ambiente deposicional (Ponçano 1986).

A análise da curtose permitiu identificar curvas predominantemente muito leptocúrticas, que representam a existência de sedimentos unimodais que estão relacionados a uma hidrodinâmica mais intensa (Ponçano 1986).

Já os valores de assimetria indicam uma área de deposição com menor energia (assimetria positiva a muito positiva), associada a sedimentos finos que corroboram para a interpretação de que os sedimentos foram depositados em um ambiente de baixa energia. Isso pode indicar que os sedimentos foram retrabalhados por diferentes forçantes, e em seguida depositados em área de baixa energia.

Testemunho E200

Assim como o testemunho anterior, o testemunho E200 apresentou grau de seleção como moderadamente selecionado e pobremente selecionado. A curtose relaciona a razão entre as dispersões na parte central e nas caudas das curvas de frequência. Assim, as curvas platicúrticas são caracterizadas por caudas de sedimentos mais finos e mais grossos indicando

mistura de populações, enquanto que as curvas leptocúrticas indicam sedimentos bem selecionados na parte central da distribuição. (Suguio 1973). Os Valores de curtose no testemunho E200 permaneceram também altos, com a maioria dos sedimentos classificados como muito leptocúrtica e 35% como extremamente leptocúrtica. Percebe-se uma tendência dos sedimentos serem melhor selecionados no topo.

A maioria dos sedimentos foram classificados com assimetria muito positiva, indicando deposição em áreas com baixa energia corroborado pelo acompanhamento de frações mais finas. Porém vale ressaltar que boa parte dos sedimentos foram classificados com assimetria aproximadamente simétrica, indicando energia intermediária no ambiente, havendo relativa mistura de frações mais grossas e finas nos sedimentos (Barros 2014, Duane 1964).

O diagrama de Pejrup nos permite ter uma análise hidrodinâmica ao quais os sedimentos foram submetidos, Ambos os testemunhos foram classificados nas seções III-D e IV-D, o qual corresponde a sedimentos com conteúdo de areia entre 0 a 10% o que caracteriza área sob influência de uma hidrodinâmica de menor intensidade.

Segundo Silveira (1998) e Santos (2006), variações da predominância sedimentar ao longo do testemunho é resultado da intensidade de energia hidrodinâmica diretamente associadas ao padrão climático.

7.2 GEOQUÍMICA

Os rios da Bacia Amazônica são acompanhados ao longo de seus cursos por planícies de inundação, compostas por lagos e florestas inundáveis (Junk 1997), que afetam os processos de erosão, transporte, produção e sedimentação da matéria orgânica (Moreira-Turcq *et al.* 2004) e dos sedimentos (Maurice-Bourgoin 2007) carreados pelos rios.

Segundo Pereira (2006), a identificação da natureza química da matéria orgânica dos sedimentos amazônicos, pela espectroscopia no infravermelho levou à ocorrência de material húmico provavelmente dominante nessa fração orgânica; que está associado, muito provavelmente, à drenagem de solos amazônicos característicos, como os podzóis e os latossolos, tal material é transportado pelo rio Amazonas até às águas costeiras.

Uma breve interpretação desses resultados leva à conclusão de tratar-se de material húmico presente na matéria orgânica fruto de lixiviações e drenagem de solos amazônicos

típicos, tais como podzólicos e latossólicos. Contudo, devido a predominância desses tipos de solos em áreas da floresta amazônica (equatorial, quente e úmida) ao longo das margens do rio Amazonas, pela notável presença de material húmico nessas águas fluviais (Leenheer 1980) e pelo transporte e despejos desse material nas águas costeiras do oceano Atlântico, à foz do grande rio, é de se esperar que haja, ainda, influência de material húmico na matéria orgânica transportada pelos sedimentos em suspensão. Segundo as observações de Ertel *et al.* (1986), para o sistema rio Amazonas, as substâncias húmicas combinadas representam 60% do carbono orgânico dissolvido fluvial, com razão ácido fúlvico para ácido húmico (af:ah) dos tributários com média de $4,7 \pm 1$; todos os ácidos húmicos e fúlvicos dissolvidos têm claramente identificados lignina na superfície (8 e 3% de carbono), sugerindo uma fonte predominantemente alóctone.

Devido o encontro da pluma amazônica, rica em silicatos e nitratos com as águas da Corrente Norte Brasileira, por sua vez rica em fosfatos e amônia, a região se equipara com as mais férteis do mundo (Figueiredo 1993). O rio Amazonas devido ao seu enorme volume d'água, carrega a maior quantidade de Carbono Orgânico Total (COT) entre todos os rios do mundo. Essa matéria orgânica encontrada nos sedimentos da plataforma continental Amazônica é de origem mista (continental/oceânica) (Ayres Neto 1994). O conteúdo do carbono orgânico total (COT) dos sedimentos de superfície apresentam valores baixos de 0.6% a 0.1% (de sedimento seco) para as lamas de superfície da plataforma interna. Os valores de COT variam de 0.08%, em sedimentos arenosos próximos a boca do rio, a até 1.02% em lamas ricas em material carbonático. Os valores mais altos de COT no noroeste da plataforma provavelmente resultam do aumento de produtividade naquela área (Showers & Angle 1986).

Apesar de baixo, o conteúdo orgânico dos sedimentos da plataforma Amazônica é comparável à composição orgânica dos sedimentos do rio Amazonas (Elias 2000). Aproximadamente 60% do carbono orgânico do Amazonas é transportado como carbono orgânico dissolvido (COD) dos quais 60% é material húmico. Carbono orgânico particulado fino (COPF) e material orgânico marinho são provavelmente a fonte principal de carbono para os sedimentos provindos da descarga do rio Amazonas (Aller *et al.* 1996).

O conteúdo de matéria orgânica no testemunho S253 teve valor médio de 4,43% menor em relação ao testemunho E200, com valor médio de 6,52% que localiza-se mais afastado da linha de costa. Esta leve variação entre os dois testemunhos gera uma discordância para os padrões esperados de acordo com outros trabalhos nesta região, onde os

valores de M.O. deveriam ser maiores para regiões com maior influência continental. Tal discordância provavelmente deve ter sido gerada por algum deslizamento de depósito sedimentar da plataforma no talude, sendo comum tal fenômeno, pois a região é caracterizada por episódios de megadeslizamentos, segundo Araújo *et al.* (2009), na porção a SE da foz do Amazonas, entre as 700-5000 m, ocorrem deslizamentos de massa.

Os sedimentos predominantes na Plataforma Continental Amazônica possuem teor de CaCO_3 inferior a 30%, segundo Milimann *et al.* (1979), e a quantidade de CaCO_3 nos sedimentos desta região aumenta de forma notável próximo a quebra da plataforma continental. Ainda segundo estes autores as taxas de CaCO_3 na cobertura sedimentar da plataforma está relacionada a granulometria e a distância que esses sedimentos se encontram da linha de costa.

De acordo com Knoppers *et al.* (1999), quanto menor o teor de carbonato no sedimento maior a influência continental. O que corrobora para o fato de que no testemunho mais próximo a linha de costa (S253) o valor médio de CaCO_3 foi de 11,74%, menor em relação ao testemunho mais afastado da costa (E200) que teve um valor médio de CaCO_3 de 20,03%.

A sedimentação de carbonatos é produzida por organismos marinhos, de acordo com Saliot (1994). As maiores concentrações obtidas no testemunho E200 devem-se ao acúmulo de fragmentos de conchas e carapaças de gastrópodes que apresentam alto teor de CaCO_3 , as maiores taxas de CaCO_3 estavam presentes na primeira seção do testemunho (0,0 a 1,0 m) no sentido topo-base, associados a sedimentos com granulometria silte arenoso. As variações das taxas de carbonato ao longo do testemunho são decorrentes das oscilações dos níveis de marés que carregam sedimentos carbonáticos oriundos da plataforma e através dos processos de organismos que fixam o CaCO_3 dissolvido na água para desenvolver seus processos de calcificação.

Em relação aos menores valores de carbonato encontrados no testemunho S253 associado a sua proximidade da linha de costa, segundo Almeida (2014) esta é considerada uma área de mais alta energia, possivelmente devido a correntes de turbidez que podem despejar sedimentos siliciclásticos, tornando este local menos propício a origem e preservação dos sedimentos bioclásticos dada a uma maior dificuldade na precipitação dos íons de carbonato de cálcio em suas proximidades.

8 CONCLUSÃO

Os resultados obtidos através do estudo de dois testemunhos mostraram que os sedimentos superficiais de fundo do talude da Foz do Amazonas são predominantemente lamosos, sendo possível diferenciar três tipos de granulometria, sendo elas, lama siltosa, lama argilosa e lama arenosa. Os maiores valores de frações granulométricas foram para o silte que abrangeu 80% das amostras totais analisadas. Quanto aos parâmetros estatísticos, o grau de seleção houve variação, onde no testemunho S253 foi moderadamente selecionado, enquanto que no testemunho E200 foi pobremente selecionado. A curtose em ambos os testemunhos foi classificada como muito leptocúrtica e a assimetria muito positiva.

Quanto ao conteúdo de matéria orgânica, os valores médios foram de 4,43% e 6,52% para os testemunhos S253 e E200, respectivamente. Ao longo dos testemunhos foi notável uma mudança de padrão. No testemunho ANP S253, o teor de M.O. aumentou no sentido topo-base, com picos nas profundidades de 0,70 m contendo 8%, 1,70 m com 8,3% e 2,10 m restando o maior valor do testemunho (33,3%), já no testemunho E200, observou-se maiores valores na porção intermediária do testemunho variando de 7 a 13%, voltando a diminuir na base. A variação do valor médio de M.O. entre os dois testemunhos gerou uma discordância para os padrões esperados de acordo com outros trabalhos nesta região. Tal discordância provavelmente deve ter sido gerada por algum deslizamento de depósito sedimentar da plataforma no talude, sendo comum tal fenômeno, pois a região é caracterizada por episódios de megadeslizamentos.

Em relação às taxas de CaCO_3 , obteve-se resultado satisfatório e manteve-se no padrão esperado, inferior a 30% para a Plataforma Continental Amazônica, segundo Milimann *et al.* (1979). De acordo com Knoppers *et al.* (1999), valores mais altos para sedimentos é observado quanto maior a influência continental onde, no testemunho mais próximo a linha de costa (S253) o valor médio de CaCO_3 foi de 11,74%, e no testemunho mais afastado da costa (E200) o valor médio de CaCO_3 foi de 20,03%.

De uma maneira geral, os sedimentos apresentaram características de origem continental que foi sujeita a condições energéticas altas a muito altas, observadas através do diagrama de Pejrurp.

REFERÊNCIAS

- Aller R.C., Blair N.E., Xia Q., Rude P.D. 1996. Remineralization rates, recycling, and storage of carbon in amazon shelf sediments. *Continental Shelf Research*, **16** (5/6): 753-786.
- Almeida N. M. 2014. *Caracterização e análise do talude continental adjacente à bacia Potiguar, NE Brasil*. DS de Mestrado, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 110p.
- Alves T. & Cartwright J.A. 2009. Volume balance of a submarine landslide in the Espírito Santo Basin, offshore Brazil: quantifying seafloor erosion, sediment accumulation and depletion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **288** (3–4): 572–580.
- Araújo É. F. D. S., Silva C. G., Reis A. T. D., Perovano R., Gorini C., Vendeville B. C., Albuquerque N. C. D. 2009. Movimentos de massa multiescala na bacia da Foz do Amazonas-Margem Equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geofísica*, **27** (3): 485-508.
- Ayres Neto A. 1994. *Avaliação das condições de estabilidade de fundo marinho na região do delta submarino do rio Amazonas*. DS Mestrado, Universidade Federal Fluminense, 82p.
- Bagnold R.A. 1962. Auto-suspension of transported sediment: turbidity currents. *Proc. R. Soc. Lond. A.*, **265**: 315–319.
- Barreto L. A., Milliman J. D., Amaral C. A. B., Francisconi O. 1975. Upper continental margin sedimentation of Brazil, Northern Brazil. *Contr. Sedimentol.* **4**: 78-116.
- Barros E. L. 2014. *Caracterização faciológica da plataforma continental interna de Icapuí, Ceará*. DS Mestrado, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 107 p.
- Bates R.L. & Jackson J.A. 1980. *Glossary of geology*. 2 ed. Falls Church, Virginia, American Geologic Institute, 751p.
- Beardsley R. C., Candela J., Limeburner R., Geyer W. R., Lentz S. J., Castro B. M., .Carneiro N. 1995. The M2 tide on the Amazon shelf. *Journal of Geophysical Research Oceans*, **100** (C2): 2283-2319.
- Bouma A. H. 1979. Continental slopes. In: Doyle L. J. & Pilkey O. H. (eds). *Geology of continental slopes*. [S.l.], Society Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 1-15. (Special Publication, 27).
- Brandão J.A.S.L. & Feijó F.J. 1994. Bacia da foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8** (1): 91-99.
- Bruno G. 1987. *Argilocinese no Cone do Amazonas*. MS Dissertation, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto–UFOP. 103 p.
- Campos L. G. 1992. *Delineamento do pé do talude em um perfil da margem continental do Ceará através da integração de dados geológicos e geofísicos*. DS Mestrado em Geofísica, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 129 p.

Carey S.N. & Schneider J. L. 2011. Volcaniclastic processes and deposits in the deep-sea. In: Hüneke H., Mulder T. (Eds.), *Deep-Sea Sediments*. Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, vol. 63, p. 457–515.

Carvalho G. C. R. D. 2008. *Interpretação sísmica e modelagem física do cone do Amazonas, Bacia da Foz do Amazonas, margem equatorial brasileira*. DS Dissertation Universidade Federal do Rio Preto. 119p.

Corrêa I. C. S. & Weschenfelder J. 2015. *Introdução às Ciências do Mar*. Editora Textos. Pelotas. **3**: 56.

Coutinho P. N. 1995. *Sedimentos carbonáticos da plataforma continental brasileira*. Rev. Geologia UFC. **6**: 65-73.

Covault J. A. 2011. Submarine Fans and Canyon-Channel Systems: A Review of Processes, Products, and Models. *Nature Education Knowledge*. **3** (10):4.

Curtin T. B. & Legeckis R. V. 1986. Physical observations in the plume region of the Amazon River during peak discharge. Surface variability. *Continental Shelf Research*, **6**: 31-51.

Damuth J. E. & Embley R.W. 1981. Mass-transport processes on the Amazon Cone. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* **65**: 629–643.

Damuth J. E. & N. Kumar 1975. Amazon cone: morphology, sediments, age, and growth pattern. *Geological Society of America Bulletin*. **86**: 863-878.

Dean Jr. W.E. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by 10ss on ignition: comparison with other methods. *J. Sedim. Petrol.*, **44**: 242-248.

Dias G.M.T. 1996. Classificação de sedimentos marinhos proposta de representação em cartas sedimentológicas. *Anais do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*. Vol 3.

Dias J. A. 2004. *A análise sedimentar e conhecimento dos sistemas marinhos* (uma introdução à oceanografia geológica). Edição Preliminar, Universidade do Algarve, 84 p.

Duane D.B. 1964. Significance of skewness in recent sediments, Western Pamlico Sound, North Carolina. *J. Sed. Petrol.*, **34**:864-874.

Einsele G. 2000. *Sedimentary Basins Evolution, Facies and Sediment Budget*. 2nd edn, 792 p.

Elias V.O. 2000. *Biogeoquímica Molecular do Carbono Orgânico e Contribuição de Queimadas em Sedimentos e Aerosóis da Amazônia*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 106pp.

Ertel J. R. et al. 1986. Dissolved humic substances of the Amazon river system. *Limnol. Oceanogr*, v. 31, n. 4, p. 739-754.

Fávera J. C. D. 2001. *Fundamentos da estratigrafia moderna*. [S.l.], Editora EdUERJ.

Figueiredo Jr. A.G. 1993. *Modelo de sedimentação atual da Plataforma Amazônica. Universidade Federal Fluminense*. Tese para concurso de professor titular do Departamento de Geologia, 42pp.

Figueiredo Jr. A.G. & Brehme I. 2000. *Amostragem Geológica na pesquisa mineral. Brazilian Journal of Geophysics*, **18** (3) 269-280.

Figueiredo Jr A.G, Silveira O.F.M., Ayres Neto A., Silva F.T., Falcão L.C., Amaral P.J.T. 2007. *Oceanografia Geológica: síntese do conhecimento sobre a geologia e geomorfologia da margem equatorial Amazônica*. 27p. (Relatório Piatam Oceano).

Folk R.L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology*, **62**(4): 344-359.

Folk R.L. & Ward W.C. 1957. Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain-Size Parameters. *Journal of Sedimentary Research*, **27**(1): 3-26.

Folk R. L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas (Hemphill's Book Store).

Gabioux M., Vinzon S. B., Paiva A. M. 2000. Tidal propagation over fluid mud layers on the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, **25** (1): 113-125.

Gallo M. N. & Vinzon S. B. 2005. Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary. *Ocean Dynamics*, **55** (5-6): 441-448.

Gallo M. N. 2004. *A influência da vazão fluvial sobre a propagação da maré no estuário do rio Amazonas*. Dissertação de Mestrado em Engenharia de Ciências Oceânicas. COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro – RJ. 99 p.

Galloway W.E. 1998. Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture and classification. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **82** (4): 569-595.

Gallmetzer I., Haselmair A., Stachowitsch M., Zuschin M. 2016. An innovative piston corer for large-volume sediment samples. *Limnology and Oceanography: Methods*, **14**(11): 698-717.

Geyer W.R. & Kineke G.C. 1995. Observations of currents and water properties in the Amazon frontal zone. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, pp. 2321-2339.

Gibbs R. J. 1973. The bottom sediments of the Amazon shelf and tropical Atlantic Ocean. *Marine Geology*, **14**(5): 39-45.

Gibbs R. J. 1967. The geochemistry of the Amazon River system: part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin*. **78** (10): 1203-1232.

Gibbs R. J. 1976. Amazon River sediment transport in the Atlantic Ocean. *Geology*, **4**: 45-48.

- Hampton M.A. 1972. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.* **42**: 775–793.
- Heezen B.C., Tharp M. & Ewing M., 1959. The floor of the oceans, 1: The North Atlantic. New York, *The Geological Society of America Special Paper*, 65, 122p.
- Hernández-Molina F. J., Llave E., Stow D. A. V. 2008. Continental Slope Contourites. *Developments in Sedimentology*, 379-408.
- Hesse R. & Schacht U. 2011. Early diagenesis of deep-sea sediments. In: Hüneke H., Mulder T. (Eds.), Deep-Sea Sediments. *Developments in Sedimentology*, Elsevier, Amsterdam, vol. 63, pp. 557–714.
- Imbert P. 2011. Industrial application of deep-sea sediments. In: Hüneke H., Mulder T. (Eds.), Deep-Sea Sediments. *Developments in Sedimentology*, Elsevier, Amsterdam, vol. 63, pp. 715–764.
- Jeck I.K, Alberoni A.A.L, Torres L.C., Gorini M.A. 2005. *Base do Talude na Região do Cone Do Amazonas*. Centro Hidrográfico da Marinha do Brasil. 5p.
- Johnson A.M. 1984. Debris flow. In: Brunden D., Prior D.B. (Eds.), *Slope Instability*. Wiley, Toronto, pp. 257–362.
- Junk W. J. 1997. General aspects of floodplain ecology with special reference to amazonian floodplains. In: W.J. Junk (ed.) *The Central Amazon floodplain: ecology of a pulsing system*, Springer, Berlin: 3:20 pp.
- Kennett J. 1982. Marine geology. Prentice Hall, 813 pp.
- Kineke G. C. & Sternberg, R. W. 1995. Distribution of fluid muds on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, **125**(3-4): 193-233.
- Kineke G. C., Sternberg R. W., Trowbridge J. H., Geyer W. R. 1996. Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf. *Continental shelf research*, **16**(5-6): 667-696.
- Knoppers B., Ekau W., Figueiredo A.G. 1999. The coast and shelf of east and northeast Brazil and material transport. *Geo-Marine Lett.* **19**: 171-178.
- Kralik M. 1999. A rapid procedure for environmental sampling and evaluation of polluted sediments. *Applied Geochemistry*. **14**:807-816.
- Kuehl S. A., Nittrouer C. A., Demaster D. J. 1982. Modern sediment accumulation and strata formation on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, **49**: 279-300.
- Kumar N., Damuth J. E., Gorini M. A. 1977. Relict magnesian calcite oolite and subsidence of the Amazon shelf. *Sedimentology*, **24**(1): 143-148.
- Kvenvolden K. A. 1993. A primer on gas hydrates. *The Future of Energy Gases*, 1570, 279-291.

- Larsonneur C. 1977. La cartographie de's dépôts meubles sur le plateau continental français: méthode mise du points et utilisée em Manche. *Journal Redi oceanog*, 2:34-39.
- Laval A., Cremer M., Beghin P., Ravenne C. 1988. Density surges: two-dimensional experiments. *Sedimentology*, 35(1): 73-84.
- Laval A. 1988. *Modélisation d'é coulements de type bouffée de densité. Application à l'interprétation des dépôts turbiditiques*. Unpubl. Ph.D. thesis, Univ. Bordeaux I, 262pp.
- Leenheer J. A. 1980. Origin and nature of humic substances in the waters of the Amazon river basin. *Acta Amazonica*, v. 10, n. 3, p. 513-526.
- Lewis L. A. 1974. Slow movement of earth under tropical rain forest conditions. *Geology*, 2(1): 9-10.
- Lisitzin A. P. 1996. *Ocean sedimentation. lithology and geochemistry*. American Geophysical Union, Washington, 400p.
- Locat J. & Lee H. J. 2002. Submarine landslides: advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal*, 39(1): 193-212.
- Lüthi S. 1980. Some new aspects of two-dimensional turbidity currents. *Sedimentology*, 28: 97-105.
- Matos R.M.D. 2000. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. In: Mohriak Wu & Talwani M (Eds.). *Atlantic rifts and continental margins*. Geophysical Monograph Series, AGU, p. 331-354.
- Maurice-Bourgoin L., Bonnet M.-P., Martinez J.M., Kosuth P., Cochonneau G., Moreira-Turcq P., Guyot J.-L., Vauchel P., Filizola N., Seyler P. 2007. Temporal dynamics of water and sediment exchanges between the Curuaí floodplain and the Amazon River, Brazil. *Journal of Hydrology*, 335: 140-156.
- Meade R. H., Nordin C. F., Curtis W. F., Rodrigues F. M. C., Vale C. M. do, Edmond J. M. 1979. Sediment loads in the Amazon river. *Nature*, 278(5700): 161-163.
- Middleton G.V., Hampton M.A. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Middleton G.V., Bouma A.H. (Eds.), *Turbidity and Deep Water Sedimentation. SEPM, Pacific Section, Short Course Lecture Notes, Anaheim*, pp. 1-38.
- Milliman J.D, Summerhayes C.P & Barreto H.T. 1975. Quaternary sedimentation on the Amazon continental margin: a model. *Geological Society of American Bulletin*, 86: 610-614.
- Milliman J. D. 1979. Morphology and structure of the Amazon continental margin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 934-950.
- Mohrig D., Ellis C., Parker G., Whipple K. X., & Hondzo M. 1998. Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geological Society of America Bulletin*, 110(3): 387-394.

- Moreira-Turcq P., Jouanneau J. M., Turcq B., Seyler P., Weber O., Guyot J. L. 2004. Carbon sedimentation at Lago Grande de Curuai, a floodplain lake in the low Amazon region: insights into sedimentation rates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **214**(1-2): 27-40.
- Moura R. L., Amado-Filho G. M., Moraes F. C., Brasileiro P. S., Salomon P. S., Mahiques M. M. & Brito F. P. 2016. An extensive reef system at the Amazon River mouth. *Science advances*, **2**(4): e1501252.
- Mulder T. 2011. Developments in Sedimentology. *Gravity Processes and Deposits on Continental Slope, Rise and Abyssal Plains*. **63**: 25-148.
- Mulder T. & Alexander J. 2001. Abrupt change in slope causes variation in the deposit thickness of concentrated particle-driven density currents. *Mar. Geol.* **175**: 221–235.
- Mulder T., Cochonat P., 1996. Classification of offshore mass movements. *J. Sediment. Res.* **66**: 43–57.
- Muller-Karger F. E., McClain C. R. & Richardson P. L. 1988. The dispersal of the Amazon's water. *Nature*, **333** (6168): 56-59.
- Nardin T.R., Hein F.J., Gorsline D.S., Edward, B.D. 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In: Doyle L.J., Pilkey O.H. (Eds.), *Geology of Continental Slopes*, SEPM, Spec. Publ. **27**: 61–73.
- Nemec W. 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, **10**: 29-73.
- Nichols R.J. 1995. The liquefaction and remobilization of sandy sediments. In: Hartley A. J., Prosser D.J. (Eds.), *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*, *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, **94**: 63–76.
- Nitttrouer C.A. & Kuehl S.A. 1995. Geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon Continental Shelf. *Marine Geology*. 125p.
- Nitttrouer C.A. & Wright L.D. 1994. Transport of particles across continental shelves. *Reviews of Geophysics*. **32**:85–113.
- Nitttrouer C. A. & DeMaster D. J. 1986. Sedimentary processes on the Amazon continental shelf: past, present and future research. *Continental Shelf Research*, **6** (1-2): 5-30.
- Nitttrouer C. A., Sharara M. T. & DeMaster D. J. 1983. Variations of sediment texture on the Amazon continental shelf. *Journal of Sedimentary Research*, **53**(1).
- Normark W.R. & Piper D.J.W. 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. In: From Shoreline to Abyss: Contributions in Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard (Ed. R.H. Osborne), *SEPM Spec. Publ.*, **46**: 207–230.

Oliveira V. S. de & Maria E. L. 2002. Pteropoda (Gastropoda, Thecosomata e Gymnosomata) coligidos ao largo dos arquipélagos de São Pedro e São Paulo, costa nordeste, Brasil. Pteropoda (Gastropoda, Thecosomata and Gymnosomata) collected along the northeast coast of the archipelago of São Pedro and São Paulo, Brazil. *Revista Brasileira de Zoologia*, **19**:215-227.

Oltman R.E. 1968. Reconnaissance investigation of discharge and water quality of the Amazon River. *US. Geological Survey Circular 552*, Washigton DC. 16 p.

Øvrebø L. K., Haughton P., Shannon P. 2006. A record of fluctuating bottom currents on the slopes west of the Porcupine Bank, offshore Ireland — implications for Late Quaternary climate forcing. *Marine Geology*. **225**: 279-309.

Palma J. J. C. *Fisiografia da área oceânica*. In: Schobbenhaus, C. (Coord.) *Geologia do Brasil*. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, 1984.

Pejrup M. 1988. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: Boer P.L., Van Gelder A., Nio S.D.(Ed). *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. D.Reidel, Dordrecht. p. 289-300.

Pereira S. B., Lima W. N., El-Robrini M. 2006. Caracterização química e aspectos geoquímicos relevantes da matéria orgânica de sedimentos em suspensão na foz do rio Amazonas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi Ciências Naturais*, **1.1**: 167-179.

Perovano R., Reis A. T. D., Silva C. G., Vendeville B. C., Gorini C., Oliveira V. D. & Araújo É. F. D. S. 2009. O Processo de colapso gravitacional da seção marinha da bacia da foz do Amazonas-Margem Equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geofísica*, **27**(3): 459-484.

Pickering K.T., Hiscott R.N., Hein F.J. 1989. Deep Marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics. Unwin Hyman, London, 416 pp.

Piper D.J.W., Deptuck M. 1997. Fine-grained turbidites of the Amazon Fan: facies characterization and interpretation. In: Flood R.D., Piper D.J.W., Klaus A., Peterson L.C. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **155**: 79–108.

Piper D.J.W., Normark W.R. 2009. Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites: a marine geology perspective. *J. Sediment. Res.* **79** (5): 347–362.

Ponçano W. L. 1986. Sobre a interpretação ambiental de parâmetros estatísticos granulométricos: exemplos de sedimentos quaternários da costa brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(2): 157-170.

Rampal J. 2002. Biodiversité et biogéographie chez les Cavoliniidae (Mollusca, Gastropoda, Opisthobranchia, Euthecosomata). Régions faunistiques marines. *Zoosystema*, **24**(2): 209-258.

Rouillard P. 2010. odèle architectural *Met lithologique du système de Rosetta (Delta du Nil, Méditerranée Orientale): implications pour un analogue actuel de réservoir pétrolier*. Unpubl. Ph.D. thesis, Université de Nice Sophia-Antipolis, 375pp.

- Saliot A. 1994. Biogéochimie organique marine. *Cours d'Océanographie Européens*, 1: 20p.
- Santos V. F. 2006. *Ambientes costeiros amazônicos: avaliação de modificações por sensoriamento remoto*. Tese de Doutorado. Universidade Federal Fluminense - UFF. Niterói - RJ. 306p.
- Schaller H. 1971. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas. *Anais do 25º Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo, 189–202.
- Shanmugam G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm, (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Mar. Pet. Geol.* 17: 285–342.
- Shanmugam G. 2008. Deep-Water Bottom Currents and Their Deposits, in Rebesco M. and Camerlenghi A., eds., *Contourites: Amsterdam, Elsevier, Developments in Sedimentology*, 60: 59-81.
- Shepard F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clays rations. *Journal of Sedimentology Petrology*. v. 24, n.3, p. 151-158.
- Showers William J., Angle David G. 1986. Stable isotopic characterization of organic carbon accumulation on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*, 6.1-2: 227-244.
- Silva A. C. 2006. *An analysis of water properties in the western tropical Atlantic using observed data and numerical model results*. Tese de doutorado, Departamento de Oceanografia, UFPE, Recife/PE, 156 p.
- Silva S. R. P. da & Rodarte J. B. M. 1989. *Bacias da Foz do Amazonas e Pará-Maranhão (águas profundas): uma análise sismoestratigráfica, tectonosedimentar e térmica*. In Proceedings of the 1st Congress of the Brazilian Geophysical Society. 20-24.
- Silveira O.F.M. 1998. *A planície costeira do Amapá dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias*. Tese de Doutorado/Instituto de Geociências, Belém – PA, 230p
- Skempton A.W. Hutchinson J.N. 1969. Stability of natural slopes and embankment foundations. *State-of-the-art report*. In: *Proc. 7th Int. Conf. SMFE, Mexico City*. 2291–335.
- Soares Jr. A. V. 2007. *A Fragmentação do Gondwana na Região Meio-Norte do Brasil durante o Mesozóico*. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Belém. 193 p.
- Soares Jr. A. V., Costa J. B. S., Hasui Y. 2008. Evolução da margem Atlântica equatorial do Brasil: três fases distensivas. São Paulo. UNESP, *Geociências*, v. 27, n. 4, p. 427-437.
- Souza D. C. C. 2010. *Caracterização morfológica e sedimentar do talude continental (foz do Amazonas)*. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica; Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 102 p.

Stow D.A.V., Reading H.G., Collison J.D. 1996. Deep seas. In: Reading H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 395–453.

Stow D. A. V. 1994. Deep sea processes of sediment transport and deposition. In: Pye K.(Ed.). *Sediment. transport and depositional processes*. Oxford, Boston, Blackwell Scientific Publications, p. 257-291.

Suguio K. 1973. *Introdução à sedimentologia*. São Paulo, Ed. Edgard Blucher, EDUSP, 317p.

Suguio K. 2003. *Geologia sedimentar*. 1. ed. [S.l.], Edgard Blücher.

Tessler M. G. & Mahiques M. M. 2000. Processos oceânicos e a fisiografia dos fundos marinhos. In: Teixeira W., Toledo M. C. M., Fairchild T. R., Taioli F. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: O. Textos. 557p.

Tripsanas E.K., Piper D.J.W., Jenner K., Bryant W.R., 2008. Submarine mass-transport facies: new perspectives on flow processes from cores on the eastern North American margin. *Sedimentology* 55: 97–136.

Trowbridge J. H. & Kineke G. C. 1994. Structure and dynamics of fluid muds on the Amazon continental shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99(C1): 865-874.

Tucker M.E. 1981. *Sedimentary Petrology: An Introduction* English Language Book Society/Blackwell Scientific Publications. [S.l.], pp. 10–24

Vanney J. R. 1973. *La géomorphologie sous-marine*. in, P. Muraour (ed.). *Structure et géomorphologie dynamiques des fonds marins*, Masson, Paris, 1-77.

Vries Klein G. de. 1982. Sandstone Depositional Models for Exploration for Fossil Fuels. *Geological Sciences Series*. 209 p.

Wheeler A.J. & Stadnitskaia A. 2011. Benthic deep-sea carbonates: reefs and seeps. In: Hüneke H. & Mulder T. (Eds.). *Deep-sea sediments*. Amsterdam, Elsevier, p. 397–455. (Developments in Sedimentology, 63).

Wicander R. & Monroe J. S. 2009. *Fundamentos de geologia*. São Paulo, Cengage Learning. 510p.

Wiggers F. & Veitenheimer-Mendes I. L. 2003. Gastrópodes atuais da plataforma continental externa e talude continental ao largo de Rio Grande, Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 6: 55-60.