



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE OCEANOGRAFIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**SEDIMENTAÇÃO NO TALUDE CONTINENTAL DA FOZ DO
AMAZONAS**

Trabalho apresentado por:

THAMIRES SALIMOS PRAZERES

Orientador: Prof^oDr^oMaamar El-Robrini (UFPA)

BELÉM-PARÁ
2018



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

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**SEDIMENTAÇÃO NO TALUDE CONTINENTAL DA FOZ DO
AMAZONAS**

THAMIRES SALIMOS PRAZERES

**BELÉM-PARÁ
2018**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará**

Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

S165s Salimos Prazeres, Thamires
SEDIMENTAÇÃO NO TALUDE CONTINENTAL DA FOZ
DO AMAZONAS : estudo descritivo / Thamires Salimos Prazeres.
— 2018.
77 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Maamar El-robrini
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Faculdade de
Oceanografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará,
Belém, 2018.

1. Talude Continental. 2. Piston Corer. 3. Sedimentação. I.
Título.

CDD 016.55146



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

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**SEDIMENTAÇÃO NO TALUDE CONTINENTAL DA FOZ DO
AMAZONAS**

**TRABALHO APRESENTADO POR:
THAMIRES SALIMOS PRAZERES**

Como requisito à obtenção do grau de bacharelado em OCEANOGRRAFIA

Data da aprovação: 18/12/2018

Conceito: EXCELENTE

Banca Examinadora:

**Prof.Dr. Maamar El-Robrini- Orientador
(Membro- UFPA)**

**Profª.Drª. Leilanhe Almeida Ranieri- Membro
(Membro – UFPA)**

**Ms. Paulo Victor Magno da Silva– Membro
(Membro - UFPA)**

Ao futuro, minha maior motivação.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por todas as pequenas oportunidades que se tornaram grandes conquistas.

A minha mãe, que apesar de um oceano de distância está mais presente do que nunca.

Ao meu pai, que sempre me deu apoio e investiu em mim.

A minha família, pela compreensão, pelo incentivo e pelo cuidado sem limites.

A Universidade Federal do Pará, pela oportunidade da realização de um sonho.

Ao Instituto de Geociências e seus docentes, pelo apoio acadêmico durante os anos de curso.

Ao meu orientador Profº Drº Maamar El-Robrini, pelo suporte desde a elaboração e planejamento até a realização e finalização deste projeto.

Ao GEMC- Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros- que me capacitou para execução deste projeto.

A ANP- Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis-, pelo material utilizado na análise.

Aos amigos de laboratório GEMC, por sempre estarem disponíveis para toda ajuda durante esta pesquisa.

Aos amigos de turma oceanografia 2015, em especial ao companheiro de todos os momentos.

E a todos que de alguma maneira contribuíram para a realização desta etapa acadêmica, meus sinceros agradecimentos.

*“If you can dream it,
You can do it”*
(Walt Disney)

RESUMO

O trabalho objetiva analisar as principais características dos sedimentos do talude continental da Foz do Amazonas. O Talude é representado por um gradiente topográfico acentuado, iniciado na quebra da plataforma. Foram analisados dois testemunhos do tipo *piston corer*, coletados na profundidade de 884 m e 1910 m. Sendo obtidos dados de parâmetros granulométricos, de matéria orgânica e de teores de carbonato. Os resultados mostram sedimentos lamosos, dominados pela fração silte (87,6% no testemunho R184 e 92,9% no testemunho S122), com menores valores de argila (11,6% no testemunho R184 e 4,1% no testemunho S122) e areia (0,6% no testemunho R184 e 2,9% no testemunho S122). Os valores de carbonato apresentaram média de 6,7% no testemunho R184, e 25,8% no testemunho S122. Já teores de matéria orgânica variaram de 0,8% a 7,7% no R184 e de 1,2% a 19,2% no S122. Os sedimentos de ambos os testemunhos apresentaram classificação de silte ou siltito de acordo com os parâmetros estatísticos do diagrama de Shepard (1954), e características de condições hidrodinâmicas altas a muito altas de acordo com o diagrama de Perjrup (1988).

Palavras-chave: Talude Continental. Piston Corer. Sedimentação.

ABSTRACT

This work aims to analyze the main characteristics of sediments from the continental slope of *Foz do Amazonas*. The Slope is represented by an accentuated topographic gradient, begun at the break of the platform. Two piston corer type samples were analyzed, collected at depths of 884 m and 1910 m. Being obtained data of granulometric parameters, organic matter, carbonate. The results showed sediments dominated by the silt fraction (87.6% in the R184 and 92.9% in the S122), with lower clay values (11.6% in the R184 and 4.1% in the S122) and sand (0.6% in the R184 and 2.9% in the S122). The carbonate values presented a mean of 6.7% in the R184, and 25.8% in the S122. Organic matter contents ranged from 0.8% to 7.7% in R184 and from 1.2% to 19.2% in S122. The sediments of both samples presented silt or silt classification according to the statistical parameters of the Shepard diagram (1954), and characteristics of high to very high hydrodynamic conditions according to the Perjrup (1988) diagram.

Keywords: Continental Slope. Piston Corer. Sedimentation.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Perfil fisiográfico esquemático de uma margem continental do tipo atlântica. Fonte: REVIZEE (2006).....	3
Figura 2- Fonte e transporte dos sedimentos terrígenos para os oceanos. Fonte: Baptista Neto (2004).....	5
Figura 3- Mapa de localização e batimetria dos pontos de coleta dos testemunhos no talude continental da foz do Amazonas.....	7
Figura 4- Carta estratigráfica da bacia da foz do Amazonas. Fonte: Vasconcelos(2018).....	9
Figura 5- 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).....	11
Figura 6- Mapa da distribuição dos sedimentos na plataforma continental do Amazonas. Adaptado de Kuehl et al. (1982).....	12
Figura 7- Esquema simplificado sem escala, mostrando o modelo estrutural do cone do Amazonas. Fonte: Souza (2010).....	13
Figura 8- Fisiografia do talude continental das margens passiva e ativa, com ênfase para as divisões dos domínios superior, médio e inferior. Fonte: Mulder (2011).....	14
Figura 9- Classificação dos fluxos gravitacionais de sedimentos. Fonte: modificado de Némec (1990).....	15
Figura 10- (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. Fonte: Covault (2011).....	16
Figura 11- Terminologia de fluxo turbulento (a) onda turbulenta. (b) fluxo semelhante a um surto. (c) corrente quasi-estável ou corrente de turbidez. Fonte: Mulder (2011)...	17
Figura 12- Mapa batimétrico do talude continental amazônico. Fonte: Jeck i. K. <i>Et al.</i> (2005)	18
Figura 13- Corrente norte do Brasil e seu comportamento na região equatorial do Brasil. Fonte: Souza (2010)	19
Figura 14- Testemunhador a pistão utilizado para a amostragem do estudo (a e b); testemunhos recuperados (c); navio Geoexplorer. ¹	21
Figura 15- Esquema de coleta sub-superficial do testemunhador a pistão no fundo marinho. Fonte : Steiger (2014)	22
Figura 16- Modelo de testemunhador múltiplo. Fonte : Steiger (2014)	23

Figura 17- Modelo de testemunhador a pistão para coleta de sedimentos marinhos. Fonte : steiger (2014).....	23
Figura 18- Processo de preparo das amostras. A) retirada de 50 g de sedimentos a cada 10 cm ao longo do testemunho. B) homogeneização das amostras em béqueres. C) processo de macerar a amostra.	24
Figura 19- Método peneiramento. A) método de peneiramento úmido. B) areia retida na malha 63µm. C) silte e argila para separação em centrífuga. D) centrífuga. E) béqueres contendo areia, silte e argila para secagem.	25
Figura 20- Diagrama triangular de shepard. Fonte: shepard (1954).....	28
Figura 21- Diagrama triangular de perjurp fonte: perjurp (1988)	29
Figura 22- Método calcinação. A) pesagem dos cadinhos, adição. B) mufla. C) dissecador.	30
Figura 23- Método de diluição em ácido. A) ataque ácido (hcl a 10%) b) neutralização após 12 horas.....	31
Figura 24- Fluxograma geral de metodologias.....	33
Figura 25- Análise macroscópica do testemunho r184.	35
Figura 26- Análise macroscópica do testemunho s122	37
Figura 27- Gráfico de porcentagens totais das classes granulométricas do testemunho r184..	38
Figura 28- Gráfico de porcentagens totais das classes granulométricas do testemunho s122.	38
Figura 29- Distribuição granulométrica ao longo do testemunho r184.....	39
Figura 30- Distribuição granulométrica ao longo do testemunho s122.	40
Figura 31- Valores de grau de seleção do testemunho r184.....	41
Figura 32- Valores de curtose do testemunho r184.....	41
Figura 33- Valores de assimetria do testemunho r184.	42
Figura 34- Classificação de shepard (1954) para os sedimentos do testemunho r184.....	42
Figura 35- Classificação de perjurp (1988) para os sedimentos do testemunho r184.....	43
Figura 36- Valores de grau de seleção do testemunho s122.....	44
Figura 37- Valores de curtose do testemunho s122.....	44
Figura 38- Valores de assimetria do testemunho s122.....	44
Figura 39- Classificação de shepard (1954) para os sedimentos do testemunho s122.....	45
Figura 40- Classificação de perjurp (1988) para os sedimentos do testemunho s122.....	45
Figura 41- Médias totais de matéria orgânica encontradas nos testemunhos r184 e s122	46
Figura 42- Teor de matéria orgânica do testemunho r184(%).....	47
Figura 43- Teor de matéria orgânica do testemunho s122 (%)	48
Figura 44- Média de carbonato de cálcio dos testemunhos r184 e s122.	49

Figura 45- Teor de CaCO_3 do testemunho r184(%).....	50
Figura 46- Teor de CaCO_3 do testemunho s122(%)	51
Figura 47- Ficha técnica do testemunho r184 contendo os valores médios (%) dos teores de areia, silte, argila, matéria orgânica e carbonato de cálcio.	54
Figura 48- Ficha técnica do testemunho s122 contendo os valores médios (%) dos teores de areia, silte, argila, matéria orgânica e carbonato de cálcio.	55

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Coordenadas geográficas e profundidade dos testemunhos amostrados-.....	7
Tabela 2- Classificação quanto ao grau de selecionamento de seleção	26
Tabela 3- Classificação quanto à curtose-	27
Tabela 4- Classificação quanto à assimetria-.....	27
Tabela 5- Classificação para sedimentos marinhos proposta por Larsonneur (1997)- Md = mediana; l = lama; c = coquina (>20mm); s = seixos (4 a 65 mm); g = grânulos (2 a 4 mm); r=rodolitos-	32
Tabela 6- Coloração com base em Rock Color Chart (1984).....	34
Tabela 7- Coloração com base em Rock Color Chart (1984).....	36
Tabela 8- Classificação do testemunho R184 de acordo com Larsonneur (1997)-	52
Tabela 9- Classificação do testemunho S122 de acordo com Larsonneur (1997)-	53

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	V
RESUMO.....	VII
ABSTRACT	VIII
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	IX
LISTA DE TABELAS	XII
SUMÁRIO.....	XIII
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	2
2.1 OBJETIVO GERAL	2
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	2
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	3
3.1 MARGENS CONTINENTAIS.....	3
3.2 SEDIMENTAÇÃO MARINHA	5
4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	7
5 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO	8
5.1 GEOLOGIA.....	8
5.2 OCEANOGRAFIA.....	19
6 MATERIAL E MÉTODOS	21
6.1 MÉTODOS DE COLETA	21
6.2 MÉTODOS LABORATORIAIS	24
7 RESULTADOS.....	34
7.1 TEXTURA E DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA.....	34
7.2 GRANULOMETRIA	38
7.2 MATÉRIA ORGÂNICA	46
7.3 CARBONATO DE CÁLCIO.....	49
7.4 FICHA TÉCNICA	54
8 DISCUSSÃO	56
8.1 TEXTURA E GRANULOMETRIA.....	56
8.2 MATÉRIA ORGÂNICA	57
8.3 CARBONATO DE CÁLCIO.....	58
9 CONCLUSÃO.....	59
REFERÊNCIAS	60

1 INTRODUÇÃO

Os rios representam um dos mais importantes agentes geológicos e desempenham papel de grande relevância no modelado do relevo (Suguio 2003), contribuindo para formação da margem continental, plataforma, talude e de outras feições geomorfológicas. Dentre os ambientes marinhos, a margem continental representa uma zona de transição entre a crosta continental e a oceânica, constituída pela plataforma continental, talude continental e sopé continental (Vital 2005).

Dentre os projetos de levantamento geológico na margem continental brasileira destacam-se: o Programa de Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira (REMAC/1968-1978), o Amazon Shelf Sediment Study (AmasSeds/1989-1992), o Programa de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos na Zona Econômica Exclusiva (REVIZEE/1990-2005), e o Programa de Avaliação da Potencialidade Mineral da Plataforma Continental Jurídica Brasileira (REMPAC/1997).

Tais estudos contribuíram fortemente no conhecimento da margem continental. Entretanto, mais recentemente, o projeto Estudo Sistemático da Sedimentação Recente do Talude Continental da Margem Equatorial (Amazonas, Pará-Maranhão) (2017-presente), no qual o presente estudo está inserido, busca preencher a lacuna no conhecimento sedimentar sobre o talude continental.

O talude continental é definido como a parte da margem continental, caracterizado por um gradiente topográfico acentuado, tendo início na quebra da plataforma continental, sendo condicionado por diferentes regimes de sedimentação e por feições estruturais específicas (Palma 1984).

Segundo Lewis (1974), o talude continental apresenta a maior descontinuidade topográfica da superfície da Terra, e para sua existência alega como provável razão 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.

Desse modo, o presente estudo buscou identificar possíveis semelhanças e/ou diferenças na sedimentação rasa no talude continental superior da Foz do Amazonas.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Buscar possíveis semelhanças e/ou diferenças na sedimentação rasa no Talude Continental Superior da Foz do Amazonas.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar se há fração granulométrica predominante e/ou se há alterações na coluna sedimentar em dois testemunhos do Talude Continental do Amazonas, assim como identificar possíveis distinções entre os mesmos;
- Identificar se ocorrem padrões definidos de teores de matéria orgânica na coluna sedimentar;
- Identificar se ocorrem padrões definidos de teores de carbonato de cálcio presentes na coluna sedimentar.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 MARGENS CONTINENTAIS

Representam uma zona de transição entre continentes e bacias oceânicas, fazendo parte do continente, embora abaixo do nível do mar. Para identificar os tipos de margens as mesmas são agrupadas de acordo com sua morfologia e evolução tectônica sendo do “tipo Pacífico” e do “tipo Atlântico” (Baptista Neto 2004).

(1) Tipo Pacífico: ou ativa, caracteriza-se por ser estreita e tectonicamente instável, apresentando atividades de vulcanismo e terremotos. São associadas a dobramentos, falhamentos e processos ligados à formação de montanhas como a cadeia dos Andes.

(2) Tipo Atlântico: ou passiva, caracteriza-se por sua maior extensão, estabilidade tectônica e acúmulo de espessas camadas de sedimento. Desenvolve-se a partir do rompimento (rifteamento) e separação de um continente dando origem a um novo oceano entre dois blocos continentais.

A margem do tipo Atlântico apresenta três províncias fisiográficas definidas por gradientes batimétricos: a plataforma continental, o talude continental e sopé continental (fig.1).

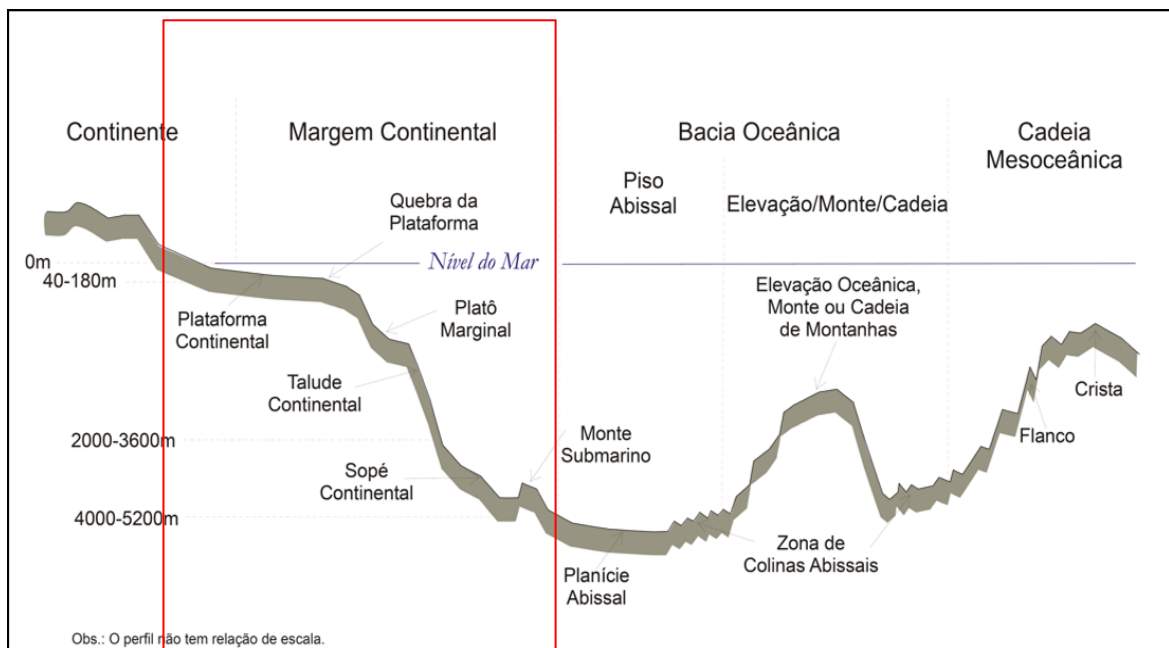


Figura 1- Perfil fisiográfico esquemático de uma margem continental do tipo Atlântica. Fonte: REVIZEE (2006)

3.1.1 Plataforma continental

Representa a porção submersa do continente. Sua topografia é resultado de processos de erosão e acumulação de sedimentos, relacionadas com as oscilações de larga escala do nível do mar nos últimos milhões de anos (Kennet 1982). Apresenta gradientes suaves de profundidade, inferiores a 1:1000 (1 m/km), e se estende desde a linha de praia até a quebra da plataforma, onde ocorre aumento significativo no gradiente topográfico (Baptista Neto 2004). A quebra da plataforma é a região de limite entre a plataforma e o talude continental. Podendo ser uma quebra abrupta, gradacional, bem definida ou não, convexa, côncava, em degraus irregulares ou ravinada.

3.1.2 Talude continental

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

Apresenta gradientes íngremes de profundidade, aumentando de 130 metros para 1500 a 3000 metros de profundidade a partir da quebra da plataforma enquanto que o pé do talude (talude inferior) apresenta declive menos acentuado onde se inicia o sopé continental. Os taludes continentais possuem geralmente larguras entre 10 km a 200 km de extensão cobrindo uma área de aproximadamente 28 km² (Drake & Burk 1974).

3.1.3 Sopé Continental

O sopé continental é definido como a província fisiográfica entre o talude continental e a bacia oceânica (Suguio 2003). Apresenta 100 a 1000 km de largura, marcado por um gradiente suave, variando de 1:40 a 1:800, com média de 1:150 (6,5 m/km).

Segundo Baptista Neto (2004) sua formação é resultado de espessa acumulação de sedimentos com alguns quilômetros de espessura transportados do continente para a base do talude continental. Por se tratar de uma feição deposicional, oriunda dos processos de transporte ocorridos no talude continental, é associada a um complexo de leques submarinos de mar profundo, que ocorrem principalmente nas margens passivas como na margem continental brasileira. Leques submarinos são depósitos sedimentares formados a partir de cânions onde são transportados sedimentos de origem terrígena (Nitttrouer & Wright 1994).

3.2 SEDIMENTAÇÃO MARINHA

Na plataforma continental a cobertura sedimentar reflete a natureza de seus componentes (terrígena ou marinha), a ação de transporte e retrabalhamento promovidas por atividades hidrodinâmicas (onda, maré e vento) e também os efeitos das oscilações eustáticas do nível do mar. Já no talude continental o estilo de sedimentação é controlado por dinâmica de ressedimentação, circulação de fundo, por correntes e por deposição pelágica (Baptista Neto 2004).

3.2.1 Fontes e tipos de sedimentos

Baseando-se nas descrições de Baptista Neto (2004) as fontes de sedimentos podem ser agrupadas nas duas categorias descritas abaixo: de fontes extrabaciais ou alóctones, estabelecidas nas áreas continentais adjacentes, e de fontes intrabaciais ou autóctones, originados na própria bacia de sedimentação.

3.2.1.1 Sedimentos de fontes extrabaciais ou alóctones

Sedimentos terrígenos (inorgânicos e orgânicos)

Os principais constituintes terrígenos inorgânicos são referidos como litogênicos, detríticos ou sílicoclásticos, formados por fragmentos de rochas, grãos minerais leves (quartzo, feldspato, mica), grãos minerais pesados (magnetita, ilmenita, turmalina, zircão). Os principais constituintes terrígenos orgânicos são representados por micro-raízes, folhas, sementes de pólen e demais tipos remanescentes de vegetais (fig.2).

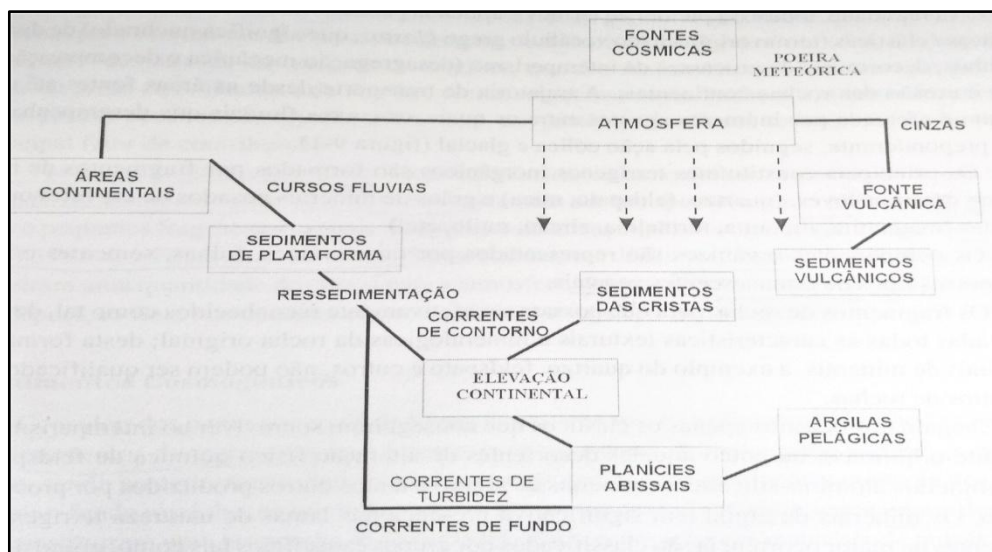


Figura 2- Fonte e transporte dos sedimentos terrígenos para os oceanos. Fonte: Baptista Neto (2004)

Sedimentos cosmogênicos

São considerados materiais de fontes extraterrestres, representados por micro-fragmentos de meteoritos incorporados aos sedimentos preexistentes no fundo marinho.

3.2.1.2 Sedimentos de fontes intrabaciais autóctones

Sedimentos bioquímicos

A produção carbonática está fundamentalmente associada a sedimentos biogênicos. Seus representantes mais significativos são fragmentos esqueléticos, carapaças, ossículos de organismos como foraminíferos, briozoários, algas, esponginários e ouriços. Após a morte e decomposição desses organismos, os detritos mais grossos sofrem abrasão, desarticulação e fragmentação por processos físicos, químicos e biológicos, sendo então redistribuídos nos sedimentos preexistentes no fundo marinho. Como controladores do suprimento biogênico marinho destaca-se a produtividade primária de nutrientes, processos de dissolução de carbonatos e sílica, assim como o maceramento e diluição provocados pelo aporte de sedimentos terrígenos.

Nos ambientes de mar profundo, os fragmentos em granulometria fina (lamas) se acumulam como vazas carbonáticas ou silicosas, através de lento processo de assentamento ao longo da coluna d'água, caracterizando a sedimentação pelágica. São representados principalmente por zooplânctons com carapaças e esqueletos calcários.

Sedimentos autigênicos

São formados *in situ* a partir de lentas reações químicas entre água do mar e compostos minerais, ocorrendo sobre assoalho oceânico, produzindo nódulos polimetálicos, especialmente de ferro e manganês, e fosforitas.

4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo ($2^{\circ}\text{N}/47^{\circ}\text{W}$) está localizada no Talude Continental superior do Amazonas, adjacente à foz do rio Amazonas (fig.3). Os pontos de perfuração encontram-se a 35 km de distância entre si.

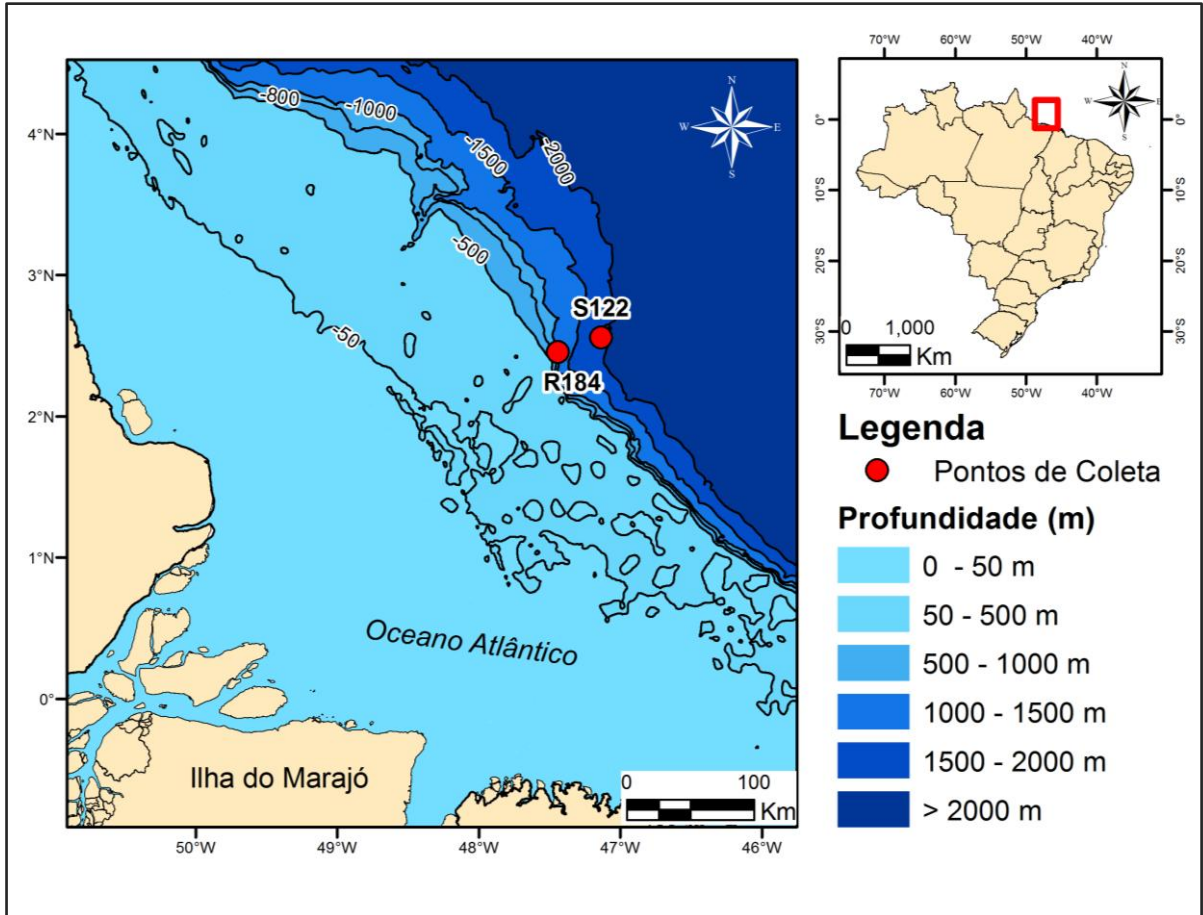


Figura 3- Mapa de localização e batimetria dos pontos de coleta dos testemunhos no talude continental da Foz do Amazonas.

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

Tabela 1-Coordenadas geográficas e profundidade dos testemunhos amostrados.

Testemunho	Latitude	Longitude	Profundidade (m)
R184	$2^{\circ}27'29''$ N	$47^{\circ}26'47''$ W	884
S122	$2^{\circ}33'39''$ N	$47^{\circ}08'16''$ W	1910

5 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

5.1 GEOLOGIA

5.1.1 Evolução tectônica

A bacia da Foz do Amazonas formou-se com a abertura do oceano Atlântico, na inversão da drenagem do Amazonas e a elevação dos Andes, ou seja, possui sua gênese relacionada à evolução tectônica do oceano Atlântico (Souza 2010).

5.1.2 Carta estratigráfica da bacia Amazônica

Segundo Brandão & Feijó (1994) e Schaller *et al.* (1971) o arcabouço estratigráfico da bacia da foz do Amazonas compreende a três principais fases: pré-rifte, rifte e pós-rifte (fig.4).

(1) A megassequência pré-rifte corresponde aos primeiros registros sedimentares da bacia, representados pela formação Calçoene (basaltos intercalados com sedimentos arenosos - Triássico);

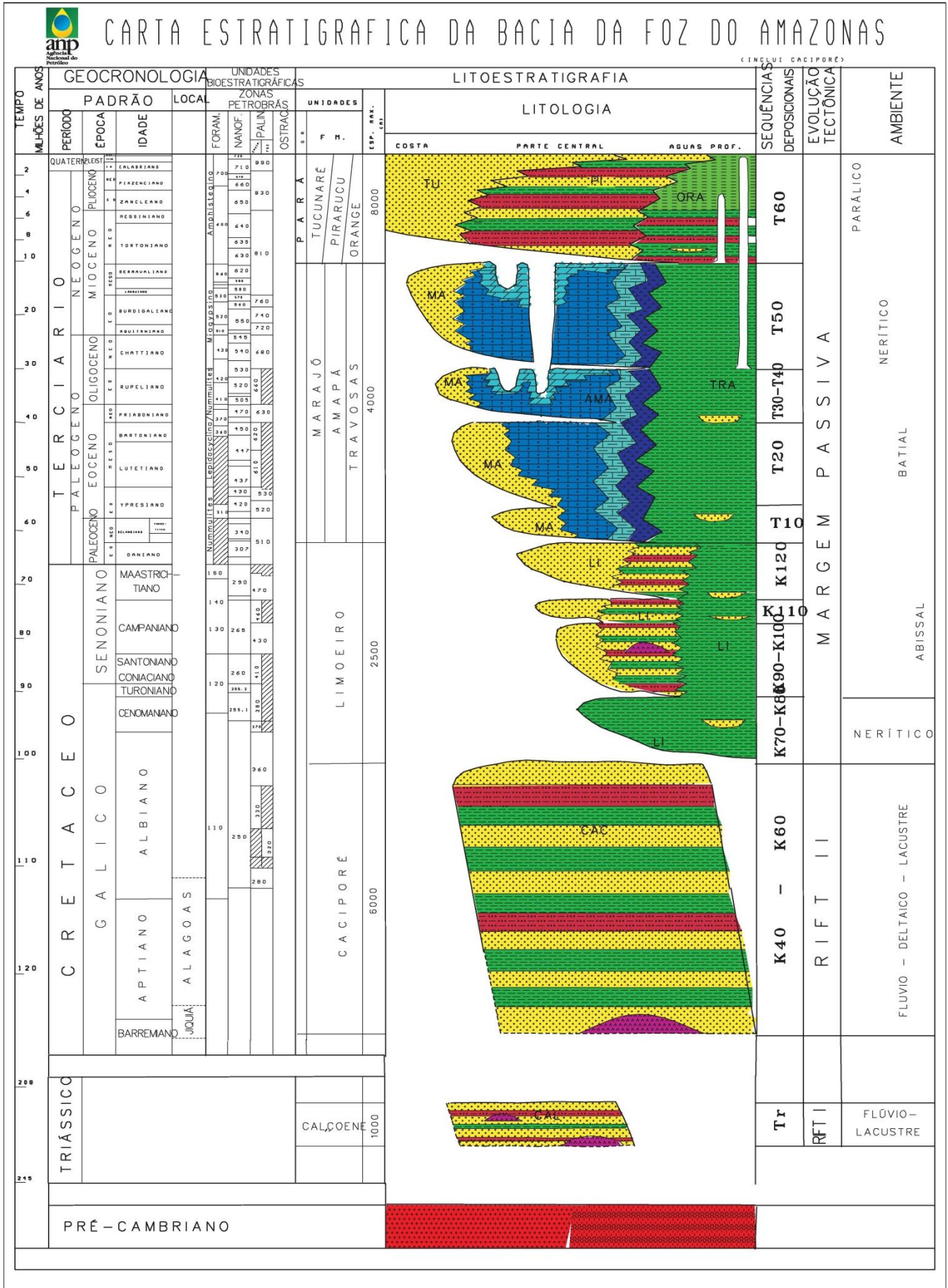
(2) A megassequência rift é relacionada à abertura final do oceano Atlântico, correspondendo a sedimentos siliciclásticos (formação Caciporé);

(3) A megassequência Pós-rift ou Margem continental passiva apresenta deposição de três sequências sedimentares distintas:

(3.1) do Cretáceo Superior ao Paleoceno (representada pela formação Limoeiro onde os sedimentos fluviais são intercalados com depósitos flúvio deltaicos);

(3.2) do Paleoceno Superior ao Mioceno Médio (Formação Marajó, composta por clastos finos a grosseiros (sistema flúvio-deltaico), Formação Amapá, por carbonatos de água rasa formando uma plataforma carbonática, e Formação Travosas, um sistema de folhelhos de talude com calcilutitos);

(3.3) do Mioceno Médio ao Holoceno (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).



5.1.3 Margem continental brasileira

É caracterizada como do tipo Atlântico, ou passiva. Teve sua origem a partir do rifteamento e separação continental na formação do Atlântico. Segundo Abreu Neto (2012), a margem continental brasileira é extensa e possui espessas camadas sedimentares. Destaca-se por estar entre as maiores em extensão do globo, abrangendo bacias com características geológicas distintas e com diferentes graus de potencial exploratório (Mohriak 2003).

Segundo Martins & Coutinho (1981) a margem continental brasileira apresenta seis compartimentos: Cabo Orange- Delta do Parnaíba; Delta do Parnaíba- Cabo Calcanhar; Cabo Calcanhar- Belmonte; Belmonte- Cabo Frio; Cabo Frio- Cabo Santa Maria; Cabo Santa Maria- Chuí.

A região de extensão mais pronunciada da margem brasileira está localizada no compartimento de Cabo Orange- Delta do Parnaíba, o qual é dividido em três setores: o primeiro, das Guianas até a desembocadura do Rio Amazonas; o segundo compreende o Golfão Amazônico; e o terceiro setor, do Golfão Amazônico até o Delta do Parnaíba (REVIZEE 2006).

5.1.4 Bacia do Amazonas

A Bacia Foz do Amazonas situa-se na porção oeste da margem equatorial brasileira. Limita-se a noroeste com o platô de Demerara e a sudeste com a Bacia Pará-Maranhão, corresponde a uma área de 268.000 km² (Brandão & Feijó 1994).

5.1.5 Plataforma continental do Amazonas

A maior largura de toda a plataforma continental brasileira é localizada no setor equatorial, com 350 km de extensão, onde a profundidade da quebra da plataforma situa-se entre 75 a 115 metros (Baptista Neto 2004). Segundo Palma (1979) essa reentrância da linha de costa é uma depressão estrutural e topográfica associada aos depósitos das bacias do Marajó (Foz do Amazonas) e do Baixo Amazonas.

Nas proximidades da foz do rio Amazonas o ambiente apresenta características de altamente energético onde a circulação hidrodinâmica é influenciada principalmente pelos fatores de maré semi-diurna e vazão fluvial.

A maré semi-diurna caracteriza-se por amplitudes de 1 a ~0,8 metros próximo ao talude continental, alcançando valores de 1,5 a 3,5 metros ao longo da costa, e correntes de maré de ~2m/s (Beardsley *et al.* 1995).

A forte vazão fluvial do rio Amazonas gera uma pluma de baixa salinidade que impede a entrada de água do mar. Uma cunha salina é formada sobre a plataforma, originando uma circulação baroclínica (Kuehl *et al.* 1982).

Segundo Kuehl (1982) a plataforma continental do Amazonas é subdividida em partes (fig.5):

- (1) Interna, 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;
- (2) Média, situada entre as isóbatas de 40 m e 60 m onde apresenta gradiente de 1:3.000, demonstrando ser a área mais inclinada. Nesta área, a espessura das camadas de lama diminui (taxa de acumulação é menor) e ocorrem feições erosivas;
- (3) Externa, entre as isóbatas de 60 m e 80 m, com um gradiente de 1:2.000. 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.

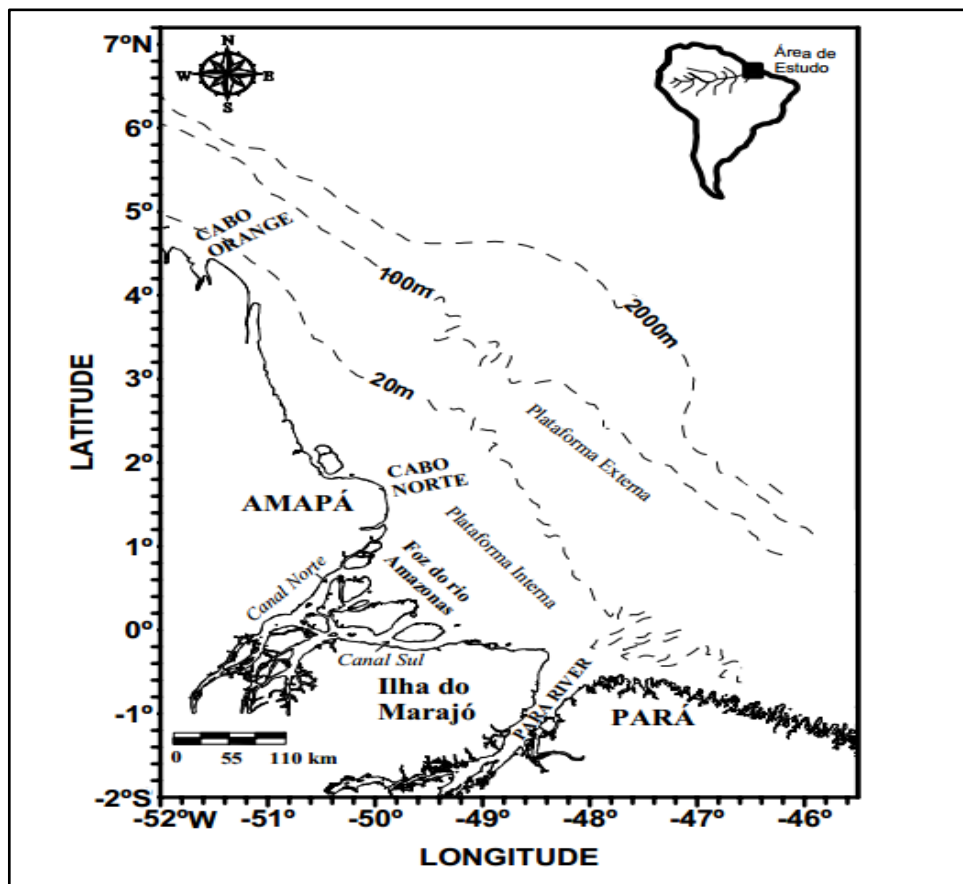


Figura 5- Mapa da Plataforma Continental do Amazonas. As isóbatas de 20 m e 100 m marcam os limites da Plataforma Continental interna e externa. Fonte: Silva (2006)

5.1.5.1 Sedimentologia da plataforma amazônica

Segundo Souza (2010) a plataforma interna do Amazonas (fig.6) é dominada por sedimentos lamosos, sendo mais expressivos em frente ao Golfão Amazônico, apresentando conteúdo de areia menor que 1%. A plataforma 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, possui teores de carbonato de cálcio inferiores a 25 %. Já na plataforma continental externa, são encontradas fácies de areia quartzosa biodetrítica, constituída por sedimentos ricos em carbonato (Milliman & Barretto 1975).

Nittrouer *et al.* (1983) reconheceram 3 depósitos sedimentares na Plataforma Continental do Amazonas: (1) na plataforma continental externa tem-se o primeiro depósito com 90% de areias finas; (2) na plataforma continental interna, isóbata de 40 m, o segundo depósito é caracterizado por lamias 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 lamias e areias.

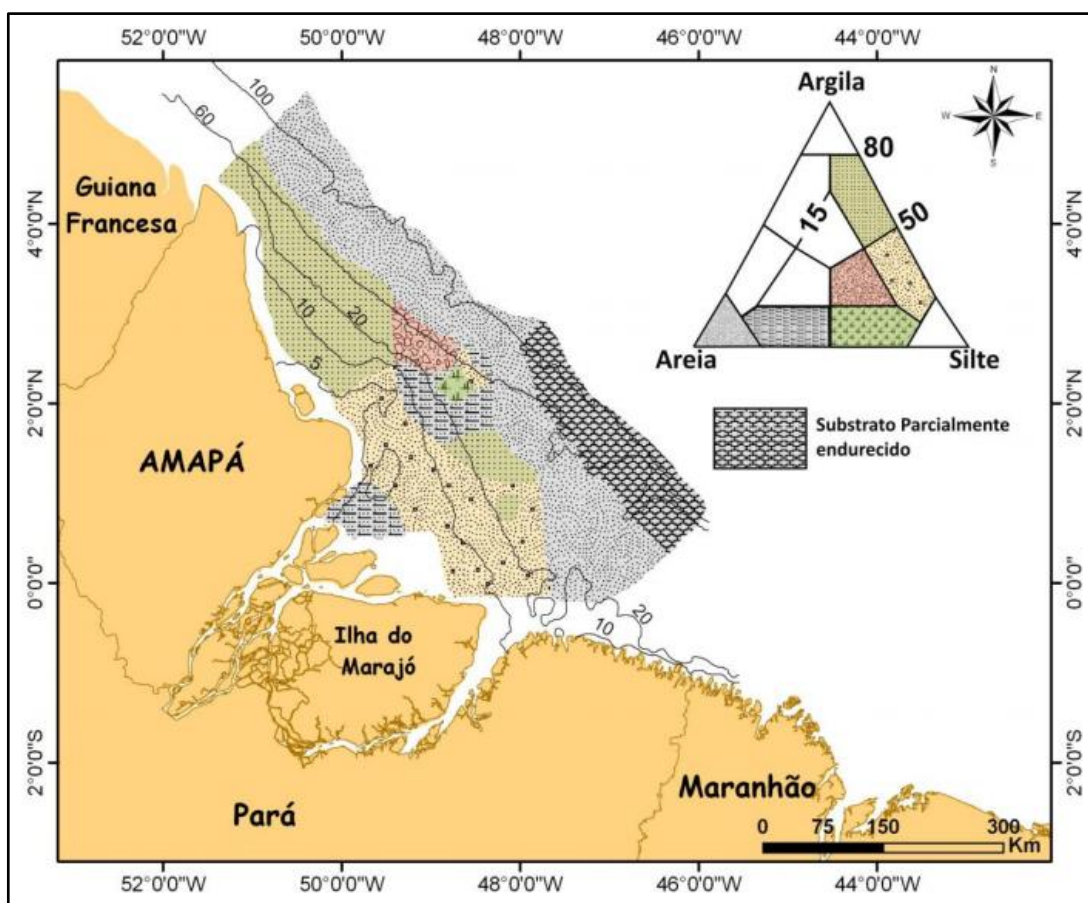


Figura 6- Mapa da distribuição dos sedimentos na Plataforma Continental do Amazonas. Adaptado de Kuehl et al. (1982).

5.1.6 Cone do Amazonas

De acordo com Damuth & Kumar (1975), a margem continental brasileira apresenta uma feição particular chamada Cone do Amazonas, está situado na zona profunda da bacia da Foz do Amazonas. Sua formação teve início no soergimento da Cordilheira dos Andes, no Mioceno Médio, a partir da inversão da drenagem do rio Amazonas do oceano Pacífico para o oceano Atlântico. Com esse evento a regressão marinha permitiu a deposição de um grande volume de sedimentos terrígenos para além da plataforma continental, resultando em um prisma progradante.

Segundo o mesmo autor, o cone do Amazonas é dividido em três domínios, no sentido da planície abissal (fig.7):

(1º zona) 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.

(2º zona) Cone médio, caracterizado por novas falhas lítricas mais espaçadas e com maior rejeito, geradas pela progradação da sequência deltaica e inúmeros canais distributários flanqueados por diques marginais. Possui gradiente de 1:200 e se estende até a profundidade de 3.800-4.200 m.

(3º zona) Cone inferior, caracterizado pela diminuição da espessura sedimentar sobre a camada de argila mal-compactada, com presença de diápiros de argila nas camadas sobrepostas. Localizado na parte mais externa com gradiente de 1:570.

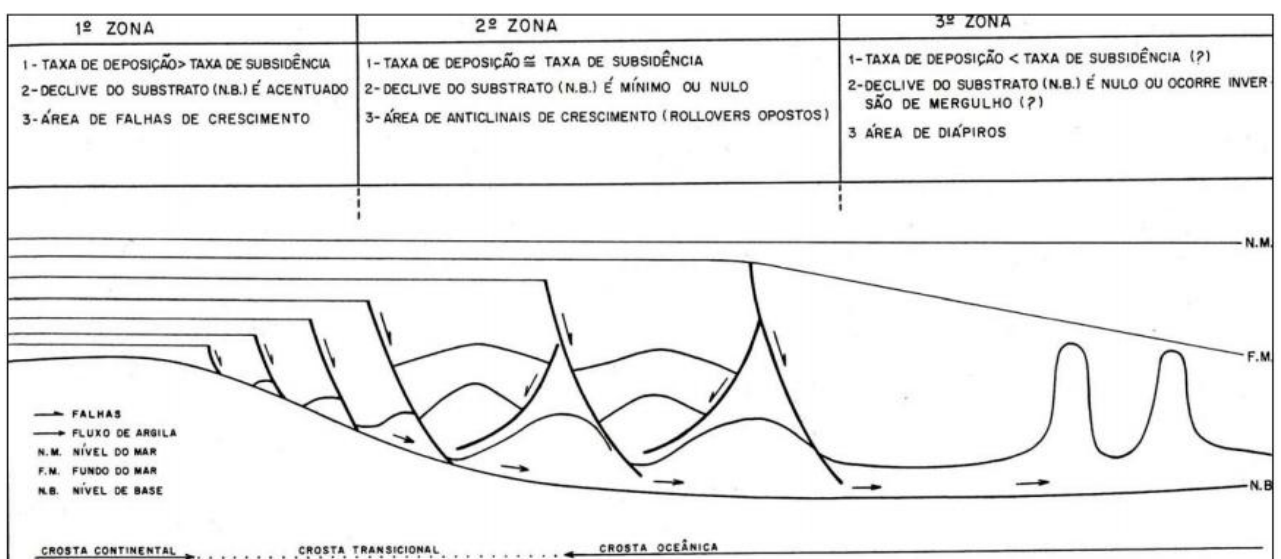


Figura 7- Esquema simplificado sem escala, mostrando o modelo estrutural do Cone do Amazonas.

Fonte: Souza (2010)

5.1.7 Talude continental do Amazonas

De acordo com os gradientes topográficos, três domínios no talude continental podem ser definidos: superior, médio e inferior (fig.8). 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 pode exceder localmente 15 km, o que destaca sua importância em termos de volume de sedimento e transferência de sedimentos para o domínio marinho profundo (Hernández-Molina 2008).

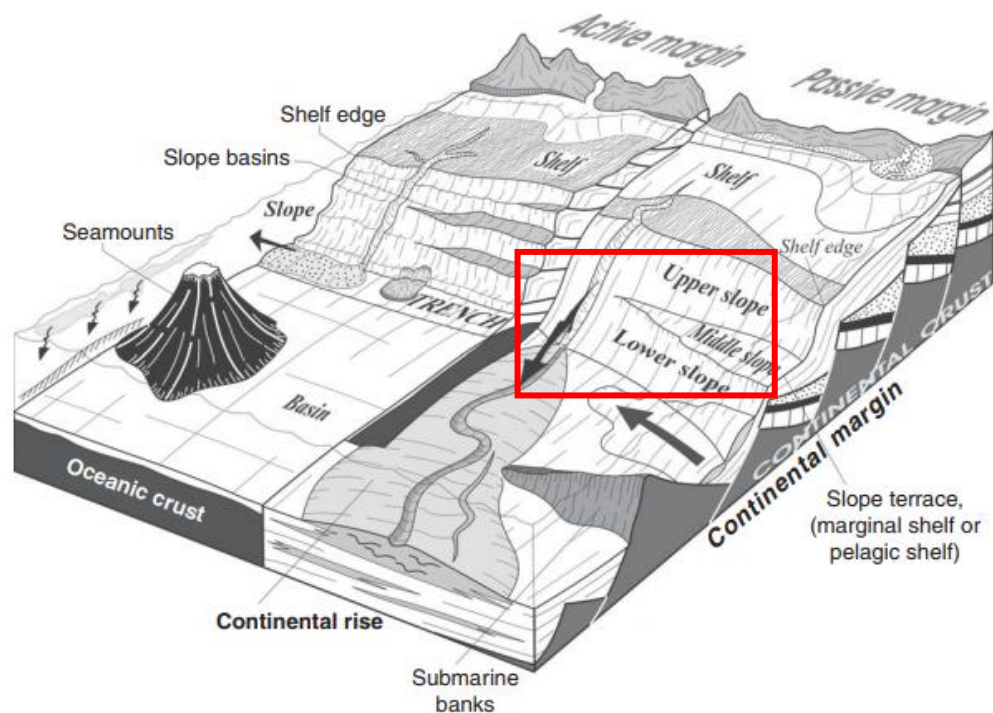


Figura 8- Fisiografia do talude continental das margens passiva e ativa, com ênfase para as divisões dos domínios superior, médio e inferior. Fonte: Mulder (2011)

A superfície do talude continental é recortada por inúmeras irregularidades topográficas. 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 auxiliam 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 (Corrêa & Weschenfelder 2015).

5.1.7.1 Sedimentologia do talude amazônico

O transporte de sedimentos para o talude 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 (Wicander & Monroe 2009). As correntes de turbidez são transportadas talude abaixo através dos canyons submarinos que fluem para o assoalho oceânico profundo, depositando seqüências de estratificações gradacionais (Wicander & Monroe 2009). Os canyons submarinos passam de canyons erosivos em forma de 'V', erodindo a plataforma continental, até canais em forma de 'U' com bancos deposicionais no talude continental inferior (Covault 2011).

De acordo com Mulder (2011), os principais tipos de processos sedimentares são distinguidos pelo material sedimentar, seja ele consolidado ou inconsolidado, transportados através de falhas e fraturas, *slides* (deslizamentos) e *slumps* (escorregamentos) e fluxos turbulentos (fig.9).

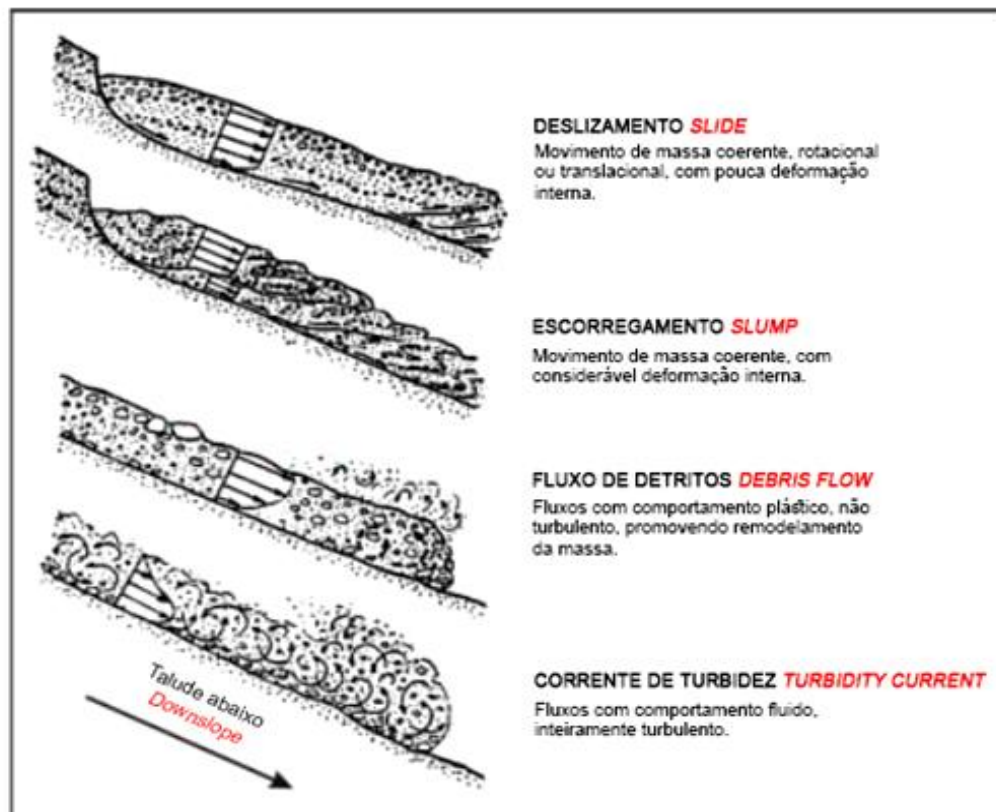


Figura 9- Classificação dos fluxos gravitacionais de sedimentos. Fonte: modificado de Nemeç (1990)

Slides e Slumps

Segundo Mulder (2011), os deslizamentos translacionais, simplesmente chamados de "*slides*", tem uma relação $D / L < 0.15$. (onde D é a profundidade máxima da superfície

deslizante e L é o comprimento total da queda). 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.

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 (fig.10)(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).

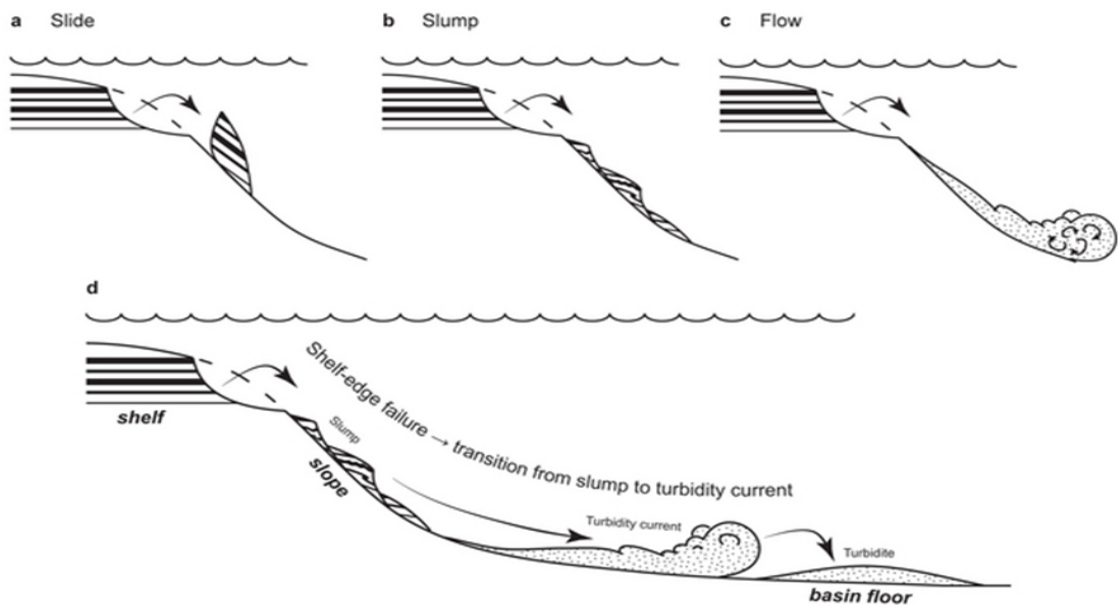


Figura 10- (a-c) Tipos de movimentos de massa submarinos, que são distinguidos com base no grau de deformação interna. (d) Origem de um movimento de massa submarino como resultado do escorregamento do sedimento na plataforma continental, seguido da transformação. Fonte: Covault (2011)

Fluxos Turbulentos

Segundo Piper & Normark (2009), uma corrente de turbidez é definida como uma corrente onde a turbulência do fluido é o principal mecanismo de transporte de partículas

(fig.11). 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 no topo de canyons submarinhos;
- (2) Transformação de um *slide* submarino num fluxo laminar e depois turbulento;
- (3) Fluxo direto dos rios continentais para o ambiente submarino.

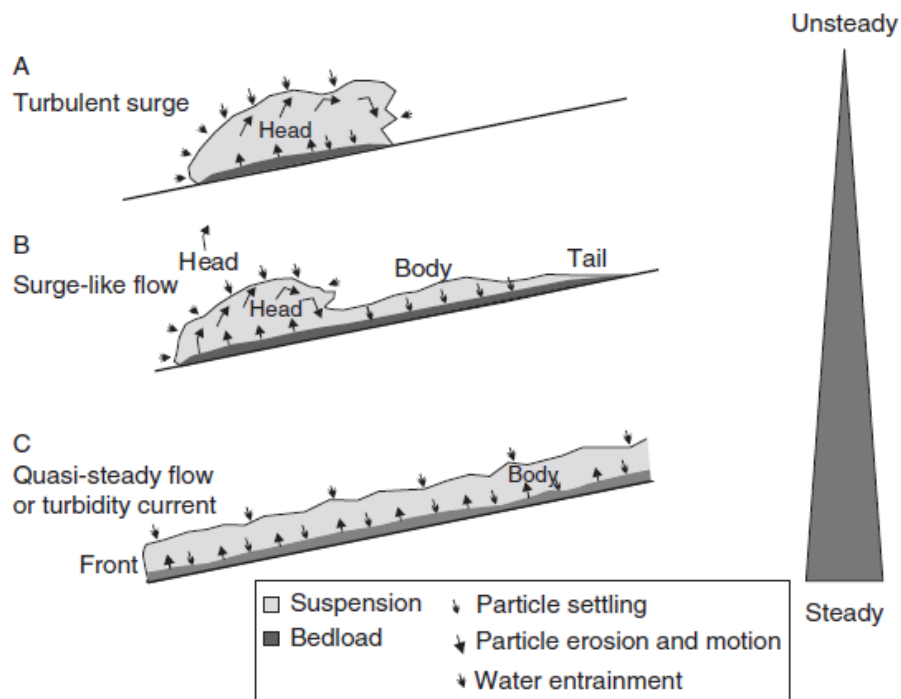


Figura 11- Terminologia de fluxo turbulento (A) Onda turbulenta. (B) Fluxo semelhante a um surto. (C) Corrente quasi-estável ou corrente de turbidez. Fonte: Mulder (2011)

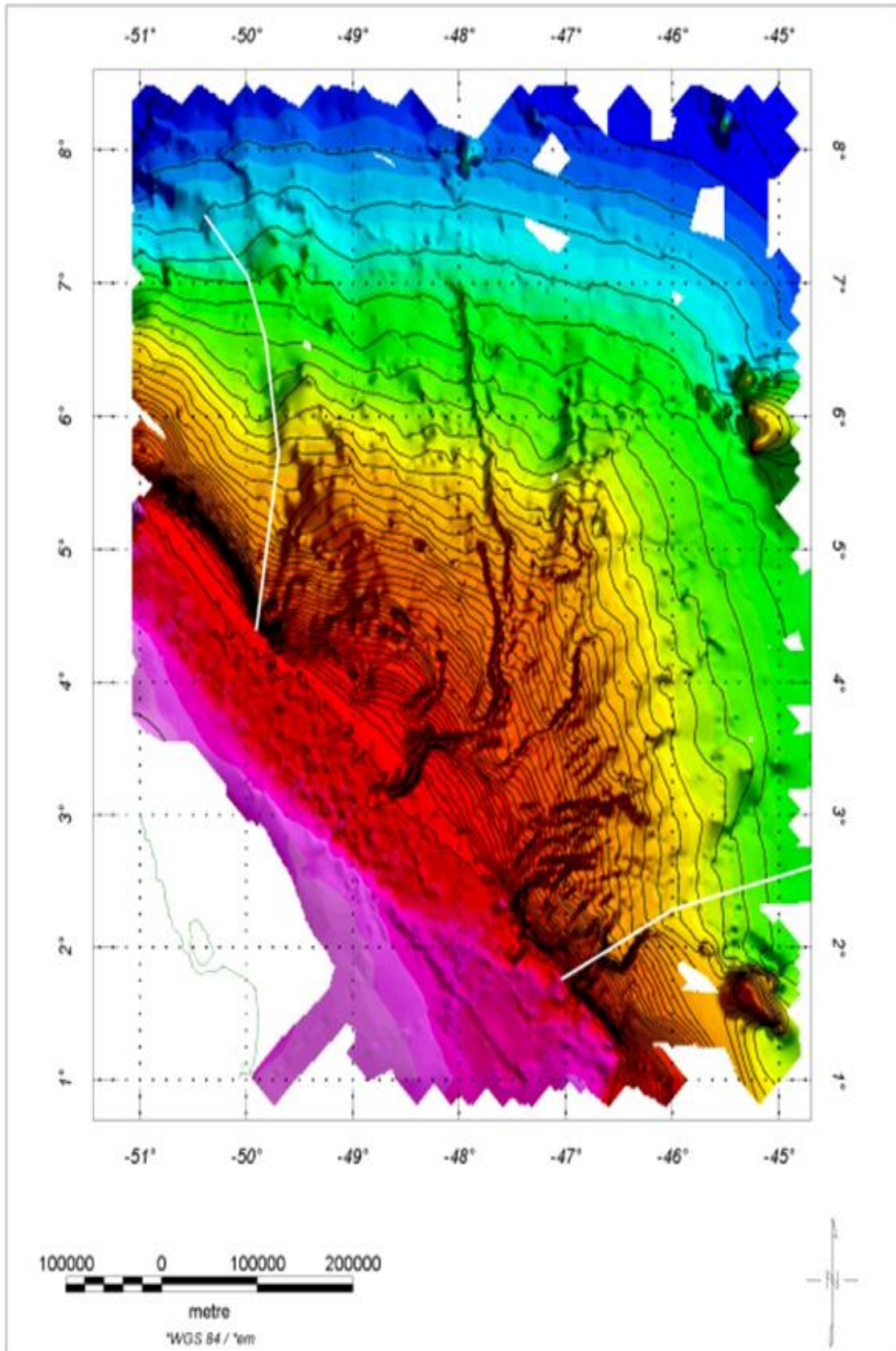


Figura 12- Mapa batimétrico do talude continental amazônico. Fonte: Jeck I. K. *et al.* (2005)

5.2 OCEANOGRAFIA

5.2.1 Correntes Oceânicas

A Corrente Norte do Brasil (CNB) é a maior corrente de contorno oeste nas latitudes tropicais do Oceano Atlântico. Segundo Flagg *et al.* (1986) flui em direção a noroeste numa faixa de 100-200 km de largura e 500 de profundidade. A taxa de transporte é na ordem de 10-30 Sv ($10\text{-}30 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) e 50 Sv ($50 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) variando sazonalmente.

Muller-Karger *et al.* (1988) verificaram que anualmente, entre os meses de junho e janeiro a Pluma do Amazonas é redirecionada pela retroflexão 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 (fig.13).

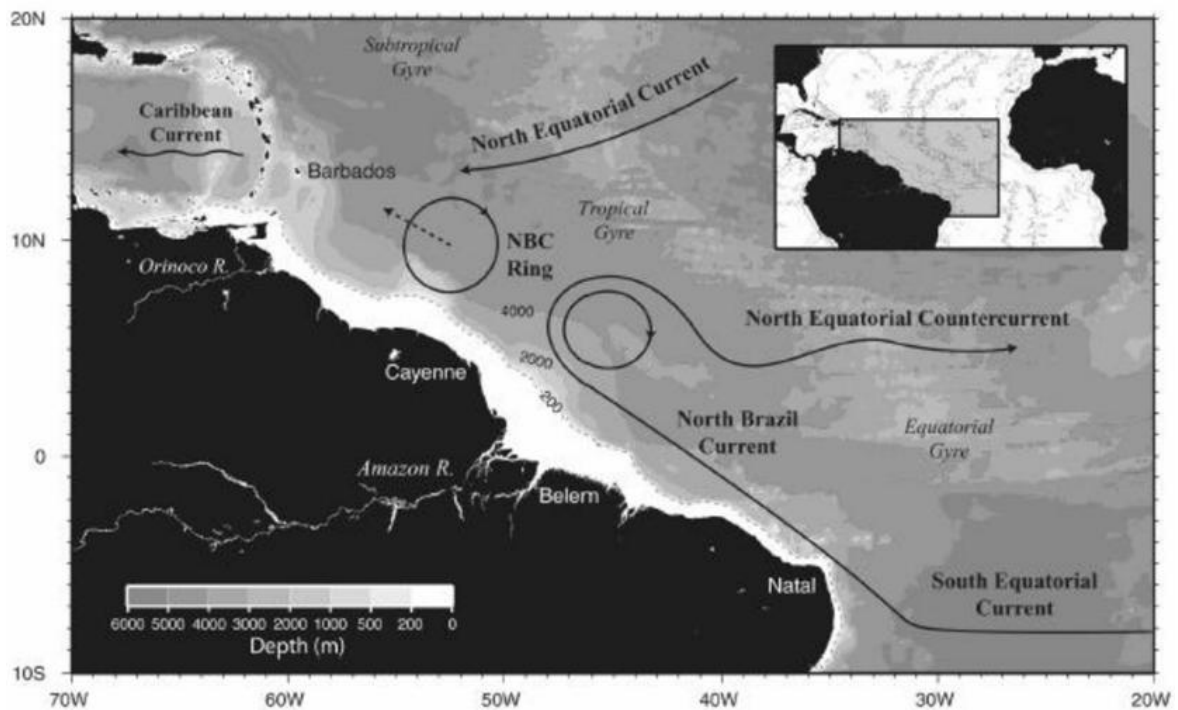


Figura 13. Corrente Norte do Brasil e seu comportamento na região Equatorial do Brasil. Fonte: Souza (2010)

5.2.2 Rio Amazonas

5.2.2.1 Descarga hídrica

O rio Amazonas possui uma descarga hídrica de $5,7 \times 10^{12} \text{ m}^3/\text{ano}$, representa o mais intenso fluxo de água do mundo ($0,2 \text{ Sv} = 0,2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) (Oltman 1968). Segundo Masson &

Delecluse (2001) essa descarga é responsável pela diminuição da Salinidade Superficial do Mar (SSM) no oceano Atlântico tropical. Apresenta uma variação sazonal com máximo em maio (220.000 m³/s) e mínimo em novembro (100.000 m³/s). Sua descarga média no oceano Atlântico é de 180.000 m³/s (Oltman 1968), totalizando 16% de água doce nos oceanos. Segundo Geyer (1996) 65% desse fluxo passa através do Cabo Norte, cuja descarga máxima pode alcançar 160.000 m³/s.

5.2.2.2 Descarga sedimentar

A descarga sedimentar do rio Amazonas é responsável pelo alto teor de material em suspensão na Plataforma Continental do Amazonas. Esse suprimento é avaliado em 1,1 a 1,3x10⁹ ton/ano (Meade *et al.* 1985). Portanto, o rio Amazonas contribui com uma descarga sedimentar entre 7% e 9% para os oceanos, formando plumas turbidíticas nas águas da plataforma nos períodos de alta descarga de material.

Uma quantidade significativa de sedimentos finos em suspensão (1,x10⁸ ton/ano) é transportada para noroeste pela Corrente Norte do Brasil (Muller-Karger *et al.* 1988). Segundo Torres (1997) a concentração de sedimentos em suspensão em águas brancas (barrentas) em períodos de alta e baixa descarga hídrica é de 168 mg/l e 67 mg/l, respectivamente.

5.2.2.3 Pluma do Amazonas

A alta descarga hídrica e sedimentar do rio Amazonas juntamente com os mecanismos energéticos que atuam na região resulta na mistura das águas doce do rio com salina do oceano, formando a Pluma do Amazonas. Segundo El-Robrini (2001) a concentração do material particulado varia horizontalmente de 10 mg/l até 2300 mg/l. A concentração de sedimentos em suspensão é maior perto da costa, acima de 10 m de profundidade. A extensão horizontal da pluma é representada por 5 a 10 m de água de baixa salinidade. De acordo com Lentz & Limeburner (1995) em maio, agosto e novembro a pluma se estende 150 a 200 km costa afora. A pluma do rio Amazonas penetra mais de 1000 km para o oceano Atlântico Norte. Alcança velocidades de 83 cm/s na plataforma continental média e 46 cm/s na plataforma continental interna (Geyer 1996).

6 MATERIAL E MÉTODOS

6.1 MÉTODOS DE COLETA

Os testemunhos foram amostrados no talude continental da bacia Foz do Amazonas pela Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) e cedidos ao Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros (GEMC). As coletas foram feitas a bordo do navio *Geoexplorer* (fig.14), sendo utilizados para o presente estudo dois testemunhos nomeados ANP-S122, coletado em 20 de janeiro de 2014 a uma profundidade de 1910 metros, e ANP-R184, coletado em 06 de fevereiro de 2014 a uma profundidade de 884 metros.

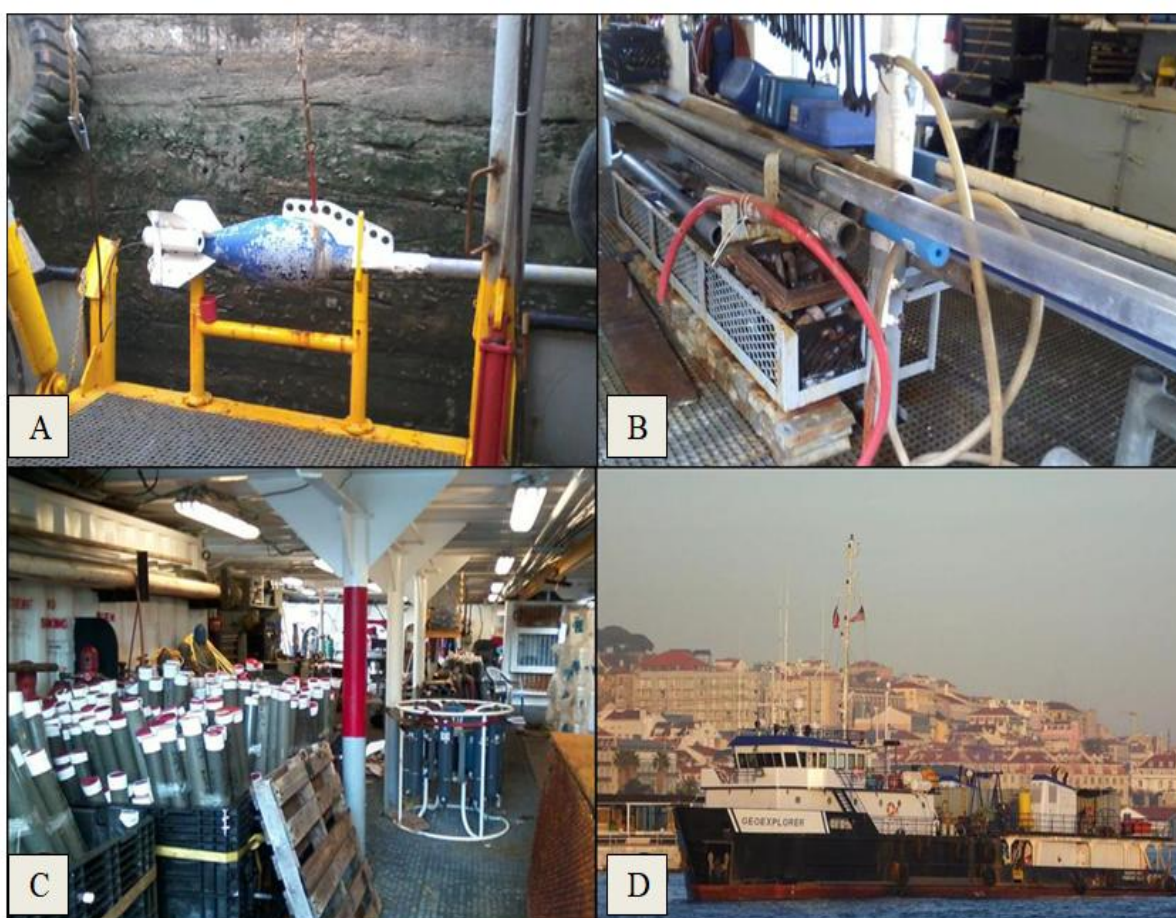


Figura 14-Testemunhador a pistão utilizado para a amostragem do estudo (A e B); Testemunhos recuperados (C); Navio Geoexplorer.¹

Segundo Griep (2011), os testemunhadores possuem grande aplicabilidade em estudos estratigráficos, cujo interesse são os processos responsáveis pela formação da geologia submarina em uma determinada área oceânica.

¹ Imagens cedidas pelo Professor Dr. Maamar El-Robrini.

Segundo Figueiredo & Brehme (2000), existem diversos modelos desse tipo de amostrador, podendo ser classificados em: por gravidade; e a pistão.

Foi utilizado o método de coleta do tipo a pistão (*piston corer*)(fig.15), cuja característica principal é preservar a estratigrafia dos sedimentos (Figueiredo 2001). Consiste em um cilindro de PVC (75 mm de diâmetro), com um peso na parte posterior, onde é preso o cabo de sustentação, e por uma ponta cortante que penetra no sedimento (fig.16 e 17). O testemunhador *piston corer* ganha essa denominação devido à presença de um pequeno pistão, que funciona como mecanismo auxiliar de sucção do sedimento, enquanto o mesmo está penetrando na camada sedimentar. Quando o topo do tubo de PVC é alcançado, o mesmo serve como mecanismo de içamento (Griep 2011).

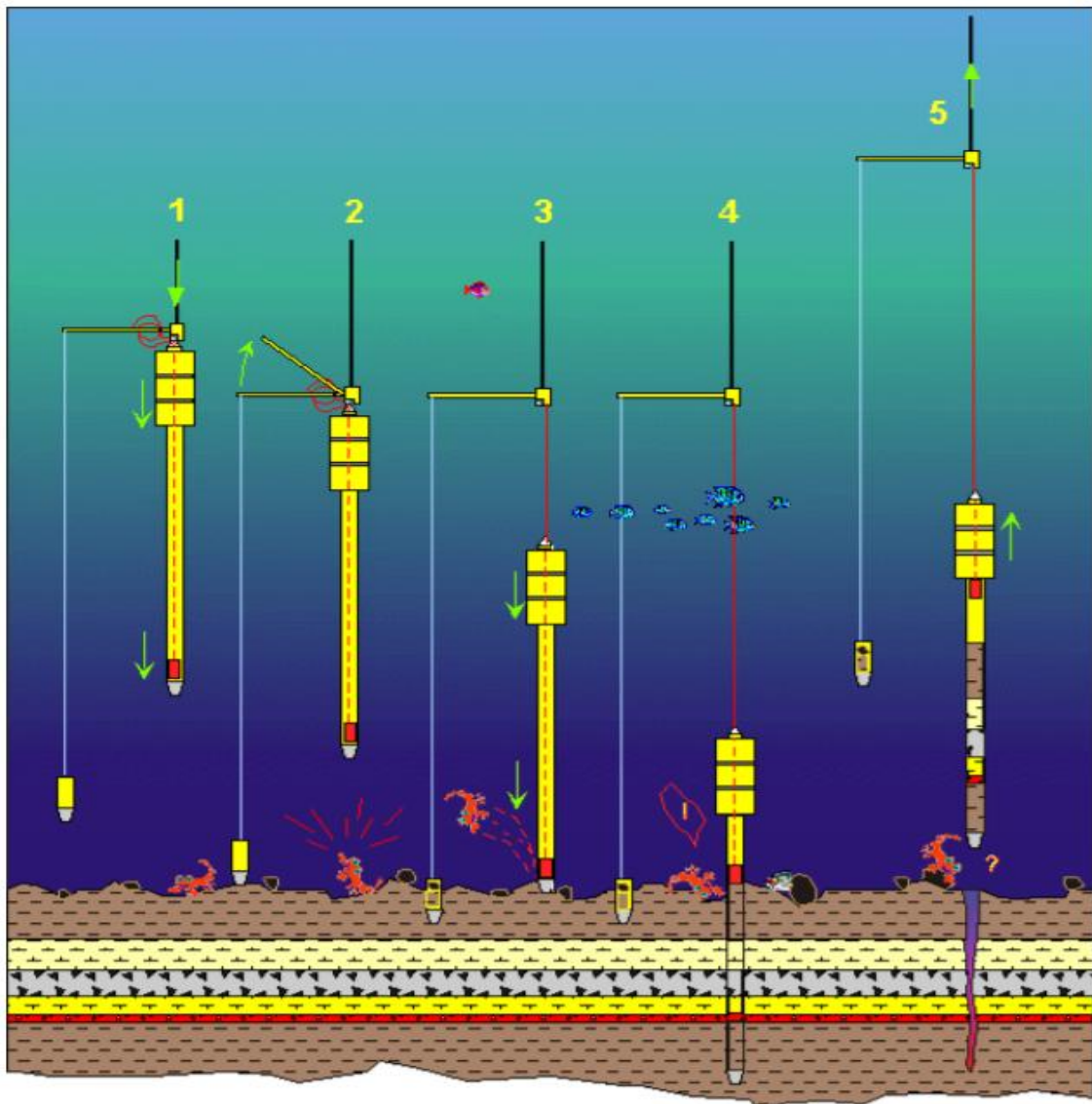


Figura 15- Esquema de coleta sub-superficial do testemunhador a pistão no fundo marinho. Fonte : Steiger (2014)

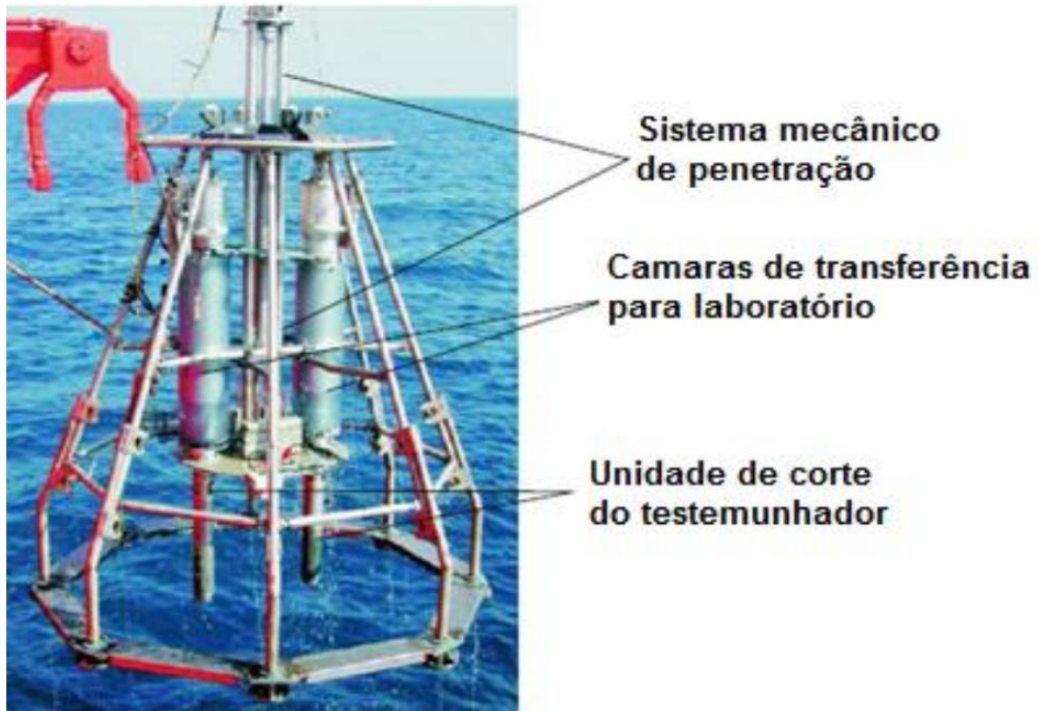


Figura 16- Modelo de testemunhador múltiplo. Fonte : Steiger (2014)



Figura 17- Modelo de testemunhador a pistão para coleta de sedimentos marinhos. Fonte : Steiger (2014)

6.2 MÉTODOS LABORATORIAIS

6.2.1 Abertura e descrição macroscópica

Os dois testemunhos utilizados nas análises possuem 4 metros de comprimento, representando os 4 metros de coleta da coluna sedimentar em cada ponto de perfuração. Cada testemunho apresenta quatro seções (sec), com 1 metros de comprimento. Em laboratório, cada seção foi aberta longitudinalmente com auxílio de uma serra elétrica circular. Foram medidas com fita métrica, fotografadas e descritas conforme suas características estratigráficas, identificando aspectos de coloração (Rock Color Chart 1984), textura e granulometria.

Posteriormente, foram retirados 50 gramas de sedimento a cada 10 cm, as quais foram homogeneizadas em béquer com bastão de vidro e postas para secar. Após a secagem foram maceradas manualmente com auxílio de almofariz e um pistilo de porcelana e sub-divididas em: 10g para análise de granulometria, 1g para análise de matéria orgânica e 5g para análise de carbonato de cálcio. Processos individualmente pesados em balança analítica de precisão (fig.18)



Figura 18- Processo de preparo das amostras. A) Retirada de 50 g de sedimentos a cada 10 cm ao longo do testemunho. B) Homogeneização das amostras em béqueres. C) Processo de macerar a amostra.

6.2.2 Análise granulométrica

Para análise granulométrica foi realizado peneiramento úmido proposto por Suguio (1973)(fig.19), onde 10 g de sedimento foram despejados em uma peneira de 63 μm para separar a fração areia das frações silte e argila. A fração areia, retida na malha, foi levada para secar em estufa em béquer previamente pesado.

O material peneirado passou por centrifugação, a 1000 RPM por 2 minutos, para separação das frações silte e argila, separados em béqueres previamente pesados, foram levados para secar em estufa. Após a secagem e obtenção de peso final de cada fração granulométrica foi aplicado o tratamento estatístico.

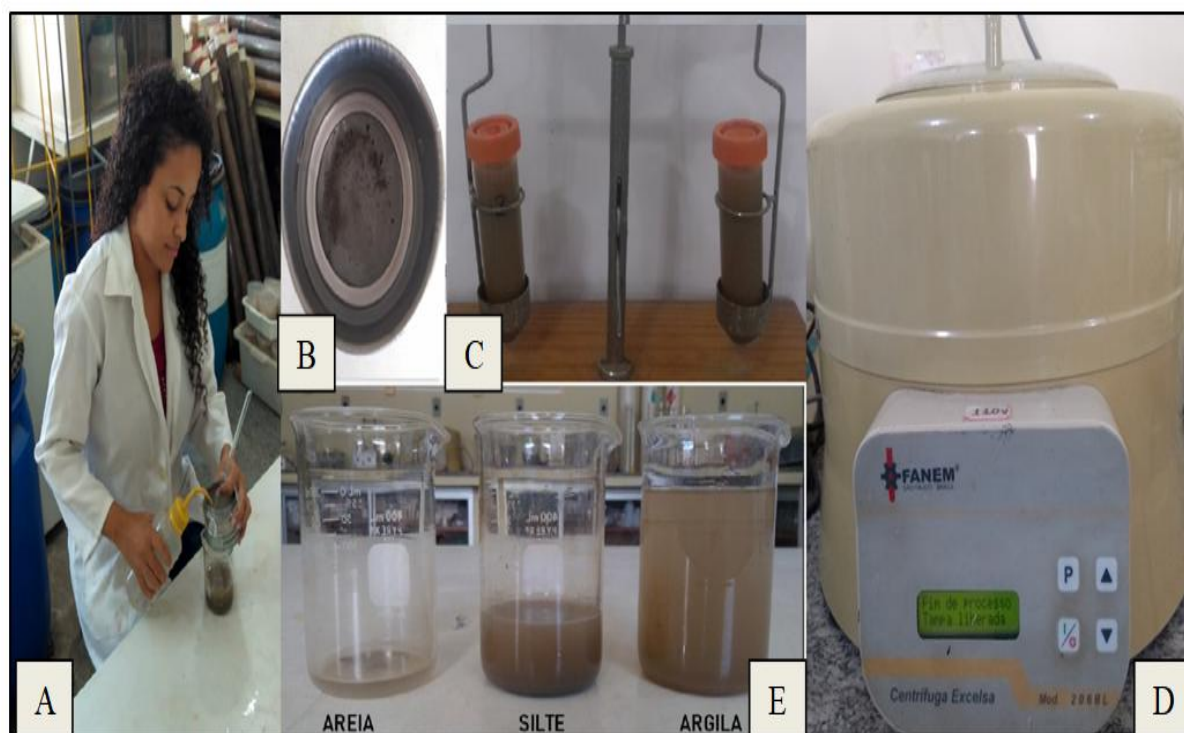


Figura 19- Método peneiramento. A) Método de peneiramento úmido. B) Areia retida na malha 63 μm . C) Silte e argila para separação em centrífuga. D) Centrífuga. E) Béqueres contendo areia, silte e argila para secagem.

6.2.2.1 Tratamento estatístico

A quantificação resultante das análises granulométricas foi tratada no *software* Sysgran (Sistema de Análise Granulométrica), para obtenção os dados estatísticos de Folk & Ward (1957), Shepard (1954) e Pejrup (1988).

6.2.2.1.1 Classificação de Folk & Ward (1957)

A classificação de Folk e Ward calcula os resultados para os dados de Grau de seleção (Desvio padrão), Curtose e Assimetria baseado nas frações granulométricas obtidas:

Grau de seleção (desvio padrão)

O grau de seleção ou desvio padrão descreve o selecionamento de um pacote sedimentar em relação ao seu transporte e deposição, expressa a variação dos tamanhos dos grãos a partir de uma média aritmética, determinando o grau de dispersão em relação à média (Folk e Ward 1957). É influenciado pelo fluxo, velocidade e turbulência do ambiente deposicional (Ponçano 1986).

Tabela 2- Classificação quanto ao grau de selecionamento de seleção.

Classificação	Diâmetro do grão (ϕ)
Muito bem selecionado	<0,35
Bem selecionado	0,35 a 0,5
Moderadamente bem selecionado	0,5 a 0,71
Moderadamente selecionado	0,71 a 1,0
Mal selecionado	1,0 a 2,0
Muito mal selecionado	2,0 a 4,0
Extremamente mal selecionado	>4,0

Curtose

A curtose está relacionada ao selecionamento das porções, externa e central, da curva de distribuição granulométrica (Farias 2006). A curtose tem sido amplamente relacionada ao nível de energia das ondas e ao nível de energia do ambiente deposicional, sendo estes inversamente proporcionais (Alves 2001).

Tabela 3- Classificação quanto à curtose.

Classificação	Diâmetro do grão (ϕ)
Muito platicúrtica	<0,67
Platicúrtica	0,67 a 0,90
Mesocúrtica	0,90 a 1,11
Leptocúrtica	1,11 a 1,50
Muito leptocúrtica	1,50 a 3,0
Extremamente leptocúrtica	>3,0
Muito platicúrtica	<0,67

Assimetria

A assimetria demonstra a posição da mediana em relação à média aritmética (Folk & Ward 1957). Segundo Duene (1964) Assimetria positiva indica um enriquecimento em partículas finas e tendência a deposição de sedimentos, enquanto uma assimetria negativa indica um enriquecimento em partículas grosseiras e tendência a remoção de sedimentos do ambiente.

Tabela 4- Classificação quanto à assimetria.

Classificação	Diâmetro do grão (ϕ)
Muito negativa	<0,67
Negativa	0,67 a 0,90
Simétrica	0,90 a 1,11
Positiva	1,11 a 1,50
Muito positiva	1,50 a 3,0

6.2.2.1.2 Diagrama de Shepard (1954)

A classificação proposta por Shepard (1954)(fig.20), consiste em um diagrama triangular onde são representados em percentuais o conteúdo das frações granulométricas de areia, silte e argila. É um esquema puramente descritivo onde não é considerada qualquer influência hidrodinâmica (Dias 2004).

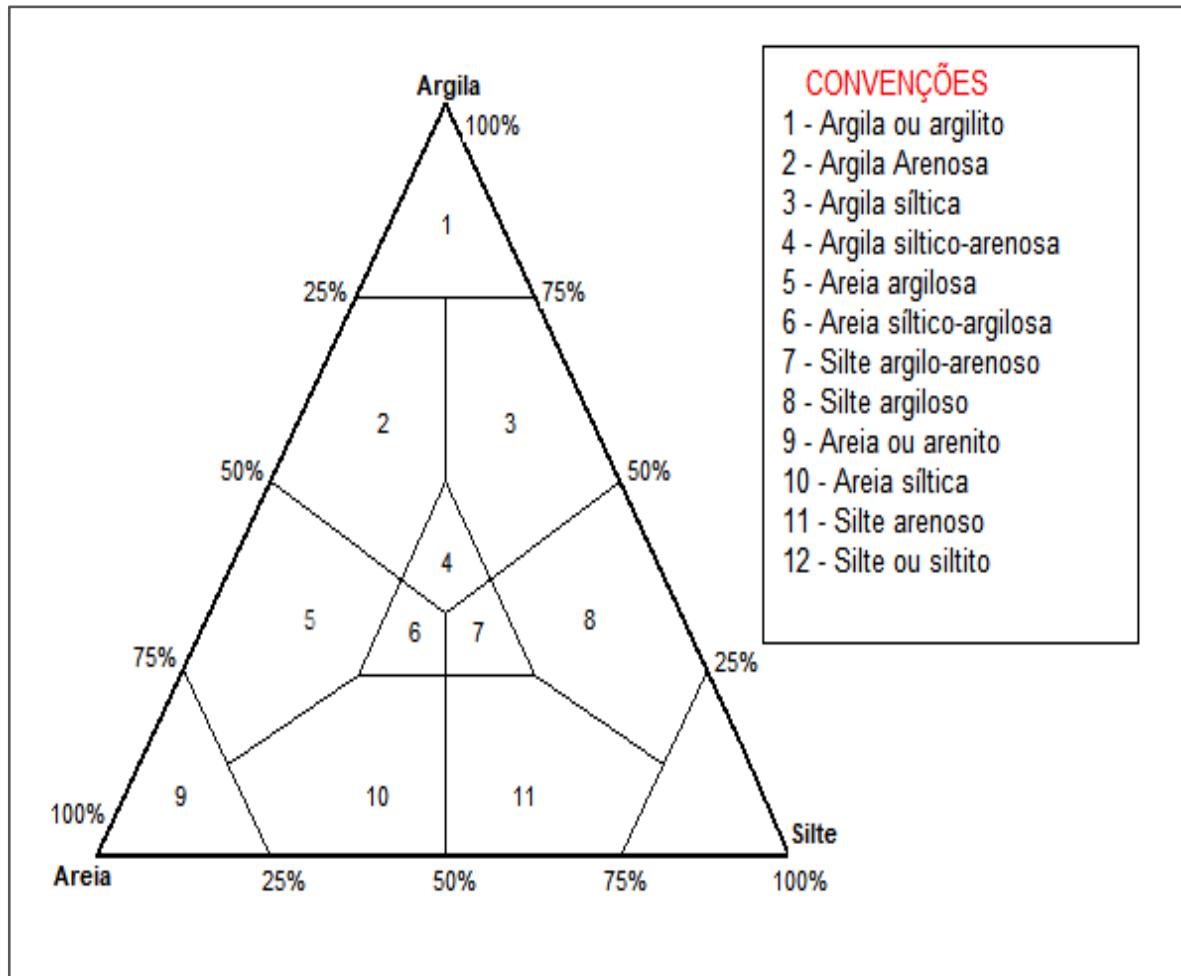


Figura 20- Diagrama triangular de Shepard. Fonte: Shepard (1954)

6.2.2.1.3 Diagrama de Perjrup (1988)

Possibilita a percepção dos níveis energéticos que condicionaram a deposição do sedimento, utilizando a percentagem de areia (fig.21). Cada grupo “hidrodinâmico” apresenta uma zonação, designada pelas letras A a D, correspondendo o A aos maiores níveis energéticos. Nesta classificação não existe terminologia descritiva, o que, por um lado, dificulta a percepção do significado textural de cada classe, mas, por outro, evita confusões com outros esquemas classificativos (Dias 2004).

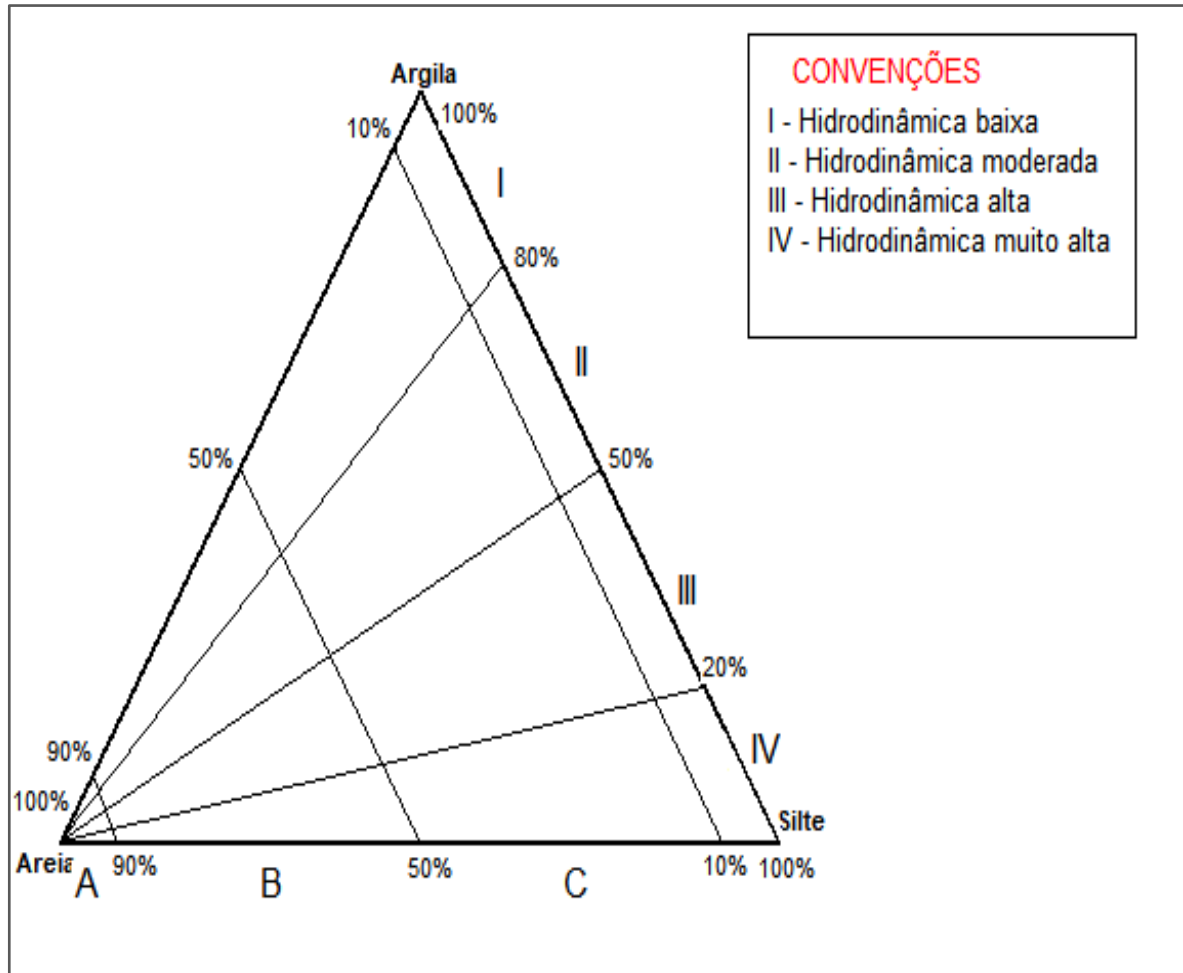


Figura 21- Diagrama triangular de Perjurp Fonte: Perjurp (1988)

6.2.3 Quantificação de matéria orgânica (M.O.)

Para a análise de matéria orgânica utilizou-se o método de calcinação, metodologia proposta por Kralik (1990)(fig.22), que consiste na queima do material orgânico presente na amostra. Em cadinhos de porcelana, previamente pesados (P1), foi adicionado 1g de sedimento e foram levados à mufla a 360°C por 2 horas. Após desumidificarem em dessecador, os cadinhos contendo as amostras foram novamente pesados (P2). O teor total de matéria orgânica (MOt) presente na amostra é dado pela equação (1):

$$MOt(\%) = (P1 - P2) \times 100$$

(1)

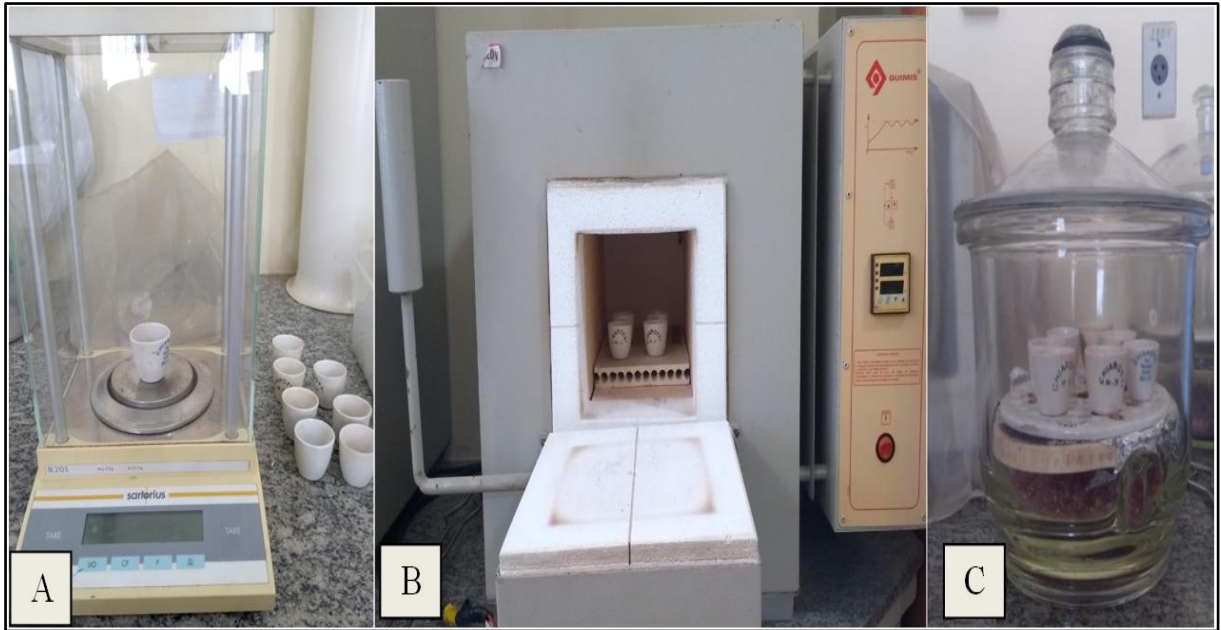


Figura 22- Método calcinação. A) Pesagem dos cadinhos, adição. B) Mufla. C) Dissecador.

6.2.4 Teor de carbonato de cálcio (CaCO_3)

O teor de carbonato de cálcio foi determinado pela metodologia de Santos *et al.* (1993)(fig.23), onde, em béqueres previamente pesados adicionou-se 5g de sedimento (P1), os quais foram atacados com ácido (HCl a 10%) por 12h, após esse tempo, as amostras foram lavadas com água destilada para neutralização do ácido e levadas para secar em estufa. Após a secagem foi obtido do peso final (P2). A diferença de peso obtida foi considerada a quantidade de carbonato de cálcio presente na amostra. O teor de carbonato (CaCO_3) é dado pela equação (2):

$$\text{CaCO}_3(\%) = \frac{(P1-P2) \times 100}{5}$$

(2)

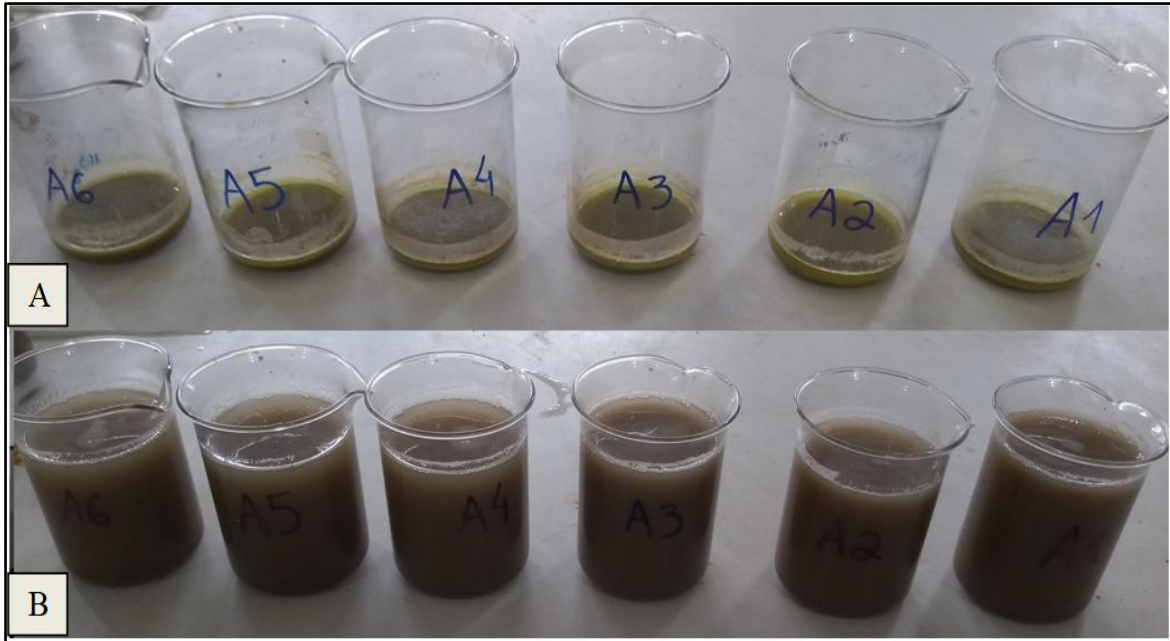


Figura 23- Método de diluição em ácido. A) Ataque ácido (HCL a 10%) B) Neutralização após 12 horas.

6.2.5 Classificação de Larssonneur

A partir dos teores de carbonato de cálcio no sedimento é possível classificá-los de acordo com Larssonneur (1977), no qual considera os percentuais de cada fração granulométrica dos sedimentos com os valores da concentração de carbonato de cálcio presente nas amostras, segundo a tabela abaixo.

Tabela 5- Classificação para sedimentos marinhos proposta por Larssonneur (1997). Md = mediana; L = lama; c = coquina (>20mm); s = seixos (4 a 65 mm); g = grânulos (2 a 4 mm); r=rodolitos. Fonte: Adaptado de Dias (1996)

Subdivisões principais	Areias L < 150%; Areia + Lama > 50% Md < 2mm					Sedimentos lamosos L > 50%		
	Areias litoclásticas					Lama terrígena		
Sedimento litoclástico CaCO ₃ < 30%	15% < 2mm < 50%		2 mm < 15%			L < 25% LL1a Areia lamosa	25% < L < 75% LL1b Areia lamosa terrígena	L > 75% LL1c Lama terrígena
	s + c + r > g AL1a Areia litoclástica c/cascalho	s + c + r > g AL1b Areia litoclástica c/grânulos	0,5 a 2 mm AL1c Areia litoclástica grossa a muito grossa	0,25 a 0,5 mm AL1d Areia litoclástica média	0,05 a 0,25 mm AL1e Areia litoclástica fina a muito fina			
Sedimento litobio 30% < CaCO ₃ < 50%	15% < 2mm < 50%		2 mm < 15%			L < 25% LL2a Marga arenosa	25% < L < 75% LL2b Marga arenosa	L > 75% LL2c Marga
	s + c + r > g AL2a Areia litobioclástica c/cascalho	g > s + c + r AL2b Areia litobioclástica c/grânulos	0,5 a 2 mm AL2c Areia litobioclástica grossa a muito grossa	0,25 a 0,5 mm AL2d Areia litobioclástica média	0,05 a 0,25 mm AL2e Areia litobioclástica fina a muito fina			
Sedimento biolitoclástico 50% < CaCO ₃ < 70%	15% < 2mm < 50%		2 mm < 15%			L < 25% LB1a Marga calcária arenosa	25% < L < 75% LB1b Marga calcária arenosa	L > 75% LB1c Marga calcária
	c + r + s > g AB1a Areia biolitoclástica c/cascalho	c + r + s < g AB1b Areia biolitoclástica grossa a muito grossa	0,5 a 2 mm AB1c Areia biolitoclástica grossa a muito grossa	0,25 a 0,5 mm AB1d Areia biolitoclástica média	0,05 a 0,25 mm AB1e Areia biolitoclástica fina a muito fina			
Sedimento bioclástico 70 % > CaCO ₃	15% < 2mm < 50%		2 mm < 15%			L < 25% LB2a Areia bioclástica lamosa	25% < L < 75% LB2b Vasa calcária arenosa	L > 75% LB2c Vasa calcária
	c + r + s > g AB2a Areia bioclástica c/nódulos ou conchas	g > c + r + s AB2b Areia bioclástica c/grânulos	0,5 a 2 mm AB2c Areia bioclástica grossa a muito grossa	0,25 a 0,5 mm AB2d Areia bioclástica média	0,05 a 0,25 mm AB2e Areia biolitoclástica fina a muito fina			

6.3 FLUXOGRAMA GERAL

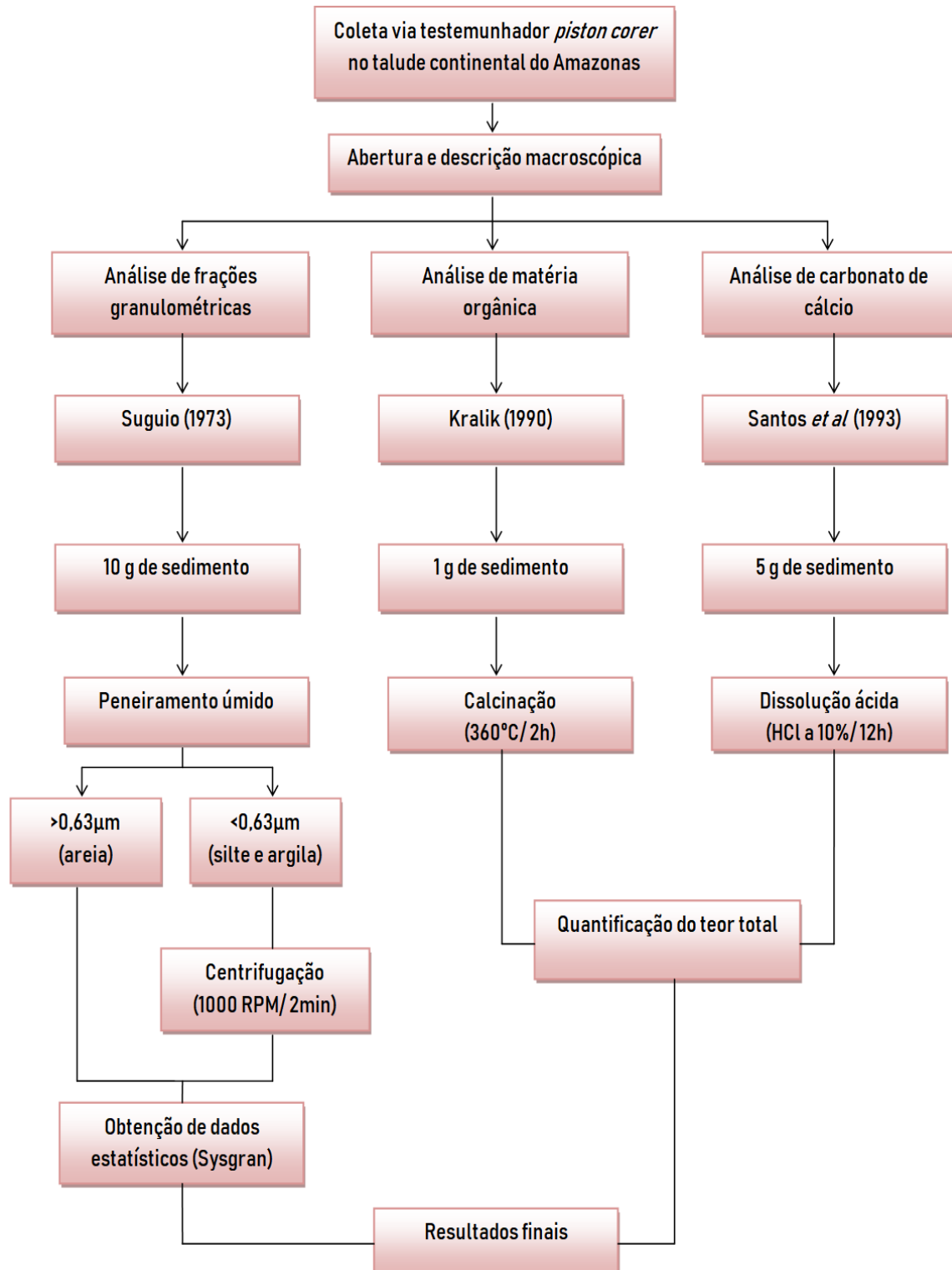


Figura 24- Fluxograma geral de metodologias.

7 RESULTADOS

7.1 TEXTURA E DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

7.1.1 Descrição macroscópica e textural do testemunho R184

O testemunho R184, recuperado em profundidade de 884 metros, ponto de perfuração mais raso, mediu 4 metros de comprimento (fig.25). Nas seções A e C foram encontrados fragmentos de conchas e carapaça de organismos bentônicos. O testemunho apresentou variações visíveis de granulometria, com maior concentração de areia na seção A, representada pelo topo do testemunho.

Para descrição de coloração do testemunho R184, classificada segundo a tabela de cores *Rock Color Chart* (1984), foram encontradas as seguintes características:

Tabela 6- Coloração com base em Rock Color Chart (1984)

Testemunho R184	Centro	Bordas	Manchas
Sec A 0,1-1,0 m	<i>Grayish Red</i> (10 R 4/2)	<i>Very Dusky Red</i> (10R 2/2)	<i>Browish Red</i> (5R 2/2)
Sec B 1,1-2,0 m	<i>Brownish Gray</i> (5YR 4/1)	<i>Grayish Red</i> (10 R 4/2)	<i>Brownish Gray</i> (5YR 4/1)
Sec C 2,1-3,0 m	<i>Brownish Gray</i> (5YR 4/1)	<i>Brownish Gray</i> (5YR 4/1)	<i>Browish Black</i> (5YR 2/1)
Sec D 3,1-4,0 m	<i>Grayish Red</i> (10 R 4/2)	<i>Dark Reddish Brown</i> (10R 3/4)	<i>Grayish Black</i> (N2)



Figura 25- Análise macroscópica do testemunho R184.

7.1.2 Descrição macroscópica e textural do testemunho S122

O testemunho S122, recuperado em profundidade de 1910 metros, ponto de perfuração mais profundo, mediu 4 metros de comprimento (fig.26). Apresentou variação visível de granulometria com acentuada presença de areia na seção A do testemunho. Nas seções mais profundas não foram identificadas alterações macroscópicas significativas.

Para descrição de coloração do testemunho S122, classificada segundo a tabela de cores *Rock Color Chart* (1984), foram encontradas as seguintes características:

Tabela 7- Coloração com base em Rock Color Chart (1984)

Testemunho S122	Centro	Bordas	Manchas
Sec A 0,1-1,0 m	<i>Olive Gray</i> (5Y 4/1)	<i>Olive Gray</i> (5Y 4/1)	<i>Moderate Yellowish Brown</i> (10YR 5/4)
Sec B 1,1-2,0 m	<i>Very Dusky Red Purple</i> (5 RP 2/2)	<i>Brownish Gray</i> (5YR 4/1)	<i>Browish Black</i> (5YR 2/1)
Sec C 2,1-3,0 m	<i>Grayish Red</i> (10 R 4/2)	<i>Moderate Brown</i> (5YR 4/4),	<i>Moderate Reddish Brown</i> (10 R 4/6)
Sec D 3,1-4,0 m	<i>Dark Yellowish Brown</i> (10 YR 4/2)	<i>Moderate Brown</i> (5YR 4/4)	<i>Dusky Yellowish Brown</i> (10 YR 2/2)



Figura 26- Análise macroscópica do testemunho S122

7.2 GRANULOMETRIA

Os testemunhos R184 e S122 (fig.27 e 28) apresentaram médias granulométricas diferenciadas entre si por valores encontrados para a fração granulométrica argila. No demais, apresentaram semelhança nos resultados de maior porcentagem da fração silte e menor porcentagem da fração areia.

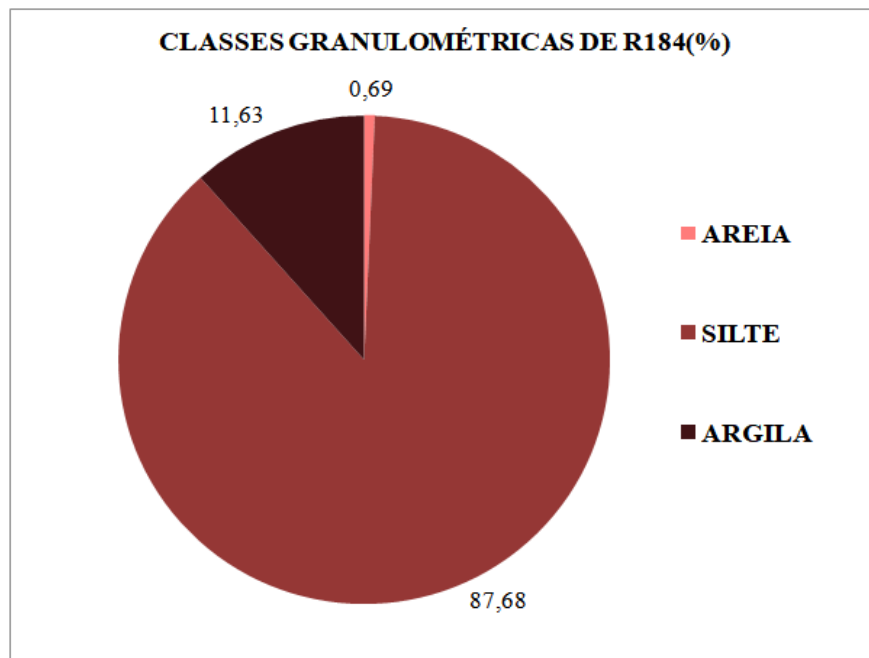


Figura 27- Gráfico de porcentagens totais das classes granulométricas do testemunho R184.

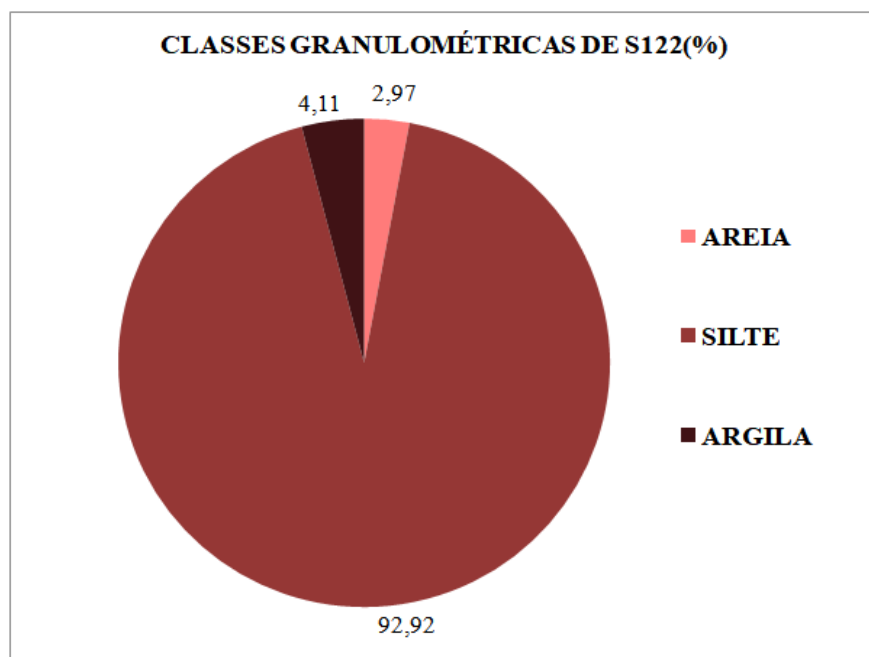


Figura 28- Gráfico de porcentagens totais das classes granulométricas do testemunho S122.

O testemunho R184 (fig.29) apresentou valor máximo de 2,51% da fração areia no topo do testemunho, na profundidade de 0,8 m, e valor mínimo de 0,10% na profundidade de 2,8 m. Os valores de silte e argila foram opostos em totalidade em relação à profundidade, onde em 0,5 m foi encontrada porcentagem máxima de silte, 97,81%, foi visto o menor valor de argila de 0,87%. Enquanto que na profundidade de 3,6 m foi identificada menor porcentagem de silte, 74,56%, e valor máximo da fração granulométrica argila de 25,27%.

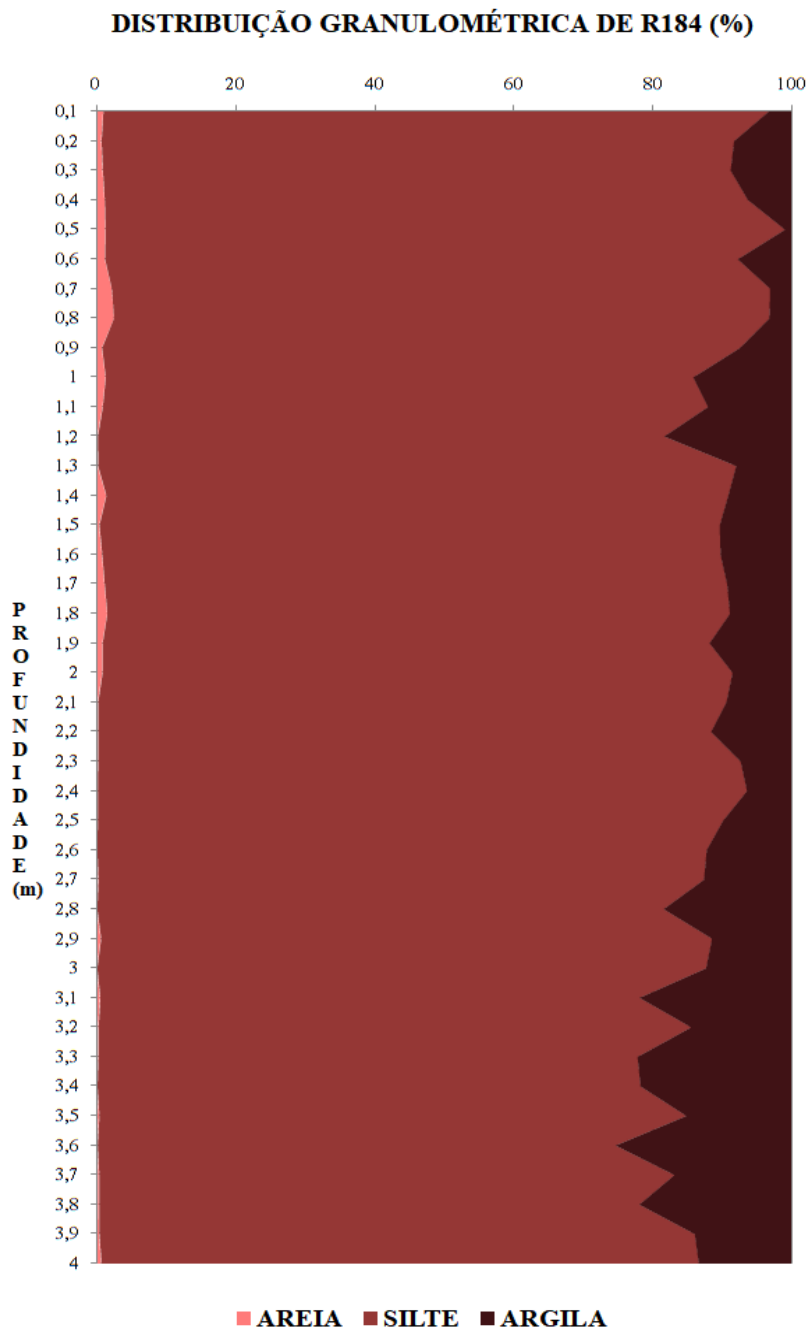


Figura 29- Distribuição granulométrica ao longo do testemunho R184.

O testemunho S122 (fig.30) apresentou porcentagem máxima de areia de 11,14% na profundidade de 0,9 m, e mínima de 0,11% em 3,1 m de profundidade. O valor máximo para a fração granulométrica silte foi de 99,19% em 2,4 m, e mínimo de 85,99% em 0,9 m de profundidade, coincidindo com ponto máximo da fração areia. Para os valores de argila foi encontrado máximo de 9,96% na profundidade de 3,1 m, coincidindo com ponto mínimo da fração areia, e valor mínimo de 0,02% na profundidade de 2,6 m.

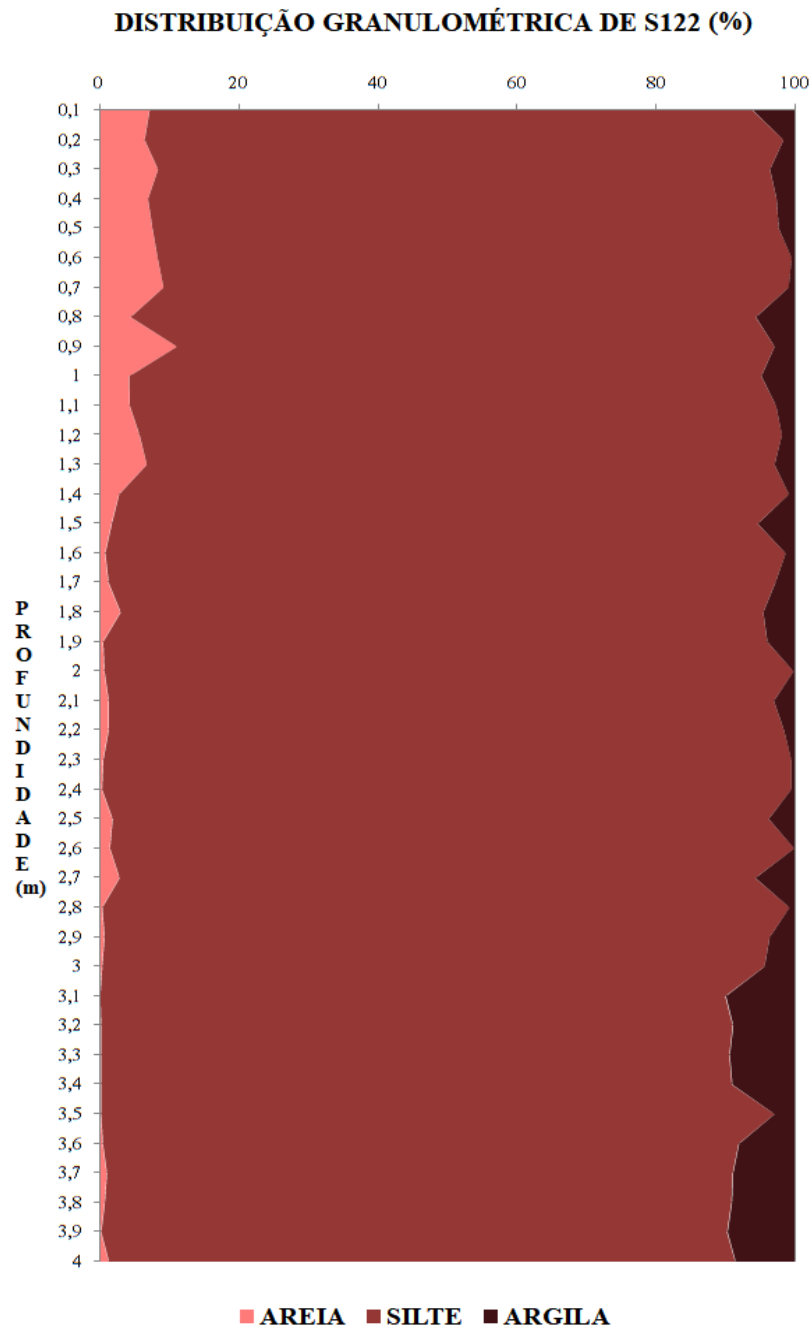


Figura 30- Distribuição granulométrica ao longo do testemunho S122.

7.2.1 Classificação estatística do testemunho R184

Classificação de Folk e Ward

De acordo com a classificação de Folk & Ward (1957) as amostras do testemunho R184 foram classificadas como silte fino, com exceção da amostra em 0,5 m de profundidade que foi classificada como silte médio. Quanto ao grau de seleção em sua totalidade foi classificado como mal selecionado, apresentando valor máximo 1,56 e mínimo de 1,25 (fig.31). Quanto à curtose foi classificado em totalidade como platicústica, apresentando valor máximo de 0,78 e mínimo de 0,69 (fig.32). Já para a classificação quanto à assimetria as amostras foram classificadas como muito negativa, apresentando valor máximo de 0,03 e mínimo de -0,04 (fig.33).

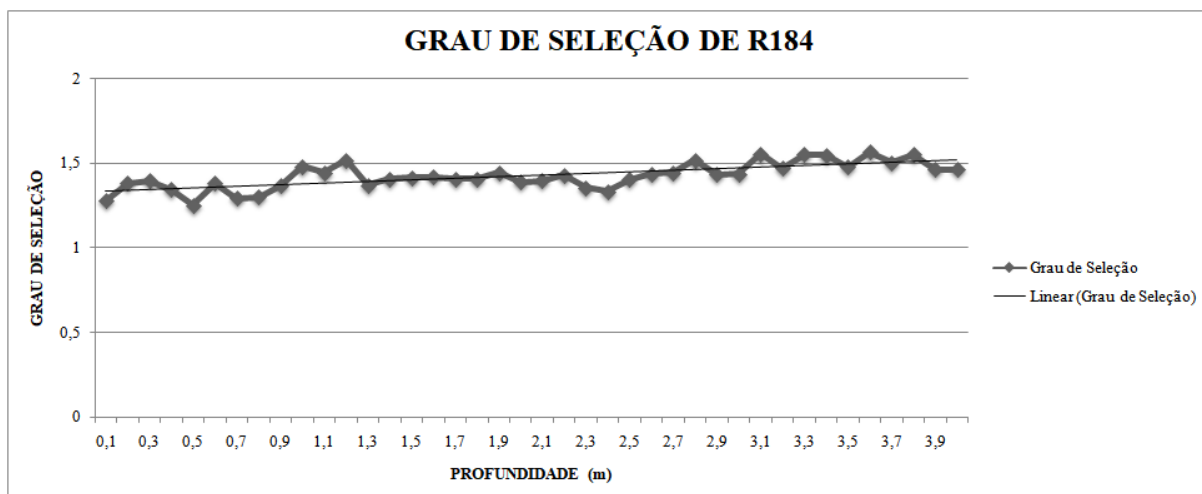


Figura 31- Valores de grau de seleção do testemunho R184.

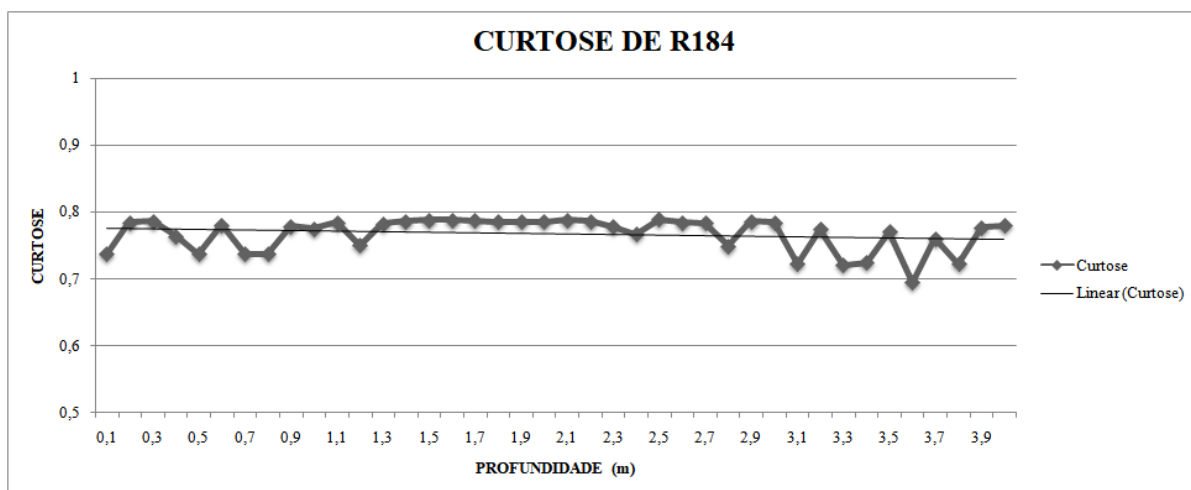


Figura 32- Valores de curtose do testemunho R184.

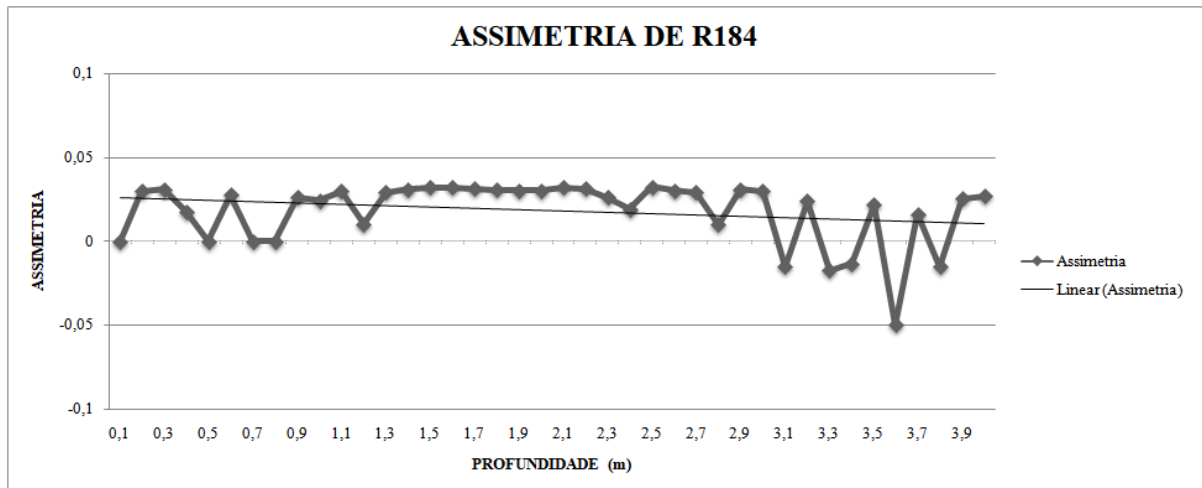


Figura 33- Valores de assimetria do testemunho R184.

Diagrama de Shepard

O diagrama de Shepard (1954) classificou os sedimentos uma pequena parte como Silte Argiloso e as demais amostras como Silte ou Siltito (fig.34).

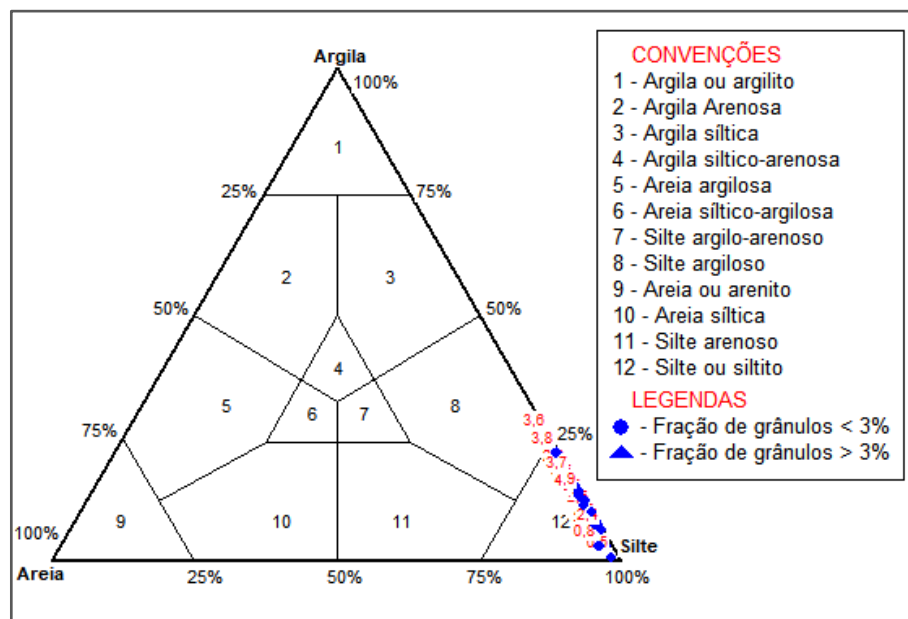


Figura 34- Classificação de Shepard (1954) para os sedimentos do testemunho R184.

Diagrama de Perjrup

De acordo com Perjrup (1988) os sedimentos do testemunho foram classificados como silte depositado em ambiente com hidrodinâmica alta (III) e hidrodinâmica muito alta (IV)(fig.35).

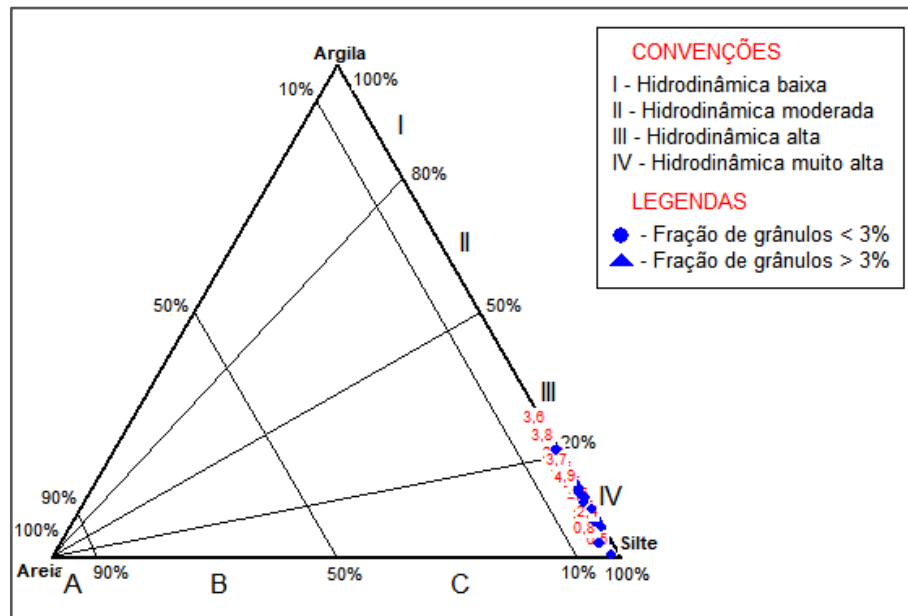


Figura 35- Classificação de Perjrup (1988) para os sedimentos do testemunho R184.

7.2.2 Classificação estatística do testemunho S122

Classificação de Folk & Ward

De acordo com a classificação de Folk & Ward (1957) as amostras do testemunho S122 foram classificadas como silte médio, predominante no topo até cerca de 1,5 m, e silte fino ao longo da profundidade do testemunho. Quanto ao grau de seleção em sua totalidade foi classificado como mal selecionado, apresentando valor máximo 1,71 e mínimo de 1,23 (fig.36). Quanto à curtose foi classificado como mesocúrtica no topo e a partir de 1 metro de profundidade foi classificada como platicústica, apresentando valor máximo de 1,07 e mínimo de 0,73 (fig.37). Já para a classificação quanto à assimetria as amostras foram classificadas como muito negativa, apresentando valor máximo de 0,03 e mínimo de -0,15 (fig.38).

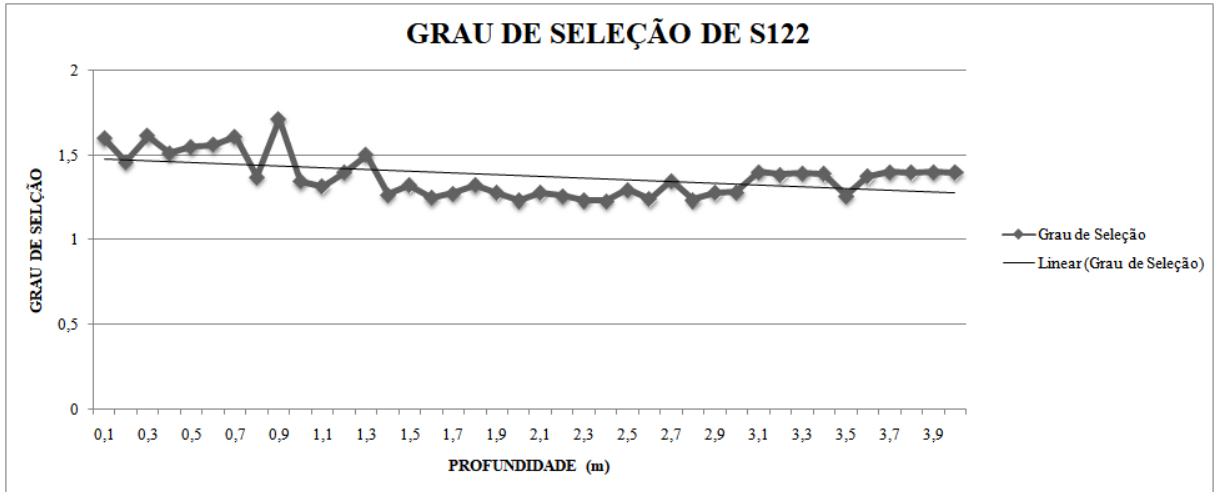


Figura 36- Valores de grau de seleção do testemunho S122.

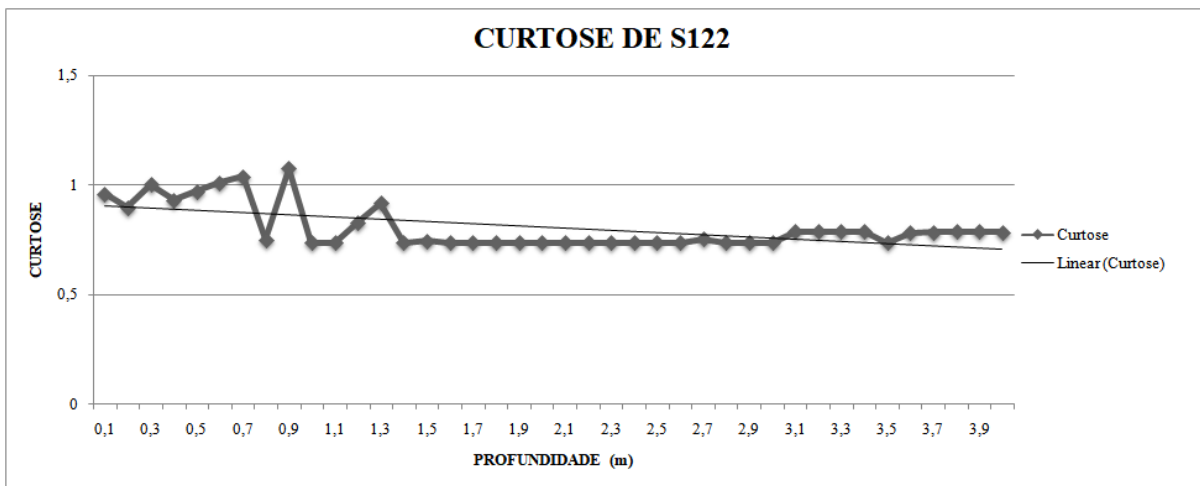


Figura 37- Valores de curtose do testemunho S122.

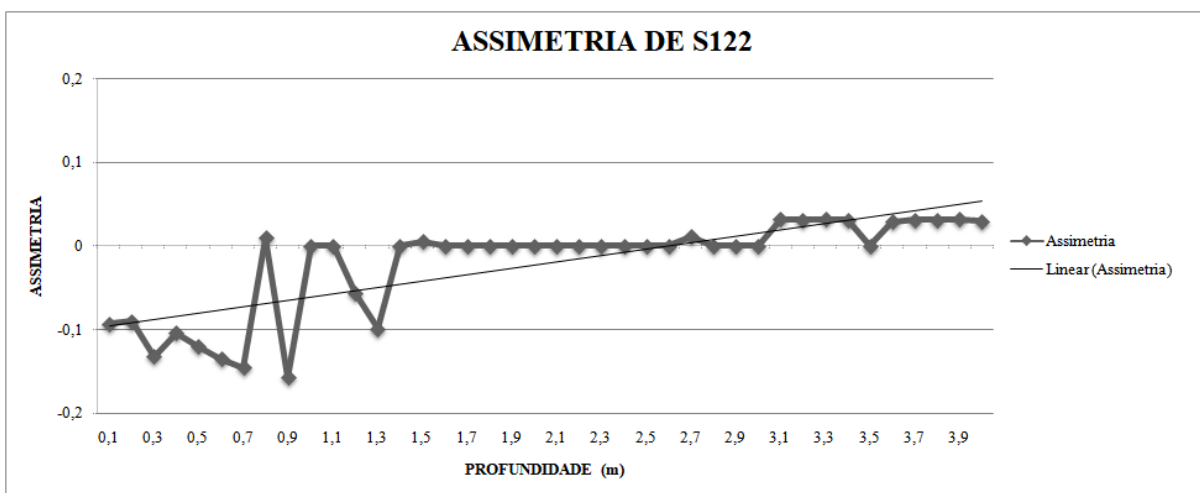


Figura 38- Valores de assimetria do testemunho S122.

Diagrama de Shepard

O diagrama de Shepard (1954) classificou os sedimentos em totalidade como Silte ou Siltito (fig.39).

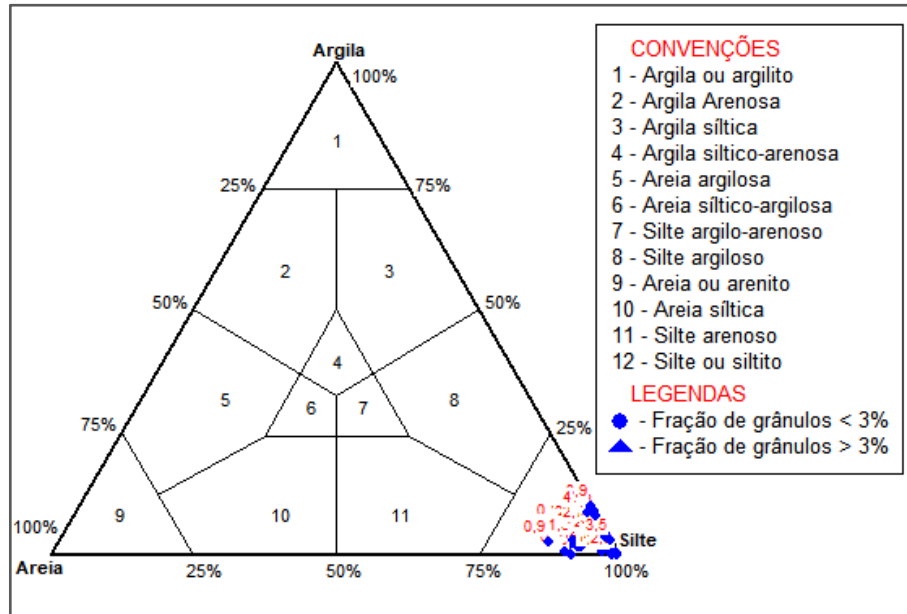


Figura 39- Classificação de Shepard (1954) para os sedimentos do testemunho S122.

Diagrama de Perjrup

De acordo com Perjrup (1988) os sedimentos do testemunho foram classificados como silte depositado em ambiente com hidrodinâmica muito alta (IV) (fig.40).

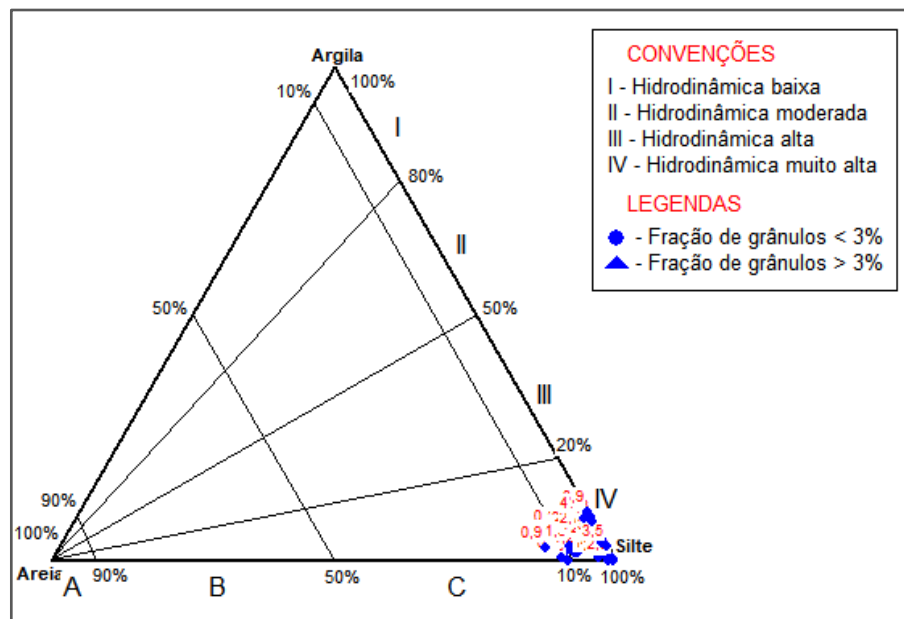


Figura 40- Classificação de Perjrup (1988) para os sedimentos do testemunho S122.

7.2 MATÉRIA ORGÂNICA

Os teores médios de matéria orgânica nos testemunhos R184 e S122 (fig.41) foram de 4,58% e 7,3%, respectivamente. No testemunho R184 os valores encontrados foram de 0,81% a 7,74% (variação total de 6,9%). No testemunho S122 os valores encontrados foram de 1,21% a 19,28% (variação total de 18%).

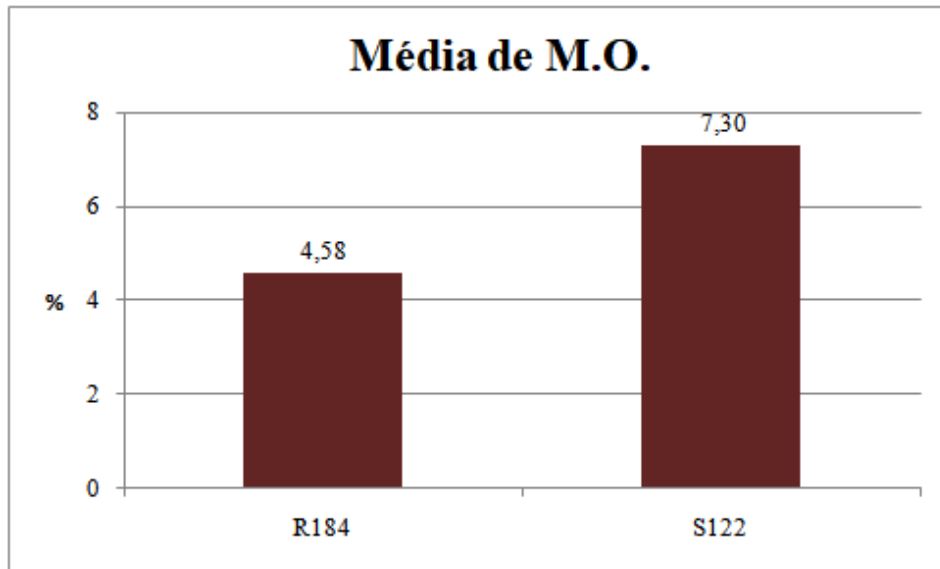


Figura 41- Médias totais de matéria orgânica encontradas nos testemunhos R184 e S122

7.2.1 Teor de M.O. do testemunho R184

O testemunho R184 (fig.42) apresentou um padrão crescente/decrescente no teor de matéria orgânica presente nos sedimentos. Sendo os maiores valores na seções A e C, nesta ultima foi encontrado o valor máximo de 7,74% em 2,4 m de profundidade. Os menores valores foram representados pelas seções B e D, onde na seção B foi encontrado valor mínimo de 0,81% em 1,1 m de profundidade.

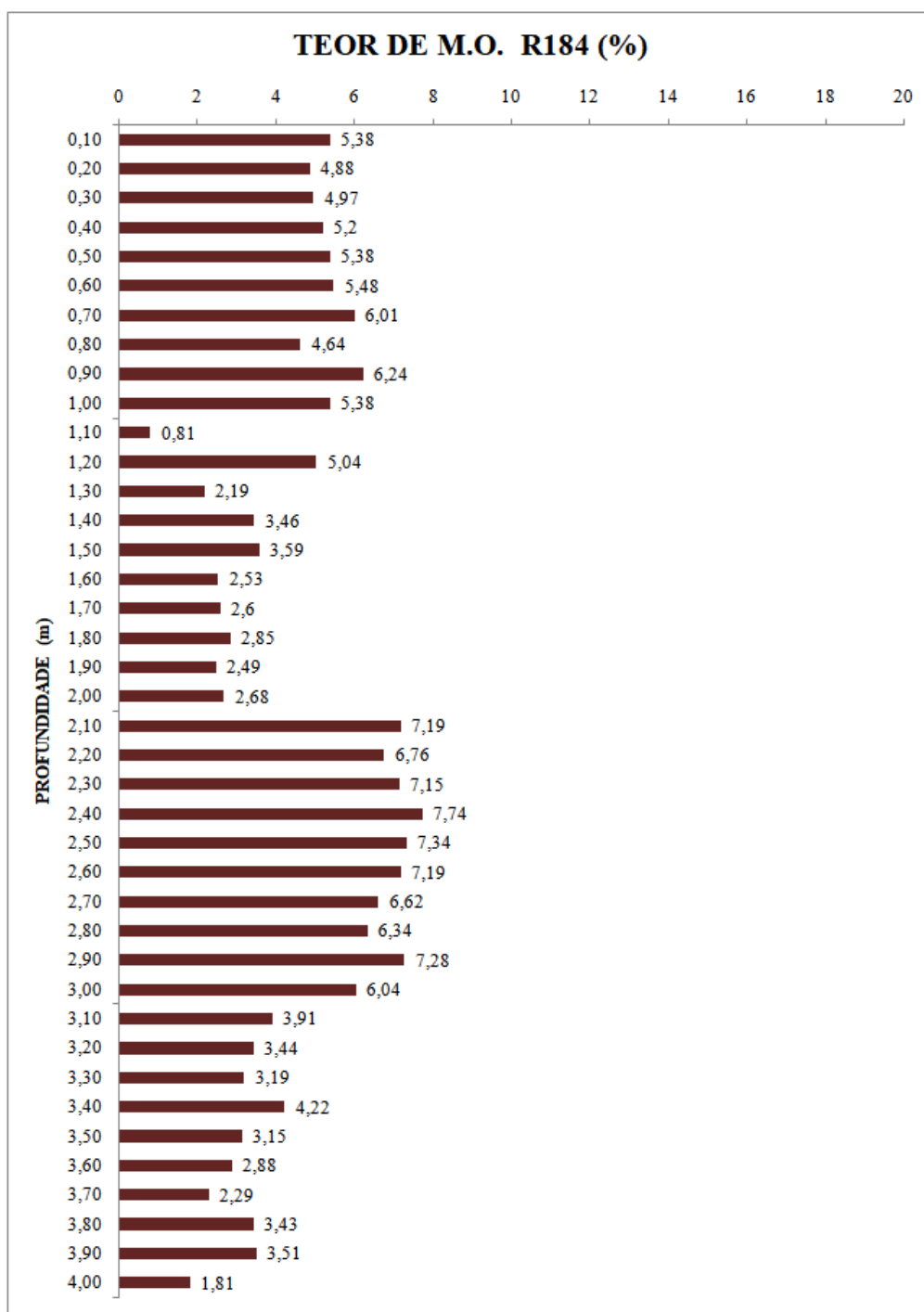


Figura 42- Teor de matéria orgânica do testemunho R184(%)

7.2.2 Teor de M.O. do testemunho S122

O testemunho S122(fig.43) também apresentou um padrão crescente/decrecente no teor de matéria orgânica presente nos sedimentos. Sendo o valor máximo de 19,28% em 1,0 m de profundidade, na seção de topo do testemunho. Enquanto que o valor mínimo de 1,21% em 2,3 m de profundidade, na seção C do testemunho.

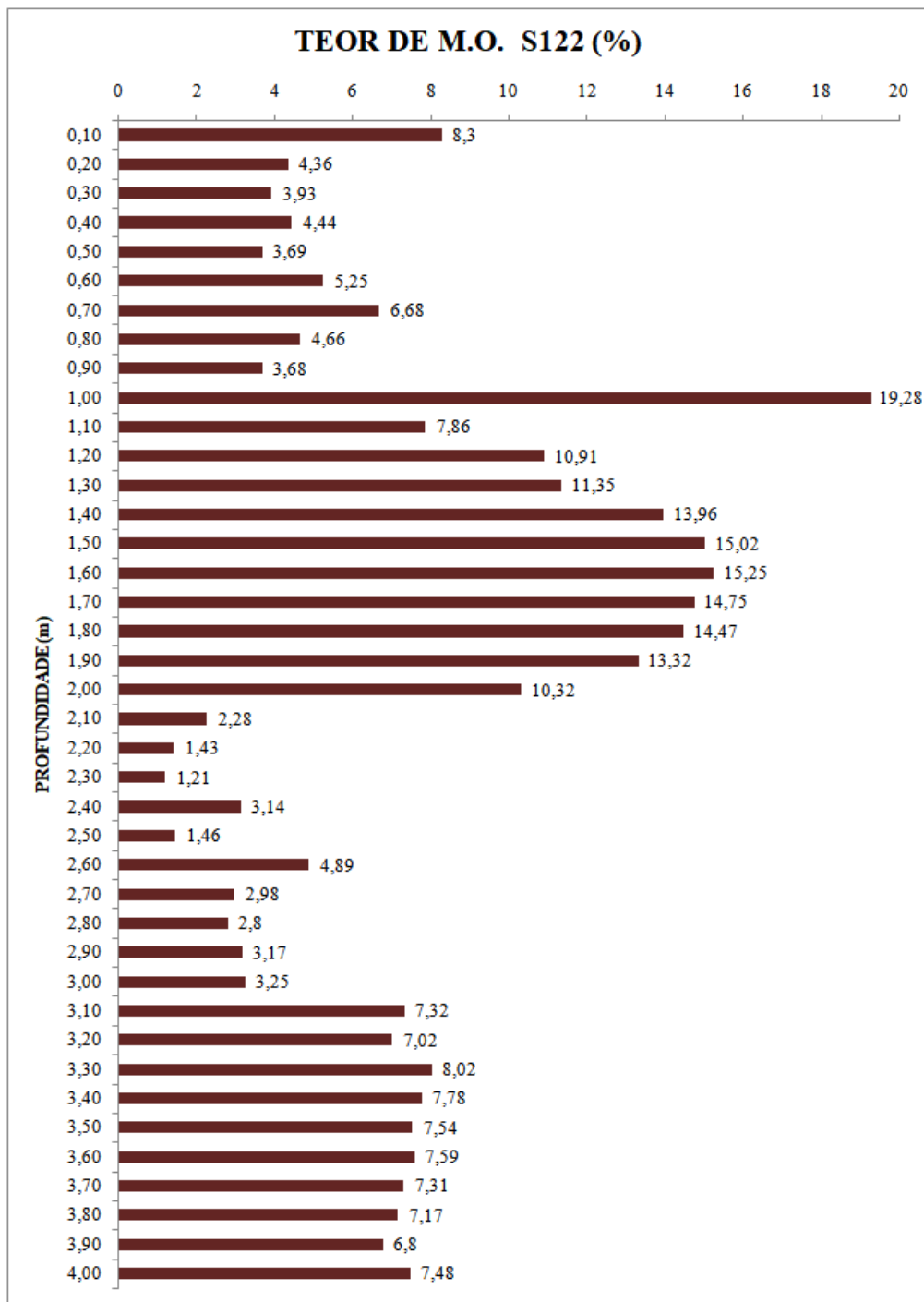


Figura 43- Teor de matéria orgânica do testemunho S122 (%)

7.3 CARBONATO DE CÁLCIO

Os teores médios de carbonato de cálcio nos testemunhos R184 e S122 (fig.44) foram de 6,72% e 25,81%, respectivamente. O teor de carbonato de cálcio encontrado nas amostras do testemunho R184 foi máximo de 15,06% e mínimo de 0,64% (variação total de 14,4%). No testemunho S122 o valor nas amostras foi máximo de 74,99% e o valor mínimo de 6,30% (variação total de 68,6%).

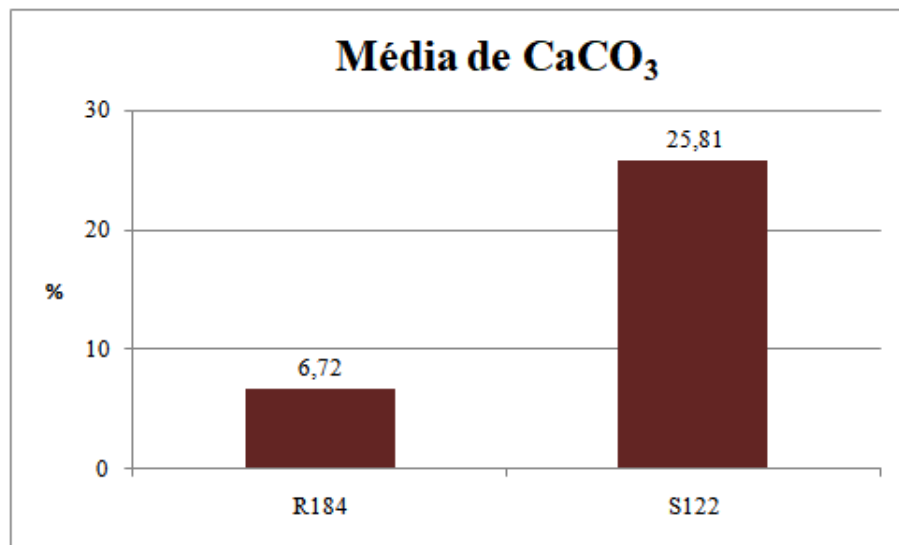


Figura 44- Média de carbonato de cálcio dos testemunhos R184 e S122.

7.3.1 Teor de CaCO_3 do testemunho R184

O testemunho R184 (fig.45) não apresentou um padrão bem definido no teor de carbonato de cálcio presente nos sedimentos. Sendo o valor máximo de 15,1% em 2,4 m de profundidade. Enquanto que o valor mínimo foi de 0,64% em 2,2 m de profundidade. Ambos valores encontrados na seção C do testemunho.

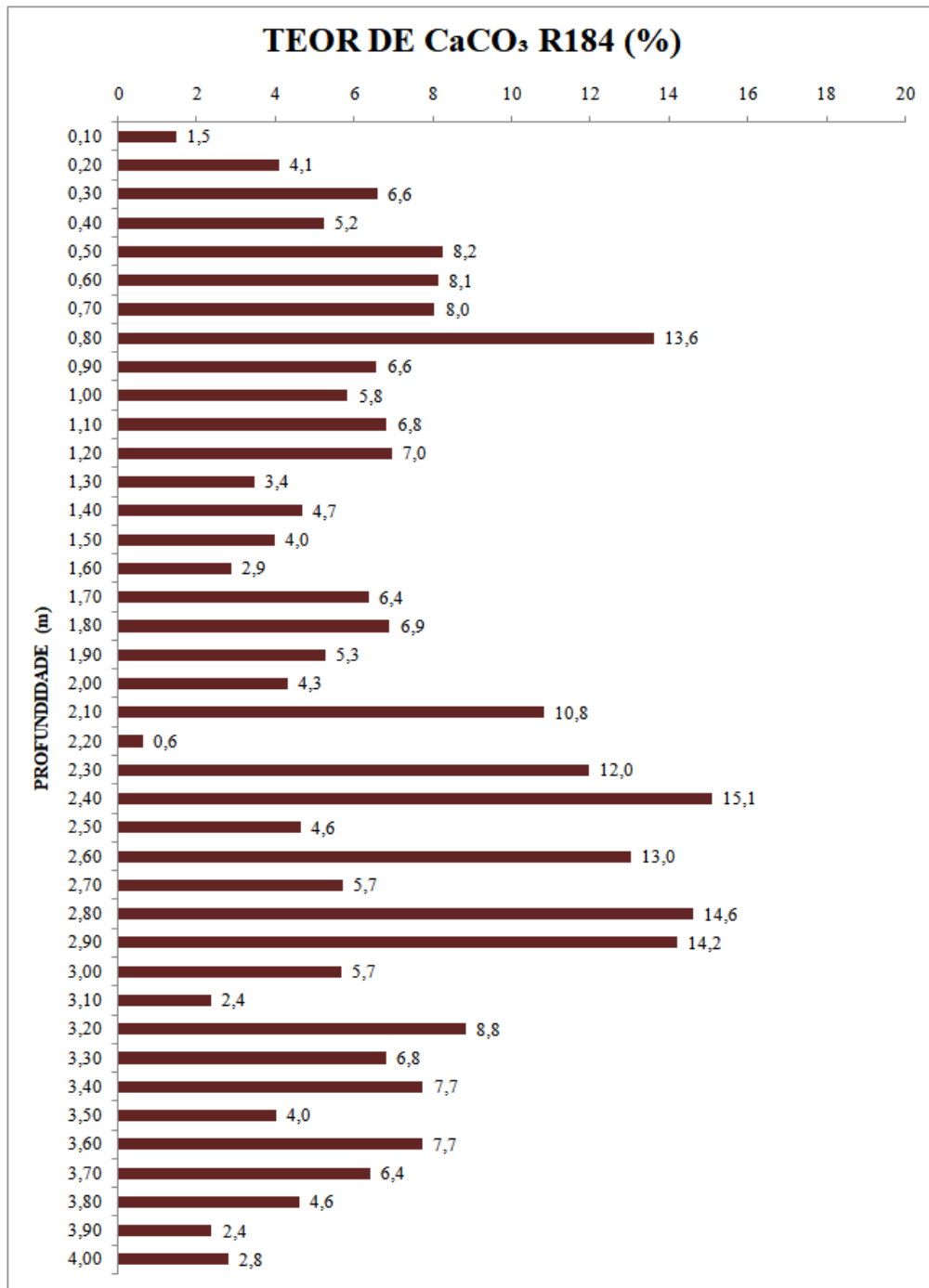


Figura 45- Teor de CaCO_3 do testemunho R184(%)

7.3.2 Teor de CaCO₃ do testemunho S122

O testemunho S122 (fig.46) apresentou comportamento decrescente no teor de carbonato de cálcio presente nos sedimentos. Tal comportamento se acentuou a partir 1,5 m de profundidade, onde não é observado aumento significativo comparado ao topo do testemunho. Sendo o valor máximo de 74,9% em 0,6 m de profundidade. Enquanto que o valor mínimo foi de 6,3% em 2,2 m de profundidade.

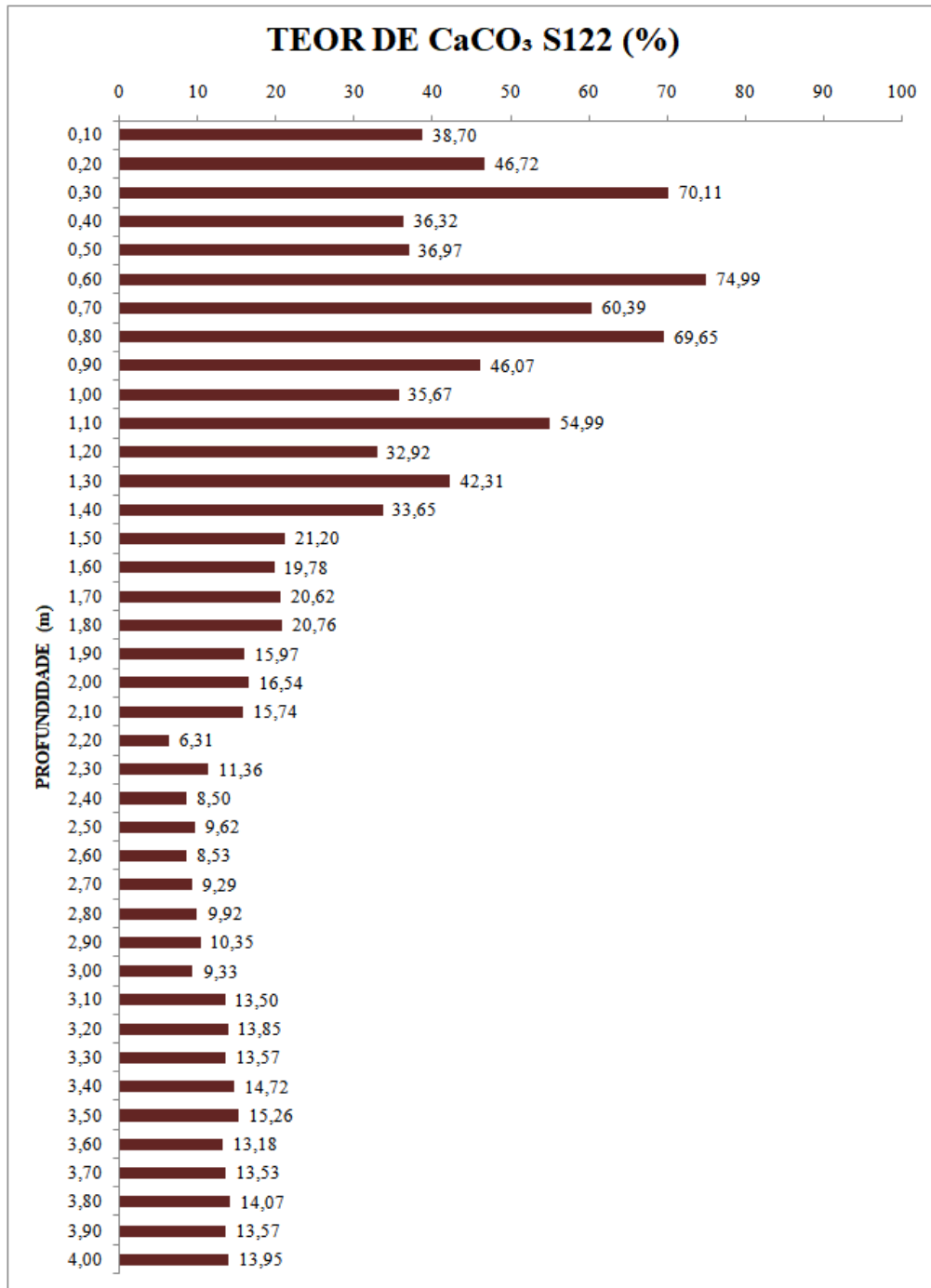


Figura 46- Teor de CaCO₃ do testemunho S122(%)

7.3.3 Classificação de Larssonneur (1997)

De acordo com a classificação de Larssonneur (1977) os sedimentos do testemunho R184 foram classificados em totalidade como litoclásticos do tipo lama terrígena (tab.8)

Tabela 8- Classificação do testemunho R184 de acordo com Larssonneur (1997).

Profundidade (m)	CaCO ₃ (%)	Classificação
0,1- 4,0	CaCO ₃ < 30% 0,6%- 15%	Sedimento Litoclástico L<75% Lama terrígena

De acordo com a classificação de Larsonneur (1977) os sedimentos do testemunho S122 apresentaram os quatro tipos de classificação exemplificados na tabela 9.

Tabela 9- Classificação do testemunho S122 de acordo com Larsonneur (1997).

Profundidade (m)	CaCO ₃ (%)	Classificação
0,1- 0,2	30% < CaCO ₃ >50% 38,6% - 46,7%	Sedimento Litobio L> 75% LL2c Marga
0,3	70%> CaCO ₃ 70,1%	Sedimento Bioclástico L>75% LB2c Vasa calcária
0,4-0,5	30% < CaCO ₃ >50% 36,3% - 36,9%	Sedimento Litobio L> 75% LL2c Marga
0,6	70%> CaCO ₃ 74,9%	Sediemento Bioclástico L>75% LB2c Vasa calcária
0,7-0,8	50% < CaCO ₃ <70% 60,3% - 69,6%	Sedimento Biolitoclástico L>75% LB1c Marga calcária
0,9-1,0	30% < CaCO ₃ >50% 46%-35,6%	Sedimento Litobio L> 75% LL2c Marga
1,1	50% < CaCO ₃ <70% 54,9%	Sedimento Biolitoclástico L>75% LB1c Marga calcária
1,2- 1,4	30% < CaCO ₃ >50% 32,9%-42,3%	Sedimento Litobio L> 75% LL2c Marga
1,5- 4,0	CaCO ₃ < 30% 21,2%- 6,3%	Sedimento Litoclástico L>75% LL1c Lama terrígena

7.4 FICHA TÉCNICA

Agrupando os resultados foi possível a elaboração da ficha técnica do testemunho R184 (fig.47).

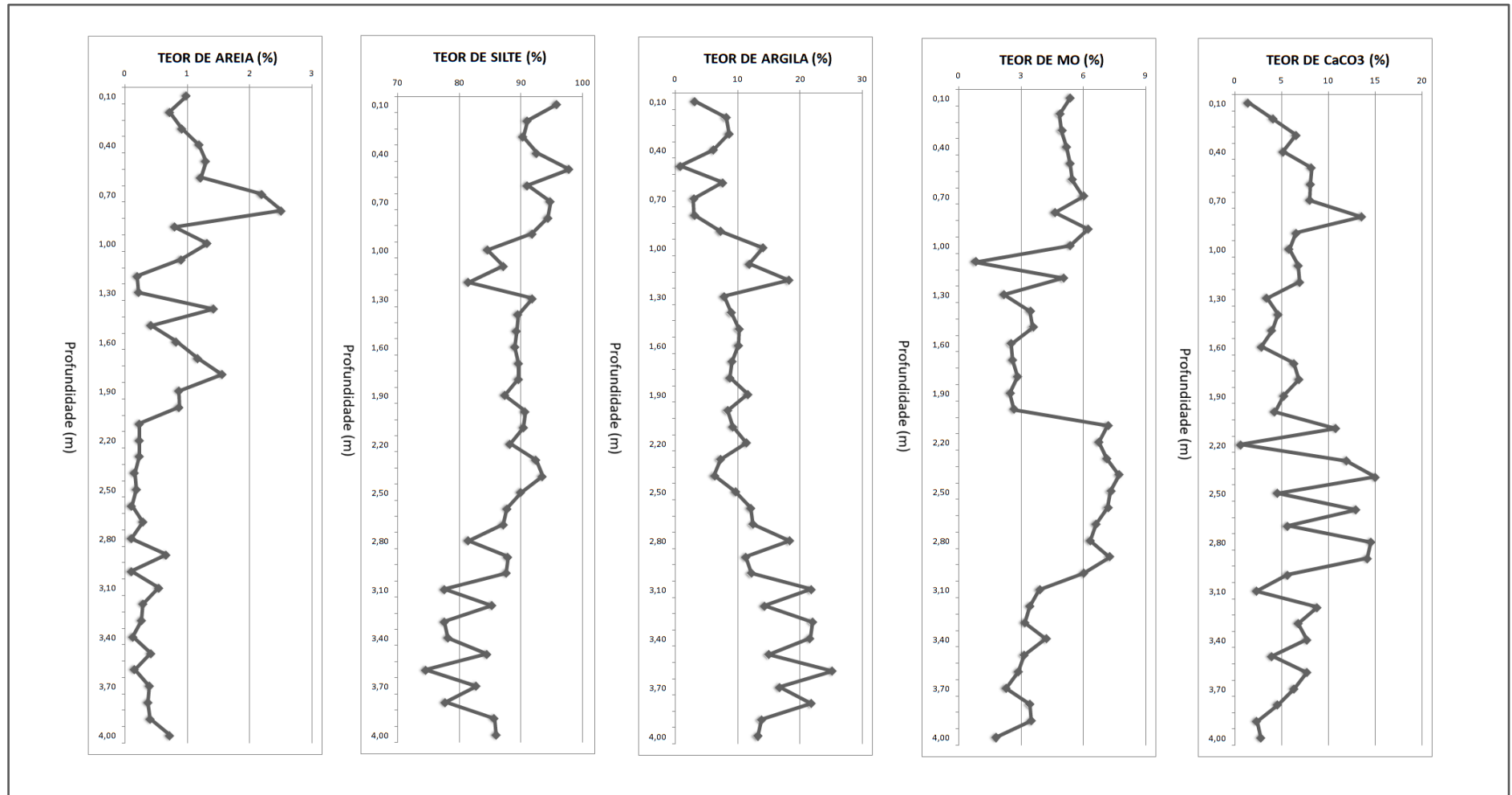


Figura 47- Ficha técnica do testemunho R184 contendo os valores médios (%) dos teores de areia, silte, argila, matéria orgânica e carbonato de cálcio.

Agrupando os resultados foi possível a elaboração da ficha técnica do testemunho S122 (fig.48).

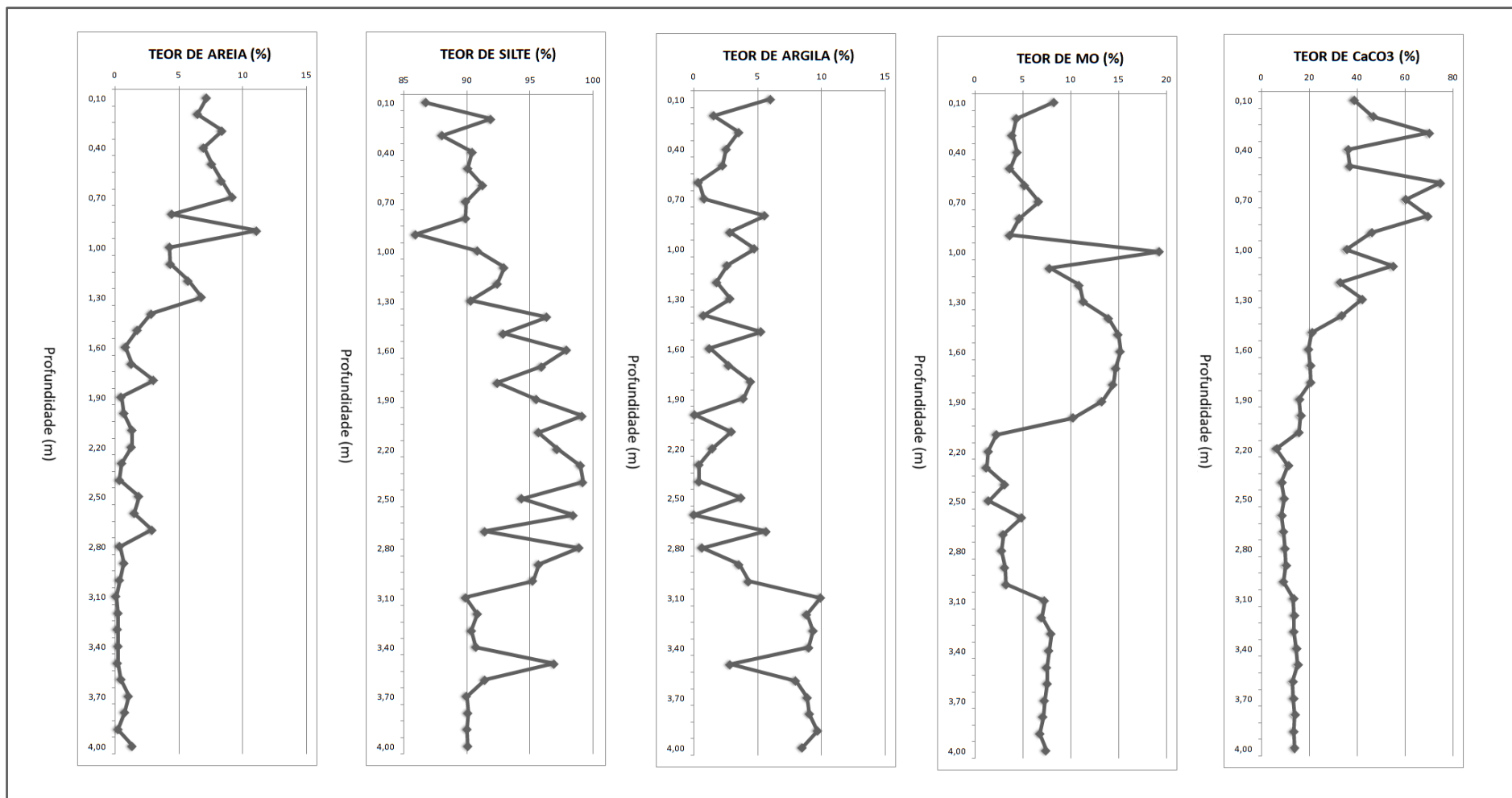


Figura 48- Ficha técnica do testemunho S122 contendo os valores médios (%) dos teores de areia, silte, argila, matéria orgânica e carbonato de cálcio.

8 DISCUSSÃO

8.1 TEXTURA E GRANULOMETRIA

A estratigrafia rasa da bacia Foz do Amazonas é representada pela Margem continental passiva, definida na última fase deposicional. Apresenta sequências sedimentares distintas, porém, semelhante quanto sua origem através de sistemas fluviais, depósitos fluvio-deltaicos e estruturas formadas por carbonatos terrígenos (Brandão & Feijó 1994). A alta descarga hídrica e sedimentar do rio Amazonas são os principais mecanismos energéticos que atuam na região, oriundo desse transporte é significativa a influência de deposição de sedimentos finos terrígenos na desembocadura do rio.

Por meio dos parâmetros estatísticos, obtidos na análise granulométrica, é possível expressar e comparar distribuições de tamanho de grão de maneira qualitativa e quantitativa (Calliari 1980). A partir dos parâmetros estatísticos obtidos foi possível indicar:

Ocorreu predominância de sedimentos da fração granulométrica silte em ambos os testemunhos, de acordo com a classificação sedimentar de Folk (1954). Ottmann (1968) foi pioneiro em identificar fácies de lama adjacente à foz do rio Amazonas, sugerindo tratar-se de uma zona de deposição brusca de sedimentos em suspensão trazidos pelo rio, formada de lama argilosa fluida com baixo teor de carbonato de cálcio. De acordo com Nittrouer (1983) os sedimentos da região de estudo possuem uma idade moderna para a sedimentação dos depósitos de lama, associadas ao transporte da pluma do rio para noroeste pela Corrente Norte do Brasil (Gibbs 1976). Medições de sedimentos sem suspensão sugerem que <5% da descarga sólida anual é transportada pela pluma de superfície de baixa salinidade e, 7-17% são trazidos para fora da plataforma (Souza 2010), sendo condicionados por agentes de transporte como fluxo de maré e corridas de lama fluida para o talude continental.

Foram observadas diferenças entre topo e base dos testemunhos, sendo que para o testemunho R184 foi encontrado areia no topo, provavelmente do transporte de sedimentos terrígenos, e aumento da fração argila no sentido da base. Já para o testemunho S122 as variações entre topo e base foram menos acentuadas, sendo encontrado areia no sentido topo-base até aproximadamente 3,0 m de profundidade, e argila ao longo dos 4,0 m de comprimento da coluna sedimentar, vale ressaltar a distância de 35,5 km entre os mesmos.

Distinções entre os testemunhos foram vistas nas porcentagens médias de areia, onde no testemunho R184 foram obtidos 2,9% e no testemunho S122 foram obtidos 0,69%. Assim

como nas porcentagens médias de argila, onde no testemunho R184 foram obtidos 11,6% enquanto que no testemunho S122 foram obtidos 4,1%.

De acordo com os resultados obtidos no diagrama de Shepard (1954), ambos os testemunhos foram classificados como silte ou siltito.

O grau de seleção, o qual descreve o selecionamento do pacote sedimentar em relação ao seu transporte e deposição (Folk & Ward 1957), em ambos os testemunhos se apresentou como silte pobremente selecionado. Segundo Suguio (2003) a predominância sedimentar pode indicar a resposta da energia hidrodinâmica durante sua deposição. Sendo assim, foi obtido com os resultados estatístico de curtose, a qual é relacionada ao nível de energia do ambiente deposicional (Alves 2001), que os sedimentos do testemunho R184 apresentaram-se como platicúrtica e do testemunho S122 como mesocúrtica e platicúrtica.

Nos resultados quanto à assimetria em ambos os testemunhos foram classificadas como muito negativa. Segundo Duene (1964) assimetria negativa indica um enriquecimento em partículas grosseiras e tendência a remoção de sedimentos do ambiente. Tal remoção, indicada pela assimetria, pode ser confirmada pelo diagrama de Pejrup (1988), que nos permite ter uma análise hidrodinâmica a qual os sedimentos foram submetidos. Ambos os testemunhos foram classificados nas seções III-D (hidrodinâmica alta) e IV-D (hidrodinâmica muito alta).

8.2 MATÉRIA ORGÂNICA

Grande parte da matéria orgânica presente em solo, água e sedimentos ocorre na forma de substâncias húmicas, classificadas como ácidos fúlvicos e húmicos. Essas substâncias funcionam como o maior reservatório de matéria orgânica em sistemas naturais, estando condicionadas ao balanço de perdas e ganhos das reações de oxi-redução no ambiente (Baldotto *et al.* 2013).

Segundo Souza (2010) os maiores teores de MO são encontrados próximos à região costeira, sobre influência de sedimentos terrígenos e diminuem conforme o afastamento do continente. Porém, o conteúdo de matéria orgânica no testemunho R184, localizado a 884 m de profundidade, apresentou valor médio 2,7% menor em relação ao testemunho S122, que se localiza mais afastado da linha de costa, a 1910 m de profundidade. Esta variação entre os dois testemunhos gera uma discordância para os padrões esperados, onde os valores de MO deveriam ser maiores para regiões com maior influência continental. Tal discordância provavelmente deve ter sido gerada por deslizamentos ou depósito sedimentar da plataforma

no talude, sendo comum tal fenômeno, pois a região é caracterizada por episódios de megadeslizamentos, segundo Araújo *et al.* (2009). Tal variação também foi vista por Vasconcelos (2018) onde no ponto de perfuração mais raso no talude amazônico foi obtida média de 4,4% e no ponto de perfuração mais distante da costa a média foi de 6,5%.

8.3 CARBONATO DE CÁLCIO

Milimann (1979) indica que os sedimentos da Plataforma Continental Amazônica possuem teor de CaCO_3 inferior a 30%, e que a quantidade de CaCO_3 nos sedimentos desta região aumenta em direção ao talude continental. Assim como obtido no estudo de Vasconcelos (2018) as médias de 11,7% no ponto mais raso e próximo a costa, e média de 20% no ponto de perfuração mais distante da costa.

O que entra em acordo com os resultados obtidos nas análises, onde no testemunho R184 foi obtido valor médio de 6,7%, não apresentando variações significativas ao longo da coluna sedimentar, sendo classificado em totalidade como composto por sedimentos litoclásticos do tipo lama terrígena, de acordo com Larssonneur (1977). E para o testemunho S122, com média de 25,8%, as concentrações em algumas amostras do topo do testemunho chegaram a apresentar 75% de CaCO_3 , sendo classificado de acordo com Larssonneur (1977) como sedimento bioclástico do tipo vasa calcária, em 0,6 m de profundidade. Somente a partir da profundidade de 1,5 m o testemunho S122 apresentou mesma classificação em relação ao testemunho R184, como sedimento litoclástico do tipo lama terrígena.

A produção carbonática está associada a sedimentos biogênicos, grande parte de origem autóctone autigênica e bioquímica. Formados a partir de reações químicas entre água do mar e compostos minerais ou após a morte e decomposição de organismos com carapaça, os detritos são redistribuídos nos sedimentos preexistentes no fundo marinho. Como controladores do suprimento biogênico marinho destaca-se a produtividade primária de nutrientes, processos de dissolução de carbonatos e sílica, assim como o maceramento e diluição provocados pelo aporte de sedimentos terrígenos (Baptista Neto 2004)

9 CONCLUSÃO

Foram analisados dois testemunhos coletados no talude continental da Foz do Amazonas medindo 4 metros de comprimento em cada ponto de perfuração.

Com base nos resultados obtidos através de análises laboratoriais, os parâmetros granulométricos dos sedimentos do talude continental da Foz do Amazonas mostraram-se classificados como: curtose como platicúrtica com algumas exceções de mesocúrtica, assimetria muito negativa, grau de seleção pobremente selecionado e diâmetro médio classificando os sedimentos como silte fino, com algumas exceções de silte médio.

Os teores de matéria orgânica variaram de 0,81 a 7,74%, no ponto de perfuração mais raso, apresentando média de 4,5%, e 1,21 a 19,28%, no ponto de perfuração mais profundo, apresentando média de 7,3%. Sendo observada maior concentração neste último (S122), assim como, variações significativas relacionadas à concentração de matéria orgânica entre topo-base do testemunho.

Os teores de carbonato variaram de 0,64 a 15%, no ponto perfuração mais raso, apresentando média de 6,7% e variação total de 14,4%. E 6,3 a 75%, no ponto perfuração mais profundo, apresentando média de 25,8% e variação total de 68,6%. Sendo novamente observadas, neste último (S112), variações significativas de concentração no sentido topo-base do testemunho.

Por fim, os sedimentos de ambos os testemunhos apresentaram classificação de silte ou siltito de acordo com os parâmetros estatísticos do diagrama de Shepard (1954), e características de condições hidrodinâmicas altas a muito altas de acordo com o diagrama de Perjrup (1988).

Foi utilizada como referência comparativa mais próxima o estudo do talude amazônico realizado por Vasconcelos (2018). O mesmo, assim como este estudo, também participa do projeto de Estudos Sistemáticos da Sedimentação Recente do Talude Continental da Margem Equatorial (Amazonas, Pará-Maranhão) (2017/presente). Segundo a autora foram obtidas médias de MO de 4,4% e 6,5%, e CaCO_3 de 11,7% e 20%. Resultados que apresentam grande semelhança com os aqui expostos. Sendo assim, o presente estudo contribuiu e proporcionou uma padronização nos dados obtidos para região do Talude Continental Amazônico.

REFERÊNCIAS

- Alves M.A.M.S. 2001. *Morfodinâmica e sedimentologia da praia de Ajuruteua – NE do Pará*. MS Dissertation, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 104p.
- Araújo É. F. D. S., Silva C. G., Reis A. T. D., Perovano R., Gorini C., Vendeville B. C., Albuquerque N. C. D. 2009. Revista Brasileira de Geofísica. Movimentos de massa multiescala na bacia da Foz do Amazonas-485-508.
- Baptista Neto J. B., Ponzi V. R. A., Sichel S. E. 2004. *Introdução à geologia marinha*. Editora Interciência, 279p.
- Baldotto M. A., Gobo A. A. R., Marcos S. M. B. S., Carlos E. R. 2013. Frações da matéria orgânica e propriedades redox de substâncias húmicas em sedimentos de oceanos profundos. Química Nova, Florianópolis-SC. **36** (9): 1288-1295p.
- 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.
- Brandão J.A.S.L. & Feijó F.J. 1994. Bacia da foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8** (1):91-99.
- Calliari L.J. 1980. *Aspectos sedimentológicos e ambientais na região estuarial da Lagoa dos Patos*. DS Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 190pp.
- Corrêa I. C. S. & Weschenfelder J. 2015. *Introdução às ciências do mar*. Pelotas. Editora Textos. 3: 56.
- Covault J. A., 2011. Submarine fans and canyon-channel systems: a review of processes, products, and models. *Nature Education Knowledge*. **3** (10):4-11.
- Damuth J. E., & Kumar, N. 1975. Amazon Cone: morphology, sediments, age, and growth pattern. *Geological Society Of America Bulletin*, **86**(6): 863-878.
- Dias J.A. 2004. *A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos (uma introdução a oceanografia geológica)*. Faro. Universidade do Algarve, 80p.
- Drake C. L., & Burk C. A. 1974. Geological significance of continental margins. *The geology of continental margins*. Berlin, Heidelberg, Springer 3-10p.
- Duane D.B. 1964. *Significance of skewness in recent sediments, Western Pamlico sound, North Carolina*. J. Sed. Petrol., **34**:864-874.
- El-Robrini M. 2001. Estudo do material em suspensão: avaliação quantitativa e dispersão horizontal e vertical na plataforma continental do Amazonas. Relatório de auxílio de pesquisa do CNPq. 48 p.

- Farias D.R. 2006. *Variabilidade morfo-sedimentar das praias estuarinas do Amor e dos Artistas (Ilha de Caratateua, Pará)*. DS Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 125p.
- Figueiredo Jr. A. & Brehme I. 2000. Amostragem Geológica na pesquisa mineral. *Brazilian Journal Of Geophysics*, **18** (3):269-280.
- Flagg C. N., Gordon R. L., McDowell S. 1986. Hydrographic and current observations on the continental slope and shelf of the western equatorial Atlantic. *Journal Of Physical Oceanography*, **16** (8):1412-1429.
- Folk R.L. & Ward W.C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27** (1): 3-26.
- Geyer W. R., Beardsley R. C., Lentz S. J., Candela J., Limeburner R., Johns W. E., Soares I. D. 1996. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, **16**(5-6):575-616.
- Gibbs R. J. (1976). Amazon river sediment transport in the Atlantic Ocean. *Geology*, **4**(1): 45-48.
- Griep G. H. 2011. Oceanografia geológica. In: Calazans D. (eds). *estudos oceanográficos: do instrumental ao prático*. Brasil, Pelotas, p.158-168.
- Hernández-Molina F. J., Llave E., Stow D. A. V., 2008. Continental slope contourites. developments in sedimentology, 379-408.
- Kralik M. 1990. A rapid procedure for environmental sampling and evaluation of polluted sediments. *Applied Geochemistry*. **14**: 807-816.
- Kennet J. P. 1982. *Marine geology*. Printice-Hall. Englewood Cliffs, New Jersey.78p.
- Kuehl S. A., C. A. Nittrouer D. J., Demaster 1982. Modern sediment accumulation and strata formation on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, **49**:279-300.
- 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.
- Lentz S. J. & Limeburner R. 1995. The amazon river plume during AMASSEDS: Spatial characteristics and salinity variability. *Journal Of Geophysical Research: Oceans*, **100**(C2):2355-2375.
- Lewis L. A. 1974. Slow movement of earth under tropical rain forest conditions. *Geology*, **2**(1): 9-10.
- Martins L. R. & Coutinho P. N. 1981. The brazilian continental margin. *Earth-science Reviews*, **17**(1-2):87-107

- Masson S., & Delecluse P. 2001. Influence of the Amazon river runoff on the tropical Atlantic. *Physics and chemistry of the earth, part b: hydrology, oceans and atmosphere*, **26**(2): 137-142.
- McKee B. A., Nittrouer C. A., DeMaster D. J. 1983. Concepts of sediment deposition and accumulation applied to the continental shelf near the mouth of the Yangtze River. *Geology*, **11**(11): 631-633.
- Meade R. H., Dunne T., Richey J. E., Santos U. D. M., Salati E. 1985. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, **228**(4698):488-490.
- 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., Barretto H. T. 1975. Quaternary sedimentation on the Amazon continental margin: a model. *Geological Society of America Bulletin*, **86**(5):610-614.
- Milimann J.D. 1979. Morphology and structure of Amazon upper continental margin. America association of geology. *Geologist Bulletin*, **63**: 936-958.
- Mohriak W. U. 2003. Bacias sedimentares da margem continental Brasileira. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*, 3: 87 e 165.
- Mulder T., 2011. Developments in sedimentology. gravity processes and deposits on continental slope, rise and abyssal plains. **63**, 25-148
- Muller-Karger F. E., McClain C. R., Richardson P. L. 1988. The dispersal of the Amazon's water. *Nature*, **333**(6168): 56.
- Nemec W. 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment. **10**: 29-73.
- Nittrouer C. A., Sharara M. T., DeMaster D. J. (1983). Variations of sediment texture on the Amazon continental shelf. *Journal of Sedimentary Research*, **53**(1):179-191.
- Nittrouer C.A. & Wright L.D. 1994. Transport of particles across continental shelves. *Reviews of Geophysics*. **32**:85-113.
- Oltman R. E. 1968. *Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon River*. US Government Printing Office, **552**: 16.
- Palma J. J. 1979. Geomorfologia da plataforma continental norte brasileira. *Geomorfologia da margem continental Brasileira e das áreas oceânicas adjacentes: Rio de Janeiro, Petrobras, projeto REMAC*, **7**:25-51.

Palma J. J. C. 1984. 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, DF.

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. *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. D.Reidel, Dordrecht, p.289-300.

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.

REVIZEE P. 2006. Avaliação do potencial sustentável de recursos vivos na zona econômica exclusiva. *relatório executivo. programa revizee. avaliação do potencial sustentável dos recursos vivos da zona econômica exclusiva*.

Rock Color Chart 1984. Geological society of america, geological society of america. Rock-color chart committee. Edwin newell goddard. Geological society of America, 1984.

Santos V. L. C. S. 1993. Biogeochemistry of deep-ocean sediments from Porcupine Abyssal Plain in the North-Eastern Atlantic. PhD Thesis. Universidade de EL LIVERPOOL, Inglaterra. p. 6–59.

Shepard F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay Ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, **24** (3):151–138.

Silva A. C. 2006. *An analysis of water properties in the western tropical Atlantic using observed data and numerical model results*. PhD Thesis, Departamento de Oceanografia, UFPE, Recife/PE, 156 p.

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.

Souza D. C. C. 2010. *Caracterização morfológica e sedimentar do talude continental (foz do Amazonas)*. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 102 p.

Suguio K., 1973. *Introdução à sedimentologia*. São Paulo: Edgard Blücher, 310p.

Suguio K. 2003. *Geologia sedimentar*. [1ª ed. S.l.]. Edgard Blücher, 96p.

Torres A.M. 1997. Sedimentology of the Amazon mouth: north and south channels, Brazil. *Geol-paleont. Inst univ kiel*, Nr. **82**: 159p

Vasconcelos J. J. V. 2018. Sedimentação do Talude Continental Superior do Amazonas. Trabalho de conclusão de curso. Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém.

Vital H. Silveira I. M. D., Amaro V. E. 2005. Carta sedimentológica da plataforma continental brasileira: área Guamaré a Macau (NE Brasil), utilizando integração de dados geológicos e sensoriamento remoto. *Revista Brasileira de Geofísica*, **23**(3): 233-241.

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

Ybert Jean-Pierre *et al.* 1992. Sugestões para padronização da metodologia empregada em estudos palinológicos do Quaternário. *Revista do Instituto Geológico* **13.2**: 47-49.