

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE QUÍMICA
DEPARTAMENTO DE GEOQUÍMICA AMBIENTAL

ANNA PAULA SOARES CRUZ

VARIAÇÕES SECULARES DE FACIES SEDIMENTARES DE LAMA DA
PLATAFORMA CONTINENTAL DE CABO FRIO, RJ

NITERÓI

2012

ANNA PAULA SOARES CRUZ

**VARIAÇÕES SECULARES DE FACIES SEDIMENTAR DE LAMA DA
PLATAFORMA CONTINENTAL DE CABO FRIO, RJ.**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós Graduação
em Geociências da Universidade Federal Fluminense,
como requisito parcial para a obtenção do **Grau de
Mestre** em Geociências. Área de concentração:
Geoquímica Ambiental.

Orientador (a):

Prof(a). Dra. CÁTIA FERNANDES BARBOSA.

Niterói - RJ

2012

C957 Cruz, Anna Paula Soares.

Variações seculares de facies sedimentares de lama da plataforma continental de Cabo Frio (RJ) / Anna Paula Soares Cruz. – Niterói : UFF. Programa de Geoquímica, 2012.

104 f. : il. ; 30 cm.

Dissertação (Mestrado em Geociências - Geoquímica Ambiental). Universidade Federal Fluminense, 2012. Orientadora: Prof^a. Dr^a. Cátia Fernandes Barbosa.

1 Carbono orgânico. 2. Propriedade física. 3. Susceptibilidade magnética. 4. Espectroscopia Mössbauer. 5. Sedimento marinho. 6. Cabo Frio (RJ). 7. Produção intelectual.

CDD 551.46083

ANNA PAULA SOARES CRUZ

**VARIAÇÕES SECULARES DE FÁCIES SEDIMENTARES
DE LAMA DA PLATAFORMA CONTINENTAL DE CABO
FRIO -RJ**


Dissertação apresentada ao Curso de Pós - Graduação
em Geociências da Universidade Federal Fluminense,
como requisito parcial para a obtenção do **Grau
de Mestre**. Área de Concentração: **Geoquímica
Ambiental**.

Aprovada em fevereiro de 2012.

BANCA EXAMINADORA



PROF. DR. CATIA FERNANDES BARBOSA
ORIENTADORA/UFF



PROF. DR. FABIO ANDRÉ PEROSI
UFRJ



PROF. DR. RENATO CAMPELLO CORDEIRO
UFF



PROF. DR. SAMBASIVA RAO PATCHINEELAM
UFF

NITERÓI
2012

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a minha orientadora Dra. Cátia Fernandes Barbosa pela confiança em mim depositada e incentivo nas horas mais difíceis.

Ao Prof. Dr. Sambasiva Rao Patchineelam por ser extremamente paciente e generoso ao disponibilizar parte do seu tempo a me explicar os mais diversos assuntos dentro da minha área de estudo. Obrigada por sempre deixar sua porta aberta e por passar seu conhecimento à diante. Obrigada mesmo!

Ao Prof. Dr. Renato C. Campello pela ajuda e por permitir o uso de seu laboratório.

Ao professor Artur Ayres Neto pela ajuda na interpretação dos dados geofísicos e a Rodrigo Abuchacra pela paciência ao me ensinar a trabalhar com o perfilador MSCL.

À Dra. Rosa Scorzelli e ao Dr. Pablo Munayco, do Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas, pelas análises de Mössbauer.

À Prof. Dra. Ana Luiza S. Albuquerque por me aceitar no Projeto Ressurgência.

Ao Cnpq pela bolsa de mestrado e a PETROBRAS pelo suporte financeiro.

Ao Prof. Dr. Emmanoel Silva-Filho pela amizade.

Aos meus companheiros de curso pelas horas de descontração. Principalmente à Renata, Bruno, Luiz (Junior) pelo otimismo e incentivo, e à Rut, Nivea e Javier pelo companheirismo e ao amigo Marcelo Messias, *in memoriam*.

Ao meu grande amigo Gabriel Martins, que além do incentivo, otimismo e companheirismo, sempre acreditou em mim e me fez ver a vida acadêmica de uma maneira diferente (muito mais engraçada).

Aos técnicos do laboratório, Salles, Wladimir e Leandro pelo divertimento e pela ajuda nas análises.

À todas as funcionárias da biblioteca pela amizade e por me ajudarem durante esses dois anos de mestrado.

À todos os funcionários da secretaria, principalmente ao Nivaldo, pela ajuda.

À todas as pessoas que de alguma forma me ajudaram ou me incentivaram durante a confecção deste trabalho.

À minha mãe que sempre me apoiou, incentivou e soube compreender meus momentos de ausência.

E à Deus, pela vida, pela força e pelo amor que tem por cada um de nós.

Obrigada!

RESUMO

A análise conjugada das propriedades físicas dos sedimentos, como a velocidade da onda P, susceptibilidade magnética, porosidade e densidade gama, com propriedades geoquímicas como Carbono Orgânico Total e mineralogia dos sedimentos proporciona uma melhor avaliação dos processos envolvidos, proveniência e fluxo de material sedimentar, permitindo que as mudanças ambientais possam ser definidas. Os parâmetros físicos além de serem capazes de quantificar a distribuição de espaço entre os poros, indicam alterações pós-deposicionais. Dessa forma, este trabalho visa avaliar as inter-relações existentes entre parâmetros físicos de seções sedimentares para determinação da origem do fluxo de materiais ao longo da fácies de sedimentar depositado sobre a plataforma continental de Cabo Frio. Nesse sentido, pode-se notar que as variações de Vp estão ligadas ao tamanho do grão, assim como ao aumento no conteúdo orgânico e aumento no teor de água nos sedimentos marinhos. Os valores de SM mostraram-se associados a assembléia mineralógica e ao teor de água dos testemunhos. Além disso, foi possível constatar que a valência dominante da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, foi o de Fe^{3+} , que influenciou diretamente nos picos de SM. As propriedades físicas definiram seções nos diferentes box-core analisados, os quais o BCCF10-01, 04 e 09, apresentaram aumento de grãos finos, que pode estar relacionado a hidrodinâmica local, e/ou aumento de contribuição sedimentar alóctone entre 100 e 80 anos AP. Além disso, a assembléia de minerais pesados indicou proveniência de rochas metamórficas derivadas de metassedimentos siliciclásticos, granitóides, rochas máficas e alcalinas pertencentes a própria região de Cabo Frio e adjacências. Os maiores teores de minerais encontrados no BCCF10-01 e BCCF10-13, podem informar sobre a influência de correntes de fluxo oeste, proveniente da baía de Guanabara e de correntes de norte, provenientes dos rios São João e Paraíba do Sul como principais agentes de transporte dos particulados sedimentares e minerais para a fácies sedimentar de lama da plataforma de Cabo Frio.

Palavras-Chave: Propriedades físicas. Velocidade da onda p. Susceptibilidade magnética. Espectroscopia de Mössbauer. Cabo Frio.

ABSTRACT

The combined analysis of the physical properties of sediments, such as the P-wave velocity, magnetic susceptibility, porosity and gamma-density, with geochemical properties such as Total Organic Carbon and mineralogy of sediments provides a better assessment of the processes involved, provenance and sedimentary material flow, allowing environmental changes can be defined. The physical parameters in addition to being able to quantify the distribution of space between the pores also indicate pos-depositional changes. Thus, this study aims to evaluate the interrelations between physical parameters of sedimentary sections to determine the source of the material flow along the sedimentary faces deposited on the continental shelf of Cabo Frio. In this sense, it may be noted that variations in V_p are clearly linked to the grain size, and an increase in organic content and increased water content in marine sediments. The MS values were associated with the mineral assemblage and water content of the cores. In addition, it determined that the oxidation state of the dominant was Fe^{3+} , which directly influenced the peaks of MS. Physical properties defined in the different sections analyzed box-core, which the BCCF10-01, 04 and 09, showed an increase of fine grains, which can be related to the local hydrodynamic or increased allochthonous sediment contribution between 100 and 80 years BP. In addition, the heavy mineral assemblage indicated provenance of metamorphic rocks derived from siliciclastic metasediments, granitoids, mafic and alkaline rocks belonging to the region of Cabo Frio and surrounding areas. The highest minerals content found in BCCF10-01 and BCCF10-13, can showed the influence of flow west currents, from the Guanabara Bay and currents of the north, from the São João and Paraíba do Sul rivers as the main carriers of sedimentary particles and mineral from mud faces of the Cabo Frio Shelf.

Key-words: Physical properties. p-wave velocity. Magnetic susceptibility. Mössbauer spectroscopy. Cabo Frio.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Sistema de escaneamento de testemunhos Multi-Sensor Core Logger (MSCL) (adaptado de SCHULTHEISS et al. 2011)	20
Figura 2: Esquema demonstrando as diferença de propagação entre ondas P e S (USGS - Acesso em dezembro de 2011)	22
Figura 3: Espectros Mössbauer mostrando o a) deslocamento isomérico (d). b) deslocamento quadrupolar (D) e c) deslocamento magnético (B _{hf})	30
Figura 4: Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro (MANSUR et al., 2008).....	32
Figura 5: Localização do depósito sedimentar ao longo da plataforma continental de Cabo Frio.....	34
Figura 6: Representação das principais massas de água presentes na plataforma continental sudeste do Brasil (FERRAZ, 2003)	36
Figura 7: Mapa esquemático mostrando as principais correntes envolvidas no Giro Subtropical (PETERSON & STRAMMA, 1991 apud SILVEIRA et al., 2000.....	38
Figura 8: Localização das estações de coleta ao longo do depósito de lama de Cabo Frio. Os círculos vermelhos indicam as estações analisadas neste trabalho	41
Figura 9: Imagem do Multi-perfilador MSCL utilizado neste estudo	42
Figura 10: A- Porta amostra de acrílico e placa de chumbo; B- Espectrômetro de Mössbauer; C- espectro de Mössbauer; D- Driver de Mössbauer, com detector e pré-amplificador.....	43
Figura 11: Distribuição dos box-core ao longo da batimetria com profundidade de recuperação (cm) das fácies sedimentares de lama de Cabo Frio e idades estimadas por Caldeira et al. 2011	48

Figura 12: Representação gráfica das variáveis areia, silte e argila (%), Vp (m/s), densidade (g/cm ³) e porosidade (%) em relação a profundidade (cm) e a idade (anos AP), referentes ao testemunho BCCF10-01.....	51
Figura 13: Representação gráfica das variáveis, tamanho do grão (μm), teor de água (%), COT (%), susceptibilidade magnética (x10 ⁻⁶ SI), razão Fe ³⁺ /Fe ²⁺ e minerais pesados (%) em relação a profundidade (cm), referentes ao testemunho BCCF10-01.....	52
Figura 14: Representação gráfica das variáveis areia, silte e argila (%), Vp (m/s), densidade (g/cm ³) e porosidade (%) em relação a profundidade (cm) e a idade (anos AP), referentes ao testemunho BCCF10-04.....	55
Figura 15: Representação gráfica das variáveis, tamanho do grão (μm), teor de água (%), COT (%), susceptibilidade magnética (x10 ⁻⁶ SI), razão Fe ³⁺ /Fe ²⁺ e minerais pesados (%) em relação a profundidade (cm), referentes ao testemunho BCCF10-04.....	56
Figura 16: Representação gráfica das variáveis areia, silte e argila (%), Vp (m/s), densidade (g/cm ³) e porosidade (%) em relação a profundidade (cm) e a idade (anos AP), referentes ao testemunho BCCF10-09.....	59
Figura 17: Representação gráfica das variáveis, tamanho do grão (μm), teor de água (%), COT (%), susceptibilidade magnética (x10 ⁻⁶ SI), razão Fe ³⁺ /Fe ²⁺ e minerais pesados (%) em relação a profundidade (cm), referentes ao testemunho BCCF10-09.....	60
Figura 18: Representação gráfica das variáveis areia, silte e argila (%), Vp (m/s), densidade (g/cm ³) e porosidade (%) em relação a profundidade (cm) e a idade (anos AP), referentes ao testemunho BCCF10-13.....	63
Figura 19: Representação gráfica das variáveis, tamanho do grão (μm), teor de água (%), COT (%), susceptibilidade magnética (x10 ⁻⁶ SI), razão Fe ³⁺ /Fe ²⁺ e minerais pesados (%) em relação a profundidade (cm), referentes ao testemunho BCCF10-13.....	64
Figura 20: Tamanho e forma dos minerais pesados encontrados no BCCF10-01	65

Figura 21: Tamanho e forma dos minerais pesados encontrados no BCCF10-04	66
Figura 22: Tamanho e forma dos minerais pesados encontrados no BCCF10-09	66
Figura 23: Tamanho e forma dos minerais pesados encontrados no BCCF10-13	67
Figura 24: Diferentes tipos de Zircões e composição elementar através do EDS	69
Figura 25: Formas diferentes de Ilmenita e composição elementar através do EDS	69
Figura 26: A- Hornblenda; B- Silimanita; C e D- Monazita, com seus respectivos EDS	70
Figura 27: A- Hematita; B- Rutilo; C e D- Pirita, com seus respectivos EDS.....	70
Figura 28: Agrupamento referente aos 4testemunhos amostrados (por centímetro) em função dos parâmetros: Tamanho médio do grão (m), Vp (m/s), Densidade (g/cm ³), SM (10-6SI), MP (%), COT (%) e Teor de água (%)......	74
Figura 29: Imagem do satélite MODIS Terra referente a junho de 2010, mostrando os meandramentos das correntes na região de estudo	75
Figura 30: Imagens mostrando a precipitação de hidróxido de ferro em argilas	84

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Identificação dos testemunhos coletados ao longo do depósito lamoso.....42

Tabela 2: Geocronologia e taxa de sedimentação referentes aos quatro box-cores recuperado.....47

Tabela 3: Correlação de Pearson entre as variáveis, tamanho médio do grão (μm), $V_p(\text{m/s})$, densidade (g/cm^3), MP (%), COT (%), teor de água (%) e porosidade (%), referentes aos quatro testemunhos coletados ($n=55$). Os valores em vermelho correspondem a correlações significativas ($p < 0,05$).....72

Tabela 4: Valores médios das variáveis, tamanho médio do grão (μm), V_p (m/s), SM ($\times 10^{-6}\text{SI}$), COT (%), MP (%), teor de água (%), referentes aos quatro testemunhos estudados.....73

LISTA DE SIGLAS

AC	Água Costeira
ACAS	Água Central do Atlântico Sul
AIA	Água Intermédia Antártica
AP	Água de Plataforma
AP	Antes do Presente
AT	Água Tropical
CB	Corrente do Brasil
COT	Carbono Orgânico Total
CSE	Corrente Sul Equatorial CSE
EDS	Espectrômetro de Energia Dispersiva
Fe	Ferro
IEAPM	Instituto Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira
MEV	Microscópio Eletrônico de Varreduras
µm	Micrômetro (10^{-6} metro)
MP	Minerais Pesados
MSCL	Multi-Sensor Core Logger
REMAC	Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira
SM	Susceptibilidade Magnética
Vp	Velocidade da onda p

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	OBJETIVO	18
2.1	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	18
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	19
3.1	PERFILADOR MULTI-SENSOR CORER LOGGER (MSCL)	19
3.2	PROPAGAÇÃO DAS ONDAS	21
3.2.1	Velocidade da onda p	22
3.3	DENSIDADE GAMA	23
3.4	SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	24
3.5	ARGILAS E PROCESSOS DE OXI-REDUÇÃO DO Fe	26
3.6	ESPECTROSCOPIA DE MÖSSBAUER	28
3.7	MINERAIS PESADOS	31
3.8	GEOLOGIA E SEDIMENTAÇÃO REGIONAL	31
4	ÁREA DE ESTUDO	34
4.1	CONTEXTO OCEANOGRÁFICO	36
4.2	CLIMA.....	38
4.3	SEDIMENTOLOGIA.....	39
4.4	SOLOS	40
5	MATERIAIS E MÉTODOS	41
5.1	ANÁLISES GEOFÍSICAS	42
5.2	ESPECTROSCOPIA DE MÖSSBAUER	43
5.3	GRANULOMETRIA	44
5.4	TEOR DE ÁGUA	44
5.5	CONTEÚDO ORGÂNICO	45
5.6	CONTEÚDO DE MINERAIS PESADOS	45
5.7	CRONOLOGIA.....	45
5.8	ESTATÍSTICA.....	46
6	RESULTADOS	47
6.1	CRONOLOGIA.....	47
6.2	PROPRIEDADES FÍSICAS	48
6.2.1	Testemunho BCCF10-01.....	48
6.2.2	Testemunho BCCF10-04	53

6.2.3 Testemunho BCCF10-09	57
6.2.4 Testemunho BCCF10-13	61
6.2.5 Aspectos Descritivos.....	65
7 DISCUSSÃO	71
7.1 ANÁLISE DOS PERFIS DE V _p	71
7.2 DIFERENCIAÇÕES ENTRE OS TESTEMUNHOS	73
7.3 ANÁLISE DE SEÇÕES SEDIMENTARES ATRAVÉS DA V _p	76
7.4 PROPRIEDADES FÍSICAS	76
7.5 CONTEÚDO ORGÂNICO	78
7.6 MINERAIS PESADOS	79
7.7 SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	81
7.8 RAZÃO Fe ³⁺ /Fe ²⁺	82
8 CONCLUSÃO	85
9 REFERÊNCIAS	88

1 INTRODUÇÃO

As propriedades físicas dos sedimentos marinhos são de suma importância para o entendimento dos eventos geológicos que ocorrem no ambiente, sendo estes, bons indicadores de composição, microestrutura e condições dos sedimentos durante e após os processos deposicionais (KIM et al., 2001). Além disso, o estudo destas propriedades auxiliam na determinação das possíveis fontes do material sedimentar, assim como, seu processo de transporte e deposição. Dessa forma, a análise sedimentar pode fornecer dados vinculados a mudanças climáticas, paleoceanográficas, exploração de petróleo, avaliação e controle de poluentes (ROTHWELL; RACK, 2006).

A combinação entre as propriedades físicas e químicas proporciona uma melhor avaliação e reconhecimento dos processos envolvidos em todo o perfil sedimentar, permitindo que as mudanças ambientais possam ser definidas (SCHULTZ; ZABEL, 1999). Em sedimentos marinhos, os parâmetros físicos também são capazes de quantificar a distribuição dos espaços entre os poros e indicar alterações devido aos processos diagenéticos, onde a porosidade é utilizada para a determinação do fluxo, indicando a permeabilidade do fluido pelos espaços entre os poros, sendo estes modificados pelos processos pós-deposicionais.

Segundo Ayres Neto (1998) nenhuma técnica usada isoladamente pode fornecer evidências inequívocas sobre as características dos sedimentos. Assim, acoplar parâmetros físicos como, a velocidade da onda p e susceptibilidade magnética, com métodos de caracterização sedimentar, tais como, granulometria, teor de água, entre outros, propiciam excelentes métodos para a modelagem geoacústica do fundo oceânico, sendo aplicada na caracterização do leito marinho e prospecção mineralógica (MACEDO et al., 2009).

Deste modo, diversos sistemas têm sido desenvolvidos nos últimos 40 anos a fim de estabelecer remotamente a classificação sedimentar com caráter indestrutível e, sem a

necessidade de abertura do testemunho coletado (RICHARDSON; BRIGGS, 1993). O desenvolvimento de instrumentos automatizados permite a caracterização de perfis de alta resolução, capazes de promover correlações estratigráficas nos testemunhos (ABUCHACRA, 2010), possibilitando a descrição e interpretação de camadas sedimentares.

Processos deposicionais desempenham o papel principal na determinação da natureza e distribuição espacial de sedimentos do fundo do mar, podendo ser influenciados por fatores como a configuração geológica, fornecimento de sedimentos e fluxos oceanográficos (DAVIS et al., 2002).

A distribuição do tamanho do grão também pode refletir nestes processos de deposição e quando combinado com outros parâmetros, como esfericidade ou grau de arredondamento, a forma, assembléia de minerais pesados, carbono orgânico e detritos, também podem ser usados para identificar possíveis fontes do ambiente sedimentar (MARTINS; BARBOSA, 2005).

Assim, estudos estratigráficos (MAIA et al., 2010), mineralógicos e geoquímicos (ANJOS et al., 2007; DADALTO; ALBINO, 2009) tem contribuído para o estabelecimento de processos de formação, proveniência e padrões sedimentológicos na plataforma continental brasileira.

A análise de minerais pesados, por exemplo, consiste no método muito eficiente para determinar a proveniência de rocha fonte, podendo também ser utilizado como indicadores de locais de exploração de petróleo, correlação de fácies e estudo paleoambientais (EHRMANN; POLOZEK, 1999).

Estudos relacionados ao magnetismo dos minerais tem tido uma grande ascensão nos últimos anos. Esses registros magnéticos dos sedimentos marinhos também podem refletir a origem, mecanismos de transporte e diagênese. Além disso, as mudanças nas propriedades magnéticas do sedimento são consistentes com a abundância de minerais ricos em ferro presentes no local (VILLASANTE-MARCOS et al., 2009), sendo capazes de refletir processos paleoceanográficos ocorridos ao longo do tempo (FREDERICKS et al., 1999).

A sedimentação na plataforma sudeste do Brasil apresenta-se dominada pela dinâmica de massas de água oceânicas que determinam a produtividade primária e redistribuição de sedimentos na plataforma, levando ao estabelecimento de diferenças nas taxas de sedimentação e perfis sedimentares (MAHIQUES et al., 2010). Dessa forma, em Cabo Frio, sudeste do Brasil, a interação entre os eventos de ressurgência e vórtices favorecem a alta

produtividade da região, assim como interação entre a pluma do rio Paraíba do Sul e baía de Guanabara influenciam no aumento da taxa de sedimentação local.

Por serem grandes produtoras de carbono e fornecerem altos teores de nutrientes, as áreas de ressurgência possuem um grande potencial para deposição de partículas. Assim, os nutrientes transportados para região são acumulados pelo metabolismo e morte de organismos ali presentes, fazendo com que estas sejam excelentes locais para estudos de registros oceanográficos, pois preservam no sedimento as características do ambiente na época de sua deposição (McMANUS et al., 2006).

2 OBJETIVO

O objetivo geral deste trabalho é avaliar as interações existentes entre parâmetros físicos, em seções sedimentares batimetricamente orientadas para determinação da origem do fluxo de materiais ao longo da fácies sedimentar depositada sobre a plataforma continental de Cabo Frio.

2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- 1) Determinar as variações nas propriedades físicas dos sedimentos, tais como, velocidade da onda p, densidade, porosidade e susceptibilidade magnética;
- 2) Determinar as variações da velocidade da onda p e granulometria a fim de identificar diferenças na sucessão de fácies sedimentares;
- 3) Correlacionar similaridades entre os testemunhos através dos parâmetros físicos analisados;
- 4) Determinar a possível origem dos minerais depositados ao longo dos quatro testemunhos analisados;
- 5) Identificar a relação entre a susceptibilidade magnética e minerais pesados, e a influência do ferro nos padrões de susceptibilidade e no potencial redox do sedimento.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Os estudos geofísicos têm sido utilizados amplamente nos últimos anos devido a grande procura por novas técnicas que permitam a identificação de áreas de exploração de óleo e gás (KIBBLEWHITE, 1989; AYRES; THEILEN, 1999), análise de padrões sedimentares, mudanças paleoclimáticas, eventos catastróficos, variação na atividade de correntes, propriedades magnéticas dos depósitos sedimentares (DeMENOCAL et al., 1988 apud FREDERICKS et al., 1999) e processos diagenéticos. Dessa forma, as propriedades físicas, tais como, susceptibilidade magnética, velocidade da onda p (onda compressional) e densidade gama, tem sido frequentemente utilizado ao redor do mundo.

A associação de parâmetros físicos e geoquímicos proporciona uma maior abrangência nos estudos ambientais (SHCHULZ; ZABEL, 2011). Em geoquímica marinha, as propriedades físicas são de grande importância no estudo da distribuição dos espaços entre os poros e principalmente como indicativo de alterações diagenéticas, em que modificam o grau de compactação do sedimento.

3.1 PERFILADOR MULTI-SENSOR CORE LOGGER (MSCL)

O MSCL é um sistema de escaneamento de testemunhos, que permite a análise não destrutiva, produzindo medições de alta resolução das propriedades físicas e químicas dos sedimentos (ROTHWELL; RACK, 2006). Esse sistema é capaz de mensurar os parâmetros de velocidade da onda P, susceptibilidade magnética e a densidade gama dos sedimentos (Figura 1).

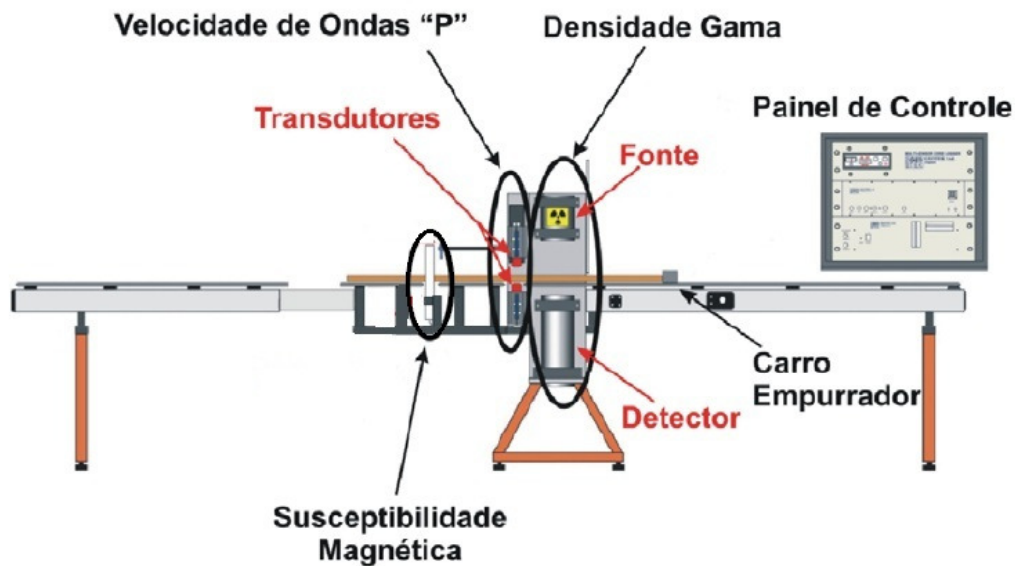


Figura 1: Sistema de escaneamento de testemunhos Multi-Sensor Core Logger (MSCL).
Fonte: Adaptado (SCHULTHEISS et al., 2011).

O primeiro sensor do MSCL é o sensor de densidade gama. Este sensor constitui-se por uma cápsula de Césio 137, protegida em um invólucro de chumbo com um colimador de 2,5 e 5 mm, que produz energia principalmente a 0,062 MeV (SCHULTHEISS et al., 2011). A densidade é medida através da emissão de fótons pela fonte de Césio, que passam pelo testemunho e sofrem espalhamento ao se chocarem com os elétrons presentes nele. Dessa forma, ocorre a perda parcial da energia que foi emitida, sendo detectada do lado oposto a sua emissão. Ao medir o número de fótons gama que passam através do testemunho, a densidade do sedimento pode ser determinada (FALCÃO; AYRES-NETO, 2010). Para diferenciar os fótons gama dispersos e transmitidos, o sistema de detecção gama conta somente os fótons que têm a mesma energia da fonte, isso quer dizer que há uma janela de contagem em torno de 0,062 MeV.

Através dos dados obtidos de densidade, pode-se calcular a porosidade pela seguinte fórmula:

$$P = (\rho_{MD} - \rho_{LD}) / (\rho_{MD} - \rho_{DF})$$

Onde, **P** refere-se a porosidade, ρ_{MD} a densidade dos grãos (g/cm^3), ρ_{LD} a leitura da densidade gama no testemunho e ρ_{DF} a densidade do fluido nos poros (água = 1,026). O valor final é dado em porcentagem, multiplicando o resultado obtido por 100.

O segundo sensor é o de velocidade da onda p. Este sensor consiste em dois transdutores de ultra-som na frequência de 250 kHz, posicionados em lados opostos do testemunho, fazendo com que a onda seja emitida por um lado e detectada no outro (FIGUEIREDO et al., 2008 apud REDUSINO JR., 2010).

O terceiro sensor é o de susceptibilidade magnética, que consiste em um circuito oscilador que produz um campo magnético alternante (0,565 kHz) de baixa intensidade, que se modifica com a passagem de qualquer material susceptível a magnetização (SCHULTHEISS et al., 2011). Para evitar erros durante a leitura, o perfilador MSCL utiliza as leituras de temperatura da amostra para corrigir os dados de susceptibilidade magnética. Pois muitas vezes as amostras são resfriadas a fim de serem preservadas, e como as leituras são feitas bem próximo ao testemunho, pode ocorrer troca de calor entre eles (ABUCHACRA, 2010).

3.2 PROPAGAÇÃO DAS ONDAS

A propagação da onda sonora está associada a deformação das partículas em movimento gerada pela energia mecânica sob forma de energia cinética, cuja intensidade é definida como a quantidade de energia por segundo que flui através de uma área, orientada perpendicularmente à direção de propagação da onda (URICK, 1975 apud MACEDO, 2009). Existem dois tipos propagação de ondas acústicas, as ondas primárias (P), também chamadas de elásticas e compressionais, e as ondas secundárias (S) ou cisalhantes.

As ondas P promovem a deformação do meio para frente e para trás, de acordo com o sentido de propagação, ou seja, ocorre a compressão e a rarefação das partículas em movimentos paralelos à direção de propagação (Fig. 2). As ondas S promovem o deslocamento das partículas perpendicularmente à direção de propagação da onda (Fig. 2), sendo essas mais lentas do que as ondas P, não se propagando em meios líquidos e gasosos (AYRES-NETO, 1998).

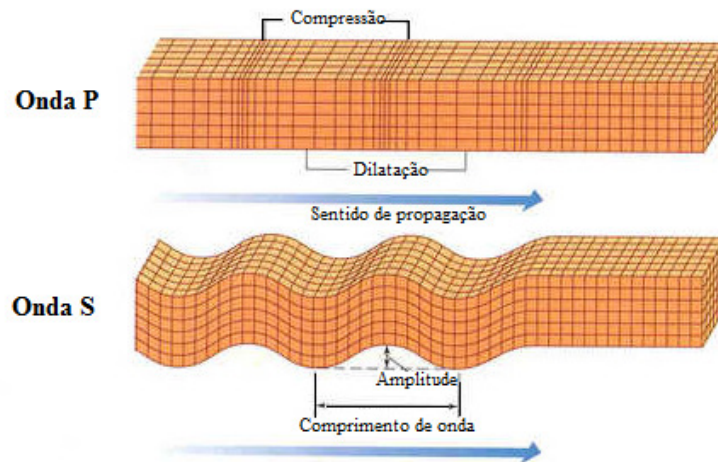


Figura 2: Esquema demonstrando as diferença de propagação entre ondas P e S.

Fonte: Adaptado de USGS - Acesso em dezembro de 2011.

3.2.1 Velocidade da onda p (V_p)

A velocidade da onda p é um dos parâmetros físicos mais importantes que indicam o tamanho e a resolução de estruturas em estudos geofísicos. Ao incidir em meios homogêneos, o deslocamento dessa onda causa vibração nas partículas na direção de sua propagação, onde sua velocidade pode ser expressa como (SCHÖN, 1996):

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

onde V_p refere-se a velocidade da onda p; k representa o módulo de compressão, μ o módulo de rigidez, ou seja, a elasticidade do material e ρ é a densidade.

Trabalhos como o de Pickett (1963); Hamilton (1972), Hamilton e Backman (1982) popularizam o uso da velocidade da onda p como indicador de litologia, onde esta varia de acordo com o tamanho do grão e a porosidade do material. Da mesma maneira, alguns autores (HAMILTON, 1972; AYRES; THEILEN, 1999; MACEDO et al., 1999; ROBB et al., 2005) mostram boas correlações entre os valores de velocidade da onda p (V_p), densidade e teor de água, demonstrando as diferentes relações que podem ser obtidas através deles.

Em geral, V_p em sedimentos marinhos é controlada pela porosidade, densidade e pressão de confinamento, em que o aumento da V_p está diretamente ligado a densidade e indiretamente ligada à porosidade (AYRES; THEILEN, 1999). Dessa forma, a V_p em materiais porosos é controlada pela quantidade de fluido intersticial, presente nos espaços vazios entre os poros (HAMILTON; BACHMAN, 1982; SHÖN, 1996). Assim, com o aumento do fluido intersticial parte da energia emitida pela propagação da onda p é perdida, fazendo com que haja uma redução em seu sinal (KIBBLEWHITE, 1989; AYRES-NETO, 1998).

Bolhas de ar ou gás, conchas e cascalhos também interferem na propagação da onda P , produzindo perda do sinal por espalhamento. Segundo Figueiredo et al. (1996), durante sua pesquisa na foz do rio Amazonas, a degradação da matéria orgânica nos sedimentos marinhos também é capaz de produzir gases (metano, por exemplo), devido a decomposição bacteriana, que provoca o espalhamento do sinal, causando redução ou perda do mesmo.

Hamilton (1972) em seu trabalho sobre a atenuação da velocidade compressional nos sedimentos marinho, notou que a V_p é mais baixa em sedimentos compostos por silte e argila, pois estas podem possuir alta porosidade devido a conformação de suas estruturas. Neste trabalho, Hamilton destaca a importância do estudo da composição estrutural das argilas para um melhor entendimento dos valores da V_p .

Hamilton e Bachman (1982); Robb et al. (2005), Fanettiet al. (2008), entre outros autores afirmam que a V_p está diretamente ligada ao tamanho do grão, onde sedimentos lamosos provocam uma redução de seus valores, podendo ser menores do que a velocidade do som na água do mar (1400m/s) e em sedimentos arenosos a V_p pode apresentar valores de 10 a 15% maiores. Assim, combinada com dados de porosidade e densidade, a V_p tem sido freqüentemente usada como indicadora de fácies sedimentares (SCHULZ et al., 1998; WEBER et al., 2001; WATANABE et al., 2003).

3.3 DENSIDADE GAMA

A densidade gama pode ser conceituada como a combinação de efeitos de variação na densidade real dos grãos e em seu processo de compactação, na composição mineral e condições de saturação sedimentar (SCHÖN, 1996). Assim esta pode ser definida como a massa de um material dividida pelo volume total ocupado (SCHULTHEISS et al., 2011).

Vários fatores podem controlar a densidade, tais como, a composição mineral, presença de material orgânico e fluido entre os poros. Assim, pode-se dizer que a porosidade é inversamente proporcional a densidade, em que o aumento da porosidade provoca uma diminuição da densidade e vice-versa (SCHON, 1996).

3.4 SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA (SM)

A susceptibilidade magnética, de acordo com Sheriff (1999), é a medida do grau segundo o qual uma determinada substância pode ser magnetizada, quando aplicado um campo magnético. Esta pode ser representada pela razão entre a magnetização (M) e a força magnetizante (H):

$$k = M/H \text{ (sistema SI)}$$

onde M é o momento magnético por unidade de volume e H é a medida da influência de um magneto no espaço circundante.

Esse parâmetro fornece informações a cerca da composição magnética dos sedimentos, sua composição mineralógica, origem (terrígeno ou material biogênico) ou processos pós-deposicionais registrados nos sedimentos (FALCÃO; AYRES NETO, 2010).

As propriedades magnéticas dos sedimentos são particularmente sensíveis a mudanças no processo de origem e deposição, pois as características de todos esses processos mudam a composição química e biológica do ambiente (PATTAN et al., 2009). O fornecimento de material terrígeno aos sedimentos marinhos geralmente é proveniente de origem fluvial e eólico (PATTAN et al., 2009), sendo a quantidade e a natureza desses sedimentos mensuradas através da SM.

Shulan (2003) ao caracterizar o magnetismo dos sedimentos do mar Amarelo, China, verificou que a distribuição da SM responde claramente a diferentes tipos de sedimentos, podendo indicar diferentes origens sedimentares. Além disso, os valores de SM tem uma relação aproximada com a presença de ferro no ambiente e está intimamente ligada ao magnetismo mineral e do tamanho do grão, os quais são controlados pela condição redox do ambiente. Porém, segundo Bareille et al. (1994) a distribuição temporal e espacial da SM nos sedimentos não ocorre apenas pela abundância de ferro dos minerais ferromagnéticos, mas pela presença de minerais diamagnéticos e paramagnéticos.

Zhong et al. (2009) também mostrou que o ferro e o magnésio (condições redox) não são os principais fatores que promovem o aumento da SM nos sedimentos, mas os minerais como sulfetos de ferro autigênicos são os prováveis responsáveis por esse aumento. Também mostrou que anomalias altas de SM podem estar associadas com a liberação de metano reservatórios de óleo e gás, os quais podem fornecer novas informações sobre o potencial de óleo e gás de determinadas regiões.

Além dos estudos de proveniência dos sedimentos e o fornecimento de informações a cerca de reservatórios de óleo e gás, a SM também é usada em conjunto com outros indicadores geoquímicos a fim de estabelecer padrões de mudanças paleoclimáticas (BLOEMENDAL et al., 1992), mudanças no ambiente sedimentar, contribuição eólica (DOH et al., 1988 apud FREDERICKS et al., 1999) e parâmetros magnéticos de rochas fontes (BLOEMENDAL et al., 1992).

De acordo com Bacegato e Ferreira (2005), a susceptibilidade magnética em solos argilosos apresentam maiores valores do que em solos arenosos, devido a maior disponibilidade de minerais magnéticos aderidos a fração fina. A forte relação entre os teores de argila, minerais magnéticos e SM denotam a importância da geofísica como ferramenta para auxiliar os estudos geológicos de uma área.

Em sedimentos marinhos, a susceptibilidade magnética pode variar do valor mínimo absoluto de -15×10^{-6} (minerais diamagnéticos como quartzo e calcita) ao máximo de 10×10^{-3} para detritos basálticos ricos em titano-magnetita (FREDERICHES et al., 1999).

Assim, sedimentos com altos teores de carbonato, sílica, matéria orgânica, feldspatos e água, podem apresentar valores baixos ou até mesmo negativos, enfraquecendo o campo magnético. Além disso, os tubos plásticos (PVC) que revestem os testemunhos coletados também podem interferir na SM deixando seus valores mais baixos (ABUCHACRA, 2011).

Segundo Chaparro et al. (2005), os minerais ferromagnéticos são os principais agentes controladores dos sinais magnéticos, sendo detectáveis em concentrações de apenas 1%. Assim, o magnetismo nos sedimentos pode incluir diferentes tipos de minerais, tais como, os minerais ferromagnéticos, paramagnéticos e diamagnéticos.

Minerais ferromagnéticos são aqueles que apresentam magnetismo natural (ex. magnetita, hematita), permanecendo magnetizados mesmo após a retirada do campo magnético. Os antiferromagnéticos são aqueles que ao ser submetido a um campo magnético externo, os momentos do dipolo magnético apresentam-se na mesma direção, mas em sentido inverso ao campo aplicado. Essa interação faz com que esses momentos se cancelem, se estes

possuem o mesmo valor absoluto, ou reduzam seu valor de magnetização, se os valores absolutos forem distintos.

Os minerais paramagnéticos são aqueles que apresentam propriedades magnéticas quando submetidas a um campo magnético externo. Porém, quando esse campo é removido, os minerais voltam ao seu estado natural. Os minerais paramagnéticos mais importantes encontrados em sedimentos marinhos incluem as argilas ricas em ferro, particularmente cloritas secundárias, esmectitas e ilitas (ELLWOOD, 2006).

No entanto, existem os minerais diamagnéticos, que respondem à aplicação de um campo magnético com uma mesma magnetização, direção, mas com sentidos opostos ao campo magnético aplicado. Deste modo, o valor da SM destes minerais são negativos, baixos e independentes da temperatura. Calcita e quartzo são exemplos de compostos tipicamente negativos, cuja presença promove a redução dos valores de SM em uma amostra (ELLWOOD, 2006).

3.5 ARGILAS E PROCESSOS DE OXI-REDUÇÃO DO FE

As mudanças nas propriedades magnéticas do sedimento são consistentes com a abundância de minerais ricos em ferro presentes no local (VILLASANTE-MARCOS et al., 2009). Dessa forma, cada vez mais os sedimentos são usados para a avaliação ambiental, pois estes constituem uma matriz capaz de estocar compostos orgânicos e inorgânicos, registrando processos que ocorrem no sistema através dos anos.

De modo geral, os sedimentos são compostos por partículas inconsolidadas que variam em composição química, tamanho, origem, taxa de sedimentação e distribuição geográfica. Assim, os sedimentos podem ser classificados como, litogênicos, autigênicos e biogênicos (JORGE, 2010).

Os sedimentos litogênicos são aqueles que derivam do intemperismo de rochas, sendo transportadas para o oceano através do aporte de rios e ação dos ventos, sendo compostos por minerais argilosos e grãos finos provenientes do intemperismo da rocha fonte. Esses sedimentos geralmente contêm pouca quantidade de ferro e a razão Fe^{2+}/Fe^{3+} reflete condições redox de sua formação (CHEN, 1996).

Sedimentos autigênicos, no entanto, são aqueles formados por processos hidrogênicos dos solutos da água do mar, como oxi-hidróxidos de ferro e alumínio. E sedimentos biogênicos, referem-se a sedimentos bioclásticos, constituídos de fragmentos de conchas

produzidas por determinados tipos de organismos (SCHULZ; ZABEL, 1999). Nesses sedimentos, o conteúdo de ferro é baixo devido às baixas concentrações de ferro na superfície da água (CHEN, 1996).

As partículas de minerais provenientes do continente podem ser transportadas, para o ambiente marinho, por ação de ventos, aporte de rios e/ou escoamentos superficiais (chuvas). Nestes ambientes, alguns destes minerais permanecem inalterados quimicamente, como o caso do quartzo, enquanto outros sofrem alterações químicas formando diversos tipos de argilominerais (PINET, 1992 apud MORATA, 2008).

A maior quantidade de ferro, provenientes de intemperismo terrestre de silicatos, como biotita, piroxênios, anfibólios e olivina, formam óxidos de ferro enquanto uma menor fração destes é incorporada dentro de minerais argilosos (SCHULTZ; ZABEL, 1999).

A alta reatividade química, grande área superficial, comportamento anfótero, conferem as argilas o papel fundamental em vários processos que ocorrem no ambiente marinho, estando este ligado principalmente aos processos de oxidação-redução e sua capacidade de adsorção de partículas (orgânicas e inorgânicas) (ANASTÁCIO, 2007) e metais pesados (STAUNTON; ROUBAUD, 1997). Estas apresentam como estrutura cristalina básica o octaedro com o átomo de ferro ligado a seis átomos de oxigênio ou hidroxilas ou ambos (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989 apud ANASTÁCIO, 2007).

Os processos redox de ferro, muitas vezes afetam essas características das argilas, como por exemplo, afetando sua capacidade de interação com a água. Neste sentido, a expansão da argila, em decorrência da entrada de água no espaçamento interlaminar, é influenciada pela composição dos cátions da camada octaédrica. Sendo assim, quando a argila é reduzida, seja quimicamente ou por ação bacteriana (KOSTKA et al., 1999), a capacidade de retenção de água no espaçamento interlaminar diminui.

A ação de organismos, através da bioturbação, também pode mudar o estado de oxidação do ferro ou converter sulfetos em sulfatos, provocando uma reciclagem de certos elementos, onde os animais bioturbadores e microorganismos são ativos (JORGE, 2010).

Dessa maneira, pode-se dizer que em ambientes marinhos oxidantes, o ferro é insolúvel, podendo ser encontrado na forma de impureza, promovendo a substituição de elementos na estrutura das argilas, como a caulinita, por exemplo, onde o Fe^{3+} substitui o Al^{3+} em sítios octaédricos, ou na forma de óxidos e/ou hidróxidos (STUCKI et al., 1984). Quando precipitado sob estas condições, o ferro pode modificar a coloração do sedimento (DULEBA, 1994).

Ao longo da coluna sedimentar, onde ocorre à redução do oxigênio dissolvido, os processos de oxi-redução de várias substâncias podem ser alterados. Dessa forma, o potencial redox do meio aquoso diminui, promovendo a redução de espécies de Fe^{3+} , precipitadas no sedimento. Este processo se inicia nas camadas superficiais, resultando no aparecimento de espécies solúveis (Fe^{2+}) nas águas intersticiais, que se difundem em direção às águas mais profundas (SCOZELLI et al., 2008) ou devido à acumulação de sedimento (compactação), estas espécies podem ser expulsos em direção à superfície.

No entanto, em ambientes redutores, determinadas bactérias anaeróbias (sulfato redutoras) se utilizam do sulfato para metabolizar a matéria orgânica (LEVENTHAL, 1983 apud DULEBA, 1994), fazendo com que o ácido sulfídrico seja formado, espalhando-se pelo sedimento por difusão e reagindo diretamente com o ferro na sua forma reativa, originando monossulfeto de ferro e posteriormente, pirita (KAO et al., 2004). Esta pode aparecer em sedimentos marinhos, sob a forma framboidal ou de cristais simples, dependendo das condições ambientais da sua formação.

Neste sentido, a aplicação de técnicas que permitam a determinação direta e quantificação de ferro nos sedimentos, como a espectroscopia de Mössbauer, é de extrema importância em estudos ambientais.

3.6 ESPECTROSCOPIA DE MÖSSBAUER

A espectroscopia de Mössbauer é um método aplicado à determinação direta e quantificação de óxidos e hidróxidos de ferro em sedimentos (VANDENBERGHE, 2000), além da identificação de minerais que contenham ferro em sua estrutura (MANNING, 1980).

A espectroscopia de Mössbauer tem sido muito utilizada em aplicações mineralógicas e geoquímicas. Trabalhos utilizando a espectroscopia Mössbauer para estudos em sedimentos marinhos (MANNING, 1980; MINAI et al., 1981; KUZMANN et al., 2000; VANDENBERGHE et al., 2000; VILLASANTE-MARCOS et al., 2009; TORRANCE, 1996), tem aumentado ao longo dos anos.

Kuzmann et al. (2000) utilizaram este método para a caracterização dos óxidos de ferro presentes nos sedimentos da Antártica. Nesse estudo, foi demonstrado diferenças na formação e alteração de rochas e nas concentrações de óxidos de ferro na região, onde puderam associar tais parâmetros a história de formação e alteração de rochas vulcânicas. Torrance (1996), por sua vez, procurou estudar minerais que contenham ferro presentes em

argilas provenientes de sedimentos marinhos coletados a leste do Canadá, a fim de determinar as mudanças mineralógicas ocorridas em sedimentos pós-glaciais. Minai et al. (1981) encontraram variações latitudinais na concentração de Fe^{2+} e Fe^{3+} coletados de sedimentos marinhos na latitude 170°W , o que possibilitou a identificação de diferentes fontes sedimentares. Villasante-Marcos et al. (2009) ao estudarem as propriedades das rochas magnéticas em Marlborough, Nova Zelândia, viram que estas propriedades tem grande relação com o aporte de material terrígenos na região. Vandenberghe et al. (2000) apresentaram um estudo da arte sobre as estruturas cristalinas de óxidos e hidróxidos de ferro presentes em alguns minerais, destacando a importância da espectroscopia de Mössbauer nessa caracterização. Drodt et al. (1997), no entanto, caracterizou o estado de valência do Fe^{2+} e Fe^{3+} de sedimentos marinhos provenientes da bacia do Peru. Nesse trabalho os autores puderam relacionar as diferenças de cores do testemunho com os limites redox do ambiente e que as mudanças de Fe^{2+} e Fe^{3+} são consistentes com as variações ambientais (ligação com óxidos e silicatos).

Grande parte desses estudos apresentados anteriormente, utilizaram a espectroscopia de Mössbauer, com isótopo de ^{57}Fe , associadas a parâmetros de susceptibilidade magnética obtidas da região.

A espectroscopia de Mössbauer é uma técnica espectroscópica nuclear, que utiliza um fóton γ , que pode ser emitido ou absorvido por um núcleo, sem perda de energia quando incorporado a matriz sólida (HAWTHORNE, 1988), onde os fótons γ constituem uma sonda de níveis nucleares de energia (GIBB, 1980).

No entanto, este método é fundamentado em medidas de energia, em que o isótopo ^{57}Fe , que é o constituinte natural de compostos químicos inorgânicos biológicos e de minerais, tendo este, propriedades nucleares favoráveis e a abundância isotópica natural (LUZ et al., 2008).

Essa técnica é útil para análises mineralógicas, pois permite fazer diferenciações entre os estados de oxidação do ferro, seus spins e quantificar as proporções relativas dos minerais, que contem ferro em sua estrutura, sendo esta uma técnica não destrutiva. Dessa forma, a espectroscopia Mössbauer proporciona um meio de medir interações entre o núcleo e os elétrons ao redor, através das interações hiperfinas, que dão origem ao deslocamento isomérico, desdobramento quadrupolar e desdobramento magnético (BANCROFT, 1973), que quantificam as proporções relativas dos minerais, que contém ferro nas amostras. Assim,

os minerais podem ser caracterizados utilizando a forma do espectro de Mössbauer (JORGE, 2010).

O deslocamento isomérico (δ) é refere-se a qualquer fator que afete a distribuição dos elétrons da camada de valência, sendo uma sonda do estado de oxidação, coordenação e covalência (Figura 3a). O desdobramento quadrupolar (Δ), é sensível a detalhes da coordenação do átomo (Figura 3(b)). O desdobramento magnético (B_{hf}), permite acessar as propriedades magnéticas das fases mineralógicas presentes na amostra (Figura 3(c)) (LUZ et al., 2008).

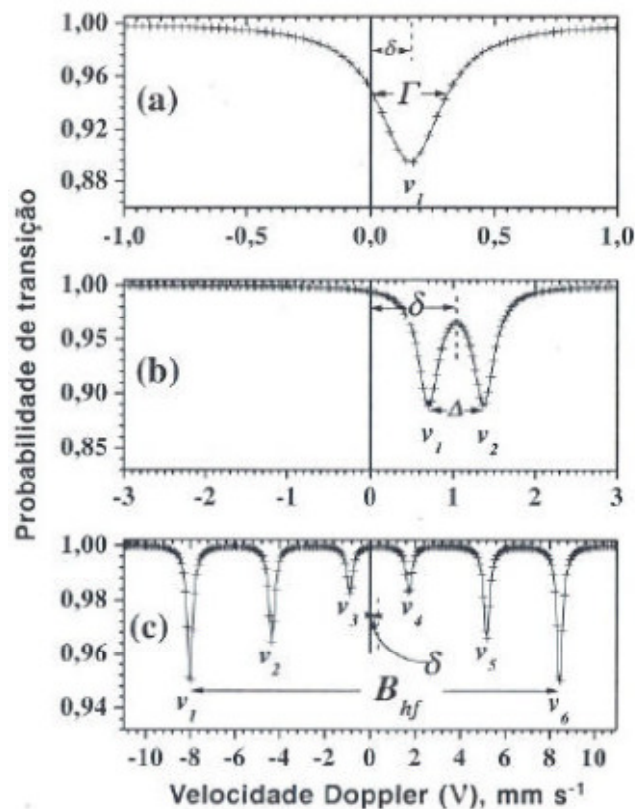


Figura 3: Espectros Mössbauer mostrando o a) deslocamento isomérico (δ). b) deslocamento quadrupolar(Δ) e c) deslocamento magnético (B_{hf}) (Op. cit.).

O espectrômetro de Mössbauer funciona com uma fonte radioativa de fótons γ que é fixada a um mecanismo de vibração que fornece o deslocamento Doppler à energia do fóton- γ que foi emitido. Este fóton é absorvido pela amostra, passando então através de um detector. Os sinais resultantes são determinados, de acordo com velocidade da fonte, em um analisador de multicanal (MCA), que resulta em um espectro, que é posteriormente tratado através de programas específicos (JORGE, 2010).

Dessa forma é possível distinguir e caracterizar o ferro na estrutura de minerais, seu estado de oxidação (Fe^{2+} e Fe^{3+}) e spin, além de caracterizar a simetria de coordenação do

átomo de Fe (tetrahedral ou octahedral) e estrutura magnética dos sedimentos (HAWTHORNE, 1988; LUZ et al., 2008).

3.7 MINERAIS PESADOS

Estudos mineralógicos de depósitos marinhos tem tido uma ampla ascensão nos últimos anos. Estes estudos mineralógicos contribuem para análise de proveniência (área fonte), no entendimento da estrutura mineral, magnetismo de rochas, principalmente quando associados com estudos de minerais pesados (ANJOS et al., 2007). Além disso, propriedades magnéticas de certos minerais, podem demonstrar o estado de dominância magnética da região (minerais ferro-, para- ou diamagnéticos), assim como, a caracterização de fluxos terrígenos e a predominância de ferro no ambiente, a partir das análises físicas das partículas magnéticas, bem como, as análises mineralógicas e do tamanho do grão presentes nas assembléias destes minerais (FREDERICHs et al., 1999).

Os minerais pesados são classificados como minerais acessórios com peso específico superior a $2,85\text{g/cm}^3$, sendo estes superiores aos minerais como quartzo, micas e feldspatos ($2,60\text{g/cm}^3$) (MORTON, 1985 apud MOTTA, 2008).

3.8 GEOLOGIA E SEDIMENTAÇÃO REGIONAL

A costa sudeste do Brasil é formada por rochas de origem pré-cambrianas e de depósitos Terciários e Quaternários, onde os depósitos Quaternários são encontrados principalmente nas áreas ao norte do Rio de Janeiro e formações graníticas na divisão entre os Estados de São Paulo e do Rio de Janeiro (ANJOS et al., 2007) (Figura 4).

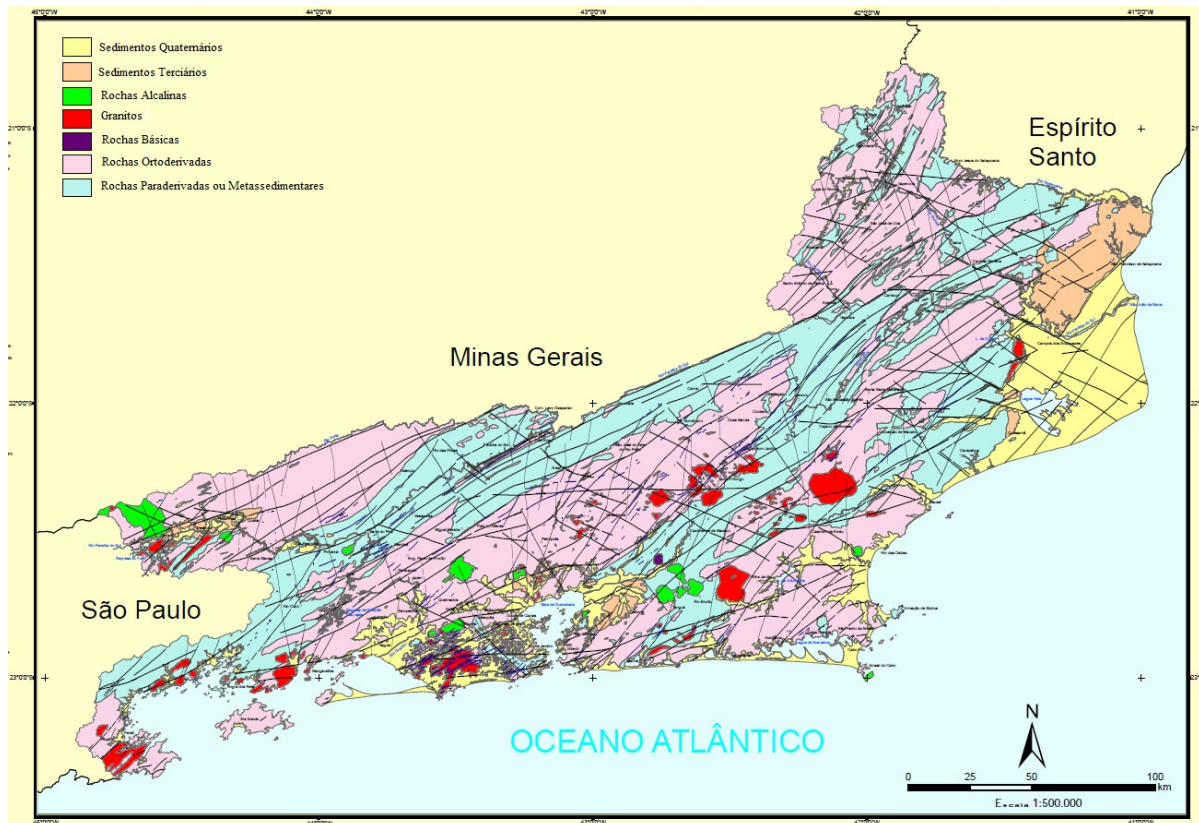


Figura 4: Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro.

Fonte: (MANSUR et al., 2008).

Os sedimentos Quaternários são compostos por lamas, areias, cascalhos e conglomerados, encontrando-se próximo ao litoral, desembocadura de rios e bordas de lagoas. Os sedimentos Terciários são representados por depósitos inconsolidados de origem fluvial e marinha.

As rochas alcalinas são rochas magmáticas ricas em sódio e potássio, presente principalmente no maciço de Itatiaia, e pontualmente em outras regiões, como a ilha do Cabo Frio e próximas ao rio São João. Já as rochas metamórficas são as mais abundantes, ocorrendo em quase todo o Estado (MANSUR et al., 2008).

Os minerais pesados, oriundos de rochas fontes que sofreram intemperismo e erosão, podem ser transportados através de processos fluviais, costeiros, e eólicos e se depositam em determinadas regiões formando depósito de placer marinho (MINTER; CRAW, 1999). Esses depósitos são essencialmente controlados pela mineralogia e características da área fonte, pela geomorfologia da região, topografia e por processos de transporte e deposição.

Placer marinhos são explorados em muitas regiões do Brasil, onde as principais áreas de exploração encontram-se associados a terraços marinhos elevados, situados acima ou adjacentes a falésias da Formação Barreiras, que compreende sedimentos de origem

continental, formados no Terciário Superior, que ocorrem na forma de tabuleiros no litoral da Paraíba, Sul da Bahia, Espírito Santo e do Norte do Estado do Rio de Janeiro (ANJOS et al., 2007; KUDRASS, 1999 apud CAVALCANTE, 2011).

Os minerais mais comuns associados à placer explorados no Brasil são ilmenita, rutilo, zircão e monazita, estando estes associados à erosão das rochas fonte, devido a ação de ondas e correntes que atingem os sedimentos da Formação Barreiras presentes no litoral. Quantidades significativas de minerais pesados são encontrados ao longo da plataforma continental Nordeste-Leste, porém os estudos feitos pelo projeto REMAC (Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira) de 1975, na plataforma sul-sudeste brasileira, comprovam que as maiores concentrações (cerca de 5%) destes minerais são encontrados em paleocanais afogados no delta do rio Paraíba do Sul (CAVALCANTE, 2011). Tendo como principal mineral a ilmenita, seguida pelo zircão, rutilo e monazita. Segundo Cessar e Neves (apud ANJOS et al., 2007), o rio Paraíba do Sul é responsável por uma importante contribuição de sedimentos às regiões ao norte e sul da foz do rio.

4 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se ao longo da plataforma continental da região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro, região sudeste do Brasil (latitude 23° 11'S e longitude 42° 47'N) (Figura 5). A margem continental sudeste apresenta orientação predominante da linha de costa no sentido NE-SW, no entanto, em Cabo Frio ocorre uma mudança abrupta para E-W (VALENTIN, 1994; MAHIQUES et al., 2005), fazendo com que esta região exiba padrões sedimentológicos, fisiográficos e oceanográficos distintos.

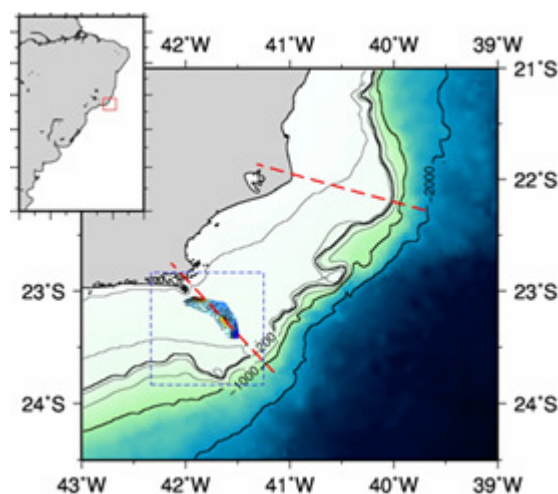


Figura 5: Localização do depósito sedimentar ao longo da plataforma continental de Cabo Frio.

Essa diferenciação nos padrões sedimentares faz com que a plataforma continental de Cabo Frio se diferencie entre as porções sul e norte. Na porção sul onde a quebra da plataforma é mais profunda, ocorre predominantemente a acumulação de sedimentos argilosos, enquanto a porção norte, onde a quebra é mais rasa, é composta por sedimentos constituídos por minerais carbonáticos (MAHIQUES et al., 2005).

Estudos conduzidos por Dias et al. (2000 apud LOPES, 2004) baseado na composição sedimentar da plataforma continental de Cabo Frio mostraram que a distribuição dos sedimentos é dominada por areias finas com a existência de um extenso depósito lamoso na região. Saavedra et al. (2009) ao analisarem a composição mineralógica dos sedimentos em suspensão, notaram fortes evidências da contribuição do rio Paraíba do Sul e da baía de Guanabara na formação deste depósito lamoso, mostrando que correntes de fundo carregam materiais em direção a costa e à porção norte, e fluxos superficiais carregam de sudoeste para oeste.

Esta região possui uma elevada produtividade primária em decorrência de eventos de ressurgência que ocorrem em sua costa. Estes eventos de ressurgência costeira são controlados por fatores fisiográficos, oceanográficos e atmosféricos (VALENTIN, 1994), que promovem o dinamismo deste sistema na plataforma. Esse fenômeno é marcado por um afastamento das águas da Corrente do Brasil (CB) devido à ocorrência de ventos NE e soerguimento das águas profundas (Água Central do Atlântico Sul - ACAS) (TORRES JUNIOR, 2005).

A predominância de ventos NE e paralelos à costa associado a espiral de Ekman, promove o transporte das águas superficiais para mar aberto. Dessa forma, essas águas são arrastadas pelo vento, arrastando também, as camadas inferiores, que se desviam em função da força de Coriolis (movimento de rotação da Terra), criando um movimento espiralado, promovendo o afastamento da corrente superficial em detrimento da profunda. Este afloramento da corrente profunda, ACAS, com características frias e ricas em nutrientes, representa a principal fonte de nutrientes para a produção primária da região (FRANCHITO et al., 1998).

Em 1971, Mascarenhas et al. (apud SILVEIRA et al., 2008) descreveram a presença de vórtices, tanto ciclônicos como anticiclônicos, na região ao largo de Cabo Frio, a partir de mapas de topografia dinâmica. Segundo Campos et al. (2000), a ocorrência de meandros e vórtices é devido à mudança de orientação da linha de costa e ao gradiente da topografia de fundo. Assim, pode-se esperar que a CB, fluindo ao longo da quebra de plataforma, mude parcialmente sua direção e dirija-se às águas mais profundas (offshore), devido à mudança de direção da linha de costa (E-W). No mesmo trabalho, Campos et al. (2000) propõem que ciclones da CB possam induzir a ressurgência de quebra de plataforma, trazendo ACAS para regiões mais superficiais, tal como a ressurgência induzida pelos ventos de NE e transporte de Ekman. Pois massas de águas frias (ACAS) ao alcançar as águas quentes da CB, geram uma instabilidade baroclinica empurrando a CB, formando rotações ciclônicas devido ao

cisalhamento (fricção entre as correntes) e quando ocorre a separação total da água fria, forma-se o vórtice. Este mecanismo mostra que a penetração da ACAS sobre regiões da plataforma continental independe da estação do ano e não são restritas ao verão austral (SILVEIRA et al., 2000).

4.1 CONTEXTO OCEANOGRÁFICO

Como dito anteriormente, fatores como a mudança abrupta na linha de costa (de N-S para E-W), presença de vórtices da Corrente do Brasil e o regime de ventos podem influenciar no controle da ressurgência de Cabo Frio (VALENTIN et al., 1987). Porém, outros aspectos como a frequência das frentes frias e o deslocamento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) também podem influenciar significativamente neste mecanismo.

A dinâmica hidrológica da plataforma continental da região de Cabo Frio compreende a presença de diferentes massas de água (Figura 6).

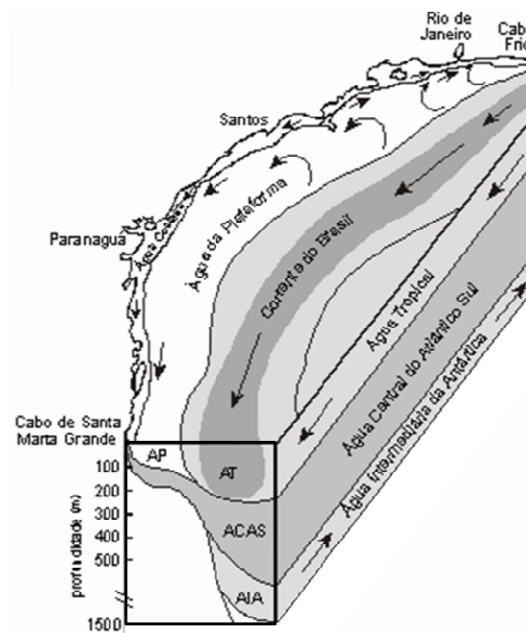


Figura 6: Representação das principais massas de água presentes na plataforma continental sudeste do Brasil.

Fonte: (FERRAZ, 2003).

A Corrente do Brasil origina-se a 10°S, a partir da bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE), fluindo para sul margeando o continente americano sobre o talude

continental (SILVEIRA et al., 2000). Suas águas são quentes ($>20^{\circ}\text{C}$), com salinidade maior que 35, devido ao balanço negativo do Atlântico Tropical.

A água tropical (AT) faz parte da massa de água quente e salina que ocupa a superfície do Atlântico Sul Tropical, a qual é transportada para o sul pela CB (EMILSON, 1961). Essas águas são caracterizadas por temperaturas maiores que 20°C e salinidade acima de 36, devido a intensa radiação e excesso de evaporação a qual está exposta (SILVEIRA et al., 2000).

Na plataforma interna encontra-se a Água Costeira (AC) que possui temperaturas relativamente variáveis e baixa salinidade devido à diluição causada pela entrada de água de rios que deságuam próximo ao litoral (LESSA, 2009).

A Água Central do Atlântico Sul (ACAS) localiza-se na abaixo da zona de picnoclina, com temperaturas maiores que 6°C e menores que 20°C e salinidade entre 34,6 e 36 (SILVEIRA et al., 2000). Essa massa de água é formada a partir do afundamento de águas na Zona de Convergência Subtropical, onde a CB encontra-se com a Corrente das Malvinas (CM), e subsequente ajuste hidrostático devido a sua densidade, fluindo em direção leste (CARBONEL, 2003). A ACAS entra em contato com parte do Giro Subtropical, circulando com as Correntes do Atlântico Sul e Benguela, atingindo o Atlântico Sul com auxílio da Corrente Sul Equatorial, porém, não se sabe ao certo a localização exata da separação de seu fluxo (Figura 7) (SILVEIRA et al., 2000). Essas águas são frias e ricas em nutrientes, fazendo com que as concentrações de nitrato na região de Cabo Frio aumente dez vezes mais (ANDRÉ, 1990; VALENTIN, 1994).

A água de plataforma (AP) encontra-se no meio e na borda externa da plataforma continental e é formada principalmente pelas mistura da AC, AT e ACAS.

A Água Intermédia Antártica (AIA) possui limites termohalinos de 3° - 6°C de temperatura e 34,2-34,6 de salinidade. Alguns autores apóiam hipótese que a AIA forma-se na Zona de Convergência Subantártica fluindo para norte. Porém outros autores como Taft (1963 apud PIOLA; GORDON, 1989), Gordon e Greengrove (1986) sugerem que estas águas fluem para leste como parte da associação do Giro Subtropical, fluindo anticiclonicamente e onde parte dela unir-se-ia novamente ao contorno oeste no em torno de Cabo Frio.

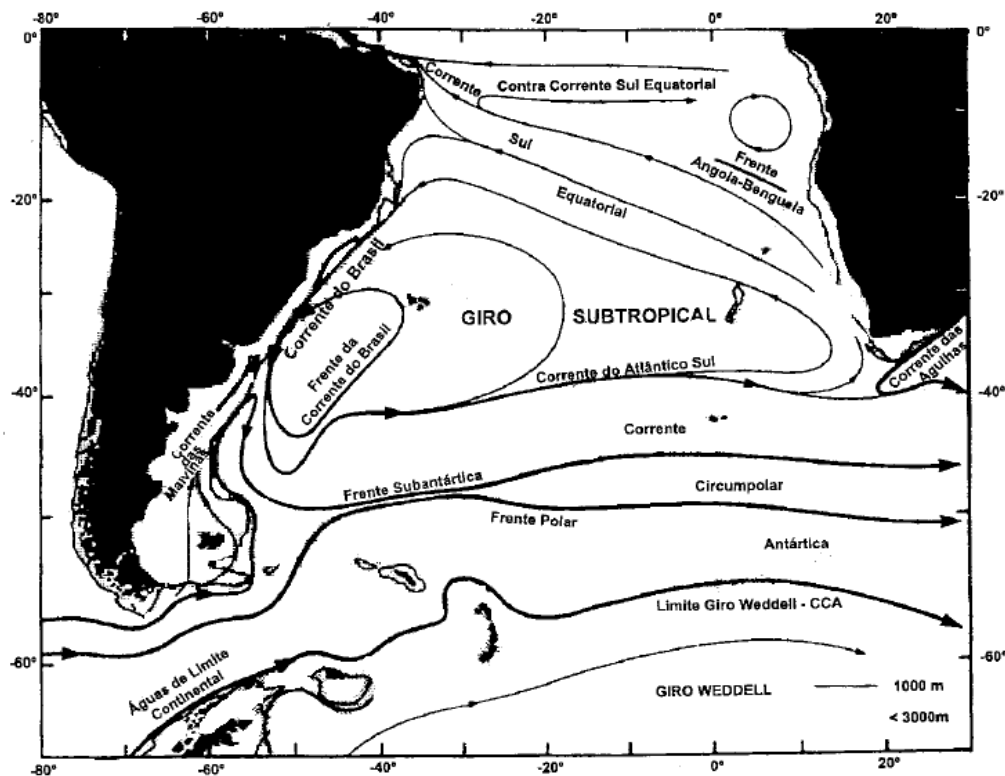


Figura 7: Mapa esquemático mostrando as principais correntes envolvidas no Giro Subtropical.

Fonte: (PETERSON; STRAMMA, 1991 apud SILVEIRA et al., 2000).

4.2 CLIMA

O clima na região de Cabo Frio é considerado de transição entre tropical quente e subtropical, sendo predominantemente semi-árido com pouca precipitação, principalmente devido a ocorrência periódica do fenômeno de ressurgência que confere um caráter mais seco ao clima local (VALENTIN, 1984). Essa semi-aridez também é consequência do afastamento da linha da costa em relação às regiões montanhosas costeiras, que reduz as precipitações por efeitos orográficos (BARBIÉRI, 1997). Além disso, outros fatores como a circulação de alta pressão na Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e fenômenos El Niño também conferem variabilidade climática a região de Cabo Frio (ROSSI-WONGTSCHOWSKI; MADUREIRA, 2006). Deste modo, a região de Cabo Frio apresenta um microclima semi-árido quente, com baixas precipitações e altas taxas de evaporação anuais (SILVA, 2004).

4.3 SEDIMENTOLOGIA

A fim de estudar a atual deposição de sedimentos finos próximos a Cabo Frio, diversos estudos como os de Dornelles (1993) e Saavedra (1999) possibilitaram fazer um prognóstico dos fluxos sedimentares da região. Segundo Dias et al. (1982 apud LOPES, 2004) as lamas distribuídas nesta região são holocênicas e estão em contínuo processo de deposição.

Variações do nível do mar tiveram uma importante influência na distribuição passada e atual dos sedimentos da plataforma continental, onde os sedimentos da borda da plataforma foram depositados quando o nível do mar era mais baixo. No entanto, a plataforma média apresenta numerosos corpos sedimentares que registram períodos de flutuações do nível do mar. Segundo Kowsmann e Costa (1979) a paleodrenagem do rio Paraíba do Sul é a principal fonte do depósito lamoso entre Cabo Frio e o rio Paraíba do Sul, tendo a caulinita como mineral dominante, enquanto a província do Rio de Janeiro, a oeste do Cabo Frio, apresenta uma composição mais heterogênea contendo montmorilonita, illita e caulinita. Por outro lado, o depósito lamoso isolado ao largo de Cabo Frio, assim como, a fração argilosa situada ao sul, apresentam um predomínio de montmorilonita. Para Kowsmann et al. (1978), este último trecho poderia atuar como área-fonte de sedimentos finos, os quais seriam transportados em suspensão, em direção ao norte.

Essa hipótese corrobora com os estudos de McLaren (1981 apud MUEHE; CARVALHO, 1993), em que a fácies sedimentar de lama na plataforma de Cabo Frio, possui diferentes aportes, tanto vindos do norte provenientes dos rios Paraíba do Sul e São João, que são impulsionados por ventos e correntes de NE, quanto por eventos de ressurgência e a presença de vórtices, que podem igualmente depositar sedimentos lamosos na região (SAAVEDRA et al., 1999).

4.4 SOLOS

Os solos da região de Cabo Frio podem ser classificados como Mediterrânicos Vermelho-Amarelo Litossólicos, com abundantes grãos de feldspato pouco decompostos. Essa região apresenta morfologia de latossolo com caráter argissólico e domínio mineralógico de caulinita com goethita e gibbsita em menor proporção, apresentando uma tendência à acidificação superficial (IBRAIMO et al., 2004).

Nessa região, a ocorrência de um clima mais seco, impõe a existência de solos menos espessos e poucos intemperizados (Argissolos Vermelhos), o que limita o uso e ocupação desses terrenos. No entanto, a região Norte Fluminense, possui solos com altos teores sais e enxofre (Gleissolos Salinos e/ou Tiomórficos) altamente limitantes às atividades agropecuárias. Próximo ao rio Paraíba do Sul encontram-se solos melhores drenados e bastante férteis (Neossolos e Cambissolos Flúvicos), adequados para a expansão das atividades agrícolas (DANTAS et al., 2001).

Os solos lateríticos são depósitos residuais da crosta terrestre originados de acúmulos de constituintes resistentes à intemperização, estando presentes em regiões tropicais, podendo estar associados a solos muito desenvolvidos, espessos e dessaturados (ESPINDOLA; DANIEL, 2008). No entanto, quando expostos ao intemperismo, mesmo solos jovens ou pouco desenvolvidos adjacentes, como os Litossolos, embora mais ricos em bases, revelam uma rigorosa liberação de óxidos de ferro ao ambiente.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

Para o mapeamento da área e a determinação da espessura do depósito lamoso, foram feitos levantamentos batimétricos e sísmicos ao longo do depósito. A espessura deste depósito sedimentar variou de 1 a 20m, com valores máximos de espessura no extremo norte da área, como mostra a figura 8.

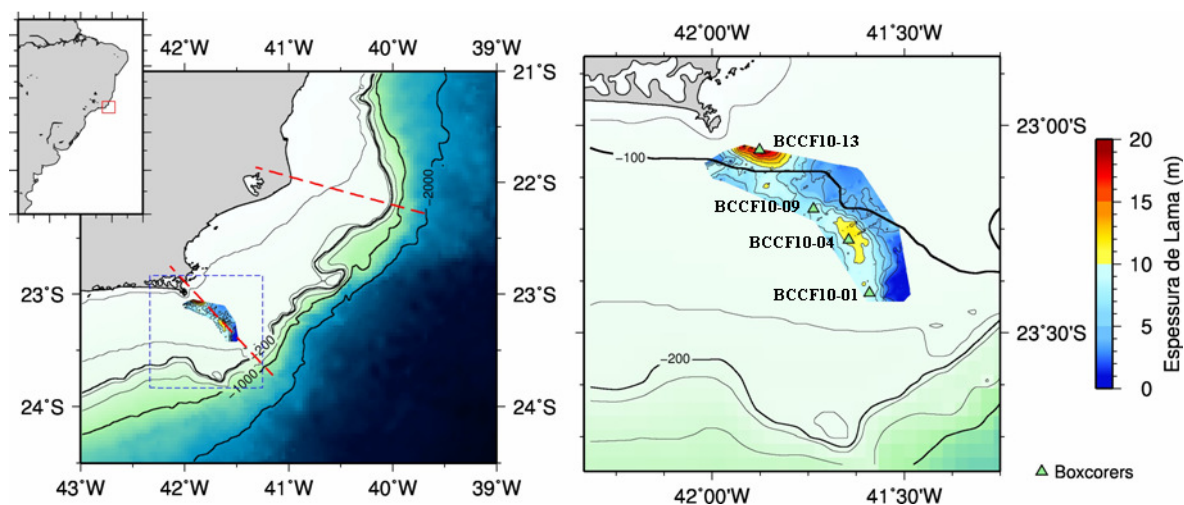


Figura 8: Localização das estações de coleta ao longo do depósito sedimentar de Cabo Frio.

A coleta foi feita entre 24 de abril e 3 de maio de 2010, a bordo da embarcação Av.Pq.Oc. Diadorim, do Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira – IEAPM / Marinha do Brasil, utilizando um equipamento do tipo box-core, para recuperação dos sedimentos levando-se em consideração a espessura do depósito.

Tubos de PVC foram inseridos no box-core para sub amostragem, nas quatro estações de coleta no depósito lamoso, onde o primeiro box-core foi coletado na área de menor espessura, dois na porção intermediária e o quarto na porção de maior espessura. Esses

testemunhos foram identificados de acordo com a localização, sendo o mais próximo à costa, identificado como BCCF10-13 e o mais afastado como BCCF10-01 (Tabela 1).

Tabela 1: Identificação dos testemunhos coletados ao longo do depósito lamoso.

BCCF10	Latitude	Longitude	Profundidade (cm)	Batimetria (m)
01	-23°241	24°244	15	141
04	-23°135	24°241	22	113
09	-23°12	24°155	21	108
13	-23°035	24°101	11	87

5.1 ANÁLISES GEOFÍSICAS

Após a coleta, as sub-amostras nos tubos de PVC foram perfiladas para a varredura dos parâmetros físicos dos sedimentos com o auxílio do equipamento Multi-Sensor Core Logger (MSCL) da GEOTEK, que conduziu as amostras, ainda fechadas, pelos sensores de densidade gama, ultra-som (na frequência de 250 khz) e susceptibilidade magnética, efetuando medições não destrutivas em intervalos de 0,5 cm (Figura 9). Afim de evitar erros durante a análise de densidade gama, foi feita a calibração do aparelho segundo Best et al. (1999). Como não existe uma calibração para o sistema de medição da susceptibilidade magnética, a precisão deste sensor é medida utilizando uma amostra em um tubo de PVC com susceptibilidade magnética conhecida.



Figura 9: Imagem do Multi-perfilador MSCL utilizado neste estudo.

Em laboratório, as sub-amostras nos tubos de PVC foram extrudidas no Laboratório de Estudos Paleoambientais (LEP) do Departamento de Geoquímica da UFF, onde o BCCF10-01 foi fatiado a cada 0,5cm e os demais a cada 1cm e posteriormente armazenados em sacos zip lock e refrigerados à +4°C.

5.2 ESPECTROSCOPIA DE MÖSSBAUER

As amostras foram pesadas (1g), secas em estufa (40°C) por 24h e maceradas em graal de ágata. Após este procedimento, as amostras foram peneiradas em peneiras de 125µm, armazenadas em vials e levadas ao Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas (CBPF) para análise da valência do ferro ($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$) e determinação dos minerais associados ao ferro, a fim de relacioná-los aos parâmetros adquiridos pela susceptibilidade magnética.

Para a análise por espectroscopia de Mössbauer, as amostras foram colocadas em um porta-amostra de acrílico como mostra a figura 10. A espectroscopia de Mössbauer foi feita em temperatura ambiente, com fonte de transmissão padrão de 25mCi Co^{57}/Rh , onde os deslocamentos isoméricos são referentes ao deslocamento do $\alpha\text{-Fe}$. Os dados experimentais foram ajustados por funções lorentzianas com procedimento de ajuste estatístico de mínimos quadrados do *software* NORMOSTM_90 program (BRAND, 1987).

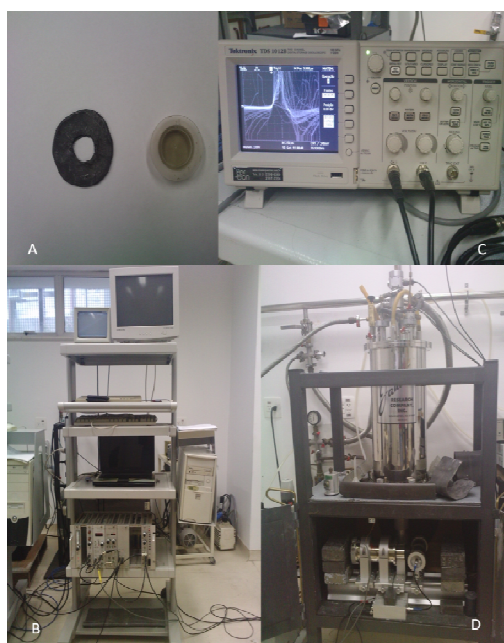


Figura 10: A- Porta amostra de acrílico e placa de chumbo; B- Espectrômetro de Mössbauer; C- espectro de Mössbauer; D- Driver de Mössbauer, com detector e pré-amplificador .

5.3 GRANULOMETRIA

Previamente à análise, as amostras foram descarboxatadas com HCl (1M). Após o ataque ácido, as amostras foram pesadas e colocadas para aquecer em placa aquecedora, passando por um pré-tratamento onde foram adicionados 10ml de peróxido de hidrogênio (H₂O₂), para eliminação da matéria orgânica.

As amostras foram transferidas para tubos falcon e centrifugadas por 5 minutos a 3500rpm. Posteriormente, estas foram lavadas com água destilada e novamente centrifugadas, eliminando-se o sobrenadante.

Após este procedimento, as amostras foram desagregadas em um agitador orbital, por aproximadamente de 24 horas, adicionando-se uma solução de hexametáfosfato de sódio (4%) para total dispersão das partículas (LORING; RANTALA, 1992).

A leitura das amostras foi feita utilizando o analisador de partículas a laser, CILAS 1064, com faixa de detecção de 0,04 / 500 micrômetros (μm).

O tamanho do grão foi classificado de acordo com a escala de Wentworth adotada na rotina GRADISTAT (BLOTT; PYE, 2001), que utiliza os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1954).

5.4 TEOR DE ÁGUA

O teor de água foi obtido através da diferença entre peso úmido e peso seco das sub-amostras, expressa pela seguinte equação:

$$T_{H_2O} = \frac{P_u - P_s}{P_u} \cdot 100$$

Onde, **T_{H2O}**, representa o Teor em água (%), **P_u** significa o peso úmido (g) (sólidos + água) e **P_s**, o peso seco (g), após secas em estufa.

5.5 DETERMINAÇÃO DO CONTEÚDO ORGÂNICO TOTAL

Para análise do conteúdo de carbono orgânico total (COT), as amostras foram descarboxatadas através da reação com HCl (1M), secas em estufa a 40°C durante 48 horas e maceradas em gral de ágata. Aproximadamente 0,01g de cada sub-amostra foi colocada em cápsula de estanho e enviada para o Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Davis, Califórnia (EUA), onde foram analisadas com o analisador automático CHN LECO acoplado com o espectrômetro de massas. Os resultados foram expressos em porcentagem (%).

5.6 CONTEÚDO DE MINERAIS PESADOS

Cerca de 15g das sub-amostras foram submetidas a um tratamento ácido com HCl (1M, 50ml), secas a 50°C, maceradas manualmente e peneiradas para separação de minerais pesados. Parte dessas amostras (5g) foram tratadas com bromofórmio (densidade 2,89 g/cm³), a fim de promover a separação entre o material leve e pesado (HUERTA-DÍAZ et al., 1993).

Após a separação, foi coletada a fração pesada, depositada no fundo do recipiente e a fração leve foi descartada. A fração pesada foi filtrada e lavada com acetona e posteriormente com água destilada, seca em estufa a 40°C e pesada novamente para o cálculo do teor de minerais pesados. O cálculo refere-se a diferença entre o peso final e inicial, sendo os resultados são expressos em porcentagem do total (%).

Após a separação, os minerais pesados foram identificados com auxílio do Microscópio Eletrônico de Varreduras (MEV) acoplado com o Espectrômetro de Energia Dispersiva (EDS).

5.7 CRONOLOGIA

A geocronologia foi feita por através das taxas de sedimentação, onde foi mensurada a atividade do ²¹⁰Pb, baseado no decaimento da série de ²³⁸U de acordo com o método utilizado por Caldeira et al. (2011).

Os sedimentos, em intervalos de 1 cm, foram selados em placas de Petri de 70ml por pelo menos três semanas, para estabelecer o equilíbrio entre ²²⁶Ra e ²¹⁴Pb e ²¹⁴Bi. Medições

com espectroscopia de raios gama foram realizadas usando um detector semi-planar de germânio de alta pureza coaxial com 40% de eficiência, alojados em um protetor de chumbo, acoplado a um analisador multicanal. Atividades de ^{210}Pb foram determinados pela medição direta de 46,5 KeV fotopico, enquanto ^{226}Ra atividades foram obtidos por picos médios de ^{214}Pb e ^{214}Bi (295,2 KeV) (351,9 KeV) (609,3 KeV) (MOORE, 1984). O excesso da atividade do ^{210}Pb foi estimada subtraindo a atividade do ^{226}Ra da atividade total do ^{210}Pb .

5.8 ESTATÍSTICA

A fim de correlacionar os testemunhos estudados e agrupá-los de acordo com a similaridade foi feita uma matriz de correlação de Pearson (com significância de $p < 0,05$) utilizando o programa Statistica. O coeficiente de correlação de Pearson é uma medida do grau de relação linear entre duas variáveis quantitativas. Este coeficiente varia entre os valores -1 e 1. O valor 0 (zero) significa que não há relação linear, o valor 1 indica uma relação linear perfeita e o valor -1 também indica uma relação linear perfeita mas inversa, ou seja quando uma das variáveis aumenta a outra diminui. Quanto mais próximo estiver de 1 ou -1, mais forte é a associação linear entre as duas variáveis. Para o agrupamento dos testemunhos, as variáveis foram normalizadas e agrupadas de acordo com a análise de Cluster, utilizando o método de Ward e distância Euclidiana. A análise de cluster é uma técnica que objetiva agrupar os indivíduos (casos) que possuem características semelhantes em função de um conjunto variáveis selecionadas. Assim, a análise de cluster classifica os indivíduos (casos) em grupos homogêneos denominados clusters ou conglomerados.

6 RESULTADOS

6.1 CRONOLOGIA

A taxa de sedimentação foi calculada pela curva de decaimento em relação a profundidade, fornecendo um modelo de idade-profundidade para os últimos 150 anos, sendo estendidos até a base dos box-cores para estimar a idade histórica dos depósitos sedimentares. Sendo assim, a taxa de sedimentação calculada por Caldeira et al. (2011) para o BCCF10-01 foi de 0,10 cm/ano, onde foi obtido registros de 150 anos antes do presente (AP). Para o BCCF10-04, a taxa de sedimentação estimada foi de 0,12 cm/ano, obtendo dados de aproximadamente 183 anos AP e para o perfil BCCF10-09 foi estimado em 0,17 cm/ano, obtendo registros de 124 anos AP. Para o BCCF10-13, a taxa obtida foi de 0,32 cm/ano, gerando registros de aproximadamente 34 anos AP (Tabela 2 e Figura 11).

Tabela 2: Geocronologia e taxa de sedimentação referentes aos quatro box-core recuperados.

BCCF10	Taxa de sedimentação (cm/ano)	Recuperação (cm)	Anos AP
01	0,10	15	150
04	0,12	22	183
09	0,17	21	124
13	0,32	11	34

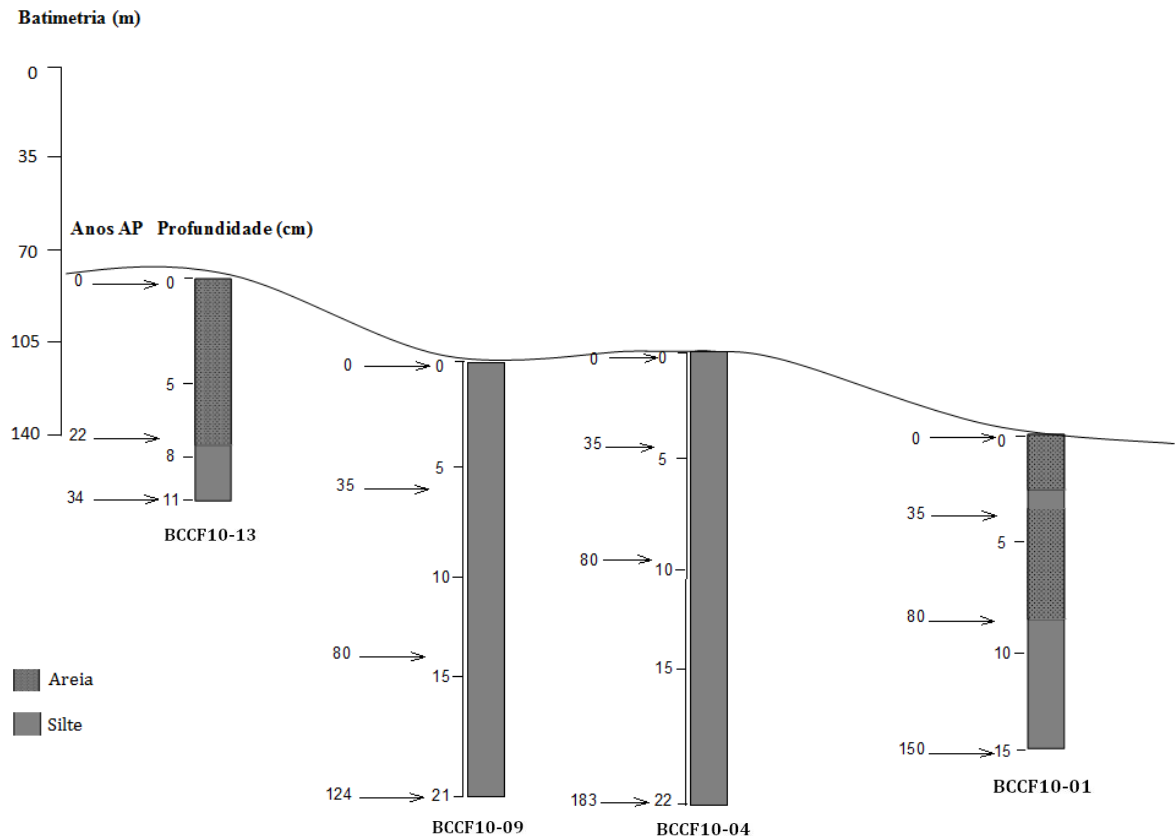


Figura 11: Distribuição dos box-core ao longo da batimetria, com profundidade de recuperação (cm) e idades estimadas por Caldeira et al. (2011).

6.2 PROPRIEDADES FÍSICAS

6.2.1 Testemunho BCCF10-01

O testemunho BCCF10-01 recuperou 15 cm de sedimentos apresentando baixos teores de argila e altos teores de silte e areia fina. A porcentagem de argila variou de 5,6% a 12,2% (média de 7,8% e desvio padrão de 1,62), silte entre 37% a 54% (média de 50,8% e desvio padrão de 8,59) e areia entre 13,1% e 56,9% (média de 41,2 % e desvio padrão de 10,1). Este testemunho apresentou uma predominância em silte grosso da base até 8cm de profundidade e posteriormente apresentou predominância em areia do centímetro 8 ao topo do testemunho (Figura 12). O tamanho médio do grão variou de 27,69 μ m a 63,89 μ m com média de 49,87 μ m e desvio padrão de 8,58 (Figura 13).

Os valores de Vp para este testemunho variaram de 1516m/s a 1527m/s (média 1521m/s e desvio padrão de 3,20). Ao longo deste, pode-se notar diferentes padrões de variações, onde da base até 8cm encontraram-se os menores valores de velocidade, de 8cm a

3,5cm esses valores reduzem, voltando a aumentar posteriormente, em direção ao topo do testemunho (Figura 12).

Ao analisar os dados de Vp com o tamanho do grão e a idade, foi possível identificar três seções distintas ao longo do testemunho. A primeira seção foi classificada entre 150 anos AP e 80 anos AP (15 a 8cm), onde foram encontrados os menores valores de Vp. Nesta seção, ocorre um aumento de partículas finas (média de 46,45 μ m), principalmente entre os anos de 120 anos AP e 90 anos AP (12 a 9cm), com predomínio em silte. A segunda seção, foi classificada entre 80 anos AP e 35 anos AP (8 a 3,5cm), onde foram encontradas Vp mais altas do que a seção anterior, seguido por um aumento no tamanho do grão (média de 52,99 μ m). Essa seção foi marcada por oscilações entre areia fina e silte grosso e uma redução na Vp. Na seção três, entre 35 anos AP e o recente (3,5 a 0cm), ocorre um crescente aumento na Vp com um aumento do tamanho do grão (média de 53,20 μ m) (Figura 12).

Os dados de densidade gama variaram de 1,62g/cm³ a 1,71g/cm³ com média de 1,65g/cm³ e desvio padrão de 0,19g/cm³. Neste testemunho pode-se notar um aumento na densidade gama da base a 8cm e uma posterior redução de 8cm ao topo do testemunho (Figura 12). Os dados de porosidade apresentaram uma imagem espelhada aos da densidade gama, variando de 55% a 65% com média de 63% e desvio padrão de 1,11%.

O perfil de susceptibilidade magnética apresenta valores positivos ao longo do testemunho, aumentando da base até 4cm e reduzindo, posteriormente, até o topo do testemunho (Figura 13). Este testemunho apresenta os maiores valores de SM entre os testemunhos analisados, variando de 14 a 20 x10⁻⁶ SI com média de 18,2 x 10⁻⁶SI e desvio padrão de 1,78x10⁻⁶SI.

Ao analisar os dados obtidos através da espectroscopia de Mössbauer, foi possível determinar que a valência dominante para este testemunho é o Fe³⁺. A proporção de Fe³⁺ paramagnético aumenta da base para o topo, seguindo as variações na susceptibilidade magnética, apresentando valores da razão Fe³⁺/Fe²⁺ entre 5,5 e 7. A redução desta razão na base do testemunho pode indicar um aumento de Fe²⁺ com a profundidade (Figura 13).

O teor de carbono orgânico total (COT) apresentou valores entre 0,61% e 1,74% (média de 1,18% e desvio padrão de 0,32%). Neste testemunho houve um aumento do COT da base até 8cm, com redução nos seus valores entre 8cm e 3cm, voltando a aumentar ao se aproximar do topo do testemunho (Figura 13).

O teor de água para este testemunho variou de 29% a 38% (média de 34,3% e desvio padrão de 1,88%). Da base até 8cm, houve oscilações no teor de água, com uma pequena redução de 8 a 3cm, aumentando posteriormente até o topo do testemunho (Figura 13).

O teor de minerais pesados variou de 0,03% a 0,13% (média de 0,08% e desvio padrão de 0,02%) (Figura 13). Neste testemunho houve um aumento do teor de minerais pesados da base até 8cm e oscilações em seus valores de 8cm ao topo do testemunho.

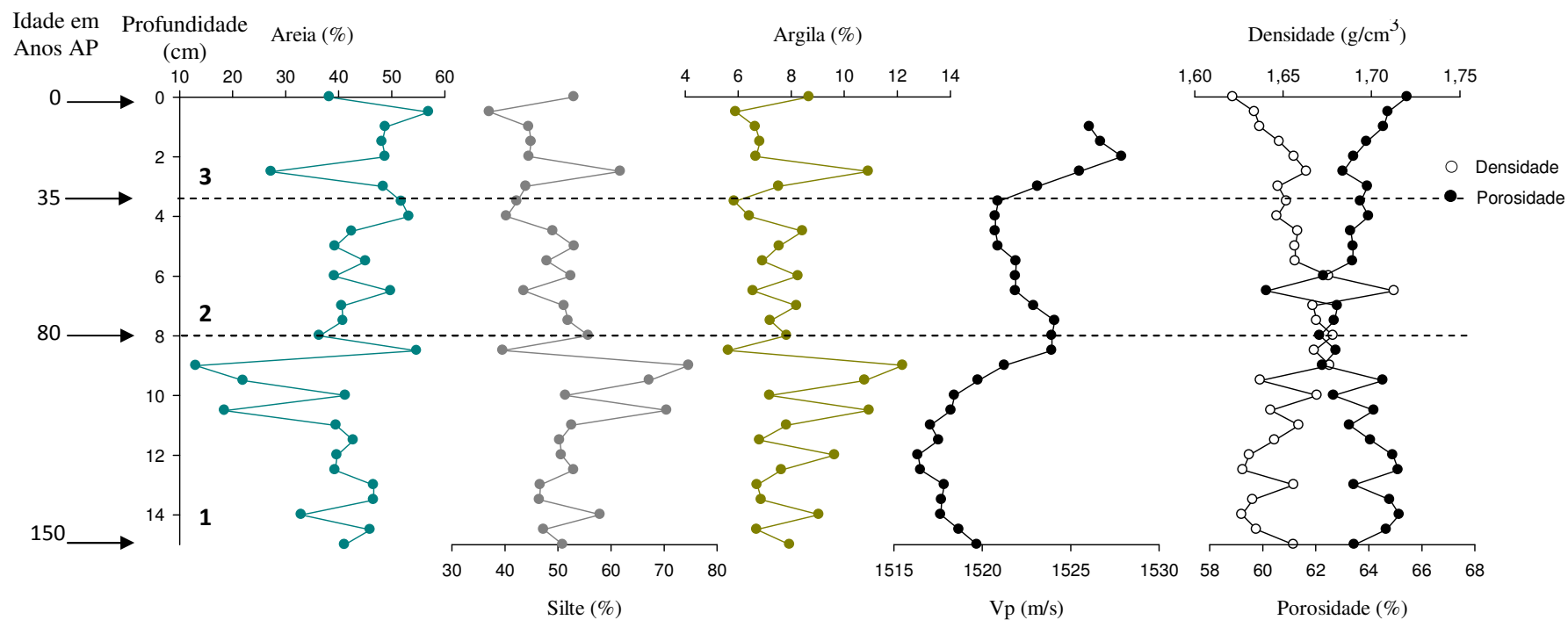


Figura 12: Representação gráfica das variáveis areia, silte e argila (%), Vp (m/s), densidade (g/cm^3) e porosidade (%) em relação a profundidade (cm) e a idade (anos AP), referentes ao testemunho BCCF10-01.

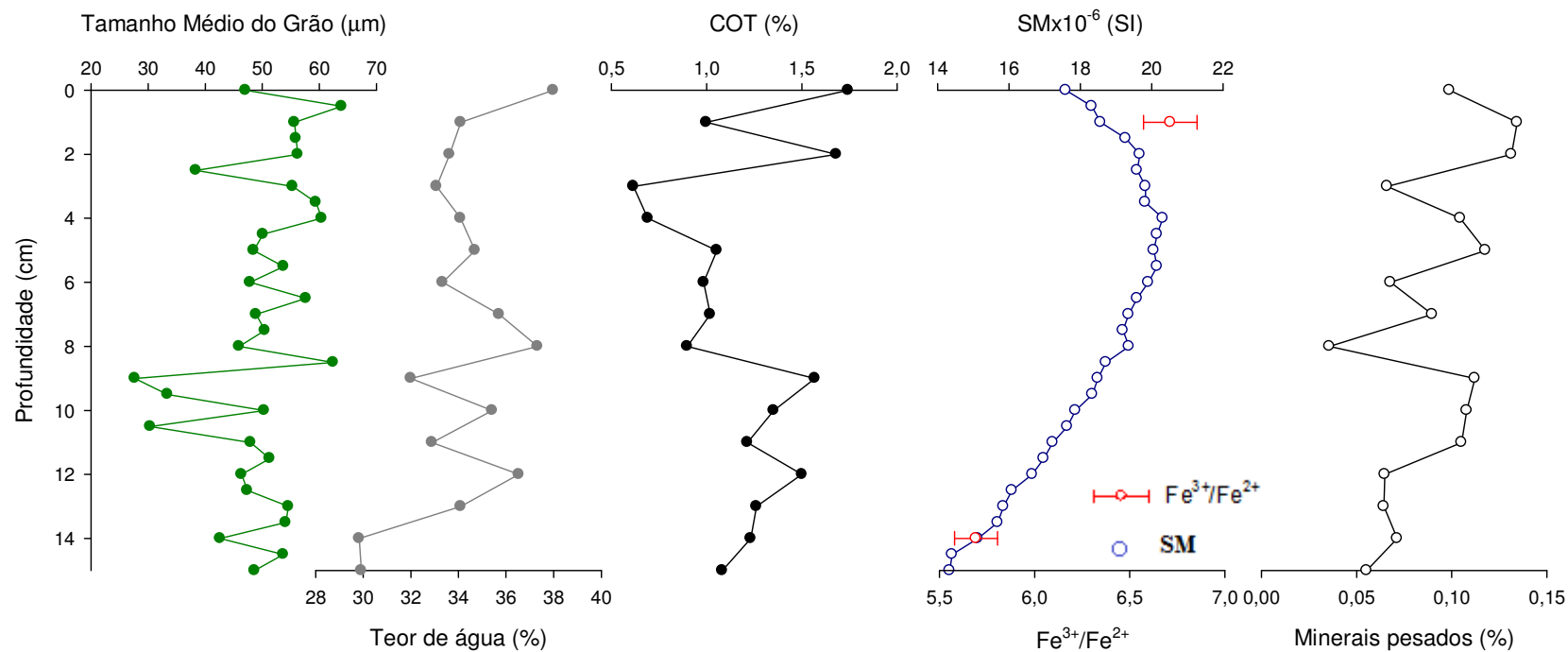


Figura 13: Representação gráfica das variáveis, tamanho do grão (μm), teor de água (%), COT (%), susceptibilidade magnética ($\times 10^{-6} \text{ SI}$), razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ e minerais pesados (%) em relação a profundidade (cm), referentes ao testemunho BCCF10-01.

6.2.2 Testemunho BCCF10-04

O BCCF10-04 apresentou predominância em silte ao longo da profundidade, com uma redução na porcentagem de areia, quando comparado com o testemunho anterior. Suas porcentagens variaram de 9% a 25% (média de 15% e desvio padrão de 4,91%) para o conteúdo de argila, de 60,1% a 82,5% (média de 74,9% e desvio padrão de 6,76%) para silte e de 0% a 27,3% (média 10,04% e desvio padrão de 9,82%) para areia (Figura 14). O tamanho médio do grão variou de 6,91 μ m a 38,66 μ m (média de 22,68 μ m e desvio padrão de 10,51 μ m) (Figura 15).

Os valores de Vp variaram de 1485m/s a 1504m/s (média 1495m/s e desvio padrão de 5,51m/s). Neste testemunho, as mudanças nos valores de Vp ocorreram da base até 14cm, onde houve um aumento de seus valores. Oscilações foram encontradas entre 14cm e 10cm, tendendo a diminuir a medida que se aproxima do topo do testemunho (Figura 14).

Este testemunho apresentou valores de Vp mais baixos quando comparados com o BCCF10-01, sendo possível identificar três seções. A seção 1, entre 169 anos AP e 133anos AP (22cm a 16cm), neste período houve baixos valores de Vp (menores do que o padrão de referência de 1400m/s) e oscilações no tamanho do grão (média de 22,95 μ m). A seção 2, entre 133anos AP e 75 anos AP (16cm a 9cm), ocorreu uma queda na proporção de silte e areia como consequência de um aumento nas quantidades de sedimentos mais finos (média de 20,35 μ m). Devido a essas oscilações na quantidade de partículas finas, a Vp também sofreu variações ao longo desta seção. A seção 3, entre 75 anos AP e o recente (9cm e 0cm), foi marcada por uma redução da Vp e um aumento na quantidade de partículas finas (média de 24,29 μ m) (Figura 14).

Os dados de densidade gama para este testemunho variaram de 1,47g/cm³ a 1,82g/cm³ com média de 1,62 g/cm³ e desvio padrão de 0,08 g/cm³. Os valores ao longo do testemunho sofreram poucas oscilações tendendo a reduzir à medida que se aproxima do topo. Os dados de porosidade variaram de 53% a 74% com média de 65% e desvio padrão de 5,21% (Figura 14).

Os perfis de SM apresentaram valores inicialmente negativos, da base até 5cm e positivos de 5cm a 0cm, tendendo a aumentar seus valores ao se aproximar do topo do testemunho. Os valores de SM variaram de -7 a 3 x10⁻⁶ SI, com média de -2,5 x 10⁻⁶SI e desvio padrão de 2,92x10⁻⁶SI (Figura 15).

A valência do ferro, encontrada através da espectroscopia de Mössbauer para esse testemunho foi a de Fe^{3+} , cujas proporções aumentam em direção ao topo do testemunho, apresentando valores da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ entre 6,1 e 7,0. O aumento da proporção de Fe^{3+} segue as variações encontradas nos resultados de susceptibilidade magnética. (Figura 15).

O conteúdo de COT para este testemunho variou de 1,49% a 2,10% (média de 1,76% e desvio padrão de 0,15%). Esses mantiveram-se constantes, com valores altos ao longo de todo testemunho (Figura 15).

O teor de água apresentou variações entre 37% e 48% (média de 42,8% e desvio padrão de 3,37%), tendendo a aumentar a medida que se aproxima do topo. Os teores de minerais pesados variaram de 0,008% a 0,07% (média de 0,03% e desvio padrão de 0,01%), com tendência ao aumento de 22cm a 13cm e oscilações de seus valores entre 13cm e o topo do testemunho (Figura 15).

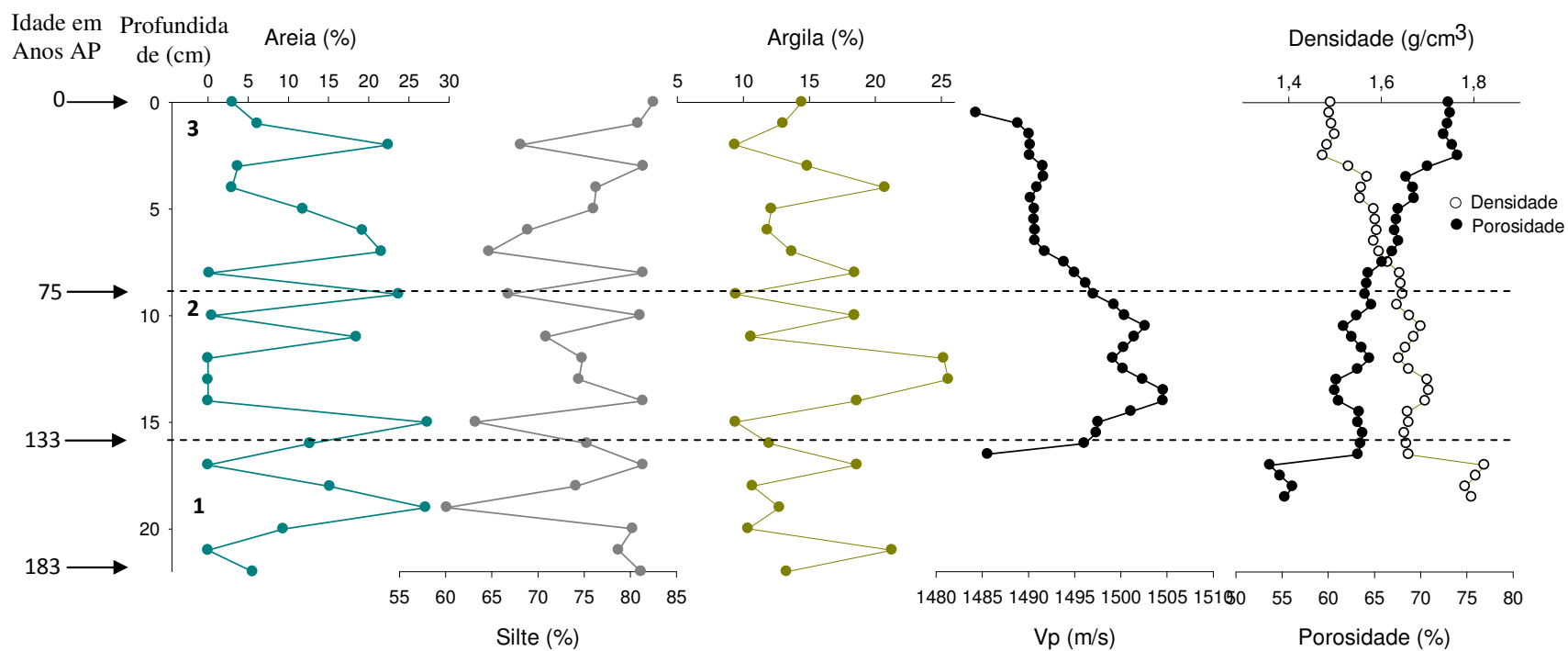


Figura 14: Representação gráfica das variáveis areia, silte e argila (%), Vp (m/s), densidade (g/cm³) e porosidade (%) em relação à profundidade (cm) e a idade (anos AP), referentes ao testemunho BCCF10-04.

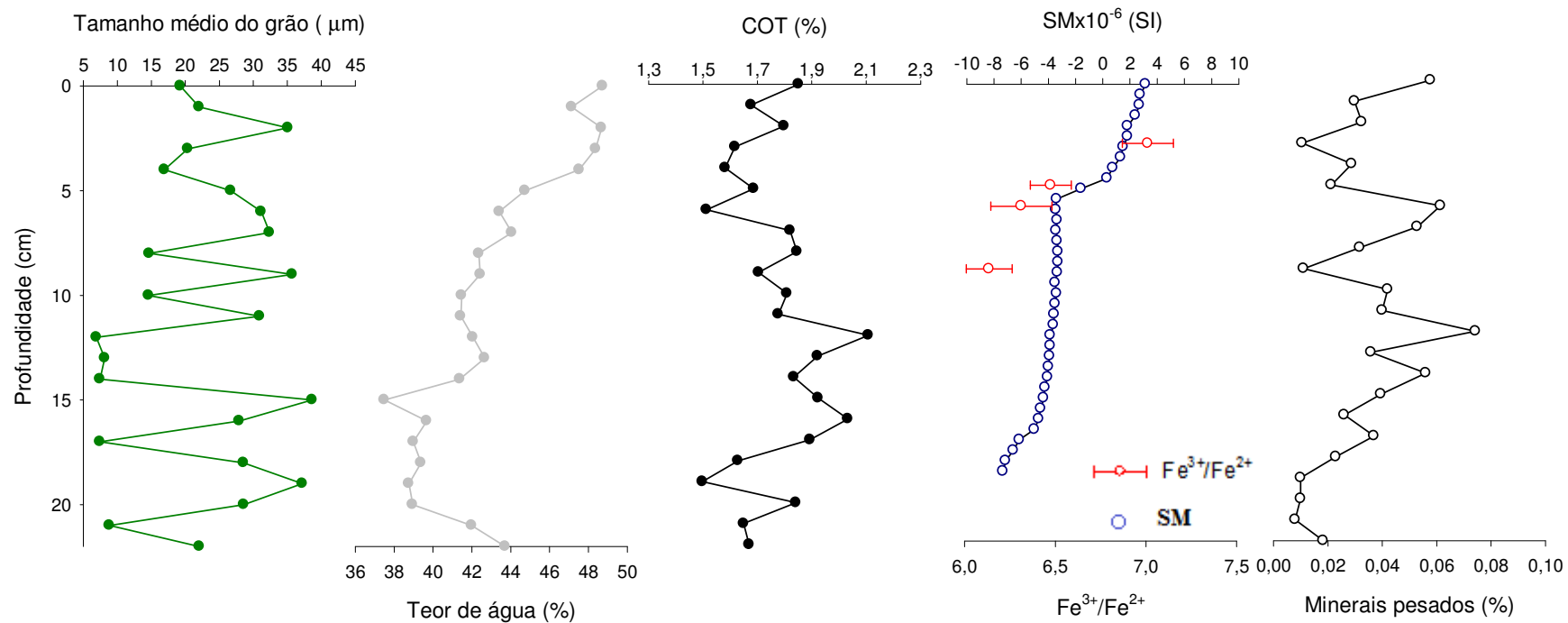


Figura 15: Representação gráfica das variáveis, tamanho do grão (μm), teor de água (%), COT (%), susceptibilidade magnética ($\times 10^{-6}$ SI), razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ e minerais pesados (%) em relação a profundidade (cm), referentes ao testemunho BCCF10-04.

6.2.3 Testemunho BCCF10-09

O BCCF10-09 apresenta predominância em silte ao longo da profundidade. Neste testemunho, o conteúdo de argila variou de 10% a 24% (média de 14,7% e desvio padrão de 3,96%), o de silte variou de 70,9% a 84,4% (média de 77,4% e desvio padrão 3,65%) e de areia entre 0% e 18,8% (média de 7% e desvio padrão de 6,00%) (Figura 16). O tamanho médio do grão variou de 9,14 μ m a 32,98 μ m (média de 22,42 μ m e desvio padrão de 6,50 μ m) (Figura 17).

Os valores de Vp para este testemunho variaram entre 1400m/s e 1404m/s (média 1403m/s e desvio padrão de 0,99m/s), obtendo os menores valores de Vp entre os testemunhos analisados. Os dados mostram que a Vp aumenta da base até 12cm, seguida por uma diminuição dos valores até 8cm. De 8cm a 4cm os valores de Vp voltam a aumentar e posteriormente, reduz-se em direção ao topo do testemunho (Figura 16).

Assim, o BCCF10-09 pode ser dividido em 3 seções. A seção 1, entre 124 anos AP e 82 anos AP (21cm a 14cm), corresponde a oscilações entre silte grosso e fino (média de 20,15 μ m), com predomínio de sedimentos finos entre 112anos AP e 88anos AP (19 e 15cm). Neste período, os valores de Vp não foram satisfatórios, sendo menores que o valor do padrão de referência (padrão de referência da água do mar - 1400m/s). A seção 2, entre 82 e 35 anos AP (14cm e 6cm), foi marcada por oscilações nos valores de Vp, com tendência a redução, e um aumento no tamanho do grão (média de 21,95 μ m). Na seção 3, entre 35 anos AP e o recente (6cm e 0cm), ocorreu um aumento na Vp e um aumento no tamanho do grão (média de 26,10 μ m) (figura 16).

Vale ressaltar que nas proximidades do topo ou da base dos testemunhos analisados, a propagação do sinal acústico ficou abaixo do padrão de referência de Vp, mesmo não havendo fragmentos que pudessem causar o espalhamento do sinal. Isso aconteceu devido a proximidade da tampa de vedação que pode ter causado perda de água na amostra.

Os valores de densidade gama variaram de 1,41g/cm³ a 1,62g/cm³ com média de 1,52g/cm³ e desvio padrão de 0,06g/cm³, tendendo a redução de seus valores ao longo do perfil. Os valores de porosidade variaram de 65% a 77% com média de 71% e desvio padrão de 3,93% (Figura 16).

O perfil de SM para este testemunho apresentou valores predominantemente negativos em todo o testemunho, com tendência a redução da negatividade a medida que se aproximava do topo. Os valores variaram de -17 a -3 x10⁻⁶ SI com média de -7,7x10⁻⁶SI e desvio de

$3,61 \times 10^{-6}$ SI (Figura 16). A proporção de Fe^{3+} paramagnético aumentou da base para o topo do testemunho, seguindo as variações da susceptibilidade magnética, apresentando valores da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ entre 6,16 e 6,34. (Figura 17).

O conteúdo de COT variou de 0,88% a 2,36% (média de 1,65% e desvio padrão de 0,32%). Este testemunho apresentou uma redução do conteúdo de COT da base até 15cm, com oscilações de seus valores entre 15cm e 5cm, aumentando seus valores ao se aproximar do topo do testemunho (Figura 17).

O teor de água variou de 39% a 57% (média de 48,1% e desvio padrão de 4,37%) reduzindo seus valores da base até 15 cm e aumentando, posteriormente, à medida que se aproxima do topo do testemunho (Figura 16). O teor de minerais pesados variou de 0,00% a 0,03% (média de 0,03% e desvio padrão de 0,007%) com tendência a redução da base ao topo do testemunho (Figura 17).

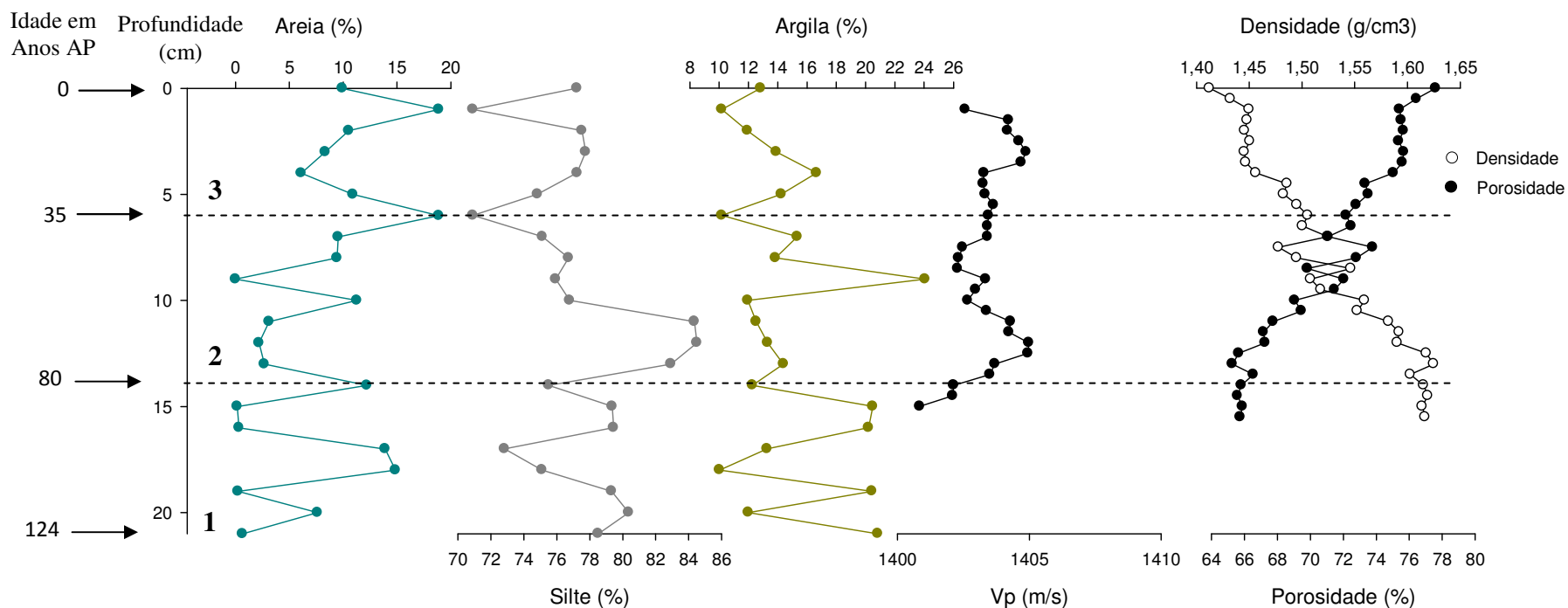


Figura 16: Representação gráfica das variáveis areia, silte e argila (%), Vp (m/s), densidade (g/cm³) e porosidade (%) em relação a profundidade (cm) e a idade (anos AP), referentes ao testemunho BCCF10-09.

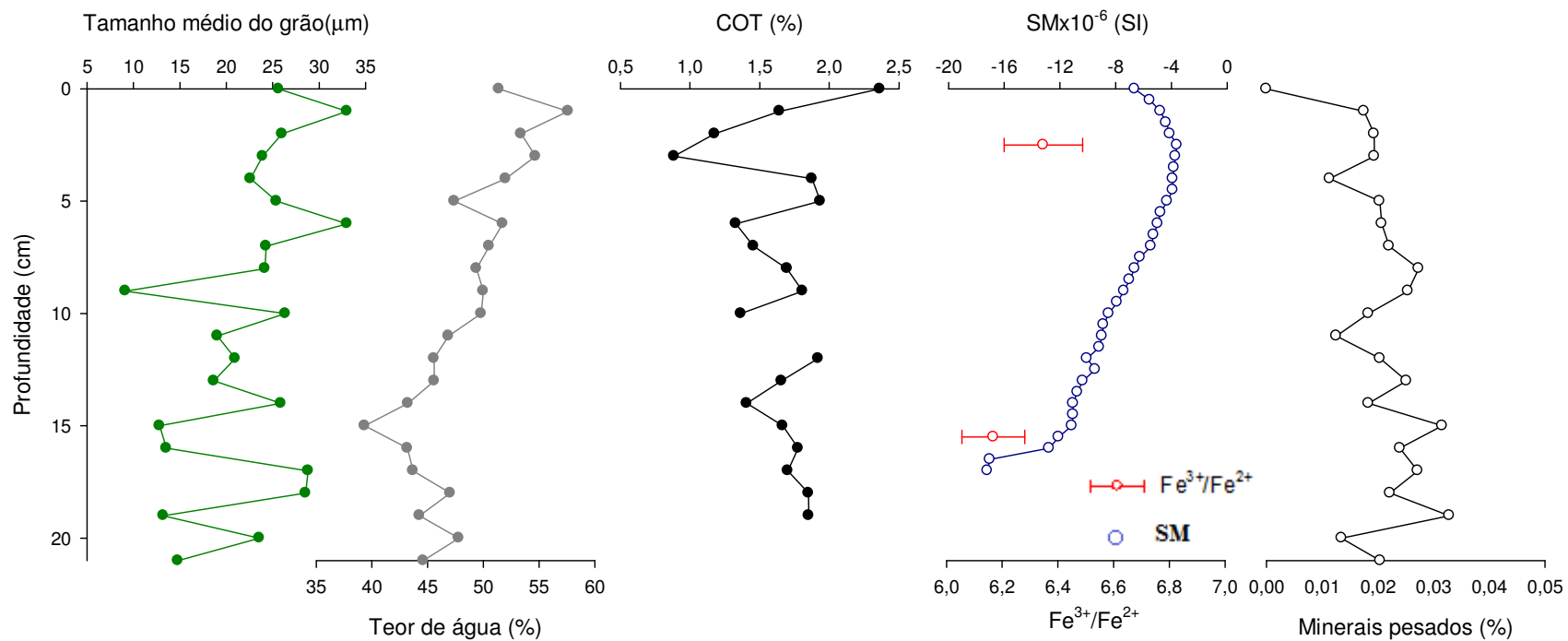


Figura 17: Representação gráfica das variáveis, tamanho do grão (µm), teor de água (%), COT (%), susceptibilidade magnética ($\times 10^{-6}$ SI), razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ e minerais pesados (%) em relação a profundidade (cm), referentes ao testemunho BCCF10-09.

6.2.4 Testemunho BCCF10-13

O BCCF10-13 apresentou uma predominância em partículas mais grossas. A porcentagem de argila foi baixa variando entre 6% e 14% (média 9% e desvio padrão de 1,96%), a de silte variou entre 42% a 74,7% (média 53,3% e desvio padrão de 7,98%) e a de areia variou de 13% a 51% (média 37,2% e desvio padrão de 9,40%) (Figura 18). O tamanho médio do grão variou de 25,14 μ m a 56,16 μ m (média de 44,09 μ m e desvio padrão de 7,72 μ m) (Figura 19).

Altos valores de Vp foram encontrados ao longo do testemunho, variando de 1454m/s a 1525m/s (média 1511m/s e desvio padrão de 19,8m/s). Os valores de Vp sofreram oscilações da base até 7cm e posteriormente mantiveram-se constantes até o topo do testemunho (Figura 18). Dessa forma, foi possível dividir esse testemunho em duas seções. A primeira, entre 30 e 22 anos AP (11cm e 7cm), onde ocorrem grandes oscilações nos valores de Vp, sendo estes mais baixos quando comparados com os dados posteriores. Esta redução na Vp se deve a uma redução do tamanho do grão (39,14 μ m), devido ao aumento de silte fino e argila. A segunda seção, de 22 anos AP até o recente (7cm a 0 cm), os valores de Vp mantêm-se constantes e há um aumento do tamanho do grão (média 47,63 μ m). Nesta seção há o predomínio de areia, com redução nas porcentagens de silte e argila (Figura 18).

Os valores de densidade gama para o BCCF10-13 variaram de 1,51g/cm³ a 1,74g/cm³ (média 1,61 g/cm³ e desvio padrão 0,07 g/cm³), tendendo a redução a medida que se aproxima do topo. Os dados de porosidade variaram de 58% a 71% com média de 65% e desvio padrão de 4,61 (Figura 18).

Os valores de SM foram positivos ao longo do testemunho, onde estes variaram de 13 a 15 x10⁻⁶ SI com média de 14,6x10⁻⁶ SI e desvio padrão de 0,37x10⁻⁶SI (Figura 18). No entanto, a razão Fe³⁺/Fe²⁺ para este testemunho apresentou os menores valores dentre os testemunhos analisados, tendendo a redução de Fe³⁺ à medida que se aproxima do topo do testemunho. Neste testemunho a proporção de Fe²⁺ aumentou da base para o topo, apresentando razão Fe³⁺/Fe²⁺ entre 0,5 e 0,65 (Figura 19).

O carbono orgânico total (COT) também apresentou valores menores em relação aos demais testemunhos. Este variou de 0,67% a 1,31% (média de 1,02% e desvio padrão de 0,18%), onde ocorreu uma redução do mesmo da base até 7cm, voltando a aumentar posteriormente, em direção ao topo (Figura 19).

O teor de água variou entre 35% e 45% (média de 39,9% e desvio padrão de 3,48%), tendendo a aumentar ao se aproximando topo do testemunho (Figura 19). O teor de minerais pesados variou de 0,09% a 0,40% (média de 0,21% e desvio padrão de 0,07%). Neste testemunho foram encontrados os maiores teores de minerais pesados (Figura 19).

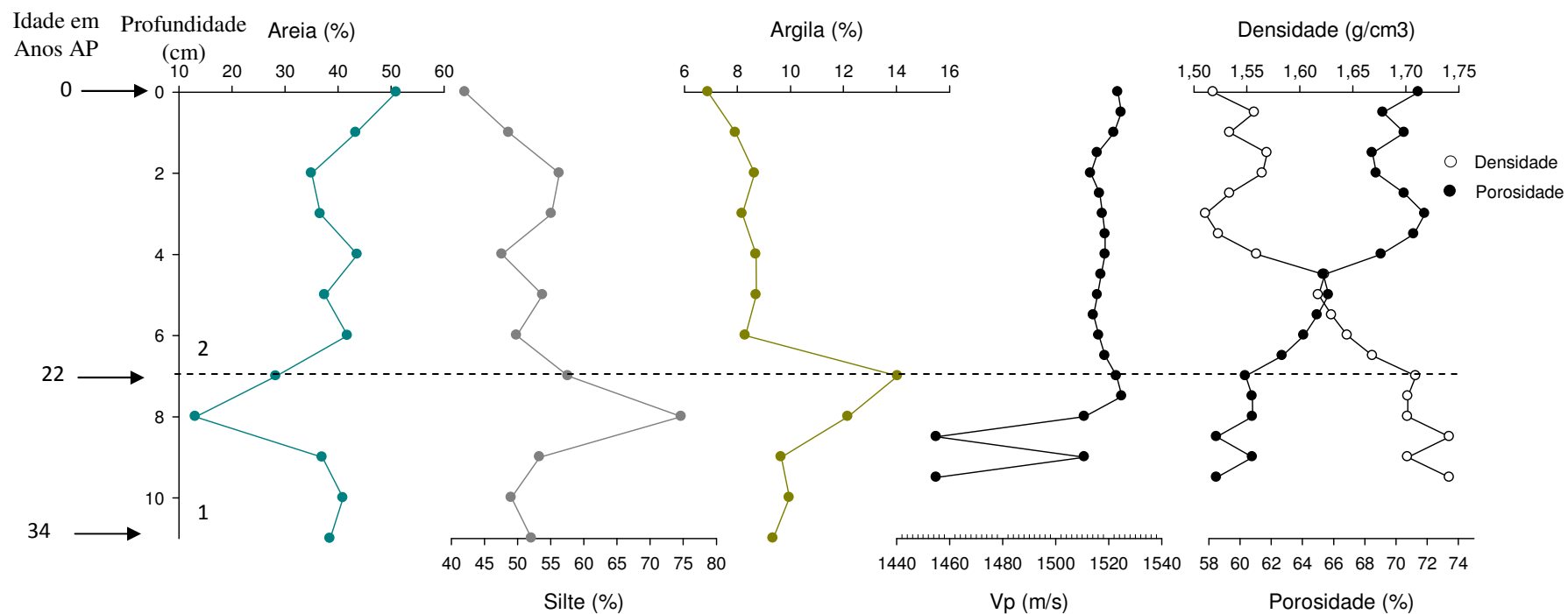


Figura 18: Representação gráfica das variáveis areia, silte e argila (%), Vp (m/s), densidade (g/cm³) e porosidade (%) em relação a profundidade (cm) e a idade (anos AP), referentes ao testemunho BCCF10-13.

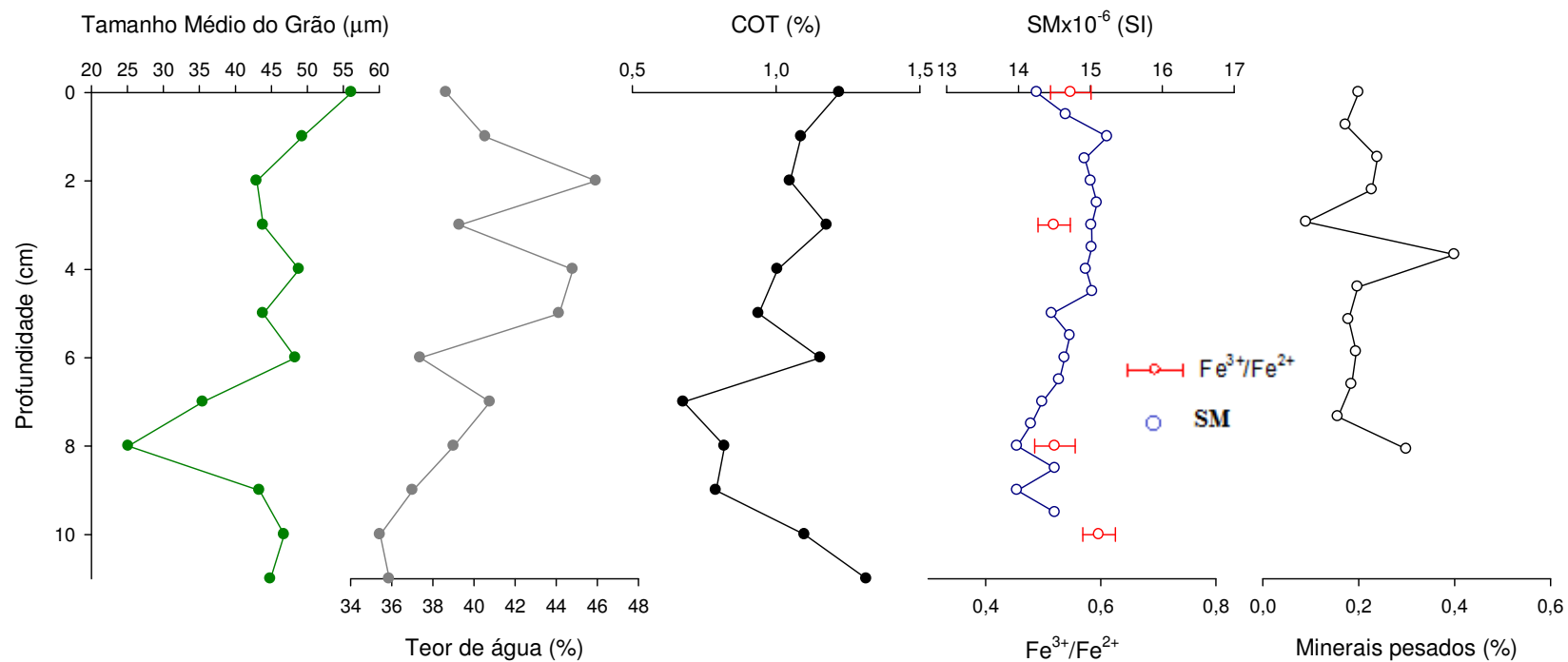


Figura 19: Representação gráfica das variáveis, tamanho do grão (μm), teor de água (%), COT (%), susceptibilidade magnética ($\times 10^{-6}$ SI), razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ e minerais pesados (%) em relação a profundidade (cm), referentes ao testemunho BCCF10-13.

6.3 ASPECTOS DESCRITIVOS

Após a análise dos testemunhos no MEV-EDS foi possível identificar a presença dos seguintes minerais: Rutilo, Ilmenita, Silimanita, Zircão, Horneblenda, Pirita, Monazita e Hematita, presente em todos os testemunhos analisados, sendo Ilmenita e Horneblenda os mais abundantes na área de estudo. Ao analisar a estrutura e o tamanho relativo dos minerais pesados, foi possível notar a predominância de estruturas arredondadas e tamanho variando em torno de 40-200 μ m (Figura 20, 21, 22). No entanto, o BCCF10-13, além de grãos arredondados, também apresentou grão maiores e mais angulosos (Figura 22).

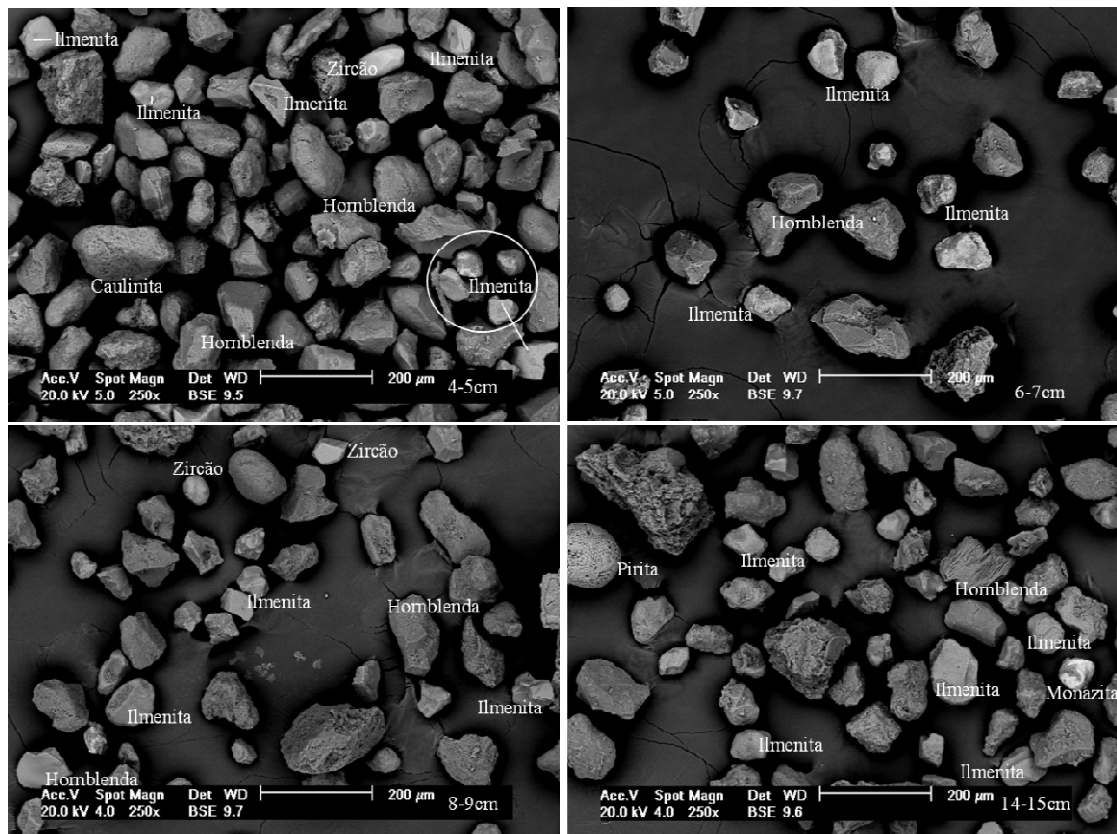


Figura 20: Tamanho e forma dos minerais pesados encontrados no BCCF10-01.

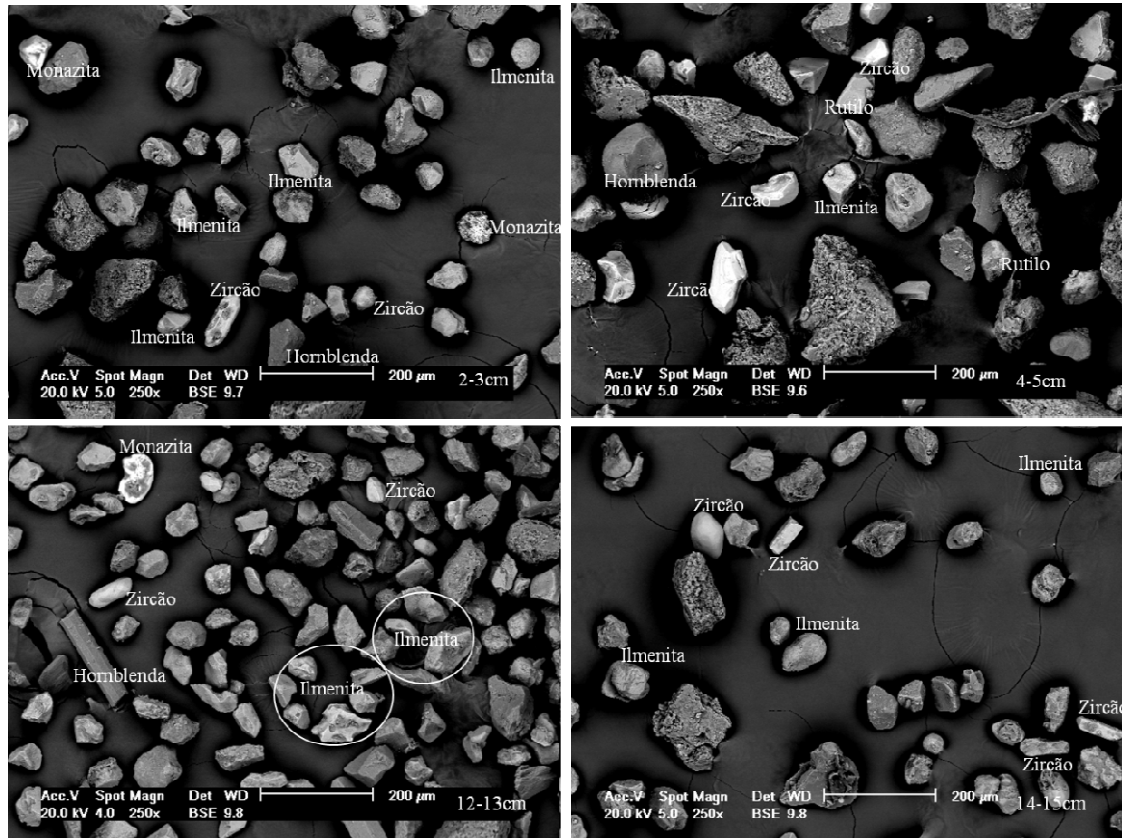


Figura 21: Tamanho e forma dos minerais pesados encontrados no BCCF10-04.

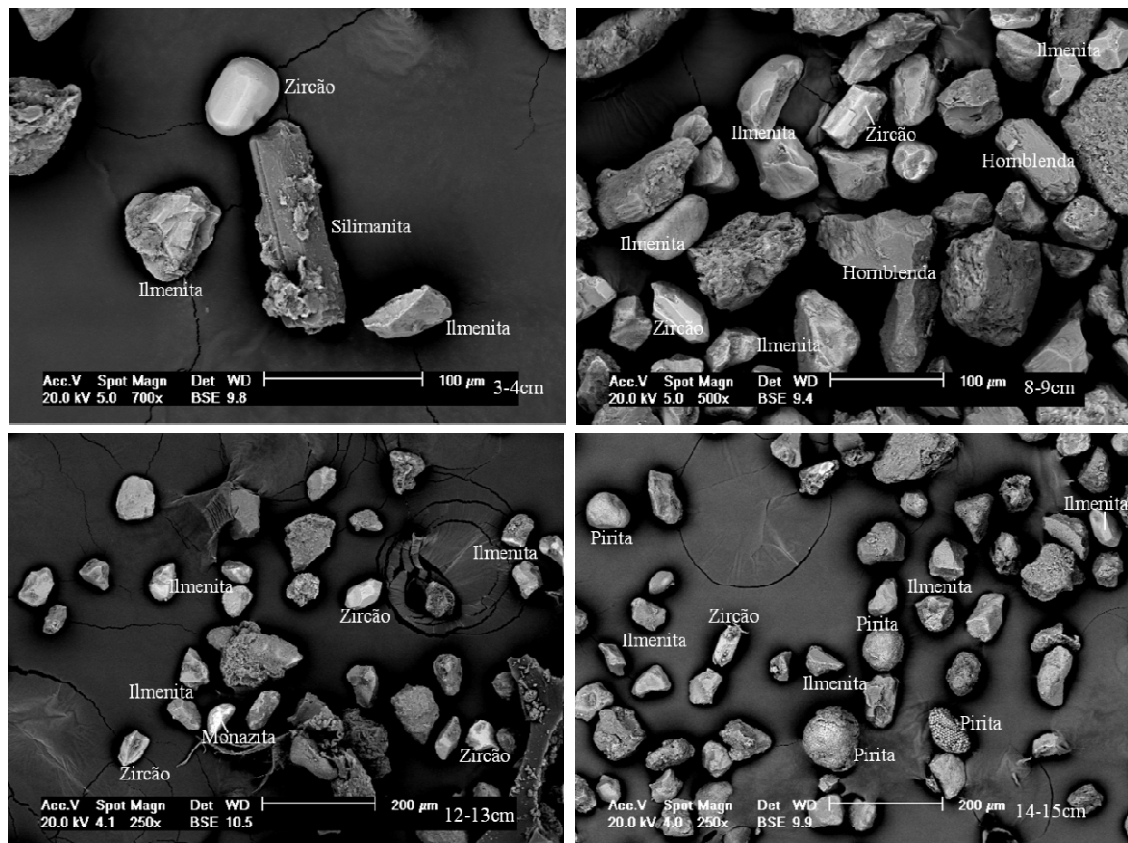


Figura 22: Tamanho e forma dos minerais pesados encontrados no BCCF10-09.

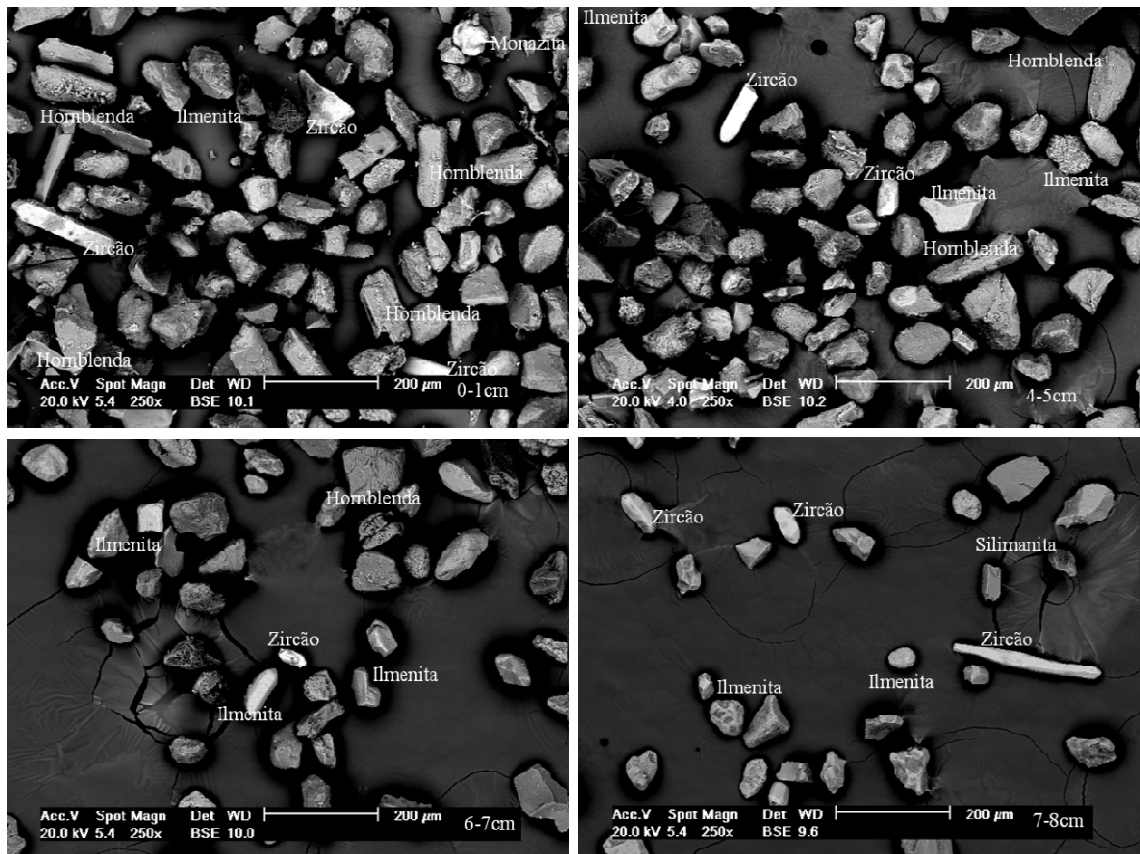


Figura 23: Tamanho e forma dos minerais pesados encontrados no BCCF10-13.

O zircão (ZrSiO_4) é um neo-silicatos ultra-estável (PETTIJOHN, 1975), de elevada resistência aos processos físicos e químicos naturais, com densidade de 4,68. Este pode ocorrer primariamente em rochas ígneas, sendo mais frequentemente encontrado em rochas ácidas. Em rochas ortoderivadas, formada pelo metamorfismo de rochas ígneas, estão presentes como mineral acessório (REMUS et al., 2008). Os zircões encontrados na área de estudo apresentaram-se tanto na forma arredondada quanto prismática, sendo comumente encontrados na forma arredondada em todos os box cores analisados, com exceção do BCCF10-13, em que houve um predomínio de grandes zircões prismáticos (Figura 24).

Ilmenita (FeTiO_3) é um óxido de ferro e titânio (densidade 4,7), que ocorre em camadas e massas lenticulares encaixadas no gnaiss e em rochas metamórficas cristalinas (DANA, 1984). Este mineral apresentou-se sob forma arredondada e de cristais tabulares (Figura 25).

Hornblenda ($((\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_{2-3}(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Al})_5\text{Si}_6(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$) é um inossilicato instável, com densidade 3,2, frequentemente encontrado em rochas ígneas e metamórficas, estando também amplamente distribuído em sedimento detríticos. Um fator limitante na

utilização de anfibólio para o estudo de proveniência é a sua instabilidade, pois não resistem aos processos físicos e químicos que acontecem naturalmente no ambiente (BARROS et al., 2005). Isso sugere que a hornblenda encontrada na fácies lamosa provem de uma área-fonte próxima, provavelmente de embasamento cristalino que compõe a geologia regional. Esse mineral é frequentemente encontrado sob forma anhedral e fortemente intemperizados (Figura 26a).

Silimanita (Al_2SiO_5) é um neo-silicato moderadamente estável, de densidade 3,23, podendo indicar fontes pelíticas aluminosas, xistos e gnaisses metamorfizados, no intervalo de baixa a alta pressão, bem como arenitos (MOTTA, 2010). Os grãos mais frequentemente encontrados na área apresentaram-se de forma cristalina com superfície irregular (Figura 26b).

Monazita ($((\text{Ce},\text{La},\text{Y},\text{Th})\text{PO}_4)$) é um fosfato de metais terras raras, estável (densidade 5,0-5,3), presente em rochas alcalinas e que ocorre de maneira acessória nos granitos, gnaisses, aplitos e pegmatitos, e em depósitos sedimentares (areias) (DANA, 1984). Este também pode estar associado a outros minerais resistentes como a magnetita, ilmenita, rutilo e zircão. A monazita é um mineral relativamente macio (dureza 5) e não resiste aos processos intempéricos como o zircão, porém seu relevo pode ser confundido com o mesmo. A monazita, em geral, apresentou forma arredondada com esfericidade e arredondamento alto (Figura 26c,d).

Hematita (Fe_2O_3) é um óxido férrico (densidade 4,8-5,3) amplamente distribuído em rochas de todas as idades. Ocorre em depósitos metamórficos de contato e, como mineral acessório, nas rochas ígneas feldspáticas, como granito. As hematitas apresentaram-se de forma basais acentuadas, mostrando algumas vezes marcas triangulares (Figura 27a).

Rutilo (TiO_2) é um óxido de titânio ultra-estável (densidade 4,18-4,25), podendo ocorrer em rochas graníticas, gnaisses, xistos, calcário metamórfico e dolomita. Este mineral encontra-se na forma de cristais prismáticos com terminações bipiramidais (Figura 27b).

Pirita (FeS_2) é um sulfeto de ferro (densidade 5,02) que ocorre como segregação magmática direta ou como mineral acessório de rochas ígneas, também em depósitos metamórficos de contato, sob alta ou baixas temperaturas. Sendo encontradas comumente em rochas sedimentares tanto de origem primária quanto secundária (DANA, 1984) (Figura 27c,d).

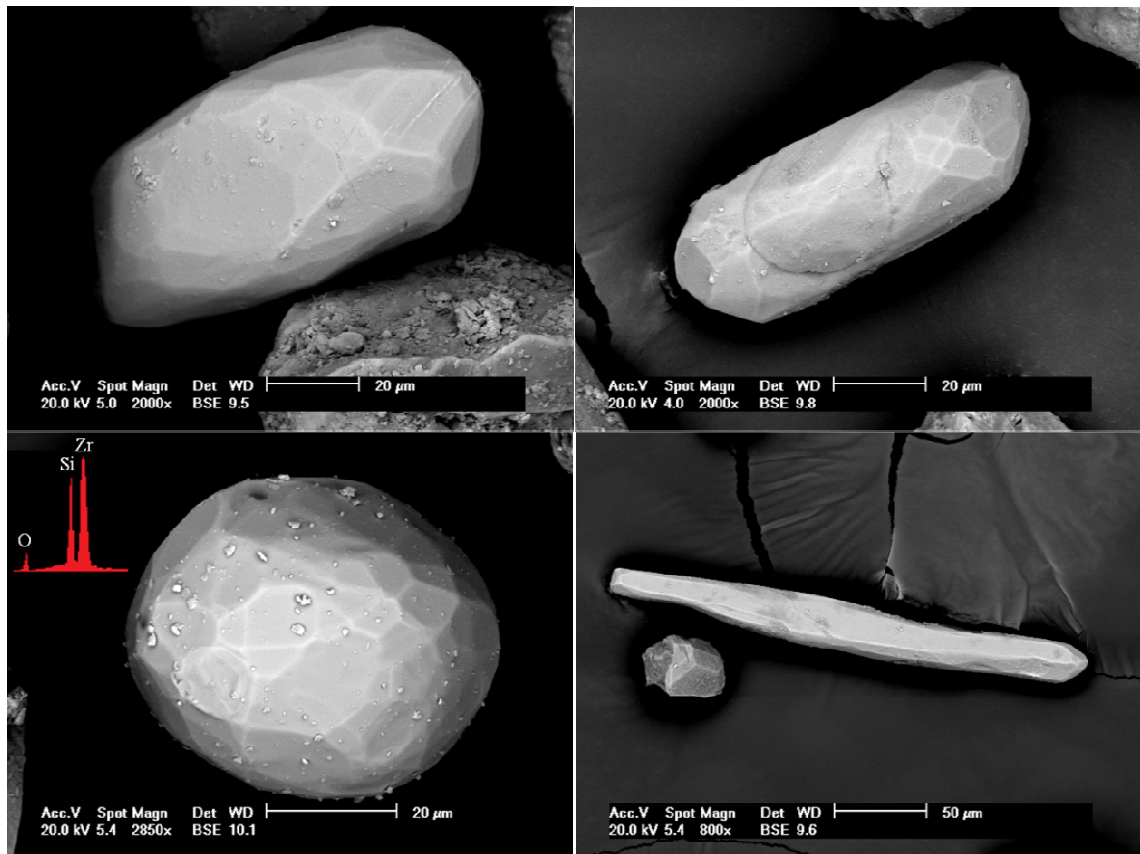


Figura 24: Formas diferentes de Zircões e composição elementar através do EDS.

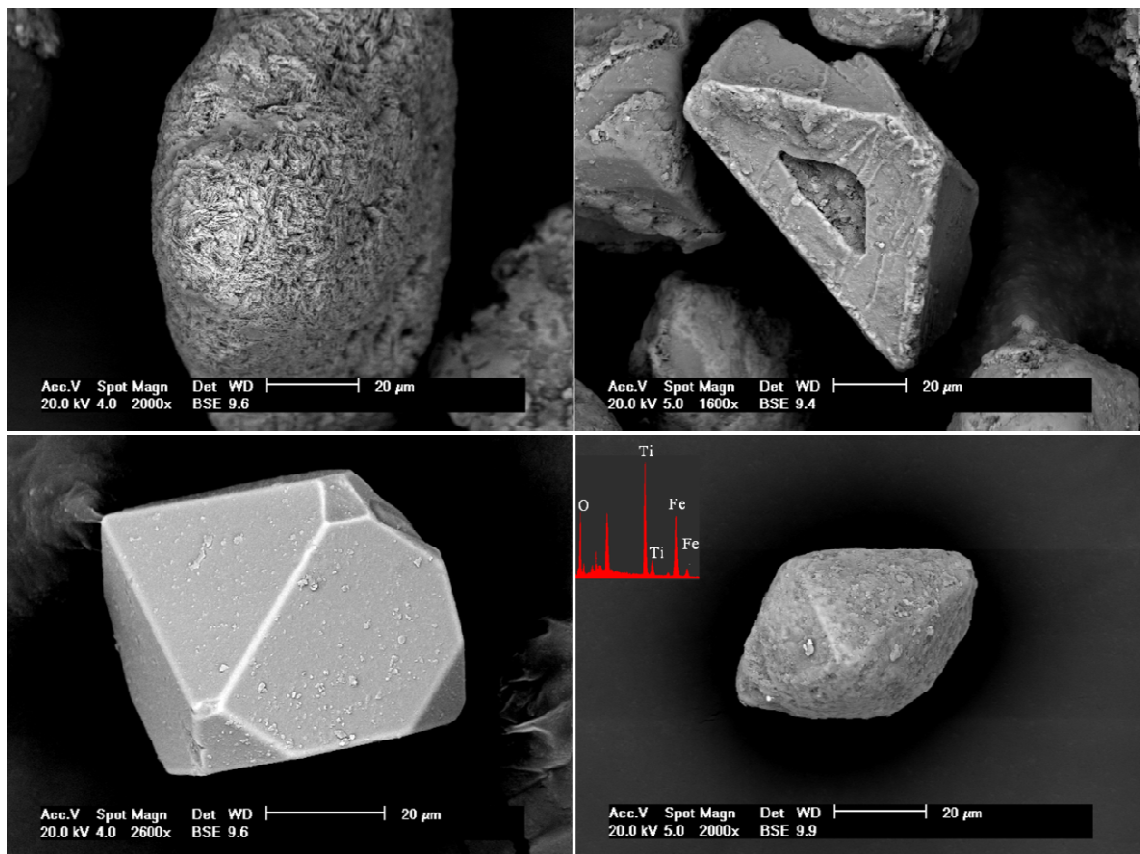


Figura 25: Formas diferentes de Ilmenita e composição elementar através do EDS.

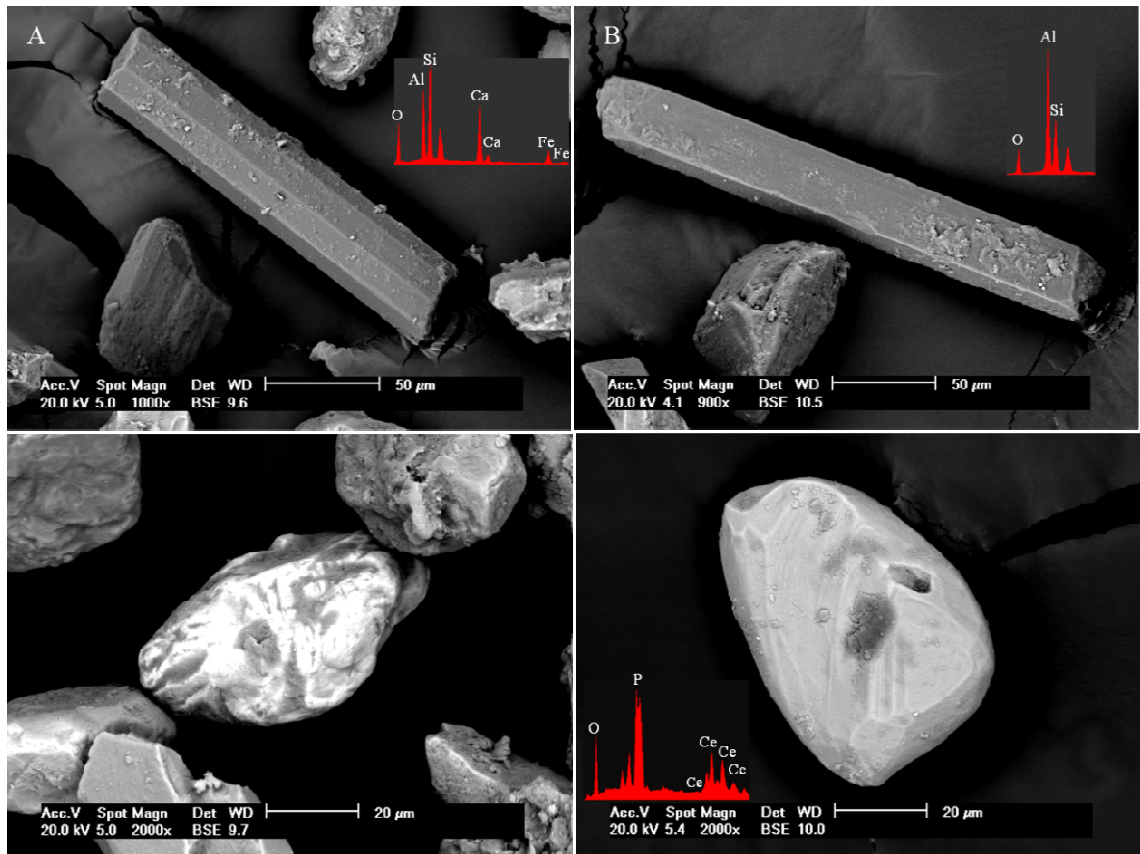


Figura 26: a- Hornblenda; b- Silimanita; c e d- Monazita, e seus respectivos EDS.

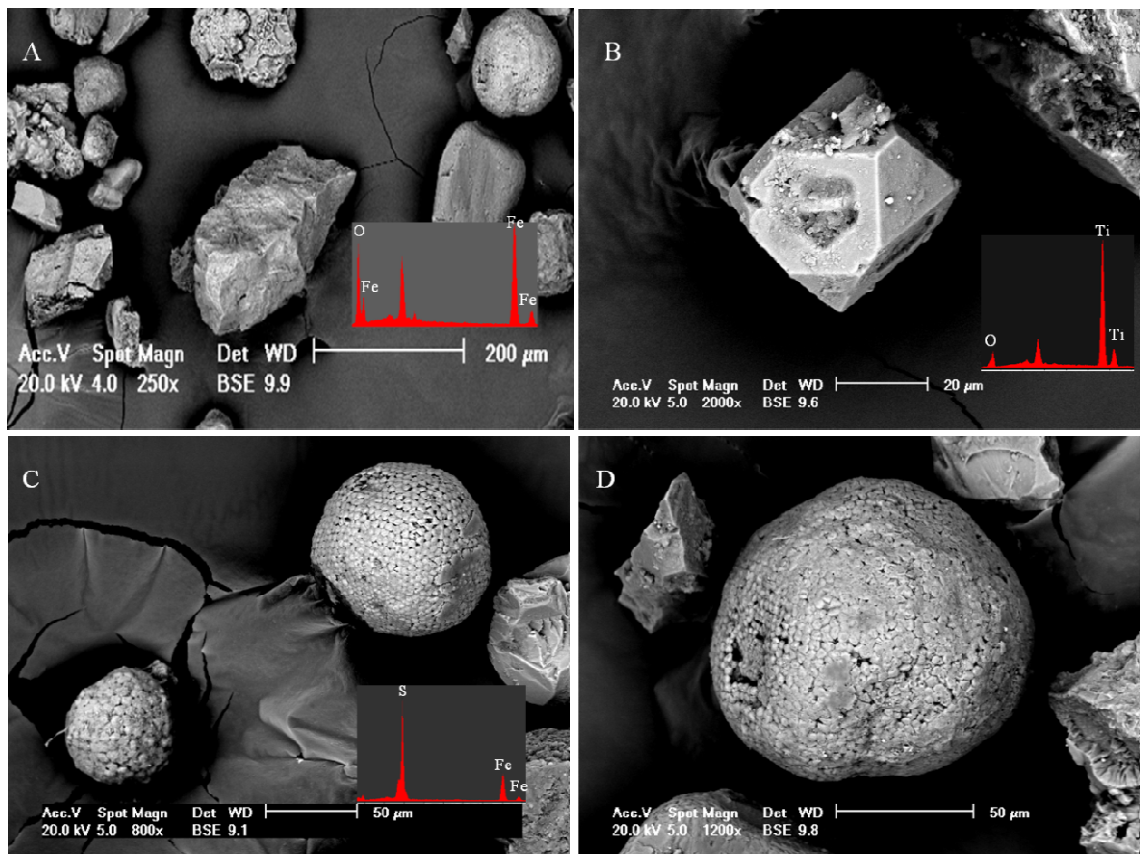


Figura 27: a-Hematita; b-Rutilo; c e d- Pirita, com seus respectivos EDS.

7 DISCUSSÃO

7.1 ANÁLISE DOS PERFIS DE VP

A velocidade da onda p em sedimentos marinhos é influenciada por diferentes parâmetros geológicos, tais como, estrutura litológica, fluido intersticial, densidade, porosidade e pressão de confinamento (AYRES-NETO, 1998). Tais parâmetros atuam promovendo a modificação dos sinais de Vp de acordo com o tipo de material que está sendo analisado. De modo geral, com o aumento da densidade e a redução da porosidade do material, há uma tendência ao aumento nos padrões de Vp (Tabela 3).

Os perfis de Vp analisados permitem inferir sobre a maneira que estas se comportam de acordo com o tipo de sedimento analisado. Dessa forma, os registros de velocidades mais altas, ocorreram em sedimentos com maiores porcentagens de areia (BCCF10-01 e BCCF10-13), enquanto os sedimentos que continham, predominantemente, silte e argila (BCCF10-04 e BCCF10-09), as velocidades foram mais baixas (Tabela 4). Esses resultados corroboram com os encontrados por Hamilton (1979); Kim et al. (2001), Macedo (2006), os quais constataram que as maiores velocidades (1500m/s a 1600m/s) estão relacionadas à sedimentos com maior tamanho do grão (grãos mais grossos), enquanto as menores à sedimentos finos (Tabela 3).

As menores médias de Vp foram encontradas nos testemunhos BCCF10-04 e BCCF10-09 (Tabela 4) que apresentaram predominância em material siltoso, de menor tamanho do grão. Além disso, esses baixos valores de Vp podem estar associados com o aumento da composição orgânica e da porosidade do material (Tabela 3). Pois segundo Gorgas et al. (2002), os baixos valores de Vp (1440m/s) em sedimentos marinhos, podem estar relacionados a altos teores de material orgânico e alta porosidade, devido a

presença de bolhas de gás formada por microorganismos durante seu processo de decomposição da matéria orgânica.

Os testemunhos analisados, além de serem compostos predominantemente por partículas finas, também possuem grande quantidade de material orgânico, principalmente no BCCF10-04 e BCCF10-09 (Tabela 4), corroborando com os resultados obtidos por Hamilton (1972), em que a presença matéria orgânica nos sedimentos tende a reduzir a Vp, e aos resultados de Fisher (1996), que ao estudar sedimentos ao longo da plataforma norte do Brasil, evidenciou baixos valores de Vp devido ao predomínio de sedimentos finos e a presença de bolhas de ar nas amostras coletadas.

Além disso, os testemunhos com menores teores de água e maior tamanho do grão (Tabela 4), como o BCCF10-01 e BCCF10-13, possuem uma ampla faixa de variação de Vp, enquanto sedimentos com maiores teores de água e sedimentos finos, apresentam uma faixa estreita de variação da Vp, sendo esses mais homogêneos e menos susceptíveis a alterações em sua propagação. A velocidade de propagação do som na água do mar gira em torno de 1400m/s, com isso, quanto maior quantidade de água presente no testemunho, devido ao aumento da porosidade do material, mais baixo será o valor da Vp (Tabela 3) (HAMILTON, 1979). Dessa forma, o conteúdo de argila e de água dos sedimentos marinhos também tem grande importância na determinação das propriedades acústicas, pois afetam a Vp através da densidade e da porosidade do material (KIM et al., 2001).

Tabela 3: Correlação de Pearson entre as variáveis, tamanho médio do grão (μm), Vp (m/s), densidade (g/cm^3), MP (%), COT (%), teor de água (%) e porosidade (%), referentes aos quatro testemunhos coletados ($n=55$). Os valores em vermelho correspondem a correlações significativas ($p < 0,05$).

Variáveis	Tamanho médio do grão (μm)	Vp (m/s)	Densidade (g/cm^3)	SMx10 ⁻⁶	MP (%)	COT (%)	Teor de água (%)	Porosidade (%)
Tamanho médio do grão (μm)	1,00	0,57	0,21	0,82	0,49	-0,66	-0,58	-0,2
Vp (m/s)	0,57	1,00	0,63	0,78	0,53	-0,36	-0,75	-0,6
Densidade (g/cm^3)	0,21	0,63	1,00	0,40	0,24	-0,18	-0,77	-1,0
SMx10 ⁻⁶	0,82	0,78	0,40	1,00	0,63	-0,71	-0,71	-0,4
MP (%)	0,49	0,53	0,24	0,63	1,00	-0,54	-0,35	-0,2
COT (%)	-0,66	-0,36	-0,18	-0,71	-0,54	1,00	0,35	0,2
Teor de água (%)	-0,58	-0,75	-0,77	-0,71	-0,35	0,35	1,00	0,8
Porosidade (%)	-0,21	-0,63	-1,00	-0,40	-0,24	0,18	0,77	1,0

As correlações de Pearson representadas na tabela 3 são referentes aos quatro testemunhos coletados. Nesta tabela podem-se identificar correlações significativas ($p < 0,05$) entre as variáveis analisadas, o que não foi possível quando analisados

individualmente as variáveis para cada testemunho. Essa significância obtida ao agrupar os testemunhos e correlacioná-los, ocorreu devido ao aumento do "n" amostral, que promoveu um aumento do R (acima do limite de significância).

Tabela 4: Valores médios das variáveis, tamanho médio do grão (μm), Vp (m/s), SM ($\times 10^{-6}\text{SI}$), COT (%), MP (%), teor de água (%), referentes aos quatro testemunhos estudados.

Testemunhos	Tamanho médio do grão (μm)	Vp (m/s)	SM $\times 10^{-6}$ SI	COT (%)	MP (%)	Teor de água (%)
BCCF10-01	49,87 \pm 0,58	1521 \pm 3,2	18,2 \pm 0,32	1,18 \pm 1,78	0,08 \pm 0,02	34,3 \pm 1,88
BCCF10-04	22,68 \pm 10,51	1495 \pm 5,51	-2,5 \pm 0,15	1,76 \pm 2,92	0,03 \pm 0,01	42,8 \pm 3,37
BCCF10-09	22,42 \pm 6,5	1403 \pm 0,99	-7,7 \pm 0,32	1,65 \pm 3,61	0,03 \pm 0,007	48,1 \pm 4,37
BCCF10-13	44,09 \pm 7,72	1511 \pm 0,37	14,6 \pm 0,18	1,02 \pm 0,37	0,21 \pm 0,07	39,9 \pm 3,48

7.2 DIFERENCIAÇÕES ENTRE OS TESTEMUNHOS

Os parâmetros geofísicos, como dito anteriormente, são controladas pelas propriedades de seus constituintes e suas proporções (BACHMAN, 1985). Assim, os valores de Vp podem variar de acordo com o tipo de sedimento, apresentando diferenças e similaridades entre as amostra coletadas em uma mesma área.

Ao agrupar os testemunhos utilizando o diagrama de Cluster, como mostrado na figura 28, foi possível evidenciar dois grupos distintos, com 100% de diferença entre os mesmos. Esses foram agrupados de acordo com o método de Ward, em que relacionaram os testemunhos BCCF10-01 e BCCF10-13, em um mesmo grupo, com apenas 20% de diferenças entre si, enquanto o BCCF10-04 e BCCF10-09 foram agrupados tendo 30% de diferença.

Ao comparar os testemunhos estudados pode-se notar semelhanças entre os mesmos. O BCCF10-04 e 09 (Tabela 4), pontos intermediários do banco lamoso, apresentaram médias de Vp mais baixas do que as médias obtidas para os testemunhos BCCF10-01 e 13. Isso evidencia semelhantes processos de sedimentação e dinâmica deposicional entre os testemunhos correlatos. Essa diferenciação faz com que esses testemunhos sejam tratados sob visões sedimentológicas e oceanográficas distintas dentro de um mesmo sistema deposicional.

Além disso, os testemunhos BCCF10-01 e BCCF10-13, mais afastado da costa e mais próximo à costa respectivamente, apresentaram médias altas de Vp em decorrência da predominância de partículas grossas e redução no carbono orgânico, enquanto o

BCCF10-04 e BCCF10-09 apresentaram menores médias de V_p , como consequência de uma maior predominância de grãos finos e maiores porcentagens de carbono orgânico (Tabela 4).

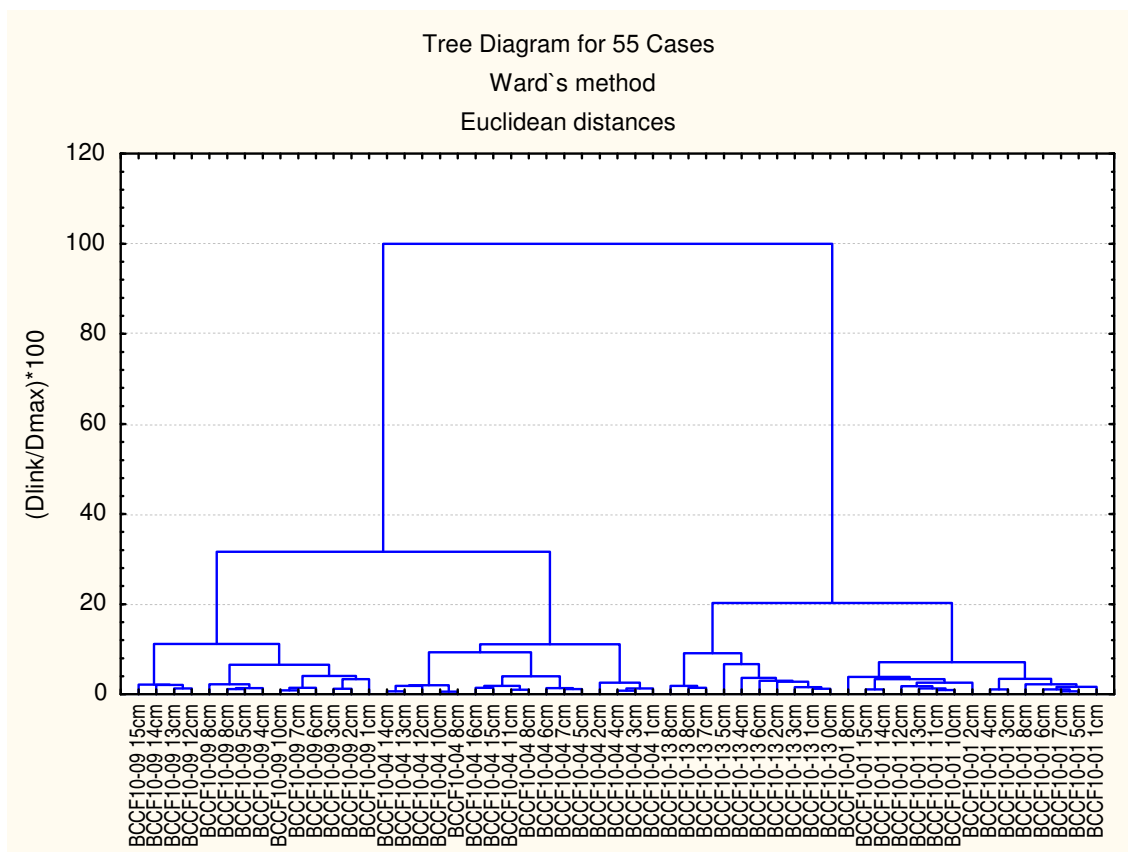


Figura 28: Agrupamento referente aos 4 testemunhos amostrados (por centímetro) em função dos parâmetros: Tamanho médio do grão (μm), V_p (m/s), Densidade (g/cm^3), SM (10-6SI), MP (%), COT (%) e Teor de água (%).

Uma importante tendência também foi verificada ao comparar os valores de V_p dos testemunhos BCCF10-01, BCCF10-04 e BCCF10-09. Através da análise desses, foi possível notar uma tendência ao aumento da V_p de oeste a leste (09 - 04 - 01), que ocorre devido ao aparecimento de material mais grosso à medida que se aproxima do BCCF10-01, mais distante da costa.

Essa diferença no tipo de material depositado e no gradiente de velocidade encontrada entre os testemunhos da mesma área pode ser explicada por sua proveniência e pelas dinâmicas oceanográficas (KIM et al., 2001).

O transporte horizontal de partículas é gerado pelo deslocamento de correntes, que formam zonas preferenciais de deposição. A forma, tamanho e peso da partícula determinam seu tempo de permanência na massa de água e o tipo de transporte. Assim,

as partículas finas são transportadas em suspensão deslocam-se para longe da costa, sendo redistribuídas numa escala regional pelas correntes (ALVES; PONZI, 1984).

Os sedimentos superficiais da plataforma continental interna são predominantemente terrígenos, provavelmente provenientes da desembocadura do rio Paraíba do Sul, que possui um aporte de 10^6 toneladas anuais de sedimentos finos (areia fina e silte) ao mar (ALVES; PONZI, 1984; CARVALHO et al., 2002). Em geral a turbulência do escoamento mantém os sedimentos finos permanentemente em suspensão. Porém, ao entrar em contato com o mar, que possui menor turbulência, os sedimentos encontram condições propícias para a deposição (GIBBS, 1983).

Nesse sentido, a fácies deposicional de lama da região de estudo, apresenta material proveniente da desembocadura do rio Paraíba do Sul, que é transportado pelas correntes Costeiras e do Brasil, depositando-se, preferencialmente, no ponto mais próximo a costa, e através de bifurcação formada devido a abrupta mudança da linha de costa (N-S para L-O), este material continental também é transportado ao ponto mais afastado, representado pelo box-core BCCF10-01(Figura 29).

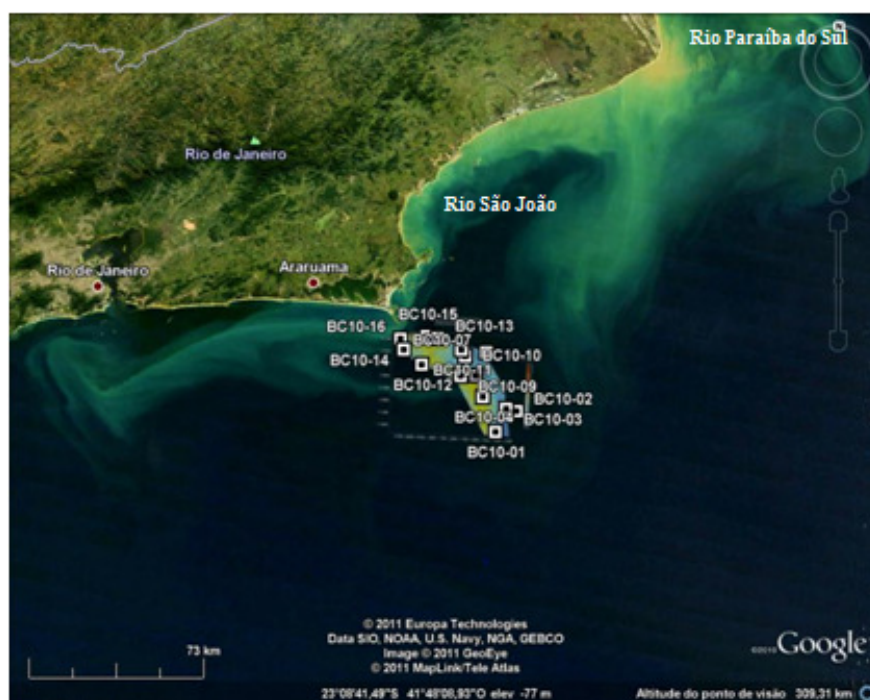


Figura 29: Imagem do satélite MODIS Terra referente a junho de 2010, mostrando a bifurcação das correntes na região de estudo.

7.3 ANÁLISE DE SEÇÕES SEDIMENTARES ATRAVÉS DA VP

Ao comparar os testemunhos BCCF10-01, 04 e 09 pode-se notar que estes possuem seções em comum, com o mesmo padrão sedimentar, ou seja, a seção 1 do BCCF10-01 e 09 corresponde ao mesmo processo ocorrido na seção 2 do BCCF10-04, os quais apresentam um aumento de grãos mais finos, principalmente entre os 100 e 80 anos AP e oscilações na Vp (Figura 11, 13,15). Porém, no BCCF10-13, devido a alta taxa de sedimentação, não foi possível encontrar os mesmos padrões (Figura 17).

Esse aumento de sedimentos finos durante o período de 80 a 100 anos AP pode ter ocorrido devido a hidrodinâmica local, onde os sedimentos finos, por serem mais leves, conseguem ser facilmente transportados em suspensão na coluna de água, sendo levados a se depositar a longas distâncias e em função do fluxo das correntes oceânicas (MAHIQUES et al., 2007).

7.4 PROPRIEDADES FÍSICAS

Nos sedimentos marinhos, o conhecimento do tipo de material predominante na área de estudo é de extrema importância para a interpretação dos dados físicos. Hamilton (1972, 1976), Hamilton e Bachman (1982) descreveram que as correlações entre a densidade e a granulometria são positivas, obtendo-se maiores valores de densidade gama coincidindo com o aumento no tamanho do grão (Tabela 3).

A porosidade, por sua vez, é expressa como o volume do vazio (espaços entre os grãos) ocupado pela água, em sedimentos livres de gás (HAMILTON, 1976). Em sedimentos marinhos, a porosidade pode variar de 35% a 90%. Em geral, a porosidade aumenta com a redução do tamanho do grão, sendo inversamente proporcional a densidade (Tabela 3).

Assim, ao analisar teor de água entre os testemunhos coletados, pode-se notar que o BCCF10-04 e BCCF10-09 apresentaram teores médios de água maiores do que o BCCF10-01 e BCCF10-13 (Tabela 4). Isso ocorreu devido a predominância de partículas mais finas, principalmente pela presença de argila, no BCCF10-04 e BCCF10-09. Dessa forma, pode-se dizer que porosidade é diretamente proporcional ao teor de água e inversamente proporcional ao tamanho do grão (Tabela 3).

As argilas são filossilicatos que apresentam granulações muito finas e camadas alternadas entre octaedros e tetraedros. A camada octaédrica é formada por íons negativos ao redor do Al^{3+} , tais como O^- e OH^- e a camada tetraédrica é formada por Si^{4+} , O^- e OH^- , onde cada íon de Si^{4+} está no centro de um tetraedro de íons de oxigênio. Essas configurações proporcionam às argilas a capacidade de permanecerem na água por períodos relativamente longos, podendo ser floculadas por eletrólitos, adsorvendo íons da solução, e tendo a capacidade de adsorver água e materiais orgânicos, tornando-se mais plásticas (KRAUSKOFF, 1972).

As argilas presentes nos testemunhos o BCCF10-04 e BCCF10-09 apresentam maior capacidade de floclulação e adsorção de água e matéria orgânica, o que proporciona um aumento da porosidade dos testemunhos (Figura 14 e 16). Esses testemunhos apresentaram maiores conteúdos de COT e água, e predominância em partículas finas (Tabela 4). Sendo assim, pode-se dizer que as argilas afetam no balanço elétrico, absorvendo água e modificando seu grau de consolidação (HAMILTON, 1970). Deste modo, camadas com grãos mais finos, parcialmente consolidados, também promovem uma redução da V_p , em decorrência da redução do módulo elástico de compressão do material (MAA et al., 1997).

No BCCF10-01 ocorre uma redução na porosidade da base até 80 anos AP e um posterior aumento de 80 anos AP ao recente (Figura 12). Da base a 80 anos AP, ocorre a predominância de partículas finas em meio ao conteúdo de areia. Isso faz com que os espaços entre os grãos de areia sejam preenchidos por silte e argila (abundantes na área de estudo), promovendo uma redução da porosidade em decorrência da diminuição dos espaços entre os poros que seriam preenchidos por água. No entanto, de 80 anos AP ao recente, há um aumento da porosidade em decorrência de um aumento de partículas grossas e uma redução de silte e argila ao seu redor, isso faz com que os espaços entre os grãos aumentem.

O BCCF10-13 por apresentar uma maior contribuição de material grosso ao longo do perfil, que proporcionou um aumento nos espaços vazios entre os grãos, apresentou um aumento da porosidade da base ao topo do testemunho e redução da densidade (Figura 17).

Os parâmetros de densidade gama apresentaram-se como imagem espelhada da porosidade, sendo assim, os parâmetros descritos acima ocorreram inversamente para os dados de densidade.

7.5 CONTEÚDO ORGÂNICO

Nos sedimentos marinhos, a taxa de acumulação de carbono orgânico depende da produtividade, taxa de degradação microbiana e das condições oceanográficas locais (BARCELLOS; FURTADO, 1999). O aumento na taxa de acumulação pode ocorrer pela proximidade de áreas costeiras, particularmente em regiões onde ocorre ressurgência de águas profundas. O conteúdo de carbono orgânico é um bom indicador de abundância de matéria orgânica nos sedimentos marinhos (MEYER, 1997; 2003), estando estes associados a sedimentos mais finos, devido à semelhança entre a velocidade de deposição dos constituintes orgânicos particulados e das partículas finas (TYSON, 1995 apud GUIMARÃES, 2005).

Quando a matéria orgânica está associada à sedimentos finos, como argilas ou partículas minerais, estas facilitam sua deposição, de forma a diminuir seu tempo de exposição à degradação na coluna de água, alcançando o sedimento de forma mais preservadas (OLIVEIRA, 2011).

Esta associação do conteúdo orgânico com as partículas finas do sedimento pode ser vista nos testemunhos BCCF10-04 e BCCF10-09, que possuem uma predominância de grãos mais finos e altos teores de carbono orgânico associados a eles. A matéria orgânica aderida aos grãos mais finos possibilita uma maior absorção de água, afetando a composição sedimentar e o grau de consolidação do sedimento (Tabela 3). No entanto, os testemunhos BCCF10-01 e BCCF10-13 (Tabela 4) possuem menor teor de carbono orgânico do que o BCCF10-04 e BCCF10-09. Isso ocorre devido a predominância de areia fina ao longo dos testemunhos e ao alto acúmulo de material mineral apresentada no BCCF10-13 (Tabela 2), em que, segundo Tyson (1995 apud GUIMARÃES, 2005), essa queda no conteúdo orgânico pode estar associado a altas taxas de sedimentação, que foi apresentada pelo testemunho coletado próximo a costa. Assim, a relação entre tamanho do grão e COT sugere que mudanças na granulometria podem resultar em mudanças na taxa de acumulação de carbono (HASS; Van WEERING, 1997).

Deste modo, pode-se dizer que o COT é inversamente proporcional ao tamanho do grão, estando presente em maiores quantidades aderidos a partículas finas, e diretamente proporcional ao teor de água, proporcionando uma maior absorção de água pelo sedimento (Tabela 3).

7.6 MINERAIS PESADOS

Ao comparar o teor de minerais pesados com o tamanho médio do grão da região, pode-se notar que estes estão associados, principalmente, a fração de areia fina, pois as maiores concentrações de minerais pesados foram encontrados nos testemunhos BCCF10-01 e BCCF10-13, que possuem maior porcentagem de areia em sua composição. Isso evidencia uma maior deposição de material terrestre em ambos os testemunhos, diferente do encontrado no BCCF10-04 e BCCF10-09, que possuem menores conteúdos de minerais pesados e maiores porcentagens de sedimentos finos.

O efeito do transporte sobre as partículas pode atuar modificando sua estrutura, como parte de processos abrasivos que envolvem mudanças do tamanho do grão (CHORLEY et al., 1985). Assim, diferentes tipos de transportes podem produzir diferentes mudanças na configuração estrutural da partícula carregada.

A diminuição do tamanho da partícula se dá pelo efeito do aumento do arredondamento do grão devido aos regimes de fluxo que produzem maiores graus de abrasão e de arredondamento. Minerais como zircão, monazita, rutilo entre outros minerais ultra-estáveis, são capazes de sobreviver a vários ciclos de retrabalhamento nos sedimentos, assim como a alta estabilidade que os fazem resistir aos processos intempéricos e metamórficos, permitindo-os permanecer ao longo do registro geológico (EGGER, 2006).

Ao analisar a estrutura e o tamanho relativo dos minerais pesados, foi possível notar a predominância de estruturas arredondadas e tamanho variando em torno de 40-200 μ m. Dessa forma, pode-se dizer que a redução no tamanho dos cristais e seu arredondamento ocorreram, principalmente, devido a processos abrasivos como resultado do transporte através de correntes, a partir de áreas fonte mais distantes, como notado no BCCF10-01, 04 e 09 (Figura 20, 21, 22). De acordo com Rocha et al. (1975), durante seus trabalhos nas margens da plataforma sudeste do Brasil (Projeto REMAC), viram que o grau de arredondamento da fração areia (125 a 250 μ m) aumenta na região mais a sul de Cabo Frio, onde encontraram uma tendência de grãos passando de subangulares à subarredondados, e na plataforma interna estes apresentavam-se mais arredondados. Neste mesmo trabalho, Rocha et al. mostram que a quantidade de minerais pesados (com densidade acima de 2,87) constituem menos de 0,5% da fração

grãos entre 125-250 μ m e que estes estão presentes em maior quantidade na região a norte de Cabo Frio devido ao aporte do rio Paraíba do Sul.

Grãos arredondados de zircão, por exemplo, indicariam ainda a presença de rocha sedimentar da área-fonte (NOBREGA et al., 2008) e minerais pesados como silimanita e minerais opacos refletem área fonte próxima. Além disso, grãos mais angulosos são indicativos de transporte a curta distancia o que também pode evidenciar a proximidade da área fonte (PROTHERO; SCHWAB, 1996). Essa proximidade pode ser vista no BCCF10-13, onde foram encontrados minerais de tamanhos maiores e mais angulosos, tais como, hornblenda e zircões.

Assim, a presença desses minerais pesados indica a associação entre sistema deposicional de origem continental e marinha. Anjos et al. (2007), em seus estudos sobre a proveniência de minerais na costa brasileira, classificou a porção norte do Rio de Janeiro como formada a partir da cristalização de rochas pré cambrianas, as quais são consideradas como origem primária de depósitos de minerais pesados. Uma origem secundária para esses minerais poderia estar associada à proximidade da Formação Barreiras (depósitos terciários), onde os minerais foram transportados para a plataforma por erosão, sendo carreados para sudeste pelo sistema de drenagem costeira. Dessa forma, pode-se dizer que rio Paraíba do Sul tem grande influência no aporte de minerais na região de estudo.

Sendo assim, a composição das assembléias de minerais pesados encontrados na fácies sedimentar de lama de Cabo Frio, indicam proveniência de rochas metamórficas derivadas de metassedimentos siliciclásticos, granitóides, rochas máficas e alcalinas pertencentes a região de Cabo Frio e região dos lagos, podendo ser carreados por transporte eólico, fluvial e por correntes oceânicas, a partir da erosão da rocha fonte. No entanto, a maior acumulação de material continental nos testemunhos BCCF10-01 e BCCF10-13, evidenciada pelo maior teor de minerais pesados nestes testemunhos, podem ter influência de correntes de fluxo oeste, proveniente da baía de Guanabara e, principalmente, de correntes que carregam material provenientes de norte, pelo aporte dos rios São João e Paraíba do Sul, cujos materiais carreados pela Corrente Costeira e do Brasil, se depositam através da bifurcação formada pela mudança de orientação da linha de costa, conforme igualmente descrito por Saavedra et al. (1999).

7.7 SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

A susceptibilidade magnética é mensurada a partir do grau de magnetização de um material quando exposto a um campo magnético induzido (CHANNEL et al., 2006; SCHULTHEISS et al., 2011). Isso fornece informações sobre a composição magnética dos sedimentos, relacionado a sua composição mineralógica e/ou processos deposicionais.

Minerais como magnetita e outros óxidos de ferro possuem altos valores de susceptibilidade magnética quando comparados a conteúdos de carbonato, sílica e água, por exemplo. Esses últimos possuem propriedades diamagnéticas e quando presentes em grandes quantidades no sedimento e juntamente com o próprio tubo de PVC, que revestem os testemunhos, podem reduzir os valores de susceptibilidade magnética tornando-os, muitas vezes, negativos (CHANNEL et al., 2006).

Assim ao analisar os testemunhos da área de estudo, pode-se notar que o BCCF10-01 e BCCF10-13 apresentaram valores de susceptibilidade magnética maiores (valores positivos) do que os testemunhos BCCF10-04 e BCCF10-09 (Tabela 4). Os baixos valores (negativos) encontrados no BCCF10-04 e BCCF10-09 ocorreram devido a sua composição sedimentar, em que apresentaram uma predominância de partículas finas. Estas promovem uma maior absorção de água por apresentarem estruturas capazes de adsorver eletrólitos e material orgânico. Sabendo que a água apresenta característica diamagnética, esta promove a redução do sinal magnético fornecendo valores negativos de SM. Além disso, estes testemunhos apresentam menores porcentagens de minerais pesados ao longo do perfil, o que pode indicar uma menor influência de aporte terrígeno.

No entanto, o BCCF10-01 e BCCF10-13 apresentam maiores porcentagens de partículas grossas e maiores teores de minerais pesados (Tabela 4). Esse aumento na SM pode estar ligado a maior porcentagem de minerais paramagnéticos presentes nos testemunhos, onde as maiores concentrações de ferro presentes nesses minerais, podem indicar um maior aporte terrígeno nessas porções da plataforma. Segundo Morata (2009) a presença de Fe no ambiente marinho pode caracterizar um aporte terrígeno, podendo este ser transportado por rios ou via eólica. Segundo Ferreira et al. (2007), em ambientes tropicais, a origem do Fe^{+3} está associado, principalmente, aos óxidos de ferro de origem continental, como a hematita, por exemplo, que promove o aumento da

SM. Assim, a relação entre os valores de SM com a presença de ferro no ambiente está intimamente ligada ao magnetismo mineral e ao tamanho do grão, os quais são controlados pela condição redox do ambiente (SHULAN, 2003). Além disso, os solos lateríticos, presente nas regiões tropicais e subtropicais, também fornecem de quantidades de ferro aos sedimentos, que propiciam o aumento da SM.

Dessa forma, pode-se dizer que com o aumento de minerais pesados, há um aumento na susceptibilidade magnética (Tabela 3). Porém, esta correlação não foi significativa nos testemunhos correlacionados individualmente, pois para obter correlação de tais parâmetros, em um mesmo testemunho, são necessários teores de minerais pesados acima de 10% (ABUCHACRA, 2010), sendo encontrado na área de estudo o valor máximo de 0,4%, obtido para o testemunho BCCF10-13.

7.8 RAZÃO Fe^{3+}/Fe^{2+}

Em todos os testemunhos analisados, a valência dominante foi o Fe^{3+} . Ao relacionar os dados de susceptibilidade magnética com os dados obtidos pela razão Fe^{3+}/Fe^{2+} , foi possível verificar que estes apresentam uma relação positiva entre si, indicando que a susceptibilidade magnética pode ser influenciada pela abundância de Fe^{3+} na área de estudo.

O aumento da razão Fe^{3+}/Fe^{2+} a medida que se aproxima do topo dos testemunhos BCCF10-01, 04 e 09 (Figuras 15, 17, 19), indica um predomínio de Fe^{3+} no topo em relação à base. Na base desses testemunhos a redução dessa razão indica que o Fe^{3+} está se reduzindo a Fe^{2+} . Segundo Kao et al. (2004), em ambientes redutores, o ferro reduzido pode se associar a sulfato, metabolizado por bactérias, formando monossulfetos de ferro e posteriormente pirita ou então este (Fe^{2+}) pode estar na forma livre presente na água intersticial, podendo se difundir para regiões mais profundas (SCOZELLI et al., 2008).

Por não se encontrar em estado solúvel em ambientes marinhos (DULEBA, 1994), a predominância de Fe^{3+} no topo do BCCF10-01 pode estar ligada à presença de minerais pesados que contenham óxidos de ferro, como por exemplo a hematita, encontrada nas análises feitas com o MEV-EDS. Esta relação também pode ser comprovada com os altos teores de susceptibilidade magnética encontradas neste

testemunho, indicando que a presença de minerais magnéticos associados ao ferro aumenta da base para o topo do testemunho.

No BCCF10-04 e BCCF10-09 essa razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ encontra-se associada a grãos finos que predominam em ambos os testemunhos. Dessa forma pode-se dizer que o Fe^{3+} , principalmente no topo dos testemunhos, pode ser encontrado sob forma de impureza, que atuam promovendo a substituição de algum elemento, como o Al, na estrutura das argilas, como atuando de forma a promover sua nucleação, ou seja, o Fe^{3+} presente na forma de hidróxido de ferro precipita-se sobre a argila, revestindo-a, como mostra a figura 29 (STUCKI et al., 1984). Assim, sob forma de impureza, o Fe^{3+} poderia estar aderido a minerais como, por exemplo, a albita e o Fe^{2+} aderidos a minerais como a pirita, por exemplo (JORGE, 2010). Esses resultados serão comprovados após o término das análises de espectroscopia de Mössbauer.

Segundo Chen (1996), a razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ em sedimentos marinhos é maior em sedimentos mais afastados da costa, o que pode explicar as baixas razões $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ encontradas no BCCF10-13 localizado mais próximo à costa. Isso pode ser atribuído também ao menor conteúdo de argila e predominância de grãos mais grossos presentes nele. Os altos valores de Fe^{2+} também podem estar ligados ao intemperismo físico de aluminossilicatos e ao fato de que a quantidade de aluminossilicatos autigênicos são menores do que os encontrados em estações costa afora (CHEN, 1996; SCHULZ; ZABEL, 1999).

Ao comparar a razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ com a porosidade dos testemunhos BCCF10-04 e BCCF10-09, pode-se notar uma relação positiva, onde ocorre um aumento da porosidade e da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ da base para o topo do testemunho. Segundo Kostka et al. (1999), o processo redox do ferro pode afetar a característica das argilas. Assim, quando ocorre a redução do ferro aderido a argila, a capacidade de retenção de água em seu espaço interlaminar diminui, ou seja, a expansão das argilas ocorre com a entrada de água em seus espaços interlaminares, com a redução, essa capacidade de retenção diminui, diminuindo, assim, sua porosidade.

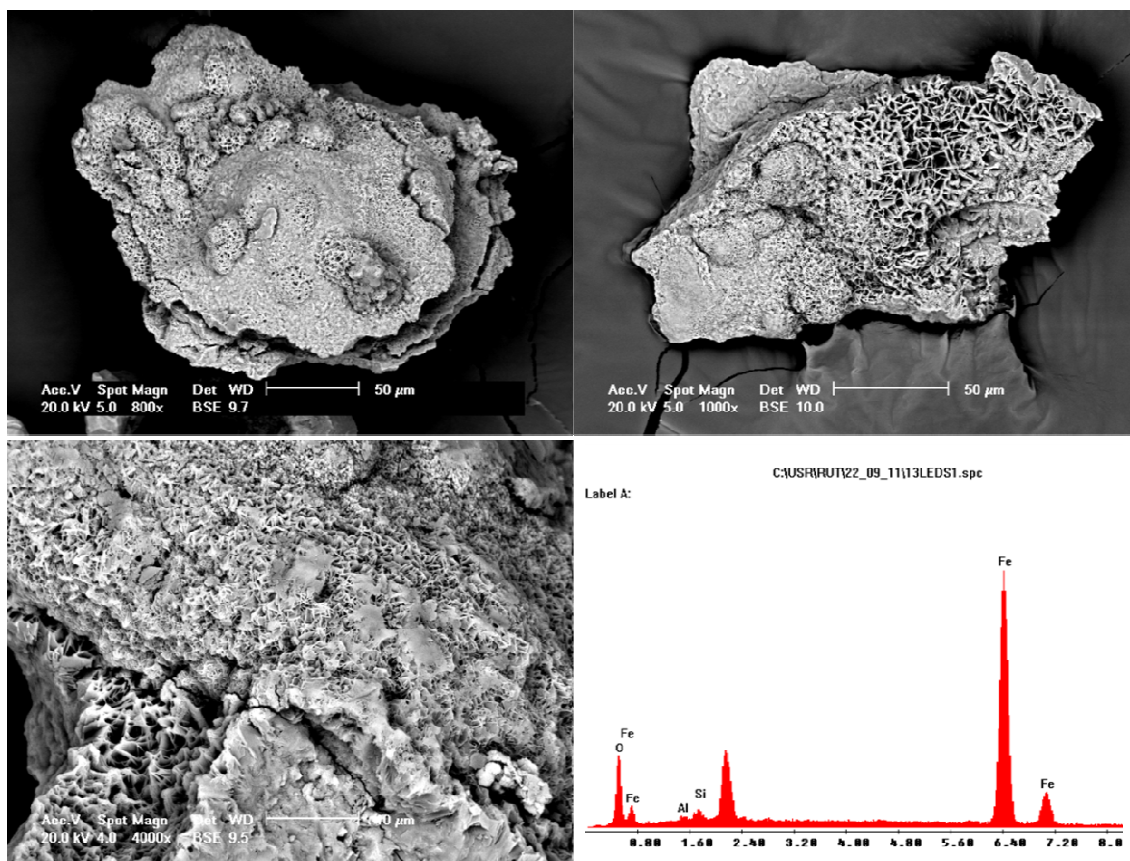


Figura 30: Imagens mostrando a precipitação de hidróxido de ferro em argilas.

8 CONCLUSÃO

Neste trabalho foram analisados quatro box-cores distribuídos ao longo da fácies sedimentar de lama presente na plataforma continental de Cabo Frio, desde a batimetria de 74m na porção norte da área a 132m na porção sul.

Os testemunhos BCCF10-01 e 13 apresentaram predominância em areia fina no topo do testemunho enquanto na base houve a predominância de silte grosso. Os testemunhos BCCF10-04 e BCCF10-09 apresentaram predominância em silte e argila ao longo do perfil.

Através das análises físicas feitas nos testemunhos, foi possível constatar a relação existente entre elas. Assim, pode-se notar que a Vp tende a variar de acordo com o tamanho do grão, estando mais relacionada a sedimentos mais grossos (areia fina), aumentando seus valores com o aumento no tamanho do grão. Além disso, baixos valores de Vp podem estar relacionados com aumento no conteúdo orgânico e aumento no teor de água nos sedimentos marinhos.

A porosidade e a densidade também variaram de acordo com a Vp, onde houve um aumento da porosidade e conseqüentemente uma redução na densidade e na Vp. Assim, a porosidade apresentou correlação negativa com a densidade.

Dessa forma, foi possível identificar semelhanças entre os testemunhos analisados. O testemunho BCCF10-01 e 13, mais próximo e mais afastado da costa, apresentaram semelhanças entre si, apresentando maiores valores de Vp, SM, teor de minerais pesados e predominância em partículas grossas. No entanto, o BCCF10-04 e 09, pontos intermediários, apresentaram maior conteúdo orgânico, teor de água e porosidade, com predominância de partículas finas (silte e argila).

Além disso, foi possível verificar a relação entre o COT e o tamanho do grão, onde a diminuição do deste último pode estar relacionado ao aumento da taxa de acumulação de carbono.

Através da associação entre parâmetros físicos e geoquímicos foi possível identificar seções nos diferentes testemunhos, onde o BCCF10-01, 04 e 09, principalmente entre os anos de 100 e 80 anos AP, apresentaram um aumento de partículas finas. Isso pode ter ocorrido devido aos processos hidrodinâmicos local, que levam a redução da capacidade de ressuspensão de sedimentos grossos durante este período, promovendo o transporte e a deposição de partículas finas.

Ao analisar a distribuição de minerais pesados sobre os testemunhos coletados ao longo da fácies sedimentar, foi possível verificar a interação desses, principalmente, com os testemunhos BCCF10-01 e 13, que apresentaram predominância em areia fina, indicando um maior aporte terrígeno para ambos os testemunhos.

A assembléias de minerais pesados indicou proveniência de rochas metamórficas derivadas de metassedimentos siliciclásticos, granitóides, rochas máficas e alcalinas pertencentes à própria região de Cabo Frio e região dos lagos. Estes minerais erodidos da rocha fonte podem ser transportados por agentes eólicos, fluviais e por correntes oceânicas. Porém, as maiores porcentagens de minerais encontrados no BCCF10-01 e BCCF10-13, evidenciam a influência de correntes que carregam materiais, principalmente, vindos de norte, provenientes dos rios São João e Paraíba do Sul. A pluma sedimentar fluvial proveniente destes rios bifurca na área oceânica devido à mudança de orientação da linha de costa, favorecendo a deposição na porção costeira e costa afora da fácies sedimentar de Cabo Frio.

Os valores de SM mostraram-se associados ao conteúdo mineralógico e ao teor de água dos testemunhos. Onde baixos valores encontrados no BCCF10-04 e 09, podem estar associados ao alto teor de águas (diamagnético) e a menores teores de minerais pesados encontrados. Além disso, foi possível constatar que o estado de oxidação dominante da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, foi o de Fe^{3+} , que influenciou nos picos de SM.

Dessa forma, a predominância de Fe^{3+} no topo do testemunho do BCCF10-01 pode estar ligada a presença de minerais pesados que contenham óxidos de ferro, como por exemplo, a hematita, que podem ser comprovados com os altos teores de susceptibilidade magnética neste testemunho.

No BCCF10-04 e BCCF10-09 o Fe^{3+} , principalmente no topo destes testemunhos, pode ser encontrado sob o material geológico, estando este aderido a

minerais como, por exemplo, a albita. No entanto, o aumento de Fe^{2+} , na base destes testemunhos, pode estar associado a minerais como a Pirita. No BCCF10-13, a razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ foi mais baixa, evidenciando que em sedimentos marinhos coletados em regiões costeiras as razões são menores do que para aqueles afastados da costa. Assim, esse aumento em Fe^{2+} pode estar ligado ao intemperismo físico de aluminossilicatos (grãos finos de minerais) que são mais abundantes em regiões próximas a costa, como evidenciado no BCCF10-13.

9 REFERÊNCIAS

ABUCHACRA, R. C. **Relação do teor de minerais pesados com a densidade gama e susceptibilidade magnética em testemunhos da planície costeira do norte do Estado do Rio de Janeiro**. Niterói, 2010. 134 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Fluminense, Niterói - RJ, 2010.

ALVES, E. C.; PONZI, V. R. A. Características morfológico-sedimentares da Plataforma Continental e Talude Superior da Margem Continental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. p. 1629-1642.

ANASTÁCIO, A. S. **Processos redoxes de ferro em argilominerais: caracterização, métodos de quantificação, especiação e modificações estruturais**. Belo Horizonte, 2007. 180 f. Tese (Doutorado) - Departamento de Química, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte - MG, 2007.

ANDRÉ, D. L. **Análise dos parâmetros hidroquímicos na ressurgência de Cabo Frio**. Niterói, 1990. 205 f. Dissertação (Mestrado) - Departamento Geoquímica Ambiental, Universidade Federal Fluminense, Niterói - RJ, 1990.

ANJOS, R. M.; VEIGA, R.; CARVALHO, C.; MACARIO, K. D.; GOMES, P. R. S. Geological provenance of Quaternary deposits from the southeastern Brazilian coast. **Nuclear Physics**, v. 787, p. 642-647, 2007.

AYRES-NETO, A. **Relationships Between Physical Properties and Sedimentological Parameters of Near Surface Marine Sediments and their Applicability in the Solution of Engineering and Environmental Problems**. 1998. 126 f. Tese (Doutorado) - University of Kiel, Germany, 1998.

AYRES, A.; THEILEN, F. Relationship between P- and S-wave Velocities and Geological Properties of Near-surface sediments of the Continental Slope of the Barents Sea. **Geophysical Prospecting**, v. 47, p. 431-441, 1999.

BACEGATO, V. A.; FERREIRA, F. J. F. Gamaespectrometria, resistividade elétrica e susceptibilidade magnética de solos agrícolas no noroeste do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 23, n. 4, p. 371-405, 2005.

BACHMAN, R. T. Acoustic and physical property relationships in marine sediment. **Journal Acoustic Society American**, v. 78, n. 2, p. 616-621, 1985.

BAREILLE, G.; GROUSSET, F. E.; LABRACHERIE, M.; LABEYRIE, L. D.; PETIT, J. R. Origin of detrital fluxes in the southeast Indian Ocean during the last climatic cycles. **Paleoceanography**, v. 9, p. 799-819, 1994.

BANCROFT, G. M. **Mössbauer Spectroscopy: An Introduction from Inorganic Chemists and Geochemists**. Reino Unido: McGraw-Hill Book Company, 1973.

BARBIÉRI, E. B. Flutuações climáticas em Cabo Frio. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 11, p. 95-112, 1997.

BARCELLOS, R. L.; FURTADO, V. V. Processo sedimentar atual e a distribuição de carbono e nitrogênio orgânicos no Canal de São Sebastião (SP) e plataforma continental interna adjacente. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 47, n. 2, p. 207-221, 1999.

BAREILLE, G.; GROUSSET, F. E.; LABRACHERIE, M.; LABEYRIE, L. D.; PETIT, J. R. Origin of detrital fluxes in the southeast Indian Ocean during the last climatic cycles. **Paleoceanography**, v. 9, p. 799-819, 1994.

BARROS, C. E.; NARDI, L. V. S.; DILLENBURG, S. R. Geoquímica de minerais em estudos de proveniência: uma revisão. **Revista Pesquisa em Geociências**, Porto Alegre - RS, v. 32, n. 1, p. 3-15, 2005.

BEST, A. I.; GUNN, D. E. Calibration of marine sediments core logger for quantitative acoustic impedance studies. **Marine Geology**, v. 160, n. 1-3, p. 137-146, 1999.

BLOEMENDAL, J.; KING, J. W.; HALL, F. R.; DOH, S. J. Rock magnetism of Late Neogene and Pleistocene deep sea sediments: Relationship to sediment source, diagenetic process and sediment lithology. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, p. 4361-4375, 1992.

BLOTT, S. J.; PYE, K. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 26, p. 1237-1248, 2001.

BRAND, R. A. **NORMOS, Mössbauer fitting program**. 1992.

CALDEIRA, P. P.; SANDERS, C.; PATCHINEELAM, S. R.; SALES, W. A.; CAPILLA, R.; ALBUQUERQUE, A. L. S. Determinação da hidrodinâmica de sedimentação na plataforma continental de Cabo Frio ao longo do Holoceno através de ^{210}Pb . In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO - ABEQUA, 13., 2011, Armação de Búzios - RJ. **Anais...** Armação de Búzios - RJ, 2011.

CAMPOS, E. J. D.; VELHOTE, D.; SILVEIRA, I. C. A. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. **Geophysical Research Letters**, v. 27, p. 751-754, 2000.

CARBONEL, C. A. A. H. Modelling of upwelling-downwelling cycles caused by variable wind in a very sensitive coastal system. **Continental Shelf Research**, v. 23, p. 1559-1578, 2003.

CARVALHO, C. E. V.; SALOMÃO, M. S. M.; MOLISANI, M. M.; REZENDE, C. E.; LACERDA, L. C. Contribution of a medium-sized tropical river to the particulate heavy-metal load for the South Atlantic Ocean. **The Science of the Total Environment**, Elsevier, v. 284, p. 85-93, 2002.

CAVALCANTE, V. M. M. **Plataforma Continental: a última fronteira da mineração brasileira**. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM, 2011. 104 p.

CHANNEL, J. E. T.; KANAMATSU, T.; SATO, T.; STEN, R.; ALVARES ZARIKIAN, C. A.; MALONE, M. J. The expedition 303/306 Scientists. In: **Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program**. 2006. v. 303/306.

CHAPARRO, M. A. E.; LIRO, J. M.; NUÑEZ, H.; GORGOZA, C. S. G.; SINITO, A. M. Preliminary magnetic studies of lagoon and stream sediments from Chascomu's Area (Argentina)-magnetic parameter as indicators of heavy metal pollution and some results of using an experimental method to separate magnetic phases. **Environmental Geology**, v. 49, p. 30-43, 2005.

CHEN, S. Y.; AMBE, S.; TAKEMATZU, N.; AMBE, F. The Chemical States of Iron in Marine Sediments by Means of Mössbauer Spectroscopy in Combination with Chemical Leachings. **Journal of Oceanography**, v. 52, p. 705-715, 1996.

CHORLEY, R. J.; SCHUMM, S. A.; SUGDEN, D. E. **Geomorphology**. London: Routledge; New York, NY: Methuen & Co, 1985. 605 p.

DADALTO, T. P.; ALBINO, J. Análise morfotextural e aplicação de modelos de transporte de sedimentos na zona submersa adjacente a uma praia artificial em processo erosivo. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 1, n. 1, p. 16-24, 2009.

DANA, J. D. **Manual de mineralogia**. São Paulo: Livros Técnicos e Científicos Editora S.A., 1984. v. 2. 642 p.

DANTAS, M. E.; SHINZATO, E.; MEDINA, A. I. M.; SILVA, C. R.; PIMENTEL, J.; LUMBRERAS, J. F.; CALDERANO, S. B.; CARVALHO-FILHO, A. **Diagnóstico Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro**. Brasília: CPRM, 2001. Mapa.

DAVIS, A.; HAYNES, R.; BENNELL, J.; HUWS, D. Surficial seabed sediment properties derived from seismic profiler responses. **Marine Geology**, v. 182, p. 209-223, 2002.

DORNELLES, L. M. A. **Metais pesados nos sedimentos da plataforma continental entre Ilha Grande e Cabo Frio (RJ) e suas associações com a granulometria, conteúdo de carbonato de cálcio e matéria orgânica**. Niterói, 1993. 155 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 1993.

DRODT, M. Mössbauer spectroscopic studies on the iron forms of deep-sea sediments. **Physical Chemistry Minerals**, v. 24, p. 281-293, 1997.

DULEBA, W. Interpretações paleoambientais obtidas a partir das variações na coloração das carapaças de foraminíferos, da Enseada do Flamengo, SP. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 42, n. 1/2, p. 63-72, 1994.

EGGER, V. A. **O supergrupo espinhaço entre Serranópolis de Minas Verde (MG): Estratigrafia e implicações para o entendimento dos depósitos aluvionares de diamantes da região**. Belo Horizonte, 2006. 98 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte - MG, 2006.

EHRMANN, W. U.; POLOZEK, K. The heavy mineral record in the Pliocene to Quaternary sediments of the CIROS-2 drill core, McMurdo Sound, Antarctica. **Sedimentary Geology**, v. 128, n. 3-4, p. 223-244, 1999.

EMILSON, I. The shelf and coastal waters off southern Brazil. **Boletim do Instituto de Oceanografia**, São Paulo, v. 11, n. 2, p. 44-54, 1961.

ELLWOOD, B. B.; BALSAM, W. L.; ROBERTS, H. H. Gulf of Mexico sedimentsources and sediment transport trends from magnetic susceptibilitymeasurements of surface samples. **Marine Geology**, v. 230, p. 237-248, 2006.

ESPINOLA, C. R.; DANIEL, L. A. Laterita e solos lateríticos no Brasil. **Boletim Técnico da FATEC-SP-BT**, v. 24, p. 21-24, 2008.

FALCÃO, L. C.; AYRES-NETO, A. Parâmetros físicos de sedimentos marinhos superficiais da região costeira de caravelas, sul da Bahia. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 28, n. 2, p. 279-289, 2010.

FANETTI, D.; ANSELMETTI, F. S.; CHAPRON, E.; STURM, M.; VEZZOLI, L. Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (Southern Alps, Italy). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 259, p. 323-340, 2008.

FERRAZ, K. C. **Origem e transferência de nutrientes para a produção primária de *Ulva* sp. na ressurgência de Arraial do Cabo**: Utilização de composições isotópicas naturais de C e N (^{13}C , ^{14}C e ^{15}N). Niterói, 2003. 93 f. Dissertação (Mestrado em Biologia Marinha) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2003.

FERREIRA, T. O.; OTERO, X. L.; VIDAL-TORRADO, P.; MACÍAS, F. Redox processes in mangrove soil under *Rhizophoramangle* in relation to different environmental conditions. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 71, p. 484-491, 2007.

FIGUEIREDO JR., A. G.; NITTROUER, C. A.; COSTA, E. A. Gas-charged sediments in the Amazon submarine delta. **Geo-Marine Letters**, v. 16, p. 31-35, 1996.

FISHER, G. **Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 34/4 - Recife**. Bridgetown: Universität Bremen, 1996. n. 80, 105 p.

FOLK, R. L.; WARD, W. C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 27, p. 3-26, 1954.

FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B.; STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A. The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment. **Ann. Geophysicae**, v. 16, p. 866-881, 1998.

FREDERICKS, T.; BLEIL, U.; DAÜMLER, K.; VON DOBENECK, T.; SCHMIDT, A. M. The magnetic view on the marine Paleoenvironmental. In: WEFER, F. G. **Use of proxy in paleoceanography**: Examples from the South Atlantic. Germany: Springer-Verlag; Berlin: Heidelberg, 1999. p. 575-599.

GIBB, T. C. **Principles of Mössbauer Spectroscopy**. [S.l.]: Chapman and Hall, 1980.

GIBBS, R. J. Effect of Natural Organic Coatings on the Coagulation of Particles. **Environmental Science & Technology**, v. 17, n. 4, p. 237-240, 1983.

GORDON, A. L.; GREENGROVE, C. H. Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence. **Deep-Sea Research**, v. 33, n. 5, p. 573-585, 1986.

GORGAS, T. J.; WILKENS, R. H.; FU, S. S.; FRAZER, L. N.; RICHARDSON, M. D.; BRIGGS, K. B.; LEE, H. In situ acoustic and laboratory ultrasonic sound speed and attenuation measured in heterogeneous soft seabed sediments: Eel River shelf, California. **Marine Geology**, v. 182, p. 103-119, 2002.

GUIMARÃES, M. S. B.; SOARES, J. A.; MENDONÇA-FILHO, J. G. Influência da matéria orgânica sob os diferentes estágios de maturação térmica sobre as velocidades sísmicas dos folhelhos da formação Irati. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS, 3., 2005, Salvador. **Anais...** Salvador, 2005.

HAMILTON, E. L. Elastic properties of marine sediments. **Journal Geophysical Research**. v. 76, p. 579-604, 1970.

HAMILTON, E. L. Compressional-wave attenuation in marine sediments. **Geophysics**, v. 37, n. 4, p. 620-646, 1972.

HAMILTON, E. L. Shear-wave velocity versus depth in marine sediments: a review. **Geophysics**, v. 41, p. 985-996, 1976a.

HAMILTON, E. L. Variations of density and porosity with depth in deep-sea sediments. **Journal of Sedimentary Petrography**, v. 46, n. 2, p. 280-300, 1976b.

HAMILTON, E. L. Sound velocity gradients in marine sediments. **Journal Acoustic Society American**, v. 65, p. 909-922, 1979.

HAMILTON, E. L.; BACHMAN, R. T. Sound velocity and related properties of marine sediments. **Journal of the Acoustical Society of America**, v. 72, p. 1891-1904, 1982.

HAN, D.; NUR, A.; MORGAN, D. Effects of porosity and clay content on wave velocities in sand stones. **Geophysics**, v. 51, p. 2093-2107, 1986.

HASS, H.; van WEERING, T. C. E. Recent sediment accumulation, organic carbon burial and transport in the northeastern North Sea. **Marine Geology**, v. 136, p. 173-187, 1997.

HAWTHORNE, F. **Spectroscopic methods in mineralogy and geology**. Washington, DC.: [s.n.], 1988. v. 18.

HUERTA-DÍAZ, M. A.; CARIGNAN, R.; TESSIER, A. Measurement of trace metals associated with acid volatile sulfides and pyrite in organic freshwater sediments. **Environmental Science and Technology**, v. 27, p. 2367-2372, 1993.

IBRAIMO, M. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; KER, J. C.; LANI, J. L.; ROLIM-NETO, F. C.; ALBUQUERQUE, M. A.; MIRANDA, V. J. Gênese e micromorfologia de solos sob vegetação xeromórfica (caatinga) na região dos lagos (RJ). **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 28, p. 695-712, 2004.

JORGE, F. O. **Caracterização de sedimentos marinhos do litoral do Estado de São Paulo, Plataforma Continental do Rio de Janeiro e ilha Rei George, Antártica, por espectroscopia de Mossbauer, PIXE e susceptibilidade magnética: um estudo de magnetismo ambiental.** São Paulo, 2010. 208 f. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

KAO, S. J.; HSU, S. C.; HONG, C. S.; LIU, K. K. Carbon–sulfur–iron relationships in the rapidly accumulating marine sediments off southwestern Taiwan. *Geochemical Investigation in Earth and Space Science: A tribute to Isaac R. Kaplan. The Geochemical Society*, v. 9, 2004.

KIBBLEWHITE, A. C. Attenuation of sound in marine sediments: a review with emphasis on new low-frequency data. *Journal of the Acoustical Society of America*, v. 82, p. 716-738, 1989.

KIM, D. C.; SUNG, J. Y.; PARK, S. C.; LEE, G. H.; CHOI, J. H.; KIM, G. Y.; SEO, Y. K.; KIM, J. C. Physical and acoustic properties of shelf sediments, the South Sea of Korea. *Marine Geology*, v. 179, p. 39-50, 2001.

KOSTKA, J. E.; HAEFELE, E.; VIEHWEGER, R.; STUCKI, J. W. Respiration and dissolution of Fe(III)-containing clay minerals by bacteria. *Environmental Science and Technology*, v. 33, p. 3127-3133, 1999.

KOWSMANN, R. O.; COSTA, M. P. A. Aspectos estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste. In: KOWSMANN, R. O.; COSTA, M. P. A. **Projeto REMAC – Reconhecimento Global da Margem continental Brasileira.** Rio de Janeiro, RJ: PETROBRAS/CENPES/DINTEP, 1978. v. 7, p. 1-58.

KRAUSKOPF, K. B. **Introdução à geoquímica.** São Paulo: Polígono, 1972. v. 1.

KUHLMANN, G.; WONG, T. E. Pliocene paleoenvironment evolution as interpreted from 3D-seismic data in the southern North Sea, Dutch offshore sector. *Marine and Petroleum Geology*, v. 25, p. 173-189, 2008.

KUZMANN, E.; GARG, V. K.; SOUZA JUNIOR, P. A.; SCHUCH, L. A.; OLIVEIRA, A. C.; HOMONNAY, Z.; VÉRTES, A. Mössbauer investigation of characteristic distribution of iron oxides in sediments from the Antarctica. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v. 246, n. 1, p. 61-68. 2000.

LESSA, D. V. O. **Variabilidade da ressurgência de Cabo Frio (RJ) durante os últimos 1000 anos com base na associação de foraminíferos planctônicos**. Niterói, 2009. 134 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2009.

LOPES, A. L. M. **Análise da evolução quaternária da plataforma continental sul da Bacia de Campos com base em estratigrafia sísmica e sonografia**. Niterói, 2004. 77 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2004.

LORING, D. H.; RANTALA, R. T. T. Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter. **Earth-Science Reviews**, v. 32, p. 235-283, 1992.

LUZ, A. B.; CAMPO, A. R.; CARVALHO, E. A.; BERTOLINO, L. C.; SCORZELLI, R. B. **Argila - Caulin. Comunicação técnica elaborada para o livro Rochas Minerais Industriais: Uso e Especificações**. Rio de Janeiro: CETEM, 2008. 255-294 p.

MAA, J. P. Y.; SUN, K. J.; HE, Q. Ultrasonic characterization of marine sediments: a preliminary study. **Marine Geology**, v. 141, p. 183-192, 1997.

MACEDO, H. C. **Análise da propagação de ondas compressonais (P) em sedimentos marinhos**. Niterói, 2006. 98 f. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2006.

MACEDO, H. C.; FIGUEIREDO JR., A. G.; MACHADO, J. C. Propriedades acústicas (velocidade de propagação e coeficiente de atenuação) de sedimentos marinhos coletados nas proximidades da ilha do Cabo Frio, RJ. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, n. 2, p. 195-204, 2009.

MAHIQUES, M. M.; FUKUMOTO, M. M.; SILVEIRA, I. C. A.; FIGUEIRA, R. C. L.; BÍCERO, M. C.; LOURENÇO, R. A.; MELLO-SOUSA, S. H. Sedimentary changes on Southeastern Brazilian upperslope during the last 35,000 years. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 79, n. 1, p. 171-181, 2007.

MAHIQUES, M. M.; BICEGO, M. C.; SILVEIRA, I. C. A.; SOUSA, S. H. M.; LOURENCO, R. A.; FUKUMOTO, M. M. Modern sedimentation in the CaboFrio upwelling system, Southeastern Brazilian shelf. **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 77, n. 3, p. 535-548, 2005.

MAHIQUES, M. M.; MELLO-SOUSA, S. H.; FURTADO, V. V.; TESSLER, M. G.; TOLEDO, F. A. L.; BURONE, L.; FIGUEIRA, R. C. L.; KLEIN, D. A.; MARTINS, C. C.; ALVES, D. P. V. The southern Brazilian shelf: general characteristics, quaternary evolution and sediment distribution. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, p. 25-34, 2010.

MAIA, R. M. C.; REIS, A. T.; ALVES, E. C.; SILVE, C. G.; GUERRA, J. V. G. C.; SILVA, A.; ARANTES-OLIVEIRA, R. Architecture and stratigraphic framework of shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro State, northern Santos Basin-Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, p. 15-29, 2010.

MANNING, P. G. Mössbauers spectral studies of iron-enriched sediments from Hamilton Harbor, Ontario. **Canadian Mineralogist**, v. 18, p. 291-299, 1980.

MANSUR, K.; MEDEIROS, F.; GUEDES, E.; GUIMARÃES, P. V. **Mapa Geológico Simplificado do Estado do Rio de Janeiro**. Projeto Caminhos Geológicos. Rio de Janeiro: DRM-RJ, 2008.

MARTINS, L. R.; BARBOSA, E. G. Sand-Gravel marine deposits and grain-size properties. **Gravel**, v. 3, p. 59-70, 2005.

McMANUS, J.; BERELSON, W. M.; SEVERMANN, S.; POULSON, R.; HAMMOND, D. E.; KLINLHAMMER, G. P.; HOLM, C. Molybdenum and uranium geochemistry in continental margin sediments: Paleoproxy potential. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 70, p. 4643-4662, 2006.

MEYER, P. Organic geochemical proxy of paleoceanographic, paleolimnologic and paleoclimatic processes. **Organic Geochemistry**, v. 27, n. 5/6, p. 213-250, 1997.

MEYERS, P. A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. **Organic Geochemistry**, v. 34, p. 261-289, 2003.

MINAI, Y.; MAKAMURA, Y.; TOMINAGA, T. **A Mössbauer study of oceanic sediments from site 612**. Washington, USA: Deep Sea Drilling Project Leg 95, 1981.

MINTER, W. E. L.; CRAW, D. A special issue on placer deposits. **Economic Geology**, v. 94, n. 5, p. 603-604, 1999.

MOORE, W. S. Radium isotope measurements using germanium detectors. **Nucl. Instrum. Methods**, v. 223, p. 407-411, 1984.

MORATA, M. A. **Paleoprodutividade costeira da região de Cabo Frio, Rio de Janeiro, ao longo dos últimos 13.000 anos cal AP**. Niterói, 2009. 275 f. Tese (Doutorado em Geoquímica Ambiental) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2009.

MOTTA, M. B. **Proveniência da formação Içá e de sedimentos de Rio Solimões, entre os municípios de Tefé e Manacapuru - Amazonas**. Manaus, 2008. 114 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2008.

MUEHE, D.; CARVALHO, V. G. Geomorfologia, cobertura sedimentar e transporte de sedimentos na plataforma continental interna entre a Ponta de Saquarema e o Cabo Frio (RJ). **Boletim do Instituto Oceanográfico**, v. 41, n. 1/2, p. 1-12, 1993.

NOBREGA, J. E. S.; SAWAKUCHI, A. O.; ALMEIDA, R. P. Minerais pesados das porções média e superior do Grupo Guaritas (Eocambriano, RS): considerações sobre a proveniência sedimentar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 3, p. 554-565, 2008.

OLIVEIRA, D. R. P.; CARREIRA, R. S.; CORDEIRO, L. G. M. S. Caracterização da matéria orgânica sedimentar na margem continental próximo à Cabo Frio (RJ), porção sul da Bacia de Campo. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE OCEANOGRAFIA, 5., 2011, Santos-SP. **Anais...** Santos-SP, 2011.

PATTAN, J. N.; PARTHIBAN, G.; BANAKAR, V. K.; TOMER, A.; KULKARNI, M. Relationship between chemical composition and magnetic susceptibility in sediment cores from Central Indian Ocean Basin. **Journal Earth System Science**, v. 117, n. 2, p. 113-119, 2008.

PETTIJOHN, F. J. **Sedimentary Rocks**. 3. ed. New York, USA: Harper & Row, 1975. 628 p.

PICKETT, G. R. Acoustic character logs and their applications in formation evaluation. **Journal Petrography Technical**, v. 15, p. 650-667, 1963.

PIOLA, A. R.; GORDON, A. L. Intermediate water in the southwest South Atlantic. **Deep-Sea Research**, v. 36, n. 1, p. 1-16, 1989.

PROTHERO, D. R.; SCHWAB, F. **Sedimentary Geology: An Introduction to Sedimentary Rocks and Stratigraphy**. 2. ed. New York, USA: W.H. Freeman & Co, 1996.

REDUSINO JR., M. C. G. **Influência do teor de CaCO_3 na velocidade de propagação de ondas p e nas características de sedimentos marinhos superficiais**. Niterói, 2010. 110 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2010.

REMUS, M. V. D.; SOUZA, R. S.; CUPERTINO, J. A.; DE ROS, L. F.; DANI, N.; VIGNOL-LELARGE, M. L. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 2, p. 166-185, 2008.

RICHARDSON, M. D.; BRIGGS, K. B.; BENTLEY, S. J.; WALTER, D. J.; ORSI, T. H. The effects of biological and hydrodynamic processes on physical and acoustic properties of sediments off the Eel River, California. **Marine Geology**, v. 182, p. 121-139, 2002.

ROBB, G. B. N.; DIX, J. K.; BEST, A. I.; BULL, J. M.; LEIGHTON, T. G.; WHITE, P. R.; SEAL, A. The compressional wave and physical properties of inter-tidal marine sediments. **Proceedings of the International Conference “Underwater Acoustic Measurements: Technologies & Results”**. Greece: Heraklion, Crete, 2005.

ROCHA, J.; MILLIMAN, J. D.; SANTANA, C. I.; VICALVI, M. A. Southern Brazil. **Contr. Sedimentology**, v. 4, p. 117-150, 1975.

ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. D. B.; MADUREIRA, L. S. P. **O Ambientes Oceanográficos da Plataforma Continental e do Talude da Região Sudeste-Sul do Brasil**. São Paulo: Editora USP, 2006. 466 p.

ROTHWELL, R. G.; RACK, F. R. **New Techniques in Sediment Core Analysis: an Introduction**. London: The Geological Society, 2006. 267 p.

SAAVEDRA, L.; DORNELLES, L. M. A.; SANTOS, S. B.; ABSALÃO, R.; ANJOS, S. M. C.; MELO, G. V.; STANTON, N. S. G.; FONSECA, E. M.; LIMA, L. M.; KÜSEL, E. T.; RIBEIRO, E. O.; LAZILLOTTA, A. A. A.; ESTEVES, F. A. Caracterização oceanográfica da plataforma continental interna adjacente ao Cabo Frio - RJ, no inverno de 1995. **Ecologia Brasiliensis**, v. 2, p. 245-271, 2009.

SCHÖN, J. H. Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics. In: HELBIG, K.; TREITEL, S. **Handbook of Geophysical Exploration: Seismic Exploration**. [S.l.: s.n.], 1996. v. 18, 600 p.

SCHULTHEISS, P. J.; ROBERTS, J. A.; CHAMBELAIN, R. **GEOTEK Multi-Sensor Core Logger Manual**. Disponível em: <<http://www.geotek.co.uk/ftp/manual.pdf>>. Acesso em: abr. 2011.

SCHULZ, H. D.; ZABEL, M. **Marine Geochemistry**. 2. ed. Germany: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1999. 582 p.

SCORZELLI, R. B.; BERTOLINO, L. C.; LUZ, A. B.; DUTTINE, M.; SILVA, F. A. N. G.; MUNAYCO, P. Spectroscopic studies of kaolin from different Brazilian regions. **Clays Minerals**, v. 43, n. 1, p. 1-7, 2008.

SHERIFF, R. E. **Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics**. 3. ed. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 1999. 384 p.

SHULAN, G. E.; XUEFA, S. H. I.; YIBING, H. A. N. Distribution characteristics of magnetic susceptibility of the surface sediments in the southern Yellow Sea. **Chinese Science Bulletin**, v. 48, p. 37-41, 2003.

SILVA, A. C. C. **Paleoceanografia da região de Cabo Frio-RJ**: variabilidade da ressurgência com base nas associações de foraminíferos planctônicos. Niterói, 2004. 93 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica Ambiental) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2004.

SILVEIRA, I. C. A.; LIMA, J. A. M.; SCHMIDT, A. C. K.; CECCOPIERI, W.; SARTORI, A.; FRANCISCO, C. P. F.; FONTES, R. F. C. Is the meander growth in the Brazil Current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability? **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 45, p. 187-207, 2008.

SILVEIRA, I. C. S.; SCHIMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 48, n. 2, p. 171-183, 2000.

STAUNTON, S.; ROUBAUD, M. Adsorption of ^{137}Cs on montmorillonite and illite: effect of charge compensating cation, ionic strength, concentration of Cs, K and fulvic acid. **Clays and Clay Minerals**, v. 45, p. 251-260, 1997.

STUCKI, J. W.; LOW, P. F.; ROTH, C. B.; GOLDEN, D. C. Effects of oxidation state of octahedral iron on clay swelling. **Clays and Clay Minerals**, v. 32, p. 357-362, 1984.

TORRES JUNIOR, A. R. **Estudo numérico sobre tele-conexão atmosférica entre fenômenos oceânicos do Pacífico Equatorial e do Atlântico Sul**. Rio de Janeiro, 2005. 147 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

TORRANCE, J. K. Mössbauer spectroscopic study of the ironmineralogy of post-glacial marine clays. **Clays and Clay Minerals**, v. 34, n. 3, p. 314-322, 1986.

USGS - science for a changing world. Disponível em: <<http://earthquake.usgs.gov/>>. Acesso em: dez. 2011.

VALENTIN, J. L. Analyse des paramètres hydrobiologiques dans la remontée de Cabo Frio. Brésil. **Marine Biology**, v. 82, p. 259-273. 1984.

VALENTIN, J. L. A ressurgência: fonte de vida nos oceanos. **Ciência Hoje**, v. 18, n. 102, p. 19-25, 1994.

VALENTIN, J. L.; ANDRE, D. L.; JACOB, S. A. Hydrobiology in the Cabo Frio (Brazil) upwelling: two-dimensional structure and variability during a windcycle. **Continental Shelf Research**, v. 7, n. 1, p. 77-88, 1987.

VANDENBERGHE, R. E.; BARRERO, C. A.; COSTA, G. M.; VAN SANA, E.; DE GRAVE, E. Mössbauer characterization of iron oxides and (oxy)hydroxides: the present state of the art. **Hyperfine Interactions**, v. 126. p. 247-259, 2000.

VELDE, B. **Introduction to Clay Minerals** - Chemistry, Origins, Uses and Environmental Significance. London: Chapman & Hal, 1992. 198 p.

VILLASANTE-MARCOS, V.; HOLLIS, C. J.; DICKENS, G. R.; NICOLO, M. J. Rock magnetic properties across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in Marlborough, New Zealand. **Geologica Acta**, v.7, n. 1-2, p. 229-242, 2009.

WATANABE, T.; NARAOKA, H.; NISHIMURA, M.; KINOSHITA, M.; KAWAI, T. Glacial-interglacial changes in organic carbon, nitrogen and sulfur accumulation in Lake Baikal sediment over the past 250 kyr. **Geochemical Journal**, v. 37, p. 493-502, 2003.

WEBER, M. E.; MAYER, L. A.; HILLAIRES-MARCEL, C.; BILODEAU, G.; RACK, F.; HISCOTT, R. N.; AKSU, A. E. Derivation of $\delta^{18}\text{O}$ from sediment core logdata: Implications for millennial-scale climate change in the Labrador Sea. **Paleoceanography**, v. 16, p. 503-514, 2001.

ZHONG, C.; WEN, Y.; XIANZAN, T.; JIANGUO, L.; MUHONG, C. Magnetic Susceptibility in Surface Sediments in the Southern South China Sea and Its Implication for Sub-sea Methane Venting. **Journal of Earth Science**, v. 20, n. 1, p. 193-204, 2009.