



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE – UFRN
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA – CCET
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA – PPGG

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

CARACTERIZAÇÃO E ANÁLISE DO TALUDE CONTINENTAL ADJACENTE À BACIA POTIGUAR, NE BRASIL

Autora:

NARELLE MAIA DE ALMEIDA

Orientadora:

Profa. Dra. Helenice Vital (PPGG-UFRN)

Dissertação n.º 123/PPGG

Natal, fevereiro de 2014.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

CARACTERIZAÇÃO E ANÁLISE DO TALUDE CONTINENTAL ADJACENTE À BACIA POTIGUAR, NE BRASIL

Autora:
Narelle Maia de Almeida

Dissertação de Mestrado apresentada no dia 21 de fevereiro de 2014, ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), para obtenção do Título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica, área de concentração Geodinâmica.

Comissão Examinadora:

Prof. Dra. Helenice Vital (PPGG-UFRN) – Presidente / Orientadora

Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (PPGG-UFRN) – Examinador Interno

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva (LAGEMAR-UFF) – Examinador Externo

Natal, 21 de fevereiro de 2014.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE – UFRN
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA – CCET
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA – PPGG

Esta Dissertação de Mestrado foi desenvolvida na Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) no âmbito do Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG), tendo sido subsidiada pelos seguintes agentes financiadores:

- Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP) e PETROBRAS, por meio do Programa de Recursos Humanos da ANP para o Setor Petróleo e Gás (PRH-ANP / MCT);
- Programa de Formação em Geologia, Geofísica e Informática para o Setor Petróleo e Gás na UFRN (PRH22);
- Projeto Geo-Imageamento do Fundo Oceânico 2011 (FINEP / DHN / SECIRM / PGGM / MARINHA DO BRASIL);
- Auxílio PQ CNPq – Caracterização Geológica e Geofísica de áreas submersas rasas do Estado do Rio Grande do Norte (Processo n.º 303481/2009-9);
- Project 1202 “Rapid environmental changes and human impact on continental shelves” (INQUA: International Union for Quaternary Research).



“O verdadeiro sinal de inteligência não é o conhecimento,
e sim a imaginação.”

Albert Einstein

RESUMO

Esta dissertação apresenta os resultados do primeiro imageamento realizado no talude continental, em área adjacente à Bacia Potiguar, na margem equatorial brasileira (NE Brasil). Dados de batimetria multifeixe forneceram uma cobertura completa do fundo oceânico entre o talude superior e o talude intermediário (100-1300 m). Quinze canyons submarinos foram mapeados. A forma do talude reflete na distinta distribuição espacial dos canyons. A parte oeste apresenta perfis convexos o que implicou numa maior quantidade de incisões pelos canyons. Alguns deles possuem paredes com declividades maiores que 35°. Os canyons foram classificados de acordo com sua localização e morfologia. Os canyons com cabeceiras entalhadas na plataforma, conexão com sistemas fluviais, altas sinuosidades, formas em ‘V’, terraços ao longo das margens e com feições erosivas como ravinas permitem deduzir uma sedimentação areno-cascalhosa. Estes canyons são associados à deposição de sistemas de leques submarinos que têm sido considerados reservatórios de hidrocarbonetos. A presença de ravinas, ranhuras e dunas demonstram o papel das correntes de fundo na forma do talude. Os alargamentos dos canyons e a mudança na direção do curso onde cruzam a falha de borda da bacia implicam que a tectônica também influencia na morfologia dos ambientes profundos da Bacia Potiguar. A sedimentação atual do talude continental é considerada mista, pois os sedimentos possuem componentes siliciclásticos e bioclásticos. Dentre os siliciclásticos destacam-se calcita, dolomita, quartzo e os argilominerais. A presença de alguns minerais pesados tais como zircão, turmalina e rutilo, bem como bioclásticos fragmentados, indicam a maturidade dos sedimentos e a contribuição dos Rios Açu e Apodi para os sedimentos da área de estudo.

Palavras-chave — *canyon, morfologia, batimetria multifeixe, bioclástico, siliciclástico*

ABSTRACT

This work presents the results of the first imaging of continental slope adjacent to Potiguar Basin, in the equatorial Brazilian margin (NE Brazil). Swath bathymetry provided a complete coverage of seafloor between the upper and middle slope (100-1,300 m). Fifteen submarine canyons were mapped. The shape of the slope reflects in distinct spatial distribution of the canyons. The western area displays convex profiles which implied a greater amount of incisions by canyons. Some of them have gradient walls higher than 35°. They were classified according to location and morphology. The canyons with heads indenting shelf edge, association with a incised valley and a large fluvial system, high sinuosities, 'V' shape, terraces along margins, further erosive features such as landslide and gullies allow to deduce a sandy-gravelly sedimentation. These canyons are associated with deposition of submarine fan systems that have been considered permeable hydrocarbon reservoirs. The presence of gullies, furrows and dunes demonstrates the role of bottom currents in the shaping of the slope. The enlargement of canyons and the change in the course when they cross the border fault imply that tectonic has also influenced in the morphology of deep waters environments of Potiguar Basin. The current sedimentation of continental slope is considered mixed because the sediments are composed of siliciclastics and bioclasts. Predominant siliciclastics are calcite, dolomite, quartz, and clay minerals. The presence of stable minerals (zircon, tourmaline and rutile), and fragmented bioclasts implies the contributions of Rivers Açu and Apodi.

Keywords — *canyon, morphology, multibeam, bioclast, siliciclastic*

AGRADECIMENTOS

A Deus.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica - PPGG, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, pela possibilidade de integrar seu corpo discente e pela infraestrutura necessária ao desenvolvimento desta dissertação.

À Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) pela formação através do PRH 22 e bolsa de mestrado.

A PETROBRAS ON-RNCE, através do Projeto Avaliação da Sedimentologia nas Bacias Potiguar e Ceará, pela disponibilização de amostras de sedimentos do talude.

À minha orientadora, professora Helenice Vital, por todo conhecimento, oportunidades e experiências proporcionadas, pela confiança e credibilidade. Tenho muito que lhe agradecer!

À Marinha do Brasil / Departamento de Hidrografia e Navegação pela possibilidade de utilização do Navio Sírius, bem como ao comandante e tripulação responsável pelo Navio pelo auxílio e solicitude durante a aquisição dos dados.

À especial equipe do Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha e Monitoramento Ambiental - GGEMMA: Junim Nicodemos, Myrli, Guilherme, Camila, Isa, Henrique, Claudete, Cleo, André, Miguel, João Paulo, Tiago, Canindé, Mary, Júnior Estanislau, Giankarlo, Cordeiro e Isabelle, por todo aprendizado em conjunto, desafios, companheirismo e amizade!

Ao professor Moab Gomes pelas contínuas considerações com dedicação e vontade do aperfeiçoamento. Obrigada!

Ao professor Hilário Bezerra pelas valiosas considerações no exame de qualificação e defesa.

Ao professor Cleverson Guizan Silva pela sua disponibilidade e pelas importantes contribuições e discussões acerca do tema em que possui tanta experiência.

A Andréia Lima e Ricardo Rêgo, do Departamento de Física, pela ajuda nas análises de difratometria de raio X e interpretações.

Ao Departamento de Engenharia de Materiais da UFRN, em especial ao Professor Maurício Bomio, a Vandicleya Alves e a Angélica Genuino pelas análises no MEV.

À professora Patrícia Eichler pela ajuda na interpretação das imagens dos bióticos.

Ao Juan Carballini da CARIS pela ajuda com o *software*.

Ao Ranieri pelo auxílio com os computadores e programas.

À Isailma Araújo pelos ensinamentos no laboratório do Museu Câmara Cascudo.

A toda minha família pelo amor e apoio, principalmente, à minha mãe Adaci e meu namorado André. Amo vocês.

Aos meus amigos e amigas. Em especial, à Renata que me recebeu quando cheguei a Natal.

Aos amigos da pós-graduação pelos momentos de geologia e descontração. Jhu, Fatinha, Débora, Jean, David, Paulo Victor, Duarte e Mika!

À querida Sônia, secretária do PRH 22, pela ajuda e apoio.

Por fim, não menos importante, ao Douglas e à melhor secretária do mundo: Nilda!

SUMÁRIO

1. Introdução	1
1.1. Apresentação e Área de estudo	1
1.2. Justificativa e Objetivos.....	2
1.3. Trabalhos pretéritos	3
2. Canyons Submarinos	6
2.1. Conceitos e Histórico	6
2.2. Origem e Evolução	7
3. Materiais e Métodos	12
3.1. Batimetria.....	12
3.1.1. Aquisição e Processamento dos dados batimétricos.....	15
3.1.2. Caracterização morfométrica dos <i>canyons</i> submarinos.....	17
3.2. Sedimentologia.....	18
3.2.1. Coleta das amostras	18
3.2.2. Análise Granulométrica	20
3.2.3. Análise do Teor de Carbonato de Cálcio	22
3.2.4. Análise do Teor de Matéria Orgânica.....	24
3.2.5. Difratometria de Raio X (DRX).....	25
3.2.6. Microscopia de Varredura Eletrônica (MEV).....	26
4. MORPHOLOGIC SIGNATURE OF SUBMARINE CANYONS ALONG THE CONTINENTAL MARGIN OF POTIGUAR BASIN, NE BRAZIL	28
Artigo submetido à Revista <i>Marine and Petroleum Geology</i> (ISSN: 0264-8172) em 11/02/2014	
5. AVALIAÇÃO DA SEDIMENTOLOGIA DO TALUDE NORTE POTIGUAR, NE BRASIL	66
6. Conclusões e Recomendações.....	88
7. Referências	91
8. Apêndice	99



CAPÍTULO 1



1. Introdução

1.1. Apresentação e Área de estudo

Grande parte do que se conhece acerca da evolução das plataformas e taludes continentais tem como base a batimetria. A batimetria da plataforma e talude fornece informações importantes acerca da morfologia do assoalho oceânico, das estruturas subjacentes (Pratson e Haxby, 1997), da distribuição de fácies sedimentares (Posamentier et al., 1988), e dos processos que afetam a margem continental (Driscoll et al., 2000).

A plataforma continental brasileira adjacente à costa norte do Rio Grande do Norte (RN) é caracterizada como uma plataforma mista composta por uma cobertura de sedimentos siliciclásticos, carbonato-siliciclásticos e carbonáticos (Pessoa Neto, 2003; Vital et al., 2005), distribuídos sobre a plataforma interna, média e externa (Gomes e Vital, 2010), que abrigam diversos compartimentos de relevo como dunas submersas, bancos de recifes de corais, rochas praias, e proeminentes vales incisos (Testa e Bosence, 1998; Lima e Vital, 2006; Schwarzer et al., 2006; Vital et al., 2008, 2010a).

Apesar do recente avanço no conhecimento da plataforma continental do Rio Grande do Norte, dados da região do talude, zonas de transição entre os continentes e bacias oceânicas, são praticamente inexistentes. Tendo em vista a quase ausência de dados em ambientes profundos na porção submersa da Bacia Potiguar e a perspectiva de exploração petrolífera nestes ambientes, faz-se necessário a caracterização geomorfológica e a avaliação da sedimentologia do talude continental desta bacia.

Entre as feições da morfologia do talude, aquelas que têm recebido maior atenção são os *canyons* submarinos (Pratson et al., 2007). O interesse na evolução, ocorrência e distribuição dos *canyons* nos oceanos tem sido impulsionado pela necessidade de instalar cabos e oleodutos no assoalho oceânico (Piper et al., 1999), auxiliar operações navais submarinas, entender a evolução geológica das margens continentais e entender os processos oceanográficos e ecológicos associados aos *canyons* (Heezen et al., 1964; Shepard e Dill, 1966; Piper, 2005).

Além disso, na porção inferior dos *canyons* taludais podem ser encontrados leques submarinos deposicionais com seus extensivos complexos que têm sido estudados em detalhe como análogos de depósitos antigos de importância econômica (Clark et al., 1992; Walker, 1992).

Assim, a escolha da área de estudo se deu adjacente aos dois principais sistemas de vales incisos da região: Açú e Apodi (Figura 1), devido a aparente continuidade dessas incisões no talude, como observado nas cartas batimétricas pré-existentes (e.g. DHN, 2009; Gomes et al., 2007), confeccionadas com dados levantados com ecobatímetro monofeixe.

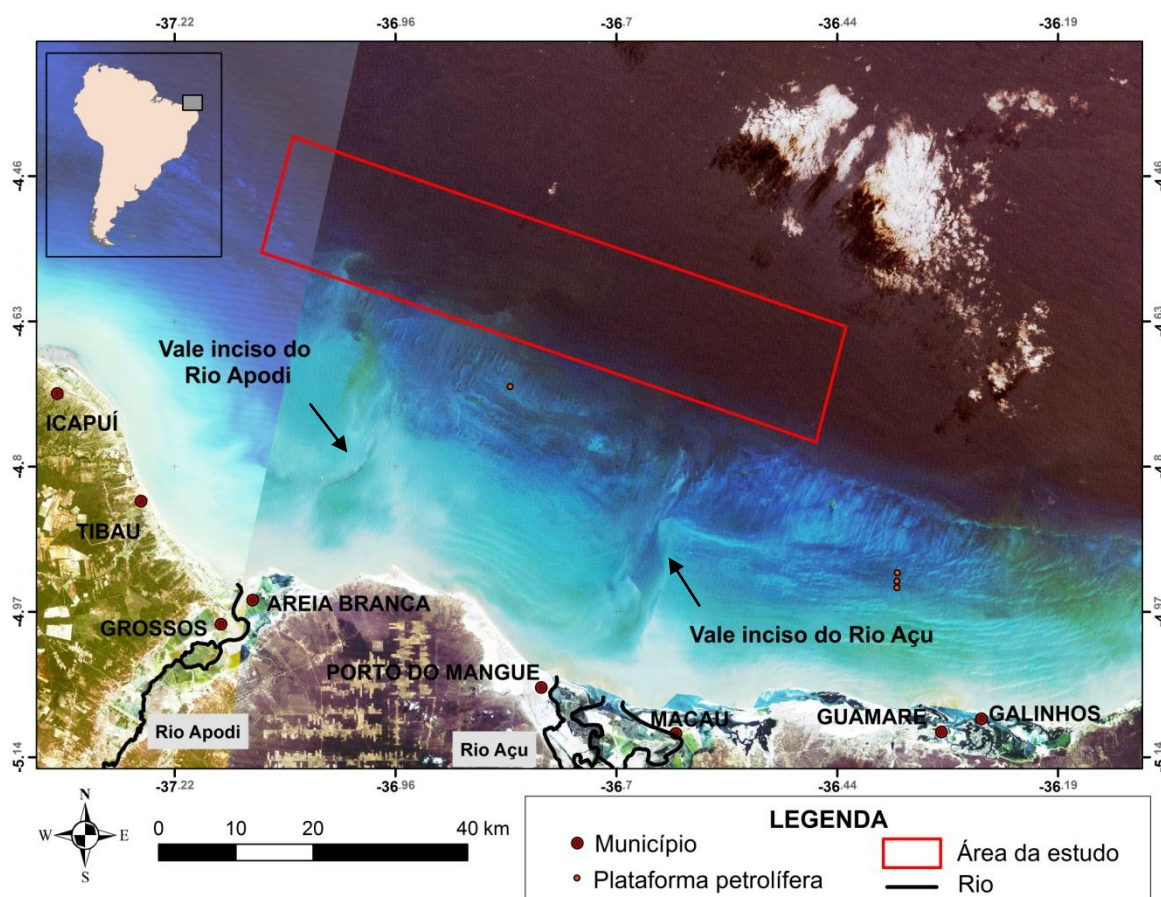


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo adjacente aos vales incisos dos Rios Açú e Apodi. Imagem Landsat, composição RGB321.

1.2. Justificativa e Objetivos

Os *canyons* submarinos são considerados áreas de risco por terem a cabeceira muito instável e suas paredes estarem sujeitas a falhas e fraturas que podem provocar deslizamentos submarinos e correntes turbidíticas ao longo dos seus talwegues. A caracterização fisiográfica do talude continental e mapeamento destas estruturas são de extrema importância, pois possibilita a determinação de zonas de risco à instalação de estruturas submarinas. Entre os riscos passíveis, sob o aspecto geológico e geotécnico, as operações *offshore* estão sujeitas

aos chamados *geohazards*, termo usado para descrever qualquer processo geológico e hidrológico associado que cause perigo ou uma situação de risco descontrolado. (Menezes et al., 2011).

Portanto, a caracterização fisiográfica do talude continental e mapeamento destas estruturas são de extrema importância, pois possibilita a determinação de zonas de risco à instalação de estruturas submarinas, sobretudo, da indústria petrolífera. Adicionalmente, o estudo do talude continental também se faz importante para a reconstrução das variações do nível do mar durante o Quaternário.

Este trabalho objetiva então o mapeamento e interpretação da geomorfologia do talude continental adjacente à Bacia Potiguar, com ênfase nos *canyons* submarinos. Os objetivos específicos incluem avaliar a continuidade dos vales incisos Açu e Apodi na região do talude, identificar indícios da existência de turbiditos (depósitos de importância econômica), identificar áreas propícias a riscos geológicos (*geohazards*) e reconhecer, regionalmente, a sedimentologia e mineralogia presente na área de estudo.

Neste contexto, espera-se que os resultados oriundos da presente pesquisa venham a ser utilizados como subsídios para melhoria contínua da gestão ambiental da região, já que o conhecimento gerado poderá ser utilizado para o desenvolvimento sustentável das atividades de E&P na região.

1.3. Trabalhos pretéritos

A plataforma continental do estado do Rio Grande do Norte foi caracterizada em vários trabalhos quanto a sua composição e feições do fundo e subfundo marinho utilizando técnicas de geofísica e sedimentologia. Entre estes se pode destacar Vital et. al., (2005), Lima (2006), Gomes (2009) e Oliveira (2009).

Importantes vales incisos foram reconhecidos sobre a plataforma continental e a planície costeira do Estado do Rio Grande do Norte tais como: Rio Apodi (Lima, 2006; Vital et al., 2010b), Rio Açu (Schwarzer et al., 2006; Gomes, 2009), Rio Jundiá (Nogueira et al., 2010) e Rio Potengi (Frazão e Vital, 2007).

Neste trabalho são de maior relevância os vales incisos dos rios Açu e Apodi. A depressão do Rio Açu, principal rio do Estado do Rio Grande do Norte, nasce na Paraíba, atravessa o Rio Grande do Norte e atinge profundidades máximas de 32 metros ainda em plataforma. É interpretado como vale inciso formado em situação de queda do nível do mar, e posteriormente preenchido por sedimentos pleistocênicos e holocênicos (Schwarzer et al.,

2006; Vital et al., 2008; Gomes e Vital, 2010), que na superfície do interior do vale do Açú são compostos por lama terrígena (proximal) e mudam para lama carbonática nas porções mais distais da plataforma (Vital *et al.*, 2005, 2008, 2010b).

O Rio Apodi é o segundo rio de maior importância do estado. Com nascente localizada na serra de Luís Gomes (RN), passa pelos municípios localizados na chapada do Apodi e pela cidade de Mossoró, despejando suas águas no Oceano Atlântico (Gomes e Vital, 2010). Seu vale inciso com forma de 'J' possui duas direções principais (NW-SE e SE-SW) e profundidades máximas de 30 metros (Lima, 2006). Para Gomes (2012), Lima e Vital (2006) e Vital et al., (2010) o último ciclo regressivo-transgressivo desempenhou um importante papel na configuração dos vales incisos e suas morfologias também refletem uma forte influência neotectônica das estruturas que cortam a Bacia Potiguar imersa.



CAPÍTULO 2



2. *Canyons* Submarinos

2.1. Conceitos e Histórico

Shepard (1963, 1972) restringiu a definição de *canyons* submarinos a vales sinuosos com paredes íngremes e seções transversais em forma de ‘V’, eixos continuamente inclinados como os *canyons* continentais e relevo comparável também aos maiores *canyons* terrestres. Entretanto, esta definição exclui outros vales submarinos com vales em leque, ravinas de talude, vales de falha, vales plataformais e vales glaciais que geralmente possuem seções transversais em forma de ‘U’ (Shepard, 1972).

Posteriormente, Nitttrouer e Wright (1994) definiram os *canyons* submarinos como incisões profundas e íngremes no fundo oceânico das plataformas e taludes continentais que atuam como condutos para o transporte de grandes quantidades de sedimentos do continente para o mar profundo. Shepard e Dill (1966) e Gardner (1989) acrescentam que esse transporte é realizado na forma de fluxos sedimentares gravitacionais.

Para Talling (1998) *canyons* submarinos ocorrem ao longo de todas as margens passivas modernas e representam incisões muito mais profundas que aquelas produzidas pelos rios. Se um vale inciso subaereamente torna-se conectado à cabeceira de um *canyon*, há potencial para a incisão se estender por toda a plataforma sem uma queda do nível do mar abaixo da quebra da plataforma.

Segundo Normark e Carlson (2003) *canyons* submarinos são zonas de *bypass* de sedimentos. Jordi et al., (2005) afirmam que os *canyons* submarinos são características de muitas plataformas continentais que podem aparecer como entalhes curtos da borda da plataforma ou expandir-se por toda a plataforma até a praia. Processos físicos e, conseqüentemente, químicos, biológicos e geológicos são modificados nas suas proximidades. Vários estudos sugerem que os *canyons* afetam o padrão espacial de ressurgência regional e melhoram as trocas entre a plataforma e o talude de água e de material (Freeland e Denman, 1982; Hickey, 1997). Como resultado, os *canyons* submarinos têm um efeito importante sobre toda a cadeia alimentar do ecossistema marinho, desde os fitoplânctons aos mamíferos marinhos (Hickey, 1995).

Ravinas (*gullies*) submarinas são feições erosivas que tendem a ocorrer no talude continental. Embora *canyons* sejam maiores do que ravinas, não há critérios de tamanho padronizado para distinção entre eles. Ravinas representam o primeiro passo da dissecação de paisagens (Bloom, 1991). São pequenos e descontínuos vales submarinos de mesoescala

comumente mapeados no talude continental (Spinelli e Field, 2001) e paredes de *canyons* submarinos (Lastras et al., 2007).

Ravinas (*gullies*) submarinas são distintas de outras feições de erosão do fundo do mar, tais como ranhuras (*grooves*) e sulcos (*furrows*), porque elas geralmente são de mesoescala, retas, rasas, da ordem de dezenas de metros de profundidade (Field et al., 1999) e formadas em ambientes marinhos com inclinação relativamente elevada (Fedele e García, 2009). Ravinas submarinas desempenham um papel crucial na evolução das margens continentais em períodos de tempo relativamente longos (Field et al., 1999). Elas são importantes agentes de erosão submarina e transferência de sedimentos do talude superior para a elevação continental (Dowdeswell et al., 2008), e contribuem para as fácies dos depósitos de talude (Sylvitski et al., 1996) e a arquitetura de reservatórios de petróleo (Hewlett e Jordan, 1993).

Sulcos (*furrows*) consistem de séries de ranhuras (*grooves*) regularmente espaçadas, orientadas paralelamente à direção do fluxo e podem ter quilômetros de comprimento. O espaçamento entre os sulcos e a largura dos mesmos variam amplamente de região para região. O espaçamento típico está entre 10 e 100 m, a largura é aproximadamente um décimo do espaçamento, e a profundidade varia entre 1 e 2 m. Os sulcos são geralmente observados em áreas deposicionais onde ocasionalmente fortes correntes fluem repetidamente na mesma direção. (Viekman et al., 1992). Também podem ser ocasionados por eventos únicos de fluxo forte (Lonsdale e Hollister, 1979). Portanto, deposição e erosão possuem um papel importante no desenvolvimento e manutenção dos sulcos.

2.2. Origem e Evolução

Shepard (1963) sugeriu que a porção superior dos *canyons* submarinos nos taludes continentais, em todo o mundo, foram cortadas por drenagens subaéreas durante períodos de nível relativo do mar baixo. Shepard (1972) afirma que as origens dos *canyons* submarinos são atribuídas a múltiplas causas, mas as principais delas seriam a erosão do talude por eventos de fluxo de massa (escorregamento e deslizamento submarinos) e correntes de turbidez.

Os fluxos gravitacionais de massa são processos de ressedimentação que estão frequentemente associados a fluxos de detritos (Galloway, 1998), sobretudo em áreas com gradiente mais íngreme, sendo, por conseguinte, mais suscetíveis à desestabilização por ação da gravidade. Os fluxos gravitacionais de massa diferenciam-se dos fluxos de detritos, que

são fluxos gravitacionais de sedimentos, por que ainda guardam resquícios da organização interna do depósito original. (Figuras 2.1 e 2.2).

Os depósitos resultantes de fluxos gravitacionais de massa são divididos em dois tipos básicos: deslizamentos (*slides*) e escorregamento (*slumps*). Ambos são caracterizados por uma massa sedimentar que se desloca sobre uma superfície, mas diferenciam-se entre si pelo grau de deformação interna que é mínimo nos deslizamentos e mais intenso e pervasivo nos escorregamentos (D'Ávila et al., 2008). (Figuras 2.1 e 2.2).

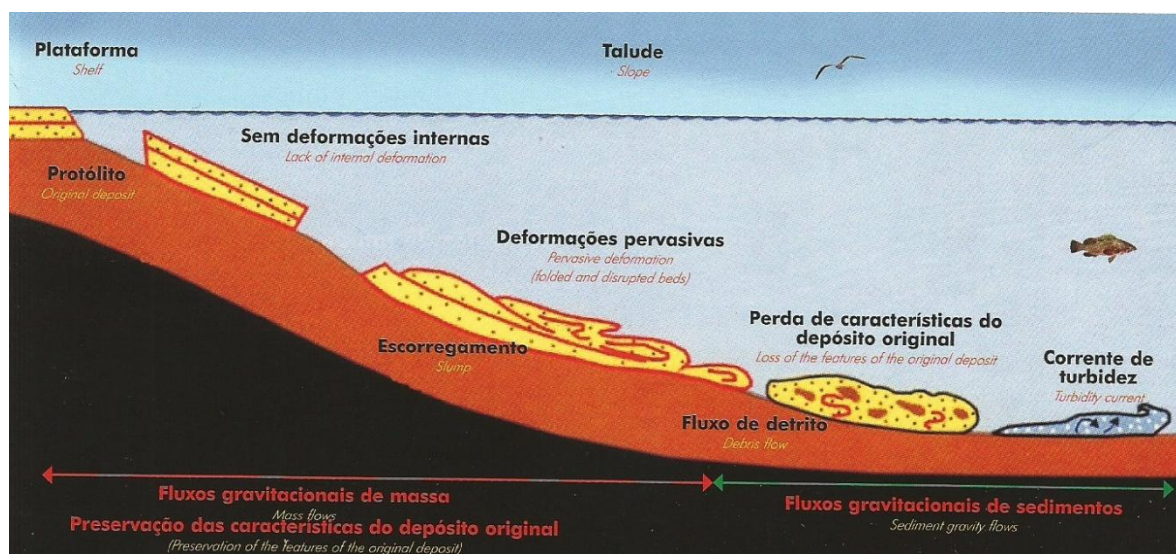


Figura 2.1. Comparação entre os depósitos gerados por fluxos gravitacionais de massa (deslizamentos e escorregamentos) e os gerados por fluxos gravitacionais de sedimentos.

(Shanmugan e Moiola, 1994, modificado por D'Ávila et al., 2008).

As correntes de turbidez são movimentos descendentes de água densa carregada de sedimentos. Formam-se quando a areia e lama da plataforma e talude continental são deslocados em suspensão. Assim, são mais densas que a água oceânica, correndo no talude como uma massa, erodindo e acumulando mais sedimentos à medida que avançam. O trabalho erosivo repetidamente realizado por esta corrente de areia e lama pode ser a principal causa da escavação de muitos *canyons* submarinos. (Fairbridge, 1966; Mutti e Lucci, 1975; Normark, 1978).

As correntes eventualmente desaparecem a qualquer momento e espalham-se no fundo dos oceanos. Sua velocidade diminui e os sedimentos começam a se depositar. Primeiro deposita-se a areia grossa, seguida sucessivamente por detritos cada vez mais finos terminando por depositar as partículas argilosas, formando os chamados turbiditos. As

correntes de turbidez são um mecanismo muito importante para o transporte de sedimentos nos oceanos. Pela ação destas correntes, os *canyons* são escavados e os sedimentos espalhados nos oceanos. (Fairbridge, 1966; Mutti e Lucci, 1975; Normark, 1978).

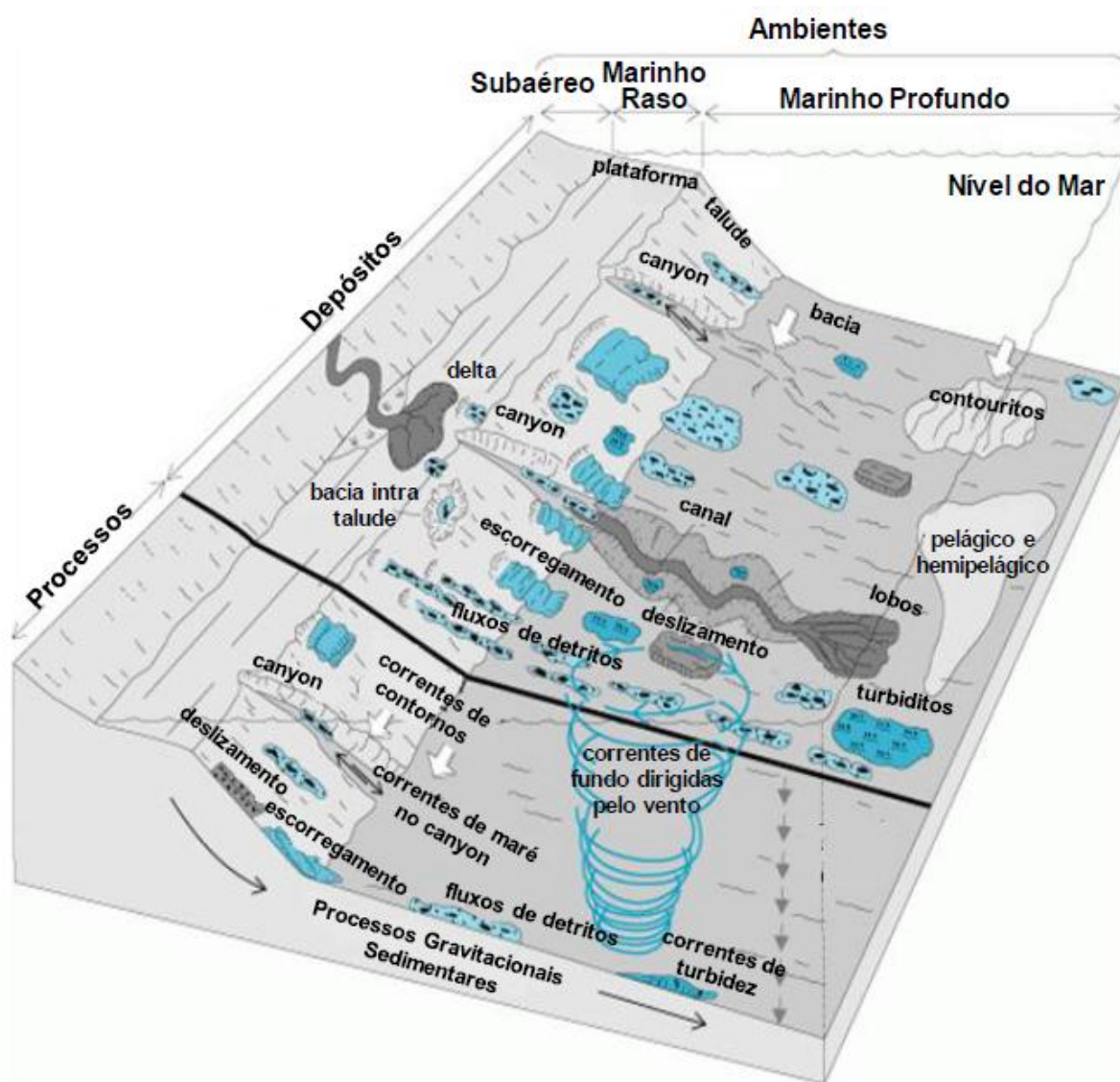


Figura 2.2. Ambientes sedimentares de talude e bacia que ocorrem em lâminas d'água superiores a 200 metros. Deslizamentos (*slides*), escorregamentos (*slumps*), fluxo de detritos (*debris flows*), correntes de turbidez (*turbidity current*), e várias correntes de fundo são processos importantes no transporte e depósito de sedimentos no assoalho oceânico. Observar a complexa distribuição dos depósitos de águas profundas (modificado de Shanmugam, 2008).

Guerreiro et al., (2006) resumem as principais possibilidades de origem dos *canyons* submarinos em quatro hipóteses:

- 1) os *canyons* teriam sido escavados a partir da zona terminal dos rios, numa altura em que o nível do mar estava mais baixo e, conseqüentemente, estes teriam maior capacidade erosiva e de transporte de sedimentos para a plataforma; Aloïsi et al., (1975) observaram que períodos de máxima queda do nível do mar foram associados com a escavação da zona da quebra da plataforma continental e rejuvenescimento dos *canyons* submarinos.
- 2) os *canyons* teriam sido escavados através de processos erosivos exclusivamente submarinos, relacionados com a ocorrência de correntes turbidíticas e/ou com captura do material sedimentar que se encontra em trânsito ao longo da costa (deriva litorânea);
- (3) os *canyons* teriam a sua origem e evolução fortemente relacionada com a reativação de lineamentos estruturais, tendo em vista que a localização dos mesmos está frequentemente associada à presença destas estruturas; e
- (4) os *canyons* teriam sido resultado da combinação da ocorrência de processos erosivos e tectônicos.



CAPÍTULO 3



3. Materiais e Métodos

3.1. Batimetria

A batimetria é a medição da profundidade do fundo dos rios, lagos, mares e oceanos a partir da superfície da água (Suguio, 1998), sendo o equivalente a altimetria na porção emersa. Os dados batimétricos são utilizados no estudo de relevos de áreas submersas e podem ser representados através de pontos xyz, que representam as coordenadas (xy) e a espessura da coluna d'água (z). Historicamente, a batimetria como método hidroacústico começou a se desenvolver a partir do século 20 com as primeiras ecossondas (Gomes, 2012).

O princípio fundamental de um ecobatímetro (ou ecossonda) consiste em um feixe de ondas sonoras, transmitido por um emissor instalado na embarcação, que atravessa o meio líquido até atingir o fundo submerso onde se reflete, retornando à superfície, onde é detectado por um receptor. O tempo decorrido entre a emissão do sinal e a recepção do eco refletido no fundo submerso é convertido em profundidade, visto que a velocidade do som na água é conhecida (~ 1500 m/s). Basicamente, os ecobatímetros compõem-se dos seguintes componentes: transmissor, receptor, amplificador, registrador, transdutor e comando de transmissão (Figura 3.1). (Miguens, 1996).

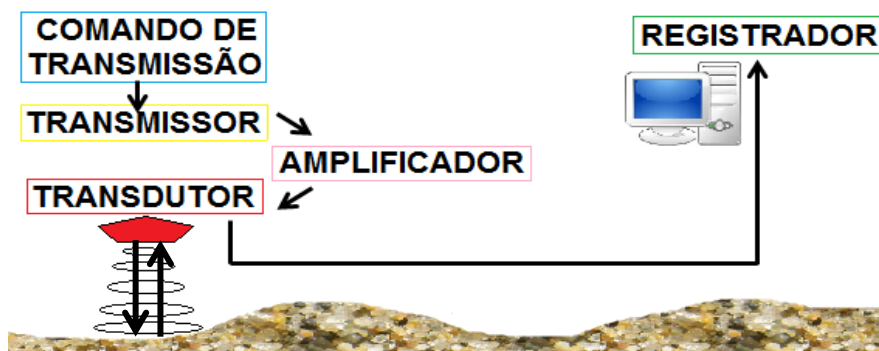


Figura 3.1. Princípio de funcionamento de um ecobatímetro. (Baseado em Miguens, 1996).

A intervalos de tempos constantes, o comando de transmissão envia um pulso ao transmissor, que recebendo este sinal, envia um pulso de energia elétrica de potência muito maior que a recebida, ao transdutor. O transdutor de recepção transforma energia elétrica em sonora. O eco refletido pelo fundo submerso impressiona o transdutor de recepção, que transforma energia sonora em elétrica, que é, por sua vez, enviada ao medidor de intervalo de tempo. Nele, é medido o intervalo entre a emissão do pulso e a recepção do eco, que é

transformado diretamente em profundidade e apresentado, visualmente ou graficamente, no registrador (Miguens, 1996).

Atualmente os métodos batimétricos são bastante precisos e permitem a obtenção da profundidade pela medição da velocidade de propagação do som considerando a salinidade, pressão e temperatura da água, bem como as oscilações da maré. Ainda, o posicionamento de cada medida batimétrica pode ter precisão centimétrica se utilizada a correção diferencial (DGPS) (Gomes, 2012).

O levantamento com o ecobatímetro multifeixe (EM) permite um mapeamento detalhado das morfologias do fundo, diferenciando-se da batimetria monofeixe convencional pela quantidade e pela precisão dos dados obtidos. Baseiam-se na emissão de vários feixes estreitos e estabilizados, que obtêm profundidades numa varredura transversal ao deslocamento do navio (Simões et al., 2006).

Os ecobatímetros multifeixe são equipamentos capazes de medir, a partir de um único pulso com vários feixes, as profundidades de um conjunto de pontos do fundo do mar, perpendiculares à rota da embarcação, permitindo a ensonificação de uma área contínua (Figura 3.2). A área do fundo oceânico ensonificada pelos feixes é definida como largura de varredura e pode ser expressa em termos angulares ou métricos e varia com a profundidade. Segundo Jeck 2006, é fundamental no sistema multifeixe a determinação da posição de cada feixe da varredura no fundo do mar, que se dá em função da geometria de emissão e recepção do sistema, da posição e da atitude da embarcação, e da velocidade do som na água. Sob a ação das ondas, uma embarcação sofre movimentos translacionais e rotacionais (SeaBeam Instruments, 1997). Estes movimentos são descritos usando o centro de massa da embarcação, ou seja, o ponto imaginário onde o peso desta está igualmente distribuído e em torno do qual ela sofre rotação (Simões, 2007).

Os movimentos translacionais são os longitudinais, no eixo X (*surge*); os transversais no eixo Y (*sway*); e a arfagem no eixo Z (*heave*). Os movimentos rotacionais são o balanço (*roll*), caturro (*pitch*) e o cabeceio (*heading* ou *yaw*). (Jeck, 2006). (Figura 3.3). Para medir tais movimentos, por serem naturais e inevitáveis, são utilizados equipamentos acessórios ao sistema de sondagem.

Embora os sistemas de ecobatímetros multifeixe já fossem usados desde a década de 1960, o seu histórico de operações marítimas comerciais remonta ao início da década de 1990. (IMCA, 2006).

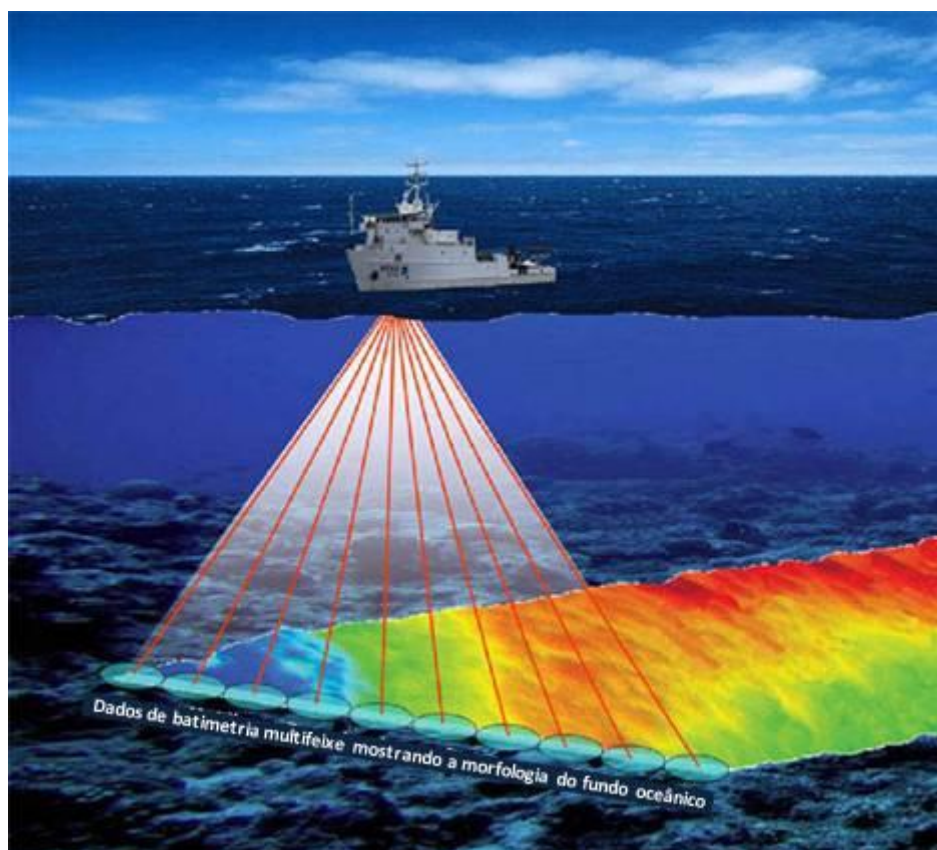


Figura 3.2. Representação de coleta de dados com multibeam. (Modificado de *Fisheries and Oceans Canada*, 2013a).

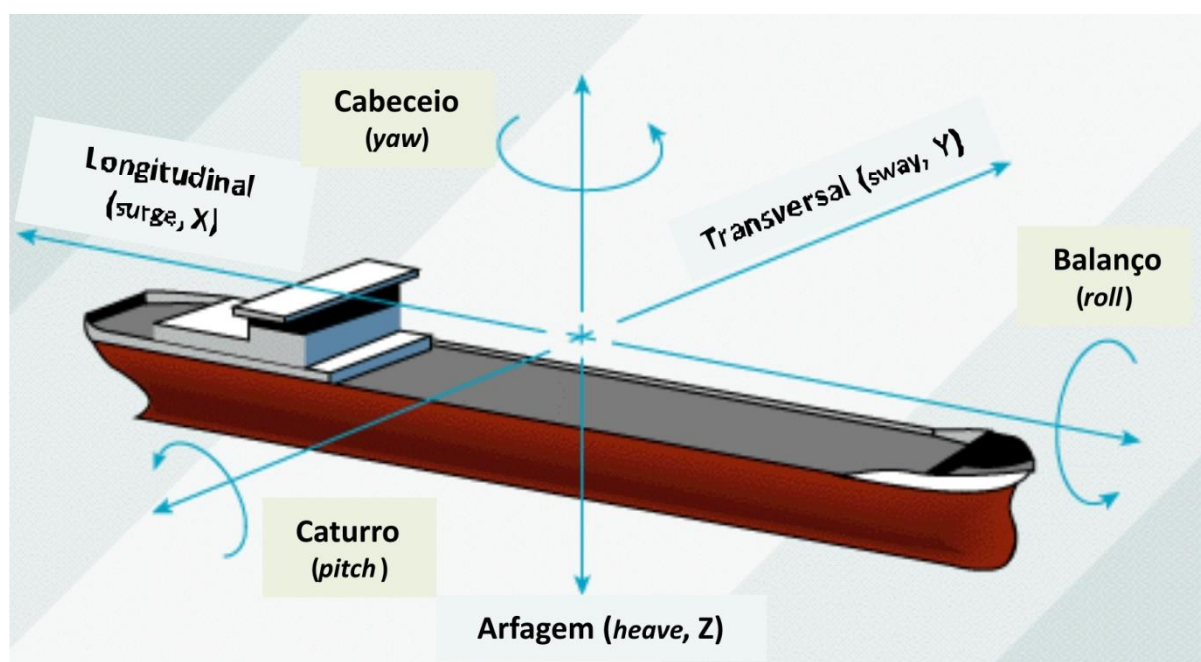


Figura 3.3. Movimentos da embarcação. (Modificado de *Fisheries and Oceans Canada*, 2013b).

Até 2001, cerca de 700 sistemas EM haviam sido construídos e mais de 40% deles já estavam sendo usados em operações comerciais. Há pelo menos dez fabricantes de EMs no mundo todo. O número de vendas de equipamentos EM para institutos acadêmicos e para pesquisas demonstra o valor dessa ferramenta na geração de dados de alta resolução e qualidade. As vendas para o setor militar e para secretarias e departamentos governamentais relacionados à hidrografia aumentaram, ilustrando novamente os benefícios técnicos e econômicos dos EMs para o mapeamento náutico e aplicações militares. (IMCA, 2006).

3.1.1. Aquisição e Processamento dos dados batimétricos

Os dados batimétricos foram levantados com o ecobatímetro multifeixe *Kongsberg* EM 302, instalado no casco do Navio Hidrográfico Sirius (NH21) da Marinha do Brasil, utilizando a frequência de 30 kHz (Figura 3.4).



Figura 3.4. Navio Hidrográfico Sirius (NH21) da Marinha do Brasil utilizado para o levantamento dos dados batimétricos da área de estudo.

A sondagem multifeixe foi executada na mesma direção das isóbatas, visando otimizar o levantamento, já que a variação da profundidade acarreta uma variação proporcional na largura da varredura. (Figura 3.5). O espaçamento entre as linhas foi variado

com uma média de 1315 metros. O cálculo considerou a área varrida como sendo três vezes e meio a profundidade central.

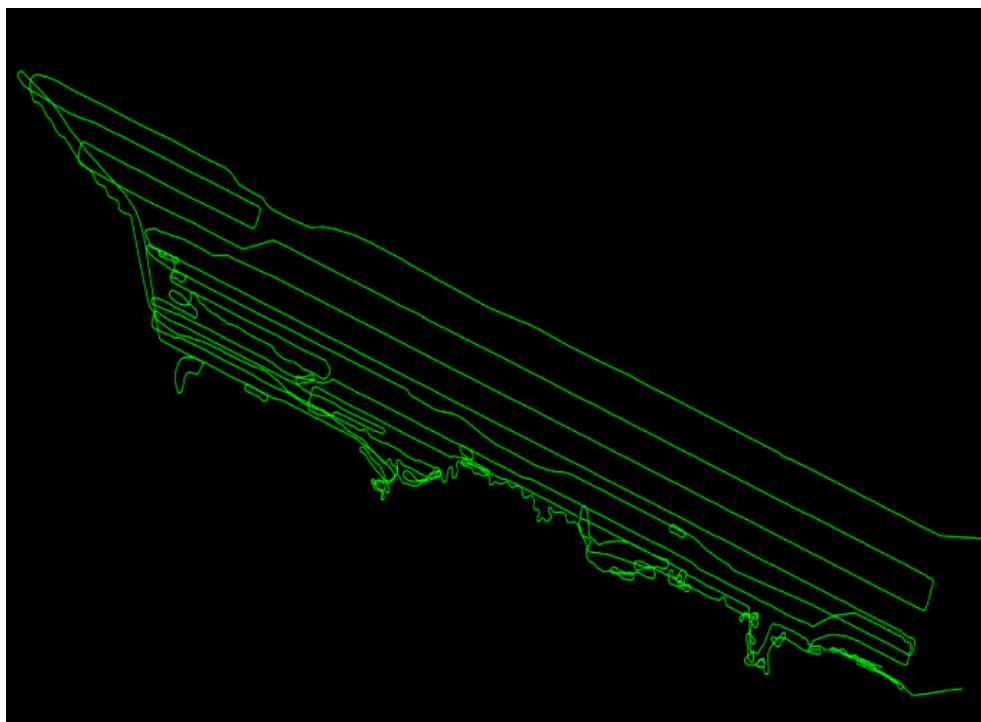


Figura 3.5. Linhas de aquisição dos dados batimétricos.

A fim de garantir a qualidade dos dados, o recobrimento do fundo foi executado com uma superposição entre as faixas de sondagem adjacentes, ou seja, uma parte da linha foi recoberta pelo menos duas vezes. Este procedimento visou eliminar as dúvidas, pois garantiu a duplicidade da informação.

Durante toda a sondagem multifeixe foi utilizado o sensor *Seatex Seapath 200* que fornece informações de balanço (*roll*), caturro (*pitch*), cabeceio (*yaw*), arfagem (*heave*), posição e velocidade. Para o posicionamento da embarcação utilizou-se o sistema de posicionamento DGPS.

Para aquisição automática dos dados batimétricos multifeixe, foi utilizado o programa SIS (*Seafloor Information System*) (Figura 3.6). Os arquivos brutos foram gerados com os *offsets* dos sensores utilizados durante o processo de aquisição.

Foi efetuado lançamento de XBT (*Expendable Bathythermograph*) para a aquisição do perfil da velocidade de propagação do som na água do mar. Os perfis de velocidade do som foram inseridos no *software* de aquisição SIS (*Seafloor Information System*) que coletou os dados no *datum* WGS-84.

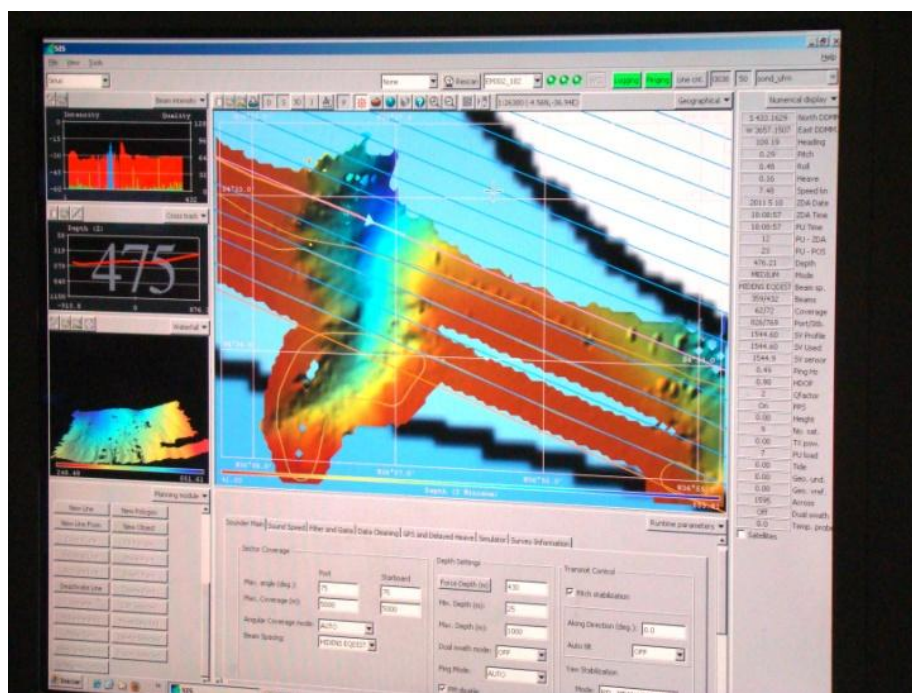


Figura 3.6. Aquisição de dados batimétricos multifeixe utilizando o *software* SIS.

O processamento dos dados batimétricos foi realizado no *software* CARIS HIPS&SIPS 7.0. Antes do início do processamento, foi gerada uma embarcação no referido programa com todos os offsets iguais a zero, possibilitando a execução do processamento automático.

O processamento dos dados batimétricos foi realizado a partir do método de processamento automático *CUBE* (50 metros de *grid*), utilizando o valor das profundidades médias, verificando-se a navegação assim como os pontos da sondagem onde o método estatístico apresentou “dúvida” quanto à aceitação das hipóteses, sendo, então, excluídas as informações consideradas como *spikes*.

Os modelos batimétricos foram gerados no próprio CARIS, na extensão Base Editor e no ArcGis versão 9.3.

3.1.2. Caracterização morfométrica dos *canyons* submarinos

Para as medidas e cálculos das características morfométricas dos *canyons* submarinos foram utilizados alguns conceitos baseados em Harris e Whiteway (2011):

- Comprimento: Distância entre a cabeceira e o pé do *canyon* medida ao longo de seu talvegue.
- Profundidade inicial: Profundidade da cabeceira do *canyon*.

- Profundidade final: Profundidade que o *canyon* termina ou limite dos dados.
- Intervalo de profundidade: Medidas das diferenças de profundidades da cabeceira ao pé do talvegue do *canyon*.
- Declividade: Ângulo medido entre a cabeceira e o pé do *canyon* relativo a horizontal, dando uma média sobre a declividade do *canyon*.
- Espaçamento: Distância entre talvegues de *canyons* ao longo do talude continental.
- Largura: Distância entre as margens do canal. Para o cálculo da média da largura foram extraídas pelo menos 6 medidas ao longo de cada *canyon*.
- Diretriz: Menor distância entre a cabeceira e a porção mais profunda do *canyon*.
- Sinuosidade: A sinuosidade S é a relação entre o comprimento do *canyon* e o comprimento da diretriz. ($S=C/D$).

3.2. Sedimentologia

Amostras de sedimentos de superfície foram coletadas e analisadas quanto a granulometria, teor de carbonato de cálcio e teor de matéria orgânica, difratometria de raio X e microscopia eletrônica de varredura. A preparação das amostras para análises sedimentológicas obedeceu aos procedimentos padrões conhecidos da literatura (e.g., Shepard, 1954; Larssonneur, 1977; McCave e Syvitski, 1991; Loring e Rantala, 1992).

3.2.1. Coleta das amostras

As amostras sedimentológicas foram cedidas pela PETROBRAS – PETRÓLEO BRASILEIRO S/A no âmbito do Programa MONITORAMENTO AMBIENTAL COSTEIRO E OCEÂNICO, Projeto de Caracterização Ambiental do Talude Continental na Bacia Potiguar. As mesmas foram coletadas pela empresa C&C *Technologies* do Brasil Ltda. no navio *RV Luke Thomas* (Figura 3.7) no período entre 04/11/2009 a 02/12/2009.

A localização das estações de coleta foi distribuída ao longo de três isóbatas, com profundidades de aproximadamente 150m, 400m e 1000m conforme mostrado na Figura 3.8. As estações foram numeradas em ordem crescente, iniciando-se pela isóbata mais rasa. Todas obedeceram a uma distribuição aproximadamente perpendicular a direção média da linha da costa.



Figura 3.7. Navio RV *Luke Thomas* responsável pela coleta das amostras sedimentológicas.

Preferencialmente as amostras foram coletadas utilizando um amostrador do tipo *Box-Corer* de 2500cm² e, na impossibilidade de utilização do mesmo, foram usados o *Box-Corer* de 900 cm² e o amostrador de fundo do tipo *Van Veen* capaz de coletar até 230L de sedimento. (Figura 3.9).

Após a chegada do amostrador a bordo, o seguinte procedimento operacional foi adotado:

- Remoção da água sobrenadante no interior do amostrador através do sifonamento;
- Validação ou não das amostras;
- Registro fotográfico;
- Retirada da amostra da camada superficial (0-2 cm), armazenamento em embalagens plásticas do tipo *ziplock* e refrigeração.

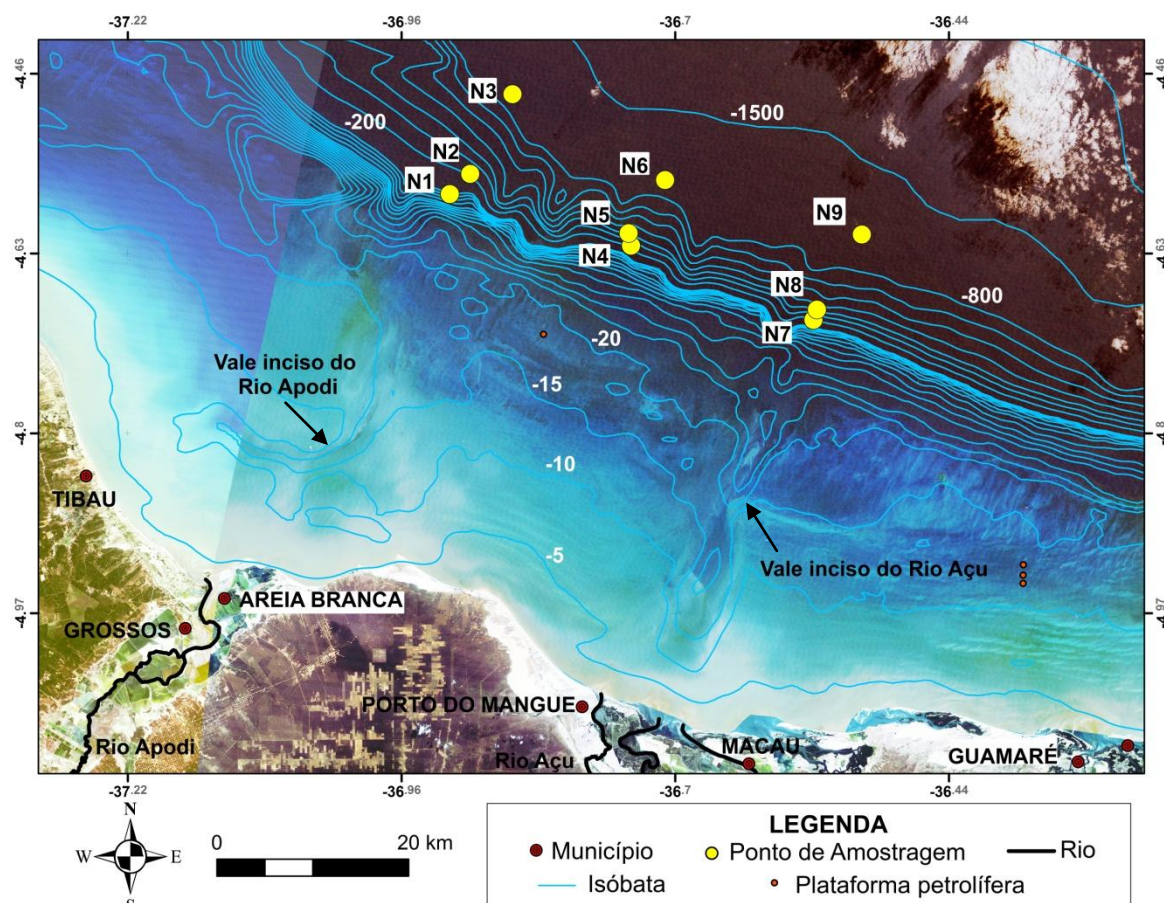


Figura 3.8. Área de estudo com a localização das estações de amostragem.

3.2.2. Análise Granulométrica

O processamento das amostras sedimentológicas foi realizado no Laboratório de Análise Ambiental, localizado no Museu Câmara Cascudo, e no Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha e Monitoramento Ambiental (GGEMMA), localizado no Departamento de Geologia, ambos da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN).

Inicialmente as amostras foram lavadas sucessivamente com água destilada para retirada do conteúdo de sal dos sedimentos, utilizando-se centrífuga (marca *Heraeus Multifuge 3 S-R*), com rotação de 4000 rpm, a uma temperatura de 25°C e a aceleração e desaceleração na ordem de 9 rpm/s (Figura 3.10). Em geral três sessões de lavagens foram suficientes para a remoção total dos sais.

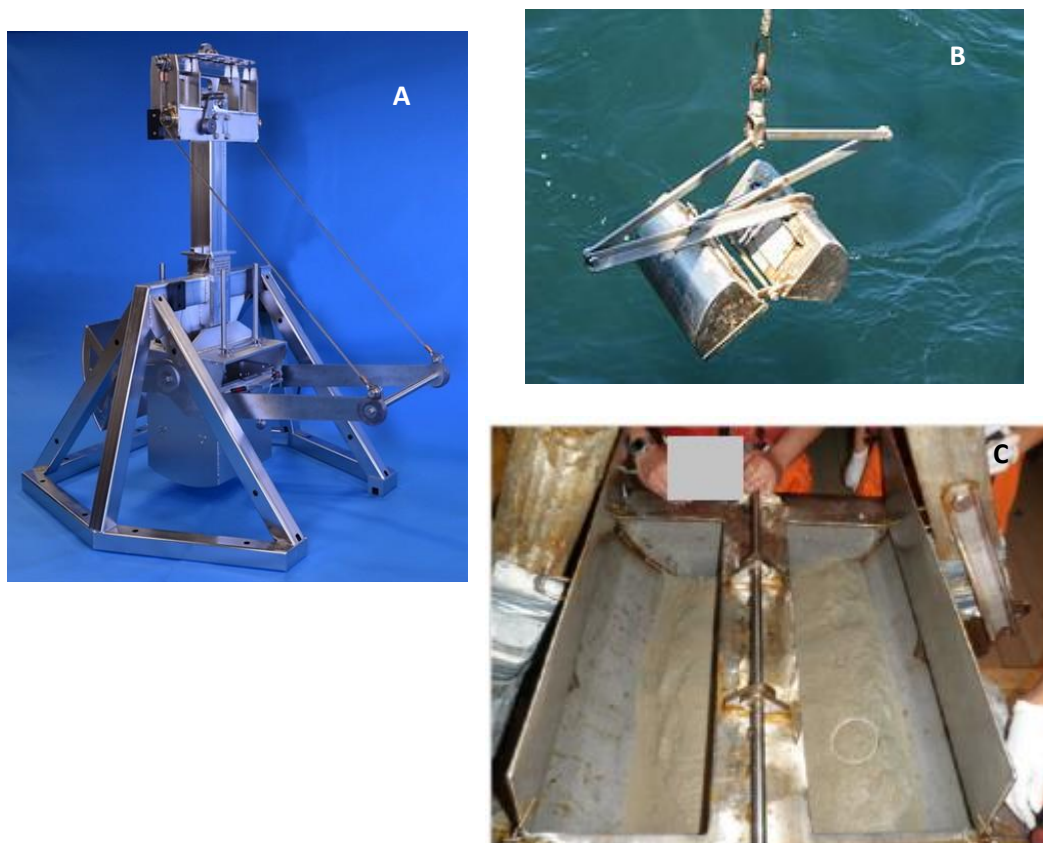


Figura 3.9. A) Amostrador do tipo *Box-Corer* de 2500cm². B) Amostrador de fundo do tipo *Van Veen*. C) Amostra coletada com *Van Veen* já com a água retirada (PETROBRAS, 2013).

Após a lavagem, os sedimentos foram congelados e secos por meio de liofilizador (Figura 3.11). A liofilização é um processo no qual se remove a água e outros solventes do produto congelado pelo processo de sublimação. O processo de secagem variou entre 7 e 30 dias a depender das características de cada amostra.

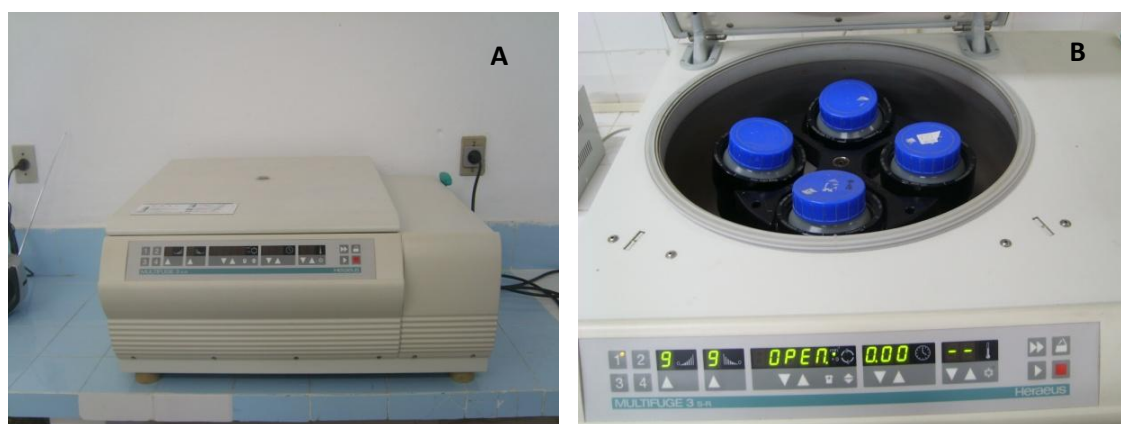


Figura 3.10. A) Centrífuga marca *Heraeus Multifuge 3 S-R*. B) Detalhe da centrífuga utilizada para desagregar as amostras. (Fonte: Banco de dados do GGEMMA).



Figura 3.11. Liofilizador *Modulyod Freeze Dryer*, produzido pela *Thermo Electron Corporation* utilizado para secagem das amostras. (Fonte: Banco de dados do GGEMMA).

Todas as amostras foram analisadas em um granulômetro a laser modelo 1180L, com range de 2,5 a 0,0002mm, faixa analítica de 0,04 μm a 2,5mm, 64 detectores, 100 classificações de tamanho de partículas, 3 emissões de laser e 1 câmara de transformação de *Fourie* para análise de partículas maiores (McCave e Syvitski, 1991), da marca CILAS (Figura 3.12), programado para fornecer os dados a cada 1 phi na forma de planilhas e histogramas (Rocha, 2008).

Para os cálculos estatísticos, classificação textural e construção de histogramas foi utilizado o *software* Sistemas de Análise Granulométrica (SAG), desenvolvido pelo Lagemar da Universidade Federal Fluminense (UFF), no qual os parâmetros estatísticos e classificações texturais são baseados no método de Folk (1974) e nas classificações faciológicas de Shepard (1954), Folk (1954), Larssonneur (1977) e Dias (1996). Adicionalmente, foi utilizada a classificação de Freire et al., (1997), substituindo o prefixo ‘Lito’ por ‘Silici’ (exemplo, substitui litoclástico por siliciclástico) seguindo argumentação de Vital et al., (2005).

3.2.3. Análise do Teor de Carbonato de Cálcio

As amostras foram lavadas sucessivamente com água destilada, utilizando-se recipientes plásticos (processo de decantação) ou centrífuga. Após a lavagem, os sedimentos foram secos em estufa (Tecnal TE 394/2) ou placa aquecedora (Figura 3.13). Após a secagem, as amostras foram homogeneizadas e quarteadas.

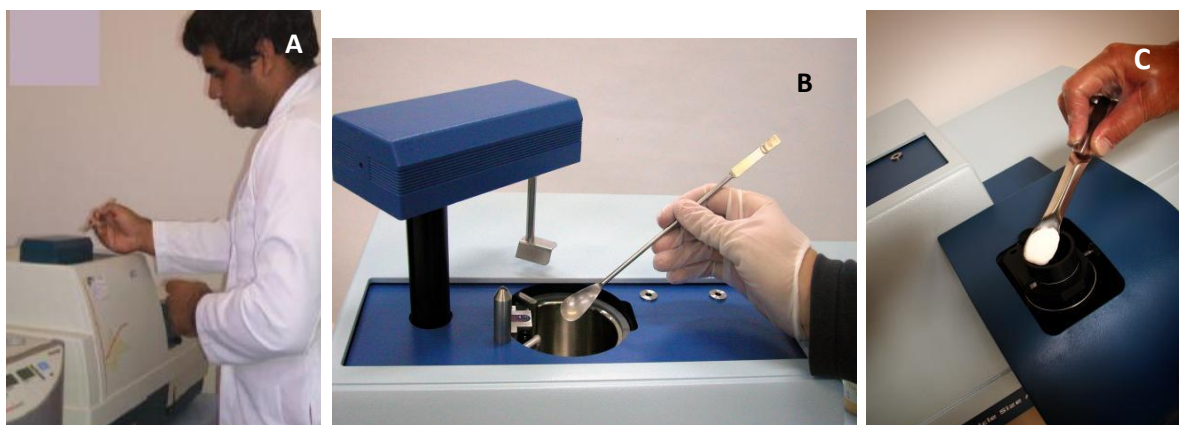


Figura 3.12. Análise Granulométrica. A) Granulômetro a Laser (analisador de partículas) com range de 2 a 0,0002 mm. B) Vista superior e C) Vista frontal do granulômetro, com destaque para o recipiente de inserção da amostra. (Fonte: Banco de dados do GGEMMA).

Para a determinação do teor de carbonato de cálcio (CaCO_3), 10g de cada amostra foram colocadas em *beckers*, devidamente identificados e atacadas com ácido clorídrico (HCl), diluído a 10% até a ausência de qualquer reação química entre o sedimento e o líquido, traduzida sob a forma de espuma (Figura 3.14A). O pH ácido promove a dissolução do carbonato de cálcio, segundo a equação reacional:



O ataque em geral apresentou duração em torno de três dias, embora por vezes esse período tenha se prolongado quando a presença de fragmentos carbonáticos na solução. Após a eliminação completa do carbonato as amostras foram lavadas com água destilada e filtradas em papel de filtro de 45 micrômetros (Figura 3.14B). Ao final foram realizados testes com nitrato de prata para averiguar a eliminação total do ácido clorídrico. Em seguida as amostras foram secas em estufa a 60° C. Posteriormente cada amostra foi pesada em balança digital analítica (Tecnal B-TEC-210A) com sensibilidade de 0,0001g. O valor do teor de carbonato foi obtido pela diferença do peso inicial (10g) e peso final de cada amostra.

$$\text{Teor de Carbonato de Cálcio} = \text{Peso inicial do sedimento com carbonato (10g)} - \text{Peso após a queima do carbonato}$$

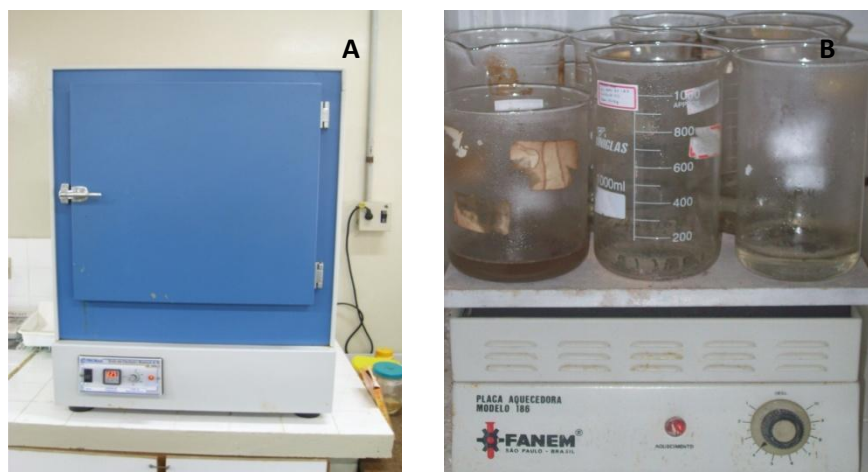


Figura 3.13. Secagem das amostras. A) Estufa. B) Placa aquecedora. (Fonte: Banco de dados do GGEMMA).

3.2.4. Análise do Teor de Matéria Orgânica

Para a determinação do teor de matéria orgânica 10g de cada amostra foram colocadas em cadinhos de porcelana e submetidas a altas temperaturas (600°C) em forno elétrico tipo mufla (marca Fornitec, 20 ampere, 4,4kw, 220V, com faixa de ajuste de 100°C a 1.200°C).

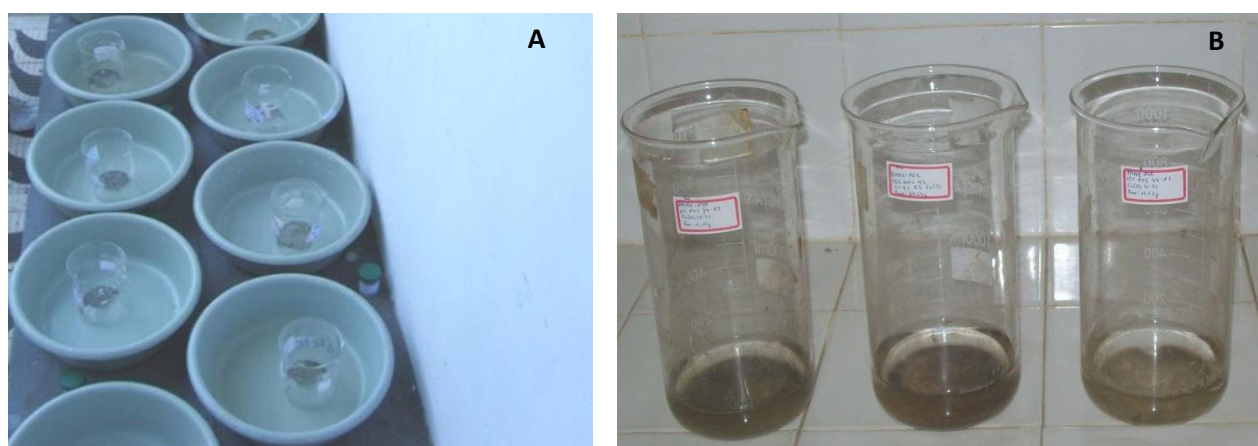


Figura 3.14. A) Preparação da amostra para ataque com HCl à 10%. B) Lavagem para retirada de todo ácido (HCl). (Fonte: Banco de dados do GGEMMA).

Após a eliminação completa da matéria orgânica, as amostras foram deixadas esfriando. Em seguida as amostras foram secas em estufa a 60°C . Posteriormente cada amostra foi pesada em balança digital analítica. O valor da matéria orgânica foi obtido pela diferença do peso inicial (10g) e peso final de cada amostra.

$$\text{Teor de Matéria Orgânica} = \frac{\text{Peso inicial do sedimento com MO (10g)} - \text{Peso após a queima da matéria orgânica}}{\text{Peso inicial do sedimento com MO (10g)}}$$

3.2.5. Difractometria de Raio X (DRX)

As 9 amostras foram analisadas no Departamento de Física Teórica e Experimental (DFTE) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN).

O método utilizado foi o de difração de raio X da mineralogia total (método do pó). Algumas amostras, que não se encontravam numa granulometria muito fina, foram maceradas antes da preparação da lâmina. As amostras foram preparadas pela técnica de *back loading*, que consiste no pressionamento do pó contra a abertura de lâmina de alumínio, disposta sobre superfície lisa e firme (vidro). O pó fica estável na abertura da lâmina, apesar de "suspensão", graças ao ajuste de uma lâmina de vidro por fita adesiva no lado que o material foi prensado, aderindo-o por pressão. Dessa forma, a outra face será varrida por raios X. Tal técnica reproduz com eficiência as condições de matriz e diminui os problemas de orientação preferencial (Fava et al., 1999).

O difratômetro utilizado é da marca japonesa *Rigaku*, modelo *MiniFlex II*. O detector utilizado é rápido, do tipo D Tex Ultra. (Figura 3.15). Opera a 30Kv e 15mA e o ânodo da fonte é de cobre com $K\alpha = 0,1542\text{nm}$ e filtro de Ni. Os parâmetros utilizados para as análises foram $\theta_i = 10^\circ$, $\theta_f = 90/80$, Passo: 0,01 ou 0,05 e Velocidade: 15.

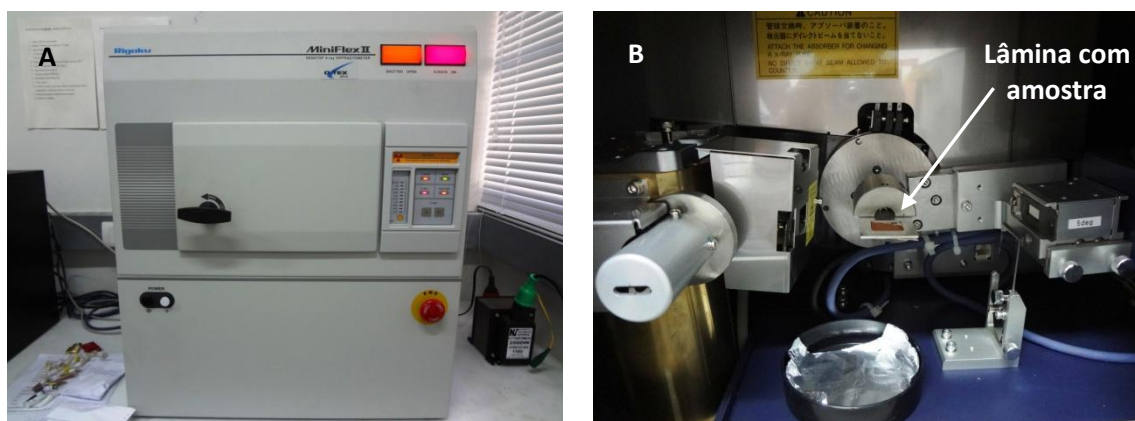


Figura 3.15. A) Difratorômetro de Raio X utilizado para análise das amostras do talude continental da Bacia Potiguar. B) Em detalhe, a parte interior do equipamento.

Os arquivos com extensão *.txt foram transformados em arquivos *Philips PC RD* (*PANalytical binary scan*) com extensão *.rd pelo *software ConvX*. O parâmetro ânodo foi modificado por cobre (Cu), pois foi o utilizado pelo difratômetro na análise. Estes arquivos

*.rd puderam então ser importados pelo *software X'Pert HighScore Plus* no qual as amostras foram caracterizadas mineralogicamente.

3.2.6. Microscopia de Varredura Eletrônica (MEV)

As análises foram realizadas no Laboratório de Microscopia Elettronica de Varredura (LABMEV) do Departamento de Engenharia de Materiais (DEMat) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). (Figura 3.16).

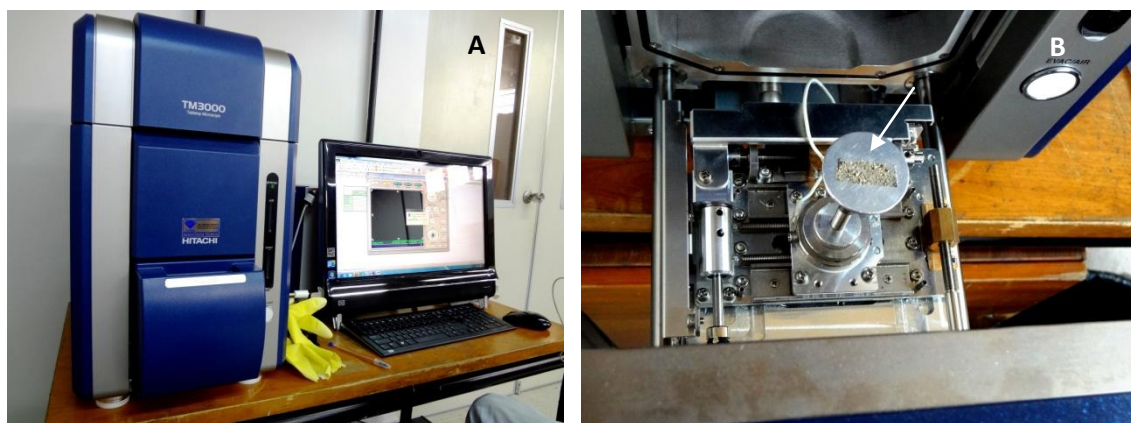


Figura 3.16. A) Microscópio Eletrônico de Varredura utilizado para análise das amostras. B) Detalhe no interior do equipamento: amostra em fita de carbono.



CAPÍTULO 4



MORPHOLOGIC SIGNATURE OF SUBMARINE CANYONS ALONG THE CONTINENTAL MARGIN OF POTIGUAR BASIN, NE BRAZIL

Narelle Maia de Almeida^{a,}, Helenice Vital^b, Moab Praxedes Gomes^b*

^a Postgraduate Programme in Geodynamics and Geophysics. ^b Geology Department.

^{a,b} Federal University of Rio Grande do Norte. Campus UFRN, P.O. Box 1596, Natal –
Brazil, 59072-970. (narellemaia@gmail.com*)

Abstract — New insights into the equatorial slope morphology were acquired along the continental margin of the Potiguar Basin (NE Brazil). In this paper, we use multibeam bathymetry and present, for the first time, full data coverage of the seafloor between the upper and middle continental slope (100-1,300 m) of the Potiguar Basin in the Brazilian equatorial margin. The shape of the slope is reflected in the distinct spatial distribution of the canyons. Fifteen submarine canyons were mapped. Some of them have gradient walls higher than 35°. The wide (~1,700 km) and deep (~250 m) incisions occur on the outer shelf (in depths up to 60 m) and can be linked with under-filled incised valleys or incised only on slope. Different types of canyons were recognised. The characteristics of the canyons such as the head indent shelf edge, an association with an incised valley and a large fluvial system, a high sinuosity, a ‘V’ shape, and terraces along margins, in addition to erosive features such as landslide and gullies, indicate a sandy-gravelly sedimentation. These canyons could be associated with the deposition of submarine fan systems that have been considered as permeable hydrocarbon reservoirs. The presence of gullies, furrows and dunes demonstrates the role of bottom currents in the shaping of the slope. The enlargement of canyons and the change in their course where they cross the border fault imply that tectonic activity has most likely also influenced the morphology of the deep water environments of Potiguar Basin. These results present the initial steps in determining the depositional processes and grain size distribution from the morphologic signatures in submarine canyons and provide information about the effectiveness of environmental management, especially those activities related to potential areas of geohazard.

Keywords — *swath bathymetry, deep waters, continental slope, gullies*

1. Introduction

Submarine canyons, which are significant morphological features on the continental slope (Pratson et al., 2007), incise most of the edges of the world continental margins (Shepard and Dill, 1966; Shepard, 1972) and commonly reflect the structural control on the active margins (Carlson and Karl, 1988; Mountjoy et al., 2009). Furthermore, investigations of the underlying submarine canyon geomorphology to understand the evolution of the continental margins and oceanographic and ecological processes may support the installation of cables and pipelines as well as naval submarine operations (Heezen et al., 1964; Shepard and Dill, 1966; Piper et al., 1999; Piper, 2005).

Submarine canyons are important conduits able to transport large volume of sediments from the continental shelf to the abyssal plain via gravity-flows (Shepard and Dill, 1966; Gardner, 1989). In addition, the deposits of submarine fans of the valley complexes occur at the canyon's down-slope ends, which have been studied in detail as analogues for ancient deposits of economic significance (Clark et al., 1992; Walker, 1992). According to Normark (1970) and Shepard (1972), the submarine fan deposits are generally formed by turbidities, which are important reservoirs of the giant oil fields in the world.

Some submarine canyons were mapped in the Brazilian Continental Margin. Prominent examples of the mapped canyons are the Amazon Canyon, the São Francisco Canyon, the Salvador Canyon and the canyons of the Campos Basin (e.g., Martins and Coutinho, 1981; Dominguez et al., 2013; Viana and Rebesco, 2007). The Amazon Canyon is a result of the mass failures that were modified by the subsequent erosion due to turbidity currents (Damuth and Kumar, 1975). The associated fan provides examples of the large, sinuous, leveed valleys that are common on delta-fed submarine fans (Normark and Carlson, 2003). In the Campos Basin, the submarine canyons are approximately 300 m in depth and 8,000 m wide (Kowsmann et al., 2002; Viana et al., 1998; Viana and Rebesco, 2007).

Despite the extensive shallow water oil exploration in Potiguar Basin since the 1970s and the recent discovery of oil accumulation in the deep waters of this basin (PETROBRAS, 2013), published data regarding the surface morphology of this margin are practically non-existent in the deep sea. Moreover, this type of data is essential for the characterisation of geohazards (e.g., Chiocci and Cattaneo, 2011). For example, submarine landslides, as one of the most destructive types of geohazard, pose significant risks to pipelines and seabed

installations. Deep water pipelines are often laid on the seabed without pre-trenching or cover, which makes them directly exposed to debris flows (Yuan et al., 2012).

Therefore, it is important to understand the geomorphology of submarine canyons to avoid the installation of submarine structures at unstable locations, to optimise environmental management, and to determine the existence of deposits of turbidities of economic importance.

To minimize this lack of information on submarine canyons, we performed a multibeam bathymetry survey to map this seafloor morphology (Fig. 1). The selection of the area was related to the presence of two main incised valley systems (Apodi and Açú) of the Potiguar Basin, which are tectonically controlled on the shelf and the coast (Vital et al., 2010a; Gomes 2012).

The objectives of the paper are therefore (1) to provide the first characterisation and analysis of the continental slope morphology focused on the submarine canyons of the Potiguar Basin, NE Brazil (Fig. 1); and (2) to apply the study results to the assessment of geohazards.

In this study, we present the most complete and high-resolution bathymetric dataset to provide the first detailed picture of the continental slope adjacent to the Potiguar Basin, NE Brazil. We quantitatively describe the geomorphologic characteristics of the submarine canyons and other related features and discuss the processes involved in their origin, evolution, controlling factors, and sedimentary activity. This study provides a morphologic framework for future detailed research and contributes to the understanding of the transport of the tropical shelf sediments into the deep basin.

2. Geological Setting

The South Atlantic opening occurred in the Early Cretaceous (Neocomian-Barremian), while the opening in the Equatorial Atlantic was slightly later (Aptian-Albian) (Asmus and Porto, 1972; Szatmari et al., 1987). The separation of the Pangea Supercontinent resulted in the formation of the Brazilian Cretaceous Rift System, forming passive continental margins and the Brazilian marginal basins.

In the rift system context of the Equatorial passive margin, the study area is located in the pull-apart Mesozoic-Cenozoic Potiguar Basin. The Potiguar Basin has three stages of evolution: rift (Neocomian-Eo-Aptian), post-rift (Neoaptian-Eo-Albian) and continental drift

(Albian-Holocene) (Bertani et al., 1990). Rift, post-rift and continental drift are characterised by continental, transitional and marine megasequences of deposition, respectively (Matos, 1992).

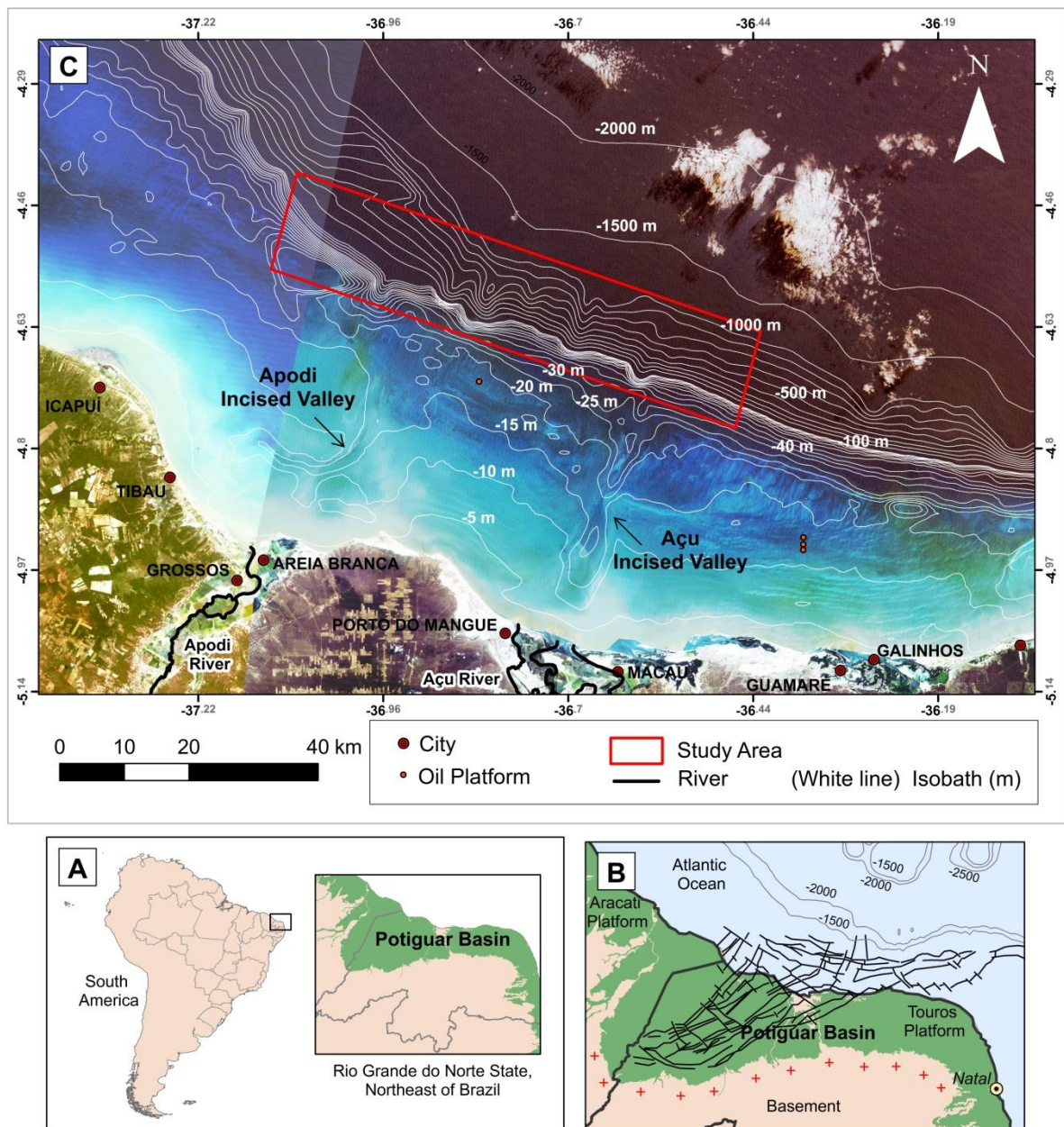


Figure 1. A) Location of Potiguar Basin in South America. B) Structural framework of Potiguar Basin (based on Bertani et al., 1990). C) General bathymetry of the Potiguar Basin, northeast Brazil. The contours of up to 60 m in depth are shown at 5 m intervals. For depths from 70 to 100 m, the contours are at 10 m intervals, from 100 to 1,000 meters at 100 m intervals, and above 1,000 m depth at 500 m intervals. The study area is adjacent to the two main incised valley systems of the region: Apodi and Açu. The image mosaic is from Landsat and bathymetry data is from Gomes and Vital (2010).

According to [Matos \(1992\)](#), the basin consists of a basement controlled by faults. [Castro et al., \(2012\)](#) demonstrated that the fault systems present reactivations, and [Bezerra et al. \(1998\)](#) identified neotectonic events that affect the Quaternary rocks.

The submerged portion of the Potiguar Basin is a mixed carbonate-siliciclastic shelf ([Vital et al., 2008](#)) partitioned as an inner, middle and outer shelf ([Gomes and Vital, 2010](#)). The shelf break zone is between 40 and 70 m. Several seafloor features are present, such as submerged dune fields, isolated shallow marine sandy bodies, patches of coral reefs, beachrocks, and incised valleys ([Testa and Bosence, 1998, 1999](#); [Lima and Vital, 2006](#); [Schwarzer et al., 2006](#); [Vital et al., 2008, 2010a](#)).

The earliest evidence of the shelf valleys associated with the Açu and Apodi Rivers were reported by [Pessoa Neto \(2003\)](#). These rivers appear to have been active in the continental shelf since the Middle Miocene, acting as a source of the siliciclastic influx and its distribution in the shelf and slope. According to this author, drainages were active on the shelf in this period, as demonstrated by the occurrence of coastal clastic wedges on the seismic sections and the well samples.

[Lima and Vital \(2006\)](#) studied the Quaternary evolution of the Apodi Valley. In the Pleistocene, the continental shelf was exposed and the valley was sculpted. These authors identified tectonic activities in the Apodi Valley, suggesting the uplift of this shelf portion.

Regarding the oceanographic settings, the trade winds arise in the E-NE, attaining a maximum velocity of 18 m/s ([Vital et al., 2010b](#)). The semi-diurnal mesotidal regime dominates, with the maximum spring tide range of 3.3 m and a minimum range of 1.2 m during neap tides ([Vital et al., 2010b](#)). The climate varies from tropical dry to semi-arid ([Vital et al., 2010b](#)).

According to the patterns of circulation, the study area is influenced by Equatorial Gyre of the Atlantic Ocean ([Mayer and Weisberg, 1993](#)), with the North Brazil Undercurrent (NBUC) and North Brazil Current (NBC). The NBUC is a vigorous current with a core that reaches 1 m/s at depth of 150 m to 250 m ([Marin, 2009](#)). Around 4°S – 5°S, the NBUC core surfaces and the new current is referred as the North Brazil Current (NBC). Possibly as an attempt to conserve potential vorticity as the NBUC faces the abrupt change in the continental margin orientation at 5°S, the current develops a 150 km radius anticyclonic frontal meander. This anticyclonic was named Macau Eddy by [Marin \(2009\)](#) due to the proximity to Macau city ([Fig. 1](#)).

3. Dataset and Methods

Much of what is known about the evolution of the continental shelves and slopes is based on the bathymetry method. This method can provide information about the morphology of the seafloor, the underlying structures (Pratson and Haxby, 1997), the distribution of sedimentary facies (Posamentier et al., 1988), and the processes that affect the continental margins (Driscoll et al., 2000).

The high-resolution bathymetry data were collected using the Brazilian Navy Hydrographic Ship Sirius (NH21) in May 2011 with a Kongsberg model Simrad EM 302 multibeam echosounder. This multibeam uses a frequency of 30 kHz and has a depth range of 10-7,000 m. The swath angle was 150°. Survey lines were implemented in the same direction of the isobaths because the depth variation causes a proportional change in the swath width. The spacing between the lines was varied with an average of 1,315 m (Fig. 2) and was calculated considering a swath width of 3.5 times the water depth.

The survey software SIS (Seafloor Information System) was used for an automatic acquisition of the bathymetric data on the WGS-84 datum. A Seatex Seapath 200 motion sensor provided the roll, pitch, yaw and heading information. The angle ranges were $\pm 10^\circ$ for yaw, $\pm 10^\circ$ for pitch and 15° for roll. The sound velocity profiles within the water column were performed by launching an XBT (Expendable Bathythermograph). These data were inserted in the SIS to perform real-time correction. The geographic position was determined by DGPS.

The raw multibeam data were processed using Caris HIPS & SIPS software. The automatic processing method was CUBE (Combined Uncertainty and Bathymetry Estimator) with a 50 m resolution grid. This method uses multiple hypotheses to represent the potential depth variances along the seafloor. Where the statistical method presented 'doubt' to the hypothesis acceptance, the information considered to be noise was rejected. Finally, a sample set was generated for the study area between the following coordinates: Xmin= -37.06° , Xmax= -36.41° , Ymin= -4.72° and Ymax= -4.43° , with depth values between 41 m and 1,416 m, with a total of 61,304,688 points. The bathymetric models were edited using the extension Base Editor of the CARIS software. Furthermore, the measurements and calculations of the morphometric characteristics of submarine canyons (e.g., length, width, depth ranges, slope, and spacing) were based on the definitions of Harris and Whiteway (2011).

In addition, available single-beam data on the shallow shelf from previous works (Gomes and Vital, 2010) were integrated as a general bathymetric database for the study area. The data were collected using an Odom Hydrographic Systems HYDROTRAC echosounder, operating at a frequency of 200 kHz. The dataset consists of 1 km spaced N-S bathymetric profiles perpendicular to the coast.

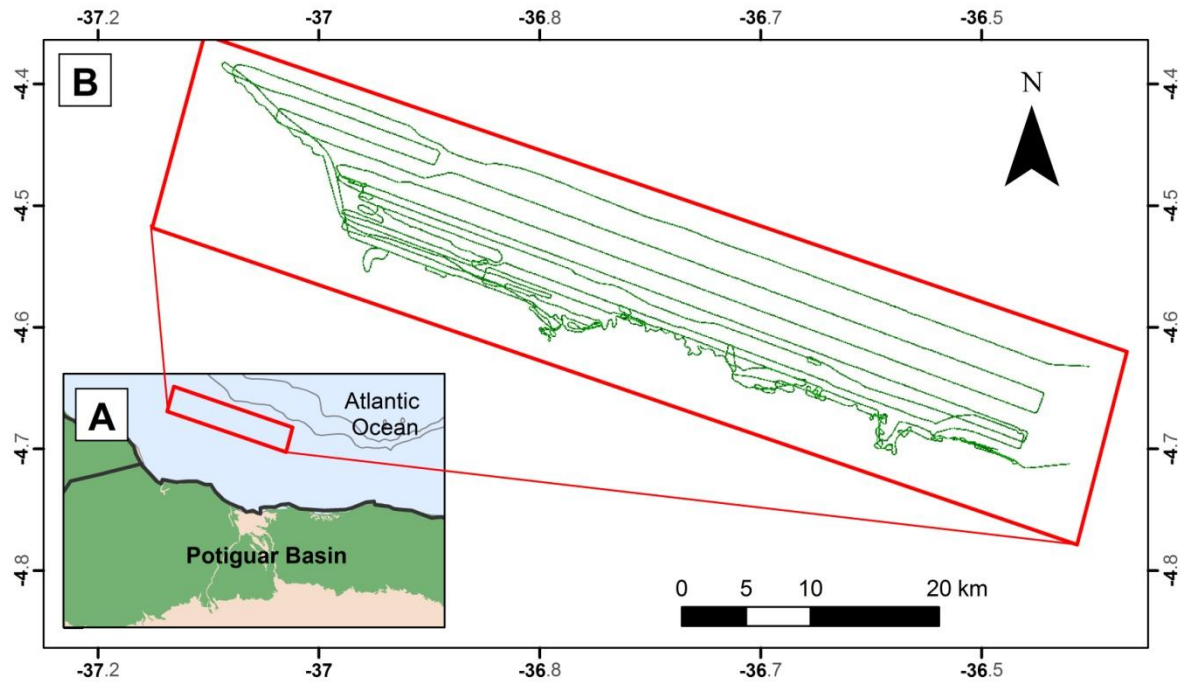


Figure 2. A) Location of study area. B) Acquisition lines of the bathymetric data.

4. Results

4.1. Continental Slope

In the study area, the continental slope is approximately 10 km in width. This slope has an average gradient of 7° . The slope consists of the upper slope (from the shelf break at 70 m to a 300 m depth) and the middle slope (300-1,300 m). The upper and middle slopes differ in gradients (6° - 16° with a mean of 15° and 4° - 10° with a mean of 6° , respectively). Therefore, the upper slope is steeper than the middle slope (Fig. 3, 4, 5).

Fifteen submarine canyons of varying morphology and size incise at different depths along the shelf-edge and continental slope of the study area (Fig. 3). These canyons were grouped (A, B, C, D and E) based on their origins, locations and morphologies (Fig. 3).

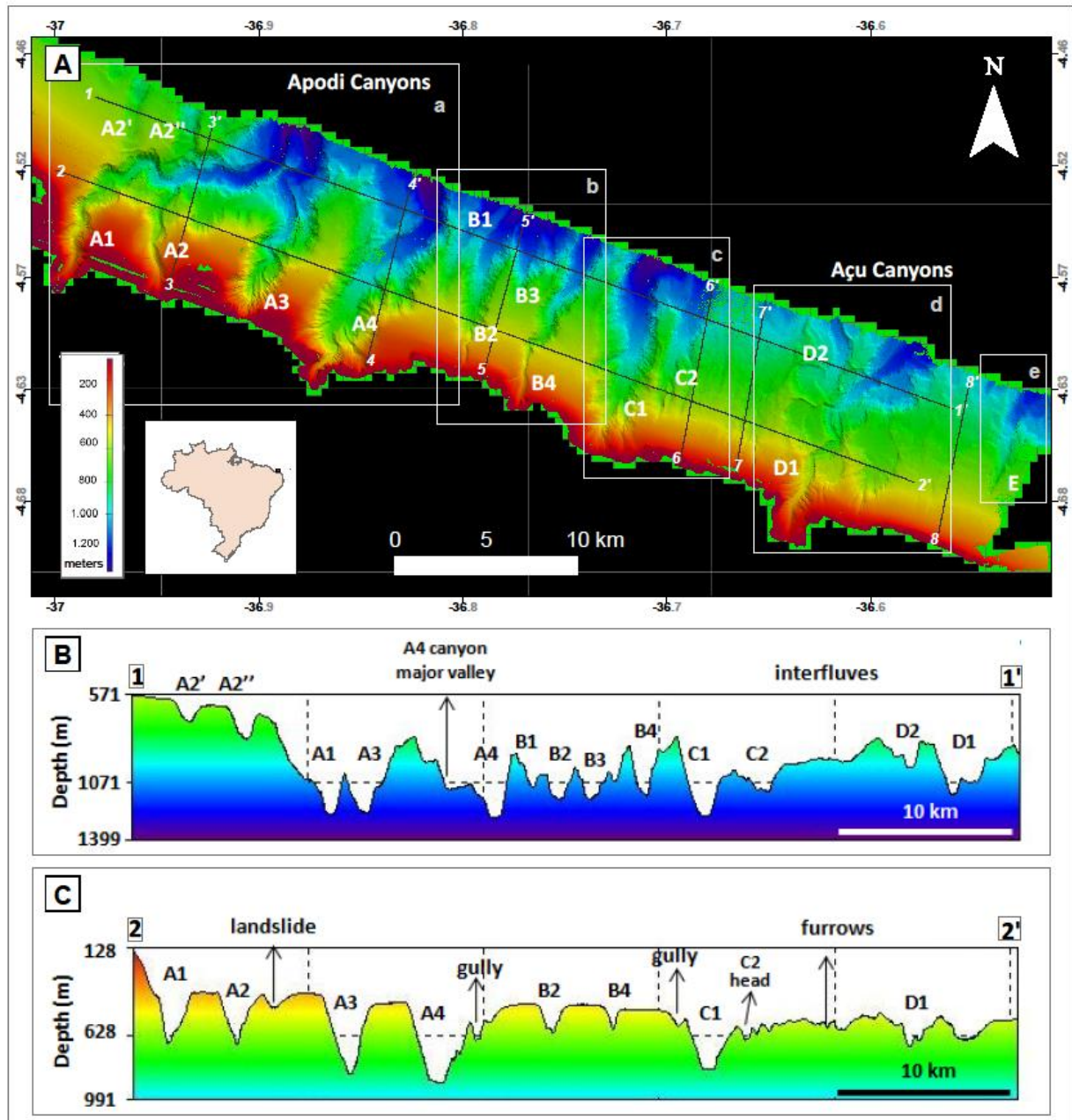


Figure 3. A) Submarine canyons on the continental slope of the study area. The canyons were labelled with letters and numbers according to the origin, location and morphology. The canyons are essentially oriented perpendicular to the shelf-edge, although changes in the orientation are observed in canyon A1. B) Profile 1-1' (Location in A). C) Profile 2-2' (Location in A).

The 'A canyons' (A1, A2, A2', A2'', A3 and A4) are located adjacent to the Apodi incised valley. The 'B canyons' (B1, B2, B3 and B4) have narrow heads and valleys on the upper slope and become wider on the middle slope. The 'C canyons' are already wide. The

‘D canyons’ are located adjacent to the Açu incised valley, and the ‘E canyon’ incises the middle slope and exhibits morphometric measurements that are smaller than those of the other canyons of the study area (Figs. 1 and 3).

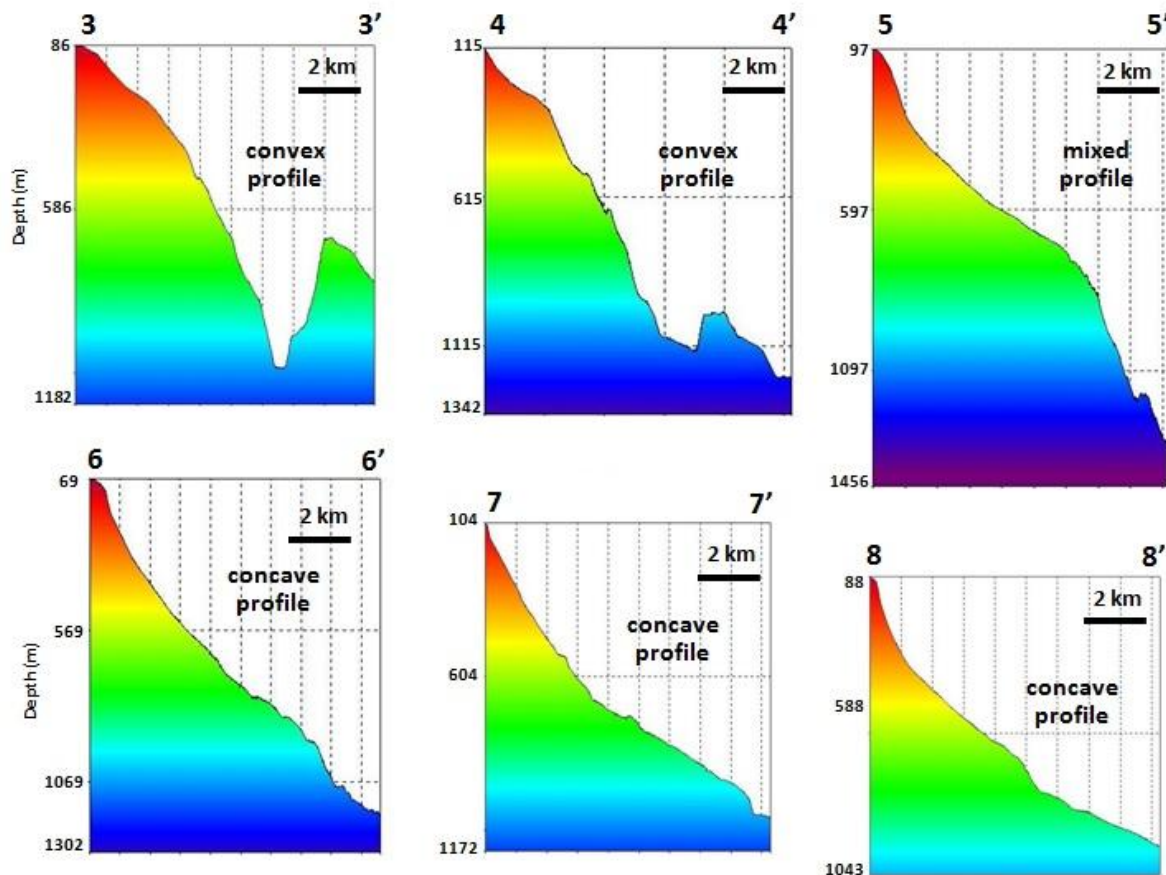


Figure 4. Transverse depth profiles of the continental slope of the study area. See Figure 2 for the location. Note the contrast between the convex slope in the west (3-3' and 4-4') and the concave slope in the east (6-6', 7-7' and 8-8'). The mixed profile 5-5' represents the transition because it is concave in the upper slope and convex in the middle slope.

The mean distance between the canyons in the western region (A1 to B3), with an average of 3,700 m, is smaller than the distance in the eastern region (B3 to E), with an average of 5,500 m (Fig. 3). The mean spacing between all of the canyons is 4,500 m. The distance between canyons is directly associated with the convex and concave slope profiles.

The profiles 3-3' and 4-4' exhibit convex profiles in the western study area (Fig. 4). In the convex profiles, the gradient increases continuously in the down-slope direction (Tao Tang, 2000). The distance between the canyons in the western area is an average of 3,700 m.

The profiles 6-6', 7-7' and 8-8' exhibit concave profiles in the eastern area (Fig. 4), where the gradient continuously decreases in the down-slope direction. The distances between the canyons in the eastern area are 9,325 m on average (C2-D1, 9,850 m; D1-E, 8,800 m; Fig. 3) and are larger than in the western area.

The profile 5-5' depicts a mixed concave-convex profile: concave in the upper slope and convex in the middle slope (Fig. 4). This profile occurs between the B2 and B3 canyons (Fig. 3) and marks the transition between the eastern and western areas.

4.2. Submarine Canyons

The highest values of gradient are observed in the A3, A4 and D1 heads ($> 50^\circ$), and in some locations of the A1 walls, the slope is $> 35^\circ$ (Fig. 5). In addition, on the walls of all of the canyons, the gradient reaches at least 25° .

The canyons exhibit three different segments: 1) the upper canyon, which consists of the canyon head and is commonly the area with higher gradients; 2) the middle canyon, where the canyon is deeply incised and the gradient becomes less steep; and 3) the lower canyon, which includes areas of the lowest gradients and where the canyons are wider.

4.2.1. The 'A' canyons

The A canyons are located adjacent to the Apodi incised valley, and their genesis was most likely influenced by this incised valley in periods of lower sea level; this is particularly true for the A1 and A4 canyons because their heads are mapped in the shelf break zone at 163 m and 106 m depths, respectively.

The A1 submarine canyon is the most meandering canyon of the study area (sinuosity = 1.30). The upper canyon segment is NE-SW oriented, changes to E-W in the lower canyon and ends with an approximate N-S trend (Fig. 6A). The A1 canyon is also the longest canyon, with a 20 km length, starting at a depth of 163 m at 38 km from the coast and ending at a depth of 1,383 m. The A1 canyon has an average depth of 331 m, reaching a depth of 390 m, and an average width of 1,563 m, reaching a width of 3,507 m, including the terraces formed along its margins. These terraces are similar to the terraces mapped in the submarine canyons of the Argentine Continental Margin by Lastras et al., (2011). The incision of the thalweg reaches 2,546 m wide.

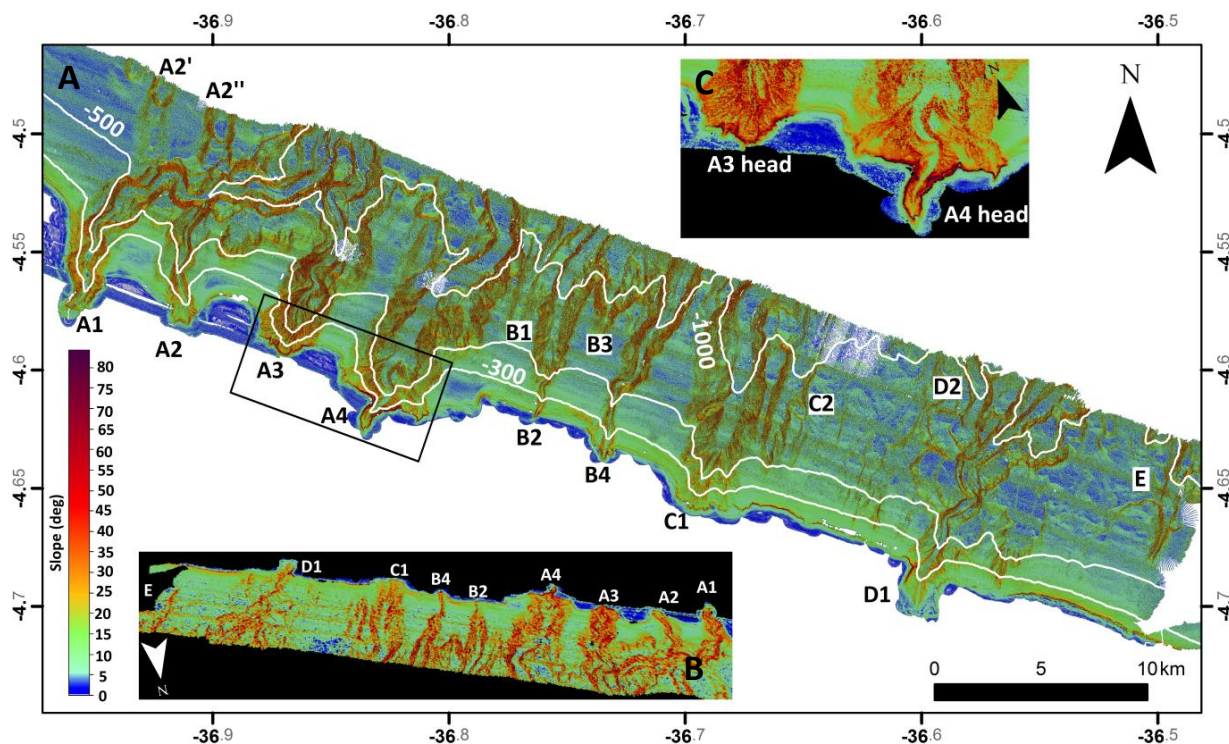


Figure 5. A) Slope map of study area with 300, 500 and 1,000 m isobaths and the identification of the canyons. Note the greenish tones above the 300 m isobath and the more bluish tones below it. The highest slopes are observed in the A3, A4 and D1 heads ($> 50^\circ$), and in some locations of the A1 walls, the slope is $> 35^\circ$. B) Inverted view of the slope map. Note the significance gradient changes at some of the canyon walls. C) The A3 and A4 heads, which exhibit high slopes (Location in Fig. 5A).

The A1 head is very narrow, with a width of ~ 480 m. The upper canyon exhibits a V-shaped cross-profile, with marginal terraces (Fig. 6B; profiles 10-10' and 11-11'). The canyon is U-shaped in the middle segment. In the lower segment, the axial incision (200 m depth, 1,000 m width) and major valley (430 m depth, 3,400 m width) are observed (Fig. 6B; profile 13-13'), according to the concepts of Baztan et al., (2005). They interpreted the axial incision as the imprint of turbidity currents that eroded the floor of canyons during phases of connection to rivers (hyperpycnal turbidity current) and the geometry of the canyon's major valley as the result of recurrent activity of axial incisions.

The A1 canyon has a tributary (A2) and two distributaries (A2' and A2'') (Fig. 6A). The A2 tributary starts at a depth of 115 m and strikes the main canyon approximately at a depth of 950 m. The A1 canyon has the maximum gradient of 8° and an average width of

1,357 m. The east wall becomes less steep near the main channel, exhibiting an asymmetric profile. The east wall has an average depth of 264 m.

The A2' and A2'' distributaries have the confluence with the main channel (A1) at 642 m and 796 m depths, respectively. The A2' and A2'' distributaries exhibit average depths of 142 m and 216 m, respectively, and they appear partially filled because of their mature morphology (U-shape cross-profile) and small depths (Fig. 6A and B; profile 9-9'). The A2' and A2'' distributaries exhibit the minimum slopes (3° and 2° , respectively).

The distributaries (A2' and A2'') located to the north of the main channel are rectilinear and follow the NNE trend of the Areia Branca Fault System (Fig. 7). These faults possibly influenced the locations of the A1 and A2 canyon heads and locations of the A2' and A2'' talwegs.

Between the A2 and A3 canyons heads and next to A1 head, at the shelf edge, there are semi-circular and circular coral reef buildings that extend from the 60 to 80 m isobaths. The coral buildings exhibit a smooth morphology with a vertical relief of approximately 10 m, covering an area of approximately 4 km² and 6 km², respectively (Fig. 6A).

The A3 canyon starts with a 2,309 m wide head, widening up to 3,445 m. Its thalweg becomes smaller as the channel turns into deeper waters and presumably joins with the A1 canyon. In the transition between the middle and lower segments, there is a sediment ridge along which the canyon meanders downward. The A3 canyon has a length of 13.2 km and the second largest sinuosity found (1.22). The A3 canyon is characterised by numerous gullies on the walls (Fig. 6A).

The A4 canyon head is on the shelf break (106 m), which is very narrow (637 m) in comparison with the channel width down-slope (up to 5,010 m wide) (Fig. 6A and B; profiles 1-1' to 4-4'). Gullies are also present in this canyon (Fig. 6B; profile 2-2'). There is a prominent head on the eastern wall (Fig. 6A).

The A4 canyon head is at a depth of 106 m and extends to 1,415 m, which is the deepest region of the study area. The average gradient of the thalweg is 6° . As with the A1 canyon, from the middle to the lower segment, the A4 canyon becomes U-shaped, and the major valley morphology and axial incision are observed (Fig. 6A and B, profile 4-4').

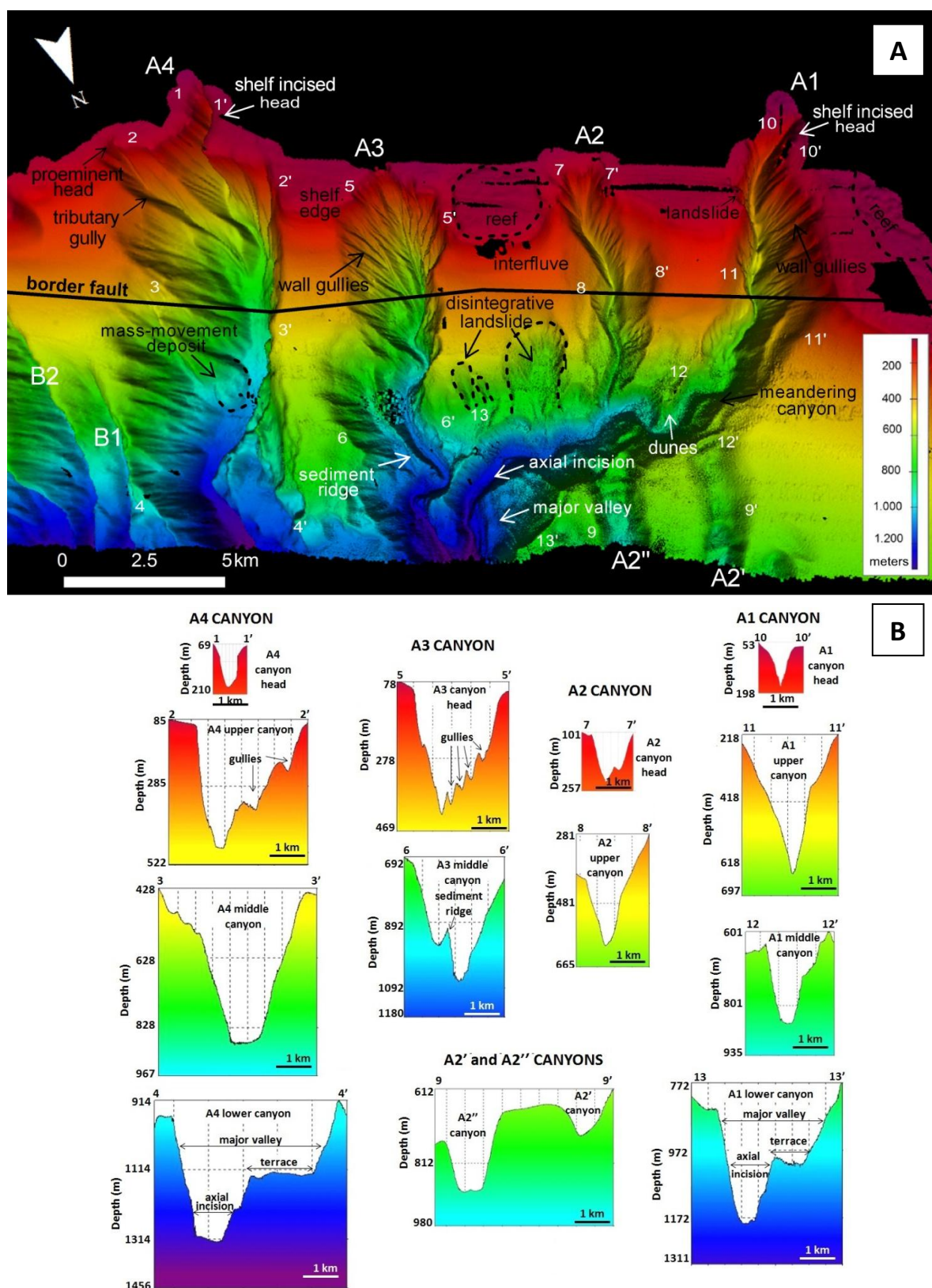


Figure 6. A) Digital Elevation Model of the A submarine canyons with a colour depth scale (Vertical exaggeration: ~ 10). The smaller white numbers indicate the position of the cross-section profiles. The seabed features are also marked. B) Cross-section profiles of the canyons.

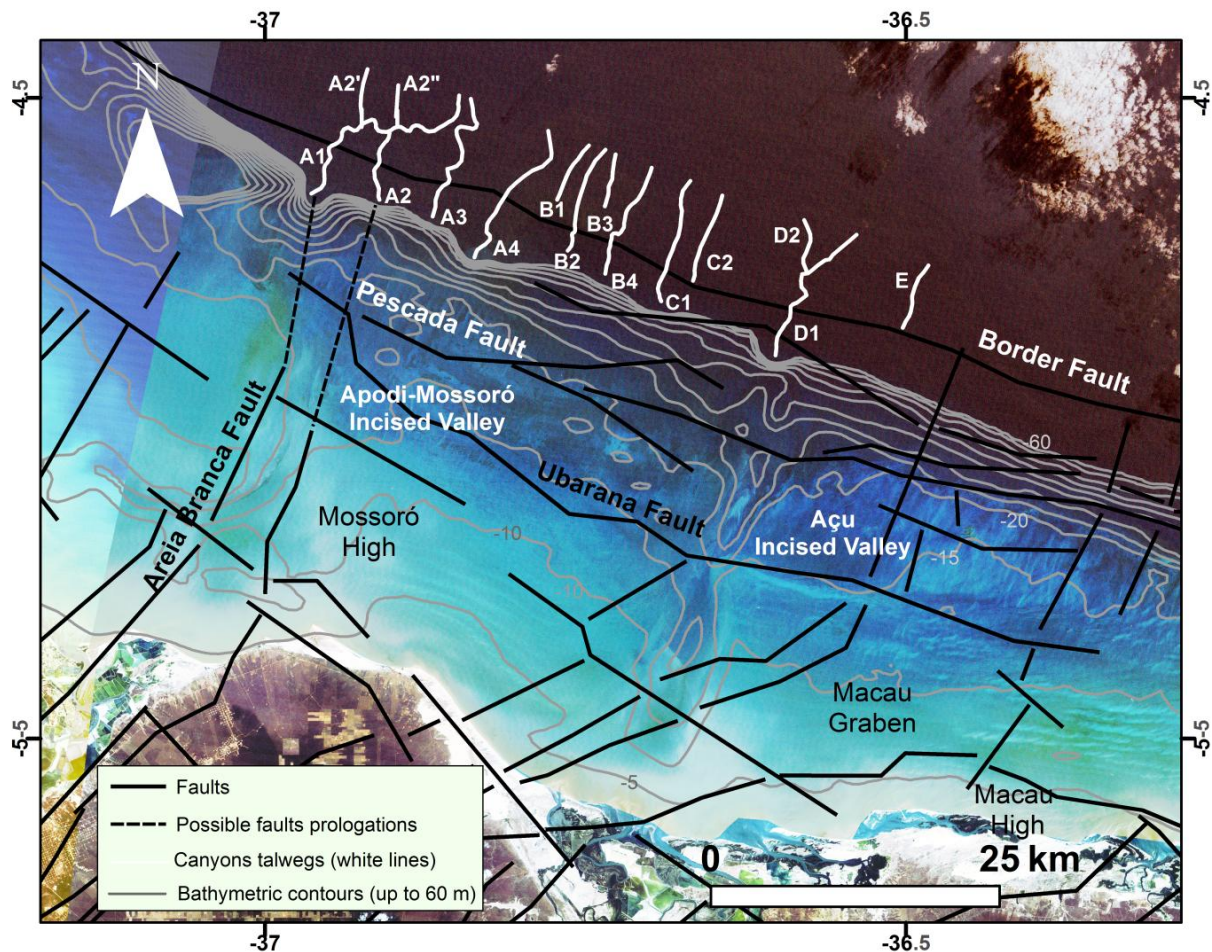


Figure 7. Compilation of the structural data of the study area ([Angelim et al., 2006](#)). The dotted lines are the possible extensions of two parallel faults that may have tectonically controlled the head and talweg positions of the A1, A2, A2' and A2'' canyons. Note the influence of the border fault in the D1 canyon.

4.2.2. The 'B' canyons

B1 and B3 canyons have heads that are located in the middle slope at 632 m and 715 m ([Fig. 8](#)). Both canyons have an upper segment width between 900 and 1,000 m and an average depth between 100 and 200 m, but B3 has a depth that reaches 276 m. The canyons are incipient canyons because they exhibit smaller lengths and their morphology represents the initial stage of a submarine canyon evolution ([Puga-Bernabéu et al., 2011](#)). The B1 and B3 canyons are the shortest canyons of the study area (4,643 m and 5,644 m).

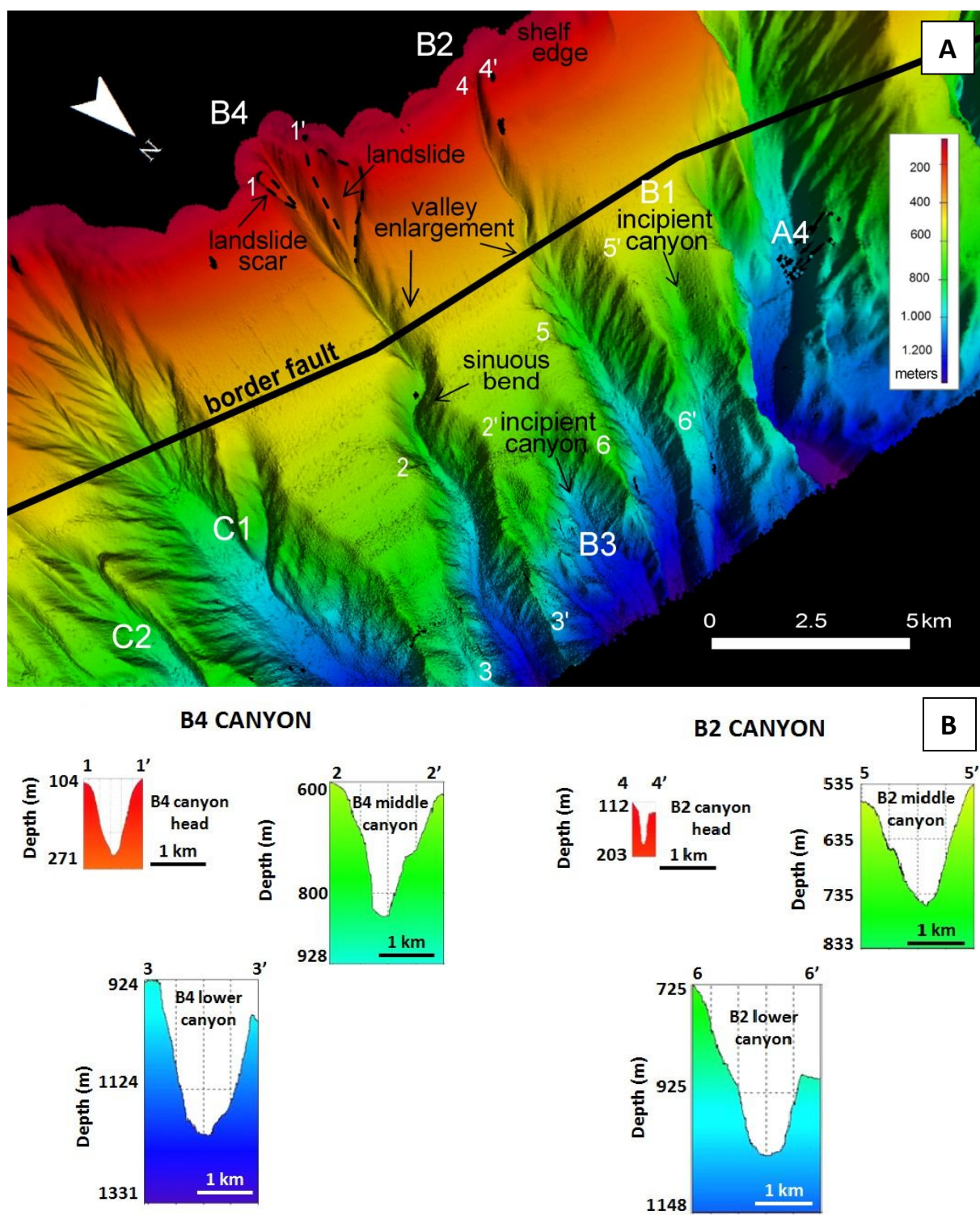


Figure 8. A) Digital Elevation Model of the B submarine canyons (vertical exaggeration: ~10). The smaller white numbers indicate the position of the cross-section profiles. The seabed features are also marked. B) Cross-section profiles of canyons B2 and B4.

The B2 and B4 canyons start at depths of up to 115 m and become wider at the boundary between the upper slope and middle slope, when they cross a basin border fault (Figs. 7 and 8). The B2 canyon starts with a width of 387 m that reaches 2,260 m, with an average of 1,436 m. In addition, the B4 canyon starts with a width of 573 m that extends up to 1,906 m, with an average of 1,232 m. The average depths of the B2 and B4 canyons are 293 m and 261 m, respectively, but the B2 canyon can reach 486 m. These canyons have values of sinuosity of 1.05 for B2 and 1.07 for B4, and these values are lower than the average found for all of the submarine canyons of the study area (1.10).

4.2.3. The ‘C’ canyons

The C1 head is mapped at 120 m; it is the widest canyon (mean 3,094 m) and also has the widest head (2,413 m). The C1 head follows the main direction of the slope incisions of the study area, which is SW-NE; the sinuosity is 1.04, and it has no connection to the continental shelf. Gullies are widely present at the C1 upper segment, which has a V-shaped cross-section. The middle and lower segments exhibit a U-shaped cross-section (Fig. 9; profiles 4-4’ to 6-6’). The average depth of the C1 canyon is 360 m.

The C2 canyon starts at the middle slope (475 m) and seems to strike the main channel (C1) in deeper waters (limit of the data) (Fig. 9A). C2 has an average depth range of 144 m and an average width of 1,507 m. At the lower segment, the depth range decreases to 50 m and the cross-section profile exhibits U-shape. (Fig. 9; profiles 1-1’ to 3-3’).

4.2.4. The ‘D’ canyons

The D1 canyon depicts a very different and complex morphology (Fig. 10A); it is the extension in deeper waters of the Açu incised valley. The head of the D1 canyon is mapped in the continental shelf edge at a depth of 108 m and has a width of 1,000 m; it reaches a depth of 319 m. The D1 canyon is the second longest (14,502 m) and the third largest sinuosity of the study area (1.15). The D1 canyon stands out due to the extensive terraces along its margins, forming flat surfaces that are gently sloping. If these terraces are considered, this canyon reaches a width of 6,210 m. Scarps separate these terraces of the non-excavated slope (Fig. 10A).

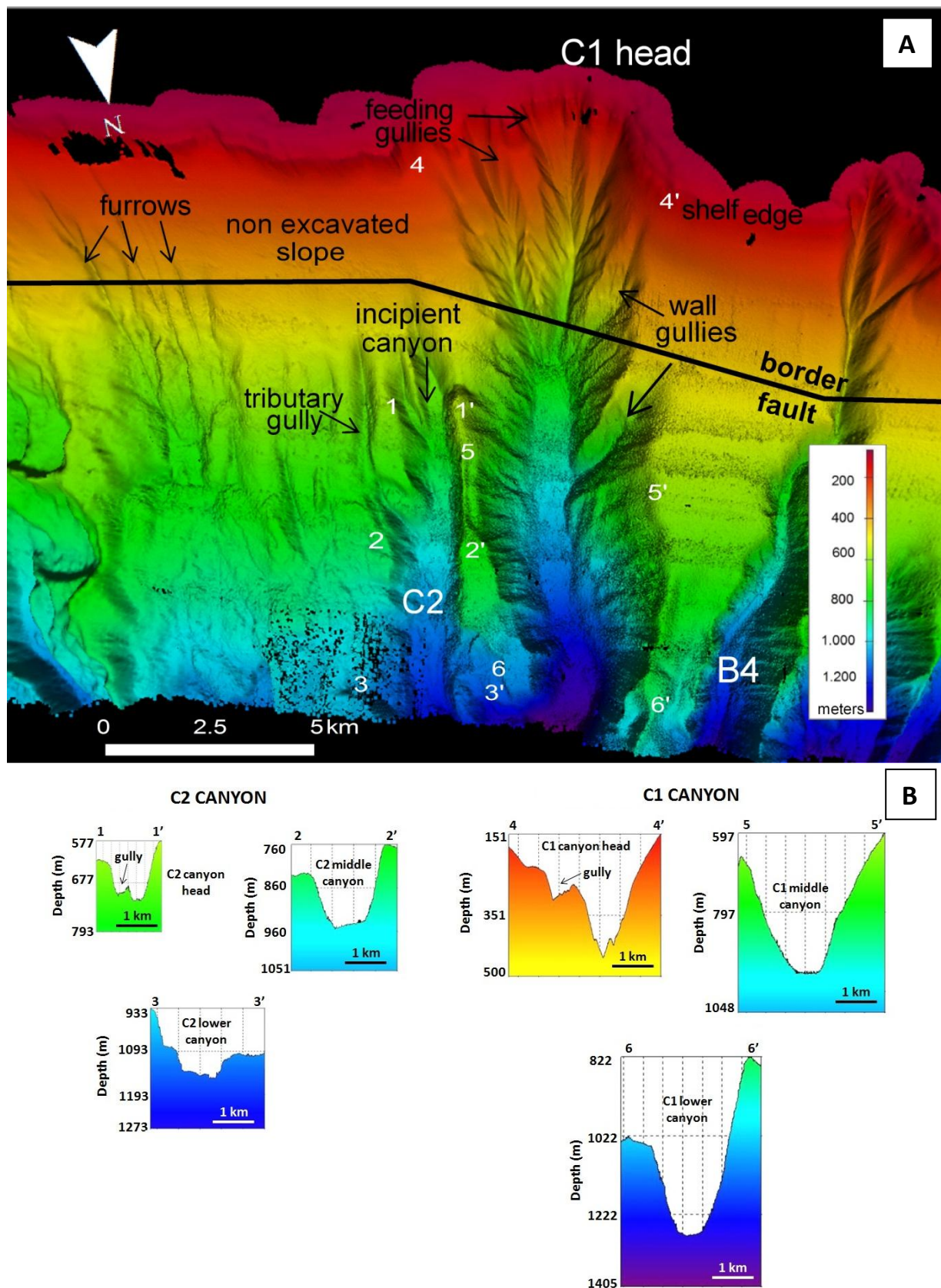


Figure 9. A) Digital Elevation Model of the C submarine canyons (vertical exaggeration: ~ 10). Smaller white numbers indicate the position of the cross-section profiles. The seabed features are also marked. B) Cross-section profiles of canyons C1 and C2.

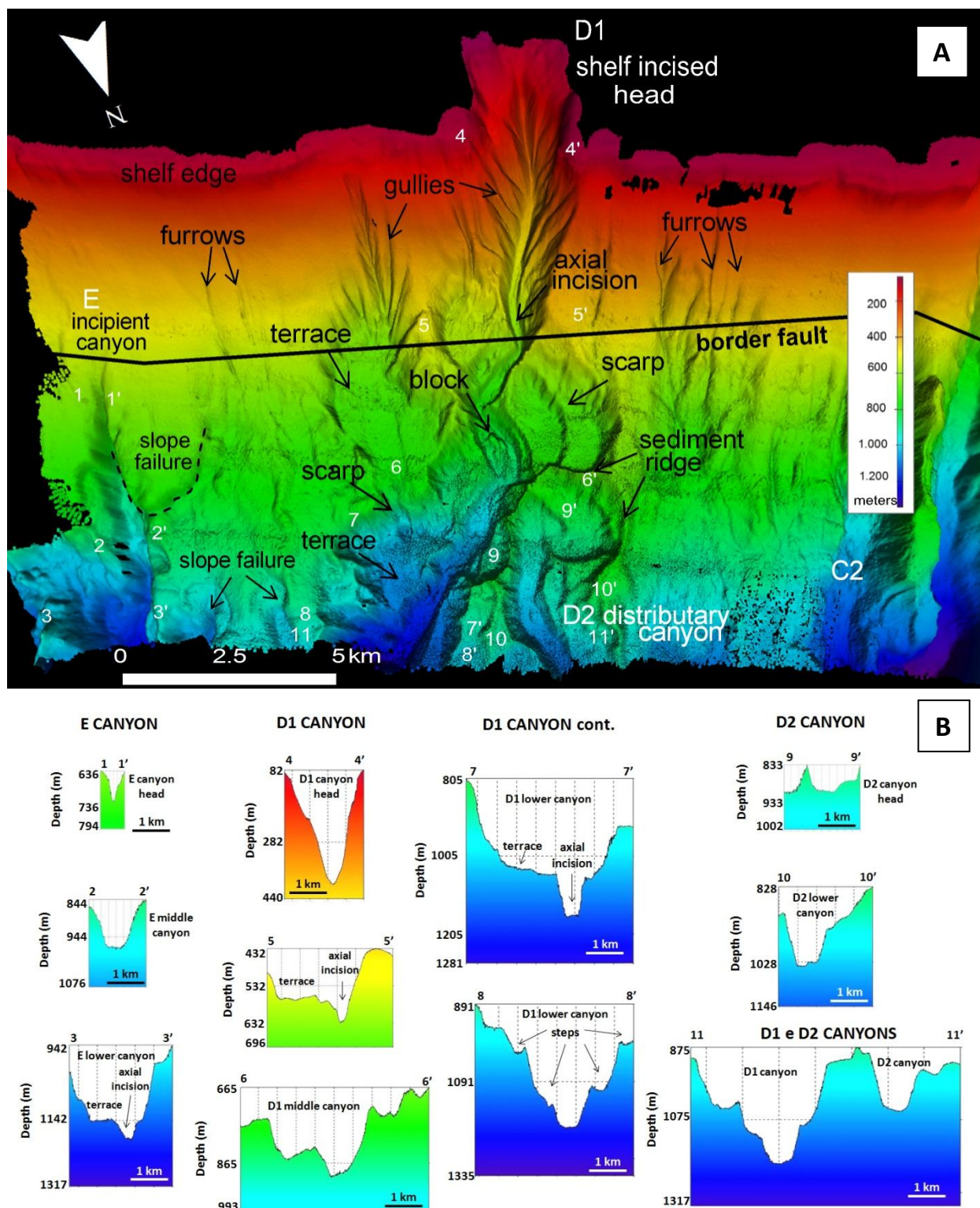


Figure 10. A) Digital Elevation Model of the D and E submarine canyons (vertical exaggeration: ~ 10). The smaller white numbers indicate the position of the cross-section profiles. The seabed features are also marked. B) Cross-section profiles of D1 and D2 and E canyons.

The canyon direction changes from N-S to SW-NE, where the basin border faults occur (Fig. 7). At 858 m depth, there is a bifurcation where a distributary channel (D2 canyon) (Figs. 6 and 10).

4.2.5. The 'E' canyon

'E' canyon starts on the middle slope (613 m) (Fig. 10). The E canyon has morphometric measurements that are smaller than those of the other canyons described; it has a length of 6,198 m, a maximum depth of 191 m, an average width of 903 m and a sinuosity of 1.02.

All of the morphometric characteristics of the study area canyons are summarized in Table 1.

4.3. Other deep water sedimentary features

4.3.1. Submarine landslide and slope failures

On the east wall next to the A1 head, there is an ~ 600 m wide landslide structure next to the 100 m isobath (Fig. 6). In the interfluvium between the A2 and A3 canyons, landslides were mapped, and they were classified as 'disintegrative landslide' because there is no mass deposit at or near the base of the scar (e.g., McAdoo et al., 2000) (Figs. 6 and 11). The largest landslide is approximately 990 m wide.

At the B4 head, disintegrative triangular landslides occur in a larger area (~ 0.4 km²) (Fig. 8). In addition, next to the E canyon, there is a slope failure marked by a ~ 60 m high scarp (Fig. 10).

4.3.2. Gullies

Almost all of the canyons exhibit gullies, primarily at their heads (Figs. 6, 9 and 10). The gullies are more numerous in the A3 upper segment, where they are 70 m deep and 740 m wide (Fig. 6). In the A4 head, there is a well-developed gully that exhibits a prominent head (Figs. 6 and 11).

Table 1. Summary of the morphometric characteristics of the submarine canyons of the continental slope of the Potiguar Basin.

Canyon	Length (m)	Branch length (m)	Head depth (m)	Confluence depth (m)	Average depth range (m)	Maximum depth range (m)	Head width (m)	Average width (m)	Maximum width (m) [including terraces]	Guideline (m)	Sinuosity	Average slope (°)
A1	20056	-	163	-	331	390	480	1563	2546 [3507]	15474	1,30	5
A2	-	6406	115	950	264	313	942	1357	1929	5873	1,09	8
A2'	-	4494	-	642	142	150	1454	1605	1752	4373	1,03	3
A2''	-	3716	-	796	216	238	1439	1483	1559	3647	1,02	2
A3	13244	-	106	-	369	435	2309	2563	3445	10875	1,22	7
A4	14462	-	106	-	373	486	637	3193	5010 [5224]	12840	1,13	6
B1	5644		632		137	172	915	1498	1609	5890	1,04	6
B2	9863	-	115	-	293	486	387	1436	2260	9413	1,05	8
B3	4643		715		185	276	970	1825	2300	4767	1,02	7
B4	10799	-	115	-	261	272	573	1232	1906	10097	1,07	7
C1	11427	-	120	-	360	370	2413	3094	3777	11031	1,04	6
C2	7843		475		144	186	315	1507	2291	8020	1,02	5
D1	14502	-	108	-	252	319	1000	1508	2722 [6210]	12593	1,15	5
D2	-	5268	-	858	172	191	779	913	1004 [2421]	4950	1,06	3
E	6198	-	613	-	172	191	313	903	1283 [2331]	6060	1,02	6

The gullies of the C1 canyon are divided into two sets (Fig. 9). The first set is the feeding gullies that are shallower and narrower. The depth range is 10 to 60 m, and the width range is 50 to 540 m. They converge at a depth of 760 m. The second set is the wall gullies that are wider and deeper. The depth varies between 120 m and 200 m, and the width varies between 890 m and 1,100 m (Fig. 9).

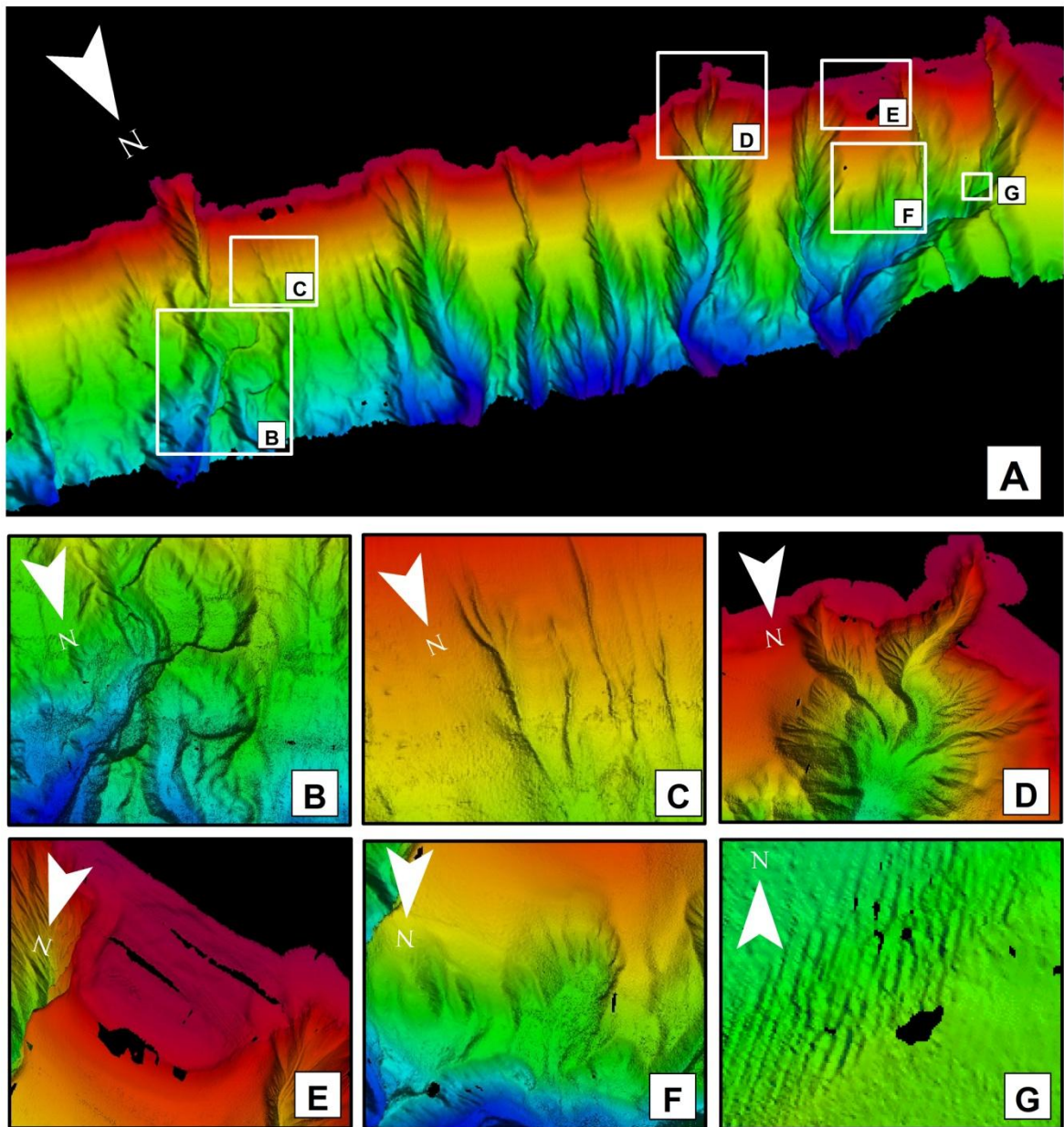


Figure 11. A) Study area with location of some deep water features. B) Sediment ridge between D1 and D2 canyons. C) Furrows. D) Gullies in A4 canyon head. E) Circular coral reef building. F) Landslides. G) Dunes.

4.3.3. Dunes

Dunes with SW-NE crest orientations occur next to the bifurcation of A1 with the distributary A2' (Figs. 6 and 11). The dunes are of approximately 50 m long with a height between 10 and 20 m. The field covers an area of approximately 0.2 km². The dunes exhibit NE flows.

4.3.4. Furrows

Furrows were identified in the continental slope between the C2 and D1 canyons and between the D1 and E canyons (Figs. 9, 10 and 11); they are a series of regularly spaced and parallel grooves. Compared with the furrows of [Viekman et al., \(1992\)](#), the furrows are of a larger scale. They are oriented parallel to the flow direction (N-S) and can be up to 3.5-km long (Figs. 9, 10 and 11). The spacing of the furrows is in the range of 200 to 500 m, the widths of the furrows are approximately 40 to 120 m, and the depths are 10 to 20 m.

4.3.5. Sediment ridge

The sediment ridges are erosional remnants. There is a curved one in the A3 canyon between the 750 m and 1,150 m isobaths (Fig. 6). The orientation is in the SSE-NNW direction. It is possible that this ridge constricts the middle canyon segment and constrains the meander in the NW direction, diverting the course of the canyon. The ridge is 150 m high and 260 m wide. The A1 and A3 canyons are separated by a curved ridge in the lower segments.

In the D1 canyon, the sediment ridge has a height in the range of 40 to 100 m and an average width of 230 m (Figs. 10 and 11). The ridge prevents the direct connection between the D1 and D2 canyons.

5. Discussion

Based on the geometry and morphologic patterns of the continental slope of the Potiguar Basin characterized by multibeam data, some inferences can be made regarding the processes responsible for the formation of the submarine canyons and the current continental slope morphology.

5.1. Shape slope: an incision control

According to [Talling \(1998\)](#), the basin physiography is a primary control on the location and depth of the incision. The eastern area exhibits a concave slope, and the western area exhibits a convex slope.

The concave slopes tend to have areas of erosion on top, which are generally linear, and in the down-slope direction, the erosion process is replaced by the processes of accumulation and sedimentation ([Tao Tang, 2000](#)). The concave slopes produce less sediment than the convex slopes, thereby resulting in more stable surfaces ([Perrens et al., 1984](#)). Therefore, the eastern area is more stable morphologically than the western area. This behaviour explains the smaller numbers of canyons in the eastern area and the larger spacing between them (5,500 m).

Convex slopes are characterized by a positive curvature, with angles that continuously increase downwards ([Teich et al., 2012](#)). The convex slopes produce greater quantities of sediments and are eroded more easily and deeply (e.g., [Perrens et al., 1984](#)). In addition, the convex slopes are less stable than the concave slopes because they exhibit a higher weight of available material for the slump and slide and the consequent increase in the shear stress and erosion ([Chowdhury, 1978](#)). This behaviour justifies why the western area is more intensely incised and eroded by the canyons. We can infer that the submarine fans formed by these western canyons have a larger volume of sediment than the submarine fans formed by the eastern canyons.

5.2. Origin and evolution of submarine canyons

The origin and evolution of submarine canyons are generally considered to be driven by two processes: 1) slumping, slope failure and other mass wasting events; and 2) erosive turbidity flows derived from fluvial, shelf and upper slope sources ([Shepard, 1981](#); [Farre et al., 1983](#); [Pratson et al., 1994](#); [Pratson and Coakley, 1996](#); [Piper and Normark, 2009](#); [Harris and Whiteway, 2011](#); [Puga-Bernabéu et al., 2011](#)). These two processes act separately and in combination to influence the origin and evolution of the submarine canyons of the Potiguar Basin.

The slope failures and landslides at the middle slope ([Figs. 8, 9 and 10](#)) represent the youthful stage of canyon formation. Multiple retrogressive slides occur where the continued

failure and interaction of adjacent slides produce multiple features and the extension of the instability upslope (Moore, 1964; Prior and Coleman, 1982), forming the initial submarine canyons. Examples of this scenario in the study area are the B1, B3, C2, D2 and E canyons (Figs. 8, 9 and 10). The D2 distributary canyon did not achieve direct connection with the D1 canyon due to a sediment ridge that hampers the link between them.

In the transitional stage, initial canyons progress upslope to near the shelf break (Farre et al., 1983) by the progressive sediment destabilisation and retrogressive erosion. The C1 canyon is an example of this transitional stage. Its reduced sinuosity, considerable width and semi-circular head are the morphological products of the upslope erosion process (Fig. 9).

The middle and lower segments of the B2 and B4 canyons were originated by upslope erosion processes. However, the upper segment was formed due to the existence of precursor rills (e.g., furrows or gullies) formed by the downslope erosive flows triggered in the upper slope (e.g., Pratson and Coakley, 1996; Lastras et al., 2011). The smaller widths, V-shape cross profile and meandering channels are evidence of this transitional stage (Fig. 10).

The mature stage is represented by the A1, A4 and D1 submarine canyons which incise the shelf.

During the Quaternary there were several eustatic sea-level rises linked to interglacial periods, and several sea-level falls linked to glacial periods. Based in low-latitude sea-level records of north-eastern Brazil, the sea level that was the lowest during the last glacial maximum (LGM), ~ 20,000 B.P., is calculated at 107 m below the present sea level, reaching the shelf edge and the shelf valleys were exposed (Peltier, 1998). Therefore, the canyons with heads located in the continental shelf (A1, A4 and D1 canyons) were connected to the incised valleys and/or shelf drainages.

In the mature stage, the canyon heads act as catchment areas of the shelf and the river sediments that bypass the slope through the canyons and are deposited onto the basin floor (Shepard, 1981; Puga-Bernabéu et al., 2011). Downward sediment gravity flows can contribute significantly to canyon excavation and enlargement by the process of axial incision (Pratson and Coakley, 1996). The submarine canyons became more active due to the increased sediment supply provided by the different areas on the shelf (Puga-Bernabéu et al., 2011).

Before the A1 canyon achieved the mature stage, the canyon had distributaries (A2' and A2", Fig. 6). Presently, these distributaries are abandoned due to a partial filling. The canyon abandonments could have been produced by an enhancement of the downslope

transport related to an increase in the sediment availability (e.g., [Lastras et al., 2011](#)) and a preference of the current flow within the A1 canyon that would have occurred when they indented the shelf edge. Abandoned canyons do not receive sufficient turbidity currents to remain active, and they therefore become partially filled ([Mather, 2000](#); [Jobe et al., 2011](#)).

5.3. Sedimentary dynamics and geohazards

The axial incision along the thalweg in A1, A4 and D1 canyons demonstrates that active or recent downslope sedimentary fluxes occur along the slope ([Baztan et al., 2005](#)). Turbidity and mass transport processes were frequent along the continental slope of the Potiguar Basin, contributing to the evolution of the submarine canyons ([Chiocci et al., 1997](#); [Garcia et al., 2006](#)).

The presence of dunes, ridges, gullies and furrows demonstrates the role of bottom currents in the shaping of the slope (e.g., [Lonardi and Ewing, 1971](#)). Dunes in confined deep water environments (canyon channel, [Fig. 6](#)) result from the action of the downslope bottom currents or the internal waves through the canyon axis (e.g. [Karl et al., 1986](#); [Wynn and Stow, 2002](#)).

The sediment ridges ([Figs. 6 and 10](#)) and blocks ([Fig. 10](#)) are obstructions most likely composed of rocky outcrops, which are more difficult to erode, although further investigation is needed to identify their nature (e.g., [Lo Iacono et al., 2011](#)).

Gullies are channelised in the upper canyons due to the steep slope inclination ([Kottke et al., 2003](#)), which indicates erosional processes. The V-shaped, nearly symmetrical cross-sections and relatively high average steepness indices of gullies imply high-energy gravity-driven erosion processes (e.g., [Fig. 6](#); [Noormets et al., 2009](#)).

In addition, some of the gullies that exhibit circular scars at their heads, terraces, scarps and landslides ([Fig. 6, 9 and 10](#)) suggest retrogressive movements (e.g., [Klaus and Taylor, 1991](#)) and mass wasting. Retrogressive mass failure events along the continental slope facilitate the upslope propagation of the initial canyons towards the shelf margin ([Moore, 1964](#)).

According to [Harris and Whiteway \(2011\)](#), the mean slope of the passive margin canyons is 3.8°, while the mean slope of the study area canyons is 7°. Furthermore, high slopes are observed in the A3, A4 and D1 heads (> 50°), and in some locations of the A1 walls, the slope is >35°. These steep gradients, in addition to other conditions, e.g., sediment consolidation and tectonic influence, have induced the sediment instability and favoured the

occurrence of frequent mass failure events in the form of submarine landslide and slope failures. The mass wasting features provide evidence of the instability of the region and indicate that the region can be considered to be propitious to geohazards.

In general, the results indicate that the mass failure features occur on the continental slope and canyon walls and can pose a significant hazard to offshore infrastructure. However, they do not constitute a possible threat of tsunamis along the coast (e.g., [Driscoll et al., 2000](#)).

Some morphologic patterns of the submarine canyons and the continental slope, such as the coincident locations of the A1, A2, A2' and A2" head and talwegs with the Cenozoic faults, the enlargement of the B2 and B4 canyons and the change in the course of the D1 canyon where it crosses the border fault, suggest that tectonic activities also control the morphology of the deep water environments of the Potiguar Basin ([Figs. 6, 7, 8 and 10](#)). Some of these tectonic features could have represented a preferential location to the origin and/or evolution of the submarine canyons and the deep water features.

The tectonic framework is related to the Equatorial tectonic regime that has deformed Quaternary cliffs and beachrocks ([Bezerra and Vita-Finzi, 2000](#); [Moura-Lima et al., 2010](#)).

Therefore, the current morphology of these canyons and continental slope is a result of the interplay of the erosional processes with the retrogressive failures, downslope turbidity currents, sediment deposition and transport, and structural inheritance of the region.

5.4. Classification of the canyons and application to hydrocarbon exploration

Type 1 canyons are the classically described submarine canyons that have been studied extensively ([Shepard and Emery, 1973](#); [Sawyer, et al., 2007](#); [Lastras et al., 2009](#); [Jobe et al., 2011](#)). Most are incised into the shelf (e.g., [Normark, 1970](#); [Harris and Whiteway, 2010](#)) and are associated with areas of high sediment supply, such as large fluvial systems ([Shepard and Emery, 1973](#); [Shepard, 1981](#)).

Some characteristics of Type 1 canyons are erosional morphology, relatively high sinuosity, V-shaped cross-section, and the presence of tributaries and terraces ([Arzola et al., 2008](#); [Lastras et al., 2009](#); [Jobe et al., 2011](#)). The morphology and evolution of Type 1 canyons is controlled by sand-rich, erosive turbidity currents and mass-wasting processes ([Field and Gardner, 1990](#); [Pratson et al., 1994](#); [Pratson and Coakley, 1996](#); [Weaver et al., 2000](#); [Bertoni and Cartwright, 2005](#); [Yu et al., 2009](#)).

The A4 and D1 canyons have heads that indent the shelf edge and are associated with a large fluvial system (Apodi River to A4 canyon and Açu River to D1 canyon). In accordance, [Lima and Vital \(2006\)](#) and [Gomes and Vital \(2010\)](#) recognise the directions of the main structural features that connect the Apodi incised valley to the corresponding rivers on the continent.

In addition to the heads that indent the shelf edge and the association with fluvial systems, other characteristics, such as considerable sinuities compared to other canyons of the study area, the 'V' shape, the presence of tributaries/distributaries and terraces along the margins ([Figs. 6 and 10](#)), indicate that the canyons are related to Type 1 canyons. Furthermore, these canyons exhibit evidence of erosive features such as landslides and gullies.

Type 1 canyons (A4 and D1 canyons) are thought to have a sandy-gravelly sedimentation due to rich sandy turbidity currents because they have a high sediment supply due to the connection to the main river systems ([Shepard, 1981](#); [Normark and Gutmacher, 1988](#); [Normark and Piper, 1991](#); [Jobe et al., 2011](#)). The maintenance of the canyon topography seems to be related to the amount of suspended sediment that reaches the canyon heads ([Jobe et al., 2011](#)).

The erosive morphology and mass-wasting features suggest that Type 1 canyons are sand-rich and sculpted by erosive turbidity currents. According to [Gomes \(2012\)](#), a series of Landsat images of the water column revealed a significant amount of suspended sediments along the Açu incised valley flowing down-valley due to the channelised currents. These rich sandy currents most likely reach the D1 canyon as turbidity currents, supplying sediments and producing the erosive structures.

These canyons (A4 and D1, Type 1 canyons) are closely associated with the deposition of the large submarine fan systems that have been considered to be highly permeable hydrocarbon reservoirs ([Normark, 1970](#); [Stow and Mayall, 2000](#); [Dailly et al., 2002](#); [Posamentier, 2003](#); [Jobe et al., 2011](#)), such as the Almirante Câmara and São Tomé canyons ([Brehme, 1984](#); [Gorini et al., 1998](#); [Pellizon, 2005](#); [Viana et al., 1998](#)), the Ceiba canyons ([Dailly et al., 2002](#); [Jobe et al., 2011](#)), and, to a larger scale, the Congo and Mississippi canyons ([Shepard and Emery, 1973](#); [Sawyer, et al., 2007](#)).

Although the A1 canyon head is mapped at the shelf edge, it could not be classified as a Type 1 canyon because there is no current, direct connection of the Apodi incised valley with the A1 canyon, as indicated by [Nogueira and Vital \(personal communication\)](#). They

suggest another drainage system to the west of the incised valley Apodi at the outer shelf, and this drainage system would have direct connection with the A1 canyon. Transversal dunes on the outer shelf cover the valley morphology on the outer segment of the Apodi incised valley (Vital et al., 2010a; Gomes and Vital, 2010).

In addition, the B1, B3, C2, D2 and E canyons were classified as Type 2 (Jobe et al., 2011; Puga-Bernabéu et al., 2011; Harris and Whiteway, 2011) because they are slope-confined without well-developed canyon heads and consist of small and immature (e.g., Twichell and Roberts, 1982; Goff, 2001) canyons excavated into the middle slope at deep water depths (> 400 m). These Type 2 canyons occur in areas of low sediment supply (no association with a fluvial system), with no tributaries or distributaries canyons, and exhibit morphologies characteristic of low energy deposition, such as smooth U-shaped morphologies and flat bottoms.

Type 2 canyons are thought to die out at the base of the slope and have no associated sediment apron (Jobe et al., 2011). The evolution of Type 2 canyons is controlled by depositional processes involving fine-grained sediment (Thornton, 1984). Hemipelagic deposition and dilute, sluggish turbidity currents are the main depositional processes sculpting these canyons. Although not generally useful for reservoirs, these canyons can form seals and/or source intervals (Jobe et al., 2011). The abundant organic material deposited by hemipelagic processes may promote the development of source rock intervals or unconventional reservoirs (Thornton, 1984).

6. Conclusions

The results obtained through the use of a multibeam bathymetric system allowed the advancement of knowledge of the Brazilian continental slope, more specifically along the continental margin of the offshore Potiguar Basin.

The studied continental slope consists of the upper slope (from shelf break at 70 m to 300 m depths) and middle slope (300-1,300 m), with the upper slope being steeper than the middle slope. The western area exhibits convex profiles, which provided more incisions due to the submarine canyons.

Fifteen submarine canyons dissect the upper and middle continental slopes. Other deep water sedimentary features are landslides, gullies, furrows, sediment ridge and dunes. Landslides, gullies and furrows indicate an erosional depositional system active in the continental slope.

In the study area, there are canyons in all stages of submarine canyons evolution. The B1, B3, C2, D2 and E canyons represent the initial formed by slope failures and landslides. The transitional stage is represented by C1 canyon. The mature stage is represented by the upper segment of B2 and B4 canyons and the A1, A4 (Apodi canyon) and D1 (Açu canyon) canyons which incise the shelf.

The first suspicions of instability of sediments on the canyon floors came from the breaking of cables that had been laid across the canyons as long ago as the late nineteenth century. Thus, the installation of submarine structures across the canyons should be avoided, mainly in the heads where the slope can become greater than 50° and where landslide structures were mapped because they exhibit instability, to prevent submarine accidents and environmental impacts.

The canyons were classified according to the morphology. The A4 and D1 canyons were classified as Type 1 canyons because they indent the shelf edge and have a connection to the main river systems (Apodi and Açu Rivers). Furthermore, the A4 and D1 canyons have high sinuosities, erosional style, the presence of tributaries/distributaries and terraces, and 'V' shapes. These characteristics indicate a sandy-gravelly sedimentation that implies an association with the deposition of the submarine fan systems that are considered to be highly permeable hydrocarbon reservoirs.

In contrast, the B1, B3, C2 and E canyons were classified as Type 2 because they do not have well-developed canyon heads and they excavated into the middle slope. These Type 2 canyons occur in areas of low sediment supply (no association with a fluvial system) and exhibit smooth U-shaped morphologies and flat bottoms. The depositional system involves fine-grained sediment.

The morphology of the canyons and the continental slope of the Potiguar Basin is a result of erosional processes, sediment deposition and transport by currents and the influence of tectonic activity. The morphology of the canyons and interpretations presented contribute to the knowledge about the deep marine depositional environments and environmental management and can assist in pre-drilling decisions about the reservoirs of the deposits of submarine canyons.

Acknowledgments

This work is a contribution to Project Geo-Imageamento (FINEP / DHN / SECIRM / PGGM / BRAZILIAN NAVY). The authors thank PRH-ANP22 (FINEP / CTPETRO / PETROBRAS) for granting the master's scholarship to the first author and CNPq for the Researcher Grant (PQ 303481/09-9) to the second author. Thanks are also due to the crew of the Hydrographic vessel Sirius and the GGEMMA team for their help during the acquisition of the data, and PPGG/UFRN for the infrastructure required for the data processing work.

References

- Angelim, L.A.A., Medeiros, V.C., Nesi, J.R., 2006. Programa Geologia do Brasil. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Recife, CPRM/FAPERN: Escala 1:500.000.
- Arzola, R.G., Wynn, R.B., Lastras, G., Masson, D.G., Weaver, P.P.E., 2008. Sedimentary features and processes in the Nazaré and Setúbal submarine canyons, West Iberian margin. *Marine Geology* 250, 64-88.
- Asmus, H. E., Porto, R., 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 26, Belém. Anais do XXVI Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. v. 2, p. 67-90.
- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J.L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J.P., Canals, M., 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7):805-826.
- Bertani, R.T., Costa, L.G., Matos, R.M.D., 1990. Evolução Tectono-Sedimentar, Estilo Estrutural e o Habitat do Petróleo na Bacia Potiguar. In: Raja Gabaglia, G. P.; Milani, E.J. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro, PETROBRAS, p. 291-310.
- Bertoni, C., Cartwright, J., 2005. 3D seismic analysis of slope-confined canyons from the Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (Western Mediterranean). *Basin Research* 17, 43-62.
- Bezerra, F.H.R., Lima-Filho, F.P., Amaral, R.F., Caldas, L.H.O., Costa-Neto, L.X., 1998. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In: Coastal Tectonics, Special Publication, Geological Society, London, 146: 279-293.
- Bezerra, F.H.R., Vita-Finzi, C., 2000. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology* 28(7):591-594.

Brehme, I., 1984. Vales submarinos entre o banco de Abrolhos e Cabo Frio, Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 116pp.

Carlson, P.R., Karl, H.A., 1988. Development of large submarine canyons in the Bering Sea indicated by morphologic, seismic, and sedimentologic characteristics. *Geological Society of America Bulletin* 100, 1594-1615.

Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Souza, M.O.L., Fuck, R.A., 2012. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. *Journal of Geodynamics*, 54: 29-42.

Chiocci, F.L., Ercilla, G., Torres, J., 1997. Stratal architecture of western Mediterranean margins as the result of the stacking of quaternary lowstand deposits bellow “glacio-eustatic fluctuation baselevel”. *Sediment Geol* 112:195-217.

Chiocci, F.L., Cattaneo, A. 2011. Seafloor mapping for geohazard assessment: state of the art. *Marine Geophysical Research*, 32:1-11.

Chowdhury, R.N., 1978. Slopes analysis. *Developments in geotechnical engineering*. Elsevier Scientific Publishing Company. 423 pp.

Clark, L.D., Kenyon, N.H., Pickering, K.T., 1992. Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans. *Geology* 20, 633-636.

Dailly, P., Lowry, P., Goh, K., Monson, G., 2002. Exploration and development of Ceiba field, Rio Muni basin, Southern Equatorial Guinea. *The Leading Edge* 21, 1140-1146.

Damuth, J.E., Kumar, N., 1975. Amazon Cone: Morphology, Sediments, Age, and Growth Pattern. *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, p. 863-878.

Driscoll, N.W., Wissel, J.K., Goff, J.A., 2000. Potential for large scale submarine slope failure and tsunami generation along the US Mid-Atlantic coast. *Geology*, 28:407-40.

Dominguez, J.M.L., Silva, R.P., Nunes, A.S., Freire, A.F.M. 2013. The narrow, shallow, low-accommodation shelf of central Brazil: Sedimentology, evolution, and human uses. *Geomorphology*, 203:46-59.

Farre, J.A., McGregor, B.A., Ryan, W.B.F., Robb, J.M., 1983. Breaching the shelf break: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. *SEPM Special Publication* 33, 25–39.

Field, M.E., Gardner, J.V., 1990. Pliocene-Pleistocene growth of the Rio Ebro margin, northeast Spain: a prograding-slope model. *Bulletin of the Geological Society of America* 102 (6), 721-733.

Garcia, M., Alonso, B., Ercilla, G., Gràcia, E., 2006. The tributary valley systems of the Almeria Canyon (Alboran Sea, SW Mediterranean): sedimentary architecture. *Mar Geol* 226:207-223.

Gardner, W.D., 1989. Baltimore Canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. *Deep-Sea Research* 36, 323-358.

Goff, J.A., 2001. Quantitative classification of canyon systems on continental slopes and a possible relationship to slope curvature. *Geophysical Research Letters*, 28(23), 4359-4362.

Gomes, M.P., 2012. Geomorfologia e Arquitetura interna do vale inciso do Rio Açu na Bacia Potiguar imersa (NE Brasil). Tese de Doutorado. Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 183 pp.

Gomes, M.P., Vital, H., 2010. Revisão da Compartimentação Geomorfológica da Plataforma Continental Norte do Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geociências*. Volume 40(3): 321-329.

Gorini, M.A., Maldonado, P.R., Silva, C.G., Souza, E.A., Bastos, A.C., 1998. Evaluation of deep water submarine hazards at Campos Basin, Brasil. *Offshore Technology Conference OTC 8644*, 133-141.

Harris, P.T., Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology*. 285, 69-86.

Heezen, B.C., Menzies, R.J., Schneider, E.D., Ewing, W.M., Granelli, N.C.L., 1964. Congo Submarine Canyon. *AAPG Bulletin* 48 (7), 1126-1149.

Jobe, Z.R., Lowe, D.R., Uchytel, S.J., 2011. Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. *Marine and Petroleum Geology*, v. 28, pp. 843-860.

Karl, H.A., Cacchione, D.A., Carlson, P.R., 1986. Internal-wave currents as a mechanism to account for large sand waves in Navarinysy Canyon head, Bering Sea. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 706-714.

Klaus, A., Taylor, B., 1991. Submarine canyon development in the Izu-Bonin forearc: a SeaMARC II and seismic survey of Aoga Shima Canyon. *Marine Geophysical Researches* 13:105-130.

Kowsmann, R.O., Machado, L.C.R., Viana, A.R., Almeida Jr., W., 2002. Controls on Mass-Wasting in Deep Water of the Campos Basin. *Offshore Technology Conference*, Houston, p. 1-11.

Kottke, B., Schwenk, T., Breitzke, M., Wiedicke, M., Kudrass, H.R., Spiess, V., 2003. Acoustic facies and depositional processes in the Upper submarine canyon Swatch of No Ground (Bay of Bengal). *Deep-Sea Research II* 50, 979-1001.

Lastras, G., Acosta, J., Muñoz, A., Canals, M., 2011. Submarine canyon formation and evolution in the Argentine Continental Margin between 44°30'S and 48°S. *Geomorphology*. Volume 128, Issues 3-4, p. 116-136.

Lastras, G., Arzola, R.G., Masson, D.G., Wynn, R.B., Huvenne, V.A.I., Hühnerbach, V., Canals, M., 2009. Geomorphology and sedimentary features in the Central Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin. *Geomorphology* 103, 310–329.

Lima, S.F., Vital, H., 2006. Geomorphological and paleogeographic characterization of continental shelf of the Apodi-Mossoró River, RN-Brazil. In: Brebbia, C.A. (ed.). *Environmental problems in coastal regions VI: Including oil spill studies*. Wessex Institut of technology, Cambridge printing, p. 351-360.

Lo Iacono, C., Sulli, A., Agate, M., Lo Presti, V., Pepe, F., Catalano, R., 2011. Submarine canyon morphologies in the Gulf of Palermo (Southern Tyrrhenian Sea) and possible implications for geo-hazard. *Marine Geophysical Researches*, 32:127-138.

Lonardi, A.G., Ewing, M., 1971. Sediment transport and distribution in the Argentine Basin. Bathymetry of the continental margin, Argentine Basin and other related provinces. Canyons and sources of sediments. In: Ahrens, L.H., Press, F., Runcorn, S.K., Urey, H.C. (Eds.), *Physics and Chemistry of the Earth 8*. Pergamon Press, New York, pp. 79–121.

Marin, F.O. 2009. A Subcorrente Norte do Brasil ao largo da Costa do Nordeste. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo - USP. 115 pp.

Martins, L.R., Coutinho, P.N., 1981. The Brazilian continental margin. *Earth-Science Reviews*. Volume 17, Issues 1-2, April 1981, Pages 87-107.

Mather, A.E., 2000. Impact of headwater river capture on alluvial system development; an example from the Plio-Pleistocene of the Sorbas Basin, SE Spain. *Journal of the Geological Society of London* 157 (5), 957-966.

Mayer, D.A., Weisberg, R.H. 1993. A description of COADS surface meteorological fields and the implied Sverdrup transport for the Atlantic Ocean from 30° S to 60° N. *Journal of Physical Oceanography*, 23, 2201-2221.

Matos, R.M.D., 1992. Deep Seismic profiling, basin geometry and tectonic evolution of intracontinental rift basins in Brazil. Cornell University, Ithaca, New York (USA). Ph.D. Thesis 276p.

Moore, J.G., 1964. Giant submarine land-slide on the Hawaiian ridge. *US Geol. Surv. Prof. Paper* 501D, pp. 95-98.

Mountjoy, J.J., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., 2009. Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand. *Marine Geology* 260 (1-4), 45-68.

Moura-Lima, E.N., Souza, M.O.L., Bezerra, F.H.R., Aquino, M.R., Vieira, M.M., Lima-Filho, F.P., Fonseca, V.P., Amaral, R.F., 2010. Cenozoic Sedimentation and Tectonic Deformation in the Central Part of the Potiguar Basin. *Revista do Instituto de Geociências – USP* 10 (1): 15-28.

Noormets, R., Dowdeswell, J.A., Larter, R.D., Cofaigh, C.Ó., Evans, J., 2009. Morphology of the upper continental slope in the Bellingshausen and Amundsen Seas – Implications for sedimentary processes at the shelf edge of West Antarctica. *Marine Geology* 258, 100–114.

Normark, W.R., 1970. Channel piracy on Monterey deep-sea fan. *Deep-Sea Research* 17, 837-846.

Normark, W.R., Carlson, P.R., 2003. Giant submarine canyons: Is size any clue to their importance in the rock record? Geological Society of America. Special Paper 370.

Normark, W.R., Gutmacher, C.E., 1988. Sar submarine slide, Monterey fan, central California. *Sedimentology* 35 (4), 629-647.

Normark, W.R., Piper, D.J.W., 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. In: Osborne, R.H. (Ed.), *From Shoreline to Abyss: Contributions in Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard*. SEPM Special Publications, vol. 46, pp. 207-230.

Pellizzon, M. M., 2005. Caracterização das Unidades Sísmicas, Processos Sedimentares e Idade do Cânion Almirante Câmara, Bacia De Campos. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Fluminense (UFF). Niterói, Rio de Janeiro, Brasil. 84 pp.

Peltier, W.R., 1998. Global glacial isostatic adjustment and coastal tectonics. In: Stewart, I., VitaFinzi, C. (Ed.). *Coastal Tectonics*. Geol. Soc. London. (Special Publ. n. 146, p. 1-29).

Perrens, S.J., Foster, G.R., Beasley, D.B., 1984. Analysis of erosion's effect on productivity along non uniform slopes. Abstracts of oral presentation, Amer. Assoc. Agric. Eng., New Orleans, Louisiana.

Pessoa Neto, O. C., 2003. Estratigrafia de sequencia da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 33: 263-278.

PETROBRAS. 2013. Discovery of first oil accumulation in the deep waters of Potiguar Basin. <http://www.petrobras.com.br/en/news/discovery-of-first-oil-accumulation-in-the-deep-waters-of-potiguar-basin/> accessed January 15, 2014.

Piper, D.J.W., 2005. Late Cenozoic evolution of the continental margin of eastern Canada. *Norwegian Journal of Geology* 85, 305-318.

Piper, D.J.W., Cochonat, P., Morrison, M.L., 1999. The sequence of events around the epicenter of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from side scan sonar. *Sedimentology* 46, 79-97.

Piper, D.J.W., Normark, W.R., 2009. Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites: a marine geology perspective. *Journal of Sedimentary Research* 79 (6), 347-362.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition, II, Sequences and systems tract models. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Ross, c.A. (eds.). *Sea-level changes, an integrated approach*, SP 42 SEPM. p.125-154.

Posamentier, H.W., 2003. Depositional elements associated with a basin floor channel-levee system: case study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 20 (6e8), 677-690.

Pratson, L.F., Coakley, B.J., 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Geological Society of America Bulletin* 108, 225–234.

Pratson, L. F., Haxby, W. F., 1997. Panoramas of the seafloor. *Sci. American*, 276:82-87.

Pratson, L.F., Nittrouer, C.A., Wiberg, P.L., Steckler M.S., Cacchione, D.A., Fulthorpe, C.S., Driscoll, N.W., Paola, C., Fedele, J.J., 2007. Seascapes evolution on clastic continental shelves and slopes. In: Nittrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M., Wiberg, P.L. (eds). *Continental Margin Sedimentation*. SP 37 IAS. Blackwell Publishing. p. 339-380.

Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S., Twichell, D.C., 1994. Submarine-canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: evidence in late Cenozoic strata on the New-Jersey continental-slope. *Geological Society of America Bulletin* 106, 395–412.

Prior, D.B., Coleman, J.M., 1978. Submarine landslides on the Mississippi River delta-front slope. Baton Rouge, La.: State Univ. Press. In *Geoscience and Man*, 19: 41-53.

Puga-Bernab  , A., Webster, J.M., Beaman, R.J., Guilbaud, V., 2011. Morphology and controls on the evolution of a mixed carbonate–siliciclastic submarine canyon system, Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia. *Marine Geology* 289, pp. 100-116.

Sawyer, D.E., Flemings, P.B., Shipp, R.C., Winker, C.D., 2007. Seismic geomorphology, lithology, and evolution of the late Pleistocene Mars-Ursa turbidite region, Mississippi Canyon area, northern Gulf of Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 91 (2), 215-234.

Schwarzer K., Stattegger K., Vital H., Becker, M., 2006. Holocene coastal evolution of the Rio A  u area (Rio Grande do Norte, Brazil). *Journal of Coastal Research*, SI 39:141-145.

Shepard, F.P., 1972. Submarine Canyons. *Earth-Science Reviews. Rev.*, 8:1, 12.

Shepard, F.P., 1981. Submarine canyons; multiple causes and long-time persistence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65 (6), 1062-1077.

Shepard, F.P., Dill, R.F., 1966. *Submarine Canyons and Other Sea Valleys*. Rand McNally, Chicago, IL., 381 pp.

Shepard, F.P., Emery, K.O., 1973. Congo Submarine Canyon and Fan Valley. *AAPG Bulletin* 57 (9), 1679-1691.

Stow, D.A.V., Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology* 17 (2), 125-135.

Szatmari, P., Françolin, J. B. L., Zanotto, O., Wolff, S., 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17 (2): 180-188.

Talling, P.J., 1998. How and where do incised valleys form if sea level remains above the shelf edge? *Geology*; January 1998; v. 26; no. 1; p. 87–90.

Tao Tang., 2000. Slope Profile Analysis and Classification on Limestone Residual Hills in Guilin, China. *Middle States Geographer*, 33:40-53.

Teich, M., Bartelt, P., Grêt-Regamey, A., Bebi, P., 2012. Snow Avalanches in Forested Terrain: Influence of Forest Parameters, Topography, and Avalanche Characteristics on Runout Distance. *Artic, Antarctic, and Alpine Research*, Vol. 44, n. 4, pp. 509-519.

Testa, V., Bosence, D.W.J., 1998. Carbonate-Siliciclastic Sedimentation on High-Energy, Ocean-Facing, Tropical Ramp, NE Brazil. In: Wright, V. P.; Burchette, T. P. (Ed.). *Carbonate Ramps*. Geol. Soc. London Spec.Pub., v. 149, p. 55-71.

Testa, V., Bosence, D.W.J., 1999. Physical and Biological Controls on the Formation of Carbonate and Siliciclastic Bedforms on the North-East Brazilian Shelf. *Sediment.*, v. 46, p. 279-301.

Thornton, S.E., 1984. Hemipelagites and Associated Facies of Slopes and Slope Basins. In: *Geological Society of London, Special Publications*, vol. 15, pp. 377-394.

Twichell, D.C., Roberts, D.G., 1982. Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Cantons. *Geology*, 10, 408-412.

Viana, A.R., Faugères, J.C., Kowsmann, R.O., Lima, J.A.M., Caddah, L.F.G., Rizzo, J.G., 1998. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology* 115: 133-157.

Viana, A.R., Rebesco, M., 2007. Economic and Paleooceanographic Significance of Contourite. *Geologia Society. Special Publication* 276.

Viekman, B.E., Flood, R.D., Wimbush, M., Faghri, M., Asako, Y., Van Leer, J.C., 1992. Sedimentary furrows and organized flow structure: A study in Lake Superior. *Limnol. Oceanogr.* 37(4), 797-812. American Society of Limnology and Oceanography, Inc.

Vital, H., Furtado, S.F.L., Gomes, M.P., 2010b. Response of Apodi-Mossoro Estuary-Incised Valley System (NE Brazil) to Sea-Level Fluctuations. *Brazilian Journal of Oceanography* 58, 13-24.

Vital, H., Gomes, M.P., Tabosa, W.F., Frazao, E.P., Santos, C.L.A., Placido Junior, J.S., 2010a. Characterization of The Brazilian Continental Shelf Adjacent to Rio Grande do Norte State, NE Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(special issue), 43-54.

Vital, H., Stattegger K., Amaro V.E., Schwarzer K., Frazão E.P., Tabosa W.F., Silveira I.M., 2008. A modern high-energy siliciclastic-carbonate platform: Continental shelf adjacent to

northern Rio Grande do Norte State, northeastern Brazil. In: Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy, SEPM, 90, Spec. Pub., p.175-188.

Yuan, F., Wang, L., Guo, Z., Shi, R., 2012. A refined analytical model for landslide or debris flow impact on pipelines. Part I: Surface pipelines. *Applied Ocean Research*, March 2012, Vol.35, pp.95-104.

Walker, R.G., 1992. Turbidites and submarine fans. In: Walker, R. G., Jamos, N. P. (Eds.). *Facies Models – Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, Canada, pp. 239-263.

Weaver, P.P.E., Wynn, R.B., Kenyon, N.H., Evans, J.M., 2000. Continental margin sedimentation, with special reference to the north-east Atlantic margin. *Sedimentology* 47, 239-256.

Wynn, R.B., Stow, D.A.V., 2002. Classification and characterisation of deep-water sediment waves. *Marine Geology* 192, 7-22.

Yu, H., Chiang, C., Shen, S., 2009. Tectonically active sediment dispersal system in SW Taiwan margin with emphasis on the Gaoping (Kaoping) Submarine Canyon. *Journal of Marine Systems* 76 (4), 369-382.



CAPÍTULO 5



AVALIAÇÃO DA SEDIMENTOLOGIA DO TALUDE NORTE POTIGUAR, NE BRASIL

Narelle Maia de Almeida^{a,}, Helenice Vital^b*

^a Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG).

^b Departamento de Geologia (DGeo). ^{a,b} Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). Campus UFRN, Caixa Postal 1596, Natal – Brasil, 59072-970.

(narellemaia@gmail.com*)

Abstract — Deep environments of northeast of Brazil lack data and knowledge and they represent an ecosystem of economic and environmental importance. The aim of this study is to assess the sedimentology of the continental slope of Potiguar Basin, NE Brazil. The sedimentary cover presents a grain size decreases as the depth increases, and is represented by four sedimentary facies: silty, sandy silt, silty sand and sand with gravel. Calcium carbonate contents is moderated to high (37-93.2%) and the content of organic matter is low (4.6-14.5%). The continental slope is considered mixed because the sediments are composed of siliciclastics and bioclasts. Predominant minerals are calcite, dolomite, quartz, and clay minerals. Accessory minerals are ilmenite, zircon, titanite, muscovite, biotite, glauconite, staurolite, cordierite, siderite, rutile, magnetite, tourmaline, pyrite, monazite, barite, feldspar and kaolinite. Bioclasts are represented by bryozoans, sponges and their spicules, foraminifera, annelid (polychaete tubes), nematodes and molluscs (gastropods, bivalves and *dentalium*). The presence of stable minerals (zircon, tourmaline and rutile) indicates the contributions of Açu and Apodi Rivers through their incised valleys and submarine canyons in the sedimentation of study area. The results should support the environmental management of the region.

Keywords — *grain size, siliciclastic, bioclastic*

1. Introdução

Sob o ponto de vista da sedimentologia, considera-se que os ambientes de águas profundas são aqueles situados abaixo do nível base das ondas de tempestade, ou seja, um patamar de profundidade abaixo do qual as ondas não interagem com o fundo. (D'Ávila et al., 2008). Nesse contexto, estão incluídos alguns ambientes marinhos e lacustres.

Entre os ambientes marinhos profundos, destacam-se os ambientes taludais que representam um ecossistema de importância tanto econômica como ambiental.

O talude continental é a província fisiográfica que se estende desde a quebra da plataforma até o sopé continental. Fairbridge (1966) considerou que o talude continental delimita a borda estrutural do continente, estando situado sobre a zona de transição entre a espessa crosta continental e a delgada crosta oceânica. Segundo Palma (1984) é uma encosta estreita que inclina na borda da plataforma continental até profundidades que variam regionalmente, condicionadas por diferenças no regime de sedimentação e feições estruturais específicas. A inclinação média é de 4°. Sua largura varia geralmente entre 20 a 100 km, e sua profundidade varia entre 100 e 200 m, para a quebra superior, e 1400 a 3200 m para a quebra inferior. É importante ressaltar que o relevo do talude continental geralmente é irregular, ocorrendo quebras de declividade e também *canyons* e vales submarinos.

Estudos sedimentológicos têm como objetivo proporcionar informações sobre a distribuição do tipo de fundo de uma determinada região. Estas informações básicas têm sido demandadas constantemente em estudos ambientais (EIA/RIMA), *hazards* geológicos para a indústria *offshore*, exploração dos recursos minerais e de recursos pesqueiros (Dias, 1996). Pesquisas em águas profundas requerem embarcações apropriadas e de maior porte e recursos mais significativos o que implica em maiores dificuldades ao desenvolvimento e realização do conjunto de atividades planejadas para a pesquisa.

A plataforma continental brasileira adjacente à costa norte do Rio Grande do Norte (RN) é caracterizada como uma plataforma mista composta por uma cobertura de sedimentos siliciclásticos, carbonato-siliciclásticos e carbonáticos (Pessoa Neto, 2003; Vital et al., 2005), distribuídos sobre a plataforma interna, média e externa (Gomes e Vital, 2010), que abriga diversos compartimentos de relevo como dunas submersas, bancos de recifes de corais, rochas praias, e proeminentes vales incisos (Testa e Bosence, 1998; Lima e Vital, 2006; Schwarzer et al., 2006; Vital et al., 2008, 2010a).

Apesar do recente avanço no conhecimento da plataforma continental do Rio Grande do Norte, dados da região do talude são praticamente inexistentes. Neste sentido essa

pesquisa pretende minimizar esta lacuna, com o objetivo de apresentar uma visão geral da sedimentologia em uma área do talude, quanto à granulometria, ao teor de carbonato de cálcio, ao teor de matéria orgânica, à identificação dos minerais constituintes da porção siliciclástica e dos organismos biogênicos constituintes da porção bioclástica correlacionando-os com o ambiente em questão.

A área selecionada para estudo abrange nove estações sedimentológicas no talude continental superior e médio, entre as isóbatas de 100 e 1100 metros, da costa setentrional do estado do Rio Grande do Norte, adjacente aos vales incisos Açu e Apodi, no trecho compreendido entre municípios de Guamaré e Areia Branca (Fig. 1).

O talude superior é compreendido entre a zona da quebra da plataforma continental, que pode variar entre 40 e 65 metros, e a isóbata de 300 metros. A declividade média é $\sim 15^\circ$. Já no talude médio, de 300 a 1300 metros, a declividade média é $\sim 6^\circ$. Estudos recentes utilizando batimetria multifeixe foram realizados na área e indicam que vários *canyons* submarinos incidem tal talude continental (Almeida et al, submetido).

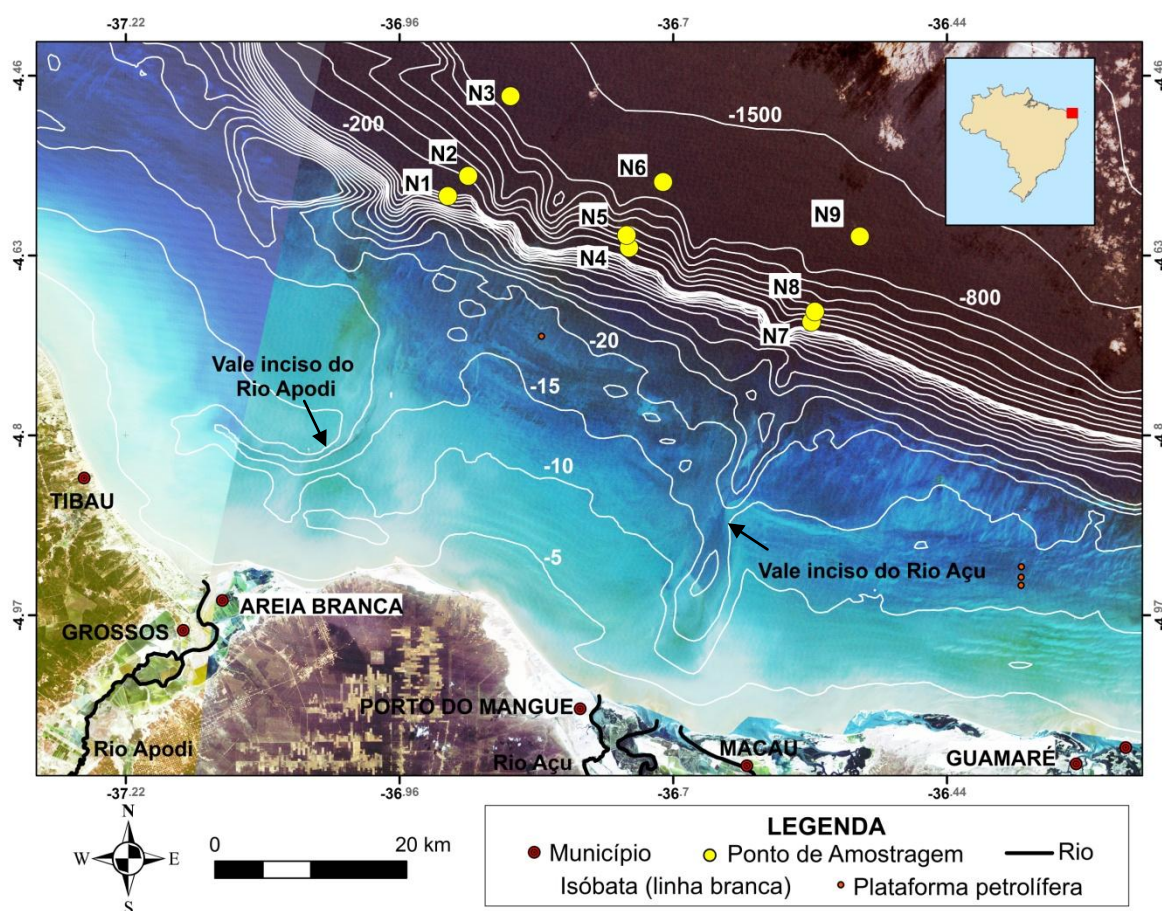


Figura 1. Localização da área de estudo e das estações de amostragem. Isóbatas (em metros) compiladas de Gomes e Vital (2010).

Espera-se desta forma contribuir para o conhecimento do talude brasileiro e de outras regiões similares em outras partes do mundo, bem como subsidiar estudos ambientais em região de talude, principalmente aqueles desenvolvidos na área pela indústria petrolífera.

2. Condições oceanográficas

De acordo com os padrões de circulação forçada pelo vento, a área de estudo encontra-se sob influência do giro oceânico Equatorial (Mayer e Weisberg, 1993), destacando-se a Subcorrente Norte do Brasil (SNB) e a Corrente Norte do Brasil (CNB). A SNB é uma corrente vigorosa, com núcleo atingindo 1 m/s em profundidades de 150 a 250 m, que transporta mais de 20 Sv (Silveira et al., 1994; Marin, 2009).

Ao norte de 5° S, a Corrente Sul Equatorial (CSE) faz a SNB perder a sua característica de subcorrente e se transformar na CNB (Schott et al., 1998). A SNB é uma corrente de contorno oeste tendendo, portanto, a acompanhar o contorno da margem continental.

Segundo Marin (2009) a SNB adentra a região já como uma corrente de contorno oeste, com núcleo entre 220 e 250 m, nas proximidades da latitude de 11° S e com velocidades em torno de 0,8 m/s. Ainda segundo este autor, o núcleo da SNB se torna mais raso em seu caminho para o norte, as velocidades em superfície se tornam mais intensas devido ao aporte dos ramos da CSE e a assinatura da SNB é bastante evidente seguindo ao largo da costa em aproximadamente 5° S, bem como a assinatura de um anticiclone frontal centrado em aproximadamente 4° 30' S e 36° W. Esse anticiclone frontal, com cerca de 150 km de raio, pode ser decorrente da resposta do escoamento da SNB à mudança abrupta de orientação da costa, onde parte da SNB segue em direção ao equador e parte acompanha o talude continental, por inércia. Por situar-se na longitude da cidade de Macau (RN), Marin (2009) o denominou de Vórtice de Macau (VM). Os resultados de Marin (2009) apresentam efetivas evidências da “transformação” da SNB em CNB ao norte do Cabo Calcanhar (RN).

A plataforma continental adjacente a área de estudo, devido as suas características geomorfológicas (muito rasa e estreita), é controlada na sua porção externa pela circulação oceânica, enquanto a porção interna encontra-se exposta a ação contínua dos ventos alísios nordeste que impulsionam a deriva litorânea e o transporte de areias costeiras de E para W-NW (Vital et al., 2010b). Encontra-se sujeita a um regime de mesomaré semi-diurno, com uma amplitude de maré de 3,3 m e 1,2 m, respectivamente, durante as marés de sizígia e quadratura. As correntes predominantes são direcionadas a W-NW. A velocidade máxima da

corrente *offshore* é em torno de 10 cm/s em condições de maré de quadratura. Já em condições de maré de sizígia a corrente pode chegar a 40 ± 5.9 cm/s (Vital et al., 2010b).

3. Materiais e Métodos

As amostras foram analisadas quanto a granulometria, teor de carbonato de cálcio, teor de matéria orgânica e composição mineralógica. A preparação das amostras para análises sedimentológicas obedeceu aos procedimentos padrões conhecidos da literatura (e.g., Shepard, 1954; McCave e Syvitski, 1991; Loring e Rantala, 1992).

As amostras sedimentológicas foram cedidas pela PETROBRAS – PETRÓLEO BRASILEIRO S/A. A localização das estações de coleta foi distribuída aproximadamente ao longo de quatro isóbatas, com profundidades de 150m, 400m e 1000m conforme mostrado na Fig. 1.

As amostras foram coletadas com um amostrador do tipo *Box-Corer* e, na impossibilidade de utilização do mesmo, o amostrador de fundo do tipo *Van Veen*. Em alguns pontos fez-se necessário o lançamento do amostrador diversas vezes para a efetiva coleta dos sedimentos.

O processamento das amostras foi realizado em Laboratórios da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). Inicialmente as amostras foram lavadas sucessivamente com água destilada, utilizando-se centrífuga, com rotação de 4000 rpm. Após a lavagem os sedimentos foram congelados e secos por meio de liofilizador.

As análises granulométricas foram realizadas em um granulômetro a laser modelo 1180L, da marca CILAS, com range de 2,5 a 0,0002 mm, faixa analítica de 0,04 μ m a 2,5mm, 64 detectores, 100 classificações de tamanho de partículas, 3 emissões de laser e 1 câmara de transformação de *Fourie* para análise de partículas maiores (McCave e Syvitski, 1991). O equipamento foi programado para fornecer os dados a cada 1 phi na forma de planilhas e histogramas.

Para os cálculos estatísticos, classificação textural e construção de histogramas foi utilizado o *software* Sistemas de Análise Granulométrica-SAG (Dias e Ferraz, 2004), no qual os parâmetros estatísticos e classificações texturais são baseados no método de Folk (1974) e nas classificações faciológicas de Folk (1954), Larssonneur (1977) e Dias (1996). Esta última foi simplificada por Freire et al., (1997) e posteriormente modificada por Vital et al., (2005), a qual foi empregada neste trabalho (Tab. 1) tendo em vista a predominância de depósitos carbonáticos, formados por uma mistura biogênica/biodetrítica.

Para a determinação do teor de carbonato de cálcio (CaCO_3), 10 g de cada amostra foram atacados com ácido clorídrico (HCl), diluído a 10%. Após a eliminação completa do carbonato as amostras foram lavadas, secas em estufa e pesadas em balança digital analítica com sensibilidade de 0,0001g.

Para a determinação do teor de matéria orgânica, 10 g de cada amostra foram submetidos a altas temperaturas (600°C) em forno elétrico tipo mufla. Após a eliminação completa da matéria orgânica, as amostras foram secas em estufa e pesadas. Os valores dos teores do carbonato de cálcio e da matéria orgânica foram obtidos pela diferença do peso inicial (10 g) e peso final de cada amostra.

As análises mineralógicas foram realizadas através de difratometria de raio X (método do pó) e microscopia eletrônica de varredura (MEV) associada a espectroscopia de energia dispersiva (EDS), onde as amostras foram adesivadas em fitas de carbono e inseridas no equipamento.

4. Resultados e Discussões

4.1. Distribuição das fácies texturais

A distribuição de fácies sedimentológicas ao longo do talude continental setentrional do Rio Grande do Norte, no trecho compreendido entre Areia Branca e Guamaré, permitiu segundo a classificação de [Folk \(1954\)](#), o reconhecimento de 4 fácies ([Fig. 2](#)).

Nas porções mais rasas, destacou-se a fácies silte arenosa (33%) nas proximidades das isóbatas de 300 e 400 metros. As fácies areia siltosa (23%) e areia com cascalho (11%) também foram mapeadas nas porções mais rasas da área.

Já nas porções mais profundas, destacou-se a fácies siltosa (33%) nas proximidades da isóbata de 1000 metros. Tal distribuição, fácies mais grossas nas regiões mais rasas e fácies mais finas em regiões mais profundas, mostra uma perfeita concordância com os mecanismos deposicionais do sistema marinho, já que fácies mais finas tendem ocupar locais de mais altas profundidades e menor energia (e.g. [D'Ávila et al., 2008](#); [Moreira e Carminatti, 2004](#)).

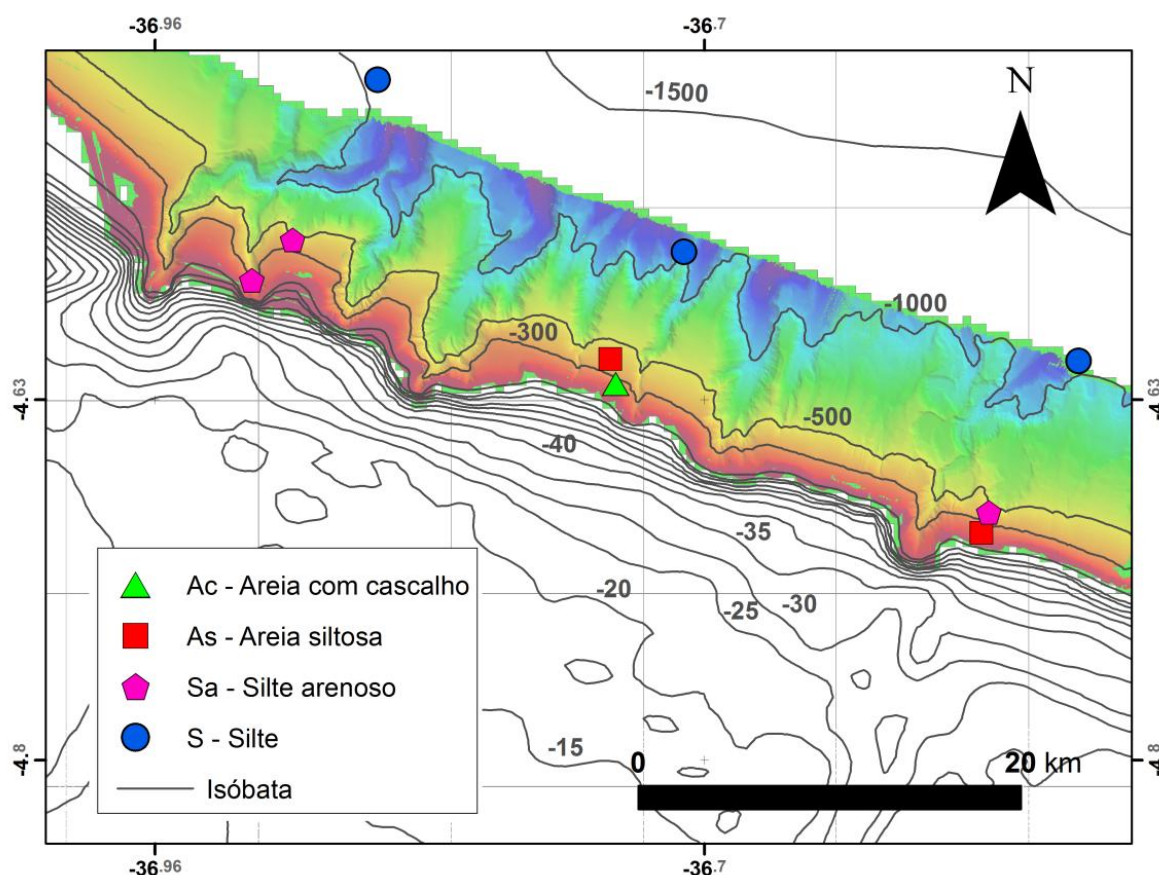


Figura 2. Mapa da distribuição das fácies sedimentares segundo a classificação de Folk (1954).

Segundo a classificação de Freire et al (1997), modificada por Vital et al., (2005) e simplificada de Dias (1996) (Fig. 3; Tab. 1), 5 fácies distintas foram mapeadas. Não há uma relação evidente entre a distribuição das fácies e a profundidade, pois as fácies ocorrem de uma maneira bastante heterogênea. A porção leste da área, onde foram mapeadas as fácies AL2b - Areia silicibiolástica e LL2 - Marga arenosa, possui maior influência do transporte e sedimentação de sedimentos siliciclásticos que a porção oeste da área, uma vez que a porção leste é constituída por fácies silicibiolásticas e a oeste por fácies bioclásticas (Fig. 3; Tab. 1).

Os teores de carbonato de cálcio apresentaram variação entre 37 e 93,2%, o que ilustra o caráter misto (siliciclástico-carbonático) com tendência a carbonático dos sedimentos recentes do talude continental da Bacia Potiguar.

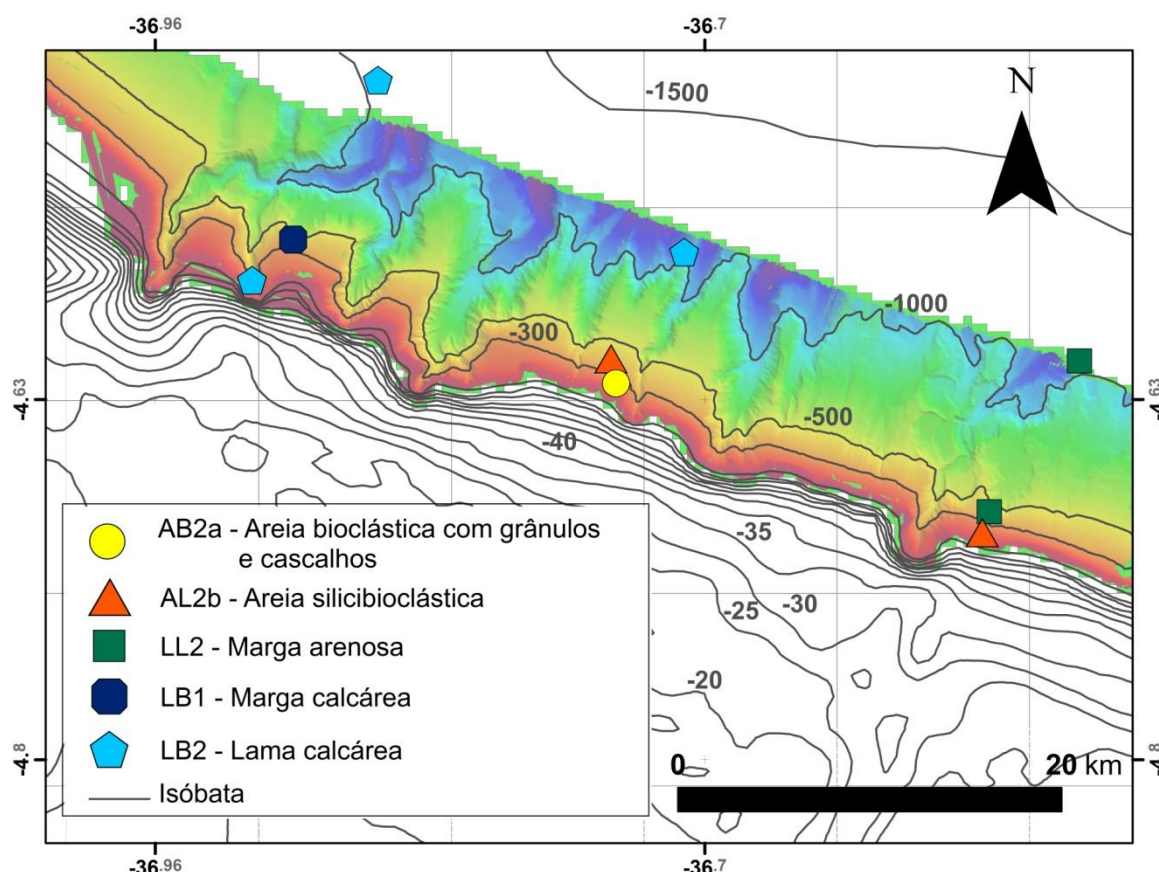


Figura 3. Mapa da distribuição das fácies sedimentares segundo a classificação de Dias (1996), simplificada por Freire et al., (1997) e adaptada por Vital et al., (2005).

Na porção leste da área foram observados valores mais baixos de CaCO_3 (entre 37 a 48,2%) associados a sedimentos com granulometria silte, silte arenoso e areia siltosa (Figs. 2 e 4). Esta porção coincide exatamente com o *canyon* submarino do Rio Açu, sendo então considerada uma área de mais alta energia, possivelmente devido a correntes de turbidez que podem carrear sedimentos siliciclásticos, tornando o ambiente menos propício ao surgimento e preservação dos sedimentos bioclásticos devido a uma maior dificuldade na precipitação dos íons de carbonato de cálcio em suas proximidades. A área leste é caracterizada pela presença de sedimentos silicibioclásticos (Fig. 3; Tab. 1) nos quais o teor de carbonato de cálcio varia entre 30 e 50%.

Os teores intermediários (59,3 - 65,5%) foram encontrados nas profundidades de 399 e 283 metros, associados à granulometria silte arenoso, na porção oeste da área.

Teores elevados de carbonato de cálcio (70 - 80%) foram mapeados em águas mais profundas, da ordem de 1000 m, associados à granulometria silte. Entretanto, o maior teor de CaCO_3 da área de estudo (93,2%, amostra N4) foi mapeado na profundidade de 176 m e

classificada como areia com cascalho (Folk, 1954) ou areia bioclástica com grânulos e cascalho (Freire et al, 1997; Vital et al., 2005). A presença de recifes carbonáticos na borda da plataforma continental pode explicar esses valores mais altos. Estes recifes possivelmente são a fonte de parte dos sedimentos da amostra N4, influenciando a sedimentação local, tornando-a mais grossa e carbonática na porção central da área de estudo.

Tabela 1. Classificação de sedimentos marinhos (Freire et al., 1997, modificado por Vital et al., 2005). Em cinza, as fácies encontradas na área de estudo.

SUBDIVISÕES PRINCIPAIS	SEIXOS, GRÂNULOS, COQUINAS OU RODOLITOS L<15%; Md>2 mm	AREIAS L<15% ; areia + lama>50%; Md<2mm		SEDIMENTOS LAMOSOS L>15 %
		15%<superior a 2 mm <50%	superior a 2 mm <15%	
SEDIMENTO SILICICLÁSTICO carbonatos<30%	CL1 - Cascalho siliciclástico	AL1a - Areia siliciclástica com grânulos e cascalhos	AL1b - Areia siliciclástica	LL1 - Lama terrígena
SEDIMENTO SILICI-BIOCLÁSTICO carbonatos 30 a 50%	CL2 - Cascalho silicibioclástico	Al2a - Areia silicibioclástica com grânulos e cascalhos	AL2b - Areia silicibioclástica	LL2 - Marga arenosa
SEDIMENTO BIOCLÁSTICO carbonatos 50 a 70%	CB 1 - Cascalho biosiliciclástico	AB1a - Areia biosiliciclástica com grânulos e cascalhos	AB1b - Areia biosiliciclástica	LB1 - Marga calcárea
SEDIMENTO BIOCLÁSTICO carbonatos>70%	CB2 - Cascalho bioclástico	AB2a - Areia bioclástica com grânulos e cascalhos	AB2b - Areia bioclástica	LB2 - Lama calcárea
L = Lama; Md = Mediana				

A matéria orgânica nos sistemas aquáticos está sob forma de carbono dissolvido total (COD) e particulado (COP) detrital que pode ser originada da complexa mistura de lipídios, carboidratos, proteínas, e outros compostos produzidos por organismos que têm vivido nesses ambientes (Meyers e Lallier-Vergés, 1999) e/ou transportada de águas mais rasas e continentais.

A percentagem de matéria orgânica particulada dos sedimentos superficiais da área em estudo varia entre 4,6 e 14,5% (Fig. 5). Os menores valores de matéria orgânica particulada (4,6 a 6,7%) estão geralmente associados a amostras com baixas percentagens em

carbonatos (37 a 48,2%) e foram mapeadas na porção leste o que confirma que o ambiente do *canyon* do Rio Açu é o ambiente de mais alta energia da área de estudo, já que a matéria orgânica tende a ser mais depositada em ambientes de baixa energia e não oxidantes.

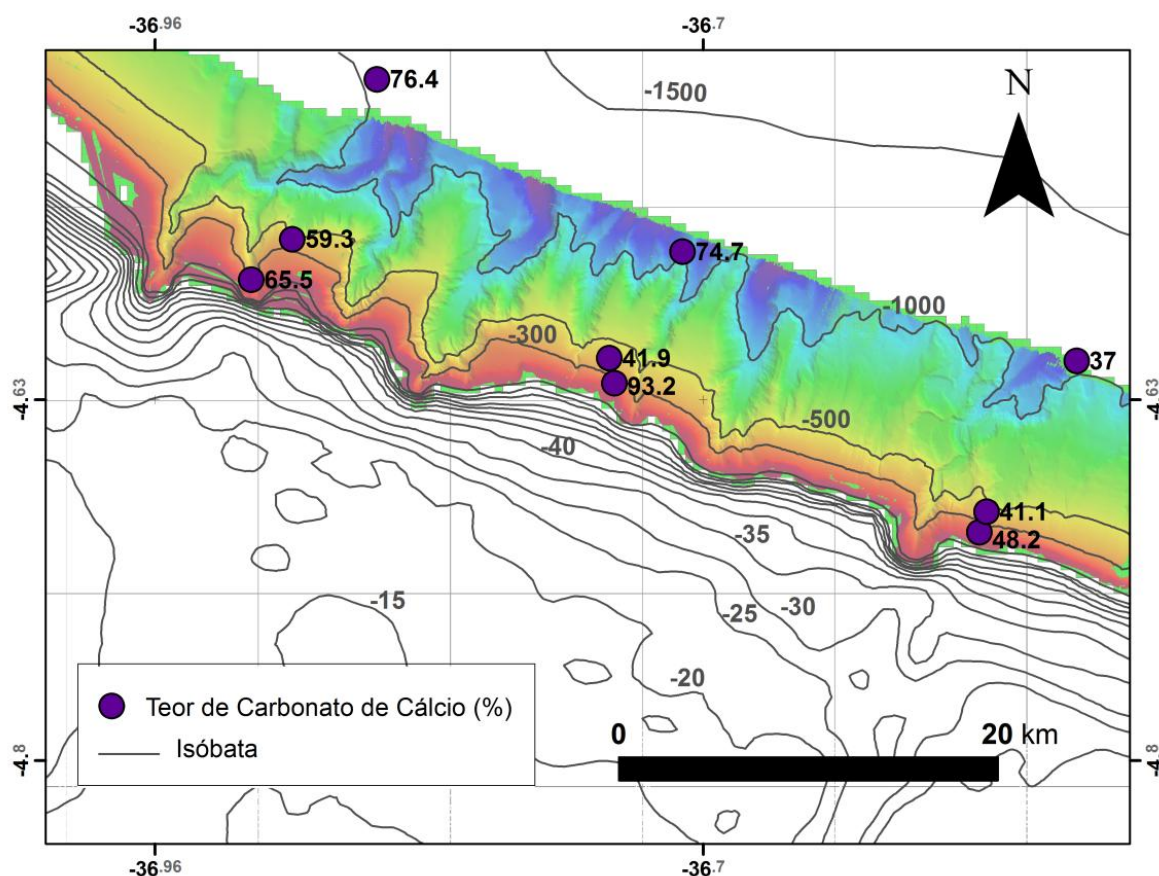


Figura 4. Mapa da distribuição do teor de carbonato de cálcio.

Teores de matéria orgânica acima de 10% foram encontrados nas profundidades 1003 e 1000 metros, correspondendo a sedimentos mais finos como silte, ou seja, ambientes de mais baixa energia.

Em teoria, contudo, no talude continental a matéria orgânica alcançaria um pico de abundância, pois a taxa de deposição de detritos sílticos e argilosos é mais lenta do que a da matéria orgânica. Além disso, a matéria orgânica é acrescida rapidamente, antes que venha a sofrer oxidação. A preservação é auxiliada ainda pela profundidade moderada (Emery, 1965).

Entretanto, os teores de matéria orgânica encontrados neste estudo (4,6 a 14,5%) são considerados baixos em comparação aos teores acima de 30% registrados por Borges (2012) e Abreu Neto (2012), respectivamente na plataforma da Bacia Potiguar e no talude do Ceará.

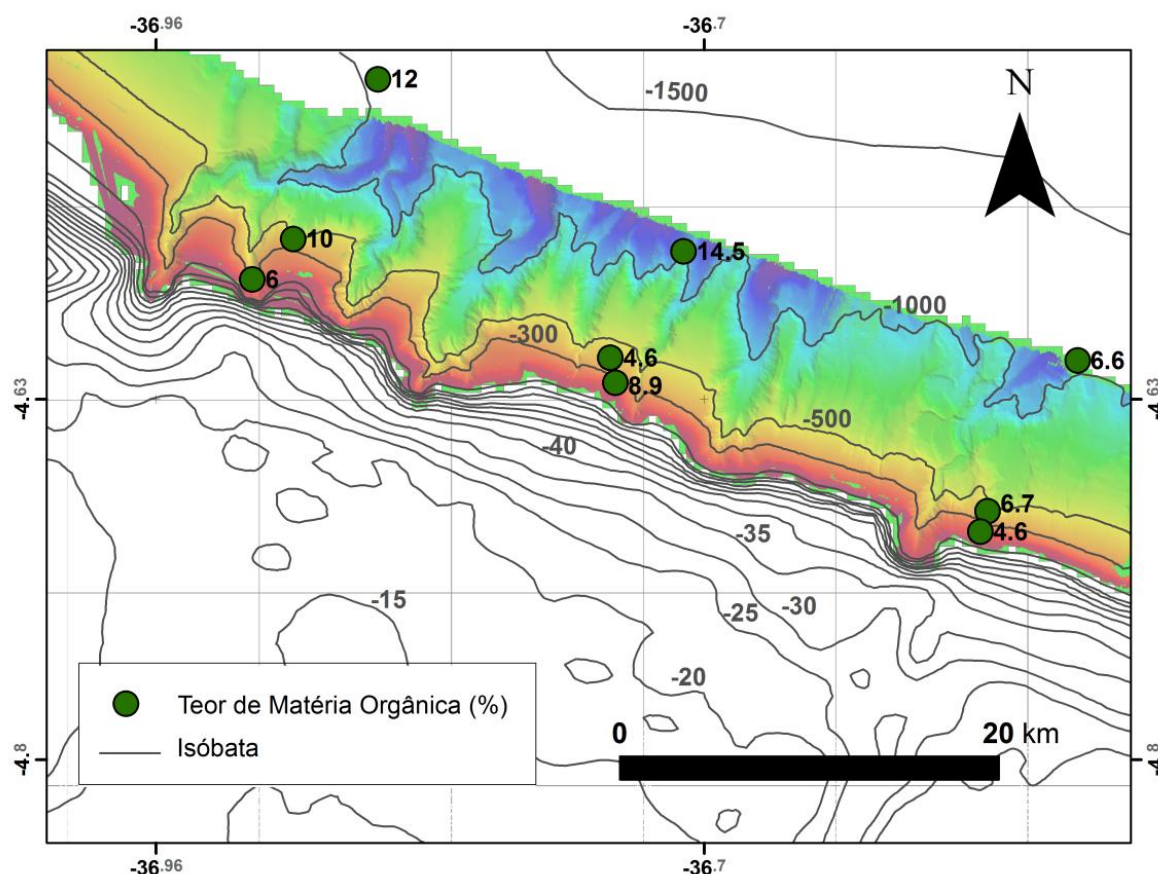


Figura 5. Mapa da distribuição do teor de matéria orgânica.

4.3. Constituintes da Sedimentação

A sedimentação de ambientes profundos como taludes continentais pode ser constituída por diversos tipos de sedimentos, tais como os sedimentos siliciclásticos, bioclásticos, autigênicos, vulcanogênicos e cosmogênicos (D'Ávila et al., 2008). Dois tipos de sedimentos foram identificados no talude do Rio Grande do Norte: os siliciclásticos e os bioclásticos, que diferem, sobretudo, quanto à composição e ao local de formação. Os siliciclásticos são alóctones, trazidos de fora do ambiente marinho, enquanto os bioclásticos são geralmente autóctones, formados no próprio ambiente, mas também podem ser transportados.

43.1. Siliciclásticos

Os sedimentos siliciclásticos do talude continental da Bacia Potiguar são constituídos predominantemente por Calcita, Dolomita e Quartzo, ocorrendo também argilominerais como

Ilita, Montmorillonita, Vermiculita, Clorita, Zeólita. Como acessórios aparecem Muscovita, Biotita, Glauconita, Caulinita, Feldspato e os minerais pesados: Ilmenita, Zircão, Titanita, Estauroлита, Cordierita, Siderita, Rutilo, Magnetita, Turmalina, Pirita, Monazita e Barita (Fig. 6; Tab. 2). Calcita, Dolomita, Quartzo e Ilita estão presentes em todas as estações. Um exemplo dos difratogramas é mostrado na Fig. 7. Diatomáceas também foram encontradas.

Esta composição reflete a constituição da área fonte e indica que os sedimentos foram trazidos do continente pelos rios, vales incisos, tendo sido dispersos no talude continental através das marés e correntes oceânicas.

Os sedimentos mais grossos (areia com cascalho, areia siltosa e silte arenoso) ficaram retidos junto à região mais rasa da área de estudo, até a profundidade de 420 m. Porém, correntes de turbidez foram capazes de transportar volumes de clásticos até dezenas de quilômetros da costa. Ainda nas estações mais profundas (1000, 1003 e 1029 m) foram encontrados sedimentos siliciclásticos, mesmo que em menores quantidades.

A presença da Glauconita (filossilicato hidratado de potássio e ferro) e dos argilominerais indica um ambiente marinho calmo e com baixas taxas de sedimentação. A Glauconita pode ser formada de modo autigênico nos sedimentos marinhos influenciada pela degradação da matéria orgânica e apresenta baixa resistência ao intemperismo. Indica ambientes redutores (Hower e Thompson, 19975; Lapidou-Loureiro et al., 2009).

Os argilominerais associados aos sedimentos de granulometria como os da área de estudo (silte, silte arenoso, areia siltosa) indicam que, no geral, a área compõe um ambiente de baixa energia que propicia a lenta deposição destes minerais.

Segundo Silva (1999, 2000), ao longo do Rio Açu foram identificadas várias espécies de minerais pesados, tais como turmalina, estauroлита, zircão, rutilo e os opacos ilmenita e magnetita.

A presença de minerais pesados estáveis, como zircão, turmalina e rutilo, deve estar associada às contribuições dos Rios Açu e Apodi nos sedimentos marinhos profundos. Esse transporte pode ter ocorrido mais diretamente quando o nível do mar estava mais baixo que o atual, durante o Último Máximo Glacial, há aproximadamente 20.000 anos, quando esta plataforma continental ficou exposta e os rios a escavaram até aproximadamente 107 metros (Peltier, 1998), alcançando a quebra da plataforma e o talude continental superior.

Além das mudanças do nível do mar, correntes e marés também são responsáveis pelo transporte e distribuição pretérita e atual dos sedimentos marinhos.

Estudos mais detalhados visando obter a concentração de cada mineral devem ser desenvolvidos, já que alguns minerais de interesse econômico foram encontrados, tais como

Ilmenita, Zircão, Titanita, Estauroлита, Cordierita, Siderita, Rutilo, Magnetita, Turmalina, Pirita, Monazita e Barita.

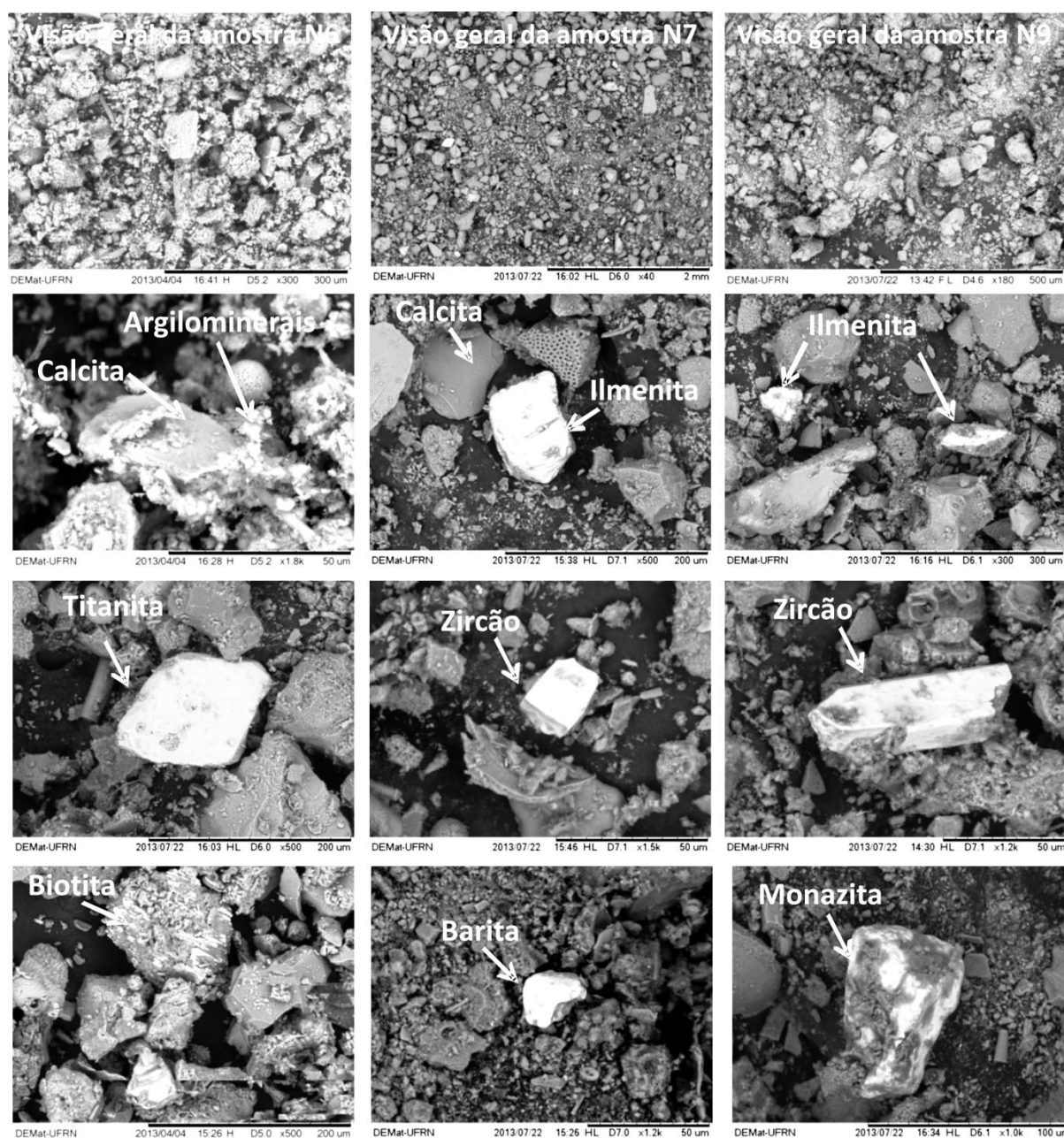


Figura 6. Imagens da microscopia eletrônica de varredura. As três imagens superiores são visões gerais das amostras. As imagens seguintes são dos minerais constituintes dos sedimentos do talude norte potiguar, sobretudo, de minerais acessórios como Ilmenita, Titanita, Zircão, Biotita em fragmento de rocha, Barita e Monazita.

Tabela 2. Compilação da mineralogia constituinte de cada estação de amostragem.

N1	N2	N3	N4	N5	N6	N7	N8	N9
Calcita	Calcita	Calcita	Calcita	Calcita	Calcita	Calcita	Calcita	Calcita
Dolomita	Dolomita	Dolomita	Dolomita	Dolomita	Dolomita	Dolomita	Dolomita	Dolomita
Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo
Ilita	Ilita	Ilita	Ilita	Ilita	Ilita	Ilita	Ilita	Ilita
Montmorillonita	Montm.	Vermiculita	Montm.	Montm.	Vermiculita	Montm.	Montm.	Montm.
Vermiculita	Vermiculita	Clorita	Vermiculita	Vermiculita	Zeólita	Vermicul.	Vermicul.	Vermicul.
Clorita	Clorita	Zeólita	Clorita	Zeólita	Clorita	Clorita	Clorita	Zeólita
Zeólita	Biotita	Muscovita	Muscovita	Muscovita	Muscovita	Zeólita	Biotita	Muscovita
Muscovita	Estaurolita	Biotita	Biotita	Biotita	Biotita	Muscovita	Siderita	Biotita
Biotita	Siderita	Glaucônita	Estaurolita	Cordierita	Glaucônita	Biotita	Zircão	Estaurolita
Estaurolita	Zircão	Estaurolita	Siderita	Pirita	Siderita	Glaucônita	Caulinita	Turmalina
Siderita	Turmalina	Siderita	Zircão	Caulinita	Estaurolita	Estaurolita	Feldspato	Caulinita
Feldspato	Feldspato	Zircão	Rutilo	Feldspato	Zircão	Rutilo	Ilmenita	Magnetita
		Turmalina	Turmalina		Turmalina	Turmalina	Monazita	
		Caulinita	Pirita		Magnetita	Ilmenita	Barita	
		Ilmenita				Titanita		
						Monazita		

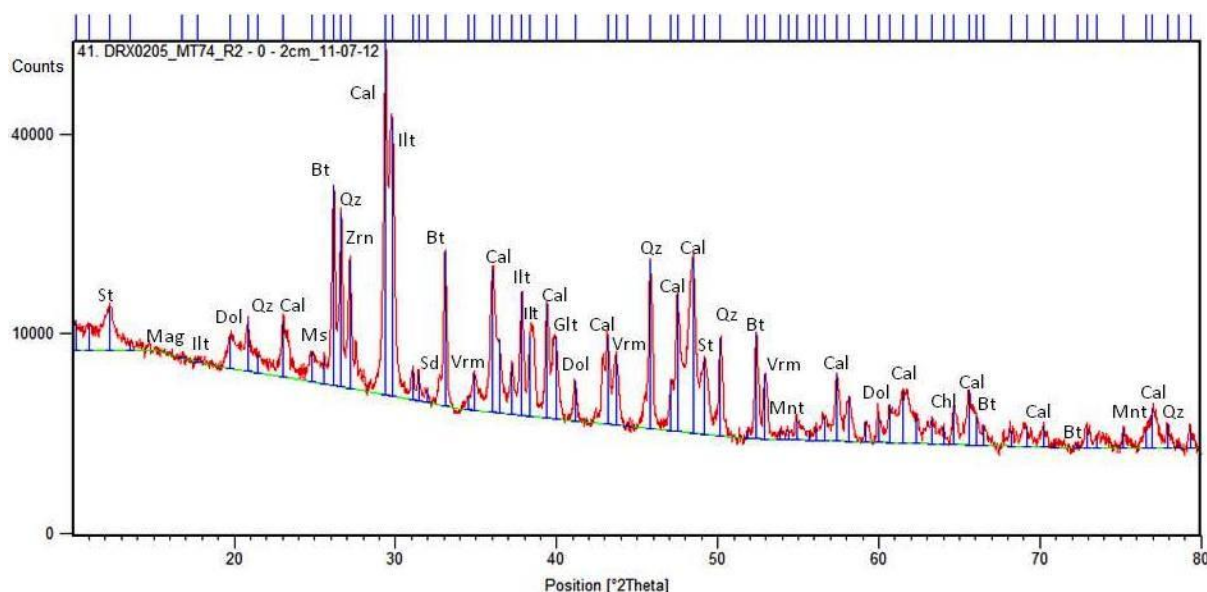


Figura 7. Difratoograma da amostra N6 com devida identificação dos picos. (St – Estaurolita, Mag – Magnetita, Ilt – Ilita, Dol – Dolomita, Qz – Quartzo, Cal – Calcita, Ms – Muscovita, Bt – Biotita, Zrn – Zircão, Sd – Siderita, Vrm – Vermiculita, Glt – Glaucônita, Mnt – Montmorillonita, Chl – Clorita).

5.3.2. Bioclásticos

Os sedimentos bioclásticos do talude continental da Bacia Potiguar são formados pela acumulação de carapaças de pequenos organismos.

Durante a fase de análise das amostras em microscópio eletrônico de varredura e em lupa binocular, foram identificados diversos tipos de componentes biogênicos ou organismos, tais como: briozoários, esponjas e suas espículas, foraminíferos, anelídeos, nemátodos e moluscos (Fig. 8).

De acordo com [Carvalho \(2000\)](#), os briozoários são animais coloniais e bentônicos sésseis, predominantemente marinhos e cosmopolitas, possuindo uma carapaça constituída por calcita magnésiana e aragonita. As estruturas morfológicas são calcárias ou quitinosas superficiais.

As esponjas são coloniais ou solitárias, têm hábito bentônico na fase adulta e são exclusivamente aquáticas. Estas podem ter espículas constituídas por carbonato de cálcio (aragonita ou calcita) ou por sílica. ([Carvalho, 2000](#)).

Os foraminíferos são protistas bentônicos ou planctônicos. Na área de estudo foram identificados como pertencentes aos gêneros *Amphistegina* e *Globigerina*, respectivamente. A carapaça ou teca tem forma variada composta por minerais (calcita, principalmente) ou aglutinadas por partículas (grãos de areia, fragmentos de calcários de outras carapaças ou conchas) do ambiente em que habitam. ([Carvalho, 2000](#)).

Foram identificados moluscos das classes *Gastropoda*, *Bivalvia* e *Scaphopoda*. Os moluscos são organismos que apresentam uma concha, geralmente bem calcificada. A composição das conchas pode ser aragonítica e /ou calcítica. ([Carvalho, 2000](#)). A classe *Gastropoda* corresponde ao maior grupo de moluscos e a concha, quando presente, tem formato helicoidal. Na classe *Bivalvia* a concha possui duas partes que encerram completamente o corpo do animal. Na classe *Scaphopoda*, os pequenos animais são dotados de uma concha cônica e alongada. Conhecidos, em geral, por dentários.

Os tubos de vermes estão incluídos no filo dos anelídeos, onde os tipos encontrados nesta pesquisa foram os poliquetas pertencentes à classe *Polychaeta*. Segundo [Carvalho \(2000\)](#), os poliquetas são predominantemente marinhos, podendo construir tubos calcários livres ou fixos.

Tendo em vista a importante contribuição biogênica aos sedimentos bioclásticos do talude da área de estudo, fatores como latitude, temperatura, salinidade, profundidade da água, intensidade da luz, turbidez, circulação oceânica, pressão de CO₂ e suprimento

sedimentar, atuam de forma conjunta, e possibilitaram condições necessárias para a proliferação desses organismos que juntamente com os sedimentos siliciclásticos perfazem os sedimentos do talude norte potiguar.

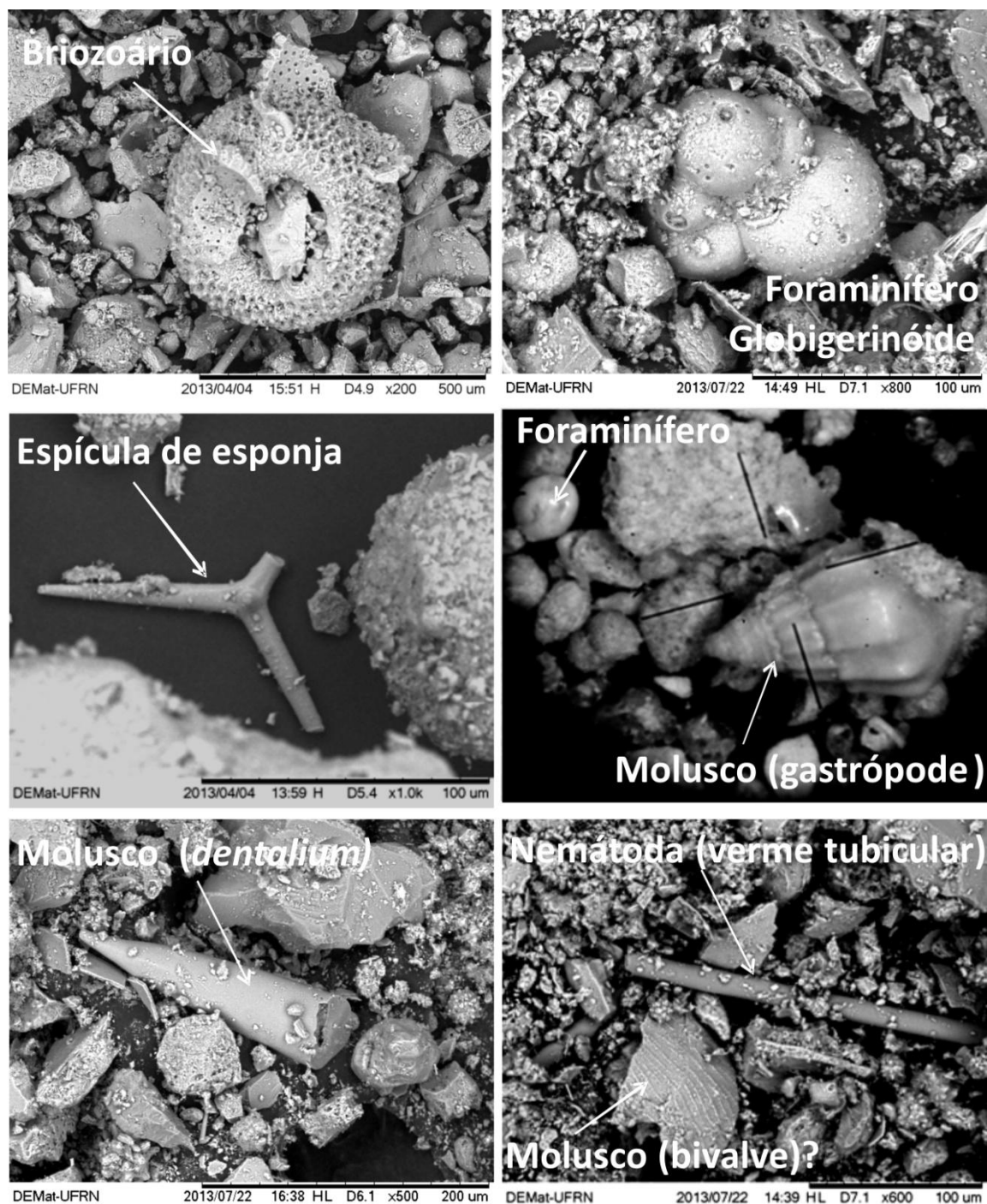


Figura 8. Imagens obtidas por microscopia eletrônica de varredura e lupa binocular de exemplos de sedimentos bioclásticos do talude continental da Bacia Potiguar.

Entretanto, alguns sedimentos encontram-se fragmentados, apresentando um grau de retrabalhamento considerável, provavelmente decorrente da ação das correntes. Assim, esses sedimentos caracterizam-se como uma assembleia mista de sedimentos autóctones e alóctones possivelmente relacionada à Corrente Norte do Brasil e às correntes das paleodesembocaduras dos Rios Apodi e Açu durante a última máxima transgressão e dos atuais vales incisos e *canyons*.

6. Conclusões e Recomendações

Os resultados deste estudo indicam um afinamento textural para nordeste, onde em águas mais profundas (~1000 metros), destaca-se a fácies silte que juntamente com a fácies silte arenosa perfazem 66% dos sedimentos estudados. Outras fácies como areia siltosa e areia com cascalho também foram encontradas. O teor de carbonato de cálcio é considerado moderado a alto (37 a 93,2%) e o de matéria orgânica é baixo (4,6 a 14,5%).

Os sedimentos presentes são siliciclásticos e bioclásticos. Dentre os siliciclásticos destacam-se Calcita, Dolomita, Quartzo e os argilominerais. A presença de alguns minerais pesados tais como zircão, turmalina e rutilo indicam a maturidade dos sedimentos e a contribuição dos Rios Açu e Apodi para o talude continental. Dentre os bioclásticos, destacam-se briozoários, esponjas e suas espículas, foraminíferos, anelídeos (tubos de poliquetas), nemátodos e moluscos (gastrópodes, bivalves e escafópodes). Encontram-se bastante fragmentados, evidenciando o retrabalhamento dos sedimentos pelas correntes.

Espera-se que estes resultados venham fornecer suporte a uma melhor compreensão sobre este ambiente deposicional moderno e subsidiar a melhoria contínua da gestão ambiental, uma vez que o conhecimento gerado deve ser usado para o desenvolvimento sustentável de atividades de E&P na região.

A partir desta visão geral da sedimentologia do talude adjacente a bacia Potiguar, será mais fácil a seleção de áreas para o adensamento da amostragem, incluindo amostragem no interior dos *canyons*, que integrado a dados de geofísica marinha, tais como um levantamento com *side scan sonar*, auxiliará no reconhecimento de detalhe da sedimentação superficial da área.

7. Agradecimentos

Agradecimentos são devidos a PETROBRAS – PETRÓLEO BRASILEIRO S/A, pela cessão das amostras, no âmbito do Programa MONITORAMENTO AMBIENTAL COSTEIRO E OCEÂNICO, Projeto de Caracterização Ambiental do Talude Continental na Bacia Potiguar; ao PRH-22/ANP (FINEP/CTPETRO/PETROBRAS) pela concessão de bolsa de mestrado à primeira autora; ao CNPq pelo grant PQ à segunda autora (Grant 303481/09-9); à UFRN, através do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Departamentos de Geologia, de Física e de Engenharia de Materiais pela infraestrutura necessária. Por fim, agradecemos a toda equipe do GGEMMA, pelo apoio durante o processamento dos dados em especial à professora Patricia Eichler pelo auxílio na identificação dos sedimentos bioclásticos.

8. Referências

- Abreu Neto, J.C. 2012. Análise Textural e Geoquímica dos Argilominerais do Talude Continental do Oeste do Ceará. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal do Ceará. 77p.
- Borges, M.E.P. 2012. Caracterização sedimentológica do vale inciso Apodi-Mossoró, Bacia Potiguar - offshore. Relatório de Graduação. Departamento de Geologia. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Carvalho, I. S. 2000. Paleontologia. Interciências (Eds.), Rio de Janeiro, 644 p.
- Chaves, M., Vital, H., Silveira, I. M. 2006. Beach morphodynamics of the Serra oil field, northeastern Brazil. J. coast. Res., Special Issue 39, p. 594-597.
- D'Ávila, R.S.F., Arienti, L.M., Aragão, M.A.N., Vesely, F.F., Santos, S.F., Voelcker, H.E., Viana, A.R., Kowsmann, R.O., Moreira, J.L.P., Coura, A.P.P., Paim, P.S.G., Matos, R.S., Machado, L.C.R. 2008. Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil. Ambientes Marinhos Profundos: Sistemas turbidíticos. Editora Beca. p. 244-301.
- Dias, G.T.M. 1996. Classificação de sedimentos marinhos, proposta de representação em cartas sedimentológicas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39; Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1996, 3: 423-426.
- Dias, G.T.M., Ferraz, C.B. 2004. SAG - Sistema de Análise Granulométrica. Manual do Usuário. Publicação interna do Departamento de Geologia, Lagamar, Universidade Federal Fluminense (UFF). www.igeo.uff.br.
- Emery, K.O. 1965. Characteristics of Continental Shelves and Slopes. Am. Assoc. Petrol. Geol. 49, 1379-1384. Massachusetts.

Fairbridge, R.W. 1966. (Editor) Encyclopedia of Geomorphology. New York, Reinhold Book. 1021 pp.

Folk, R.L. 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 40-53.

Freire, G.S.S., Cavalcanti, V.M.M., Maia, L.P., Lima, S.F. 1997. Classificação dos Sedimentos da Plataforma Continental do Estado do Ceará. *Anais do SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, Fortaleza-CE, p. 209-211.

Gomes, M. P., Vital, H. 2010. Revisão da Compartimentação Geomorfológica da Plataforma Continental Norte do Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geociências*. Volume 40(3): 321-329.

Hower, J., Thompson, G.R. 1975. The mineralogy of Glauconite. *Clays and Clay Minerals*, Vol. 23, pp. 289-300. Pergamon Press.

Lapido-Loureiro, F.E., Nascimento, M., Neumann, R., Rizzo, A. C. 2009. Tecnologias de Aplicação de Glauconita como Fonte de Potássio na Agricultura: O Caso Brasileiro e a Experiência Indiana. 1º Congresso Brasileiro de Rochagem. Brasília, DF.

Larsonneur, C. 1977. La cartographie des depot meubles sur le plateau continental francais: methode mise au point et utilisee en manche. *Journal de Recherche Oceanographique*. 2:34-39.

Lima, S. F. 2006. Caracterização geomorfológica e paleogeográfica da plataforma continental adjacente à foz do rio Apodi-Mossoró, RN. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 109 pp.

Lima, S.F., Vital, H. 2006. Geomorphological and paleogeographic characterization of continental shelf of the Apodi-Mossoró River, RN-Brazil. In: Brebbia, C.A. (ed.). *Environmental problems in coastal regions VI: Including oil spill studies*. Wessex Institut of technology, Cambridge printing, p. 351-360.

Loring, D.H., Rantala, R.T.T. 1992. Manual for the geochemical analysis of marine sediments and suspended particulate matter. *Earth-Sciences Reviews*. v. 32, p. 235-283.

Marin, F.O. 2009. A Subcorrente Norte do Brasil ao largo da Costa do Nordeste. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo - USP. 115 pp.

Mayer, D.A., Weisberg, R.H. 1993. A description of COADS surface meteorological fields and the implied Sverdrup transport for the Atlantic Ocean from 30° S to 60° N. *Journal of Physical Oceanography*, 23, 2201-2221.

Meyers, P.A., Lallier-Vergés, E.L. 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology*, 21(3): 345-372.

McCave, I.N., Syvitski, J.P.M. 1991. Principles and methods of particle size analysis, In J.P.M. Syvitski (ed.), Principles, Methods, and Applications of Particle Size Analysis, New York, Cambridge University Press, p. 3-21.

Moreira, J.P.L., Carminatii, M. 2004. Sistemas deposicionais do talude e de bacia no Eoceno da Bacia de Santos. B. Geociencias. Petrobras, Rio de Janeiro, v.12, n.1, p.73-87.

Palma, J. J. C. 1984. Fisiografia da área oceânica. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (Coords.), Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2500.000. Brasília: DNPM, p. 9-53, 1984.

Peltier, W. R. 1998. Global glacial isostatic adjustment and coastal tectonics. In: Stewart, I., Vita-Finzi, C. (Ed.). Coastal Tectonics. Geol. Soc. London (Special Publ. n. 146, p. 1-29).

Pessoa Neto, O.C. 2003. Estratigrafia de sequencia da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, margem equatorial brasileira. Revista Brasileira de Geociências, 33:263-278.

Schott, F.A., Fischer, J., Stramma, L. 1998. Transport and pathways of the Upper-layer circulation in the western tropical atlantic. Journal of Physical Oceanography, 28, 1904-1928.
Schwarzer K., Stattegger K., Vital H., Becker M. 2006. Holocene coastal evolution of the Rio Açu area (Rio Grande do Norte, Brazil). Journal of Coastal Research, SI 39:141-145.

Shepard, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios: Journal of Sedimentary Petrology, v. 24, p. 151-158.

Silva, M.G. 1999. Caracterização dos Minerais Pesados ao Longo do Rio Piranhas-Açu/RN: Distribuição e Proveniência. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 71 pp.

Silva, M.G., Vital, H. 2000. Provenance of heavy-minerals in the Piranhas-Açu Rivers, NE Brazil. Revista Brasileira de Geociências. 30(3): 449-452.

Silveira, I.C.A., Miranda, L.B., Brown, W.S. 1994. On the origins of the North Brazil Current. J. Geophys. Res., 99(C11), 22.501-22.512.

Tabosa, W.F., Lima, Z.M.C., Vital, H., Guedes, I.M.G. 2001. Monitoramento costeiro das praias de São Bento do Norte e Caiçara do Norte – NE Brasil. Rev.Pesq. Geoc., v. 28, p. 383-392.

Testa, V., Bosence, D.W.J. 1998. Carbonate-siliciclastic sedimentation on highenergy, ocean-facing, tropical ramp, NE Brazil. In: Wright, V.P., Burchette, T.P. (eds). Carbonate Ramps, Geological Society, London, Special, 149, 55-71.

Vital, H., Silveira, I.M., Amaro, V.E. 2005. Carta Sedimentológica da Plataforma Continental Brasileira – Área Macau (NE Brasil). Utilizando Integração de Dados Geológicos e Sensoriamento Remoto. Revista Brasileira de Geofísica. 23(3): 233-241.

Vital, H., Stattegger K., Amaro V.E., Schwarzer K., Frazão E.P., Tabosa W.F., Silveira I.M. 2008. A modern high-energy siliciclastic-carbonate platform: Continental shelf adjacent to

northern Rio Grande do Norte State, northeastern Brazil. In: Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy, SEPM, 90, Spec. Pub., p.175-188.

Vital, H., Gomes, M.P., Tabosa, W.F., Frazao, E.P., Santos, C.L.A., Placido Junior, J.S. 2010a. Characterization of The Brazilian Continental Shelf Adjacent to Rio Grande do Norte State, NE Brazil. Brazilian Journal of Oceanography, 58(special issue), 43-54.

Vital, H., Furtado, S.F.L., Gomes, M.P. 2010b. Response of Apodi-Mossoro Estuary-Incised Valley System (NE Brazil) to Sea-Level Fluctuations. Brazilian Journal of Oceanography 58:13-24.



CAPÍTULO 6



6. Conclusões e Recomendações

O uso da batimetria multifeixe e a análise de amostras sedimentológicas permitiu o avanço no conhecimento do talude continental brasileiro, mais especificamente o da Bacia Potiguar.

O talude continental compreende o talude superior (da quebra da plataforma continental a ~70 m até 300 m) e o talude intermediário (300-1300 m), sendo o talude superior mais íngreme que o talude inferior. A parte oeste da área apresenta perfis convexos e a parte leste, perfis côncavos. A convexidade da área oeste proporcionou mais incisões pelos *canyons* submarinos.

Quinze *canyons* submarinos foram mapeados. Outras feições sedimentares também, tais como deslizamento de massa, ravinas, ranhuras e dunas.

Os *canyons* foram classificados de acordo com a morfologia. Os *canyons* A4 e D1 foram classificados como Tipo 1, pois suas cabeceiras são entalhadas na plataforma e possuem conexão com sistemas fluviais. O *canyon* A4 está associado ao vale inciso do Rio Apodi e o D1 ao vale inciso do Rio Açu. A associação a sistemas fluviais implica em um maior suprimento sedimentar. Esta característica aliada a altas sinuosidades, estilo deposicional, presença de tributários/distributários e terraços, e formas em ‘V’ permitem inferir uma sedimentação areno-cascalhosa. Tal sedimentação está associada a depósitos de sistemas de leques submarinos que têm sido considerados reservatórios de hidrocarbonetos permeáveis.

Por outro lado, B1, B3, C2, D2 e E *canyons* foram classificados como Tipo 2, pois não possuem cabeceira bem desenvolvida e escavam somente o talude intermediário. Ocorrem em áreas de baixo suprimento sedimentar (sem associação a sistemas fluviais) e exibem formas em ‘U’ e fundo plano. O sistema deposicional envolve uma sedimentação fina que pode formar intervalos selantes e/ou geradores.

Estruturas como deslizamento de massa, ravinas e ranhuras indicam um sistema deposicional erosional ativo no talude continental. Adicionalmente, coincidente localização de cabeceiras e talvegues dos *canyons* (A1, A2, A2' and A2'') com falhas Cenozóicas, os alargamentos dos *canyons* B2 e B4 e a mudança de curso do *canyon* D1 onde eles cruzam a falha de borda da bacia sugerem que a tectônica também controla a morfologia dos ambientes profundos da Bacia Potiguar.

Portanto, a morfologia dos *canyons* e do talude norte potiguar é resultado de processos erosionais, deposição e transporte de sedimentos por correntes e de uma influência tectônica herdada da região.

A sedimentologia do talude é considerada mista (carbonática-siliciclástica), pois os sedimentos recentes possuem componentes siliciclásticos e bioclásticos. Dentre os siliciclásticos destacam-se calcita, dolomita, quartzo e os argilominerais. A presença de alguns minerais pesados tais como zircão, turmalina e rutilo indicam a maturidade dos sedimentos e a contribuição dos Rios Açu e Apodi para os sedimentos da área de estudo. Dentre os bioclásticos, destacam-se briozoários, esponjas e suas espículas, foraminíferos, anelídeos, nemátodos e moluscos.

A granulometria, de uma forma geral, apresenta um afinamento textural com o aumento da profundidade. Destaca-se a fácies silte que juntamente com a fácies silte arenosa perfazem 66% dos sedimentos estudados. O teor de carbonato de cálcio é considerado moderado a alto (37 a 93,2%) e o de matéria orgânica é baixo (4,6 a 14,5%).

Os resultados apresentados podem fornecer suporte a uma melhor compreensão sobre este ambiente deposicional moderno e fornecer subsídios para a melhoria contínua da gestão ambiental da região. Como por exemplo, evitar a instalação de estruturas submarinas transversalmente aos *canyons*, principalmente nas cabeceiras onde a declividade alcança valores maiores que 50° e onde foram mapeados deslizamentos de massa já que evidenciam instabilidade. Tais precauções devem ser seguidas a fim de evitar acidentes submarinos e impactos ambientais.



CAPÍTULO 7

7. Referências

A

Aloïsi, J.C., Monaco, A., Thommeret, J., Thommeret, Y., 1975. Evolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du Golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 17, 13-22.

B

Bloom, A.L., 1991, *Geomorphology: A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*: New Jersey, Prentice Hall, 482 p.

C

Clark, M. R. Kenyon, N. H., Pickering, K. T. 1992. Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans. *Geology* 20, 633-636.

D

D'Ávila, R.S.F.; Arienti, L.M.; Aragão, M.A.N.; Vesely, F.F.; Santos, S.F.; Voelcker, H.E.; Viana, A.R.; Kowsmann, R.O.; Moreira, J.L.P.; Coura, A.P.P.; Paim, P.S.G.; Matos, R.S.; Machado, L.C.R. 2008. Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil. *Ambientes Marinhos Profundos: Sistemas turbidíticos*. Editora Beca. p. 244-301.

DHN – Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil. 2009. Carta náutica da DHN nº 720 – DE AREIA BRANCA A GUAMARÉ, escala 1:100.000, 3ª Edição.

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

Dowdeswell, J.A., Cofaigh, C.Ó., Noormets, R., Larter, R.D., Hillenbrand, C.D., Benetti, S., Evans, J., and Pudsey, C.J. 2008. A major trough-mouth fan on the continental margin of the Bellingshausen Sea, West Antarctica: The Belgica Fan: *Marine Geology*, v. 252, p. 129–140.

Driscoll, N.W.; Wissel, J.K. e Goff, J.A. 2000. Potential for large scale submarine slope failure and tsunami generation along the US Mid-Atlantic coast. *Geology*, 28:407-40.

F

Fairbridge, R. W. 1966. *The Encyclopedia of Oceanography*, Encyclopedia of earth sciences series 1, Van Nostrand Reinhold Company, New York, p. 945-946.

Fava, N., Torres, M.G., Lenharo, S.L.R, Martins, E.S., Boaventura, G.R., Gaspar, J.C. 1999. Caracterização e Quantificação de Argilo-Minerais por Difractometria de Raios-X e Termogravimetria. Laboratório de Mineralogia Aplicada – LMA – Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. 5º Congresso Brasileiro de Cimento (CBC). 8 a 12 de novembro de 1999. São Paulo, SP.

Fedele, J.J., García, M.H., 2009, Laboratory experiments on the formation of subaqueous depositional gullies by turbidity currents: *Marine Geology*, v. 258, p. 48–59.

Field, M.E., Gardner, J.V., and Prior, D.B., 1999, Geometry and significance of stacked gullies on the northern California slope: *Marine Geology*, v. 154, p. 271–286.

Fisheries and Oceans Canada. 2013a. Canadian Hydrographic Service. <http://www.charts.gc.ca/about-apropos/hwd-cfn-eng.asp> by <http://continentalshelf.gov/missions/10arctic/logs/photolog/photolog.html> acessado em março de 2013.

Fisheries and Oceans Canada. 2013b. Positioning and orientation: Post-processing techniques. <http://www.dfo-mpo.gc.ca/science/hydrography-hydrographie/post-processing-tech-fra.html> acessado em setembro de 2013.

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

Folk, R.L. 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 40–53.

Frazão, E.; Vital, H. 2007. Estruturas rasas de gás em sedimentos no estuário Potengi (nordeste do Brasil). *Revista Brasileira de Geofísica*, p. 25(Supl. 1): 17-26.

Freeland, H.J., Denman, K.L. 1982. A topographically controlled upwelling center off southern Vancouver Island. *Journal of Marine Research*, 4(4): 1069-1093.

Freire, G.S.S., Cavalcanti, V.M.M., Maia, L.P., Lima, S.F. 1997. Classificação dos Sedimentos da Plataforma Continental do Estado do Ceará. *Anais do Simpósio de Geologia do Nordeste*, Fortaleza-CE, p. 209-211.



Galloway, W.E. 1998. Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture, and classification: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v.82, p.569-595.

Gardner, W.D. 1989. Baltimore Canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. *Deep-Sea Research* 36, 323–358.

Guerreiro, C., Bizarro, A., Duarte, J., Taborda, R. 2006. Os Enigmáticos Canhões Submarinos da Plataforma Continental Portuguesa. Resultados preliminares do projecto científico DEEPCO. (Deep Sedimentary Conduits of the West-Iberian Margin). *ANAIS do Instituto Hidrográfico – Número 18*.

Gomes, M.P.; Vital, H.; Macedo, J.W.P. 2007. Aplicação de geoestatística na filtragem de dados batimétricos e altimétricos na Bacia Potiguar. *Revista de Geologia*, 20(2):243-255.

Gomes, M. P. 2009. Aquisição, Processamento e Análise de Dados de Sísmica de Alta Resolução na Plataforma Continental Norte do Rio Grande do Norte: Vale Inciso do Rio Açu. Dissertação de Mestrado. Geodinâmica e Geofísica – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Agência Nacional do Petróleo. 105pp.

Gomes, M. P.; Vital, H. 2010. Revisão da Compartimentação Geomorfológica da Plataforma Continental Norte do Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geociências*.

Gomes, M. P. 2012. Geomorfologia e Arquitetura interna do vale inciso do Rio Açu na Bacia Potiguar imersa (NE Brasil). Tese de Doutorado. Programa de Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 164 pp.

H

Harris, P.T., Whiteway, T. 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology*. 285 (2011) 69-86.

Heezen, B. C., Menzies, R. J., Schneider, E. D., Ewing, W. M., Granelli, N. C. L. 1964. Congo Submarine Canyon. *AAPG Bulletin* 48 (7), 1126-1149.

Hewlett, J.S., Jordan, D.W. 1993. Stratigraphic and combination traps within a seismic sequence framework, Miocene Stevens turbidites, Bakersfield Arch, California, in Weimer, P., and Posamentier, H., eds., *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir* 58, p. 135-162.

Hickey, B. M. 1995. Coastal submarine canyons, paper presented at Aha Huliko: A workshop on flow topography interactions. Honolulu: Office of Naval Research.

Hickey, B. M. 1997. The Response of a steep-sided, narrow canyon to a time-variable wind forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 27, 697-729.

I

IMCA. 2006. Diretrizes de Uso de Ecobatímetros Multifeixes em Levantamentos *Offshore*. *International Marine Contractors Association*. 003. Rev 1. www.imca-int.com

J

Jeck, I. K. 2006. Detalhamento geomorfológico da região sul do platô de São Paulo e norte da bacia de pelotas a partir de dados batimétricos multifeixe. Dissertação de Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense. 91p.

Jordi, A., Orfila, A., Basterretxea, G., Tintore, J. 2005. Shelf-slope exchanges by frontal variability in a steep submarine canyon. *Progress in Oceanography* 66, 120-141.

L

Larsonneur, C. 1977. La cartographie des depots meubles sur le plateau continental francais: methode mise au point et utilisee en manche. *Journal de Recherche Oceanographique*. 2:34-39.

Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Amblas, D., Ivanov, M., Droz, L., Dennielou, B., Fabres, J., Schoolmeester, T., Akhmetzhanov, A., Orange, D., and García- García, A., 2007, A walk down the Cap de Creus canyon, northwestern Mediterranean Sea: Recent processes inferred from morphology and sediment bedforms: *Marine Geology*, v. 246, p. 176-192.

Lima, S. F. 2006. Caracterização geomorfológica e paleogeográfica da plataforma continental adjacente à foz do rio Apodi-Mossoró, RN. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 109 p.

Lima, S.F., Vital, H. 2006. Geomorphological and paleogeographic characterization of continental shelf of the Apodi-Mossoró River, RN-Brazil. In: Brebbia, C.A. (ed.). Environmental problems in coastal regions VI: Including oil spill studies. Wessex Institut of technology, Cambridge printing, p. 351-360.

Lonsdale, P., Hollister, C. D. 1979. Cut-offs at an abyssal meander south of Iceland. *Geology* 7: 597-601.

Loring, D.H., Rantala, R.T.T. 1992. Manual for the geochemical analysis of marine sediments and suspended particulate matter. *Earth-Sciences Reviews*. v. 32, p. 235-283.

M

McCave, I.N., Syvitski, J.P.M. 1991. Principles and methods of particle size analysis, In J.P.M. Syvitski (ed.), *Principles, Methods, and Applications of Particle Size Analysis*, New York, Cambridge University Press, p. 3-21.

Menezes, W. J. O.; Marques, M. E. S.; Oliveira, J. R. M. S. 2011. Risco Geotécnico em Taludes Marinhos, associado ao Hidrato de Gás, no Traçado de Dutos. *Revista TRANSPORTES*. Associação Nacional de Pesquisa e Ensino em Transporte.

Miguens, A P. 1996. *Navegação: a ciência e a arte*. v. 1 – Navegação Costeira, estimada e em Águas Restritas. Rio de Janeiro: DHN, Brasil. 538 p.

Mutti, E., Lucci, R. F. 1975. Turbidite facies and facies associations. In: *Examples of turbidite facies and associations from selected formations of the northern Apennines*. IX Int. Congress of Sedimentology, Field Trip A-11, p. 21-36.

N

Nittouer, C.A., Wright, L.D. 1994. *Reviews of Geophysics*, 32, 85-113.

Nogueira, F. C.; Bezerra, F. H. R.; Fuck, R. A. 2010. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. *Journal of Geodynamics* 49, p. 79–91.

Normark, W.R. 1978. Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans : Characters for recognition of sandy turbidite environments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62 (6), p. 912-931.

Normak, W.R., Carlson, P.R. 2003. Giant submarine canyons: Is size any clue to their importance in the rock record? In Chan, M.A., Archer, A.W. (editors). *Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time*. Geological Society of America Special Paper 370, p. 175-190.



Oliveira, P. R. O. 2009. Caracterização morfológica e sedimentológica da plataforma continental brasileira adjacente aos municípios de Fortim, Aracati e Icapuí – CE. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN.



Pessoa Neto, O.C. 2003. Estratigrafia de sequencia da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 33:263-278.

Petrobras – Petróleo Brasileiro S/A. 2013. Projeto de Caracterização Ambiental do Talude Continental na Bacia Potiguar. Monitoramento Ambiental Costeiro e Oceânico. Relatório Técnico. 268 pp.

Piper, D. J. W., Cochonat, P., Morrison, M. L. 1999. The sequence of events around the epicenter of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from side scan sonar. *Sedimentology* 46, 79-97.

Piper, D. J. W. 2005. Late Cenozoic evolution of the continental margin of eastern Canada. *Norwegian Journal of Geology* 85, 305-318.

Posamentier, H.W., Jervey, M.t., Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition, II, Sequences and systems tract models. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Ross, c.A. (eds.). Sea-level changes, an integrated approach. SP 42 SEPM p.125-154.

Pratson, L.F., Haxby, W.F. 1997. Panoramas of the seafloor. *Sci. American*, 276:82-87.

Pratson, L.F., Nittrouer, C.A., Wiberg, P.L., Steckler M.S., Cacchione, D.A., Fulthorpe, C.S., Driscoll, N.W., Paola, C., Fedele, J.J. 2007. Seascape evolution on clastic continental shelves and slopes. In: Nittrouer, C.A; Austin, J.A.; Field, M.E.; Kravitz, J.H.; Syvitski, J.P.M.; Wiberg, P.L. (eds). *Ontinental Margin Sedimentation*. SP 37 IAS. Blackwelç Publishing. p. 339-380.



Rocha, A.K.R. 2008. Caracterização Morfológica e Sedimentológica da Foz do Estuário do Rio Açú, Macau-RN. Relatório de Graduação. Departamento de Geologia da Universidade Fedral do Rio Grande do Norte. 99p.



Shanmugan, G., Moiola, R.J. 1994. An unconventional model for the deep-water sandstones of the Jackfork Group (Pennsylvanian). Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. In: Weimer, P., Bouma, A.H., Perkins, R.F. (Eds.), *Submarine Fans and Turbidite Systems*, Houston, Gulf Coast Section SEPM Foundation. 15th Annual Research Conference, pp. 311-326.

Shanmugam, G. 2008. Deep-Water Bottom Currents and Their Deposits, in Rebesco, M., and Camerlenghi, A., eds., *Contourites: Amsterdam, Elsevier, Developments in Sedimentology*, v. 60, p. 59-81.

Schwarzer K., Stattegger K., Vital H., Becker M. 2006. Holocene coastal evolution of the Rio Açu area (Rio Grande do Norte, Brazil). *Journal of Coastal Research*, SI 39:141-145.

Seambeam Instruments INC. 1997. *Multibeam Sonar Theory of Operation*. 88p.

Shepard, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 24, p. 151-158.

Shepard, F. P. 1963. *Submarine Geology*, Harper and Row, New York, N.Y., 2nd ed., 557 pp.

Shepard, F.P., Dill, R.F. 1966. *Submarine Canyons and Other Sea Valleys*. Rand McNally, Chicago, Il., 381 pp.

Shepard, F.P. 1972. Submarine canyons. *Earth-Sei. Rev.*, 8:1-12.

Simões, I. C. V. P., Figueiredo Jr., A. G., Artusi, L. 2006. Relações entre a Morfologia e a Litologia de feições encontradas com Ecobatímetro Multifeixe no Fundo Marinho ao Largo da Laguna de Araruama e Arraial do Cabo (RJ). VI Simpósio Nacional de Geomorfologia. Geomorfologia Tropical a Subtropical: processos, métodos e técnicas. Goiânia, GO.

Spinelli, G.A., Field, M.E. 2001. Evolution of continental slope gullies on the northern California margin: *Journal of Sedimentary Research*, v. 71, p. 237-245.

Suguio, K. 1998. *Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1222.

Syvitski, J.P., Alexander, C.R., Field, M.E., Gardner, J.V., Orange, D.L., Yun, J.W. 1996. Continental slope sedimentation: The view from northern California: *Oceanography* (Washington, D.C.), v. 9, p. 163-167.

T

Talling, P. J. 1998. How and where do incised valleys form if sea level remains above the shelf edge? *Geology*; v. 26; no. 1; p. 87-90.

Testa, V. e Bosence, D. W. J. 1998. Carbonate-siliciclastic sedimentation on highenergy, ocean-facing, tropical ramp, NE Brazil. In: Wright, V.P. & Burchette, T.P. (eds). *Carbonate Ramps*, Geological Society, London, Special, 149, 55-71.

V

Viekman, B. E., Flood, R.D., Wimbush, M., Faghri, M., Asako, Y., Van Leer, J. C. 1992. Sedimentary furrows and organized flow structure: A study in Lake Superior. *American Society of Limnology and Oceanography*. 37(4), 797-812.

Vital, H., Silveira, I.M., Amaro, V.E. 2005. Carta Sedimentológica da Plataforma Continental Brasileira – Área Macau (NE Brasil). Utilizando Integração de Dados Geológicos e Sensoriamento Remoto. *Revista Brasileira de Geofísica*. 23(3): 233-241.

Vital H., Stattegger K., Amaro V. E., Schwarzer K., Frazão E. P., Tabosa W. F., Silveira I.M. 2008. A modern high-energy siliciclastic-carbonate platform: Continental shelf adjacent to

northern Rio Grande do Norte State, northeastern Brazil. In: Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy, SEPM, 90, Special Publication, p.175-188.

Vital, H.; Gomes, M.P.; Tabosa, W. F.; Frazao, E. P.; Santos, C. L. A.; Placido Junior, J. S. 2010a. Characterization of The Brazilian Continental Shelf Adjacent to Rio Grande do Norte State, NE Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*.

Vital, H.; Furtado, S.F.L.; Gomes, M.P. 2010b. Response of Apodi-Mossoro Estuary-Incised Valley System (NE Brazil) to Seaa-Level Fluctuations. *Brazilian Journal of Oceanography* 58:13-24.



Walker, R. G. 1992. Turbidites and submarine fans. In: Walker, R. G., James, N. P. (Eds.), *Facies Models – Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, Canada, pp. 239-263.



CAPÍTULO 8



8. Apêndice

AMOSTRA	Profundidade (m)	MO (%)	CaCO ₃ (%)	Classificação de Folk (1954)	Classificação de Freire (1997)	Parâmetros estatísticos		
						Grau de seleção	Curtose	Assimetria
N1	-283	6,00	65,51	Sa - silte arenoso	LB2 - Lama calcárea	Pobremente selecionado	Muito leptocúrtica	Assimetria muito positiva
N2	-399	10,02	59,32	Sa - silte arenoso	LB1 - Marga calcárea	Pobremente selecionado	Leptocúrtica	Assimetria muito positiva
N3	-1003	12,03	76,45	S - silte	LB2 - Lama calcárea	Pobremente selecionado	Mesocúrtica	Assimetria positiva
N4	-176	8,91	93,20	Ac - areia com cascalho	AB2a - Areia bioclástica com grânulos e cascalhos	Pobremente selecionado	Leptocúrtica	Aproximadamente simétrica
N5	-399	4,59	41,93	As - areia siltosa	AL2b - Areia silicibioclástica	Pobremente selecionado	Mesocúrtica	Assimetria muito positiva
N6	-1000	14,53	74,68	S - silte	LB2 - Lama calcárea	Pobremente selecionado	Mesocúrtica	Assimetria positiva
N7	-140	4,59	48,17	As - areia siltosa	AL2b - Areia silicibioclástica	Pobremente selecionado	Leptocúrtica	Assimetria muito positiva
N8	-420	6,70	41,11	Sa - silte arenoso	LL2 - Marga arenosa	Pobremente selecionado	Leptocúrtica	Assimetria positiva
N9	-1029	6,59	37,04	S - silte	LL2 - Marga arenosa	Pobremente selecionado	Platicúrtica	Assimetria positiva

