ANDERSON GOMES DE ALMEIDA

# FÁCIES, ESTRATIGRAFIA E DINÂMICA SEDIMENTAR DO QUATERNÁRIO NO TALUDE CONTINENTAL DA PORÇÃO SUL DA BACIA DE CAMPOS: UMA INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS DE ALTA RESOLUÇÃO, PERFIS DE PROPRIEDADES FÍSICAS E TESTEMUNHOS GEOLÓGICOS

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de concentração: Geologia e Geofísica

Orientador:

Prof. Dr. Alberto Garcia de Figueiredo Jr.

Niterói, RJ 2018 Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

#### Ficha catalográfica automática - SDC/BIG Gerada com informações fornecidas pelo autor

Almeida, Anderson Gomes de Fácies, Estratigrafia e Dinâmica Sedimentar do Quaternário no Talude Continental da Porção Sul da Bacia de Campos: Uma Integração de Dados Geofísicos de Alta Resolução, Perfis de Propriedades Físicas e Testemunhos Geológicos / Anderson Gomes de Almeida ; Alberto Garcia de Figueiredo Junior, orientador. Niterói, 2018. 266 f. : il.
Tese (doutorado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2018.
DOI: http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT .2018.d.05307523793
<ol> <li>Geologia marinha. 2. Sedimentologia. 3. Estratigrafia. 4. Movimento de massa. 5. Produção intelectual. I. Figueiredo Junior, Alberto Garcia de, orientador. II. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. III. Título.</li> </ol>
CDD -

Bibliotecária responsável: Yolle Vacariuc Bittencourt - CRB7/6040

ANDERSON GOMES DE ALMEIDA

FÁCIES, ESTRATIGRAFIA E DINÂMICA SEDIMENTAR DO QUATERNÁRIO NO TALUDE CONTINENTAL DA PORÇÃO SUL DA BACIA DE CAMPOS: UMA INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS DE ALTA RESOLUÇÃO, PERFIS DE **PROPRIEDADES FÍSICAS E TESTEMUNHOS GEOLÓGICOS** 

> Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor Área de Concentração: Geologia e Geofísica

Aprovada em 29 de novembro de 2018

'n,

BANCA EXAMINADORA

Prof. Alberto Garcia de Figueiredo Jr., Dr (Orientador) Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF

Prof. Arthur Ayres Neto, Dr. Dept<sup>o</sup> de Geologia/LAGEMAR-UFF

Prof. Antônio Fernando Menezes Freire, Dr. Dept<sup>o</sup> de Geologia/LAGEMAR-UFF

Prof. Adriano Roessler Viana, Dr.

Petrobras

Prof. Renato Oscar Kowsmann, Msc.

Petrobras

À minha esposa Dryelle e meu pequeno Arthur fontes de felicidade e ternura e aqueles que se dedicam a geologia marinha

### **AGRADECIMENTOS**

Agradeço aos meus pais Nanci e Acácio pelo apoio desde o início dos meus estudos acadêmicos que foram a base para a concretização deste trabalho. À minha esposa Dryelle pelo apoio e compreensão pelas muitas horas dedicadas ao Doutorado.

Ao orientador Alberto Figueiredo Jr pelo apoio, incentivo e rigor no trabalho de orientação e como fonte de inspiração e entusiasmo pela Geologia Marinha desde minha graduação. Ao Renato Kowsmann pelos ensinamentos e generosidade de conhecimento da Geologia Marinha e pela parceria em trabalhos no Laboratório de Sedimentologia em Macaé. E aos demais integrantes da banca examinadora: Fernando Freire, Arthur Ayres e Adriano Viana pela profunda avaliação do texto e da apresentação, cujas observações e sugestão foram fundamentais para o aprimoramento da tese.

Também agradeço aos professores Cleverson Silva e Antônio Tadeu pelos comentários e sugestões na época dos seminários da Pós-Graduação. Ao Coordenador do DOT, José Antônio pelo incentivo para o desenvolvimento da tese como continuidade do projeto de Mestrado.

Aos gerentes da Petrobras que acolheram e compreenderam a importância do desenvolvimento do projeto de Doutorado.

À professora Kita e Isabela do laboratorio de Radiocarbono do Instituto de Física da UFF, pelas datações de Carbono-14.

Pelas discussões sobre o tema ao longo dos anos, aos colegas do CENPES, Cízia Mara e Ricardo Garske. Aos colegas Simone Schreiner, Breno Marinho, Esmeraldino e os demais integrantes da equipe de Geologia Marinha da Petrobras e do Laboratório de Sedimentologia e Estratigrafia da Bacia de Campos pelo companheirismo e colaboração.

À equipe técnica e tripulação dos navios de pesquisa Northern Resolution (C&C Technologies) e Fugro Explorer pela colaboração e cordialidade a bordo.

À Universidade Federal Fluminense pela recepção do projeto e incentivo para sua elaboração. À Petrobras pela disponibilização dos dados e à Agência Nacional do Petróleo pela autorização de divulgação científica dos mesmos.

"O que sabemos é uma gota; o que ignoramos é um oceano". Isaac Newton

#### **RESUMO**

Nesta pesquisa foi analisada a dinâmica sedimentar com base no registro geológico do período do Quaternário Superior do Talude Continental da porção Sul da Bacia de Campos onde está situado o Grupo Sudeste de Cânions. Foram utilizados dados de perfilador de subfundo, batimetria multifeixe, adquiridos por AUV, e perfis de propriedades físicas de testemunhos de *Jumbo Piston Corer* (JPC). Foram identificadas sequências de 4ª e 5ª ordem controladas principalmente por ciclos glacio-eustáticos e seus processos alogênicos e autogênicos.

As descrições de onze testemunhos possibilitaram a identificação de sete tipos de fácies de complexos de transporte de massa (MTC): a) conglomerado matriz-suportado com clasto de lama anguloso (CMSa); b) conglomerado matriz-suportado com clasto de lama deformado (CMSd); c) conglomerado clasto-suportado com clasto de lama (CCS); d) lama intensamente deformada com laminações secundárias inclinadas (Ldi<sub>(i)</sub>); e) lama intensamente deformada com laminações secundárias (Ldi<sub>(d)</sub>); f) lama maciça (Lm); e g) blocos de lama (Bl).

Para analisar as propriedades físicas das fácies de transporte de massa e interpretar sua reologia na época da deposição foi necessário suprimir o efeito do soterramento. Para cada fácies, foram calculados os valores de velocidade de onda P, densidade e porosidade na superfície. A fácies Lm apresentou valores muito elevados de velocidade de onda P e densidade, estando relacionada a grandes blocos pré-adensados, transladados com o fluxo de massa. As fácies conglomeráticas lamosas do tipo CMS representam fluxos plásticos e coesos, típico de fluxo de detrito. A fácies CCS representa os fluxos incoesos. A fácies Ldi indica intenso cisalhamento de camadas e clastos na base dos depósitos de transporte de massa. A fácies de intercalação de laminações de areia e lama, com pouca ou nenhuma deformação, está relacionada a depósitos de corrente de fundo.

Na porção mais rasa da área de estudo, ocorre um terraço erosivo formado pela erosão causada pela Corrente do Brasil com sentido para SE, durante o último máximo glacial, e feições do tipo *plastered drift*. No Terraço, também foram observadas marcas erosivas em forma de cometa, geradas por corrente de fundo com sentido para NE, nas condições atuais de circulação oceânica. No talude superior ocorrem suaves ondulações de depósitos contorníticos.

Foram definidas associações de fácies típicas para MTC frontalmente emergente, MTC frontalmente confinado e cânions. Para construção das associações de fácies foi quantificada a repetição de pares de fácies em contato geneticamente associadas.

Nos testemunhos coletados nas feições da região intercânions os pares de fácies mais frequentes indicam predominância de processos de escorregamentos. Enquanto que nos testemunhos coletados no interior dos cânions predominam fácies geneticamente associadas de fluxos de detritos.

Os resultados das simulações numéricas 1D, de fluxo de detrito, mostram que para camadas removidas de 100 m e valores de resistência do fluxo e viscosidade artificial compatíveis com as informações dos testemunhos são gerados fluxos com *runout* máximo de até 30 km. Logo fluxos originados no talude superior não poderiam contribuir com a extensão dos aventais de fluxos de detritos observados no Platô de São Paulo a partir do pé do talude.

Palavras-chave: Geologia Marinha. Sedimentologia. Estratigrafia. Movimento de Massa.

#### **ABSTRACT**

Slope sedimentary dynamics from Late Quaternary Period on the southern portion of Campos basin at the Southeast Group of Canyons area was analyzed. Sub bottom profiler and multibeam bathymetric data acquired with AUV, and MSCL logs and piston-corers were used. Fourth and fifth order sedimentary sequences were identified, mainly controlled by glacioeustatic cycles and their allogenic and autogenic processes.

Seven types of mass transport facies were distinguished based on eleven jumbo pistoncores: a) matrix-supported angular-mud-clast conglomerate; b) matrix-supported distortedmud-clast conglomerate; c) clast-supported mud-clast conglomerate; d) inclined highly deformed stratified mud; e) highly distorted stratified mud; f) massive mud; g) mud blocks.

In order to analyze the physical properties of mass-transport facies and to interpret its rheology at the time of deposition, it was necessary to remove the effect of burial. Velocity, density and porosity values at surface were calculated. The massive mud facies with high values of velocity and density are related to large pre-compacted blocks transported with the mass flow. The clast-supported mud-clast conglomerate and matrix-supported conglomerate facies belong to plastic and cohesive flows typical of debris flows. In inclined highly deformed stratified mud facies the intense shear deformation is responsible for squeezing out part of the interstitial water at the base of landslides, and the sheared clasts generate secondary laminations. The facies with parallel-laminated mud and sand intercalation is generated by bottom current.

In the shallower portion of the study area, there is an erosional terrace formed by strong current of the South Atlantic Central Water flowing to the contours, and plastered drifts. Cometshaped erosive marks produced by bottom currents were observed. In the upper slope, there are sediment waves produced by contour currents.

Typical facies associations were defined for frontally emergent and frontally confined mass-transport domains and canyons on jumbo piston cores. The repetition of pairs of facies in contact was quantified. In the inter-canyons region, the most frequent facies are genetically associated to landslide processes, while in the cores collected inside the canyons the most frequently recovered facies indicate facies genetically associated with debris flows.

The 1D numerical simulations of the flow of debris with layers removed from 100 m and using values of flow resistance and artificial viscosity compatible with the information of the samples generate flows with a maximum runout of 30 km. Therefore, flows originating in

the upper slope could not contribute to the extension of the aprons of debris flows observed in the São Paulo plateau.

The mass movement scars were produced in a retrogressive process where it is possible to verify a hierarchy based on the erosive features dimensions. The canyons are immature and have an amphitheater-shaped head generated by complexes of erosive scars. During the Late Quaternary, the southern portion of the basin suffered a terrigenous sediment supply deficit, becoming a starved basin sector where the predominance of erosion processes was established.

Earthquakes and gas hydrate dissociation are the most likely trigger mechanisms of landslides. There is a spatial coincidence between basement structural lineaments, faults and epicenters of recent earthquakes.

Keywords: Marine Geology. Sedimentology. Stratigraphy. Mass Movement.

### <u>RÉSUMÉ</u>

Dans cette recherche, la dynamique sédimentaire a été analysée à partir de la section sédimentaire de la période quaternaire supérieur du talus continental de la partie sud du bassin de Campos où se trouve le groupe de canyons sud-est.

Les données de haute resolution de sondeur des profils du sous-sol du fond marin et bathymétrie de sondeurs multifaisceaux acquises par un AUV ont été utilisés. Les données géologiques de carottier à piston et de l'enregistreur pour carottes ont également été utilisés.

L'information des descriptions des onze carottes a permis d'identifier sept types de faciès de mouvement de masse : a) conglomérats à support de matrice avec fragment de boue angulaire ; b) conglomérats à support de matrice avec de fragment de boue déformée ; c) conglomérat à support de fragment de boue ; d) des boues fortement déformées avec des stratifications secondaires inclinés ; e) des boues fortement déformées avec des stratifications secondaires repliés ; f) de la boue homogène ; et g) des blocs de boue.

Les faciès de la boue homogène sont liés à grands blocs pré-compacté transportés avec le flux de masse. Les faciès conglomératiques de boue représentent des écoulement plastiques et cohésifs typiques de l'écoulements des détritus. Les faciès des boues fortement déformées avec des stratifications secondaires ont été générées là où les fragment et les couches ont été intensément cisaillées et ont généré des stratifications secondaires. Les faciès qui consistent l'intercalation de stratifications de sable et de boue sont typiques du courant du fond marin.

Dans la partie la moins profonde de la zone d'étude, une terrasse formée par l'érosion de forts courants sous-marin de fond de la masse d'eau centrale de l'Atlantique Sud, des marques érosives ont été observées sous la forme de queue de comète. Dans la pente continentale supérieure, il y a des rides de courant, dunes, qui ont été déposées par un courant de fond marin.

Sur la base des informations provenant des carottes, des associations de faciès idéales ont été définies pour les mouvements de masse frontalement émergés, frontalement confinés et les canyons. Dans les carottes recueillis dans la région entre les canyons, il y a prédominance de faciès génétiquement associés de processus de glissement. Alors que dans les carottes recueillis à l'intérieur des canyons, il y a une grande occurrence de faciès génétiquement associés de coulées de débris.

Les simulations numériques 1D du coulée de débris avec des couches retirées de 100 m et des valeurs de résistance à l'écoulement et de viscosité artificielle compatibles avec les informations des carottes génèrent des écoulements avec une *runout* maximale de 30 km. Par conséquent, les écoulements provenant de la pente supérieure ne pourraient pas contribuer à l'ampleur des coulées de débris observées sur le Plateau de São Paulo.

Les ravins ont été générés par un processus régressive où il est possible de vérifier une hiérarchie basée sur les dimensions des caractéristiques érosives. Les canyons sont immatures et présentent une tête en forme d'amphithéâtre construite par des complexes de ravins. Au cours du Quaternaire, la partie sud du bassin a souffert d'un déficit de sédiments terrigène, devenant un secteur de bassin affamé où la prédominance des processus érosifs a été établie.

Mots-clés : Géologie Marine. Sédimentologie. Stratigraphie. Mouvement de Masse.

# SUMÁRIO

Folha de rosto	i
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
RÉSUMÉ	xi
SUMÁRIO	xiii
LISTA DE FIGURAS	xvi
LISTA DE TABELAS	xxiii
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	xxiii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	3
1.2 OBJETIVOS DA PESQUISA	4
1.3 JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA DA PESQUISA	4
1.4 PLANEJAMENTO DO DESENVOLVIMENTO DA PESQUISA	5
1.5 CONSIDERAÇÕES FILOSÓFICAS DA PESQUISA	6
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	
2.1 O CONCEITO DE FÁCIES SEDIMENTAR E MODELO DE FÁC	IES 8
2.2 SEDIMENTAÇÃO HEMIPELÁGICA	
2.2.1 Características e sua jornada até a bacia	
2.2.2 Proveniência dos sedimentos hemipelágicos	12
2.2.3 Fácies de sedimentos hemipelágicos	15
2.3 FLUXOS GRAVITACIONAIS SUBMARINOS	16
2.3.1 Classificação de processos gravitacionais submarinos	
2.3.2 Principais tipos de processos de fluxo	

2.3.3 Estruturas e Cinemática do Transporte de Massa	24
2.3.4 Proposta de classificação reológica e cinemática	27
2.3.5 Fácies e Associação de Fácies de Depósito de Transporte de Massa	29
2.3.6 Fatores pré-condicionantes e mecanismos deflagradores	32
2.4 CORRENTES CONTORNÍTICAS	40
2.4.1 Depósitos de corrente de contorno	41
2.4.2 Implicações dos Contornitos para estabilidade de talude	47
2.4.3 Inplicações dos contornitos na exploração de hidrocarbonetos	47
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DA BACIA DE CAMPOS	50
3.1 ASPECTOS DA EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA	50
3.1.1 Evolução Tectônica e Estrutural da Área Onshore Adjacente	53
3.1.2 Evolução Tectônica e Estrutural da Porção Offshore	54
3.1.3 Contexto de atividade sísmica e neotectônica offshore	57
3.2 GEOMORFOLOGIA SUBMARINA	60
3.2.1 Geomorfologia da Plataforma Continental	60
3.2.2 Geomorfologia do Talude Continental e Platô de São Paulo	63
3.3 CIRCULAÇÃO OCEÂNICA	66
4 OS DADOS E TÉCNICAS DE INVESTIGAÇÃO	70
4.1. DADOS DE TESTEMUNHOS DO TIPO JUMBO PISTON CORER	70
4.1.1 Datações relativas e absolutas	71
4.1.2 Dados de Multisensor Core Logger	75
4.2 DADOS GEOFÍSICOS DE ALTA FREQUÊNCIA	77
4.2.1 Aquisição de dados de batimetria multifeixe	78
4.2.2 Aquisição de dados de sísmica de alta frequência	79
4.3 MODELAGEM NUMÉRICA 1-D DE FLUXOS GRAVITACIONAIS	83
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	86
5.1 CARACTERIZAÇÃO DAS FÁCIES SEDIMENTARES	86

5.1.1 Descrição das fácies em testemunhos de JPC
5.2 ANÁLISE DE PROPRIEDADES FÍSICAS 119
5.4 MORFOESTRATIGRAFIA DA ÁREA DE ESTUDO 127
5.4.1 Morfoestratigrafia do terraço erosivo do talude superior
5.4.2 Morfoestratigrafia da área da cicatriz na borda do terraço erosivo 132
5.4.3 Morfoestratigrafia da área da Cicatriz curva 135
5.4.4 Morfoestratigrafia da área da cicatriz em anfiteatro 146
5.4.5 Morfoestratigrafia da área das escarpas extensas em degraus 150
5.4.6 Ondas de sedimento 156
5.4.7 Morfoestratigrafia da área do Cânion Tamoio 159
5.4.7 Morfoestratigrafia da área dos Cânions Temiminó e Tupinambá 161
5.5 RESULTADOS DA MODELAGEM NUMÉRICA DE FLUXOS 167
5.5.1 Comparação das simulações numéricas com os dados da área de estudo. 188
5.6 ANÁLISE DE FÁCIES DE MTC 191
5.6.1 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES 195
5.7 AS CAUSAS DO COMPLEXOS DE TRANSPORTE DE MASSA 201
5.8 EVOLUÇÃO DOS COMPLEXOS DE TRANSPORTE DE MASSA E DO
GRUPO SUDESTE DE CÂNIONS
5.8.1 ESTRATIGRAFIA DE SEQUENCIAS DE ALTA RESOLUÇÃO DO INTERVALO PLEISTOCENO SUPERIOR - HOLOCENO
7 CONCLUSÃO
8 REFERÊNCIAS

# LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Imagem de relevo sombreado da batimetria do Talude Continental e Platô de São
Paulo da Bacia de Campos3
Figura 2 – Magnitude de descarga sedimentar nas desembocaduras dos maiores rios 12
Figura 3 – Províncias atuais de argilo-minerais e modos de suprimento e dispersão de argila
terrígena14
Figura 4 – diagrama esquemático mostrando caso extremo de classificação estática de processos
gravitacionais de água profunda16
Figura 5 – Tipos de fluxos gravitacionais17
Figura 6 - Representação esquemática de um MTC e as prováveis ocorrências e associações de
indicadores cinemáticos
Figura 7 - Critérios geométricos e geológicos principais dos indicadores cinemáticos, agrupados
por cada domínio de MTC26
Figura 8 - Desenho esquemático dos dois principais tipos de transporte de massa de acordo
com a disposição frontal27
Figura 9 – Tipos de processos de transporte de massa para classificação
Figura 10 – Sequências idealizadas de associações de fácies de MTD
Figura 11 – Gráfico de tipos de pressão vs profundidade de soterramento de sedimento 33
Figura 12 – Diagrama de fase pressão-temperatura para hidrato de gás
Figura 13 – Distribuição mundial da ocorrência de hidrato de gás
Figura 14 – Feições de tração interpretadas como indicação de areias retrabalhadas por corrente
de fundo
Figura 15 – Diagrama esquemático sumarizando as principais feições de corrente de fundo. 43
Figura 16 – Esquema de formas de leito de corrente de fundo em função da granulometria vs
velocidade do fluxo no fundo marinho 44
Figura 17 – Ondas de sedimento contorníticos
Figura 18– Carta estratigráfica da Bacia de Campos52
Figura 19 – Organização esquemática com os eventos tectônicos propostos por alguns autores
para o SE do Brasil
Figura 20 – Seções sísmicas com direção strike57
Figura 21 – Mapa de lineamentos estruturais e de epicentros da Bacia de Campos 59
Figura 22 – Mapa batimétrico da Plataforma Continental

Figura 23 – Perfil sísmico ilustrando as superfícies e as sequências sísmicas para a plataforma
sul fluminense
Figura 24 – Imagem da geomorfologia do Talude Continental e Platô de São Paulo65
Figura 25 – Imagem com a representação esquemática da circulação oceânica67
Figura 26 – Localização das estações de medição de corrente oceânica das campanhas "radiales
<i>P-2000</i> " e " <i>courants de fond</i> "
Figura 27 – desenho esquemático do amostrador a pistão
Figura 28 - Curva do nível do mar nos últimos 150 mil anos e sua correlação com os períodos
glaciais e interglaciais baseada em biozonas de foraminíferos planctônicos71
Figura 29 - Esquema do biozoneamento de foraminíferos planctônicos
Figura 30 - Fotografias de fragmentos de corais ahermatípicos de águas frias73
Figura 31 - As datações C14 calibradas74
Figura 32 – Desenho esquemático do Multi-sensor core Logger
Figura 33 – Linhas de levantamento de AUV na área de estudo
Figura 34 – Desenho esquemático da configuração do sistema C-Survayor II
Figura 35 – Gráficos de cada modelo reológico
Figura 36 – Esquema de um fluxo de detrito subaquoso no programa BING
Figura 37 - Janela de <i>input</i> do programa BING85
Figura 38 – Fácies sedimentares identificados nos testemunhos da área de estudo
Figura 39 – Área dos depósitos sedimentares da cicatriz curva
Figura 40 – Foto de conjunto original e processada do testemunho JPC-01
Figura 41 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-0190
Figura 42 – Foto original, processada e desenho de intervalo com fácies típicas de intercalações
de laminações arenosas e lamosas depositadas por corrente de fundo91
Figura 43 – Fotografias de conjunto original e processada do testemunho JPC-0293
Figura 44 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-0294
Figura 45 – Fotografias de conjunto original e processada do testemunho JPC-0396
Figura 46 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-0397
Figura 47 – Fotografias de conjunto original e processada do testemunho JPC-04
Figura 48 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-04100
Figura 49 – Fotografias de conjunto original e processada do testemunho JPC-05 101
Figura 50 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-05 102
Figura 51 - Área onde estão localizados os testemunhos103

Figura 52 - Fotografias de conjunto original e processada do testemunho JPC-06 104
Figura 53 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-06 105
Figura 54 - Foto original, processada e desenho de intervalo do JPC-6 106
Figura 55 - Foto original, processada e desenho de intervalo do JPC-6 107
Figura 56 - Foto original, processada e desenho de intervalo do JPC-6 108
Figura 57 - Fotografias de conjunto original e processada do testemunho JPC-07 109
Figura 58 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-07 110
Figura 59 - Fotografias de conjunto original e processada do testemunho JPC-08 111
Figura 60 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-08 112
Figura 61 - Fotografias de conjunto original e processada do testemunho JPC-09 113
Figura 62 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-09114
Figura 63 - Fotografias de conjunto original e processada do testemunho JPC-10 115
Figura 64 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-10 116
Figura 65 - Fotografias de conjunto original e processada do testemunho JPC-11 117
Figura 66 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-11118
Figura 67 - Gráfico de correlação dos valores dos perfis de velocidade de onda P (Vp) e
densidade gama para todos os testemunhos 120
Figura 68 – Diagramas de correlação para a fácies lama (indeformada): Vp e profundidade (m);
e densidade (ρ) e profundidade (m)
Figura 69 – Diagramas de correlação para a fácies conglomerado clasto-suportado (CCS): Vp
(m/s) e profundidade (m); e densidade (g/cc) e profundidade (m) 123
Figura 70 – Diagramas de correlação para a fácies conglomerado matriz-suportado (CMS): Vp
(m/s) e profundidade (m); e densidade (g/cc) e profundidade (m) 123
Figura 71 – Diagramas de correlação para a fácies blocos (Bl): Vp (m/s) e profundidade (m); e
densidade (g/cc) e profundidade (m) 124
Figura 72 - Diagramas de correlação para a fácies lama deformada intensamente (Ldi): Vp
(m/s) e profundidade (m); e densidade (g/cc) e profundidade (m) 124
Figura 73 – Diagramas de correlação para a fácies lama maciça (Lm): Vp (m/s) e profundidade
(m); e densidade (g/cc) e profundidade (m) 125
Figura 74 – Diagramas de correlação para a fácies intercalações de laminações de areia e lama
(Ial): Vp (m/s) e profundidade (m); e densidade (g/cc) e profundidade (m) 125
Figura 75 – Diagrama de correlação entre Vp(0) e $\rho(0)$ para cada tipo de fácies 126
Figura 76 – Diagrama de correlação Porosidade (0) e $\rho(0)$ para cada tipo de fácies 126

Figura 77 – Imagem do relevo sombreado do fundo do mar obtido de multifeixe e localização
dos Perfis (1 a 5) de SBP (linha preta) de Almeida (2015), e perfis de SBP (linha branca)
utilizados para amarração de cada testemunho JPC 127
Figura 78 – Mapa de isópaca entre o fundo do mar e a superfície erosiva (base do MTC) 128
Figura 79 – Mapa de declividade da superfície erosiva (base dos MTCs) 128
Figura 80 – Imagem do relevo do fundo marinho na área do terraço erosivo
Figura 81 – Seção de SBP com discordância erosiva do período glacial pleistocênico 131
Figura 82 - Perfil 1 de SBP passando pela cicatriz de escorregamento na borda do terraço
erosivo
Figura 83 – Visualização 3D do terraço erosivo e perfil de SBP do escorregamento da borda do
terraço
Figura 84 – Visualização 3D da porção sul da área de estudo onde estão situados a cicatriz em
anfiteatro, a cicatriz semicircular e as extensas cicatrizes de remoção136
Figura 85 – Visualização 3D do relevo do fundo marinho da área da cicatriz semicircular da
borda do terraço erosivo e seção de SBP com direção <i>dip</i> 137
Figura 86 – Perfil 3 de SBP através da cicatriz curva139
Figura 87 – Amarração do JPC-1 com sismograma sintético
Figura 88 – Amarração do JPC-2 com sismograma sintético
Figura 89 – Amarração do JPC-3 com sismograma sintético
Figura 90 – Seção de SBP do Perfil 4 144
Figura 91 – Amarração do JPC-3 com sismograma sintético, 145
Figura 92 – Seção de SBP com direção strike através das cicatrizes em anfiteatro 147
Figura 93 – Perfil 2 de SBP através da cicatriz em anfiteatro148
Figura 94 – Detalhe do domínio frontal do Perfil 2149
Figura 95 – Seção de SBP do Perfil 5 151
Figura 96 – Seção de SBP com direção dip a jusante das extensas cicatrizes com escarpas em
degraus, mostrando cristas de pressão de MTD 151
Figura 97 – Amarração do JPC-5 com sismograma sintético
Figura 98 – Perfil de SBP que passa pelo JPC-06 e estratigrafia interpretada 153
Figura 99 – Perfil de SBP que passa pelo JPC-07 e estratigrafia interpretada 154
Figura 100 – Perfil de SBP que passa pelo JPC-08 e estratigrafia interpretada 155
Figura 101 – Visualização 3D do relevo do fundo marinho na área com ondulações suaves no
talude superior e seção de SBP com direção <i>dip</i>

Figura 102 - Seções de SBP com direção dip no talude superior através das marcas de onda assimétricas......158 Figura 103 – Visualização 3D do relevo do fundo marinho da área do Cânion Tamoio e seção de SBP com direção strike......160 Figura 104 - Visualização 3D do relevo do fundo marinho da área dos Cânion Temiminó e Figura 108 - Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 6 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 1 kPa..... 174 Figura 109 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 6 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 1 kPa..... 174 Figura 110 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 6 m, declividade de 5° e resistência do fluxo igual a 1 kPa..... 175 Figura 111 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 6 m, declividade de 5° e resistência do fluxo igual a 1 kPa...... 175 Figura 112 - Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 20 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 1 kPa...... 176 Figura 113 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 20 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 1 kPa...... 176 Figura 114 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 20 m, declividade de 5° e resistência do fluxo igual a 1 kPa...... 177 Figura 115 - Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial Figura 116 - Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 40 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 1 kPa...... 178 Figura 117 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 40 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 1 kPa...... 178 Figura 118 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 40 m, declividade de 5° e resistência do fluxo igual a 1 kPa...... 179 Figura 119 - Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 40 m, declividade de 5° e resistência do fluxo igual a 1 kPa...... 179

Figura 120 - Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 100 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 1 kPa..... 180 Figura 121 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 100 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 1 kPa...... 180 Figura 122 - Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 100 m, declividade de 5° e resistência do fluxo igual a 1 kPa..... 181 Figura 123 - Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial Figura 124 - Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 20 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 10 kPa..... 182 Figura 125 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 20 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 10 kPa...... 182 Figura 126 - Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 20 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 10 kPa..... 183 Figura 127 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 20 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 10 kPa...... 183 Figura 128 - Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 40 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 10 kPa..... 184 Figura 129 - Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 40 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 10 kPa...... 184 Figura 130 - Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 40 m e declividade de 5° e resistência do fluxo igual a 10 kPa. .... 185 Figura 131 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial Figura 132 - Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 100 m e declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 10 kPa. .. 186 Figura 133 - Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial Figura 134 - Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 100 m e declividade de 5° e resistência do fluxo igual a 10 kPa. .. 187 Figura 135 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial 

Figura 136 – Imagem do relevo regional do fundo do mar com exemplos de resultados de runout
para simulações com os modelos de reologia Herschel-Bulkley, Bingham e Bilinear 189
Figura 137 - Imagem do relevo do fundo do mar com exemplos de resultados de runout para
simulações com os modelos de reologia Herschel-Bulkley, Bingham e Bilinear 190
Figura 138 - Facies box proposto com base nos JPCs da área de estudo
Figura 139 – Gráfico de barra dos valores médios de espessura de cada fácies de MTC 193
Figura 140 - gráficos de barra dos valores de espessura acumulada das fácies de MTC dos
testemunhos JPC em metros e em percentual
Figura 141 – Fácies reconhecidas nos testemunhos JPC na área de estudo
Figura 142 - Gráficos de barras com a contagem de ocorrência para cada par (topo/base) de
fácies de MTC nos JPCs da área de estudo197
Figura 143 - Desenho esquemático e associações de fácies ideais para MTC frontalmente
emergente para a área de estudo 199
Figura 144 - Desenho esquemático e associações de fácies ideais para MTC frontalmente
confinado para a área de estudo
Figura 145 - Desenho esquemático e associações de fácies ideais para MTC de interior de
cânions para a área de estudo
Figura 146 - Curvas do nível do mar e calibração geológica

# LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Parâmetros de entrada da modelagem numérica de fluxos de detrito e	lama utilizando
o programa BING	
Tabela 2 – Parâmetros de saída da modelagem numérica	

# LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AABW	Antartic Bottom Water
ACAS	Água Central do Atlântico Sul
ACC	Antarctic Circumpolar Current
AP	Antes do Presente
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
APC	Água Profunda Circumpolar
ATS	Água Tropical Superficial
AUV	Autonomous Underwater Vehicle
B-L	Bilinear
Bl	Bloco de lama
CB	Corrente do Brasil
CCS	Conglomerado clasto-suportado
CEMADEN	Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais
CMS	Conglomerado matriz-suportado
CTD	Conductivity, Temperature and Depth
DGPS	Differential Global Positioning System
H-B	Herschel-Bulkley
HiPAP	High Precision Acoustic Positioning
Ial	Intercalação de laminações arenosas e lamosas
IODP	International Ocean Discovery Program
JPC	Jumbo Piston Core
Ldi	Lama intensamente deformada
Lm	Lama maciça
MIS	Marine Isotopic Stages

MSCL	Multi-Sensor Core Logger
MTC	Mass-Transport Complex
MTD	Mass-Transport Deposit
NADW	North Atlantic Deep Water
PVC	Polyvinyl chloride
RCSB	Rifte Continental do Sudeste do Brasil
SBP	Sub Bottom Profiler
SEG	Society of Exploration Geophysicists
XTF	Extended Triton Format

### <u>1 INTRODUÇÃO</u>

Nesta pesquisa foi estudada a geologia do registro sedimentar do período Quaternário no Talude Continental da porção sul da Bacia de Campos, onde está situado o Grupo Sudeste de Cânions.

A complexa dinâmica sedimentar do talude continental, resultante da combinação de diferentes fatores geológicos, oceanográficos e climáticos, bem como seu registro nas fácies, na estratigrafia e na geomorfologia, ainda não é totalmente compreendida devido à escassez de dados disponíveis e à dificuldade operacional de observação de processos em águas profundas. Contudo os depósitos do quaternário do fundo e subfundo marinho são os registros geológicos mais bem preservados e, por esta razão, são uma fonte de conhecimento de alta qualidade para a compreensão dos mecanismos físicos que regem a dinâmica sedimentar deste ambiente deposicional.

O foco principal da pesquisa foi a análise da dinâmica sedimentar do talude marinho, onde operam, principalmente, processos de transporte de massa, correntes de fundo oceânico e sedimentação hemipelágica, com base em informações geológicas e geofísicas dos depósitos sedimentares, em um esforço de relacionar causas com efeitos dentro de uma visão holística.

A seção estratigráfica com depósitos antigos de talude marinho de muitas bacias sedimentares são regiões de fronteira para atividades exploratórias de hidrocarbonetos e de recursos minerais. O conhecimento do funcionamento dos sistemas petrolíferos que possuem depósitos siliciclásticos como reservatório, particularmente oriundos de transporte de massa e de correntes de fundo, ainda apresentam questões críticas a serem respondidas para viabilizar a produção de combustíveis fósseis nestas formações. Parte destas questões poderão ser respondidas pelo estudo de depósitos análogos do recente, tal como apresentado neste trabalho.

O avanço da atividade exploratória de hidrocarbonetos e demais recursos minerais para áreas submarinas, com lâminas d'água cada vez mais profundas, tem levado a indústria a se deparar com terrenos acidentados e instáveis do talude continental, como o igualmente desconhecido sopé continental. Além das dificuldades de logística para atuação nestas áreas, existe uma imprevisibilidade da dinâmica destes ambientes do fundo marinho em consequência da escassez de monitoramento.

A compreensão da complexa dinâmica de sistemas deposicionais marinhos operantes no talude continental é essencial para o planejamento de projetos de instalação de equipamentos submarinos no fundo do mar, nesta região fisiográfica. Portanto o estudo dos processos sedimentares, bem como de seus depósitos, objetos desta pesquisa, são fundamentais para estudos de *geohazards* que visam identificar potenciais acidentes e garantir a segurança da infraestrutura e mitigação de impactos ambientais e econômicos.

A caracterização das fácies e da estratigrafia, bem como a interpretação de suas gêneses tiveram por base a integração de dados de testemunhos tipo *Jumbo Piston Core*, além de seus perfis de propriedades físicas, e de dados geofísicos levantados por AUV (batimetria multifeixe e perfilador de subfundo). Estes dados foram integrados a dados regionais da bacia, de caráter geológico, geomorfológico e oceanográfico, encontrados na literatura científica. E, finalmente, os fluxos sedimentares foram simulados, em modelagem unidimensional, com os parâmetros da área de estudo, para uma completa caracterização onde modelos conceitual e numérico foram comparados.

As fácies sedimentares e as relações geométricas entre estas guardam a memória da complexa história do ambiente deposicional. Partindo desta premissa, este trabalho busca desvendar os processos que ocorreram na área de estudo com base no estado da arte da teoria dos processos sedimentares e na tecnologia de investigação submarina.

# 1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na porção sul da Bacia de Campos, no Talude Continental, na região conhecida como Grupo Sudeste de Cânions (BREHME, 1984; REIS, 1994), entre as cotas -200 m e -1.500 m (Figura 1).



Figura 1 – Imagem de relevo sombreado da batimetria do Talude Continental e Platô de São Paulo da Bacia de Campos e localização da área de estudo (polígono com contorno vermelho). Grid batimétrico do modelo de Schreiner *et al.* (2015).

### **1.2 OBJETIVOS DA PESQUISA**

O objeto de estudo é o sistema sedimentar de águas profundas da porção sul da bacia de Campos, seu funcionamento e processos durante as épocas do Pleistoceno e do Holoceno. A partir da análise e integração dos dados geológicos e geofísicos, e comparação com simulações numéricas unidimensionais de fluxos, os depósitos foram classificados e relacionados aos processos mais proeminentes de talude marinho: transporte de massa, corrente de fundo e deposição hemipelágica. Com isto, objetiva-se discutir modelos conceituais, contemplando as fácies e a geometria dos depósitos, além da evolução geológica dos mesmos.

### 1.3 JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA DA PESQUISA

Recentemente, os depósitos de transporte de massa (MTD – *Mass-Transport Deposits*) tem recebido aumento de atenção por causa da exploração de petróleo em ambientes de águas profundas, que são caracterizados por extensos depósitos de transporte de massa (POSAMENTIER e MARTINSEN, 2011). Posamentier e Walker (2006) observaram que em alguns ambientes de águas profundas, os depósitos de transporte de massa podem constituir até 50% da seção estratigráfica. Em afloramentos antigos, até 75% da sucessão estratigráfica foram afetados por processos de transporte de massa (MARTINSEN, 1989, 1994 *apud* POSAMENTIER e MARTINSEN, 2011). A proliferação da cobertura de sísmica 3D em águas profundas e a disponibilidade de sísmica rasa de alta qualidade, além de dados de sonar de varredura lateral têm fornecido evidencia crucial de que os processos de transporte de massa atuam com importante papel na dinâmica sedimentar, tanto nos taludes subaéreos quanto nos taludes marinhos, no fundo das bacias (POSAMENTIER e WALKER, 2006).

Faz-se necessário uma classificação unificada e pragmática de depósitos de transporte de massa para uma compreensão completa tanto de sua ocorrência e significado quanto para predição em áreas com poucos dados ou baixa resolução dos mesmos.

Os fluxos sedimentares do fundo do mar são economicamente importantes devido ao fato de que seu movimento ou mecanismo deflagrador poder causar desastres industriais, ambientais e humano tais como rompimento de dutos e cabos submarinos, e.g. Grand Banks, 1929 (HEEZEN e EWING, 1952), Nice, 1979 (GENNESSEAUX *et al.*, 1980) e tsunamis, (DAWSON, 1999). Seus depósitos em rochas também podem formar reservatórios de

hidrocarbonetos significativos (MULDER e ALEXANDER, 2001; POSAMENTIER e MARTINSEN, 2011).

Para um potencial impacto econômico e social, estima-se em 2,75 bilhões de pessoas no mundo que vivem a 60 km da costa (MOSHER *et al.*, 2010), o interesse pelo entendimento dos movimentos de massas submarinos tem levado a um esforço combinado no trabalho de agências governamentais, não-governamentais e internacionais em entender o risco para a sociedade. As principais instituições que desenvolvem estes estudos são: a Comissão Regulatória Nuclear dos Estados Unidos, o Programa de Mitigação de Risco de Tsunami dos Estados Unidos, o Programa de Talude Continental Canadense e Europeu (COSTA, na sigla em inglês), o International Ocean Discovery Program (IODP), a Organização das Nações Unidas para a educação, a ciência e cultura (UNESCO), a União Internacional de Geociências (IUGS), o Projeto 511 do Programa de Geociências Internacional (IGCP).

Esta pesquisa propõe contribuir para estudos de impactos causados por processos de transporte de massa submarino, para empresas de engenharia e de petróleo com atuação na área *offshore*, bem como em projetos do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN) do Governo Federal Brasileiro.

#### **1.4 PLANEJAMENTO DO DESENVOLVIMENTO DA PESQUISA**

A organização dos capítulos desta tese bem como a metodologia de trabalho se baseou no método do zoom (DELLA FÁVERA, 1990), que consiste no estabelecimento do contexto para a determinação de problemas geológicos. Sendo assim os depósitos e suas gêneses serão considerados e tratados em diferentes escalas de análise, desde a regional até a de testemunho.

Inicialmente a seção 2 apresentará a base conceitual e teórica adotada; a seção 3 apresentará o contexto regional quanto os aspectos geológicos, fisiográficos e oceanográficos; a seção 4 o conjunto de dados e técnicas empregadas na pesquisa; a seção 5 os resultados alcançados de cada técnica; a seção 6 a discussão sobre o modelo geológico e evolução.

A grande complexidade do sistema sedimentar alvo desta tese será atacado guiado pelos seguintes questionamentos:

Quais são as fácies típicas de transporte de massa e de correntes contorníticas? Existe uma organização ou ordem nestes processos que geram depósitos com fácies aparentemente caóticas? É possível montar uma sucessão de fácies típico e preditivo para cada tipo de mecanismo de transporte e que leve em conta as transformações de fluxo?

Como é a inter-relação dos diferentes processos e como diferencia-los no registro?

Quais são os controles e condicionantes geológicos e ambientais para deflagração dos processos?

Quais são as implicações da dinâmica sedimentar para as atividades humanas de engenharia submarina e exploração de recursos minerais e energéticos?

### **1.5 CONSIDERAÇÕES FILOSÓFICAS DA PESQUISA**

O paradigma holístico, onde, a partir de uma concepção sistêmica, considera todos os fenômenos ou eventos interligados e inter-relacionados de uma forma global e estabelece que tudo no mundo é interdependente (DELLA FÁVERA, 1990). Nesta visão, as relações entre os objetos são mais importantes do que os objetos em si. Esta filosofia irá nortear, neste trabalho, a estratégia de análise e compreensão das fácies, da estratigrafia e dos processos atuantes na seção de estudo.

Shipley e Tikoff (2016) buscaram entender as regras da mente do expert na prática geológica. Com este fim, identificaram três conceitos básicos que podem ser usados para descrever como a mente humana raciocina sobre a geologia e como os cientistas praticam rigorosamente a geologia: (1) observações (insumos sobre o mundo), (2) modelos (descrições simplificadas do qual, como e porque; poderia ser um modelo mental interno, um modelo físico 3-D, um modelo de computador, ou um modelo matemático formal ou simbólico), e (3) predições (inferências sobre o mundo usando um modelo).

A compreensão do cientista pode ser caracterizada como um modelo conceitual: um modelo mental do mundo que explica a maioria das observações e engloba o pensamento atual no campo. Modelos conceituais oferecem predições que levam a novas observações. Se as observações são consistentes com o modelo, o modelo é retido e aproveitado. Se inconsistente, o modelo deve ser modificado ou abandonado. Portanto, os modelos conceituais não são estáticos.

No contexto da Geologia, podem ser distinguidos três classes de modelos conceituais: modelos geométricos de relações espaciais em um ponto no tempo, modelos cinemáticos de mudanças espaciais ao longo do tempo, e modelos dinâmicos envolvendo forças agindo sobre um corpo de rocha (ou sedimento) ao longo do tempo. Shipley e Tikoff (2016) apresentam estas classes para problemas de geologia estrutural, todavia nesta tese, esta conceituação será aplicada para processos sedimentares (processos de deformação e transporte).

Esta abordagem foi construída da literatura das ciências cognitivas, onde Neisser (1976), desenvolveu um modelo para ligar as observações sobre o mundo aos modelos mentais internos, no contexto da percepção. Existe uma clara analogia entre ver o mundo e um geólogo fazendo observações no campo. As ciências cognitivas são familiares com a ideia de que a percepção é uma combinação de insumo do mundo e experiência prévia. O que um geólogo sabe sobre o mundo da observação visual direta e das medições instrumentais, não é diferente do que qualquer organismo conhece sobre o mundo através dos sentidos (visão, tato e audição).

A percepção é um processo progressivo, e não um processo que acontece uma vez e termina. Através da percepção desenvolve-se um modelo ao longo do tempo "do que existe lá fora" no mundo baseado na amostragem repetida de informação disponível. Uma única imagem estática pode ser inerentemente ambígua, de maneira que um modelo mental inicial do mundo provavelmente contém erros. Contudo, a oportunidade de coletar informações ao longo do tempo pode superar a ambiguidade de uma única observação e, com o tempo, o modelo do mundo pode ser melhorado.

Segundo Shipley e Tikoff (2016), os modelos cinemáticos e dinâmicos são elaborados por observações geométricas e, em troca, estes deveriam fazer predições sobre quais propriedades geométricas deveriam ser encontradas no campo. As predições em modelos geométricos 3-D devem ser guiadas por processos de interpolação e extrapolação que completam as estruturas espaciais que estão faltando. Contudo, a predição em modelos cinemáticos e dinâmicos devem ser feitos usando simulações de movimentos e forças. Por esta razão ao final deste trabalho, serão buscados modelos conceituais, frutos da integração de dados geológicos e geofísicos, que fornecerão propriedades geométricas e modelagem numérica para compor a cinemática e a dinâmica dos processos da área de estudo.

### 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Segundo Stow *et al.* (1996) as investigações em sedimentos de águas profundas iniciaram com a viagem do HMS Challenger (1872-76) que estabeleceu a morfologia geral das bacias oceânicas e os tipos de sedimentos que contém. O volume que emanou desta viagem (MURRAY e RENARD, 1891 *apud* STOW *et al.*, 1996) se tornou o pilar da sedimentologia de águas profundas por um longo tempo. Dada a amplitude do assunto, neste tópico, serão apresentados, de forma selecionada, alguns insumos teóricos dos tipos de processos e seus respectivos depósitos de maior importância na área de estudo. Logo não será dada ênfase aos processos turbidíticos, devido à sua raridade na seção estudada. Buscou-se exemplos em contextos análogos no oceano Atlântico Sul (e.g. bacia de Campos) para embasamento teórico das análises que serão apresentadas nos resultados deste trabalho.

### 2.1 O CONCEITO DE FÁCIES SEDIMENTAR E MODELO DE FÁCIES

Segundo Walker (2006), o conceito de fácies é muito antigo e foi introduzido na geologia por Nicholas Steno em 1669. Inicialmente, implicava o aspecto inteiro de uma parte da superfície da Terra durante um certo intervalo de tempo geológico (TEICHERT, 1958). O uso moderno foi introduzido por Gressly em 1838, implicando na soma total de aspectos litológicos e paleontológicos de uma unidade estratigráfica. A atividade de fazer a ligação de ambientes modernos e antigos provavelmente data de 1893, dos trabalhos de Johannes Walther. Ele sugeriu que as explicações genéticas mais satisfatórias de fenômenos antigos são obtidas por analogia com processos geológicos modernos. Estas idéias foram precedidas pelo advento do princípio de atualismo geológico de James Hutton (1726-1797).

Por outro lado, o conceito de modelo de fácies é muito jovem. O termo "modelo de fácies" foi usado pela primeira vez em uma discussão organizada por Paul Potter, no Serviço Geológico do Estado de Illinois em 1958 (POTTER, 1959). Potter reportou que um modelo de fácies foi definido como o padrão de distribuição ou organização de unidades litológicas numa dada associação (uma associação sedimentar sendo uma coleção de atributos sedimentares comumente associados). A função do modelo é melhorar a predição da distribuição dos tipos litológicos. Finalmente, Potter notou que a predição aperfeiçoada depende amplamente em relacionar as fácies com geometria da bacia e entender o sistema de transporte interno das fácies; juntos ambos ajudam-nos compreender a textura das fácies.

Segundo Walker (2006) a modelagem de fácies, como entendido hoje, envolve uma síntese de informação de ambientes deposicionais antigos e recentes, em um esforço para compreender a natureza, escala, heterogeneidade e processos físicos controladores dos elementos representados em cada ambiente. O objetivo é identificar feições protuberantes de sedimentos recentes e rochas antigas, tal que estas feições possam ser identificadas, combinadas, e destiladas em modelos que caracterizam um ambiente particular. Uma vez que um modelo esteja disponível, portanto simples e básico, este pode ser usado para avançar nosso conhecimento de sistemas naturais.

A cunhagem dos conceitos de fácies e modelos de fácies foram inicialmente para depósitos diferentes dos estudados nesta pesquisa. A definição de modelo de fácies tanto para depósitos de transporte de massa quanto para contornitos permanece um grande desafio para a sedimentologia e uma questão em aberto para estudos futuros.

# 2.2 SEDIMENTAÇÃO HEMIPELÁGICA

#### 2.2.1 Características e sua jornada até a bacia

Segundo Stow *et al.* (1994), o termo "pelágico" é atribuído aos sedimentos gerados em mar aberto. Os sedimentos pelágicos são compostos principalmente por material biogênico diluído por uma proporção (< 25%) de componente não biogênico. Em áreas próximas às margens continentais e em bacias fechadas, onde o suprimento clástico é mais abundante, a chuva de detritos biogênicos é mais diluída pelos componentes terrígenos de silte e argila. Estes sedimentos são considerados hemipelágicos.

Segundo Henrich e Hüneke (2011) cerca de 90% da carga sedimentar gerada pelo intemperismo e pela erosão no continente, em torno de 26 Gt/a, é depositada nas margens oceânicas. Carregados para o mar por transporte fluvial, glacial ou eólico, os sedimentos, em sua jornada, formam uma cadeia de processos de (re)sedimentação consecutivos que agem em escala de tempo da ordem de minutos a milhares de anos.

O transporte costeiro de sedimento é caracterizado pela injeção de areia trazida pela desembocadura dos rios para a deriva litorânea, que resulta da quebra das frentes de ondas obliquas que atingem as zonas costeiras. Enquanto que a lama (*e.g.* silte e argila) é exportada via plumas túrbidas e fluxos hipopicnais, espalhando-se obliquamente através da plataforma sob a influência combinada da flutuabilidade, das correntes da plataforma e do efeito de Coriolis (FAUGERES e MULDER, 2011). Muitas plumas terminam na plataforma média como uma frente bem definida, contribuindo para o soterramento da plataforma média, formando espessos e extensos depocentros de silte. Contudo, um certo montante de lama sempre escapa da margem continental (NITTROUER e WRIGHT, 1994).

Outra possibilidade para *by-pass* de sedimento, através da plataforma, é por transporte de longa distância na forma de plumas carregadas de sedimento. Exemplos de tais fluxos de alta flutuabilidade são as plumas de rios do Ártico, os quais se estendem até 500 km costa afora bem dentro da bacia do Oceano Ártico, assim como a grande pluma do Amazonas, a qual alcança a plataforma média a cerca de 200 km costa afora, onde é direcionada para NW, paralela às linhas de isóbatas da plataforma, pela forte corrente do Norte do Brasil (NITROUER e KUEHL, 1995). O nível do mar age como um controle proeminente na dinâmica sedimentar da plataforma, na escala de tempo de ciclos glaciais-interglaciais e até milenar. Durante o período de nível de mar baixo, como no último máximo glacial, a posição do nível do mar estava junto à quebra da plataforma, induzindo erosão na maior parte da plataforma exposta, tanto quanto

deposição em deltas de borda de plataforma; durante os períodos de mar alto, como nas condições modernas, as bacias se tornam famintas dos sedimentos que atingem a plataforma externa e, frequentemente, ocorre em paralelo, a captura de sedimento nos estuários de mar alto.

Na maior parte das regiões dos oceanos, o suprimento fluvial é sem dúvida o mais importante contribuinte de material terrígeno. O montante de sedimento fornecido pelos rios tem mostrado ser proporcional a área da superfície da bacia de drenagem (MILLIMAN, 1995; MILLIMAN e MEADE, 1983). Isto também depende da taxa de soerguimento da bacia de drenagem (HOVIUS, 1998) e do clima, sendo este parâmetro que determina a natureza da cobertura do solo (MULDER e SYVITSKI, 1996).

A Figura 2 apresenta uma compilação recente de descargas fluviais anuais por Walsh e Nittrouer (2009). As maiores descargas são registradas nos maiores rios da Ásia, nas áreas de captação das proeminentes zonas colisionais (*e.g.* Himalayas) que coincidem com intenso intemperismo químico sob climas tropicais de monções. Altas taxas são também registradas em rios com enormes bacias de drenagem no cinturão de clima tropical, como o Amazonas e o Orinoco, ao passo que geralmente taxas muito menores caracterizam a descarga do cráton africano, estável tectonicamente (SUMMERFIELD e HULTON, 1994). No passado recente, o represamento causou drástica mudança na descarga sedimentar dos rios (MEADE, 1996).

A concentração da carga de sedimento em suspensão é importante e é geralmente maior em rios de tamanho médio do que em rios grandes por causa da diluição do sedimento pela alta descarga de água deste último (MULDER e SYVITSKI, 1995). Descarregado em desembocadura de rios, o material pode ser disperso na plataforma e transportado para a margem continental via plumas de superfície (fluxos hipopicnais), ou como camadas de fundo de sedimento diluído e em suspenção ou como um fluxo gravitacional de sedimento (plumas hiperpicnais) (MULDER, 2011). A floculação é um processo chave, limitando as distâncias do transporte; se acoplado com a circulação estuarina, isto resulta em rápida deposição junto à desembocadura do rio (GEYER *et al.*, 2004). Em geral, a maioria dos sedimentos é depositada sobre o fundo do mar e próximo onde os rios encontram o mar costeiro. Estes sedimentos podem subsequentemente mover-se através e ao longo de margens continentais na camada limite de fundo. Eles podem experimentar múltiplos episódios de transporte e (re)deposição. Quando finalmente, eles estarão disponíveis para serem carregados por correntes de contorno (REBESCO e CAMERLENGHI, 2008; FAUGÈRES e MULDER, 2011).

O transporte difusivo (por ondas e marés) e advectivo (por correntes) supostamente controlam a distribuição de lama nas margens, enquanto os fluxos gravitacionais são pensados

como importantes para o transporte de sedimento no talude continental na direção da bacia (McCAVE, 1972; MULDER, 2011).



Figura 2 – Magnitude de descarga sedimentar nas desembocaduras dos maiores rios. Dados adotados de Milliman e Syvitski (1992) e Hovius (1998) (HÜNEKE e HENRICH, 2011; modificado de WALSH e NITTROUER, 2009)

#### 2.2.2 Proveniência dos sedimentos hemipelágicos

Em ambientes pelágicos e hemipelágicos, os sedimentos são afetados e formados por uma ampla variedade de processos de transporte, incluindo o suprimento fluvial e eólico, *iceberg*, ondas e correntes de tempestade, correntes litorâneas e geostróficas, bem como movimentos de massa submarinos. De acordo com o contexto marinho específico, a importância dos diversos processos irá variar, o que é refletido pelos diferentes modos de seleção e de distribuição granulométrica. Após remover-se a fração orgânica, carbonática e opalina, o espectro do tamanho do grão de uma suíte de partículas terrígenas remanescente é frequentemente usado para decifrar as variadas fontes de fornecimento e modos de transporte.

Outro importante *proxy* terrígeno em sedimentos de águas profundas é constituído por minerais de argila, desde que sua composição reflita o regime de intemperismo prevalecente na área fonte continental; estes dependem da intensidade do intemperismo físico versus químico e da pedogênese em diferentes cinturões climáticos (CHAMLEY, 1989). Estudos argilomineralógicos têm sido amplamente aplicados como uma importante ferramenta paleoceanográfica (CHAMLEY, 1997). Excelentes exemplos da utilidade deste método vêm
do Atlântico Sul (BISCAYE, 1965; PETSCHIK et al., 1996). A Figura 3 fornece uma compilação realizada por Diekmann et al. (2003) das províncias argilo-minerais do Atlântico Sul, em sedimentos de superfície atuais. Assembleias que carregam caulinita e clorita são reconhecidas como contrastantes membros limites de baixa e alta latitude, respectivamente. Províncias dominadas por assembleias de caulinita ou mistura de caulinita/ilita aparecem ao norte da Corrente Circumpolar Antártica (ACC), enquanto assembleias de mistura de ilita/clorita são restritas ao sul. Em maior detalhe, as seguintes feições regionais são reconhecidas: (1) uma província dominada por caulinita costa afora da África tropical e Brasil, principalmente suprido pelos rios do Congo e Níger tropical, tanto quanto poeira da zona do Sahel (*i.e.* de solos tropicais fósseis e modernos) no lado da África, além das suspensões fluviais, drenando os terrenos profundamente intemperizados de Santos e São Paulo, os quais são cobertos por solos lateríticos; (2) uma província dominada por ilita passando costa afora para uma assembleia de ilita/caulinita do sul da África, ilita sendo derivada, principalmente dos desertos e regiões semiáridas e carregados pelos ventos alísios e menos pela descarga fluvial; (3) uma província de clorita sob a ACC, originado da faixa móvel andina e da Península Antártica. As várias assembleias de argilo-minerais de sedimentos de superfície do Atlântico Sul são mais dispersas ao longo de caminhos das principais massas d'águas, provendo uma útil ferramenta paleogeográfica. Elevadas razões de caulinita/clorita em intervalos interglaciais documentam o influxo de suspensões carregadas de caulinita, arrastadas em filamentos da retroflexão da Corrente das Agulhas e dentro da Água Profunda do Atlântico Norte (NADW), enquanto baixas razões de caulinita/clorita indicam que a região foi principalmente banhada pelas massas de água da ACC. Por isso, a operação do modo de transporte da rota quente é evidente para períodos interglaciais, implicando em injeção para sul da relativamente mais salina e quente NADW na ACC, enquanto que o modo de transporte da rota fria é dominado pela fonte de massa de água do Sul, durante períodos glaciais (DIEKMANN et al., 2003).



Figura 3 – Províncias atuais de argilo-minerais e modos de suprimento e dispersão de argila terrígena. O mapa inferior esquerdo mostra a distribuição das amostras da superfície sedimentar. O diagrama ternário de concentração mostra as assembleias de argilo-minerais (HÜNEKE e HENRICH, 2011; modificado de DIEKMANN *et al.*, 2003).

# 2.2.3 Fácies de sedimentos hemipelágicos

Os depósitos hemipelágicos são sedimentos de granulação fina com componentes biogênicos e terrígenos. Em casos extremos com grande entrada de *icebergs* ou de pluma de sedimentos dos maiores rios em cheias, o componente biogênico pode ser menor que 10%. Estes são, comumente, fortemente bioturbados com *Zoophycos*, Planolites e Chondrites que são os icnogêneros mais comuns em águas profundas. Camadas regulares ou irregulares são reconhecidas, assim como em sedimentos pelágicos. Em bacias mais restritas com condições de fundo anóxicas, as laminações são preservadas com relativa elevada proporção de carbono orgânico. Apenas um modelo de fácies muito generalizado pode ser formulado (HESSE, 1975; STOW, 1986; CONIGLIO e JAMES, 1990).

# 2.3 FLUXOS GRAVITACIONAIS SUBMARINOS

Os fluxos gravitacionais são importantes mecanismos de transporte e têm sido reconhecidos como os principais fatores na construção de deltas e leques de águas profundas (BATES, 1953; PRIOR e COLEMAN, 1982). Estes fluxos contribuem para a formação de cânions e sistemas de *channel-levée* e lobos distais (NORMARK e PIPER, 1972; MUTTI, 1992) e são importantes em aventais de talude (PIPER, 1978) e planície de bacia (GORSLINE, 1978; PILKEY et al., 1980), particularmente quando comparado com a baixa taxa de sedimentação hemipelágica.

Middleton e Hampton (1973) forneceram uma primeira classificação de fluxos de gravidade de sedimentos *offshore*, identificando quatro tipos principais: corrente de turbidez, fluxo liquefeito, fluxo de grão e fluxo de detrito. Lowe (1979, 1982) adicionou a esta classificação a noção de fluxo fluidizado. A classificação de Nardin *et al.* (1979) é similar à de Lowe, mas inclui os processos de deslizamento. Todavia, este é baseado em fácies sísmicas e dão pouca informação do comportamento de deslizamentos durante a deflagração e o movimento.

Com base nos trabalhos anteriores (VARNES, 1958; DINGLE, 1977; EMBLEY e JACOBI, 1977; SHANMUGAM *et al.*, 1994, 1995 *apud* McHUGH *et al.*, 2002) McHugh *et al.* (2002) elaborou um esquema geral dos processos gravitacionais (Figura 4), onde estes podem ser separados em três tipos principais: (1) transporte gerado apenas pela gravidade (*i.e.* deslizamentos e escorregamentos), (2) transporte devido ao fluido, mas com movimento laminar (*i.e.* fluxo plástico), e (3) o movimento é turbulento (*i.e.* correntes de turbidez).



Figura 4 – diagrama esquemático mostrando caso extremo de classificação estática de processos gravitacionais de água profunda (McHUGH *et al.*, 2002).

Os fluxos de gravidade são todos misturas, em proporções variáveis, de água e partículas sedimentares. Para estas misturas se moverem e deformarem internamente, as partículas devem ser dilatadas para moverem umas em relação às outras. Os vários mecanismos de suporte de clastos compõem a subdivisão do esquema da Figura 5 (MIDDLETON e HAMPTOM, 1976). Existem, teoricamente, cinco tipos de suporte de clastos, nem todos são mutuamente exclusivos: (i) resistência de matriz coesa; (ii) colisão intergranular (pressão dispersiva); (iii) excesso de pressão de fluido de poro (liquefação); (iv) escape ascendente de água de poro (fluidização); e (v) suspensão turbulenta. Em adição, a flutuabilidade opera associada com todos os processos como a mistura sedimento-água, sendo mais densa que só a água, faz as partículas deslocarem uma maior massa de matriz (HAMPTON, 1979). O transporte de grandes partículas é favorecido pelas forças de empuxo (flutuação).

A desvantagem destas classificações estáticas é que estas não levam em conta adequadamente as mudanças que podem ocorrer com o evento gravitacional entre a iniciação e deposição final. Por exemplo, um deslizamento pode mudar (completamente ou em parte) para fluxo plástico e então para uma corrente de turbidez. Estas transformações incluem variações na forma do fluxo e em seus parâmetros hidrodinâmicos (velocidade, densidade e viscosidade). Middleton e Hampton (1976) forneceram uma primeira abordagem no entendimento das transformações de diferentes tipos de eventos de ruptura (Figura 5). Esta classificação foi usada por Karlsrud e Edgers (1981) para introduzir os dois principais tipos de modelos usado para descrever a mecânica do fluxo de massa: (1) modelo de fluxo de densidade (turbidez) e (2) modelo de fluxo plástico e viscoso.



Figura 5 – Tipos de fluxos gravitacionais de acordo com Middleton e Hampton (1973).

## 2.3.1 Classificação de processos gravitacionais submarinos

Segundo Mulder (2011) os processos gravitacionais submarinos são classificados de acordo com o comportamento mecânico do processo, o mecanismo de suporte de partícula, a concentração ou a mudança longitudinal em seus depósitos.

A classificação baseada no comportamento mecânico (reologia) do processo foi desenvolvida por Dott (1963), Mulder e Cochonat (1996) e Shanmugam (2000). Este tipo de classificação é particularmente adequada para processos de fluxo. O ponto mais crucial é a avaliação da viscosidade do fluxo (LOCAT e DEMERS, 1988). Vários tipos de comportamento viscoplástico podem ser definidos e usados para modelagem de fluxo, tal como Bingham (JOHNSON, 1970) e Coulomb-viscous (HAMPTON, 1972; SCHWAB *et al.*, 1996).

Middleton e Hampton (1973), Nardin *et al.* (1979), Lowe (1979, 1982), de Vries Klein (1982) e Stow *et al.* (1996) usaram o mecanismo de suporte de partícula para classificar os processos gravitacionais. Esta é a classificação mais comumente usada na literatura para o ambiente de água profunda dos dias presentes. A classificação distingue quatro tipos de mecanismos de suporte de partículas: resistência da matriz, interações grãos com grãos, suporte de fluido e turbulência.

A classificação usando concentração de fluxo inclui características vindas da observação de depósitos de fluxo (Mulder e Alexander, 2001). Isto leva em conta, principalmente, a transformação de fluxo com o espaço e tempo e sua progressiva diluição. Devido à entrada de fluido, o fluxo se transforma de hiperconcentrado para fluxo concentrado e finalmente para corrente de turbidez.

A classificação baseada em depósitos (MUTTI e RICCI LUCCHI, 1972; PICKERING *et al.*, 1989) é amplamente usada em pesquisa de ambientes antigos e na indústria do petróleo. Esta é baseada em fácies sedimentares e sua evolução ao longo do caminho do fluxo.

## 2.3.2 Principais tipos de processos de fluxo

Os principais tipos de processos de fluxo são avalanche de rocha ou de material consolidado, rastejamento e rupturas, deslizamentos e escorregamentos, fluxos (coesivos e não coesivos), fluxo dominado por água e fluxo turbulento.

#### 2.3.2.1 Avalanche de rocha

A avalanche de blocos discretos, de tamanho grande (metros a centenas de metros), ocorre somente em lugares onde ocorrem sedimentos consolidados ou afloramento de rocha, formando taludes íngremes ou escarpas submarinas. O ambiente sedimentar mais frequente onde avalanche de rochas ocorre é o ambiente vulcanoclástico (CAREY e SCHNEIDER, 2011) apesar de exemplos das maiores rupturas sedimentares de talude (chamados de complexos de transporte de massa) também pertencerem a esta categoria. Exemplos recentes destas grandes rupturas afetando sistemas turbidíticos de águas profundas podem ser vistos ao longo da margem da América do Norte (TRIPSANAS *et al.*, 2008), na Bacia do Espírito Santo, porção offshore do Brasil (ALVES e CARTWRIGHT, 2009) ou no sistema turbidítico de águas profundas do Nilo (ROUILLARD, 2010).

#### 2.3.2.2 Rastejamento e rupturas

O rastejamento é uma deformação a longo prazo, de sedimentos submetidos à uma carga constante em um talude suave. A velocidade da deformação é baixa (MULDER e

COCHONAT, 1996). O rastejamento pode, eventualmente, levar à ruptura (NARDIN *et al.*, 1979). Assim, o processo se torna um deslizamento ou um escorregamento.

A ruptura de sedimentos pode ser dividida em deslizamentos e escorregamentos. Ambos correspondem a movimentos de grandes volumes de sedimento ou rocha ao longo de uma superfície de ruptura. As rupturas sedimentares mostram morfologias típicas características em adição à presença de uma superfície de ruptura: a cabeceira da ruptura mostra estruturas distencionais (fraturas e falhas normais). A parte frontal da ruptura mostra estruturas compressivas tais como dobras (que podem ser confundidas com ondulações sedimentares), falhas inversas e empurrões.

A superfície de ruptura pode alcançar centenas ou milhares de metros quadrados de extensão (STOW *et al.*, 1996). Os deslocamentos horizontais não excedem alguns quilômetros. À medida que o sedimento rompido se move talude abaixo, as deformações internas aumentam e as estruturas internas originais tais como a estratificação são progressivamente deformadas (DE VRIES KLEIN, 1982).

#### 2.3.2.3 Deslizamentos e escorregamentos

Os deslizamentos rotacionais são chamados escorregamentos. Eles possuem uma superfície de ruptura curva e côncava. Isto leva a inclinação para trás da massa escorregada. Os escorregamentos são, normalmente, profundamente enraizados com uma razão D/L (onde D é a profundidade máxima da superfície de ruptura, e L é o comprimento total do escorregamento) entre 0.15 e 0.33 (SKEMPTON e HUTCHINSON, 1969).

Deslizamentos translacionais, simplesmente chamados "deslizamentos", possuem uma razão D/L geralmente < 0,15. De acordo com o tamanho do deslizamento, o processo pode ser chamado de deslizamento de bloco ou lasca.

Para este tipo de ruptura, a superfície de deslizamento é predeterminada e corresponde, normalmente, a uma camada com baixa resistência ao cisalhamento tal como uma camada de areia permeável ou argilas rápidas, por exemplo, uma heterogeneidade estrutural ou uma mudança na natureza do sedimento (e.g. alternância areia/argila). As camadas de areia com porosidade alta podem ser evidenciadas utilizando-se ferramentas geotécnicas. A argila ultrassensível (*quick-clay*) possui resistência a compressão simples em seu estado inderfomado muito maior que a resistência no estado amolgado. Uma camada de argila ultrassensível foi responsável pela superfície de ruptura do escorregamento do aeroporto de Nice em 1979 (HABIB, 1994; PIPER e SAVOYE, 1993; PIPER *et al.*, 1992). Em geral, quanto menor a profundidade da superfície de ruptura, maior será o elemento translacional (SKEMPTON e HUTCHINSON, 1969). O espalhamento do deslizamento pode gerar falhas de tensão vertical internas que cortam o deslizamento original em várias lascas ou blocos.

Os deslizamentos e escorregamentos normalmente não são estruturas isoladas. Eles formam estruturas complexas com múltiplas fases de ruptura. O mais comum são as rupturas retrogressivas múltiplas que se formam por causa da propagação para montante da ruptura. Estas estão relacionadas com a formação de escarpas íngremes na cabeceira da ruptura com falhas distencionais remodelando os sedimentos.

O outro, menos frequente caso de rupturas em múltiplos estágios são os escorregamentos ou deslizamentos sucessivos (escorregamentos tipo dominó de MULDER e COCHONAT, 1996). Estes são caracterizados por uma propagação para jusante da ruptura. Cada massa rompida sobrecarrega o sedimento localizado abaixo, gerando uma nova ruptura. Este tipo de ruptura foi inferido na área do naufrágio do Titanic no Atlântico Norte (SAVOYE *et al.*, 1990).

#### 2.3.2.4 Fluxos em geral

Os fluxos podem ser subdivididos em fluxos coesos e não coesos (friccionais) (MULDER e ALEXANDER, 2001a). Os fluxos coesos possuem uma resistência da matriz (coesa) que resulta da coesão entre partículas finas (argilas e siltes). Os fluxos friccionais são feitos de partículas discretas. O espaço entre grãos pode gerar uma porosidade elevada cheia de água do mar em ambientes subaquáticos.

Iverson (1997) sugeriu a divisão entre fluxos viscosos e fluxos friccionais, em condições subaéreas, pela utilização de números não dimensionais que descrevem cinco parâmetros do *momentum* de transporte, que podem simultaneamente afetar um fluxo de cisalhamento constante: colisão inercial de grãos, fricção de contato de grãos, cisalhamento viscoso, flutuações de velocidade de fluido inercial (turbulento) e interações de sólido e fluido. Os números descrevem os seguintes processos e características:

- A tendência para a pressão intersticial, desenvolvida entre grãos em movimento em amortecer as interações de grãos;

- A razão da força inercial de grãos com a força de tensão de cisalhamento viscoso;

- A razão da inércia do sólido pela inércia do fluido;

- A razão da força inercial de tensão de cisalhamento associada com colisão de grãos pela força de cisalhamento quase-estático associado ao peso e atrito da massa granular;

- A tensão de cisalhamento suportada por contatos de grãos sustentados com tensão de cisalhamento viscoso.

Se a força inercial de grãos é mais de 200 vezes maior do que a força de tensão de cisalhamento viscoso, as tensões colisionais dominam sobre as tensões viscosas (logo o fluxo se torna um fluxo friccional). Se a razão é 200-450, o fluxo se torna um fluxo mais diluído (fluxo concentrado ou corrente turbidítica). Nestes fluxos, o número de Reynolds é sempre menor que 100, sugerindo condições laminares.

O comportamento de fluxos friccionais é, assim, relacionado diretamente com a proporção relativa de grãos e água. Se a porosidade é baixa, as interações grãos com grãos dominam (fluxo de grãos de NARDIN *et al.*, 1979). Se a porosidade é elevada, as forças de água dominam (fluxos liquefeitos e fluidizados de NARDIN *et al.*, 1979).

## 2.3.2.4.1 Fluxos Coesos

Os fluxos coesos podem ser subdivididos usando a proporção de silte e argila que eles contêm, formando fluxos de lama e fluxos de silte. Os fluxos com menos de 25% de argila podem ser chamados de fluxo de lama siltosos e aqueles com mais de 40% de argila podem ser classificados de fluxo de lama rico em argila.

Os fluxos coesos normalmente apresentam uma cabeça relativamente mais espessa. O movimento dos fluxos coesos é devido à baixa permeabilidade da matriz. A matriz fina dá uma reologia pseudoplástica ao fluxo e, portanto, reduz a taxa na qual ele pode diluir. A densidade do fluxo e sua capacidade são mantidas (STOW et al., 1996). Uma camada d'água é aprisionada sob a parte frontal do corpo do fluxo. Isto reduz a resistência do fluxo na interface fluxo/fundo marinho, favorece o movimento do fluxo e reduz o poder erosivo do fluxo. Este fenômeno é chamado "hidroplanagem" por Mohrig *et al.* (1998).

Devido à existência de uma matriz coesa e da resistência viscosa, o fluxo de detrito pode transportar clastos (e.g. tamanho matacão) de sedimentos inconsolidados ou rocha que flutuam próximo a superfície superior do fluxo, e jangadas ou olistolitos (Johnson, 1970, 1984; Leigh e Hartley, 1992; Rodine e Johnson, 1976; van Weering *et al.*, 1998). Hampton (1972) mostrou que os tamanhos dos blocos carregados eram inversamente relacionados com a densidade da matriz. Em muitos casos, o núcleo do fluxo se move como um corpo rígido que se forma quando as tensões de cisalhamento interno superam a resistência da matriz (congelamento). Zonas de cisalhamento formam-se em ambos limites laterais do fluxo.

#### 2.3.2.4.2 Fluxo granular não coeso

Nos fluxos granulares, o suporte das partículas é devido às pressões dispersivas, resultantes das interações grãos com grãos (Middleton and Hampton, 1973). Este processo ocorre unicamente em areias ou silte grosso e necessita de declives íngremes (>18°) para ser mantido. As interações grãos com grãos podem se tornar tão elevadas por causa do aumento da concentração, devido a erosão do fundo marinho, e o fluxo colapsar devido ao espalhamento. A velocidade decresce principalmente devido à diminuição da declividade.

Estruturas erosivas são frequentes na base destes fluxos. Gradação reversa também pode ser observada devido ao forte gradiente de velocidade entre o fundo do mar e o corpo do fluxo em adição à pressão dispersiva, atuando preferencialmente em partículas maiores.

#### 2.3.2.4.3 Fluxos com predomínio de água

Os fluxos com predomínio de água são o resultado da destruição da estrutura do sedimento, devido a um aumento da pressão intersticial (de Vries Klein, 1982; Middleton e Hampton, 1973). As partículas são suportadas por uma força ascendente do fluido intersticial.

Fluxos liquefeitos são definidos por Nardin et al. (1979) como fluxos incoesos suportados por um deslocamento ascendente de fluido em uma estrutura fracamente compactada. Este tipo de fluxo normalmente é gerado por um evento forçante, que aumenta subitamente a pressão de poro (sobretensão, ondas, terremotos ou movimento ascendente de fluido). Isto produz sedimentos com uma alta porosidade (e.g. areias rápidas). O aumento na pressão de poro é causado pela destruição da estrutura sedimentar que não mais forma um arcabouço rígido (Middleton e Hampton, 1973). A fluidização descreve a transformação de um material de granulação fina para um estado líquido sob efeito de gás. Isto é frequente em ambientes vulcânicos subaéreos (e.g. nuvens ardentes). Nichols (1995) chamou de "liquefação" a transformação do sólido em um líquido. Isto inclui fluidização, quando a transformação de grãos durante tensões cisalhantes cíclicas; e liquefação cisalhante, quando resulta do movimento do grão durante a aplicação de uma tensão de cisalhamento atravessando um corpo de areia. Neste trabalho será adotado os termos de Middleton e Hampton (1973) os quais usaram os termos fluidização e liquefação como sinônimos.

A capacidade de transporte de um fluxo é mantida enquanto a pressão de poro é maior do que a pressão hidrostática. A dissipação da pressão de poro ocorre rapidamente durante o movimento. Isto depende da permeabilidade (essencialmente devido a distribuição granulométrica) do sedimento carregado.

#### 2.3.2.4.4 Correntes de Turbidez

A corrente de turbidez é um fluxo controlado por gravidade no qual a turbulência do fluxo mantém a dispersão dos grãos na maior parte do fluxo. A concentração de sedimento no fluido permite a definição de corrente de acordo com sua densidade: correntes de turbidez de baixa densidade e de alta densidade (Middleton e Hampton, 1973, 1976; Nardin *et al.* 1979;

Lowe, 1982). A duração de muitas correntes de turbidez, especialmente fluxos maiores ignitivos e plumas hiperpicnais, de muitas dezenas de horas até vários dias, permitem que muitos deles sejam considerados fluxos quase estacionário ou estacionário (Normark e Piper, 1991). Assim como o conhecimento de fluxo plástico, o conhecimento de correntes de turbidez, por sua vez, é gerado com base na distribuição e pelo tipo de depósito formado, e os traços deixados ao longo de sua trajetória, principalmente feições erosivas. Quando uma corrente de turbidez resulta da transformação de um deslizamento ou escorregamento, a escarpa na área fonte pode fornecer uma ideia aproximada do volume original, mas este volume pode ser fortemente aumentado pela erosão durante o movimento. Em seções sísmicas, os depósitos são geralmente caracterizados por múltiplos refletores fortes, contínuos e paralelos indicando turbiditos arenosos e lamosos estratificados.

## 2.3.3 Estruturas e Cinemática do Transporte de Massa

Lewis (1971) propôs um modelo idealizado para unidades resultantes de rupturas do talude, mostrando que tipicamente uma distribuição sistemática de deformação é exibida, com estruturas distencionais, caracterizando a região superior do talude, e estruturas compressionais, caracterizando a região do talude inferior. Conforme Bull *et al.* (2008) será utilizado neste trabalho o agrupamento de indicadores cinemáticos de acordo com o domínio em que eles são mais esperados em ocorrer em um MTC exibindo uma anatomia típica "tripartite" (Martinsen, 1994): domínio da cabeceira, domínio translacional, e domínio frontal (Figura 6). Os critérios geométrico e geológico chaves estão sumarizados na Figura 7.



Figura 6 - Representação esquemática de um MTC e as prováveis ocorrências e associações de indicadores cinemáticos relativos: 1) Escarpa de cabeceira; 2) Cristas e blocos distencionais; 3) Margens laterais; 4) Rampas e planos de superfície de cisalhamento basal; 5) Sulcos de superfície de cisalhamento basal; 6) Estrias de superfície de cisalhamento basal; 7) Blocos remanescentes; 8) Blocos transladados; 9) Blocos deslocados; 10) Dobras; 11) Cisalhamento longitudinal / fábrica de fluxo de primeira ordem; 12) Fábrica de fluxo de segunda ordem; 13) Cristas de pressão; 14) Sistemas de dobra e empurrão. Modificado de Bull *et al.*, 2008.



Figura 7 - Critérios geométricos e geológicos principais dos indicadores cinemáticos, agrupados por cada domínio de MTC. Modificado de Bull *et al.*, 2008.

Conforme reconhecido por Frey-Martínez *et al.* (2006) os transportes de massa submarino podem ser divididos em dois tipos principais de acordo com sua forma de posicionamento frontal: frontalmente confinado e frontalmente emergente (Figura 8). No transporte de massa frontalmente confinado o depósito sofre restrição na translação talude abaixo e não ultrapassa o substrato a jusante. No transporte de massa frontalmente emergente, ocorre uma maior translação talude abaixo porque este consegue ascender de sua superfície de cisalhamento basal original e transladar de forma desconfinada sobre o fundo do mar.



Figura 8 – Desenho esquemático dos dois principais tipos de transporte de massa de acordo com a disposição frontal conforme Frey-Martínez *et al.* (2006): (a) Transporte de massa frontalmente emergente; e (b) Transporte de massa frontalmente confinado.

#### 2.3.4 Proposta de classificação reológica e cinemática

Para esta pesquisa adotou-se uma classificação onde se admite que os MTCs são normalmente compostos por mais de um tipo de processo, que resultam em uma superposição complexa de estratos e formas. Nesta tarefa é necessário distinguir os diferentes tipos de fluxos presentes no MTC, isola-los numa primeira etapa da interpretação, para depois reuni-los novamente para uma classificação do conjunto que constitui o MTC. A Figura 9 apresenta diferentes tipos de processos de transporte de massa reunindo a classificação reológica (clássica) apresentada na seção 2.3, tendo estes passados por uma simplificação conceitual, com a classificação cinemática geral de Frey-Martínez et al (2006). A classificação cinemática de



Figura 9 – Tipos de processos de transporte de massa para classificação reológica e cinemática. A) Deslizamento frontalmente confinado; B) Deslizamento frontalmente emergente; C) Escorregamento frontalmente confinado; D) Escorregamento frontalmente emergente; E) Queda de blocos de superfície de ruptura plana; F) Blocos corridos de superfície de ruptura plana; G) Blocos rotacionados; H) Blocos corridos de superfície de ruptura curva; I) Fluxo de detrito frontalmente confinado sobre superfície plana; J) Fluxo de detrito frontalmente emergente sobre superfície plana; L) Fluxo de detrito frontalmente confinado sobre superfície curva; N) Fluxo de lama frontalmente confinada sobre superfície plana; O) Fluxo de lama frontalmente emergente sobre superfície plana; P) Fluxo de lama frontalmente confinado sobre superfície plana; S) Fluxo turbidítico de cicatriz curva; T) Rastejamento.

#### 2.3.5 Fácies e Associação de Fácies de Depósito de Transporte de Massa

Caddah *et al.* (1994, 1998) estudaram depósitos de transporte de massa de furos do talude a sul do Cânion São Tomé (porção central da Bacia de Campos). Foram descritos intervalos com intensa deformação por dobramento convoluto. Estes depósitos são formados por lamas siliciclásticas (<8% de CaCO<sub>3</sub>) de cor cinza-esverdeada, bandeadas e laminadas por cor e granulometria, e com inclinações variáveis (até 70°). As variações de cor (5G 4/1, 5G 3/1, 5G 2/1) das camadas e lâminas refletem variações granulométricas (laminações arenosas e níveis de lama com diferentes siltosidades) somadas a variações no teor de sulfetos disseminados. Quanto menos sílticas, mais argilosas e pobres em sulfetos, mais claras são as bandas do sedimento. Em termos composicionais e granulométricos, estes depósitos são semelhantes aos sedimentos normais (não-deformados), que diferem apenas pela maior preservação da fábrica original (bioturbação, acamamento, etc.). Além do mergulho variado e exagerado, outras estruturas como truncamentos, charneiras de dobras, estiramento de traços fósseis e de intercalações arenosas atestam a deformação nos depósitos de escorregamento. Nestes depósitos, foram também observadas fraturas e falhas de pequeno rejeito cortando o bandeamento inclinado.

Segundo Farrel e Eaton (1987), a deformação dos sedimentos durante o escorregamento se inicia com o predomínio do cisalhamento puro, responsável pela formação de dobras com plano axial de alto ângulo. A intensificação da deformação promove a rotação progressiva do plano axial das dobras, até este se tornar subparalelo à superfície basal de escorregamento, quando passa então a predominar o cisalhamento simples. Num estágio mais avançado, devido à migração de água em direção ao topo da massa em escorregamento, ocorre a recuperação da resistência ao cisalhamento da porção inferior, enquanto a porção superior permanece em movimento. Este movimento diferencial dá origem a uma zona com cisalhamento simples mais intenso.

Tripsanas *et al.* (2008) ao estudarem quatro áreas da margem continental da América do Norte, analisando testemunhos e perfilagens de *piston core* conseguiram construir um esquema de fácies e associação de fácies de MTC que será apresentado a seguir e utilizado nesta pesquisa devido semelhanças de características e de contexto geológico.

Tripsanas *et al.* (2008) identificaram sete tipos de fácies de MTC baseado em características sedimentares, particularmente no grau e tipo de deformação. Sedimentos estratificados alóctones apresentando pouco ou nenhuma deformação foram denominados de

fácies I, onde o aumento do grau de deformação caracteriza as fácies IIa e IIb. As fácies IIIa e IIb compreendem conglomerados clasto-suportado com clastos de lama, com clastos duros ou moles, respectivamente, e a fácies IV consiste em conglomerados matriz-suportado com clastos de lama, divididos em quatro subtipos, baseados na característica da matriz e na proporção de clastos. A fácies V compreende as camadas delgadas de conglomerados clasto-suportado com gradação normal (Va) e matriz-suportado (Vb). Diamictons consistem de grânulos arenosos e lamosos sem gradação, compondo a fácies VI, enquanto a fácies VII engloba gradações de grânulos a areia fina maciça, normal, inversa e maciça.

Tripsanas *et al.* (2008) identificaram 10 tipos de associações de fácies (Figura 10): FA 1 (escorregamentos/deslizamentos em escala local); FA 2a (avalanche de detrito); FA 2b (cauda de avalanche de detrito, queda de detrito); FA 2b (fluxo de lama com abundante clastos); FA 3a (escorregamento/deslizamento com baixa deformação, blocos corridos); FA 3b (deslizamento com alta deformação); FA 4a (fluxo de detrito coesivo de alta viscosidade); FA 4b (depósitos deixados de fluxos de detritos coesivos de alta a baixa viscosidade); FA 4c (fluxo de detrito coesivo de baixa viscosidade); FA 4d (fluxo de lama com raros clastos); FA 4e (fluxo de detrito coesivo com baixa viscosidade); FA 6 (fluxo de detrito menos coeso); FA 7 (fluxo de grãos e correntes de turbidez).



Figura 10 – sequências idealizadas de associações de fácies (FA) de MTD, definidas com base na análise e descrição de testemunhos segundo Tripsanas *et al.* (2008).

## 2.3.6 Fatores pré-condicionantes e mecanismos deflagradores

De acordo com Masson *et al.* (2010) os mecanismos deflagradores são eventos que ocorrem em períodos relativamente curtos e que agem desestabilizando o talude submarino. Os abalos sísmicos são o gatilho para a maioria dos grandes deslizamentos submarinos e são os mais conhecidos. Contudo, as marés baixas, as cargas de ondas de tempestade, os movimentos tectônicos que podem gerar terremotos (e.g., basculamento devido a subsidência da margem ou movimento do sal), as mudanças nas condições de estabilidade de hidrato de metano e a mudança do nível do mar também podem ser mecanismos deflagradores. De acordo com Locat e Lee (2002), também devem ser considerados: a sedimento rápida e subconsolidação, carga de gás, exsudações, carregamento glacial, e processos de formação de ilhas vulcânicas.

Os fatores pré-condicionantes estão relacionados com as propriedades dos sedimentos e são adquiridos, ou desenvolvidos, durante os processos deposicionais. O pré-condicionamento inclui aspectos da estrutura e estratigrafia dos sedimentos (e.g. presença ou ausência de camadas sedimentares que podem tornar-se planos de ruptura), conteúdo de água e pressão de poro relacionado à deposição (CANALS *et al.*, 2004). O declive também pode ser considerado um fator pré-condicionante, embora seja requerido, o talude íngreme não é o fator mais importante (HÜHNERBACH *et al.*, 2004). Todavia, mudanças na inclinação (e.g. devido a movimentos tectônicos) sejam importantes. Existe um entendimento menor dos fatores pré-condicionantes comparado com o conhecimento dos fatores deflagradores (MASSON *et al.*, 2010).

Segundo Sultan *et al.* (2004) um mecanismo de disparo é um estímulo externo que inicia um processo de instabilidade do talude. Conforme defendido por Talling *et al.* (2014) o excesso de pressão de poro em sedimentos, acima da pressão de poro hidrostática, é o fator chave para rupturas em taludes em contexto submarinos e subaéreos (Figura 11; DUGAN e SHEABAN, 2012). Um aumento da pressão de poro leva à redução da tensão efetiva vertical no talude, o que, em troca, enfraquece a resistência ao cisalhamento dos sedimentos e da estabilidade do talude. Se o excesso de pressão de poro está suportando toda a coluna de soterramento, então o talude está no ponto de ruptura (Figura 11).



Figura 11 – Gráfico de tipos de pressão vs profundidade de soterramento de sedimento.

## 2.3.6.1 Abalos sísmicos e falhamentos

De acordo com Hance (2003) os terremotos e falhamentos são mecanismos de disparo importantes que podem resultar da atividade da tectônica de placas. A energia sísmica induzida pelas placas tectônicas é transferida para as camadas de rocha, e liberada através de deslocamentos (i.e. falhas) na crosta da Terra. O falhamento produz tremores nas camadas rochosas e nos depósitos de solo sobrejacentes. Os abalos sísmicos podem aumentar as tensões no talude via aceleração sísmica e também reduzir a resistência de cisalhamento do solo via liquefação.

#### 2.3.6.2 Elevadas taxas de acumulação sedimentar

O processo mais comumente invocado para gerar elevado excesso de pressão de poro em taludes continentais é a deposição rápida de sedimentos de baixa permeabilidade (DUGAN e FLEMINGS, 2000; STIGAL e DUGAN, 2010; DUGAN e SHEAHAN, 2012). O excesso de pressão de poro resulta quando o fluido não pode dissipar rapidamente o suficiente devido a baixa permeabilidade ao longo do caminho de drenagem. Sedimentação rápida e prolongada ocorre costa afora das maiores desembocaduras de rios (FLEMINGS *et al.*, 2008) e nas

terminações de correntes de gelo glaciais (NYGARD *et al.*, 2007). Taxas de sedimentação de até 30 m por mil anos podem ser mantidas por milhares de anos nestes contextos.

Este processo, portanto, depende de fatores tais como lâmina d'água, distância da fonte de sedimentos (rios e deltas de rios), e, de acordo com Booth *et al.* (1998), do contexto fisiográfico tais como paredes de cânions, amplos taludes abertos e cordilheiras.

Os processos de sedimentação podem causar ruptura do talude em uma variedade de maneiras direta e indireta. Por exemplo, Terzaghi (1956) notou que a deposição sedimentar rápida pode produzir um aumento na tensão total em uma taxa, mais rápida que a taxa de dissipação do excesso de pressão de água de poro. Isto causa a subconsolidação dos sedimentos e correspondentemente baixa resistência de cisalhamento. A sedimentação pode também indiretamente disparar rupturas do talude por criar um ambiente conducente para outros mecanismos desencadeadores. Por exemplo, a acumulação sedimentar também contribui para a formação de diápiros de sal e taludes mais íngremes. Um dos requerimentos para a formação de vulcões de lama é a sedimentação rápida. Se um talude não rompe diretamente devido a carga sedimentar, o excesso de pressão de poro que é criado no solo pode deixar o talude marginalmente estável com fatores de segurança próximo de um. Se outro mecanismo desencadeador, tal como uma ruptura de falha, se desenvolve, o talude pode então romper devido, em parte, à baixa resistência ao cisalhamento.

Prior e Coleman (1984) notaram que a sedimentação rápida é tipicamente encontrada em área de delta offshore e na base de cânions submarinos. Segundo Hance (2003) é importante notar que o aumento em sedimentação tem sido associado, comumente, com antigos períodos de glaciação e, portanto, as regiões de alta sedimentação podem não coincidir com os deltas de rios ativos atuais.

#### 2.3.6.3 Rupturas em áreas de baixa taxa de sedimentação

Grandes rupturas de talude marinho também podem ocorrer em áreas com baixa acumulação de sedimento (< 0.3 metros por mil anos), e a morfologia de deslizamentos em áreas de baixa e elevada sedimentação é similar (URLAUB *et al.*, 2014). Isto sugere que elevado excesso de pressão de poro pode ocorrer também onde a taxa de sedimentação é baixa se o sedimento é suficientemente impermeável. Urlaub *et al.* (2014) sugere que a perda de estrutura em camadas de sedimento pode levar a compactação rápida durante o soterramento em tais contextos. Esta "desestruturação" do sedimento pode gerar elevado excesso de pressão de poro de 50-250 m abaixo do fundo do mar e levar o talude continental à ruptura (URLAUB *et al.*, 2014). Vários processos, tal como cimentação precoce

que é favorecido pela abundante presença de microfósseis calcários ou cimento de hidrato, poderia criar a estrutura inicial dentro dos sedimentos, que é subsequentemente perdida.

#### 2.3.6.4 Carregamento cíclico de onda

O carregamento cíclico por onda comumente dispara rupturas em taludes submarinos relativamente menores em águas rasas (< 200 m), tais como aquelas devido a furacões que atingiram o Delta do Mississipi (BEA *et al.*, 1983). Contudo, as cabeceiras de quase todas as grandes rupturas de talude estão bem abaixo da base das ondas de tempestade, e o carregamento por onda não disparou estas rupturas.

#### 2.3.6.5 Hidrato de gás

Os hidratos de gás (clatratos) são substâncias como o gelo, consistindo de gás natural e água que estão estáveis sob certas condições de pressão e temperatura (LOCAT e LEE, 2002). Se as condições de pressão e temperatura mudam, o hidrato de gás pode dissociar em gás natural, o qual pode desencadear rupturas no talude.

Os hidratos de gás são normalmente encontrados dentro do intervalo de profundidade abaixo do fundo do mar conhecido como "zona de estabilidade de hidrato" onde existem condições de temperatura e pressão adequadas.

Hidratos de metano formam-se onde existe um grande suprimento de gás, água em condições de pressões moderadas e relativamente baixa temperatura. Distúrbios no regime de pressão-temperatura causam a dissociação do gás ("fusão") e liberação de gás livre e água dentro dos sedimentos. A dissociação de uma pequena porção de hidrato de gás (< ~ 6%) pode substancialmente enfraquecer o talude por várias razões (GROZIC, 2010). O enfraquecimento pode ocorrer através da presença de bolhas gás livre e expansão do volume do sedimento. A perda do cimento de hidrato sólido pode também levar à compactação rápida do sedimento e geração de excesso de pressão de poro.

Especulativamente, a água doce gerada durante a dissociação pode lixiviar a argila marinha, conduzindo ao comportamento de argila ultrassensível (BULL *et al.*, 2008).

O limite entre gás de hidrato estável e instável tende a alcançar o fundo do mar em profundidades d'água de 300-900 m (MIENERT *et al.*, 2005). O aquecimento dos oceanos causa a migração da zona de estabilização de hidrato em águas profundas, já que, enquanto o nível do mar sobe, tende a estabilizar o hidrato (HORNBACH *et al.*, 2007). Mas muitos grandes deslizamentos continentais ocorrem onde não existe evidência de hidrato de gás (URLAUB, *et al.*, 2013). Importante ressaltar que muitas cabeceiras de deslizamentos do talude continental

ocorrem em lâmina d'água maior que 1000 m, onde os hidratos de gás são presumidos estar estáveis (GROZIC, 2010). Por esta razão é improvável que a dissociação de hidrato de gás tenha causado estes deslizamentos (HÜHNERBACH *et al.*, 2004).

Os hidratos de gás formam-se dentro do subsolo marinho quando baixas temperaturas e pressões moderadas a elevadas existem, como mostrado na Figura 12. O limite de fase de hidrato de gás, o qual é mostrado na Figura 12a, é o limite pressão-temperatura no qual os hidratos permanecem estáveis. O campo de estabilidade de hidrato está indicado na Figura 12 como uma região sombreada. Na Figura 12b a "base" para hidratos de gás, que é a mais baixa profundidade abaixo do fundo do mar em que o hidrato de gás não podem existir abaixo da base porque as temperaturas no sedimento são demasiadamente altas para formar hidratos de gás na pressão que existe.

Kvenvolden e Lorenson (2000) mapearam a distribuição global de ocorrência de hidrato de gás recuperado e inferido (Figura 13). Exemplos de tais evidencias incluem perfis geofísicos de poço e refletores simuladores de fundo (BSR – *bottom-simulating reflections*), que são reflexões anômalas do registro sísmico marinho. A profundidade dos BSR varia entre 100 e 1000 metros abaixo do fundo do mar e correspondem, grosseiramente, à base do campo de estabilidade de hidrato de gás, de acordo com Kvenvolden *et al.* (1993).

Os hidratos de gás ocorrem somente em uma pequena porção (< 10 %) da área coberta pelos oceanos por duas razões: de acordo com Kvenvolden *et al.* (1993), os hidratos de gás são restritos para lâminas d'águas que excedem cerca de 300 m, o que os limita em áreas relativamente pequenas do talude e da elevação continental ao longo das margens dos continentes; nestas áreas existem também substanciais sedimentos ricos em matéria orgânica que fornecem uma fonte adequada de metano.



Figura 12 – (a) Diagrama de fase pressão-temperatura para hidrato de gás. A região sombreada é o campo de estabilidade de hidrato onde o hidrato de gás pode existir devido as condições de temperatura e pressão adequadas. (b) esquema de um talude marinho, indicando a zona na superfície onde o hidrato de gás está presente. A seção A-A', desenhada através do talude, é mostrada no diagrama de fase em (a) com as condições de temperatura e pressão (modificado de KAYEN e LEE, 1991)



Figura 13 – Distribuição mundial da ocorrência de hidrato de gás. Círculos pretos indicam ocorrência de hidrato de gás inferido com base em *bottom-simulating reflections* e perfis de poços. Círculos brancos indicam amostras de hidrato de gás recuperados obtidas em projetos de perfuração (KVENVOLDEN e LORENSON, 2000)

## 2.3.6.6 Modelo para grandes deslizamentos de acamamento paralelo

Segundo Masson et al. (2010) a visão aceitada da sedimentação do talude continental é que os sedimentos são derivados da erosão terrestre são transportados sobre o limite da plataforma continental e depositados no talude, construindo um deposito em forma de cunha afinando na direção da bacia. A taxa de sedimentação de curto período é mais alta no talude superior, criando altas pressões de poro que levam a ruptura do talude. O deslizamento resultante então propaga talude abaixo através de uma combinação de carregamento do talude e erosão dos sedimentos do talude superficial (GEE et al., 1999). Os deslizamentos que conformam este modelo são comuns em deltas submarinos, onde a rápida deposição de sedimentos lamosos no talude superior predomina (PRIOR e COLEMAN, 1982; LONCKE et al., 2002). Todavia, análises da morfologia e lâmina d'água das cabeceiras de deslizamentos no talude continental no entorno do Atlântico Norte não dão suporte a ampla aplicabilidade deste modelo. Primeiro, as cabeceiras dos deslizamentos são mais abundantes no talude médio na lâmina d'água entre 500-1500 m (e.g. Saharan Slide e vários deslizamentos na margem da Costa Oeste dos E.U.A, HÜHNERBACH et al., 2004). Em segundo lugar, muitos dos grandes deslizamentos do talude continental estão localizados em taludes caracterizados por taxas de sedimentação moderadas (e.g., costafora do NW da África ou a costa leste dos E.U.A; WEAVER et al., 2000; McHUGH e OLSEN, 2002), quando comparado com deltas submarinos. Em terceiro lugar, muitos deslizamentos são retrogressivos (formados por erosão remontante) (CANALS et al., 2004; MICALLEF et al., 2007). Observações do fundo do mar afetados por deslizamentos retrogressivos mostram que as cabeceiras retraem dezenas de quilômetros por este mecanismo que é comum, indicando que a lâmina d'água em que o deslizamento iniciou deve ter sido consideravelmente mais profunda do que a lâmina d'água final da cabeceira observada.

De acordo com Masson *et al.* (2010) as observações da lâmina d'água das cabeceiras e o estilo retrogressivo dos deslizamentos gigantes são melhor explicados por deslizamentos de margem continental gigante que são iniciados no talude continental médio ou inferior. Em particular, o modelo proposto por Masson *et al.* (2010) explica a distribuição da profundidade das cabeceiras dos deslizamentos, a natureza retrogressiva da maioria dos deslizamentos gigantes, e a progressiva profundidade mais rasa dos planos de ruptura talude acima. A transferência lateral de alta pressão de poro através da sequência sedimentar do talude continental é a chave para a iniciação do deslizamento no talude inferior. Isto requer (i) deposição de espesso pacote sedimentar no talude superior, frequente em escala de tempo médio

a longo período, para gerar a pressão de poro elevada inicial, (ii) acamamento de horizontes sedimentares relativamente permeáveis e impermeáveis, para gerar condições onde é mais fácil para o fluido de poro migrar lateralmente por longas distâncias através de horizontes permeáveis do que migrar verticalmente através da estratificação, e (iii) boa continuidade lateral da estratigrafia para assegurar a manutenção do sistema de fluxo do fluido. Por exemplo, cânions submarinos dissecam os sedimentos da margem podendo cortar a estratigrafia e criar rota de escape lateral para a alta pressão de poro, neutralizando o potencial de deslizamentos de grande escala. Por isso áreas de talude continental cortada por cânions, e aquelas afetadas por deslizamento de grande escala, são largamente mutuamente exclusivas (WEAVER *et al.*, 2000). Em adição, o mecanismo de iniciação de deslizamento descrito acima requer espessos sedimentos mais do que altas taxas de sedimentação. Isto pode explicar deslizamentos em áreas tais como costa afora do noroeste da África ou na margem continental leste dos E.U.A, onde as taxas de sedimentação são moderadas mas tem sido contínua por longo período de tempo.

Uma vez iniciado, o deslizamento pode retrogredir talude acima devido à perda de suporte para o sedimento acima da cabeceira em desenvolvimento. Isto é mais efetivo onde *weak layers* focam comportamento deformação de amolecimento (concentração de deformação e perda de resistência). Onde tais camadas existem, o mecanismo de ruptura retrogressivo pode ser modelado de acordo com princípios de engenharia convencionais (KVALSTAD *et al.*, 2005; MICALLEF *et al.*, 2007). A sedimentologia de *weak layers* não é bem entendida, principalmente por que elas são destruídas em áreas onde deslizamentos tem ocorrido e não é conhecido um método de como identificá-las antes de romperem. Perfis de alta resolução de acamamento individuais, então parece provável que as camadas fracas correspondem a camadas específicas de sedimento (HAFLIDASON *et al.*, 2003; KRASTEL *et al.*, 2006) embora "descontinuidades mecânicas" entre camadas de diferentes propriedades geotécnicas tem também sido sugerido (HAFLIDASON *et al.*, 2003; CANALS *et al.*, 2004).

A propagação lateral de alta pressão de poro de sedimento e a ocorrência de continuidade lateral, acamamento paralelo de sedimentos são dois dos mais importantes fatores controlando a ocorrência de deslizamento submarinos gigantes. Por isso o potencial de deslizamentos gigantes de qualquer margem continental requer uma compreensão do sistema da margem como um todo. Estudos geotécnicos da sequência sedimentar superior, como normalmente feito pela indústria *offshore*, visa somente questões de estabilidade do talude local, e por sua vez dão pouca informação sobre a estabilidade do talude regional. A modelagem do

regime da pressão de poro abaixo do talude pode ser efetiva (KVALSTAD *et al.*, 2005), mas um levantamento completo do regime de fluxo de fluido requer conhecimento da geologia e das propriedades físicas da sequência sedimentar abaixo do talude continental, e é somente possível onde informações perfurações profundas estão disponíveis.

# 2.4 CORRENTES CONTORNÍTICAS

Originalmente, os contornitos foram definidos como sedimentos depositados por correntes de fundo termohalinas, fluindo paralelamente aos contornos batimétricos (HEEZEN et al., 1966). Os contornitos eram considerados depósitos de água profunda, já que eles estudaram somente na elevação continental. Durante a década de 1980 o termo perdeu seu significado original. Segundo Faugères e Mulder (2011) atualmente ele é usado para todos sedimentos derivados de corrente de fundo depositado desde ambientes rasos até profundo. Alguns contornitos têm sido descritos também em lagos (Flood e Johnson, 1984). Consequentemente, a origem da corrente não é o parâmetro principal definidor dos contornitos (Lowell e Stow, 1981), e uma ampla variedade de correntes de fundo pode estar envolvida na deposição de contornitos: correntes geradas por ondas internas, marés, correntes superficiais geradas pelos ventos ascendentes e descendentes. Faugères e Stow (1993) propuseram a restrição do termo "contornito" para o conceito original de Hollister e Heezen (1972), para ambientes modernos e antigos. O termo "contornito" deveria, por isso, ser utilizado exclusivamente para sedimentos em águas profundas (mais profundas que ~500 m), depositado ou retrabalhado por correntes geostróficas estáveis. Esta definição é amplamente aceita, atualmente. Embora as "correntes geostróficas estáveis" implicam tanto correntes geostrófica termohalina ou correntes superficiais geradas por vento. Parte das correntes termohalinas e muitas correntes geradas por vento podem agir no fundo marinho raso tal como limite da plataforma continental e parte superior do talude (VIANA e FAUGÈRES, 1998; VIANA et al., 2002). Tais depósitos contorníticos foram chamados de "contornitos de água rasa" (VIANA et al., 1998).

Várias estruturas sedimentares têm sido descritas para contornitos (Figura 14) em depósitos do recente e antigos (MARTÍN-CHIVELET *et al.*, 2003; SHANMUGAM, 2006; MARTÍN-CHIVELET *et al.*, 2008; STOW *et al.*, 2008; SHANMUGAM, 2012). Todavia, em áreas de intensa bioturbação de atividade bentônica, a preservação destas estruturas pode ser baixa. Embora muitas destas estruturas também estejam presentes em outros depósitos de águas

profundas (*e. g.* turbiditos), algumas tem sido sugeridas como feição diagnóstica para depósitos de corrente de fundo.



Figura 14 – Feições de tração interpretadas como indicação de areias retrabalhadas por corrente de fundo. Modificado de Shanmugam *et al.* (1993) e Shanmugam (2008).

# 2.4.1 Depósitos de corrente de contorno

Em geral, três tipos básicos de sedimentos afetados por corrente podem ser distinguidos: (1) sedimentos depositados por processos de baixa energia; (2) sedimentos remanescentes de processos erosivos (sedimentos residuais) e (3) sedimentos bem selecionados (HÖPPNER e HENRICH, 1997 apud HENRICH e HÜNEKE, 2001). De acordo com este modelo, o primeiro tipo é caracterizado por uma assimetria positiva (i.e. finos) devido à falta de grãos grossos. Eles ocorrem onde a velocidade da corrente diminui o suficiente para permitir que mesmo as partículas finas se assentem. Em contraste, a fração fina dos sedimentos residuais está faltando devido ao joeiramento (*winnowing*) causado por fortes correntes. Estes depósitos apresentam assimetria negativa (i.e. grossos). Tanto a acumulação e o deposito residual são mal selecionados. O terceiro tipo, o qual é intermediário entre os dois, é bem selecionado, exibe um intervalo granulométrico estreito: ambos componentes grossos e finos estão ausentes devido a frequentes ciclos de resuspensão/deposição, que resulta em uma seleção muito boa e uma distribuição de frequência simétrica. Logo, para interpretação da distribuição granulométrica a simetria ou "forma" importa mais que o mero "tamanho". Por outro lado, o tamanho é um parâmetro indicativo para traçar regimes de energia e a distância da fonte. Por exemplo, ondas e fortes correntes deixam para trás sedimentos mais grosseiros do que regimes de baixa energia. Um bom progresso devido à influência da força da corrente em sedimentos de água profunda foi alcançado por McCave e colaboradores, que investigaram sedimentos de deriva no Atlântico Nordeste (FAUGÈRES e MULDER, 2011). Eles descobriram um silte terrígeno bimodal, mostrando um proeminente mínimo por volta de 10 µm (BIANCHI e McCave, 2000; ROBINSON e McCAVE, 1994; McCAVE et al., 1995a,b). Eles interpretaram a fração fina terrígena (<10 µm) como tendo sido depositado na forma floculada, por isto sendo mais difícil de ser remobilizada por correntes devido seu comportamento coesivo. Portanto, foi concluído que a distribuição do tamanho não é sensível à seleção por corrente. Finalmente, estes autores referiram-se a fração terrígena de 63-10 µm como "silte selecionado" e consideraram sua média (modal) de tamanho de grão indicativa da força da corrente.

Segundo Rebesco *et al.* (2014) a ampla distribuição dos contornitos está relacionada à expansão do meio de transporte que controla sua deposição: correntes de fundo e processos oceanográficos associados (Figura 15). De fato, massas d'águas movem-se através das bacias oceânicas e, como simplificação geral, qualquer corrente de água persistente próximo ao fundo do mar pode ser considerado uma "corrente de fundo". Adicionalmente, numerosos processos associados estão relacionados com a circulação de massas d'águas profundas e correntes de fundo, tais como tempestades bentônicas; inundações; interfaces entre massas d'águas; vórtices ou turbilhões verticais e horizontais; marés e marés internas; ondas internas e sólitons; correntes de tração relacionados à tsunamis; ondas anormais e ciclônicas. Alguns destes processos não são bem conhecidos e suas consequências não têm sido pesquisadas, embora suas energias

associadas e influência na modelagem do fundo do mar sejam muito importantes. As correntes de fundo são capazes de construir espessas e extensas acumulações de sedimentos.



Figura 15 – Diagrama esquemático sumarizando as principais feições de corrente de fundo. (REBESCO *et al.*, 2014 modificado de STOW *et al.*, 2008).

Modelos de fácies para contornitos foram propostos algumas vezes, principalmente para contornitos de granulação fina (GONTHIER *et al.*, 1984; STOW e FAUGÈRES, 2008), embora ainda falte um critério diagnóstico não ambíguo e amplamente aceito para contornitos. De acordo com a maioria dos pesquisadores de contornitos e com base em incontáveis amostras de testemunhos (*e.g.* STOW e FAUGÈRES, 2008), geralmente a feição dominante é de bioturbação. Contudo, alguns pesquisadores (e.g. HUNEKE e STOW, 2008; MARTÍN-CHIVELET et al., 2008; SHANMUGAM, 2008, 2012; MUTTI e CARMINATTI, 2012) interpretam algumas distintas laminações arenosas como contornitos. Eles observaram que as estruturas de tração são abundantemente produzidas por correntes de fundo em fundos oceânicos modernos e querem saber se a ausência geralmente destas estruturas em estudos de testemunhos sedimentares deve ser explicada por uma influência imposta pela escala limitada de observação. Além disso, estes autores destacam que extensiva bioturbação também é abundante em áreas não afetadas por corrente de fundo e em turbiditos. Esta controvérsia pode ser derrubada por diferentes pesquisadores que trabalharam em diferentes contextos (*e.g.* contornitos lamosos vs. contornitos arenosos ou turbiditos retrabalhados).

As formas de leito (Figura 16) tendem a ocorrer no caminho das correntes, e elas estão presentes principalmente na superfície de *drifts* contorníticos gigantes (ao longo da margem continental oeste dos oceanos ou à jusante de canais profundos). Uma das mais expressivas e frequentes formas de leito deposicional de grande escala em ambientes de águas profundas são as ondas de sedimento. Contudo, suas origens são de difícil interpretação porque podem resultar de diferentes processos sem apresentar um padrão distinto significativo (tamanho, morfologia e geometria; WYNN e STOW, 2002). As três interpretações genéticas das ondas de sedimento são (1) deposição por corrente de contorno, (2) deposição por corrente turbidítica e (3) deformação de sedimento inconsolidado em formas de leito ondulado (FAUGÈRES *et al.*, 1999). Às vezes, a interação de dois ou três processos podem estar envolvidos na construção de uma única onda, fazendo sua gênese mais difícil de interpretar (FAUGÈRES *et al.*, 2002).



Figura 16 – Esquema de formas de leito de corrente de fundo em função da granulometria vs velocidade do fluxo no fundo marinho.

As ondas de sedimento contorníticas são frequentes em águas profundas porque elas podem formar-se num fundo marinho relativamente suave, qualquer que seja a lâmina d'água. Elas são formas de leito deposicional gigantes com comprimento de onda variando entre 0.5 a 10 km e altura variando de 10 a 150 m. Elas formam amplos campos ondulados no topo da maioria dos mounds gigantes de drifts de contornito e de suaves lençóis de contornito. As ondas podem também cobrir terraços localizados ao longo dos flancos de canais profundos ou de taludes continentais. Elas são na maior parte lamosas. As ondas de sedimento contorníticas podem ser paralelas, perpendiculares ou oblíquas a direção da corrente. Em fundos marinhos relativamente planos, elas são mais ou menos perpendiculares à direção da corrente (ondas transversais), com uma seção transversal simétrica ou assimétrica. A propagação de ondas assimétricas pode ser tanto para jusante quanto para montante. Se o fundo marinho é moderadamente íngreme, a onda é frequentemente alongada, com o eixo longitudinal estendendo-se paralelo à direção de corrente e aos contornos do talude. As ondas migram talude acima do mesmo modo que uma antiduna. A variabilidade de orientação em ondas de sedimento sugere que diferentes mecanismos deposicionais estão envolvidos na construção da onda. Estes mecanismos são controlados por parâmetros tais como velocidade da corrente, topografia do fundo do mar, força de Coriolis e o montante e natureza do sedimento transportado. Sua formação ainda não é bem entendida porque apenas algumas observações in situ de longa duração e medições foram realizadas.

A geometria interna das ondas de sedimento resulta da combinação de agradação e progradação (Figura 17).

As ondas de sedimento estáveis têm uma seção transversal simétrica e resultam somente de agradação. A agradação pode ser tanto uniforme (as camadas sedimentares têm uma espessura constante ao longo da onda) ou não uniforme com camadas mais espessas no topo do que nos flancos, ou o reverso. No primeiro caso, a agradação é um processo passivo e corresponde geralmente a deposição de sedimento pelágico ou hemipelágico que cobrem ondas de sedimento pré-existentes. No último caso, um processo de fluxo de fundo é responsável por uma deposição não uniforme dos sedimentos.

As ondas de sedimento migrantes possuem uma seção transversal assimétria com um longo flanco mergulhando suavemente no lado corrente acima, e um flanco curto e íngreme no lado corrente abaixo. De acordo com a relativa importância da progradação versus agradação, várias distribuições e geometrias são presentes nestas ondas entre dois casos extremos (Figura 17): (1) ondas fracamente migrantes mostram camadas com forma mais ou menos sigmoidal que são contínuas por toda a seção da onda mas com variações na espessura, elas são delgadas no flanco longo, a espessura aumenta no flanco curto e diminui novamente na cava da onda; (2) ondas fortemente migrantes mostram erosão e by-pass tanto no flanco longo e na cava da onda, e deposição de deposito espesso no flanco curto devido ao domínio da progradação.



Figura 17 – Ondas de sedimento contorníticos. 1A-1D: geometrias diferentes de ondas (A: ondas estacionárias; B-D: ondas com árias direções de migração) de acordo com o processo dominante (agradação versus progradação). 1E: mudança vertical da geometria da onda devido a mudança no processo sedimentar (uma camada basal de ondas de migração rápida construída por corrente ativa é sobreposta por ondas aparentemente estacionária que corresponde tanto a um decréscimo rápido na atividade da corrente de fundo quanto a sedimentação de uma cobertura (pelágica-hemipelágica) da superfície ondulada herdada da camada basal. 2: perfil sísmico de alta resolução através de ondas de sedimento da Bacia da Argentina (VON LOM-KEIL *et al.*, 2002). Notar as camadas de sedimento que mostram alternância de crista de onda de migração lenta e rápida (linha grossa). 3: perfil sísmico de alta resolução através de ondas de sedimento no Rockall Trough do Norte (HOWE, 1996; HOWE *et al.*, 1994). Notar a camada transparente com onda de migração lenta cobrindo ondas de migração rápida.

## 2.4.2 Implicações dos Contornitos para estabilidade de talude.

A estabilidade de taludes submarinos comumente está relacionada com a distribuição, composição e propriedades físicas dos contornitos (SOLHEIM *et al.*, 2005). As variações espaciais e temporais na erosão sedimentar, transporte e deposição geram sucessões sedimentares que são propensas para tornarem-se gravitacionalmente instáveis (LABERG *et al.*, 2005). Contornitos contendo grãos finos, baixa permeabilidade, intercalado com areia com alta porosidade favorecem a formação de planos de deslizamento sobrepressurizados (REBESCO, 2005).

De acordo com Laberg e Camerlenghi (2008) os sedimentos contorníticos tendem a romper devido à cinco fatores principais:

a) Geometria e localização: contornitos (em oposição aos turbiditos laminados) formam grandes *mounds* de sedimento em taludes continentais que são propensos para movimento de massa (frequentemente grandes devido à ampla área de distribuição de contornitos resultantes de extensas correntes geostróficas, REBESCO *et al.*, 2002, 2007).

b) Baixa resistência ao cisalhamento: isto resulta da relativa alta taxa sedimentação (MULDER *et al.*, 2003; LABERG e VORREN, 2004) e granulações bem selecionadas (WILSON *et al.*, 2004), ambas implicam em alto conteúdo de água (KVALSTAD *et al.*, 2005).

c) Subconsolidação e excesso de pressão de poro: estes são gerados especialmente em baixa permeabilidade, contornitos de granulação fina e vazas silicosas de alta porosidade (VOLPI *et al.*, 2003).

 d) Carregamento: para contornitos em taludes continentais, o aumento da carga pode ser rápido (e.g. sedimentos glaciogênicos em margens de alta latitude, como em LABERG e VORREN, 2004) e cíclico (abalos sísmicos), causando liquefação (como em SULTAN *et al.*, 2004).

e) Carga de gás: este inclui dissociação de hidratos de gás após aquecimento oceânico por correntes termohalinas (MIENERT *et al.*, 2005) e migração de gases de relativo alto conteúdo de carbono orgânico produzido por massas d'água.

# 2.4.3 Inplicações dos contornitos na exploração de hidrocarbonetos

As correntes de contorno afetam os sistemas petrolíferos de muitas maneiras, incluindo a geometria e qualidade de reservatório, e a distribuição de rochas selantes (SHANMUGAM, 2006; VIANNA *et al.*, 2007; VIANA, 2008; MUTTI e CARMINATTI, 2012; SHANMUGAM, 2012; BRACKENRIDGE *et al.*, 2013; SHANMUGAM, 2013, 2014; STOW *et al.*, 2013). Mudanças na topografia do fundo do mar produzida pela erosão ou deposição induzidas por correntes de fundo podem conduzir para o reajustamento do espaço de acomodação e para criação de sub-bacias, que agem como armadilha de sedimento ou como passagem para transferência de sedimento (VIANA, 2008; CAMPBELL e DEPTUCK, 2012). Além disso, contornitos de granulação grossa depositados por fluxos robustos podem representar reservatórios de hidrocarbonetos, enquanto contornitos de granulação finas acumulados por fracas correntes de fundo podem fornecer rochas selantes (e geradoras) (REBESCO, 2005).

#### 2.4.3.1 Reservatórios contorníticos de granulação grossa

Camadas onduladas, com topo truncado, granulação fina a média, rica em areia contendo óleo do Eoceno na Bacia de Campos consistem em areias de contornito (SOUZA CRUZ, 1995, 1998; VIANA e FAUGÈRES, 1998; VIANA, 2008; MUTTI e CARMINATTI, 2012). Reservatórios contorníticos têm sido também descritos no Mar do Norte (ENJORLAS et al., 1986). Depósitos de areias de águas profundas dominados por tração no Golfo do México que mostram muito bom potencial como reservatório (valores de alta porosidade e alta permeabilidade) tem sido interpretado como contornitos arenosos por Shanmugam et al. (1993). Contudo, eles foram mais tarde interpretados como turbiditos de granulação fina por Stow et al. (1998), visto que eles não foram considerados, de modo inequívoco, com características de contornitos. Grandes volumes de areia transportada e redepositada por regimes hidrodinâmico persistente e eficiente tem sido reportado na Crista de Carnegie (LONSDALE e MALFAIT, 1974), no talude superior da Bacia de Campos (VIANA e FAUGÈRES, 1998), no leque do Mississipi inferior (KENYON et al., 2002), no Golfo de Cádiz (HABGOOD et al., 2003; LLAVE et al., 2005; HERNANDEZ-MOLINA et al. 2006; BRACKENRIDGE et al., 2013; STOW et al., 2013a,b; HERNÁNDEZ-MOLINA et al., 2014), e no Canal Faroe-Shetland (WYNN et al., 2002; MASSON et al., 2004; AKHMETZHANOV et al., 2007). Na maioria dos casos, a ocorrência de contornitos arenosos com potencial para exploração de hidrocarbonetos dependem de uma área fonte rica em areia adjacente que tende a ser varrida por correntes de contorno.
### 2.4.3.2 Rochas selantes de contornitos de granulação fina

Contornitos com granulação fina, que estão relacionados com fácies selantes/ barreiras de permeabilidade e acumulação de rocha geradora, representam uma importante função na caracterização de sistema petrolífero de águas profundas. Por exemplo, na Bacia de Santos rochas selantes excelentes de origem de corrente de fundo têm sido encontradas cobrindo arenitos contendo óleo (DUARTE e VIANA, 2007); e na Bacia de Campos sedimentos granulação fina, extremamente bioturbados relacionados com a ação de correntes de fundo agem como importante barreira de permeabilidade e heterogeneidade interna em espessos pacotes de arenitos ricos em óleo (MORAES *et al.*, 2007). Compreender a distribuição e espessura destas rochas é fundamental para projetos de injeção de água e recuperação. Embora o potencial dos contornitos como rocha geradora é geralmente baixo, devido à ventilação induzida por correntes de contorno, os depósitos contorníticos têm sido frequentemente associados com acumulações de hidrato de gás e de gás livre (VIANA, 2008; MOSHER, 2011).

A despeito do significado econômico dos contornitos, o número de publicações tratando com este tópico é muito baixo. De acordo com VIANA *et al.* (2007), isto deve ser explicado por vários fatores: o precoce estabelecimento de modelos de fluxo de gravidade; a predominância volumétrica de depósitos arenosos de fluxo de gravidade; uma falta de critério sedimentológico inequívoco; aspectos oceanográficos pobremente investigados para identificação de contornitos. Todavia, o grande acesso a técnicas de imageamento do fundo marinho de alta resolução e dados de sísmica 3D industrial que pesquisadores acadêmicos têm aproveitado está possibilitando uma profunda compreensão dos depósitos contorníticos e confirmando que estes depósitos são importantes constituintes de sistemas petrolíferos.

# **<u>3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DA BACIA DE CAMPOS</u>**

# 3.1 ASPECTOS DA EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA

A Bacia de Campos está localizada em águas territoriais dos estados do Rio de Janeiro e do Espírito Santo, situando-se entre os paralelos 21 e 23 Sul. Ocupa área de aproximadamente 100.000 km<sup>2</sup>, sendo limitada ao norte pelo Alto de Vitória, ao sul pelo Alto de Cabo Frio (Mohriak *et al.*, 1989), a oeste pelos afloramentos de rochas ígneas e metamórficas pertencentes à Faixa Ribeira que compõem seu embasamento, e a leste pelo acunhamento dos sedimentos em direção à planície abissal oceânica. Em seguida, são descritos os principais aspectos tectonossedimentares da bacia e, ao final, é apresentada uma síntese evolutiva.

Nesta seção será apresentada uma síntese da evolução geológica da bacia de Campos segundo Castro e Picolini (2015) que será importante para a compreensão da fisiografia atual resultante da história da bacia. A estratigrafia da Bacia de Campos é tradicionalmente dividida em três grandes unidades tectonossedimentares ou megassequências (Figura18): Sequência Rifte, Sequência Transicional ou Drifte Inicial e Sequência de Margem Passiva ou Drifte Final (WINTER *et al.*, 2007; GUARDADO *et al.*, 1989).

A Bacia de Campos, como as demais bacias da margem brasileira, foi consequência da ruptura do Supercontinente Gondwana, através de um processo distensivo que teve início no Mesojurássico (THOMAZ FILHO, 2000; MIZUSAKI e THOMAZ FILHO, 2004). O rifteamento resultou em uma estruturação de falhas normais antitéticas e sintéticas, bem como em zonas de acomodação e falhas de transferência (CHANG *et al.*, 1992). O sistema de falhas gerado configurou a compartimentação do embasamento Pré-Cambriano em uma série de *horsts* e grábens, com padrão estrutural de blocos rotacionados, informalmente chamado estilo dominó. O ambiente sedimentar evoluiu de lacustre de água doce, durante o Andar Buracica, para lacustre de água salobra a salgada no Andar Jiquiá (Eoaptiano).

No Mesoalbiano, ocorreu intensa instabilização gravitacional da camada de sal (halocinese), resultando em sua fluência para leste, devido ao basculamento da bacia em direção *offshore*. Na área mais proximal, a halocinese segmentou a camada contínua de sal original, gerando acumulações com forma de almofadas de sal. As almofadas de sal induziram a formação de falhas de crescimento lístricas que ocasionaram estruturas do tipo *rollover*, o que propiciou o crescimento de espessos bancos carbonáticos. Na área distal, o deslocamento do sal arrastou consigo pacotes carbonáticos sobrepostos, dando origem às estruturas do tipo jangadas.

A partir do Eoceno, ocorreu significativo aumento no aporte sedimentar e a consequente progradação dos ambientes deposicionais proximais para o interior da bacia. Entre as causas desse maior influxo de sedimentos, está a reativação da área fonte, com a elevação da Serra do Mar a partir do Neocretáceo/Paleogeno (RIBEIRO *et al.*, 2011) e a implantação, a partir do Eoceno, da linha de grábens interiores de São Paulo, Taubaté, Resende e Baixo Paraíba do Sul (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005), que permitiram a captura de uma drenagem de maior porte e seu direcionamento para a Bacia de Campos, além da umidificação do clima. Nesse contexto, ocorre a deposição de importantes sistemas turbidíticos, especialmente no Eoceno, Oligoceno e Mioceno. Finalmente, no Neomioceno ocorreu a deposição de uma espessa cunha de sedimentos progradantes em águas profundas, condicionada pela ação de correntes de fundo, que alterou a morfologia da parte central da bacia para sua forma atual.

m	BACIA DE CAMPOS												WERE WATER OF	÷					
- 38		GEOGRONOLOGIA				AMBIENTE	and the second se		U	TOEBTRAT	IGRAFIA	ESPESSIO	-	mou	NW Lots in Page Page Page Page Page Page Page Page	SE			
Ma	reeco	EPOCA IDADE		IDADE	ALC: N	DEPOSICIONAL	Discontration	akupa	+05	0AgAW	MEMBRO	171	1		-m Feet	new let	TONGA E MAGMATISMO	Ma	
9	OGENO .	PLOCENO DOENO	10 10 10 10	245034830 BEECIMIAND TORTONIAND MERAVEL WE GARDINIAND		MA	PLESTOCÉNICA MICCENO SUPERIOR MICCENO SUPERIOR MICCENO SUPERIOR		BARREIRAS		o tomé GRUSsaj	050k	N N N N	450 450 440 430 420				-t0	
20-	N	M 043	an a	ADATTANA DISTING	MARINHO REGRESSIVO	JEUNDO / TALUDE / PLATAFOF	OLICOCENCI RUPERIOR	torcat.		æ	Silei	- 102	N E	410 180				-30	
8		o cueoc	44 105	***********			CONCERNS INTERN CONTREME INTERNOT EDGENO SUPERIOR		1	UBATUB	USSA/	000 W	E	74				-30	
40-	EOGEN	OCENC	HENO	BARTERIAND BUTETIAND			EDCENO MEDIO		BORE		5	9	e and at	40 650		RINGA COM	Nagmeitene Econes weden	-40	
50	PAL			PBC	REDOENO NFERICH	EN		ERIBA	2940	E	8		DENCIA TE	Coore reter	-50				
60-		MIDO		PARAMETERS OF THE OWNER			PILLEOCENO IMP	CAI	W.		TAMOIOS		K	4 4 (130		BUBS BUBS	Dataces Presiger	-0	
70- 00-		ц,	(BENGWIAND)		MARINHO TRANSCRESSIVO	PROFUNDO	INTRA-AMASTREDITIANO INTRA-CAMPANIMANI INTRA-CAMPANIMANI	CANFRONTIANO		CARAPEBUS		2250	X K105 X	(120 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5			Magnature Samurato-Carpanice	-7D	
41-				125(42)289 12828(680			CONIACIANO						Kee	28			DRIFTE	-90	
ice-	TAGEO									INTRA-CENCIMINATION	MACAE	KOITACAS	ALLEN ORAD		500	× 802	28 (70		
110-	10		Litted)			PLATAFORMA RASA			Č	NISSAM	Color Color	1050	10	080			Magnatorio Alagoas	-110	
120-			101	107.000 ALIE.R.M.	an Nuk	RESTRITO / LAGUNAR	PRÉ-NEO-ALAGOAS	OAFEIA	ł	1/1		2000	N K	648 648 648			PÓS-RIFTE	-128	
130-				Mara Anara		LACUSTRE	TOPO BASALTO		Source of the second se	TAFONA		2000		C38 C95		-	RIFTE	-130	
640)-			NECCORTAN						CA	BIUNAS		68	2	22				-140	
158 542-													FALKA RIBEIRA	+		642			

Figura 18- Carta estratigráfica da Bacia de Campos (WINTER et al., 2007).

## 3.1.1 Evolução Tectônica e Estrutural da Área Onshore Adjacente

A fragmentação do Pangeia, iniciada no Mezosóico, definiu a configuração dos continentes e oceanos atuais (e.g., BRITO NEVES, 2002; VEEVERS, 2004; STAMPFLI *et al.*, 2013; TORSVIK e COOCK, 2013). Os eventos distensionais relacionados com este rearranjo continental deu forma ao contorno geral das margens continentais do SE do Brasil. Após uma fase de anomalia termal durante o Jurássico, a fase rifte teve início no Cretáceo Inferior, impondo nesta região um regime distencional com orientação NW-SE (CHANG *et al.*, 1992) a WNW-ESSE entre 137 e 122 Ma (STANTON *et al.*, 2010).

Ao fim do Paleoceno e do Oligoceno, uma tensão distencional com orientação NW-SE a NNW-SSE agiu no SE do Brasil (HIRUMA *et al.*, 2010), fazendo crescer o Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB; RICCOMINI *et al.*, 1989). Ocorrem bacias sedimentares continentais, alongadas na direção NE-SW, ao longo do RCSB, tais como as bacias de São Paulo, Taubaté e Resende nos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro (RICCOMINI *et al.*, 1989; ALMEIDA e CARNEIRO, 1998). Na sequência do Paleogeno da Bacia Taubaté, Cogné *et al.* (2013) relacionou o estado transtensional de tensão com o maior tensor horizontal com direção NE-SW, em acordo com o proposto por Salomon *et al.* (2015) para a área mais ao sul.

Segundo Calegari *et al.* (2016), para as idades do Neogeno e mais jovens, muitas controvérsias permanecem sobre a existência de um ou mais arranjos de esforços na margem sudeste brasileira. Alguns autores propõem um tensor strike-slip sinistral E-W (RICCOMINI *et al.*, 1989; SALVADOR e RICCOMINI, 1995; SILVA e MELLO, 2011) e outros um tensor transpressional com o maior eixo principal próximo a E-W (COGNÉ *et al.*, 2013; Salomon *et al.*, 2015). Para Zalán e Oliveira (2005), o regime *strike-slip* sinistral com o menor eixo orientado para NW-SE vem do Paleogeno Superior até o Neogeno. Eventos mais jovens poderiam ser de transcorrência dextral E-W no Pleistoceno, seguido de um evento distensional NW-SE no Holoceno (RICCOMINI *et al.*, 1989; SALVADOR e RICCOMINI *et al.*, 1989; SALVADOR e RICCOMINI *et al.*, 1995).

A Figura 19 resume as principais fases tectônicas propostas pelos autores citados para as idades entre o Cretáceo Inferior e o Holoceno.

Age			po	1.40000	Authors									
(Ma.)	Eo	Er	Peri	Epoch	Riccomini et al., 1989	Salvador and Riccomini, 1995	Silva and Mello, 2011	Salomon et al., 2015	Cogné et al., 2013	Zalán and Oliveira, 2005	Chang et al., 1992	Stanton et al., 2010		
0.0117			rnary	Holocene	1.0	la 4								
2.58			Quate	Pleistocene	3	3	3							
5.33		zoic	Sene	Pliocene					4					
22.02		Ceno	Neog	Miocene	2	2	2							
33.9	oic		ane	Oligocene	1a	In			• (a	5				
56	eroz		eoge	Eocene				2						
66	Phan		Pal	Paleocene	1				2					
100.5			suoac	Upper										
145		zoic	Cretax	Lower	Dist	ension (a) NW-S sinistral transcu	E (b) NW-SE	to WNW-ESE			10	fb		
201.3		Meso		Jurassie	3 E-W 4 E-W 5 NW	dextral transcurr compression SE transtension	ence							

Figura 19 - Organização esquemática com os eventos tectônicos propostos por alguns autores para o SE do Brasil.

#### 3.1.2 Evolução Tectônica e Estrutural da Porção Offshore

Os mecanismos distensionais litosféricos que levaram a ruptura do paleocontinente Gondwana e a formação do Oceano Atlântico Sul originaram a Bacia de Campos (MILANI *et al.*, 2000). Sua evolução tectono-estratigráfica, similarmente as bacias ao longo da margem continental do sudeste do Brasil, é dividida em quatro fases principais: pré-rifte, rifte, transicional e deriva (e.g. CAINELLI e MOHRIAK, 1999; OJEDA, 1982).

A fase pré-rifte representa o estágio intracratônico do supercontinente Pangeia, marcado por altas taxas de soerguimento crustal e a formação de grandes depressões periféricas (CAINELLI e MOHRIAK, 1999; OJEDA, 1982). O primeiro fluxo de lava de basalto toleítico da Formação Cabiúnas ocorreu durante este estágio (MOHRIAK, 2012).

A fase rifte está associada com intensa atividade tectônica resultante de tensões de falhas normais no Cretáceo Inferior, que produziu um sistema alongado orientado NE-SW de *rift valleys* subparalelos as principais estruturas do embasamento pré-cambriano adjacente. Esta fase desenvolveu *horsts*, grabens e meio-grabens delimitados principalmente por falhas sintéticas com a mesma orientação (DIAS *et al.*, 1987, 1990). Falhas com direção strike NNW-SSE e E-W não são muito pronunciadas, mas as vezes elas controlam depocentros de bacias sedimentares formadas durante a faze rifte (DIAS *et al.*, 1990). A Falha de Campos ou linha de charneira é uma falha normal importante originada nesta fase. Esta estrutura regional é aproximadamente paralela à linha de costa atual e mergulha na direção do depocentro principal da bacia, separando as unidades sedimentares cretácicas do embasamento raso. O arcabouço do embasamento proterozóico influenciou os principais depocentros da bacia durante a fase rifte, definindo blocos tectônicos delimitados por estruturas NE-SW e NNW-SSE (FETTER, 2009). Cobbold *et al.* (2001) e Meisling *et al.* (2001) descreveram um set de zonas de transferências NW-SE que segmentam obliquamente a margem passiva sudeste brasileira no Cretáceo Inferior. Estas estruturas controlaram variações no mergulho dos blocos tectônicos e a mais importante zona de acumulação de sedimentos lacustrinos barremianos, que formaram as principais rochas geradoras de hidrocarbonetos da Bacia de Campos (GUARDADO *et al.*, 2000).

O vulcanismo do Neocomiano (MIZUSAKI *et al.*, 1988), que representa o clímax da extrusão de lava basáltica da Formação Cabiunas (WINTER *et al.*, 2007), ocorreu na fase rifte com idades entre 112 e 133 Ma (FODOR *et al.*, 1983; RENNE *et al.*, 1992). Os sedimentos do Barremiano foram depositados logo depois, compostos por conglomerados e arenitos proximais (Formação Itabapoana), pelitos fluvio-lacustres (Formação Atafona), folhelhos e coquinhas (Formação Coqueiros), correspondendo a parte inferior do Grupo Lagoa Feia (WINTER *et al.*, 2007; RANGEL *et al.*, 1994).

O estágio transicional representa a fase inicial da subsidência termal, marcado pela suspensão do estiramento litosférico e rifteamento da crosta continental (CAINELLI e MOHRIAK, 1999). As unidades sedimentares são compostas principalmente por conglomerados e arenitos depositados próximos da escarpa de falha (Formação Itabapoana) e plataformas rasas carbonáticas, margas e arenitos (Formação Gargaú e Macabu) cobertas por evaporitos (Formação Retiro) na parte superior do Grupo Lagoa Feia (WINTER et al., 2007).

A fase de deriva é caracterizada por discordâncias regionais menores e aumento da subsidência termal (OJEDA, 1982). Duas sequências marinhas principais ocorrem neste estágio: uma transgressiva e outra regressiva. A fase transgressiva marinha (Albiano-Cretáceo Tardio) é caracterizado por carbonatos de águas rasas do Grupo Macaé, com fácies arenosas (Formação Goitacás) e calcarenitos (Formação Quissamã), que gradam para uma sequência de marga e folhelho (Formação Outeiro; DIAS *et al.*, 1990; MOHRIAK, 2003; WINTER *et al.*, 2007). O Membro Tamoios (Formação Ubatuba) corresponde aos folhelhos da bacia que marcam o fim da transgressão marinha (RANGEL *et al.*, 1994). A regressão marinha ocorre do Cretáceo Tardio ao Neogeno, com a deposição de sedimentos siliciclásticos do Grupo Campos,

compostos por arenitos de plataforma continental (Membro São Tomé), carbonatos de plataforma continental (Membro Grussaí) e calciruditos e calcarenitos (Membro Siri), que fazem a Formação Emborê (MOHRIAK, 2003; WINTER *et al.*, 2007). Pelitos da bacia da Formação Ubatuba (Membro Geribá) e depósitos turbidíticos arenosos (Formação Caraepebus) completam a sequência marinha do Grupo Campos (WINTER *et al.*, 2007).

O primeiro registro de tectônica do sal ocorre na transição do Albiano Inferior para o Médio, causado pela sobrecarga sedimentar e basculamento da bacia, resultando na formação de domos de sal e falhas lístricas (DIAS *et al.*, 1990; MOHRIAK *et al.*, 1990). Uma nova fase de movimento halocinético ocorreu no Neoalbiano, desenvolvendo-se na formação de falhas de crescimento (DIAS *et al.*, 1990). O intervalo entre o Cretáceo Tardio e o Paleoceno corresponde ao período de margem passiva, com processo de subsidência contínua e possível movimento residual do sal (DIAS *et al.*, 1990; MOHRIAK *et al.*, 1990; CAINELLI e MOHRIAK, 1999). As falhas normais da Bacia de Campos relacionadas com a tectônica do sal geralmente apresentam uma geometria sintética (MOHRIAK, 2003). Guardado *et al.* (1989) apontou que estas falhas foram reativadas do Albiano ao Holoceno, desempenhando um papel importante no controle da sedimentação e formação de trapas nas principais acumulações de hidrocarboneto da Bacia de Campos.

Dois estilos estruturais predominantes foram encontrados por Calegari *et al.* (2016) na porção sul da Bacia de Campos: 1) falhas normais que afetam o embasamento e a sequência Rifte; e 2) estruturas distencionais geradas principalmente pela sobrecarga da sequência estratigráfica e tectônica do sal que afetam as sequencias superiores (deformação halocinética).

A Figura 20 apresenta a interpretação de três seções sísmicas perpendiculares ao Lineamento Alegre (seções *strike*; aproximadamente de direção NE-SW). A Figura 20.a mostra falhas que delimitam um alto estrutural correspondente ao Alto do Badejo, identificado anteriormente por Guardado *et al.* (2000). A Figura 20.b mostra falhas normais de alto ângulo com deslocamento aparente na seção do Lineamento Alegre que se estende para a área offshore. Estas falhas compreendem um conjunto que se estendem ao longo de 40 km, controlando um baixo estrutural na porção NE da bacia, que corresponde ao baixo de Corvina-Parati (GUARDADO *et al.*, 2000, Figura 20.c)



Figura 20 – Seções sísmicas com direção *strike* interpretadas por Calegari *et al.* (2016). 1) Embasamento; 2) sequência rifte; 3) sequência pós-rifte; 4) sal; 5) Albiano; 6) Cenomaniano-Maastrichtiano; 7) Paleoceno-Oligoceno; 8) Mioceno-Pleistoceno.

## 3.1.3 Contexto de atividade sísmica e neotectônica offshore

Nesta seção será apresentada informações sobre a atividade sísmica na bacia de Campos bem como os principais lineamentos estruturais que podem estar geneticamente associados. Para que desta forma complemente as seções anteriores sobre o contexto da área de estudo. Estas informações são importantes pois, como discutido na seção 2.3.6, os abalos sísmicos são condicionantes importantes para deflagração de movimentos de massa. Estas informações compiladas foram integradas na Figura 21. Segundo Borges R. G. (Comunicação Pessoal, 2015), o Brasil não é um país associado com terremotos pelo público em geral. Embora nenhuma parte do Brasil possa ser comparada com áreas de alta sismicidade (e.g. porção oceânica da Região Sudeste do Brasil) de forma suficiente para impor uma ameaça potencial para instalações submarinas. O período de retorno para grandes terremotos é muito longo em uma bacia intraplaca como a de Campos. Contudo, os dados sismológicos disponíveis são incompletos e afetados por incertezas.

Epicentros de terremotos offshore são disseminados pela margem continental, mas quase um terço deles se localiza nas zonas de transferência de Cabo Frio, talvez como um resultado de sua reativação (figura 21). Os mecanismos focais para quatro eventos na porção oceânica do Sudeste do Brasil indicaram empurrão oblíquo ou empurrão puro (ASSUMPÇÃO, 1998). Os hipocentros estão em profundidades de 8 a 18 km, no embasamento pré-rift, e a compressão principal se dá aproximadamente na direção Leste-Oeste. As tensões compressionais, que são de magnitude maior do que aquelas na região montanhosa costeira adjacente, foram atribuídas a uma combinação de a) ridge push, b) mudanças laterais de densidade, e c) dobramento abaixo das sequências sedimentares espessas (ASSUMPÇÃO, 1998). Para as sequências sedimentares da Bacia de Campos, informações adicionais são provenientes de ensaios de leak-off (faturamento hidráulico em poços). O regime de tensões inferido varia em função da profundidade abaixo do fundo do mar: de extensional, para profundidades de até 1.500 m; a transtensional, para profundidades intermediárias, entre 1.500 e 3.500 m; a strike-slip, para profundidades maiores do que 3.500 m (LIMA NETO & BENEDUZI, 1998). O regime distencional raso é provavelmente devido ao galgamento gravitacional acima do sal Aptiano, enquanto que a compressão horizontal em profundidade é provavelmente transmitida para cima a partir do embasamento.



Figura 21 – Mapa de lineamentos estruturais e de epicentros de sismos da Bacia de Campos. Fonte: Calegari *et al.* (2016); Dehler *et al.* (2016); Meisling et al. (2001); Almeida e Kowsmann (2015); Borges (2015) e Boletim Sísmico Brasileiro (2014).

## **3.2 GEOMORFOLOGIA SUBMARINA**

### 3.2.1 Geomorfologia da Plataforma Continental

Segundo Figueiredo Jr. *et al.* (2015) a plataforma continental da Bacia de Campos apresenta largura máxima de 120 km em sua porção sul, entre Cabo Frio e Macaé. Em direção ao norte, observa-se que a plataforma torna-se mais estreita e rasa, atingindo uma largura média de 42 km com profundidade de aproximadamente 60 m na quebra da plataforma ao largo da foz do Rio Itabapoana (Figura 22). As declividades se apresentam suaves, variando de 0 a 0,5 grau e os maiores gradientes encontram-se nos vales incisos na porção norte da área ao largo de Vitória. Os gradientes menores que 0,1 grau predominam em toda a área, principalmente entre Cabo Frio e São Tomé (ZEMBRUSCKI, 1979; PACHECO, 2011).

Para Figueiredo Jr. e Madureira (2004), a cobertura sedimentar da plataforma possui dois domínios bem distintos: um terrígeno (litoclástico) e outro carbonático (bioclástico). Figueiredo Jr. *et al.* (2015) observou um predomínio litoclástico, que recobre 63% da plataforma interna e média. As fácies biolitoclásticas e litobioclásticas se concentram entre as plataformas média e externa, recobrindo aproximadamente 32% da área. O domínio terrígeno recobre áreas próximas à linha de costa e algumas porções da plataforma externa, onde se encontram localmente interrompidos por lentes de lama paralelas ao contorno da batimetria. Essas lentes de lama estão localizadas em sua grande maioria ao largo de Cabo Frio. Já os cascalhos biogênicos se concentram na plataforma continental média e externa ao norte do Cabo de São Tomé e principalmente a norte de Itabapoana.

Ao sul do Cabo de São Tomé, na porção interna da plataforma continental (isóbatas de 10 a 40 m), os gradientes máximos não ultrapassam 0,5 grau e se encontram pontualmente localizados ao largo de Cabo Frio e de Búzios. Os declives entre 0,1 e 0,25 grau na porção interna apresentam-se associados a ondas de areia e ao cúspide ao largo do Cabo de São Tomé. Mais ao norte observa-se a presença de paleocanais entre a foz do Rio Itabapoana e Ponta da Fruta. Estas feições podem apresentar declives que chegam a 0,7 grau (PACHECO, 2011). Os maiores declives observados na plataforma continental externa variam entre 0,25 e 0,5 grau, se localizam entre Búzios e o Cabo de São Tomé e estão associados a lineamentos de arenitos de praia, os quais se apresentam delimitados entre as isóbatas de 70 e 80 m (PACHECO, 2011). Esses lineamentos têm sua origem atribuída a arenitos de praia de um nível de mar mais baixo, tendo em vista sua semelhança morfológica com os arenitos observados junto às praias atuais.

Feições semelhantes a esta, mas de dimensões menores, foram descritas por Della Giustina (2006) ao largo do Cabo de São Tomé.

Ao norte da foz do Rio Itabapoana, a plataforma é mais estreita, as bacias de drenagens continentais são restritas e, portanto, contribuem com um pequeno aporte sedimentar. Nestes casos, a sedimentação carbonática predomina na plataforma interna.



Figura 22 – Mapa batimétrico sobre imagem do relevo sombreado da Plataforma Continental elaborado por Figueiredo Jr. *et al.* (2015). O exagero vertical da imagem é maior na Plataforma Continental do que no Talude Continental.

Segundo Reis *et al.* (2011), o arcabouço estratigráfico elaborado por Maia *et al.* (2010) para a plataforma continental sul fluminense evidencia que a sequência Sq4 se desenvolveu sobre a superfície S4 e é limitada no seu topo pela superfície S5, que representa o atual fundo submarino por quase toda a extensão da plataforma continental (Figura 23). Na sucessão estratigráfica pleistocênica desta plataforma, a sequência deposicional Sq4 está relacionada aos processos deposicionais e erosivos implantados entre os dois últimos máximos glaciais, os estágios isotópicos marinhos MIS6 e MIS2 (*Marine Isotopic Stages*), ocorridos globalmente entre aproximadamente 140 ka e 20-18 ka A.P. (Figura 23). As superfícies S4 e S5 representam horizontes diacrônicos que registram a erosão ocorrida durante as descidas de nível de mar até o período de máxima exposição subaérea da plataforma continental durante épocas de máximo glacial, e a erosão subsequente do fundo submarino por retrabalhamento durante os ciclos transgressivos que se seguem (superfície de ravinamento; CATUNEANU, 2006). O horizonte S5 representa a superposição da superfície de máxima regressão referente ao último glacial e a superfície de ravinamento da Transgressão Holocênica (Figura 23).

Pode-se notar que as superfícies S4 e S5 apresentam o mesmo alto grau de irregularidade morfológica: ambas mergulham em direção a bacia e são marcadas por escalonamentos, delineando degraus que se aprofundam sucessivamente em direção a borda da plataforma (Figura 23). Este conjunto de atributos sismoestratigráficos é indicativo de superfícies formadas sob condições dominantes de regressão forçada (no sentido de POSAMENTIER *et al.*, 1992; HUNT e TUCKER, 1992; POSAMENTIER e MORRIS, 2000). Almeida (2015) mapeou uma discordância (biozona W) no talude (área de estudo desta pesquisa) correlacionável com a discordância S4.



Figura 23 – (A) Perfil sísmico ilustrando as superfícies e as sequências sísmicas propostas por Maia et al. (2010) para a plataforma sul fluminense. (B) Coluna estratigráfica da seção rasa da plataforma, calibrada com auxílio de dados de poços. (C) Curvas globais de variação isotópica de  $\delta$ 180, compiladas por Rabineau *et al.* (2006), calibradas pela datação de feições morfológicas, digenéticas e orgânicas em plataformas continentais (REIS *et al.*, 2011).

### 3.2.2 Geomorfologia do Talude Continental e Platô de São Paulo

Segundo Almeida e Kowsmann (2015), o talude continental está limitado a oeste pela quebra da plataforma, que pode ocorrer entre as isóbatas de 110 e 200 m, e a leste pelo Platô de São Paulo, cujo limite pode ocorrer entre 1.200 e 2.300 m de profundidade. O talude continental foi dividido em talude superior, talude médio e talude inferior. Cada uma dessas partes do talude continental foi definida com base nos valores de declividade do fundo do mar, portanto seus limites por vezes cruzam cotas batimétricas. Os limites inferiores dos taludes superior, médio e inferior podem ocorrer, respectivamente, entre as isóbatas de: 400 e 600 m; 700 e 1.600 m; e 1.000 e 2.200 m.

O talude continental é a província fisiográfica da margem continental que apresenta os mais elevados valores de declividade do fundo do mar, que variam de 0 a 25 graus, sendo mais comuns valores de 0 a 5 graus na região entre cânions e de cerca de 10 graus nas paredes dos cânions. Nessa província, estão talhados os cânions submarinos, que são as maiores feições

erosivas do talude e também as principais vias de transporte de sedimentos da plataforma para o Platô de São Paulo. Os estratos sedimentares sob o talude são constituídos predominantemente pelas sequências sedimentares da bacia depositadas durante a fase tectônica de deriva continental, onde, na parte central da bacia, destaca-se uma grande cunha com padrão de empilhamento em forma de sigmoides, depositada durante o Mioceno por correntes de contorno (SOUZA CRUZ, 1995).

Dentre as principais feições geomorfológicas do talude continental (Figura 24), destacam-se: cânions do Grupo Nordeste (de norte a sul), composto pelos cânions Almirante Câmara, com seu Sistema Turbidítico Almirante Câmara (MACHADO *et al.*, 2004), Tabajara, Curumim, Grussaí, Itapemirim e São Tomé (BREHME, 1984, VIANA *et al.* 1998, 1999); cânions do Grupo Sudeste (de norte a sul), composto pelos cânions Goitacá, Tupinambá, Temiminó, Tamoio e Tupiniquim; e cânions do Grupo Sul-Sudeste (REIS, 1994; VIANA *et al.*, 1999), além dos sistemas turbidíticos de Itabapoana e Marataízes (HERCOS *et al.*, 2005), na região norte da bacia.

Os cânions submarinos, juntamente com as diversas cicatrizes de remoção, estão associados a processos de movimento de massa (KOWSMANN *et al.*, 2002) que são amplamente controlados pela geologia de subsuperfície e por correntes geostróficas (VIANA *et al.*, 1998). No talude, esses processos ocorreram preferencialmente nos períodos de nível relativo de mar baixo (KOWSMANN e VIANA, 1992).

O Platô de São Paulo é um platô marginal anomalamente mais elevado que as áreas adjacentes da elevação continental. O Platô de São Paulo apresenta envergadura regional, com largura de 120 a 250 km. Do ponto de vista regional, é plano, com declividade de 0 a 2 graus, cujas principais irregularidades são causadas pela halocinese. Na Bacia de Campos, os limites leste e oeste são gradacionais: a oeste, com o talude continental, e a leste com o sopé continental, através de um desnível de cerca de 200 a 500 m (CASTRO, 1992), às vezes ausente, em profundidades de 3.400 a 3.000 m (ZEMBRUSCKI, 1979; CASTRO, 1992). O Platô de São Paulo é constituído por um pacote de sedimentos lamosos (de fluxos de detritos e contornitos) sobre a camada de sal. O limite da província de sal (com ou sem escarpamento) não é coincidente com o limite do platô em toda a sua extensão. Em algumas regiões, o limite do Platô de São Paulo está um pouco além, sendo estabelecido pela sedimentação pós-sal (CASTRO, 1992).

A região do talude continental ao Platô de São Paulo da Bacia de Campos foi dividida, em três grandes regiões (norte, central e sul) com características geomorfológicas peculiares, conforme proposto por Almeida e Kowsmann (2011).



Figura 24 – Imagem do modelo digital da geomorfologia do Talude Continental e Platô de São Paulo, indicando as feições geomorfológicas do fundo do mar (SCHREINER *et al.*, 2008).

# 3.3 CIRCULAÇÃO OCEÂNICA

Conforme adotado por Viana *et al.* (1998), neste estudo as massas d'água serão divididas verticalmente em dois grupos maiores (Figura 25): águas superficiais e águas profundas.

As águas superficiais são influenciadas principalmente pelo regime de ciclones gerados pelos ventos e compreendem duas massas d'água distintas: Água Tropical Superficial (ATS) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS).

A primeira e mais superficial, a Água Tropical Superficial (ATS), é o resultado da mistura de três tipos de água: Água Tropical (temperatura maior que 18° C e salinidade maior que 36‰), Água Litoral e ascensão periódica da Água Central do Atlântico Sul (temperatura entre 6° e 18° C e salinidade entre 34,5‰ e 36,0‰). Esta Água Superficial é carregada para sul pela Corrente do Brasil (CB) e é bem caracterizada em lâmina d'água entre 250 e 300 m (SIGNORINI, 1978; MIRANDA, 1982; EVANS *et al.*, 1983 *apud* VIANA *et al.*, 1998).

A Água Central do Atlântico Sul, flui sob a Água Tropical Superficial, entre 300 e 500 m de lâmina d'água, flui para norte e é considerada contracorrente da Corrente do Brasil. A temperatura e a salinidade apresentam diminuição abrupta abaixo da Água Central do Atlântico Sul (PIERRE *et al.*, 1991).

A Água Intermediária Antártica é formada na Frente Subantártica à 45°S. Esta é a camada mais rasa distinta abaixo das águas superficiais (REID, 1989) e irriga o talude médio entre as isóbatas de 550 m e 1200 m. A Água Intermediária Antártica é bem caracterizada por temperaturas variando entre 6° C e 2°C, um alto conteúdo de oxigênio dissolvido e uma salinidade mínima de 34,2‰ (MIRANDA, 1982; PIOLA e GORDON, 1989; REID, 1989).

Água Profunda Circumpolar (APC) é uma água delgada, rica em nutriente e pobre em oxigênio, que se origina próximo à Antártica e flui para norte. À 55° S esta sofre bifurcação em duas camadas, a Água Profunda Circumpolar Superior e Inferior que ensanduicha a Água Profunda do Atlântico Norte.

A Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) é uma grande massa de água maior que 2 km de espessura e 800 km de largura, fluindo para sul. Possui alta salinidade, pobre em nutriente e rica em oxigênio, é encontrada em profundidades do talude inferior até a borda externa do Platô de São Paulo, de 1200 m até mais de 3500 m de lâmina d'água (REID, 1989; SCHMID *et al.*, 1995). Esta deve ter fluxo lento, possivelmente inferior a 5 cm/s, como

mostrado pela sedimentação pelágica associada encontrada em seu domínio (VIANA et al., 1994).

A densa e fria Água Antártica de Fundo (AABW) ocorre abaixo da Água Profunda do Atlântico Norte em águas mais profundas que 4.000 m.



Figura 25 – Imagem do fundo do mar da Bacia de Campos com a representação esquemática da circulação oceânica. Corrente do Brasil (CB), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária da Antártica (AIA) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN).

Viana (1998) apresentou resultados de análises medições de corrente de fundo no talude superior da porção sul e central da Bacia de Campos. Nesta seção serão apresentados os resultados das estações localizadas próximo à área de estudo desta pesquisa (Figura 26). Segundo Viana (1998) a estação MA4 (campanha "*courants de fond*" 1992 a 1993), localizada à sudoeste do cânion São Tomé, em lâmina d'água de 450 m registrou correntes de fundo com direções principais talude abaixo, descendente para SE, e para NE. Estas medições sugerem uma forte influência do talude e da Contracorrente do Brasil. A componente longitudinal é dominada pelo fluxo para NE (70%), dos quais somente 0,7% são superiores a 20 cm/s. A velocidade máxima desta componente é de 27 cm/s para NE e 26 cm/s para SW, e a velocidade média respectivamente de 7 e 5 cm/s. A componente transversal ao talude (SE), que domina 85% do fluxo transversal, mostra velocidade máxima até 49 cm/s, particularmente bem definido no inverno. Através do talude, 16% das correntes mostram velocidade superior à 20 cm/s. A velocidade média desta corrente é de 13 cm/s, da mesma ordem de grandeza das correntes sobre

a borda da plataforma. A componente transversal NW, associada ao fluxo que sobe o talude (ascendente), apresenta velocidade máximas de até 29 cm/s e velocidade médias de 4,5 cm/s. Contrariamente às estações da plataforma, não se observa ligação direta entre as inversões de direção de fluxo longitudinais e transversais. As inversões de fluxo longitudinais de NE para SW são mais frequentes que as mudanças de direção do fluxo transversal, para SE (pelo talude), predominam em relação a NW (ascendente). As inversões de fluxo longitudinal para SW tem um grande período de recorrência e são mais fortes e frequentes no começo da primavera, acima de 20 cm/s.

A estação F1S (campanha "*radiales P-2000*" 1994 e 1995) localizada a sudoeste da área de estudo em lâmina d'água de 200 m. As medições confirmam a desaceleração e distanciamento relativo a costa da CB. Estas modificações do fluxo da CB ocorrem a sul do contorno fisiográfico da margem continental, correspondente à projeção submarina do Cabo de São Tomé. A componente longitudinal apresenta velocidade média de cerca de 15 cm/s, mais forte para NE (17 cm/s) que para SW (13 cm/s). As inversões frequentes da direção longitudinal são observadas. Dentro desta região, as velocidades de pico passam raramente de 30 cm/s e são mais intensas durante o período do outono e no início do inverno. No entanto elas podem alcançar 66 cm/s para NE e 42 cm/s para SW. A componente transversal se caracteriza por um comportamento oscilatório de intensidade média baixa (em torno de 7 cm/s), dirigida para a plataforma interna (NW) e para talude abaixo (SE). As velocidades mais importantes (em torno de 60 cm/s) são observadas em direção talude abaixo (SE, efeito do declive). A aceleração da corrente transversal talude acima, observado na estação F1N durante a primavera de 1994, não é reproduzida no setor Sul.



Figura 26 – Localização das estações de medição de corrente oceânica das campanhas "radiales P-2000" e "courants de fond" (VIANA, 1998).

# **4 OS DADOS E TÉCNICAS DE INVESTIGAÇÃO**

## 4.1. DADOS DE TESTEMUNHOS DO TIPO JUMBO PISTON CORER

O testemunho foi obtido através de um *Jumbo Piston Corer* (JPC) com cabeça de 4 toneladas e seções de tubo de aço com comprimento de 21 metros, lançado em queda livre de 2 m (Figura 27). A bordo, o testemunho, encapsulado num *liner* de PVC de 102 mm de diâmetro interno foi cortado em seções de 90 cm. Foi ainda efetuada, no topo de cada seção, medida de resistência ao cisalhamento, com mini-vane de laboratório.



Figura 27 – desenho esquemático do amostrador a pistão conforme Bourillet et al. 2007.

### 4.1.1 Datações relativas e absolutas

#### 4.1.1.1 Dados bioestratigráficos

Os dados bioestratigráficos (datação relativa) utilizados foram analizados e datados por Kowsmann *et al.* (2009, 2012, 2013), cujo procedimento é apresentado nesta seção. As amostras paleontológicas foram tiradas em intervalos variáveis, orientadas pelos contatos faciológicos. As amostras, pesando no máximo 60 gramas, foram lavadas em peneira de 0,062 mm de malha e o material retido, após secagem, passou por duas peneiras (0,250 mm e 0,125 mm). Os foraminíferos planctônicos retidos em cada peneira foram identificados e contados. Para datação de sedimentos do Quaternário Superior, foram utilizadas as biozonas de foraminíferos planctônicos controladas por clima de Ericson e Wollin (1968), correlacionadas (Figura 28) com os estágios isotópicos de oxigênio de Emiliani (1966). Estas biozonas foram adaptadas por Vicalvi (2009) para a margem continental do sudeste brasileiro, utilizando marcos locais e a distribuição quantitativa temporal de foraminíferos planctônicos selecionados (Figura 29). As idades dos limites das biozonas seguem Kohl *et al.* (2004).



Figura 28 - Curva do nível do mar nos últimos 150 mil anos e sua correlação com os períodos glaciais e interglaciais baseada em biozonas de foraminíferos planctônicos (Z e X: águas quentes e Y e W: águas frias) e em isótopos de oxigênio (impar: interglacial; par: glacial). Adaptado de Damuth *et al.* (1988).



Figura 29 - Esquema do biozoneamento de foraminíferos planctônicos adotado neste estudo, baseado em Vicalvi (2009) com modificações de Costa *et al.* (no prelo).

### 4.1.1.2. Dados de datação de radiocarbono

As datações de carbono-14 (datação absoluta) foram feitas no Laboratório de Radiocarbono do Instituto de Física da UFF. Foram datados dois fragmentos de corais ahermatípicos de águas frias (Lophelia pertusa, KOWSMANN et al., 2013) do JPC-3, coletados nas profundidades de 182 cm e 188 cm (Figura 30). As datações foram determinadas Oliveira Macario (informação pessoal, mensagem recebida por e por andersongeomar@yahoo.com em 24 jul. 2015) que obtiveram as idades convencionais de  $10.011 \pm 61$  anos A. P. para a amostra a 188 cm de profundidade e  $9.827 \pm 82$  anos A. P. para a amostra a 182 cm de profundidade. As datações calibradas constam na Figura 17 com 2 sigma e valor médio, conforme método de Ramsey (2009) e Reimer (2013) com curva marine13 e o delta R  $32 \pm 44$  de Alves (2015).



Figura 30 - Fotografias de fragmentos de corais ahermatípicos de águas frias (Lophelia pertusa) do JPC-3, coletados nas profundidades de 182 cm (A) e 188 cm (B).



Figura 31 - As datações calibradas conforme método de Ramsey (2009) e Reimer (2013) com curva marine 13 e o delta R  $32 \pm 44$  de Alves (2015).

### 4.1.2 Dados de Multisensor Core Logger

As seções dos testemunhos do tipo Jumbo Piston Core foram perfiladas em *Multi-sensor core Logger* (MSCL) modelo Geotek MSCL-S (Figura 32) no laboratório a bordo do navio Fugro Explorer.

Neste estudo foram utilizados os perfis de densidade gama (*bulk density*) e de velocidade da onda P com o objetivo de caracterizar as fácies sedimentares.



Figura 32 – Desenho esquemático do *Multi-sensor core Logger* modelo Geotek MSCL-S com o posicionamento dos sensores (Geotek Ltd. MSCL Manual. 2014. www.geotek.co.uk).

#### 4.1.2.1 Perfil de densidade gama

O princípio de operação da perfilagem de densidade gama consiste em um sistema onde uma fonte de raios gama e um detector são montados através do testemunho sobre um sensor sustentado que os alinha com o centro do testemunho. Um feixe estreito de raios gama alinhado é emitido de uma fonte de Césio-137 com energia de 0,662 MeV. Estes fótons passam através do testemunho e são detectados no outro lado. Neste nível de energia o mecanismo primário de atenuação de raios gama é por espalhamento Compton. Os fótons incidentes são espalhados pelos elétrons do testemunho com uma perda de energia parcial. A atenuação, portanto, é diretamente relacionada com o número de elétrons no feixe de raio gama (espessura do testemunho e densidade de elétrons). Medindo o número de fótons gama transmitido que passam através do testemunho (desatenuado), a densidade do material do testemunho pode ser determinada. Para diferenciar fótons espalhados e transmitidos, o sistema detector de gama conta somente àqueles fótons que possuem a mesma energia principal da fonte (Geotek, 2014). A equação básica para calcular densidade da atenuação do raio gama é:

$$\rho = \frac{1}{\mu d} \ln \frac{l_0}{l} \tag{1}$$

Onde:

 $\rho$  = densidade (bulk) do sedimento

 $\mu$  = coeficiente de atenuação Compton

d = espessura do sedimento

 $I_0$  = intensidade da fonte gama

I = intensidade medida ao através da amostra

#### 4.1.2.2 Perfil de velocidade da onda P

O princípio de operação da perfilagem de velocidade de onda P consiste em um sistema onde um pulso curto de onda P é produzido no transmissor, este pulso propaga através do testemunho e é detectado por um receptor. Um software temporizador do pulso é usado para medir o tempo de trânsito do pulso com resolução de 50 ns. A distância percorrida é medida como diâmetro do lado de fora do testemunho com precisão de 0,1 mm. Após um procedimento de calibração a velocidade da onda P pode ser calculada com resolução de cerca de 1,5 m/s. A precisão das medidas irão depender de qualquer variação na espessura da parede do tubo (liner). Portanto, a experiência tem mostrado que uma precisão de 3 m/s é normalmente alcançada com alguns cuidados (GEOTEK, 2014).

A velocidade da onda P é definida como:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \tag{2}$$

Onde:

k = módulo de incompressibilidade

$$\mu$$
 = módulo de rigidez

$$\rho = \text{densidade}$$

mas é calculada a partir de medições do tempo de trânsito da onda e da distância percorrida:

$$V_p = \frac{d}{t} \tag{3}$$

Onde:

d = distância percorrida

t = tempo tomado para percorrer a distância d

# 4.2 DADOS GEOFÍSICOS DE ALTA FREQUÊNCIA

A embarcação R/V *Northern Resolution*, de propriedade da *C&C Technologies Inc.*, foi utilizada como embarcação-apoio para o levantamento geológico e geofísico com AUV em Aruanã, em área *offshore* da Bacia de Campos no sudeste do Brasil (Figura 33). Área total do levantamento é de 460 km<sup>2</sup>. Durante as operações do levantamento, o AUV foi programado para coletar os dados a uma elevação de aproximadamente 40 metros do fundo marinho da área (Figura 34).



Figura 33 – linhas de levantamento de AUV na área de estudo.

Os instrumentos geofísicos utilizados neste levantamento incluem um ecobatímetro Multifeixe Simrad EM 2000 e Perfilador de subfundo modelo 216 FSSG *Chirp* ambos da *Edgetech*.

Durante o levantamento, os eventos da navegação foram gravados a cada intervalo de 150 metros e foram anotados automaticamente e simultaneamente em todos os dados digitais de multifeixe, sonar de varredura lateral e perfilador de subfundo.

Para processamento da batimetria multifeixe foi utilizada a previsão de maré com base em altimetria por satélite, sistema *Goddard Ocean Tide*, modelo GOT99.2.

O posicionamento em superfície da embarcação principal foi realizado pelo sistema da navegação C&C's C-NAV<sup>®</sup> L-Band DGPS. As posições diferenciais GPS corrigidas possuem uma acurácia menor que 1 metro. As posições do AUV são calculadas usando algoritmos de filtro *Kalman*, nos quais são introduzidos dados do sistema *Simrad HiPAP* (*High Precision Acoustic Positioning*), navegação inercial e velocidade Doppler. As posições pós-processadas para o AUV têm acurácia menor que 5 metros.



Figura 34 - desenho esquemático da configuração do sistema C-Survayor II.

### 4.2.1 Aquisição de dados de batimetria multifeixe

Os dados batimétricos de multifeixe foram coletados por um Sistema de Batimetria de Precisão Simrad EM 2000 com frequência de 200 kHz. A precisão da informação batimétrica é igual a 0,3% da coluna d'água. Os dados batimétricos foram corrigidos, em tempo real, dos valores obtidos por um compensador triaxial de movimento, marca TSS modelo 335B.

As medições de salinidade e temperatura, necessárias para a correção dos feixes foram continuamente gravadas por um velocímetro. As correções acústicas da velocidade do som ao longo da coluna d'água também foram aplicadas utilizando as medições de salinidade e temperatura. Um velocímetro *Seacast* SBE 19-01 foi utilizado para obter os valores de condutividade, profundidade e temperatura (CTD) ao longo da coluna d'água. Essas leituras foram analisadas para produzir os perfis de velocidades harmônicas, as quais foram

subsequentemente aplicadas aos dados coletados com objetivo de aumentar a acurácia nas medições de profundidades.

Um sensor de movimento instalado a bordo do AUV mediu em tempo real as velocidades de som na água para correção das transmissões acústicas. Os valores de *heave*, *pitch e roll* foram gravados por acelerômetros de precisão instalados em uma unidade de movimentos inerciais IMU 90. Esses valores foram aplicados às sondagens e adicionados aos valores do sensor de pressão de alta precisão (*Digiquartz*) usado para prover a profundidade do C-Surveyor-II<sup>TM</sup>. Os dados do multifeixe foram processados em células de 3 metros (*bin size*).

O conjunto de dados gridados foi gerado a partir dos pontos medianos pela aplicação de um algoritmo de filtragem do próximo-vizinho. Os dados processados apresentam uma acurácia vertical menor ou igual a 20 centímetros.

### 4.2.2 Aquisição de dados de sísmica de alta frequência

Os pulsos de transmissão de SBP do AUV são gerados em uma banda de freqüência modulada entre 2 a 8 kHz. O tempo dos registros do perfilador está limitado a aproximadamente 150 metros de penetração considerando-se o tempo zero ocorrendo na altitude do AUV. Como resultado o dado bruto gravado não foi corrigido topograficamente. As informações das profundidades do AUV foram inseridas nos dados sísmicos brutos para produzir um registro topograficamente correto.

Os dados sísmicos brutos foram pós-processados para criar arquivos SGY ou XTF para interpretação geológica dos perfis. Todas as profundidades referidas neste relatório assumem uma velocidade acústica aplicada de 1500 m/s na conversão de tempo para distância. A resolução vertical do perfilador de subsuperfície está estimada em 10 cm.

#### 4.2.2.1 Sísmica de reflexão de alta resolução

Sísmica de reflexão é a reflexão do som no limite entre dois meios com diferentes impedâncias acústicas (contraste de impedância acústica). Em quase todos os casos monocanais, perfilagem de alta resolução, a reflexão do som ocorre próximo à normal incidente e uma série de ecos é produzida, representando mudanças na impedância acústica através da coluna sedimentar. A impedância acústica é o produto de duas propriedades físicas do meio: velocidade acústica compressional e densidade (bulk). O coeficiente de reflexão da onda do plano ( $\mu_0$ ) de uma superfície suave é a razão da amplitude (pressão) da onda refletida pela incidente normal, e é dada por:

$$\mu_0 = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} = \frac{V_2 \rho_2 - V_1 \rho_1}{V_2 \rho_2 + V_1 \rho_1} \tag{4}$$

Onde I=impedância acústica, V=velocidade do som da onda compressional,  $\rho$ =densidade, e subscritos relativos aos dois meios em cada lado do limite de impedância.

A energia refletida de um limite de impedância é retornada para um detector e a magnitude do contraste de impedância (o valor absoluto do coeficiente de reflexão) é registrada. Na reflexão sísmica de alta resolução o coeficiente de reflexão pode ser afetado significativamente pela dispersão devido à aspereza da superfície limítrofe (URICK, 1982). Este feito é mostrado na Equação 5:

$$\mu = \mu_0 \exp\left(\frac{-4\pi h \sin\theta}{\lambda}\right)^2 = \mu_0 e^{-R^2}$$
(5)

Onde  $\mu_0$  é o coeficiente de reflexão que existiria se uma superfície fosse suave (como mostrado na Equação 1), e  $\mu$  é o coeficiente de reflexão de uma fundo áspero. O fator exponencial é o efeito da aspereza da superfície, onde R é o parâmetro Rayleigh.

A energia não refletida ou dispersa será transmitida através do limite e para dentro da camada inferior. O montante de energia refletida é independente do sinal do coeficiente de reflexão, mas a forma de onda será de fase invertida para um contraste de impedância negativa quando  $I_2$  é menor que  $I_1$ . No trabalho sísmico marinho, a camada superior é invariavelmente água, que sustenta a fonte sísmica e detectores, com os sedimentos abaixo formando um complexo acamadado. A detecção de ondas refletidas no receptor depende da amplitude do impulso da fonte, geometria e sensibilidade do receptor, transmissão e outros processos de perda de energia tais como dispersão e absorção, as amplitudes nas séries de coeficiente de reflexão representado pela coluna sedimentar, e o nível de ruído do ambiente no detector.

Em um meio dado, o processo de perda visco-elástico associado com a absorção possui uma dependência na variação e frequência da frente de propagação da onda, aproximadamente na forma:

$$P_r = \frac{P_0 e^{-\alpha_k f r}}{r} \tag{6}$$

Onde  $P_r$  é a amplitude da pressão recebida a uma distância r (tempo duplo) de uma fonte com uma pressão referência  $P_0$  distante 1 m,  $\alpha_k$  é o coeficiente de absorção para um material particular em Np/m/Hz e fr é a frequência recebida. O termo  $e^{-\alpha k fr}$  representa a perda de absorção e o termo 1/r representa a atenuação em amplitude devido ao processo de expansão esférica. A expansão esférica é afetada pela aspereza também. De um fundo suave (um refletor), a componente de perda de transmissão devido à expansão é  $20\log(2r)$ . Quando o fundo é áspero (um dispersor) a perda de expansão se torna  $20\log(r^2)$ .

A Equação 3 indica que aquele som de alta frequência irá sofrer alta perda de energia, resultando em ecos com amplitudes menores no detector. Em perfilagem sísmica de alta resolução, mudanças de impedância relativamente pequenas são normais, e alta frequência com banda larga são buscados com fontes relativamente de baixa energia. Além disso, a escala da rugosidade da superfície pode ser da mesma ordem da resolução requerida, logo a dispersão pode ser uma componente significativa do sinal. Estas restrições físicas resultam em uma diferença significativa entre a prática da reflexão sísmica de alta resolução e do trabalho de reflexão sísmica mais profundo e de menor resolução mais típico da indústria de exploração de petróleo.

Do ponto de vista de um sistema, um traço sísmico ou assinatura é o resultado da convolução da série de coeficientes de reflexão da Terra com a fonte de som, incorporando os efeitos de vários processos de perda e ruído discutidos acima. Convolução no domínio do tempo é um processo matemático equivalente à multiplicação no domínio da frequência. Qualquer frequência ausente na fonte, portanto, está ausente do traço sísmico resultante. A fonte do som, logo, é tão importante na determinação do caráter do perfil sísmico quanto é a série de coeficientes de reflexão da Terra. A fonte de som ideal para imagear com acurácia a série de coeficientes de reflexão da Terra é uma função delta de fase zero, que é um impulso no tempo zero rendendo potência para todas as frequências no domínio da frequência. Esta função é fisicamente impossível de ser alcançada na prática, mas muitas fontes sísmicas se aproximam a isto tentando criar um impulso de pressão brusco no domínio do tempo, que é equivalente a emitir energia sobre um amplo espectro de frequência. A abordagem alternativa é emitir um sinal longo no domínio do tempo com característica de frequência de banda larga, tais como *Chirp* ou fontes vibrantes. Nestes casos, o sinal tem que ser pós-processado para "colapsar" a assinatura do domínio de tempo longo.

Na escolha de uma fonte sísmica, existe um acerto entre penetração, que demanda baixas frequências, e resolução, que requer maiores larguras de bandas (incluindo maiores frequências). Além disso, o detector tem que ser sensível para todas as frequências geradas pela fonte. Desde que o nível de ruído de fundo ou do ambiente está em função da largura da banda do detector, resoluções altas tipicamente significam elevado nível de ruído no receptor. Este ruído dentro da banda irá tender a mascarar os ecos desejáveis dos sedimentos alvos. Esta

necessidade de reconhecer ecos coerentes detalhados na presença de elevados níveis de ruídos também distingue o trabalho de sísmica de reflexão de alta resolução das demais.

Um modo de minimizar o ruído é projetar um sistema de detecção com propriedades direcionais. Um outro é configurar e operar vários componentes do sistema de maneira que irá minimizar a geração de certos tipos de ruídos.

Todas as fontes acústicas usadas em perfilagem sísmica marinha tem que converter energia armazenada em movimento da massa de água do entorno. Este movimento, o qual se manifesta como uma onda de pressão, se propaga para fora da fonte e está sujeito às leis físicas de reflexão, absorção, difração, refração e dispersão no meio que o hospeda. Existem quatro categorias de fonte sísmica marinha para estudos de alta resolução em uso comum hoje: forma de onda controlada (e. g. sonares, perfiladores *Chirp*); aceleração de massa de água (e. g. *boomers* e *air guns*); implosiva (e. g. *Flexichoc* e *Vaporchoc*); e explosiva (e. g. dinamite e *sparker*).

# 4.3 MODELAGEM NUMÉRICA 1-D DE FLUXOS GRAVITACIONAIS

Nesta seção serão apresentados a parte teórica da modelagem numérica de fluxos para diferentes tipos de modelos de reologia cujos resultados serão incorporados na classificação de fácies de MTC da área de estudo desta pesquisa. Desta forma será possível verificar e analisar a relação entre reologia, *runout* e fácies de MTC.

Imran *et al.* (2001) desenvolveram um programa denominado BING para modelagem numérica 1-D de escoamento no talude de uma fonte finita de fluxo de detrito subaquoso. Este programa foi desenvolvido no Saint Anthony Falls Laboratory da Universidade de Minnesota, fundado pelo Office of Naval Research como parte do projeto STRATAFORM.

Segundo Imran *et al.* (2001) vários pesquisadores desenvolveram modelos teóricos e numéricos de fluxos de detritos. Com base na reologia usada para descrever os mecanismos dos fluxos de detritos, Jiang e LeBlond (1993) classificaram estes modelos em três grupos (Figura 35): modelos viscosos (JOHNSON, 1970; TRUNK *et al.*, 1986; KIRWAN *et al.*, 1986, JIANG e LEBLOND, 1992), modelos viscoplásticos (EDGERS, 1981; MEI e LIU, 1990, JIANG e LEBLOND, 1993), e modelos friccionais (MORGENSTERN, 1967). O modelo Bingham viscoplástico linear é o mais usado para descrever a reologia de um fluxo de detrito. Contudo, o modelo Herschel-Bulkley tem sido considerado mais apropriado para representar o comportamento viscoplástico não-linear de fluxos de detritos (COUSSOT, 1994; HUANG e GARCÍA, 1998). Locat (1997) também descobriu que o modelo bilinear provavelmente descreve melhor o comportamento do fluxo.

No programa BING foi incorporado as reologias Bingham, Herschel-Bulkley (H-B), e bilinear (B-L) como alternativas definidas pelo usuário. Com base nos dados disponíveis, e no tipo e fonte de material envolvido, qualquer um dos tipos de reologia pode ser selecionado. Isto permite que o usuário escolha o modelo reológico mais apropriado para determinadas condições de campo ou propriedade de materiais.

As equações que governam a integração das camadas e descrevem a conservação de massa e de momentum do fluxo de detrito sobre uma topografia arbitrária são transformadas em uma estrutura Lagrangiana e resolvida usando um esquema de diferenças finitas em séries do tempo. Os procedimentos de resolução das equações são apresentados em Imran *et al.* (2001).

Uma formulação viscoplástica não-linear no modelo reológico de Herschel-Bulkley permite o afinamento por cisalhamento. A reologia Bingham é um caso limite da reologia Herschel-Bulkley com uma relação tensão-deformação linear para tensões cisalhantes sobre o limite de resistência e pode portanto ser incorporada em uma formulação geral de um fluido Herschel-Bulkley. Em ambas reologias Bingham e Herschel-Bulkley, o fluido considerado consiste em uma camada cisalhada e uma camada "plug" distinta. A tensão de cisalhamento na interface destas duas camadas é a tensão de limite crítico. O material pode deformar somente se a tensão aplicada exceder o limite de resistência. O modelo bilinear de Locat (1997) é baseado em uma filosofia pouco diferente. Esta formulação usa uma resistência limite aparente para distinguir entre o comportamento de baixa e alta tensão de cisalhamento. O material pode comportar-se como um fluido Bingham em elevadas tensões de cisalhamento, mas quanto mais viscoso for o fluido newtoniano em tensões de cisalhamento muito baixas, com uma suave transição entre as duas tensões críticas aparentes. Na implementação destas reologias abaixo, é considerada uma lama de massa viscoplástica finita fluindo para baixo sobre um talude rígido impermeável (Figura 36). A Figura 37 apresenta a janela de input do programa BING, que consiste em quatro painéis: condições iniciais, parâmetros do material, parâmetros do modelo numérico e output.



Figura 35 - Gráficos de cada modelo reológico (IMRAN et al., 2001).


Figura 36 - Esquema de um fluxo de detrito subaquoso considerado no programa BING (IMRAN et al., 2001).

Position of Tail of Mud Deposit (m)	1000	G Horecho	kBulkley C	Bilinear
Initial Length of Mud Deposit (m) Maximum Thickness of Mud Deposit (n Bed Elevation Data File C\bing3\bedfile2d.txt Choo	500 F	Reference St ferschel-Buc Yield Strength Aud Density ( mbient Fluid	rain Rate (1/s) kley Exponent n h (Pa) kg/m <sup>*</sup> 3) Density	10 1 1000 2000 1000
Numerical Model Parameters	Out	(g/m 3)		
Artificial Viscosity 0.00	0.	utput Display	ial (	Numeric
Number of Nodes in Domain 21	Out	put Path	C:\bing3	Change Path
Calculate Time Step (S)	9578 Out	File Name	Joutfile.csv	Output Writing Interval (min)
Total Simulation Time (min) 460	From	ntFile Name	fmtfile.csv	2

Figura 37 - janela de *input* do programa BING, que consiste em quatro painéis: condições iniciais, parâmetros do material, parâmetros do modelo numérico e *output* (IMRAN *et al.*, 2001).

## <u>5 RESULTADOS E DISCUSSÃO</u>

## 5.1 CARACTERIZAÇÃO DAS FÁCIES SEDIMENTARES

### 5.1.1 Descrição das fácies em testemunhos de JPC

As informações das descrições dos onze testemunhos do tipo JPC possibilitou a identificação de 9 tipos de fácies sedimentares (7 tipos de fácies de transporte de transporte de massa), a legenda dos perfis de fácies está na Figura 38: a) conglomerado matriz-suportado com clasto de lama anguloso (CMSa); b) conglomerado matriz-suportado com clasto de lama deformado (CMSd); c) conglomerado clasto-suportado com clasto de lama (CCS); d) lama intensamente deformada com laminações secundárias inclinadas (Ldi(i)); e) lama intensamente deformada com laminações secundárias dobradas (Ldi(d)); f) lama maciça (Lm); e g) blocos de lama (Bl). A nomenclatura das fácies de MTC foi feita com base em Tripsanas *et al.* (2008), as fácies com laminações secundárias foram interpretadas conforme Caddah *et al.* (1994, 1998). A fácies de intercalações de laminações arenosas alternando com laminações lamosas (Ial) está relacionada ao transporte por correntes de fundo (contornitos) na área de estudo conforme associações de fácies de Shanmugam (2008).

Nesta seção as descrições das fácies sedimentares dos testemunhos estão agrupadas por feições geomorfológicas respeitando o caráter genético entre o tipo de processo de transporte, a morfologia e as fácies do depósito. O conjunto de fácies encontrados em um depósito serão analisados em sua sucessão vertical para servir de insumo para discussão sobre associações de fácies geneticamente associadas à MTCs na seção 6.2.

As fácies estão apresentadas nas fotografias originais e processadas dos testemunhos. Foi aplicado o filtro de equalização do histograma no processamento digital das imagens dos testemunhos, do *software* Corel PHOTO-PAINT (CorelDRAW Graphics Suite 2015), com o objetivo de ressaltar as estruturas sedimentares.

Os perfis de Vp e densidade gama também são apresentados graficamente e comparados com os perfis de fácies e biozonas para a verificação de suas relações.



Figura 38 - Fácies sedimentares identificados nos testemunhos da área de estudo.

#### 5.1.1.1 Testemunho JPC-01

O testemunho JPC-01 (Figura 39) foi coletado abaixo da cicatriz curva onde o fundo marinho apresenta uma microtopografia ondulada em lâmina d'água de 515,7 m. Foram recuperados 11,94 m de sedimento, destes 6,50 m de lama indeformada de deposição hemipelágica e 5,44 m de sedimento transportado (Figura 40). No topo a unidade holocênica (biozona Z) com espessura de 6,10 m consiste em lama rica em carbonato de cálcio com coloração marrom oliva moderado com bioturbações. Sotoposta a esta, ocorre a unidade hemipelágica pleistocênica (biozona Y1A) com espessura de 0,40 m. A unidade de sedimento transportado por corrente de fundo (5,44 m recuperados) consiste em lama de coloração cinza azulado com laminações de espessura milimétrica de areia fina siltosa intercalada com laminações de lama com diferentes tonalidades (Ial). Esta unidade está associada à biozona Y2. As laminações apresentam base plana e topo com irregularidades causadas por erosão.



Figura 39 – Área dos depósitos sedimentares da cicatriz curva com escorregamento na base e adjacente a ondulações sedimentares, onde estão localizados os testemunhos JPC-01, JPC-02, JPC-03, JPC-04 e JPC-05.

Os perfis de MSCL (densidade gama e  $V_p$ ) da unidade de sedimentos transportados apresentam valores maiores que da unidade indeformada (Figura 41). O perfil de densidade gama passa de um patamar com mediana de 1,50 g/cm<sup>3</sup> para um patamar com mediana de 1,90 g/cm<sup>3</sup> no intervalo de sedimento transportado. O perfil de velocidade de onda P parte de uma linha base de 1480 m/s para 1580 m/s. A intercalação de areia e lama imprimem padrão serrilhado do perfil de V<sub>p</sub> onde as laminações de areia apresentam velocidade relativamente maiores que as laminações de lama (Figura 42). Este foi o único testemunho coletado que está posicionado em local estável do talude, pois não possui MTC neste ponto. A taxa de sedimentação da lama do *drape* holocênico do JPC-1, com melhor preservação na área de estudo, é de 0,52 m/ka anos, representativo para talude atual.



Foto de conjunto processada do testemunho JPC -01



Figura 40 – Foto de conjunto original e processada (equalização) do testemunho JPC-01. Foto de detalhe delimitada pelo retângulo vermelho está na Figura 42.



Figura 41 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-01



Figura 42 – Foto original, processada e desenho de intervalo com fácies típicas de intercalações de laminações arenosas e laminações lamosas depositadas por corrente de fundo. Perfil de Vp mostrando picos relacionados a ocorrência de laminações milimétricas de areia depositadas por corrente de fundo.

### 5.1.1.2 Testemunho JPC-02

O testemunho JPC-02 (Figura 39) foi coletado na porção interior da cicatriz curva em lâmina d'água de 389,7 m com recuperação de 8,10 m de sedimento. Até 4,05 m foram recuperados lama indeformada, sendo 3,35 m de unidade holocênica (biozona Z) e 0,69 m de unidade pleistocênica (biozona Y1A). Abaixo desta profundidade foram recuperados sedimentos de transporte de massa pleistocênicos associados à biozona Y2 (Figura 43).

No topo do intervalo de MTD ocorre uma camada com 0,80 m de espessura de conglomerado clasto-suportado (CCS) constituído de lama levemente carbonática com coloração cinza azulado. Na matriz ocorrem lama arenosa, provavelmente oriunda das laminações de areia intercala com lama observadas no JPC-01. Abaixo foram recuperados 3,25 m de lama intensamente deformada (Ldi) consistindo em laminações de areia e silte inclinadas e dobradas. Apresentam deformações por fraturas. Várias laminações arenosas se encontram parcialmente destruídas por bioturbações.

Os perfis de MSCL apresentam valores mais elevados no intervalo de MTD. Nos perfis de densidade gama e de velocidade da onda P são observados padrão serrilhado que exprime o contraste dos clastos em relação a matriz na fácies CCS e o contraste das laminações mais arenosas em relação as mais lamosas na fácies Ldi (Figura 44).



# Foto de conjunto original do testemunho JPC-02

Foto de conjunto processada do testemunho JPC-02



Figura 43 - Fotografias de conjunto original e processada (equalização) do testemunho JPC-02



Figura 44 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-02.

#### 5.1.1.3 Testemunho JPC-03

O testemunho JPC-03 (Figura 39) com recuperação de 8,77 m de sedimento, foi coletado a jusante da cicatriz curva onde o fundo marinho apresenta microtopografia muito irregular, em lâmina d'água de 523 m. O topo da unidade holocênica apresenta 1,75 m de espessura seguida de unidade Y1A com 0,35 m de espessura com fragmentos de corais de águas frias *in situ* (datados por radiocarbono, seção 4.1.1.2). Abaixo ocorre um intervalo de MTD com 2,15 m de espessura sobre uma unidade de depósito de corrente de fundo com 4,52 m recuperados, ambos interpretados como parte da biozona Y2. O intervalo de MTD consiste de uma alternância de lama maciça (Lm) com espessuras de 0,95 m e 1,15 m e fácies de Ldi com 0,12 m de espessura (Figura 45).

As datações de radiocarbono apresentam idades convencionais de  $10.011 \pm 61$  anos AP para a amostra a 188 cm de profundidade e  $9.827 \pm 82$  anos AP para a amostra a 182 cm de profundidade. Esta datação absoluta indica que o evento de movimento de massa, sotoposto, ocorreu na passagem do Pleistoceno para o Holoceno antes de 10.948 anos AP (maior média calibrada).

Os valores dos perfis de MSCL apresentam aumento dos valores a partir do intervalo de MTD. O padrão serrilhado dos perfis de densidade e  $V_p$  apresentam maior frequência e amplitude no intervalo da fácies de intercalações de laminações arenosas e laminações lamosas comparado com o intervalo de MTD (Figura 46).



Figura 45 – Fotografias de conjunto original e processada (equalização) do testemunho JPC-03. FC fragmentos de corais.



Figura 46 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-03.

### 5.1.1.4 Testemunho JPC-04

O testemunho JPC-04 (Figura 39) está situado mais a jusante em relação à cicatriz curva acima das extensas cicatrizes de remoção intercânions. Este testemunho foi coletado em lâmina d'água de 694 m e recuperou 8,22 m de sedimento. A unidade holocênica apresenta espessura de 3,07 m e não apresenta indícios de deformação. A unidade pleistocênica da biozona Y1A apresenta espessura 2,03 m e consiste na alternância de fácies de lama maciça (espessuras de 0,83 e 0,84 m) e de blocos de lama (Bl). Abaixo desta, a unidade associada a biozona Y2 consiste na seguinte sucessão de fácies (da base para o topo da unidade) (Figura 47): CCS (0,20 m), Bl (0,38 m), Ial (0,11 m), Lm (0,12 m), Bl (0,46 m), CCS (0,17 m), Ldi (0,9 m).

As fácies Lm estão representadas por patamares elevados de densidade gama e Vp devendo por isso se tratar de grandes blocos pré-adensados ou camadas adensadas durante o transporte de massa. A fácies Ldi na interface entre as unidades deve representar cisalhamento na base entre os eventos de transporte de massa que originou cada unidade (Figura 48).



Fotografia processada do testemunho JPC-4



Figura 47 - Fotografias de conjunto original e processada (equalização) do testemunho JPC-04.



Figura 48 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-04.

### 5.1.1.5 Testemunho JPC-05

O testemunho JPC-05 (Figura 39) foi coletado a jusante e próximo a base da cicatriz de remoção. Está situada em lâmina d'água de 910 m, onde foram recuperados 11,88 m de sedimento. As unidades Z e Y1 estão indeformadas e apresentam espessuras de 4,61 e 1,09 m, respectivamente. O MTD está associado a biozona Y2 (Figura 49). Na base do intervalo de MTD recuperado ocorre fácies Ldi (0,27 m), sobreposto pelas fácies Bl (2,40 m), CMS de clasto deformado (1,77 m) e CCS (0,40 m) (Figura 50).



Figura 49 - Fotografias de conjunto original e processada (equalização) do testemunho JPC-05.



Figura 50 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-05.

### 5.1.1.6 Testemunho JPC-06

O testemunho JPC-06 (Figura 51) foi coletado no talude na região intercânions na lâmina d'água de 763 m e com recuperação de 7,27 m de sedimento. A unidade holocênica (biozona Z) possui espessura de 1,90 m e não apresenta evidências de deformação. Abaixo desta, a unidade Y2 possui espessura 5,15 m (Figura 52). Da base para o topo desta unidade foram identificadas as fácies (Figura 53): CMS clasto anguloso (0,73 m) (Figura 54) da biozona X, sotoposta pela unidade de biozona Y2 constituída da base para o topo pelas fácies: Lm (0,70 m), Ial (0,10 m), Lm (0,10 m), CMS clasto deformado (0,20 m) (Figura 55), Lm (0,14 m), Ial (0,12 m), Lm (0,12 m), Ldi (0,22 m), Lm (1,90 m), Ldi (0,12 m), Lm (0,27 m), Ial (0,12 m), CMS clasto anguloso (0,40 m) (Figura 56).



Figura 51 - Área dos onde estão localizados os testemunhos JPC-06, JPC-07, JPC-08, JPC-09, JPC-10 e JPC-11.



Figura 52 - Fotografias de conjunto original e processada (equalização) do testemunho JPC-06.



Figura 53 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-06.

Testemunho JPC-6



Figura 54 - Foto original, processada e desenho de intervalo do JPC-6 com clastos angulosos.





Figura 55 - Foto original, processada e desenho de intervalo do JPC-6 com laminações inclinadas, bioturbações e clastos deformados.



Figura 56 - Foto original, processada e desenho de intervalo do JPC-6 com clastos angulosos com laminações internas arenosas.

### 5.1.1.7 Testemunho JPC-07

O testemunho JPC-07 (Figura 51) foi coletado talude abaixo em relação ao JPC-06 em lâmina d'água de 913 m e recuperação de 11,45 m de sedimento. A unidade holocênica possui espessura de 2,90 m e a unidade da biozona Y1A possui 0,20 m de espessura, ambas sem indícios de deformação. Sotoposto a esta o MTD está associado a biozona Y2 (Figura 57). Da

base para o topo foram recuperados as seguintes fácies (Figura 58): Lm (0,70 m), Ial (0,10 m), Lm (0,50 m), Ldi(d) (0,50 m), Lm (1,10 m), Ial (0,14 m), Lm (2,8 m), Ldi(i) (0,3 m) e CCS (2,1 m).



Fotografia original do testemunho JPC-07



Figura 57 - Fotografias de conjunto original e processada (equalização) do testemunho JPC-07.



Figura 58 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-07.

### 5.1.1.8 Testemunho JPC-08

O testemunho JPC-08 (Figura 51) coletado a jusante de cicatriz de remoção e próximo de falha geológica e recuperou 6,76 m de sedimento. A unidade holocênica possui espessura 2,50 m e a unidade Y1 possui espessura de 0,58 m, ambas sem indício de deformação. Abaixo destas, o MTD está associado a biozona Y2, porém foi recuperado material Y1 no topo do MTD (Figura 59). O MTD apresenta as seguintes fácies da base para o topo (Figura 60): Ldi (0,38 m), Ldd (0,20 m), Ldi (0,56 m), CMS clasto deformado (0,40 m), Ldi (0,58 m), CCS (0,38 m), CMSa (1,00 m).



Figura 59 - Fotografias de conjunto original e processada (equalização) do testemunho JPC-08.



Figura 60 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-08

#### 5.1.1.9 Testemunho JPC-09

O testemunho JPC-09 (Figura 51) foi coletado no talvegue do cânion Temiminó próximo a base da parede do cânion na lâmina d'água de 1.576 m onde recuperou 15,76 m de sedimento. A unidade holocênica possui espessura de 3,30 m e a unidade da biozona Y1A possui 0,90 m de espessura, ambas sem indícios de deformação. Foram recuperadas unidades X (3,96 m) e Y2 (7,70 m) de MTD (Figura 61). Na unidade MTD da biozona X foram recuperados as seguintes fácies: CCS (3,50 m) e CMS clasto anguloso (0,50 m). Na unidade de MTD da biozona Y2 foram ocorrem as seguintes fácies: Ldi(i) (2,90 m), Ldi(d) (0,30 m), Ldi(i) (0,36 m), CCS (0,92 m), CMS clasto anguloso (0,52 m), CCS (1,00 m) e CMS clasto anguloso (1,60 m).



Figura 61 - Fotografias de conjunto original e processada (equalização) do testemunho JPC-09.



Figura 62 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-09.

### 5.1.1.10 Testemunho JPC-10

O testemunho JPC-10 (Figura 51) foi coletado no talvegue do cânion Tupinambá próximo a parede na lâmina d'água de 1.143 m onde recuperou 12,45 m de sedimento. A unidade holocênica possui 3,30 m de espessura e a unidade Y1A possui 1,02 m de espessura, ambas sem indícios de deformação. Foram recuperadas unidades de MTD da biozona X (4,15 m), Y2 (3,80 m) e Y1B (0,10 m) (Figura 63). A unidade de MTD da biozona X consiste nas fácies: Lm (0,53 m), Bl (0,50 m), CMS clasto anguloso (0,40 m), CCS (0,38 m), Lm (0,78 m), Bl (1,00 m), CCS (0,56 m). A unidade de MTD da biozona Y2 consiste nas seguintes fácies: CMS clasto deformado (0,60 m), Bl (1,00 m) e CMS clasto anguloso (1,10 m). A unidade Y1B é constituída por areia muito fina (0,10 m) (Figura 64).



Figura 63 - Fotografias de conjunto original e processada (equalização) do testemunho JPC-10.



Figura 64 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-10.

#### 5.1.1.11 Testemunho JPC-11

O testemunho JPC-11 (Figura 51) foi coletado no talvegue do cânion Tupinambá a jusante do JPC-10, na lâmina d'água de 1.477 m onde recuperou 14,26 m de sedimento. A unidade holocênica apresenta espessura de 2,06 m e a unidade Y1A (4,04 m), ambas sem indício de deformação. Foram recuperadas unidades de MTD das biozonas X (1,31 m), Y2 (6,55) e Y1B (0,30) (Figura 65). A unidade MTD da biozona X é constituída pela fácies CMS clasto anguloso (1,31 m). A unidade de MTD da biozona Y2 é constituída pelas fácies: CMS clasto deformado (2,10 m), Lm (2,55 m), Ldi (3,10 m). A unidade de MTD da biozona Y1B é constituída pela fácies Lm (0,30 m) (Figura 66).



Figura 65 - Fotografias de conjunto original e processada (equalização) do testemunho JPC-11.



Figura 66 – Perfis de MSCL do testemunho JPC-11.

# 5.2 ANÁLISE DE PROPRIEDADES FÍSICAS

Nesta seção será feita a verificação da relação das fácies descritas nos testemunhos com propriedades físicas obtidas por perfis de MSCL.

Buscando compreender as fácies de MTC quanto ao seu comportamento mecânico resultante do tipo de deformação sofrida durante o transporte, priorizou-se neste estudo, o uso dos perfis de velocidade da onda P ( $V_p$ ) e densidade gama ( $\rho$ ). Na Figura 67 foram plotados num diagrama de dispersão os valores de  $V_p$  contra os de densidade gama com as fácies plotadas com símbolos diferentes. Este diagrama apresenta uma nítida separação dos valores da fácies de lama (indeformada) que constitui o *drape* holocênico e apresenta valores reduzidos de  $V_p$  e densidade.

Os valores de Vp e densidade gama apresentam elevada correlação ( $R^2 = 0.9607$ ) quando analisados em regressão polinomial de segunda ordem. Onde se obtém a seguinte equação:

$$Vp = 398,65 \rho^2 - 1107,7 \rho\rho + 2248,5$$
(7)

As fácies de MTC apresentam valores mais elevados de densidade e Vp como resultado do adensamento causado pela deformação sofrida durante o transporte de massa. As fácies que consistem na intercalação de laminações de areia e lama (Ial) típica de corrente de fundo apresenta os valores mais elevados de densidade e Vp devido sua constituição mineralógica de areias siliciclásticas (podendo também ser constituída por fragmentos bioclásticos) que apresentam densidade e Vp elevada em relação aos argilominerais.

Embora ocorra dispersão dos valores de densidade e Vp (Figura 67) é possível distinguir setores para cada tipo de fácies que se sobrepõem.

A dificuldade de separação das fácies é agravada devido ao adensamento causado pelo soterramento. Para tirar este efeito as fácies serão descompactadas e serão calculados os valores de  $Vp_{(0)}$  e  $\rho_{(0)}$  na superfície (profundidade de soterramento = 0) para cada tipo de fácies. Desta forma será possível a comparação dos valores de  $Vp_{(0)}$  e  $\rho_{(0)}$  de cada fácies em um mesmo nível de soterramento. Foi escolhido a profundidade de superfície para comparação dos valores por esta representar de forma aproximada as condições e estado do sedimento no ambiente deposicional.

Para cada fácies foram obtidas a equação da reta que exprime a variação dos valores de Vp e ρ com a profundidade de soterramento. Para isso foram gerados diagramas de correlação



Vp vs profundidade e  $\rho$  vs profundidade para cada tipo de fácies (Figuras 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74).

Figura 67 – Gráfico de correlação dos valores dos perfis de velocidade de onda P (Vp) e densidade gama para todos os testemunhos. As fácies estão plotadas com símbolos conforme a legenda: CMSa -conglomerado matriz-suportado com clasto de lama anguloso; CMSd - conglomerado matriz-suportado com clasto de lama deformado; CCS - conglomerado clasto-suportado com clasto de lama; Ldi(i) - lama intensamente deformada com laminações secundárias inclinadas; Ldi(d) - lama intensamente deformada com laminações secundárias dobradas; Lm - lama maciça; Bl - blocos de lama; e Ial - intercalações de laminações arenosas alternando com laminações lamosas.

Para a análise da fácies lama deformada intensamente (Ldi) foi verificado que os dados de  $\rho$  e Vp do testemunho JPC-11 apresentam tendências diferentes dos demais testemunhos (Figura 72). Por isso foi obtido uma reta de soterramento para este separada dos demais testemunhos.

Para a análise da fácies lama maciça (Lm) (Figura 73) foram identificadas três tendências lineares de soterramento agrupadas pelos seguintes testemunhos: JPC-3 e JPC-4; JPC-7 e JPC-10; e JPC-6. Sendo que este último não apresenta perfil de Vp.

Os valores de Vp<sub>(0)</sub> e  $\rho_{(0)}$  de cada fácies calculados pelas equações lineares de soterramento estão apresentados no diagrama de correlação Vp<sub>(0)</sub> e  $\rho_{(0)}$  da Figura 75.

Os valores de porosidade ( $\varphi$ ) foram calculados através da Equação 8. Na Figura 76 está apresentado o diagrama de correlação porosidade <sub>(0)</sub> e  $\rho$ <sub>(0)</sub> para cada tipo de fácies.
$$\varphi_{densidade} = \frac{\sigma_{matriz} - \sigma_{total}}{\sigma_{matriz} - \sigma_{fluido intersticial}}$$
(8)

Nestes diagramas pode-se observar que a fácies lama (indeformada) apresenta os mais baixos valores de  $Vp_{(0)}$  e  $\rho_{(0)}$ , e os mais elevados valores de porosidade (0). As fácies de MTC possuem valores mais elevados de  $Vp_{(0)}$  e  $\rho_{(0)}$  e valores menores de porosidade (0), o que indica maior adensamento e perda de fluidos durante o transporte de massa até seu alojamento final.

Entre as fácies de MTC a fácies Bl apesar de possuir  $\rho_{(0)}$  relativamente elevados (1,67 g/cc) apresenta Vp<sub>(0)</sub> muito baixo (1480,89 m/s). Podemos aqui interpretar que a densidade relativamente elevada é atribuída aos blocos de lama pré-adensada e o baixo Vp<sub>(0)</sub> à falta de contato dos blocos entre si separados por matriz lamosa com elevado conteúdo de água.

As fácies conglomeráticas lamosas dos tipos CMS e CCS apresentam valores intermediários de Vp<sub>(0)</sub> e  $\rho_{(0)}$  dentro do quadro geral de fácies. A fácies CMS apresenta Vp<sub>(0)</sub> igual a 1.492,46 m/s e  $\rho_{(0)}$  1,57 g/cc. Enquanto a fácies CCS apresenta valores um pouco maiores com Vp<sub>(0)</sub> igual a 1496,88 m/s e  $\rho_{(0)}$  igual a 1,65 g/cc. Estes valores elevados estão relacionados à maior quantidade de clastos de lama pré-adensada que por sua vez apresentam maior contato entre os clastos. Os clastos pré-adensados em contato facilitam a propagação da onda P. A menor quantidade de matriz (porosa) também favorece a propagação da onda P.

A fácies Ldi, com exceção do testemunho JPC-11, apresenta elevado valor de  $\rho_{(0)}$  (1,69 g/cc) e o maior valor de Vp<sub>(0)</sub> (1.518,52 m/s). A intensa deformação por cisalhamento sofrida pelo sedimento com esta fácies é responsável pela expulsão de parte da água intersticial. Este tipo de deformação típica da base de deslizamentos ou escorregamentos é interpretada aqui como responsável pelos mais elevados valores de Vp<sub>(0)</sub>.

A fácies Ldi observada no JPC-11 apresenta os mais baixos valores de Vp<sub>(0)</sub> (1490,03 m/s)  $\rho_{(0)}$  (1,52 g/cc), e o maior valor de porosidade (60 %) das fácies de MTC. Estes dados indicam que este sedimento sofreu fluidização com incorporação de água e escoamento superficial por cisalhamento interno do fluxo.

A fácies Lm apresenta duas tendências de retas de soterramento que definem valores de Vp<sub>(0)</sub> e  $\rho_{(0)}$  separadas em dois grupos de testemunhos. A fácies Lm dos testemunhos JPC-7 e JPC-10 apresenta valores intermediários de Vp<sub>(0)</sub> (1494,41 m/s) e  $\rho_{(0)}$  (1,65 g/cc). Provavelmente estes sedimentos constituem porções intermediarias de fluxos plásticos (depleção) ou translação livre na porção frontal do fluxo. A fácies Lm dos testemunhos JPC-3 e JPC-4 apresenta valores muito elevados de Vp<sub>(0)</sub> (1494,41 m/s) e  $\rho_{(0)}$  (1,65 g/cc). Esta fácies pode ser interpretada como um fluxo que sofreu homogeneização, provavelmente um fluxo plástico alojado na parte frontal que sofreu compressão com a chegada de fluxos mais novos,

ou ainda esta fácies pode estar relacionada a grande blocos pré-adensados transladados com o fluxo de massa. A textura homogênea da fácies Lm também poderia ser uma resposta de abalos sísmicos causadores do fluxo.

O pré-adensamento ou sobreadensamento (apresentado na seção 2.8.1.2) observado nas fácies de MTC é causado pela soma do efeito do soterramento e da deformação devido ao mecanismo de transporte de massa.

A fácies Ial apresenta os elevados valores de  $\rho_{(0)}$  (1,77 g/cc) e Vp<sub>(0)</sub> (1509,61 m/s) estão relacionados à elevada densidade dos grãos do arcabouço arenoso.



Figura 68 – Diagramas de correlação para a fácies lama (indeformada): Vp e profundidade (m); e densidade ( $\rho$ ) e profundidade (m). Equação de soterramento obtida por regressão linear para Vp e  $\rho$ .



Figura 69 – Diagramas de correlação para a fácies conglomerado clasto-suportado (CCS): Vp (m/s) e profundidade (m); e densidade (g/cc) e profundidade (m). Equação de soterramento obtida por regressão linear para Vp e  $\rho$ .



Figura 70 – Diagramas de correlação para a fácies conglomerado matriz-suportado (CMS): Vp (m/s) e profundidade (m); e densidade (g/cc) e profundidade (m). Equação de soterramento obtida por regressão linear para Vp e  $\rho$ .



Figura 71 – Diagramas de correlação para a fácies blocos (Bl): Vp (m/s) e profundidade (m); e densidade (g/cc) e profundidade (m). Equação de soterramento obtida por regressão linear para Vp e  $\rho$ .



Figura 72 – Diagramas de correlação para a fácies lama deformada intensamente (Ldi): Vp (m/s) e profundidade (m); e densidade (g/cc) e profundidade (m). Equação de soterramento obtida por regressão linear para Vp e  $\rho$ .



Figura 73 – Diagramas de correlação para a fácies lama maciça (Lm): Vp (m/s) e profundidade (m); e densidade (g/cc) e profundidade (m). Equação de soterramento obtida por regressão linear para Vp e  $\rho$ .



Figura 74 – Diagramas de correlação para a fácies intercalações de laminações de areia e lama (Ial): Vp (m/s) e profundidade (m); e densidade (g/cc) e profundidade (m). Equação de soterramento obtida por regressão linear para Vp e  $\rho$ .



Figura 75 – Diagrama de correlação entre Vp(0) e  $\rho(0)$  para cada tipo de fácies.



Figura 76 – Diagrama de correlação Porosidade (0) e  $\rho(0)$  para cada tipo de fácies.

# 5.4 MORFOESTRATIGRAFIA DA ÁREA DE ESTUDO

Nesta seção será feita uma integração das informações dos testemunhos JPC, do relevo submarino dos dados de multifeixe e das seções de SBP com a finalidade de caracterizar a estratigrafia quanto aos processos cíclicos e de transporte sedimentar da área de estudo. Foram selecionados perfis de SBP que passam por cada amostra JPC (linha branca da Figura 77) com a finalidade de fazer a amarração dos testemunhos às seções de SBP com auxílio de sismogramas sintéticos com frequência de 3,5 kHz obtido a partir dos perfis de MSCL.

Almeida (2015) gerou um mapa de isópaca (Figura 78) entre o fundo do mar e a superfície erosiva do período glacial com rebaixamento máximo há cerca de 150.000 anos A. P. situado na base dos depósitos dos MTCs, bem como o mapa de declividade desta superfície erosiva (Figura 79). Estes mapas fornecem importantes informações sobre a geometria dos depósitos que complementa as informações obtidas das seções de SBP.



Figura 77 – Imagem do relevo sombreado do fundo do mar obtido de multifeixe e localização dos Perfis (1 a 5) de SBP (linha preta) de Almeida (2015), e perfis de SBP (linha branca) utilizados para amarração de cada testemunho JPC.



# Isópaca entre fundo do mar e superfície de discordância

Figura 78 – Mapa de isópaca entre o fundo do mar e a superfície erosiva (base do MTC).



(graus) Declividade da superfície erosiva

Figura 79 - Mapa de declividade da superfície erosiva (base dos MTCs).

#### 5.4.1 Morfoestratigrafia do terraço erosivo do talude superior

Na porção mais rasa da área de estudo, entre as cotas -150 m e -350 m, ocorre uma região plana (declividade entre 0° e 4°) limitada a noroeste por uma pequena escarpa (30 m de altura) da quebra da plataforma. Este terraço provavelmente foi formado pela erosão de fortes correntes de fundo (contorníticas) da massa de Água Central do Atlântco Sul. Isto ocorreu quando a Corrente do Brasil, com sentido para SE, teve seu eixo transferido para cotas mais profundas durante o último máximo glacial (23-13 mil anos), em um processo semelhante ao que formou o terraço de Albacora na porção central da bacia de Campos (VIANA e FAUGÈRES, 1998). A Figura 80 mostra uma imagem do fundo marinho do terraço onde são observadas marcas erosivas em forma de cometa com direção paralela a orientação das cotas batimétricas, por esta razão são interpretadas como marcas de correntes contorníticas. As marcas se formaram na zona de sombra das formações carbonáticas, indicando a direção e sentido NE da corrente de fundo. Segundo Viana (1998) medições realizadas por estações no talude superior registraram correntes NE (70% de frequência) correspondentes a Contracorrente Intermediária do Brasil. Logo estas feições erosivas são recentes, geradas em contexto de nível de mar alto e em condição de circulação oceânica atual.

Na seção de SBP da Figura 81, através do terraço erosivo, observa-se o fundo marinho suavemente inclinado (inclinação 1º a 3º) e refletores sísmicos com padrão variando de uma forte reflexão com pouca penetração do sinal, na parte mais rasa da seção, causado por sedimentos bioclásticos (carbonáticos) existentes no fundo do mar, variando lateralmente para refletores plano-paralelos. A morfologia do fundo do mar observada corresponde ao de *drift* (*slope plastered sheet*, FAUGÈRES *et al.* 1999). Uma superfície erosiva está indicada por uma linha tracejada vermelha. Sobre esta superfície observa-se terminações *onlap* dos refletores plano-paralelos. Esta superfície estende-se por toda a área de estudo, ocorrendo na base de depósitos de MTC ora datados pela biozona Y e ora pela X. Embora esta superfície não tenha sido atingida pelos testemunhos JPC, sua idade foi inferida como sendo da biozona W. Esta superfície possivelmente possui sua continuidade na região da plataforma continental como observado por Reis *et al.* (2011), na direção do Alto de Cabo Frio, e interpretada como uma superfície erosiva de regressão forçada.



Figura 80 – Imagem do relevo do fundo marinho na área do terraço erosivo. Marcas erosivas em forma de cometa atrás de formações carbonáticas indica a direção e sentido da corrente de fundo.



Figura 81 – Seção de SBP com discordância erosiva do período glacial pleistocênico (cerca de 150.000 anos A. P.). No detalhe mapa de localização da seção.

### 5.4.2 Morfoestratigrafia da área da cicatriz na borda do terraço erosivo

O Perfil 1 (ALMEIDA, 2015) mostrado na Figura 82 passa por uma cicatriz de escorregamento que bordeja o terraço erosivo. A microtopografia do depósito de escorregamento é ondulada em resposta das estruturas internas do depósito. O substrato abaixo do MTC consiste em refletores distintos plano-paralelos que são truncados na escarpa da parede da cabeceira. Entre o substrato e o depósito do escorregamento ocorre uma superfície de cisalhamento basal caracterizada por um refletor bem distinto, plano e inclinado com suaves irregularidades. Sobre esta superfície basal e na base da escarpa ocorrem massas acusticamente transparentes relacionadas a blocos que caíram da escarpa. Sobre esta, ocorre uma massa de refletores caóticos, consistindo em refletores pontuais espalhados, provavelmente constituídos por clastos oriundos da desintegração de blocos. A jusante destes ocorre uma rampa da superfície de cisalhamento basal demarcando o limite inferior da cicatriz. A rampa foi sobreposta pelo transporte de massa, e o substrato sofreu tensões de arrasto se deformando em estratos suavemente dobrados. Este MTC é classificado como um transporte de massa frontalmente emergente. O runout é de 2 km, medido a partir desta rampa, e de 4,5 km medido a partir da cabeceira. Vale mencionar que a maior parte do material removido foi transportado para porções mais profundas do talude. O depósito de MTC observado corresponde ao evento mais recente.

Os JPC-6 e JPC-7 foram coletados à jusante e fora da feição de MTC do Perfil 1. Estes recuperaram depósitos de fluxos de detrito, relativamente mais antigos, oriundos da região escarpada da borda do terraço.

A Figura 83 mostra uma imagem de visualização 3D do relevo do terraço erosivo e de parte da área escarpada de sua borda, no talude superior, com a presença do escorregamento destacado na seção de SBP e apresentado no Perfil 1 (Figura 82). Esta faixa do talude superior é a área que apresenta as maiores declividades na região intercânions. Este fator combinado com a presença de laminações plano-paralelas (de intercalações de lâminas de areia e lama) em subsuperfície conferem por si condições de instabilidade para o talude. Pode-se atribuir como fator adicional a atuação de correntes contorníticas, que pelo registro geológico, foram capazes de produzir erosão no terraço (e. g. marcas erosivas de corrente de fundo) quanto gerar extensos *drifts* de contornitos (e.g. marcas de ondas no talude superior que serão discutidas mais adiante).



Figura 82 – Perfil 1 de SBP passando pela cicatriz de escorregamento na borda do terraço erosivo (ALMEIDA, 2015).



Figura 83 – Visualização 3D do terraço erosivo e perfil de SBP do escorregamento da borda do terraço.

# 5.4.3 Morfoestratigrafia da área da Cicatriz curva

Ainda bordejando o limite inferior do terraço erosivo, outra extensa cicatriz com escarpa curva se estende entre as cotas -300 m e -400 m com diâmetro de 5 km (Figura84). A altura da cicatriz é de 100 m a considerando até o limite inferior e a declividade é de 20° na borda superior passando para cerca de 8° na base (média igual a 10°). Com estes parâmetros morfométricos estima-se um volume removido de 0,297 km<sup>3</sup> de sedimento. A partir da base da cicatriz o depósito blocoso atinge 2 km e o deposito de transporte de massa como um todo atinge uma distância máxima de 4 km, quando é cortado por outra cicatriz (Figura 85).



Figura 84 – Visualização 3D da porção sul da área de estudo onde estão situados a cicatriz em anfiteatro, a cicatriz semicircular e as extensas cicatrizes de remoção da região intercânions (ALMEIDA, 2015).



Figura 85 – Visualização 3D do relevo do fundo marinho da área da cicatriz semicircular da borda do terraço erosivo e seção de SBP com direção dip

O Perfil 3 (ALMEIDA, 2015, Figura 86) atravessa a grande cicatriz curva onde são observados dois eventos de MTC empilhados. Sobre a superfície de cisalhamento basal 1, mais antiga, ocorrem massas blocosas e irregulares depositadas em processo de queda e translação de blocos para jusante. Ao longo da superfície de cisalhamento basal 1, no domínio translacional, não ocorreu deposição. Esta superfície termina na rampa frontal que serve de confinamento do MTC. No domínio frontal ocorre acumulação de massa, representada por estratos dobrados e topografia ondulada. Este MTC é classificado como frontalmente confinado.

No intervalo entre as superfícies de cisalhamento basal 1 e 2 ocorre um pacote com refletores plano-paralelos distintos. Sobre a superfície de cisalhamento basal 2 não existe acumulação no domínio de cabeceira. No domínio translacional ocorre depleção de massa e o deposito transportado aumenta de espessura gradualmente no domínio frontal. No domínio frontal ocorre significativa acumulação de massas acusticamente caóticas e transparentes. Contudo a massa transportada excede o obstáculo causado pelo MTC sotoposto e continua para além do domínio frontal como uma translação livre, como uma camada acusticamente transparente de um transporte frontalmente emergente. Neste MTC foi constatado uma sobreposição de tipos de processos, onde o MTD sobre a superfície de cisalhamento basal 1 pode ser classificada como frontalmente confinado, esta é sobreposta pelo MTD sobre a superfície basal 2 de transporte de massa emergente. Isto mostra que a classificação de Frey-Martínez et al. (2006) é de casos extremos que podem se suceder em uma mesma área.

Os JPCs 1, 2 e 3 foram coletados na mesma feição de MTC, e foram amarrados com SBP (Figura 87, 88, 89). O JPC-1 (Figura 87) não atingiu o MTD, porém recuperou amostra do depósito de relevo ondulado com refletores plano-paralelos de depósito contornítico inferidos como da biozona Y2. O JPC-2 (Figura 88) atingiu o MTD mais recente no domínio frontal em uma porção lateral do eixo do fluxo datados pela biozona Y1A e Y2. Este recuperou uma camada de lama intensamente deformada e, sobreposta a ela, uma camada de conglomerado clasto-suportado. O JPC-3 (Figura 89) está situado no domínio frontal do eixo do fluxo recuperado do MTD que emergiu sobre a rampa frontal. Também recuperou depósito contornítico do substrato. Sobreposto ao MTD, a camada com fragmentos de corais de águas frias, obteve idades calibradas de C<sup>14</sup> de 10.736 anos A.P. para a amostra coletada a 182 cm do topo e 10. 948 anos A.P. para a amostra coletada a 188 cm do topo. A ocorrência destes fragmentos pode ser um registro de incursões de correntes oceânicas de águas frias oriundas da Antártica ricas em nutrientes (e.g. Água Intermediária Antártica).

Domínio de cabeceira Domínio translacional			Domínio frontal				
I	Fundo do mar			Perfi	il 3 _		- 350
Cabeceira da escarpa Massas blocosas limitadas a montante po escarpa	Rampa r Superfície de isalhamento basal 1	Depleção Rampa Superfície de cisalhamento basal 2	Massas acusticamente transparentes Estratos or dobrados	Massas acusticamente caóticas	Rampa frontal 250m	Sedimentos remodelados de translação livre	- 450 - 500 - 550 - 650 - 700 - 750 - 750

Figura 86 – Perfil 3 de SBP através da cicatriz curva (ALMEIDA, 2015).



Figura 87 – Amarração do JPC-1com sismograma sintético, fácies e biozonas e perfil de SBP.



Figura 88 - Amarração do JPC-1com sismograma sintético, fácies e biozonas e perfil de SBP.





Figura 89 - Amarração do JPC-3 com sismograma sintético, fácies e biozonas e perfil de SBP.

O Perfil 4 (Figura 90) está a jusante em relação ao Perfil 3. A topografia do fundo do mar é ondulada devido às estruturas do MTC. Dentro do corpo de MTC, no domínio translacional, são observadas massas com refletores distintos plano-paralelos com limites bem definidos. Estas feições são interpretadas como blocos transladados com estrutura interna preservada. Ao longo do Perfil 4 é observado um refletor de estratificação interna do MTC, que separa duas camadas, na base acusticamente transparente, no topo, com padrão de reflexão caótica. Com base no JPC-04 (Figura 91) coletado na área desta feição, a camada da base consiste em fácies de blocos (Bl) e a do topo em conglomerados (clasto-suportado e matris-suportado) nas parte com refletores caóticos (pontuais e intensos), e lama deformada intensamente (Ldi) nas partes de reflexões menos caóticas e menos intensas. Esta estratificação interna se torna gradualmente mais deformada a jusante. No domínio frontal, o MTC apresenta falhas de empurrão e dobras relacionadas. Embora os limites deste MTC não sejam bem definidos, pois provavelmente foi removido da escarpa da cicatriz a jusante, as estruturas identificadas, e seus significados cinemáticos, permitem classifica-lo como transporte de massa frontalmente confinado.



Figura 90 – Seção de SBP do Perfil 4 (ALMEIDA, 2015).



Figura 91 - Amarração do JPC-3 com sismograma sintético, fácies e biozonas e perfil de SBP.

#### 5.4.4 Morfoestratigrafia da área da cicatriz em anfiteatro

No limite sudoeste da área de estudo, entre as cotas -300 m e -650 m, ocorre uma grande cicatriz com forma de anfiteatro, que se estende para fora da área de estudo, e possui diâmetro de cerca de 6.854 m e cuja escarpa possui 300 m de altura. A escarpa é mais íngreme na parte superior (entre 30° e 10°) e se torna menos íngreme na base (média da cicatriz igual a 20°). Vista em detalhe é verificado que esta grande cicatriz foi construída por pelo menos três menores distribuídas lateralmente, sendo que uma destas está fora da área do multifeixe.

A Figura 92 apresenta uma seção de SBP com direção *strike* através da cicatriz em anfiteatro e a cicatriz semicircular. No interior da cicatriz em anfiteatro observa-se duas camadas com padrões de reflexão distintos, uma na base com refletores fortes e descontínuos com formas de hipérboles que indicam ocorrência de fácies blocosas e de camadas deformadas, enquanto a camada superior possui padrão de reflexão caótico indicando fácies mais desintegradas de fluxos de detrito. Na parte superior da parede lateral do anfiteatro ocorre uma estrutura de camadas deformadas por falhas em forma de flor, que dada a localização lateral pode ser interpretada como falhas transcorrentes que limitam lateralmente este MTC.

O Perfil 2 (Figura 93) passa através da cicatriz em anfiteatro, com direção de mergulho, na porção sul da área de estudo. A escarpa da cabeceira é abrupta e a parede é íngreme onde o substrato aflora. A jusante o corpo de MTC é acusticamente transparente podendo indicar massa desintegrada em domínio translacional. No domínio frontal, mais a jusante, a declividade do talude diminui e ocorre acumulação representada por massas de detrito acusticamente caótico a transparente. A massa transportada sofreu compressão frontal, devido ao atrito basal, e deformou-se em estratos dobrados que geraram uma topografia ondulada. Atrás destes estratos dobrados ocorrem falhas de empurrão formadas sob um regime compressional do MTC quando o fluxo sofreu congelamento. A Figura 94 mostra estas estruturas como um detalhe do Perfil 2. Uma camada acusticamente transparente continua a jusante do domínio frontal representando provavelmente um fluxo de lama fluidizada. Embora uma rampa da superfície basal não tenha sido imageada, estas características são indicativas de uma transporte de massa frontalmente confinado.



Figura 92 – Seção de SBP com direção strike através das cicatrizes em anfiteatro e semicircular.



Figura 93 – Perfil 2 de SBP através da cicatriz em anfiteatro (ALMEIDA, 2015).



Figura 94 – Detalhe do domínio frontal do Perfil 2 (ALMEIDA, 2015).

### 5.4.5 Morfoestratigrafia da área das escarpas extensas em degraus

Na região intercânions duas escarpas erosivas ocorrem entre a cicatriz em anfiteatro e o cânion Temiminó passando pela cabeceira do cânion Tamoio e atravessando uma grande falha geológica de direção NNE-SSW. A primeira escarpa, mais rasa, se estende paralela a isóbata de -800 m desde o MTC do anfiteatro, até bordejar a cabeceira do cânion Tamoio quando corta a segunda escarpa e continua se estendendo na direção ENE-WSW até alcançar a parede direita do cânion Temiminó na cota -1.250 m. A segunda escarpa erosiva, e relativamente mais antiga, não está em contato com o MTC do anfiteatro, e ocorre entre as cotas -850 m e 1.050 m quando é cortada pela primeira. Estas escarpas são feições erosivas que registram grandes eventos de transporte de massa com geometria planar que removeram grandes áreas da cobertura sedimentar. A jusante destas feições é observada outras cicatrizes menores, mais alongadas e com escarpas mais suaves que cortam extensos depósitos de MTC com relevo ondulado (cristas de pressão). Dentre estas, a cicatriz com escarpa na cota -1.000 m é interpretada como a cabeceira do cânion Tupiniquim.

O Perfil 5 (Figura 95) atravessa duas escarpas extensas de cicatrizes de remoção intercânions. O substrato abaixo do MTC consiste em refletores distintos plano-paralelos correspondentes à fácies de intercalações de laminações de areia e lama (Ial). Este é truncado e aflora na parede das escarpas. A superfície de cisalhamento basal é um refletor contínuo e nítido na base do MTC. No interior do MTC são observadas variações no padrão de reflexão de transparente a caótico em resposta de variações de fácies de MTC. A jusante no domínio frontal, a camada de MTC se torna dobrada com topografia ondulada de cristas de pressão (Figura 96).

Os JPC-5 (Figura 97), JPC-6 (Figura 98), JPC-7 (Figura 99) e JPC-8 (Figura 100) atingiram depósitos de fluxos de detritos cuja área fonte é a extensa escarpa intercânions mais recente.



Figura 95 - Seção de SBP do Perfil 5 (ALMEIDA, 2015).



Figura 96 – Seção de SBP com direção *dip* a jusante das extensas cicatrizes com escarpas em degraus, mostrando cristas de pressão de MTD.



Figura 97 – Amarração do JPC-5 com sismograma sintético, fácies e biozonas e perfil de SBP com estratigrafia interpretada.



Figura 98 – Perfil de SBP que passa pelo JPC-06 e estratigrafia interpretada.



Figura 99 – Perfil de SBP que passa pelo JPC-07 e estratigrafia interpretada.



Figura 100 – Perfil de SBP que passa pelo JPC-08 e estratigrafia interpretada.

### 5.4.6 Ondas de sedimento

No talude superior as suaves ondulações observadas entre as cotas -350 m e -700 m estão associadas a depósitos contorníticos soterrados. A Figura 101, mostra imagem de visualização 3D do relevo do fundo marinho na área com ondulações suaves no talude superior e seção de SBP com direção *dip*. As cristas das ondas de sedimento são paralelas as curvas de contorno do talude. Três seções de SBP são mostradas na Figura 102 e atestam a continuidade das marcas de onda. Uma linha tracejada vermelha foi traçada ligando os pontos das cristas das marcas de onda empilhadas. A vergência desta linha na direção à montante (padrão progradante) indica que a migração das marcas de onda se deu na direção talude acima. Estas ondulações possuem cerca de 200 m de comprimento de onda e amplitude de cerca de 10 m. Os refletores destas marcas de onda são muito contínuos e mudam lateralmente para o padrão plano-paralelo tanto a montante quanto a jusante. Nestas seções de SBP são observadas duas camadas com ondas de sedimento migrantes, separadas por uma camada com padrão de reflexão transparente de deposição pelágica-hemipelágica (do período de afogamento) de provável idade da biozona X. A camada basal é correlacionada com as camadas com padrão de reflexão plano-paralelo observado no substrato dos MTD observados na área de estudo e possui idade inferida correspondente a biozona W. Acima desta camada transparente a linha de vergência das cristas de onda passa a apresentar maior inclinação talude acima indicando uma aceleração da corrente de fundo para os depósitos da biozona Y.

O testemunho JPC-01 recuperou *drape* holocênico e a fácies de intercalação de laminações arenosas e lamosas correlata às marcas de onda. A camada com fácies contorníticas, no ponto do JPC-01 possui 11,25 m medidos a partir da discordância basal (biozona W) até a base do *drape* (biozona Z). Considerando a idade da biozona Y2 para a camada superior com estratificações plano-paralelas, é estimado uma taxa de sedimentação de 0,27 m/ka para o contornito.


Figura 101 - Visualização 3D do relevo do fundo marinho na área com ondulações suaves no talude superior e seção de SBP com direção dip



Figura 102 - Seções de SBP com direção dip no talude superior através das marcas de onda assimétricas.

### 5.4.7 Morfoestratigrafia da área do Cânion Tamoio

A cabeceira do cânion Tamoio é mais extensa e menos íngreme que as demais da área de estudo (Figura 103). Possui diâmetro de 4,7 km e valores de declividade que variam de 4° na base das cicatrizes até 20° no topo destas. Consiste em um complexo de cicatrizes semicirculares que convergem na direção do talvegue do cânion. Partes destas cicatrizes são controladas pela falha NNE-SSW que é profunda e ancorada em um domo da camada de sal. No meio do leito do cânion ocorre uma feição de relevo irregular de acumulações de blocos provenientes das cicatrizes.



Figura 103 – Visualização 3D do relevo do fundo marinho da área do Cânion Tamoio e seção de SBP com direção strike.

### 5.4.7 Morfoestratigrafia da área dos Cânions Temiminó e Tupinambá

O cânion Temiminó apresenta suas paredes e cabeceira bem definidas e íngremes com altura de cerca de 350 m (Figura 104). Os valores de declividade das paredes são maiores na base devido ao solapamento por fluxos no talvegue, entre 20° e 35°, variando nas bordas entre 10° e 22°, onde ocorrem esparsas cicatrizes semicirculares. A largura do vale submarino (distância entre as bordas) se mantém constante em 3,3 km até a cota -1.350 m quando ambas paredes são ampliadas, atingindo 5,8 km controlados por um lineamento de direção NE-SW. Esta estrutura define a ocorrência de um complexo, em anfiteatro, de cicatrizes semicirculares na parede direita e uma escarpa erosiva de 50 m de altura, na parede esquerda, entre os cânions Temiminó e Tupinambá. Esta estrutura aparentemente faz parte do mesmo *trend* da falha profunda que controla o "cotovelo" do cânion Goitacá (Almeida e Kowsmann, 2015).

O perfil de SBP que passa pelo JPC-09 (Figura 105) mostra que nas paredes do cânion Temiminó e nas partes mais profundas da calha ocorrem refletores distintos plano-paralelos. Estes na parede leste estão truncados por superfície erosiva coberta por *drape* holocênico. Sobre este substrato acústico do cânion ocorre uma massa de superfície irregular com refletores fortes com padrão plano-paralelo interpretados como grandes blocos removidos das paredes ou do leito da calha durante o início do entalhamento do cânion. Estratigraficamente acima destes, ocorre camada de MTC de idade X recuperada pelo JPC-09, com padrão acústico predominante transparente com algumas partes caóticos. No topo desta unidade ocorre um refletor nítido que a separa da unidade de MTC de idade Y2, sobreposto. A camada do MTC de idade Y2 é predominantemente transparente apesar da variação de fácies observada no JPC-09. Ao longo de todo perfil ocorre uma cobertura de *drape* do Holoceno que modela a forma em U da seção transversal atual da calha.



Figura 104 – Visualização 3D do relevo do fundo marinho da área dos Cânion Temiminó e Tupinambá e seção de SBP.



Figura 105 – Amarração do JPC-9 com sismograma sintético, fácies e biozonas e perfil de SBP.

O cânion Tupinambá apresenta suas paredes e cabeceira bem definidas com largura do vale submarino de cerca de 3,3 km. A parede direita e esquerda possuem altura de 300 m e 250 m, respectivamente. Os valores de declividade das paredes são maiores na base devido ao solapamento por fluxos no talvegue, entre 20° e 35°, variando nas bordas entre 10° e 20°, e são mais íngremes no topo da parede onde ocorrem esparsas cicatrizes semicirculares. Nas cabeceiras dos cânios Temiminó e Tupinambá são observadas projeções lineares para montante de sucessivas cicatrizes que evoluíram em processo de erosão remontante e que fazem parte da evolução dos cânions.

O perfil de SBP que passa pelo JPC-10 (Figura 106) mostra a ocorrência de refletores do substrato acústico com padrão plano-paralelo e que tendem a convergir para o centro da calha denotando a forma em V original da seção transversal da calha. Sobre este ocorre uma camada cujo topo possui refletor forte e nítido que expressa contraste de impedância acústica entre o MTC acima e este depósito que deve se tratar de um deslizamento de espessa laje destacada do leito ou da cabeceira. Estratigraficamente acima estão dispostas as camadas de MTC da idade X e Y2. A camada de MTC de idade X é mais espessa, varia de 7,8 m na parte central até 22 m nas laterais, e teve seu topo recuperado pelo JPC-10. O topo desta unidade consiste em um refletor nítido e contínuo que se torna irregular e blocoso na parte leste. Sobre esta camada ocorre a unidade de MTC de idade Y2 com espessura de cerca de 5 m e padrão acústico transparente. Cobrindo todo o perfil ocorre delgada camada de *drape* holocênico que modela a forma em U da seção transversal atual da calha.

O perfil de SBP que passa pelo JPC-11 (Figura 107) está situado mais a jusante no cânion Tupinambá apresenta menor penetração do sinal acústico. Neste é possível observar na base uma camada da unidade de MTC de idade X, com espessura de cerca de 7,5 m, cujo topo foi recuperado pelo JPC-11. Sobre esta se dispõe a camada da unidade de MTC de idade Y2 com espessura de cerca de 15 m. Um *drape* holocênico cobre todo o perfil.



Figura 106 - Amarração do JPC-10 com sismograma sintético, fácies e biozonas e perfil de SBP.



Figura 107 – Amarração do JPC-11 com sismograma sintético, fácies e biozonas e perfil de SBP.

## 5.5 RESULTADOS DA MODELAGEM NUMÉRICA DE FLUXOS

Foram realizadas 54 simulações numéricas de fluxo com o objetivo de testar diferentes cenários de características esperadas na área de estudo. A Tabela 1 apresenta os parâmetros de entrada de cada simulação. Com base nas informações geomorfológicas e estratigráficas da seção 5.4 foram utilizadas declividades de 2° e 5°, e espessura inicial de 6 metros removida pelas cicatrizes menores, 20 metros para as cicatrizes médias (típicas da área) e 100 metros para representar as maiores escarpas erosivas. Adotou-se comprimento inicial fixado em 500 m da camada colapsada e a lâmina d'água de 1000 m (condições subaquosas) para todas as simulações conforme Imran et al. (2001). Foram utilizados dois valores de resistência da lama do fluxo, 1 kPa para representar a lama muito mole, em geral, oriunda do drape holocênico; e 10 kPa para representar a resistência de lama mole inconsolidada que sofreu pouca compactação por adensamento normal, podendo em alguns casos representar lama pré-adensada rasa. Estes parâmetros foram escolhidos com o objetivo de simular fluxos de detritos e de lama possíveis na área de estudo, para que através da comparação do *runout* e espessura final se possa inferir as condições e propriedades iniciais dos depósitos da área de estudo. Os demais parâmetros (reologia, taxa de deformação, viscosidade artificial, etc.) foram adotados conforme Imran et al. (2001) e brevemente apresentado na seção 4.3. Foram simulados os três modelos reológicos: Bingham (H-Ba, n=1); Herschel-Bulkley (H-B, n=0,5); e Bilinear (B-L, r=750). O valor de viscosidade artificial mais baixo (0,001) foi utilizado nas simulações de espessura menores (6, 20 e 40 metros) pois não é esperado este valor para espessura inicial de 100 metros.

Os resultados obtidos para cada simulação estão na Tabela 2, onde além dos parâmetros de saída do programa BING (comprimento final, *runout*, velocidades e espessuras) também são apresentados cálculos de volume e densidade. Para o cálculo de volume e verificação da variação de densidade considerou-se uma seção de 1 metro de largura fixa. Desta forma, aplicando-se como premissa a conservação de massa, foi possível calcular a variação de densidade do fluxo. De um modo geral, verificou-se que ocorre um adensamento do material transportado (comportamento contrativo) típico de fluxo coeso, porém em quatro simulações ocorreu diminuição de densidade (comportamento dilatante) como ocorre em fluxos turbidíticos.

n° simulação	Reologia	Taxa de deformação	Resistência (kPa)	n ou r	densidade sedimento (g/cm <sup>3</sup> )	densidade água (g/cm <sup>3</sup> )	n° nós	Viscosidade artificial	Declividade fundo (graus)	Espessura inicial (m)	Comprimento inicial (m)
1	H-Ba	10	1	1	1.6	1	21	0.001	2	6	500
2	H-Ba	10	1	1	1.6	1	21	0.01	2	6	500
3	H-B	10	1	0.5	1.6	1	21	0.001	2	6	500
4	H-B	10	1	0.5	1.6	1	21	0.01	2	6	500
5	B-L	10	1	750	1.6	1	21	0.001	2	6	500
6	B-L	10	1	750	1.6	1	21	0.01	2	6	500
7	H-Ba	10	1	1	1.6	1	21	0.001	5	6	500
8	H-Ba	10	1	1	1.6	1	21	0.01	5	6	500
9	H-B	10	1	0.5	1.6	1	21	0.001	5	6	500
10	H-B	10	1	0.5	1.6	1	21	0.01	5	6	500
11	B-L	10	1	750	1.6	1	21	0.001	5	6	500
12	B-L	10	1	750	1.6	1	21	0.01	5	6	500
13	H-Ba	10	1	1	2	1	21	0.001	2	20	500
14	H-Ba	10	1	1	2	1	21	0.01	2	20	500
15	H-B	10	1	0.5	2	1	21	0.001	2	20	500
16	H-B	10	1	0.5	2	1	21	0.01	2	20	500
17	H-Ba	10	10	1	2	1	21	0.01	2	20	500
18	H-B	10	10	0.5	2	1	21	0.01	2	20	500
19	B-L	10	1	750	2	1	21	0.001	2	20	500
20	B-L	10	1	750	2	1	21	0.01	2	20	500
21	B-L	10	10	750	2	1	21	0.01	2	20	500
22	H-Ba	10	1	1	2	1	21	0.001	5	20	500
23	H-Ba	10	1	1	2	1	21	0.01	5	20	500
24	H-Ba	10	10	1	2	1	21	0.01	5	20	500
25	H-B	10	1	0.5	2	1	21	0.001	5	20	500
26	H-B	10	1	0.5	2	1	21	0.01	5	20	500
27	H-B	10	10	0.5	2	1	21	0.01	5	20	500
28	B-L	10	1	750	2	1	21	0.001	5	20	500
29	B-L	10	1	750	2	1	21	0.01	5	20	500
30	B-L	10	10	750	2	1	21	0.01	5	20	500
31	H-Ba	10	1	1	2	1	21	0.001	2	40	500
32	H-Ba	10	1	1	2	1	21	0.01	2	40	500

Tabela 1- Parâmetros de entrada da modelagem numérica de fluxos de detrito e lama utilizando o programa BING.

33	H-Ba	10	10	1	2	1	21	0.01	2	40	500
34	H-B	10	1	0.5	2	1	21	0.001	2	40	500
35	H-B	10	1	0.5	2	1	21	0.01	2	40	500
36	H-B	10	10	0.5	2	1	21	0.01	2	40	500
37	B-L	10	1	750	2	1	21	0.001	2	40	500
38	B-L	10	1	750	2	1	21	0.01	2	40	500
39	B-L	10	10	750	2	1	21	0.01	2	40	500
40	H-Ba	10	1	1	2	1	21	0.001	5	40	500
41	H-Ba	10	1	1	2	1	21	0.01	5	40	500
42	H-Ba	10	10	1	2	1	21	0.01	5	40	500
43	H-B	10	1	0.5	2	1	21	0.001	5	40	500
44	H-B	10	1	0.5	2	1	21	0.01	5	40	500
45	H-B	10	10	0.5	2	1	21	0.01	5	40	500
46	B-L	10	1	750	2	1	21	0.001	5	40	500
47	B-L	10	1	750	2	1	21	0.01	5	40	500
48	B-L	10	10	750	2	1	21	0.01	5	40	500
49	H-Ba	10	10	1	2	1	21	0.01	2	100	500
50	H-B	10	10	0.5	2	1	21	0.01	2	100	500
51	B-L	10	10	750	2	1	21	0.01	2	100	500
52	H-Ba	10	10	1	2	1	21	0.01	5	100	500
53	H-B	10	10	0.5	2	1	21	0.01	5	100	500
54	B-L	10	10	750	2	1	21	0.01	5	100	500
55	H-Ba	10	1	1	2	1	21	0.01	2	100	500
56	H-B	10	1	0.5	2	1	21	0.01	2	100	500
57	B-L	10	1	750	2	1	21	0.01	2	100	500
58	H-Ba	10	1	1	2	1	21	0.01	5	100	500
59	H-B	10	1	0.5	2	1	21	0.01	5	100	500
60	B-L	10	1	750	2	1	21	0.01	5	100	500

n° simulação	comprimento final (m)	duração runout (min)	runout metros (m)	Velocidade pico (m/s)	Espessura média (m)	Espessura máxima (m)	Velocidade média (m/s)	volume inicial (m <sup>3</sup> )	volume final (m <sup>3</sup> )	massa (10 <sup>3</sup> kg)	densidade final (g/cm <sup>3</sup> )	aumento densidade (%)
1	558	5	38.4	1.9	3.6	4.7	0.14	3000	2008.8	4800	2.39	49.34
2	542.6	5	36.8	1.4	3.6	4.8	0.14	3000	1953.36	4800	2.46	53.58
3	565.5	5	16.5	0.26	3.9	5	0.06	3000	2205.45	4800	2.18	36.03
4	525.5	5	20.5	0.36	3.9	5	0.09	3000	2049.45	4800	2.34	46.38
5	581.6	5	81.4	2.04	3.5	4.3	0.26	3000	2035.6	4800	2.36	47.38
6	580.9	5	80.8	1.96	3.5	4.3	0.26	3000	2033.15	4800	2.36	47.55
7	1555.7	2.8	631.1	8.3	1.75	2	4.07	3000	2722.475	4800	1.76	10.19
8	1076.8	3	622.4	8.3	1.9	2.2	3.83	3000	2045.92	4800	2.35	46.63
9	1094.4	5	496.7	7.9	2	2.3	1.66	3000	2188.8	4800	2.19	37.06
10	932.7	3.5	486.6	8	2.1	2.3	2.53	3000	1958.67	4800	2.45	53.17
11	1138.1	5	638.2	8.5	1.7	1.9	2.09	3000	1934.77	4800	2.48	55.06
12	1133.5	5	633.6	9.2	1.7	1.9	2.07	3000	1926.95	4800	2.49	55.69
13	2441.9	5.5	1693.4	12.8	2.7	3	5.03	10000	6593.13	20000	3.03	51.67
14	2354.3	5.7	1730.5	12.5	2.7	3	4.96	10000	6356.61	20000	3.15	57.32
15	2065.1	5	1421.8	13	3.1	3.4	4.64	10000	6401.81	20000	3.12	56.21
16	2162	5.3	1525.1	13.3	3.1	3.4	4.7	10000	6702.2	20000	2.98	49.20
17	669.9	2	140.6	1.2	11.8	17.6	0.38	10000	7904.82	20000	2.53	26.51
18	500	2	0	0	20	20	0	10000	10000	20000	2.00	0.00
19	2508.4	5.7	2006.5	13.5	2.6	2.8	5.6	10000	6521.84	20000	3.07	53.33
20	2524	9.1	2023.3	14.4	2.5	2.8	3.6	10000	6310	20000	3.17	58.48
21	591.3	7	90.5	2.7	11.1	14	0.21	10000	6563.43	20000	3.05	52.36
22	14610.5	480	14163	25.7	1.18	1.7	0.49	10000	17240.39	20000	1.16	-42.00
23	5239.3	46.2	4736.7	25.2	1.22	1.45	1.7	10000	6391.946	20000	3.13	56.45
24	747.8	2	232.8	10.4	9.1	13.4	3.33	10000	6804.98	20000	2.94	46.95
25	4891.1	12.3	4440.7	28	1.38	1.61	5.9	10000	6749.718	20000	2.96	48.15
26	4827	15.2	4394.6	28.3	1.38	1.73	4.78	10000	6661.26	20000	3.00	50.12
27	660.2	5	146.1	5.68	10	12.2	0.5	10000	6602	20000	3.03	51.47
28	15118	480	14665	25.4	1	1.7	0.5	10000	15118	20000	1.32	-33.85
29	6102.8	109.2	5609	27.1	1.1	1.37	0.85	10000	6713.08	20000	2.98	48.96
30	870.5	19.2	369.2	8.5	7.43	9.11	0.32	10000	6467.815	20000	3.09	54.61
31	4705	18	3324	20.6	2.8	3.1	5.27	20000	13174	40000	3.04	51.81

Tabela 2 – Parâmetros de saída da modelagem numérica

32	4534	20.9	3613.5	20.3	2.9	3.1	2.86	20000	13148.6	40000	3.04	52.11
33	741.4	2.1	24.8	0.55	12.2	18.1	0.1	20000	9045.080	40000	4.42	121.11
34	3878.9	5.5	2792.8	21.5	3.38	3.8	8.3	20000	13110.682	40000	3.05	52.55
35	4083.4	32.6	3129.2	21.3	3.22	3.53	1.59	20000	13148.548	40000	3.04	52.11
36	589	5	13.9	0.4	12.7	18.6	0.05	20000	7480.3000	40000	5.35	167.37
37	4914.4	12.1	4411	25.6	2.67	2.91	6	20000	13121.448	40000	3.05	52.42
38	5008.5	24	4508.6	26.8	2.6	2.93	3.11	20000	13022.100	40000	3.07	53.59
39	591.3	7	90.6	2.7	11.1	14	0.21	20000	6563.43	40000	6.09	204.72
40	22196.9	480	21590.4	33.9	1.2	1.81	0.75	20000	26636.28	40000	1.50	-24.91
41	11116.9	102.6	10399.8	34.1	1.23	1.46	1.68	20000	13673.787	40000	2.93	46.27
42	773.4	2	271.5	8.7	8.98	11.3	2.2	20000	6945.132	40000	5.76	187.97
43	11621	130.3	11521	37.7	1.41	2	1.42	20000	16385.61	40000	2.44	22.06
44	10073.6	172.5	9950.9	38.4	1.36	1.65	0.96	20000	13700.096	40000	2.92	45.98
45	718.4	5	171.8	7.3	10	12.2	0.59	20000	7184	40000	5.57	178.40
46	23642	480	23210.3	36.6	1.1	1.8	0.8	20000	26006.2	40000	1.54	-23.10
47	12909	283.8	12425	41.8	1.1	1.4	0.73	20000	14199.9	40000	2.82	40.85
48	911.1	20.4	409.4	8.87	7.47	9.13	0.33	20000	6805.917	40000	5.88	193.86
49	2362.5	2	1204.8	26.6	13.8	19.4	13.3	50000	32602.5	100000	3.07	53.36
50	2346.8	2	1085.6	26.7	14.4	21.2	11.9	50000	33793.92	100000	2.96	47.96
51	2248.6	5	1738.3	33.7	14.6	17.6	5.64	50000	32829.56	100000	3.05	52.30
52	3330.1	2.9	2252.3	30.59	9.78	10.8	12.8	50000	32568.378	100000	3.07	53.52
53	3012.8	5	1923.3	31	10.8	12.9	6.2	50000	32538.24	100000	3.07	53.67
54	3844.3	24	3337.8	38.5	8.4	9.3	2.3	50000	32292.12	100000	3.10	54.84
55	11405.5	55.6	9495.7	36.3	2.9	3.5	2.8	50000.0	33021.3	100000	3.0	51.4
56	10188.8	77.3	8222.5	38.5	3.3	3.8	1.8	50000.0	33167.6	100000	3.0	50.7
57	18787.1	142.5	8180.9	70.0	2.1	3.1	0.9	50000.0	39153.9	100000	2.6	27.7
58	28264.7	286.0	26904.8	48.5	1.2	1.5	2.9	50000.0	34894.1	100000	2.9	43.3
59	25422.6	325.4	24016.0	55.4	1.4	1.7	1.2	50000.0	34828.2	100000	2.9	43.6
60	34965.6	480.0	29597.1	81.1	1.1	1.4	1.0	50000.0	39246.4	100000	2.5	27.4

Os resultados das simulações de fluxo para lama com resistência de 1 kPa (lama muito mole) estão representados graficamente (a cauda da camada inicial de 500 m de comprimento está a 1000 m da origem do eixo da ordenada) nas Figuras da dinâmica da frente do fluxo (velocidade) e espessura do fluxo (depósito final) para cada modelo de reologia (e para viscosidade artificial = 0,001 e 0,01), respectivamente: Figura 108 e 109 (espessura inicial = 6 m e declividade =  $2^{\circ}$ ); Figura 110 e 111 (espessura inicial = 6 m e declividade =  $5^{\circ}$ ); Figura 110 e 111 (espessura inicial = 6 m e declividade =  $5^{\circ}$ ); Figura 116 e 117 (espessura inicial = 40 m e declividade =  $2^{\circ}$ ); Figura 118 e 119 (espessura inicial = 40 m e declividade =  $5^{\circ}$ ); Figura 122 e 123 (espessura inicial = 100 m e declividade =  $5^{\circ}$ ).

Os resultados das simulações de fluxo para lama com resistência de 10 kPa (lama mole) estão representados graficamente (em coerência ao valor de resistência foram simulados somente com viscosidade artificial = 0,01) nas Figuras da dinâmica da frente do fluxo (velocidade) e espessura do fluxo (depósito final) para cada modelo de reologia, respectivamente: Figura 124 e 125 (espessura inicial = 20 m e declividade =  $2^{\circ}$ ); Figura 126 e 127 (espessura inicial = 20 m e declividade =  $5^{\circ}$ ); Figura 128 e 129 (espessura inicial = 40 m e declividade =  $2^{\circ}$ ); Figura 130 e 131 (espessura inicial = 40 m e declividade =  $5^{\circ}$ ). Figura 132 e 133 (espessura inicial = 100 m e declividade =  $2^{\circ}$ ); Figura 134 e 135 (espessura inicial = 100 m e declividade =  $5^{\circ}$ );

Nas simulações com resistência da lama igual a 1 kPa a reologia Bilinear, em geral, apresentam maiores valores de velocidade da frente do fluxo e maiores valores de runout seguido pelas simulações com reologia Bingham e Herschel-Bulkley. Nestes gráficos foram observados uma acentuada oscilação da velocidade do fluxo com o modelo Bilinear e em alguns casos também observado nas simulações com modelo Herschel-Bulkley.

Para as simulações de fluxo com lama de resistência igual a 10 kPa, a reologia Bilinear, em geral, apresentam maiores valores de velocidade da frente do fluxo e maiores valores de *runout* seguido pelas simulações com reologia Bingham e Herschel-Bulkley. A oscilação de velocidade com reologia Bilinear possui amplitude menor, sendo mais acentuado para camadas iniciais de 100 m.

Observou-se que as simulações para camada inicial de 6 m e resistência da lama de 1 kPa obtiveram *runout* entre 16 e 638 m. A velocidade de pico atingiu valores entre 0,26 e 9,2

m/s (velocidade média entre 0,06 e 4,07 m/s) e espessura máxima depositada pelo fluxo entre 1,9 e 5 m (espessura média entre 1,7 e 3,9 m).

Para as simulações com camada inicial de 20 m e resistência da lama de 1 kPa obtiveram *runout* entre 1421,8 e 14665 m, que diminuem para valores entre 0 e 369,2 m quando utilizado a resistência de 10 kPa. Para resistência de 1kPa obteve-se velocidade de pico a valores entre 12,5 e 28,3 m/s (velocidade média entre 0,49 e 5,9 m/s) e espessura máxima depositada pelo fluxo entre 1,37 e 17,6 m (espessura média entre 1 e 11,8 m). Quando utilizado resistência de 10 kPa a velocidade de pico reduz para valores entre 0 e 10,4 m/s (velocidade média entre 0 e 3,33 m/s) e a espessura máxima aumenta para valores entre 9,11 e 20 m (espessura média entre 7,43 e 20 m).

Para as simulações com camada inicial de 40 m e resistência da lama de 1 kPa obtiveram *runout* entre 2792,8 e 23210 m, que diminuem para valores entre 13,9 e 409,4 m quando utilizado a resistência de 10 kPa. Para resistência de 1kPa obteve-se velocidade de pico a valores entre 20,3 e 41,8 m/s (velocidade média entre 0,73 e 8,3 m/s) e espessura máxima depositada pelo fluxo entre 1,4 e 3,8 m (espessura média entre 1,1 e 3,38 m). Quando utilizado resistência de 10 kPa a velocidade de pico reduz para valores entre 0,4 e 8,87 m/s (velocidade média entre 0,05 e 2,2 m/s) e a espessura máxima aumenta para valores entre 9,13 e 18,6 m (espessura média entre 7,47 e 12,7 m).

Para as simulações com camada inicial de 100 m e resistência da lama de 1 kPa obtiveram *runout* entre 8180,8 e 29597,1 m, que diminuem para valores entre 1085,6 e 3337,8 m quando utilizado a resistência de 10 kPa. Para resistência de 1kPa obteve-se velocidade de pico a valores entre 36,3 e 81,1 m/s (velocidade média entre 0,89 e 2,89 m/s) e espessura máxima depositada pelo fluxo entre 1,4 e 3,7 m (espessura média entre 1,1 e 3,2 m). Quando utilizado resistência de 10 kPa a velocidade de pico reduz para valores entre 26,6 e 38,5 m/s (velocidade média entre 2,3 e 13,3 m/s) e a espessura máxima aumenta para valores entre 9,3 e 21,2 m (espessura média entre 8,4 e 14,6 m).

Constatou-se que o aumento do valor de declividade de  $2^{\circ}$  para  $5^{\circ}$  tem como efeito aumentar os valores de *runout* e velocidade e diminuir os valores de espessura final.



Figura 108 - Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 6 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 109 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 6 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 110 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 6 m, declividade de 5° e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 111 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 6 m, declividade de 5° e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 112 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 20 m, declividade de  $2^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 113 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 20 m, declividade de  $2^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 114 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 20 m, declividade de  $5^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 115 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 20 m, declividade de  $5^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 116 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 40 m, declividade de  $2^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 117 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 40 m, declividade de  $2^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 118 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 40 m, declividade de  $5^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 119 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 40 m, declividade de  $5^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 120 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 100 m, declividade de  $2^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 121 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 100 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 122 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 100 m, declividade de 5° e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 123 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 100 m, declividade de 5° e resistência do fluxo igual a 1 kPa.



Figura 124 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 20 m, declividade de 2° e resistência do fluxo igual a 10 kPa.



Figura 125 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 20 m, declividade de  $2^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 10 kPa.



Figura 126 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 20 m, declividade de  $2^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 10 kPa.



Figura 127 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 20 m, declividade de  $2^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 10 kPa.



Figura 128 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 40 m, declividade de  $2^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 10 kPa.



Figura 129 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 40 m, declividade de  $2^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 10 kPa.



Figura 130 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 40 m e declividade de 5° e resistência do fluxo igual a 10 kPa.



Figura 131 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 40 m e declividade de  $5^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 10 kPa.



Figura 132 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 100 m e declividade de  $2^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 10 kPa.



Figura 133 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 100 m e declividade de  $2^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 10 kPa.



Figura 134 – Gráfico da velocidade da frente do fluxo vs distância, resultante de simulações com espessura inicial de 100 m e declividade de  $5^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 10 kPa.



Figura 135 – Gráfico de espessura final do fluxo resultante de simulações com espessura inicial de 100 m e declividade de  $5^{\circ}$  e resistência do fluxo igual a 10 kPa.

### 5.5.1 Comparação das simulações numéricas com os dados da área de estudo

A Figura 136 apresenta uma imagem do relevo submarino da área de estudo e do talude com os resultados de *runout* para as simulações com camada inicial de 20, 40 e 100 m e declividade de 5°. Estes parâmetros são representativos para os depósitos e feições regionais observados no talude.

As feições erosivas com escarpas em torno de 20 m, como observado nas cicatrizes semicirculares e em anfiteatro no talude superior está representado na Figura 136 pelos *runouts* de 4, 14 e 15 km para as reologias H-B, H-Ba e B-L, respectivamente (viscosidade artificial = 0,001). Para simular fluxos mais viscosos (viscosidade = 0,01) obteve-se os *runouts* de 4, 5 e 6 km para as reologias H-B, H-Ba e B-L, respectivamente, para os mesmos tipos de feições.

As feições erosivas com escarpas em torno de 40 m, como observado nas extensas escarpas em degrau no talude médio está representado na Figura 136 pelos *runouts* de 11, 22 e 23 km para as reologias H-B, H-Ba e B-L, respectivamente (viscosidade artificial = 0,001). Para simular fluxos mais viscosos (viscosidade artificial = 0,01) obteve-se os *runouts* de 10, 10 e 12 km para as reologias H-B, H-Ba e B-L, respectivamente, para os mesmos tipos de feições (Figura 137).

As feições erosivas com escarpas em torno de 100 m, como observado na cabeceira dos cânions, está representado na Figura 136 pelos *runouts* de 24, 27 e 30 km para as reologias H-B, H-Ba e B-L, respectivamente (viscosidade artificial = 0,001). Estas simulações indicaram a possibilidade de fornecimento de material do talude para o avental de fluxo de detritos existente no pé do talude através da calha dos cânions, principalmente para os fluxos originados em cotas do talude médio e inferior.

A Figura 137 apresenta uma imagem do relevo submarino da área de estudo com os resultados de *runout* para as simulações com camada inicial de 20, 40 e 100 m, declividade de 5° e viscosidade artificial de 0,01. Estes parâmetros são representativos para os depósitos e feições locais da área de estudo.

As feições erosivas com escarpas em torno de 6 m, como observado na borda do terraço erosivo do talude superior, está representado na Figura 137 pelos *runouts* de 0,5, 0,6 e 0,6 km para as reologias H-B, H-Ba e B-L, respectivamente (viscosidade artificial = 0,01).

A Figura 137 mostra com mais resolução as feições erosivas com escarpas em torno de 20 m, como observado nas cicatrizes semicirculares e em anfiteatro e que está representado pelos *runouts* de 4, 5 e 6 km e as feições erosivas com escarpas em torno de 40 m, como

observado nas extensas escarpas em degrau no talude médio e que está representado pelos *runouts* de 10 e 12 km.

Em geral, verificou-se nas simulações numéricas que os fluxos de maior viscosidade alcançam *runouts* mais curtos e depositam camadas de espessura maior, enquanto os fluxos de menor viscosidade alcançam *runouts* mais longos e depositam camadas de espessura menor.



Figura 136 – Imagem do relevo regional do fundo do mar com exemplos de resultados de *runout* para simulações com os modelos de reologia Herschel-Bulkley, Bingham e Bilinear.



Figura 137 - Imagem do relevo do fundo do mar da área de estudo com exemplos de resultados de *runout* para simulações com os modelos de reologia Herschel-Bulkley, Bingham e Bilinear.

# 5.6 ANÁLISE DE FÁCIES DE MTC

As informações texturais e estruturais de cada fácies somadas a análise comparativa dos valores descompactados (condições no ambiente deposicional) de Vp e densidade possibilitaram a inferência do tipo de deformação ou fluxo (comportamento reológico) sofrido pelo material transportado. Como resultado foi construído o *facies box* da Figura 138, como uma etapa do esforço de classificação dos MTCs da área de estudo.

Não se pretendeu com a construção do *facies box* estabecer uma relação direta entre fácies isoladas e tipo de processo de transporte de massa, visto que uma mesma fácies pode caracterizar diferentes tipos de fluxo. Portanto o *facies box* foi construído de forma simplificada com o objetivo de representar os casos mais comuns. Deste modo os tipos de processos de MTC são melhor representados por associações de fácies que serão discutidas mais adiante.

O *facies box* foi construído de forma que as fácies apresentam aumento da intensidade da deformação da esquerda para a direita do diagrama; a concentração de sedimento aumenta de baixo para cima; e o teor de água (obtido do cálculo de porosidade) aumenta de cima para baixo.

A fácies de blocos e as fácies de lama maciça dos testemunhos JPC-3 e JPC-4 apresentam valores elevados tanto de Vp quanto de densidade quando comparado com os valores das demais fácies devido ao pré-adensamento. Desta forma foram interpretados como oriundos de deformação elástica, ou seja, da ruptura de grandes blocos ou camadas deslizadas ou escorregadas.

Fluxos plásticos e coesos com alta viscosidade são representados pela fácies de conglomerado clasto-suportado (CCS), resultante de menor deformação, e fácies conglomerado matriz-suportado deformado, que por ter sofrido deformação, sofreu perda de água e aumento do adensamento, informação confirmada pelos dados de Vp e densidade com valores mais elevados comparado com a fácies de conglomerado matriz-suportado de clastos angulosos (não deformado).

Os fluxos plásticos e coesos também são representados pelas fácies de conglomerado matriz-suportado com clasto anguloso e pela fácies de lama maciça (com raros clastos) dos testemunhos JPC-7 e JPC-10, com valores iguais de densidade, com viscosidade relativamente menor. Estas fácies são típicas de fluxo de detrito.

As fácies de lama deformada intensamente de laminações inclinadas são comuns em fluxos de detrito onde os clastos intensamente cisalhados geram laminações secundárias.

Os fluxos fluidos e incoesos de baixa viscosidade são representados pela fácies de lama maciça do JPC-6 e pela fácies Ldi(i) do JPC-11. Ambos caracterizados por valores baixos de Vp e densidade.



Figura 138 - Facies box proposto com base nos JPCs da área de estudo.
Os valores de espessura média obtidos da descrição dos testemunhos JPC estão apresentados no gráfico de barras da Figura 139.



Figura 139 - Gráfico de barra dos valores médios de espessura de cada fácies de MTC.

A Figura 140 apresenta gráficos de barra dos valores de espessura acumulada das fácies de MTC dos testemunhos JPC em metros e em percentual, para os dados coletados nas feições intercânions e do interior dos cânions. Estes dados fornecem informação da importância volumétrica de cada tipo de fácies que compõem os corpos de MTC.

As maiores espessuras acumuladas são de fácies Lm consistindo em 38,5 % dos MTC intercânions e 19,4% dos MTC do interior de cânions. As fácies conglomeráticas dominam nos cânions, enquanto as fácies Lm domina no intercânion.



Figura 140 - gráficos de barra dos valores de espessura acumulada das fácies de MTC dos testemunhos JPC em metros e em percentual, para os dados coletados nas feições intercânions e do interior dos cânions.

# 5.6.1 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

Apesar da diversidade de feições de MTC identificadas e da complexidade de processos de transporte de massa busca-se nesta seção discutir uma proposta de associações de fácies ideais para MTC frontalmente emergente, MTC frontalmente confinado e cânions com base nos JPCs (Figura 141). Não se pretende construir um modelo de fácies global para depósitos de MTC e sim verificar a associação de fácies mais comum para cada um desses domínios que respeite a relação genética entre fácies e mecanismos físicos de transporte conforme sugerido no *facies box* (Figura 143). Desta forma o esquema de associações de fácies apresentado na Figura 104 não leva em conta a variação de espessura e repetição de fácies observadas nos JPCs.

Para construção das associações de fácies foi quantificada a repetição de pares de fácies em contato (topo/base) geneticamente associadas. A Figura 142 apresenta os resultados da quantificação obtidos com valores agrupados pelos testemunhos coletados nas feições de MTC na região intercânions, no interior dos cânios e o somatório total.

Na Figura 142 foram plotados em gráfico de barras a contagem para cada par (topo/base) de fácies de MTC. Nos testemunhos coletados nas feições da região intercânions os pares de fácies mais frequentes são Ldi(d)/Lm, CCS/Ldi(i), Lm/Ldi(i), que indicam predominância de fácies geneticamente associadas de processos de escorregamentos. Enquanto que nos testemunhos coletados no interior dos cânions os pares de fácies mais frequentes são CMSa/CCS, Bl/Lm, CMSa/Bl e CCS/CMSa que indicam grande ocorrência de fácies geneticamente associadas de fluxos de detritos. Também são apresentados os valores totais somados para um panorama geral.







Figura 142 - gráficos de barras com a contagem de ocorrência para cada par (topo/base) de fácies de MTC nos JPCs da área de estudo.

Na construção da associação de fácies propostas para cada tipo de MTC buscou-se representar o conjunto de fácies e suas relações de contato como resultado dos mecanismos de transporte típico de cada domínio cinemático dos MTCs. Por isso foram elaborados esquemas de associação de fácies de MTC frontalmente emergente, MTC frontalmente confinado e MTC do interior de cânions. Não se pretendeu que as associações de fácies retratem com detalhe todos os casos possíveis, e sim a elaboração de um esquema simplificado de associações de fácies que sirva como guia para o reconhecimento dos tipos de processos de transporte de massa. A aplicação destas associações é adequada para a área de estudo. Para aplicação em outras bacias é necessário que o contexto estratigráfico e tectônico seja semelhante. Os resultados obtidos guardam semelhança com os resultados de Tripsana *et al.* (2008) com dados da margem passiva do Atlântico Norte (Figura 5).

O domínio da cabeceira dos MTC, tanto frontalmente emergentes quanto confinado, pode ser representado pela associação de fácies, do topo para a base, CCS/Bl/Lm (associação de fácies A e D, Figuras 143 e 144). Esta associação possui gradação de blocos colapsados da cabeceira onde parte destes sofreram fragmentação em blocos e clastos que diminuem de tamanho para o topo. Esta gradação vertical também é esperada na horizontal (Lei de Walther) onde a jusante dos grandes blocos alojados na base da escarpa encontraremos fácies conglomeráticas com pouca matriz como foi observado no JPC-5 localizado a jusante da extensa escarpa erosiva.

No domínio translacional dos MTCs frontalmente emergentes (associação de fácies B, Figura 143) podemos encontrar comumente a associação de fácies Lm/CMSa/CMSd/Ldi(i) resultado do transporte de material que ganhou aumento da matriz, em grande parte proveniente do *drape* de lama (e parte do substrato contornítico) que é incorporada ao MTC, deformação por cisalhamento basal e fluxo com comportamento plástico na forma de fluxo de detrito. O JPC-2 foi coletado neste contexto. Nas porções do domínio frontal, o material transportado para além da cicatriz apresenta menor viscosidade, onde ocorre predomínio de fluxo de lama. Este domínio é representado pela associação Lm/Ldi(i) (C, Figura 143) e é exemplificado pelo JPC-6.

No domínio translacional dos MTCs frontalmente confinados (associação de fácies E, Figura 144) os depósitos podem ser caracterizados pela associação de fácies CMSa/CCS/Ldi(i)/Lm. Esta associação é resultado do transporte e deformação sofrido pelo material blocoso e conglomerático removido do domínio da cabeceira por fluxos coesos de alta viscosidade. No interior dos cânions, os processos erosivos que afetam as paredes dos cânions são canalizados pelo talvegue onde grande parte do volume do MTC fica alojado. Os JPC-9 e JPC-10 coletados próximos a cabeceira apresentam principalmente fácies blocosas e conglomeráticas transportadas por escorregamentos das bordas que podem evoluir para fluxos de detritos. Esta porção proximal pode ser representada pela associação de fácies CMSa/CCS/Bl/Lm (F, Figura 145). Nas porções mais distantes da cabeceira (G, Figura 145) ocorre maior incorcoração de matriz e acentuação da deformação em fluxos coesos com alta viscosidade (fluxos de detritos) que podem se transformar a jusante em fluxos de baixa viscosidade (fluxo de lama). A associação de fácies para estas porções é constituída pelas fácies CMSa/CMSd/Ldi(i)/Lm.



Figura 143 – Desenho esquemático e associações de fácies ideais para MTC frontalmente emergente para a área de estudo.



Figura 144 – Desenho esquemático e associações de fácies ideais para MTC frontalmente confinado para a área de estudo.



Figura 145 – Desenho esquemático e associações de fácies ideais para MTC de interior de cânions para a área de estudo

#### 5.7 AS CAUSAS DO COMPLEXOS DE TRANSPORTE DE MASSA

Os MTCs da área de estudo foram gerados por mecanismos deflagradores e fatores précondicionantes apresentados na seção 2.3.6 para casos em diferentes contextos submarinos. A exemplo de como ocorre na maioria dos MTC estudados em outras partes do mundo, é esperado que o gatilho seja a atuação combinada de diferentes fatores geológicos, oceanográficos e climáticos.

Dentre os fatores pré-condicionantes, deve-se inicialmente considerar a declividade do fundo marinho na época da ruptura. O mapa de declividade da discordância erosiva formada a cerca de 150 ka A.P. (superfície basal dos MTC das biozonas Y e X) fornece o cenário mais

próximo da época. Contudo Almeida (2015) realizou uma análise de estabilidade de taludes feita sob condições não drenadas em termos de tensões totais considerando um solo argiloso normalmente adensado e se baseou no cálculo do fator de segurança do piso marinho pelo método do equilíbrio limite (formulação de talude infinito submerso unidimensional de BORGES et al., 2015) para a área de estudo utilizando o mapa da discordância e verificou que a área apresenta elevado fator de segurança para condições que não leve em consideração o efeito dinâmico de terremotos. Estudos estatísticos de parâmetros de feições de movimento de massa submarino de diversas partes do mundo mostram que as rupturas ocorrem em maior frequência em fundo marinho de baixa declividade. A baixa taxa de sedimentação observada nos testemunhos da área de estudo (e.g. 0,52 m/ka para os depósitos pelágicos-hemipelágicos holocênicos) pode ser um fator pré-condicionante, pois um elevado excesso de pressão de poro pode ter ocorrido devido a uma rápida compactação causada pela perda de estrutura de níveis rasos cimentados pela abundante presença de microfósseis calcários ou cimento de hidrato. A ocorrência de camadas de sedimentos contorníticos é um dos principais fatores précondicionantes pois contornitos contém grãos finos, baixa permeabilidade, intercalados com areias de alta porosidade favorecem a formação de planos de deslizamento sobrepressurizados. Além disto os contornitos observados na área de estudo possuem baixa resistência ao cisalhamento: isto resulta da relativa alta taxa sedimentação e granulações bem selecionadas, ambas implicam em alto conteúdo de água.

Quanto aos mecanismos de deflagração mais prováveis, pelas informações da área e do contexto regional, são os abalos sísmicos e a dissociação de gás de hidratos (clatratos). Os abalos sísmicos bem como os falhamentos são mecanismos de disparo que resultam da atividade da tectônica de placas. A energia sísmica induzida pelas placas tectônicas é transferida para as camadas de rocha, e liberada através do movimento de falha na crosta da Terra. O falhamento produz tremores nas camadas rochosas e nos depósitos de solo sobrejacentes. Os abalos sísmicos podem aumentar as tensões no talude via aceleração sísmica e também reduzir a resistência de cisalhamento do solo via liquefação.

Como apresentado na seção 3.1.2 dois estilos estruturais predominantes foram encontrados na porção sul da Bacia de Campos: falhas normais que afetam o embasamento e a sequência Rifte; e estruturas distencionais geradas principalmente pela sobrecarga da sequência estratigráfica e tectônica do sal que afetam as sequencias superiores (deformação halocinética). As falhas normais de alto ângulo relacionadas ao Lineamento Alegre que se estende do continente e passa na área de estudo, controlam, em parte, as paredes do Grupo Sudeste de

Cânions. Estas falhas funcionaram como possíveis condutos de gás para acumulações rasas de hidratos nos períodos glaciais pleistocênicos. O mapa da figura 21 mostra que existe coincidência tanto dos lineamentos estruturais do embasamento quanto das falhas que deformam as camadas da bacia com os epicentros dos registros sísmicos recentes, como também seu paralelismo com epicentros alinhados, o que permite interpretar a existência de atividade sísmica destes lineamentos estruturais e que os mesmos podem ter sido o foco de terremotos de maior magnitude durante o pleistoceno superior e causado rupturas no talude.

Hidratos de metano formam-se onde existe um grande suprimento de gás, água em condições de pressões moderadas e relativamente baixa temperatura. Embora não tenha sido identificados BSR na área de estudo, hidratos de gás podem ter se formado dentro do subsolo marinho quando baixas temperaturas e pressões moderadas a elevadas existiram nos períodos glaciais da biozonas Y.

O aquecimento dos oceanos, como ocorrido no início das idades de mar alto (biozonas X e Z), durante a transgressão marinha, causou a migração da zona de estabilização de hidrato em águas profundas provocando distúrbios no regime de pressão-temperatura que causaram a dissociação do gás ("fusão") e liberação de gás livre e água dentro dos sedimentos. A dissociação de uma pequena porção de hidrato de gás (< 6%) pode substancialmente ter enfraquecido o talude. O enfraquecimento pode ocorrer através da presença de bolhas gás livre e expansão do volume do sedimento. Além disso, é possível que a água doce gerada durante a dissociação tenha lixiviado a argila marinha, conduzindo ao comportamento de argila ultrassensível.

O limite entre gás de hidrato estável e instável tende a alcançar o fundo do mar em profundidades d'água de 300-900 m, como pode ter sido possível na área de estudo.

# 5.8 EVOLUÇÃO DOS COMPLEXOS DE TRANSPORTE DE MASSA E DO GRUPO SUDESTE DE CÂNIONS

As cicatrizes de remoção foram produzidas, em geral, em um processo retrogressivo onde é possível verificar uma hierarquia com base nas dimensões das feições erosivas. Entre as grandes feições erosivas, com maior ordem na hierarquia, se destacam o Grupo Sudeste de Cânions, com profundidades de entalhamento de centenas de metros. Os Cânions submarinos durante sua fase inicial de entalhamento, possuíam forma da seção transversal em V, como pode ser constatado observando-se a inclinação das suas paredes. O preenchimento parcial das calhas pelos depósitos de MTC colmatou as linhas de talvegue originais conferindo um fundo aplainado e uma forma em U para a seção transversal atual.

Os cânions evoluíram a partir das porções profundas do talude (talude médio e inferior), pois a partir do pé do talude se verificam extensos leques de fluxos de detritos, gerados na fase inicial de sua evolução. Os resultados das simulações numéricas de fluxo de detrito mostram que para camadas removidas de 100 m e valores de resistência do fluxo (1 kPa) e viscosidade artificial (0,001) compatíveis com as informações dos testemunhos são gerados fluxos com *runout* máximo de até 30 km (simulação 60). Logo fluxos originados no talude superior não poderiam contribuir com a extensão dos aventais de fluxos de detritos observados no platô de São Paulo a partir do pé do talude.

A partir de deslizamentos no talude inferior e médio, deu-se início a processos de erosão remontante, onde após a primeira remoção, a porção a montante da cicatriz é desestabilizada e passa a ficar suscetível a sucessivos deslizamentos. Desta forma os cânions tiveram sua evolução em etapas erosivas controladas por processos cíclicos (climáticos, tectônicos e hidrológicos) que quando tiveram suas forçantes máximas atuando de forma isolada ou combinadas favoreceram a deflagração das rupturas. Os deslizamentos do talude inferior da fase inicial de formação dos cânions tiveram como forçante principal a atuação de terremotos e de correntes de contorno com capacidade de solapar o pé do talude. Enquanto que para os deslizamentos no talude médio, além das forçantes mencionadas anteriormente, o efeito de gás dissociado de hidratos foi importante para redução da resistência ao cisalhamento das camadas rasas de sedimento.

Os cânions do Grupo Sudeste de cânions são imaturos, não tiveram conexão com a drenagem fluvial durante o Pleistoceno. Apresentam cabeceira com forma de anfiteatro construídas por complexos de cicatrizes erosivas diferentemente dos cânions maturos durante os períodos glaciais do Pleistoceno, como os cânions Almirante Câmara e São Tomé, que possuem suas cabeceiras encaixadas em vales incisos que indentam a quebra da plataforma. Estes cânions, nas porções central e norte da bacia, foram zonas de by-pass de areias provenientes do antigo sistema de drenagem do delta do Paraíba do Sul, que durante os períodos de mar baixo, estabeleceram-se próximo da quebra da plataforma. Desta forma estes cânions, durante sua fase matura, alimentaram leques e canais submarinos com areias turbidíticas (e.g. Lobo do Almirante Câmara) durante os períodos de mar baixo do Pleistoceno em eventos de regressão forçada. Assim, durante o Quaternário, a porção sul da bacia sofreu déficit de fornecimento de areia continental, tornando-se um setor de bacia faminta onde se estabeleceu

o predomínio de processos erosivos. Apesar da significativa taxa de sedimentação de sedimentos finos trazidos por plumas fluviais e depositados no talude superior, sua contribuição diminui gradualmente para porções de maior lâmina d'água, conforme verificado regionalmente por Kowsmann *et al.* (2015).

As extensas cicatrizes com escarpas em degrau na região intercânions sucedem os cânions na hierarquia das feições erosivas com remoções máximas entre 40 e 70 m de sedimento. Considerando as relações de corte onde estas cicatrizes se encontram na cabeceira do Cânion Tamoio conclui-se que a cicatriz superior é mais jovem, logo as remoções que formaram estas escarpas ocorrem de forma retrogressiva. Estas cicatrizes produziram extensos depósitos de MTD com espessura média de 20 m e que se estendem talude abaixo para além da área de estudo. As simulações numéricas de fluxo de detrito para camadas removidas de 40 m obtiveram *runout* máximo de 23 km (simulação 46), em concordância com a região de fundo rugoso observada no mapa batimétrico regional.

As cicatrizes observadas na borda do terraço erosivo, possuem ordem hierárquica menor que as extensas cicatrizes em degraus da região intercanions, e são as feições de MTC mais jovens do talude. Devido a relação de corte, a cicatriz semicircular é mais jovem que o anfiteatro da parte SW da área de estudo. O anfiteatro faz parte de um sistema maior e mais antigo de cicatrizes, removeu até 300 m de espessura de sedimento, e que se estende para SW para fora da área de estudo, mas pode ser observado no mapa de relevo regional. Os depósitos de MTC desta feição, na porção proximal, apresentam pelo menos 3 camadas de padrão de reflexão distintos e apresenta características indicativas de depósito blocoso, o que permite inferir elevada resistência (10 kPa) e viscosidade do fluxo (0,01). Para simular cada evento de fluxo, utilizou-se camadas removidas de 100 m e obteve-se *runout* máximo de 3 km (simulação 54), em concordância com a posição destes depósitos observados nas seções de SBP e na morfologia do multifeixe. À jusante destes depósitos ocorrem extensos depósitos de fluxo de detrito. Para estes, atribui-se uma resistência do fluxo menor (1 kPa) e *runout* máximo de 30 km (simulação 60).

A cicatriz semicircular foi construída por dois eventos de transporte de massa. O mais antigo, mais blocoso (biozona Y2), e outro, o mais recente da área de estudo (Y1A) de fluxo de detrito. Simulando a remoção de uma camada inicial de 40 m, obteve-se *runout* máximo de 0,4 km (simulação 48) para o fluxo blocoso e 12 km (simulação 47) para o fluxo de detrito, que para este valor o fluxo teria ultrapassado a escarpa em degrau à jusante desta cicatriz.

A cicatriz observada no Perfil 1 de SBP na borda do terraço erosivo, removeu 20 m de sedimento, as simulações com os parâmetros desta feição obtiveram *runout* máximo de 6 km. Um melhor ajuste com o *runout* de 5,6 km foi obtido pela simulação 29.

# 5.8.1 ESTRATIGRAFIA DE SEQUENCIAS DE ALTA RESOLUÇÃO DO INTERVALO PLEISTOCENO SUPERIOR - HOLOCENO

Nesta pesquisa propõe-se a aplicação das terminologias da estratigrafia de sequências para sequências de 4<sup>ª</sup> e 5<sup>ª</sup> ordem controladas principalmente por ciclos glacio-eustáticos e seus processos alogênicos e autogênicos, conforme metodologia proposta por Catuneanu (2002). Sendo os ciclos astronômicos de Milankovitch de 4<sup>ª</sup> ordem aqueles com períodos de cerca de 100-413 ka de excentricidade orbital, de 5<sup>ª</sup> ordem aqueles de mudanças na obliquidade da eclíptica com períodos de 41 ka, e de precessão dos equinócios, oscilação do eixo da Terra como um pião, com períodos médios de 21 ka.

No talude superior foi observado na base de algumas seções de SBP, no intervalo com pouco sinal sísmico, um refletor contínuo e tênue ocorrendo em um intervalo de soterramento entre 40 e 60 m. Pelos seus atributos sísmicos pode ser interpretado como uma superfície de discordância da biozona V, logo uma provável superfície regressiva máxima com idade do MIS 8. Esta pode ter tido origem quando ocorreu um rebaixamento máximo à cerca de 250 ka AP, sendo assim correlato à superfície S3 identificada na plataforma continental por Marangoni et al. (2013). Sobre esta superfície, tanto na plataforma quanto no talude superior, foram depositados sedimentos em um evento regressivo. Estes sedimentos estão representados por refletores plano-paralelos pouco contínuos e tênues, de deposição hemipelágica-pelágica intercalada com contornitos na região intercanions, e depósitos de MTC na calha dos cânions, em analogia com os depósitos destes tipos recuperados pelos testemunhos em menores profundidades de soterramento da área. Neste mesmo período, na plataforma continental, foi depositada a sequência Sq3 identificada por Marangoni et al. (2013). Na plataforma, esta sequência Sq3 consiste em uma sucessão de clinoformas interpretadas por estes últimos autores como ambientes sedimentares siliciclásticos costeiros/marinhos rasos em direção ao mar, tendo a superfície S3 representado o nível de base local para erosão, ou tendo estado próximo a ele. Este evento regressivo termina com a geração de uma superfície regressiva máxima, que embora não tenha sido recuperada pelos testemunhos da área de estudo, tem uma idade estimada

com auxílio da curva de variação relativa do fundo do mar (Figura 146, de RABINEAU, 2006) como sendo um rebaixamento máximo, em torno de 125 e 130 m, ocorrido à 135 ka A.P. correspondente à biozona W. Esta superfície é correlata à superfície S4 identificada por Maragoni *et al.* (2013) na plataforma continental datada como do MIS 6. Desta forma, esta superfície marca o fim da sequência Sq3, que teve duração de 115 ka, e início da sequência Sq4, ambas de 4ª ordem. Nesta pesquisa a Sq4 foi subdividida em três sequencias de 5ª ordem, Sq4.1, Sq4.2 e Sq4.3, sucessivamente. Sendo assim, a superfície S4 também marca o início da sequência Sq4.1, sendo assim, coincidente com a superfície S4.1. Na região intercanions e à jusante das cicatrizes de remoção a superfície S4 está estratigraficamente posicionada na base da maior parte da sucessão de depósitos de MTC identificados na área de estudo. No interior das calhas dos cânions também ocorre como um refletor que separa de eventos de MTC mais antigos (provavelmente da biozona V).

Após este evento regressivo, ocorreu uma brusca elevação do nível relativo do mar em um breve evento de transgressão marinha que durou até 130 ka AP, no início do intervalo da biozona X, onde de estabeleceu uma superfície de inundação máxima, com deposição de uma camada de lama predominantemente pelágica (marga) até a elevação máxima do nível relativo do mar em 118 ka AP quando pode ter atingido até 20 m acima do nível atual, e se estabelecido uma superfície basal de regressão forçada da Sq4. Uma superfície regressiva máxima de 5<sup>a</sup> ordem é formada, dentro da biozona X, com um rebaixamento máximo do nível relativo do mar cerca de 80 m, menos expressivo que os demais rebaixamentos da Sq4. Seu efeito foi observado somente no interior das calhas dos cânions, onde foram recuperados pelos testemunhos, depósitos de MTC da biozona X e finalizou a sequência Sq4.1.

A sequência Sq4.2 teve início em um evento transgressivo de 5<sup>a</sup> ordem até a formação de uma superfície basal de regressão forçada no início da biozona Y, em torno de 80 ka AP. O registro deste evento transgressivo se dá pela ocorrência de uma camada com fortes e contínuos refletores plano-paralelos, com menos de 10 m de espessura, oriundos de depósitos contorníticos. A partir desta superfície passa a prevalecer o processo regressivo até a geração de uma superfície regressiva máxima em torno de 60 ka AP (S4.3), dentro do intervalo da subzona Y2, quando o nível do mar sofreu um rebaixamento máximo atingindo 110 m abaixo do nível atual. No intervalo imageado pelas seções sísmicas e recuperado pelos testemunhos, os efeitos deste rebaixamento foram os mais significativos na área de estudo. A maior parte do volume dos depósitos de MTC investigados datam da biozona Y e foram gerados por erosões produzidas pela regressão marinha. Possivelmente houve a contribuição de fatores de processos

alogênicos, como abalos sísmicos gerados pela atividade tectônica das falhas transcorrentes do embasamento, ou até mesmo das falhas normais halocinéticas existentes em sequencias mais profundas, que combinados com fatores autogênicos (pressão de fluido de poro) como extensas laminações arenosas de baixa resistência ao cisalhamento dos contornitos deflagraram rupturas no talude marinho. Este evento produziu espessas camadas de até 50 m de MTC (20 m em média) a jusante das grandes cicatrizes de erosão observada na região intercanions e na borda do terraço erosivo, além de espessas camadas, com cerca de 30 m em média, preenchendo parcialmente as calhas dos cânions.

Sobre a superfície S4.3, houve a deposição da sequência Sq4.3, onde após uma breve transgressão, com duração menor que 10 ka, ocorreu uma regressão até cerca de 15 ka AP quando o nível do mar sofreu um rebaixamento máximo em relação ao nível atual atingindo um recuo em torno de 135 m, formando assim uma superfície regressiva máxima (S5) que demarca o fim da sequência Sq4 de 4<sup>a</sup> ordem (e da Sq4.3 de 5<sup>a</sup> ordem).

Sobre a superfície S5 ocorreu um significativo processo transgressivo, com deposição de uma camada constituída por intercalações de laminações arenosas e lamosas de processos contorníticos, até a formação de uma superfície de inundação máxima por volta de 7 ka AP.

Este evento transgressivo também gerou os depósitos de MTC mais jovens da área de estudo, datados na biozona Y1A, e posicionados à jusante das cicatrizes na borda do terraço erosivo, reforçando o padrão retrogressivo de formação das cicatrizes erosivas. Possívelmente estas últimas rupturas foram geradas por efeito combinado de fatores, além do tectônico, processo de aquecimento do oceano pode ter levado a dissociação de gás anteriormente acumulado em hidrato de gás.

Sobre estes depósitos houve a deposição predominante de fácies pelágicas da biozona Z quando o nível do mar sofreu uma abrupta elevação atingindo 5 m acima do nível atual acerca de 5 ka AP, quando se estabeleceu uma superfície basal de regressão forçada dando início a um processo regressivo até os dias atuais.



Figura 146 - Curvas do nível do mar e calibração geológica. Composição da curva do nível do mar (SL) em cinza com intervalo de variabilidade máxima (area em cinza) derivado de registros isotópicos compilados por Rabineau (2006). Duração de superfícies de sequências estratigráficas relativo os principais eventos do ciclo do nível de base (com base em CATUNEANU, 2006).

#### <u>7 CONCLUSÃO</u>

Nesta pesquisa foi analisada a dinâmica sedimentar com base no registro geológico do período Quaternário Superior do Talude Continental da porção sul da Bacia de Campos onde está situado o Grupo Sudeste de Cânions.

As informações das descrições dos onze testemunhos do tipo JPC possibilitou a identificação de 7 tipos de fácies de transporte de massa: a) conglomerado matriz-suportado com clasto de lama anguloso (CMSa); b) conglomerado matriz-suportado com clasto de lama deformado (CMSd); c) conglomerado clasto-suportado com clasto de lama (CCS); d) lama intensamente deformada com laminações secundárias inclinadas (Ldi(i)); e) lama intensamente deformada com laminações secundárias (Ldi(d)); f) lama maciça (Lm); e g) blocos de lama (Bl).

Para analisar as propriedades físicas das fácies de MTC e interpretar sua reologia na época da deposição foi necessário suprimir o efeito do soterramento. Foram calculados os valores de  $Vp_{(0)}$  e  $\rho_{(0)}$  na superfície para cada tipo de fácies. A fácies de lama, sem deformação, apresenta os mais baixos valores de  $Vp_{(0)}$  e  $\rho_{(0)}$ , e os mais elevados valores de porosidade (0). As fácies de MTC possuem valores mais elevados de  $Vp_{(0)}$  e  $\rho_{(0)}$  e valores menores de porosidade (0), o que indica maior adensamento e perda de fluidos durante o transporte de massa até seu alojamento final, sem contar com a compactação causada pelo soterramento posterior.

A fácies Bl, particularmente, possui  $\rho_{(0)}$  relativamente elevados atribuída aos blocos de lama pré-adensada e Vp<sub>(0)</sub> muito baixo devido ao menor contato dos blocos entre si separados por matriz lamosa com elevado conteúdo de água. A fácies Lm, está relacionada a diferentes interpretações pois apresenta duas tendências de retas de soterramento que definem valores de Vp<sub>(0)</sub> e  $\rho_{(0)}$ . A fácies Lm com valores intermediários de Vp<sub>(0)</sub> e  $\rho_{(0)}$  constituem porções intermediarias de fluxos plásticos ou de translação livre na porção frontal do fluxo. A fácies Lm com valores muito elevados de Vp<sub>(0)</sub> e  $\rho_{(0)}$  podem representar um fluxo plástico que sofreu homogeneização na parte frontal por compressão com a chegada de fluxos mais novos, ou pode estar relacionada a grande blocos pré-adensados transladados com o fluxo de massa. Exceção é a fácies Lm do JPC-6 que representa fluxos fluidos e incoesos de baixa viscosidade (corrida de lama) caracterizado por baixos valores de Vp<sub>(0)</sub> e  $\rho_{(0)}$ .

As fácies conglomeráticas lamosas dos tipos CMS e CCS apresentam valores intermediários de  $Vp_{(0)}$  e  $\rho_{(0)}$  dentro do quadro geral de fácies. A fácies CCS apresenta valores um pouco maiores que estão relacionados à maior quantidade de clastos de lama pré-adensada

com maior contato entre os clastos que facilitam a propagação da onda P. Estas fácies representam fluxos plásticos e coesos, e são típicas de fluxo de detrito, sendo o CMS com viscosidade relativamente menor.

A fácies Ldi, em geral, apresenta elevado valor de  $\rho_{(0)}$  e o maior valor de Vp<sub>(0)</sub>. A intensa deformação por cisalhamento é responsável pela expulsão de parte da água intersticial na base de deslizamentos ou escorregamentos. Exceção é a fácies Ldi(i) do JPC-11 que representa fluxos fluidos e incoesos de baixa viscosidade caracterizado por baixos valores de Vp<sub>(0)</sub> e  $\rho_{(0)}$ . As fácies Ldi(i) são comuns em fluxos de detrito onde os clastos intensamente cisalhados geram laminações secundárias. A fácies Ldi(d) consiste em fácies com laminações dobradas da fácies Ldi(i) ou da fácies Ial.

As fácies que consistem na intercalação de laminações de areia e lama (Ial), relacionada a corrente de fundo, apresenta os valores mais elevados de  $\rho_{(0)}$  e Vp<sub>(0)</sub> devido sua constituição mineralógica de areias siliciclásticas com fragmentos bioclásticos que apresentam densidade e Vp elevados em relação aos argilominerais.

O terraço erosivo e as feições do tipo *plastered drifts* observados na porção mais rasa foram gerados quando a Corrente do Brasil, com sentido para SE, teve seu eixo transferido para cotas mais profundas durante o último máximo glacial. As marcas de corrente erosivas em forma de cometa são mais recentes e foram geradas por correntes de fundo provenientes da Antártica, com sentido para NE, na condição atual de circulação oceânica.

No talude superior as suaves ondulações observadas entre as cotas -350 m e -700 m estão associadas a depósitos contorníticos soterrados. As cristas das ondas de sedimento são paralelas as curvas de contorno do talude. A vergência da linha que liga as cristas das marcas de onda na direção à montante indica que a migração das marcas de onda se deu na direção talude acima. Estas ondulações possuem cerca de 200 m de comprimento de onda e amplitude de cerca de 10 m. Neste local foram observadas duas camadas com ondas de sedimento migrantes, separadas por uma camada de deposição pelágica-hemipelágica com idade da biozona X. A camada inferior é correlacionada com as camadas com padrão de reflexão planoparalelo observado no substrato dos MTD observados na área de estudo e possui idade inferida correspondente a biozona W. Na camada superior a linha de vergência das cristas de onda passa a apresentar maior inclinação talude acima indicando uma aceleração da corrente de fundo para os depósitos da biozona Y.

Foram definidas associações de fácies típicas para MTC frontalmente emergente, MTC frontalmente confinado e cânions com base nos JPCs. Para construção das associações de fácies foi quantificada a repetição de pares de fácies em contato (topo/base) geneticamente associadas.

Nos testemunhos coletados nas feições da região intercânions os pares de fácies mais frequentes são Ldi(d)/Lm, CCS/Ldi(i), Lm/Ldi(i), que indicam predominância de fácies geneticamente associadas de processos de escorregamentos. Enquanto que nos testemunhos coletados no interior dos cânions os pares de fácies mais frequentes são CMSa/CCS, Bl/Lm, CMSa/Bl e CCS/CMSa que indicam grande ocorrência de fácies geneticamente associadas de fluxos de detritos.

O domínio da cabeceira dos MTCs, tanto frontalmente emergentes quanto confinados, podem ser representados pela associação de fácies, do topo para a base, CCS/Bl/Lm (associação de fácies A e D). Esta associação possui gradação normal de blocos colapsados da cabeceira onde parte destes sofreram fragmentação em blocos e clastos que diminuem de tamanho para o topo. Esta gradação vertical também é esperada na horizontal (lei de Walther) onde a jusante dos grandes blocos alojados na base da escarpa encontraremos fácies conglomeráticas com pouca matriz como foi observado no JPC-5 localizado a jusante da extensa escarpa erosiva.

No domínio translacional dos MTCs frontalmente emergentes (associação de fácies B) podemos encontrar comumente a associação de fácies Lm/CMSa/CMSd/Ldi(i) resultado do transporte de material que ganhou aumento da matriz, em grande parte proveniente do *drape* de lama que foi incorporada ao MTC, deformação por cisalhamento basal e fluxo com comportamento plástico na forma de fluxo de detrito. Nas porções do domínio frontal, o material transportado para além da cicatriz apresenta menor viscosidade, onde ocorre predomínio de fluxo de lama. Este domínio é representado pela associação Lm/Ldi(i) (associação de fácies C) e é exemplificado pelo JPC-6.

No domínio translacional dos MTCs frontalmente confinados (associação de fácies E) os depósitos podem ser caracterizados pela associação de fácies CMSa/CCS/Ldi(i)/Lm. Esta associação é resultado do transporte e deformação sofrido pelo material blocoso e conglomerático removido do domínio da cabeceira por fluxos coesos de alta viscosidade.

No interior dos cânions, os processos erosivos que afetam as paredes dos cânions são canalizados pelo talvegue onde grande parte do volume dos MTCs ficam alojados. Esta porção proximal pode ser representada pela associação de fácies F: CMSa/CCS/Bl/Lm. Nas porções mais distantes da cabeceira (associação de fácies G) ocorre maior incorcoração de matriz e acentuação da deformação em fluxos coesos com alta viscosidade (fluxos de detritos) que

podem se transformar a jusante em fluxos de baixa viscosidade (fluxo de lama). A associação de fácies para estas porções é constituída pelas fácies CMSa/CMSd/Ldi(i)/Lm.

Dentre os fatores pré-condicionantes para eventos de transporte de massa, considerouse que a declividade do fundo marinho na época da ruptura não foi o mais importante. A ocorrência de camadas de sedimentos contorníticos, fácies Ial, no substrato do talude é um dos principais fatores pré-condicionantes pois favorecem a formação de superfícies de ruptura com pressão de poro relativamente mais elevada.

Quanto aos mecanismos de deflagração dos escorregamentos, com base nas informações da área e do contexto regional, são mais importantes os abalos sísmicos e a dissociação de gás de hidratos (clatratos) que provavelmente ocorreram nos últimos períodos glaciais. Os abalos sísmicos bem como os falhamentos são mecanismos de disparo que resultaram da atividade da tectônica de placas. O falhamento produziu tremores nas camadas rochosas e nos depósitos de sedimento sobrejacentes. Os abalos sísmicos podem ter aumentado as tensões no talude via aceleração sísmica e também pode ter reduzido a resistência de cisalhamento do sedimento via liquefação.

As falhas normais de alto ângulo relacionadas ao Lineamento Alegre se estendem do continente, atravessa a área de estudo, e exercem controle estrutural sobre as paredes do Grupo Sudeste de Cânions. Estas falhas podem ter funcionado como possíveis condutos de gás para acumulações rasas de hidratos nos períodos glaciais pleistocênicos. Existe uma coincidência espacial tanto dos lineamentos estruturais do embasamento quanto das falhas que deformam as camadas da bacia com os epicentros dos registros sísmicos recentes, como também seu paralelismo com epicentros alinhados, o que permite interpretar a existência de atividade sísmica destes lineamentos estruturais e que os mesmos podem ter sido o foco de terremotos de maior magnitude durante o pleistoceno superior e causado rupturas no talude.

O rebaixamento do nível relativo do mar, como ocorrido nos períodos glaciais correspondentes às biozonas Y e W, deslocou a termoclina e expos o fundo do mar a águas mais rasas e de temperatura maior, causando a migração da zona de estabilização de hidrato e provocando distúrbios no regime de pressão-temperatura que propiciou a dissociação do gás e liberação de gás livre e água dentro dos sedimentos. Embora não tenham sido encontrados evidencias da ocorrência de hidratos na área de estudo, tem sido verificado mundialmente a importância do mecanismo disparador de dissociação de gás de hidrato para o contexto e o período geológico estudado.

As cicatrizes de remoção foram produzidas, em geral, em um processo retrogressivo onde é possível verificar uma hierarquia com base nas dimensões das feições erosivas. Entre as grandes feições erosivas, com maior ordem na hierarquia, se destacam o Grupo Sudeste de Cânions, com profundidades de entalhamento de centenas de metros. Os resultados das simulações numéricas de fluxo de detrito mostram que para camadas removidas de 100 m e valores de resistência do fluxo e viscosidade artificial compatíveis com as informações dos testemunhos, são gerados fluxos com *runout* máximo de até 30 km. Logo fluxos originados no talude superior não poderiam contribuir com a extensão dos aventais de fluxos de detritos observados no platô de São Paulo a partir do pé do talude.

A partir de deslizamentos no talude médio e inferior, deu-se início a processos de erosão remontante, onde após a primeira remoção, a porção a montante da cicatriz é desestabilizada e passa a ficar suscetível a sucessivos deslizamentos. Desta forma os Cânions tiveram sua evolução em etapas erosivas controladas por processos cíclicos (climáticos, tectônicos e hidrológicos) cujas forçantes máximas, atuaram isoladamente ou combinadas, deflagraram as rupturas.

Os cânions do Grupo Sudeste de cânions são imaturos, não tiveram conexão com a drenagem fluvial durante o pleistoceno. Apresentam cabeceira com forma de anfiteatro construídas por complexos de cicatrizes erosivas diferentemente dos cânions maturos durante os períodos glaciais do Pleistoceno, como os cânions Almirante Câmara e São Tomé, que possuem suas cabeceiras encaixadas em vales incisos que indentam a quebra da plataforma. Assim, durante o Quaternário Superior, a porção sul da bacia sofreu déficit de fornecimento de areia continental, tornando-se um setor de bacia faminta onde se estabeleceu o predomínio de processos erosivos.

As extensas cicatrizes com escarpas em degrau na região intercânions sucedem os cânions na hierarquia das feições erosivas com remoções máximas entre 40 e 70 m de sedimento. Considerando as relações de corte quando estas cicatrizes se encontram na cabeceira do Cânion Tamoio conclui-se que a cicatrizes superior é mais jovem, logo as remoções que formaram estas escarpas ocorrem de forma retrogressiva. Estas cicatrizes produziram extensos depósitos de MTC com espessura média de 20 m e que se estendem talude abaixo para além da área de estudo. As simulações numéricas de fluxo de detrito para camadas removidas de 40 m obtiveram *runout* máximo de 23 km, em concordância com a região de fundo rugoso observada no mapa batimétrico regional.

As cicatrizes observadas na borda do terraço erosivo, possuem ordem hierárquica menor que as extensas cicatrizes em degraus da região intercanions, e são as feições de MTC mais jovens do talude. Devido a relação de corte, a cicatriz semicircular é mais jovem que o anfiteatro da parte SW da área de estudo. O anfiteatro faz parte de um sistema maior e mais antigo de cicatrizes, removeu até 300 m de sedimento, que se estende para SW e fora da área de estudo, mas pode ser observado no mapa de relevo regional. Os depósitos de MTC desta feição, na porção proximal, apresentam pelo menos 3 camadas de padrão de reflexão distintos e apresenta características indicativas de depósito blocoso, o que permite inferir elevada resistência (10 kPa) e viscosidade do fluxo (0,01). Para simular cada evento de fluxo, utilizou-se camadas removidas de 100 m e obteve-se *runout* máximo de 3 km (simulação 54), em concordância com a posição destes depósitos observados nas seções de SBP e no multifeixe. À jusante destes depósitos ocorrem extensos depósitos de fluxo de detrito. Para estes, atribui-se uma resistência do fluxo menor (1 kPa) e *runout* máximo de 30 km (simulação 60).

A cicatriz semicircular foi construída por dois eventos de transporte de massa. O mais antigo, mais blocoso (biozona Y2), e outro, o mais recente da área de estudo (Y1A) de fluxo de detrito. Simulando a remoção de uma camada inicial de 40 m, obteve-se *runout* máximo de 0,4 km (simulação 48) para o fluxo blocoso e 12 km (simulação 47) para o fluxo de detrito, que para este valor o fluxo teria ultrapassado a escarpa em degrau à jusante desta cicatriz.

A cicatriz observada no Perfil 1 de SBP na borda do terraço erosivo, removeu 20 m de sedimento e as simulações com os parâmetros desta feição obtiveram *runout* máximo de 6 km.

Nesta pesquisa foram identificadas sequências sedimentares de 4<sup>a</sup> e 5<sup>a</sup> ordem controladas principalmente por ciclos glacio-eustáticos e seus processos alogênicos e autogênicos.

No talude superior foi observado na base de algumas seções de SBP, um refletor contínuo e tênue que pode ser interpretado como uma superfície de discordância (S3) da biozona V formada no rebaixamento máximo à cerca de 250 ka AP. Sobre esta, foram depositados sedimentos em um evento regressivo de deposição hemipelágica-pelágica intercalada com contornitos. Este evento termina com a geração de uma superfície regressiva máxima ocorrido à 135 ka AP coincidente com a biozona W. Desta forma, esta superfície marca o fim da sequência Sq3, e início da sequência Sq4, ambas de 4ª ordem. A Sq4 foi subdividida em três sequencias de 5ª ordem, Sq4.1, Sq4.2 e Sq4.3, sucessivamente. Sendo assim, a superfície S4 também marca o início da sequência Sq4.1 e está estratigraficamente posicionada na base da maior parte de depósitos de MTC.

Após este evento, ocorreu uma brusca elevação do nível relativo do mar em um breve evento de transgressão marinha que durou até 130 ka AP, no início do intervalo da biozona X, onde de estabeleceu uma superfície de inundação máxima, com deposição de uma camada de lama predominantemente pelágica até a elevação máxima do nível relativo do mar em 118 ka AP, e se estabelecido uma superfície basal de regressão forçada da Sq4. Uma superfície regressiva máxima de 5<sup>a</sup> ordem é formada, dentro da biozona X, menos expressivo que os demais rebaixamentos da Sq4. Seu efeito foi observado somente no interior das calhas dos cânions, onde foram recuperados pelos testemunhos, depósitos de MTC da biozona X e que finalizou a sequência Sq4.1.

A sequência Sq4.2 teve início em um evento transgressivo de 5ª ordem até a formação de uma superfície basal de regressão forçada no início da biozona Y, em torno de 80 ka AP. O registro deste evento transgressivo se dá pela ocorrência de uma camada com fortes e contínuos refletores plano-paralelos, com menos de 10 m de espessura, oriundos de depósitos contorníticos. A partir desta superfície passa a prevalecer o processo regressivo até a geração de uma superfície regressiva máxima (S4.3) em torno de 60 ka AP dentro do intervalo da subzona Y2. No intervalo imageado pelas secões sísmicas e recuperado pelos testemunhos, os efeitos deste rebaixamento foram os mais significativos na área de estudo. A maior parte do volume dos depósitos de MTC investigados datam da biozona Y e foram gerados por erosões produzidas pela regressão marinha. Possivelmente houve a contribuição de fatores de processos alogênicos, como abalos sísmicos gerados pela atividade tectônica das falhas transcorrentes do embasamento, ou até mesmo das falhas normais halocinéticas existentes em sequencias mais profundas, que combinados com fatores autogênicos como extensas laminações arenosas de baixa resistência ao cisalhamento dos contornitos deflagraram rupturas no talude marinho. Este evento produziu espessas camadas de até 50 m de MTC (20 m em média) a jusante das grandes cicatrizes de erosão observada na região intercanions e na borda do terraço erosivo, além de espessas camadas, com cerca de 30 m em média, preenchendo parcialmente as calhas dos cânions.

Sobre a superfície S4.3, houve a deposição da sequência Sq4.3, onde após uma transgressão muito breve, houve uma regressão até cerca de 15 ka AP quando o nível do mar sofreu um rebaixamento máximo em relação ao nível atual atingindo um recuo em torno de 135 m, formando assim uma superfície regressiva máxima (S5) que demarca o fim da sequência Sq4 de 4<sup>a</sup> ordem e Sq4.3 de 5<sup>a</sup> ordem.

Sobre a superfície S5 ocorreu um significativo processo transgressivo, com deposição de uma camada constituída por intercalações de laminações arenosas e lamosas de processos contorníticos, até a formação de uma superfície de inundação máxima por volta de 7 ka AP.

Durante este evento transgressivo também foram gerados os depósitos de MTC mais jovens da área de estudo, datados na biozona Y1A, e posicionados à jusante das cicatrizes na borda do terraço erosivo, reforçando o padrão retrogressivo de formação das cicatrizes erosivas. Possivelmente estas últimas rupturas foram geradas por efeito combinado de fatores, além do tectônico, a variação nível relativo do mar e deslocamento da termoclina que pode ter levado a dissociação de gás anteriormente acumulado em hidrato de gás.

Sobre estes depósitos houve a deposição predominante de fácies pelágicas da biozona Z quando o nível do mar sofreu uma abrupta elevação acerca de 5 ka AP, quando se estabeleceu uma superfície basal de regressão forçada dando início a um processo regressivo até os dias atuais.

### **8 REFERÊNCIAS**

AKHMETZHANOV, A.; KENYON, N. H.; HABGOOD, E.; VAN DER MOLLEN, A. S.; NIELSEN, T.; IVANOV, M.; SHASHKIN, P. North Atlantic contourite sand channels. Geological Society, London, Special Publications, v. 276, n. 1, 2007, p. 25-47.

ALMEIDA, A. G. Geomorfologia e sismoestratigrafia de alta resolução dos complexos de transporte de massa e estabilidade do talude da Região do Grupo Sudeste de Cânions da Bacia de Campos, RJ. 2015. Dissertação de mestrado.

ALMEIDA, A. G.; KOWSMANN, R. O. Geomorfologia do talude continental e do Platô de São Paulo. In: KOWSMANN, R. O., editor. Caracterização Ambiental Regional da Bacia de Campos: Geologia e Geomorfologia. Rio de Janeiro: Elsevier. Habitats, 2015. v. 1. p. 33-66.

ALMEIDA, A. G.; KOWSMANN, R. O. Caracterização geomorfológica do fundo marinho do talude continental da Bacia de Campos, RJ. In: 13° Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Armação de Búzios, Brasil. 2011.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. Rev. Bras. Geociência. 28 (2), 1998, 135-150.

ALVES, T. M.; CARTWRIGHT, J. A. Volume balance of a submarine landslide in the Espírito Santo Basin, offshore Brazil: quantifying seafloor erosion, sediment accumulation and depletion. Earth and Planetary Science Letters, v. 288, n. 3, 2009, p. 572-580.

ASSUMPÇÃO, M. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. Bulletin of the Seismological Society of America, v. 88, n. 1, 1998, p. 160-169.

BATES, C. C. Rational theory of delta formation. AAPG Bulletin, v. 37, n. 9, p. 1953, 2119-2162.

BEA, R. G.; WRIGHT, S. G.; SIRCAR, P.; NIEDORODA, A. W. Wave-induced slides in south pass block 70, Mississippi Delta. Journal of Geotechnical Engineering, v. 109, n. 4, 1983, p. 619-644. BIANCHI, G. G.; MCCAVE, I. N. Hydrography and sedimentation under the deep western boundary current on Björn and Gardar Drifts, Iceland Basin. Marine Geology, v. 165, n. 1, 2000, p. 137-169.

BISCAYE, P. E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geological Society of America Bulletin, v. 76, n. 7, 1965, p. 803-832.

BOLETIM SÍSMICO BRASILEIRO. Versão 2014.11. Disponível em: <a href="http://www.moho.iag.usp.br/portal/events#catalog">http://www.moho.iag.usp.br/portal/events#catalog</a>. Acesso em: 12 ago. 2015.

BOURILLET, J. F.; DAMY, G.; DUSSUD, L.; SULTAN, N.; WOERTHER, P.; MIGEON, S. Behaviour of a piston corer from accelerometers and new insights on quality of the recovery. In: Proceedings of the 6th International Off shore Site Investigation and Geotechnics Conference: Confronting New Challenges and Sharing Knowledge, 11–13 September 2007, London, UK. 2007.

BRACKENRIDGE, R.A.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J.; STOW, D.A.V.; LLAVE, R. A Pliocene mixed contourite–turbidite systemoffshore the AlgarveMargin, Gulf of Cadiz: seismic response, margin evolution and reservoir implications. Marine and Petroleum Geology 46, 2013, p. 36–50.

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

BRITO NEVES, B. B. Main stages of the development of the Sedimentary Basins of South America and their relationship with the Tectonics of Supercontinents. Gondwana Res. 5, 2002, 175-196.

BULL, S.; CARTWRIGHT, J.; HUUSE, M. A review of kinematic indicators from mass-transport complexes using 3D seismic data. Marine and Petroleum Geology. Vol. 26, Ed. 7, 2008. p. 1132-1151.

CADDAH, L. F. G.; KOWSMANN, R. O.; VIANA, A. R. Slope sedimentary fácies associated with Pleistocene and Holocene sea-level changes, Campos Basin, southeast Brazilian Margin. Sedimentary Geology. Elsevier, n. 115, 1998. p. 159-174.

CADDAH, L. F. G.; KOWSMANN, R. O.; VIANA, A. R. Laminação secundária em sedimentos escorregados: um exemplo do pleistoceno da bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras. Rio de Janeiro, n. 8, 1994. p. 401-427.

CAINELLI, C., MOHRIAK, W. U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. Episodes 22, 1999, 206-216.

CALEGARI, S. S.; NEVES, M. A.; GUADAGNIN, F.; FRANÇA, G. S.; VINCENTELLI, M. G. C. The Alegre Lineament and its role over the tectonic evolution of the Campos Basin and adjacent continental margin, Southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 69, 2016, p. 226-242.

CAMPBELL, D. C.; DEPTUCK, M. E. Alternating bottom-current-dominated and gravity-flow-dominated deposition in a lower slope and rise setting—insights from the seismic geomorphology of the Western Scotian Margin, Eastern Canada. Application of the Principles of Seismic Geomorphology to Continental-slope and Base-of-slope Systems: Case Studies from Seafloor and Near-seafloor Analogues. SEPM Special Publication, v. 99, 2012, p. 329-346.

CANALS, M.; LASTRAS, G.; URGELES, R.; CASAMOR, J. L.; MIENERT, J.; CATTANEO, A.; DE BATIST, M.; HAFLIDASON, H.; IMBO, Y.; LABERG, J.S.; LOCAT, J.; LONG, D.; LONGVA, O.; MASSON, D. G.; SULTAN, N.; TRINCARDI, F.; BRYN, P. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. Marine Geology, v. 213, n. 1, 2004, p. 9-72.

CASTRO, D. D. Morfologia da margem continental sudeste-sul brasileira e estratigrafia sísmica do sopé continental. Mestrado, Universidade Federal Rio de Janeiro, 1992.

CASTRO, R. D.; PICOLINI, J. P. Principais aspectos da geologia regional da Bacia de Campos. In: KOWSMANN, R. O., editor. Caracterização Ambiental Regional da Bacia de Campos: Geologia e Geomorfologia. Rio de Janeiro: Elsevier. Habitats, 2015. v. 1. p. 1-12.

CATUNEANU, O. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, 2006.

CHAMLEY, H. Clay formation through weathering. In: Clay sedimentology. Springer Berlin Heidelberg, 1989. p. 21-50.

CHAMLEY, H. Clay mineral sedimentation in the ocean. In: **Soils and Sediments**. Springer Berlin Heidelberg, 1997. p. 269-302.

CHANG, H. K., KOWSMANN, R. O., FIGUEIREDO, A. M. F., BENDER, A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. Tectonophysics 213, 1992, 97-138.

COBBOLD, P. R., MEISLING, K. R., MOUNT, V. S. Reactivation of an obliquelyrifted margin, Campos and Santos basins, Southeastern Brazil. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 85, 2001, 1925-1944.

COGNÉ, N., COBBOLD, P.R., RICCOMINI, C., GALLAGHER, K. Tectonic setting of the Taubaté Basin (Southeastern Brazil): Insights from regional seismic profiles and outcrop data. J. South Am. Earth Sci 42, 2013, 194-204.

CONIGLIO, M.; JAMES, N. P. Origin of fine-grained carbonate and siliciclastic sediments in an Early Palaeozoic slope sequence, Cow Head Group, western Newfoundland. Sedimentology, v. 37, n. 2, 1990, p. 215-230.

COSTA, K. B.; CAMILLO JR, E.; QUADROS, J. P.; SANTAROSA, A. C. A.; IWAI, F. S.; LEIPNITZ, I. I. TOLEDO, F. A. L. Menardiiform Planktonic Foraminifera Stratigraphy From Middle Pleistocene To Holocene In The Western South Atlantic. Revista Brasileira de Paleontologia, v. 21, n. 3 (no prelo).

DAWSON, Alastair G. Linking tsunami deposits, submarine slides and offshore earthquakes. Quaternary International, v. 60, n. 1, 1999, p. 119-126.

DEHLER, N. M.; MAGNAVITA, L. P.; GOMES, L. C.; RIGOTI, C. A.; OLIVEIRA, J. A. B. The 'Helmut'geophysical anomaly: A regional left-lateral transtensional shear zone system connecting Santos and Campos basins, southeastern Brazil. Marine and Petroleum Geology, v. 72, 2016, p. 412-422.

DE VRIES KLEIN, G. Turbidite Sandstone Bodies. In: Sandstone Depositional Models for Exploration for Fossil Fuels. Springer Netherlands, 1982. p. 120-146.

DELLA FÁVERA, J. C. Tempestitos da bacia do Parnaíba. Porto Alegre, v. 243, 1990.

DELLA GIUSTINA, I. D. Sedimentação carbonática de algas vermelhas coralináceas da plataforma continental da Bacia de Campos: Um modelo carbonático análogo para o terciário. Dissertação. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2006.

DIAS, J. F., GUAZELLI,W., CATTO, A. J., VIEIRA, J. C. Integração do arcabouço estrutural da Bacia de Campos com o embasamento Pré-cambriano adjacente. In: I Simpósio de Geologia Regional RJ-ES. Anais, Rio de Janeiro, 1987, pp. 189-197.

DIAS, J., SCARTON, J., ESTEVES, F., CARMINATTI, M., GUARDADO, L., LINCOLN, R. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (Eds.), Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Petrobras, 1990, pp. 333-360.

DIEKMANN, Bernhard et al. Terrigenous sediment supply in the polar to temperate South Atlantic: Land-ocean links of environmental changes during the late Quaternary. In: The South Atlantic in the Late Quaternary. Springer Berlin Heidelberg, 2003. p. 375-399.

DINGLE, R. V. The anatomy of a large submarine slump on a sheared continental margin, SE Africa: Geological Society of London. Quaternaly Journal, v. 134, 1977, p. 293-310.

DOTT JR, R. H. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. **AAPG Bulletin**, v. 47, n. 1, p. 104-128, 1963.

DUARTE, C.S.L.; VIANA, A.R. Santos Drift System: stratigraphic organization and implications for late Cenozoic palaeocirculation in the Santos Basin. In: Viana, A.R., Rebesco, M. (Eds.), Economic and Palaeoceanographic Significance of Contourite Deposits. Geological Society, London, Special Publication, 276, 2007, pp. 171–198.

DUGAN, B.; FLEMINGS, P. B. The New Jersey margin: compaction and fluid flow. Journal of Geochemical Exploration, v. 69, 2000, p. 477-481.

DUGAN, B.; SHEAHAN, T. C. Offshore sediment overpressures of passive margins: Mechanisms, measurement, and models. Reviews of Geophysics, v. 50, n. 3, 2012.

EMBLEY, R. W.; JACOBI, R. Distribution and morphology of large sediment slides and slumps on Atlantic Continental Margins. Marine Geotechnology, v. 2, 1977, p. 205-229. ENJORLAS, J. M.; GOUADAIN, J.; MUTTI, E.; PIZON, J. New turbiditic model for the Lower Tertiary sands in the South Viking Graben. Habitat of Hydrocarbons on the Norwegian Continental Shelf, 1986, p. 171-178.

Ericson, C., Wollin, G. 1968. Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. Science, 16(3859): 1227-1234.

EVANS, D. L.; SIGNORINI, S. R.; MIRANDA, L. B. A note on the transport of the Brazil Current. Journal of Physical Oceanography, v. 13, n. 9, p. 1732-1738, 1983.

FARRELL, S. G.; EATON, S. Slump strain in the Tertiary of Cyprus and the Spanish Pyrenees. Definition of palaeoslopes and models of soft-sediment deformation. Geological Society, London, Special Publications, v. 29, n. 1, 1987, p. 181-196.

FAUGERES, J. C.; MULDER, T. Contour currents and contourite drifts. Deep-sea sediments, v. 63, p. 149-214, 2011.

FAUGÈRES, J. C.; STOW, D. A. Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. Sedimentary Geology, v. 82, n. 1, p. 287-297, 1993.

FAUGÈRES, J. C.; STOW, D. A.; IMBERT, P.; VIANA, A. Seismic features diagnostic of contourite drifts. Marine Geology, v. 162, n. 1, 1999, p. 1-38.

FIGUEIREDO JR, A. G.; PACHECO, C. E. P.; VASCONCELOS, S. C.; SILVA, F. T. In: KOWSMANN, R. O., editor. Caracterização Ambiental Regional da Bacia de Campos: Geologia e Geomorfologia. Rio de Janeiro: Elsevier. Habitats, 2015. v. 1. p. 13-32.

FIGUEIREDO JR., A. G., MADUREIRA, L. S. P. Topografia, e composição, refletividade do substrato marinho e identificação de províncias sedimentares da Região Sudeste-Sul do Brasil. São Paulo: Universidade de São Paulo. Série Documentos Revizee. Score sul. 2004.

FLEMINGS, P. B. *et al.* Pore pressure penetrometers document high overpressure near the seafloor where multiple submarine landslides have occurred on the continental slope, offshore Louisiana, Gulf of Mexico. Earth and Planetary Science Letters, v. 269, n. 3, 2008, p. 309-325.

FLOOD, R. D.; JOHNSON, T. C. Side-scan targets in Lake Superior—evidence for bedforms and sediment transport. Sedimentology, v. 31, n. 3, p. 311-333, 1984.

FODOR, R. V., McKEE, E. H., ASMUS, H. E. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic ocean: basaltic rock from the Brazilian margin. Mar. Geol. 54 (1-2), M1-M8, 1983.

FREY-MARTÍNEZ, J.; CARTWRIGHT, J.; JAMES, D. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: a 3D seismic characterisation. Marine and Petroleum Geology, v. 23, n. 5, p. 585-604, 2006.

GEE, M. J. R.; MASSON, D. G.; WATTS, A. B.; ALLEN, P. A. The Saharan debris£ ow: an insight into the mechanics of long runout submarine debris flows. Sedimentology, v. 46, 1999, p. 317-335.

GENNESSEAUX, M.; MAUFFRET, A.; PAUTOT, G. Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture de câbles en mer Ligure (Méditerranée occidentale). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, v. 290, n. 14, 1980, p. 959-962.

GEYER, W. R.; HILL, P. S.; KINEKE, G. C. The transport, transformation and dispersal of sediment by buoyant coastal flows. Continental Shelf Research, v. 24, n. 7, 2004, p. 927-949.

GONTHIER, E. G.; FAUGÈRES, J.-C.; STOW, D. A. V. Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadiz. Geological Society, London, Special Publications, v. 15, n. 1, p. 275-292, 1984.

GORSLINE, D. S. Anatomy of margin basins. Journal of Sedimentary Research, v. 48, n. 4, 1978.

GROZIC, J. L. H. Interplay between gas hydrates and submarine slope failure. In: Submarine mass movements and their consequences. Springer Netherlands, 2010. p. 11-30.

GRÜTZNER, Jens; HILLENBRAND, Claus-Dieter; REBESCO, Michele. Terrigenous flux and biogenic silica deposition at the Antarctic continental rise during the late Miocene to early Pliocene: implications for ice sheet stability and sea ice coverage. Global and Planetary Change, v. 45, n. 1, 2005, p. 131-149.

GUARDADO, L. R., SPADINI, A. R., BRANDÃO, J. S. L., MELLO, M. R., Petroleum system of the Campos Basin, Brazil. In: Mello, M.R., Katz, B.J. (Eds.), Petroleum Systems of South Atlantic Margins, Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 73, 2000, pp. 317-324.

GUARDADO, L.R., GAMBOA, L.A.P., LUCHESI, C.F. Petroleum geology of the Campos Basin, a model for a producing Atlantic-type basin. In: Edwards, J.D., Santogrossi, P.A. (Eds.), Divergent/Passive Margin Basins, Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 48, 1989, pp. 3-79.

HABGOOD, E. L.; KENYON, N. H.; MASSON, D. G.; AKHMETZHANOV, A.; WEAVER, P. P.; GARDNER, J.; MULDER, T. Deep-water sediment wave fields, bottom current sand channels and gravity flow channel-lobe systems: Gulf of Cadiz, NE Atlantic. Sedimentology, v. 50, n. 3, 2003, p. 483-510.

HAFLIDASON, H. *et al.* A weak layer feature on the Northern Storegga Slide escarpment. In: European margin sediment dynamics. Springer Berlin Heidelberg, 2003. p. 55-62.

HAMPTON, M. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. Journal Sedimentary Petrology, v. 42, 1972, p. 277-292.

HAMPTON, M. A. Buoyancy in debris flows. Journal of Sedimentary Research, v. 49, n. 3, 1979.

HANCE, James Johnathan. Development of a database and assessment of seafloor slope stability based on published literature. 2003. Tese de Doutorado. University of Texas at Austin.

HEEZEN, B. C.; EWING, M. Turbidity currents and submarine slumps and the 1929 Grand Banks Earthquake. American Journal of Science. 250, p. 849-873.

HEEZEN, B. C.; HOLLISTER, C. D.; RUDDIMAN, W. F. Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. Science, v. 152, n. 3721, p. 502-508, 1966.

HERCOS, C. M., SILVEIRA, M. A., MERSCHMANN, M. A. Caracterização do sistema turbidítico Marataízes, tectonicamente controlado-FM Carapebus moderna, Bacia de Campos. 5º Seminário de Interpretação Exploratória; Armação de Búzios, Brasil. Rio de Janeiro: Petrobras. 2005.

HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J. et al. The contourite depositional system of the Gulf of Cadiz: a sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, v. 53, n. 11, 2006, p. 1420-1463.

HERNÁNDEZ-MOLINA, Francisco J. et al. Contourite processes associated with the Mediterranean Outflow Water after its exit from the Strait of Gibraltar: Global and conceptual implications. Geology, v. 42, n. 3, 2014, p. 227-230.

HESSE, R. Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. Sedimentology, v. 22, n. 3, 1975, p. 387-416.

HIRUMA, S. T., RICCOMINI, C., MODENESI-GAUTTIERI, M. C., HACKSPACHER, P. C., HADLER NETO, J.C., FRANCO-MAGALHAES, A. O. B. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: relationships to Gondwana breakup and passive margin development. Gondwana Res. 18, 2010, 674-687.

HOLLISTER, C. D.; HEEZEN, B. C. Geologic effects of ocean bottom currents: western North Atlantic. Woods Hole Oceanographic Institution, 1972.

HORNBACH, Matthew J.; LAVIER, Luc L.; RUPPEL, Carolyn D. Triggering mechanism and tsunamogenic potential of the Cape Fear Slide complex, US Atlantic margin. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 8, n. 12, 2007.

HOVIUS, N. Controls on sediment supply by large rivers. 1998.

HOWE, J. A. Turbidite and contourite sediment waves in the northern Rockall Trough, North Atlantic Ocean. Sedimentology, v. 43, n. 2, 1996, p. 219-234.

HOWE, J. A.; STOKER, M. S.; STOW, D. A. V. Late cenozoic sediment drift complex, northeast Rockall Trough, north Atlantic. Paleoceanography, v. 9, n. 6, 1994, p. 989-999.

HÜHNERBACH, V. *et al.* Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour. Marine Geology, v. 213, n. 1, 2004, p. 343-362.

HÜNEKE, H.; HENRICH, R. Pelagic sedimentation in modern and ancient oceans. Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 2011. HÜNEKE, H.; HENRICH, R. Pelagic sedimentation in modern and ancient oceans. In Hüneke H. and Mulder T., editors: Developments in Sedimentology, Vol. 63, Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 2011, pp. 215-351.

HÜNEKE, H.; STOW, D. A. V. Identification of ancient contourites: problems and palaeoceanographic significance. Developments in Sedimentology, v. 60, 2008, p. 323-344.

HUNT, D.; TUCKER, M. E. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. Sedimentary Geology, v. 81, n. 1-2, 1992, p. 1-9.

IMRAN, J.; HARFF, P.; PARKER, G. A numerical model of submarine debris flow with graphical user interface. Computers & geosciences, v. 27, n. 6, 2001, p. 717-729.

JOHNSON, A. M. Physical Processes in Geology. San Francisco, Freeman, Cooper, 1970, 557 p.

KARLSRUD, K.; EDGERS, L. Some aspects of submarine slope stability. In: SAXOV, S.; NIEUWENHIUS, J. K.Marine Slides and Other Mass Movements. London, Plenum, 1981, p. 61-81.

KAYEN, R. E.; LEE, H. J. Pleistocene slope instability of gas hydrate-laden sediment on the Beaufort Sea margin. Mar. Geotech., v. 10, 1991, p. 125-141.

KENYON, Neil H.; AKHMETZHANOV, A. M.; TWICHELL, D. C. Sand wave fields beneath the Loop Current, Gulf of Mexico: reworking of fan sands. Marine geology, v. 192, n. 1, 2002 p. 297-307.

KOWSMANN, R. O. et al. Controls on mass-wasting in deep water of the Campos Basin. In: Offshore Technology Conference. Offshore Technology Conference, 2002.

KOWSMANN, R. O.; DE LIMA, A. C.; VICALVI, M. A. Feições indicadoras de instabilidade geológica no talude continental e no Platô de São Paulo. In: Geologia e Geomorfologia. 2015. p. 71-97.

KOWSMANN, R. O.; VIANA, A. R. Movimentos de massa provocados por cunhas progradantes de nível de mar baixo: exemplo na Bacia de Campos. Petróleo Brasileiro SA PETROBRAS, Boletim de Geociências, v. 6, n. 1/2, p. 97-102, 1992.

KOWSMANN, R. O; ALMEIDA, G.A.; BARBOSA, B. M. A.; LIMA, A. C.; SANTOS Jr, F. M. Descrição e datação dos furos no talude de Tartaruga Verde, Bacia de Campos (campanha Fugro Explorer 2011). Rio de Janeiro: Petrobras. CENPES. 2013. (arquivado na ANP)

KOWSMANN, R. O; ALMEIDA, JANUARIO, T. M.; VICALVI, M. A. Descrição e datação dos furos no talude de Aruanã, Bacia de Campos (campanha Fugro Explorer 2011). Rio de Janeiro: Petrobras. CENPES. 2012. (arquivado na ANP)

KRASTEL, Sebastian *et al.* Mapping of seabed morphology and shallow sediment structure of the Mauritania continental margin, Northwest Africa: some implications for geohazard potential. Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening, v. 86, n. 3, 2006.

KVALSTAD, Tore J. et al. The Storegga slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics. Marine and Petroleum Geology, v. 22, n. 1, 2005, p. 245-256.

KVENVOLDEN, Keith A. Gas hydrates—geological perspective and global change. Reviews of geophysics, v. 31, n. 2, 1993, p. 173-187.

KVENVOLDEN, Keith A.; LORENSON, Thomas D. The global occurrence of natural gas hydrate. Natural gas hydrates: occurrence, distribution, and detection, 2001, p. 3-18.

LABERG, J. S.; CAMERLENGHI, A. The significance of contourites for submarine slope stability. Developments in sedimentology, v. 60, 2008, p. 537-556.

LABERG, Jan Sverre et al. Cenozoic alongslope processes and sedimentation on the NW European Atlantic margin. Marine and Petroleum Geology, v. 22, n. 9, 2005, p. 1069-1088.

LABERG, Jan Sverre; VORREN, Tore O. Weichselian and Holocene growth of the northern high-latitude Lofoten Contourite Drift on the continental slope of Norway. Sedimentary Geology, v. 164, n. 1, 2004, p. 1-17.

LEWIS, K. B. Slumping on a continental slope inclined at 1°-4°. Sedimentology, v. 16, 1971, p. 97-110.

LIMA NETO, F. F. & BENEDUZI, C. Using Leakoff Tests and Acoustic Logging to Estimate In-Situ Stresses at Deep Waters – Campos Basin. In: Extended Abstracts of The
American Association of Petroleum Geologists International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, pp. 224-225, 1998.

LLAVE, E.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J.; STOW, D.A.V.; SOMOZA, L.; DÍAZDEL RÍO, V. The contourite depositional system in the Gulf of Cadiz: an example of drifts with reservoir potential characteristics. 25 Aniversario de la Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo. AAGEP Special Publication, 2005, pp. 53–73.

LOCAT, J,; DEMERS, D. Viscosity, yield stress, remolded strength, and liquidity index relationships for sensitive clays. Canadian Geotechnical Journal, v. 25, n. 4, 1988, p. 799-806.

LOCAT, J.; LEE, H. J. Submarine landslides: advances and challenges. Canadian Geotechnical Journal, v. 39, n. 1, 2002, p. 193-212.

LONCKE, L. *et al.* Recent depositional patterns of the Nile deep-sea fan from echocharacter mapping. AAPG bulletin, v. 86, n. 7, 2002.

LONSDALE, Peter; MALFAIT, Bruce. Abyssal dunes of foraminiferal sand on the Carnegie Ridge. Geological Society of America Bulletin, v. 85, n. 11, 1974, p. 1697-1712.

LOVELL, J. P. B.; STOW, D. A. V. Identification of ancient sandy contourites. Geology, v. 9, n. 8, 1981, p. 347-349,.

LOWE, D. R. Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. J. Sed. Petrol., 52, 1982, p. 279-297.

LOWE, D. R. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: DOYLE, L. J.; PILKEY, O. H. Geology of Continental Slopes: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 27, 1979, p. 75-82.

MACHADO, L. C. R. et al. Geometria da porção proximal do sistema deposicional turbidítico moderno da Formação Carapebus, Bacia de Campos: modelo para heterogeneidades de reservatório. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 12, n. 2, p. 287-315, 2004.

MAIA, R. M. C. *et al.* Architecture and stratigraphic framework of shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro state, Northern Santos basin-Brazil. Brazilian Journal of Oceanography, v. 58, n. SPE1, 2010, p. 15-29.

MARTÍN-CHIVELET, J.; FREGENAL-MARTÍNEZ, M. A.; CHACÓN, B. Mid-depth calcareous contourites in the latest Cretaceous of Caravaca (Subbetic Zone, SE Spain). Origin and palaeohydrological significance. Sedimentary Geology, v. 163, n. 1, p. 131-146, 2003.

MARTÍN–CHIVELET, J.; FREGENAL–MARTÍNEZ, M. A.; CHACÓN, B. Traction structures in contourites. Developments in Sedimentology, v. 60, p. 157-182, 2008.

MARTINSEN, O. J. Mass movements In: MALTMAN, A. The Geological Deformation of sediments: London, Chapman & Hall, 1994, p. 127-165.

MARTINSEN, Ole. Mass movements. In: The geological deformation of sediments. Springer Netherlands, 1994. p. 127-165.

MARTISEN, O. J. Styles of soft-sediment deformation on a Namurian delta slope, Western Irish Namurian Basin, Ireland In: WHATELEY, M. K. G.; PICKERING, K. T. Deltas; Sites and Traps for Fossil Fuels: Geological Society of London, Special Publication 41, 1989, p. 167-177.

MASSON, D. G.; WYNN, R. B.; BETT, B. J. Sedimentary environment of the Faroe-Shetland and Faroe Bank Channels, north-east Atlantic, and the use of bedforms as indicators of bottom current velocity in the deep ocean. Sedimentology, v. 51, n. 6, 2004, p. 1207-1241.

MASSON, D. G.; WYNN, R. B.; TALLING, P. J. Large landslides on passive continental margins: processes, hypotheses and outstanding questions. In: Submarine mass movements and their consequences. Springer Netherlands, 2010. p. 153-165.

McCAVE, I. N. Transport and escape of fine-grained sediment from shelf area. In: Swift, D. J. P.; DUANE, D. B.; PILKEY, O. H. Shelf Sediment Transport, Process and Pattern. Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson & Ross, 1972, p. 225-248.

MCCAVE, I. N.; MANIGHETTI, B.; BEVERIDGE, N. A. S. Circulation in the glacial North Atlantic inferred from grain-size measurements. Nature, v. 374, n. 6518, 1995, p. 149-152.

MCCAVE, Ian N.; MANIGHETTI, Barbara; ROBINSON, Susan G. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. Paleoceanography, v. 10, n. 3, p. 593-610, 1995.

MCHUGH, C. M.; DAMUTH, J. E.; MOUNTAIN, G. S. Cenozoic mass-transport facies and their correlation with relative sea-level change, New Jersey continental margin. Marine Geology, v. 184, n. 3, p. 295-334, 2002.

MCHUGH, Cecilia MG; OLSON, Hilary Clement. Pleistocene chronology of continental margin sedimentation:: New insights into traditional models, New Jersey. Marine Geology, v. 186, n. 3, 2002, p. 389-411.

MEADE, R. H. River-sediment inputs to major deltas. In: Sea-level rise and coastal subsidence. Springer Netherlands, 1996. p. 63-85.

MEISLING, K. E., COBBOLD, P. R., MOUNT, V. S. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, Southeastern Brazil. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 85, 2001, 1903-1924.

MICALLEF, A. *et al.* A technique for the morphological characterization of submarine landscapes as exemplified by debris flows of the Storegga Slide. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, v. 112, n. F2, 2007.

MIDDLETON, G. V.; HAMPTON, M. A. sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: MIDDLETON, G. V.; BOUMA, A. H. Turbidity and Deep Water Sedimentation. SEPM, Pacific section, Short Course Lecture Notes, 1973, p. 1-38.

MIDDLETON, G. V.; HAMPTON, M. A. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: STANLEY, D. J.; SWIFT, D. J. P. Marine Sediment Transport and Environmental Management. New York, Wiley, 1976, p. 197-218.

MIENERT, Jürgen et al. Ocean warming and gas hydrate stability on the mid-Norwegian margin at the Storegga Slide. Marine and Petroleum Geology, v. 22, n. 1, 2005, p. 233-244.

Milani, E. J., Brandão, J. A. S. L., Zalan, P.V., Gamboa, L. A. P. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. Braz. J. Geophys. 18, 2000, 351-396.

MILLIMAN, J. D. Sediment discharge to the ocean from small mountainous rivers: the New Guinea example. Geo-Marine Letters, v. 15, n. 3, 1995, p. 127-133.

MILLIMAN, J. D.; MEADE, R. H. World-wide delivery of river sediment to the oceans. The Journal of Geology, v. 91, n. 1, 1983, p. 1-21.

MIRANDA, LB de. Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) a Ilha de São Sebastião (SP). Tese de Livre Docência, Universidade de Sao Paulo, 1982.

MIZUSAKI, A. M. P., THOMAZ FILHO, A., VALENÇA, J. G. Volcano-sedimentary sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). Rev. Bras. Geociência. 18, 1988, 247-251.

MIZUSAKI, Ana Maria Pimentel; THOMAZ FILHO, Antonio. O magmatismo póspaleozóico no Brasil. Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida. São Paulo: Beca Produções culturais Ltda, p. 281-291, 2004.

MOHRIAK, W. U. Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. In: HASUI, Y., CARNEIRO, C. D. R., ALMEIDA, F. F. M., BARTORELLI, A. (Eds.), Geologia Do Brasil, 19b. Editora Beca, São Paulo, 2012, pp. 481-496.

MOHRIAK, W. U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, 3. CPRM, Brasília, 2003, pp. 87-165.

MOHRIAK, W. U. et al. Structural and stratigraphic evolution of the Campos Basin, offshore Brazil. Extentional Tectonics and Stratigraphy of North Atlantic Margins, American Asssociation of Petroleum Geologists, Memoir, v. 46, n. 38, p. 577-598, 1989.

MOHRIAK, W. U., MELLO, M. R., DEWEY, J. F., MAXWELL, J.R. Petroleum geology of the Campos basin, offshore Brazil. In: Brooks, J. (Ed.), Classic Petroleum Provinces, Special Publication of the Geological Society of London, 50, 1990, pp. 119-141.

MORAES, Marco AS et al. Bottom-current reworked Palaeocene-Eocene deep-water reservoirs of the Campos Basin, Brazil. Geological Society, London, Special Publications, v. 276, n. 1, 2007, p. 81-94.

MOSHER, D. C. et al. Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazard Research. Springer, Vol. 28, 2010.

MOSHER, David C. A margin-wide BSR gas hydrate assessment: Canada's Atlantic margin. Marine and Petroleum Geology, v. 28, n. 8, 2011, p. 1540-1553.

MULDER, T. Gravity processes and deposits on continental slope, rise and abyssal plains. Deep-sea sediments, 2011, p. 25-148.

MULDER, T.; ALEXANDER, J. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology, v. 48, n. 2, 2001, p. 269-299.

MULDER, T.; COCHONAT, P. Classification of offshore mass movements. Journal of Sedimentary research, v. 66, n. 1, 1996.

MULDER, T.; SYVITSKI, J. P. M. Climatic and morphologic relationships of rivers: implications of sea-level fluctuations on river loads. The Journal of Geology, v. 104, n. 5, 1996, p. 509-523.

MULDER, T.; SYVITSKI, J. P. M. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. Journal of Geology. University of Chicago Press, 1995. v. 103, n. 3, p. 285-299.

MULDER, Thierry et al. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. Marine and Petroleum Geology, v. 20, n. 6, p. 861-882, 2003.

MURRAY, J.; RENARD, A. F. Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of HMS Challenger in the years 1872 to 1876. HM Stationery Office, 1891.

MUTTI, E. Turbidite sandstones. Agip, Istituto di geologia, Università di Parma, 1992.

Mutti, E., Ricci Lucchi, F., Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introductione all'analisi di facies. Mem. Soc. Geol. It. 11, 1972, 161–199.

MUTTI, E.; CARMINATTI, M. Deep-water sands of the Brazilian offshore basins: American Association of Petroleum Geologists Search and Discovery Article 30219. 2012.

NARDIN, T. R.; HEIN, F. J.; GORSLINE, D. S.; EDWARDS, B. D. A review of mass movement processes and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In: DOYLE, L. J.; PILKEY, O. H. Geology of Continental Slopes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 27, 1979, p. 61-73.

NEISSER, U. Cognition and reality: Principles and implications of cognitive psychology. WH Freeman/Times Books/Henry Holt & Co, 1976.

NITTROUER, C. A.; WRIGHT, L. D. Transport of particles across continental shelves. Reviews of Geophysics, v. 32, n. 1, 1994, p. 85-113.

NITTROUER, Charles A.; KUEHL, Steven A. Geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. Marine Geology, v. 125, n. 3-4, 1995, p. 175-176.

NORMARK, W. R.; PIPER, D. J.W. Sediments and growth pattern of Navy deep-sea fan, San Clemente Basin, California Borderland. The Journal of Geology, v. 80, n. 2, 1972, p. 198-223.

NYGÅRD, A. *et al.* Extreme sediment and ice discharge from marine-based ice streams: New evidence from the North Sea. Geology, v. 35, n. 5, 2007, p. 395-398.

OJEDA, H. A. O. Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian Marginal Basins. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 66, 1982, 732-749.

PACHECO, C. E. P. Caracterização da morfologia da plataforma continental da bacia de Campos, RJ. Dissertação. Niterói: Universidade Federal Fluminense. 2011.

PETSCHICK, R.; KUHN, G.; GINGELE, F. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. Marine Geology, v. 130, n. 3-4, 1996, p. 203-229.

PICKERING, K. T.; HISCOTT, R. N.; HEIN, F. J. Deep Marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics. Unwin Hyman, London, 1989, 416 pp.

PIERRE, Catherine; VERGNAUD-GRAZZINI, Colette; FAUGERES, Jean Claude. Oxygen and carbon stable isotope tracers of the water masses in the Central Brazil Basin. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, v. 38, n. 5, p. 597-606, 1991. PILKEY, Orrin H.; LOCKER, Stanley D.; CLEARY, William J. Comparison of sandlayer geometry on flat floors of 10 modern depositional basins. AAPG Bulletin, v. 64, n. 6, 1980, p. 841-856.

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

PIPER, D. J. W. Turbidite muds and silts on deepsea fans and abyssal plains. Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches, 1978.

POSAMENTIER, H. W.; MARTINSEN, O. J. The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data. SEPM Special Publication. n. 96, 2011. p. 7-38.

POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. Deep-water turbidites and submarine fans. In: Facies Models Revisited: SEPM, Special publication 84, 2006, p. 397-520.

POSAMENTIER, H. W. *et al.* Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance (1). AAPG Bulletin, v. 76, n. 11, 1992, p. 1687-1709.

POSAMENTIER, H. W.; MORRIS, W. R. Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. Geological Society, London, Special Publications, v. 172, n. 1, 2000, p. 19-46.

PRIOR, D. B.; COLEMAN, J. M. Active slides and flows in underconsolidated marine sediments on the slope of the Mississippi Delta. In: SAXOV, S.; NIEUWENHUIS, J. K. Marine Slides and Other Mass Movements: Proceedings of a North Atlantic Treaty Organization (NATO) Workshop on Marine Slides and Other Mass Movements, Algarve, Portugal, 15-21 Dec. 1980, Ser. 4, 6, 1982, p. 21-49.

PRIOR, D. B.; COLEMAN, J. M. Submarine slope instability. Slope Instability, Wiley, 1984, p. 419-455.

RABINEAU, M. *et al.* Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). Earth and Planetary Science Letters, v. 252, n. 1, 2006, p. 119-137.

RANGEL, H. D., MARTINS, F. A. L., ESTEVES, F. R., FEIJÓ, F. J. Bacia de Campos. Bol. Geociências. Petrobras 8, 1994, 203-217.

REBESCO, M. et al. Interaction of processes and importance of contourites: insights from the detailed morphology of sediment Drift 7, Antarctica. Geological Society, London, Special Publications, v. 276, n. 1, 2007, p. 95-110.

REBESCO, M. et al. Sediment drifts and deep-sea channel systems, Antarctic Peninsula Pacific Margin. Geological Society, London, Memoirs, v. 22, n. 1, 2002, p. 353-371.

Rebesco, M.,. Contourites. In: Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R. (Eds.), Encyclopedia of Geology. Elsevier, Oxford, 2005, pp. 513–527.

REBESCO, M.; CAMERLENGHI, A.; VAN LOON, A. J. Contourite research: a field in full development. Developments in sedimentology, v. 60, p. 1-10, 2008.

REBESCO, Michele *et al.* Contourites and associated sediments controlled by deepwater circulation processes: state-of-the-art and future considerations. Marine Geology, v. 352, 2014, p. 111-154.

REID, Joseph L. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers, and transports. Progress in Oceanography, v. 23, n. 3, p. 149-244, 1989.

REIS, A. T., O Grupo Sudeste de Cânions e sua Relação com a Progradação do Leque São Tomé, RJ. Dissertação de Mestrado. Observatório Nacional. Rio de Janeiro, 1994. p. 124.

REIS, A. T. *et al.* Feições geomorfológicas indicativas de variações eustáticas e de exposição subaérea da plataforma continental sul fluminense durante o pleistoceno superior-holoceno. Revista Brasileira de Geofísica, v. 29, n. 3, 2011, p. 609-631.

RENNE, P. R., ERNESTO, M., PACCA, I. G., COE, R. S., GLEN, J. M., PRÉVOT, M., PERRIN, M. The age of Paran\_a flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. Science 258, 1992, 975-979.

RIBEIRO, M. C. S. et al. Evolução tectônica e denudacional da Serra do Mar (SE/Brasil) no limite entre o Cretáceo Superior e Paleoceno, utilizando análises de traços de fissao e U-TH/HE em apatitas. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 12, 2011. RICCOMINI, C., PELOGGIA, A., SALONI, J., KOHNKE, M., FIGUEIRA, R. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). J. S. Am. Earth Sci. 2, 1989, 191-197.

ROBINSON, Simon G.; MCCAVE, I. Nicholas. Orbital forcing of bottom-current enhanced sedimentation on Feni Drift, NE Atlantic, during the mid-Pleistocene. Paleoceanography, v. 9, n. 6, p. 943-972, 1994.

ROUILLARD, Pierrick. Modèle architectural et lithologique du système de Rosetta (Delta du Nil, Méditerranée orientale): implication pour un analogue actuel de réservoir pétrolier. 2010. Tese de Doutorado. Nice.

SALOMON, E., KOEHN, D., PASSCHIER, C., HACKSPACHER, P. C., GLASMACHER, U.A. Contrasting stress fields on correlating margins of the South Atlantic. Gondwana Res 28 (3), 2015, 1152-1167.

SALVADOR, E. D., RICCOMINI, C. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). Rev. Bras. Geociências. 25, 1995, 151-164.

SCHMID, Claudia et al. The Vitória eddy and its relation to the Brazil Current. Journal of physical oceanography, v. 25, n. 11, p. 2532-2546, 1995.

SCHREINER, S.; SOUZA, M.F.P.; MIGLIORELLI, J.P.R. Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico da Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras. 16, 1. 2008. pp. 157-160.

SCHWAB, William C. et al. Sediment mass-flow processes on a depositional lobe, outer Mississippi Fan. Journal of Sedimentary Research, 1996, v. 66, n. 5.

SHANMUGAM, G. Comment on "Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record" by L. Pomar, M. Morsilli, P. Hallock, and B. Bádenas [Earth-Science Reviews, 111 (2012), 56–81]. Earth-Science Reviews, v. 116, p. 195-205, 2013.

SHANMUGAM, G. Deep-Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs. Elsevier, 2006. SHANMUGAM, G. et al. Basin-floor fans in the North Sea: sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies. AAPG bulletin, v. 79, n. 4, p. 477-511, 1995.

SHANMUGAM, G. et al. Slump and debris-flow dominated upper slope facies in the Cretaceous of the Norwegian and northern North seas (61-67 N): implications for sand distribution. AAPG bulletin, v. 78, n. 6, p. 910-937, 1994.

SHANMUGAM, G. Modern internal waves and internal tides along oceanic pycnoclines: Challenges and implications for ancient deep-marine baroclinic sands: Reply. AAPG bulletin, v. 98, n. 4, 2014, p. 858-879.

SHANMUGAM, G.; SPALDING, T. D.; ROFHEART, D. H. Process sedimentology and reservoir quality of deep-marine bottom-current reworked sands (sandy contourites): an example from the Gulf of Mexico. AAPG Bulletin, v. 77, n. 7, p. 1241-1259, 1993.

SHANMUGAM, Ganapathy. 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deepwater processes and facies models—a critical perspective. Marine and petroleum Geology, v. 17, n. 2, 2000, p. 285-342.

SHANMUGAM, Ganapathy. The constructive functions of tropical cyclones and tsunamis on deep-water sand deposition during sea level highstand: implications for petroleum exploration. AAPG bulletin, v. 92, n. 4, p. 443-471, 2008.

SHIPLEY, T. F.; TIKOFF, B. Linking cognitive science and disciplinary geoscience practice: The importance of the conceptual model. 2016.

SIGNORINI, S. R. On the circulatibn and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. Deep-Sea Res.,25:481-490.1978.

SILVA, T. P., MELLO, C. L., Reativações Neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil). Geologia USP. Série Científ. 11 (1), 2011, 95-111.

SOLHEIM, A. *et al.* The Storegga Slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development. Marine and Petroleum Geology, v. 22, n. 1, 2005, p. 97-107.

SOUZA CRUZ, C. E. Estratigrafia e sedimentação de águas profundas do Neogeno da Bacia de Campos, estado do Rio de Janeiro. 1995. Tese de Doutorado. Ph. D. thesis, Univ. Fed. Rio Grande do Sul. SOUZA CRUZ, C. E. South Atlantic paleoceanographic events recorded in the Neogene deep water section of the Campos Basin, Brazil. AAPG Bulletin, v. 82, n. 10, 1998, p. 1883-1984.

STAMPFLI, G. M., HOCHARD, C., VÉRARD, C., WILHEM, C., VONRAUMER, J. The formation of Pangea. Tectonophysics 593, 2013, 1-19.

STANTON, N., SCHMITT, R.S., GALDEANO, A., MAIA, M., MANE, M. Crustal structure of the southeastern Brazilian Margin from aeromagnetic data: new kinematic constraints. Tectonophysics 490, 2010, 15-27.

STIGALL, Justin; DUGAN, Brandon. Overpressure and earthquake initiated slope failure in the Ursa region, northern Gulf of Mexico. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 115, n. B4, 2010.

STOW, D. A. V. Deep sea processes of sediment transport and deposition. Sediment transport and depositional processes, 1994, p. 257-291.

STOW, D. A. V. et al. The Cadiz Contourite Channel: Sandy contourites, bedforms and dynamic current interaction. Marine Geology, v. 343, 2013a, p. 99-114.

STOW, D. A. V. et al. The Cadiz Contourite Channel: Sandy contourites, bedforms and dynamic current interaction. Marine Geology, v. 343, 2013, p. 99-114.

STOW, D. A. V. et al. The nature of contourite deposition. Developments in Sedimentology, v. 60, p. 143-156, 2008.

STOW, D. A. V.; FAUGÈRES, J.-C. Contourite facies and the facies model. Developments in Sedimentology, v. 60, 2008, p. 223-256.

STOW, D. A. V.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J.; ALVAREZ ZARIKIAN, C. A. the Expedition 339 Scientists, 2013b. Proceedings IODP, v. 339.

STOW, D. A. V.; READING, H. G.; COLLINSON, J. D. Deep seas. Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy, 3, 1996, p. 395-453.

STOW, Dorrik AV et al. Fossil contourites: a critical review. Sedimentary Geology, v. 115, n. 1, 1998, p. 3-31.

SULTAN, Nabil et al. Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. Marine Geology, v. 213, n. 1, 2004, p. 291-321.

SUMMERFIELD, M. A.; HULTON, N. J. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 99, n. B7, 1994, p. 13871-13883.

TEICHERT, C. Concepts of facies. AAPG Bulletin, v. 42, n. 11, 1958, p. 2718-2744.

THOMAZ FILHO, A., CESERO, P., MIZUSAKI, A.M., LEÃO, J.G. Hot spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. J. S. Am. Earth Sci. 18, 2005, 383-389.

TORSVIK, T. H., COCKS, L. R. M. Gondwana from top to base in space and time. Gondwana Res. 24, 2013, 999-1030.

TRIPSANAS, E. K.; PIPER, D. J. W.; JENNER, K. A.; BRYANT, W. R. (2008). Submarine mass-transport facies: new perspectives on flow processes from cores on the eastern North American margin. Sedimentology. Vol. 55, p. 97-136.

URLAUB, M.; TALLING, P.; ZERVOS, A. A Numerical Investigation of Sediment Destructuring as a Potential Globally Widespread Trigger for Large Submarine Landslides on Low Gradients. In: Submarine Mass Movements and their Consequences. Springer International Publishing, 2014. p. 177-188.

URLAUB, Morelia; TALLING, Peter J.; MASSON, Doug G. Timing and frequency of large submarine landslides: implications for understanding triggers and future geohazard. Quaternary Science Reviews, v. 72, 2013, p. 63-82.

VARNES, D. J. Landslide types and processes. In: ECKEL, E. D. Landslides and Engineering Practice. Special report 29, Highway research Board, Washington, DC, 1958, p. 20-47.

VEEVERS, J. J. Gondwanaland from 650-500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185-100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. Earth Sci. Rev. 68, 2004, 1-132.

VIANA, A. R. Economic relevance of contourites. Developments in Sedimentology, v. 60, 2008, p. 491-510.

VIANA, A. R.; ALMEIDA JR, W.; MACHADO, L. C. Different styles of canyon infill related to gravity and bottom current processes: examples from the upper slope of the SE Brazilian margin. In: 6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. 1999.

VIANA, A. R.; ALMEIDA, W.; ALMEIDA, C. W. Upper slope sands: late Quaternary shallow-water sandy contourites of Campos Basin, SW Atlantic Margin. MEMOIRS-GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON, v. 22, p. 261-270, 2002.

VIANA, A. R.; FAUGÈRES, J.-C. Upper slope sand deposits: the example of Campos Basin, a latest Pleistocene-Holocene record of the interaction between alongslope and downslope currents. Geological Society, London, Special Publications, v. 129, n. 1, 1998, p. 287-316.

VIANA, A. R.; FAUGÈRES, J.-C.; STOW, D. A. V. Bottom-current-controlled sand deposits—a review of modern shallow-to deep-water environments. Sedimentary Geology, v. 115, n. 1, p. 53-80, 1998.

VIANA, A. R.; KOWSMANN, R. O.; CADDAH, L. Architecture and oceanographic controls on the sedimentation of Campos Basin continental slope. In: 14th International Sedimentological Congress, D-87-88. 1994.

VIANA, A. R. *et al.* The economic importance of contourites. Geological Society, London, Special Publications, v. 276, n. 1, 2007, p. 1-23.

VIANA, A. R. Le rôle et l'enregistrement des courants océaniques dans les dépôts de marges continentales: la marge du bassin sud-est Brésilien. 1998. Tese de Doutorado.

VICALVI, M. A. 2009. Distribuição estratigráfica quantitativa de foraminíferos planctônicos no Quaternário da margem continental do sudeste brasileiro. RT BPA 004/09, 8p.

VOLPI, V. et al. Effects of biogenic silica on sediment compaction and slope stability on the Pacific margin of the Antarctic Peninsula. Basin Research, v. 15, n. 3, 2003, p. 339-363. VON LOM-KEIL, H.; SPIEß, V.; HOPFAUF, V. Fine-grained sediment waves on the western flank of the Zapiola Drift, Argentine Basin: evidence for variations in Late Quaternary bottom flow activity. Marine geology, v. 192, n. 1, 2002, p. 239-258.

WALKER, R. G. Facies models revisited. 2006.

WALSH, J. P.; NITTROUER, C. A. Understanding fine-grained river-sediment dispersal on continental margins. Marine Geology, v. 263, n. 1, 2009, p. 34-45.

WEAVER, P. PE *et al.* Continental margin sedimentation, with special reference to the north-east Atlantic margin. Sedimentology, v. 47, n. s1, 2000, p. 239-256.

WILSON, Christian K.; LONG, Dave; BULAT, Joe. The morphology, setting and processes of the Afen Slide. **Marine Geology**, v. 213, n. 1, 2004, p. 149-167.

WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. Bacia de campos. Boletim de Geociências da PETROBRAS, v. 15, n. 2, p. 511-529, 2007.

WYNN, Russell B.; MASSON, Douglas G.; BETT, Brian J. Hydrodynamic significance of variable ripple morphology across deep-water barchan dunes in the Faroe–Shetland Channel. Marine Geology, v. 192, n. 1, 2002, p. 309-319.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.

ZEMBRUSCKI, S. G.; CHAVES, Hernani AF. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. Geomorfologia da margem continental brasileira e áreas oceânicas adjacentes. REMAC Project Series, Rio de Janeiro, Petrobras, v. 7, p. 129-177, 1979.