



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE CIÊNCIAS FÍSICAS E MATEMÁTICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

Bruna Teixeira Pandolpho

**PROCESSOS DEPOSICIONAIS DO SISTEMA MISTO TURBIDITO-
CONTORNITO NA PORÇÃO NORTE DA BACIA DE CAMPOS**

FLORIANÓPOLIS

2020

Bruna Teixeira Pandolpho

**PROCESSOS DEPOSICIONAIS DO SISTEMA MISTO TURBIDITO-
CONTORNITO NA PORÇÃO NORTE DA BACIA DE CAMPOS**

Dissertação submetido ao Programa de Pós-
graduação em Oceanografia da Universidade
Federal de Santa Catarina para a obtenção do
título de mestre em Oceanografia
Orientador: Prof. Dr. Antonio Henrique da
Fontoura Klein
Coorientador: Prof. Dr. Arthur Antônio Machado

Florianópolis

2020

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Pandolpho, Bruna Teixeira

Processos deposicionais do sistema misto turbidito contornito na porção norte da Bacia De Campos / Bruna Teixeira Pandolpho ; orientador, Antonio Henrique da Fontoura Klein, coorientador, Arthur Antônio Machado, 2020.
110 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Ciências Físicas e Matemáticas, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Florianópolis, 2020.

Inclui referências.

1. Oceanografia. 2. Corrente de turbidez e de contorno. 3. Canal submarino. 4. Fluxo de corrente. 5. Margem brasileira. I. Klein, Antonio Henrique da Fontoura. II. Machado, Arthur Antônio. III. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia. IV. Título.

Bruna Teixeira Pandolpho da Costa e Silva
**Processos Depositionais Do Sistema Misto Turbidito-Contornito Na Porção Norte
Da Bacia De Campos**

O presente trabalho em nível de mestrado foi avaliado e aprovado por banca
examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof. Michel Michaelovitch de Mahiques, Dr.
Universidade de São Paulo

Prof. Norberto Olmiro Horn Filho, Dr.
Universidade Federal de Santa Catarina

Certificamos que esta é a **versão original e final** do trabalho de conclusão que
foi julgado adequado para obtenção do título de mestre em Oceanografia.

Prof. Paulo Roberto Pagliosa Alves, Dr.
Coordenador do Programa

Prof. Antonio Henrique da Fontoura Klein, Dr.
Orientador

Florianópolis, 2020.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais e irmã, Álvaro, Dirce e Layla, por serem meus alicerces. Por sempre estarem ao meu lado de modo incondicional, apoiando e influenciando a ser uma pessoa e profissional melhor.

Ao meu marido, Paulo Henrique, por todo o companheirismo, apoio e suporte necessários para que eu pudesse alcançar meus objetivos, sem medir esforços para me acompanhar nessa jornada.

Ao meu orientador e meu co-orientador, Prof. Antonio Klein e Prof. Arthur Machado, por todos os ensinamentos e oportunidades acadêmicas e profissionais, por sempre acreditarem que posso alcançar novos patamares e me incentivar a perseverar.

Aos professores e doutores Michel Mahiques, Gilmar Bueno, Adriano Viana, Cízia Hercos, Luis Antonio (Laps), Antonio Fetter, e pesquisadore Carlos Theodoro e Yuri Camargo pelas contribuições nas diversas fases dessa pesquisa. Certamente elas ajudaram a guiar a construção deste trabalho.

Aos amigos e colegas do Laboratório de Oceanografia Costeira e Programa de Pós-graduação em Oceanografia da UFSC por todo o apoio científico e psicológico durante esta jornada. Em especial, aos colegas Antônia Pâmela, Isadora Dutra, Ana Paula, Thaise Ricardo, Charline Dalinghaus, Paula Gomes, Maiara Wenner, Giuliana Dionisio, Micael Broggio, Michel Franco e Wilson Galvão. Cada conversa, revisão ou referência que vocês dedicaram a este trabalho auxiliou para a evolução desta pesquisa.

Aos amigos e familiares que me acompanharam durante este tempo, torcendo por todas as etapas concluídas e se solidarizando com todas as dificuldades encontradas. Muito obrigada por tornarem os meus dias melhores.

Ao Programa de Pós-graduação em Oceanografia pelo suporte na minha formação como Mestre em Oceanografia.

À Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) e Petrobras pelo suporte financeiro através do Projeto “Monitoramento Oceanográfico de um Segmento na Margem Sudeste do Brasil: Norte da Bacia de Santos ao Sul da Bacia do Espírito Santo”.

“Faça o teu melhor, na condição que você tem, enquanto você não tem condições melhores, pra fazer melhor ainda!” (CORTELLA, 2016)

RESUMO

Processos sedimentares conduzidos por correntes de gravidade talude abaixo e correntes de contorno paralelas ao talude são fenômenos comuns ao longo das margens continentais e podem ser distinguidos por sua energia, competência e duração de fluxo. No entanto, sua distinção no registro geológico, tanto em depósitos sedimentares quanto em dados sísmicos, requer análises complexas e detalhadas. Um cenário favorável a interação e alternância entre esses processos deposicionais pode fornecer uma compreensão mais aprofundada dos reservatórios marinhos profundos e sua formação sob as mudanças oceanográficas e morfológicas do fundo. Este trabalho busca compreender os processos deposicionais que operam nas margens continentais do sul do Brasil, onde o sistema era dominado por correntes de contorno e posteriormente por correntes de turbidez, formando um sistema submarino de cânion-canal que foi continuamente retrabalhado em seu talude superior/médio, evidenciado por ondas de sedimentos e driftes contorníticos. Um novo modelo evolutivo é proposto para o sistema Itabapoana (Bacia de Campos, Brasil), um sistema turbidito-contornito tectonicamente controlado, ativo do Neógeno ao Holoceno; bem como a configuração do fluxo que atuou durante o sistema de turbidez ativo. A partir dos dados sísmicos 2D, juntamente com atributos sísmicos, cinco sequências deposicionais são reconhecidas para a área de estudo da porção norte da Bacia de Campos, que abrange não somente o sistema Itabapoana, mas também o sistema Marataízes. Os resultados encontrados apontam que os processos sedimentares dominados por correntes de contorno ocorreram durante períodos de mar alto, promovendo depósitos de grãos finos como *plastered drifts*. Enquanto, em períodos de nível de mar baixo, correntes de turbidez erosivas e arenosas formavam canais submarinos que posteriormente foram retrabalhados por correntes de fundo. Assim, os resultados destacam os padrões de deposição cíclica dominados pelas correntes de contorno e turbidez na margem continental estudada. Dessa forma, como canais submarinos são consequência da ação dominante da corrente de turbidez sobre o fundo do mar em evolução, um fluxo formativo foi reconstruído usando a geometria hidráulica do sistema de canais Itabapoana. Os valores médios calculados de velocidade e descarga do fluxo são 1,05 m/s e $4,12 \times 10^4$ m³/s, respectivamente. Essa descoberta confere ao sistema uma feição de gradação vertical corroborado pelos refletores de alta amplitude (HARs) sobre o talude médio.

Palavras-chave: Processos gravitacionais. Processos de longitudinais. Canal submarino. Fluxo de massa. Corrente de turbidez. Corrente de Contorno. Processos de Talude. Margem brasileira.

ABSTRACT

Sedimentary processes driven by downslope gravity currents and alongslope contour currents are common phenomena along continental margins and may be distinguished by their flow energy, competency and duration. However, their distinction in the geological record, either in sedimentary deposits or in seismic data, requires complex and detailed analyses. A privileged scenario for interaction and alternation among downslope and alongslope can provide further understanding of deep-marine reservoirs and their formation under oceanographic changes and bedform morphologies. This work attends to understand the depositional processes operating along the southern Brazilian continental margins, where the system was dominated by contour currents and later by turbidity currents, forming a canyon-channel submarine system that was continuously reworked on its upper/middle slope section, evidenced by sediment waves and contour drifts. Here, is presented an evolutive model for the Itabapoana system (Campos Basin, Brazil), a structurally-controlled mixed turbidite-contourite system active from the Neogene to the Quaternary, along with the formative flow that occurred during the active turbidite system in the northern Campos Basin. Using 2D seismic database along with seismic attributes, five depositional sequences are recognized for the study area which covers not only the Itabapoana System but also the Marataízes System, both on the northern Campos Basin. Sedimentary processes dominated by contour currents occurred during highstands, promoting fine-grain deposits as contourite plastered drifts. Whereas, at lowstands, erosive turbidity currents and resulting sand deposits formed submarine channels that were eventually reworked by downward bottom currents on the upper/middle slope section of the channel. Thus, our results highlight the cyclic deposition patterns dominated by contour and turbidity currents in the studied continental slope. As deep-water channels analyzed in this study are a consequence of the dominant turbidity current action over the evolving seafloor, a formative flow was reconstructed using the hydraulic geometry of the Itabapoana's submarine channel system. The calculated mean values of flow velocity and discharge are $1.05\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ and $4.12 \times 10^4\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, respectively. These findings confer the system a vertical aggrading feature seen in high amplitude reflectors (HARs) over the middle slope.

Keywords: downslope processes, alongslope processes, submarine channel, mass flow, turbidity current, bottom current, slope processes, Brazilian margin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Diagrama esquemático evidenciando o complexo ambiente marinho profundo, seus ambientes deposicionais e processos de sedimentação longitudinal e gravitacional. Em geral, ambientes rasos (plataforma continental) sofrem a ação de ondas e correntes, enquanto ambientes profundos (talude continental e bacia oceânica) são caracterizados pela ação de movimentos de massa (i.e., escorregamentos, deslizamentos e fluxos de detritos), correntes de fundo, correntes de turbidez e deposição pelágica/hemipelágica.	16
Figura 1.2 Modelo esquemático da interação entre a corrente de turbidez (gravitacional) e a corrente de contorno (longitudinal).....	17
Figura 1.3 Corrente de contorno e os principais elementos associados à sua ação erosiva e formação de driftes contorníticos.....	19
Figura 1.4 Distribuição global de depósitos contorníticos em vermelho.	21
Figura 1.5 Passagem de uma corrente de turbidez erodindo e escavando o substrato formando uma feição de margem ao canal com geometria de asa lateral denominada <i>levee</i>	22
Figura 1.6 Distribuição global dos cânions submarinos.....	24
Figura 1.7 Hierarquia de canais submarinos e seus elementos arquiteturais.	25
Figura 1.8 Caracterização dos parâmetros morfométricos analisados em canais submarinos.	26
Figura 1.9 Modelos conceituais de processos deposicionais em águas profundas para a interação de fluxos gravitacionais e de correntes de fundo em diferentes escalas temporais. Setas vermelhas indicam os fluxos gravitacionais, setas azuis indicam o efeito e a direção das corrente de fundo.	30
Figura 1.10 Sequência de eventos para a medição de dados sísmicos.	32
Figura 1.11 Volume do dado sísmico nas coordenadas de processamento - ponto médio, distância e tempo.	32
Figura 1.12 Ilustração do cálculo da Amplitude RMS em um traço sísmico (retirado de LANDMARK, 2004).....	34
Figura 1.13 Padrões de reflexões dentro de uma sequência deposicional.....	36
Figura 1.14 Fácies sísmicas geradas por diferentes formas de leito dentro de sequências sedimentares identificadas em seções sísmicas.	37

Figura 1.15 Exemplos de geometria externas das sismofácies.....	38
Figura 1.16 Padrões de preenchimento.	38
Figura 2.1 Estratigrafia da bacia de Campos.....	41
Figura 2.2 Seção geológica regional (fase rifte, transicional e drifte) da bacia de Campos evidenciando as estruturas do embasamento e da tectônica salinífera e as sequências estratigráficas.....	42
Figura 2.3 Mapa batimétrico da bacia de Campos com suas províncias fisiográficas e divisões geomorfológicas.	43
Figura 2.4 Principais feições geomorfológicas do talude continental e Platô de São Paulo na bacia de Campos, com destaque para os dois sistemas presentes na área de estudo desse trabalho.	44
Figura 2.5 Talude continental superior/médio mostrando parte dos sistemas presentes na área de estudo. Localização de todo o sistema na Figura 2.4.	46
Figura 2.6 Curva de variação do nível do mar para o Quaternário superior.	48
Figura 2.7 Estrutura vertical da Corrente do Brasil.....	49
Figure 5.1 Study area with shaded relief map modified from Schreiner et al. (2008). .	56
Figure 5.2 Current velocity for the northern Campos basin, obtained from the reanalysis data set generated by Global Ocean Reanalysis and Simulations (GLORYS). Horizontal resolution of 1/12°, distributed over 50 vertical levels (0.5m-5500m) for the period from 1993 to 2016, indicating the Brazilian Current (BC) and the Intermediate Western Boundary Current (IWBC).....	60
Figure 6.1 Hierarchic framework used in this study. (A) Seismic section uninterpreted and (B) the interpreted section is pointing out the submarine channel system feature relief. (C) Channel belt - negative relief on the seafloor that comprises the channel and associated terraces. (D) Channel feature defined as a V- or U- shaped negative relief feature with the lowest point (thalweg) and its bounding surfaces and channel measurements. (modified from Quin et. al., 2016).....	62
Figure 7.1 Seismic section (A) highlighting the sediment waves (dashed line) on the mid-slope (location in Figure 5.1). Seismic attribute of RMS Amplitude (B) showing high-amplitude reflections on seismic data in comparison with low-amplitude ‘background’ strata. Seismic attribute Cosine of Instantaneous Phase (C) that is independent of amplitude, highlighting reflectors continuities and terminations.	66

- Figure 7.2** Seismic section (A) highlighting the high amplitude reflectors (HARs) on the distal basin (location in Figure 5.1), bordered by salt diapirs that reaches the sea surface. Seismic attribute of RMS Amplitude (B) showing high-amplitude reflections on seismic data indicating coarse-grained deposits. Seismic attribute Cosine of Instantaneous Phase (C) that is independent of amplitude, highlighting reflectors continuities and terminations..... 67
- Figure 7.3** Seismic section (A) highlighting the high amplitude reflectors (HARs) on the upper/mid-slope (location in Figure 5.1) interpreted as aggrading paleochannels (black arrow). Seismic attribute of RMS Amplitude (B) showing high-amplitude reflections on seismic data indicating the channels basal lags of coarse-grained deposits. Seismic attribute Cosine of Instantaneous Phase (C) that is independent of amplitude, highlighting reflectors continuities and terminations..... 68
- Figure 7.4** Seismic section (A) highlighting the paleo fan located in the gradient change from the lower slope to the São Paulo Plateau (location in Figure 5.1). Seismic attribute of RMS Amplitude (B) showing high-amplitude reflection for a paleochannel inside the the fan. Seismic attribute Cosine of Instantaneous Phase (C) that is independent of amplitude, highlighting reflectors continuities and terminations (red and orange arrows) on the erosive surface of the fan..... 69
- Figure 7.5** Overview of the seismic facies observed, their environment occurrence, line drawing, description, and interpretation. 70
- Figure 7.6** Seismic sequences delimited by the unconformities (U1 to U5). Sequences facies characterization, along with the slope environment (A to E). Interpreted current direction pointed for the Plastered Drift Sequence (A), the Turbidite-Contourite Sequence (B), and the Hemipelagic Drape Sequence (E). In the TCS (B), the sediment waves and the moat feature migrate upward. Location of the seismic section in Figure 5.1. 73
- Figure 7.7** Plastered drift sequence seismic thickness, highlighting the deposits over the upper slope (I) and the chaotic facies from slope instability over the SP Plateau (II). 74
- Figure 7.8** Mixed depositional system prevailing the action of the contour current over the middle slope forming sand waves (I)..... 75
- Figure 7.9** Local chaotic sequence over the lower-slope and the São Paulo Plateau. ... 75

Figure 7.10 Turbidite sequence with deposits over the upper and middle slope, pinching out towards the distal basin (I).....	76
Figure 7.11 Hemipelagic drape thicker at the upper slope and with minimum values over the mass transport deposits on the SP Plateau (tuning effect).	77
Figure 7.12 Quantitative analyses and channels segments defined by their morphological characteristics for the old Itabapoana system (on the left) and for the main active channel (on the right).....	84
Figure 7.13 Flow velocity and discharge through the old Itabapoana channel system based on the channel morphology.	86
Figure 7.14 Flow velocity and discharge through the main Itabapoana channel system based on the channel morphology.	87
Figure 7.15 Morphology segments based on channel architecture, flow velocity and discharge. Seafloor map modified from Schreiner et al. (2008).....	87

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

B	Largura do canal
B_f	Largura base do canal
C	Concentração de sedimentos
C_{fb}	Coefficiente de fricção do fundo
C_{fi}	Coefficiente de fricção da interface mista
C_f	Coefficiente de fricção
C_z	Coefficiente de Chezy
e_w	Coefficiente adimensional
g	Gravidade
H	Profundidade do canal
Q	Vazão
Ri	Número de Richardson
S	Declividade
v	Velocidade
ρ_{sed}	Densidade do sedimento
ρ_w	Densidade da água limpa

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	SISTEMAS CONTORNÍTICOS	17
1.2	SISTEMAS TURBIDÍTICOS.....	21
1.2.1	Cânions e canais submarinos	23
1.2.2	Análises quantitativas.....	25
1.3	SISTEMAS MISTOS TURBIDITO-CONTORNITO	28
1.4	SÍSMICA DE REFLEXÃO.....	30
1.4.1	Atributos sísmicos	33
1.4.1.1	<i>Amplitude RMS (Root-Mean-Square).....</i>	<i>33</i>
1.4.1.2	<i>Cosseno da fase</i>	<i>34</i>
1.5	SISMOESTRATIGRAFIA	34
1.5.1	Sequências sísmicas.....	35
1.5.2	Sismofácies.....	36
2	ÁREA DE ESTUDO.....	39
2.1	GEOTECTÔNICA E GEOMORFOLOGIA.....	39
2.2	REGIÃO NORTE DA BACIA DE CAMPOS.....	45
2.3	ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS.....	48
3	OBJETIVOS	50
3.1	OBJETIVO GERAL.....	50
3.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	50
SEISMIC RECORD OF A CYCLIC TURBIDITE-CONTOURITE SYSTEM IN NORTHERN CAMPOS BASIN, SE BRAZIL		
4	INTRODUCTION	53
5	GEOLOGICAL AND OCEANOGRAPHIC SETTING	55
5.1	TECTONO-SEDIMENTARY EVOLUTION OF THE CAMPOS BASIN.....	55
5.2	NORTHERN CAMPOS BASIN FEATURES.....	58
5.3	CURRENT CIRCULATION PATTERN	59

6	DATA AND METHODS	60
7	RESULTS	64
	7.1 SUBSURFACE ANALYSIS	64
	7.1.1 Seismic attributes	64
	7.1.2 Seismic facies and stratigraphic units	69
	7.1.3 Seismic isochrons	74
	7.2 SURFACE ANALYSIS	77
	7.2.1 Channel morphometric characteristics	77
	7.2.2 Flow velocity and discharge	85
8	DISCUSSION	88
	8.1 CIRCULATION PATTERN CHANGES EFFECT AT THE BASIN SEDIMENTATION	88
	8.2 DEPOSITIONAL SETTING FOR THE NORTHERN BRAZILIAN CAMPOS BASIN	89
	8.3 MASS FLOW FORMATIVE CURRENT AND CHANNEL MORPHOLOGY	90
9	CONCLUSION	91
10	ACKNOWLEDGEMENTS	92
11	CONSIDERAÇÕES FINAIS	93
12	TRABALHOS FUTUROS	95
	APÊNDICE A – CARTA DE SUBMISSÃO DO ARTIGO	96
	REFERÊNCIAS	98

1 INTRODUÇÃO

Ambientes marinhos profundos podem ser definidos como a região do fundo marinho que é dominada por processos gravitacionais (fluxos/deposição) e longitudinais (Figura 1.1), como as correntes de turbidez e de fundo, respectivamente (SHANMUGAM; SPALDING; ROFHEART, 1993). Esses processos transversais e ao longo da margem continental são fenômenos comuns que possuem diferentes características físicas associadas à energia do fluxo, competência no transporte das partículas e duração (MULDER; FAUGÈRES; GONTHIER, 2008).

As correntes de turbidez estão entre os processos gravitacionais mais comuns, sendo eventos turbulentos, intensos, de curta duração e episódicos que mantêm os sedimentos em suspensão pela característica turbulenta do fluxo. Os principais elementos arquiteturais dos sistemas gravitacionais podem ser descritos em: feições erosivas de cânions, canais, depósitos laterais (*levees*), lobos e depósitos de transição canal-lobo (LINK et al., 1991).

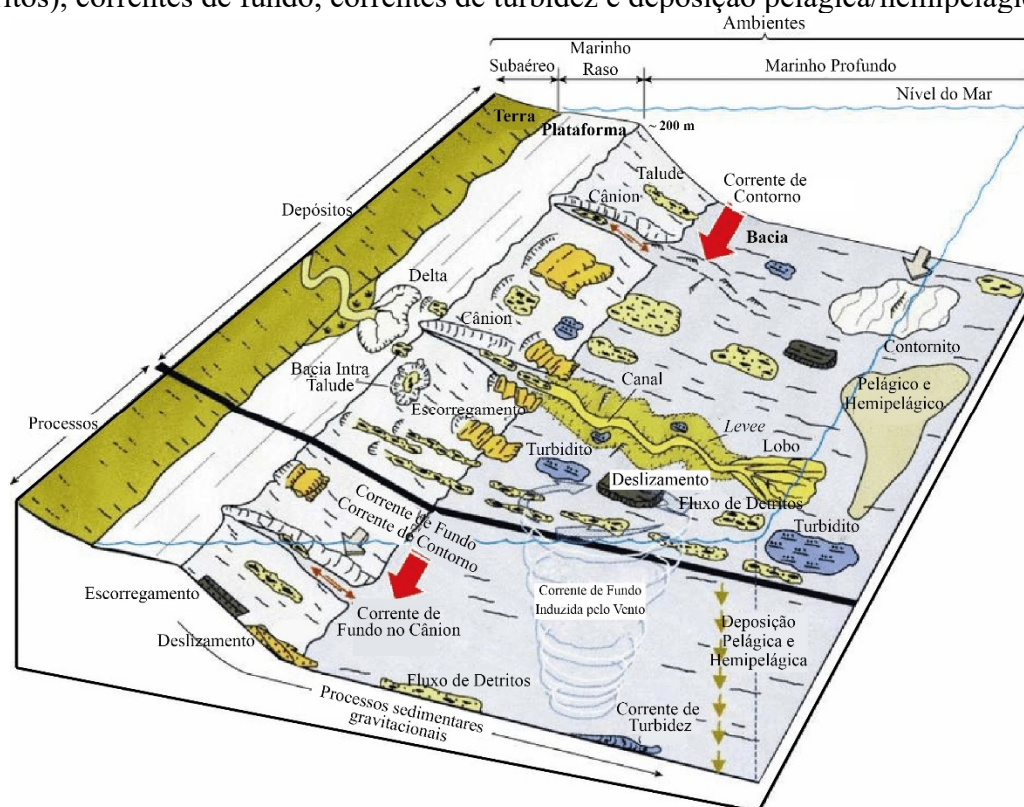
Canais submarinos são feições importantes no estudo em ambientes marinhos profundos por seu papel na preservação da evolução estratigráfica, na atuação como os principais condutos de transporte de sedimentos para o ambiente marinho profundo, por servirem de repositório de hidrocarbonetos, sendo economicamente importantes, além de preservarem a paleoclimatologia e paleoceanografia (POSAMENTIER; WALKER, 2006).

De forma antagônica, os processos longitudinais como as correntes de contorno, são relacionados à circulação termohalina e geostrófica, ocorrendo paralelamente a margem continental de forma permanente e com intensidade variável. A ação da circulação oceânica como agente na sedimentação e modificação do fundo marinho é registrada pela ação das correntes de fundo como depósitos contorníticos, isto é, sedimentos depositados ou substancialmente retrabalhados pela ação contínua das correntes de fundo (aqui considerada como toda e qualquer corrente persistente junto ao fundo marinho), que quando paralela à topografia é conhecida como corrente de contorno (REBESCO; CAMERLENGHI; VAN LOON, 2008).

Os driftes contorníticos podem variar de tamanho, profundidade de ocorrência e posição geográfica. Em geral, esses depósitos predominantemente finos (*i.e.* silte ou argila) são caracterizados como feições alongadas, montiformas, semi-paralelas à

margem continental e de dimensões variáveis (FAUGÈRES; STOW, 2008). Por esse motivo, depósitos contorníticos mostram grande importância na indústria de Óleo e Gás como importantes rochas selantes, e por vezes como rochas reservatórios quando na presença de areias contorníticas (VIANA, 2008). Além da importância econômica, os depósitos contorníticos também servem como *proxies* das mudanças climáticas e da instabilidade de taludes. Variações climáticas globais com mudanças nos padrões de circulação, e erosões do fundo marinho, que levam a episódios de movimento de massa, são exemplos de eventos registrados por driftes contorníticos (VIANA, 2008).

Figura 1.1 Diagrama esquemático evidenciando o complexo ambiente marinho profundo, seus ambientes deposicionais e processos de sedimentação longitudinal e gravitacional. Em geral, ambientes rasos (plataforma continental) sofrem a ação de ondas e correntes, enquanto ambientes profundos (talude continental e bacia oceânica) são caracterizados pela ação de movimentos de massa (i.e., escorregamentos, deslizamentos e fluxos de detritos), correntes de fundo, correntes de turbidez e deposição pelágica/hemipelágica.



Fonte: Modificado de Shanmugam (2003).

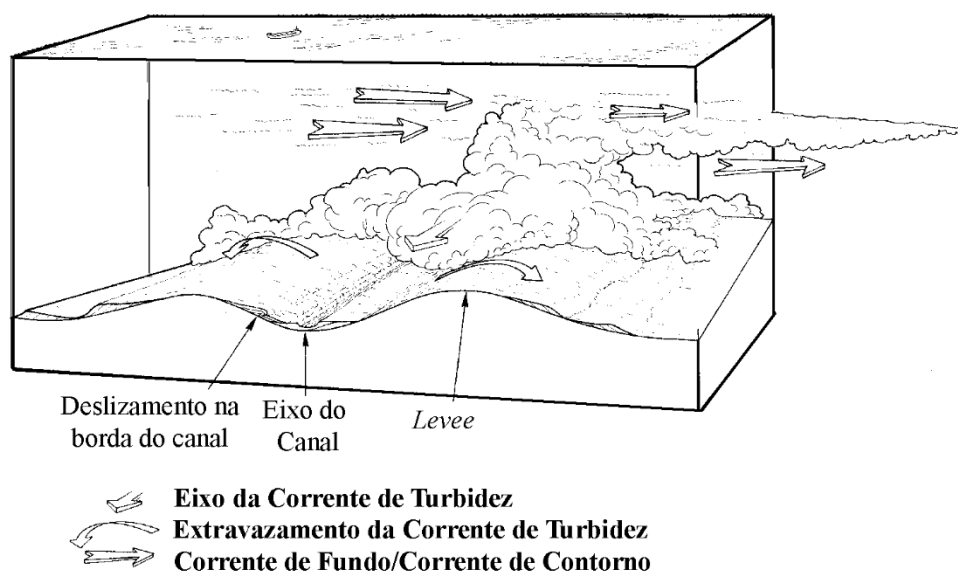
Ambos processos deposicionais também podem ocorrer de forma concomitante, onde a interação entre a corrente de contorno e a corrente de turbidez só depende da presença dos dois fluxos no mesmo lugar e ao mesmo tempo (Figura 1.2). Os depósitos mistos de turbiditos-contornitos são então resultantes da interação entre os fluxos

gravitacionais das correntes de turbidez e as correntes de fundo paralelas à margem continental.

Apesar de diversos exemplos sedimentares (e.g. FAUGÈRES et al., 1999; SANSOM, 2018) e descrições quanto a essa interação, a distinção entre a redistribuição de sedimentos e o transporte axial (transversal à margem continental) em registros de afloramentos ou geofísicos (i.e. sísmicos) não é simples. Sendo assim, esse estudo propõe o entendimento dos processos deposicionais atuantes ao longo da margem continental Sudeste brasileira na porção Norte da bacia de Campos, onde evidências de areias contorníticas, bem como a presença de conhecidos sistemas turbidíticos recentes e antigos sugerem o estudo e entendimento dos processos mistos de evolução sedimentar da bacia.

Este trabalho apresenta o modelo de construção da região Norte da bacia de Campos afim de: (i) caracterizar as feições morfosedimentares; (ii) definir os processos deposicionais predominantes ao longo do tempo geológico; e (iii) exibir os processos de formação das feições morfológicas de fundo.

Figura 1.2 Modelo esquemático da interação entre a corrente de turbidez (gravitacional) e a corrente de contorno (longitudinal).



Fonte: Modificado de Shanmugam (2000).

1.1 SISTEMAS CONTORNÍTICOS

As primeiras evidências de depósitos contorníticos remetem a descoberta de marcas onduladas em ambientes profundos evidenciadas por fotografias do fundo

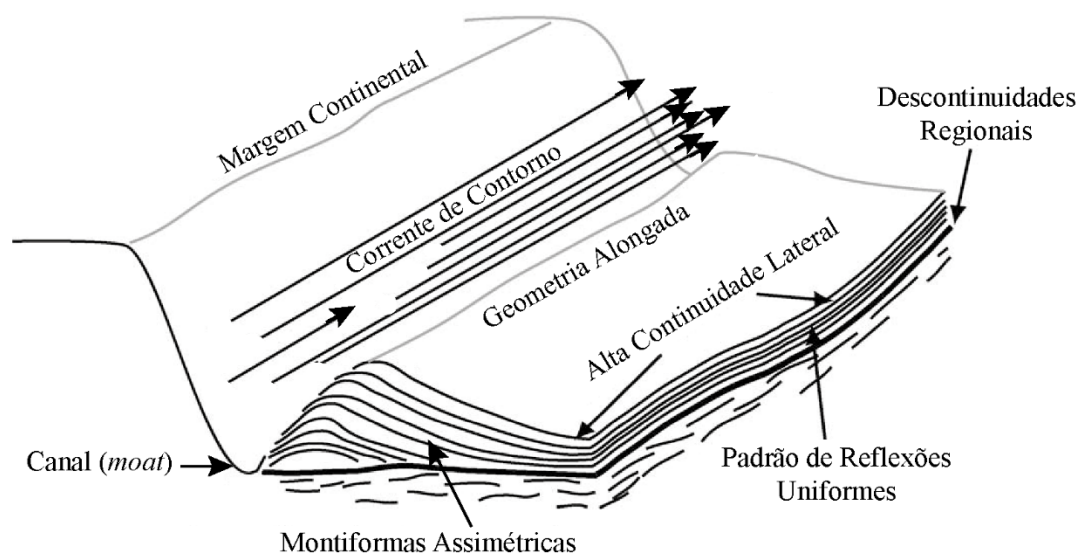
marinho (HEEZEN; HOLLISTER, 1964). Apesar de seu estudo ser mais recente que os sistemas turbidíticos, o reconhecimento do papel da ação das correntes de contorno como agentes de controle no transporte e deposição de ambientes marinhos profundos veem crescendo (REBESCO et al., 2014).

Contornitos são definidos como os sedimentos depositados ou substancialmente retrabalhados pela ação constante das correntes de fundo (e.g. STOW et al., 2002; REBESCO, 2005; REBESCO et al., 2014; STOW; FAUGÈRES, 2008). O processo de deposição dos contornitos não é simples, envolve transporte por longas distâncias, interação com outros processos deposicionais, além de não se ter critérios simples de reconhecimento das feições (REBESCO; CAMERLENGHI; VAN LOON, 2008). Em geral, os depósitos sedimentares contorníticos são acompanhados por feições de acumulação conhecidas como driftes, ondas de sedimento e, internamente, por sedimentos bioturbados (STOW; FAUGÈRES, 2008).

Ondas de sedimento fazem parte das feições deposicionais mais frequentes e distintas formadas sob a ação da corrente próxima ou sobre o fundo marinho (WYNN et al., 2000; WYNN; MASSON, 2008). Muitas vezes encontradas nos flancos ou nas cristas dos driftes (FAUGÈRES et al., 1999), em bacias e ambientes de elevação do nível do mar, as feições onduladas são relacionadas a velocidade e taxa de sedimentação, com registro de suas cristas migrando talude acima (oposto ao fluxo) (WYNN; STOW, 2002).

Driftes contorníticos, por sua vez, são acumulações de sedimentos depositados ou retrabalhados por correntes de fundo. Podem variar de tamanho, profundidade de ocorrência e posição geográfica. Em geral, esses depósitos predominantemente finos (*i.e.* silte ou argila) são caracterizados como feições alongadas, montiformas, semi-paralelas à margem continental e de dimensões variáveis, acompanhadas por feições de canal (*moats*) (Figura 1.3) (FAUGÈRES; STOW, 2008).

Figura 1.3 Corrente de contorno e os principais elementos associados à sua ação erosiva e formação de driftes contorníticos.



Fonte: Modificado de Rebesco (2005).

O efeito das correntes de fundo e os processos oceanográficos ocorrem em todo o oceano sendo também responsáveis por moldar o fundo marinho (Figura 1.4). As correntes de fundo podem ser divididas em quatro tipos: correntes de fundo induzidas por processo termo-halinos; correntes de fundo induzidas pela ação dos ventos; correntes marinhas profundas induzidas por maré; e correntes de maré baroclínica (SHANMUGAM, 2017).

No entanto, a dificuldade em se diferenciar os processos de formação a partir dos depósitos encontrados levaram a generalização do termo contornito e correntes de fundo. As correntes mais atuantes, no entanto, são as correntes de contorno (termohalinas), assim conhecidas por resuspender, retrabalhar e depositar os sedimentos no fundo por um período semi-permanente, atuando de forma paralela ao contorno batimétrico (SHANMUGAM, 2017).

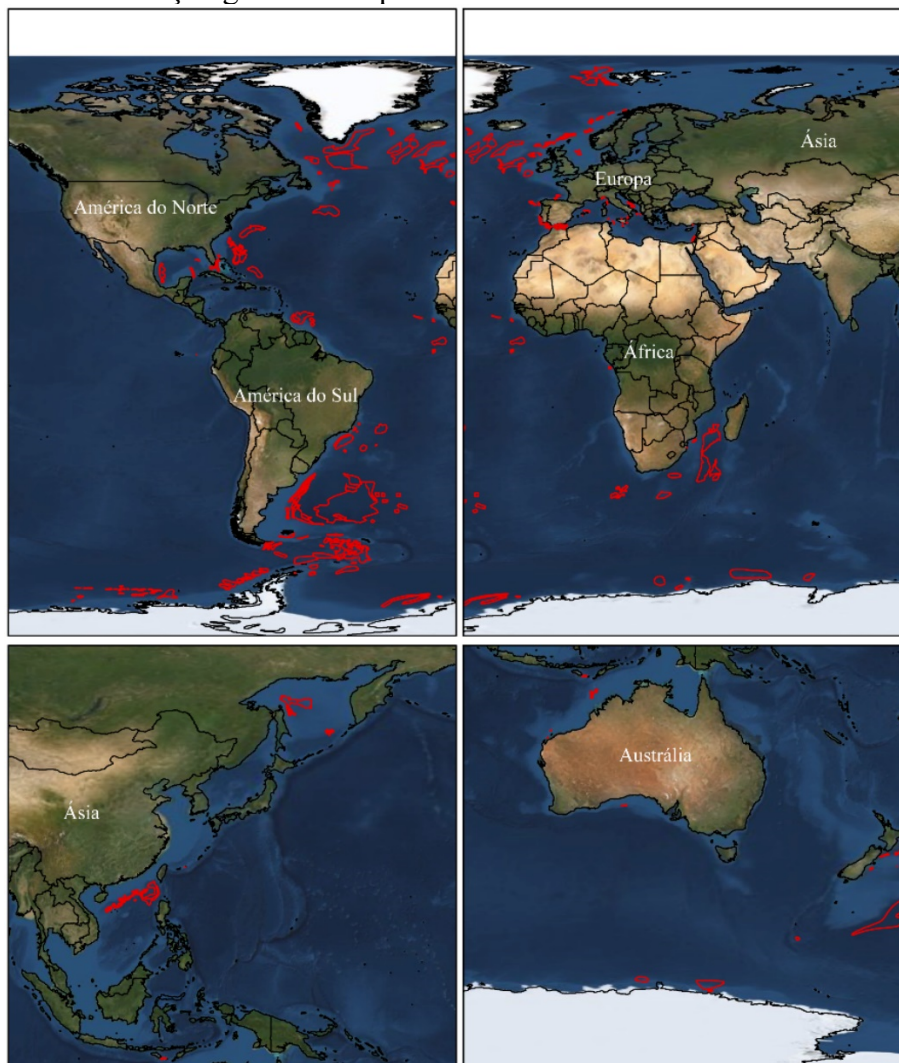
Mudanças paleoclimáticas, paleoceanográficas, de instabilidade de talude e de cunho econômico (exploração de hidrocarbonetos) são importantes registros contidos nos depósitos contorníticos fruto da interação entre a corrente e o fundo marinho (REBESCO et al., 2014). De modo que devido sua natureza contínua e de alta resolução (maior taxa de acumulação que o entorno), os contornitos podem fornecer informações quanto a variabilidade dos padrões de circulação oceânica, velocidades atuais, história oceanográfica e interconectividade da bacia. Enquanto o imageamento sísmico por sua

vez permite a visualização da geometria do drifte, das reflexões internas e das fácies sísmicas fornecendo informações da paleocirculação como mudanças na intensidade e direção (REBESCO et al., 2014).

A distribuição, composição e propriedades físicas dos contornitos também podem ser associadas a estabilidade de taludes continentais (SOLHEIM et al., 2005). A feição montiforma gradativa dos driftes junto à superfície inclinadas, como os taludes; e a natureza bem selecionada dos sedimentos devido a ação constante da corrente, favorecendo o maior conteúdo de água intersticial, estão entre os fatores que podem favorecer a instabilidade dos taludes junto a depósitos contorníticos (LABERG; CAMERLENGHI, 2008).

Não menos importante, as correntes de contorno também afetam a geometria e qualidade dos reservatórios de hidrocarbonetos, e a distribuição e formação de rochas selantes, podendo retrabalhar sedimentos grossos e atuar como rochas reservatórios (VIANA, 2008, REBESCO, 2005).

Figura 1.4 Distribuição global de depósitos contorníticos em vermelho.



Fonte: Base de dados retirada de Thran et al. (2018).

1.2 SISTEMAS TURBIDÍTICOS

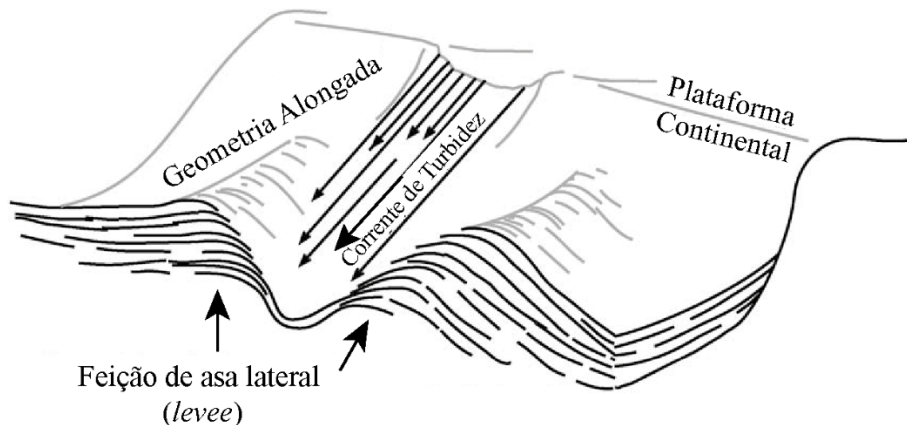
O conceito de turbiditos foi inicialmente utilizado por Kuenen *et al.* (1950) para representar os depósitos gerados pelas correntes de turbidez. Mais tarde, o modelo conceitual para a variação vertical das fácies ficou conhecido como sequência de Bouma (BOUMA, 1962) e se tornou o modelo padrão para o reconhecimento dos depósitos turbidíticos.

Turbiditos são provenientes da desaceleração das correntes de turbidez. Correntes de turbidez caracterizam-se como fluxos de gravidade rápidos, densos (carregadas de partículas de sedimentos suspensos) e turbulentos, que por fim depositam os sedimentos no cessar da suspensão. Os turbiditos podem ser formados pela acumulação

de grandes volumes de sedimento em locais de alta declividade, provocando instabilidade e ruptura (movimentos de massa), que sob a ação da gravidade, levam a escorregamentos, fluxos de detritos e lama na forma de correntes de turbidez (REBESCO; CAMERLENGHI; VAN LOON, 2008; SHANMUGAM, 2000).

Mecanismo mais efetivo para transportar sedimentos terrígenos da plataforma continental para o oceano profundo, as correntes de turbidez atuam como agentes nos processos erosivos, associadas à escavação do talude continental na formação de cânions e canais submarinos (CAMERLENGHI et al., 2008; CASTELLO; KRUG, 2015; PRESS et al., 2006) (Figura 1.5). Para as correntes de turbidez, quanto maior a velocidade do fluxo, maiores serão as partículas e o volume de sedimento capaz de ser transportado. McHargue et al. (2011) sugerem que alterações na energia do fluxo e no tamanho dos sedimentos transportados levam a canais erosivos ou agradacionais. Onde, o aumento do volume do fluxo remove maiores partículas e promovem canais erosivos, ao passo que fluxos menores e menos densos promovem espaço de acomodação e canais agradacionais.

Figura 1.5 Passagem de uma corrente de turbidez erodindo e escavando o substrato formando uma feição de margem ao canal com geometria de asa lateral denominada *levee*.



Fonte: Modificado de Rebesco (2005).

Grandes movimentos de massa também são capazes de modificar a topografia de fundo e atuar como agentes controladores na deposição de turbiditos, criando espaço de acomodação, alterando as rotas dos canais submarinos, e, por vez, acelerando as correntes de turbidez, capturando o fluxo nas zonas de falha e facilitando a formação de canais (QIN, 2017). Da mesma forma, o controle tectônico (e.g. falhas e halocinese) da bacia mostra grande influência sobre o percurso dos canais submarinos e na deposição de sedimento (QIN et al., 2016).

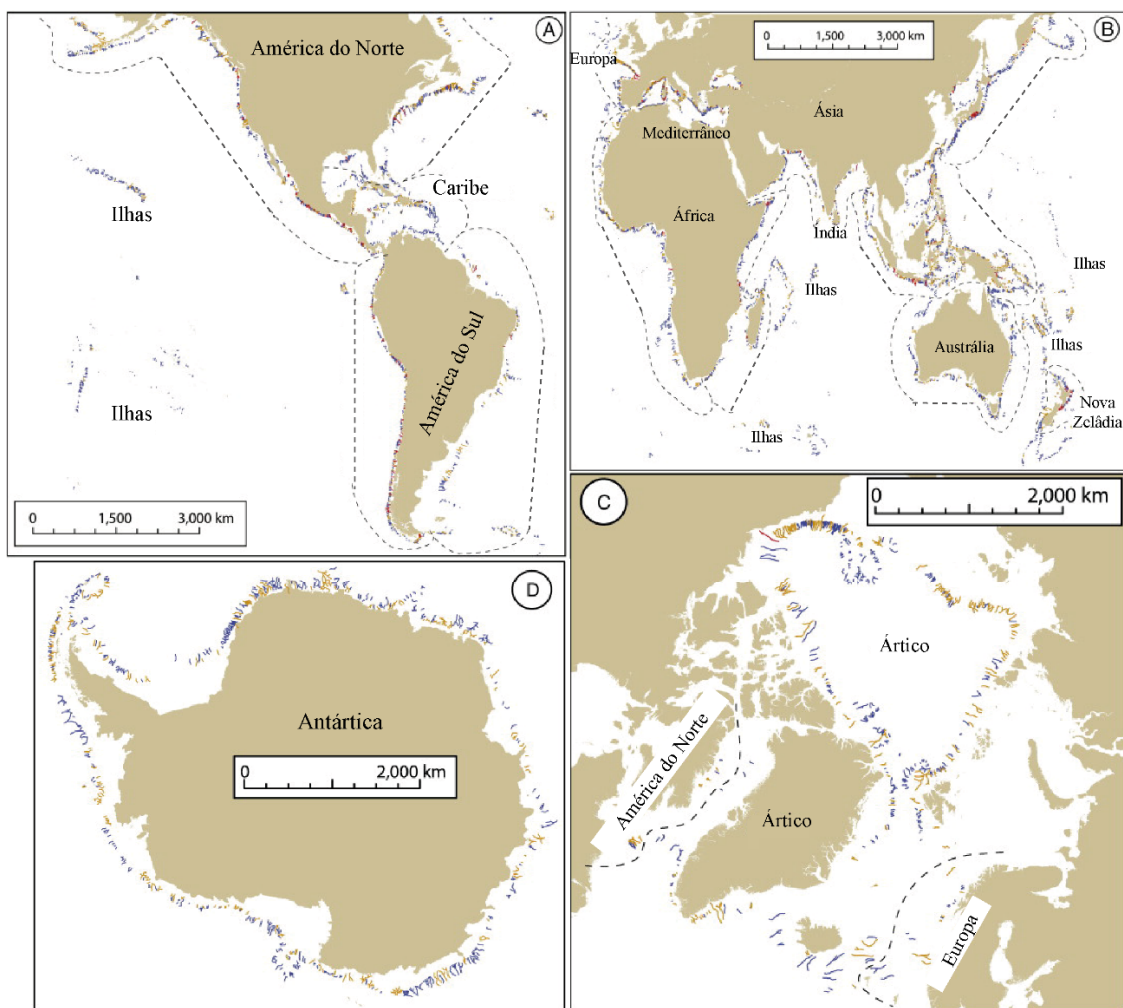
1.2.1 Cânions e canais submarinos

A semelhança morfológica entre cânions, canais submarinos e sistemas fluviais levaram às primeiras hipóteses de formação dos condutos marinhos profundos em ambiente de plataforma continental e talude continental. Onde, a exposição da plataforma continental, causada pelos eventos de regressão do nível do mar, levou ao avanço dos sistemas fluviais continentais à quebra de plataforma continental (D'AVILA et al., 2008; RIZZO et al., 1994). Outras hipóteses levantaram a influência das correntes oceânicas sob a formação de cânions e canais submarinos (DALY, 1936).

No entanto, a falta de explicação para a existência de cânions e canais submarinos em cotas abaixo dos menores rebaixamentos do nível do mar, e a falta de medidas *in situ* que confirmassem a capacidade energética das correntes para a erosão do fundo marinho, deram força às hipóteses de origem associadas aos movimentos gravitacionais densos, as correntes de turbidez.

Cânions podem estar ligados à plataforma continental, podendo estar conectados a rios (sobretudo em sistema de nível de mar baixo), ou confinados ao talude continental e não cruzar a quebra da plataforma continental. Utilizado como critério de maturidade dos cânions, são considerados maduros (ou em estágio tardio de evolução) os que cruzam a linha da quebra de plataforma continental e imaturos (ou em estágio inicial de evolução) os que não cruzam a linha da quebra de plataforma continental (FARRE et al., 1983) (Figura 1.6). Margens tectônicas divergentes geralmente apresentam cânions maduros sujeitos a controles estruturais em sua posição, geometria e ligação entre a plataforma continental e o sopé continental (LINK *et al.*, 1991).

Figura 1.6 Distribuição global dos cânions submarinos.



Tipos de Cânions

- 1: corta a plataforma e se conecta a rios
- 2: corta a plataforma
- 3: restrito ao talude

Fonte: Harris et al. (2011).

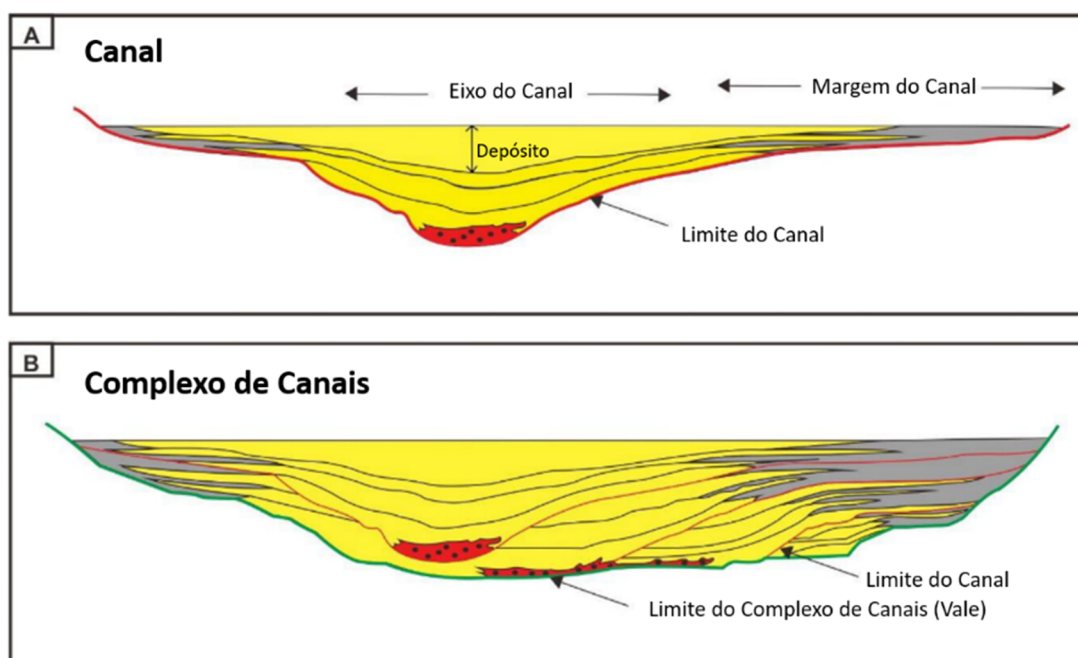
O avanço das tecnologias de mapeamento de fundo no século XX levaram ao reconhecimento de canais submarinos ligados aos cânions marinhos, esses canais foram reconhecidos nas encostas continentais e planícies abissais apresentando tributários e padrões de meandramento (VON DER BORCH, 1967; DILL; DIETZ; STEWART, 1954; SHEPARD; EMERY, 1973; TOLSTOY, 1961).

Em menor escala, canais submarinos são atribuídos à capacidade de erosão do substrato por correntes de turbidez, originados pelo sistema deposicional como feições alongadas e de relevo negativo produzidas e/ou mantidas por essas correntes (LINK et al., 1991). São extensões da desembocadura dos cânions, atuando como prolongamento destes, bacia a dentro (OLIVEIRA et al., 2017). Os canais submarinos são depressões em

forma de V- ou U- geralmente encontrados no talude continental médio/inferior e planície abissal (Figura 1.7A). São importantes condutos que transferem sedimentos da plataforma continental para os depósitos marinhos profundos, como os leques submarinos. Eles ligam os ambientes terrestres e marinhos profundos e são considerados componentes cruciais da distribuição de sedimentos na Terra (POSAMENTIER; WALKER, 2006).

Não existe uma definição clara que separe um cânion de um canal submarino, isso porque eles em geral se unem em algum momento. Outro elemento arquitetural importante associado aos canais submarinos é descrito por McHargue et al. (2011) como vale, sendo esse a superfície erosiva que contém todo o complexo de canais (*channel belt*); é a superfície erosiva formada durante o movimento lateral e vertical de um único canal (Figura 1.7).

Figura 1.7 Hierarquia de canais submarinos e seus elementos arquiteturais.



Fonte: Qin et al. (2016).

1.2.2 Análises quantitativas

A caracterização geomorfológica quantitativa de paleo-sistemas fluviais ou paleocanais submarinos promovem o entendimento dos processos hidrodinâmicos préteritos de deposição, erosão e preservação estratigráficos, incluindo indicações das

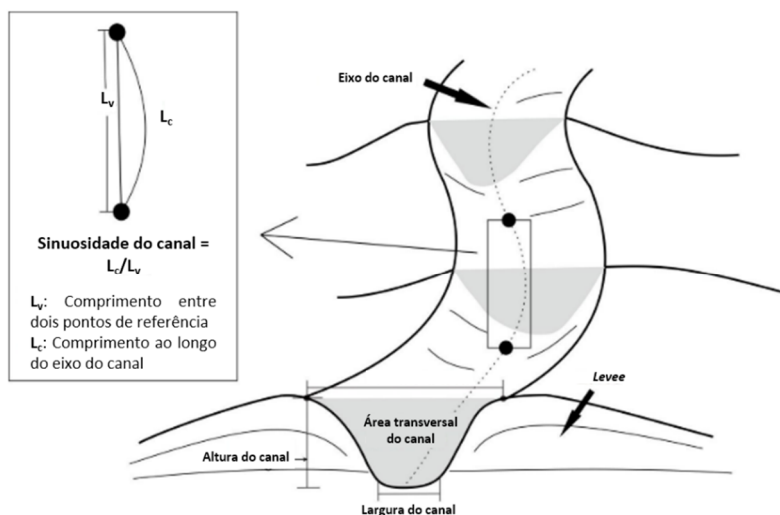
fontes de aporte sedimentar, variações do nível do mar e mudanças climáticas (NORDFJORD et al., 2005).

Análises morfométricas de paleocanais permitem correlacionar a morfologia de canais à paleohidrologia de um ambiente ideal resultante dos diversos meandramentos dos canais e períodos de erosão (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964; NORDFJORD *et al.*, 2005).

Os parâmetros geomorfológicos são entendidos como relacionados às respostas na dinâmica das correntes de turbidez dentro dos canais submarinos. Alguns parâmetros morfológicos dos canais podem ser estabelecidos. Como (Figura 1.8):

- i. **Largura:** distância entre dois *levees* internos ou duas margens erodidas;
- ii. **Altura:** distância média entre as cristas dos *levees* ou margens e o ponto de talvegue do canal (ponto de maior profundidade); e
- iii. **Área do canal:** área em perfil transversal do canal.
- iv. **Sinuosidade:** razão entre o comprimento do curso do canal/talvegue (comprimento ao longo do eixo do canal) e o comprimento do canal (distância em linha reta entre duas extremidades do canal).
- v. **Declividade:** calculado como a mudança de elevação do fundo marinho entre dois perfis transversais dividido pelo comprimento do curso do canal.

Figura 1.8 Caracterização dos parâmetros morfométricos analisados em canais submarinos.



Fonte: Modificado de Qin (2017).

Análises quantitativas das características morfológicas de canais submarinos já foram explorados em sistemas da margem continental brasileira. Estudos recentes na bacia do Espírito Santo utilizaram medidas de profundidade, altura, largura, razão largura/altura e área de canais e vales (ou complexo de canais) do Pleistoceno-Holoceno,

afim de correlacionar as variações temporais e espaciais da forma do canal com o volume de fluxo do canal, e com o controle estrutural local como diápiros de sal, deslizamentos, dentre outros (QIN et al., 2016).

Ainda, feições morfológicas de canais submarinos e seus padrões de deposição já foram utilizados anteriormente para reconstruir as características das correntes de turbidez, como velocidade do fluxo, espessura, concentração e duração, no sistema do cone amazônico (PIRMEZ, C; IMRAN, J., 2003). Bem como, mais relações entre o tamanho dos canais submarinos e a vazão (i. e. a condição de fluxo da corrente de turbidez, material em suspensão no meio aquoso, no limite de extravasamento do canal) foram encontradas por Konsoer et al. (2013), mostrando que canais submarinos e canais fluviais seguem tendências similares para as relações físicas entre largura, profundidade e velocidade como funções da vazão do sistema. Dessa forma, a partir das análises de largura, profundidade, área e sinuosidade é possível compreender os padrões de fluxo impostos à formação dos sistemas de cânion e canais submarinos, reconstruindo condições hidrodinâmicas passadas a partir de evidências geomorfológicas.

A forma do perfil de um canal é função das características de vazão do canal, sua velocidade, bem como do potencial de transporte de sedimentos (BAKER, 1974; COSTA, 1983; WILLIAMS, 1983). Essas respostas de fluxo estão marcadas nas características morfométricas dos canais, sejam eles subaéreos, marinhos ou paleocanais.

Konsoer et al. (2013) propuseram uma fórmula de velocidade e vazão obtida pela correlação entre seções transversais de canais submarinos e grandes sistemas fluviais, considerando fatores importantes para os ambientes de talude continental, como a declividade, o coeficiente de concentração do sedimento e o coeficiente de fricção na fórmula modificada de Chezy, que por sua vez incorpora a resistência ao fluxo do leito do canal e da interface entre a corrente de turbidez e o fluido ambiente acima.

A velocidade do canal submarino (v) pode ser estimada como (KONSOER; ZINGER; PARKER, 2013):

$$v^2 = \frac{R \times C \times g \times H}{R_i} \quad (1)$$

Onde R é dado por $R = (\rho_{\text{sed}} - \rho_w) / \rho_w$ sendo ρ_{sed} e ρ_w as densidades do sedimento e da água (g/cm^3), respectivamente. C é a concentração de sedimento (%); g é a gravidade (ca. 9.8 m/s); H é a profundidade; e R_i se refere ao número de Richardson que pode ser resolvido pela interação:

$$0 = \frac{SC_{fb}^{-1}}{1 + \frac{e_w(1 + 0.5R_i)}{C_{fb}}} - \frac{1}{R_i} \quad (2)$$

$$e_w = \frac{0.075}{\sqrt{1 + 718R_i^{2.4}}} \quad (3)$$

Onde S é a declividade; C_{fb} , o coeficiente de atrito com o fundo baseado em coeficientes encontrados em grandes rios (0.002 e 0.005); e e_w , o coeficiente adimensional da água na corrente.

A vazão (Q) de sistemas turbidíticos submarinos é definida por:

$$Q = v \times B \times H \quad (4)$$

Em que B é a largura do canal em uma seção transversal a ele (em metros).

Estudos conduzidos em laboratório utilizaram diferentes *drivers* de correntes de turbidez, como vazão da corrente, gradiente de fundo, velocidade do sedimento e tamanho de grão para compreender o processo no qual correntes de turbidez formam canais quando atuantes sobre uma superfície (DURY, 1976; JANOCKO et al., 2013; METIVIER; LAJEUNESSE; CACAS, 2005; YU, 2011). Os resultados encontrados apontaram uma maior importância para os fatores de vazão (YU, 2011), densidade e duração da corrente (METIVIER; LAJEUNESSE; CACAS, 2005).

1.3 SISTEMAS MISTOS TURBIDITO-CONTORNITO

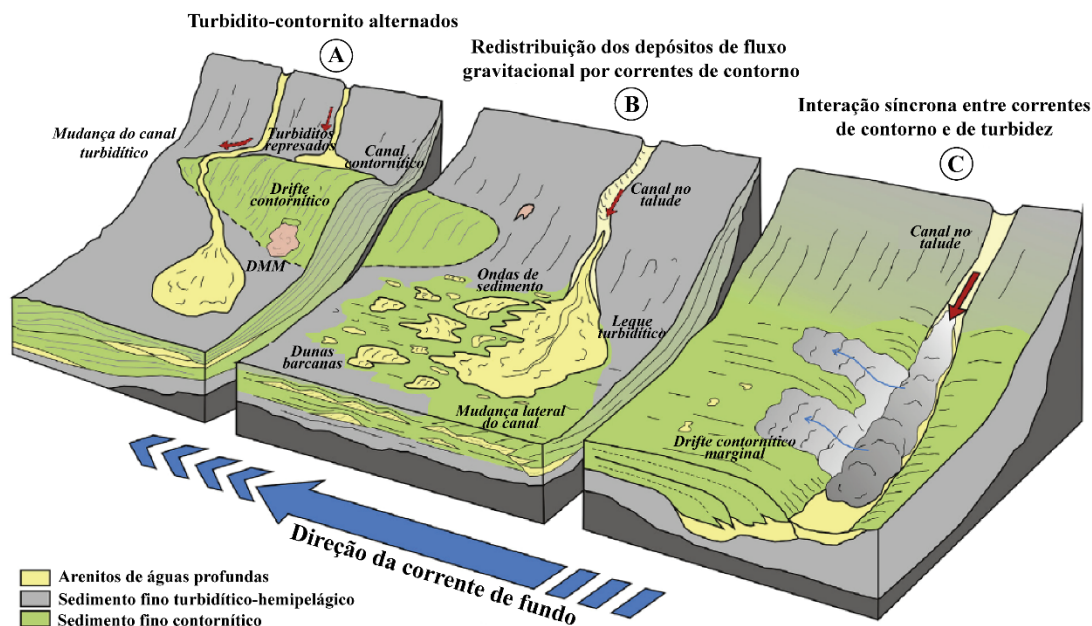
Acompanhado pela crescente e constante busca por hidrocarbonetos, a exploração promoveu o avanço na compreensão de depósitos de turbiditos e mais tarde de contornitos. Recentemente, sistemas mistos turbidito-contornito ganharam espaço por seu potencial econômico apesar de ainda pouco estudados (CREASER; HERNÁNDEZ-MOLINA, 2014; MULDER; FAUGÈRES; GONTHIER, 2008; MUTTI; CARMINATTI, 2012; VIANA et al., 2007).

Sistemas mistos representam uma grande gama de depósitos controlados pela interação de correntes de fundo ou corrente de contorno (contornitos) e processos gravitacionais (turbiditos) ou de movimento de massa (deslizamentos, escorregamentos) (CREASER; HERNÁNDEZ-MOLINA, 2014). Mulder et al. (2008) propuseram três

formas de interação entre correntes de fundo e de turbidez: (i) depósitos alternados de turbidito e contornito, em que cada processo se desenvolve em tempos estratigráficos diferentes e a topografia de depósitos e canais contorníticos pode influenciar o caminho dos canais turbidíticos (Figura 1.9A); (ii) redistribuição de depósitos gravitacionais por processos longitudinais, onde os turbiditos são retrabalhados por correntes de contorno durante o mesmo intervalo estratigráfico, modificando a forma dos depósitos podendo formar marcas onduladas (Figura 1.9B); e (iii) a interação síncrona da corrente de contorno e de turbidez, de modo que a corrente de contorno carrega o material fino da pluma formada pela corrente de turbidez (Figura 1.9C), promovendo depósitos arenosos (turbiditos) mais bem selecionados e portanto melhores reservatórios de hidrocarbonetos, como ilustrado primeiramente por Shanmugam et al. (1993).

Os depósitos alternados de turbiditos e contornitos foram caracterizados como alterações de baixa frequência e herança morfológica segundo Mulder et al. (2008). Essa interação ocorre em escala de margem e promove grandes sequências sísmicas atribuídas aos diferentes processos. Por outro lado, os depósitos turbidíticos retrabalhados são associados a alterações de alta frequência enquanto a ação síncrona da interação das correntes é rara por depender de ambos processos ocorrerem no mesmo lugar ao mesmo tempo (MULDER; FAUGÈRES; GONTHIER, 2008). No entanto, a distinção entre processos síncronos e pós-deposicionais não é simples, uma vez que a distinção de tempo entre as ocorrências dos processos deposicionais nem sempre é clara (FONNESU et al., 2020).

Figura 1.9 Modelos conceituais de processos deposicionais em águas profundas para a interação de fluxos gravitacionais e de correntes de fundo em diferentes escalas temporais. Setas vermelhas indicam os fluxos gravitacionais, setas azuis indicam o efeito e a direção das correntes de fundo.



Fonte: Modificado de Fonesu et al. (2020).

Sistemas deposicionais mistos caracterizados por fluxos de gravidade de sedimentos no talude continental e correntes de fundo perpendiculares foram observados em várias configurações de margens continentais em todo o mundo (ALONSO et al., 2015; BRACKENRIDGE et al., 2013; FAUGÈRES et al., 1999; FONNESU et al., 2020; HERNÁNDEZ-MOLINA et al., 2006; MULDER; FAUGÈRES; GONTHIER, 2008; REBESCO et al., 2002, 2007; SANSOM, 2018). Apesar de difícil a distinção e classificação dos processos mistos, eles possuem papel de destaque nos estudos paleoclimáticos, e por isso seu estudo como ferramenta sedimentológica do registro paleoclimático da bacia merece destaque, uma vez que os processos são atrelados a intensidade das correntes e são controlados pelas variações climáticas (KNUTZ et al., 2002).

1.4 SÍSMICA DE REFLEXÃO

Métodos sísmicos medem os tempos de percurso e amplitude do sinal das ondas sísmicas refletidas/refratadas, a fim de identificar as variações de densidade e propriedades elásticas do meio, influenciadas por sua distribuição interna (composição

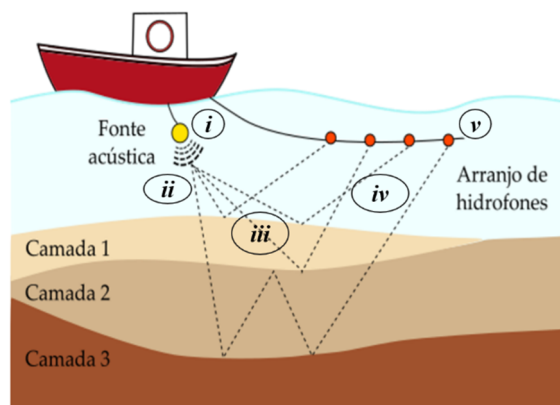
geológica e estrutural) com variações verticais e laterais, para a determinação das velocidades de propagação das ondas sísmicas (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009) que são traduzidas em distância/profundidade após o processamento dos dados.

A sísmica de reflexão interpreta meios com diferenças de impedância acústica – fenômeno de reflexão do som em interfaces geológicas com propriedades físicas distintas (velocidade e densidade) – a partir da emissão de pulsos sonoros advindos de fontes acústicas rebocadas na superfície da água ou próximas a ela, ou ainda posicionadas na coluna d'água, a certa distância do fundo (SOUZA, 2006). O contato entre dois meios acusticamente distintos, como descontinuidades estratigráficas e falhas geológicas, promove a partição da onda, em que parte da onda é refletida e parte da onda é transmitida para o meio (SEVERIANO RIBEIRO, 2011).

Os registros sísmicos de tempo de percurso da onda e amplitude do sinal são denominados traços sísmicos. O tempo de percurso da onda é conhecido como *Two Way Travel* (TWT) medido como o tempo entre a emissão do sinal, a reflexão da onda e o retorno da resposta. Conversões de tempo e profundidade são realizadas contanto metade do tempo de trânsito da onda e valores aproximados da velocidade da onda no meio.

Levantamentos sísmicos seguem uma sequência de eventos: (i) ondas acústicas são geradas mecanicamente por uma fonte e direcionadas para o fundo marinho e alvos; (ii) propagação da onda gerada pela fonte até a região de interesse através da coluna d'água sofrendo atenuações até encontrar o fundo; (iii) parte da energia é refletida e parte refratada para as demais camadas do substrato com impedâncias distintas em subsuperfície; (iv) o sinal retorna à superfície da água trazendo informações a respeito da propagação da onda (tempo de propagação, amplitude, fase de retorno) que é captado por sensores sensíveis à pressão sonora, conhecidos como hidrofones; e (v) os sinais recebidos são registrados na forma de traços sísmicos e são então analisados (BACON; SIMM; REDSHAW, 2003) (Figura 1.10).

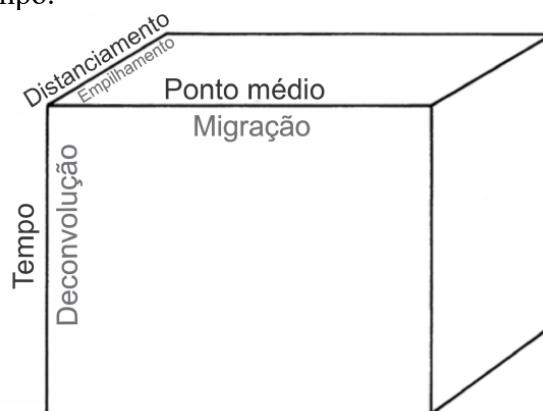
Figura 1.10 Sequência de eventos para a medição de dados sísmicos.



Fonte: Modificado de Bousfield (2017).

O processamento dos dados brutos ou *pré-stack*, em geral, segue os três passos básicos definidos por Yilmaz (2001) como: a deconvolução, o empilhamento e a migração (Figura 1.11). A deconvolução atua no eixo do tempo aumentando a resolução temporal a partir da compressão do sinal acústico, diminuindo o ruído. O empilhamento agrupa traços sísmicos que refletem no mesmo ponto em subsuperfície, conhecidos como famílias de CMP (*Common Mid Point*), para melhorar a razão sinal/ruído. Por último, a migração é o processo de reconstrução da seção sísmica, reposicionando os eventos de reflexão para suas posições reais em subsuperfície (plano-paralelas ou inclinadas), aumentando a resolução espacial (YILMAZ, 2001). O resultado final é a reconstrução de uma seção sísmica se aproximando da seção geológica real. O sismograma final é conhecido como seção migrada ou *post-stack*.

Figura 1.11 Volume do dado sísmico nas coordenadas de processamento - ponto médio, distância e tempo.



Fonte: Modificado de Yilmaz (2001), retirado de Barão (2017).

1.4.1 Atributos sísmicos

Atributos sísmicos proveem de algoritmos matemáticos envolvendo o dado sísmico a fim de realçar feições estruturais e estratigráficas antes não perceptíveis no processo tradicional de interpretação (CHOPRA; MARFURT, 2005).

Os atributos podem ser divididos em: atributos geométricos, a partir da configuração das reflexões indicando mergulho, azimute e continuidade, realçando falhas e características geométricas, utilizados para interpretações estruturais e estratigráficas; e atributos físicos, a partir dos parâmetros físicos da onda, computados do sinal complexo dos traços sísmicos; isto é, amplitude, fase e frequência, destacando características litológicas e de reservatório (TANER *et al.*, 1994). Dentre os diversos atributos sísmicos existentes pode-se destacar atributos como *sweetness*, impedância acústica relativa, envelope, *dip*, *chaos*, amplitude RMS (*Root-Mean-Square*), cosseno da fase, dentre outros. Nesse trabalho são aplicados os atributos de amplitude RMS e cosseno da fase com o objetivo de identificar diferenças litológicas e terminações de refletores, respectivamente.

1.4.1.1 Amplitude RMS (*Root-Mean-Square*)

O atributo de Amplitude RMS realça as anomalias de amplitude. Esse atributo é calculado como a raiz quadrada da média dos quadrados das amplitudes encontradas em uma janela de análise (janela de tempo), em que essa deve abranger o intervalo do refletor de estudo (Figura 1.12) (KOSON; CHENRAI; CHOOWONG, 2014). A partir da elevação dos valores de amplitude ao quadrado, altos valores negativos de amplitude se mostram como altos valores positivos, sendo esse atributo muito sensível aos valores extremos encontrados (LANDMARK, 2004).

Resposta de amplitude podem ser associadas à composição sedimentar dos estratos. A escala para altas e baixas intensidades são definidos dentro do próprio intervalo de análise do sismograma. Altas intensidades de amplitude RMS são comumente associadas aos depósitos ricos em areia, enquanto baixas intensidades de amplitude são associadas aos depósitos de lama. Variações dessa razão areia-lama são facilmente detectadas através do atributo de amplitude RMS (KOWSMANN; OLIVEIRA; VICALVI, 2017).

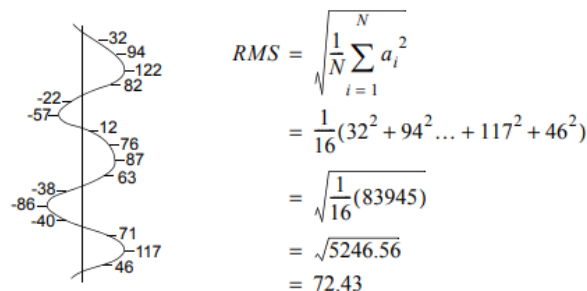


Figura 1.12 Ilustração do cálculo da Amplitude RMS em um traço sísmico (retirado de LANDMARK, 2004).

1.4.1.2 Cosseno da fase

Este atributo é resultado do cálculo do cosseno da fase instantânea dado pela seguinte equação:

$$C(t) = \cos(\phi(t)) \quad (5)$$

Onde ϕ é a fase instantânea do sinal sísmico. A fase instantânea do traço sísmico deriva-se da parte imaginária do sinal analítico, dada pela transformada de Hilbert a qual decompõe o sinal e separa a fase do traço da amplitude (CHOPRA; MARFURT, 2007).

Isso a torna independente dos valores de amplitude do sinal e por isso, conseqüentemente, também o cálculo do cosseno da fase. Assim há uma normalização do traço sísmico com todas as informações de amplitude removidas, que otimiza a continuidade dos refletores (MENESES, 2010). Este atributo salienta a continuidade lateral dos refletores, as mudanças no acamamento e dos limites de seqüências sísmicas (ALVARENGA, 2016).

1.5 SISMOESTRATIGRAFIA

A Estratigrafia de Sequências determina padrões de empilhamento através da interpretação temporal de eventos deposicionais e erosivos, estabelecendo modelos evolutivos (KUCHLE; SCHERER, 2010), permitindo a reconstrução da história geológica. A sismoestratigrafia foi definida inicialmente como uma abordagem geológica para a interpretação estratigráfica de dados sísmicos, onde as reflexões sísmicas eram correlacionadas diretamente a conceitos geológicos e estratigráficos. Fundamentalmente, o mapeamento de unidades estratigráficas se baseia em superfícies com expressão sísmica

(discordâncias), deposições, hiatos e sua relação temporal (cronoestratigráfica) (KUCHLE; SCHERER, 2010).

A Estratigrafia de Sequências, cujo embrião foi constituído pelos trabalhos de pesquisadores da *Exxon Research Company* na década de setenta (PAYTON, 1977) e desenvolvida no final dos anos oitenta e noventa (e.g., WAGONER et al., 1988) tem o seu cerne no entendimento do papel de cada fator que influi na sedimentação (clima, tectônica, eustasia) e tem, portanto, como objetivo estudar e compreender o mecanismo e as causas da ciclicidade na gênese das sequências deposicionais (HOLZ, 1998).

A Estratigrafia de Sequências é baseada na definição de sequências limitadas por discordâncias que representam mudanças devido a eustasia ou tectônica local que possibilitaram a ocorrência de erosão, e por seus padrões internos que são diagnósticos das mudanças de sedimentação (CATUNEANU *et al.*, 2011).

A interpretação sismoestratigráfica é proposta em três etapas (SHERIFF, 1980):

1. **Análise das sequências sísmicas** – definição dos limites de uma sequência, representada por discordâncias ou conformidades através das terminações laterais do estrato com padrões *onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamento (erosão) (Figura 1.13). Uma sequência sísmica é a representação, em uma seção sísmica, de uma sequência deposicional.
2. **Análise das fácies sísmicas** – interpretação da geometria da reflexão, segundo a continuidade, frequência, forma externa e interna e relação com a sequência deposicional. Fácies sísmicas permitem inferir processos sedimentares, ambientes deposicionais e litologia, quando correlacionadas a perfis de poço ou testemunhos. Diferentes tipos de configuração de reflexões são diagnósticos de diferentes ambientes sedimentares.
3. **Análise do nível de base** – construção de correlações cronoestratigráficas e variações relativas de nível do mar com períodos de discordância e paleoambientes.

1.5.1 Sequências sísmicas

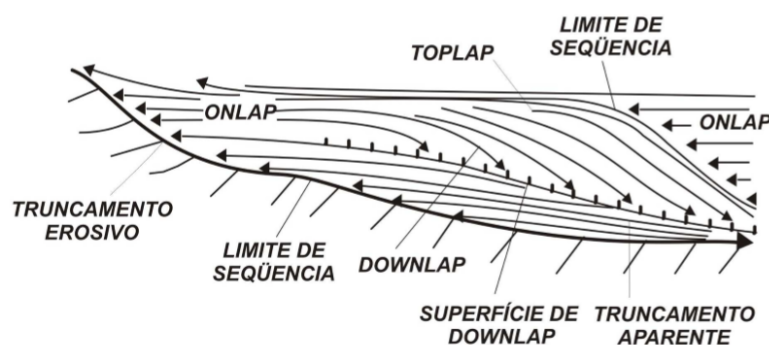
Conceitos importantes para a análise sismoestratigráfica incluem o entendimento de discordância, sendo essa a superfície que separa estratos mais jovens dos mais antigos, ao longo da qual há evidência de exposição/erosão subaérea, bem como das terminações das reflexões sísmicas definidas em uma seção sísmica bidimensional para auxiliar na

determinação das seqüências sísmicas e das fácies sísmicas, a partir das características desses refletores (MITCHUM; THOMPSON III, 1977).

As terminações de refletores foram introduzidas por Mitchum e Thompson III (1977) e podem ser descritas como (Figura 1.13):

- **Downlap:** limite inferior de uma seqüência deposicional, configura uma terminação mergulho abaixo dos refletores sísmicos, originalmente inclinados, sobre uma superfície discordante, horizontal ou inclinada, de natureza deposicional ou erosional.
- **Onlap:** limite de uma seqüência deposicional com terminação do mergulho acima de refletores sísmicos originalmente horizontais sobre uma superfície discordante inclinada.
- **Truncamento:** terminação lateral dos estratos, truncados por erosão de sua sindeposição original.
- **Conformidade:** reflexões paralelas às superfícies que as delimitam.

Figura 1.13 Padrões de reflexões dentro de uma seqüência deposicional.



Fonte: Retirado de Motta (2007).

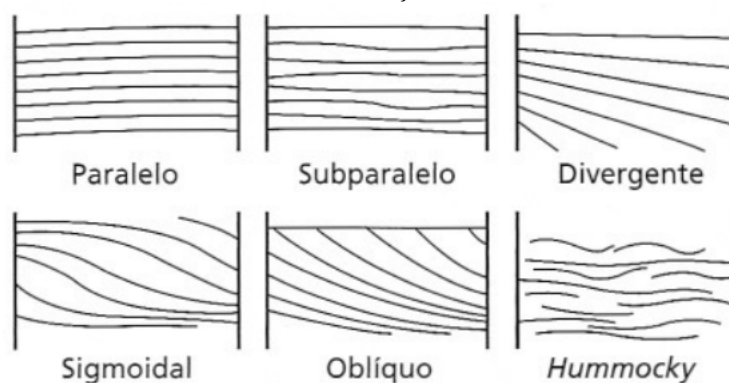
1.5.2 Sismofácies

As fácies sísmicas, por sua vez, são constituídas por padrões de reflexão cujos parâmetros inerentes diferem das fácies adjacentes. O reconhecimento dos padrões sísmicos e suas inter-relações dentro das unidades sísmicas permitem aferir os seus significados geológicos. Geometria da reflexão, continuidade, amplitude e frequência são parâmetros importantes das fácies sísmicas, esses, ligados à sua forma interna. Os atributos internos somados à forma externa contêm as informações de significado estratigráfico (MITCHUM; VAIL; SANGREE, 1977).

Os padrões de reflexão internos podem ser descritos como (KARAM, 2005) (Figura 1.14):

- **Paralelas e subparalelas:** indica taxa de deposição uniforme dos estratos, sobre uma superfície estável ou uma plataforma uniformemente subsidente.
- **Divergente:** variação na taxa de deposição, inclinação progressiva do substrato ou os dois fatores associados.
- **Oblíquo:** alto ângulo de mergulho, terminações mergulhos acima em *toplap* e mergulho abaixo em *downlap*.
- **Sigmoidal:** disposição lateral em forma de “S” devido à progradação das superfícies.
- **Hummocky:** refletores descontínuos, subparalelos com padrão ondulado e segmentado.
- **Caótico:** padrão descontínuo e discordante, desordenamento das superfícies de reflexão.
- **Transparente:** intervalo livre de reflexão, sem contraste de impedância.

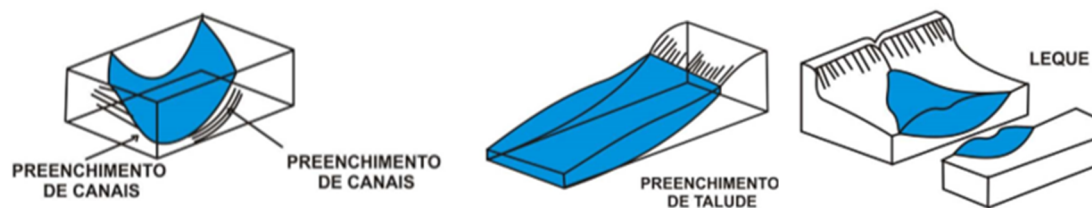
Figura 1.14 Fácies sísmicas geradas por diferentes formas de leito dentro de sequências sedimentares identificadas em seções sísmicas.



Fonte: Modificado de Sheriff (1980).

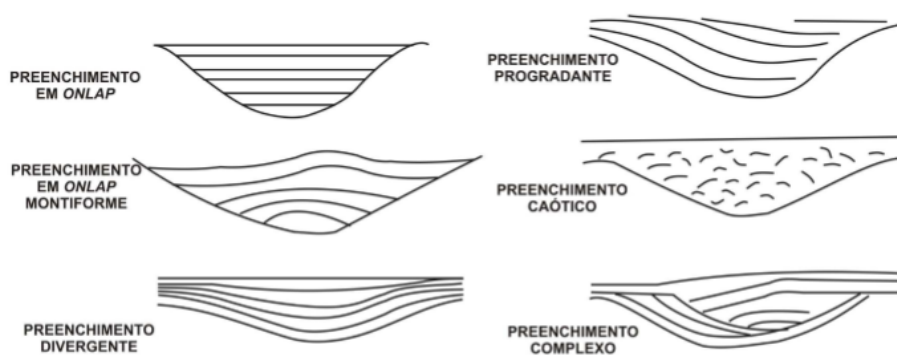
A forma externa das fácies está intimamente ligada ao ambiente de deposição (Figura 1.15), associados às fácies de relevo negativo tem-se os padrões de preenchimento (Figura 1.16) (MITCHUM; VAIL; SANGREE, 1977). Esses padrões de preenchimento podem estar presentes em cânions, canais e leques, por exemplo.

Figura 1.15 Exemplos de geometria externas das sismofácies.



Fonte: Retirado de Motta (2007).

Figura 1.16 Padrões de preenchimento.



Fonte: Retirado de Motta (2007).

2 **ÁREA DE ESTUDO**

A bacia de Campos se encontra nas águas territoriais dos estados do Espírito Santo e do Rio de Janeiro, ocupando uma área de aproximadamente 100.000km², limitada ao norte pelo Alto de Vitória e ao sul pelo Alto de Cabo Frio (RANGEL *et al.*, 1994). É a principal área sedimentar já explorada na costa brasileira e a bacia com maior produção petrolífera, sendo responsável por 53% da produção do país (ANP, dados maio/17). A fisiografia da bacia é compartimentada em plataforma continental, talude continental, Platô de São Paulo e elevação continental (DE ALMEIDA; KOWSMANN, 2015).

2.1 **GEOTECTÔNICA E GEOMORFOLOGIA**

A bacia de Campos se formou em um contexto geotectônico extensivo, durante a separação das placas tectônicas da África e da América do Sul, sendo assim uma bacia de margem passiva (DIAS *et al.*, 1990; MILANI; THOMAZ FILHO, 2000). Seu registro geológico data desde o Eocretáceo até os dias atuais (Figura 2.1) e sua compartimentação tectonossedimentar é dividida em três megassequências (Figura 2.2): (i) sequência rifte, formada durante o afinamento crustal na separação das placas tectônicas; (ii) sequência transicional, ambiente de deposição continental e marinho restrito; e (iii) sequência drifte, contendo os ambientes de marinho transgressivo e regressivo (GUARDADO; GAMBOA; LUCCHESI, 1989; WINTER; JAHNERT; FRANÇA, 2007).

A sequência não marinha ou rifte é caracterizada por sua natureza de sedimentação continental, formada por subsidência mecânica; ou seja, afinamento da crosta continental durante a separação do paleocontinente Gondwana (MCKENZIE, 1978). A compartimentação sedimentar da bacia em sua fase rifte está diretamente relacionada às estruturas presentes no embasamento, decorrentes da movimentação tectônica, como falhas normais, antitéticas e sintéticas, falhas transcorrentes, *horsts* e grábens (GUARDADO; GAMBOA; LUCCHESI, 1989). Esse arcabouço determina a ocorrência de altos e baixos deposicionais (DE CASTRO; PICOLINI, 2015).

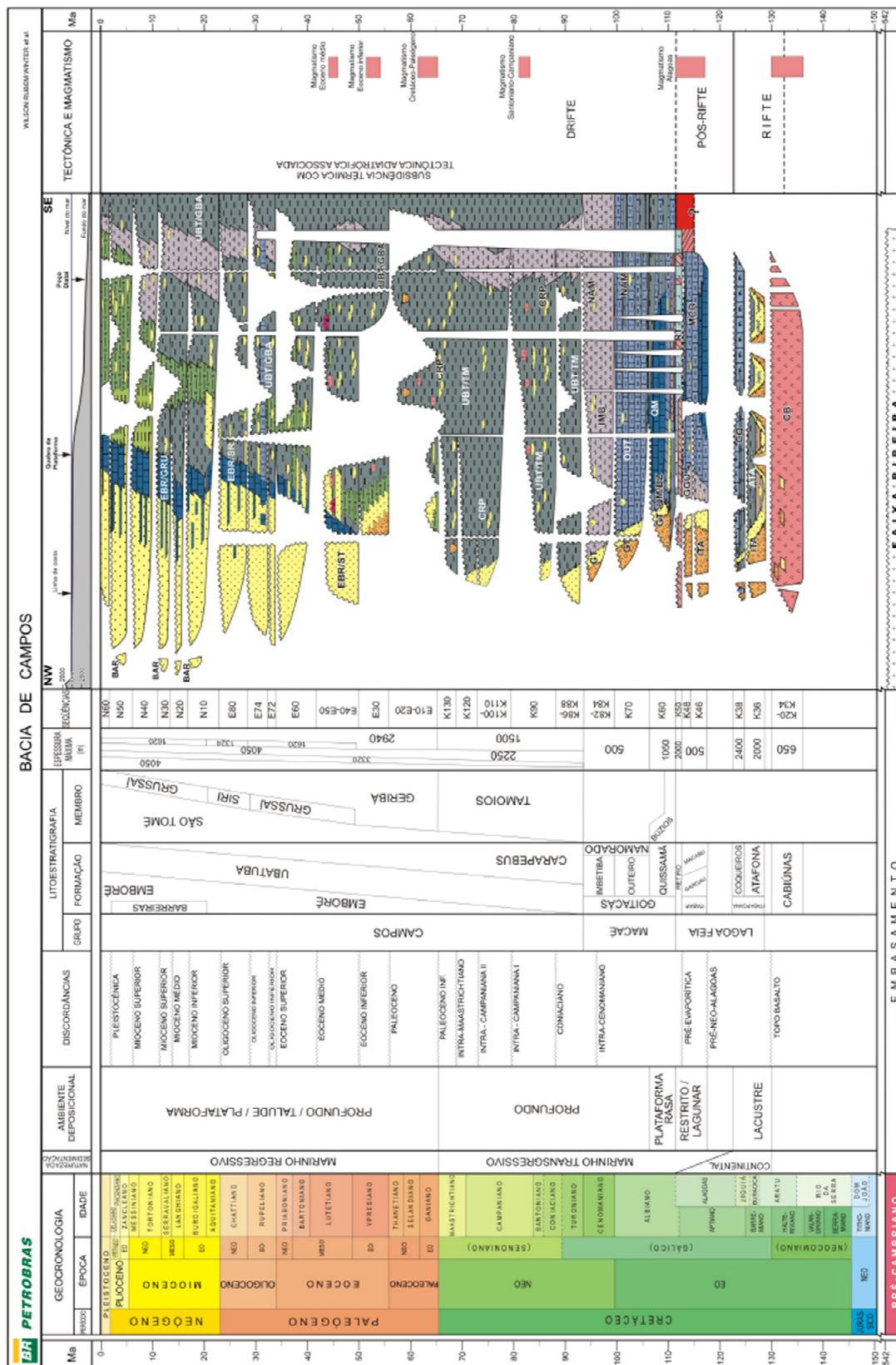
A sequência transicional ou drifte inicial constitui a parte superior do Grupo Lagoa Feia, sendo caracterizada por seu ambiente deposicional restrito lagunar, com sedimentação continental e marinha representando uma fase intermediária entre a

subsidiência mecânica e termal (GUARDADO; GAMBOA; LUCCHESI, 1989; WINTER; JAHNERT; FRANÇA, 2007). A fase transicional, com idade entre 118 e 112 M.A., é dividida em duas unidades principais: uma inferior, composta por rochas siliciclásticas e carbonáticas, pertencentes aos membros Itabapoana, Gargaú e Macabu; e uma superior, composta por rochas evaporíticas/saliníferas (anidrita/gipsita e halita), denominada Membro Retiro (DIAS *et al.*, 1990), responsável pela geomorfologia distal da bacia de Campos, que é resultado da halocinese ou ascensão do sal.

A fase marinha, ou pós-sal, contém rochas sedimentares de 112 M.A. até os dias recentes, formadas durante a fase de subsidiência térmica da bacia e sedimentação marinha franca. A sequência drifte final pode ser dividida em: plataforma carbonática, do Grupo Macaé, dividida nas formações Goitacás, Quissamã, Imbetiba e Outeiro; e marinho transgressivo e regressivo, do Grupo Campos, com as formações Ubatuba, Carapeus e Emborê (DIAS *et al.*, 1990; WINTER; JAHNERT; FRANÇA, 2007).

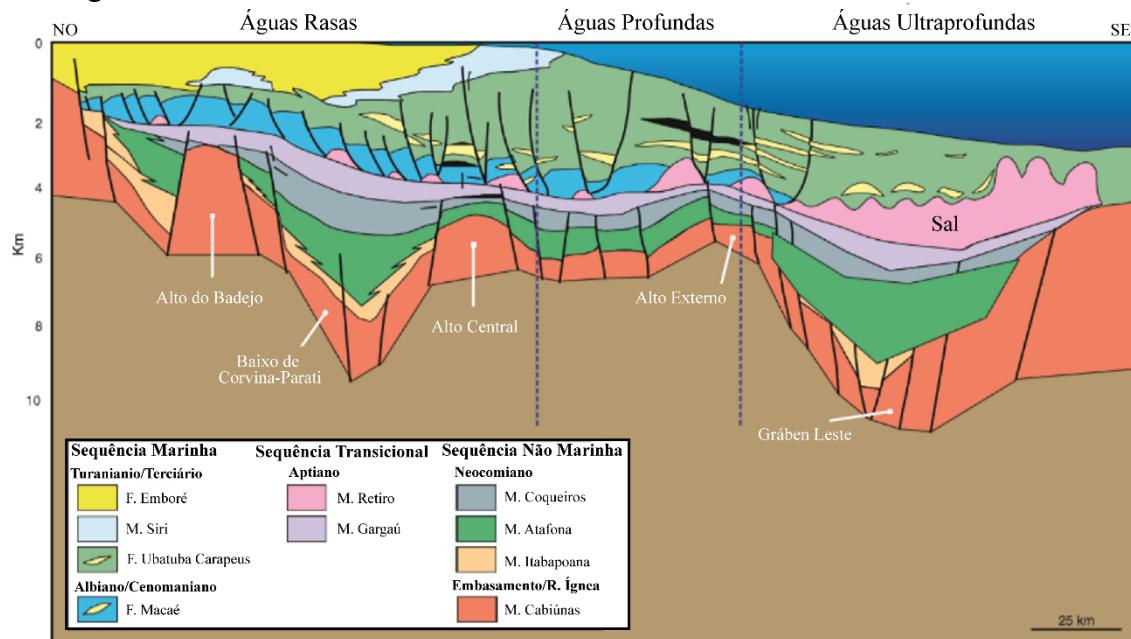
O Grupo Campos é composto por rochas depositadas em ambientes proximais, com arenitos grosseiros típicos de leques aluviais e finos, de contexto praial (Formação Emborê); marinhos distais com depósitos finos típicos de sedimentação hemipelágica, incluindo folhelhos e margas (Formação Ubatuba); e depósitos turbidíticos de sedimentos arenosos submarinos, depositados a partir de fluxos gravitacionais (MIDDLETON; HAMPTON, 1976) que desenvolvem complexos canais submarinos (Formação Carapeus) (DE CASTRO; PICOLINI, 2015; DIAS *et al.*, 1990; GUARDADO; GAMBOA; LUCCHESI, 1989). A ocorrência desses turbiditos deve-se a quedas relativas do nível do mar, associadas possivelmente à: a) reativação tectônica do embasamento, com movimentações de blocos crustais na área da Serra do Mar, b) subsidiência térmica da bacia, c) criação de condutos e minibacias associadas à movimentação salífera; e d) variações eustáticas globais (DE CASTRO; PICOLINI, 2015; DIAS *et al.*, 1990).

Figura 2.1 Estratigrafia da bacia de Campos.



Fonte: Winter; Jahnert; França (2007).

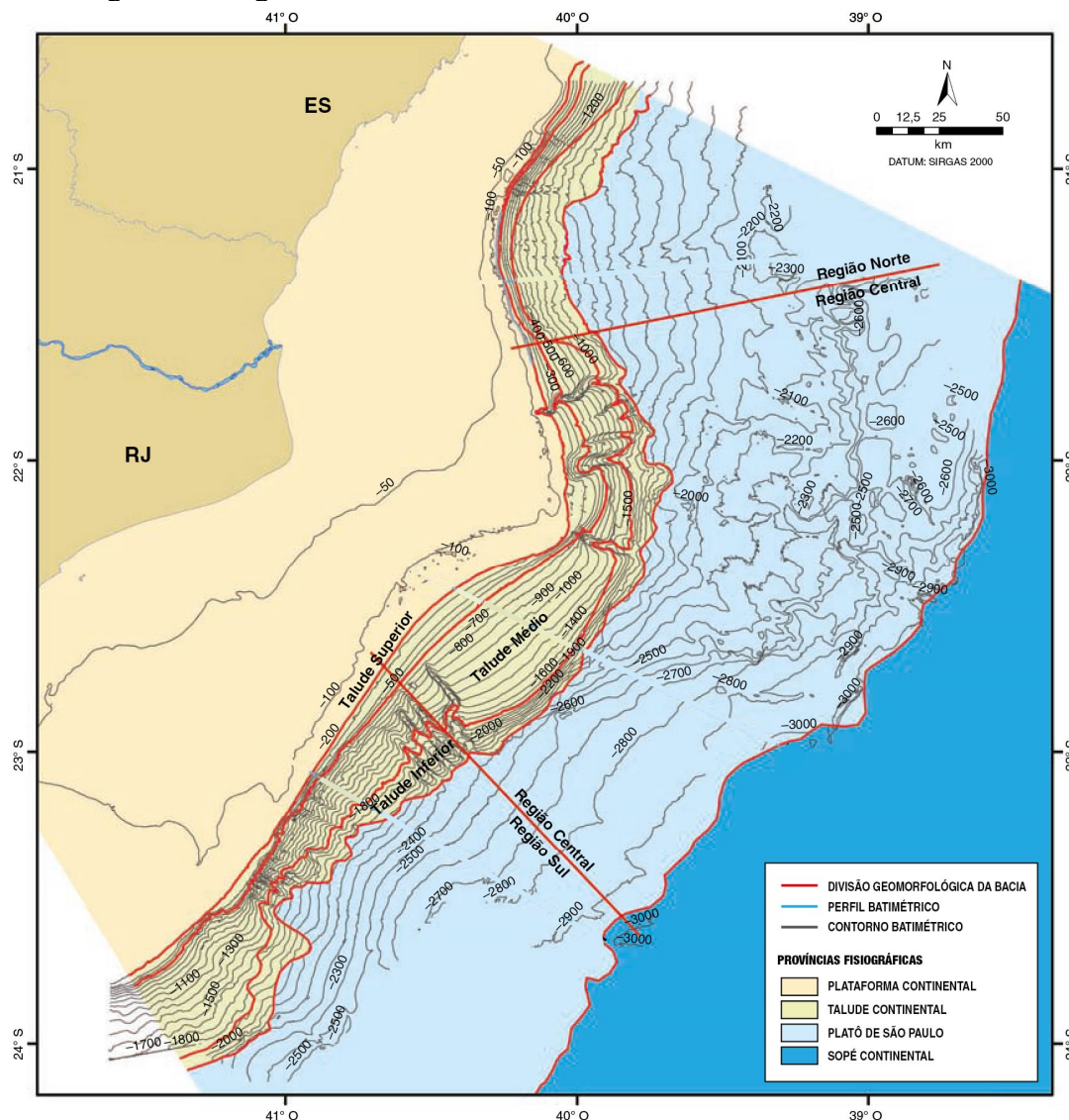
Figura 2.2 Seção geológica regional (fase rifte, transicional e drifte) da bacia de Campos evidenciando as estruturas do embasamento e da tectônica salinífera e as seqüências estratigráficas.



Fonte: Guardado et al. (2000).

Quanto à sua fisiografia submarina, a bacia de Campos é constituída por: plataforma continental, talude continental, Platô de São Paulo e elevação continental ou sopé (Figura 2.3) (ALMEIDA; KOWSMANN, 2014).

Figura 2.3 Mapa batimétrico da bacia de Campos com suas províncias fisiográficas e divisões geomorfológicas.



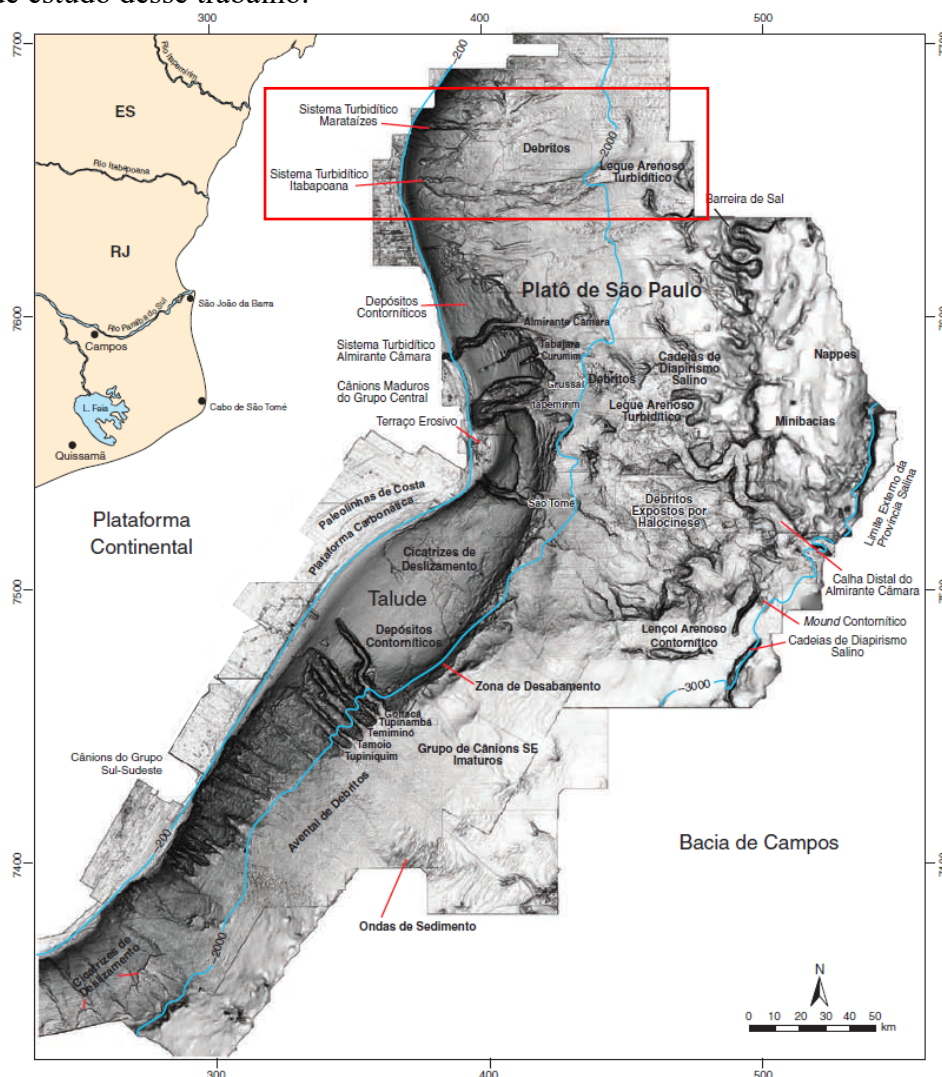
Fonte: Almeida; Kowsmann (2014).

A plataforma continental possui, em seu padrão de sedimentação, dois domínios: um terrígeno, litoclástico, arenoso e moderno, predominante na plataforma continental interna e média; e outro carbonático, bioclástico e relíctico, na plataforma continental externa (DE FIGUEIREDO et al., 2015; PINET, 2009). Sua morfologia – diretamente relacionada aos registros sedimentares provenientes das oscilações glacioeustáticas, principalmente da regressão do final do Pleistoceno superior e da regressão no Holoceno (KOWSMANN; COSTA, 1979) – é marcada por vales fluviais do último evento regressivo que depositavam sedimentos diretamente no talude, e depósitos carbonáticos da fase transgressiva de linhas de praia pretéritas (KOWSMANN; VICALVI; COSTA, 1978). Os sedimentos litoclásticos têm caráter suavizado, com exceção dos bancos

arenosos e grandes paleocanais, e os sedimentos bioclásticos, favorecidos na plataforma continental interna pelo baixo aporte sedimentar, apresentam caráter rugoso e vales incisos bem preservados (DE FIGUEIREDO et al., 2015).

O talude continental e o Platô de São Paulo tiveram seu processo de formação e modelamento do relevo submarino controlados por fatores estruturais (falhas e domos de sal) associados à tectônica salinífera de subsuperfície (SZATMARI; DEMERCIAN, 1991), por fatores oceanográficos atuantes em diferentes escalas de tempo (VIANA et al., 2002; VIANA; FAUGÈRES; STOW, 1998) e por processos erosivos e movimentos de massa (Figura 2.4) (KOWSMANN et al., 2002).

Figura 2.4 Principais feições geomorfológicas do talude continental e Platô de São Paulo na bacia de Campos, com destaque para os dois sistemas presentes na área de estudo desse trabalho.



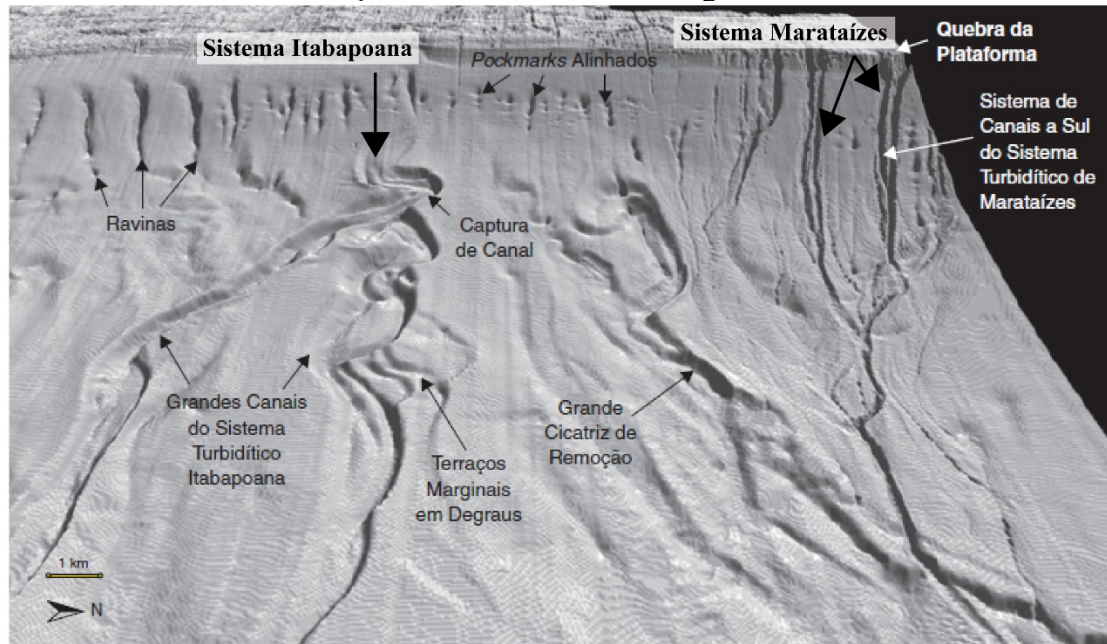
Fonte: Almeida; Kowsmann (2014).

2.2 REGIÃO NORTE DA BACIA DE CAMPOS

A região norte da Bacia de Campos, que compreende do Alto de Vitória (RANGEL *et al.*, 1994; WINTER; JAHNERT; FRANÇA, 2007), limite norte da bacia, até próximo à margem esquerda do Cânion Almirante Câmara (Figura 2.3), apresenta a plataforma continental mais estreita da bacia de Campos, variando de 43 a 73km a distância da quebra da plataforma continental à costa. O talude continental possui um perfil batimétrico côncavo e valor médio de declividade igual a 7°, próximo à quebra da plataforma continental, e 1° no Platô de São Paulo. O talude continental é limitado a oeste pela quebra da plataforma continental, entre as isóbatas de 110 e 200m, e a leste, entre 1.200 e 2.300m, pelo Platô de São Paulo (DE ALMEIDA; KOWSMANN, 2015).

O norte da bacia de Campos conta com extensos canais submarinos, que se prolongam até o Platô de São Paulo, e com grande ocorrência de cicatrizes de deslizamento/remoção de sedimento, *pockmarks* e ravinamento do talude. Essas características podem ser atribuídas ao predomínio de rochas carbonáticas na plataforma continental, tornando o talude continental dessa região mais íngreme, e ao pouco aporte de sedimento (DE ALMEIDA; KOWSMANN, 2015). Suas principais feições são os canais submarinos que compõem os sistemas turbidíticos de Itabapoana e Marataízes, assim denominados na literatura e aqui referido como Sistema Itabapoana e Sistema Marataízes (Figura 2.5).

Figura 2.5 Talude continental superior/médio mostrando parte dos sistemas presentes na área de estudo. Localização de todo o sistema na Figura 2.4.



Fonte: Modificado de De Almeida; Kowsmann (2015).

O Sistema Itabapoana traduz-se em dois grandes canais com feições aparentes a partir da isóbata de 600m e estendendo-se até a isóbata de 2.000m. O canal mais antigo, sem conexão com a cabeceira original e direção leste-oeste, teve sua cabeceira capturada pela formação do canal principal ou canal ativo, que apresenta evidências de maior atividade de transporte e erosão por incisão, e passou a correr na direção sudeste-noroeste para contornar depósitos de movimento de massa. O canal principal volta a cortar o canal mais antigo na isóbata de 1.470m e se prolonga até o Platô de São Paulo com uma calha suavizada, com largura de 8.000m e pequenos canais interiores de padrão anastomosado (DE ALMEIDA; KOWSMANN, 2015). Análises do vale inciso do Rio Paraíba do Sul indicam ser esse o responsável por alimentar o cânion, atualmente recoberto por lama, do Sistema Turbidítico Itabapoana (MACHADO et al., 2004).

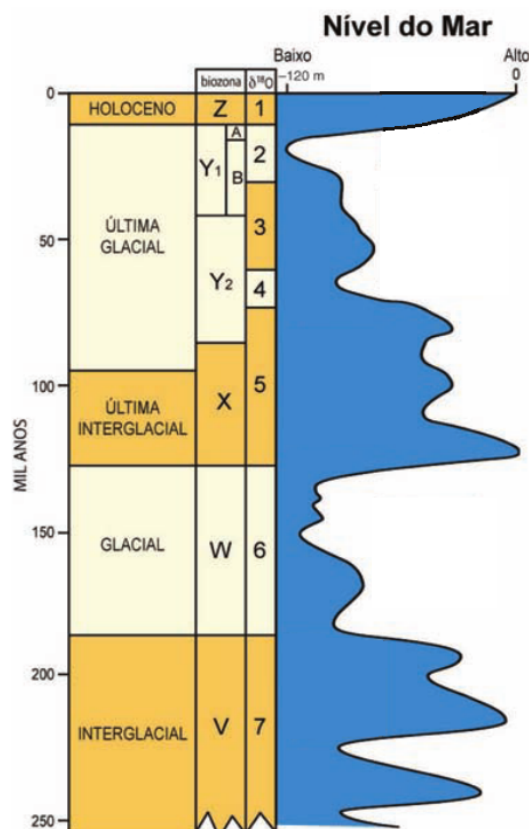
O sistema de canais que compõem o Sistema Marataízes está instalado na quebra da plataforma continental, formando uma franja de canais e ravinas retilíneas, compondo um sistema de drenagem de canais tributários ramificados convergentes na região do talude continental médio e que se prolongam até o pé do talude continental, de onde parte um canal sobre o Platô de São Paulo (DE ALMEIDA; KOWSMANN, 2015). A cabeceira dos canais que cortam a plataforma continental (canais maduros) fornece os sedimentos arenosos que alimentam os depósitos turbidíticos desses canais. Formado por dois canais

principais, o canal 1 e o canal 2 encontram-se ramificados em três canais cada um na região de cabeceira, onde na isóbata de 1.100m ambos passam a ter dois canais tributários e a partir da isóbata de 1.650m esses canais passam a confluir para um único canal principal que corre na direção nordeste-sudoeste (DE ALMEIDA; KOWSMANN, 2015).

Datações de testemunhos a pistão para o Sistema Itabapoana (KOWSMANN; DE LIMA; VICALVI, 2015), em seu canal principal, permitiram identificar discordâncias/hiatos, depósitos de movimento de massa, feições de transporte e instabilidade de sedimentos, atribuindo-se a eles a idade da cobertura hemipelágica, não perturbada, imediatamente sobreposta aos sedimentos deformados ou desintegrados (VICALVI; KOWSMANN, 2006). O último evento de instabilidade ocorrido no canal principal do Sistema Itabapoana data entre 186.000 e 130.000 anos A.P. (biozona W, Figura 2.6), tendo ocorrido no período glacial da variação do nível do mar (≈ -120 m) (Figura 2.6). Por outro lado, o último evento de instabilidade do Sistema Marataízes data entre 15.000 e 11.000 anos A.P., no final do último período glacial (biozona Y₁A, Figura 2.6). Os depósitos turbidíticos, embora apresentem expressão morfológica, encontram-se soterrados com uma cobertura hemipelágica na camada mais superficial (KOWSMANN; DE LIMA; VICALVI, 2015).

Ainda na bacia de Campos, exemplos de feições contorníticas formadas entre o talude continental superior (300m) e águas profundas (3.000m) podem ser encontrados (VIANA, 2002). A interação da Corrente do Brasil com a plataforma é observada na formação de feições erosivas de fundo, ranhuras (*furrows*), depósitos de cascalhos e marcas onduladas arenosas (VIANA, 2002). Depósitos arenosos são observados em regiões onde a Corrente do Brasil é mais intensa e datam desde o recente até o Mioceno. Segundo Viana (2002) na porção Norte da bacia de Campos são identificados driftes alongados com extensão entre 7km e 20km e largura de 3km a 15km, marcados por uma superfície erosiva associada à maior intensidade da corrente de contorno, e por vezes ondas de areia internas como resultado de retrabalhamento de sedimentos advindos do talude.

Figura 2.6 Curva de variação do nível do mar para o Quaternário superior.



Fonte: Modificado de Kowsmann; De Lima; Vicalvi (2014).

2.3 ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS

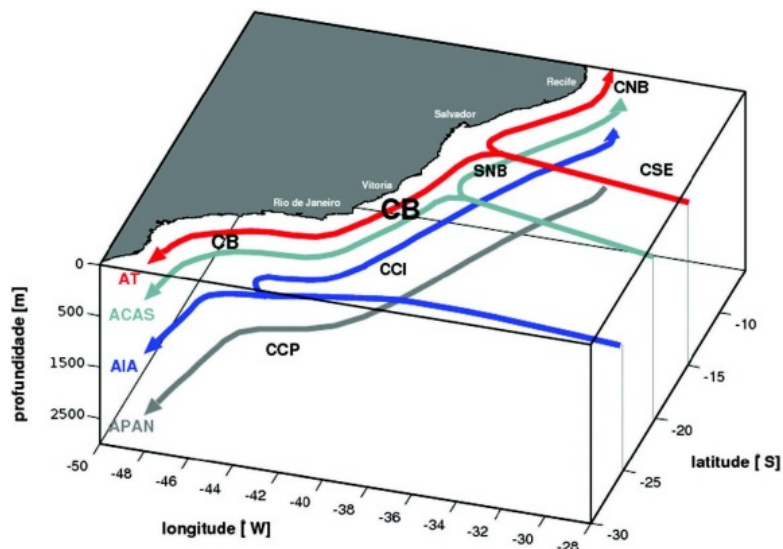
A circulação oceânica sobre o talude continental e o Platô de São Paulo na bacia de Campos é dominada pelo “Sistema Corrente do Brasil” (Figura 2.7). Sistema esse formado pela Corrente do Brasil (CB), pela Corrente de Contorno Intermediária (CCI), com uma inversão de velocidades bem definida ao longo da vertical, e por meandros e vórtices associados a ambos os escoamentos (DA SILVEIRA *et al.*, 2015).

De acordo com o Fundeio Correntográfico Marlim, situado no Campo de Marlim e mantido pela Petrobras no ano de 1992 entre os meses de fevereiro e dezembro na isóbata de 1.250m com medições de 1 em 1 hora, a CB apresenta velocidade média de $0,40\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Maiores profundidades dão lugar à inversão das correntes e a CCI passa a apresentar velocidades médias em direção norte-nordeste com magnitudes que não ultrapassam $0,30\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (DA SILVEIRA *et al.*, 2015).

A região sobre o talude continental e o assoalho oceânico da bacia de Campos traduz-se na CB, ao longo da costa sudeste, com espessura entre 400 e 500m, fluindo para

sudoeste-sul, ; na CCI, que ocupa as porções intermediárias do talude continental (500 – 1.200m) com direção oposta à CB ,para norte-nordeste; e na Corrente de Contorno Profunda (CCP), fluindo mais lentamente em direção ao polo, entre 1.200 – 3.500m de profundidade, em direção ao sul (BOEBEL *et al.*, 1999; DA SILVEIRA *et al.*, 2015; REID, 1989; STRAMMA; ENGLAND, 1999).

Figura 2.7 Estrutura vertical da Corrente do Brasil.



Fonte: Da Silveira et al. (2015).

As forçantes oceanográficas influenciam de maneira direta a morfologia de fundo da bacia de Campos; na região, se destacam as correntes de talude, correntes de contorno, vórtices, transporte de Ekman, marés, correntes inerciais e ondas internas (DE FIGUEIREDO et al., 2015).

3 OBJETIVOS

3.1 OBJETIVO GERAL

Determinar os processos evolutivos e deposicionais do sistema misto turbidito-contornito da porção Norte da bacia de Campos, bem como quantificar a morfologia dos cânions e canais submarinos do sistema Itabapoana, através de dados sísmicos *post-stack*, atributos sísmicos e análises sismoestratigráficas e morfométricas, afim de inferir os paleoprocessos de formação das principais sequências deposicionais, propor o processo hidrodinâmico dos canais submarinos do Quaternário, e caracterizar as mudanças deposicionais e interações geológica-oceanográficas na porção Norte da bacia de Campos.

3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar as feições sismoestratigráficas de superfície e subsuperfície.
- Determinar e caracterizar os processos deposicionais nos paleoambientes dos sistemas turbidíticos e contorníticos.
- Quantificar as feições dos canais submarinos.
- Inferir o processo hidrodinâmico de formação dos canais submarinos.

Bruna Teixeira Pandolpho

**SEISMIC RECORD OF A CYCLIC TURBIDITE-CONTOURITE SYSTEM
IN NORTHERN CAMPOS BASIN, SE BRAZIL**

Esta seção é destinada a apresentação do artigo científico desenvolvido e submetido a revista: *Marine Geology*, como parte dos requisitos para a obtenção do grau de mestre em Oceanografia pela Universidade Federal de Santa Catarina

Florianópolis

2020

Abstract

This work presents an evolutive model for the Itabapoana System (Campos basin, SE Brazil), a structurally-controlled mixed turbidite-contourite system active from the Neogene to the Quaternary, along with the formative flow that occurred during the active turbidite system in the Northern Campos basin. The seismic attributes of a 2D seismic database were used to recognize five depositional sequences in the study area. Sedimentary processes dominated by contour currents occurred during highstands, promoting fine-grain deposits as contourite plastered drifts. During lowstands, erosive turbidity currents and resulting sand deposits formed submarine channels that were eventually reworked by downward bottom currents on the upper/middle slope section of the channel. Thus, the results highlight the cyclic deposition patterns dominated by contour and turbidity currents in the studied continental slope. As deep-water channels analyzed in this study are a consequence of the dominant turbidity current action over the evolving seafloor, a formative flow was reconstructed using the hydraulic geometry of the Itabapoana submarine channel system. The calculated mean values of flow velocity and discharge are $1.03 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and $4.74 \times 10^4 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, respectively. These findings confer the system a vertical aggrading feature seen in high amplitude reflectors (HARs) over the middle slope. A privileged scenario of interaction and alternation among downslope and alongslope has provided further understanding of depositional processes that can be applied for deep-marine reservoirs and their formation under oceanographic changes and bedform morphologies. Therefore, this paper presents the depositional processes operating along the southern Brazilian continental margin, where the system was dominated by contour currents and later by turbidity currents, forming a canyon-channel submarine system that was continuously reworked on its upper/middle slope section, evidenced by sediment waves and contour drifts.

Keywords: downslope processes, alongslope processes, submarine channel, mass flow, turbidity current, bottom current, slope processes, Brazilian margin.

4 INTRODUCTION

Sedimentary processes driven by downslope gravity currents and alongslope contour currents are common phenomena along continental margins and may be distinguished by their flow energy, competency (i.e., the largest particle transported by the flow) and duration (MULDER; FAUGÈRES; GONTHIER, 2008).

Gravity currents, such as turbidity currents, are characterized as episodic, particle-laden gravity-driven underflows in which the particles are largely or wholly suspended by the fluid turbulence (MEIBURG; KNELLER, 2010). Their short-duration flow behavior is commonly associated with a short period of increasing velocity (waxing) followed by the velocity gradually decreasing with time (waning), leading to deposition through suspension settling (SHANMUGAM, 2006). They are responsible for sediment transfer towards the continental shelf, slope and abyssal plain, deposits known as turbidites.

Unlike downslope processes, contour currents are permanent steady flows parallel to regional slope affecting the seafloor, and therefore considered a bottom current, more specifically a thermohaline-induced geostrophic contour current (SHANMUGAM, 2017). Other types of bottom currents are wind-driven, tide-driven, and internal wave/tide-driven baroclinic currents (SHANMUGAM, 2017). Despite the different processes, contourites can be defined simply as “sediments deposited or substantially reworked by the persistent action of bottom currents” (e.g., REBESCO, 2005; REBESCO *et al.*, 2014), since defining the current origin-based only on the final deposit may be difficult.

The relevance of studies on turbidite and contourite deposits is much due to their economic value, as seen in the coarse-grain sand-rich turbidites, well-known reservoirs, commonly located in channel-fill sandstones and fan lobes in ancient canyon-channel submarine systems (e.g., SHANMUGAM; MOIOLA, 1988). Moreover, later, for contourites, where they have been related to hydrocarbon exploration (VIANA *et al.*, 2007). Examples in 1980 of rippled, top-truncated fine- to medium-grained, sand-rich, oil-bearing bed were associated with contourite sands of the Eocene in the Campos basin (MUTTI *et al.*, 1980). Other similar deposits were found in the same area dating from the Oligocene-Miocene (VIANA, 2008), lighting the importance of sandy contourites as

potential hydrocarbon reservoir rocks (SHANMUGAM, 2008), and their fine-grain drifts as sealing rocks (VIANA, 2008). In addition to their economic relevance, turbidite and contourite systems can also be related to sea-level and ocean circulation changes (i.e., paleocirculation), as well as slope stability (KNUTZ, 2008; LABERG; CAMERLENGHI, 2008; VIANA, 2008).

Mixed turbidite-contourite depositional systems depend only on real interaction between contour (contourite) and gravity (turbidites) or mass movements (landslides, slumps, slides) at the same place (MULDER; FAUGÈRES; GONTHIER, 2008), representing a wide range of deposits that vary in space and time (CREASER et al., 2017; CREASER; HERNÁNDEZ-MOLINA, 2014). Mixed depositional systems have been documented in several works (e.g., BRACKENRIDGE et al., 2013; CREASER et al., 2017; CREASER; HERNÁNDEZ-MOLINA, 2014; FONNESU et al., 2020; MULDER; FAUGÈRES; GONTHIER, 2008; MUTTI; CARMINATTI, 2012; SANSOM, 2018).

Interaction between the short-lived gravity flow and the more permanent and steady bottom currents can follow Mulder et al. (2008) description of turbidite-contourite alternation, redistribution of fine gravity flow deposits or synchronous interaction between bottom and turbidity currents. Following, this interaction can happen in different stratigraphic times, where one's deposits can interfere in the others deposition; in the same stratigraphic interval in which contour currents rework turbidite deposits promoting indicational features as sandwaves; or happen at the same time, whereby longitudinal currents pirate and entrain fine-grained material from turbidity plumes leaving great low-clay content reservoir rocks (MULDER; FAUGÈRES; GONTHIER, 2008).

Despite the differences between those two flows, both turbidite and contourite systems exhibit similar sedimentary processes involved in the deposition, making it difficult to determine the transition point between turbidite-contourite in mixed regimes, neither in sedimentary deposits nor in seismic data. However, the mixed turbidite-contourite systems play an important role as a sedimentological tool to decipher the paleoclimatic record contained in the sediments, as they are related to relative strength of the currents and controlled by cyclic climatic variations (KNUTZ et al., 2002; MULDER; FAUGÈRES; GONTHIER, 2008). Therefore, complex and detailed analyses are needed in an attempt to distinguish the evolutionary processes of the sedimentary facies of the basins.

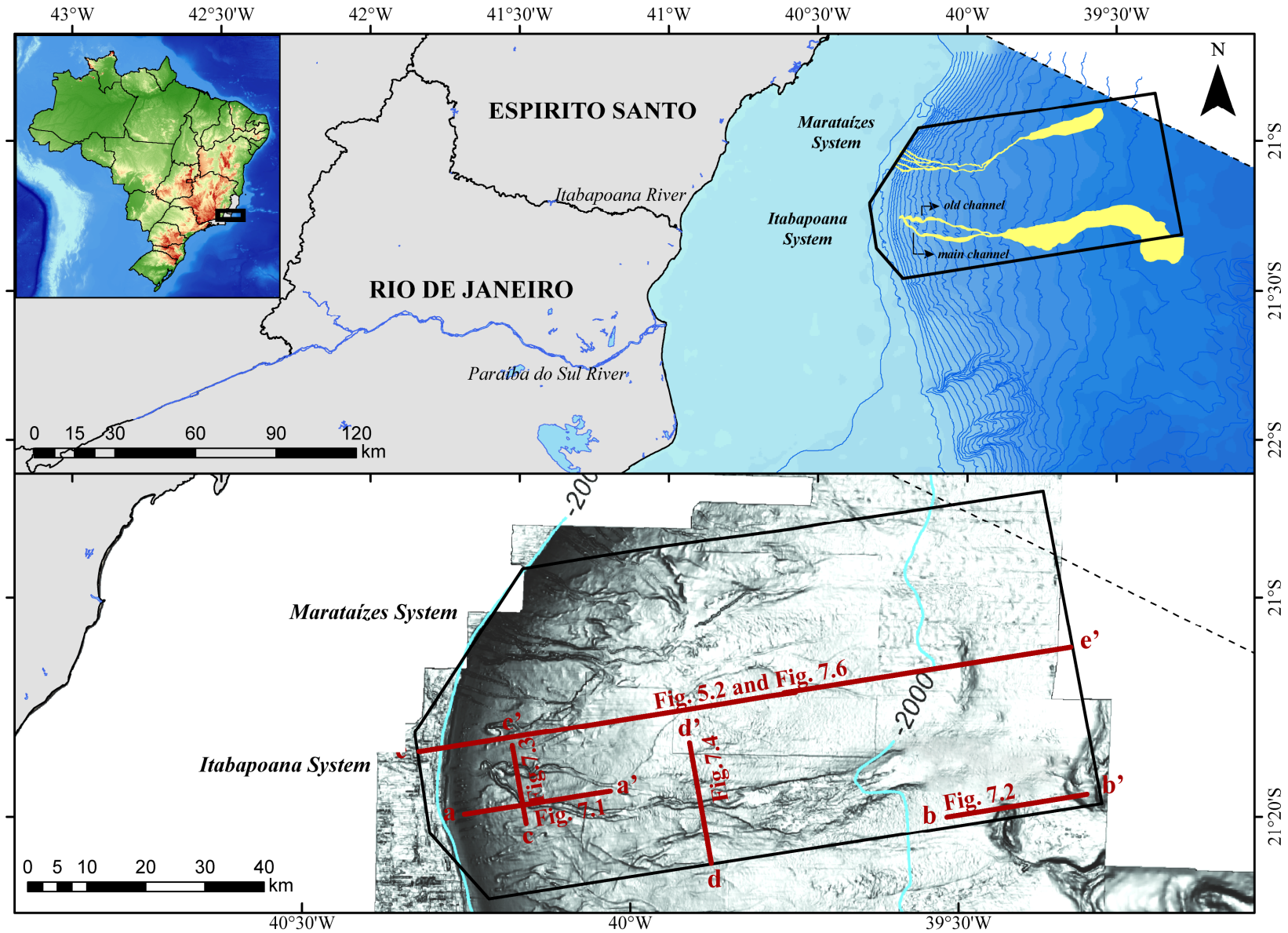
In this work, an turbidite-contourite model for the Itabapoana system (Campos basin, Brazil) its presented, a structurally-controlled mixed system, through the: (i) morpho-sedimentary features characterization; (ii) dominant depositional processes in different parts of the margin along the geological time; and (iii) probable erosive flow responsible for the Quaternary submarine system over the seafloor. Results helped to understand the depositional processes operating along the southern Brazilian continental margins, where the system was dominated by contour currents and later by turbidity currents, forming a canyon-channel submarine system that was continuously reworked on its upper/middle slope section, evidenced by sediment waves and contour drifts.

5 GEOLOGICAL AND OCEANOGRAPHIC SETTING

5.1 TECTONO-SEDIMENTARY EVOLUTION OF THE CAMPOS BASIN

The study area is located in the northern Campos basin, on the SE Brazil continental margin. The Campos basin occupies an area of approximately 100,000km² (DE CASTRO; PICOLINI, 2015). The basin is bordered to the north by the Vitória High and to the south by the Cabo Frio High (MOHRIAK et al., 1989) (Figure 5.1).

Figure 5.1 Study area with shaded relief map modified from Schreiner et al. (2008).



The Brazilian margin is considered a divergent boundary/passive basin, related to an extensional geotectonic context between the South American and the African tectonic plates. Three major tectono-sedimentary stages, dating from the early Cretaceous to the present day (DIAS et al., 1990; MILANI; THOMAZ FILHO, 2000), have been described to the Campos basin (GUARDADO; GAMBOA; LUCCHESI, 1989; WINTER; JAHNERT; FRANÇA, 2007): (i) rift, the non-marine sequence; (ii) transitional (or initial drift), an intermediate phase between thermal and mechanical subsidence, with both continental and marine sedimentation; (iii) and final drift, the marine sequence which was controlled by the crustal thermal subsidence and halokinetic movement. The rift sequence represents the mechanical subsidence phase of the basin, and records from early Neocomian to early Aptian, characterized by the continental sedimentation (GUARDADO; GAMBOA; LUCCHESI, 1989). The sedimentary compartmentalization of the basin in its rift phase is directly related to the structures present in the basement due to the tectonic movement, such as normal, antithetic, and synthetic faults, transcurrent faults, horsts and grabens (GUARDADO; GAMBOA; LUCCHESI, 1989). This framework determines the occurrence of depositional highs and lows (DE CASTRO; PICOLINI, 2015).

Following the rift tectonics (COGNÉ et al., 2012), the transitional stage spanned the early/middle Aptian to late Aptian/Early Albian, in which the deposition was both continental and marine (GUARDADO; GAMBOA; LUCCHESI, 1989), predominating thick evaporite sequences and marine carbonates (DIAS et al., 1990). The drift phase ranges in time from late Aptian/early Albian to Holocene (WINTER; JAHNERT; FRANÇA, 2007), being the record of a thermal subsidence phase of the basin and open marine sedimentation, with restricted halokinesis during the Albian epoch (DE CASTRO; PICOLINI, 2015). From the Cenomanian, salt movements (i.e., diapirs) developed conspicuous structural compartmentalization in the post-salt section, especially for petroleum exploration (DIAS et al., 1990). From the Eocene, increased sedimentary rate and progradation deposits where possible after the uplift of the Serra do Mar, in the south, which allowed an extensive drainage basin to be directed towards the Campos basin establishing a turbidite system during Eocene, Oligocene and Miocene (COGNÉ et al., 2012; COGNÉ; GALLAGHER; COBBOLD, 2011; RICCOMINI et al., 2010) marked by turbidite sands during recurring sea-level lowering. The development of submarine channels was often confined in elongated troughs such as faults (tectonic) or canyons

(erosive) (MORAES; BLASKOVSKI; PARAIZO, 2005), while a decrease in the slope gradient favored the development of lobes (OLIVEIRA et al., 2012). Lastly, a thick wedge of prograding sediments in deep water took place in the late Miocene, conditioned by the action of bottom currents, which altered the morphology of the basin to its present form (DE CASTRO; PICOLINI, 2015; GUARDADO; GAMBOA; LUCCHESI, 1989; MIDDLETON; HAMPTON, 1976).

5.2 NORTHERN CAMPOS BASIN FEATURES

The Campos basin is divided into physiographic domains based on the structures inherited from the tectonic processes, the geomorphological features of the seafloor related to the erosive and depositional processes, salt tectonics, geological faults, and ocean circulation. In the study area, the continental slope is divided into the upper, middle, and lower slope with water depth limits between 200m-500m, 500m-1200m and 1200m-1600m, respectively (DE ALMEIDA; KOWSMANN, 2016).

The Northern region comprises the area from the basin's boundary at the Vitoria Arch to an inflection point of the shelf-break line, near the margin of Almirante Câmara Canyon. This region is marked by a concave slope profile and a shelf break with an amphitheater feature-like with an escarpment of high declivity (~ 7 degrees) due to the action of the Brazil Current (VIANA et al., 1998).

Here, the study area is noticeable for removal scars, pockmarks, mid-slope ravinement, and for two submarine channel systems that extend to the São Paulo Plateau, known as Itabapoana and Marataízes systems (SCHREINER; DE SOUZA; MIGLIORELLI, 2008). The Itabapoana Turbidite System (ITBS) consists of two big channels (Figure 5.1) that extend from 600m isobath to the São Paulo Plateau (2250m). Despite its extension and well-marked erosion features, the channels do not present any connections with the original canyon head, remaining only a shallow scar on the continental shelf, suggesting that it was an ancient connection with the Paraíba do Sul river during lowstand periods (MACHADO et al., 2004). The oldest channel has an east-west direction and was captured by the main channel that runs in the southeast-northwest direction and presents characteristics of more significant transport activity and erosion incision, reaching a distal fan laterally controlled by salt walls (DE ALMEIDA; KOWSMANN, 2016). A chronology obtained in a core suggests that the main channel

was active between 186,000 and 130,000 years B.P (biozone W), during the penultimate glacial period (Marine Isotope Stage 6) (KOWSMANN; DE LIMA; VICALVI, 2015).

Unlike the ITBS, the channels that make up the Marataizes Turbidite System (MTS) are directly connected to the continental shelf, presenting a strip of straight channels and ravines. Their channels, dated between 15,000 and 11,000 years B.P. (biozone Y) (KOWSMANN; DE LIMA; VICALVI, 2015), compose a drainage system of branched tributary channels. At the lower slope level (~1650m), the channels converge to a single stream that extends to the São Paulo Plateau, where it is deviated to the northeast basin by sediment accumulation and debris flows deposits in the Campos basin seafloor (DE ALMEIDA; KOWSMANN, 2016). Also, between the main turbidite features from the field area, one smaller system with branched channels is observed and associated with the penultimate glacial period (DE ALMEIDA; KOWSMANN, 2016).

Further, in the Northern Campos basin, examples of contouritic features formed between the upper slope (300m) and deep water (3000m) can be found (VIANA, 2002). The interaction of the Brazilian Current with the continental shelf is observed in the formation of bottom erosive features, furrows, gravel deposits, and sand waves (VIANA, 2002). Sand deposits are observed in regions where the Brazilian Current is most intense and date from the Recent to the middle Miocene (VIANA, 2002). According to Viana (2002), elongated drifts with a length between 7km and 20km and width of 3km to 15km are identified, marked by an erosive surface associated with a higher intensity of the contour current, and internal sand waves as a result of reworking sediments from the slope.

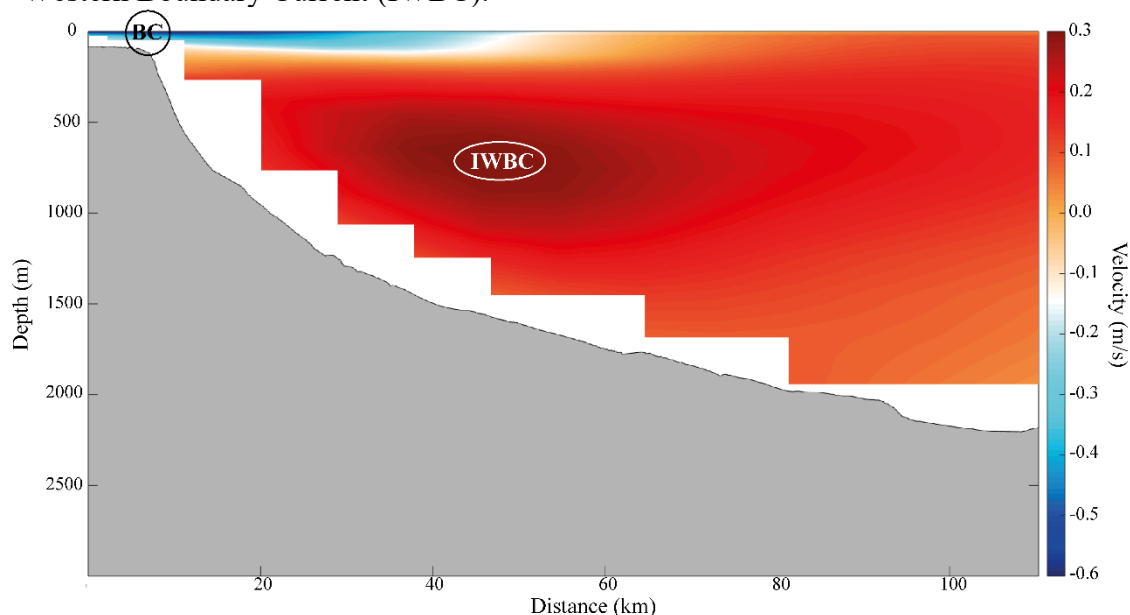
5.3 CURRENT CIRCULATION PATTERN

The ocean circulation on the continental slope and the São Paulo Plateau in the Campos basin is dominated by the "Brazil Current System" which is formed by the Brazil Current (BC), the Intermediate Western Boundary Current (IWBC) and by the meanders and eddies associated with both flows (SILVEIRA et al., 2017).

The ocean flow configuration of the BC has thickness between 400m and 500m along the southeastern Brazilian coast and flows towards southwest-south with velocities of $0.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, reaching up to $1.0\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (SILVEIRA et al., 2017); the IWBC, flows underneath the BC, occupying the intermediate portions of the continental slope (500m – 1,200m)

and with opposite direction of the BC (BOEBEL et al., 1999) that attains velocity peaks of $0,30\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ over the mid-slope (VIANA et al., 2002) (Figure 5.2). This oceanographic feature for a western counter current is only encountered in the South Atlantic (SILVEIRA et al., 2017). Below the IWBC domain, between 1,200m and 3,500m, the Deep Western Boundary Current (DWBC) flows towards the South pole (REID, 1989; STRAMMA; ENGLAND, 1999), slower and with larger lateral dimensions than the BC and the IWBC, being displaced towards the open ocean due to the Campos basin physiography and the presence of the São Paulo Plateau. The basin physiography also influences the BC, defining areas of current acceleration and deceleration (BOEBEL et al., 1999; SILVEIRA et al., 2017; STRAMMA; ENGLAND, 1999). In the Campos basin upper slope, the current system is composed of the BC and the IWBC, with a single and well-defined speed inversion along the water column.

Figure 5.2 Current velocity for the northern Campos basin, obtained from the reanalysis data set generated by Global Ocean Reanalysis and Simulations (GLORYS). Horizontal resolution of $1/12^\circ$, distributed over 50 vertical levels (0.5m-5500m) for the period from 1993 to 2016, indicating the Brazilian Current (BC) and the Intermediate Western Boundary Current (IWBC).



6 DATA AND METHODS

The 2D post-stack seismic data was conceded by the Brazilian Nacional Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels (ANP), and covers approximately $5,200\text{km}^2$, with

lines spaced by 2km. Data main frequency, between 10 and 20Hz, provide an average vertical resolution of 25m; also, a P-wave velocity of $1,500\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ was used in this work for the time-depth conversion for the first reflection (i.e., seafloor). The polarity of data is SEG normal, i.e., positive amplitude reflections (black) on the seismic profiles represent an increase in acoustic impedance.

The seismic-stratigraphic approach was based on the recognition of reflection termination patterns (e.g., onlap, downlap, truncation), seismic facies, and vertical stacking patterns (MITCHUM; VAIL; THOMPSON, 1977). The mapping of the mixed turbidite-contourite systems involved a manual line-by-line interpretation. Conspicuous stratigraphic horizons and discontinuities were interpreted using OpendTect and Petrel softwares, also used for the application of seismic attributes, isochron maps obtained as the difference in time between two subsequent horizons, and quantitative measurements of important features.

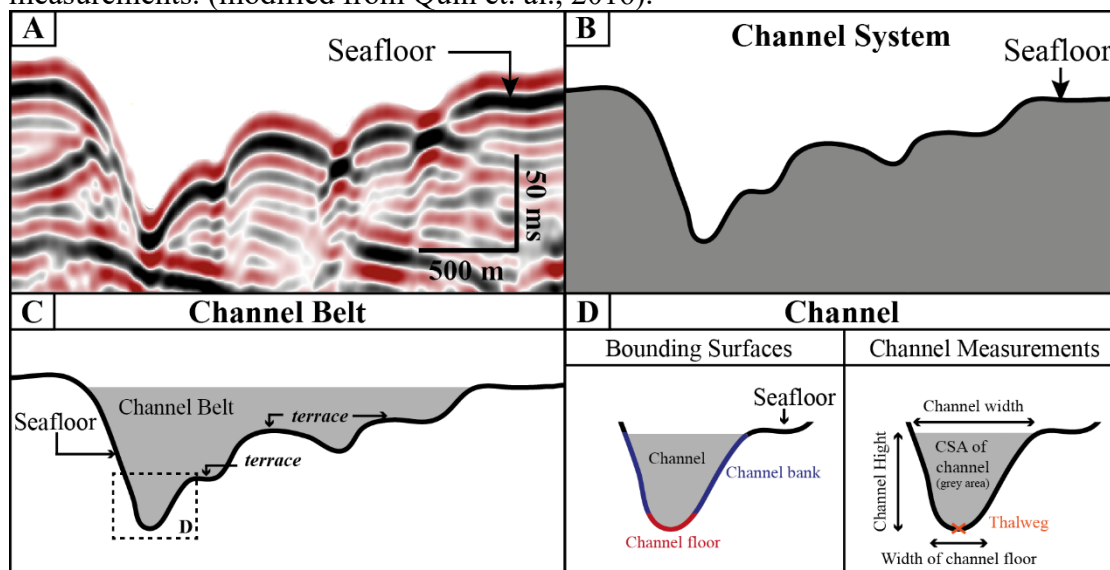
First, architectural elements in the continental slope and deep-basin were imaged by combined seismic attributes root-mean-square (RMS) amplitude and cosine instantaneous phase. Seismic attributes were obtained from the sub-bottom data (wave-propagation or wiggle trace) by measurement or computation in order to assist the geological interpretation (i.e., structural and stratigraphic features) or lithological discrimination (CHOPRA; MARFURT, 2005; TANER et al., 1994). The RMS amplitude attribute computes the square root of the average of the squares of the amplitudes found in the analysis window, being used as a lithology indicator for sand (high amplitudes) and muddy (low amplitudes) sediments (CHEN; SIDNEY, 1997). Here, the RMS amplitude was calculated for an analysis window of $\pm 1.5\text{ms}$ centered in each reflector. Also, the cosine phase attribute, that is independent of amplitude was used to improve reflectors continuity, terminations, and enhance faults and stratigraphic boundaries. Allowing to define seismic patterns (facies), discontinuities and map stratigraphic horizons for the basin based on the erosive surface, which set the sequences encountered and their thickness (isochron maps).

Later, surface elements were analyzed quantitatively to obtain the formation characteristics of the submarine channels flow (i.e., current velocity and discharge). Analysis of the seafloor features, submarine channels observed in the study area relied on the relations observed between the submarine features and their well-studied terrestrial counterparts, rivers. The term channel stands for the V- or U- shaped negative relief

features on the seafloor, while the channel thalweg is the lowest point in a channel (SHEPARD, 1981). An element of a higher stratigraphic hierarchical framework is the channel belt, which is defined as the morphological feature composed by channel(s) and terraces. In turn, terraces are the flat areas above the thalweg, bordering a channel, but within the confines of the channel-belt (BABONNEAU et al., 2004; HANSEN et al., 2017). These features can be generated by multiple mechanisms, such as lateral channel migration or entrenchment, bank failure, and inner levees (BABONNEAU et al., 2004; DEPTUCK et al., 2003; HANSEN et al., 2015).

As the cross-sectional geometry of rivers or submarine channels, like width, depth and slope are used as a proxy for the water, and sediment flux hydrodynamic behavior (BAKER, 1974; COSTA, 1983; KONSOER; ZINGER; PARKER, 2013; LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964), Itabapoana submarine channels morphological analysis followed the methods of Qin et al. (2016). Channel measurements of width (B), height (H), cross-sectional area, aspect ratio (width/height), and thalweg point (Figure 6.1) were obtained along 15 cross-section seismic profiles (Figure 7.15). The channel gradient (slope, S) was calculated based on thalweg changes on the down-slope channel measurements between two cross-sections.

Figure 6.1 Hierarchic framework used in this study. (A) Seismic section uninterpreted and (B) the interpreted section is pointing out the submarine channel system feature relief. (C) Channel belt - negative relief on the seafloor that comprises the channel and associated terraces. (D) Channel feature defined as a V- or U- shaped negative relief feature with the lowest point (thalweg) and its bounding surfaces and channel measurements. (modified from Quin et. al., 2016).



In order to quantify the formative flow of the submarine system, a numerical approach was used to correlate bankfull submarine channels and flow discharge following Konsoer et al. (2013). For the channel calculation of flow discharge and velocity, Konsoer et al. (2013) relied on the driving force analysis relation between gravity, friction, and buoyancy that act on channelized flows. Based on the balance between the driving force of gravity and the resisting force of friction bed, in the original Chezy equation (equation 1a) for aerial flows with the Chezy coefficient (C_z) related to the bed friction coefficient C_{fb} (equation 1b) (KONSOER; ZINGER; PARKER, 2013).

$$v^2 = C_z^2 gHS \quad (1a)$$

$$C_z^2 = \frac{1}{C_{fb}} \quad (1b)$$

A modified Chezy equation was proposed to account for the additional buoyant force (RC) and resistance at the mixing interface between the flow and the ambient fluid for the submarine environment (equation 2). Where C denotes the volume concentration of suspended sediment and R can be calculated as $R = (\rho_{sed} - \rho_w)/\rho_w$, given that ρ_{sed} is the density of the sediment itself and ρ_w is the water density. Also, the Chezy coefficient is then rewritten to a friction coefficient (C_f) that is composed of the sum of the friction bed (C_{fb}) and the friction interface between the flow and the ambient fluid (C_{fi}) (equation 3).

$$v^2 = C_z^2 RCgHS \quad (2)$$

$$C_z^2 = \frac{1}{C_f} = \frac{1}{C_{fi} + C_{fb}} \quad (3)$$

Following Konsoer et al. (2013), equation 2 can be defined through the bulk dimensionless Richardson number R_i , as in equation (4). Having the mixed interface coefficient (equation 5) and the dimensionless coefficient of entrainment of ambient water into the current e_w (equation 6), R_i can be interactively solved, given slope S and bed friction C_{fb} (equation 7).

$$v^2 = \frac{RgCH}{R_i} \quad (4)$$

$$C_{fi} = e_w(1 + 0.5R_i) \quad (5)$$

$$e_w = \frac{0.075}{\sqrt{1 + 718R_i^{2.4}}} \quad (6)$$

$$0 = \frac{SC_{fb}^{-1}}{1 + \frac{e_w(1 + 0.5R_i)}{C_{fb}}} - \frac{1}{R_i} \quad (7)$$

The final channel formative velocity (v) can then be calculated from equation (4) assuming g as gravity (ca. 9.8m^{-1}), sediment density (ρ_{sed}) of 1.8 g/cm^3 , and values of sediment concentration (C) and bed friction coefficient (C_{fb}) based on large river channels since *in situ* measurements are not available. Konsoer et al. (2013) findings define the best power-law regression for the combination of river and submarine channel data as the one given by $C = 0.6\%$ and $C_{fb} = 0.002$, based on the modified Chezy (equations 2 and 3) where the sediment concentration is directly related to velocity, whereas the friction coefficient is inversely related.

As for the discharge, from the channel width (B), depth (H), and velocity (previously calculated), the bankfull discharge values for the submarine channel can be computed as equation (8) (KONSOER; ZINGER; PARKER, 2013).

$$Q = vBH \quad (8)$$

7 RESULTS

The outcomes from the seafloor and subsurface analysis are presented in this section. Results describe the main morphological features distribution over downslope and alongslope processes. Besides, the individual sedimentary sequences and stratigraphy units from Neogene to Quaternary are also explained in the study area. Finally, the estimation of the formative flow over the seafloor submarine channel is presented for the Itabapoana system, which was entirely covered with the seismic data available for withdrawing the necessary morphometric information.

7.1 SUBSURFACE ANALYSIS

7.1.1 Seismic attributes

Overlaid seismic sections with RMS amplitude and cosine instantaneous phase seismic attributes enabled the correlation between the sequences described, the implied processes and the expected lithology in the turbidite and contourite systems for different parts of the continental slope and the São Paulo Plateau in the study area (Figures 7.1 to 7.4, location in Figure 5.1). Later, each example is referred to as a distinct morphology segment (Figure 7.15).

The RMS amplitude responds to the acoustic impedance variation, and therefore is generally related to lithology changes over the seismic data. The higher the acoustic impedance variation, the higher RMS value. Thus, large values of RMS amplitude are interpreted as coarse-grained sediments (i.e., sands), while low responses are associated with muddy or fine-grained sediments.

Not only the sediment waves (Figure 7.1) over the mid-slope were highlighted by the seismic attributes, but also the main erosive surfaces and the high amplitude reflector packages (HARPs) (Figure 7.1 and 7.2) in the turbidite sequence. Interestingly, high RMS values are found in the Itabapoana system deep-basin between large salt walls (Figure 7.2). This finding highlights the broad extension of the sediment transport from the continental slope (see location in Figure 5.1), bringing attention to the role of halokinesis over the sediment deposition, confining their path and containing the sediments.

Figure 7.1 Seismic section (A) highlighting the sediment waves (dashed line) on the mid-slope (location in Figure 5.1). Seismic attribute of RMS Amplitude (B) showing high-amplitude reflections on seismic data in comparison with low-amplitude ‘background’ strata. Seismic attribute Cosine of Instantaneous Phase (C) that is independent of amplitude, highlighting reflector continuities and terminations.

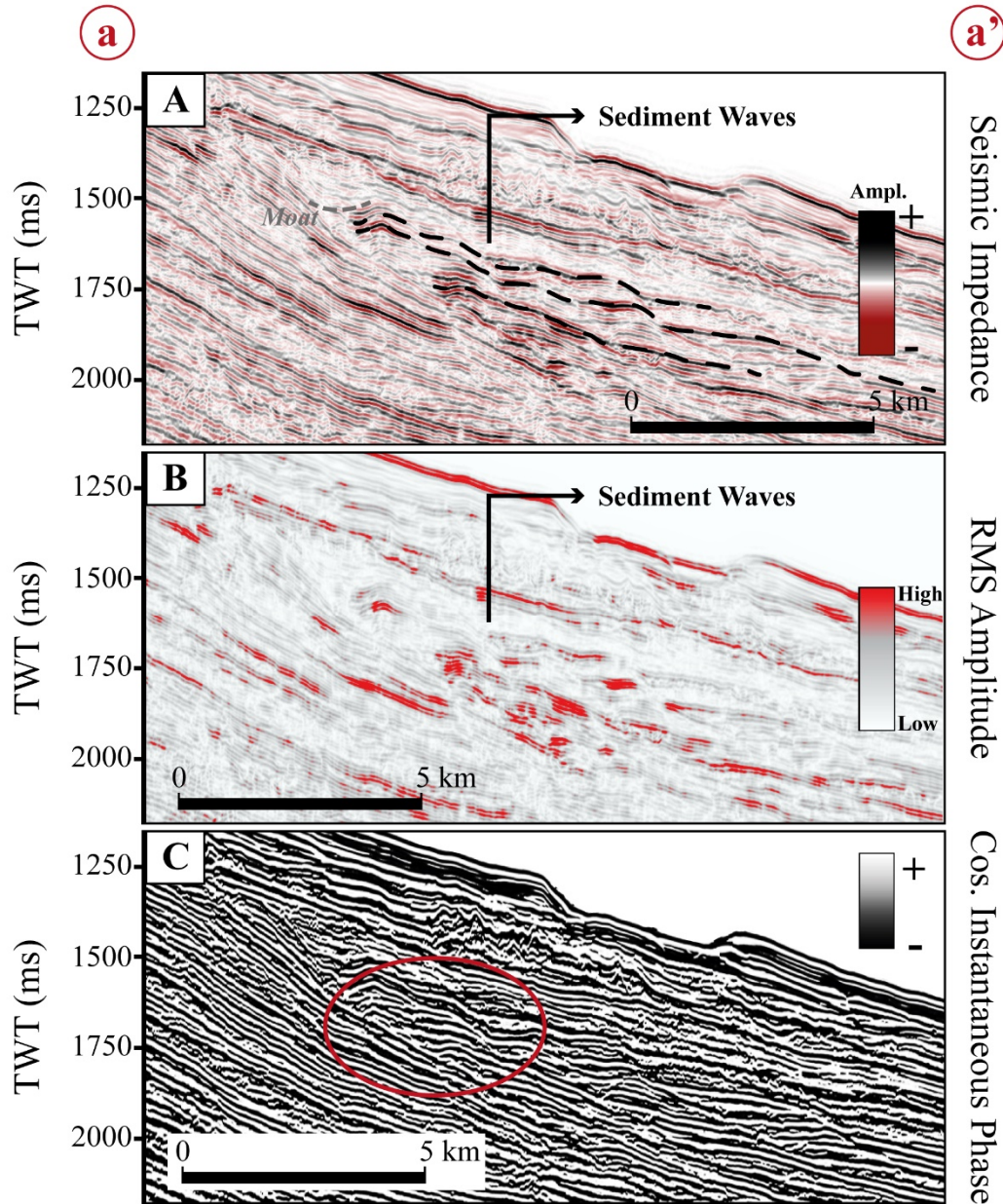
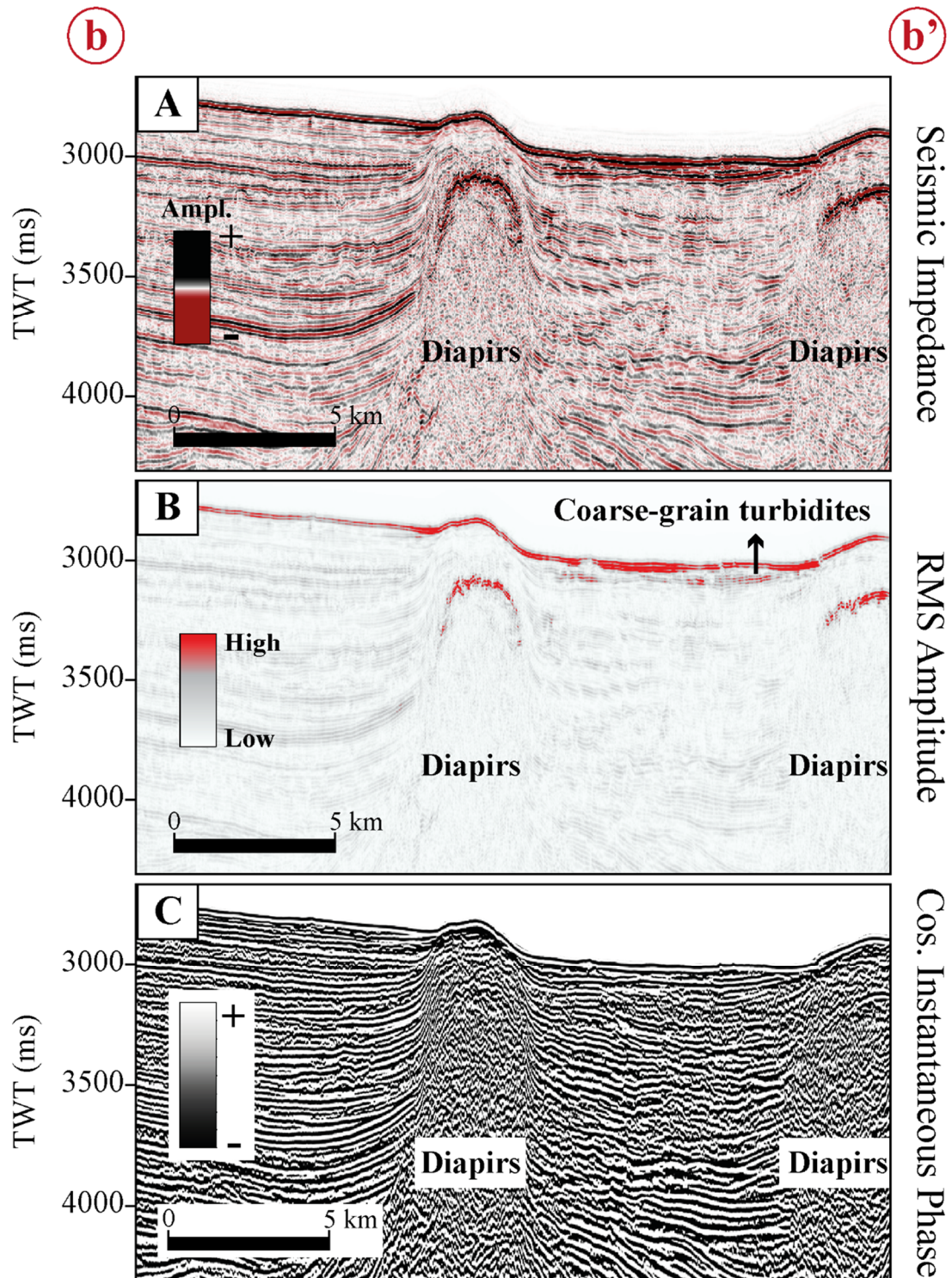


Figure 7.2 Seismic section (A) highlighting the high amplitude reflectors (HARs) on the distal basin (location in Figure 5.1), bordered by salt diapirs that reaches the sea surface. Seismic attribute of RMS Amplitude (B) showing high-amplitude reflections on seismic data indicating coarse-grained deposits. Seismic attribute Cosine of Instantaneous Phase (C) that is independent of amplitude, highlighting reflectors continuities and terminations.



The cosine phase attribute was applied to enhance onlap and downlap terminations. By doing that, it was possible to emphasize the erosive surface of the paleochannels found on the upper/mid-slope (Figure 7.3) and the paleo fan (Figure 7.4) at the slope foot. Due to their location and dimension (around 4700m width), it is suitable to interpret this feature as an old channel fan system (Figure 7.4). That is, the passage from a confined submarine channel in the mid/lower slope to an open environment at the São Paulo Plateau as a result of the seafloor gradient change.

Figure 7.3 Seismic section (A) highlighting the high amplitude reflectors (HARs) on the upper/mid-slope (location in Figure 5.1) interpreted as aggrading paleochannels (black arrow). Seismic attribute of RMS Amplitude (B) showing high-amplitude reflections on seismic data indicating the channels basal lags of coarse-grained deposits. Seismic attribute Cosine of Instantaneous Phase (C) that is independent of amplitude, highlighting reflectors continuities and terminations.

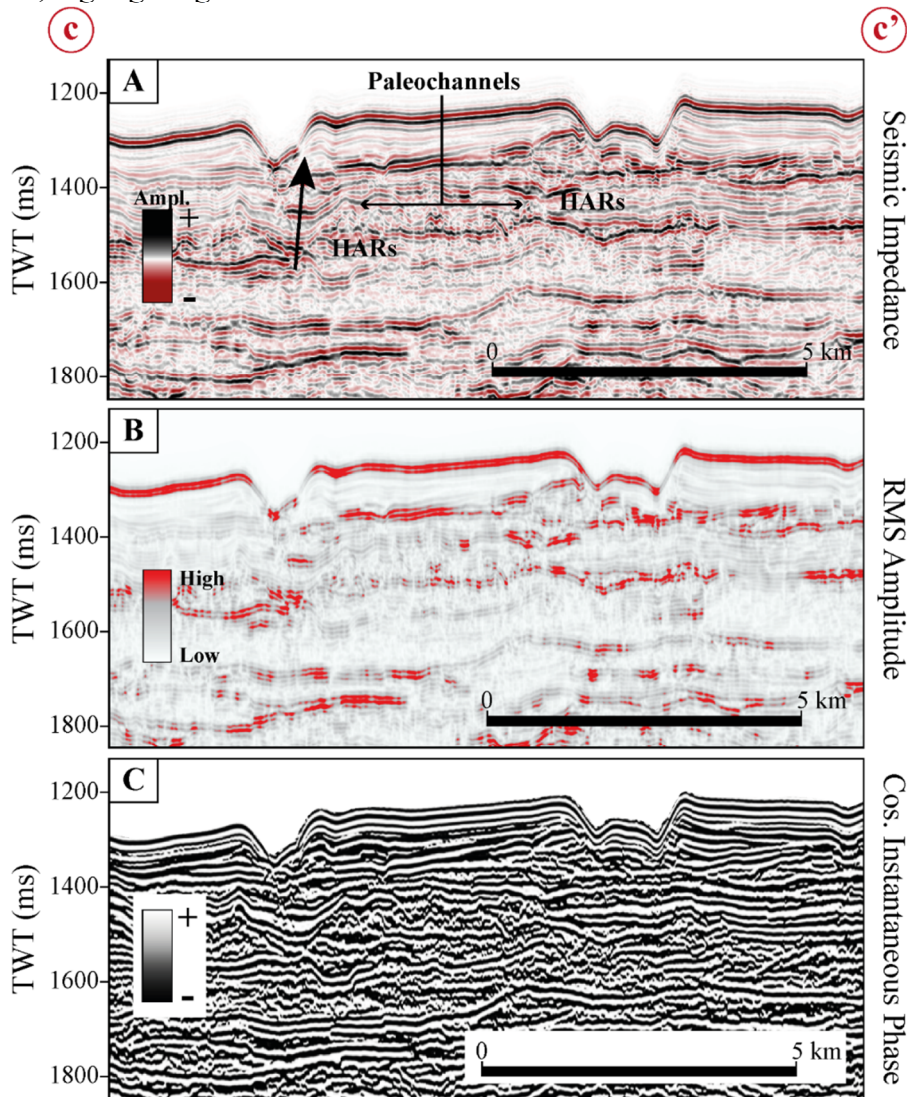
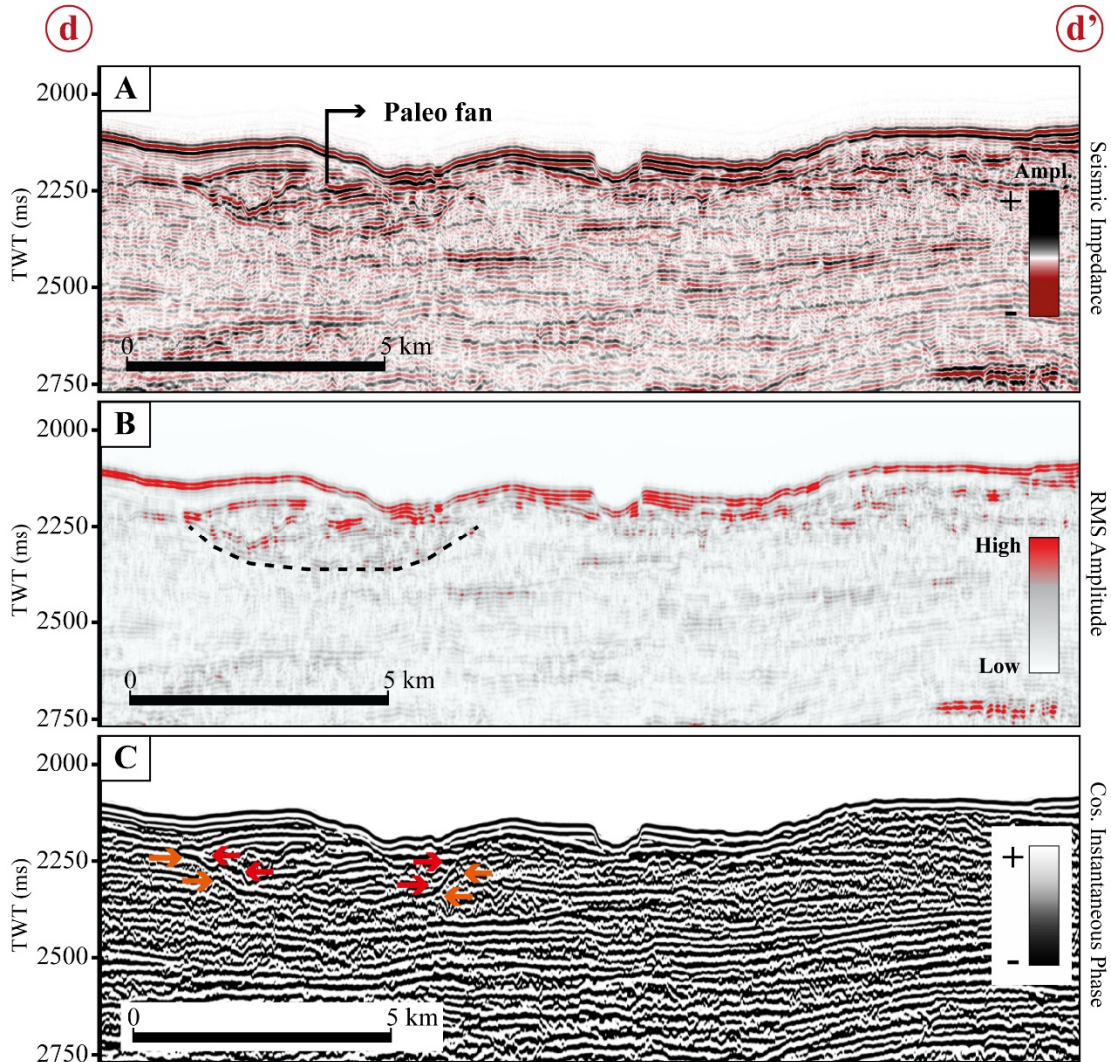


Figure 7.4 Seismic section (A) highlighting the paleo fan located in the gradient change from the lower slope to the São Paulo Plateau (location in Figure 5.1). Seismic attribute of RMS Amplitude (B) showing high-amplitude reflection for a paleochannel inside the the fan. Seismic attribute Cosine of Instantaneous Phase (C) that is independent of amplitude, highlighting reflectors continuities and terminations (red and orange arrows) on the erosive surface of the fan.

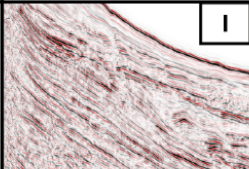
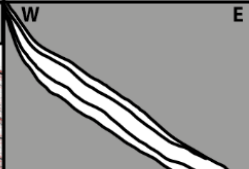
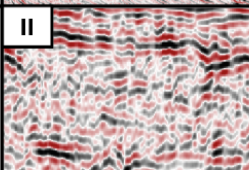

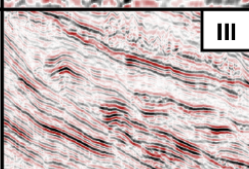

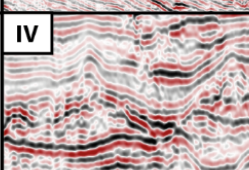

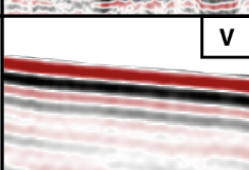



7.1.2 Seismic facies and stratigraphic units

Five seismic facies were identified in the 2D survey data (Figure 7.5). They were described following Sheriff (1980) as: *(I)* sigmoidal, clinoforms, medium to low seismic amplitudes, bounded above by truncation surface and upper slope terraces, interpreted as fine-grained plastered contourites drifts; *(II)* chaotic to transparent, discontinuous, low amplitude facies with deformed internal architecture, generally interpreted as mass-transport deposits (MTDs); *(III)* discontinuous wavy seismic facies of high amplitude

reflections, intermingled with low amplitude reflectors, interpreted as sediment waves among a fine-grained deposit; (IV) V- or U- shaped cross-sectional features with high amplitude reflections, continuous to discontinuous seismic facies, interpreted as basal lag of channels fans systems; and (V) parallel, continuous, low amplitude to transparent draping seismic reflections with sheet-like cross-sectional geometry, interpreted as hemipelagic drapes.

Figure 7.5 Overview of the seismic facies observed, their environment occurrence, line drawing, description, and interpretation.

Depositional Environment	Seismic Facies	Line Drawing	Description	Depositional Architecture
Upper and mid-slope			Sigmoidal clinoforms, medium to low amplitude facies	Plastered Contourite Drifts
Lower slope, continental foot and SP Plateau			Chaotic to transparent, discontinuous, low amplitude facies with deformed internal architecture	Mass Transport Deposits (MTD)
Mid-slope			Discontinuous, wavy high- to low- amplitude reflections	Sediment Waves
Mid- and Lower slope and SP Plateau			Continuous to discontinuous, high-amplitude reflections, V- or U- shaped	Basal Lag of Channels
Upper and Mid-slope			Parallel, continuous, low amplitude to transparent seismic reflections	Hemipelagic Drape

Concerning the stratigraphic units, five unconformities were mapped, delimiting the sequence boundaries of the turbidite-contourite systems. Four main erosive surfaces – U1, U2, U3 and U4 – along with a conformity surface (U5) are described for the study area.

U1 appears as an erosional surface and forms the base of a vast **Plastered Drift Sequence (PDS)** (Figure 7.6A). The PDS comprises plastered drifts, distinguished by their sedimentary facies. Along the upper slope, the drift sequence shows thick sediment

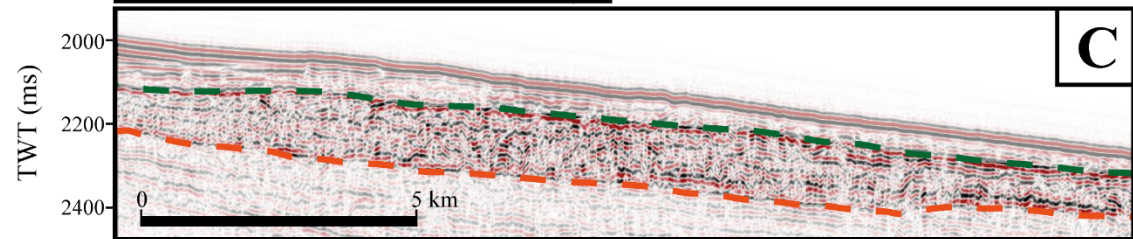
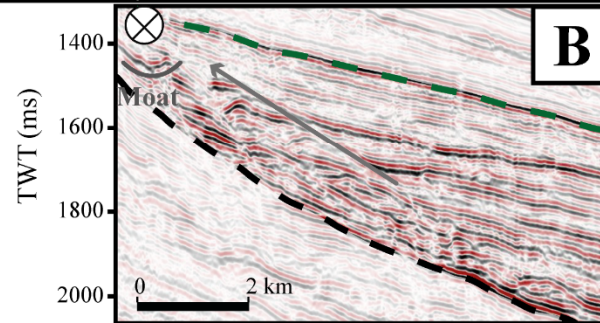
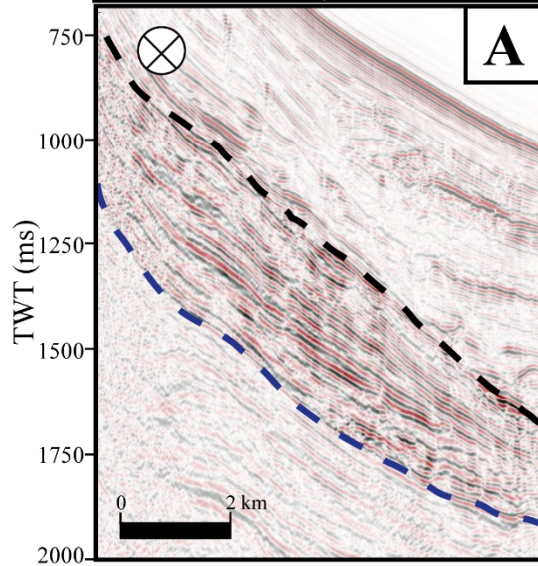
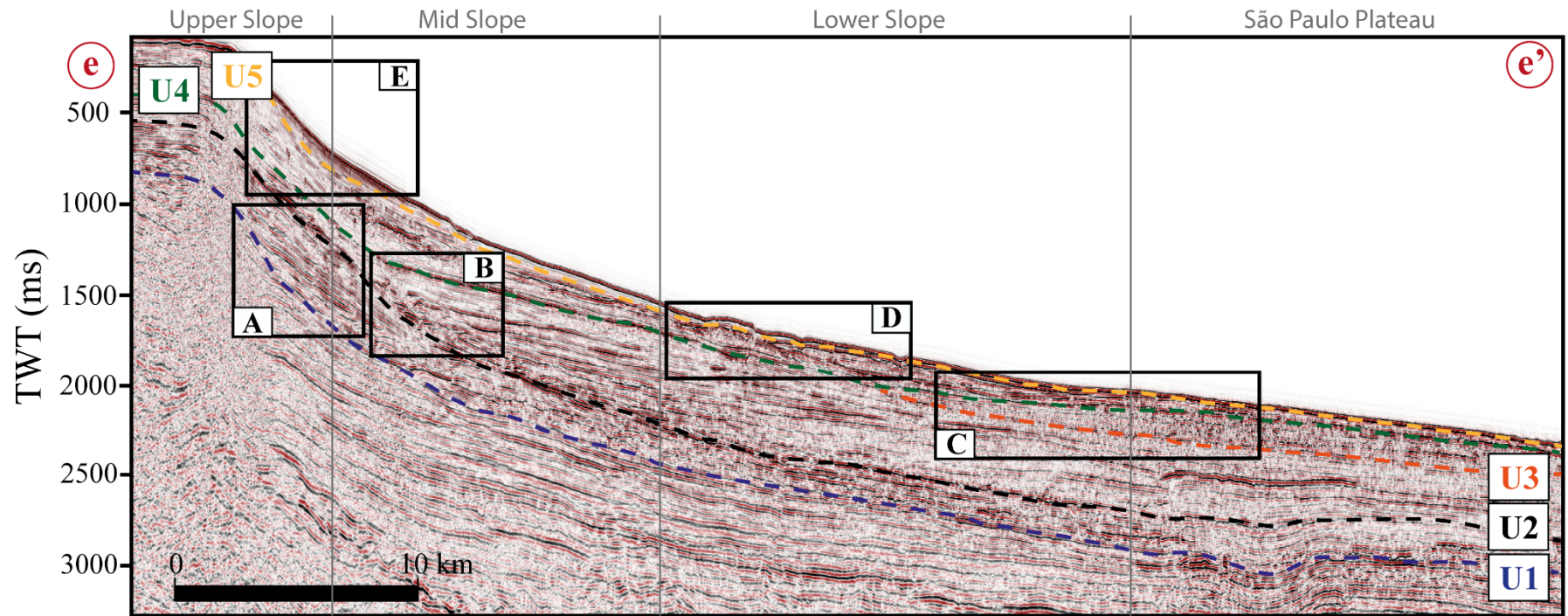
packages that slim out towards the deep-basin. In the northern part of the study area, the PDS presents a lateral change in its seismic facies at the lower slope and São Paulo Plateau, going from a typical sigmoidal drift facies to a chaotic appearance, indicating a possible instability over the ancient slope that lead to a mass movement deposit.

Above the PDS, the U2 erosive surface marks a downslope and alongslope deposit process, here called **Turbidite-Contourite Sequence (TCS)** (Figure 7.6B). The TCS has a pronounced sediment wave facies with high amplitude reflections intermingled with low amplitude fine-grained layers. A moat feature and the sediment waves can be observed migrating upward along the mid-slope, suggesting that coarse-grain sediments from gravity flow processes were reworked by bottom currents shaping sand-rich contourites at the mid-slope.

Additionally, another unconformity is locally found between the Itabapoana and Marataízes systems. The U3 is an erosional base defining a chaotic reflection package located between the turbidite sequence and the turbidite-contourite sequence. This local Mass-Transport Deposit (MTD) over the slope foot is here referred to as the **Chaotic Sequence (CS)** (Figure 7.6C).

Another well-marked surface, U4, extends throughout the basin containing cross-sectional V- or U- shaped erosion features with high amplitude among low amplitude truncated parallel sediment deposits, suggesting a predominant gravity flow ambient here denominated **Turbidite Sequence (TS)** (Figure 7.6D). Multiple channels with vertical migration and lateral accretion can be found in the upper/middle slope, whereas for the gradient transition between the lower slope and the São Paulo Plateau, a large single paleo-channel fan is observed (Figure 7.4).

At last, the unconformity surface (U5) has remarkable continuity and consistent low-amplitude response over a long distance, suggesting that this package is a result of sediment settling in a low energy system. This **Hemipelagic Drape Sequence (HDS)** (Figure 7.6E), shows a defined terrace below the shelf break and a sediment layer that pinches out towards the basin and covers the pre-existing topography, i.e., the submarine channels.



A. Plastered Drift Sequence (PDS)
B. Turbidite-Contourite Sequence (TCS)
C. Chaotic Sequence (CS)

← Sediment waves migrating upwards

⊗ Implied current direction

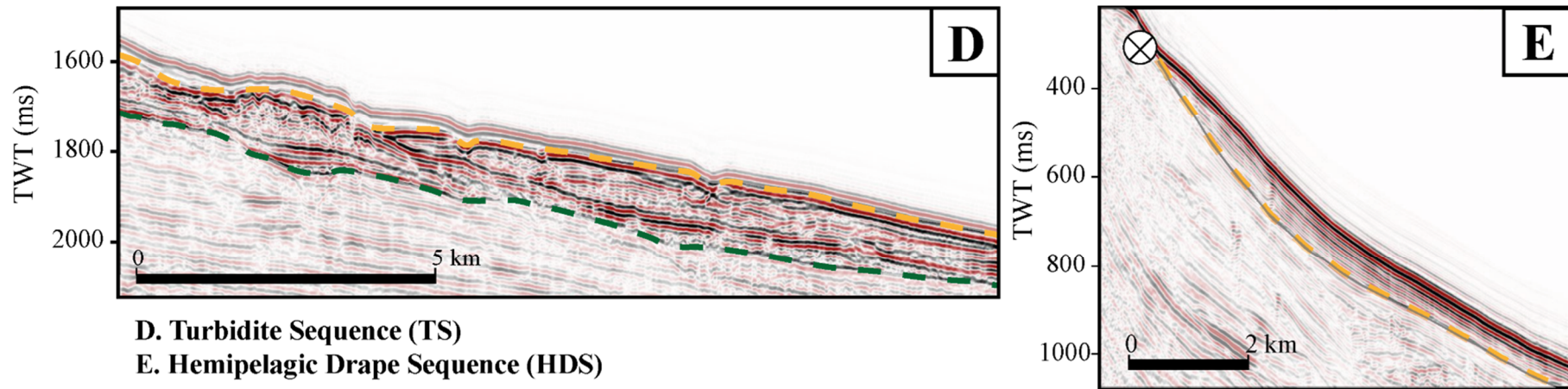


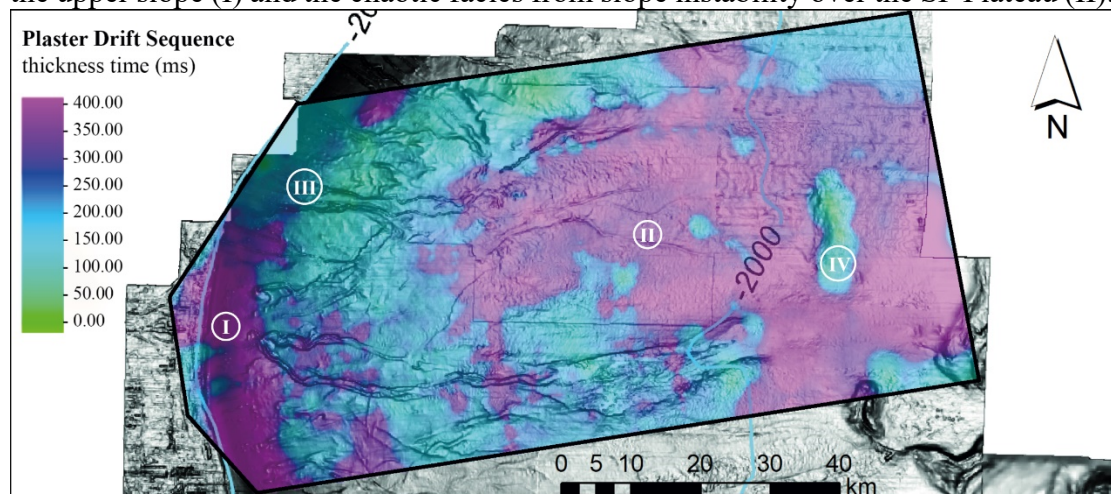
Figure 7.6 Seismic sequences delimited by the unconformities (U1 to U5). Sequences facies characterization, along with the slope environment (A to E). Interpreted current direction pointed for the Plastered Drift Sequence (A), the Turbidite-Contourite Sequence (B), and the Hemipelagic Drap Sequence (E). In the TCS (B), the sediment waves and the moat feature migrate upward. Location of the seismic section in Figure 5.1.

7.1.3 Seismic isochrons

The analysis of each sequence can be expressed through their isochron map. Each seismic thickness of the sequences was calculated from the subtraction between their lower and upper unconformities boundaries. Such isochron maps are used to showcase the local depocenters, local stratigraphic thinning over buried structures (e.g., salt diapirs) and complex sedimentary evolution (HOSPERS, 1988).

Plaster Drift Sequence thickness – it was calculated between the unconformities U1 and U2. The PDS isochron map shows two main deposits: at the upper slope (I, Figure 7.7) and in the distal basin (II, Figure 7.7). This response displays the prominent drift formed in the upper slope (Figure 7.6A) and its unstable characteristic (mass movement deposit) at the central survey are over the São Paulo Plateau. As for the cold colors (Figure 7.7) or thin drift packages, the two main occurrences are at the northern basin, suggesting less energetic currents over the continental slope (III, Figure 7.7); and the spots over the distal area, associated with salt diapirs emerging towards the seafloor, pinching the layers above it (IV, Figure 7.7). Halokinesis is also responsible for shaping the distal salt walls.

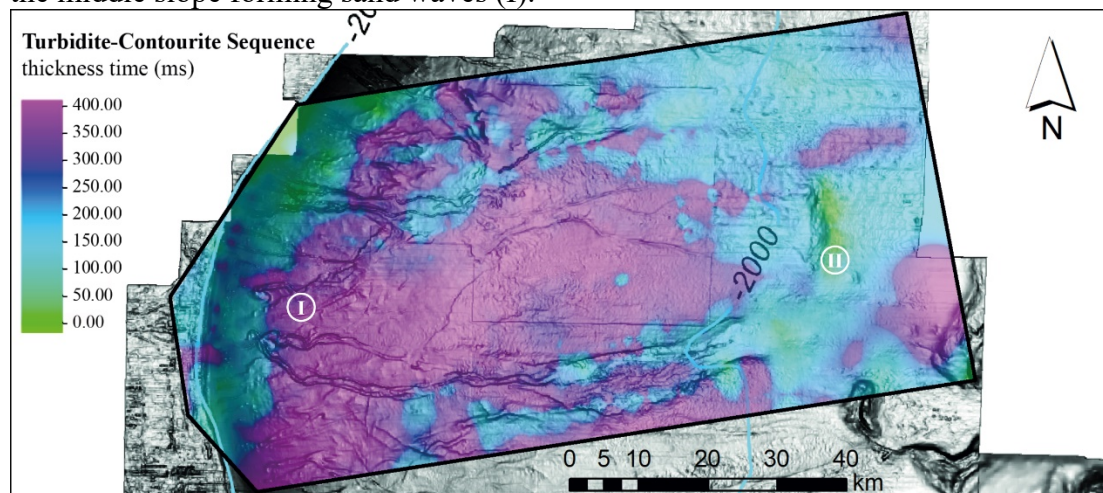
Figure 7.7 Plastered drift sequence seismic thickness, highlighting the deposits over the upper slope (I) and the chaotic facies from slope instability over the SP Plateau (II).



Turbidite-Contourite Sequence thickness – it was calculated between the well-marked erosive surfaces U2 and U3. Contrary to the PDS map, the TCS isopach exhibits the main deposits over the mid-slope (I, Figure 7.8). Facies interpretation suggests moat features at 1,200m of water depth, indicative of seafloor current action, and sand waves interbedded with silt deposits (Figure 7.6A and Figure 7.1). On the other hand, this

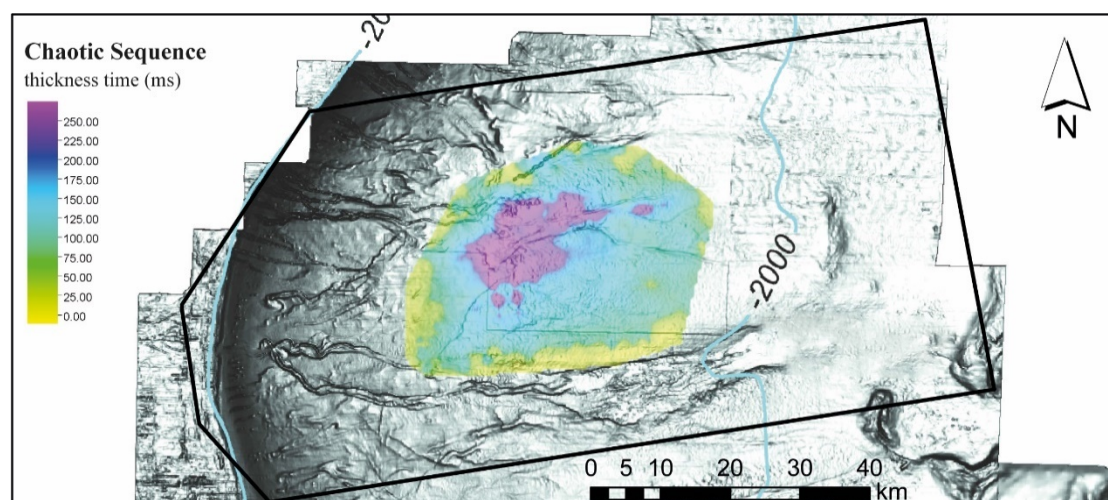
sequence is also affected by the salt diapirs and pinches out over the distal surveyed area (II, Figure 7.8).

Figure 7.8 Mixed depositional system prevailing the action of the contour current over the middle slope forming sand waves (I).



Chaotic Sequence thickness – the local chaotic sequence is found between the U3 unconformity and the U4 turbidity sequence (Figure 7.9 and Figure 7.6A). Characterized as the transparent facies, it covers the area between the three-channel systems in the northern Campos basin, although it is not necessarily associated with a submarine fan deposit resulted from all.

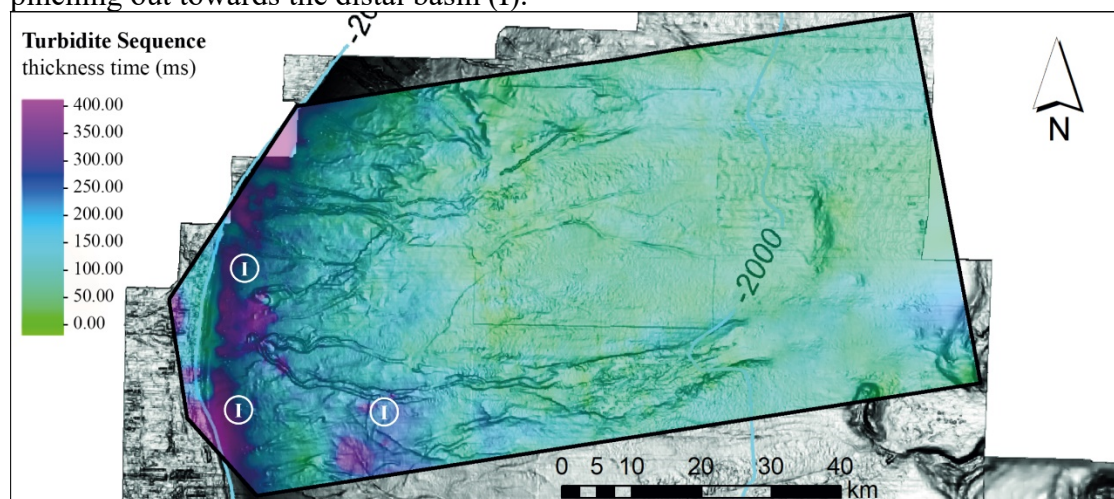
Figure 7.9 Local chaotic sequence over the lower-slope and the São Paulo Plateau.



Turbidite Sequence thickness – it is bounded by U4 and U5; this sequence's main features are the entrenched paleo-channels (Figure 7.3 and Figure 7.6D). These are

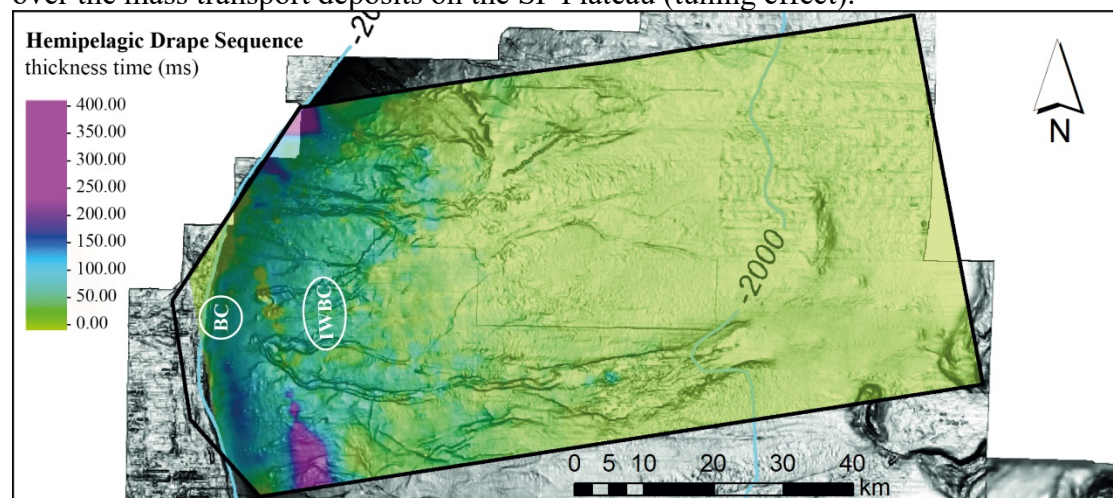
found in the upper slope and extend into the middle/lower slope over the Itabapoana system, pinching out distally. Warm colors (in Figure 7.10) over the southern surveyed area, along with the seafloor relief features, are a good indicator of the area's tendency to experience downslope processes (I, Figure 7.10).

Figure 7.10 Turbidite sequence with deposits over the upper and middle slope, pinching out towards the distal basin (I).



Hemipelagic Drape Sequence thickness – calculated between U5 and the Seafloor, the recent deposit of parallel continuous low amplitude seismic package represents a hemipelagic drape that is described covering the Campos northern basin (KOWSMANN; DE LIMA; VICALVI, 2015) (Figure 7.6E). Due to data resolution and seismic survey spacing, the muddy drift deposit is observed in the upper-slope pinching to the mid-slope, location of Brazil and Intermediate Western Boundary Currents, respectively. On the other hand, the HDS is minimum over the distal basin due to the tuning effect, i.e., not having a clear distinction between the sediment package and the seafloor (Figure 7.11).

Figure 7.11 Hemipelagic drapes thicker at the upper slope and with minimum values over the mass transport deposits on the SP Plateau (tuning effect).


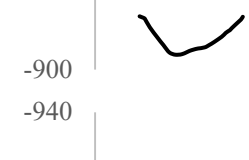

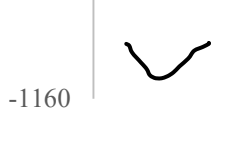


7.2 SURFACE ANALYSIS

7.2.1 Channel morphometric characteristics

Itabapoana's channels were observed from ~ 600m to 2,100m of water depth, in 15 cross-section seismic sections (Figure 7.15). Morphological changes were measured for the old and main channel of each seismic section on the slope and channel fan domains, resulting in two sets of tables with morphometric and flow dynamics of the seafloor submarine channel system. The analysis of tables 1 and 2, together with Figure 7.12, allows defining distinct morphological segments over the continental slope (Figure 7.15).

Table 1. Tabulation of morphometrics, architecture and flow dynamics from Itabapoana old submarine channel system (location Figure 5.1). S – slope. D_b – channel bank depth. D_t – channel thalweg depth. B_f – channel floor width. B – channel width. H – channel height. B/H – aspect ratio. CSA – cross-section area. SI – sinuosity. R_i – Richardson number. v – velocity. Q – Discharge. *Cross-section channel*: seismic profile of the measured channel scaled to all the profiles.

Line	Along Channel Distance (km)	S	D_b (m)	D_t (m)	B_f (m)	B (m)	H (m)	B/H	CSA (10^3 m ²)	SI	R_i	v (m/s)	Q (10^4 m ³ /s)	Cross-section Channel
1	0	0.0000	-682	-737	200	507	9	55.5	2.6					
2	7	0.0217	-877	-894	453	1143	17	69.1	12.0	2.55	0.48	1.28	2.41	
3	11	0.0232	-964	-981	133	466	17	28.0	3.8	1.33	0.46	1.30	1.01	
4	15	0.0253	-1056	-1077	138	375	20	18.4	4.1	1.14	0.44	1.48	1.13	
5	18	0.0237	-1136	-1151	147	360	15	23.9	3.0	1.03	0.46	1.25	0.68	





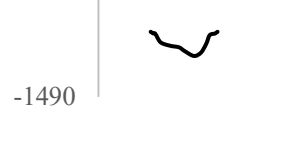
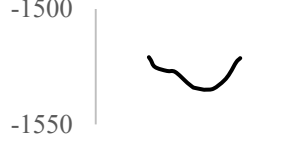
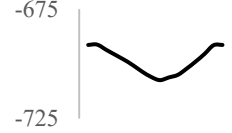
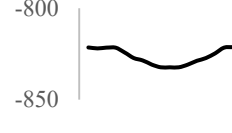
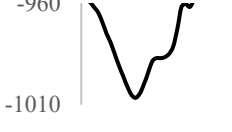

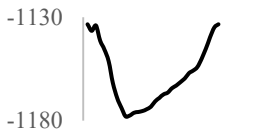

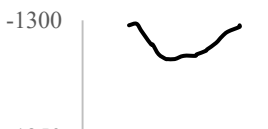




6	21	0.0196	-1202	-1212	100	288	10	28.2	1.4	1.04	0.51	0.97	0.29	
7	25	0.0185	-1273	-1283	428	895	10	90.1	5.3	1.01	0.52	0.95	0.84	
8	28	0.0270	-1354	-1369	213	475	14	33.4	3.7	1.01	0.42	1.26	0.85	
9	31	0.0189	-1405	-1432	267	667	28	24.0	10.3	1.04	0.52	1.59	2.94	
10	34	0.0139	-1462	-1472	425	888	11	84.3	5.4	1.01	0.62	0.90	0.84	
11	38	0.0189	-1521	-1535	270	594	14	43.1	5.2	1.03	0.52	1.12	0.92	
Min		0			100	288	9	18.4	1.43	1.01	0.42	0.90	0.29	
Max		0.0270			453	1143	28	90.1	$\frac{11.982}{2}$	2.55	0.62	1.59	2.94	
Mean		0.0191			252	605	15	45.3	5.1754	1.22	0.49	1.21	1.19	

Table 2. Tabulation of morphometrics, architecture and flow dynamics from Itabapoana main submarine channel system. S – slope. D_b – channel bank depth. D_t – channel thalweg depth. B_f – channel floor width. B – channel width. H – channel height. B/H – aspect ratio. CSA – cross-section area. SI – sinuosity. R_i – Richardson number. v – velocity. Q – Discharge. *Cross-section channel*: seismic profile of the measured channel scaled to all the profiles.

Line	Along Channel Distance	S	D_b	D_t	B_f	B	H	B/H	CSA	SI	R_i	v	Q	Cross-section Channel
	(km)													
1	0	0.0000	-691	-707	160	360	17	21.0	3.48					
2	6	0.0213	-821	-832	375	688	11	62.5	4.80	1.55	0.48	1.04	0.78	
3	10	0.0416	-958	-1007	361	1095	48	22.6	29.02	1.03	0.34	2.60	13.81	
4	13	0.0266	-1041	-1091	387	1185	51	23.4	36.80	1.09	0.43	2.36	14.15	

5	16	0.0303	-1133	-1178	533	1160	45	26.0	36.14	1.01	0.40	2.29	11.86	
6	19	0.0233	-1215	-1251	512	825	36	22.8	20.61	1.01	0.46	1.92	5.74	
7	22	0.0214	-1302	-1316	424	899	14	62.5	7.95	1.02	0.48	1.18	1.53	
8	25	0.0213	-1352	-1381	362	1074	28	37.7	16.91	1.02	0.48	1.66	5.09	
9	28	0.0133	-1402	-1419	571	1477	16	90.3	15.24	1.0	0.63	1.10	2.67	
10	31	0.0247	-1462	-1490	225	725	28	25.6	9.99	1.02	0.45	1.73	3.56	
11	34	0.0181	-1525	-1543	379	649	18	36.3	7.80	1.01	0.53	1.26	1.46	

12	37	0.01475	-1564	-1588	533	1307	24	55.0	20.79	1.04	0.60	1.37	4.25
13	40	0.02305	-1612	-1653	533	1080	42	25.9	30.07	1.01	0.46	2.06	9.29
14	43	0.02362	-1687	-1722	680	1361	36	38.3	33.09	1.03	0.46	1.91	9.25
15	46	0.01362	-1744	-1767	687	1174	23	51.1	18.12	1.09	0.62	1.32	3.55



Min	0.0000	160	360	11	21.0	3.5	1.0	0.3	1.0	0.8
Max	0.0416	687	1477	51	90.3	36.8	1.1	0.6	2.6	14.2
Mean	0.0211	448	1004	29	40.1	19.4	1.0	0.5	1.7	6.2

The old channel pathway is 38 km-long within the seismic dataset (lines 1 to 11, Figure 7.15). It starts from a water depth of ~600m, down to ~1540m where it joins with the main channel system. Three distinct segments (a,b,c) are recognized based on their morphology (Table 1 and Figure 7.12).

- Segment a is divided from ~600m to ~1000m of water depth (w.d) and is marked by wide, deep, and sinuous channels.
- Segment b, from ~1000m to ~1450m w.d. are associated with shallow and narrow channels that become straighter down-slope.
- Lastly, Segment c (~1450m to ~1600m w.d.) presents a low resolution in the seismic profiles, making it difficult to define the channel, leading to more extensive ranges of data variation.

The main active channel pathway is 46km-long, starting from ~600m w.d where it captured the old drainage, it extends to ~1540m w.d., parallel to the old channel system. Reaching the foot slope in ~1600m of water depth, the two submarine channels become one, and it can be distinguished until ~1750m of w.d., where it then grows to a fan system that extends until 2250m (Figure 5.1). For the active channel (Table 2 and Figure 7.12), four segments are here described.

- Segment A is divided from the channel head (~600m of water depth) to ~900m, pointing shallow and narrow channels that differ from the segment a as being straighter at the same topographic domain.
- Segment B, from 8km – 20km down-channel distance (mid-slope, ~950m – 1250m), corresponds to the main erosional channel domain having the deepest incision features, largest areas with depths much higher than the width measurements.
- Segment C, in the lower slope (~1250m to 1550m w.d.), is marked by smaller channels bordered by large terraces, making it more complicated to define morphometric features over non-symmetrical features.
- Segment D, well-defined by the gradient change from the lower slope to the São Paulo Plateau, presents their measures closer in width and depth but with an area larger than the segment 1 due to its unconfined flow, forming larger channels.

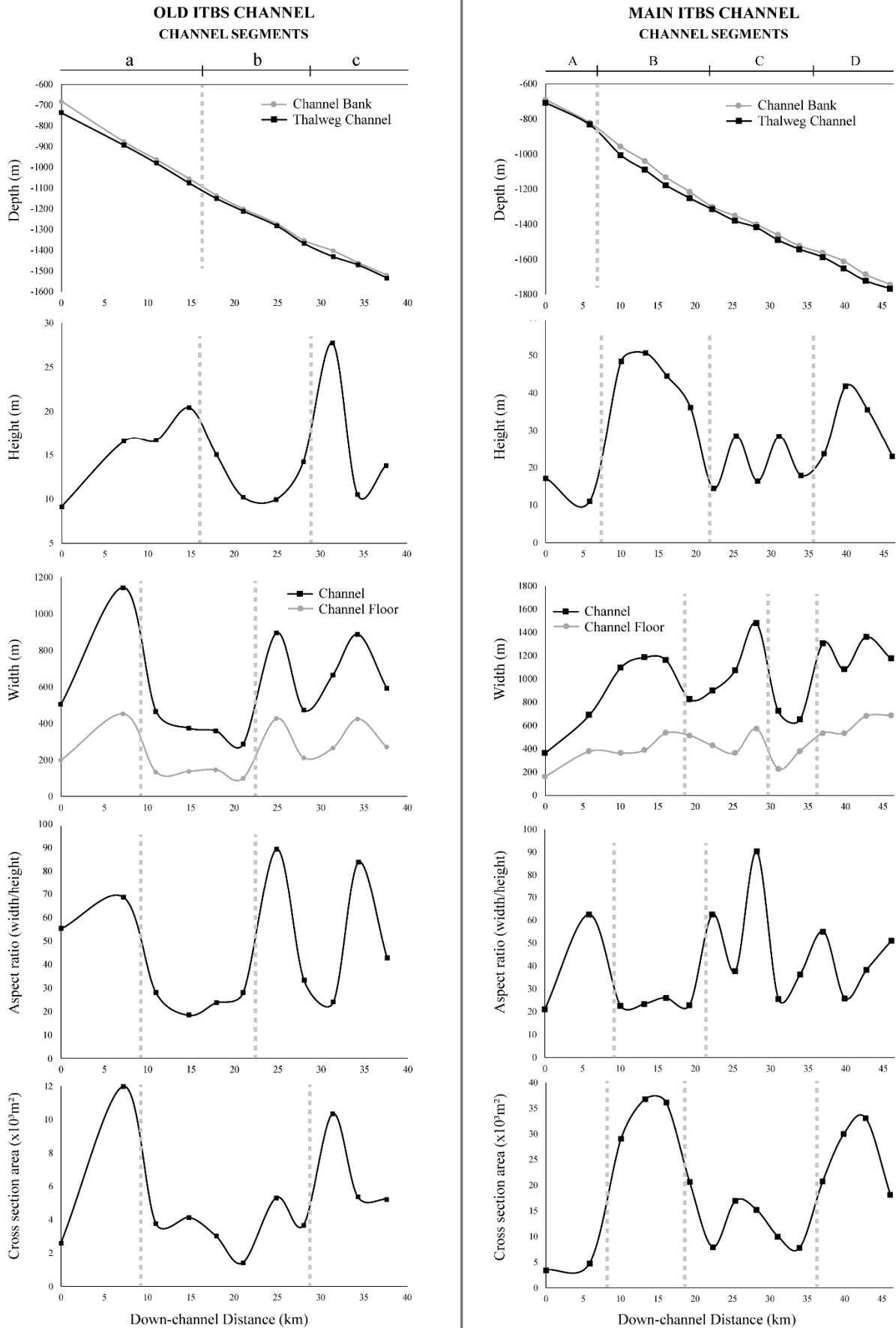


Figure 7.12 Quantitative analyses and channels segments defined by their morphological characteristics for the old Itabapoana system (on the left) and for the main active channel (on the right).

7.2.2 Flow velocity and discharge

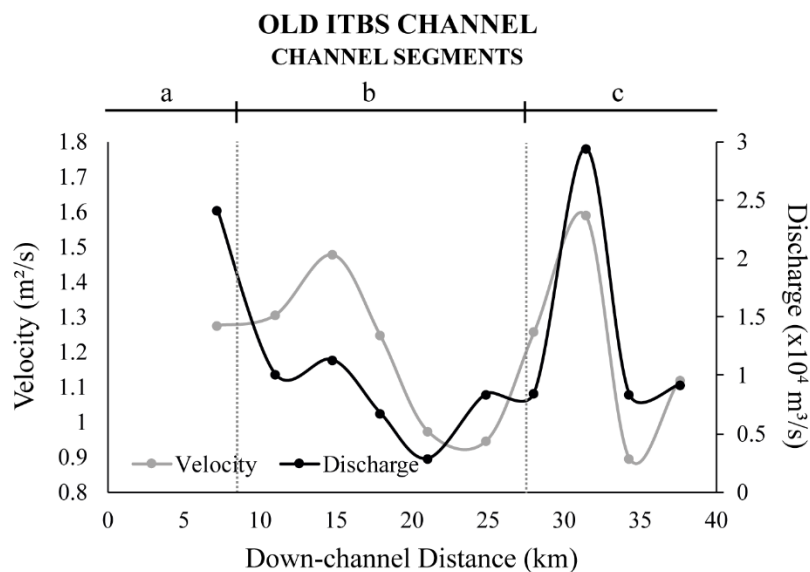
Flow discharge and velocity are here assumed as the resulting process of a single sediment bypass, eroding and forming the negative relief features, not considering the cyclicity of the system (i.e., higher and lower periods of sediment transport) and its slow erosion process. Velocity and discharge were then calculated from the morphometric data (Tables 1 and 2), and the following parameters: coefficient of friction bed ($C_{fb} = 0.002$), sediment density (ρ_{sed} of 1.8g.cm^3), water density ($\rho_w = 1\text{g.cm}^3$), and sediment concentration ($C = 0.006$) (based on Konsoer et al. 2013).

The calculated flow velocity and discharge for the 15 analyzed channels cross-sections (Figure 7.13 and Figure 7.14) showed the main domains for each channel pathway. Whereas the average flow velocity and discharge for the old channel of the Itabapoana system were 1.21m.s^{-1} and $1.19 \times 10^4\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, respectively. On the other hand, the main active channel presented values of 1.7m.s^{-1} and $6.2 \times 10^4\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ of flow velocity and discharge, respectively. Comparing with the morphometric segments (Figure 7.12), it is possible to correlate the morphometric values with the calculated velocities and discharge to determine how the flow controls the final seafloor morphology.

Analyzing the old Itabapoana channel:

- Segment a, with only one measurement, points to a high value of flow velocity and discharge, a vestige from its period as the main pathway.
- Segment b is marked by the least energetic period of old channels trajectory, pinching out towards the slope foot.
- Segment c, however, has one outlier measurement leading to a wrong velocity and discharge increase.

Figure 7.13 Flow velocity and discharge through the old Itabapoana channel system based on the channel morphology.



As for the active Itabapoana submarine channel, the same distinct four segments are accomplished by the velocity and discharge results.

- Segment A, indicate one, not well-defined channel head or area where the main channel changed the past course of the submarine channel system.
- Segment B, with the highest flow velocity and discharge for the active channels, is related to the more profound and sharper channel features, also showcasing the higher activity over the continental slope due to its seafloor gradient.
- Segment C, marks a decrease in the flow speed and the abrupt drop of discharge values, coinciding with the gradient change in the lower slope and the channels with smaller pathways due to their bordering terraces.
- Segment D, is the transition point from the lower slope to the São Paulo Plateau, transitioning from a confined to an unconfined channels system resulting in the fan lobe feature. This passage is marked by a high value of discharge and velocity that rapidly decreases as flows towards the basin.

Figure 7.14 Flow velocity and discharge through the main Itabapoana channel system based on the channel morphology.

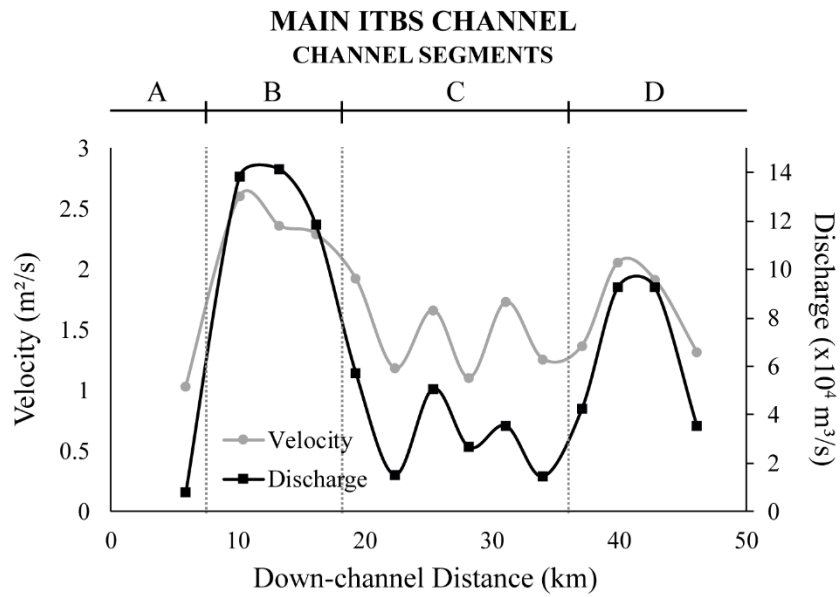
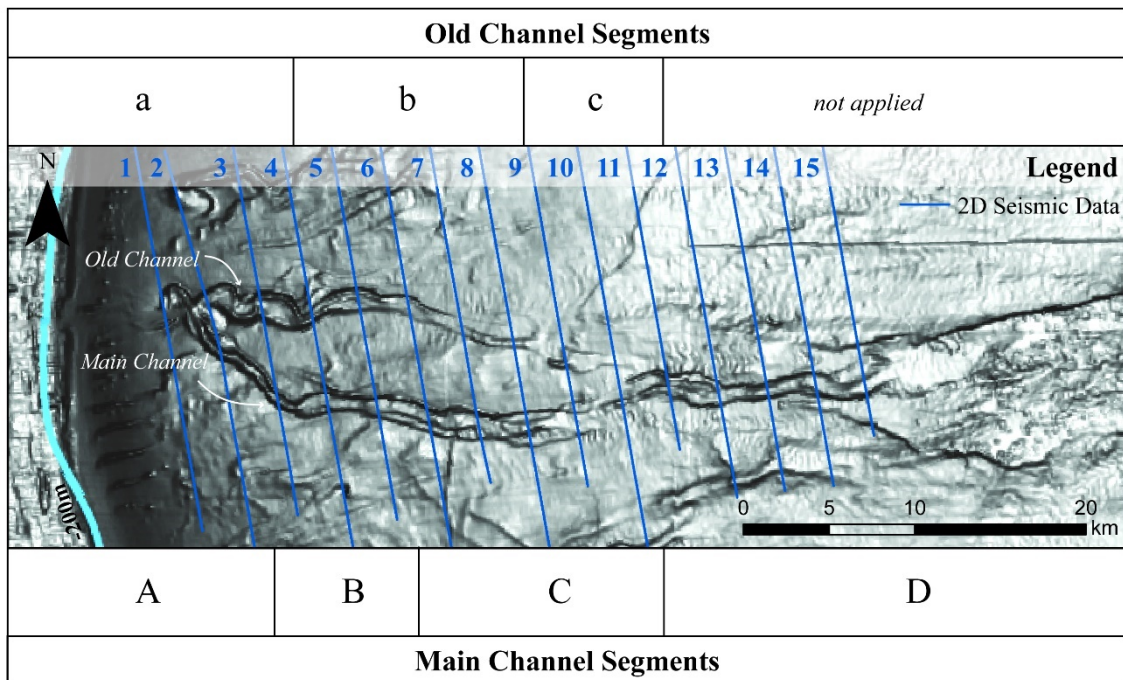


Figure 7.15 Morphology segments based on channel architecture, flow velocity and discharge. Seafloor map modified from Schreiner et al. (2008).



8 DISCUSSION

8.1 CIRCULATION PATTERN CHANGES EFFECT AT THE BASIN SEDIMENTATION

The northern Campos basin unconformities, sequences, and facies were analyzed to establish the main depositional processes occurring from the Neogene to Quaternary. During that period, sedimentation of the Campos Basin was controlled by the interaction between the slope physiography, bottom circulation, and sediment supply (VIANA et al., 2002).

The PDS sequence described the huge drifts with subtle terraces along the upper slope (Figure 7.6A). They can be associated with the earlier activity of bottom currents reworking sediments throughout the Neogene (VIANA et al., 2002). Erosional and depositional events during that period are best explained by changes in the oceanic circulation pattern modulated by climatic changes (SOUZA CRUZ, 1995). Due to the drift's location (i.e., break shelf) their formations are linked to the BC flowing southward along the continental shelf. Changes in sediment supply are responsible for differences between the drifts intern patterns, although in general, all drifts present the sigmoidal clinoform pitching out in the distal basin, characteristic from contourite drifts (Figure 7.6A). The mass-transport deposits with chaotic facies seen over the lower slope and São Paulo Plateau, at the very end of the contourite drifts, are the result of the subsequent deposit laid over the highly inclined drift feature (Figure 7.7). These sediments became unstable and slid over the contour package, piling up at the slope base as chaotic mass deposits; as seen offshore Campos basin during highstand sediment deposits above lowstand systems tract (KOWSMANN; VIANA, 1992).

Following the changes in global circulation, the glaciation of the Eastern Antarctic affected the East Brazilian Margin (VIANA; KOWSMANN; CASTRO, 1990) (SOUZA CRUZ, 1995). During the middle Miocene sea-level fall, coarse-grained sediment was deposited over the shelf break, and currents core were shifted downwards along the continental slope (SOUZA CRUZ, 1995). The erosive activity of turbidity currents and bottom currents marked this period, Serravallian (CONTRERAS et al., 2010), where, after, sand deposits were reworked by contour currents seen as high amplitude wave features (Figures 7.1 and 7.6B). The moat migration pattern towards the shelf suggests that their occurrence is related to currents coming from the south, that is, the IWBC. This interaction between downslope and alongslope processes characterized

the mixed turbidite-contourite system sequence (TCS). Creaser et al., 2017 using seismic data showed a gradual change in the margin from the turbidite dominated system to a bottom current dominated system. This transition includes intermediate stages, in which a mixed transition system is recognized where both turbidites and bottom currents interact.

Pleistocene lowstands promote the Brazil Current weakening and high sedimentation rates, enhancing gravity flows and mass movement processes (VIANA, 2002). Piston core data from the turbidity sands on the submarine channels of the northern Campos basin, place the Itabapoana system at the glacial Pleistocene lowstands, and the Marataízes system in the Last Glacial Maximum (LGM) (CADDAAH; KOWSMANN; VIANA, 1998; KOWSMANN; DE LIMA; VICALVI, 2015). The turbidity (TS) and the local chaotic sequences (CS) described here are related to these periods of lowstand sea level. Furthermore, the downslope dominated section is marked by high amplitude reflectors (HARs) cutting through low amplitude sediment packages, related to Caddah et al. (1998) description of siliciclastic muds and thin-bedded sandy turbidites intercalations over the middle slope (Figure 7.6D).

Present-day circulation is represented by the BC, flowing southward at the continental shelf boundary with velocities of $1.2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ near the bottom; and the IWBC (water depths between 500m - 1200m) going north, that attains velocity peaks of $30\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ over the mid-slope (VIANA et al., 2002). The high-intensity flow over the shelf break is marked by an erosional terrace and plastered drifts of low amplitude that extends from the upper slope and thins considerably downslope, being minimum in the São Paulo Plateau (Figure 7.6E). Viana et al. (1998) describe the shelf escarpment as an erosional terrace with widths ranging from 3km to 15km between 200m and 400m water depth and related to the seafloor abrasion by the BC current. Piston core data points that the hemipelagic drape (HDS) that covers all the submarine erosional features, was deposited during the Late Pleistocene/Holocene (KOWSMANN; DE LIMA; VICALVI, 2015), under sea-level rise. Moreover, an important finding is that the lack of evidence of the existence of a connection between the Itabapoana's submarine channels and the continental shelf break suggests that these features were reworked by the BC and IWBC and "erased" by the filling mud sediments of the contourite drift.

8.2 DEPOSITIONAL SETTING FOR THE NORTHERN BRAZILIAN CAMPOS BASIN

A comprehensive model for depositional processes along the northern Campos basin margin is here proposed. Cyclic alternating turbidite and contourite deposits show complex interaction of downslope and alongslope processes.

The upper-slope, in amphitheater feature, presents terraces indicating a high-energy flow dominated by alongslope bottom currents. These high-energy processes rework fine-grain/muddy sediments promoting the contourite drifts during highstand system tracts, seen in the Plastered Drift Sequence and Hemipelagic Drape Sequence (Figure 7.6A and 7.6E).

The mid-slope and continental rise sectors of the study area have U-shaped channels, wave features and parallel high amplitude reflectors (HARs), showing coarse-grain bypass and therefore high-energy downslope turbidity currents favoring the occurrence of erosive features in lowstand system tracts, as seen in the Turbidite-Contourite Sequence (Figure 7.1 and 7.6B) and the Turbidite Sequence (HARs on figure 7.3 and 7.6D). For the TCS, rippled sand-sediment points the interaction of the bottom current downslope core – mixed turbidite-contourite system.

Gradient changes from the lower slope and São Paulo Plateau implied inflow changes that have had an increase in fluid content and have given place to chaotic facies from slope instability and valley features from the Chaotic Sequence (Figure 7.6C). Despite the recurring turbidity currents and the intense bottom currents, at the distal basin, the deposits are laterally controlled by the diapirs (i.e. halokinesis activity) and confined between the salt walls (Figure 7.2).

8.3 MASS FLOW FORMATIVE CURRENT AND CHANNEL MORPHOLOGY

Many studies were developed in order to find the relation between the flow discharge and the final erosional features, either by laboratory models or measurements obtained in fluvial and marine systems (e.g., PEAKALL; MCCAFFREY; KNELLER, 2000; PIRMEZ; IMRAN, 2003; SEQUEIROS, 2012; STRAUB et al., 2008). The flow velocity and discharge for the whole Itabapoana submarine channel system are $1.05\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ and $4.12\times 10^4\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ in average. These results are one order of magnitude higher than the current subaerial fluvial system of the Paraíba do Sul river, which has a discharge of $1118\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Brazilian national water agency, ANA). This comparison showcases the difference between the submarine system and its fluvial “feeder”, which is intriguing, considering that the Paraíba do Sul river was pointed out by Machado et al. (2004) as being connected to Itabapoana system during a lowstand period.

Some studies have shown that aggradation channel features, like the ones found in Campos basin mid-slope, are dominated by low discharge flows, mainly sand/mud turbidity currents (e.g., JOBE; HOWES; AUCHTER, 2016a; KONSOER; ZINGER; PARKER, 2013; LI; GONG; STEEL, 2018). For example, the values encountered here are related to the vertical aggrading channels in the Equatorial Guinea of $2.33\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ to $2.11\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ and $1.1\times 10^4\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ to $9.1\times 10^4\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (LI; GONG; STEEL, 2018), and the mean values observed by Konsoer et al. (2013) for worldwide submarine channels systems ($1.02\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ to $2.21\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ and between $4\times 10^4\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ and $8\times 10^4\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$).

The straighter channels seen in the studied area are associated with the high declivity seafloor rates (HERCOS; SCHREINER, 2004). According to Li et al. (2018), channels sinuosity and the flow discharge (Q) follow a power-law relationship, where sediment discharges influence the stratigraphic architecture of deep-water channels. Therefore, relative low Q values are presented in straighter channels, i.e. vertically aggraded channels (LI; GONG; STEEL, 2018a). Hence, channel architecture is determined by the dynamic interplay of turbidity currents and the evolving seafloor (DE LEEUW; EGGENHUISEN; CARTIGNY, 2016).

9 CONCLUSION

The Northern Campos basin demonstrates the complex interaction between downslope and alongslope processes since the Neogene. Five seismic facies and five unconformities are recognized along the studied margin, all incorporated in sequences dominated by different depositional systems. Contour currents dominated the Plaster Drift Sequence and the Hemipelagic Drape sequence during highstand periods, reworking continental shelf sediments, and depositing downslope plastered drifts. On the other hand, lowstand erosional turbidity currents bypass mass flow coarse-grain sediments evidenced by high amplitude reflectors (HARs) of high RMS amplitude in the Turbidite-Contourite sequence and the Turbidite sequence. Thus, the studied continental slope confers cyclic deposition patterns dominated by contour and turbidity currents.

The upper slope is dominated by the southward flow of the Brazil Current, forming terraces and reworking fine sediments that fill the submarine channels connection with the continental shelf. Within the mid-slope, the northward flow of the Intermediate Western Boundary Current reworks the downslope sediments, depositing sediment waves along the slope. Where the turbidity currents dominate, submarine channels are formed in this physiographic sector. On the lower slope and the São Paulo

Plateau, slope instability and gradient changes play an important role and mass transport facies are deposited.

As deep-water channels are a consequence of the dominant turbidity current action over the evolving seafloor, a formative flow was reconstructed using the hydraulic geometry of the Itabapoana submarine channel system. The relative low discharge value of $4.12 \times 10^4 \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (compared to literature) confers to the system a vertical aggrading feature, seen in HARs in the mid-slope.

To conclude, due to the presence of two important deep-water processes, gravitational and alongslope, it is possible to observe deposit alternation between fine sediment drifts, reworked sands, coarse-grain deposits and chaotic facies, that gives the Campos basin its known economic significance, representing 53% of the oil exploration in the Brazilian margin (PETROBRAS, may/2017). Contourite drifts act as a sealing over the well-selected sediment waves reservoir, due to the bottom current rework or for the permeable facies of turbidity lobes and mass-transport deposits. Therefore, the favored scenario for cyclic interaction and alternation among downs-slope and alongslope could provide a further understanding of deep-marine reservoirs and their formation over oceanographic changes and bedform morphologies.

10 ACKNOWLEDGEMENTS

The author would like to thank ANP and PETROBRAS for financing and providing the seismic dataset used in this work. Schlumberger company for providing the software Petrel. The research was supported through project number 2015/00515-6.

11 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho, linhas sísmicas 2D *post-stack* foram utilizadas para analisar e interpretar os sistemas deposicionais atuantes no norte da bacia de Campos. O processamento e interpretação dos dados sísmicos públicos permitiu a identificação de dois processos deposicionais importantes que se alternam dentro de um tempo geológico.

A primeira sequência de drifts contorníticos aponta paleo correntes de contorno de sul para norte que são comprimidas sobre o talude continental promovendo a erosão talude acima e a deposição de sedimentos talude abaixo. Por sua vez, o crescimento de montes contorníticos leva ao aumento da declividade do talude continental e propicia a instabilidade dos sedimentos, que são registrados como grandes depósitos de movimento de massa no sopé dos depósitos longitudinais.

As sequências que sucedem os driftes são evidenciadas por grandes superfícies erosivas e refletores com alta amplitude, registros de períodos de mar baixo que permitiram a passagem de sedimentos grossos da plataforma continental para a bacia distal. A sequência turbidito-contornito recebe esse nome por registrar a interação de correntes de contorno com os depósitos gravitacionais, retrabalhando os sedimentos grossos formando ondas de sedimentos que migram talude acima e apresentam um canal preferencial da passagem da corrente (*moat*), ao passo que a sequência de turbiditos registra os paleocanais agradacionais do Sistema Itabapoana.

Por último a sequência de depósitos hemipelágicos é depositada por correntes de contorno que atuam sobre a quebra da plataforma continental e talude médio. Essas correntes são as responsáveis por “varrer” o talude e preencher parte do sistema de canais que conecta o atual Sistema Itabapoana a quebra de plataforma com sedimentos finos hemipelágicos.

Devido a importância das correntes de turbidez na erosão do fundo marinho e formação dos canais submarinos, análises morfométricas também foram feitas nos sistemas mais superficiais do norte da bacia. Assumindo que a morfologia final dos canais são fruto da passagem de correntes de turbidez, foi proposto nesse trabalho o caminho inverso, onde a partir da forma final do sistema foram obtidos valores de velocidade e vazão da paleo corrente de turbidez.

Análises morfométricas individuais para o canal antigo e ativo do Sistema Itabapoana mostram que esses são fortemente controlados pela morfologia do fundo e aspectos geológicos, como a presença de sal confinando os caminhos, falhas ou gradiente. Setores morfométricos e hidrodinâmicos mostram maiores fluxos em canais mais

próximos a plataforma, mais profundos ou que passem por uma mudança brusca de gradiente.

12 TRABALHOS FUTUROS

A continuidade dos avanços no entendimento de sistemas mistos nas bacias sedimentares brasileiras é de extrema importância econômica, uma vez que esses depósitos apresentam grande potencial como rochas reservatório e selantes. A fim de obter modelos deposicionais e de paleocirculação mais complexos propõe-se:

- Processamento e interpretação de dados de sísmica 3D, possibilitando uma visão completa dos sistemas deposicionais com continuidade lateral, extração de dados morfométricos mais detalhados e com menor espaçamento entre os perfis analisados.
- Amarração dos dados sísmicos a mais poços e na área de estudo, permitindo a validação das sequências encontradas.

APÊNDICE A – CARTA DE SUBMISSÃO DO ARTIGO

21/02/2020

Gmail - Confirming submission to Marine Geology



Bruna Pandolpho <b.pandolpho@gmail.com>

Confirming submission to Marine Geology

Marine Geology <em@editorialmanager.com>

21 de fevereiro de 2020 09:25

Responder a: Marine Geology <margo-ee@elsevier.com>

Para: Bruna Teixeira Pandolpho <b.pandolpho@gmail.com>

This is an automated message.

Seismic record of a cyclic turbidite-contourite system in northern Campos basin, SE Brazil

Dear Mrs. Pandolpho,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Marine Geology.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/margo/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,
Marine Geology

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub: <https://www.elsevier.com/authors>.

FAQ: How can I reset a forgotten password?

https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/28452/supporthub/publishing/kw/editorial+manager/

For further assistance, please visit our customer service site: <https://service.elsevier.com/app/home/supporthub/publishing/>. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about Editorial Manager via interactive tutorials. You can also talk 24/7 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. (Use the following URL: <https://www.editorialmanager.com/margo/login.asp?a=r>). Please contact the publication office if you have any questions.

Seismic Record of a Cyclic Turbidite-Contourite System in Northern Campos Basin, SE Brazil

Bruna Teixeira Pandolpho*¹, Antonio Henrique da Fontoura Klein², Isadora Dutra³, Arthur Antonio Machado⁴, Adriano R. Viana⁵, Michel M. Mahiques⁶, Gilmar Vital Bueno⁷, Cízia M. Hercos⁸, Yuri L. Camargo⁹, Yhaohannah Lima¹⁰, Antonio Fernando H. F. Filho¹¹, Carlos E. Theodoro¹²

*¹Coastal Oceanography Laboratory, Bloco D, Room D-14, Federal University of Santa Catarina, Florianópolis/SC, Brazil (b.pandolpho@gmail.com) – *Corresponding Author*

²Coastal Oceanography Laboratory, Bloco D, Room D-14, Federal University of Santa Catarina, Florianópolis/SC, Brazil, (antonio.klein@ufsc.br)

³Coastal Oceanography Laboratory, Bloco D, Room D-14, Federal University of Santa Catarina, Florianópolis/SC, Brazil, (isaddutra@gmail.com)

⁴Geoscience Institute, Room 318A1, Federal University of Bahia, Salvador/BA, Brazil (arthur.machado@ufbs.br)

⁵Exploration/Geophysics/Multi-Physics Methods, Petrobras, Rio de Janeiro/RJ, Brazil (aviana@petrobras.com.br)

⁶Oceanography Institute, Room 3A, LAMA, University of São Paulo, São Paulo/SP, Brazil (mahiques@usp.br)

⁷Geophysics Institute, Fluminense Federal University, Rio de Janeiro/RJ, Brazil, (vboa.geo@gmail.com)

⁸CENPES, Petrobras, Rio de Janeiro/RJ, Brazil, (cizia.hercos@petrobras.com.br).

⁹Schlumberger, Rio de Janeiro/RJ, Brazil (yurifieschi@gmail.com)

¹⁰Ocean Dynamics Laboratory, Bloco D, Room D-17, Federal University of Santa Catarina, Florianópolis/SC, Brazil, (yhaohannah@gmail.com).

¹¹Ocean Dynamics Laboratory, Bloco D, Room D-17, Federal University of Santa Catarina, Florianópolis/SC, Brazil, (antonio.fetter@ufsc.br).

¹²CENPES, Petrobras, Rio de Janeiro/RJ, Brazil (ctheo@petrobras.com.br)

REFERÊNCIAS

- ALONSO, B. et al. Contourite vs gravity-flow deposits of the Pleistocene Faro Drift (Gulf of Cadiz): Sedimentological and mineralogical approaches. **Marine Geology**, v. 377, p. 77–94, 2015.
- BABONNEAU, N. et al. Multiple terraces within the deep incised Zaire Valley (ZaiAngo Project): are they confined levees? **Geological Society, London, Special Publications**, v. 222, n. 1, p. 91–114, 2004.
- BACON, M.; SIMM, R.; REDSHAW, T. **3-D Seismic Interpretation**. Cambridge: Cambridge University Press, 2003.
- BAKER, V. R. Paleohydraulic Interpretation of Quaternary Alluvium Near Golden, Colorado. **Quaternary Research**, v. 4, n. 1, p. 94–112, 20 mar. 1974.
- BARÃO, M. V. C. **Desenvolvimento do procedimento metodológico da Oceanografia Sísmica em dados da indústria do petróleo**. Departamento de Geociências. Universidade Federal de Santa Catarina, 2017.
- BOEBEL, O. et al. The intermediate depth circulation of the western South Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 21, p. 3329–3332, 1 nov. 1999.
- BOUMA, A. H. **Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation**. Elsevier Pub. Co., 1962.
- BOUSFIELD, M. M. **Deconvolução de traços sísmicos: análise, aplicação e estimativa de pulso**. Engenharia Mecânica. Universidade Federal de Santa Catarina, 2017.
- BRACKENRIDGE, R. E. et al. A Pliocene mixed contourite–turbidite system offshore the Algarve Margin, Gulf of Cadiz: Seismic response, margin evolution and reservoir implications. **Marine and Petroleum Geology**, v. 46, p. 36–50, set. 2013.
- CADDAH, L. F. G.; KOWSMANN, R. O.; VIANA, A. R. Slope sedimentary facies associated with Pleistocene and Holocene sea-level changes, Campos Basin, southeast Brazilian Margin. **Sedimentary Geology**, v. 115, n. 1–4, p. 159–174, jan. 1998.
- CAMERLENGHI, A. et al. **Developments in Sedimentology - Contourites**. Oxford: Elsevier B.V., 2008.
- CASTELLO, J. P.; KRUG, L. C. **Introdução às Ciências do Mar**.
- CATUNEANU, O. et al. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. **Newsletters on Stratigraphy**, v. 44, n. 3, p. 173–245, 1 nov. 2011.
- CHEN, Q.; SIDNEY, S. Seismic attribute technology for reservoir forecasting and monitoring. **The Leading Edge**, v. 16, n. 5, p. 445–448, maio 1997.
- CHOPRA, S.; MARFURT, K. J. Seismic attributes — A historical perspective. **GEOPHYSICS**, v. 70, n. 5, p. 3SO-28SO, set. 2005.
- COGNÉ, N. et al. Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological

- data and combined inverse-forward thermal history modeling. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 117, n. B11, p. n/a-n/a, nov. 2012.
- COGNÉ, N.; GALLAGHER, K.; COBBOLD, P. R. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: Evidence from apatite (U–Th)/He and fission-track data. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 309, n. 1–2, p. 118–130, set. 2011.
- CONTRERAS, J. et al. Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins). **Marine and Petroleum Geology**, v. 27, n. 9, p. 1952–1980, out. 2010.
- COSTA, J. E. Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, n. 8, p. 986, 1983.
- CREASER, A. et al. A Late Cretaceous mixed (turbidite-contourite) system along the Uruguayan Margin: Sedimentary and palaeoceanographic implications. **Marine Geology**, v. 390, p. 234–253, ago. 2017.
- CREASER, A.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J. **Along-and down-slope process interactions in proximal channel-levee systems: Implications for hydrocarbon exploration**. 2nd Deep-Water Circulation Congress. **Anais...2014**
- D’AVILA, R. S. F. et al. Ambientes Marinhos Profundos: Sistemas turbidíticos. In: **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**. p. 245–301.
- DA SILVEIRA, I. C. A. et al. Caracterização Da Oceanografia Física Do Talude Continental E Região Oceânica Da Bacia De Campos. In: MARTINS, R. P.; GROSSMANN-MATHESON, G. S. (Eds.). **Meteorologia e Oceanografia**. 2. ed. Rio de Janeiro: Elsevier, 2015. p. 135–189.
- DALY, R. A. Origin of submarine canyons. **American Journal of Science**, v. s5-31, n. 186, p. 401–420, 1 jun. 1936.
- DE ALMEIDA, A. G.; KOWSMANN, R. O. Geomorfologia Do Talude Continental E Do Platô De São Paulo. In: KOWSMANN, R. O. (Ed.). **Geologia e Geomorfologia**. 1. ed. Rio de Janeiro: Elsevier, 2015. p. 33–66.
- DE ALMEIDA, A. G.; KOWSMANN, R. O. Geomorphology of the Continental Slope and São Paulo Plateau. In: **Geology and Geomorphology**. 1. ed. Elsevier, 2016. p. 33–66.
- DE CASTRO, R. D.; PICOLINI, J. P. Principais Aspectos Da Geologia Regional Da Bacia De Campos. In: KOWSMANN, R. O. (Ed.). **Geologia e Geomorfologia**. 1. ed. Rio de Janeiro: Elsevier, 2015. p. 1–12.
- DE FIGUEIREDO, A. G. et al. Geomorfologia E Sedimentologia Da Plataforma Continental. In: KOWSMANN, R. O. (Ed.). **Geologia e Geomorfologia**. 1. ed. Rio de Janeiro: Elsevier, 2015. p. 13–32.
- DE LEEUW, J.; EGGENHUISEN, J. T.; CARTIGNY, M. J. B. Morphodynamics of submarine channel inception revealed by new experimental approach. **Nature Communications**, v. 7, n. 1, p. 10886, 21 abr. 2016.
- DEPTUCK, M. E. et al. Architecture and evolution of upper fan channel-belts on the

- Niger Delta slope and in the Arabian Sea. **Marine and Petroleum Geology**, v. 20, n. 6–8, p. 649–676, jun. 2003.
- DIAS, J. L. et al. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. **Origem e evolução de bacias sedimentares**, p. 333–360, 1990.
- DILL, R. F. et al. Deep-sea channels and delta of the Monterey submarine canyon. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 65, n. 2, p. 191–194, 1954.
- DURY, G. H. Discharge prediction, present and former, from channel dimensions. **Journal of Hydrology**, v. 30, n. 3, p. 219–245, jul. 1976.
- FARRE, J. A. et al. Breaching The Shelfbreak: Passage From Youthful To Mature Phase In Submarine Canyon Evolution. In: **The Shelfbreak**. SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1983. p. 25–39.
- FAUGÈRES, J.-C. et al. Seismic features diagnostic of contourite drifts. **Marine Geology**, v. 162, n. 1, p. 1–38, dez. 1999.
- FAUGÈRES, J. C.; STOW, D. A. V. Contourites drifts: nature, evolution and controls. In: REBESCO, M.; CAMERLENGHI, A. (Eds.). **Developments in Sedimentology**. Oxford: Elsevier B.V., 2008. p. 259–288.
- FONNESU, M. et al. A new world-class deep-water play-type, deposited by the syndepositional interaction of turbidity flows and bottom currents: The giant Eocene Coral Field in northern Mozambique. **Marine and Petroleum Geology**, v. 111, n. July 2019, p. 179–201, jan. 2020.
- GUARDADO, L. R. et al. Petroleum System of the Campos Basin. **AAPG Memoir**, v. 73, n. 2, p. 317–324, 2000.
- GUARDADO, L. R.; GAMBOA, L. A. P.; LUCCHESI, C. F. **Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type basin**. AAPG Special Volumes, 1989. v. 48
- HANSEN, L. et al. Submarine channel evolution, terrace development, and preservation of intra-channel thin-bedded turbidites: Mahin and Avon channels, offshore Nigeria. **Marine Geology**, v. 383, p. 146–167, jan. 2017.
- HANSEN, L. A. S. et al. Genesis and character of thin-bedded turbidites associated with submarine channels. **Marine and Petroleum Geology**, v. 67, p. 852–879, nov. 2015.
- HARRIS, P. T.; WHITEWAY, T. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. **Marine Geology**, v. 285, n. 1–4, p. 69–86, jul. 2011.
- HEEZEN, B. C.; HOLLISTER, C. Deep-sea current evidence from abyssal sediments. **Marine Geology**, v. 1, n. 2, p. 141–174, mar. 1964.
- HERCOS, C. M.; SCHREINER, S. **Caracterização Geológica E Morfológica Do Fundo Marinho Da Porção Norte Da Bacia De Campos A Partir De Dados Geofísicos**. 42nd Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Araxá, Brazil: 2004
- HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J. et al. The contourite depositional system of the Gulf of

- Cádiz: 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. 11–13, p. 1420–1463, 2006.
- HOLZ, M. Um Breve Histórico de Conceitos Fundamentais da Estratigrafia Moderna: Sequências Depositionais e seus Fatores Controladores. **Pesquisas em Geociências**, v. 25, n. 1, p. 3, 30 jun. 1998.
- HOSPERS, J. Analysis of isopach maps: Isolation and enhancement of thickness anomalies by digital filtering. **Marine and Petroleum Geology**, v. 5, n. 3, p. 282–292, ago. 1988.
- JANOCKO, M. et al. Turbidity current hydraulics and sediment deposition in erodible sinuous channels: Laboratory experiments and numerical simulations. **Marine and Petroleum Geology**, v. 41, n. 1, p. 222–249, mar. 2013.
- JOBE, Z. R.; HOWES, N. C.; AUCHTER, N. C. Comparing submarine and fluvial channel kinematics: Implications for stratigraphic architecture. **Geology**, v. 44, n. 11, p. 931–934, nov. 2016.
- KARAM, M. R. K. **Integração De Ferramentas Multidisciplinares Para O Estudo De Feições Tectônicas E Sismoestratigráficas Na Sequência Pós-Rifte Da Bacia De Camamu-Almada, Bahia**. Engenharia Civil. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2005.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. Geofísica de Exploração. p. 438, 2009.
- KNUTZ, P. C. et al. Wave-form sheeted contourite drift on the Barra Fan, NW UK continental margin. **Geological Society, London, Memoirs**, v. 22, n. 1, p. 85–97, 2002.
- KNUTZ, P. C. Palaeoceanographic Significance of Contourite Drifts. In: **Developments in Sedimentology**. Chapter 24. v. 60p. 511–535. 2008.
- KONSOER, K.; ZINGER, J.; PARKER, G. Bankfull hydraulic geometry of submarine channels created by turbidity currents: Relations between bankfull channel characteristics and formative flow discharge. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 118, n. 1, p. 216–228, mar. 2013.
- KOSON, S.; CHENRAI, P.; CHOOWONG, M. Seismic Attributes and Their Applications in Seismic Geomorphology. **Bulletin of Earth Sciences of Thailand**, v. 6, n. 1, p. 1–9, 2014.
- KOWSMANN, R. O. et al. **Controls on Mass-Wasting in Deep Water of the Campos Basin**. Offshore Technology Conference. **Anais...Houston, Texas: Offshore Technology Conference**, 2002. Disponível em: <<http://www.onepetro.org/mslib/app/Preview.do?paperNumber=OTC-14030-MS&societyCode=OTC>>
- KOWSMANN, R. O.; COSTA, M. P. DE A. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes: relatório final. **Série Projeto Remac 8**, 1979.
- 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: KOWSMANN, R. O. (Ed.). **Geologia e Geomorfologia**. 1. ed. Rio de Janeiro: Elsevier, 2015. p. 71–97.

- KOWSMANN, R. O.; OLIVEIRA, E. A.; VICALVI, M. A. Natureza e Idade da Instabilidade Sedimentar Recente no Talude Continental da Bacia de Sergipe-Alagoas. In: FONTES, L. C. DA S.; KOWSMANN, R. O.; PUGA-BERNABÉU, A. (Eds.). **GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DA BACIA DE SERGIPE–ALAGOAS**. Editora Universidade Federal de Sergipe, 2017. p. 163–197.
- KOWSMANN, R. O.; VIANA, A. R. Movimentos de massa provocados por cunhas prográdantes de nível de mar baixo: exemplo na Bacia de Campos. In: **Boletim de Geociências da Petrobras**. Rio de Janeiro. v. 6p. 99–102.
- KOWSMANN, R. O.; VICALVI, M. A.; COSTA, M. P. DE A. Considerações sobre a Sedimentação Quaternária na Plataforma Continental Brasileira entre Cabo Frio e o Rio Itabapoana. **Notícias Geomorfológicas**, v. 19, n. 37/38, p. 41–58, 1978.
- KUCHLE, J.; SCHERER, C. M. DOS S. Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 18, n. 2, p. 179–206, 2010.
- KUENEN, P. H.; MIGLIORINI, C. I. Turbidity Currents as a Cause of Graded Bedding. **The Journal of Geology**, v. 58, n. 2, p. 91–127, mar. 1950.
- LABERG, J. S.; CAMERLENGHI, A. CHAPTER 25 THE SIGNIFICANCE OF CONTOURITES FOR SUBMARINE SLOPE STABILITY. In: REBESCO, M.; CAMERLENGHI, A. (Eds.). **Contourites**. Oxford: Elsevier B.V., 2008. p. 537–556.
- LANDMARK. **PAL Attribute Maps**, 2004.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial processes in geomorphology**. New York, NY: Dover Publications, 1964.
- LI, L.; GONG, C.; STEEL, R. J. Bankfull discharge as a key control on submarine channel morphology and architecture : Case study from the Rio Muni Basin , West Africa Bankfull discharge as a key control on submarine channel morphology and architecture : Case study from the Rio Muni Bas. **Marine Geology**, v. 401, n. April, p. 66–80, 2018a.
- LI, L.; GONG, C.; STEEL, R. J. Bankfull discharge as a key control on submarine channel morphology and architecture: Case study from the Rio Muni Basin, West Africa. **Marine Geology**, v. 401, n. April, p. 66–80, jul. 2018b.
- LINK, M. H. et al. **Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems**. New York, NY: Springer New York, 1991.
- 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 Geometry. In: **Boletim de Geociências da Petrobras**. Rio de Janeiro. p. 287–315.
- MCHARGUE, T. et al. Architecture of turbidite channel systems on the continental slope:

- Patterns and predictions. **Marine and Petroleum Geology**, v. 28, n. 3, p. 728–743, mar. 2011.
- MCKENZIE, D. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 40, n. 1, p. 25–32, jun. 1978.
- MEIBURG, E.; KNELLER, B. Turbidity Currents and Their Deposits. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 42, n. 1, p. 135–156, jan. 2010.
- METIVIER, F.; LAJEUNESSE, E.; CACAS, M.-C. Submarine Canyons in the Bathtub. **Journal of Sedimentary Research**, v. 75, n. 1, p. 6–11, 1 jan. 2005.
- MIDDLETON, G. V.; HAMPTON, M. A. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: STANLEY, D. J.; SWIF, D. J. P. (Eds.). **Marine sediment transport and environmental management**. p. 197–218.
- MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. **Sedimentary Basins of the South America**. 31st International Geological Congress. **Anais...**Rio de Janeiro: In-Fólio Produção Editorial, Rio de Janeiro, Brazil, 2000
- MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. Seismic stratigraphy and global changes of sea level interpretation patterns sequences. **American Association Geological Bulletin**, v. 26, p. 53–62, 1977.
- MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R.; THOMPSON, S. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. **Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration AAPG Memoir 26**, v. Memoir 26, p. 53–62, 1977.
- MOHRIAK, W. et al. Structural and Stratigraphic Evolution of the Campos Basin, Offshore Brazil. **AAPG Memoir**, v. 46, p. 577–598, 1989.
- MORAES, M. A. S.; BLASKOVSKI, P. R.; PARAIZO, P. L. B. Arquitetura de reservatórios de águas profundas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 14, n. 1, p. 7–25, 2005.
- MOTTA, M. P. **Técnicas De Análise Espectral e Volumétrica Aplicadas à Integração Sísmica**, 2007.
- MULDER, T.; FAUGÈRES, J. C.; GONTHIER, E. Mixed Turbidite-Contourite Systems. In: REBESCO, M.; CAMERLENGHI, A. (Eds.). **Developments in Sedimentology**. 1. ed. London: Elsevier, 2008. v. 60p. 435–456.
- MUTTI, E. et al. Deep-sea fan turbidite systems winnowed by bottom currents in the Eocene of the Campos Basin, Brazilian offshore. In: **1st Eur. Meet.** p. 114.
- MUTTI, E.; CARMINATTI, M. Deep-water sands of the Brazilian offshore basins. **AAPG International Conference and Exhibition, Milan**, v. 30219, p. #30219, 2012.
- NORDFJORD, S. et al. Seismic geomorphology of buried channel systems on the New Jersey outer shelf: assessing past environmental conditions. **Marine Geology**, v. 214, n. 4, p. 339–364, fev. 2005.
- OLIVEIRA, E. A. et al. Geomorfologia do Talude da Bacia de Sergipe-Alagoas. In: FONTES, L. C. DA S.; KOWSMANN, R. O.; PUGA-BERNABÉU, A. (Eds.).

GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DA BACIA DE SERGIPE–ALAGOAS. Editora Universidade Federal de Sergipe, 2017. p. 97–136.

- OLIVEIRA, T. A. et al. **Architectural Patterns Variability in Deepwater Reservoirs.** AAPG Annual Convention and Exhibition. **Anais...** Long Beach, California: American Association of Petroleum Geologists, 2012
- PAYTON, C. E. **Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration** American Association of Petroleum Geologists, , 1 jan. 1977. Disponível em: <<https://doi.org/10.1306/M26490>>
- PEAKALL, J.; MCCAFFREY, B.; KNELLER, B. A Process Model for the Evolution, Morphology, and Architecture of Sinuous Submarine Channels. **Journal of Sedimentary Research**, v. 70, n. 3, p. 434–448, 1 maio 2000.
- PINET, P. R. **Invitation to Oceanography.** 5. ed. Jones and Bartlett Publishers, 2009.
- PIRMEZ, C.; IMRAN, J. Reconstruction of turbidity currents in Amazon Channel. **Marine and Petroleum Geology**, v. 20, n. 6–8, p. 823–849, jun. 2003.
- POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. **Facies Models Revisited.** Tulsa, Oklahoma: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2006.
- PRESS, F. et al. **Para Entender a Terra.** Bookman, 2006.
- QIN, Y. et al. Quantitative seismic geomorphology of a submarine channel system in SE Brazil (Espírito Santo Basin): Scale comparison with other submarine channel systems. **Marine and Petroleum Geology**, v. 78, p. 455–473, dez. 2016.
- QIN, Y. **Geological controls on the evolution of submarine channels in the Espírito Santo Basin , SE Brazil.** School of Earth and Ocean Sciences. Cardiff University, 2017.
- RANGEL, H. D. et al. **Bacia de Campos** **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 1994.
- REBESCO, M. et al. Sediment drifts and deep-sea channel systems, Antarctic Peninsula Pacific Margin. **Geological Society, London, Memoirs**, v. 22, n. 1, p. 353–371, 2002.
- REBESCO, M. SEDIMENTARY ENVIRONMENTS | Contourites. In: **Encyclopedia of Geology.** Elsevier, 2005. p. 513–527.
- REBESCO, M. et al. Interaction of processes and importance of contourites: Insights from the detailed morphology of sediment Drift 7, Antarctica. **Geological Society Special Publication**, v. 276, p. 95–110, 2007.
- REBESCO, M. et al. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. **Marine Geology**, v. 352, p. 111–154, jun. 2014.
- REBESCO, M.; CAMERLENGHI, A.; VAN LOON, A. J. Contourite research: a field in full development. In: REBESCO, M.; CAMERLENGHI, A. (Eds.). **Developments in Sedimentology.** Oxford: Elsevier B.V., 2008. p. 3–10.
- REID, J. 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, jan. 1989.

- RICCOMINI, C. et al. A Captura Das Cabeceiras Do Rio Tietê Pelo Rio Paraíba Do Sul. In: MODENESI-GAUTTIERI, M. C. et al. (Eds.). . **A Obra de Aziz Nacib Ab'Sáber**. BecaBALL ed. São Paulo. p. 157–169.
- RIZZO, J. G. et al. **Movimento de massas e fluxos gravitacionais na Bacia de Campos: ocorrência e a utilização das variações do nível do mar como fator de predição**. Anais do 38º Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**1994
- SANSOM, P. Hybrid turbidite–contourite systems of the Tanzanian margin. **Petroleum Geoscience**, v. 24, n. 3, p. 258–276, ago. 2018.
- SCHREINER, S.; DE SOUZA, M. B. F. M.; MIGLIORELLI, J. P. R. Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico do centro-sul da Bacia do Espírito Santo e norte da Bacia de Campos. In: **Boletim de Geociências da Petrobras**. Rio de Janeiro: v. 17p. 365–369.
- SEQUEIROS, O. E. Estimating turbidity current conditions from channel morphology: A Froude number approach. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 117, n. C4, p. n/a-n/a, abr. 2012.
- SHANMUGAM, G. 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. **Marine and Petroleum Geology**, v. 17, n. 2, p. 285–342, fev. 2000.
- SHANMUGAM, G. Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. **Marine and Petroleum Geology**, v. 20, n. 5, p. 471–491, maio 2003.
- SHANMUGAM, G. **Deep-Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs**. Arlington: Elsevier, 2006.
- SHANMUGAM, G. Deep-water Bottom Currents and their Deposits. In: **Developments in Sedimentology**. Chapter 5. v. 60p. 59–81.
- SHANMUGAM, G. Contourites: Physical oceanography, process sedimentology, and petroleum geology. **Petroleum Exploration and Development**, v. 44, n. 2, p. 183–216, abr. 2017.
- SHANMUGAM, G.; MOIOLA, R. J. Submarine fans: Characteristics, models, classification, and reservoir potential. **Earth Science Reviews**, v. 24, n. 6, p. 383–428, 1988.
- 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. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 77, n. July, p. 1241–1259, 1993.
- SHEPARD, F. P. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 65, n. 6, p. 1062–1077, 1981.
- SHEPARD, F. P.; EMERY, K. O. Congo Submarine Canyon and Fan Valley. **AAPG Bulletin**, v. 57, n. 9, p. 1679–1691, 1973.

- SHERIFF, R. E. **Seismic Stratigraphy**. Dordrecht: Springer Netherlands, 1980.
- SILVEIRA, I. C. A. et al. Physical oceanography of Campos Basin continental slope and ocean region. In: **Meteorology and Oceanography**. 1. ed. Elsevier Ltd., 2017. p. 135–190.
- SOLHEIM, A. et al. The Storegga Slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development. **Marine and Petroleum Geology**, v. 22, n. 1–2, p. 97–107, jan. 2005.
- SOUZA CRUZ, C. E. **Estratigrafia e sedimentação de águas profundas do Neogeno da Bacia de Campos, estado do Rio de Janeiro, Brasil**. Geociences Department. Federal University of Rio Grande do Sul, 1995.
- SOUZA, L. A. P. DE. **Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas**. Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo, 2006.
- STOW, D. A. V.; FAUGÈRES, J. C. Contourite facies and the facies model. In: REBESCO, M.; CAMERLENGHI, A. (Eds.). **Developments in Sedimentology**. Oxford: Elsevier B.V., 2008. p. 224–255.
- STOW, D. A. V. et al. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. **Geological Society, London, Memoirs**, v. 22, n. 1, p. 7–20, 7 nov. 2002.
- STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, n. C9, p. 20863–20883, 15 set. 1999.
- STRAUB, K. M. et al. Interactions between turbidity currents and topography in aggrading sinuous submarine channels: A laboratory study. **Geological Society of America Bulletin**, v. 120, n. 3–4, p. 368–385, 1 mar. 2008.
- SZATMARI, P.; DEMERCIAN, L. S. Halocinese na Bacia de Campos e área de Cabo Frio: Relatório Interno. **Petrobrás/Cenpes/Divex**, 1991.
- TANER, M. T. et al. **Seismic attributes revisited**. SEG Technical Program Expanded Abstracts 1994. **Anais...: SEG Technical Program Expanded Abstracts**. Society of Exploration Geophysicists, 1 jan. 1994. Disponível em: <<https://doi.org/10.1190/1.1822709>>
- THRAN, A. C. et al. Controls on the global distribution of contourite drifts: Insights from an eddy-resolving ocean model. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 489, p. 228–240, maio 2018.
- TOLSTOY, I. Submarine Topography in the North Atlantic. In: **Bulletin of the Geological Society of America**. Boulder, Colorado 80301: Geological Society of America, 1961. v. 62p. 19–29.
- VIANA, A. R. et al. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 115, n. 1–4, p. 133–157, jan. 1998.
- VIANA, A. R. et al. Evidence of bottom current influence on the Neogene to Quaternary sedimentation along the northern Campos Slope, SW Atlantic Margin.

- Geological Society, London, Memoirs**, v. 22, n. 1, p. 249–259, 2002.
- VIANA, A. R. Seismic expression of shallow- to deep-water contourites along the southeastern Brazilian margin. **Marine Geophysical Researches**, v. 22, n. 5–6, p. 509–521, 2002.
- VIANA, A. R. et al. The economic importance of contourites. **Geological Society**, v. 276, p. 1–23, 2007.
- VIANA, A. R. Economic Relevance of Contourites. In: **Developments in Sedimentology**. Chapter 23. v. 60p. 491–510. 2008.
- 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. 1–4, p. 53–80, jan. 1998.
- VIANA, A. R.; KOWSMANN, R. O.; CASTRO, D. D. **A discordância do Mioceno médio/superior um marco regional no talude da Bacia de Campos**. 36th Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**Natal: 1990
- VON DER BORCH, C. C. Southern Australian submarine canyons: Their distribution and ages. **Marine Geology**, v. 6, n. 4, p. 267–279, ago. 1968.
- WAGONER, J. C. VAN et al. **An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions** (C. K. Wilgus et al., Eds.) **Sea-Level Changes: An Integrated Approach** SEPM Society for Sedimentary Geology, , 1 jan. 1988. Disponível em: <<https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0039>>
- WILLIAMS, G. P. Paleohydrological Methods and Some Examples from Swedish Fluvial Environments. I. Cobble and Boulder Deposits. **Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography**, v. 65, n. 3/4, p. 227–243, 1983.
- WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. Bacia de Campos. In: **Boletim de Geociências da Petrobras**. p. 511–529.
- WYNN, R. B. et al. The Northwest African slope apron: a modern analogue for deep-water systems with complex seafloor topography. **Marine and Petroleum Geology**, v. 17, n. 2, p. 253–265, fev. 2000.
- WYNN, R. B.; MASSON, D. G. Sediment waves and bedforms. In: REBESCO, M.; CAMERLENGHI, A. (Eds.). . **Developments in Sedimentology**. Oxford: Elsevier B.V., 2008. p. 289–300.
- WYNN, R. B.; STOW, D. A. V. Classification and characterisation of deep-water sediment waves. **Marine Geology**, v. 192, n. 1–3, p. 7–22, dez. 2002.
- YILMAZ, Ö. **Seismic Data Analysis**. Society of Exploration Geophysicists, 2001.
- YU, B. Experimental Study on the Forming Conditions of Subaqueous Depositional Channels by Turbidity Currents. **Journal of Sedimentary Research**, v. 81, n. 5, p. 376–391, 1 maio 2011.