



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE OCEANOGRAFIA**

RAFAEL FONSECA RIBEIRO

**GEOMORFOLOGIA DO CÂNION DO SÃO FRANCISCO E DO
TALUDE ADJACENTE, COM BASE EM DADOS DE BATIMETRIA
MULTIFEIXE**

Salvador
2016

RAFAEL FONSECA RIBEIRO

**GEOMORFOLOGIA DO CÂNION DO SÃO FRANCISCO E DO
TALUDE ADJACENTE, COM BASE EM DADOS DE BATIMETRIA
MULTIFEIXE**

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. José Maria Landim Dominguez

Salvador
2016

GEOMORFOLOGIA DO CÂNION DO SÃO FRANCISCO E DO TALUDE ADJACENTE, COM BASE EM DADOS DE BATIMETRIA MULTIFEIXE

Monografia apresentada como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia, Universidade Federal da Bahia, pela seguinte banca examinadora:

Dr. José Maria Landim Dominguez – Orientador
Universidade Federal da Bahia

M.Sc. Flávio Miranda de Oliveira
Petrobrás - UO-BA / Exploração

M.Sc. João Maurício Figueiredo Ramos
Petrobrás - UO-BA / Exploração

RAFAEL FONSECA RIBEIRO

Salvador, 27 de maio de 2016

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente a toda minha família (mãe, pai, irmãos e tios), pelo amor e suporte dado durante toda a minha vida.

A minha namorada Anita, pelo companheirismo e dedicação ao longo dessa jornada.

Ao meu orientador Prof. Dr. José Maria Landim Dominguez, pelo conhecimento e oportunidades concedidas ao longo do curso e na confecção deste trabalho.

Aos professores do curso de Oceanografia da UFBA, em especial ao Prof. Dr. Guilherme Lessa pelo aprendizado, tanto pessoal quanto técnico, obtido nas suas disciplinas e projetos de pesquisa.

Aos companheiros e companheiras do LEC, e aos grandes amigos que fiz durante a faculdade.

RESUMO

Cânions submarinos são encontrados nas margens continentais de todo o mundo, e atuam como principais condutos de sedimentos para o oceano profundo. A sua origem é atribuída a muitas causas, com destaque para movimentos de massa, variações do nível do mar e correntes de turbidez. O Cânion do São Francisco (CSF), localizado na região nordeste do Brasil, está diretamente associado ao delta homônimo. A clinofórmula deltaica prograda atualmente sobre a cabeceira do cânion. Trabalhos anteriormente realizados indicam que durante os máximos glaciais a cabeceira do cânion avançava sob a região onde hoje se encontra a planície deltaica. Neste trabalho nós apresentamos os resultados de um levantamento batimétrico multifeixe realizado na região em maio de 2011. Foram mapeadas diversas estruturas: sete cânions principais, sendo o maior o do São Francisco; um paleocânion do CSF; canais tributários; ravinas; *cut-offs*; desmoronamentos; *furrows*; *mounds* e *pockmarks*. Apenas o CSF apresenta evidências da atuação de processos diretamente relacionados às descargas do rio São Francisco, as quais favoreceram a sua geometria sinuosa. O segmento superior do CSF apresenta as maiores declividades e geometria retilínea. O segmento médio apresenta uma geometria meandrante com vários *cut-offs* e exibe em seu interior, diversos terraços bordejando o talvegue do cânion e diques marginais. O cânion moderno do São Francisco está implantado sobre um antigo cânion já preenchido e representa um episódio de re-incisão, talvez associado ao abaixamento do nível do mar desde o nível de mar alto do Mioceno médio. Os demais cânions, vizinhos ao CSF, formaram-se a partir de processos de instabilidade e deslizamentos no talude e exibem diferentes estágios de erosão regressiva, com a maioria deles confinados no talude. A geometria do canal nos diversos cânions varia entre uma forma em “V” ou em “U” em função da profundidade e do estágio de preenchimento dos mesmos. Os valores de *backscatter* indicam uma predominância de sedimentos lamosos ao longo de toda a área estudada. Os maiores valores ocorrem próximos à quebra da plataforma continental, e nos trechos ao longo do CSF onde processos erosivos são dominantes. O paleocânion do CSF exibe similaridades morfológicas com o cânion atual (sinuosidade e declividade) e está situado a sul do cânion ativo. Sua existência aponta para uma mudança no canal principal por um processo de avulsão. Os *pockmarks* e *mounds* interpretados como estruturas de escape de gás e recifes de água profunda respectivamente, se concentram principalmente na porção nordeste da região de estudo. As correntes de contorno que atuam na região aparentam controlar desenvolvimento e distribuição dos *mounds* e *pockmarks*, como também na maturidade dos cânions submarinos presentes no talude.

Palavras chave: Cânions submarinos; talude continental; batimetria multifeixe.

ABSTRACT

Submarine canyons are found on continental margins worldwide and they act as the main conductor of sediments to deep ocean. Its origin is attributed to many causes, especially mass movements, changes in sea level and turbidity currents. The São Francisco canyon (SFC), located in the northeastern region of Brazil is directly associated with its homonymous delta. Currently the deltaic clinof orm progrades over the canyon head. Previous studies at the São Francisco delta indicate that during glacial maximums the canyon head deeply indented on the area where the deltaic plain is. In this work we present the results of a multibeam bathymetric survey conducted in the region in May of 2011. Several structures have been mapped: seven major canyons, the biggest one SFC; one paleocanyon of the SFC; tributary channels; gullies; cutoffs; landslides; furrows; mounds and pockmarks. The upper segment of the SFC has the highest slope and rectilinear geometry. The middle segment has a meandering geometry with multiple cutoffs and displays several terraces and levees bordering the thalweg of the canyon. The modern São Francisco canyon is deployed on an ancient canyon already completed and represents a re-incision episode, perhaps associated with the lowering of sea level from the last high sea level of the middle Miocene. The other canyons, next to the SFC, were formed by processes of instability and landslides on continental slope and exhibit different stages of regressive erosion, where most of them are confined on continental slope. The channel geometry of these various canyons varies with “V” or “U” shape, depending on the depth and their filling stage. The backscatter values indicate a predominance of muddy sediments throughout the study area. The highest values occur near the shelf break and in some places along the SFC where erosion processes are dominant. The SFC is the one with the lowest average values of slope (2° approximately), and the unique sinuous canyon, with sinuosity value of 1.4. The paleocanyon of the SFC displays morphological similarities with the current canyon (sinuosity and slope) and is located southwards of the active canyon. Its existence leads to a change in the main channel by an avulsion process. The pockmarks and mounds that were interpreted as gas escape and deep water reefs respectively are concentrated mainly in the northeast portion of the study area. The contour current operating on the region appears to control the development and distribution of mounds and pockmarks and also the maturity of submarine canyons present on continental slope.

Keywords: Submarine canyons; continental slope; multibeam bathymetry.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Principais características dos cânions identificados nesse trabalho, incluindo o PCSF: tipo de cânion, comprimento total do talvegue, comprimento retilíneo da cabeceira ao final do vale, larguras máximas e mínimas do talvegue, profundidades máximas e mínimas do canal, declividade média e sinuosidade.....	17
---	----

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Área de estudo indicada pela batimetria multifeixe; as principais falhas da Bacia de Sergipe-Alagoas (adaptado de Souza-Lima, 2002); e no detalhe, em verde, a bacia hidrográfica do rio São Francisco.	12
Figura 2 - Feições do fundo marinho, mapeadas na área de estudo.	13
Figura 3 - a) Renderização 3D da área imageada. b) Perfis batimétricos traçados longitudinalmente ao talude, com orientação SW-NE.	15
Figura 4 - Perfis confeccionados ao longo dos talwegues dos cânions e de um paleocanal/distributário (PCSF). O zero do eixo x indica a posição da quebra atual da plataforma continental. As diferentes cores dos perfis, são as mesmas, dos cânions traçados na renderização 3D da figura 3A.	16
Figura 5 - Cânion do São Francisco e perfis transversais à orientação geral do vale. Os limites do talvegue atual estão representados em azul. Os limites externos no cânion estão representados em verde. A figura mostra ainda um perfil longitudinal ao longo do talvegue do CSF.	19
Figura 6 - Trecho do CSF, na porção em que o mesmo indenta a plataforma.	21
Figura 7 - Principais feições mapeadas na porção mediana do CSF.	22
Figura 8 - Paleocânion/distributário do São Francisco. Os três perfis batimétricos ilustram feições discutidas no texto.	23
Figura 9 - Perfis transversais às cabeceiras dos cânions C1, C2, C3, C4, C5, e C6. A localização dos perfis está na figura 3.	25
Figura 10 - a) Mapa de declividade da área de estudo. b) Perfis longitudinais ao talude ilustrando variações na declividade.	27
Figura 11 - Batimetria da região a NE do CSF, com indicação de <i>mounds</i> e <i>pockmarks</i> e o sentido preferencial de deslocamento das correntes de contorno. Observar as marcas de escavação (<i>scour marks</i>) no entorno destas feições.	29
Figura 12 - Detalhe da batimetria de feições identificadas como <i>mounds</i> (A e B) e <i>pockmarks</i> (C).	30
Figura 13 - Mapa do <i>backscatter</i> da região imageada, em planta e com renderização 3D.	31
Figura 14 - Perfis sísmicos da região da cabeceira do CSF, no trecho em que o mesmo indenta a plataforma. a) Perfil <i>strike</i> (perpendicular ao eixo do vale). b) Perfil <i>dip</i> (ao longo do eixo do vale). A localização das linhas sísmicas está na figura 10.	33

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	9
2. CENÁRIO GEOLÓGICO E OCEANOGRÁFICO	10
2.1 Bacia Sedimentar de Sergipe-Alagoas	10
2.2 O rio São Francisco e a Plataforma Continental	11
3. MATERIAIS E MÉTODOS	12
4. RESULTADOS	13
4.1 Cânions	14
4.2 O Cânion do São Francisco (CSF)	17
4.2.1 Sinuosidade e Declividade	17
4.2.2 Geometria do canal	18
4.2.3 Desmoronamentos internos (<i>landslides</i>)	19
4.2.4 Ravinas e canais tributários	20
4.2.5 Terraços	20
4.2.6 Diques marginais (<i>levees</i>) e <i>cut-offs</i>	20
4.3 Paleocânion (ou paleodistributário) do CSF	23
4.4 Demais Cânions (C1, C2, C3, C4, C5 e C6)	24
4.5 Talude Continental	26
4.5.1 Outras feições no talude	28
4.5.1.1 Desmoronamentos	28
4.5.1.2 <i>Pockmarks</i> e <i>mounds</i>	28
4.6 <i>Backscatter</i>	30
5. DISCUSSÃO	32
5.1 Origem e evolução do cânion do São Francisco	32
5.2 Formação do PCSF	35
5.3 Cânions C1, C2, C3, C4, C5 e C6	35
5.4 Diferenças entre os cânions	36
5.5 <i>Pockmarks</i> e <i>mounds</i>	36

5.6 Talude continental	37
6. CONCLUSÃO	37
REFERÊNCIAS.....	38

1. INTRODUÇÃO

Cânions submarinos são feições geomorfológicas presentes nas margens continentais de todo o mundo (Harris and Whiteway, 2011). Eles atuam como principal conduto para transporte de materiais da plataforma continental para o oceano profundo (Shepard, 1972; Gardner 1989), e mais recentemente tem sido destacado o seu papel como *hot-spots* de biodiversidade marinha (De Leo *et al.*, 2010; Cunha *et al.*, 2011). O avanço tecnológico recente de sondas acústicas como batimetria multi-feixe e perfiladores de sub-fundo, ROVs e AUVs resultaram em uma explosão de trabalhos sobre cânions submarinos, com um grande nível de detalhe (Kolla *et al.*, 2001; Babonneau *et al.*, 2002; Schwenk *et al.*, 2003; Popescu *et al.*, 2004; Mitchell, 2005; Antobreh and Krastel, 2006; Lastras *et al.*, 2007; Arzola *et al.*, 2008; Mountjoy *et al.*, 2009; Le Dantec *et al.*, 2010; Lastras *et al.*, 2011; Porter-Smith *et al.*, 2012; Brothers *et al.*, 2013; Gómez-Ballesteros., 2014; Jobe *et al.*, 2015).

Francis P. Shepard, um dos precursores do estudo dessas feições (Shepard, 1936, 1963, 1972; 1981; Shepard and Dill, 1966), destacou os movimentos de massa, variações do nível do mar e ação de correntes de turbidez como principais fatores geradores dessas estruturas submarinas. Com o tempo, outras estruturas foram identificadas associadas a cânions submarinos e taludes continentais (Arzola *et al.*, 2008; Deptuck *et al.*, 2007; Greene *et al.*, 2002; McAdoo *et al.*, 2000), tais como desmoronamentos, terraços, ravinas, *pockmarks* e chaminés, e mesmo comunidades recifais de águas profundas (Dewangan *et al.*, 2010; Somoza *et al.*, 2014; Pilcher and Argent, 2007). Esse maior detalhamento da margem continental tem dado suporte a diversos ramos de atividades *offshore*, tais como a indústria de petróleo, operações navais e engenharia (Jobe *et al.* 2011; Stow and Mayall, 2000; Posamentier, 2003; McAdoo *et al.*, 2000; Piper, 2005; Porter-Smith *et al.*, 2012).

Existe ainda uma considerável escassez de dados de qualidade sobre estas feições em várias regiões do mundo como o Brasil, ainda que o mesmo possua uma das mais extensas margens continentais. Estes estudos estão restritos à região da bacia sedimentar de Campos, sudeste do Brasil, importante área produtora de petróleo (Viana *et al.*, 1998; Almeida and Kowsmann, 2015) e à região do Cânion do Amazonas (Pirmez and Flood, 1995; Pirmez and Imran, 2003). Mais recentemente, Almeida *et al.*, (2015), apresentou uma caracterização detalhada dos cânions submarinos da bacia sedimentar Potiguar, situada na margem equatorial brasileira.

Neste trabalho, apresentamos a primeira caracterização detalhada do cânion do São Francisco, situado na margem leste brasileira, associado ao delta do rio São Francisco, amplamente citado na literatura internacional como exemplo paradigmático de delta

dominado ou influenciado por ondas (Dominguez, 1996; Howell *et al.*, 2008). Os únicos trabalhos disponíveis sobre este cânion são os de Summerhayes *et al.*, (1976) e Cainelli (1994) que apresentaram apenas caracterizações gerais da região com base em perfis batimétricos e linhas sísmicas 2D industriais.

O objetivo geral deste trabalho é o de apresentar uma caracterização detalhada do cânion do São Francisco e talude adjacente, com base em recente levantamento com batimetria multifeixe realizado na região. Também são discutidos, com base na geomorfologia submarina, os principais processos atuantes na região e a evolução recente do mesmo.

2. CENÁRIO GEOLÓGICO E OCEANOGRÁFICO

2.1 Bacia Sedimentar de Sergipe-Alagoas

A área de estudo encontra-se na divisa entre os estados de Sergipe e Alagoas, na margem continental leste do Brasil, sobre a bacia sedimentar de Sergipe-Alagoas. Essa bacia resultou da separação entre América do Sul e África, no final do Jurássico início do Cretáceo e possui um arcabouço estratigráfico bem definido composto pelas megasequências pré-rifte, rifte e margem passiva (Souza-Lima, 2002). O arcabouço estrutural da bacia inclui falhas N-S, E-W e NE-SW, formadas na fase de rifteamento, originando sub-compartimentos tectônicos (Figura 1). Dentre estes sub-compartimentos destaca-se o depocentro conhecido como Baixo do São Francisco, onde o delta do São Francisco foi construído. Este baixo está conectado, em sua porção externa, com o CSF (Souza-Lima, 2002; Silva, 2007).

O talude continental da região é cortado por muitos cânions submarinos, classificados como imaturos (Cainelli, 1994). Apenas dois grandes cânions destacam-se na região: o do São Francisco e o de Japarutuba, ambos considerados modernos por terem expressão na batimetria atual (Cainelli, 1994; Summerhayes *et al.*, 1976) (Figura 1).

O cânion do São Francisco moderno desenvolveu-se no topo da sequência deposicional Oligoceno-Quaternário da Formação Piaçabuçu e está associado em profundidade com um expressivo leque submarino (Cainelli, 1994). Este autor documentou a existência de cânions oligocênicos e miocênicos de traçado coincidente com o moderno CSF e por isto atribuiu ao rio São Francisco um importante papel na evolução dos mesmos, favorecendo o seu aumento em largura e profundidade com o tempo. Uma idade precisa para o início do cânion moderno não é conhecida, porém.

2.2 O rio São Francisco e a Plataforma Continental

O rio São Francisco é a principal fonte de sedimento para a região, com extensão de 2863 km, e uma área da bacia hidrográfica de 641 000 km². Sua vazão média antes da construção das barragens era de 2 943 m³/s (Souza & Knoppers, 2003; Medeiros *et al.*, 2007; Bandeira *et al.*, 2008) (Figura 1).

O rio construiu durante o Quaternário um delta dominado por ondas que apresenta uma área de 800 Km². A plataforma continental da região é estreita, variando de 20 a 40 km, possui baixo gradiente de declividade, e é rasa, com a quebra ocorrendo em torno de 30 e 50 m (Cainelli, 1994; Dominguez, 1996). A sedimentação na plataforma continental à NE da desembocadura é predominantemente carbonática. Já a SW, areias siliclásticas predominam na plataforma interna média e sedimentos carbonáticos estão presentes apenas na plataforma externa. Ao redor da cabeceira do Cânion do São Francisco, lama é o sedimento predominante (Cainelli, 1994). Atualmente, a clinofoma deltaica começa a soterrar a cabeceira do cânion (Figura 1).

Ao longo da linha de costa, a deriva litorânea é predominante para sudoeste, direção está também preferencial para dispersão da pluma fluvial na plataforma continental (Bandeira *et al.*, 2008). A circulação no talude superior é influenciada pela Subcorrente Norte do Brasil, juntamente com a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), entre 100 e 500 m de profundidade, fluindo para norte. Em maiores profundidades (500 e 1400 m), encontra-se a Água Intermediária da Antártica (AIA), que se desloca também para norte (Stramma and Schott, 1999; Stramma and England, 1999).

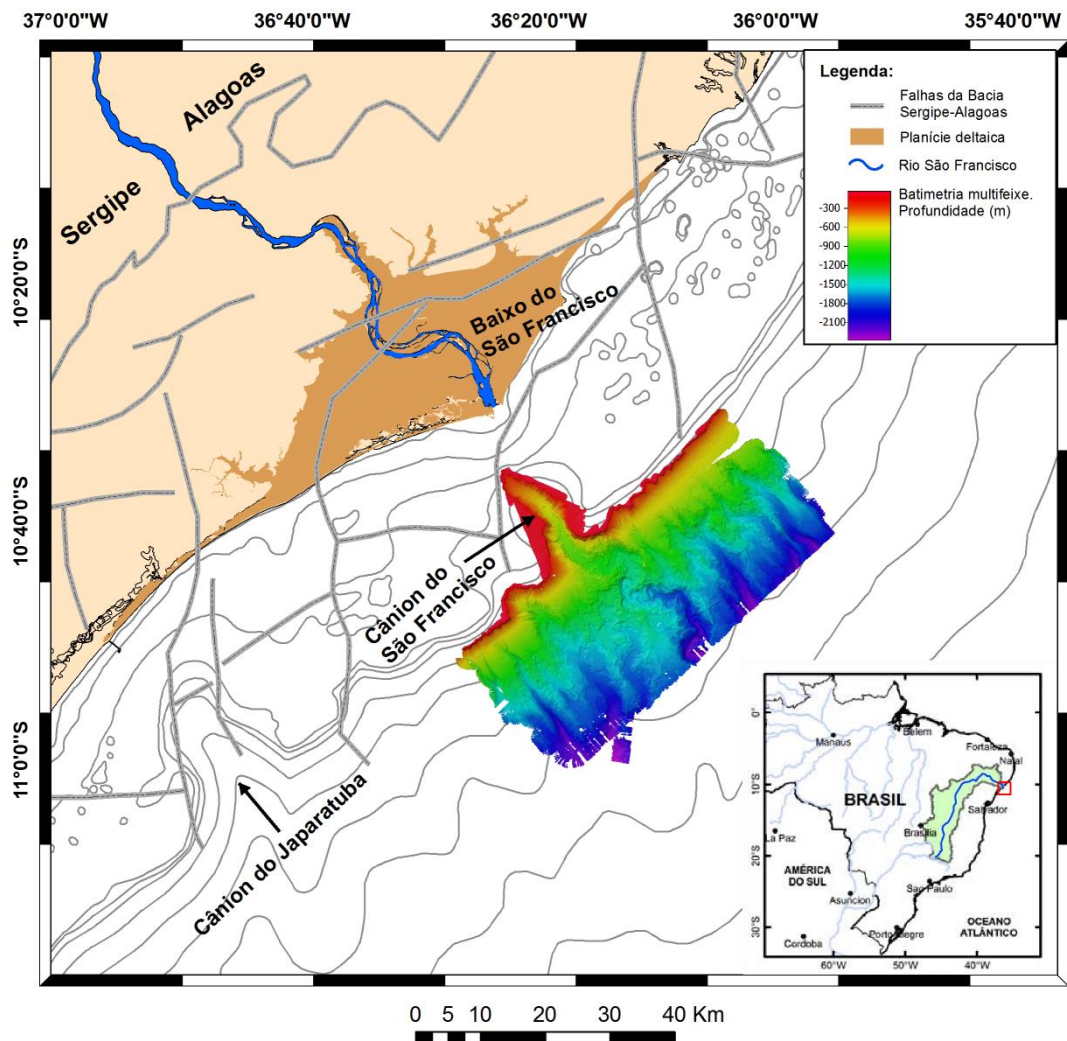


Figura 1 - Área de estudo indicada pela batimetria multifeixe; as principais falhas da Bacia de Sergipe-Alagoas (adaptado de Souza-Lima, 2002); e no detalhe, em verde, a bacia hidrográfica do rio São Francisco.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

O levantamento batimétrico foi realizado pelo navio hidrográfico Sirius, da Marinha do Brasil, em maio de 2011. A área sondada foi de 1579,633 km², estendendo-se entre as profundidades de 40 a 2390 m do fundo marinho. Foi utilizado um ecobatímetro multifeixe Kongsberg modelo Simrad EM 302, com frequência operacional de 30 KHz, indicado para levantamentos em profundidades entre 100 a 3.500 m. As linhas de sondagem foram paralelas às isóbatas, sendo utilizado 150° de angulação da faixa de sondagem. O espaçamento entre as linhas de sondagem variaram levando em consideração a largura de faixa de varredura (3,5 vezes a profundidade da coluna d'água). Para aquisição e processamento inicial dos dados foram utilizados os softwares SIS® e CARIS HIPS®, respectivamente. A resolução da grade batimétrica gerada foi de 50 m.

No *software* Fledermaus® foram processados os dados do retroespalhamento acústico (*backscatter*) e feitas à interpretação e individualização das feições morfológicas e determinados os diversos parâmetros morfométricos (e.g. declividade, comprimento, aspecto etc). A sinuosidade dos diferentes canais foi determinada pela razão entre o comprimento do canal, medido ao longo do talvegue e comprimento medido em linha reta (Mota *et al.*, 2013).

Finalmente, foram ainda utilizados registros sísmicos 3D cedidos pela ANP e interpretados no *software* OpendTect 5.0®. Mapas foram confeccionados no ArcGis®.

4. RESULTADOS

Sete cânions foram mapeados na área de estudo (C1, C2, C3, C4, C5, C6, e o Cânion do São Francisco - CSF). Foi ainda mapeado um paleocânion do São Francisco (PCSF). Também foram mapeados os canais tributários associados a cada um destes cânions, ravinas, desmoronamentos, e feições presentes no talude (*mounds* e *pockmarks*) (Figuras 2 e 3).

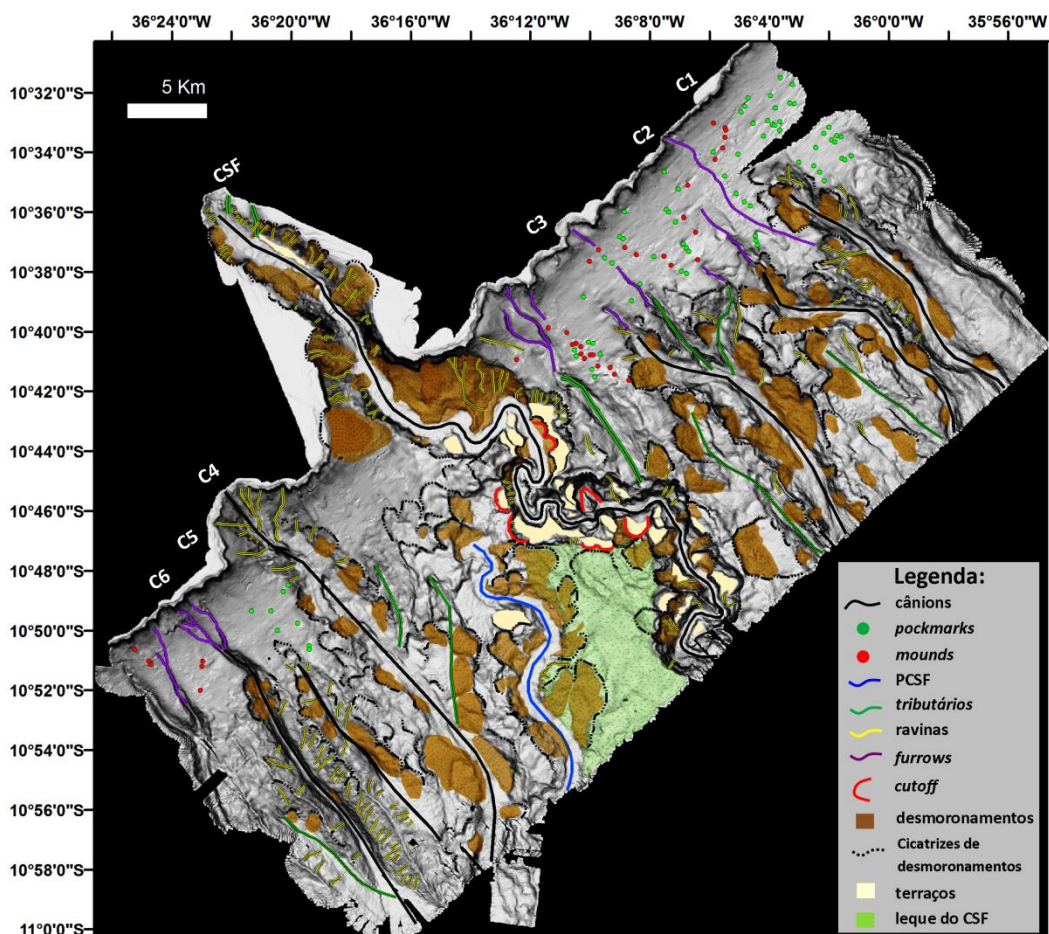


Figura 2 - Feições do fundo marinho, mapeadas na área de estudo.

4.1 Cânions

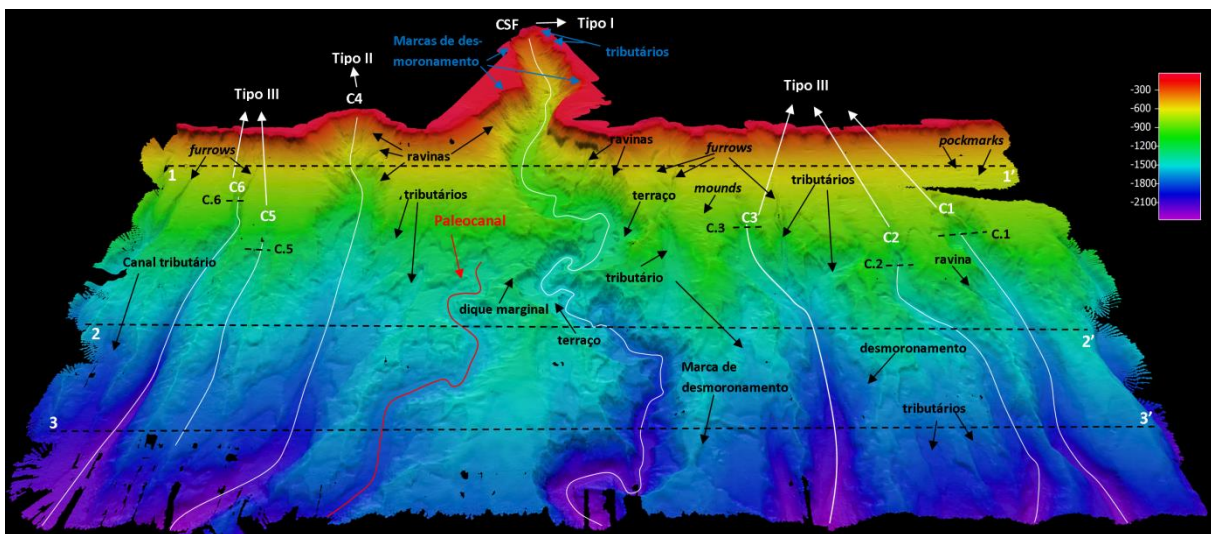
A figura 3 mostra três perfis longitudinais ao talude ilustrando as principais características dos cânions mapeados (Figuras 3A e 3B).

O perfil longitudinal 1, na porção superior do talude indica que esta região apresenta um caráter mais deposicional com apenas duas incisões mais significativas correspondentes aos cânions C4, cuja cabeceira recorta a quebra da plataforma e o CSF, que indenta a plataforma continental. Estão presentes ainda pequenos *furrows* (sulcos), concentrados na porção sudoeste da área estudada. A superfície do talude é convexa e o interflúvio que separa o C4 e o CSF é plano (Figura 3B).

No perfil longitudinal 2, situado na porção mediana do talude, o fundo marinho apresenta-se intensamente recortado pelos cânions mapeados, os quais são separados por interflúvios íngremes (variando de 3° entre o C4 e o PCSF, a 11° entre o C5 e C6). Percebe-se, entretanto, que os interflúvios que separam os cânions na porção a nordeste do CSF incluindo o mesmo, são notavelmente mais rasos que aqueles na porção a sudoeste. É possível visualizar claramente ainda o PCSF, cujo talvegue encontra-se a uma profundidade consideravelmente menor que à do CSF e dos demais cânions identificados (Figura 3B).

No perfil longitudinal 3, situado na porção mais distal, também estão representados quase todos os cânions, inclusive o PCSF, além de canais tributários; porém os interflúvios são menos pronunciados que no perfil 2. Os cânions situados a nordeste ao CSF apresentam um relevo mais pronunciado que aqueles na porção sudoeste. Os interflúvios mais rasos bordejam o CSF e o PCSF, e são também os mais largos (mais de 400 m de comprimento) (Figura 3B). Esses interflúvios são aqui considerados como a porção inicial do leque submarino do CSF, o qual se estende até o sopé e planície abissal e não foi imageado neste levantamento.

a)



b)

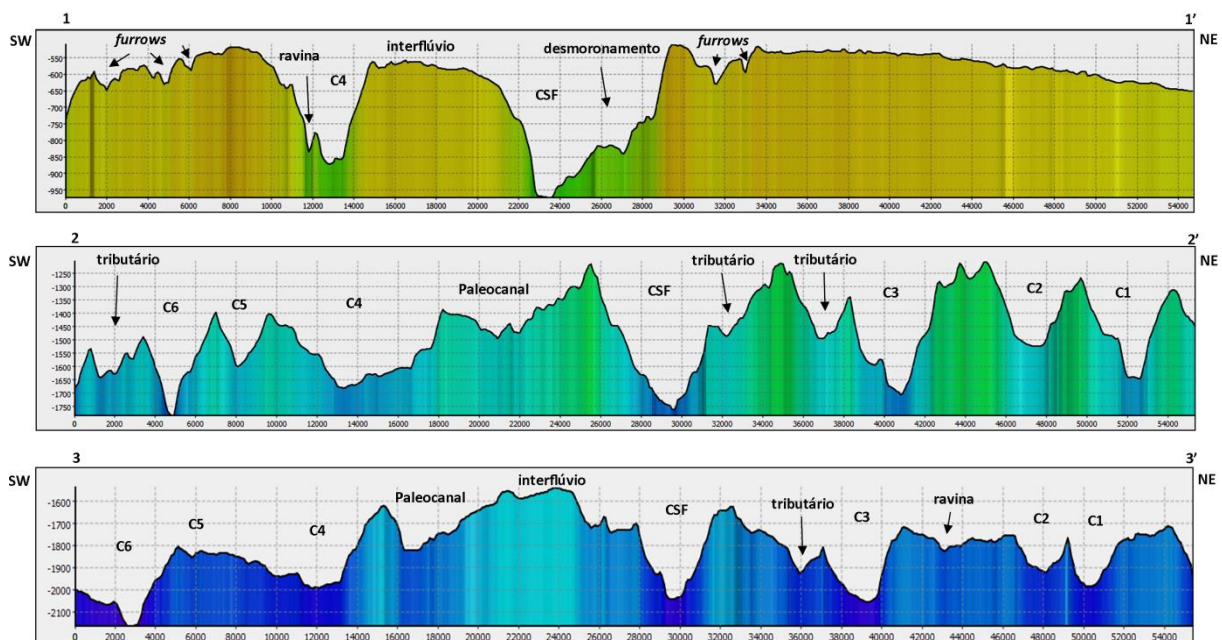


Figura 3 – a) Renderização 3D da área imageada. b) Perfis batimétricos traçados longitudinalmente ao talude, com orientação SW-NE.

A figura 4 mostra perfis longitudinais do talvegue dos cânions mapeados. Os perfis longitudinais dos cânions C1, C2, C3, C4, C5 e C6 apresentam geometria côncava e declividades muito semelhantes ($3,3^\circ$ a 4°). Os perfis apresentam-se aproximadamente coincidentes, à exceção do C4, que é também o mesmo que indenta a quebra da plataforma, sendo o mais íngreme e apresentando declividades de até 11° (Figura 4).

O perfil longitudinal do CSF e do PCSF apresenta declividades significativamente menores ($2,05^\circ$ e $1,80^\circ$ respectivamente), e geometria ligeiramente côncava no primeiro e plana no segundo. A diferença de declividade entre os dois deve-se ao fato da cabeceira do CSF indentar a plataforma continental, à montante, e à presença de um pronunciado

knickpoint à jusante. O maior comprimento do talvegue do CSF resulta do seu caráter meandrante e da sua profunda indentação na plataforma (Figura 4).

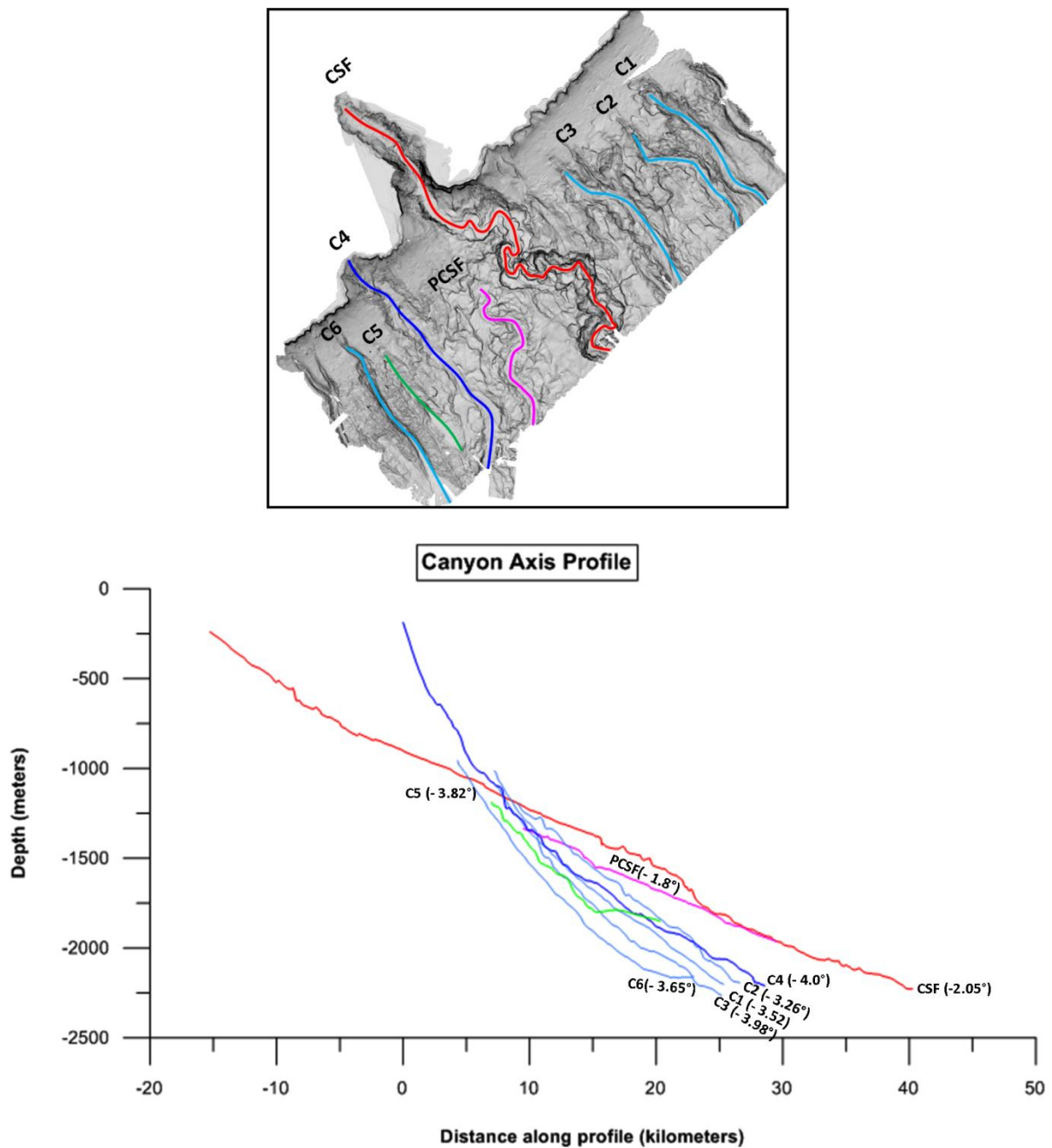


Figura 4 - Perfis confeccionados ao longo dos talvegues dos cânions e de um paleocanal/distributário (PCSF). O zero do eixo x indica a posição da quebra atual da plataforma continental. As diferentes cores dos perfis, são as mesmas, dos cânions traçados na renderização 3D da figura 3A.

Os cânions mapeados podem ser classificados em três tipos segundo as respostas aos diferentes processos de formação e estágios de maturação (Puga-Bernabéu *et al.*, 2011, Harris and Whiteway, 2011): Tipo I – indenta a plataforma continental e exibe uma clara relação com um sistema fluvial (CSF); Tipo II - apenas a cabeceira indenta a quebra da

plataforma, e não apresenta relação direta com sistema fluvial (C4); e Tipo III - confinado ao talude continental (C1, C2, C3, C5 e C6) (Figuras 1 e 4).

Tabela 1 - Principais características dos cânions identificados nesse trabalho, incluindo o PCSF: tipo de cânion, comprimento total do talvegue, comprimento retilíneo da cabeceira ao final do vale, larguras máximas e mínimas do talvegue, profundidades máximas e mínimas do canal, declividade média e sinuosidade.

	Tipo	Comp. total (Km)	Comp. retilin. (Km)	Larg. Talv. Max. (m)	Larg. Talv. Min. (m)	Prof. Max. (m)	Prof. Min. (m)	Dcl. Méd.	S
C1	III	~ 17,92	~ 17,72	~ 700	~ 200	~ 2200	~ 1030	-3,52°	1
C2	III	~ 17,62	~ 15,56	~ 400	~ 100	~ 2200	~ 1060	-3,26°	1,1
C3	III	~ 18	~ 17,50	~ 1000	~ 70	~ 2290	~ 1090	-3,59°	1
CSF	I	~ 55,6	~ 40,35	~ 1000	~ 60	~ 2260	~ 130	-2,05°	1,4
C4	II	~ 28,58	~ 27,06	~ 700	~ 100	~ 2265	~ 120	-3,99°	1
C5	III	~ 13,35	~ 13,27	~ 350	~ 80	~ 1190	~ 1790	-3,82°	1
C6	III	~ 18,68	~ 18,50	~ 600	~ 60	~ 2220	~ 980	-3,65°	1
PCSF	-	~ 20,02	~ 16,09	~ 1100	~ 400	~ 1980	~ 1340	-1,80°	1,2

4.2 O Cânion do São Francisco (CSF)

O CSF é o mais extenso e mais escavado da região em estudo, com comprimento de 56 km na área imageada, e desnível máximo de 900 m entre o interflúvio e o talvegue (Figura 5). É o único cânion que indenta profundamente a plataforma continental e está diretamente conectado com uma desembocadura fluvial. A clinofórmula deltaica do rio São Francisco soterra parcialmente a cabeceira do cânion, situada apenas 10 km da foz do rio. Na área imageada, na sua porção mais distal, o talvegue do cânion alcança 2260 m de profundidade (Figura 1).

4.2.1 Sinuosidade e Declividade

O CSF apresenta uma orientação preferencial NW-SE, porém devido ao seu caráter meandrante, sua sinuosidade é de 1,4 (Tabela 1). Ele é mais retilíneo na porção onde

indenta a plataforma continental (cânion superior - 1,11 de sinuosidade) e se torna mais meandrante no talude (cânion médio - 1,58 de sinuosidade).

A declividade média ao longo de todo o CSF é de $-2,05^\circ$ e apresenta relação inversa com a sinuosidade. A declividade é maior na cabeceira com $-2,44^\circ$, e diminui para $-1,87^\circ$ na região do talude. Entretanto, observa-se um trecho com 2 km de comprimento (entre as profundidades 1600 a 1750 m), onde a declividade alcança até 6° devido à presença de um *knickpoint* (Figura 5).

4.2.2 Geometria do canal

Perfis transversais ao CSF, de modo geral, apresentam geometria em “U” (Figura 5). O relevo mais pronunciado é encontrado na interseção entre o cânion e a quebra da plataforma (Perfil b) onde alcança mais de 1km, com paredes assimétricas exibindo declividades entre 13° e 23° . Nos perfis a jusante, onde o cânion meandra, o desnível entre o talvegue e a borda do cânion é da ordem de 450m com declividade em torno de 7° a 11° e exibe terraços laterais muito bem marcados (Perfis c, d, e) (Figura 5). Nos perfis “d” e “e” situados a jusante do principal *knickpoint*, o talvegue apresenta-se mais encaixado e mais estreito. No perfil “d” em particular a largura do talvegue é de apenas 60m. O perfil “a” na cabeceira do cânion é o mais raso, com um relevo máximo de 180m.

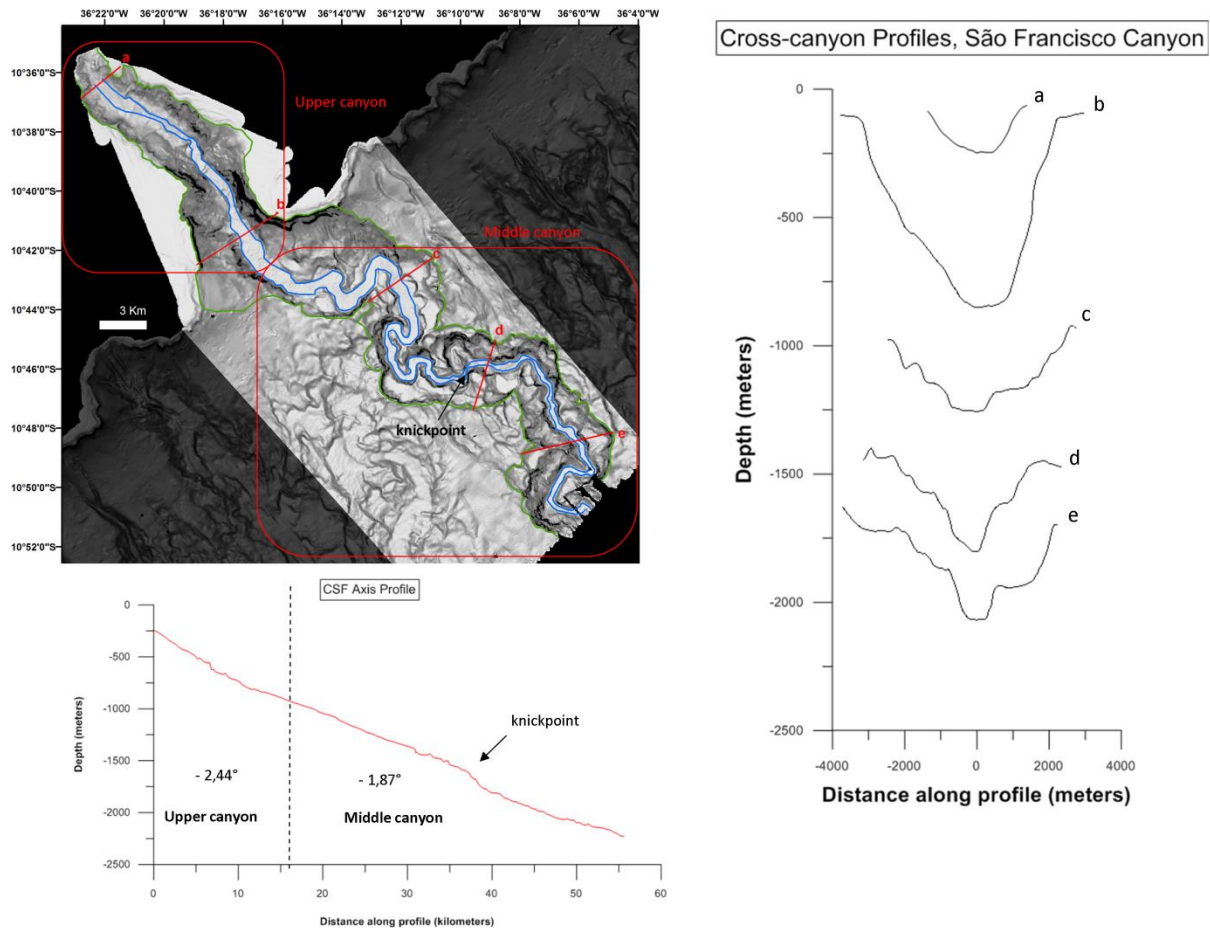


Figura 5 - Cânion do São Francisco e perfis transversais à orientação geral do vale. Os limites do talvegue atual estão representados em azul. Os limites externos no cânion estão representados em verde. A figura mostra ainda um perfil longitudinal ao longo do talvegue do CSF.

A figura 5 mostra ainda a diferença de largura entre os limites externos do cânion (até 7 km) e do talvegue atual (até 1 km), aspecto este já apontado por Baztan *et al.* (2005) para os cânions do golfo de Lions no Mediterrâneo. Esta diferença resulta de processos erosivos e deposicionais que atuam tanto para alargar o vale maior do cânion, causando também localmente o estreitamento da incisão axial, conforme será discutido mais à frente.

4.2.3 Desmoronamentos internos (*landslides*)

Os desmoronamentos e deslizamento nas paredes do cânion e seus respectivos lóbos deposicionais estão concentrados principalmente na sua cabeceira, nos trechos em que o cânion escava a plataforma (Figuras 2 e 6). Cicatrizes de desmoronamentos com diâmetro superior a 2 km ocorrem principalmente na parede SW do cânion. (Figura 6). O maior lóbo deposicional proveniente de um desmoronamento encontra-se no limite entre os cânions superior e médio (Figura 7, perfil 1 da Figura 3).

O resto do cânion situado a jusante, mesmo sendo mais longo, apresenta um número bem menor e com dimensões bem mais reduzidas dos lóbos deposicionais. Inúmeras cicatrizes de desmoronamentos estão presentes, entretanto, sem apresentar associação direta com lóbos deposicionais (*desintegrative landslides*) (McAdoo *et al.*, 2000) (Figuras 6 e 7).

4.2.4 Ravinas e canais tributários

Um total de 97 ravinas foram mapeadas ao longo do CSF, variando de 0,3 a 3,2 km de comprimento e de 30 a 150 m de relevo. A sua maior concentração ocorre na porção da cabeceira, estando várias delas relacionadas às cicatrizes de desmoronamentos, principalmente na parede da porção NE, também a mais íngreme. No trecho médio do cânion estas ravinas se concentram na região mais próxima à quebra da plataforma.

As duas ravinas mais expressivas na cabeceira do cânion (1,3 e 2 km de comprimento e relevo de 100 m) foram consideradas como canais tributários do CSF. No trecho médio do cânion foi registrado apenas um tributário, com 7,8 km de comprimento e relevo de até 300 m. Esse tributário é alimentado por *furrows* conectados à quebra da plataforma (Figuras 2, 6 e 7).

4.2.5 Terraços

Vinte e oito terraços internos ao CSF foram mapeados. Destes, apenas um situa-se na cabeceira do cânion exibindo também o menor relevo (15 m). Os restantes, situados no trecho médio, apresentam desníveis variados em relação ao talvegue do cânion. Os terraços mais expressivos apresentam um desnível de aproximadamente 100 m em relação ao talvegue do cânion. Muitos dos terraços mapeados exibem desníveis em relação ao talvegue, de 170 a 230 m. Os terraços mais elevados com desníveis de 320 e 400 m, ocorrem no trecho onde se verificam as menores declividades no perfil longitudinal do cânion (Figuras 6 e 7).

4.2.6 Diques marginais (*levees*) e *cut-offs*

Diques marginais estão presentes ao longo das margens externas do CSF, principalmente na sua porção mediana e a jusante, alcançando relevos de até 20m. No interior do CSF, diques marginais estão presentes na maior parte dos terraços internos, principalmente no trecho imediatamente a jusante da cabeceira do cânion, exibindo relevo de mais de 5m. (Figura 7).

Muitos desses diques estão associados à margem côncava de *cut-offs* (figura 7). Foram mapeados um total de 8 dessas estruturas (*cut-offs*) com diâmetros variando de 900 a 1700 m. O mais expressivo *knickpoint* está associado com a formação de um desses *cut-offs* (Figura 7).

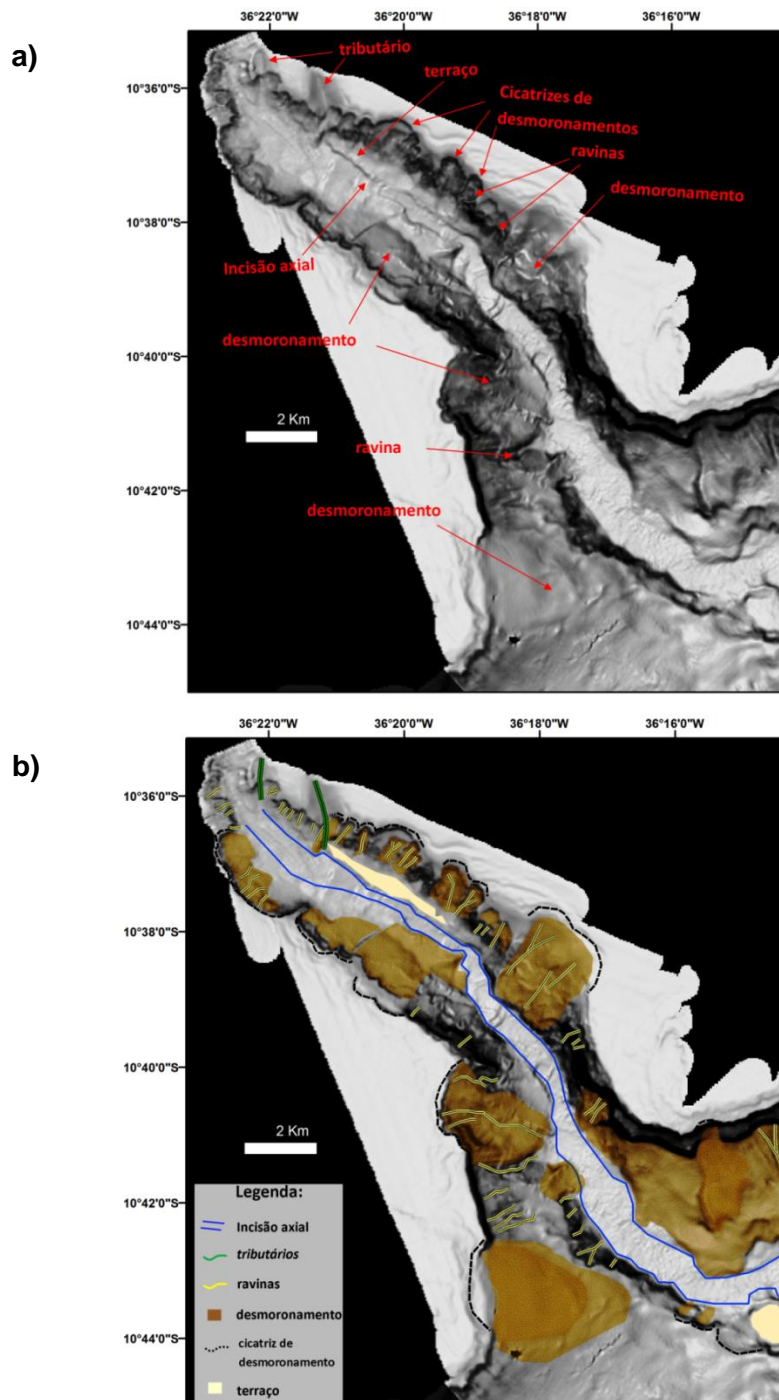


Figura 6 - Trecho do CSF, na porção em que o mesmo indenta a plataforma.

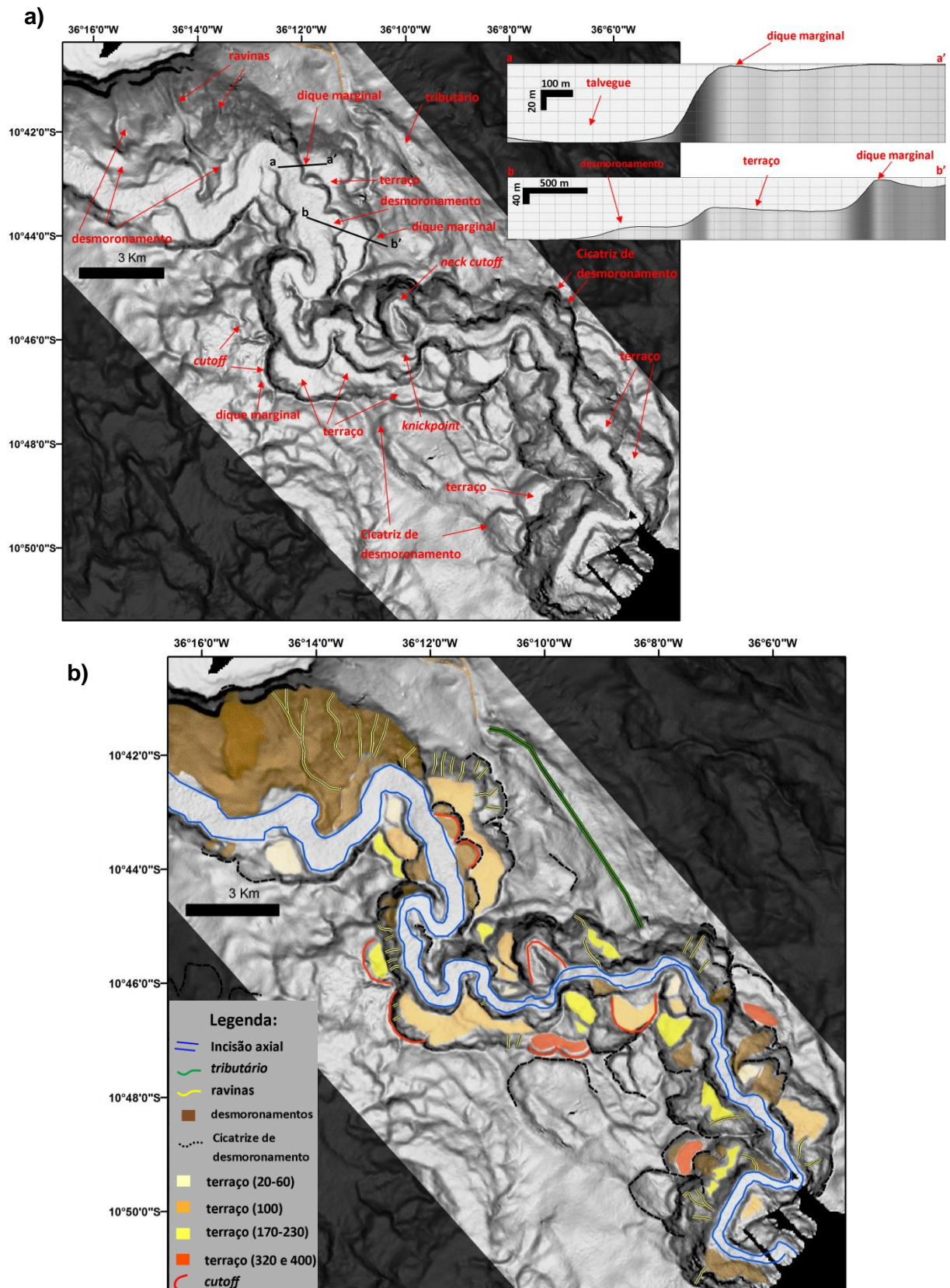


Figura 7 - Principais feições mapeadas na porção mediana do CSF

4.3 Paleocânion (ou paleodistributário) do CSF

O paleocânion do São Francisco (PCSF) tem comprimento de aproximadamente 20 km, e inicia-se na profundidade em torno de 1300 m, estendendo-se até 1970 m de profundidade na área imageada (Figuras 3 e 8).

Ele está orientado preferencialmente na direção NNO-SSE, e apresenta uma sinuosidade de 1,2. Sua declividade média ($1,8^\circ$) é semelhante a da porção mediana do CSF. Sua geometria transversal em “U” se mantém ao longo de todo o comprimento. O fundo plano apresenta largura média de 700 m. O desnível entre o talvegue e os interflúvios varia de 60 a 200 m, e as paredes laterais apresentam declividades da ordem de 8° . O grau de incisão deste distributário não é tão acentuado quanto o do CSF (Figura 3). Alguns diques marginais nas regiões mais externas do CSF exibem evidência de transbordamento, com os depósitos associados se estendendo até o PCSF (Figura 8).

Cicatrizes de desmoronamentos associadas a lóbos deposicionais estão presentes ao longo de todo o comprimento do PCSF, obliterando os terraços marginais ao talvegue (Figura 2). Diques margeiam as paredes externas do PCSF com relevos variando entre 20 e 40 m, se concentram principalmente na porção SW ao eixo do mesmo. O dique marginal mais elevado, com 40m de relevo ocorre na porção proximal do PCSF, próximo ao ponto de intersecção com o CSF (Figura 8).

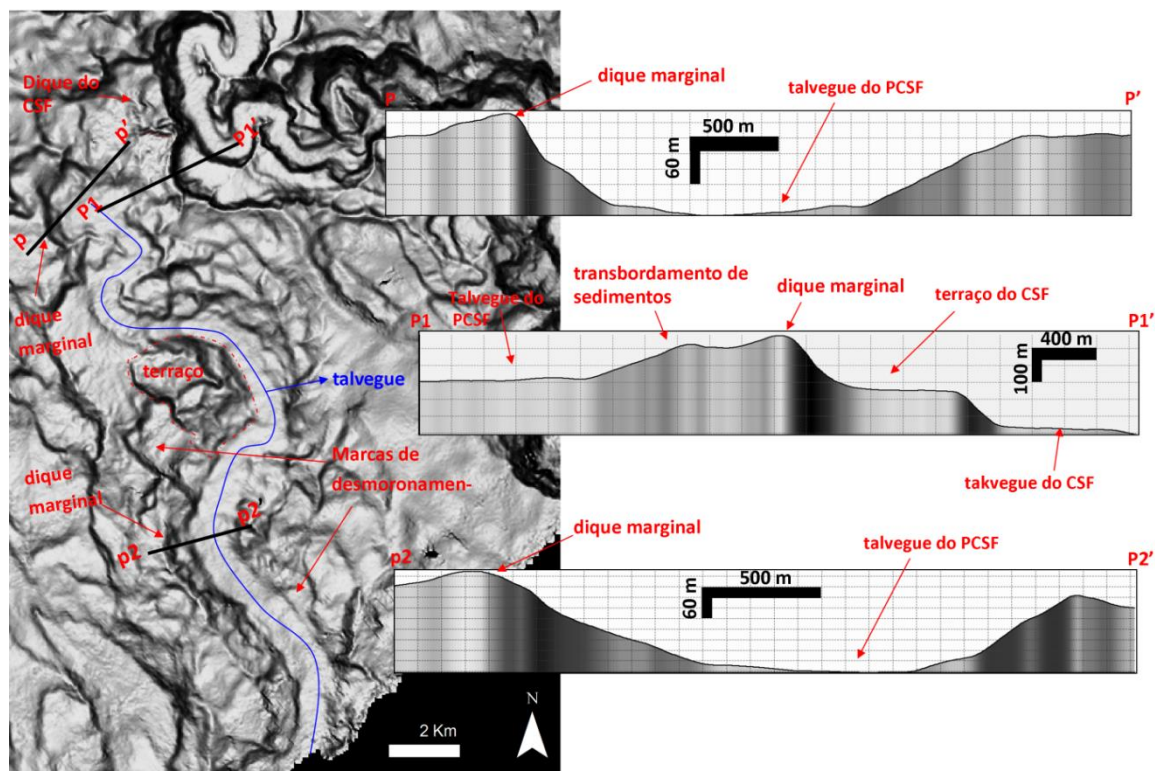


Figura 8 - Paleocânion/distributário do São Francisco. Os três perfis batimétricos ilustram feições discutidas no texto.

4.4 Demais Cânions (C1, C2, C3, C4, C5 e C6)

Os outros seis cânions mapeados apresentam como característica comum o fato de serem praticamente retilíneos (sinuosidade aproximadamente igual a 1). O maior dentre eles é o C4 com 28,6 km de comprimento, seguido pelos C6, C3, C2 e C1 que possuem comprimentos similares, variando entre 17,6 a 18,7 Km. O C5 é o que possui o menor comprimento (13,35 Km) (Figura 4) (Tabela 1).

O C4 possui conexão com a plataforma continental (profundidade em torno de 100 m), porém não possui ligação a um sistema fluvial (cânion Tipo II). A cabeceira é bem desenvolvida, semicircular, com 6 km de diâmetro e 9 km de perímetro. Sua cabeceira apresenta uma geometria transversal em “V”, com as paredes circundantes exibindo altura de 520 m e declividade média de 11,7° e 10,3° (Figura 9). Na sua porção mais distal, o C4 muda bruscamente de orientação (de NO-SE para N-S, aproximadamente) ao encontrar o PCSF (Figura 2).

Os cânions C1, C2, C3, C5 e C6 encontram-se confinados no talude (cânion Tipo III), com as cabeceiras situadas em torno de 850 a 1200 m de profundidade. Todos apresentam a cabeceira com forma em “V”, com talvegue estreito (100 m aproximadamente). O C1 é o que possui a cabeceira mais desenvolvida e mais entalhada (300 m de desnível entre o talvegue e os interflúvios), e cicatrizes de desmoronamentos. As cabeceiras dos cânions C2, C3, C5 e C6 possuem relevo entre 100 a 200 m. As paredes na porção NE destas cabeceiras apresentam maiores alturas e declividades que as situadas a SW, embora estas diferenças principalmente na declividade sejam pequenas, variando de 1° no C3 até 4° no C1 (Figura 9).

Todos esses cânions tendem a perder o caráter erosivo e geometria em “V” dominante na porção proximal, para uma geometria em “U” em maiores profundidades (Figura 3). Cicatrizes de desmoronamentos estão presentes em todos estes cânions, assim como ravinas e canais tributários.

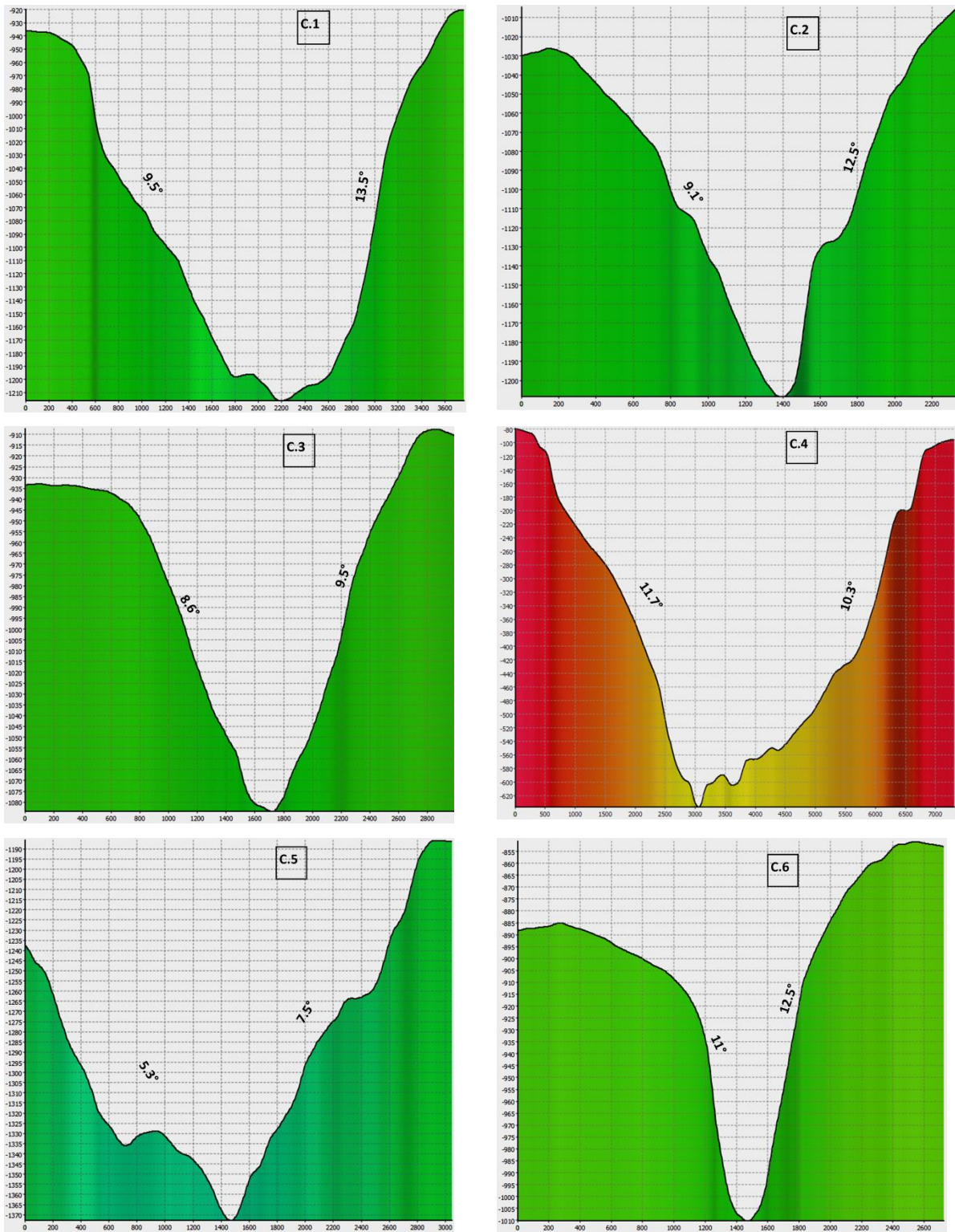


Figura 9 - Perfis transversais às cabeceiras dos cânions C1, C2, C3, C4, C5, e C6. A localização dos perfis está na figura 3.

4.5 Talude Continental

A declividade média do talude na área imageada é de aproximadamente 5°, entretanto valores de até 50° graus são encontrados próximo à quebra da plataforma e entre 30 e 40° nas paredes dos cânions. De modo geral a porção do talude a SW do CSF é mais íngreme que a porção a NE. Assim o talude superior estende-se até aproximadamente 600 m de profundidade na porção SW enquanto na porção NE termina em 400 m. A declividade média é de 16°, variando de 7° a 20°. Já o talude médio que estende-se até 1500m, apresenta uma declividade média de 5°, variando de 3° a 8° (Figura 10).

O perfil s1-s1' (porção NE) exibe uma geometria mista resultante da junção de dois segmentos, com o talude superior apresentando uma geometria côncava, e o restante do talude médio uma geometria convexa. Esta geometria reflete o caráter mais deposicional do talude superior, enquanto no talude médio desmoronamentos são mais abundantes (Figura 10).

O perfil s2-s2' (porção SW), caracteriza-se por apresentar um perfil contínuo de geometria côncava. Nesta região, também como já visto, os cânions alcançam a borda da plataforma (Figuras 1 e 10).

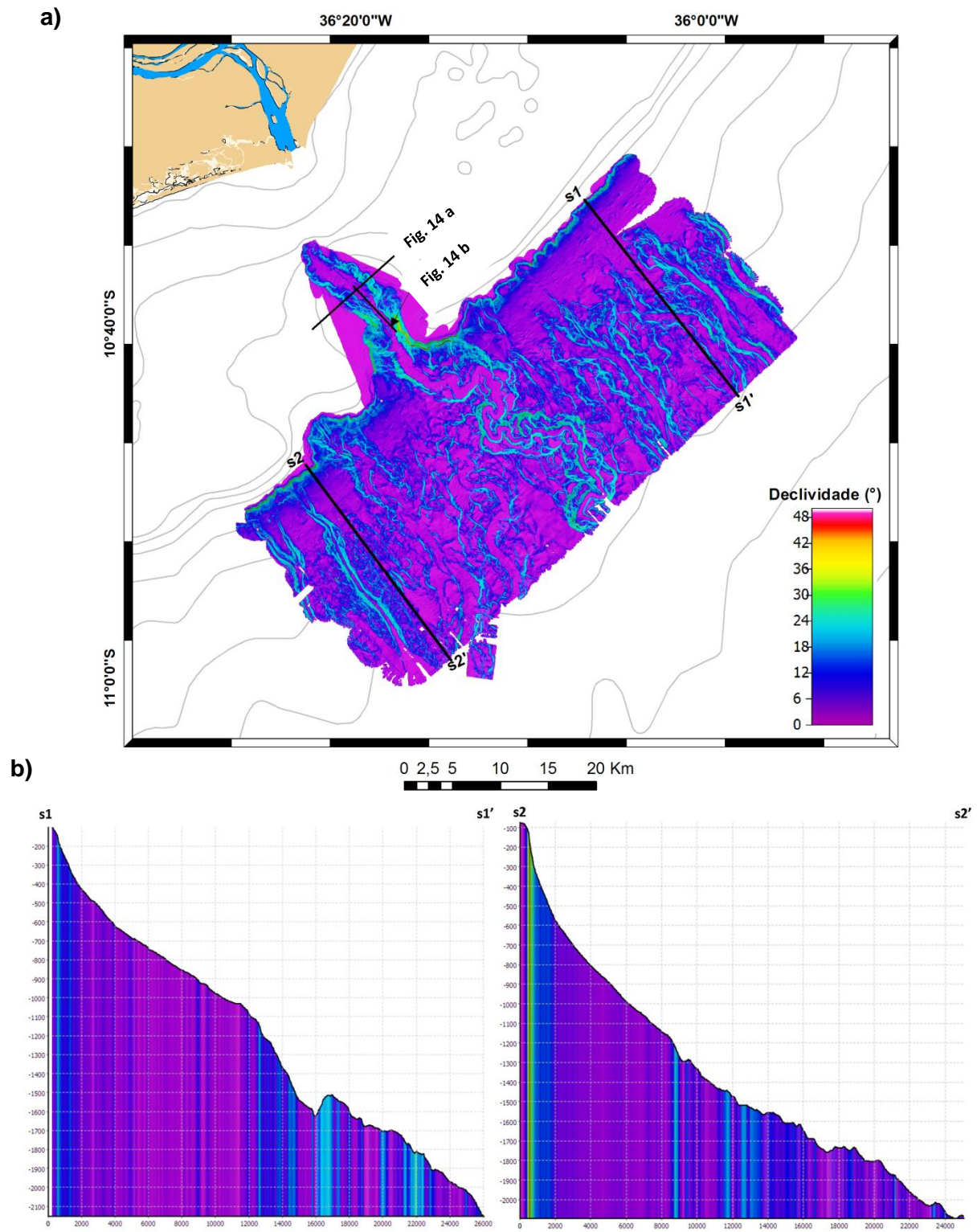


Figura 10 – a) Mapa de declividade da área de estudo. b) Perfis longitudinais ao talude ilustrando variações na declividade.

4.5.1 Outras feições no talude

4.5.1.1 Desmoronamentos

Lóbulos de desmoronamentos e cicatrizes associadas são abundantes principalmente no talude médio, associados às paredes dos cânions. Estas feições são mais numerosas também na porção NE da área de estudo (Figura 2).

4.5.1.2 *Pockmarks e mounds*

Foram mapeadas 73 feições do tipo *pockmarks* e 36 do tipo *mounds*, os quais estão concentrados no talude superior entre as profundidades de 200 e 1000 m. Ambas são muito mais numerosas na porção NE da área de estudo (Figuras 2 e 11).

Os *mounds* exibem alturas entre 5 e 40 m e diâmetro de até pouco mais de 200 m (Figuras 12A e 12B). Os *pockmarks* apresentam profundidades em relação à superfície do talude entre 15 e 20 m e diâmetros de que variam desde 20 m na base até 500 m na superfície (Figura 12C). Muitas dessas estruturas estão alinhadas sugerindo um possível controle estrutural (Cathles *et al.*, 2010; Somoza *et al.*, 2014), visto que alguns destes alinhamentos representam prolongamentos de cânions, tributários e *furrows*, principalmente na porção NE da área (Figura 2).

Marcas de escavação (*scour marks*) estão associadas a estes *mounds* e *pockmarks* principalmente no talude superior. Estas marcas de escavação indicam um sentido preferencial das correntes de fundo para NE (Figuras 11), concordante com o deslocamento da Subcorrente Norte do Brasil e da AIA (Stramma and Schott, 1999; Stramma and England, 1999).

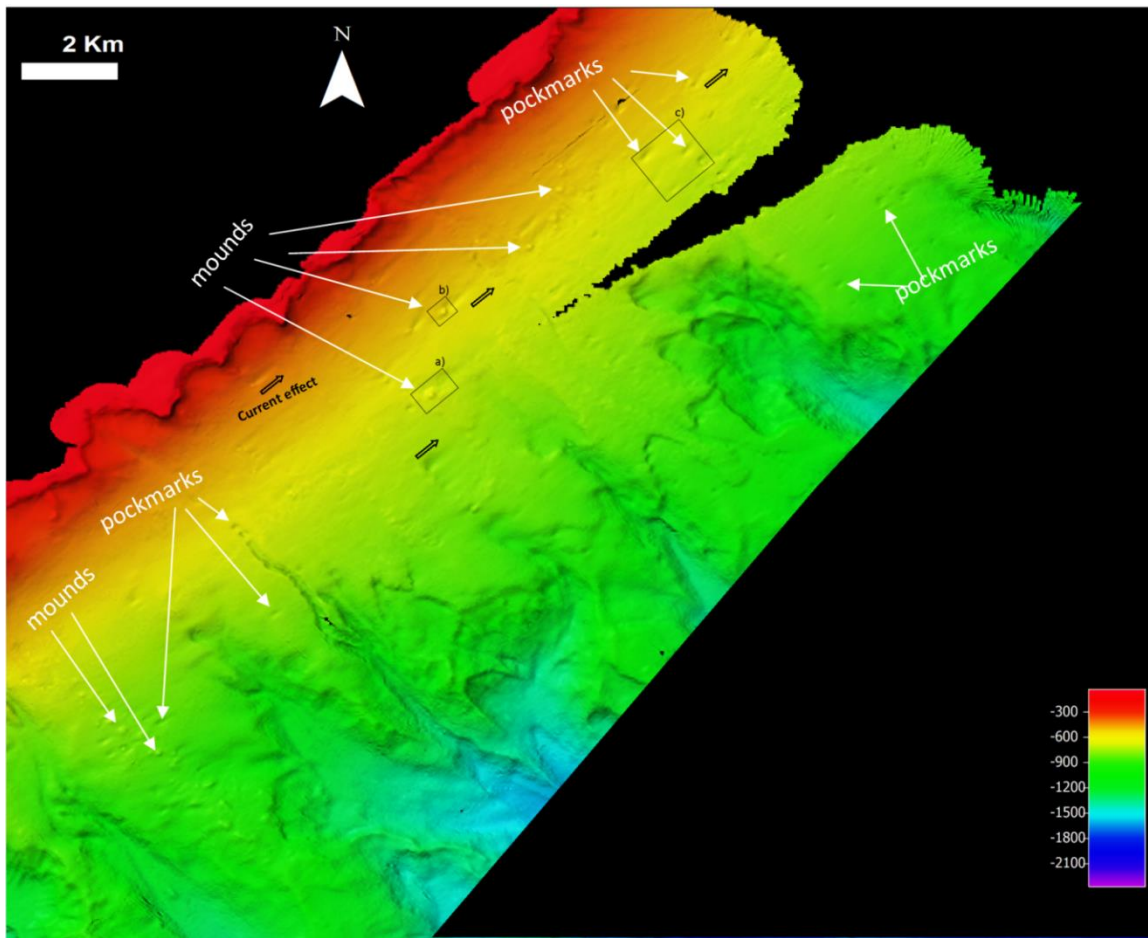
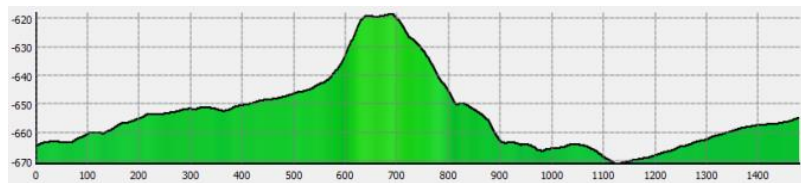
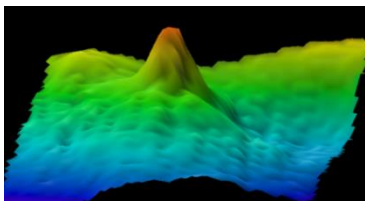
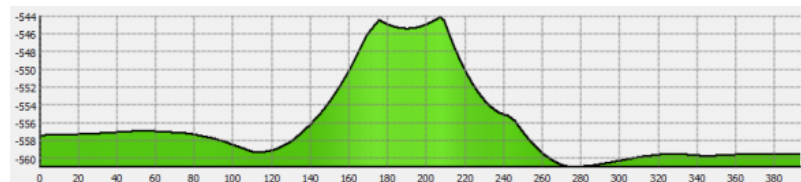
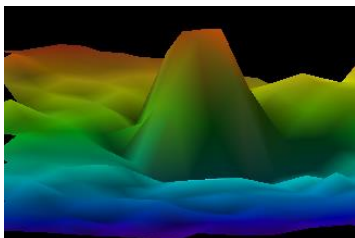


Figura 11 - Batimetria da região a NE do CSF, com indicação de *mounds* e *pockmarks* e o sentido preferencial de deslocamento das correntes de contorno. Observar as marcas de escavação (*scour marks*) no entorno destas feições.

a)



b)



c)

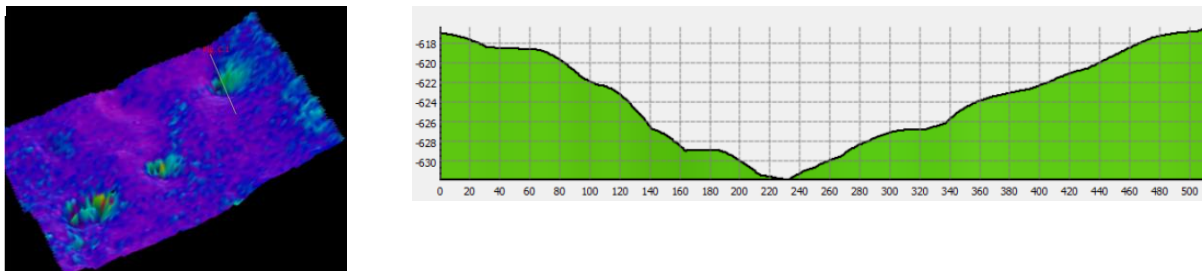


Figura 12 - Detalhe da batimetria de feições identificadas como *mounds* (A e B) e *pockmarks* (C).

4.6 Backscatter

O *backscatter* (reverberação acústica) na área do levantamento (Figura 13) mostra a predominância de sedimentos finos. Material mais grosso está presente, entretanto, nas regiões próximas à borda da plataforma continental.

Ao longo do CSF, sedimentos finos também são dominantes. Entretanto, na região da cabeceira, os valores de *backscatter* são mais elevados, em associação com desmoronamentos, oriundos da plataforma. No interior do cânion, a partir da isóbata de 1500 m, tanto o fundo do cânion, quanto suas paredes, apresentam valores de reverberação acústica mais elevados. A mudança se dá a jusante do *knickpoint* mais importante, mencionado anteriormente. Nossa interpretação é que o material sedimentar recobrimo o fundo é mais grosso neste trecho (areia a areia lamosa). Em todos os outros cânions imageados os valores do *backscatter* são semelhantes àqueles exibidos pelo talude (Figura 13).

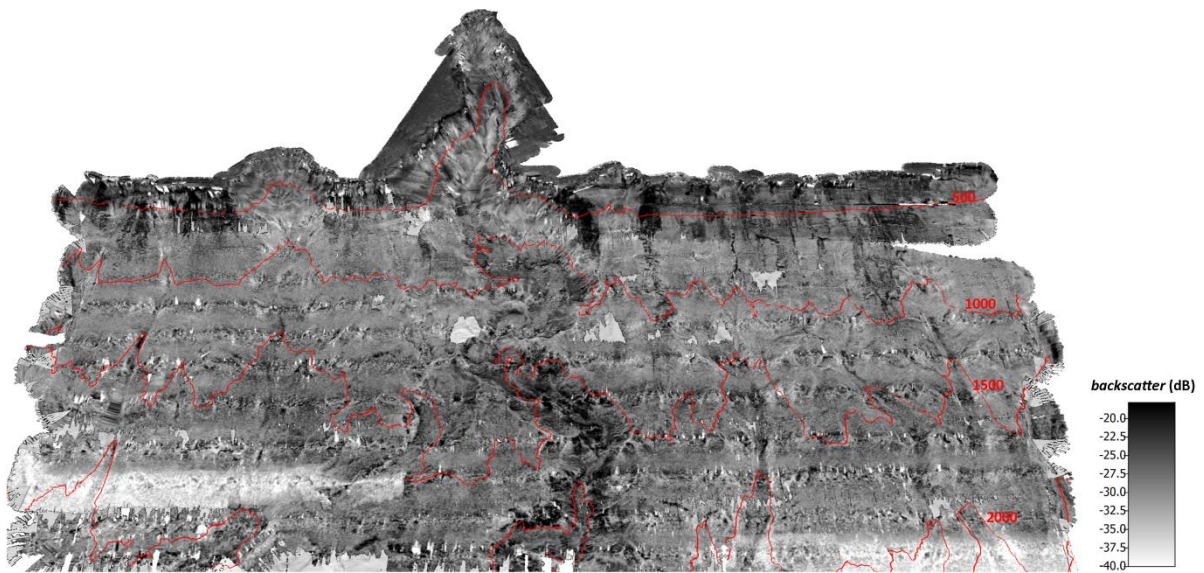
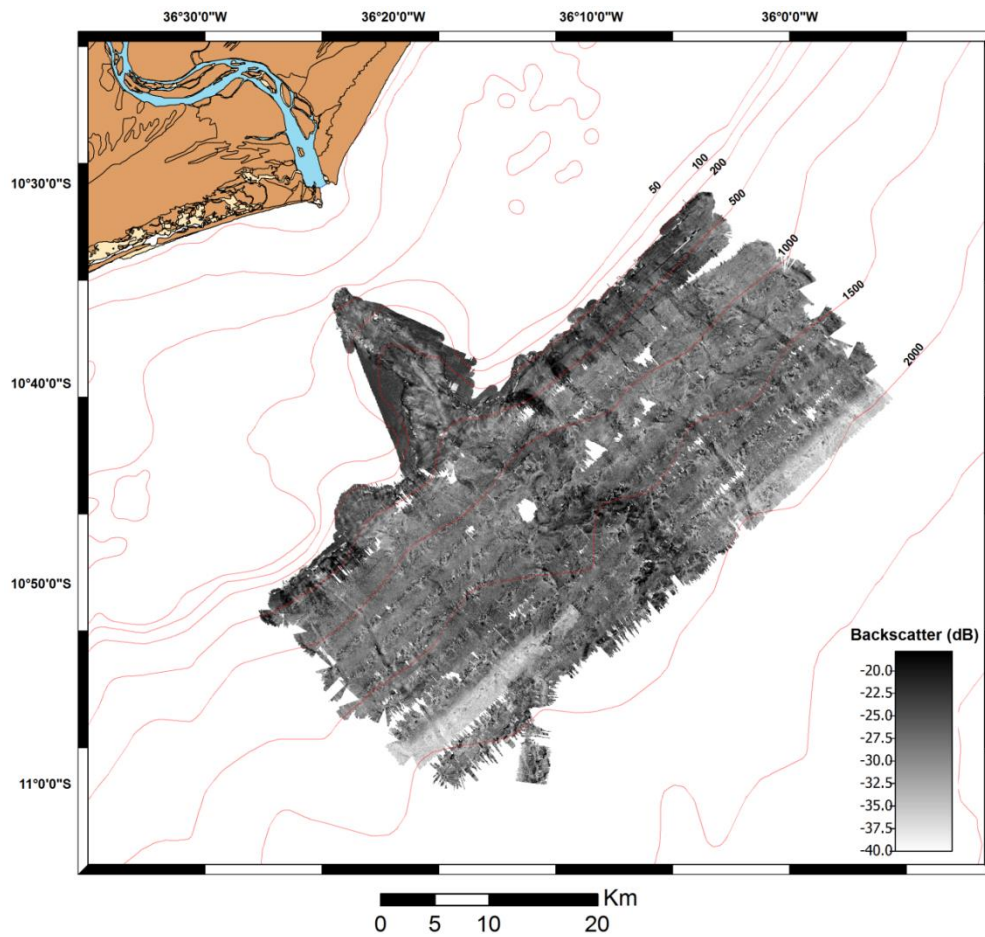


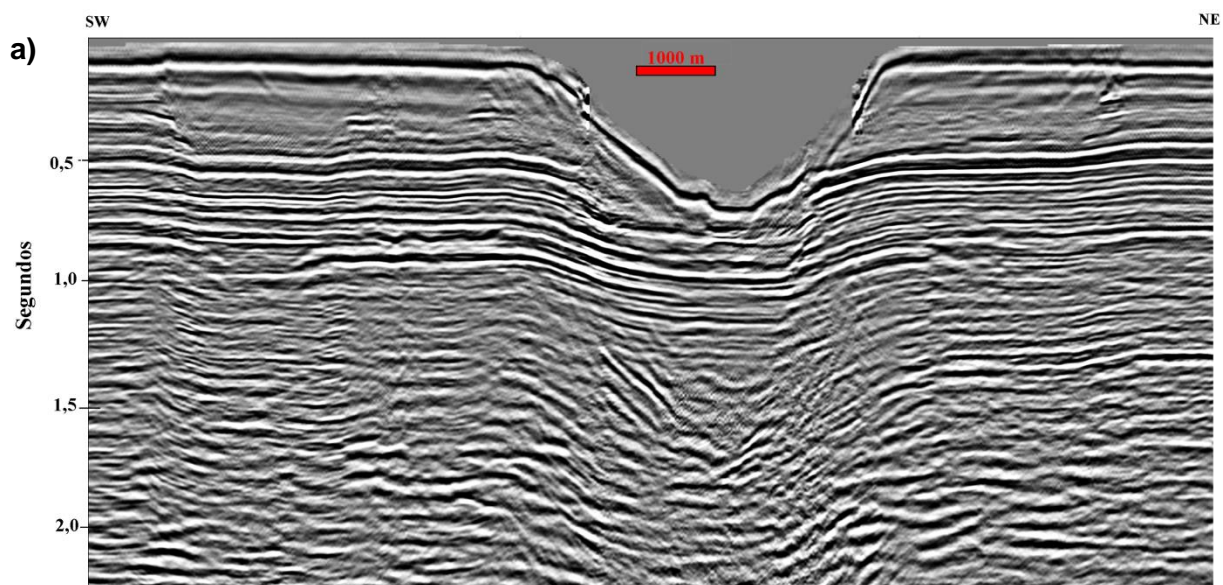
Figura 13 - Mapa do *backscatter* da região imageada, em planta e com renderização 3D.

5. DISCUSSÃO

5.1 Origem e evolução do cânion do São Francisco

Dois processos principais atuam, separadamente ou em conjunto, no desenvolvimento dos cânions submarinos: i. Erosão por fluxos turbidíticos derivados de sistemas fluviais; e ii, erosão regressiva gerada por instabilidade sedimentar, associada a falhas e desmoronamentos, na região do talude (Shepard, 1936; Shepard, 1981; Praston et al., 1994; Praston and Coakley, 1996; Harris and Whiteway, 2011; Puga-Bernabéu, et al., 2011; Green et al., 2007; Green and Uken, 2008).

Cainelli (1994) mostrou que ao longo do Terciário, diversas gerações de cânions se formaram na margem continental da bacia sedimentar de Sergipe-Alagoas. Ainda segundo este autor, o cânion moderno do São Francisco se desenvolveu a partir do Mioceno inferior. A figura 14 mostra uma seção sísmica perpendicular à orientação geral do cânion na região da cabeceira, onde é possível visualizar que o CSF moderno, está implantado sobre um paleocânion, que havia sido completamente preenchido, o que também fica bem evidenciado na seção sísmica longitudinal, onde clinofórmulas bem definidas preenchem este antigo cânion. O perfil longitudinal mostra também o possível controle estrutural no desenvolvimento do cânion, visto que tanto o cânion moderno quanto o antecedente apresentam-se nitidamente controlados por falhas.



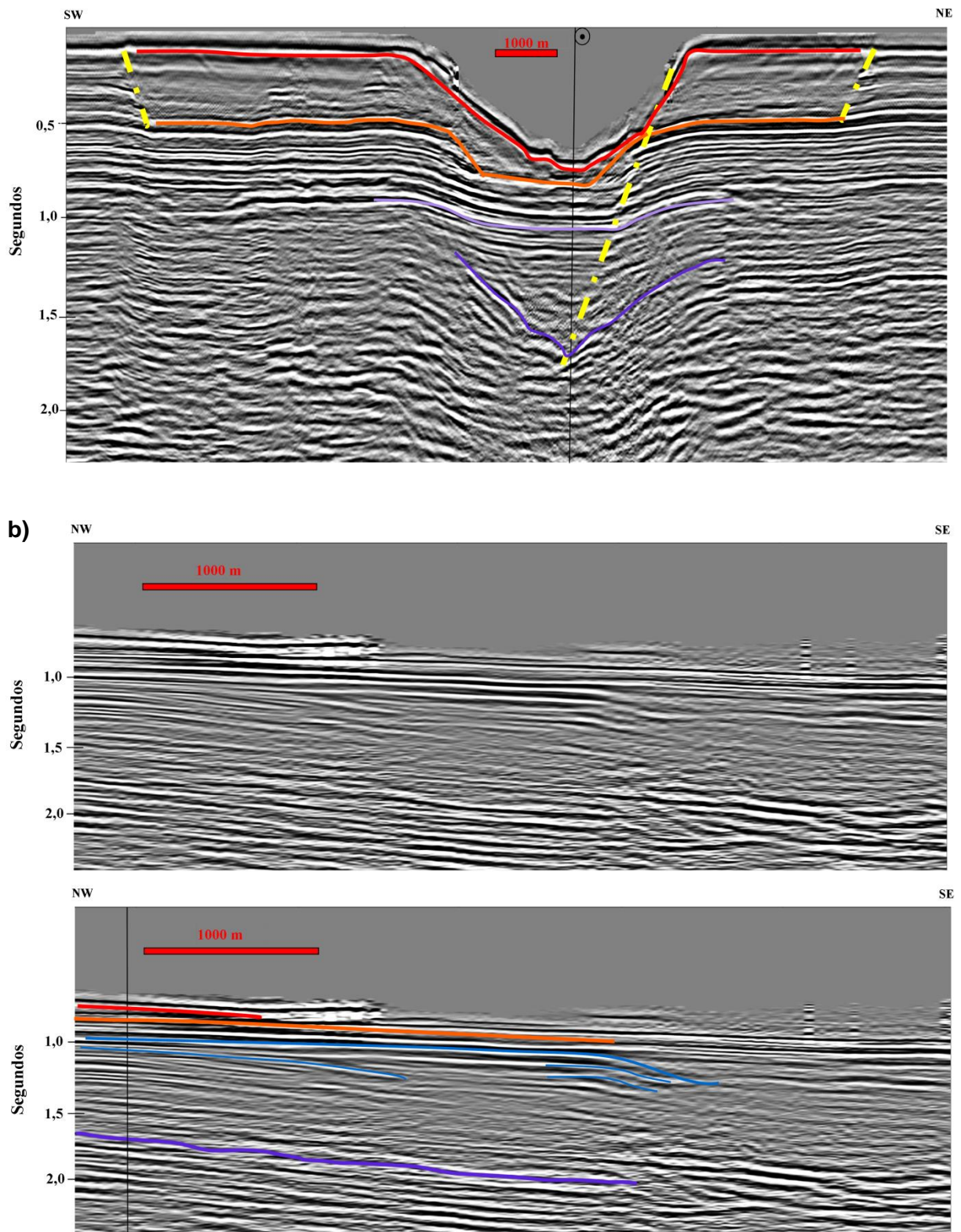


Figura 14 - Perfis sísmicos da região da cabeceira do CSF, no trecho em que o mesmo indenta a plataforma. a) Perfil *strike* (perpendicular ao eixo do vale). b) Perfil *dip* (ao longo do eixo do vale). A localização das linhas sísmicas está na figura 10.

Durante o Mioceno médio/inferior, a borda continental do Brasil foi afetada por uma subida do nível do mar que resultou na deposição da Formação Barreiras (Rossetti *et al*

2013). Desde esta época, o nível eustático do mar tem progressivamente descido como consequência do resfriamento do planeta e expansão dos lençóis de gelo na Antártica e na América do Norte (Miller, 2008; Müller *et al.*, 2008). Disto resulta que a posição média do nível do mar durante a maior parte do Quaternário foi entre 45-65 m abaixo do nível do mar atual. Isto permitiu a conexão direta e contínua entre a foz do São Francisco e a cabeceira do cânion, facilitando a incisão do cânion moderno. Antobreh and Krastel (2006) relatam a importância das mudanças climáticas no plio/pleistoceno na formação de vales submarinos na costa da África.

Outro aspecto a ser considerado é que a origem do CSF pode estar associada ao momento em que o rio São Francisco começou a desaguar nesta região. Potter (1997) sugeriu que o rio São Francisco desaguava originalmente mais a norte, onde hoje se encontra o rio Parnaíba. Posteriormente, com a separação entre a América do Sul e África, a erosão remontante das bacias hidrográficas que se instalaram, acabou capturando o rio, forçando-o a desaguar na sua posição atual. Este argumento explicaria o porquê do rio São Francisco mudar abruptamente sua orientação no baixo curso. O depocentro do Baixo do São Francisco pode ter também desempenhado um papel importante na nucleação desta nova bacia hidrográfica pós-separação América do Sul e África.

Summerhayes *et al.*, (1976) considera que o CSF encontra-se inativo atualmente. Durante o último máximo glacial, com a conexão direta entre a desembocadura do rio e a cabeceira do cânion, o suprimento de sedimentos arenosos para o cânion era certamente maior (Deptuck *et al.*, 2007; Jobe *et al.*, 2015; McHargue *et al.*, 2011; Pratson and Coakley, 1996; Baztan *et al.*, 2005; Oiwane *et al.*, 2011).

Durante níveis de mar alto, o recuo da fonte sedimentar fez com que muitos cânions submarinos ao redor do mundo fossem considerados inativos (Damuth and Kumar, 1975; Babonneau *et al.*, 2002). Entretanto, alguns cânions são ainda considerados ativos devido à proximidade da cabeceira do cânion com o rio principal (Babonneau *et al.*, 2002), e outros devido ao aporte sedimentar proporcionado pelas plataformas continentais, mesmo sem relação com sistemas fluviais (Antobreh and Krastel, 2006; Arzola *et al.* 2008).

No caso particular do rio São Francisco, nos dias atuais, os sedimentos arenosos ficam retidos na planície deltaica, que é separada da cabeceira do cânion por uma clinofórmula deltaica lamosa, a qual, entretanto, já começa a soterrar a cabeceira do cânion, aumentando o suprimento de sedimentos finos para o mesmo. Vários autores sugerem que nos períodos de mar alto, em presença de fluxos de lama, o talvegue do cânion se torna mais sinuoso (McHargue *et al.*, 2011; Deptuck *et al.*, 2007; Peakall *et al.*, 2000; Kolla *et al.*, 2001; Jobe *et al.*, 2015). Entretanto, se o mesmo estiver muito encaixado pode até haver uma redução no grau de meandramento (Babonneau *et al.*, 2002).

É possível que os valores mais elevados do *backscatter* no trecho mais inferior do cânion, resultado da presença de material sedimentar mais grosso, provavelmente testemunhem o transporte de sedimentos mais grossos para esta região, durante os períodos glaciais. Nestes períodos, com o nível do mar posicionado dezenas de metros abaixo do atual nível do mar, o São Francisco desaguava diretamente na cabeceira do cânion.

5.2 Formação do PCSF

O abandono do PCSF se deu por um processo de avulsão, justamente na transição do cânion superior para o médio, onde se concentra o maior número de meandros. Este trecho médio é o que apresenta maior instabilidade, por causa do meandramento, terraços, migração lateral e *cut-offs* bem marcados (Schwenk *et al.*, 2003; Deptuck *et al.*, 2007).

O PCSF deve ter permanecido em atividade por tempo considerável, tendo em vista seu caráter sinuoso pronunciado (Babonneau *et al.*, 2002). O fato de seu talvegue ser mais raso que o do CSF, resulta provavelmente de um longo período de inatividade, e seu progressivo preenchimento por sedimentos provenientes de desmoronamentos das paredes laterais, assim como do transbordamento de fluxos turbidídicos, durante as fases iniciais de impantação do CSF atual.

Aparentemente, esta transição do cânion superior para o médio, representa a região apical do leque submarino do rio São Francisco, ou seja, onde ele começa a ser construído, justamente a partir do ponto em que o cânion emerge da plataforma continental, interceptando o talude.

5.3 Cânions C1, C2, C3, C4, C5 e C6

Os cânions identificados como tipo II e III, não possuindo diretamente uma fonte sedimentar de sistema fluvial, formaram-se aparentemente a partir de processos de instabilidade e deslizamentos no talude (Pratson *et al.*, 1994; Pratson and Coakley, 1996). Eles exibem diferentes estágios de erosão regressiva (inicial, transicional e maduro) (Puga-Bernabéu, *et al.*, 2011). O C4 é o único considerado maduro por ter direta conexão com a quebra da plataforma continental, enquanto que o C5, por ser o menos desenvolvido, está no estágio inicial. Os demais cânions encontram-se ainda em um momento transicional com a erosão regressiva, fazendo suas cabeceiras recuarem no sentido da borda da plataforma.

5.4 Diferenças entre os cânions

Cânions como o CSF (Tipo I) são mais comuns em plataformas estreitas, apresentam os maiores comprimentos, porém são os menos abundantes no mundo (Harris and Whiteway, 2011). Suas principais características são a sinuosidade, presença de *knickpoints*, tributários e terraços ao longo de seu curso (Piper, 2005; Arzola *et al.* 2008; Puga-Bernabéu, *et al.*, 2011; Harris and Whiteway, 2011; Jobe *et al.*, 2011; Posamentier, 2003). Por conta de sua relação com sedimentos continentais arenosos, eles são tidos como potenciais formadores de bons reservatórios de hidrocarboneto (Jobe *et al.*, 2011; Stow and Mayall, 2000; Dailly *et al.*, 2002)

Já os cânions dos tipos II e III, possuem a característica de serem mais inclinados e retilíneos, e são os mais abundantes, principalmente o tipo III (Jobe *et al.*, 2011; Puga-Bernabéu, *et al.*, 2011; Harris and Whiteway, 2011). Por se desenvolverem confinados no talude, os depósitos associados são lamosos, sendo então considerados como bons formadores de rocha selante (Jobe *et al.*, 2011).

5.5 *Pockmarks* e *mounds*

Os *mounds* mapeados podem ser expressão de escape de gás (chaminés), recifes coralíneos de águas profundas, ou as duas coisas associadas. Os *mounds* coralíneos são formados principalmente por *Lophelia pertusa* e *Madrepora oculata*, desenvolvendo-se em profundidades de até 1600 m. (Roberts *et al.*, 2003; Raddatz *et al.*, 2014; Somoza *et al.*, 2014). Geralmente eles se fixam a substratos rígidos em taludes continentais e montes submarinos, associados a regiões com forte intensidade de correntes (Guinotte *et al.*, 2006; De Mol *et al.*, 2011; Raddatz *et al.*, 2014).

Os *pockmarks* são atribuídos ao escape de fluidos, principalmente gás (metano), mas também podendo ser água (Hovland and Judd, 1988; Netzeband *et al.*, 2010; Cathles *et al.*, 2010). São considerados importantes por gerar nutrientes para a produtividade primária de algumas comunidades biológicas, para exploração de petróleo e gás, e como indicadores de instabilidade do fundo marinho (Hovland and Judd, 1988; Cathles *et al.*, 2010). Sua relação com os *mounds* pode resultar do fato de ambos serem expressões fisiográficas da exudação de gás confinado (Hovland and Svensen., 2006; Cathles *et al.*, 2010; Somoza *et al.*, 2014), e até mesmo expressão superficial de chaminés soterradas (Cathles *et al.*, 2010; Netzeband *et al.*, 2010). Falhas de pequeno porte podem ser responsáveis pela distribuição e alinhamento dessas estruturas (Cathles *et al.*, 2010; Somoza *et al.*, 2014).

5.6 Talude continental

A elevada declividade observada no talude superior é concordante com o fato da região externa da plataforma continental constituir uma plataforma carbonática com baixo suprimento sedimentar (O'Grady *et al.*, 2000). O maior acúmulo de sedimentos na porção a NE do CSF, principalmente no talude superior, resulta aparentemente do transporte associado com as correntes de contorno que atuam na região (Corrente Norte do Brasil e AIA). A pluma do São Francisco aparentemente não tem efeito na região NE, visto que o padrão dominante de dispersão da mesma é no sentido SW, como já foi apontado por diversos autores. O transporte preferencial de sedimentos pelas correntes de contorno parece também influenciar no desenvolvimento dos cânions. Os cânions situados a SW, do CSF são mais desenvolvidos, com cabeceiras alcançando ou quase alcançando a quebra da plataforma. De outro lado, os cânions situados na porção a NE do CSF se apresentam mais instáveis, exibem um maior número de desmoronamentos e estão confinados ao talude.

É possível também que este padrão preferencial de dispersão de sedimentos pelas correntes de contorno tenha favorecido uma maior concentração de *mounds* e *pockmarks* na porção a NE do CSF, em decorrência de maiores taxas de sedimentação e assim maiores teores de matéria orgânica. A presença de marcas de escavação (*scour marks*) associadas a estas feições indicam também a atuação de correntes mais intensas (Cathles *et al.*, 2010; De Mol *et al.*, 2011; Somoza *et al.*, 2014).

6. CONCLUSÃO

Esse trabalho apresentou os resultados de um levantamento com batimetria multifeixe do cânion do São Francisco e vizinhanças. Diferentes tipos de cânions submarinos, exibindo graus variados de maturidade ocorrem na região do talude. O CSF é o único que apresenta um canal com elevado grau de meandramento decorrente de sua estreita associação com um grande rio. O cânion moderno do São Francisco está implantado sobre um antigo cânion já preenchido. Especula-se neste trabalho que este cânion mais antigo data da época em que o rio São Francisco passou a desaguar nesta região, em algum momento entre o final do Oligoceno e o início do Mioceno. O cânion moderno representa um episódio de re-incisão, talvez associado ao abaixamento do nível do mar desde o nível de mar alto do Mioceno médio. A existência de um paleocânion/distributário do São Francisco, com expressão superficial na batimetria atual, situado a sul do CSF, aponta para uma mudança mais recente no canal principal, por um processo de avulsão. Sugere-se aqui que a porção apical do leque submarino do São

Francisco, situa-se aproximadamente em torno deste ponto onde ocorreu a avulsão. Está região coincide com o trecho onde a porção do CSF que indenta a plataforma, emerge no talude. A atuação de correntes de contorno na porção superior do talude parece ter favorecido uma dispersão preferencial de sedimentos no sentido NE, diferente daquela associada à pluma do rio, resultando em maiores taxas de sedimentação, com reflexos diretos no desenvolvimento de *mounds* e *pockmarks*, assim como também na maturidade dos cânions submarinos presentes no talude, quando comparados com os cânions situados a SW.

REFERÊNCIAS

Almeida, A.G., Kowsmann, R.O., 2015. Geomorfologia do talude continental e do platô de São Paulo. *Geologia e Geomorfologia*. p. 33–66.

Almeida, N.M., Vital, H., Gomes, M.P., 2015. Morphology of submarine canyons along the continental margin of the Potiguar Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 68, 307–324.

Antobreh, A.A., Krastel, S., 2006. Morphology, seismic characteristics and development of Cap Timiris Canyon, offshore Mauritania: A newly discovered canyon preserved-off a major arid climatic region. *Marine and Petroleum Geology* 23, 37–59.

Arzola, R.G., Wynn, R.B., Lastras, G., Masson, D.G., Weaver, P.P.E., 2008. Sedimentary features and processes in the Nazaré and Setúbal submarine canyons, west Iberian margin. *Marine Geology* 250, 64–88.

Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology* 19, 445–467.

Bandeira, J.V., Enrique, O., Acosta, C., 2008. Long-term morphological impacts on the coastline of Sergipe State, Brazil, caused by the construction of dams in the São Francisco River Basin. *Area* 1–16.

Baztan, J., Berné, S., Olivet, J.L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J.P., Canals, M., 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Marine and Petroleum Geology* 22, 805–826.

Brothers, D.S., ten Brink, U.S., Andrews, B.D., Chaytor, J.D., Twichell, D.C., 2013. Geomorphic process fingerprints in submarine canyons. *Marine Geology* 337, 53-66.

- Cainelli, C., 1994. Shelf processes and canyon/channel evolution controlling turbidite systems: examples from the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. GCSSEPM Foundation 15th Annual Research Conference. 39–50.
- Cathles, L.M., Su, Z., Chen, D., 2010. The physics of gas chimney and pockmark formation, with implications for assessment of seafloor hazards and gas sequestration. *Marine and Petroleum Geology* 27, 82–91.
- Dailly, P., Lowry, P., Goh, K., Monson, G., 2002. Exploration and development of Ceiba Field, Rio Muni Basin, Southern Equatorial Guinea. The leading edge. 1140–1146.
- Cunha, M.R., Paterson, G.L.J., Amaro, T., Blackbird, S., de Stigter, H.C., Ferreira, C., Glover, A., Hilário, A., Kiriakoulakis, K., Neal, L., Ravara, A., Rodrigues, C.F., Tiago, Á., Billett, D.S.M., 2011. Biodiversity of macrofaunal assemblages from three Portuguese submarine canyons (NE Atlantic). *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 58, 2433–2447.
- Damuth, J.E., Kumar, N., 1975. Amazon cone: morphology, sediments, age, and growth pattern. *Geological Society of America Bulletin* 86, 863–878.
- De Leo, F.C., Smith, C.R., Rowden, A.A., Bowden, D.A., Clark, M.R., 2010. Submarine canyons: hotspots of benthic biomass and productivity in the deep sea. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences* 277, 2783–2792.
- De Mol, L., Van Rooij, D., Pirlet, H., Greinert, J., Frank, N., Quemmerais, F., Henriët, J.P., 2011. Cold-water coral habitats in the Penmarc'h and Guilvinec Canyons (Bay of Biscay): Deep-water versus shallow-water settings. *Marine Geology* 282, 40–52.
- Deptuck, M.E., Sylvester, Z., Pirmez, C., O'Byrne, C., 2007. Migration–aggradation history and 3-D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleistocene Benin-major Canyon, western Niger Delta slope. *Marine and Petroleum Geology* 24, 406–433.
- Dewangan, P., Ramprasad, T., Ramana, M. V., Mazumdar, A., Desa, M., Badesab, F.K., 2010. Seabed morphology and gas venting features in the continental slope region of Krishna-Godavari basin, Bay of Bengal: Implications in gas-hydrate exploration. *Marine and Petroleum Geology* 27, 1628–1641.
- Dominguez, J.M.L., 1996. The Sao Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas? *Geological Society, London, Special Publications* 117, 217–231.
- Gardner, W.D., 1989. Baltimore Canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. *Deep Sea Research Part A, Oceanographic Research Papers* 36, 323–358.

- Gómez-Ballesteros, M., Druet, M., Muñoz, A., Arrese, B., Rivera, J., Sánchez, F., Cristobo, J., Parra, S., García-Alegre, A., González-Pola, C., Gallastegui, J., Acosta, J., 2014. Geomorphology of the Avilés Canyon System, Cantabrian Sea (Bay of Biscay) María. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 106, 99–117.
- Green, A.N., Goff, J. a., Uken, R., 2007. Geomorphological evidence for upslope canyon-forming processes on the northern KwaZulu-Natal shelf, SW Indian Ocean, South Africa. *Geo-Marine Letters* 27, 399–409.
- Green, A., Uken, R., 2008. Submarine landsliding and canyon evolution on the northern KwaZulu-Natal continental shelf, South Africa, SW Indian Ocean. *Marine Geology* 254, 152–170.
- Greene, H.G., Maher, N.M., Paull, C.K., 2002. Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about continental margin development. *Marine Geology* 181, 55–82.
- Guinotte, J.M., Orr, J., Cairns, S., Freiwald, A., Morgan, L., George, R., 2006. Will human-induced changes in seawater chemistry alter the distribution of deep-sea scleractinian corals? *Frontiers in Ecology and the Environment* 4, 141–146.
- Harris, P.T., Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology* 285, 69–86.
- Hovland, M., Judd, A.G., 1988. *Seabed Pockmarks and Seepages. Impact on Geology, Biology and the Marine Environment.* Graham & Trotman Ltd., London, 293 pp.
- Hovland, M., Svensen, H., 2006. Submarine pingoes: Indicators of shallow gas hydrates in a pockmark at Nyegga, Norwegian Sea. *Marine Geology* 228, 15–23.
- Howell, J.A., Skorstad, A., MacDonald, A., Fordham, A., Flint, S., Fjellvoll, B., Manzocchi, T., 2008. Sedimentological parameterization of shallow-marine reservoirs. *Petroleum Geoscience* 14, 17–34.
- Jobe, Z.R., Lowe, D.R., Uchytíl, S.J., 2011. Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. *Marine and Petroleum Geology* 28, 843–860.
- Jobe, Z.R., Sylvester, N., Parker, A.O., Howes, N., Slowey, N., Pirmez, C., 2015. Rapid adjustment of submarine channel architecture to changes in sediment supply. *J Journal of Sedimentary Research* 85, 729–753.

- Kolla, V., Bourges, P., Urruty, J.-M., Safa, P., 2001. Tertiary sinuous channels architecture. *Am. AAPG Bulletin* 85, 1373–1405.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Amblas, D., Ivanov, M., Droz, L., Dennielou, B., Fabrès, J., Schoolmeester, T., Akhmetzhanov, A., Orange, D., García-García, A., 2007. A walk down the Cap de Creus canyon, Northwestern Mediterranean Sea: Recent processes inferred from morphology and sediment bedforms. *Marine Geology* 246, 176–192.
- Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Lavoie, C., Church, I., De Mol, B., Duran, R., Calafat, A.M., Hughes-Clarke, J.E., Smith, C.J., Heussner, S., 2011. Understanding sediment dynamics of two large submarine valleys from seafloor data: Blanes and La Fonera canyons, northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology* 280, 20–39.
- Le Dantec, N., Hogarth, L.J., Driscoll, N.W., Babcock, J.M., Barnhardt, W.A., Schwab, W.C., 2010. Tectonic controls on nearshore sediment accumulation and submarine canyon morphology offshore La Jolla, Southern California. *Marine Geology* 268, 115–128.
- McAdoo, B.G., Pratson, L.F., Orange, D.L., 2000. Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Marine Geology* 169, 103–136.
- McHargue, T., Pyrcz, M.J., Sullivan, M.D., Clark, J.D., Fildani, a., Romans, B.W., Covault, J. a., Levy, M., Posamentier, H.W., Drinkwater, N.J., 2011. Architecture of turbidite channel systems on the continental slope: Patterns and predictions. *Marine and Petroleum Geology* 28, 728–743.
- Medeiros, P.R.P., Knoppers, B., Júnior, R.C.S., 2007. Aporte Fluvial E Dispersão De Matéria Particulada Em Suspensão Na Zona Costeira Do Rio São Francisco (Se/Al). *Geochimica* 21, 212 – 231.
- Miller, K.G., 2008. Sea level change, last 250 million years. *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. 879–887.
- Mitchell, N.C., 2005. Interpreting long-profiles of canyons in the USA Atlantic continental slope. *Marine Geology* 214, 75–99.
- Mol, L. D, Van Rooij, D., Pirlet, H., Greinert, J., Frank, N., Quemmerais, F., Henriët, J.P., 2011. Cold-water coral habitats in the Penmarc'h and Guilvinec Canyons (Bay of Biscay): Deep-water versus shallow-water settings. *Marine Geology* 282, 40–52.
- Mota, A. de A., Grison, F., Kobiyam, M., 2013. Relação entre sinuosidade e índices topográficos na zona topográfica fluvial. *Revista Geonorte* 9, 42–60.

- Mountjoy, J.J., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., 2009. Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand. *Marine Geology* 260, 45–68.
- Müller, R.D., Sdrolas, M., Gaina, C., Steinberger, B., Heine, C., 2008. Long-Term Sea-Level Fluctuations. *Science* 319, 1357–1363.
- Netzeband, G.L., Krabbenhoft, A., Zillmer, M., Petersen, C.J., Papenberg, C., Bialas, J., 2010. The structures beneath submarine methane seeps: Seismic evidence from Opouawe Bank, Hikurangi Margin, New Zealand. *Marine Geology* 272, 59–70.
- O’Grady, D.B., Syvitski, J.P.M., Pratson, L.F., Sarg, J.F., 2000. Categorizing the morphologic variability of siliciclastic passive continental margins. *Geology* 28, 207–210.
- Oiwane, H., Tonai, S., Kiyokawa, S., Nakamura, Y., Suganuma, Y., Tokuyama, H., 2011. Geomorphological development of the Goto Submarine Canyon, northeastern East China Sea. *Marine Geology* 288, 49–60.
- Peakall, J., Mccaffrey, B., Kneller, B.E.N., 2000. A process model for the evolution, morphology, and architecture of sinuous submarine channels. *Journal of Sedimentary Research* 70, 434–448.
- Pilcher, R., Argent, J., 2007. Mega-pockmarks and linear pockmark trains on the West African continental margin. *Marine Geology* 244, 15–32.
- Piper, D.J.W., 2005. Late Cenozoic evolution of the continental margin of eastern Canada. *Norwegian Journal of Geology* 85, 305–318.
- Pirmez, C., Flood, R.D., 1995. Morphology and structure of Amazon Channel. *Proceeding Ocean Drill. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Initial Reports* 155, 23–45.
- Pirmez, C., Imran, J., 2003. Reconstruction of turbidity currents in Amazon Channel. *Marine and Petroleum Geology* 20, 823–849.
- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Normand, A., Dinu, C., Le Drezen, E., 2004. The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes. *Marine Geology* 206, 249–265.
- Porter-Smith, R., Lyne, V.D., Kloser, R.J., Lucieer, V.L., 2012. Catchment-based classification of Australia’s continental slope canyons. *Marine Geology* 303-306, 183–192.
- Posamentier, H.W., 2003. Depositional elements associated with a basin floor channel-levee system: case study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 20, 677–690.
- Potter, P.E., 1997. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history. *Journal of South American Earth Sciences* 10, 331–344.

- Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S., Twichell, D.C., 1994. Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flow: Evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geological Society of America Bulletin* 106, 395–412.
- Pratson, L.F., Coakley, B.J., 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Bulletin of the Geological Society of America* 108, 225–234.
- Puga-Bernabéu, Á., Webster, J.M., Beaman, R.J., Guilbaud, V., 2011. Morphology and controls on the evolution of a mixed carbonate-siliciclastic submarine canyon system, Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia. *Marine Geology* 289, 100–116.
- Raddatz, J., Rüggeberg, A., Liebetrau, V., Foubert, A., Hathorne, E.C., Fietzke, J., Eisenhauer, A., Dullo, W.C., 2014. Environmental boundary conditions of cold-water coral mound growth over the last 3 million years in the Porcupine Seabight, Northeast Atlantic. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 99, 227–236.
- Roberts, J.M., Long, D., Wilson, J.B., Mortensen, P.B., Gage, J.D., 2003. The cold-water coral *Lophelia pertusa* (Scleractinia) and enigmatic seabed mounds along the north-east Atlantic margin: Are they related? *Marine Pollution Bulletin* 46, 7–20.
- Rossetti, D. de F., Rocca, R.R., Tatum, S.H., 2013. Evolution of the Post-Barreiras Sediments in the coastal zone of São Luís Basin, Maranhão, Brazil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais* 8, 11–25.
- Schwenk, T., Spieß, V., Hübscher, C., Breitzke, M., 2003. Frequent channel avulsions within the active channel-levee system of the middle Bengal Fan - An exceptional channel-levee development derived from Parasound and Hydrosweep data. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 50, 1023–1045.
- Shepard, F.P., 1936. The underlying causes of submarine canyons. *Natl. Acad. Sci. Natl. Res. Council Pub.* 22, 496–502.
- Shepard, F.P., 1963. *Submarine Geology*. Harper & Row, New York, NY.
- Shepard, F.P., Dill, R.F., 1966. *Submarine Canyons and Other Sea Valleys*. Rand McNally, Chicago, IL.
- Shepard, F.P., 1972. Submarine canyons. *Earth-Science Reviews* 8, 1–12.
- Shepard, F.P., 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bulletin* 65, 1062–1077.

Silva, B.O., 2007. Evolução, geometria e preenchimento do complexo de canyons de brejo grande, bacia de Sergipe-Alagoas. Tese de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 88 pp.

Somoza, L., Ercilla, G., Urgorri, V., León, R., Medialdea, T., Paredes, M., Gonzalez, F.J., Nombela, M. A., 2014. Detection and mapping of cold-water coral mounds and living *Lophelia* reefs in the Galicia Bank, Atlantic NW Iberia margin. *Marine Geology* 349, 73–90.

Souza, W.F.L., Knoppers, B., 2003. Fluxos de água e sedimentos a costa leste do Brasil: relações entre a tipologia e as pressões antrópicas. *Geochimica Brasiliensis* 17, 57-74.

Souza-Lima, W., Andrade, E. de J., Bengtson, P., Galm, P.C., 2002. A bacia de Sergipe Alagoas, evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. Fundação Paleontológica Phoenix, Aracaju, 34 pp.

Stow, D. a V, Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology* 17, 125–135.

Stramma, L., Schott, F., 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research II* 46, 279–303.

Stramma, L., England, M., 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 104, 20863–20883.

Summerhayes, C.P., Fainsten, R., Ellis, J.P., 1976. Continental margin off Sergipe and Alagoas, northeastern Brazil: a reconnaissance geophysical study of morphology and structure. *Marine Geology* 20, 345-361.

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