



Morfologia de Cânions no talude continental do norte da Bacia do Espírito Santo

¹Lisboa*, L.P & ²Ayres, A.

^{1,2} Universidade Federal Fluminense, Departamento de Geologia – LAGEMAR

Copyright 2008, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no III Simpósio Brasileiro de Geofísica, Belém, 26 a 28 de novembro de 2008. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do III SimBGf, mas não necessariamente representa a opinião da SBGf ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGf.

Abstract

A 390 km² geophysical survey performed at the southeastern coast of Brazil, Espírito Santo basin, identified canyons and gullies that start on the shelf break at 100 m water depth. The morphological features and the orientation vary significantly along the canyon, as well as the gradient of the channel's floor along the axial thalweg.

Introdução

O cânion é uma feição bastante proeminente. Segundo Kennet (1982) eles são os maiores condutores de sedimentos terrígenos para as bacias oceânicas. Suas características são facilmente reconhecidas, possuem paredes íngremes, vales sinuosos com sessões transversais em forma de V e irregularidades consideráveis de fundo.

Essa feição pode ter sido erodida por correntes de densidade durante níveis de mar baixo quando abundantes sedimentos foram disponíveis (Daly, 1936 *apud* Kennet, 1982) e atualmente servem como trajetórias de fluxo sedimentar, sendo indicativos de ocorrência de processos de instabilidade, tornando-se indispensável sua análise para avaliação de riscos para instalação de equipamentos *offshore*.

Mecanismos da evolução do cânion e seus fatores controladores são revelados pela análise da morfologia, a qual é baseada na investigação batimétrica (Popescu *et al.*, 2004).

França (1979) ao identificar ravinas em um levantamento na margem de Regência no Espírito Santo, ressaltou a importância da análise batimétrica adicional e em maior escala nessa região, já que se tem presente ao norte das ravinas o deságüe do rio Doce, cuja contribuição sedimentar mantém certamente, conotação genética com as feições do talude.

Esse estudo batimétrico sugerido por França é realizado nesse trabalho no talude continental da região norte da bacia do Espírito Santo, uma região com presença de cânions e ravinas, a aproximadamente 25 km da foz do

Rio Doce em Regência (Figura 1). A partir dos dados adquiridos, procurou-se reconhecer as propriedades da morfologia dos cânions e sua relação com os processos que ali atuaram.

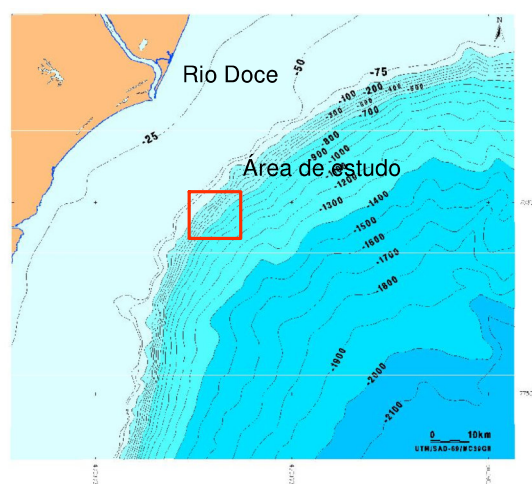


Figura 1: Localização da área de estudo, região Norte da bacia do Espírito Santo, Brasil.

Metodologia

Utilizou-se da aquisição de dados batimétricos por meio de um ecobatímetro da marca Simrad modelo EA 500 e frequência variável de 12, 27 e 200 kHz de acordo com a lâmina d'água. Os dados batimétricos foram gravados em arquivos texto (XYZ). Em seguida os dados foram gridados a partir dos arquivos x y z (longitude, latitude e profundidade), no sistema de coordenadas UTM no *software surfer 8.0 (Golden software)*, empregando-se o método de interpolação *Krigagem* linear, utilizando-se em seguida do programa *Fledermaus* para visualização do mapa e confecção de perfis.

Obteve-se o valor de gradiente ao longo do talvegue dos cânions a cada 50 m de profundidade. Foram feitas sessões batimétricas *strike* para visualização da forma do canal e medição de parâmetros como largura do canal, medido entre as cristas do dique marginal, e a altura do canal, definido entre a base do perfil e a menor altura do dique.

Resultados

A análise da imagem gerada mostra que os dois cânions possuem uma cabeceira em forma de anfiteatro, o canal é meandrante no cânion maior e pouco sinuoso no cânion menor. Ambos adentram a plataforma na profundidade de 100 m, possuem comprimento um pouco maior que 17Km e aos 1300 m de profundidade, mostram uma tendência a convergirem em um único canal (Figura 2).

De acordo com os perfis *strike* algumas principais zonas podem ser estabelecidas, as quais mostram diferenciações em relação à largura, altura e gradiente ao longo do canal (Figura 2).

- No cânion menor temos quatro sessões, nomeadas I, II, III e IV:

Sessão I – localiza-se entre as profundidades de 100 e 400 m, com alturas do canal entre 250 e 120 m, gradientes de 28° a 6° e largura entre 1651 e 1150m. Os perfis mostram uma forma em V, a altura do canal nesse trecho e os valores de gradiente são os maiores.

Sessão II – entre as profundidades de 400 e 800 m, alturas entre 70 e 50 m, gradientes entre 18° e 4° e largura do canal entre 830 e 530 m. Nesse trecho a forma em U é predominante, os valores de altura, comprimento do canal e gradiente diminuem. Nessa sessão evidencia-se uma desproporcionalidade acentuada em relação à crista dos diques marginais da direita e da esquerda. Aos 800 m o canal se encontra parcialmente preenchidos.

Sessão III – entre as profundidades de 800 e 1150 m, e gradientes entre 10° e 0,8°. A forma do canal é em U em toda sessão, possui as menores profundidades, variando entre 30 e 25m, e o canal fica mais estreito com larguras entre 600 e 535 m. As alturas da crista do dique da direita e da esquerda parecem mais proporcionais.

Sessão IV – localiza-se entre as profundidades de 1150 e 1250 m, altura do canal entre 50 e 25 m e gradientes entre 8° e 4°. Perfis com forma em U em toda sessão, a largura dos perfis aumenta ficando entre 937 e 600 m.

- No cânion maior temos também quatro sessões, nomeadas V, VI, VII e VIII:

Sessão V – profundidades entre 100 e 400 m, valores maiores de altura entre 300 e 150 m, gradientes entre 15° e 2° e largura do canal entre 3582 e 2630 m. Forma em V.

Sessão VI – profundidades entre 400 e 700 m, altura do canal entre 160 e 140m, gradiente de 14° a 4° e largura entre 1900 e 1700 m. O dique marginal da direita mostra-se mais alto que o da esquerda. Forma do canal em U mais predominante.

Sessão VII – entre as profundidades de 700 e 1100 m, altura do canal entre 140 e 90 m, gradientes de 10° a 3° e largura do canal entre 1900 e 900m. A

desproporcionalidade entre as alturas dos diques continua.

Sessão VIII – profundidade de 1100 e 1250 m, nessa sessão se encontra as menores alturas entre 120 e 70m, gradientes entre 6° e 2,4° e largura entre 1300 e 600m. O canal mostra-se mais suave, a diferença em altura entre as cristas dos diques diminui. Preenchimento parcial aos 1250m.

Em relação aos perfis de gradiente, os maiores valores foram encontrados entre as profundidades de 100 e 300 m para ambos os cânions, diminuindo em seguida e aumentando novamente em torno dos 500 m de profundidade. Os menores valores de gradiente são observados entre as profundidades de 1100 e 1300 m para ambos os cânions(Figura 5).

Comparando os dois cânions, percebe-se que os maiores gradientes são do cânion menor, com picos aos 150 m e 700 m de profundidade.

Discussão e Conclusões

A morfologia dos cânions mostrou algumas características diferentes entre eles, o que pode indicar períodos de formação distintos.

De acordo com Popescu *et al.*, (2004) uma cabeceira adentrando na plataforma pode significar uma fase madura, com processos ocorridos talude abaixo. A forma do cânion menor e seu menor adentramento sobre a quebra de plataforma pode assim indicar um não desenvolvimento desse.

A maturidade do canal também é conferida por meio de uma maior sinuosidade (Green *et al.*, 2007) o qual mostra o cânion maior.

Segundo McGregor *et al* (1982) *apud* Twicheel & Roberts (1982) a sinuosidade diferente entre cânions em uma mesma região demonstra uma não correspondência de idade. Essas possíveis distinções de fases entre os cânions podem estar relacionadas ao movimento lateral do rio. Segundo Pratson *et al* (1994) a ocorrência de cânions em uma mesma área pode ser relacionada ao movimento lateral ao longo da plataforma durante as fases de subida e descida do nível do mar.

A descida do nível do mar levaria o delta do rio Doce a depositar sedimentos na quebra de plataforma, o alto *input* somado com um gradiente elevado provocaria um processo de instabilidade.

Os gradientes mais acentuados no cânion menor, podem assim indicar uma não deposição por eventos de instabilidade, não permitindo o preenchimento de alguns trechos do canal o que suavizaria a morfologia. Ao mesmo tempo, valores menores de altura e largura do canal podem indicar eventos de erosão não bem desenvolvidos, em consequência da duração do evento ter sido curta.

Essa erosão é demonstrada através da grande desproporcionalidade das alturas dos diques marginais, pois o fluxo estaria escavando o lado direito e depositando do lado esquerdo do canal. À medida que o fluxo perde velocidade diminui a capacidade de transporte e a deposição se torna escassa e mais homogênea pelo canal, o que se identifica nos perfis finais.

Os perfis ao longo de ambos os canais mostraram-se semelhantes, o que denota os mesmos processos de formação, porém em períodos de tempo diferentes.

Uma evidência da ocorrência desses fluxos devido a instabilidade na quebra de plataforma é encontrada aos 1190 m de profundidade, onde nota-se que o canal do cânion maior encontra com um canal enterrado. Segundo Pratson *et al* (1994) os fluxos sedimentares podem escavar partes mais abaixo de cânions enterrados enquanto erodem uma nova extensão de avanço causando eventualmente uma exposição do preenchimento para dentro do talvegue (Figura 3).

Conclui-se que o fluxo sedimentar, possivelmente correntes de turbidez, se deu no sentido talude abaixo (*downslope*) e com maior intensidade e duração sobre o cânion maior.

Constata-se, assim, um nível do mar mais baixo do que o atual, levando o delta do rio Doce a depositar grande aporte de sedimentos sobre a quebra de plataforma e induzindo a um panorama de instabilidade e erosão dos cânions, porém para maior certeza da hipótese é necessário uma análise de perfis sísmicos em junção com dados geológicos.

Agradecimentos

Ao Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo (PRH-11/ANP) pela bolsa de estudos concedida e pelo financiamento do trabalho e a Petrobras pela liberação dos dados batimétricos.

Referências

França, A.M.C, 1979. Geomorfologia da margem continental leste brasileira da bacia oceânica adjacente. In: Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. **Série projeto REMAC**, n 7.

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 África. **Geo-Mar-Lett**, v.27;399-409.

KENNETT, J, 1982. Terrigenous Deep –sea sediments. In: **Marine geology**. Ed. Prentice – Hall, United States of América.

Popescu, I; Lericolais, G; Panin, N; Normand, A; Dinu, D; Drezen, E.L, 2004. The Danube submarine canyon (Black sea); morphology and sedimentary process. *Marine*

geology and sedimentary process. **Marine geology**, v. 206: 249-265.

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

Twicheel, D.C & Roberts, D.G, 1982. Morphology, distribution and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Humdson and Baltimore canyons. **Geology**, v.10:408-412.

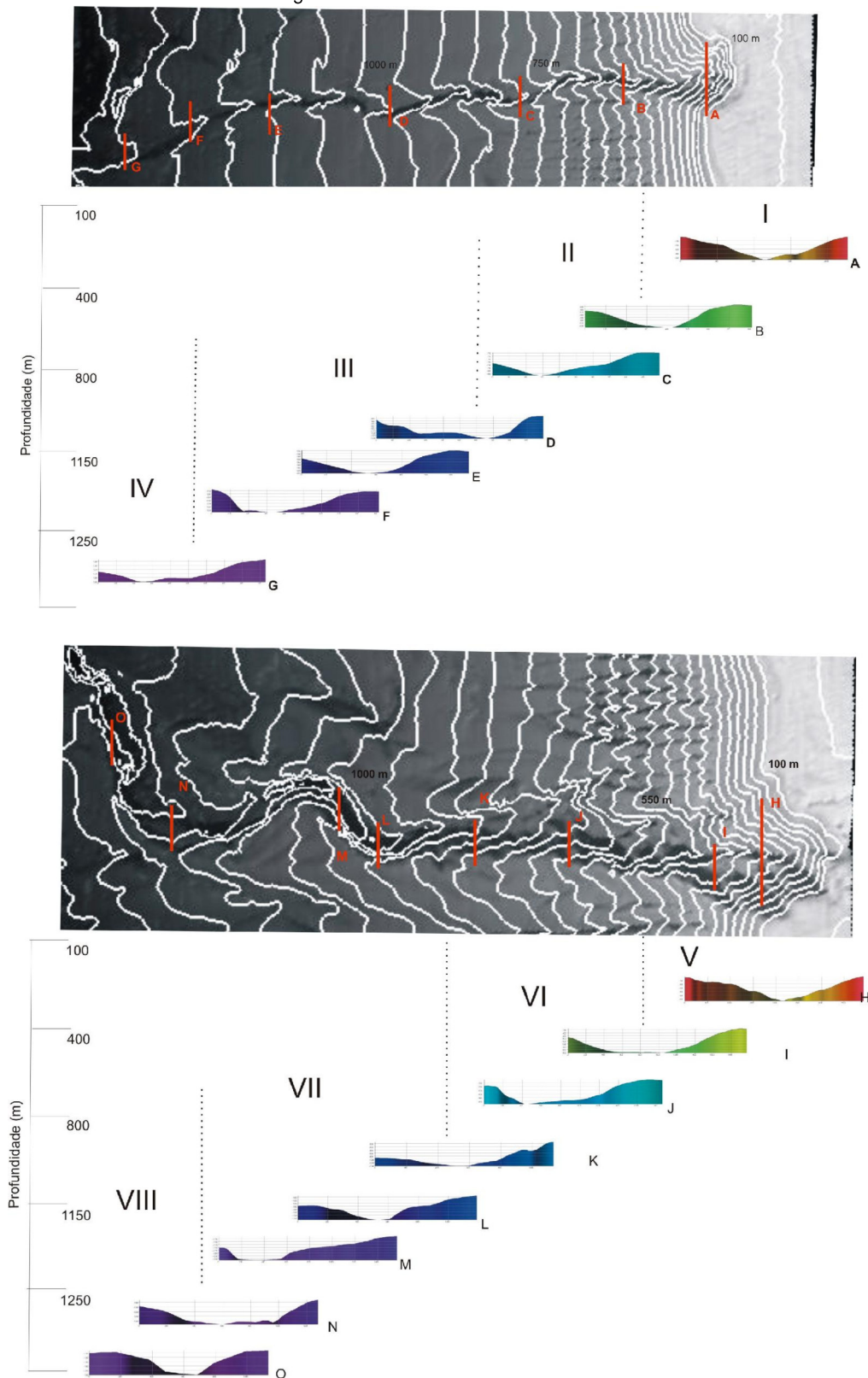


Figura 2: Perfis strike do cânion menor acima e cânion maior abaixo.

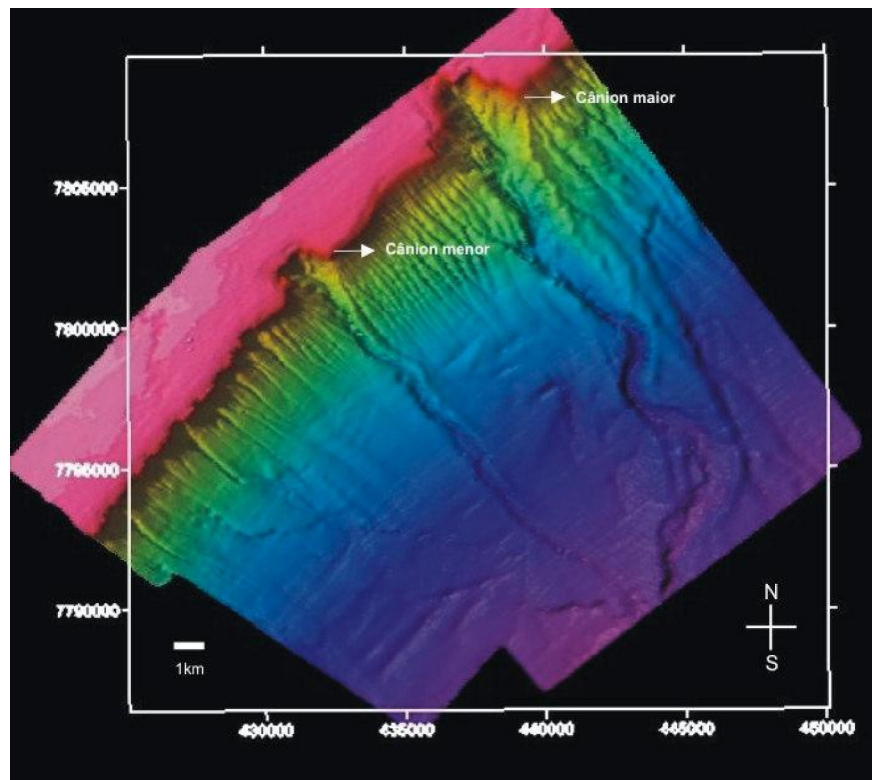


Figura 3: Visualização dos cânions pelo programa Fledermaus, exagero vertical igual a 1 e iluminação de 45°.

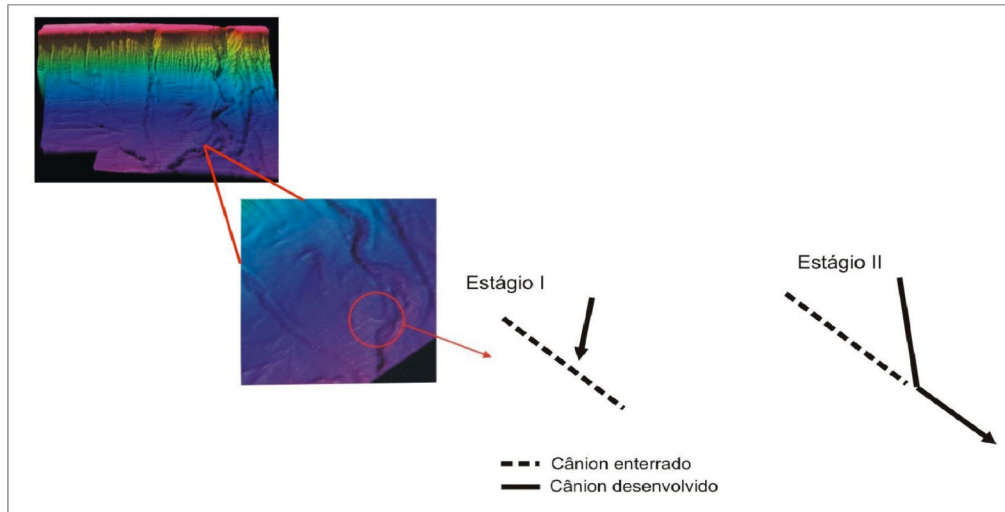


Figura 4: Processo talude abaixo, visualizado através do encontro do canal mais novo com o canal enterrado. Fonte: Pratson et al (1994) modificado.

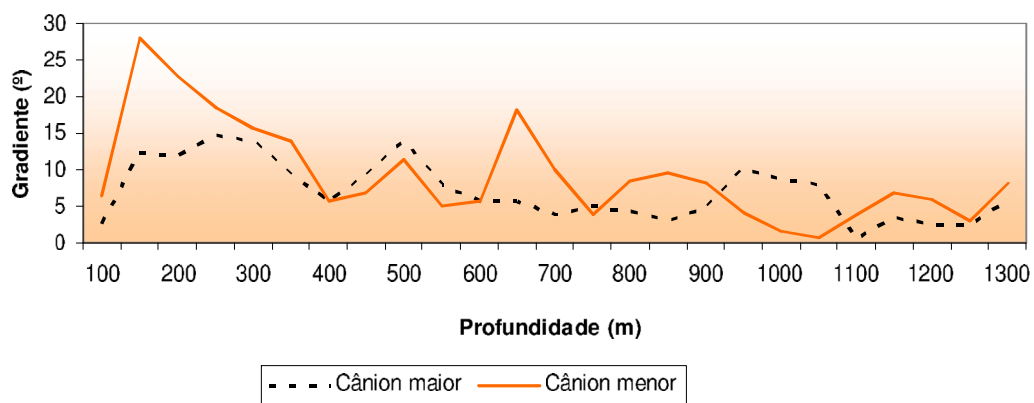


Figura 5: Perfil de gradiente longitudinal.