

# O Escorregamento Maricá – anatomia de um depósito de fluxo gravitacional de massa do Maastrichtiano, Bacia de Santos

*The Maricá Slump – anatomy of a Maastrichtian gravity mass flow deposit, Santos Basin*

Marco Antonio Carlotto<sup>1</sup>, Luiz Felipe Rodrigues<sup>1</sup>

## resumo

Dados sísmicos tridimensionais adquiridos em águas profundas da porção norte da Bacia de Santos revelaram, de maneira espetacular, um depósito de fluxo gravitacional de massa, posicionado estratigraficamente no Maastrichtiano. A deposição do corpo do Escorregamento Maricá foi condicionada por calhas controladas por diápiros de sal de direção N-S. Uma extensa muralha de sal, de direção W-E, serviu como barreira ao fluxo proveniente das regiões plataformais a norte/nordeste. Todos os principais elementos constituintes dos domínios proximal (escarpas proximais), translacional (superfícies de topo e base, escarpas laterais, blocos coerentes) e distal (rampa e *thrusts*

frontais) foram identificados e descritos utilizando-se seções sísmicas, mapas estruturais e atributos sísmicos (como o de *edge detection*). Provavelmente, o principal mecanismo de disparo do fluxo tenha sido sobrecarga sedimentar causada por altas taxas de sedimentação deltaica na plataforma, sendo que escapes de gás podem ter atuado como mecanismo auxiliar da instabilização na região. O próprio fluxo de massa, pelo seu caráter catastrófico, pode ter sido o responsável pelo disparo de fluxos gravitacionais de sedimentos posteriores, com deposição de arenitos turbidíticos sobrepostos ao escorregamento.

**Palavras-chave:** fluxo gravitacional de massa | escorregamento | Maastrichtiano | Bacia de Santos

---

<sup>1</sup> Petrobras. E&P. Exploração. Interpretação e Avaliação das Bacias da Costa Sul, Polo Norte. carlotto@petrobras.com.br; lfrodrigues@petrobras.com.br

## abstract

*A Maastrichtian gravitational mass transport complex (MTC) in the northern sector of the Santos Basin is revealed by tridimensional deepwater seismic data. The deposition of the Maricá MTC was conditioned by elongated depressions controlled by N-S salt diapirs. An extensive W-E oriented salt wall to the south of the Maricá MTC worked as a barrier to the gravitational flow originated on the north-northeast shelf. Seismic sections, structural maps and seismic attributes (e.g. edge detection) allowed the identification of the main constitutive elements of proximal (proximal escarpments), translational (top and basal surfaces, lateral escarpments, coherent blocks) and distal domains (ramp and frontal thrusts). Probably, the main trigger mechanism was the sedimentary overburden caused by high sedimentary rates related to the deltaic sedimentation on the shelf. Also, gas escape is considered as a possible secondary trigger mechanism. The catastrophic character of the mass flow could be responsible for provoking later gravitational flows resulting in the deposition of turbidity sandstones that overlay the Maricá MTC.*

*(Expanded abstract available at the end of the paper).*

**Keywords:** *gravitational mass transport / slump / Maastrichtian / Santos Basin*

## introdução

A grande maioria dos depósitos de fluxos gravitacionais de massa (*slides* e *slumps*) descritos na literatura está concentrada do Pleistoceno ao Recente (Bryn *et al.*, 2005; Gardner *et al.*, 1999; Imbo *et al.*, 2003; Laberg *et al.*, 2000; Lastras *et al.*, 2004; Lindberg *et al.*, 2004; Martinez *et al.*, 2005); poucos são os exemplos mais antigos reportados no registro geológico (Carlotto, 2006; Homza, 2004; Ineson, 1985; Lucente e Pini, 2003; Moreira *et al.*, 2006). Este fato é compreensível, pois os eventos mais jovens, principalmente do Recente, permitem a utilização de ferramentas como o sonar e a sísmica de alta resolução para melhor imageamento dos corpos.

O depósito de fluxo de massa, embora esteja estratigraficamente posicionado no Maastrichtiano, está coberto por sísmica tridimensional de excelente

qualidade, resultando numa excepcional visualização de sua geometria externa e das características internas ao corpo.

O Escorregamento Maricá localiza-se na porção norte da Bacia de Santos, entre os campos de petróleo de Pirapitanga e Tambuatá, a cerca de 150km a sul da linha de costa do Estado do Rio de Janeiro, entre as latitudes 24°14'S e 24°35'S e entre as longitudes 42°28'W e 42°56'W (fig. 1). É assim denominado por situar-se em frente ao município fluminense de Maricá. As cotas batimétricas na área variam entre 1.200m e 1.900m de profundidade.

## metodologia

Essencialmente, a base de dados utilizada consistiu em um levantamento sísmico 3D, que cobre todo o depósito de escorregamento (fig. 1). Inicialmente, foram rastreados os horizontes basal e de topo do depósito e, em seguida, gerados os respectivos mapas estruturais, além do mapa de isópacas. Também foram gerados mapas de atributos sísmicos destes horizontes, como os de *edge detection*, *dip*, *azimuth* e *dip azimuth*, concluindo-se que o mapa de *edge detection* forneceu os melhores resultados no que concerne à visualização. A interpretação destes mapas, em conjunto com as seções sísmicas tridimensionais, permitiu a definição da morfologia do escorregamento, bem como a individualização dos seus diferentes elementos externos e internos.

A localização das figuras de seções sísmicas utilizadas neste trabalho pode ser visualizada na figura 2.

Alguns poços que atravessaram o depósito foram usados para calibrar o mapa de isópacas sísmicas e balizar as mudanças litológicas entre o depósito de escorregamento e as rochas sotopostas e sobrepostas.

## o Escorregamento Maricá

Stow *et al.* (1996) fazem uma ampla revisão dos processos e depósitos de ressedimentação, desde deslizamentos até correntes de turbidez de baixa densidade. De acordo com os autores, deslizamentos (*slides*) envolvem grandes blocos de sedimento litificado, que se movimentam mergulho abaixo sem

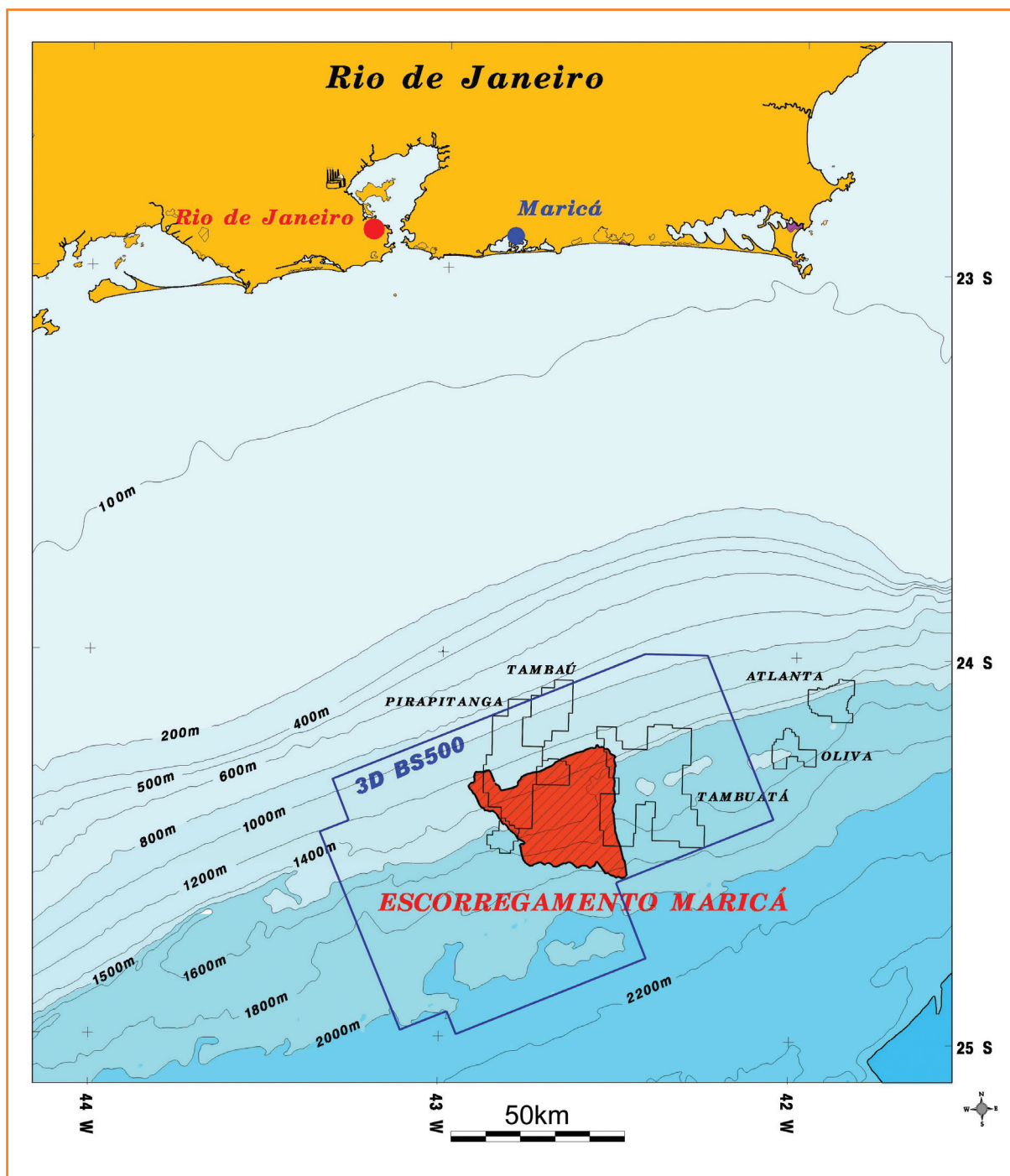


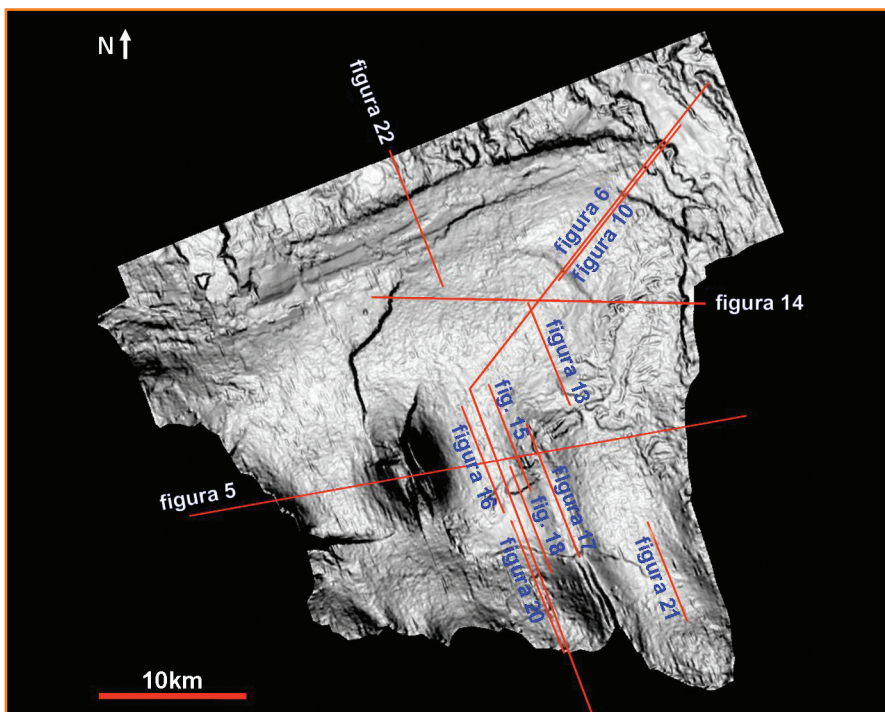
Figura 1  
Mapa batimétrico da porção norte da Bacia de Santos, com localização do Escorregamento Maricá. Os polígonos pretos representam *ring fences* de campos de petróleo. O polígono azul corresponde à área do levantamento sísmico.

Figure 1  
Location map of the Maricá Slump with bathymetric curves, north Santos Basin. Black polygons represent oil field ring fences. Blue polygon represents 3D seismic survey.

apresentar deformação plástica interna, embora, estruturas distensionais sejam comuns nas porções proximais. Ainda de acordo com Stow *et al.* (1996), escorregamentos (*slumps*) são gradacionais com os deslizamentos, sendo caracterizados pela presença de estruturas deformacionais plásticas internas, onde ainda é possível o reconhecimento da laminação ou acamamento originais. As porções proximais apresentam estruturas distensionais, enquanto as

porções distais são caracterizadas por estruturas compressionais. Com base nestes critérios, a definição de escorregamento (*slump*) é a que melhor se aplica ao movimento de massa aqui estudado.

Tomando-se o topo do corpo como referência, o Escorregamento Maricá ocupa uma área aproximada de 1.015km<sup>2</sup>, com largura média de 30km e comprimento ao redor de 35km. O eixo deposicional principal orienta-se na direção N30°E na porção



**Figura 2**  
Mapa de localização das seções sísmicas (atributo sísmico edge detection da superfície basal do escorregamento).

**Figure 2**  
Location map of seismic sections (slump basal surface edge detection map).

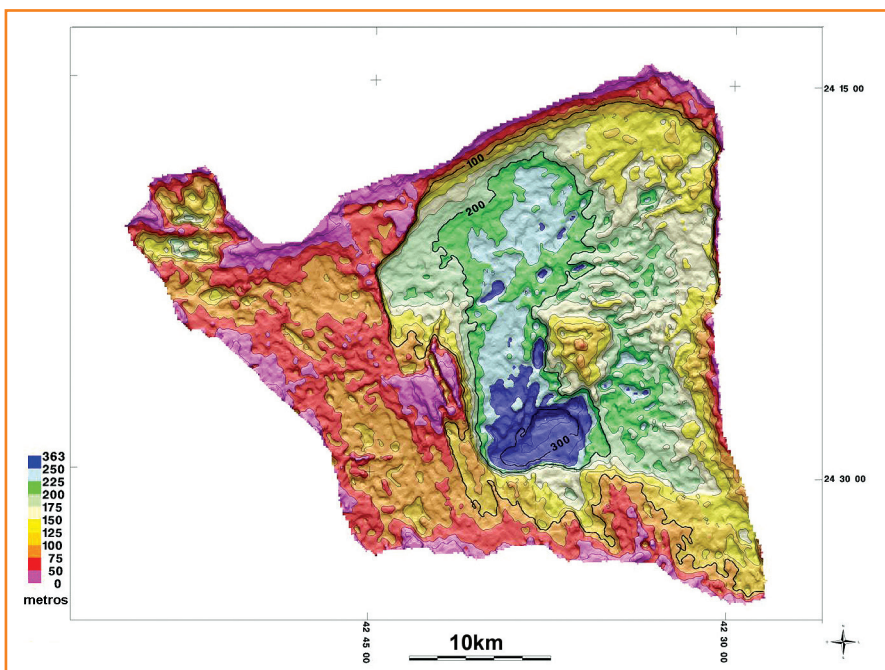
proximal, com inflexão para a direção N-S na região mediana a distal. As espessuras chegam a atingir até 360m na região distal, com valores médios em torno de 150m (fig. 3). Considerando-se esta espessura, o volume total do corpo pode alcançar 150km<sup>3</sup>. Para fins de comparação, o Storegga Slide, localizado na Noruega (talvez, o maior depósito de fluxo de

massa do mundo), possui um volume aproximado de 3.000km<sup>3</sup> (Canals *et al.*, 2004).

A configuração do escorregamento quanto à distribuição areal e espessura foi fortemente influenciada pela morfologia de fundo. Por sua vez, a morfologia de fundo foi controlada pela halocinese da sequência evaporítica aptiana, que se estendeu temporalmente, pelo menos, até o final do Cretáceo. A halocinese gerou diápiros e, entre eles, calhas interdiapíricas orientadas segundo a direção geral N-S, que funcionaram como minibacias onde concentraram-se as maiores espessuras sedimentares (figs. 4 e 5). O eixo deposicional principal do Escorregamento Maricá está encaixado em uma destas calhas. Além de condicionar as calhas, a halocinese gerou uma muralha W-E na região distal, que barrou o movimento do fluxo para sul (figs. 4 e 6).

Estratigraficamente, o Escorregamento Maricá está posicionado no Maastrichtiano (Cretáceo Superior), dentro da Supersequência Drifte, mais especificamente, na porção basal da Sequência K130 (Moreira *et al.*, 2007). A Sequência K130, de acordo com Moreira *et al.* (2007), possui uma amplitude temporal que vai de 68,8 Ma a 65,5 Ma. Apresenta um padrão regressivo, registrando o deslocamento máximo da linha de costa em direção à bacia durante o Cretáceo. Nas regiões de plataforma distal, talude e bacia, predominam siltitos e folhelhos da Formação Itajaí-Açu; fluxos turbidíticos são representados por arenitos do Membro Ilhabela (fig. 7).

Informalmente, Mutti *et al.* (2006) dividem a K130 em um sistema lamoso inferior e um sistema arenoso superior, depositados na fase de mar baixo; e sedimentos plataformais depositados nas fases transgressiva e de mar alto. De acordo com os autores, o sistema lamoso (onde estaria inserido o Escorregamento Maricá) é representado por depósitos de fluxos de massa catastróficos, originados pela desestabilização de sedimentos de plataforma (deltas e praias de mar transgressivo e de mar alto), talude e bacia da sequência sotoposta.



**Figura 3 –** Mapa de isópacos do Escorregamento Maricá.

**Figure 3 –** Isopach map of the Maricá Slump.

## elementos do corpo de escorregamento

Em representações esquemáticas idealizadas, a maior parte dos autores (Galloway e Hobday, 1996;

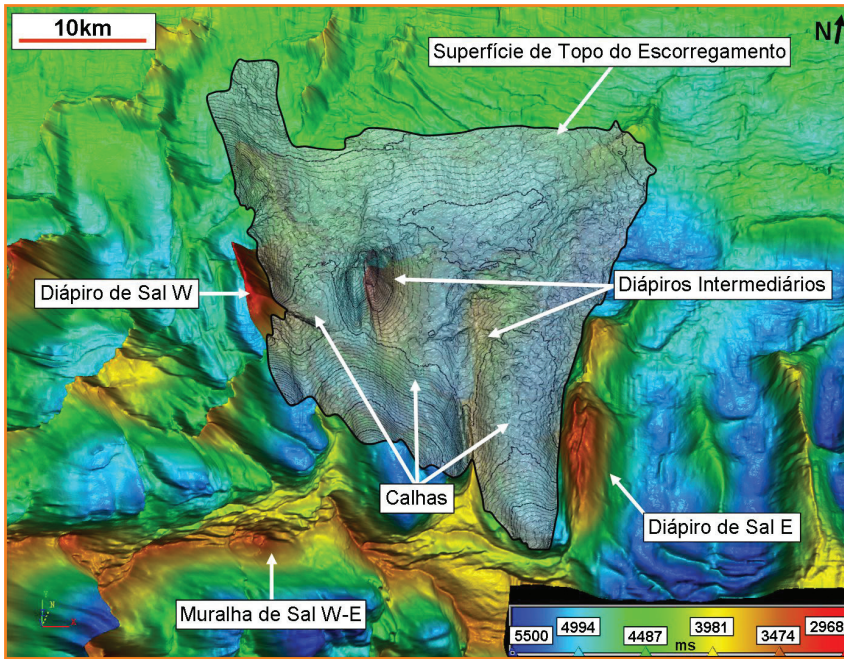


Figura 4 – Mapa estrutural sísmico (tempo duplo) em perspectiva do topo da sequência evaporítica, com superfície de topo do escorregamento sobreposta. Observar as calhas condicionadas pelos diápiros de sal alinhados na direção aproximada N-S. Observar, também, a muralha de sal na porção sul, alinhada na direção W-E.

Figure 4 – Top surface of slump over top of evaporitic sequence time structural map (two-way travel time). Note N-S depositional troughs conditioned by salt diapirs and a W-E salt wall in the south portion.

Figura 5 – Seção sísmica regional (tempo duplo) strike ao escorregamento, ilustrando que tanto os limites laterais como as calhas deposicionais foram condicionadas pelos diápiros de sal. Localização na figura 2.

Figure 5 – Strike regional seismic section (two-way travel time), showing both depositional troughs and lateral boundaries conditioned by salt diapirs. Location shown in figure 2.

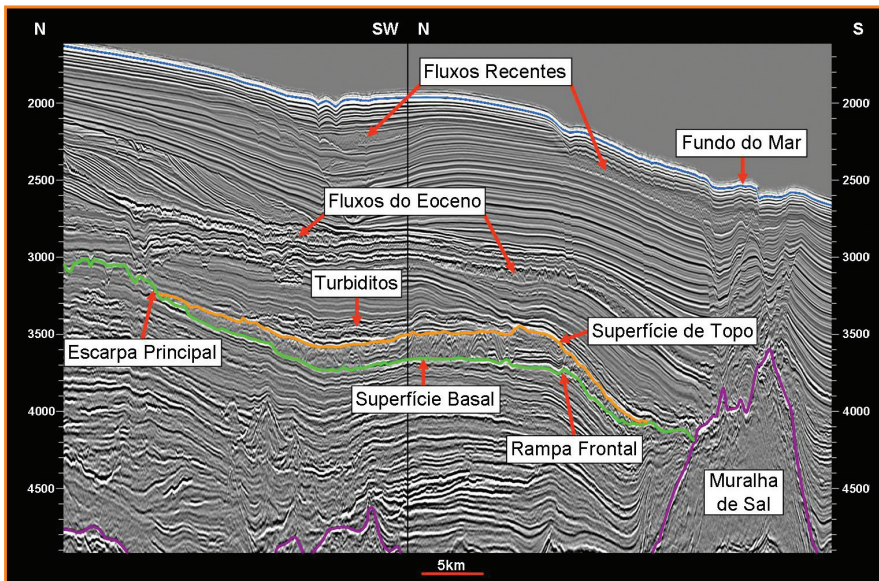
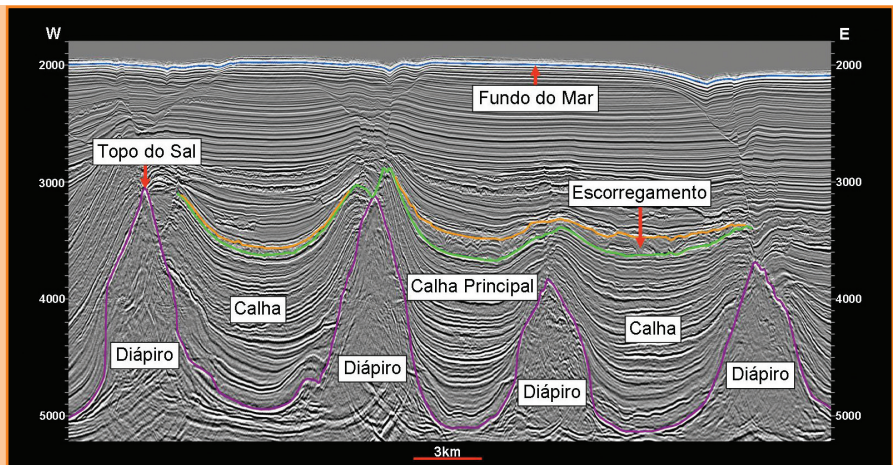
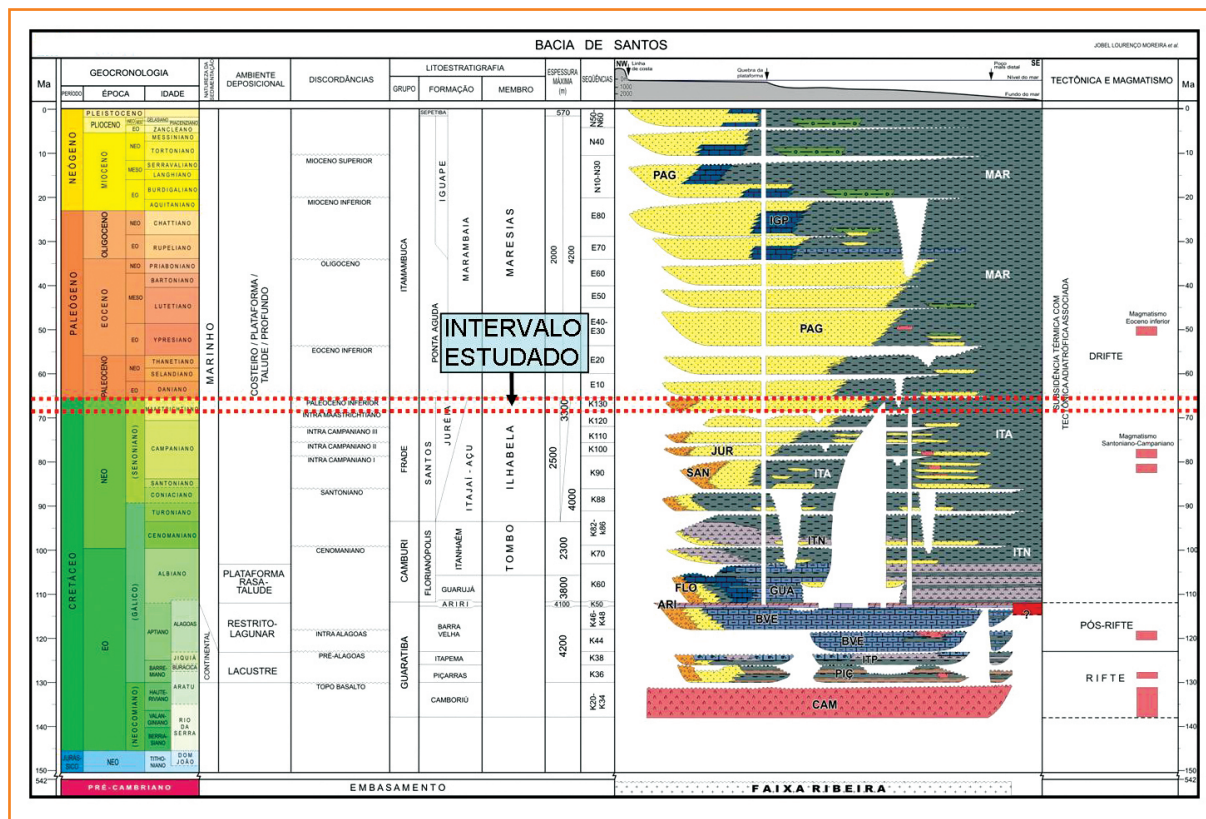


Figura 6 – Seção sísmica regional (tempo duplo) dip ao fluxo gravitacional de massa. Observar as escarpas na porção proximal, o caráter predominantemente caótico na porção intermediária e a porção distal mais espessa e com a presença da rampa frontal; além da muralha de sal que funcionou como barreira ao fluxo. Localização na figura 2.

Figure 6 – Dip regional seismic section (two-way travel time). Note scarps in the proximal portion, chaotic character in the intermediate portion and thicker distal portion with frontal ramp. Salt wall worked as barrier to the flow. Location shown in figure 2.

**Figura 7**  
Carta estratigráfica da Bacia de Santos (Moreira et al., 2007), com posicionamento do intervalo estudado.

**Figure 7**  
Stratigraphic chart of Santos Basin (Moreira et al., 2007) with studied interval.



**Figura 8**  
Representação esquemática de um depósito de escorregamento, com seus distintos domínios. Figura adaptada de Galloway e Hobday (1996).

**Figure 8**  
Schematic representation of a slump deposit, with its individual domains. Modified from Galloway and Hobday (1996).

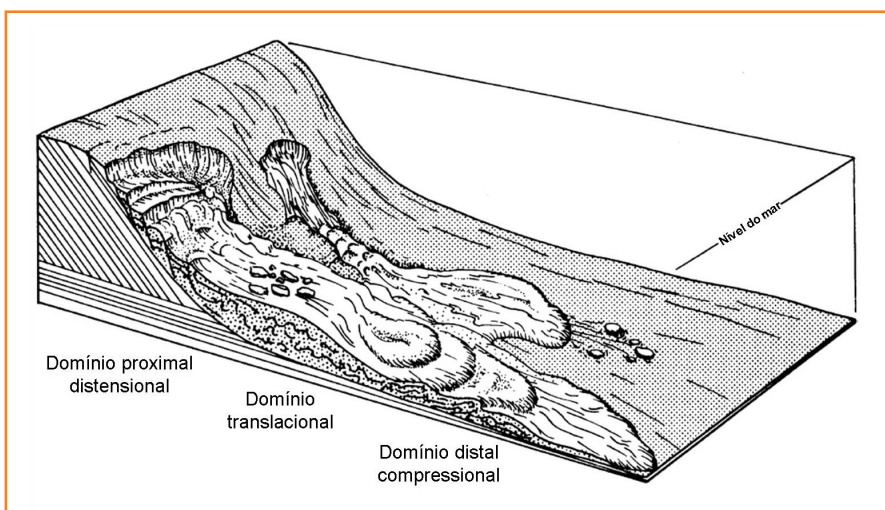
Nardin et al., 1979; Stow et al., 1996) dividem os corpos de escorregamento em, pelo menos, duas zonas distintas: uma zona proximal e uma zona distal (fig. 8). A zona proximal possui menor espessura e sedimentos mais organizados, onde predominam as estruturas distensionais, como falhas lísticas. Nesta região, os mergulhos são mais íngremes; há a presença de escarpas proximais e, geralmente, a superfície basal é côncava para cima. Tipicamente, a região distal possui maiores espessuras e maior grau

de desorganização interna, sendo caracterizada por estruturas compressivas, como dobras e *thrusts*. Nesta região, os mergulhos são mais suaves e, geralmente, está presente uma rampa frontal, mergulhante no sentido contrário ao do movimento de massa. Autores como Bull et al. (2009) definem um domínio translacional, situado entre a zona proximal e a zona distal. Elementos como as margens laterais e blocos coerentes sem deformação ocorrem neste domínio.

O Escorregamento Maricá possui, em boa parte, os principais elementos e características mencionadas acima e que serão descritos a seguir.

### domínio proximal

A visão em perspectiva do mapa estrutural da superfície basal (fig. 9) ilustra muito bem o aspecto côncavo e de mergulhos íngremes presentes na porção proximal, bem como as escarpas de falha nesta região. A escarpa proximal principal – aqui entendida como aquela onde ocorre o *onlap* da superfície de topo sobre a superfície basal do escorregamento – apresenta desníveis em torno dos 100m e mergulhos da ordem de 20°, medidos em seções sísmicas que cortam a porção central das escarpas arqueadas (fig. 10). Do



mesmo modo, as escarpas de falhas proximais, com seu aspecto arqueado e orientação noroeste, podem ser visualizadas nos mapas de atributos sísmicos, como os de *edge detection* (fig. 11) e *dip*.

## domínio translacional

### superfície basal

A superfície basal representa o plano através do qual o fluxo gravitacional de massa escorrega mergulho abaixo. Junto à porção proximal, apresenta aspecto côncavo para cima, bem evidenciado no mapa estrutural em perspectiva (fig. 9). Em seções sísmicas, apresenta-se como uma reflexão positiva (pico preto), refletindo contraste entre as menores impedâncias da massa ressedimentada e as maiores impedâncias dos sedimentos bacinais sotopostos (figs. 10, 13 a 18, 20, 21 e 22). Normalmente, é de fácil reconhecimento, por marcar a passagem das sismofácies desorganizadas a caóticas do escorregamento para as sismofácies plano-paralelas dos sedimentos sotopostos. Quando a base de blocos coerentes escorregados está em contato direto com a superfície basal, seu reconhecimento é dificultado (fig. 15). Em poços proximais, a superfície basal representa a passagem de um intervalo essencialmente síltico para um pacote de folhelhos, uma litologia que facilitaria o escorregamento do corpo ressedimentado para a bacia.

A superfície basal do Escorregamento Maricá coincide com a superfície discordante que marca a passagem do topo da Sequência K120 para a base da Sequência K130 (fig. 7).

### superfície de topo

A superfície de topo do Escorregamento também é de fácil reconhecimento. Está representada por um pico preto nas seções sísmicas, marcando contraste positivo de impedâncias entre o pacote de arenitos (possivelmente turbidíticos) sobrepostos e a massa síltico-argilosa do corpo escorregado sotoposto (figs. 10, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 20, 21 e 22). Caracteristicamente, mostra-se bem mais irregular que a superfície basal (fig. 12). Essas irregularidades são causadas pelas porções de topo dos blocos coerentes que, por serem mais resistentes que a massa caótica, se projetam para cima de maneira proeminente, muitas vezes lembrando pináculos (fig. 13). Por se localizarem em ambientes de sopé de talude a bacia

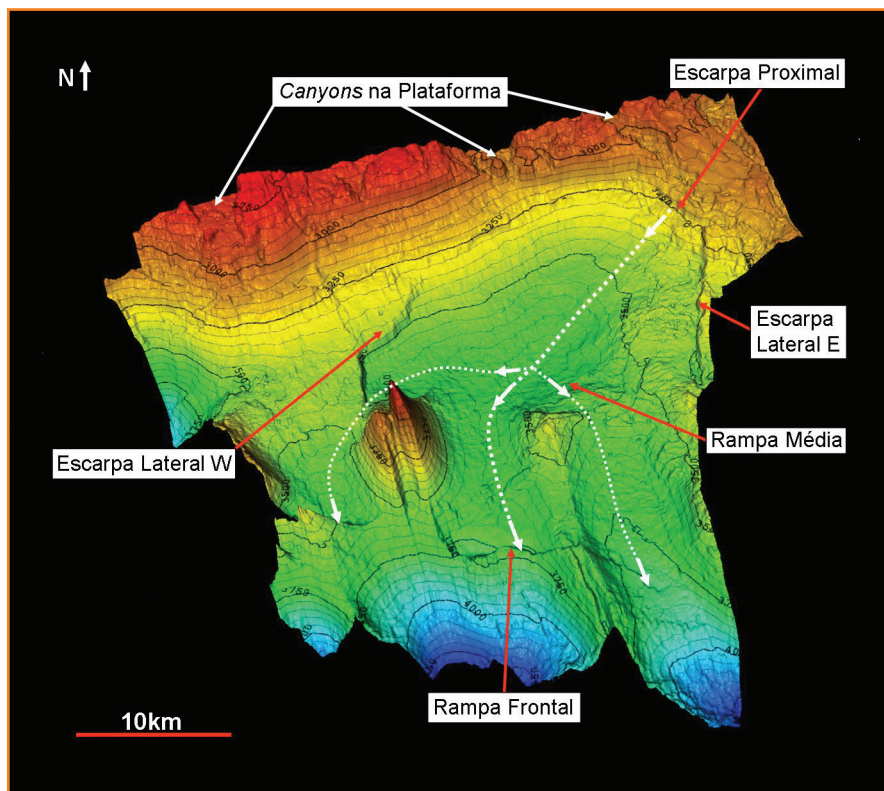


Figura 9 – Mapa estrutural sísmico em perspectiva da superfície basal (tempo duplo). Notar as escarpas proximais e as escarpas laterais. Na porção distal, é visível a rampa frontal, alinhada na direção W-E. As linhas brancas pontilhadas representam as calhas deposicionais, condicionadas pelos diápiros de sal.

Figure 9 – Basal surface time structural map (two-way travel time). Note proximal and marginal scarps. A frontal ramp is visible in the distal portion, aligned in W-E direction. Dotted white lines represent depositional troughs, conditioned by salt diapirs.

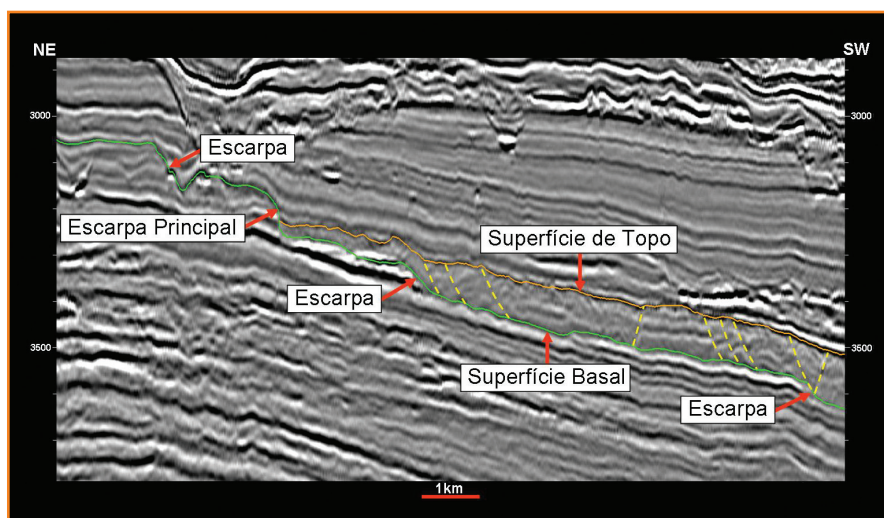


Figura 10 – Seção sísmica arbitrária (tempo duplo), ilustrando a porção proximal do escorregamento. Notar as escarpas e o onlap da superfície de topo contra a superfície basal na escarpa principal. Observar o caráter distensional das estruturas. Localização na figura 2.

Figure 10 – Arbitrary seismic section (two-way travel time), showing scarps in the proximal portion. Note overlap of top surface against basal surface and distensive character of structures. Location shown in figure 2.

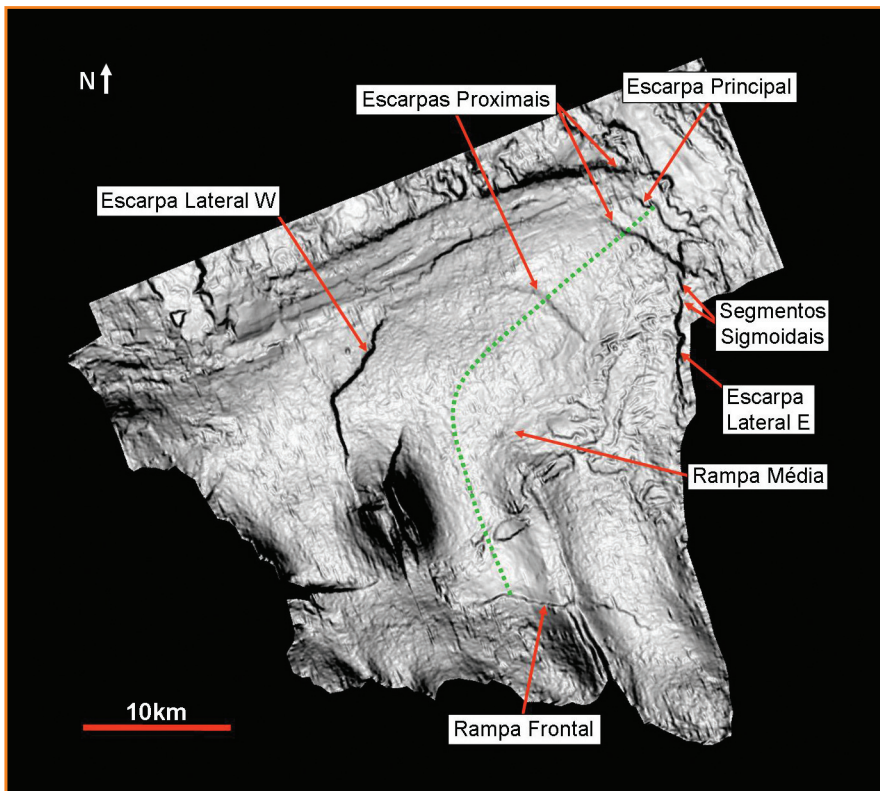
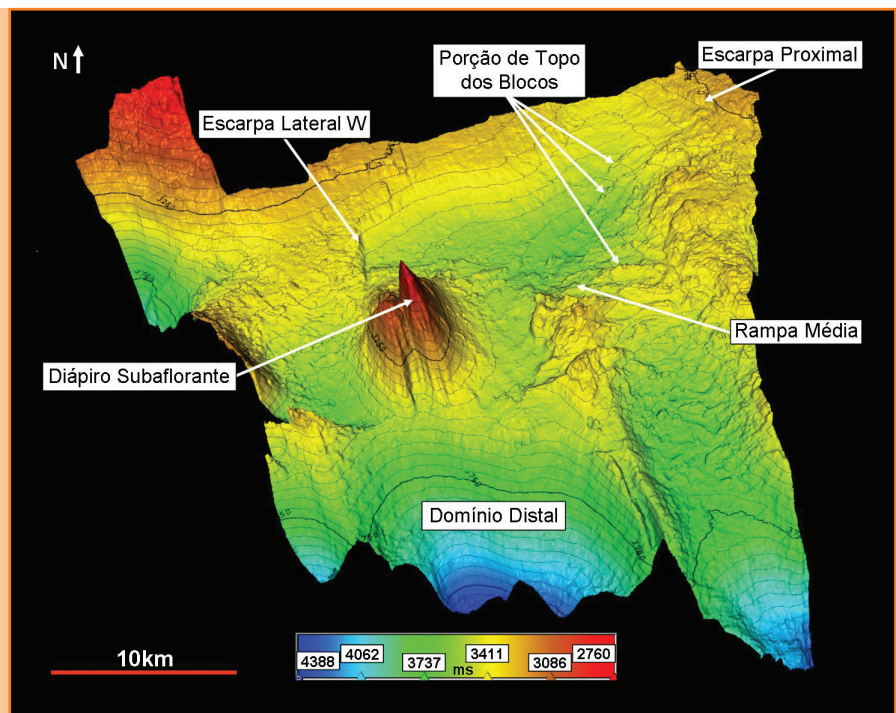


Figura 11 – Mapa do atributo sísmico *edge detection* da superfície basal. As escarpas proximais podem ser bem observadas, com seu aspecto arqueado. As escarpas laterais estão bem definidas, inclusive com segmentos sigmoidais na escarpa leste. Observar a rampa frontal, alinhada na direção aproximada W-E. A linha verde pontilhada representa o eixo deposicional principal.

Figure 11 – Basal surface *edge detection* map. Proximal and marginal scarps are very well defined. Note sigmoidal segments in east marginal scarp. Note a frontal ramp in the distal portion, aligned in W-E direction. Dotted green line represents the main depositional axis.

Figura 12 – Mapa estrutural sísmico em perspectiva da superfície de topo (tempo duplo). Observar a escarpa proximal e a escarpa lateral oeste. É marcante o caráter irregular desta superfície, causado pelas porções de topo dos blocos mais resistentes, que se projetam para cima da massa caótica.

Figure 12 – Top surface time structural map (two-way travel time). Note proximal scarp and west marginal scarp. Note the irregular character, generated by the top portions of the coherent blocks.



e, portanto, pouco suscetíveis à erosão, as porções proeminentes destes blocos funcionam como “morros testemunhos”, com sedimentos turbidíticos em *onlap* contra eles. Na porção distal do escorregamento, as irregularidades de topo também são causadas pelos planos de *thrusts* (fig. 20).

### margens ou escarpas laterais

As escarpas laterais delimitam as margens do corpo na direção paralela ao movimento de fluxo, sendo muito bem delineadas nos mapas de atributos sísmicos como o *edge detection* (fig. 11). A escarpa da



margem oeste alinha-se segundo a direção nordeste na porção proximal, infletindo para sul na porção mediana do escorregamento. Já a escarpa da margem leste, de um modo geral, está orientada segundo a direção N-S. A tendência geral é de maiores alturas e mergulhos mais íngremes na porção proximal, com diminuição da intensidade na porção mediana, até o desaparecimento da escarpa na porção distal (figs. 9 e 11). Caracteristicamente, as escarpas laterais marcam variações das sismofácies caóticas a desorganizadas do fluxo de massa para sismofácies mais organizadas, representativas dos sedimentos baciais (fig. 14). Na escarpa leste, a presença de segmentos sigmoidais *en échelon* (fig. 11) pode ser evidência de deformação *strike-slip*, segundo Bull *et al.* (2009).

### interior do corpo

No interior do corpo em movimento, na porção proximal do domínio translacional, ocorrem blocos de sedimentos coerentes, com reflexões internas geralmente plano-paralelas e não deformadas, em claro contraste lateral íngreme com sismofácies desorganizadas a caóticas. É comum apresentarem aspecto triangular quando vistos em seção (fig. 13). Estes blocos podem atingir dimensões de até 4km x 1,5km e espessuras máximas de 300m (fig. 15). Com o aumento da distância de transporte mergulho abaixo, os blocos sofrem um progressivo aumento do grau de desintegração interna, fazendo com que a deformação passe do estágio rúptil para o estágio dúctil. Isto pode ser observado em alguns blocos, como o ilustrado na figura 16, que ainda mantém certa coerência, mas já começa a sofrer um processo de dobramento com os planos das dobras indicando o sentido do fluxo do corpo de escorregamento. Observa-se que as porções laterais e de topo destes blocos apresentam estágio de deformação mais avançada que seus núcleos.

O fluxo em movimento, ao chegar à porção mediana do domínio translacional, encontra obstáculos causados pela topografia mais elevada, gerada pelos diápiros de sal. Como consequência, parte do fluxo é desviada e redirecionada. Porém, a parte que não é desviada sofre processos compressivos, resultando na formação de dobras, presentes, principalmente, na massa caótica que encontra blocos coerentes como anteparos (fig. 15). Logo após transpor o obstáculo, a massa em movimento entra em um processo de alívio gravitacional, gerando blocos falhados e rotacionados (fig. 17).

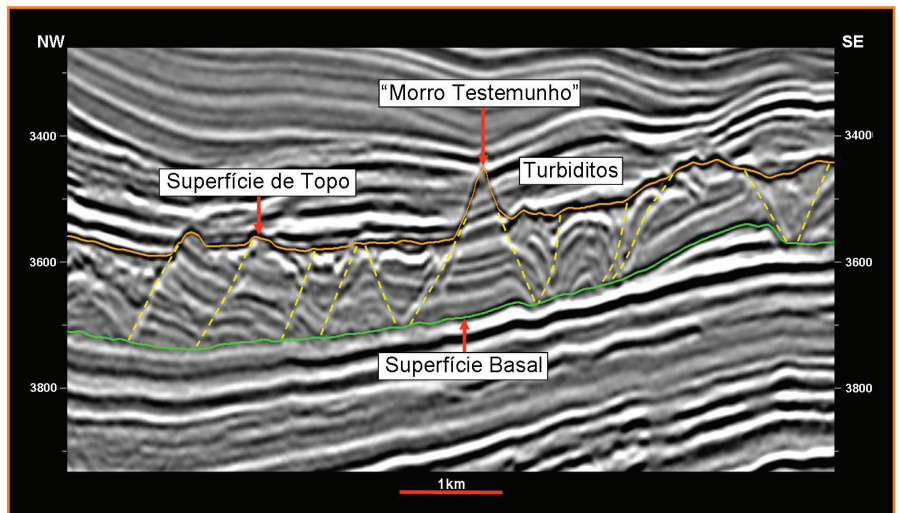


Figura 13 – Seção sísmica *dip* (tempo duplo), ilustrando o caráter irregular da superfície de topo do escorregamento, dado pelos blocos coerentes que se projetam para cima. Internamente, predominam estruturas distensionais, embora, na porção sudeste, seja observada uma estrutura compressiva (dobra). Localização na figura 2.

Figure 13 – *Dip seismic section (two-way travel time), showing irregular character of the top surface. In the slump interior, distensive structures are predominant. Location shown in figure 2.*

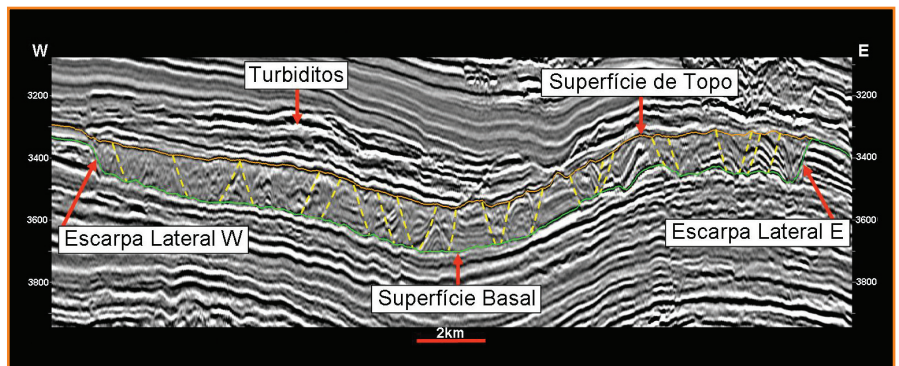


Figura 14 – Seção sísmica arbitrária *strike* ao escorregamento (tempo duplo). As escarpas laterais oeste e leste delimitam mudanças nas sismofácies, que passam de caóticas a plano-paralelas (sedimentos baciais). O pacote com reflexões negativas anômalas, sobreposto ao escorregamento, representa possíveis turbiditos. Localização na figura 2.

Figure 14 – *Strike arbitrary seismic section (two-way travel time). Marginal scarps mark seismofacies changes from chaotic character (slump) to parallel reflections (basin sedimentation). The anomalous negative amplitudes package over the slump represents turbidites. Location shown in figure 2.*

Na porção localizada entre a rampa média e o domínio distal, bem como junto à escarpa lateral leste, o caráter interno dos blocos coerentes é distinto daqueles posicionados no domínio proximal. Nestes locais, os blocos apresentam reflexões internas plano-paralelas e contínuas, com deformação predominantemente rúptil, revelando

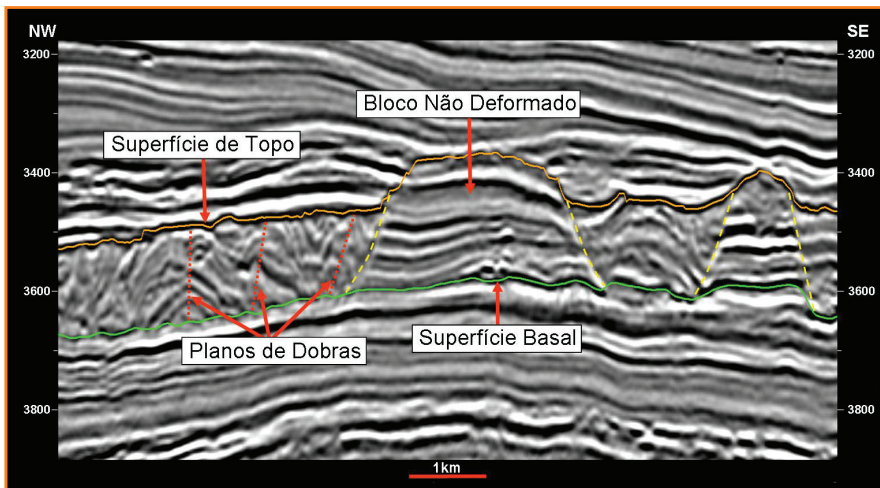


Figura 15 – Seção sísmica *dip* (tempo duplo), mostrando um enorme bloco coerente não deformado. Os eixos das dobras inclinam-se progressivamente para noroeste, indicando movimento do fluxo para sudeste. Localização na figura 2.

Figure 15 – Dip seismic section (two-way travel time), showing a huge undeformed coherent block. Fold axis progressively tilt to northwest, revealing flow movement to southeast. Location shown in figure 2.

Figura 16 – Seção sísmica *dip* (tempo duplo), ilustrando um bloco coerente em processo de desintegração e dobramento. Os eixos das dobras inclinam-se progressivamente para noroeste, indicando movimento do fluxo para sudeste. Localização na figura 2.

Figure 16 – Dip seismic section (two-way travel time), illustrating a big coherent block suffering disintegration and folding processes. Fold axis progressively tilt to northwest, revealing flow movement to southeast. Location shown in figure 2.

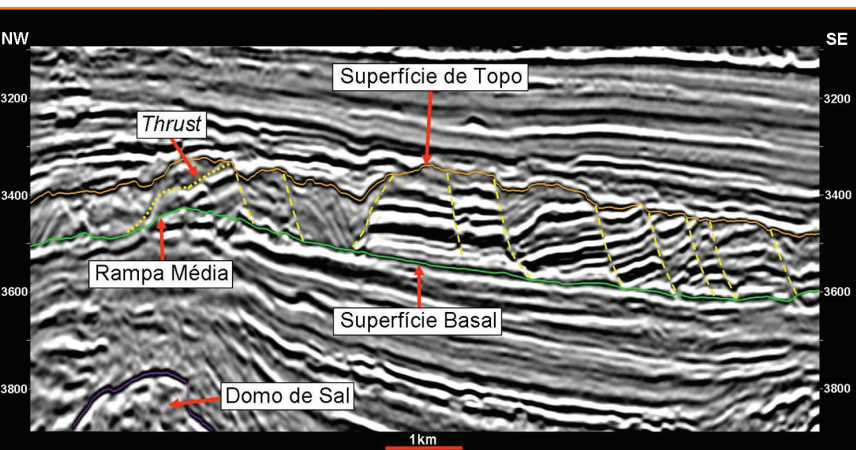
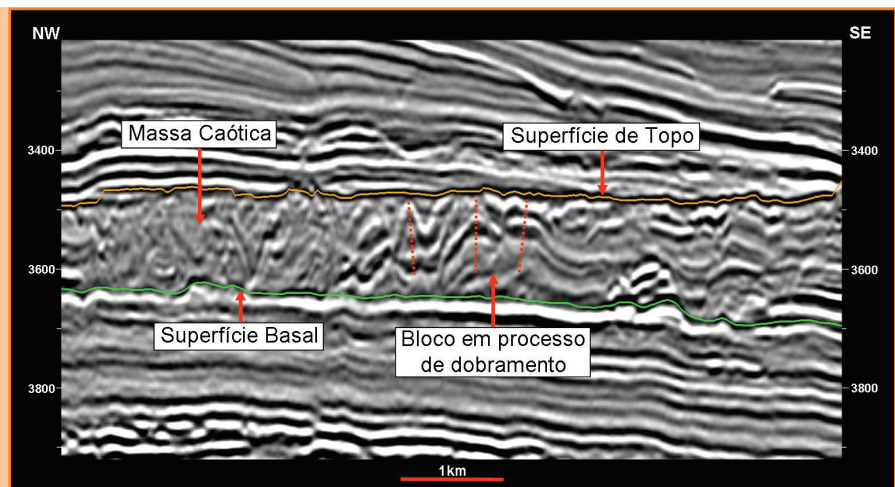


Figura 17 – Seção sísmica *dip* (tempo duplo), em que se observam estruturas compressivas junto à rampa média (acima do domo de sal) e, em seguida, blocos com amplitudes anômalas, falhados e rotacionados, mostrando estruturas distensionais. Localização na figura 2.

Figure 17 – Dip seismic section (two-way travel time), showing compressive structures near the intermediate ramp (over the salt dome). After the ramp, note faulted and rotated blocks with anomalous amplitudes. Location shown in figure 2.

fortes contrastes de impedâncias acústicas como característica marcante, possivelmente refletindo intercalações de arenitos e folhelhos de ambiente basal das sequências sotopostas, conforme aventado por Mutti *et al.* (2006). Estes blocos chegam a atingir dimensões de até 5km x 7km, com espessura

máxima de 300m (fig. 18) e, portanto, um volume aproximado de 10,5km<sup>3</sup>.

Observa-se que a tendência geral dos blocos é se orientarem com seus eixos maiores paralelos ao movimento do fluxo. Quando estes se aproximam de obstáculos e sofrem compressão, como junto à

rampa média, os eixos maiores orientam-se perpendicularmente ao fluxo (fig. 19). Esta característica foi observada por Bull *et al.* (2009) em blocos internos ao Storegga Slide, bem como por Huvenne *et al.* (2002) e Nissen *et al.* (1999).

## domínio distal

A porção distal mostra espessuras maiores que a porção proximal, atingindo valores de até 360m junto à rampa frontal (fig. 3). Em seções sísmicas, é possível observar uma típica rampa frontal na

superfície basal, que projeta-se para cima e mergulha no sentido contrário ao do movimento de fluxo, com mergulhos variando entre 10° e 15° (figs. 18, 20 e 21). Em mapa, esta rampa apresenta-se alinhada na direção geral W-E (figs. 9 e 11). Provavelmente, a rampa frontal atua como um primeiro obstáculo ao fluxo do corpo nesta região, reduzindo a velocidade de seu movimento e gerando dobras e *thrusts*. As porções do corpo ainda em movimento que conseguem ultrapassar a rampa frontal apresentam espessuras bem mais reduzidas e, também, a característica presença de *thrusts* (fig. 20). Provavelmente, estes *thrusts* foram gerados pela compressão do

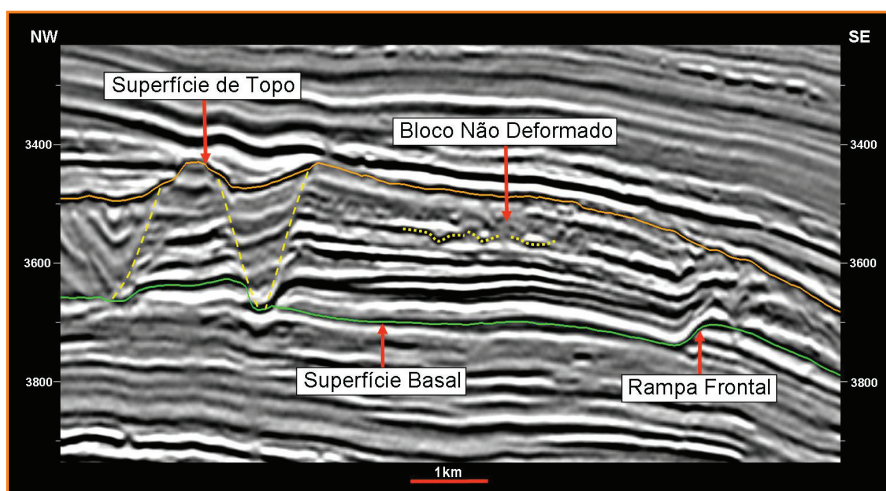
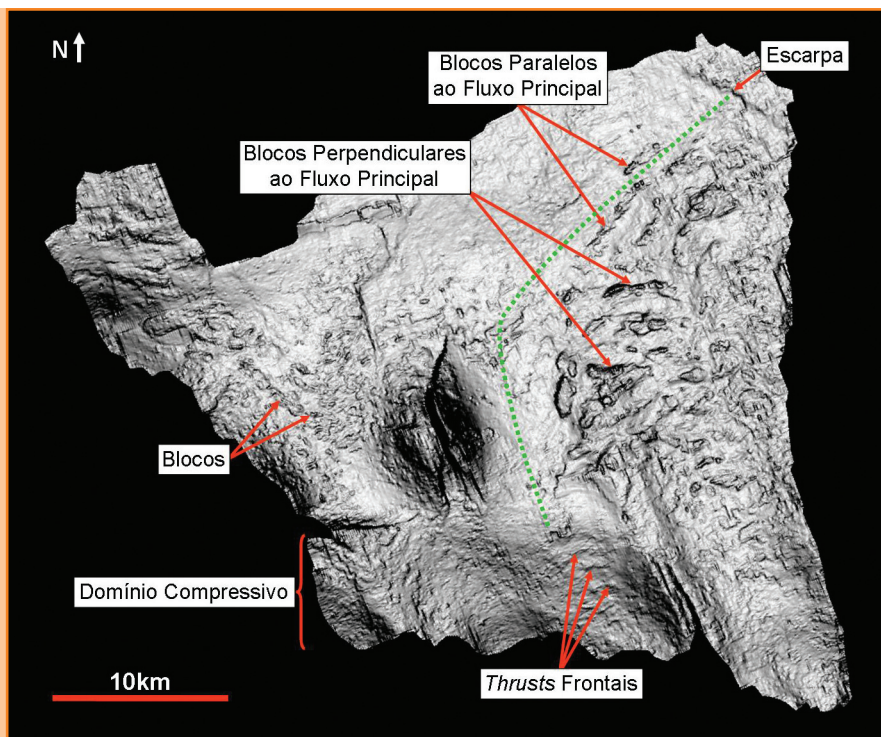


Figura 18 – Seção sísmica *dip* (tempo duplo), ilustrando um gigantesco bloco não deformado na porção distal, junto à rampa frontal. Observar sistema de canais preservados (possivelmente de origem turbidítica) no interior do bloco. Localização na figura 2.

Figure 18 – Dip seismic section (two-way travel time), showing a huge undeformed coherent block in the distal portion, near the frontal ramp. Note possible turbiditic channels preserved inside the block. Location shown in figure 2.

Figura 19 – Mapa do atributo sísmico *edge detection* da superfície de topo. A linha verde pontilhada representa o eixo deposicional principal. É marcante a orientação dos eixos maiores dos blocos paralelamente ao fluxo na porção proximal (direção nordeste). Quando sofrem compressão junto à rampa média, reparam-se quase perpendiculares ao fluxo (W-E). Observar os traços de falhas dos *thrusts* na região distal.

Figure 19 – Top surface *edge detection* map. Dotted green line represents the main depositional axis. The blocks' main axis are oriented parallel to flow near the proximal portion; after compression against the intermediate ramp, the blocks become oriented perpendicular to flow. Note thrusts in the distal region.



corpo em fase final de movimento contra uma região de topografia mais elevada a sul, condicionada por uma muralha de sal alinhada segundo a direção W-E (figs. 4 e 6).

Em alguns locais, pouco antes da rampa frontal, onde o regime é compressivo, é possível visualizar nas seções sísmicas estruturas em *pop up* nos blocos mais coerentes. À medida que o fluxo avança para o sul, observa-se um aumento da inclinação dos planos das dobras para norte (vergência) (fig. 21).

## mecanismos de disparo

Os mecanismos de disparo de movimentos de massa mais citados pelos autores são: terremotos, sobrecarga sedimentar em áreas de frentes deltaicas, rápidas variações do nível do mar, ondas e correntes

de maré não usuais e atividade biológica (Dott, 1963; Coleman e Prior, 1988). Mecanismos auxiliares, como percolação de gases ou decomposição de hidratos de gás, são reportados por Lindberg *et al.* (2004), McAdoo *et al.* (2000) e Huvenne *et al.* (2002). Atividades de soergimento de diápiros de sal e folhelho são citados por Coleman e Prior (1988) e McAdoo *et al.* (2000).

No contexto da área estudada, de frente deltaica, é provável que o principal mecanismo de disparo tenha sido a sobrecarga sedimentar. Altas taxas locais de sedimentação podem ter gerado *oversteepening*, levando à instabilização dos sedimentos ainda inconsolidados (Martinez *et al.*, 2005; Imbo *et al.*, 2003; McAdoo *et al.*, 2000).

Possíveis feições sísmicas de escape de gás na plataforma, à montante do corpo de escorregamento (fig. 22), sugerem que este tenha sido um mecanismo auxiliar de disparo. Bulhões *et al.*, (2006) também cogitam esta hipótese como auxiliar no disparo do

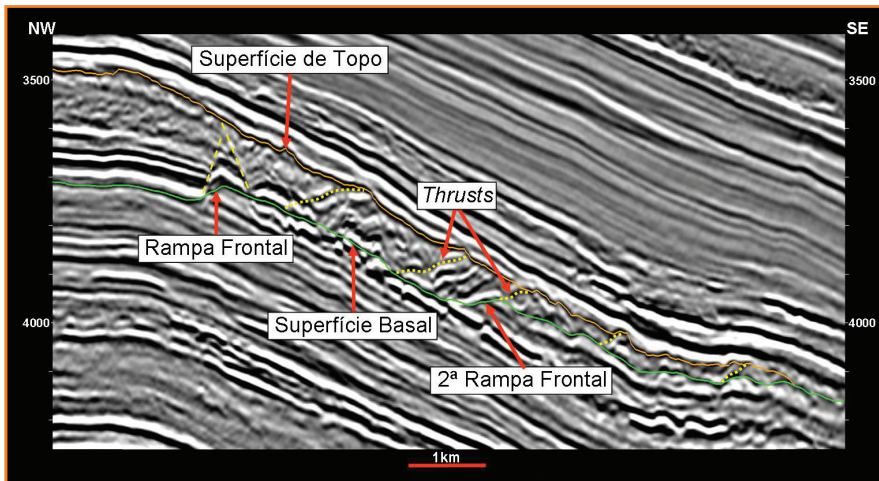
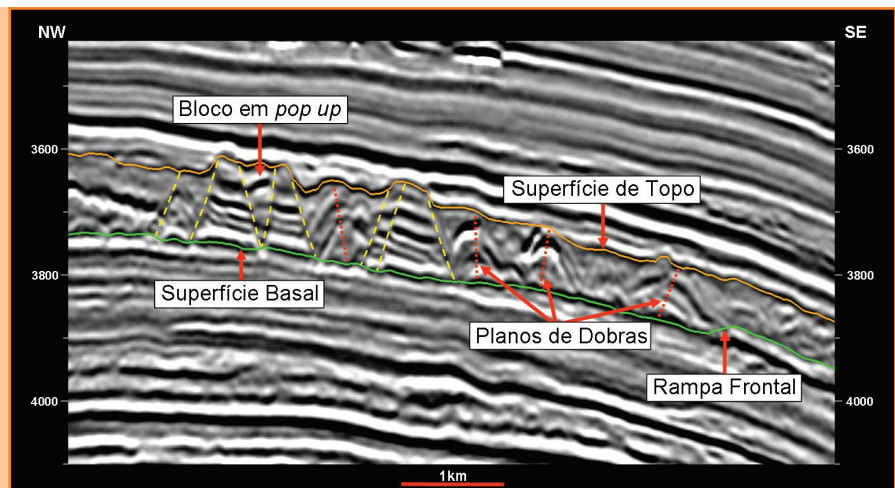


Figura 20 – Seção sísmica *dip* (tempo duplo), ilustrando o regime compressivo na forma de *thrusts* além da rampa frontal, onde as espessuras tornam-se mais reduzidas. Localização na figura 2.

Figure 20 – *Dip seismic section (two-way travel time illustrating compressive regime in the form of thrusts after the frontal ramp, where the thicknesses become more reduced Location shown in figure 2.*

Figura 21 – Seção sísmica *dip* (tempo duplo) representativa do regime compressivo próximo à rampa frontal. Observar estrutura em *pop up* nos blocos coerentes, enquanto nos blocos deformados os eixos das dobras progressivamente inclinam-se para noroeste, indicando movimento do fluxo para sudeste. Localização na figura 2.

Figure 21 – *Dip seismic section (two-way travel time), showing compressive regime near the frontal ramp. Note pop ups in the coherent blocks. Fold axis progressively tilt to northwest, revealing flow movement to southeast in the deformed blocks. Location shown in figure 2.*



Escorregamento Peruíbe, posicionado no Recente na porção sul da Bacia de Santos.

Pode-se, ainda, aventar que a atividade de movimentação de diápiros de sal na área, que ocorreu de maneira mais intensa até o final do Cretáceo, tenha atuado para instabilizar os sedimentos depositados na frente deltaica.

## evolução estratigráfica

A partir da observação e descrição de todos os elementos constituintes do Escorregamento Maricá, bem como das considerações feitas sobre a morfologia de fundo pretérita e os possíveis mecanismos de disparo do fluxo, pode ser interpretado um possível quadro estratigráfico evolutivo.

Durante as fases iniciais do trato de mar baixo da sequência K130, progradações deltaicas provenientes de N-NE, provavelmente com altas taxas de sedimentação, devem ter causado sobrecarga sedimentar em uma região de forte mudança no gradiente deposicional – a quebra da plataforma para o talude. Em consequência, ocorreu instabilização do sistema, levando ao início do movimento de massa. É plausível supor que escapes de fluidos (gás?) observados na plataforma tenham contribuído para acelerar o processo de instabilização.

Uma vez disparado o fluxo, este se movimentou mergulho abaixo de maneira catastrófica, carregando uma mistura de massas caóticas com alto grau de deformação e, ao mesmo tempo, grandes blocos plataformais inteiros imersos nesta massa, praticamente intactos (originários da sequência K120). Pode-se especular que esta configuração interna seja devida à distância de transporte relativamente curta entre a plataforma e a bacia que, combinada com a instantaneidade do evento, não permitiu a desintegração total do material arrancado da plataforma e ressedimentado. A constatação de Moreira *et al.* (2007) de que no período de tempo da K130 ocorreu o máximo deslocamento da linha de costa em direção à bacia durante o Cretáceo reforça a idéia de uma distância de transporte mais curta entre a plataforma e a bacia. Além disso, diferenças de reologias dos sedimentos originais podem contribuir para explicar tal configuração.

Um pouco à frente do sopé do talude, o fluxo encontrou regiões de topografia mais elevada (rampa média) como obstáculos, as quais foram geradas pelo

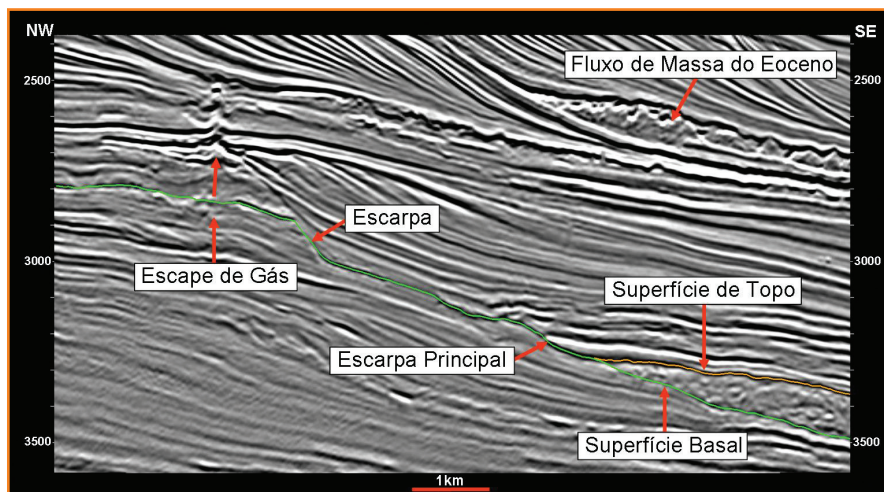


Figura 22 – Seção sísmica *dip* (tempo duplo) com possível feição de escape de gás na região plataformal, a montante do corpo de escorregamento. Localização na figura 2.

Figure 22 – *Dip seismic section (two-way travel time) with a possible gas leakage feature in the platform region. Location shown in figure 2.*

soerguimento de diápiros de sal orientados segundo a direção geral N-S. Parte do fluxo foi desviada para as calhas interdiapíricas e outra conseguiu passar por cima das barreiras, gerando, nesta região, estruturas compressoriais e, em seguida, estruturas distensionais de alívio, imediatamente após a transposição das barreiras.

É possível, pelo caráter anômalo das amplitudes sísmicas internas aos blocos localizados entre a rampa média e a porção distal, que estes tenham sido erodidos e remobilizados pelo fluxo em movimento a partir das regiões bacinais topograficamente mais elevadas da rampa média. O baixo grau de deformação destes blocos, em uma região quase distal, poderia corroborar a hipótese de que estes sofreram transporte por distâncias relativamente mais curtas do que aqueles provenientes da plataforma a norte/nordeste. Os blocos com estas mesmas características, localizados próximos à escarpa lateral leste, podem ter sido arrancados pelo movimento de arraste do fluxo junto à escarpa constituída possivelmente por sedimentos bacinais turbidíticos da sequência K120. A presença de segmentos sigmoidais *en échelon* no plano da escarpa reforça esta hipótese (Bull *et al.*, 2009).

Finalmente, ao atingir uma área estruturalmente mais elevada a sul, reflexo de uma muralha de sal alinhada na direção W-E, o escorregamento foi comprimido mais uma vez, gerando estruturas de dobras e *thrusts*, até cessar o movimento.

É provável que o próprio evento de escorregamento, pela possança de seu volume – cerca de 150km<sup>3</sup>

– tenha atuado de uma maneira tão catastrófica que chegou a detonar fluxos gravitacionais imediatamente posteriores. Em poços, esta hipótese pode ser corroborada pela constatação de um espesso pacote de arenitos, possivelmente de origem turbidítica, recobrando o corpo de escorregamento. Em seções sísmicas, este pacote apresenta reflexões com fortes anomalias negativas, com geometria que lembra a forma de um leque de assoalho de bacia (figs. 6 e 14).

Vale ressaltar que o sítio geográfico de bacia de águas profundas, no qual se depositou o Escorregamento Maricá, continuou de maneira recorrente ao longo do registro geológico, funcionando como área de deposição para fluxos gravitacionais posteriores, em especial, durante o Eoceno, conforme reportado por Moreira e Carminatti (2004) e, também, próximo ao Recente (fig. 6).

## aspectos de interesse exploratório

A tendência dos depósitos de fluxos gravitacionais de massa apresentarem-se mais contínuos e menos deformados em suas porções proximais, com potencial para tornarem-se reservatórios (conforme a litologia original), a exemplo dos depósitos da Fm. Maracangalha, na Bacia do Recôncavo (Carlotto, 2006), não se aplica ao caso do Escorregamento Maricá. Nas suas porções proximais, o escorregamento em estudo mostra sismofácies desorganizadas a caóticas, com alto grau de deformação, possivelmente refletindo litologias síltico-argilosas e, portanto, com baixo potencial para serem reservatórios de petróleo.

Por outro lado, essas mesmas características podem fazer com que o corpo de escorregamento tenha potencial como selante de eventuais acumulações petrolíferas da sequência K120 sotoposta. Vale ressaltar que, de acordo com Moreira *et al.* (2007), as porções distais da sequência K120 podem conter depósitos de areias turbidíticas da Fm. Ilhabela.

Os blocos coerentes, localizados principalmente entre a rampa média e o domínio distal (possivelmente provenientes de sistemas turbidíticos das sequências sotopostas), poderiam se constituir em potenciais reservatórios, selados lateralmente pela massa caótica de caráter mais argiloso.

Um aspecto bastante interessante é o fato de fluxos gravitacionais de massa, pelo seu caráter catastrófico intrínseco, funcionarem como disparadores de fluxos gravitacionais de sedimentos imediatamente posteriores, incluindo-se as correntes de turbidez. Parece ser o caso do pacote sísmico com reflexões negativas anômalas, sobreposto ao Escorregamento Maricá, possivelmente composto por arenitos turbidíticos de leque de mar baixo. A partir desta constatação, poder-se-ia explorar o potencial de corpos de deslizamentos e escorregamentos para funcionarem como marcadores geológicos de fluxos turbidíticos posteriores.

## conclusões

O Escorregamento Maricá é um depósito de fluxo gravitacional de massa que se estende por uma área de 1.015km<sup>2</sup>, localizada em região de sopé de talude e bacia do Maastrichtiano, na porção norte da Bacia de Santos. Considerando uma espessura média de 150m, o volume do corpo atinge a casa dos 150km<sup>3</sup>.

O corpo do escorregamento possui cerca de 35km de comprimento, alongado na direção norte/nordeste. Sua deposição foi controlada por calhas interdiapíricas orientadas na direção N-S, geradas pela halocinese da sequência evaporítica aptiana. Uma muralha de sal orientada na direção W-E, posicionada ao sul da região distal, funcionou como barreira ao fluxo proveniente do norte, ocasionando o término de seu movimento.

A observação de seções sísmicas tridimensionais, bem como de mapas de atributos sísmicos e mapas estruturais em perspectiva das superfícies basal e de topo do depósito, permitiu a individualização dos seus três domínios principais: proximal, translacional e distal, com seus respectivos elementos.

É provável que progradações deltaicas na plataforma com altas taxas de sedimentação tenham causado *oversteepening*, levando à instabilização do sistema e ao disparo do fluxo gravitacional de massa. Possivelmente, escapes de fluidos (gás) atuaram como mecanismo auxiliar no sentido de desestabilizar os sedimentos plataformais.

O caráter interno predominantemente caótico reflete possivelmente litologias síltico-argilosas, com baixo potencial para tornarem-se reservatórios; por outro lado poderiam funcionar como selantes de eventuais

acumulações de petróleo contidas em turbiditos das sequências sotopostas. Os blocos que apresentam reflexões com fortes contrastes de impedância acústica, preservados em meio à massa caótica, poderiam ser potenciais reservatórios, lateralmente selados por esta massa caótica argilosa. Reflexões anômalas sobrepostas ao escorregamento Maricá indicam a deposição de turbiditos. É razoável supor que o próprio fluxo gravitacional de massa, pelo seu caráter catastrófico, tenha atuado como agente disparador dos fluxos gravitacionais posteriores, que deram origem aos possíveis depósitos turbidíticos. Deste modo, fluxos gravitacionais de massa poderiam ser marcadores de fluxos turbidíticos posteriores.

## agradecimentos

Em especial a Carlos Maurício Monnerat de Oliveira, pela paciente leitura e análise crítica do texto, bem como pela tradução do resumo para o inglês; a João Marinho de Moraes Neto, pelo valioso auxílio na tradução do resumo expandido para o inglês; a Jobel Lourenço Pinheiro Moreira, pela leitura e discussões sobre o tema e a Arcioni Geraldo Pena, pela edição dos mapas de localização e de isópacas.

## referências bibliográficas

- BRYN, P.; BERG, K.; FORSBERG, C. F.; SOLHEIM, A.; KVALSTAD, T. J. Explaining the Storegga Slide. **Marine and Petroleum Geology**, v. 22, p. 11-19, 2005.
- BULHÕES, E. M.; QUEIROZ, C. L.; D'ÁVILA, R. S. F. Causas e implicações exploratórias do slump atual no fundo do mar na área a sul do BMS-3 (Bacia de Santos). In: SIMPÓSIO DE GEOFÍSICA DA PETROBRAS, 10., 2006. **Anais...** Rio de Janeiro, 2006.
- BULL, S.; CARTWRIGHT, J.; HUUSE, M. A review of kinematic indicators from mass-transport complexes using 3D seismic data. **Marine and Petroleum Geology**, v. 26, p. 1132-1151, 2009.
- CANALS, M.; LASTRAS, G.; URGELES, R.; CASAMOR, J. L.; MIENERT, J.; CATTANEO, A.; DE BATIST, M.; HAFLIDASON, H.; IMBO, Y.; LABERG, J. S.; LOCAT, J.; LONG, D.; LONGVA, O.; MASSON, D. G.; SULTAN, N.; TRINCARDI, F.; BRYN, P. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA Project. **Marine Geology**, v. 213, n. 1-4, p. 9-72, 2004.
- CARLOTTO, M. A. **Análise estratigráfica dos fluxos gravitacionais da Formação Maracangalha no Campo de Jacuípe, Bacia do Recôncavo, Brasil**. 2006. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2006.
- COLEMAN, J. M.; PRIOR, D. B. Mass wasting on continental margins. **Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences**, v. 16, p. 101-119, 1988.
- DOTT, R. H. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. **AAPG Bulletin**, v. 47, n. 1, p. 104-128, 1963.
- GALLOWAY, W. E.; HOBDAV, D. K. **Terrigenous clastic depositional systems: applications to fossil fuel and groundwater resources**. 2.ed. Berlin: Springer-Verlag, 1996. 489 p.
- GARDNER, J. V.; PRIOR, D. B.; FIELD, M. E. Humboldt Slide: a large shear-dominated retrogressive slope failure. **Marine Geology**, v. 154, p. 323-338, 1999.
- HOMZA, T. X. A structural interpretation of the Fish Creek Slide (Lower Cretaceous), northern Alaska. **AAPG Bulletin**, v. 88, n. 3, p. 265-278, 2004.
- HUVENNE, V. A. I.; CROKER, P. F.; HENRIET, J. P. A refreshing 3D view of an ancient sediment collapse and slope failure. **Terra Nova**, v. 14, p. 33-40, 2002.
- IMBO, Y.; DE BATIST, M.; CANALS, M.; PRIETO, M. J.; BARAZA, J. The Gebra Slide: a submarine slide on the Trinity Peninsula Margin, Antarctica. **Marine Geology**, v. 193, p. 235-252, 2003.
- INESON, J. R. Submarine glide blocks from the Lower Cretaceous of the Antarctic Peninsula. **Sedimentology**, v. 32, p. 659-670, 1985.
- LABERG, J. S.; VORREN, T. O.; DOWSDESWELL, J. A.; KENYON, N. H.; TAYLOR, J. The Andoya Slide and the Andoya Canyon, north-eastern Norwegian

- Greenland Sea. **Marine Geology**, v. 162, p. 259-275, 2000.
- LASTRAS, G.; CANALS, M.; URGELES, R.; HUGHES-CLARKE, J. E.; ACOSTA, J. Shallow slides and pockmark swarms in the Eivissa Channel, western Mediterranean Sea. **Sedimentology**, v. 51, p. 837-850, 2004.
- LINDBERG, B.; LABERG, J. S.; VORREN, T. O. The Nyk Slide: morphology, progression and age of a partly buried submarine slide offshore northern Norway. **Marine Geology**, v. 213, p. 277-289, 2004.
- LUCENTE, C. C.; PINI, G. A. Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within a Miocene foredeep in the northern Apennines, Italy: a field perspective. **American Journal of Science**, v. 303, p. 565-602, 2003.
- MARTINEZ, J. F.; CARTWRIGHT, J.; HALL, B. 3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel. **Basin Research**, v. 17, p. 83-108, 2005.
- MCADOO, B. G.; PRATSON, L. F.; ORANGE, D. L. Submarine landslide geomorphology, US continental slope. **Marine Geology**, v. 169, p. 103-136, 2000.
- MOREIRA, J. L. P.; CARMINATTI, M. Sistemas deposicionais de talude e de Bacia do Eoceno da Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 12, n. 1, p. 83-97, nov. 2003/maio 2004.
- MOREIRA, J. L. P.; RODRIGUES, L. F.; BULHÕES, E. M. Algumas considerações sobre depósitos caóticos na Bacia de Santos. In: SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL, 7., e SIMPÓSIO DO TERCIÁRIO DO BRASIL, 1., 2006, Serra Negra, São Paulo. **Boletim...** São Paulo: UNESP, 2006.
- MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 531-549, 2007.
- MUTTI, E.; CARMINATTI, M.; MOREIRA, J. L. P.; GRASSI, A. A. **Chaotic Deposits**: examples from the Brazilian Offshore and from Outcrop Studies in the Spanish Pyrenees and Northern Apennines, Italy. In: AAPG ANNUAL MEETING, 2006, Houston, Texas.
- NARDIN, T. R.; HEIN, J. F.; GORSLINE, D. S.; EDWARDS, B. D. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication**, n. 27, p. 61-73, 1979.
- NISSEN, S. E.; HASKELL, N. L.; STEINER, C. T.; COTERRILL, K. L. Debris flow outrunner blocks, glide tracks, and pressure ridges identified on the Nigerian continental slope using 3-D seismic coherency. **The Leading Edge**, n. 18, p. 595-599, 1999.
- STOW, D. A. W.; READING, H. G.; COLLINSON, J. D. Deep Seas. In: READING, H. G. (Ed.). **Sedimentary Environments**: processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science Ltd., Oxford, p. 395-453, 1996.



## expanded abstract

The Maricá Slump is a Maastrichtian gravity mass flow deposit located 150km offshore Rio de Janeiro State, in the northern sector of the Santos Basin. The deposit is elongated 35km in the NE/N-SW/S direction and occupies a total area of 1.015km<sup>2</sup> holding a volume of 150km<sup>3</sup> of sediments (considering an average 150m thickness).

A tridimensional deepwater seismic survey was used to map the Maricá Slump, covering the deposit completely. The top and basal surfaces were first interpreted and, then, structural and isopach maps generated; seismic attributes from the edge detection volumes were also extracted. Both maps and tridimensional seismic data facilitated the definition of the slump morphology, as well as distinct elements and domains.

Like most gravity mass flows described in the literature, the Maricá Slump shows three distinct domains: proximal, translational and distal domains.

The proximal domain is marked by distensive structures, such as steep scarps up to 100m high. These scarps present arched shapes in maps; they are generally aligned in the NW-SE direction and seem to be perpendicular to the main flow.

In the translational domain, coherent blocks (from the shelf or deep basin areas) are the main features. Near the proximal portion, normal faults predominate in the coherent blocks; as the flow moves southwards, deformation and disintegration progressively increase in the blocks, generating folding when the blocks meet barriers. Marginal scarps, parallel to the flow, bound the major deposit. Sigmoidal segments in the eastern scarp suggest strike-slip deformation. The basal and top surfaces are marked by positive reflections (black peak), indicating positive impedance acoustic contrasts between the overlying sediments and the slump deposit, as well as between the slump deposit and underlying sediments. The basal and top surfaces are easily recognizable because they mark seismofacies changes, from the generally chaotic (within the slump) to organized and parallel pattern (turbidite deposits). The Top surface is more irregular than the basal surface, due to the outstanding character of the coherent blocks that stick up above the chaotic mass.

The distal domain shows compressive structures, such as folds and frontal thrusts, generated by a movement flow against a southern salt wall. The

frontal ramp is a conspicuous feature aligned in the W-E direction, and it is tilted in the opposite direction of the movement flow. Typically, the isopachs are thicker in the distal domain than in the proximal domain, reaching maximum thickness near the frontal ramp.

Aptian evaporites halokinesis conditioned the slump emplacement on interdiapirs throws, which are aligned in the N-S direction. Also, halokinesis was responsible by creating a W-E salt wall that worked as a barrier to the flow coming from the north.

The main gravitational flow trigger was probably the sedimentary overburden caused by high sedimentary rates related to the deltaic sedimentation on the shelf. Gas escape is considered as a possible secondary trigger mechanism. In addition, halokinetic movements near the shelf may be considered as another possible trigger.

Immediately over the slump deposit occurs an anomalous seismic package (strong negative amplitudes), interpreted to be turbiditic deposits, which overlaps the slope toe. The catastrophic character of the mass flow could be responsible for triggering later gravitational flows resulting in the deposition of turbidity sandstones that overlay the Maricá Slump. If so, it can be hypothesized that slides and slumps may represent geological markers of overlying turbidites.

Chaotic features observed in the seismic data, especially in the Eocene section and close to the Recent section, suggest that the Maricá Slump area worked as a depositional site for continuous gravity mass flows after the Maricá Slump emplacement.