

## FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS INDICATIVAS DE VARIAÇÕES EUSTÁTICAS E DE EXPOSIÇÃO SUBAÉREA DA PLATAFORMA CONTINENTAL SUL FLUMINENSE DURANTE O PLEISTOCENO SUPERIOR-Holoceno\*

Antonio Tadeu dos Reis<sup>1</sup>, Renata Moreira da Costa Maia<sup>2</sup>, Cleverson Guizan Silva<sup>2</sup>,  
Christian Gorini<sup>3</sup>, Marina Rabineau<sup>4</sup>, Eliane da Costa Alves<sup>2</sup>, Josefa Varela Guerra<sup>1</sup>,  
Isabel Cristina Vendrameto Peres Simões<sup>5</sup> e Rodrigo Arantes-Oliveira<sup>1</sup>

Recebido em 16 junho, 2011 / Aceito em 11 outubro, 2011  
Received on June 16, 2011 / Accepted on October 11, 2011

**ABSTRACT.** The analysis of sparker monochannel seismic lines, coupled with a stratigraphic framework recently proposed for the study area, allowed us to put forward a new glacio-eustatic scenario and to reinterpret the origin of several seafloor features located along the 50, 100, 110, 130 and 150 m isobaths. Our seismic stratigraphic and geomorphological analyses revealed that a wide variety of depositional processes were involved in the formation of these features. Sea-floor features observed near 50 and 100 m water depths, previously interpreted as paleo-coastlines developed at periods of stillstand in the course of the Holocene Transgression, are reinterpreted as the inclined frontal clinofolds of prograding sedimentary prisms deposited during the maximum highstands from, respectively, the Holocene and the Late Pleistocene (marine isotopic substages 5e, 5c and 5a and isotopic stage 3). Also, the escarpments and associated basal flat surfaces located around the 130 and 110 m isobaths, previously interpreted as nearshore systems developed close to the glacial maximum and during stillstands of the last deglaciation, respectively ~15 ky B.P. and ~13 ky B.P., are reinterpreted, together with a scarp found near the 150 m isobaths, as erosional remnants sculpted under forced regressive conditions during the Wisconsin Regression and preserved as a succession of flat surfaces that become gradually deeper and younger towards the shelf break.

**Keywords:** continental shelf, marine geomorphology, forced regression, late Pleistocene, Holocene deposits.

**RESUMO.** A interpretação de perfis de sísmica de reflexão monocanal *sparker*, integrada ao arcabouço estratigráfico recentemente proposto para a plataforma continental fluminense, permitiu uma nova interpretação em outros contextos de oscilações glacioeustáticas para a formação das feições de fundo anteriormente reconhecidas ao longo das isóbatas de 50 m, 100 m, 110 m, 130 m e 150 m. As feições ao longo das isóbatas de 50 m e 100 m, anteriormente interpretadas como paleolinhas de costa desenvolvidas em posições de nível de mar estacionário durante a Transgressão Holocênica, foram reinterpretadas como faces frontais inclinadas de prismas sedimentares progradantes de nível de mar alto, respectivamente do Holoceno e do Pleistoceno Superior (subestágios isotópicos marinhos 5e, 5c e 5a e o estágio isotópico marinho 3). As escarpas e os patamares erosivos ao longo das isóbatas de 110 m e 130 m foram antes interpretados como sistemas costeiros praias esculpidos durante o máximo glacial (escarpa a -130 m, a ~15 ka) e durante níveis de mar estacionários da última deglaciação (escarpa a -110 m, a ~13 ka). Neste trabalho estas feições, juntamente com o escarpamento a -150 m, foram reinterpretados como remanescentes erosivos formados em condições de regressão forçada em períodos de aceleração de queda ou de estabilização de nível eustático durante a Regressão Wisconsiniana, hoje preservados como feições sucessivamente mais profundas e jovens em direção à borda de plataforma.

**Palavras-chave:** plataforma continental, geomorfologia marinha, regressão forçada, Pleistoceno Superior, depósitos holocênicos.

\*Esta é uma contribuição do grupo de estudos GEOMARGEM – Geologia e Oceanografia de Margens Continentais Passivas (<http://www.geomargem.org>).

<sup>1</sup>Departamento de Oceanografia Geológica, Faculdade de Oceanografia/UERJ, Rua São Francisco Xavier, 524, 4º andar, Maracanã, 20550-900 Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Tel.: (21) 2334-0621 – E-mails: antonio.tadeu@pq.cnpq.br; josie.guerra@gmail.com; pepe83@gmail.com

<sup>2</sup>Departamento de Geologia, LAGEMAR, Instituto de Geociências/UFRJ, Av. General Milton Tavares de Souza, s/nº, 4º andar, Campus da Praia Vermelha, Gragoatá, 24210-346 Niterói, RJ, Brasil. Tels.: (21) 2629-5930 / 2629-5932; Fax: (21) 2629-5931 – E-mails: renata.ocn@gmail.com; cguizan@id.uff.br; elianealves@id.uff.br

<sup>3</sup>Laboratoire Evolution et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Institut de Science de la Terre – ISTEP (UMR CNRS 7193), Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, 4, place Jussieu, case 117, Tour 56-66, 75252 Paris cedex 05, France – E-mail: christian.gorini@upmc.fr

<sup>4</sup>CNRS, Domaines Océaniques, Equipe Transferts Terre-Mer, Institut Universitaire des Sciences de la Mer (IUEM), 1 Place N. Copernic, 29280 Plouzané, France – E-mail: marina.rabineau@univ-brest.fr

<sup>5</sup>Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira, MB, Rua Kioto, 253, Praia dos Anjos, 28940-000 Arraial do Cabo, RJ, Brasil. Tel.: (22) 2622-9014 – E-mail: isabel@ieapm.mar.mil.br

## INTRODUÇÃO

A evolução das plataformas continentais quaternárias é resultante da interação de uma série de fatores alocíclicos e autocíclicos, onde se destacam a frequência e amplitude das oscilações glacioeustáticas, as variações das taxas de aporte sedimentar, a natureza dos processos oceanográficos atuantes e o regime tectônico vigente. Este conjunto de fatores condiciona a arquitetura sedimentar assim como a fisiografia das plataformas continentais. Durante o Pleistoceno, uma série de eventos climáticos ocorridos entre aproximadamente 1250-800 ka levaram a mudanças significativas na frequência de ciclicidade climática e deposicional nas plataformas continentais em escala global. O Pleistoceno Médio (~800-130 ka) registra a emergência dominante de ciclos glacioeustáticos de baixa frequência (Ciclos de Milankovitch de aproximadamente 100-120 ka de duração; Hays et al., 1976; Imbrie et al., 1984; Clark et al., 2006) e de alta amplitude ( $\pm 120-140$  m, Rabineau et al., 2005) – conjunto de mudanças climáticas reconhecidas sob a denominação de Transição do Pleistoceno Médio (*Middle Pleistocene Transition*; Medina-Elizalde & Lea, 2005; Clark et al., 2006). Estes ciclos glacioeustáticos passam a se impor como sinal dominante no registro cicloestratigráfico das margens, sendo caracterizados por sinais eustáticos compostos pela alternância entre seguimentos de lenta queda e seguimentos de rápida ascensão do nível marinho, pontuados por curtos períodos de máximo (*sea-level highstands*) e de mínimo (*sea-level lowstands*) nível eustático (p.ex., Chappell & Shackleton, 1986; Shackleton, 2000; Zachos et al., 2001). Sinais eustáticos de tal configuração, amplitude e frequência provocam variações significativas do nível de base para a erosão e forçam o trânsito dos ambientes sedimentares (costeiros e transicionais) por sobre as plataformas continentais, normalmente acompanhado da deposição de seqüências regressivas sob condições de regressão forçada (Posamentier et al., 1992; Posamentier & Morris, 2000; Trincardi & Correggiari, 2000; Ridente & Trincardi, 2002). Em termos geomorfológicos, a submissão das plataformas continentais a condições de regressão forçada resulta em consideráveis modificações fisiográficas, pois as plataformas tendem a ser expostas a longos períodos de erosão subaérea (períodos glaciais) (Posamentier et al., 1992; Posamentier & Morris, 2000; Plint & Nummedal, 2000), seguidos por rápidos episódios de submersão da plataforma e curtos períodos de nível de mar alto (períodos interglaciais) (Clark et al., 2006). Desde o Pleistoceno Superior até o Recente, por exemplo, as plataformas continentais foram submetidas a uma regressão marinha (a Regressão Wisconsiniana,

entre ~130-18 ka), que expôs subaereamente e erodiu quase toda a plataforma continental (Kowsmann et al., 1977), e a uma rápida transgressão marinha que afogou rapidamente toda a plataforma (a Transgressão Holocênica, ocorrida a partir de ~11 ka; Lambeck & Chappell, 2001).

Na plataforma continental ao largo do estado Rio de Janeiro, alguns estudos abordaram a influência das oscilações glacioeustáticas pleisto-holocênicas na sua evolução geomorfológica. Estes trabalhos pioneiros, baseados essencialmente em dados batimétricos, representam as primeiras tentativas de compreensão da influência das variações climáticas e glacioeustáticas na evolução geomorfológica e deposicional da plataforma continental fluminense. Zemruscki (1979), Corrêa et al. (1980) e Costa et al. (1988), por exemplo, relacionam a gênese de uma série de feições morfológicas, reconhecidas na escala regional da plataforma continental, a processos deposicionais e/ou de esculpimento erosivo desenvolvidos principalmente durante a Transgressão Holocênica. O presente estudo tem como finalidade visitar e re-analisar o significado geomórfico destas feições morfológicas regionais da plataforma continental sul do estado do Rio de Janeiro (Fig. 1), porção nordeste da bacia de Santos, a partir de uma base de dados composta por perfilação sísmica de reflexão monocanal de alta resolução e dados batimétricos. Como resultado, novos processos são identificados para a formação de algumas das feições geomorfológicas anteriormente reconhecidas na plataforma continental da área, integrados ao arcabouço estratigráfico recentemente descrito por Maia et al. (2010) para a área.

## METODOLOGIA

Para a realização do trabalho foram utilizados perfis de sísmica de reflexão rasa monocanal, obtidos durante as Operações GEOMAR XX e GEOMAR XVI, e cartas batimétricas elaboradas a partir da base de dados GEBCO, com resolução de 30 segundos.

Os perfis sísmicos das Operações GEOMAR consistem em dados analógicos de sísmica rasa coletados nos anos de 1980 com sistema *sparker* de 500-1000 J, frequência na faixa de 100-1400 Hz, penetração do sinal sísmico de cerca de 300-400 ms e resolução vertical média da ordem de 6-12 m, dependendo da linha considerada. Essa base de dados perfaz aproximadamente 5.000 km de perfilação. A Operação GEOMAR XX, que recobre preferencialmente a porção nordeste da bacia de Santos, foi a principal base de dados utilizada (Fig. 1). A interpretação dos dados sísmicos foi baseada nos princípios clássicos da Estratigrafia Sísmica (por exemplo, Payton, 1977; Mitchum et al.,

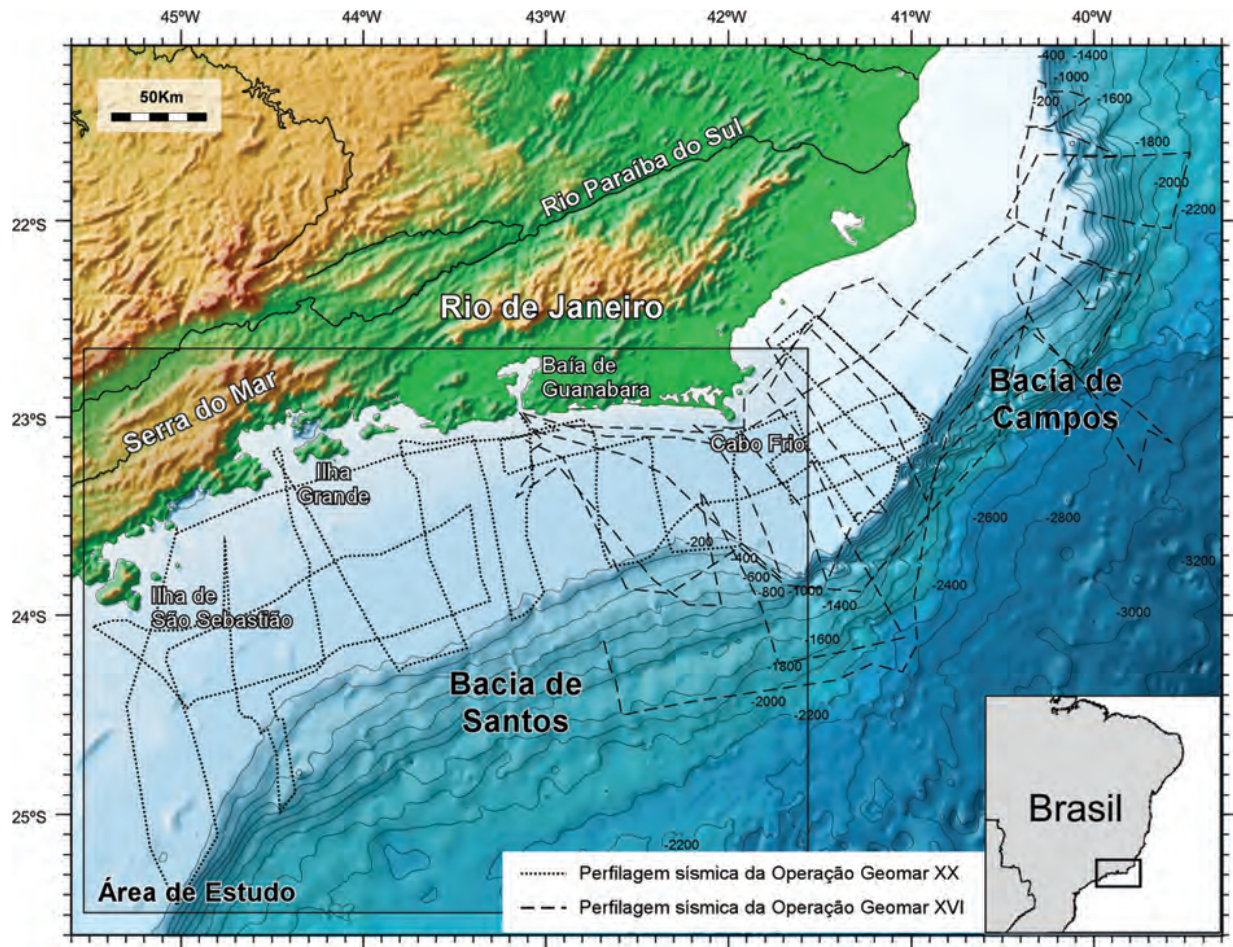


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudos e da base de dados sísmicos utilizados neste estudo.

1977a,b; Vail et al., 1977; Posamentier & Vail, 1988; Van Wagoner et al., 1988; Posamentier et al., 1992, 1993) e conceitos de Estratigrafia de Sequências de Alta Resolução, mais convenientemente aplicados a sequências marinhas associadas a sinais eustáticos de 4ª e 5ª ordens (por exemplo, Tesson et al., 1990, 1993, 2000; Foyle & Oertel, 1997; Hernández-Molina et al., 2000a; Muto & Steel, 2000; Trincardi & Correggiari, 2000; Catuneanu, 2002, 2006; Jin et al., 2002; McHugh et al., 2002; Ridente & Trincardi, 2002; Cattaneo & Steel, 2003; Locker et al., 2003; Lofi et al., 2003, 2005; Stanley et al., 2003; Okyar et al., 2005; Rabineau et al., 2005, 2006; Grossman et al., 2006; Osterberg, 2006; Tezcan & Okyar, 2006; Liqueste et al., 2008; Tripsanas & Piper, 2008; Zhao et al., 2008; Catuneanu et al., 2009; Ngueutchoua & Giresse, 2010). Além disso, como não estão disponíveis para a região datações de paleolinhas de costa ou estimativas de curvas de variação eustática durante o Pleistoceno Superior-Holoceno (aproximadamente últimos 130 ka), foi usada como

aproximação uma compilação de curvas de variação eustática com base na razão isotópica de  $\delta^{18}O$  e calibradas com datações de feições geológicas presentes em margens continentais (Rabineau et al., 2006).

### ESTUDOS PRETÉRITOS: A PLATAFORMA CONTINENTAL DA PORÇÃO NORTE DA BACIA DE SANTOS

A maior parte do conhecimento sobre a plataforma continental do estado do Rio de Janeiro, e das plataformas brasileiras como um todo, advém ainda dos trabalhos do projeto REMAC (Projeto de Reconhecimento global da margem continental brasileira – DNP/CNPq/Petrobras), realizados nos anos 70 do século passado, e de alguns trabalhos que tratam da morfologia ou da distribuição de sedimentos superficiais, sobretudo em escala regional da ordem de 1:500.000 a 1:1.000.000 (por exemplo, Kowsmann et al., 1977, 1979; Zemruscki, 1979; Dias et al.,

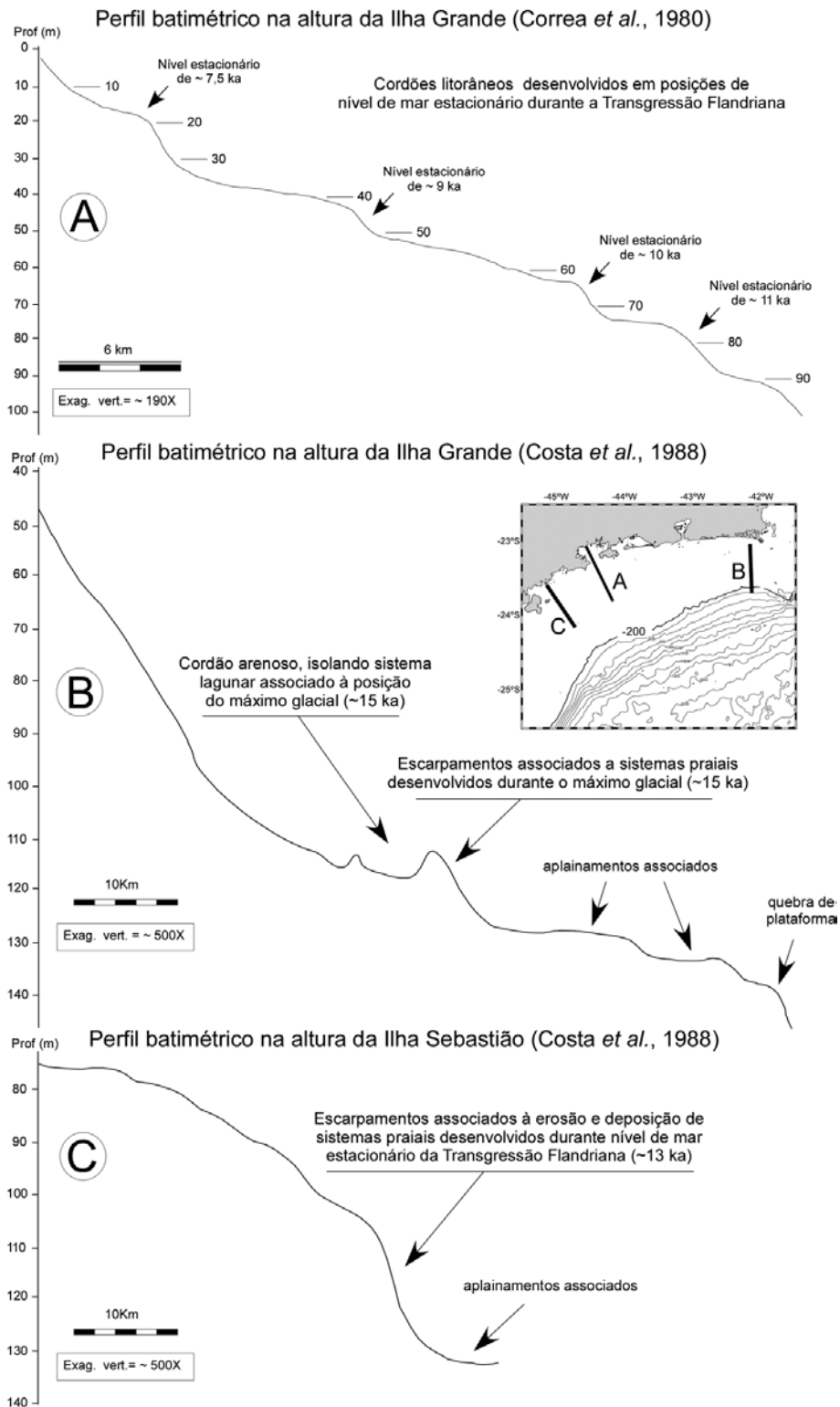
1982; Alves & Ponzi, 1984). Outros trabalhos, alguns deles mais recentes, abordam o tema, mas geralmente em áreas geográficas mais localizadas, ou em faixas de profundidades específicas da plataforma fluminense (por exemplo, Dias & Gorini, 1980; Dias et al., 1982, 1984; Muehe, 1989; Muehe & Carvalho 1993; Muehe & Valentini, 1998; Corrêa, 2001; Lopes et al., 2003; Artusi & Figueiredo, 2007; Simões, 2007).

Zembruski (1979), tomando como exemplo a plataforma da margem sul, propõe um primeiro modelo estratigráfico para as feições topográficas observadas nas plataformas continentais brasileiras, segundo o qual os sedimentos depositados durante a Regressão Wisconsiniana se acham truncados por uma superfície de erosão bem caracterizada, principalmente na plataforma externa. A datação por  $^{14}\text{C}$  dos biodetritos sobrepostos a essa superfície revela, segundo o autor, idades em torno de 17 ka e 14 ka A.P. De acordo com Kowsmann et al. (1977), esses biodetritos pleistocênicos foram em grande parte canibalizados pela superfície de erosão do último máximo glacial, retrabalhados e selecionados. Com o progressivo desenvolvimento da Transgressão Holocênica um lençol arenoso teria sido depositado sobre toda a plataforma, originado da erosão dos sedimentos pleistocênicos e de areias propriamente transgressivas (Corrêa et al., 1980). Ainda de acordo com Zembruski (1979), acima do depósito de areias transgressivas sedimentaram lamas de plataforma, que teriam recoberto progressivamente as areias transgressivas à medida que a elevação do nível do mar tornou o ambiente de deposição mais calmo. Por fim, uma segunda unidade de lamas de plataforma, depositada já na fase de mar quase estacionário ao término da transgressão, teria se sobreposto à grande parte dos sedimentos anteriores, só deixando descobertas as areias e biodetritos da plataforma externa.

Em termos morfológicos, Zembruski (1979) apresenta também uma descrição geomorfológica da plataforma continental da porção nordeste da bacia de Santos, área de investigação do presente estudo: sua largura mínima é de aproximadamente 80 km, próximo ao Alto de Cabo Frio, e a largura máxima de aproximadamente 120 km, próximo à baía de Ilha Grande. Zembruski (1979) ainda sugere para a plataforma fluminense, a existência de paleolinhas de costa ao longo das cotas batimétricas de 60 e 100 m relativas a estabilizações do nível do mar durante a Transgressão Flandriana, a exemplo das feições encontradas por Kowsmann et al. (1977) na margem sul brasileira. Figueiredo Jr. & Tessler (2004) também apresentam perfis regionais da margem continental da bacia de Santos, focalizando a quebra de plataforma, caracterizada como de perfil convexo transicional entre o continente e o talude. Os autores situam a quebra da plata-

forma a uma profundidade de aproximadamente 180 m, assinalando variações apenas na porção mais central da plataforma (em frente à baía de Ilha Grande), onde as profundidades de quebra são estimadas em 200 m. Ainda na escala regional da plataforma fluminense, Alves & Ponzi (1984) propuseram a existência de uma setorização morfológica da plataforma da porção nordeste da bacia de Santos, dividida em duas regiões limitadas pela cota batimétrica de aproximadamente 100 m: um *nível superior*, mais inclinado, com relevo mais regular; e um *nível inferior*, marcado por irregularidades até a zona da borda da plataforma. De acordo com Figueiredo Jr. & Madureira (2004), essa setorização morfológica da plataforma continental também se reflete nas respectivas fácies sedimentares: sedimentos terrígenos dominam a plataforma interna a média; enquanto na plataforma externa predominam fácies carbonáticas, constituídas por bioconstruções e biodetritos segundo Simões (2007). A cota batimétrica de aproximadamente 100 m definiria também o limite entre zonas plataformais de diferentes teores de carbonato de cálcio: até a cota batimétrica de 100 m predominariam teores de  $\text{CaCO}_3 < 20\%$ , enquanto teores de  $\text{CaCO}_3 > 80\%$  seriam encontrados até a plataforma externa (Artusi & Figueiredo Jr., 2007; Simões & Figueiredo Jr., 2009).

Outros exemplos de feições morfológicas da plataforma fluminense podem ser encontrados em Corrêa et al. (1980) e Costa et al. (1988). Estes autores propuseram a existência de uma sucessão de feições morfológicas na plataforma sul fluminense, entre aproximadamente a ilha de São Sebastião e o Cabo Frio, através de estudos baseados essencialmente em perfis morfológicos extraídos de cartas batimétricas (Folhas de Bordo). Corrêa et al. (1980) observaram a existência de cinco desníveis topográficos de cerca de 10 m, presentes até a cota batimétrica de 100 m (Fig. 2A). Estas feições foram relacionadas pelos autores a fácies costeiras indicativas do deslocamento de sucessivas paleolinhas de costa, desenvolvidas em posições de estabilização de nível do mar durante a Transgressão Holocênica, respectivamente, nas profundidades de: 20/25 m (~7,5 ka A.P.), 32/45 m (~9 ka A.P.), 50 m (~10 ka A.P.), 60/75 m (~11 ka A.P.) e 80/90 m (~11,5 ka A.P.), baseando-se nas curvas de variações glacioeustáticas previamente propostas por Milliman & Emery (1968) (Fig. 2A). Outras feições morfológicas atribuídas às oscilações glacioeustáticas são ainda propostas por Costa et al. (1988); os autores identificaram a existência de desníveis morfológicos da ordem de 10-15 m, marcados por acentuado gradiente de fundo, ao longo das profundidades de cerca de 60, 110 e 130 m, às quais denominaram "escarpamentos e aplainamentos associados" (Figs. 2B e C). Estas feições foram interpre-



**Figura 2** – Perfis morfológicos de trabalhos pretéritos na plataforma continental do estado do Rio de Janeiro, com proposição de feições atribuídas às variações glacioeustáticas. (A) Desníveis batimétricos relacionados a posições de nível de mar estacionário durante a Transgressão Flandriana (Corrêa *et al.*, 1980). (B) Desníveis batimétricos relacionados a ambientes praias desenvolvidos durante o último máximo glacial (~130 m) a Transgressão Flandriana (Costa *et al.*, 1988). (C) Desníveis batimétricos ao longo da isóbata de 110 m, atribuído a ambientes praias desenvolvidos durante nível de mar estacionário da Transgressão Flandriana (Costa *et al.*, 1988).

tadas como resultantes de processos decorrentes de níveis de mar estacionários: (1) as feições escarpadas com posição de base ao longo da isóbata de cerca de 130 m, e os aplainamentos morfológicos que se seguem, foram interpretadas como resultantes da erosão litorânea e da deposição de sistemas praias desenvolvidos durante o máximo glacial, com idade sugerida de 15 ka A.P., através da correlação destas feições com outras sugeridas na margem brasileira. No setor da plataforma à frente do sistema lagunar de Araruama, os autores propuseram ainda a ocorrência da deposição de cordões arenosos ao longo da mesma profundidade de estabilização, neste caso isolando lagunas interiores (Fig. 2B); (2) os escarpamentos dispostos ao longo das isóbatas de 110 m e 60 m foram também interpretados como feições produzidas por erosão litorânea e deposição de sistemas praias, mas desta vez como feições mais jovens, desenvolvidas ao longo de posições de nível de mar estacionários ocorridas, respectivamente, há cerca de 13 ka e 11 ka, durante a Transgressão Holocênica.

Mais recentemente, Maia et al. (2010) investigaram a seção marinha rasa nos primeiros 300 ms de espessura sedimentar da plataforma continental fluminense, porção nordeste da bacia de Santos. O estudo permitiu a identificação de uma série de sequências sísmicas e a proposição de um primeiro arcabouço estratigráfico Plio-Quaternário para a região, baseado na recuperação e análise de antigos dados de sísmica rasa das Operações GEOMAR. As sequências sísmicas reconhecidas como *Sq1-Sq5* (Figs. 3A e B) são limitadas por horizontes caracterizados por morfologias e feições bastante irregulares, truncando os pacotes subjacentes (horizontes *S1-S5* nas Figs. 3A e B), sugestivos de longos e repetidos períodos de exposição subaérea da plataforma continental. A maioria destas sequências (*Sq1-Sq4*) é caracterizada por clinofomas oblíquas e foi interpretada como sequências depositadas em condições de regressão forçada, indicando a influência de forte queda do nível de base regional e diminuição relativa de espaço para acomodação sedimentar durante sua deposição (Fig. 3). Informações crono-estratigráficas de um poço exploratório, disponibilizado pelo BDEP-ANP (Banco de Dados de Exploração e Produção-Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis), indicam que a superfície erosiva basal *S1* corresponde ao chamado "Marco P" (datado de aproximadamente 0,5 Ma, segundo Silva, 1992), o que permite uma estimativa de idade Pleistoceno Médio-Holoceno (~0,5 Ma) para a deposição do conjunto de sequências *Sq1-Sq5*. Além disso, a correlação entre a interpretação dos dados sísmicos e crono-estratigráficos com curvas globais de "variações eustáticas", baseadas em variações isotópicas de  $\delta^{18}O$  (Rabineau et al., 2006; Fig. 3C) permitiu ainda sugerir que as sequências sísmicas *Sq1-*

*Sq5* registram sequências deposicionais regressivas de quarta ordem, refletindo deposição durante ciclos glacioeustáticos de cerca de 100-120 ka de duração, relacionados a mudanças cíclicas do padrão orbital de excentricidade terrestre (ciclos de Milankovitch). A sequência *Sq5*, ainda em construção, representaria os depósitos transgressivos e de nível de mar alto holocênicos (Fig. 3).

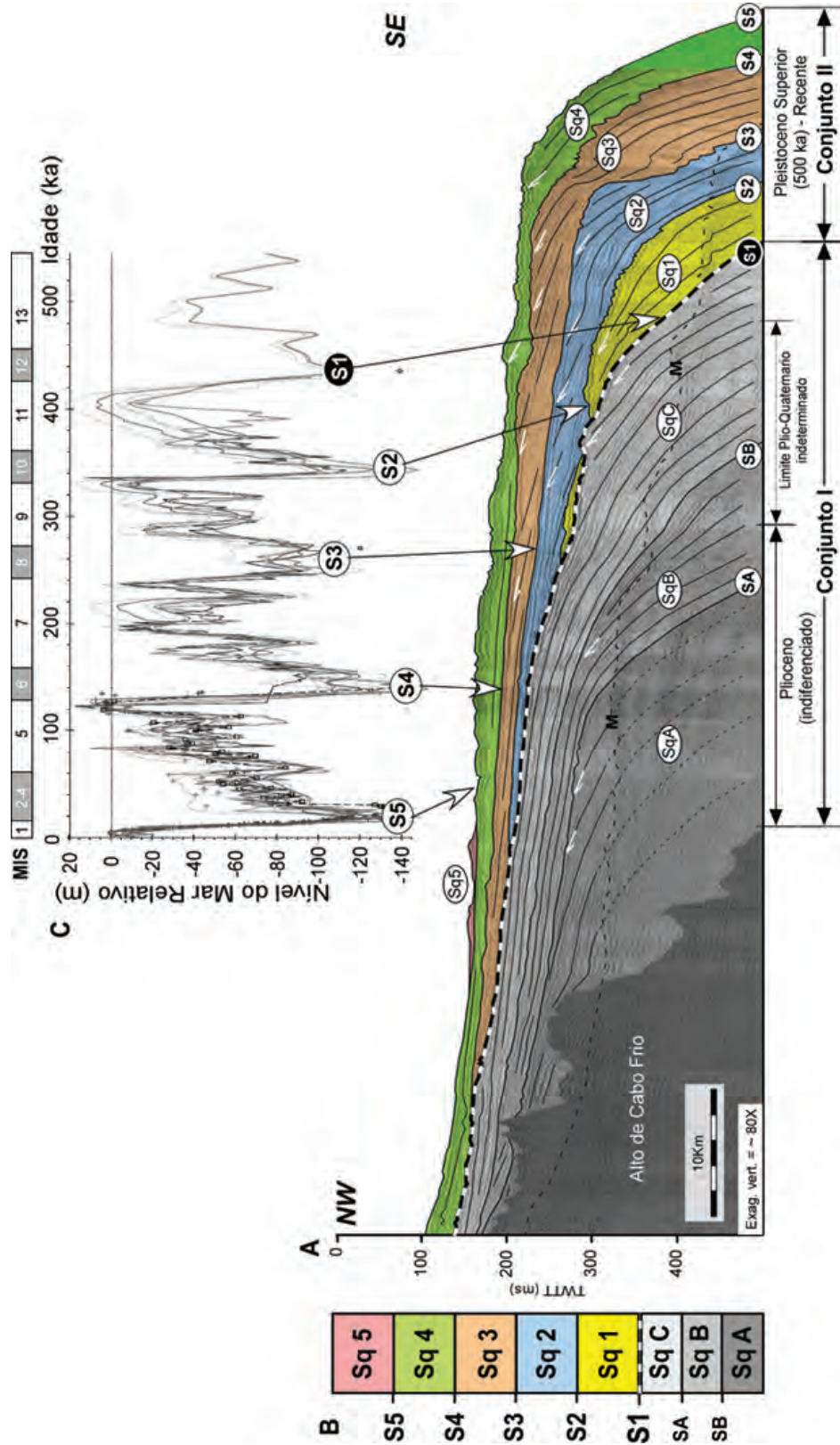
## RESULTADOS

A plataforma continental da porção nordeste da bacia de Santos estende-se por cerca de 350 km ao largo do estado do Rio de Janeiro entre Cabo Frio, a leste, e a ilha de São Sebastião a oeste. A linha de costa da área possui uma orientação aproximada E-O, enquanto a linha de quebra da plataforma continental apresenta uma série de irregularidades (reentrâncias e protuberâncias), de orientação geral NE-SO (Fig. 1).

A variação da largura e da morfologia da plataforma continental pode ser observada através de perfis morfológicos extraídos de dados batimétricos: na porção mais a leste (próximo à Lagoa de Araruama e Cabo Frio), a plataforma alcança sua largura mínima, de cerca de 75 km, e gradiente da ordem de 0,05° (perfis A e B da Fig. 4), apresentando as menores profundidades de quebra de plataforma, da ordem de 160 m de profundidade (perfil A da Fig. 4); enquanto no centro-oeste da área (à frente da ilha de São Sebastião e da baía de Ilha Grande), a plataforma atinge sua largura máxima com cerca de 125 km (perfis F e H da Fig. 4) e os maiores gradientes, da ordem de 1°, em frente à ilha de São Sebastião (perfil H da Fig. 4). Maiores profundidades de quebra de plataforma estão presentes nesta área, atingindo cerca de 180 m de profundidade ao largo da baía de Sepetiba (perfil F da Fig. 4).

Esta plataforma continental apresenta também variações marcantes nos principais traços morfológicos no sentido plataforma rasa-plataforma externa, que permitem sua divisão em dois setores morfológicos claramente definidos em termos da batimetria de detalhe, como já sugerido por outros autores (Alves & Ponzi, 1984; Figueiredo Jr. & Madureira, 2004; Simões, 2007; Fig. 5): um *setor morfológico interno* e um *setor morfológico externo*. O *setor morfológico interno*, mais raso, compreende a plataforma até a cota batimétrica de aproximadamente 100 m, sendo marcado por uma morfologia mais suave. O *setor morfológico externo* é mais profundo, englobando a plataforma até sua região de quebra, e é marcado por uma morfologia bastante irregular. Estes setores apresentam ainda largura variável regionalmente no sentido leste-oeste (Figs. 4 e 5).





**Figura 3** – (A) Perfil sísmico ilustrando as superfícies e as sequências sísmicas propostas por Maia et al. (2010) para a plataforma sul fluminense. (B) Coluna estratigráfica da seção rasa da plataforma, calibrada com auxílio de dados de poços. (C) Curvas globais de variação isotópica de  $\delta^{18}O$ , compiladas por Rabineau et al. (2006), calibradas pela datação de teijões morfológicas, diagenéticas e orgânicas em plataformas continentais (MIS = *Marine Isotopic Stages*).

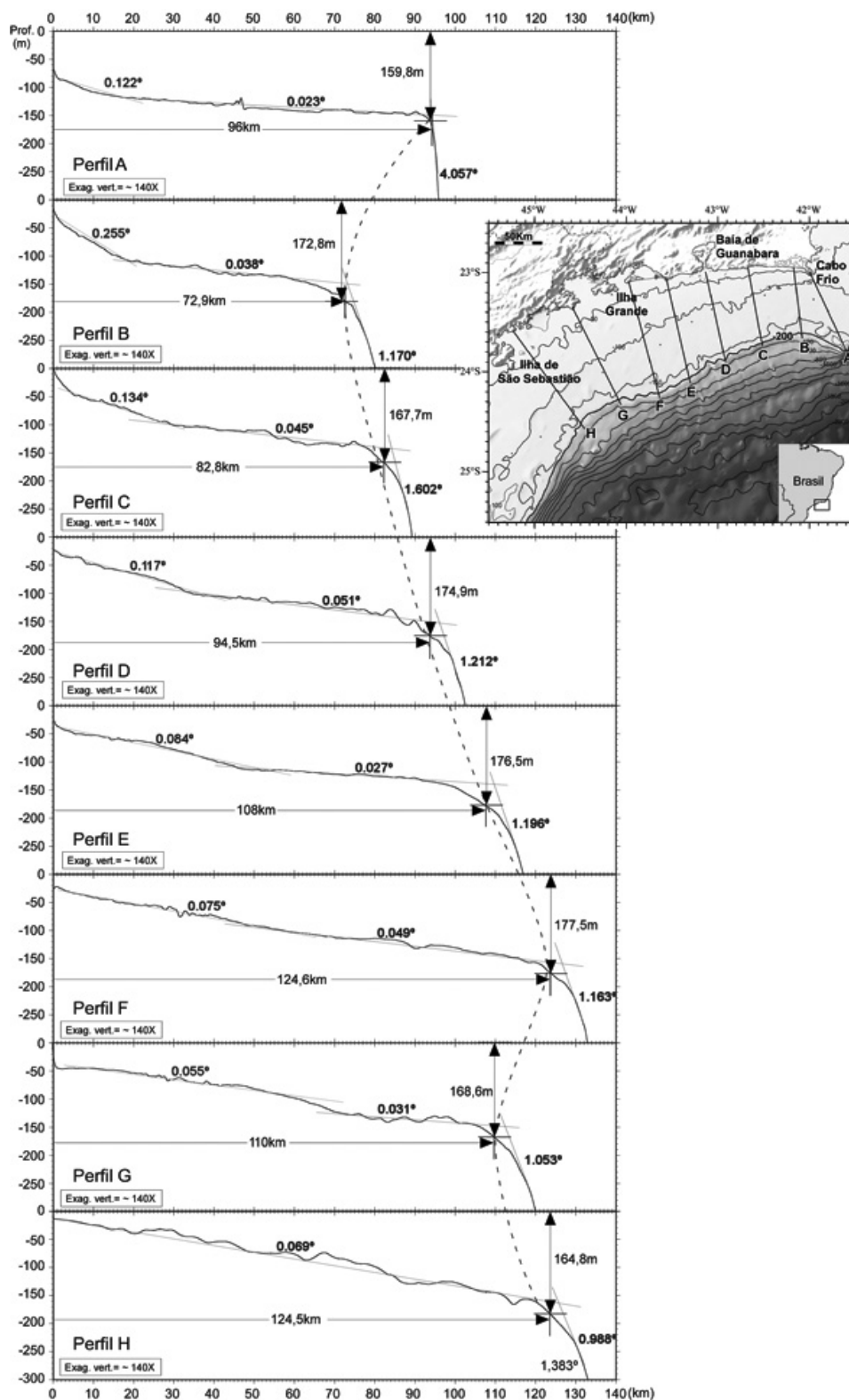
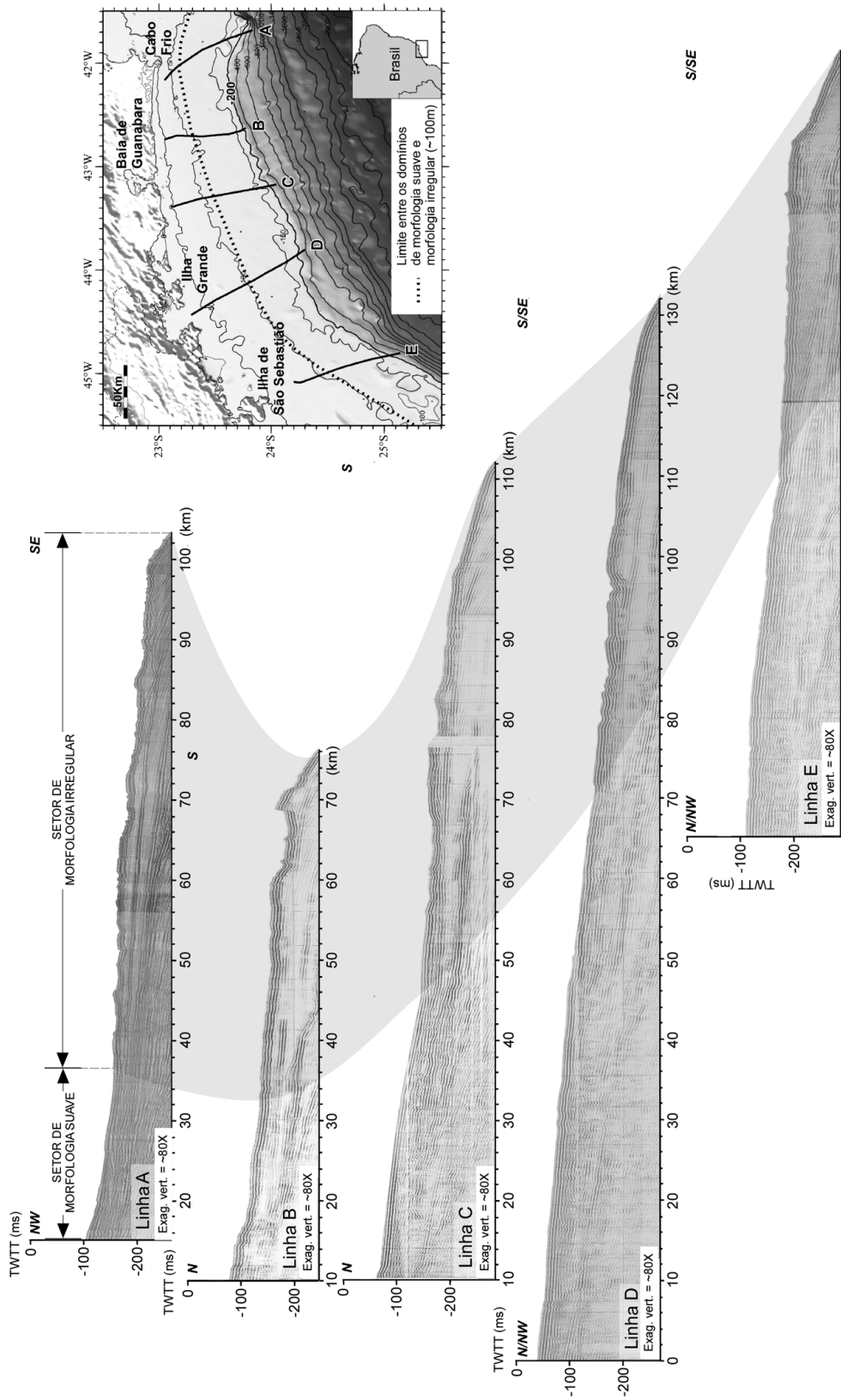


Figura 4 – Série de perfis morfológicos extraídos dos dados batimétricos gridados (GEBCO – *General Bathymetric Chart of the Oceans*, GEBCO\_08 Grid – version 20090202), ilustrando as dimensões, gradientes, profundidades de quebra e variações morfológicas da plataforma continental ao largo do Estado do Rio de Janeiro, porção nordeste da baía de Santos.





**Figura 5** – Perfis sísmicos monocanal (seções em tempo) ilustrando os principais domínios morfológicos da plataforma continental sul fluminense: *setor morfológico interno*, compreendendo o domínio mais proximal da plataforma que apresenta morfologia suave e a presença de formas convexas de fundo; e o *setor morfológico externo*, representando um domínio de fundo de fundo irregular, assinalado em cinza na figura. A cota batimétrica de 100 m marca regionalmente o limite entre os dois domínios.

*Setor morfológico interno:***plataforma continental até a cota de 100 m**

Este setor da plataforma é caracterizado pela existência de dois desníveis morfológicos, marcados por formas convexas de fundo submarino. Neste setor não é observada a presença de feições erosivas mapeáveis no nível de resolução dos dados sísmicos disponíveis (sísmica monocal canal *sparker* 500-1000 J). Dois desníveis morfológicos sobressaem como formas de fundo convexas, cujos limites externos acompanham regionalmente o traçado das isóbatas de 50 e 100 m (Fig. 7); o traçado de ambas as feições se distancia da costa, enquanto as feições se alargam no sentido E-O da área de estudos (Figs. 6 e 7).

*Setor morfológico externo:***plataforma continental a partir da cota de 100 m**

Este setor compreende a plataforma mais externa e se caracteriza morfológicamente pela evidente presença de irregularidades locais abaixo da cota batimétrica de 100 m (Fig. 5). Alguns desníveis morfológicos marcantes se destacam, formando sucessivos escarpamentos erosivos que truncam o fundo submarino (Figs. 8A, B, C, D e E). Em alguns perfis, até três escarpamentos sucessivos são observados, individualizando patamares mais aplainados e de morfologia mais suave, de cerca 10-15 km de extensão, e desníveis morfológicos relativos crescentes em direção à região de quebra da plataforma continental, podendo resultar numa morfologia escalonada do fundo submarino na região de plataforma externa (Figs. 8B, C e D). Estes escarpamentos estão presentes ao longo das isóbatas de aproximadamente 110 m, 130 m e 150 m, formando desníveis morfológicos com cerca de 10-20 m de altura (Fig. 9). Em alguns locais, a superfície *S4* é fortemente impactada por erosão, formando amplas depressões preenchidas ou não (Figs. 6D e 8F). Ao longo de todo o *setor morfológico externo*, o fundo submarino irregular é ainda marcado por relevo de fundo corrugado, formando morfologias residuais da ordem de 2-5 m (localmente podem atingir uma dezena de metros) que se superpõem às feições de escarpamentos e aos patamares mencionados acima.

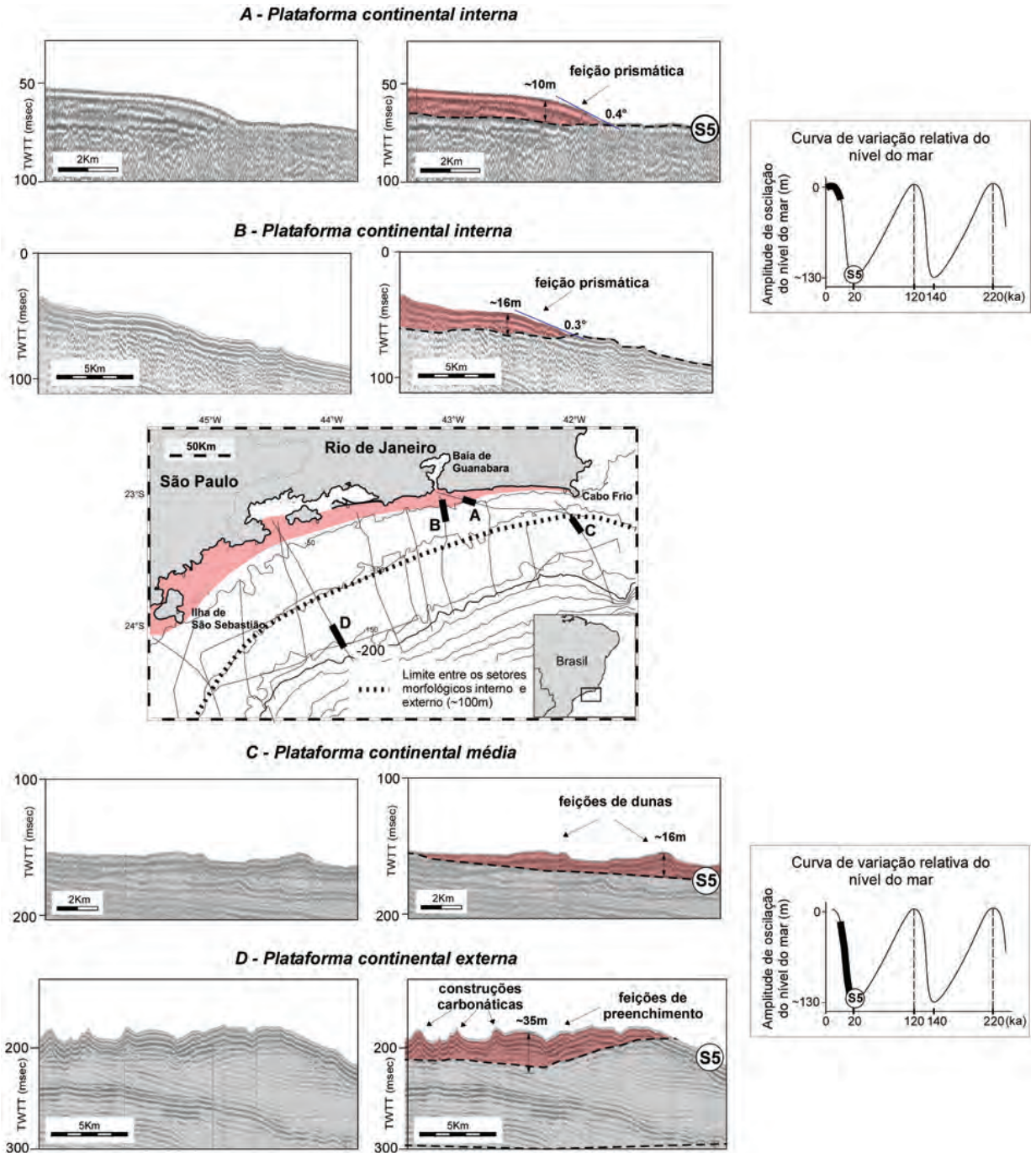
**DISCUSSÃO E CONCLUSÃO**

A análise da estratigrafia rasa e da geomorfologia submarina da plataforma sul fluminense evidencia que as principais feições morfológicas do fundo submarino que caracterizam o *setor morfológico interno* e o *setor morfológico externo* da plataforma continental são feições geomorfológicas herdadas de um conjunto de processos deposicionais e erosivos ocorridos durante

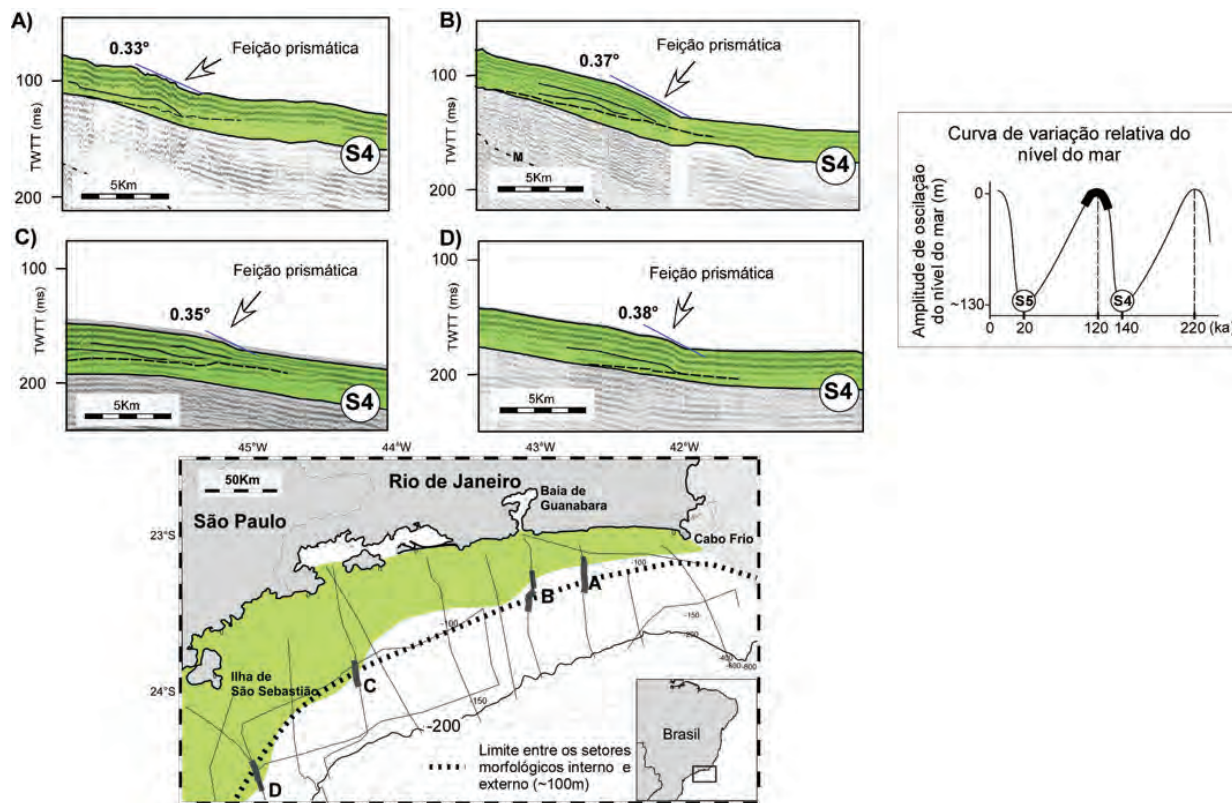
a deposição, e subsequente erosão, da sequência *Sq4* e a deposição da sequência *Sq5* identificadas na área.

**Discussão das feições morfológicas com base no arcabouço estratigráfico da área**

O arcabouço estratigráfico elaborado por Maia et al. (2010) para a plataforma continental sul fluminense evidencia que a sequência *Sq4* se desenvolveu sobre a superfície *S4* e é limitada no seu topo pela superfície *S5*, que representa o atual fundo submarino por quase toda a extensão da plataforma continental (Fig. 3). Na sucessão estratigráfica pleistocênica desta plataforma, a sequência deposicional *Sq4* está relacionada aos processos deposicionais e erosivos implantados entre os dois últimos máximos glaciais, os estágios isotópicos marinhos MIS6 e MIS2 (**M**arine **I**sotopic **S**tages), ocorridos globalmente entre aproximadamente 140 ka e 20-18 ka A.P. (Fig. 3). As superfícies *S4* e *S5* representam horizontes diácronos que registram a erosão ocorrida durante as descidas de nível de mar até o período de máxima exposição subaérea da plataforma continental durante épocas de máximo glacial, e a erosão subsequente do fundo submarino por retrabalhamento durante os ciclos transgressivos que se seguem (superfície de ravinamento; Catuneanu, 2006). O horizonte *S5* representa a superposição da superfície de máxima regressão referente ao último glacial e a superfície de ravinamento da Transgressão Holocênica (Fig. 3). Pode-se notar que as superfícies *S4* e *S5* apresentam o mesmo alto grau de irregularidade morfológica: ambas mergulham em direção à bacia e são marcadas por escalonamentos, delineando degraus que se aprofundam sucessivamente em direção à borda da plataforma (Fig. 3). Este conjunto de atributos sismo-estratigráficos é indicativo de superfícies formadas sob condições dominantes de regressão forçada (no sentido de Posamentier et al., 1992; Hunt & Tucker, 1992, 1993; Posamentier & Morris, 2000). Condições de regressão forçada se implantam durante as descidas do nível do mar, quando a linha de costa é forçada a deslocar-se em direção à quebra da plataforma pelo rebaixamento do nível de base. Com isso os processos erosivos dos ambientes costeiros, transicionais e marinhos são deslocados por sobre a plataforma continental, com modificações no padrão arquitetural e fisiográfico da plataforma: há erosão total ou parcial dos sistemas deposicionais transgressivos (*Transgressive System Tract*) e de mar alto (*High Stand System Tract*; Catuneanu, 2006) e os depósitos regressivos, mais espessos, são preservados geralmente na parte distal do sistema no caso de margens estáveis ou pouco subsidentes (Fig. 9).



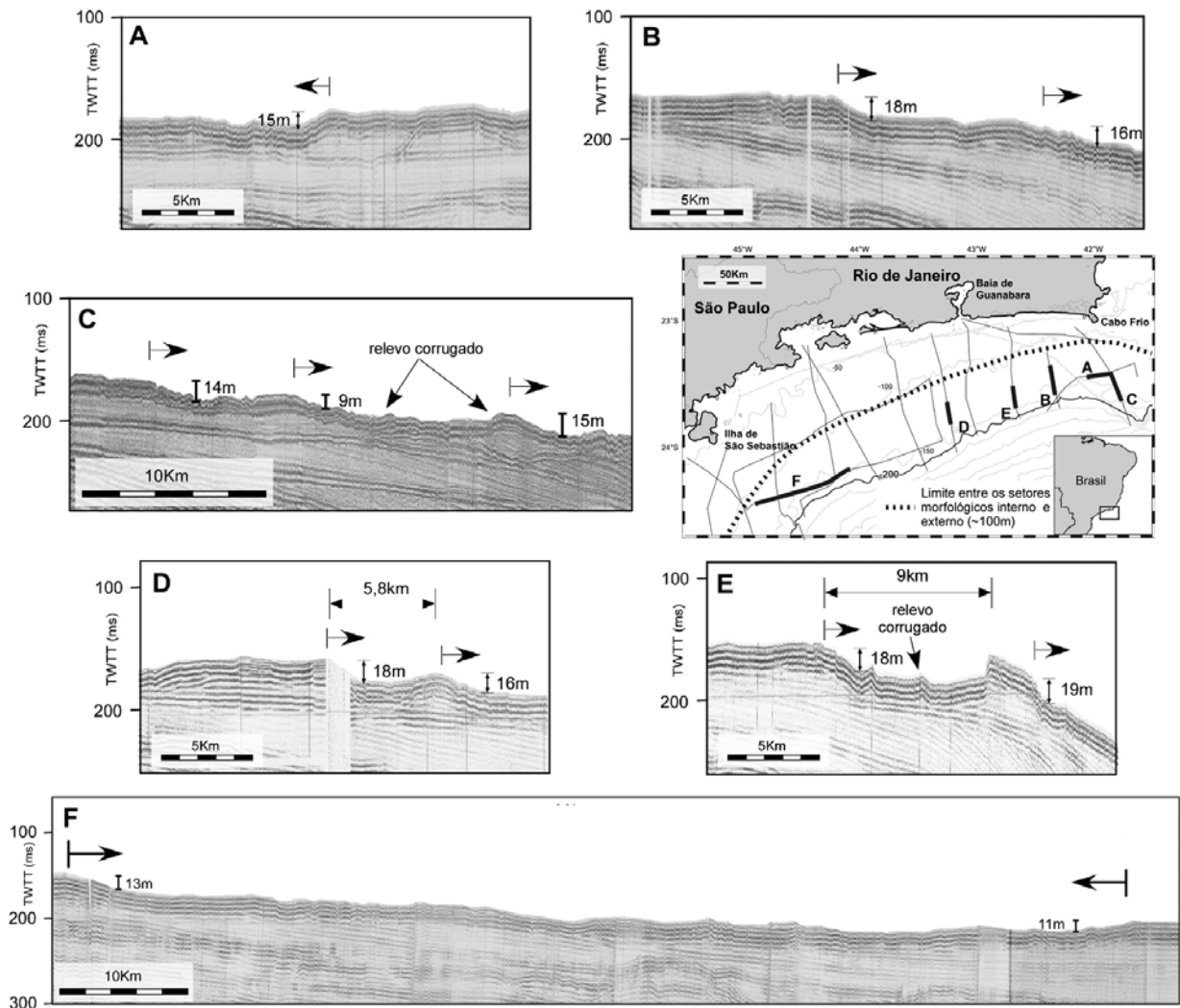
**Figura 6** – Detalhes de perfis sísmicos *sparker* (em tempo) ilustrando a morfologia de fundo e elementos arquiteturais das unidades *Sq5*. A e B representam depósitos sedimentares prismáticos que compõem as unidades *Sq5* junto à costa, responsáveis pela morfologia abaulada que acompanha aproximadamente a cota batimétrica de 50 m. C e D ilustram depósitos transgressivos de *Sq5*.



**Figura 7** – Detalhes de perfis sísmicos *sparker* (em tempo) ilustrando a morfologia do fundo submarino e elementos arquiteturais da parte superior da sequência *Sq4*. A-C representam depósitos sedimentares prismáticos que compõem a parte superior da sequência *Sq4* e que imprimem a morfologia abaulada à plataforma continental ao longo, aproximadamente, da cota batimétrica de 100 m.

Na plataforma sul fluminense, as feições morfológicas escalonadas resultantes da deposição em condições de regressão forçada impressas na superfície *S5* são espacialmente correlacionáveis às escarpas e aos patamares erosivos identificadas neste estudo no *setor morfológico externo* da plataforma ao longo das isóbatas de 110 m, 130 m e 150 m (Figs. 8A, B, C, D e E). Deve-se ressaltar, aliás, que as mesmas feições escalonadas encontram-se impressas nas superfícies-topo das sequências quaternárias da área, como as superfícies *S3*, *S4* e *S5* (Figs. 3 e 9B), mostrando tratar-se de feições morfológicas estratigraficamente recorrentes, ciclicamente desenvolvidas a cada exposição erosiva da plataforma continental por períodos de cerca de 100-120 ka. Neste contexto, os patamares erosivos mais distais se formam durante períodos sucessivos de estabilização ou de aceleração de queda de níveis eustáticos (por exemplo, NM1 para NM4 na Fig. 9A), formando assim feições sucessivamente mais jovens em direção à quebra de plataforma.

Além disso, a sequência *Sq4* se distingue das demais sequências descritas por Maia et al. (2010) por sua geometria e fácies sísmicas internas. O topo da sequência *Sq4* é caracterizado na região de plataforma média por uma unidade sedimentar de ocorrência regional, composta por prisma progradante de cerca de 20-25 m de espessura (Fig. 7). Este prisma se acunha em direção à plataforma mais externa, formando uma superfície frontal inclinada com desnível morfológico suave da ordem de 0,33°-0,38°, que se destaca como traço morfológico marcante no fundo submarino, acompanhando regionalmente a cota batimétrica de aproximadamente 100 m ao longo de toda a plataforma continental da porção nordeste da bacia de Santos (Fig. 7). A configuração desta feição, caracterizada por geometria prismática, forma de fundo convexa, fácies sísmicas internas progradantes, sua posição estratigráfica no topo da sequência *Sq4* e sua posição proximal ao longo do perfil deposicional da plataforma, indica tratar-se de cunha sedimentar depositada em condições de mar alto, provavelmente durante os subes-

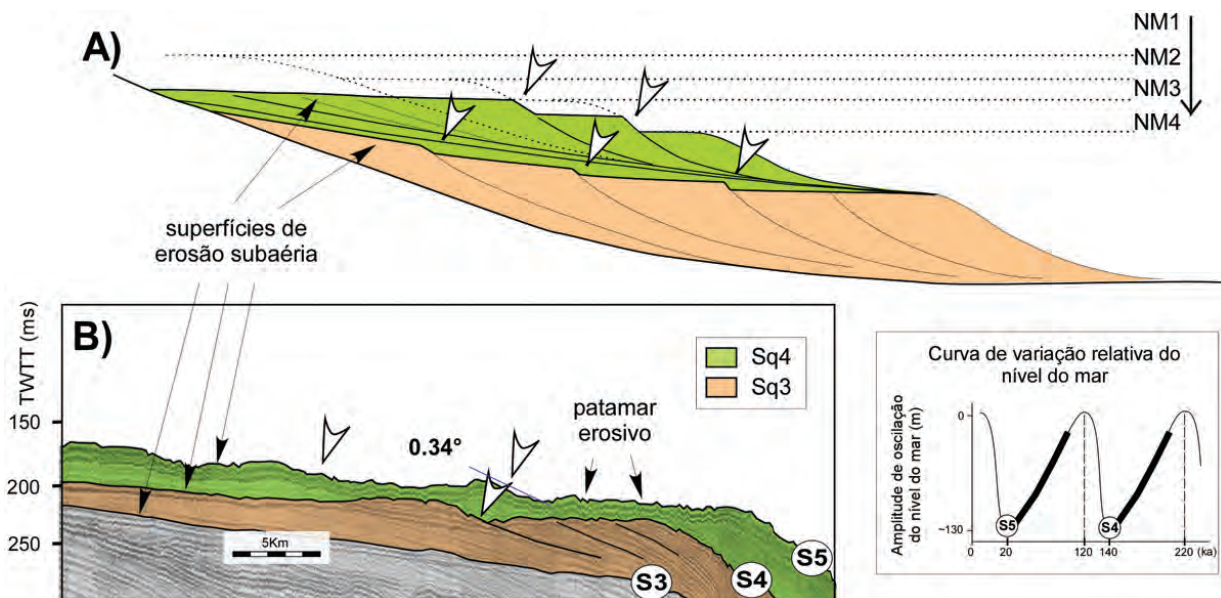


**Figura 8** – Detalhes de perfis sísmicos *sparker* (seções em tempo) ilustrando os traços morfológicos que caracterizam o fundo submarino do *setor morfológico externo* (a partir de cerca de 100 m de profundidade) da plataforma continental ao largo do estado do Rio de Janeiro, porção nordeste da bacia de Santos.

tágios isotópicos marinhos 5e, 5c e 5a e o estágio isotópico marinho 3, o que explicaria seu limite externo a cerca de 100 da profundidade atual (Figs. 10 e 11A). Além disso, a sequência *Sq4* também se distingue no arcabouço estratigráfico da plataforma sul fluminense por sua distribuição espacial. Esta é a única sequência que apresenta extensão plataformal, se estendendo continuamente da região costeira à borda da plataforma, constituindo a sequência mais bem preservada dentre todas aquelas depositadas nos últimos 500 ka (Fig. 3). Tal grau de preservação deve-se provavelmente em parte ao formato e amplitude do sinal eustático entre os estágios isotópicos marinhos 6 e 2, uma vez que: MIS6 é posicionado globalmente a cerca de 150 m abaixo do nível de mar atual; MIS5 registra globalmente uma posição de máximo transgressivo posicionado cerca de 20 m acima do atual

nível marinho; e MIS2 representa o máximo regressivo subsequente, posicionado globalmente a cerca de -140 m abaixo do nível atual, logo cerca de 10 m acima do nível eustático MIS6 (Rabineau et al., 2006; Fig. 10). A diferença nas amplitudes dos sinais eustáticos entre MIS6 e MIS2 pode explicar a preservação de prismas progradantes de mar alto que constituem o topo da sequência *Sq4*, formando a superfície inclinada que se destaca como desnível morfológico no fundo submarino atual (Figs. 7 e 11A). A mesma diferença de amplitude dos sinais eustáticos entre MIS6 e MIS2 pode também explicar, por exemplo, a deposição sedimentar e a preservação de depósitos de cordões litorâneos de idade estimada Pleistoceno Superior (~ 123 ka A.P., segundo Turcq et al., 1999), encontrados no limite interior de sistemas lagunares como os de Araruama e Maricá.

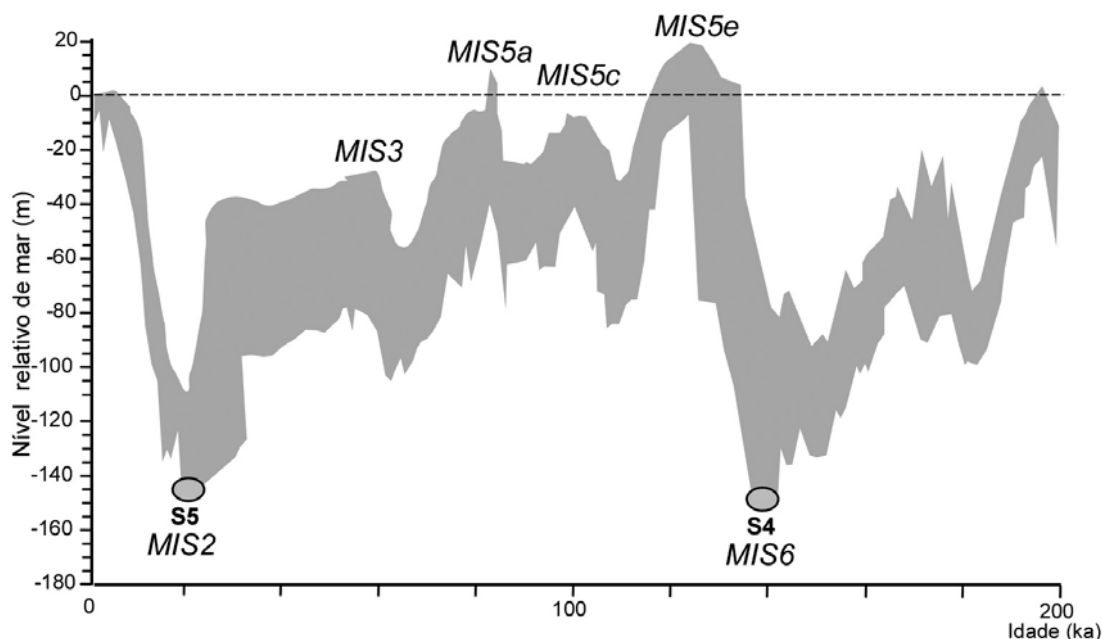




**Figura 9** – (A) Esquema ilustrativo da morfologia resultante de condições de regressão forçada, formando escalonamentos do fundo submarino em posição topográfica sucessivamente mais baixa em direção à borda de plataforma (modificado de Ridente & Trincardi, 2000). (B) seção sísmica exemplificando os degraus morfológicos desenvolvidos durante condições de regressão forçada na plataforma sul fluminense. As setas brancas indicam os degraus associados à queda do nível de base.

Finalmente, a sequência *Sq5* também se distingue na sucessão estratigráfica das sequências plataformais por sua distribuição espacial e por suas fácies sísmicas. De acordo com o arcabouço estratigráfico proposto por Maia et al. (2010), a sequência *Sq5* engloba depósitos holocênicos transgressivos e de nível de mar alto, representando assim uma sequência ainda em construção (Figs. 3 e 6). Diferentemente do proposto na literatura (por exemplo, Zembruski, 1979), esta sequência holocênica apresenta distribuição irregular na plataforma continental, provavelmente devido ao limite de resolução dos dados sísmicos *sparker* 500-1000 J utilizados neste estudo. Em termos de estratigrafia sísmica, foram observadas nesta sequência diferentes feições relacionadas a períodos específicos da transgressão: (1) no *setor morfológico externo* da plataforma continental, a sequência *Sq5* pode ser representada por depósitos transgressivos desenvolvidos pelo retrabalhamento de sedimentos, preenchendo e recobrimo depressões erosivas esculpidas sobre a superfície *S5* na plataforma externa durante o último ciclo regressivo (~130-18 ka A.P.) (Fig. 6D). Estes depósitos holocênicos representam os mais importantes depósitos transgressivos preservados na plataforma continental estudada; os depósitos são, entretanto, descontinuamente distribuídos, com maior ocorrência na porção centro-oeste da plataforma externa, ao largo dos sistemas costeiros das baías de Sepetiba e de Ilha Grande (Fig. 6D). Depósitos holocênicos também podem ser localmente represen-

tados por dunas transgressivas, presentes em algumas áreas da plataforma média, formadas provavelmente no decorrer da transgressão (Fig. 6C). Os depósitos holocênicos de preenchimento encontram-se capeados por construções carbonáticas que lhes conferem um relevo residual corrugado (Fig. 6D); (2) no *setor morfológico interno* da plataforma continental, os depósitos relacionados à sequência *Sq5* se caracterizam por uma forma externa prismática, formando corpos sedimentares com cerca de 10-15 m de espessura, que se acunham distalmente e formam superfícies com desníveis morfológicos suaves e inclinação da ordem de 0,3-0,4° no fundo submarino (Figs. 6A e B). A arquitetura interna destes prismas é de mais difícil visualização, devido a limitações de resolução dos dados sísmicos disponíveis. Contudo, lateralmente em direção à plataforma média, eles se assentam sobre os depósitos do topo da sequência *Sq4* (superfície *S5*), com limite externo que constitui a morfologia do fundo marinho aproximadamente ao longo das isóbatas de 40-50 m (Fig. 11A). A forma externa prismática, o posicionamento estratigráfico sobre *Sq4* e a ocorrência regional na porção mais proximal do atual perfil deposicional da plataforma, permitem a interpretação destas feições como depósitos progradantes de ambientes de plataforma interna-média, desenvolvidos estratigraficamente sobre fácies transgressivas desde a implantação do último trato de sistema de mar alto (*High Stand System Tract*; Catuneanu, 2006) ao longo dos últimos 7 ka (Figs. 11A e B).



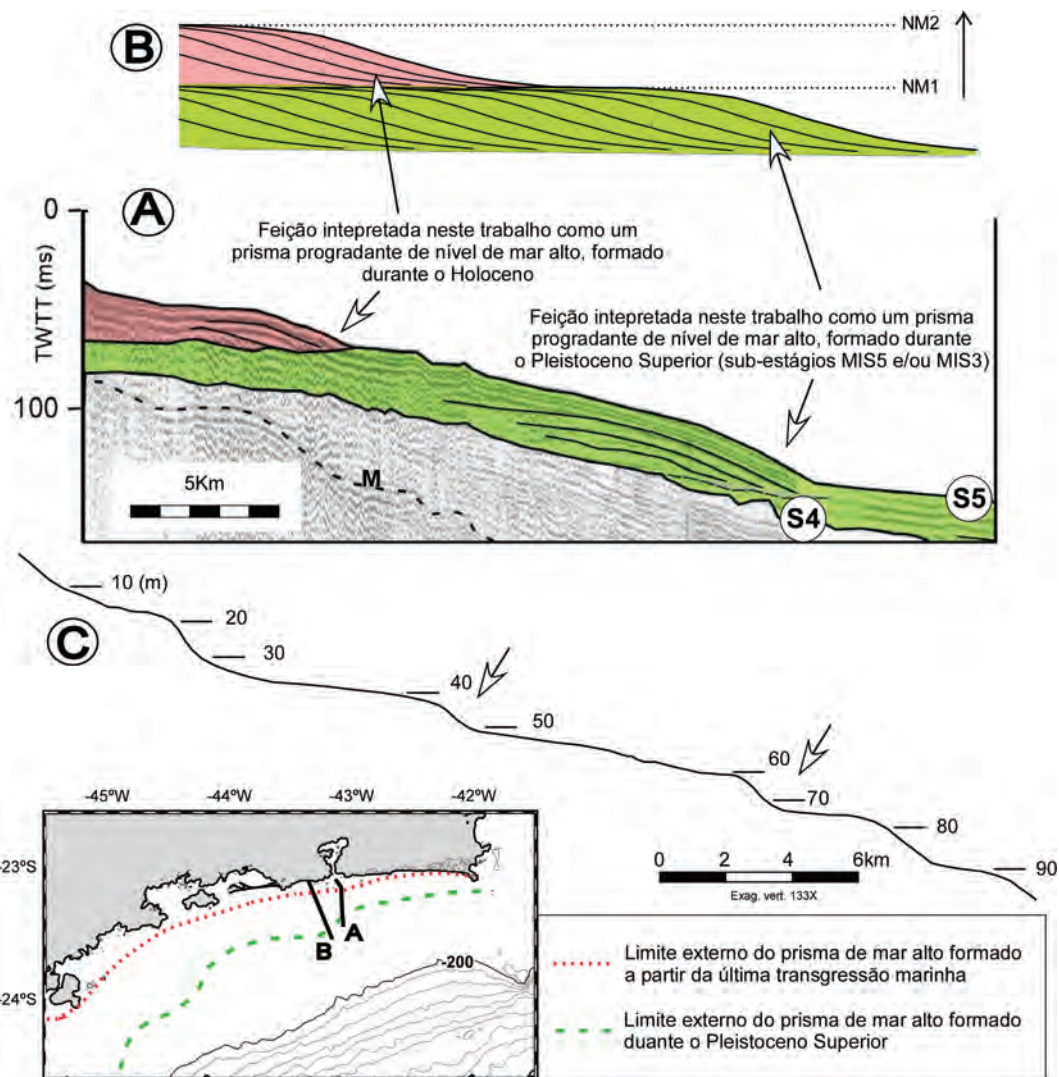
**Figura 10** – Envelope das curvas isotópicas de “variações eustáticas” globais compiladas por Rabineau et al. (2006), baseadas na razão isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  calibradas pela datação de feições morfológicas, diagenéticas e orgânicas em plataformas continentais entre os estágios isotópicos marinhos 2 e 6.

### Comparação da interpretação das feições morfológicas proposta neste trabalho com interpretações de trabalhos pretéritos

A discussão das feições morfológicas com base em dados sísmicos evidencia que importantes traços batimétricos expressos atualmente na plataforma continental sul fluminense têm sua origem como feições geomórficas impressas pelas oscilações glacioeustáticas relacionadas à regressão marinha ocorrida durante o Pleistoceno Superior e à Transgressão Holocênica, como já previamente sugerido por outros autores (Zembruski, 1979; Corrêa et al., 1980; Costa et al., 1988). Entretanto, a análise sísmica aqui apresentada atribui a formação dessas mesmas feições a processos morfogenéticos ocorridos durante distintos seguimentos do sinal glacioeustático.

No *setor morfológico interno* da plataforma fluminense (setor até a profundidade de 100 m) Corrêa et al. (1980) observaram, com base apenas em dados batimétricos, uma sucessão de feições escalonadas, cujas respectivas bases estão posicionadas nas profundidades de aproximadamente 30, 50, 70 e 90 m (Fig. 12B). Os autores associaram estas feições a cordões arenosos de origem transgressiva, desenvolvidos pelo retrabalhamento e redeposição sedimentar ocorridos durante posições sucessivas de estabilização do nível do mar durante a chamada Transgressão Flandriana, representando paleolinhas de costa

formadas, respectivamente, há  $\sim 7,5$  ka,  $\sim 9$  ka,  $\sim 10$  ka (cota de  $-50$  m),  $\sim 11$  ka e  $\sim 11,5$  ka (cota de cerca de  $-90$  m). No presente estudo, apenas duas feições identificadas sísmicamente puderam ser correlacionadas a algumas das cinco feições morfológicas (desníveis) mapeadas por Corrêa et al. (1980). Tratam-se das feições escalonadas observadas ao longo das isóbatas de aproximadamente 50 e 90-100 m, que são geograficamente correlacionáveis às feições morfológicas formadas pela porção frontal inclinada dos prismas progradantes no topo das sequências *Sq4* e *Sq5*, que apresentam também desnível morfológico de cerca de 10 m (Fig. 11). Tais prismas, no entanto, são interpretados no presente estudo como depósitos do conjunto de feições que compõem o ambiente infralitorâneo, característico de plataformas internas dominadas por ondas (Hernández-Molina et al., 2000b), inclusive quando presentes componentes de transporte lateral à costa (*longshore currents*, Fernández-Salas et al., 2009). Seriam, deste modo, corpos sedimentares que programam de forma submersa, paralelamente à costa, como parte integrante do *Trato de Sistema de Mar Alto*, e cuja ruptura de gradiente (frente inclinada de progradação) corresponderia ao nível médio de base em regime de ondas de tempestade (Hernández-Molina et al., 2000b; Fernández-Salas et al., 2009). Desta forma, no presente estudo os traços morfológicos expressos ao longo das isóbatas de 50 e 100 m são atribuídos a feições morfosedimentares do ambiente progradacional costeiro representati-



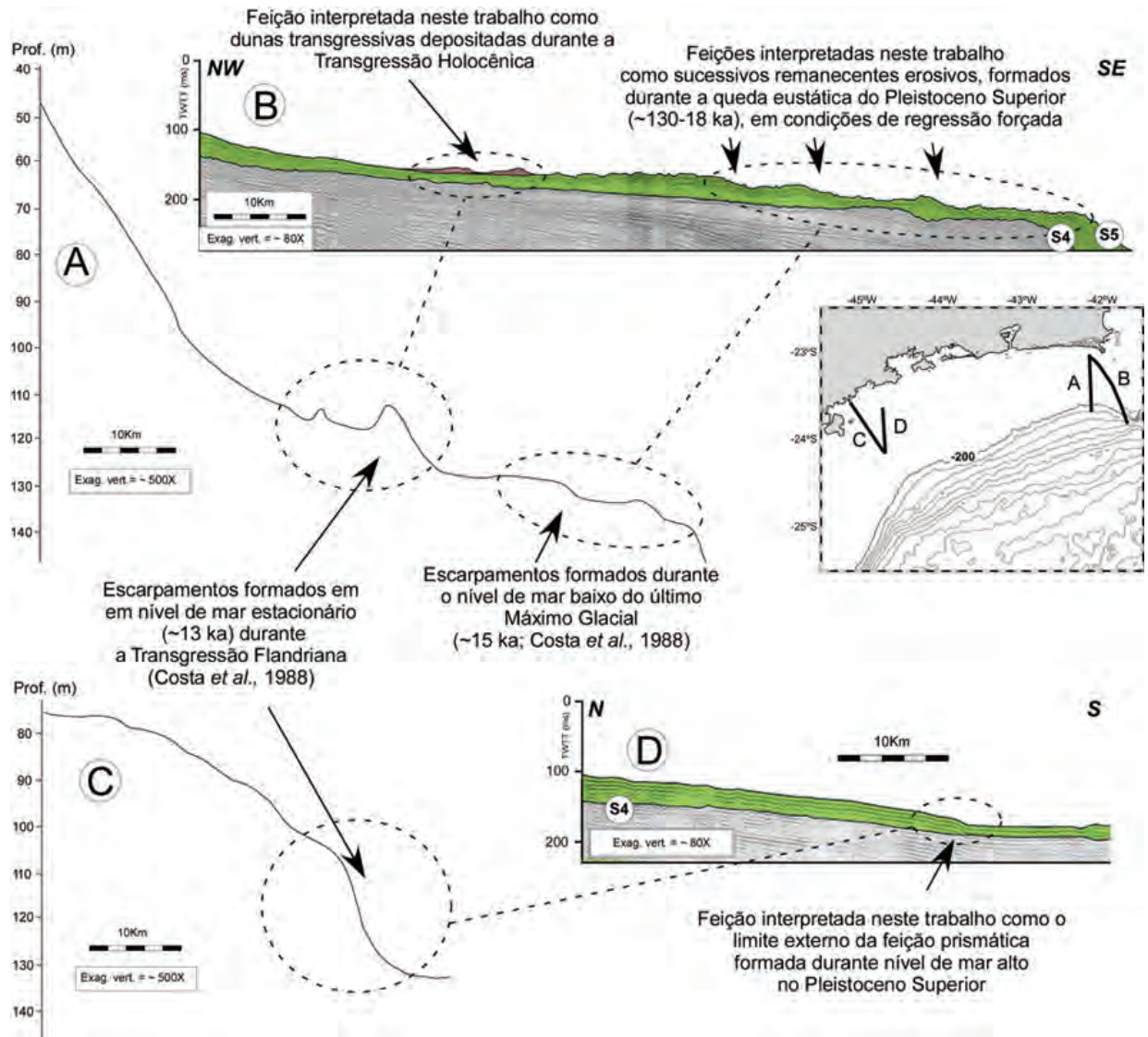
**Figura 11** – Relação entre unidades deposicionais das seqüências *Sq4* e *Sq5* e sua influência na morfologia atual da plataforma continental entre o Cabo Frio e a ilha de São Sebastião, até a cota batimétrica de 100 m. (A) Detalhes de feições observadas nas linhas sísmicas do presente estudo. (B) Modelo explicativo dos prismas desenvolvidos durante níveis de mar alto observados nas seções sísmicas. (C) Perfil batimétrico de Corrêa et al. (1980) para a região, com proposição de posição de paleolinhas de costa atribuídas a posições de níveis de mar estacionários durante a Transgressão Holocênica.

vas, provavelmente, das fácies distais menos arenosas desenvolvidas durante, respectivamente, os *Tratos de Sistema de Mar Alto* das seqüências *Sq5* (Holoceno ainda em construção) e *Sq4* (subestágios isotópicos marinhos 5e, 5c e 5a e o estágio isotópico 3 durante o Pleistoceno Superior, Fig. 10). Os dois prismas constituem-se, deste modo, feições deposicionais formadas durante o mesmo seguimento das curvas glacioeustáticas, porém integrantes de diferentes ciclos estratigráficos.

Já no *setor morfológico externo* da plataforma sul fluminense, a partir da cota batimétrica de 100 m, escalonamentos morfológicos regionais do fundo submarino foram anteriormente

reconhecidos batimetricamente ao longo das profundidades entre 110 e 130 m (Costa et al., 1988). Estas feições foram interpretadas por Costa et al. (1988) como “escarpamentos de sistema costeiro praial”, resultantes do processo de erosão, retrabalhamento e redeposição de sedimentos ao longo de antigas linhas de praia desenvolvidas durante períodos de estabilização do nível eustático, ocorridos durante o máximo glacial do Pleistoceno Superior (escarpamentos a –130 m) e da Transgressão Holocênica (escarpamentos a –110 m) (Figs. 12A e C). No presente estudo, foram reconhecidas feições compostas por escarpamentos e patamares associados, situadas ao longo das





**Figura 12** – Esquema comparativo relacionando a interpretação prévia disponível na literatura científica sobre algumas feições morfológicas presentes na área de estudo, e a interpretação para as mesmas feições consideradas no presente estudo. (A) e (C) correspondem a perfis batimétricos de Costa *et al.* (1988); (B) e (D) correspondem a detalhes de feições observadas nas linhas sísmicas do presente estudo.

mesmas isobatimétricas, além da isobatimétrica de 150 m. Estas feições também foram atribuídas a processos costeiros, mas desenvolvidos sucessivamente no decorrer da regressão do Pleistoceno Superior, apresentando deste modo diferentes idades relativas: (1) enquanto Costa *et al.* (1988) identificam a feição situada ao longo da profundidade de 100 m na porção leste da área de estudo como um escarpamento, neste trabalho a mesma feição é atribuída a processos de caráter eminentemente deposicional, constituída por dunas transgressivas (Fig. 12B). Estas feições estão presentes apenas na porção leste da área de es-

tudo e são formadas por retrabalhamento e redeposição sedimentar sob condições de nível do mar estacionário durante a Transgressão Holocênica. Este tipo de duna é normalmente encontrado em plataformas com mais alto grau de preservação, como observado por Rabineau *et al.* (2005) no Golfo de Lion, Mediterrâneo Ocidental; (2) já as escarpas e os patamares reconhecidos sismicamente no *setor morfológico externo* da plataforma continental foram no presente estudo interpretados como remanentes erosivos do fundo submarino, formados em condições de regressão forçada durante períodos de aceleração de queda

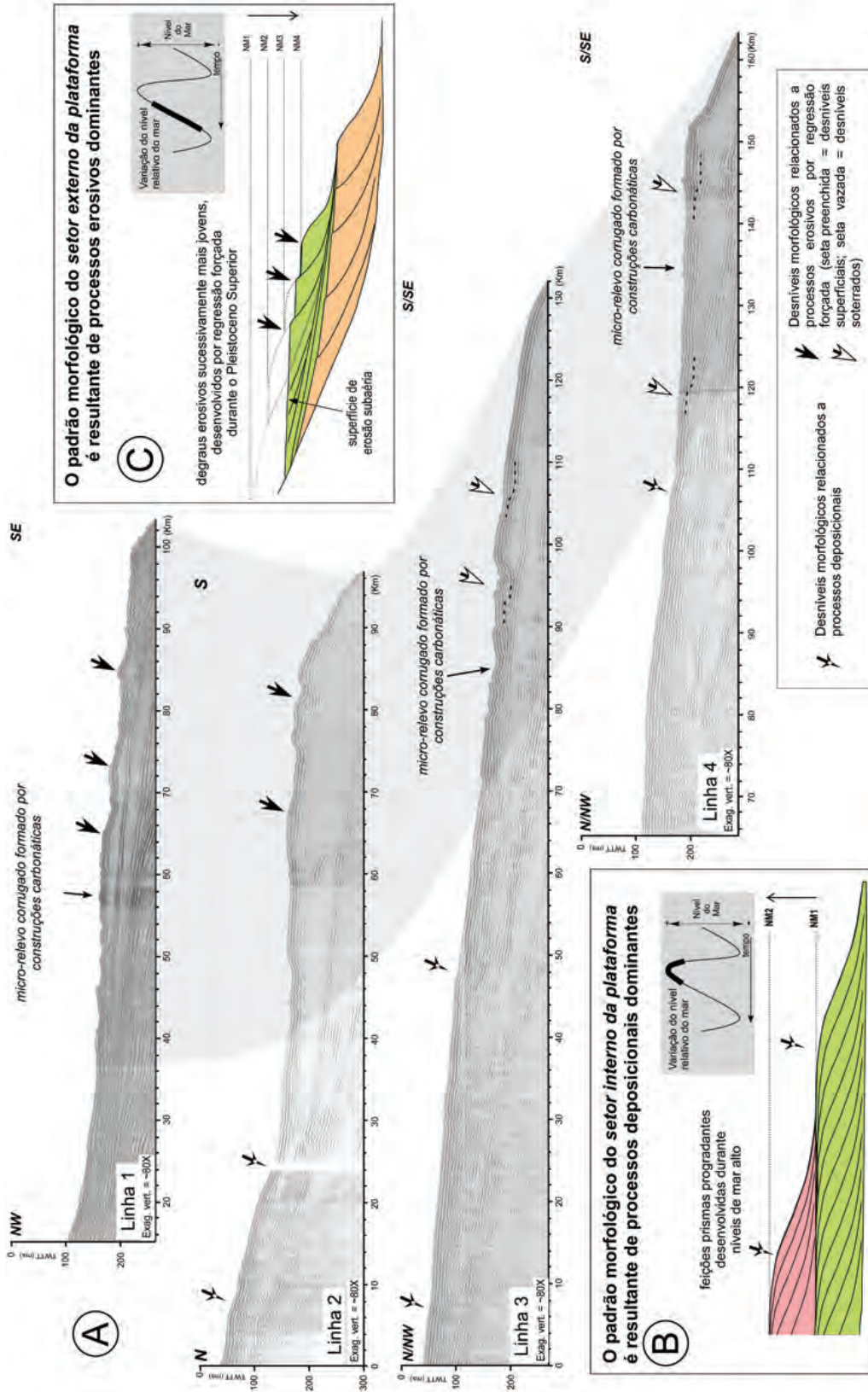
ou de estabilização do nível eustático (Posamentier & Morris, 2000; Plint & Nummedal, 2000; NM1 para NM4 na Fig. 9A). Assim, cada uma das escarpas, e dos patamares associados, constituem feições sucessivamente mais jovens em direção à borda de plataforma, distribuídas entre 110 m e 150 m de profundidade. Diferentemente do proposto por Costa et al. (1988), tratam-se de feições relacionadas à regressão marinha pleistocênica superior implantada entre os estágios isotópicos marinhos MIS5 e MIS2 (Fig. 10). As mesmas feições foram subsequentemente retrabalhadas e remodeladas pela Transgressão Holocênica, cuja rapidez parece ter garantido a preservação destas feições regressivas. Os escalonamentos morfológicos impressos no topo da sequência *Sq4* são observados com maior clareza (relevo relativo) e em maiores profundidades no setor leste da área, próximo ao Cabo Frio, onde a região de quebra de plataforma se situa em torno de 160 m (perfil A na Fig. 4), num contexto de fundo submarino menos inclinado (exemplo nas linhas 1 e 2 na Fig. 13). Esta situação provavelmente resultou na total exposição da plataforma durante o estágio marinho isotópico MIS2 e, conseqüentemente, na impressão de maior número de feições erosivas, e morfológicamente mais expressivas. Por outro lado, a plataforma do setor oeste da área é mais inclinada, com profundidade de quebra em torno de 180 m (perfis E e F na Fig. 4). Esta situação poderia explicar uma menor exposição relativa da plataforma e uma maior dificuldade para o esculpimento das feições erosivas. No entanto, próximo ao limite de resolução dos dados, podemos identificar na área algumas feições escalonadas em subfundo, que podem representar os mesmos escarpamentos esculpidos durante a regressão forçada do Pleistoceno Superior, desta vez soterrados por uma unidade sedimentar transgressiva mais espessa (exemplo nas linhas 3 e 4 da Fig. 13); (3) a sedimentação carbonática representa ainda outro importante processo na área de estudo, como já assinalado por Dias et al. (1982), Artusi & Figueiredo Jr. (2007) e Simões (2007). No *setor morfológico externo*, a sedimentação carbonática pode ter efeito remodelador da morfologia de fundo, pois bioconstruções carbonáticas recobrem e modificam as feições erosivas impressas no fundo submarino durante as condições de regressão forçada, atribuindo-lhes um relevo residual corrugado. Esses depósitos carbonáticos também são observados sobre os patamares erosivos como também recobrimo os depósitos de preenchimento (Fig. 6D). Por vezes, as bioconstruções parecem capazes de remodelar o relevo da região de borda da plataforma com a construção de corpos da ordem de até cerca de 10 metros de relevo (Figs. 8C-E e linhas 1-4 na Fig. 13).

Finalmente, a sequência de elementos estratigráficos exposta acima aponta para a importância dos segmentos regressivos das oscilações eustáticas pleistocênicas como agentes geomórficos a serem considerados no modelamento dos traços morfológicos regionais impressos em plataformas continentais termicamente maduras e pouco subsidentes, como a plataforma sul fluminense. O contínuo e mais lento processo de exposição da plataforma continental durante regressões marinhas a partir do Pleistoceno Médio, com duração de cerca de 100 ka (Clark et al., 2006) e amplitude de  $\pm 120-140$  m (Rabineau et al., 2005), parece mais efetivo e capaz de esculpir feições morfológicas regionalmente identificáveis e batimetricamente expressivas numa plataforma continental de aproximadamente 73-125 km de largura (Fig. 4), do que o rápido processo de afogamento transgressivo da plataforma que se dá em apenas cerca de 7 ka. Além disso, as oscilações glacioeustáticas expressas pelos subestágios isotópicos marinho 5e, 5c e 5a, assim como os estágios isotópicos 3 e 4, induzem oscilações glacioeustáticas de 20-40 ka de duração e da ordem de dezenas de metros de amplitude. Tais oscilações promovem deslocamentos da linha de costa e das zonas deposicionais marinhas por dezenas de quilômetros sobre a plataforma, até posições compatíveis com as atuais isóbatas de, por exemplo, 20, 50 e 70 m, sendo também capazes de imprimir modificações morfológicas importantes nas plataformas, como as feições prismáticas construcionais observadas ao longo da atual isóbata de 100 m na área de estudo. Deve-se ressaltar, entretanto, que a confirmação dos processos geomórficos propostos acima devem necessariamente ser embasados por métodos diversos e complementares de datação dos processos e da formação das feições analisadas, assim como pela tentativa de determinação de paleocurvas de oscilações eustáticas aplicáveis diretamente à plataforma sul fluminense.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq, FAPERJ e CAPES (Ciências do Mar) pelo apoio financeiro concedido para a realização deste trabalho. Agradecemos também à CAPES pela bolsa de doutoramento concedida ao segundo autor, assim como ao CNPq pela concessão de bolsas de pesquisa ao primeiro e terceiro autores, e de bolsa de IC ao último autor. Agradecemos igualmente à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) pela cessão de dados de poços. Agradecimento especial aos revisores, Dr. Diether Muehe e dois revisores anônimos, cujas observações e críticas ajudaram a tornar o artigo mais claro e objetivo.





**Figura 13** – Perfis sísmicos em A, ilustram os principais traços morfológicos regionais da plataforma continental sul fluminense. B e C representam modelos simplificados da natureza dos processos geológicos responsáveis pelo modelamento das principais feições morfológicas que caracterizam os setores morfológicos interno e externo da plataforma continental. A faixa assinalada em cinza representa o *setor morfológico externo* da plataforma, dominado por formas de fundo irregulares.

## REFERÊNCIAS

- ALVES EC & PONZI VR. 1984. Características morfológico-sedimentares da plataforma continental e talude superior da margem continental sudeste do Brasil. In: XXXVIII Cong. Bras. Geologia, 1629–1642.
- ARTUSI L & FIGUEIREDO Jr AG. 2007. Sismoestratigrafia rasa da plataforma continental de Cabo Frio – Araruama – RJ. Revista Brasileira de Geofísica, 25(Supl.1): 7–16.
- CATTANEO A & STEEL RJ. 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62: 187–228.
- CATUNEANU O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. Geological Society of Africa Presidential Review No. 1. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 1–43.
- CATUNEANU O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Ed. Elsevier, 375 p.
- CATUNEANU O, ABREU V, BHATTACHARYA JP, BLUM MD, DALRYMPLE RW, ERIKSSON PG, FIELDING CR, FISHER WL, GALLOWAY WE, GIBLING MR, GILES KA, HOLBROOK JM, JORDAN R, KENDALL CG St C, MACURDA B, MARTINSEN OJ, MIALD AD, NEAL JE, NUMMEDAL D, POMAR L, POSAMENTIER HW, PRATT BR, SARG JF, SHANLEY KW, STEEL RJ, STRASSER A, TUCKER ME & WINKER C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92: 1–33.
- CHAPPELL J & SHACKLETON NJ. 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324(6093): 137–140.
- CLARK PU, ARCHER D, POLLARD D, BLUM JD, RIAL JA, BROVKIN V, MIX AC, PISIAS NG & ROY M. 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO<sub>2</sub>. *Quaternary Science Reviews*, 25: 3150–3184.
- CORRÊA ACT. 2001. Estudo de feições morfológicas do assoalho marinho na plataforma externa da Baía de Campos pela interpretação de imagens de *side scan sonar*, de perfis batimétricos e de amostras litológicas. Niterói. Universidade Federal Fluminense, Departamento de Geologia. Dissertação de Mestrado, 77 p.
- CORRÊA ICS, PONZI VRA & TRINDADE LAF. 1980. Níveis marinhos quaternários da plataforma continental do Rio de Janeiro. In: XXXI Cong. Bras. Geologia, 578–587.
- COSTA MPA, ALVES EC, PACHECO PG & MAIA AS. 1988. Prováveis estabilizações do nível do mar holocênico em trechos da plataforma continental entre o norte de São Paulo e o sul do Rio de Janeiro, constatações através de morfologia de detalhe. In: XXXV Cong. Bras. Geologia, 436–450.
- DIAS GTM & GORINI MA. 1980. A Baixada Campista – Estudo morfológico dos ambientes litorâneos. In: XXXI Cong. Bras. Geologia, 588–602.
- DIAS GTM, GORINI MA, GALLEGAL CG, ESPINHOLA CRS, DELLAPIAZZA H & CASTRO JRJC. 1982. Bancos de arenitos de praia (*beach rocks*) submersos na plataforma continental SE brasileira. In: XXXII Cong. Bras. Geologia, 1540–1546.
- DIAS GTM, SILVA CG, MALSCHITZKY IH & PIRMEZ C. 1984. A frente deltaica do rio Paraíba do sul – Fisiografia submarina e distribuição sedimentar. In: Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, RJ, 1565–1576.
- FERNÁNDEZ-SALAS LM, DABRIO CJ, GOY JL, DÍAZ DEL RÍO V, ZAZO C, LOBO FJ, SANZ JL & LARIO J. 2009. Land-sea correlation between Late Holocene coastal and infralittoral deposits in the SE Iberian Peninsula (Western Mediterranean). *Geomorphology*, 104: 4–11.
- FIGUEIREDO Jr AG & MADUREIRA LSP. 2004. Topografia, composição, refletividade do substrato marinho e identificação de províncias sedimentares na região Sudeste-Sul do Brasil. São Paulo, Instituto Oceanográfico, USP. Série Documentos Revizee – Score Sul, 46–55.
- FIGUEIREDO Jr AG & TESSLER MG. 2004. Topografia e composição do substrato marinho da Região Sudeste-Sul do Brasil. São Paulo, Instituto Oceanográfico, USP. Série Documentos Revizee – Score Sul, 64 p.
- FOYLE AM & OERTEL GF. 1997. Transgressive systems tract development and incised valley fills within a Quaternary estuary-shelf system: Virginia inner shelf, USA. *Marine Geology*, 137: 227–249.
- GROSSMAN EE, EITREIM SL, FIELD ME & WONG FL. 2006. Shallow stratigraphy and sedimentation history during high-frequency sea-level changes on the central California shelf. *Continental Shelf Research*, 26(10): 1217–1239.
- HAYS JD, IMBRIE J & SHACKLETON NJ. 1976. Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 194(4270): 1121–1132.
- HERNÁNDEZ-MOLINA FJ, SOMOZA L & LOBO F. 2000a. Seismic stratigraphy of the Gulf of Cádiz continental shelf: a model for Late Quaternary very high-resolution sequence stratigraphy and response to sea-level fall. In: HUNT D & GAWTHORPE RL (Eds.). *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. Geological Society, London, Special Publication, 172: 329–362.
- HERNÁNDEZ-MOLINA FJ, FERNÁNDEZ-SALAS LM, LOBO F, SOMOZA L, DÍAZ DEL RÍO V & ALVEIRINHO DIAS JM. 2000b. The infralittoral prograding wedge: a new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments. *Geo-Marine Letters*, 20: 109–117.
- HUNT D & TUCKER ME. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81: 1–9.
- HUNT D & TUCKER ME. 1993. The sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous of S.E. France. In: POSAMENTIER HW, SUMMERHAYES CP, HAQ BU & ALLEN GP (Eds.). *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Int. Assoc. Sedimentol., Special Publication, 18: 307–342.

- IMBRIE J, HAYS JD, MARTINSON DG, McINTYRE A, MIX AC, MORLEY JJ, PISIAS NG, PRELL WL & SHACKLETON NJ. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta O^{18}$  record. In: BERGER A, IMBRIE J, HAYS J, KUKLA G & SALTZMAN B (Eds.). *Milankovitch and climate. Series C: Mathematical and Physical Sciences*, vol. 126, Kluwer Academic Publishers, Hingham, Mass., 269–305.
- JIN JH, CHOUGH SK & RYANG WH. 2002. Sequence aggradation and systems tracts partitioning in the mid-eastern Yellow Sea: roles of glacio-eustasy, subsidence and tidal dynamics. *Marine Geology*, 184: 249–271.
- KOWSMANN RO, COSTA MPA, VICALVI MA, COUTINHO MGM & GAMBOA LAP. 1977. Modelo da sedimentação holocênica na plataforma continental sul brasileira. In: *Projeto REMAC – Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do Sul do Brasil. Série Projeto REMAC, PETROBRAS, CENPES, DINTEP*, 2: 7–26.
- KOWSMANN R, VICALVI M & COSTA M. 1979. Considerações sobre a sedimentação quaternária na plataforma continental entre Cabo Frio e o rio Itabapoana. *Notícia Geomorfológica*, 19(37-38): 41–58.
- LAMBECK K & CHAPPELL J. 2001. Sea level change through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292: 679–686.
- LIQUETE C, CANALS M, DE MOL B, DE BATIST M & TRINCARDI F. 2008. Quaternary stratal architecture of the Barcelona prodeltaic continental shelf (NW Mediterranean). *Marine Geology*, 250(3-4): 234–250.
- LOCKER SD, HINE AC & BROOKS GR. 2003. Regional stratigraphic framework linking continental shelf and coastal sedimentary deposits of west-central Florida. *Marine Geology*, 200: 351–378.
- LOFI J, RABINEAU M, GORINI C, BERNÉ S, CLAUZON G, CLARENS P, REIS AT, MOUNTAIN GS, RYAN WBF, STECKLER MS & FOUCHET C. 2003. Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 198(3-4): 289–317.
- LOFI J, GORINI C, BERNÉ S, CLAUZON G, REIS AT, RYAN WBF & STECKLER MS. 2005. Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 217(1-2): 1–30.
- LOPES ALM, SILVA CG & DIAS GTM. 2003. Caracterização sonográfica das feições arenosas de fundo da plataforma continental interna e média a sul da Bacia de Campos. In: *VIII Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Anais*, v. 1, Rio de Janeiro, SBGf. CD-ROM.
- MAIA RMC, REIS AT, ALVES EC, SILVA CG, SILVA A, GUERRA JV, GORINI C, SILVA A & ARANTES-OLIVEIRA R. 2010. Architecture and stratigraphic framework of shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro State, northern Santos basin-Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(special issue, IGCP526): 15–29.
- McHUGH CMG, DAMUTH JE & MOUNTAIN GS. 2002. Cenozoic mass-transport facies and their correlation with relative sea-level change, New Jersey continental margin. *Marine Geology*, 184: 295–334.
- MEDINA-ELIZALDE M & LEA DW. 2005. The Mid-Pleistocene Transition in the Tropical Pacific. *Science*, 310: 1009–1012.
- MILLIMAN JD & EMERY KO. 1968. Sea Levels during the Past 35,000 Years. *Science*, 162: 1121–1123.
- MITCHUM RM, VAIL PR & SANGREE JB. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Seismic stratigraphy interpretation procedures. In: PAYTON CE (Ed.). *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir 26*, 117–133.
- MITCHUM RM, VAIL PR & SANGREE JB. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 7: Seismic stratigraphy interpretation procedures. In: PAYTON CE (Ed.). *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir 26*, 135–143.
- MUEHE D. 1989. Distribuição e caracterização dos sedimentos arenosos da plataforma continental interna entre Niterói e Ponta Negra. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(1): 25–36.
- MUEHE D & CARVALHO VG. 1993. Geomorfologia, cobertura sedimentar e transporte de sedimentos entre a Ponta de Saquarema e o Cabo Frio (RJ). *Boletim do Instituto Oceanográfico, USP*, 41(1-2): 1–12.
- MUEHE D & VALENTINI E. 1998. O litoral do estado do Rio de Janeiro: uma caracterização físico-ambiental. *FEMAR*, 123 p.
- MUTO T & STEEL RJ. 2000. The accommodation concept in sequence stratigraphy: some dimensional problems and possible redefinition. *Sedimentary Geology*, 130(1-2): 1–10.
- NGUEUTCHOUA G & GRESSE P. 2010. Sand bodies and incised valleys within the Late Quaternary Sanaga-Nyong delta complex on the middle continental shelf of Cameroon. *Marine and Petroleum Geology*, 27(10): 2173–2180.
- OKYAR M, ERGIN M & EVANS G. 2005. Seismic stratigraphy of Late Quaternary sediments of western Mersin Bay shelf (NE Mediterranean Sea). *Marine Geology*, 220(1-4): 113–130.
- OSTERBERG EC. 2006. Late Quaternary (marine isotope stages 6-1) seismic sequence stratigraphic evolution of the Otago continental shelf, New Zealand. *Marine Geology*, 229(3-4): 159–178.
- PAYTON CE. 1977. *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir 26*, 512 p.
- PLINT AG & NUMMEDAL D. 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: HUNT D & GAWTHORPE RL (Eds.). *Sedimentary Responses to Forced Regressions. Geological Society, London, Special Publication*, 172: 1–17.
- POSAMENTIER HW & MORRIS WR. 2000. Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. In: HUNT D & GAWTHORPE

- RL (Eds.). *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. Geological Society, London, Special Publication, 172: 19–46.
- POSAMENTIER HW & VAIL PR. 1988. Eustatic control on clastic deposition II. Sequence and system tract models. In: WILGUS CK, HASTING BS, KENDAL HW, POSAMENTIER HW, ROSS CA & VAN WAGONER JC (Eds.). *Sea-level Changes, An integrated Approach*. Special Publication. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, 42: 39–45.
- POSAMENTIER HW, ALLEN PG, JAMES DP & TESSON M. 1992. Forced regression in a seismic stratigraphic framework: concepts, examples and exploration. *AAPG Bulletin*, 76: 1687–1709.
- POSAMENTIER HW, SUMMERHAYES CP, HAQ BU & ALLEN GP (Eds.). 1993. *Sequence stratigraphy and facies associations*. Int. Assoc. Sedimentol., Special Publication, 18: 644 p.
- RABINEAU M, BERNÉ S, ASLANIAN D, OLIVET J-L, JOSEPH P, GUILLOCHEAU F, BOURILLET J-F, LEDREZEN E & GRANJEON D. 2005. Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7): 775–804.
- RABINEAU M, BERNÉ S, OLIVET J-L, ASLANIAN D, GUILLOCHEAU F & JOSEPH P. 2006. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters*, 252: 119–137.
- RIDENTE D & TRINCARDI F. 2002. Eustatic and tectonic control on deposition and lateral variability of Quaternary regressive sequences in the Adriatic basin (Italy). *Marine Geology*, 184(3-4): 273–293.
- SHACKLETON NJ. 2000. The 100,000-year Ice-Age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 289: 1897–1902.
- SILVA A. 1992. *Evolução sedimentar pós-miocênica na área nordeste da Bacia de Campos*. Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 57 p.
- SIMÕES ICVP. 2007. *Aplicação da batimetria multifeixe para definição da morfologia detalhada do fundo marinho ao largo da laguna de Araruama e Arraial do Cabo – RJ*. Niterói. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal Fluminense, 121 p.
- SIMÕES ICVP & FIGUEIREDO Jr AG. 2009. *Investigações geoacústicas do fundo marinho ao largo de Arraial do Cabo – RJ*. *Revista Pesquisa Naval*, 22(Nov): 17–23.
- STANLEY DL, ALBERT CH & GREGG RB. 2003. Regional stratigraphic framework linking continental shelf and coastal sedimentary deposits of west-central Florida. *Marine Geology*, 200: 351–378.
- TESSON M, RAVENE C & ALLEN GP. 1990. Applications des concepts de stratigraphie séquentielle à un profil sismique haute résolution traverse à la plate-forme rhodanienne. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 310(II): 565–570.
- TESSON M, POSAMENTIER HW & GENSOUS B. 1993. Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhône continental shelf. In: POSAMENTIER HW, SUMMERHAYES CP, HAQ BU & ALLEN GP (Eds.). *Sequence stratigraphy and facies association*. IAS Special Publication 18, Blackwell Science, Oxford, 183–196.
- TESSON M, POSAMENTIER HW & GENSOUS B. 2000. Stratigraphic organization of late Pleistocene deposits of the Western part of the Golfe du Lion shelf (Languedoc shelf) Western Mediterranean Sea, using high-resolution seismic and core data. *AAPG Bulletin*, 84: 119–150.
- TEZCAN D & OKYAR M. 2006. Seismic stratigraphy of Late Quaternary deposits on the continental shelf of Antalya Bay, Northeastern Mediterranean. *Continental Shelf Research*, 26(14): 1595–1616.
- TRINCARDI F & CORREGGIARI A. 2000. Quaternary forced regression deposits in the Adriatic basin and the record of composite sea-level cycles. In: HUNT D & GAWTHORPE RL (Eds.). *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. Geological Society, London, Special Publication, 172: 245–269.
- TRIPANAS EK & PIPER DJW. 2008. Late Quaternary stratigraphy and sedimentology of Orphan Basin: Implications for meltwater dispersal in the southern Labrador Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260(3-4): 521–539.
- TURCQ B, MARTIN L, FLEXOR JM, SUGUIO K, PIERRE C & TASAYACORTEGA L. 1999. Origin and Evolution of the Quaternary Coastal Plain between Guaratiba and Cabo Frio, State of Rio de Janeiro, Brazil. In: KNOPPERS B, BIDONE ED & ABRÃO JJ (Eds.). *Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon Systems, Rio de Janeiro, Brazil*. *Série Geoquímica Ambiental*, 6: 25–46.
- VAIL PR, MITCHUM Jr RM & THOMPSON S. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. In: PAYTON CE (Ed.). *Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir 26, 63–81.
- VAN WAGONER JC, POSAMENTIER HW, MITCHUM RM, VAIL PR, SARG JF, LOUITTS TS & HARDENBOL J. 1988. An overview of the Fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS CK, HASTINGS BS, POSAMENTIER H, VAN WAGONER J, ROSS CA & KENDALL CG St C (Eds.). *Sea-level Changes, An integrated Approach*. Special Publication. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Special Publication, 42: 39–45.
- ZACHOS J, PAGANI M, SLOAN L, THOMAS E & BILLUPS K. 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292: 686–693.
- ZEMBRUSKI SG. 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: CHAVES HAF (Ed.). *Relatório Final, Série Projeto REMAC*. PETROBRAS/CENPES/DINTEP, N. 7, 129–177 p.
- ZHAO B, WANG Z, CHEN J & CHEN Z. 2008. Marine sediment records and relative sea level change during late Pleistocene in the Changjiang delta area and adjacent continental shelf. *Quaternary International*, 186(1): 164–172.

## NOTAS SOBRE OS AUTORES

**Antonio Tadeu dos Reis** é bacharel em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, mestre em Geofísica pelo Observatório Nacional – CNPq e doutor em Análise de Bacias pela Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, França (2001). Atualmente é professor adjunto da Faculdade de Oceanografia – UERJ. Atua principalmente nas áreas de Oceanografia Geológica e Geologia Marinha. Seus principais temas de interesse são processos sedimentares, ciclicidade, arquitetura dos sistemas deposicionais marinhos e processos gravitacionais em margens passivas (tectônica e transporte de massa).

**Renata Moreira da Costa Maia** é bacharel em Oceanografia pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro (2006), mestre em Geologia e Geofísica Marinha pelo Departamento de Geologia – Lagamar da Universidade Federal Fluminense (2009). Atualmente é doutoranda em Geologia e Geofísica Marinha em regime de cotutela entre o Departamento de Geologia/UFF e a Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, França. Atua principalmente em oceanografia geológica e nas áreas de estratigrafia sísmica e de sequências. Seus principais temas de interesse são processos sedimentares, evolução, arquitetura e ciclicidade deposicional de sistemas sedimentares plataformais e de talude.

**Cleverson Guizan Silva** é bacharel em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ (1982), mestre em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (1987) e doutor em Geologia pela Universidade Duke – EUA (1991). Atualmente é professor associado da Universidade Federal Fluminense – UFF. Seus temas de interesse inserem-se em Geologia e Geofísica Marinha, como sistemas deposicionais marinhos e costeiros, tectônica de argilas, hidratos de gás e instabilidades do talude, diagnóstico e monitoramento ambiental em áreas marinhas e costeiras.

**Christian Gorini** é bacharel em Geologia e doutor em Geologia Estrutural e Sedimentar pela Université Paul Sabatier, Toulouse III, França (1994). Atualmente é professor do Laboratoire Evolution et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Institut de Science de la Terre – ISTEP (UMR CNRS 7193), Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, França. Atua principalmente nas áreas de Geologia Marinha e Análise de Bacias. Seus principais temas de interesse são ciclicidade e arquitetura sedimentar de sistemas deposicionais marinhos.

**Marina Rabineau** é doutora em Sedimentologia Marinha pela Université de Rennes, IFREMER e IFP – Institut Français du Pétrole, França (2001). Desde 2001, é pesquisadora na categoria CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique) no Laboratoire des Domaines Océaniques-UMR 6538 do Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), em Brest, França, onde é líder do tema de pesquisa “Transferência Sedimentar Continente-bacia” e pesquisadora do Grupo LABEX Mer (Laboratory of Excellence). Seus principais temas de interesse são os processos sedimentares marinhos, com foco no papel relativo de variáveis tais como eustasia, tectônica e fluxo sedimentar.

**Eliane da Costa Alves** é graduada pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (1974); mestre em Geologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1977); DSc, especialidade em Geologia e Geofísica, pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (2002). Seu maior campo de interesse está associado ao significado geotectônico das Zonas de Fratura Oceânicas na compartimentação do Sudeste do Brasil. Atualmente é professora do Departamento de Geologia / LAGEMAR no Instituto de Geociências e Coordenadora do Curso de Graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense.

**Josefa Varela Guerra** é graduada em Geografia (USP) e em Oceanologia (FURG); curso de especialização em Geologia e Geofísica Marinha (Lagamar-UFF) e Mestrado em Geografia (UFRJ). Doutorado em Oceanografia concluído em 2004 (University of Washington – Seattle – Estados Unidos). Atualmente é professora adjunta da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Atua principalmente na área de Oceanografia Geológica, com ênfase na dinâmica sedimentar de ambientes costeiros e marinhos. Com seu trabalho visa contribuir para a compreensão dos processos envolvidos na evolução das margens continentais e na transferência de sedimentos das áreas continentais para o oceano.

**Isabel Cristina Vendrameto Peres Simões** é bacharel em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (1988) e mestre em Geologia e Geofísica Marinha pela Universidade Federal Fluminense (2007). Atualmente é encarregada do grupo de Oceanografia Geológica do Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira – IEAPM. Suas áreas de interesse são sistemas deposicionais marinhos e costeiros, monitoramento ambiental marinho e geoacústica.

**Rodrigo Arantes-Oliveira** é estudante de Oceanografia na Faculdade de Oceanografia – UERJ. Atualmente é bolsista de Iniciação Científica pelo CNPq. Suas áreas de interesse são sistemas deposicionais marinhos e costeiros e tratamento de dados sísmicos.