

Projeto de Caracterização Regional da Bacia de Campos (PCR-BC/Habitats)

Geologia e Geomorfologia

Relatório Final



Volume 1

E&P

Dez/2013



PETROBRAS

Projeto de Caracterização Regional da Bacia de Campos (PCR-BC/Habitats)

Volume 1

Geologia e Geomorfologia

**Revisão 4
dezembro / 2013**



E&P

ÍNDICE GERAL

I - PRINCIPAIS ASPECTOS DA GEOLOGIA REGIONAL DA BACIA DE CAMPOS ..	1/188
.....	1/188
1 - Introdução	1/188
2 - Arcabouço Tectônico e Compartimentação Estrutural	4/188
3 - Compartimentação Estratigráfica	6/188
4 - Síntese da Evolução Geológica	11/188
5 - Períodos de Maior Atividade de Falhas	13/188
Agradecimentos	15/188
Referências	16/188
II - GEOMORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL ..	19/188
.....	19/188
Resumo	19/188
1 - Introdução	19/188
2 - Bacia de Campos	21/188
3 - Aspectos meteorológicos e oceanográficos	21/188
4 - Geomorfologia e sedimentologia da plataforma continental	23/188
5 - Materiais e Métodos	24/188
6 - Resultados	29/188
7 - Discussão	31/188
Conclusões.....	38/188
Agradecimentos	40/188
Referências	41/188

III - GEOMORFOLOGIA DO TALUDE CONTINENTAL E DO PLATÔ DE SÃO PAULO ..	47/188
.....	47/188
Resumo	47/188
1 - Introdução	47/188
2 - Geomorfologia Regional da Bacia de Campos	48/188
3 - Controle Estrutural do Relevo Submarino	56/188
4 - Geomorfologia do talude continental e Platô de São Paulo da região Norte da Bacia de Campos	61/188
5 - Geomorfologia do talude continental e Platô de São Paulo da região central da Bacia de Campos	71/188
6 - Geomorfologia do talude continental e Platô de São Paulo da região Sul da Bacia de Campos	84/188
Conclusões.....	89/188
Agradecimentos	90/188
Referências	90/188
IV - MAPA BATIMÉTRICO DA BACIA DE CAMPOS	93/188
Resumo	93/188
1 - Introdução	93/188
2 - Composição dos mosaicos batimétricos – Plataforma continental ...	93/188
3 - Composição dos mosaicos batimétricos – Talude continental e Platô de São Paulo	94/188
4 - Mapa batimétrico da Bacia de Campos	94/188
5 - Conclusões	95/188
Agradecimentos	96/188
Referências	96/188

V - FEIÇÕES INDICADORAS DE INSTABILIDADE GEOLÓGICA NO TALUDE CONTINENTAL E NO PLATÔ DE SÃO PAULO	97/188
Resumo	93/188
1 - Introdução	97/188
2 - Metodologia	98/188
3 - Resultados	103/188
4 - Terraço de Albacora e derrame de areia no talude superior	107/188
5 - Depósitos de escorregamento	110/188
6 - Afloramento de estratos no talude inferior	112/188
7 - Depósitos de fluxo de detritos	105/188
8 - Sistemas turbidíticos litoclásticos	116/188
9 - Depósitos lamosos contorníticos	118/188
Conclusões.....	125/188
Agradecimentos	126/188
Referências	126/188
VI - ÁREAS PROPENSAS A ESCORREGAMENTOS NO TALUDE CONTINENTAL.....	133/188
Resumo	133/188
1 - Introdução	133/188
2 - Estabilidade do fundo do mar	136/188
3 - Aplicação de sistema de informação geográfica à avaliação de suscetibilidade a escorregamentos	145/188
4 - Caracterização regional da área de estudo.....	147/188
5 - Modelagem matemática e cálculo do fator de segurança	149/188
6 - Considerações sobre sismos	175/188
7 - Conclusões.....	177/188
Agradecimentos	178/188
Referências	179/188
AUTORES – VOLUME I	187/188

I. PRINCIPAIS ASPECTOS DA GEOLOGIA REGIONAL DA BACIA DE CAMPOS

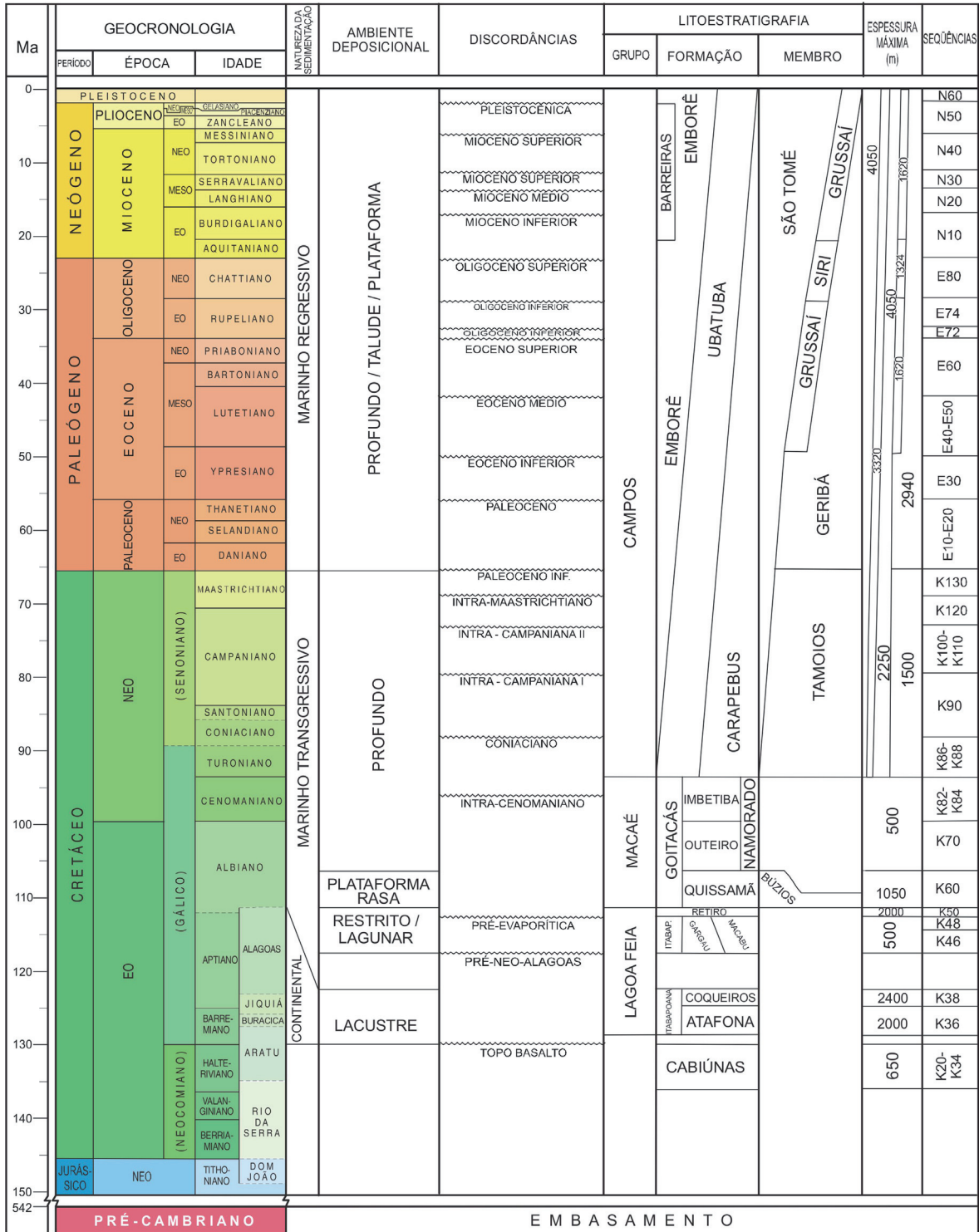
Resumo

Uma visão geral do arcabouço estrutural e da estratigrafia da Bacia de Campos é apresentada, com especial enfoque na cronologia da atividade das falhas.

1 - Introdução

A Bacia de Campos está localizada em águas territoriais dos estados do Rio de Janeiro e do Espírito Santo, situando-se entre os paralelos 21 e 23 Sul. Ocupa área de aproximadamente 100.000 km², sendo limitada ao norte pelo Alto de Vitória, ao sul pelo Alto de Cabo Frio (Mohriak *et al.*, 1990), a oeste pelos afloramentos de rochas ígneas e metamórficas pertencentes à Faixa Ribeira que compõem seu embasamento, e a leste pelo acunhamento dos sedimentos em direção à planície abissal oceânica. Em seguida, são descritos os principais aspectos tectonossedimentares da bacia e, ao final, é apresentada uma síntese evolutiva.

A estratigrafia da Bacia de Campos é tradicionalmente dividida em três grandes unidades tecnossedimentares ou megassequências (Figura 1): Sequência Rife, Sequência Transicional ou Drifte Inicial e Sequência de Margem Passiva ou Drifte Final (Winter *et al.*, 2007; Guardado *et al.*, 1990).



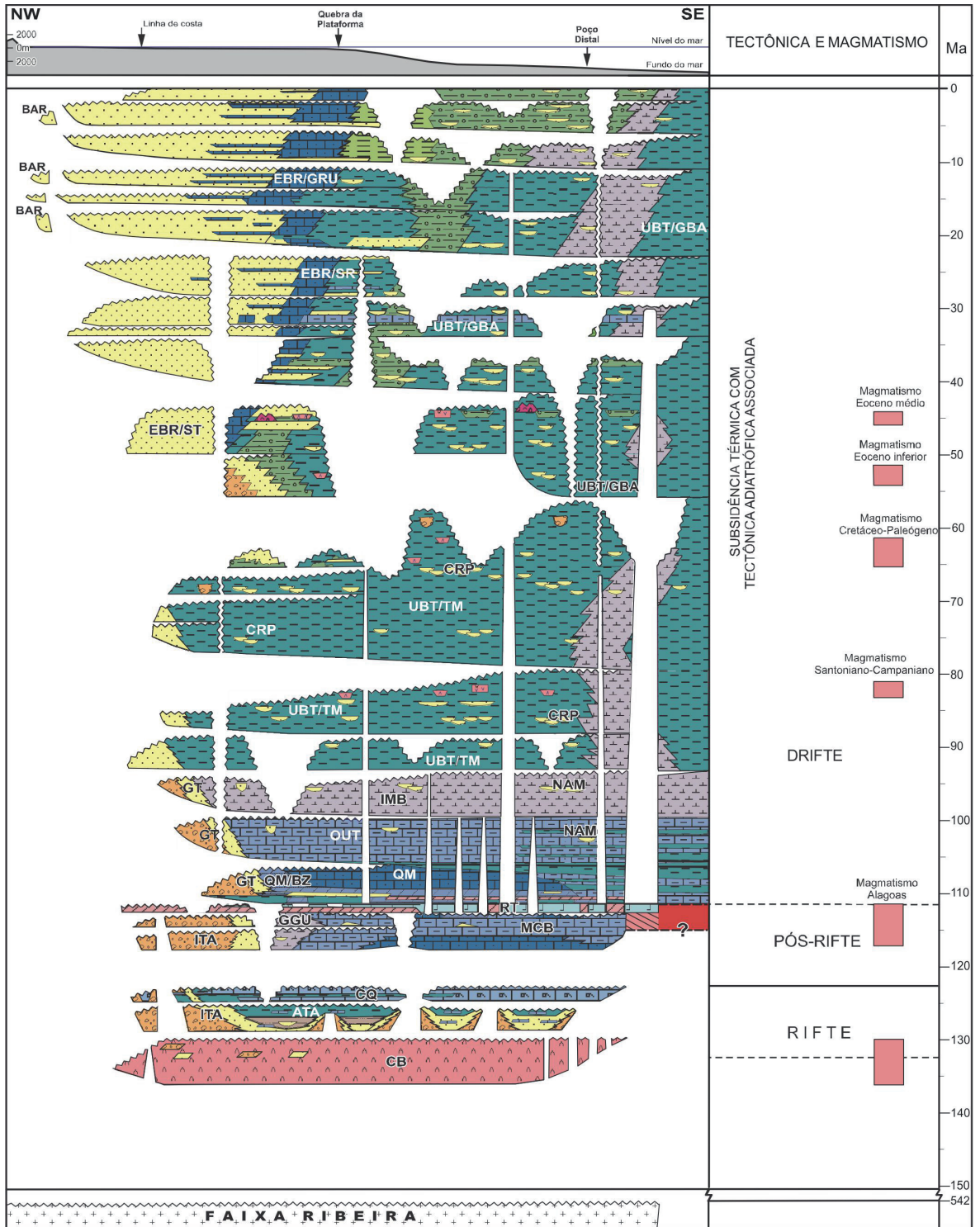


Figura 1 - Coluna estratigráfica da Bacia de Campos (Winter et al., 2007).

2. Arcabouço Tectônico e Compartimentação Estrutural

A Bacia de Campos é considerada de tipo margem divergente e sua evolução relaciona-se a um contexto geotectônico extensional, que se estabeleceu em razão da separação entre as placas tectônicas da América do Sul e da África. Seu registro geológico data desde o Eocretáceo até os dias atuais (Milani e Thomaz-Filho, 2000; Dias *et al.*, 1990).

As principais estruturas presentes no embasamento são falhas normais, anti-téticas e sintéticas, falhas transcorrentes e zonas de acomodação que controlaram a ocorrência de riftes, *horsts* e grábens, promovendo, assim, a compartimentação da bacia. A Figura 2 exibe as principais feições estruturais do embasamento subjacente à bacia, com destaque para o Alto de Cabo Frio, o Alto Regional de Badejo, o Baixo de São Tomé e o Baixo de Corvina-Parati.

Esse arcabouço controlou diretamente as feições tectonossedimentares das sequências Rifte e Transicional, determinando a ocorrência de baixos deposicionais e altos estruturais (Figura 3). Já a sedimentação da Sequência de Margem Passiva foi controlada pela combinação dessa compartimentação com a subsidência térmica crustal e com a movimentação halocinética. Esse contexto resultou no desenvolvimento de três grandes domínios estruturais: distensional (em águas rasas), translacional (em águas profundas) e compressional (em águas ultraprofundas) para a sequência mais jovem (Figura 3). Esses domínios são caracterizados por falhamentos normais lístricos com anticlinais de compensação (*rollovers*) associados, sintéticos e antitéticos, estruturas do tipo jangadas, anticlinais relacionados à halocinese, além de falhamentos transcorrentes e inversos (Guardado *et al.*, 1990).

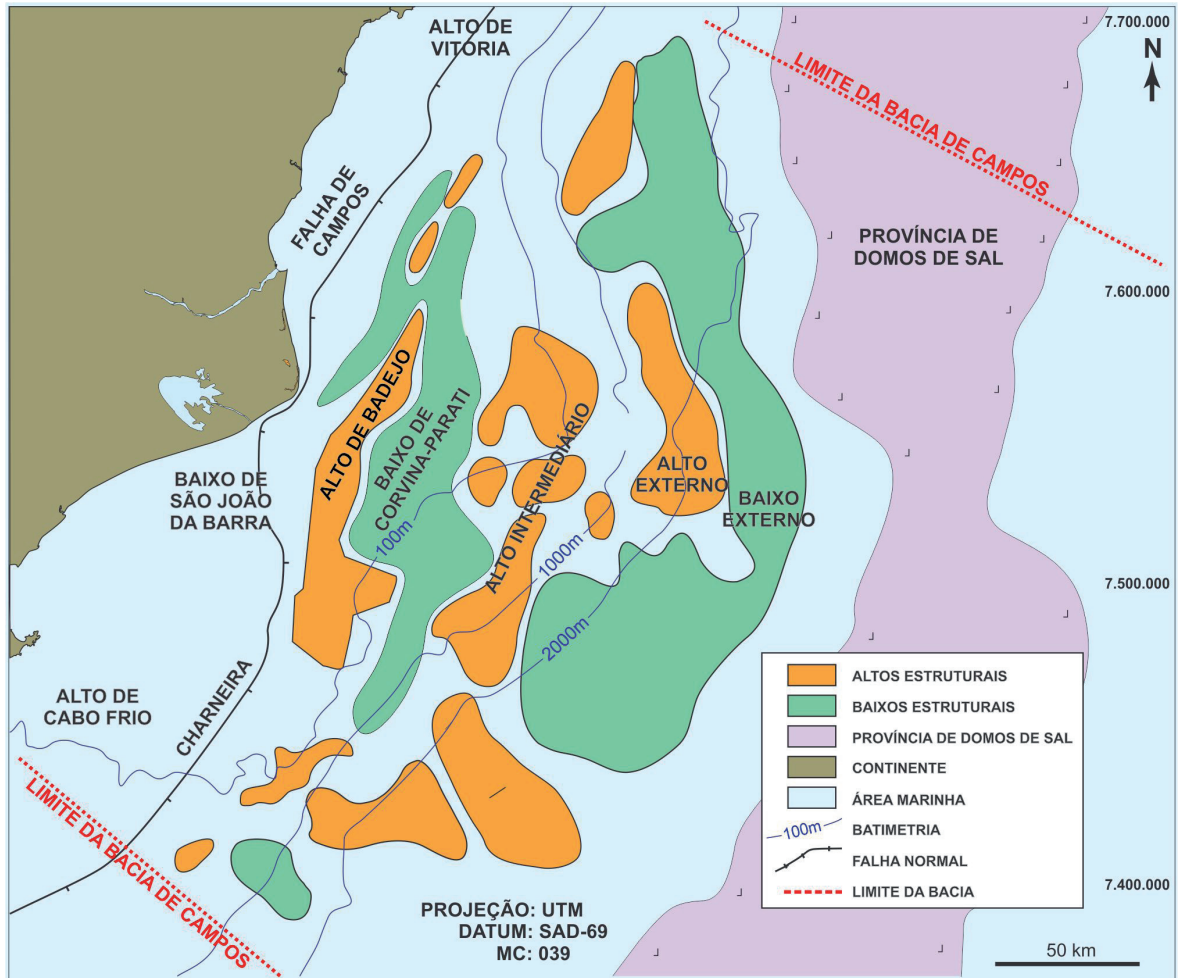


Figura 2 - Mapa dos principais compartimentos estruturais da Bacia de Campos (Guardado et al., 2000).

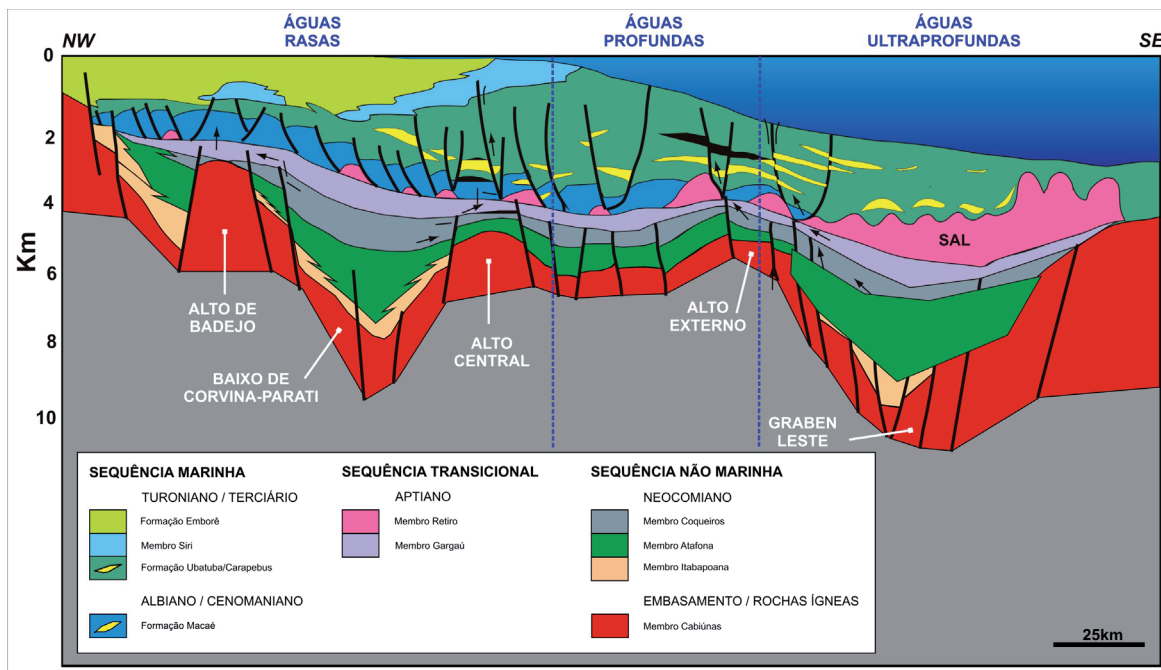


Figura 3 - Seção geológica regional da Bacia de Campos (Guardado et al., 2000) mostrando as principais estruturas do embasamento e da tectônica salífera e as seqüências estratigráficas. Notar a diferente influência da tectônica salífera na seção rasa da bacia, em águas profundas e ultraprofundas. Ver texto para os ambientes deposicionais correspondentes.

3. Compartimentação Estratigráfica

3.1. Sequência Não Marinha (Rifte) (Figura 1)

Essa seqüência engloba os andares Aratu, Buracica e Jiquiá, correspondentes ao Neocomiano, e contém rochas da Formação Cabiúna e do Grupo Lagoa Feia constituídas entre 135 a 118 M.A.. Está limitada, inferiormente, por não conformidade com o embasamento Pré-Cambriano e, superiormente, por discordância erosiva com a Sequência Transicional, conhecida como Discordância pré-Alagoas. Essa seqüência representa uma fase de subsidência mecânica da bacia e se caracteriza pelo controle direto do arcabouço estrutural do embasamento e por sedimentação continental (Guardado et al., 1990).

Na base, está presente a Formação Cabiúna, que inclui basaltos toleíticos a subalcalinos e rochas vulcanoclásticas, como brechas e tufos. Esses litotipos se organizam em ciclos métricos com basaltos na base, brechas na porção intermediária e tufos no topo (Mizusaki et al., 1988).

Acima dessa unidade, ocorre o Grupo Lagoa Feia, cujas rochas advêm da associação de fan deltas, rios entrelaçados e lagos. Compõe-se de três formações principais: Itabapoana, Atafona e Coqueiros (Winter *et al.*, 2007).

A Formação Itabapoana é composta por depósitos de leques deltaicos e fluviais, que incluem conglomerados e arenitos maciços, laminados ou com estratificação cruzada, de cor avermelhada, ricos em fragmentos de basalto, quartzo e feldspato, geralmente compondo ciclos de afinamento com rochas pelíticas no topo. Associados a esses depósitos, são encontrados arenitos eólicos de granulometria fina, com laminação horizontal, além de marcas de ondas. Nas áreas marginais são encontrados argilitos e folhelhos avermelhados com marcas de dissecação. Os depósitos lacustres apresentam fácies proximais (calcarenitos bioclásticos, calcilutitos, siltitos e folhelhos) e distais (margas, calcilutitos e folhelhos escuros carbonosos) (Guardado *et al.*, 1990).

As formações Atafona e Coqueiros se caracterizam por fácies semelhantes, mas com predomínio de depósitos lacustres, que apresentam arenitos, siltitos e folhelhos ricos em matéria orgânica. A Formação Atafona apresenta um intervalo de folhelhos, considerado importante gerador de hidrocarbonetos, denominado Folhelho Buracica. A Formação Coqueiros, por sua vez, apresenta o principal intervalo gerador na Bacia de Campos, comumente designado de Folhelho Jiquiá (Mello e Maxwell, 1990; Mello *et al.*, 1995).

Os depósitos lacustres da Formação Coqueiros incluem fácies proximais constituídos de calcirruditos e calcarenitos bioclásticos denominados coquinas, que são considerados importantes reservatórios de petróleo nessa Sequência Rifte (Guardado *et al.*, 1990).

3.2. Sequência Transicional (Figura 1)

Constitui a parte superior do Grupo Lagoa Feia e corresponde à parte superior do Andar Alagoas, de idade entre 118 e 112 M.A. Representa uma fase intermediária entre subsidência termal e mecânica, com sedimentação continental e marinha (Guardado *et al.*, 1990).

Tradicionalmente, é dividida em duas unidades principais: uma inferior, composta por rochas siliciclásticas e carbonáticas pertencentes aos membros Itabapoana, Gargaú e Macabu, e uma superior, composta por rochas evaporíticas, denominada Membro Retiro (Dias *et al.*, 1990).

As formações Itabapoana, Gargaú e Macabu são compostas por fácies proximais e distais que registram deposição por leques aluviais, rios e em mar raso. As fácies proximais incluem conglomerados polimíticos, com fragmentos de basalto, ígneas ácidas e metamórficas. As fácies distais incluem calcários estromatolíticos, calcarenitos, calcilutitos, margas e folhelhos.

A Formação Retiro é composta, predominantemente, por sedimentos químicos que registram um ambiente com associação de lagunas e planícies de sabkha. As associações minerais mostram um zoneamento de áreas proximais para distais marcado por anidrita, anidrita/halita e anidrita/halita/carnalita/silvita. Essa distribuição é fruto de características físico-químicas deposicionais e da movimentação halocinética (Mohriak *et al.*, 2008).

3.3. Sequência Marinha (Figura 1)

Corresponde aos grupos Macaé e Campos (formações Ubatuba, Carapebus e Emborê) e contém rochas sedimentares de idade Albiano ao Holoceno (Winter *et al.*, 2007), mais precisamente de 118 M.A. . Essa sequência representa o registro de uma fase de subsidência térmica da bacia e sedimentação marinha franca, com restrita halocinese durante o Albiano. A partir do Cenomaniano, a movimentação do sal torna-se fundamental para o desenvolvimento da compartimentação estrutural da seção pós-sal, além de influenciar decisivamente a sedimentação e a formação de estruturas armazenadoras de petróleo (Dias *et al.*, 1990).

O Grupo Macaé assenta-se concordantemente sobre os evaporitos do Membro Retiro e, tradicionalmente, é dividido nas formações Goitacás, Quissamã, Imbetiba e Outeiro. A Formação Goitacás representa os ambientes proximais caracterizados pela associação de leques aluviais fan deltas, lagunas e praias. Na área norte da bacia, predominam os depósitos de leques aluviais, constituídos de conglomerados polimíticos e arenitos grossos a finos, geralmente cimentados por minerais carbonáticos. Na parte sul da bacia, predominam os depósitos de laguna, caracterizados por calcilutitos, arenitos finos e pelitos, além de fácies de praia compostos por arenitos finos a médios, geralmente estratificados ou laminados (Guardado *et al.*, 1990).

A Formação Quissamã é o registro de uma rampa carbonática com mergulho suave na direção leste-nordeste. Essa rampa possuía um zoneamento ambiental

da área proximal, caracterizada por uma plataforma mista siliciclástica-carbonática, para a distal, onde se desenvolveu uma plataforma essencialmente carbonática. Os litotipos de plataforma carbonática incluem calcilutitos com bioturbação, calcarenitos finos a grossos oolíticos e oncolíticos, derivados de sistemas de barras carbonáticas e interbarras, geralmente definindo ciclos de raseamento para o topo. Folhelhos e margas caracterizam a deposição mais distal dessa plataforma carbonática. Os calcarenitos oolíticos e oncolíticos, depositados em bancos de águas rasas, são os principais reservatórios de hidrocarbonetos do Grupo Macaé.

A Formação Outeiro posiciona-se estratigraficamente acima da Formação Quissamã e ocorre de maneira discordante na área proximal e concordante na área mais distal. Registra uma sedimentação siliciclástica-carbonática condizente com oceano mais profundo. Suas rochas apresentam uma distribuição da base para o topo composta por calcilutitos que gradam para intercalação de calcilutitos com margas. No topo desse membro, predominam folhelhos e margas. Há ocorrência de vazas de microfósseis e conteúdo moderado de matéria orgânica, o que condiz com a subida progressiva e acentuada do nível relativo do mar e melhor circulação das águas em relação à Formação Quissamã (Guardado *et al.*, 1990).

Intercalados a esses sedimentos finos, ocorrem, também, corpos de arenito, originados por fluxos gravitacionais. Denominados Arenito Namorado, eles são importantes reservatórios de hidrocarbonetos. A ocorrência desses turbiditos evidencia um aumento da subsidência da plataforma e conseqüente incremento na movimentação salífera, que caracteriza a evolução da bacia a partir do Cenomaniano (Dias *et al.*, 1990; Guardado *et al.*, 1990).

Sobreposto às rochas do Grupo Macaé, posiciona-se o Grupo Campos, composto por rochas depositadas em ambientes proximais (Formação Emborê), marinhos distais (Formação Ubatuba) e depósitos turbidíticos (Formação Carapebus). A ocorrência desses turbiditos deve-se a quedas relativas do nível do mar, associadas possivelmente a: a) reativação tectônica do embasamento, com movimentações de blocos crustais na área da Serra do Mar, b) subsidência térmica da bacia, c) criação de condutos e minibacias associadas à movimentação salífera e d) variações eustáticas globais (Dias *et al.*, 1990).

A passagem do Grupo Macaé para o Grupo Campos, há 93 M.A., é caracterizada por discordância erosiva bem marcada em quase toda a bacia, especialmente nas áreas proximais (Dias *et al.*, 1990; Guardado *et al.*, 1990).

A Formação Emborê é caracterizada por conglomerados polimíticos e arenitos grosseiros típicos de depósitos de leques aluviais, além de arenitos de contexto de praia, geralmente finos a médios, com estratificação cruzada e laminação marcada por linhas de minerais pesados. Nas posições de paleoborda de plataforma, desenvolveu-se uma plataforma carbonática, denominada Membro Siri, formada por bancos de algas vermelhas, com predomínio de calcirruditos bioclásticos.

A Formação Ubatuba é caracterizada por depósitos finos típicos de sedimentação hemipelágica, incluindo folhelhos e margas, que se apresentam ricos em foraminíferos e nanofósseis calcários, muito empregados nas datações dos principais intervalos da bacia.

A Formação Carapebus corresponde a sedimentos arenosos submarinos depositados a partir de fluxos gravitacionais sedimentares (Middleton e Hampton, 1973), principalmente turbiditos. A espessura desses depósitos alcança desde poucas dezenas até centenas de metros. A textura dos sedimentos clásticos abrange desde conglomerados até arenitos muito finos, comumente associados a sedimentos lamosos (pelágicos/hemipelágicos e/ou de correntes turbulentas diluídas de baixa densidade), com depósitos subordinados de escorregamentos e fluxos de detritos (Guardado *et al.*, 1990). Desenvolvem complexos de canais submarinos formados por conjuntos de canais amalgamados ou segregados espacialmente (Moraes *et al.*, 2006). Os complexos de canais são comumente confinados em cânions e/ou em calhas (tectônicas, erosivas, entre outras). Em regiões com redução significativa de gradiente, como em minibacias, ou quando os sedimentos alcançam o assoalho oceânico além do Alto Externo, é comum o desenvolvimento de complexos de espraiamento, aprisionados ou terminais, que são dominados por canais distributários e lobos (Oliveira *et al.*, 2012). De forma subordinada, ocorrem complexos de retrabalhamento por correntes de fundo, que, em geral, tendem a formar intervalos interlaminares, comumente lamosos e intensamente bioturbados (Moraes *et al.*, 2007). O intervalo de tempo que abrange esses sedimentos se estende desde o Neocretáceo, quando as condições de águas profundas foram estabelecidas, até o presente. A Formação Carapebus abrange os principais reservatórios de hidrocarbonetos da Bacia de Campos, incluindo os campos gigantes de Roncador, Albacora, Albacora Leste, Barracuda e o complexo Marlim, que abrange os campos de Marlim, Marlim Sul e Marlim Leste (Bruhn *et al.*, 2003).

Durante o Neomioceno, uma espessa cunha progradante, constituída de margas e folhelhos de ambiente de águas profundas, desenvolveu-se na porção central da Bacia de Campos, dando a essa região o perfil convexo que caracteriza hoje sua fisiografia. Souza Cruz (1995) atribuiu a construção dessa cunha à ação de correntes de fundo, condicionadas pelas mudanças climáticas e paleoceanográficas que acompanharam a glaciação do continente Antártico.

4. Síntese da Evolução Geológica

A Bacia de Campos, como as demais bacias da margem brasileira, foi consequência da ruptura do Supercontinente Gondwana, através de um processo distensivo que teve início no Mesojurássico (Mizusaki, 2000; Mizusaki e Thomaz-Filho, 2004). O rifteamento resultou em uma estruturação de falhas normais antitéticas e sintéticas, bem como em zonas de acomodação e falhas de transferência (Chang *et al.*, 1992). O sistema de falhas gerado configurou a compartimentação do embasamento Pré-Cambriano em uma série de horsts e grábens, com padrão estrutural de blocos rotacionados, informalmente chamado estilo dominó. A propagação do rifteamento atingiu a Bacia de Campos no Eocretáceo, mais precisamente no Hauteriviano, como evidenciado pelos basaltos da Formação Cabiúnas, cujas idades estão em torno de 135 a 124 M.A. Nesse contexto tectônico, foram depositados os sedimentos da Sequência Rife, com predomínio de clásticos aluviais e deltaicos nas porções proximais, depósitos lacustres argilosos preenchendo os baixos deposicionais e barras bioclásticas recobrimdo os altos mais isolados. A partir do Andar Buracica (Neobarremiano), o processo de subsidência foi intensificado, formando baixos deposicionais mais profundos. O ambiente sedimentar evoluiu de lacustre de água doce, durante o Andar Buracica, para lacustre de água salobra a salgada no Andar Jiquiá (Eoaptiano). Nos baixos dessa fase rife, foram depositadas as principais camadas de rochas geradoras de hidrocarbonetos da bacia, os folhelhos Buracica e Jiquiá. Os altos estruturais foram sítios deposicionais predominantemente para coquinas, ricas em pelecípodes (Dias *et al.*, 1990).

A partir do Andar Alagoas (Aptiano), cessou a subsidência mecânica, tendo início a subsidência térmica, processo que resultou em relativa quiescência tectônica. A partir de então, foram depositados os sedimentos da Sequência Transicional, com grande aporte de sedimentos siliciclásticos nas áreas proximais e desenvolvi-

mento de carbonatos microbiais nos altos estruturais. Com a implantação de crosta oceânica, o ambiente evoluiu para um regime de golfo hipersalino, que experimentava comunicações esporádicas com o oceano aberto, gerando, como resultado, a deposição de rochas evaporíticas.

Essa morfologia de golfo evoluiu para condições de mar franco, onde se estabeleceu, durante o Albiano, uma configuração de rampa carbonática com alinhamentos de bancos oolíticos e oncolíticos balizando lagunas de carbonatos finos micríticos e peloidais.

No Mesoalbiano, ocorreu intensa instabilização gravitacional da camada de sal (halocinese), resultando em sua fluência para leste, devido ao basculamento da bacia em direção offshore. Na área mais proximal, a halocinese segmentou a camada contínua de sal original, gerando acumulações com forma de almofadas de sal. As almofadas de sal induziram a formação de falhas de crescimento lítricas que ocasionaram estruturas do tipo *rollover*, o que propiciou o crescimento de espessos bancos carbonáticos. Na área distal, o deslocamento do sal arrastou consigo pacotes carbonáticos sobrepostos, dando origem às estruturas do tipo jangadas.

No Cenomaniano, uma subida global do nível do mar (Haq *et al.*, 1987) ocasionou o afogamento da plataforma carbonática, resultando na deposição de uma sucessão de calcilutitos, margas e arenitos subordinados.

Do Turoniano em diante, as condições de mar aberto se estabeleceram definitivamente, predominando, desde então, a deposição de folhelhos e margas. Turbiditos foram depositados preferencialmente durante os recorrentes rebaixamentos do nível do mar.

Um importante evento magmático subalcalino a alcalino ocorreu no sul da bacia entre 83 e 45 M.A., resultando em corpos intrusivos de diabásio e extrusivos de basaltos, assim como em brechas e hialoclastitos. Sua ocorrência é bem marcante próximo ao Alto de Cabo Frio, onde os pacotes de rochas vulcânicas interferem decisivamente na estruturação de trapas de petróleo.

A partir do Eoceno, ocorreu significativo aumento no aporte sedimentar e a consequente progradação dos ambientes deposicionais proximais para o interior da bacia. Entre as causas desse maior influxo de sedimentos, está a reativação da área fonte, com a elevação da Serra do Mar a partir do Neocretáceo/ Paleogeno (Ribeiro *et al.*, 2011) e a implantação, a partir do Eoceno, da linha de grábens interiores de São Paulo, Taubaté, Resende e Baixo Paraíba do Sul (Zalán e Oliveira,

2005), que permitiram a captura de uma drenagem de maior porte e seu direcionamento para a Bacia de Campos, além da umidificação do clima. Nesse contexto, ocorre a deposição de importantes sistemas turbidíticos, especialmente no Eoceno, Oligoceno e Mioceno. Finalmente, no Neomioceno ocorreu a deposição de uma espessa cunha de sedimentos progradantes em águas profundas, condicionada pela ação de correntes de fundo, que alterou a morfologia da parte central da bacia para sua forma atual.

5. Períodos de Maior Atividade de Falhas

Os períodos mais marcantes de atividade sísmica na Bacia de Campos foram:

- 1) Fase Rifte – Predomínio de falhamentos em estilo dominó, configurando uma sucessão de *horsts* e grábens alinhados predominantemente no sentido sudoeste-nordeste (Figura 2). A compartimentação do rifte discrimina duas zonas de charneira, que podemos denominar borda interna e borda externa. A falha de borda interna, que condiciona o flanco oeste do Baixo de São Tomé, foi fortemente reativada no Cenozoico. A falha de borda externa do rifte funciona como a verdadeira charneira Atlântica, balizando o flanco oeste do profundo Baixo Externo. Ela apresenta direção preferencial sudoeste-nordeste na porção sul da bacia, inflexionando para norte-noroeste a partir do Campo de Roncador. Essa borda externa apresenta deslocamentos leste-oeste ocasionados por zonas de transferência que se instalaram para acomodar a distensão diferenciada entre os diversos blocos. Esses ajustes resultaram em um padrão escalonado dos segmentos da falha de borda externa. A intensa atividade de falhas na fase rifte ocasionou diversos grábens assimétricos, preenchidos por depósitos continentais (aluviais e lacustres), e é atestada pela divergência dos refletores sísmicos em direção ao depocentro, demonstrando preenchimento sedimentar controlado pela atuação das falhas. No clímax da fase rifte, ocorreu intenso processo exalativo através de fumarolas vulcânicas, o que enriqueceu o lago em sílica e magnésio, tornando-o alcalino e propiciando a formação de argilas talco-estevensíticas. Nos depocentros formados, os folhelhos lacustres ali depositados vieram a se tornar as principais rochas geradoras de hidrocarbonetos da bacia.

- 2) Tectônica Salífera – Os falhamentos ligados ao fluxo do sal tiveram início já durante o Albiano, e se propagaram até o Coniaciano em águas rasas, até o Maastrichtiano em águas profundas e até o Mioceno em águas ultraprofundas, de acordo com o deslocamento do sal em direção *offshore* e os respectivos domínios de almofadas, domos e barreiras de sal. Esse processo foi acionado pela combinação da carga sedimentar e o adernamento da bacia para leste em decorrência da subsidência térmica. A halocinese gerou falhas lítricas acopladas nas próprias almofadas de sal e foi a principal controladora da migração do óleo gerado na seção rifte para a seção marinha, por configurar as chamadas “janelas de sal”, que funcionaram como chaminés para a migração do óleo de origem lacustre (Figura 3).
- 3) Tectônica Paleógena – Durante o Paleoceno e o Eoceno, o intenso magmatismo que se instalou na porção sul da bacia, registrado por diversas construções vulcânicas, derrames, soleiras e diques, ocasionou uma série de falhamentos, bem como reativou alguns preexistentes. Durante esse evento foi gerado o marco estratigráfico informalmente conhecido como *Pebbly*. Trata-se de uma camada de diamictitos rodolíticos, provenientes da destruição, por abalos sísmicos, da borda da plataforma rica em bioconstruções formadas por extensas colônias de algas vermelhas.
- 4) Tectônica Neógena – Principalmente no Mesomioceno, diversas falhas foram reativadas, atingindo o fundo do mar de então, podendo ter sido esse o grande evento de dispersão e exsudação de óleo na bacia. A porção superior da maioria dessas falhas foi posteriormente truncada pela erosão generalizada que conformou a discordância do Mioceno Superior (“Marco Cinza”), por volta de 10 a 8 M.A.

Atualmente, essas falhas que atingem a seção sedimentar mais superficial têm baixo potencial para vazamento de hidrocarbonetos por três motivos:

- a) as porções mais rasas dessas falhas encontram-se geralmente imersas em argilitos higroscópicos e muito plásticos, que ajudam a selar rapidamente o plano de falha logo após qualquer eventual reativação;
- b) o truncamento erosional do ápice dessas falhas ocasionado pela discordância do Neomioceno está recoberto por argilitos compactados por deformação (*slumps* e depósitos de *debris flows*), que tamponam o topo dessas falhas;

- c) a atividade sísmica recente, embora significativa, é relativamente fraca, com baixo risco para romper o sistema de equilíbrio dos hidrocarbonetos trapeados nas diversas acumulações da Bacia de Campos. Os estudos dos mecanismos focais de eventos sísmicos (Assumpção, 1998), da ovalização de poços (Lima *et al.*, 1997) e de testes de fraturamento hidráulico (Lima Neto e Beneduzi, 1998), citados em Cobbold *et al.* (2001), atestam que o regime de estresse da margem continental leste-sudeste brasileira, em profundidade, é de compressão. Isso reforça a noção de que as falhas com raiz profunda, conectadas aos diversos reservatórios de hidrocarbonetos, encontram-se fechadas, não atuando como dutos favoráveis à exsudação.

Isso explica por que, apesar de armazenar um imenso volume de óleo em reservatórios porosos, as exsudações naturais na bacia constituem uma exceção.

Agradecimentos

Agradecemos ao geólogo Tiago Agne de Oliveira, pelas valiosas informações sobre os turbiditos da Bacia de Campos. Aos revisores, agradecemos os comentários que muito contribuíram para o aprimoramento deste trabalho.

Referências

- Assumpção, M., 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88:160-169.
- Bruhn, C.H.L., Gomes, J.A.T., Del Luchese, C., Johann, P.R.S, 2003. Campos Basin: reservoir characterization and management: historical overview and future challenges. 35th Offshore Technical Conference OTC-Houston, U.S.A. Richardson, Offshore Technical Conference. Paper OTC 15220, p. 1406-1419.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213:97-138.
- Cobbold, P.R., Meisling, K.E., Mount, V.S., 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, 85 (11):1925-1944.
- Dias, J.L., Scarton, J.C., Guardado, L.R., Esteves, F.R., Carminatti, M., 1990. Aspectos da Evolução Tectono-Sedimentar e a Ocorrência de Hidrocarbonetos na Bacia de Campos. *Raja*
- Gabaglia, G.P., Milani, E.J. Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobras, p. 333-360.
- Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P., Lucchesi, C.F., 1989. Petroleum Geology of Campos Basin, Brazil. A model for producing atlantic type basin. Edwards, J.D.; Santagrossi, P.A. *Divergent/ Passive Margins Basins*. AAPG Memoir, 48.
- Guardado, L.R., Spadini, A.R., Brandão, J.S.L., Mello, M.R., 2000. Petroleum system of the Campos Basin, Brazil. M.R. Mello e B.J. Katz, editors. *Petroleum Systems of South Atlantic Margins*. AAPG Memoir, 73:317-324.
- Lima, C.C., Nascimento, E., Assumpção, M., 1997. Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in the South American plate. *Geophysical Journal International*, 130(1):112-124.
- Lima Neto, F.F., Beneduzzi, C. F., 1998. Using leakoff tests and acoustic logging to estimate in situ stresses at deep waters – Campos Basin. AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, Brasil. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists.
-

-
- Mello, M.R., Maxwell, J.R., 1990. Organic geochemical and biological marker characterization of source rocks and oils from lacustrine environments in the Brazilian continental margin. PETROBRAS. CENPES. Geoquímica e paleogeografia, estratigrafia, sedimentologia: textos técnicos selecionados. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists.
- Mello, M.R., Telnaes, N., Maxwell, J.R., 1995. The hydrocarbon source potential in the Brazilian marginal basins: a geochemical and paleoenvironmental assessment. Huc, A.Y., editor. Paleogeography, Paleoclimate and Source Rocks. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. p.267-271.
- Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1976. Sediment gravity flows: mechanics and deposition by sediment gravity flows.
- Stanley, D.J, Swift, D.J.P., editors. Marine sediment transport and environmental management. New York: John Wiley, 197-218.
- Milani, E.J., Thomaz Filho, A., 2000. Sedimentary basins of South America. Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. Tectonic evolution of South American. International Geological Congress 31th Rio de Janeiro, Brasil. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências. p. 389-448.
- Thomaz-Filho, A., Mizusaki, A. M. P., Milani, E. J., Cesero P. de, 2000. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. Revista Brasileira de Geociências, 30(1):17-19.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz Filho, A., 1988. Volcano sedimentary sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). Revista Brasileira de Geociências, 18(3):247-251.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz Filho, A., 2004. O Magmatismo Pós- -Paleozoico no Brasil. Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, p. 281-291.
- Mohriak, W.U., Mello, M.R., Karner, G.D., Dewey, J.F., Maxwell, J.R., 1989. Structural and stratigraphic evolution of the Campos Basin, offshore Brazil. Tankard, A.J., Balkwill, H.R., editors. Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. AAPG Memoir, v. 46, p. 577-598.
-

-
- Mohriak, W.U., Szatmari, P., Anjos, S.C., Spadini, A.R., 2008. Sal: geologia e tectônica na margem continental brasileira. Memórias e notícias. Coimbra: Universidade de Coimbra. p. 165-169.
- Moraes, M.A.S., Blaskovski, P.R., Paraizo, P.L.B., 2006. Arquitetura de reservatórios de águas profundas. Boletim de Geociências da Petrobras, 14(1):7-25.
- Moraes, M.A.S., Maciel, W.B., Braga, M.S.S., Viana, A.R., Marques, J.J., 2004. Bottom-current reworked Palaeocene-Eocene deep-water reservoirs of the Campos Basin, Brazil. International Geological Congress 32th, Florence, Italy [S.I.]: International Union of Geological Sciences.
- Oliveira, T.A., Empinotti, T.C.A., Moraes, M.A.S., Paraizo, P.L.B., 2012. Architectural pattern variability in deep-water reservoirs. AAPG Annual Convention and Exhibition, Long Beach, California. Long Beach: AAPG. AAPG CD-ROM.
- Ribeiro, M.C.S., Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Hadler, Neto, J.C., 2011. Evolução tectônica e denudacional da Serra do Mar no limite entre o Cretáceo Superior e Paleoceno, utilizando análise de traços de fissão e U-Th/He em apatitas. Revista Brasileira de Geomorfologia, 12(3):3-14.
- Souza Cruz, C.E., 1995. Estratigrafia e sedimentação de águas profundas do Neogeno da Bacia de Campos. Tese de Doutorado. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Winter, W.R., Jahnert, R.J., França, A.B., 2007. Bacia de Campos. Bacias Sedimentares Brasileiras, Cartas Estratigráficas. Boletim de Geociências da Petrobras, 15(2): 511-529.
- Zalán, P.V., Oliveira, J.A.B., 2005. Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozóicos do Sudeste do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobras, 13 (2):269-300
-

II. GEOMORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL

Resumo

O capítulo considera, de forma condensada, as características oceanográficas, oscilações glacioeustáticas e distribuição sedimentar, como subsídio para explicar a morfologia e a sedimentologia presentes na plataforma continental da Bacia de Campos.

São apresentados mapas da granulometria, teor de carbonato de cálcio e morfologia da plataforma. A plataforma apresenta dois domínios bem distintos: um terrígeno e outro carbonático. O sedimento terrígeno predomina na plataforma interna, ao passo que o carbonato, na plataforma externa. O domínio carbonático é ampliado até a plataforma interna a norte do Cabo de São Tomé. Na plataforma, o sedimento de maior granulometria é carbonático, enquanto os finos são siliciclásticos.

A plataforma continental é dividida em áreas com as mesmas características geomorfológicas, considerando rugosidade, formas de fundo e faciologia. A morfologia apresenta relação intrínseca com a faciologia. Os fundos carbonáticos tendem a ser mais rugosos e preservam melhor os paleocanais, enquanto os sedimentos siliciclásticos apresentam uma morfologia mais suavizada.

1 - Introdução

Em geral, os processos de sedimentação em ambientes de plataforma estão relacionados à disponibilidade de sedimento, ao regime hidrodinâmico e a eventos de variação do nível do mar (Nittrouer *et al.*, 2007, Campos e Dominguez, 2010). A interação entre esses fatores acaba imprimindo diferentes padrões de sedimentação na plataforma: na porção interna e média, concentram-se os depósitos sedimentares modernos, ao passo que em sua porção externa concentram-se os depósitos sedimentares relictos e carbonáticos (Pinet, 2009). O volume de sedimento depende da taxa de denudação subaérea, a qual aumenta com a elevação do terreno e em função do clima. A produção de sedimento é maior nas regiões de chuvas moderadas, ao passo que nas áreas de chuvas intensas a cobertura vegetal suprime a erosão. Nas áreas áridas, não há vegetação para impedir a erosão do terreno, mas também não há rios suficientes para transportar sedimento para

os oceanos. De forma semelhante, bacias de drenagem de pequenas dimensões e baixa declividade também não aportam grande quantidade de sedimento aos oceanos. Nesses casos de baixa taxa de aporte sedimentar, ocorre favorecimento ao desenvolvimento da sedimentação carbonática.

A entrada de sedimento nas bacias e sua deposição dependem do equilíbrio entre a taxa de disponibilização de espaço para acumulação e a taxa de sedimentação, em que três situações são possíveis (Swift e Thorne, 1991): a) haver equilíbrio entre as taxas; b) a taxa de disponibilização de espaço superar a taxa de aporte de sedimento, e nesse caso ocorre uma transgressão marinha; e c) a taxa de aporte de sedimento suplantar a taxa de disponibilização de espaço, e nesse caso ocorre uma regressão marinha.

A distribuição do sedimento e sua granulometria dependem do clima, da proximidade da fonte e da energia de ondas e correntes que irão moldá-lo ao fundo de acordo com os vários processos hidrodinâmicos (Nittrouer *et al.*, 2007).

Dessa forma, estudos sedimentológicos e geomorfológicos podem ser utilizados para caracterizar a evolução e a dinâmica da plataforma continental e talude. Do ponto de vista aplicado, o mapeamento da distribuição sedimentar com a identificação dos processos atuantes compõe um conjunto de informações úteis para a avaliação da ecologia da biota marinha, para a escolha de rotas e instalações de obras de engenharia e para a pesca.

Os dados de batimetria desta pesquisa, em sua grande maioria, provêm das folhas de bordo da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil e também de levantamentos de sísmica 3D da Petrobras. Os dados de sedimentologia foram obtidos no Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) da Marinha do Brasil, no Banco de Dados Ambientais para a Área Petrolífera (Bampectro), bem como ao longo do Projeto Habitats – Heterogeneidade Ambiental da Bacia de Campos.

2 - Bacia de Campos

A plataforma continental da Bacia de Campos está delimitada pelas isobatimétricas de 10 e 150 m (Figura 1). A bacia localiza-se na porção sudeste do Brasil, ao longo da costa norte do estado do Rio de Janeiro, prolongando-se para o sul do estado do Espírito Santo, sendo delimitada estruturalmente pelo Alto de Cabo Frio (23° S) ao sul e pelo Alto de Vitória (20,5° S) ao norte, totalizando uma área estimada em 100.000 km² (Winter *et al.*, 2007).

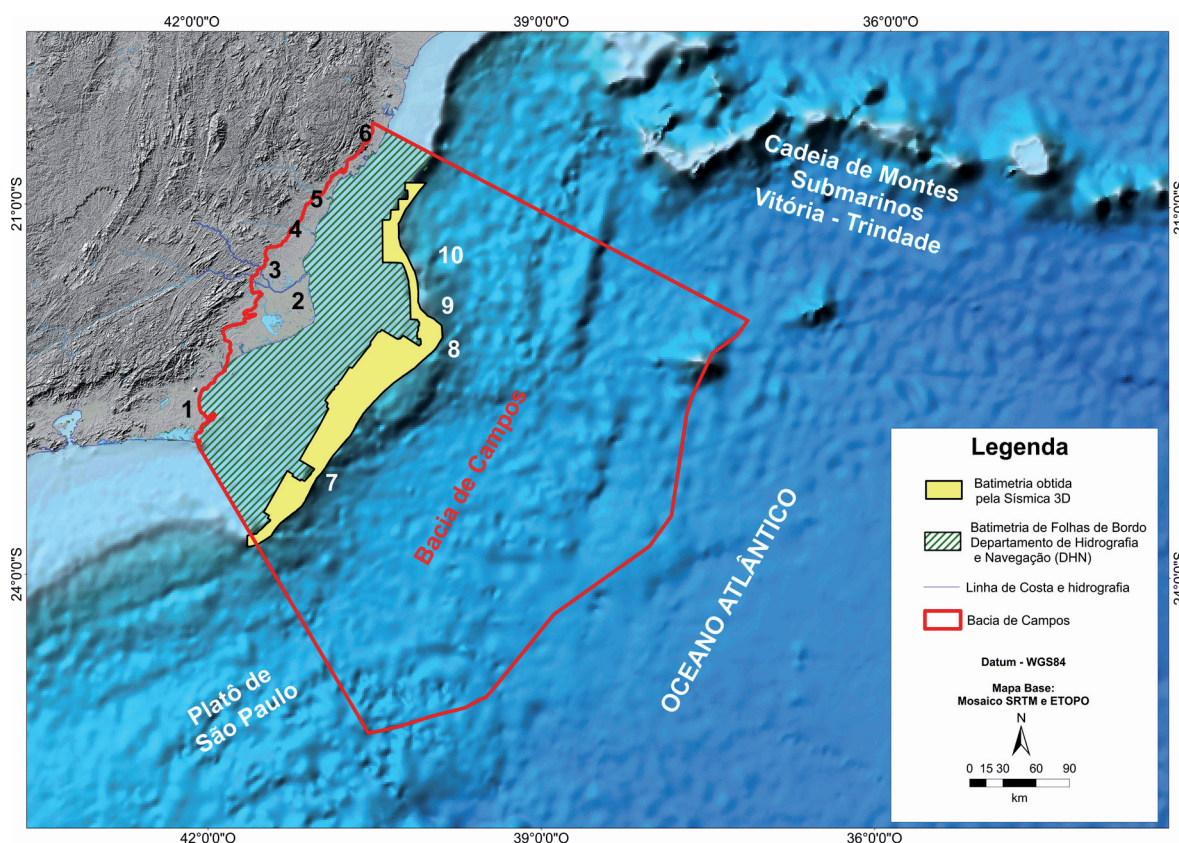


Figura 1 - Mapa de localização da Bacia de Campos. 1) Cabo Frio; 2) Cabo de São Tomé; 3) Rio Paraíba do Sul; 4) foz do Rio Itabapoana; 5) foz do Rio Itapemirim; 6) Vitória e Ponta da Fruta; 7) cânions do Grupo Sudeste; 8) Cânion de São Tomé; 9) Cânion Itapemirim; 10) Cânion Almirante Câmara. Batimetria NGCD/NOAA (www.ngcd.noaa.gov/mgg/global) e topografia do continente SRTM/ CGIAR-CSI, (srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/InputCoord.asp)

3 - Aspectos meteorológicos e oceanográficos

A circulação atmosférica na Bacia de Campos é controlada pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e pela passagem de frentes frias associadas a um anticiclone polar. Essas forçantes criam um padrão de circulação bimodal com

direções preferenciais nos quadrantes nordeste associado a massas de ar quente e de direções sul, sudeste, e sudoeste associados à entrada de frentes frias (Pianca *et al.*, 2010; Pinho 2003; Souza, 1998; Pereira, 1998).

Para Machado (2009), existe alta frequência de alturas de ondas da ordem de 1 a 2 m entre os quadrantes norte e sul, o que caracteriza a altura de ondas predominantes para a região. As alturas de 2 a 3 m apresentam maiores frequências nos quadrantes norte-nordeste, ao passo que os períodos médios observados se concentram entre 6 a 8 s para o quadrante nordeste e 8 a 10 s para o quadrante sudeste. As ondas do quadrante sudoeste possuem alturas médias de 1 a 2 m e de 3 a 5 m, apresentando os maiores períodos (10 a 12 s).

Pinho (2003) e Violante-Carvalho (1998) descrevem a região da Bacia de Campos com características de clima de ventos fracos, com direção predominante proveniente do quadrante nordeste. Essa preferência de sentido vem acompanhada de ventos que se originam nos quadrantes norte e leste, e totalizam 65% dos ventos observados. As velocidades predominantes desses quadrantes variam entre 4,0 e 6,0 m/s, sendo que as maiores velocidades médias se concentram nos quadrantes norte e nordeste, com velocidades médias de 8,32 e 8,22 m/s, respectivamente.

Os ventos de sul e sudoeste são associados à passagem de ciclones extratropicais. À medida que o ciclone evolui, os ventos de sudoeste giram para sudeste, passando para as direções norte ou noroeste (Pinho, 2003), apresentando velocidades médias de 5 a 7 m/s, e valores de alturas médias de ondas de 3,6 m com períodos médios de 9,5 s (Machado, 2009).

A Corrente do Brasil exerce sua influência na plataforma da Bacia de Campos nas porções da plataforma externa a partir da isóbata de 100 m, aumentando sua influência no talude superior a partir da isóbata de 200 m, região onde apresenta maior competência de transporte (Della Giustina, 2006). Para Assireu (2003), as forçantes oceanográficas que exercem influência na região incluem ondas aprisionadas à costa, correntes de talude, correntes de contorno, vórtices, transporte de Ekman, marés e correntes inerciais e ondas internas. Essa complexidade de interações entre fatores atmosféricos e oceanográficos influencia de maneira direta a modelagem da morfologia de fundo da plataforma da Bacia de Campos.

4 - Geomorfologia e sedimentologia da plataforma continental

Por volta de 20.000 anos A.P., a regressão alcançou seu clímax, expondo vastas áreas de plataforma no mundo. Esse evento global é descrito por vários autores, a exemplo de Wright *et al.* (2009), que apresentam uma compilação baseada na razão isotópica $^{18}\text{O}/^{14}\text{C}$ obtida em registros fósseis de corais soerguidos na Nova Guiné, em Barbados, nas Ilhas de Araki, em conjunto com informações preexistentes dos trabalhos de Chappell e Shackelton (1986), Fairbanks (1989), Bard *et al.* (1990), Shackelton (2000), Chappell (2002), Cutler *et al.* (2003), Siddall *et al.* (2003), Raymo *et al.* (2004), Hodell *et al.* (2003) calibrados para a margem continental de New Jersey (EUA). Segundo esses autores, o mar esteve por volta de 100 a 130 m abaixo da posição atual na porção norte do Oceano Atlântico.

Dentre os impactos que esse fenômeno ocasionou sobre os sistemas oceânicos, podemos citar: a (1) elevação das taxas de sedimentação terrígena; (2) o aumento do gradiente térmico ao longo dos sistemas frontais polares e sua migração em direção ao Equador; (3) o resfriamento das massas de água superficiais; (4) o resfriamento e a ressurgência das massas de água superficiais ao longo das zonas de divergência equatoriais; (5) a intensificação da circulação de fundo; (6) o menor acúmulo de vasas calcárias no Atlântico Sul e (7) a modificação da fauna planctônica (Kowsmann e Costa, 1979; Kowsmann *et al.*, 1978).

A morfologia observada nas plataformas continentais exhibe registros sedimentares provenientes de oscilações glacioeustáticas ocorridas no Quaternário. Nesse período, os eventos que mais influenciaram a morfologia e a cobertura sedimentar atual desses ambientes foram a regressão ocorrida no final do Pleistoceno Superior e o decorrente processo transgressivo já no Holoceno (Kowsmann e Costa, 1979). Partindo desse princípio, diversos autores concentraram suas investigações no estudo de geomorfologia, sedimentologia e estratigrafia desses ambientes, correlacionando esses parâmetros com as flutuações eustáticas (últimas glaciações) e a dinâmica sedimentar moderna, conforme observamos nos trabalhos de Kowsmann *et al.* (1977); Kowsmann e Costa (1979); Zemruscki (1979); Côrrea (1980); Dias *et al.* (1982); Brehme (1984); Ponzi *et al.* (1990); Côrrea (1996); Castaños (2002); Artusi (2004); Figueiredo Jr. e Tessler, (2004); Figueiredo Jr. e Madureira (2004); Lopes (2004); Della Giustina (2006); Simões (2007); Cetto (2009); Maya (2010); Pacheco (2011), entre outros.

Na margem continental brasileira, o último evento regressivo foi responsável pela

exposição da plataforma a uma intensa erosão. Essa superfície plana foi dissecada por vales fluviais que depositavam seus sedimentos diretamente no talude (Kowsmann e Costa, 1979). Essa sedimentação também possibilitou o estabelecimento de um sistema regressivo progradante pleistocênico sotoposto aos depósitos biotécnicos. Estes, por sua vez, se formaram a partir do processo erosivo que teve início com a fase transgressiva subsequente que desgastou a superfície pleistocênica, formando em algumas porções da plataforma depósitos de linha de praia (Kowsmann *et al.*, 1978).

5 - Materiais e Métodos

5.1. Tratamento dos dados de batimetria

A base de dados utilizada é composta de dados de batimetria oriundos de folhas de bordo produzidas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil e de informações compiladas no Bampetro (Banco de Dados Ambientais para a Área Petrolífera, <http://www.bampetro.on.br>). Esses dados formaram a principal fonte de informações batimétricas empregadas neste estudo, uma vez que recobrem regionalmente a plataforma continental da Bacia de Campos (Figura 1). Além dessa base de dados, foram utilizados dados de batimetria extraídos de sísmica 3D fornecidos pela Gerência de Geologia Marinha (Petrobras/E&P-Serv/US-SUB), em Macaé.

A elaboração da base cartográfica foi realizada em um ambiente de sistema de informação Geográfica (SIG), no qual todas as bases de dados foram padronizadas no sistema de projeção UTM zona 24S, Datum SIRGAS 2000. Para a composição do modelo digital de terreno regional (cobertura total da plataforma continental da Bacia de Campos), foram utilizados aproximadamente 290.000 registros de batimetria provenientes de folhas de bordo. Destas, foram obtidas, em média, de duas a quatro cotas por km². Esses valores aumentam conforme se aproxima do litoral, atingindo de seis a dez cotas por km². Já as áreas com menor densidade amostral por km² encontram-se ao norte da área de estudo, aproximadamente entre a foz do Rio Paraíba do Sul (RJ) e Vitória (ES). Nessa região, a média de cotas foi inferior a uma cota por km².

Os dados de batimetria extraídos das folhas de bordo da Diretoria de Hidrografia e Navegação foram integrados aos dados de batimetria obtidos a partir de sísmica 3D, para a região entre a plataforma continental média e o talude superior, correspondendo a mais de 800.000 registros, que, somados às informações de folhas de bordo, totalizam cerca de 1.090.000 cotas batimétricas.

Por fim, esses dados foram interpolados no software Surfer 9[®], dando origem a um Modelo Digital do Terreno (MDT), no qual os dados oriundos de batimetria de folhas de bordo foram interpolados com uma resolução de 50 m e os dados de batimetria da sísmica 3D foram interpolados com uma resolução de 10 m. Os modelos digitais de terreno gerados foram integrados com o objetivo de gerar um mapa batimétrico regional da plataforma continental da Bacia de Campos (Figura 2).

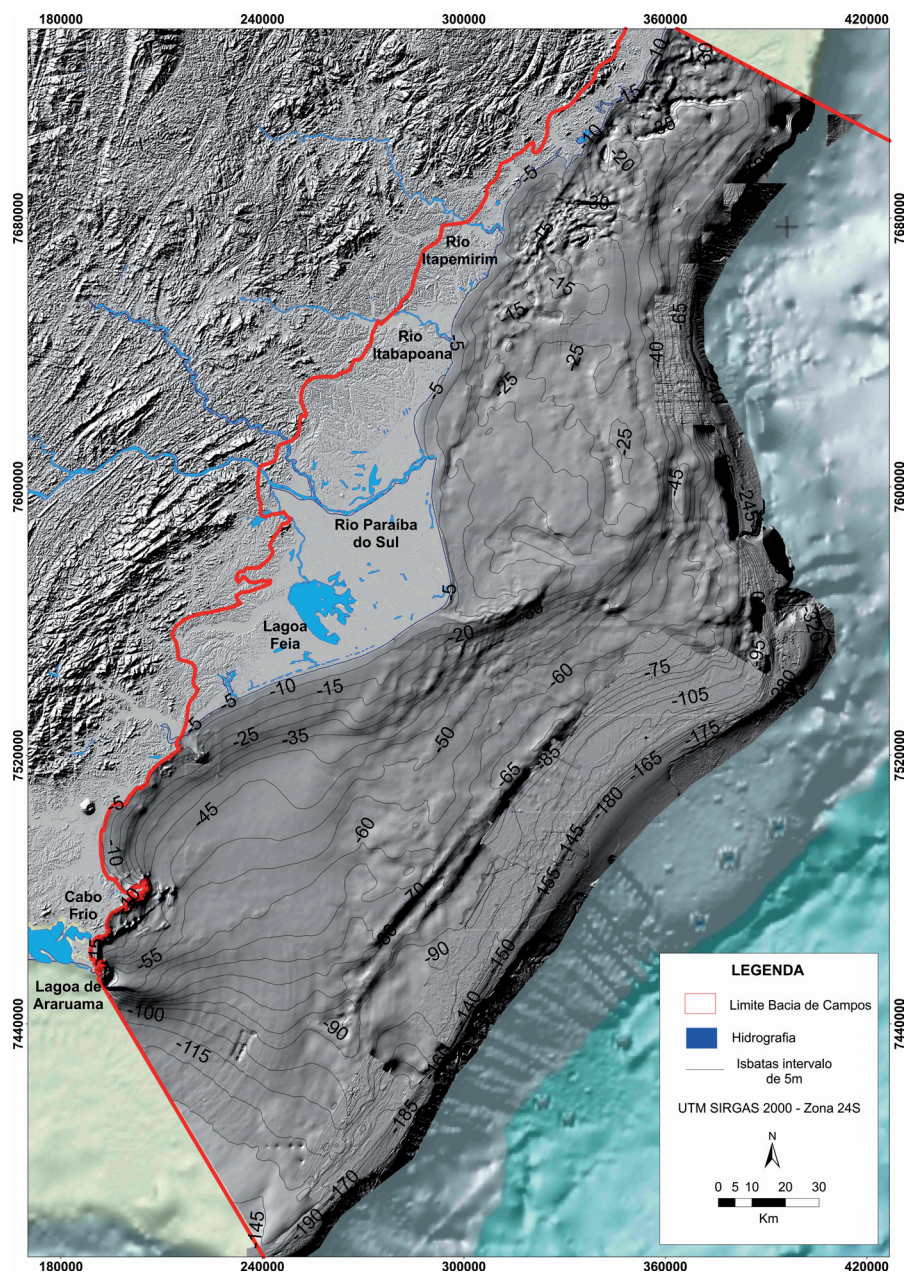


Figura 2 - Mapa batimétrico da plataforma continental da Bacia de Campos obtido a partir da junção de dados de batimetria provenientes de folhas de bordo da Diretoria de Hidrografia e Navegação e de batimetria extraída a partir de sísmica 3D. Exagero vertical do Modelo Digital do Terreno de 300× para a batimetria proveniente de folhas de bordo e de 10× para o Modelo Digital do Terreno extraído de sísmica 3D.

5.2. Tratamento dos dados sedimentológicos

As informações utilizadas para a geração dos mapas de granulometria e de teor de carbonato foram obtidas junto ao banco de dados do Bampetro e bases de dados da Petrobras. Dentre os atributos extraídos das bases de dados, foram selecionadas as coordenadas geográficas da coleta, a descrição do sedimento superficial, as tenças (descrição sumária do sedimento) e a granulometria. Para a análise do teor de carbonato, foram utilizados, além das coordenadas geográficas, dados do percentual de carbonato obtidos em laboratório, a descrição das tenças, obedecendo à classificação de Dias (1996) modificada de Larssoneur (1977).

Para a geração de informações sobre as fácies sedimentares, foram utilizados 2.041 registros, dos quais 1.774 provêm do Bampetro e 267 da Petrobras (Tabela 1).

Tabela 1 - Distribuição de amostras de sedimentos segundo classificação simplificada de Shepard (1954).

Granulometria	Quantidade
Cascalho	270
Areia	1345
Lama	426

Os dados de granulometria segundo o diagrama da classificação de Shepard (1954) podem ser distribuídos em 10 classes diferentes, de acordo com o percentual dos componentes principais: areia, lama e cascalho. Todavia, tendo em vista a diversidade de proveniência dos dados e a qualidade da informação, optou-se por consolidar as 10 fácies em apenas três fácies principais: cascalho, areia e lama (Figura 3).

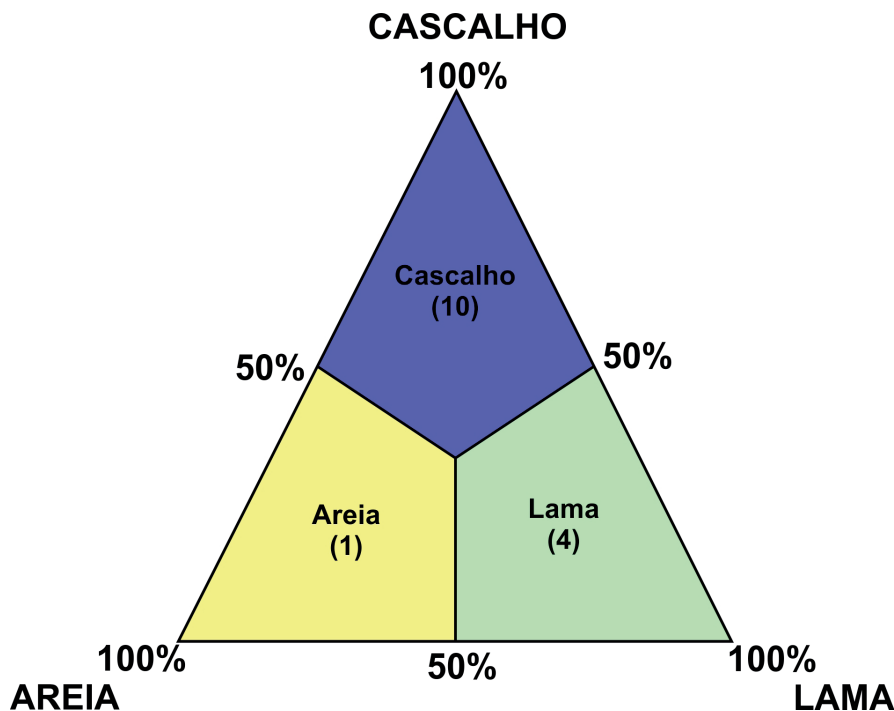


Figura 3 - Diagrama simplificado da distribuição da granulometria – Classificação simplificada de Shepard (1954).

Vale ressaltar que, tendo em vista que essa plataforma continental não possui cascalho siliciclástico, qualquer sedimento tipo cascalho encontrado será de natureza carbonática.

Os dados de teor de carbonato, por sua vez, foram classificados a partir do esquema de classificação de Dias (1996) modificada de Larssoneur (1977) para a elaboração de cartas sedimentológicas da margem continental brasileira. Essa classificação discrimina o sedimento de acordo com o teor de carbonato e sua granulometria. Da mesma forma, levando em consideração o limite amostral dos dados, a classificação de Dias (1996) foi simplificada apenas quanto a seu teor de carbonato. Dessa forma, o sedimento foi classificado em litoclástico para teores de carbonato inferiores a 30%, litobioclástico para teores maiores que 30% e menores que 50%, biolitoclástico para teores maiores que 50% e menores que 70% e em bioclástico, para teores superiores a 70% (Figura 4).

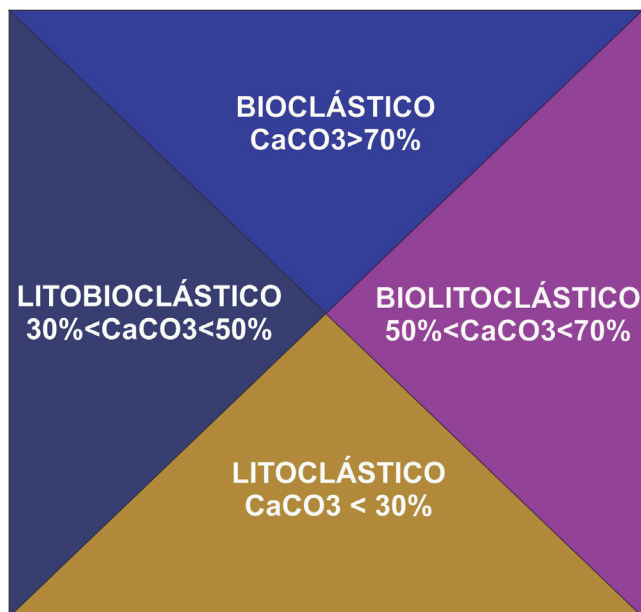


Figura 4 - Percentuais de CaCO_3 para classificação do sedimento segundo diagrama simplificado de Dias (1996).

As informações referentes ao teor de carbonato também foram obtidas junto ao Bampetro e à Petrobras, totalizando 1.355 registros dos quais a grande maioria, 849, possui valores de carbonato inferior a 30%, seguido de sedimento com teor de carbonato acima de 70% (Tabela 2).

Tabela 2 - Distribuição das amostras de sedimento segundo classificação simplificada de Dias (1996).

Teor de carbonato	Quantidade
Litoclástico	849
Litobioclástico	120
Biolitoclástico	75
Bioclástico	311

6 - Resultados

A espacialização dos dados de granulometria e do teor de carbonato permitiu uma visualização de como esses elementos são distribuídos na plataforma continental. Essa distribuição não é aleatória, mas forma conjuntos que diferenciam a plataforma interna da externa e a da porção sul da área para a porção norte da área.

6.1 - Granulometria

Quanto à distribuição em mapa, a areia predomina em toda a plataforma continental, principalmente a sul do Rio Itapemirim, sendo apenas localmente superada por cascalhos e lama (Figura 5 A). A lama tem maior incidência na região de Cabo Frio e na borda de plataforma continental, ao passo que os cascalhos aparecem com maior frequência na plataforma continental externa e na porção norte da área.

6.2 - Teor de carbonato

A distribuição espacial das amostras mostra predomínio do sedimento litoclástico, principalmente ao largo do Cabo de São Tomé e na parte sul junto a Cabo Frio (Figura 5 B). Na porção sul da plataforma, os sedimentos bioclásticos predominam na plataforma externa, ao passo que na porção norte predominam em toda a extensão. A distribuição do sedimento litoclástico é coincidente com a distribuição de areia e a do bioclástico com os cascalhos, demonstrando que o cascalho é de natureza carbonática (Figuras 5 A e 5 B).

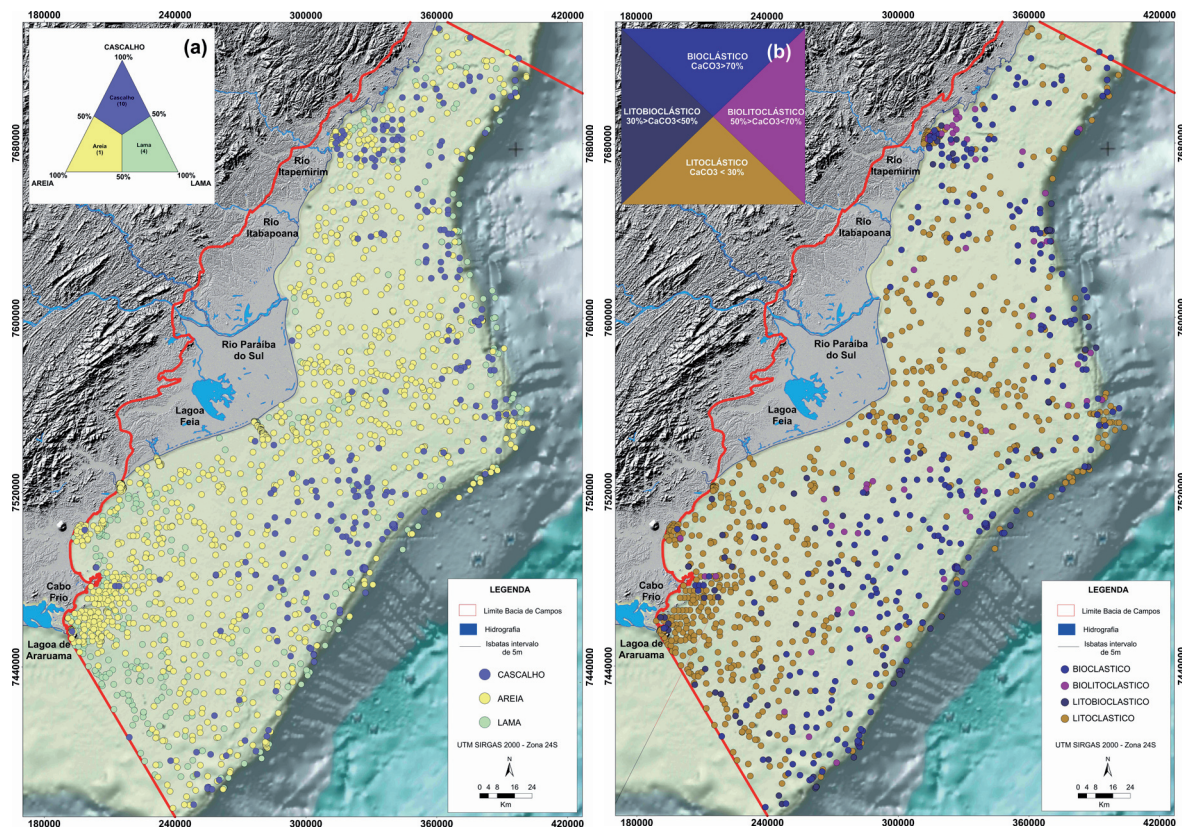


Figura 5 - Mapas de distribuição dos dados sedimentológicos. Em (a) observa-se a distribuição das 2.041 amostras em cascalho, areia e lama, mediante o critério de classificação simplificada de Shepard (1954). Em (b), as 1.355 amostras de teor de carbonato seguindo classificação simplificada de Dias (1996).

6.3 Integração da granulometria com teor de carbonato e morfologia

Os dados granulométricos gerados a partir da classificação simplificada de Shepard (1954) e da classificação modificada de Dias (1996) foram integrados à morfologia para que fosse possível associar o tipo de sedimento à morfologia de fundo (Figura 6). A morfologia foi representada de forma sombreada, ao passo que a granulometria foi representada em cores e o teor de carbonato em hachuras em um ambiente de sistema de informação geográfica.

Esses dados integrados realçam o predomínio do sedimento litoclástico principalmente na porção sul, no Cabo de São Tomé avança até a borda de plataforma e a norte se estende até o Rio Itapemirim. O sedimento litoclástico tem caráter suavizado, com exceções dos bancos arenosos e grandes paleocanais.

Os sedimentos bioclástico e biolitoclástico predominam na plataforma continental média e externa na porção sul e adentram até a plataforma interna a norte do Rio Itapemirim. A morfologia é de caráter rugoso e de vales incisos bem preservados.

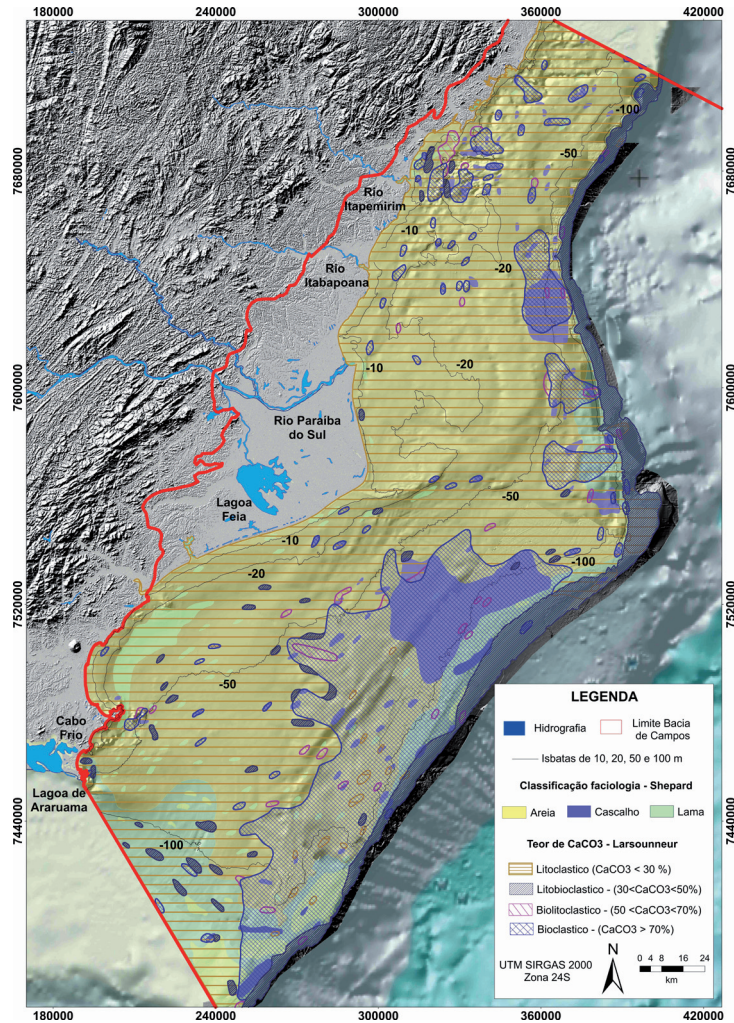


Figura 6 - Granulometria e teor de carbonato integrados à morfologia da plataforma continental.

7 - Discussão

A plataforma continental da Bacia de Campos apresenta largura máxima de 120 km em sua porção sul, entre Cabo Frio e Macaé. Em direção ao norte, observa-se que a plataforma torna-se mais estreita e rasa, atingindo uma largura média de 42 km com profundidade de aproximadamente 60 m na quebra da plataforma ao largo da foz do Rio Itabapoana. As declividades se apresentam suaves, variando de 0 a 0,5 graus e os maiores gradientes encontram-se nos vales incisivos na porção norte da área ao largo de Vitória. Os gradientes menores que 0,1 grau predominam em toda a área, principalmente entre Cabo Frio e São Tomé (Zembruski, 1979; Pacheco, 2011).

Para Figueiredo Jr. e Madureira (2004) e Figueiredo Jr. *et al.* (2010), a cobertura sedimentar da plataforma possui dois domínios bem distintos: um terrígeno (litoclástico) e outro carbonático (bioclástico). No entanto, nesta pesquisa de maior detalhe, observou-se um predomínio litoclástico, que recobre 63% da plataforma interna e média. As fácies biolitoclásticas e litobioclásticas se concentram entre as plataformas média e

externa, recobrendo aproximadamente 32% da área (Figura 6). O domínio terrígeno recobre áreas próximas à linha de costa e algumas porções da plataforma externa, onde se encontram localmente interrompidos por lentes de lama paralelas ao contorno da batimetria. Essas lentes de lama estão localizadas em sua grande maioria ao largo de Cabo Frio. Já os cascalhos se concentram na plataforma continental média e externa ao norte do Cabo de São Tomé e entre Itabapoana e Marataízes.

A projeção da fácies lamosa de Cabo Frio em direção à quebra da plataforma ocorre em função das forçantes oceanográficas de nordeste e de sudoeste que se alternam ao longo do ano. Da mesma forma, a fácies arenosa do Cabo de São Tomé também é projetada em direção à quebra da plataforma pelos já referidos agentes de transporte hidrodinâmicos. A existência de fácies lamosa em Cabo Frio e arenosa em São Tomé está relacionada ao tipo de sedimento disponível. A região de São Tomé, ao longo de todo o Quaternário, foi abastecida pelo Rio Paraíba do Sul, como pode ser evidenciado pela extensa planície deltaica formada por esse curso fluvial. Diferentemente, a região de Cabo Frio não dispõe de grandes rios que possam depositar areias e existe uma grande área lamosa. Segundo Dornelles (1993), Dornelles *et al.* (2001) e Saavedra (1994), essa lama seria oriunda do material em suspensão, aportado pelo Rio Paraíba do Sul e, em parte, da Baía de Guanabara.

Ao sul do Cabo de São Tomé, na porção interna da plataforma continental (isóbatas de 10 a 40 m), os gradientes máximos não ultrapassam o 0,5 grau e se encontram pontualmente localizados ao largo de Cabo Frio e de Búzios. Os declives entre 0,1 e 0,25 grau na porção interna, apresentam-se associados a ondas de areia e ao cuspide ao largo do Cabo de São Tomé. Mais ao norte, observa-se a presença de paleocanais entre a foz do Rio Itabapoana e Ponta da Fruta. Estas feições podem apresentar declives que chegam a 0,7 grau (Pacheco, 2011). Os maiores declives observados na plataforma continental externa variam entre 0,25 e 0,5 grau, se localizam entre Búzios e o Cabo de São Tomé e estão associados a lineamentos de arenitos de praia, os quais se apresentam delimitados entre as isóbatas de 70 e 80 m (Pacheco, 2011). Esses lineamentos têm sua origem atribuída a arenitos de praia de um nível de mar mais baixo, tendo em vista sua semelhança morfológica com os arenitos observados junto às praias atuais. Feições semelhantes a esta, mas de dimensões menores, foram descritas por Della Giustina (2006) ao largo do Cabo de São Tomé.

Ao norte da foz do Rio Itabapoana, a plataforma é mais estreita, as bacias de drenagens continentais são restritas e, portanto, contribuem com um pequeno aporte

sedimentar. Nestes casos, a sedimentação carbonática predomina na plataforma interna (Figura 6).

A partir das caracterizações morfométrica e sedimentológica, apresentadas no Modelo Digital do Terreno, e dos dados de sedimentologia e teor de carbonato, foi possível identificar feições como: pontais arenosos; campos de ondas de areia; vales incisos e lineamentos de arenitos de praia. Com o intuito de sistematizar a discussão, a área foi dividida em quatro setores (Figura 7).

O Setor 1 possui fundo rugoso, com lineamentos e predomínio de carbonatos; o Setor 2 constitui uma plataforma suavizada, em que predominam sedimentos terrígenos; o Setor 3 consiste em uma área rugosa, com predomínio de cristas e lineamentos carbonáticos com influência de aporte de material terrígeno; e o Setor 4, apresenta-se como uma área rugosa, com vales incisos.

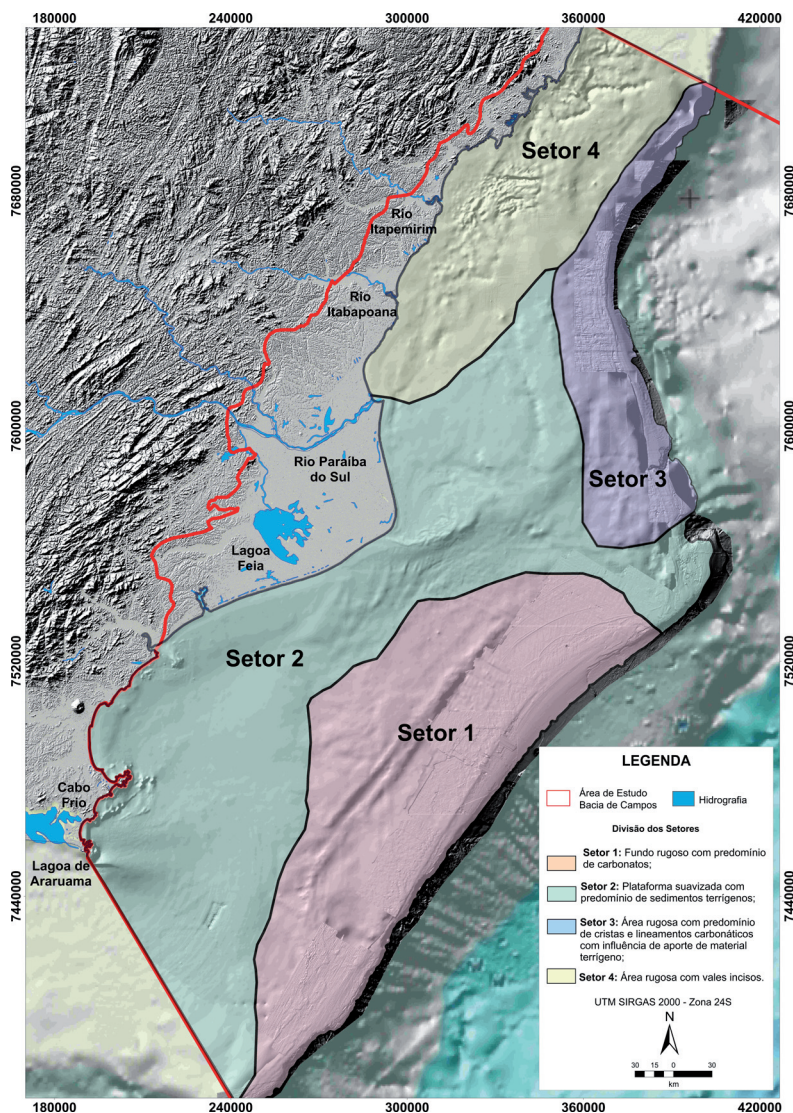


Figura 7 - Setores da plataforma continental da Bacia de Campos com características morfológicas e sedimentológicas semelhantes.

7.1. Setor 1: Fundo rugoso com lineamentos e predomínio de carbonatos

Este setor da plataforma possui seu relevo marcado por um padrão deposicional de origem carbonática que ocorre na forma de bancos carbonáticos, lineamentos carbonáticos com direção próxima ou paralela à atual linha de costa, lineamentos em forma de barras perpendiculares à linha de costa atual e patamares com relevo suave (Figuras 2 e 6).

Os carbonatos são predominantemente constituídos pela associação de rodolitos/crostas de algas calcárias e briozoários de formas coloniais variadas. Essas bioconstruções de algas vermelhas podem ocorrer na forma de nódulos carbonáticos, que se constituem a partir de incrustações resultantes de laminações superpostas por sucessivos episódios de crescimento. Esses carbonatos, por sua vez, podem ser encontrados em suas formas livres, recebendo a denominação de rodolitos. Quando essas formas livres encontram uma superfície rígida a ela se fixam, desenvolvendo-se para bancos carbonáticos (Pereira, 1998; Della Giustina, 2006; Cetto, 2009).

Neste setor da plataforma, observam-se dois lineamentos carbonáticos de abrangência regional. O primeiro ocorre entre as isóbatas de 120 e 150 m, ocupando a plataforma continental externa, e apresenta comprimento de aproximadamente 160 km, que se estende do Cabo de São Tomé até Cabo Frio (Figura 8). O segundo lineamento ocorre entre as isóbatas de 70 e 80 m e apresenta um comprimento aproximado de 110 km, que se estende para o sul, entre o Cabo de São Tomé e Macaé. Ambos lineamentos seguem orientação sudoeste-nordeste. A partir da interpretação do modelo sombreado, é possível observar que esses lineamentos se encontram restritos a uma cota batimétrica seguindo esse contorno regionalmente (Pacheco, 2011).

Os bancos carbonáticos, os patamares carbonáticos e as barras carbonáticas foram mapeados por Della Giustina (2006), entre a Lagoa Feia e o Cabo de São Tomé, na plataforma continental externa. A partir da interpretação dos modelos de relevo sombreado (Figura 8), observa-se que essas feições se prolongam para o sul, principalmente os bancos carbonáticos e os patamares carbonáticos cujas ocorrências se verificam na plataforma continental externa, entre as isóbatas de 90 e 120 m, em todo esse setor (Pacheco, 2011). As barras carbonáticas não foram observadas na porção da plataforma continental ao sul da Lagoa Feia.

Na plataforma continental externa entre Cabo Frio e Búzios, observa-se a presença de um patamar carbonático de grande expressão, entre as isóbatas de 90 e 100 m.

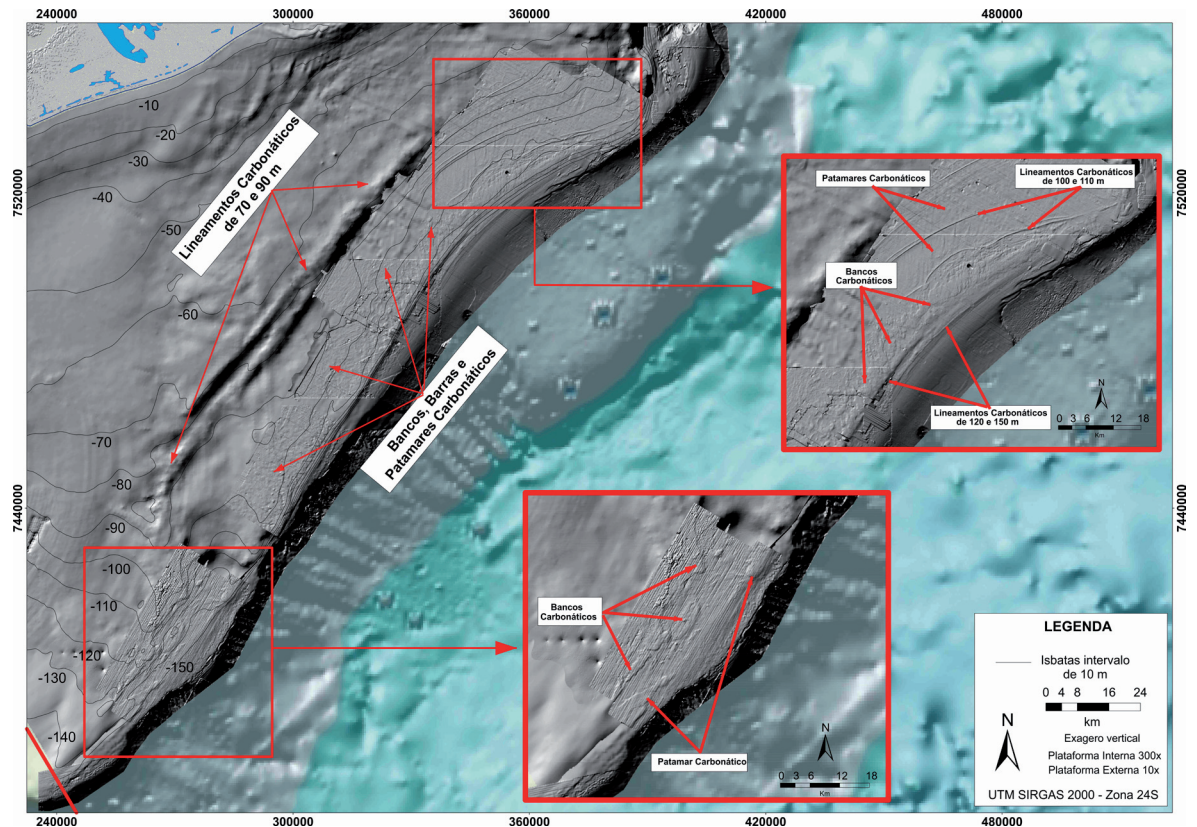


Figura 8 - Fundo do mar com superfícies rugosas representativas de bancos carbonáticos e lineamentos carbonáticos entre 70 e 80 m e lineamentos entre 120 e 150 m. As barras carbonáticas (detalhe) foram observadas por Della Giustina (2006), entre 80 e 100 m.

7.2. Setor 2: Plataforma suavizada, com predomínio de sedimentos terrígenos

Este setor é o de maior abrangência na plataforma continental da Bacia de Campos, estendendo-se desde a foz do Rio Paraíba do Sul, na plataforma continental interna e média, até Cabo Frio. Essa morfologia se prolonga até a borda da plataforma continental.

Ao largo do Cabo de São Tomé, observa-se que os declives de 0,25 grau possuem uma orientação oblíqua entre os contornos batimétricos de 10 a 30 m, tornando-se mais expressivos ao largo da Barra do Furado (Pacheco, 2011). Esses declives se encontram associados a ondas de areia e dunas com orientação de oeste-leste (Figura 9). Essas feições, por sua vez, são compatíveis com as ondas de tempestades vindas de sudoeste durante a passagem de frentes frias, descritas por Pinho (2003) e Machado (2009).

Ao largo do Cabo de São Tomé, entre as isóbatas de 10 e 20 m, observa-se uma das feições mais notáveis deste setor. A cúspide do Cabo de São Tomé

apresenta um estreitamento dos contornos batimétricos, seguindo uma orientação leste-oeste com leve pendência para nordeste (Figura 9). Essa feição se destaca no relevo da plataforma continental interna, apresentando comprimento de aproximadamente 31 km, com gradientes que variam entre 0,25 e 0,5 grau em seu flanco sudeste e gradientes mais suaves (menores que 0,1 grau) em seu flanco noroeste (Pacheco, 2011). Essa feição, por sua vez, foi descrita por Kowsmann *et al.* (1978) e Zembruscki (1979) com menor detalhamento, sendo agora caracterizada com mais detalhes. Este tipo de feição foi originalmente descrito por Swift *et al.* (1972) e Swift (1973) como maciços retrogradacionais de bancos desenvolvidos ao largo de cabos (cape shoal retreat massifs), com a subida do nível de mar.

Outras feições, anteriormente descritas por Kowsmann *et al.* (1977), Zembruscki (1979), Brehme (1984) e Silva (2001) como sendo paleocanais soterrados do antigo Rio Paraíba do Sul que migram de sul para norte, encontram-se bem marcadas no mapa sombreado (Figura 9). Outra característica observada nesta porção está relacionada com o contorno da borda de plataforma continental, que é uma réplica do contorno da linha de costa atual na altura do Cabo de São Tomé, evidenciando que os processos que modelaram esse relevo, a um nível de mar 120 m abaixo do atual, ainda se encontram presentes na plataforma continental da Bacia de Campos.

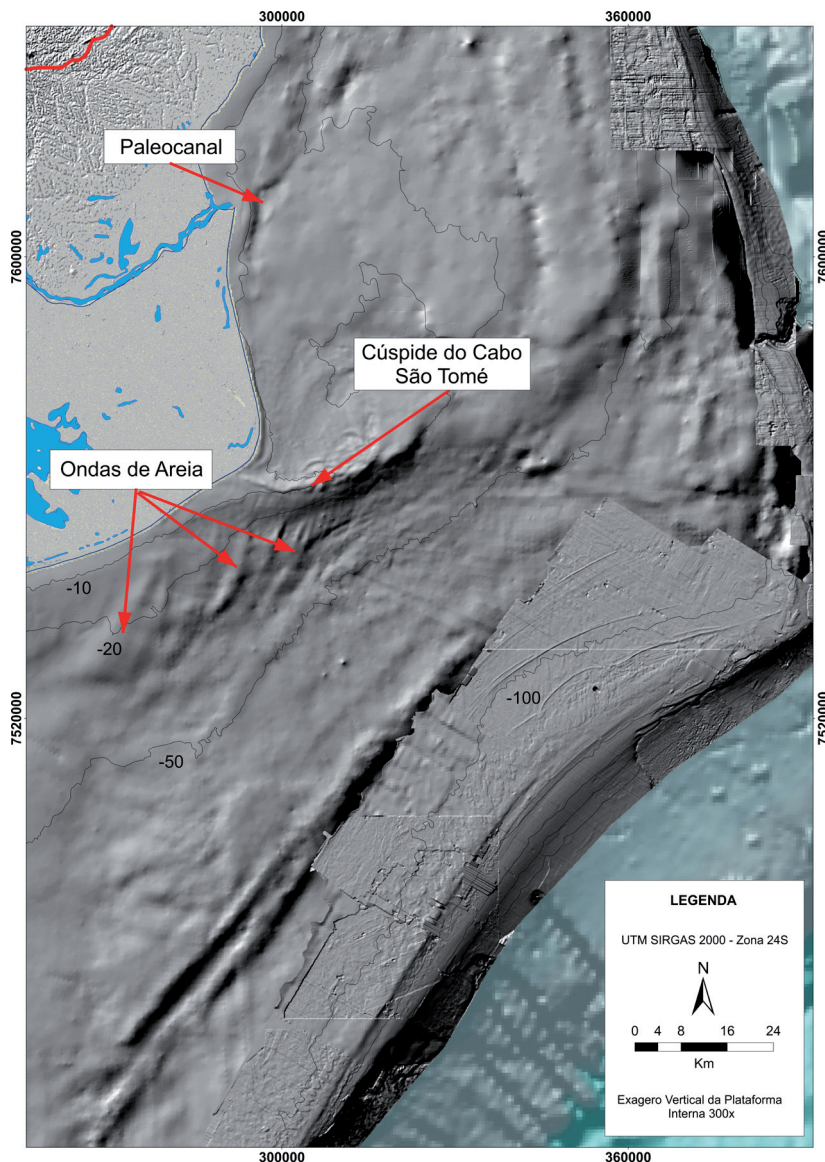


Figura 9 - Ondas de areia, cúspide do Cabo de São Tomé e paleocanais no Setor 2.

7.3. Setor 3: Área rugosa, com predomínio de cristas e lineamentos carbonáticos com influência de aporte de material terrígeno

Este setor se localiza na plataforma continental externa a norte do Cabo de São Tomé e apresenta aspecto rugoso com cristas carbonáticas (Figura 7). Devido à proximidade da borda da plataforma continental, as cristas carbonáticas são cortadas pelas drenagens das cabeceiras dos cânions Almirante Câmara, Itapemirim e São Tomé.

Com relação às características morfológicas deste setor, aproximam-se do padrão morfológico do **Setor 1**, em que predomina a sedimentação carbonática de borda de plataforma associada a um maior aporte de material terrígeno oriundo da plataforma interna e média.

7.4. Setor 4: Área rugosa com vales incisos

Este setor localiza-se junto ao litoral e plataforma continental interna e média a norte da foz do Rio Paraíba do Sul (Figuras 2 e 6). Tem caráter predominantemente rugoso e é cortado por vários vales incisos. A sedimentação na região é sobretudo carbonática, formada pela associação de rodolitos/crostras de algas calcárias e briozoários de formas coloniais variadas (Pereira, 1998; Cetto, 2009).

Cetto (2009), ao fazer a interpretação dos paleocanais de Itapemirim e Guapari, associa-os a uma única bacia de drenagem de caráter regional que se desenvolveu a partir da Bacia do Rio Itapemirim, deslocando-se para nordeste. A proximidade de áreas carbonáticas junto à costa é observada pela alta rugosidade do terreno, principalmente entre as isóbatas de 10 e 30 m. O domínio do carbonato junto à costa é atribuído às pequenas bacias de drenagem implantadas no Grupo Barreiras com rios de pequena carga sedimentar e também a uma plataforma continental estreita, o que possibilita o desenvolvimento dos carbonatos. Os vales incisos, por sua vez, permanecem preservados, pois não foram soterrados pela carga sedimentar nem arrasados durante a transgressão holocênica.

8 - Conclusões

A utilização de uma grande densidade de dados batimétricos integrados a informações de granulometria e teor de carbonato permitiu maior detalhamento e inferência das feições morfológicas e sedimentológicas do fundo do mar da plataforma continental da Bacia de Campos, já conhecidas na literatura, bem como a descoberta de novas feições até então não mapeadas.

A integração dos dados de granulometria, teor de carbonato e morfologia mostrou que existe predomínio de sedimento litoclástico na plataforma continental interna e média. Na altura do Cabo de São Tomé, esse sedimento avança até a borda da plataforma e a cabeceira de cânions. Em direção norte, domina a plataforma continental interna e média até o Rio Itapemirim. A partir deste ponto, há predomínio carbonático. Quanto à morfologia, as áreas cobertas por sedimento litoclástico têm caráter suavizado, com exceções para os bancos arenosos e grandes paleocanais.

Os sedimentos bioclástico e biolitoclástico predominam na plataforma continental média e externa na porção sul e adentram até a plataforma interna, a norte do Rio Itapemirim. A morfologia é de caráter rugoso, com vales incisos bem preservados.

A partir do detalhamento dessa morfologia associado à sedimentologia, foi pos-

sível compartimentar o ambiente de plataforma em quatro setores, que, por sua vez, apresentaram boa correlação entre um padrão de variação de rugosidade do Modelo Digital do Terreno com as características sedimentológicas.

No Setor 1, destacam-se os lineamentos carbonáticos nas isóbatas de 120 e 150 m, que apresentam comprimento de aproximadamente 160 km, e os identificados nas isóbatas de 70 e 80 m, com 110 km de comprimento, ambos com orientações sudoeste-nordeste. Estes, por sua vez, são indicativos de paleolinhas de praia que resistiram ao processo transgressivo que se desenvolveu após o Último Máximo Glacial (UMG). As características faciológicas, morfológicas e evolutivas observadas no Setor 3 se aproximam das do Setor 1, onde atualmente predomina a sedimentação carbonática.

No Setor 2, destaca-se a morfologia suavizada dos sedimentos litoclásticos na plataforma continental interna e média da região sul. Junto ao Cabo de São Tomé, o cuspide arenoso, as ondas de areia e dunas evidenciam a ação de uma hidrodinâmica vigorosa modelando o relevo.

No Setor 4, destacam-se os paleocanais de Itapemirim e Guarapari, onde se observa atualmente alto desenvolvimento de rodolitos/crostras de algas calcárias e briozóários de formas coloniais variadas. Essas paleodrenagens durante o Último Máximo Glacial depositaram seus sedimentos diretamente sobre o talude na região Norte da plataforma da Bacia de Campos.

Agradecimentos

Os autores agradecem à Petrobras pelo acesso aos dados de sísmica 3D obtidos na plataforma continental, o que possibilitou melhor entendimento sobre as feições geomorfológicas de superfície. Esta iniciativa constitui um marco significativo e deveria, na medida do possível, ser seguida por outros setores.

À Marinha do Brasil, através da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), pela permissão de acesso aos dados das folhas de bordo impressas e em meio digital da Bacia de Campos, assim como pela disponibilização de sua infraestrutura da Seção de Fotocartografia para a realização das fotografias das mesmas. Também agradecemos ao suporte recebido para acesso às informações do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) e ao Arquivo Técnico do Centro de Hidrografia da Marinha. À Seção de Planejamento e Controle do Arquivo Técnico, pela inestimável ajuda na reunião das informações das folhas de bordo. Agradecemos também ao Banco de Dados Ambientais para a Área Petrolífera (Bampetro), pela disponibilização dos dados de sedimentologia, e à Petrobras, pela cessão dos dados de Sísmica 3D para a composição do Modelo Digital do Terreno. Os autores agradecem ainda à estagiária do Laboratório de Geologia Marinha (UFF/LAGEMAR) Ingrid Mello, pela ajuda na digitalização das folhas de bordo.

Aos revisores, nossos agradecimentos pelas críticas e sugestões.

Referências

- Artusi, L., 2004. Geologia, geomorfologia e sismoestratigrafia rasa da plataforma continental ao largo da laguna de Araruama – RJ. Dissertação de mestrado. Niterói: Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências.
- Assireu, A.T., 2003. Estudo das características cinemáticas e dinâmicas da água de superfície do Atlântico Sul Ocidental a partir de derivadores rastreados por satélite. Tese de doutorado. São Paulo: Universidade Federal de São Paulo.
- Baptista Filho, L. S., 1994. Dinâmica sedimentar na plataforma continental interna entre a ilha do Cabo Frio e Cabo Búzios, RJ. Rio de Janeiro: UFRJ/Programa de Pós-Graduação em Geografia. Dissertação de Mestrado.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G., Zindler, A., 1990. Calibration of the 14C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U–Th ages from Barbados corals. *Nature*, 345:405-410.
- Brehme, I., 1984. Vales submarinos entre o banco de Abrolhos e Cabo Frio. Dissertação de mestrado. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Geologia.
- Campos, R.H.S. e Dominguez, J.M.L., 2010. Mobility of sediments due to wave action on the continental shelf of the northern coast of the state of Bahia. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58:57-63. Special issue PGGM.
- Carvalho, N. V. de., 1998. Investigação sobre a evolução do clima de ondas na Bacia de Campos e a correlação com as situações meteorológicas associadas. Dissertação de mestrado. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Castaños, G.X.O., 2002. Integração das imagens sonográficas e perfis batimétricos na plataforma de Regência (Bacia do Espírito Santo). Dissertação de mestrado. Rio de Janeiro: Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
- Cetto, P.H., 2009. Vales incisos quaternários da plataforma continental do Espírito Santo – Brasil. Dissertação de mestrado. Niterói: Universidade Federal Fluminense.
- Chappell, J., Shackelton, N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324:137-140.
- Chappell, J., 2002. Sea-level changes forced ice breakouts in the last glacial cycle: new results from coral terraces. *Quaternary Science Reviews*, 21:1229-1240.
-

-
- Corrêa, I.C.S., Ponzi, V.R.A., Trindade, L.A.F., 1980. Níveis marinhos quaternários da plataforma continental do Rio de Janeiro. 31º Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú, Brasil. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. p. 578-587.
- Corrêa, I.C.S. (1996) Les variations du niveau de la mer Durant les dernies 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul – Brésil: Marine Geology, v.130, p. 163-178.
- Cutler, K.B., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C.D., Cutler, P.M., Burr, G.S., Bloom, A.L., 2003. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. Earth and Planetary Science Letters, 206: 253-271.
- Della Giustina, I.D., 2006. Sedimentação carbonática de algas vermelhas coralináceas da plataforma continental da Bacia de Campos: Um modelo carbonático análogo para o terciário. Dissertação de mestrado. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências.
- Dias, G.T.M.; Gorini, M.A.; Gallea, C.G.; Mello, S.M.; Dellapiaza, H., 1982. Bancos de arenito de praia (beach rocks) submersos na plataforma continental SE brasileira. 32º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Brasil. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. p. 1540-1546.
- Dias, G.T.M., 1996. Classificação de sedimentos marinhos proposta de representação em cartas sedimentológicas. Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Brasil. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. v. 3.
- Dornelles, L.M.A. 1993. Metais pesados nos sedimentos da plataforma continental entre Ilha Grande e Cabo Frio (RJ) e suas associações com a granulometria, conteúdo de carbonato de cálcio e matéria orgânica. Dissertação de mestrado. Niterói: Universidade Federal Fluminense.
- Dornelles, L.M.A., Calache, S.C., Dias, A.E.S., Mendonça, B.S., Cristello, K.A. e Barros, C.L.M., 2001. Uso de geoprocessamento no diagnóstico ambiental de ambientes costeiros estudo de caso: Baía de Sepetiba e plataforma continental de Cabo Frio, RJ, Brasil. Porto Alegre: Editora Sociedade Brasileira de Computação/SBC, v. 1, 103-110.
-

-
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342: 637-642.
- Figueiredo Júnior, A.G., Madureira, L.S.P. Tessler, M. G. 2004. Topografia, e composição, refletividade do substrato marinho e identificação de províncias sedimentares da Região Sudeste-Sul do Brasil. São Paulo: Universidade Federal de São Paulo, Instituto Oceanográfico. (Série Documentos Revizee-Geologia 2, Score Sul.).
- Figueiredo Júnior, A.G., Vasconcelos, S.C., Pacheco, C.E.P., Tavares, E.T., Martins, N.P., Mello, I., 2010. Geomorfologia e sedimentologia da plataforma continental: Projeto Habitats Bacia de Campos. Relatório Parcial (4-4), Etapa 3. Rio de Janeiro: Relatório Interno Petrobras (no prelo).
- Figueiredo Júnior, A.G., Madureira, L.S.P., 2004. Granulometria e composição dos sedimentos. Topografia, composição, refletividade do substrato marinho e identificação de províncias sedimentares na região Sudeste-Sul do Brasil. São Paulo: Universidade Federal de São Paulo, Instituto Oceanográfico. Série Documentos Revizee-Geologia 2: Score Sul, p. 46-55.
- Hodell, D.A., Charles, C.D., Curtis, J.H., Mortyn, P.G., Ninnemann, U.S., Venz, K.A., 2003. Data report: oxygen isotope stratigraphy of ODP Leg 177 sites 1088, 1089, 1090, 1093, and 1094. Gersonde, R., Hodell, D.A., Blum, P., editors. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Rio de Janeiro, v. 177 Disponível em : http://www.odp.tamu.edu/publications/177_sr/volume/chapters/sr177_09.pdf
- Kowsmann, R.O., Costa, M.P.A., Vicalvi, M.A., Coutinho, M.G.M., Gamboa, L.A.P. 1977. Modelo da sedimentação holocênica na plataforma continental sul brasileira. Projeto REMAC: Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do Sul do Brasil, v. 2, 7-26. Rio de Janeiro: Petrobras/Cenpes/Dintep. Série Projeto REMAC, 2.
- Kowsmann, R.O., Vicalvi, M.A., Costa, M.P.A., 1978. Considerações sobre a sedimentação quaternária na plataforma continental entre Cabo Frio e a Foz do rio Itabapoana. Rio de Janeiro: Petrobras/CENPES/PDEP/TEGG, Série Projeto REMAC.
-

-
- Kowsmann, R.O., Costa, M.O.A., 1979. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. Remac Project (Final Report). Rio de Janeiro: Petrobras.
- Larsonneur, C., 1977. La cartographie des dépôts meubles sur le plateau continental français: méthode mise au point et utilisée en Manche. Journal de Recherche Océanographique, 2 (2): 33-39.
- Lopes, A.L.M., 2004. Análise da evolução sedimentar quaternária da plataforma continental sul da Bacia de Campos com base em estratigrafia sísmica e sonografia. Dissertação de mestrado. Niterói: Universidade Federal Fluminense.
- Machado, K.M., 2009. Dinâmica sedimentar da planície do Paraíba do Sul/RJ. Dissertação de Mestrado. Niterói: Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências.
- Maya, R.M.C., Reis, A.T., Alves, E.C., Silva, C.G., Guerra, J.V., Gorini, C., Silva, A., Arantes-Oliveira, R., 2010. Architecture and stratigraphy framework of shelf sedimentary systems of Rio de Janeiro State, northern Santos basin-Brazil. Brazilian Journal of Oceanography, 58:15-29.
- Nittrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M., Wiberg, P.L., editors. 2007. Continental margin sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy. Malden: Blackwell Publishing. International Association of Sedimentologists; Special publication, 37.
- Pacheco, C.E.P., 2011. Caracterização da morfologia da plataforma continental da bacia de Campos, RJ. Dissertação de mestrado. Niterói: Universidade Federal Fluminense.
- Palmeira, R.M.J., 2006. A influência das ondas de gravidade superficiais na rugosidade oceânica e seu impacto na modelagem numérica dos sistemas atmosféricos no Atlântico Sul. Dissertação de Mestrado. São Paulo, USP, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas.
- Pereira, J.L.J., 1998. Caracterização geológica e sedimentológica da plataforma continental interna entre Barra do Itapemirim e a Ponta de Ubu, ES. Dissertação de mestrado. Niterói: Universidade Federal Fluminense.
-

-
- Pianca, C., Mazzini, P.L.F., Siegle, E., 2010. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, (58):53-70.
- Pinet, P.R., 2009. *Invitation to oceanography*. 5th ed. Egham: Jones and Bartlett Publishers.
- Pinho, U.F., 2003. *Caracterização do estado do mar na Bacia de Campos*. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro/COPPE. Dissertação de mestrado.
- Ponzi, V.R.A., Oliveira, K.P., Reis, M.C.B., 1990. Evidências paleoambientais em testemunhos da plataforma continental do Rio de Janeiro. *Anais do 36o Congresso Brasileiro de Geologia*, Natal, Brasil. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 2, p. 567-579.
- Raymo, M.E., Oppo, D.W., Flower, B.P., Hodell, D.A., McManus, J.F., Venz, K.A., Kleiven, K.F., McIntyre, K., 2004. Stability of North Atlantic water masses in face of pronounced climate variability during the Pleistocene. *Paleoceanography* 19, 2008-2021.
- Shackelton, N.J., 2000. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity. *Science*, 289(5486):1897-1902.
- Shepard, F.P., 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 24, 151-158.
- Sidall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C.H., Meischner, D., Schmezler, I., Smeed, D.A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423: 853-858.
- Simões, I.C.V.P., 2007. *Aplicação da batimetria multifeixe para a definição da morfologia detalhada do fundo marinho ao largo da laguna de Araruama e Arraial do Cabo, RJ*. Dissertação de mestrado. Niterói: Universidade Federal Fluminense.
- Souza, M.H.S., 1998. *Clima de ondas ao norte do Estado do Rio de Janeiro*. Dissertação de mestrado. Rio de Janeiro: Universidade Federal Fluminense/COPPE.
-

-
- Swift, D.J.P., Koefoed, J.W., Saulsbury, F.P., Sears, P., 1972. Holocene evolution of the shelf surface, central and southern Atlantic shelf of North America. Swift, D.J.P., Duane, D.B., Pilkey, O.H., editors. Shelf sediment transport: process and pattern. Stroudsburg: Dowden Hutchinson & Ross, 499-574.
- Swift, D.J.P., 1973. Delaware shelf valley: estuary retreat path, not drowned river valley. Geological Society of America Bulletin, 84(8):2743-2748.
- Swift, D.J.P., Thorne, J.A., Oertel, G.F., Tillman, R.W. 1991. Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A., editors. Shelf sand and sandstone bodies: geometry, facies and sequence stratigraphy. Oxford : Blackwell Scientific International Association of Sedimentologists. Special Publication, 14:3-31.
- Tomazelli, L.J., 1990. Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do nordeste da província costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no sistema eólico. Tese de doutorado. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Zembruski, S.G., 1979. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. Relatório final. Rio de Janeiro: Petrobras/Cenpes/Dintep. Série Projeto REMAC; 7. p. 129-177
-

III. GEOMORFOLOGIA DO TALUDE CONTINENTAL E DO PLATÔ DE SÃO PAULO

Resumo

Este trabalho apresenta uma caracterização geomorfológica do fundo do mar do talude continental da Bacia de Campos e do Platô de São Paulo adjacente. Essa caracterização teve como base um mosaico de dados batimétricos obtidos de 37 projetos sísmicos de 3D, 12 levantamentos de *multibeam* e batimetria de varredura por interferometria de sonar, onde foi mapeado o refletor sísmico do fundo do mar (Schreiner *et al.*, 2008).

Mapas de curvas batimétricas, declividade e várias imagens de visualização 3D foram gerados para se descrever a geomorfologia regional. A bacia foi dividida em três grandes áreas, com base na forma dos perfis batimétricos e nas feições geomorfológicas características de cada uma delas.

Foram gerados, para os diversos cânions e feições de drenagem associadas, parâmetros morfométricos, tais como comprimento, largura, desnível, declividade e sinuosidade.

Um mapa das falhas geológicas de raízes profundas e que atingem o fundo do mar mostra que os cânions e a drenagem turbidítica associada estão relacionados com a tectônica salífera. Na parte distal da bacia, as muralhas de sal, limitadas por falhas, modelam o fundo do mar.

Terraços e mounds de sedimentos foram esculpidos pela circulação oceânica. Cicatrizes e ravinas, condicionadas pela topografia acentuada, foram geradas por processos gravitacionais, tais como deslizamentos, escorregamentos e fluxos de detrito, e resultaram em depósitos com relevo irregular.

1 - Introdução

Neste trabalho será apresentada a caracterização geomorfológica regional das principais feições do fundo do mar da Bacia de Campos nas províncias fisiográficas do talude continental e do platô marginal denominado Platô de São Paulo, que faz parte da elevação continental ou sopé.

O estudo das feições geomorfológicas do fundo do mar apresentado neste capítulo foi realizado com base em dados batimétricos obtidos de 37 projetos sísmi-

cos 3D, 12 levantamentos de *multibeam* e batimetria de varredura por interferometria de sonar, onde foi mapeado o refletor sísmico do fundo do mar (Schreiner *et al.*, 2008). Este trabalho de reconhecimento do fundo do mar tem sido desenvolvido de forma sistemática pela Gerência de Geologia Marinha (Petrobras/ E&P-Serv/US-SUB) há mais de duas décadas, visando à realização de estudos de risco geológico do fundo do mar para a instalação de equipamentos submarinos. As principais feições geomorfológicas do fundo do mar serão descritas conforme abordagem de Stow e Mayall (2000) e mostradas em imagens de visualização 3D, e seus processos de formação e controle estrutural serão brevemente apresentados.

Foram realizadas diversas medições de parâmetros morfométricos para a caracterização descritiva dos cânions e canais submarinos: comprimento, desnível e declividade das paredes, largura do canal ou da calha (vale submarino) e sinuosidade.

2 - Geomorfologia Regional da Bacia de Campos

A Bacia de Campos está situada em contexto tectônico de margem passiva cuja fisiografia submarina é constituída pelas províncias: plataforma continental, talude continental, Platô de São Paulo e elevação continental ou sopé (Figura 1).

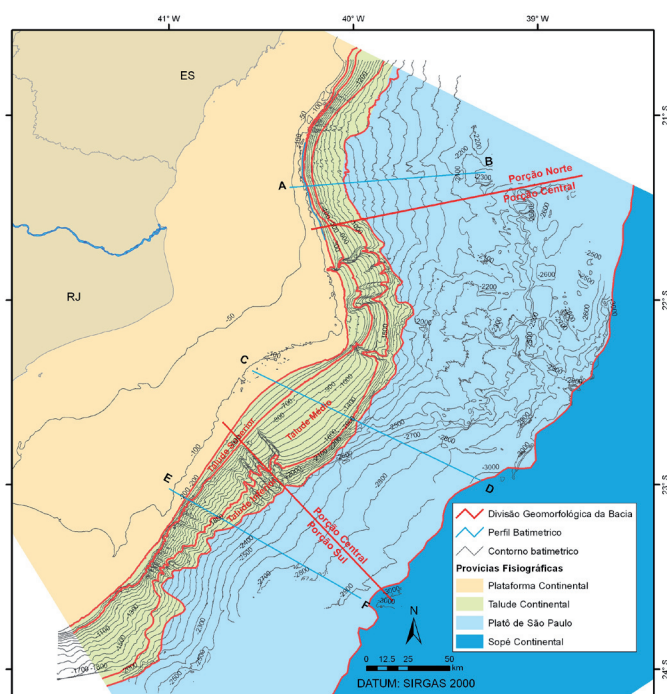


Figura 1 - Mapa batimétrico da Bacia de Campos com os limites das províncias fisiográficas e divisões geomorfológicas adotadas neste trabalho. O espaçamento entre as curvas batimétricas é de 50 m na plataforma continental e de 100 m no talude continental e no Platô de São Paulo. Os perfis batimétricos A-B, C-D e E-F, característicos das regiões norte, central e sul da bacia, respectivamente, são mostrados na Figura 6.

O talude continental está limitado a oeste pela quebra da plataforma, que pode ocorrer entre as isóbatas de 110 e 200 m, e a leste pelo Platô de São Paulo, cujo limite pode ocorrer entre 1.200 e 2.300 m de profundidade. O talude continental foi dividido em talude superior, talude médio e talude inferior (Figura 1). Cada uma dessas partes do talude continental foi definida com base nos valores de declividade do fundo do mar, portanto seus limites por vezes cruzam cotas batimétricas. Os limites inferiores dos taludes superior, médio e inferior podem ocorrer, respectivamente, entre as isóbatas de: 400 e 600 m; 700 e 1.600 m; e 1000 e 2.200 m.

O talude continental é a província fisiográfica da margem continental que apresenta os mais elevados valores de declividade do fundo do mar, que variam de 0 a 25 graus (Figuras 2 e 3), sendo mais comuns valores de 0 a 5 graus na região entre cânions e de cerca de 10 graus nas paredes dos cânions. Nessa província, estão talhados os cânions submarinos, que são as maiores feições erosivas do talude e também as principais vias de transporte de sedimentos da plataforma para o Platô de São Paulo. Os estratos sedimentares sob o talude são constituídos predominantemente pelas sequências sedimentares da bacia depositadas durante a fase tectônica de deriva continental, onde, na parte central da bacia, destaca-se uma grande cunha com padrão de empilhamento em forma de sigmoides, depositada durante o Mioceno por correntes de contorno (Souza Cruz, 1995).

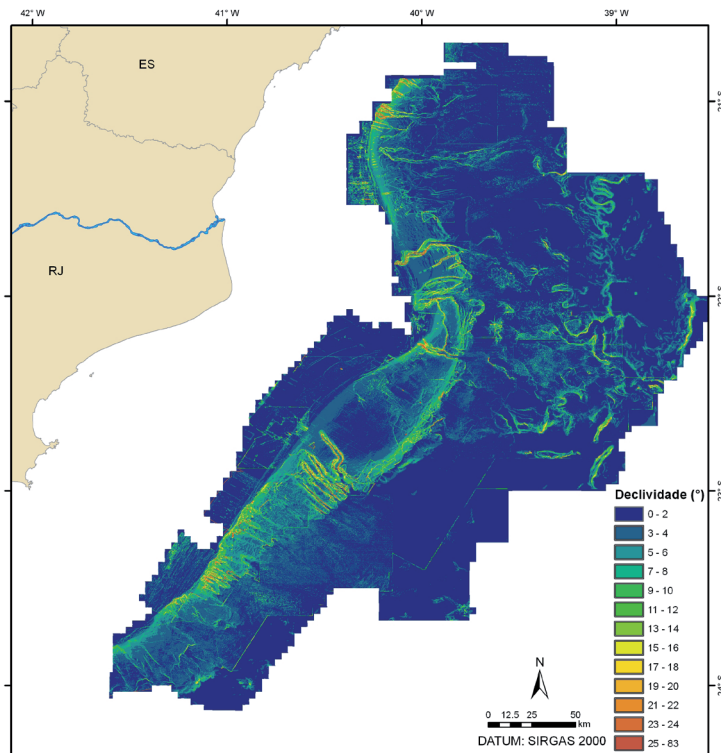


Figura 2 - Mapa de declividade do fundo do mar da Bacia de Campos baseado no modelo digital do terreno de Schreiner et al., (2008).

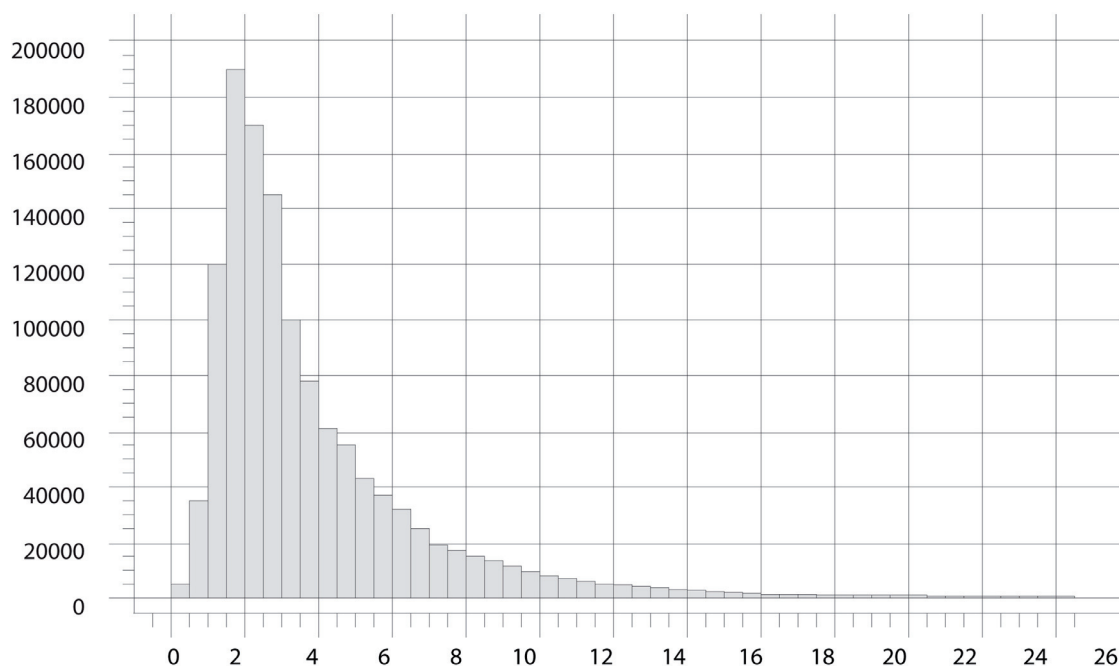


Figura 3 - Histograma dos valores de declividade da região do talude continental da Bacia de Campos.

Dentre as principais feições geomorfológicas do talude continental, destacam-se: cânions do Grupo Nordeste (de norte para sul), composto pelos cânions Almirante Câmara, com seu Sistema Turbidítico Almirante Câmara (Machado *et al.*, 2004), Tabajara, Curumim, Grussaí, Itapemirim e São Tomé (Brehme, 1984, Viana *et al.* 1998, 1999); cânions do Grupo Sudeste (de norte para sul), composto pelos cânions Goitacá, Tupinambá, Temiminó, Tamoio e Tupiniquim; e cânions do Grupo Sul-Sudeste (Reis, 1994; Viana *et al.*, 1999), além dos sistemas turbidíticos de Itapapoana e Marataízes (Hercos *et al.*, 2005), na região norte da bacia.

Os cânions submarinos, juntamente com as diversas cicatrizes de remoção, estão associados a processos de movimento de massa (Kowsmann *et al.*, 2002) que são amplamente controlados pela geologia de subsuperfície e por correntes geostróficas (Viana *et al.*, 1998). No talude, esses processos ocorreram preferencialmente nos períodos de nível relativo de mar baixo (Kowsmann e Viana, 1992).

A Tabela 1 mostra as informações morfométricas dos cânions da Bacia de Campos. Os cânions Almirante Câmara e Goitacá apresentam as maiores médias dos desníveis das paredes, com 335 m na margem direita e 360 m na margem esquerda, respectivamente. O Cânion Itapemirim apresenta maior largura média, com 8.047 m. Os cânions Tupiniquim e São Tomé apresentam os maiores valores médios de declividade da parede, sendo 20 graus na margem esquerda do primeiro e 16 graus na margem direita

Tabela 1 - Medidas morfométricas dos principais cânions submarinos. *Representa dados médios

Nome do Cânion	Desnível da margem esquerda* (metros)	Desnível da margem direita* (metros)	Largura do vale submarino* (metros)	Declividade da margem esquerda* (graus)	Declividade da margem direita* (graus)	Declividade da linha do talvegue* (graus)	Comprimento (metros)	Profundidade da cabeceira (metros)	Forma predominante do perfil transversal
Almirante Câmara	335	285	3.592	15	15	3	36.068	115	U
Tabajara	152	139	1.028	14	13	6	23.460	425	U
Curumim	187	120	2.004	16	15	2	9.492	1.014	U
Grussaí	187	144	2.754	12	9	3	25.629	320	U
Itapemirim	402	332	8.047	9	10	3	30.697	150	U
São Tomé	212	222	2.387	16	16	4	25.000	230	U
Goitacá	320	360	4.000	7	10	2	42.497	566	U
Tupinambá	240	230	4.870	10	7	2	35.820	508	U
Temiminó	85	100	2.760	12	9	2	30.974	863	U
Tamoio	157	147	4.037	6	5	3	30.320	875	U
Tupiniquim	90	70	1.600	20	7	2	27.593	1.002	U

do segundo. O Cânion Tabajara apresenta maior valor médio de declividade da linha de talvegue. O Cânion Almirante Câmara apresenta maior comprimento, com 36.068 m. Os valores diferentes de desnível e declividade das paredes opostas dos cânions, que conferem assimetria ao perfil transversal, estão relacionados, em alguns casos, ao controle estrutural de falhas geológicas e, em outros, à sedimentação de correntes de fundo, neste último caso, como observado nos cânions do Grupo Nordeste (Viana *et al.*, 1999).

O Platô de São Paulo é um platô marginal anormalmente mais elevado que as áreas adjacentes da elevação continental. O Platô de São Paulo apresenta envergadura regional, com largura de 120 a 250 km (Figura 1). Do ponto de vista regional, é plano, com declividade de 0 a 2 graus (Figuras 2 e 4), cujas principais irregularidades são causadas pela halocinese. Na Bacia de Campos, os limites leste e oeste são gradacionais: a oeste, com o talude continental, e a leste com o sopé continental, através de um desnível de cerca de 200 a 500 m (Castro, 1992), às vezes ausente, em profundidades de 3.400 a 3.000 m (Zembruscki, 1979; Castro, 1992). O Platô de São Paulo é constituído por um pacote de sedimentos lamosos (de fluxos de detritos e contornitos) sobre a camada de sal. O limite da província de sal (com ou sem escarpamento) não é coincidente com o limite do platô em toda a sua extensão. Em algumas regiões, o limite do Platô de São Paulo está um pouco além, sendo estabelecido pela sedimentação pós-sal (Castro, 1992).

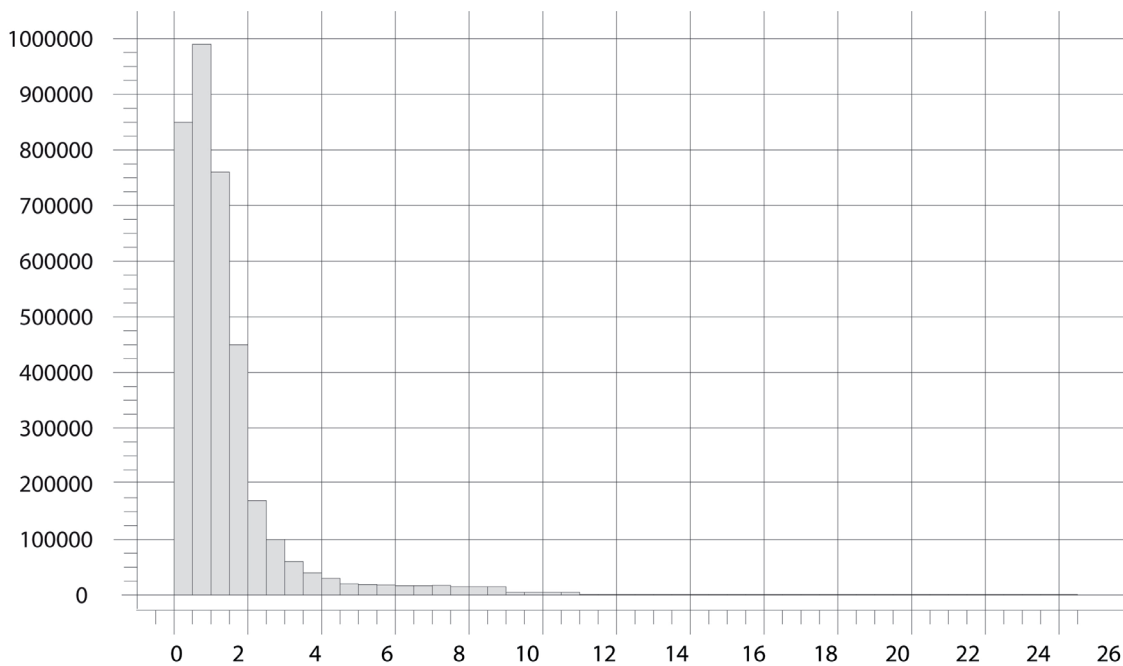


Figura 4 - Histograma dos valores de declividade da região do Platô de São Paulo da Bacia de Campos

Na Figura 5, é possível observar relação direta entre o desnível das bordas dos cânions e a largura do vale submarino. Neste gráfico, o Cânion Itapemirim se

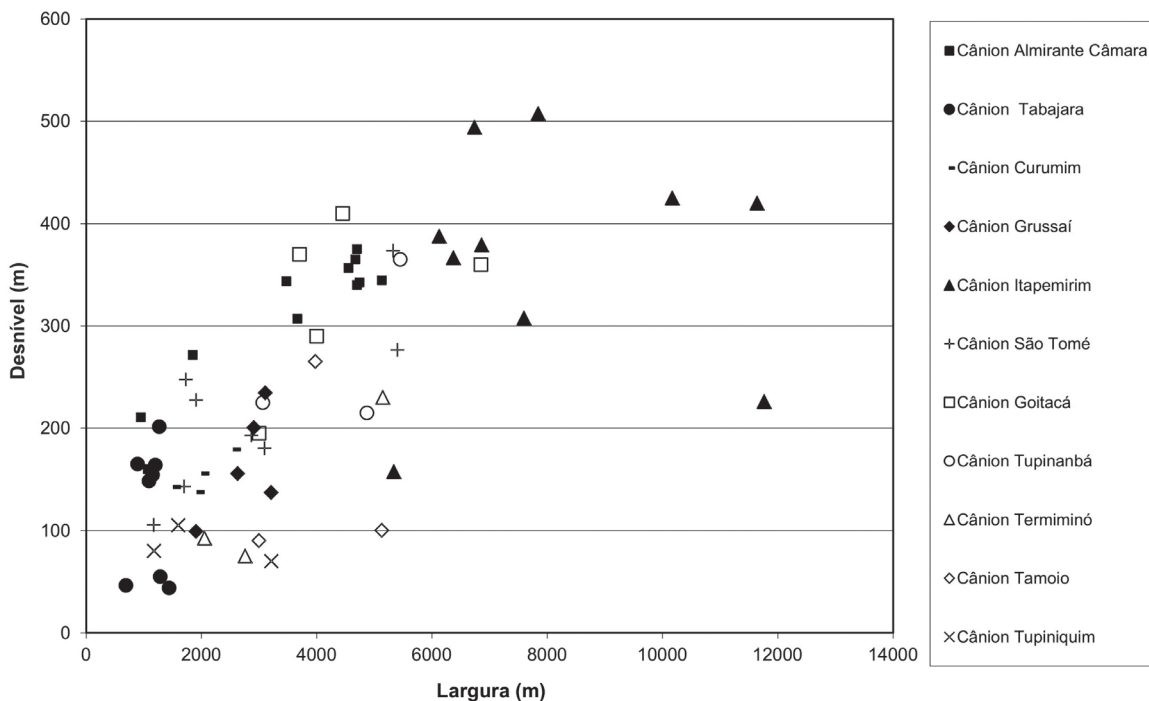


Figura 5 - Gráfico de dispersão desnível x largura, com valores em metros dos cânions submarinos da Bacia de Campos.

destaca com os mais elevados valores de desnível e largura. No geral, as declividades da linha de talvegue são maiores nas proximidades da cabeceira e tendem a diminuir gradativamente até a desembocadura dos cânions.

A região do talude continental ao Platô de São Paulo da Bacia de Campos foi dividida, neste trabalho, em três grandes regiões (norte, central e sul) com características geomorfológicas peculiares, conforme proposto por Almeida e Kowsmann (2011).

A região norte compreende a região desde o limite norte da bacia, no Arco de Vitória (Rangel *et al.*, 1994, e Winter *et al.*, 2007), até um ponto de inflexão da linha da quebra da plataforma, visto em mapa, próximo da margem esquerda do Cânion Almirante Câmara. Nessa região, o talude apresenta perfil côncavo (Figura 6, perfil A-B). Na região norte, o talude superior ocorre numa faixa com elevada declividade, de 5 a 10 graus, subjacente à quebra da plataforma, cujo limite inferior pode ocorrer entre as isóbatas de 300 m e 500 m, dependendo da parte do talude. O talude médio apresenta declividade predominante de 2 a 4 graus, é subjacente ao talude superior e sua base pode ocorrer entre 600 m e 1.100 m, dependendo da parte do talude. O talude inferior é subjacente a este último, apresenta declividade predominante de 1 a 2 graus e seu limite inferior está situado entre as isóbatas de 1.300 m ou 1.600 m.

A região central da bacia, adjacente à região norte, estende-se até o Cânion Goitacá e engloba a região do talude que apresenta perfil convexo (Figura 6, perfil C-D). Fazem parte os cânions: Almirante Câmara, Tabajara, Grussaí, Itapemirim, São Tomé e Goitacá. Este último faz parte dos cânions do Grupo Sudeste e marca a transição para a região sul. Na região central, o talude superior ocorre numa faixa com declividade de 2 a 6 graus, subjacente à quebra da plataforma e com limite inferior podendo ocorrer entre 400 m ou 600 m, dependendo da parte do talude. O talude médio apresenta declividade predominante de 1 a 4 graus e está situado subjacente ao anterior, podendo seu limite inferior ocorrer em qualquer profundidades entre as isóbatas de 1.200 m e 1.600 m. O talude inferior apresenta declividade predominante de 6 a 12 graus, está subjacente ao anterior e sua base pode ocorrer entre 1.900 m ou 2.200 m.

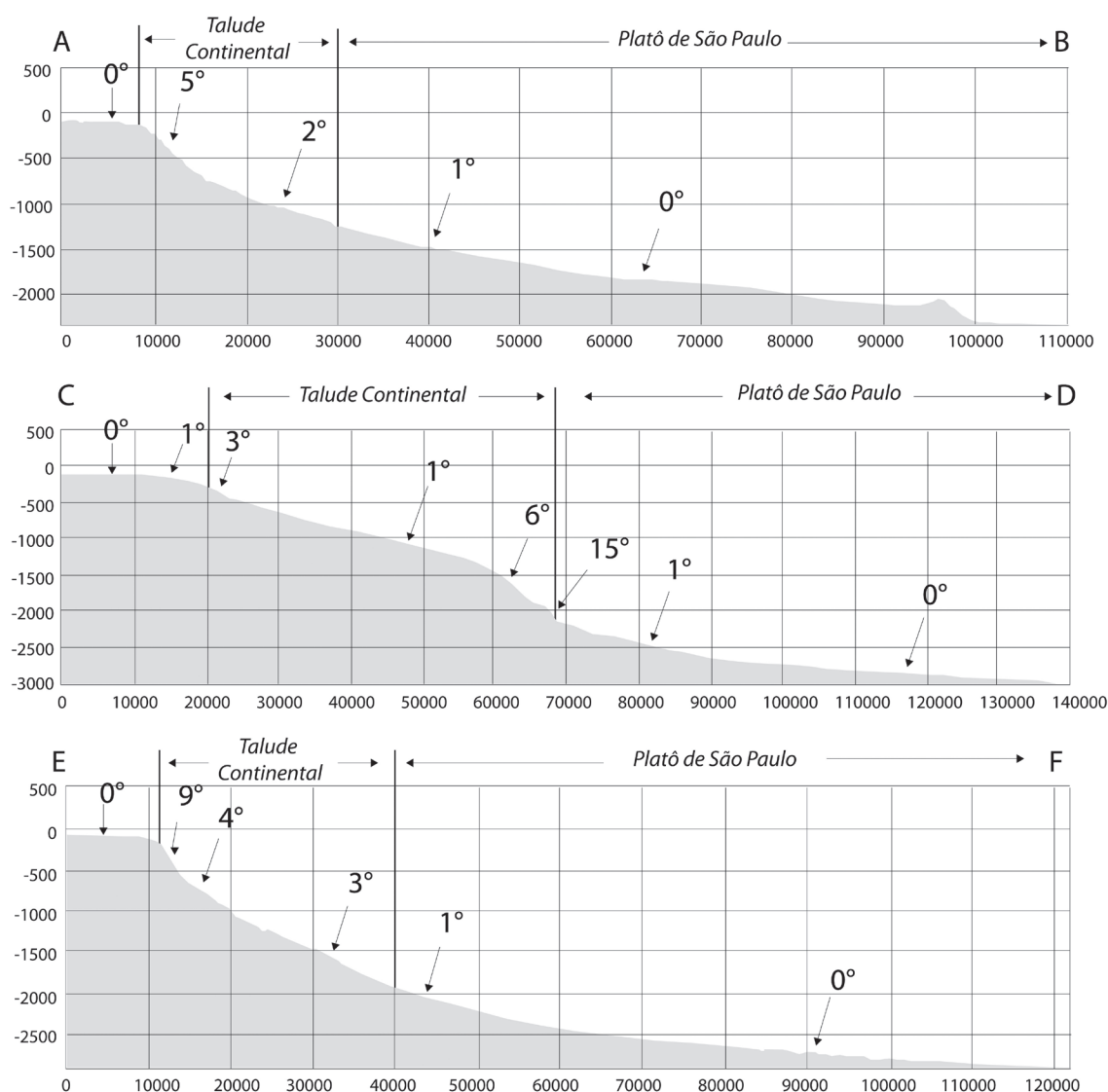


Figura 6 - Perfis batimétricos da região norte (perfil A-B), da região central (perfil C-D) e da região sul (perfil E-F). Esses perfis apresentam escala em metros e exagero vertical de 10x e tons de cinza com intensidade proporcional à declividade. Localização dos perfis na Figura 1.

A região sul é limitada a norte pelo Cânion Goitacá, apresenta perfil côncavo (Figura 6, perfil E-F), engloba os demais cânions do Grupo Sul-Sudeste e se estende até o limite sul da bacia, no Arco de Cabo Frio (Rangel *et al.*, 1994; Winter *et al.*, 2007). Na região sul, o talude superior ocorre numa faixa com declividade de 4 a 20 graus entre a quebra da plataforma e a profundidade de 400 m ou 500 m, dependendo da parte do talude. O talude médio é subjacente ao talude superior, apresenta declividade predominante de 2° a 12° e a base pode ocorrer entre

as isóbatas de 700 m e 1.300 m. O talude inferior é subjacente ao talude médio e apresenta declividade predominante de 1 a 4 graus, e o limite inferior pode ocorrer entre 1.000 m e 1.900 m.

Os nomes das principais feições geomorfológicas do talude continental e do Platô de São Paulo estão assinalados no modelo digital do fundo oceânico da Bacia de Campos de Schreiner *et al.* (2008), na Figura 7.

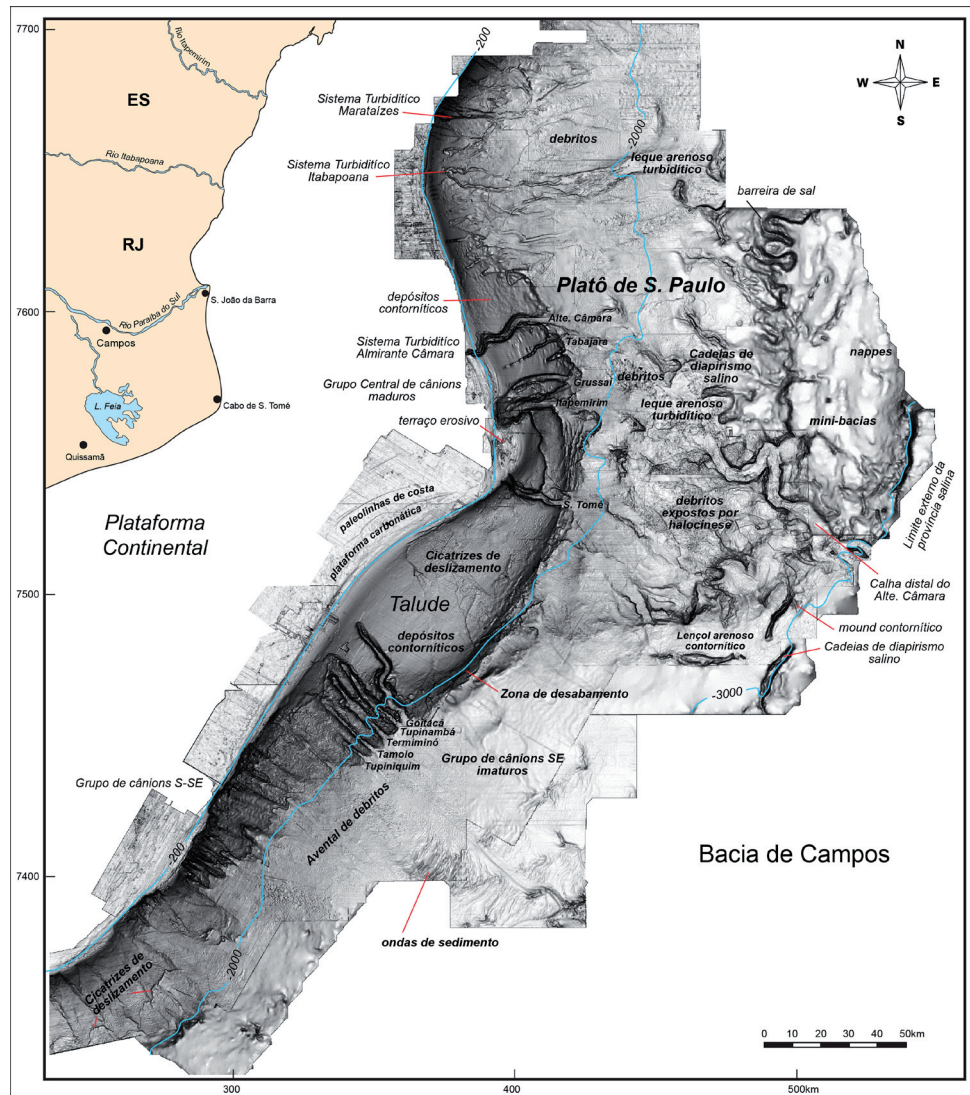


Figura 7 - Modelo digital da geomorfologia com os nomes das principais feições geomorfológicas do fundo do mar da Bacia de Campos (Schreiner *et al.*, 2008).

3. Controle Estrutural do Relevo Submarino

Além dos processos erosivos e deposicionais, o relevo do fundo do mar tem sua forma controlada por estruturas geológicas, tais como falhas e domos de sal. Com o objetivo de representar o controle estrutural, fez-se o mapeamento das falhas profundas que, provavelmente, chegam ao fundo do mar. O mapeamento foi realizado nos mesmos volumes sísmicos 3D do mosaico de batimetria apresentado neste trabalho (Schreiner *et al.*, 2008), onde foram traçados os polígonos dos planos das falhas que atingem e estão entre os horizontes sísmicos do fundo do mar e do Marco Azul (Oligoceno Inferior) (Figura 8). Por essa razão, não foi possível mapear as falhas geológicas na região sem cobertura de sísmica 3D do Platô de São Paulo, que, no entanto, aparecem nos mapas batimétricos como escarpas associadas a domos e muralhas salinas no Platô de São Paulo e são evidentemente controladas por falhas.

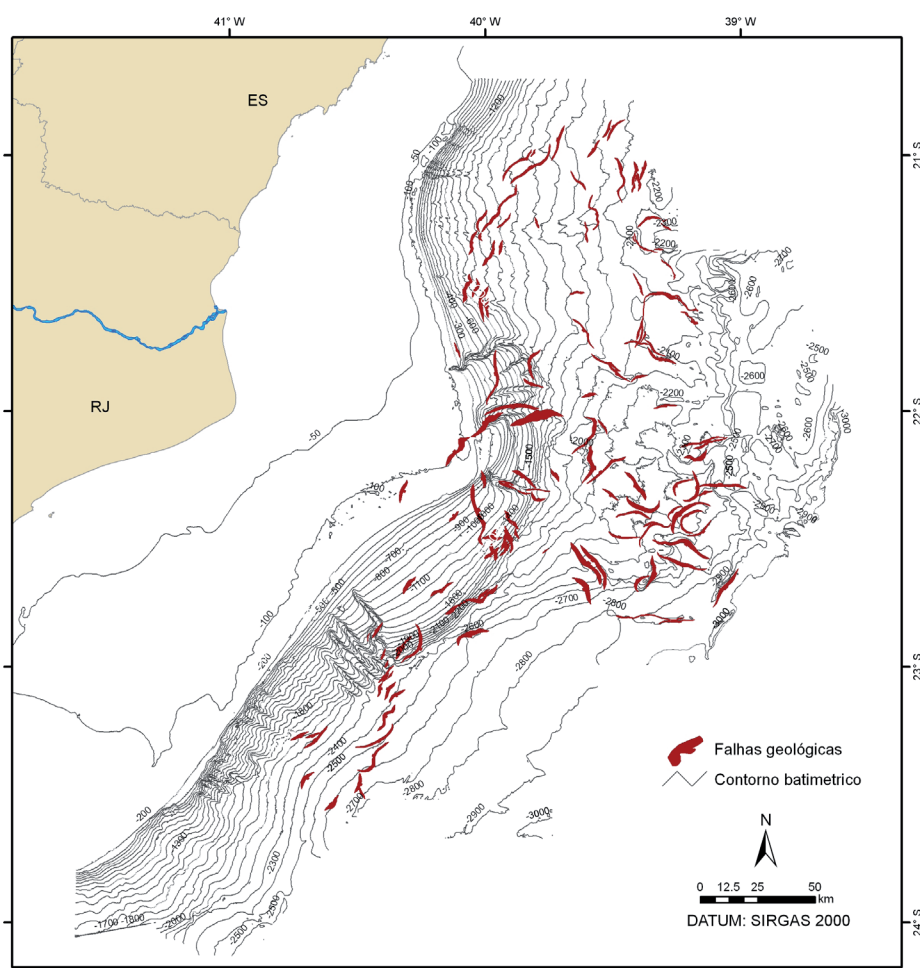


Figura 8 - Mapa de falhas geológicas cujos planos atingem o fundo do mar e o Marco Azul (Oligoceno inferior).

Neste trabalho, as falhas mapeadas receberam a denominação Fundo do Mar/Marco Azul. Tendo em vista a baixa resolução vertical dos dados sísmicos para feições de superfície, essas falhas são consideradas subaflorantes no fundo do mar. A maior parte dessas falhas está associada à tectônica salífera e ancorada em cristas de estruturas do sal como diápiros e almofadas situadas em subsuperfície.

Com algumas variações, existem duas direções predominantes para as falhas Fundo do Mar/Marco Azul: nordeste-sudoeste e noroeste-sudeste.

Na região norte da bacia, entre o talude inferior e o Platô de São Paulo, ocorre um conjunto de falhas com direção nordeste-sudoeste, paralelas à direção da linha de quebra da plataforma e associadas aos grábens de crista de sal. Os cânions do Grupo Nordeste sofrem forte controle estrutural de falhas Fundo do Mar/Marco Azul, em especial o Cânion Itapemirim, que tem suas paredes controladas por falhas com direção leste/nordeste- oeste/sudoeste, que passam para a direção nordeste-sudoeste e tendem a se juntar com as falhas noroeste-sudeste que controlam as paredes do Cânion São Tomé. Essa trajetória forma uma grande estrutura em forma de “ferradura”, a qual foi fielmente reproduzida através de uma modelagem física em caixa de areia por Cobbold e Szatmari (1991), com a utilização de silicone no lugar do sal e areia para simular a cunha de sedimentos progradantes do Mioceno (Figura 9). Demonstraram claramente que o sistema de falhas em forma de ferradura, que deu origem aos cânions, foi formado pela fluência do sal sob o peso da cunha progradante.

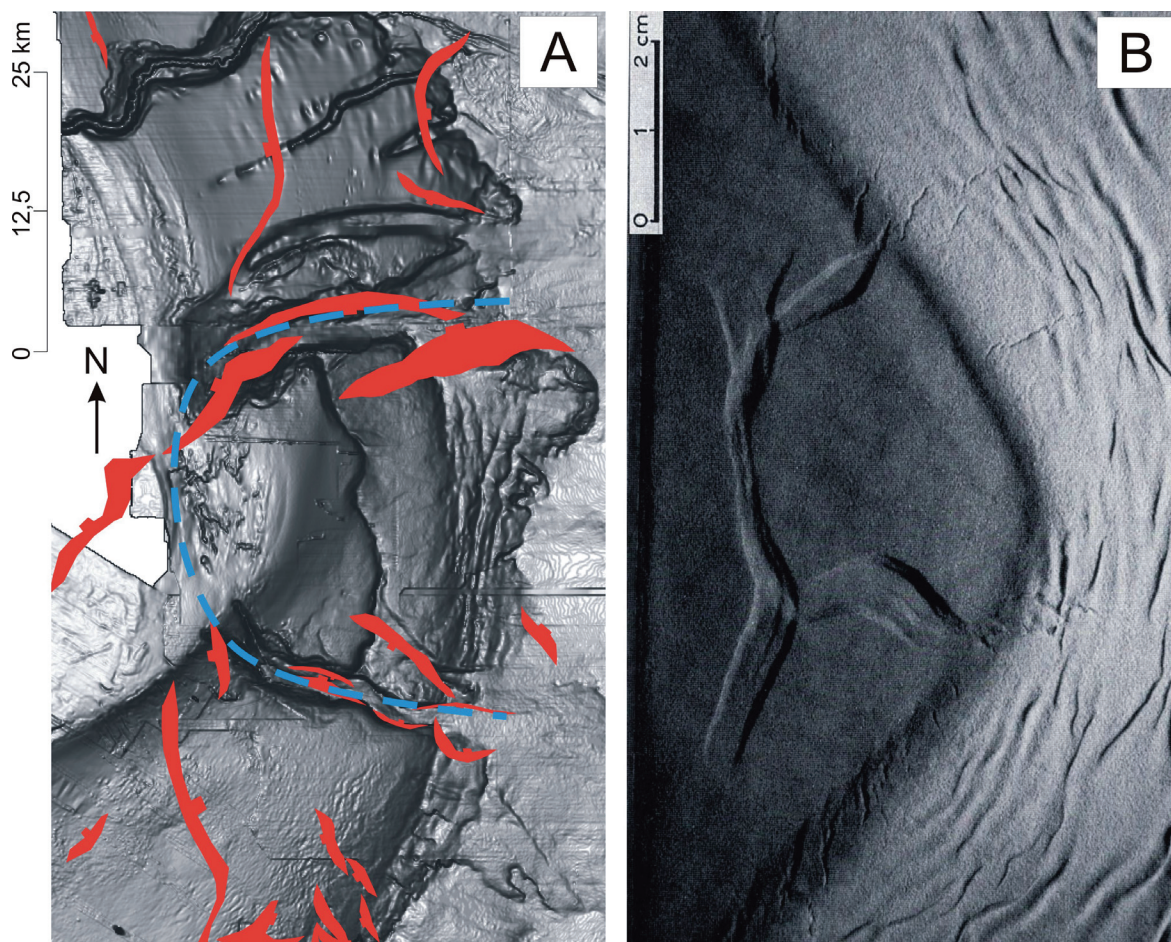


Figura 9 - A) Falha em ferradura, formadora dos cânions no talude continental da região central da Bacia de Campos, representada pela linha azul tracejada sobre o mapa de relevo do fundo do mar; B) reproduzida no experimento com caixa de areia por Cobbold e Szatmari (1991). A progradação do talude sobre a camada de sal, que resultou em sua fluência radial, enrugamento e na formação da falha em colher, é simulada aqui através de areia (parte escura) e silicone (parte clara).

Outro controle estrutural marcante do sal consiste no *trend* noroeste-sudeste das calhas dos sistemas Almirante Câmara e São Tomé, no Platô de São Paulo. Ambas as calhas no Platô de São Paulo são delimitadas por muralhas de sal, que, no caso do Almirante Câmara, altera o curso em quase 90° em relação à direção de seu cânion. A calha do Almirante Câmara, que atravessa todo o Platô de São Paulo, coincide com a falha transcorrente que desloca o sal em direção offshore, em um movimento semelhante ao de uma gaveta, em relação as áreas de sal vizinhas (Figura 10).

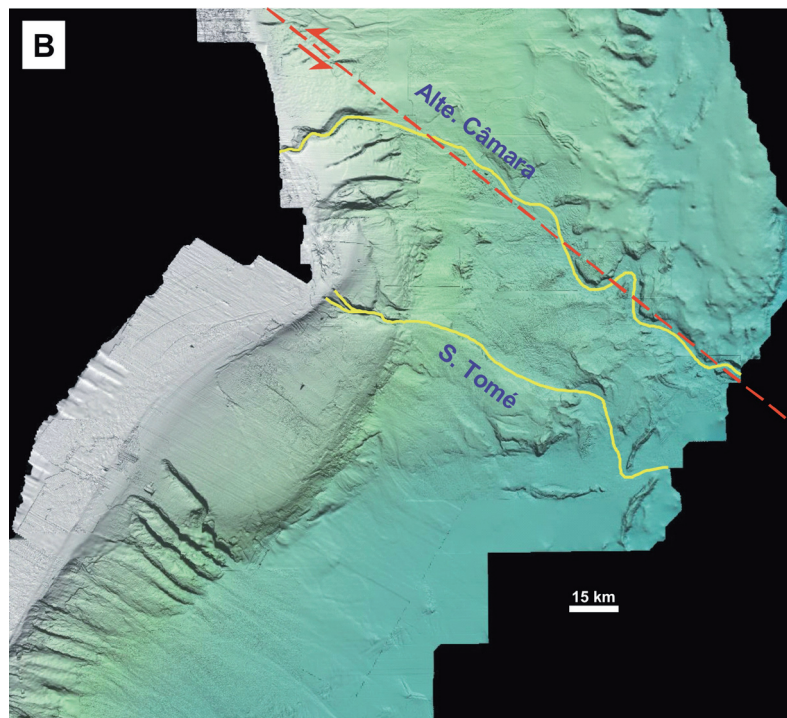
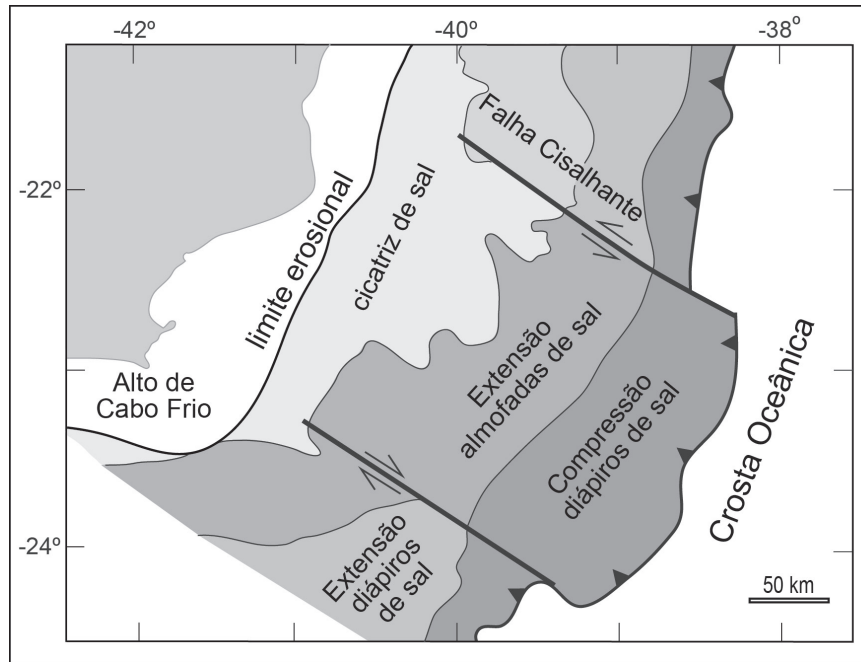


Figura 10 - Controle estrutural das muralhas de sal e das calhas dos sistemas turbidíticos. A) Mapa do topo estrutural do sal, mostrando seu deslocamento em direção offshore em movimento de gaveta, através de falhas transcorrentes (Figura modificada de Meisling et al., 2001 com nomenclatura segundo Waisman, 2008); B) Mapa geomorfológico do fundo do mar mostrando as calhas turbidíticas dos Sistemas Almirante Câmara e São Tomé e muralhas de sal adjacentes, cujo trend é controlado pela falha a norte da Figura 10 A. Notar o desvio sofrido pela calha do Almirante Câmara em relação à direção de seu cânion.

Na parte distal do Platô de São Paulo, onde o acúmulo de sal foi maior em razão da sua evacuação do talude por fluência, o relevo do fundo do mar responde praticamente à morfologia do sal. Isso é bem ilustrado na Figura 11, onde as formas do topo estrutural do sal e a dos contornos batimétricos são coincidentes.

No Platô de São Paulo, na região sul da bacia, um *trend* de falhas Fundo do Mar/Marco Azul de direção nordeste-sudoeste se intercala e avança talude acima, controlando a evolução morfológica dos cânions do Grupo Sudeste, em particular a forma de cotovelo do Cânion Goitacá.

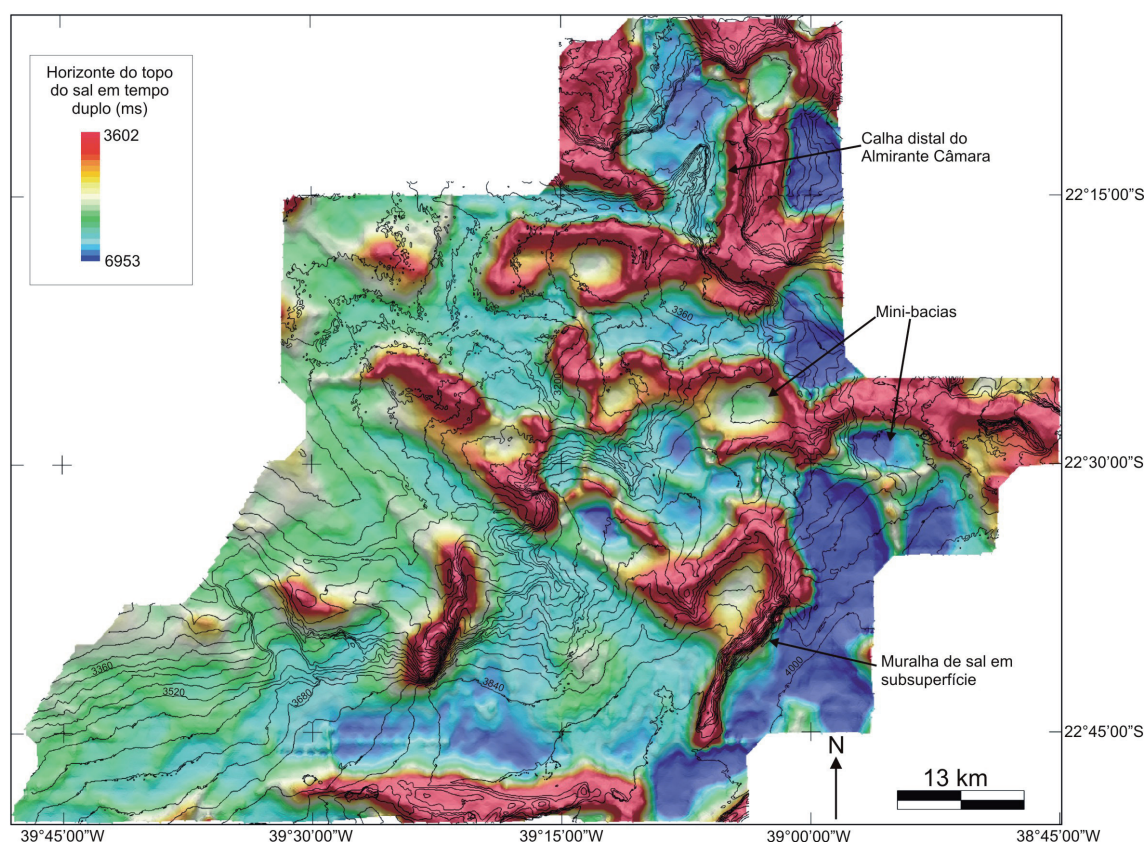


Figura 11 - Mapa do topo estrutural do sal (padrão colorido) com os contornos da batimetria (em preto) superpostos, no extremo leste da Bacia de Campos. Notar coincidência entre ambos, mostrando que, na região distal da bacia, a topografia do sal controla a batimetria.

4 - Geomorfologia do talude continental e Platô de São Paulo da região Norte da Bacia de Campos

A região norte do talude continental da Bacia de Campos está limitada, a norte, pelo Arco de Vitória e, a sul, pela borda esquerda do Cânion Almirante Câmara. Essa região apresenta características geomorfológicas que a diferenciam das outras regiões da Bacia de Campos, sendo as principais: a forma côncava do perfil batimétrico, a predominância de extensos canais submarinos que se prolongam até o Platô de São Paulo e a grande ocorrência de cicatrizes de remoção e ravinamento do talude médio e inferior (Figura 12).

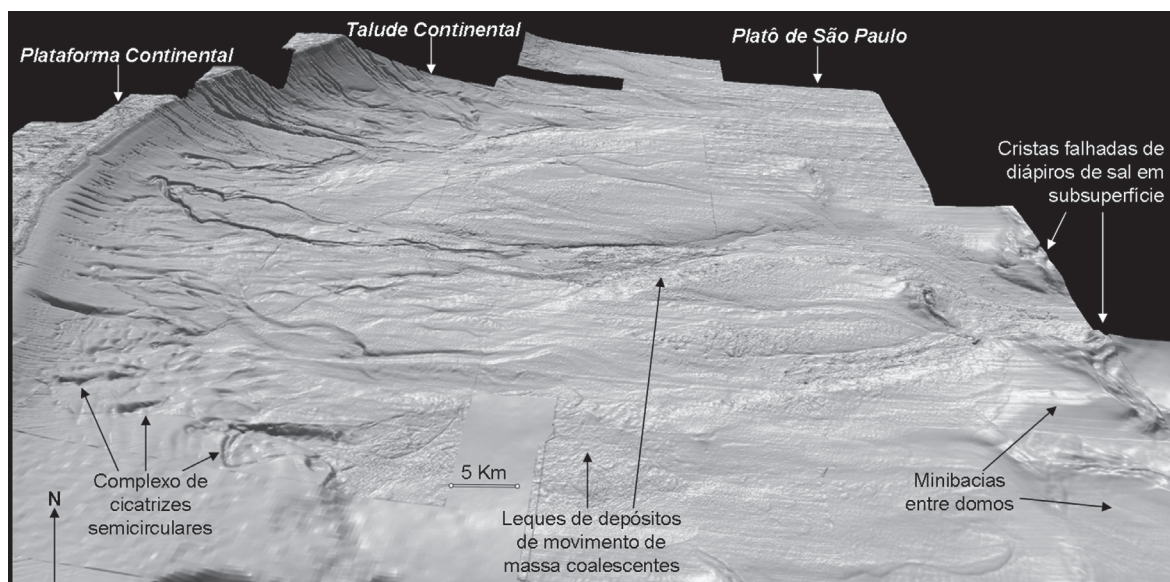


Figura 12 - Imagem 3D em perspectiva do relevo sombreado do fundo do mar da região norte da Bacia de Campos (exagero vertical $\times 5$, iluminação de N, escala varia com a profundidade na imagem). Nesta figura, é possível observar as principais feições geomorfológicas, com destaque para: o complexo de cicatrizes semicirculares; os leques de depósitos de movimento de massa com lobos coalescentes; as cristas falhadas de diápiros de sal existentes em subsuperfície; e as minibacias entre domos.

O valor médio da declividade do talude continental próximo à quebra da plataforma é de 7 graus e diminui para 1 grau no Platô de São Paulo. Essas características podem ser atribuídas ao predomínio de rochas carbonáticas na plataforma, tornando-a mais íngreme, e ao pouco aporte de sedimento.

Nessa região, a plataforma apresenta o maior estreitamento da bacia, onde a distância da quebra da plataforma à costa varia de 43 a 73 km.

A linha da quebra da plataforma, no limite norte, apresenta direção nordeste-sudoeste, e varia gradativamente para a direção norte/noroeste-sul/sudeste, fazendo aumentar a largura da plataforma continental na parte central da bacia.

As feições mais importantes dessa região são os canais submarinos que compõem os sistemas turbidíticos de Marataízes e Itabapoana.

4.1. Geomorfologia dos canais do Sistema Turbidítico Marataízes e das áreas adjacentes

O sistema de canais que compõem o Sistema Turbidítico Marataízes está instalado na região norte da bacia, cuja direção da linha da quebra da plataforma é nordeste-sudoeste. Os valores médios de declividade do fundo do mar de áreas entre canais são os mais elevados da bacia. Próximo à quebra da plataforma, ocorre uma faixa paralela a esta cuja declividade é de cerca de 20°, controlada pelo substrato rígido da plataforma carbonática. Ainda no talude superior, no sentido da bacia, a declividade diminui para valores médios de 12°. A declividade continua diminuindo gradativamente no talude médio para valores próximos de 7 graus, e 2 graus no talude inferior. Na região do Platô de São Paulo, a declividade é de cerca de 1 grau.

A quebra da plataforma apresenta uma franja de canais e ravinas retilíneas, os quais compõem um sistema de drenagem de canais tributários ramificados, que convergem no talude médio e se prolongam até o pé do talude, de onde parte um canal até o Platô de São Paulo.

Os canais submarinos 1 e 2 (Figura 13), bem como seus tributários, fazem parte do Sistema Turbidítico Marataízes. A cabeceira desses canais está situada na linha da quebra da plataforma, de onde provêm os sedimentos arenosos que alimentam os depósitos turbidíticos desses canais.

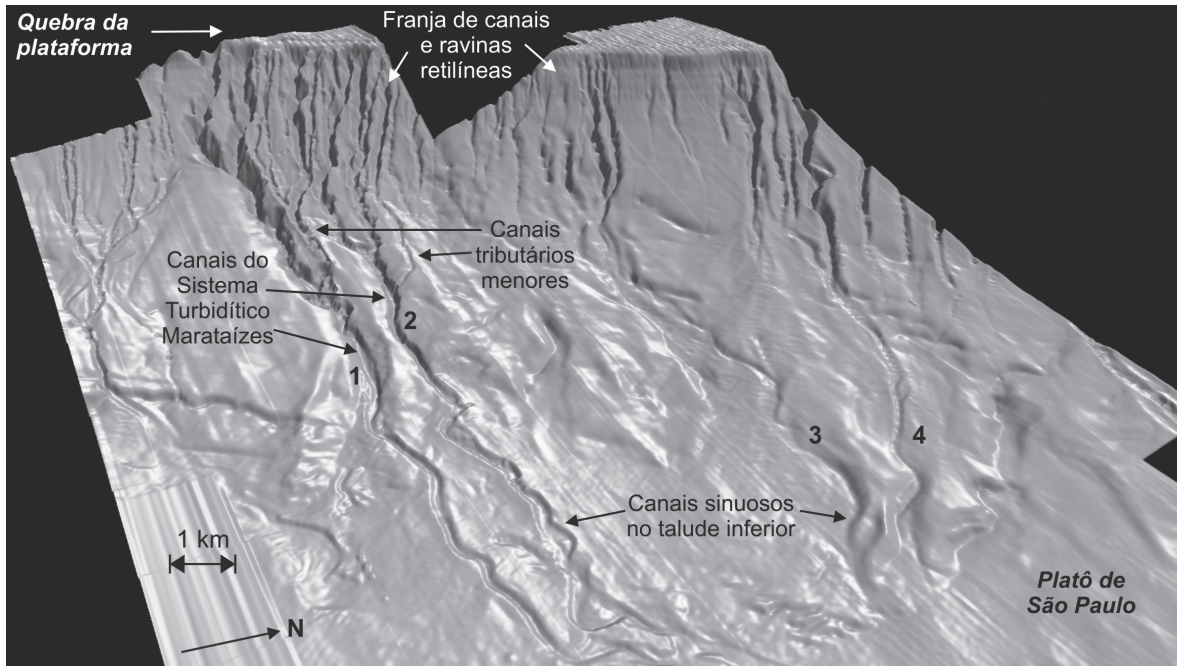


Figura 13 - Imagem em 3D do relevo sombreado do fundo do mar na área do talude continental onde está situado o Sistema Turbidítico Marataízes (exagero vertical $\times 5$, iluminação de norte, escala varia com a profundidade na imagem). Nessa figura, observam-se os canais tributários que alimentam o sistema turbidítico com sedimentos provenientes da plataforma continental. Pode-se observar a mudança do padrão dos canais, de retilíneos, no talude superior, para sinuosos, no talude inferior.

Em sua região proximal, na quebra da plataforma, o canal 1 encontra-se ramificado em três canais. Na isóbata de 500 m, a largura desses canais varia entre 600 e 750 m. Os desníveis das bordas variam de 100 a 130 m. A declividade das paredes é em torno de 24 graus e, do talvegue, de 6 graus.

O canal 2 também se apresenta ramificado em três canais na cabeceira. Na isóbata de 450 m, a largura desses canais está em valores entre 730 m e 1.060 m. Os desníveis de suas bordas variam de 65 m a 125 m. Nessa profundidade, todos apresentam perfil do canal em V com um pouco de assimetria. A declividade média das paredes desses canais é de 16 graus. A declividade da linha do talvegue é de cerca de 10 graus.

No talude médio, em torno da isóbata de 1.100 m, ambos passam a ter dois canais tributários. À medida que descem o talude, as dimensões dos canais tendem a diminuir, salvo nos locais de bifurcação, que tornam os canais mais largos. O canal tributário maior do canal 1 nesse local apresenta largura de 1.180 m, maior desnível na margem esquerda e 70 m contra 50 m. A declividade das bordas é de

cerca de 7 graus e, do talvegue, de 7 graus, O tributário menor tem largura de 200 m, desníveis entre 25 e 30 m e perfil transversal em U. A declividade das paredes é de 12 graus e, do talvegue, é de 5 graus.

No talude inferior, os canais 1 e 2 se tornam sinuosos e com diques laterais (*levees*). Nessa região, a declividade do talude é mais baixa, em torno de 2°, e ocorre maior acúmulo de sedimentos arenosos e lamosos trazidos da plataforma e do talude superior.

No talude inferior, todos esses canais tributários confluem até o estabelecimento de um canal principal na profundidade de 1.170 m (Figura 14). Esse canal apresenta largura de 260 m e desnível das bordas de cerca de 30 m. A declividade das paredes é de 20 graus e, do talvegue, de 4 graus.

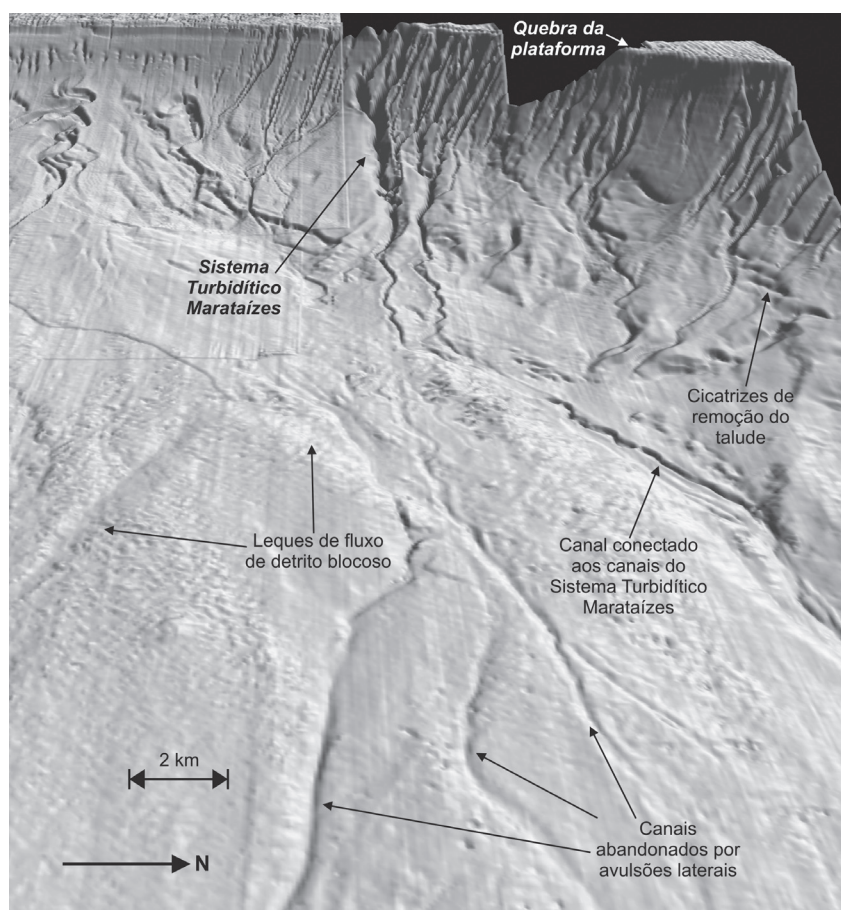


Figura 14 - Imagem em 3D do relevo sombreado do fundo do mar do talude onde se situam o Sistema Turbidítico Marataízes e o Platô de São Paulo (exagero vertical $\times 5$, iluminação de norte, escala varia de acordo com a profundidade na imagem). No platô, são observados três canais que já estiveram conectados aos canais do talude e que foram abandonados por avulsões laterais. O canal mais moderno corre na direção nordeste-sudoeste, desviando-se dos obstáculos formados por acumulações de depósitos de movimento de massa.

Além do Sistema Turbidítico Marataízes, ocorrem mais a norte outros importantes canais submarinos (canais 3 e 4 da Figura 13), embora mais restritos ao talude inferior. Os canais 3 e 4 compõem sistemas de canais de padrão semelhante ao dos canais 1 e 2 e drenam o talude, porém com grau de incisão menor.

No Platô de São Paulo, o canal conectado do Sistema Turbidítico Marataízes adquire perfil transversal muito suave e alargamento da calha (Figura 14). Esse canal corre na direção nordeste-sudoeste com sinuosidade e pequenos depósitos em seu interior do tipo barra de meandro e diques marginais (*levee*). Na isóbata de 1.697 m, esse canal apresenta largura de 592 m, desnível das margens de 25 m e assimetria das paredes com declividades de 4 graus e 8 graus, com o lado mais íngreme apresentando maior erosão e o outro, maior deposição. Aqui a declividade do talvegue é de 1 grau. Os demais canais identificados nessa região do platô estão abandonados. Esses canais se dispersam de forma radial a partir dos canais do Sistema Turbidítico Marataízes (Figura 14). Aparentemente, foram abandonados por avulsões laterais causadas pelo acúmulo sedimentar que bloqueia e leva à formação de outro canal para ultrapassar os depósitos lamosos dos canais mais antigos. Os obstáculos formados pelos depósitos preexistentes de amplos leques lamosos de fluxo de detritos (*debris flow*) do tipo desintegrativo e blocoso conferem aspecto rugoso ao fundo do mar. Estes fazem parte do grande avental de depósitos de movimento de massa presente em praticamente todo o pé de talude da Bacia de Campos.

4.2 - Geomorfologia dos canais do Sistema Turbidítico Itabapoana e das áreas adjacentes.

O Sistema Turbidítico Itabapoana consiste em dois grandes canais. O mais antigo, com a calha abandonada (sem conexão com a cabeceira original) e direção leste-oeste, teve a cabeceira capturada pela formação de outro grande canal que passou a correr na direção sudeste-noroeste, para contornar depósitos de movimento de massa em subsuperfície (Figura 15). Este é aqui denominado de canal principal da região norte da Bacia de Campos, pois, em comparação com os demais, apresenta características de que teve maior atividade de transporte e erosão por incisão. Este canal principal volta a cortar a calha do canal mais antigo na isóbata de 1.470 m e continua se prolongando até o Platô de São Paulo, já com a calha bem suavizada, com largura de 8.000 m e diversos pequenos canais interiores de padrão anastomosado.

No talude médio a sul do Sistema Turbidítico Itabapoana ocorre uma série de *pockmarks* alinhados na direção perpendicular em relação às linhas batimétricas. Mais para o sul, esses *pockmarks* tendem a se aglutinar com o crescimento por colapso, até formar as grandes ravinas (cerca de 3.500 m de comprimento) observadas no talude médio (Figura 15). Essas ravinas representam provavelmente um estágio evolutivo anterior ao da formação dos canais encontrados nos sistemas turbidíticos anteriormente mencionados. No talude superior, essas ravinas apresentam largura de cerca de 400 m, desnível das bordas de 50 a 80 m e perfil transversal em forma de V. A declividade de suas paredes varia de 13 a 20 graus e a do talvegue é cerca de 9 graus.

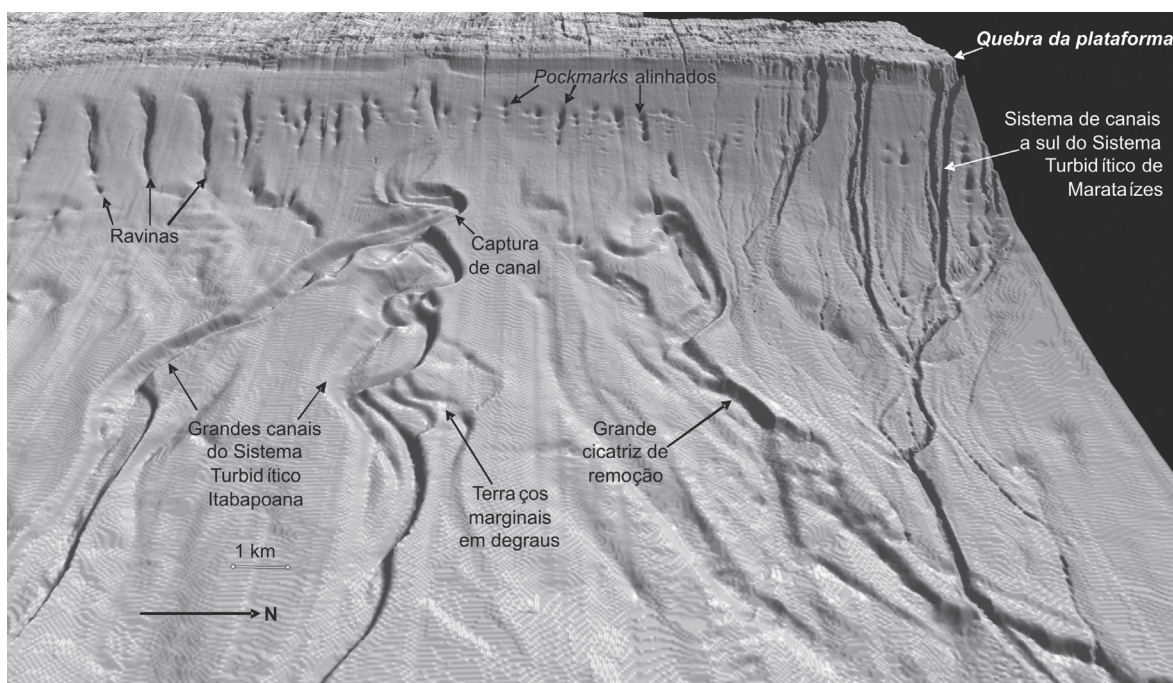


Figura 15 - Imagem em 3D do relevo sombreado do fundo do mar da região do talude continental onde está situado o Sistema Turbidítico Itabapoana (exagero vertical $\times 5$, iluminação de norte, escala varia com a profundidade nas imagens). Nesta figura podem ser observados os *pockmarks* alinhados e as ravinas que evoluem destes no talude superior. Uma grande cicatriz se estende desde o talude superior até o inferior, cruzando um sistema de canais ramificados com as cabeceiras na quebra da plataforma.

No talude continental, entre os sistemas turbidídicos de Itabapoana e Marataízes, está instalado outro sistema de canais ramificados com grau de entalhamento menor do que estes últimos e com cabeceiras na quebra da plataforma (extremidade direita da Figura 15). Do talude superior ao médio, onde a declividade, muito elevada, varia de 18 a 6 graus, os canais são retilíneos. Até a profundidade de cerca de 840 m, ocorrem dois canais duplos paralelos entre si e de perfil transversal em V. Sua largura varia pouco, apresentando valores médios de 300 m. O desnível das bordas apresenta valores médios de 50 m, declividade das paredes de cerca de 20 graus e do talvegue de 8 graus. Diversos diminutos canais ocorrem nesse sistema, alguns com cabeceira na quebra da plataforma e outros com cabeceira em *pock-marks* nas imediações do talude superior. Esses diminutos canais em geral apresentam largura de 200 m e desnível das bordas em torno de 14 m. As declividades das paredes e do talvegue são de cerca de 9 e 6 graus, respectivamente.

4.3. Geomorfologia do complexo de cicatrizes de remoção da região norte da Bacia de Campos

O complexo de cicatrizes de remoção da região norte da Bacia de Campos está situado no talude continental, ao norte do Cânion Almirante Câmara. Esse complexo é constituído por várias cicatrizes erosivas de diferentes formas e tamanhos. Além das ravinas retilíneas mencionadas no tópico anterior, destacam-se na paisagem submarina duas grandes ravinas com formas distintas (Figura 16).

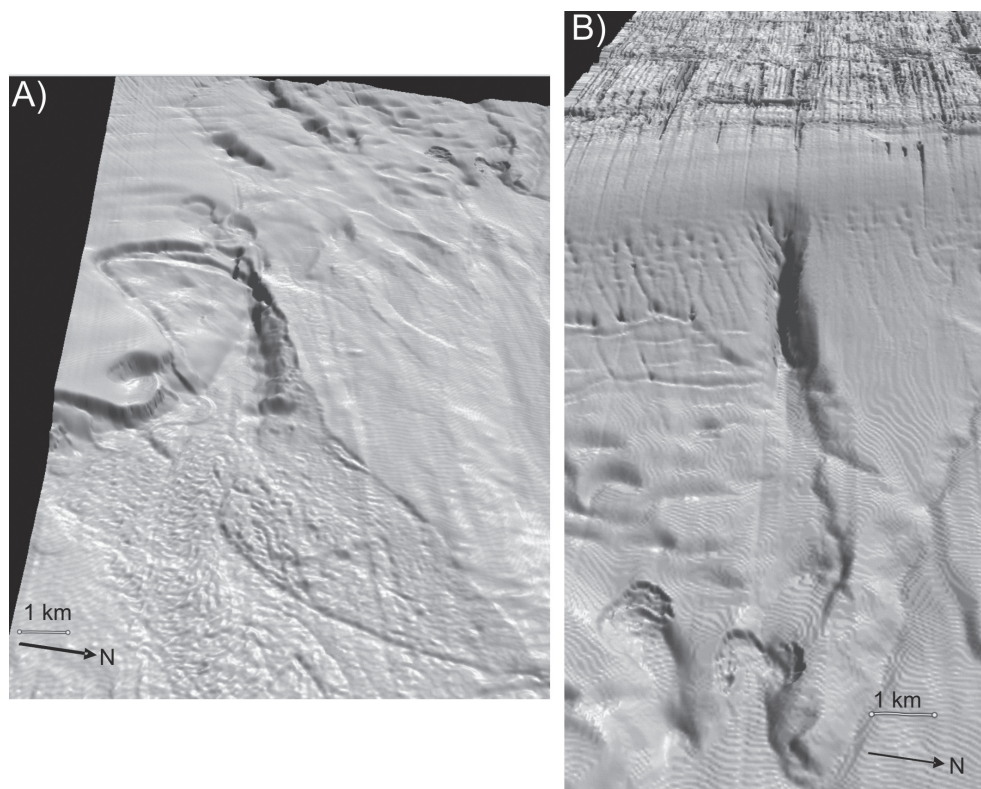


Figura 16 - *Imagens em perspectiva do relevo sombreado do fundo do mar do complexo de cicatrizes de remoção da região norte da Bacia de Campos (exagero vertical $\times 5$, iluminação de norte, escala varia com a profundidade na imagem). A) Grande cicatriz de remoção e grande leque de fluxo de detrito a jusante. B) No talude superior ocorre uma grande ravina, com calha bem desenvolvida e com cabeceira em forma de anfiteatro, e no talude inferior podem ser observadas duas cicatrizes em forma de anfiteatro.*

A grande cicatriz observada na Figura 16 A possui perfil transversal assimétrico, pois o talvegue é coincidente com a base da parede a norte da cicatriz, que é mais íngreme, 5 graus contra 3 graus da parede a sul. O desnível da parede a sul é maior, 200 m contra 100 m da parede oposta. A cabeceira, que é fortemente controlada por uma falha geológica Fundo do Mar/Marco Azul com direção norte/noroeste–sul/sudeste, tem largura de 5.600 m, desnível de 70 m e declividade de 12°. Na base, adquire perfil transversal em “U”, largura de 3.700 m, desníveis das bordas de cerca de 80 m e declividade das paredes de 4 graus. A jusante, ocorre um leque de movimento de massa constituído por fluxo de detritos e blocos lamosos oriundos do descascamento do talude.

A grande ravina observada na parte central da Figura 16 B tem uma calha bem desenvolvida e encaixada por paredes controladas por falhas rasas. Apresenta 7.300 m de comprimento e 1.250 m de largura, sendo o perfil transversal em V. As bordas apresentam desnível de cerca de 110 m. As declividades médias da cabeceira e das paredes laterais são de 10 graus e 13 graus, respectivamente. Essa feição geomorfológica representa um estágio mais evoluído das ravinas existentes imediatamente a norte, bem como uma fase anterior à de um cânion bem desenvolvido. Ainda na Figura 16 B, no pé do talude é possível observar duas cicatrizes semicirculares bem definidas, que atuam na remoção de material do talude.

Entre essas grandes feições, ocorrem várias cicatrizes de remoção menores geneticamente associadas a *pockmarks* e ao descascamento do talude médio e superior. Algumas cicatrizes apresentam forma de anfiteatro e podem evoluir para cicatrizes maiores, devido à erosão continuada das bordas. Também ocorrem diversas diminutas ravinas no talude superior, com largura de 100 m, 50 m de desnível e 3 graus de declividade das bordas.

4.4. Geomorfologia do Platô de São Paulo da região norte da Bacia de Campos

No Platô de São Paulo da região norte, ocorre o prolongamento dos canais dos principais sistemas que drenam o talude continental. Nessa região, destacam-se um grande canal que está conectado à grande ravina do complexo de cicatrizes de remoção do talude continental observada na Figura 16 B e o canal do Sistema Turbidítico de Itabapoana, que passam a apresentar calhas com perfil transversal suave e bem mais largo (Figura 17). Essas calhas apresentam largura da ordem de 6.500 m, e o desnível e a declividade das bordas são de cerca de 30 m e 1 grau, respectivamente. No interior de ambas as calhas, estabelece-se um sistema de pequenos canais de padrão anastomosado que contornam os depósitos lamosos trazidos pelo próprio canal e os depósitos blocosos de fluxo de detrito mais antigos.

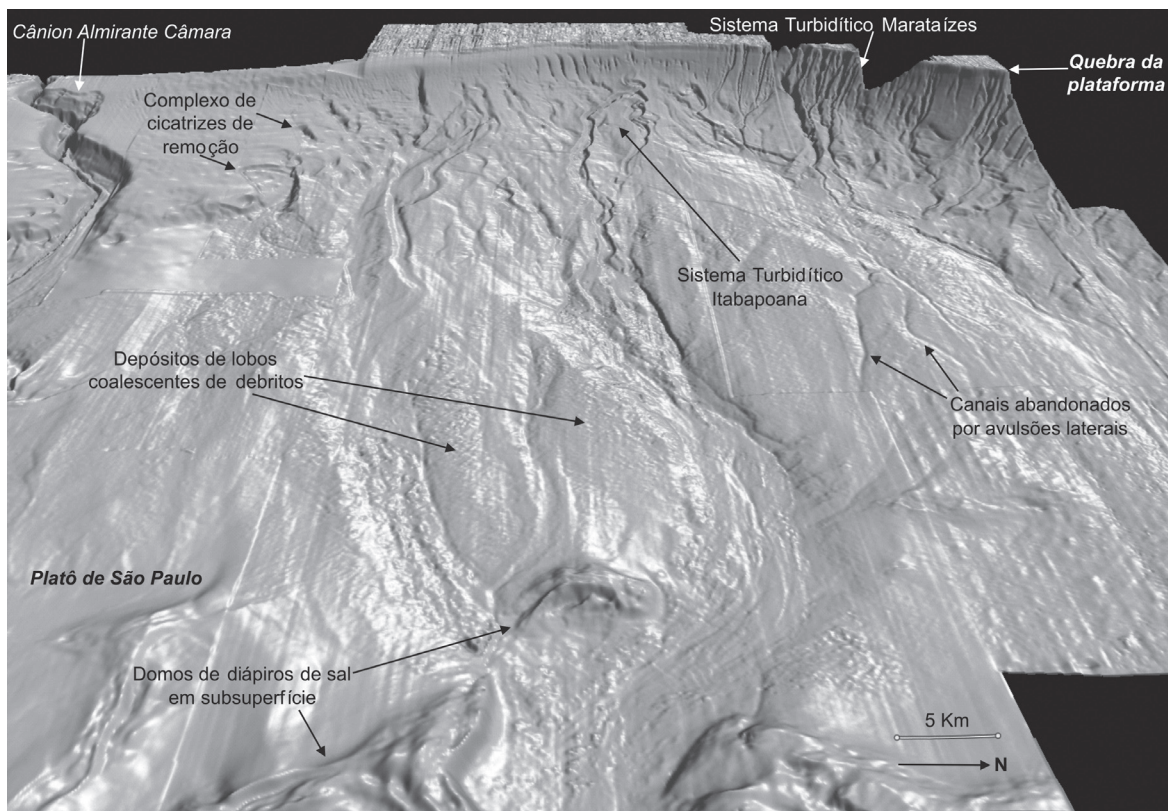


Figura 17 - Imagem 3D em perspectiva do relevo sombreado do fundo do mar com destaque para a área do Platô de São Paulo na região norte da Bacia de Campos (exagero vertical $\times 5$, iluminação de norte, escala varia com a profundidade na imagem). Na parte central da figura é possível observar os prolongamentos dos canais conectados à grande ravina do complexo de cicatrizes de remoção do talude e ao Sistema Turbidítico Itabapoana. Na parte inferior, são observados os domos halocinéticos, que controlam a sinuosidade daqueles canais.

Na região de domínio dos domos formados pela halocinese, essas calhas adquirem sinuosidade controlada pela morfologia dos domos.

Os domos halocinéticos apresentam formas irregulares, em geral alongadas, como muralhas. Os flancos normalmente se apresentam colapsados por processos de movimento de massa. As cristas dômicas, em geral, estão falhadas e apresentam abatimento. Os domos apresentam largura de 4.300 a 7.000 m e os desníveis entre a crista e o fundo do mar adjacente variam, dependendo do lado do domo, em valores entre 50 e 150 m. A declividade dos flancos varia de 2 a 5 graus.

5. Geomorfologia do talude continental e Platô de São Paulo da região central da Bacia de Campos

A região central do talude continental da Bacia de Campos compreende a região que cobre desde o Cânion Almirante Câmara, a norte, até o Cânion Goitacá, a sul. Essa região representa uma projeção do talude na direção da bacia que tem como substrato um grande pacote sedimentar com padrão de empilhamento progradacional de grandes estruturas sedimentares sigmoidais. Esse arcabouço confere a forma convexa do perfil do talude.

Nessa região, ocorrem os cânions do Grupo Nordeste: Almirante Câmara, Tabajara, Curumim, Grussaí, Itapemirim e São Tomé. Os cânions Almirante Câmara, Itapemirim e São Tomé são classificados como cânions maduros sob o ponto de vista evolutivo, pois atravessam a quebra da plataforma e funcionam como zona de by-pass de sedimentos arenosos da plataforma para o Platô de São Paulo (Figura 18). No Platô

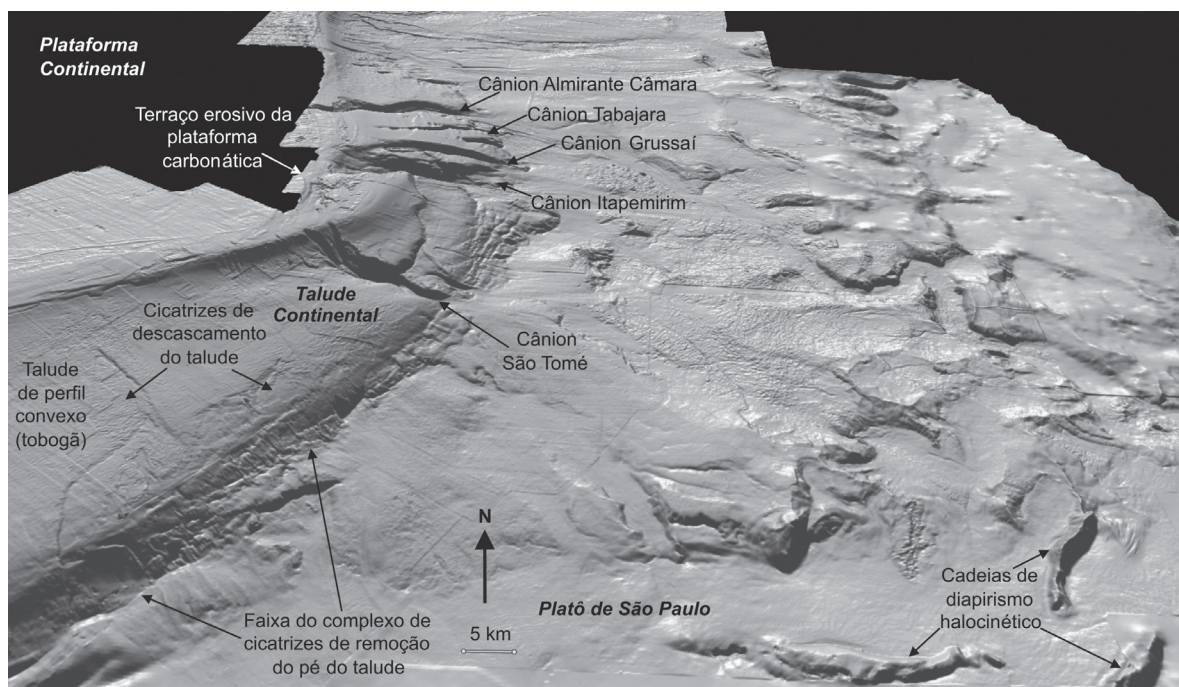


Figura 18 - Imagem 3D em perspectiva do relevo sombreado do fundo do mar da região central da Bacia de Campos (exagero vertical $\times 5$, iluminação de norte, escala varia com a profundidade na imagem). Nesta figura, observam-se os cânions do Grupo Nordeste no talude continental e a região de domínio dos domos halocinéticos no Platô de São Paulo.

de São Paulo ocorrem leques de depósitos de movimento de massa oriundos do descascamento do talude e canais submarinos conectados ao Cânion Almirante

Câmara. O Cânion Almirante Câmara se transforma ao longo do talude em uma ampla e suave calha que, em sua porção mais distal, contorna os domos halocinéticos. Grande destaque deve ser dado para as muralhas e cadeias de sal de orientação noroeste-sudeste, e sua convergência para um degrau no meio do Platô de São Paulo, de orientação geral norte-sul, controlado por falhas que bordejam os domos salinos. Uma dessas muralhas desvia a drenagem do Almirante Câmara do curso de seu cânion.

5.1. Geomorfologia do Cânion Almirante Câmara

O Cânion Almirante Câmara endenta a plataforma continental. Essa característica o classifica como um cânion maduro quanto a seu estágio evolutivo, diferentemente da maioria dos cânions da Bacia de Campos, que são imaturos (Machado *et al.*, 2004). Esse é um dos maiores cânions submarinos da margem continental Sudeste do Brasil. Apresenta 36.068 m de comprimento, um traçado peculiar que lhe confere uma sinuosidade de valor 1,2 e uma intensa escavação de seu leito por um canal interior. O vale submarino apresenta perfil transversal em U. Tanto as bordas principais do cânion quanto as paredes do canal interior sofreram intensa erosão e abatimento por escorregamentos (*slumps*) de suas bordas expressas pelas recorrentes cicatrizes semicirculares ao longo das bordas do vale submarino e do canal interior (Figura 19).

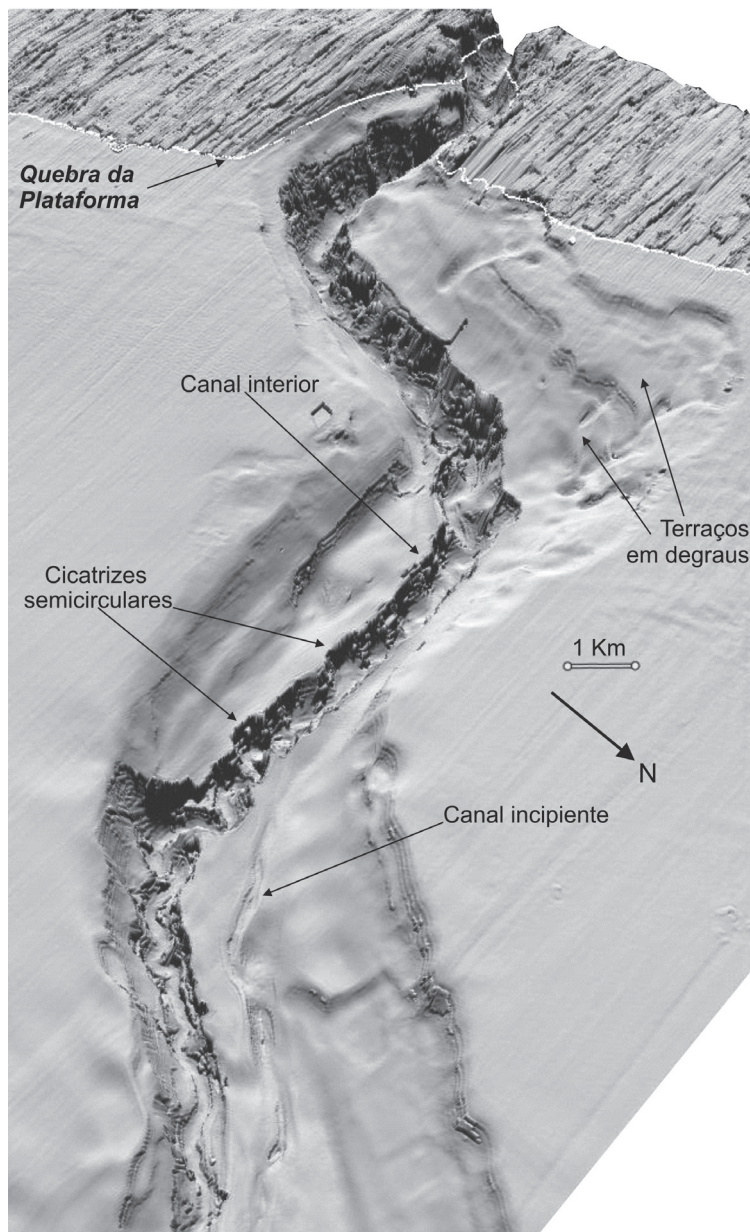


Figura 19 - Imagem do relevo sombreado do fundo do mar em perspectiva do Cânion Almirante Câmara (exagero vertical $\times 5$, iluminação de norte, escala varia de acordo com a profundidade na imagem).

Na porção mais próxima da cabeceira, entre as isobatas de 300 m e 500 m do talvegue, o vale submarino do Cânion Almirante Câmara apresenta-se mais estreito, com largura de cerca de 950 m, desnível das paredes em torno de 215 m e razão largura/desnível com média de 5, que indica alto grau de incisão do vale submarino. Nessa área, as paredes do cânion apresentam os mais elevados valores de declividade. A margem direita é relativamente mais íngreme, com 28 graus contra 20 graus da margem esquerda. A declividade média ao longo da linha de talvegue é de cerca de 6 graus.

Na porção média do cânion, entre as profundidades de 500 m e 900 m do talvegue, o vale submarino sofre alargamento. Sua largura varia de 2.600 m a 3.500 m,

atingindo largura máxima de 6.100 m onde a margem esquerda apresenta terraços em degraus de dois níveis principais formados pelo abatimento causado por escorregamentos da borda (Figura 19). Nessa área, o desnível da borda do vale submarino também é máximo, com 480 m. O valor médio dos desníveis é de 350 m.

Na última porção do cânion, na área da desembocadura, entre 900 m e 1.200 m, a largura do vale submarino atinge 4.700 m e desnível médio das bordas de 360 m. A assimetria do perfil transversal do vale submarino ocorre pelo maior desnível (média 430 m) e a menor declividade (média 10 graus) da margem esquerda e menor desnível (média 300 m) e maior declividade da margem direita (média 16 graus). Essa assimetria é atribuída aos depósitos contorníticos (Viana *et al.*, 1999) que progradam da margem esquerda para o interior da calha do cânion.

5.2. O canal interior do Cânion Almirante Câmara

O canal submarino no interior do vale submarino do Cânion Almirante Câmara se estende desde a cabeceira do cânion até depois de sua desembocadura (Figura 20). Esse longo canal apresenta sinuosidade enquanto é interior ao cânion e se torna mais retilíneo fora do cânion, a partir da lâmina de água de 1.450 m. A partir de então, sofre inflexão para sudeste, a fim de desviar de um domo halocinético no Platô de São Paulo, e vai de encontro ao canal do Cânion Tabajara, para formar o complexo de canais do Sistema Almirante Câmara, a jusante.

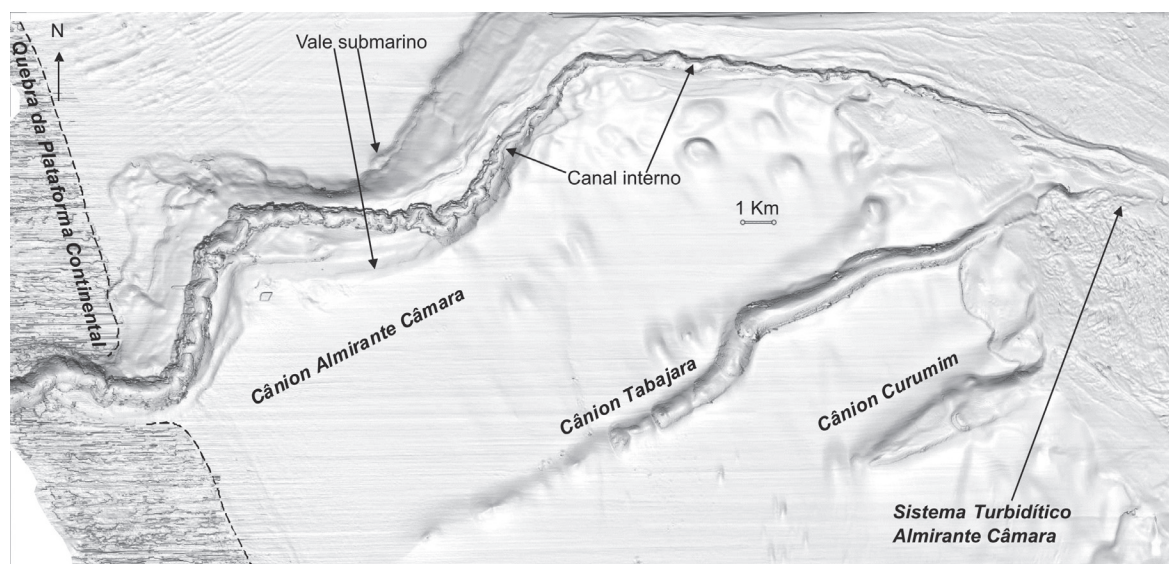


Figura 20 - Imagem do relevo sombreado do fundo do mar do talude continental na área dos cânions Almirante Câmara, Tabajara e Curumim (exagero vertical $\times 5$, iluminação de norte).

A envoltória desse canal interior apresenta sinuosidade moderada (1,2), que acompanha a sinuosidade da calha do cânion, porém seu talvegue apresenta sinuosidade elevada (1,3). O desnível das bordas varia de 80 m a 255 m (média de 134 m). O canal não apresenta assimetria significativa em seu perfil transversal. O desnível da parede da margem esquerda é, em média, 144 m, e o da margem direita, 124 m. A declividade média da parede da margem esquerda é de 23 graus e, da parede da margem direita, é de 24 graus. A declividade média ao longo da linha do talvegue é de 6 graus. A largura do canal varia de 1.230 m próximo à cabeceira do cânion e diminui para 615 m na desembocadura. O valor médio da largura do canal é de 820 m.

Ao longo de toda sua extensão, o canal interior do Cânion Almirante Câmara é bordejado por íngremes cicatrizes semicirculares formadas pelo colapso das bordas do canal. As cicatrizes se revezam nos lados opostos da borda do canal, conferindo a alta sinuosidade do talvegue do canal interior.

A partir da lâmina d'água de 830 m, um segundo canal, ainda incipiente, surge da base da parede esquerda e se estende com sinuosidade muito baixa na parte central da calha e paralelamente ao canal interior principal, que, a partir dessa região, corre junto à borda direita da calha do cânion. Ambos os canais se ramificam em vários pequenos canais entrelaçados na frente da desembocadura do cânion.

A região do talude entre o Cânion Almirante Câmara e o Cânion Tabajara apresenta perfil convexo suave, com declividade predominante que varia de 2 graus a 3 graus. Na base do talude, aproximadamente na profundidade de 1.184 m, destaca-se a escarpa de uma cicatriz erosiva, como a principal irregularidade da área. Essa cicatriz erosiva está disposta na direção norte/noroeste-sul/sudeste, gera um desnível de cerca de 170 m, possui 8 graus de declividade e atinge as bordas de ambos os cânions supracitados. Acima dessa feição, ocorrem depressões circulares muito suaves (*pockmarks*), de cerca de 900 m de diâmetro (Figura 20).

5.3. Geomorfologia do Cânion Tabajara

O Cânion Tabajara está situado a sul do Cânion Almirante Câmara, apresenta baixa sinuosidade (1,1), seu vale submarino tem direção nordeste-sudoeste e não atravessa a quebra da plataforma (Figura 21). Trata-se de um cânion estreito, com largura média de 114 m, com pouca variação. A cabeceira está situada na isóbata de 497 m. Até a profundidade de 748 m do talvegue, o cânion apresenta caracterís-

ticas morfológicas suaves, onde suas bordas não são bem definidas, e a declividade média do talvegue é de 3 graus. Nesse intervalo de lâmina d'água, a largura do cânion varia entre 1.500 e 1.000 m, os desníveis das bordas aumentam gradativamente até atingir 180 m e a razão largura/desnível de 25 indica o caráter suave do perfil transversal. A presença de suaves cicatrizes semicirculares no leito próximo à cabeceira indica o processo de erosão remontante ocorrido no desenvolvimento do cânion, ao longo de um lineamento de *pockmarks*.

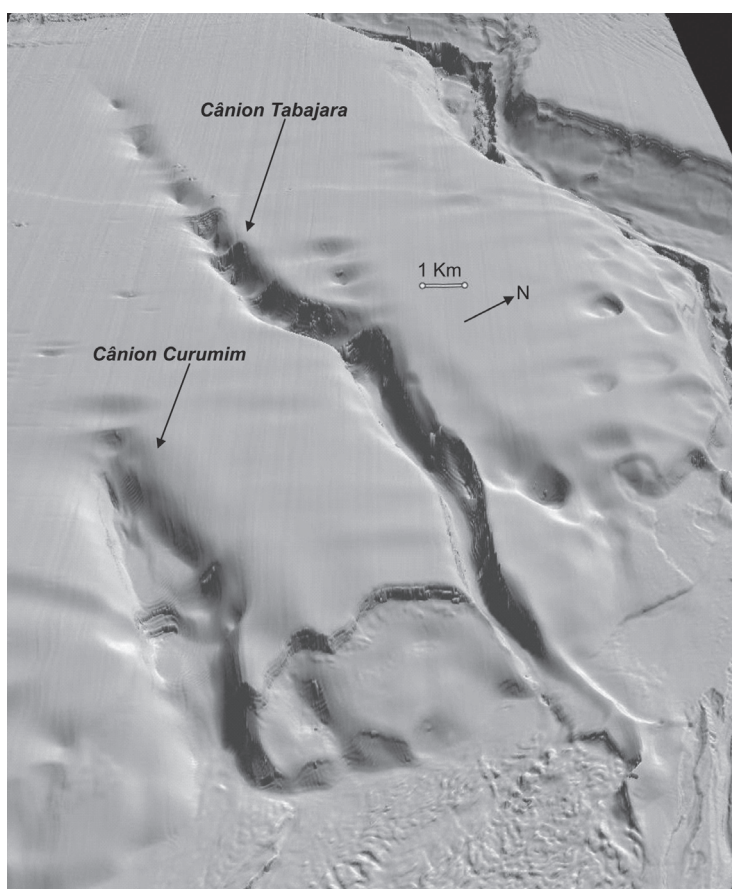


Figura 21 - Imagem do relevo sombreado do fundo do mar em perspectiva dos cânions Tabajara e Curumim (exagero vertical $\times 5$, iluminação de norte, a escala varia com a profundidade na imagem).

Entre 660 m e 1.200 m, na porção mediana do cânion, o leito do cânion apresenta degraus formados por cicatrizes semicirculares provocadas pela ruptura do material do leito. A jusante da profundidade de 748 m, os valores tornam-se mais acentuados, a declividade média do talvegue aumenta para 5 graus, assim como o desnível e a declividade das bordas. As bordas do cânion tornam-se bem definidas e com perfil transversal simétrico e em forma de U, porém a borda esquerda apresenta maior desnível (151 m) que a da direita (138 m). A largura do cânion se mantém em torno de 1.000 m, e a média da razão largura/desnível, igual a 8, indica alto grau de incisão do vale submarino.

A região do talude continental entre os cânions Tabajara e Grussaí tem um perfil convexo típico. Apresenta valores mais baixos de declividade no talude superior, variando de 1 a 2 graus, e se torna mais íngreme à medida que vai se aproximando do pé do talude, com declividade variando de 2 a 10 graus no pé do talude continental. Os elevados valores de declividade no talude inferior se devem a uma grande cicatriz de remoção, paralela às isóbatas, cujo topo encontra-se na profundidade de 1.340 m. Essa feição atinge a borda direita do Cânion Tabajara e a borda esquerda do Cânion Curumim.

O Cânion Curumim tem direção da calha nordeste-sudoeste (Figura 21), a cabeceira encontra-se a 1.050 m de profundidade e a largura varia de 1.500 m próximo à cabeceira, até cerca de 2.000 m próximo à boca da calha. O desnível da margem esquerda é de 187 m, e o da direita, 120 m. A razão largura/desnível é 13, e o perfil transversal apresenta-se em forma de "U". A declividade das paredes esquerda e direita é de, respectivamente, 16 e 15 graus. A declividade do leito é de 2 graus.

5.4. Geomorfologia do Cânion Grussaí

O Cânion Grussaí possui o vale submarino com direção leste/nordeste-oeste/sudoeste e em forma de arco (Figura 22), devido ao forte controle estrutural de uma grande falha profunda que também passa pela cabeceira do Cânion Itapemirim e se estende, controlando a calha do Cânion São Tomé, localizado mais a sul (Szatmari e Demercian, 1991).

Esse cânion apresenta 20.830 m de comprimento, calha retilínea e perfil transversal em forma de U. A cabeceira está a 520 m de profundidade e encontra-se junto com a borda norte da cabeceira do Cânion Itapemirim, porém não chega a atravessar a quebra da plataforma.

A largura do vale submarino não apresenta muita variação, com valores de 1.640 m próximo da cabeceira até 3.200 m próximo da boca do cânion. O desnível da borda esquerda, 187 m em média, é maior que o desnível da borda direita, que apresenta valores médios de 144 m. A razão largura/desnível de 17 indica alta incisão. Ambas as bordas são íngremes, com poucas irregularidades, e apresentam valores de declividade médios de 13 graus na margem esquerda e de 12 graus na

margem direita. O fundo do cânion não apresenta muitas irregularidades e possui declividade média de 3 graus.

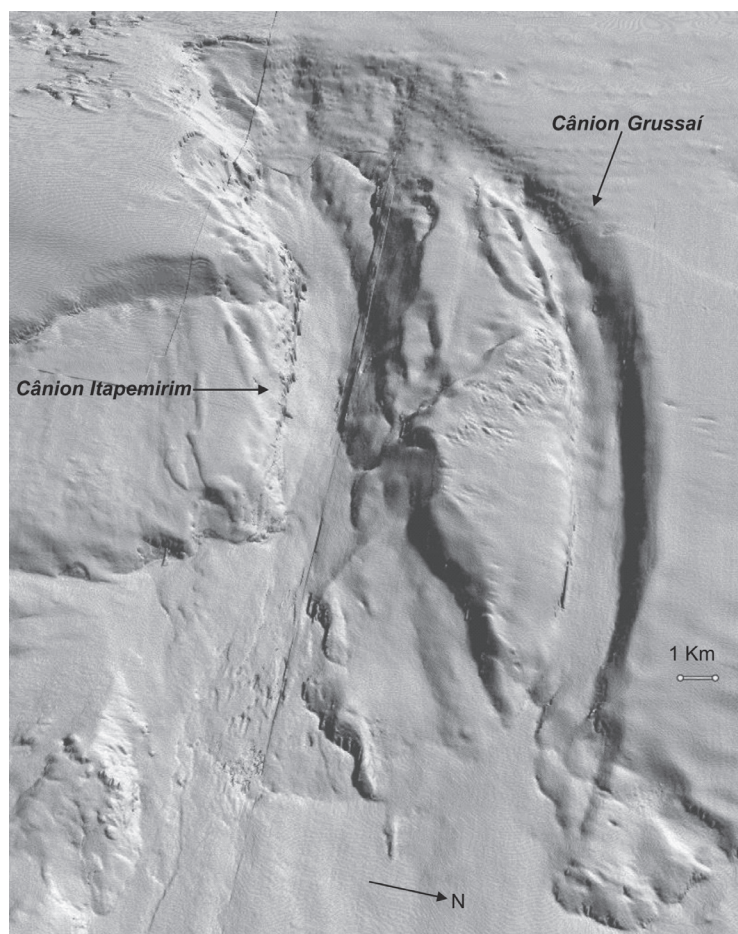


Figura 22 - Imagem do relevo sombreado do fundo do mar em perspectiva dos cânions Itapemirim e Grussaí (exagero vertical $\times 5$, iluminação de norte, escala varia com a profundidade na imagem)

5.5. Geomorfologia do Cânion Itapemirim

O Cânion Itapemirim possui ampla cabeceira que atravessa a quebra da plataforma continental, com largura máxima de 4.500 m. A cabeceira é constituída por um complexo de anfiteatros que, de forma ramificada, endentam a plataforma continental. A parte mais rasa da cabeceira está a 150 m de profundidade. As paredes da cabeceira apresentam-se muito irregulares devido à intensa dissecação por cicatrizes de remoção. A declividade da parede da cabeceira é relativamente baixa (7 graus), se comparada com as dos cânions adjacentes, e o desnível da borda da cabeceira até o talvegue do vale submarino é de 470 m.

O eixo principal do vale submarino possui direção leste/nordeste-oeste/sudoeste e comprimento de 30.697 m. A calha principal é retilínea. A largura do vale submarino varia de 7.880 na parte central a 5.500 m próximo da boca do cânion.

A razão largura/desnível é 22, indicando baixo grau de incisão. A parede esquerda apresenta irregularidades morfológicas em degraus de terraços erosivos, tendo como valores médios de declividade e desnível, 9 graus e 400 m, respectivamente. Já a borda direita apresenta desníveis menores, 330 m em média, e declividade um pouco maior, cerca de 10 graus. A declividade média do fundo do vale submarino, ao longo da linha de talvegue, é de 3 graus em média.

A margem direita do vale submarino apresenta desnível menor devido à remoção de espesso pacote do talude entre os cânions Itapemirim e São Tomé, evidenciado pela grande cicatriz de remoção com direção N-S, em cuja escarpa apresenta desnível de cerca de 200 m e 13 graus de declividade. O pé do talude é marcado por ondulações sedimentares escalonadas, com cristas paralelas às isóbatas e relacionadas a depósitos contorníticos. A sudeste da boca do Cânion Itapemirim ocorre uma feição dômica proeminente associada à atividade halocinética de sub-superfície (Amorim, 2008), com cerca de 9.500 m de diâmetro (Figura 23).

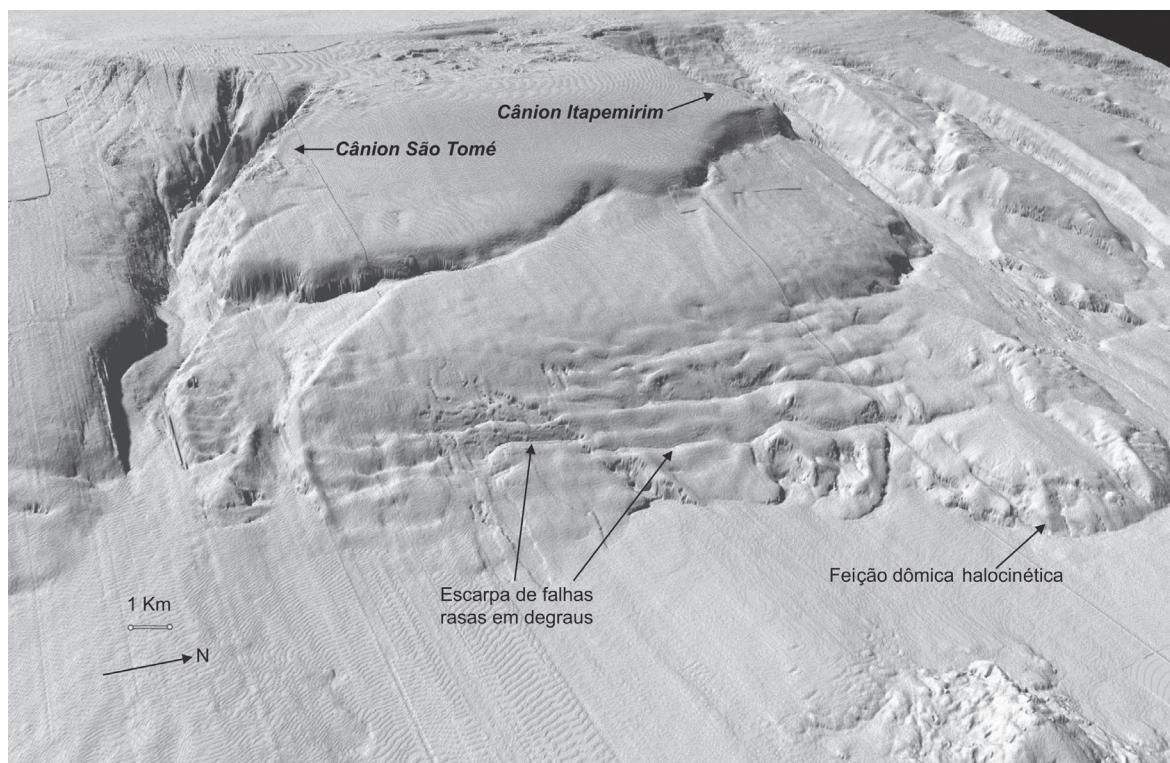


Figura 23 - Imagem do relevo sombreado do fundo do mar em perspectiva dos cânions São Tomé e Itapemirim, e da grande escarpa de cicatriz entre esses cânions (exagero vertical $\times 5$, iluminação de norte, escala varia conforme a profundidade na imagem).

5.6. Geomorfologia do Cânion São Tomé

O Cânion São Tomé apresenta duas cabeceiras bem desenvolvidas e estabelecidas na quebra da plataforma, adentrando, aproximadamente, 300 m na direção do continente (Figura 23). O cânion possui direção geral noroeste-sudeste, com cerca de 25.000 m de comprimento, enquanto a linha de quebra da plataforma tem direção nordeste-sudoeste, de modo que uma cabeceira está mais a nordeste, na profundidade de 314 m, e a outra, mais a sudoeste, a 230 m. Ambas possuem calha praticamente retilínea. Próximo à cabeceira, os desníveis e as declividades das paredes da cabeceira sudoeste são maiores que da cabeceira nordeste, em torno de 189 m, e declividade de 20° da primeira e de 171 m e 16 graus da segunda. A seção transversal de ambas as calhas das cabeceiras tem a forma de V típico. A calha a sudoeste apresenta parede mais irregular devido à ocorrência de ravinas e ao acúmulo de depósito de movimento de massa na base das paredes.

A declividade do talvegue da calha da cabeceira sudoeste é maior que a de nordeste, sendo de 13 graus da primeira e de 6 graus da segunda.

Na porção intermediária do cânion, entre 690 m e 1260 m, a margem esquerda é mais irregular que a margem direita, que tem perfil suave. Na margem esquerda, ocorrem grandes cicatrizes semicirculares relacionadas a grandes escorregamentos rotacionais, que formam patamares de terraços em degraus. Essas grandes cicatrizes são responsáveis pelo aumento da largura do vale submarino, fazendo com que este se estenda para norte. A confluência das duas calhas ocorre na profundidade de 980 m, onde há uma cicatriz que indica a remoção do material sedimentar que as separava. A partir desse ponto, apesar do estabelecimento de um grande vale submarino, permanecem dois canais paralelos no leito do vale, um de 84 m de largura a sudoeste e outro de 100 m de largura a nordeste. A confluência desses canais submarinos só ocorre a 1.270 m de profundidade, onde um canal passa a dominar no talvegue. Próximo à boca do cânion, a 1.530 m de profundidade, esse canal se estabelece ao longo da base da parede esquerda do vale submarino.

Após a confluência das calhas das duas cabeceiras, a largura do vale submarino varia de 5.400 m, próximo à confluência, até 2.865 m próximo da boca do cânion. O vale submarino passa a ter a seção transversal em forma de U, o desnível e a declividade da parede esquerda do cânion são, respectivamente, de cerca de 379 m e 12 graus e, na parede direita, de cerca de 272 m e 14 graus.

Próximo à boca do cânion, o vale submarino apresenta forma em U, o desnível e a declividade da parede esquerda do cânion são de cerca de 153 m e 20 graus e, na parede direita, de cerca de 221 m e 25 graus. A declividade do talvegue varia de cerca de 2 graus próximo da confluência e varia para 1 grau próximo à boca do cânion.

No talude superior, entre os cânions São Tomé e Itapemirim, ocorre um amplo terraço erosivo que expõe as camadas da plataforma carbonática (Viana *et al.*, 1998), com largura de 8.000 m entre 200 m e 400 m e declividade em geral entre 0 e 1 grau.

5.7. Geomorfologia do talude continental convexo (Tobogã)

O talude continental de perfil convexo (tobogã) se situa entre o Cânion Goitacá, a sul, e o Cânion São Tomé, a norte (Figura 24). Essa forma é atribuída ao padrão de empilhamento progradacional das camadas sedimentares em forma de uma grande sigmoide que se desenvolveu durante o Mioceno. A quebra da plataforma não é bem definida na fisiografia, pois é suavizada numa faixa com declividade muito baixa, de 1 a 2 graus.

Essa região do talude continental apresenta ampla área de descascamento, onde, no talude médio, destaca-se uma grande cicatriz com geometria interna de forma triangular fortemente controlada por falha geológica na direção noroeste-sudeste, que se estende até o pé do talude por 40.385 m.

Em toda a faixa do talude inferior ocorre um amplo complexo de cicatrizes de remoção. Nessa faixa, são encontrados os valores mais elevados do talude continental convexo, cerca de 6 graus em média, podendo chegar, em alguns locais, a 15 graus (Figura 24).

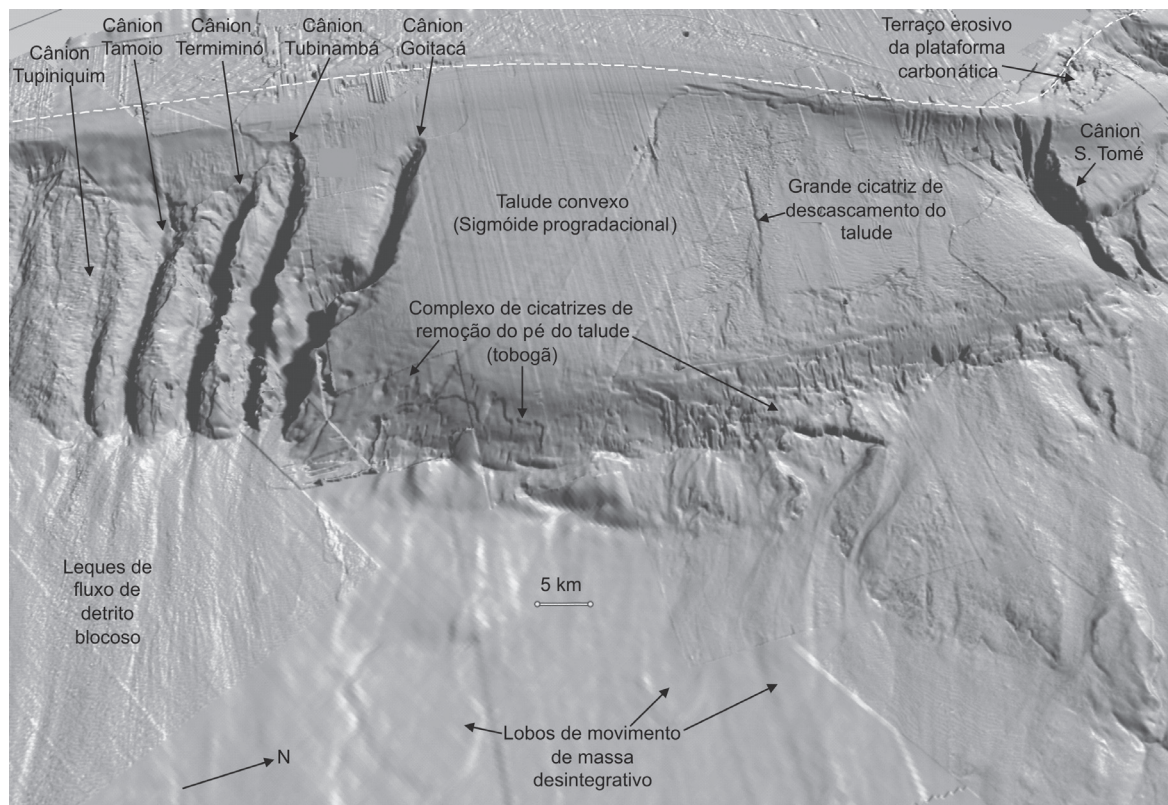


Figura 24 - Imagem 3D em perspectiva do relevo sombreado do fundo do mar da região central da Bacia de Campos (exagero vertical $\times 5$, iluminação de norte, escala varia com a profundidade na imagem). Linha branca tracejada corresponde à linha da quebra da plataforma.

5.8. Geomorfologia do Platô de São Paulo na região central da Bacia de Campos

Na região do Platô de São Paulo, próximo da saída das bocas dos cânions, ocorrem leques de fluxo de detritos provenientes do talude. Na frente da boca do Cânion Almirante Câmara estabeleceu-se um complexo turbidítico de areias provenientes da plataforma composto por pequenos canais que correm no interior de uma calha larga, com 4.100 m de largura e perfil transversal suave. Essa calha sofre desvio para sudeste, por conta de uma muralha de sal, de modo que encontra a calha da frente da boca do Cânion Itapemirim e continua se estendendo com sinuosidade para contornar os domos de diápiro de sal até atingir o sopé. Na região central do Platô de São Paulo, entre os domos e as calhas, ocorrem amplos depósitos blocosos de detritos soerguidos por influência do diapirismo do sal em subsuperfície (Figura 25).

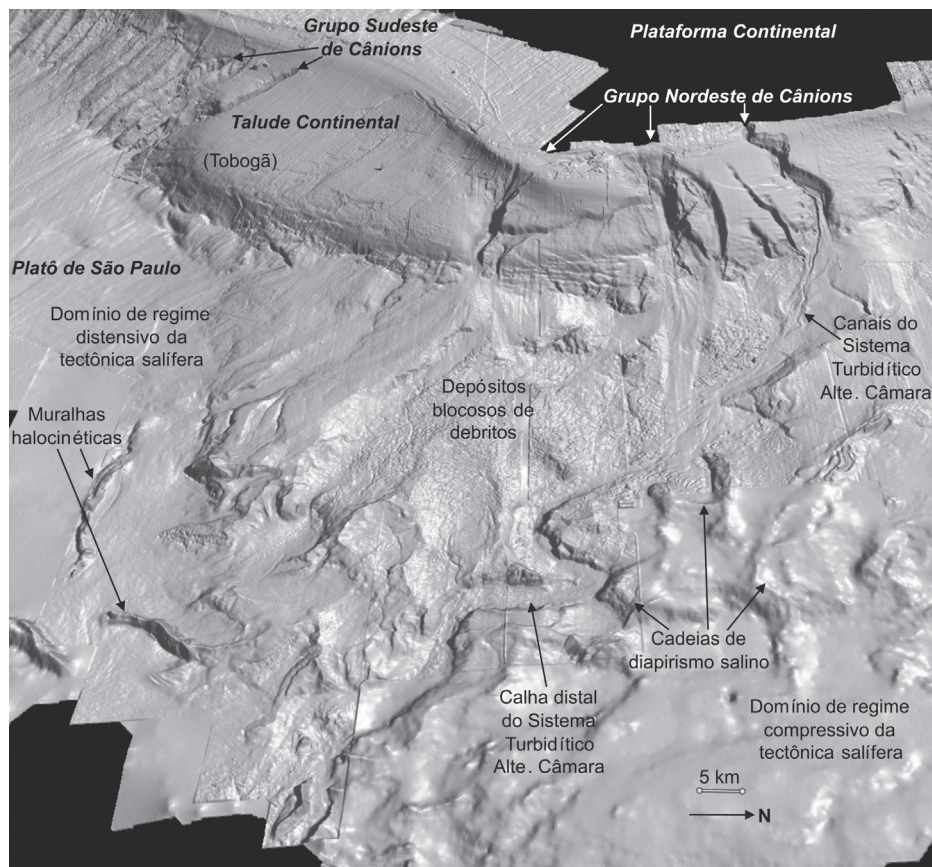


Figura 25 - Imagem 3D em perspectiva do relevo sombreado do fundo do mar da região do Platô de São Paulo da região central da Bacia de Campos (exagero vertical $\times 5$, iluminação de norte, escala varia com a profundidade na imagem). Em destaque as muralhas de sal, inclusive aquelas que formam a calha distal do sistema de drenagem do Almirante Câmara através do Platô de São Paulo.

Em torno de 2.500 m de profundidade ocorre um grande degrau por toda a região central da bacia com desnível de cerca de 40 m. Esse desnível marca a passagem para uma região da bacia onde a tectônica salífera é de regime compressivo, com ocorrência de algumas muralhas alongadas com diápiros de sal em subsuperfície. Essas muralhas apresentam comprimento de cerca de 2.500 m e causam desníveis em torno de 100 m no lado do flanco mais raso contra 130 m no lado do flanco mais profundo.

6. Geomorfologia do talude continental e Platô de São Paulo da região Sul da Bacia de Campos

Na região sul da bacia, encontram-se os cânions do Grupo Sudeste, composto pelos cânions: Goitacá, Tupinambá, Temiminó, Tamoio e Tupiniquim (Figuras 26 e 27). Mais a sul, estão os cânions do Grupo Sul-Sudeste, os quais, para sul, apresentam suas cabeceiras cada vez mais próximas da linha de quebra da plataforma à medida que atingem a faixa de terraço erosivo, de modo a ficarem separados da quebra da plataforma por um pequeno desnível de 30 a 60 m. Esses cânions apresentam perfis transversais suavizados em forma de U. Em suas calhas, há grandes depósitos de movimento de massa, com grande quantidade de blocos disseminados.

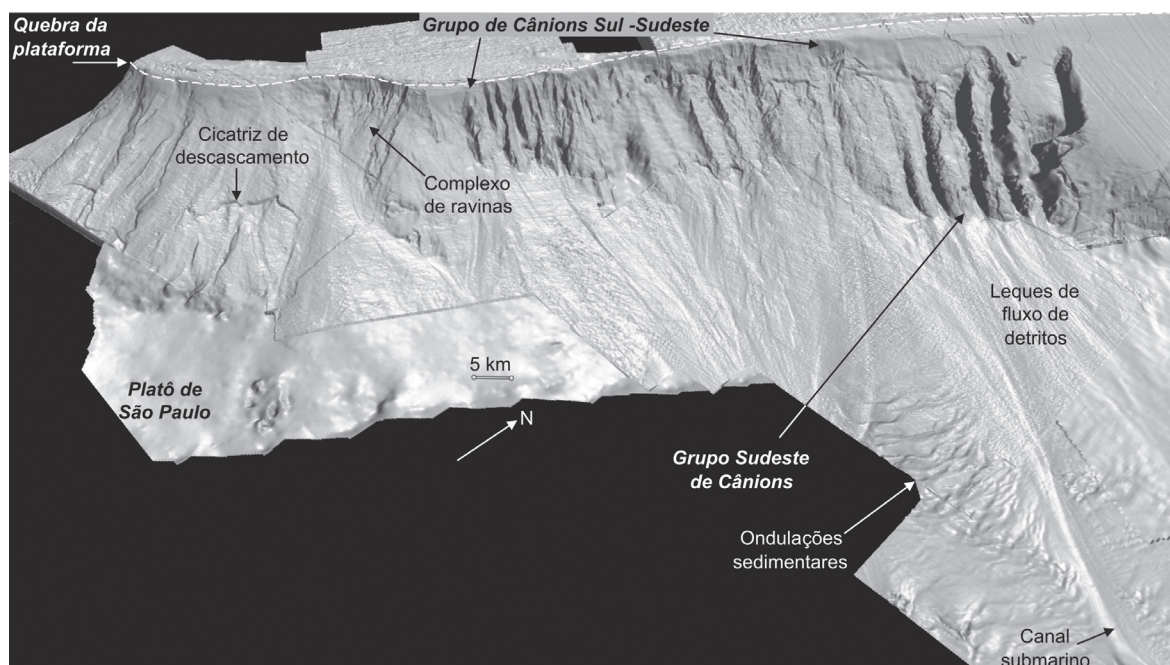


Figura 26 - Imagem 3D em perspectiva do relevo sombreado do fundo do mar da região sul da Bacia de Campos (exagero vertical $\times 5$, iluminação de norte, escala varia de acordo com a profundidade na imagem).

Defronte a esses depósitos de detritos blocosos, ocorrem sulcos de escoamento e um canal (sem cabeceira), os quais atravessam o pé do talude e avançam pelo Platô de São Paulo. O canal apresenta comprimento da ordem de 54.000 m e largura de cerca de 2.235 m apresentando desnível gradativo, até atingir 22 m na parte mais profunda (parte inferior da Figura 26). Esse canal é ladeado por grandes lobos de transbordamento lamoso, que se estendem lateralmente por até 15.000 m, nos quais se desenvolvem ondulações gigantescas que geram desníveis de 1,5 a 25 m e comprimentos de onda que variam de 1.300 a 2.300 m.

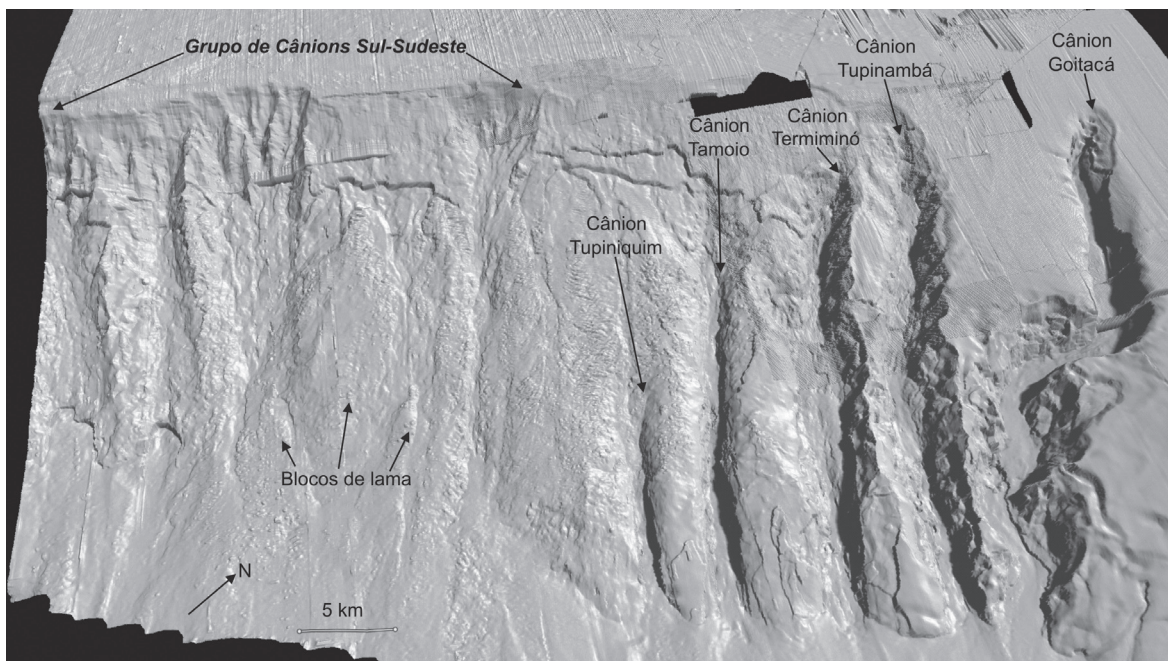


Figura 27 - Imagem 3D em perspectiva do relevo sombreado do fundo do mar dos cânions do Grupo Sudeste e dos cânions do Grupo Sul-Sudeste (exagero vertical $\times 5$, iluminação de norte, escala varia com a profundidade na imagem).

6.1. Geomorfologia do Cânion Goitacá

O Cânion Goitacá é o que apresenta as maiores dimensões dentre os cânions do Grupo Sudeste (Figuras 26 e 27). Sua cabeceira está situada no talude da região central da bacia, na profundidade de 566 m, onde a quebra da plataforma se encontra suave e o perfil do talude é convexo. Como particularidade, esse cânion apresenta duas mudanças de direção em forma de cotovelos em sua parte mediana, onde a calha muda de direção, ficando praticamente paralela às isóbatas do talude. Isso acontece devido ao forte controle estrutural de falhas geológicas profundas e ancoradas em crista de diápiro de sal. O perfil transversal apresenta forma de U ao longo de toda a calha.

Na cabeceira, na isóbata de 870 m do talvegue, os desníveis das paredes são de cerca de 200 m e a largura do vale submarino é de cerca de 3.000 m. A declividade das paredes é de 5 graus e do talvegue é de 6 graus.

Abaixo da cabeceira, a 1.254 m de profundidade no talvegue, os desníveis das paredes são de cerca de 320 m na margem esquerda e de 260 m na margem direita, e a largura do vale submarino é de cerca de 4.000 m. A declividade das paredes é de cerca de 10 graus na margem esquerda e 15 graus na margem direita, e a do talvegue é de 2 graus.

Entre os cotovelos, a 1.628 m de profundidade no talvegue, os desníveis das paredes são de cerca de 300 m na margem esquerda e 440 m na margem direita, e a largura do vale submarino é de cerca de 3.700 m. A declividade das paredes é de cerca de 22 graus na margem esquerda e 15 graus na margem direita, e a do talvegue é de 2 graus.

Após os cotovelos, a 1.981 m de profundidade no talvegue, os desníveis das paredes são de cerca de 360 m e a largura do vale submarino é em torno de 6.850 m. A declividade das paredes é de cerca de 7 graus na margem esquerda e de 10 graus na margem direita, e a do talvegue é de 2 graus.

Próximo à boca do cânion, a 2.273 m de profundidade no talvegue, os desníveis das paredes são de cerca de 360 m na margem esquerda e de 460 m na margem direita, e a largura do vale submarino é de cerca de 4.450 m. A declividade das paredes é de cerca de 7 graus, e a do talvegue é de 2 graus.

6.2. Geomorfologia do Cânion Tupinambá

O Cânion Tupinambá apresenta calha retilínea e perfil transversal em forma de U (Figura 27). Apresenta comprimento de 35.820 m. A cabeceira está situada na região sul do talude continental da bacia, a 508 m. As paredes são marcadas por cicatrizes e ravinas.

Próximo à cabeceira, a 1.143 m de profundidade no talvegue, os desníveis das paredes são de 240 m na margem esquerda e 190 m na margem direita, e a largura do vale submarino é de cerca de 4.870 m. A declividade das paredes é de cerca de 8 graus na margem esquerda e de 7 graus na margem direita, e a do talvegue é de 2 graus.

Na parte do meio, a 2.007 m de profundidade no talvegue, os desníveis das paredes são de cerca de 350 m na margem esquerda e de 380 m na margem direita, e a largura do vale submarino é de 5.450 m. A declividade das paredes é de cerca de 10 graus na margem esquerda e de 6 graus na margem direita, e a do talvegue é de 4 graus.

Próximo à boca do cânion, a 2.322 m de profundidade no talvegue, os desníveis das paredes são de cerca de 220 m na margem esquerda e de 230 m na margem direita, e a largura do vale submarino é de 3.065 m. A declividade das paredes é de cerca de 11 graus na margem esquerda e de 16 graus na margem direita, e a do talvegue é de 1 grau.

6.3. Geomorfologia do Cânion Temiminó

O Cânion Temiminó apresenta calha retilínea e perfil transversal em forma de U (Figura 27). Apresenta comprimento de 30.974 m. A cabeceira está situada na região sul do talude continental da bacia, a 863 m. As paredes são marcadas por cicatrizes e ravinas.

Próximo da cabeceira do cânion, a 981 m de profundidade no talvegue, os desníveis das paredes são de cerca de 85 m na margem esquerda e de 100 m na margem direita, e a largura do vale submarino é de 2.055 m. A declividade das paredes é de cerca de 6 graus, e a do talvegue é de 1 grau.

Na parte do meio do cânion, a 1.886 m de profundidade no talvegue, os desníveis das paredes são de cerca de 230 m e a largura do vale submarino é de 5.150 m. A declividade das paredes é de cerca de 13 graus na margem esquerda e de 9 graus na margem direita, e a do talvegue é de 2 graus.

Próximo à boca do cânion, a 2.305 m de profundidade no talvegue, os desníveis das paredes são de cerca de 60 m na margem esquerda e de 90 m na margem direita, e a largura do vale submarino é de 2.760 m. A declividade das paredes é de cerca de 12 graus na margem esquerda e de 10 graus na margem direita, e a do talvegue é de 1 grau.

6.4. Geomorfologia do Cânion Tamoio

O Cânion Tamoio apresenta calha retilínea e perfil transversal em forma de U (Figura 27). Apresenta comprimento de 30.320 m. A cabeceira está situada na região sul do talude continental da bacia, a 875 m. As paredes são marcadas por cicatrizes e ravinas.

Próximo da cabeceira, a 1.290 m de profundidade no talvegue, os desníveis das paredes são de cerca de 100 m e a largura do vale submarino é de 5.130 m. A declividade das paredes é de cerca de 3 graus na margem esquerda e de 4 graus na margem direita, e a do talvegue é de 3 graus.

Na parte do meio do cânion, a 1.936 m de profundidade no talvegue, os desníveis das paredes são de cerca de 280 m na margem esquerda e de 250 m na margem direita, e a largura do vale submarino é de 3.980 m. A declividade das paredes é de cerca de 9 graus na margem esquerda e de 7 graus na margem direita, e a do talvegue é de 3 graus.

Próximo à boca do cânion, a 2.268 m de profundidade no talvegue, os desní-

veis das paredes são de cerca de 90 m e a largura do vale submarino é de 3.000 m. A declividade das paredes é de cerca de 6 graus na margem esquerda e de 5 graus na margem direita, e a do talvegue é de 1 grau.

6.5. Geomorfologia do Cânion Tupiniquim

O Cânion Tupiniquim apresenta calha retilínea e perfil transversal em forma de U (Figura 27). Apresenta comprimento de 27.593 m. A cabeceira está situada a 1.002 m de profundidade. As paredes são marcadas por cicatrizes e ravinas.

Próximo da cabeceira, a 1.700 m de profundidade no talvegue, os desníveis das paredes são de cerca de 70 m e a largura do vale submarino é de cerca de 3.215 m. A declividade das paredes é de cerca de 4 graus na margem esquerda e de 3 graus na margem direita, e a do talvegue é de 3 graus.

Na parte do meio do cânion, a 2.007 m de profundidade no talvegue, os desníveis das paredes são de cerca de 90 m na margem esquerda e de 120 m na margem direita, e a largura do vale submarino é de cerca de 1.600 m. A declividade das paredes é de cerca de 23 graus na margem esquerda e 7 graus na margem direita, e do talvegue é de 3 graus.

Próximo à boca do cânion, a 2.204 m de profundidade no talvegue, os desníveis das paredes são de cerca de 90 m na margem esquerda e de 70 m na margem direita. A largura do vale submarino é de cerca de 1.180 m. A declividade das paredes é de cerca de 20 graus na margem esquerda e de 25 graus na margem direita, e a do talvegue é de 2 graus.

7. Conclusões

Neste trabalho, elaborou-se uma caracterização descritiva das principais feições geomorfológicas do talude continental e do Platô de São Paulo da Bacia de Campos, com base nos dados do modelo digital batimétrico de Schreiner *et al.* (2008). Os processos de formação e modelamento do relevo submarino foram controlados por fatores estruturais associados à Tectônica Salífera de subsuperfície (Szatmari e Demercian, 2001; Hercos *et al.*, 2004), por fatores oceanográficos de atuação em diferentes escalas de tempo (Viana *et al.*, 1998; Viana *et al.*, 2002) e por processos erosivos evidenciados por formas e depósitos de movimentos de massa (Kowsmann *et al.*, 2002).

A região do talude continental ao Platô de São Paulo da Bacia de Campos foi dividida em regiões: norte, central e sul. Em cada uma observaram-se feições e aspectos geomorfológicos particulares.

Assim, a região norte apresenta: perfil batimétrico com forma côncava; predominância de extensos canais submarinos que se prolongam até o Platô de São Paulo; e alta ocorrência de cicatrizes de remoção e ravinamento do talude médio e inferior.

A região central apresenta: uma projeção do talude na direção da bacia constituído por camadas sedimentares, num padrão de empilhamento progradante sigmoidal que confere forma convexa ao perfil batimétrico do talude; os cânions do Grupo Nordeste, sendo os cânions Almirante Câmara, Itapemirim e São Tomé classificados como cânions maduros sob o ponto de vista evolutivo, pois adentram a plataforma continental; no Platô de São Paulo, ocorrem línguas de depósitos de movimento de massa e canais submarinos conectados ao Cânion Almirante Câmara.

A região sul apresenta: perfil batimétrico côncavo onde se instalam os cânions do Grupo Sudeste e os cânions do Grupo Sul-Sudeste. Todos os cânions do Grupo Sudeste são classificados como imaturos, pois nenhum atravessa a quebra da plataforma.

Os cânions do Grupo Nordeste apresentam os mais elevados valores de declividade das paredes, cerca de 15°, e da linha de talvegue, em torno de 3 graus, enquanto os cânions do Grupo Sudeste apresentam as maiores médias de largura.

Agradecimentos

Agradecimento aos técnicos do grupo de SIG da Gerência de Geologia Marinha (Petrobras/E&P-Serv/US-SUB) pela edição final dos mapas. Ao geofísico Benedito Souza Gomes, à geofísica Simone Schreiner e à geóloga Cízia Mara Hercos, pelas discussões técnicas e análises críticas fundamentais à realização deste trabalho. Ao geofísico Marco Aurélio de Campos Merschmann, pelo apoio e o incentivo na divulgação das informações apresentadas neste capítulo, e aos demais integrantes da equipe de Geologia Marinha da Petrobras. Os comentários dos revisores muito contribuíram para o aprimoramento deste trabalho.

Referências

- Almeida, A.G., Kowsmann, R.O., 2011. Caracterização Geomorfológica do Fundo Marinho do Talude Continental da Bacia de Campos, RJ. XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Armação de Búzios, Brasil. São Paulo: USP, Instituto de Geociências. Resumos Expandidos.
- Amorim, J.O., 2008. Caracterização geológica do fundo marinho em área afetada por diapirismo salino em águas ultraprofundas da Bacia de Campos. Dissertação de mestrado. Recife: Universidade Federal de Pernambuco.
- Brehme, I., 1984. Vales submarinos entre o Banco dos Abrolhos e Cabo Frio. Dissertação de mestrado. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências.
- Castro, D.D.de, 1992. Morfologia da Margem Continental Sudeste-Sul Brasileira e Estratigrafia Sísmica do Sopé Continental. Dissertação de mestrado. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Cobbold, P., Szatmari, P., 1991. Radial gravity gliding on passive margins. *Tectonophysics*, 188: 249-289.
- Hercos, C.M., Miller, D.J., Kowsmann, R.O. 2004. Geohazards superficiais nos blocos BC-400, BC-500 e BMC-3. Rio de Janeiro: Petrobras/Cenpes/PDEXP, GEOF. RT GEOF 006/04.
- Hercos, C.M., Silveira, M.A., Merschmann, M.A. 2005. Caracterização do sistema turbidítico Marataízes, tectonicamente controlado – FM Carapebus moderna, Bacia de Campos. V Seminário de Interpretação Exploratória, Resumos Expandidos. Armação de Búzios, Brasil, Rio de Janeiro, Petrobras.
-

-
- Kowsmann, R.O., Machado, L.C.R., Viana, A.R., Almeida Jr., W., Vicalvi, M.A., 2002. Controls on Mass-Wasting in Deep Water of the Campos Basin. 34th Offshore Technology Conference, Houston, Texas, Richardson: Society of Petroleum Engineers. p.1-11.
- Kowsmann, R.O., Viana, A.R., 1992. Movimentos de massa provocados por cunhas progradantes de nível de mar baixo: exemplo na Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, 6(1/2):99-102.
- Machado, L.C.R., Kowsmann, R.O., Almeida Jr., W., Murakami, C.Y., Schreiner, S., Miller, D.J., Piauilino, P.O.V., 2004. Geometria da porção proximal do sistema deposicional turbidítico moderno da Formação Carapebus, Bacia de Campos; modelo para heterogeneidades de reservatório. Boletim de Geociências da Petrobras, 12(12):287-315.
- Meisling, K.E., Cobbold, P.R., Mount, V.S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos Basins, southeastern Brazil. AAPG Bull. 85(11):1903-1924.
- Rangel, H.D., Martins, F.A., Esteves, F.R., Feijó, F.J., 1994. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, 8(1):203-217.
- Reis, A. T., 1994. O Grupo Sudeste de Cânions e sua Relação com a Progradação do Leque São Tomé, RJ. Dissertação de mestrado. Rio de Janeiro: Observatório Nacional.
- Schreiner, S., Souza, M.F.P., Migliorelli, J.P.R., 2007/2008. Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico da Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, v.16:157-160.
- Souza Cruz, C.E. 1995. Estratigrafia e sedimentação de águas profundas do Neogeno da Bacia de Campos, Rio de Janeiro. Tese de doutorado. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências.
- Stow, D.A.V., Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. Marine and Petroleum Geology, 17(2):125-135.
- Szatmari, P., Demercian, L. S., Cobbold, P. R., Coelho, D. F. S., 1991. Halocinese na Bacia de Campos e área de Cabo Frio. Rio de Janeiro: Petrobras/Cenpes/Divex. Relatório Cenpes/Sintep/MCT 650-14051, Projeto 01-04-16.
-

-
- Viana, A.R., Faugères, J.C., Kowsmann, R.O., Lima, J.A., Caddah, L.F., Rizzo, J.G. 1998. Hydrology, Morphology and Sedimentology of the Campos Basin Continental Margin, Offshore Brazil. *Sedimentary Geology*, 115(1/4):133-157.
- Viana, A.R., Almeida, W., Machado, L.C., 1999. Different styles of canyon infill related to gravity and bottom current processes: examples from the upper slope of the SE Brazilian margin. 6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brasil. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica. Expanded Abstract 01499.
- Viana, A.R., Hercos, C.M., Almeida Jr., W., Magalhães, J.L., Andrade, C., 2002. Evidence of bottom current influence on the Neogene to Quaternary sedimentation along the northern Campos Slope, SW Atlantic Margin. Stow, D.A., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R., editors. *Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London: Geological Society. Memoir 22:249-259.
- Waisman, G., 2008. Tectônica de sal da Bacia de Campos. Sal: Geologia e Tectônica (Mohriak, W., Szatmari, P., Anjos, S.M.C., organizadores). São Paulo: Editora Beca, p. 314-339.
- Winter, W.R., Jahnert, R.J., França, A.B., 2007. Bacia de Campos: Boletim de Geociências da Petrobras, 15(2):511-529.
- Zembruscki, S.G., 1979. Geomorfologia da Margem Continental Sul Brasileira e das Bacias Oceânicas Adjacentes. Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas Adjacentes. Rio de Janeiro, Petrobras, Cenpes, Dintep. Projeto REMAC, 7. p. 129-177
-

IV. MAPA BATIMÉTRICO DA BACIA DE CAMPOS

Resumo

Este capítulo representa uma nota explicativa do mapa batimétrico integrado da Bacia de Campos que reúne em uma única imagem a batimetria da plataforma continental, do talude continental e do Platô de São Paulo adjacente.

1 - Introdução

O mapa batimétrico e o Modelo Digital do Terreno elaborados durante o Programa de Caracterização Regional da Bacia de Campos/Projeto Habitats expressam a morfografia do fundo do mar da Bacia de Campos. A construção dessa batimetria foi elaborada para a plataforma continental e para o talude e sopé continentais com métodos e dados de origens distintas.

Apresenta-se, nesta publicação, o resultado de um mosaico de batimetria convertido em Modelo Digital do Terreno oceânico representado pela imagem batimétrica colorida e sombreada.

2 - Composição dos mosaicos batimétricos – Plataforma continental

Para a elaboração da base de dados batimétricos da plataforma continental, foram utilizados dados batimétricos oriundos de 63 folhas de bordo produzidas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). Esses dados formaram a principal fonte de informações sobre a batimetria da plataforma, tanto pela quantidade de dados disponíveis quanto por sua distribuição espacial na área da pesquisa. Dados ETOPO, obtidos no National Geophysical Data Center (NGDC) da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), e dados SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) foram utilizados para recobrir eventuais áreas das quais não existiam levantamentos hidrográficos de folhas de bordo, na área da plataforma continental (Figueiredo Jr. *et al.*, capítulo 2, neste volume).

3 - Composição dos mosaicos batimétricos – Talude continental e Platô de São Paulo

Para a elaboração da base de dados batimétricos do talude continental e Platô de São Paulo, foram utilizados dados batimétricos da Petrobras, oriundos de 37 projetos sísmicos 3D, de 12 levantamentos de multifeixe e de um levantamento batimétrico de varredura por interferometria de sonar (Schreiner *et al.*, 2008), além de dados regionais oriundos da GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans). Esses últimos foram utilizados para recobrir eventuais áreas sem levantamentos.

4 - Mapa batimétrico da Bacia de Campos

Com os dois mosaicos prontos já definidos em área (limites da Bacia de Campos) e escalas iguais (resolução de célula de 100 m), foi possível iniciar a integração dos dados para a composição do mapa batimétrico.

Com o uso do Programa SIGEO da Petrobras, foram geradas, a partir do grid da batimetria da plataforma e do grid de batimetria do talude continental e Platô de São Paulo, duas malhas regulares com as mesmas dimensões. Para a junção desses dois grids, consideraram-se os valores do grid da batimetria da plataforma, desde a cota 0 m (zero) até a cota -200 m, e os valores do grid de batimetria do talude continental e Platô de São Paulo, da cota -200 m em diante.

A junção dos grids da plataforma e do talude gerou o Modelo Digital do Terreno para batimetria do fundo oceânico, que foi somado ao modelo da parte emersa e à imagem de satélite LANDSAT TM, sendo aplicada a esta última uma transparência de 35%. As áreas emersas utilizaram o grid da GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans), com resolução de 30 minutos.

A imagem resulta da composição da imagem de edge (Schreiner *et al.*, 2008), com a batimetria em tons de azul, com transparência. Sobre a composição de imagens, foram colocadas as curvas batimétricas geradas a partir do mosaico, com intervalos de 5 m na plataforma continental (até a cota -100 m) e intervalos de 100 m para o talude continental e Platô de São Paulo.

As curvas batimétricas foram geradas nas regiões das quais existiam dados com resolução adequada, o que justifica sua ausência nas áreas de águas mais profundas que não apresentam dados de sísmica e interferometria de sonar.

Por fim, essa integração de dados da plataforma, do talude e do Platô de São Paulo da Bacia de Campos deu origem ao mapa batimétrico e ao Modelo Digital do Terreno de resolução apropriada para uso em uma escala de 1: 500.000.

5 - Conclusões

A utilização de uma grande densidade de dados batimétricos possibilitou o detalhamento de feições morfológicas do fundo marinho já conhecidas na literatura e a descoberta de novas feições até então não mapeadas.

Agradecimentos

Ao geólogo Renato Oscar Kowsmann, pelas valiosas sugestões e contribuições, fundamentadas no profundo conhecimento da Geologia Marinha da margem continental brasileira. Aos atuais colegas de trabalho da Gerência de Geologia Marinha (Petrobras/ E&P-Serv/US-SUB) e àqueles que por aqui já estiveram, pelo legado do mapeamento minucioso do fundo do mar desses projetos de sísmica 3D compilados neste trabalho. Aos revisores, agradecemos os comentários para o aprimoramento do texto.

Referências

- Figueiredo Jr. A.G., Pacheco C.E.P., Vasconcelos S.C, Silva, F.T., 2012. Geomorfologia da plataforma continental da Bacia de Campos. No prelo.
- Schreiner, S., Mendonça de Souza, M.B., Migliorelli, J.P., 2007/2008. Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico da Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, 16 (1) :157-160.
-

V. FEIÇÕES INDICADORAS DE INSTABILIDADE GEOLÓGICA NO TALUDE CONTINENTAL E NO PLATÔ DE SÃO PAULO

Resumo

Visando à segurança das facilidades de produção a serem assentadas no leito marinho da Bacia de Campos, foi confeccionado um mapa das feições morfológicas de fundo indicadoras de atividade sedimentar e instabilidade submarina, com base no imageamento de sísmica 3D da Bacia de Campos. As naturezas dessas feições são descritas à luz dos estudos realizados nas últimas décadas na Bacia de Campos, e suas idades são inferidas através da análise e da datação dos testemunhos a pistão disponíveis. Conclui-se que a maior parte das feições de risco geológico mapeadas são relíquias e foram formadas em períodos de nível de mar baixo do Pleistoceno. Através deste estudo, no entanto, infere-se a persistência do transporte de sedimentos através de alguns cânions submarinos e também da atividade da tectônica salífera na porção distal da bacia, durante o Holoceno.

1 - Introdução

O avanço da exploração de hidrocarbonetos para águas profundas e o reconhecimento de grandes feições associadas à instabilização gravitacional do talude continental levaram as companhias de petróleo a se preocuparem cada vez mais com a segurança das instalações de produção no leito marinho (Schroder *et al.*, 2000; Evans *et al.*, 2007). Estudos multidisciplinares, integrando ferramentas de geofísica, geologia e geotecnia, vêm sendo conduzidos em áreas de campos petrolíferos de todo o mundo e passaram a ser exigidos pelas agências reguladoras de muitos países. Exemplos clássicos desses estudos integrados abordaram os campos de Ormen Lange na Noruega (Bryn *et al.*, 2003) e Mad Dog e Atlantis no Golfo do México (Jeanjean *et al.*, 2003). Em paralelo, instituições de pesquisas têm procurado compreender os mecanismos de disparo, as distâncias de corrida e as cargas de impacto envolvidas nos movimentos de massa gravitacionais submarinos (Locat e Lee, 2000; Masson *et al.*, 2010a, Masson *et al.*, 2010b). Na investigação do controle das oscilações glacioeustáticas do nível do mar na geração de instabilidade do leito marinho, a determinação da idade dos eventos de movimentos de massa gravitacionais tem merecido atenção especial (Kowsmann *et al.*, 2002,

Young *et al.*, 2003; Lee *et al.*, 2004; Lee, 2009).

A imagem da morfologia do talude continental da Bacia de Campos e do Platô de São Paulo adjacente (Schreiner *et al.*, 2007/2008) revela a existência de inúmeras feições que, se tomadas como ativas, representariam evidências de severa instabilidade sedimentar atual na área. No presente capítulo, essas feições são apresentadas e mapeadas em caráter regional. Com base na descrição e na datação dos sedimentos coletados por numerosos testemunhos a pistão, procurou-se estabelecer a natureza e a idade dos eventos que geraram essas feições, apontando-se aquelas ainda em atividade.

2 - Metodologia

Para definir os indicadores geológicos de risco em escala de bacia, partiu-se da imagem da morfologia do leito marinho do talude continental da Bacia de Campos e do Platô de São Paulo adjacente, confeccionada a partir de dados obtidos através de sísmica 3D (Schreiner *et al.*, 2007/2008) (Figura 1). Dessa imagem, extraíram-se as inúmeras feições ou depósitos de risco geológico evidentes, e a maioria já fora descrita por vários autores (Gorini *et al.*, 1998; Caddah *et al.*, 1998; Machado, 2001, Kowsmann *et al.*, 2002). O mapeamento da distribuição das areias turbidíticas teve, além da análise da imagem sísmica, suporte das anomalias positivas de amplitude sísmica do fundo do mar (Almeida *et al.*, 2001), que foram compiladas por Schreiner *et al.* (2007/2008) utilizando diversos projetos sísmicos 3D realizados na bacia.

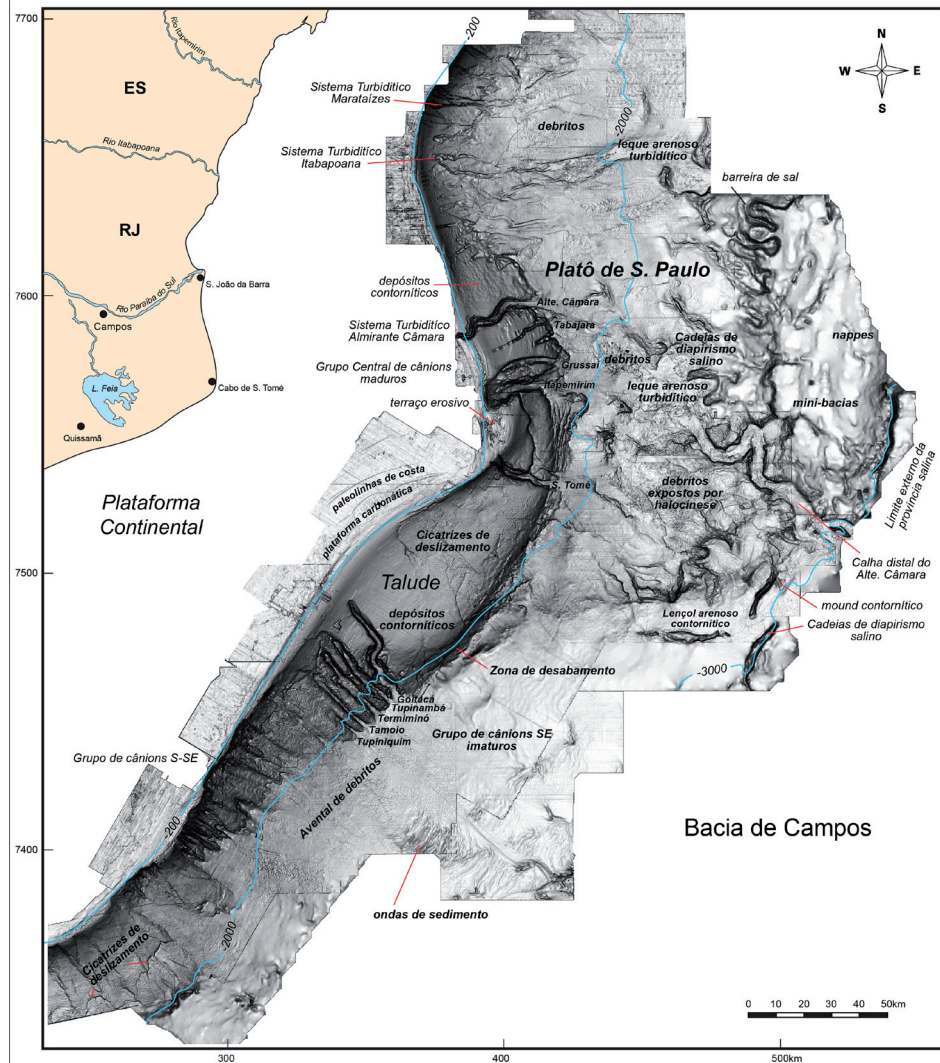


Figura 1 - Imagem da morfologia do talude da Bacia de Campos e do Platô de São Paulo adjacente, baseado em sísmica 3D (Schreiner et al., 2007/2008). Feições indicativas de instabilidade (Figura 4) foram extraídas deste mapa.

Num segundo passo, de um total de 670 testemunhos a pistão descritos na bacia, foram selecionados 295 que amostraram elementos indicativos de movimentos de massa compatíveis, em escala, com os indicadores geológicos mapeados. Extraíram-se, dessas descrições, a natureza e a idade do último evento de instabilidade ocorrido em cada um deles, através da análise do perfil litológico, dos tipos de contatos, das estruturas primárias e secundárias e das biozonas de foraminíferos planctônicos. Nesse acervo de testemunhos a pistão, incluem-se os testemunhos descritos e datados por Abreu *et al.* (2005) e que foram posteriormente redatados por Vicalvi (2009b).

Nos testemunhos a pistão longos (aproximadamente 20 m de comprimento),

obtidos durante algumas campanhas de investigação geotécnica, a identificação de ausência de seção por erosão (*i.e.*, discordâncias e hiatos) e de ocorrência de depósitos de movimento de massa teve o auxílio de perfis geotécnicos de resistência não drenada, obtidos nas mesmas localidades. Esses perfis de resistência foram gerados através da penetração de um piezocone (PCPT) de 40 m no sedimento marinho de fundo e de ensaios geotécnicos de laboratório em amostras de testemunho, realizados a bordo. De acordo com a metodologia de Amaral (2002), a pressão de poros induzida durante a cravação foi utilizada para corrigir a resistência à penetração do cone. Para permitir a correlação entre perfis, foi eliminada a pressão hidrostática, visando referenciar os dados a um único *datum*, o fundo do mar. Os perfis de resistência à penetração foram convertidos em resistência ao cisalhamento não drenada (S_u), utilizando-se uma correlação empírica com ensaios de *torvane*, *mini-vane* de laboratório e triaxiais UU nas amostras do sedimento marinho.

Biozonas de foraminíferos planctônicos foram usadas para datar os sedimentos (Vicalvi, 2009a). Determinou-se a idade de um evento de instabilidade atribuindo-se a ele a idade da cobertura hemipelágica não perturbada, imediatamente sobreposta aos sedimentos deformados ou desintegrados (Vicalvi e Kowsmann, 2006).

As amostras para biozoneamento por foraminíferos planctônicos foram coletadas em intervalos de aproximadamente 30 cm, orientadas pelos contatos faciologicos. As amostras, pesando no máximo 60 g, foram lavadas em peneira de 0,062 mm de malha, e o material retido, após secagem, foi passado em duas peneiras (0,250 mm e 0,125 mm). Os foraminíferos planctônicos retidos em cada peneira foram identificados e quantificados. Para a datação de sedimentos do Quaternário Superior, foram utilizadas as biozonas de foraminíferos planctônicos de Ericson e Wollin (1968), controladas por clima e calibradas com os estágios isotópicos de oxigênio de Emiliani (1966), com suas idades correspondentes (Figura 2). A curva isotópica de Imbrie (1985), convertida em variação do nível do mar, também é mostrada como referência (Figura 2). As biozonas de Ericson e Wollin (1968) baseiam-se principalmente na abundância do plexo *Globorotalia menardii* de águas quentes. A proporção desse plexo em relação às espécies de águas frias *Globorotalia inflata* e *Globorotalia truncatulinoides* foi utilizada como elemento adicional na definição das biozonas (Vicalvi, 1997). Utilizou-se ainda o *Datum* de Último Aparecimento de *Pulleniatina obliquiloculata* (Prell e Damuth, 1978), cuja idade na Bacia de Campos situa-se entre 42.000 e 45.000 (Vicalvi, 1999). O esquema de biozoneamento pro-

posto por Vicalvi (2009a) encontra-se sintetizado na Figura 3. As idades absolutas foram extraídas de Kohl *et al.* (2004) e de suas referências.

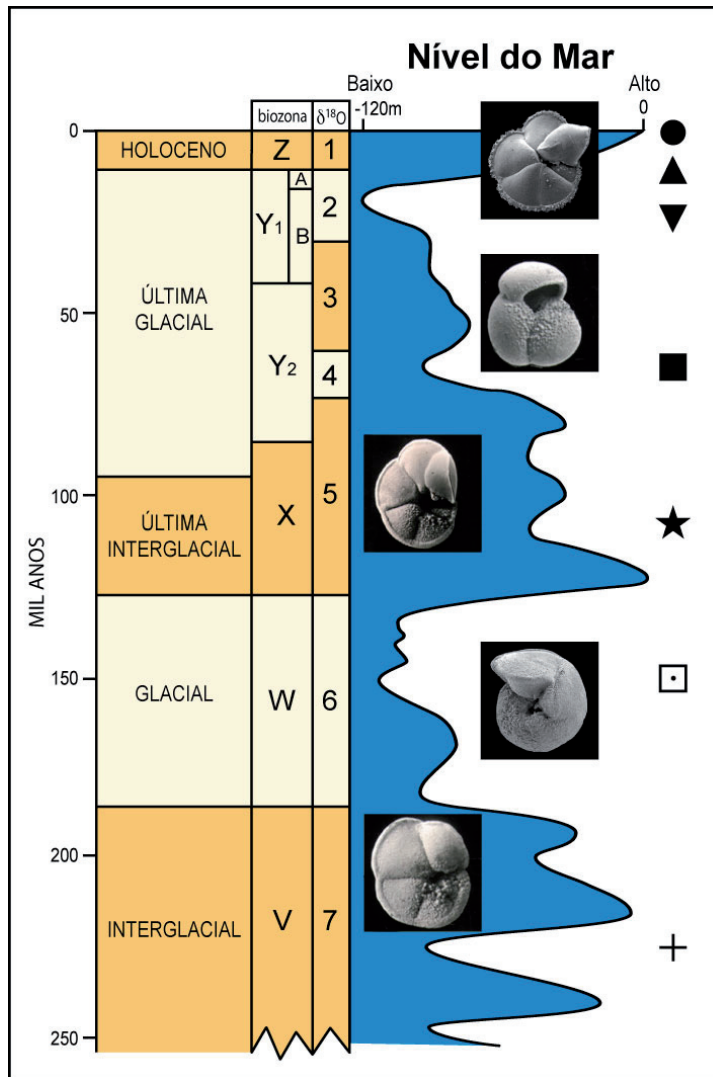
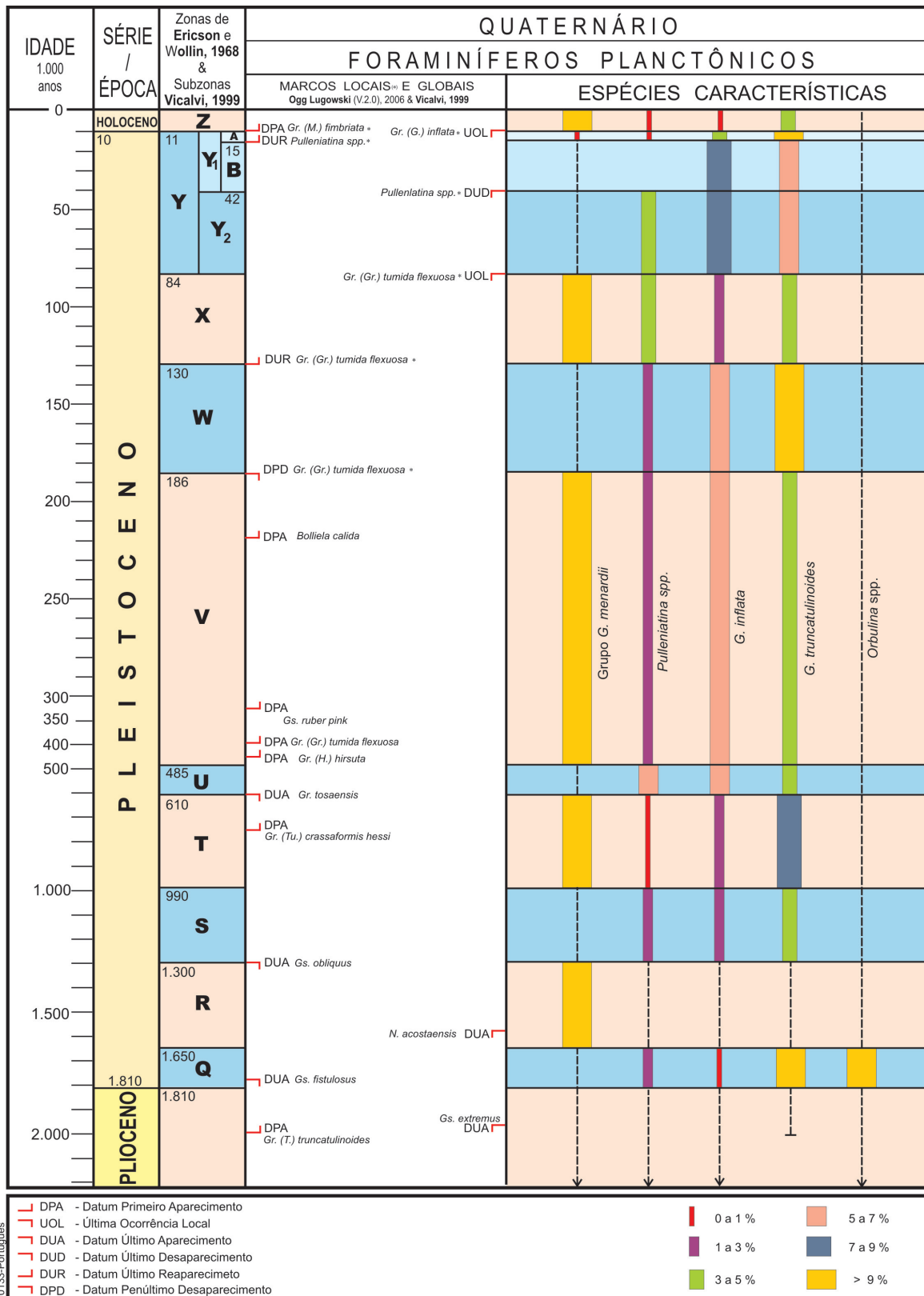


Figura 2 - Biozonas de foraminíferos planctônicos (Vicalvi, 2009a) baseadas em Ericson e Wollin (1968), estágios isotópicos de oxigênio e curvas do nível do mar do Quaternário Superior com base em Imbrie *et al.* (1985). Símbolos codificam as biozonas correspondentes (por exemplo, Y2 = quadrado cheio) e foram utilizados para assinalar, no mapa da Figura 5, a idade do último evento de instabilidade amostrado em cada testemunho a pistão.

Sedimentos do Pleistoceno Inferior, Cenozoico e Cretáceo, eventualmente amostrados em afloramentos, subafloramentos e clastos, foram datados através de nanofósseis calcários. Para o Pleistoceno Inferior, foi utilizado o zoneamento de Antunes (1994). Para o Cenozoico, utilizou-se o de Richter *et al.* (1993), que é correlacionado com as biozonas internacionais de Martini (1971) e Okada e Bukry (1980). Para o Cretáceo, foi empregado o zoneamento internacional de Sissingh (1977), reeditado por Perch-Nielsen *et al.* (1985).



T0133-Português

Figura 3 - Esquema do biozoneamento de Vicalvi (2009a), baseado na distribuição estratigráfica quantitativa de táxons selecionados de foraminíferos planctônicos. Idades absolutas de Kohl et al. (2004). Biozonas interglaciais representadas em rosa e glaciais em azul.

3. Resultados

A imagem do fundo do mar da Bacia de Campos de Schreiner *et al.* (2007/2008) foi utilizada para identificar as diversas feições fisiográficas do talude e Platô de São Paulo adjacente (Figura 1). A imagem foi obtida através da construção de um mosaico dos numerosos projetos de sísmica 3D e utilizando o atributo sísmico *edge detection*, que realça os contrastes de gradiente (Schreiner *et al.*, 2007/2008). A imagem evidencia abundância de indicadores geológicos de transporte e instabilidade sedimentar que foram mapeados, de forma resumida, na Figura 4. Destacam-se o terraço de erosão ao longo da quebra da plataforma continental e o derrame de areia no topo do talude, ambos causados pela ação da Corrente do Brasil e a circulação associada (Viana e Faugères, 1998; Viana *et al.*, 2002a; Kowsmann e Carvalho, 2000). Destacam-se ainda o talude retalhado por voçorocas na parte sul da bacia, os cânions maduros e os vários sistemas de drenagem turbidítica desenvolvidos através destas feições na parte central e no norte da bacia, onde ocorrem areias turbidíticas (Viana *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2001, Machado *et al.*, 2004; Abreu *et al.*, 2005; Hercos *et al.*, 2005). Observam-se também os depósitos de movimentos de massa escorregados e amarrotados (*slumps*) nos taludes superior e médio (Costa *et al.*, 1994; Castro *et al.*, 1992; Caddah *et al.*, 1998) e as cicatrizes de remoção de camadas, no talude inferior (Kowsmann e Viana, 1992; Kowsmann *et al.*, 2002). É possível ainda observar os depósitos de movimento de massa conglomeráticos lamosos (*debris flows*) de pé de talude (Machado *et al.*, 2001; Kowsmann *et al.*, 2004), as zonas soerguidas pela movimentação do sal (*halocinese*) e ainda os afloramentos nas muralhas formadas pelo diapirismo salino no Platô de São Paulo (Kowsmann *et al.*, 2002). Esse cenário de abundantes feições provocadas por eventos de instabilidade já havia sido descrito por Gorini *et al.* (1998) quando da análise das imagens de sonar de varredura lateral larga, que cobriram toda a bacia. No entanto, esses autores não dispunham de testemunhos a pistão que permitissem datar esses eventos.

Um confronto entre as feições de transporte e instabilidade de sedimentos e as idades dos eventos que as originaram revela, no entanto, que a grande maioria das feições ocorreu em tempos pretéritos, em períodos glaciais de nível de mar baixo.

Para esta análise, foram plotados, sobre o mapa da Figura 4, os dados de 295 testemunhos a pistão que mostraram as feições mapeadas de transporte e instabilidade sedimentar (Figura 5). Esses dados consistem de: (a) a natureza do evento de instabilidade evidenciado em cada testemunho (afloramentos e discordâncias, depósitos de transporte de massa lamosos deformados ou desintegrados e areias turbidíficas) e (b) a biozona da primeira lama hemipelágica não deformada, que recobre essas feições de instabilidade, identificadas através de símbolos.

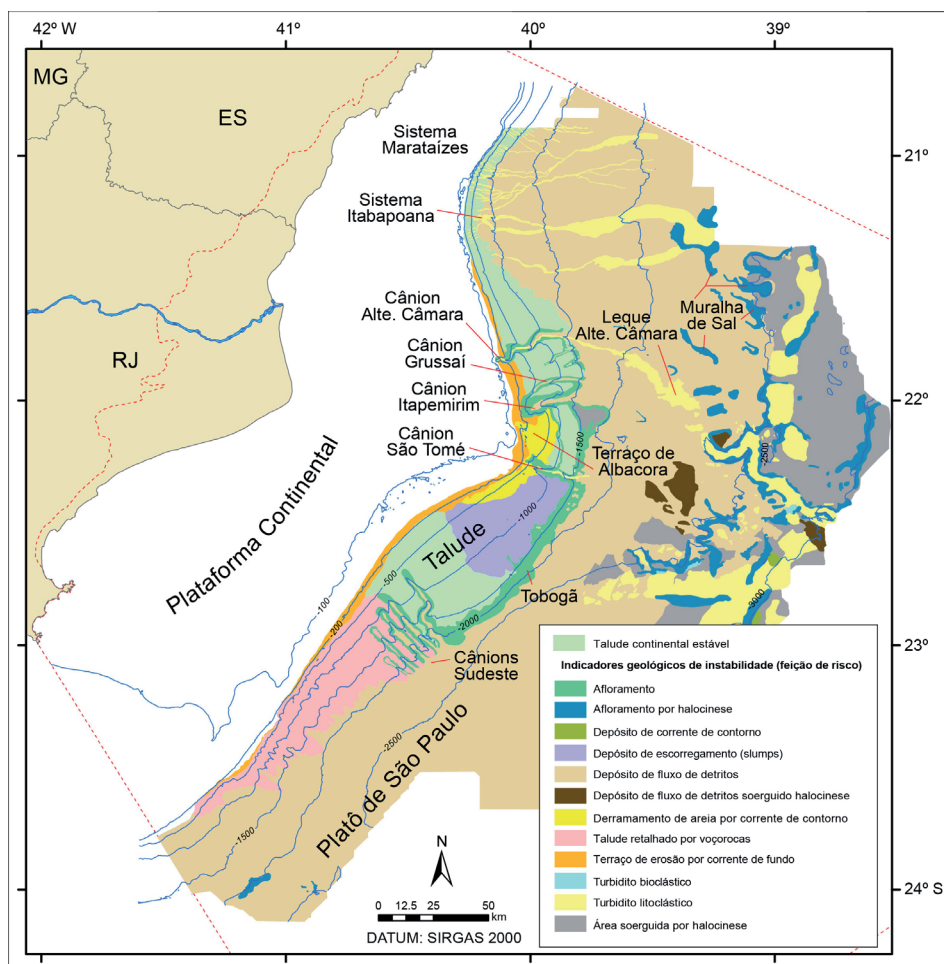


Figura 4 - Mapa de feições indicadoras de instabilidade em águas profundas da Bacia de Campos, baseado na imagem morfológica de Schreiner et al. (2007/2008) da Figura 1.

Nota-se que o símbolo em forma de círculo sólido que assinala os eventos ocorridos durante o Holoceno (< 11.000 anos A.P.) está principalmente associado às cadeias de sal do Platô de São Paulo, onde a halocinese gerou topografia propensa à

instabilidade. Nessas feições, as evidências de instabilidade recente são constituídas por afloramentos de sedimentos de idades antigas nas cadeias e por depósitos de movimento de massa superficiais e turbiditos bioclásticos (azul-claro) provenientes dos altos topográficos adjacentes. Os bioclastos são constituídos de carapaças de pterópodes (gastrópodes planctônicos) e foraminíferos planctônicos. Círculos sólidos também ocorrem em grande número no talude superior central da bacia, onde o leito marinho é capeado por areias oriundas da plataforma continental, pela ação de correntes geostróficas (Viana e Faugères, 1998; Viana *et al.*, 2002a). Embora essa remobilização tenha sido mais intensa no início do Holoceno, a transferência de areias para o talude ainda persiste através da migração de ondas de areias relíquias da plataforma continental externa (Viana e Faugères, 1998; Viana *et al.*, 2002a). Essas ondas de areia são responsáveis pela alimentação esporádica dos cânions São Tomé e Almirante Câmara, cujas cabeceiras adentram mais a plataforma continental. Areias holocênicas ocorrem ao longo de todo o Sistema Turbidítico Almirante Câmara, desde o cânion que corta o talude até o leque submarino mais distal. Pontualmente, outras feições holocênicas de instabilidade aparecem, tais como afloramentos nas paredes do Cânion Almirante Câmara e dos cânions do Grupo Sudeste e voçorocas no talude superior no sul da Bacia (Figura 5).

As demais feições de instabilidade representadas na Figura 5 correspondem a eventos pretéritos. Os depósitos de movimentos de massa escorregados e deformados (*slumps*) no talude superior e médio da porção central da bacia, as cicatrizes de erosão de camadas ao longo do talude inferior e os depósitos de movimento de massa desintegrados conglomeráticos (*debris flows*), formando um avental no pé de talude, ocorreram no período da biozona Y2 (quadrado sólido) e têm idades entre 70.000 e 40.000 anos A.P. Os turbiditos do leque Almirante Câmara bem como os movimentos de massa nas cabeceiras dos cânions do Grupo Sudeste são mais novos e pertencem à biozona Y1A (triângulo sólido apontado para cima), tendo ocorrido entre 15.000 e 11.000 anos A.P. Eles retratam os últimos eventos pós-glaciais que precederam o afogamento da plataforma continental.

No talude cortado por voçorocas, mais a sul, os depósitos de movimento de massa abrangem as idades da biozona Y1 (A e B), entre 11.000 e 42.000 anos A.P. (triângulos sólidos apontando para cima e para baixo, ou unidos formando um losango, quando as subzonas A e B não puderam ser discriminadas). Já no norte da bacia, os depósitos turbidíticos dos sistemas Itabapoana e Marataízes, embora apresentando

expressão morfológica no fundo do mar, encontram-se, de fato, soterrados por dezenas de metros de cobertura hemipelágica. Esses sistemas foram ativos durante a biozona W (quadrados vazados), e têm idade entre 186.000 e 130.000 anos. Já os depósitos turbidíticos do sistema no extremo norte da bacia ocorreram na vigência das biozonas Y1 e Y2. Depósitos de movimento de massa pertencentes à biozona V (485.000-186.000 anos) com símbolo de cruz ocorrem na região do platô entre as drenagens dos sistemas Almirante Câmara e Itabapoana.

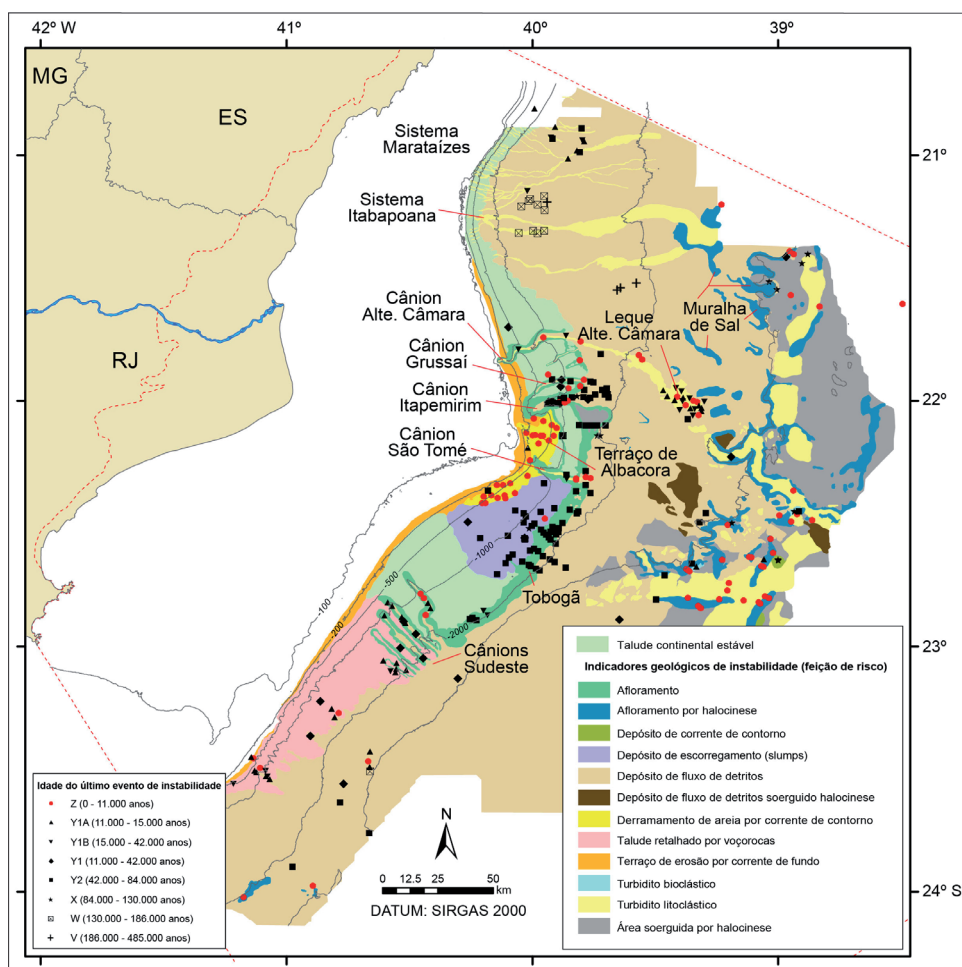


Figura 5 - Mapa de feições indicadoras de instabilidade com a localização dos testemunhos a pistão que as amostraram. Símbolos geométricos representam a biozona e a idade correspondentes ao último evento de instabilidade ocorrido em cada ponto.

A seguir, aborda-se, com mais detalhes, cada uma das feições apresentadas, a partir do talude superior em direção offshore.

4. Terraço de Albacora e derrame de areia no talude superior

Tanto o terraço erosivo quanto o derrame de areia ao longo do talude superior (Figura 5) resultam da ação de correntes oceânicas, notadamente a Corrente do Brasil e a circulação a ela associada (Viana e Faugères, 1998; Viana *et al.*, 2002a) (Figuras 6 e 7).

No terraço erosivo, seções de sísmica rasa de alta resolução utilizando fonte sparker e chirp de 3,5 kHz, estas últimas obtidas com espaçamento regular de 1 km, evidenciam as terminações truncadas das reflexões subparalelas inclinadas dos estratos do talude, entre a base da quebra da plataforma continental e a isóbara de 400 m (Kowsmann *et al.*, 1996). O Terraço de Albacora, no centro da bacia, é a maior expressão dessa feição. Aqui, o terraço apresenta largura de 10 km, e o truncamento que o origina é evidenciado, além da sísmica, por um furo geotécnico que revelou uma remoção de seção de aproximadamente 40 m de espessura (Viana *et al.*, 1998). Essa erosão foi suficiente para expor a zona de metano no fundo do mar, o que resultou na precipitação de nódulos de carbonato autigênico, através da oxidação anaeróbica do metano (Dickens, 2001), promovida por bactérias metanotróficas (Kowsmann e Carvalho, 2000).

O modelo proposto por Viana e Faugères (1998) para a formação do terraço de erosão (Figura 6) envolve a aceleração da Corrente do Brasil no talude superior durante o Último Máximo Glacial (Figura 6). Nos altos formados pelos estratos remanescentes da erosão, implantaram-se, posteriormente, algas calcárias incrustantes que cresceram como pináculos durante a subida do nível do mar pós-glacial até serem afogadas. Datação por ^{14}C das algas calcárias fornece a idade de 13.500 anos (Kowsmann e Carvalho, 2000).

Durante o Holoceno, o terraço de erosão foi recoberto por areias siliciclásticas e bioclásticas provenientes da plataforma continental. Segundo Viana e Faugères (1998) e Viana *et al.* (2002a), essas areias foram transportadas para o talude superior pela ação das correntes de plataforma (forçadas por ondas de tempestade, marés e ventos), onde se apresentam como ondas de areia migrantes no sentido NE (Figura 7), em imagens de sonar de varredura lateral. As areias de derrame no talude são redistribuídas pela Corrente do Brasil, no sentido contrário, aparecendo como ondas migrantes com sentido sudoeste. Esses autores postulam que a fase mais intensa de transferência de areias para o talude ocorreu durante a primei-

ra metade do Holoceno (entre 11.000-5.000 anos atrás), e que esse processo de transferência ainda persiste, em menor escala, até hoje.

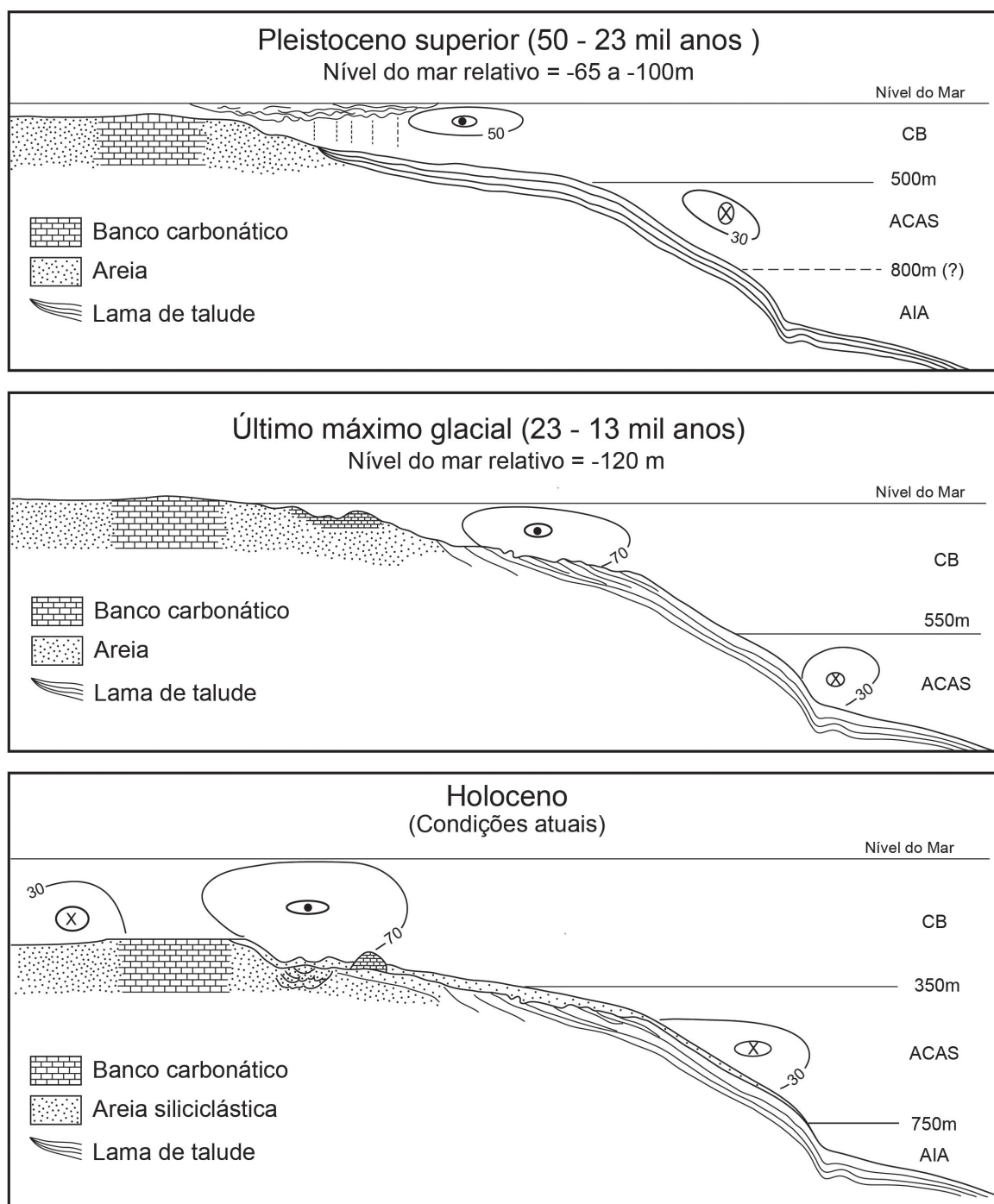


Figura 6 - Modelo de formação do Terraço de Albacora (Viana e Faugères, 1998), esculpido pela Corrente do Brasil quando seu eixo foi transferido para o talude superior durante o Último Máximo Glacial, e da sedimentação pré e pós-glacial. X- orientação da corrente para dentro da página (norte), ponto- orientação da corrente para fora do papel (sul). Números indicam velocidades de corrente inferidas em cm/s. CB- Corrente do Brasil, ACAS- Água Central do Atlântico Sul AIA- Água Intermediária da Antártica. Figura simplificada de Viana et al. (2002b).

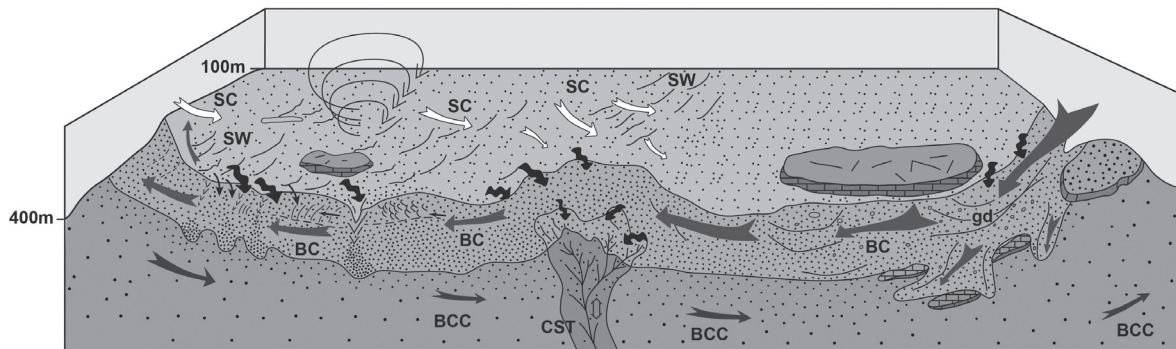


Figura 7 - Processos oceanográficos atuantes na transferência de areia da plataforma continental para o talude superior durante o Holoceno (Viana e Faugères, 1998). CP – Corrente de Plataforma*, CB – Corrente do Brasil, CCB – Contracorrente do Brasil*, CST – Cânion São Tomé, sw – sand waves, setas ondulantes – transporte de carga de fundo para o talude. A aceleração por constrição da CB limpa o cascalho carbonático da fração fina (dc – depósitos cascalhosos) à direita da figura; vórtice na plataforma externa aumenta a mobilidade das areias, à esquerda da figura. Notar os sentidos opostos das sand waves migrantes, na plataforma externa e no talude superior. Figura modificada de Viana e Faugères (1998).

*Nota do editor: não há consenso da comunidade científica nestas classificações.

5. Depósitos de escorregamento

Cinco complexos de movimentos de massa, caracterizados por geometria tabular e assinatura sísmica caótica, foram mapeados na seção pleistocênica do talude superior e médio da Bacia de Campos (Castro *et al.*, 1995). Esses complexos encontram-se estaqueados verticalmente e separados entre si por estratos plano-paralelos, não deformados (Figura 8). Os depósitos abrangem cerca de 40 km de comprimento por 30 km de largura e estão localizados imediatamente a sul do Cânion de São Tomé (Figura 9). Cada complexo apresenta espessura máxima entre 50 e 85 m (Figura 8). O complexo mais raso na estratigrafia foi amostrado por vários testemunhos a pistão e furos geotécnicos, e apresenta uma estratificação inclinada a dobrada, evidenciada por bandas de cores distintas das lamas e pelas intercalações arenosas (Caddah *et al.*, 1998). Esses sedimentos apresentam resistências não drenadas muito superiores às das encaixantes plano-paralelas, evidenciando uma compactação por deformação (*strain-hardening*; Caddah *et al.*, 1994). Uma simulação utilizando elementos finitos (Costa *et al.*, 1994) mostrou que, levando-se em conta as propriedades físicas originais do sedimento marinho e a baixa declividade do talude (< 2 graus), a fluência desses depósitos cessaria espontaneamente por seu amarrotamento e perda de fluidos intersticiais decorridos 10.000 anos do início da deformação. Posteriormente, Kowsmann *et al.* (2002) determinaram a idade dos primeiros sedimentos não deformados que ocorrem sobre o depósito de escorregamento, tanto na zona de evacuação, a montante, quanto na frente de deformação, a jusante, obtendo, respectivamente, idades aproximadas de 70.000 anos e 50.000 anos (Figura 8). A duração do processo de deformação, cerca de 20.000 anos, corresponde ao dobro, mas da mesma ordem de grandeza que aquela modelada por Costa *et al.*, em 1994 (10.000 anos). Em termos paleontológicos, o evento de escorregamento que gerou este último depósito ocorreu na vigência da biozona Y2 (42.000-84.000 anos A.P.) (Figura 8).

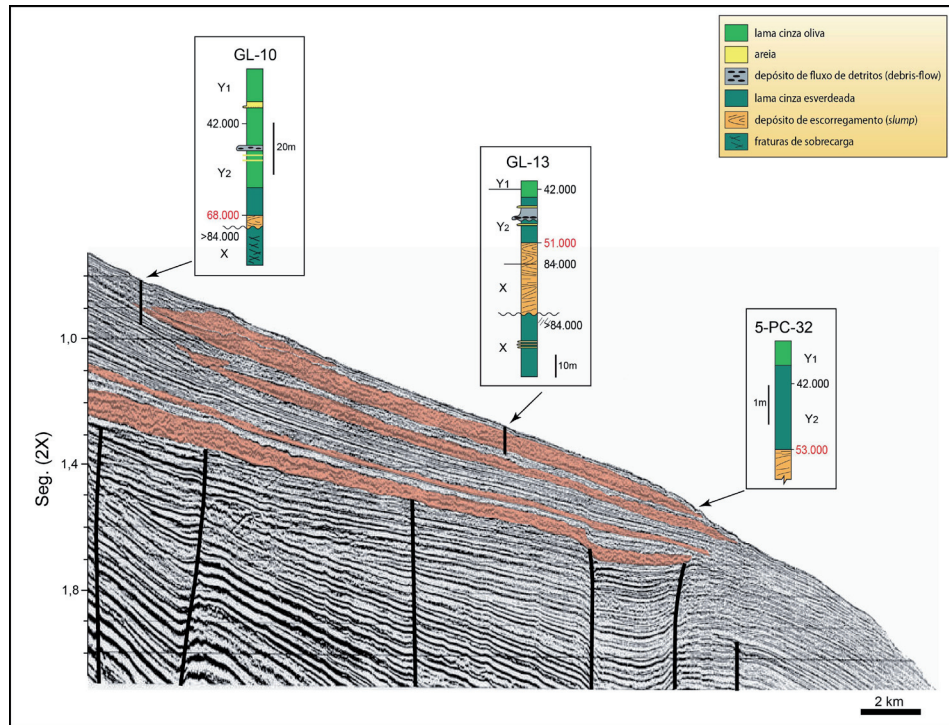


Figura 8 - Seção sísmica, localizada na Figura 9, mostrando os complexos de depósitos de escorregamento (slumps) do Pleistoceno da Bacia de Campos (Castro, 1995). O depósito mais profundo assenta sobre sedimentos do Mioceno superior, falhados. Os testemunhos que amostraram o depósito de slump mais raso (intervalo cor laranja) revelam que esse depósito teve início há 68.000 anos (GL-10) e cessou há cerca de 50.000 anos, durante a vigência da biozona Y2 (GL-13 e 5-PC-32). Esse evento escavou e incorporou sedimentos da biozona X (> 84.000 anos). Um depósito conglomerático mais novo (camada cinza com clastos, GL-10) também ocorreu na vigência da biozona Y2 (Kowsmann et al., 2002).

6. Afloramento de estratos no talude inferior

O talude inferior na porção central da Bacia de Campos tem um perfil convexo que acompanha a forma sigmoïdal da cunha progradante do Mioceno subjacente (Figura 9). Na porção mais íngreme desse perfil (8 a 10 graus), o talude é marcado por inúmeras cicatrizes, fruto de eventos sucessivos de instabilização em sua face mais íngreme. Em razão de sua geometria e da propensão a deslizamentos, essa feição foi apelidada de Tobogã (Figura 10). Essa erosão expõe estratos cada vez mais antigos em direção ao pé do talude, gerando faixas de afloramentos de idades distintas (Kowsmann e Viana, 1992; Kowsmann *et al.*, 2002). Observa-se na Figura 10 que, a montante, é exposto primeiramente o depósito de escorregamento (*slump*) mais raso (depósito de transporte de massa na posição do GL-30). Talude abaixo, afloram estratos mais consolidados do Pleistoceno Inferior (GL-32) e, em seguida, do Mioceno Superior (GL-33). Finalmente, depósitos conglomeráticos de fluxo de detritos acumulam-se no pé do talude (posição do GL-36 e depósito de transporte de massa na base do talude).

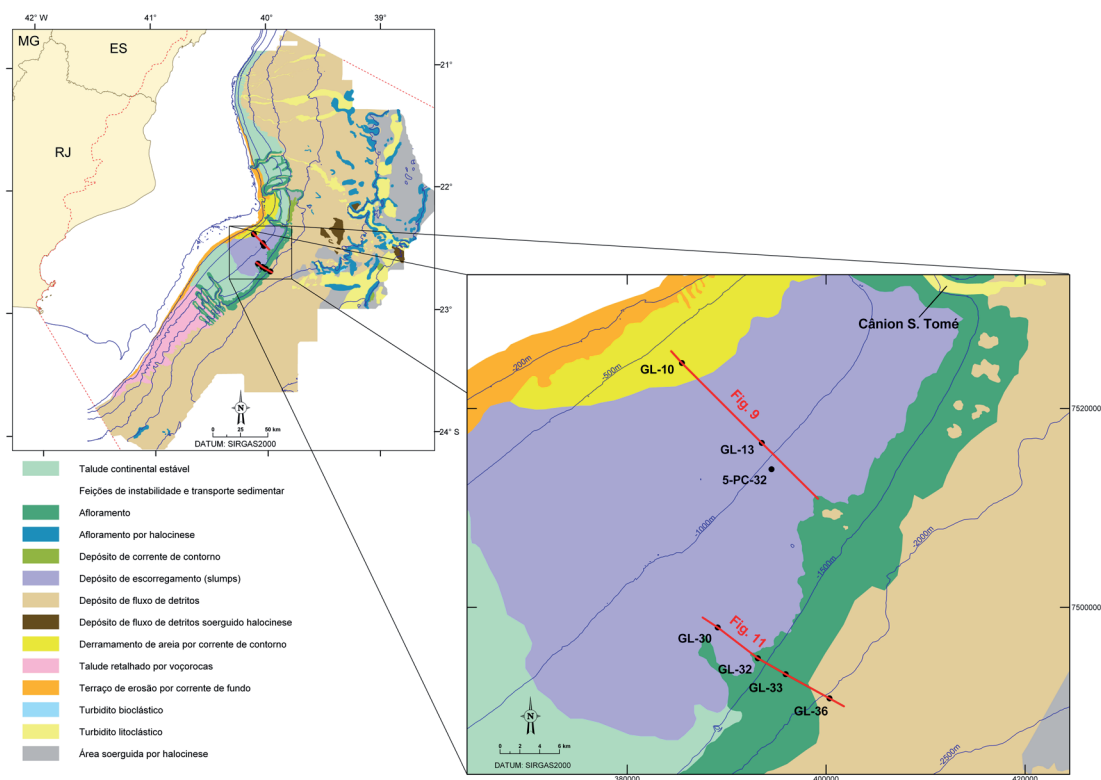


Figura 9 - Localização das seções sísmicas das Figuras 8 e 10, com respectivos testemunhos, sobre o mapa de feições da Figura 4. A seção da Figura 8 atravessa os depósitos de escorregamento (*slumps*), ao passo que a da Figura 10 atravessa o talude inferior íngreme e propenso a deslizamentos, conhecido como Tobogã.

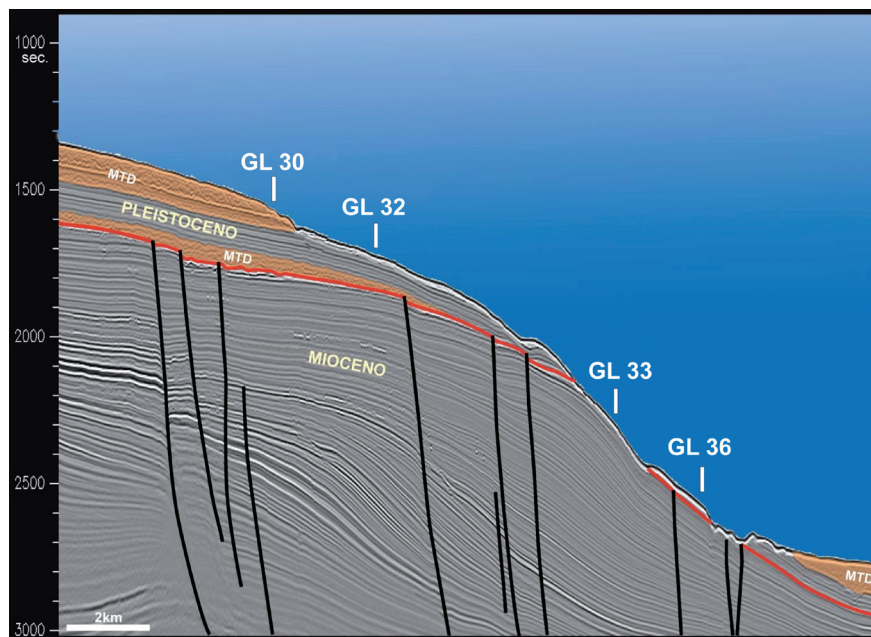


Figura 10 - Seção sísmica mostrando a feição do talude inferior na parte central da bacia conhecida como Tobogã. Localização na Figura 9. O desabamento progressivo do talude e o consequente afloramento de camadas mais antigas são condicionados pela geometria de progradação sigmoidal dos estratos do Mioceno Superior. Depósitos de transporte de massa (MTD), linha vermelha – discordância erosiva entre os estratos do Mioceno e do Pleistoceno (Viana et al., 1990). Testemunhos a pistão da Figura 11 estão projetados sobre a seção.

Em seção sísmica, todos esses estratos aparentam estar aflorando do fundo do mar. No entanto, testemunhos e perfis geotécnicos mostram que todos estão cobertos por uma capa de sedimentos hemipelágicos, de alguns metros de espessura, cuja idade mais antiga pertence à biozona Y2 (42.000-84.000 anos A.P.) (Figura 11). O contato entre a cobertura hemipelágica do Holoceno/Pleistoceno Superior e os estratos aflorantes mais antigos e consolidados é muito bem marcado por um salto abrupto nos perfis de resistência S_u . A idade da base dessa cobertura é mais antiga (70.000 anos A.P.) na porção mais distal do Tobogã e se torna progressivamente mais nova (42.000 anos A.P.) a montante. Isso mostra que o descascamento e a posterior cicatrização ocorreram de forma remontante, ou seja, da base para o topo do talude inferior.

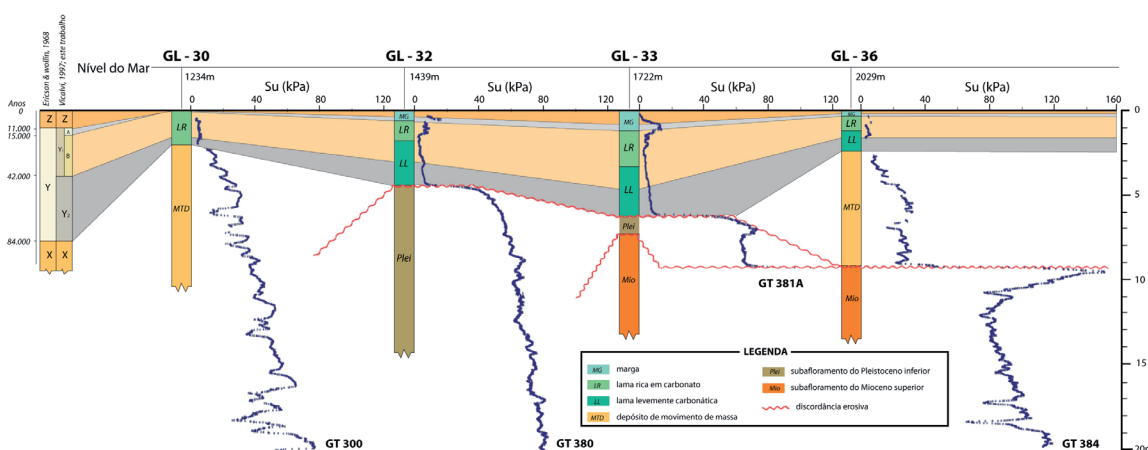


Figura 11 - Seção geológica construída a partir de testemunhos (GL) e perfis (GT) de resistência não drenada (Su) distribuídos ao longo da linha sísmica da Figura 10, localizada na Figura 9, no talude inferior. Datum: fundo do mar. A seção mostra a capa contínua de sedimentos hemipelágicos (MG – marga, LR – lama rica em carbonato, LL – lama levemente carbonática) de idade mínima de 42.000 anos que recobre depósitos de transporte de massa (MTD) e subafloramentos de sedimentos bem mais antigos (Pleistoceno Inferior e Mioceno Superior) expostos pela discordância erosiva. Lâmina d'água de cada furo, em metros. Escala à esquerda apresenta as biozonas de foraminíferos planctônicos e suas idades correspondentes.

7 - Depósitos de fluxo de detritos

Depósitos conglomeráticos de fluxo de detritos ocorrem amplamente distribuídos por todo o pé do talude e no Platô de São Paulo adjacente (Machado *et al.*, 2001; Kossmann *et al.*, 2004). São constituídos de conglomerados suportados por matriz e, em menor escala, de clastos lamosos desprovidos de matriz, de dimensões decimétricas a centimétricas. Registros de cone penetrometro que perfilaram esses depósitos revelam espessuras de corpos individuais da ordem de 5 m. Os depósitos apresentam resistências heterogêneas e, em geral, bastante elevadas, dependendo da concentração de clastos. Os depósitos conglomeráticos de fluxo de detritos no pé do talude apresentam clastos provenientes dos estratos erodidos do talude acima, inclusive daqueles provenientes dos depósitos de *slump*, reconhecidos por suas estruturas internas de deformação. Já os depósitos de *debris flows* provenientes da desembocadura dos cânions Itapemirim e Almirante Câmara apresentam geometrias linguoides, com dezenas de quilômetros de extensão e alguns quilômetros de largura, e encontram-se amalgamados e compensados uns sobre os outros (Figura 12). Esses depósitos de pé de talude e desembocadura de cânions foram amplamente testemunhados e apresentam, invariavelmente, cobertura hemipelágica intacta sobre eles. As idades dos sedimentos

mais antigos dessa cobertura remontam à biozona Y2 (42.000-84.000 anos A.P.), à semelhança da cobertura hemipelágica sobre os afloramentos do talude inferior e também sobre os depósitos de *slump*, no talude superior e médio.

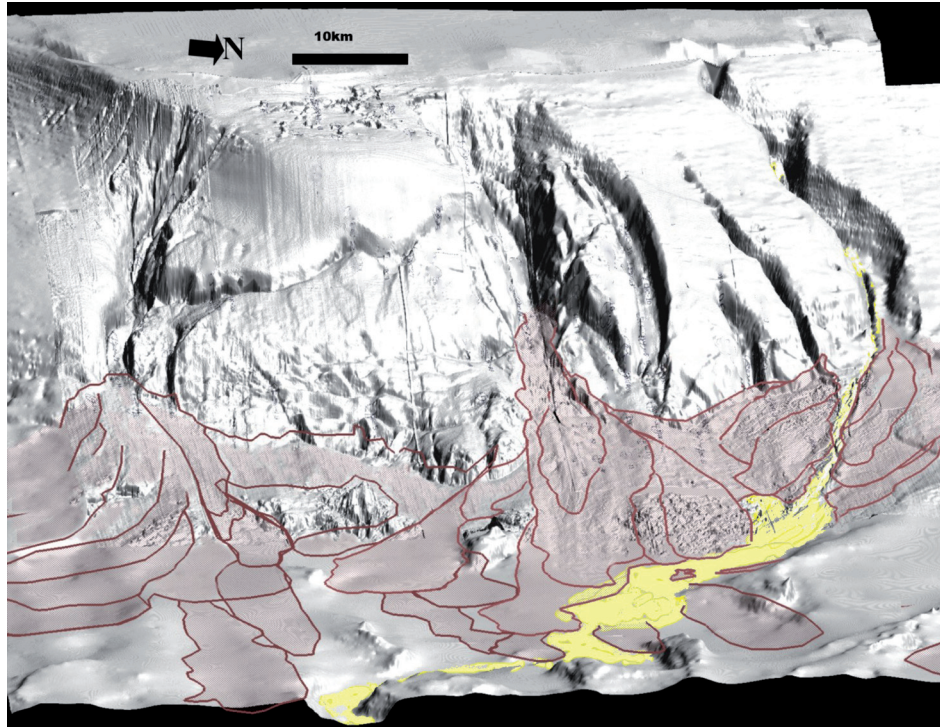


Figura 12 - Relevo do talude da porção central da Bacia de Campos mostrando as línguas de depósitos de debris flow na desembocadura dos cânions (marrom) e o Sistema Turbidítico Almirante Câmara (amarelo), mapeados com base em imagens de sonar de varredura lateral (figura de Machado, 2001; Machado et al., 2004).

Os depósitos de detritos lamosos ocorrem também em grande escala nas porções mais distais do Platô de São Paulo, onde foram amostrados esparsamente. Eles se encontram, em parte, soerguidos pela halocinese, o que lhes atribui um aspecto rugoso na imagem de *edge* da morfologia (Figura 1) devido a seu truncamento erosivo e maior grau de consolidação. Esses depósitos também preenchem as minibacias na porção distal do platô, onde são recobertos por areias. Embora esparsamente amostrados, atribui-se a esses depósitos de detritos distais uma idade Pleistoceno Inferior e, portanto, mais antiga que aqueles do pé do talude.

8. Sistemas turbidíticos litoclásticos

Vários sistemas turbidíticos são visualizados na imagem da geomorfologia do fundo do mar de Schreiner *et al.* (2008), na porção norte da bacia. Desses sistemas, o mais importante é o Almirante Câmara (Figura 4).

Em termos morfológicos, o sistema nasce no cânion de mesmo nome, de sentido geral nordeste, e no Platô de São Paulo sofre forte reorientação de sua calha para sudeste, devido à presença de uma muralha de sal (Machado *et al.*, 2004). A calha atravessa o Platô de São Paulo encaixado na morfologia acidentada induzida pela movimentação salífera (Machado *et al.*, 2004), desembocando na Bacia do Brasil, externa ao Platô de São Paulo, onde contribui com sedimentos grossos para o desenvolvimento do Canal Carioca (Castro, 1992; Viana *et al.*, 2003). Em sua porção mais distal no platô, a calha ocupa o eixo do gráben de colapso sobre uma muralha de sal.

Um leque submarino conspícuo (Leque Almirante Câmara) se desenvolve na porção proximal da calha através da superposição de complexos de lobos canalizados (Machado *et al.*, 2004; Abreu, 2005). Sua formação se deu quando línguas de depósitos de fluxo de detritos lamosos, provenientes do talude adjacente e da desembocadura do Cânion Itapemirim, preencheram a calha principal e a nivelaram com topografia circundante, permitindo o extravasamento dos fluxos turbidíticos (Machado *et al.*, 2004, Figura 12).

Testemunhos a pistão foram coletados na calha proximal (Machado *et al.*, 2004) e no Leque Almirante Câmara (Abreu, 2005). Os testemunhos amostraram pacotes decimétricos a centimétricos homogêneos a granodecrescentes para o topo, de areia siliciclástica grossa a muito fina, intercalados com lama hemipelágica. Uma composição petrológica subarcoseana a arcoseana com grãos subarredondados a subangulares é inferida mediante uma única análise petrográfica efetuada em uma areia turbidítica granodecrescente ascendente de 90 cm de espessura, amostrada na calha proximal a montante do leque (Marcos Fetter, comunicação pessoal, 2007). A maioria dos testemunhos do leque apresenta uma cobertura hemipelágica sobre o último pacote de areia, com idade mínima das biozonas Y1A (11.000-15.000 anos A.P.) ou Y1B (15.000-42.000 anos A.P.) (Vicalvi, 2009b).

A Figura 13, modificada de Abreu (2005), apresenta uma seção litoestratigráfica dos testemunhos a pistão obtidos no mais recente depocentro de areia do Leque Almirante Câmara. Como atesta a crosta ferruginosa que constitui a camada guia do limite

Holoceno/Pleistoceno, os principais corpos de areia pertencem à biozona Y do período glacial do Pleistoceno.

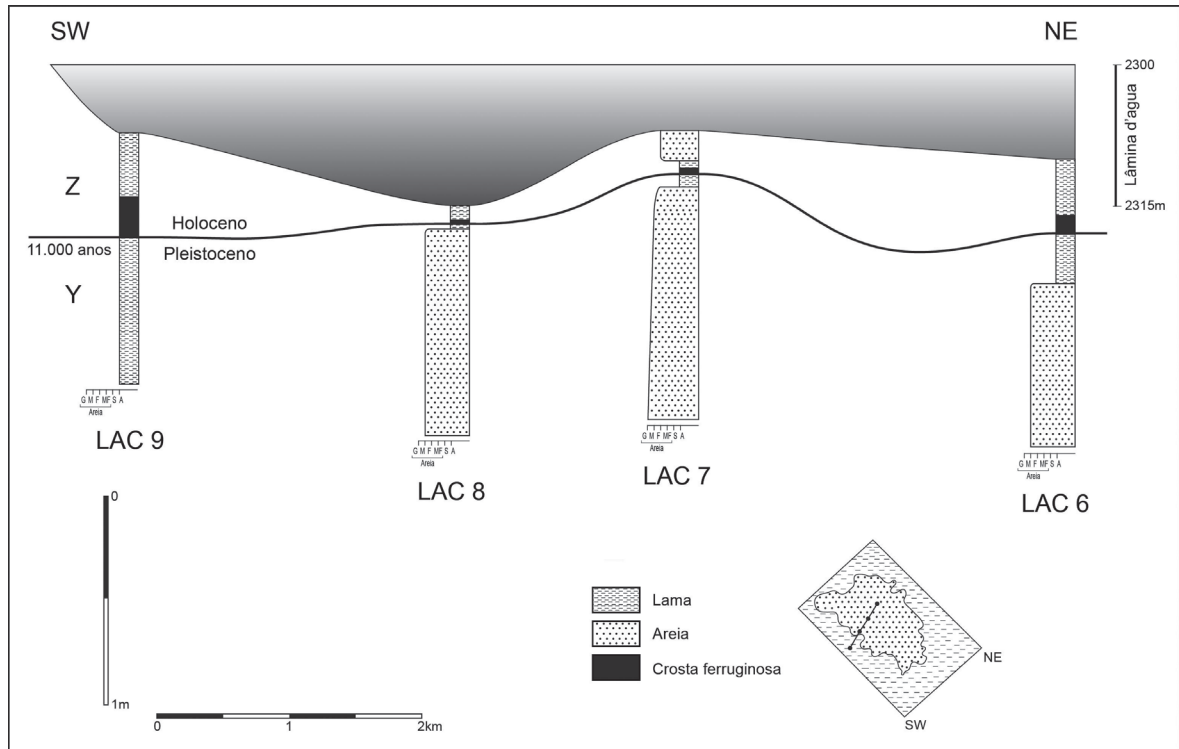


Figura 13 - Seção litoestratigráfica de testemunhos a pistão no depocentro mais recente do Leque Almirante Câmara (pontilhado, figura modificada de Abreu, 2005). Biozonas de foraminíferos planctônicos Z e Y são definidas na Figura 2. Notar que as areias mais possantes pertencem ao Pleistoceno.

A seção litoestratigráfica na franja do Leque Almirante Câmara (Figura 14) mostra também que poucas areias pertencem à biozona Z (Holoceno) e que os corpos arenosos mais espessos e grossos foram depositados na vigência da biozona Y (Pleistoceno glacial) e, portanto, em nível de mar baixo.

Apesar dessas considerações, vários testemunhos (notadamente localizados na calha a montante, mas também no próprio leque) apresentam areias de idade holocênica, mostrando que a atividade do sistema persiste, embora com menor vigor do que durante o período glacial do Pleistoceno antecedente. Como a deposição do Rio Paraíba do Sul encontra-se hoje restrita a um delta constituído por cordões litorâneos, distante mais de 70 km da cabeceira do cânion, é provável que os turbiditos holocênicos advenham da remobilização de areias relíquias da borda da plataforma continental, por correntes de fundo, conforme o modelo apresentado por Viana e Faugères (1998).

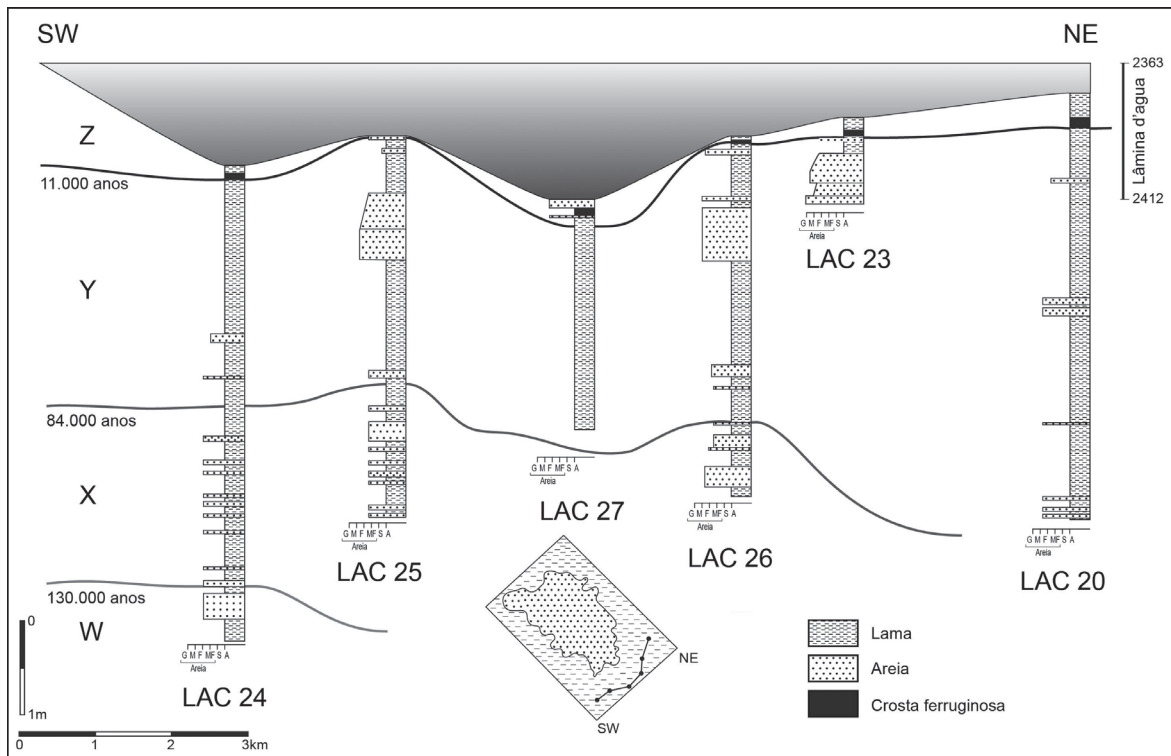


Figura 14 - Seção litoestratigráfica de testemunhos a pistão na franja do Leque Almirante Câmara (figura modificada de Abreu, 2005). Biozonas de foraminíferos planctônicos Z, Y, X e W são definidas na Figura 2 (Z e X- interglacial, Y e W- glacial). Notar a abundância de areias abaixo do limite Holoceno/Pleistoceno (Z/Y) e as maiores granulometria e espessura dos corpos arenosos depositados na biozona Y glacial, em nível de mar baixo.

9 - Depósitos lamosos contorníticos

Depósitos lamosos contorníticos são considerados *geohazards*, por sua tendência a sofrer deslizamentos (Laberg e Camerlenghi, 2008). Em altas latitudes, onde são mais frequentes, apresentam maior teor de argila, conteúdo de água intersticial, índice de plasticidade e de liquidez, resultando em menor resistência ao cisalhamento e maior sensibilidade do que os sedimentos glaciogênicos intercalados (Kvalstad et al., 2005). Sujeitos à sobrecarga destes últimos, tendem a se comportar como uma superfície de descolamento. Em baixas latitudes, como no Golfo de Cádiz, áreas de constrição de correntes oceanográficas causam sua aceleração e, na presença de suprimento abundante de sedimentos lamosos (deltaicos), provocam o transporte e a redeposição desses sedimentos, gerando zonas de instabilidade geotécnica em áreas de maior declividade (Hernandez-Molina et al., 2006).

O talude normal da Bacia de Campos é composto de lamias hemipelágicas (Caddah *et al.*, 1998), em grande parte modeladas por correntes de contorno (Viana *et al.*, 2002b). Evidências disso são as grandes ondas de sedimento migrantes, observadas em seção sísmica em vários sítios do talude da Bacia de Campos. Essas feições não são em si consideradas *geohazards*, mas representam um atestado da mobilidade sedimentar no passado que persiste, em menor escala, no presente.

A feição mais conspícua, de escala regional, ocorre no talude inferior entre os cânions de São Tomé e Itapemirim (Figura 15). Os depósitos contorníticos, na forma de complexos de ondas migrantes, ocorrem ao longo da face frontal da cunha de sedimentos progradantes do Mioceno (Figura 15b). Essas ondas migrantes geraram, no fundo do mar, uma morfologia escalonada de grandes dimensões (Figura 15a).

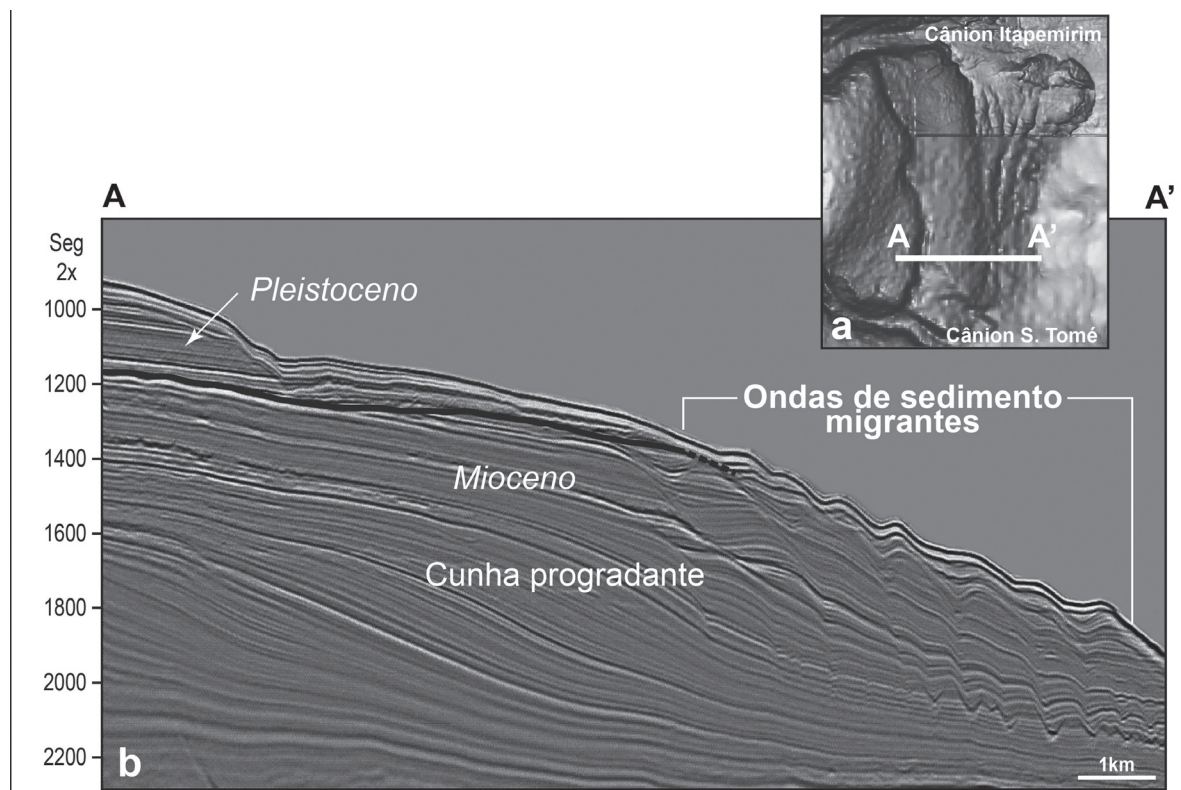


Figura 15 - (a) Imagem do fundo do mar no talude inferior da porção central da Bacia de Campos (de Schreiner *et al.*, 2007/2008) com a localização da seção sísmica (b) mostrando as ondas de sedimento migrantes, construídas por corrente de contorno. A discordância (linha preta) separa a cunha progradante do Mioceno do pacote Pleistocênico sobrejacente.

Segundo o modelo proposto por Viana *et al.* (2002b), as ondulações são formadas por correntes paralelas aos contornos batimétricos provenientes de sul, associadas às massas da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e da Água Intermediária da Antártica (AIA). Em função da força de Coriolis no Hemisfério Sul, essas correntes escavam talude acima (esquerda do fluxo) e depositam talude abaixo (direita do fluxo), com o eixo da corrente migrando progressivamente talude acima (Figura 16).

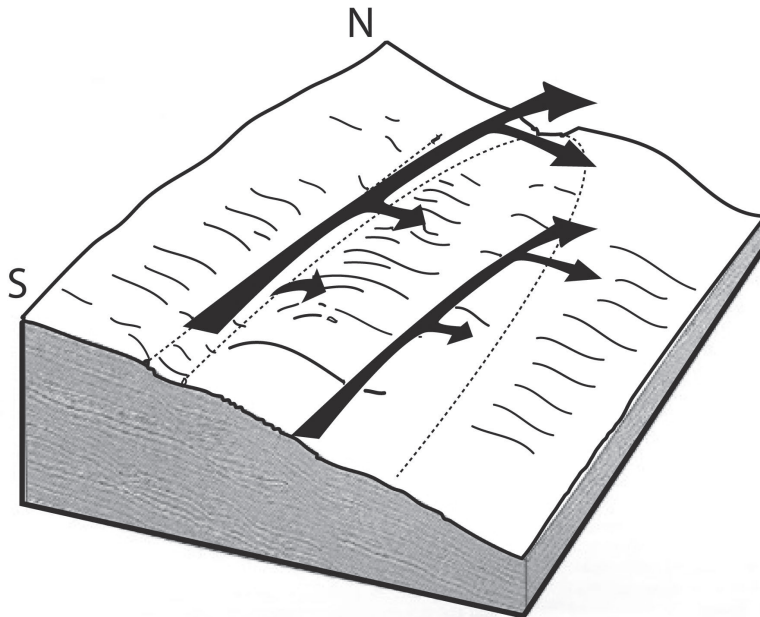


Figura 16 - Seção sísmica do talude médio da Bacia de Campos mostrando ondas de sedimentação migrantes talude acima e modelo da circulação de fundo responsável por sua formação, proveniente do sul e influenciado pela força de Coriolis (Viana *et al.*, 2002b).

Feições de leito ondulantes de composição lamosa, transversas às isóbatas, também foram reconhecidas no talude superior da Bacia de Campos, induzidas pela Corrente do Brasil (Viana *et al.*, 2002b). A mesma corrente induz a formação de dunas 3D constituídas por cascalho e areia carbonática biodetrítica no terraço erosivo no topo do talude adjacente, como mostra o esquema da Figura 17.

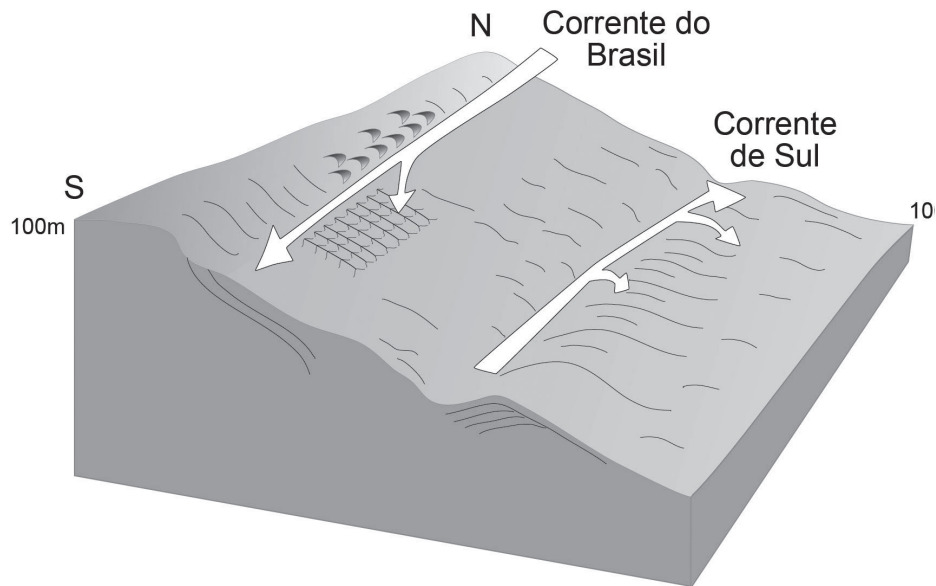


Figura 17 - Esquema de Viana et al. (2002b) para a formação de estruturas primárias de fundo por correntes de contorno de sentidos opostos, no norte da Bacia de Campos. A corrente de sul forma estruturas de ondas de sedimento lamoso paralelas ao talude médio, ao passo que a Corrente do Brasil desenvolve estruturas lamosas transversas no talude superior. Esta última também é responsável pela formação de dunas tridimensionais de cascalho e areia carbonática biodetrítica ao longo de terraço erosivo no topo do talude. Figura simplificada de Viana et al. (2002b).

Na parte distal da Bacia de Campos, também ocorrem depósitos contorníticos. Nos mapas das Figuras 4 e 5, são assinalados dois depósitos de corrente de contorno adjacentes a muralhas soerguidas pelo sal. O depósito mais a norte, imageado no mapa *edge* da sísmica 3D (Figura 18), consiste em um *mound* contornítico (3) situado a leste da muralha e vários outros depósitos contorníticos soterrados (1 e 2). A geometria interna desses depósitos evidencia uma migração lateral de leste para oeste, o que atesta a ação de uma corrente proveniente de sul, associada à Água de Fundo Antártica (AFA) (Viana, 2001).

Observa-se na seção sísmica A-A' da Figura 18c que o *mound* mais superficial (3) está coberto, em sua extremidade leste, por uma sequência sedimentar mais recente constituída na base por um depósito caótico e, acima deste, por sedimentos plano-paralelos. Observa-se também que a superfície do *mound* está recortada por sulcos (*furrows*). Essas duas observações mostram que o *mound* superficial é também uma feição relíquia. Uma idade mínima de 560.000 anos pode ser estimada para o *mound*, utilizando-se uma taxa de sedimentação de 4,5 cm/1.000 anos para a cobertura hemi-

pelágica de um testemunho a pistão obtido sobre o *mound* e aplicando-a à espessura total de 25 m de cobertura sedimentar planoparalela que recobre a extremidade leste do *mound* contornítico. Feições de depósitos contorníticos mais antigos e completamente soterrados, tanto sob forma de *mounds* parcialmente sobrepostos (1) quanto em cunhas de *onlap* (2), ocorrem abaixo do *mound* superficial (3), relíquia.

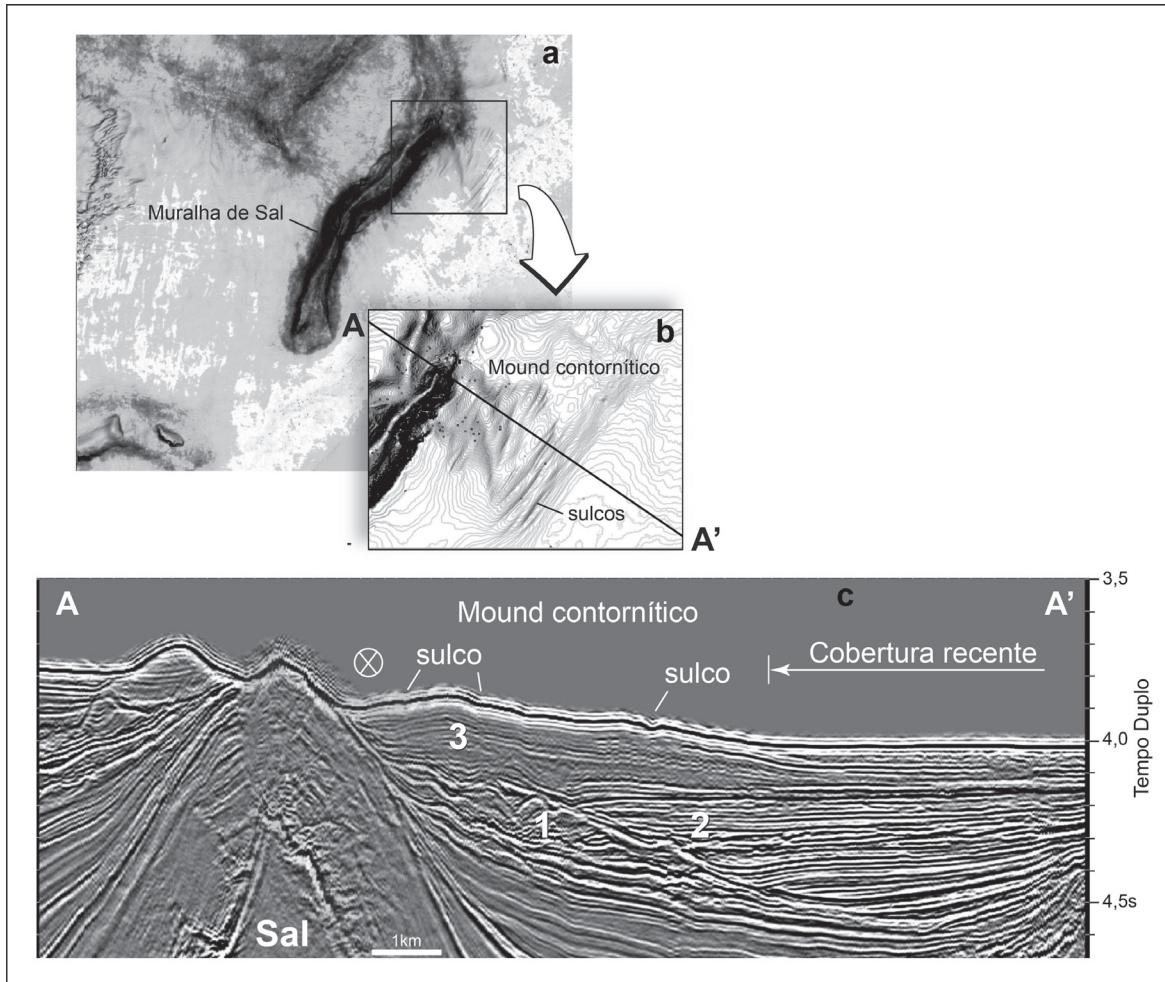
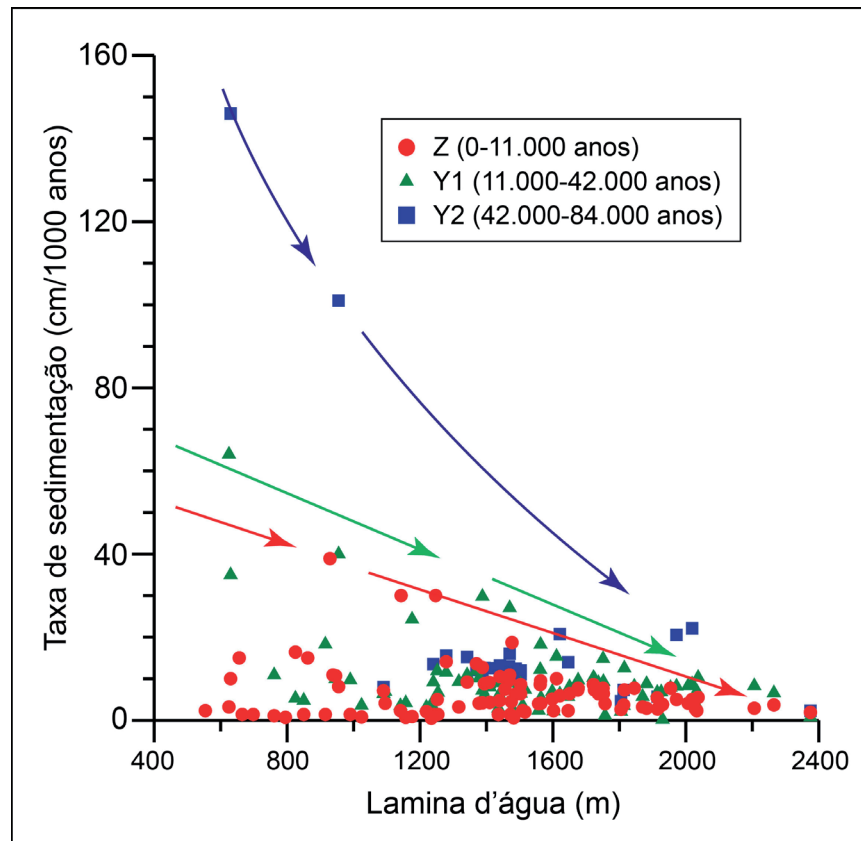


Figura 18 - Depósitos de corrente de contorno associados à muralha de sal na porção distal da Bacia de Campos (figura modificada de Viana, 2001). a) mapa fisiográfico e de amplitude sísmica com base em cubo sísmico 3D; b) detalhe focalizando a morfologia do depósito de corrente de contorno montiforme (*mound* contornítico) cortado por sulcos (*furrows*) com localização da linha sísmica; c) seção sísmica A-A' através da muralha de sal e do *mound* contornítico adjacente (3). A corrente de fundo que construiu os depósitos contorníticos soterrados (1 e 2) e na superfície (3) fluiu de sudoeste para nordeste ao longo do flanco leste da muralha, como mostra o símbolo em X apontando para dentro da página. A cobertura sedimentar mais recente em *onlap* sobre o *mound* contornítico à direita e a presença de sulcos sobre ele atestam que se trata de uma feição relíquia.

Não obstante a contribuição das correntes de contorno na construção do talude da Bacia de Campos, as taxas de acumulação observadas nos testemunhos são muito baixas (Figura 19), se comparadas com outras áreas do mundo. As taxas do Holoceno (biozona Z), mais numerosas ($n = 94$), apresentam valores entre 40 e 0,5 cm/1.000 anos, com uma média de 6,4 cm/1.000 anos. Já as biozonas glaciais Y1 e Y2, predominantemente de nível de mar baixo, apresentam taxas médias de 9,6 cm/1.000 anos e 21,4 cm/1.000 anos, respectivamente. O universo amostral da biozona Y2 é menos representativo, justamente por nela concentrar-se a ocorrência de depósitos de movimento de massa e de discordâncias que impedem a penetração do testemunhador até a base da biozona e, portanto, o próprio cálculo da taxa. Em águas ultraprofundas, as taxas das biozonas glaciais Y1 e Y2 tendem a se igualar às da interglacial Z (Holoceno), devido à diminuição do aporte terrígeno e ao aumento dos componentes pelágicos.



Corroborar essa observação o aumento do teor de CaCO_3 observado nos sedimentos do Holoceno em direção às águas profundas (Figura 20).

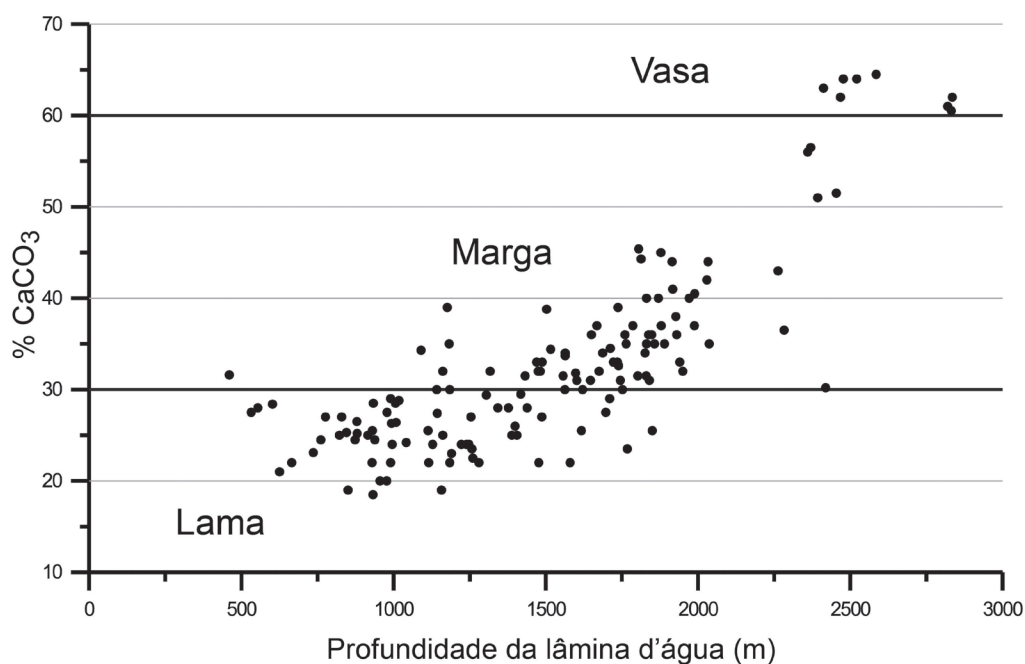


Figura 20 - Gráfico ilustrando o aumento do teor de CaCO_3 dos sedimentos de fundo com a profundidade da lâmina d'água no talude da Bacia de Campos. Calcimetria foi efetuada em amostra do topo de testemunhos a pistão de idade Holoceno.

10 - Conclusões

As feições indicadoras de instabilidade de sedimentos no talude da Bacia de Campos consistem no transporte de areias relíquias da plataforma continental externa para o talude superior e terraço erosivo associado, nos depósitos de deslizamento no talude médio, nas cicatrizes de desabamento e afloramentos no talude inferior, nos depósitos de fluxo de detritos no pé do talude e, no Platô de São Paulo, nos sistemas turbidíticos associados a cânions submarinos, nas voçorocas no talude superior sul da bacia e nos afloramentos associados ao soerguimento salino (halocinese) na porção distal do Platô de São Paulo.

A datação obtida mediante o biozoneamento de foraminíferos planctônicos, em cerca de 300 testemunhos que amostraram as feições indicadoras de instabilidade sedimentar, revela que a grande maioria foi gerada no Pleistoceno. São datados do Holoceno apenas movimentos de massa associados com a halocinese na porção distal do Platô de São Paulo, o desmoronamento local da parede de cânions e a transferência de areias relíquias da plataforma para o talude superior, por ação de correntes de fundo. Esta última pode atingir a cabeceira do Cânion Almirante Câmara, com a consequente deposição de turbiditos na calha proximal e no leque a jusante.

Agradecimentos

À bióloga Ana Paula da Costa Falcão, coordenadora do projeto, pelo suporte gerencial, apoio e dedicação ao projeto. Aos geólogos que, ao longo dos anos, participaram da descrição dos testemunhos a pistão. Aos revisores, pela criteriosa leitura crítica do manuscrito e valiosas sugestões para seu aprimoramento. Huri de Souza Barbosa redesenhou a maioria das figuras adaptadas de outros autores.

Referências

- Abreu, C. J., Appi, C.J., Silva, F.G., Matos, R.S., Anjos, M.M., 2005. Imageamento geofísico do sistema turbidítico moderno em águas profundas da Bacia de Campos. Anexo II Descrições e fotos de piston cores. Relatório final. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro. Projeto CT-Petro no 65.2000.0038.00. Termo de cooperação Petrobras n. 650.4.029.00-7. 54 p.
- Almeida Júnior, W. de, Viana, A.R., Almeida, C.W.de, Silva, F.B., Gamboa, L.A.P., 2001. Improving seafloor mapping of the Brazilian offshore deepwater by use of 3D seismic. 7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador, Brasil. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geofísica. Extended abstract.
- Amaral, C. S., 2002. Metodologia de interpretação dos ensaios de piezocone realizados pelo sistema de cravação Seacalf, Projeto 600234. Relatório Cenpes. Rio de Janeiro: Petrobras/ Cenpes/PDEP/MC. Antunes, R.L., 1994. Bioestratigrafia dos nanofósseis quaternários da Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, 8(2/4):295-313.
- Bryn, P., Solheim, A., Berg, K., Lien, R., Forsberg, C.F., Hafliðason, H., Ottesen, D., Rise, L., 2003. The Storegga slide complex: repeated large scale sliding in response to climatic cyclicity. J. Locat e J. Mienert, editors. Submarine Mass Movements and their Consequences, 19. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. p.215-222.
- Caddah, L.F., Kowsmann, R.O., Viana, A.R., 1994. Laminação secundária em sedimentos escorregados: um exemplo do Pleistoceno da Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, 8 (2/4):421-424.
- Caddah, L.F. G., Kowsmann, R.O., Viana, A.R., 1998. Slope sedimentary facies associated with Pleistocene and Holocene sea-level changes, Campos Basin, Southeast Brazilian Margin. Sedimentary Geology, 115(1/4):159-174.
- Castro, D.D., 1992. Morfologia da margem continental sudeste-sul brasileira e estratigrafia sísmica do sopé continental. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro.
-

-
- Castro, D.D.de, Rizzo, J.G., Heinerici, J., Caddah, L.F.G., 1995. Geometry of five submarine slump complexes, Campos Basin, Brazil. 4th International Congress of the Brazilian Geophysical, Rio de Janeiro, Brasil. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geofísica. p. 615-618.
- Costa, A.M., Amaral, C.S., Kowsmann, R.O. *et al.*, 1994. Relatório final : Análise de estabilidade do talude submarino de Marlim. Rio de Janeiro: Petrobras/Cenpes/ Diprex/Sedem. Internal Report DOTEM 3433.
- Emiliani, C., 1966. Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and generalized temperature curve for the past 425,000 years. *Journal of Geology*, 74(2):109-124.
- Ericson, D. B.C., Wollin, G., 1968. Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. *Science*, 162(3859):1227-1234.
- Evans, T., Usher, N. Moore, R., 2007. Management of geotechnical and geohazard risks in the West Nile Delta. 6th Offshore Site Investigation and Geotechnics, Confronting New Challenges and Sharing Knowledge, September 11 – 13, 2007, London, UK. Proceedings of the 6th International Offshore Site Investigation and Geotechnics Conference 11-13 September 2007. London: Society for Underwater Technology. p. 263-270.
- Gonthier, E., Faugères, J.-C., Viana, A., Figueiredo, A., Anschutz, P., 2003. Upper Quaternary deposits on the São Tomé deep-sea channel levee system (South Brazilian Basin): major turbidite versus contourite processes. *Marine Geology*, 199(1/2):159-180.
- Gorini, M.A., Maldonado, P.R., Silva, C.G., Souza, E.A., Bastos, A.C., 1998. Evaluation of deep water submarine hazards at Campos Basin, Brazil. 30th Offshore Technology Conference, Houston, Texas, EUA. Richardson, Offshore Technology Conference. p. 133-141 OTC 86944, 133-1141.
- Hernandez-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., Garcia, M., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Maestro, A., Diaz del Rio, V., León, R., Medialdea, T., Gardner, J., 2006. The contourite depositional system of the Gulf of Cádiz: a sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. *Deep-Sea Research II: Topical Studies in Oceanography*, 53(11/13):1420-1463.
-

-
- Hercos, C.M., Silveira, M.A. da S., Merschmann, M.A. de C., 2005. Caracterização do sistema turbidítico Marataízes, tectonicamente controlado – FM Carapebus moderna, Bacia de Campos. V Seminário de Interpretação Exploratória, Armação de Búzios, Brasil. Rio de Janeiro: Petrobras. Resumos Expandidos. CD ROM.
- Imbrie, J., 1985. A theoretical framework for the Pleistocene ice ages. *Journal of the Geological Society*, 142(3):417-432. Jeanjean, P., Hill, A., Taylor, S., 2003. The challenges of siting facilities along the Sigsbee Escarpment in the Southern Green Canyon area of the Gulf of Mexico: framework for integrated studies. *Proceedings of 35th Offshore Technology Conference*, Houston, Texas. Richardson: Offshore Technology Conference. Paper OTC 15156.
- Kohl, B., Fillon, R.H., Roberts, H.H., 2004. Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Pleistocene Lagniappe delta and related section, northeastern Gulf of Mexico. Andersen, J.B., Fillon, R., editors. *Late Quaternary Stratigraphic Evolution of the Gulf of Mexico Basin*. Tulsa: Society Sedimentary Geology. Special Publication, 79. p. 189-216.
- Kowsmann, R.O. e Carvalho, M.D. de, 2002. Erosional event causing gás-venting on the upper continental slope, Campos Basin, Brazil. *Continental Shelf Research*, 22(16):2345-2354.
- Kowsmann, R.O., Viana, A.R. 1992. Movimentos de massa provocados por cunhas progradantes de nível de mar baixo: exemplo na Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 6(1/2):99-102.
- Kowsmann, R.O., Schreiner, S., Murakami, C.Y., Piauilino, P.O., Barrocas, S., Miller, D., Rizzo, J.G., 1996. Ecofácies de 3,5 kHz do talude da Bacia de Campos e do Plato de São Paulo adjacente. *Anais do 39th Congresso Brasileiro Geologia*, Salvador, Brasil. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v.3, p. 463-465.
- Kowsmann, R.O., Machado L.C.R., Viana, A.R., Almeida Jr., W., Vicalvi, M.A., 2002. Controls on mass-wasting in deep water of the Campos Basin. *34th Offshore Technology Conference*, Houston, Texas. Richardson: Society of Petroleum Engineers. OTC 14030.
-

-
- Kowsmann, R.O., Costa, A.M., Amaral, C.S., Vicalvi, M.A., MACHADO, L.C.R. 2004. Mass wasting, continental slope of Campos Basin, Brazil: characterization and controls. Workshop on Submarine Landslides and Lifelines. Proceedings of 9th International Symposium on Landslides, Rio de Janeiro, Brasil. Leiden: A.A. Balkema. Expanded Abstract.
- Kvalstad, T.J., Andresen, L., Forsberg, C.F., Berg, K., Bryn, P., Wangen, M., 2005. The Storregga Slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1/2): 245-256.
- Laberg, J.S., Camerlenghi, A., 2008. The significance of contourites for submarine slope stability. *Developments in Sedimentology*, 60:537-556.
- Lee, H.J., 2009. Timing of occurrence of large submarine landslides on the Atlantic Ocean margin. *Marine Geology*, 264(1/2):53-64.
- Lee, H.J., Normark, W.R., Fisher, M.A., Greene, H.G., Edwards, B.D., Locat, J. 2004. Timing and extent of submarine landslides in Southern California. 36th Offshore Technology Conference. Houston, Texas. Houston: Offshore Technology Conference. Paper OTC 16744.
- Locat, J., Lee, H.J., 2002. Submarine landslides: advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal*. 39(1):193-212.
- Machado, L.C., 2001. Sonar characterization of modern subaqueous mass-movement deposits bordering the Brazilian continental slope. 7th International Congress of Brazilian Geophysical Society. Salvador, Bahia. Salvador: Sociedade Brasileira de Geofísica Abstracts v.2:1601-1604.
- Machado, L.C., Kowsmann, R.O., Murakami, C.Y., Schreiner, S., Miller, D.J., Piauilino, P.O. 2004. Geometria da porção proximal do sistema deposicional turbidítico moderno da Formação Carapebus, Bacia de Campos: modelo para heterogeneidades de reservatório. *Boletim de Geologia da Petrobras*, 12 (2):287-315.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Farinacci, A., editor. Proceedings of the Second Planktonic Conference Roma. Rome, Italia. Rome: Edizioni Tecnoscienza. v. 2. p.739-785.
- Massé, L., Faugères, J.-C., Hrovatin, V., 1998. The interplay between turbidity and contour current processes on the Columbia Channel fan drift, Southern Brazil Basin. *Sedimentary Geologie*, 115(1/4):111-132.
-

-
- Masson, D.G., Harbitz, C.B., Wynn, R.B., Pedersen, G., Lovholt, F., 2006. Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 364:2009-2039.
- Masson, D.G., Wynn, R.B., Talling, P.J. 2010. Large landslides on passive continental margins: processes, hypotheses and outstanding questions. D.C. Mosher *et al.*, editors. *Submarine Mass-Movements and Their Consequences*. Dordrecht: Springer. *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, v.28, p.153-165.
- Okada, H., Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-coccolith biostratigraphy zonation. *Marine Micropaleontology*, 5:321-325.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. *Plankton Stratigraphy*. Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K., editors. Cambridge: Cambridge University Press, p.329-426.
- Prell, W., Damuth, J.E., 1978. The climate-related diachronous disappearance of *Pulleniatina obliquiloculata* in Late Quaternary sediments of the Atlantic and the Caribbean. *Marine Micropaleontology*, 3(3):267-277.
- Richter, A.J., Gomide, J., Shimabukuro, S., Antunes, R.L., 1993. Bioestratigrafia dos nanofósseis cenozóicos da margem continental brasileira. Rio de Janeiro: Petrobras/Cenpes/ Divex/Sebipe. Relatório 650-15085.
- Schreiner, S., Souza, M.B.M.de, Migliorelli, J.P. R. 2007/2008. Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 16(1):157-160.
- Schroeder, K., Kvalstad, T. J., Lunne, T. 2000. New insights in the evaluation of deepwater geohazards. 10th Rio Oil and Gas Conference paper IBP44800, Rio de Janeiro, Brasil. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro do Petróleo, p. 1-8.
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geology Mijnbouw*, 57 (3):433-440.
- Viana, A.R., 2001. Seismic expression of shallow-to deep-water contourites along the south-eastern Brazilian margin. *Marine Geophysical Researches*, 22 (5/6):509-521.
-

-
- Viana, A.R., Faugères, J.-C., 1998. Upper slope sand deposits: the example of the Campos Basin, a latest Pleistocene- Holocene record of interaction between alongslope and downslope currents. London: Geological Society. Special Publications, 129:287-316.
- Viana, A.R., Kowsmann, R.O., Castro, D.D., 1990. A discordância do Mioceno médio/superior, Um marco regional no talude da Bacia de Campos. 36º Congresso Brasileiro de Geologia. Natal, Brasil. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. 1:313-323.
- Viana, A.R., Faugères, J.-C., Kowsmann, R.O., Lima, J.A., Caddah, L.F., Rizzo, J.G. 1998. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos Basin continental margin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology*, 115(1/4):133-157.
- Viana, A.R., Almeida Júnior, W., Machado, L.C., 1999. Different styles of canyon infill related to gravity and bottom current processes: examples from the upper slope of the SE Brazilian margin. 6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brasil. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica. Expanded Abstracts, 01499.
- Viana, A.R., Almeida Jr., W., Almeida, C.W., 2002a. Upper slope sands: late Quaternary shallow-water sandy contourites of Campos Basin, SW Atlantic margin. Stow, D.A., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R., editors. *Deep Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. London: Geological Society. Memoir 22: 261-270.
- Viana, A.R., Hercos, C.M., Almeida Jr., W., Magalhães, J.L., Andrade, C., 2002b. Evidence of bottom current influence on the Neogene to Quaternary sedimentation along the northern Campos Slope, SW Atlantic Margin. Stow, D.A., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R., editors. *Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London: Geological Society of London. London: Geological Society. Memoir, 22. p.249-259.
- Viana, A.R., Figueiredo, A. G., Faugères, J.-C., Lima, A., Gonthier, E., Brehme, I., Zaragosi, S., 2003. The São Tomé deep-sea turbidite system (Southern Brazil Basin): Cenozoic seismic stratigraphy and sedimentary processes. *AAPG Bulletin*. 87(5):873-894.
-

-
- Vicalvi, M.A., 1997. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático dos sedimentos do Quaternário Superior do talude da Bacia de Campos. Rio de Janeiro: Boletim de Geociências da Petrobras, 11(1/2):132-165.
- Vicalvi, M.A., 1999. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático do Quaternário superior do talude da Bacia de Campos e Platô de São Paulo adjacente, com base em foraminíferos planctônicos. Tese de doutorado. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Vicalvi, M.A., Kowsmann, R.O. 2006. Application of foraminiferal biostratigraphy to the assessment of submarine geohazards. International Symposium on Foraminifera, Natal, Brasil. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro. v.29, n.1, p.637.
- Vicalvi, M.A., 2009a. Distribuição estratigráfica quantitativa de foraminíferos planctônicos no Quaternário da margem continental do sudeste brasileiro; relatório parcial. Rio de Janeiro: Petrobras, Cenpes, PDEXP, BPA. RT BPA 004/09.
- Vicalvi, M.A., 2009b. Reinterpretação e subzoneamento bioestratigráfico dos testemunhos a pistão do leque Almirante Câmara (LAC), com base em foraminíferos planctônicos: Bacia de Campos. Rio de Janeiro: Petrobras, Cenpes, PDEXP, BPA. CT BPA 068/09.
- Young, A.G., Bryant, W.R., Slowey, N.C., Brand, J.R., Gartner, S., 2003. Age dating of past slope failures of the Sigsbee Escarpment within Atlantis and Mad Dog developments. 35th Offshore Technology Conference, Houston, Texas. Richardson: Oxford Technology Conference. Paper OTC 15204
-

VI. ÁREAS PROPENSAS A ESCORREGAMENTOS NO TALUDE CONTINENTAL

Resumo

Realizou-se uma avaliação regional das áreas suscetíveis à ocorrência de movimentos de massa submarinos no talude continental e no Platô de São Paulo da Bacia de Campos. Para essa avaliação, foi utilizada uma ferramenta de análise espacial disponível em um sistema de informação geográfica (SIG), em conjunto com a aplicação de um modelo matemático desenvolvido para a previsão de áreas propensas a deslizamentos, baseado em uma formulação de leis físicas.

A análise de estabilidade de taludes foi feita sob condições não drenadas, em termos de tensões totais, considerando um solo argiloso normalmente adensado, e baseou-se no método determinístico para o cálculo de fatores de segurança através da abordagem de equilíbrio limite – formulação de talude infinito-unidimensional para a condição submersa. Dessa forma, foi possível levar em consideração, no cálculo dos fatores de segurança, o dado referente à geometria do fundo do mar (declividade) e as propriedades mecânicas do solo marinho (resistência ao cisalhamento não drenada e peso específico submerso).

O resultado foi a obtenção de mapas regionais de fatores de segurança estáticos para avaliação de propensão a deslizamentos submarinos translacionais rasos no talude e no Platô de São Paulo da Bacia de Campos, considerando dois perfis de resistência ao cisalhamento não drenada do solo: um correspondente a um limite inferior de resistência, e o outro referente a um valor de resistência intermediário.

1 - Introdução

A cartografia geotécnica vem se beneficiando com os avanços da Informática, principalmente pelo uso conjunto com o sistema de informação geográfica. Esses sistemas têm como finalidade armazenar, recuperar e analisar dados que estejam relacionados ao espaço geográfico.

O sistema de informação geográfica é uma ferramenta que permite a manipulação de diferentes fontes de dados e também a incorporação de modelos matemáticos que auxiliem na avaliação de áreas propensas a deslizamentos.

Muitas das metodologias que têm sido desenvolvidas para a previsão de movi-

mentos de massa utilizam modelos, os quais podem ser subdivididos em modelos empíricos e modelos que se baseiam em leis físicas. Dentre os modelos empíricos, têm-se aqueles fundamentados em inventários de deslizamentos, aqueles que fazem uso de análises estatísticas e os que combinam diversos planos de informação (províncias de solos, declividades etc.). Os que utilizam modelos estruturados em leis físicas permitem que hipóteses bem específicas sejam testadas tanto na escala do talude como na escala da área de estudo (Gomes *et al.*, 2005).

As implementações de um sistema de informação geográfica baseadas em modelos físicos, tipo SHALSTAB (Shallow Slope Stability Model) (Guimarães, 2000) e SINMAP (Stability INDEX MAPping) (Pack *et al.*, 1998), têm como princípio o método do equilíbrio limite e utilizam a equação de talude infinito para avaliar áreas potenciais a deslizamentos.

A análise de equilíbrio limite considera que as forças que tendem a induzir a ruptura são balanceadas exatamente pelos esforços de resistência. A fim de comparar a estabilidade de taludes em diferentes condições de equilíbrio limite, define-se o fator de segurança (FS) como a razão entre a ação das forças que desestabilizam e as forças que resistem ao escorregamento (Guidicini e Nieble, 1976). Segundo Massad (2010), os taludes infinitos são encostas naturais que se caracterizam por sua grande extensão e sua reduzida espessura de solo. Eles se baseiam no princípio de que a superfície de ruptura é paralela à inclinação do talude, e que a profundidade da superfície de ruptura é pequena quando comparada com a altura do talude.

Em função do exposto, fez-se uma avaliação regional das áreas suscetíveis à ocorrência de movimentos de massa submarinos rasos no talude continental e no Platô de São Paulo da Bacia de Campos. Para essa avaliação, utilizou-se uma ferramenta de análise espacial disponível em um sistema de informação geográficas, em conjunto com a aplicação de um modelo matemático desenvolvido para a previsão de áreas propensas a deslizamentos, com base em uma formulação de leis físicas. Nesse contexto, objetiva-se especificamente aqui a aplicação de uma formulação matemática para obter um mapa contendo áreas potenciais a deslizamentos submarinos translacionais rasos na região do talude e no Platô de São Paulo da Bacia de Campos.

Para o desenvolvimento deste trabalho, seguiu-se o roteiro metodológico apresentado na Figura 1.

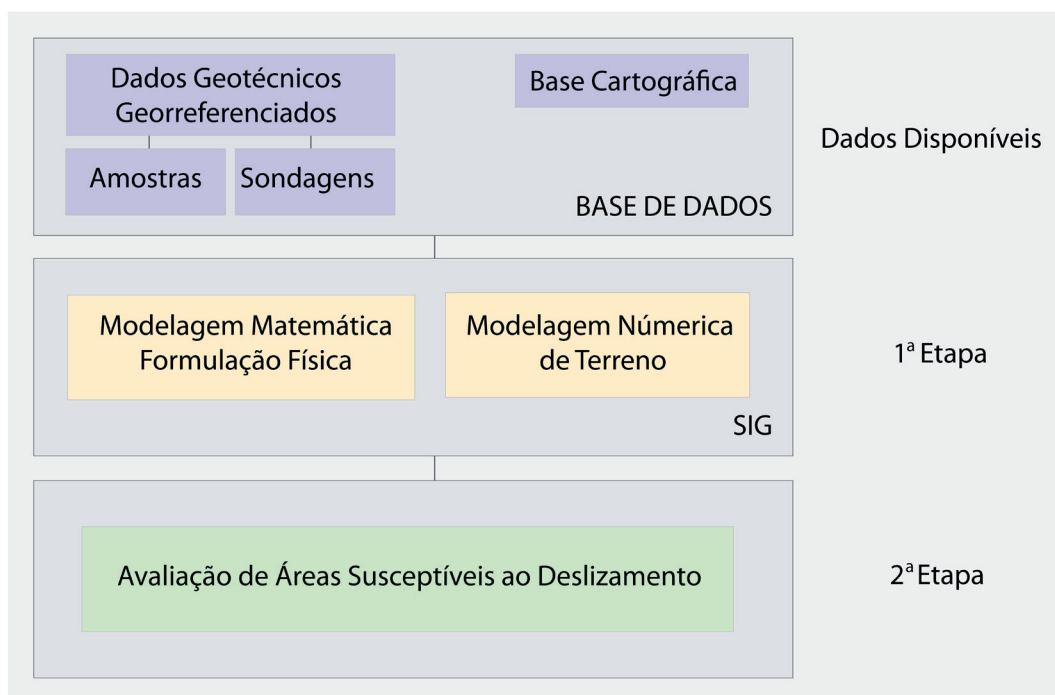


Figura 1 - Metodologia usada para a obtenção de mapas regionais de suscetibilidade a deslizamentos.

Foram utilizadas informações obtidas pelas campanhas de investigação geológica e geotécnica realizadas na Bacia de Campos, e a base cartográfica digital elaborada pela Gerência de Geologia Marinha (Petrobras/ E&P-Serv/US-SUB). O Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello (Cenpes/Petrobras) contribuiu com a disponibilização de um banco de dados geotécnicos do Cenpes/Petrobras (BDG), contendo informações provenientes dos ensaios *in situ* realizados na bacia.

Da base cartográfica, foram extraídas as informações referentes à caracterização física da área, cobrindo os temas referentes a batimetria, declividade e faciologia.

No início da primeira etapa, foi desenvolvida uma revisão bibliográfica em que se destacaram os trabalhos de Campos (1984), Savage *et al.* (2004) e Guimarães (2000). Essa revisão possibilitou a definição da formulação física a ser aplicada e a definição da metodologia para se elaborar o Modelo Digital de Terreno (MDT) da área. A segunda e última etapa consistiu na avaliação do mapa das áreas suscetíveis a movimentos de massa submarinos.

2 - ESTABILIDADE DO FUNDO DO MAR

2.1. Características dos Deslizamentos Submarinos

Deslizamentos submarinos são mecanismos comuns e muito eficazes de transferência de sedimentos da plataforma continental e do talude superior para bacias oceânicas profundas. Durante um único evento, enormes volumes de sedimentos podem ser transportados em taludes suaves com inclinações de 0,5 grau a 3 graus, cobrindo distâncias de centenas de quilômetros. Tipicamente, esses eventos duram de menos de uma hora a vários dias, e podem danificar severamente plataformas fixas, dutos, cabos submarinos e outras instalações no piso marinho. A partir do ano 2000, foi intensificada a pesquisa para a compreensão dos mecanismos subjacentes e dos riscos envolvidos nos deslizamentos submarinos, principalmente pelo crescente número de campos de petróleo em águas profundas que têm sido descobertos e, em alguns casos, com a exploração desenvolvida, em fase de produção. A produção de campos *offshore* em áreas com atividade de deslizamento anterior está acontecendo na margem norueguesa, no Golfo do México, na parte marítima do Brasil, no Mar Cáspio e na costa Oeste da África.

Deslizamentos submarinos ocorrem com frequência tanto em margens continentais ativas como nas passivas, especialmente nos taludes continentais. Apesar de ângulos de talude geralmente baixos, essas áreas de estratigrafia em talude frequentemente apresentam processos geológicos mais ativos e vigorosos que aqueles encontrados em áreas rasas da plataforma continental, sub-horizontal. A borda da plataforma e a área de talude contêm os materiais mais recentemente depositados e, em áreas com alta taxa de sedimentação, pode existir subadensamento/excesso de poropressão. A poropressão em excesso da hidrostática frequentemente desempenha papel relevante na desestabilização dos taludes submarinos. Os investimentos para se encontrar e desenvolver a produção de campos de águas profundas são muito elevados, e isso aumenta significativamente a parcela das consequências econômicas do aspecto do risco vinculado a deslizamentos submarinos no ambiente da margem continental.

Sabe-se também que escorregamentos submarinos deram origem a tsunamis com efeitos devastadores em áreas costeiras adjacentes (Nowacki *et al.*, 2003). Isso porque, em geral, os escorregamentos ocorrem em larga escala, mobilizando grandes volumes de material, podendo chegar a 20.000 km³, como ocorreu na

África do Sul (Dingle, 1977). Kvalstad *et al.* (2001) citam ainda que a extensão em área e os volumes envolvidos em um cenário de ruptura de talude submarino podem variar de escorregamentos locais, ou rastejos (*creep*), a enormes movimentos de massa submarinos envolvendo milhares de metros cúbicos de solo. A Figura 2 relaciona a extensão em área com o número de casos de deslizamentos ocorridos na margem atlântica dos EUA, onde é possível notar predominância nos tamanhos entre 1 e 50 km². No Brasil, Figueiredo Júnior *et al.* (1993) pesquisaram a região de Cabo Frio/RJ e, contrariando antigas pesquisas realizadas na área, detectaram que cicatrizes de pequenos escorregamentos são as feições dominantes na região.

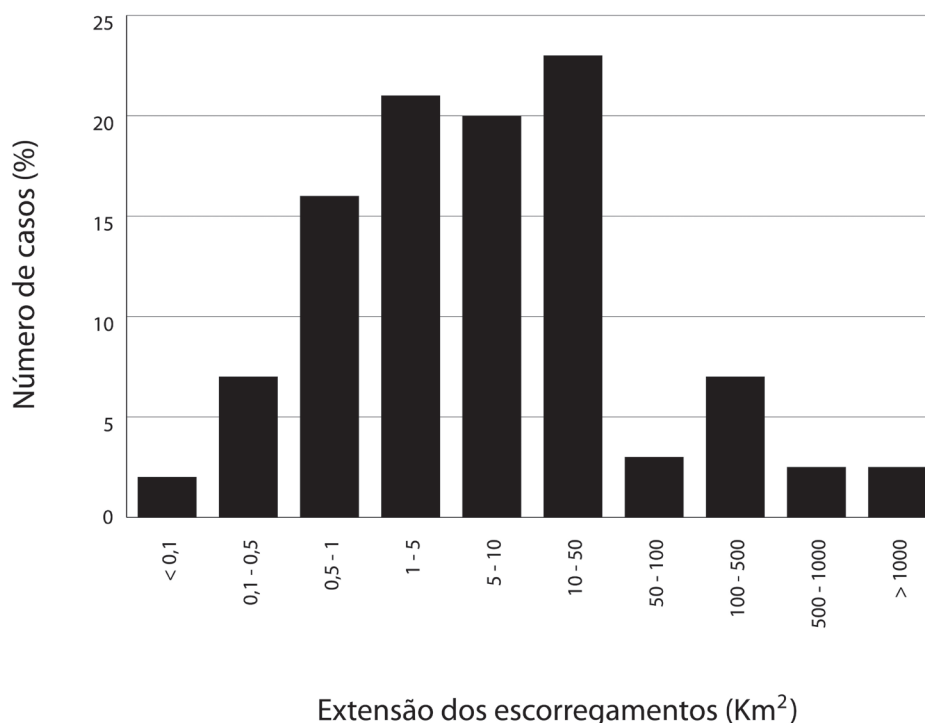


Figura 2 - Extensão em área versus número de casos de escorregamentos submarinos ocorridos na margem atlântica dos EUA. Adaptada de Lee (2004) por Silva (2005).

Segundo Hampton *et al.* (1996), escorregamentos são bastante comuns em cinco diferentes tipos de ambientes submarinos: *fjords*, deltas ativos de rios na margem continental, regiões de cânion, no talude continental e em ilhas oceânicas vulcânicas. A Figura 3 apresenta os percentuais de casos de escorregamentos ocorridos na margem atlântica dos EUA de acordo com o ambiente submarino.

Grandes movimentos de massa foram observados em taludes de baixa inclinação (Kvalstad *et al.*, 2001). Esse aspecto pode ser observado na Figura 4, que apresenta a distribuição de deslizamentos submarinos conforme a inclinação do talude. Um estudo baseado na teoria do talude infinito realizado por Costa *et al.* (1994), no talude do Campo de Marlim (Bacia de Campos), mostrou que os fatores de segurança estáticos diminuem consideravelmente com o aumento da poropressão e que a influência da poropressão no valor do fator de segurança é mais pronunciada em taludes de baixas inclinações.

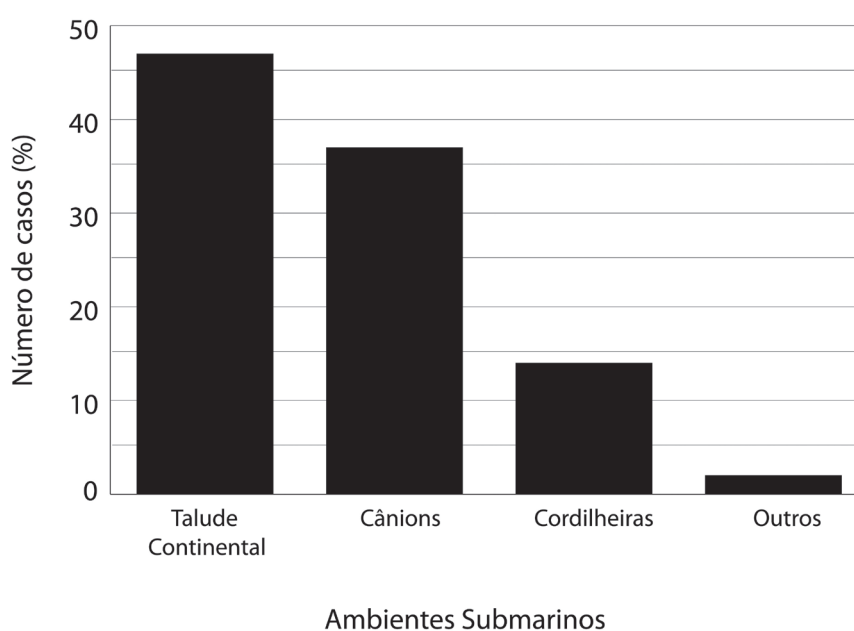


Figura 3 - Ocorrência de movimentos de massa em diferentes tipos de ambientes submarinos na margem atlântica dos EUA. Adaptada de Lee (2004) por Silva (2005).

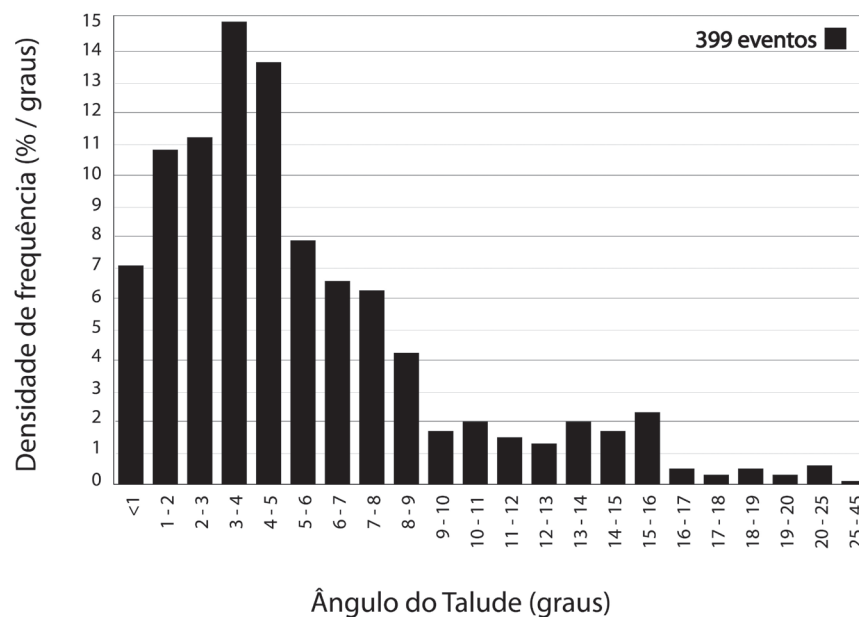


Figura 4 - Distribuição da densidade de frequência do ângulo médio do talude na ruptura para a ruptura de deslizamentos submarinos. Adaptada de Hance (2003).

2.2. Fatores que Influenciam a Estabilidade do Fundo do Mar

Os deslizamentos submarinos resultam de uma interação complexa entre vários fatores diferentes que atuam simultaneamente, com intensidades e escalas de tempo distintas, de acordo com o ambiente geológico em que a área está inserida. O ambiente geológico-tectônico-oceanográfico é o que regula a ação de cada fator que influencia a estabilidade do solo marinho e cria, ou não, uma instabilidade potencial no local.

Hampton *et al.* (1996) resumiram as causas dos escorregamentos de taludes na Tabela 1:

Tabela 1 - Causas de movimentos de massa submarinos (Hampton *et al.*, 1996).

FATORES QUE INFLUENCIAM A REDUÇÃO DA RESISTÊNCIA DO SOLO	FATORES QUE INFLUENCIAM O AUMENTO DE TENSÕES NO TALUDE
<p>Terremotos Carregamento por ondas Mudanças de maré Intemperismo Sedimentação Gás</p>	<p>Terremotos Carregamento por ondas Mudanças de maré Diapirismo Sedimentação Erosão</p>

Segundo Costa *et al.* (1994), taludes naturalmente estáveis podem tornar-se instáveis sob a ação de um ou mais mecanismos de diversas naturezas, tais como: mudanças na morfologia que alterem o equilíbrio de forças atuantes, como processos de erosão ou sedimentação; ação de forças externas, como atividade sísmica e efeitos de ondas; aumento da poropressão no solo causado por carregamento ou deformação; diminuição das tensões efetivas devido ao aprisionamento de poropressão por variações no nível do mar e decréscimo progressivo da resistência ao cisalhamento do material, tanto por intemperismo ou degradação quanto por acúmulo de deformações resultante de processos de creep ou de carregamentos cíclicos.

2.3. Trabalhos Anteriores

Desde que começaram as descobertas de campos petrolíferos na região do talude continental, diversos estudos têm sido desenvolvidos por especialistas do mundo todo com o objetivo de entender melhor as condições geológicas e geotécnicas, bem como a dinâmica dos sedimentos submarinos desses locais. Instabilidades geologicamente recentes de taludes devem ser encaradas como um risco potencial para as facilidades de exploração e produção de óleo ou gás.

2.3.1. Estudos qualitativos

Muitos tipos de escorregamentos de taludes submarinos foram identificados no talude continental do Golfo do México. Alguns grandes movimentos se iniciaram na quebra da plataforma continental e se estenderam por grandes distâncias a jusante do talude (Hooper e Prior, 1989). Muitos desses escorregamentos provavelmente foram disparados em períodos de nível de mar baixo, quando sedimentos na borda da plataforma avançaram sobre a porção superior do talude (Suter e Berryhill, 1985).

Campbell *et al.* (1986) estudaram o talude continental dos estados norte-americanos do Texas e da Louisiana (a nordeste do Golfo do México), com o intuito de avaliar as condições geológicas e geotécnicas do solo marinho para fins de projeto de fundações. Eles verificaram que algumas regiões apresentaram feições geológicas complexas, resultantes de atividades diapíricas de sal, falhamentos, deslizamentos e outros tipos de movimentos de sedimentos. Concluíram que a maioria dos movimentos em larga escala parecia ter ocorrido em um passado geológico relativamente distante, mas a possibilidade de deslizamentos em menor escala foi aventada. Assim, foram sugeridos levantamentos geofísicos e geotécnicos mais detalhados, de forma que toda a região pudesse ser devidamente conhecida.

Estudos realizados por Caddah *et al.* (1998) e Kowsmann *et al.* (2002) também associaram a períodos de nível de mar baixo alguns depósitos de movimentos de massa e camadas de *debris flow* observados no talude continental e em regiões de cânions na Bacia de Campos. No Platô de São Paulo, foram notadas feições de movimentos de massa ocorridos em períodos interglaciais, acionados pelo movimento do sal (diapirismo), que ainda é ativo nos dias atuais.

2.3.2. Estudos quantitativos

Uma análise da estabilidade dos taludes em nível regional foi realizada no Golfo do México por Hooper e Prior (1989). Naquela ocasião, foram mapeados, além de feições como hidratos de gás e falhamentos, deslizamentos regionais translacionais rasos de solo em flancos de diápiros de sal e em blocos basculados, e em locais onde havia a ocorrência de gradientes mais íngremes do fundo do mar. Um dos deslizamentos envolvia a descida de sedimento sobre uma superfície de cisalhamento na base da camada, que coincidia com um plano estratigráfico próximo à superfície. Com base nas evidências reveladas pelas investigações geofísicas e geotécnicas, um método baseado no equilíbrio limite foi desenvolvido para se estimarem as condições regionais de estabilidade dos taludes. Os parâmetros geotécnicos de resistência utilizados nas análises foram medidos *in situ* mediante ensaios de palheta. A geometria rasa e alongada do movimento de massa do tipo translacional com controle na base (ou seja, sobre um plano estratigráfico bem definido) caracterizou um problema de estabilidade que pôde ser resolvido por equilíbrio limite, com base ora na teoria do talude infinito, ora nos métodos do arco circular (Lambe e Whitman, 1969), dependendo da inclinação do talude. Ambas as análises foram realizadas para a região e, dessa forma, foram encontrados valores de fatores de segurança que avaliaram as condições de estabilidade do local, apesar das limitações encontradas, tais como: variáveis geológicas e geotécnicas que não foram medidas com os métodos usados e dados de resistência do sedimento provenientes de um furo executado a 5 km do local onde se observaram as evidências de deslizamentos.

Há ampla evidência histórica e geológica de que instabilidades de taludes geradas por terremotos são comuns no ambiente marinho. Sabe-se que tremores de terra são mecanismos disparadores de escorregamentos submarinos e causadores de rupturas em depósitos de sedimentos em várias regiões sismicamente ativas. Baraza *et al.* (1992) fizeram um estudo preliminar de estabilidade do sedimento próximo

à superfície do talude continental do Mar de Alboran, no Mediterrâneo, levando em consideração a solicitação dinâmica. Os resultados de vários ensaios geotécnicos *in situ* e de laboratório possibilitaram estimar a resistência ao cisalhamento do solo e a tensão cisalhante máxima estática ou dinâmica-reduzida a que o sedimento poderia ser submetido sem romper. A análise de estabilidade sob carregamento estático mostrou que os sedimentos da região apresentavam baixa probabilidade de ruptura drenada sob carga gravitacional. Assim, foram considerados estáveis. Já na análise sob carregamento dinâmico, mostrou-se que a probabilidade de ruptura de talude consequente a um terremoto deveria ser considerada.

Um estudo semelhante, realizado por Ayres Neto (1994) na região do delta submarino do Rio Amazonas, constatou que os mecanismos disparadores de movimentos de massa variam de local para local. Realizou-se uma análise qualitativa de estabilidade mediante a superposição de todos os fatores e/ou mecanismos disparadores de movimentos de massa submarinos observados na região, e o resultado foi a definição de duas áreas geográficas distintas: uma na qual os fatores disparadores de movimentos de massa ocorrem com maior intensidade e outra com maior número de fatores disparadores ocorrendo concomitantemente. Na análise quantitativa, a metodologia adotada foi a de Booth *et al.* (1985). Foram realizadas ainda retroanálises para avaliar a aceleração horizontal gerada por um terremoto e a altura mínima de onda que poderia desestabilizar as áreas. Ambos os resultados levaram à conclusão de que as áreas eram estáveis.

Rizzo *et al.* (1994) estudaram movimentos de massa e fluxos gravitacionais nos campos de Marlim e Albacora na Bacia de Campos, coletando dados geológicos, geotécnicos e sísmicos de alta resolução da porção mais rasa da coluna sedimentar de áreas do talude continental. Foram verificadas feições de movimentos de massa sob a forma de cicatrizes (remoção de sedimentos) ou de depósitos sedimentares, resultado de escorregamentos ou de fluxo de detritos. As feições de remoção de sedimentos foram identificadas a partir da análise dos perfis sísmicos de alta resolução, em que os refletores se apresentaram truncados, ou por meio de mapa fisiográfico, pelas alterações nos contornos batimétricos. Essas feições foram comprovadas mediante a aquisição de testemunhos geológicos, nos quais foram observadas discordâncias e ausência de biozonas, e de dados geotécnicos, mediante o perfil descontínuo de resistência não drenada S_u versus profundidade, evidenciando ausência de seção. No estudo, estabeleceu-se uma relação bastante clara entre os rebaixamentos do nível

do mar e a iniciação de movimentos de massa. Nesse sentido, visto que a situação atual é de mar alto e o tempo necessário para ocorrer uma mudança nesse cenário é em muito superior ao tempo de duração dos projetos de produção na Bacia de Campos, os autores concluíram que, atualmente, não se esperaria a ocorrência de movimentos de massa em larga escala como os registrados na coluna sedimentar do talude de Marlim. Este trabalho incorporou o estudo realizado por Costa *et al.* (1994), que efetuou uma análise estática da estabilidade do talude fundamentada na teoria do talude infinito.

Um amplo estudo da estabilidade de taludes foi realizado no escarpamento Sigsbee, junto aos campos de Mad Dog e Atlantis, no Golfo do México. Nowacki *et al.* (2003) propuseram uma análise determinística de estabilidade de taludes com o objetivo de obter uma estimativa do fator de segurança, estabelecer resultados de referência para análises probabilísticas e, em combinação com as análises probabilísticas, fornecer melhor compreensão de como o fator de segurança aumenta à medida que a superfície de cisalhamento se afasta da borda do escarpamento. Análises drenada e não drenada indicaram taludes relativamente estáveis, a não ser que um mecanismo disparador venha a rompê-los. Porém, o estudo não avaliou o comportamento do solo em relação ao mecanismo disparador, não estabelecendo qual das análises, drenada ou não drenada, fornece o fator de segurança mais adequado a cada caso.

Na análise probabilística, também realizada no Golfo do México, proposta por Nadim *et al.* (2003), foi estabelecido um modelo de frequência de escorregamentos (ou seja, probabilidade anual de ruptura) para avaliar os riscos inerentes às estruturas de engenharia submarinas. Esses autores defendem que a análise probabilística oferece maior precisão, pois o problema é conduzido de modo a lidar com as imprecisões comuns em análises determinísticas, em que muitos parâmetros de resistência do solo são incertos, fazendo com que os engenheiros utilizem valores conservativos. Foram definidos fatores de sensibilidade que quantificam a contribuição de cada variável aleatória na análise global de estabilidade. O estudo mostrou grande relação entre altas taxas de sedimentação e escorregamentos rasos de solo. No Escarpamento San Pedro, a sudoeste da cidade de Long Beach (Califórnia), onde feições morfológicas típicas de grandes escorregamentos submarinos foram detectadas, Bohannon e Gardner (2004) desenvolveram uma pesquisa com o objetivo de avaliar a provável ocorrência de tsunamis. As cicatrizes de escorregamentos e os depósitos

de detritos mapeados e estudados constituem amplas evidências de que a região foi fonte de pequenas e grandes rupturas de taludes submarinos. Apesar de não se poder afirmar que os escorregamentos resultaram realmente em tsunamis, suas escalas sugerem a possibilidade de ocorrência de tais eventos. Uma razão teórica para essa afirmação foi obtida através de formulações em que a energia potencial da massa de solo é transformada em energia cinética, uma vez detonado o movimento. A altura de onda estimada foi de 12 m, mas os cálculos não levaram em consideração a atenuação de acordo com a distância da fonte.

Biscontin *et al.* (2004) utilizaram elementos finitos para analisar o comportamento de taludes submarinos (depósitos de argila mole), quando dinamicamente solicitados (variação das relações tensão-deformação-resistência, assim como a geração de poropressão). Concluíram que, além de gerar excesso de poropressão significativa para desestabilizar um talude submarino durante o evento, um carregamento dinâmico também pode influenciar sua estabilidade após o ocorrido, devido a redistribuição/processo de dissipação da poropressão no perfil de solo.

Silva *et al.* (2004) apresentaram uma metodologia de investigação de instabilidade de taludes submarinos fundamentada na integração de ferramentas e métodos geofísicos e geotécnicos, além de avançadas técnicas de datação de sedimentos, e aplicaram-na em uma área localizada no talude continental do Texas-Louisiana, no Golfo do México. Os estudos mostraram a ocorrência de várias rupturas de taludes na Bacia de Beaumont, situada no centro da área de estudo. A altura desses taludes varia de 600 a 900 m, e há declividades localizadas superiores a 25 graus. Análises realizadas através de equilíbrio limite, utilizando-se a geometria conhecida dos taludes e os dados de resistência e densidade dos solos obtidos mediante sondagens com um amostrador a pistão de grande diâmetro, sugeriram que vários taludes se encontram em estado de ruptura incipiente sob condições drenadas. Já na Bacia de Calcasieu, localizada a noroeste da Bacia de Beaumont, a presença de um sedimento holocênico e de um pico de densidade foi observada nas amostragens no talude superior (norte), mas não nas amostragens realizadas ao sul. Dessa forma, o pico de densidade foi interpretado como material proveniente de uma deposição de material escorregado, e a ausência do sedimento holocênico sugeriu que o evento ocorreu em um passado geológico recente (< 12.600 anos A.P.).

Silva (2005) avaliou as condições de estabilidade do solo marinho ao longo da rota de um duto metálico de 10 polegadas de diâmetro revestido com concreto, lo-

calizado na Bacia de Campos. Os dados geológicos e geotécnicos foram adquiridos por meio de um amplo levantamento geofísico e geotécnico realizado na diretriz do duto. As análises de estabilidade se fundamentaram na teoria do talude infinito, em metodologia aplicada por Nowacki *et al.* (2003) nos campos de águas profundas de Mad Dog e Atlantis, no Golfo do México, e foram comparadas com os resultados encontrados a partir da formulação clássica de talude infinito. A integração de dados geotécnicos e geofísicos foi necessária para que todos os parâmetros utilizados na metodologia pudessem ser obtidos. Os resultados indicaram dois pontos críticos ao longo da rota, ambos associados aos flancos do Cânion Itapemirim, por apresentarem declividades elevadas. Foram realizados breves estudos com o objetivo de se avaliar o potencial destes pontos críticos sofrerem instabilidades por meio de terremotos e ondas de tempestade oceânica. Os resultados obtidos, no entanto, descartaram tais mecanismos como fontes de instabilidade.

3. APLICAÇÃO DE SISTEMA DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA À AVALIAÇÃO DE SUSCETIBILIDADE A ESCORREGAMENTOS

Sistemas de informações geográficas têm sido utilizados para a avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de massa subaéreos e submarinos, tanto em abordagens regionais quanto locais.

Os métodos para a avaliação de suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa variam de puramente empíricos a modelos empíricos probabilísticos e modelos puramente analíticos. Esses modelos utilizam o mapeamento geológico, dados de pluviosidade (no caso de taludes subaéreos), dados geotécnicos e dados do Modelo Digital do Terreno associados a um sistema de informação geográfica, a fim de estimar espacialmente e de forma temporal distribuições referentes à avaliação de suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa em um talude.

De acordo com Fernandes *et al.* (2001), os principais procedimentos usados para a previsão de escorregamentos podem ser divididos em quatro grandes grupos:

- Análises a partir da distribuição dos escorregamentos no campo: a distribuição de cicatrizes e depósitos recentes, ou mesmo atuais, pode controlar futuros padrões de distribuição de instabilidade de taludes. Essas metodologias fazem uso de mapas que refletem a densidade dos escorregamentos no campo (mapas feitos a partir de inventários de deslizamentos), seja para um único evento,

seja para uma série temporal. Entretanto, as informações geradas por esse tipo de metodologia se limitam às áreas onde ocorreram deslizamentos catalogados.

- Análises a partir de mapeamentos geomorfológicos e/ou geotécnicos: utilizam a combinação de planos de informação em que se atribuem “notas” e “pesos” aos diversos planos, a partir da experiência do especialista. Apresenta grande limitação devido à enorme subjetividade envolvida na caracterização de pesos e notas.
- Modelos com bases estatísticas: utilizam o princípio da existência de relações funcionais entre os fatores condicionantes e a distribuição dos escorregamentos, ou seja, os fatores que causam a instabilização em certo local no passado serão os mesmos que gerarão futuros escorregamentos. Em sua maioria, esses modelos utilizam análises estatísticas de correlação entre as variáveis.
- Modelos determinísticos: alguns desses procedimentos utilizam modelagem matemática em bases físicas, com base em processos e leis físicas naturais.

Modelos determinísticos para estabilidade de taludes têm sido usados desde o início do século passado para o cálculo de estabilidade de taludes individuais (Nash, 1987). Apenas recentemente vários pesquisadores começaram a adotar esse modelo para elaborar mapas de estabilidade de taludes para grandes áreas, tais como barragens (Ward *et al.*, 1981; 1982; Okimura e Kawatani, 1987; Brass *et al.*, 1989; Benda e Zhang, 1990; Van Asch *et al.*, 1992; 1993; Van Westen *et al.*, 1994; Terlien *et al.*, 1995; Terlien, 1996) e rodovias (Hammond *et al.*, 1992).

A vantagem da aplicação dos modelos determinísticos em estudos de estabilidade de taludes se deve a seu embasamento em leis da Física. Análises de estabilidade de taludes, como aquelas que são feitas na Engenharia Geotécnica, usam parâmetros como a inclinação do talude, a coesão do solo, o ângulo de atrito, a poropressão etc. O cálculo resulta em um fator de segurança contra deslizamentos, o qual pode ser usado diretamente por engenheiros em projetos de infraestrutura ou em trabalhos de remediação.

Neste trabalho, através de um sistema de informação geográfica, utilizou-se o modelo determinístico para a avaliação regional de suscetibilidade a movimentos de massa submarinos translacionais rasos no talude continental e no Platô de São Paulo da Bacia de Campos, tendo sido usado o método do equilíbrio limite – formulação de talude infinito submerso.

4. CARACTERIZAÇÃO REGIONAL DA ÁREA DE ESTUDO

4.1. FISIOGRAFIA

A Bacia de Campos situa-se na margem Sudeste, em frente aos estados do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. Abrange uma área de cerca de 100.000 km² até a cota batimétrica de -3.400 m, sendo que apenas 500 km² encontram-se emersos (Gonzaga, 2005).

Sua geologia regional é apresentada em Castro e Picolini (Capítulo 1, deste volume e referências nele contidas). É uma bacia de margem divergente, resultante da tectônica distensional relacionada à quebra do continente Gondwana no Cretáceo Inferior (Dias *et al.*, 1990). O arcabouço da bacia foi condicionado pelas estruturas do embasamento, mas o piso marinho foi particularmente afetado pela tectônica salífera, que gerou falhas de caráter extensional nas porções mais proximais e diapirismo salino e estruturas compressionais nas porções mais distais (Dias *et al.*, 1990).

A fisiografia da bacia foi descrita por Viana *et al.* (1998) e pode ser subdividida em plataforma continental, talude e Platô de São Paulo, esta última uma província modificada pela tectônica salífera. Recentemente, uma imagem detalhada da fisiografia da bacia foi apresentada por Schreiner *et al.* (2007/2008), com base em dados de sísmica 3D.

A plataforma continental possui relevo suave e monótono, sem desníveis de grande expressão, e declividade média em torno de 0,5 grau. Seu limite externo é definido pela quebra da plataforma, que se encontra a aproximadamente 180 metros de profundidade.

Já o talude continental apresenta variações em sua morfologia e uma declividade média de cerca de 4 graus. As variações morfológicas decorrem da presença de cânions, ravinas e sulcos, cujas escarpas podem atingir declividades acima de 30 graus. O limite externo do talude pode chegar a 2.300 m de lâmina d'água.

O Platô de São Paulo é caracterizado por relevo irregular ocasionado pela movimentação de camadas de sal em subsuperfície (halocinese). Nele, ocorrem grandes desníveis, que podem variar de 0,5 grau a valores acima de 20 graus, com média de 1 grau. Seu limite externo coincide com uma grande escarpa que ocorre em uma profundidade aproximada de 3.000 m.

A Figura 5 apresenta o mapa de batimetria para a região do talude continental e Platô de São Paulo da Bacia de Campos, extraído de Almeida e Kowsmann (Capítulo

3 deste volume). Nela, é possível ver que o talude apresenta um perfil côncavo ao sul e ao norte da bacia, e é fortemente esculpido por cânions e ravinas. Já o talude central, onde se situam os principais campos de águas profundas, é bem mais suave, embora marcado por inúmeras cicatrizes (Caddah *et al.*, 1998, Kowsmann *et al.*, 2002). Sua forma convexa é herdada da cunha progradante do Mioceno subjacente (Kowsmann e Viana, 1992).

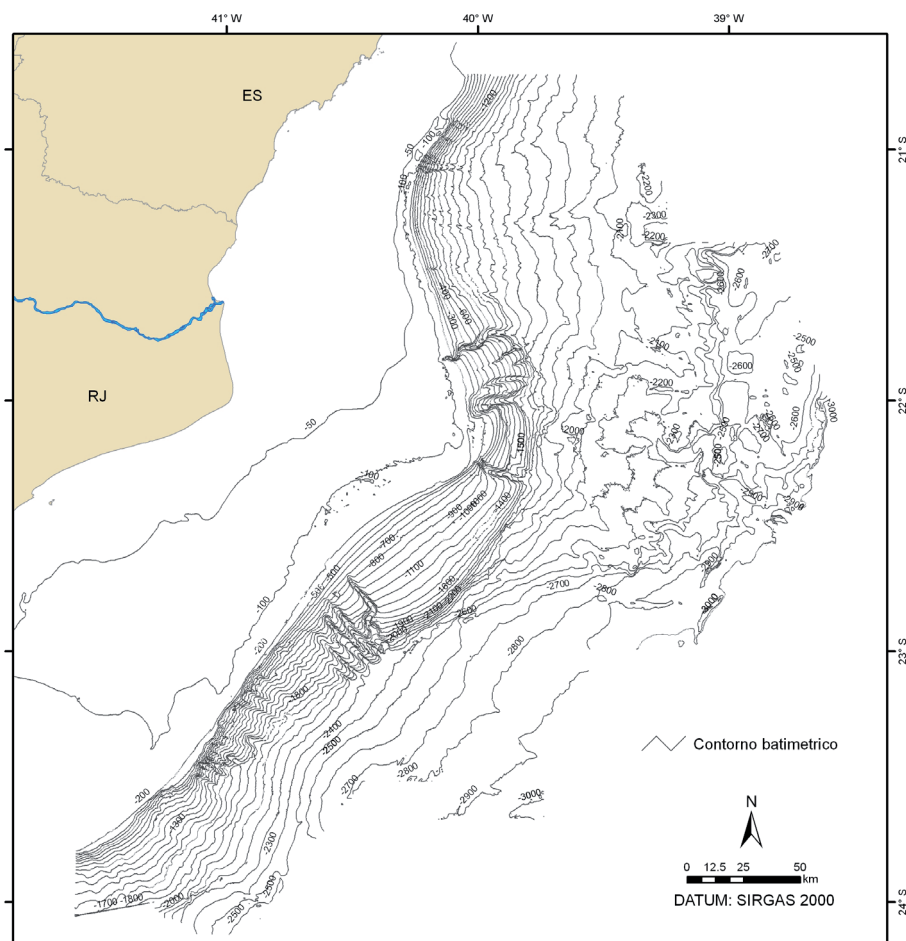


Figura 5 - Mapa de batimetria da Bacia de Campos apresentado em Almeida e Kowsmann (capítulo 3, neste volume).

4.2. COMPOSIÇÃO DO SOLO

No talude continental e no Platô de São Paulo, o fundo do mar é composto predominantemente por lama hemipelágica de espessura variável, cerca de alguns metros (Caddah *et al.*, 1998). A lama hemipelágica, depositada por suspensão, é composta por silte e argila siliciclásticos, com teores variáveis de carbonato de cálcio oriundo de carapaças de seres planctônicos mortos. Essa lama geralmente recobre depósitos de movimento de massa lamosos, sob forma de depósitos de escorregamento (*slumps*)

dobrados e deformados (Caddah *et al.*, 1998) e depósitos de fluxo de detritos conglomeráticos (Machado, 2001). Areias siliciclásticas ocorrem de forma limitada e são oriundas da plataforma continental. Apresentam a forma de franja no talude superior (Viana e Faugères, 1998) e também estão associadas aos cânions submarinos maduros (Machado *et al.*, 2004).

5. MODELAGEM MATEMÁTICA E CÁLCULO DO FATOR DE SEGURANÇA

Devido à natureza complexa dos movimentos de massa, é difícil prever a configuração exata do mecanismo de ruptura e do volume de solo a ser deslocado. Entretanto, dependendo das condições do terreno e de algumas suposições analíticas, modelos matemáticos teóricos adequados podem ser produzidos para esse tipo de análise (Bhattarai *et al.*, 2004).

Modelos matemáticos têm origem nas formulações relacionadas à análise de estabilidade de taludes. As análises baseadas no equilíbrio limite, tais como: talude infinito, Bishop, Fellenius, Spencer, entre outros, são as mais utilizadas atualmente para a análise individualizada de um talude. Essas análises consideram que as forças que tendem a induzir à ruptura são balanceadas pelos esforços resistentes. A fim de se comparar a estabilidade de taludes em condições diferentes de equilíbrio limite, define-se o fator de segurança (FS) como a resultante das forças solicitantes e resistentes ao escorregamento (Guidicine e Nieble, 1976; Laird, 2001).

Segundo Guidicine e Nieble (1976), a estabilidade de taludes se baseia na relação entre dois tipos de forças: as estabilizantes (resistentes) e as desestabilizantes. A razão entre essas duas forças é denominada fator de segurança. O fator de segurança pode ser calculado aplicando-se a equação 1 para avaliar áreas suscetíveis a movimentos de massa:

$$FS = \frac{\text{Esforços}_{\text{estabilizantes}}}{\text{Esforços}_{\text{desestabilizantes}}} \quad (1)$$

Um fator de segurança menor ou igual a 1 indica a ruptura dos maciços, sendo considerado seguro o talude quando apresenta um fator de segurança maior do que 1,50 (ABNT NBR 11682:2009).

Para taludes subaéreos, a maioria dos modelos matemáticos inclui fatores como ângulo de declividade, distribuição espacial das camadas com os parâmetros do solo

(peso específico, coesão e ângulo de atrito) e a posição do nível de água no solo. A influência de um possível acréscimo de resistência pela presença de raízes de plantas pode ser acrescida de forma independente em alguns modelos, ou por um simples ajuste no valor da coesão do solo (Laird, 2001).

Em muitas verificações de estabilidade de taludes, o desenvolvimento das equações estruturadas no conceito de talude infinito é bastante frequente, e isso se deve à sua relativa simplicidade e por permitir o cálculo automático de índices de estabilidade em áreas extensas (Bhattacharai *et al.*, 2004). Modelos desse tipo se baseiam em leis físicas que refletem o fenômeno estudado e possibilitam que hipóteses específicas sejam testadas, diminuindo, assim, sua subjetividade (Gomes *et al.*, 2005).

Uma formulação matemática para o cálculo de *FS*, baseada em talude infinito na situação submersa para material de Mohr-Coulomb e solo coesivo, foi apresentada por Paganelli e Borges (2005) a qual é descrita a seguir.

5.1. CONCEITO DE TALUDE INFINITO

Apesar de os escorregamentos submarinos acontecerem normalmente em larga escala, mobilizando volumes de massa significativos, a análise de estabilidade do fundo do mar foi realizada em pequena escala, considerando apenas a camada superficial do perfil de solo na área analisada.

A análise de estabilidade foi feita a partir da teoria do talude infinito, em metodologia simplificada em relação à descrita por Mackenzie *et al.* (2010), para projetos de desenvolvimento da produção de óleo e gás de águas profundas com mais de 1.000 km² de área.

Segundo Taylor (1948), o termo talude infinito é usado para designar um talude constante com extensão ilimitada que possui condições e propriedades do solo constantes em qualquer dada distância abaixo da superfície do talude. Por simplificação, o solo pode ser considerado homogêneo, mas um talude infinito consiste em várias camadas de diferentes tipos de solo dispostas umas sobre as outras, desde que paralelas à superfície do terreno. Dessa forma, qualquer coluna vertical de solo dentro de um talude infinito é, por definição, igual a qualquer outra dentro do mesmo talude. Segundo Massad (2010), taludes infinitos consistem em taludes de encostas naturais que se caracterizam por sua grande extensão, centenas de metros, e pela reduzida espessura do manto de solo, de alguns metros. A ruptura, quando ocorre, é do tipo

planar, com linha crítica situada na interface entre duas camadas com características físicas distintas.

5.1.1. Formulação de talude infinito submerso

No equilíbrio do paralelepípedo oblíquo de seção ABCD da Figura 6, serão consideradas as forças de pressão hidrostática P_1 e P_2 , atuando, respectivamente, nas faces verticais AD e BC, e Q_1 e Q_2 , atuando, respectivamente, nas faces inferior e superior do paralelepípedo prismático, cuja seção transversal é o paralelogramo ABCD. As componentes horizontal E e vertical X, da força interlamelar, são iguais em magnitude e de sentido contrário nas faces verticais AD e BC. Entretanto, as resultantes das forças de pressão hidrostática P_1 e P_2 , atuando, respectivamente, nas faces verticais AD e BC, são diferentes.

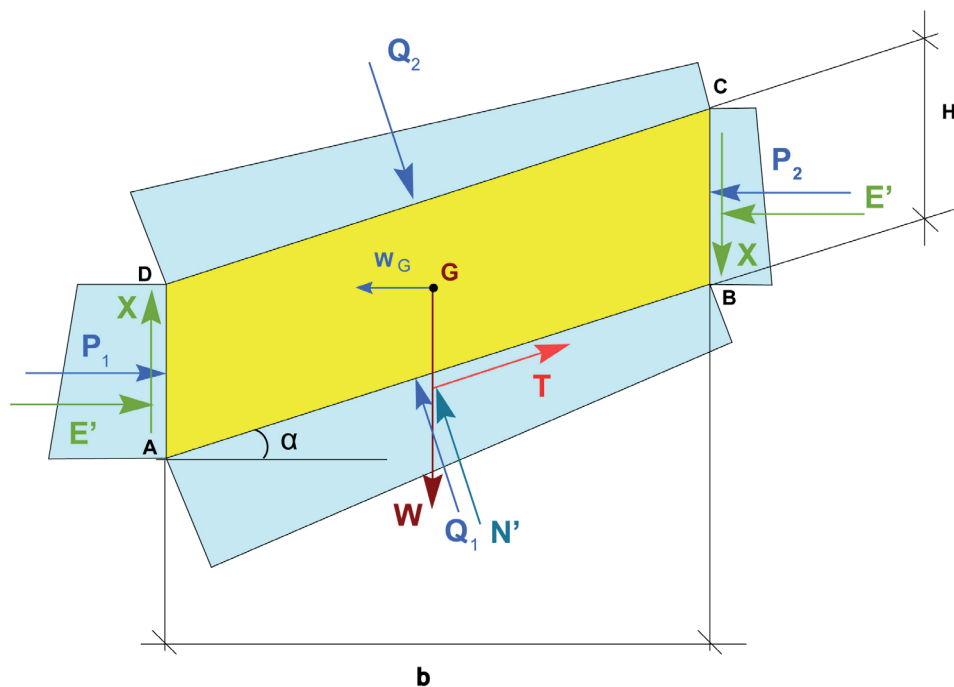


Figura 6 - Equilíbrio de forças atuantes no bloco prismático submerso ABCD.

Seja p a pressão d'água atuante ao longo da horizontal pelo centro da face superior, em perfil representada pelo segmento CD. As resultantes da pressão hidrostática nas faces inferior, AB, e superior, CD, do paralelepípedo são perpendiculares ao plano potencial de escorregamento AB e, portanto, não contribuem para a resultante na direção paralela ao plano de cisalhamento. Resta considerar as resultantes das pressões hidrostáticas nas faces verticais AD e BC.

O empuxo horizontal da pressão hidrostática, P_1 , sobre a face AD é dado pela equação 2, onde γ_w é o peso específico da água e \bar{u}_e é o eventual excesso de poressão atuando na face vertical AD, devido à vibração sísmica ou à consolidação parcial do sedimento, quando for o caso de material não consolidado:

$$P_1 = \left(p + \frac{1}{2} \gamma_w H + \frac{1}{2} \gamma_w b \operatorname{tg} \alpha + \bar{u}_e \right) H \quad (2)$$

O empuxo horizontal da pressão hidrostática P_2 sobre a face BC é dado pela equação 3:

$$P_2 = \left(p + \frac{1}{2} \gamma_w H - \frac{1}{2} \gamma_w b \operatorname{tg} \alpha + \bar{u}_e \right) H \quad (3)$$

Consequentemente, a resultante das forças de pressão hidrostática nas faces verticais AD e BC do paralelepípedo ABCD é a força horizontal P , dada pela equação 4:

$$P = P_1 - P_2 = \gamma_w b H \operatorname{tg} \alpha \quad (4)$$

Portanto, a projeção T_w , na direção tangencial, da resultante das forças de pressão hidrostática no paralelepípedo de seção vertical ABCD é o produto do empuxo horizontal P pelo cosseno de α , expresso pela equação 5:

$$T_w = P \cos \alpha = \gamma_w b H \operatorname{sen} \alpha \quad (5)$$

O peso próprio do bloco prismático ABCD, por unidade de largura na direção perpendicular ao plano da seção, é igual à área do paralelogramo ABCD, multiplicada pelo peso específico total do material γ_t , dado pela equação 6:

$$W = \gamma_t b H \quad (6)$$

A soma T_G , das componentes na direção tangencial ao plano do escorregamento do peso próprio saturado e da força de inércia, $W_G = k.W$, é dada pela equação 7:

$$T_G = \gamma_t (\operatorname{sen} \alpha + k \cos \alpha) b H \quad (7)$$

Considere-se também a contribuição das forças de pressão hidrostática para a força tangencial mobilizada. As forças de pressão atuando nas faces inferior e superior, sendo perpendiculares ao plano potencial de escorregamento, não têm componente na direção tangencial. Conseqüentemente, a componente tangencial da resultante T das forças atuantes no bloco de seção ABCD, que inclui o peso próprio saturado, forças de pressão hidrostática atuantes nas faces do paralelepípedo e eventuais forças de inércia na direção horizontal, é expressa pela equação 8:

$$T = T_G - T_w = \gamma_t b H (\sin \alpha + k \cos \alpha) - \gamma_w b H \sin \alpha = (\gamma_t - \gamma_w) b H \sin \alpha + k \gamma_t b H \cos \alpha \quad (8)$$

Portanto, podemos escrever que a força tangencial mobilizada T é dada pela equação 9:

$$T = \gamma' b H \sin \alpha + k \gamma_t b H \cos \alpha = \gamma' b H \left(\sin \alpha + \frac{\gamma_t}{\gamma} k \cos \alpha \right) \quad (9)$$

Onde $\gamma' = \gamma_t - \gamma_w$.

A tensão de cisalhamento τ , mobilizada ao longo da face inferior AB, do paralelepípedo ABCD, é obtida dividindo-se a componente tangencial da força de reação T pela área da base apoiada na superfície potencial de comprimento, igual ao comprimento AB e igual a $b / \cos \alpha$, multiplicado pela largura unitária. Portanto, a tensão de cisalhamento mobilizada ao longo de AB resulta na equação 10:

$$\tau = \gamma' H \left(\sin \alpha + k \frac{\gamma_t}{\gamma} \cos \alpha \right) \cos \alpha \quad (10)$$

Se o modelo de Mohr-Coulomb for o aplicável ao tipo de solo em questão, será preciso calcular a força normal efetiva N , atuando na face apoiada sobre a superfície potencial de escorregamento considerada, para se obter a pressão efetiva. Esta será calculada a partir da equação de equilíbrio de forças do bloco ABCD na direção perpendicular ao plano de escorregamento. Nessa equação de equilíbrio, deverão ser consideradas as forças de pressão Q_1 e Q_2 atuantes nas faces AB e CD.

Sendo p a pressão atuante no centro da face superior do bloco CD, representada em seção pelo segmento CD no leito marinho, a força Q_2 , decorrente da pressão hidrostática, resulta na equação 11:

$$Q_2 = p b / \cos \alpha \quad (11)$$

A força de pressão Q_1 atuante na face inferior AB, na superfície potencial de escorregamento, é dada pela equação 12:

$$Q_1 = (p + \gamma_w H) b / \cos \alpha \quad (11)$$

Considerando o equilíbrio de forças na direção normal, levando em conta o excesso de poropressão (u_e) produzido no caso de excitação dinâmica, obtém-se a força normal efetiva N' através da equação 13:

$$\begin{aligned} N' &= W \cos \alpha - k W \sin \alpha + P_1 \sin \alpha - P_2 \sin \alpha - Q_1 + Q_2 - u_e b / \cos \alpha \\ &= \gamma_t b H (\cos \alpha - k \sin \alpha) + \gamma_w b H \operatorname{tg} \alpha \sin \alpha - \gamma_w b H / \cos \alpha - u_e b / \cos \alpha \\ &= \gamma_t b H (\cos \alpha - k \sin \alpha) - \gamma_w b H (1 - \sin^2 \alpha) / \cos \alpha - u_e b / \cos \alpha \\ &= \gamma_t b H (\cos \alpha - k \sin \alpha) - \gamma_w b H \cos \alpha - u_e b / \cos \alpha \\ &= (\gamma_t - \gamma_w) b H \left[\cos \alpha - k \frac{\gamma_t}{(\gamma_t - \gamma_w)} \sin \alpha \right] - u_e b / \cos \alpha \\ &= \gamma' b H \left[\cos \alpha - k \frac{\gamma_t}{\gamma'} \sin \alpha \right] - u_e b / \cos \alpha \end{aligned} \quad (13)$$

Simplificando a equação 13, a força normal resulta na equação 14:

$$N' = \gamma' b H \cos \alpha \left(1 - k \frac{\gamma_t}{\gamma'} \operatorname{tg} \alpha - \frac{u_e}{\gamma' H \cos^2 \alpha} \right) \quad (14)$$

A tensão normal efetiva σ' é obtida dividindo-se a força normal efetiva N' , por unidade de comprimento na direção transversal ao plano da seção, pelo comprimento AB, que é igual a $b / \cos \alpha$. Desse modo, a tensão normal resultante é dada pela equação 15:

$$\sigma' = \gamma' H \cos^2 \alpha \left(1 - k \frac{\gamma_t}{\gamma'} \operatorname{tg} \alpha - \frac{u_e}{\gamma' H \cos^2 \alpha} \right) \quad (15)$$

A equação 15 pode ser expressa de modo conciso, usando o parâmetro adimensional de razão de poropressão normalizada, r_u , definido pela equação 16:

$$r_u = \frac{u_e}{\gamma' H \cos^2 \alpha} \quad (16)$$

O parâmetro r_u deve ser determinado experimentalmente e depende do número de ciclos do terremoto característico, que é função da frequência e da duração do registro temporal da aceleração que for usado para a análise de verificação de estabilidade. Depende também da amplitude da variação de tensão cisalhante. Lee e Albaisa (1974) e Dealba *et al.* (1975) descobriram que a relação de poropressão pode ser descrita pela equação 17:

$$r_u = \frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \left[2 \left(\frac{n}{n_L} \right)^{1/\alpha_0} - 1 \right] \quad (17)$$

onde n é o número de ciclos acumulados durante a excitação sísmica e n_L é o número de ciclos necessários para o material do solo iniciar sua liquefação, determinado em ensaio com 65% da tensão de pico τ_{peak} . A constante α_0 é um parâmetro experimental.

Portanto, a equação 15 pode ser escrita na forma dada pela equação 18:

$$\sigma' = \gamma' H \cos^2 \alpha \left(1 - k \frac{\gamma'}{\gamma} \operatorname{tg} \alpha - r_u \right) \quad (18)$$

Relembrando o modelo de Mohr-Coulomb (equação 19), aplicável a materiais não puramente coesivos, a resistência disponível S ao longo da superfície de contato AB é função da tensão efetiva σ' , dada pela equação 18:

$$S = c' + \sigma' \operatorname{tg} \phi' \quad (19)$$

onde c' é a coesão e ϕ' é o ângulo de atrito interno do material submerso.

Substituindo na equação 19 a expressão da tensão efetiva ao longo da superfície de contato AB, dada pela equação 18, obtém-se a equação 20:

$$S = c' + \gamma' H \cos^2 \alpha \left(1 - k \frac{\gamma'}{\gamma} \operatorname{tg} \alpha - r_u \right) \operatorname{tg} \phi' \quad (20)$$

Aplicando-se a definição de fator de segurança para um material não puramente coesivo, de parâmetros de resistência c' e ϕ' , resulta a equação 21:

$$FS = \frac{S}{\tau} = \frac{c' + \gamma' H \cos^2 \alpha \left(1 - k \frac{\gamma'}{\gamma} \operatorname{tg} \alpha - r_u \right) \operatorname{tg} \phi'}{\gamma' H \left(\operatorname{sen} \alpha + \frac{\gamma_t}{\gamma} k \cos \alpha \right) \cos \alpha} \quad (21)$$

Efetuada-se reduções na equação 21, chega-se à forma dada pela equação 22, onde os adimensionais estão agrupados:

$$FS = \frac{\frac{c'}{\gamma' H \cos^2 \alpha} + (1 - k \frac{\gamma_t}{\gamma'} \operatorname{tg} \alpha - r_u) \operatorname{tg} \phi'}{\operatorname{tg} \alpha + k \frac{\gamma_t}{\gamma'}} \quad (22)$$

Para depósitos sedimentares coesivos normalmente adensados, a resistência ao cisalhamento não drenada do material S_u é dada pela equação 23:

$$S_u = S_{u0} + \zeta H \quad (23)$$

Por definição, o fator de segurança FS é dado pela equação 24:

$$FS = \frac{S_u}{\tau} \quad (24)$$

Substituindo-se na equação 24 as expressões da resistência ao cisalhamento, S_u , dada pela equação 23, e da tensão de cisalhamento na superfície de escorregamento, τ , dada pela equação 10, resulta a expressão 25 para o fator de segurança, considerando o peso específico do solo constante:

$$FS = \frac{S_{u0}/H + \zeta}{\gamma' \cos \alpha (\operatorname{sen} \alpha + k \frac{\gamma_t}{\gamma'} \cos \alpha)} \quad (25)$$

Reescrevendo a equação 25 de outra forma, o fator de segurança resulta na equação 26:

$$FS = \frac{[S_{u0}/(\gamma' H) + \zeta/\gamma'] (1 + \operatorname{tg}^2 \alpha)}{\operatorname{tg} \alpha + k \frac{\gamma_t}{\gamma'}} \quad (26)$$

No caso estático, onde $k = 0$ e $r_u = 0$, as equações 22 e 26, respectivamente para material de Mohr-Coulomb e material coesivo, ficam reduzidas às equações 27 e 28, respectivamente:

$$FS = \frac{\frac{c'}{\gamma' H \cos^2 \alpha} + \operatorname{tg} \phi'}{\operatorname{tg} \alpha} \quad (27)$$

$$FS = \frac{S_{u0}/H + \zeta}{\gamma' \operatorname{sen} \alpha \cos \alpha} \quad (28)$$

5.2. ANÁLISE DE ESTABILIDADE

A modelagem matemática (análise de estabilidade de taludes submarinos) realizada teve como base a formulação de talude infinito submerso. O cálculo do fator de segurança estático contra deslizamentos foi executado mediante a ferramenta de álgebra matricial da aplicação do sistema de informação geográfica, apresentando como resultado a variação espacial do fator de segurança para toda a área, e não somente para um talude específico.

5.2.1. Modelo digital da geomorfologia

Para elaborar a imagem de *edge detection* da Bacia de Campos (Figura 7), Schreiner *et al.* (2007/2008) elaboraram um mosaico batimétrico do fundo do mar. Para isso, foi reunido o fundo do mar de 37 diferentes projetos sísmicos, além de 12 levantamentos de *multibeam* com o complemento da batimetria de varredura por interferometria de sonar.

Segundo Schreiner *et al.* (2007/2008), esses projetos sísmicos perfizeram 54.010 km². Nas áreas sem cobertura de sísmica 3D ou onde havia disponibilidade de dados de melhor resolução, foi usada batimetria *multibeam*. Esses levantamentos *multibeam* totalizaram 2.300 km² de 12 campanhas distintas. No extremo leste

da área, onde havia ausência de 3D ou *multibeam*, somaram-se 6.000 km² de batimetria de varredura por interferometria de sonar.

Edge detection é um algoritmo que detecta a coerência entre valores de uma matriz. No caso da batimetria, essa coerência é medida entre os valores de profundidade de lâmina d'água da região em estudo.

Na Figura 7, estão contidos os nomes das principais feições geomorfológicas (Schreiner *et al.*, 2008), tanto as mais consagradas, como o Sistema Turbidítico Almirante Câmara e os cânions do Grupo Sudeste (Hercos *et al.*, 2008; Machado *et al.*, 2004; Viana *et al.*, 1999), quanto aquelas estudadas mais recentemente, como o Sistema Turbidítico Itabapoana, o Sistema Turbidítico Marataízes (Hercos *et al.*, 2005) e as paleolinhas da costa (Della Giustina, 2006).

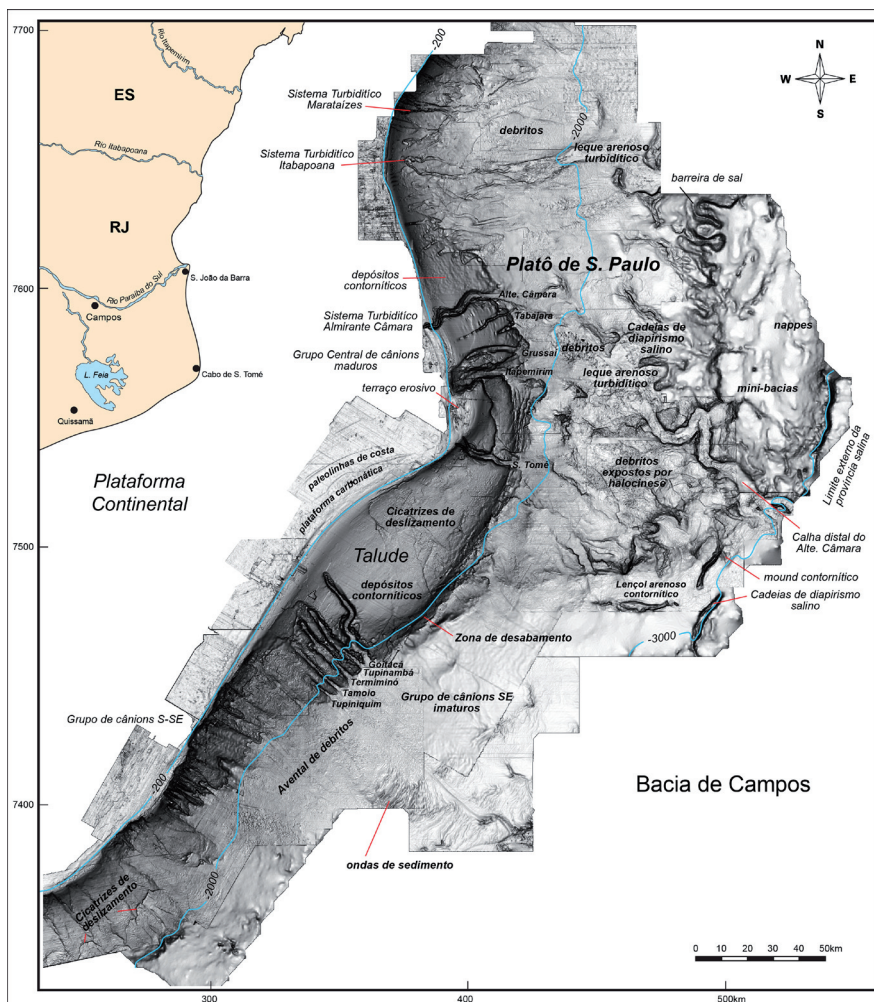


Figura 7 - Modelo digital da geomorfologia da Bacia de Campos (Schreiner *et al.*, 2007/2008).

5.2.2. Mapa de declividade

A batimetria utilizada para se criar o mapa de geomorfologia da Figura 7 foi a base para que pudesse ser gerada a declividade do piso marinho, já que a declividade é obtida aplicando-se a primeira derivada à batimetria. Para cada cela do mapa de declividade, o valor do ângulo de inclinação α do piso marinho está armazenado.

O mapa de declividade da Figura 8 mostra que grande parte da bacia apresenta uma declividade muito baixa (0 a 2 graus). Destacam-se, pelas elevadas inclinações relativas, as regiões de cânions e ravinas no talude ao norte e ao sul da bacia (10 a 25 graus) e, na parte central da bacia, as paredes dos cânions (15 a 30 graus) e a inclinação do talude inferior (8 a 15 graus) com suas inúmeras cicatrizes; no platô adjacente, ressaltam-se as escarpas criadas pelas cadeias de sal (10 a 20 graus) e as margens dos canais turbidífticos.

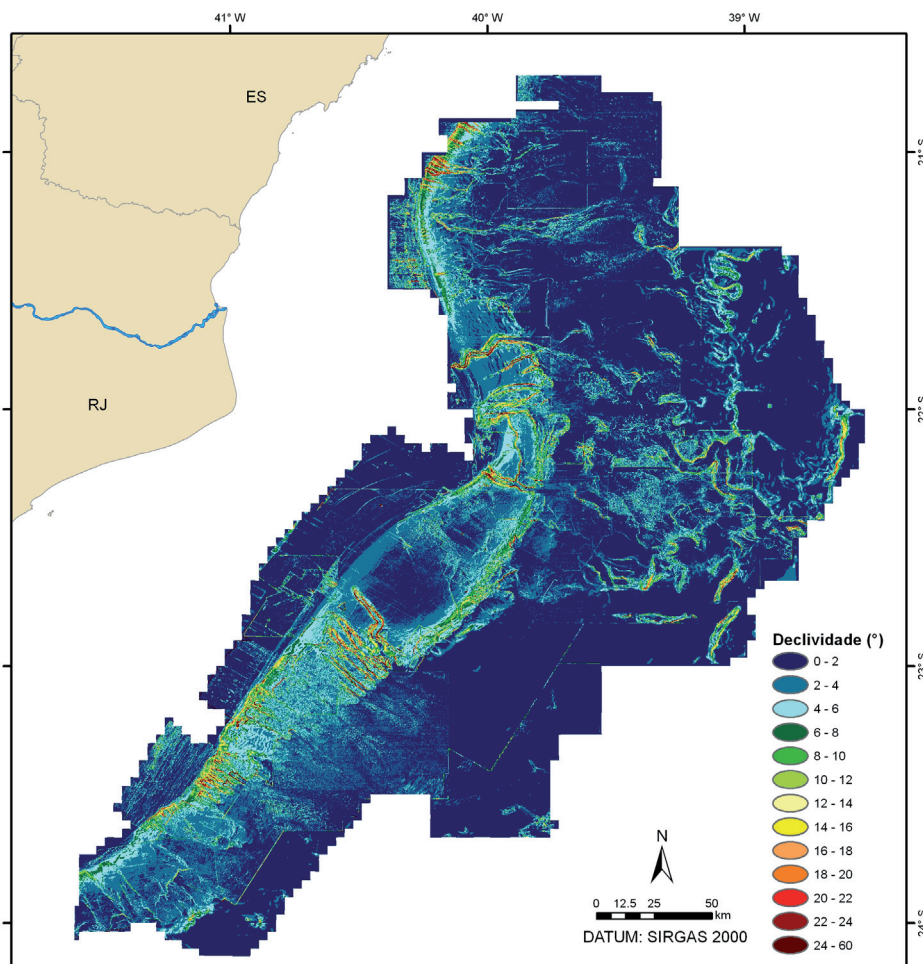


Figura 8 - Mapa de declividade.

5.2.3. Cálculo do fator de segurança

No mapa de declividade da Figura 8, que é a base para a geração do mapa de fatores de segurança, os valores de declividade maiores ou iguais a 45 graus foram classificados como 45 graus, enquanto os valores iguais a 0 grau foram transformados para 0,1 grau. A utilização de valores maiores que 45 graus e iguais a 0 grau invalidaria a fórmula utilizada para o cálculo do fator de segurança. Nesse mapa, apresenta-se declividade máxima em cada cela, expressa em graus, constituindo-se no pior caso para a estabilidade de taludes.

Foram utilizados os programas de geoprocessamento da Intergraph denominados Geomedia® Professional e Geomedia® Grid, versões 6.01.

Para avaliar a suscetibilidade a deslizamentos submarinos, após a modelagem numérica do terreno e a determinação do valor de declividade a ser utilizado em cada cela, aplicou-se a formulação matemática de talude infinito para a condição submersa, considerando o talude como constituído por solo coesivo normalmente adensado.

Assim, a equação 28 apresentada anteriormente, descrita em Paganelli e Borges (2005), foi aplicada por meio de uma ferramenta de álgebra matricial do programa GeoMedia®. Essa ferramenta possibilitou que fossem realizadas operações matemáticas para toda a área de estudo.

$$FS = \frac{(S_{u0} / H) + \zeta}{\gamma' \cdot \text{sen } \alpha \cdot \text{cos } \alpha} \quad (28)$$

Onde:

FS = fator de segurança estático contra deslizamentos, para material coesivo;

S_{u0} = resistência ao cisalhamento não drenada na superfície do terreno, kPa;

H = espessura da camada de solo analisada, m;

ζ = taxa de crescimento da resistência S_u com a profundidade vertical H abaixo do piso marinho, kPa/m;

γ' = peso específico submerso do solo, kN/m³;

α = declividade do fundo do mar, em graus.

5.2.3.1. Informações geotécnicas

Para a confecção dos mapas de fatores de segurança estáticos contra deslizamentos translacionais rasos no talude continental e Platô de São Paulo da Bacia de Campos, foram selecionados dois perfis geotécnicos de resistência ao cisalhamento

não drenada dos sedimentos superficiais do talude da bacia, quais sejam: um correspondendo a um limite inferior de resistência e outro referente a um perfil de resistência média para o solo.

As propriedades do solo necessárias à aplicação da equação 28 são a resistência ao cisalhamento não drenada S_u e o peso específico submerso do solo γ' , os quais foram pesquisados através de consulta ao banco de dados geotécnicos do Cenpes/Petrobras (BDG). Para se obterem os valores mínimo e médio do parâmetro ζ , que é o coeficiente angular da equação $S_u = S_{u0} + \zeta.H$, um amplo conjunto de perfis de resistência ao cisalhamento não drenada em função da profundidade foi interpretado, de modo a encontrar, num primeiro momento, aquele que representaria a pior situação para um estudo de estabilidade de taludes submarinos, qual seja, quando o parâmetro ζ da razão incremental de variação da resistência com a profundidade é mínimo. Posteriormente, um valor médio para o parâmetro ζ foi pesquisado para representar um solo coesivo de resistência intermediária para o talude da bacia.

A Figura 9 ilustra as locações dos furos geotécnicos constantes no banco de dados geotécnicos do Cenpes/Petrobras.

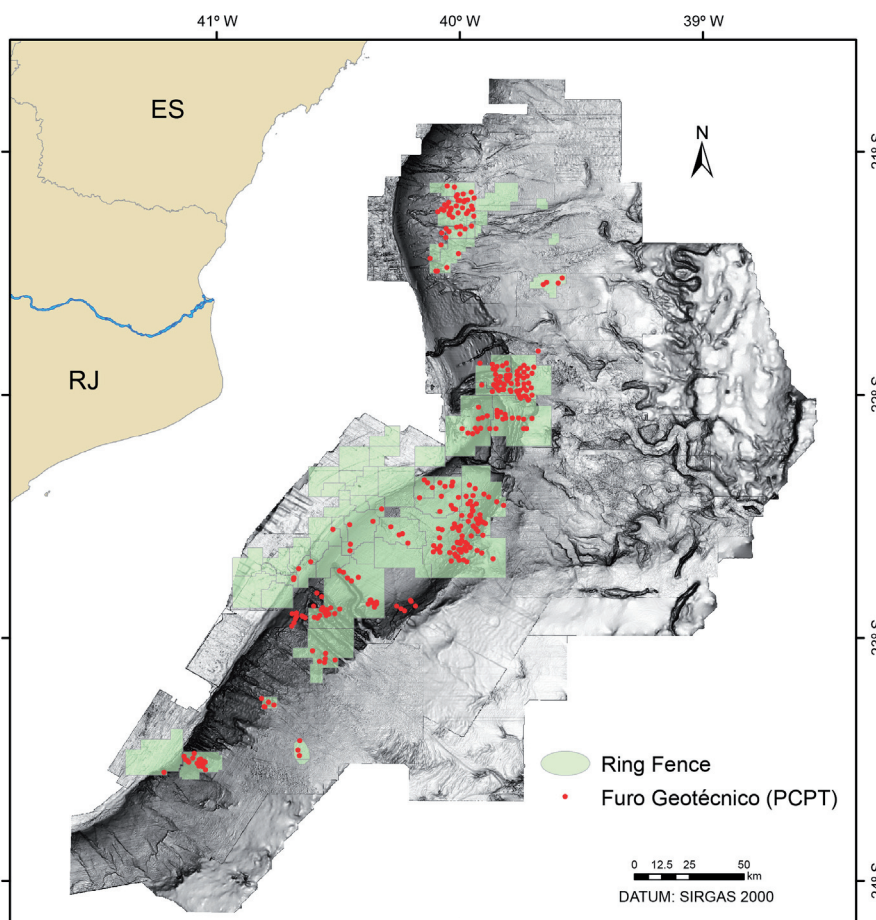


Figura 9 - Localizações dos ensaios de cravação de piezocone plotados sobre a imagem da morfologia do fundo do mar da Bacia de Campos (Figura 7), de Schreiner et al. (2007/2008). Em verde, contorno de ring-fence dos campos da Petrobras na Bacia de Campos.

Por se tratar de uma área com um número estatisticamente significativo de ensaios de resistência *in situ* calibrados por ensaios de laboratório, foi possível estimar os valores de resistência mínima e média para a área de estudo. Dessa pesquisa, resultou que o furo geotécnico com o perfil de S_u correspondendo a um limite inferior de resistência é o do GT-212, e o referente a uma resistência média, o perfil do furo GT-500.

As Figuras 10 e 11 apresentam os perfis de S_u obtidos para os furos GT-212 e GT-500, respectivamente:

GT-212

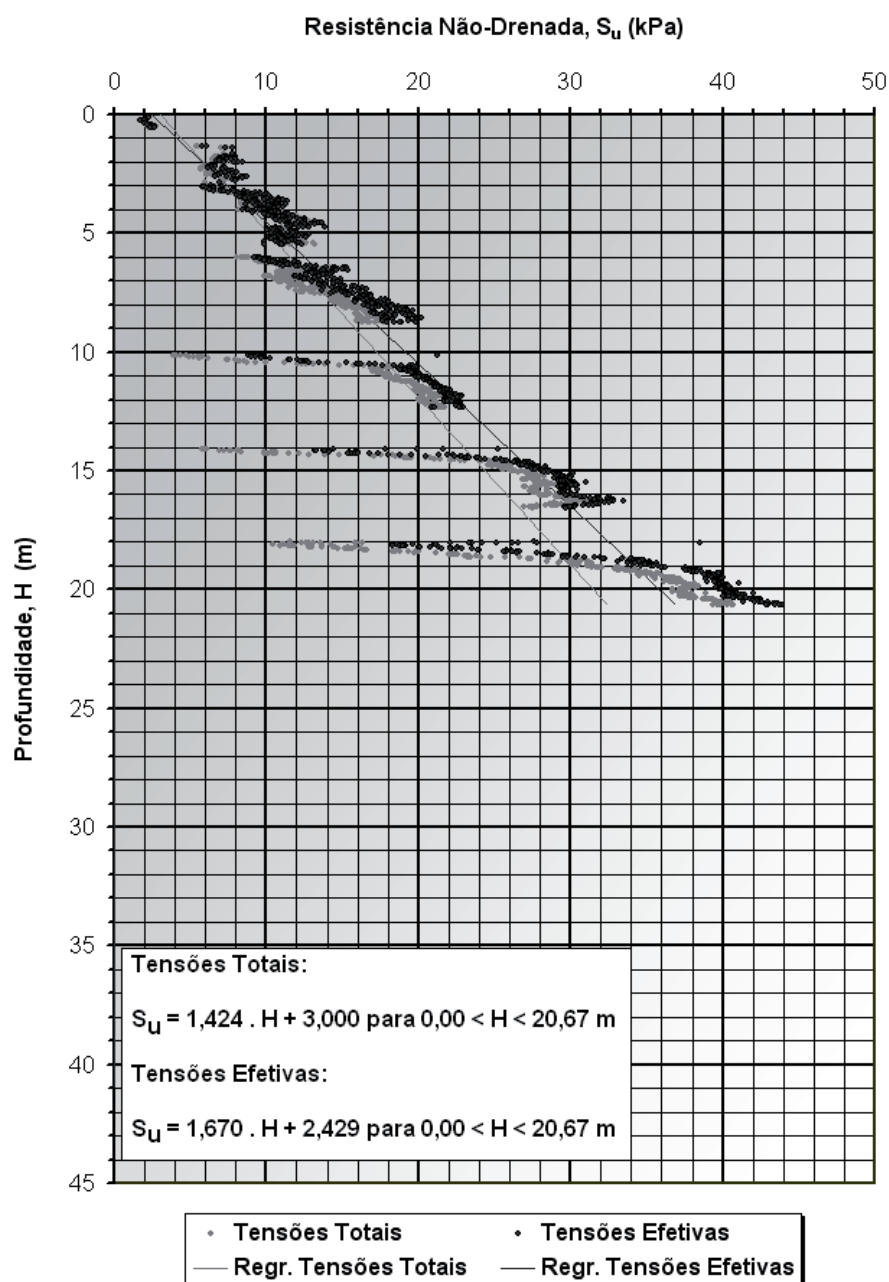


Figura 10 - Perfil de resistência ao cisalhamento não drenada do furo GT-212.

GT-500

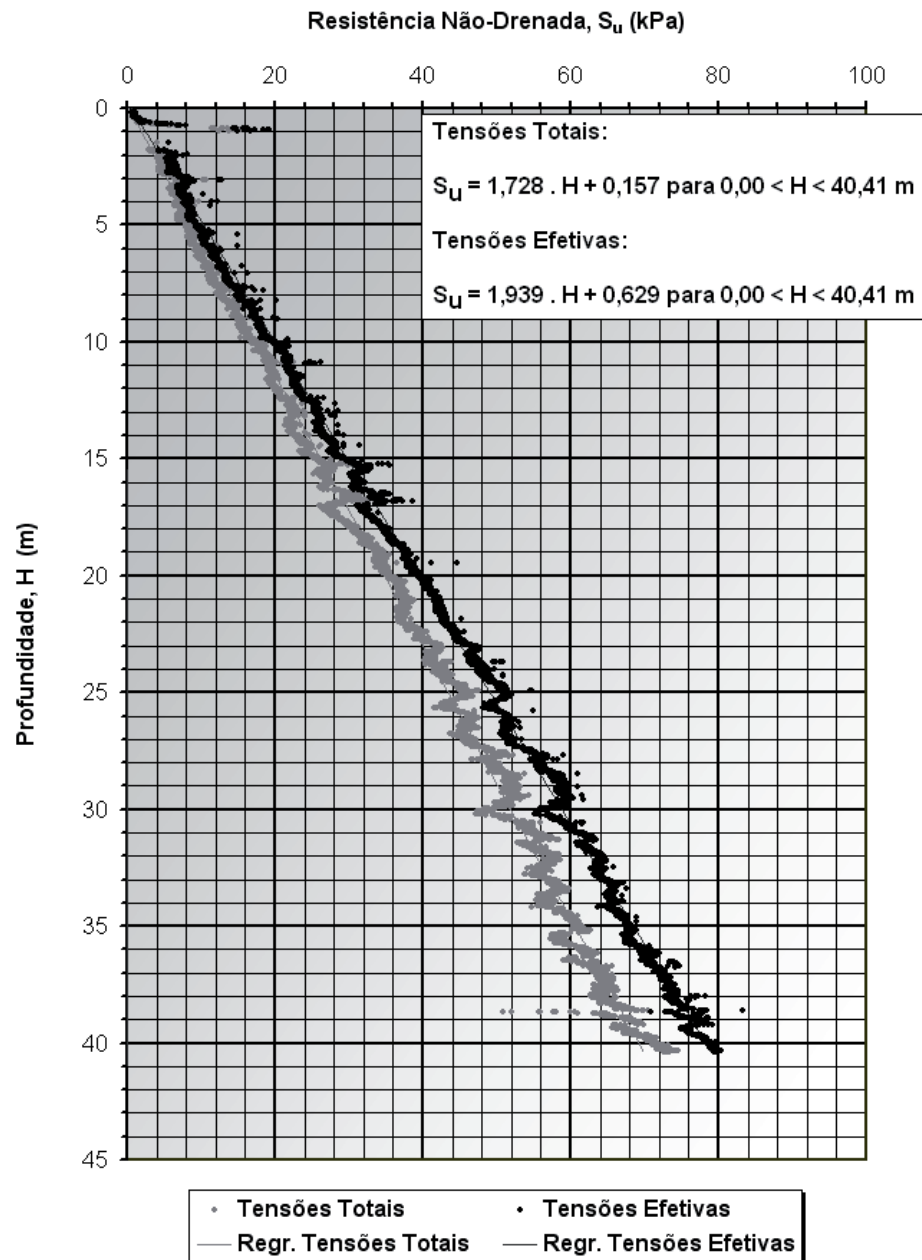


Figura 11 - Perfil de resistência ao cisalhamento não drenada do furo GT-500.

O furo GT-212 foi executado pela embarcação Peregrine II em 1998, no Campo de Espadarte, nas coordenadas UTM E 354.370 m e N 7.483.541 m (*Datum* Aratu-BC, MC 39°W), em uma lâmina d'água de 963,39 m. A profundidade final do furo foi de 20,67 m. O furo GT-500 foi executado na campanha de investigação geológica e geotécnica de 2003, realizada pelo navio MV Bucentaur, no Campo de Marlim Sul. Suas coordenadas UTM são as seguintes: E 376.414 m e N 7.473.150 m (*Datum* Aratu-BC,

MC 39°W). A profundidade de água nessa locação é de 1.624,50 m. A profundidade final do ensaio foi de 40,41 m.

No caso do furo geotécnico GT-212 (Figura 10), na camada superficial a equação de resistência obtida a partir de tensões totais é dada pela equação 29:

$$S_u = 1,424 \cdot H + 3,000 \quad (29)$$

A equação de resistência em termos de tensões efetivas é dada pela equação 30:

$$S_u = 1,670 \cdot H + 2,429 \quad (30)$$

Entre as equações 29 e 30, selecionou-se a equação 29 em termos de tensões totais. Dessa equação, resultaram os seguintes valores para o cálculo do fator de segurança pela formulação de talude infinito dada pela equação 28 para o furo GT-212:

$$S_{u0} = 3,000 \text{ kPa};$$

$$H = 20,67 \text{ m}; \text{ e}$$

$$\zeta = 1,424 \text{ kPa/m}.$$

No caso do furo geotécnico GT-500 (Figura 11), na camada superficial do solo a equação de resistência obtida a partir de tensões totais é dada pela equação de regressão linear 31:

$$S_u = 1,728 \cdot H + 0,157 \quad (31)$$

A equação de resistência para tensões efetivas é dada pela equação 32:

$$S_u = 1,939 \cdot H + 0,629 \quad (32)$$

Entre as equações 31 e 32, selecionou-se a equação 31 em termos de tensões totais. Dessa equação, resultaram os seguintes valores para o cálculo do fator de segurança pela formulação de talude infinito dada pela equação 28 para o furo GT-500:

$$S_{u0} = 0,157 \text{ kPa};$$

$$H = 40,41 \text{ m}; \text{ e}$$

$$\zeta = 1,728 \text{ kPa/m}.$$

Para a elaboração do mapa de fatores de segurança considerando o perfil de Su do furo geotécnico GT-212, através de consulta ao banco de dados geotécnicos do Cenpes/Petrobras (BDG), foi adotada uma postura conservadora, escolhendo um valor considerado máximo para o peso específico submerso γ' , o que representaria o caso mais desfavorável para a estabilidade de taludes. Obviamente, se o peso específico submerso for tomado como máximo, assim também deve-se proceder em relação ao peso específico natural γ ($\gamma = \gamma' + \gamma_w$), onde γ_w é o peso específico da água. Ob-

servou-se que os valores máximos de peso específico submerso γ' , para a Bacia de Campos estão em torno de $7,50 \text{ kN/m}^3$. Esse foi o valor de peso específico submerso usado no cálculo de fator de segurança para o mapa com os dados do furo GT-212. Consequentemente, o peso específico natural γ resulta em $17,31 \text{ kN/m}^3$, considerando o peso específico da água $\gamma_w = 9,81 \text{ kN/m}^3$.

Para a confecção do mapa de fatores de segurança referentes aos dados de penetração de um piezocone (PCPT) do GT-500, adotou-se como base a amostragem do tipo JPC (*Jumbo Piston Core*) realizada acompanhando esse furo (JPC-500), selecionando-se o valor médio de peso específico submerso obtido nesse ensaio, isto é, $\gamma' = 5,4375 \text{ kN/m}^3$ (Figura 12). O furo JPC-500 foi executado pelo navio MV Bucentaur em Marlim Sul, em 2003, nas coordenadas UTM E 376.415 m e N 7.473.159 m (*Datum* Aratu-BC, Esferoide Hayford, Zona 24°S, MC 39°W). A lâmina d'água na locação é de 1.621,17 m.

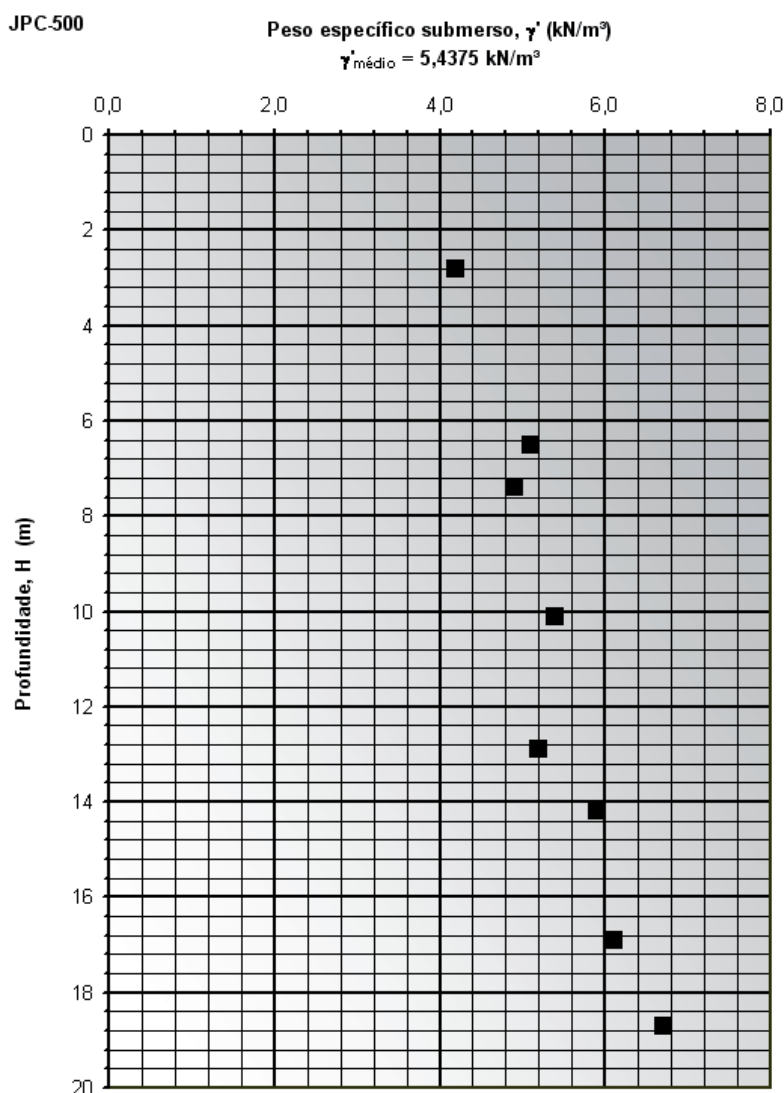


Figura 12 - Resultados de peso específico submerso do furo JPC-500.

Como resultado da aplicação da equação 28, obteve-se uma matriz em que cada cela armazena um valor de fator de segurança. Com isso, é possível observar a variação geográfica do fator de segurança para toda a área, nas duas situações de resistência do solo analisadas.

5.2.4. Mapeamento de áreas suscetíveis a movimentos de massa

Não há uma regra geral sobre como o fator de segurança deva ser classificado. Por exemplo, Van Westen e Terlien (1996) categorizaram o fator de segurança em três classes: abaixo de 1, que significa talude instável; entre 1 e 1,50, que significa moderadamente estável; e acima de 1,50, indicando um talude estável. O SINMAP (Stability INDEX MAPping), uma extensão para a modelagem computacional de estabilidade de taludes no programa ArcView, usa seis classes para o fator de segurança, incluindo divisões para valores abaixo de 1.

Na análise de estabilidade de taludes, o fator de segurança com relação à resistência ao cisalhamento do material tem, tradicionalmente, as seguintes funções:

- Levar em consideração as incertezas nos parâmetros de resistência ao cisalhamento devido à variabilidade do solo e a relação entre a resistência medida no laboratório e aquela obtida nos ensaios de campo.
- Contabilizar as incertezas quanto aos carregamentos atuantes no talude, tais como: cargas superficiais, peso específico, poropressões etc.
- Considerar as incertezas na forma como o modelo representa as condições reais no talude, incluindo: a possibilidade de que o mecanismo de ruptura crítico seja um pouco diferente daquele que foi identificado, e que o modelo não seja conservativo.
- Assegurar que as deformações no corpo do talude sejam aceitáveis.

O fator de segurança igual a 1 não indica que a ruptura de um talude seja necessariamente iminente. O fator de segurança real é fortemente influenciado por detalhes geológicos, como propriedades tensão-de formação do solo, distribuição real de poropressões, estado de tensões inicial, ruptura progressiva e inúmeros outros fatores. Entretanto, na prática, é conveniente assumir que um fator de segurança de nível 1 seja definido como a condição crítica, onde as forças resistentes e atuantes no talude estão equilibradas.

Tendo em vista os riscos envolvidos em projetos de desenvolvimento da produção de óleo e/ou gás *offshore*, é necessário levar em consideração um nível de segurança

alto para o talude da Bacia de Campos, tanto contra a perda de vidas humanas quanto contra danos materiais e ambientais. Dessa forma, o fator de segurança considerado mínimo, requerido para garantir a segurança do piso marinho da área, é de 1,50, de acordo com padrões recomendáveis de Engenharia, encontrando suporte nas diretrizes da ABNT NBR 11682:2009.

O fator mínimo aceitável de 1,50, de acordo com a norma citada, tem a finalidade de cobrir as incertezas referidas anteriormente. Entretanto, essa norma se refere ao estudo e ao controle da estabilidade de encostas e de taludes resultantes de cortes e aterros realizados em encostas, diferindo do caso aqui analisado, qual seja, a estabilidade de taludes naturais submarinos. Tal referência foi usada em razão da ausência de normas quanto à segurança de taludes contra deslizamentos na condição *offshore*.

O resultado do cálculo do fator de segurança estimado para cada cela foi um mapa temático apresentando a distribuição espacial dos valores dos fatores de segurança. Esses resultados passaram por uma etapa de agrupamento automático em intervalos previamente definidos, em que o fator de segurança foi classificado em quatro classes diferentes, como mostra a Tabela 2. Essa classificação define as áreas potenciais a deslizamentos.

Tabela 2 - Definição das classes de estabilidade do piso marinho com base nos valores de fatores de segurança

CRITÉRIO	CLASSE	SUSCETIBILIDADE A DESLIZAMENTOS	COMENTÁRIOS
$FS > 1,50$	4	Suscetibilidade baixa a deslizamentos.	Carregamentos externos significativos são necessários para se promover instabilidade.
$1,30 < FS \leq 1,50$	3	Suscetibilidade moderada a deslizamentos.	Carregamentos externos moderados são necessários para se promover instabilidade.
$1,00 < FS \leq 1,30$	2	Suscetibilidade alta a deslizamentos.	Carregamentos externos de pequena magnitude são suficientes para a instabilidade.
$FS \leq 1,00$	1	Suscetibilidade muito alta a deslizamentos.	Carregamentos externos não são necessários para a instabilidade (talude na iminência de deslizamento).

Outras classificações poderiam ser adotadas a partir da matriz de variação de fator de segurança obtida como resultado da modelagem matemática. Como a matriz armazena os valores brutos dos fatores de segurança, qualquer nova classificação (condição) pode ser adotada.

Considera-se que o valor do fator de segurança tem relação direta com a resistência ao cisalhamento do material do fundo do mar. Admite-se, portanto, que um maior valor de do fator de segurança corresponda a uma segurança maior contra ruptura.

Os cálculos de fatores de segurança estáticos contra deslizamentos foram feitos utilizando-se o sistema de informação geográfica, aplicando-se o método do equilíbrio limite – formulação de talude infinito submerso unidimensional, obtendo-se o fator de segurança para cada cela individual e ignorando-se a influência das celas vizinhas. Através desse modelo, foi possível incorporar o dado relativo à geometria do fundo do mar (declividade) e às propriedades mecânicas do solo. O produto deste trabalho são os mapas das Figuras 13 e 14, que, por meio das diferentes condições de fatores de segurança, definem áreas potenciais a movimentos de massa submarinos translacionais rasos no talude continental e no Platô de São Paulo da Bacia de Campos, considerando-se perfis de resistência ao cisalhamento não drenada mínimo e médio, respectivamente. O solo do talude foi tido como constituído inteiramente por lama normalmente adensada. Para a geração desses mapas, aplicou-se apenas a carga estática gravitacional. Forças adicionais ou cargas sísmicas não foram consideradas.

Os mapas de fatores de segurança apresentados nas Figuras 13 e 14 mostram, em tese, as áreas mais suscetíveis à instabilidade no talude continental e no Platô de São Paulo da Bacia de Campos. Destacaram-se as paredes de cânions e ravinas e os flancos das cadeias de sal e, em menor grau, o Tobogã na parte central da bacia, que são áreas com declividades elevadas, mas que, na realidade, são constituídas de afloramentos consolidados, mais resistentes do que os perfis geotécnicos de resistência das camadas superficiais de solo adotados. Esse fato evidencia que a declividade α é o parâmetro de maior peso na relação dada pela equação 28.

As áreas coloridas em azul nos mapas de fatores de segurança estáticos contra deslizamentos apresentados nas Figuras 13 e 14, por serem de baixas declividades, resultaram em valores de fatores de segurança acima do mínimo de 1,50. Essas áreas são consideradas pouco suscetíveis à ocorrência de escorregamentos translacionais rasos, na ausência de mecanismos de disparo identificados e de anormalidades localizadas.

Embora o talude da Bacia de Campos apresente intenso histórico de instabilidade no passado geológico recente, exemplificado por cânions, ravinas e cicatrizes, depósitos de escorregamento e de fluxo de detritos, discordâncias e afloramentos, cerca de 300 testemunhos a pistão que amostraram as feições de instabilidade do talude confirmaram que os eventos causadores ocorreram maciçamente em períodos de rebaixamento do nível do mar e cessaram há pelo menos 11.000 anos, quando o nível do mar reocupou a plataforma continental (Kowsmann *et al.*, neste volume). Na parte central da bacia, onde se localizam os principais ativos da Petrobras, os eventos cessaram há pelo menos 42.000 anos. Exceção são as escarpas das cadeias de sal, localizadas na porção distal da bacia, em lâminas d'água superiores a 2.500 m, onde afloram sedimentos antigos sem cobertura hemipelágica, devido à tectônica salífera ativa até hoje (Kowsmann *et al.*, 2002)

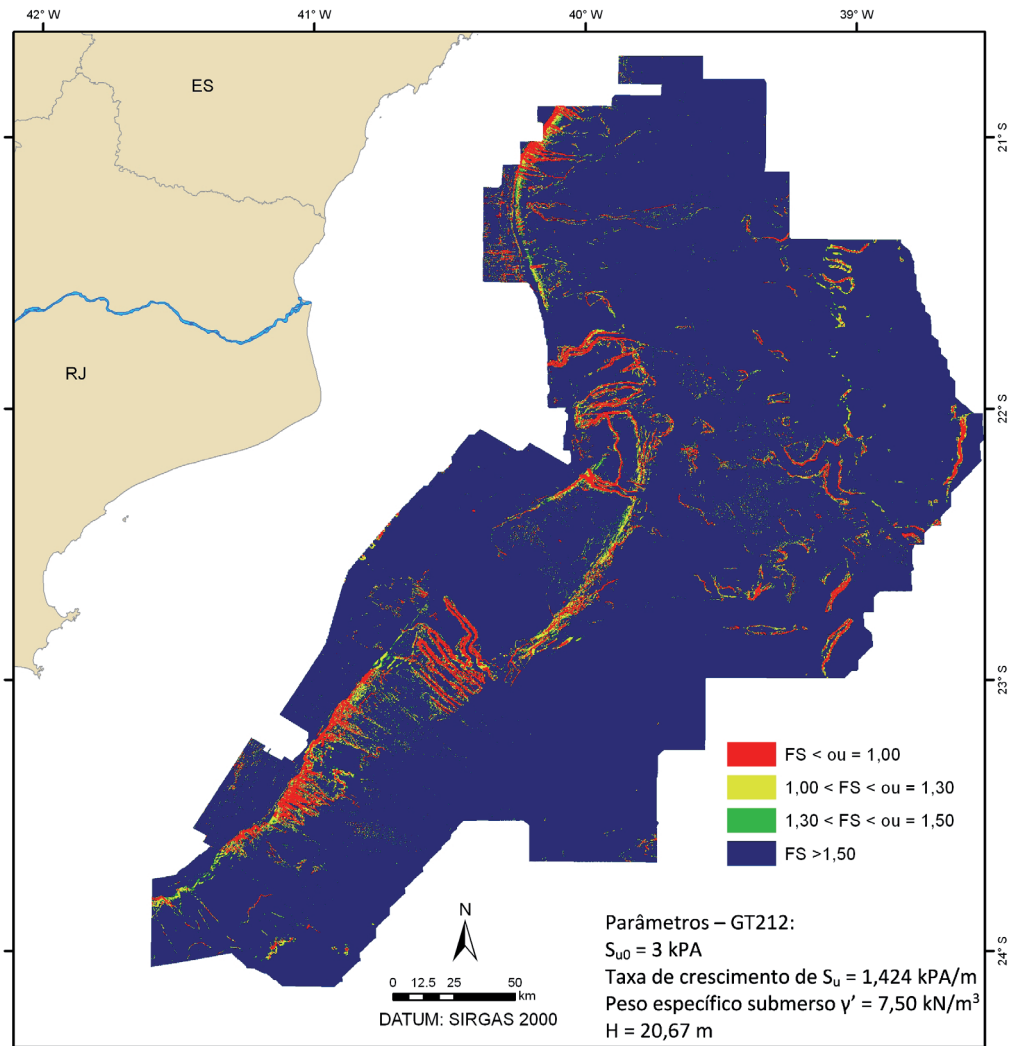


Figura 13 - Cenário de suscetibilidade a deslizamentos obtido da modelagem matemática, considerando um limite inferior de resistência (dados do furo GT-212).

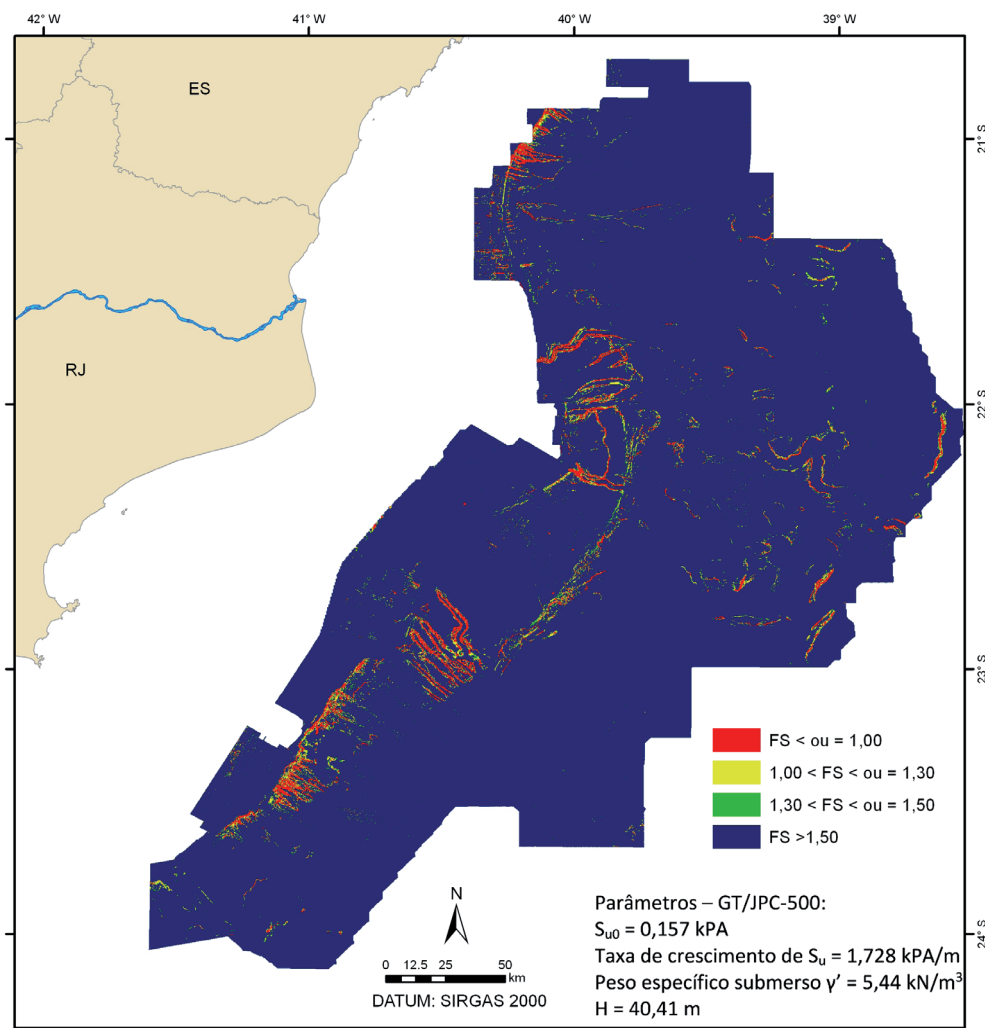


Figura 14 - Cenário de suscetibilidade a deslizamentos obtido da modelagem matemática, considerando uma resistência média (dados dos furos GT/JPC-500).

Aparece também, embora com maior fator de segurança, a área de declividade mais acentuada do talude inferior na parte central da bacia. Essa faixa situada entre as isóbatas de 1.200 e 1.800 m é conhecida como Tobogã (Kowsmann e Viana, 1992), por apresentar uma forma sigmoide e propensão a deslizamentos, que deixaram cicatrizes e expuseram sedimentos mais antigos junto ao fundo do mar (Figura 15).

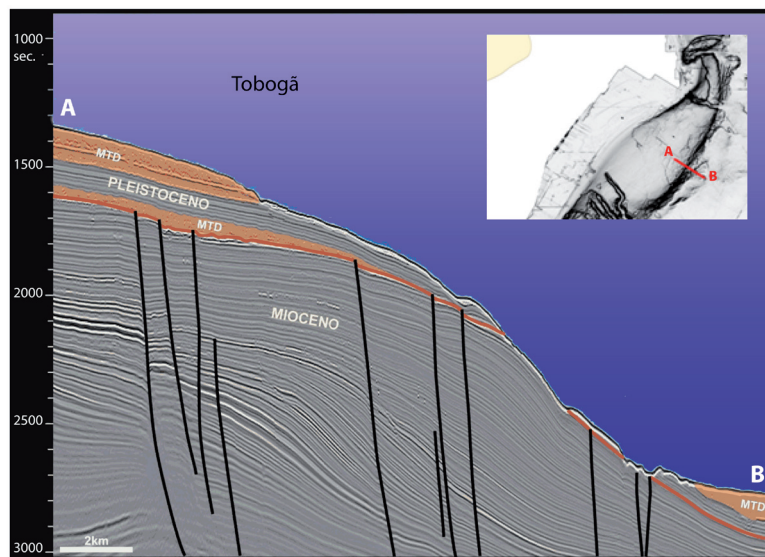


Figura 15 - Seção sísmica através do talude inferior propenso a deslizamentos e conhecido como Tobogã.

A partir dos dados obtidos pela campanha de investigação geológica- e geotécnica, realizada pelo navio MV Bucentaur em 2003, Borges (2009) analisou a estabilidade geotécnica de quatro seções geológicas provenientes da área do Tobogã no talude inferior da Bacia de Campos. O software utilizado foi o Slope/W 2007 (Geo-Slope, 2008), versão 7.15, produzido pela empresa canadense Geo-Slope/W International Ltd. (Calgary, Canadá).

Na modelagem dessas quatro seções, foi utilizada a metodologia de análise de estabilidade de taludes proposta no Relatório Técnico do Projeto de P&D 600.234 da Petrobras: *Modelagem Computacional de Taludes Submarinos pela Aplicação do Programa SLOPE/W* (Paganelli e Costa, 2003).

Uma das seções geológicas modeladas através do Tobogã é apresentada na Figura 16:

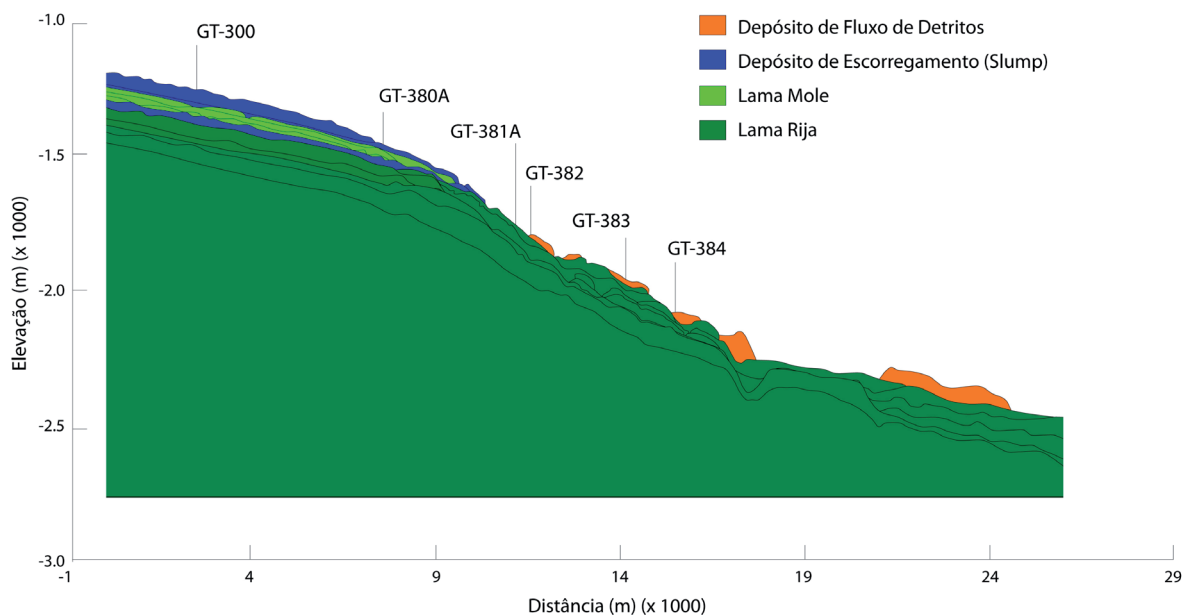


Figura 16 - Seção geológica através do Tobogã utilizada para a modelagem através do programa Slope/W (adaptada de Borges, 2009). Furos com testes de PCPT e amostragem dos sedimentos forneceram os parâmetros geotécnicos necessários.

Para a análise de estabilidade do talude da seção da Figura 16, foram atribuídas, a essa seção estratigráfica, as propriedades geotécnicas de cada camada fornecidas pelos furos geotécnicos, levando em consideração suas discordâncias e os saltos em resistência. O método de avaliação escolhido para a estabilidade do talude foi o de Morgenstern e Price, 1965. O perfil através do Tobogã com o fator de segurança calculado considerando uma superfície potencial de ruptura do tipo rotacional profunda apresentou um valor de fator de segurança mais realista, superior ao das Figuras 13 e 14, mostrando que, ao honrar a geometria das camadas e suas propriedades geotécnicas medidas, o fator de segurança aumenta consideravelmente.

Na Figura 17 é apresentado o resultado da análise de estabilidade por equilíbrio limite do talude da seção da Figura 16. O mapeamento da superfície de ruptura crítica foi feito utilizando-se a técnica *Entry and Exit* disponível no Slope/W, encontrando o fator de segurança mínimo, o qual será o fator de segurança do talude.

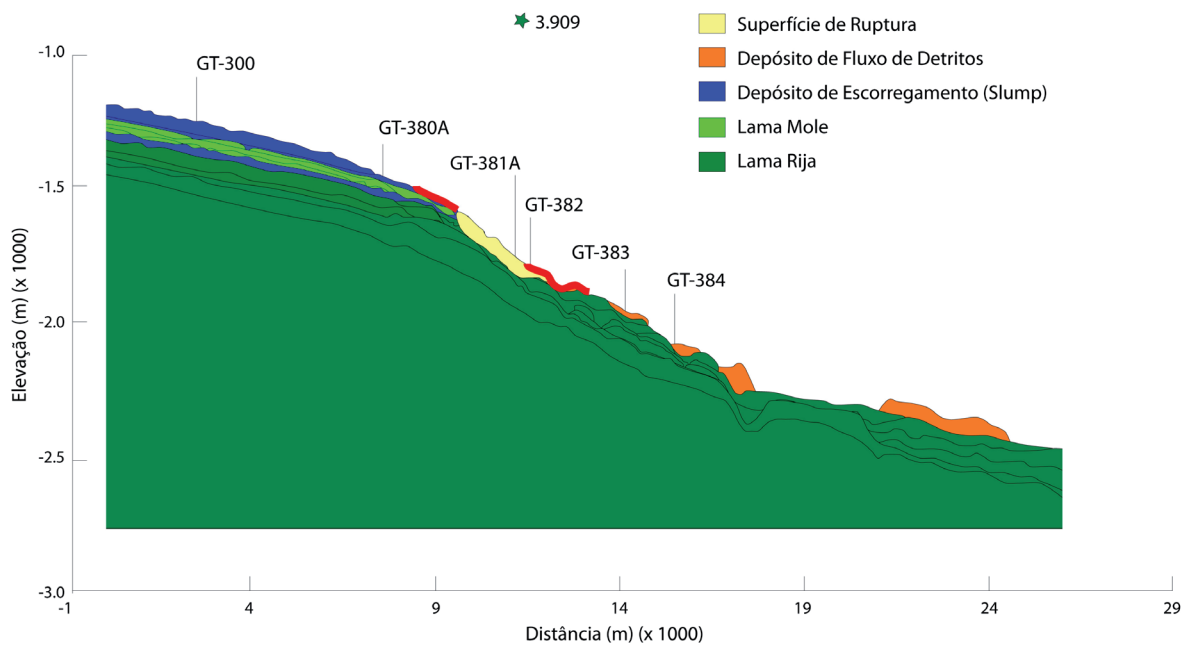


Figura 17 - Resultado da análise de estabilidade através do programa Slope/W para o talude da seção da Figura 16. O fator de Segurança estático associado à superfície de ruptura crítica em amarelo foi de 3,909 (ver discussão no texto).

O fator de segurança estático associado à superfície de ruptura crítica para o talude da seção estratigráfica resultou em 3,909 pelo método de cálculo de Morgenstern-Price, com a superfície crítica representada em cor amarela. Os resultados dessa análise estão resumidos na Tabela 3:

Tabela 3 - Resultados da análise de estabilidade do talude da seção AB do Tobogã.

Parâmetro	Valor
Fator de Segurança	3,909
Volume Total	$1,4571 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{m}$
Peso Total	$1,0186 \times 10^6 \text{ kN}/\text{m}$
Momento Resistente Total	$1,2727 \times 10^8 \text{ kN}/\text{m}$
Momento Atuante Total	$3,2557 \times 10^7 \text{ kN}/\text{m}$
Força Resistente Total	$3,9397 \times 10^5 \text{ kN}$
Força Atuante Total	$1,0078 \times 10^5 \text{ kN}$

A estabilidade atual do Tobogã, apesar do passado geológico catastrófico, também é atestada por testemunhos a pistão geminados aos furos geotécnicos. Estes revelam a presença de uma cobertura de sedimentos hemipelágicos recobrimdo os depósitos de movimentos de massa, cicatrizes e afloramentos. A datação dessa cobertura, através do biozoneamento de foraminíferos planctônicos, indicou que a cicatrização se deu há cerca de 50.000 anos (Kowsmann *et al.*, 2002, Kowsmann *et al.*, neste volume, Figura 11).

5.2.5. Discussão dos resultados

Os mapas regionais de fatores de segurança apresentados nas Figuras 13 e 14 mostraram que grandes áreas de baixas declividades do talude continental e do Platô de São Paulo da Bacia de Campos apresentam fatores de segurança estáticos acima do mínimo de 1,50, indicando baixa suscetibilidade à ocorrência de deslizamentos causados pela ação da gravidade, contrariando, dessa forma, a literatura (Figura 4), que mostra maior frequência de deslizamentos em áreas de pequena inclinação.

Como mencionado, os fatores de segurança foram obtidos considerando-se condições não drenadas para o comportamento do solo. É importante salientar que um mecanismo de disparo é pré-requisito para a ruptura de um talude. Se nada ocorrer no talude ou próximo a ele, não haverá deslizamento. A análise não drenada expressa a margem de segurança de um talude contra ruptura, considerando que um mecanismo de disparo seja rápido o suficiente, de tal forma que os efeitos de drenagem no solo sejam insignificantes. A questão-chave é estimar o grau de drenagem que pode ocorrer para o mecanismo de disparo que esteja sendo analisado.

De acordo com Lee (2004), os eventos ou processos de disparo de movimentos de massa submarinos são iniciados pelo aumento das tensões atuantes, decréscimo da resistência ao cisalhamento do solo ou pela combinação de ambos. Esses efeitos podem modificar os fatores de segurança calculados e a localização das áreas críticas quanto à estabilidade. Lee (2004) citou os seguintes mecanismos disparadores: acúmulo de sedimentação, erosão, terremotos, vulcões, ondas, presença de gás e hidratos de gás, percolação de fluidos, diapirismo e atividades humanas.

No talude da Bacia de Campos, a ação de ondas de tempestade oceânica sobre a estabilidade do fundo é insignificante, em função de ser um ambiente de águas profundas. A presença de gás e de hidratos de gás não é conhecida na bacia no Presente, ou seja, não são esperadas flutuações rápidas na poropressão em função da dissociação de hidratos, por exemplo. Além disso, a taxa de acumulação do Holoceno é muito baixa, da ordem de 6 cm/1.000 anos (Kowsmann *et al.*, neste volume), o que descarta o mecanismo drenado da ruptura do talude. A instabilidade de taludes, poderia ser atribuída a acelerações associadas a terremotos, mas, outras condições de contorno parecem necessárias para justificar a preponderância de eventos de instabilidade nos períodos glaciais do Pleistoceno, uma vez que terremotos são considerados eventos aleatórios. O nível de mar baixo dos períodos glaciais propiciaria taxas de sedimentação mais elevadas e a dissociação de hidratos de gás, gerando excesso de poropressão nos sedi-

mentos e propiciando as condições necessárias para ocorrência de ruptura do talude.

Terremotos têm sido reportados por vários pesquisadores como o fenômeno ambiental mais destrutivo. Durante um terremoto, o estremecimento súbito do terreno provoca um rápido desequilíbrio de forças na massa de solo, de tal forma que ocorre redução nas tensões normais e, conseqüentemente, também na resistência ao cisalhamento do material. Uma análise realista de estabilidade pseudoestática ou dinâmica, levando em consideração a sismicidade da área, requer dados sismológicos e de comportamento do solo, hoje inexistentes. A instalação e a operação da Rede Sismográfica do Sul e do Sudeste do Brasil (RSIS/SE), com a fixação de sismômetros de fundo oceânico (OBSs) no piso marinho, além da medição do módulo elástico do solo baseado na velocidade de ondas S e ensaios dinâmicos de laboratório, deverão auxiliar na realização desse tipo de análise.

6. CONSIDERAÇÕES SOBRE SISMOS

Sabe-se que existe alguma atividade sísmica na região da Bacia de Campos. Embora relativamente baixa, tal atividade pode ser significativa para a estabilidade de taludes em cânions de paredes íngremes atravessados por linhas de escoamento de produção, contendo ancoragens, poços etc. Conseqüentemente, a sismicidade regional é uma fonte potencial de riscos.

Análises sísmicas de estruturas em zonas de baixa sismicidade deveriam ser consideradas uma conseqüência natural de uma boa prática de projeto, em particular de instalações com características especiais, seja do ponto de vista socioeconômico, ambiental ou de segurança da comunidade. A questão, no entanto, é como e a que níveis essas considerações devem ser incorporadas em projeto, tendo em mente as possíveis magnitudes e probabilidades de ocorrência de tais eventos (Almeida, 1997).

Por essa razão, tais taludes devem ter suas seguranças avaliadas, considerando-se nas análises de estabilidade a carga sísmica máxima provável, pois sismos naturais são considerados, em geral, a causa provável de deslizamentos de taludes submarinos, que, de outro modo, seriam estáveis na condição estática.

Em 1/7/2010, foi registrado um sismo de magnitude aproximada de 4,1 m_b , cujos dados foram coletados através das estações sismográficas ESAR (Angra dos Reis/RJ), Valinhos (USP/SP), RCLB (UNESP/SP) e SFA1 (UnB/DF). As coordenadas epicentrais aproximadas desse sismo foram 22,30°S e 40,37°W. Não foi possível determinar a profundidade focal. A localização do epicentro tem uma incerteza muito grande (± 100 km),

pois as estações estão distantes, e os registros, muito fracos (ESAR, a mais próxima, está a 430 km), e todas estão de um mesmo lado do epicentro. Esse sismo provocou ruídos na área epicentral onde estão localizados os campos de Enchova e Pampo, com duração de aproximadamente 2 minutos.

Anteriormente já foram registrados sismos nessa região: em 26 de outubro de 1996, um sismo de magnitude $m_b = 4,0$ ocorreu nas coordenadas geográficas $22,67^\circ\text{S}$ e $40,52^\circ\text{W}$; em 24 de outubro de 1972, um sismo de magnitude $m_b = 4,8$ e coordenadas epicentrais $21,72^\circ\text{S}$ e $40,53^\circ\text{W}$; e, em 5 de maio de 1917, outro sismo, de magnitude $m_b = 4,5$, com coordenadas epicentrais $21,60^\circ\text{S}$ e $41,50^\circ\text{W}$ (Berrocal *et al.*, 1984).

Deve-se considerar que grande quantidade dos sismos de magnitude acima do mínimo detectável ocorrem com frequência nas Bacias de Campos e de Santos, sendo a sismicidade da Bacia da Santos maior do que a de Campos. Para caracterizar quantitativamente a sismicidade de uma região, é necessário obter a relação frequência versus magnitude dessa região, onde os sismos são observados e contabilizados. Essa é a chamada curva frequência versus magnitude excedida em gráfico monolog, onde a escala de frequência é logarítmica e a escala de magnitudes excedidas é linear. De acordo com a lei de Gutenberg-Richter, a função resultante registrada nesse tipo de escala deve ser uma linha reta. Quanto menor a magnitude excedida, maior será a frequência dos eventos de magnitude excedida, e os eventos sísmicos de magnitude superior a valores mais altos como os anteriormente exemplificados serão mais raros.

É importante instalar estações sismográficas próximas à costa e mais próximas umas das outras, sendo que a rede atual é rarefeita e com poucas estações costeiras. Além disso, para planejamento, projeto, gestão e mitigação de risco sísmico, faz-se necessária a instalação de estações submarinas acelerográficas ou sismográficas com capacidade de alta taxa de amostragem (número de valores medidos amostrados por segundo).

A realização de análises de estabilidade pseudoestáticas ou dinâmicas, levando em consideração a ação de sismos, forneceria períodos de retorno e probabilidades de ocorrência de deslizamentos na Bacia de Campos, embasando melhor o processo de decisão. Entretanto, isso ainda não é possível, em função da carência desse tipo de dado. Para contornar esse problema, uma rede de monitoração de sismos offshore para a região das Bacias de Campos, Santos e Espírito Santo está em fase de planejamento e compra de equipamentos, sendo definidos os locais para as estações sismográficas.

Em 2008, a Petrobras e o Observatório Nacional firmaram um convênio para implantar a Rede de Monitoração Sismográfica. Após iniciar as duas primeiras etapas do projeto, que preveem a instalação de 11 estações nas Regiões Sul e Sudeste para monitorar, principalmente, as Bacias de Campos, de Santos e do Espírito Santo, e a instalação de 30 estações para o monitoramento no Nordeste, a Petrobras firmou convênio com a Universidade de São Paulo para a instalação de outras 30 estações sismológicas na Região Centro-Oeste. Essa rede de monitoração será importante para determinar com maior precisão os epicentros de abalos sísmicos.

Além da avaliação da estabilidade de taludes, seria aconselhável verificar a possibilidade de liquefação dos sedimentos da base dos cânions e vizinhanças de suas desembocaduras, onde a declividade do piso marinho é baixa. Dependendo do comportamento reológico do solo não adensado na base dos cânions, quando esse solo for submetido a uma solicitação dinâmica de certa duração e intensidade, pode escoar pelo vale do cânion, representando um perigo real para os dutos que ligam os poços à unidade de produção. Esse risco deve ser avaliado através de análises computacionais específicas, utilizando ensaios cíclicos para a obtenção do comportamento do solo e usando como carregamento sísmico um acelerograma de projeto criteriosamente definido. Entretanto, tais análises ainda não podem ser feitas também em função da ausência de dados.

7. CONCLUSÕES

Foi avaliada a suscetibilidade regional a movimentos de massa submarinos rasos no talude continental e no Platô de São Paulo da Bacia de Campos, considerando-se, para a verificação, apenas a condição de aplicação da carga estática gravitacional. Forças adicionais ou cargas sísmicas não foram consideradas. Utilizando um sistema de informação geográfica (SIG), técnicas de análise espacial foram adotadas para aplicar um método determinístico de estabilidade de taludes para mapear áreas suscetíveis a movimentos de massa submarinos rasos no talude da bacia.

A análise de estabilidade de taludes foi feita sob condições não drenadas em termos de tensões totais considerando um solo argiloso normalmente adensado e se baseou no cálculo do fator de segurança do piso marinho pelo método do equilíbrio limite – formulação de talude infinito submerso unidimensional. Dessa forma, foi possível levar em conta no cálculo dos fatores de segurança o dado relativo à geometria do fundo do mar (declividade) e as propriedades mecânicas do solo marinho (resistência ao cisalhamento não drenada e peso específico submerso).

A adoção de um modelo matemático fundamentado em fenômenos físicos possibilitou que se calculasse a variabilidade espacial dos valores de fatores de segurança estáticos contra deslizamentos submarinos para toda a área do talude continental e do Platô de São Paulo da Bacia de Campos, através do uso de um sistema de informação geográfica, e não apenas ao longo de um talude específico. Como resultado, foram obtidos dois mapas regionais com áreas propensas a deslizamentos rasos no talude e no Platô de São Paulo da bacia, considerando dois perfis de resistência ao cisalhamento do solo: um correspondente a um limite inferior de resistência e o outro referente a um valor de resistência intermediário.

Os mapas de fatores de segurança apresentados mostraram as áreas mais suscetíveis à instabilidade no talude continental e no Platô de São Paulo. Destacaram-se as paredes de cânions e ravinas e os flancos das cadeias de sal e, em menor grau, o Tobogã da parte central da bacia, que são áreas com declividades maiores, mas que, na verdade, são constituídas de afloramentos consolidados, mais resistentes do que os perfis de resistência do solo adotados. As áreas de baixas declividades resultaram em fatores de segurança elevados, sendo consideradas pouco suscetíveis à ocorrência de escorregamentos translacionais rasos, na ausência de mecanismos de disparo identificados e de anormalidades localizadas.

O modelo matemático implementado para o cálculo do fator de segurança permitiu que diversas simulações preliminares fossem efetuadas. Isso ocorreu em função de sua implementação estar relacionada com uma equação que procura representar as condições de instabilidade geotécnica. Essa flexibilidade é uma característica importante que o difere dos modelos menos flexíveis para a avaliação de áreas suscetíveis a movimentos de massa.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos revisores pelos importantes comentários objetivos e pontuais, compartilhando sua experiência e conhecimento técnico. Também deve-se destacar a inestimável contribuição do engenheiro Leopoldo Machado Paganelli (Cenpes/Petrobras) na modelagem analítica e numérica de estabilidade de taludes naturais submarinos.

REFERÊNCIAS

- Almeida, M.C.F., 1997. Análise sísmica na Região Sudeste brasileira: Aplicação a oleodutos da indústria petrolífera. Tese de doutorado. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro: Coppe.
- Associação Brasileira de Normas Técnicas, 2009. Estabilidade de encostas. Rio de Janeiro: ABNT. ABNT NBR 11682. Ayres Neto, A., 1994. Avaliação das condições de estabilidade do fundo marinho na região do delta submarino do Rio Amazonas. Dissertação de Mestrado. Niterói: Universidade Federal Fluminense, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha.
- Baraza, J., Ercilla, G., Lee, H.J., 1992. Geotechnical properties and preliminary assessment of sediment stability on the continental slope of Northwestern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters* 12(2/3):150-156.
- Bhattarai, P., Tiwari, B., Marui, H., Aoyama, K., 2004. Quantitative slope stability mapping with ArcGIS: Prioritize highway maintenance. Proceedings of the 10th 2004 ESRI Users Conference. Costa Mesa: Society for Experimental Mechanics Inc. Disponível em <http://www.gobookee.net/slope-stability-tutorial>. Acesso em 16/07/2013./
- Benda, L., Zhang, W., 1990. Accounting for the stochastic occurrences of landslides when predicting sediment yields. Research needs and applications to reduce erosion and sedimentation in tropical steeplands: Proceedings of the 1990 Fiji Symposium, Suva, Fiji. IAHS-AISH Pub. n.192, p.115-127.
- Berrocal, J., Assumpção, M., Antezana, R., Dias Neto, C. M., Ortega, R., França, H., Veloso, J. A. V., 1984. Sismicidade do Brasil. São Paulo: USP, Instituto Astronômico e Geofísico. Biscontin, G., Pestana, J.M., Nadim, F., 2004. Seismic triggering of submarine slides in soft cohesive soil deposits. *Marine Geology*, 203(3/4):341-354.
- Bohannon, R.G., Gardner, J.V., 2004. Submarine landslides of San Pedro Scarpment, Southwest of Long Beach, California. *Marine Geology*, 203(3/4):261-268.
- Booth, J.S., Sangrey, D.A., Fugate, J.K., 1985. A nomogram for interpreting slope stability of fine-grained deposits in modern and ancient marine environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 5:29-36.
-

-
- Borges, R. G., 2009. Análises de estabilidade de taludes para a área do “tobogã” da Bacia de Campos (Marlim Sul e Marlim Leste). Rio de Janeiro: Petrobras/Cenpes/PDP/MC. RT MC 142/2009.
- Brass, A., Wadge, G., Reading, A. J., 1989. Designing a geographical information system for the prediction of landsliding potential in the West Indies. Proceedings of the Economic Geology and Geotechnics of Active Tectonic Region, London, UK. London: University Collage.
- Caddah, L.F.G., Kowsmann, R.O., Viana, A.R., 1998. Slope sedimentary facies associated with Pleistocene and Holocene sea-level changes, Campos Basin, Southeast Brazilian Margin. *Sedimentary Geology*, 115(1/4):159-174.
- Campbell, K.J., Hooper, J.R., Prior, D.B., 1986. Engineering implications of deepwater geologic and soil conditions, Texas- Louisiana Slope. 18th Offshore Technology Conference, Houston, Texas. Richardson: Offshore Technology Conference. US, 5-8 May. OTC 5105.
- Campos, L.E.P., 1984. Influência da sucção na estabilidade de taludes naturais em solos residuais. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro: Pontifícia Universidade Católica.
- Castro, D.D., 1992. Morfologia da margem continental Sudeste-Sul brasileira e estratigrafia sísmica do Sopé Continental. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro: Universidade Federal Fluminense.
- Costa, A.M., Amaral, C.S., Kowsmann, R.O., Paganelli, L.M., Viana, A.R., Castro, D.D., Caddah, L.F.G., 1994. Relatório final: Análise de estabilidade do talude submarino de Marlim. Rio de Janeiro: Petrobras/Cenpes/Diprex/Sedem.
- Davies, T., Pearce, R.H., Andrew, J. 1981. Use of mathematical model for estimating potential landslide sites in steep forested drainage basins. Proceedings of the Christchurch of Symposium of Erosion and Sediment Transport in the Pacific Rim Steeplands. Washington, D.C. s.l.: International Association of Hydrological Sciences. IAHS-AISH Publication v.132 p. 21-41.
- Dealba, P. A., Chan, C.K., Seed, H.B., 1975. Determination of soil liquefaction characteristics by large scale laboratory tests. Tese de Pós-Doutorado. Berkeley: Earthquake Engineering Research Center, University of California. Report EERC 75-14.
-

-
- Della Giustina, I.D., 2006. Sedimentação carbonática de algas vermelhas coralináceas da Plataforma Continental da Bacia de Campos: Um modelo carbonático análogo para o Terciário. Dissertação de Mestrado. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Dias, J.L; Scarton, J.C., Guardado, L.R., Esteves, F.R., Carminatti, M. 1990. Aspectos da Evolução Tectono-Sedimentar e a Ocorrência de Hidrocarbonetos na Bacia de Campos. Raja Gabaglia, G.P., Milani, E.J. Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobras/SEDES/CEN-SUD, p.333-360.
- Dingle, R.V., 1977. The anatomy of a large submarine slump on a sheared continental margin (SE Africa). *Journal of the Geological Society*, 134(3):293-310.
- Fernandes, N.F., Guimarães, R.F., Gomes, R.A.T. *et al.*, 2001. Condicionantes Geomorfológicos dos Deslizamentos nas Encostas: Teoria, Evidências de Campo e Aplicação de Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 2(1):51-71.
- Figueiredo Júnior, A.G., Bleil, U., Esteves, M.G.P., Ayres, A., Ramos Júnior, J.M., 1993. Results on hydrosweep and parasound survey off Cabo Frio, Rio de Janeiro. *Anais do III Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. Symposium: Marine Geophysics in Atlantic-Type Oceans*, Rio de Janeiro, Brasil. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica. p.1281-1285.
- Geo-Slope, 2008. *Stability modeling with Slope/W 2007 version: An engineering methodology*. 4th ed. Calgary: Geo-Slope International Ltd.
- Gomes, R.A.T., Guimarães, R.F., Carvalho Júnior, O.A., Fernandes, N.F., 2005. Análise do modelo de previsão de deslizamentos (Shalstab) em diferentes escalas cartográficas. *Solos e Rochas*, 28(1):85-97.
- Gonzaga, F. G., 2005. Simulação geoquímica 1D ao longo de uma seção geológica da Bacia de Campos. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Guidicine, G., Nieble, C.M., 1976. *Estabilidade de taludes naturais e de escavação*. 2a ed. São Paulo: Edgard Blücher, Editora da Universidade Federal de São Paulo.
-

-
- Guimarães, R.F., 2000. Utilização de um modelo de previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos rasos com controle topográfico: Adequação e calibração em duas bacias de drenagem. Tese de Doutorado. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Geologia, IGEO/UFRJ.
- Hammond, C.J., Prellwitz, R.W., Miller, S.M., 1992. Landslide hazard assessment using Monte Carlo Simulation. Bell, D.H., editor. Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides, Christchurch, New Zealand, Rotterdam: A. A. Balkema. p.959-964. B.
- Hampton, M.A., Lee, H.J., Locat, J., 1996. Submarine landslides. Reviews of Geophysics, 34(1):33-59.
- Hance, J.J., 2003. Development of a Database and Assessment of Seafloor Slope Stability Based on Published Literature. Master of Science Engineering Thesis. Austin: The University of Texas.
- Hercos, C.M., Silveira, M.A.S., Merschmann, M.A.C., 2005. Caracterização do Sistema Turbidítico Marataízes, tectonicamente controlado – FM: Carapebus Moderna, Bacia de Campos. 5o Seminário de Interpretação Exploratória da Petrobras, Armação de Búzios, Brasil. Rio de Janeiro: Petrobras.
- Hooper, J.R., Prior, D.B., 1989. Regional analysis of slope stability for deepwater engineering. Proceedings of the Oceans '89 – An International Conference Addressing Methods for Understanding the Global Ocean, Washington, USA. New York: Institute of Electrical and Electronic Engineers. v. 5p.1536-1540.
- Kowsmann, R.O., Machado, L.C.R., Viana, A.R., Almeida Júnior, W., Vicalvi, M.A., 2002. Controls on mass-wasting in deep water of the Campos Basin. 34th Offshore Technology Conference, Houston, Texas. Richardson: Offshore Technology Conference. OTC 14030.
- Kowsmann, R.O., Viana, A.R., 1992. Movimentos de massa provocados por cunhas progradantes de nível de mar baixo: exemplo na Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras 6(1-2):99-102.
- Kvalstad, T.J., Nadim, F., Harbitz, C.B., 2001. Deepwater geohazards: Geotechnical concerns and solutions. 33th Offshore Technology Conference, Houston, Texas. Houston: Offshore Technology Conference. OTC 12958.
-

-
- Laird, J.R., 2001. The current state of Engineering Geology, slope stability and harvest units plans. The International Mountain Logging and 11th Pacific Skyline Symposium, Seattle, US. Disponível em <http://www.learningace.com/doc/2777486/ca1c46f6418c82b80997612c2475fcc6/laird>
- Lambe, T.W., Whitman, R.V., 1969. Soil Mechanics. New York:John Wiley.
- Lee, H. J., 2004. Submarine landslides: Environments and controls. Proceedings of the 9th International Symposium on Landslides. Rio de Janeiro, Brasil. Leiden: A. A. Balkema.
- Lee, K.L., Albaisa, A., 1974. Earthquake induced settlements in saturated sands. Journal of the Geotechnical Engineering Division., 100(4): 387-406.
- Machado, L.C.R., 2001. Sonar characterization of modern subaqueous mass-movement deposits bordering the Brazilian continental slope. Proceedings of the 7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador. Salvador: Sociedade Brasileira de Geofísica. Abstracts v.2:1601-1604.
- Machado, L.C.R., Kowsmann, R.O., Almeida Júnior, W., Murakami, C.Y., Schreiner, S., Miller, D.J., Piauilino, P.O.V., 2004. Geometria da porção proximal do sistema deposicional turbidítico moderno da Formação Carapebus, Bacia de Campos: Modelo para heterogeneidades de reservatório. Boletim de Geociências da Petrobras 12(2): 287-315.
- Mackenzie, B., Hooper, J., Rushton, D., 2010. Spatial analysis of shallow slope instability incorporating an engineering geological ground model. Mosher, D.C. *et al.*, editors. Submarine mass movements and their consequences. Springer Science+Business Media B.V. v.28, p. 365-376.
- Massad, F., 2010. Obras de terra: Curso básico de Geotecnia. 2a ed. São Paulo: Oficina de Textos.
- Morgenstern, N.R., Price, V.E., 1965. The analysis of the stability of general slip surfaces. Géotechnique, 15(1):79-93.
- Nadim, F., Kronic, D., Jeanjean, P., 2003. Probabilistic slope analyses of the Sigsbee Escarpment. 2003 Offshore Technology Conference, Houston, Texas. Richardson: Offshore Technology Conference. OTC 15203.
-

-
- Nash, D., 1987. A comparative review of limit equilibrium methods of slope stability analysis. Anderson, M.G., Richards, K.J., editors. Slope Stability. New York: John Wiley & Sons. p.11-75.
- Nowacki, F., Solhjell, E., Nadim, F. *et al.*, 2003. Deterministic slope stability analyses of the Sigsbee Escarpment. 35th Offshore Technology Conference, Houston, Texas. Richardson: Offshore Technology Conference. US, 5-8 May. OTC 15160.
- Okimura, T., Kawatani, T., 1987. Mapping of the potential surface failure sites on granite mountain slopes. Gardner, V., editor. International Geomorphology. Chichester: John Wiley. v.1 p.121-138.
- Pack, R.T., Tarboton, D.G., Goodwin, C.N., 1998. SinMap approach to terrain stability mapping. Proceedings of the 8th Congress on the International Association of Engineering Geology, Vancouver. Vancouver: Tunnelling Association of Canada.
- Paganelli, L.M., Borges, R.G., Costa, A. M. da, Amaral, C. dos S., 2005. Análise de estabilidade de talude infinito para diversas condições de contorno: 1. relatório parcial. Rio de Janeiro: Petrobras/Cenpes/PDP/MC. RT MC n. 051/2005.
- Paganelli, L.M., Costa, A.M. da, 2003. Modelagem computacional de taludes submarinos pela aplicação do programa Slope/W: 10. relatório parcial. Rio de Janeiro: Petrobras/Cenpes/PDP/MC. RT MC n. 003/2003.
- Rizzo, J.G., Viana, A.R., Castro, D.D., Caddah, L.F.G., Kowsmann, R.O., Costa, A.M., Amaral, C.S., 1994. Movimentos de massa e fluxos gravitacionais na Bacia de Campos: ocorrência e a utilização das variações do nível do mar como fator de predição. Anais do 38o Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú, Brasil. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 3:297-298.
- Savage, W. Z., Godt, J. W., Baum, R. L., 2004. Modelling timedependent slope stability. Proceedings of the 9th International Symposium on Landslides; Landslides-Evaluation and Stabilization, Rio de Janeiro, Brasil. Leiden, A. A. Balkema. v.1, p. 23-36.
- Schreiner, S., Souza, M. B. F. M., Migliorelli, J. P. R., 2007/2008. Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico da Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 16(1):157-160.
-

-
- Silva, A.J., Baxter, C.D.P., Larosa, P.T., 2004. Investigation of mass wasting on the continental slope and rise. *Marine Geology*, 203(3/4):355-366.
- Silva, B. A., 2005. Análise de estabilidade de taludes ao longo da rota de um duto submarino na Bacia de Campos, RJ. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro: Pontifícia Universidade Católica.
- Sutter, J.R., Berryhill, H.L. Jr., 1985. Late Quaternary shelfmargin deltas, northwest Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 69(1):77-91.
- Taylor, D. W., 1948. *Fundamentals of Soil Mechanics*. New York: John Wiley.
- Terlien, M.T.J., Van Asch, T.W.J., Van Westen, C.J., 1995. Deterministic modelling in GIS-based landslide hazard assessment. Carrara, A., Guzzetti, F., editors. *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*, Kluwer Academic Publisher. Dordrecht: Kluwer Academic, c1995. p. 57-77.
- Terlien, M.T.J., 1996. Modelling spatial and temporal variations in rainfall-triggered landslides: the integration of hydrologic, slope stability models and geographic information systems for the hazard zonation of rainfall-triggered landslides with examples from Manizales (Colombia). Ph.D. Thesis. Enschede: International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences. ITC Pub. 32.
- Van Asch, T.W.J., Van Westen, C.J., Blijenberg, H., 1992. Quantitative landslide hazard analysis in volcanic ashes of the Chinchina Area, Colombia. *Proceedings Primer Simposio Internacional sobre Sensores Remotos y Sistemas de Información Geográfica (SIG) para el Estudio de Riesgos Naturales*, memoria. Santa Fé de Bogotá, Colombia. Bogotá: Instituto Geográfico Agustín Codazzi. 686p. p. 433-443
- Van Asch, T.W.J., Kuipers, B., Van der Zanden, D.J., 1993. An information system for large scale quantitative hazard analysis on landslides. *Zeitschrift fur Geomorphologie Supplementband* 87:133-140.
- Van Westen, C.J., Terlien, M.T.J., 1996. An approach towards deterministic landslide hazard analysis in GIS: A case study from Manizales (Colombia). *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(9):853-868.
-

-
- Van Westen, C.J., Soeters, R., Rengers, N., 1994. GISSIZ: Training package for the use of geographical information systems in slope instability zonation; case study of the Kakani area, Nepal. Proceedings of the 10th ERIM thematic conference on geologic remote sensing, San Antonio, Texas. Enschede: International Institute Geo-Information Science and Earth Observation. ITC. Pub.15. Volume 1: Theory. Volume 2: Exercises.
- Viana, A.R., Faugères, J.C., Kowsmann, R.O., Lima, J.A., Caddah, L.F., Rizzo, J.G. 1998. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos Basin continental margin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology* , 115:113-157.
- Viana, A. R., Almeida Jr., W., Machado, L. C. R., 1999. Different styles of canyon infill related to gravity and bottom current processes: Examples from the upper slope of the SE Brazilian margin. 6th Proceedings of the International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Session Marine Geophysics. Rio de Janeiro, Brasil. Rio de Janeiro: SBGF. v. 6.
- Ward, T. J., Li, R. M., Simons, D. B., 1982. Mapping landslides in forested watersheds. *Journal of the Geotechnical Engineering Division*, 108(???):319-324
-

AUTORES – VOLUME I**I - PRINCIPAIS ASPECTOS DA GEOLOGIA REGIONAL DA BACIA DE CAMPOS**

Responsável Técnico	Renato Oscar Kowsmann
Instituição	Petrobras
Conselho Profissional	701013606
CTF	903707
Assinatura	_____

II - GEOMORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL

Responsável Técnico	Alberto G. Figueiredo Jr.
Instituição	UFF
Conselho Profissional	721020039
CTF	3503329
Assinatura	_____

III - GEOMORFOLOGIA DO TALUDE CONTINENTAL E DO PLATÔ DE SÃO PAULO

Responsável Técnico	Renato Oscar Kowsmann
Instituição	Petrobras
Conselho Profissional	701013606
CTF	903707
Assinatura	_____

IV - MAPA BATIMÉTRICO DA BACIA DE CAMPOS

Responsável Técnico	Renato Oscar Kowsmann
Instituição	Petrobras
Conselho Profissional	701013606
CTF	903707
Assinatura	_____

V - FEIÇÕES INDICADORAS DE INSTABILIDADE GEOLÓGICA NO TALUDE CONTINENTAL E NO PLATÔ DE SÃO PAULO

Responsável Técnico	Renato Oscar Kowsmann
Instituição	Petrobras
Conselho Profissional	701013606
CTF	903707
Assinatura	_____

VI - ÁREAS PROPENSAS A ESCORREGAMENTOS NO TALUDE CONTINENTAL

Responsável Técnico	Ricardo Garske Borges
Instituição	Petrobras
Conselho Profissional	2201745650
CTF	5188886
Assinatura	_____



Ministério do Meio Ambiente
Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis



CADASTRO TÉCNICO FEDERAL
CERTIFICADO DE REGULARIDADE - CR

Registro n.º	Data da Consulta:	CR emitido em:	CR válido até:
3503329	10/12/2013	10/12/2013	10/03/2014

Dados Básicos:

CPF: 133.527.250-04
Nome: Alberto Garcia de Figueiredo Junior

Endereço:

Logradouro: Rua Justina Bulhoes, 58, apto. 1304
N.º: Complemento:
Bairro: Inga Município: NITEROI
CEP: 24210-455 UF: RJ

Atividades de Defesa Ambiental:

Categoria:

Código	Descrição
1	5001 - Consultor Técnico Ambiental - Classe 5.0

Atividade:

Código	Descrição
1	5 - Educação Ambiental
2	2 - Qualidade da Água
3	3 - Qualidade do Solo

Conforme dados disponíveis na presente data, CERTIFICA-SE que a pessoa jurídica está em conformidade com as obrigações cadastrais e de prestação de informações ambientais sobre as atividades desenvolvidas sob controle e fiscalização do Ibama.

O Certificado de Regularidade emitido pelo CTF não desobriga a pessoa inscrita de obter licenças, autorizações, permissões, concessões, alvarar e demais documentos exigíveis por instituições federais, estaduais, distritais ou municipais para o exercício de suas atividades.

O Certificado de Regularidade não habilita o transporte e produtos e subprodutos florestais e faunísticos.

O Certificado de Regularidade tem validade de três meses, a contar da data de sua emissão.

Chave de autenticação	<i>kfsn.9sr1.yfir.wlvy</i>
-----------------------	----------------------------



Ministério do Meio Ambiente
Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis



CADASTRO TÉCNICO FEDERAL
CERTIFICADO DE REGULARIDADE - CR

Registro n.º	Data da Consulta:	CR emitido em:	CR válido até:
5188886	11/12/2013	11/12/2013	11/03/2014

Dados Básicos:

CPF: 889.535.130-49

Nome: RICARDO GARSKE BORGES

Endereço:

Logradouro: RUA MARIZ E BARROS

N.º: 272

Complemento: APTO. 1102

Bairro: ICARAÍ

Município: NITEROI

CEP: 24220-121

UF: RJ

Atividades desenvolvidas:

Categoria	Atividade
23 - Gerenciamento de Projetos sujeitos a licenciamento ambiental federal	16 - Petróleo - Aquisição de dados

Conforme dados disponíveis na presente data, CERTIFICA-SE que a pessoa jurídica está em conformidade com as obrigações cadastrais e de prestação de informações ambientais sobre as atividades desenvolvidas sob controle e fiscalização do Ibama.

O Certificado de Regularidade emitido pelo CTF não desobriga a pessoa inscrita de obter licenças, autorizações, permissões, concessões, alvarar e demais documentos exigíveis por instituições federais, estaduais, distritais ou municipais para o exercício de suas atividades.

O Certificado de Regularidade não habilita o transporte e produtos e subprodutos florestais e faunísticos.

O Certificado de Regularidade tem validade de três meses, a contar da data de sua emissão.

Chave de autenticação	<i>xacf.yumh.jk51.73is</i>
-----------------------	----------------------------



Ministério do Meio Ambiente
Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis



CADASTRO TÉCNICO FEDERAL
CERTIFICADO DE REGULARIDADE - CR

Registro n.º	Data da Consulta:	CR emitido em:	CR válido até:
903707	10/12/2013	10/12/2013	10/03/2014

Dados Básicos:

CPF: 261.933.107-20
Nome: Renato Oscar Kowsmann

Endereço:

Logradouro: R. Aperana 57 apt. 304
N.º: Complemento:
Bairro: Leblon Município: RIO DE JANEIRO
CEP: 22450-190 UF: RJ

Atividades de Defesa Ambiental:

Categoria:

Código	Descrição
1	5001 - Consultor Técnico Ambiental - Classe 5.0

Atividade:

Código	Descrição
1	11 - Gestão Ambiental

Conforme dados disponíveis na presente data, CERTIFICA-SE que a pessoa jurídica está em conformidade com as obrigações cadastrais e de prestação de informações ambientais sobre as atividades desenvolvidas sob controle e fiscalização do Ibama.

O Certificado de Regularidade emitido pelo CTF não desobriga a pessoa inscrita de obter licenças, autorizações, permissões, concessões, alvarar e demais documentos exigíveis por instituições federais, estaduais, distritais ou municipais para o exercício de suas atividades.

O Certificado de Regularidade não habilita o transporte e produtos e subprodutos floretais e faunísticos.

O Certificado de Regularidade tem validade de três meses, a contar da data de sua emissão.

Chave de autenticação	vqx7.cqfd.zq2f.tj84
-----------------------	---------------------

