

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Jacqueline de Oliveira Amorim

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DO FUNDO  
MARINHO EM ÁREA AFETADA POR DIAPIRISMO  
SALINO EM ÁGUAS ULTRAPROFUNDAS DA BACIA  
DE CAMPOS**

Dissertação de Mestrado  
2008

**A524c**

**Amorim, Jacqueline de Oliveira**

Caracterização geológica do fundo marinho em área afetada por diapirismo salino em águas ultraprofundas da bacia de Campos / Jacqueline de Oliveira Amorim. - Recife: O Autor, 2008.

v, 70 folhas, il : tabs.,grafs., mapa

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2008.

Inclui bibliografia e anexo

1. Geociência. 2. Geologia do fundo marinho 3.Bacia de Campos. 4. Geohazards. I. Título.

**UFPE**

**551**

**CDD(22.ed.)**

**BCTG/2008-153**

JACQUELINE DE OLIVEIRA AMORIM  
Geóloga Universidade Federal de Pernambuco, 2002  
Mestre, Universidade Federal de Pernambuco, 2008

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DO FUNDO MARINHO EM ÁREA AFETADA POR  
DIAPIRISMO SALINO EM ÁGUAS ULTRAPROFUNDAS DA BACIA DE CAMPOS

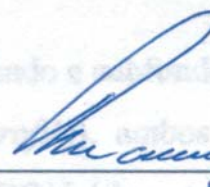
Dissertação que apresentou ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco orientada pelo Prof. Valdir do Amaral Vaz Manso em preenchimento parcial para obter o grau de Mestre em Geociências, área de concentração Geologia Sedimentar e Ambiental, defendida e aprovada em 04 de julho de 2008.

RECIFE, PE  
2008

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DO FUNDO MARINHO EM ÁREA AFETADA POR  
DIAPIRISMO SALINO EM ÁGUAS ULTRAPROFUNDAS DA BACIA DE CAMPOS

JACQUELINE DE OLIVEIRA AMORIM

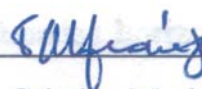
Aprovado:



Valdir do Amaral Vaz Manso 04/07/2008



Renato Oscar Kowsmann 04/07/2008



Teresa Cristina M. de Araújo 04/07/2008

## RESUMO

Este estudo tem como objetivo mapear o fundo marinho e identificar os *geohazards* em uma área de aproximadamente 51 km<sup>2</sup> localizada a 130km da costa do Rio de Janeiro, entre a batimetria de –1590 m e –2040 m.

A área apresenta-se deformada pela tectônica salífera, possui relevo acidentado com declividade de até 40 graus, com falhas relacionadas ao soerguimento do sal atingindo a superfície.

As interpretações geológicas tiveram como base dados de fundo e subfundo de sísmica 3D, sonar e da sísmica de alta frequência SBP (*sub bottom profile*), ambos com peixe rebocado próximo ao fundo, amostras a pistão e filmagens de ROV (*Remotely Operated Vehicle*). Foram identificadas as facies sedimentares: *Drape* Lamoso Hemipelágico, Depósitos de Movimento de Massa e Rochas Sedimentares (predominância de lamitos). O *Drape* corresponde à cobertura superficial quaternária, que recobre a maior parte da área, composta por sedimentos lamosos hemipelágicos. Os depósitos de movimento de massa ocorrem na maior parte da área de estudo, recobertos pelo *drape*, aflorando em escarpas do fundo do mar. Devido ao movimento dos domos de sal, litologias terciárias da Fácies Rochas Sedimentares originalmente depositadas na forma de camadas horizontais, foram dobradas, falhadas e soerguidas.

Os *geohazards* observados na área de estudo são: diápiros, declividades altas, diamictitos, falhas superficiais, *pockmarks*, concreções calcárias e afloramentos. Essas feições trazem risco para ancoragem, jateamento de poços, instalações de equipamentos e dutos no fundo do mar.

**PALAVRAS-CHAVES:** Geologia do fundo marinho, Bacia de Campos, Geohazards.

## ABSTRACT

The objective of this study is to map the seafloor and identify the geohazards at an area of circa 51 km<sup>2</sup> located 130km off shore Rio de Janeiro, between the bathymetry of –1590 m and –2040 m.

The area shows intense deformation due to halokinesis, the relief is irregular with gradient varying from zero to 40 degrees. The shallow faults are related to the salt movement in the sub bottom.

Geological interpretations were based on deep towed sonar and sub bottom profile (SBP), 3D seismic, piston cores and ROV films. The following facies were identified: hemipelagic drape, mass movement deposits, sedimentary rocks (predominantly mudstone). The hemipelagic drape is the shallower lithology, has Quaternary age and covers most of the study area. It consists on fine hemipelagic mud. The mass movement deposits occur on most of the study area, and they outcrop on the steep surfaces. Due to halokinesis, sedimentary rocks that originally laid as horizontal deposits were bent, faulted and risen.

The geohazards identified on the study area are diapirs, steep gradient, diamictons, shallow faults, pockmarks, carbonate concretions and outcrops, that are hazardous to mooring, well jetting, subsea equipment and pipeline installation.

**KEY WORDS:** Seafloor Geology, Campos Basin, Geohazards.

## ÍNDICE

<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>5</b>
1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	6
2 A BACIA DE CAMPOS .....	8
2.1 <i>SEQÜÊNCIA CONTINENTAL (RIFT)</i> .....	9
2.2 <i>SEQÜÊNCIA TRANSICIONAL</i> .....	10
2.3 <i>MEGA SEQÜÊNCIA MARINHA (DRIFT)</i> .....	12
2.3.1 Seqüência Carbonática Nerítica Rasa .....	12
2.3.2 Seqüência Oceânica Hemipelágica .....	13
2.3.3 Seqüência Oceânica Progradante .....	13
2.4 <i>PRODUÇÃO DE PETRÓLEO NA BACIA DE CAMPOS</i> .....	15
2.5 <i>CIRCULAÇÃO SOBRE A MARGEM CONTINENTAL NA REGIÃO DA BACIA DE CAMPOS</i> .....	15
3 FIOGRAFIA REGIONAL .....	19
3.1 <i>PLATAFORMA CONTINENTAL</i> .....	19
3.2 <i>TALUDE CONTINENTAL</i> .....	20
3.3 <i>PLATEAU DE SÃO PAULO</i> .....	21
3.4 <i>SOPÉ CONTINENTAL</i> .....	22
4 A SEDIMENTAÇÃO NAS MARGENS CONTINENTAIS .....	23
4.1 <i>DEPOSIÇÃO NA PLATAFORMA</i> .....	23
4.2 <i>DEPOSIÇÃO NO TALUDE, NO SOPÉ CONTINENTAL E NA BACIA OCEÂNICA</i> .....	23
4.3 <i>MOVIMENTOS DE MASSA SUBMARINOS</i> .....	25
5 DIAPIRISMO SALINO .....	26
<b>FONTES DE DADOS .....</b>	<b>29</b>
6 O MÉTODO SÍSMICO .....	29
6.1 <i>SÍSMICA DE REFLEXÃO 3D</i> .....	29
6.2 <i>SONAR DE VARREDURA LATERAL</i> .....	30
6.3 <i>SUB BOTTOM PROFILE (SÍSMICA DE ALTA FREQUÊNCIA)</i> .....	32
7 TESTEMUNHAGEM A PISTÃO .....	33
<b>MÉTODOS, INTERPRETAÇÃO E RESULTADOS .....</b>	<b>36</b>
8 MÉTODO DE ESTUDO .....	36
9 CARACTERÍSTICAS SÍSMICAS DAS UNIDADES MAPEADAS .....	41
9.1 <i>ANÁLISE DO SINAL SÍSMICO 3D</i> .....	41
9.2 <i>SISMOFÁCIES</i> .....	43
9.3 <i>IMAGEM DE SONAR E SBP</i> .....	45
10 BATIMETRIA, GRADIENTE E FIOGRAFIA LOCAL .....	47
11 GEOLOGIA DE FUNDO E SUBFUNDO .....	49
11.1 <i>SAL</i> .....	49
11.2 <i>FACIES ROCHAS SEDIMENTARES</i> .....	54
11.3 <i>FACIES DEPÓSITOS DE MOVIMENTO DE MASSA</i> .....	56
11.4 <i>FACIES DRAPE LAMOSO HEMIPELÁGICO</i> .....	59
<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>64</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>66</b>
<b>AGRADECIMENTOS .....</b>	<b>69</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>70</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: localização da área de estudo, indicada no mapa pelo retângulo. ....	7
Figura 2: localização da Bacia de Campos na costa do RJ e do ES. ....	8
Figura 3: coluna estratigráfica proposta por Schaller em 1973. ....	9
Figura 4: perfil geológico da Bacia de Campos. Retirado de <a href="http://www.brazil-rounds.gov.br">www.brazil-rounds.gov.br</a> . ....	10
Figura 5: coluna estratigráfica da Bacia de Campos, adaptada de Rangel et al., 1994. Retirada de <a href="http://www.brazil-rounds.gov.br">www.brazil-rounds.gov.br</a> . ....	11
Figura 6: modelo tridimensional do fundo do mar da Bacia de Campos mostrando as formações Emborê, Ubatuba e Carapebus recentes. Retirado de Machado et al., 2004. ....	14
Figura 7: circulação no Atlântico Sul (Peterson & Stramma, 1991). ....	17
Figura 8: direção de fluxo principal da Corrente do Brasil e da Contracorrente Intermediária do Brasil. Retirado de Viana, 2001. ....	18
Figura 9: províncias fisiográficas observadas na Bacia de Campos. O retângulo indica a localização da área de estudo. Modificado de Hercos et al., 2004. ....	20
Figura 10: exemplo de camadas de sedimento dobradas e soerguidas por diápiro, visto na sísmica 3D na área de estudo. ....	27
Figura 11: bloco diagrama mostrando feições comumente associados a diapirismo salino. As setas representam direções de correntes de fundo. Retirado de Roberts et al, 1986. ....	27
Figura 12: parâmetros do imageamento por sonar. Adaptado de Blondel & Murton 1997. ....	31
Figura 13: sistema (peixe) <i>deep towed</i> SIS 3000 usado neste estudo (foto retirada de Maldonado et al., 2003). .	32
Figura 14: linha de SBP obtida com o peixe SIS 3000 mostrando o fundo do mar e refletores em sub superfície. ....	33
Figura 15: seqüência de movimentos do <i>piston corer</i> durante a amostragem. O peso menor (porquinho) desce até tocar o fundo e dispara o amostrador, que cai por gravidade e se crava no sedimento. Quando o amostrador é içado, o sedimento permanece em seu interior, em um <i>liner</i> de PVC. (adaptado de: site de internet <a href="http://www.whoi.edu/instruments">http://www.whoi.edu/instruments</a> ) ....	35
Figura 16: traçado do levantamento sísmico, com área de estudo indicada pelo retângulo. ....	36
Figura 17: imagem de sonar sobre uma elevação mostrando a sombra em branco e a reflexão da estrutura em tons de cinza. ....	39
Figura 18: <i>edge</i> da sísmica 3D mostrando uma visão regional do fundo do mar nos arredores da área de estudo (retângulo). A figura mostra os pontos onde há amostras de ROV (pontos 1, 2 e 3), e amostras a pistão (K-55, K-10 e K-12). Intervalo entre as linhas de grade: 5km. ....	40
Figura 19: trecho da linha sísmica analisada (retângulo vermelho). ....	41
Figura 20: detalhe do espectro de amplitude mostrando frequência dominante em torno de 30Hz para uma banda de 10 a 80Hz e espessura de <i>tuning</i> de 10,043ms. ....	42
Figura 21: detalhe do pulso mediano do fundo do mar, que se apresenta simétrico. ....	42
Figura 22: perfil SW-NE da sísmica de reflexão 3d mostrando os refletores mapeados para este estudo. ....	44
Figura 23: direções de levantamento de sonar e SBP sobre <i>edge</i> do fundo do mar, interpretado da sísmica 3D. ....	45
Figura 24: perfis batimétricos W-E e N-S retirados nos eixos centrais da área de estudo. Escalas em metros. Observa-se que as áreas com maior lâmina d'água ocorrem no leste e no norte. ....	47
Figura 25: modelo tridimensional do fundo do mar com exagero vertical de 5 vezes. Na figura observa-se que a área apresenta relevo irregular, com fundo do mar elevado pelos diápiros de sal, com exceção das porções norte e leste, que apresentam relevo suave, praticamente plano. ....	48
Figura 26: perfil geológico SW-NE interpretado a partir da sísmica 3D mostrando as fácies descritas na área de estudo (mesmo perfil que figura 22, indicado no mapa de relevo sombreado). ....	50
Figura 27: perfil interpretado e perfil sísmico SW-NE mostrando: 1- trecho superficial da falha por onde o diápiro de sal foi soerguido; 2- camadas dobradas pelo diapirismo salino; 3- falhas crestais desenvolvidas nas camadas dobradas. ....	51
Figura 28: perfil de sísmica 3D mostrando os estratos dobrados sobre o diápiro, e a falha por onde esses sedimentos foram soerguidos, formando uma elevação no fundo do mar. ....	52
Figura 29: chaminés calcárias (detalhe) filmadas por ROV no ponto 1 (perfil). As chaminés tem diâmetro aproximado de 20 cm. ....	53
Figura 30: concreção carbonática vista em imagem de sonar com comprimento de cerca de 5m. ....	53
Figura 31: perfil de SBP sobre afloramento da Fácies Rochas Sedimentares. O sinal apresenta baixa penetração, resultando em ecos hiperbólicos que não permitem observar a litologia. ....	54
Figura 32: aspecto de um afloramento da Fácies Rochas Sedimentares, visto através do sonar. ....	55
Figura 33: perfil de SBP mostrando mesmo afloramento da Fácies Rochas Sedimentares da figura anterior. ....	55



Figura 34: Fácies Rochas Sedimentares cobertas por lama hemipelágica, vista em perfil de SBP. ....	56
Figura 35: perfil de SBP interpretado mostrando o depósito de movimento de massa sob cobertura lamosa.....	56
Figura 36: perfil de SBP interpretado mostrando um depósito de movimento de massa sob camada de <i>drape</i> . ....	57
Figura 37: mosaico de sonar com destaque para o padrão de reflexão associado a afloramentos das fácies Depósito de Movimento de Massa e Rochas Sedimentares.....	58
Figura 38: perfil de direção N-S interpretado do SBP mostrando o <i>drape</i> . Observa-se a sua estrutura interna plano-paralela, base irregular e topo suavizado. Escalas aproximadas.....	59
Figura 39: foto do testemunho K-10 com as litologias observadas. Baseado na descrição dos geólogos R.O. Kowsmann e M. A. Vicalvi. ....	60
Figura 40: foto do testemunho K-12 com as litologias observadas. Baseado na descrição dos geólogos R.O. Kowsmann e M. A. Vicalvi. ....	61
Figura 41: foto do testemunho K-55 com as litologias observadas. Descrição Petrobras UN-BC/ATEX/LG. ....	62
Figura 42: perfil que resume alguns dos <i>geohazards</i> e situação em que ocorrem na área de estudo. As concreções ocorrem na área elevada sobre o diápiro, os gradientes mais altos e afloramentos ocorrem ao longo dos planos de falha por onde o sedimento foi soerguido e os depósitos de movimento de massa praticamente em toda a área de estudo.....	65

## LISTA DE ANEXOS

*Mosaico de Sonar*

*Mapa Batimétrico*

*Perfil Batimétrico*

*Mapa de Relevo Sombreado*

*Mapa de Declividade*

*Mapa Faciológico*

*Mapa de Geohazards*

*Mapa de Isópaca do Depósito de Movimento de Massa*

*Mapa de Isópaca do Drape*

## INTRODUÇÃO

Devido ao desenvolvimento da indústria e ao aumento da demanda por matéria prima e por combustíveis, as fontes desses materiais no continente vêm se tornando cada dia mais escassas e de custos elevados. Esse fato impeliu o homem a expandir sua busca através de um território pouco explorado: o oceano.

A busca por recursos naturais nas margens continentais tem aumentado significativamente nas últimas três décadas, e essa busca está associada a impactos e interações ambientais, e está sujeita aos potenciais riscos naturais do meio.

Esses “riscos naturais”, (*natural hazards*), são definidos como a maior intensidade que um fenômeno geológico, geotécnico, sísmico, oceanográfico ou meteorológico pode ocorrer em um determinado local, de forma a causar danos a estruturas submarinas, poluição, perda de vidas e de equipamentos (Bouma et al., 1981). Dentre os riscos naturais existentes, apenas os geológicos (*geohazards*) serão discutidos neste trabalho.

De forma a evitar que a presença de alguma feição geológica no assoalho marinho venha a causar algum dano, os estudos de identificação de *geohazards* devem ser realizados antes do início de atividades submarinas de grande porte, principalmente as relacionadas com a produção de petróleo. Esse estudo permite que se evite, quando possível, as áreas de riscos mais severos, e quando as áreas de riscos não podem ser evitadas, são escolhidos equipamentos menos afetados pelos *geohazards* e pelas condições do fundo marinho (Moore et al., 2007).

Para realizar estudos de *geohazards*, costuma-se utilizar ferramentas indiretas como a sísmica de alta resolução, o sonar e a sísmica convencional 3D, associados a informações diretas, como amostras geológicas e geotécnicas.

Este estudo tem como objetivo mapear as feições do fundo e do subfundo e identificar *geohazards* relacionados com o diapirismo salino, utilizando-se de maneira combinada a sísmica 3D, a sísmica de alta resolução (SBP) e o sonar. Espera-se também que esse trabalho contribua para que o conhecimento da geologia marinha de águas ultra profundas<sup>1</sup> no Brasil não se limite apenas ao âmbito das empresas de petróleo, e que outros estudantes tenham acesso a um conhecimento que no momento é ainda um tanto restrito.

---

<sup>1</sup> Na indústria de petróleo, consideram-se ultra profundas lâminas d'água a partir de 1500 m.

## 1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo possui aproximadamente 51 km<sup>2</sup> e está localizada a cerca de 130km de distância do Cabo de São Tomé, na costa do estado do Rio de Janeiro, no Talude Continental, entre as cotas batimétricas de -1590 m e -2040 m (figura 1).

Neste trabalho, apenas as coordenadas regionais serão apresentadas, pois os dados utilizados neste trabalho pertencem à empresa Petróleo Brasileiro SA –Petrobras- e a esta se reserva o direito de manter o sigilo sobre seus dados. Os mapas confeccionados para este estudo, portanto, serão apresentados em escala e com malhas regulares em metros, porém sem as coordenadas de localização.

Por motivo de sigilo, também serão omitidas as escalas em tempo nos perfis de sísmica 3D, nome e número originais das amostras e das linhas de sonar, de sísmicas 3D e de sísmica de alta resolução.

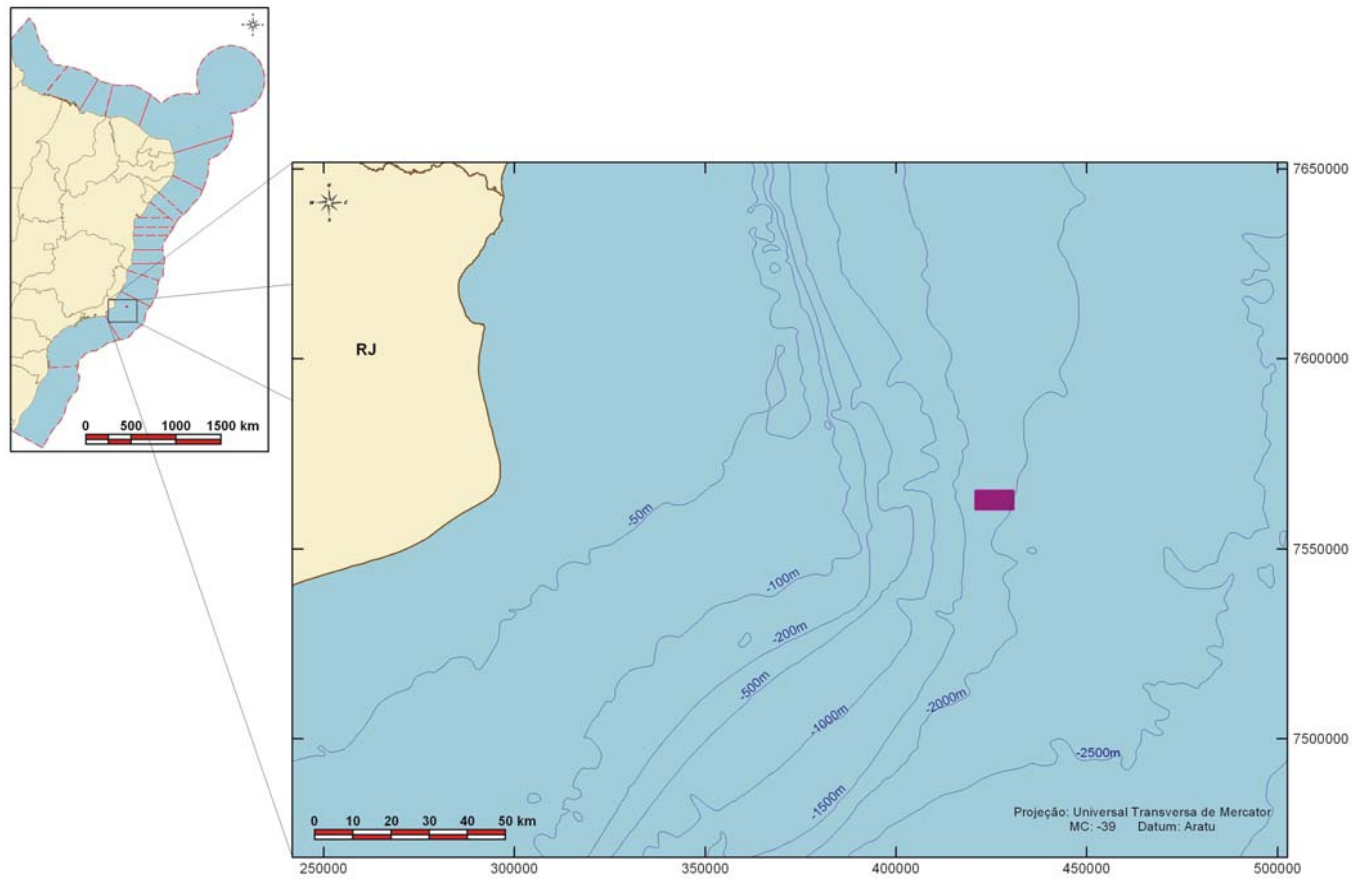


Figura 1: localização da área de estudo, indicada no mapa pelo retângulo.

## 2 A BACIA DE CAMPOS

A Bacia de Campos ocupa uma área de cerca de 100.000 km<sup>2</sup>, desde o continente até a cota batimétrica de -3.400m, sendo a maior parte da bacia submersa. Está situada no litoral norte do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo (figura 2), entre os paralelos de 21° e 23,5°. É limitada ao norte pelo Alto de Vitória, a sul pelo Alto de Cabo Frio, a oeste pelo embasamento Pré-Cambriano e a leste pela Planície Abissal Atlântica.



Figura 2: localização da Bacia de Campos na costa do RJ e do ES.

A primeira carta estratigráfica da Bacia de Campos foi elaborada por Schaller em 1973 com base nos primeiros poços perfurados (figura 3), e a carta mais recente (figura 5) foi atualizada por Rangel et al. em 1994, (Hanashiro, 2003).

A Bacia de Campos é uma bacia típica de margem continental passiva, resultado de esforços predominantemente distensionais com uma fase *rift* inicial e *pos-rift* marinha franca posterior. Segundo Dias et al., 1990, pode ser dividida em três grandes unidades tectono-sedimentares: Sequência Continental, que inclui os basaltos da Formação Cabiúnas e parte dos sedimentos continentais da Formação Lagoa Feia, Sequência Transicional, caracterizada pela presença de evaporitos, e a Mega Sequência Marinha (figura 4).

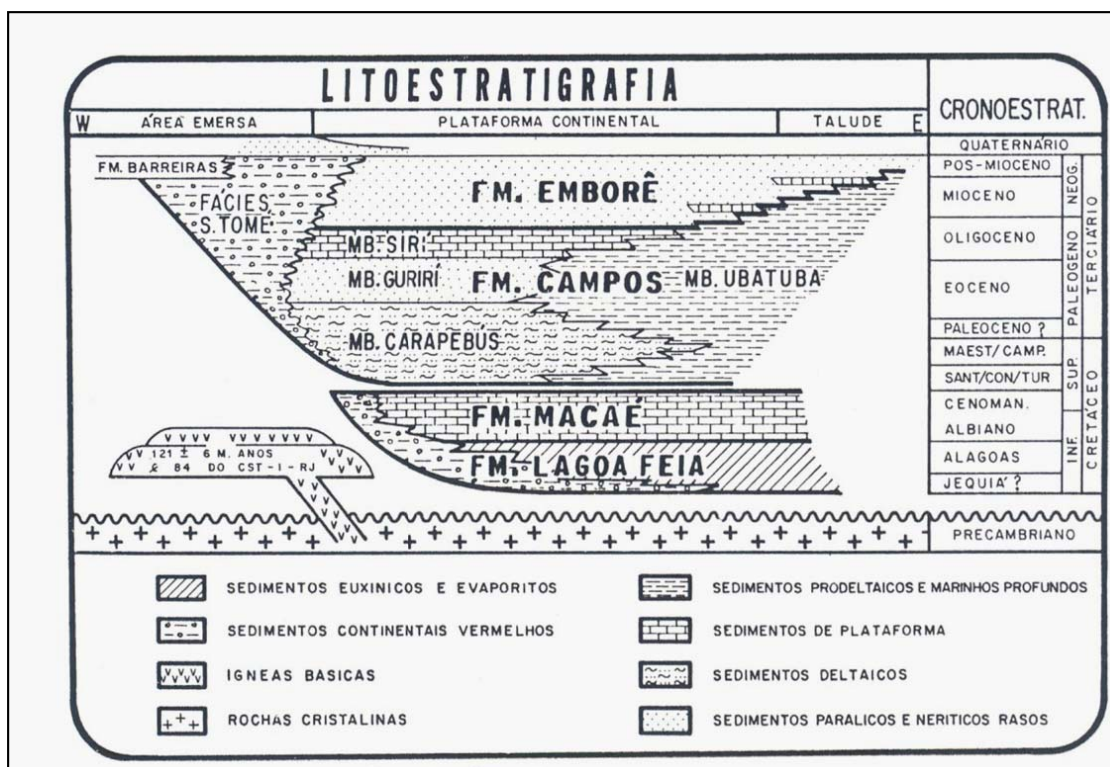


Figura 3: coluna estratigráfica proposta por Schaller em 1973.

## 2.1 SEQÜÊNCIA CONTINENTAL (RIFT)

A Bacia de Campos originou-se a partir da ruptura do continente Gondwana no Eocretáceo, através de um sistema de *rift valleys* alongado na direção SW-NE, sendo os falhamentos principais da fase *rift* paralelos aos falhamentos do embasamento pré-cambriano.

No seu início, a fase *rift* esteve associada a intensos derrames vulcânicos máficos, que deram origem aos basaltos toleíticos amigdaloidais e piroclastos da Formação Cabiúnas, do Hauteriviano (figura 5).

Posteriormente depositaram-se os sedimentos siliciclástico e carbonáticos (conglomerados polimíticos, arenitos conglomeráticos a muito finos e siltitos) em lagos tectonicamente controlados da Formação Lagoa Feia. O contato inferior da Formação Lagoa Feia com a Formação Cabiúnas é discordante e o contato superior é concordante com a Fm. Macaé. Datações por ostrácodas conferem idades barremiana e aptiana à

formação Lagoa Feia, o que inclui a parte da Seqüência continental e parte da Transicional (figura 5).

## 2.2 SEQÜÊNCIA TRANSICIONAL

Um grande evento erosivo atuou sobre os sedimentos da fase *rift* nivelando o relevo da bacia antes da deposição da Seqüência Transicional (parte da Fm. Lagoa Feia).

Nessa fase, observa-se a transição do ambiente continental, com expressiva deposição aluvial, para o ambiente marinho, com sedimentação carbonática marinha rasa, caracterizada pela presença de nódulos e estromatólitos. Sobre os sedimentos clásticos ocorrem evaporitos, principalmente halita e anidrita, depositados em ambiente lagunar. Após o ajuste isostático vertical dos blocos, seguiu-se a fase de subsidência termal com a deposição de sedimentos marinhos.

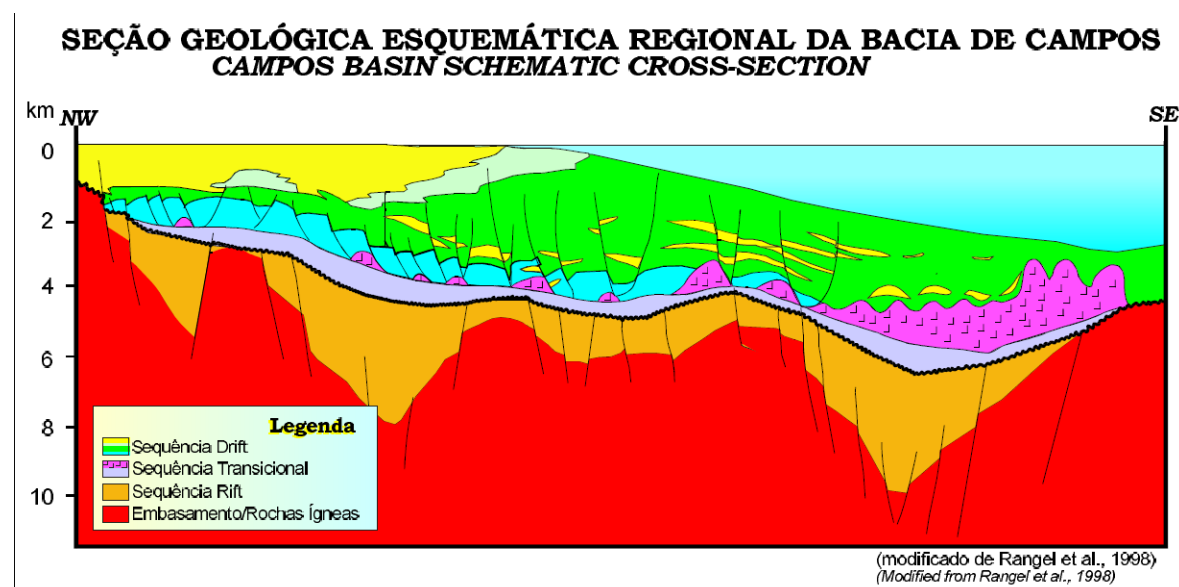


Figura 4: perfil geológico da Bacia de Campos. Retirado de [www.brazil-rounds.gov.br](http://www.brazil-rounds.gov.br).



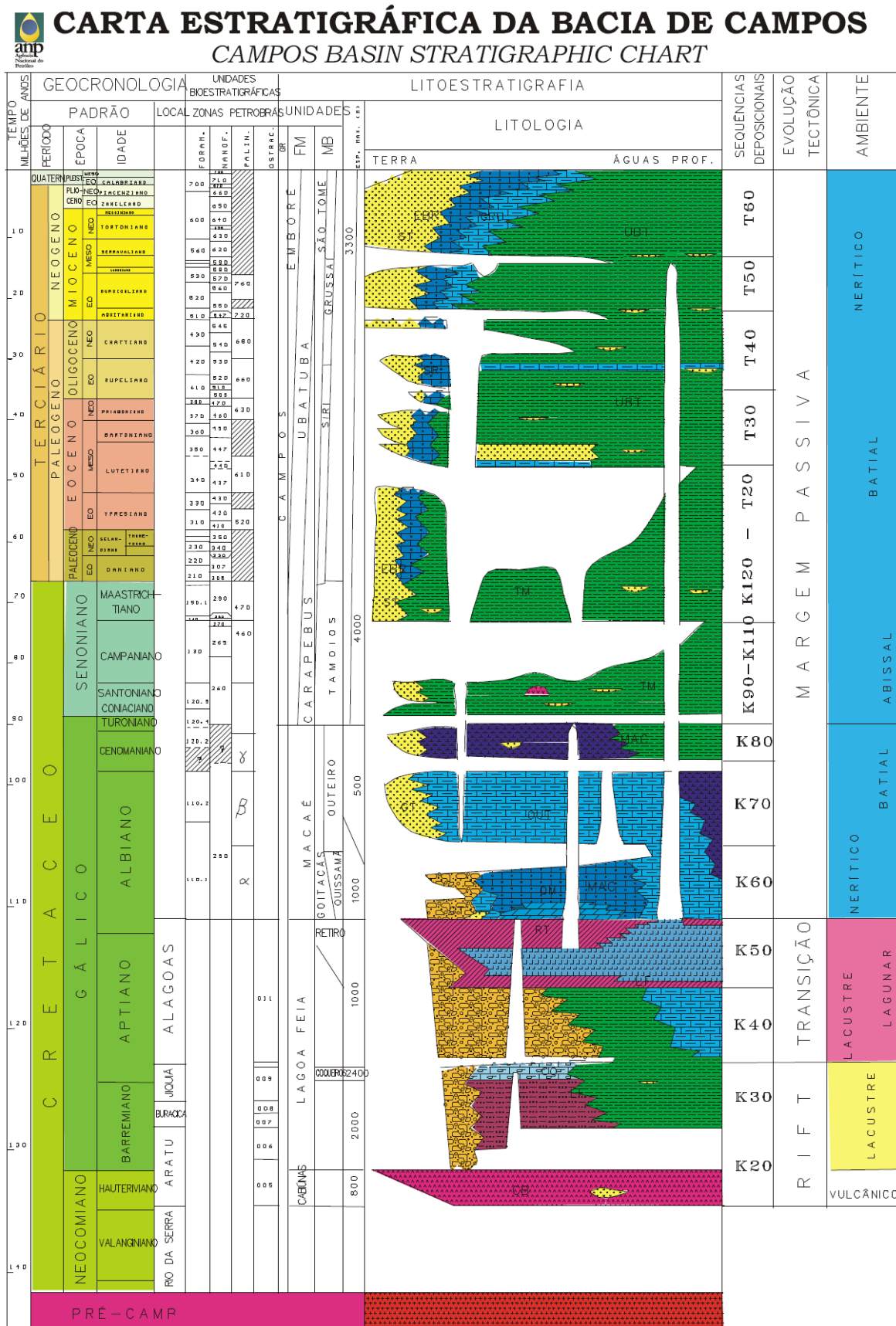


Figura 5: coluna estratigráfica da Bacia de Campos, adaptada de Rangel et al., 1994. Retirada de [www.brazil-rounds.gov.br](http://www.brazil-rounds.gov.br).

## 2.3 MEGA SEQÜÊNCIA MARINHA (DRIFT)

A Mega Seqüência Marinha pode ser dividida em três seqüências: Seqüência Carbonática Nerítica Rasa (Albiano Inferior a Médio), Seqüência Oceânica Hemipelágica (Albiano Superior a Paleoceno Superior) e Seqüência Oceânica Progradante (Eoceno Médio ao Recente).

### 2.3.1 Seqüência Carbonática Nerítica Rasa

Esta seqüência corresponde à porção inferior da Formação Macaé, do Albiano Inferior ao Médio, quando ocorreu a implantação definitiva da fase pré oceano. A sedimentação carbonática desenvolveu-se sob clima quente e seco, em ambiente nerítico raso (figura 5). A tectônica salífera na bacia inicia seu desenvolvimento com a deposição dos carbonatos, sendo causada pela carga gradativa que os sedimentos vão adicionando sobre o sal. Essa movimentação salífera sob a forma de domos salinos, desenvolve falhamentos lístricos que afetam o relevo e definem as fácies deposicionais dos carbonatos (Della Giustina, 2006).

A fisiografia modifica-se passando a apresentar plataforma, talude e bacia oceânica.

Nas áreas costeiras, principalmente na parte norte da bacia depositaram-se os sedimentos terrígenos aluviais da Fm. Macaé, e na plataforma ocorrem carbonatos. Na plataforma rasa a halocinese gerou depressões, onde foram depositados sedimentos carbonáticos de granulação fina.

No sistema bacinal, ocorrem carbonatos de granulação fina semelhantes aos depositados nas depressões em plataforma (Fm. Macaé Inferior).

### 2.3.2 Seqüência Oceânica Hemipelágica

Esta seqüência engloba a porção superior da Formação Macaé e a porção basal do Grupo Campos (Fm. Emborê, Ubatuba e Carapebus), do Neoalbiano ao Neopaleoceno (figura 5).

A partir do Neoalbiano ocorreram reativações de falhas e uma nova fase de movimentação halocinética resultantes do efeito de sobrecarga e do progressivo basculamento da bacia. Durante o Cenomaniano-Eoturoniano as falhas de crescimento aumentaram em número e em intensidade dos rejeitos.

Na Formação Macaé depositaram-se sedimentos pelágicos e hemipelágicos (calclutitos e margas) alternados com corpos turbidíticos arenosos. Lateralmente as fácies carbonáticas interdigitam-se com as fácies siliciclásticas grosseiras da plataforma rasa.

Os turbiditos neoalbianos (Grupo Campos) formam extensos depósitos em forma de lençol predominantemente no norte da bacia. Os turbiditos cenomanianos-turonianos estão confinados em calhas deposicionais, as quais subsidiram diferencialmente em resposta à halocinese. A abundância de turbiditos na Bacia de Campos sugere que as areias alcançaram a bacia a partir de várias fontes a noroeste.

Do Eoturoniano ao Neopaleoceno desenvolveu-se o ambiente marinho profundo, com a deposição de folhelhos, margas e corpos turbidíticos subordinados. A movimentação halocinética diminuiu em intensidade, mas continuou a produzir calhas deposicionais confinadas. Nesta época ocorreu intensa reativação tectônica distensiva, com magmatismo básico no Neocretáceo e no Eoceno. Ao mesmo tempo a parte nordeste da bacia sofreu expressiva subsidência, dando origem ao baixo de São Tomé, que acumulou grandes volumes de sedimento siliciclástico em ambiente costeiro e de plataforma subsidente.

### 2.3.3 Seqüência Oceânica Progradante

No Terciário, o desenvolvimento sedimentar da bacia é influenciado pelas variações globais do nível do mar e pelo soerguimento da Serra do Mar, que teria fornecido sedimentos terrígenos para a bacia.

As plataformas rasas armazenaram grandes volumes de areia, e esses depósitos (Fm. Emborê) foram as principais fontes para a formação dos turbiditos terciários (Fm. Carapebus) durante os períodos de rebaixamento do nível do mar. Nas partes externas das plataformas desenvolveram-se os bancos carbonáticos.

No Quaternário, as areias, lamas e carbonatos que estão se depositando na Plataforma Continental são classificadas como topo da Fm. Emborê, as lamas e diamictos de Talude correspondem à Fm. Ubatuba, e os turbiditos arenosos à Fm. Carapebus, (figura 6), que hoje têm como provável fonte alimentadora as areias fluviais do rio Paraíba do Sul que são transportadas às maiores profundidades através do cânion Almirante Câmara (Machado et al., 2004).

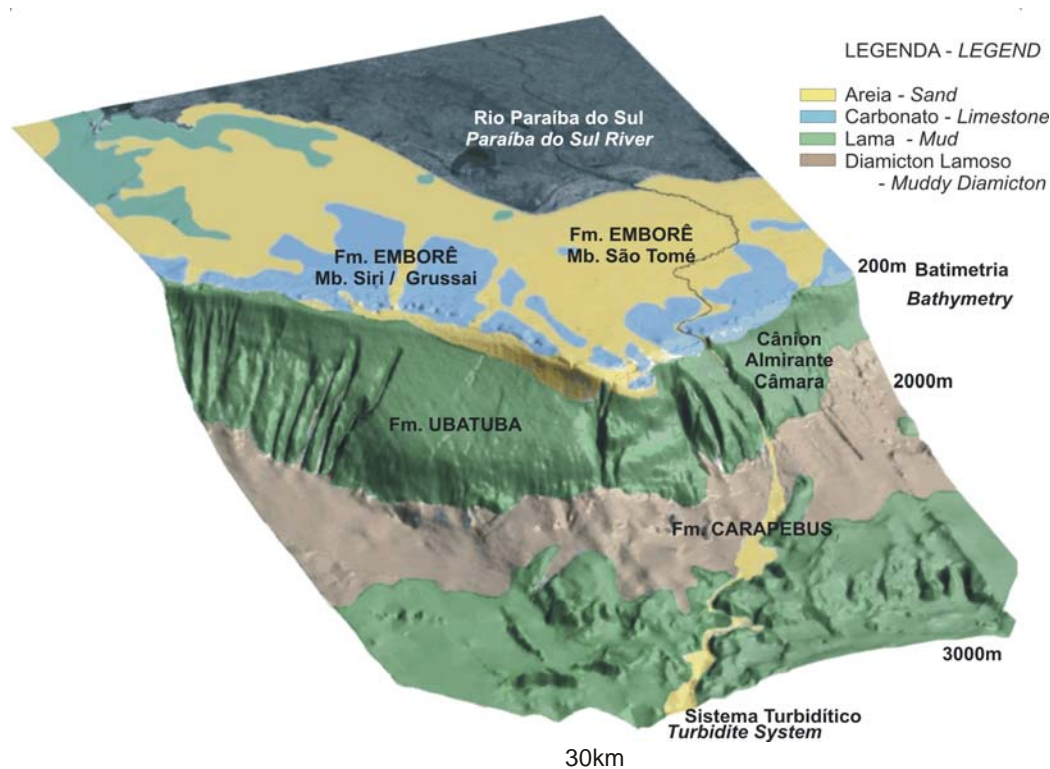


Figura 6: modelo tridimensional do fundo do mar da Bacia de Campos mostrando as formações Emborê, Ubatuba e Carapebus recentes. Retirado de Machado et al., 2004.

Os diamictos lamosos da Fm. Ubatuba ocorrem com frequência em todo o Talude Continental da Bacia de Campos, e estão relacionados a deslizamentos de depósitos lamosos durante a progradação dos sedimentos do Talude para o *Plateau* de São Paulo.

## 2.4 PRODUÇÃO DE PETRÓLEO NA BACIA DE CAMPOS

A produção comercial de petróleo na Bacia de Campos começou em agosto de 1977, no poço 3-EN-1-RJS, com vazão de 10 mil barris/dia, no campo de Enchova, onde foi instalado um Sistema de Produção Antecipada (SPA) sobre uma plataforma flutuante. Até 1984, foram descobertos diversos outros campos menores.

Em 1985, foi descoberto o primeiro campo gigante do País - Albacora - em águas além de 200 metros de profundidade. Depois, foram localizados outros campos gigantes: Marlim, Roncador, Barracuda, Caratinga. Mais recentemente, novos campos de grande porte foram descobertos na área da Bacia de Campos adjacente ao Estado do Espírito Santo, dando origem aos campos de Jubarte e Cachalote. Essa nova área produtora passou a ser conhecida como Parque das Baleias.

As reservas provadas da Bacia de Campos (dados de 31/12/2006) correspondiam a:

- Óleo (bilhões de barris): 10,78
- Gás (bilhões m<sup>3</sup>): 141,16

Fonte: site [www.petrobras.com.br](http://www.petrobras.com.br) acessado em junho de 2007 e [www.brazilrounds.gov.br](http://www.brazilrounds.gov.br) acessado em outubro de 2007.

## 2.5 CIRCULAÇÃO SOBRE A MARGEM CONTINENTAL NA REGIÃO DA BACIA DE CAMPOS

Na região da Bacia de Campos ocorrem várias massas de água de características diferentes:

A Água Tropical (AT) é uma massa de água quente e salina que ocupa a superfície do Atlântico Sul tropical, entre as profundidades de 0 e -116m. Essa água é formada como consequência de intensa radiação solar e evaporação no Atlântico tropical e pela mistura com águas costeiras mais frias e de baixa salinidade. A água Tropical caracteriza-se por temperaturas acima de 20° e salinidade acima de 36ups (unidade prática de salinidade).

A Água Central do Atlântico Sul (ACAS) tem temperatura entre 6° e 20° e salinidade entre 34,6 e 36ups. Sua formação acontece na zona de confluência da Corrente do Brasil com a Corrente das Malvinas. Essa massa de água entra como parte do Giro Subtropical (figura 7) e circula com as correntes do Atlântico Sul e Benguela e atinge a costa da América do Sul transportada pela Corrente Sul Equatorial. As correntes superficiais fazem com que parte da ACAS flua para o equador e parte para sul (Silveira et al., 2000).

Durante o verão acontece o evento de ressurgência costeira, entre Cabo Frio e Cabo de São Tomé, controlado pelos ventos NE/E, quando a Água Central do Atlântico Sul penetra na Plataforma interna e são registradas temperaturas de até 16°C (Patchineelam, 2004).

A Água Intermediária Antártica se forma na área de Convergência Subantártica como uma massa de água superficial fria que submerge e se espalha, fluindo para norte e para leste. Tem temperatura entre 3° e 6°, e salinidade entre 34,2 e 34,6ups e ocorre entre as profundidades aproximadas de -657 e -1234m. Apresenta-se como uma corrente de contorno bem definida, movendo-se em direção ao equador ao norte do paralelo de 25°S e fluindo para sul em 28°S, (Cirano et al. 2006).

A Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) é uma massa de água de salinidade alta, entre 34,6 e 35ups e temperatura em torno de 2° a 4°. Essa massa de água nasce no norte do Atlântico Norte entre a Noruega, Groenlândia e Islândia, e durante o seu trajeto para o Atlântico Sul sofre a adição da água de *Outflow* do Mediterrâneo, onde ganha salinidade. Esta massa de água é observada na região da Bacia de Campos no Talude Continental Inferior e no Plateau de São Paulo, entre as profundidades de -1235m e -3470m, (Silveira et al., 2000, Viana, 2001, Cirano et al., 2006).

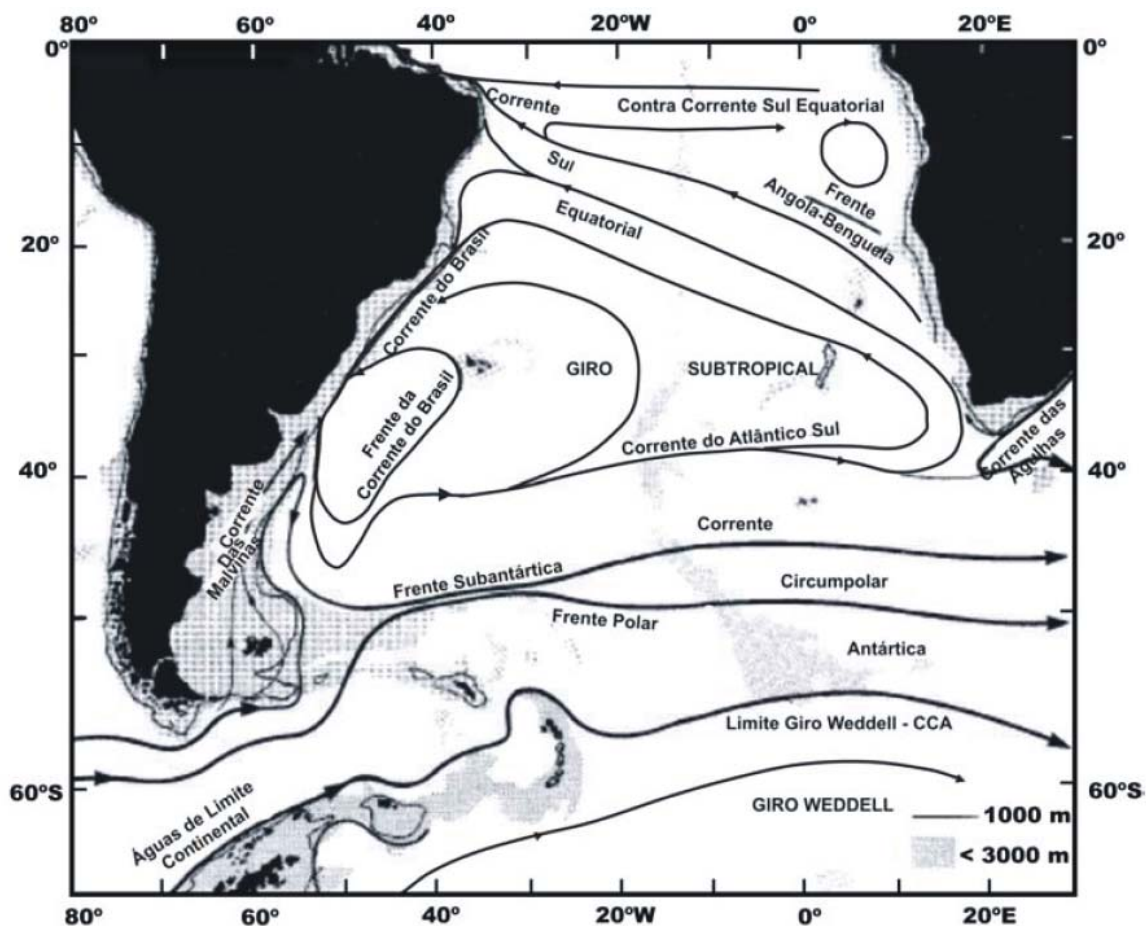


Figura 7: circulação no Atlântico Sul (Peterson & Stramma, 1991).

A Água de Fundo Antártica se forma no Mar de Weddel, Península Antártica durante o inverno, e é a água mais densa dos oceanos. Essa massa de água submerge até o fundo e se move em direção ao norte margeando o continente. Na latitude da Bacia de Campos, flui ao longo da borda do Platô de São Paulo e na Bacia do Brasil adjacente, em laminais d'água abaixo de -3500m.

A corrente mais importante que flui ao longo da costa brasileira é a Corrente do Brasil (CB), que é a corrente de contorno oeste associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul.

O Giro Subtropical está relacionado com os ventos alísios que sopram de leste para oeste e geram correntes equatoriais que ao atingir o continente a oeste, derivam parte para sul e parte para o norte. As correntes seguem até latitudes intermediárias e defletem para leste pela ação dos ventos formando um ciclo.

A Corrente do Brasil é formada pelo empilhamento das massas de água AT, ACAS, AIA e APAN, e origina-se ao sul do paralelo de 10°S a partir da bifurcação da Corrente Sul Equatorial, que se divide em dois ramos, a Corrente do Brasil, que flui para sul, e a Corrente Norte Brasileira, que flui para noroeste.

A Corrente do Brasil acompanha a margem continental da América do Sul até a região da convergência sub-tropical (figura 8), e é fortemente influenciada pela fisiografia da margem continental, que define suas áreas de aceleração e desaceleração, e ao mesmo tempo atua como agente de erosão e de transporte de sedimentos ao longo do seu trajeto pela margem continental.

Abaixo da Corrente do Brasil ocorre a Contracorrente Intermediária do Brasil, que flui de sul para norte, a profundidades de -400 a -1.500m.

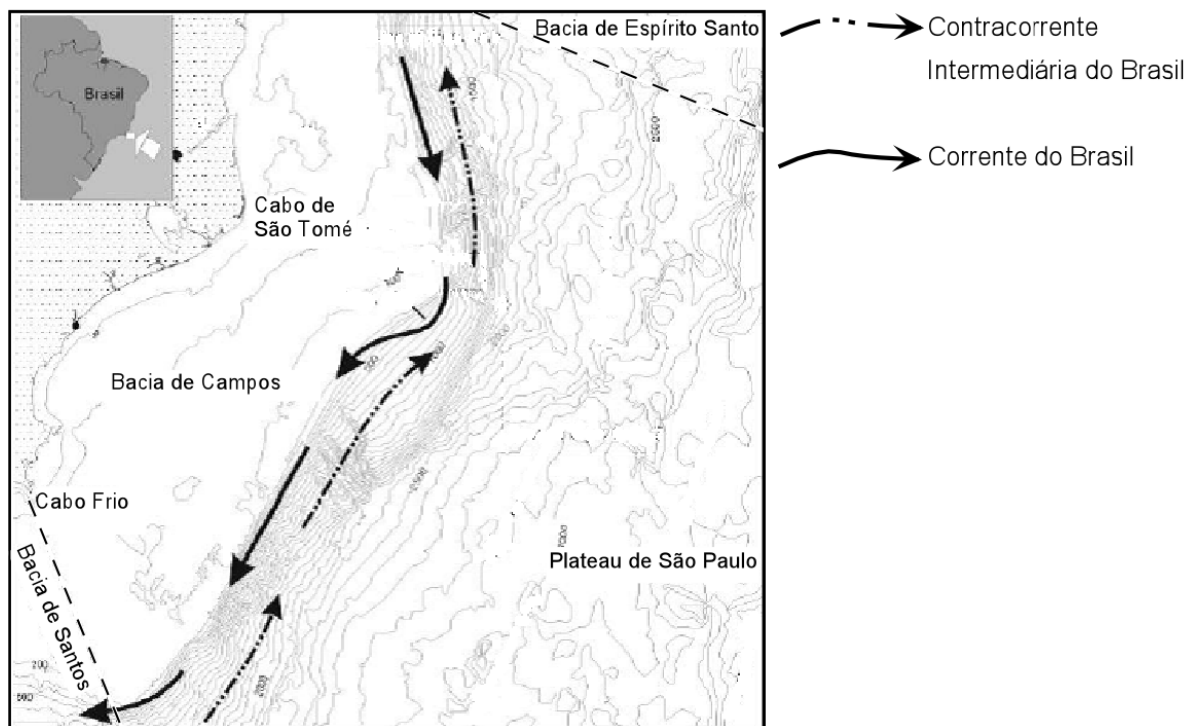


Figura 8: direção de fluxo principal da Corrente do Brasil e da Contracorrente Intermediária do Brasil. Retirado de Viana, 2001.



### 3 FISIOGRAFIA REGIONAL

A margem continental na região da Bacia de Campos sofreu intensa progradção sedimentar durante o seu desenvolvimento, no entanto a morfologia atual das províncias apresenta uma forte relação com a estruturação profunda.

Castro, em 1992, definiu os limites das províncias fisiográficas da Margem continental Sudeste-Sul do Brasil, que engloba a Bacia de Campos (figura 9), como descritos a seguir:

#### 3.1 PLATAFORMA CONTINENTAL

A Plataforma Continental da Margem Continental Sudeste Sul apresenta largura média de 90km, sendo mais larga na altura do município de Macaé, com cerca de 120km e quebra da plataforma a 150m de profundidade, e mais estreita a norte, na altura do paralelo de  $-21^{\circ}$ , onde chega a 50km, com quebra da plataforma a 90m de profundidade. Seu relevo é suave e relativamente plano, com declividades médias oscilando entre  $0,1^{\circ}$  a norte, e  $0,7^{\circ}$  a sul do paralelo  $-21^{\circ}30'$ .

A quebra da Plataforma apresenta, a norte do Cabo de São Tomé, forma convexa, arredondada, com transição para o Talude bastante suave. Na porção sul, a quebra apresenta-se bem marcada, pois o Talude apresenta forma côncava. Entre o Cabo de São Tomé e Macaé são observados paleocanais rasos, e poucos cânions interceptam a quebra da plataforma, com notável exceção para o Cânion Almirante Câmara, que está relacionado ao sistema de drenagem do rio Paraíba do Sul (Castro, op. cit e Machado et al., 2004).

### 3.2 TALUDE CONTINENTAL

O Talude Continental é limitado pela quebra da Plataforma e pelo *Plateau* de São Paulo, tem forma alongada e estreita com largura entre 35 e 65km. A norte do Cabo de São Tomé, tem em média 38km de largura, estendendo-se até a isóbata de -1900m , com gradiente de cerca de 2,9°. Na região entre o Cânion São Tomé (em frente ao Cabo de São Tomé), e o Grupo Sudeste de Cânions, apresenta largura de cerca de 55km e o gradiente de cerca de 2°. Na região do Grupo Sudeste de Cânion, sua largura é de 35km, e o gradiente de cerca de 3,4°.

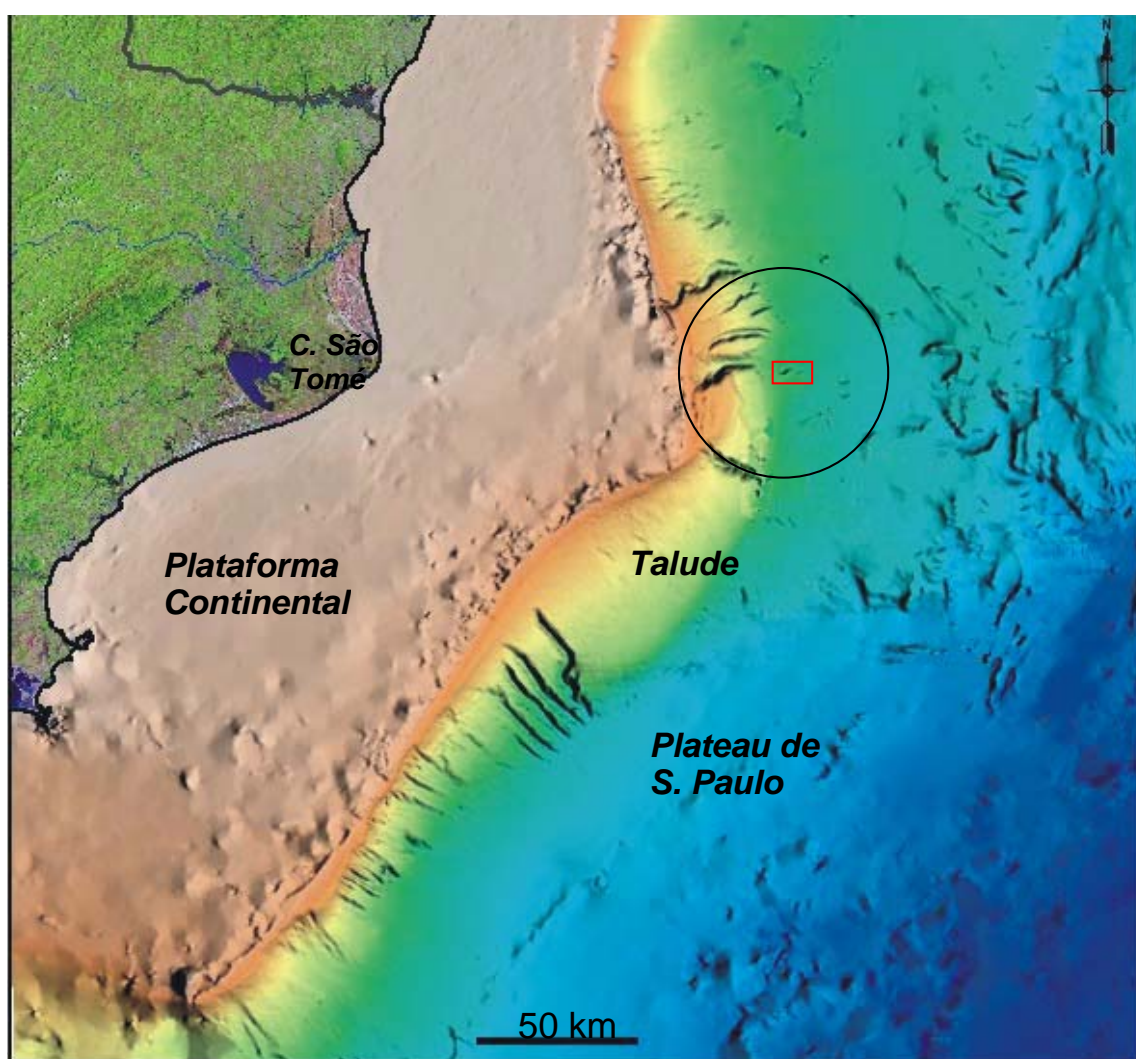


Figura 9: províncias fisiográficas observadas na Bacia de Campos. O retângulo indica a localização da área de estudo. Modificado de Hercos et al., 2004.

A sul do Grupo Sudeste de Cânions, o Talude se Alarga para 65km, estendendo-se até a isóbata de -2000m, com gradientes de cerca de 1,7°.

As características do Talude Continental estão relacionadas à estruturação, à sedimentação e à subsidência pela qual passou a margem continental, e a presença de evaporitos, na forma de pequenas almofadas de sal, que tiveram um importante papel no desenvolvimento do Talude, pois estes depósitos ocasionaram a formação de estruturas dômicas do tipo *rollover*. Deste modo, os falhamentos lístricos profundos atuaram estruturalmente criando calhas deposicionais, que associadas a intensa progradação sedimentar iniciada a partir do Terciário, esculpiram a morfologia do Talude ao longo do tempo, (Castro, 1992).

### 3.3 PLATEAU DE SÃO PAULO

O *Plateau* de São Paulo corresponde a um trecho do sopé continental modificado por diapirismo salino com cerca de 110 mil km<sup>2</sup>, (Zembruski et al., 1972), limitado pelas cotas batimétricas de -1900m a -3500m. É caracterizado por um relevo regional menos inclinado que o talude, com gradientes médios de 0,2° a 0,4° (Castro, op. cit), porém muito acidentado, podendo atingir localmente gradientes superiores a 40 graus.

O *Plateau* é constituído por espessos pacotes de sedimentos, predominantemente evaporíticos deformados, causando protuberâncias no assoalho oceânico (Castro, op. cit). A composição do sedimento superficial é predominantemente lamosa com zonas restritas de areia. Os sedimentos lamosos são dominantemente pelágicos, mas ocorrem também como depósitos de movimentos de massa e como *drifts* contorníticos. As areias podem ser encontradas confinadas em calhas, canais e minibacias (Hercos et al., 2004).

O limite externo do *Plateau* é caracterizado por um escarpamento que se desenvolve praticamente ao longo de toda a sua extensão.

### 3.4 SOPÉ CONTINENTAL

O Sopé Continental normalmente segue-se ao Talude, porém na Margem Sudeste-Sul, o limite superior do Sopé corresponde à borda externa do *Plateau* de São Paulo, e o seu limite inferior é marcado pelo início da bacia oceânica.

Regionalmente, o relevo do Sopé Continental é plano e suave, exceto onde é interrompido por feições positivas de grande porte, como os montes submarinos e elevações vulcânicas, e canais submarinos, que atuam como importante rota de transporte de sedimentos do *Plateau* de São Paulo para as regiões profundas da planície abissal, (Castro, 1992).

## 4 A SEDIMENTAÇÃO NAS MARGENS CONTINENTAIS

As fontes dos sedimentos marinhos podem ser agrupadas em duas categorias, segundo Ponzi, 2004:

- Fontes extra-baciais (alóctones): áreas continentais adjacentes aos oceanos, que fornecem sedimentos siliciclásticos. Essas fontes fornecem sedimentos como fragmentos de rochas, minerais leves (silicatos) e pesados, além de micro raízes, folhas, sementes, polens e outros remanescentes vegetais.
- Fontes intra-baciais (autóctones): os sedimentos são originados na própria bacia de sedimentação, devido à precipitação de compostos químicos orgânicos e inorgânicos.

A granulometria das partículas varia normalmente entre cascalho, areia, silte e argila. Silte e argila costumam ser agrupados sob a denominação de “lama”.

### 4.1 DEPOSIÇÃO NA PLATAFORMA

Na maioria dos casos, os materiais de natureza terrígena são introduzidos na Plataforma através da linha de costa. Os rios quando formam desembocaduras deltáicas progradantes alteram o traçado costeiro em função da acumulação de sedimentos. A atividade de ondas, marés e correntes distribuem e retrabalham os sedimentos assim depositados.

A deposição de sedimentos carbonáticos na Plataforma Continental é controlada pelas condições climáticas, temperatura, salinidade, luminosidade e pelo aporte de terrígenos, mas está fundamentalmente associada a sedimentos biogênicos, de natureza tanto animal como vegetal (Ponzi, op. cit.).

### 4.2 DEPOSIÇÃO NO TALUDE, NO SOPÉ CONTINENTAL E NA BACIA OCEÂNICA

No Talude, no Sopé Continental e na Bacia Oceânica a ressedimentação de materiais acumulados na Plataforma Continental é o principal processo de transporte dos sedimentos clásticos, além de correntes de fundo, deposição pelágica e processos autigênicos.

A ressedimentação consiste na remobilização de sedimentos temporariamente depositados em águas rasas para ambientes mais profundos. Esse processo envolve movimentos de massa com fluxos controlados por gravidade e perda de estabilidade de taludes. A instabilidade nos taludes ocorrem devido ao gradiente alto, elevado volume de material sobre a coluna sedimentar, sismicidade e presença de gás no sedimento.

As correntes de fundo são capazes de erodir, remobilizar, transportar e depositar sedimentos. Das correntes de fundo, as mais importantes são as chamadas correntes de contorno, que fluem paralelas ao longo dos contornos das margens continentais. As correntes de contorno remobilizam sedimentos de granulação predominantemente fina (argila, silte e areia muito fina), e os depósitos são conhecidos como contornitos, que possuem camadas com laminações cruzadas, onduladas ou paralelas (Ponzi, 2004).

Os depósitos pelágicos tem ampla distribuição no fundo marinho, são individualizados em três classes principais, de acordo com a composição:

- Depósitos biogênicos carbonáticos, que são constituídos predominantemente por carapaças de organismos plantônicos.
- Depósitos biogênicos silicosos, predominantemente detritos esqueletais de organismos plantônicos.
- Depósitos de argilas terrígenas, principalmente argilominerais, com pequena porção de material biogênico.

Em determinadas áreas da margem continental e bacias restritas, predominam sedimentos clásticos terrígenos de tamanho silte a argila, que mascaram os sedimentos pelágicos biogênicos, dando origem aos depósitos hemipelágicos. Esses sedimentos tornam-se disponíveis em suspensão nas desembocaduras dos rios e durante tempestades ou erodidos de costas lamosas ou transportados pelos ventos.

A deposição autigênica se processa diretamente no oceano, através de reações físico-químicas envolvendo a própria água do mar ou soluções intersticiais, que promovem alterações nos sedimentos durante ou após a sua deposição, (Ponzi, op. cit.).

### 4.3 MOVIMENTOS DE MASSA SUBMARINOS

Movimentos de massa submarinos ocorrem em áreas em declividade, principalmente onde há sedimento não litificados. São eventos comuns no Talude Continental e ocorrem sob várias condições. Os principais mecanismos disparadores de movimentos de massa submarinos recentes são: terremotos, ondas de tempestade, variações no nível do mar e a gravidade.

A presença de depósitos de movimentos de massa indicam a ocorrência de sedimentos instáveis em suas proximidades, e portanto deve-se investigar não apenas o depósito, mas sim toda a área ao seu redor.

As partículas transportadas podem variar desde o tamanho argila a blocos de quilômetros de comprimento e dependendo das variações na intensidade do fluxo de transporte, as características dos depósitos resultantes podem variar dentro de um mesmo corpo.

Os movimentos de massa submarinos podem ser divididos em três grupos:

- Escorregamentos e deslizamentos: quando o processo é iniciado somente pela gravidade;
- Fluxos plásticos: o transporte se dá devido a um fluido com fluxo laminar;
- Correntes de turbidez: o movimento é turbulento.

Escorregamentos e deslizamentos são movimentos de massas coesivos. A estrutura interna do bloco não é perturbada durante o movimento, e a superfície de escorregamento ou deslizamento segue a direção da estratificação. Os mecanismos que contribuem para disparar o movimento podem ser ondas, surgência, gás, terremotos, correntes de contorno, atividades antrópicas ou biológicas e carga de sedimento. O mecanismo de transporte é sempre a gravidade (Mulder e Cochonat, 1996).

Fluxos plásticos são comuns nas plataformas continentais, e normalmente resultam do movimento de massas de sedimentos não consolidados. A estrutura interna do sedimento original tende a ser totalmente desorganizada. Os fluxos plásticos envolvem três tipos de mecanismo: fluxo de detrito, fluxo fluidizado e fluxo liquefeito. No fluxo de detritos, a gravidade é um importante fator de locomoção, e para os outros fluxos, o movimento é principalmente devido à presença de um fluido intersticial. Os depósitos formados apresentam estruturas perturbadas, caracterizando ecofacies transparentes ou caóticas (Mulder e Cochonat, op. cit.).

As correntes de turbidez são fluxos gerados pela ação da gravidade em que a turbidez mantém a dispersão dos grãos na maior parte do fluxo. A duração das correntes de turbidez , (dezenas de horas a dias), faz com que sejam consideradas fluxos constantes ou quase constantes. Na sísmica, os depósitos de correntes de turbidez são vistos como refletores contínuos e paralelos com estratificações de areia e lama, (Mulder e Cochonat, 1996).

## 5 DIAPIRISMO SALINO

Costuma-se denominar como sal, todas as rochas cuja composição predominante é halita, mas além de camadas desse mineral, os corpos salinos contêm outros evaporitos e sedimentos terrígenos associados.

Os evaporitos se precipitam por evaporação da água de baías marinhas rasas e bacias com fluxos de água limitados. À medida que ocorre a evaporação desenvolvem-se depósitos evaporíticos com dezenas a centenas de metros de espessura. Posteriormente esses depósitos salinos são soterrados por outros tipos de sedimentos marinhos (Skinner & Turekian, 1973).

O sal é uma litologia que possui um comportamento mecânico diferente de outras rochas como as carbonáticas e as siliciclásticas, sendo um material fluido e facilmente deformável, que no entanto não é facilmente comprimido.

A densidade dos corpos de sal (sal + água+ outros sedimentos) é menor que a maior parte das litologias carbonáticas e siliciclásticas. Quando soterrado por essas litologias, o sal apresenta um empuxo, o que torna o equilíbrio gravitacional do pacote de rochas instável. Por esse motivo, bacias contendo sal tendem a deformar com mais facilidade que bacias que não contêm sal, (Hudec & Jackson, 2007).

Os mecanismos que disparam o movimento do sal estão relacionados a diferenças de pressão ao longo do depósito (Rowan, 2000), que podem ser causadas pela subsidência de rochas próximas ao sal, ou pela deposição de sedimentos acima de parte da camada, ou pela ação da gravidade sobre camadas inclinadas. Esses fatores induzem movimentos laterais e verticais em direção ao ponto de menor pressão, formando o diápiro. A figura 10 mostra um perfil sísmico de camadas dobradas e soerguidas por um diápiro de sal.



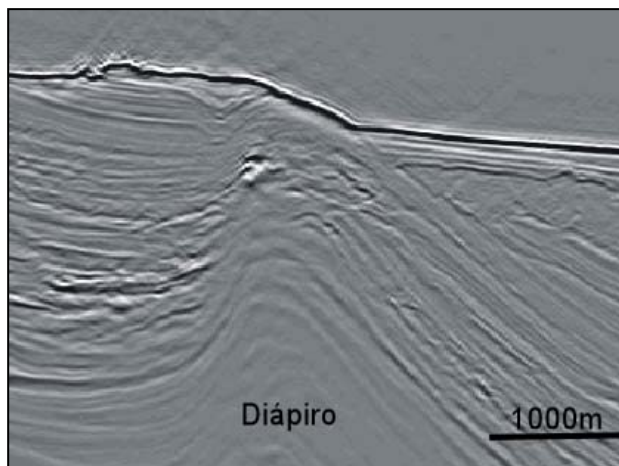


Figura 10: exemplo de camadas de sedimento dobradas e soerguidas por diápiro, visto na sismica 3D na área de estudo.

O fundo do mar modificado por diapirismo salino permite o desenvolvimento de feições que o diferencia de ambientes sem a influência do sal. A figura 11, retirada de Roberts et al., 1986 ilustra essas feições, que são explicadas de maneira resumida a seguir.

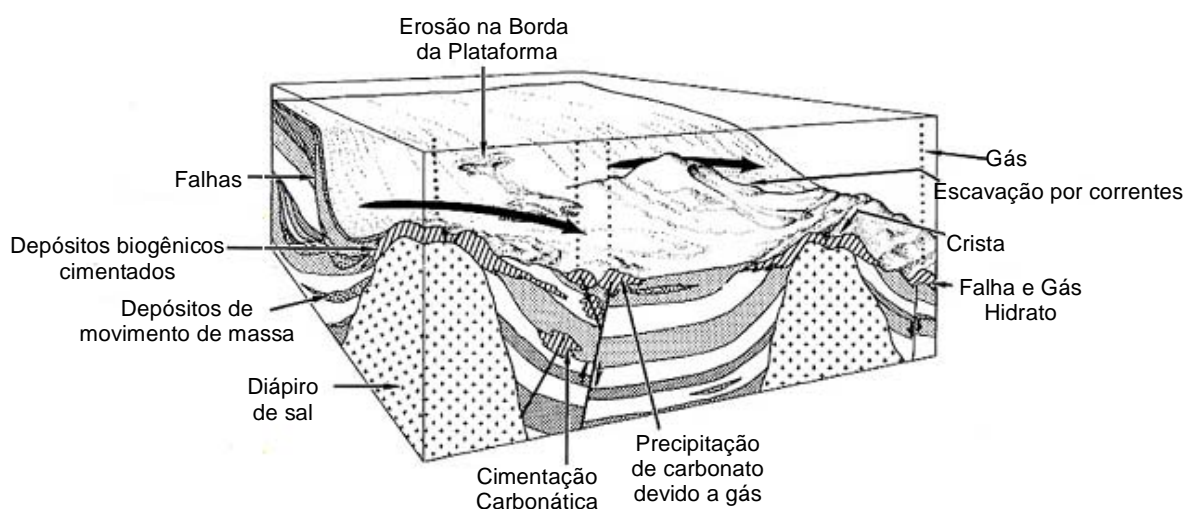


Figura 11: bloco diagrama mostrando feições comumente associados a diapirismo salino. As setas representam direções de correntes de fundo. Retirado de Roberts et al, 1986.

- Inicialmente, o movimento lateral do sal para um ponto de menor pressão induz o desenvolvimento de **falhas** e **minibacias** no local de onde o sal foi expulso, e o desenvolvimento de elevações no ponto onde o sal se concentra;

- O soerguimento da massa de sal (**diápiro**) causa o dobramento das camadas sobrejacentes e falhas;
- Com o soerguimento do fundo do mar o sedimento raso se torna instável, é erodido e forma **depósitos de movimento de massa**;
- Através das falhas percolam **gases** e outros **hidrocarbonetos** que estavam confinados em profundidade;
- O gás ao percolar pelas camadas, reage produzindo **carbonatos**;
- Nas janelas de escape de hidrocarbonetos se precipita carbonato. Esse tipo de depósito pode ser associado a microorganismos (**depósitos biogênicos**) ou não (**depósitos autigênicos**);
- As elevações no assoalho marinho interferem no padrão e na velocidade de **correntes de fundo** e no regime de escavação e deposição.

## FONTES DE DADOS

As interpretações realizadas neste trabalho tiveram como base dados provenientes de sísmica de baixa frequência 3D, e de alta frequência SBP (*sub bottom profile deep towed*), e de sonar *deep towed*, e da interpretação de amostras a pistão (*piston cores*), cujos métodos de aquisição são descritos a seguir.

## 6 O MÉTODO SÍSMICO

Os dados sísmicos 3D e de alta frequência e os dados de sonar são obtidos através da emissão de ondas acústicas na água e a captação do sinal refletido.

As ondas acústicas são geradas com facilidade e se propagam nos materiais com velocidades variáveis, são refletidas e refratadas pelas diversas interfaces. Essas ondas são pouco absorvidas pela água do mar, permitindo o levantamento sísmico em lâminas d'água profundas, e a penetração do sinal até quilômetros abaixo do fundo do mar.

As ondas acústicas se propagam na água com velocidade aproximada de 1500m/s, com possíveis variações locais devidas a variações de temperatura, salinidade e pressão hidrostática da água.

A velocidade de propagação no sedimento marinho depende indiretamente de fatores como densidade, porosidade, pressão de confinamento, grau de saturação e temperatura. São essas variações nas propriedades dos materiais que permitem a aplicação dos métodos acústicos, pois o sinal captado pelos sensores (hidrofones) consiste na energia refletida na interface entre dois meios com propriedades elásticas diferentes (Ayres Neto, 2000).

### 6.1 SÍSMICA DE REFLEXÃO 3D

O método sísmico se baseia no fato que as ondas acústicas se propagam com velocidades diferentes nos diversos tipos de sedimento. Através da geração de ondas sísmicas de baixa frequência e observando-se o tempo de retorno em diferentes pontos é possível determinar a distribuição de velocidades e identificar onde as ondas são refletidas e refratadas (Ayres Neto, op. cit.).

A fonte de ondas acústicas neste método é feita por *air guns* (canhões de ar), em que o pulso é gerado pela súbita liberação de ar comprimido por um sistema de canhões

e compressores de ar rebocados atrás da embarcação. O compressor tem como função injetar e comprimir o ar dentro do canhão, (Ayres & Baptista Neto, 2004; Duarte, 2003). Esse tipo de fonte gera preferencialmente sinais de baixa frequência.

As ondas refletidas são captadas por uma malha de sensores (*hidrofones*) distribuídos na superfície da água. Para se obter o imageamento em três dimensões, os hidrofones são dispostos de maneira equidistante, e essa distância é a mesma entre as linhas de levantamento (Thomas et al., 2001).

A propriedade física medida nesse tipo de estudo é o tempo de propagação das ondas acústicas, e os sinais obtidos são processados de forma a gerar um cubo de dados sísmicos em que cada superfície de contraste de impedância detectada seja representada.

A superfícies de contrastes de impedância detectadas através do método sísmico representam contrastes entre os materiais imageados, como litologias de composições, densidades e estruturas diferentes, ou contrastes internos a uma mesma litologia. Portanto, a sísmica 3D é uma importante ferramenta de investigação indireta dos sedimentos, com limitações apenas para o fato de sua resolução espacial ser da escala de dezenas de metros, (distância proporcional ao espaçamento entre os hidrofones e entre as linhas de aquisição).

## 6.2 SONAR DE VARREDURA LATERAL

O sonar (*Sound Navigation and Ranging*) de varredura lateral (*side scan sonar*) é um equipamento rebocado atrás da embarcação, em superfície ou em profundidade, que emite dois feixes de sinal acústico, um para cada lado, e captam as ondas refletidas do fundo do mar para o equipamento. A imagem de sonar é formada a partir do sinal refletido captado pelo equipamento, que retorna com intensidades distintas de acordo com o tipo de sedimento do fundo, o ângulo de incidência (ângulo com que as ondas atingem o fundo do mar), a morfologia do fundo e a atenuação das ondas acústicas (Ayres Neto, 2000).

As ondas acústicas são emitidas por *projetores*, e o eco captado por *hidrofones*. Esses dois componentes são chamados transdutores. O projetor transforma pulsos elétricos em ondas de pressão (acústicas) e o hidrofone faz a transformação inversa.

Os transdutores são transportados em um componente chamado de *peixe*. Esse equipamento pode ser rebocado a cabo ou operado por controle remoto.

As ondas emitidas pelo transdutor interagem com o fundo do mar e são refletidas de maneira especular. O ângulo entre a normal com o sonar e o feixe incidente é chamado de ângulo de elevação, (figura 12).

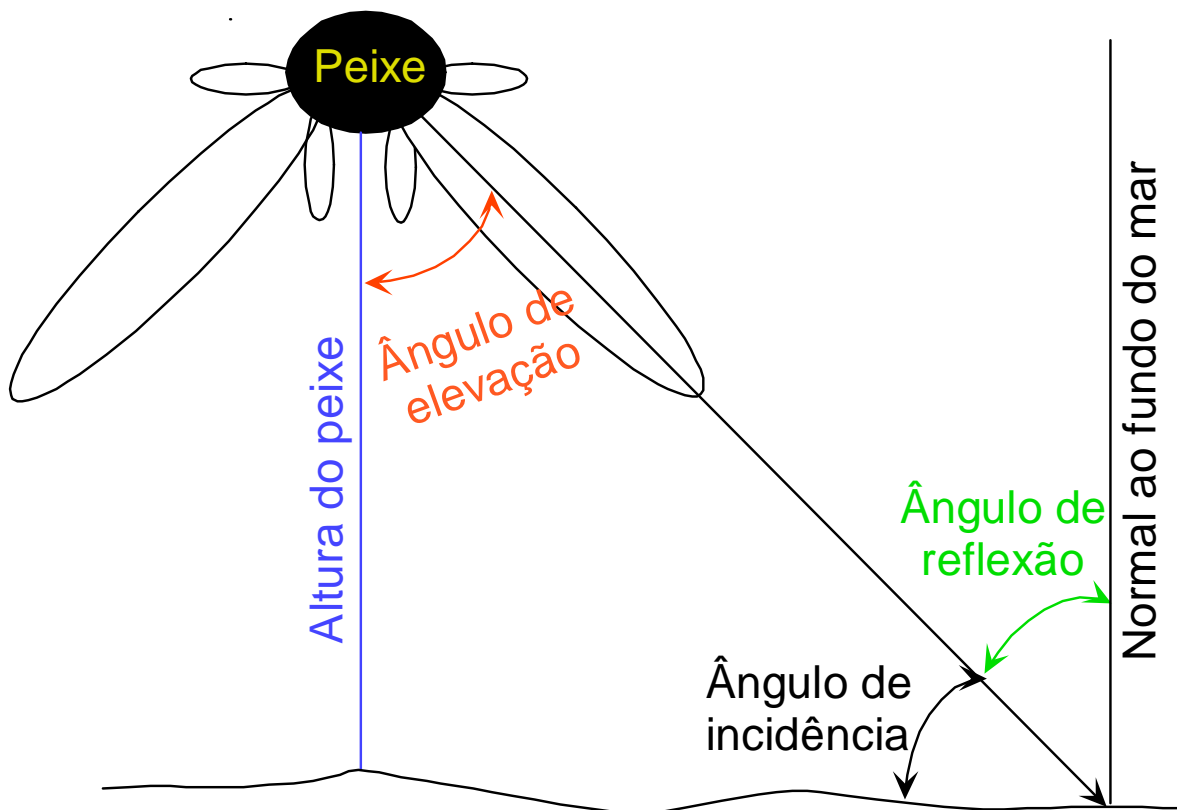


Figura 12: parâmetros do imageamento por sonar. Adaptado de Blondel & Murton 1997.

A maior parte das ondas emitidas pelo sonar é refletida a 90 graus com o ângulo de incidência, sendo essas ondas dispersas (não captadas pelo equipamento), e uma pequena parte é refletida de volta para o equipamento, onde é amplificada e registrada (Blondel & Murton, 1997). A amplitude do sinal captado varia com:

- Geometria do objeto imageado;
- Características da superfície imageada (textura, microtopografia);
- Natureza do material (composição, densidade).

Existem dois tipos de sonar de varredura lateral rebocados: próximo à superfície (*shallow towed*), e próximo ao fundo (*deep towed*).

A aquisição do dado de sonar para este estudo foi realizado utilizando-se peixe rebocado a cerca de 65m do fundo (*deep towed*), com frequência de 100kHz.

### 6.3 SUB BOTTOM PROFILE (SÍSMICA DE ALTA FREQUÊNCIA))

SBP (*sub bottom profile*) é um método de levantamento de reflexão sísmica do fundo do mar, com princípio semelhante à sísmica 3D, porém o sinal acústico é gerado por um transdutor piezoelétrico e as frequências são maiores que as dos levantamentos sísmicos convencionais (Duarte, 2003).

A utilização de sinal de alta frequência permite uma maior resolução dos horizontes próximos ao fundo do mar, porém com menor penetração do sinal ocorrendo perda da informação em profundidade.

A obtenção dos dados de SBP para este estudo foi realizada ao mesmo tempo que o sonar, e utilizou a tecnologia CHIRP (Compressed High Intensity Radar Pulse), no sistema *deep towed* SIS 3000 da *Datasonics*, (figura 13), com frequência central de 3,5kHz.



Figura 13: sistema (peixe) *deep towed* SIS 3000 usado neste estudo (foto retirada de Maldonado et al., 2003).

No sistema CHIRP, as ondas acústicas de frequência modulada (FM) são produzidas digitalmente de forma que o pulso gerado tem fase e amplitude controladas por um minicomputador que corrige a forma do pulso e estima a atenuação do sinal (Schock et al. 1989).

A principal característica desse sistema é a capacidade de monitorar a amplitude e a frequência do sinal emitido, o que permite diferenciar o eco refletido do ruído

produzido pelo próprio equipamento, o que facilita a filtragem, (Ayres Neto & Baptista Neto, 2004, [www.tritech.co.uk/products/chirp.htm](http://www.tritech.co.uk/products/chirp.htm), acessado em julho, 2007).

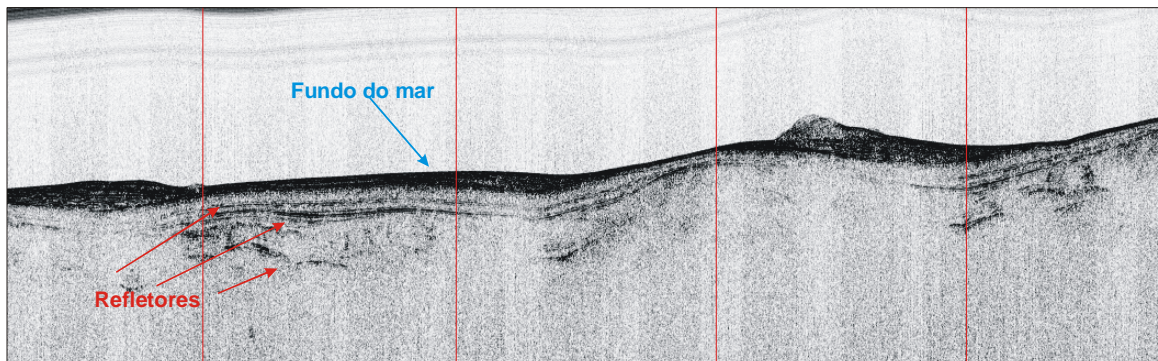


Figura 14: linha de SBP obtida com o peixe SIS 3000 mostrando o fundo do mar e refletores em sub superfície.

Os dados de SBP são visualizados na forma de seções sísmicas 2D (figura 14), e a interpretação é feita baseada nos tipos de retorno (ecos). Os aspectos observados são clareza e continuidade dos ecos de fundo e subfundo, microtopografia ou morfologia do fundo do mar e refletores em subfundo (Damuth, 1980).

## 7 TESTEMUNHAGEM A PISTÃO

Para coletar amostras das camadas de sedimentos em subsuperfície são utilizados equipamentos chamados testemunhadores, que consistem em um longo tubo aberto na parte de baixo, que é cravado verticalmente no interior do sedimento do assoalho marinho. Quando o testemunhador é cravado no sedimento, este fica retido no interior do tubo.

O testemunhador a pistão (*piston corer*) é constituído por um tubo de aço com várias seções, acoplado a uma cabeça de chumbo e a um braço metálico com um peso menor, (porquinho), preso por um cabo de aço.

Na ponta do testemunhador há um pistão, que reduz o atrito com o sedimento durante a cravação do testemunhador no solo (Ayres & Baptista Neto, 2004) e ajudando a manter o testemunho no interior do amostrador.

Para facilitar o manuseio da amostra, o interior do tubo de aço é forrado com um *liner* (tubo de PVC) onde o sedimento fica retido.



Todo o sistema é preso ao navio por um cabo de aço. Quando o porquinho atinge o fundo do mar, ele dispara o amostrador, que cai em queda livre de 1 a 5m e se crava ao fundo devido ao próprio peso e à aceleração da gravidade, (figura 15).

O sedimento do fundo permanece retido no interior do *liner* do amostrador, sendo todo o conjunto içado até a superfície.

Já na superfície, o *liner* de PVC é retirado do amostrador, marcado com setas indicando topo e base do testemunho e serrado em seções de 1 metro. Cada seção é identificada e lacrada com tampas plásticas nas extremidades.

No laboratório em terra, as seções são cortadas longitudinalmente e descritas na escala 1:20, observando-se tipo de sedimento (litologia), coloração e conteúdo fossilífero.

Em sedimento hemipelágicos, o tipo de sedimento é geralmente classificado pela granulometria e pelo teor de  $\text{CaCO}_3$ . No presente estudo, foi adotada a classificação mostrada na tabela 1.

**Tabela 1:** tabela adotada pela Petrobras para classificação da lama hemipelágica de acordo com a percentagem de carbonatos e de areia.

		% de CaCO <sub>3</sub>					
		0	5	18	30	60	100
% de Areia ↓	Lama	L - Lama Siliciclástica	LL - Lama Levemente Carbonática	LR - Lama Rica em Carbonato	MG - Marga	VN - Vasa de Nanofósseis	
	Lama Arenosa	LA - Lama Arenosa Siliciclástica	LAL - Lama Arenosa Levemente Carbonática	LAM - Lama Arenosa Mista		VNF - Vasa de Nanofósseis e Foraminíferos	
	Areia Lamosa	AL - Areia Lamosa Siliciclástica	ALL - Areia Lamosa Levemente Carbonática	ALM - Areia Lamosa Mista		ABM - Areia Bioclástica Micrítica	
	Areia	AS - Areia Siliciclástica	ASB - Areia Siliciclástica com Bioclastos	AM - Areia Mista		AB - Areia Bioclástica	
		0	5	18	30	60	100

Amostras paleontológicas para datação são lavadas em peneira de 0,062 mm de malha e o material retido, após secagem, é passado em duas peneiras (0,250mm e 0,125 mm). Os foraminíferos planctônicos retidos em cada peneira são identificados e contados.

Para datação de sedimentos do Quaternário Superior são utilizadas as biozonas de foraminíferos planctônicos de Ericson e Wollin de 1968. Estas biozonas são baseadas principalmente na abundância do plexo *Globorotalia menardii* de águas quentes. A razão deste plexo com as espécies de águas frias *Globorotalia inflata* e *Globorotalia*



*truncatulinoidea* é utilizada como elemento adicional na definição das biozonas. A base da biozona Z, que representa o Holoceno, é datada em 11.000 anos (Turekian, 1976; Kowsmann & Vicalvi, 2003).

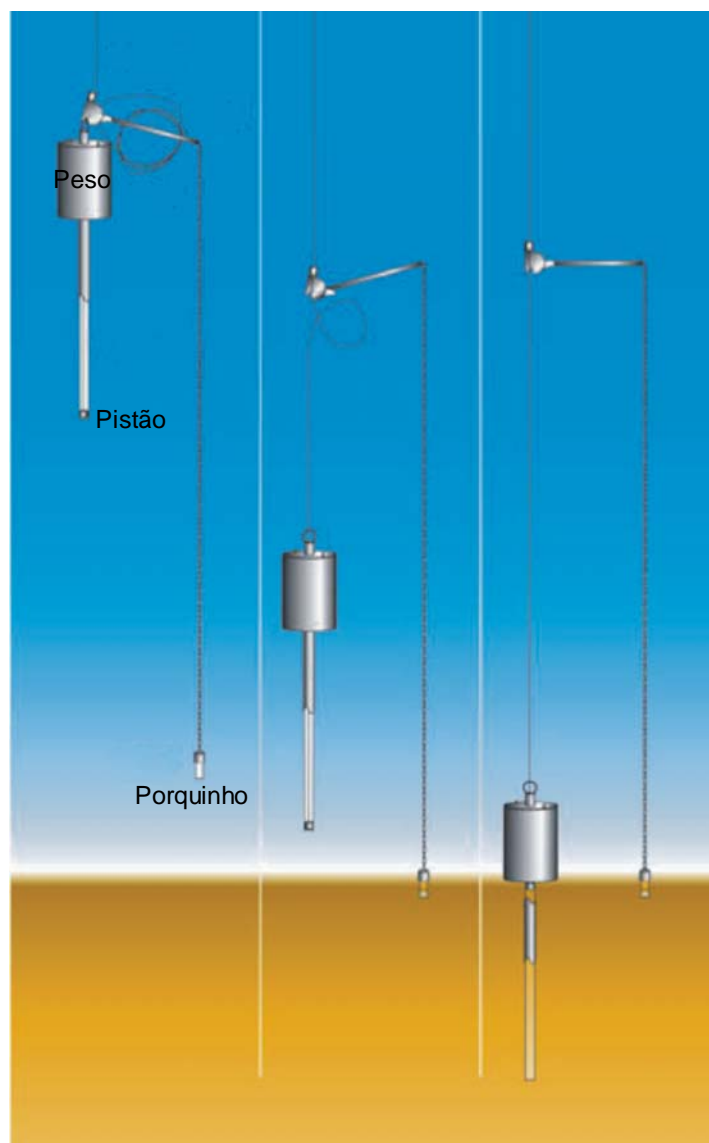


Figura 15: seqüência de movimentos do *piston corer* durante a amostragem. O peso menor (porquinho) desce até tocar o fundo e dispara o amostrador, que cai por gravidade e se crava no sedimento. Quando o amostrador é içado, o sedimento permanece em seu interior, em um *liner* de PVC. (adaptado de: site de internet <http://www.whoi.edu/instruments>)

## MÉTODOS, INTERPRETAÇÃO E RESULTADOS

A seguir serão descritos o método adotado para este estudo e as interpretações dos aspetos geológicos e geomorfológicos, baseando-se nas informações e nos métodos de investigação descritos nos capítulos anteriores.

### 8 MÉTODO DE ESTUDO

Para realização deste trabalho foram utilizados dados de sísmica de reflexão 3D, sísmica de alta resolução SBP, sonar, testemunhos a pistão e filmagens de ROV (Remotely Operated Vehicle).

A sísmica de reflexão disponível na área de estudo consiste em um cubo sísmico 3D com dimensões aproximadas de 64km por 37km e 16km (figura 16) recobrendo parte do Talude Continental e do *Plateau* de São Paulo da Bacia de Campos.

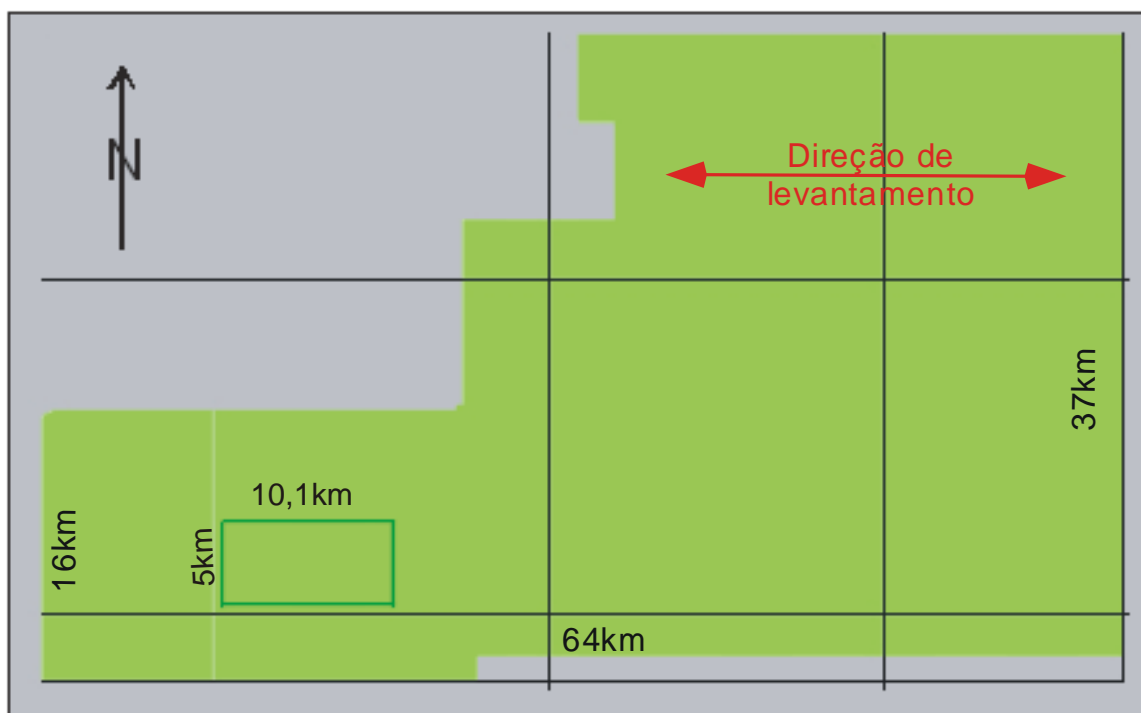


Figura 16: traçado do levantamento sísmico, com área de estudo indicada pelo retângulo.

A direção de aquisição dos dados foi E-W, com intervalo entre as linhas de 25m. Os traços, que são faixas interpoladas no processamento, têm direção N-S e espaçamento de 25m.

A interpretação foi feita na área de interesse para este estudo, utilizando os primeiros 300 milissegundos do dado sísmico 3D. Foram mapeados os horizontes com picos de amplitude positiva correspondentes ao fundo do mar e mais dois refletores abaixo do fundo. As fácies sedimentares foram interpretadas observando-se as sismofácies delimitadas por cada horizonte sísmico.

A partir do mapeamento do horizonte sísmico referente ao fundo do mar foi gerado um mapa batimétrico em tempo. Esse mapa em tempo foi convertido em profundidade aplicando-se a seguinte relação matemática:

$$P = - V \times T \div 2$$

Em que P é a profundidade, V é a velocidade do sinal na água e T os valores em tempo duplo mapeados. O cálculo foi feito considerando a velocidade de 1500m/s, e a batimetria é mostrada em profundidade negativa.

A partir do mapa batimétrico foram gerados um mapa de relevo sombreado (mapa de *edge*) para ressaltar as feições fisiográficas principais e um mapa de declividade em graus.

Os valores de *edge* foram obtidos aplicando-se aos valores de batimetria o filtro de Sobel mostrado abaixo:

V1	V2	V3
V4	X	V6
V7	V8	V9

$$A = (V_3 + 2V_6 + V_9) - (V_1 + 2V_4 + V_7)$$

$$B = (V_1 + 2V_2 + V_3) - (V_7 + 2V_8 + V_9)$$

$$X = \sqrt{A^2 + B^2}$$

Em que os valores de V<sub>1</sub> a V<sub>9</sub> correspondem aos valores de batimetria ao redor de um ponto X. O filtro é aplicado a todos os pontos da malha de batimetria para se obter o mapa de *edge*. Essa operação foi realizada a partir da ferramenta *edge detection* do programa *Siesworks* (Landmark).

Os valores de declividade foram obtidos no programa SIGEO (Petrobras) a partir da superfície formada pela batimetria, calculando-se inicialmente a tangente à superfície batimétrica (derivada) e em seguida o arco tangente:

$$\arctg\left[\frac{d(\text{batimetria})}{d(x)}\right]$$

Para a interpretação da geologia, foram mapeados dois horizontes sísmicos abaixo do fundo do mar, que correspondem à base da camada de lama (*drape*) e à base de uma seqüência de depósitos de movimento de massa. O topo da camada de lama corresponde ao fundo do mar, e o topo dos depósitos de movimento de massa ocorre ora na base da lama ora no fundo do mar.

Para se obter as espessuras dos dois depósitos foi subtraído, com valores em tempo, o topo de cada horizonte da sua respectiva base.

A conversão de tempo para profundidade dos horizontes abaixo do fundo foi feita a partir da mesma equação da batimetria mostrada acima, porém a velocidade utilizada no cálculo foi de 1580m/s, que é uma velocidade média estimada para sedimentos saturados rasos.

O dado de SBP e o de sonar *deep towed* utilizados nesse estudo foram adquiridos ao longo de 21 linhas com direção aproximada N-S com peixe rebocado a cerca de 65m de distância do fundo.

A imagem do SBP é vista na forma de perfis bidimensionais. A penetração do sinal neste levantamento foi de até cerca de 50 metros nas litologias menos consolidadas, e de poucos metros nas litologias mais rijas.

Os padrões observados nos perfis de SBP são os ecocaracteres, que representam cada tipo de litologia ou feição geológica (Damuth 1980). Os dados obtidos no sistema *deep towed* apresentam maior resolução e menor difração que os sistemas *shallow towed* o que permitiu interpretar com detalhe a geologia da seção rasa.

O mosaico de sonar foi montado usando os programas Isis e Delph Map da Triton Elics. As imagens de sonar foram interpretadas usando a paleta de cores invertida, em que o branco é a sombra e tons de cinza e preto são reflexão. Essa paleta torna a visualização das estruturas e do relevo mais fácil (figura 17).

O conjunto de padrões de sombra e reflexão no sonar permitiu a interpretação das litologias e estruturas no fundo do mar.

Neste estudo foram utilizadas as descrições geológicas de 3 testemunhos a pistão (figura 18) obtidos nas campanhas dos navios Powell e Ultratec II realizadas em 1996, e 1998/1999 respectivamente com objetivo de reconhecimento regional.

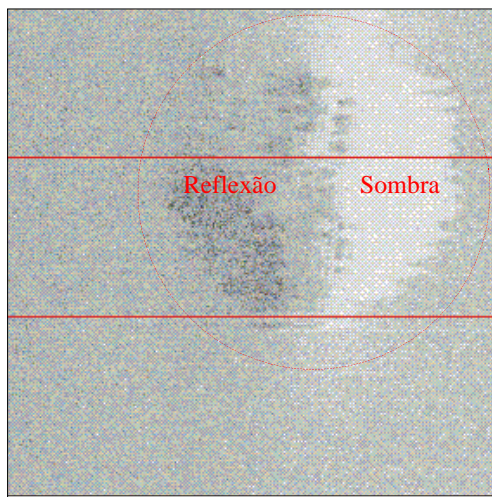


Figura 17: imagem de sonar sobre uma elevação mostrando a sombra em branco e a reflexão da estrutura em tons de cinza.

Também foram utilizadas as descrições e interpretações de filmagens de ROV (*Remotely Operated Vehicle*) em 3 pontos (figura 18) realizadas em 2001 com o objetivo de identificar feições de exudações naturais de óleo (Miller, 2006).

O mapa faciológico foi elaborado a partir da interpretação integrada de todos os dados sísmicos, de ecocaracteres, de sonar, amostras e imagens de ROV da área.

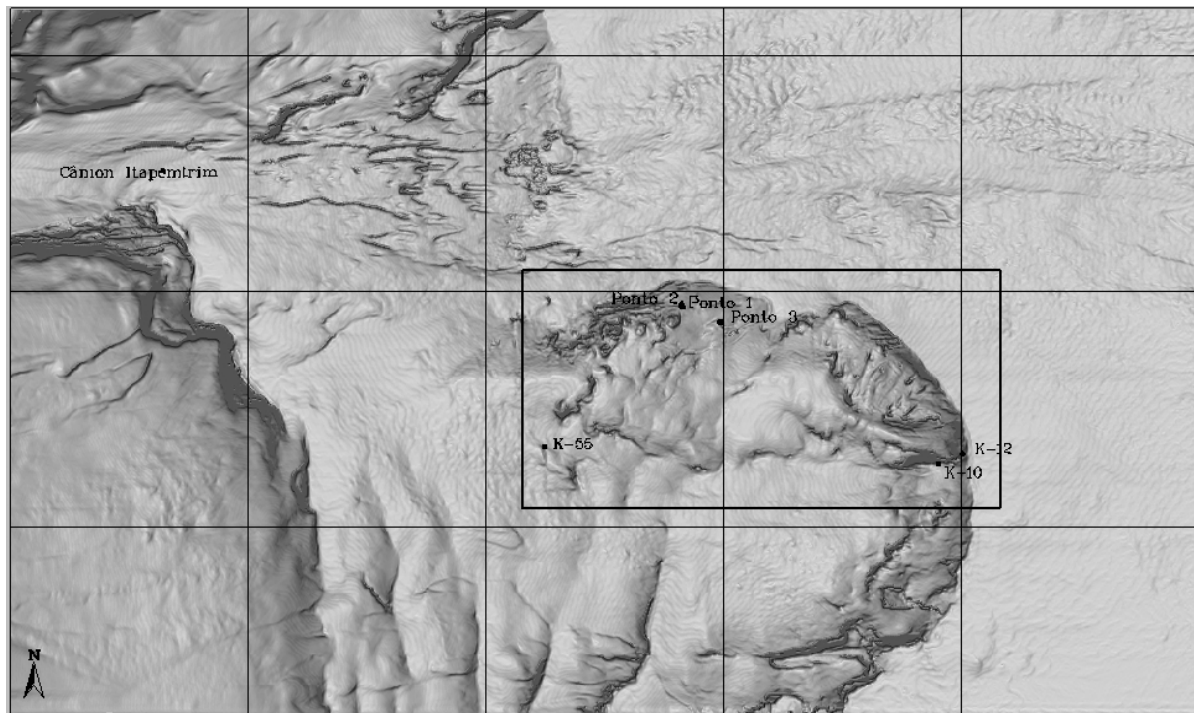


Figura 18: *edge* da sísmica 3D mostrando uma visão regional do fundo do mar nos arredores da área de estudo (retângulo). A figura mostra os pontos onde há amostras de ROV (pontos 1, 2 e 3), e amostras a pistão (K-55, K-10 e K-12). Intervalo entre as linhas de grade: 5km.

## 9 CARACTERÍSTICAS SÍSMICAS DAS UNIDADES MAPEADAS

A seguir estão descritos as características do dado sísmico 3D e das unidades estudadas quando observadas através da sísmica 3D e da sísmica de alta resolução SBP.

### 9.1 ANÁLISE DO SINAL SÍSMICO 3D

Para determinar a resolução vertical da sísmica 3D utilizada, foi feita a análise do sinal sísmico.

O fundo do mar no dado sísmico 3D utilizado ocorre aproximadamente de 1169 até 3268 milissegundos (-877 a -2451m, para velocidade de 1500ms), apresentando o relevo mais acidentado na direção dos traços sísmicos. A figura 19 mostra o trecho de uma linha sísmica, no qual foi feita a análise do sinal.

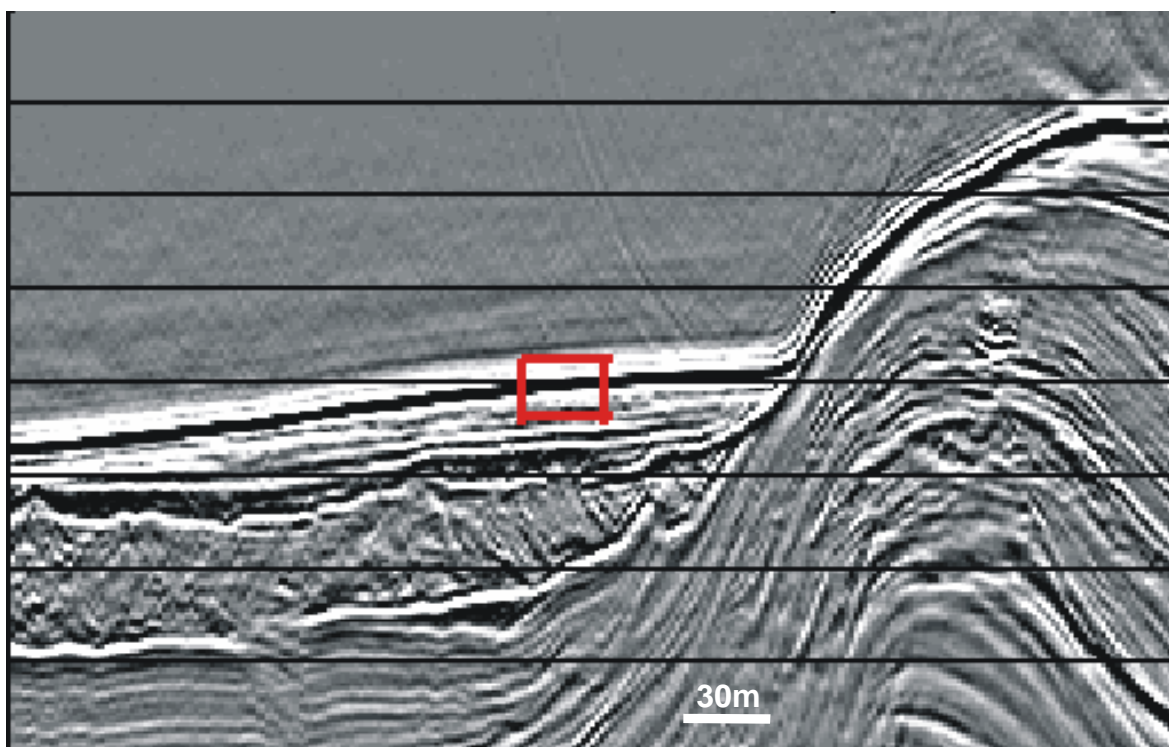


Figura 19: trecho da linha sísmica analisada (retângulo vermelho).

O espectro de amplitude no dado apresenta largura de 10 a 80 Hz, e frequência dominante em torno de 30 Hz (figura 20), para os 60ms iniciais analisados (pulso mediano). Em termos de resolução vertical, é prevista uma espessura mínima mapeável de 8,034ms (aproximadamente 6,3m para um meio com velocidade média de 1580m/s) e espessura de *tunning* de 10,043ms (aproximadamente 7,9m para um meio com

velocidade média de 1580m/s). Com relação à fase do pulso, observa-se na figura 21 que o mesmo encontra-se simétrico, próximo à fase zero.

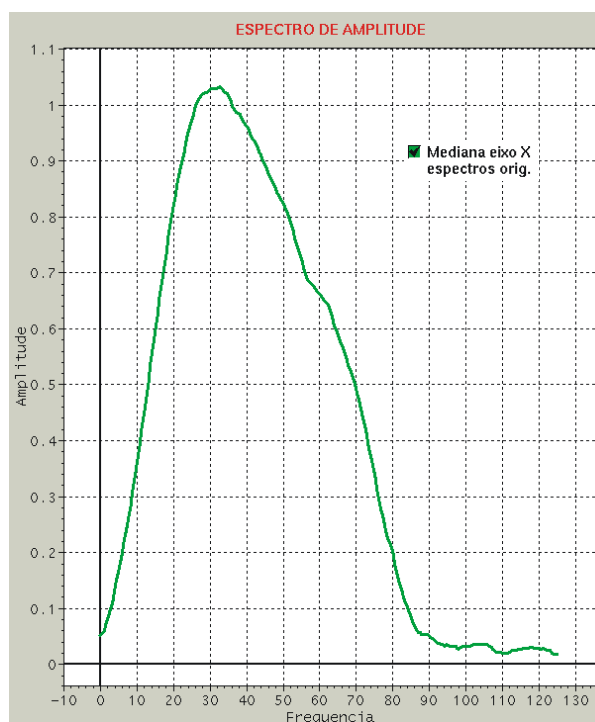


Figura 20:detalhe do espectro de amplitude mostrando freqüência dominante em torno de 30Hz para uma banda de 10 a 80Hz e espessura de *tunning* de 10,043ms.

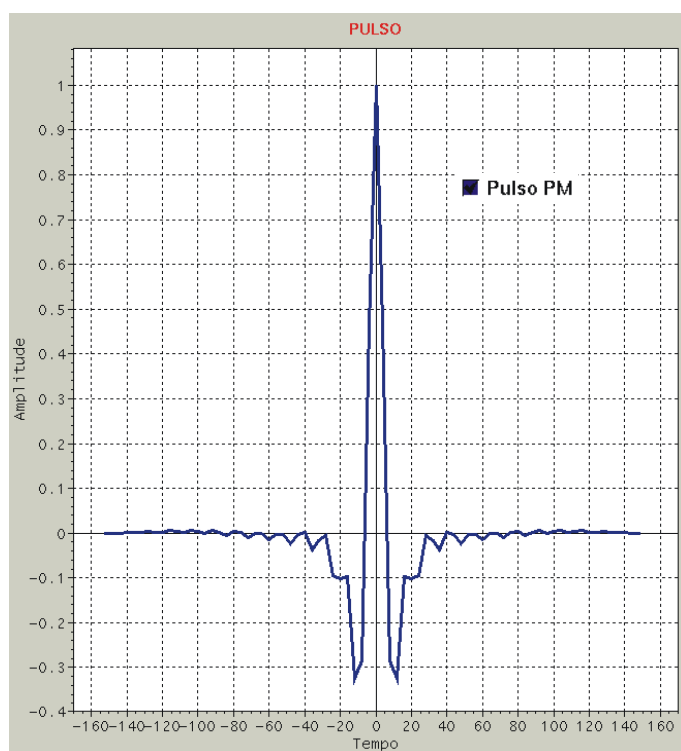


Figura 21:detalhe do pulso mediano do fundo do mar, que se apresenta simétrico.



## 9.2 SISMOFÁCIES

Três refletores sísmicos foram mapeados na sísmica 3D. O primeiro refletor corresponde ao fundo do mar e é visto na sísmica como a amplitude mais alta, pois a reflexão sísmica ocorre nas superfícies de contraste de índices de reflexão e velocidades da onda, sendo o contato água-sedimento o maior contraste observado no dado sísmico.

O refletor do fundo do mar e o refletor imediatamente abaixo apresentam configuração subparalela e delimitam uma unidade geológica, o *drape*, que na sísmica 3D apresenta uma sismofície transparente, de amplitude baixa em relação a outras sismofícies superficiais, com contato basal concordante e lateralmente com truncamento estrutural (figura 22). Esta unidade é composta principalmente por sedimentos hemipelágicos e recobre a maior parte da área de estudo.

O segundo e o terceiro refletores delimitam uma sismofícies composta por picos de menor intensidade distribuídos com configuração interna caótica a *hummocky*, com amplitudes médias, contato erosivo sobre a camada inferior e com truncamento lateral estrutural (figura 22). Esta sismofícies é interpretada como depósito de movimentos de massa (diamictitos). Localmente ocorrem refletores paralelos de amplitudes médias que são interpretados como depósitos pouco espessos de movimento de massa intercalados com lama.

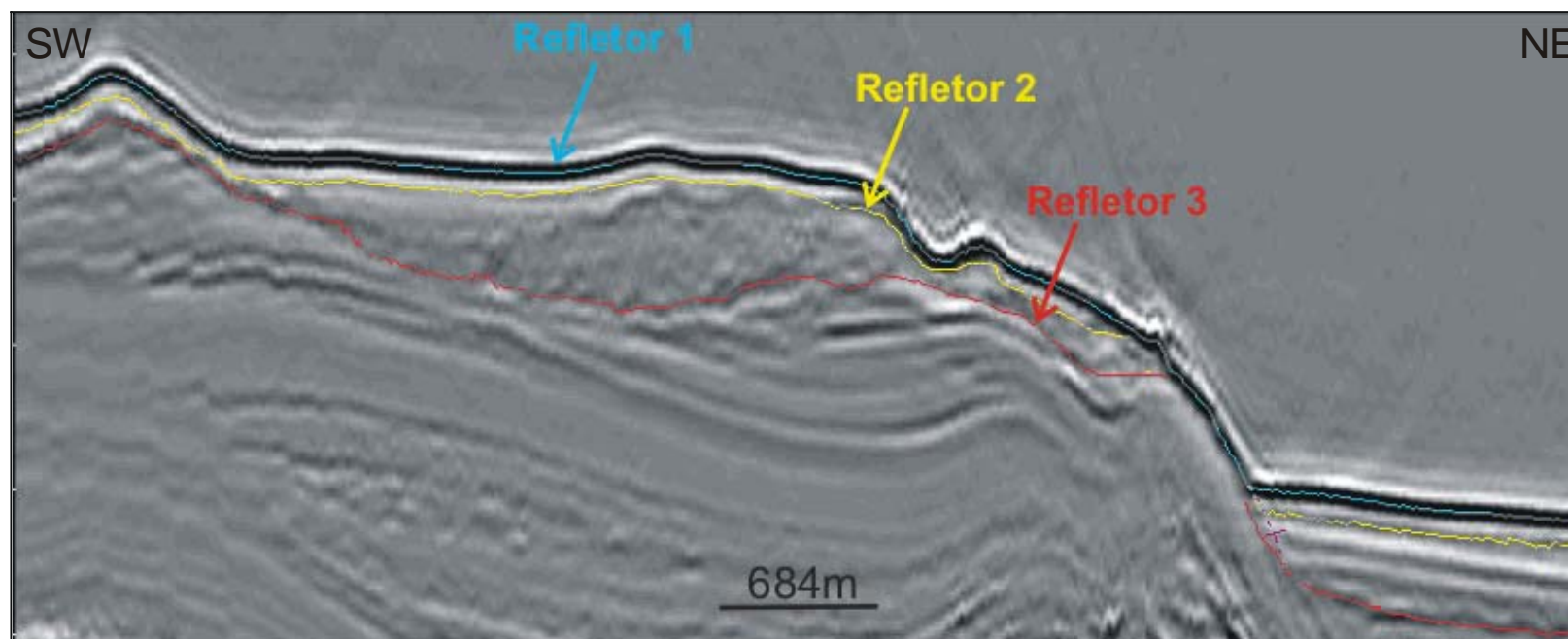


Figura 22: perfil SW-NE da sísmica de reflexão 3d mostrando os refletores mapeados para este estudo.

### 9.3 IMAGEM DE SONAR E SBP

O levantamento de dados de sonar e de SBP foram realizados ao longo de 21 linhas com direção aproximada N-S (figura 23).

As faixas de imageamento do sonar têm 375m de largura para cada feixe, espaçadas de 400 a 600m, mostram as feições existentes diretamente no fundo do mar (Mosaico de Sonar em anexo). A interpretação foi realizada de acordo com os padrões de reflexão do sinal na imagem (tabela 2)

A visualização dos dados de SBP se dá na forma de linhas sísmicas 2D nas quais foi possível observar profundidades de até 40 a 50 metros dependendo da litologia imageada.

A interpretação das imagens de SBP foi realizada observando-se as formas e intensidades das reflexões (ecocaracteres ou ecofacies).

A tabela 2 mostra os principais tipos de padrão de sonar, ecocaracteres e sismofácies e suas respectivas interpretações geológicas.

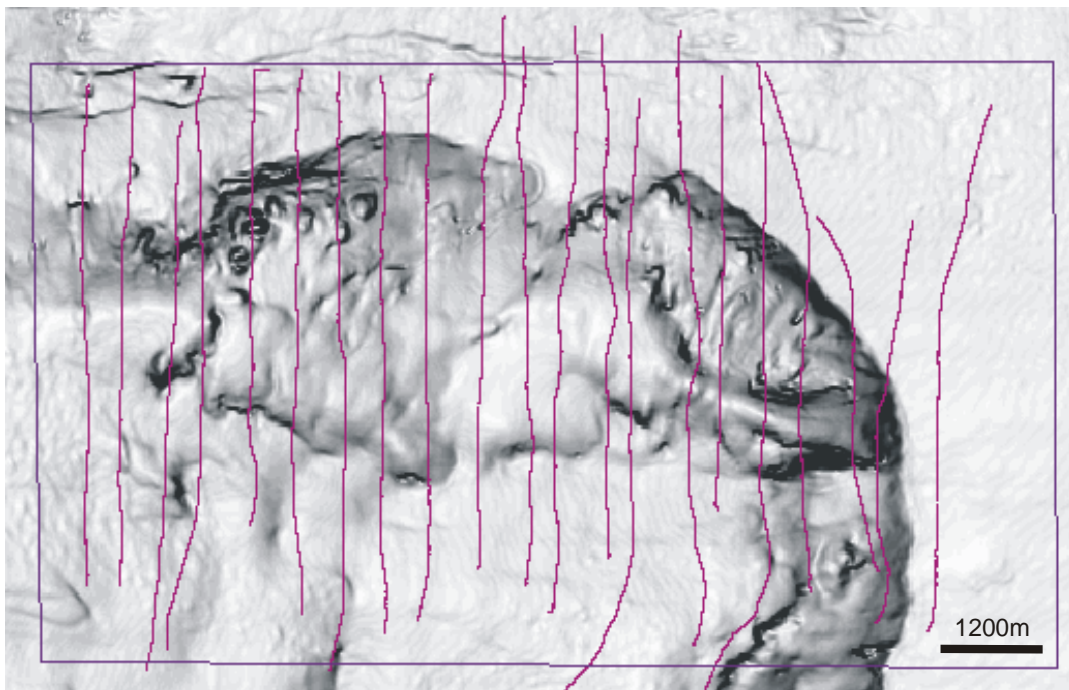

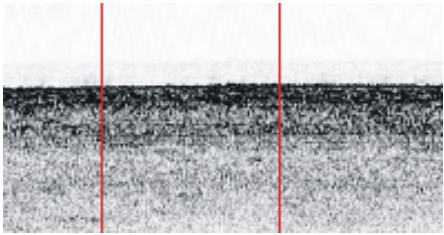
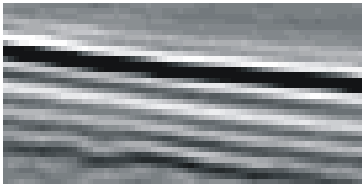
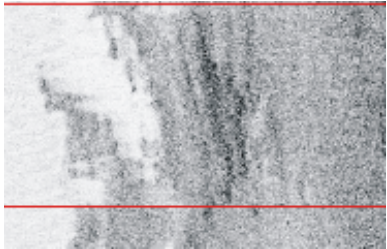
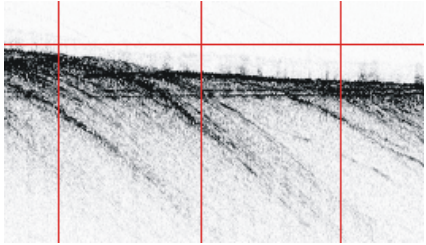
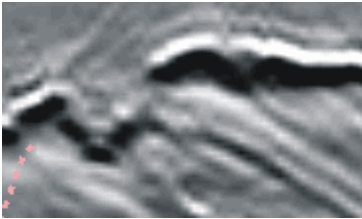
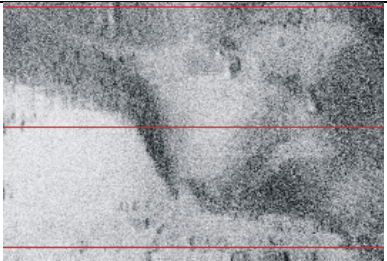
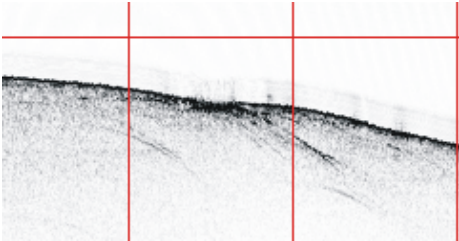
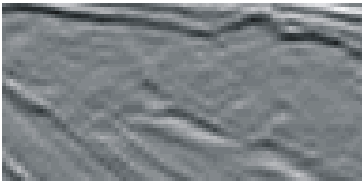


Figura 23: direções de levantamento de sonar e SBP sobre *edge* do fundo do mar, interpretado da sísmica 3D.

Tabela 2: imagens de sonar, ecocaracteres, e sismofácies das unidades mapeadas na área de estudo.

Imagem de Sonar	Ecocaracteres de SBP	Sismofácies	Descrição e interpretação
			<p><b>Sonar:</b> textura suave, pouco retorno</p> <p><b>SBP:</b> ecos paralelos e contínuos</p> <p><b>Sísmica:</b> sismofácies paralelas contínuas</p> <p><b>Cobertura hemipelágica, (<i>drape lamoso</i>)</b></p>
			<p><b>Sonar:</b> textura irregular, retorno variável</p> <p><b>SBP:</b> ecos hiperbólicos pouca penetração</p> <p><b>Sísmica:</b> sismofácies paralelas, inclinadas, irregulares e truncadas. Refletor do fundo descontínuo</p> <p><b>Afloramentos, (rochas sedimentares)</b></p>
			<p><b>Sonar:</b> retorno variável, textura tendendo a suave</p> <p><b>SBP:</b> ecos hiperbólicos e pouca penetração</p> <p><b>Sísmica:</b> sismofácies <i>hummocky</i></p> <p><b>Depósitos de movimento de massa (diamictito)</b></p>

## 10 BATIMETRIA, GRADIENTE E FISIOGRAFIA LOCAL

A área de estudo está localizada na província Talude Continental, ao sul do Cânion Itapemirim, com lâmina d'água variando de  $-1590\text{m}$  e  $-2040\text{m}$  ( ver Mapa Batimétrico e Perfil Batimétrico em anexo). O ponto de menor profundidade encontra-se sobre os sedimentos elevados por um domo de sal localizado na porção oeste da área. As profundidades maiores ocorrem no leste e no norte, atingindo os valores máximos no extremo leste.

Na figura 24 observa-se que a variação maior de batimetria se dá ao longo da direção W-E (cerca de  $400\text{m}$  no perfil), enquanto na direção N-S a variação ocorre com menor intensidade (menos de  $100\text{m}$  no perfil).

A maior parte da área apresenta-se sobre sedimentos elevados por domos de sal, (ver figura 25 e Mapa de Relevo Sombreado em anexo), e com gradiente do fundo bastante variável, com valores de zero a  $40$  graus. No oeste são observados pináculos relacionados a afloramentos.

As porções norte e leste, onde a profundidade é maior, também apresentam as menores variações de declividade, sendo essa região praticamente plana, com gradiente atingindo no máximo  $4$  graus (Mapa de Declividade em anexo). Esse aspecto suavizado do relevo deve-se tanto à expulsão do sal em subsuperfície devido à halocinese como à deposição de sedimentos provenientes do Cânion Itapemirim.

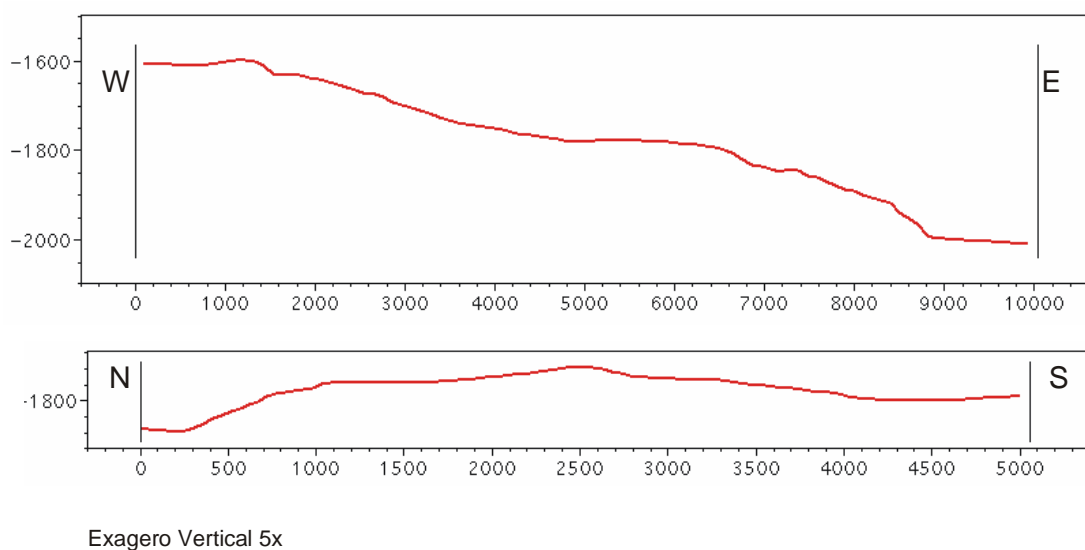


Figura 24: perfis batimétricos W-E e N-S retirados nos eixos centrais da área de estudo. Escalas em metros. Observa-se que as áreas com maior lâmina d'água ocorrem no leste e no norte.

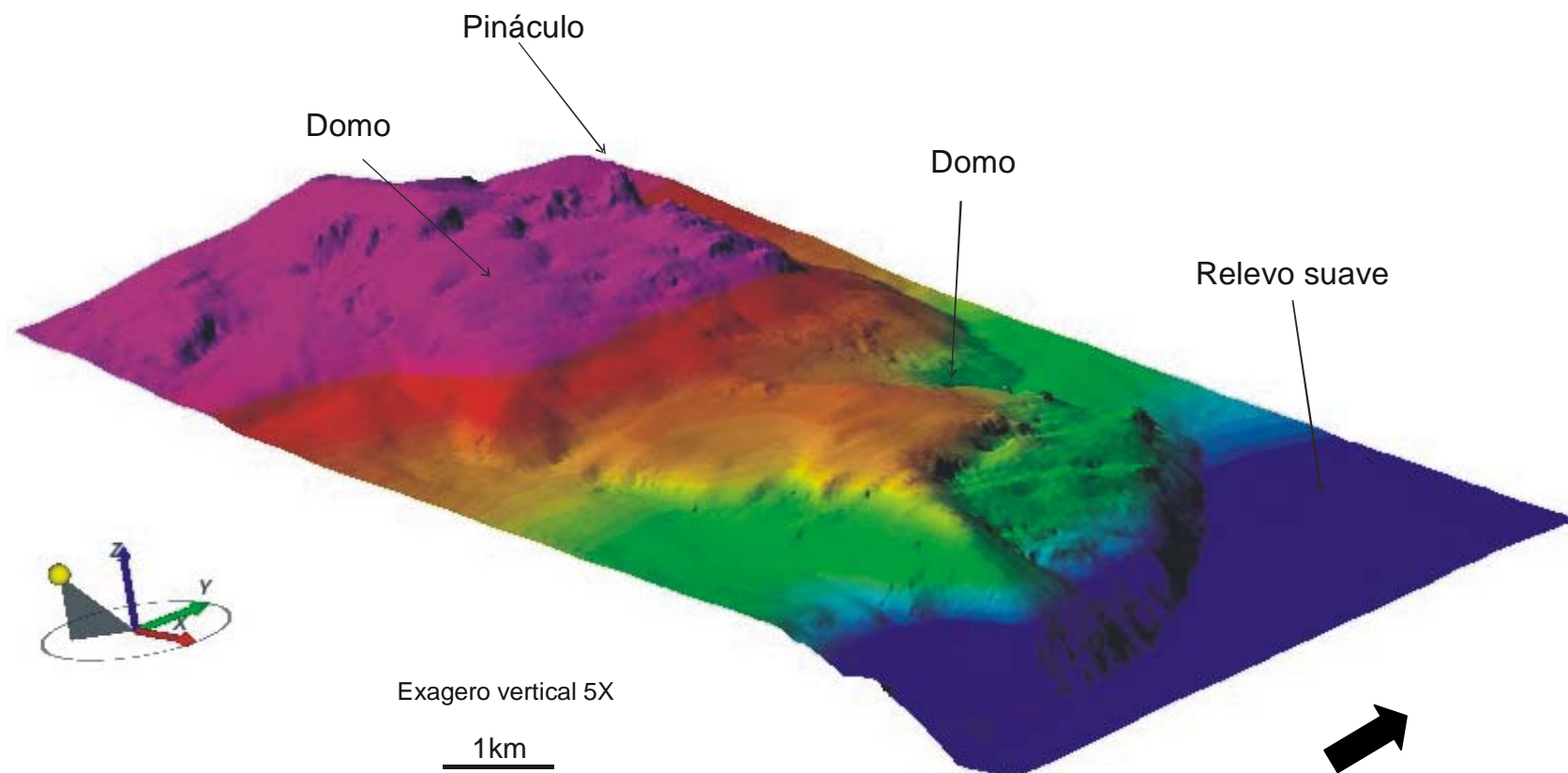


Figura 25: modelo tridimensional do fundo do mar com exagero vertical de 5 vezes. Na figura observa-se que a área apresenta relevo irregular, com fundo do mar elevado pelos diápiros de sal, com exceção das porções norte e leste, que apresentam relevo suave, praticamente plano.

## 11 GEOLOGIA DE FUNDO E SUBFUNDO

Os sedimentos rasos observados na área de estudo pertencem à Formação Ubatuba de idades terciárias e quaternárias, e foram agrupados em três fácies: Rochas Sedimentares, Depósitos de Movimento de Massa e *Drape* Lamoso Hemipelágico (ver figura 26 e Mapa Faciológico em anexo). Essas três litologias encontram-se sobre sedimentos soerguidos por diápiros de sal.

A figura 30 mostra um perfil geológico interpretado, indicando as três fácies descritas na área de estudo. O *drape* lamoso é a litologia mais recentemente depositada, e ocorre sobre os depósitos de movimento de massa. Essas duas litologias recobrem rochas sedimentares que foram soerguidas pela halocinese. No perfil apenas um diápiro é mostrado, porém em maiores profundidades ocorrem outros diápiros de sal em toda a porção elevada do fundo do mar.

Apesar da sua importância na geologia na região da área de estudo, o sal não será tratado como uma fácies, pois apenas as feições rasas fazem parte do escopo deste trabalho, sendo o sal descrito neste capítulo apenas pela sua influência estrutural e pelos *geohazards* associados.

### 11.1 SAL

O sal depositou-se na Bacia de Campos a partir do Cretáceo Inferior, durante a transição do ambiente continental para o ambiente marinho. A partir do Albiano Médio e do Terciário Inferior, a sobrecarga sedimentar resultante da progradação dos sedimentos sobre a bacia resultou na mobilização do sal para regiões de águas profundas, predominantemente onde hoje se encontram o Talude e o Plateau de São Paulo.

Com a distensão resultante da abertura da bacia, regionalmente se desenvolveram forças laterais que induziram a formação e a reativação de falhas, além de gerar diferenças de carga sobre os sedimentos. O sal então começou a preencher os espaços vazios criados pelo afinamento das camadas superiores e pelas falhas (Hudec & Jackson, 2007). O acúmulo de sal sob o sedimento enfraquecido pelo afinamento e pelas falhas permitiu que o empuxo empurrasse a massa de sal para cima, formando o diápiro.



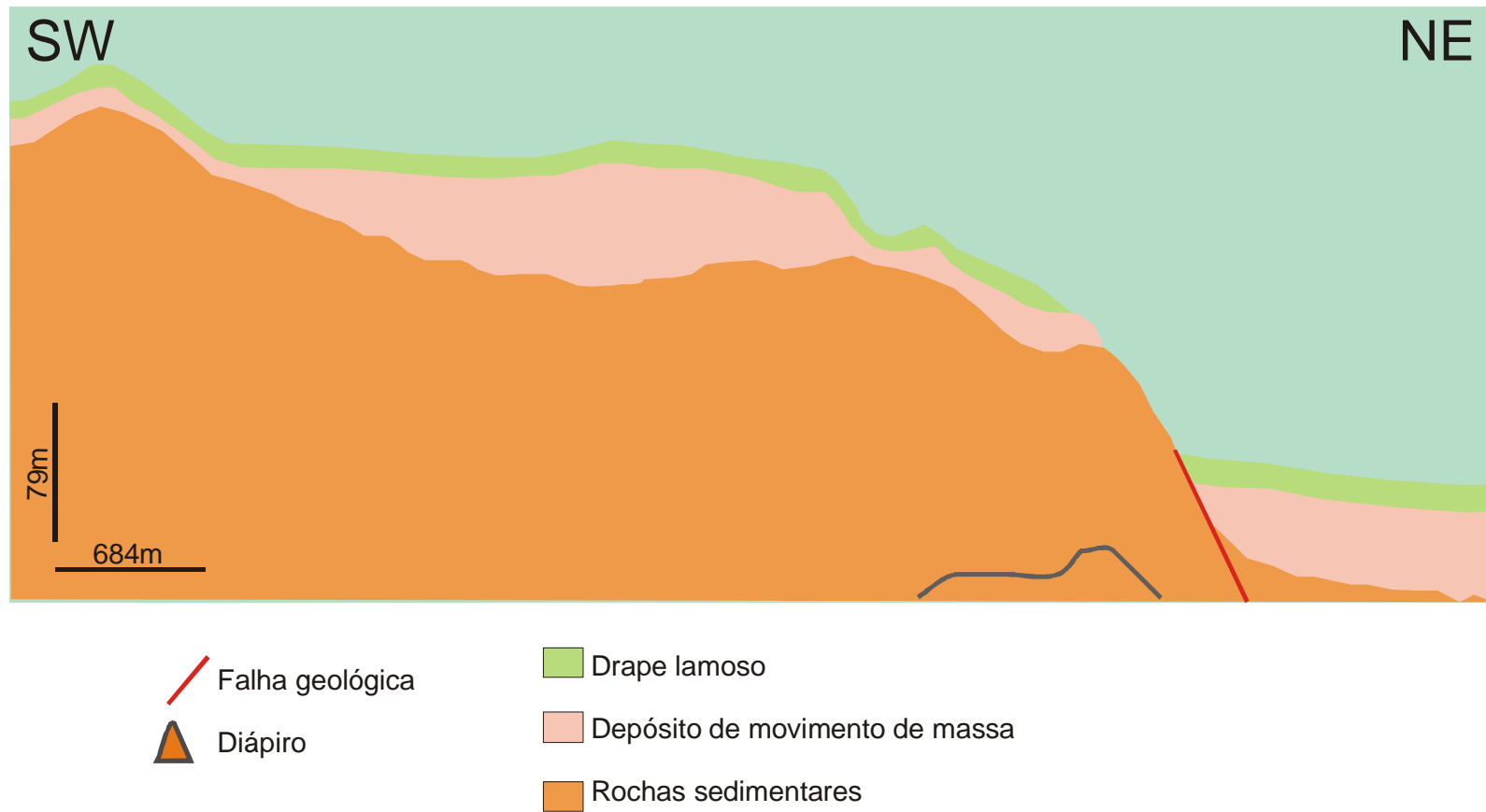


Figura 26: perfil geológico SW-NE interpretado a partir da sísmica 3D mostrando as fácies descritas na área de estudo (mesmo perfil que figura 22, indicado no mapa de relevo sombreado).



Com a formação do diápiro, à medida que o sal empurrou o sedimento, iniciou-se um processo de dobramento das camadas sobrejacentes, e no caso de camadas menos plásticas, ocorreu o desenvolvimento de falhas crestais normais, como é mostrado na figura 27.

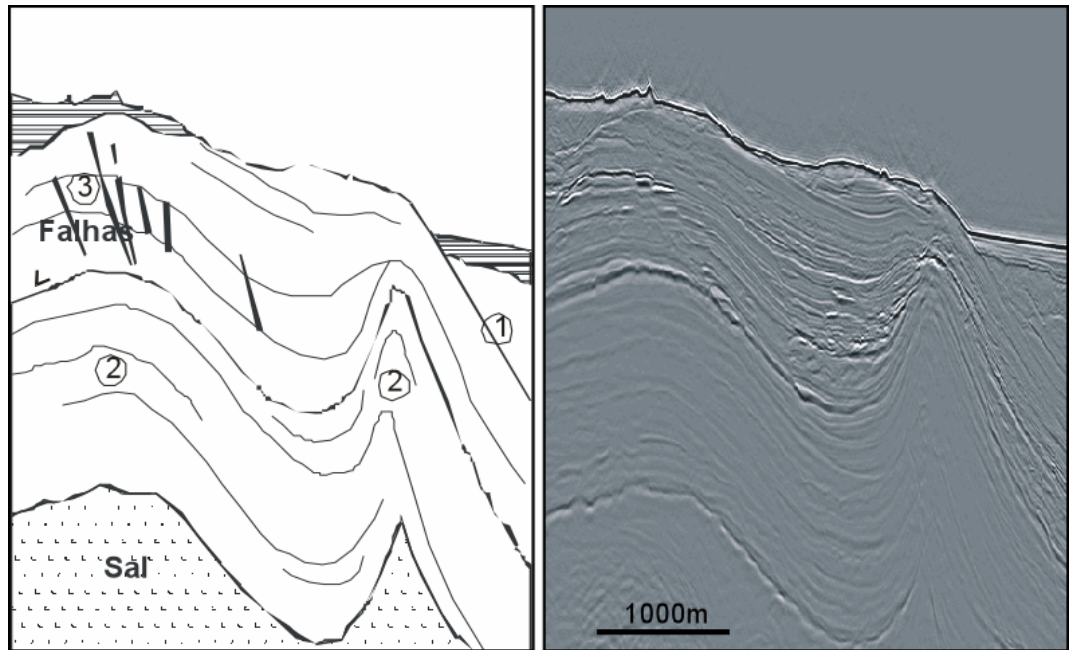


Figura 27: perfil interpretado e perfil sísmico SW-NE mostrando: 1- trecho superficial da falha por onde o diápiro de sal foi soerguido; 2- camadas dobradas pelo diapirismo salino; 3- falhas crestais desenvolvidas nas camadas dobradas.

Nas áreas de onde houve a expulsão da massa de sal, ocorreu o rebaixamento das camadas, formando minibacias, e o desenvolvimento de falhas lítricas em subsuperfície. Esse rebaixamento é visível nas porções norte e leste da área de estudo.

No fundo do mar, são observadas as falhas principais por onde foram soerguidos os sedimentos sobre o diápiro, e falhas crestais de menor extensão, (figura 28 e Mapa de Relevô Sombreado em anexo).

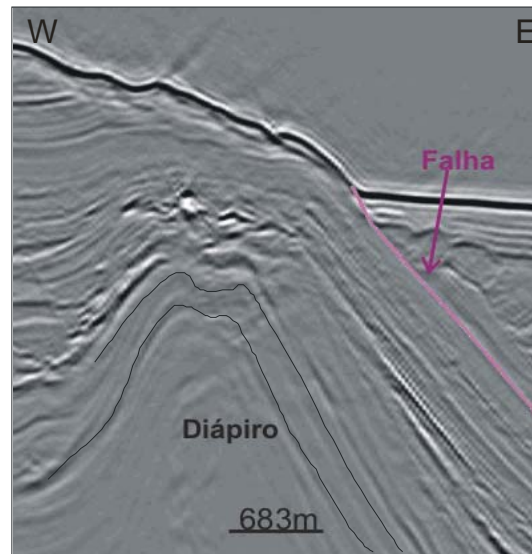


Figura 28: perfil de sísmica 3D mostrando os estratos dobrados sobre o diápiro, e a falha por onde esses sedimentos foram soerguidos, formando uma elevação no fundo do mar.

Sob o ponto de vista do estudo de *geohazards*, os diápiros de sal não constituem diretamente uma feição de risco, mas induzem o desenvolvimento de diversas feições no fundo do mar, que podem ser consideradas como *geohazards*. Na área de estudo, foram identificados associados ao diapirismo salino as seguintes feições de risco: falhas, declividades altas e concreções calcárias (descritos abaixo), afloramentos e *pockmarks*<sup>2</sup> (descritos posteriormente nesse capítulo). Essas feições são indicadas no Mapa de *Geohazards* em anexo.

- Falhas: as falhas por onde foi soerguida a massa de sal e falhas crestais normais atingem o sedimento raso, o que caracteriza *geohazard*, pois a presença de falhas próximas à superfície pode causar fraquezas na estrutura do sedimento e os tornar mais susceptíveis a escorregamentos e colapsos.
- Declividades altas: na área de estudo, as declividades do fundo do mar variam de 0 a 40 graus, sendo os maiores valores observados ao longo dos planos de falha por onde o sal soergueu os sedimentos. Gradientes altos no relevo marinho podem causar a redução na estabilidade, sendo consideradas declividades a partir de 10 graus como valores críticos em que os escorregamentos se tornam mais susceptíveis de ocorrerem. Além dos riscos

<sup>2</sup> *Pockmarks* são estruturas circulares observadas no fundo marinho relacionadas a escape de gás do sedimento.

relacionados à estabilidade dos taludes, gradientes acima de 6 graus dificultam a instalação de equipamentos submarinos.

- Concreções calcárias: dispersos no fundo do mar, ocorrem concreções calcárias de pequeno porte. Essas concreções foram formadas pela precipitação de carbonato ao longo de condutos de escape de hidrocarbonetos no sedimento, e por esse motivo são chamadas de *chaminés* (Machado 2001, Kowsmann, 2002 e Miller, 2006). As concreções têm pequeno porte, atingindo dimensões de decímetros a metros (figuras 29 e 30). As concreções constituem *geohazard* devido à sua resistência, que pode dificultar operações de ancoragem, perfurações e jateamentos de poços.

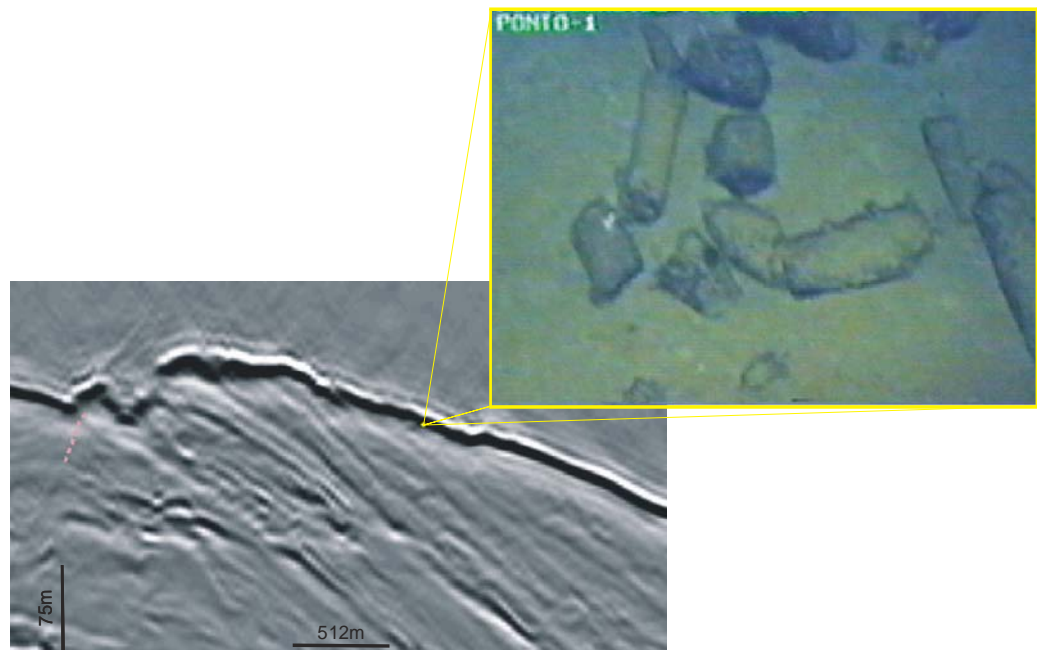


Figura 29: chaminés calcárias (detalhe) filmadas por ROV no ponto 1 (perfil). As chaminés tem diâmetro aproximado de 20 cm.

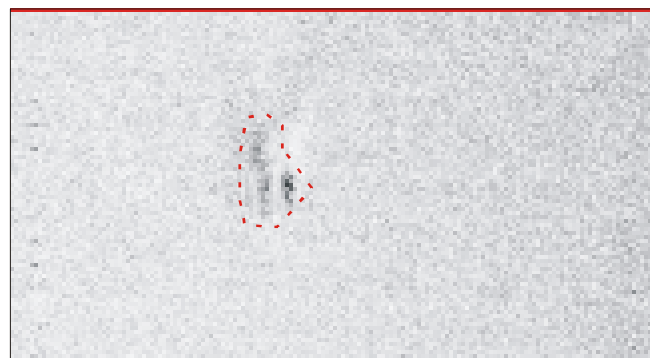


Figura 30: concreção carbonática vista em imagem de sonar com comprimento de cerca de 5m.

## 11.2 FACIES ROCHAS SEDIMENTARES

A Fácies Rochas Sedimentares corresponde a sedimentos rijos, que ocorrem próximos ao fundo do mar e como afloramentos no norte da área de estudo.

Na sísmica 3D é possível observar que é composta predominantemente por lamitos rijos, intercalados com diamictitos. Essa fácies não foi amostrada e o sinal de SBP apresenta baixa penetração, por esse motivo, todas as litologias rijas que ocorrem próximas ao fundo do mar na área de estudo são tratadas de maneira genérica como **rochas sedimentares** (figura 31).

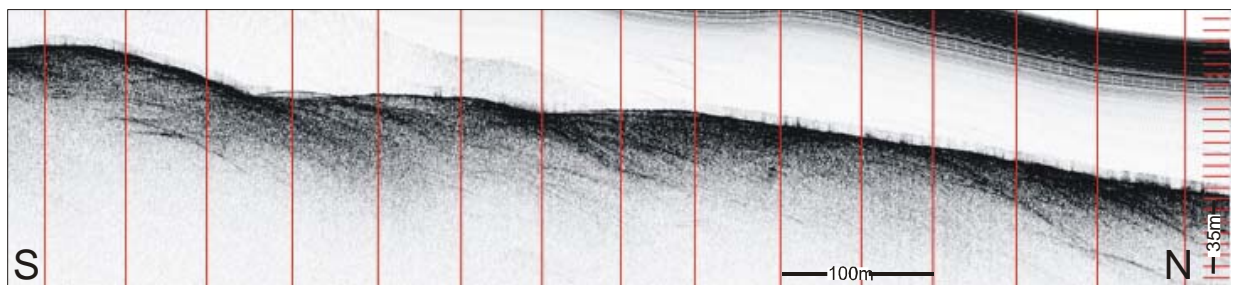


Figura 31: perfil de SBP sobre afloramento da Fácies Rochas Sedimentares. O sinal apresenta baixa penetração, resultando em ecos hiperbólicos que não permitem observar a litologia.

Quando aflora no fundo do mar, a Fácies Rochas Sedimentares apresenta-se como uma superfície rugosa irregular, com feições de relevo positivo visíveis tanto no sonar como no SBP e localmente com estruturas planares visíveis no sonar (figuras 32 e 33).

Os sedimentos da Fácies Rochas Sedimentares mais próximos ao fundo do mar foram depositados originalmente na forma de camadas horizontais semelhante aos depósitos lamosos atuais, e posteriormente foram soerguidos e dobrados de forma que os flancos encontram-se subverticais nos pontos onde a camada aflora.

A geometria deformada dessa fácies permite concluir que esta foi depositada antes do sal ter uma movimentação vertical significativa na área de estudo, e o fundo do mar na época de sua deposição ainda apresentava relevo suave não modificado pelo diapirismo.



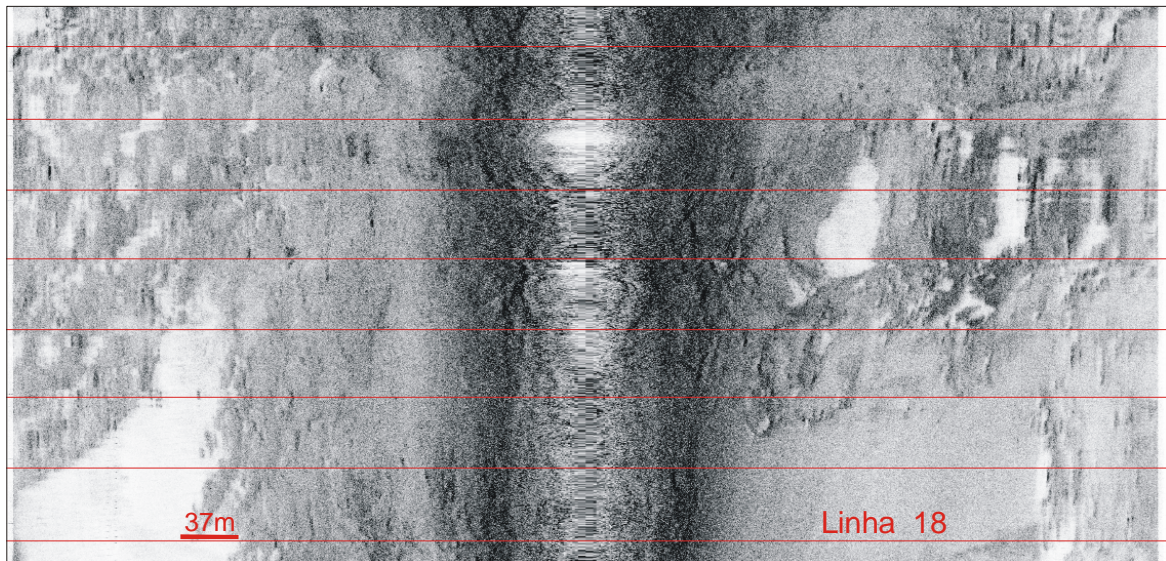


Figura 32: aspecto de um afloramento da Fácies Rochas Sedimentares, visto através do sonar.

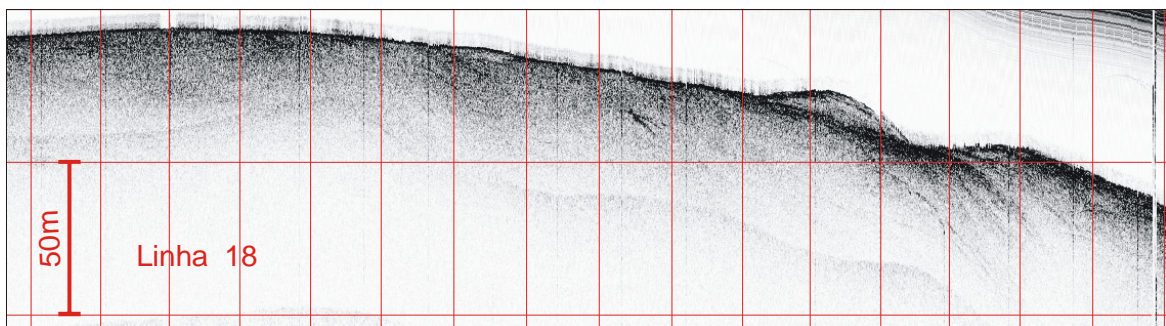


Figura 33: perfil de SBP mostrando mesmo afloramento da Fácies Rochas Sedimentares da figura anterior.

Essa fácies encontra-se atualmente recoberta por sedimentos mais novos (figura 34), exceto em uma faixa no norte e no nordeste da área de estudo, onde a declividade é alta, havendo menor deposição e maior remoção dos sedimentos.

A presença de afloramentos dessa fácies mais rija caracteriza uma feição de *geohazard* para a instalação de equipamentos no fundo do mar, pois dificulta a cravação de âncoras torpedo, impede o jateamento de poços e é uma feição que gera vãos livres e é abrasiva para dutos. Os afloramentos da Fácies Rochas Sedimentares encontram-se indicados no Mapa de *Geohazards*.

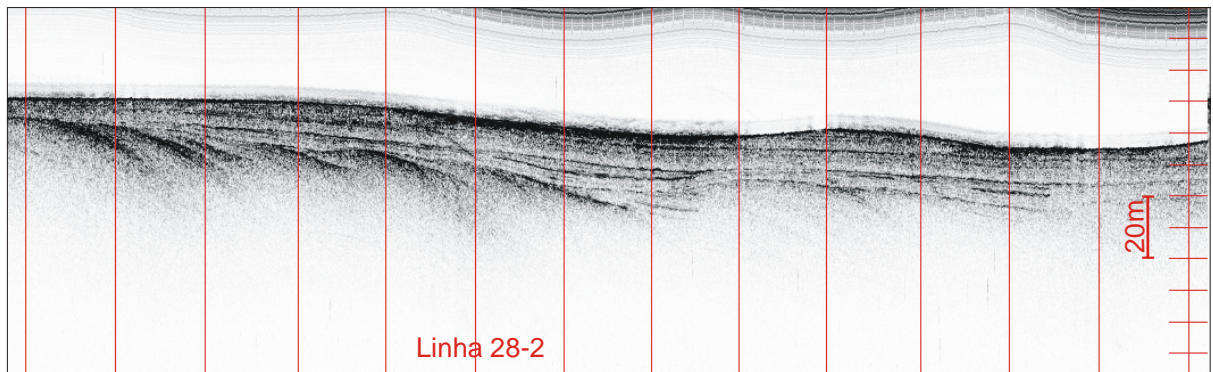


Figura 34: Fácies Rochas Sedimentares cobertas por lama hemipelágica, vista em perfil de SBP.

### 11.3 FACIES DEPÓSITOS DE MOVIMENTO DE MASSA

A Fácies **Depósitos de Movimento de Massa** ocorre em todo o subfundo da área de estudo, com exceção de pequenos trechos no norte da área. Sua espessura é maior no oeste, no nordeste e no centro, atingindo até 100m no oeste da área de estudo (ver Mapa de Isópaca do Depósito de Movimento de Massa).

Os depósitos de movimento de massa apresentam estrutura interna caótica, com topo e base irregulares, sendo melhor observados através da sísmica 3D. No SBP, apenas o topo dessa fácies é visto, sendo sua estrutura interna pouco marcada devido à absorção do sinal. Essa fácies ocorre recoberta pela Fácies *Drape* Lamoso Hemipelágico, aflorando apenas no norte e no leste da área (figuras 35, 36 e 37).

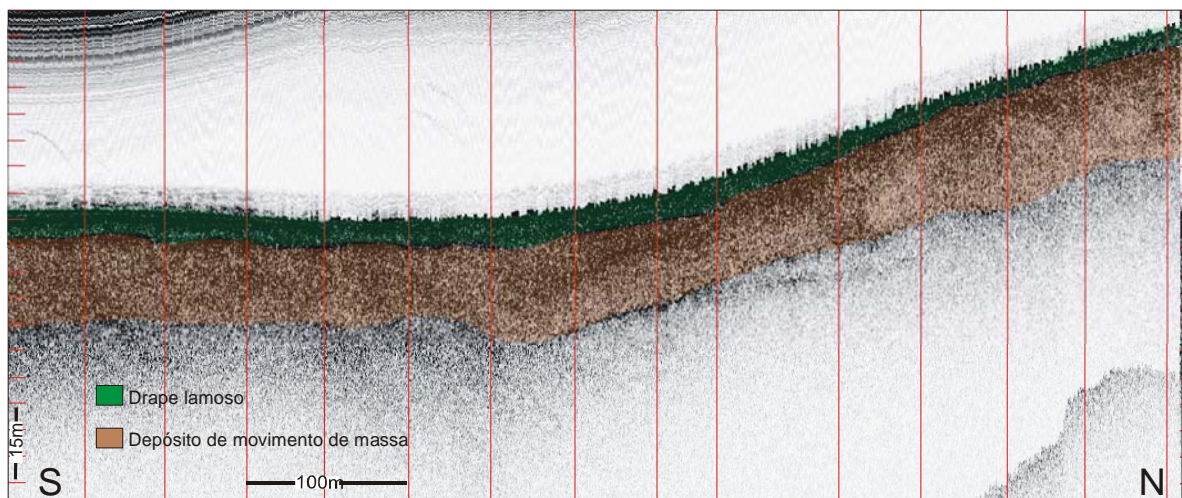


Figura 35: perfil de SBP interpretado mostrando o depósito de movimento de massa sob cobertura lamosa.



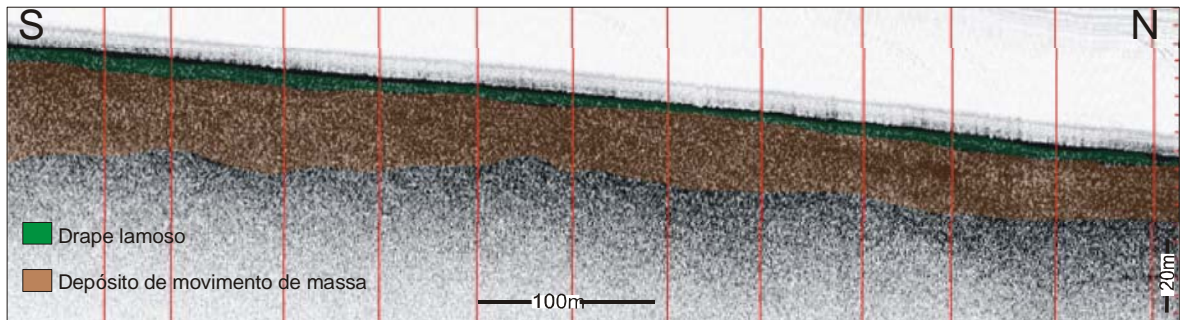


Figura 36: perfil de SBP interpretado mostrando um depósito de movimento de massa sob camada de *drape*.

A Fácies Depósitos de Movimento de Massa se formou a partir de eventos de movimento de massa desintegrativos que removeram a cobertura lamosa do fundo do mar e a redepositaram de forma caótica, como diamictitos de blocos lamosos e matriz lamosa.

Esses movimentos de massa desintegrativos que ocorreram na região da área de estudo estão associados aos eventos de rebaixamento de nível do mar do Pleistoceno. Nos períodos de mar baixo a erosão das paredes do Cânion Itapemirim e do Talude Superior era mais intensa, permitindo um fluxo maior de movimentos de massa no interior do cânion, o que resultou em depósitos de movimento de massa de grandes dimensões no pé do Talude e no Plateau do São Paulo.

No início da deposição dos diamictitos, a área de estudo apresentava um relevo baixo, porém houve o soerguimento do centro da área pelo sal, o que causou a interrupção da deposição de diamictitos nessa porção central, o que se percebe pela menor espessura dos depósitos de movimento de massa (espessura de até 40 metros).

A partir da elevação dos sedimentos sobre o sal no centro da área, essa região soerguida funcionou como barreira de deposição para novos movimento de massa vindos do Talude a oeste, que então passaram a se concentrar principalmente nas porções oeste e noroeste da área, o que resultou em maiores espessuras dos diamictitos nessas regiões.

Depósitos de movimento de massa hoje constituem um *geohazard* para a exploração submarina, pois a estrutura caótica desse tipo de sedimento resulta em uma variação imprevisível na resistência. Essa característica dificulta o jateamento de poços e a ancoragem torpedo de equipamentos no fundo marinho.

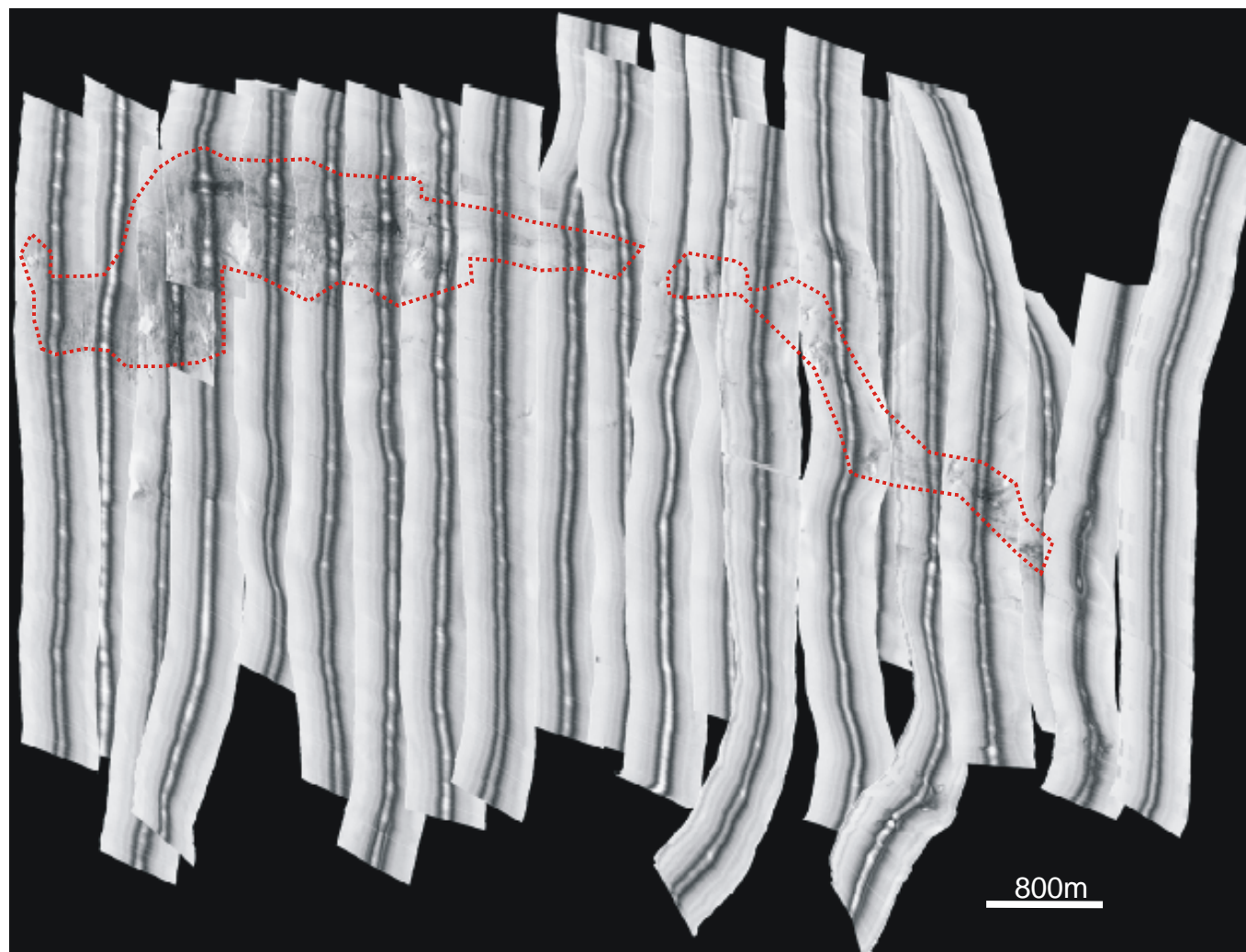


Figura 37: mosaico de sonar com destaque para o padrão de reflexão associado a afloramentos das fácies Depósito de Movimento de Massa e Rochas Sedimentares.



#### 11.4 FACIES DRAPE LAMOSO HEMIPELÁGICO

A Fácies *Drape* Lamoso Hemipelágico corresponde à cobertura de sedimentos lamosos depositados a partir da precipitação de sedimentos finos hemipelágicos sobre o fundo do mar. Localmente ocorrem depósitos de areia lamosa e areia bioclástica. Essa fácies possui espessura de até 20 metros, é praticamente contínua, estando ausente apenas ao longo das escarpas do fundo do mar (ver Mapa de Isópaca do *Drape* em anexo).

A estrutura interna do depósito consiste em camadas plano-paralelas, (forma de *drape*), depositadas a partir queda dos sedimentos finos em suspensão na água do mar. Esses sedimentos tendem inicialmente a seguir a geometria do topo das litologias subjacentes e posteriormente, à medida que o depósito se torna mais espesso, tendem a suavizar o terreno. Na figura 38 é possível observar a estrutura interna plano-paralela, base irregular e topo suave, tendendo a plano.

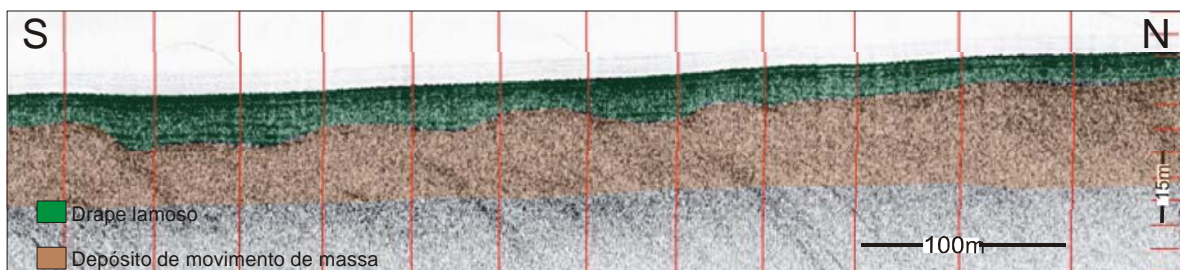


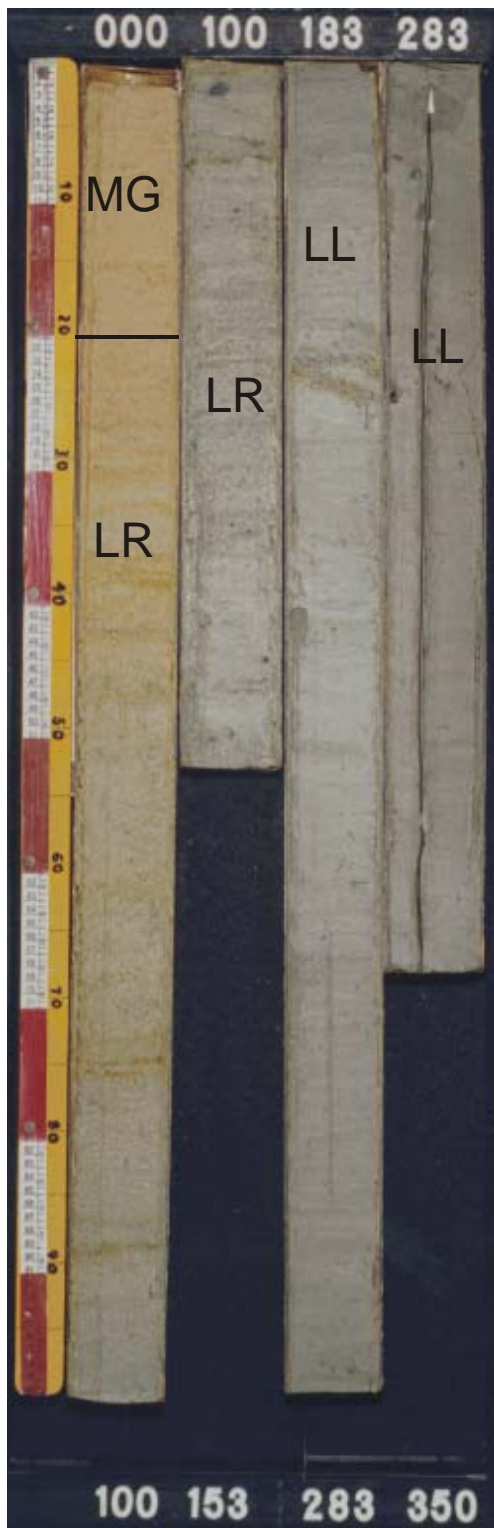
Figura 38: perfil de direção N-S interpretado do SBP mostrando o *drape*. Observa-se a sua estrutura interna plano-paralela, base irregular e topo suavizado. Escalas aproximadas

O *drape* lamoso foi amostrado na área de estudo por 3 testemunhos a pistão, listados na tabela 3. O testemunho K-10 (figura 39) recuperou 3,5m de lama hemipelágica, com variação crescente de baixo para cima no teor de carbonato (lama levemente carbonática na base, lama rica em carbonato no meio e marga no topo).

**Tabela 3: resumo das características dos sedimentos de superfície dos testemunhos.**

Testemunho	Comprimento	Sedimento de superfície e idade	Observações
K-10	3,50m	Marga, Holoceno	Sobre lama rica e levemente carbonática
K-12	4,40m	Marga e areia bioclástica, Holoceno	Sobre lama rica, levemente carbonática e marga
K-55	4,15m	Areia lamosa, não datada	Sobre lama rica e levemente carbonática

## Amostra K10



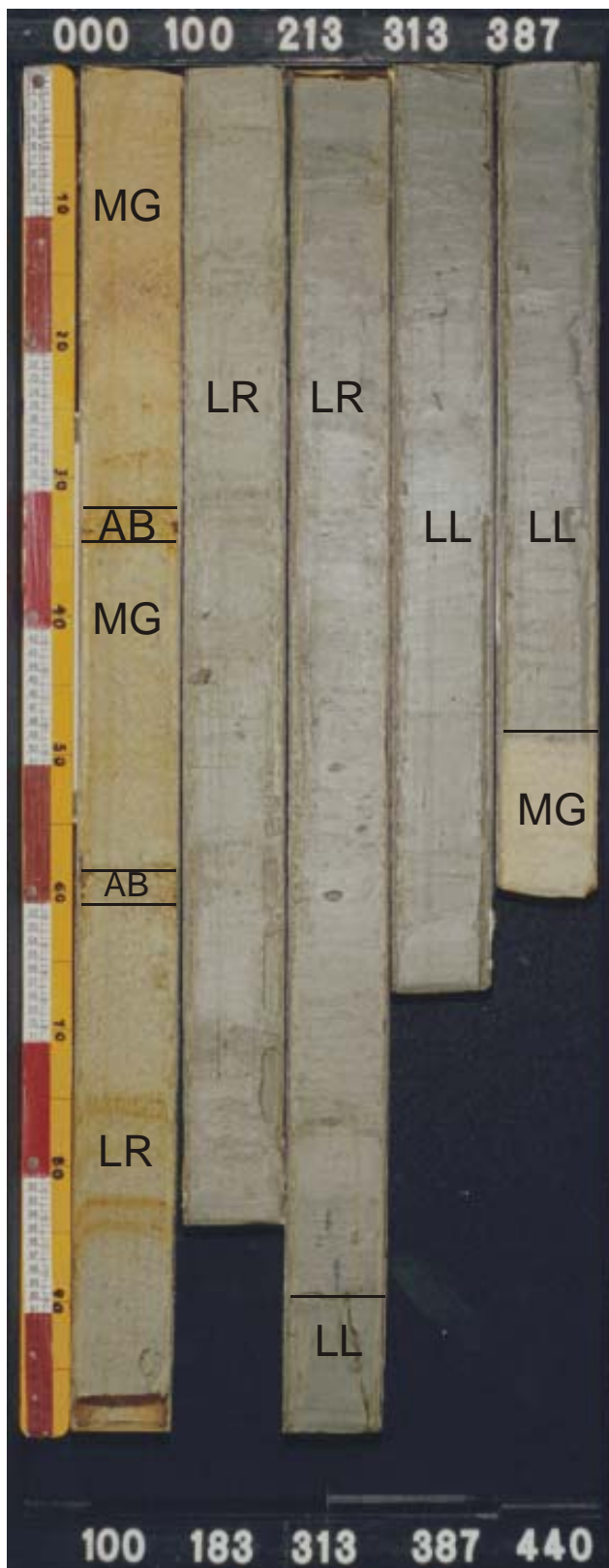
MG - marga

LR - lama rica em carbonatos

LL - lama levemente carbonática

Figura 39: foto do testemunho K-10 com as litologias observadas. Baseado na descrição dos geólogos R.O. Kowsmann e M. A. Vicalvi.

## Amostra K12



MG - marga

LR - lama rica em carbonatos

LL - lama levemente carbonática

AB - areia bioclástica

Figura 40: foto do testemunho K-12 com as litologias observadas. Baseado na descrição dos geólogos R.O. Kowsmann e M. A. Vicalvi.

## Amostra K55



ALM - areia lamosa bioclástica e siliciclástica

LR - lama rica em carbonatos

LL - lama levemente carbonática

Figura 41: foto do testemunho K-55 com as litologias observadas. Descrição Petrobras UN-BC/ATEX/LG.

O testemunho K-12 (figura 40) recuperou 4,4m de lama hemipelágica, com marga na base, seguida de uma seqüência semelhante à do testemunho K-10, com variação de lama levemente carbonática a marga. Nesse testemunho foram observados também dois horizontes centimétricos de areia bioclástica.

A amostra K-55 (figura 41) coletou 4,15m, com 80cm de areia lamosa no topo, seguido de lama rica em carbonato e de lama levemente carbonática

A deposição do *drape* hemipelágico iniciou-se no final do Pleistoceno, durante a última glaciação, com deposição de marga nos períodos mais quentes e lama levemente carbonática e lama rica nos períodos mais frios. Atualmente ocorre a deposição de margas.

Em alguns pontos na área soerguida do fundo do mar foram observadas no *drape* feições circulares relacionadas a escape de gás através dos sedimentos. Essas estruturas são chamadas *pockmarks*.

Devido ao escape do gás, os sedimentos no interior dos *pockmarks* tornam-se mais moles (menos adensados), o que caracteriza um *geohazard* para instalações de equipamentos e para fixação das cabeças de poços.

Além disso, *pockmarks* são feições que sugerem a existência de gás raso no sedimento do subfundo marinho. O gás no sedimento raso normalmente está dissolvido na água da formação, porém parte pode estar na fase gasosa, o que então caracterizaria um *geohazard*, pois a presença de gás no sedimento raso pode diminuir a sua estabilidade e, em raros casos, pode causar *blowout*, (Bouma et al., 1981).

O Mapa de *Geohazards* mostra os pontos onde há evidências do escape de gás (*pockmarks*).

## CONCLUSÕES

A área de estudo está localizada na província Talude Continental, entre as lâminas d'água de –1590m e –2040m. A halocinese é a principal determinante da morfologia do fundo do mar da área de estudo, já que a formação e a movimentação de diápiros em subsuperfície definiram o soerguimento e o rebaixamento dos sedimentos próximos ao fundo.

A partir do uso combinado da sísmica 3D regional com dados de maior resolução como SBP, sonar, amostras a pistão e filmagens de ROV, (*Remotely Operated Vehicle*), foi possível realizar o mapeamento em escala de detalhe da faciologia e das feições de *geohazard* existentes na área.

Os sedimentos observados no fundo do mar e no subfundo pertencem à Formação Ubatuba de idades terciárias e quaternárias, e foram agrupados em três fácies: Rochas Sedimentares, Depósitos de Movimento de Massa e *Drape Lamoso Hemipelágico*.

A Fácies Rochas Sedimentares é constituída principalmente por lamitos, que foram depositados na forma de camadas horizontais e que posteriormente foram dobradas, falhadas e soerguidas pelo sal. Essa fácies ocorre próxima ao fundo do mar, e aflora na porção norte da área.

A Fácies Depósitos de Movimento de Massa engloba depósitos originados a partir de vários eventos de movimento de massa desintegrativos provenientes do Talude e do Cânion Itapemirim, associados aos eventos de rebaixamento de nível do mar do último período interglacial.

A Fácies *Drape Lamoso Hemipelágico* corresponde à cobertura superficial de sedimentos finos depositados a partir da precipitação hemipelágica sobre o fundo do mar durante o Holoceno e o final do Pleistoceno.

Neste estudo foram identificados os condicionantes geológicos que podem representar riscos às operações de engenharia (*geohazards*), incluindo tipos de sedimento que ocorrem no fundo do mar e no subfundo, a existência de litologias rijas aflorantes, morfologia do fundo e feições estruturais.

Foi observado que a maioria das feições de *geohazards* identificadas na área de estudo está associada à halocinese, como as falhas, declividades altas, *pockmarks*, concreções calcárias e afloramentos.



Outro *geohazard* observado na área estudada é a presença de depósitos de movimento de massa, que estão relacionados com a progradação dos sedimentos sobre o Talude. A figura 42 mostra um perfil que resume alguns dos *geohazards* observados e locais preferenciais onde ocorrem.

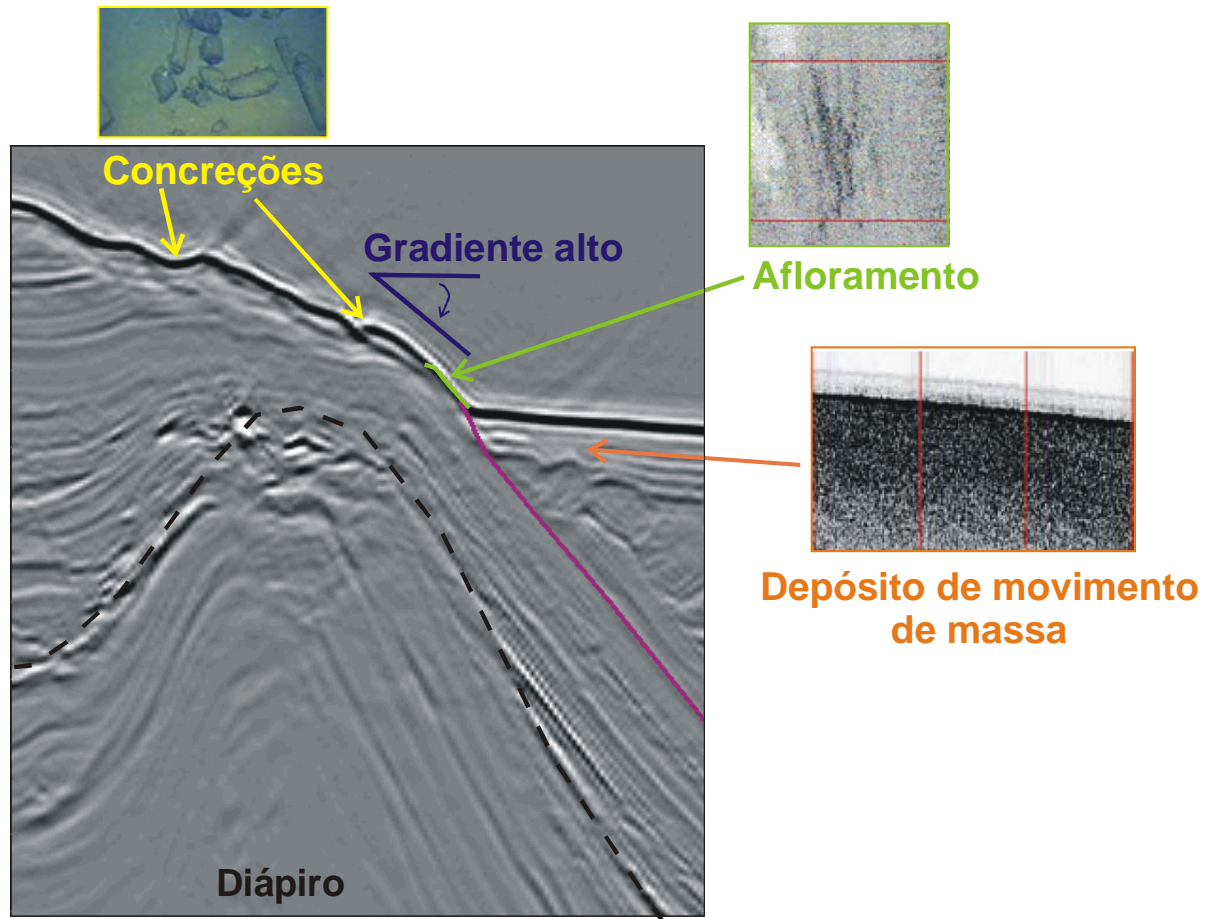


Figura 42: perfil que resume alguns dos *geohazards* e situação em que ocorrem na área de estudo. As concreções ocorrem na área elevada sobre o diápiro, os gradientes mais altos e afloramentos ocorrem ao longo dos planos de falha por onde o sedimento foi soerguido e os depósitos de movimento de massa praticamente em toda a área de estudo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ayres Neto, A., 2000. Uso da Sísmica da Reflexão de Alta Resolução e da Sonografia na Exploração Mineral Submarina. *Revista Brasileira de Geofísica*, **18** (3) : 241- 256.
- Ayres Neto, A. & Baptista Neto, J. A., 2004. Métodos Diretos e Indiretos de Investigação do Fundo Oceânico. In: Baptista Neto, J. A., Ponzi, V. R. A., Sichel, S. E., (org). Introdução à Geologia Marinha. Interciências, Rio de Janeiro, cap. 6: 127-151.
- Blondel, P. & Murton, B. J., 1997. Handbook of Seafloor Sonar Imagery. Praxis Publishing Ltd, West Sussex. 314p.
- Bouma, A., Sangrey, D., Coleman, J., Prior, D., Trippet, A., Dunlap, W., Hooper, J., 1981. *Offshore Geologic Hazards*. Rice University, Offshore Technology Conference, Education Course Note Series nº18.
- Castro, D. D., 1992. *Morfologia da Margem Continental Sudeste-Sul Brasileira e Estratigrafia Sísmica do Sopé Continental* Instituto de Geociências – UFRJ. Dissertação de Mestrado 220p.
- Cirano, M., Mata, M. M., Campos, E. J. D., Deiró, N. F. R., 2006. A circulação oceânica de larga escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação global OCCAM. *Revista Brasileira de Geofísica* **24** (2):209-230.
- Damuth, J.E., 1980. Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Marine Geology* **38**: 51-75.
- 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* Programa de Pós-Graduação em Geociências – UFRGS. Dissertação de Mestrado 134p.
- Dias, J. L., Scarton, J. C., Esteves, F. R., Carminatti, M. Guardado, L. R., 1990. *Aspectos da Evolução Tectono-sedimentar e a Ocorrência de Hidrocarbonetos na Bacia de Campos, Aspectos Geológicos (compilação de trabalhos diversos sobre a Bacia de Campos)*. PETROBRAS.
- Duarte, Osvaldo de Oliveira, 2003. *Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia* -2º edição. SBGf, Rio de Janeiro, 352p.
- Ericson, D. B. & Wollin, G., 1968. Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. *Science*, **162**:1227-1234.



Hanshiro, M., 2003. *Bacia de Campos, Aspectos Geológicos (compilação de trabalhos diversos sobre a Bacia de Campos)*. PETROBRAS.

Hercos, C. M., Miller, D. M., Kowsmann, R. O., Lima, A. C., 2004. *Geohazards Superficiais, BC-400, BC-500 e BMC-3*. Relatório Interno - Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello PDEXP. PETROBRAS.

Hudec, M. R. & Jackson, M. P. A., 2007. Terra infirma: understanding salt tectonics. *Earth-Science Review*, v. **82**, 01-28.

Kowsmann, R. O., Carbonatos autigênicos associados a seep de óleo no talude da Bacia de Campos, PETROBRAS relatório 2002.

Kowsmann, R. O. & Vicalvi, M.A. 2003 – Descrição e datação dos furos da Campanha Bucentaur 2003 na área de Jubarte/Cachalote (Bloco BC-60). Rio de Janeiro, PETROBRAS. Relatório CENPES/PDP/MC (RT GEOF 008/2003).

Machado, L. C. R., 2001. Relatório de fiscalização do RSV Salgueiro. Relatório Petrobras.

Machado, L. C., Kowsmann, R. O., Almeida Jr., W., Murakami, C. Y., Schreiner, S., Miller, D. J., Piaulino, 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*, v. **12**, n. **2**: 287-315, maio/nov.

Maldonado, P. R., Piaulino, P. O. V., Ayres, A., Gallea, C., Ocampo, G. X., Rude, J., Ventura, S., 2003. *AUV X Deep Towed Systems: a Comparison of Survey Systems*. In Eighth International Congress of The Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro. SBGf, 3p.

Miller, D. J., 2006. *Caracterização Geoquímica e Geológica de Duas Exsudações de hidrocarbonetos na Bacia de Campos (Rio de Janeiro)*. Dissertação - Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE. 181p.

Moore, R., Usher, N., Evans, T., 2007. Integrated multidisciplinary assessment and mitigation of West Nile Delta geohazards. *Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Conference Offshore Site Investigation and Geotechnics*. London, UK, 11-13 de setembro. 33-42.

Mulder, T. e Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, v. **66**, n. **1**, 43-57.

Patchineelam, S.M., 2004. Circulação Oceânica In: Baptista Neto, J. A., Ponzi, V. R. A., Sichel, S. E., (org). *Introdução à Geologia Marinha*. Interciências, Rio de Janeiro, cap. 7: 153-173.

Peterson, R. G. & Stramma, L., 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.*, **26**(1): 1-73.

Ponzi, V. R. A., 2004. Sedimentação marinha. In: Baptista Neto, J. A., Ponzi, V. R. A., Sichel, S. E., (org). *Introdução à Geologia Marinha*. Interciências, Rio de Janeiro, cap. 9: 219-241

Rangel, H. D., Martins, F. A. L., Esteves, F. R., Feijó, F. J., 1994. Bacia de Campos: Carta Cronoestratigráfica. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, **v. 8, n. 1**: 203-219.

Roberts, H.H., Singh, I.B., Coleman, J.M., 1986. Distal shelf and upper continental slope sediments deposited during rising seal level, north central Gulf of Mexico. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.* 36:541-551

Rowan, M., 2000. *Modern Salt Tectonics*. Petroleum Technology Transfer Council Workshop, Mississippi. PTTC

Schock, S. G., Le Blanc, L. R., Mayer, L. A., 1989. Chirp subbottom profiler for quantitative sediment analysis. *Geophysics*. **54**:445-450.

Silveira, I. C. A., Schmidt, A. C. K., Campos, E. J. D., Godoi, S. S., Ikeda, Y., 2000. A Corrente do Brasil ao longo da costa Brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*. **48**(2):171-183.

Skinner, B. J. & Turekian, K. K., 1973. *O Homem E O Oceano (Man And The Ocean)* Tradução de Kenitiro Suguio, 1996. Editora Edgar Blücher Ltda., São Paulo 173p.

Thomas, J. E. (organizador), Triggia, A. A., Correia, C. A., Verotti Filho, C., Xavier, J. A.D., Machado, J. C. V., Souza Filho, J. E., Paula, J. L., De Rossi, N. C. M., Pitombo, N. E. S., Gouvea, P. C. V. M., Carvalho, R. S., Barragan, R. V., 2001. *Fundamentos de engenharia do petróleo*, 2ªed. Interciências: Petrobras 2004., Rio de Janeiro 271p

Turekian, K. K., 1976. *Oceanos (Oceans)* Tradução de C. A. L. Isotta, R. Yoshida, A. Bartorelli, 1996. Editora Edgar Blücher Ltda., São Paulo 151p.

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.

Zembruski, S. G., Barreto, H. T., Palma, J. C. e Milliman, J. D., 1972. *Estudo Preliminar das Províncias Geomorfológicas da Margem Continental Brasileira*. In congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, Anais do XXVI congresso. SBG, 3v. **v2**: 187-209. Reimpressão: Projeto Remac. Coletânea de Trabalhos V1, 1971 A 1975. Rio de Janeiro, PETROBRAS, CENPES, DIMPET, 1977.

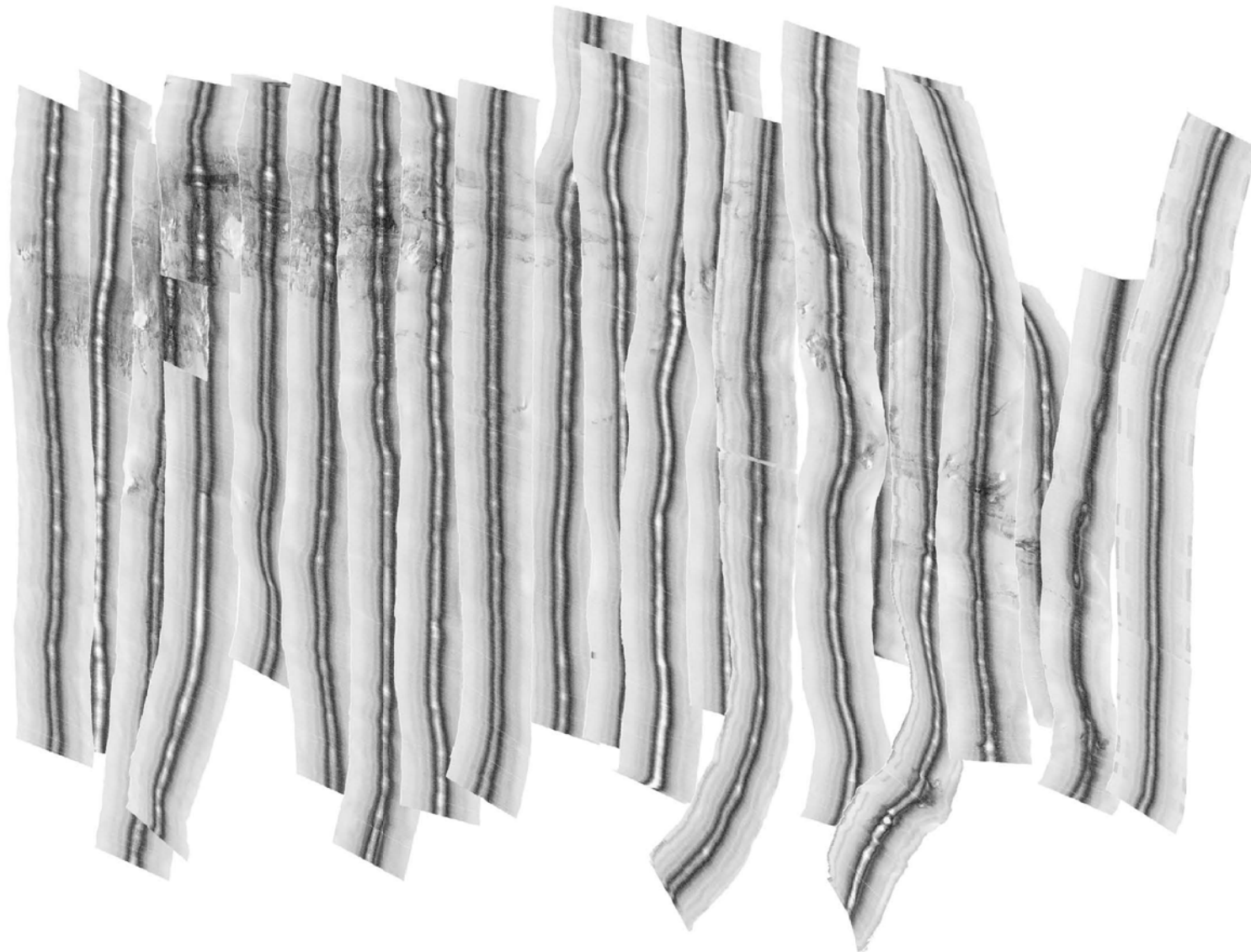
## AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer à Petrobras pela liberação dos dados e à equipe da Geologia Marinha, em especial aos geólogos Alexsander Cavalcante de Lima, Raul Reichden Correa Filho, Joaquim Teixeira Filho e Simone Schreiner.

Gostaria de agradecer também ao geólogo Renato Oscar Kowsmann (co-orientador) pela orientação nesse e em tantos outros trabalhos, e ao LGGM, em especial aos professores Valdir Amaral Manso (orientador) e Eldemar Menor e a todos que de alguma forma contribuíram para a realização desse trabalho.

## ANEXOS

# Mosaico de Sonar

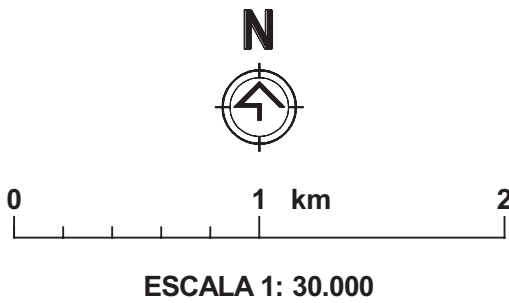
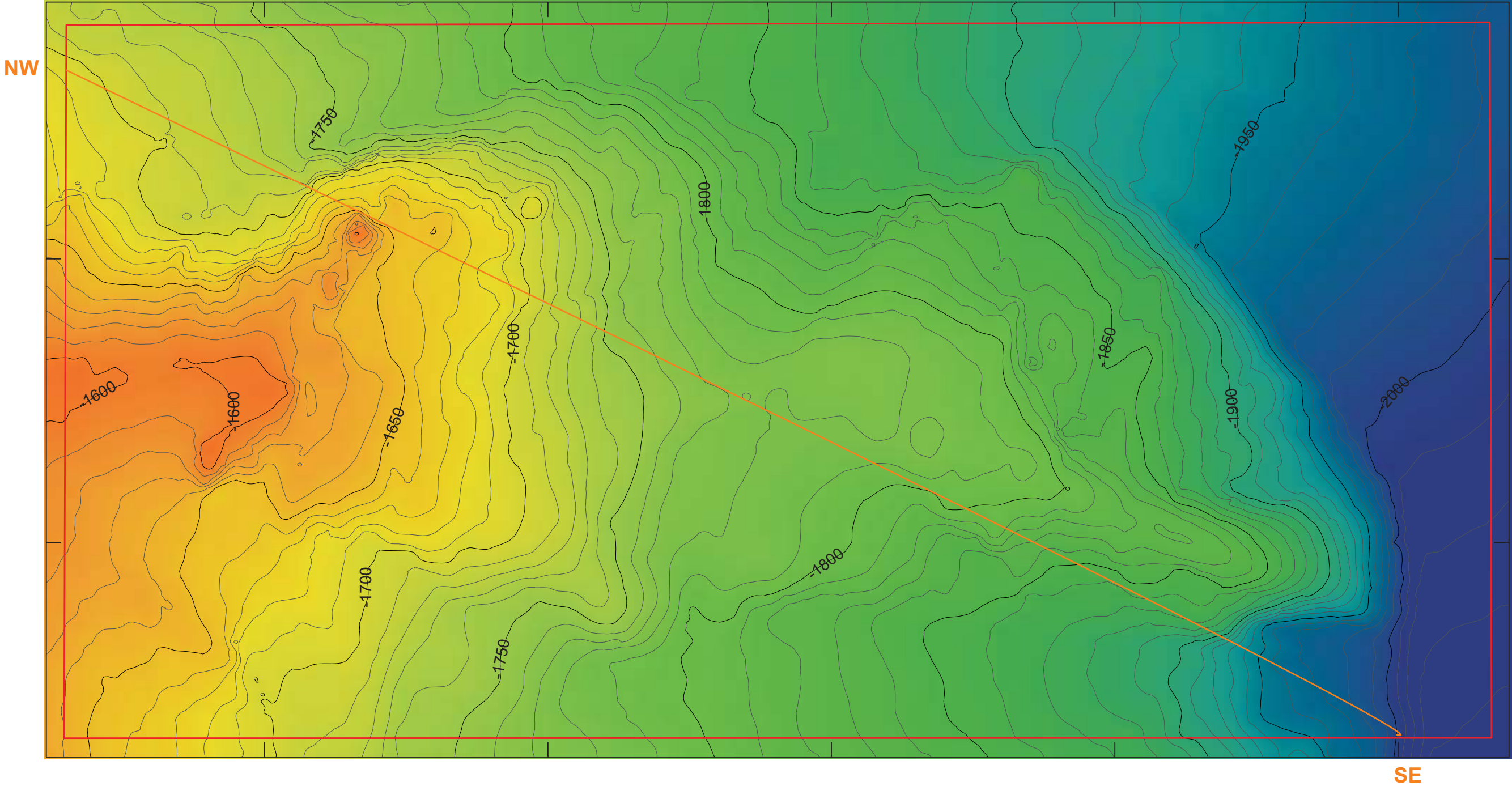


Projection : Universal Transverse Mercator  
Datum : WGS Datum (1984)  
Semi Major Axis: 6378137 meters  
Semi Minor Axis: 6356752.3 meters  
Flattening: 298.26  
X Translation to WGS84: 0.00 meters  
Y Translation to WGS84: 0.00 meters  
Z Translation to WGS84: 0.00 meters  
Zone Number : 24  
Hemisphere : South

Meters  
0 400 600 1200 1600 2000

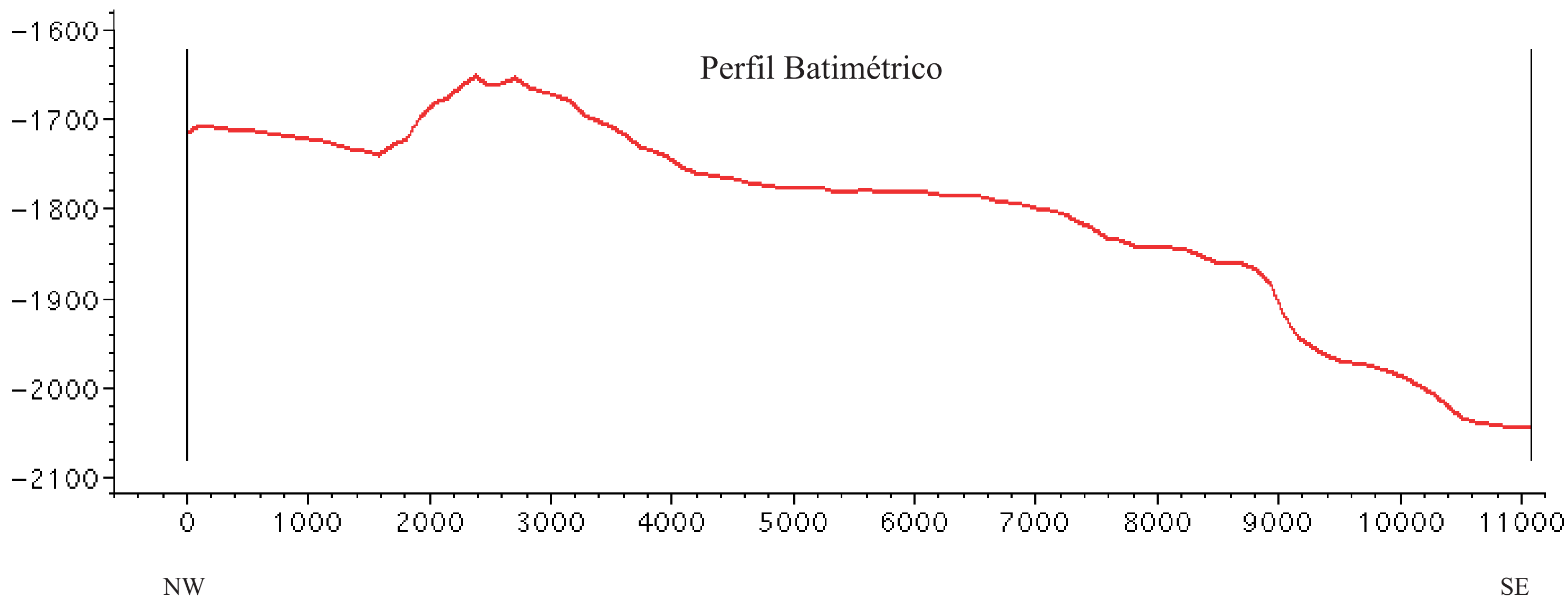
Scale 1 : 40000

# Mapa Batimétrico



## LEGENDA

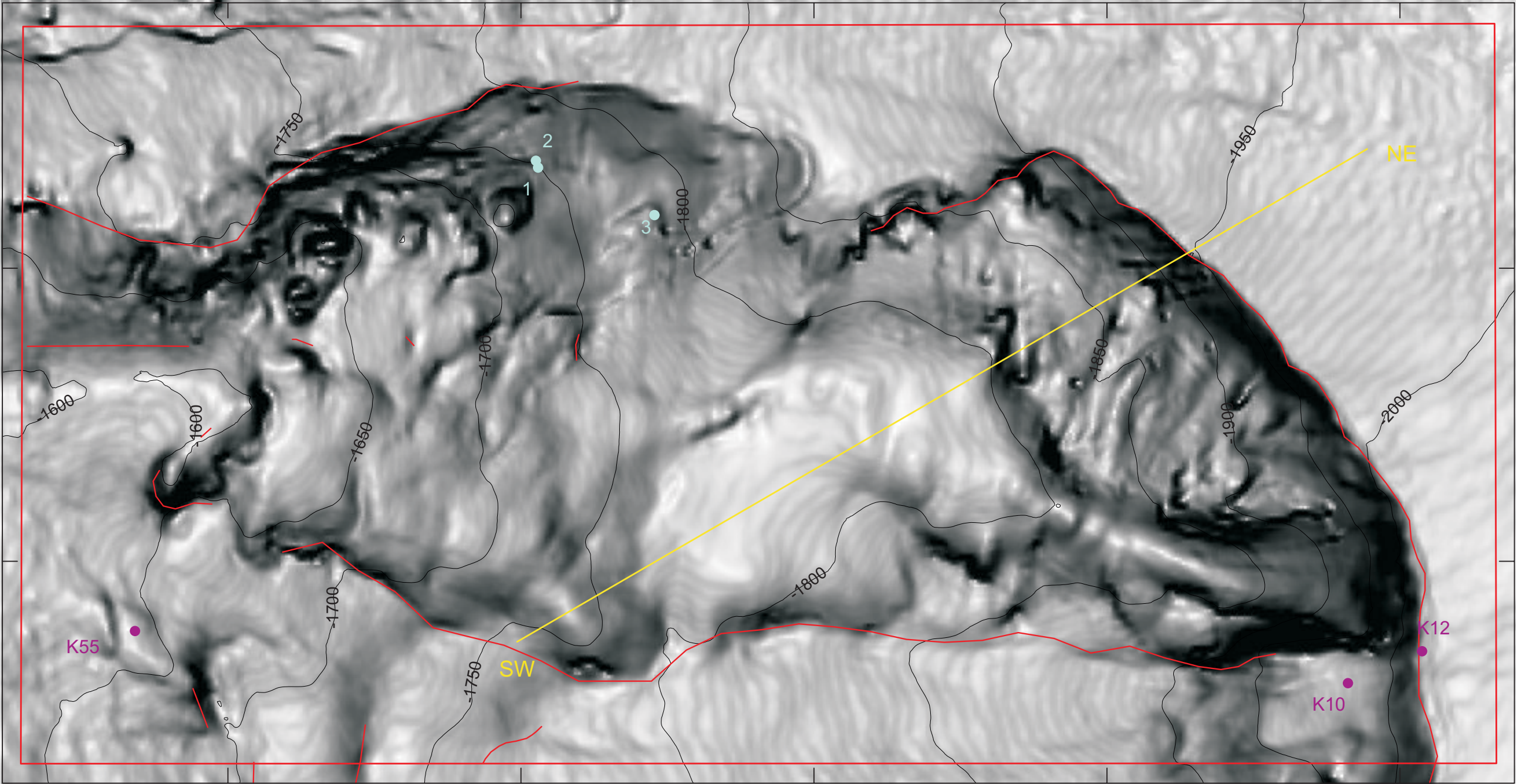
- Profundidade (metros)
- 1600
  - 1700
  - 1800
  - 1900
  - 1950
  - 2000
- Área de estudo
- Contorno Batimétrico (IC=10m)



Escala horizontal 1:30.000  
Exagero vertical aproximado:8x

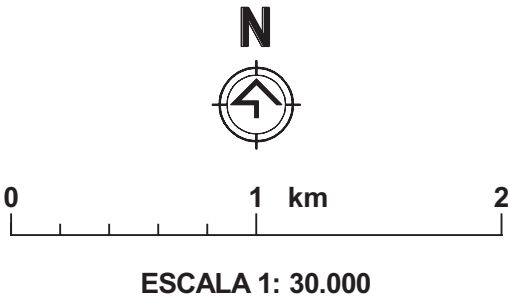


# Mapa de Relevo Sombreado



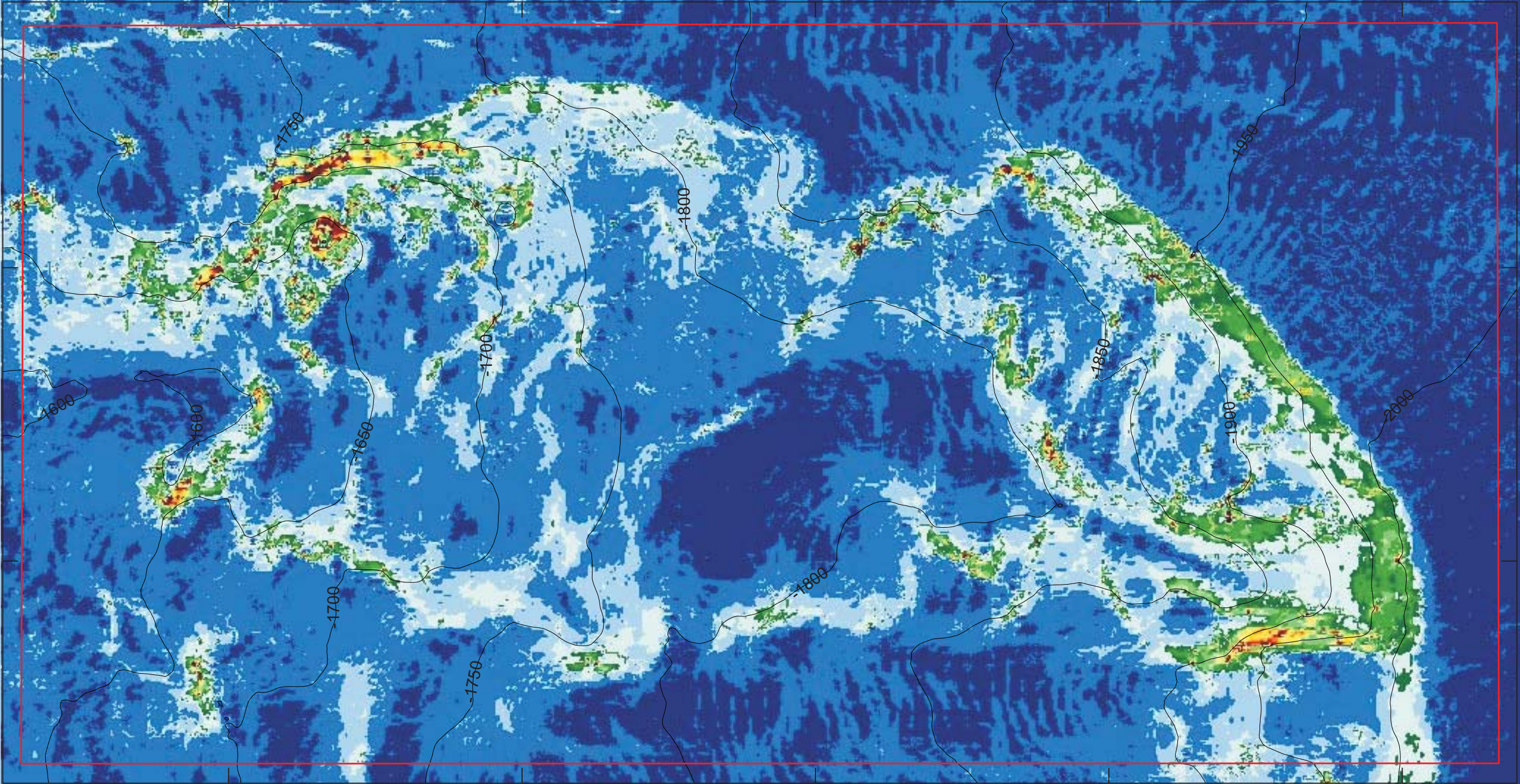
## LEGENDA

- Área de estudo
- Amostra a Pistão
- Amostras ROV
- Perfil
- Falha Geológica
- Contorno Batimétrico (IC=50m)





Mapa de Declividade

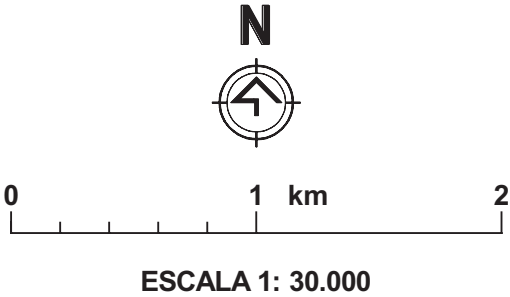


LEGENDA

Declividade (°)

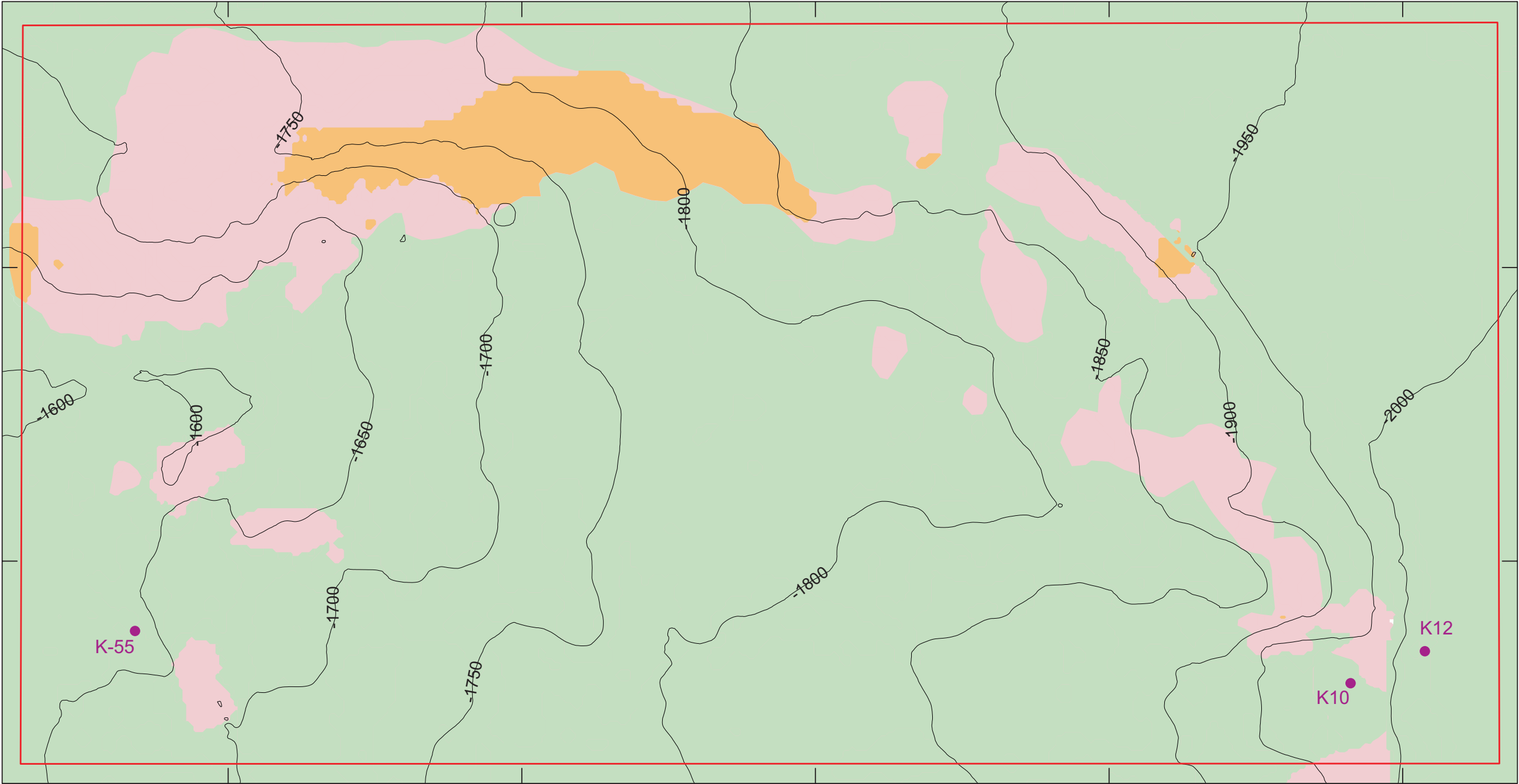
	0 - 2
	2 - 4
	4 - 6
	6 - 8
	8 - 10
	10 - 12
	12 - 14
	14 - 16
	16 - 18
	18 - 20
	20 - 22
	22 - 24
	24 - 26
	26 - 40

- Area 1
- Contorno Batimétrico (IC=50m)





# Mapa Faciológico



## LEGENDA

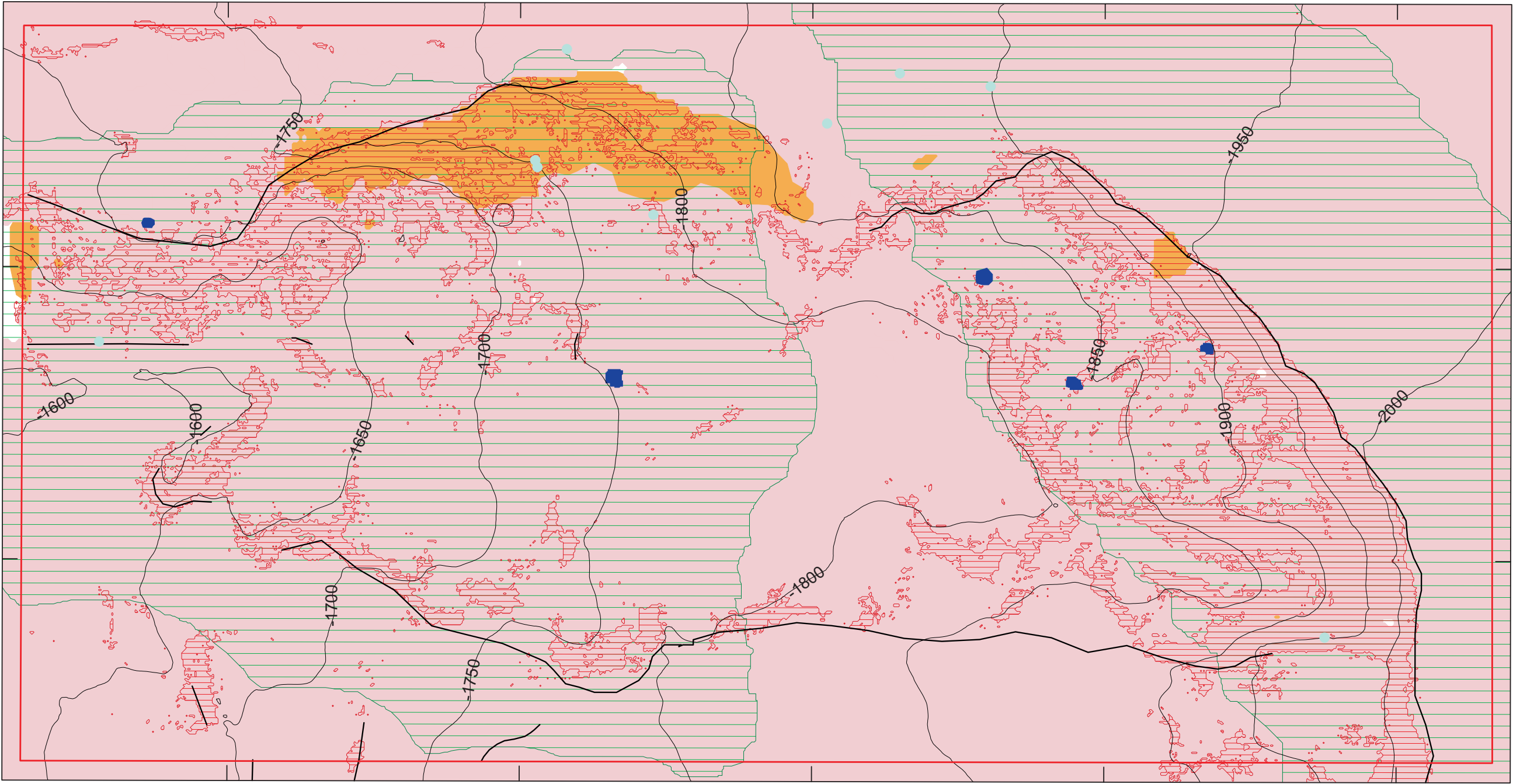
- Área de estudo
- Amostra a Pistão
- Contorno Batimétrico (IC=50m)
- Faciologia do Fundo Marinho
  - Drape lamoso
  - Diamictito
  - Rochas sedimentares



0 1 km 2

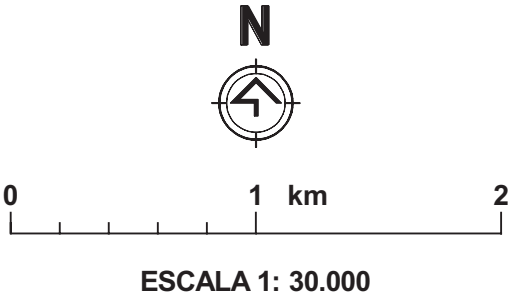
ESCALA 1: 30.000

# Mapa de Geohazards

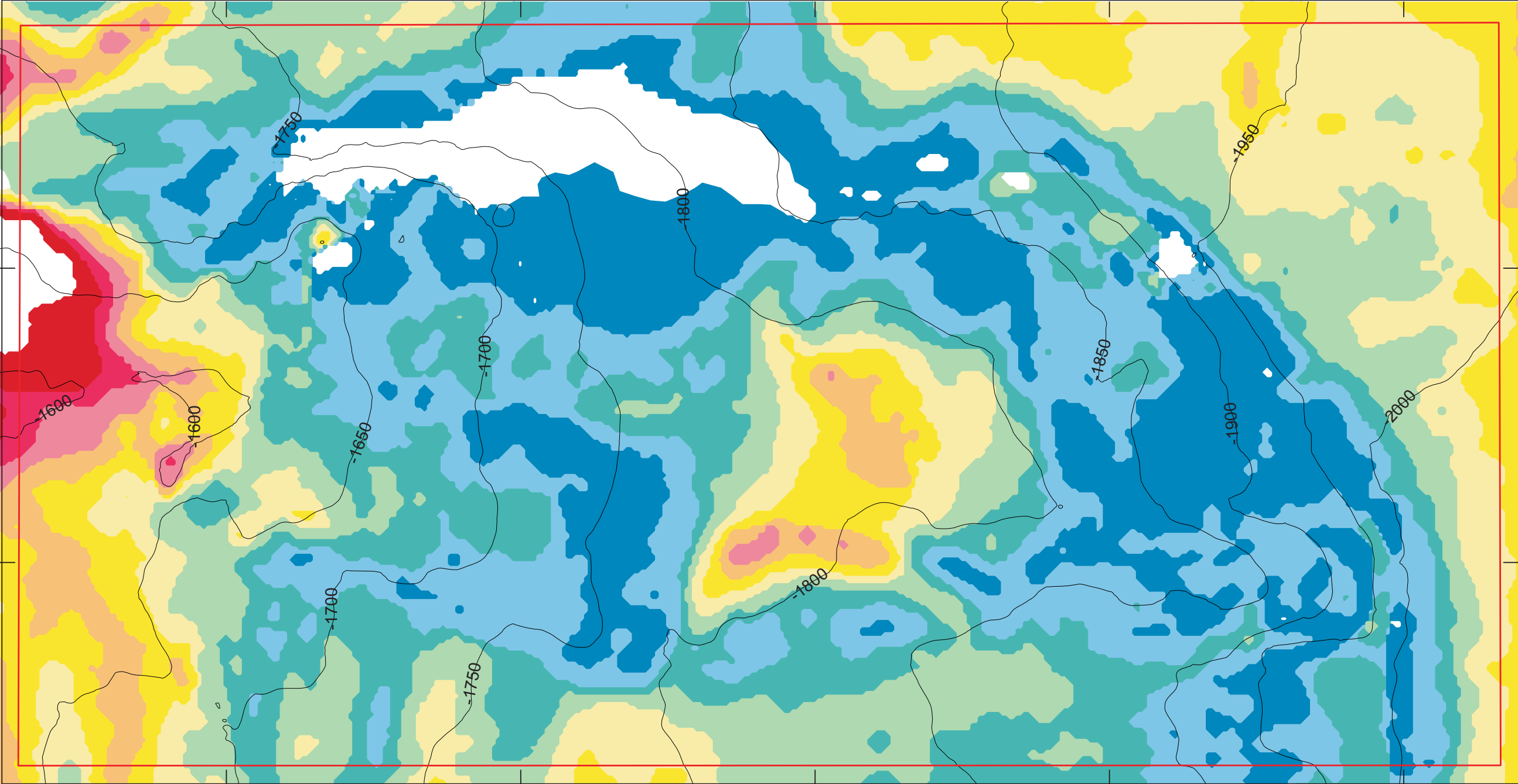


## LEGENDA

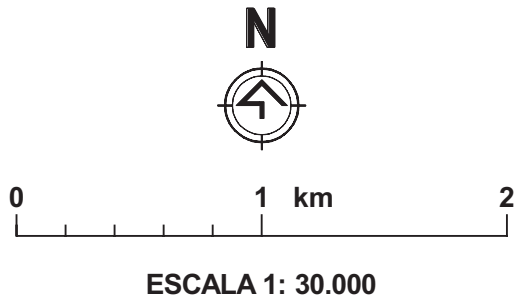
- Área de estudo
- Concreções Calcárias
- Contorno Batimétrico (IC=50m)
- Falha Geológica
- Pockmark
- Gradiente > 6°
- Diapiros
- Diamictito
- Rochas Sedimentares



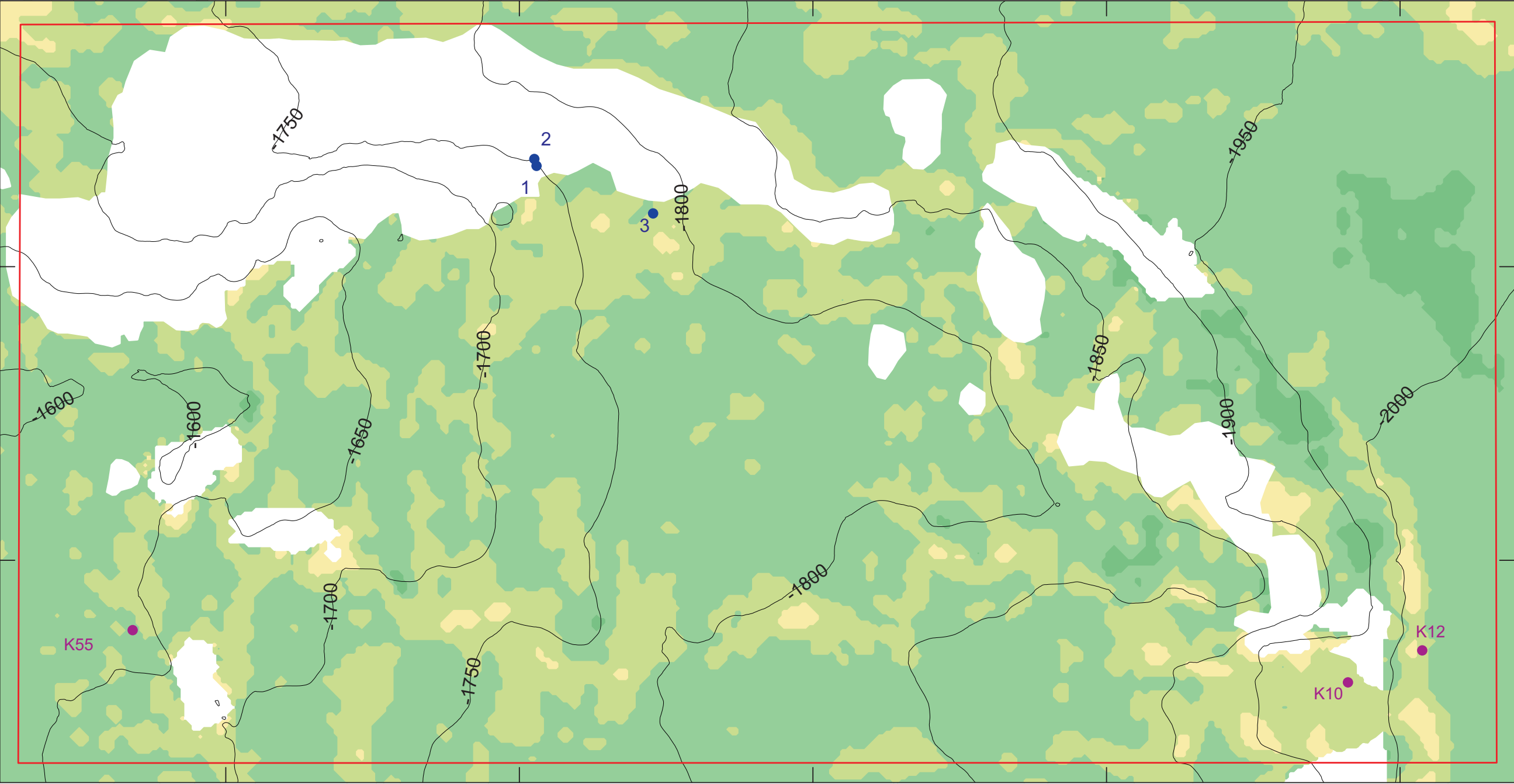
# Mapa de Isópaca do Depósito de Movimento de Massa



## LEGENDA



# Mapa de Isópaca do Drape



## LEGENDA

- Espeçura do Drape (metros)
- 1 - 5
  - 6 - 10
  - 11 - 15
  - 16 - 20
- Área de estudo
- Contorno Batimétrico (IC=50m)
- Amostras a Pistão
- Amostras ROV

