



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA MARINHA E GEOFÍSICA

UTILIZAÇÃO DE INTERPRETAÇÃO  
SÍSMICA PARA CARACTERIZAÇÃO  
DE CANAL PLIOCÊNICO NA BACIA  
DO ESPIRITO SANTO

CAOANA VIEIRA SOUZA PEREIRA

NITERÓI

2011

CAOANA VIEIRA SOUZA PEREIRA

UTILIZAÇÃO DE INTERPRETAÇÃO SÍSMICA PARA  
CARACTERIZAÇÃO DE CANAL PLIOCÊNICO NA BACIA  
DO ESPIRITO SANTO

Trabalho de conclusão de curso  
apresentada ao Curso de Graduação de  
Geofísica da Universidade Federal  
Fluminense, como requisito para  
obtenção de grau de Bacharel em  
Geofísica.

PROF. DR. CLEVERSON GUIZAN SILVA  
ORIENTADOR

M.Sc. CRISTIANE MENDES COELHO  
CO-ORIENTADORA

NITERÓI

2011

CAOANA VIEIRA SOUZA PEREIRA

UTILIZAÇÃO DE INTERPRETAÇÃO SÍSMICA PARA  
CARACTERIZAÇÃO DE CANAL PLIOCÊNICO NA BACIA  
DO ESPIRITO SANTO

Trabalho de conclusão de curso apresentada  
ao Curso de Graduação de Geofísica da  
Universidade Federal Fluminense, como  
requisito para obtenção de grau de Bacharel  
em Geofísica.

Aprovada em Dezembro de 2011

Banca Examinadora

---

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva – Orientador  
Universidade Federal Fluminense – UFF

---

Prof. Dr. Eliane da Costa Alves  
Universidade Federal Fluminense – UFF

---

Prof. Dr. Arthur Ayres Neto  
Universidade Federal Fluminense – UFF

NITERÓI  
2011

*...o ato de observar exige objeto e observador, independentes entre si, onde o primeiro pode não se apresentar de forma absolutamente clara no sentido de permitir ao observador caracterizá-lo fielmente, ao passo que o observador pode, com sua perspectiva única, identificar o objeto de maneira pessoal e distorcida da realidade...(Sheriff,1991)*

## RESUMO

Devido a grande importâncias do petróleo nos dias de hoje, a busca por novas reservas tem sido o principal trabalho dos geofísicos. No ambiente marinho profundo, os depósitos arenosos podem ser bons reservatórios, pensando nisso, o presente trabalho tem o objetivo de interpretar um canal depositado durante o Plioceno afim de compreender como essa estrutura foi formada e em qual contexto geológico ela foi desenvolvida, a fim de contribuir para a familiarização do trabalho desenvolvido num ambiente de exploração. A feição de estudo está localizada na bacia do Espírito Santo dentro dos limites do Campo de Golfinho, mas não apresenta nenhuma relação com o play do campo. A interpretação sísmica 3D foi a ferramenta usada, já que na área do canal não existe nenhum poço perfurado e também não foi possível ter acesso a nenhum outro dado sísmico. Foram feitas interpretações da base e do topo do canal, assim como de horizontes bem marcados internos a ele. Atributos sísmicos também foram extraídos para que pudessem ser comparados com os mapeamentos feitos.

## ABSTRACT

Due to the big importance of oil today, the search for new reserves has been the main work of geophysicists. In deep marine environment, sandy deposits may be good reservoir, thinking about it, this paper aims to interpret a channel deposited during the Pliocene age in order to understand how this structure was formed and the geological context in which it was developed, in order to help familiarized the work in the operating environment. The feature of study is located in the Espirito Santo basin within in the limits of the Dolphin Field, but do not have any relation with the field's play. The 3D seismic interpretation was the tool used, as in the channel area there is no well drilled and it was not possible to have access to any seismic data. Interpretations were made in the base and top of the channel, as well as horizons internal to it. Seismic attributes were extracted so that they could be compared with maps made, and this was a great success for the job.

INDICE	PAGINA
RESUMO	I
ABSTRACT	II
1) INTRODUÇÃO	1
2) DESENVOLVIMENTO	5
<b>2.1) TIPOS DE CORRENTES E DEPÓSITOS DO AMBIENTE MARINHO PROFUNDO</b>	5
2.1.1-Fluxos de detritos ( <i>Debris Flows</i> )	6
2.1.2-Fluxos de grãos	6
2.1.3-Fluxos do tipo <i>Slurry</i>	7
2.1.4-Fluxos fluidilizado	7
2.1.5-Correntes de turbidez	8
2.1.5.1-Corrente de turbidez de baixa densidade	9
2.1.5.2-Corrente de turbidez de alta densidade	9
2.1.6-Fluxo gravitacional de massa	9
2.1.7-Correntes de fundo	10
2.1.8-Depósitos turbidíticos	11
2.1.8.1-Sistemas turbidíticos de <i>Foredeep</i>	14
2.1.8.2-Sistemas turbidíticos de prodelta	14
2.1.8.3-Sistemas turbidíticos de canais meandrantés	15
2.1.8.4-Sistemas turbidíticos de canal- <i>leeve</i>	15
<b>2.2) ÁREA DE ESTUDO: BACIA DO ESPIRITO SANTO</b>	16
2.2.1- Origem e evolução da bacia	17
	III

<b>2.3) ATRIBUTOS SÍSMICOS</b>	21
<b>2.3.1- Amplitude RMS</b>	22
<b>2.3.2- Envelope do Traço</b>	23
<b>2.3.3- Cubo de Coerência</b>	23
<b>2.4) METODOLOGIA</b>	23
<b>3) RESULTADOS</b>	26
<b>3.1) HORIZONTES MAPEADOS</b>	26
<b>3.2) HORIZONTES INTERPOLADOS</b>	30
<b>3.3) FALHAS MAPEADAS</b>	33
<b>3.4) MAPEAMENTO DO FUNDO DO MAR</b>	37
<b>3.5) ATRIBUTOS EXTRAÍDOS</b>	39
<b>3.5.1- Amplitude RMS</b>	39
<b>3.5.1- Envelope do Traço</b>	42
<b>3.5.1- Cubo de Coerência</b>	45
<b>4) CONCLUSÃO</b>	47
<b>5) BIBLIOGRAFIA</b>	48



## 1) INTRODUÇÃO

Atualmente o petróleo é a nossa principal fonte de energia, assim, cada vez mais, a descoberta por novas reservas têm sido o principal trabalho desenvolvido pelos geofísicos.

Essa não é uma tarefa simples e requer muito esforço, algumas ferramentas usadas pelos geofísicos na área da exploração são: interpretação sísmica, correlação com dados de poços, uso de atributo sísmico, dados estruturais, análise de fácies sísmicas, dados de gravimetria e magnetometria, dados geoquímicos, de bioestratigrafia e etc. A sísmica tem se destacado como a melhor ferramenta para exploração, como nem sempre temos todas as ferramentas disponíveis, ela tem sido amplamente usada devido a sua larga e densa amostragem de dados.

No Brasil já foram encontrados campos em diversas condições geológicas, desde reservas em terra, até em lâmina d'água muito extensa. As reservas podem estar associados à depósitos turbidíticos, à carbonatos, à lentes de depósitos marinhos profundos, à depósito de canais e etc.

A busca por uma caracterização adequada de um reservatório de petróleo tem sido alvo de inúmeras publicações científicas, neste contexto, proponho, através desse trabalho, a interpretação sísmica de um canal raso, sugerido de idade Plioceno. O trabalho foi desenvolvido e sugerido para que fossem aprendidas técnicas de mapeamento sísmico e a familiarização com a sísmica e com feições de interesse, já que em muitos casos, essa feição poderia vir a ser um reservatório de petróleo.

O canal está em um ambiente marinho de águas profundas, na bacia do Espírito Santo, como mostra a figura 1, e seu estudo será realizado através da interpretação de dados sísmicos 3D (a área do levantamento está em cinza no mapa).

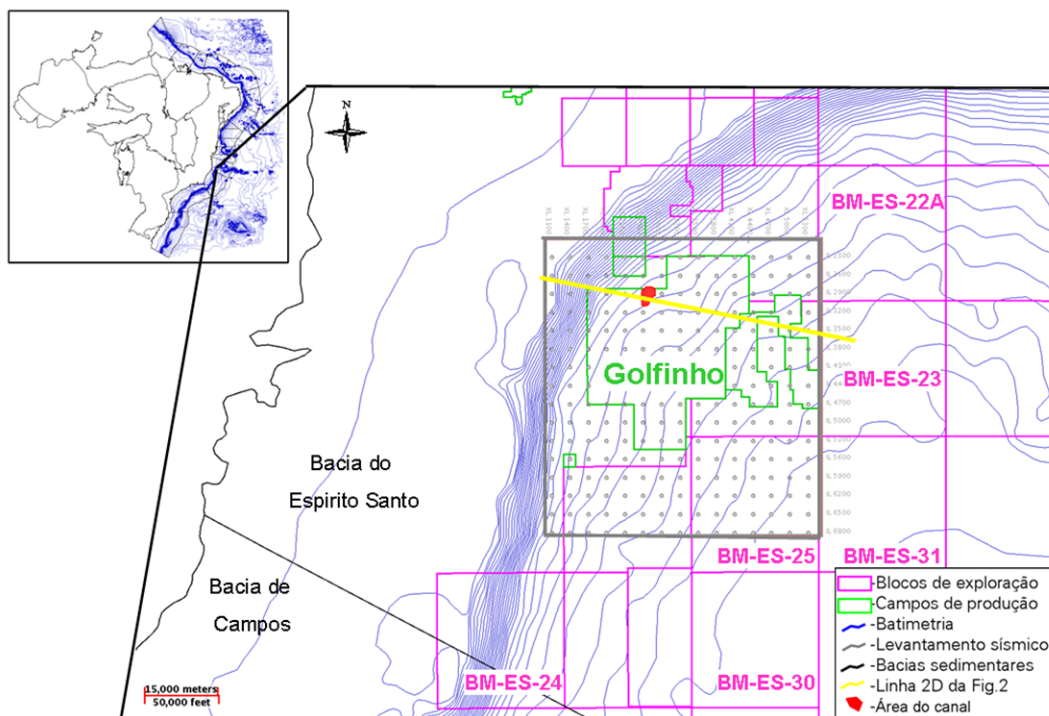


Fig.1 - Mapa com a localização do canal em vermelho, do levantamento sísmico usado em cinza e da localização da linha sísmica 2D da Fig.2.

O canal pouco extenso foi avaliado como sendo de idade Plioceno e está localizado no sopé da bacia, estando totalmente soterrado como mostra a próxima imagem de uma linha 2D que foi utilizada somente para a localização fisiográfica do canal.

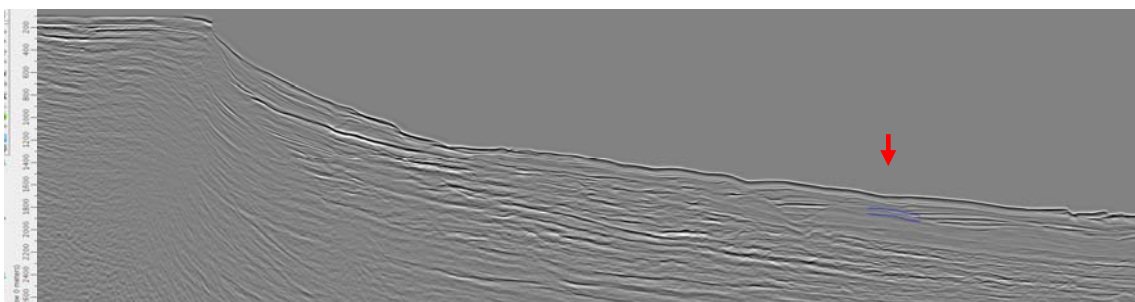


Fig.2 - Linha sísmica 2D, seta em vermelho indicando a localização do canal.

O objetivo do trabalho será mapear a base do canal, seu topo, e falhas ligadas a ele, afim de identificar sua morfologia e orientação e, assim, sugerir alguma hipótese para sua formação. O mapeamento será complementado com a extração de alguns atributos do dado sísmico usados para ressaltar falhas e destacar variações litológicas, serão eles: Amplitude RMS, Envelope do Traço e Cubo de Coerência.

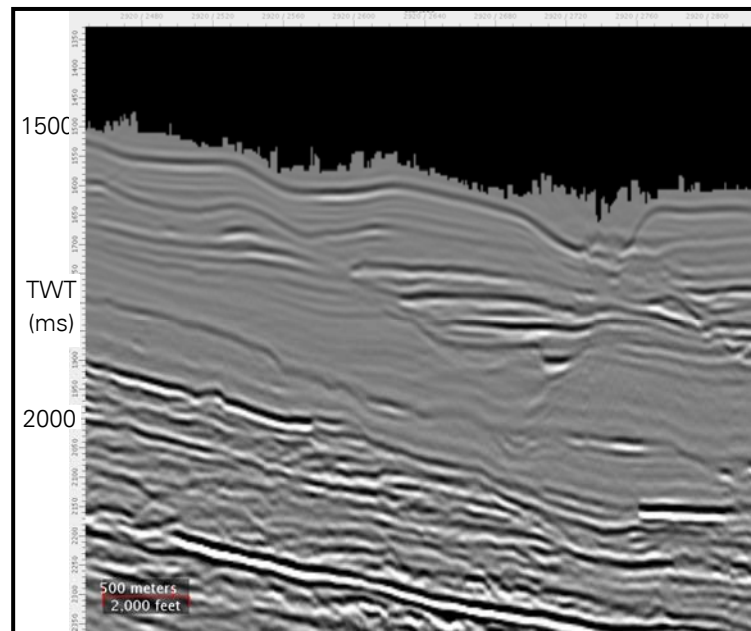


Fig.3 - Canal mostrado em uma linha do levantamento 3D.

Tal estrutura foi levada à pesquisa frente a atual importância econômica dos depósitos arenosos em ambiente marinho profundo, que têm sido classificados como importantes reservatório. Esses depósitos são formados pela ação de correntes de turbidez, fluxos de massas, correntes de fundo, que transportam, distribuem e depositam sedimentos biogênicos e terrígenos no ambiente marinho profundo.

No decorrer do trabalho somente foram utilizados dados sísmicos 3D, pois na área do canal não há nenhum poço perfurado e também não teve-se a possibilidade de acesso a nenhum outro dados geofísico. Esse fato, porém, não comprometeu o resultado do trabalho, já que a sísmica 3D apresenta-se como uma das mais importantes ferramentas nas mãos dos profissionais de interpretação. Com o espaçamento entre os pontos de dados de apenas alguns metros, ela resulta numa melhor definição da geologia de subsuperfície, sendo possível visualizar as camadas rochosas tridimensionalmente e gerar respostas bem mais precisas.

Os dados sísmicos utilizados foram cedidos gentilmente pela empresa BP Energy do Brasil Ltda. e fazem parte do levantamento 3D 0264\_BRSA\_223\_ESS adquirido no ano de 2004 pela empresa CGG Veritas. O cubo sísmico está migrado

em tempo duplo de reflexão, variando de 1100ms (fundo do mar) à 8000ms.

O software usado na metodologia foi o OpenWorks, também cedido gentilmente pela empresa BP Energy do Brasil Ltda., sendo os principais aplicativos usados o Power Viewer e o GeoProbe (toda escala de cores apresentadas nas figuras referentes a estes aplicativos estarão somente com os valores extremos, variando linearmente).

## 2) DESENVOLVIMENTO

### 2.1) TIPOS DE CORRENTES E DEPÓSITOS DO AMBIENTE MARINHO PROFUNDO

Sedimentos terrígenos e biogênicos são os sedimentos de maior concentração no ambiente marinho profundo. O primeiro é alóctone, ou seja, formado fora do ambiente sendo trazido por correntes de rios, ventos e ação do gelo. Já os biogênicos são considerados autóctones por terem sido formados no próprio ambiente sedimentar, como exemplo, acumulação de fragmentos de carapaças de animais. Esses sedimentos são distribuídos, transportados e depositados pela ação de correntes (d'Avila *et al.*,2008).

Toda corrente é formada por uma parte sólida (sedimentos) e uma parte fluida. Fluido é definido como o material que se deforma quando submetido a uma tensão e por isso têm a capacidade de escoar tomando a forma do recipiente.

O padrão de movimentação das partículas dentro dos fluxos, como mostrado na próxima figura, pode ser laminar, com as partículas se movendo em "lâminas" paralelas aos limites que contém o fluxo, isso acontece em correntes com velocidade muito baixas. Ou os fluxos podem ser turbulentos, quando o fluido move-se em direções variáveis ao longo do tempo (Fritz & Moore, 1988).

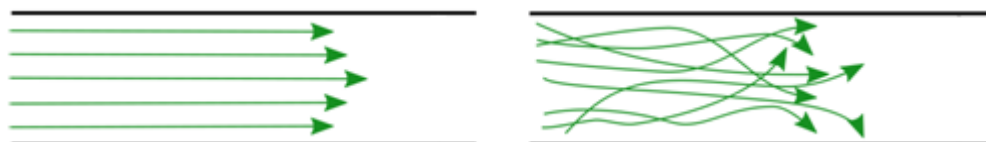


Fig.4 - Partículas em fluxo laminar e em fluxo turbulento, respectivamente (Wikimedia,2010).

Nos fluxos turbulentos podem ocorrer vórtices que são movimentos giratórios do fluido gerados pela diferença de pressão, movimentando as partículas em todas as direções. Segundo Fritz & Moore, 1988, esse fluxo é mais eficiente que o laminar para erodir, esculpir e transportar sedimentos. Analisando o perfil de canais com baixa rugosidade e com fluxos mais lentos, podemos distinguir uma "subcamada laminar", ou seja, um fino intervalo próximo ao fundo que apresenta fluxo laminar, já com o aumento da velocidade, ocorre destruição da "subcamada laminar" e todo o perfil torna-se turbulento.

Algumas características como: proporção parte sólida/parte líquida, movimentos das partículas dentro do sistema e tamanho do grão, servem para classificar os fluxos, a seguir mostraremos alguns tipos deles.

### **2.1.1- Fluxos de detritos (*Debris Flows*)**

São fluxos saturados em água ricos em sedimentos de todos os tamanhos. Geram depósitos mal selecionados, onde uma matriz lamosa ou areno-lamosa sustenta clastos maiores (d'Avila *et al.*,2008). A argila presente reduz o atrito e promove a sustentação entre as partículas no fluxo, possibilitando o escoamento por grandes distâncias. Clastos e fósseis podem permanecer preservados devido ao isolamento proporcionado pela matriz lamosa.

### **2.1.2- Fluxos de grãos**

Em uma suspensão densa, segundo d'Avila *et al.*,2008, a colisão entre as partículas cria uma pressão dispersiva, semelhante como ocorre com moléculas de gás. Quando a colisão entre as partículas se torna mais freqüente, a pressão dispersiva aumenta sendo capaz de sustentar os grãos, como ocorre nesse tipo de fluxo e está apresentado na figura 5.

Os depósitos de fluxos de grãos são formados por arenitos e conglomerados limpos, maciços e com diversos intervalos de gradação inversa, esse arranjo é explicado pela pressão dispersiva ou por processos de filtração cinética, marcados pela queda dos grãos menores entre os maiores (d'Avila *et al.*,2008).

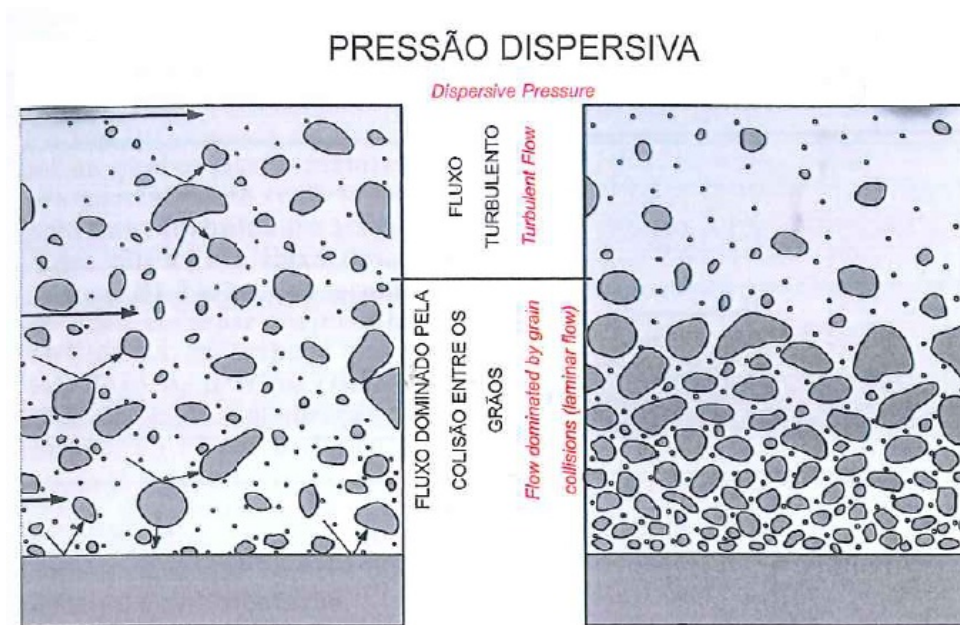


Fig.5 - À esquerda, partículas em suspensão devido à pressão dispersiva e à direita, graduação inversa do fluxo (d'Avila *et al.*,2008).

### 2.1.3- Fluxos do tipo *slurry*

Alguns fluxos apresentam tanto feições de fluxo de detritos coesos como de correntes de turbidez, sendo denominados de *slurry flows* por Lowe & Guy (2000). Comumente esses depósitos têm sua base composta por partículas maiores que são suportadas grão à grão, e um intervalo superior suportado por uma matriz com granulação mais fina.

Muitos desses fluxos são depósitos de corrente de turbidez que erodiram material lamoso pouco consolidado, incorporando-os ao fluxo (d'Avila *et al.*,2008).

### 2.1.4- Fluxos fluidilizado

Nesse tipo de fluxo, os grãos são mantidos em suspensão pela elevada pressão de poro do fluido e seu movimento ascendente. Enquanto o fluido é expulso para o topo da camada, os grãos maiores e mais densos tende a decantar, estabelecendo-se então uma competição entre os grãos que caem e o fluido que tenta ascender, a pressão do poro se eleva até um ponto em que o fluido rompe a barragem dos grãos e escapa pelos espaços intergranulares (d'Avila *et al.*,2008). Os depósitos desse tipo de fluxo são geralmente maciços e mal selecionados.

## 2.1.5- Correntes de turbidez

São consideradas fluxos gravitacionais bipartidos, quando analisamos a concentração interna dos grãos, como mostrado na figura 6. A parte inferior também chamada de basal que flui devido à sobre-pressão de poros e à condições inerciais possui os maiores grãos em alta concentração, já a camada superior, menos concentrada, mais fina e turbulenta, retrabalha e ultrapassa o depósito final da camada (Postma *et al.*,1988). Essas correntes geralmente estão ligadas a eventos catastróficos de curta duração ou de mais longa duração tais como cheias fluviais.

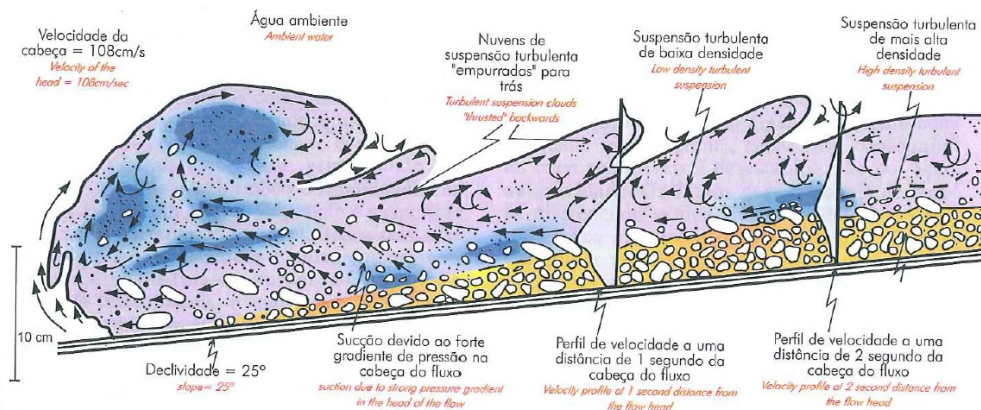


Fig.6 - Esquema do fluxo Bipartido (d'Avila *et al.*,2008).

Há ainda uma divisão dessas correntes em 3 setores (figura 7): Cabeça como a porção frontal, mais rápida e até duas vezes mais espessa que o resto do corpo, que carrega os maiores grãos com intensa turbulência e erosão; Corpo, região central onde o fluxo é aproximadamente uniforme; e Cauda, uma zona de rápido adelgaçamento do fluxo onde dominam os tamanhos de grãos menores (d'Avila *et al.*,2008).

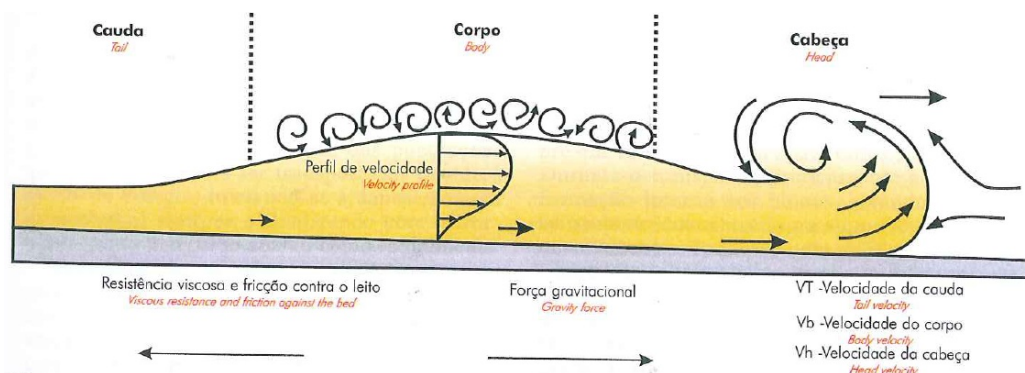


Fig.7 - 3 setores da corrente de turbidez (d'Avila *et al.*,2008).



Os sedimentos finos tem grande importância nesses fluxos, eles reduzem o atrito entre os grãos permitindo que o fluxo carregue sedimentos até uma porção mais distal (d'Avila *et al.*,2008). À medida que os grãos finos vão se espalhando, os choques entre os grãos se torna mais freqüente, aumentando o atrito e provocando queda de velocidade, então os maiores grãos vão sendo depositados. As correntes de turbidez podem ser classificadas como de alta ou baixa densidade devido à presença e à proporção de diferentes tamanhos de grãos.

#### **2.1.5.1- Corrente de Turbidez de Baixa Densidade**

São compostas por grãos de tamanho argila até areia média. Sua deposição se inicia com a desaceleração gradual da corrente depositando as areias e finalizando com silte e argila. Interrompida a corrente de turbidez, depositam-se os hemipelágicos e pelágicos, resultando então em uma camada gradando de grãos médios à finos (d'Avila *et al.*,2008).

#### **2.1.5.2- Corrente de Turbidez de Alta Densidade**

Neste tipo de corrente de turbidez todos os tamanhos de grãos podem estar presentes, a deposição também ocorre com a desaceleração da corrente, depositando primeiro os grãos maiores até os mais finos (Lowe,1982).

As correntes de turbidez e seus depósitos serão abordados mais detalhadamente adiante.

#### **2.1.6- Fluxos gravitacionais de massa**

Esses fluxos são processos de re-sedimentação que estão freqüentemente associados a fluxos de detritos. A principal diferença entre esses fluxos e os Gravitacionais de Sedimentos é que esses último não preservam a organização interna dos sedimentos. Os fluxos de massa são escorregamentos provocados pela ação da gravidade, onde ocorre apenas o deslocamento de um pacote à pequenas distâncias, não ocorrendo grandes retrabalhamentos, preservando assim, as características do depósito (Galloway,1998).

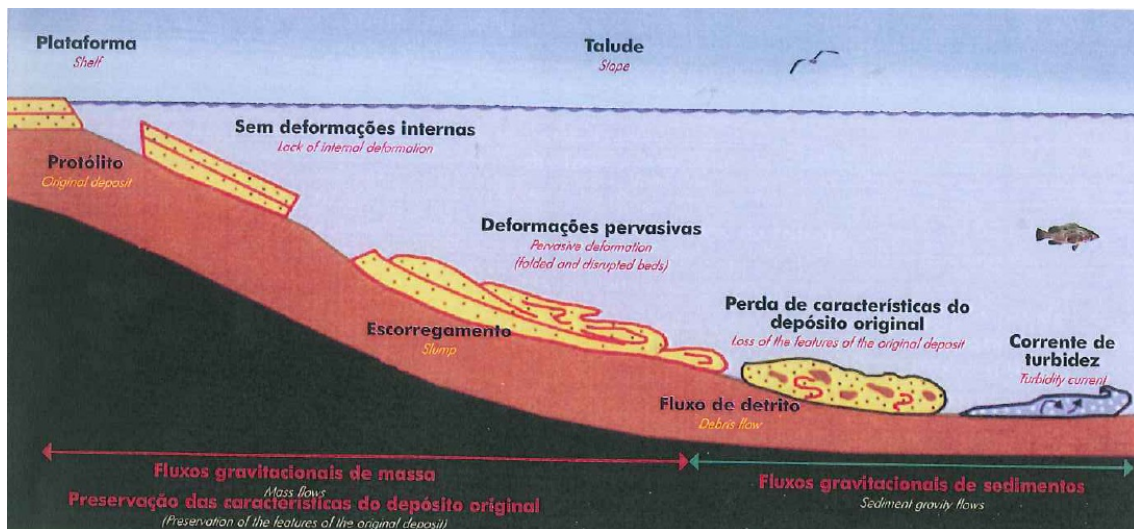


Fig.8 - Fluxos Gravitacionais de Massa X Fluxos Gravitacionais de Sedimentos (d'Avila *et al.*,2008).

### 2.1.7- Correntes de fundo

São definidas como todo movimento de água próximo ao fundo de uma bacia, que não tenha sido originado por um fluxo de sedimentos. Essas correntes podem ser geradas por: ondas, marés, correntes geostróficas e termohalinas, tempestades que ocorrem nas profundezas por desequilíbrio da salinidade ou pressão e etc. Muitas destas correntes acompanham a topografia do fundo submarino, sendo chamadas então de corrente de contorno (d'Avila *et al.*,2008).

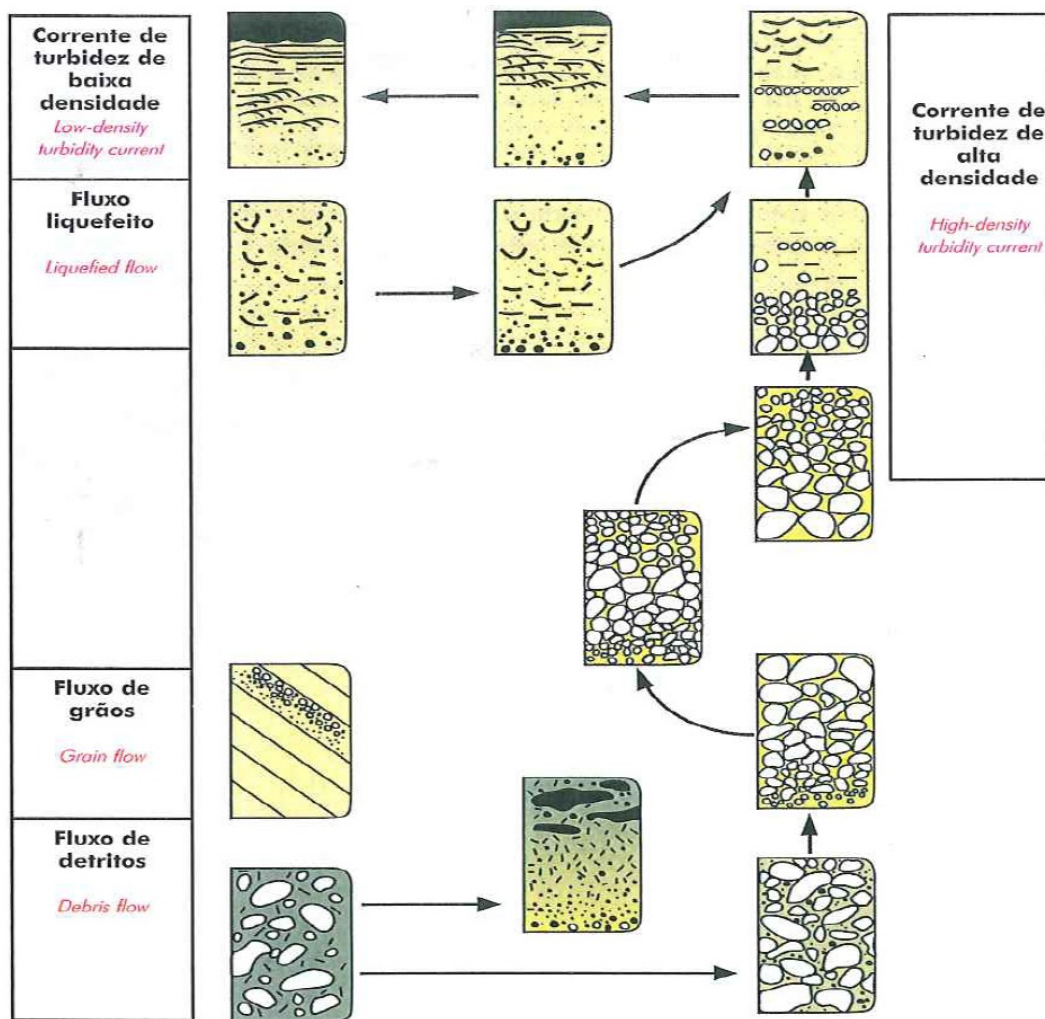


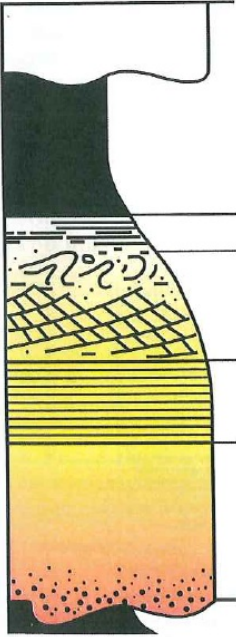
Fig.9 - Tipos de Fluxos (d'Avila et al.,2008).

### 2.1.8- Depósitos turbidíticos

Depois de longas análises e estudos, Kuenen & Migliorini (1950) concluíram que as camadas com gradação normal (mais grossos na base, gradando para mais finos no topo), depositadas em ambiente marinho profundo, seriam resultado da deposição por correntes de turbidez. Com isso, as correntes de turbidez passaram a possuir um importante papel nesses ambientes, sendo responsáveis por escavar os cânions submarinos e transportar grandes volumes de sedimentos.

Bouma, na década de 60, concluiu que as camadas de turbiditos apresentavam gradação normal e uma sucessão vertical de estruturas sedimentares que apresentavam uma porção basal maciça, passando a arenitos com laminação paralela, depois com laminação por ripples, hemipelagitos associados aos turbiditos e, por fim,

sedimentos pelágicos de bacia, depositados com a cessação das correntes de turbidez (figura 10).



<b>Textura</b> <i>Grain size</i>	<b>Divisões de Bouma (1962)</b> <i>Bouma divisions</i>	<b>Interpretação atual</b> <b>Lowe (1982) e Mutti (1992)</b> <i>Current interpretation</i>
Lama <i>Mud</i>	Te-Lama pelágica/ hemipelágica laminada <i>Pelagic and hemipelagic mud</i>	Corrente de turbidez de baixa densidade desacelerante; decantação pelágica / hemipelágica <i>Low-density turbidity current</i>
Silte <i>Silt</i>	Td-Silte laminado <i>laminated silt</i>	Tração + decantação <i>Traction plus fall-out</i>
Areia <i>Sand</i>	Tc-Ripples de corrente e cavalgantes, lâminas convolutas <i>Cross laminated sands; climbing ripples; convolute lamination</i>	-sob regime de fluxo inferior <i>Low flow regime</i>
	Tc-laminação plano-paralela <i>parallel lamination</i>	-sob regime de fluxo superior <i>Upper flow regime</i>
Areia grossa a grânulos <i>Coarse sand to granules</i>	Ta - Maciço ou com gradação normal <i>Massive or normally graded</i>	Corrente de turbidez de alta densidade desacelerante; deposição em masse dos grãos(frictional freezing) <i>High-density turbidity current, rapidly deposited under upper flow regime</i>
		Carga e erosão <i>Loading and erosion</i>

Fig.10 - Comparação entre a divisão das seqüências clássicas de Bouma e a nova interpretação feita por Lowe (1982) e Mutti (1992) (d'Avila *et al.*,2008).

Na década seguinte, pesquisas indicaram que a seqüência de Bouma era uma feição restrita a finas camadas de turbiditos, geralmente de correntes de turbidez de baixa densidade, que constituem o que se passou a denominar de "turbiditos clássicos" por Mutti (1992). Com a ampliação do conhecimento, foi notado que os depósitos são bem mais complexos do que o modelo apresentado por Bouma, especialmente os depósitos formados por correntes de turbidez de alta densidade, que passaram a ser subdivididas em: Correntes de Alta Densidade Arenosa (SHDTC - *Sandy High Density Turbidity Currents*) e Cascalhosas (GHDTC - *Gravelly High Density Turbidity currents*) (figura 11).

Segundo Lowe (1982), nos fluxos de alta densidade, a suspensão depende da concentração de sedimentos no fluxo. Então, nas SHDTC os grãos são suportados principalmente pela turbulência e a decantação dificultada. Já nas GHDTC, o suporte dos grãos é feito por pressão dispersiva e flutuabilidade da matriz, e os depósitos apresentam feições trativas com forte erosão do substrato.

Durante a evolução das GHDTc, a primeira onda de sedimentação deposita os cascalhos mais grossos (figura 11), que estão na porção basal da cabeça do fluxo (R1), depois carpetes de tração e depósitos de cascalhos inversamente gradados (R2), seguidos por depósitos com gradação normal (R3). Se o fluxo contiver material arenoso suficiente para evoluir, forma-se então a SHDTc, com os seguintes estágios de sedimentação: S1 - Sedimentação por tração, depositando arenitos seixosos com escavações e estratificação cruzada e plano paralela; S2 - Sedimentação de carpete de tração, formados após o aumento da instabilidade do fluxo e concentração da carga suspensa no leito, onde ocorre um grande número de colisões intergranulares, gerando uma camada basal mantida por pressão dispersiva e alimentada pela chuva de grãos grossos e S3 - Sedimentação por suspensão formando um leito liquefeito, depositando arenitos maciço com gradação normal ou com estruturas de escape tipo prato ou pilar (Lowe, 1982)

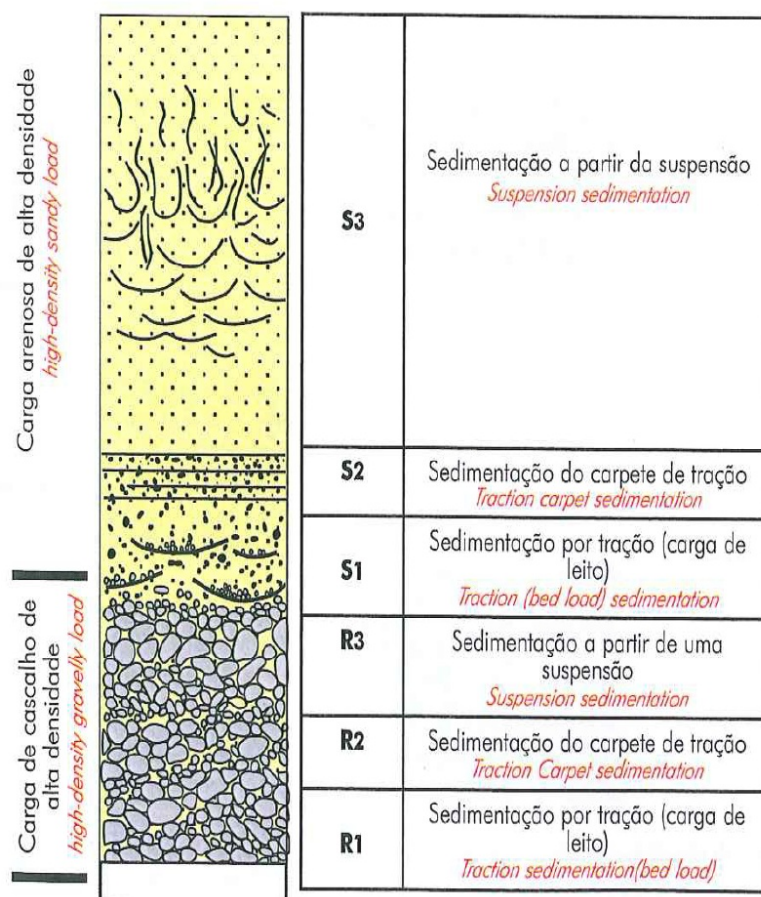


Fig.11 - Exemplo de deposição de correntes arenosas e cascalhosas de alta densidade (d'Avila et al.,2008).

Após os grãos mais grossos terem sido depositados, os grãos mais finos que ainda continuam em suspensão movem-se numa corrente de turbidez de baixa densidade, muitas vezes retrabalhando os depósitos (S3), como mostrado na figura 11, mais distais das correntes de turbidez de alta densidade.

A seguir, descrevem-se alguns dos principais sistemas turbidíticos com algumas características de seus depósitos.

#### **2.1.8.1- Sistemas turbidíticos de *foredeep***

Esse sistema apresenta turbiditos depositados nas bacias de ante-pais (*foreland*) (figura 12), estando associados a grandes cinturões de dobramento, onde têm uma enorme quantidade de sedimento disponível e um grande espaço para acomodação, assim, os turbiditos são capazes de atingir áreas bastante distais da bacia (Mutti *et al.*,2003). Os sistemas de rios das montanhas adjacentes podem trazer uma grande quantidade de sedimentos, originando fluxos densos que adentram à bacia na forma de fluxos hiperpicnais atingindo a cabeceira dos cânions submarinos, ao longo das quais vão ganhando velocidade e, através da erosão do substrato lamoso, tem sua densidade incrementada, tornando-se capaz de transportar areias a grandes distâncias. Os cânions nessas regiões têm pouco registro sedimentar devido a grande capacidade de transporte dessas correntes, então eles atuam como zonas de passagem de sedimentos, onde há erosão, *bypass* e pouca deposição (d'Avila *et al.*,2008).

#### **2.1.8.2- Sistemas turbidíticos de prodelta**

São sedimentos que chegam ao ambiente marinho como fluxos hiperpicnais de alta concentração e depositam sua carga na plataforma, não atingindo os cânions submarinos ou ambiente de águas mais profundas (figura 12). Assim, lobos turbidíticos são formados na região do prodelta, permanecendo preservados em regiões onde o retrabalhamento por ondas e marés não for efetivo. Porém, essas regiões podem apresentar gradientes íngremes expondo os depósitos à instabilidades, podendo provocar deslizamentos, escorregamentos ou fluxos de detritos (d'Avila *et al.*,2008).

Os depósitos turbidíticos de prodelta são formados por camadas tabulares e lenticulares, amalgamadas ou intercaladas com depósitos finos de pluma deltaica (d'Avila et al. 2008).

### **2.1.8.3- Sistemas turbidíticos de canais meandrantés**

Esse sistema de canais submarinos são importantes pois servem com condutos para a passagem de correntes de turbidez, levando os sedimentos oriundos do continente para regiões de águas profundas (Peakall et al., 2007). Pela semelhante morfologia e características deposicionais, geralmente tenta-se entender esse sistema comparando-o com os sistemas fluviais de alta sinuosidade (figura 12).

Sistemas deste tipo, depositam areia, geralmente, em cinco contextos: no assoalho do canal; nas barras em pontal, formando sucessões com granodecrescência ascendente; como camadas delgadas nos *levees*; em *splays* laterais associados a avulsão do canal e em *splays* frontais (d'Avila et al.,2008).

Esses canais podem ter quilômetros de continuidade horizontal, podendo constituir importantes reservatórios para a acumulação de hidrocarbonetos.

### **2.1.8.4- Sistemas turbidíticos de canal-*levee***

Nesse sistema os canais são limitados entre duas ombreiras ou diques marginais (*levees*), que controlam a sinuosidade do canal (figura 12). Com essas barreiras laterais, os sedimentos são empilhados verticalmente ao longo do tempo acompanhando o crescimento dos *levees*. Só com o rompimento do *levee* os canais podem migrar e formar padrões de empilhamento de maior extensão lateral (d'Avila et al.,2008).

Esses sistemas podem ter quilômetros de largura entre os *levees*, e a existência de vários sistemas proporciona a junção deles formando imensos complexos de canais-*levees*, como existe no cone do Amazonas.

As fácies arenosas destes canais permitem uma excelente conectividade vertical nesses depósitos, porém,os *levees* são constituídos de material fino e se tornam grandes barreiras de permeabilidade lateral (d'Avila et al.,2008).

Tipo de Sistema <i>System type</i>	Bacia <i>Basin</i>	Geometria <i>Geometry</i>		Continuidade/Interconectividade <i>Continuity</i>	
		Planta <i>Map</i>	Seção <i>Section</i>	Lateral <i>Lateral</i>	Vertical <i>Vertical</i>
Turbidítico de foredeep	foredeep de uma bacia foreland		Bacia 	Ótima 	Ruim 
Turbidítico de prodelta	Wedge top basin de uma bacia foreland; margem divergente, rifte ou bacia intracratônica		Bacia 	Boa 	Ruim/Regular 
Turbidítico misto	Margem divergente, rifte ou bacia intracratônica		Raso-Profundo 	Boa 	Boa 
Turbidítico de canais meandранtes	Margem divergente		Bacia 	Boa 	Ruim 
Turbidítico de canal-levee	Margem divergente; tipo Cone do Amazonas				Boa 

Fig.12 - Tipos de Turbiditos (d'Avila et al.,2008).

## 2.2) ÁREA DE ESTUDO: BACIA DO ESPIRITO SANTO

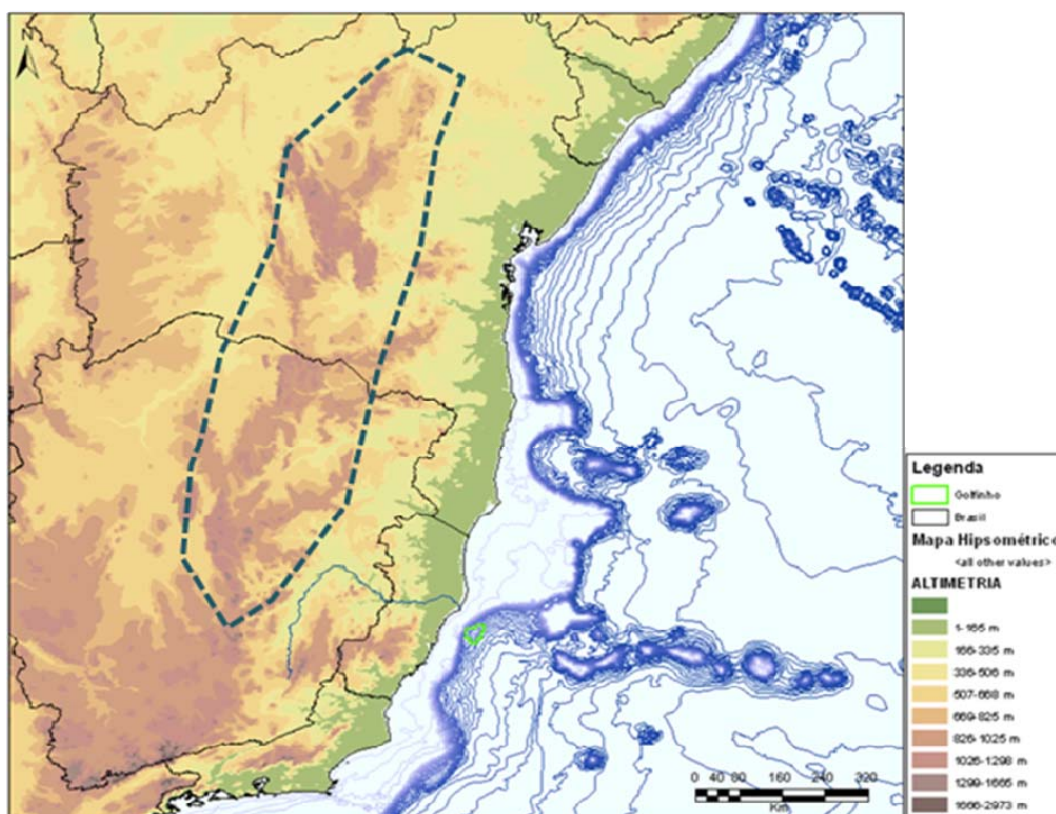


Fig. 13 - Mapa com a localização da Serra do Espinhaço (tracejado a esquerda), Rio Doce (linha contínua ao centro) e Campo de Golfinho (polígono em verde).



A Bacia do Espírito Santo está localizada na região sudeste do Brasil, posicionada entre as Bacias de Campos e Mucuri, limitada geologicamente a norte pelo Complexo Vulcânico de Abrolhos e ao sul pelo Alto de Vitória. A sua porção terrestre ocupa uma faixa de 20km de largura e na porção marinha, em direção a leste, atinge uma largura de 240km desde a linha de costa até o talude da plataforma continental. Como mostrado na figura 13, a principal área fonte dessa bacia é a Serra do Espinhaço, no caso do canal de estudo que localiza-se dentro dos limites do campo de Golfinho (em verde na figura 13), os sedimentos são transportados principalmente pelo Rio Doce, que também está em destaque no mapa.

O início das pesquisas petrolíferas na Bacia do Espírito Santo aconteceu em 1957, mas a primeira descoberta ocorreu somente em 1969. O início da produção começou em São Mateus, em 1973 e a infra-estrutura de transportes, oleodutos e gasodutos, começaram a operar apenas em 1981. Os primeiros campos offshore descobertos foram Cangoá em 1988 e Peroá em 1996, a descoberta do campo gigante de Golfinho se deu só em 2003.

Atualmente, a bacia produz por volta de 49.411 bbl/d de óleo e 9.161 Mm<sup>3</sup>/d de gás natural (IHS,2012).

### **2.2.1- Origem e evolução da bacia**

Segundo H.E. Asmus, J.B.Gomes e A.C.B. Pereira,1971, semelhanças estratigráficas e estruturais entre as bacias da margem leste brasileira e as bacias da margem oeste africanas sugerem uma mesma origem e processos evolutivos análogos. Parte-se do princípio que processos geotectônicos determinaram a separação de uma massa sílica primitiva através de uma mega fratura de cujo alargamento subsequente derivou-se o Oceano Atlântico Sul. Os estudos na área da geologia do petróleo ajudaram a identificar mais semelhanças entre os dois lados do Atlântico, como por exemplo, similaridades litológica e paleontológicas, presença de sal e linhas estruturais truncadas em um continente cuja continuidade foi observada no outro, ratificando a hipótese de separação do super continente Gondwana.

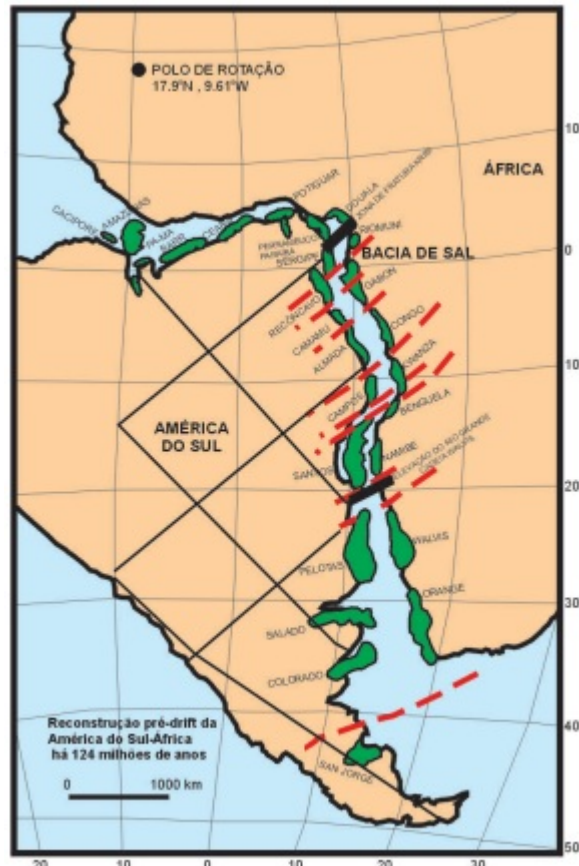


Fig.14 - Reconstrução da Junção Brasil – África (Bizzi, L.A. *et al.*,2003)

A bacia do Espírito Santo tem seu embasamento localizado a sudeste do Cráton de São Francisco, fazendo parte da Faixa Araçuaí. Segundo França, R.L. *et al*,2007, é constituído de rochas tipo migmatitos, granulitos,gnaiesses granatíferos e granitóides. A figura 15, que mostra a carta estratigráfica da bacia, podemos ver os três segmentos tectônicos na qual ela está dividid: Rifte, Pós-Rifte e Drifte conforme tipos de sedimentos, ambiente deposicional, padrão estrutural e estratigráfico (França, R.L. *et al*,2007)

Durante a fase Rifte, predominava um ambiente lacustre com contribuição fluvial e aluvial nas bordas dos falhamentos, enquanto nos altos estruturais internos depositavam-se coquinas e outros carbonatos. Sendo assim, os depósitos dessa época são conglomerados de leques aluviais relacionados a bordas de falhas normais, arenitos grossos a muito grossos de ambiente fluvial, folhelhos de ambiente lacustre semelhantes aos lagos Tanganica, Vitória e Malawi no Sistema de Riftes do Leste

Africano e basaltos relacionados ao evento magmático de rifteamento (França, R.L. *et al*,2007).

Durante a fase Pós-Rifte ocorre a gradativa passagem do ambiente continental para o marinho. Foram depositados arcóseos grossos, folhelhos, siltitos e conglomerados arcosianos a líticos pertencentes ao Membro Mucuri da Formação Mariricu. No topo desta sucessão sedimentar foram depositados os evaporitos, anidritas e halitas, pertencentes ao Membro Itaúnas da Formação Mariricu. Temporalmente varia entre o Aptiano Superior e o Albiano (França, R.L. *et al*,2007).

A fase Drifte inicia-se com o primeiro evento transgressivo da bacia marcado pela deposição de arcóseos, calcarenitos e calcilutitos. Após a deposição desta sucessão sedimentar a bacia sofre um afogamento por um mecanismo de subsidência térmica caracterizada pela deposição de folhelhos de ambiente marinho profundo. No Eoceno Médio ocorre um importante evento magmático na bacia devido a passagem do Hot Spot Trindade representado por basaltos, tufo e brechas vulcânicas (França, R.L. *et al*,2007).

Os sedimentos do Plioceno, estão representados na parte proximal da bacia, pelas formações aflorantes Barreiras e Rio Doce. A primeira, depositada em ambientes continentais fluvio/aluviais e, a segunda, continental/ transicional/marinho raso. Nas partes distais constata-se alguma intercalação com calcarenitos próximo à quebra da plataforma. No sopé do talude, constata-se diamictitos, resultantes do desmoronamento da plataforma, além de argilitos. É comum a formação de cânions recentes, principalmente na quebra da plataforma (França, R.L. *et al*,2007).

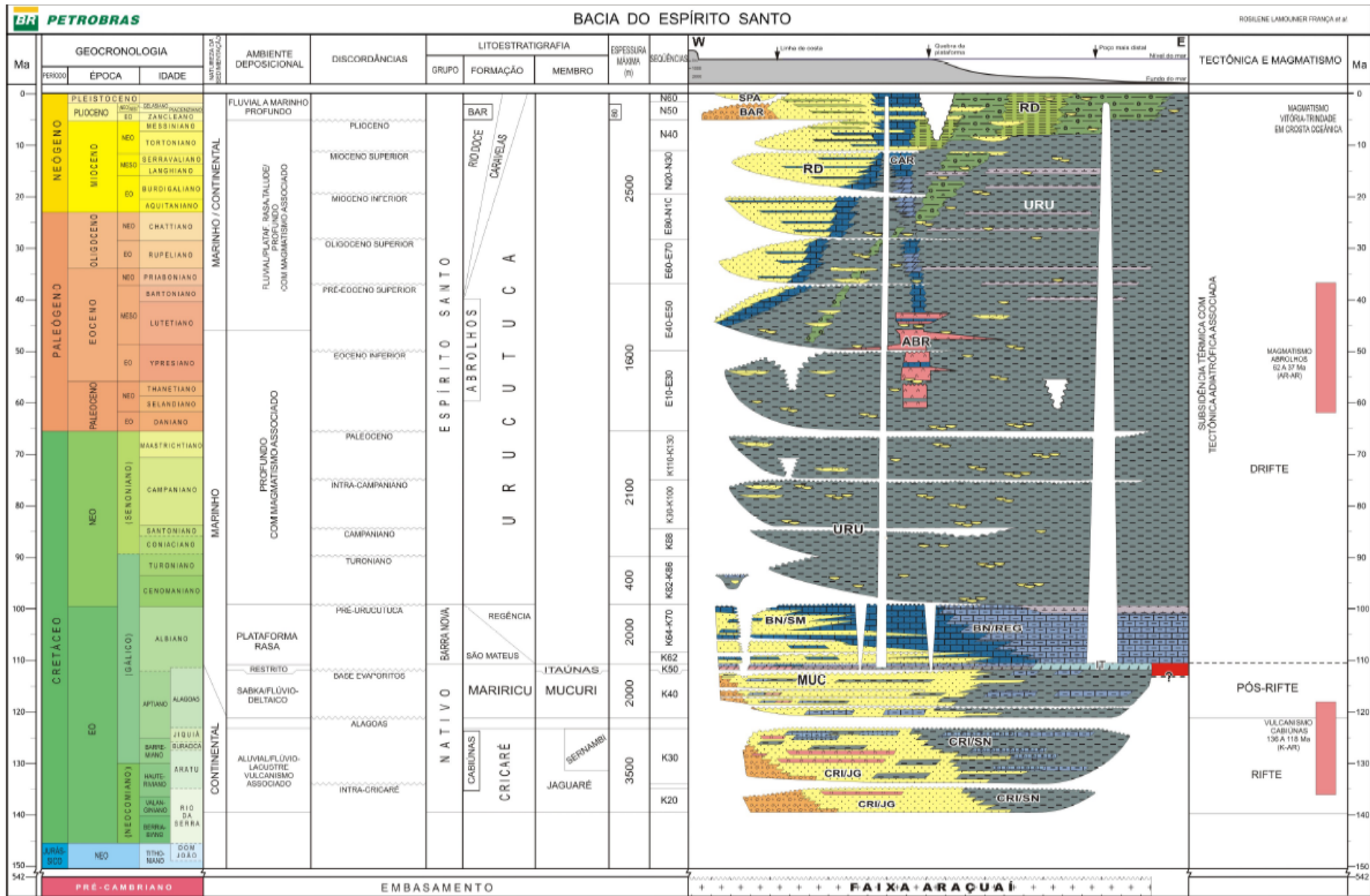


Fig.15 - Carta Estratigráfica da Bacia do Espírito Santo (França,R.L. et al.,2007)

## 2.3) ATRIBUTOS SÍSMICOS

Atributos Sísmicos são gerados para enfatizar características desejada, as quais não são diretamente identificadas nos dados sísmicos tradicionais, com isso, eles são usados para auxiliar a interpretação sísmica.

Dentre os vários atributos existentes, alguns podem ser usados como indicadores de hidrocarbonetos, outros como indicadores de falhas geológicas, ou ainda como realçadores de heterogeneidade, ou seja, dependendo do tipo de análise em questão, deve-se escolher o tipo adequado de atributo. “Existem centenas de opções para a escolha do atributo, logo, o entendimento da geração dos atributos é fundamental para a correta escolha” (Barnes,2006).

Os atributos sísmicos podem ser gerados de diversas maneiras: baseados na seção sísmica; baseados em eventos ou horizontes; ou podem ser volumétricos. A forma como serão calculados vai depender do objetivo a ser analisado.

Também existem diferentes maneiras para definir a janela de onde serão extraídos os dados da sísmica para o cálculo do atributo sísmico. A janela pode corresponder à distância entre dois horizontes, tal como topo e base de um reservatório, ou ainda pode ser definido um único horizonte e ser feito um intervalo acima e abaixo dele para ser a janela de extração. Independente do tipo de janela utilizada, verifica-se que o tamanho da janela depende da aplicação e que não existe uma regra geral para a sua escolha..



Fig.16 - Diferentes tipos de janelas para extração 2D de atributos.

Já para os atributos sísmicos volumétricos, a janela de extração vai depender dos parâmetros utilizados pelo atributo, por exemplo, o atributo pode depender somente do traço sísmico, ou de uma janela de amostras somente no traço ou ainda de janelas de amostras de traços em inlines e cross-lines.

Como o objetivo do trabalho é a caracterização de um depósito contendo muita areia, escolheu-se atributos que ressaltam heterogeneidades, como AMPLITUDE RMS e ENVELOPE DO TRAÇO, já para ressaltar as falhas ligadas ao canal, foi usado o CUBO DE COERÊNCIA.

### 2.3.1- Amplitude RMS

É calculada como a raiz quadrada da média das amplitudes, da janela de análise, ao quadrado. Como as amplitudes são elevadas ao quadrado antes de ser feita a média delas, esse atributo é muito sensível a valores extremos. Como mostrado na fórmula a seguir:

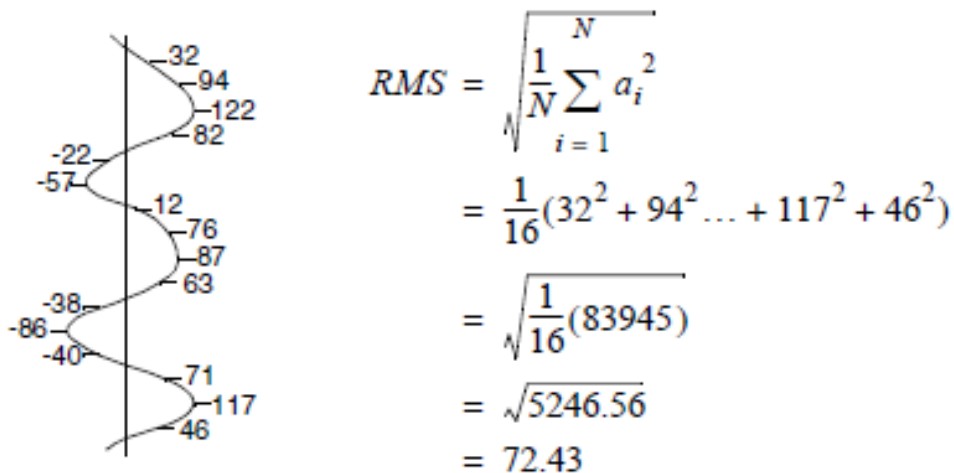


Fig. 17 – Fórmula do cálculo da amplitude RMS (Landmark,2004)

Em geral, informações de amplitudes são usadas para ressaltar acumulações de gás e fluidos, canais e areias deltaicas, discontinuidades, efeito de tuning e mudança de seqüência estratigráfica. Variações laterais de amplitude têm sido usadas para estudos estratigráficos, afim de ressaltar estratigrafia concordante.

“Ambientes ricos em areias no terciário, geralmente tem como indicador, altas amplitudes sísmicas, já ambientes ricos em folhelhos tem baixas amplitudes sísmicas,

como é o caso da região de estudo. Essa variação de característica normalmente é super ressaltada nos mapas de amplitudes sísmicas” (Landmark,2004).

### **2.3.2- Envelope do traço**

“O envelope é calculado como a média da energia refletida, para o cálculo da energia refletida é considerada apenas a amplitude, independente da fase” (Landmark,2004) . Para cada amostra de tempo a energia refletida é calculada como mostrado na fórmula a seguir:

$$\text{Energia Refletida} = \sqrt{(\text{traço real})^2 + (\text{quadratura do traço})^2}$$

Com isso, a energia refletida se torna sempre positiva e da ordem da mesma magnitude do traço sísmico. Depois desse calculo é feito a média.

A aplicação desse atributo é similar o RMS, porém ele é mais sensível porque a informação de amplitude é isolada da fase. Conseqüentemente, envelope é usado para ressaltar variações litológicas, efeitos de tunnig, descontinuidade, acumulações de fluidos, já que apresentam variações na amplitude do sinal.

### **2.3.3- Cubo de coerência**

“Esse é um atributo para predizer similaridades, ou seja, altos valores indicam geologia contínua, baixos valores indicam mergulhos e valores anômalos descontinuidades” (Landmark,2004).

O cubo é gerado a partir de uma comparação traço a traço, a janela de comparação e o número de traços comparados será definido pelo intérprete, porém se a janela for muito grande, a comparação pode perder o foco, já se for muito pequena, não haverá diferença entre os traços então não serão ressaltadas descontinuidades.

## **2.4) METODOLOGIA**

Os primeiros horizontes mapeados foram a base e o topo do canal, a seguir foi feita a interpretação de dois horizontes internos ao canal, que se apresentam bem

marcados em toda sua extensão.

O próximo passo foi mapear as falhas associadas ao canal, apesar da região apresentar bastante falhas, só as que controlaram o canal foram mapeadas. Em seguida polígonos das falhas foram feitos, esses polígonos mostram os pontos de interseção entre o horizonte da base do canal e as falhas mapeadas.

A seguir foi mapeado o fundo do mar em todo dado disponível, cabe informar que apesar do levantamento sísmico ter uma grande extensão, nem todo a região tem dado, então o horizonte mapeado do fundo do mar não recobrirá todo o levantamento.

Os horizontes de topo, base e internos ao canal foram interpretados numa malha de 5, já o fundo do mar foi interpretado de 10 em 10. Após a finalização do mapeamento foi feita a interpolação de todos os horizontes utilizando a ferramenta ezTracker, que respeita os valores de amplitudes durante a interpolação. Caso houvesse alguma área ainda sem interpretação, foi feita a interpretação manual ou a interpolação tradicional, aquela que só tem a função de ligar os pontos sem levar em conta valores de amplitude. Para o controle de qualidade efetuou-se a observação linha a linha, afim de detectar alguma imperfeição no mapeamento.

Com todos os horizontes já mapeados, foram extraídos os atributos sísmicos Amplitude RMS, Envelope do Traço e Cubo de Coerência. Foi utilizada uma janela de 60 ms (30ms positivos e 30ms negativos) para extração da Amplitude RMS, essa janela foi definida como uma aproximação para a espessura das camadas de interesse do canal. Como o Envelope do Traço é um cálculo feito no traço como um todo, não são necessárias janelas de amostras. Já para o Cubo de Coerência, cada traço foi comparado com 6 traços na direção X (3 para  $-X$  e 3 na direção  $+X$ ) e 6 traços na direção Y (3 para  $-Y$  e 3 na direção  $+Y$ ) com uma janela de amostras de 44 ms (22ms positivos e 22 ms negativos) em cada traço comparado, como mostra a figura 18.



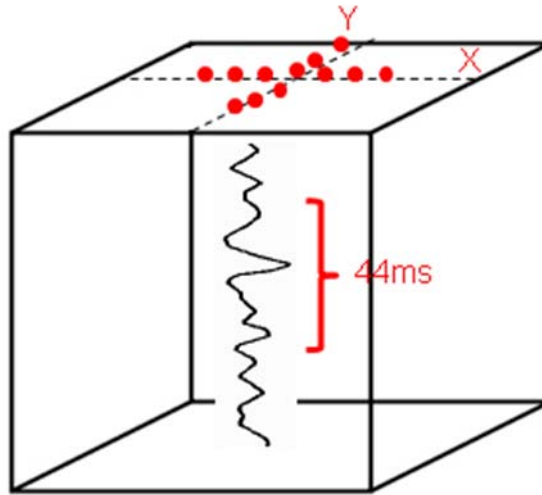


Fig. 18 : Cubo mostrando janela de comparação de cada traço no atributo de Cubo de Coerência.

Essa janela de amostra foi setada para o atributo Cubo de Coerência, depois de alguns teste. Quando a janela era muito grande, eventos sem correlação eram comparados apresentando falsos valores, e quando ela era muito pequena, comparava-se valores muito próximos observando pouca diferença entre eles, gerando resultados inconclusivos. Como a sismica utilizada no trabalho não é de alta resolução, a cada 4ms é obtido uma amostra, então em uma janela de 60ms, 15 amostras serão comparadas.

### 3) RESULTADOS

#### 3.1) HORIZONTES MAPEADOS

Para a delimitação do canal foi observado os padrões das reflexões sísmica. A base do canal foi marcado como sendo a reflexão que trunca os refletores superiores (figura 19 (a)), e o topo sendo o último refletor forte antes de mudar o padrão de reflexão. A figura 19 (a) mostra os horizontes de topo e base do canal com os refletores (representados em vermelho) sendo truncados pela base do canal, já a figura 19 (b) mostra os diferentes padrões de reflexões vistos na sísmica, e a partir dessa diferença de padrões foi feita a delimitação da região do canal.

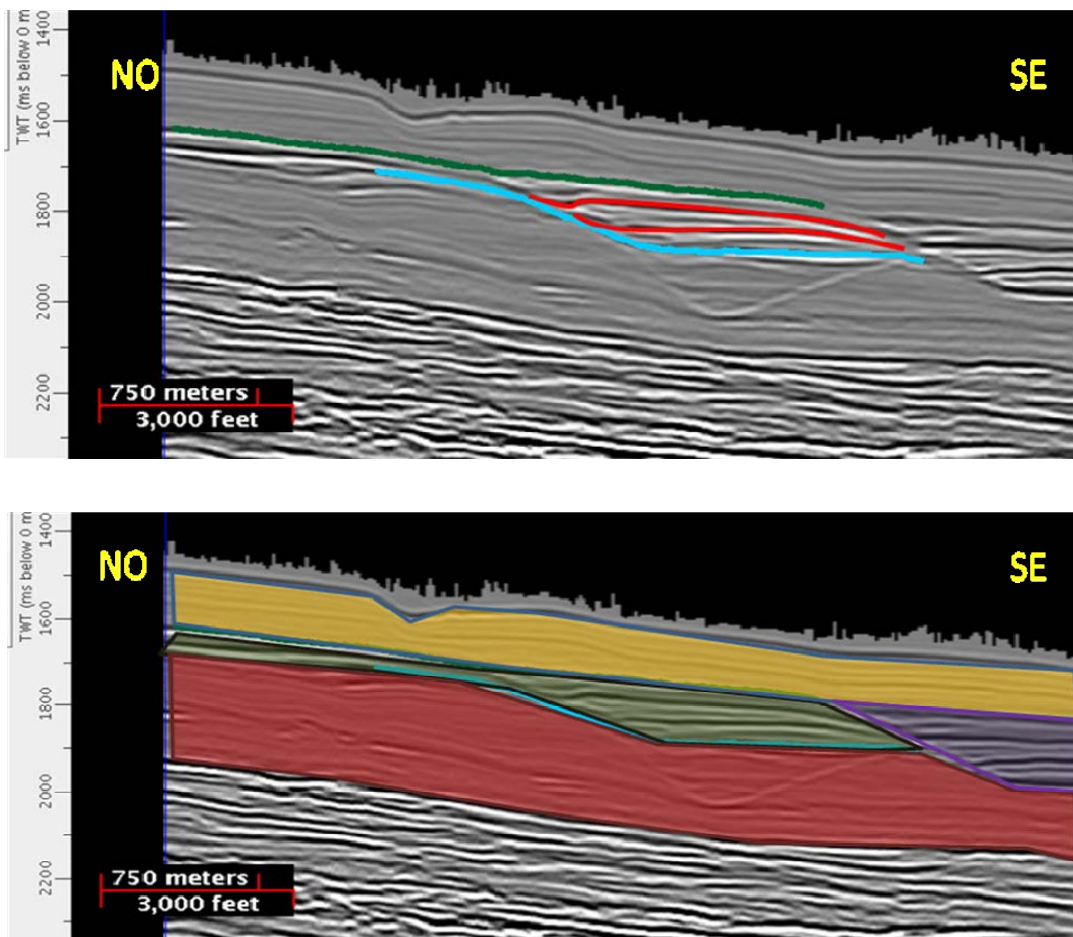


Fig. 19: (a) Topo do canal em verde, base do canal em azul e refletores truncados em vermelho; (b) canal em verde e outros padrões de reflexões sísmicas em diferentes cores.

As próximas figuras são seções em várias direções, com os horizontes de topo e base mapeados afim de delimitar a forma do canal.

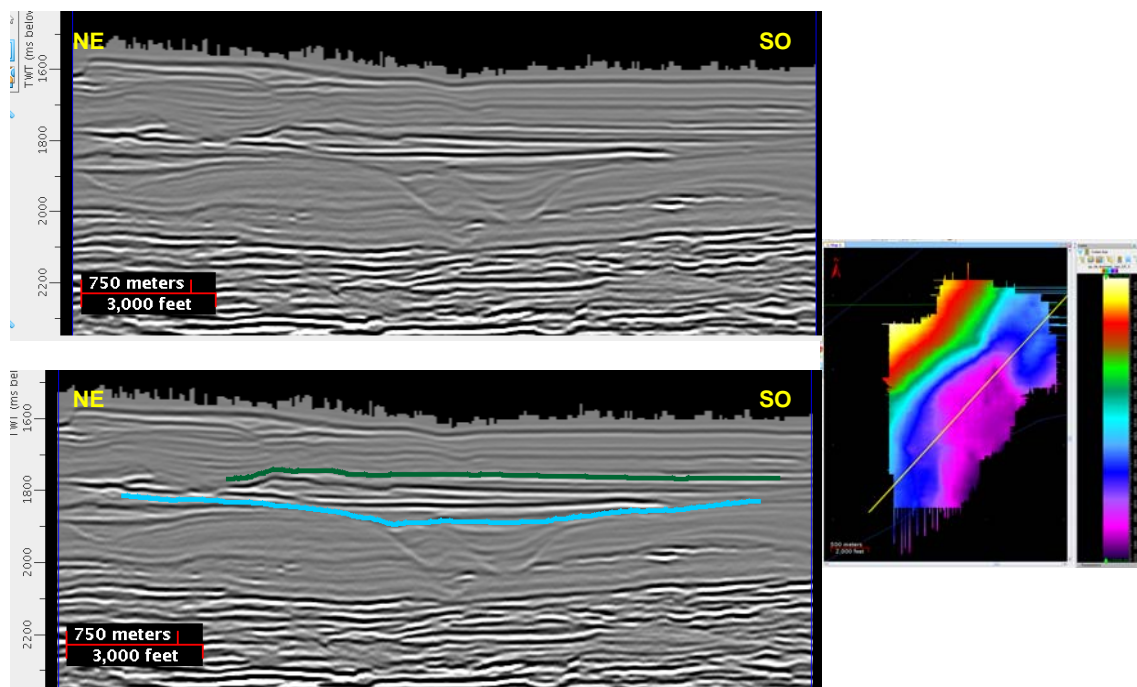


Fig.20 – Seção NE-SO. Base do canal em azul, topo do canal em verde. A direita horizonte interpolado da base do canal.

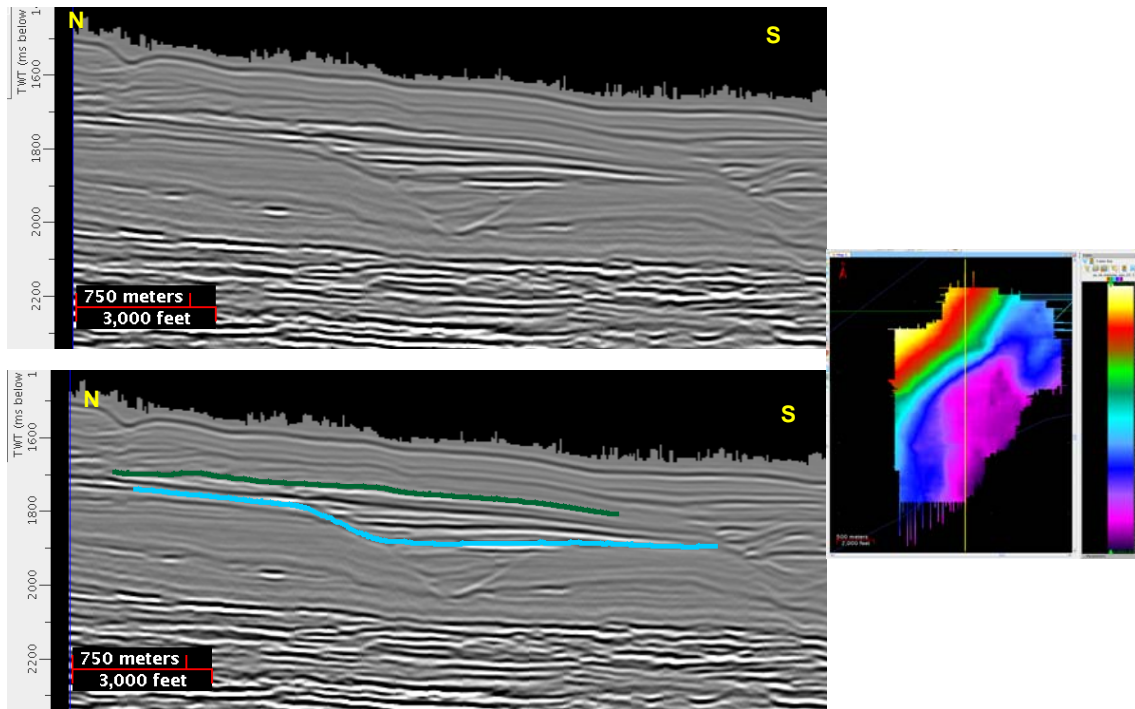


Fig.21 – Seção N-S. Base do canal em azul, topo do canal em verde. A direita horizonte interpolado da base do canal.

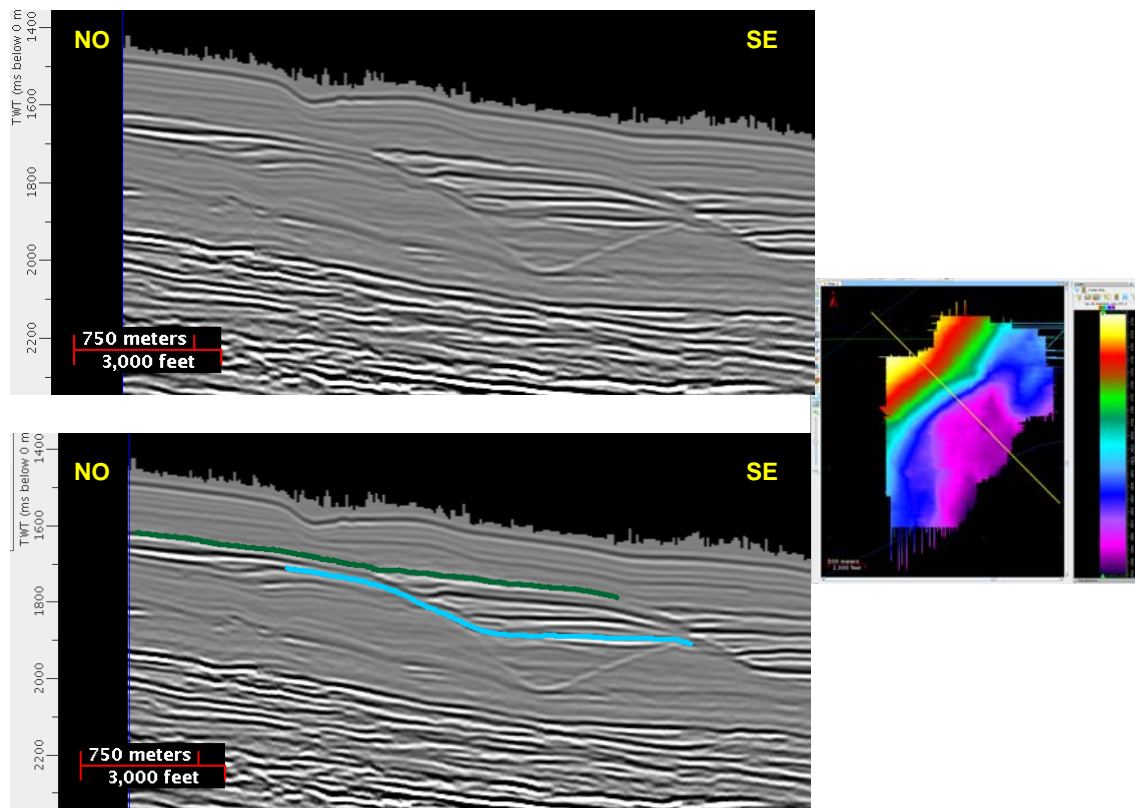


Fig.22 – Seção NO-SE. Base do canal em azul, topo do canal em verde. A direita horizonte interpolado da base do canal.

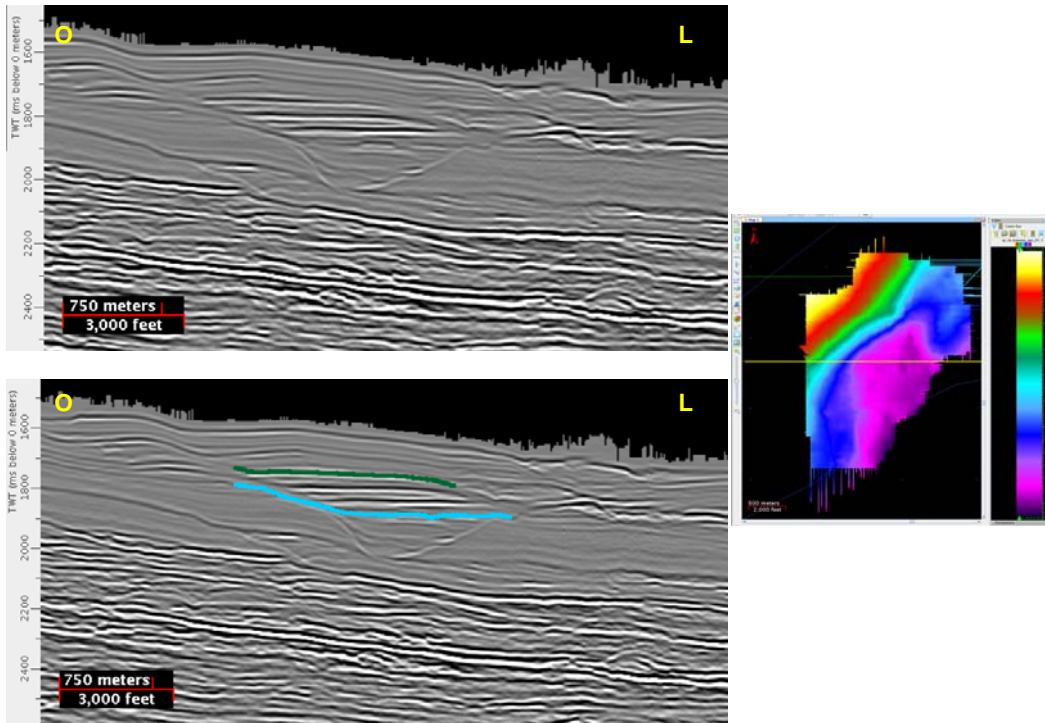


Fig.23 – Seção L-O. Base do canal em azul, topo do canal em verde. A direita horizonte interpolado da base do canal.

A seguir a figura 24 mostra seções em varias direções desta vez destacando todos os horizontes mapeados, inclusive os internos ao canal, que serão nomeados ao longo do trabalho de verde claro, o mais próximo da base do canal, e verde claro, o mais próximo ao topo do canal, como mostrado na seção NO-SE.

Depois de definido os limites de topo e base do canal, os horizontes internos foram determinados levando-se em conta as reflexões fortes que iam de encontro à base do canal, muitas vezes sendo truncadas nesse encontro. Além disso, na figura 24 também observa-se, bem marcados, as ombreiras do canal (principalmente na seção O-L ) e assim, a sua calha mostrando a região de maior deposição dos sedimentos.

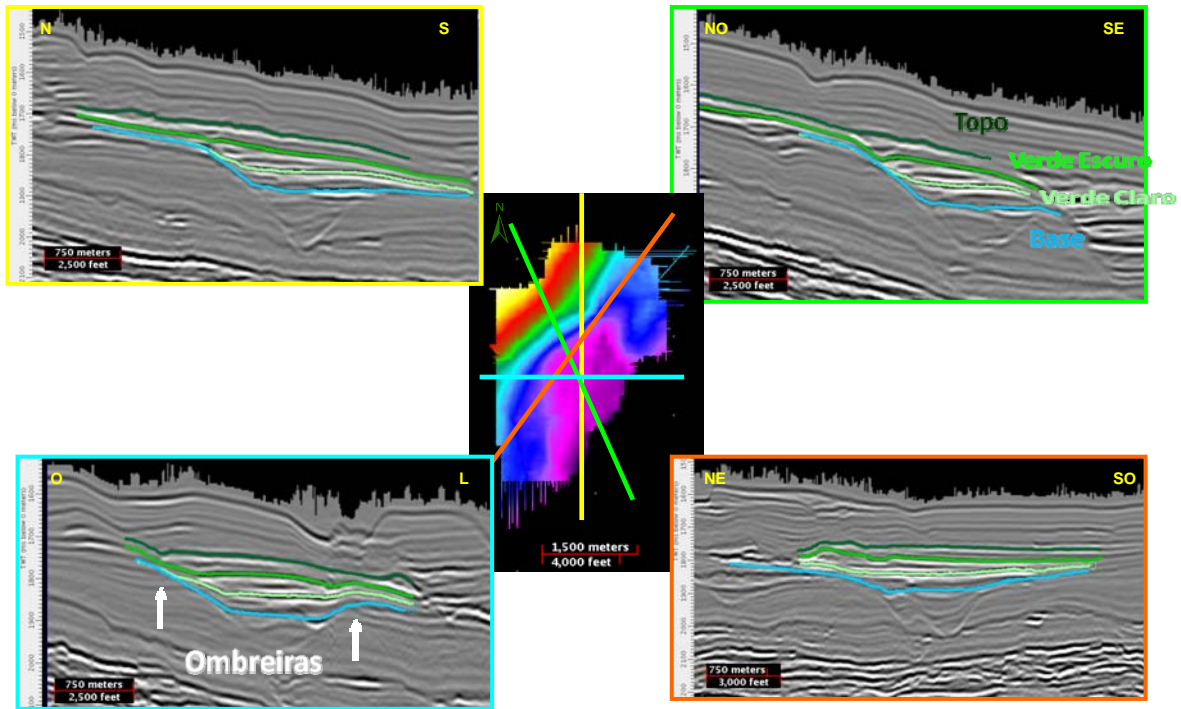


Fig.24 – Ao centro o mapa da base do canal com a localização das seções ao redor. As seções mostram todos os horizontes interpretados, inclusive os internos ao canal, em verde claro e verde escuro.

### 3.2) HORIZONTES INTERPOLADOS

Os próximos resultados apresentados serão os mapas interpolados em tempo dos horizontes interpretados, juntamente com os seus respectivos contornos. Os contornos irão ajudar a definir os elementos estruturais de altos e baixos do canal, afim de reconhecermos onde se localiza a calha do canal, e conseqüentemente, sua região de escoamento.

Observando a figura 25 percebemos que da esquerda para a direita ocorre uma rápida mudança de cores, indicando que esta é uma região íngreme sendo interpretada como a ombreira esquerda do canal. A ombreira direita está marcada no contato entre a cor azul e rosa. Já que a variação de cores nessa região é mais suave, interpretamos que esta ombreira é menos íngreme e menos marcada que a da esquerda.

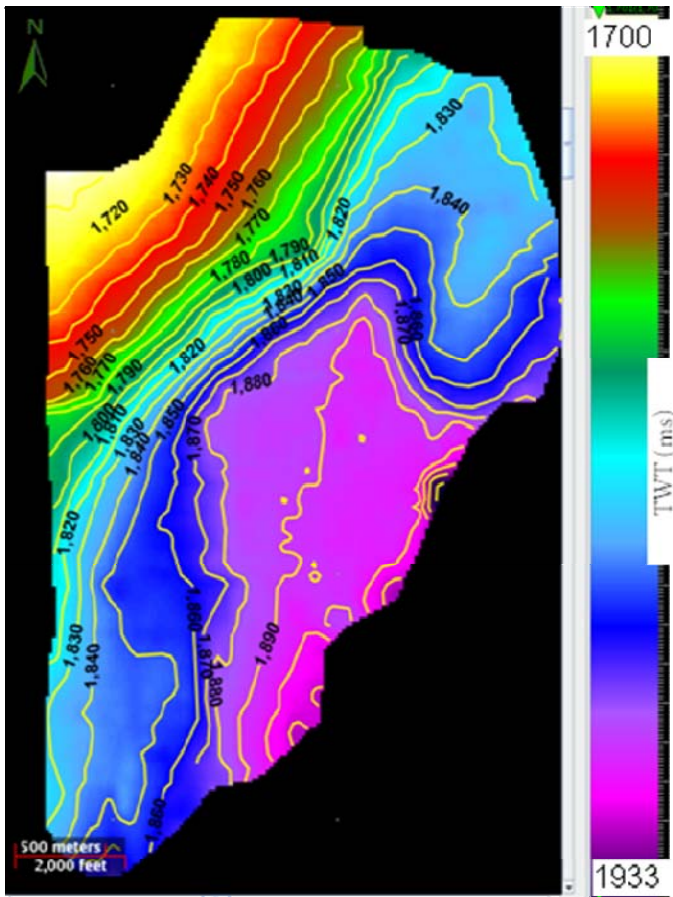


Fig.25 – Mapa interpolado com contorno da base do canal.

À medida que o canal vai ficando mais raso, o efeito da ombreira vai diminuindo mostrando que o canal está acabando. Podemos perceber esse efeito nos mapas subseqüentes, a mudança de cores é mais forte na ombreira da esquerda do que na ombreira da direita, como já havia sido mostrado, e se torna mais suave em direção ao topo do canal.

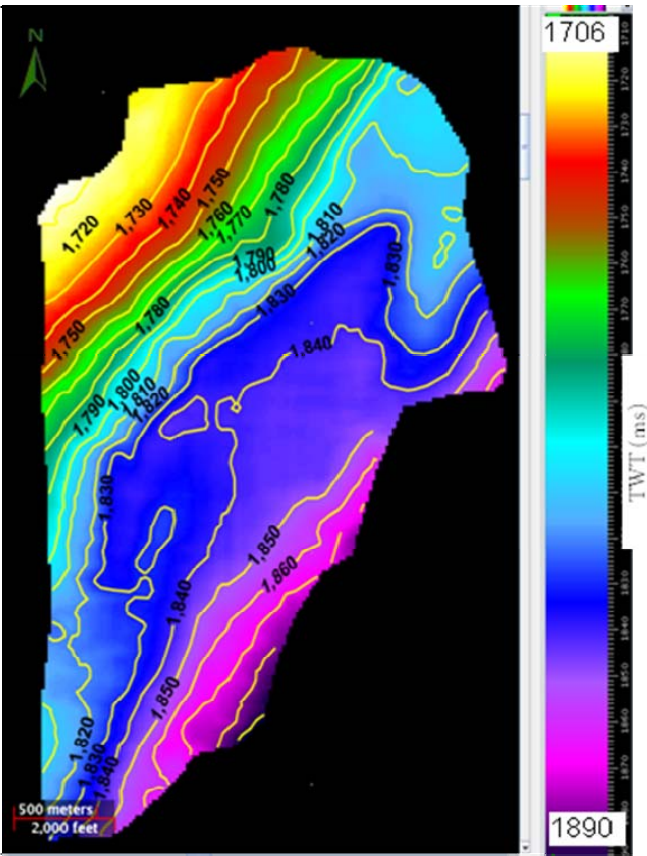


Fig.26 – Mapa interpolado com contorno do horizonte verde claro.

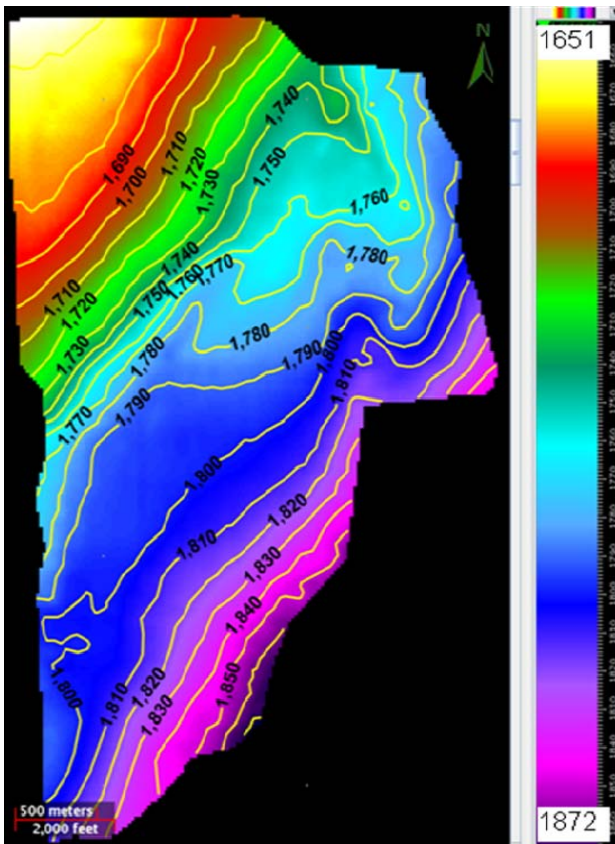


Fig.27: Mapa interpolado com contorno do horizonte verde claro.



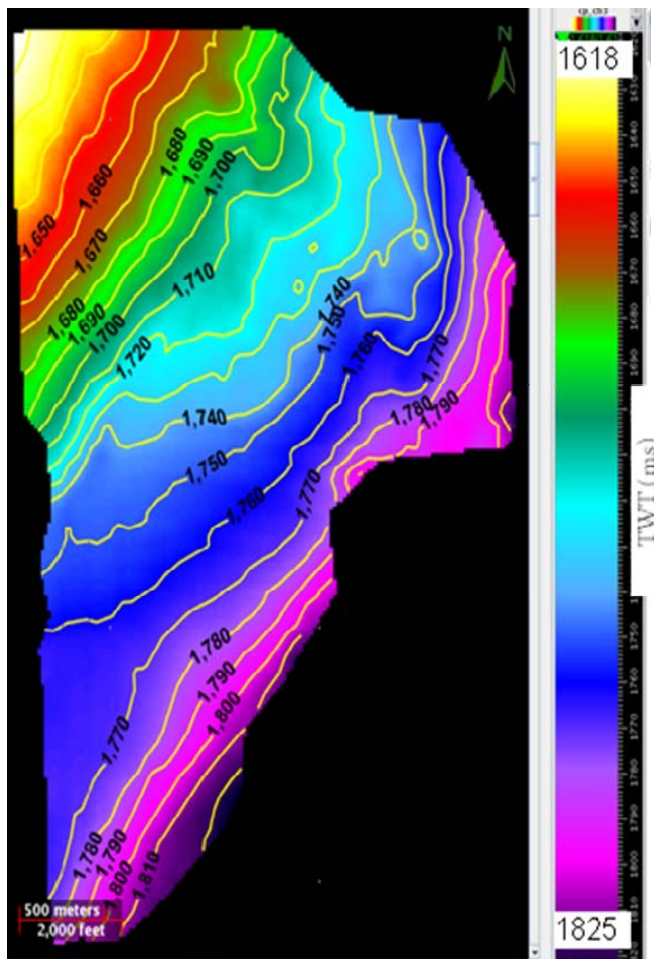


Fig.28 – Mapa interpolado com contorno do topo do canal.

As ombreiras observadas na sísmica e os contornos que nos mostram as profundidades do canal, nos levam a crer que o escoamento do canal se dá de nordeste para sudoeste. A continuação do trabalho nos permitirá ter mais certeza desse resultado e também tentar identificar qual tipo de sedimento preenche o canal.

### 3.3) FALHAS MAPEADAS

Para entender melhor como se deu a formação do canal, foi feito o mapeamento de falhas que estivesse relacionadas a ele, na figura 29 as linhas brancas mostram onde foram mapeadas falhas e as linhas em amarelo as seções que serão apresentadas na figura 30 que é composta por 5 seções sísmicas.

Já de ante-mão, é possível perceber que foram detectadas falhas nas duas ombreira do canal.

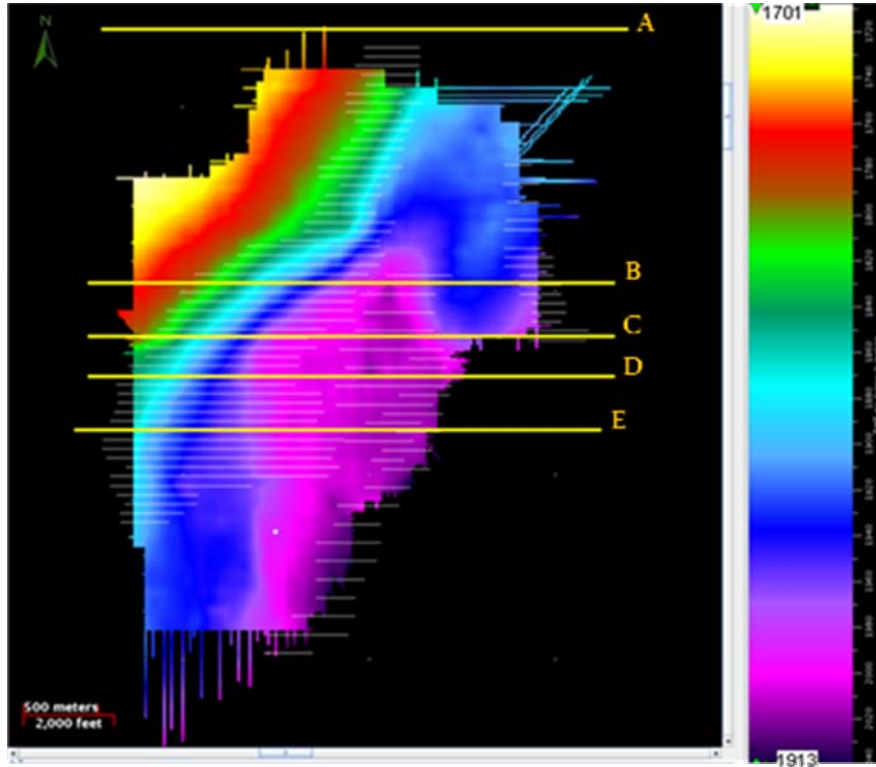


Fig.29 – Mapa em tempo da base do canal com linhas em branco indicando local onde falhas foram mapeadas e linhas amarelas indicando as seções que seguem abaixo.

A figura 30, que se estende da pagina 33 até 35, mostra seções sísmicas onde as falhas foram interpretadas. A primeira seção (A) mostrada a seguir, apresenta uma falha na região anterior ao canal, mostrando que pode ter sido a partir dela que o canal se formou. As próximas seções já apresentam o canal e as falhas mapeadas o que nos faz entender que ele está encaixado nelas e que são elas que definem a sua orientação.

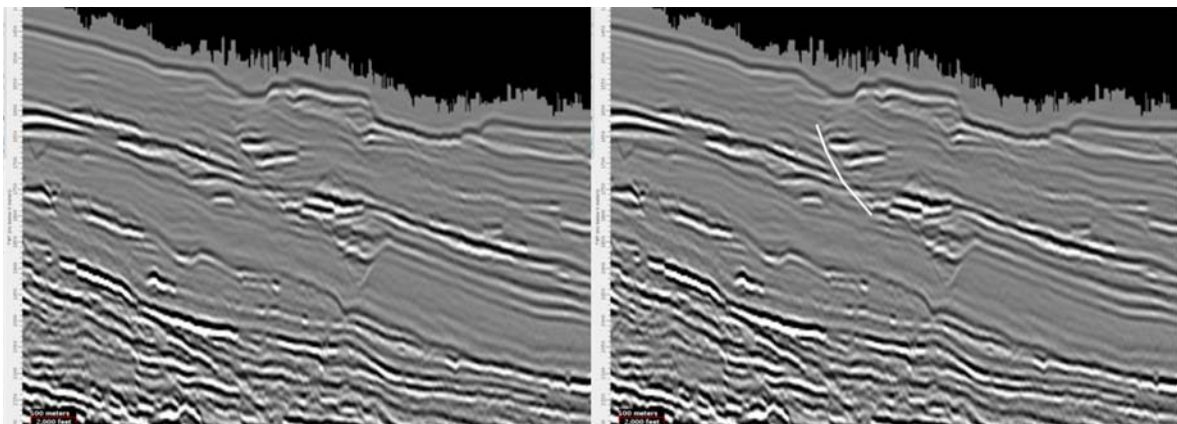


Fig.30 – Seção localizadas como (A) na figura 29.

Nas próximas seções, podemos observar que a falha da esquerda (1) delimita a ombreira da esquerda. Já à direita, varias falhas ((2), (3) e (4)) controlam o canal.

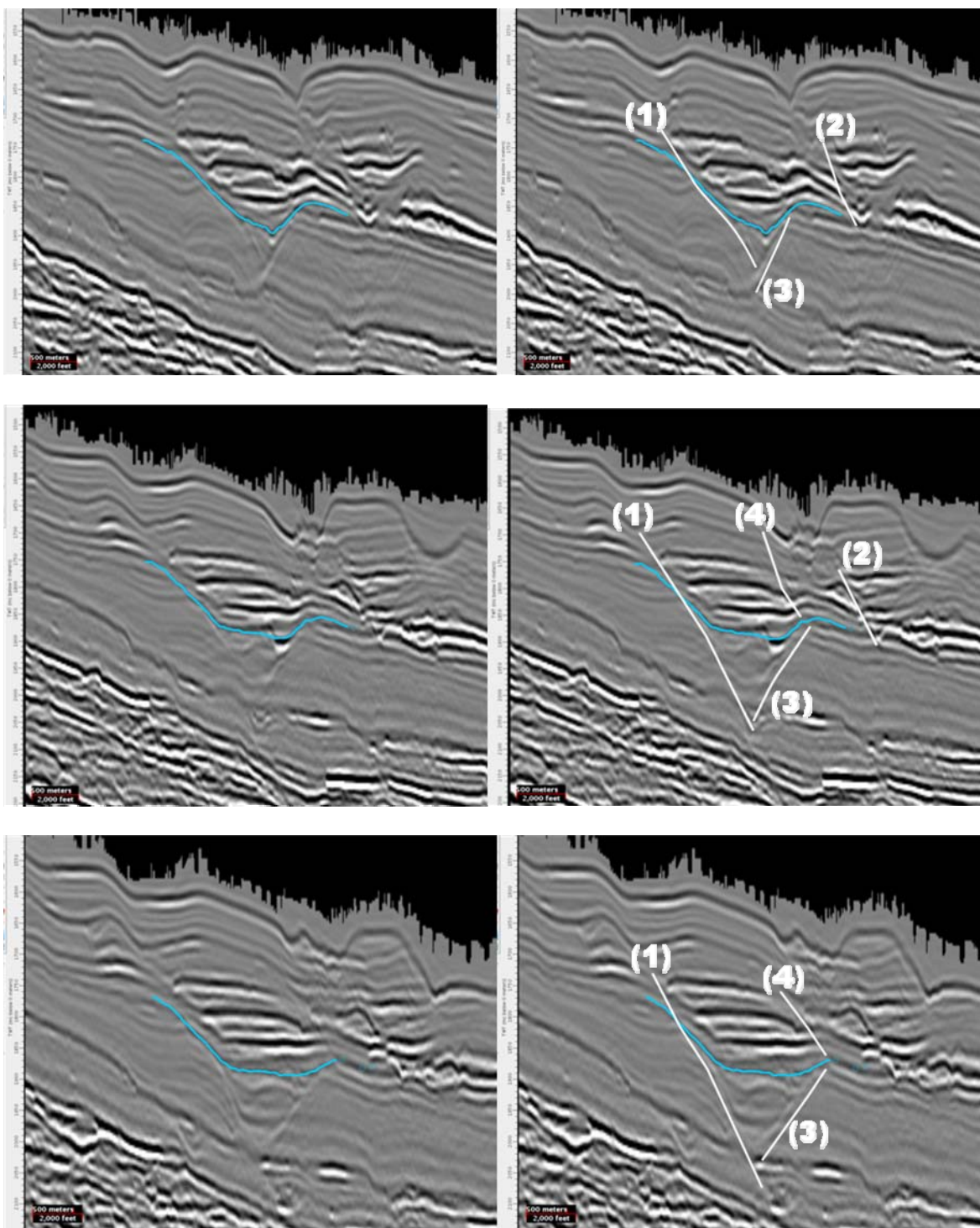


Fig.30 – Seções localizadas como (B), (C) e (D), respectivamente, na figura 29.

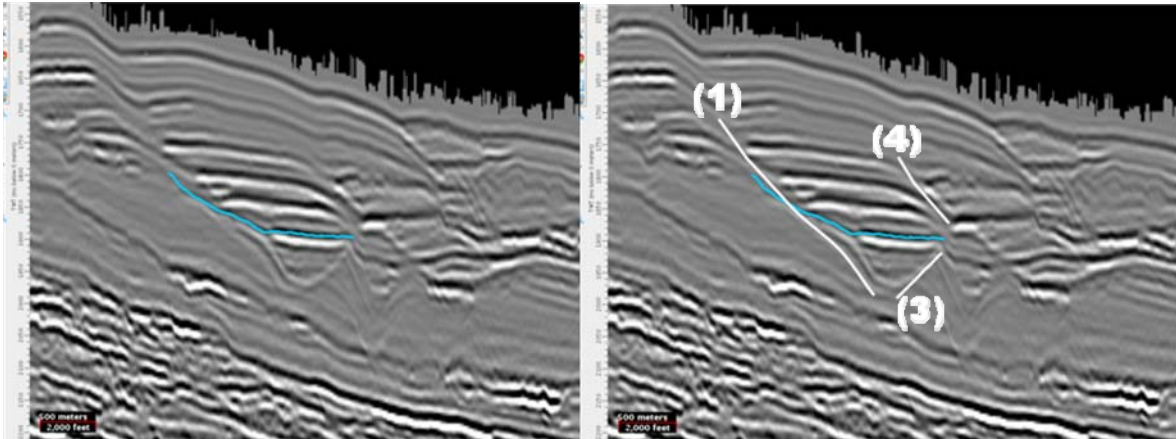


Fig.30 – Seção localizadas como (E) na figura 29.

Com a criação dos polígonos de falhas, fica evidente que o canal limita-se às falhas. Sobre a origem dessas falhas foram levantadas algumas hipóteses, a mais defendida foi a formação destas pelo elevado aporte sedimentar da região, porém para ser definida sua origem seria necessário um estudo mais detalhado, o que não foi feito ao longo do trabalho pela limitação dos dados.

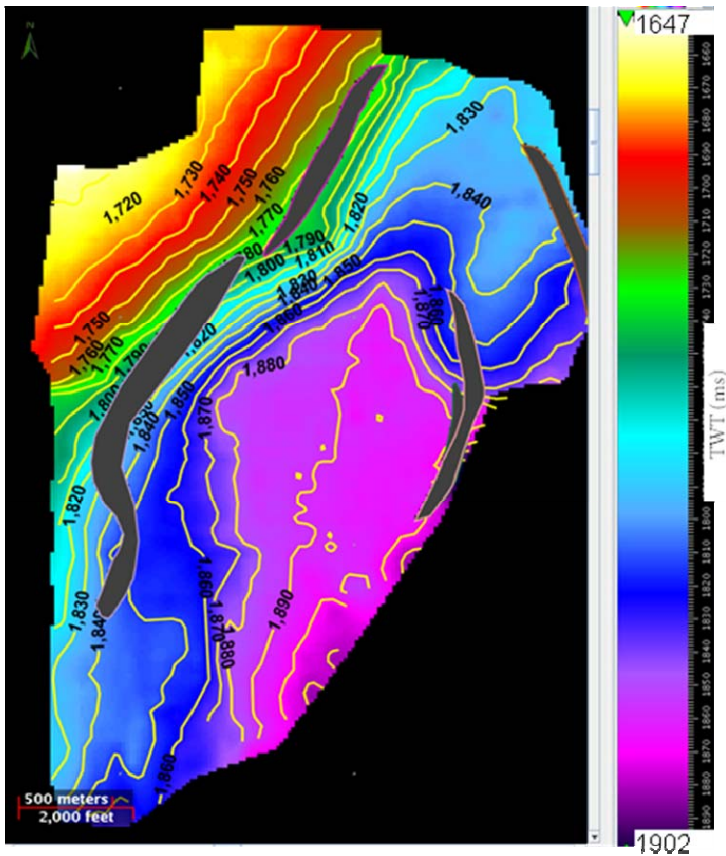


Fig.31 – Polígonos de falha.

### 3.4) MAPEAMENTO DO FUNDO DO MAR

Para obter uma visão regional dos eventos que estão se desenvolvendo mais recentemente na área do canal foi feito o mapeamento do fundo do mar, e o resultado está apresentado abaixo.

A figura 32 apresenta o horizonte mapeado do fundo do mar em 3D (a), e em abóbora, a localização da linha sísmica (b) subsequente, onde é possível ver o canal mapeado (a esquerda da foto).

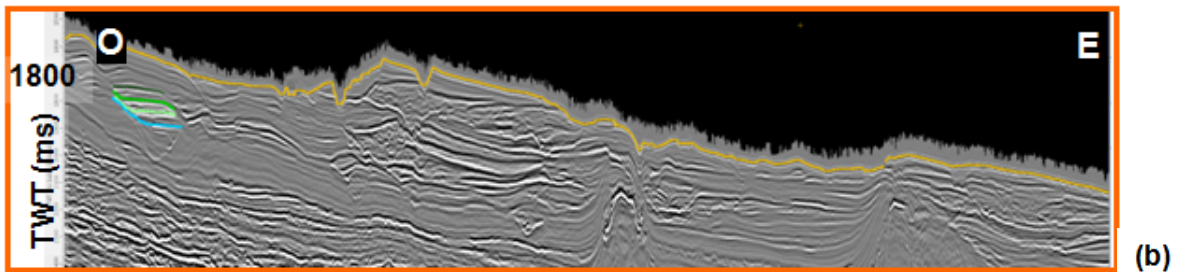
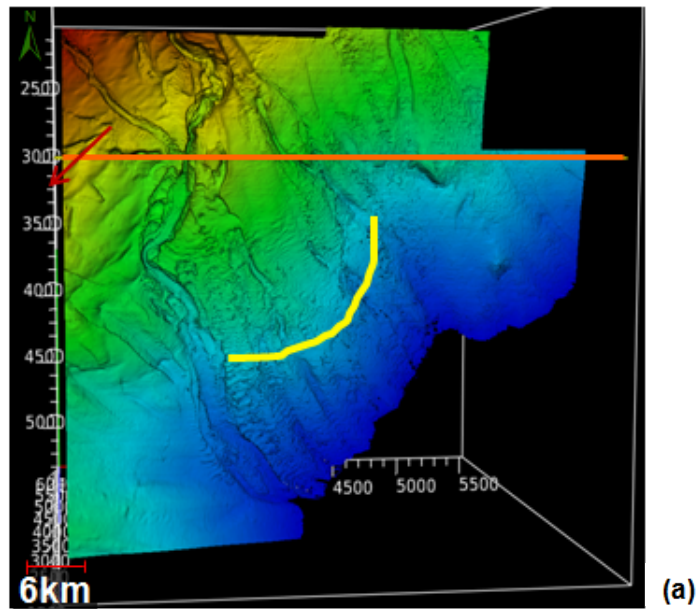


Fig.32 – (a) Mapeamento do fundo do mar, na região do canal e (b) linha sísmica com o canal interpretado.

Na indústria do petróleo, o mapeamento do fundo do mar ajuda a ter mais precisão da batimetria, auxiliando na conversão tempo profundidade dos dados.

No presente trabalho, o mapeamento do fundo do mar foi esclarecedor pois nos ajudou a perceber que o input de sedimentos que chega ao canal tem a mesma área fonte que os sedimentos que se depositaram em forma de leque ao lado do cânion. Na figura 32 (a), a seta em vermelho a esquerda, representa a direção de escoamento do canal (NE-SO), e a linha em amarelo mostra o leque formado. Como a direção de deposição do leque é diferente do canal, mas ambos tem a mesma área fonte, podemos interpretar que o canal é uma zona de escape do input de sedimento vindo do continente, devido a zona de fraqueza existente na área, os sedimentos tiveram mais facilidade para escoar por ali, então essa pequena área de deposição foi formada.

### 3.5) ATRIBUTOS EXTRAÍDOS

Com a finalidade de corroborar para o estudo do canal, tentando identificar qual o tipo de sedimento que preenche o canal, alguns atributos foram extraídos e seus resultados estão apresentados a seguir.

#### 34.5.1) Amplitude RMS

Com os mapas de amplitude RMS de cada horizonte, foi possível destacar a concentração de areia ao longo do canal. Com o conhecimento de que altas amplitudes destacam a presença de areias, é possível verificar nos mapas a seguir, que o canal é preenchido de areias, já que a concentração delas ocorre na região de calha do canal, ou seja, na direção NE-SO.

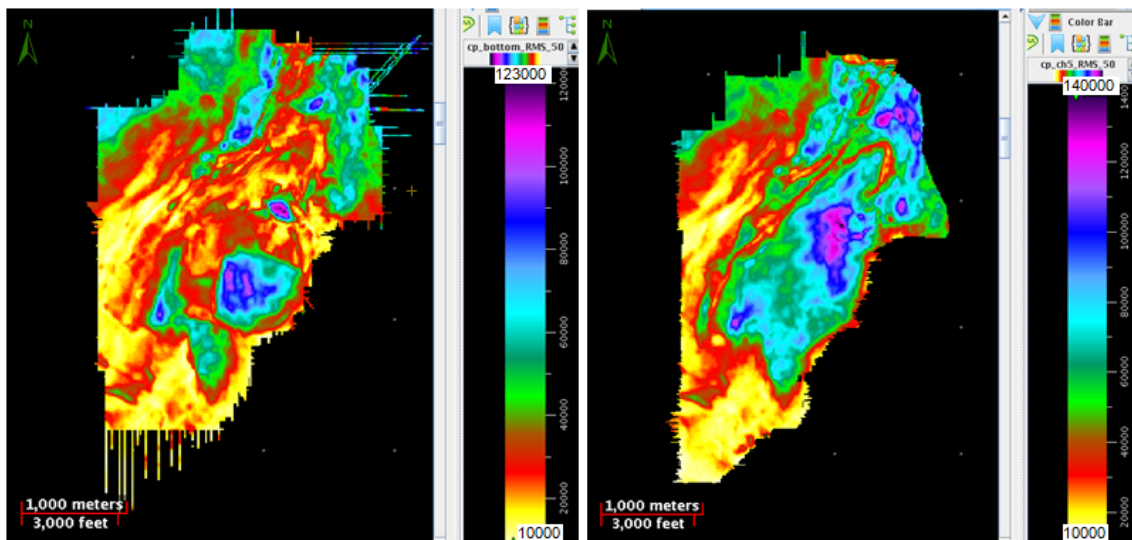


Fig.33 – A esquerda base do canal e a direita horizonte verde claro do canal.

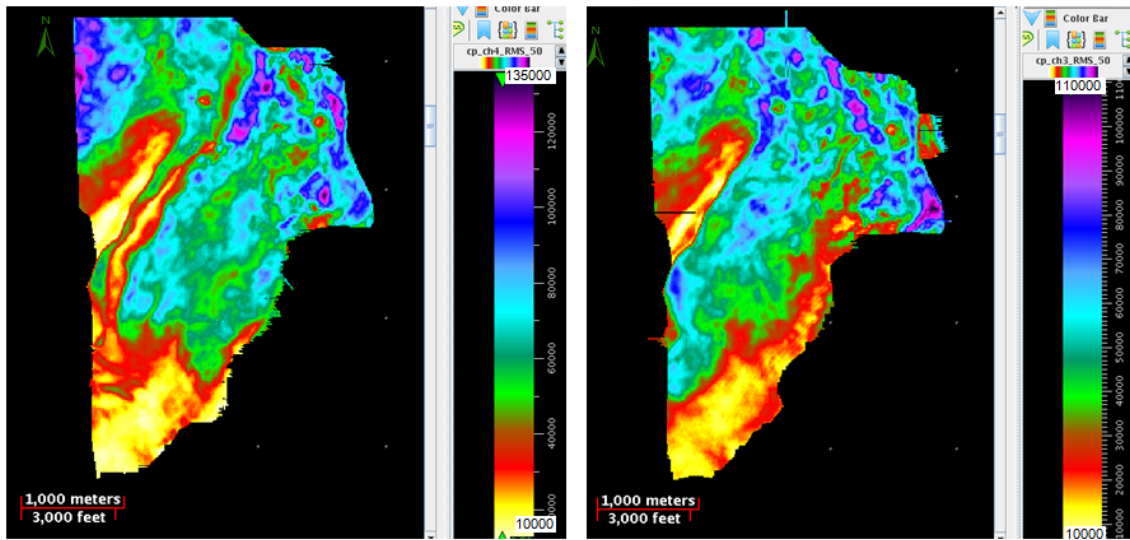


Fig.34 – A esquerda horizonte verde claro do canal e a direita topo do canal.

A extração de Amplitude RMS no cubo sísmico ajuda a perceber a diferença de litologias existentes na região mapeada. Na figuras 35, a concentração de areias ocorre exatamente onde os horizontes foram mapeados, corroborando para a interpretação de que o canal é preenchido por areia.



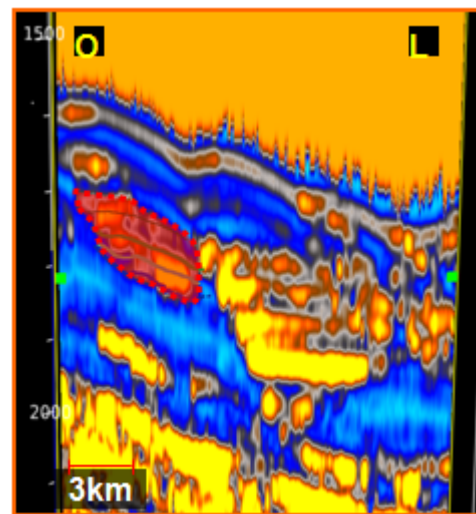
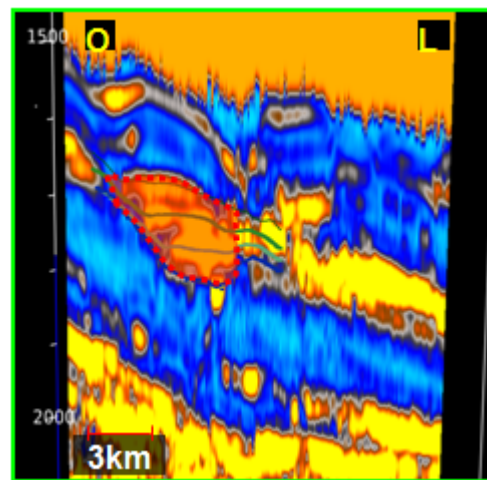
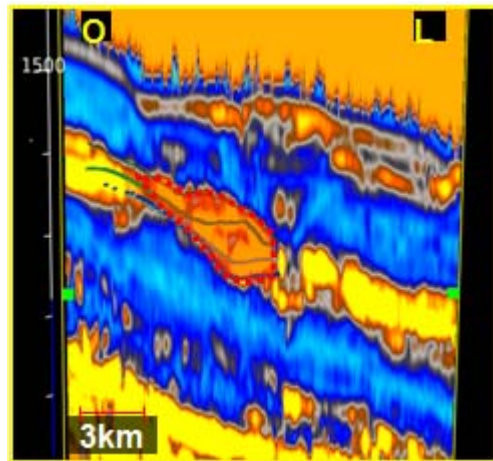
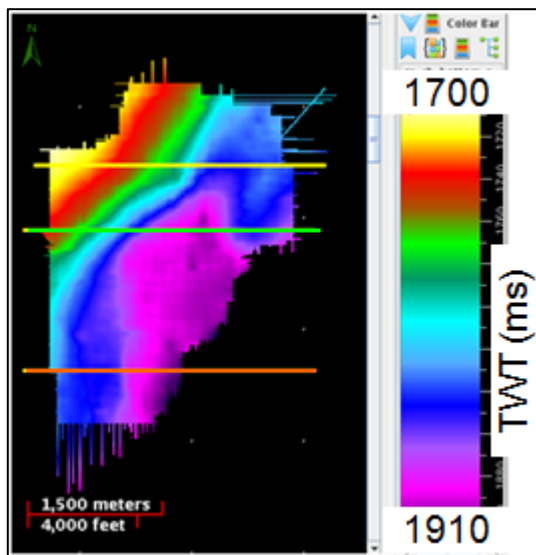


Fig.35 – A esquerda mapa do fundo do canal com linhas indicando a posição das faces dos cubos da direita, respectivamente. Destaque em vermelho para a região do canal.

### 3.5.2) Envelope do Traço

O Envelope do Traço foi usado para que pudesse ser comparado com a Amplitude RMS e assim garantir mais segurança à interpretação feita.

Como a Amplitude RMS, o Envelope do Traço também destacou a presença de areia na calha do canal, além disso, podemos identificar que o canal está contido entre os horizontes mapeados, já que a base do canal tem menos areia, e os mapas dos dois horizontes internos ao canal tem a maior concentração de areia e logo em seguida, no topo do canal, a concentração de areia volta a se reduzir.

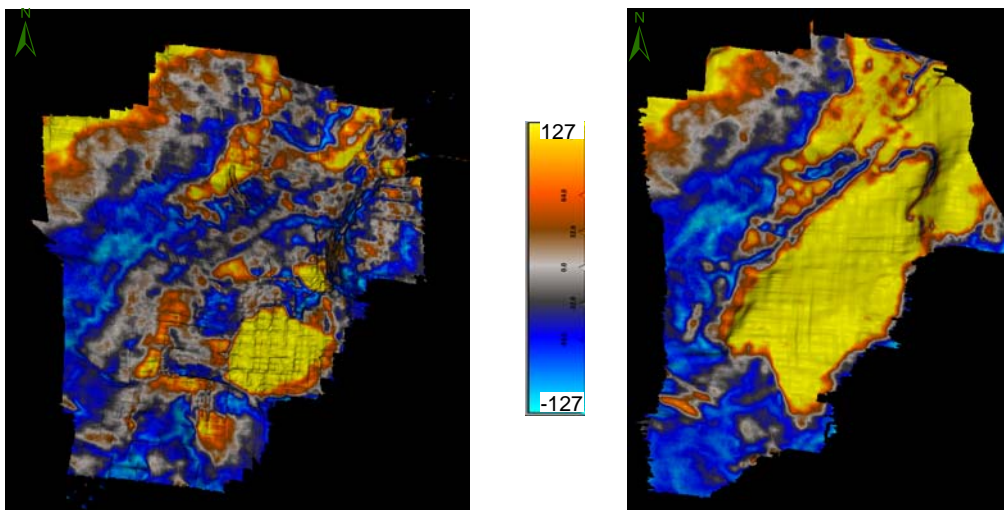


Fig.36 – A esquerda base do canal e a direita horizonte verde claro do canal.

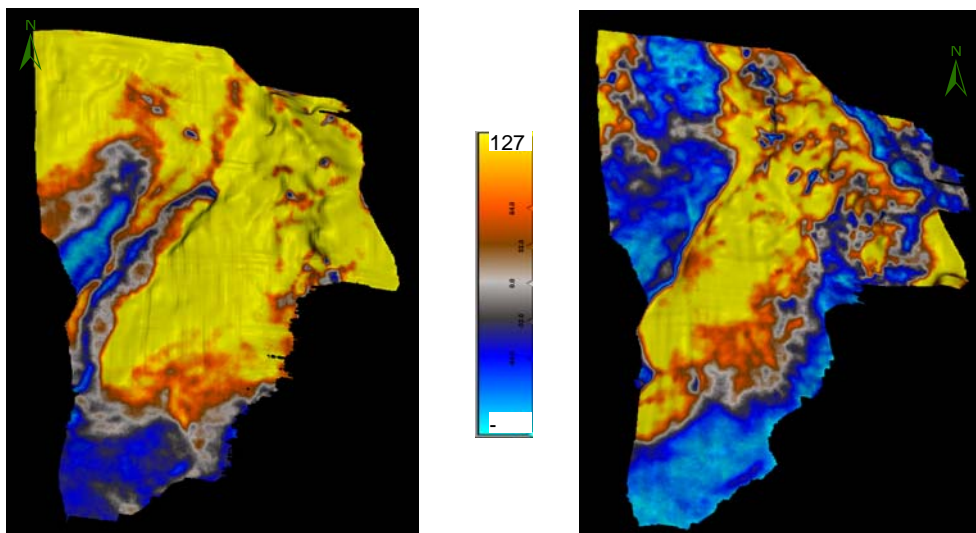


Fig.37 – A esquerda horizonte verde claro do canal e a direita topo do canal.

O Envelope do Traço extraído no cubo sísmico ajudou a delimitar o canal em profundidade mostrando que ele não se estende abaixo do horizonte interpretado como sendo a base do canal. Esse tipo de visualização também colabora para a identificação de falhas (identificadas em preto na figura 38) mostrando que o canal do presente trabalho está encaixado entre essas zonas de fraqueza.

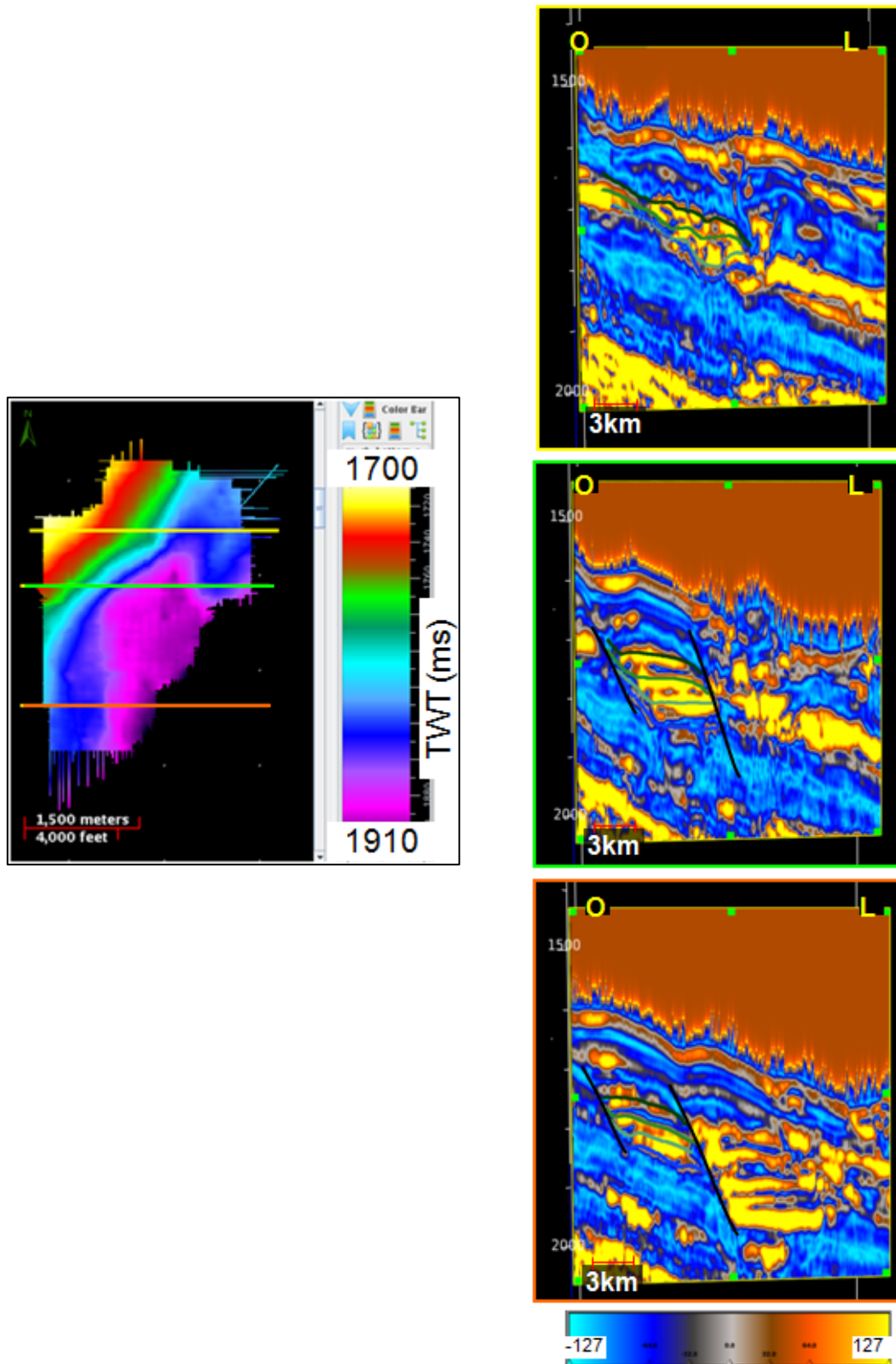


Fig.38 – A esquerda mapa do fundo do canal com linhas indicando a posição das faces dos cubos da direita, respectivamente. Destaque em para as falhas que encaixam o canal.

### 3.5.3) Cubo de Coerência

Com a interpretação de que o canal está sendo controlado por falhas, decidiu-se usar o atributo Cubo de Coerência para tentar destacar mais essas falhas controladoras do canal e tentar determinar sua extensão.

Na figura 39 a face do cubo que se apresenta é a slice 1800 mostrada na seção a direita, na mesma figura. Na face do cubo podemos identificar a extensão da zona de fratura (mostrada pelas linhas brancas). A figura 40 apresenta-se como outro resultados onde também conseguimos identificar zonas de falhas na direção de preenchimento do canal.

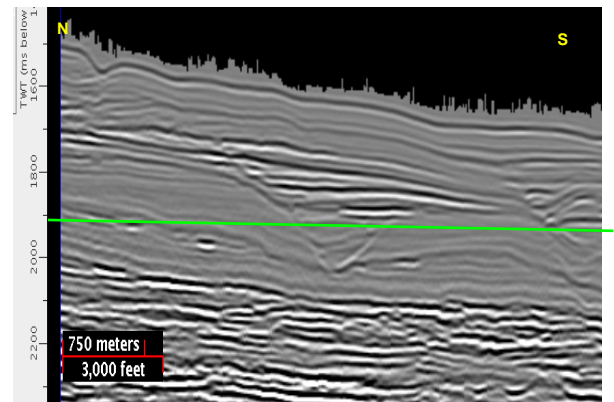
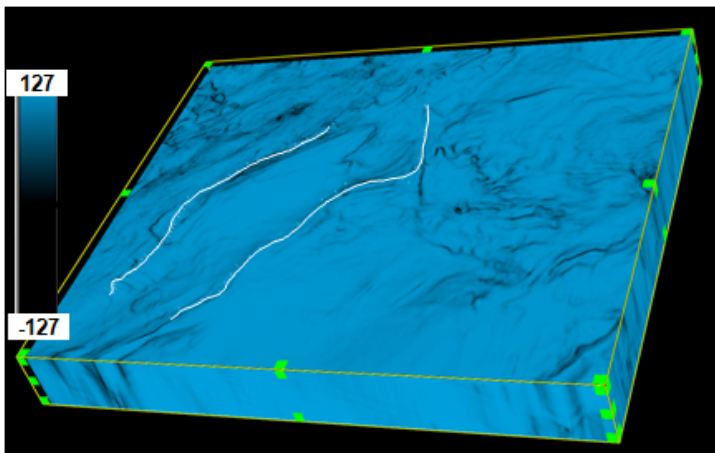


Fig.39 – Atributo cubo de coerência mostrando slice 1800 , em branco onde foram interpretadas falhas ao longo do canal. A esquerda seção indicando slice 1800.

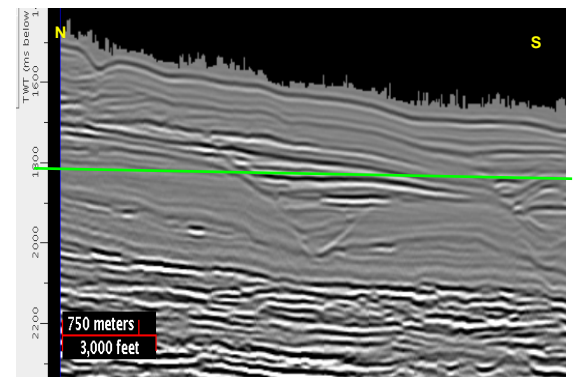
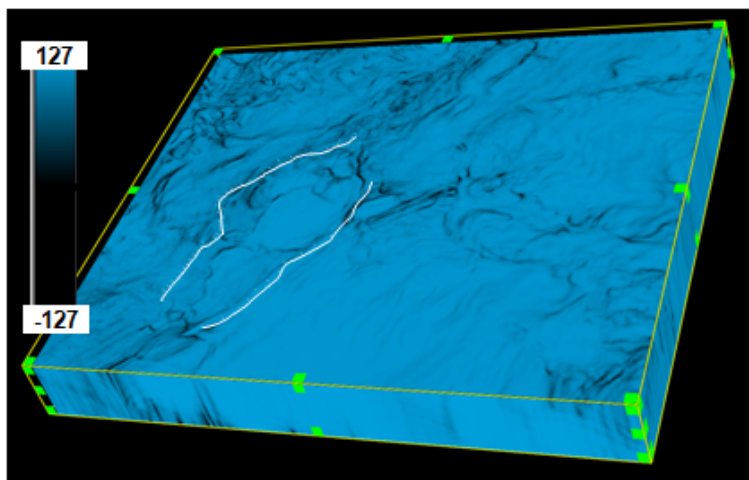


Fig.40 – Atributo cubo de coerência mostrando slice de 1900 ms, em branco onde foram interpretadas falhas ao longo do canal. mostrar um mapa localizando essa slice.

As figuras 41 e 42 são uma comparação entre as falhas interpretadas na sísmica com o Cubo de Coerência extraído, onde também é possível identificar que os resultados do Cubo correlacionam-se muito bem com as falhas interpretadas, colaborando para a credibilidade do atributo usado e a interpretação desenvolvida ao longo do trabalho.

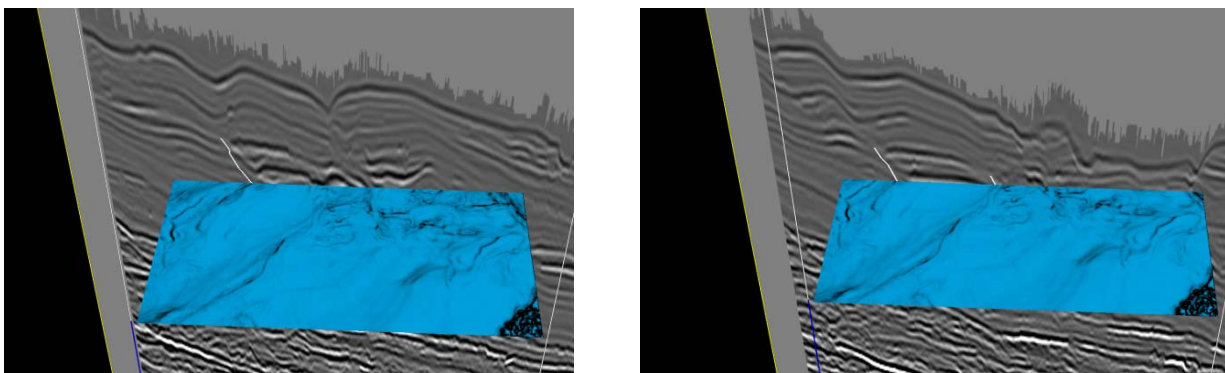


Fig.41 – Correlacionando seções, mostrando as falhas em branco, com o atributo cubo de coerência gerado.

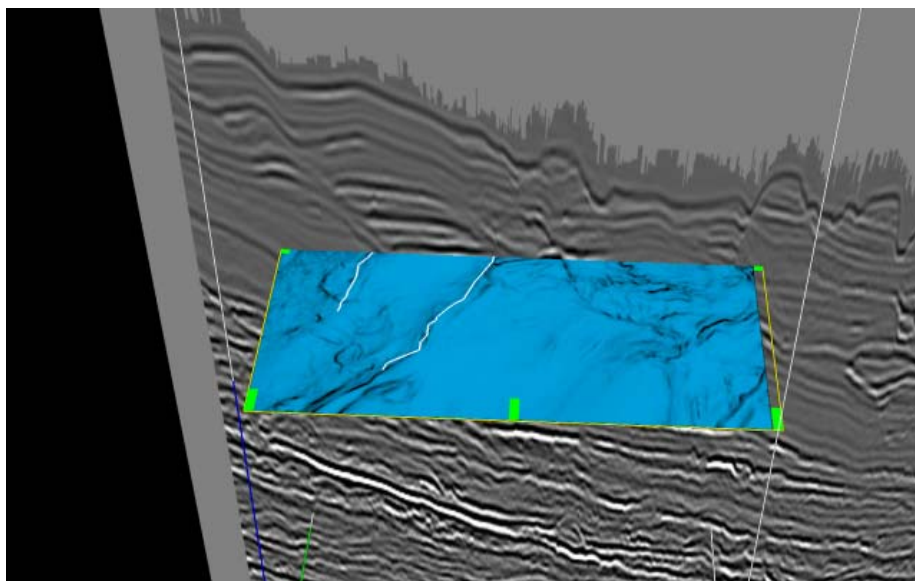


Fig.42 – Correlacionando seção, com o atributo coerência gerado, em branco os foram interpretadas falhas ao longo do canal.

#### 4) CONCLUSÃO

Com os resultados obtidos no decorrer do trabalho, foi possível identificar a direção de escoamento do canal com sendo NE-SO, apresentando aproximadamente 4,5 km de extensão da direção N-S e 3 km na direção L-O. Com a identificação de falhas ao longo do canal, concluímos que um fluxo de sedimentos utilizou essa zona de fraqueza para se desenvolver e se depositar.

O cubo com polaridade tradicional, ou seja, amplitudes positivas em preto (pico do traço sísmico) e negativas em branco (cava do traço sísmico), nos indica que o depósito contém bastante areias, representados pelos intervalos claros entre os horizontes mapeados, e está cercado por sedimentos mais finos, representado por reflexões em tons de cinza a preto ao redor do canal. Corroborando para essa observação foram extraídos atributos que pudessem destacar essas variações litológicas. Com uma boa caracterização, os atributos destacaram bem o pacote de areia que preenche o canal e sua extensão, sendo possível delimitar com bastante precisão a área do canal, podendo-se alcançar, assim, o objetivo do trabalho.

A metodologia usada contribuiu para a familiarização com os procedimentos necessários para o desenvolvimento de um trabalho de exploração, é claro que em um caso real, muitos outros elementos deveriam ser levados em conta até obtermos a mais minuciosa e detalhada identificação da feição. Para podermos classificar a feição quanto ao tipo de depósito, necessitaríamos de mais informações de detalhe sobre os sedimentos que preenchem o canal. A pesquisa dos tipos de correntes e depósitos atuantes no ambiente marinho profundo foi bastante enriquecedora para futuras pesquisas, assim como a familiarização com o uso de atributos sísmicos.

## 5) BIBLIOGRAFIA

Asmus, H.B., Gomes, J.B. e Pereira A.C.B., Integração Geológica Regional da Bacia do Espírito Santo, *Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia*, Volume III, p.236, 1971.

Barnes, A., Too many seismic attributes?, Landmark Graphics Corporation, Colorado, USA, 2006. p.41-45.

Bizzi, L.A. *et al.*, CPRM, Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, Capítulo III Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira, Brasília, 2003.

Bouma, A.H., Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam, p 168, 1962.

d'Avila *et al.* Ambientes Marinhos Profundos: Sistemas Turbidíticos. In: AUGUSTO J. PEDREIRA DA SILVA, MARIA ALICE N.F. DE ARAGÃO E ANTONIO J. MAGALHÃES (Orgs.). *Ambientes de Sedimentação Siliciclásticas do Brasil*. 1 ed. São Paulo: Editora Beca, 2008. p.244-301.

França, R.L. *et al*, Bacia do Espírito Santo, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v.15,n.2,p.501-509, maio/novembro 2007.

Fritz, W.J., Moore, J.N., *Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology*,. 1ed., New York, John Wiley & Sons, p. 371, 1988

Galloway, W. E., Depositional architecture and hydrocarbon productivity of autochthonous slope systems (abs.), in Bridges to discovery: extended abstracts, volume 1, *AAPG Annual Convention: American Association of Petroleum Geologists*, p. A216, 1998.

Kuenen, Ph. H. & Migliorini, C. I.,Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology* 58, 91–127, 1950.

Landmark , Landmark Reference Manual PostStack, USA, 2004. p.257-300

Lowe, D. R., and Guy, M., Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem, *Sedimentology* 47, p. 31-70, 2000.

Lowe D.R., Sediment gravity Flows II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents, *Journal of Sedimentary Petrology*, v.52,p.279-298, 1982.

Mutti, E. Turbidite Sandstones. Agip, Milano, 275 p. 1992.

Mutti, E. *et al.*, Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins, *Marine and Petroleum Geology*: **20**, p. 733-755, 2003.

Peakall, J. *et al.*, Meander-bend evolution, alluvial architecture and the role of cohesion in sinuous river channels: a flume study. *Journal of Sedimentary Research*, v. 77, p. 197-212, 2007.



Postma, G., Nemec, W. and Kleinspehn, K.L., 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sediment. Geol.*, 58 : 47 - 61

Ribeiro, H. J.P.S. Sismo-estratigrafia. In: HELIO J. P. SEVERIANO RIBEIRO (Org). *Estratigrafia de Seqüências: Fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, RS: Editora Unisinos, 2001. p.73-98.

Sheriff, R. E. *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*, 3. ed., Society of Exploration Geophysicists – SEG, Tulsa, OK, 1991.

<[www.wikimedia.org](http://www.wikimedia.org)>. Acesso em: Agosto/2011.

<[www.ihs.com](http://www.ihs.com)>. Acesso em Agosto/2011.