

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE ESTRATIGRAFIA**

**Análise Estratigráfica do Campo de Namorado
(Bacia de Campos) com base na
Interpretação Sísmica Tridimensional**

Eduardo Guimarães Barboza

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Luiz José Tomazelli

CO-ORIENTADOR:

Prof. Dr. Ricardo Norberto Ayup-Zouain

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Nilo Chagas de Azambuja Filho

Prof. Dr. Juan Rafael Franzese

Prof. Dr. Antônio Flávio Uberti Costa

**Tese apresentada como requisito parcial para obtenção do Título de
Doutor em Geociências**

2005

*Às pessoas que sempre acreditaram
e auxiliaram para que esse trabalho fosse
realizado.*

*Há duas formas para viver a sua vida:
Uma é acreditar que não existe milagre.
A outra é acreditar que todas as coisas
são um milagre.*

Albert Einstein - "O Milagre da Vida".

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iii
RESUMO.....	v
ABSTRACT	vi
LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS	xii
1 – INTRODUÇÃO	2
1.1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	2
1.2 – JUSTIFICATIVA, OBJETIVOS E ORGANIZAÇÃO DA TESE	4
1.3 – LOCALIZAÇÃO e HISTÓRICO	6
1.4 – TRABALHOS ANTERIORES	9
1.5 – ASPECTOS ESTRUTURAIS e ESTRATIGRÁFICOS	11
2 – MODELOS DE DEPOSIÇÃO TURBIDÍTICA.....	18
2.1 – HISTÓRICO	18
2.2 – HISTÓRICO NO BRASIL	34
3 – GEOLOGIA REGIONAL	39
3.1 – EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA	39
3.1.1 – MEGASEQUÊNCIA CONTINENTAL (Estágio Rift)	43
3.1.2 – MEGASEQUÊNCIA TRANSICIONAL (Estágio Golfo Proto-Oceano)	46
3.1.3 – MEGASEQUÊNCIA CARBONÁTICA MARINHA (Estágio Oceânico)	47
3.1.4 – MEGASEQUÊNCIA CLÁSTICA MARINHA (Estágio Oceânico).....	50
4 – ANÁLISE FACIOLÓGICA.....	55
4.1 – INTRODUÇÃO	55
4.2 – MATERIAIS E MÉTODO DE INVESTIGAÇÃO.....	57
4.2.1 – Conglomerados e Arenitos Conglomeráticos - Fácies L1	60
4.2.2 – Arenitos Maciços e Estratificados - Fácies L2	61
4.2.3 – Turbiditos de Bouma em camadas espessas - Fácies L3	64
4.2.4 – Turbiditos de Bouma em camadas finas - Fácies L4	65
4.2.5 – Conglomerados Suportados pela Matriz - Fácies L5	68
4.2.6 – Escorregamentos - Fácies L6	70
4.2.7 – Lamitos - Fácies L7.....	71
4.3 – RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES	74
5 – INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA	85
5.1 – INTRODUÇÃO	85
5.2 – PRINCÍPIOS DA INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA	86

5.2.1 – REFLEXÕES SÍSMICAS: CONCEITUAÇÃO	86
5.2.2 – PADRÕES DE TERMINAÇÕES DE REFLEXÕES.....	89
5.2.3 – FÁCIES SÍSMICAS.....	90
5.2.4 – VARIAÇÕES RELATIVAS DO NÍVEL DO MAR INTERPRETADAS ATRAVÉS DE INDICADORES SISMOESTRATIGRAFICOS	96
5.2.5 – APLICAÇÕES DA SISMOESTRATIGRAFIA NO RECONHECIMENTO DE FEIÇÕES DEPOSICIONAIS	98
5.3.1 – MATERIAIS E MÉTODO DE INVESTIGAÇÃO.....	104
5.3.2 – RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES	115
6 – ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS E MODELO DEPOSICIONAL	122
6.1 – PRINCÍPIOS DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS	122
6.2 – APLICAÇÃO DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS NO INTERVALO ESTUDADO	128
6.3 – MODELO DEPOSICIONAL.....	132
7 – CONSIDERAÇÕES FINAIS	139
7.1 – DISCUSSÕES.....	139
7.2 – CONCLUSÕES	141
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	145
Anexo I	168
Anexo II	195
ANÁLISE PRELIMINAR DA GEOMETRIA DEPOSICIONAL DOS TUBIDITOS DO CAMPO DE NAMORADO, BACIA DE CAMPOS, RJ	196
PALEOMORFOLOGIA DO INTERVALO SUPERIOR DA FORMAÇÃO MACAÉ, CAMPO DE NAMORADO, BACIA DE CAMPOS	202
ANÁLISE FACIOLÓGICA E MODELO DEPOSICIONAL DO ARENITO NAMORADO, BACIA DE CAMPOS, RJ	209

AGRADECIMENTOS

Com a conclusão desta etapa acadêmica, externo meus agradecimentos a todos que de uma forma ou outra contribuíram para a realização desse estudo.

Ao Professor e amigo Dr. Luiz José Tomazelli, em especial, pela orientação incentivadora, pertinente e crítica. Pelo crédito e apoio em meu trabalho foi possível a viabilização de mais uma etapa acadêmica.

Ao Professor e amigo, colega de sala e também de inúmeros trabalhos neste período Dr. Ricardo Norberto Ayup-Zouain, em particular, pelas condições de trabalho oferecida, nas aquisições de hardware e software que viabilizaram esse trabalho. E por fim, ter sempre dado uma “sacudida” nas horas necessárias para a conclusão da Tese.

Aos professores dessa Instituição, Dr. Farid Chemale Jr., Dr. Sérgio Rebello Dillenburg, Dr. Elírio Ernestino Toldo Jr., Dr. Nelson Luiz Sambaqui Gruber, Dr. Luiz R. Martins, Dr. Luiz Fernando De Ros, Dr. Michael Holz e Dr. Claiton Scherer pelas discussões, palavras de incentivo, apoio e sugestões sempre bem vindas e aplicadas.

Aos colegas de Curso de Pós-Graduação e Petrobras, Msc. Alexandre Castro, Geól. Cláudio Duarte, Msc. Maria do Carmo G. Severino, Dr. Armando Scarparo, Geól. José Eduardo Faccion, Msc. José M. T. de Oliveira, presentes nas discussões e apoio logístico no Rio de Janeiro.

Aos profissionais da Petrobras que auxiliaram na discussões, sugestões e interpretações do Campo de Namorado, Dr. Adriano R. Viana, Dr. Paulo Johann, Dr. Olinto Souza Jr., Dr. Carlos Bruhn, Msc. Jorge Campos, Geól. Severino X. de Menezes, Dr. Eduardo A. M. Koutsoukos.

Aos colegas do CECO/IG/UFRGS, Téc. Gilberto Silveira dos Santos, Téc. Maribel Nunes dos Santos, Msc. Caroline Thaís Martinho, Msc. Graziela Mioti, Msc. João Nicolodi e Msc. Vanildo Fonseca, sempre no apoio durante estes anos.

Ao Dr. Patrick A. Hesp, pelo incentivo ao trabalho, sugestões e correções do *abstract*.

Ao pessoal de apoio técnico no PRH-12, Carlos, Lisandro e Paulo, sempre prontos a resolver qualquer problema pertinente a eles.

Aos funcionários da secretaria do Programa de Pós-Graduação de Geociências da UFRGS, na pessoa do secretário Roberto pelos tramites legais e pelo apoio durante o curso.

À bibliotecária Renata Cristina Grün, pela revisão no conteúdo bibliográfico dessa Tese, e os demais funcionários sempre prestativos da biblioteca do Instituto de Geociências.

À Agência Nacional do Petróleo – ANP pelo apoio à pesquisa, que através do suporte financeiro viabilizaram a realização desse estudo.

À Paradigm Geophysical, pela licença de utilização e suporte do VoxelGeo[®], o qual foi ferramenta de fundamental importância neste estudo.

E, à minha fonte de inspiração, Maria Luiza C. C. Rosa agradeço pela companhia, ajuda na confecção das figuras presentes nesse trabalho, pelo apoio e pela força na conclusão da Tese.

RESUMO

O presente trabalho analisa os reservatórios turbidíticos do Campo de Namorado, Bacia de Campos – RJ, com a apresentação de um novo modelo evolutivo para o intervalo entre o Albiano superior e Cenomaniano, na área do referido campo.

As ferramentas utilizadas neste estudo consistiram da interpretação sísmica em ambiente tridimensional com o software VoxelGeo[®], e da análise faciológica junto à perfilagem de poços do referido campo. A análise desenvolvida permitiu a individualização e a posterior visualização tridimensional de um paleocanal meandrante na base do intervalo estudado, feição esta até então não relatada em interpretações anteriores neste reservatório.

Como resultado das análises sísmicas e faciológicas, foi possível elaborar um modelo deposicional, onde foram definidos quatro sistemas turbidíticos distintos, inclusos em duas seqüências de 3ª Ordem. Esses sistemas turbidíticos estariam, portanto, associados às seqüências de 4ª Ordem, que são interpretadas como parasseqüências, inseridas nos dois ciclos de 3ª Ordem. As seqüências de 3ª Ordem, que englobam os reservatórios do Campo de Namorado, representariam intervalos de alta freqüência no registro estratigráfico, dentro do contexto de afogamento (2ª Ordem) da Bacia de Campos.

Pelas características da calha deposicional observada para o Campo de Namorado, é possível concluir que o sistema, como um todo, foi depositado em um complexo de canais, junto a sistemas de frentes deltaicas. Esses canais, provavelmente, foram esculpidos por fluxos hiperpicnais, formados a partir de inundações catastróficas.

As informações provenientes deste estudo, proporcionaram uma melhor compreensão da gênese dos depósitos turbidíticos, acumuladores de hidrocarbonetos, no intervalo estudado, e cuja ocorrência está relacionada com etapas de rebaixamento relativo do nível do mar.

ABSTRACT

This work deals with the geometry and genesis of turbidite reservoirs in the Namorado Field, Campos Basin, Rio de Janeiro. An alternative evolution model for this field in the interval Upper Albian to Cenomanian is presented.

3D seismic interpretation with VoxelGeo[®] software and facies analyses using well log profiles data are applied to this study. These provide the necessary constraints to identify and obtain a three-dimensional visualization of a sinuous paleochannel at the base of the interval studied. This paleochannel has not been visualized by the earlier interpretations of this reservoir.

In addition to the seismic analyses and facies analyses, a depositional model is developed with four distinct turbidite systems in two 3rd order sequences. These turbidite systems are therefore associated with 4th order sequences, which are interpreted as parasequences, as part of the two cycles in the 3rd order sequence. The 3rd sequences that contain the reservoirs of the Namorado Field, represent high frequency intervals in the stratigraphic record, in a drowning context (2nd order) of the Campos Basin.

Based on the characteristics observed in the depositional system of the Namorado Field, it is assumed that a channel complex arrangement for the whole system was developed. These channels were formed by hyperpicnal fluxes, after catastrophic inundations at the deltaic front system.

The data presented herein provide a more advanced model and understanding of the genesis of hydrocarbon accumulation in the studied interval, mainly in the turbidite deposits, whose occurrences are related to stages of relative lowering of sea level.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo (composição de mosaico de imagens de satélite LANDSAT TM-7 com a batimetria da Bacia de Campos). As setas representam os limites norte e sul da Bacia de Campos.....	7
Figura 2. Foto das plataformas PNA-1 à esquerda e PNA-2 à direita.....	8
Figura 3. Mapa estrutural do topo do reservatório do Campo de Namorado (modificado de Menezes, 1990).....	11
Figura 4. Mapa estrutural sísmico associado a localização do poço 1-RJS-19 junto a interpretação esquemática do mesmo com os intervalos produtores e posicionamento de duas linhas sísmicas (A-A') e (B-B') identificando os reservatórios e estruturas associadas, (modificado de Bacocoli <i>et al.</i> , 1980)	13
Figura 5. Carta cronoestratigráfica da Bacia de Campos – RJ, detalhe para o intervalo analisado (modificado de Rangel <i>et al.</i> , 1994).....	14
Figura 6. Seqüência de Bouma clássica, apresentando as estruturas sedimentares que a compõem (modificado de Bouma, 1962).....	21
Figura 7. Modelo de leques baseado em depósitos recentes (modificado de Normark, 1970)	22
Figura 8. Esquema composto proposto para a classificação de turbiditos baseado em rochas dos Apeninos e Pirineus. São definidas sete fácies turbidíticas de A até G (modificado de Mutti & Ricci-Lucchi, 1972, 1975).....	23
Figura 9. Modelo turbidítico de Mutti & Ricci-Lucchi (1972); A) plataforma, B) talude superior e inferior, C) leque superior/médio/inferior, e D) planície abissal. (modificado de Mutti & Ricci-Lucchi, 1972).....	24
Figura 10. Modelo de turbiditos (modificado de Walker & Mutti, 1973).....	25
Figura 11. Modelo deposicional turbidítico (modificado de Mutti & Ricci-Lucchi, 1974)	25
Figura 12. Modelo deposicional turbidítico (modificado de Mutti, 1977)	26
Figura 13. Modelo deposicional de leques (modificado de Normark, 1978)	27
Figura 14. Modelo deposicional turbidítico (modificado de Walker, 1978)	28
Figura 15. Sistemas turbidíticos dos tipos I, II e III proposto por Mutti (modificado de Mutti, 1985)	29
Figura 16. Esquema classificatório de Pickering (1986).....	30
Figura 17. Classificação das fácies turbidíticas de Mutti (1992).....	31
Figura 18. Diagrama composto que ilustra a gama de processos e a influência desses no transporte e deposição de sedimentos finos, em águas profundas (modificado de Stow & Mayall, 2000)	33

Figura 19. Seção geológica esquemática das bacias da margem leste brasileira, apresentando as principais unidades litoestratigráficas e seus respectivos depósitos associados, bem como a evolução dessas bacias desde a fase da megaseqüência deposicional continental Pré-rifte (modificado de Bruhn, 1993)	40
Figura 20. Composição da curva de subsidência e a sua relação com as megaseqüências das bacias da margem leste brasileira (modificado de Chang <i>et al.</i> , 1988).....	42
Figura 21. Diagrama ilustrativo da aplicação do Postulado de Relação de Fácies. Observar a hierarquia (escala) das superfícies de acamamento que permitem a diagnose de associações de fácies (A, B e C). Aceita-se a existência da relação entre as fácies (modificado de Borghi, 2000)	57
Figura 22. Mapa de localização dos poços na área do Campo de Namorado.....	58
Figura 23. Fácies Conglomerados e Arenitos Conglomeráticos – L1. A) conglomerado polimítico, desorganizado com clastos de carbonatos de plataforma (CP), do embasamento granito-gnáissico (CG) e quartzo (QZ) imersos em matriz arenosa grossa predominantemente quartzo-feldspática cimentada; B) arenito médio com intraclastos de folhelho (predominantes) com distribuição segundo planos de estratificação; C) arenito médio cimentado com clastos centimétricos de interlaminados lamosos deformados.....	61
Figura 24. Fácies Arenitos Maciços e Estratificados – L2. A) arenito grosso amalgamado, porção central a superior da camada com desenvolvimento de estruturas do tipo <i>pillar</i> (seta); B) arenito médio com estratificações cruzadas de médio porte com incipiente gradação inversa (triângulo) e truncamentos (seta) sugerindo variações na direção de correntes; C) arenito médio com aspecto "maciço"; D) arenito médio com cimentação calcífera (auréola - CC) devido dissolução de clastos de calcilito (CL).....	63
Figura 25. Fácies Arenito/folhelho interestratificados – L3. São camadas de até 1 m de espessura compostas na base por arenito médio, sobreposta por arenito fino com laminação plano-paralela, arenito fino/silte com " <i>ripple</i> " ou convolutas e níveis argilosos	65
Figura 26. Fácies Turbiditos de Bouma em camadas finas – L4. A) estratificações por corrente com truncamentos internos e na base (setas brancas), variações no ângulo de mergulho (seta escuras), sugerindo direções múltiplas de corrente. Observe também a acumulação de lama nas depressões e contato abrupto (tracejado); B) intercalação de siltito laminado (SL) e folhelho (FL) com estratificação ondulada ressaltada pelas camadas acunhadas (<i>linsen?</i>) e de contatos abruptos de arenito fino com <i>ripples</i> bidirecionais (setas); C) arenito médio a fino originalmente intercalado com folhelho e intensamente bioturbado, salientando <i>Thalassinóide</i> (TH), <i>Teichichnus</i> (TC) e <i>Ophiomorfa</i> (OP) - Icnofácies <i>Cruziana</i>	67
Figura 27. Fácies Conglomerados suportados pela matriz – L5. A) clastos de baixa esfericidade e sub-angulosos de calcilito em arranjo desorganizado imersos em lama carbonática; observe a base truncada; B) diamictito areno-lamoso com clastos de folhelho (CF), quartzo (pontuações claras indicadas pela seta) e níveis arenosos deformados (AD)	69
Figura 28. Fácies de Escorregamentos – L6. A)camadas de composição argilo-carbonática deformadas e dobradas sugerindo escorregamentos e rotação (<i>slump</i>)	71

Figura 29. Fácies de Lamitos – L7. A) intercalações de siltito argiloso (SA) e marga argilosa (MA) bioturbada, ressaltando <i>Asterossoma</i> (AS), e delgados níveis acunhados de arenito síltico com <i>ripples</i> (seta); B) folhelho radioativo caracterizado por fraturamento lenticular e altas medidas de API (RG); C) siltito, folhelho e arenito muito fino completamente "misturados" pela bioturbação, mostrando contatos com siltito estratificado ressaltando a estratificação ondulada; observa-se também <i>ripples</i> deformadas (seta); D) marga ressaltando a bioturbação característica com " <i>Zoophycos</i> " (ZO), " <i>Helminthoida</i> " (HE), " <i>Planolites</i> " (PL) definindo a icnofácies " <i>Zoophycos/Nereites</i> e <i>Asrerossoma</i> " (AS).....	74
Figura 30. Correlação entre a carta proposta por Haq <i>et al.</i> (1988) com o sistema turbidítico de Namorado. Considera-se o marco radioativo CEN150 como o grande afogamento no Cenomaniano	77
Figura 31. Coluna cronoestratigráfica esquemática para o Campo de Namorado. LS: limite de seqüências; TMB: trato de mar baixo e TT: trato transgressivo. (modificado de Faria <i>et al.</i> , 2001)	82
Figura 32. Modelo paleogeográfico proposto para a área do campo de Namorado. Observa-se o aumento da paleobatimetria, evidenciado pela retrogradação de fácies (modificado de Souza Jr., 1997).....	83
Figura 33. Conceito de seqüência deposicional. 1) seção estratigráfica esquemática representando uma seqüência limitada pelas superfícies AA' (base) e BB' (topo), marcadas com base nos padrões de terminação dos estratos indicativos de discordâncias ou de conformidades correlatas. 2) seção cronoestratigráfica na qual as superfícies deposicionais de 1 até 25 são consideradas como linhas de tempo isócronas, apresentando os hiatos não deposicionais e erosivos (modificado de Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977a)	88
Figura 34. Padrões de terminações de reflexões dentro de uma seqüência sísmica idealizada, destacando os padrões em offlap e a convergência interna (modificado de Vail, 1987 <i>apud</i> Severiano Ribeiro, 2001)	89
Figura 35. Diagrama dos padrões de configurações de fácies sísmicas (modificado de Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977a <i>apud</i> Severiano Ribeiro, 2001).....	92
Figura 36. Geometrias externas de algumas unidades de fácies sísmicas (modificado de Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977b).....	93
Figura 37. Alguns padrões de configurações internas de reflexões de fácies sísmicas de preenchimento (modificado de Mitchum Jr. <i>et al.</i> , 1977b).....	94
Figura 38. Diagrama demonstrando os tipos de fácies sísmicas de plataforma, margem de plataforma/talude progradante e talude/fundo de bacia (modificado de Sangree & Widmier, 1977 <i>apud</i> Severiano Ribeiro, 2001)	95
Figura 39. Esquema apresentando a subdivisão dos ambientes deposicionais carbonáticos para cada tipo de reflexão sísmica (modificado de Fontaine <i>et al.</i> , 1987 <i>apud</i> Severiano Ribeiro, 2001)	96
Figura 40. Representação da linha de costa em transgressão/regressão em função do aporte de sedimentos terrígenos durante uma subida relativa do nível do mar, ressaltando as relações de profundidade refletida na faciologia dos sedimentos (modificado de Vail <i>et al.</i> , 1977a).....	97
Figura 41. Expressão sísmica de um leque de areias misturado com lama (modificado de Richards, 1996).....	101

Figura 42. Mapa com a localização dos dados sísmicos da área do Campo de Namorado. Linhas em azul (dados 2D), área achurada volume sísmico 3D e contorno pontilhado em azul área do campo.....	104
Figura 43. Esquema demonstrando a relação entre o traço e o volume sísmico na definição de um voxel (modificado de Paradigm Geophysical, 2000).....	105
Figura 44. A) linha sísmica 2D (245). A área da elipse corresponde ao reservatório; B) volume sísmico 3D da área do Campo de Namorado.....	106
Figura 45. Janela de ajuste dos parâmetros de varredura através da ferramenta de propagação tridimensional do VoxelGeo®	107
Figura 46. Seção sísmica <i>inline</i> com os respectivos horizontes identificados, os valores de tempo foram tomados na parte central da área do Campo de Namorado. As dimensões da seção são de 7 km de largura por 1,5 km de espessura.....	108
Figura 47. Visão em perspectiva 3D do horizonte no topo da seção carbonática. Notam-se as falhas na propagação tridimensional, tais como buracos e picos anômalos	109
Figura 48. A) Janela de interpretação (<i>xline</i>) onde se observam o refletor mapeado e o elemento arquitetural de canal/dique, salientando a forma de asa de gaivota. B) Janela com o posicionamento em 3D dos poços utilizados na interpretação associado às seções <i>xline</i> e tempo	110
Figura 49. Correlação dos dados de poços com a seção sísmica. Nota-se o refletor de baixa amplitude (em vermelho) associado aos perfis elétricos de densidade e nêutron do poço 7-NA-12-RJS junto a base do reservatório.....	111
Figura 50. Visão final em perspectiva tridimensional do horizonte no topo da seção carbonática. Observa-se com maior resolução, após as correções sobre a busca automática e a posterior interpolação, a presença do paleocanal meandrante na base do Campo de Namorado. Esse canal está situado dentro da área de contorno proposta para o campo. Cabe salientar que grande parte dos poços estão localizados junto ao canal. Os tons mais vermelhos representam os menores tempos (ms) em profundidade	112
Figura 51. Visão em perspectiva 3D do cruzamento entre as linhas nas direções <i>inline</i> e <i>xline</i> , junto ao cruzamento com um poço produtor do Campo de Namorado. Observa-se, na seção, a posição de dois poços e os refletores topo do carbonato em azul e seqüência “1” em amarelo, representando o reservatório da base do campo.....	113
Figura 52. Visão em perspectiva 3D do cruzamento entre as linhas nas direções <i>inline</i> e <i>xline</i> , junto ao cruzamento com um poço produtor do Campo de Namorado. Observa-se, na seção, a posição de dois poços e os refletores topo do carbonato em azul e seqüência “1” em amarelo, representando o reservatório da base do campo.....	114
Figura 53. Seqüência de visualizações com as unidades dos reservatórios interpretadas no volume sísmico do Campo de Namorado. A) Seqüência “1”; B) Seqüência “2”; C) Seqüência “3”	116
Figura 54. Visualização da seção modelo para o Campo de Namorado. Observam-se os refletores que contém as principais discontinuidades/discordâncias	118

Figura 55. Volume sísmico da área do Campo de Namorado. Observam-se os horizontes limites do reservatório e topo do Cretáceo. Essas superfícies são mapeadas como discordâncias. Em azul, topo dos carbonatos; em roxo, Marco radioativo CEN150; e em verde o Marco Pebbly.....	119
Figura 56. Relação entre a seção construída através da correlação entre litofácies elaborada por Zarpelon <i>et al.</i> (2001) e a mesma seção elaborada a partir da interpolação do volume sísmico e os mesmos poços utilizados por Zarpelon	120
Figura 57. Modelo ideal de variação do nível do mar (seqüência ideal) e sua relação com tratos de sistema (modificado de Haq, 1991)	127
Figura 58. Mapas de espessura sísmica das seqüências deposicionais propostas por Faria <i>et al.</i> (2001); em vermelho espessuras próximas a zero, e em azul as maiores espessuras. A) Seqüência 0, B) Seqüência 1, C) Seqüência 2, e D) seqüências 3 e 4, definidas pela bioestratigrafia	131
Figura 59. Modelo propondo a evolução paleogeográfica para a área do Campo de Namorado. Observa-se o aumento da paleobatimetria, evidenciado pela retrogradação de fácies	133
Figura 60. Seção estratigráfica criada a partir de dados faciológicos adquiridos de testemunhos dos poços da área do Campo de Namorado. Observam-se as tres sequencias deposicionais limitadas na base por discordâncias (modificado de Souza Jr., 1997)	134
Figura 61. Mapa de localização dos campos petrolíferos junto a área do Campo de Namorado (em amarelo). Detalhe para as possíveis conexões sindeposicionas dos sistemas deposicionais turbidíticos, A) vetor Garoupa-Namorado NE; B) vetor Bagre; e C) vetor Cherne	143

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Relação temporal da revolução científica dos turbiditos (modificado de Walker, 1973 <i>apud</i> Della Fávera, 2001)	19
Tabela 2. Relação entre as fácies agrupadas neste trabalho com as litofácies definidas por Zarpelon <i>et al.</i> (1997)	59
Tabela 3. Relação entre as fácies e os respectivos ambientes deposicionais.....	75
Tabela 4. Principais parâmetros de aquisição e processamento dos dados sísmicos 3D da área do Campo de Namorado.....	106
Tabela 5. Correlação entre as seqüências definidas na interpretação sísmica com as seqüências de 4ª Ordem definidas pela bioestratigrafia.....	131

Capítulo 1

Introdução

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS

O entendimento da evolução morfológica e a história de um sistema deposicional de águas profundas (turbidítico), é de fundamental importância para a interpretação e predição de reservatórios petrolíferos.

A compreensão desses sistemas deposicionais avançou significativamente nos últimos anos. No passado, o entendimento da sedimentação marinho profunda advinha da interpretação de linhas sísmicas 2D, descrições de afloramentos análogos e observações de sistemas modernos semelhantes (Bouma, 1962; Mutti & Ricci-Lucchi 1972; Normark, 1970, 1978; Walker, 1978; Posamentier *et al.*, 1991; Weimer, 1991; Mutti & Normark, 1991). Porém, nos últimos anos este conhecimento avançou significativamente, principalmente devido ao interesse das companhias de petróleo em exploração de depósitos marinhos profundos (Pirmez *et al.*, 2000), a disponibilidade de dados sísmicos 3D de alta qualidade, e ao avanço das ferramentas de visualização e interpretação em ambiente tridimensional nas estações de trabalho.

A Tese aqui apresentada, foi realizada com o apoio do Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo (PRH-12), tendo como base os dados compreendidos no pacote do “Campo Escola Namorado”. Esse estudo está embasado nas informações fornecidas, constando de: dados sísmicos em formato SEGY 2D e 3D; linhas sísmicas 2D migradas (0038-0227, 0038-0261, 0058-0617, 0214-0173 e 0241-0007); programa sísmico 3D migrado (0228_CAMPOS_SUL_10A); arquivos digitais em formato “LAS” com a suíte básica de curvas (GR, ILD, RHOB, NPHI, e DT) de 56 poços; mapa base e arcabouço de seções estruturais e estratigráficas e descrições dos testemunhos - formato Anasete/Petrobras.

Este estudo propõe uma contribuição aos trabalhos desenvolvidos na área do Campo de Namorado, situado na Bacia de Campos, Estado do Rio de Janeiro. O intervalo deposicional dos reservatórios desse campo é constituído por areias turbidíticas (Arenito Namorado) de idade Albiano superior a Cenomaniano médio/superior, distribuídas em seqüências de 3ª e 4ª ordens (Vail *et al.*, 1991). Esses depósitos formaram-se durante a fase transgressiva da Seqüência Clástica Marinha (estágio oceânico) na bacia, compondo a porção superior da Formação Macaé.

A definição destes sistemas deposicionais junto com a análise da variação relativa do nível do mar (através da caracterização bioestratigráfica, paleoecológica) e a interpretação sísmica tridimensional permitiu evidenciar três tratos de sistemas formadores de seqüências deposicionais (Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990 e Posamentier *et al.*, 1988).

Essas seqüências, enquadram-se entre as seqüências de 4ª ordem (Mitchum & Van Wagoner, 1991). Estaqueadas na calha deposicional, formam os depósitos de mar baixo (trato de mar baixo) e transgressivos (trato transgressivo) de duas seqüências de 3ª ordem, cujo limite inferior, da primeira seqüência de 3ª ordem, encontra-se bem caracterizado na carta de variação relativa do nível do mar (Haq *et al.*, 1987).

O estudo aqui apresentado, busca um melhor entendimento dos processos que formaram o reservatório de arenitos do Campo de Namorado. Para tanto, a interpretação de dados sísmicos tridimensionais associada a estudos faciológicos e sismoestratigráficos pré-existentes (Johann, 1997, Souza Jr., 1997; Zarpelon *et al.*, 1997 e Faria *et al.*, 2001) junto a dados de bioestratigrafia foi de fundamental importância na geração de um modelo deposicional para a área.

A análise geomorfológica, através da visualização tridimensional, contribuiu de sobremaneira na identificação do tipo de arquitetura deposicional. Dessa forma, integrada aos dados sedimentares e bioestratigráficos promoveu um melhor entendimento dos processos que atuaram na geração dos depósitos, e permitiu apresentar um novo modelo deposicional para a área do Campo de Namorado.

1.2 – JUSTIFICATIVA, OBJETIVOS E ORGANIZAÇÃO DA TESE

A região de estudo (Campo de Namorado), é considerada um campo escola por possuir uma grande quantidade de dados, os quais podem ser utilizados para uma melhor compreensão da evolução geológica dos reservatórios turbidíticos do Cretáceo da Bacia de Campos. Esses sistemas turbidíticos representam, atualmente, a atual fronteira exploratória dos prospectos de águas profundas.

Os resultados desse estudo proporcionarão um melhor entendimento das relações entre os processos atuantes e a deposição na formação dos reservatórios, estabelecendo um modelo preditivo, com o propósito de correlação para depósitos associados a sistemas turbidíticos semelhantes ao do Campo de Namorado.

Esta Tese de Doutorado possui dois objetivos principais:

- avaliar as feições paleomorfológicas deposicionais através da visualização sísmica tridimensional em software, a partir da caracterização de diferentes atributos físicos do sinal sísmico. Objetivo na qual se propõe identificar, mapear e interpretar os horizontes correspondentes às discordâncias e às seqüências deposicionais do referido campo;
- discutir e apresentar um modelo deposicional para o Arenito Namorado, com base nas informações obtidas através do primeiro objetivo associadas aos trabalhos anteriores na área, bem como na análise faciológica junto à perfilagem de poços do referido campo.

A Tese é apresentada de acordo com a seguinte organização:

No **Capítulo 1** estão descritos os aspectos gerais da área, trabalhos anteriores, objetivos principais e localização da área de estudo.

Uma revisão sobre os trabalhos que apresentam modelos turbidíticos tendo como base os trabalhos pioneiros na área e um histórico da sua interpretação no Brasil são apresentados no **Capítulo 2**.

O **Capítulo 3** abrange os aspectos da geologia regional da Bacia de Campos, com ênfase na evolução estratigráfica e tectono-sedimentar.

A análise faciológica, junto aos processos, elementos arquiteturais e estudos bioestratigráficos, estão descritos no **Capítulo 4**.

A interpretação sismoestratigráfica tendo como base o volume tridimensional da área de estudo é exposto no **Capítulo 5**.

No **Capítulo 6** é apresentado o modelo deposicional e a estratigrafia de seqüências aos dados do intervalo estudado.

Encerrando a Tese, as considerações finais encontram-se no **Capítulo 7** na forma de discussões e conclusões dos dados interpretados.

1.3 – LOCALIZAÇÃO e HISTÓRICO

O Campo de Namorado, com área de lavra de aproximadamente 20 km², situa-se a 80 km da costa, entre as cotas batimétricas de 140 a 250 m na porção Central/Norte da Bacia de Campos na margem continental brasileira, junto ao Estado do Rio de Janeiro, entre as latitudes 21° e 23°S (Fig. 1). A Bacia de Campos limita-se ao sul pelo Alto de Cabo Frio, que a separa da Bacia de Santos; ao norte pelo Alto de Vitória, que a separa da Bacia do Espírito Santo e a oeste por rochas pré-Cambrianas, que afloram próximo à cidade de Campos. Seu limite leste é definido com base na sua prospectividade econômica. Até a cota batimétrica de 3.400 m, a bacia apresenta uma área de 100.000 km², sendo 500 km² relativos a porção emersa (Dias *et al.*, 1989).

O campo foi descoberto em 1975, com a perfuração do poço 1-RJS-19 em lâmina d'água de 166 m. A sua locação foi baseada em interpretação sísmica de um alto estrutural junto ao intervalo superior de uma espessa seção carbonática Albo-Turoniana, definida por Schaller (1973) de Formação Macaé. Esse poço apresenta algumas particularidades pioneiras na exploração de óleo na Bacia de Campos. Foi o primeiro a encontrar óleo em arenitos turbidíticos (o prospecto era em

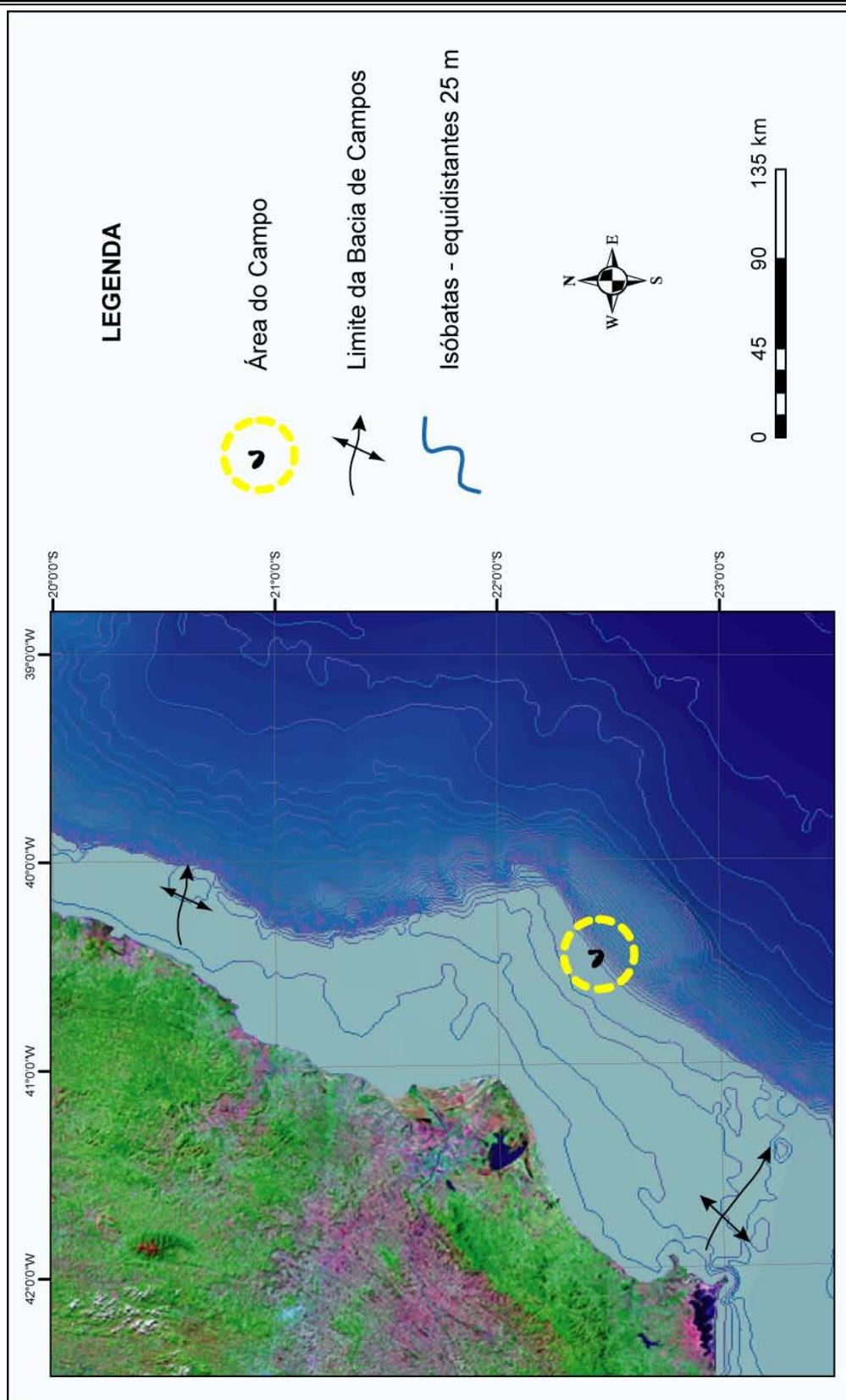


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo (composição de mosaico de imagens de satélite LANDSAT TM-7 com a batimetria da Bacia de Campos). As setas representam os limites norte e sul da Bacia de Campos.

carbonatos), constituindo-se no primeiro campo gigante das bacias sedimentares brasileiras. As profundidades onde são encontrados os reservatórios variam entre 2.940 e 3.300 m. O somatório das espessuras dos reservatórios, no centro do campo, estão entre 150 e 200 m.

Conforme Menezes (1986), o volume de rocha reservatório com hidrocarbonetos está em torno de $702,100 \times 10^6 \text{ m}^3$, o volume de óleo provado é de $106 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ STD}$, no qual, com o fator de recuperação é estimado em torno de 40%, resultando em um volume recuperável de $42 \times 10^6 \text{ m}^3$.

A produção de óleo foi iniciada em junho de 1979. Para a exploração desse campo foram instaladas duas plataformas, PNA-1 e PNA-2, ambas ainda em atividade (Fig. 2). O desenvolvimento do campo teve início em dezembro de 1982 com a perfuração do poço 7-NA-7-RJS. O óleo é de 28° API e possui viscosidade próxima a 1 centipoise.

A coluna máxima de óleo é de cerca de 160 m e o *net-play* médio, por poço, é de 60 m. Em média, a porosidade é de 26%, a saturação de óleo 75%, a permeabilidade é de 400 mD e o índice de produtividade, normalmente, é maior que $50 \text{ m}^3/\text{d}/\text{kgf}/\text{cm}^2$.



Figura 2. Foto das plataformas PNA-1 à esquerda e PNA-2 à direita.

1.4 – TRABALHOS ANTERIORES

O número de trabalhos precedentes abordando a geologia e a geomorfologia da área do reservatório é bastante reduzido, constando, principalmente, de relatórios internos da Petrobras, Dissertações de Mestrado, Teses de Doutorados e alguns poucos trabalhos em congressos. Dentre esses pode-se salientar os trabalhos de Menezes (1983, 1984, 1985, 1986, 1987, 1990), Menezes & Correa (1986), Menezes & Adams (1988, 1991), Fernandes (1996), Johann (1997), Souza Jr. (1997), Zarpelon *et al.* (1997), Faria *et al.* (2001), Barboza *et al.* (2003, 2004, 2005).

A contribuição pioneira de Menezes, caracteriza-se por envolver trabalhos amplos englobando aspectos da geologia, qualidade, hidrologia, geometria, e feições estruturais da região de estudo.

O estudo de Fernandes (1996) propõe o desenvolvimento de um método para a reconstituição da evolução tectônica e sedimentar de bacias. Essa técnica de Balanceamento de Seções Geológicas, por vezes chamada de Restauração de Seções Geológicas ou Reconstituição Palinspástica, subsidia a avaliação de prospectos exploratórios em áreas em desenvolvimento, utilizando as análises estrutural e estratigráfica para a geração de mapas paleoestruturais e paleogeográficos.

Johann (1997), propiciou um conhecimento mais aprofundado nos aspectos sísmicos da área do reservatório, salientando as inversões sismoestratigráficas e as simulações stocásticas em 3D. Apresenta um modelo que permite quantificar as heterogeneidades e incertezas associadas aos estudos de modelagem de reservatórios.

Souza Jr. (1997) apresentou um estudo com caráter faciológico adotando conceitos de elementos arquiteturais. O autor apresenta um

modelo deposicional composto por três unidades genéticas equivalentes em tempo aos três primeiros ciclos (2.1 à 2.3) do super-ciclo UZA-2, definido por Haq *et al.* (1988).

Um outro importante trabalho que apresenta dados de análise faciológica, estratigrafia de seqüências e modelo deposicional para o Arenito Namorado, foi apresentado por Zarpelon *et al.* (1997). Nesse trabalho os autores apresentam uma detalhada caracterização das litofácies baseada em 680 m de testemunhos, onde pela primeira vez foi utilizada, na Petrobras, a análise de foraminíferos em lâminas delgadas seguindo o método proposto por Sliter (1989).

Um estudo com o objetivo de caracterização geológica e simulação de fluxo é apresentado por Faria *et al.* (2001). Esse trabalho apresenta uma integração de dados faciológicos, bioestratigráficos, perfis elétricos e sísmica 2D, propondo uma nova coluna estratigráfica para o Arenito Namorado no Campo de Namorado.

O mais recente trabalho na área do Campo de Namorado, apresentado por Barboza *et al.* (2004) discorre sobre a paleomorfologia do intervalo superior da Formação Macaé, através de uma combinação entre a visualização sísmica em 3D (VoxelGeo[®]), a partir da caracterização de diferentes atributos físicos do sinal sísmico, e a análise faciológica junto à perfilagem de poços do referido campo. A análise desenvolvida permitiu a individualização e a posterior visualização tridimensional de um paleocanal meandrante no topo do intervalo, até então não relatado em interpretações anteriores deste sistema deposicional.

1.5 – ASPECTOS ESTRUTURAIS e ESTRATIGRÁFICOS

De acordo com Menezes (1986) a evolução pós-deposicional gerou diversos blocos falhados, os quais proporcionaram subtrapeamentos de óleo à níveis estruturais diferenciados, que serviram de base para o zoneamento inicial do campo. Quatro blocos são, dessa forma, identificados e denominados: principal, adjacente, marginal, secundário e ainda a chamada área nordeste de Namorado (Fig. 3).

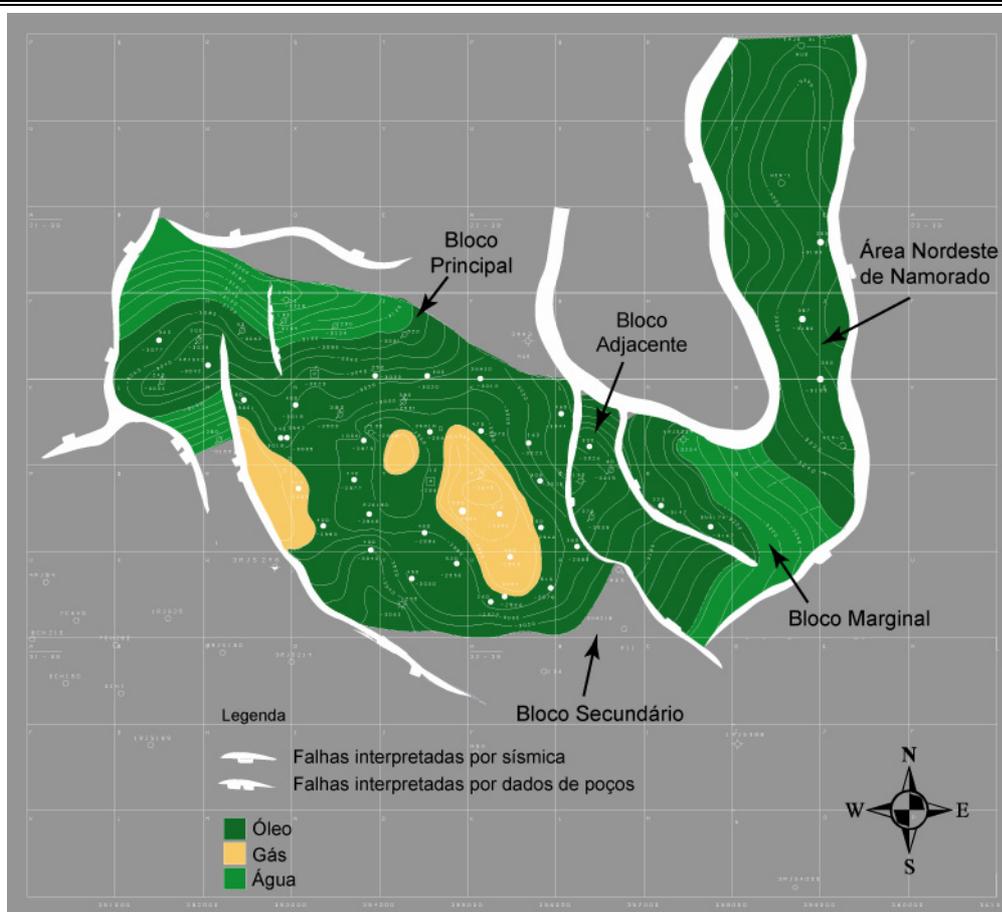


Figura 3. Mapa estrutural do topo do reservatório do Campo de Namorado (modificado de Menezes, 1990).

Somente o bloco secundário possui separação efetiva dos demais através de falhas. O trapeamento é misto e sua origem se relaciona com a tectônica salífera da bacia. O campo possui fechamentos a sudeste,

noroeste e sudoeste por falhas, a sul e norte por *pinchout* e a nordeste por mergulho.

Acredita-se que a movimentação do sal tenha ocorrido devido a combinação de vários fatores, sendo que o mais importante seria a existência de condições termais propícias ao movimento do sal. Fisicamente, esse tipo de rocha necessita de cerca de 100°C de temperatura para atingir a condição de plasticidade. Para atingir essa temperatura seria então necessário um determinado grau de soterramento.

Na profundidade de 3.000 m com pressões da ordem de 600 kgf/cm², é possível atingir-se temperaturas necessárias à fluidez do sal. Satisfeita essa premissa básica, se pode então levar em consideração outras variáveis importantes, tais como: sobrecarga sedimentar, variações de densidades de camadas, efeito de basculamento, etc. Assim, com essas possíveis condições atingidas se pode deduzir que, os carbonatos da Formação Macaé poderiam ser então fraturados e falhados.

Menezes (1987) considera ainda que as relações entre as falhas e o sal são bastante evidentes, especialmente, quando se observa, por exemplo, que os arenitos depositados durante o Cenomaniano encontram-se em contato direto com os evaporitos Albo-aptianos nas bordas do Campo de Namorado (Fig. 4), onde são desenvolvidas as falhas. Observa-se também que muitas falhas tendem a desaparecer junto ao nível do horizonte de evaporitos.

Após o término da influência e efeito das falhas de crescimento na área, iniciadas desde o pós-Cenomaniano, ocorreu a acumulação de petróleo no Mio-Oligoceno. Esses falhamentos iniciados no Albiano, tiveram uma forte influência no basculamento da bacia para leste.

Dois conjuntos de seqüências de segunda ordem podem ser reconhecidos no preenchimento da Bacia de Campos, um, relacionado à

tafrogenia continental inicial (seqüência rifte) e outro, moldado em condições oceânicas crescentes (seqüência de margem passiva) (Fig. 5). A seqüência rifte iniciou no fim do Neocomiano, com base em datações radiométricas na Formação Cabiúnas. A seqüência K30 corresponde à parte inferior, formada por conglomerados, coquinas e pelitos flúvio-lacustres barremianos e eoaptianos. A seqüência K40 equivale à porção média, com conglomerados e pelitos flúvio-lacustres mesoaptianos. A seqüência K50 consiste de evaporitos neo-aptianos, indicando os primeiros sinais da influência marinha na sedimentação.

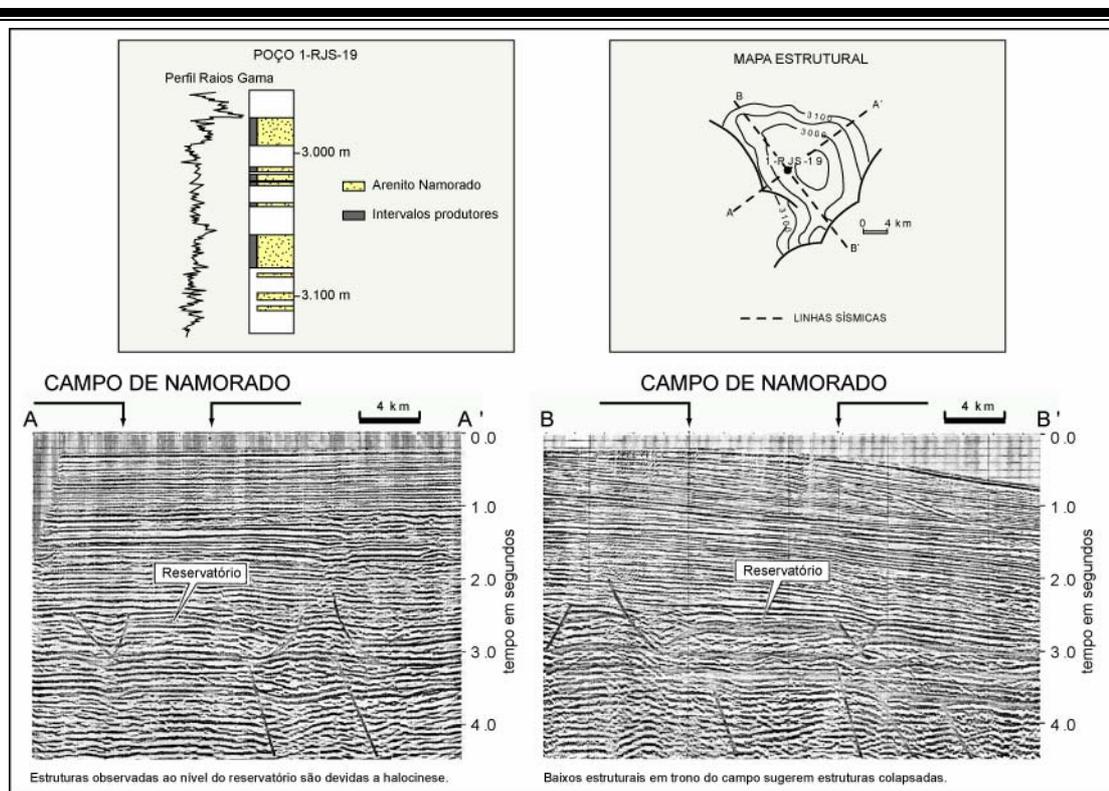


Figura 4. Mapa estrutural sísmico associado a localização do poço 1-RJS-19 junto a interpretação esquemática do mesmo com os intervalos produtores e posicionamento de duas linhas sísmicas (A-A') e (B-B') identificando os reservatórios e estruturas associadas, (modificado de Bacoccoli *et al.*, 1980).

As seqüências de margem passiva iniciaram-se no Eoalbiano quando começou a primeira deposição de sedimentos essencialmente marinhos, instalando-se a primeira plataforma carbonática. Estas rochas compõem a seqüência K60. As seqüências K70 (Neoalbiano) e K80 (Cenomaniano) correspondem a carbonatos de baixa energia, refletindo

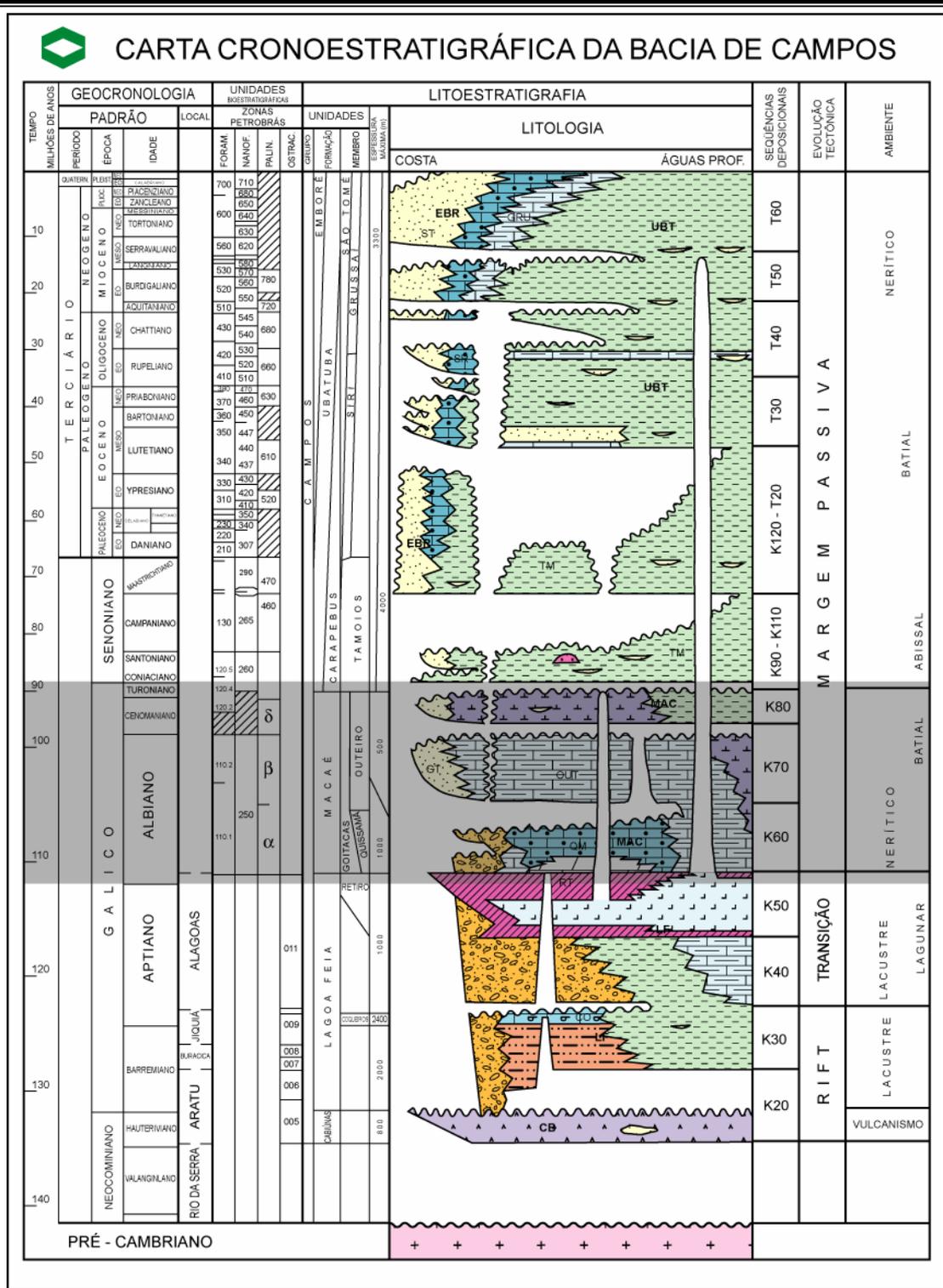


Figura 5. Carta cronoestratigráfica da Bacia de Campos – RJ, detalhe para o intervalo analisado (modificado de Rangel *et al.*, 1994).

condições marinhas mais profundas, caracterizando uma subida no nível relativo do mar. As seqüências K90-K110 são compostas por folhelhos bacinais turonianos a campanianos e são truncadas por uma discordância

regional. A partir do Maastrichtiano, instalou-se um sistema de leques costeiros - plataforma - talude - bacia, que deu origem aos clásticos e carbonatos da Formação Emborê e à parte superior dos pelitos Ubatuba e turbiditos Carapebus. As discordâncias observadas nessa Bacia definem as seqüências K120-T20 (Maastrichtiano a Eoceno), T30 (Neoceno), T40 (Oligoceno), T50 (Eomioceno) e T60 (Neomioceno a Holoceno). Na seqüência T40, é destacada uma seção condensada, correspondente a uma superfície de inundação máxima conhecida como Marco Azul.

Segundo Bacoccoli *et al.* (1980), o reservatório do Arenito de Namorado é encontrado no topo da Formação Macaé, imediatamente acima dos carbonatos. A Formação Macaé Superior teve sua sedimentação iniciada no final do Albiano e finalizada no Santoniano. É composta por uma seqüência de sedimentos clásticos/químicos (conglomerados, arenitos, folhelhos, margas e diamictitos), de caráter geral transgressivos. Como limites possui na base a Formação Macaé Inferior de idade albiana, composta de sedimentação rasa e predominantemente química (calcirruditos, calcarenitos, calcisiltitos e calcilutitos) e no topo o Membro Ubatuba da Formação Campos, de idade campaniana, composta essencialmente por folhelhos e margas de ambientes de águas profundas.

A correlação, a nível de unidade genética, dentro da Formação Macaé Superior torna-se bastante facilitada, graças a existência de um marco radioativo próximo ao topo (CEN150). Esse pacote litológico possui uma espessura média de 20 m, é composto por folhelhos radioativos (em torno de 10.000 ppm de urânio) com intercalações subordinadas de margas e calcilutitos. A fauna associada indica um ambiente anóxico, e o paleoambiente inferido é o batial superior (200 a 500 m de profundidade).

O registro estratigráfico mostra, ainda, a existência de discordâncias a nível de reservatório, entre as quais são mais destacadas a base desse intervalo que é representada por uma disconformidade (discordância Tipo I), indicativa de uma variação no nível de base da bacia,

sobre a qual estão depositados os turbiditos da seqüência basal do campo (Barboza *et al.*, 2004), e, a outra, na passagem do Albiano para o Cenomaniano. Essas variações do nível de base podem ser correlacionadas com a proposta elaborada por Vail *et al.* (1977a) e posteriormente atualizada por Haq *et al.* (1987) para o Albiano superior.



Capítulo 2

Modelos de Deposição Turbidítica



2 – MODELOS DE DEPOSIÇÃO TURBIDÍTICA

2.1 – HISTÓRICO

Neste capítulo é apresentada uma revisão dos principais trabalhos que formaram a base dos modelos turbidíticos. É importante salientar que a partir do final da década de 80, surgem inúmeros trabalhos com propostas de ajustes para os modelos precursores. Esses novos trabalhos vêm contribuindo para um melhor entendimento desse sistema deposicional, e têm demonstrado que, na realidade, não existe um modelo único, e que cada sistema turbidítico deve ser analisado como um caso específico.

Conforma Della Fávera (2001) o reconhecimento das correntes de turbidez e seus respectivos depósitos no registro geológico/estratigráfico constitui um interessante exemplo de como ocorre uma revolução. Nesse trabalho o autor discorre sobre o histórico apresentado por Walker (1973) e apresenta uma proposta na qual discute todas as fases dessa revolução com seus principais movimentos, conforme a sucessão proposta por Kuhn (1987) (Tab. 1).

Tabela 1. Relação temporal da revolução científica dos turbiditos (modificado de Walker, 1973 *apud* Della Fávera, 2001).

Observações preliminares fortuitas	1863 - Dana: descoberta do cânion do rio Hudson; 1880 - Primeiras observações em lagos; 1843 - James Hall: descrição de marcas de sola; 1906 - Barley: reconhecimento dos <i>graded beds</i> ; 1908 - P. Sheldon: primeira descrição da seqüência de Bouma.
Primeiros paradigmas	a. Alternâncias de nível de mar alto e baixo; b. Conglomerados e arenitos indicadores de águas rasas devido à presença de estratificação cruzada; c. Origem glacial (conglomerados depositados por icebergs).
Crise	1930-1940 - crise provocada pela dificuldade em se explicar pelos velhos paradigmas a origem dos arenitos, conglomerados, estratificação gradacional e mistura de fósseis.
Revolução	1948 - Kuenen: trabalho sobre resultados de experimentos com correntes de turbidez; 1950 - Kuenen & Migliorini: escreveram o "manifesto da revolução" <i>Turbidity currents as a cause of graded bedding</i> .
"Arrumação"	1962 - Bouma: seqüência de Bouma; 1962 - Mangin: Impressões de patas de aves em fácies <i>flysch</i> ; 1965 - 1967 - Walker: significado das estruturas internas dos turbiditos; 1972 - Mutti & Ricci-Lucchi: fácies turbidíticas anos 70 e 80 - modelos de sistemas turbidíticos 1973 - Middleton & Hampton: contornitos, fluxos gravitacionais; 1977 - Vail <i>et al.</i> : turbiditos e variação relativa do nível do mar; 1982 - Barros <i>et al.</i> : turbiditos modificados pelas correntes de contorno; 1982 - CONFAN: o fim dos modelos para turbiditos; 1992 - Mutti: novas fácies turbidíticas - o fim da seqüência de Bouma; 1994 - Souza Cruz: contornitos da Bacia de Campos 1998 - Shanmugan: <i>debris flow</i> como processo mais importante em bacias de margens passivas

Sob o ponto de vista da constante busca de novas descobertas de reservatórios contendo hidrocarbonetos, os depósitos turbidíticos constituem, atualmente, os mais importantes na acumulação de óleo e gás natural. Representam, dessa forma, uma fronteira exploratória.

Portanto, o estudo e compreensão da geometria desses depósitos, associação e distribuição das fácies sedimentares (principalmente das fácies reservatório) torna-se de fundamental importância para a exploração e exploração de hidrocarbonetos.

Fluxos de densidade são conhecidos desde o século XIX através de estudos de Forel (1885, 1892) em lagos na Suécia. Porém, os principais estudos sobre correntes turbidíticas e seus depósitos associados foram publicados no início da metade do século passado. Dentre esses podem se destacar três principais estudos, que tratam da combinação de experimentos com fluxos, estudos de afloramentos, dados de paleontologia, paleoecologia e oceanografia. Esses trabalhos demonstram que areias grossas podem ser transportadas em águas profundas por correntes de

turbidez e são depositadas em camadas gradacionais (Kuenen & Migliorini, 1950; Natland & Kuenen, 1951; Heezen & Ewing, 1952).

Conforme definido por Kuenen (1957), “**turbidito**” é um termo genético indicador de depósitos originados por correntes de turbidez, sem qualquer associação ou referência ao ambiente deposicional. Entretanto o termo ganhou, com o passar do tempo, uma significação mais abrangente que incorpora uma conotação de deposição em águas relativamente profundas.

Até o início deste século, depósitos tipo *Flysch*, com alternância de folhelhos e arenitos, constituíam-se em grande problema quanto à sua gênese, sendo aventada, na maior parte das vezes, eventos transgressivos/regressivos de alta frequência.

Migliorini (1943) em observações de afloramentos da série *Flysch* dos Apeninos, começou a fornecer as primeiras indicações quanto a gênese de sedimentação marinha profunda destes ritmitos.

Correntes de turbidez foram descritas e consideradas importante mecanismo de transporte sedimentar por Kuenen & Migliorini (1950), ao compararem as observações de campo de Migliorini com o resultado das experiências de laboratório de Kuenen.

Em 1962, Arnold Bouma, com base nas estruturas sedimentares internas dos estratos, estabeleceu um modelo genético-descritivo para os depósitos turbidíticos, o qual passa a ser conhecido como “*Seqüência de Bouma*” (Fig. 6).

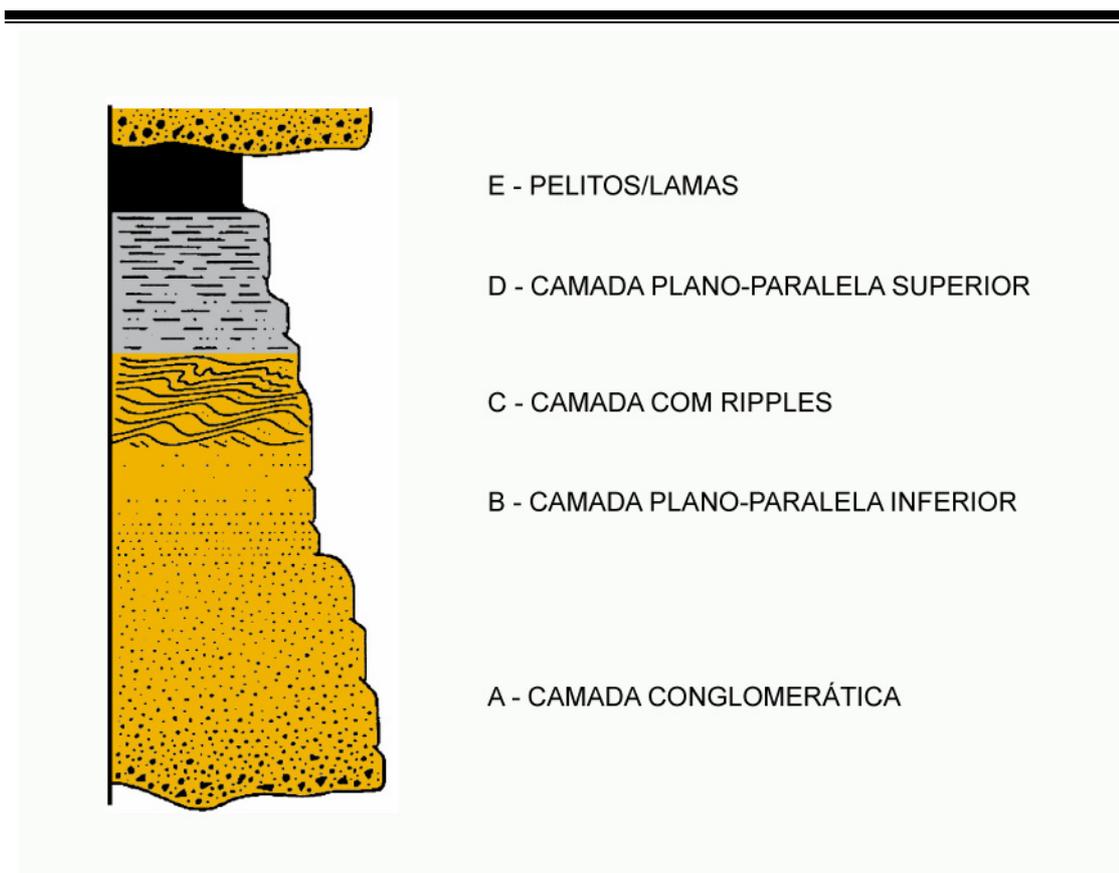


Figura 6. Seqüência de Bouma clássica, apresentando as estruturas sedimentares que a compõem (modificado de Bouma, 1962).

Sanders (1965) interpretou geneticamente essa seqüência em termos hidrodinâmicos, concluindo que apenas o intervalo "a" da seqüência de Bouma representava a corrente de turbidez, sendo os demais intervalos (T_{bcde}) resultantes da decantação/tração do material em suspensão, quando da desaceleração do fluxo de turbidez.

A partir desta data há um grande aumento no número de trabalhos abordando os turbiditos. A maioria deles buscam correlacionar as fácies turbidíticas com os sítios deposicionais em que são encontradas, com conseqüente caracterização quanto à proximidade da área fonte (Parea, 1965). Assim, as fácies constituídas dos intervalos basais da seqüência de Bouma (por exemplo, T_{ab}) são mais proximais do que aquelas que apresentam apenas os intervalos mais superiores (por exemplo, T_{cde}). Esses conceitos foram muito utilizados, até o surgimento dos primeiros modelos de leques submarinos.

Normark (1970), estudando os leques turbidíticos recentes de La Jolla e San Lucas (Califórnia e Baixa Califórnia, respectivamente), propõe a subdivisão dos leques turbidíticos em três partes principais: leque superior (*upper fan*), leque médio (*mid-fan*) e inferior (*lower fan*) (Fig. 7). Utiliza o conceito de *suprafan*, que designa a área de ativa deposição arenosa, com fisiografia convexa e radial, localizada no leque médio (*mid-fan*).

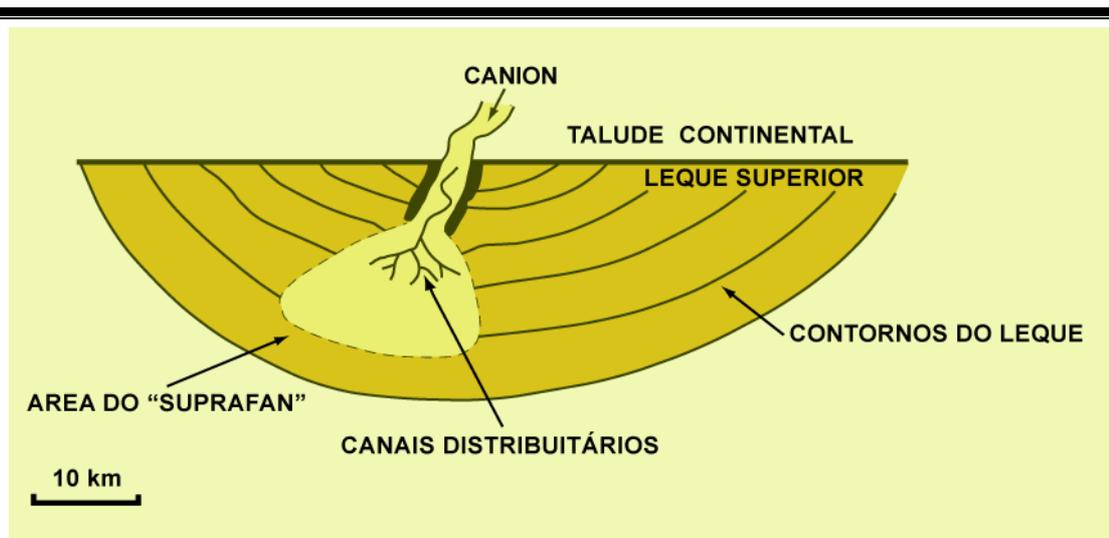


Figura 7. Modelo de leques baseado em depósitos recentes (modificado de Normark, 1970).

Uma classificação com base em rochas de idade terciárias e cretáceas dos Apeninos e Pirineus, onde são definidas sete fácies turbidíticas distintas, de A até G, é proposta por Mutti & Ricci-Lucchi (1972). Alguns anos depois Mutti & Ricci-Lucchi (1975) apresentam essas sete fácies esquematizadas (Fig. 8). Além disto, propõem um modelo de fácies para leques antigos, com base na associação destas fácies sedimentares. Reconhecem, desta forma, seis associações faciológicas denominadas de talude superior (*upper slope*), talude inferior (*lower slope*), leque interno (*inner fan*), leque médio (*middle fan*), leque externo (*outer fan*) e planície abissal (*basin plain*) (Fig. 9).

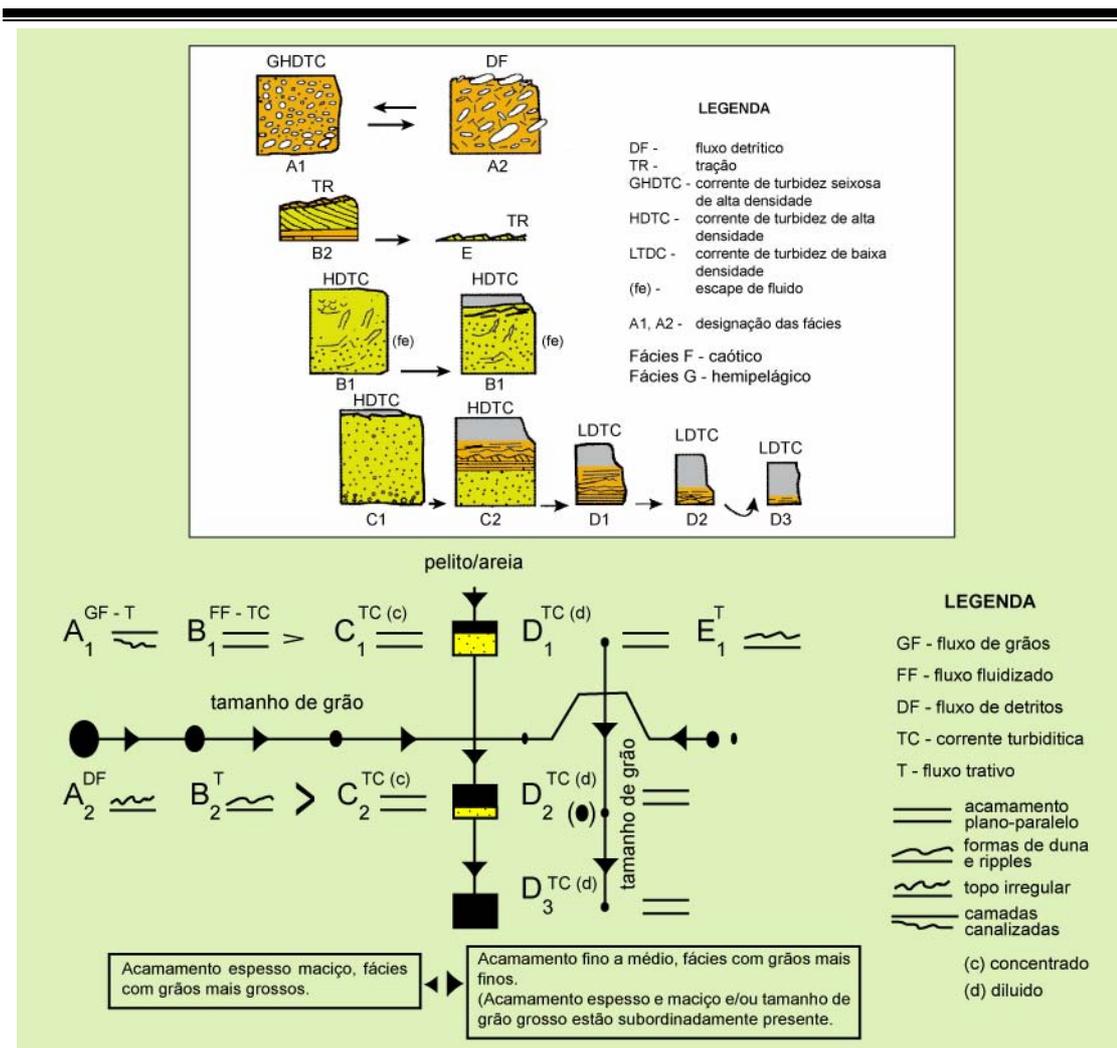


Figura 8. Esquema composto proposto para a classificação de turbiditos baseado em rochas dos Apeninos e Pirineus. São definidas sete fácies turbidíticas de A até G (modificado de Mutti & Ricci-Lucchi, 1972, 1975).

Comparando os leques submarinos com os leques deltaicos, Mutti & Ghibaudo (1975) concluem que progradações dos sistema de lobos turbidíticos resultam em ciclos de espessamento e granocrescência (padrão sino invertido da curva do perfil de raios gama), enquanto que o abandono ou afogamento do sistema gera ciclos de afinamento e granodecrescência (padrão em sino da curva do perfil de raios gama), indicando processos autocíclicos.

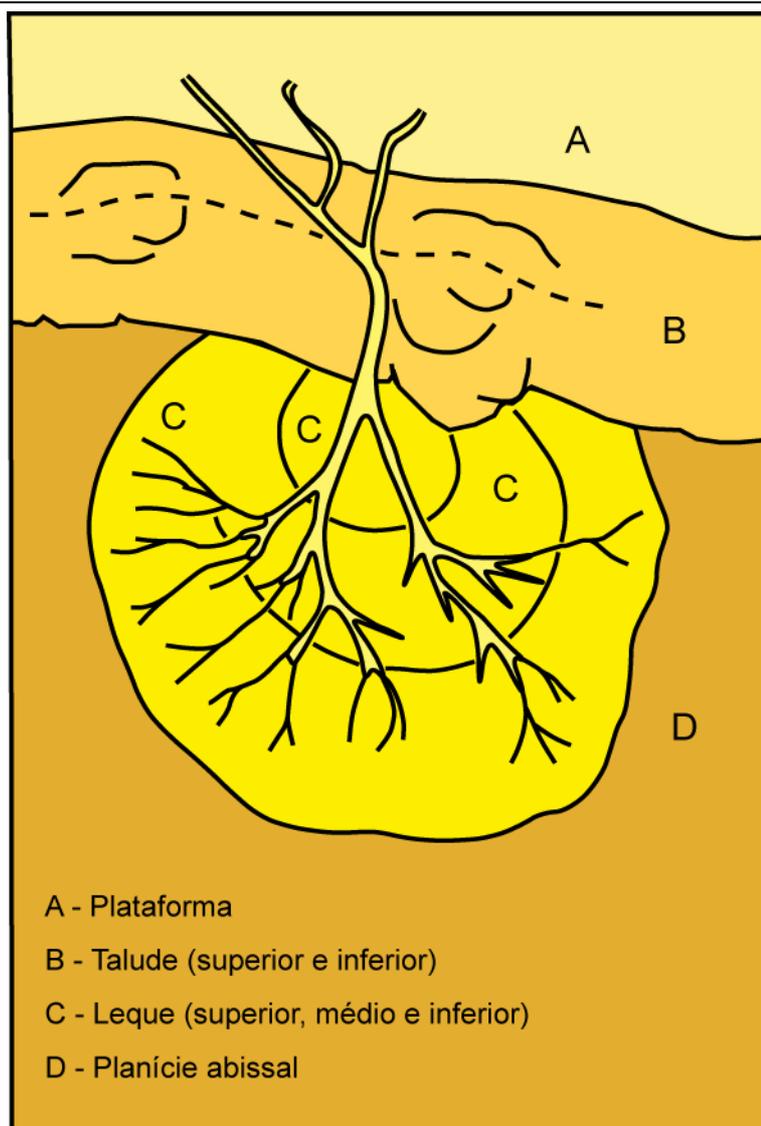


Figura 9. Modelo turbidítico de Mutti & Ricci-Lucchi (1972); A) plataforma, B) talude superior e inferior, C) leque superior/médio/inferior, e D) planície abissal. (modificado de Mutti & Ricci-Lucchi, 1972).

Em 1973, Walker & Mutti apresentam seu modelo que preserva, no entanto, as relações faciológicas do modelo de Mutti & Ricci-Lucchi (1972) (Fig. 10). Mutti & Ricci-Lucchi (1974) atualizam seu modelo turbidítico original (Fig. 11).

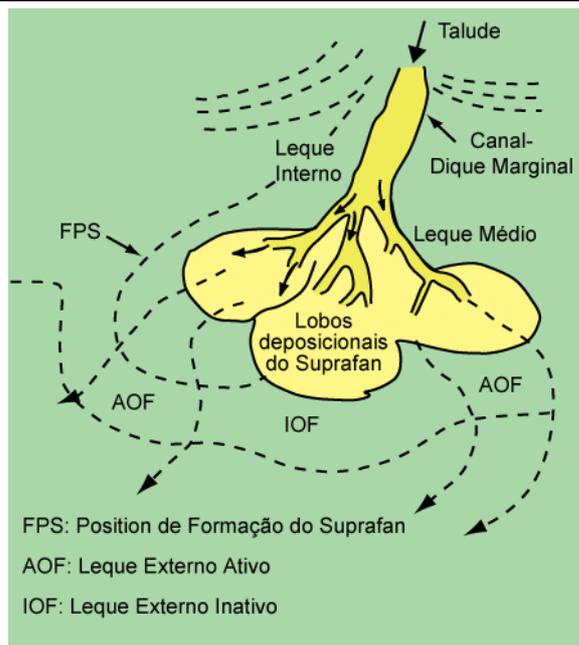


Figura 10. Modelo de turbiditos (modificado de Walker & Mutti, 1973).

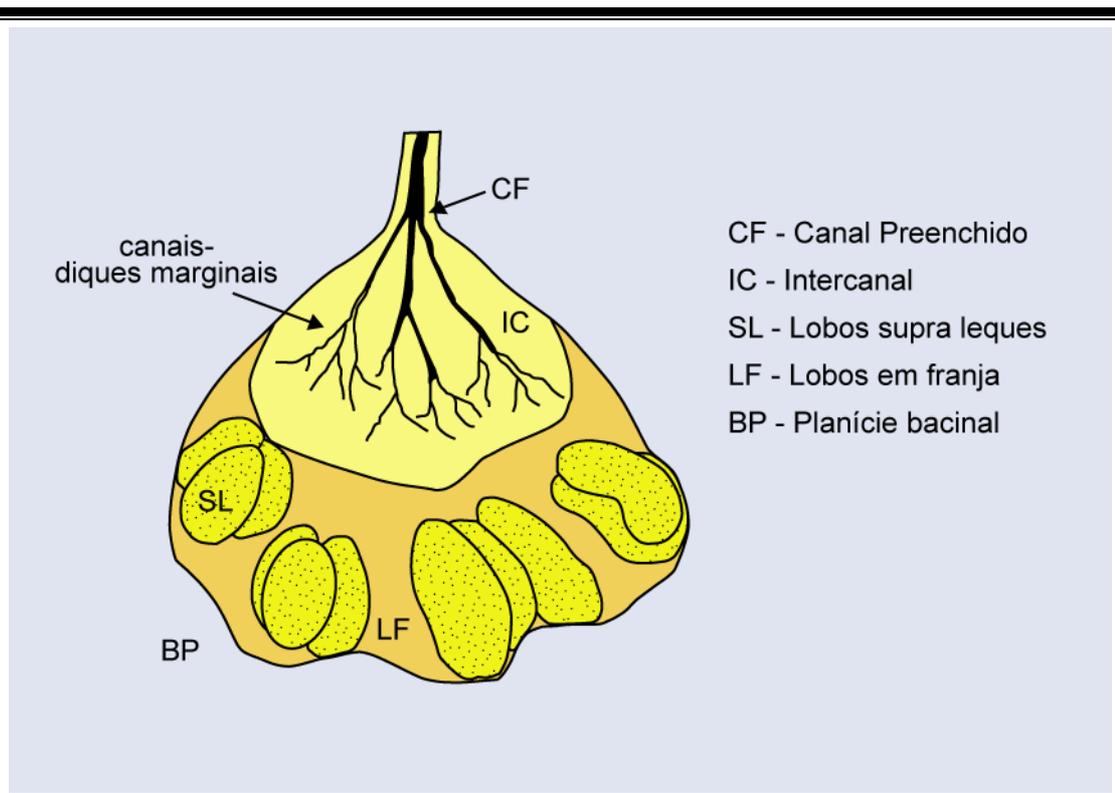


Figura 11. Modelo deposicional turbidítico (modificado de Mutti & Ricci-Lucchi, 1974).

Após estudo dos turbiditos eocênicos do *Hecho Group* da Espanha Mutti (1977), onde existe forte controle tectônico (anticlinal de Boltaña), na separação dos canais e lobos Mutti altera novamente seu

modelo. Esse novo modelo apresenta agora uma descontinuidade entre os canais alimentadores e os lobos de suspensão, bem como depósitos denominados de barras de desembocadura, associados a terminação destes canais (Fig. 12).

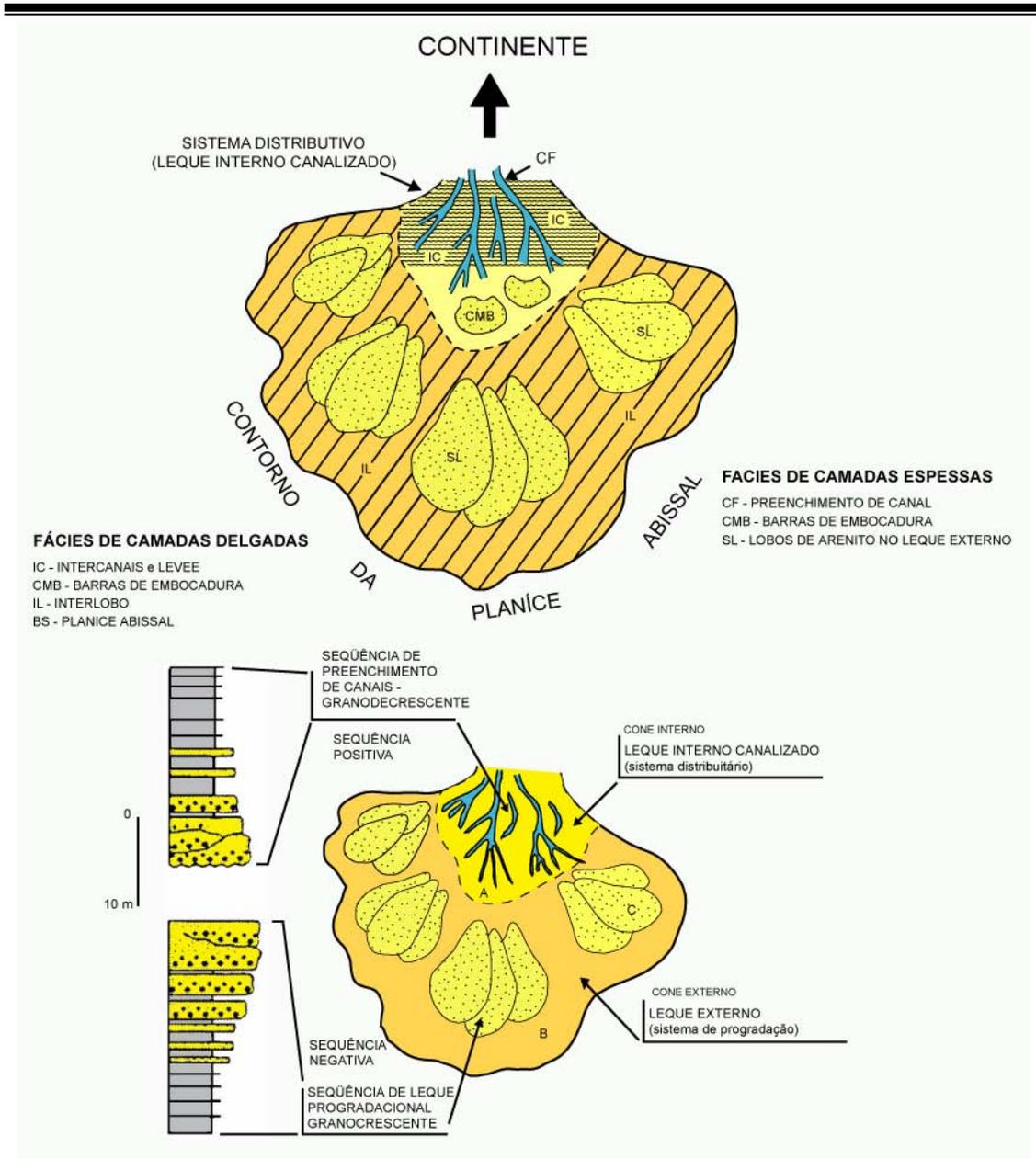


Figura 12. Modelo deposicional turbidítico (modificado de Mutti, 1977).

Normark (1978) atualiza seu modelo de leque recente, propondo que os leques com *suprafans* ocorrem preferencialmente em sistemas predominantemente arenosos, onde correntes de turbidez de alta

densidade e baixa eficiência de transporte perdem o caráter confinado (na porção de *upper fan*), despejando sua carga sedimentar (Fig. 13).

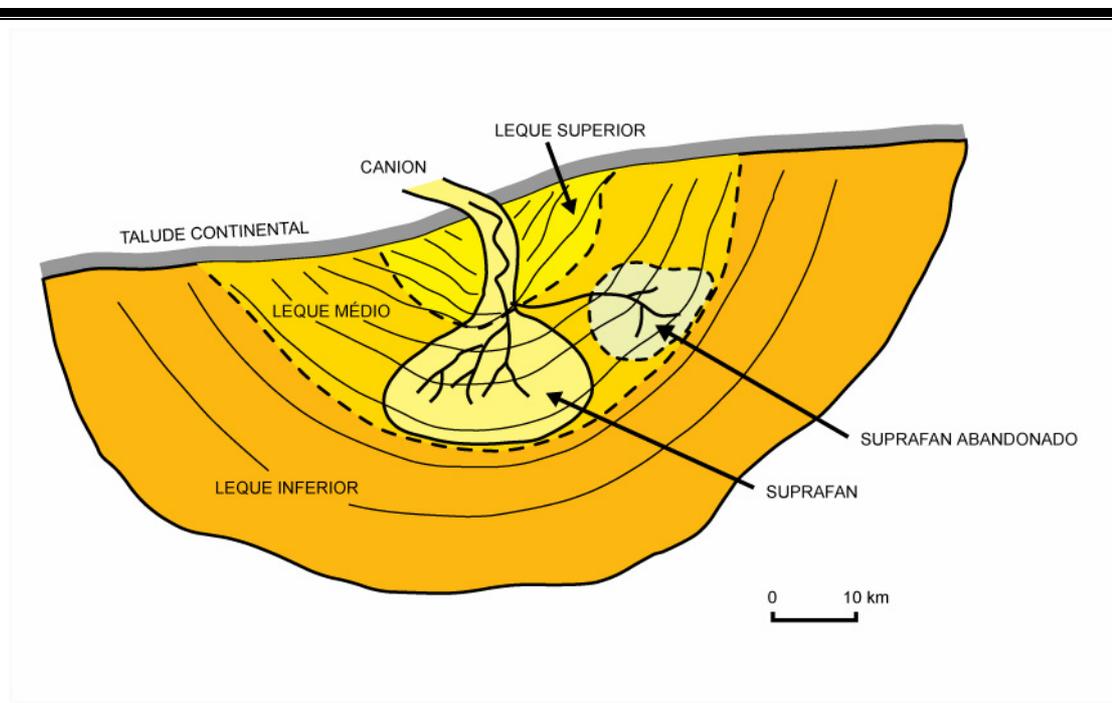


Figura 13. Modelo deposicional de leques (modificado de Normark, 1978).

Walker (1978) define como cinco as principais fácies turbidíticas: turbiditos clássicos (que ocorrem no *suprafan*); arenitos maciços; arenitos seixosos (que ocorre no *suprafan*, porção entrelaçada); conglomerados e *debris flow*. Esse novo modelo muda pouco àquele proposto por Walker & Mutti (1973) (Fig. 14).

Mutti (1979) apresenta uma classificação dos leques turbidíticos de acordo com o tamanho de grão dos sedimentos componentes do fluxo, dividida em:

- *leques de alta eficiência de transporte*: são aqueles em que os sedimentos passam sobre os canais, indo depositar-se em forma de lobos de suspensão. Tendem a serem ricos em lama;

- *leques de baixa eficiência de transporte*: são aqueles em que os sedimentos arenosos tendem a se acumular nos canais, com supressão dos lobos. A tendência é de serem ricos em areias.

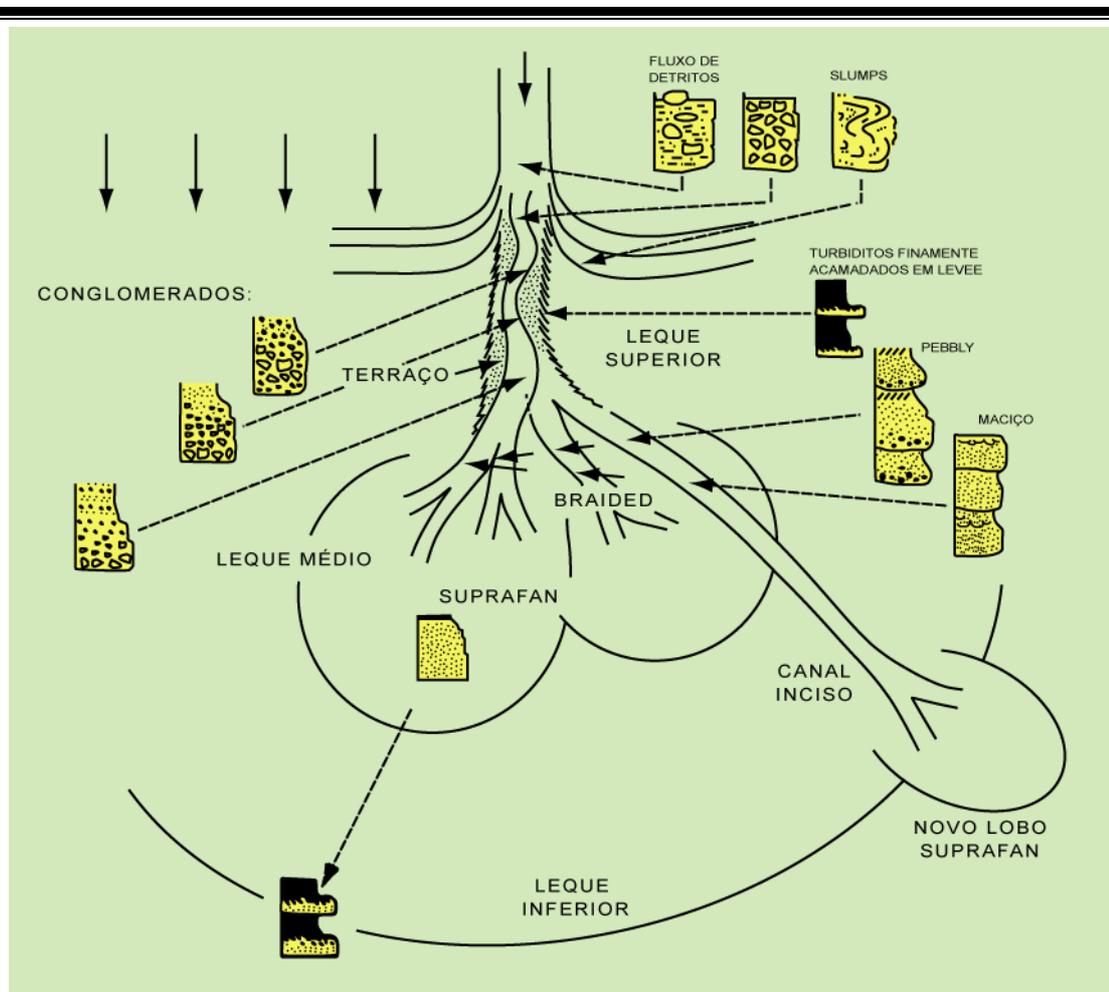


Figura 14. Modelo deposicional turbidítico (modificado de Walker, 1978).

Mutti (1985) apresenta um modelo deposicional dinâmico, relacionado às variações relativas do nível do mar. Esse modelo é subdividido em três estágios, cada um apresentando um sistema deposicional característico. Esses estágios são definidos em sistemas dos tipos I, II e III, que ocorrem em posições correlacionáveis com a curva de variação relativa do nível do mar, onde cada um desses estágios compõe um sistema turbidítico distinto (Fig. 15).

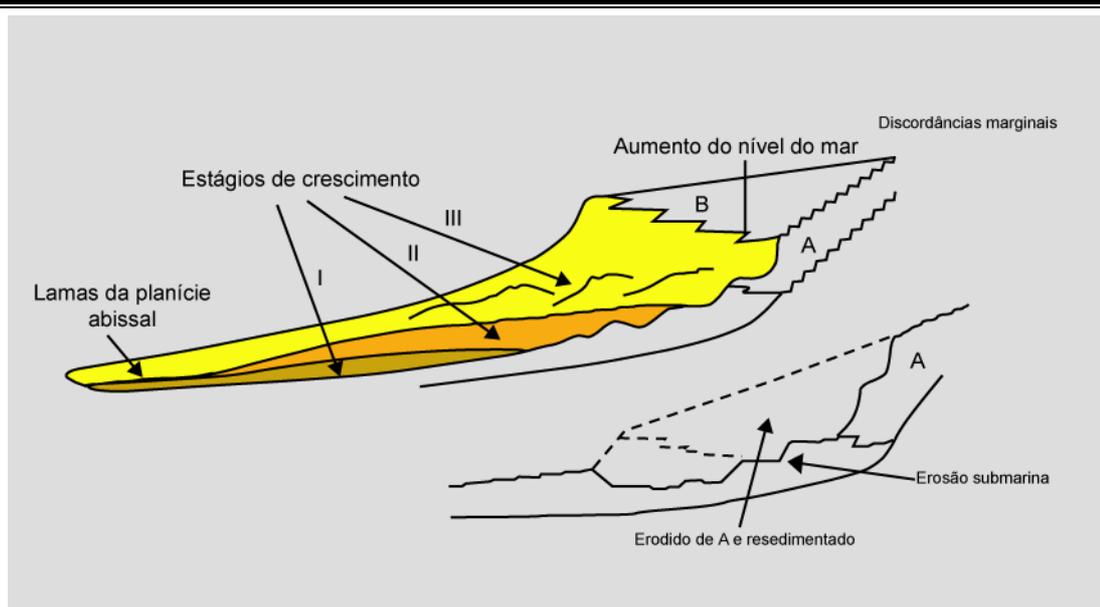


Figura 15. Sistemas turbidíticos dos tipos I, II e III proposto por Mutti (modificado de Mutti, 1985).

Em Pickering *et al.* (1986) é apresentado um esquema para classificar os sedimentos de águas profundas com base no tamanho de grão (fácies A-E), organização interna (fácies F) e composição dos estratos (fácies G). As fácies (em número de 40), ou grupo de fácies (em número de 15), são separadas e distinguíveis pelas estruturas sedimentares (organização interna) e texturas (Fig. 16).

Mutti & Normark (1987) correlacionam uma série de sistemas turbidíticos (antigos e modernos) conhecidos no mundo todo, apresentando suas diferenças em termos de escala, geometria, associação de fácies, com base não só na idade mas também no tipo de bacia em que ocorrem. Advertem, entretanto, que esta comparação só é válida quando a escala de observação for a mesma.

Com o desenvolvimento da ferramenta sismoestratigráfica durante a década de 80, a ênfase não é mais em modelos de fácies estáticos, descritivos (puramente sedimentológicos), mas sim no reconhecimento que o desenvolvimento e arquitetura interna dos sistemas turbidíticos pode ser controlada por eventos alocíclicos, particularmente pela

tectônica, variações do nível do mar e suprimento sedimentar (Mutti, 1985; Stow *et al.*, 1985; Mutti & Normark, 1987; Posamentier & Vail, 1988; Vail *et al.*, 1991). Este novo modelo contrastou com a visão autocíclica e sedimentológica apresentada por Normark (1970, 1978), Mutti & Ricci-Lucci (1972) e Walker (1978).

CLASSE	GRUPO	FÁCIES							
		1	2	3	4	5	6	7	8
A CONGLOMERADOS, CONGLOMERADOS LAMITICOS ARENITOS CONGLOMERÁTICOS	A1 DESORGANIZADOS								
	A2 ORGANIZADOS								
B ARENITOS	B1 DESORGANIZADOS								
	B2 ORGANIZADOS								
C ARENITOS COM LAMA INTERESTRATIFICAÇÕES ARENITO-LAMA	C1 DESORGANIZADOS								
	C2 ORGANIZADOS								
D SILTES, SILTES COM LAMA, INTERESTRATIFICAÇÕES SILTE-LAMA	D1 DESORGANIZADOS								
	D2 ORGANIZADOS								
E LAMA	E1 DESORGANIZADOS								
	E2 ORGANIZADOS								
F DEPÓSITOS CAÓTICOS	F1 CLASTOS EXOTICOS								
	F2 CONTORNITOS ESTRATOS PERTURBADOS								
	G1 VASAS CALCÁRIAS								
G DEPÓSITOS BIOGENICOS E QUÍMICOS	G2 LAMAS BIOGÉNICAS								
	G3 DEPÓSITOS QUÍMICOS								

Figura 16. Esquema classificatório de Pickering (1986).

Durante o final da década de 80 e início da década de 90, alguns trabalhos com importantes avanços foram apresentados, salientando uma nova classificação de fácies proposta por Mutti (1992), baseada nos processos sedimentares atuantes, ou seja, no estudo das fácies genéticas. Nessa nova proposta são incluídos novos tipos de fluxos e seus respectivos produtos, diminuindo a importância da seqüência de Bouma como atributo

para descrição das fácies turbidíticas (Fig. 17). Entre outros, neste período pode-se salientar os trabalhos de Wilgus *et al.* (1988), Pickering *et al.* (1989), Brown *et al.* (1990), Carminatti & Scarton, (1991), Weimer & Link (1991a, 1991b) e Walker & James (1993).

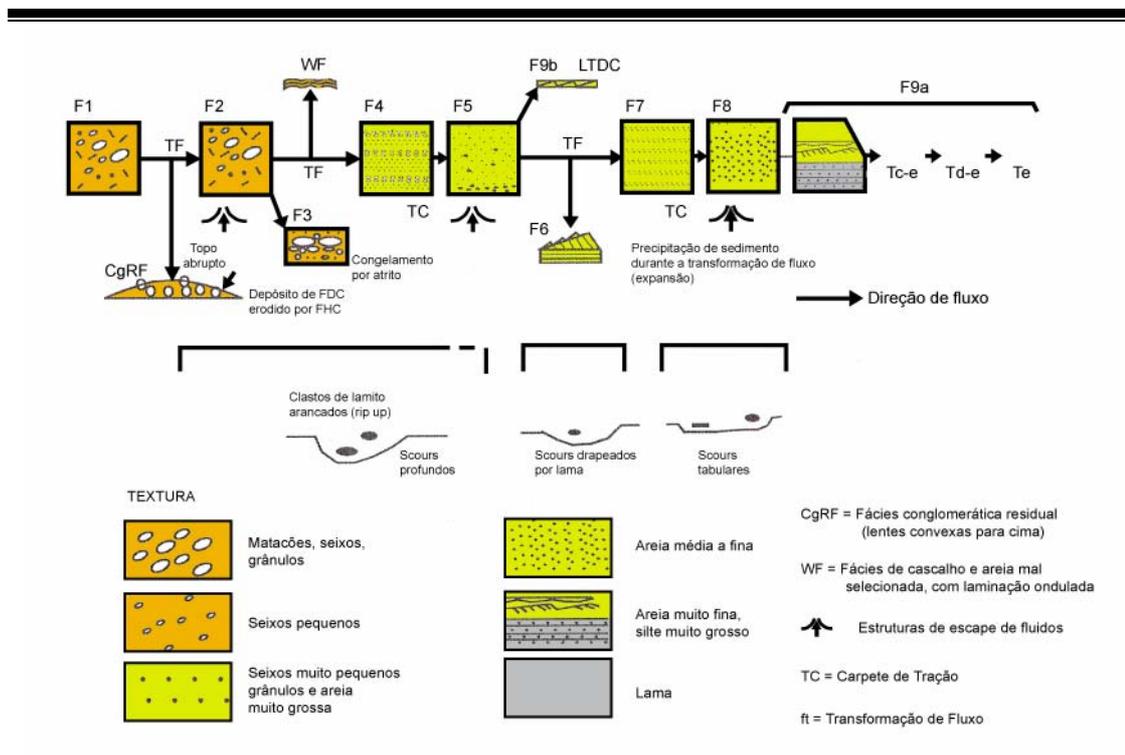


Figura 17. Classificação das fácies turbidíticas de Mutti (1992).

Segundo autores como Middleton & Hampton (1973, 1976), Lowe (1982), Pickering *et al.* (1986, 1989) e Postma (1986), as correntes de turbidez são consideradas fluxos coesivos, consistindo em agentes efetivos no transporte de sedimentos e representam os principais mecanismos nas quais as fácies turbidíticas são desenvolvidas dentro dos ambientes bacinais. Outros autores, como Middleton & Hampton (1976), Stow & Bowen (1980), Lowe (1982) e Postma (1986), apresentam uma distinção entre fluxos de correntes de turbidez, definidas como fluxos de alta e/ou baixa densidade. Essa distinção é importante, devido aos diferentes tipos de correntes de turbidez exercerem um controle na localização final dos depósitos arenosos (Reading & Richards, 1994).

Normark & Piper (1991), discutem o mecanismo de início das correntes de turbidez em bacias marinhas. Esses autores apresentam a maneira pela qual misturas de água-sedimento geradas por inundações catastróficas, podem se transformar em correntes de turbidez auto-sustentadas que podem viajar em água do mar sobre distâncias consideráveis.

Dessa forma, as características dos lobos de arenitos de plataforma gerados por inundações sugerem fortemente que a maior parte dos fluxos hiperconcentrados e, numa menor extensão, fluxos normais de sedimentos depositados por rios, são capazes de gerar correntes de turbidez, tanto de alta como de baixa densidade, em ambientes marinhos, simplesmente devido a sua energia.

Em Mutti *et al.* (1996) os autores apresentam os sistemas deposicionais dominados por inundações, os quais incluem um amplo espectro de sedimentos mal descritos e entendidos que variam de conglomerados desorganizados com estratificação espessa a lamitos gradacionais, através de uma grande variedade de fácies de arenito e arenito seixoso.

Essas inundações geram misturas de água e sedimento, que podem ingressar em bacias receptoras, com suficiente velocidade e concentração de sedimento para produzir fluxos hiperpicnais e correntes de turbidez auto-sustentadas. Os contextos deposicionais resultantes são assim dominados pelas fácies relacionadas à inundação, as quais podem se desenvolver em regiões marinhas mais profundas ou na plataforma.

Podem-se destacar, ainda, os estudos de Shanmugam & Moiola (1995, 1997) e Shanmugam *et al.* (1997) propondo uma reinterpretação de turbiditos clássicos como *debris flows*. Ainda, os experimentos na forma de ensaios em *debris flows* subaquosos apresentados por Maar *et al.* (1997) e Mohrig *et al.* (1998).

Shanmugam (2000) apresenta uma revisão dos modelos de fácies e processos turbidíticos apresentando uma visão crítica no que se diz respeito ao uso do termo turbidito ou leque para os depósitos de águas profundas, cuja aplicação desse termo estaria associada ao processo ou ao registro.

Dentre os novos modelos propostos, Stow & Mayall (2000) propõem que o foco para as futuras pesquisas deva ser voltado também para os elementos arquiteturais, e que o estudo sobre o volume e área fonte dos sedimentos seria mais importante que os processos que formaram os depósitos (Fig. 18). Sinclair (2000) propõe uma nova interpretação para o Arenito Annot (França), sugerindo dois principais sistemas alimentadores na área deposicional.

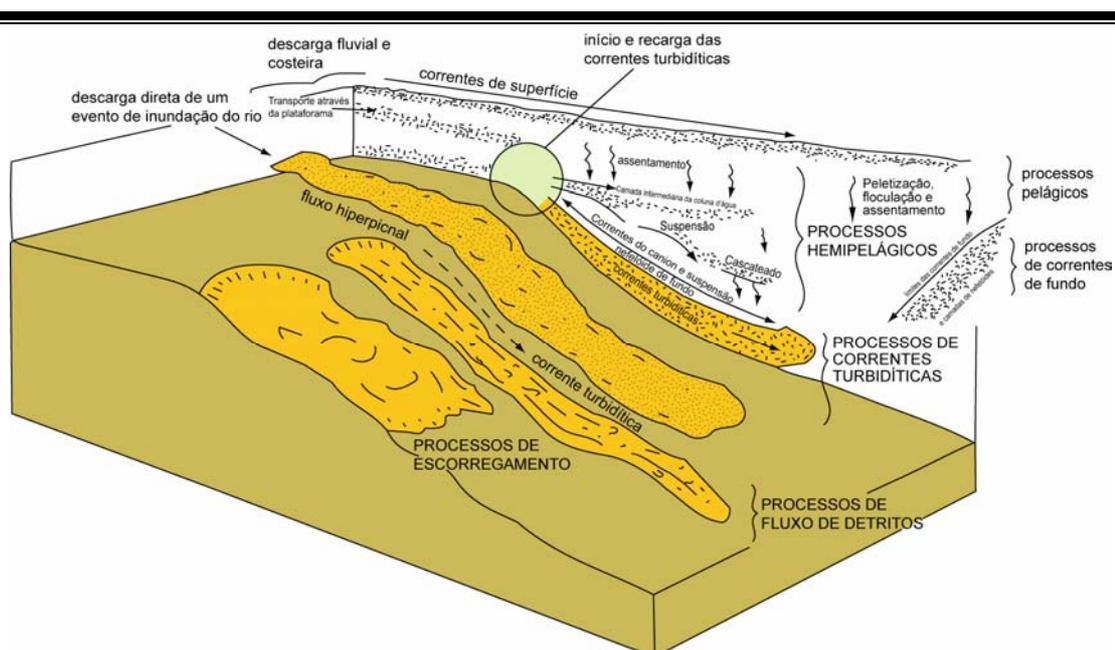


Figura 18. Diagrama composto que ilustra a gama de processos e a influência desses no transporte e deposição de sedimentos finos, em águas profundas (modificado de Stow & Mayall, 2000).

Estudos experimentais em depósitos de leques turbidíticos demonstram a importância no entendimento da formação dos lobos (Parsons *et al.*, 2002; Shanmugam, 2003). Lamb *et al.* (2004) apresentam um estudo experimental onde se discute a formação de turbiditos baseada em eventos

contínuos ou episódicos. Evidências sobre a iniciação de correntes turbidíticas por fluxos hiperpicnais são discutidas por Plink-Björklund & Steel (2004) demonstrando que são significantes na geração das sucessões turbidíticas.

2.2 – HISTÓRICO NO BRASIL

Uma importante contribuição para o resgate da história interpretativa de turbiditos no Brasil é apresentada por Della Fávera (2000) no “Curso sobre Deposição em Águas Profundas” na Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ. Neste tópico abordaremos um resumo do conteúdo desse trabalho, com o objetivo de um melhor entendimento da evolução do conceito aplicado no país com os propostos a nível internacional.

Conforme Della Fávera (2000) a primeira descrição de turbiditos ocorre em um trabalho no Devoniano da Bacia do Amazonas por Ludwig (1964), no qual Della Fávera acredita que ocorreu uma confusão entre turbiditos e arenitos com estratificação *hummocky*, por serem muito similares em amostras de testemunhos.

Em 1970 geólogos brasileiros da Petrobras, após um treinamento em universidades americanas, fazem o primeiro estudo sismoestratigráfico em bacias brasileiras. Tomando como base os modelos sísmicos definidos para fácies de águas profundas, caracterizam arenitos da Bacia de Sergipe-Alagoas como depósitos turbidíticos (Fischer *et al.*, 1973).

Fonseca & Della Fávera (1970) após o estudo de testemunhos da Bacia do Recôncavo e comparação com lagos do leste da África, concluem que o antigo lago correspondente à Bacia do Recôncavo

apresentava características de ambientes de águas profundas. Na mesma bacia, Klein *et al.* (1972) interpretam os arenitos lacustrinos como formados por vários fluxos do tipo gravitacional. Posteriormente, turbiditos são descritos em afloramentos e testemunhos por Carozzi *et al.* (1976).

Em 1973, pela primeira vez foi encontrado petróleo em carbonatos da Formação Macaé na Bacia e Campos. Dois anos depois, arenitos de águas profundas foram interpretados nas seções do Cretáceo e Terciário por Della Fávera *et al.* (1975). Nesse mesmo ano é descoberto o Campo de Namorado, onde foi encontrado óleo em arenitos de seqüências turbidíticas do Albiano/Cenomaniano.

No final de 1976 os conceitos de arenitos de águas profundas se popularizaram entre os geólogos exploratórios no Brasil, e a busca por alvos deste tipo nas bacias da margem continental era prioridade.

Braga & Della Fávera (1978) apresentam um estudo de seções sísmicas da Bacia de Pelotas até a Foz do Amazonas. Utilizando o modelo apresentado por Vail (Curva de Vail) chegaram à conclusão que os limites de seqüências observados eram de mesma idade dos propostos por Vail. Os turbiditos foram interpretados como formados durante épocas de queda do nível do mar. Ao mesmo tempo, Fisher & Brown, associados a geólogos brasileiros, consideraram que os turbiditos seriam formados durante máximos do nível do mar.

Lucchesi *et al.* (1980) analisaram os turbiditos da Bacia do Espírito Santo utilizando o modelo de deposição proposto por Mutti & Ricci Lucchi (1972), tentando definir a geometria deposicional desses depósitos.

Em 1982, o COMFAM (*Comitê on Submarine Fans*) decide extinguir o conceito do modelo universal para deposição turbidítica. Eles concluem que cada sistema turbidítico é um caso específico.

Uma hipótese da ação de correntes de contorno retrabalhando depósitos turbidíticos, e formando arenitos maciços (Carapebus) durante o Eoceno na Bacia de Campos é proposta por Barros *et al.* (1982). Outros estudos abordando a ação de correntes de contorno em depósitos arenosos de águas profundas são apresentados por Fugita *et al.* (1991), Souza Cruz & Appi (1991, 1999) e Carminatti & Scarton (1991).

Em outro estudo, Barros *et al.* (1984), através do uso de modelagem com maquetes de turbiditos do Cretáceo e Terciário propõem dois tipos de situações para deposição: uma situação de confinamento na plataforma externa ou talude superior e uma outra situação na base do talude. No mesmo ano Appi *et al.* (1984) sugerem como um complexo canalizado do tipo entrelaçado para o Arenito Namorado no Campo de Namorado.

Bruhm & Moraes (1989) estudando as bacias de Almada e Espírito Santo propõem um modelo de complexos de canal-dique marginal baseado em um sistema canalizado. Esse modelo foi reiterado por Bruhn (1997), nessa mesma bacia, para os depósitos turbidíticos.

Azambuja (1990), apresenta um estudo de ciclicidade baseado em análise de fácies turbidíticas da seção terciária da Bacia de Campos. Estudando a Bacia de Campos, Appi (1994) interpreta as correntes de contorno como derivadas da ação de retrabalhamento de turbiditos por correntes marinhas de fundo oceânico. Souza Cruz (1995) propõe que a natureza de alguns arenitos do Neógeno da Bacia de Campos estaria associada ao retrabalhamento e deposição da corrente de fundo proveniente da Antártica.

Outro estudo demonstrando a eficiência das correntes na formação de depósitos arenosos no talude superior, e conseqüentemente, alimentando cânions submarinos, tanto no Cretáceo como em ambientes modernos na Bacia de Campos, é apresentado por Viana (1998).

As propostas formuladas por Shanmugan (1996) onde descreve que arenitos maciços de margens passivas, descritos como turbiditos, seriam derivados de depósitos de *debris flows*, ganham a apreciação por interpretes brasileiros. A Petrobras em 1997, desenvolve o 1º Seminário Interno sobre Turbiditos. Nesse evento, antigos e novos tópicos são abordados.

Azambuja *et al.* (2000) propõem que os primeiros depósitos de areias encontrados na base do talude, sejam devido à formação de cânions por “explosões”, provocadas por infiltração de água doce na base do talude, durante níveis de mar baixo. Fluxos gravitacionais através desses cânions poderiam transportar areias e cascalhos por correntes turbidíticas ou mais provável por *debris flows*.

Capítulo 3

Geología Regional

3 – GEOLOGIA REGIONAL

3.1 – EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA

Os reservatórios do Campo de Namorado (Arenito Namorado) consistem de arenitos arcoseanos turbidíticos, os quais fazem parte da megaseqüência marinha transgressiva, reconhecida ao longo de toda a margem leste brasileira (Fig. 19). Esses arenitos estão situados, em termos estratigráficos, no Membro Outeiro da Formação Macaé, dentro do intervalo de tempo do Albiano superior/Cenomaniano, na Bacia de Campos (Fig. 5).

A Bacia de Campos é classificada, segundo a Teoria da Tectônica de Placas, como tipo margem continental passiva ou uma bacia de margem divergente (tipo V de Klemme, 1980), ou ainda do tipo Atlântico, segundo Asmus (1975), Pontes & Asmus (1978) e Ojeda (1982).

Segundo Larson & Ladd (1973), *apud* Van Andel *et al.* (1977), a história geológica da bacia inicia-se há, aproximadamente, 140 milhões de anos (Eo-Cretáceo) estando relacionada ao rompimento do supercontinente Gondwana, separação das placas Sulamericana e Africana, e evolução do Oceano Atlântico.

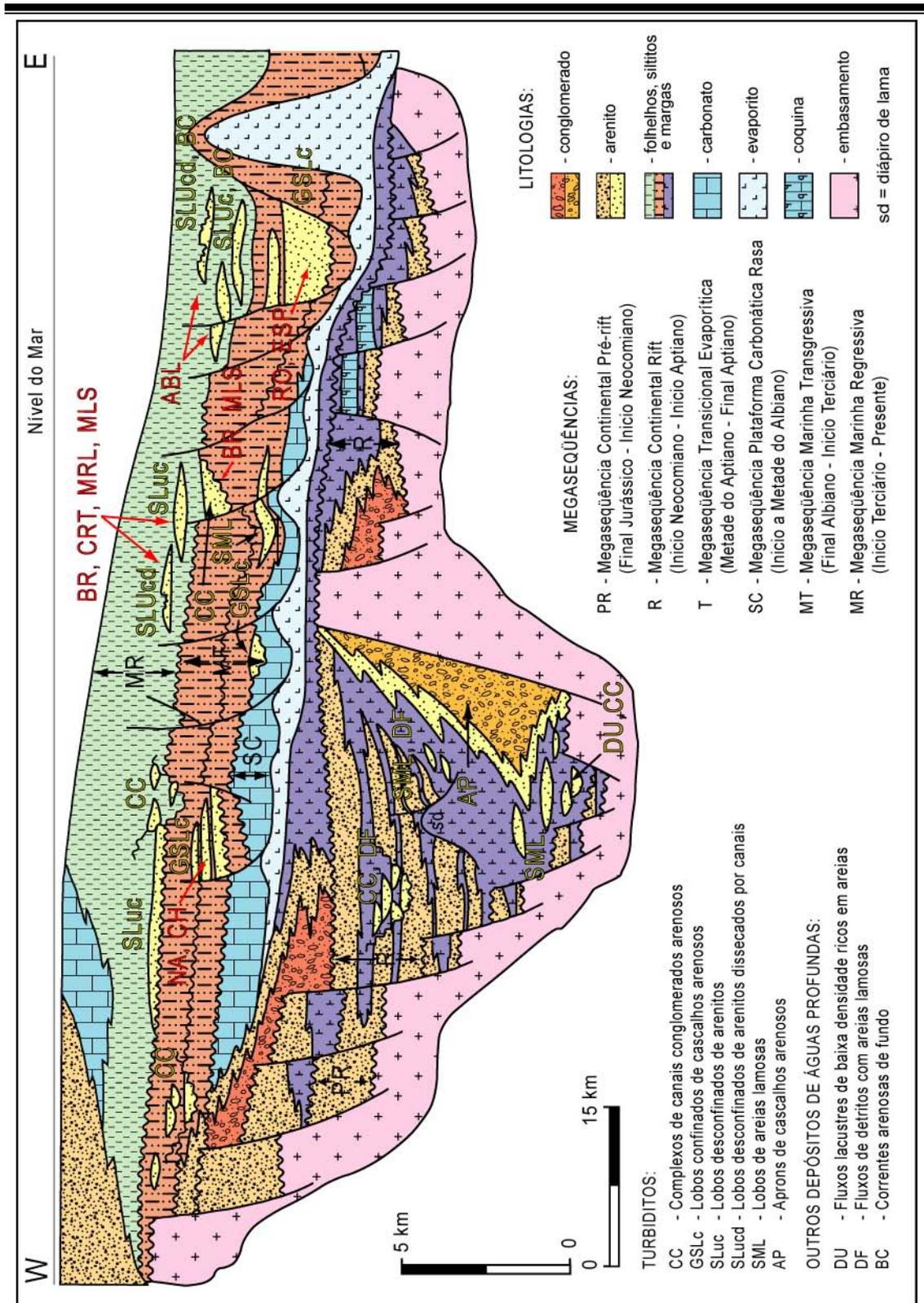


Figura 19. Seção geológica esquemática das bacias da margem leste brasileira, apresentando as principais unidades litoestratigráficas e seus respectivos depósitos associados, bem como a evolução dessas bacias desde a fase da megassequência deposicional continental Pré-rift (modificado de Bruhn, 1993).

O modelo de estiramento crustal de McKenzie (1978) é tido como o que melhor explica a evolução tectônica da Bacia de Campos. Análises de *backstripping*, realizadas em vários poços da bacia, evidenciam uma bastante e significativa subsidência mecânica na fase inicial de quebra do continente, e em resposta ao resfriamento da astenosfera, seguida por subsidência térmica.

Tendo como base os dados obtidos através de seções sísmicas, pode-se observar que o preenchimento sedimentar chega a 7.000 m, estando representado por arenitos, carbonatos, evaporitos, margas, folhelhos e rochas vulcânicas básicas.

Asmus & Ponte (1973), estudando as bacias da margem leste brasileira definiram quatro principais estágios tectônicos e sedimentares: pré-rifte, rifte, proto-oceânico e margem continental. Várias novas interpretações foram elaboradas posteriormente (Ponte & Asmus, 1978; Ponte *et al.*, 1980; Ojeda, 1982; Asmus & Baish, 1983; Bruhn *et al.*, 1988; Chang *et al.*, 1988 e 1992; Guardado *et al.*, 1990 e Figueiredo *et al.*, 1994).

Atualmente, reconhece-se que desde o final do Jurássico até os dias de hoje a margem leste brasileira pode ser subdividida em seis megasequências deposicionais (Fig. 19):

- megasequência continental pré-rifte;
- megasequência continental rifte;
- megasequência transicional evaporítica;
- megasequência de plataforma carbonática rasa;
- megasequência marinho transgressiva;
- megasequência marinho regressiva.

Essas megasequências são limitadas por discordâncias regionais que, no caso das sucessões marinhas, podem ter relacionadas suas concordâncias relativas. Existe somente uma exceção que é o limite

entre as megasequências transicional evaporítica e a de plataforma carbonática rasa, o qual segundo Guardado *et al.* (1990) e Koutsoukos *et al.* (1991) parece ser gradacional.

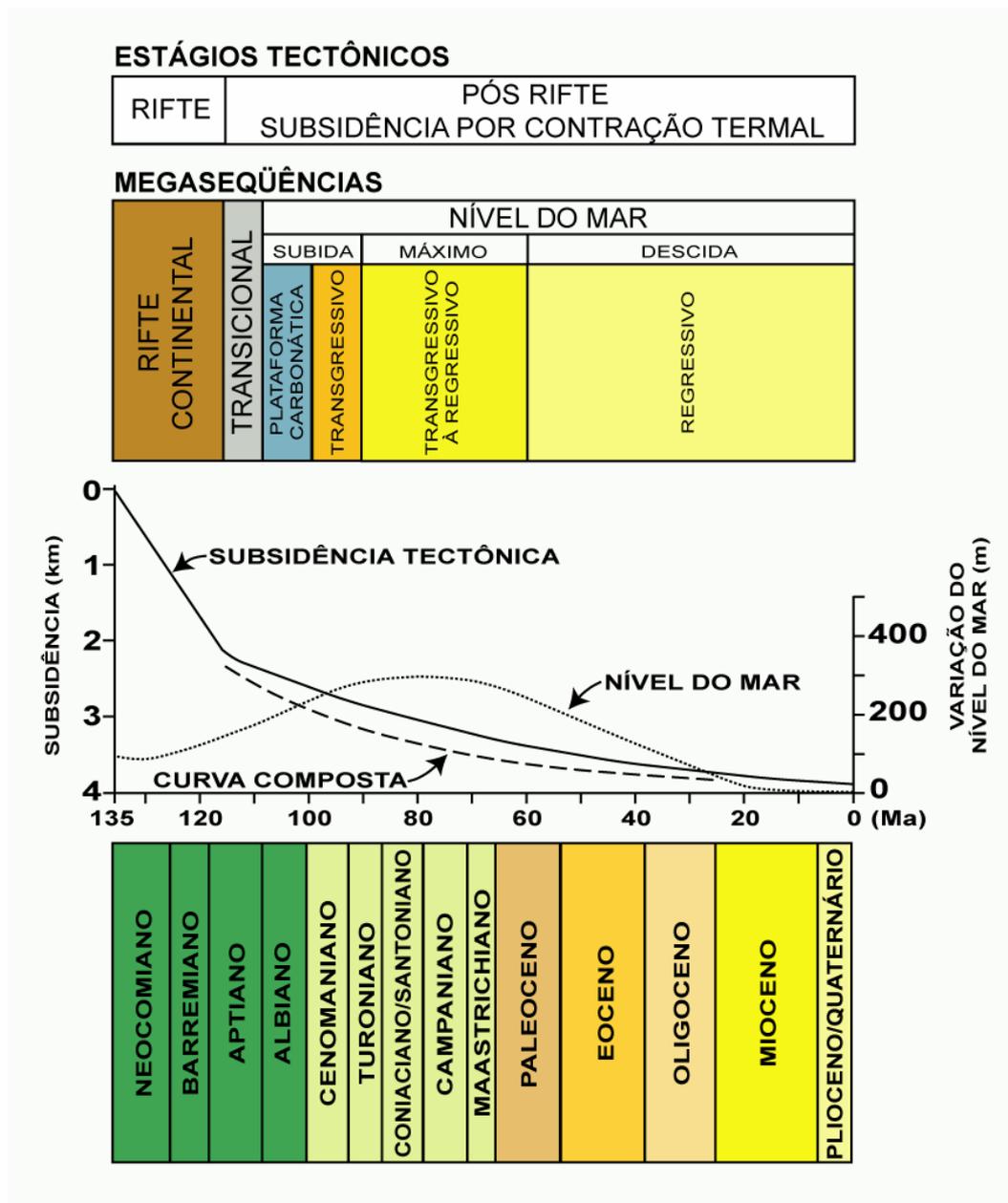


Figura 20. Composição da curva de subsidência e a sua relação com as megasequências das bacias da margem leste brasileira (modificado de Chang *et al.*, 1988).

Cada uma dessas megaseqüências pode ser composta por uma ou várias seqüências deposicionais, de acordo com os modelos propostos por Mitchum (1977), e Van Wagoner *et al.* (1988, 1990).

Conforme Asmus (1975), Asmus & Guazelli (1981), Asmus (1982) e Dias *et al.* (1990), a evolução estratigráfica da Bacia de Campos compreende quatro das grandes *megaseqüências tectono-sedimentares*, que correspondem a três estágios evolutivos:

- Megaseqüência Continental (estágio *rifte*);
- Megaseqüência Transicional (estágio golfo proto-oceano);
- Megaseqüência Carbonática Marinha (estágio oceânico);
- Megaseqüência Clástica Marinha (estágio oceânico).

3.1.1 – MEGASEQÜÊNCIA CONTINENTAL (Estágio *Rifte*)

A megaseqüência continental contém um grande e diverso grupo de rochas siliciclásticas, carbonáticas e vulcânicas, formadas desde o início do Neocomiano até o início do Aptiano. Essas rochas eram depositadas em vários ambientes, desde lagos rasos a profundos, salinos ou com água doce, incluindo deltas, planícies aluviais e leques aluviais.

No Neocomiano, a ruptura crustal do supercontinente Gondwana resultou num sistema de *rift valleys*, com formação de *horsts*, *grabens* e *meio-grabens*, blocos rotacionados, falhamentos sintéticos e antitéticos devido a uma rápida subsidência crustal. Segundo Dias *et al.* (1990), nesse estágio ocorrem falhas com até 2.500 m de rejeito.

Como consequência, formaram-se depressões alongadas de direção preferencial SW/NE, limitadas pelos falhamentos normais provenientes de descontinuidades pré-mesozóicas, pré-existent.

Associado à abertura do Atlântico, ocorreu generalizado vulcanismo máfico, com idades entre 120 e 135 Ma, com a maioria das determinações de idade ao redor de 125 Ma (Andar Rio da Serra/Aratu), denominados por Dias *et al.* (1987) da Formação Cabiúnas. Conforme Beurlen (1982) os andares informais do Neocomiano, são definidos com base em ostracodes. Essas idades são calculadas pelo estudo de anomalias paleomagnéticas da séries-M no Atlântico sul (Larson & Ladd, 1973; Rabinowitz & La Brecque, 1979; Austin & Uchupi, 1982), e por idades de K-Ar em sucessões vulcano-sedimentares relacionadas à fase rifte (Fodor *et al.*, 1983; Mizusaki, 1986).

Na Bacia de Campos, estas rochas constituem o embasamento econômico quanto à prospecção petrolífera. Como feições importantes desta fase ressaltam-se:

- a) a falha-charneira da Bacia de Campos (que separa sedimentos cretáceos, à leste, da área de embasamento raso, à oeste);
- b) o *horst* do Alto Regional de Badejo (que exerceu um importante controle na distribuição sedimentar);
- c) os baixos adjacentes de Corvina-Parati e São João da Barra;
- d) os baixos das áreas norte de Albacora e Marlim (Dias *et al.*, 1987).

De acordo com Dias *et al.* (1987), o preenchimento sedimentar se fez em ambiente lacustre, salino e alcalino, com forte controle tectônico. Análise sedimentar da Formação Lagoa Feia, efetuada por Dias *et al.* (1987), permitiu subdividir esta unidade em quatro intervalos distintos, de acordo com a associação faciológica presente:

- seção basal de *folhelhos verdes*;
- depósitos terrígenos deltaico-lacustrinos;
- seção de coquinas;
- red beds* (conglomerados, arenitos e folhelhos).

As coquinas (calcarenitos e calcirruditos a bivalves), que representam importante deposição carbonática associada aos paleoaltos sindeposicionais (Dias *et al.*, 1987), apresentam uma posição estratigráfica bem definida na coluna da bacia (Andar Jiquiá superior), sendo em alguns campos petrolíferos (Badejo, Pampo, Linguado e Trilha) importantes reservatórios.

O topo dessa seqüência continental (Formação Lagoa Feia) está definido por uma discordância regional (discordância pré-Alagoas inferior) que peneplanizou o relevo do estágio rifte.

Os folhelhos escuros dessa seqüência são considerados como as principais rochas geradoras da bacia. Conforme Mohriak *et al.* (1990), são dois os sistemas de rochas geradoras presentes na Bacia de Campos:

- pelitos (folhelhos e margas) lacustrinos, do Neocomiano inferior, depositados em ambiente salobro a hipersalino;
- pelitos do Neocomiano superior depositados em ambiente lacustrino, salino e alcalino.

Conforme Estrella *et al.* (1984), Mello & Maxwell (1990) e Figueiredo *et al.* (1994) essa fase rifte é a mais importante na geração de hidrocarbonetos na Bacia de Campos.

3.1.2 – MEGASEQÜÊNCIA TRANSICIONAL (Estágio Golfo Proto-Oceano)

Do ponto de vista paleoambiental, este estágio caracteriza a passagem de um ambiente deposicional continental para marinho. Esta megaseqüência foi depositada no intervalo de tempo entre a metade do Aptiano até o início do Albiano (Estágio Alagoas). A sedimentação iniciou com a acumulação de complexos de leques aluviais provenientes de áreas falhadas elevadas na adjacência (Ajambuja *et al.*, 1980; Cândido & Wardlaw, 1985; Dias *et al.*, 1988). Esses depósitos estão distalmente associados à fácies clásticas finas, carbonáticas e lacustrinas, folhelhos ricos em matéria orgânica, salinos (Mello & Maxwell, 1990) e nódulos carbonáticos e estromatólitos (Dias *et al.*, 1988).

Incursões restritas de águas marinhas provenientes do Atlântico sul (Leyden *et al.*, 1976), e possivelmente, provenientes da região central do Atlântico norte (Koutsoukus *et al.*, 1991), permitiram a precipitação de uma completa suíte evaporítica (anidrita, halita, silvita e carnalita) sob condições climáticas quentes e áridas (Szatmari *et al.*, 1979).

As taxas de acumulação de evaporitos foram muito elevadas, excedendo os efeitos combinados de subsidência tectônica e elevação do nível marinho. Essas taxas podem ter alcançado 1.000 cm /1.000 anos. Por outro lado, a taxa máxima de subsidência tectônica é ao redor 25 cm /1.000 anos, a qual é alcançado pela crosta oceânica durante os estágios iniciais de resfriamento (Sclater *et al.*, 1971), e a máxima taxa de elevação do nível do mar, devido a variações de volume na cordilheira meso-oceânica alcança aproximadamente 1 cm /1.000 anos (Pitman, 1978). Assim, a sedimentação evaporítica parece ser controlada essencialmente pelas altas taxas de evaporação (clima) e influxo restrito de salmouras (Kendall, 1992).

Tectonicamente, este estágio é testemunha de uma quiescência, com reativações apenas localizadas de falhamentos normais da fase rifte anterior. O pacote evaporítico foi um importante modelador estrutural e faciológico dos sedimentos sobrepostos através da formação de falhamentos lístricos, adiastróficos, gerados pelo somatório da carga sedimentar sobreposta e o basculamento da bacia para leste (Dias, 1989).

3.1.3 – MEGASEQÜÊNCIA CARBONÁTICA MARINHA (Estágio Oceânico)

O estabelecimento de condições genuinamente marinhas ao longo do proto- Atlântico sul aconteceu gradualmente durante o início do Albiano, como indicado por estudos paleoecológicos e sedimentológicos (Spadini *et al.*, 1988, Koutsoukos *et al.*, 1991). A subsidência da bacia, através de contração térmica da crosta, associada com uma importante elevação eustática do nível do mar durante o início e metade do Albiano (Fig. 20) permitiu a agradação vertical de uma espessa plataforma carbonática ao longo da margem leste brasileira.

Vários autores estudaram esta seqüência, podendo-se citar, entre outros, Carozzi *et al.*, 1977; Falkenhein *et al.*, 1981; Franke, 1981; Dias-Brito, 1982; Spadini, 1982; Frantz, 1987; Esteves *et al.*, 1987 e Spadini *et al.*, 1988, suas principais conclusões estão resumidas abaixo.

Esta megaseqüência pode ser subdividida em duas unidades distintas:

(1) A primeira, basal, está representada por sedimentos siliciclásticos e carbonáticos depositados em uma extensa rampa homoclinal, em ambiente nerítico raso, de fundo oxigenado e fauna restrita (foraminíferos bentônicos e planctônicos).

Corresponde a porção inferior da Formação Macaé (Membros Goitacás e Quissamã - Dias *et al.*, 1990), de idade Eo/meso-albiana. A seção carbonática está melhor desenvolvida na área sul da bacia, onde a influência siliciclástica foi menor.

De acordo com a classificação de Dunham (1962), são calcarenitos oncolíticos/oolíticos/peloidais (*grainstones/packstones*) os quais caracterizam a implantação da fase oceânica, a partir de um ambiente hipersalino restrito, sugerido pela pobre diversidade da biota (Dias-Brito, 1987; Spadini *et al.*, 1988). O clima durante a deposição da plataforma carbonática era quente e árido, como registrado pela presença de *xerophytic palynomorphs* (Lima, 1983), oolitos, peloides e micrita cobrindo os grãos (Leonard *et al.*, 1981), e o valor dos isótopos de oxigênio muito negativo ($\delta^{18}\text{O} = -4$ a -5‰) (Rodrigues & Takaki, 1987; Spadini *et al.*, 1988).

Também, a intensa bioturbação, a coloração clara dos grãos de carbonato, e o baixo conteúdo de carbono orgânico dos carbonatos finamente gradados, caracterizam as fases iniciais do mar no início até a metade do Albiano, como uma bacia rica em oxigênio (Dias-Brito, 1987).

O controle estrutural na distribuição das fácies carbonáticas é bastante evidente, com a presença das fácies de alta energia (*grainstones*) sobrepostas a feições positivas originadas na fase rifte. Compõem ciclos *shallowing upward*, que geralmente iniciam com calcisiltitos peloidais e culminam com a deposição de calcarenitos oolíticos espáticos de mais alta energia deposicional.

Dolomita, de origem diagenética, é bastante comum na base destes bancos carbonáticos, diminuindo (volumetricamente) para o topo. Fácies de baixa energia (calcilutitos argilosos inter barras e de periplataforma) ocorrem subordinadas.

A porção proximal deste sistema siliciclástico/carbonático é constituída predominantemente por arcósios depositados por leques deltaicos, cuja maior representatividade ocorre na área norte da bacia. É neste período que se tem os primeiros registros de tectônica salífera (halocinese), com formação de almofadas e domos salinos.

(2) A segunda unidade, denominada informalmente de seção “*bota*” (Falkenhein *et al.*, 1981), está representada por hemipelagitos depositados em ambiente nerítico médio a batial superior (Azevedo *et al.*, 1987), tendo recebido a denominação de Membro Outeiro da Formação Macaé (Dias *et al.*, 1990). Apresenta idade neo-albiana a eo-turoniana.

Folhelhos e margas ocorrem nas porções mais profundas da bacia, enquanto que calcilutitos e siliciclásticos grossos de leques deltaicos ocorrem nas porções progressivamente mais rasas.

Estes hemipelagitos representam a fácies de afogamento da seqüência carbonática marinha devido ao incremento da taxa de separação dos continentes africano e sulamericano na fase drifte.

Com o aumento da taxa de subsidência da *Walvis Ridge*, ao sul, e conseqüente expansão do Atlântico Sul, as condições paleoambientais tornam-se menos estressantes (tendendo a “marinho normal”), conforme atestado pela maior diversidade e abundância da fauna pelágica e bentônica, nesta porção superior.

A movimentação halocinética é bastante intensa nesta fase, originando falhas de crescimento em cujos baixos adjacentes depositaram-se, localmente, expressivos corpos arenosos turbidíticos, advindos, principalmente, de área fonte à noroeste. Estes depósitos, denominados, informalmente, de Arenito Namorado, possuem idades variáveis do Neo-Albiano ao Cenomaniano.

3.1.4 – MEGASEQÜÊNCIA CLÁSTICA MARINHA (Estágio Oceânico)

Durante o Albiano superior a plataforma carbonática rasa começou a ser coberta por uma sucessão crescentemente de calcilutitos, margas, folhelhos e turbiditos arenosos e conglomeráticos, os quais fazem parte da megaseqüência clástica marinha. A sedimentação marinha transgressiva ocorreu em resposta aos efeitos combinados de subsidência (contração térmica amplificada pela carga sedimentar) e uma tendência geral eustática para elevação no nível do mar. Compreende os sedimentos depositados em ambiente tectonicamente pouco ativo, com contínua subsidência, permitindo, por aumento da taxa de acomodação, a deposição de espesso pacote predominantemente siliciclástico.

A sedimentação dessa megaseqüência marinha iniciou com a deposição de calcilutitos e margas, principalmente, de nerítico profundo para batial superior (100 - 300 m) (Azevedo *et al.*, 1987a; Koutsoukos & Hart, 1990). A progressiva elevação do nível do mar e a troca crescente de água entre o Atlântico sul e norte, reduziram a salinidade do recente mar do Albiano, permitindo então, a diversidade e abundância biótica (Dias-Brito, 1987, Spadini *et al.*, 1988).

O estabelecimento de uma célula de alta pressão subtropical sobre a massa oceânica do Atlântico sul (Parrish & Curtis, 1982) parece ter induzido a uma importante mudança climática durante o Albiano superior e o Cenomaniano, modificando as condições climáticas de quente e seco para quente e úmido. Esta transformação climática parece ter ocorrido com alternâncias entre ciclos climáticos secos e úmidos, como sugerem os depósitos rítmicos intercamadados de calcilutitos e margas (Spadini *et al.*, 1988).

Conforme Rodrigues & Takaki (1987) e Spadini *et al.* (1988), dados isotópicos para a sucessão do Albiano superior até o Turoniano superior da Bacia de Campos mostram valores de $\delta^{18}\text{O}$ que aumentam de -6.0 a -3.0‰. Estes sugerem águas mornas para o período inteiro, mas também uma tendência de temperaturas mais baixas. Um aumento acentuado nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, de +4 a -2 ‰, indicando um aumento de águas continentais (águas ricas em ^{12}C), provavelmente, devido ao recente clima mais úmido do Cenomaniano/Turoniano superior.

Essa megasequência apresenta idade Neo-Cretáceo à Recente e compreende as unidades litoestratigráficas: Formações Emborê (Membros São Tomé, Grussaí e Siri), Formação Campos/Membros Ubatuba e Carapebus (Fig. 5).

Especificamente no Neo-Cretáceo, a alta taxa de subsidência resultou num ambiente deposicional faminto, com pequeno aporte sedimentar para a bacia, eventos de *bypass/erosão* e movimentações halocinéticas, que resultaram em falhas de crescimento e baixios receptadores de sedimentos arenosos (Dias *et al.*, 1990). Litologicamente, predominam folhelhos e margas (secundariamente, calcilitos) depositados em ambiente nerítico profundo a batial, sob um regime climático quente e úmido.

Segundo Tietz & Moreira (1985) com base em dados sísmicos, esta unidade chega a ter 2.500 m de sedimentos na porção intermediária da bacia. Nesta fase a sedimentação dá-se basicamente em *onlap*, com recobrimento progressivo de sedimentos rasos por sedimentos de águas mais profundas.

Rochas vulcânicas, representadas por tufos e soleiras de diabásio, ocorrem ao longo de toda a sequência, preferencialmente na área sul da bacia. Estas rochas foram datadas radiométricamente e apresentam idades de 83 ± 2 Ma (Coniaciano) e 53 ± 2 Ma (Eo-Eoceno). A presença

destes eventos vulcânicos foi relacionada a movimentos extensionais associados a falhamentos transformantes leste-oeste (Mohriak, 1988).

A ausência de depósitos de idade Paleoceno e Eo-Eoceno em vários locais da bacia indica a ocorrência de um importante evento erosivo, de caráter regional. A partir do Eo-Terciário ocorrem importantes modificações estruturais na bacia (rejuvenescimento da Serra do Mar associado a importantes variações climáticas, que iniciaram no Neo-Cretáceo, e criação das bacias tafrogênicas do sudeste brasileiro, no continente), que resultaram em reativação das áreas-fonte dos sedimentos (taxas de sedimentação excedendo as taxas de subsidência) e conseqüente inversão do padrão deposicional transgressivo para progradante.

Sismoestratigraficamente, este pacote sedimentar mais novo apresenta geometria clinoforme, com nítido padrão *offlap* para leste (padrão plataforma-talude). Na área noroeste da bacia, expressiva subsidência localizada (na plataforma rasa) deu origem ao Baixo de São Tomé, responsável pelo armazenamento de espesso pacote siliciclástico.

Entre o Meso-Eoceno e o Neo-Oligoceno, devido a uma subida relativa do nível do mar é encontrada uma seção condensada denominada informalmente de Marco Azul (Shimabukuro, 1987), característica de deposição de sedimentos pelágicos, resultado de baixas taxas de sedimentação nos sítios deposicionais mais profundos.

A partir do Oligo-Mioceno, sob a influência de possíveis variações glacio-eustáticas e da tectônica salífera, subidas do nível do mar permitiram o desenvolvimento de bancos carbonáticos bioclásticos na região de plataforma externa (Membros Siri (Oligoceno) e Grussaí (Mioceno-Recente) da Formação Emborê) e arenitos arcoseanos flúvio-deltaicos, na região de plataforma interna (Membro São Tomé da Formação Emborê). Conforme Dias *et al.* (1990). Em períodos de rebaixamento eustático, originaram-se importantes depósitos turbidíticos arenosos.

Correntes turbidíticas de alta densidade erodiram grande parte da plataforma continental pré-existente, originando cânions na porção do limite externo da plataforma, que acabaram se tornando os dutos para a transferência de grandes volumes de areia da plataforma para o sopé do talude e assoalho oceânico.

No Neo-Mioceno, a reativação da tectônica salífera, bastante intensa, teve por resultado a geração de grandes falhas de crescimento (em alguns casos, superiores a 1.500 m (Peres, 1990), geração de *grabens* de colapso e intenso diapirismo de sal nas regiões mais distais da bacia. A partir deste período as reativações tectônicas e movimentos halocinéticos tornam-se bastante raros.

Arenitos turbidíticos são os reservatórios de hidrocarbonetos mais importantes da bacia, com idades variáveis do Meso-Cretáceo ao Neo-Terciário. Secundariamente, são reservatórios as rochas ígneas vesiculares e fraturadas (embasamento econômico da bacia), carbonatos coquinóides do Andar Jiquiá e carbonatos albianos de alta energia.

Capítulo 4

Análise Faciológica

4 – ANÁLISE FACIOLÓGICA

4.1 – INTRODUÇÃO

A definição de cada fácies sedimentar em um ambiente sedimentar permite, através da sucessão temporal, a elaboração de um modelo deposicional, o qual consiste em reconstituir a paisagem no momento da deposição, apresentando com detalhes, as variações climáticas, hidrodinâmicas e biológicas. Segundo Brown & Fischer (1977) essa interação no espaço formado pela associação de fácies acumuladas pelos diversos processos deposicionais que se desenvolvem em um mesmo ambiente de sedimentação corresponde a um sistema deposicional, o qual seria a expressão sedimentológica das seqüências deposicionais da estratigrafia de seqüências (Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990 e Posamentier *et al.*, 1988).

Existem dois caminhos no processo usual de interpretação da relação de fácies (Borghi, 2000). Um, que enfoca, em um seqüenciamento vertical das fácies para o topo das camadas, as relações de caráter essencialmente temporal e, o outro, que enfoca as relações de caráter essencialmente espacial (espaço tridimensional).

Durante as décadas de 70 e 80, utilizou-se basicamente o modelo baseado em sucessões verticais de fácies, como resultado da facilidade de registro e correlação dos dados de campo (superfície) e de testemunhos (subsuperfície) (Visher, 1965).

Posteriormente, notou-se que tais modelos eram viciados por não correlacionarem as relações laterais entre fácies que, nem sempre, eram registradas na vertical (Miall, 1985, 1988). Assim, os modelos mais modernos, baseados nos elementos arquiteturais, valorizam as relações laterais de fácies, mais que sua sucessão vertical.

A associação de fácies, retrata o registro deposicional de uma história coerente de processos sedimentares e geomorfológicos operantes na evolução de componentes de um cenário paleogeográfico (estáticos ou dinâmicos na sedimentação) (Borghi, 2000).

Assim, este estudo pretende estabelecer o princípio operacional de fácies em termos de arquitetura deposicional, em qualquer escala de análise, ao assumir o modelo proposto por Borghi (1997), o qual postulou que “fácies contidas entre superfícies de acamamento de mesma ordem hierárquica em uma mesma sucessão estratigráfica, sem a intervenção de superfícies de magnitude maior, guardam entre si uma relação genética e podem ser estabelecidas em associação” (Fig. 21).

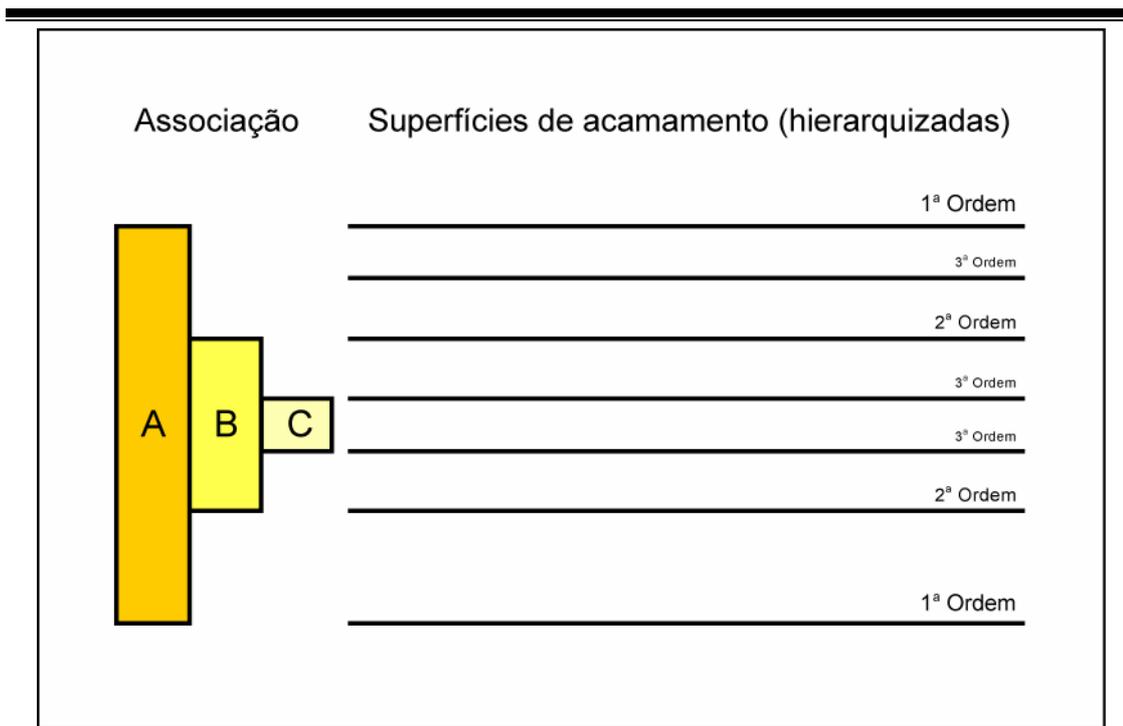


Figura 21. Diagrama ilustrativo da aplicação do Postulado de Relação de Fácies. Observar a hierarquia (escala) das superfícies de acamamento que permitem a diagnose de associações de fácies (A, B e C). Aceita-se a existência da relação entre as fácies (modificado de Borghi, 2000).

4.2 – MATERIAIS E MÉTODO DE INVESTIGAÇÃO

Este estudo contou com os dados fornecidos pelo Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo (PRH-12). Os dados, contidos no pacote do “Campo Escola Namorado”, compreendem os arquivos digitais em formato “LAS” com a suíte básica de curvas (GR, ILD, RHOB, NPHI, e DT) de 56 poços (Fig. 22); mapa base e arcabouço de seções estruturais e estratigráficas e descrições dos testemunhos - formato Anasete/Petrobras (Anexo I).

Em estudo apresentado anteriormente, Zarpelon *et al.* (1997) definem vinte e uma litofácies com base em atributos deposicionais, diagenéticos e estruturais, utilizando-se para isto a descrição macroscópica

(escala 1:20) de todos os testemunhos recuperados no campo, em um total aproximado de 680 m de rocha.

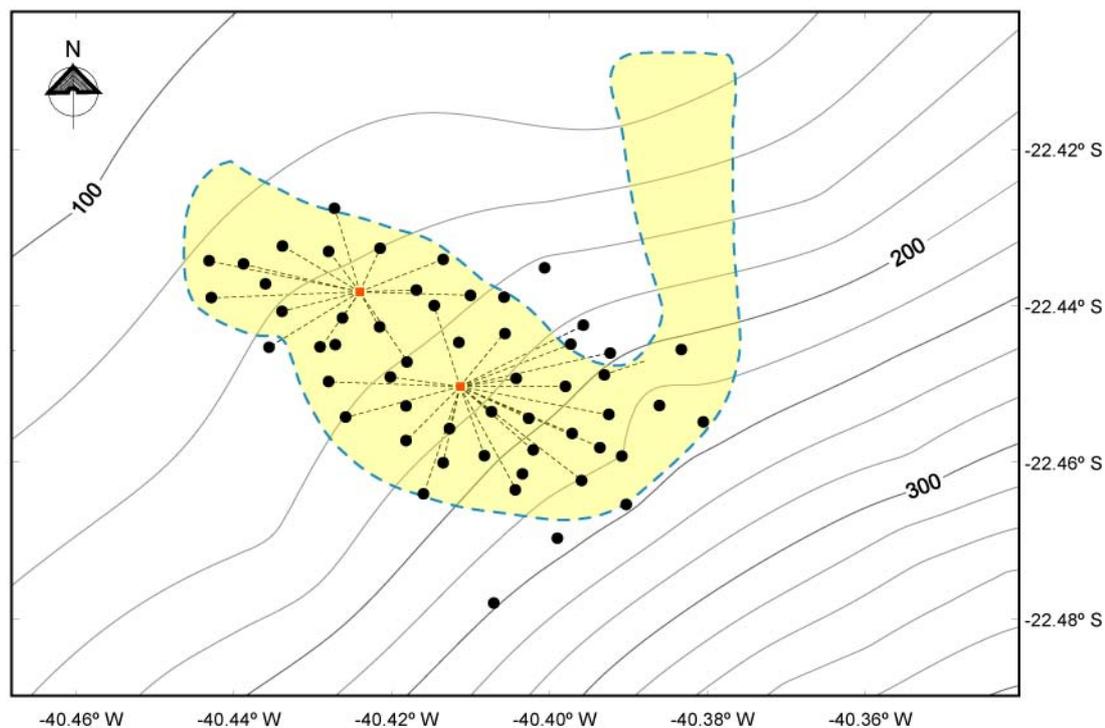


Figura 22. Mapa de localização dos poços na área do Campo de Namorado.

No processo de análise de fácies sedimentares, Souza Jr. (1997) empregou o método proposto por Homewood *et al.* (1992), composto de cinco etapas: (1) observação das fácies sedimentares; (2) dedução dos processos de deposição; (3) identificação das associações de fácies; (4) determinação dos ambientes de sedimentação; (5) construção do modelo sedimentológico. Utilizando-se dos conceitos de elementos arquiteturais, o autor apresenta um modelo deposicional composto por três unidades genéticas, composta de sete associações de fácies.

Conforme Faria *et al.* (2001), a minuciosa caracterização das litofácies realizada por Zarpelon *et al.* (1997) e que permitiu a construção da primeira análise, sob o ponto de vista da Estratigrafia de Seqüências, do Arenito Namorado no Campo de Namorado, não se mostrou operacional porque, em muitos momentos, a espessura das litofácies definidas estava

abaixo da resolução dos perfis elétricos, o que dificultava muito as correlações rocha-perfil.

Dessa forma, optou-se por um sistema mais dinâmico, que melhor representasse os elementos arquiteturais de modelos com deposição em águas profundas. A nomenclatura aqui utilizada é semelhante as utilizadas por Souza Jr. (1997) e Faria *et al.* (2001). Essa terminologia foi empregada para evitar mais códigos desnecessários na integração de futuros estudos. Para isto, identificou-se nas análises seqüenciais de testemunhos (anexo I) as litofácies definidas por Zarpelon *et al.* (1997), agrupando-as com o objetivo de obter uma correlação genética entre todas as fácies contidas entre as superfícies de acamamento.

A Tabela 2 estabelece uma relação entre os elementos arquiteturais definidos neste trabalho e suas relações com as litofácies definidas por Zarpelon *et al.* (1997).

A seguir, serão descritas as fácies agrupadas, suas características físicas e sedimentares, elementos arquiteturais, bem como a interpretação deposicional para cada uma delas.

Tabela 2. Relação entre as fácies agrupadas neste trabalho com as litofácies definidas por Zarpelon *et al.* (1997).

Este Trabalho	Zarpelon <i>et al.</i> (1997)
Fácies	Litofácies
L1 - Conglomerados e Arenitos Conglomeráticos	4, 5 e 21
L2 - Arenitos Maciços e Estratificados	6, 7, 8, 9 e 19
L3 - Turbiditos de Bouma em camadas espessas	10
L4 - Turbiditos de Bouma em camadas finas	11, 12, e 15
L5 - Conglomerados Suportados pela Matriz	2 e 3
L6 - Escorregamentos	1
L7 - Lamitos	13, 14, 16, 17, 18 e 20

4.2.1 – Conglomerados e Arenitos Conglomeráticos - Fácies L1

Corresponde às litofácies 4, 5 e 21 de Zarpelon *et al.* (1997). A litofácies (4) é constituída por conglomerados polimíticos (Fig. 23A), possui contatos discordantes e erosivos com fácies associadas, com a base escavada (corte e preenchimento) podendo marcar limites de seqüência. Constitui corpos de até 2 m de espessura e com contatos amalgamados entre si. A fábrica destas rochas varia segundo a eficiência do transporte, admitindo termos desorganizados ou organizados, no qual a base conglomerática grada à areia grossa para o topo. Não foram observadas estratificações cruzadas. O arcabouço é suportado por grãos e a composição é polimítica com grânulos e seixos subangulares/arredondados de granito, quartzo, feldspatos, folhelho, marga, bioclastos e raros fragmentos de carbonatos de água rasa imersos em matriz quartzo-feldspática arenosa.

A litofácies (5) é representada por arenitos conglomeráticos (Fig. 23B), compostos por areias médias com intraclastos de folhelho (predominantes) e de, maneira mais rara, marga e calcilutito. Os componentes clásticos podem ter tamanho superior a 10 cm, assumem formas irregulares (estiramentos) e, eventualmente, orientam-se segundo planos de estratificações. A fragmentação mecânica destes clastos produz um alto conteúdo em pseudo-matriz microporosa (em torno de 20%).

A litofácies (21) é formada por areias médias com feições de deformação interna e totalmente cimentado (Fig. 23C). Os clastos apresentam-se em um arranjo desordenado, são mal selecionados (milímetros a >10 cm) e em geral são angulosos. Predominam clastos de calcilutito (às vezes com *spreiten* de *Zoophycus* em posição invertida), marga (maciça ou com deformações internas pré-transporte), siltito laminado, folhelho e material argiloso. Em alguns locais, a trituração destes clastos resulta na formação de pseudo-matriz (farinha de falha).

As espessuras destas litofácies que compõem a Fácies L1 variam de 0,2 a 2 m e a amalgamação pode resultar em unidades de mais de 6 m. Esta associação de fácies é interpretada como equivalente a depósitos residuais de canais (*lag*), preenchendo depressões ou calhas criadas por tectônica ou halocinese e posicionadas em batimetria de plataforma externa ou talude superior. Equivale aos depósitos **F3** de Mutti (1992), e o transporte está relacionado a correntes de turbidez de alta densidade ou fluxos hiperconcentrados.

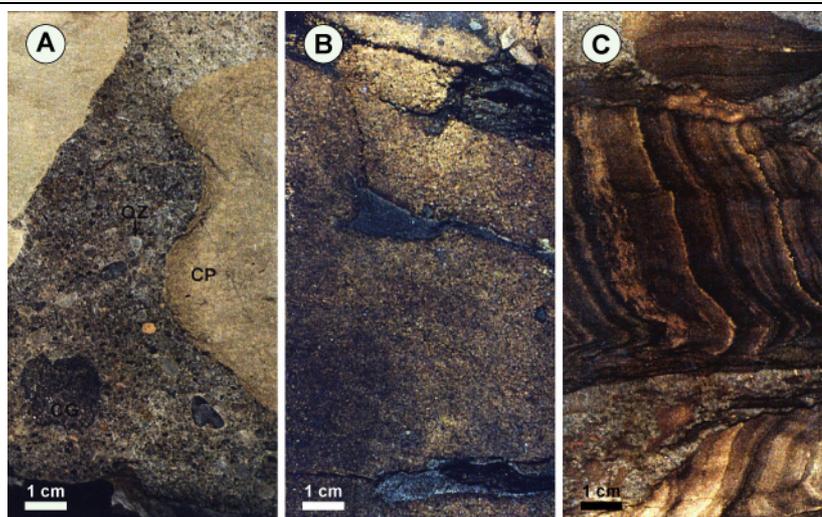


Figura 23. Fácies Conglomerados e Arenitos Conglomeráticos – L1. A) conglomerado polimítico, desorganizado com clastos de carbonatos de plataforma (CP), do embasamento granito-gnáissico (CG) e quartzo (QZ) imersos em matriz arenosa grossa predominantemente quartzo-feldspática cimentada; B) arenito médio com intraclastos de folhelho (predominantes) com distribuição segundo planos de estratificação; C) arenito médio cimentado com clastos centimétricos de interlaminados lamosos deformados.

4.2.2 – Arenitos Maciços e Estratificados - Fácies L2

Corresponde às litofácies 6, 7, 8, 9 e 19 de Zarpelon *et al.* (1997). A litofácies (6) é caracterizada por arenitos grossos amalgamados, possui contatos discordantes (erosivos), freqüentemente com escavações na base. Ocorre como camadas com espessuras de até 3 m que, quando amalgamadas podem atingir até dezenas de metros. A composição é

arcoseana e predomina uma fábrica organizada. Na base dos ciclos ocorrem arenitos conglomeráticos em graduação inverso/normal (carpetes trativos) que, em direção ao topo, segregam para arenitos de granulometria areia grossa a média ora gradacionais ou de aspecto maciço, ora com estruturas de fluidização do tipo *pillar* (Fig. 24A).

A litofácies (7) é constituída por areias de texturas médias/finas laminadas. Os contatos são indefinidos. É uma fácies de ocorrência rara, em camadas com até 1 m de espessura intercaladas com a litofácies 8. Há um predomínio de arenitos de granulometria média a fina, com graduação normal e bem selecionados. Em alguns locais, estas camadas apresentam-se com estratificações cruzadas de médio porte que podem desenvolver truncamentos internos (Fig. 24B).

A litofácies (8) é constituída de arenito médio gradado ou maciço, os contatos são abruptos ou amalgamados sem feições de significativa erosão. Em alguns locais, entre os corpos de arenitos, podem ocorrer delgadas camadas areno-argilosas com *ripples* de pequeno porte. Fácies constituída por camadas de espessura não superior a 3 m e, quando amalgamadas, de significativa continuidade lateral e vertical. Os arenitos são classificados, em termos composicionais, como arcósios e, via de regra, caracterizam-se como bem a muito bem selecionados (moda areia média). Apresentam uma graduação normal, às vezes do tipo cauda grossa (*coarse-tail*). Em muitos locais, contudo, esta graduação pode estar ausente, o que confere um aspecto maciço à rocha (Fig. 24C).

A litofácies (9) é equivalente à anterior, composta de arenito médio cimentado porém exibindo variados graus de cimentação calcífera. Ocorre como níveis e lentes descontínuas (<1 m) ou sob forma esferoidal em geral intercalados às fácies arenosas porosas (Fig. 24D). Segundo Carvalho (1990) e Carvalho *et al.* (1995), esta cimentação esta relacionada à uma recristalização por soluções meteóricas dos componentes aloquímicos concentrados durante a deposição. A cimentação calcífera também pode se

desenvolver ao longo dos contatos com sedimentos lamosos e neste caso, segundo estes mesmos autores, seria produzida pela alteração bacteriana da matéria orgânica presente nos sedimentos finos. A cimentação calcífera é responsável pela baixa produtividade da fácies.

Por último, complementando a associação de fácies, a litofácies (19), é composta por arenito glauconítico de rara ocorrência e restrita ao Cenomaniano. Ocorre como camadas com contatos bruscos e espessura não superior a 2 m. É um arenito arcoseano, de cor cinza esverdeado, seleção regular e que apresenta grãos de glauconita dispersos <5%. É freqüente a presença de *burrows* com concentração de pirita, bioturbação de *Thalassinóides* e *Planolites*.

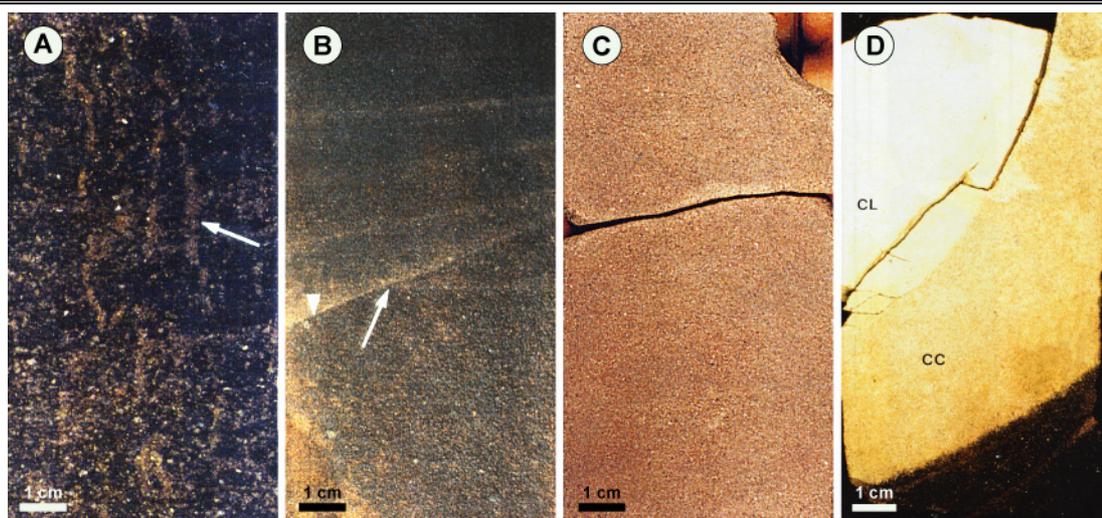


Figura 24. Fácies Arenitos Maciços e Estratificados – L2. A) arenito grosso amalgamado, porção central a superior da camada com desenvolvimento de estruturas do tipo *pillar* (seta); B) arenito médio com estratificações cruzadas de médio porte com incipiente gradação inversa (triângulo) e truncamentos (seta) sugerindo variações na direção de correntes; C) arenito médio com aspecto "maciço"; D) arenito médio com cimentação calcífera (auréola - CC) devido dissolução de clastos de calcilutito (CL).

As espessuras dessas litofácies que compõem a Fácies L2 variam de 0,6 a 2 m e, quando amalgamados, podem desenvolver unidades de até 10 m. A Fácies L2 se caracteriza por representar as melhores porções do reservatório, com valores de porosidade entre 15 e 25% e permeabilidade entre 10 e 2.000 mD. Ela é interpretada como depositada a

partir de correntes de turbidez de alta densidade, preenchendo canais turbidíticos ou compondo lobos.

Em comparação com o esquema de fácies turbidíticas de Mutti (1992), esta associação de fácies equivale às fácies, **F4** (porção com carpetes), **F5** (porção gradada, maciça ou fluidizada) e **F7/F8**.

4.2.3 – Turbiditos de Bouma em camadas espessas - Fácies L3

Corresponde à litofácies 10 de Zarpelon *et al.* (1997). É composta por arenitos/folhelhos interestratificados com contatos bruscos e retos. Localmente, na base, apresenta escavações incipientes. Formam pacotes com até 1 m de espessura, de ocorrência pouco comum, e constituídos, na base preferencialmente por camada centimétrica de arenito médio, com gradação incipiente ou sem estrutura aparente, gradacional a arenito médio/fino com laminação plano-paralela passando para arenito fino com *ripples*, substituídas, às vezes, por estruturas de liquefação (convolutas), e diminutos intraclastos argilosos. Para o topo, os arenitos ora gradam para fração silte laminada e esta para folhelhos, caracterizando um perfil de gradação normal, ora apresentam contatos bruscos (não erosivos) com porções lamosas (Fig. 25). Marcas de bioturbação (*Planolites* e *Zoophycus*, principalmente) quando existentes, tendem a se concentrar no topo da seqüência. Esta fácies é comparável aos depósitos do tipo “Seqüência de Bouma – T_{abcde}”, embora nem sempre o perfil de estruturas internas apresente-se completo, principalmente as unidades superiores (T_{de}).

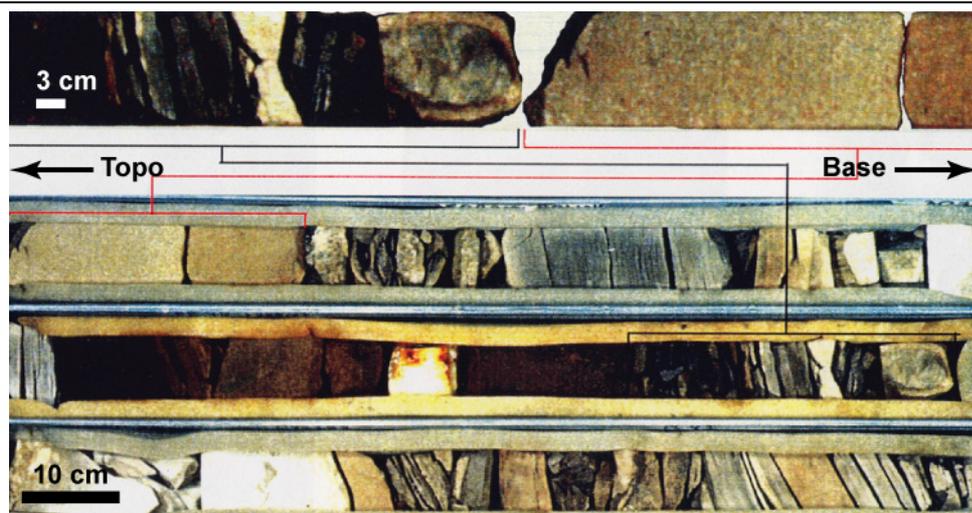


Figura 25. Fácies Arenito/folhelho interestratificados – L3. São camadas de até 1 m de espessura compostas na base por arenito médio, sobreposta por arenito fino com laminação plano-paralela, arenito fino/silte com "ripple" ou convolutas e níveis argilosos.

Estes pacotes podem representar correntes de turbidez de baixa densidade. A deposição dos intervalos inferiores se dá pelo choque de grãos a partir da suspensão, seguido de soterramento (T_a) ou algum transporte por tração (T_{bcd} , em ordem decrescente de energia de fluxo); no horizonte superior (T_e) ocorre apenas suspensão da fração argila.

A Fácies L3 aqui descrita equivale à fácies **F9a** de Mutti (1992). Conforme Bouma & Hollister (1973) os contatos bruscos entre os níveis superiores poderiam indicar condições oscilantes de energia deposicional e, neste sentido, o retrabalhamento parcial destes depósitos por correntes de fundo.

4.2.4 – Turbiditos de Bouma em camadas finas - Fácies L4

Corresponde às litofácies 11, 12 e 15 areno-lamosas a lamosas de Zarpelon, *et al.* (1997). A litofácies (11) de composição arenito/folhelho finamente interestratificados é formada pela sucessão de camadas com espessuras variáveis de 5 a 10 cm, conforme a proporção areia/folhelho, ou seja, em torno de 1:1 nos arranjos mais delgados e 2:1 nos mais espessos.

Os contatos são gradacionais ou bruscos. As camadas são constituídas, na porção inferior, por delgadas camadas de areia fina com laminação paralela (ou cruzadas de baixo ângulo) gradacionais a níveis de areia muito fina/siltica com microestratificações cruzadas; sobre estas depositam-se delgados níveis argilosos (Fig. 26A). Em alguns locais, por outro lado, observam-se algumas texturas e estruturas atípicas de processos de turbidez. Entre estas a microestratificação cruzada com base curva, truncamentos internos e mergulhos em direções divergentes (Fig. 26A), *ripples* envelopadas por lama, e com gradação inversa. Conforme De Raaf *et al.* (1977) estas fácies sugerem também variações nos níveis de energia do ambiente deposicional. Em toda a adjacência a bioturbação é de fraca a moderada, observando-se, às vezes, *Planolites*. Em alguns locais podem ocorrer micro-falhas sindeposicionais.

Os termos estruturados e com gradações normais equivalem a seqüências do tipo Bouma (T_{bcde}) com base truncada, representando uma maior segregação em relação aos turbiditos da Fácies L3. As demais estruturas observadas sugerem a atuação de correntes com energia variável.

A litofácies (12) apresenta contatos basais e de topo abruptos ou gradacionais, e é composta por siltito argiloso estratificado. Os depósitos são formado por camadas centimétricas (<20 cm) envolvendo siltito argiloso e folhelho, às vezes laminados e gradacionais entre si. É comum a presença de delgadas cunhas ou lentes de arenito muito fino, com contatos bruscos e com microestratificação de baixo ângulo, que permitem o desenvolvimento de estratificação lenticular (Fig. 26B). No geral, a razão silte-folhelho/areia é alta. Os principais bioelementos são calcisferas e algumas formas de foraminíferos planctônicos. A bioturbação é relativamente fraca ou ausente.

A litofácies (15) é composta por arenito interlamorado bioturbado. Apresenta contatos bruscos com fácies de arenito/folhelho interestratificados, semelhantes às litofácies 10 e 11. Possui espessura de até 2 m. As fácies são intensamente bioturbadas, resultando na completa "mistura" das frações areia fina/média, silte e folhelho ou no rompimento e deformação do acamadamento original. Essa intensa bioturbação é produzida, principalmente, por *Thalassinóides* (formas irregularmente inclinadas a horizontalizadas), *Planolites*, *Palaeophycus*, *Condrites* e *Teichichnus* (Icnofácies *Cruziana* - Pemberton *et al.*, 1992) (Fig. 26C).

Os depósitos encontrados nesta Fácies (L4) são interpretados como porções distais dos sistemas turbidíticos tanto frontais quanto laterais, podendo constituir a porção distal dos transbordamentos de canais (*overbank*) ou dos lobos turbidíticos.

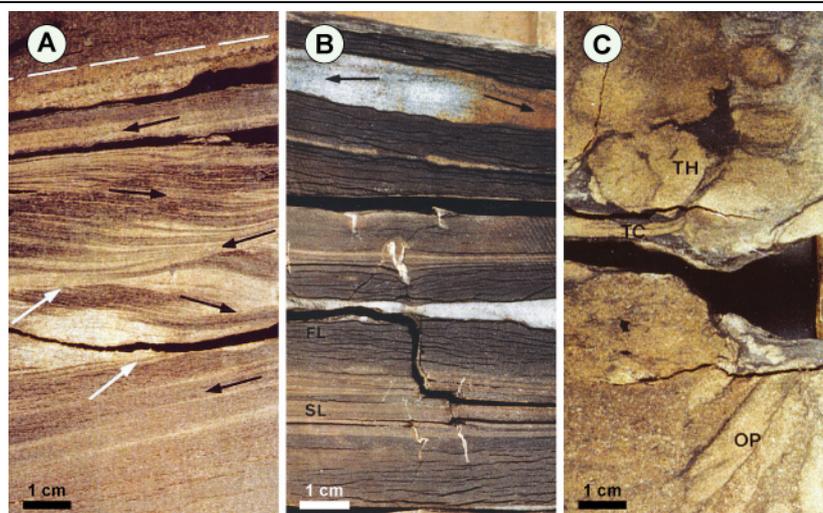


Figura 26. Fácies Turbiditos de Bouma em camadas finas – L4. A) estratificações por corrente com truncamentos internos e na base (setas brancas), variações no ângulo de mergulho (seta escuras), sugerindo direções múltiplas de corrente. Observe também a acumulação de lama nas depressões e contato abrupto (tracejado); B) intercalação de siltito laminado (SL) e folhelho (FL) com estratificação ondulada ressaltada pelas camadas acunhadas (*linsen?*) e de contatos abruptos de arenito fino com *ripples* bidirecionais (setas); C) arenito médio a fino originalmente intercalado com folhelho e intensamente bioturbado, salientando *Thalassinóide* (TH), *Teichichnus* (TC) e *Ophiomorfa* (OP) - Icnofácies *Cruziana*.

4.2.5 – Conglomerados Suportados pela Matriz - Fácies L5

Corresponde às litofácies 2 e 3 de Zarpelon, *et al.* (1997). A litofácies (2) de composição conglomerática e de brechas carbonáticas, possui contatos abruptos com fácies lamosas deformadas e conglomeráticas, sem o desenvolvimento de feições significativas de corte na base. A espessura recuperável é de até 2 m e a extensão lateral é limitada pela topografia de fundo. A fábrica pode ser desordenada (clastos angulosos, semi-consolidados e mal selecionados) ou semi-ordenada (clastos arredondados) conforme intensidade do transporte (Fig. 27A). A composição dos clastos é dada principalmente por *grainstones oncolíticos*, *wackstones*, *mudstones* (também com glauconita) e, em menor percentagem, por fragmentos de natureza siliciclástica (folhelho e margas) sugerindo uma proveniência preferencial a partir da plataforma rasa. Os interstícios do arcaço estão ocupados por lama carbonática e não é rara a presença de feições com deformação dúctil.

A litofácies (3) composta de diamictito areno-lamoso, possui contatos abruptos e erosivos com a base, marcando limites de seqüência quando sotoposto aos conglomerados. A espessura recuperada é da ordem de até 2 m, podendo formar camadas lateralmente descontínuas e de geometria irregular. Algumas vezes ocorrem como delgadas camadas (<1 m) em meio aos turbiditos finos ou fácies arenosas bioturbadas. Fácies sem organização interna. Rocha suportada pela matriz siliciclástica areno-lamosa finamente laminada com clastos líticos e de granito, grânulos de quartzo dispersos e principalmente *chips* e placas de material síltico-argiloso (Fig. 27B).

A Fácies L5 compreende os dois tipos de diamictitos definidos nas litofácies 2 e 3, que são, os carbonáticos e o siliciclásticos, os quais possuem espessuras que variam entre 0,5 e 2 m. Os diamictitos carbonáticos são conglomerados suportados por matriz lamosa carbonática, com seixos e clastos de baixa esfericidade oriundos da plataforma carbonática. Os diamictitos siliciclásticos são conglomerados suportados por matriz areno-lamosa, com clastos líticos (graníticos), intraclastos lamosos e grânulos de quartzo. Ambos os tipos são interpretados como depósitos decorrentes de fluxos de detritos (*debris flows*) relacionados à fluxos coesivos. Representam estágios imaturos na evolução de fluxos turbidíticos. Equivalem aos depósitos do tipo **F1** de Mutti *et al.* (1992). Conforme Zarpelon *et al.* (1997) os diamictitos carbonáticos estariam associados à destruição da plataforma carbonática e os siliciclásticos associados aos estágios imaturos dos fluxos turbidíticos.

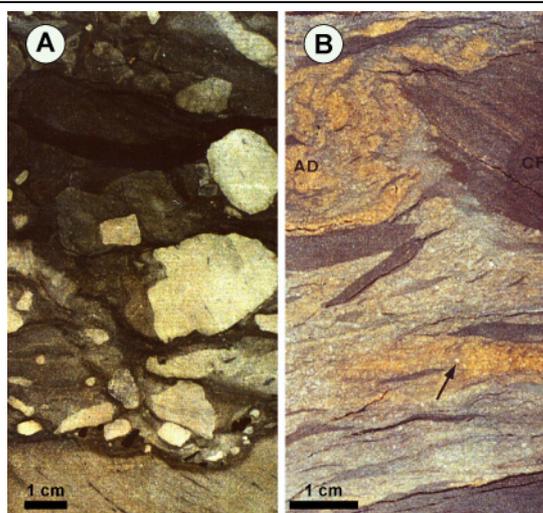


Figura 27. Fácies Conglomerados suportados pela matriz – L5. A) clastos de baixa esfericidade e sub-angulosos de calcilutito em arranjo desorganizado imersos em lama carbonática; observe a base truncada; B) diamictito areno-lamoso com clastos de folhelho (CF), quartzo (pontuações claras indicadas pela seta) e níveis arenosos deformados (AD).

4.2.6 – Escorregamentos - Fácies L6

Corresponde à litofácies 1 de Zarpelon, *et al.* (1997). O contato basal, com ritmitos de plataforma, é do tipo gradacional. Os contatos de topo, com a litofácies (2) em geral são bruscos. É constituída por camadas não rítmicas, centimétricas a decimétricas de calcilutito ($\text{CaCO}_3 = >60\%$), margas ($\text{CaCO}_3 = 50\%$) e folhelhos. Nos termos mais calcíferos são encontrados foraminíferos planctônicos (*Ticinella raynaldi*, *Ticinella roberti* e fragmentos retrabalhados de *Favusella*). A deformação resulta em camadas contorcidas, irregulares, invertidas, rompidas, plissadas ou dobradas (Fig. 28).

Em alguns locais podem ser observados sistemas de microfalhas. As variações no ângulo de mergulho das camadas e discretas zonas de *shear* (dobras tipo *drags*) sugerem superfícies internas de contato. Sedimentos de lama predominantemente siliciclástica comportam-se de maneira mais plástica e podem ser injetadas em fraturas.

De maneira mais rara, ocorrem discretas zonas brechadas (espessura decimétrica) que sugerem movimentos rotacionais dos blocos. Pode desenvolver espessuras de 0,3 a 2,5 m.

Conforme Zarpelon *et al.* (1997), a formação destas feições estaria associada aos processos de escorregamentos e deslizamentos que provocaram deformações internas de sedimentos já depositados, provavelmente, pela ação conjunta de processos tectônicos, eustáticos e de sobrecarga sedimentar.



Figura 28. Fácies de Escorregamentos – L6. Camadas de composição argilo-carbonática deformadas e dobradas sugerindo escorregamentos e rotação (*slump*).

4.2.7 – Lamitos - Fácies L7

Corresponde às litofácies 13, 14, 16, 17, 18 e 20 de Zarpelon, *et al.* (1997). Na litofácies (13) as relações de contato são gradacionais. É constituída pela intercalação rítmica de siltito argiloso e marga. O primeiro ocorre como camadas ou lentes, de cor cinza esverdeado claro, com espessura delgada (<2 cm) e calcimetria em torno de 20%. O siltito grada para camadas igualmente delgadas de marga ($\text{CaCO}_3 = 30\%$) cinza claro, pouco a moderadamente bioturbada (*Planolites* e *Zoophycus*), hemipelágica, com proporções com leve predomínio de calcisferas sobre foraminíferos planctônicos globosos (*Whiteinella*, *Hedbergella* e *Rotalipora*). Em alguns locais, podem ocorrer níveis de geometria acunhada (*linsen*) (em escala de testemunho) de arenito muito fino com microestratificação por corrente, sugerindo acamadamento lenticular (Fig. 29A).

A litofácies (14) é definida como um folhelho radioativo com espessura não superior a 5 m e contatos difusos. É constituída por folhelho síltico laminado, de cor cinza escuro, físsil e com bioturbação moderada, principalmente *Planolites* e *Condrites* (Fig. 29B). Também podem ser

observados delgados níveis de arenito médio a fino parcialmente cimentados. A resposta peculiar que estes sedimentos oferecem às leituras de perfis de raios-gama (entre 80 e 150 unidades API) justificou a sua individualização em uma litofácies distinta. Aparentemente, esta resposta é resultado do significativo conteúdo em material fosfático (Winter, 1992), identificando-se entre estes, diminutos cristais de apatita. Esta fácies mostrou-se estéril quanto ao conteúdo fossilífero.

A litofácies (16) é composta por siltito e folhelho bioturbado interlaminado. As relações de contato são do tipo abrupto. Ocorrem como níveis irregulares de espessuras variáveis, constituídos por silte cinza claro e folhelho cinza escuro. A estrutura da rocha é obscurecida pela intensa bioturbação, salientando-se os icnogêneros *Planolites/Paleophycus* e *Thalassinóides* (Icnofácies *Cruziana*). Entretanto, pontualmente, é possível observar estratificações lenticulares definidas junto ao contato com outras fácies (Fig. 29C) ou pelas *ripples* (famintas) de arenito fino. Em alguns locais, observa-se a presença de formas planctônicas (globosas e radiolários). Em direção ao topo da coluna estratigráfica, observa-se uma diminuição na proporção silte/argila.

Na litofácies (17) a composição é essencialmente de marga bioturbada, constituindo camadas com até 3 m de espessura. Algumas vezes, ocorrem com espessuras delgadas (<50 cm) sobrepostas às fácies areno-lamosas retrabalhadas. A marga ($\text{CaCO}_3 = 35/50\%$) é formada principalmente por testas de foraminíferos planctônicos (por ex. *Ticinella*, *Hedbergella*, radiolários e raríssimas formas quilhadas e bentônicas) em diferentes proporções, material terrígeno de granulometria muito fina (quartzo, feldspato e argilas) bem como produtos autigênicos (glauconita). Concreções polifásicas (calcita, dolomita, sílica e minerais carbonato-ferrosos) também podem ser observadas.

A intensa bioturbação de *Zoophycus*, *Planolites*, *Helminthóide*, *Terebelina* e, menos freqüentemente, *Condrites* (Icnofácies *Zoophycos/Nereites*) promoveu uma intensa homogeneização da rocha, obstruindo eventuais estruturas deposicionais. O Icnogênero *Asterossoma* também pode ser encontrado e, aparentemente, é oportunista. Esta fácies admite algumas variações composicionais, possivelmente relacionadas à variações batimétricas. Em alguns locais, a margas é relativamente mais densa, mais enriquecida em foraminíferos planctônicos e menos afetada pela bioturbação, o que resulta na preservação da laminação original. São encontrados depósitos de margas moderadamente bioturbada (*Planolites* e *Asterossoma* - Icnofácies *Cruziana*). De maneira rara, observa-se nestas margas o desenvolvimento de *hard-ground* (icnogênero *Skolithos* sobreposto por delgadas lentes de arenito com *ripple* – Fig. 29D).

Os ritmitos que constituem a litofácies (18) são formados pela intercalação de calcilutito, margas e folhelho, organizados segundo camadas de até 1 m de espessura, ricas em espécies planctônicas.

A litofácies (20) constituída de folhelhos com níveis de margas bioturbados, é de ocorrência relativamente restrita. É um folhelho cinza escuro com intercalações de até 20 cm de margas cinza clara muito bioturbada (*Zoophycus*, *Condrites*, *Planolites*, *Helminthópsis*, *Rizocollariun* e *Asterossoma* como oportunistas). Podem ocorrer, de maneira esparsa, delgados níveis de siltito e feições de escorregamento, tais como falhas com planos de deslizamento côncavos e acamadamento distorcido.

De acordo com Souza Jr. (1997) a marcante presença de calcisferas nos calcilutitos e de foraminíferos planctônicos nas margas, associada aos traços fósseis, levam a interpretar estes depósitos como hemipelágicos.

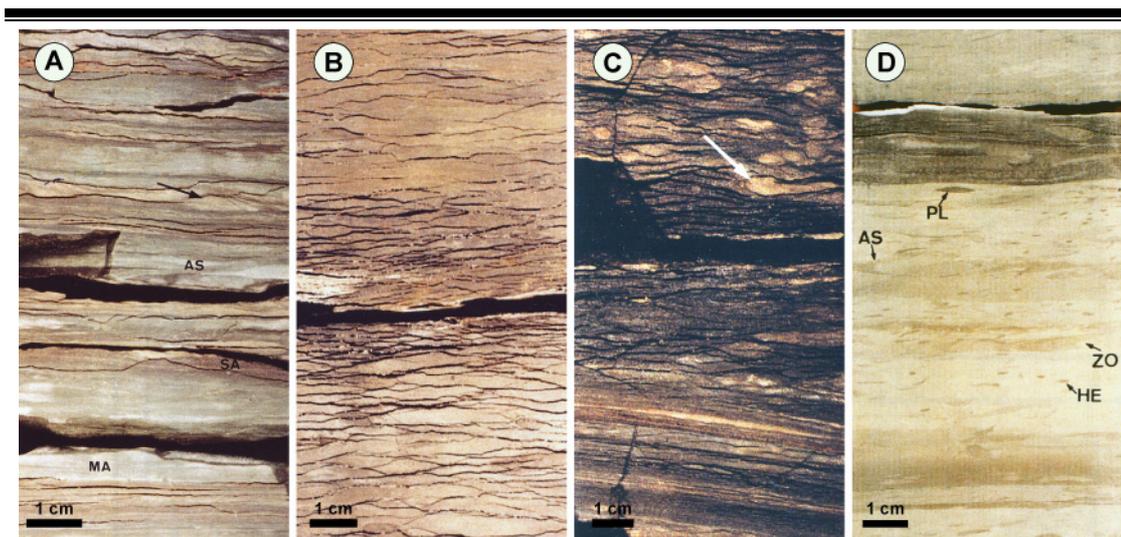


Figura 29. Fácies de Lamitos – L7. A) intercalações de siltito argiloso (SA) e margas argilosas (MA) bioturbadas, ressaltando *Asterossoma* (AS), e delgados níveis acunhados de arenito síltico com *ripples* (seta); B) folhelho radioativo caracterizado por fraturamento lenticular e altas medidas de API (RG); C) siltito, folhelho e arenito muito fino completamente "misturados" pela bioturbação, mostrando contatos com siltito estratificado ressaltando a estratificação ondulada; observa-se também *ripples* deformadas (seta); D) margas ressaltando a bioturbação característica com "*Zoophycos*" (ZO), "*Helminthoidea*" (HE), "*Planolites*" (PL) definindo a icnofácies "*Zoophycos/Nereites* e *Asrerossoma*" (AS).

4.3 – RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES

Baseado nas descrições sedimentológicas das litofácies (Zarpelon *et al.*, 1997), nas associações de fácies que constituem os elementos arquiteturais e dados de paleoecologia de todos os testemunhos do Arenito Namorado, no Campo de Namorado, foi elaborada uma tabela de correlação das fácies definidas neste trabalho com os seus respectivos ambientes deposicionais.

A análise faciológica dos testemunhos permitiu interpretar um ambiente deposicional com características paleobatimétricas entre nerítico médio e batial superior. As associações de fácies, com os respectivos ambientes associados, estão apresentadas na Tabela 3.

Tabela 3. Relação entre as fácies e os respectivos ambientes deposicionais.

Fácies	Ambiente Depositional
L1 - Conglomerados e Arenitos Conglomeráticos	São depósitos do tipo <i>lag</i> declive a baixo (alta velocidade) preenchendo depressões ou calhas criadas por tectônica ou halocinese e posicionadas em batimetria de plataforma externa ou talude superior. Fácies formadas por variações no gradiente hidráulico ou destruição das bordas das calhas.
L2 - Arenitos Maciços e Estratificados	Sucedem a deposição de fácies conglomeráticas ao longo de calhas ou depressões. Esta fácies pode representar porções proximais dos lobos, um pouco confinadas devido a íntima associação com as Fácies L2 (laminações e truncamentos) e L5. Observando fácies semelhantes, Mutti & Normark (1991), sugerem que a deposição se daria após significativas transformações de fluxo, na passagem para regiões não confinadas e de gradiente relativamente mais suaves.
L3 - Turbiditos de Bouma em camadas espessas	Esta fácies pode registrar porções preferencialmente marginais quando associada com depósitos de preenchimento de calhas. Por outro lado, quando associada com seqüências de lobos progracionais pode refletir porções mais distais destes.
L4 - Turbiditos de Bouma em camadas finas	<p>Os depósitos de turbidez desta fácies são extremamente diluídos, mas apresentam retrabalhamento por correntes de fundo ou ondas. De acordo com Strohchoen Jr. (1996), a paleobatimetria oscila entre nerítico externo a batial superior, registrada nas fácies lamosas associadas, a qual condiz com a atuação de ondas. O predomínio de <i>calcíferas</i> permite posicionar estes depósitos nas porções externas da plataforma (nerítico externo). O retrabalhamento por correntes de energia relativamente mais fracas pode ter se dado em posição intermediária de distributários de "lobos", em ambiente batial superior.</p> <p>São sedimentos que foram transportados por correntes trativas de fundo ao longo de calhas ou depressões e, possivelmente, em fase com a maré, como identificado em outras bacias por Bouma & Hollister (1973), Zhenzhong & Eriksson. (1991) e Shanmugam <i>et al.</i> (1993).</p> <p>As microestratificações de baixo ângulo, identificadas nesta fácies, podem estar associadas à atuação de ondas ao longo das calhas ou nas porções de maior relevo. É possível que a ação de ondas tenha seus efeitos amplificados durante períodos de rápidas quedas relativas do nível do mar (Shepard <i>et al.</i>, 1979; Karl <i>et al.</i>, 1986).</p>

Fácies	Ambiente Depositional
L5 - Conglomerados Suportados pela Matriz	<p>Esta fácies reflete o colapso da borda da plataforma carbonática e o início da incursão dos sedimentos bacia a dentro. A ocorrência de clastos de carbonatos lamosos (com glauconita) e de calcarenito de água rasa pode representar, juntamente com os <i>slumps</i> reconhecidos, um processo de autofagia da plataforma, afetando inicialmente fácies de borda, e culminando com a exumação e erosão dos bancos rasos relativamente mais proximais.</p> <p>Configuram-se como depósitos de avalanche talude abaixo, com confinamento ao longo do percurso. Possivelmente, estes sedimentos registram eventos que foram responsáveis pelo transporte bacia a dentro de grandes volumes de sedimentos provenientes da plataforma em períodos de tempo relativamente curtos. A íntima associação de delgados corpos de <i>debris</i> com fácies arenosas de granulometria mais fina pode representar processos localizados e relacionados à destruição da borda de zonas confinadas.</p> <p>A íntima associação com a Fácies L6 sugere uma origem comum para estes eventos, tectônica ou sobrecarga sedimentar acompanhadas de variação eustática.</p>
L6 - Escorregamentos	<p>Corresponde a fase de instabilidade deposicional, possivelmente relacionada a movimentos tectono-eustáticos. Estes depósitos registram o início da geração de espaço de acomodação necessária para a incursão dos fluxos gravitacionais. Este tipo de depósito também é encontrado como pacotes de até 20 m de espessura sobrepostos a corpos de arenito.</p>
L7 - Lamitos	<p>Constituem sedimentos retrabalhados por correntes de energia relativamente fraca, o que pode ser observado pela preservação da bioturbação. Possivelmente, esse retrabalhamento ocorreu em inter-calhas ou entre distributários de lobos, em ambiente batial superior.</p> <p>Essas rochas são interpretadas como o registro de períodos de inundação durante subidas relativas do nível do mar. Essas subidas podem ser acompanhadas de mudanças nas características das massas d'água, o que pode explicar a variação da biota, Strohschoen Jr. (1996) cujo estudo inclui esta fácies em diferentes biozonas e indicam significativas variações batimétricas.</p>

Os dados até aqui analisados, definiram um pré modelo deposicional que, orientou de forma significativa as interpretações posteriores nos dados de sísmica tridimensional. As significativas quedas relativas do nível do mar durante o Albiano Superior, segundo a curva de variação do nível do mar proposta por Haq *et al.* (1988) (Fig. 30), parecem

ser as responsáveis pelo colapso dos sedimentos de borda da plataforma da seção albiana.

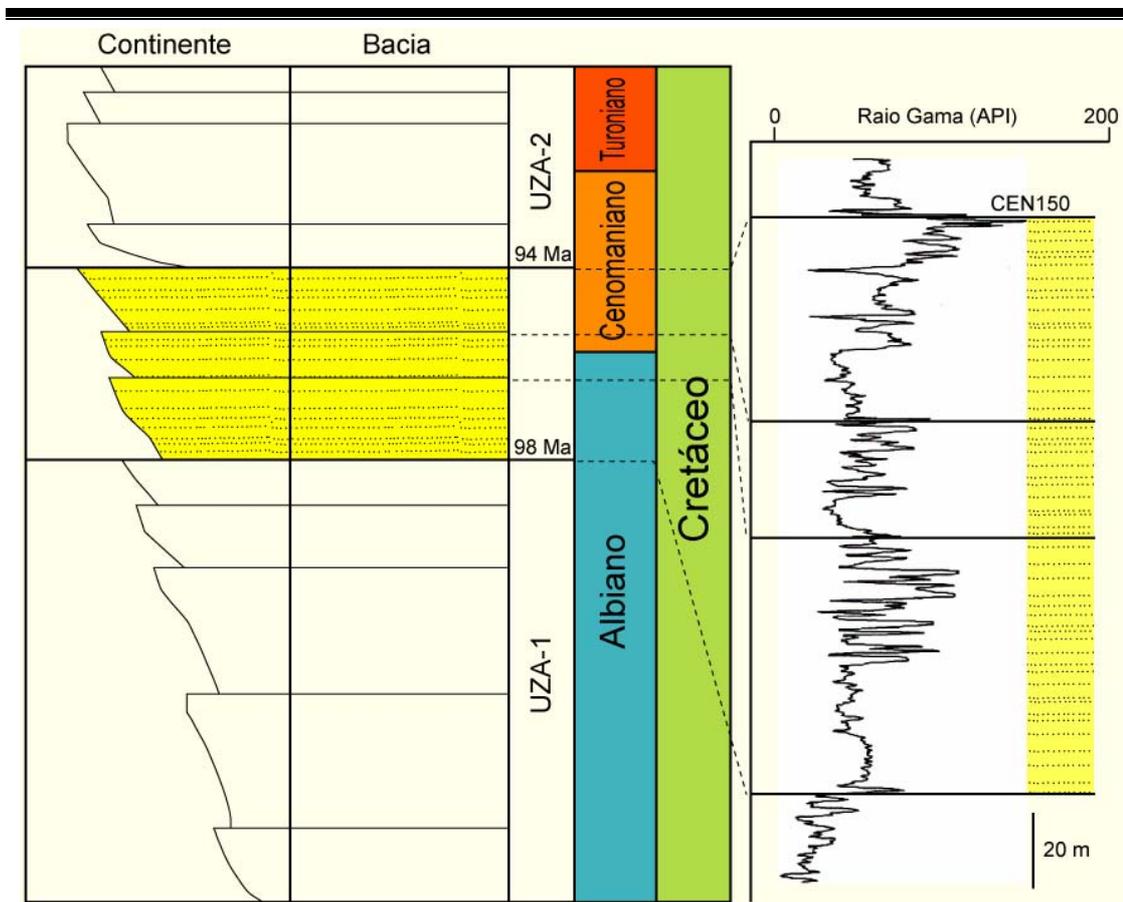


Figura 30. Correlação entre a carta proposta por Haq *et al.* (1988) com o sistema turbidítico de Namorado. Considera-se o marco radioativo CEN150 como o grande afogamento no Cenomaniano.

Durante estas fases de mar baixo, ritmitos e, secundariamente, areias de plataforma, são erodidos em um processo autofágico e incorporados a fluxos gravitacionais ao longo de sistemas de calhas. Os depósitos resultantes são basicamente de três tipos: escorregamentos (Fácies L6), fluxo de detritos carbonáticos (Fácies L5) e arenitos (Fácies L2). Os dois primeiros, de maiores volume e distribuição, tendem a espessar em direção às porções mais distais do campo. A deposição dessas fácies ocorreu próximo às zonas de colapso e, dependendo dos gradientes à época da deposição, é possível que parte deste material tenha evoluído, declive abaixo, para depósitos do tipo leques de mar baixo.

A fase seguinte é caracterizada pela mudança de área fonte, resultando na incursão de fluxos gravitacionais de detritos (Fácies L5) e de turbidez hiperconcentrados ou de alta densidade (Fácies L1 e L2). A maior parte destes sedimentos é retida em depressões ou calhas. Apresentam as maiores espessuras nas porções mais proximais do campo. Associados com estes depósitos encaixados ocorrem uma variedade de fácies (turbiditos, turbiditos retrabalhados e pelágicos) que refletem diferentes ambientes e condições deposicionais.

Turbiditos finos com intercalações métricas (Fácies L3) ou arenitos com intraclastos argilosos (Fácies L1) podem representar regiões de borda das calhas. Fácies de espessura centimétrica, intercaladas com arenito fino e lama (Fácies L4) podem também estar relacionadas a transbordamentos ou mesmo desaceleração de correntes. Estruturas sedimentares trativas, encontradas em ambos locais, indicam o retrabalhamento parcial, ao longo destas zonas confinadas, por correntes relacionadas, possivelmente, à maré ou ondas amplificadas (tempestitos?) (Zarpelon *et al.*, 1997).

Na sucessão estratigráfica predominam fácies síltico-argilosas, de composição preferencialmente carbonática (Fácies L7), o que sugere a manutenção da plataforma carbonática como área fonte. Eventuais estratificações cruzadas de baixo ângulo em geometria de cunha (*starved-ripples*) sugerem a influência, ainda que fraca, de correntes de fundo. De acordo com Tucholke *et al.* (1985) fácies intensamente bioturbadas (Fácies L4 e L7), indicam os níveis de energia mais baixos destas correntes permitindo a preservação dos traços-fósseis.

Em direção à porção superior desta seqüência torna-se gradativamente mais comum a presença de delgadas intercalações de margas pelágicas (Fácies L7), com maior proporção de radiolários e foraminíferos planctônicos em relação a calcisferas. Estes depósitos pelágicos sugerem progressivas condições de inundação do sistema (batial

superior - Strohschoen Jr., 1996). Esta superfície constitui, ainda que parcialmente erodida, um bom marco em eletro-perfis.

Sobre esta seqüência ocorre uma nova fase, na qual se depositaram seqüências de alta freqüência na forma de possíveis “lobos” turbidíticos. Nesta fase, a deposição dos lobos se dá, primeiro, em prováveis depressões herdadas da fase anterior. Novas incursões progradam sobre estas já depositadas sugerindo um empilhamento estratigráfico no sentido NW/SE. Esta fase de assoreamento sedimentar se desenvolveu no final do Albiano superior sob uma batimetria média de borda de plataforma, o que é sugerido por Strohschoen Jr. (1996) pela presença de *Ticinella roberti*, *calcisferas* e secundariamente radiolários.

Embora inexista um padrão faciológico comum entre as incursões, é possível estabelecer uma sucessão geral das fácies. Desta maneira, fluxos detríticos (Fácies L5) e corpos areno-conglomeráticos (Fácies L1 e L2), ainda que secundários, podem anteceder depósitos arenosos e amalgamados (Fácies L2). Estes depósitos, por sua vez, podem estar associados com turbiditos parcialmente retrabalhados por correntes de fundo (Fácies L3 e L4) e demais fácies finas de abandono. Posições de interlobo podem ser sugeridas pela bioturbação de alguns destes depósitos finos (Fácies L4 e L7). Fácies hemipelágicas (Fácies L7) refletem períodos relativamente curtos de inundação e/ou diminuição do aporte siliciclástico.

Sobre esta sucessão clástica albiana são reconhecidas novas incursões turbidíticas, porém de idade cenomaniana/turoniana inferior, constituindo uma outra fase deposicional. Um contato discordante e erosivo (limite de seqüências) com a seção albiana é observado através de estudos de foraminíferos (Strohschoen Jr., 1996).

Em termos faciológicos esta discordância pode estar registrada, por exemplo, pela presença de depósitos de fluxos de detritos (Fácies L5) e pacotes de arenitos (Fácies L2 ou L3) sobre pelitos ou margas

de idade albiana. Conforme Zarpelon *et al.* (1997) é durante este período que se dão, na área do campo, as principais incursões turbidíticas do Cenomaniano. A deposição ocorreu sob uma batimetria de nerítico externo/talude superior (Strohschoen Jr., 1996) e as maiores espessuras de arenitos (Fácies L2) tendem a se concentrar nas porções média a inferior do Campo, alojando-se em depressões herdadas da deposição albiana.

Estes depósitos arenosos e demais fácies associadas são encobertos por uma sedimentação pelítica ora enriquecida em matéria orgânica (Winter, 1992) e estéril sob ponto de vista paleontológico (marco radioativo CEN-150) associado a Fácies L7. Sobre estes pelitos depositou-se espesso pacote pelito-carbonático cuja batimetria de batial superior sugere um progressivo aumento relativo do nível do mar (Strohschoen Jr., 1996).

Em um estudo bioestratigráfico mais recente Faria *et al.* (2001) propõe um refinamento para a sucessão deposicional do Campo de Namorado. Esse trabalho foi embasado no exame de lâminas petrográficas em calcilutitos e outros sedimentos finos intercalados nos Arenitos Namorado. A ferramenta demonstrou a ocorrência abundante de foraminíferos planctônicos e outros nanofósseis, indicando, indicou uma excelente perspectiva de utilização destas associações microfaunísticas em bioestratigrafia de alta resolução no Albiano superior da Bacia de Campos.

Faria *et al.* (2001) propõem seis intervalos cronoestratigráficos com base na ocorrência de foraminíferos planctônicos e eventos de abundância de radiolários e pitonelóideos (calcisferas). Os resultados provem da análise de microfácies de foraminíferos em lâminas delgadas, baseada no zoneamento proposto por Sliter (1989), em amostras de testemunhos de 16 poços do Campo de Namorado. O intervalo analisado se estende do Albiano superior ao Cenomaniano.

Cada intervalo corresponde a uma microfácies e é considerado como um intervalo cronoestratigráfico, uma vez que seus limites são definidos por extinções ou surgimentos de espécies-guia de foraminíferos planctônicos.

Para o Albiano foram definidos quatro intervalos (Fig. 32), que se estendem das zonas *Bergus breggiensis* a *Rotalipora appenninica* de Sliter (1989). Junto ao Cenomaniano foram definidos dois intervalos (Fig. 32), que equivalem à extensão das zonas *Rotalipora cushmani* a *Waiteinella archaeocretacea* (Sliter, 1989). A ausência das biozonas *Rotalipora brotzeni* e *Rotalipora reicheli* indica um hiato na base do Cenomaniano.

Assim, conforme Faria *et al.* (2001), a composição das microfácies permite realizar inferências paleobatimétricas, com base nas proporções entre calcisferas, foraminíferos planctônicos e radiolários, entre outros microfósseis (modelo de Dias-Brito, 1995). A sucessão destas microfácies no Campo de Namorado, do Albiano ao Cenomaniano, define uma curva de variações paleobatimétricas que correspondem a variações relativas do nível do mar (Fig. 31). Os dois eventos de abundância de radiolários são interpretados como correspondentes a superfícies de inundação, o mesmo ocorrendo com o máximo paleobatimétrico observado na Seqüência 4 (Fig. 31). A ausência das biozonas da base do Cenomaniano (*Rotalipora brotzeni* e *Rotalipora reicheli*) indica a ocorrência de um hiato de cerca de 2.4 Ma, marcado por uma discordância.

Tomando-se como base as relações sedimentológicas e paleontológicas, estas sucessões de eventos predominantemente turbidíticos indicam a presença de cinco seqüências deposicionais de 4ª ordem inseridas em duas seqüências deposicionais de 3ª ordem (Mitchum & Van Wagoner, 1991). Do ponto de vista deposicional, pode-se agrupar as cinco seqüências em três unidades de reservatórios distintas.

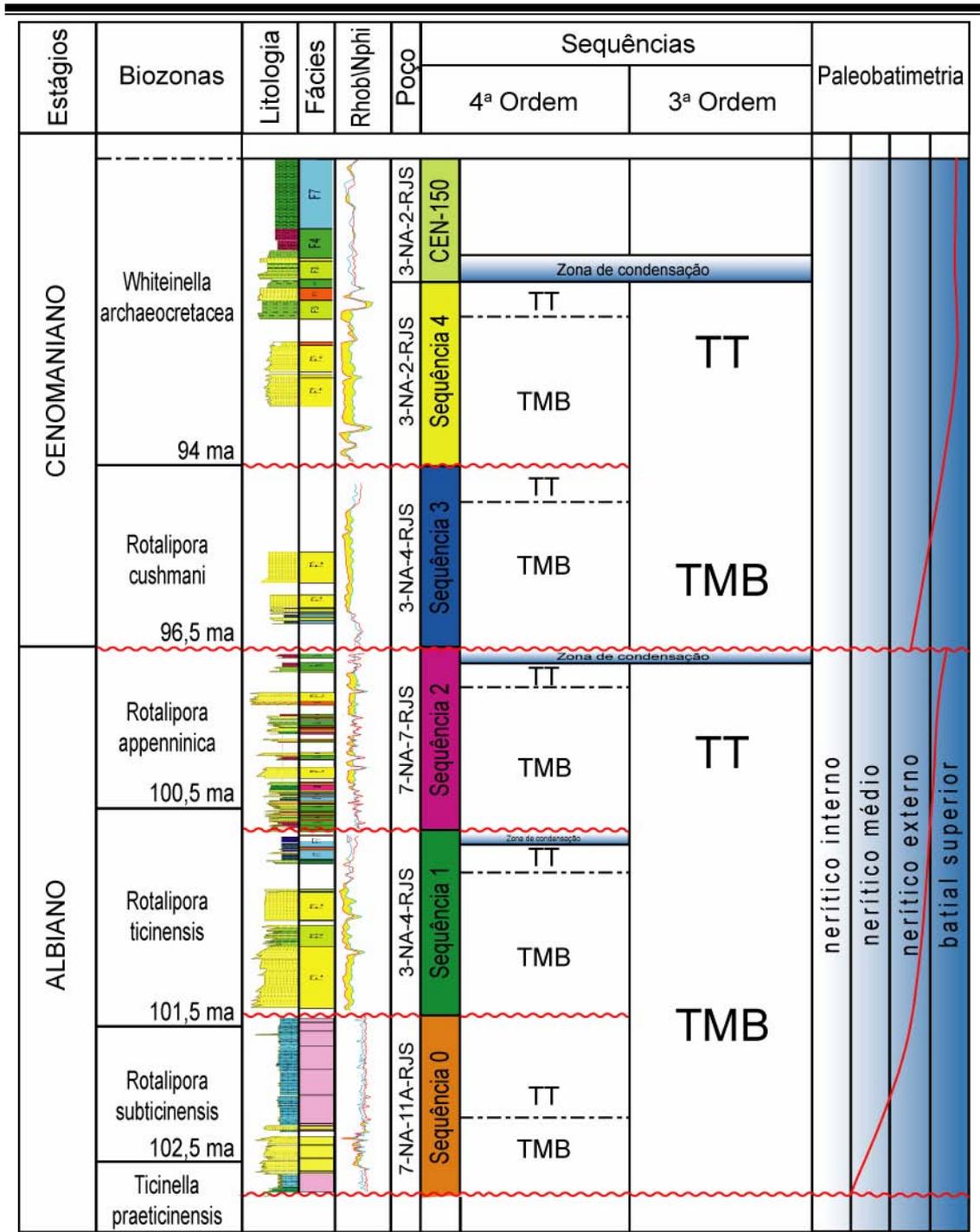


Figura 31. Coluna cronoestratigráfica esquemática para o Campo de Namorado. LS: limite de seqüências; TMB: trato de mar baixo e TT: trato transgressivo. (modificado de Faria *et al.*, 2001).

Souza Jr. (1997) reconhece no Campo de Namorado três sistemas de deposição: 1) sistemas de canais, composto em sua maioria por depósitos turbidíticos ligados a correntes de alta densidade; 2) sistema canal-dique marginal, que corresponde à fase inicial de abandono onde

predominam as alternâncias de areia fina e lamitos com raras intercalações de fluxos de detritos e escorregamentos e 3) o sistema argilo-margoso que representa a sedimentação hemipelágica da bacia (Fig. 32).

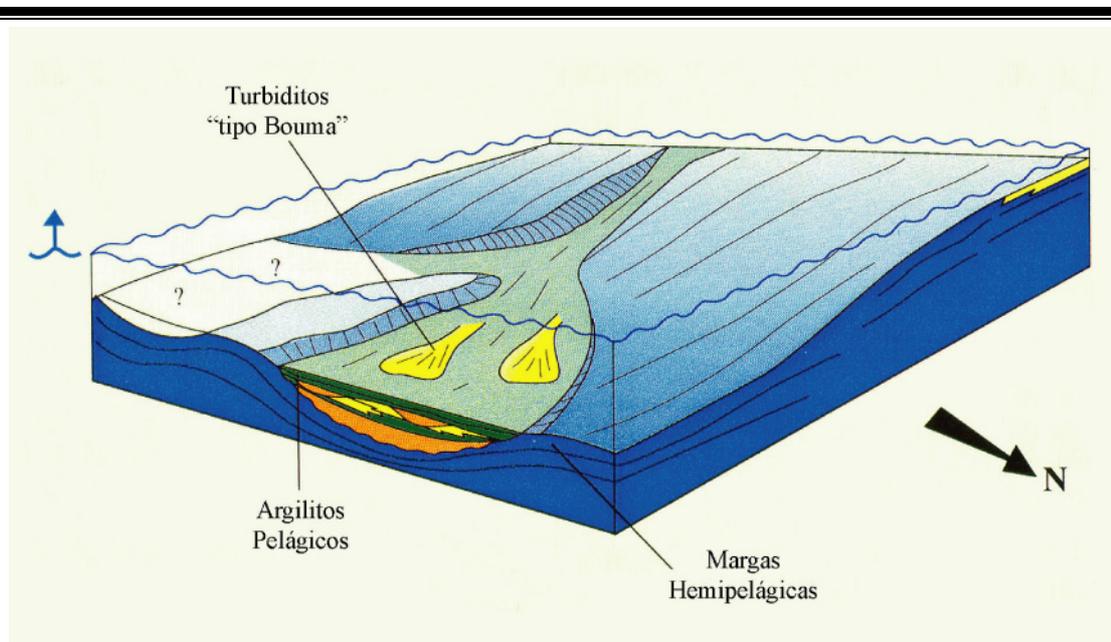


Figura 32. Modelo paleogeográfico proposto para a área do campo de Namorado. Observe-se o aumento da paleobatimetria, evidenciado pela retrogradação de fácies (modificado de Souza Jr., 1997).

Capítulo 5

Interpretação Sismoestratigráfica

5 – INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA

5.1 – INTRODUÇÃO

A sismoestratigrafia é um método estratigráfico de análise e interpretação de dados sísmicos, utilizado no estudo e compreensão da evolução tectono-sedimentar de uma bacia, visando subdividir, correlacionar e mapear pacotes de rochas sedimentares. Esse método constitui-se no agrupamento de refletores sísmicos em pacotes que correspondem a intervalos genéticos (seqüências) limitados cronoestratigraficamente. O método foi implementado como consequência do aperfeiçoamento e evolução das técnicas de aquisição e processamento de dados sísmicos. Essa técnica melhorou de sobremaneira com o grande avanço na área de informática, possibilitando com a velocidade de processamento, uma melhor resolução dos dados sísmicos, o que permitiu a visualização dos detalhes das feições deposicionais e estratigráficas. Com a evolução dos conceitos de análise de bacias, ocorreu uma maior contribuição para a propagação da técnica de estratigrafia sísmica.

Os conceitos da sismoestratigrafia (Payton, 1977) deram origem ao embasamento da Estratigrafia de Seqüências, a qual possibilita o melhor entendimento das relações entre a arquitetura deposicional no

preenchimento de bacias sedimentares e as oscilações eustáticas, ou seja, a partir do padrão estratal interpretar os tratos e sistemas deposicionais relacionando-os com determinados trechos da curva de oscilação eustática (Posamentier *et al.*, 1988).

5.2 – PRINCÍPIOS DA INTERPRETAÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA

5.2.1 – REFLEXÕES SÍSMICAS: CONCEITUAÇÃO

As reflexões sísmicas são o registro do tempo de percurso (ida e volta) de ondas sísmicas geradas artificialmente na superfície e refletidas em interfaces físicas das rochas. Essas demarcam o contraste de impedância acústica entre dois pacotes rochosos contíguos. A impedância acústica define-se como o produto da velocidade sísmica de um intervalo de rochas pela sua densidade. Assim, a geração de reflexões sísmicas está baseada na existência de um contraste de impedância acústica, formado por superfícies físicas que apresentam um caráter temporal geologicamente importante, correspondendo a superfícies cronoestratigráficas.

Devido à impedância acústica não ser um fiel indicador de litologias, as reflexões sísmicas não correspondem necessariamente aos contatos litológicos, e, muitas vezes, as mudanças de litologias são gradacionais, dificultando a visualização de uma interface nítida entre outras litologias superpostas ou adjacentes. Assim, as reflexões sísmicas não apresentam, necessariamente, correspondência com os limites litoestratigráficas formais (Formação, Membro, etc.), uma vez que essas unidades são definidas com base em variações litológicas.

Em Vail *et al.* (1977b) é discutido que as interfaces geradoras das reflexões entre dois pacotes de estratos com contraste de velocidade/densidade, correspondem, principalmente, às discordâncias e às superfícies estratais.

As discordâncias são superfícies de erosão ou não-deposição, cujo significado cronoestratigráfico representa um intervalo com significativa ausência física de sedimentação. Apesar de não se constituírem numa superfície síncrona, as discordâncias carregam um importante significado cronoestratigráfico, pois em qualquer situação delimitam estratos mais jovens acima delas de camadas mais antigas abaixo.

As superfícies estratais correspondem aos níveis de acamamento, os quais representam antigas superfícies deposicionais. Normalmente são síncronas em quase toda sua extensão, algumas vezes podendo haver pequenas variações temporais, não representando, em escala de tempo geológico, muita significância.

O reconhecimento e o mapeamento das discordâncias, que normalmente são bons refletores, e das superfícies estratais, são fundamentais na elaboração do arcabouço cronoestratigráfico de uma bacia sedimentar, ainda mais quando se propõe a subdividir a mesma em seqüências deposicionais.

Vail & Mitchum Jr. (1977) subdividiram a interpretação sismoestratigráfica em três etapas:

- análise de seqüências sísmicas,
- análise de fácies sísmicas,
- análise de variações relativas do nível do mar.

Na década de 70, a interpretação de uma seqüência sísmica consistia na subdivisão de uma seção sísmica em pacotes de reflexões

concordantes, separados por superfícies de discontinuidades, definidas segundo o conceito de seqüência deposicional. Uma seqüência deposicional foi definida como uma unidade estratigráfica composta por uma sucessão de estratos geneticamente relacionados, relativamente concordantes, limitada no topo e na base por discordâncias, ou por suas concordâncias relativas (Mitchum Jr. *et al.*, 1977a) (Fig. 33).

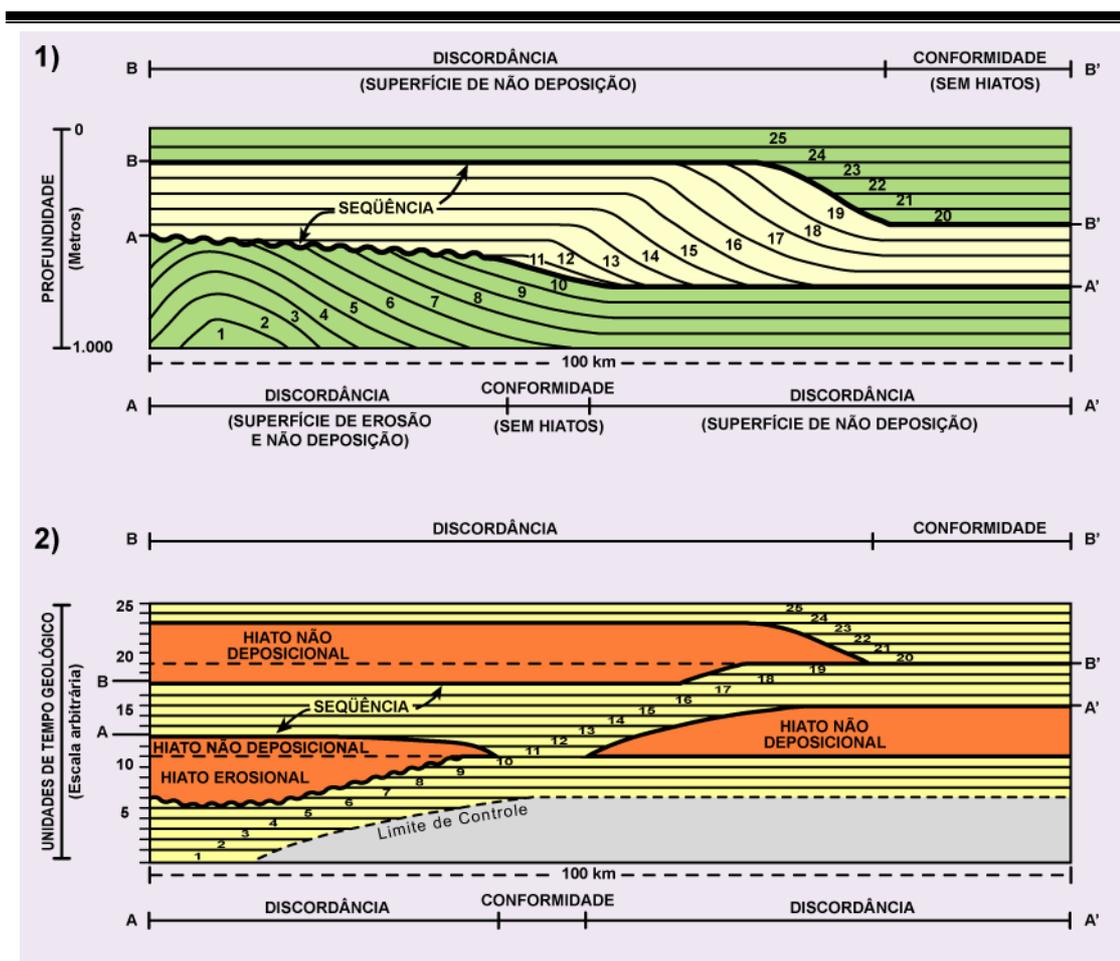


Figura 33. Conceito de seqüência deposicional. 1) seção estratigráfica esquemática representando uma seqüência limitada pelas superfícies AA' (base) e BB' (topo), marcadas com base nos padrões de terminação dos estratos indicativos de discordâncias ou de conformidades correlatas. 2) seção cronoestratigráfica na qual as superfícies deposicionais de 1 até 25 são consideradas como linhas de tempo isócronas, apresentando os hiatos não deposicionais e erosivos (modificado de Mitchum Jr. *et al.*, 1977a).

Assim, a seqüência sísmica, então considerada unidade sismoestratigráfica básica, tinha seus limites reconhecidos através das relações de terminação das reflexões. Dessa forma, os estratos se dispõem

em paralelismo ou angularidade em relação aos limites de uma seqüência, ou seja, concordante ou discordantemente.

5.2.2 – PADRÕES DE TERMINAÇÕES DE REFLEXÕES

Segundo Emery & Myers (1996), os padrões de terminação de reflexões não representam somente os limites de uma seqüência, mas também representam superfícies que irão delimitar unidades sísmicas (*seismic package*) utilizadas na interpretação dos tratos de sistemas deposicionais.

Nas interpretações sismoestratigráficas, os principais padrões de terminação de reflexões mais comumente utilizados são: *lapout*, *onlap*, *downlap*, *toplap*, truncamento e concordância ou conformidade (Fig. 34).

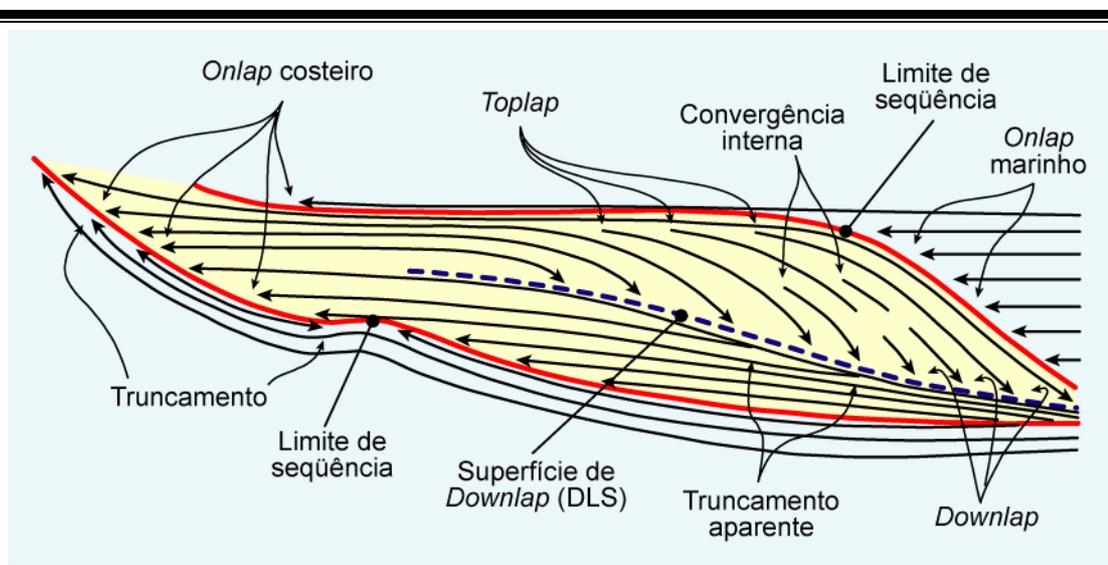


Figura 34. Padrões de terminações de reflexões dentro de uma seqüência sísmica idealizada, destacando os padrões em offlap e a convergência interna (modificado de Vail, 1987 *apud* Severiano Ribeiro, 2001).

Os termos mais utilizados nas interpretações sísmicas são o *onlap* e o *downlap* por serem os padrões de terminação de reflexões mais facilmente identificáveis. O *onlap* pode ser costeiro (*coastal onlap*), quando a terminação mergulho acima ocorre em ambientes costeiros ou fluviais, como também, pode ser marinho (*marine onlap*), quando as terminações mergulho acima ocorrem em ambientes de talude/sopé de talude.

5.2.3 – FÁCIES SÍSMICAS

Brown & Fisher (1980) definiram fácies sísmica como uma unidade tridimensional, com área delimitada, constituída por reflexões sísmicas cujos parâmetros inerentes diferem das fácies adjacentes. Uma fácies sísmica é o registro nas reflexões sísmicas das feições geológicas que a gerou, tais como: litologia, estratificação, feições deposicionais, etc.

Conforme Mitchum Jr. *et al.* (1977a), a análise de fácies sísmicas visa ao reconhecimento dos padrões de reflexões sísmicas e suas relações dentro das unidades sísmicas ou seqüências, interpretando os seus significados geológicos.

Os parâmetros descritos na interpretação das fácies sísmicas são os padrões de reflexões, observados numa unidade sísmica ou numa seqüência, tais como:

- configuração das reflexões, a qual se refere ao padrão de estratificação, ao processo deposicional, à erosão e paleotopografia e ao contato de fluidos;
- continuidade das reflexões, caracterizada pela continuidade dos estratos e pelo processo deposicional;

- amplitude das reflexões, identificado através do contraste entre velocidade/densidade, entre o espaçamento dos estratos e o conteúdo fluido;
- frequência das reflexões, definida pela espessura dos estratos e o conteúdo fluido;
- velocidade intervalar, baseada na estimativa de litologia, na estimativa de porosidade e no conteúdo fluido;
- forma externa e associação areal das fácies sísmicas, interpretada pelo ambiente deposicional, pela fonte sedimentar e pelo sítio geológico.

A continuidade das reflexões está associada à continuidade e à espessura dos estratos, indicando depósitos distribuídos amplamente e uniformemente estratificados. A frequência pode relacionar-se a vários fatores geológicos, tais como o espaçamento das interfaces refletoras, a variação lateral na velocidade intervalar e, pode, ainda, associar-se à ocorrências de gás.

A configuração interna das reflexões é o parâmetro mais comumente utilizado na análise de fácies sísmicas, e também é o que melhor a caracteriza. As configurações paralelas/subparalelas (Fig. 35A) indicam uma taxa de deposição uniforme dos estratos sobre uma superfície estável ou uniformemente subsidente.

A configuração divergente (Fig. 35B) pode indicar uma variação em área, na taxa de deposição, inclinação progressiva do substrato (*tilting*), ou os dois fatores juntos.

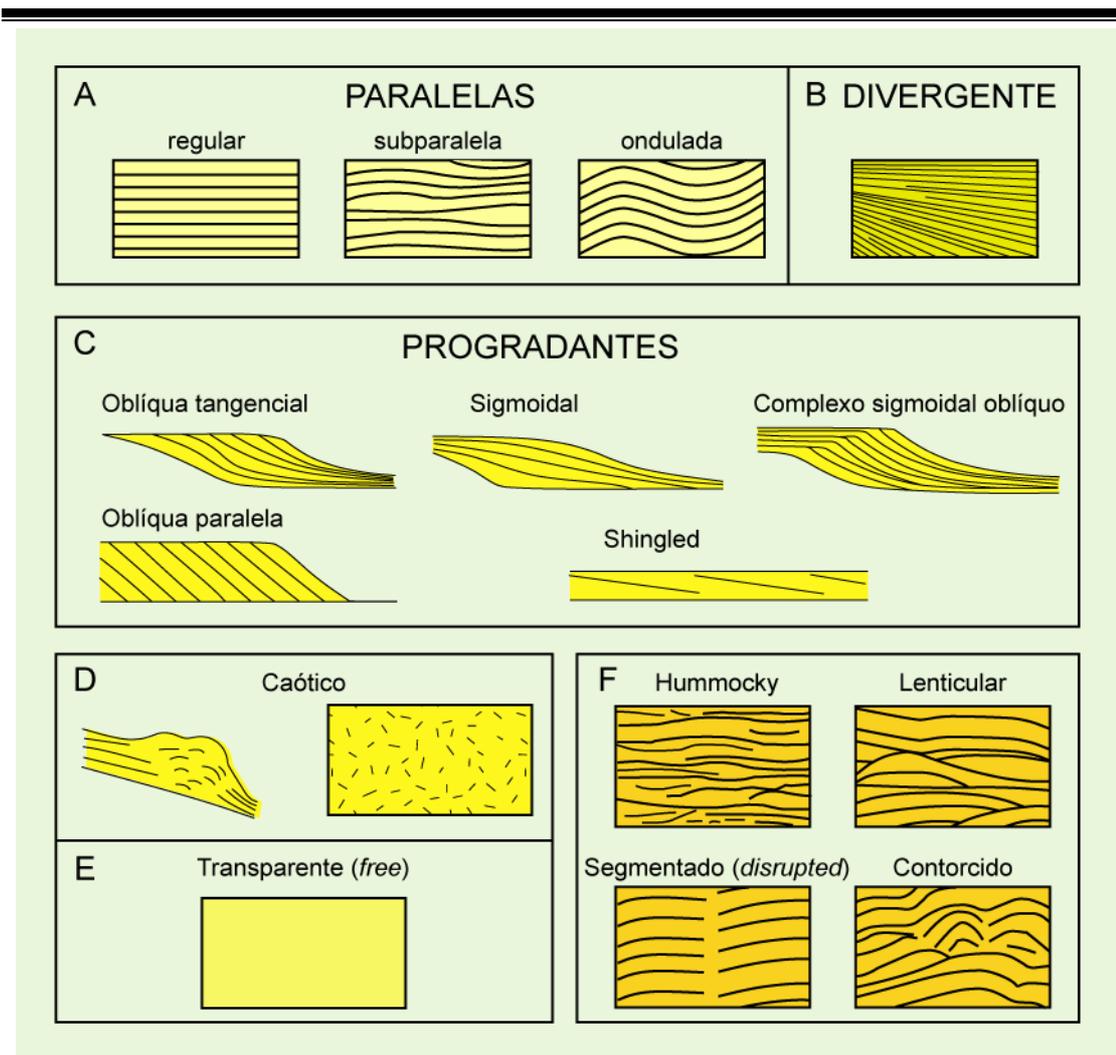


Figura 35. Diagrama dos padrões de configurações de fácies sísmicas (modificado de Mitchum Jr. *et al.*, 1977a *apud* Severiano Ribeiro, 2001).

Conforme Brown & Fischer (1980), a forma tridimensional e a expressão em área são características importantes das fácies sísmicas. A Figura 36 ilustra algumas geometrias de fácies sísmicas. As geometrias em lençol (*sheet*), cunhas (*wedge*) e bancos (*bank*) caracterizam ambientes plataformais (Mitchum Jr. *et al.*, 1977b). As configurações internas dessas geometrias podem ser paralelas, divergentes e progradacionais.

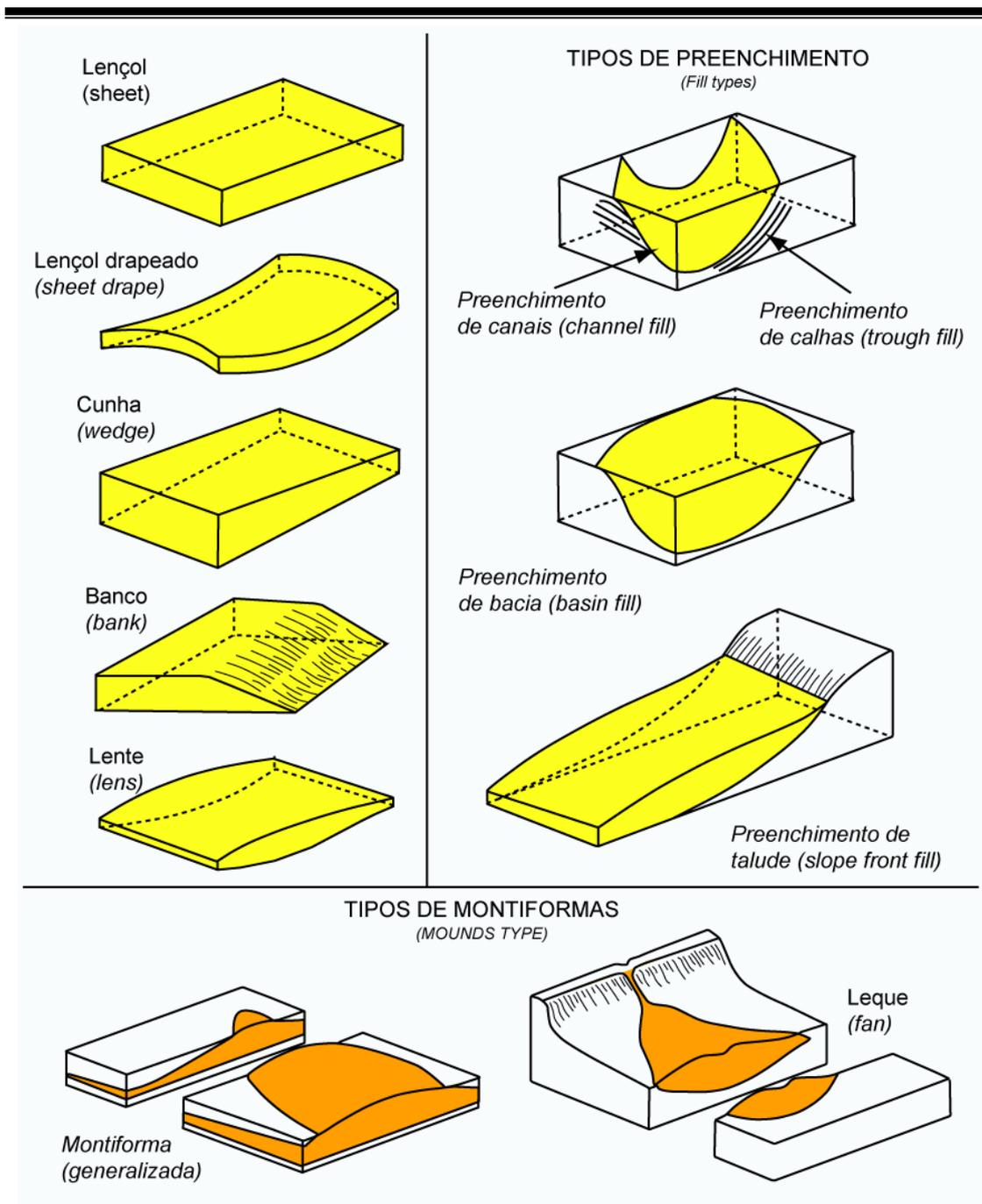


Figura 36. Geometrias externas de algumas unidades de fácies sísmicas (modificado de Mitchum Jr. *et al.*, 1977b).

As geometrias de preenchimento (*fill types*) são interpretadas como a sedimentação em feições negativas no relevo da superfície deposicional (Fig. 36), de formas erosivas ou não, tais como: canais, *canyons*, calhas estruturais, bacias, depressões, sopé de talude, etc. Alguns tipos de configurações internas dessa fácies sísmica são apresentados na Figura 37.

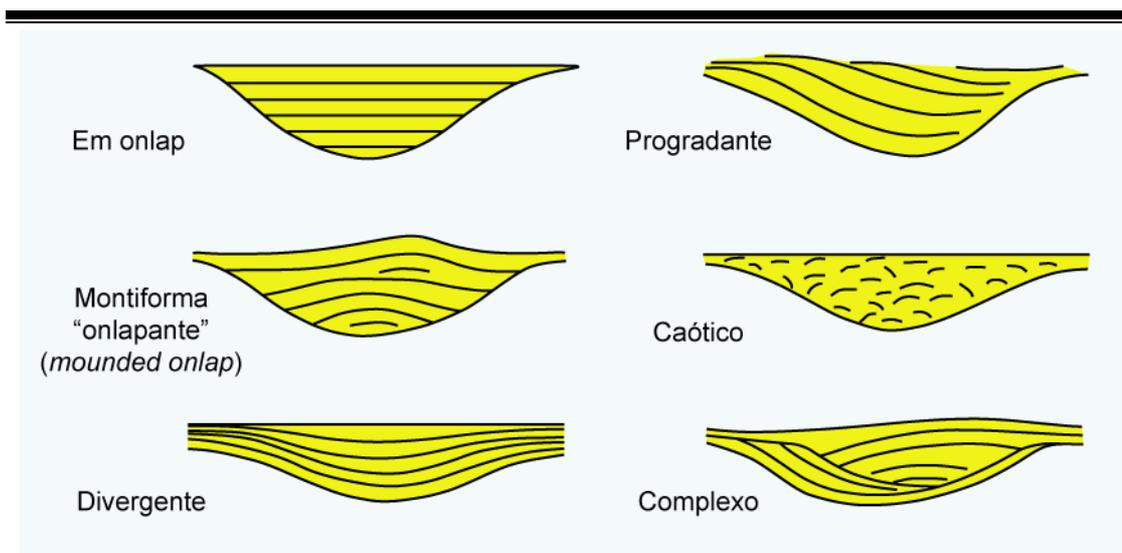


Figura 37. Alguns padrões de configurações internas de reflexões de fácies sísmicas de preenchimento (modificado de Mitchum Jr. *et al.*, 1977b).

Baseando-se na geometria, na configuração interna e nos parâmetros de reflexão, reconhecidos na análise de fácies sísmicas, Sangree & Widmier (1977) observaram, para os sedimentos clásticos, associações sistemáticas de padrões de fácies sísmicas com determinadas fácies deposicionais. Assim, as fácies sísmicas relativas aos sedimentos terrígenos foram interpretadas e definidas por esses autores em unidades plataformais, sendo margem de plataforma/talude progradante e talude/fundo de bacia.

Em função da geometria e da configuração interna, as fácies sísmicas de talude/fundo de bacia (Fig. 38) dividem-se em vários tipos: lençol drapeado (*sheet-drape*), preenchimento de talude (*slope-front fill*), preenchimento em *onlap* (*onlap fill*), depósitos de leques em montiformas (*mounded fan*), elevações formadas por depósitos de correntes de fundo “contornitos” (*mounded-contourite*), preenchimento em *onlap* conjugado com montiformas, (*mounded-onlap fill*) e preenchimento caótico (*chaotic fill*). As fácies sísmicas representadas por cada um desses tipos caracterizam o respectivo local de deposição (talude ou fundo de bacia) e uma determinada intensidade de energia.

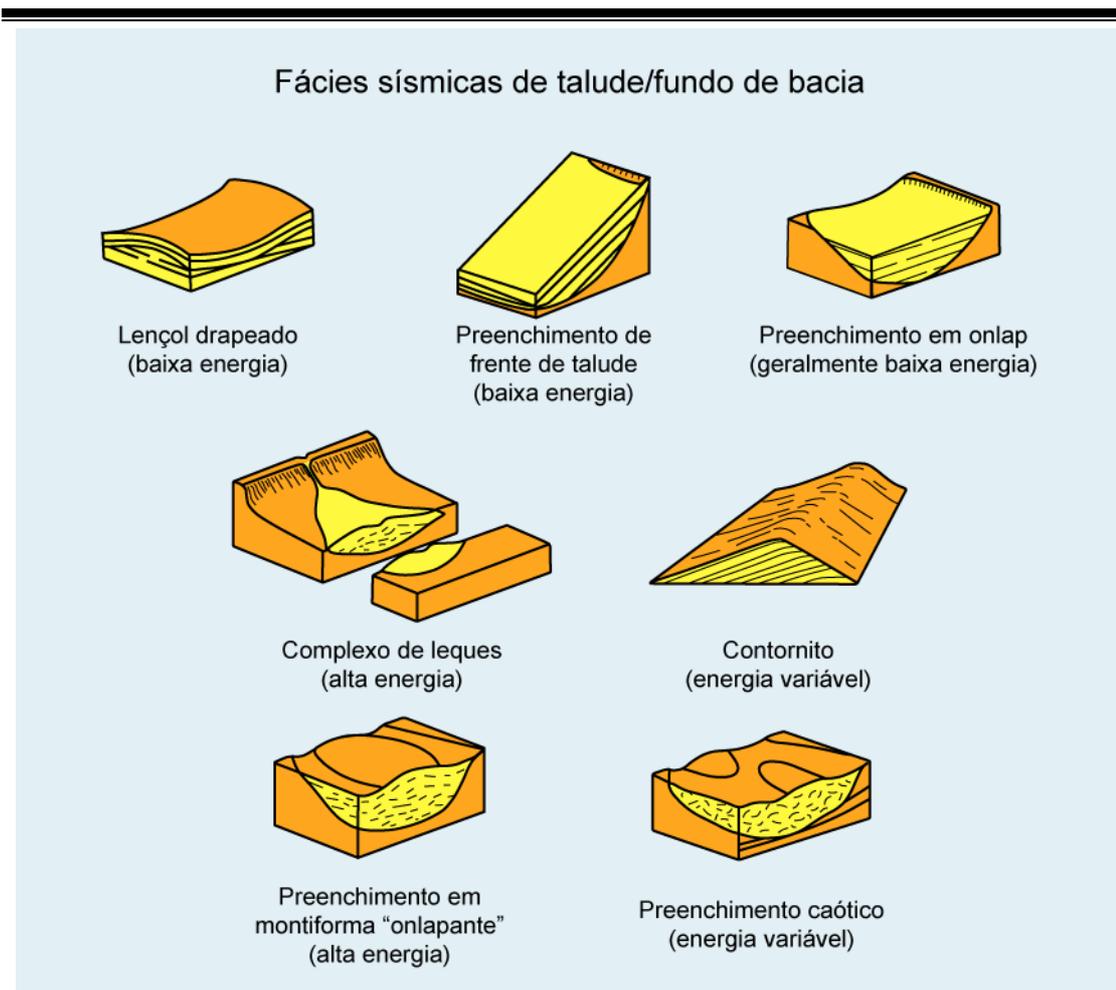


Figura 38. Diagrama demonstrando os tipos de fácies sísmicas de plataforma, margem de plataforma/talude progradante e talude/fundo de bacia (modificado de Sangree & Widmier, 1977 *apud* Severiano Ribeiro, 2001).

Bubb & Hatlelid (1977) definiram as fácies sísmicas carbonáticas como construções carbonáticas numa plataforma em quatro tipos principais: barreiras (*barrier buildups*), pináculos (*pinnacles*), de margem de plataforma (*shelf-margin buildups*) e *patch*.

Fontaine *et al.* (1987) apresentam uma síntese sobre as fácies sísmicas de depósitos carbonáticos, partindo do modelo deposicional amplamente aceito para o estudos de ambientes carbonáticos, proposto por Wilson (1975). Nesse trabalho, são apresentadas as fácies sísmicas características para os subambientes de bacia, talude e plataforma (Fig. 39).

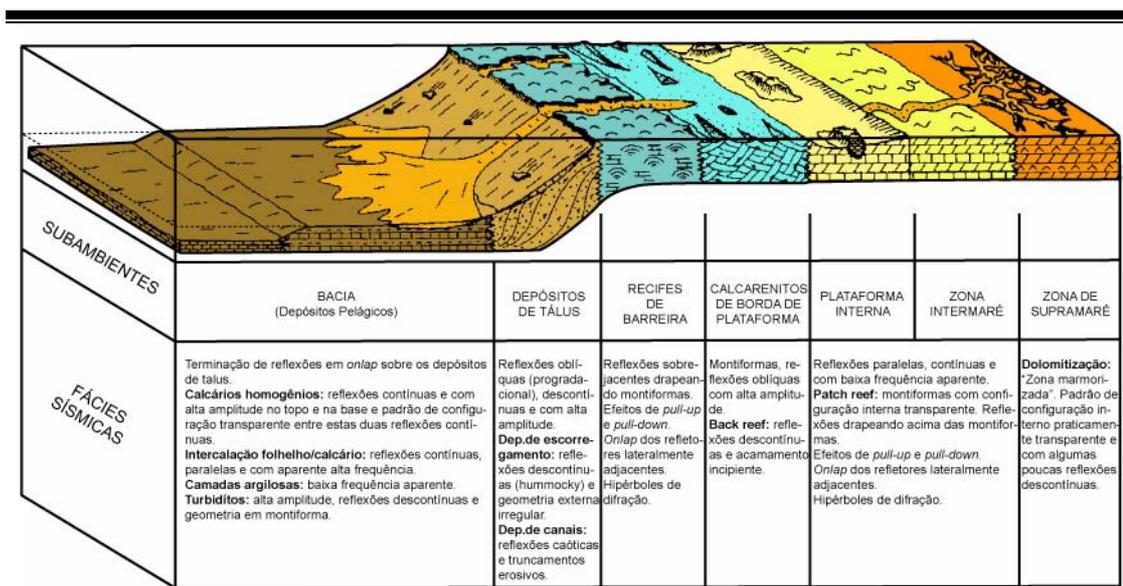


Figura 39. Esquema apresentando a subdivisão dos ambientes deposicionais carbonáticos para cada tipo de reflexão sísmica (modificado de Fontaine *et al.*, 1987 *apud* Severiano Ribeiro, 2001).

5.2.4 – VARIAÇÕES RELATIVAS DO NÍVEL DO MAR INTERPRETADAS ATRAVÉS DE INDICADORES SISMOESTRATIGRAFICOS

Vail *et al.* (1977a) distinguiram três padrões sismoestratigráficos indicadores de posições relativas do nível do mar:

- *onlap* costeiro (*coastal onlap*),
- *toplap* costeiro (*coastal toplap*),
- deslocamento do *onlap* costeiro em direção à bacia (*downward shift in coastal onlap*).

O *onlap* costeiro indica uma subida relativa do nível do mar, consistindo na deposição de sedimentos costeiros em progressivo empilhamento na direção do continente. A quantificação dessa subida relativa é dada pela medida da agradação costeira (*coastal aggradation*), na vertical, e pela ingressão costeira (*coastal encroachment*), na horizontal, nas quais devem ser feitas ainda, os devidos ajustes e compensações para se

retirar os efeitos de outros possíveis fatores atuantes (compactação, subsidência). Em uma situação de *onlap* costeiro, o suprimento sedimentar disponível é um fator determinante nas relações faciológicas, como também influi terminantemente no posicionamento da linha de costa.

A Figura 40 mostra uma situação de *onlap* costeiro, durante um período de subida relativa do nível do mar, em que a transgressão/regressão e a variação na profundidade da lâmina de água são demonstradas pelo arranjo das fácies litorâneas e neríticas mais profundas.

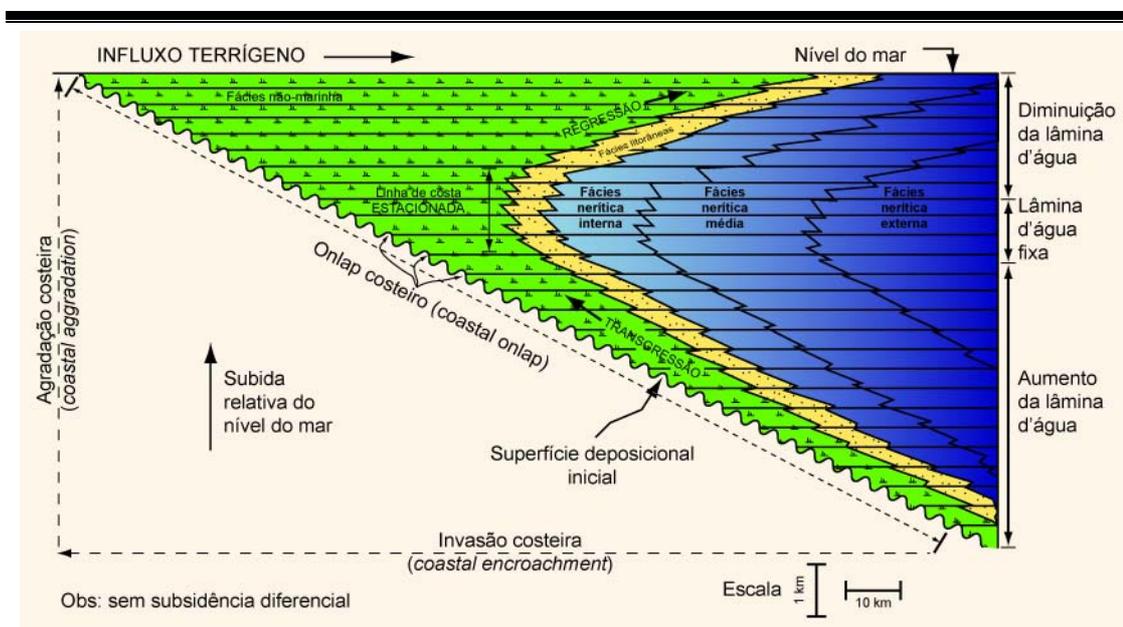


Figura 40. Representação da linha de costa em transgressão/regressão em função do aporte de sedimentos terrígenos durante uma subida relativa do nível do mar, ressaltando as relações de profundidade refletida na faciologia dos sedimentos (modificado de Vail *et al.*, 1977a).

Um período de estabilidade relativa do nível do mar é indicado pelo *toplap* costeiro, no qual o nível do mar permanece estacionário (*stillstand*). Essa situação pode representar uma situação na qual o nível eustático do mar não varie e nem ocorram deslocamentos verticais (tectônica) da superfície deposicional original, ou ainda, da subida ou descida de ambos numa mesma razão. Nesses casos, os sedimentos empilham-se progradacionalmente, quase não havendo agradação, ocorrendo um *bypass* dos sedimentos em direção à bacia. Locais com altas

taxas de deposição, tais como os deltas, são favoráveis a formarem o *toplap* costeiro.

O deslocamento do *onlap* costeiro em direção à bacia é a representação de uma rápida queda relativa do nível do mar em relação aos limites da superfície deposicional inicial.

5.2.5 – APLICAÇÕES DA SISMOESTRATIGRAFIA NO RECONHECIMENTO DE FEIÇÕES DEPOSICIONAIS

Vários autores apresentam trabalhos cujas interpretações e modelos estão associados à sismoestratigrafia. Neste tópico serão apresentados e discutidos alguns desses trabalhos, objetivando a aplicação do método da sismoestratigrafia na pesquisa preditiva de prospectos de hidrocarbonetos.

De acordo com Richards (1996) a interpretação sísmica é um importante instrumento para identificação e interpretação de processos associados aos fluxos gravitacionais.

Através dos modelos da estratigrafia de seqüências, baseados na interpretação sísmica, é possível prever e localizar leques submarinos com potencial para formação de reservatórios de hidrocarbonetos. Esses modelos admitem que o desenvolvimento e deposição de um sistema turbidítico está intimamente ligado aos ciclos de variações eustática ou relativa do nível do mar. Segundo os trabalhos de Mitchum Jr. *et al.* (1977a, b), Vail & Todd (1981), Posamentier & Vail (1988) e Posamentier *et al.* (1988), o desenvolvimento de leques é relacionado à queda do nível eustático, em que o nível de base cai abaixo da quebra da plataforma,

causando entrincheiramento e erosão dos sistemas fluviais, exposição da plataforma e transporte de sedimentos clásticos grossos para a bacia.

Os leques submarinos de águas profundas formados em nível de mar baixo (*lowstand*) são definidos em dois tipos, segundo Mitchum *et al.* (1977a, b) e Posamentier & Vail (1988). Esses correspondem ao leque de assoalho de bacia e à cunha de mar baixo. O primeiro está associado à formação de um sistema propenso a acumulação de areias, em resposta ao aumento da capacidade e ao aumento dos gradientes fluviais associados com as fases iniciais de queda relativa do nível do mar (Van Wagoner *et al.*, 1990). Durante esse período, os sedimentos arenosos são transportados através da plataforma (*bypass*) e depositados na bacia (Posamentier & Vail, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990). O aumento no tamanho e na carga dos sedimentos pode ser promovido pelo retrabalhamento e escavamento de vales incisos na plataforma.

A cunha de mar baixo é desenvolvida com a estabilização relativa do nível do mar e durante o estágio inicial de elevação do mesmo, caracterizada por ter um padrão de empilhamento progradacional de parasseqüências, possuindo ainda, um caráter onlapante em direção ao continente. Durante esse período, a progressiva redução nos gradientes aluviais associada ao aumento da acomodação resulta em um decréscimo no volume e tamanho dos sedimentos fornecido à bacia.

Estudos sugerem que esses dois tipos de leques submarinos podem ser reconhecidos em seções sísmicas baseados no critério de contorno superficial (Posamentier & Vail, 1988; Vail & Van Wornardt, 1990; Posamentier & Erskine, 1991; Sangree *et al.*, 1991). Entretanto, cada tipo de leque possui uma diferente arquitetura do corpo arenoso, fácies e proporção areia/folhelho.

Leques de assoalho de bacia e cunha de mar baixo são formados em diferentes estágios durante os ciclos relativos de variação do nível do mar e, em conseqüência disso, são encontrados distanciados, cada

um, com uma característica própria. Mitchum (1985) considera que uma boa evidência sísmica é a existência de exemplos que apresentam uma distinta diferença cronoestratigráfica dos leques e das cunhas na sua deposição. Alguns autores consideram que o leque de assoalho de bacia e a cunha de mar baixo podem ser contemporâneos na sua deposição. Esse argumento é equivocado, pois falta uma melhor resolução estratigráfica, e dados de afloramentos seriam necessários para resolver essas questões temporais na deposição desses leques.

Os termos leque de assoalho de bacia e cunha de mar baixo são impróprios para descrever os leques por duas razões: primeiro, eles referem-se à expressão sísmica de um elemento arquitetural específico de um sistema de leque, em vez de representar os leques propriamente ditos; segundo, os termos assumem que o espectro de sistemas clásticos, em ambiente marinho profundo, podem ser representados por apenas dois modelos deposicionais (Kolla, 1993; Reading & Richards, 1994).

A expressão sísmica de um sistema de leques é largamente controlada pelas propriedades acústicas no tamanho do grão dominante, e a litologia do leque é contrastada com os sedimentos hemipelágicos basinais. Como o caráter litológico dos leques é controlado pela composição da área fonte (Reading, 1991; Reading & Richards, 1994), os leques que possuem uma sedimentação grossa são compostos por diferentes elementos arquiteturais. Sistemas de leques ricos em areias são representados como um simples pacote sísmico (*mound*) formados em um determinado local na bacia, onde os limites do pacote no leque compõem um elemento arquitetural. Esse tipo de sistema de leques pode ser definido como um leque de assoalho de bacia.

Em contraste, leques de areia/lama misturados, contêm elementos arquiteturais que imitam a expressão sísmica dos leques de assoalho e da cunha de mar baixo (Normark, 1978; Droz & Bellaiche, 1985). O dique e o canal preenchido podem não ser imageados sismicamente

quando o caráter litológico deles for semelhante aos sedimentos hemipelágicos de fundo. Quando a litologia e as diferenças acústicas existirem, o sistema de canal/dique será imageado como uma asa de gaivota curta e grossa (Fig. 41), com uma geometria sísmica interna pobre. Ele apresenta um bem-desenvolvido refletor em *downlap* que passa lateralmente para um canal preenchido, caracterizado por clinofórmulas em *hummocky* (preenchidas por areia) ou refletores paralelos (canal preenchido por lama).

CARACTERÍSTICA SÍSMICA DO SISTEMA DE CANAL-DIQUE MARGINAL

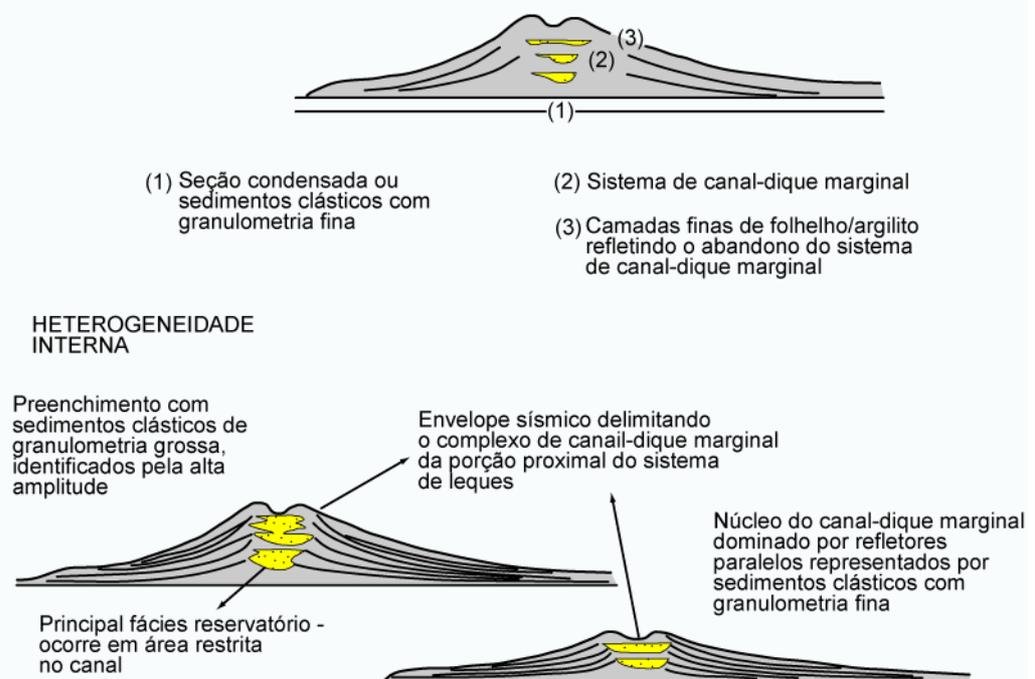


Figura 41. Expressão sísmica de um leque de areias misturado com lama (modificado de Richards, 1996).

Para sistemas de leques mais ricos em lammas, os elementos arquiteturais dominantes são de grande escala (>10 km), com sistemas de diques e canais, apresentando internamente uma geometria de asa de gaivota. As características mostram geometrias sísmicas cuneiformes, dominadas internamente por refletores em *downlap*, bem desenvolvidos e orientados em ângulo direto ao eixo principal do sistema de canal (McHargue & Webb, 1986; Kolla & Coumes, 1987; Weimer, 1990). A

resposta acústica dos sistemas ricos em lama é característica de uma cunha de mar baixo.

Meyer *et al.* (2001) apresentam uma forma moderna de interpretação sísmica, baseada na visualização e interpretação através de voxel, interpretação em geovolume (GVI) em um ambiente tridimensional, junto com análise de atributo sísmico. Utilizada na interpretação dos padrões complexos de empilhamento e geometria interna de canais, os quais são muito difíceis de interpretar em sísmica 2D, essa nova ferramenta propicia um melhor entendimento das relações geológicas desses canais complexos.

Segundo Sheffield, *et al.* (2000) e Harvey *et al.* (2000) são quatro as técnicas principais de GVI: reconhecimento, cor, movimento e isolamento.

- O reconhecimento, determina as características distintas de um evento a ser mapeado, enquanto ocorre o processamento dos dados para aumentar suas características com a finalidade de visualização e mapeamento do prospecto;
- A cor, está associada à seleção de um esquema de cores ótimo, para auxiliar na visualização das propriedades do alvo de interesse;
- O movimento, é um dos aspectos mais críticos de GVI. Ele refere-se ao movimento que age no subconsciente do ser humano e permite aos intérpretes observar as relações entre os dados no espaço e no tempo;
- O isolamento, é a habilidade para separar os eventos de interesse de outros dados, sendo outra característica fundamental de GVI.

Essas técnicas de GVI são aplicadas em fases diferentes da investigação de um volume de dados. Inicialmente, a análise completa de volume é utilizada na interpretação de eventos geológicos regionais e potenciais erros de origem. Na análise externa de reservatório, é empregada

para interpretar a estrutura total e as mudanças estratigráficas do mesmo. Na análise interna de reservatório, é utilizada na interpretação das variações estratigráficas, como litologia ou distribuição de porosidade. Finalmente, a análise de erro é concentrada na avaliação da sensibilidade na interpretação das mudanças nas variáveis críticas. Embora as técnicas básicas de GVI sejam aplicadas a todas essas fases de análise, a escolha de atributos é única para cada estágio (Sheffield *et al.*, 2000; Harvey *et al.*, 2000).

A análise completa de volume é utilizada para interpretar eventos geológicos regionais e fontes potenciais de erro (Sheffield *et al.*, 2000). A rapidez e a eficácia ao escanear os dados permite ao intérprete compor as relações de espaço entre eventos de interesse. Múltiplos atributos podem ser computados e analisados para determinar a sua utilidade nessa fase. Amplitude, semelhança e fase provaram ser os atributos mais efetivos para esses dados.

A análise externa de reservatório é aplicada na interpretação da estrutura total e nas mudanças estratigráficas do reservatório. Esse método funciona melhor quando restrito a sucessões geológicas específicas em que o intérprete pode então fazer suposições, sobre o tipo esperado de características geológicas (Sheffield *et al.*, 2000). Cada prospecto ou canal pode requerer técnicas diferentes de pesquisa. A descoberta de um canal inclui todas as sucessões deposicionais, inclusive mudanças na litologia e no ambiente deposicional. Vários canais e fácies podem interconectar-se ou sobrepor-se.

5.3 – INTERPRETAÇÃO SÍSMICA TRIDIMENSIONAL DO CAMPO DE NAMORADO

5.3.1 – MATERIAIS E MÉTODO DE INVESTIGAÇÃO

Para esta etapa do estudo contou-se com os dados fornecidos pelo Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo (PRH-12), compreendendo linhas sísmicas 2D e um cubo sísmico 3D da área do Campo de Namorado com as dimensões de 7 km na direção NW/SE, 3 km na direção SW/NE (Fig. 42) e em torno de 2 km de espessura (Fig. 44B). O método de investigação empregou o mapeamento de atributos sísmicos (Taner & Sheriff, 1977), utilizando os valores das amplitudes na identificação e no mapeamento das principais unidades estratigráficas do reservatório, em nível de 3ª e 4ª ordens. A ferramenta utilizada para tanto constou de interpretação de “voxel” em estação de trabalho com software de visualização tridimensional (VoxelGeo®).

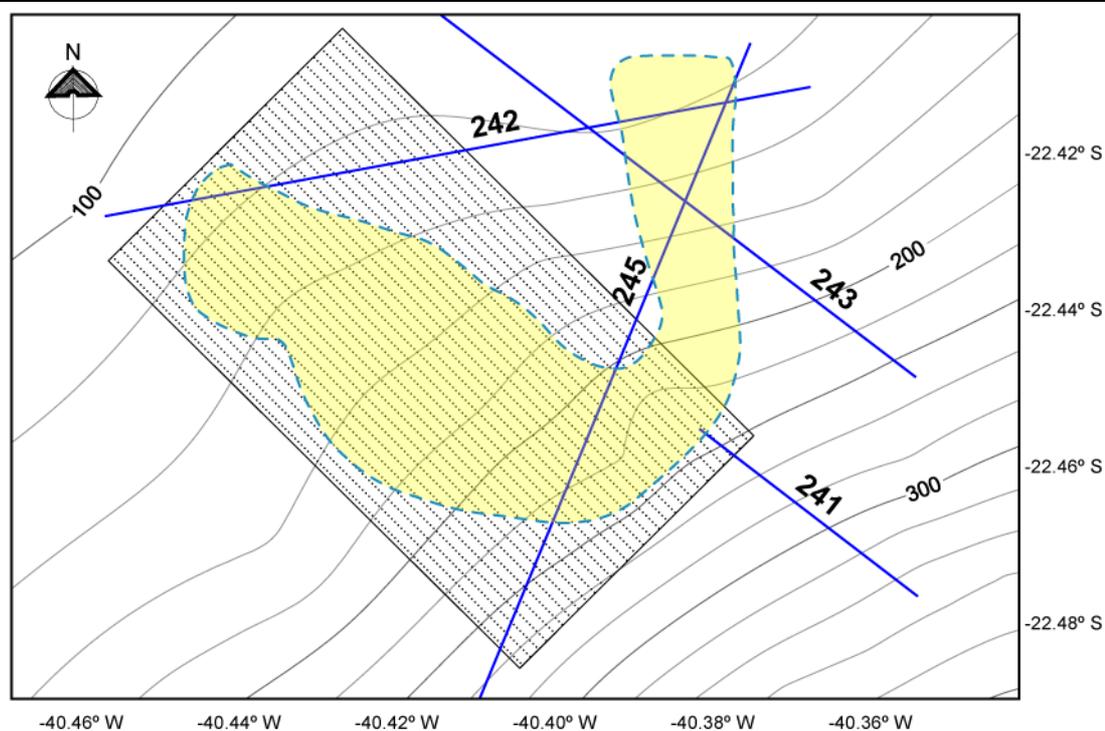


Figura 42. Mapa com a localização dos dados sísmicos da área do Campo de Namorado. Linhas em azul (dados 2D), área achurada volume sísmico 3D e contorno pontilhado em azul área do campo.

Voxel é a abreviatura de “*VOL*ume *piX*el *EL*ement”. Um voxel é um cubo que representa uma amostra do dado sísmico. Em termos de dimensões, um cubo sísmico é composto de três vetores, os quais são: *xline* que indica a seção “strike” (eixo x); *inline*, que representa o sentido “dip” de aquisição (eixo y); e o “*time*” tempo de chegada da onda na aquisição, indicando a profundidade (eixo z). O traço sísmico é convertido em uma coluna de voxels, sendo que um volume sísmico (cubo) pode conter milhões de voxels. Dessa forma, para cada voxel é associado um atributo (ex. amplitude) no qual é armazenado um valor (Fig. 43).

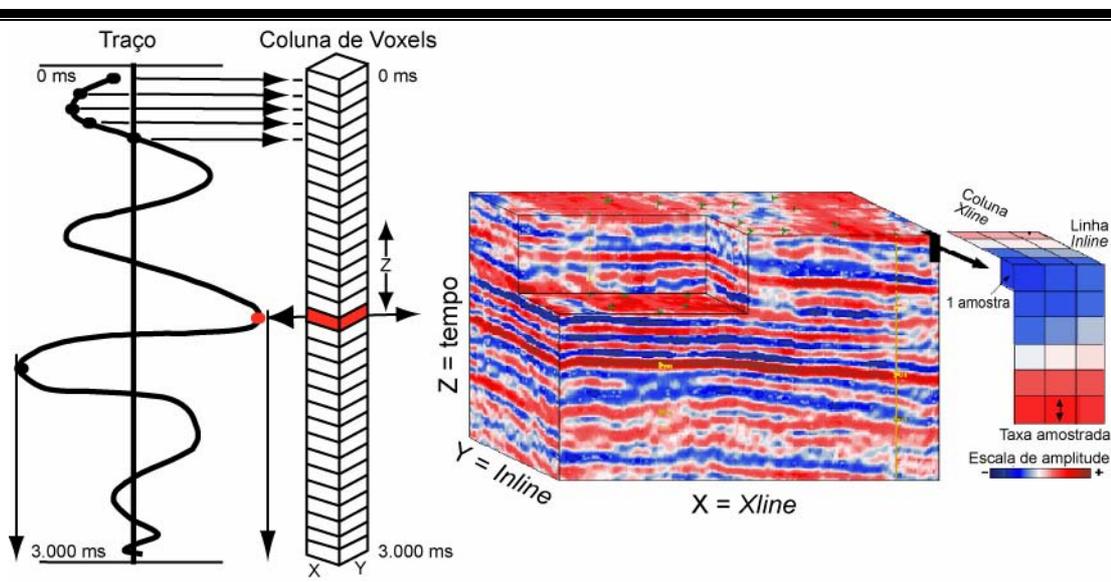


Figura 43. Esquema demonstrando a relação entre o traço e o volume sísmico na definição de um voxel (modificado de Paradigm Geophysical, 2000).

Na área do Campo de Namorado a interpretação sísmica se baseou na aplicação de varredura tridimensional no volume sísmico 3D. As linhas sísmicas 2D não se mostraram úteis na identificação das características geométricas do referido campo, pois se situam fora da área pertinente ao reservatório principal, a qual possui os dados de poços para correlação. A única linha que cruza a área objeto de estudo, e de possível correlação com poços e o volume sísmico 3D, é a linha sísmica 2D de número 245 (Fig. 44).

O procedimento utilizado constou da carga do projeto sísmico em estação de trabalho, e, em uma primeira etapa, a identificação dos horizontes representativos das superfícies limítrofes encontradas na análise dos testemunhos. Os dados sísmicos constam de um cubo sísmico 3D com 21 km² disponibilizado pela Agência Nacional do Petróleo – ANP (Fig. 44). Os principais parâmetros de aquisição e processamento são apresentados na Tabela 4.

Tabela 4. Principais parâmetros de aquisição e processamento dos dados sísmicos 3D da área do Campo de Namorado.

Parâmetros de Aquisição	
IE (Intervalo de Estação)	25 metros
IPT (Intervalo do Ponto de Tiro)	33,33 metros
Azimute	118.68°
RA	4 ms
Tempo de Registro	6 s
Número de Canais	96
Filtro	8-90 HZ
Parâmetros de Processamento (1986)	
Dimensão da Célula	25 x 33,33 m (<i>inline x crossline</i>)
Deconvolução da Forma da Onda	Fase Mínima
Deconvolução Pré-estaqueamento	Fase Mínima
Migração por Diferenças Finitas	2 Passos
Deconvolução (Wiener) Pós-estaqueamento	Fase Zero
Filtro	6/18 – 65/48 Hz/dB/oitavas

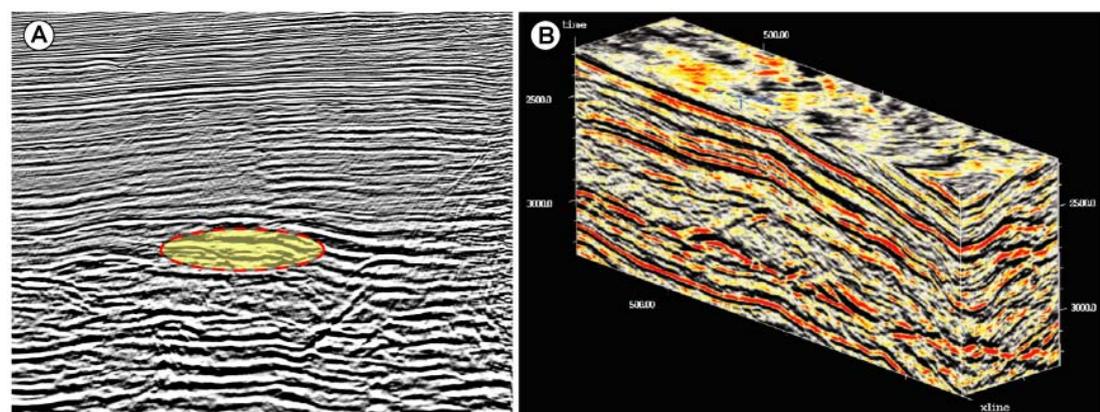


Figura 44. A) linha sísmica 2D (245). A área da elipse corresponde ao reservatório; B) volume sísmico 3D da área do Campo de Namorado.

Após a identificação das principais superfícies chave, a rotina de interpretação foi a proposta por Sheffield *et al.* (2000) e Harvey *et al.* (2000) o parâmetro de rastreo baseou-se na similaridade de amplitudes do horizonte alvo, através de técnicas de propagação tridimensional no software de visualização tridimensional (VoxelGeo®).

O método aplicado na busca constou de “plantio” de sementes nos pontos com características de continuidade do horizonte. Essas sementes foram ajustadas para uma varredura com os seguintes parâmetros: amplitude máxima (alta amplitude), correspondência máxima 40 milisegundos, tamanho mínimo da janela de varredura de 40 milisegundos, tamanho máximo da janela de varredura de 40 milisegundos e grau de similaridade em 80% (Fig. 45).

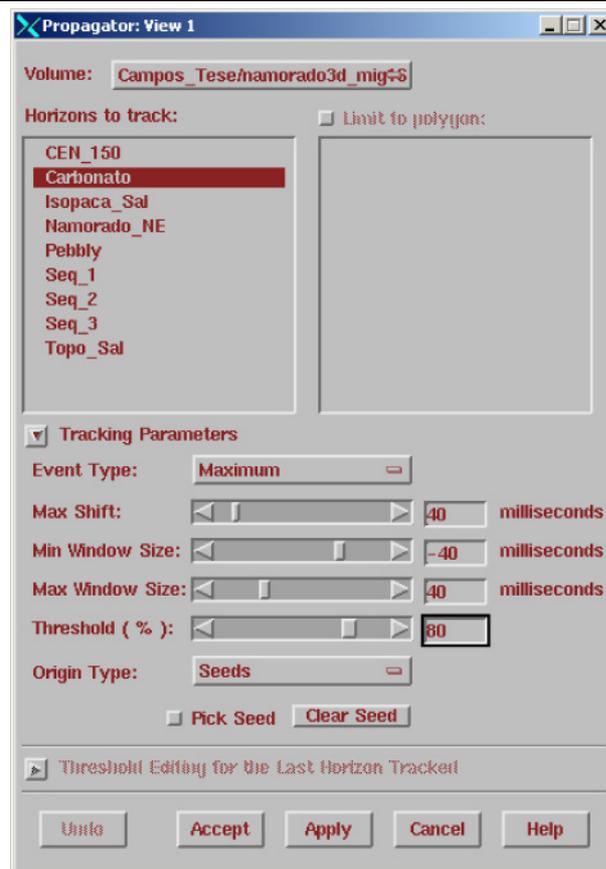
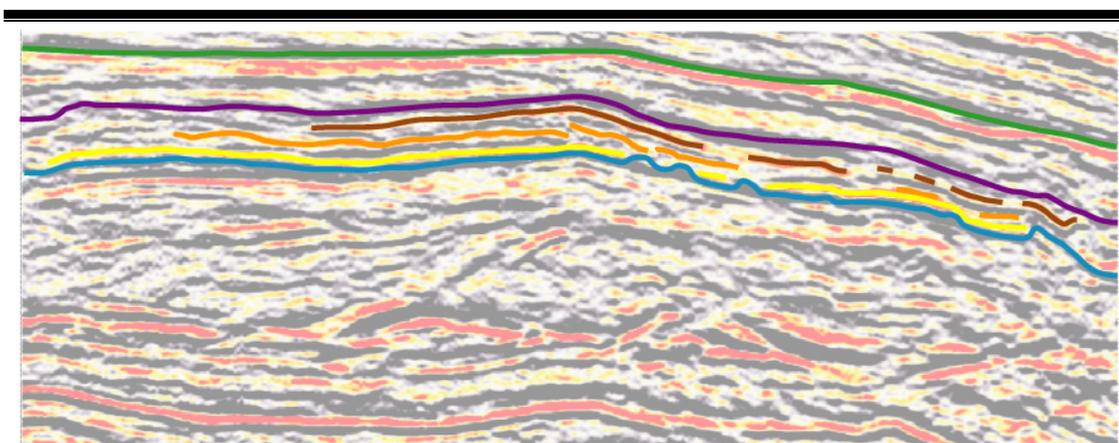


Figura 45. Janela de ajuste dos parâmetros de varredura através da ferramenta de propagação tridimensional do VoxelGeo®.

As superfícies rastreadas constam da seção carbonática albiana, caracterizada por uma fácies tipo casco de tartaruga (reflexões descontinuas), cujo topo é definido por uma alta amplitude representada por uma disconformidade (discordância Tipo I – Barboza *et al.*, 2004); as seqüências deposicionais (Johann, 1997) que representam o reservatório, mapeadas por uma baixa amplitude; a superfície que limita o topo do reservatório do Campo de Namorado (marco radioativo com alta amplitude), e, por último, a discordância entre o Cretáceo e o Terciário, definida como o marco regional conhecido como “Pebbly”, apresentando uma alta amplitude (Fig. 46).



Valores das amplitudes dos horizontes identificados e suas respectivas profundidades em tempo.

1.500 m [150 m

Horizonte	Cor	Amplitude	Tempo (ms)
Topo da seção carbonática	Azul	119/124	2.570
Seqüência deposicional “1”	Amarelo	-92/-110	2.552
Seqüência deposicional “2”	Laranja	-99/-122	2.512
Seqüência deposicional “3”	Marrom	-89/-111	2.464
Marco Radiativo (CEN150)	Roxo	39/68	2.436
Marco Pebbly (K/T)	Verde	87/100	2.320

Figura 46. Seção sísmica *inline* com os respectivos horizontes identificados, os valores de tempo foram tomados na parte central da área do Campo de Namorado.

A etapa seguinte de interpretação foi a visualização tridimensional da propagação automática, cujo objetivo foi o de estabelecer se essa busca foi coerente com o esperado para cada unidade. Em uma primeira aproximação, foi percebido que em algumas situações devido a problemas geológicos, tais como falhamentos, foram geradas algumas

descontinuidades. Essas descontinuidades surgiram na imagem como saltos e associações entre horizontes com amplitude similar, e buracos provocados pela falta ou direfença na informação entre os voxels (Fig. 47).

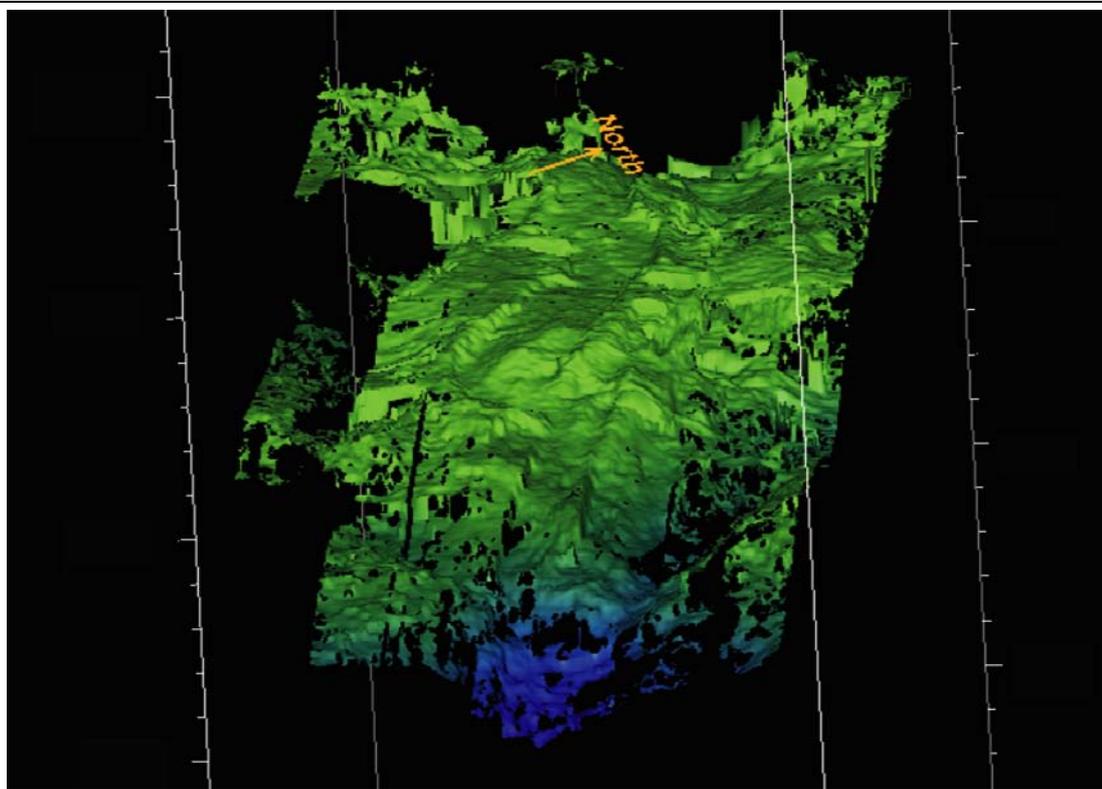


Figura 47. Visão em perspectiva 3D do horizonte no topo da seção carbonática. Notam-se as falhas na propagação tridimensional, tais como buracos e picos anômalos.

Nesta visualização, além de se observarem os problemas gerados por essas descontinuidades, no caso do horizonte no topo da seção carbonática, já foi possível identificar alguma forma geométrica que serviu como base para a deposição na área do campo. Essa forma, como observado na Figura 47, sugere a presença de um meandro de canal junto à porção central da área.

Assim, foram examinadas todas as linhas que compõem o volume sísmico de Namorado, procurando corrigir os pulos e as associações errôneas provocadas pela busca automática executada pela ferramenta de propagação tridimensional do VoxelGeo[®]. Nesse exame detalhado das linhas e poços correlacionados, verificou-se em seções *xline* a presença de

um elemento arquitetural de canal/dique, salientando a forma de uma asa de gaivota no refletor mapeado (Richards, 1996) (Fig. 48A).

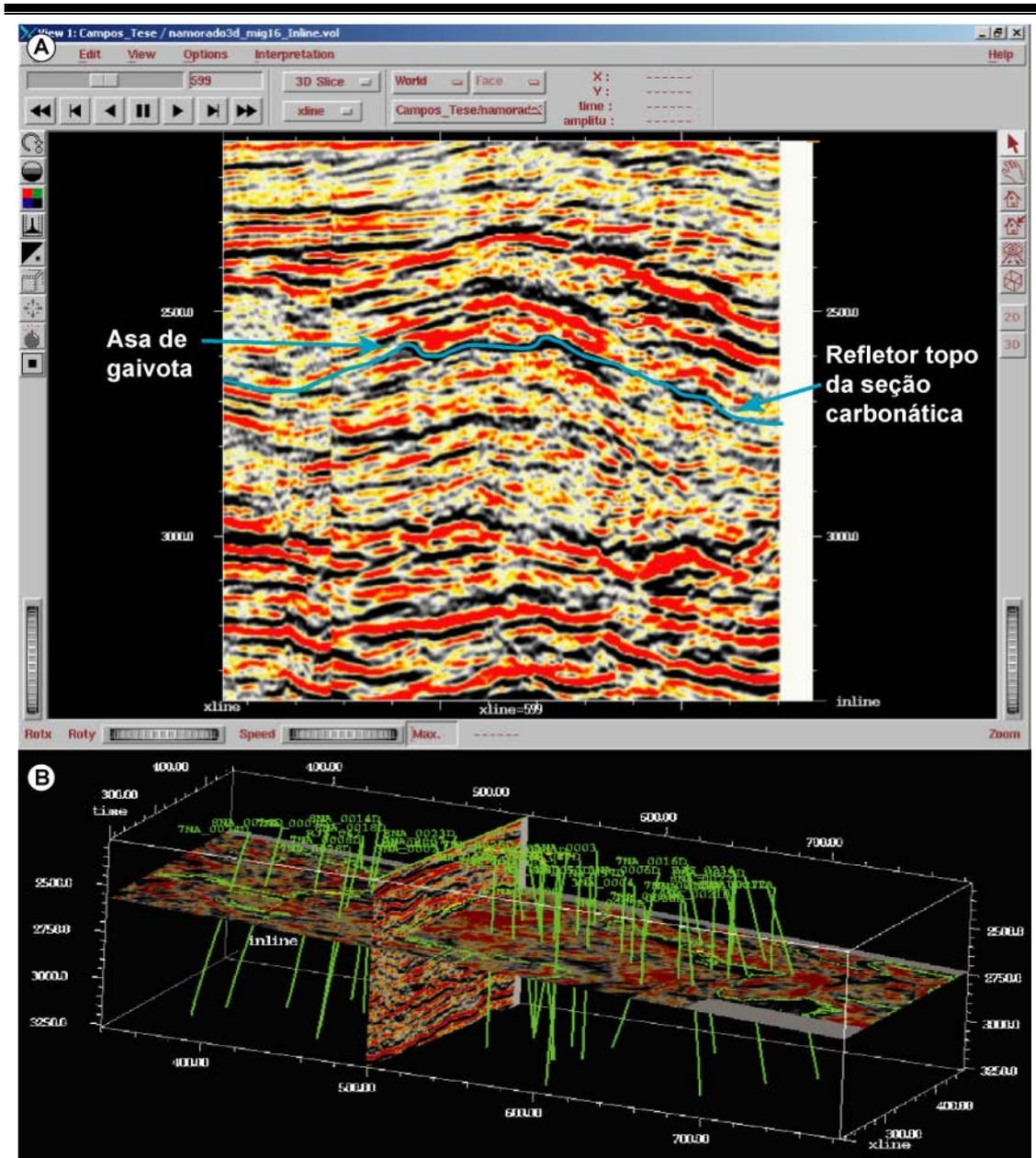


Figura 48. A) Janela de interpretação (*xline*) onde se observam o refletor mapeado e o elemento arquitetural de canal/dique, salientando a forma de asa de gaivota. B) Janela com o posicionamento em 3D dos poços utilizados na interpretação associado às seções *xline* e tempo.

Ao mesmo tempo foram acrescentados os dados de poços sobre o volume sísmico. Esses dados além da posição dos referidos poços junto ao campo, possibilitaram a correlação do sinal sísmico com o perfil

Posteriormente, foi gerado um horizonte interpolado das amplitudes em tempo. Nessa nova visualização é possível identificar com precisão a geometria desse paleocanal, o qual apresenta um eixo na direção NW-SE, com uma largura na região mediana de 500 m e um comportamento meandrante sobre a plataforma carbonática (Fig. 50).

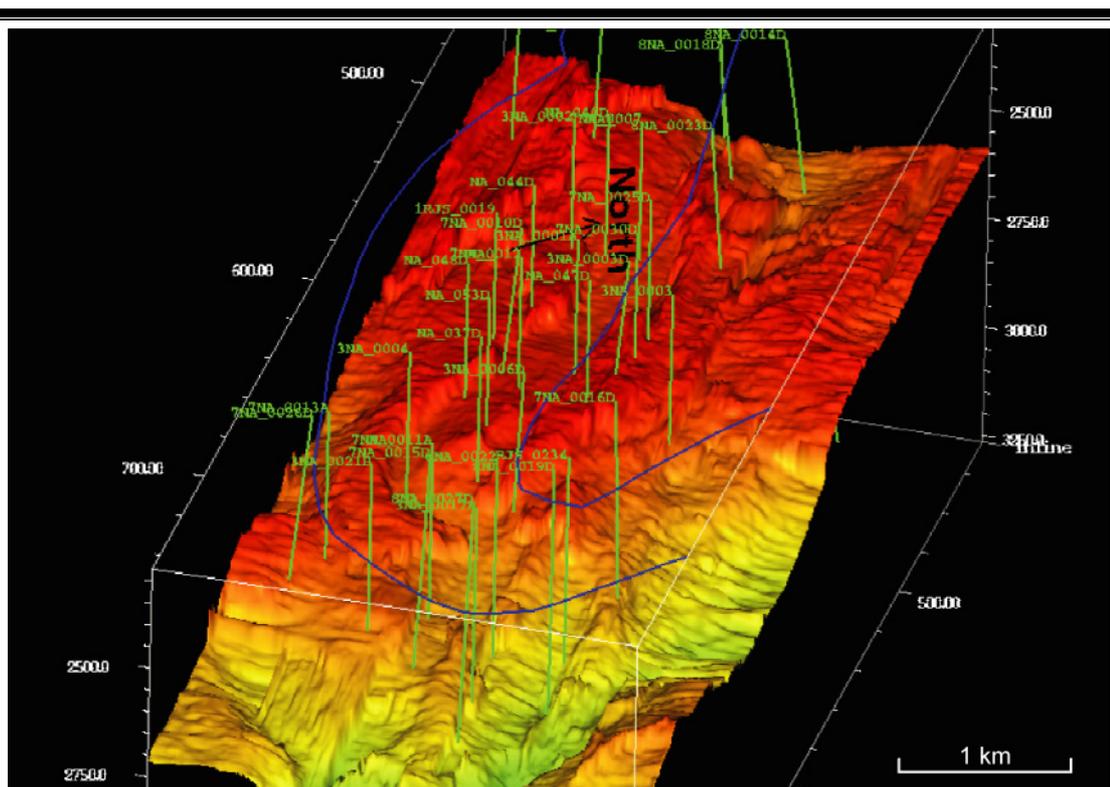


Figura 50. Visão final em perspectiva tridimensional do horizonte no topo da seção carbonática. Observa-se com maior resolução, após as correções sobre a busca automática e a posterior interpolação, a presença do paleocanal meandrante na base do Campo de Namorado. Esse canal está situado dentro da área de contorno proposta para o campo. Cabe salientar que grande parte dos poços estão localizados junto ao canal. Os tons mais vermelhos representam os menores tempos (ms) em profundidade.

Durante os trabalhos de interpretação, utilizou-se de um procedimento o qual é possível cruzar as informações entre as linhas *inline* e *xline*. Esse procedimento auxiliou muito na observação da continuidade, tanto lateral como longitudinal, dos refletores que compõem os reservatórios arenosos (Fig. 51).

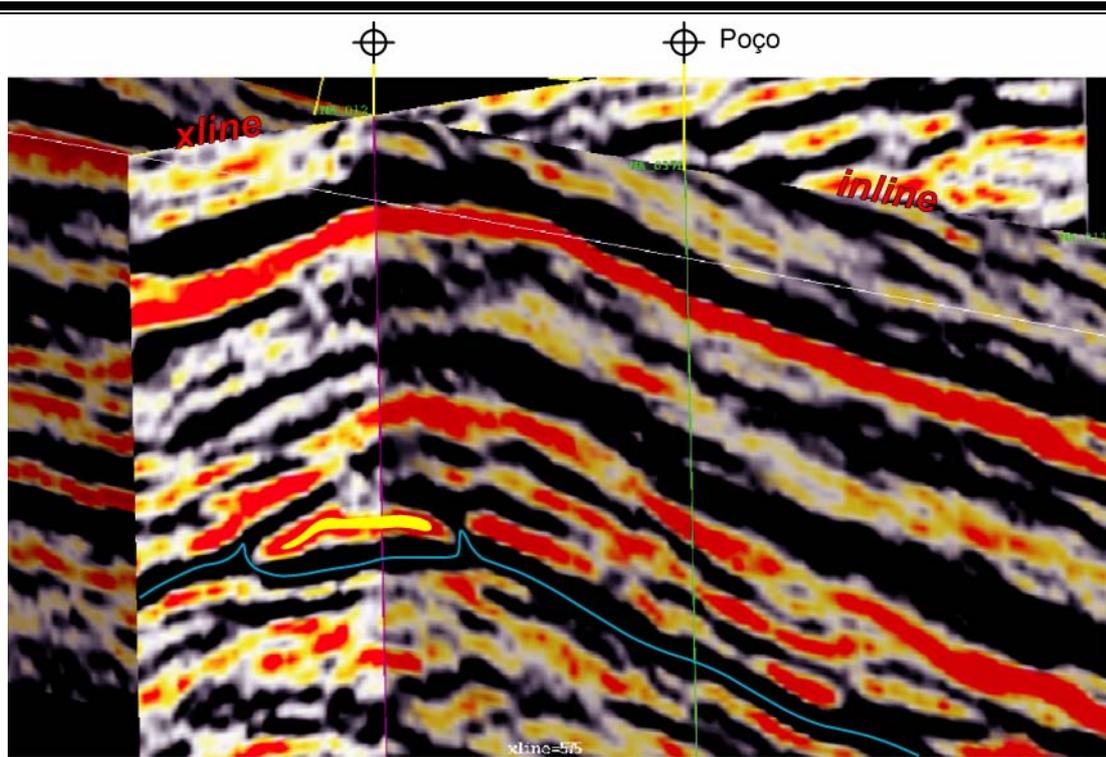


Figura 51. Visão em perspectiva 3D do cruzamento entre as linhas nas direções *inline* e *xline*, junto ao cruzamento com um poço produtor do Campo de Namorado. Observa-se, na seção, a posição de dois poços e os refletores topo do carbonato em azul e seqüência "1" em amarelo, representando o reservatório da base do campo.

Outro método de investigação foi horizontalizar o volume sísmico, tendo como base um horizonte já interpretado e interpolado. Após a execução dessa rotina dentro do software, foi feito um corte em profundidade no nível do horizonte. Esse corte, também conhecido como *time slice*, proporciona uma visualização em planta da feição interpretada, sem as deformações pós deposicionais.

Na Figura 52, observa-se o canal do topo da seção carbonática horizontalizado no tempo 2.550 ms (em profundidade). Esse tempo foi selecionado devido a nesta área ocorrerem as menores deformações relacionadas à halocinese. As mais altas amplitudes estão associadas as regiões mais baixas na seção do canal.

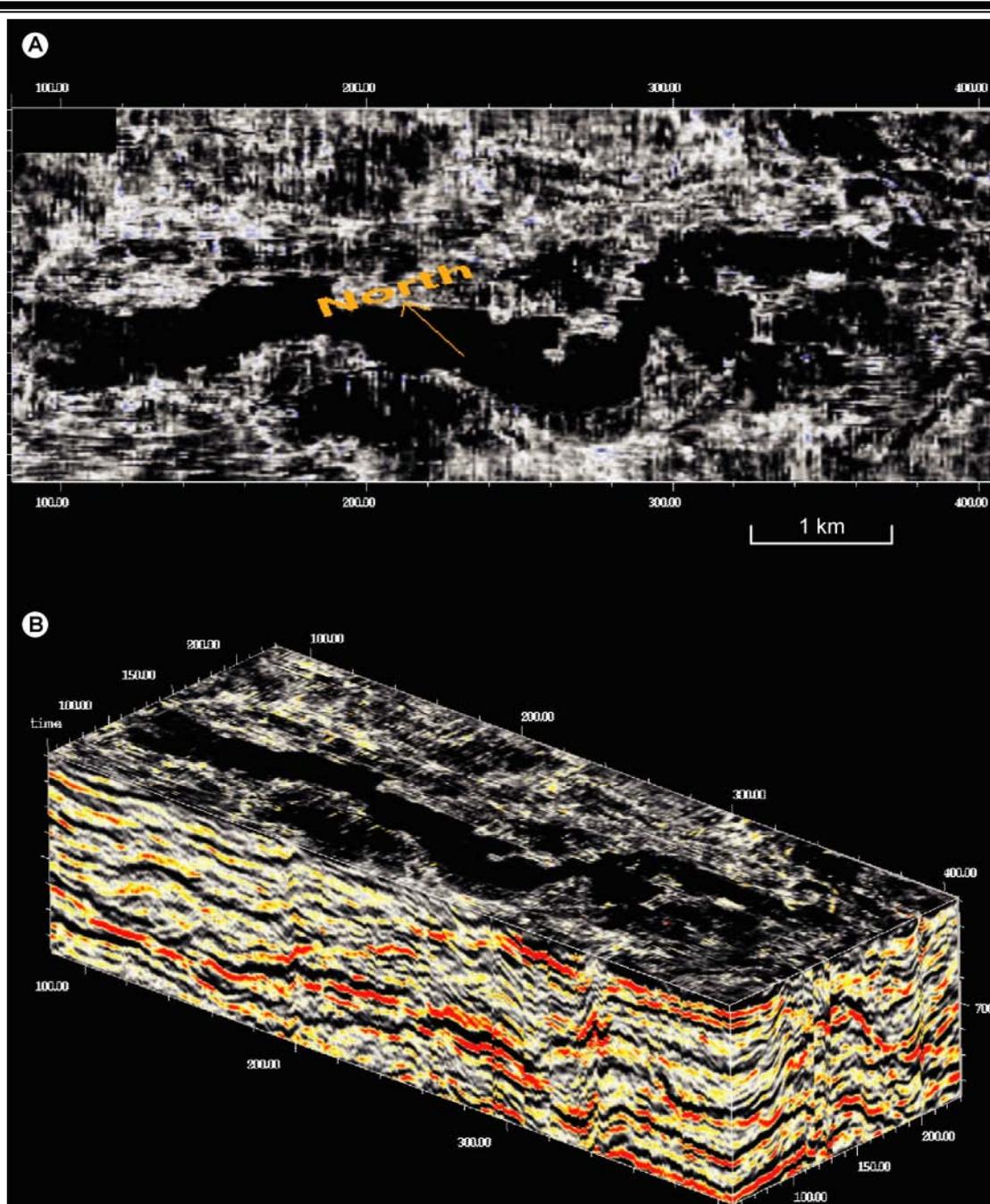


Figura 52. Visão de corte em tempo, A) em planta, e B) em perspectiva 3D do volume sísmico horizontalizado. Observa-se a feição do paleocanal meandrante no tempo 2.550 ms. As amplitudes mais altas estão representadas em preto.

5.3.2 – RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES

Os resultados obtidos, com o método de interpretação baseado em voxel, foram bastante efetivos na identificação das unidades que compõem os reservatórios do Campo de Namorado. Utilizando-se dos mesmos métodos que mapearam a superfície basal que serve de substrato para as unidades reservatório, encontrou-se três unidades definidas como seqüências deposicionais baseadas na resolução que a sísmica de reflexão permite (Fig. 53).

Essas unidades, anteriormente referidas na Figura 46, correspondem a refletores sísmicos de baixas amplitudes, identificados pelo contraste de impedância acústica entre os refletores que contém folhelhos, margas e calcilutitos, esses representados por uma maior amplitude.

As seqüências mapeadas, apresentadas na Figura 53 demonstram claramente a evolução dos sistemas deposicionais na área de estudo. A seqüência “1” indica um forte controle deposicional associado a uma geometria de depósito de canal confinado. Observa-se que essa seqüência encontra-se encaixada diretamente sobre o canal mapeado sobre a superfície do topo da seção carbonática albiana.

Essa seqüência é composta essencialmente pelas fácies mais arenosas (L1 e L2). Observa-se que o preenchimento ocorre essencialmente de NW para SE, mas, na porção intermediária, parece estar ocorrendo uma contribuição no aporte sedimentar proveniente de SW. Esse aporte provém de um canal que passa pelo Campo de Cherne, o qual, provavelmente, apresenta as mesmas características mapeadas em Namorado. Dessa forma, essa seqüência pode ser correlacionada com a seqüência basal do Campo de Cherne proposta por Winter (1992).

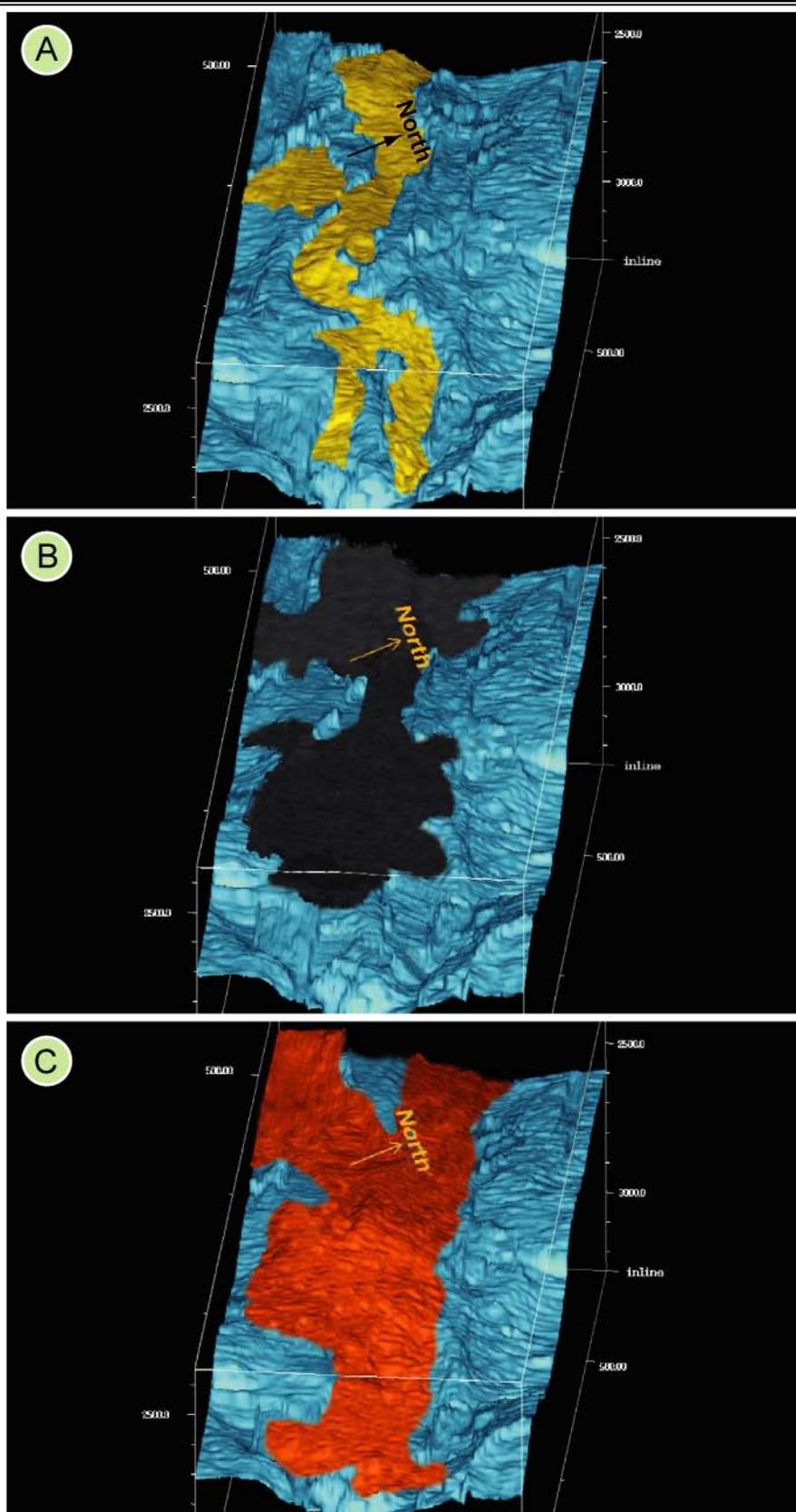


Figura 53. Seqüência de visualizações com as unidades dos reservatórios interpretadas no volume sísmico do Campo de Namorado. A) Seqüência “1”; B) Seqüência “2”; C) Seqüência “3”.

A seqüência “2” apresenta uma geometria deposicional na forma de lobos, indicando, pela interpretação, um caráter progradacional. Essa característica é observada pela presença de dois lobos, um mais a montante e outro mais a juzante. Essa interpretação de progradação, e conseqüente queda relativa do nível do mar, está embasada na presença de um depósito de canal entre os dois lobos.

Dessa forma, pode-se definir que após o preenchimento do canal da base e posterior afogamento por fácies mais finas, a nova ingressão de sistemas arenosos se deu junto à mesma calha deposicional, porém, com indícios de retrogradação do sistema e deposição em lâmina de águas um pouco mais profundas.

Essa interpretação vai ao encontro da proposta por Faria *et al.* (2001) onde na carta cronoestratigráfica apresentada por esses autores (Fig. 31), é proposta uma paleobatimetria de nerítico externo a batial superior, caracterizando, dessa forma, um progressivo aumento do nível de base na bacia. As fácies associadas a essa unidade correspondem às L1, L2, L5 e L7.

A última unidade mapeada no intervalo do reservatório de Namorado, foi definida como seqüência “3”. Essa unidade está depositada sobre a discordância entre o Albiano/Cenomaniano. É caracterizada por um maior espriamento que as outras seqüências, porém, apresenta o mesmo comportamento em termos deposicionais. Observa-se que surge uma maior contribuição no aporte, proveniente da área do Campo de Cherne. As fácies mais representativas correlacionadas com essa unidade são as L2, L3 e L4.

A paleobatimetria proposta para essa unidade, conforme Faria *et al.* (2001), vai de nerítico externo a batial superior, culminando com um evento de afogamento caracterizado pela deposição de um espesso pacote de folhelhos radioativos, conhecido como Marco CEN150. Esse marco, bem como a discordância entre o Albiano/Cenomaniano e outra superfície de

descontinuidade entre as seqüências “1” e “2”, é de fácil identificação no volume sísmico (Fig. 54).

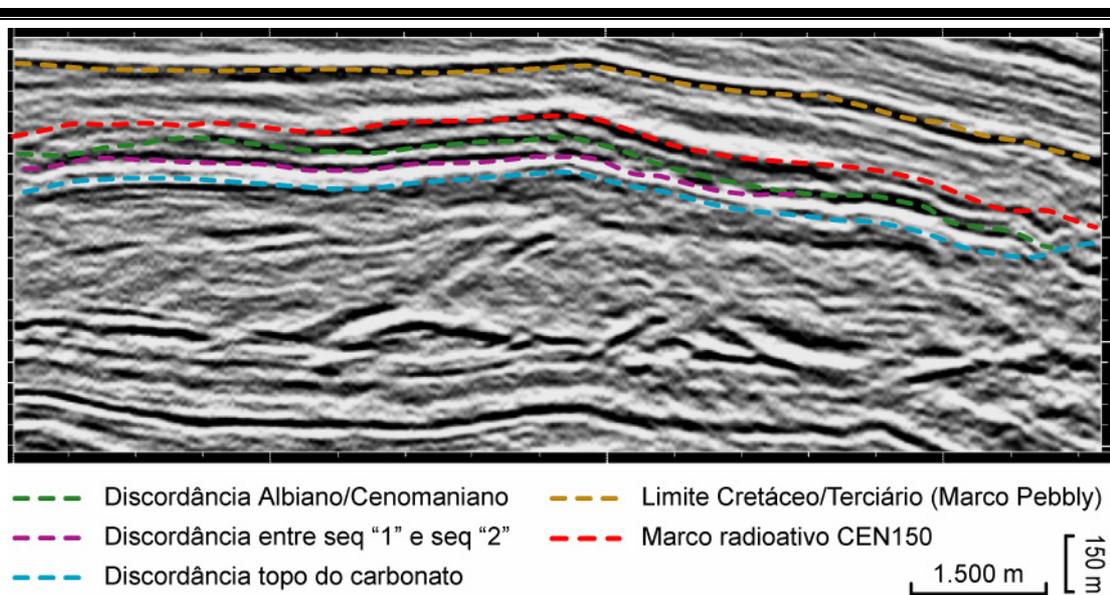


Figura 54. Visualização da seção modelo para o Campo de Namorado. Observam-se os refletores que contêm as principais descontinuidades/discordâncias.

O último refletor mapeado e identificado nesse trabalho consta do Marco Pebbly, o qual corresponde ao limite entre o Cretáceo e o Terciário. Esse horizonte possui uma alta amplitude e não possui quebras no seu registro, caracterizando um ótimo marco regional para a Bacia. Conforme Della Fávera (2001) consiste de uma camada de diamictitos cujos clastos são rodolitos (fragmentos de algas vermelhas) (Fig. 55).

É bastante evidente, como demonstrado na Figura 49, que as fácies mais porosas, que constituem os depósitos turbidíticos arenosos, estão associados as baixas amplitudes sísmicas. E que, as altas amplitudes sísmicas, estão correlacionadas com os horizontes que contêm as discordâncias.

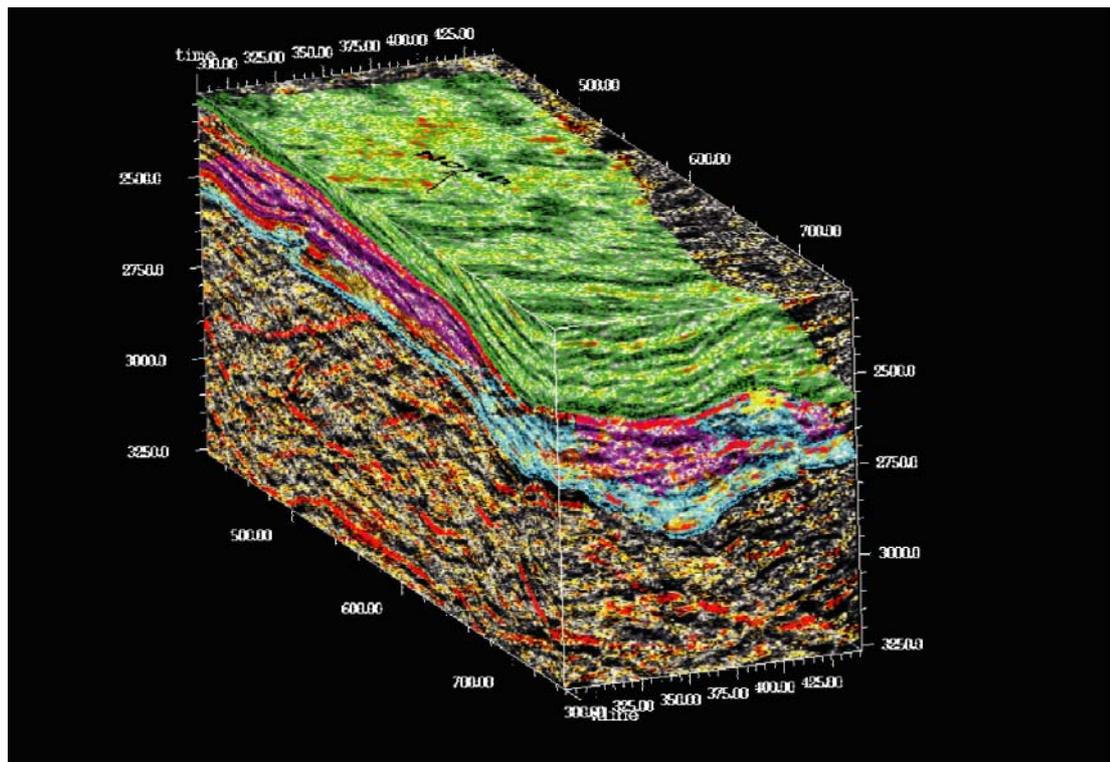


Figura 55. Volume sísmico da área do Campo de Namorado. Observam-se os horizontes limites do reservatório e topo do Cretáceo. Essas superfícies são mapeadas como discordâncias. Em azul, topo dos carbonatos; em roxo, Marco radioativo CEN150; e em verde o Marco Pebbly.

Outra ferramenta utilizada, apoiada na interpretação sísmica, foi a correlação entre poços e a sísmica, através de uma interpolação junto ao VoxelGeo[®]. O produto final foi uma seção sísmica, na qual foi possível fazer uma associação com os poços selecionados além de uma comparação com a seção geológica modelo, proposta por Zarpelon *et al.* (1997) (Fig. 56).

Através da visualização tridimensional entre os poços desta seção que está localizada junto ao eixo principal do canal, interpreta-se que a mesma está contida na sua totalidade dentro do canal escavado no topo dos carbonatos. Assim, observa-se que a seqüência “1” possui uma continuidade em toda sua extensão, estando em desacordo com o modelo proposto por Zarpelon *et al.* (1997). Nesse trabalho o autor interpreta as unidades arenosas da base do campo como feições canalizadas perpendiculares à direção do canal.

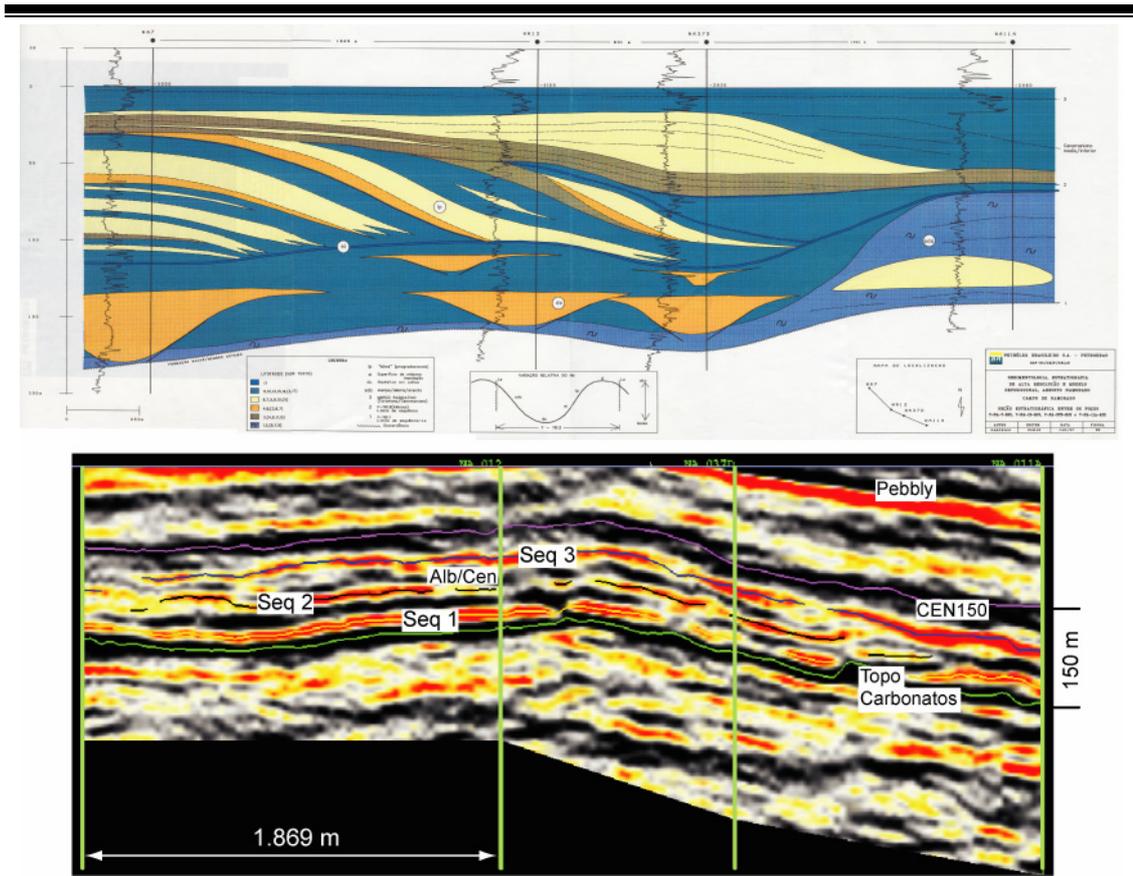


Figura 56. Relação entre a seção construída através da correlação entre litofácies elaborada por Zarpelon *et al.* (2001) e a mesma seção elaborada a partir da interpolação do volume sísmico e os mesmos poços utilizados por Zarpelon.

Outra observação a ser feita é que na seqüência “2”, na escala da resolução sísmica, não foi possível identificar as feições de lobos progradacionais apresentados por Zarpelon *et al.* (1997), na seção da Figura 56. Somente, nessa unidade, foi observado, em visualização tridimensional, uma geometria em planta de lobos, como mostra a Figura 53.

Capítulo 6

Estratigrafia de Seqüências e

Modelo Depositional

6 – ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS E MODELO DEPOSICIONAL

6.1 – PRINCÍPIOS DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

O reconhecimento da natureza cíclica no registro estratigráfico, pontuado por interrupções na sedimentação, representa o embasamento no qual a estratigrafia de seqüências está alicerçada.

A estratigrafia de seqüências utiliza como critério de individualização de unidades (seqüências) as interrupções na sedimentação, proporcionando, dessa forma, um arcabouço cronoestratigráfico para a correlação e o mapeamento das rochas. Ela difere, assim, da estratigrafia clássica (litoestratigrafia, N.A.C.S.N., 1983) a qual organiza o registro geológico em unidades definidas na forma de Grupos, Formações e Membros, descritas pela similaridade de suas características faciológicas (cor, composição, texturas, estruturas, etc.).

A estratigrafia de seqüências pode ser definida, segundo Van Wagoner *et al.* (1990), como o estudo dos estratos sedimentares geneticamente relacionados, situados entre duas superfícies cronoestratigraficamente relevantes. Essas superfícies caracterizam hiatos

ou interrupções na ciclicidade do registro geológico, representados pelas discordâncias ou superfícies de inundação máxima.

Conforme Mitchum *et al.* (1977) uma discordância (*unconformity*), consiste em uma superfície de erosão ou não deposição que separa estratos mais jovens de estratos mais antigos. Essa definição foi reescrita por Van Wagoner *et al.* (1988), acrescentando que ao longo da superfície de discordância deve haver evidências de truncamento erosional subaéreo, erosão submarina correlata ou exposição subaérea, com um significativo hiato envolvido. Nessa definição não estão incluídas as erosões localizadas, de caráter restrito, geradas por processos autocíclicos específicos de cada ambiente sedimentar.

Uma superfície de inundação máxima (*maximum flooding surface*) é um contato que separa estratos mais jovens de estratos mais antigos, sobre a qual identificam-se evidências de um abrupto incremento na lâmina de água. Essa transgressão abrupta normalmente é acompanhada de pequena erosão submarina e/ou não deposição, onde é também observado um hiato de tempo, porém menos significativo que o apresentado nas discordâncias (Van Wagoner *et al.*, 1990). Nessa superfície normalmente se encontram fácies marinhas com sedimentação hemipelágica de pouca espessura, acumuladas por taxas de deposição muito baixas, chamadas de seção condensada (Loutit *et al.*, 1988).

A unidade fundamental da estratigrafia de seqüências é a 'seqüência', que pode ser definida, segundo Van Wagoner *et al.* (1988), como uma sucessão de estratos geneticamente relacionados, limitados por discordâncias ou suas concordâncias relativas. Concordância relativa é considerada a superfície que separa estratos mais jovens de estratos mais antigos, ao longo da qual não existem evidências de erosão ou não deposição, não estando ainda envolvido um hiato significativo, podendo a sedimentação ser considerada contínua (Van Wagoner *et al.*, 1990). As concordâncias relativas constituem o prolongamento das discordâncias para

o interior da bacia, onde os rebaixamentos relativos do nível do mar não influenciam significativamente a sedimentação de maneira a produzir um hiato (erosional ou não deposicional) relevante ou mensurável.

Conforme Van Wagoner *et al.* (1990), seqüências são formadas por 'parasseqüências' e 'conjuntos de parasseqüências'. Uma parasseqüência é uma sucessão concordante de camadas ou conjunto de camadas geneticamente relacionadas, limitada por superfícies de inundação marinhas e suas superfícies correlatas, que mostram um padrão de razeamento para o topo. Um conjunto de parasseqüências é uma sucessão de parasseqüências geneticamente relacionadas, que formam um padrão definido de estaqueamento estratigráfico, limitado, geralmente, por uma superfície de inundação marinha de maior expressão ou suas superfícies correlatas. Os conjuntos de parasseqüências apresentam padrões de empilhamento progradacionais, retrogradacionais ou agradacionais, dependendo da razão entre as taxas deposicionais e de acomodação.

A estratigrafia de seqüências está baseada no princípio de que as seqüências se desenvolvem principalmente em resposta às variações no espaço de acomodação dos sedimentos. Associado a esse fator, o aporte de sedimentos e a fisiografia da bacia contribuem para o padrão de distribuição dos estratos sedimentares.

O espaço de acomodação, de acordo com Jervy (1988), pode ser definido como o espaço disponível para a acumulação ou deposição de sedimentos. Esse espaço de acomodação deve estar contido entre o nível base (nível acima do qual ocorrerá a erosão), que geralmente é referido ao nível relativo do mar e o assoalho da bacia. Dessa forma, o padrão de deposição dos sedimentos é função direta da combinação dos movimentos verticais do nível de base (i.e., nível relativo do mar) e do assoalho da bacia (subsidência).

Outro fator importante no que diz respeito à arquitetura das seqüências deposicionais é o aporte sedimentar. Se houver um grande aporte sedimentar, poderá ocorrer uma progradação com regressão da linha de costa (regressão normal). Quando a regressão da linha de costa se dá unicamente pelo rebaixamento do nível do mar, independente do aporte sedimentar, ocorre então uma regressão forçada. Quando ocorrer um pequeno aporte sedimentar associado a uma subida relativa do nível do mar haverá uma transgressão da linha de costa, ocasionando uma retrogradação das fácies sedimentares.

Os tratos de sistemas, segundo Brown & Fisher (1977), são considerados como uma associação de sistemas deposicionais contemporâneos. Sistema deposicional foi definido por Fischer & McGowen (1967) como os depósitos inter-relacionados de um determinado ambiente deposicional, observados tridimensionalmente. Como exemplo podemos citar o trato de sistemas flúvio-deltaico, o qual compreende todos os depósitos encontrados nos sistemas deposicionais meandrante e deltaico.

A Escola da Exxon definiu os tratos de sistemas como subdivisões da seqüência, em função de pontos específicos na curva de variação relativa do nível do mar (baseada na modulação da variação eustática sobre a subsidência). A variação relativa do nível do mar (seqüencial ideal) está relacionada a um ciclo ideal, que é representado por uma curva senóide. Essa curva é composta inicialmente por um rebaixamento relativo do nível do mar (geração da discordância basal), seguido de uma estabilização em nível baixo. Ocorre subsequente uma subida até um máximo transgressivo, que culmina com uma estabilização em nível alto e retorna a um novo rebaixamento (gerando uma discordância de topo).

Segundo Posamentier & Vail (1988), Posamentier *et al.* (1988) e Van Wagoner *et al.* (1990), em seqüências marinhas são identificados três tratos de sistemas (Fig. 57); trato de sistemas de mar baixo (*lowstand system tract*), transgressivo (*transgressive system tract*) e de mar alto (*highstand system tract*).

O trato de sistemas de mar baixo está contido entre o rebaixamento do nível relativo do mar inicial, estabilização no nível baixo (*lowstand*), e o início da subida do nível relativo do mar, encontrando-se entre a discordância basal e a superfície transgressiva de uma seqüência. Os depósitos encontrados são os leques de assoalho de bacia, os leques de talude e a cunha de mar baixo.

O trato de sistemas transgressivo é formado entre o início da subida relativa do nível do mar e a maior elevação desse, estando situado entre a superfície transgressiva e a superfície de máxima inundação. Nesse trato, as parasseqüências mostram um estaqueamento retrogradacional, definindo um aumento progressivo no espaço de acomodação.

Por último, o trato de sistemas de mar alto é caracterizado por uma estabilização no nível de mar alto (*highstand*), formado a partir da superfície máxima de inundação, até o limite de seqüência superior, instalado quando do rebaixamento posterior do nível relativo do mar. As parasseqüências indicam um padrão agradacional, passando a progradacional em direção ao topo da seqüência.

Outros trabalhos que reconhecem a ciclicidade do registro geológico, bem como a importância do estabelecimento das correlações cronoestratigráficas, são abordados por Einsele & Seilacher (1982), Galloway (1989) e Perlmutter & Matthews (1989).

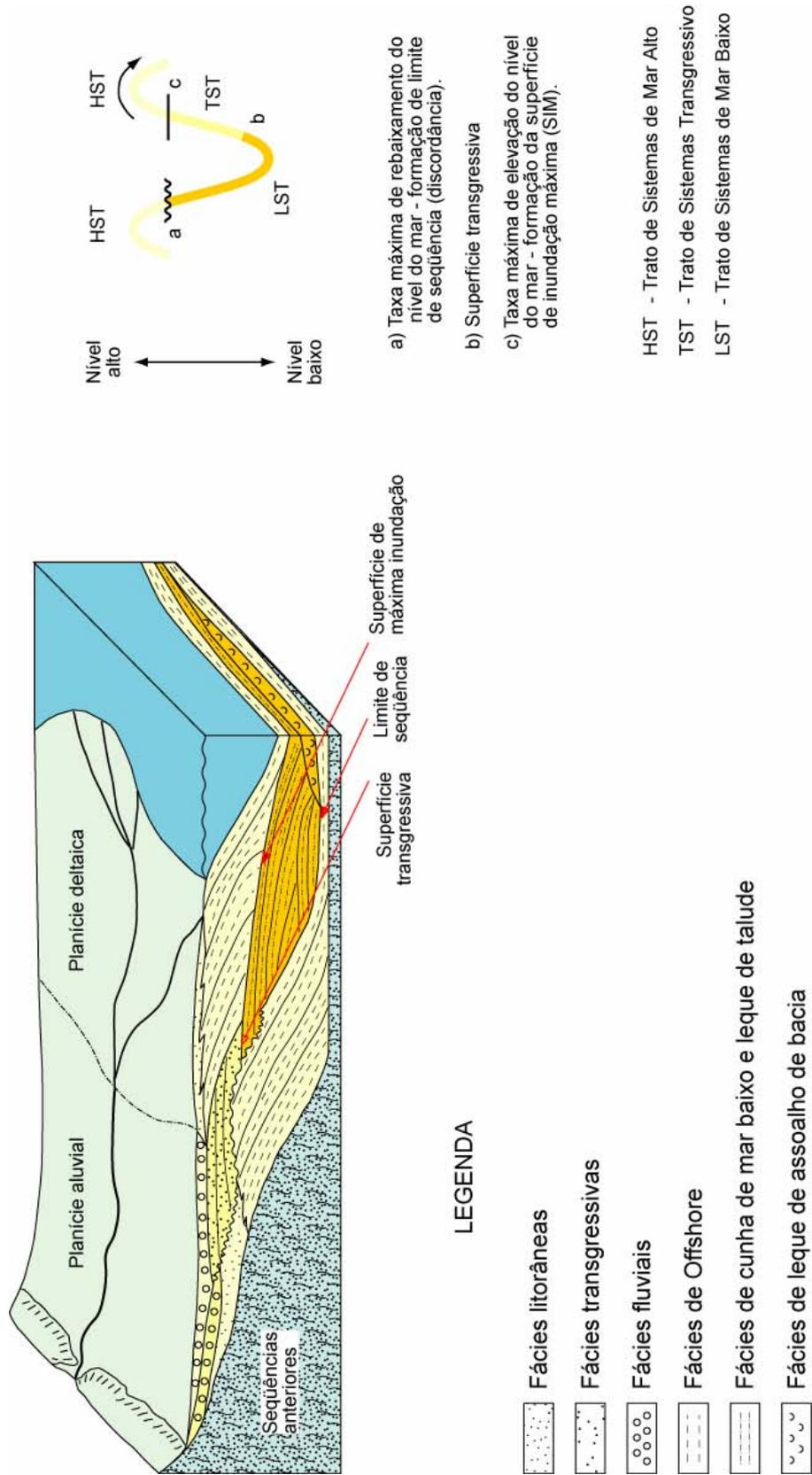


Figura 57. Modelo ideal de variação do nível do mar (seqüência ideal) e sua relação com tratos de sistema (modificado de Haq, 1991).

6.2 – APLICAÇÃO DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS NO INTERVALO ESTUDADO

A aplicação, nesse estudo, dos conceitos da estratigrafia de seqüências está baseada nos pressupostos teóricos de Vail *et al.* (1977), Posamentier & Vail (1988), Posamentier *et al.* (1988), Van Wagoner *et al.* (1988) e Posamentier *et al.* (1992). Dessa forma, além da construção de um arcabouço cronoestratigráfico, procurar-se-á a identificação da ciclicidade no registro geológico (tratos de sistemas), propondo um modelo ordenado para a sedimentação.

Tomando como base as descrições litológicas (Zarpelon *et al.* 1997), as associações de fácies, a bioestratigrafia (Faria *et al.*, 2001), e a interpretação sísmica em ambiente tridimensional para a sucessão deposicional do Arenito Namorado, no Campo de Namorado, foram definidas duas seqüências de 3ª Ordem. Essas duas seqüências são ainda subdivididas em seqüências de 4ª Ordem, sendo três seqüências para a seqüência inferior e duas para a superior.

Os dois eventos de sedimentação clástica de 3ª Ordem, que compõem o Arenito Namorado, são controlados por movimentação tectônica e eustática. A paleobatimetria varia de Nerítico Médio a Batial Superior, numa subida relativa do nível do mar praticamente contínua dentro dessa ordem, com variações, não muito significativas, nos eventos de maior freqüência (parasseqüências).

Os depósitos do primeiro evento, com cerca de 4 Ma, e datado do Albiano superior, assentam em discordância sobre a seqüência carbonática (margas) da fase de afogamento da Formação Macaé/Membro Outeiro, dentro de um contexto de nível de mar relativamente baixo. Este limite de seqüência do Tipo I (Barboza *et al.*, 2004) representa a base do

intervalo do reservatório de Namorado. Em termos de registro de fácies, corresponde principalmente às litofácies descritas nos testemunhos como depósitos de instabilidade causados, provavelmente, pelo início da movimentação do substrato evaporítico, e são representados por escorregamentos e fluxos de detritos carbonáticos que passam a arenolamosos (associações de fácies L5 e L6). Junto a essa fase são criados os espaços de acomodação nos quais são depositados os sedimentos turbidíticos siliciclásticos (associações de fácies L1, L2 e L3).

Essa seqüência retrogradante de 3ª Ordem (trato transgressivo) termina com margas e calcilitos (associação de fácies L7) ricos em radiolários, representando a zona de condensação que contém a superfície de inundação máxima, onde são registradas as maiores paleobatimetrias correspondentes ao batial superior (Fig. 31).

Uma discordância, com um hiato de cerca de 2,4 Ma, que é observada em seções sísmicas, perfis de poços e pelas análises bioestratigráficas de foraminíferos (ausência de biofácies) (Faria *et al.*, 2001), provavelmente, representa a erosão dos depósitos do trato de mar alto da seqüência do Albiano superior. Esse evento de caráter erosivo marca o limite de seqüência do Tipo I na base do evento superior de terceira ordem que tem duração de pouco mais de 4 Ma.

Essa seqüência retrogradante de idade Cenomaniano médio/superior inicia com depósitos turbidíticos de alta densidade em regime de mar baixo (associação de fácies L1, L2 e L3) com menor grau de confinamento (Fig. 53C) em comparação com a seqüência anterior, e finaliza com depósitos de sedimentos finos (siltico-lamosos) (trato transgressivo), que apresentam altos valores no perfil de Raios Gama (Marco Radioativo – CEN150) (Fig. 54).

Conforme Faria *et al.* (2001), esse marco tem extensão lateral em escala regional e representa a zona de condensação, caracterizada por uma microfauna de ambiente pobre em oxigênio onde está contida a superfície de máxima inundação e, provavelmente, os depósitos de mar alto.

As cinco seqüências de 4ª Ordem (seqüências 0, 1 e 2 de idade albiana e seqüências 3 e 4 de idade cenomaniense) (Fig. 31) foram definidas com base no estudo bioestratigráfico (Faria *et al.*, 2001). Essas seqüências possuem individualmente caráter retrogradante, onde o trato de mar baixo é representado por depósitos turbidíticos de canais confinados em depressões e calhas. O trato transgressivo é representado por depósitos de correntes de turbidez diluídas e as zonas de condensação por depósitos bacinais.

Tomando como base os pressupostos de Van Wagoner *et al.* (1990), onde seqüências são formadas por 'parasseqüências' e 'conjuntos de parasseqüências'; podemos associar que as seqüências de 4ª Ordem seriam parasseqüências inseridas nas seqüências de 3ª Ordem, apresentando padrões de empilhamento retrogradacionais em toda a sucessão.

Tanto nas seqüências de 3ª como nas de 4ª ordens não foram reconhecidos os depósitos do trato de mar alto, o que, aliado à ausência das zonas de condensação de algumas dessas seqüências, indica a erosão desses intervalos pelas seqüências/parasseqüências seguintes.

Em termos das seqüências definidas pela resolução sísmica em comparação às definidas pela bioestratigrafia, foi possível correlacioná-las conforme observação entre as visualizações da interpretação tridimensional deste trabalho (Fig. 53) e as apresentadas por Faria *et al.* (2001) observadas na (Fig. 58) e correlacionadas na Tabela 5.

Tabela 5. Correlação entre as seqüências definidas na interpretação sísmica com as seqüências de 4ª Ordem definidas pela bioestratigrafia.

Sísmica	4ª Ordem
Seqüência "1"	Seqüência 1
Seqüência "2"	Seqüência 2
Seqüência "3"	Seqüência 3 e 4

A correlação das seqüências propostas neste estudo, apresentada na Tabela 5, mostra-se bastante coerente com a interpretação bioestratigráfica e os mapas de espessura sísmica da Figura 58. A única discrepância, ou ainda não identificação, está associada a Seqüência 0 proposta por Faria *et al.* (2001). Porém, essa seqüência, não identificada junto ao mapeamento sísmico pode estar associada ao armazenamento das unidades subseqüentes.

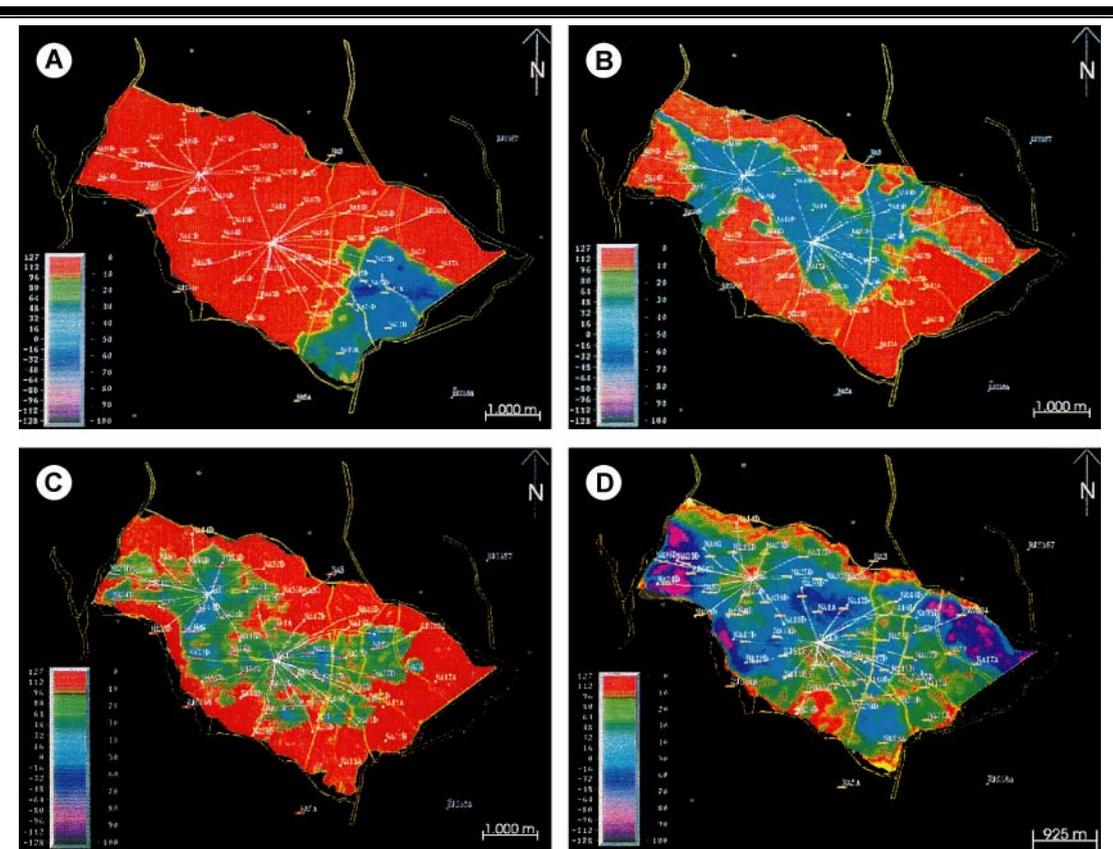


Figura 58. Mapas de espessura sísmica das seqüências deposicionais propostas por Faria *et al.* (2001); em vermelho espessuras próximas a zero, e em azul as maiores espessuras. A) Seqüência 0, B) Seqüência 1, C) Seqüência 2, e D) seqüências 3 e 4, definidas pela bioestratigrafia.

Por outro lado, como se trata de uma seqüência identificada com base em critérios de biofácies, e conseqüentemente, envolvendo tempo, era de se esperar no mapa de espessura sísmica (Fig. 58A) rastros dessa seqüência junto ao canal com direção NW/SE.

Assim, pode-se presumir que a Seqüência 0 tenha tido aporte sedimentar por outro caminho. Na análise do volume sísmico, e por informações de que existe um reservatório conhecido como Namorado NE, é possível pressupor que essa seqüência faça parte da continuidade do canal que depositou a seqüência do reservatório de Namorado NE.

A Seqüência 4, definida por Faria *et al.* (2001) está inserida na Seqüência “3” interpretada pela sísmica 3D. Isso se deve à incerteza na individualização entre as seqüências de 4ª Ordem neste intervalo no dado sísmico.

6.3 – MODELO DEPOSICIONAL

Partindo das descrições sedimentológicas das litofácies (Zarpelon *et al.*, 1997), nas associações de fácies que constituem os elementos arquiteturais, nas análises bioestratigráficas de foraminíferos e dados de paleoecologia de todos os testemunhos do Arenito Namorado (Faria *et al.*, 2001), no Campo de Namorado, e complementando o estudo com as visualizações tridimensionais através do VoxelGeo[®], foi elaborado um modelo estratigráfico para esse reservatório (Fig. 59).

Zarpelon *et al.* (1997) ponderam sobre expressivas quedas do nível do mar durante o intervalo Albiano superior/Cenomaniano que, junto à movimentação halocinética, causaram desestabilizações e destruições da plataforma carbonática de águas relativamente mais rasas, em

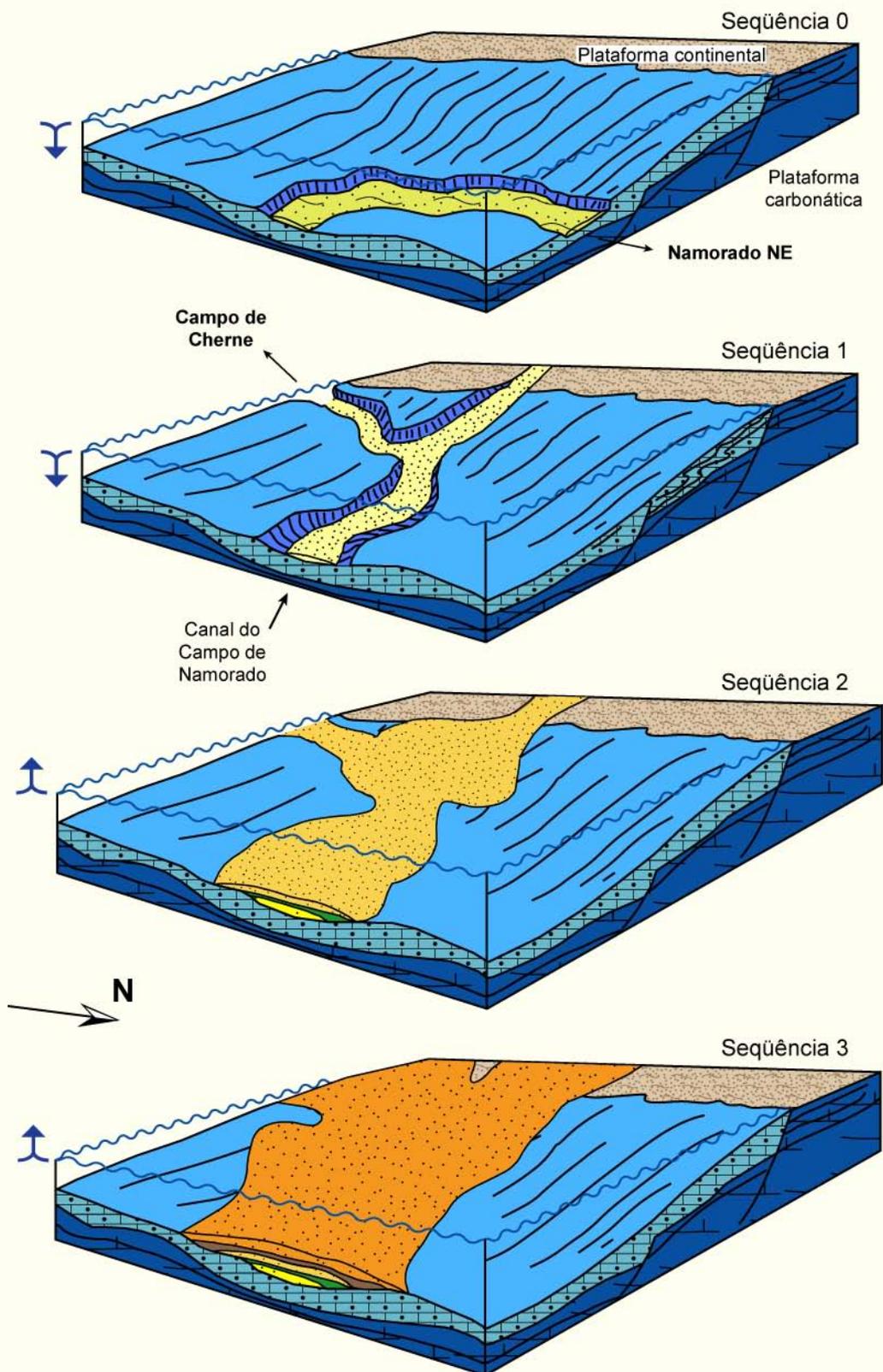


Figura 59. Modelo esquemático propondo a evolução paleogeográfica para a área do Campo de Namorado. Observa-se o aumento da paleobatimetria, evidenciado pela retrogradação de fácies.

conseqüência formando os depósitos relacionados aos escorregamentos carbonáticos, aos fluxos de detritos carbonáticos e terrígenos e, principalmente, as correntes de turbidez, estas últimos constituindo os principais reservatórios. Nesse trabalho, os autores identificam três eventos clásticos no Albiano superior e um evento no Cenomaniano.

Souza Jr. (1997) identifica no Campo de Namorado três sistemas deposicionais: 1) sistemas de canais, composto em sua maioria por depósitos turbidíticos ligados à correntes de alta densidade; 2) sistema canal-dique marginal, que correspondem à fase inicial de abandono, onde predominam as alternâncias de areia fina e lamitos com raras intercalações de fluxos de detritos e escorregamentos e 3) o sistema argilo-margoso que representa a sedimentação hemipelágica da bacia (Fig. 60).

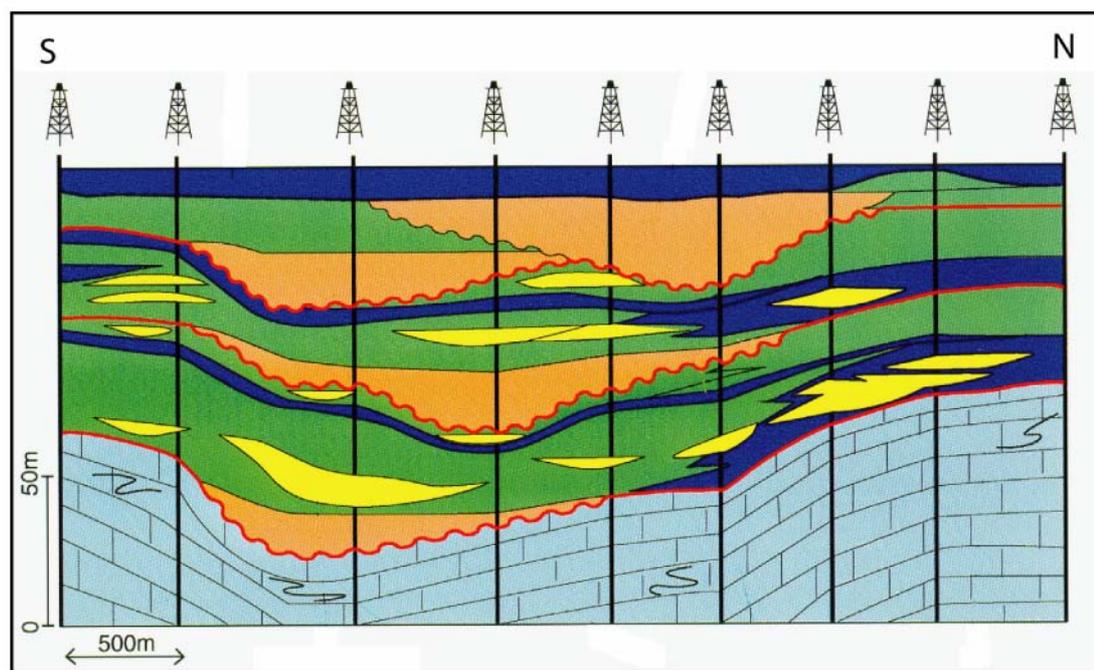


Figura 60. Seção estratigráfica criada a partir de dados faciológicos adquiridos de testemunhos dos poços da área do Campo de Namorado. Observam-se as tres sequencias deposicionais limitadas na base por discordâncias (modificado de Souza Jr., 1997).

Faria *et al.* (2001) apresentam um detalhado estudo bioestratigráfico através de lâminas delgadas onde foram definidas as biozonas e as biofácies. Os autores determinaram com precisão as zonas de

condensação (ricas em radiolários) as quais representam afogamentos durante a evolução do sistema deposicional, incluindo, provavelmente, os depósitos relacionados aos tratos transgressivo e de mar alto, respectivamente acima e abaixo da superfície de inundação máxima. Esses dados, acompanhados da análise de testemunhos com definições de associações de fácies, elementos arquiteturais e identificação de discordâncias (limites de seqüências). Permitiram a definição de cinco seqüências de 4ª Ordem contidas em duas seqüências de 3ª Ordem (Fig. 31).

Em termos de modelo deposicional, pode-se agrupar as cinco seqüências de 4ª Ordem propostas por Farias *et al.* (2001) em quatro sistemas turbidíticos distintos, inclusos em duas seqüências de 3ª Ordem, tomando-se como base a interpretação tridimensional do volume sísmico de Namorado.

O primeiro sistema estaria associado a Seqüência 0, a qual representa a porção mais a S/SE do Campo de Namorado. Essa seqüência é composta por depósitos de escorregamentos (Fácies L6) e fluxos de detritos (Fácies L5), abaixo e acima dos depósitos turbidíticos (Fácies L2) confinados. A presença desse depósito nesta área indica uma provável contribuição proveniente de outra direção. Isso porque, se o aporte viesse da mesma direção da calha de Namorado deveria haver registro dessa Seqüência na mesma.

Zarpelon *et al.* (1997) sugerem que as fácies turbidíticas contidas neste intervalo indicam tratar-se de um leque de mar baixo, provavelmente, em um sistema de lobos turbidíticos confinados. Alguns escorregamentos siliciclásticos ocorrem intercalados às fácies tipicamente turbidíticas o que parece estar relacionado à escorregamentos dentro das calhas de deposição, provavelmente das bordas das calhas, o que corrobora o caráter tectônico bastante ativo durante esta fase.

O segundo sistema turbidítico está associado a Seqüência 1, do Albiano superior. A geometria dessa seqüência corresponde a um caráter fortemente confinado (Fig. 53A). O rebaixamento do nível do mar aliado a fluxos hiperpicnais provenientes de inundações catastróficas pode ter tido um papel preponderante na geração de correntes de turbidez auto-sustentáveis, provocando instabilidades nas porções mais proximais da bacia e na captação destes depósitos através do desenvolvimento de calhas profundas. As fácies observadas neste intervalo são principalmente L1 (conglomerados), L2 (arenitos maciços), L3 (interlaminados arenosos) e L4 (interlaminados argilosos), em alguns casos apresentando seqüências completas de gradação normal (diminuição do tamanho de grão para o topo, L1 → L4). Este empilhamento de fácies sugere uma geometria deposicional canalizada, formando depósitos turbidíticos confinados, onde as fácies L1 e L2 representam o preenchimento dos canais.

O terceiro sistema estaria associado a presença de uma geometria de lobos progracionais associada a uma depressão herdada da seqüência sotoposta (Fig. 53B). As associações de fácies que representam essa unidade são L3 e L4, as quais correspondem ao transbordamento ou ao preenchimento final dessa depressão, sendo a última Fácies (L4) associada às porções mais distais do sistema. O afastamento gradual da calha principal, onde se encontram as maiores espessuras de areia, aponta para a presença maior das fácies interlaminadas, confirmando o modelo de canal-dique marginal sugerido por Souza Jr. (1997).

Conforme Faria *et al.* (2001), este sistema turbidítico é recoberto por uma zona de condensação rica em radiolários, representada pela Fácies L7 (lamitos), e que é observada, praticamente, em todos os testemunhos que atravessaram este intervalo, indicando uma inibição das correntes de turbidez relacionada com a elevação relativa do nível do mar e que representa o fechamento da Seqüência de 3ª ordem de idade albiana.

O quarto sistema turbidítico reúne as seqüências 3 e 4, relativas ao Cenomaniano médio a superior, e se deposita discordantemente sobre uma superfície erosiva que eliminou parte do registro do Albiano superior e Cenomaniano inferior, gerando um hiato de cerca de 2,4 Ma. Essas duas seqüências, apesar de ainda apresentarem características de confinamento, se distribuem em continuidade lateral mais significativa e são relativamente mais espaiadas do que as seqüências do Albiano (Fig. 53A e B).

Na organização das fácies, se observa a quase ausência das fácies conglomeráticas, havendo o predomínio marcante das fácies arenosas (Fácies L2) e interlaminados (fácies L3 e L4). Segundo Zarpelon *et al.* (1997), isto sugere tratar-se de um sistema de lobos turbidíticos confinados, provavelmente relacionado a leques de mar baixo.

Este intervalo, correspondente à Seqüência de 3ª ordem do Cenomaniano, é recoberto por um espesso pacote de lamitos que, caracteristicamente, apresenta altos valores no perfil de Raios Gama e é reconhecido como um marco regional denominado Marco CEN150. Este pacote radioativo é caracterizado pela presença de uma microfauna típica de ambiente pobre em oxigênio, refletindo condições anóxicas, e que representa a segunda grande incursão marinha do intervalo estudado e o fechamento da seqüência.

Capítulo 7

Considerações Finais

7 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

7.1 – DISCUSSÕES

A discussão a seguir trata essencialmente do objetivo maior dessa Tese, ou seja, a identificação e o histórico evolutivo-estratigráfico dos reservatórios turbidíticos do Campo de Namorado, embasado na interpretação sísmica em volume tridimensional.

As superfícies de descontinuidades, bem como os horizontes que representam os reservatórios do Campo de Namorado, foram identificadas com base nos trabalhos de Johann (1997), Souza Jr. (1997), Zarpelon *et al.* (1997) e Faria *et al.* (2001). Esses autores apresentam o intervalo de deposição do referido campo posicionado entre uma disconformidade (discordância Tipo I – Barboza *et al.*, 2004), indicativa de uma variação no nível de base da bacia, sobre a qual estão depositados os turbiditos da seqüência basal do Campo de Namorado, e um folhelho radioativo denominado Marco CEN150, caracterizando uma superfície de afogamento.

Zarpelon *et al.* (1997) identificaram três seqüências clásticas no Albiano superior e uma seqüência no Cenomaniano. Conforme esses autores, as seqüências foram formadas por fluxos de detritos carbonáticos e terrígenos e, principalmente, por correntes de turbidez, estas últimas constituindo os principais reservatórios.

Baseados em estudos sismoestratigráficos e faciológicos, Johann (1997) e Souza Jr. (1997) identificaram três sistemas deposicionais: 1) sistemas de canais, composto em sua maioria por depósitos turbidíticos ligados a correntes de alta densidade; 2) outro sistema tipo canal-dique marginal, que corresponde à fase inicial de abandono onde predominam as alternâncias de areia fina e lamitos com raras intercalações de fluxos de detritos e escorregamentos e 3) o sistema argilo-margoso que representa a sedimentação hemipelágica da bacia.

Faria *et al.* (2001), com base em estudos bioestratigráficos em lâmina delgada e análise de testemunhos, definiram as biozonas e biofácies, reconheceram as superfícies de afogamento e as discordâncias e subdividiram o intervalo estudado em cinco seqüências de 4ª Ordem contidas em duas seqüências de 3ª Ordem (Fig. 31).

A análise desenvolvida nesta Tese permitiu a individualização e a posterior visualização tridimensional de um paleocanal meandrante no topo do intervalo da plataforma carbonática de idade albiana, feição esta até então não relatado em interpretações anteriores deste sistema deposicional. Também foram mapeadas as seqüências de reservatórios na sua forma, identificando as características da geometria deposicional, depósitos confinados em canais, sistema de lobos retrogradacionais, e sistemas deposicionais desconfinados.

A interpolação dos dados de poços junto ao dado sísmico em ambiente computacional mostrou-se bastante eficiente na interpretação dos sistemas turbidíticos. Esse método de trabalho melhorou de sobremaneira a

definição da extensão e geometria dos corpos arenosos, contribuindo para uma melhor interpretação dos mesmos (Fig. 53).

A integração dos dados faciológicos, bioestratigráficos e os provenientes da interpretação tridimensional com o VoxelGeo[®], permitiu definir quatro sistemas turbidíticos distintos, inclusos em duas seqüências de 3ª Ordem. Esses sistemas turbidíticos estariam associados a seqüências de 4ª Ordem, relativas, em termos de estratigrafia de seqüências, a “parasseqüências”, conforme Van Wagoner *et al.* (1990), inseridas em dois ciclos de 3ª Ordem. Essas seqüências que englobam os reservatórios do Campo de Namorado representariam intervalos de alta freqüência no registro estratigráfico, dentro do contexto de afogamento (2ª Ordem) da Bacia de Campos (Rangel *et al.*, 1994).

7.2 – CONCLUSÕES

No presente estudo, foram identificados quatro sistemas turbidíticos, que representam as unidades de reservatórios que compõem o Campo de Namorado. Esses sistemas deposicionais correspondem a seqüências de 4ª Ordem, relativas, em termos de estratigrafia de seqüências, a “parasseqüências”, conforme Van Wagoner *et al.* (1990), as quais estão inseridas em dois ciclos de 3ª Ordem.

A análise desenvolvida permitiu a individualização e a posterior visualização tridimensional de um paleocanal meandrante no topo do intervalo da seção carbonática do Albiano superior, até então não relatado em interpretações anteriores deste sistema deposicional. A identificação desse canal pode ter forte impacto nas atividades exploratórias deste campo, e de áreas adjacentes, visto que permite delimitar de forma mais acurada as

características da geometria deposicional da seqüência basal do referido campo.

A integração dos trabalhos pré-existentes com as informações nesta Tese proporcionou um melhor entendimento da geometria deposicional desses turbiditos. De modo especial, a análise paleogeomorfológica, através de visualização tridimensional baseada em mapeamento de atributos sísmicos em “voxel” (VoxelGeo[®]) demonstrou ser uma técnica bastante eficiente para a resolução do problema proposto.

Pelas características da calha deposicional observada para o Campo de Namorado, é possível concluir que o sistema como um todo foi depositado em um complexo de canais. Esses canais, provavelmente, foram esculpidos por fluxos hiperpicnais, formados a partir de inundações catastróficas junto a sistemas de frentes deltaicas (Mutti *et al.*, 1996).

O modelo de complexo de canais pode ser melhor entendido, observando-se a disposição espacial de alguns campos petrolíferos nas vizinhanças do Campo de Namorado (Fig. 61). Tomando como exemplo os campos de Bagre, Cherne e Garoupa, a posição relativa destes sugere que todos eles façam parte do mesmo sistema de complexo de canais. Bagre situa-se junto a porção NW, Cherne junto a porção SW e Garoupa a Norte de Namorado.

Em termos evolutivos, a geometria deposicional dos sistemas turbidíticos encontrados em Namorado, associada ao complexo de canais das áreas vizinhas, sugere que, em um primeiro momento, o canal proveniente da direção norte depositou as unidades representadas pela seqüência 0 de Faria *et al.* (2001), concomitantemente com as unidades de reservatório de Namorado NE. Em um segundo momento instalou-se um complexo de canais associado com a calha principal de Namorado, junto a outra calha, um pouco mais a sudoeste, proveniente da área do Campo de Cherne.

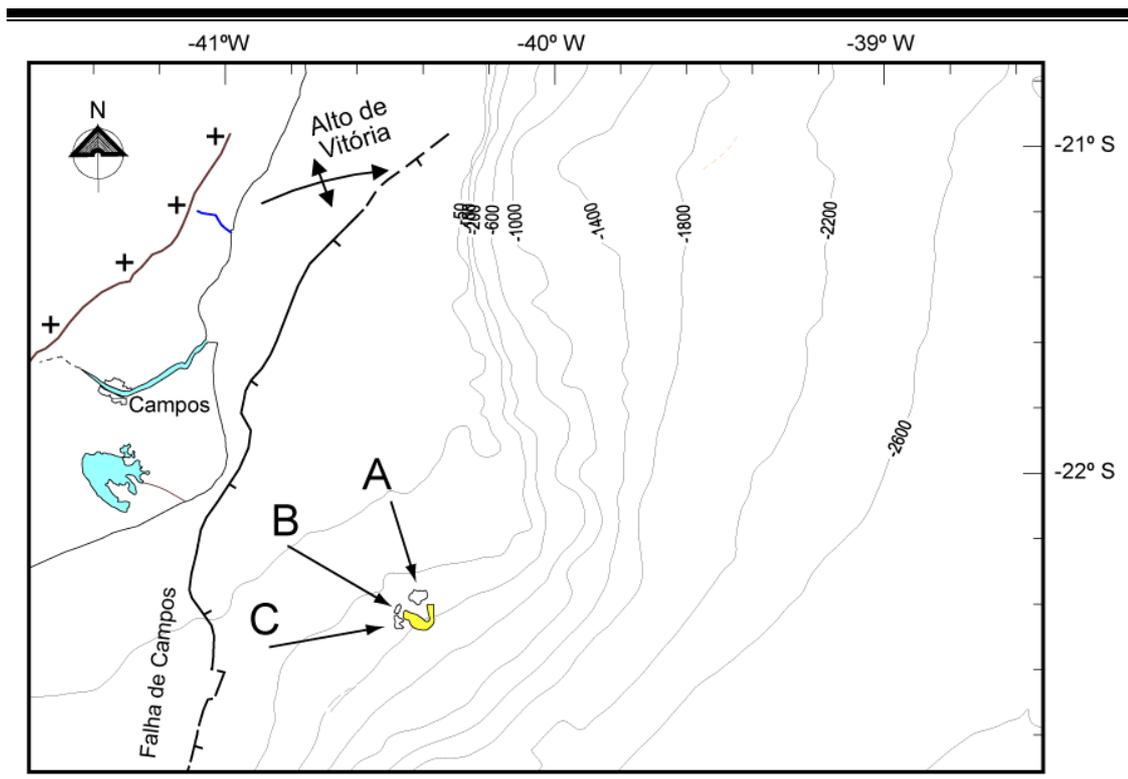


Figura 61. Mapa de localização dos campos petrolíferos junto a área do Campo de Namorado (em amarelo). Detalhe para as possíveis conexões sindeposicionais dos sistemas deposicionais turbidíticos, A) vetor Garoupa-Namorado NE; B) vetor Bagre; e C) vetor Cherne.

De acordo com os trabalhos pré-existentes (ex. Fernandes, 1996), a tectônica salífera (halocinese) contribuiu para formar zonas de falhas preferenciais onde encaixaram-se os complexos de canais. Posteriormente, o diapirismo na área acabou por “romper” essas calhas deposicionais. Isso é bem observado nas relações estratigráficas em linhas sísmicas. Nas quais a continuidade dos canais entre os campos produtores da região apresenta uma textura totalmente fraturada. Essas grandes falhas, provocadas pela halocinese, foram fundamentais na geração de trapas estruturais e caminhos para a migração dos hidrocarbonetos.

Servindo-se das informações provenientes deste estudo, pôde-se atingir uma melhor compreensão da gênese desta acumulação, especialmente na parte referente às unidades de caráter econômico importante, representadas pelos depósitos turbidíticos e cujas ocorrências estão relacionadas com etapas de rebaixamento relativo do nível do mar.

Referências Bibliográficas

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- APPI, C.J. 1994. **I Sistemi Deposizionali Arenacei di Mare Profondo dell' Oligocene Superiore e Miocene Inferiore del Campo di Albacora (offshore brasiliano)**. Ph.D. Thesis, Univesita di Parma. Istituto di Geologia, Paleontologia di Parma – Itália.
- APPI, C.J.; AGRA, J. & PIMENTEL, A.M. 1984. **Estudos Faciológicos dos Arenitos do Campo de Namorado, Bacia de Campos, RJ**. Petrobras. Relatório Interno.
- ASMUS, H.E. 1975. Controle Estrutural da Deposição Mesozóica nas Bacias da Margem Continental Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, nº. 3, p. 160-175.
- ASMUS, H.E. 1982. Significado geotectônico das feições estruturais das bacias, marginais brasileiras e áreas adjacentes. In: 32º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, **Anais...** Salvador, SBG, v. 4, p. 1547-1557.
- ASMUS, H.E. & PONTE, F.C. 1973. The Brazilian Marginal Basins. In: Nairn, A.E.M. & Stehli, F.G. (eds.). **The ocean basins and margins, v.1 - The South Atlantic**. New York, Plenum. Press, p. 87-133.
- ASMUS, H.E. & BAISCH, P.R. 1983. Geological Evolution of the Brazilian Continental Margin. **Episodes**, v. 6, p. 3-9.
- ASMUS, H.E. & GUAZELLI, W. 1981. **Descrição Sumária das Estruturas da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceânicas e Continentais Adjacentes - Hipóteses Sobre o Tectonismo Causador e Implicações Para os Prognósticos do Potencial de Recursos Minerais**. Projeto REMAC, CENPES, 9, 269 p.
- AUSTIN, J.A. & UCHUPI, E. 1982. Continental-oceanic Crustal Transition of Southwest Africa. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 66, p. 1328-1347.
- AZAMBUJA FILHO, N.C. 1990. **The Oligo-miocene Turbidites and Associated Fácies of the Campos Basin, offshore Brazil**. Ph.D. Thesis, Imperial College, Department of Geology, London, 456 p. Ilust.

- AZAMBUJA FILHO, N.C.; ABREU, C.J.; HORSCHUTZ, P.M.; CÂNDIDO, A. & RAMOS, E.M. 1980. Estudo Sedimentológico, Faciológico e Diagenético dos Conglomerados do Campo Petrolífero de Carmópolis. In: **Proceedings of the 31st Brazilian Geological Congress**, Sociedade Brasileira de Geologia, Camboriú, v. 1, p. 240-253.
- AZAMBUJA FILHO, N.C.; APPI, C.J.; BENDER, A.A. & PENTEADO, H.L. 2000. Freshwater Outflow as a Triggering Mechanism for Slope Failure and Turbidites in the Campos Basin, Brazil. **AAPG/SEPM Convention**, 2000, New Orleans, LA. P. A8.
- AZEVEDO, R.L.M.; GOMIDE, J. & VIVIERS, M.C. 1987. Geo-história da Bacia de Campos: do Albiano ao Maastrichtiano. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, p. 139-146.
- BACOCOLI, G.; MORAIES, R.G. & CAMPOS, O.A.J. 1980. The Namorado Oil Field: A Major Oil Discovery in the Campos Basin, Brazil. In: Giant Oil and Gas Fields of the Decade: 1968-1978. Tulsa: **American Association of Petroleum Geologists Memoir** 30, p. 329-338.
- BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J. & VIANA, A.R. 2003. Análise Preliminar da Geometria Depositional dos Turbiditos do Campo de Namorado, Bacia de Campos, RJ. In: 2º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, **Anais...** Rio de Janeiro – RJ. CD-ROM, 5 p.
- BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N. & VIANA, A.R. 2004. Paleomorfologia do Intervalo Superior da Formação Macaé, Campo de Namorado, Bacia de Campos. In: RIO OIL & GAS EXPO AND CONFERENCE 2004, **Anais...** Rio de Janeiro - RJ. *Abstract Booklet*. Rio de Janeiro-RJ: IPB, v. 1, p. 109.
- BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N. & ROSA, M.L.C.C. 2005. Análise Faciológica e Modelo Depositional do Arenito Namorado, Bacia de Campos, RJ. In: 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, **Livro de Resumos**, Salvador, v. 1, p. 1-6.
- BARROS, M.C.; POSSATO, S.; GUARDADO, L.R. & MUTTI, E. 1982. **The Eocene Carapebus Sands, Campos Basin, Brazilian Offshore: an Example of deep-sea Turbidites Winnowed by Bottom Currents**. Petrobras, Relatório Interno.
- BARROS, M.C.; GUEIROS, E.A.C.; APPI, C.J.; DELLA FÁVERA, J.C. & FREITAS, L.C. 1984. **Distribuição e Modelo Depositional das Areias Albo-Santonianas e Campo-Maastrichtianas da Bacia de Campos**. Rio de Janeiro, Petrobras, Relatório Interno.

- BEURLEN, G. 1982. Bioestratigrafia e Geohistória da Seção Marinha da Margem Continental Brasileira. **Boletim Técnico da Petrobras**, v. 25, p. 77-83.
- BORGHI, L. 1997. Postulado de Relação de Fácies. Resumo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, 69, p. 435.
- BORGHI, L. 2000. Visão Geral da Análise de Fácies Sedimentares do Ponto de Vista da Arquitetura Depositional. **Boletim do Museu Nacional**, N.S., Geol., Rio de Janeiro, n°. 53, p. 1-26.
- BOUMA, A.H. 1962. Sedimentology of some Flysch Deposits; a Graphic Approach to Facies Interpretation. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- BOUMA, A.H. & HOLLISTER C.O. 1973. Deep-ocean Basin Sedimentation. In: Middleton, G.V. & Bouma, A.H. (eds.). **Turbidites and Deep-water Sedimentation**. SEPM Pacific Section Short Course, p. 79-118.
- BRAGA, J.A.E. & DELLA FÁVERA, J.C. 1978. **Seqüências Depositionais nas Bacias Brasileiras: Determinação, integração Regional e sua Utilização nas Pesquisas de Hidrocarbonetos**. Rio de Janeiro, Petrobras, Relatório Interno.
- BROWN, L.F. & FISCHER, W.L. 1977. Seismic-Stratigraphic Interpretation of Depositional Systems: Exemples from Brazilian Rift and Pull-Apart Basins. In: C.E. Payton (ed.). **Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration**. AAPG Memoir 26, p. 213-248.
- BROWN, L.F. & FISCHER, W.L. 1980. **Seismic-stratigraphic Interpretation and Petroleum Exploration**. Austin, AAPG Continuing education course note series # 16. 125 p.
- BROWN, G.C.; GORSLINE, D.S. & SCHWELLER, W.J. 1990. **Deep-marine Sedimentation. Depositional Models and Case Histories in Hydrocarbon Exploration & Development**. (eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Short Course Volume n°. 66, 326 p.
- BRUHN, C.H.L. 1993. **High-resolution sratigraphy, reservoir geometry, and facies characterization of Cretaceous and Tertiary turbidites from Brazilian passive margin basins**. Ph.D. Thesis, McMaster University, Hamilton, Ontario, Canada, 433 p.

- BRUHN, C.H.L. 1997. Internal Architecture and Sedimentary evolution of Coarse-grained, Turbidite Channel-levee Complexes, Early Eocene Regência Canyon, Espírito Santo Basin, Brazil. **Sedimentology**, v. 44, p. 17-46.
- BRUHN, C.H.L. & MORAES, M.A.S. 1989. Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada, Bahia: um laboratório de campo para estudo de reservatórios canalizados. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 3, p. 235-267.
- BRUHN, C.H.L.; CAINELLI, C. & MATOS, R.M.D. 1988. Habitat do Petróleo e Fronteiras Exploratórias nos Riftes Brasileiros. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 2, p. 217-253.
- BUBB, J.N. & HATLELID, W.G. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 10: Seismic Recognition of Carbonate Buildups. In: Payton, C.E. (ed.). **Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, AAPG Memoir 26, p. 185-204.
- CÂNDIDO, A. & WARDLAW, N.C. 1985. Reservoir Geology of the Carmópolis Oil Field, Brazil. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, v. 33, p. 379-395.
- CARMINATTI, M. & SCARTON, J.C. 1991. Sequence Stratigraphy of the Oligocene Turbidite Complex of the Campos Basin, Offshore Brazil: An Overview. In: Weimer, P. & Link, M. H. (Eds.). **Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems**. New York, Springer-Verlag. 447 p.
- CAROZZI, A.V.; FONSECA, J.R. & ARAÚJO, M.B. 1976. **New interpretation of Candeias field - Recôncavo Basin. Part I**. Rio de Janeiro, Petrobras, Relatório Interno.
- CARVALHO, M.V.F. 1990. **Diagênese dos Arenitos Turbidíticos Cretácicos no Compartimento Norte-Nordeste da Bacia de Campos, Brasil**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 179 p. Ilust.
- CARVALHO, M.V.F.; De ROS, L.F. & GOMES, N.S. 1995. Carbonate Cementation Patterns and Diagenetic Reservoir Fácies in the Campos Basin Cretaceous Turbidites, Offshore Eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, 12 (7), p. 741-758.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O. & FIGUEIREDO, A.M.F. 1988. New Concepts on the Development of East Brazilian Marginal Basins. **Episodes**, v. 11, p. 194-202.

- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F. & BENDER, A.A. 1992. Tectonics and Stratigraphy of the East Brazil Rift System: an Overview. **Tectonophysics**, v. 213, p. 97-138.
- De RAAF, J.F.M.; BOERSMA, J.R. & Van GELDER, A. 1977. Wave-generated Structures and Sequences from a Shallow-marine Succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. **Sedimentology**, 24, p. 451-483.
- DELLA FÁVERA, J.C. 2000. History of Interpretation of Deep-Water Sandstones in Brazil. In: 31st IGC Workshop – Deep-Water, Sedimentation: the Challenges for the Next Millenium, **Abstract Volume**, Rio de Janeiro – RJ, 6 p.
- DELLA FÁVERA, J.C. 2001. **Fundamentos de Estratigrafia Moderna**. Rio de Janeiro, Editora UERJ, 263 p.
- DELLA FÁVERA, J.C.; CESERO, P.; BEURLIN, G.; TROELSEN, J.C. & GOMIDE, J. 1975. **Projeto Carapebus**. Rio de Janeiro, Petrobras, Relatório Interno.
- DIAS, J.L.; OLIVEIRA, J.A. & VIEIRA, J.C. 1988. Sedimentological and Stratigraphic Analysis of the Lagoa Feia Formation, Rift Phase of Campos Basin, Offshore Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.18, p. 252-260.
- 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. In: Raja Gabaglia, G.P. & Milani, E.J. (eds.). **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro, Petrobras, p. 333-360.
- DIAS-BRITO, D. 1982. Evolução Paleoecológica da Bacia de Campos durante a Deposição dos Calcilutitos, Margas e Folhelhos da Formação Macaé (Albiano e Cenomaniano). **Boletim Técnico Petrobras**, v. 2, p. 84-97.
- DIAS-BRITO, D. 1995. **Calcisferas e Microfácies em Rochas Carbonáticas Pelágicas Mesocretáceas**. Tese de Doutorado, UFRGS, Porto Alegre, Brasil, 688 p.
- DROZ, L. & BEILAICHE, G. 1985. Rhone Deep Sea Fan: Morpho-structure and Growth Pattern. **American Associate of Petroleum Geologist Bulletin**, 69, p. 460-479.

- DUNHAM, R.J. 1962. Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture. In: Ham, W.E. (ed.). **Classification of Carbonate Rocks - a Symposium**. American Associate of Petroleum Geologist, Memoir 1. Tulsa, p. 108-121.
- EINSELE, G. & SEILACHER, A. 1982. **Cyclic and Event Stratification: Symposium**. Berlin: Springer-Verlag, 550 p.
- ESTEVES, F.R.; SPADINI, A.R. & SAITO, M. 1987. A Sedimentação Alboturoniana (Formação Macaé) da Bacia de Campos. In: **Proceedings** of the 1st Simposium on the Geology of the Rio da Janeiro and Espírito Santo States, Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro, Brazil, p. 27-42.
- ESTRELLA, G.; MELLO, M.R.; GAGLIANONE, P.C.; AZEVEDO, R.L.M.; TSUBONE, K.; ROSSETTI, E.; CONCHA, J. & BRÜNING, I.M.R.A. 1984. The Espírito Santo Basin (Brazil Source Rock Characterization and Petroleum Habitat). In: Demaison, G. & Murriss, R.J. (eds.). **Petroleum Geochemistry and basin evaluation**. The American Association of Petroleum Geologists Memoir 35, p. 253-271.
- EMERY, D. & MYERS, K.J. 1996. **Sequence Stratigraphy**. Oxford, Blackwell Scientific Company, 297 p.
- FALKENHEIN, F.U.H.; FRANKE, M.R. & CAROZZI, A.V. 1981. Petroleum Geology of the Macaé Formation (Albian-Cenomanian), Campos Basin, Brazil (Carbonate Microfacies - depositional and diagenetic models - natural and experimental porosity). **Ciência-Técnica-Petróleo**. Sec. Exploração de Petróleo, II. 140 p.
- FARIA, R.T.; SANTOS, M.S. & PARAIZO, P.L.B. 2001. **Estudo Completo de Caracterização Geológica e Simulação de Fluxo para o Campo de Namorado**. Relatório Final do Projeto 60.02.24 Petrobras/CENPES/PDEP/TR, Rio de Janeiro, 81 p. ilustr.
- FERNANDES, F.L. 1996. **Desenvolvimento de Metodologia para a Reconstituição da Evolução Tectônica e Sedimentar de Bacias. Aplicação na Área de Bagre, Cherne e Namorado, Bacia de Campos, com enfoque na Seção Albo-Eocênica**. Relatório Final do Projeto 01.04.25 Petrobras/CENPES, Rio de Janeiro, 143 p. ilustr.
- FIGUEIREDO, A.M.F.; BRAGA, J.A.E.; ZABALAGA, J.C.; OLIVEIRA, J.J.; AGUIAR, G.A.; SILVA, O.B.; MATO, L.F.; DANIEL, L.M.F.; MAGNAVITA, L.P. & BRUHN, C.H.L. 1994. Recôncavo Basin, Brazil: a prolific Intracontinental Rift Basin. **The American Association of Petroleum Geologists Memoir**, 59, p.157-203.

- FISCHER, W.L. & MCGOWEN, J.H. 1967. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. Gulf Coast Association of Geologists Society, **Transcriptions**, v. 17, p. 213-248.
- FISCHER, W.L.; GAMA Jr., E.G. & OJEDA Y OJEDA, H.A. 1973. Estratigrafia Sísmica e Sistemas Depositionais da Formação Piacaçu. **Anais...** Aracaju, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, v. 3, p. 123-133.
- FODOR, R.V.; MCKEE, E.H. & ASMUS, H.E. 1983. K-Ar Ages and the Opening of the South Atlantic Ocean: Basaltic Rock from the Brazilian Margin. **Marine Geology**, v. 54, p. M1-M8.
- FONSECA, J.R. & DELLA FÁVERA, J.C. 1970. **Resultados de Observações Sedimentológicas na Seção Ilhas Inferior/Candeias da Área Centro-Norte da Bacia do Recôncavo**. Salvador, Petrobras, Relatório Interno.
- FONTAINE, J.M.; CUSSEY, R.; LACAZE, J.; LANAUD, R. & YAPUADJIAN, L. 1987. Seismic Interpretation of Carbonate Depositional Environments. **American Association of Petroleum Geologists, Bulletin**, 71, p. 281-297.
- FOREL, F.A. 1885. Les Ravins Sous-lacustres des Fleuves Glaciaires. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences**, Paris, v. 1, p. 725-728.
- FOREL, F.A. 1892. **Le Léman**, v.1, 543 p.
- FRANKE, M.R. 1981. **Natural Porosity, Diagenetic Evolution and Experimental Porosity Development of Macaé Carbonates Albian-Cenomanian, Campos Basin, Offshore Brazil**. Urbana, University of Illinois (Ph.D. Thesis).
- FRANTZ, E.P. 1987. **Análise da Geologia de Reservatório Carbonatos da Formação Macaé no Campo de Enchova, Bacia Campos**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto. 120 p.
- FUGITA, A.M.; APPI, C.J.; AZEVEDO, R.M.L.; BECKER, M.; RICCI-LUCCHI, F.; MESQUITA, A.C. & SAD, R. 1991. **Estudo Estratigráfico das Sequências e Sistemas Depositionais do Terciário da Bacia de Campos**. Rio de Janeiro, Petrobras Relatório Interno.

- GALLOWAY, W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. **American Petrology and Geology Bulletin**, 73, p. 125-142.
- GUARDADO, L.R.; GAMBOA, L.A.P. & LUCCHESI, C.T. 1990. Petroleum Geology of the Campos Basin, Brazil, a Model for a Producing Atlantic Type Basin. **AAPG Memoir 48**. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 3-79.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1987. Chronology of Fluctuating Sea Level since the Triassic. **Science**, 235. p. 1156-1166.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea Level Changes. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Ross, C.A.; Posamentier, H. Van Wagoner, J.C. & Kendall, C.G.StC. (eds.). **Sea-level Changes: An Integrated Approach**. Society Economic, Paleontology and Mineral, Special Publication, v. 42, p. 71-108.
- HAQ, B.U. 1991. Sequence Stratigraphy, Sea Level Change, and Significance for the Deep Sea. In: MacDONALD, D.I.M. (ed.). **Sedimentation, Tectonics and Eustasy**. Oxford: International Association of Sedimentologists, (Special Publication 12), p. 3-39.
- HARVEY, E.A.L.; SHEFFIELD, T.M.; MEYER, D.E.; LEES, J.A.; PAYNE, B.A. & ZEITLIN, M.J. 2000. Techniques for Volume Interpretation of Seismic Attributes. **SEG Technical Program Expanded Abstracts**. 70th Annual International SEG Meeting, Calgary, Canada, p. 600-603.
- HEEZEN, B.C. & EWING, M. 1952. Turbidity Currents and Submarine Slumps and the 1929 Grand Banks Earthquake. **American Journal of Science**, v. 250, p. 849-873.
- HOMWOOD, P.; GUILLOCHEAU, F.; ESCHARD, R. & CROSS, T.A. 1992. **Correlations de Haute Resolution et Stratigraphie Genetique: une Démarche Intégrée**. Elf Aquitaine production. BCRDP 16, p. 357-381.
- JERVEY, M.T. 1988. Quantitative geologic modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.S.C; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (eds.). **Sea-level changes: an integrated approach**. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, (Special Publication 42), p. 47-69.

- JOHANN, P.R.S. 1997. **Inversion sismostratigraphique et simulations stochastiques en 3D: réservoir turbiditique, offshore du Brésil.** Ph.D. Thèse Université Pierre et Marie Curie, 352 p.
- KARL, H.O.; CACCHIONE, O.A. & CARLSON, P.R. 1986. Internal Wave Currents as a Mechanism to Account for Large Sand Waves in Navarinsky Canyon Head, Bering Sea. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 56, p. 706-714.
- KENDALL, A.C. 1992. Evaporites. In: Walker, R.G. & James, N.P. (eds.). **Facies Models: Response to Sea Level Change.** Geological Association of Canada, p. 375-409.
- KLEIN, G.; DEVRIES, A.; MELO, U. & DELLA FAVERA, J.C. 1972. Subaqueous Gravity Flows on the Front of Cretaceous Deltas, Recôncavo Basin, Brazil. GSA, **Bulletins**, v. 83, p. 1469-1492.
- KLEMME, H.D. 1980. Petroleum Basins - Classification and Characteristics. **Journal of Petroleum Geology**, v. 3, p. 187-207.
- KOLLA, V. 1993. **Lowstand Deep-Water Siliciclastic Depositional Systems: Characteristics and Terminologies in Sequence Stratigraphy and Sedimentology.** Bulletin Centres Recherche Exploration-Production. Elf Aquitaine, 17, p. 67-78.
- KOLLA, V. & COUMES, F. 1987. Morphology, Internal Structure, Seismic Stratigraphy and Sedimentation of the Indus Fan. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 71, p. 650-677.
- KOUTSOUKOS, E.A.M. & HART, M.B. 1990. Cretaceous Foraminiferal Morphogroup Distribution Patterns, Paleocommunities and Trophic Structures: a Case Study from the Sergipe Basin, Brazil. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. **Earth Sciences**, v. 81, p. 221-246.
- KOUTSOUKOS, E.A.M.; MELLO, M.R.; AZAMBUJA FILHO, N.C.; HART, M.B. & MAXWELL, J.R. 1991. The Upper Aptian-Albian Succession of the Sergipe Basin, Brazil: an Integrated Paleoenvironmental Assessment. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 75, p. 479-498.
- KUENEN, Ph.H. 1957. Sole Marking of Graded Graywacke Beds. **Journal of Geology**, v.65, p. 231-258.
- KUENEN, Ph.H. & MIGLIORINI, C.I. 1950. Turbidity Currents as a Cause of Graded Bedding. **Journal of Geology**, v. 58, p. 91-127.

-
- KUHN, T. 1987. **A Estrutura das Revoluções Científicas**. São Paulo, Perspectiva. 125 p.
- LAMB, M.P.; HICKSON, T.; MARR, J.G.; SHEETS, B.; PAOLA, C. & PARKER, G. 2004. Surging versus Continuous Turbidity Currents: Flow Dynamics and Deposits in an Experimental Intraslope Minibasin. **Journal of Sedimentary Research**, v. 74, n°. 1, p. 148-155
- LARSON, R.L. & LADD, J.W. 1973. Evidence for the Opening of the South Atlantic in the Early Cretaceous. **Nature**, v. 246, p. 209-212.
- LEONARD, J.E.; CAMERON, B.; PILKEY, O.H. & FRIEDMAN, G.M. 1981. Evaluation of Cold-Water Carbonates as a Possible Paleoclimate Indicator. **Sedimentary Geology**, v. 28, p. 1-28.
- LEYDEN, R.; ASMUS, H.E.; ZEMBRUSCKI, S. & BRYAN, G. 1976. South Atlantic Diapiric Structures. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 60, p. 196-212.
- LIMA, M.R. 1983. Paleoclimatic Reconstruction of the Brazilian Cretaceous Based on Palynological Data. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, p. 223-228.
- LUCCHESI, C.F.; BERALDO, W.L.; APPI, C.J.; ARARIPE, P.T.; ANTUNES, R.L. & MUTTI, E. 1980. **Plataforma continental do Espírito Santo: Mapeamento Sismoestratigráfico de Leques Submarinos**. Macaé, Petrobras, Relatório Interno.
- LUDWIG, G. 1964. **Nova Divisão Estratigráfica e Correlação Faciológica por Meio de Pequenas Estruturas Internas, dos Sedimentos Silurianos e Devonianos na Bacia do Médio Amazonas**. Belém, Petrobras, Relatório Interno.
- LOUTIT, T.S.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. & BAUM, G.R. 1988. Condensed sections: the key to age dating and correlation of continental margin sequences. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.S.C; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (eds.). **Sea-level changes: an integrated approach**. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, (Special Publication 42), p. 183-216.
- LOWE, D.R. 1982. Sediment gravity Flows II: Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High Density Turbidity Currents. 1. **Sedimentary Petrology**, 52, p. 279-297.

- MAAR, J.; HARFF, P.; SHANMUGAM, G. & PARKER, G. 1997. Experiments on subaqueous Sandy Debris Flows. **Supplement to EOS Transactions**, AGU Fall Meeting, San Francisco, 78, n°. 46, F347.
- McHARGUE, T. & WEBB, J.E. 1986. Internal Geometry, Seismic Facies and Petroleum Potential of Canyons and Inner Fan Channels of the Indus Submarine Fan. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 70, p. 161-180.
- McKENZIE, D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 40, p. 25-32.
- MELLO, M.R. & MAXWELL, J.R. 1990. Organic Geochemical and Biological Marker Characterization of Source Rocks and Oils Derived from Lacustrine Environments in the Brazilian Continental Margin. In: Katz, B.J. (ed.). **Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs**. American Association of Petroleum Geologists Memoir 50, p. 77-97.
- MENEZES, S.X. 1983. **Projeto Namorado / Cherne**. Petrobras/DEPEX/DIRSUL, Relatório Interno.
- MENEZES, S.X. 1984. **Qualidade dos Reservatórios do Campo de Namorado**. Petrobras/DEPEX/DIRSUL, Relatório Interno.
- MENEZES, S.X. 1985. **Campo de Namorado, Aspectos de Geologia de Reservatórios**. Petrobras/DEPEX/DIRSUL, Relatório Interno, 9 p.
- MENEZES, S.X. 1986. Geometria de Reservatórios do Campo de Namorado. **Anais...** 2º Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatórios, Rio de Janeiro – RJ, Relatório Interno, p. 132-143.
- MENEZES, S.X. 1987. Aspectos Estruturais do Campo de Namorado, Bacia de Campos. In: TECTOS-I, **1º Seminário de Tectônica da Petrobras**. Rio de Janeiro, p. 531-548.
- MENEZES, S.X. 1990. **Modelo Hidrológico do Campo de Namorado**. Petrobras/DEPEX/DIRSUL, Relatório Interno.
- MENEZES, S.X. & ADAMS, T. 1988. Ocorrência de Resistividades Anômalas no Campo de Namorado. **Anais...** II Seminário Técnico de Operações Geológicas, v. II, Salvador – BA, Petrobras, Relatório Interno.

- MENEZES, S.X. & ADAMS, T. 1991. Estudo de Fácies não Reservatórios Associadas a Depósitos Turbidíticos. **Anais...** III Seminário Técnico de Operações Geológicas, Cabo Frio – RJ, Petrobras, Relatório Interno.
- MENEZES, S.X. & CORREA, A.C.T. 1986. Estudo de Argilosidade e Densidade de Matriz em Reservatórios Turbidíticos do Campo de Namorado. **Anais...** I Seminário de Técnicas de Operações Geológicas. v. II, Natal – RN, Petrobras, Relatório Interno.
- MEYER, D.E.; BULLOCH, T.E.; LORENZETTI HARVEY, E.A. & SHEFFIELD, T.M. 2001. Isolating Individual Channel Sequences Using 3D Visualization and Multi-Attribute Techniques in a Stacked Channel Complex, Ultra Deepwater Brazil. **Proceedings...** EAGE 63rd Conference & Technical Exhibition — Amsterdam, Netherlands 2001.
- MIALL, A.D. 1985. Architectural-element Analysis: a New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, 22, p. 261-308.
- MIALL, A.D. 1988. Architectural Elements and Bounding Surfaces in Fluvial Deposits: Anatomy of Kayenta Formation (Lower Jurassic), Southwest Colorado. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, 55, p. 233-262.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. 1973. Sediment Gravity Flows: Mechanics of Flow and Deposition. In: Middleton, G.V. & Bouma, A.H. (eds.). **Turbidites and Deepwater Sedimentation**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, p. 1-38.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. 1976. Subaqueous Sediment Transport and Deposition by Sediment Gravity Flows. In: Stanley, D.J. & Swift, D.J.P. (eds.). **Transport and Environmental Management**. John Wiley, New York, p. 197-218.
- MIGLIORINI, C. 1943. Sul Modo di Formazione dei Complessi Tipo Macigno. **Societa Geologia Italiana**, v. 62, p. 48-50.
- MITCHUM Jr., R.M. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part II: Glossary of Terms Used in Seismic Stratigraphy. In: Payton, C.E. (ed.). **Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration**. The American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 205-212.
- MITCHUM Jr., R.M. 1985. Seismic Stratigraphic Expression of Submarine Fans. In: Berg, O.R. & Woolverton, D.G. (eds.). **Seismic Stratigraphy II — An Integrated Approach**. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 39, p. 116-136.

- MITCHUM Jr., R.M. & Van WAGONER, J.C. 1991. High-Frequency Sequences and Their Stacking Patterns: Sequence-Stratigraphic Evidence of High-Frequency Eustatic Cycles. **Sedimentary Geology**, v. 70, p. 131-160.
- MIZUSAKI, A.M.P. 1986. **Rochas Ígneas Básicas do Neocomiano da Bacia de Campos: Características e Comportamento como Reservatório de Hidrocarbonetos**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil, 104 p.
- MOHRIAK, W.U.; MELLO, M.R.; DEWEY, J.F. & MAXWELL, J.R. 1990. Petroleum Geology of the Campos Basin, Offshore Brazil. In: Brooks, J. (ed.). **Classic Petroleum Provinces**. The Geological Society of London Special Publication n°. 50, p. 119-141.
- MOHRIG, D.; WHIPPLE, K.X.; HONDZO, M.; ELLIS, C. & PARKER, G. 1998. Hydroplaning of Subaqueous Debris Flows. **Geological Society of America Bulletin**, 110, p. 387-394.
- MUTTI, E. 1977. Distinctive Thin-bedded Turbidite Facies and Related Depositional Environments in the Eocene Hecho Group (south-central Pyrennes, Spain). **Sedimentology**, v. 24, p. 107-131.
- MUTTI, E. 1979. Turbidites et Cones Sous-marins Profonds. In: Homewood, P. (ed.). **Sedimentation Detritique (fluviale, littorale et marine)**. Institut de Géologie, Université de Fribourg, Fribourg, Switzerland, p. 353-419.
- MUTTI, E. 1985. Turbidite Systems and their Relations to Depositional Sequences. In: Zuffa, G.G. (ed.). **Provenance of Arenites**. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, p. 65-93.
- MUTTI, E. 1992. **Turbidite Sandstones**. Agip, Milano, 275 p.
- MUTTI, E. & GHIBAUDO, G. 1975. Un Esempio di Torbiditi di Conoide Sottomarina Esterna: le Arenarie di San Salvatore (Formazione di Bobbio, Micene) nell'Appennino di Piacenza. **Memorie dell'Accademia delle Scienze di Torino**, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, Serie 4, n°.16, 40 p.
- MUTTI, E. & NORMARK, W.R. 1987. Comparing Examples of Modern and Ancient Turbidite Systems: Problems and Concepts. In: Leggett, J.R. and Zuffa, G.G. (eds.). **Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies**. London, Graham & Trotman, p.1-38.

-
- MUTTI, E. & NORMARK, W.R. 1991. An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems. In: Weimer, P. & Link, M. H. (eds.). **Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems**. New York, Springer-Verlag, p. 75-106.
- MUTTI, E. & RICCI-LUCCHI, F. 1972. Le Torbiditi dell' Appennino Settentrionale: Introduzione All'analisi di Facies. **Memorie della Società Geologia Italiana**, v. 11, p. 161-199.
- MUTTI, E. & RICCI-LUCCHI, F. 1974. La Signification de Certaines Unités Séquentielles dans les Séries à Turbidites. **Bulletin Société Géologique de France**, v.7, p. 577-582.
- MUTTI, E. & RICCI-LUCCHI, F. 1975. Turbidite Facies and Facies Associations. In: Mutti, E.; Ricci-Lucchi, F.; Sagri, M.; Zanzucchi, G.; Ghibaudo, G. & Iaccarino, S. (eds.). **Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines**. International Association of Sedimentologists, Guidebook to Field Trip A-11, 9th International Congress of Sedimentology (Nice, 1975), p. 21-36.
- MUTTI, E.; DAVOLI, G.; TINTERRI, R & ZAVALA, C. 1996. The Importance of Ancient Fluvio-deltaic Systems Dominated by Catastrophic Flooding in Tectonically Active Basins. **Estratto da Memorie di Scienze Geologiche**, Padova, v. 48, p. 233-291.
- N.A.C.S.N. (North American Commission on Stratigraphy Nomenclature). 1983. North American Stratigraphy Code. Tusla: **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 67, p. 841-875.
- NATLAND, M.L. & KUENEN, Ph.H. 1951. Sedimentary History of the Ventura Basin, California, and the Action of Turbidity Currents. In: Hough, J.L. (ed.). **Turbidity Currents and the Transportation of Coarse Sediment into Deep Water**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication n°. 2, p. 76-107.
- NORMARK, W.R. 1970. Growth Patterns of Deep-Sea Fans. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 54, p. 2170-2195.
- NORMARK, W.R. 1978. Fan Valleys, Channels and Depositional Lobes on Modern Submarine Fans - Characters for Recognition of Sandy Turbidite Environments. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 62, p. 912-931.

- NORMARK, W.R. & PIPER, D.J. 1978. Initiation Processes and Flow Evolution of Turbidity Currents: Implications for the depositional Record. **SEPM Special Publication**, Tulsa, n°. 46, p. 207-230.
- OJEDA, H.A.O. 1982. Structural Framework, Stratigraphy, and Evolution of Brazilian Marginal Basins. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.66, p. 732-749.
- PARADIGM GEOPHYSICAL. 2000. **VoxelGeo Training Manual** – Basic Course. 196 p.
- PAREA, G.C. 1965. Evoluzione della Parte Settentrionale della Geosinclinale Appenninica dall'Albiano all'Eocene superiore. **Mem. Acc. Naz. Se. Lett. Art.**, Modena, v.7, p. 1-98.
- PARRISH, J.T. & CURTIS, R.L. 1982. Atmospheric Circulation, Upwelling and Organic-Rich Rocks in the Mesozoic and Cenozoic Eras. **Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology**, v. 40, p. 31-66.
- PARSONS, J.D.; SCHWELLER, W.J.; STELTING, C.W.; SOUTHARD, J.B.; LYONS, W.J. & GROTZINGER, J.P. 2002. A Preliminary Experimental Study of Turbidite Fan Deposits. **Journal of Sedimentary Research**, v. 72, p. 619-628.
- PAYTON, C.E. 1977. **Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, AAPG, (Memoir # 26), 516 p.
- PEMBERTON, S.G.; MCEACHERN, J.A. & FREY, R.W. 1992. Trace Fossil Facies Models: Environmental and Allostratigraphic Significance. *In*: Walker, R.G. & James, N.P. (eds.). **Facies Models - Response to Sea Level Change**. Geology Association of Canada, p. 47-72.
- PERES, W.E. 1990. **Seismic Stratigraphic Study of the Oligocene-Miocene Shelfed Turbidite Systems of the Campos Basin, Brazil**. Austin, The University of Texas. (Ph.D. Thesis).
- PERLMUTTER, M.A. & MATTHEWS, M.D. 1989. Global cyclostratigraphy – a model. *In*: CROSS, T.A. (ed.). **Quantitative Dynamic Stratigraphy**. New Jersey: Prentice Hall, p. 233-260.
- PICKERING, K.T.; HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. 1989. **Deep Marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics**. London, Unwin Hyman, 416 p.

-
- PICKERING, K.T.; STOW, D.A.V.; WATSON, M. & HISCOTT, R. 1986. Deep-water Facies, Processes and Models: A Review and Classification Scheme for Modern and Ancient. **Earth-Science Review**, v.23, p. 75-174.
- PIRMEZ, C.; BEAUBOUEF, R.T.; FRIEDMANN, S.J. & MOHRIG, D.C. 2000. Equilibrium Profile and Base Level in Submarine Channels: Examples from Late Pleistocene Systems and Implications for the Architecture of Deep-Water Reservoirs. In: Weimer, P.; Slatt, R.M.; Coleman, J.; Rosen, N.C.; Nelson, H.; Bouma, A.H.; Styzen, M.J. & Lawrence, D.T. (eds.). **Deep-Water Reservoirs of the World**. Gulf Coast Society of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, 20th Annual Research Conference, p. 782-805.
- PITMAN III, W.C. 1978. The Relationship between Eustasy and Stratigraphic Sequences of Passive Margins. **Geological Society of America Bulletin**, v.89, p. 1389-1403.
- PLINK-BJÖRKLUND, P. & STEEL, R.J. 2004. Initiation of Turbidity Currents: Outcrop Evidence for Eocene Hyperpycnal Flow Turbidites. **Sedimentary Geology**, v.165, p. 29-52.
- PONTE, F.C. & ASMUS, H.E. 1978. Geological Framework of the Brazilian Continental Margin. **Geologische Rundschau**, v.67, p. 201-235.
- PONTE, F.C.; FONSECA, J.R. & CAROZZI, A.V. 1980. Petroleum Habitats in the Mesozoic-Cenozoic of the Continental Margin of Brazil. In: Miall, A.D. (ed.). **Facts and Principles of World Petroleum Occurrence**. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 6, p. 857 -886.
- POSAMENTIER, H.W. & ERSKINE, R.D. 1991. Seismic Expression and Recognition Criteria of Ancient Submarine Fans. In: Weimer, P. & Link, M.H. (eds.). **Seismic Facies and Sedimentary Processes of Modern and Ancient Submarine Fans and Turbidite Systems**. Springer-Verlag, New York, p. 197-222.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition. II - Sequence and Systems Tract Models. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.). **Sea-level Changes: an Integrated Approach**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication n°. 42, p. 125-154.

- POSAMENTIER, H.W.; ERSKINE, R.D. & MITCHUM Jr., R.M. 1991. Models for Submarine Fan Deposition in a Sequence Stratigraphic Framework. In: Weimer, P. & Link, M. H. (eds.). **Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems**. New York, Springer-Verlag, p. 127-136.
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition: I Conceptual Framework. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.). **Sea-level Changes: an Integrated Approach**. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication, n°. 42, p. 109-124.
- POSTMA, G. 1986. Classification of Sediment Gravity Flow Deposits based on Flow Conditions during Sedimentation. **Geology**, 14, p. 291-294.
- RABINOWITZ, P.D. & La BRECQUE, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of its Continental Margins. **Journal of Geophysical Research**, v.84, p. 5973-6002.
- RANGEL, H.D.; MARTINS, F.A.L.; ESTEVES, F.R. & FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.8 (1), p. 203-217.
- READING, H.G. 1991. The Classification of Deep-Sea Depositional Systems by Sediment Calibre and Feeder System. **Journal of Geology Society of London**, 148, p. 427-430.
- READING, H.G. & RICHARDS, M.T. 1994. Turbidite Systems in Deep Water Basin Margins Classified by Grain-Size and Feeder System. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 78, p. 792-822.
- RICHARDS, M.T. 1996. Deep-marine Clastic Systems. In: Emery, D. & Myers, K.J. (ed.). **Sequence Stratigraphy**. London, 297 p.
- RODRIGUES, R. & TAKAKI, T. 1987. O Cretáceo Inferior nas Bacias Sedimentares da Costa Sudeste do Brasil: Análise Isotópica e suas Implicações Paleoambientais. **Revista Brasileira de Geociências**, v.17, p. 177-179.
- SANDERS, J.E. 1965. Primary Sedimentary Structures Formed by Turbidity Currents and Related Sedimentation Mechanisms. In: Middleton, G. V. (ed.) **Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation**. S.E.P.M. Special Publication, v.12, p. 192-219.

- SANGREE, J.B. & WIDMIER, J.M. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 9: Seismic Interpretation of Clastic Depositional Facies. *In*: Payton, C.E. (ed.). **Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, AAPG Memoir 26, p. 165-184.
- SANGREE, J.B.; VAIL, P.R. & MITCHUM Jr., R.M. 1991. Summary of Exploration Applications of Sequence Stratigraphy. *In*: Armentrout, J.M. & Perkins, B.F. (eds.). **Sequence Stratigraphy as an Exploration Tool: Concepts and Practices from the Gulf Coast**. 11th Annual Research Conference Gulf Coast Section. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 321-327.
- SCHALLER, H. 1982. Estratigrafia da Bacia de Campos. *In*: 2º Congresso Brasileiro de Petróleo. Rio de Janeiro, 1982. **Anais...** Rio de Janeiro, IBP, trabalho nº 18.
- SCLATER, J.G.; Anderson, R. N. & Bell, M. L. 1971. Elevation of Ridges and Evolution of the Central Eastern Pacific. **Journal of Geophysical Research**, v.76, p. 7882-7915.
- SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. 2001. Sismo-estratigrafia. *In*: Severiano Ribeiro, H.J.P. (ed.) **Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações**. São Leopoldo, p. 73-98.
- SHANMUGAM, G. 1996. High-density Turbidity Currents: are they Sandy Debris Flows? **Journal of Sedimentary Research**, V. 66, No. 1, p. 2-10.
- SHANMUGAM, G. 2002. Ten Turbidite Myths. **Earth-Science Reviews**, v. 58, p. 311-341.
- SHANMUGAM, G. 2003. A Preliminary Experimental Study of Turbidite Fan Deposits — Discussion. **Journal of Sedimentary Research**, v. 73, nº. 5, p. 838-841.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. 1995. Reinterpretation of Depositional Processes in a Classic Flysch Sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 79, p. 672-695.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. 1997. Reinterpretation of Depositional Processes in a Classic Flysch Sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. Reply. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 81, p. 476-491.

-
- SHANMUGAN, G.; SPALDING, T.D. & ROFHEART, O.H. 1993. Bottom Currents Reworked Sands. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 77 (7), p. 1241-1259.
- SHANMUGAM, G.; BLOCH, R.B.; DAMUTH, J.E. & HODGKINSON, R.J. 1997. Basin-floor Fans in the North Sea: Sequence Stratigraphic Models vs Sedimentary Facies. Replay. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 81, p. 666-672.
- SHEFFIELD, T.M.; MEYER, D.E.; HARVEY, E.A.L.; LEES, J.A.; PAYNE, B.A. & ZEITLIN, M.J. 2000. Geovolume Visualization Interpretation: Post Migration Workflow. **SEG Technical Program Expanded Abstracts**. 70th Annual International SEG Meeting, Calgary, Canada, p. 574-577.
- SHEPARD, F.P.; MARSHAL, N.F.; MCLOUGHLIN, P.A. & SULLIVAN, G.G. 1979. **Currents in Submarine Canyons, and other Seavalleys**. AAPG Studies in Geology 8, 173 p.
- SHIMABUKURO, S. 1987. Caracterização Paleobiológica do "Marco Azul": um Importante Marco Estratigráfico Oligocênico na Bacia de Campos, Brasil. In: 10^o Congresso Brasileiro de Paleontologia, **Anais...** Rio de Janeiro, SBP. v.2, p. 1043-1053.
- SINCLAIR, H.D. 2000. Delta-Fed Turbidites Infilling Topographically Complex Basins: a New Depositional Model for the Annot Sandstones, SE France. **Journal of Sedimentary Research**, v. 70, n. 3, p. 504-519.
- SLITER, W.V. 1989. Biostratigraphic Zonation for Cretaceous Planktonic Foraminifers Examined in thin Section. **Journal Foraminifers Research**, 19 (19): p. 1-19.
- SOUZA Jr., O.G. 1997. **Stratigraphie Séquentielle et Modélisation Probabiliste des Reservoirs d'un Cône Sous-Marin Profond (Champ de Namorado, Brésil). Integration des Données Géologiques et Géophysiques**. Ph.D. Thèse, Université Pierre et Marie Curie, 215 p.
- SOUZA-CRUZ, C.E. 1995. **Estratigrafia e Sedimentação de Águas Profundas do Neógeno da Bacia de Campos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil**. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 186 p.
- SOUZA-CRUZ, C.E. & APPI, C.J. 1991. **In Turbidite Sandstones** - by Emiliano Mutti - Parma - Itália Agip S.P.A, 275 p.

- SOUZA-CRUZ, C.E. & APPI, C.J. 1999. Distribution Pattern and Sedimentation of the Neogene Deep Water Section in the Campos Basin Offshore Brazil. **Anais...** Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geofísica. Congresso Internacional, 6. 3 p., CD-ROM.
- SPADINI, A.R. 1982. Calcários de Granulação Fina da Formação Macaé, Bacia de Campos. In: 2º Congresso Brasileiro do Petróleo, **Anais...** Rio de Janeiro, IBP (trabalho n° 18).
- SPADINI, A.R.; ESTEVES, F.R.; DIAS-BRITO, D.; AZEVEDO, R.L.M. & RODRIGUES, R. 1988. The Macaé Formation, Campos Basin, Brazil: it's Evolution in the Context of the Initial History of the South Atlantic. **Revista Brasileira de Geociências**, v.18, n. 3, p. 261-272.
- STOW, D.A.V. & BOWEN, A.J. 1980. A Physical Model for the Transport and Sorting of Fine Grained Sediments by Turbidity Currents. **Sedimentology**, 27, 3, p. 1-46.
- STOW, D.A.V. & MAYALL, M. 2000. Deep-water Sedimentary Systems: New Models for 21st Century. **Marine and Petroleum Geology**, v.17, p. 125-135.
- STOW, D.A.V.; HOWELL, D.G. & NELSON, C.H. 1985. Sedimentary, tectonic, and sea-level controls. In: Bouma, A.H.; Normark, W.R. & Barnes, N.E. (eds.). **Submarine Fans and Related Turbidite Systems**. New York, Springer-Verlag, p. 15-22.
- STROHSCHOEN Jr., O. 1996. **Resultados de Investigações Biocronoestratigráficas e Paleocológicas - Método de Foraminíferos - Poços 7-NA-7-RJS, 7-NA-12-RJS, 7-NA-11A-RJS**. E&P- BC - GEXP/GELAB, comunicações técnicas na 107/96, 108/96, 109/96.
- SZATMARI, P.; CARVALHO, R.S. & SIMÕES, I.A. 1979. A Comparison of Evaporite Facies in the Late Paleozoic Amazon and the Middle Cretaceous South Atlantic Salt Basins. **Economic Geology**, v.74, p. 432-447.
- TANER, M.T. & SHERIFF, R.E. 1977. Application of Amplitude, Frequency, and Other Attributes to Stratigraphic and Hydrocarbon Determination. In: Payton, C.E. (ed.). **Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, AAPG Memoir 26, p. 301-327.
- TIETZ, R. & MOREIRA, J.P.L. 1985. **A Bacia de Campos**. Macaé. Petrobras/DESUD, Relatório Interno.

- TUCHOLKE, B.E.; HOLLISTER C.D.; BISCAYE, P.E. & GARDNER W.D. 1985. Byssal Current Character Determined from Sediment Bedforms on the New Scotian Continental Rise. **Marine Geology**, v.66, p. 43-57.
- VAIL, P.R. 1987. Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy. Part 1: Seismic Stratigraphy Interpretation Procedure. In: Bally, A.W. (ed.). **Atlas of Seismic Stratigraphy**. Tulsa, AAPG Studies in Geology # 27, v. 1, p. 1-9.
- VAIL, P.R. & MITCHUM Jr., R.M. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 1: Overview. In: Payton, C.E. (ed.). **Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, AAPG Memoir 26, p. 51-52.
- VAIL, P.R. & TODD, R.G. 1981. North Sea Jurassic Unconformities Chronostratigraphy and Global Sea Level Changes from Seismic Stratigraphy. In: Petroleum Geology of the NW Continental Shelf, **Proceedings**, p. 216-235.
- VAIL, P.R. & Van WORNARDT, W. 1990. Well Log Seismic Sequence Stratigraphy: an Integrated Tool for the 90's. In: Armentrout, J.M. & Perkins, B.F. (eds.). **Sequence Stratigraphy as an Exploration Tool: Concepts and Practices from the Gulf Coast**. 11th Annual Research Conference, Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 379-388.
- VAIL, P.R.; MITCHUM Jr., R.M. & THOMPSON III, S. 1977a. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. In: Payton, C.E. (ed.). **Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, AAPG Memoir 26, p. 83-98.
- VAIL, P.R.; TODD, R.G. & SANGREE, J.B. 1977b. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 5: Chronostratigraphy Significance of Seismic Reflections. In: Payton, C.E. (ed.). **Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, AAPG Memoir 26, p. 99-116.
- VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991. The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - An Overview. In: Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A. (eds.). **Cycles and Events in Stratigraphy**. Berlin, Springer-Verlag, p. 617-659.
- Van ANDEL, T.H.; THIEDE, J.; SCLATER, J.G. & HAY, W.W. 1977. Depositional History of the South Atlantic Ocean during the Last 125 Million Years. **The Journal of Geology**, v. 85, n°. 6, p. 651-698.

- Van WAGONER, J. C.; MITCHUM Jr., R.M.; CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well-logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. **American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series** n°.7, 55 p.
- Van WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM Jr., R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J. 1988. An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.). **Sea-level Changes: an Integrated Approach**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication n°. 42, p. 39-45.
- VIANA, A.R. 1998. **Le Rôle et l'enregistrement des Courants Océaniques dans les Dépôts Sableux de Marges Continentales: la Marge Sud-Est Brésilienne**. Ph.D. Thèse, Université Bordeaux I, Bordeaux, France, 348 p.
- VISHER, G.S. 1965. Use of Vertical Profile in Environmental Reconstruction. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, 49, p. 41-61.
- WALKER, R.G. 1973. Mopping up the Turbidite Mess. In: Ginsburg, R. (ed.). **Envolving Concepts in Sedimentology**, J. Hopkins University Press, p. 1-37
- WALKER, R.G. 1978. Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration and Stratigraphic Traps. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 62, p. 932-966.
- WALKER, R.G. & JAMES, N.E. 1993. **Facies Models: Response to Sea Level Change** (eds.). Geological Association of Canada, 409 p.
- WALKER, R.G. & MUTTI, E. 1973. Turbidite Facies and Facies Associations. In: Middleton, G.V. & Bouma, A.H. (eds.). **Turbidites and Deep Water Sedimentation**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Short Course, p. 119-157.
- WEIMER, P. 1990. Sequence Stratigraphy, Facies Geometry and Depositional History of the Mississippi Fan, Gulf of Mexico. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 74, p. 425-453.

-
- WEIMER, P. 1991. Seismic Facies, Characteristics and Variations in Channel Evolution, Mississippi Fan (Plio-Pleistocene), Gulf of Mexico. In: Weimer, P. & Link, M. H. (eds.). **Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems**. New York, Springer-Verlag, p. 323-347.
- WEIMER, P. & LINK, M.H. 1991a. **Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems**. (eds.). New York, Springer-Verlag, 447 p.
- WEIMER, P. & LINK, M.H. 1991b. Global Petroleum Occurrences in Submarine Fans and Turbidite Systems. In: Weimer, P. & Link, M.H. (eds.). **Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems**. New York, Springer-Verlag, p. 9-67.
- WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.St.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & Van WAGONER, J.C. 1988. **Sea-level Changes: an Integrated Approach**. (eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication n°. 42, 407 p.
- WINTER, W.R. 1992. **Seqüências de Alta Freqüência e Anoxia no Neolábiano do Campo de Cherne - Bacia de Campos/Brasil**. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-graduação em Geociências, UFRGS, 148 p.
- ZARPELON, P.R.; SOUZA, M.K. & STROHSCHOEN Jr., O. 1997. **Sedimentologia, Estratigrafia de Alta Resolucao e Modelo Depositional do Arenito Namorado, Campo de Namorado – Bacia de Campos**. E&P-BC/GEXP/GELAB Petrobras, Relatório Interno, 51 p. Ilus.
- ZHENZHONG, G. & ERIKSSON, K.A. 1991. Internal Tide Deposits in an Ordovician Submarine Channel: Previously Unrecognized Facies? **Geology**, 19(7) p. 734-737.

Anexo I

Análise Seqüencial de
Testemunhos

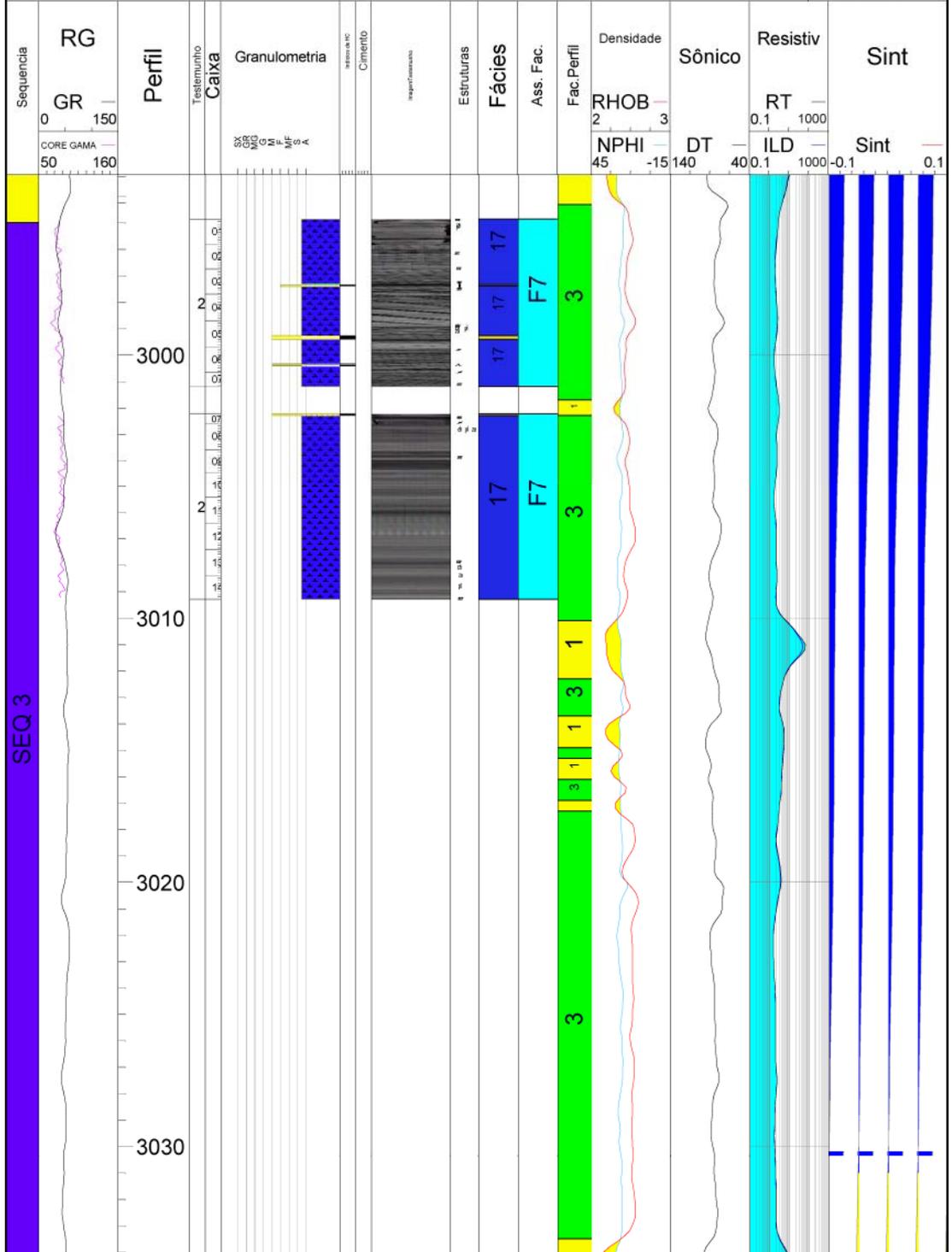


Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 1-RS-19-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO/2000 Escala: 1:200 Folha: 1 / 1

LEGENDA

- Estrutura em chama
- Bioturbação intensa
- zo Zoophicos
- pl Planolites
- M Maciço
- ch Chondrites
- Falha normal
- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calcimetria
- P - Plug
- F - Foto de detalhe
- PA - Paleontologia



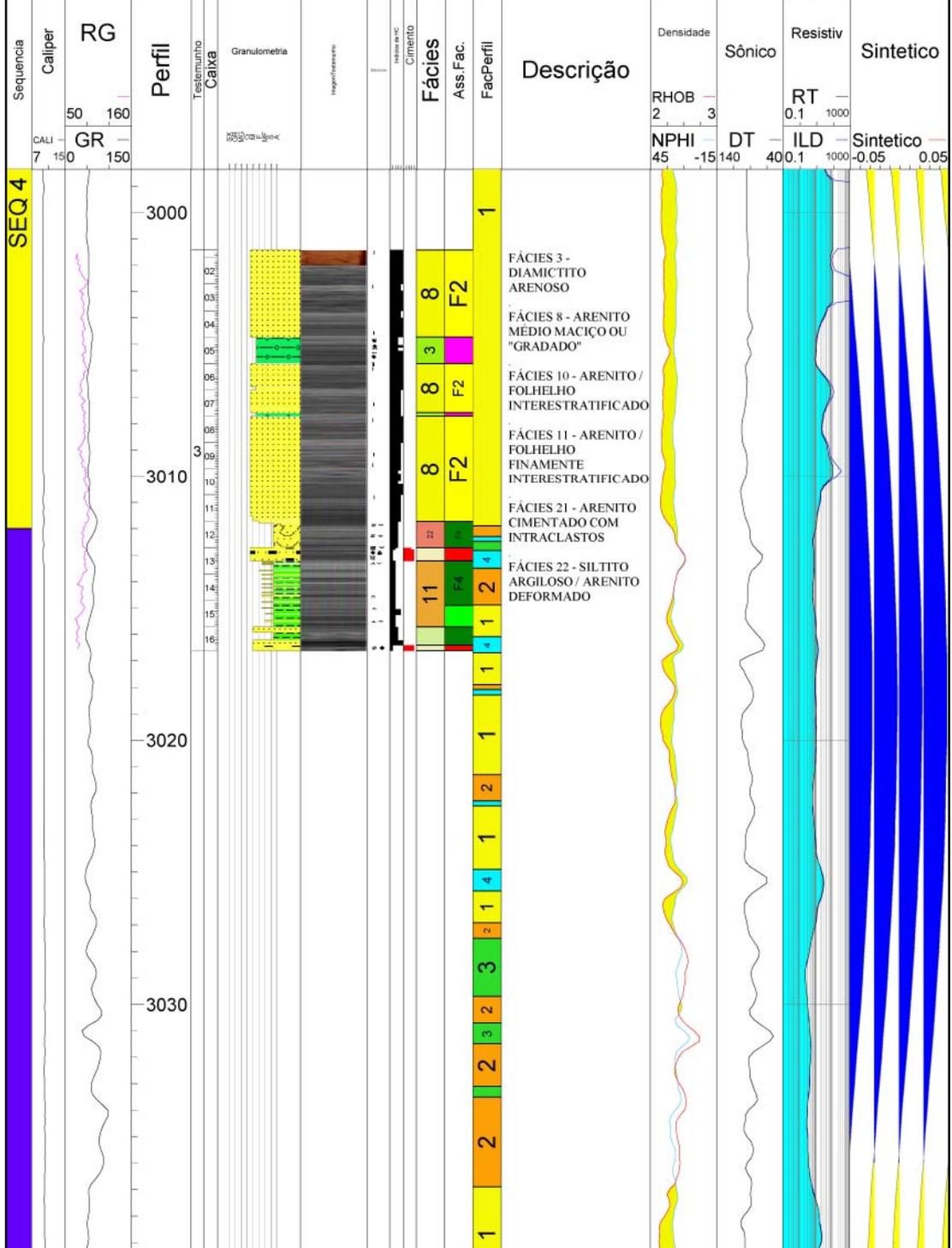


Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 3-NA-1A-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO/2000 Escala: 1:200 Folha: 1/1

LEGENDA

- | | | |
|--|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> ▢ Desagregado ~ Laminação convoluta ◆ Fragmentos pelíticos ▬ Estratificação plano-paralela pouco definida M Maciço ↔ Bioturbação moderada | <ul style="list-style-type: none"> frot Fratura ⊗ Intraclasto ~ Marca de carga ~ Estrutura em chama ~ Dique de arenito ~ Marca de sola indistinta ~ Greta de contração ou ressecamento ~ Escorregamento | <ul style="list-style-type: none"> L - Lâmina D - DRX M - MEV G - Granulometria C - Calciometria P - Plug F - Foto de detalhe PA - Paleontologia |
|--|---|--|





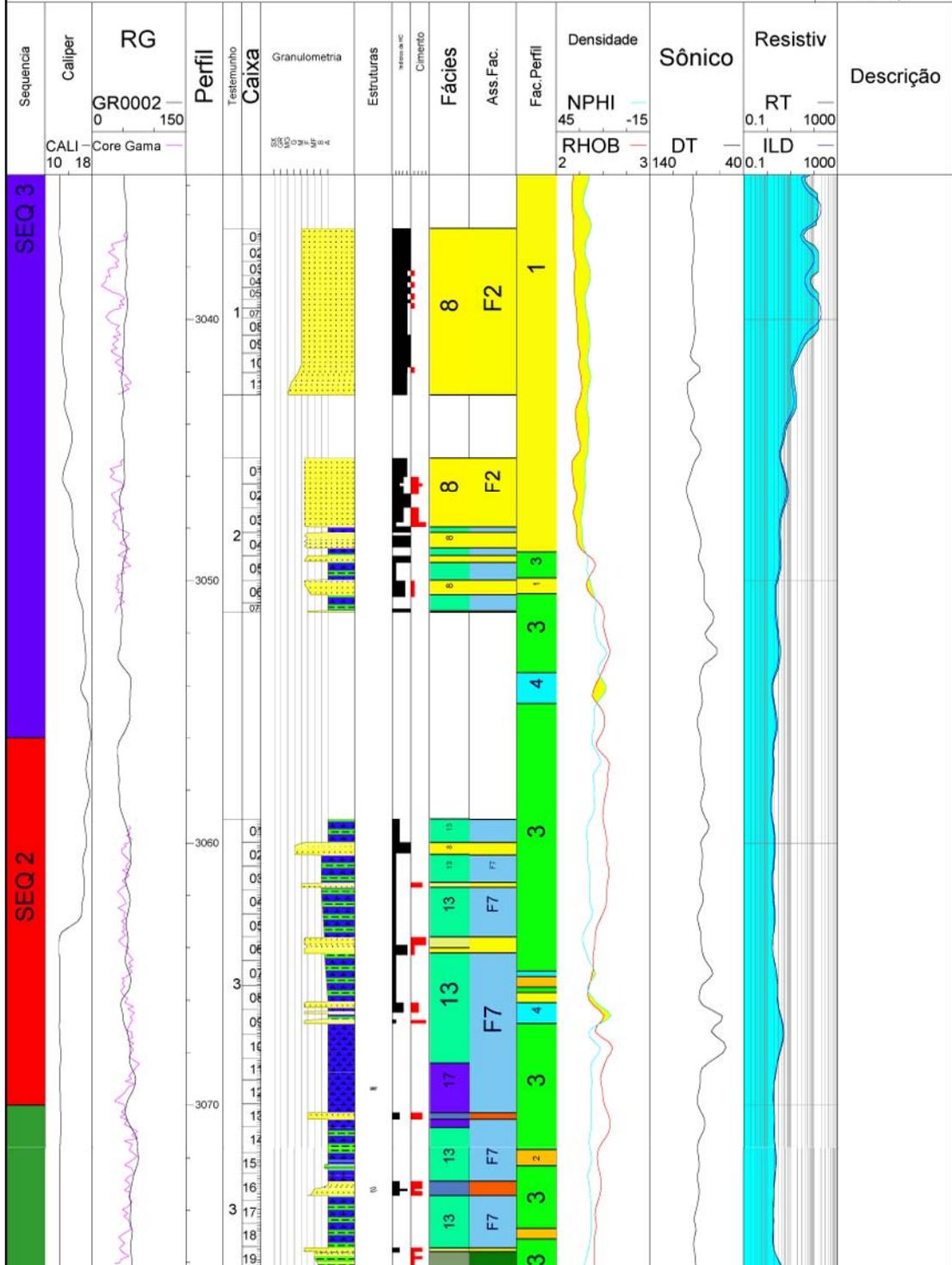
Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 3-NA-04-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO/2000 Escala: 1:200 Folha: 1/2

LEGENDA

*** Bioturbação intensa
 Escorregamento

L - Lâmina
 D - DRX
 M - MEV
 G - Granulometria
 C - Calometria
 P - Plug
 F - Foto de detalhe
 PA - Paleontologia





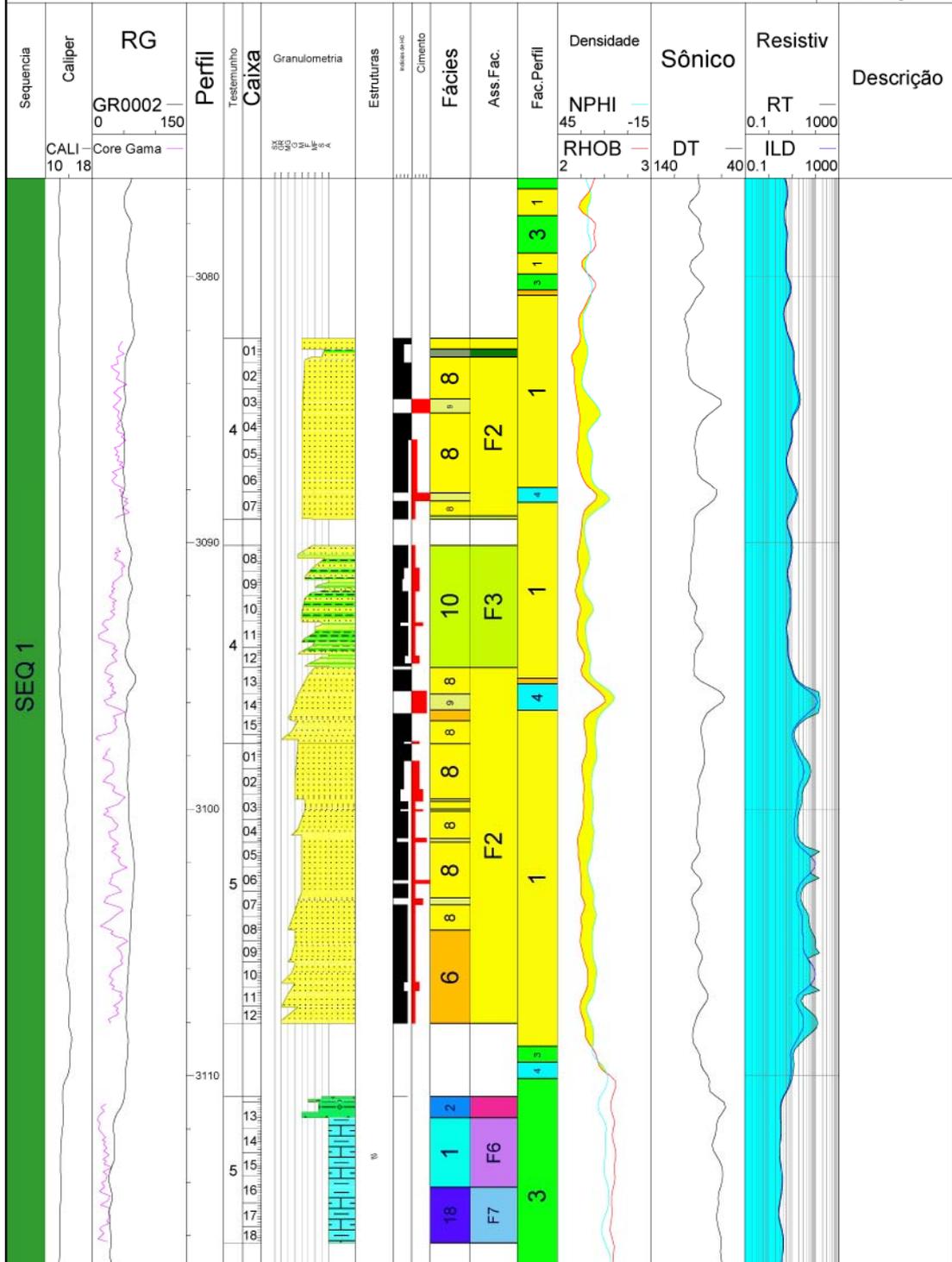
Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 3-NA-04-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO/2000 Escala: 1:200 Folha: 2/2

LEGENDA

>>> Bioturbação intensa
 ≡ Escorregamento

L - Lâmina
 D - DRX
 M - MEV
 G - Granulometria
 C - Calometria
 P - Plug
 F - Foto de detalhe
 PA - Paleontologia

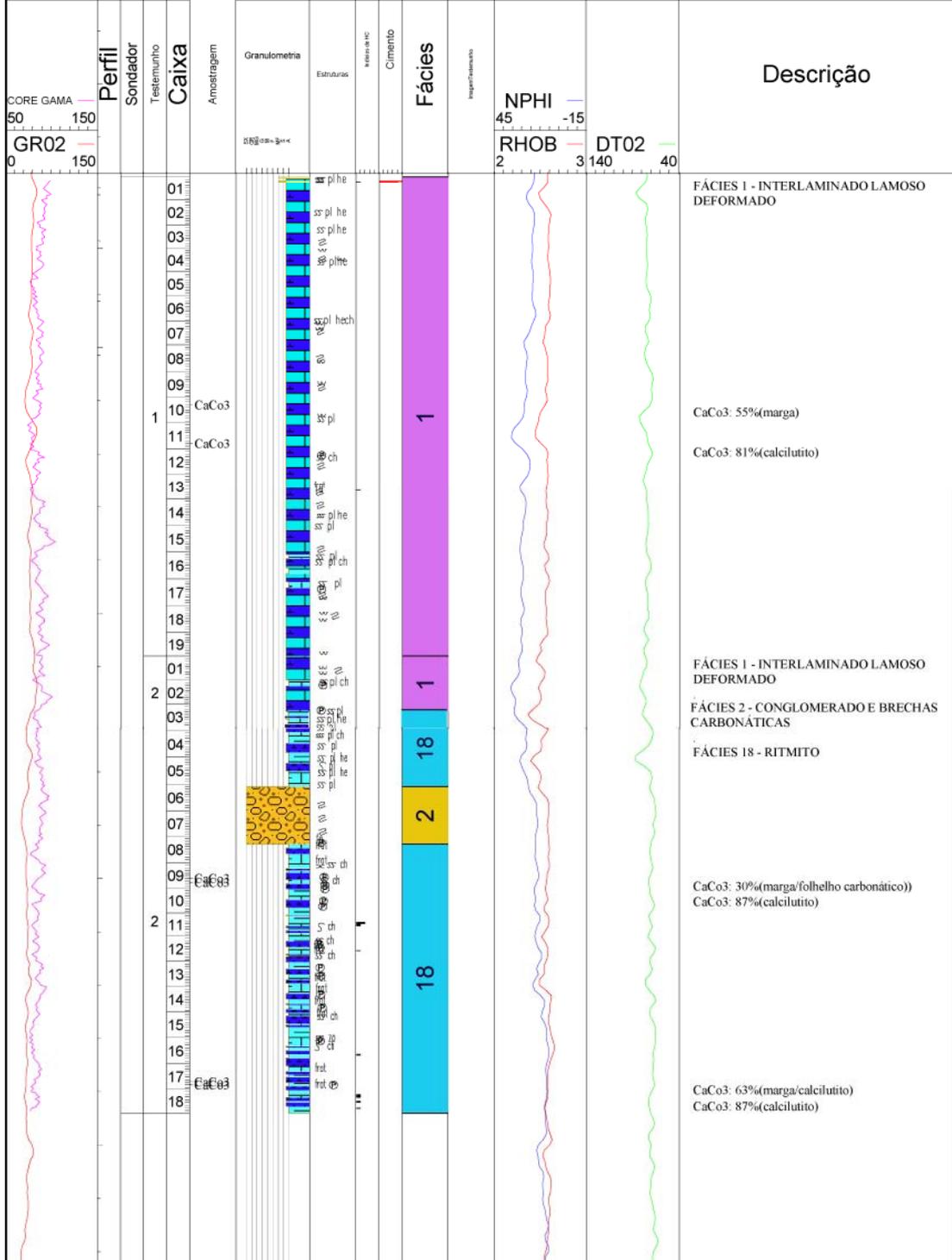




Análise Sequencial de Testemunhos

E&P-BC/GEXP/GELAB Poço: 3 - NA - 5A - RJS Autor: PITTELLA/TEP NEVES Data: JUNHO/2000 Escala: 1:200 Folha: 1/1

LEGENDA	
— Estratificação plano paralela	ch Chondrites
ss Bioturbação moderada	☐ Concreção piritosa
pl Planolites	frot Fratura
he Helminthopsis	fa Espelho de falha
Escorregamento	xxx Bioturbação intensa
Laminação convoluta	5- Bioturbação fraca
	— Lámina argilosa
	zo Zoophicos
	L - Lámina
	D - DRX
	M - MEV
	G - Granulometria
	C - Calcimetria
	P - Plug
	F - Foto de detalhe
	PA - Paleontologia





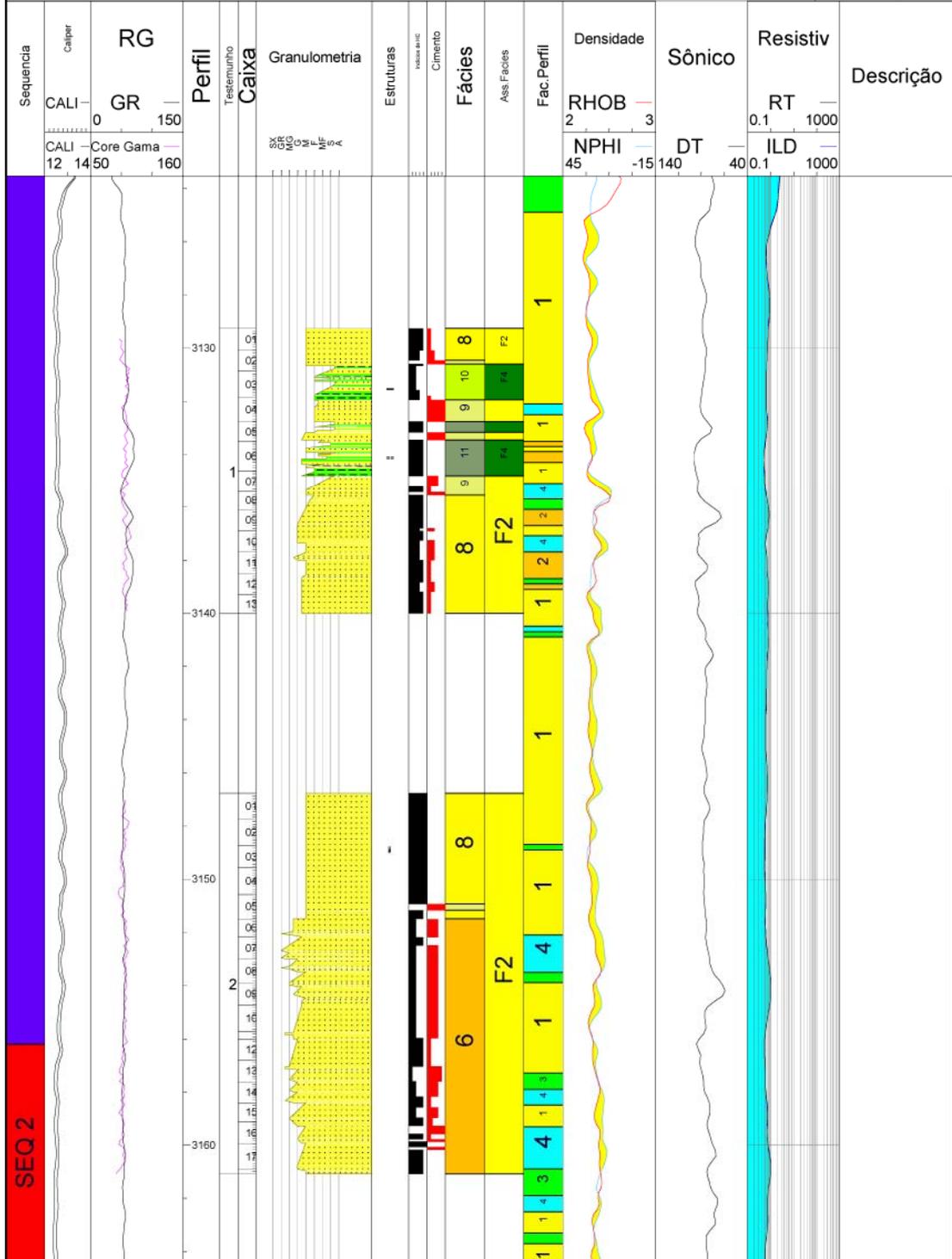
Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 4-RJS-42-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO/2000 Escala: 1:200 Folha: 1/1

LEGENDA

- Estratificação plano paralela
- - - Estratificação plano-paralela pouco definida
- M Maciço

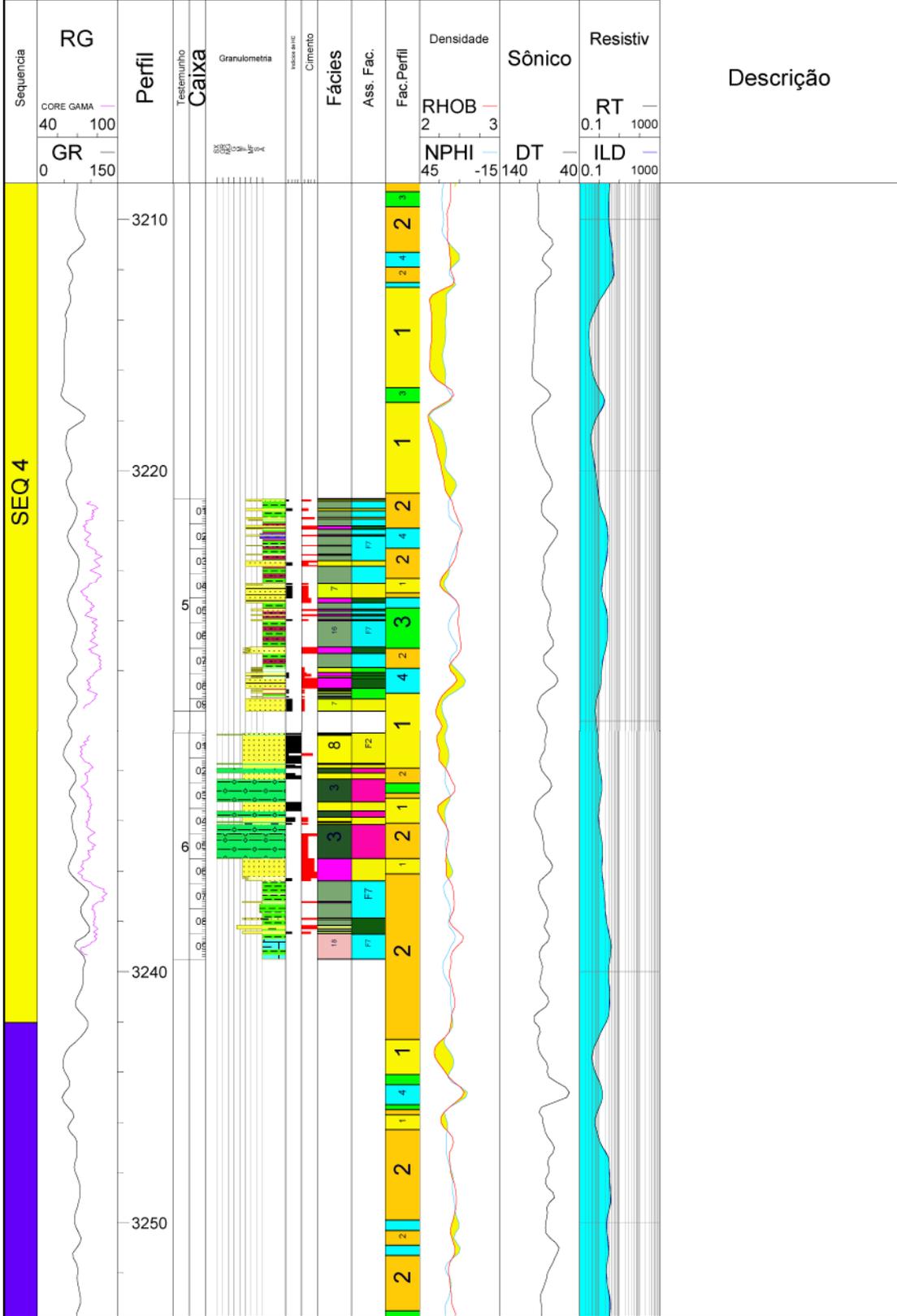
- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calcimetria
- P - Plug
- F - Foto de detalhe
- PA - Paleontologia





Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 4-RJS-234-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO/2000 Escala: 1:200 Folha: 1/1



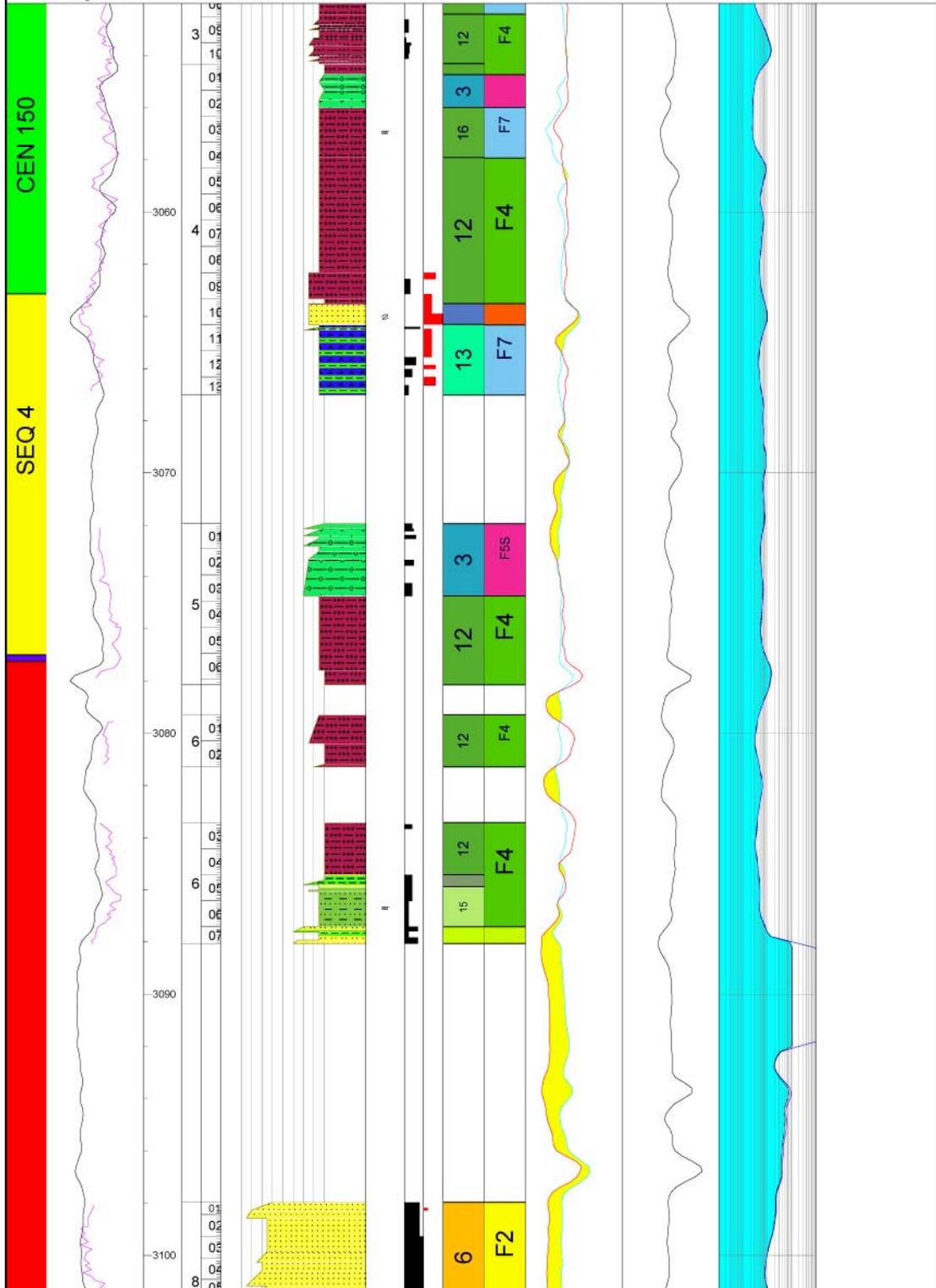


Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 7-NA-07-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO/2000 Escala: 1:200 Folha: 1/2

LEGENDA

- Bioturbação moderada
- Bioturbação intensa
- Escorregamento



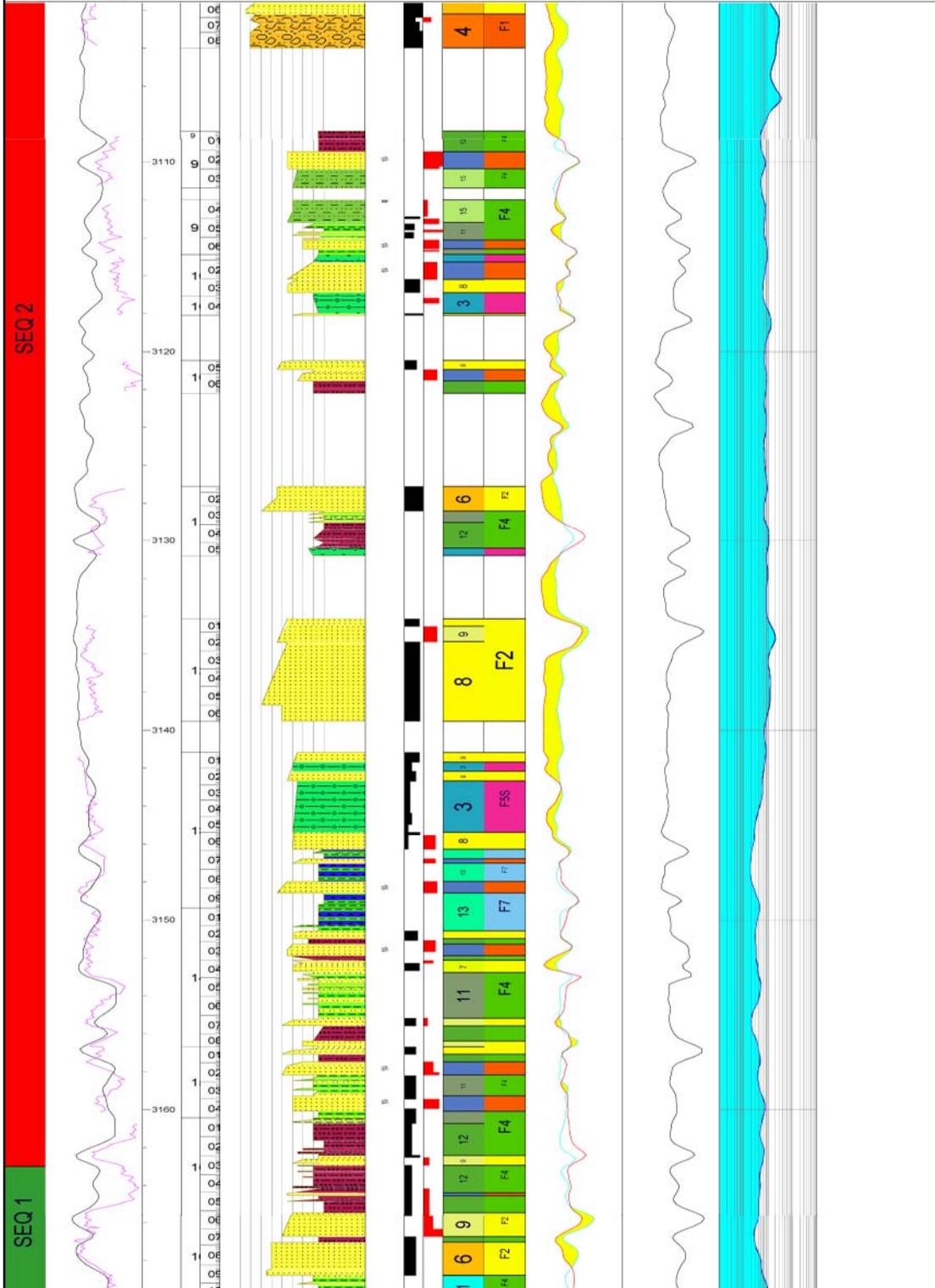


Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 7-NA-07-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO/2000 Escala: 1:200 Folha: 2/2

LEGENDA

- ~ Bioturbação moderada
- ~ Bioturbação intensa
- Escorregamento





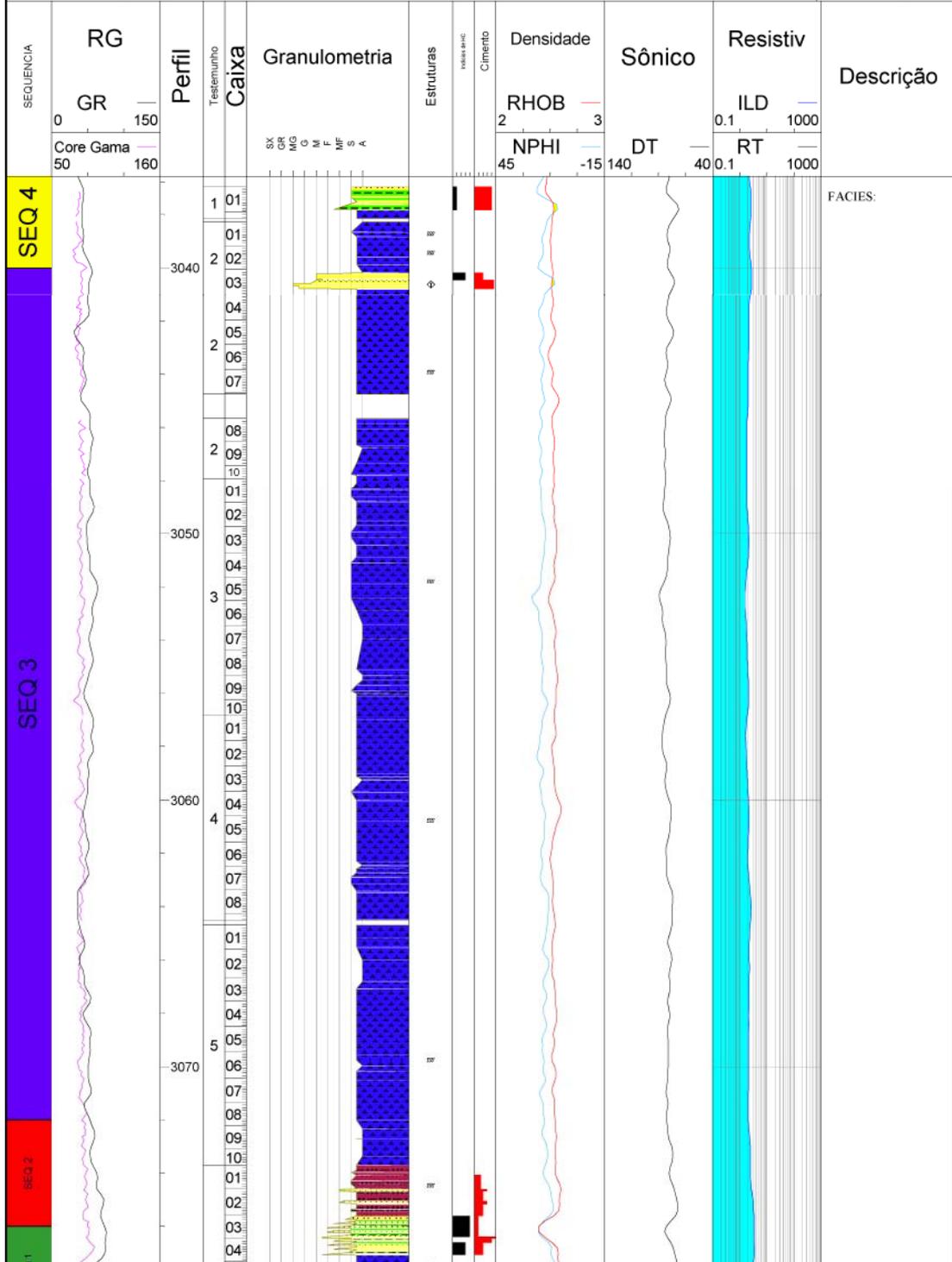
Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 7-NA-11A-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO 2000 Escala: 1:200 Folha: 1/3

LEGENDA

- *** Bioturbação intensa
- ↕ Brecha tectônica
- ↘ Escorregamento
- ⊕ Concreção piritosa
- ◆ Fragmentos pelíticos
- ⊥ Microestratificação cavalgante

- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calcimetria
- P - Plug
- F - Foto de detalhe
- PA - Paleontologia





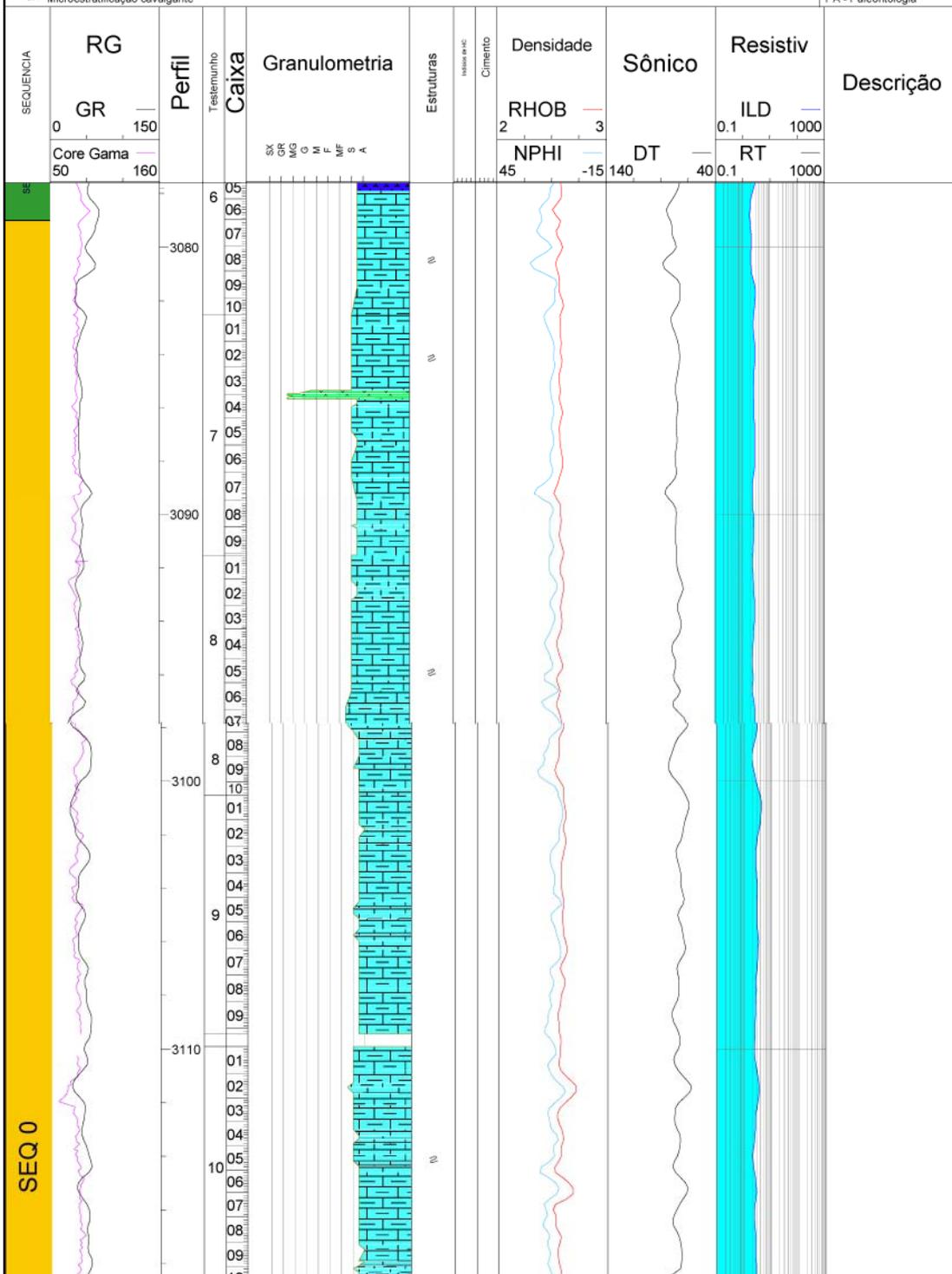
Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 7-NA-11A-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO 2000 Escala: 1:200 Folha: 2/3

LEGENDA

- ≡≡≡ Bioturbação intensa
- ↕ Brecha tectônica
- ↘ Escorregamento
- ⊕ Concreção piritosa
- ◆ Fragmentos pelíticos
- ↔ Microstratificação cavalgante

- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calometria
- P - Plug
- F - Foto de detalhe
- PA - Paleontologia





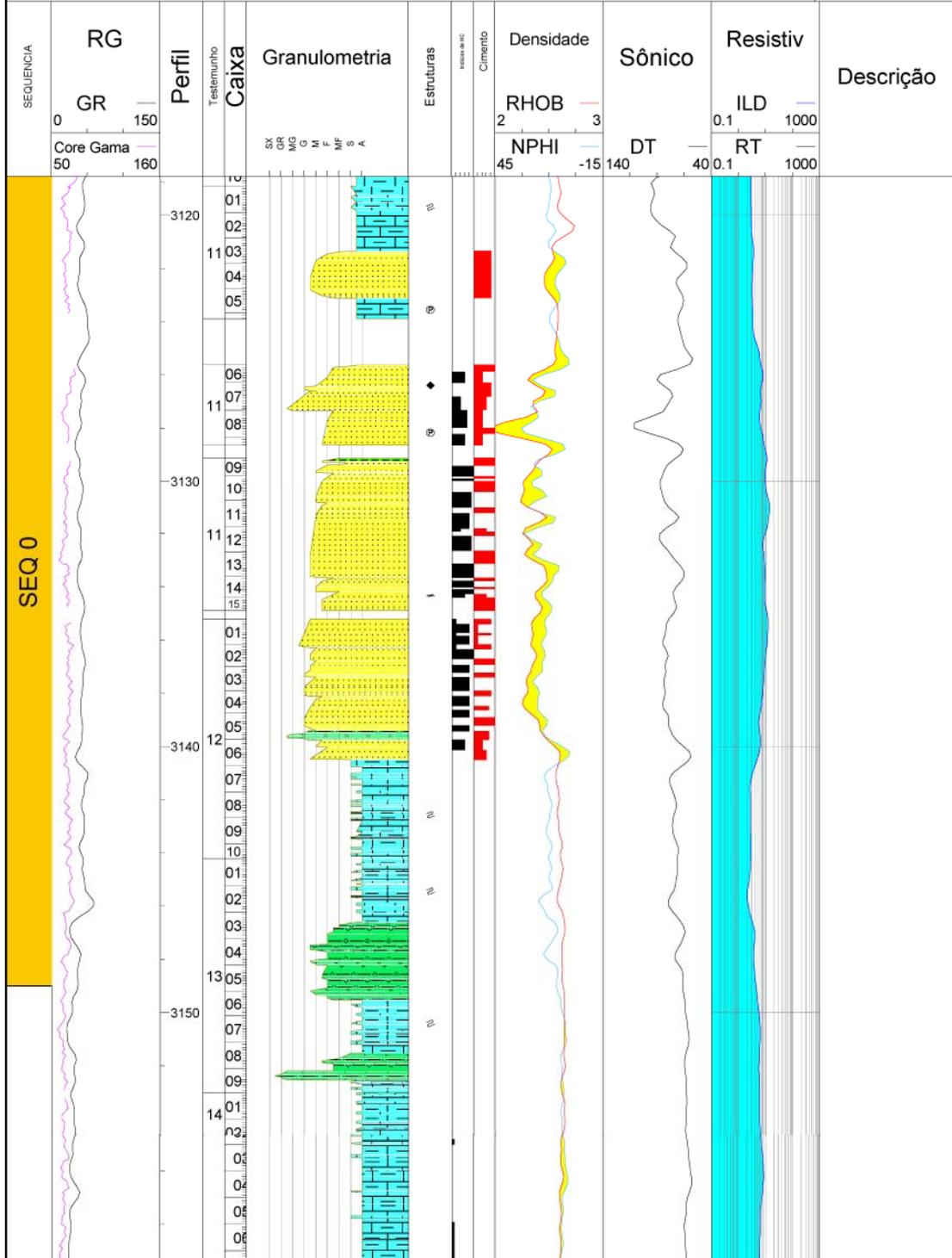
Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 7-NA-11A-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO 2000 Escala: 1:200 Folha: 3/3

LEGENDA

- Bioturbação intensa
- ∇ Brecha tectônica
- ⊖ Escorregamento
- ⊕ Concreção piritosa
- ◆ Fragmentos pelíticos
- Microestratificação cavalgante

- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calcimetria
- P - Plug
- F - Foto de detalhe
- PA - Paleontologia



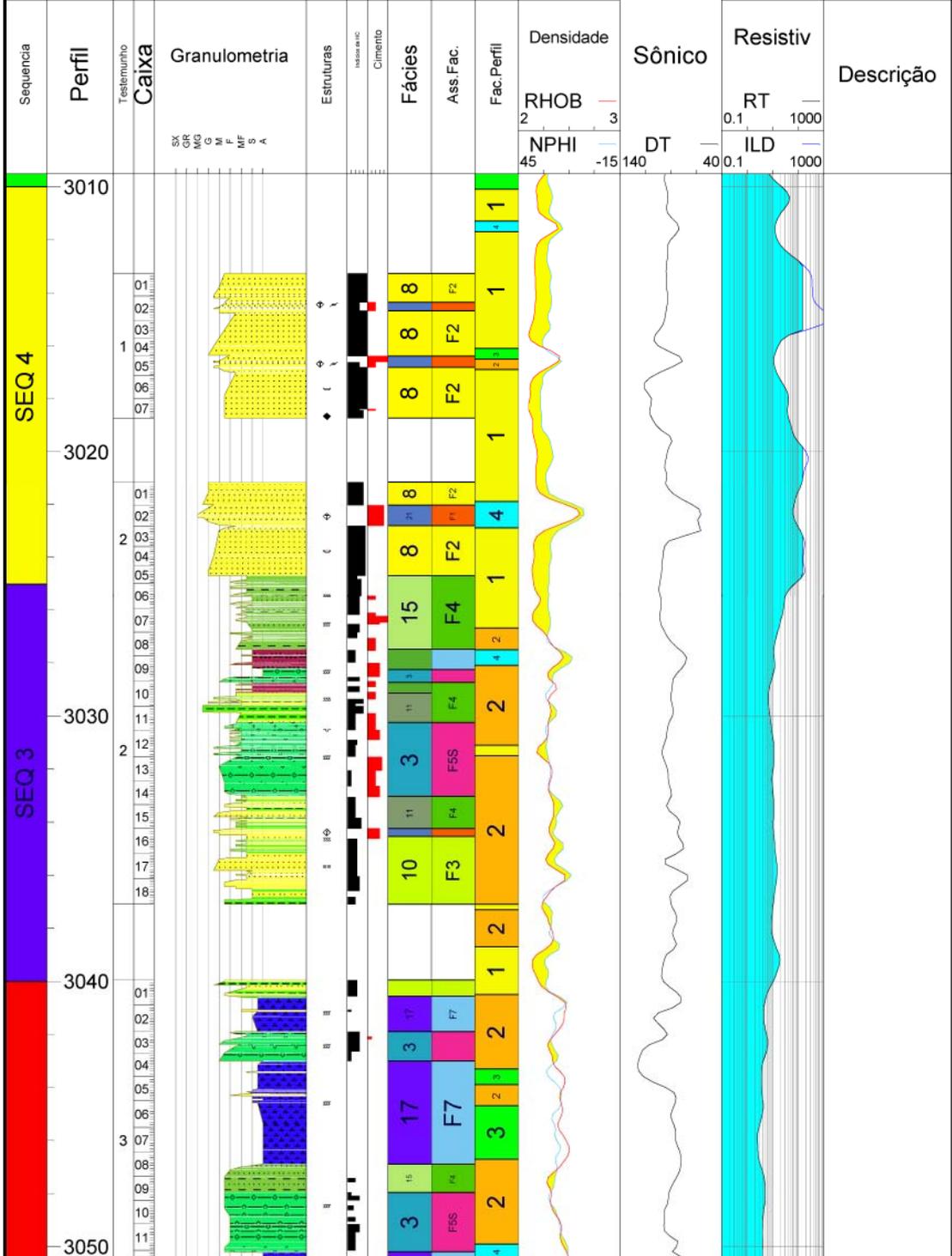


Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 7-NA-12-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO/2000 Escala: 1:200 Folha: 1/4

LEGENDA

- | | | | |
|---|--|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> — Falha normal — Brecha tectônica — Estrutura em prato ◆ Fragmentos pelíticos — Estratificação cruzada — Bioturbação intensa | <ul style="list-style-type: none"> — Marca de carga — Estratificação plano-paralela pouco definida — Intraclasto — Estrutura em chama — Bioturbação moderada — Concreção pintosa — Estratificação plano paralela — Gradação normal | <ul style="list-style-type: none"> ⇒ Escorregamento | <ul style="list-style-type: none"> L - Lâmina D - DRX M - MEV G - Granulometria C - Calcimtria P - Plug F - Foto de detalhe PA - Paleontologia |
|---|--|--|--|

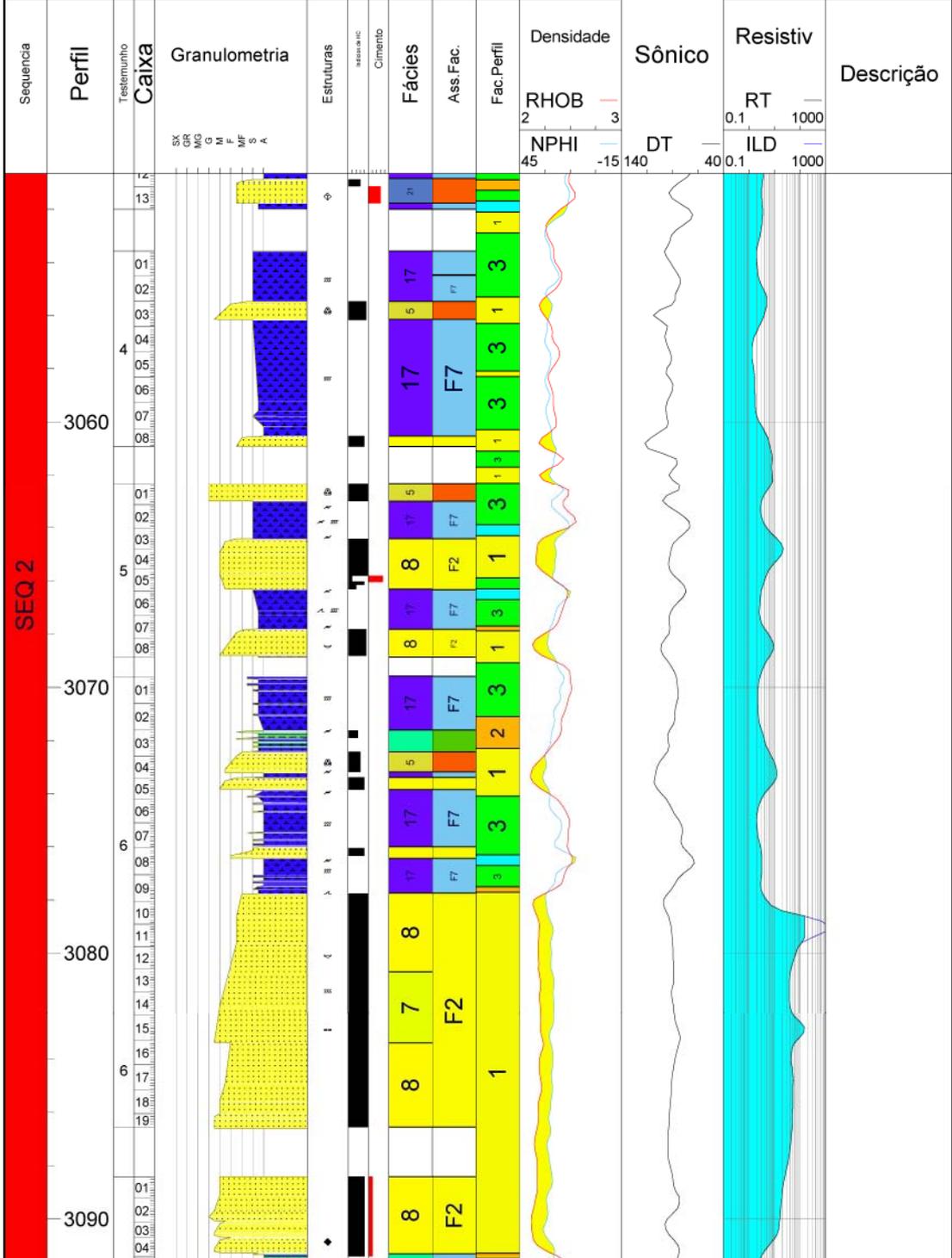




Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 7-NA-12-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO/2000 Escala: 1:200 Folha: 2/4

LEGENDA	
<ul style="list-style-type: none"> — Falha normal — Brecha tectônica — Estrutura em prato ◆ Fragmentos pelíticos — Estratificação cruzada — Bioturbação intensa 	<ul style="list-style-type: none"> — Marca de carga — Estratificação plano-paralela pouco definida — Intraclasto — Estrutura em chama — Bioturbação moderada — Concreção pintosa — Estratificação plano paralela — Gradação normal
	<ul style="list-style-type: none"> ⇒ Escorregamento
	<ul style="list-style-type: none"> L - Lâmina D - DRX M - MEV G - Granulometria C - Calcimetria P - Plug F - Foto de detalhe PA - Paleontologia

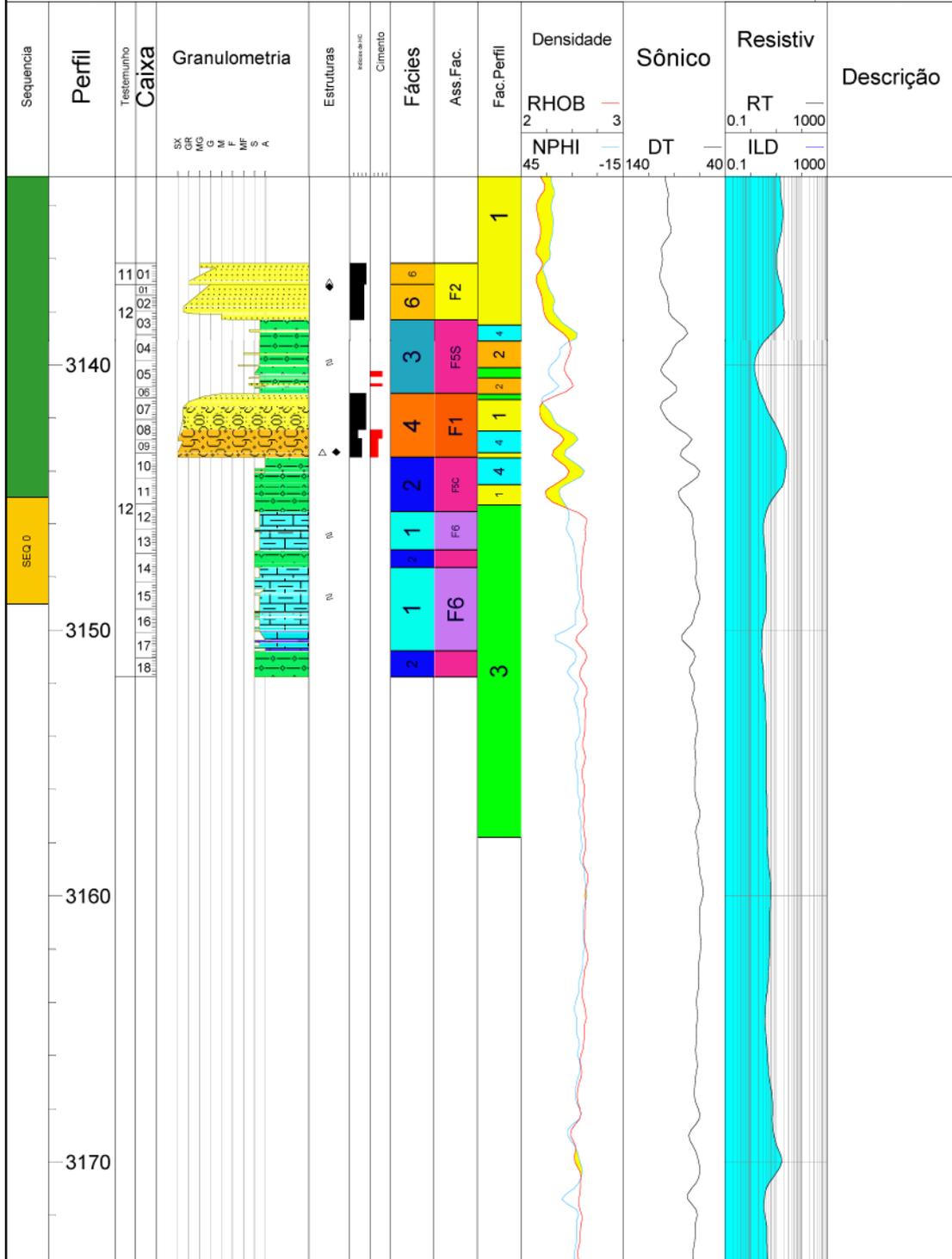




Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 7-NA-12-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO/2000 Escala: 1:200 Folha: 4/4

LEGENDA		Escorregamento		L - Lâmina	
—	Marca de carga	≡	Escorregamento	D	DRX
—	Estratificação plano-paralela pouco definida			M	MEV
↘	Falha normal	⊞	Intraclasto	G	Granulometria
↔	Brecha tectônica	↘	Estrutura em chama	C	Calcimetria
—	Estrutura em prato	⊞	Bioturbação moderada	P	Plug
◆	Fragmentos pelíticos	⊞	Concreção piritosa	F	Foto de detalhe
⊞	Estratificação cruzada	—	Estratificação plano paralela	PA	Paleontologia
⊞	Bioturbação intensa	△	Gradação normal		





Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES

Poço: 7-NA-13A-RJS

Autor: PROJ. NAMORADO

Data: OUTUBRO 2000

Escala: 1:200

Folha: 1/1

LEGENDA

- frot Bioturbação intensa
- ob Brecha tectônica
- esc Escorregamento
- ch Concreção pirlitosa
- pl Fragmentos pelíticos
- ms Microestratificação cavalgante

- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calcimetria
- P - Plug
- F - Foto de detalhe
- PA - Paleontologia





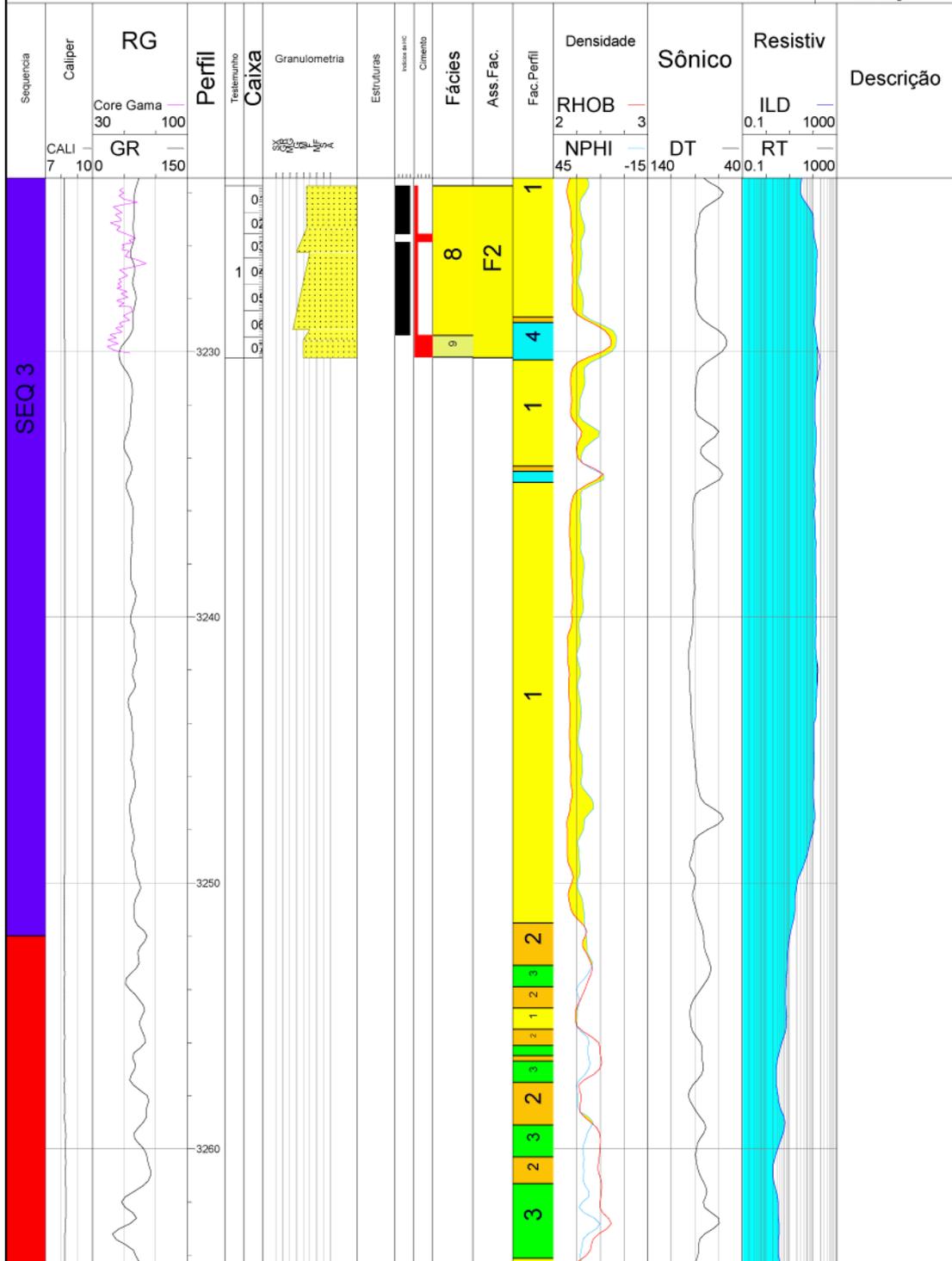
Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES	Poço: 7-NA-37D-RJS	Autor: PROJ. NAMORADO	Data: OUTUBRO/2000	Escala: 1:200	Folha: 1/2
--------	--------------------	-----------------------	--------------------	---------------	------------

LEGENDA

Escorregamento

- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calcimetria
- P - Plug
- F - Foto de detalhe
- PA - Paleontologia





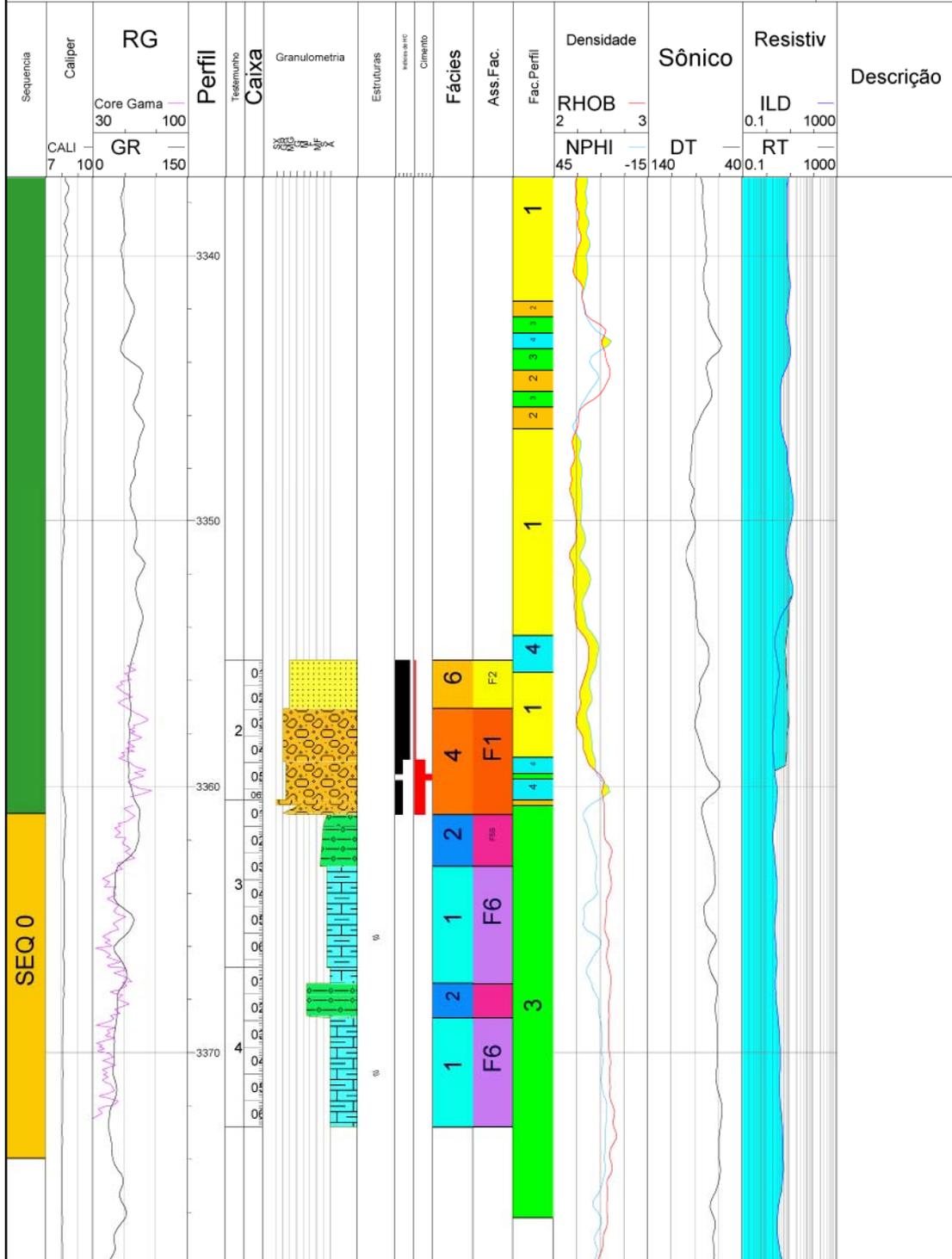
Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 7-NA-37D-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO/2000 Escala: 1:200 Folha: 2/2

LEGENDA

⇒ Escorregamento

- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calcimetria
- P - Plug
- F - Foto de detalhe
- PA - Paleontologia





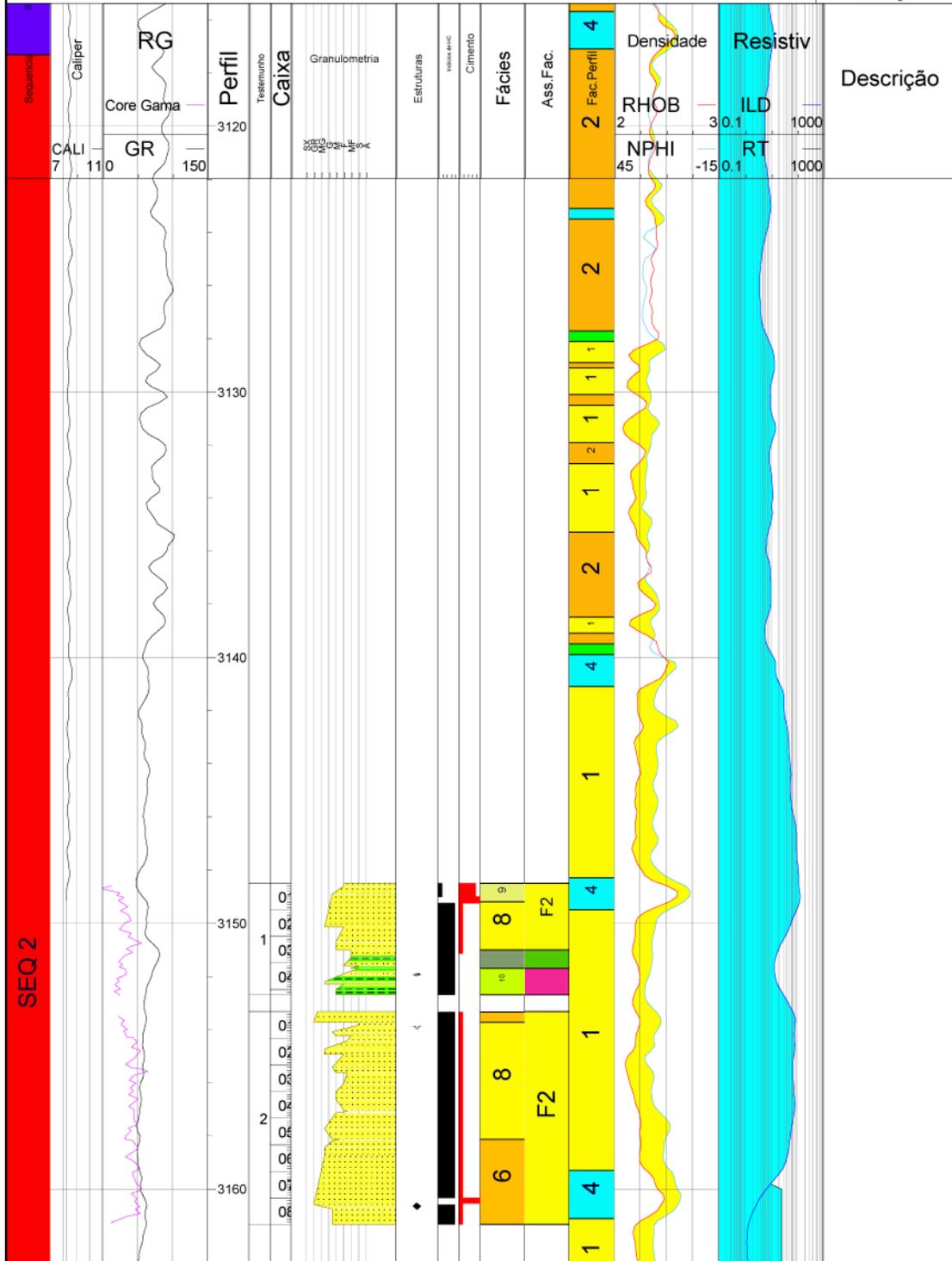
Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 7-NA-40D-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO 2000 Escala: 1:200 Folha: 1/1

LEGENDA

- Microestratificação cavalgante
- ~ Marca de carga
- ◆ Fragmentos pelíticos

- L - Lâmina
- D - DRX
- M - MEV
- G - Granulometria
- C - Calcimetria
- P - Plug
- F - Foto de detalhe
- PA - Paleontologia





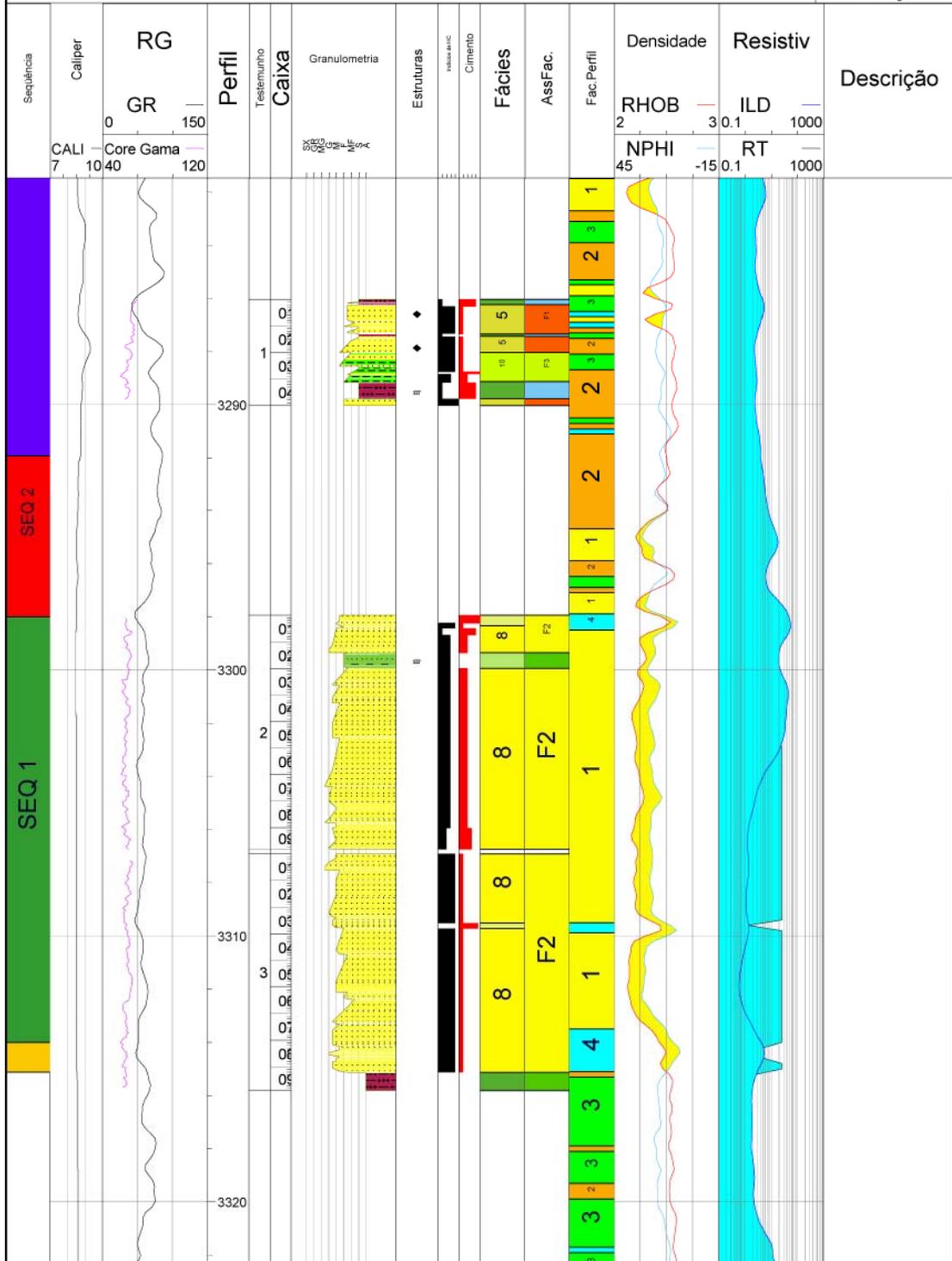
Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 7-NA-44D-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO/2000 Escala: 1:200 Folha: 1/1

LEGENDA

◆ Fragmentos pelíticos
 >>> Bioturbação intensa

L - Lâmina
 D - DRX
 M - MEV
 G - Granulometria
 C - Calcimetria
 P - Plug
 F - Foto de detalhe
 PA - Paleontologia





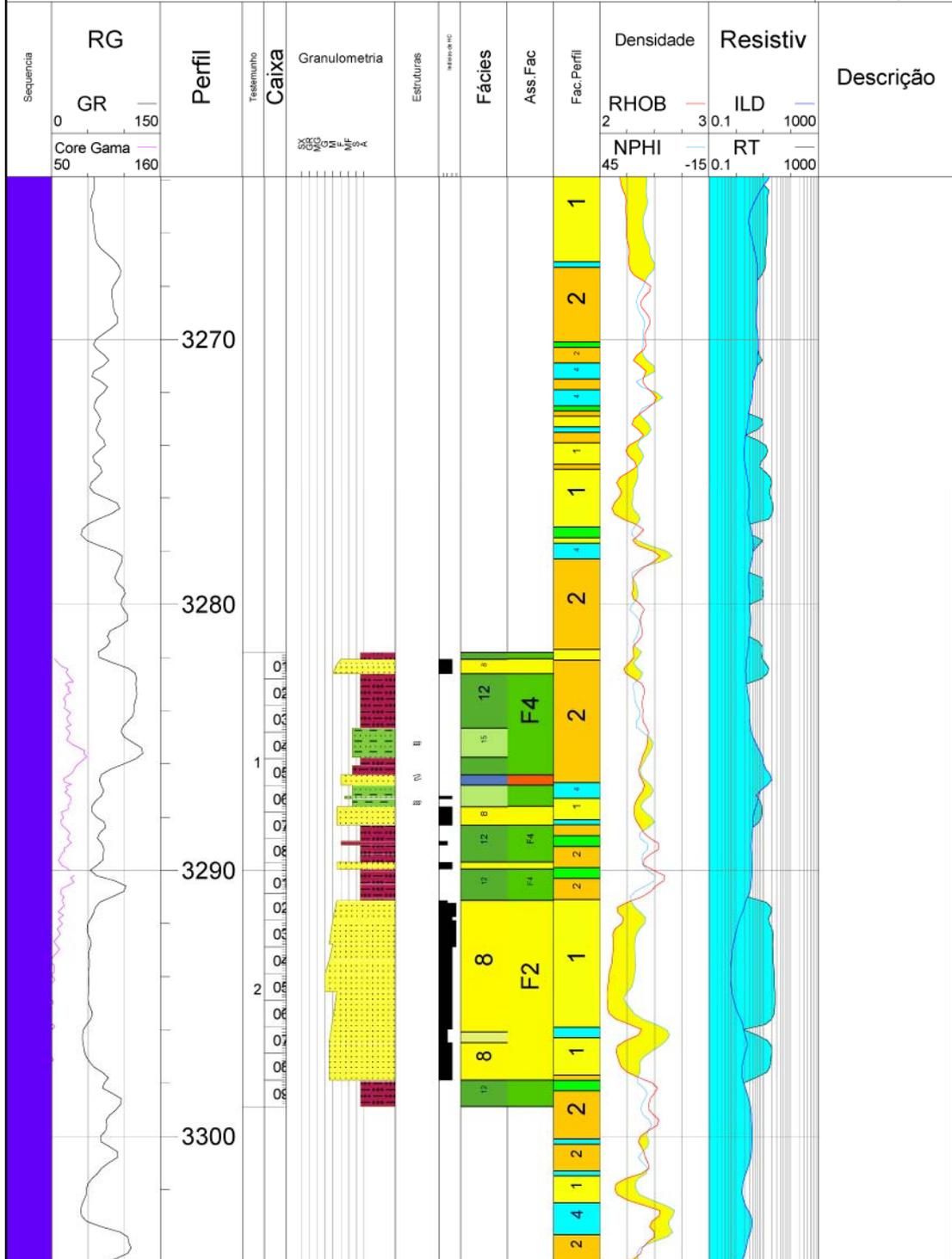
Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 7-NA-47D-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO 2000 Escala: 1:200 Folha: 1/1

LEGENDA

*** Bioturbação intensa
 Escorregamento

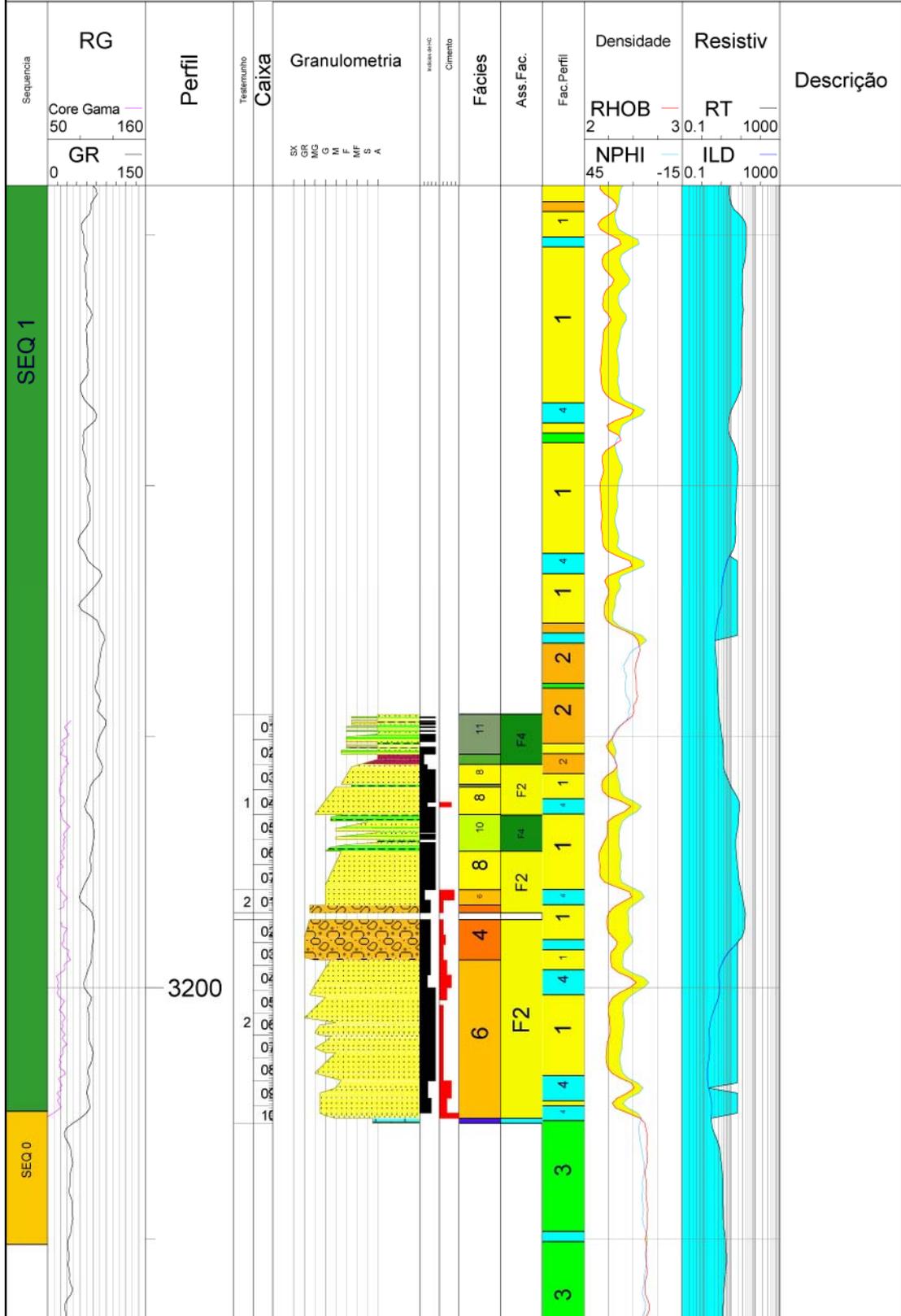
L - Lâmina
 D - DRX
 M - MEV
 G - Granulometria
 C - Calcimetria
 P - Plug
 F - Foto de detalhe
 PA - Paleontologia





Análise Sequencial de Testemunhos

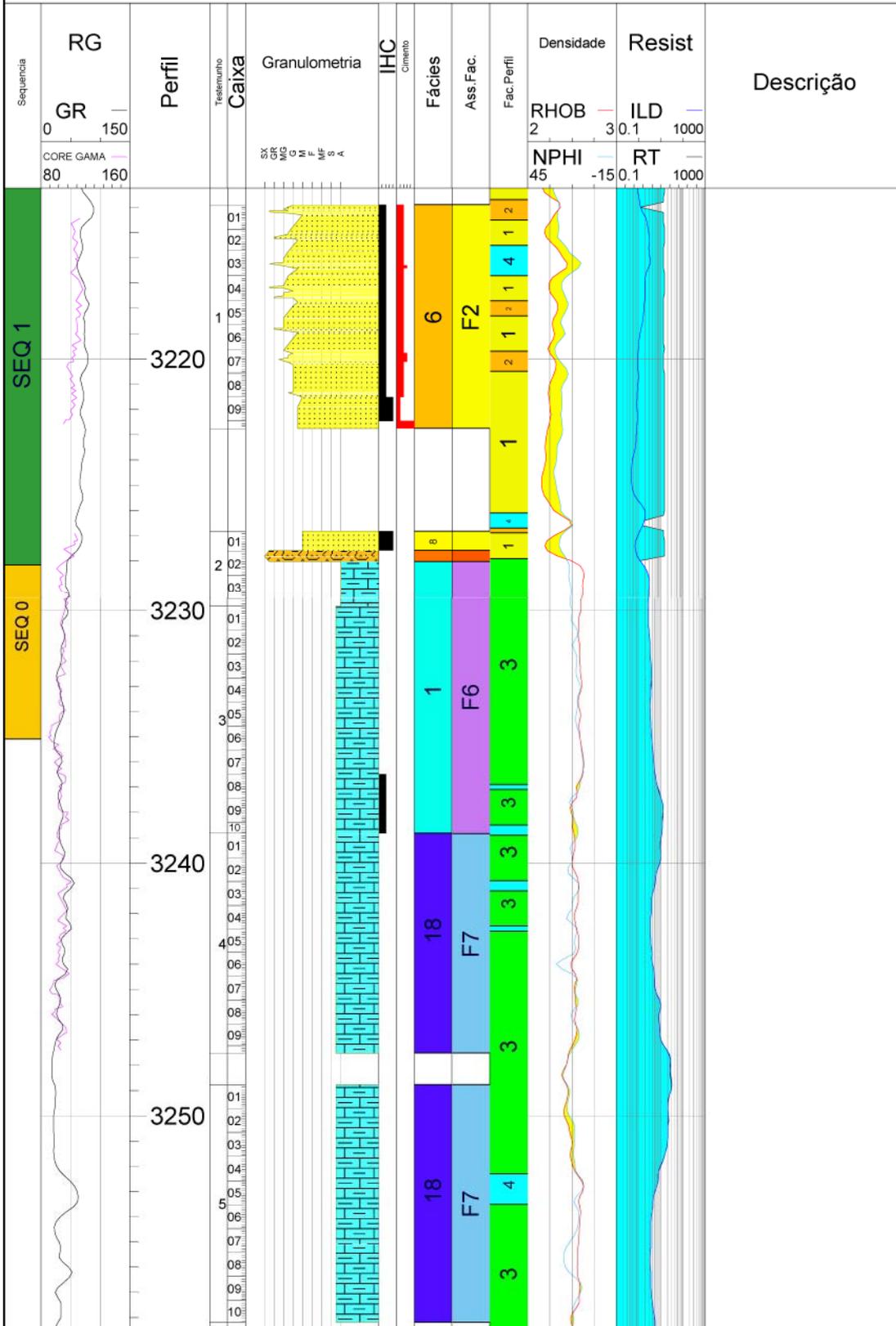
CENPES Poço: 7-NA-48D-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO/2000 Escala: 1:200 Folha: 1/1

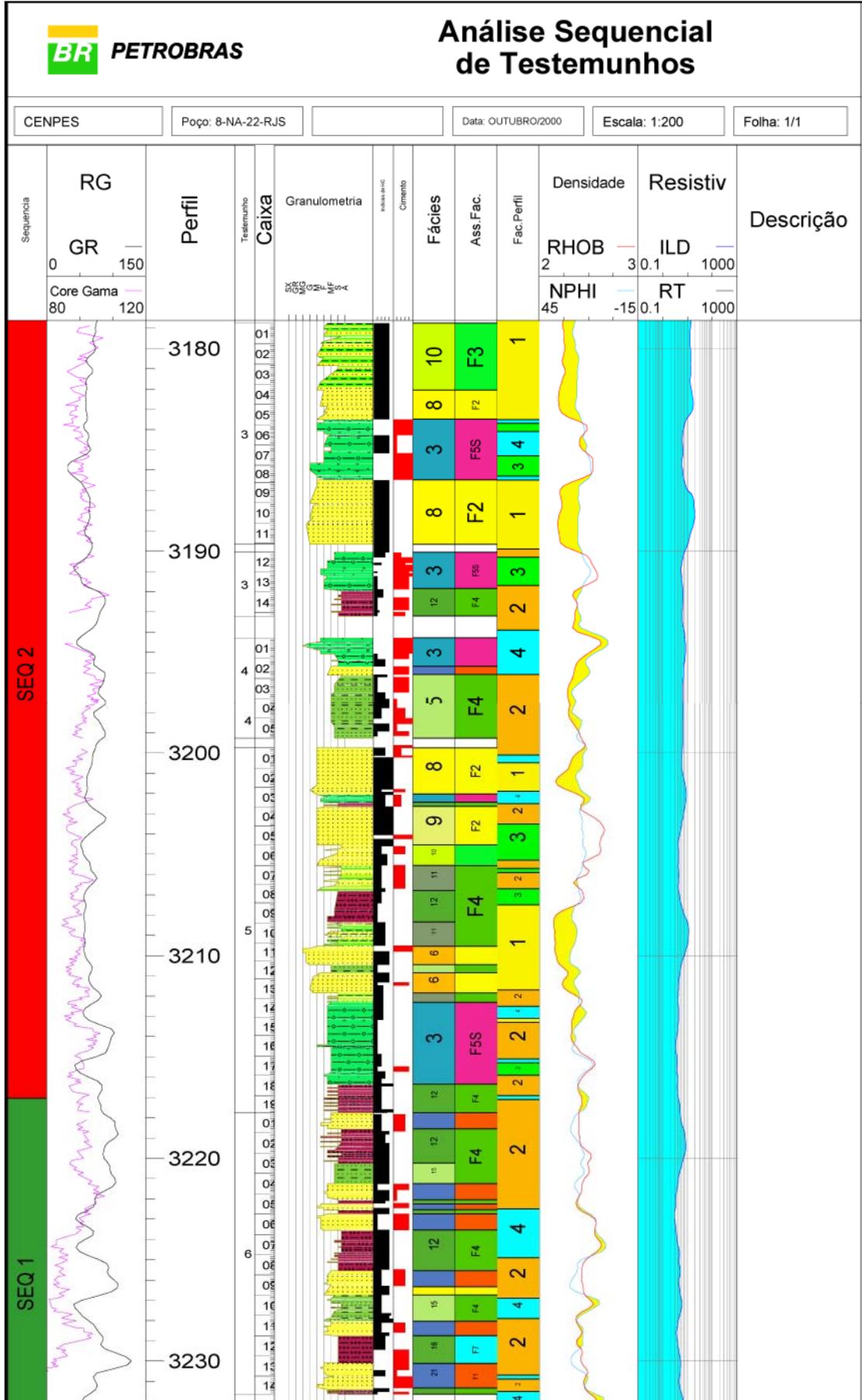




Análise Sequencial de Testemunhos

CENPES Poço: 7-NA-53D-RJS Autor: PROJ. NAMORADO Data: OUTUBRO/2000 Escala: 1:200 Folha: 1/1





Anexo II

Trabalhos Submetidos

**ANÁLISE PRELIMINAR DA GEOMETRIA DEPOSICIONAL DOS
TUBIDITOS DO CAMPO DE NAMORADO, BACIA DE
CAMPOS, RJ**

Trabalho submetido e apresentado no 2º CONGRESSO
BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO & GÁS, na cidade do Rio de Janeiro,
em 2003.



2º CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO & GÁS

ANÁLISE PRELIMINAR DA GEOMETRIA DEPOSICIONAL DOS TUBIDITOS DO CAMPO DE NAMORADO, BACIA DE CAMPOS, RJ.

Eduardo Guimarães Barboza¹, Luiz José Tomazelli², Adriano Roessler Viana³

¹ Bolsista ANP-PRH-12/PPGeo/IG/UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500 – Prédio 43125 sala 209 – Agronomia, CEP: 91.540-000 - Porto Alegre, RS, eduardo.barboza@ufrgs.br

² PPGeo/IG/UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500 – Prédio 43125 sala 209 – Agronomia, CEP: 91.540-000 - Porto Alegre, RS, tomazeli@pro.via-rs.com.br

³ PETROBRAS/E&P/EDISE, Av. República do Chile, 65/ 1402 – Centro, CEP: 20031-912 – Rio de Janeiro, RJ, aviana@petrobras.com.br

Resumo – O presente estudo aborda uma análise preliminar da geometria deposicional dos reservatórios turbidíticos do Campo de Namorado (Bacia de Campos), localizado na margem continental brasileira, junto ao Estado do Rio de Janeiro, entre as latitudes 21° e 23° S. Essa análise consta de uma coleta de dados preexistentes de vários autores, junto a uma interpretação preliminar de dados sísmicos e de poços. Dessa forma, foi possível elaborar um esboço tridimensional das características deposicionais do referido Campo, contribuindo para uma melhor compreensão de sua gênese, especialmente na parte referente às unidades de caráter econômico importante, representadas pelos depósitos turbidíticos, cujas ocorrências estão relacionadas com etapas de estabilizações relativas do nível do mar.

Palavras-Chave: Campo de Namorado; geometria deposicional; turbiditos, reservatórios.

Abstract – The present study approaches a preliminary analysis of the depositional geometry of the turbidities reservoirs of Namorado Field (Campos Basin), located in the Brazilian continental margin, close to the State of Rio de Janeiro, between latitudes 21° and 23° S. The analysis embraces a collection of preexistent data of several authors and a preliminary interpretation of seismic data and wells. Thereby it was possible to elaborate a three-dimensional sketch of the depositional characteristics of Namorado Field, and therefore contributing to a better understanding of his genesis, especially in the part regarding the units of important economical character, expressed by turbidities deposits, whose occurrence is related with stages of relative stabilizations of the sea level.

Keywords: Namorado Field, depositional geometry, turbidities, reservoir.

1. Introdução

O presente trabalho trata do estudo de um dos primeiros campos produtores de petróleo da Petrobras, o Campo de Namorado, localizado na Bacia de Campos (Fig. 1) na margem continental brasileira, junto ao Estado do Rio de Janeiro, entre as latitudes 21° e 23° S. O Campo de Namorado foi descoberto em 1975, com a perfuração do poço 1-RJS-19 em lâmina d'água de 166 m. A sua locação foi baseada em interpretação sísmica de um alto estrutural presente no topo da Formação Macaé (carbonatos de idade albiana). Esse poço apresenta algumas particularidades pioneiras na exploração de óleo na Bacia de Campos. Foi o primeiro a encontrar óleo em arenitos turbidíticos (o prospecto era em carbonatos), constituindo-se no primeiro campo gigante das bacias sedimentares brasileiras. O óleo foi encontrado entre as profundidades de 2.980 e 3.080 m.

Estudos sedimentológicos de amostras de calha e testemunhos mostraram que o reservatório está associado a depósitos turbidíticos marinhos, relacionados à primeira importante transgressão marinha sobre os carbonatos de plataforma de idade albiana.

O reservatório foi chamado, informalmente, de Arenito Namorado e foi interpretado como tendo sido formado pela coalescência de canais e lobos depositados sobre uma superfície deposicional irregular. A área onde se encontra o campo de óleo comportava-se como um baixio onde os turbiditos foram trapeados. Como resultado da atividade estrutural relacionada ao movimento de sal no Cretáceo Superior, ocorreu uma inversão de relevo. Segundo Bacoccoli *et al.* (1980) o reservatório é um domo alongado, parcialmente falhado pelo alto estrutural. Trabalhos anteriores (Menezes *et al.*, 1984; Guardado *et al.*, 1990), também indicam um forte controle tectônico associado ao movimento de sal na sedimentação, conferindo ao campo uma estratigrafia complexa. Assim, a acumulação de óleo no Campo de Namorado é controlada pela estratigrafia e estrutura.

Com a finalidade de melhor compreender a geometria deposicional dos turbiditos dos reservatórios do Campo de Namorado, foi elaborado um modelo estratigráfico tridimensional baseado na interpretação de estudos anteriores. Assim, foram utilizados como base trabalhos de inversão sismo-estratigráfica, rocha-perfil-sísmica e modelagem numérica na forma de um bloco tridimensional (Johann, 1997; Souza Jr., 1997).

O estudo realizado serviu para delimitar, de forma mais acurada, as características da geometria deposicional do referido campo, contribuindo com dados adicionais para uma melhor compreensão de sua gênese, especialmente na parte referente às unidades de caráter econômico importante, representadas pelos depósitos turbidíticos, cujas ocorrências estão relacionadas com etapas de estabilizações relativas do nível do mar.

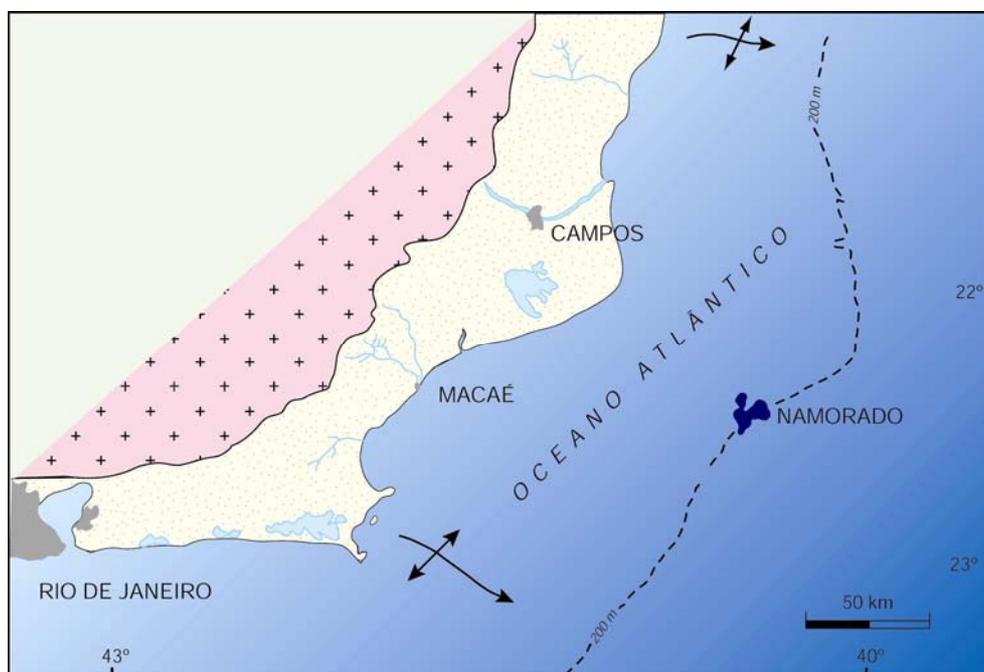


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo (modificado de Bacoccoli *et al.*, 1980).

2. Estratigrafia de Seqüências

Dois conjuntos de seqüências de terceira ordem podem ser reconhecidos no preenchimento da Bacia de Campos, um, relacionado à tafrogenia continental inicial e outro, moldado em condições oceânicas crescentes (Fig. 2).

A seqüência rift está situada no fim do Neocomiano com base em datações radiométricas na Formação Cabiúnas. A seqüência K30 corresponde à parte inferior, formada por conglomerados, coquinas e pelitos flúvio-

lacustres barremianos e eoaptianos. A seqüência K40 equivale à porção média, com conglomerados e pelitos flúvio-lacustres mesoaptianos. A seqüência K50 consiste de evaporitos neo-aptianos, indicando os primeiros sinais da influência marinha na sedimentação.

As seqüências de margem passiva iniciaram-se no Eoalbio quando se iniciou a primeira contribuição de sedimentos essencialmente marinhos, instalando-se a primeira plataforma carbonática. Estas rochas compõem a seqüência K60. As seqüências K70 (Neoalbio) e K80 (Cenomaniano) correspondem a carbonatos de baixa energia, refletindo condições marinhas mais profundas, caracterizando uma subida no nível relativo do mar. As seqüências K90-K110 são compostas por folhelhos bacinais turonianos a campanianos e são truncadas por uma discordância regional. A partir do Maastrichtiano, instalou-se um sistema de leques costeiros - plataforma -talude - bacia, que deu origem aos clásticos e carbonatos da Formação Emborê e à parte superior dos pelitos Ubatuba e turbiditos Carapebus. As discordâncias observadas nessa Bacia definem as seqüências K120-T20 (Maastrichtiano a Eoceno), T30 (Neoceno), T40 (Oligoceno), T50 (Eomioceno) e T60 (Neomioceno a Holoceno). Na seqüência T40, é destacada uma seção condensada, correspondente a uma superfície de inundação máxima conhecida como Marco Azul.

Segundo Bacoccoli *et al.*, 1980, o reservatório do Arenito de Namorado é encontrado no topo da Formação Macaé, exatamente, acima dos carbonatos.

A Formação Macaé é quase inteiramente composta de carbonatos depositados em um ambiente marinho de águas rasas. Dolomitas são comumente encontradas próximas à base da Formação, e os carbonatos são na maior parte calcarenitos algáicos intercamadados com micritas. De acordo com o conteúdo faunístico encontrado nesses carbonatos sugere-se um ambiente deposicional restrito durante a sua deposição.

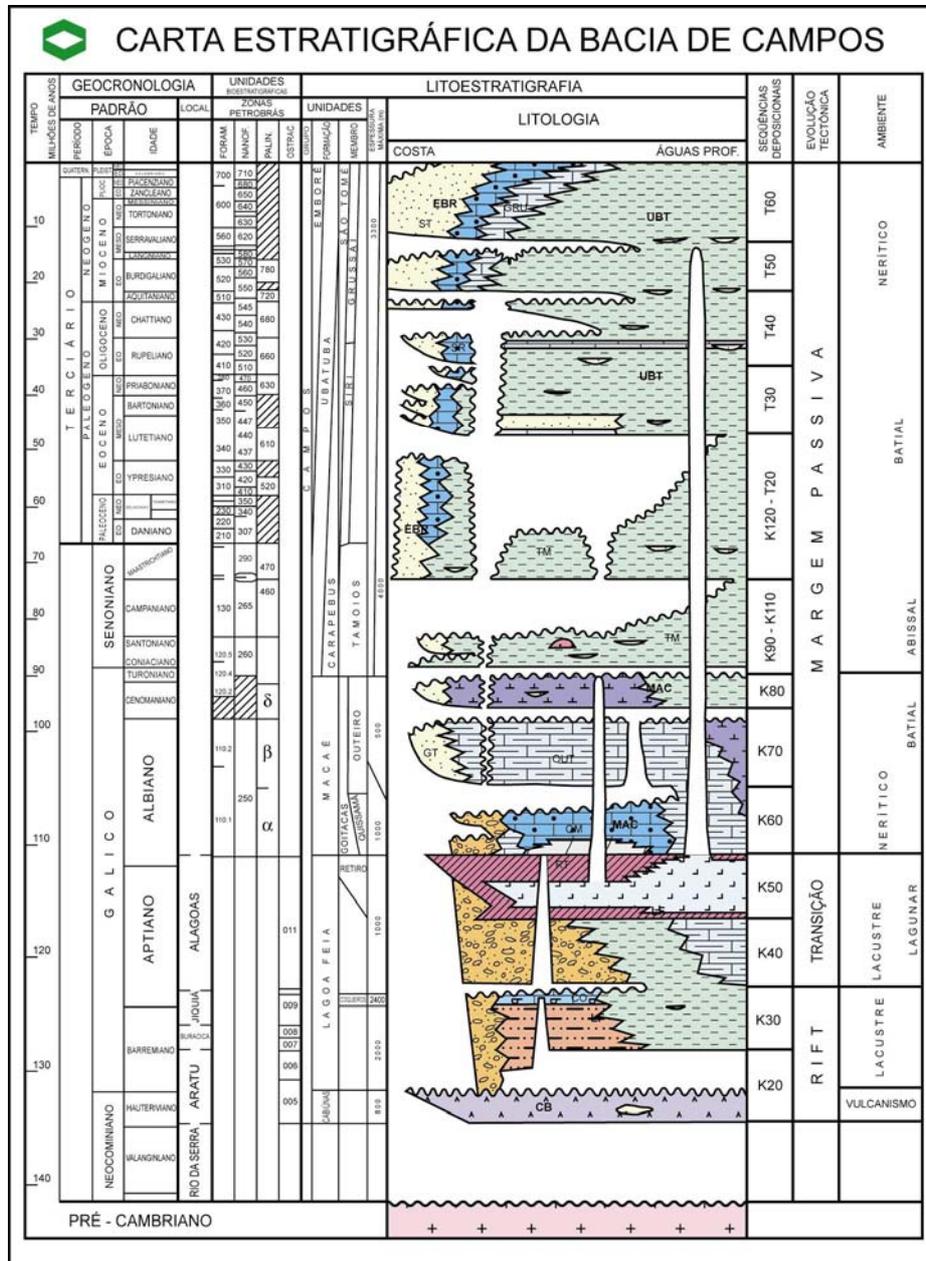


Figura 2. Carta cronoestratigráfica da Bacia de campo (modificado de Rangel *et al.*, 1994).

3. Fácies Sedimentares

Com o objetivo de interpretar com maior resolução as fácies sedimentares que compõem os reservatórios turbidíticos do Campo de Namorado, foram analisados os perfis litológicos e sísmicos dos poços da área de estudo. As principais fácies sedimentares identificadas foram: microconglomerados e arenitos com grânulos dispersos, arenitos maciços, turbiditos de Bouma com camadas espessas e com camadas finas, conglomerados suportados pela matriz, fácies de escorregamentos e fácies lamosas. O reconhecimento destas fácies sedimentares e seus respectivos processos e ambientes deposicionais é fundamental na análise do reservatório, permitindo a elaboração de um modelo sedimentar que retrate um esboço da paisagem no momento da deposição.

4. Modelo Estratigráfico

De acordo com os trabalhos de Johann (1997) e Souza Jr. (1997), a partir do Neobliano, a tendência geral de aumento do nível do mar e a subsidência térmica geraram alterações importantes no estilo da sedimentação na Bacia de Campos. Entre o Neobliano e o Eoceno foi depositada uma seqüência sedimentar com espessuras variando entre 90 e 180 m, que constituem o sistema turbidítico conhecido como Arenito Namorado. Uma superfície discordante do tipo erosiva separa esse sistema turbidítico do substrato carbonático (Albiano), constituído, principalmente, de calcilitos e margas que se alternam com *debris-flow* e *slumps*. O limite superior é constituído por um pacote radioativo argilo-siltoso, que corresponde, simultaneamente, a uma superfície transgressiva e a uma superfície de inundação máxima, em função da condensação da seqüência transgressiva nas partes mais distais da área de sedimentação na bacia. O controle da topografia antecedente sobre a sedimentação é evidente na análise dos mapas de isópacas, que indicam grandes variações de espessura do sistema turbidítico entre a parte central e as partes marginais do campo. O arranjo vertical dos depósitos sugere um aumento progressivo da lâmina d'água e uma diminuição progressiva do volume de depósitos gravitacionais ao longo do tempo (Fig. 3).

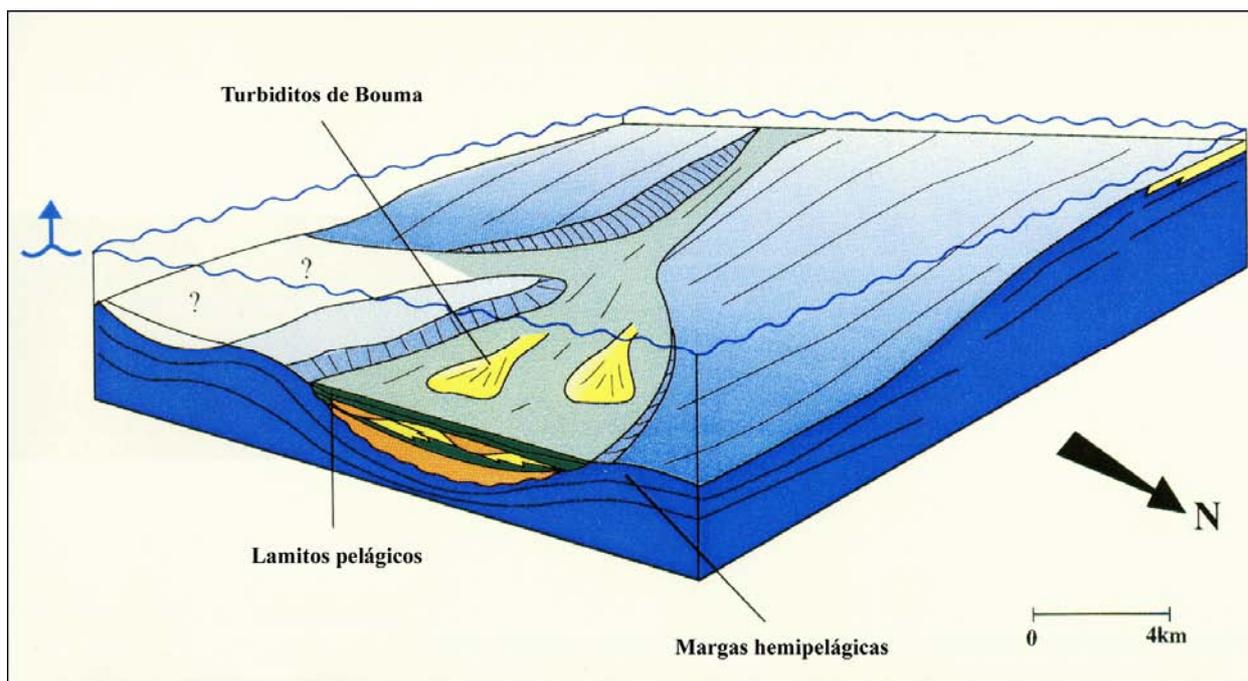


Figura 2. Bloco diagrama esquemático da área do Campo de Namorado (modificado de Souza Jr., 1997).

5. Conclusões

As informações fornecidas nos estudos sismo-estratigráficos permitiram individualizar três diferentes unidades de corpos turbidíticos (fácies reservatório) para os eventos de sedimentação do Albiano superior e Cenomaniano superior no Campo de Namorado, Bacia de Campos. Conforme Johann (1997), essas três unidades são compatíveis com as definidas por Souza Jr. (1997). Os turbiditos albianos são caracterizados como associados a depósitos de colapso, calhas residuais e lobos proximais. As fácies de inundação separam estratigraficamente esses depósitos. As areias associadas à formação dos leques de mar baixo posicionam-se sobre uma discordância que separa os depósitos do

Albiano e do Cenomaniano. Folhelhos funcionam como selantes a esses reservatórios. Essas três diferentes unidades de turbiditos são estratigraficamente isoladas.

A paisagem sedimentar foi, portanto, modelada pela carga sedimentar aportada à bacia, por flutuações eustáticas e por movimentos halocinéticos atuantes na região.

6. Referências

- BACOCOLI, G., MORAIES, R.G., CAMPOS, O.A.J. The Namorado Oil Field: A Major Oil Discovery in the Campos Basin, Brazil. In: *Giant Oil and Gas Fields of the Decade: 1968-1978*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 329-338. (AAPG Memoir 30), 1980.
- JOHANN, P.R.S. *Inversion sismostratigraphique et simulations stochastiques en 3D: réservoir turbiditique, offshore du Brésil*. Ph.D. Thèse Université Pierre et Marie Curie, 352p., 1997.
- RANGEL, H.D., MARTINS, F.A.L., ESTEVES, F.R., FEIJÓ, F.J. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.8 (1), p. 203-217, 1994.
- SOUZA Jr., O.G. *Stratigraphie séquentielle et modélisation probabiliste des réservoirs d'un cône Sous-marin profond (Champ de Namorado, Brésil)*. *Integration des données géologiques et géophysiques*. Ph.D. Thèse, Université Pierre et Marie Curie, 215p., 1997.

PALEOMORFOLOGIA DO INTERVALO SUPERIOR DA FORMAÇÃO MACAÉ, CAMPO DE NAMORADO, BACIA DE CAMPOS

Trabalho submetido e apresentado no *Rio Oil & Gas Expo and Conference 2004*, realizada no período de 4 a 7 de outubro de 2004, no Rio de Janeiro.



IBP30604

PALEOMORFOLOGIA DO INTERVALO SUPERIOR DA FORMAÇÃO MACAÉ, CAMPO DE NAMORADO, BACIA DE CAMPOS.

Eduardo Guimarães Barboza¹, Luiz José Tomazelli², Ricardo Norberto Ayup-Zouain³, Adriano Roessler Viana⁴

Copyright 2004, Instituto Brasileiro de Petróleo e Gás - IBP

Este Trabalho Técnico foi preparado para apresentação na *Rio Oil & Gas Expo and Conference 2004*, realizada no período de 4 a 7 de outubro de 2004, no Rio de Janeiro. Este Trabalho Técnico foi selecionado para apresentação pela Comissão Técnica do Evento, seguindo as informações contidas na sinopse submetida pelo(s) autor(es). O conteúdo do Trabalho Técnico, como apresentado, não foi revisado pelo IBP. Os organizadores não irão traduzir ou corrigir os textos recebidos. O material conforme, apresentado, não necessariamente reflete as opiniões do Instituto Brasileiro de Petróleo e Gás, Sócios e Representantes. É de conhecimento e aprovação do(s) autor(es) que este Trabalho Técnico seja publicado nos Anais da *Rio Oil & Gas Expo and Conference 2004*.

Resumo

A Formação Macaé (Albiano-Turoniano Inferior da Bacia de Campos) é representada por uma espessa coluna carbonática cuja deposição iniciou logo após a fase evaporítica que marca o início da ocupação marinha na bacia. O topo desse intervalo é marcado por uma desconformidade (discordância Tipo I), indicativa de uma variação no nível de base da bacia, sobre a qual estão depositados os turbiditos da seqüência basal do Campo de Namorado. Para um melhor entendimento da geometria deposicional desses turbiditos, a análise paleogeomorfológica demonstrou ser bastante eficiente. O método de trabalho utilizado para tanto foi uma combinação entre a visualização sísmica em 3D (VoxelGeo[®]), a partir da caracterização de diferentes atributos físicos do sinal sísmico, e a análise faciológica junto à perfilagem de poços do referido campo. A análise desenvolvida permitiu a individualização e a posterior visualização tridimensional de um paleocanal meandrante no topo do intervalo, até então não relatado em interpretações anteriores deste sistema deposicional. Servindo-se das informações provenientes deste estudo, pode-se atingir uma melhor compreensão da gênese desta acumulação, especialmente na parte referente às unidades de caráter econômico importante, representadas pelos depósitos turbidíticos e cujas ocorrências estão relacionadas com etapas de rebaixamento relativo do nível do mar.

Abstract

The Macaé Formation (Late Albian-Turonian of the Campos Basin) is represented by a thick column of carbonate sediments whose deposition began soon after the evaporitic phase that marks the beginning of the marine occupation of the basin. The top of this interval is represented by an unconformity (Type I), indicative of a variation in the base level of the basin, on which the turbidities of the basal sequence of the Namorado Field were deposited. For a better understanding of the depositional geometry of these turbidities, the paleogeomorphology analysis demonstrated to be quite efficient. The method of work used for so was a combination among the seismic 3D visualization (VoxelGeo[®]), from the characterization of different physical attributes of the seismic signal, and the facies analysis of wells profiles of the referred field. The developed analysis allowed the individualization and the three-dimensional visualization of a sinuous paleochannel in the top of the interval, until then not described in previous interpretations of this depositional system. With the information coming from this study, a better understanding of the genesis of this accumulation can be reached, especially in the part regarding to the units of important economic character, represented by the turbidities deposits and whose occurrences are related with stages of relative lowering of the sea level.

¹ Mestre, Geólogo – ANP-PRH-12/PPGeo/IG/UFRGS

² PHD, Geólogo – CECO/IG/UFRGS

³ PHD, Engenheiro Geógrafo – CECO/IG/UFRGS

⁴ PHD, Geólogo – PETROBRAS/E&P/EDISE

1. Introdução

O presente trabalho discorre sobre a importância da identificação de uma paleofeição deposicional em uma área de acumulação de hidrocarbonetos localizada junto ao intervalo superior de uma espessa seção carbonática Albo-Turoniana, definida por Schaller (1973) de Formação Macaé. Essa Formação é representada pela deposição de espessa coluna carbonática iniciada logo após a fase evaporítica, que marca o início da ocupação marinha na bacia, apresentando no Albiano Superior uma seção que representa o clímax da transgressão marinha. Essa seção foi denominada informalmente por Spadini (1982) como “Intervalo Chalk”, correspondendo litologicamente a ritmitos formados por calcilitos e margas, cujas características em perfis elétricos são bastante distintas, permitindo sua individualização em poços por toda a bacia. O topo desse intervalo é representado por uma desconformidade (discordância Tipo I), indicativa de uma variação no nível de base da bacia, sobre a qual estão depositados os turbiditos da seqüência basal do Campo de Namorado. Essa variação do nível de base pode ser correlacionada com a proposta elaborada por Vail *et al.* (1977) e posteriormente atualizada por Haq *et al.* (1987) para o Albiano superior.

Análises de seções sísmicas em conjunto com estudos sedimentológicos indicam que sobre essa desconformidade encontram-se depósitos turbidíticos, os quais representam reservatórios de hidrocarbonetos. Esses reservatórios foram chamados, informalmente, de Arenito Namorado e foram interpretados como tendo sido formados pela coalescência de canais e lobos depositados sobre uma superfície deposicional irregular. A área onde se encontra o campo de óleo comportava-se como um baixio onde os turbiditos foram trapeados. Como resultado da atividade estrutural relacionada ao movimento de sal no Cretáceo Superior, ocorreu uma inversão de relevo. Segundo Bacocoli *et al.* (1980) o reservatório é um domo alongado, parcialmente falhado pelo alto estrutural. Trabalhos anteriores (Menezes, 1987; Guardado *et al.*, 1990), também indicam um forte controle tectônico associado ao movimento de sal na sedimentação, conferindo ao campo uma estratigrafia complexa.

Com a finalidade de melhor compreender a geometria deposicional dos turbiditos dos reservatórios do Campo de Namorado, a análise paleogeomorfológica demonstrou ser bastante eficiente. O método de trabalho utilizado para tanto foi uma combinação entre a visualização sísmica em 3D (VoxelGeo®), a partir da caracterização de diferentes atributos físicos do sinal sísmico, e a análise faciológica junto à perfilagem de poços do referido campo.

1.1. Localização

A área de estudo está localizada junto ao Campo de Namorado na Bacia de Campos (Fig. 1) na margem continental brasileira, junto ao Estado do Rio de Janeiro, entre as latitudes 21° e 23° S. O Campo de Namorado foi descoberto em 1975, com a perfuração do poço 1-RJS-19 em lâmina d'água de 166 m. A sua locação foi baseada em interpretação sísmica de um alto estrutural presente no topo da Formação Macaé (carbonatos de idade albiana). Esse poço apresenta algumas particularidades pioneiras na exploração de óleo na Bacia de Campos. Foi o primeiro a encontrar óleo em arenitos turbidíticos (o prospecto era em carbonatos), constituindo-se no primeiro campo gigante das bacias sedimentares brasileiras. O óleo foi encontrado entre as profundidades de 2.980 e 3.080 m.

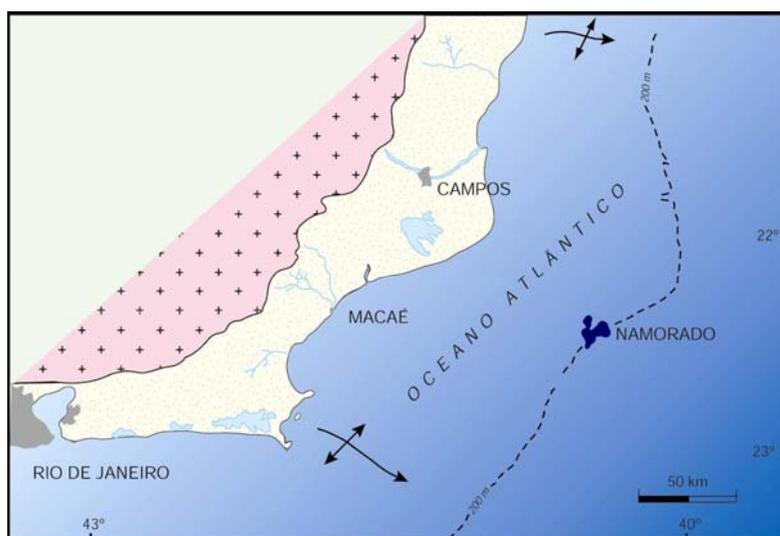


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo, as setas representam os limites norte e sul da Bacia de Campos (modificado de Bacocoli *et al.*, 1980).

1.2. Estratigrafia de Seqüências

Dois conjuntos de seqüências de terceira ordem podem ser reconhecidos no preenchimento da Bacia de Campos, um, relacionado à tafrogenia continental inicial e outro, moldado em condições oceânicas crescentes (Fig. 2).

A seqüência rift está situada no fim do Neocomiano com base em datações radiométricas na Formação Cabiúnas. A seqüência K30 corresponde à parte inferior, formada por conglomerados, coquinas e pelitos flúvio-lacustres barremianos e eoaptianos. A seqüência K40 equivale à porção média, com conglomerados e pelitos flúvio-lacustres mesoaptianos. A seqüência K50 consiste de evaporitos neo-aptianos, indicando os primeiros sinais da influência marinha na sedimentação.

As seqüências de margem passiva iniciaram-se no Eoalbio quando se iniciou a primeira contribuição de sedimentos essencialmente marinhos, instalando-se a primeira plataforma carbonática. Estas rochas compõem a seqüência K60. As seqüências K70 (Neoalbio) e K80 (Cenomaniano) correspondem a carbonatos de baixa energia, refletindo condições marinhas mais profundas, caracterizando uma subida no nível relativo do mar. As seqüências K90-K110 são compostas por folhelhos basinais turonianos a campanianos e são truncadas por uma discordância regional. A partir do Maastrichtiano, instalou-se um sistema de leques costeiros - plataforma - talude - bacia, que deu origem aos clásticos e carbonatos da Formação Emborê e à parte superior dos pelitos Ubatuba e turbiditos Carapebus. As discordâncias observadas nessa Bacia definem as seqüências K120-T20 (Maastrichtiano a Eoceno), T30 (Neoceno), T40 (Oligoceno), T50 (Eomioceno) e T60 (Neomioceno a Holoceno). Na seqüência T40, é destacada uma seção condensada, correspondente a uma superfície de inundação máxima conhecida como Marco Azul.

Segundo Bacocoli *et al.*, 1980, o reservatório do Arenito de Namorado é encontrado no topo da Formação Macaé, imediatamente acima dos carbonatos.

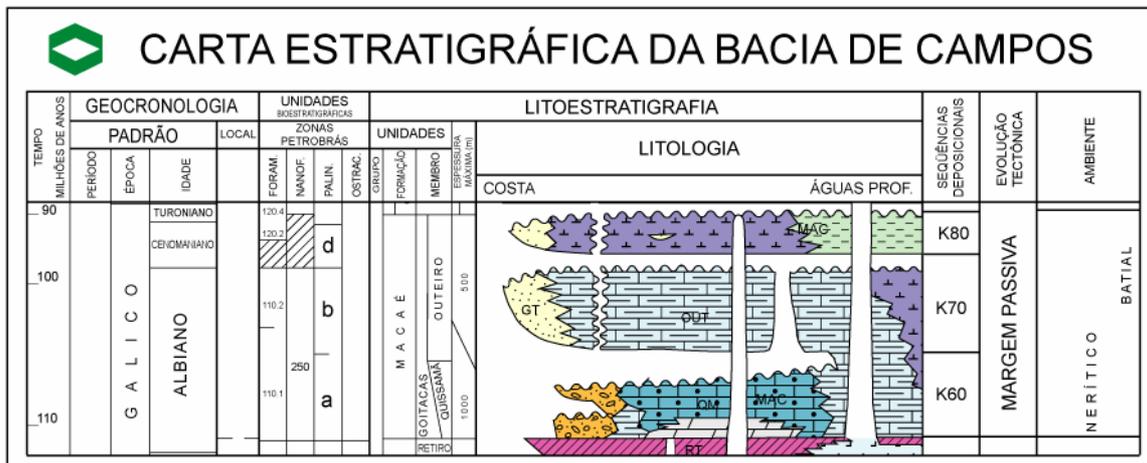


Figura 2. Detalhe da carta cronoestratigráfica da Bacia de Campos - RJ para o intervalo analisado (modificado de Rangel *et al.*, 1994).

1.3. Fácies Sedimentares

Com o objetivo de interpretar com maior resolução as fácies sísmicas junto às fácies sedimentares que compõem os reservatórios turbidíticos do Campo de Namorado, foram analisados os perfis litológicos e sísmicos dos poços da área de estudo. As principais fácies sedimentares identificadas foram: microconglomerados e arenitos com grânulos dispersos, arenitos maciços, turbiditos tipo Bouma com camadas espessas e com camadas finas, conglomerados suportados pela matriz, fácies de escorregamentos e fácies lamosas. O reconhecimento destas fácies sedimentares e seus respectivos processos e ambientes deposicionais é fundamental na análise do reservatório, permitindo a elaboração de um modelo sedimentar que retrate um esboço da paisagem no momento da deposição.

1.4. Modelo Estratigráfico

De acordo com os trabalhos de Johann (1997) e Souza Jr. (1997), a partir do Neoalbio, a tendência geral de aumento do nível do mar e a subsidência térmica geraram alterações importantes no estilo da sedimentação na Bacia de Campos. Entre o Neoalbio e o Eocenomaniano foi depositada uma seqüência sedimentar com espessuras variando entre 90 e 180 m, que constituem o sistema turbidítico conhecido como Arenito Namorado. Uma superfície discordante do tipo erosiva separa esse sistema turbidítico do substrato carbonático (Albio), constituído, principalmente, de

calcilutitos e margas que se alternam com depósitos de fluxo de detritos e escorregamentos (*debris-flow* e *slumps*) O limite superior é constituído por um pacote radioativo argilo-siltoso, que corresponde, simultaneamente, a uma superfície transgressiva e a uma superfície de inundação máxima, em função da condensação da seqüência transgressiva nas partes mais distais da área de sedimentação na bacia. O controle da topografia antecedente sobre a sedimentação é evidente na análise dos mapas de isópacas, que indicam grandes variações de espessura do sistema turbidítico entre a parte central e as partes marginais do campo. O arranjo vertical dos depósitos sugere um aumento progressivo da lâmina d'água e uma diminuição progressiva do volume de depósitos gravitacionais ao longo do tempo (Fig. 3).

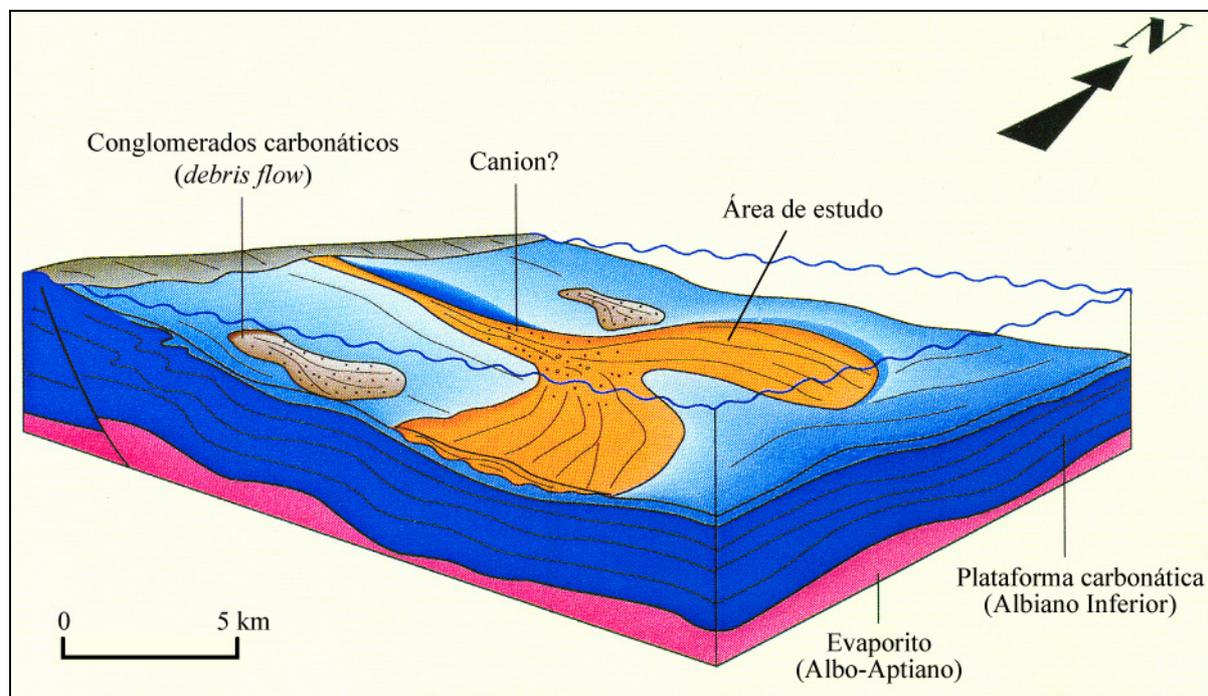


Figura 3. Bloco diagrama esquemático da área do Campo de Namorado (modificado de Souza Jr., 1997).

2. Método de Análise

A metodologia aqui empregada tomou como base o trabalho de Meyer *et al.* (2001) onde é apresentada uma forma atual de interpretação sísmica, baseada na visualização e interpretação através de volume sísmico tridimensional, junto com a análise do atributo sísmico. Esse método é utilizado na interpretação dos padrões complexos de empilhamento e geometria interna de canais, os quais são muito difíceis de interpretar em sísmica convencional (2D). Essa nova ferramenta propicia um melhor entendimento das relações geológicas desses canais complexos.

Dessa forma, o método de trabalho utilizado consistiu numa combinação entre a visualização sísmica em 3D (VoxelGeo[®]), a partir da caracterização de diferentes atributos físicos do sinal sísmico, e a análise faciológica junto à perfuração de poços do referido campo.

O trabalho consistiu na interpretação sísmica de um volume tridimensional em estação de trabalho utilizando o software VoxelGeo[®]. Nessa interpretação o parâmetro definido para o rastreamento desse horizonte baseou-se na alta amplitude do mesmo, sendo possível de se observar, na seção analisada, um refletor com características bastante contrastantes em relação aos refletores adjacentes (Fig. 4). Definido o horizonte alvo, os procedimentos subsequentes constaram na propagação em 3D, através do uso de plantar sementes em amplitudes pré-determinadas, e, posteriormente, em seções *xline*, a identificação dos elementos arquiteturais dos sistemas de canais/dique, nos quais foram identificadas formas semelhantes a uma asa de gaivota (Richards, 1996).

Após a verificação em todas as linhas que compõem o cubo sísmico, observando se não houve alguma propagação errônea ocasionada pela autobusca, foi gerado um horizonte interpolado em tempo. Nessa nova visualização é possível identificar com precisão a geometria desse paleocanal, o qual apresenta um eixo na direção NW-SE e um comportamento meandrante sobre a plataforma carbonática (Fig. 5).

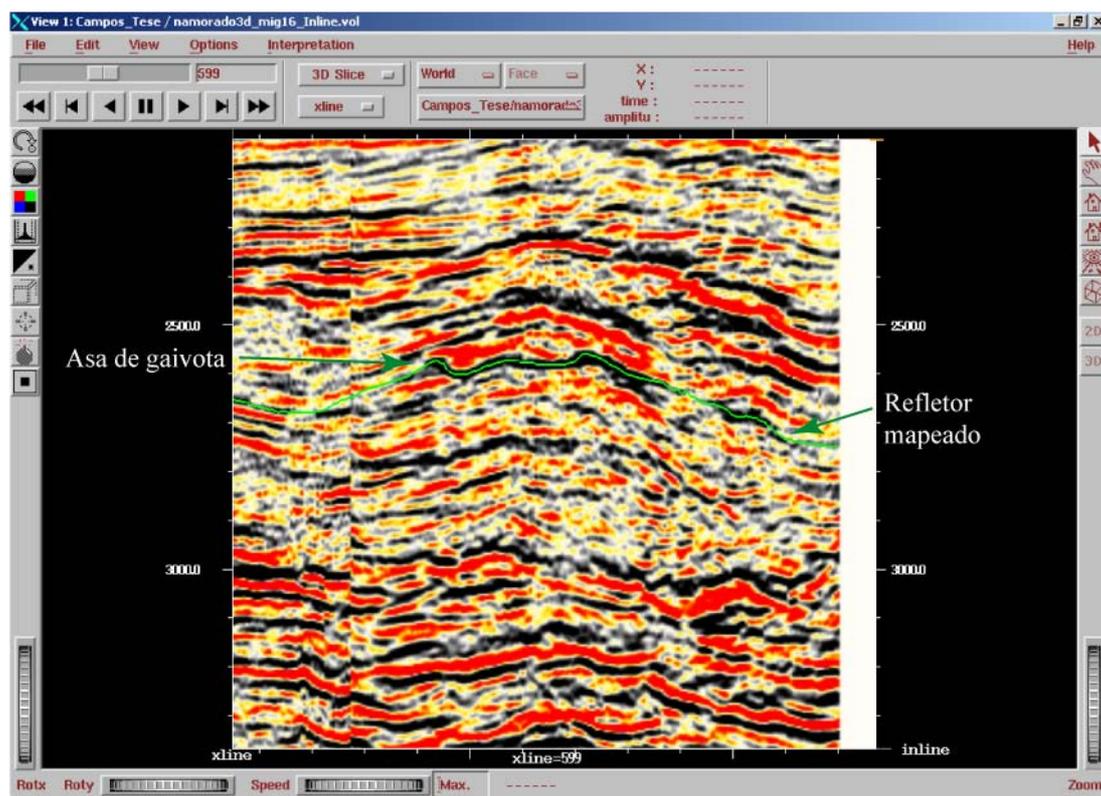


Figura 4. Janela de interpretação (*xline*) onde se observam o refletor mapeado e o elemento arquitetural de canal/dique, salientando a forma de asa de gaivota.

3. Conclusões

A análise desenvolvida permitiu a individualização e a posterior visualização tridimensional de um paleocanal meandrante no topo do Intervalo *Chalk*, até então não relatado em interpretações anteriores deste sistema deposicional. A identificação desse canal pode ter forte impacto nas atividades exploratórias deste campo, visto que permite delimitar de forma mais acurada as características da geometria deposicional da seqüência basal do referido campo. Servindo-se das informações provenientes deste estudo, pode-se atingir uma melhor compreensão da gênese desta acumulação, especialmente na parte referente às unidades de caráter econômico importante, representadas pelos depósitos turbidíticos e cujas ocorrências estão relacionadas com etapas de rebaixamento relativo do nível do mar.

Assim, podemos concluir que para um melhor entendimento da geometria deposicional dos reservatórios turbidíticos da área de estudo, a análise paleogeomorfológica baseada na interpretação e visualização tridimensional demonstrou ser bastante eficiente e concordante com o modelo estratigráfico proposto por Johann (1997) e Souza Jr (1997).

4. Agradecimentos

Agradecemos ao apoio financeiro recebido da Agência Nacional do Petróleo – ANP através do PRH-12, à Petrobras, em nome do Dr. Paulo Johann, pelas discussões a respeito do modelo estratigráfico, e à Paradigm Geophysical pelo suporte, através do convênio, de softwares na área de interpretação sísmica.

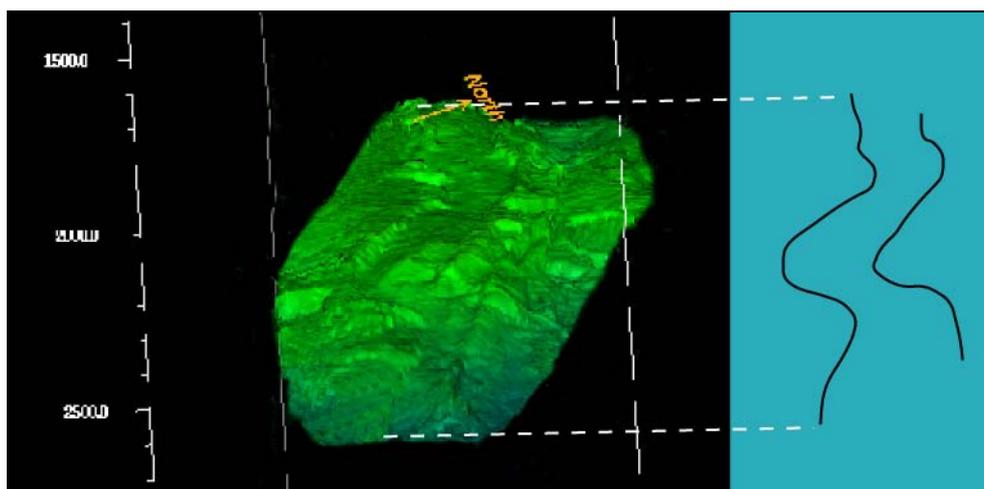


Figura 5. Visualização tridimensional do horizonte interpretado. Observe-se a geometria do paleocanal, o qual apresenta um eixo na direção NW-SE e um comportamento meandrante.

5. Referências

- BACOCOLI, G., MORAIES, R.G., CAMPOS, O.A.J. The Namorado Oil Field: A Major Oil Discovery in the Campos Basin, Brazil. In: *Giant Oil and Gas Fields of the Decade: 1968-1978*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 329-338. (AAPG Memoir 30), 1980.
- GUARDADO, L.R., GAMBOA, L.A.P., LUCCHESI, C.T. Petroleum geology of the Campos basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type basin: *AAPG Memoir 48*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 3-79, 1990.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. Chronology of Fluctuating Sea Level Since the Triassic. *Science* 235. p. 1156-1166, 1987.
- JOHANN, P.R.S. *Inversion sismostratigraphique et simulations stochastiques en 3D: réservoir turbiditique, offshore du Brésil*. Ph.D. Thèse Université Pierre et Marie Curie, 352p., 1997.
- MENEZES, S.X. Aspectos Estruturais do Campo de Namorado, Bacia de Campos. In: TECTOS-I, 1º Seminário de Tectônica da Petrobras. p. 531-548, Rio de Janeiro, 1987.
- MEYER, D.E., BULLOCH, T.E., LORENZETTI HARVEY, E.A., SHEFFIELD, T.M. Isolating individual channel sequences using 3D visualization and multi-attribute techniques in a stacked channel complex, ultra deepwater Brazil. *EAGE 63rd Conference & Technical Exhibition* — Amsterdam, Netherlands, 2001.
- RANGEL, H.D., MARTINS, F.A.L., ESTEVES, F.R., FEIJÓ, F.J. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.8 (1), p. 203-217, 1994.
- RICHARDS, M.T. Deep-marine Clastic Systems. In: Emery, D. & Myers, K.J. (ed.). *Sequence Stratigraphy*. London, 297 p. 1996.
- SCHALLER, H. Estratigrafia da Bacia de Campos. In: Congresso Brasileiro de Petróleo 2. Rio de Janeiro, 1982. *Anais...* Rio de Janeiro, IBP, trabalho nº 18. 1982.
- SOUZA Jr., O.G. Stratigraphie séquentielle et modélisation probabiliste des reservoirs d'un cône Sous-marin profond (Champ de Namorado, Brésil). Integration des données géologiques et géophysiques. Ph.D. Thèse, Université Pierre et Marie Curie, 215p., 1997.
- SPADINI, A.R. Calcários de Granulação Fina da Formação Macaé, Bacia de Campos. In: Congresso Brasileiro de Petróleo 2. *Anais...* Rio de Janeiro, IBP, trabalho nº 18, Rio de Janeiro, 1982.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., THOMPSON III, S. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. In: *AAPG Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG – Memoir 26*, p. 83-98, Tulsa, 1977.

ANÁLISE FACIOLÓGICA E MODELO DEPOSICIONAL DO ARENITO NAMORADO, BACIA DE CAMPOS, RJ

Trabalho submetido **3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás**,
a ser realizado no período de 2 a 5 de outubro de 2005, em Salvador.

Copyright 2004, Instituto Brasileiro de Petróleo e Gás - IBP

Este Trabalho Técnico Científico foi preparado para apresentação no 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, a ser realizado no período de 2 a 5 de outubro de 2005, em Salvador. Este Trabalho Técnico Científico foi selecionado e/ou revisado pela Comissão Científica, para apresentação no Evento. O conteúdo do Trabalho, como apresentado, não foi revisado pelo IBP. Os organizadores não irão traduzir ou corrigir os textos recebidos. O material conforme, apresentado, não necessariamente reflete as opiniões do Instituto Brasileiro de Petróleo e Gás, Sócios e Representantes. É de conhecimento e aprovação do(s) autor(es) que este Trabalho será publicado nos Anais do 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás

ANÁLISE FACIOLÓGICA E MODELO DEPOSICIONAL DO ARENITO NAMORADO, BACIA DE CAMPOS, RJ

Eduardo G. Barboza¹, Luiz J. Tomazelli², Ricardo N. Ayup-Zouain³, Maria Luiza C. C. Rosa⁴

¹ Bolsista ANP-PRH-12/PPGeo/IG/UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500 – Prédio 43125 sala 209 – Agronomia, CEP: 91.540-000 - Porto Alegre, RS, eduardo.barboza@ufrgs.br

² PPGGeo/IG/UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500 – Prédio 43125 sala 209 – Agronomia, CEP: 91.540-000 - Porto Alegre, RS, luiz.tomazelli@ufrgs.br

³ PPGGeo/IG/UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500 – Prédio 43125 sala 209 – Agronomia, CEP: 91.540-000 - Porto Alegre, RS, ricardo.ayup@ufrgs.br

⁴ Bolsista Iniciação Científica, Av. Bento Gonçalves, 9500 – Prédio 43125 sala 209 – Agronomia, CEP: 91.540-000 - Porto Alegre, RS, mluiza7@hotmail.com

Resumo – Os corpos arenosos turbidíticos (Arenito Namorado) que constituem os principais reservatórios de hidrocarbonetos do Campo de Namorado (Bacia de Campos, Rio de Janeiro) são enfocados neste trabalho. Com base em dados preexistentes, publicados por vários autores, e de uma nova interpretação, efetuada sobre dados sísmicos 3D e de poços, foi possível elaborar uma análise faciológica e um modelo deposicional para estes reservatórios. O arcabouço faciológico e o modelo deposicional construídos permitem relacionar a ocorrência dos corpos turbidíticos a etapas de estabilizações do nível relativo do mar, contribuindo para um melhor entendimento dos processos e variáveis que atuaram na área durante o Albiano/Turoniano e que condicionaram e modelaram os depósitos de interesse econômico.

Palavras-Chave: análise faciológica; turbiditos; sensoriamento remoto; reservatório.

Abstract – The turbidities sand bodies (Namorado Sandstone) forming the main hydrocarbon reservoirs of the Namorado field (Campos Basin, Rio de Janeiro) are focused in this work. Based on pre-existent data published by many authors, and on a new interpretation of both 3D seismic data and exploratory drill-holes, it was possible to perform a facies analysis and to interpret a depositional model for these reservoirs. The obtained facies architecture and depositional model allows to establish a relation between the occurrence of turbidities bodies and stages of sea-level stillstands, contributing to a better knowledge of processes and variables that acted in the study area during the Albian/Turonian, and that have controlled the formation of the economical valuable sand deposits.

Keywords: facies analysis; turbidities; remote sensing; reservoir.

1. Introdução

O presente estudo apresenta a análise faciológica em uma área de acumulação de hidrocarbonetos localizada junto ao intervalo superior de uma espessa seção carbonática Albo-Turoniana, definida por Schaller (1973) de Formação Macaé. Essa Formação é representada pela deposição de espessa coluna carbonática iniciada logo após a fase evaporítica, que marca o início da ocupação marinha na bacia, apresentando no Albiano Superior uma seção que representa o clímax da transgressão marinha. O topo desse intervalo é representado por uma desconformidade (discordância Tipo I, Barboza *et al.*, 2004), indicativa de uma variação no nível de base da bacia, sobre a qual estão depositados os turbiditos da seqüência basal do Campo de Namorado. Essa variação do nível de base pode ser correlacionada com a proposta elaborada por Vail *et al.* (1977) e posteriormente atualizada por Haq *et al.* (1987) para o Albiano Superior.

Análises de seções sísmicas em conjunto com estudos sedimentológicos indicam que sobre essa desconformidade encontram-se depósitos turbidíticos, os quais representam reservatórios de hidrocarbonetos (Johann, 1997 e Souza Jr., 1997). Esses reservatórios foram chamados, informalmente, de Arenito Namorado e foram interpretados como tendo sido formados pela coalescência de canais e lobos depositados sobre uma superfície deposicional irregular. A área onde se encontra o campo de óleo comportava-se como um baixio onde os turbiditos foram trapeados. Como resultado da atividade estrutural relacionada ao movimento de sal no Cretáceo Superior, ocorreu uma inversão de relevo. Segundo Bacoccoli *et al.* (1980) o reservatório é um domo alongado, parcialmente falhado pelo alto estrutural. Trabalhos anteriores (Menezes, 1987; Guardado *et al.*, 1990), também indicam um forte controle tectônico associado ao movimento de sal na sedimentação, conferindo ao campo uma estratigrafia complexa.

Com a intenção de melhor compreender a formação desse reservatório, utilizamos nesse estudo a análise descritiva de fácies (consistindo no agrupamento de fácies segundo suas semelhanças físicas), como também entender a gênese dos processos sedimentares atuantes na deposição de cada estrato ou camada (fácies genética).

O termo fácies aqui utilizado é preterido ao termo litofácies por apresentar um sentido mais genérico, abrangente, englobando todas as suas variantes, tais como: litofácies, biofácies, icnofácies, etc. Dessa forma, foi possível obter subsídios para a elaboração de um modelo geológico pertinente para a área de estudo.

1.1. Localização

A área do Campo de Namorado na Bacia de Campos (Fig. 1) situa-se a 80 km da costa, entre as cotas batimétricas de 140 a 250 m. É formado pelas areias turbidíticas (Arenito Namorado) de idade Albiano Superior a Cenomaniano Médio/Superior. Essa unidade compõe a porção superior da Formação Macaé, a profundidade de intervalo do reservatório está entre 2.900 e 3.400 m de profundidade abaixo do fundo oceânico. O Campo de Namorado foi descoberto em 1975, com a perfuração do poço 1-RJS-19 em lâmina d'água de 166 m. A sua locação foi baseada em interpretação sísmica de um alto estrutural presente no topo da Formação Macaé (carbonatos de idade Albiana). Esse poço apresenta algumas particularidades pioneiras na exploração de óleo na Bacia de Campos. Foi o primeiro a encontrar óleo em arenitos turbidíticos (o prospecto era em carbonatos), constituindo-se no primeiro campo gigante das bacias sedimentares brasileiras. O óleo foi encontrado entre as profundidades de 2.980 e 3.080 m.

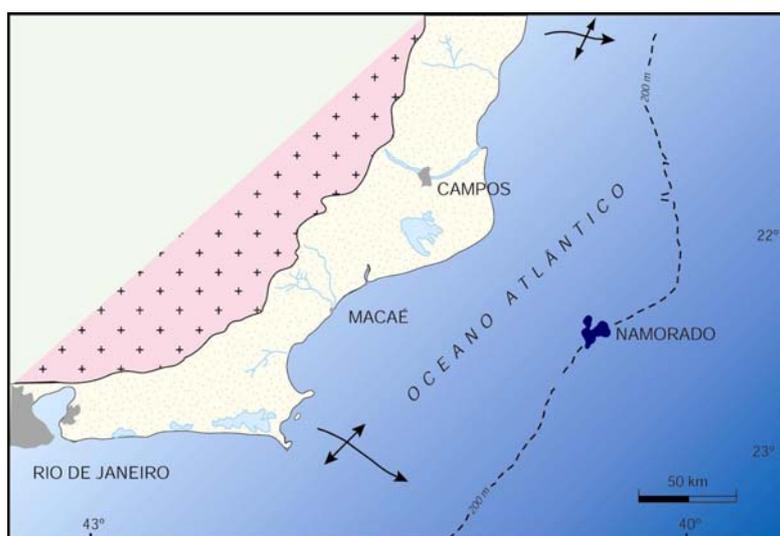


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo, as setas representam os limites norte e sul da Bacia de Campos (modificado de Bacoccoli *et al.*, 1980).

2. Fácies Sedimentares

A definição de cada fácies sedimentar em um ambiente sedimentar, permite através da sucessão temporal a elaboração de um modelo deposicional, o qual consiste em restituir a paisagem no momento da deposição, apresentando com detalhes, as variações climáticas, hidrodinâmicas e biológicas. Segundo Brown & Fischer (1977) essa interação no espaço formado pela associação de fácies acumuladas pelos diversos processos deposicionais que se desenvolvem em um mesmo ambiente de sedimentação corresponde a um sistema deposicional, o qual seria a expressão sedimentológica das seqüências deposicionais da estratigrafia de seqüências.

Conforme Borghi, (2000), as associações de fácies, retratam o registro deposicional de uma história coerente de processos sedimentares e geomorfológicos operantes na evolução de componentes de um cenário paleogeográfico (estáticos ou dinâmicos na sedimentação).

Assim, este estudo estabelece o princípio operacional de fácies em termos de arquitetura deposicional, em qualquer escala de análise, ao assumir o modelo proposto por Borghi (1997), o qual postulou que “fácies contidas entre superfícies de acamamento de mesma ordem hierárquica em uma mesma sucessão estratigráfica, sem a intervenção de superfícies de magnitude maior, guardam entre si uma relação genética e podem ser estabelecidas em associação”.

O processo de análise de fácies sedimentares utilizado neste trabalho foi o mesmo empregado por Souza Jr. (1997) o qual foi elaborado por Homewood *et al.* (1992) sendo composto de cinco etapas: (1) observação das fácies sedimentares; (2) dedução dos processos de deposição; (3) identificação das associações de fácies; (4) determinação dos ambientes de sedimentação; (5) construção do modelo sedimentológico.

A análise faciológica dos testemunhos permitiu interpretar um ambiente deposicional com características paleobatimétricas entre nerítico médio e batial superior. As associações de fácies, com os respectivos ambientes associados, estão apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1. Relação das fácies e seus correspondentes ambientes deposicionais interpretados (Barboza, 2005).

Fácies	Ambiente Depositional
L1 - Conglomerados e Arenitos Conglomeráticos. Equivale aos depósitos F3 de Mutti (1992).	São depósitos do tipo <i>lag</i> declive a baixo (alta velocidade) preenchendo depressões ou calhas criadas por tectônica ou halocinese e posicionadas em batimetria de plataforma externa ou talude superior. Fácies formadas por variações no gradiente hidráulico ou destruição das bordas das calhas.
L2 – Arenitos Maciços e Estratificados. Equivale às fácies, F4 (porção com carpetes), F5 (porção gradada, maciça ou fluidizada) e F7/F8 , de Mutti (1992).	Sucedem a deposição de fácies conglomeráticas ao longo de calhas ou depressões. Esta fácies pode representar porções proximais dos lobos, um pouco confinadas devido a íntima associação com as Fácies L2 (laminações e truncamentos) e L5. Observando fácies semelhantes, Mutti & Normark (1991), sugerem que a deposição se daria após significativas transformações de fluxo, na passagem para regiões não confinadas e de gradiente relativamente mais suaves.
L3 – Turbiditos de Bouma em camadas espessas. Equivale à fácies F9a de Mutti (1992).	Esta fácies pode registrar porções preferencialmente marginais quando associada com depósitos de preenchimento de calhas. Por outro lado, quando associada com seqüências de lobos progradacionais pode refletir porções mais distais destes.
L4 – Turbiditos de Bouma em camadas finas. Equivalem a seqüências do tipo Bouma (T _{bcd} e) com base truncada.	Os depósitos de turbidez desta fácies são extremamente diluídos, mas apresentam retrabalhamento por correntes de fundo ou ondas. De acordo com Strohchoen Jr. (1996), a paleobatimetria oscila entre nerítico externo a batial superior, registrada nas fácies lamosas associadas, a qual condiz com a atuação de ondas. O predomínio de <i>calcisferas</i> permite posicionar estes depósitos nas porções externas da plataforma (nerítico externo). O retrabalhamento por correntes de energia relativamente mais fracas pode ter se dado em posição intermediária de distributários de “lobos”, em ambiente batial superior. São sedimentos que foram transportados por correntes trativas de fundo ao longo de calhas ou depressões e, possivelmente, em fase com a maré, como identificado em outras bacias por Bouma & Hollister (1973), Zhenzhong & Eriksson. (1991) e Shanmugam <i>et al.</i> (1993). As microestratificações de baixo ângulo, identificadas nesta fácies, podem estar associadas à atuação de ondas ao longo das calhas ou nas porções de maior relevo. É possível que a ação de ondas tenha seus efeitos amplificados durante períodos de rápidas quedas relativas do nível do mar (Shepard <i>et al.</i> , 1979; Karl <i>et al.</i> , 1986).

Fácies	Ambiente Depositional
<p>L5 - Conglomerados Suportados pela Matriz. Equivalerem aos depósitos do tipo F1 de Mutti (1992).</p>	<p>Esta fácies reflete o colapso da borda da plataforma carbonática e o início da incursão dos sedimentos bacia a dentro. A ocorrência de clastos de carbonatos lamosos (com glauconita) e de calcarenito de água rasa pode representar, juntamente com os <i>slumps</i> reconhecidos, um processo de autofagia da plataforma, afetando inicialmente fácies de borda, e culminando com a exumação e erosão dos bancos rasos relativamente mais proximais.</p> <p>Configuram-se como depósitos de avalanche talude abaixo, com confinamento ao longo do percurso. Possivelmente, estes sedimentos registram eventos que foram responsáveis pelo transporte bacia a dentro de grandes volumes de sedimentos provenientes da plataforma em períodos de tempo relativamente curtos. A íntima associação de delgados corpos de <i>debris</i> com fácies arenosas de granulometria mais fina pode representar processos localizados e relacionados à destruição da borda de zonas confinadas.</p> <p>A íntima associação com a Fácies L6 sugere uma origem comum para estes eventos, tectônica ou sobrecarga sedimentar acompanhadas de variação eustática.</p>
<p>L6 – Escorregamentos. É constituída por camadas não rítmicas, centimétricas a decimétricas de calcilito, margas e folhelhos.</p>	<p>Corresponde a fase de instabilidade deposicional, possivelmente relacionada a movimentos tectono-eustáticos. Estes depósitos registram o início da geração de espaço de acomodação necessária para a incursão dos fluxos gravitacionais. Este tipo de depósito também é encontrado como pacotes de até 20 m de espessura sobrepostos a corpos de arenito.</p>
<p>L7 – Lamitos. Fácies contendo um agrupamento de siltitos, margas e folhelhos bioturbados. Essa fácies possui laminações e <i>ripples</i>. A sucessão vertical de fácies é granodecrescente.</p>	<p>Constituem sedimentos retrabalhados por correntes de energia relativamente fraca, o que pode ser observado pela preservação da bioturbação. Possivelmente, esse retrabalhamento ocorreu em inter-calhas ou entre distributários de lobos, em ambiente batial superior.</p> <p>Essas rochas são interpretadas como o registro de períodos de inundação durante subidas relativas do nível do mar. Essas subidas podem ser acompanhadas de mudanças nas características das massas d'água, o que pode explicar a variação da biota, Strohschoen Jr. (1996) cujo estudo inclui esta fácies em diferentes biozonas e indicam significativas variações batimétricas.</p>

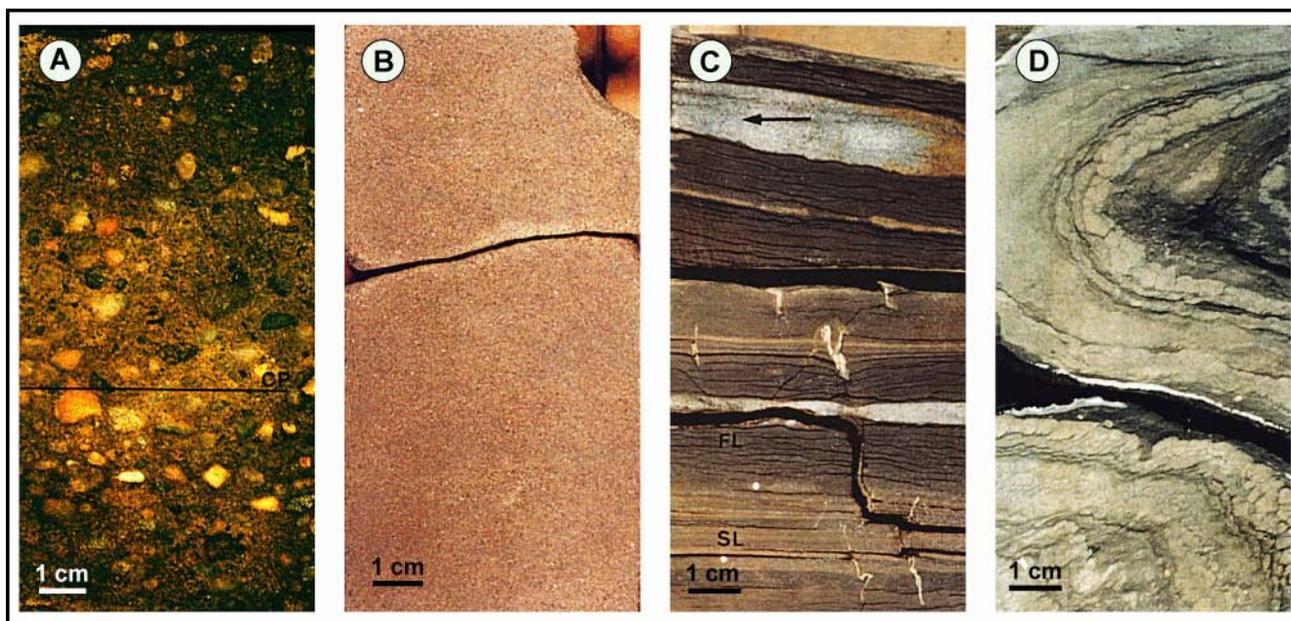


Figura 2. Fotos de algumas fácies sedimentares identificadas em testemunhos de poços junto ao Campo de Namorado. A) Fácies Conglomerados e Arenitos Conglomeráticos – L1; B) Fácies Arenitos Maciços e Estratificados – L2; C) Fácies Turbiditos de Bouma em camadas finas – L4 e D) Fácies de Escorregamentos – L6.

3. Modelo Depositional

O modelo deposicional aqui proposto, está baseado na interpretação sismoestratigráfica tridimensional, na análise faciológica apresentadas por Barboza (2005), e resumidas no item anterior. O autor define quatro sistemas turbidíticos, baseado na resolução sísmica, que representam as unidades de reservatórios que compõem o Campo de Namorado. Essas seqüências evoluem, em termos de geometria deposicional, de um sistema de canal confinado para um sistema de lobos espreados, caracterizando um progressivo preenchimento da calha deposicional e uma retrogradação dos sistemas deposicionais. Esses correspondem a seqüências de 4ª Ordem, relativas, em termos de estratigrafia de seqüências, a “parasseqüências”, conforme Van Wagoner *et al.* (1990), as quais estão inseridas em dois ciclos de 3ª Ordem.

Sintetizando, trata-se de um empilhamento de leques turbidíticos que vão desde depósitos de arquitetura deposicional de canais (base da seção do Campo de Namorado), a depósitos que tendem a geometria de lobos, no topo da unidade genética. A organização vertical dos depósitos indica um aumento progressivo da lâmina d'água e uma retrogradação progressiva dos depósitos turbidíticos ao longo do tempo. Essa retrogradação vai ao encontro do contexto de afogamento (2ª Ordem) da Bacia de Campos (Rangel *et al.*, 1994).

Partindo das descrições sedimentológicas das litofácies, nas associações de fácies que constituem os elementos arquiteturais. Nas análises bioestratigráficas de foraminíferos e dados de paleoecologia dos testemunhos do Arenito Namorado (Faria *et al.*, 2001), no Campo de Namorado, e complementando o estudo com as visualizações tridimensionais (Barboza, 2005) através do VoxelGeo®, foi elaborado um modelo estratigráfico para esse reservatório, representado por quatro seqüências deposicionais (Fig. 3).

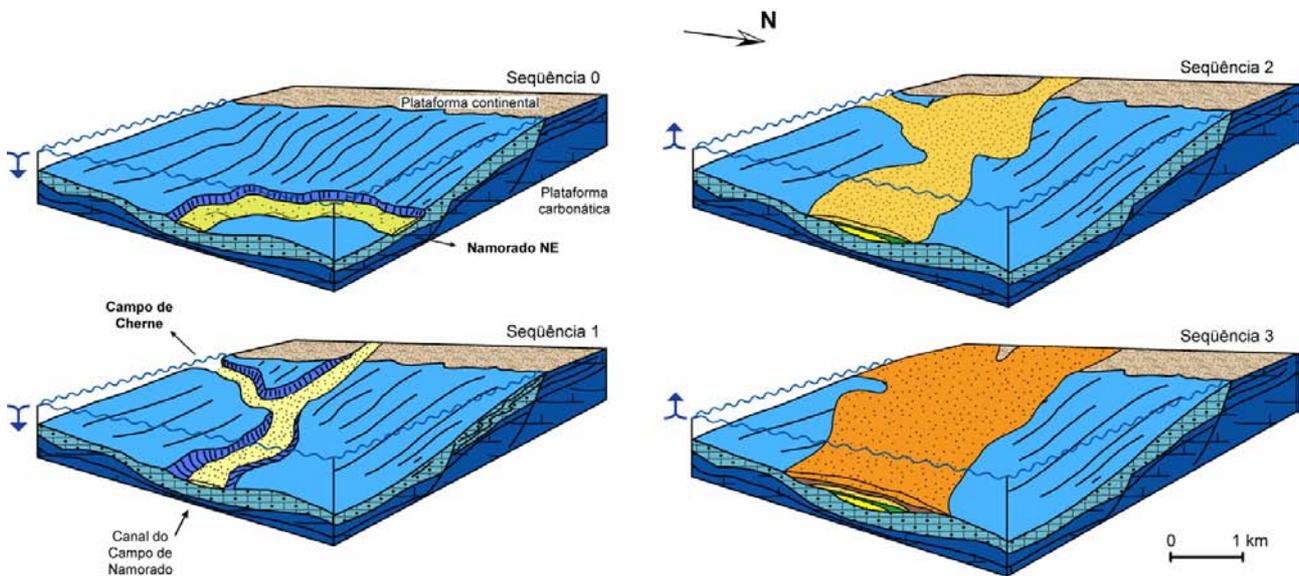


Figura 3. Modelo esquemático propondo a evolução paleogeográfica para a área do Campo de Namorado. Observa-se o aumento da paleobatimetria, evidenciado pela retrogradação de fácies (modificado de Barboza, 2005).

4. Conclusões

As principais fácies sedimentares identificadas foram: L1 - Conglomerados e Arenitos Conglomeráticos, L2 - Arenitos Maciços e Estratificados, L3 - Turbiditos de Bouma em camadas espessas, L4 - Turbiditos de Bouma em camadas finas, L5 - Conglomerados Suportados pela Matriz, L6 - Escorregamentos e L7 - Lamitos. A análise faciológica dos testemunhos permitiu interpretar um ambiente deposicional com características paleobatimétricas entre nerítico médio e batial superior.

O modelo deposicional propõe um empilhamento de leques turbidíticos, onde esses depósitos preencheram uma depressão estreita e alongada. A deposição apresenta na base uma arquitetura de preenchimento do tipo canalizada e tende a geometria lobada para o topo do intervalo, essa evolução é pontuada por ciclos regressivos e apresenta em termos de evolução uma tendência transgressiva.

Tomando-se dos elementos provenientes deste estudo, pode-se atingir uma melhor compreensão da evolução deste reservatório, especialmente na parte referente às unidades de caráter econômico importante, representadas pelos depósitos turbidíticos e cujas ocorrências estão relacionadas com etapas de rebaixamento relativo do nível do mar.

5. Agradecimentos

Agradecemos ao apoio financeiro recebido da Agência Nacional do Petróleo – ANP através do PRH-12, à Petrobras, em nome do Dr. Paulo Johann, pelas discussões a respeito do modelo estratigráfico, e à Paradigm Geophysical pelo suporte, através do convênio, de softwares na área de interpretação sísmica.

6. Referências

- BACOCOLI, G., MORAIES, R.G., CAMPOS, O.A.J. The Namorado Oil Field: A Major Oil Discovery in the Campos Basin, Brazil. In: Giant Oil and Gas Fields of the Decade: 1968-1978, *AAPG Memoir 30*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 329-338, 1980.
- BARBOZA, E.G. *Análise Estratigráfica do Campo de Namorado (Bacia de Campos) com base na Interpretação Sísmica Tridimensional*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-graduação em Geociências, UFRGS, 230 p. 2005.
- BARBOZA, E.G., TOMAZELLI, L.J., AYUP-ZOUAIN, R.N., VIANA, A.R. Paleomorfologia do Intervalo Superior da Formação Macaé, Campo de Namorado, Bacia de Campos. In: RIO OIL & GAS EXPO AND CONFERENCE 2004, Rio de Janeiro - RJ. *Abstract Booklet*. Rio de Janeiro-RJ: IPB, v. 1, p. 109. 2004.
- BROWN, L.F., FISCHER, W.L. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: C.E. Payton (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir 26*, p.213-248, 1977.
- BORGHI, L. Postulado de Relação de Fácies. Resumo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 69, p. 435. 1997.
- BORGHI, L. Visão Geral da Análise de Fácies Sedimentares do Ponto de Vista da Arquitetura Depositional. *Boletim do Museu Nacional, N.S., Geol.*, Rio de Janeiro, n°. 53, p. 1-26. 2000.
- BOUMA, A.H., HOLLISTER C.O. Deep-ocean Basin Sedimentation. In: Middleton, G.V. & Bouma, A.H. (eds.). *Turbidites and Deep-water Sedimentation*. SEPM Pacific Section Short Course, p. 79-118. 1973.
- FARIA, R.T. SANTOS, M.S., PARAIZO, P.L.B. *Estudo Completo de Caracterização Geológica e Simulação de Fluxo para o Campo de Namorado*. Relatório Final do Projeto 60.02.24 Petrobras/CENPES/ PDEP/TR, Rio de Janeiro, 81 p. 2001.
- GUARDADO, L.R., GAMBOA, L.A.P., LUCCHESI, C.T. Petroleum geology of the Campos basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type basin. *AAPG Memoir 48*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 3-79, 1990.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. Chronology of Fluctuating Sea Level Since the Triassic. *Science* 235. p. 1156-1166, 1987.
- HOMEWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R., CROSS, T.A. Correlations de haute resolution et stratigraphie genetique: une démarche intégrée. Elf Aquitaine production. BCRDP 16, p.357-381, 1992.
- JOHANN, P.R.S. *Inversion sismostratigraphique et simulations stochastiques en 3D: réservoir turbiditique, offshore du Brésil*. Ph.D. Thèse Université Pierre et Marie Curie, 352 p. 1997.
- KARL, H.O., CACCHIONE, O.A., CARLSON, P.R. Internal Wave Currents as a Mechanism to Account for Large Sand Waves in Navarinsky Canyon Head, Bering Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 56, p. 706-714. 1986.
- MENEZES, S.X. Aspectos Estruturais do Campo de Namorado, Bacia de Campos. In: TECTOS-I, 1º Seminário de Tectônica da Petrobras. p. 531-548, Rio de Janeiro, 1987.
- MUTTI, E. *Turbidite Sandstones*. Agip, Milano, 275 p. 1992.
- MUTTI, E., NORMARK, W.R. An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems. In: Weimer, P. & Link, M. H. (eds.). *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. New York, Springer-Verlag, p. 75-106. 1991.
- RANGEL, H.D., MARTINS, F.A.L., ESTEVES, F.R., FEIJÓ, F.J. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.8 (1), p. 203-217, 1994.
- SCHALLER, H. Estratigrafia da Bacia de Campos. In: Congresso Brasileiro de Petróleo 2. Rio de Janeiro, 1982. *Anais...* Rio de Janeiro, IBP, trabalho n° 18. 1982.
- SHANMUGAN, G., SPALDING, T.D., ROFHEART, O.H. Bottom Currents Reworked Sands. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77 (7), p. 1241-1259. 1993.
- SHEPARD, F.P., MARSHAL, N.F., MCLOUGHLIN, P.A., SULLIVAN, G.G. *Currents in Submarine Canyons, and other Seavalleys*. AAPG Studies in Geology 8, 173 p. 1979.
- SOUZA Jr., O.G. *Stratigraphie séquentielle et modélisation probabiliste des réservoirs d'un cône Sous-marin profond (Champ de Namorado, Brésil)*. *Integration des données géologiques et géophysiques*. Ph.D. Thèse, Université Pierre et Marie Curie, 215p., 1997.
- STROHSCHOEN Jr., O. *Resultados de Investigações Biocronoestratigráficas e Paleoecológicas - Método de Foraminíferos - Poços 7-NA-7-RJS, 7-NA-12-RJS, 7-NA-11A-RJS*. E&P- BC - GEXP/GELAB, comunicações técnicas na 107/96, 108/96, 109/96. 1996.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., THOMPSON III, S. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. In: AAPG Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration. *AAPG Memoir 26*, p. 83-98, 1977.
- Van WAGONER, J.C., MITCHUM Jr., R.M., CAMPION, K.M., RAHMANIAN, V.D. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well-logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series* n°.7, 55 p. 1990.
- ZHENZHONG, G. & ERIKSSON, K.A. Internal Tide Deposits in an Ordovician Submarine Channel: Previously Unrecognized Facies? *Geology*, 19(7) p. 734-737. 1991.

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“Análise Estratigráfica do Campo de Namorado (Bacia de Campos) com base na Interpretação Sísmica Tridimensional”.

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: **EDUARDO GUIMARÃES BARBOZA**Orientador: Prof. Dr. **Luiz José Tomazelli**Examinador: Prof. Dr. **Nilo Chagas Azambuja Filho**

Data: 08/7/2005

Conceito: **A****PARECER:**

A presente tese compõe-se de uma integração de informações geológicas e geofísicas realizada de forma clara e precisa. O autor tem a habilidade de utilizar adequadamente os dados e informações disponíveis na literatura existente sobre a área de estudo, o campo de petróleo da Namorada, na Bacia de Campos.

A maior contribuição de tese está relacionada com a manipulação e integração de dados de diversas origens e escalas, apresentados dentro de um arcabouço sísmoestratigráfico que possibilitou a visualização e compreensão da evolução e desenvolvimento da colcha deposicional onde se depositaram os reservatórios no campo de Namorado.

A utilização de técnicas de visualização 3D de última geração através do software Voxel Geo possibilitou gerar interpretações que até então os trabalhos realizados na área não tinham conseguido.

Faltou uma análise e sugestões para problemas ou dúvidas que este conjunto de dados tem a ser resolvida.

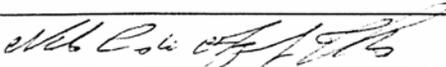
Isso tendo-se em conta, como menciona o autor, que o acervo de dados do campo de Namorado seria utilizado para fins acadêmicos.

A utilização de nomenclatura de faixas $F_1, 2 \dots$, causa confusão ao leitor com os termos de Muller, 1992.

Faltaram sessões estratigráficas para melhor apresentar os dados, apesar da grande quantidade de perfis disponíveis.

Deveriam ser incluídos perfis exemplares durante a parte da defesa ORAL que não estão na tese.

A apresentação oral foi muito superior ao material apresentado na tese. Como não foi possível ter acesso aos documentos e teve que ser baseado nos trabalhos anteriores, motivo pelo qual se entende as diferenças.

Assinatura: 

Data: 08/7/2005

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO 1

Título da Dissertação/Tese:

“Análise Estratigráfica do Campo de Namorado (Bacia de Campos) com base na interpretação Sísmica tridimensional ”

Área de Concentração: **Estratigrafia**

Autor: **EDUARDO GUIMARÃES BARBOZA**

Orientador: Prof. Dr. **Luiz José Tomazelli**

Examinador: Prof. Dr. **Juan Rafael Franzese**

Data: 8 de julio de 2005.

Conceito: A (EXCELENTE).

PARECER:

Se trata de um trabalho de índole estratigráfica com especial atenção em la utilización de técnicas modernas de análisis sísmico tridimensional. El trabajo es conciso y parte de objetivos claros, siendo resuelto a través de um desarrollo metodológico adecuado. Las conclusiones expresan también de manera adecuada las temáticas abordadas durante su realización. Es um trabajo que merece la más alta calificación y solo se presentarán algunas críticas formales.

El trabajo abunda em secciones monográficas. Los principales temas son:

Marco Geológico.

Modelos de depositación turbidítica: el autor realiza um análisis de la secuencia histórica de conocimiento de estas fácies, incorporando esencialmente los conceptos de los autores clásicos. No realiza discusión de ese análisis.

Estratigrafia secuencial: Se presenta um esquema histórico clásico (Vail et al., Posamentier et al., etc.) com alguna discusión sobre el posicionamiento de los abanicos turbidíticos em el marco de los Lowstand System Tracts.

Sismoestratigrafía

Análisis sísmico 3D.

Los principales temas em los cuales se distingue más claramente el trabajo original del autor son:

Análisis de asociaciones de fácies turbidíticas. El análisis está basado em las descripciones originales de Zarpelon. Si bien el agrupamiento de las fácies es sólido, no se presenta claramente sobre qué base está realizado dicho agrupamiento. Tampoco se discuten las fácies descriptas originalmente. El análisis de la distribución de facies podría ser más claro com la incorporación de una figura.

Análisis sísmico 3D: probablemente la parte más sólida del trabajo. El autor demuestra um uso adecuado de las herramientas de análisis 3D com resultados originales, especialmente em el descubrimiento de rasgos topográficos em la

base de la secuencia analizada.

El trabajo se encuentra muy bien escrito. Es fácil de leer, lo cual es un mérito del autor. Sin embargo muestra algunos problemas de progresión temática: algunos temas son tratados antes de haber sido presentados debidamente, especialmente en las primeras secciones. Falta un cuadro estratigráfico claro bien al inicio del trabajo y también una figura con la ubicación de los campos petroleros vecinos al Campo do Namorado. Probablemente, el apartado sobre Turbiditas podría haber sido insertado más adelante en la secuencia del trabajo, ya que el capítulo 3 parece ser continuidad natural del capítulo 1. Sería deseable que tuviera menos aspectos monográficos y que aparezca más claramente el trabajo original del autor.

Las conclusiones son adecuadas, aunque se abunda en citas repetitivas a los trabajos sobre los cuales se basa. Las figuras son claras y suficientes. Los trabajos anexados a la tesis son originales y de excelente nivel.

Em suma, se trata de un trabajo original, que podría ser mejorado solo en cuestiones formales. Es conciso, adecuado y bien escrito.

Assinatura:



Data: 7/07/2005

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“Análise Estratigráfica do Campo de Namorado (Bacia de Campos) com base na Interpretação Sísmica Tridimensional”.

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: **EDUARDO GUIMARÃES BARBOZA**

Orientador: Prof. Dr. **Luiz José Tomazelli**

Examinador: Prof. Dr. **Antônio Flávio Uberti Costa**

Data: *08/07/05*

Conceito: *A (exalente)*

PARECER:

O candidato desenvolveu o trabalho demonstrando grande domínio nas técnicas utilizadas e conhecimento geológico de São. Os resultados alcançaram os objetivos (pagina 5).

Parabéns
