

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

**ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA E ARCABOUÇO ESTRUTURAL
DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS ALBIANOS DA BASE DA FORMAÇÃO SÃO
MATEUS NO NORTE DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO**

Renata dos Santos Alvarenga

ORIENTADOR: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Banca examinadora:

Dr. Antônio Cosme Del Rey – PETROBRAS

Prof. Dra. Karin Goldberg - UFRGS

Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina– UNISINOS

Dissertação de Mestrado
apresentada como requisito para obtenção
do Título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre, Julho de 2010

Alvarenga, Renata dos Santos

Arquitetura estratigráfica e arcabouço estrutural dos depósitos fluviais Albianos da base da formação São Mateus no norte da Bacia do Espírito Santo. / Renata dos Santos Alvarenga. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2010.

[114 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2010.

Orientação: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer.

1. Bacia do Espírito Santo. 2. Sistema Fluvial. 3. Arcabouço Estratigráfico 4. Arcabouço Estrutural. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Miriam Alves CRB 10/1947

AGRADECIMENTOS

Inicialmente quero agradecer à UFRGS, ao Instituto de Geociências e ao Programa de Pós Graduação (PPGEO) em especial ao funcionário Roberto Martins Pereira. Ao CNPq pela bolsa de mestrado e ao PRH 12 por todo o suporte necessário para a realização desta dissertação. Agradeço à PETROBRAS UN-ES, em especial Vânia Campinho e Robert Stirling que estiverem presente durante a realização do projeto PEI e ao coordenador do projeto na UFRGS Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros. À SCHLUMBERGER pela licença acadêmica do *software* PETREL.

Agradeço aos colegas e companheiros de trabalho Adriana, Alexandre, Amanda, Ana Carolina, Christian, Juliano, Lilian, Mano, Olavo, Nati, Paulista, Tiago, Tita que deixam o prédio da pós-graduação de estratigrafia agradável e de ótimo convívio. Em especial quero agradecer ao Juliano, Mano, Ana, Adri, Ale, Cris pelas discussões geológicas e as contribuições valiosas em meu trabalho. Ao suporte burocrático e TI, Carlos, Felipe e Peter obrigada pela atenção. Aos meus amigos de curso que seguiram seus caminhos, mas que sempre estiveram presentes em minha jornada, Juliana, Júnia, Paula, Maurício, Geise. Aos professores Karin, De Ros e em especial Claiton, meu orientador, pela inestimável ajuda, oportunidades de trabalho e estímulo em minha vida acadêmica.

Em especial agradeço a minha família, meus pais Darci e Marilza, meus irmãos Ivana e Marcelo, meu amado sobrinho Rodrigo, meus cunhados Everaldo e Jefferson e minha sogra Jane. Em especial agradeço ao Juliano pela compreensão, amor e amizade.

RESUMO

O objetivo principal desta dissertação é estabelecer um fatiamento estratigráfico de alta resolução da seção basal da Formação São Mateus, Albiano da Bacia do Espírito Santo – Brasil. O intervalo analisado é constituído por depósitos fluviais. Diante das dificuldades apresentadas para a correlação estratigráfica desses depósitos, conforme discutido por Wright & Marriot (1993), Shanley & McCabe (1993 e 1994), a estratégia de correlação utilizada foi a subdivisão da sucessão aluvial em ciclos estratigráficos, *sensu* Ramón & Cross (1997). O método de tais pesquisadores se baseia na variação na razão entre as taxas de criação de acomodação e suprimento sedimentar (A:S) que diretamente controla o grau de amalgamação dos corpos arenosos de canais fluviais. Com isso, foram definidos seis ciclos compostos internamente por tratos de sistemas de alta e baixa acomodação, passíveis de correlação regional.

Os dados estratigráficos foram integrados com dados estruturais (dados de SRTM - Shuttle Radar Topography Mission e mapas de topo de superfícies estratigráficas obtidas através das seções de correlação), permitindo a definição das principais direções de lineamento que influenciaram na acumulação e, posteriormente, na compartimentação dos depósitos aluviais da Formação São Mateus em diferentes blocos estruturais. Este estudo tem como principal finalidade propor métodos e servir como estudo de caso para (1) análise estratigráfica exploratória em sucessões sedimentares exclusivamente compostas por sistemas fluviais, e (2) integração de dados estratigráficos e estruturais para análise tectônica sin- e pós-deposicional em áreas terrestres sem cobertura sísmica ou de baixa qualidade, baseando-se assim, em lineamentos e feições geomorfológicas do terreno.

ABSTRACT

The main aim of this dissertation is make at the high-resolution stratigraphic subdivision of the basal section from the São Mateus Formation, Albian the Espírito Santo Basin. The interval studied is consists predominantly of alluvial deposits. Against the difficulties presented for the stratigraphic correlation of these deposits, as discussed by Wright & Marriott (1993), McCabe & Shanley (1993 and 1994), the strategy of correlation was the subdivide of the succession alluvial on the stratigraphic cycles, sensu Ramón & Cross (1997). The method of such researchers is based on the variation in the ratio between the rates of creation of accommodation and supply sediment (A: S) that directly controls the degree of amalgamation of sandstone bodies of the fluvial channels. Therefore, six cycles were defined composed internally for systems tracts of high and low accommodation can be defined.

Stratigraphic and structural data were integrated (SRTM - Shuttle Radar Topography Mission and maps of the stratigraphic surfaces defined in the correlation cross-sections), allowing the definition of the main lineament trends that influenced the accumulation and, subsequently, the compartmentalization of the alluvial deposits from the São Mateus Formation into the diverse building blocks. This study mainly aims at proposing methods and serve as a case study for (1) exploratory and stratigraphic analysis in sedimentary successions consist exclusively of fluvial systems, and (2) integration of stratigraphic and structural data for syn-tectonic and post-depositional analysis in areas without seismic coverage or low quality, based thus, in lineaments and geomorphological features of the terrain.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Localização da Bacia do Espírito Santo e da área de estudo com poços e seções de correlação. Fonte BDEP (2009). _____ 2
- Figura 2. Seção geológica esquemática da Bacia do Espírito Santo ilustrando as relações entre as unidades litoestratigráficas e estilos tectônicos, (ANP, 2004). Legenda da figura: RD (Grupo Rio Doce); URU (Formação Urucutuca); SM (Formação São Mateus); REG (Formação Regência); MUC (Formação Mucuri); CRI (Formação Cricaré); _____ 5
- Figura 3. Mapa estrutural sísmico do topo do Eoceno Médio (modificado de Carvalho et al. apud Costa (1988)). _____ 6
- Figura 4. Evolução dos conceitos estratigráficos da Bacia do Espírito Santo mostrando a partir do trabalho pioneiro de Asmus et al., 1971 e as posteriores alterações de Bacocoli & Moarales, 1973 e Ojeta, 1977. Extraído de Rodrigues, 1980. _____ 8
- Figura 5. Carta Estratigráfica da Bacia do Espírito Santo-Mucuri, (extraído de Vieira et al. 1994). _____ 9
- Figura 6. Carta Estratigráfica da Bacia do Espírito Santo-Mucuri, (Extraído de França et al., 2007). _____ 10
- Figura 7. Diagrama esquemático ilustrando a complexidade no reconhecimento do limite de sequências em sistemas fluviais em comparação aos sistemas costeiros. As superfícies erosivas de base de canais fluviais (geradas por processos autocíclicos), por vezes, podem estar associadas a uma superfície de discordância regional (geradas por controles alocíclicos). Devido a grande quantidade de superfícies erosivas que ocorrem, fica difícil determinar qual delas é efetivamente a discordância regional. Do contrário, a variação de sistemas deposicionais lateralmente arranjados ao longo de uma sucessão vertical em sistemas costeiros, permite uma clara identificação da discordância regional que no caso do exemplo, está relacionada á base erosiva do canal fluvial. _____ 19
- Figura 8. Diagrama dos principais controles alocíclicos na sedimentação e sua relação com outros fatores. Extraído e modificado de Catuneanu (2006). _____ 20
- Figura 9. Definições dos conceitos de Nível de base. Extraído de Catuneanu (2006). _____ 22
- Figura 10. Ajuste do perfil de equilíbrio fluvial em relação a conexão com lago (nível de base local) e com o mar (nível de base marinho). Extraído e modificado de Catuneanu (2006). ____ 24
- Figura 11. Perfil de equilíbrio de sistemas fluviais. O perfil de equilíbrio corresponde ao nível de base estratigráfico em sucessões aluviais, (modificado de Dalrymple et al., 1998). _____ 24
-

-
- Figura 12. Arquitetura estratigráfica da sequência deposicional fluvial segundo Shanley & McCabe (1994). (modificado de Catuneanu, 2006). _____ 26
- Figura 13. Modelo esquemático de mudanças na arquitetura aluvial resultantes de variações na taxa de criação de espaço de acomodação (baseado em Wright & Marriot, 1993; Van Wagoner et al., 1995). Extraído de Scherer (2008). _____ 27
- Figura 14. Arquitetura fluvial em repostas a mudanças de acomodação na Bacia. Tempo 0: arquitetura fluvial inicial; Tempo 1: Trato de sistema degradacional; Tempo 2: Trato de sistema transicional; Tempo 3: Trato de sistema agradacional e Tempo 4: Trato de sistema agradacional tardio. Extraído e Modificado de Currie (1997). _____ 34
- Figura 15. Modelo da Estratigrafia de Sequências dos Arenitos da Formação Ericson. Observe a subdivisão em dois tratos de sistemas (baixa e alta acomodação) e as superfícies limítrofes (Superfície de expansão e limite de sequências). Extraído e modificado de Martinsen et al. (1999). _____ 36
- Figura 16. Curva do nível de base estratigráfico para os arenitos da Formação Ericson. Observe a mudança do nível de base e as discordâncias demarcadas. Extraído e modificado de Martinsen et al. (1999). _____ 38
- Figura 17. Modelo idealizado dos ciclos A/S simétrico e assimétrico. Ciclo simétrico contém aproximadamente igual espessura das rochas depositadas durante os hemiciclos de subida e queda do nível de base, enquanto que os ciclos assimétricos contém rochas depositadas somente em um dos períodos (subida ou de queda) do nível de base. Extraído e modificado de Ramón & Cross (2002). _____ 39
- Figura 18. Alterações no ciclo de simetria dentro de um único ciclo, devido a compartimentação estratigráfica e volume de sedimentos ao longo de um perfil deposicional. Extraído e modificado de Ramón & Cross (2002). _____ 40
- Figura 19. Calibração das assinaturas das sucessões de fácies no perfil de raio gama. Extraído de Ramón & Cross (2002). _____ 41
- Figura 20. Correlação entre perfis de SP baseado nos ciclos de grande escala A/S. Observe as tendências de diminuição e aumento do perfil SP. Extraído e modificado de Ramón & Cross (2002). _____ 42
- Figura 21. O método de "destilação". Modificado de Walker (1992). _____ 46
- Figura 22. Exemplo de sucessões de fácies que determinam um ambiente deposicional. _____ 47
- Figura 23. Elaboração de mapas de isópacas. A) Distribuição dos poços em uma área de interesse. B) Exemplo de mapa de isópaca gerado pelo interpolador de triangulação. C)
-

Exemplo de mapa de isópaca gerado pelo interpolador Kriging. Extraído e modificado de Groshong, 2006. _____ 50

Figura 24. Mapa de MDE com a aplicação da técnica de pseudosombreamento. A) Mapa de pseudosombreamento evidenciando as estruturas nordestes. B) População de lineamentos mapeados. Em vermelho os NE, azul os NW, verde os E-W e em rosa os N-S. _____ 51

Figura 25. Diagrama de rosetas. A) Frequência acumulada e B) Comprimento acumulado. ____ 52

Figura 26. Mapa cota de superfície estratigráfica (topo dos Sal). A) Utilização do método de interpolação Kriging e B) Utilização do método de interpolação Nearest Neighbor. Neste método de interpolação as quebras de relevo são mais salientadas. _____ 53

Figura 27. Perfil colunar do poço 22. A) Observe o aumento e diminuição dos ciclos A/S. B) Em amarelo o intervalo com maior grau de amalgamação dos canais fluviais, observe que os ciclos de granodecrescência dos canais apresentam maiores espessura no topo deste intervalo. Em verde o intervalo com menor grau de amalgamação dos canais fluviais, observe que os ciclos de granodecrescência diminuem em direção ao topo e estão intercalados com os depósitos de overbank. _____ 90

Figura 28. Modelo conceitual da relação entre o limite de sequências (sem expressão correlacionável em poços) e o limite de ciclos A/S (que não possui resolução cronoestratigráfica, porém representa tendências correlacionáveis nos poços). _____ 91

Figura 29. Resultados da Interpretação Estrutural. A) Integração do Modelo Digital de Terreno (MDT) com o mapa de superfície topo dos Evaporitos. Algumas das estruturas são visualizadas em ambos os mapas. B) Seções de correlação com a inserção do arcabouço estrutural. Observe que as falhas geram rejeitos de até 600 metros. C) Diagrama de rosetas de comprimento extraído do MDT. Observe que nem todas as falhas observadas na roseta são observadas no mapa Topo dos Evaporitos. D) Arcabouço Estrutural da área. Observe a compartimentação da área em dez blocos. _____ 92

LISTA DE FIGURAS DO ARTIGO

- Figura. 1: Localização da Bacia do Espírito Santo e da área de estudo com poços e seções de correlação.58
- Figura. 2: Mapa estrutural sísmico do topo do Albiano-Cenomaniano (Modificado de Carvalho et al. apud Costa (1988)).60
- Figura. 3: Coluna Estratigráfica da Bacia do Espírito Santo (Extraído e modificado de França et al. 2007). O retângulo pontilhado compreende o intervalo do Grupo Barra Nova.62
- Figura. 4: Modelo conceitual da relação entre o limite de sequências (sem expressão correlacionável em poços) e o limite de ciclos A/S (que não possui resolução cronoestratigráfica, porém representa tendências correlacionáveis nos poços).70
- Figura. 5: Seções de correlação. A, B e C) Seções de correlação e os quatro poços descritos....72
- Figura. 6: Testemunho descrito. A) Perfil colunar completo do poço 22 com Raio Gama e os tratos de alta e baixa taxa de acomodação demarcados (acréscimo e diminuição da taxa A:S, respectivamente).B) Detalhe do topo do ciclo 1 e base do ciclo 2 mostrando o aumento da amalgamação dos canais fluviais na base, e os canais intercalados com depósitos de overbank. C) 1 e 2 Testemunho descrito com os ambientes deposicionais demarcados.73
- Figura. 7: Mapas de Isópacas construída a partir da soma das espessuras dos depósitos de canais fluviais e overbank. A) e B) Ciclo 1 e 2 construídos com base nas interpretações de testemunhos e perfis RG. Observe a área de erosão, borda oeste da área. C), D) e E) Ciclo 3, 4, 5 e 6 construídos com base nas interpretações de perfis RG. A erosão se intensifica na borda oeste nos ciclos de topo.74
- Figura. 8: Mapa de lineamentos da área de estudo extraído a partir de dados SRTM. A) Mapa de pseudosombreamento evidenciando as estruturas nordestes. B) População de lineamentos mapeados. C) Diagrama de rosetas de frequência acumulada e D) Diagrama de rosetas de comprimento acumulado.77
- Figura. 9: Mapa de cota do topo dos Evaporitos. A) Bloco-diagrama 3D evidenciando as quebras topográficas e padrão escalonado. B) Visão em planta com incidência de luz vertical. Notar as profundidades variando de -400 à -1150 metros. As possíveis falhas que compartimentam a área estão desenhadas em cor branca. Os limites entre os blocos individuais (controlados pelos poços) não apresentam orientação válida, sendo gerados perpendicularmente às linhas de triangulação entre os poços.78
- Figura. 10: Integração dos dados de MDE com o Mapa Topo dos Evaporitos. A) Estruturas delimitadas inicialmente no Bloco diagrama 3D Topo dos Evaporitos (vista em planta); B) Mapa de pseudosombreamento com incidência de luz NW com os limites das subdivisões da

área obtidos na interpolação, sobrepostos; C) Resultado da correção das estruturas com base no ajuste utilizando o MDE e o Mapa Topo Evaporito; D) Bloco Diagrama 3D Topo dos Evaporitos com as estruturas sobrepostas.80

Figura. 11: Mapa de contorno estrutural com as falhas mais representativas mapeadas e a delimitação de dez blocos estruturais. A/B indica bloco alto e bloco baixo relativos.82

Figura. 12: Seções de correlação com a inserção do arcabouço estrutural. Observar o rejeito entre os blocos estruturais (designações conforme mapa, C).83

LISTA DE TABELAS DO ARTIGO

Tabela 1. Tabela de descrição e interpretação genética das litofácies. 63

Tabela 2. Sumário das associações de fácies e litofácies constituintes. 65

SUMÁRIO

<u>1.</u>	<u>INTRODUÇÃO</u>	<u>1</u>
2.1.	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	2
<u>2.</u>	<u>GEOLOGIA REGIONAL DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO</u>	<u>3</u>
2.1.	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	3
2.2.	EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO	3
2.3.	PRINCIPAIS TRABALHOS DE CUNHO ESTRATIGRÁFICO	7
2.4.	COMPARTIMENTAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA	11
2.4.1.	EMBASAMENTO	11
2.4.2.	FORMAÇÃO CABIÚNAS	11
2.4.3.	FORMAÇÃO ABROLHOS	12
2.4.4.	GRUPO NATIVO	12
	Formação Cricaré	13
	Formação Mariricu	13
2.4.5.	GRUPO BARRA NOVA	14
	Formação São Mateus	14
	Formação Regência	15
2.4.6.	GRUPO ESPÍRITO SANTO	15
	Formação Urucutuca	15
	Formação Caravelas	16
	Formação Rio Doce	16
2.4.7.	FORMAÇÃO BARREIRAS	17
<u>3.</u>	<u>REVISÃO CONCEITUAL DA APLICAÇÃO DE ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS EM SISTEMAS FLUVIAIS</u>	<u>18</u>
3.1.	ACUMULAÇÃO EM SISTEMAS FLUVIAIS – CONCEITOS E CONTROLES DA ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA	19
3.1.1.	ESPAÇO DE ACOMODAÇÃO	19
3.1.2.	NÍVEL DE BASE	21

Nível de Base Geomorfológico	22
Nível de Base Estratigráfico	23
3.1.3. PERFIL DE EQUILÍBRIO	23
3.2. ESTRATIGRAFIA DE EM SISTEMAS FLUVIAIS PRÓXIMOS À LINHA DE COSTA	25
3.2.1. RECONHECIMENTO DOS TRATOS DE SISTEMAS DEPOSICIONAIS NO SISTEMA FLUVIAL	25
Trato de Sistemas de Nível Baixo (TSNB)	28
Trato de Sistemas Transgressivo (TST)	28
Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA)	28
3.2.2. RECONHECIMENTO DAS SUPERFÍCIES CHAVE NO SISTEMA FLUVIAL	29
Limite de Sequências (LS)	29
Superfície Transgressiva (ST)	31
Superfície de Inundação Máxima (SIM)	31
3.3. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS EM SISTEMAS FLUVIAIS DISTANTES À LINHA DE COSTA	32
3.3.1. TRATOS DE SISTEMAS DEGRADACIONAL, TRANSICIONAL E AGRADACIONAL - CURRIE (1997)	32
Trato de Sistemas Degradacional	33
Trato de Sistemas Transicional	33
Trato de Sistemas Agradacional	33
Trato de Sistemas Agradacional Tardio	35
3.3.2. TRATOS DE SISTEMAS DE ALTA E BAIXA ACOMODAÇÃO - MARTINSEN <i>ET AL.</i> (1999)	35
Limite de Sequências (LS)	36
Superfícies de Expansão (Expansion Surface)	37
Trato de Sistemas de Baixa Acomodação (Low Accommodation System Tract)	37
Trato de Sistemas de Alta Acomodação (High Accommodation System Tract)	37
3.4. CICLOS DE ACOMODAÇÃO VERSUS SUPRIMENTO SEDIMENTAR - RAMÓN & CROSS (1997)	38
<u>4. METODOLOGIA</u>	<u>43</u>
4.1. LEVANTAMENTO ESTRATIGRÁFICO	43
4.1.1. DESCRIÇÃO DE TESTEMUNHOS	43
4.1.2. ANÁLISE FACIOLÓGICA	44
4.1.3. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E SISTEMA DEPOSICIONAL	46

4.1.4.	ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO	47
4.2.	PERFIS GEOFÍSICOS	48
4.3.	MAPAS DE ESPESSURA	49
4.4.	DADOS DE SRTM E MAPAS DE COTA DE SUPERFÍCIES	50
4.4.1.	MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO – MDE	50
4.4.2.	TRATAMENTO ESTATÍSTICO	51
4.4.3.	MAPA DE COTA DE SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS	52
4.5.	INTEGRAÇÃO DOS DADOS	52
<u>5.</u>	<u>ARTIGO CIENTÍFICO</u>	<u>54</u>
<u>6.</u>	<u>CONSIDERAÇÕES FINAIS</u>	<u>89</u>
<u>7.</u>	<u>REFERÊNCIAS</u>	<u>95</u>

ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado é apresentada sob a forma de artigo científico. A estrutura segue as normas para as dissertações em forma de artigos, proposto pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade do Rio Grande do Sul (PPGGEO).

O Capítulo 1 constitui a introdução, cuja finalidade é apresentar os objetivos do trabalho e a área de estudo.

O Capítulo 2 apresenta o contexto geológico regional da Bacia do Espírito Santo, os principais trabalhos de cunho estratigráfico e a Compartimentação Litoestratigráfica.

O capítulo 3 mostra uma revisão conceitual sobre os principais modelos estratigráficos para Sistemas Fluviais.

No Capítulo 4 são apresentados e discutidos os procedimentos metodológicos utilizados durante a pesquisa e seus objetivos.

O Capítulo 5 contém o artigo intitulado: “ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA E ARCABOUÇO ESTRUTURAL DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS ALBIANOS DA BASE DA FORMAÇÃO SÃO MATEUS NO NORTE DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO”, submetido em 17 de Junho de 2010 à Revista Brasileira de Geociências.

No capítulo 6 são apresentadas as considerações finais, contendo um resumo dos principais resultados obtidos na dissertação.

Por fim, são listadas no capítulo 7 as referências bibliográficas.

1. INTRODUÇÃO

Os depósitos fluviais da Formação São Mateus consistem em importantes reservatórios da Bacia do Espírito Santo. Entretanto, existem poucos trabalhos detalhando a estratigrafia deste intervalo estratigráfico. Em decorrência disso, esta dissertação tem por objetivo principal estabelecer o fatiamento estratigráfico de alta resolução no intervalo do Albiano na Bacia do Espírito Santo, visando discriminar os mecanismos controladores da sedimentação. Como objetivos específicos, pode-se destacar:

- Análise estratigráfica detalhada dos depósitos da Formação São Mateus através do reconhecimento das litofácies, associações de fácies, sucessões verticais de fácies e ambiente deposicional;
- Correlação entre os testemunhos descritos e poços com perfilagem geofísica (raios-gama, potencial espontâneo, etc.) para o reconhecimento dos padrões de empilhamento;
- Geração de mapas de isópacas para cada um dos ciclos mapeados, observando a distribuição das espessuras em cada ciclo, e o controle erosional causado pela discordância da base da Formação Rio Doce (posterior à deposição da Formação São Mateus);
- Interpretação Estrutural com base em dados de SRTM (dados topográficos levantados por satélite) e Mapas de Cotas de Superfícies Estratigráficas, a fim de se observar as principais estruturas da área;
- Integração das ferramentas utilizadas na interpretação estrutural, obtendo assim, maior grau de confiabilidade nas estruturas compartimentadoras, e relacionando-as nas seções de correlação.

2.1. Localização da área de estudo

A bacia do Espírito Santo está localizada na margem continental leste brasileira sendo delimitada a norte com a Bacia de Mucuri e a sul com a Bacia de Campos, através do Alto de Vitória, (Figura. 1). A bacia ocupa uma área de aproximadamente 50.000 km², dos quais 3.000 km² corresponde à parte emersa e a sua área prospectável é de 41.000 km² (Milani & Thomaz Filho, 2000). Especificamente, a área do presente estudo abrange parte norte da Plataforma de São Mateus, porção emersa da Bacia do Espírito Santo.

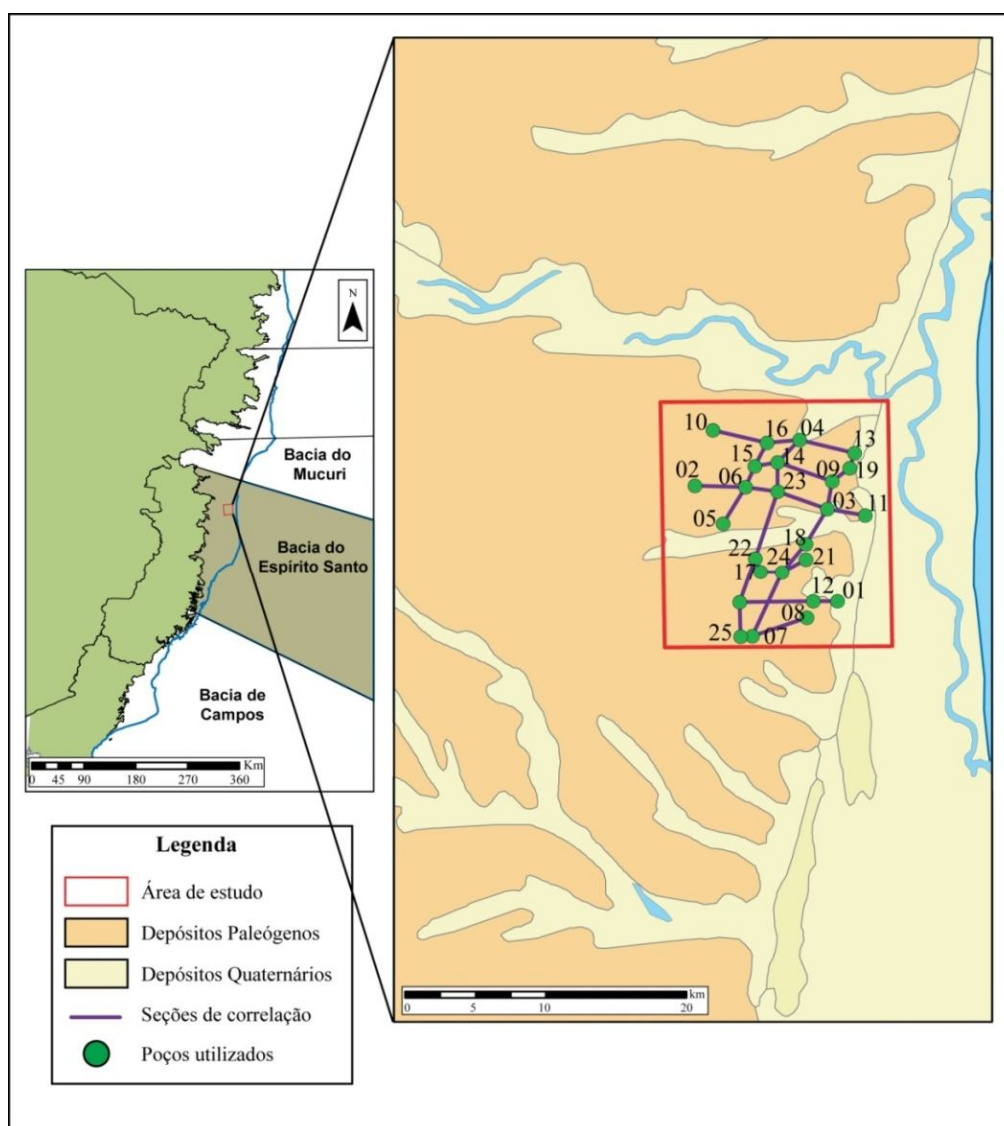


Figura 1. Localização da Bacia do Espírito Santo e da área de estudo com poços e seções de correlação. Fonte BDEP (2009).

2. GEOLOGIA REGIONAL DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO

2.1. Contexto Geológico Regional

A bacia do Espírito Santo pertence ao conjunto de bacias de margem passiva do leste brasileiro, formada durante o Cretáceo Inferior pelo rompimento do megacontinente Gondwana. A evolução tectônica da bacia de Espírito Santo apresenta o mesmo padrão das bacias da margem leste brasileira, que possuem duas fases principais: a) fase rifte, com subsidência mecânica onde são observados os processos de deformação envolvendo o embasamento; e b) fase de margem passiva, com subsidência térmica, Chang *et al.*, 1988.

A fase rifte, que se estendeu do Neocomiano até o final do Aptiano Inferior, é responsável pela geração das falhas normais escalonadas. A ocorrência de zonas de transferência ao longo dos sistemas de falhas NW durante o Alagoas Superior produziu localmente estruturas compressivas, (Costa, 1988). Em termos de tectônica global, esta fase está relacionada com o tempo de ruptura do Supercontinente Gondwana sob a atuação de um regime distensivo de direção EW/NW-SE. A fase de Margem Passiva gerou uma espessa cunha sedimentar a partir de sucessivos ciclos transgressivos-regressivos durante o Cretáceo e o Terciário, Tagliari, 1993.

2.2. Evolução tectônica da Bacia do Espírito Santo

As falhas normais atingem desde os sedimentos neocomianos (fase rifte) até a base dos evaporitos de idade Alagoas Superior (fase transicional). A maior parte destas estruturas possui mergulho em alto ângulo para leste, mas ocorrem também falhas

antitéticas com mergulho para oeste. Essas falhas normais sintéticas e antitéticas formam um típico sistema *horst-graben* e reproduzem de modo geral, o estilo estrutural do embasamento, Gomes *et al.* (1988). Ocorre o predomínio de um sistema de falhas de direção N-NE, interceptado por outro sistema de falhas de direção NW, (Figura 3); o sistema N-NE é o principal responsável pela estruturação da bacia, o qual se desenvolveu em resposta a uma extensão aproximadamente E-W a NW-SE durante a fase de deriva continental, Gomes *et al.* (1988).

O sistema de falhas NE é deslocado no sentido anti-horário pelo sistema de falhas NW, conforme é sugerido pelo deslocamento dos sedimentos de idade Jiquiá e dos evaporitos, (Costa, 1988), sendo que o sistema NW parece ter atuado durante o Alagoas superior.

Apesar das dificuldades de interpretação das imagens de radar devido as coberturas sedimentares e a pouca expressão dos falhamentos mapeados através da sísmica, Costa (1988) tentou estabelecer uma relação entre as falhas da porção emersa com aquelas observadas nas seqüências neocomianas (rifte) da bacia. Algumas inferências resultantes deste estudo foram:

- (i) Os falhamentos N20° - 30°E, são heranças tectônicas dos planos de fraqueza do embasamento, sendo os principais condicionantes estruturais da fase rifte.
- (ii) Os falhamentos N10° - 25°W também foram correlacionados com os lineamentos de mesma direção na parte aflorante do embasamento na bacia, porém, esse sistema de falhas parece ter deslocado o sistema de falhas NE;
- (iii) Os sistemas de falhas N60°E e N50°W, , também seriam herdadas dos planos de fraqueza representados pelos sistemas de lineamentos N60° - 80°E e N45° - 60°W do embasamento.

As indicações mais antigas dos eventos distensivos mesozóicos ativos na área das bacias do Espírito Santo correspondem aos diques de diabásio de idade Jurássica intrudidos nas rochas do embasamento e orientados, preferencialmente, na direção NW-SE, (concordantes com o Lineamento de Colatina) conhecidos como Suíte Intrusiva Fundão (Vieira *et al.*, 1994). Esta fase de magmatismo precoce foi sucedida por um episódio extrusivo de idade Neocomiana-Barremiana, quando basaltos toleíticos e

rochas vulcanoclásticas interagradaram-se com os sedimentos iniciais da fase rifte na bacia (Vieira *et al.*, 1994).

A fase de subsidência térmica ocorre a partir do Alagoas Superior, quando os continentes sul-americano e africano se separaram, (Chang *et al.*, 1988). A dinâmica da sedimentação desta fase, que perdura até hoje, está intimamente associada aos processos de movimentação da seção evaporítica depositadas ao final da fase rifte. Esta movimentação (halocinese) foi provocada tanto devido ao basculamento da bacia para leste, quanto pela própria carga litostática diferencial, maior nas regiões próximas a costa e menor nas regiões distais da bacia, (Figura 2), (Costa, 1988). Os processos de deformação ligados à halocinese foram responsáveis pela criação de domos de sal, sendo que ao sul se observam grandes províncias e ao norte domos de sal isolados, Gomes *et al.* (1988), (Figura 3).

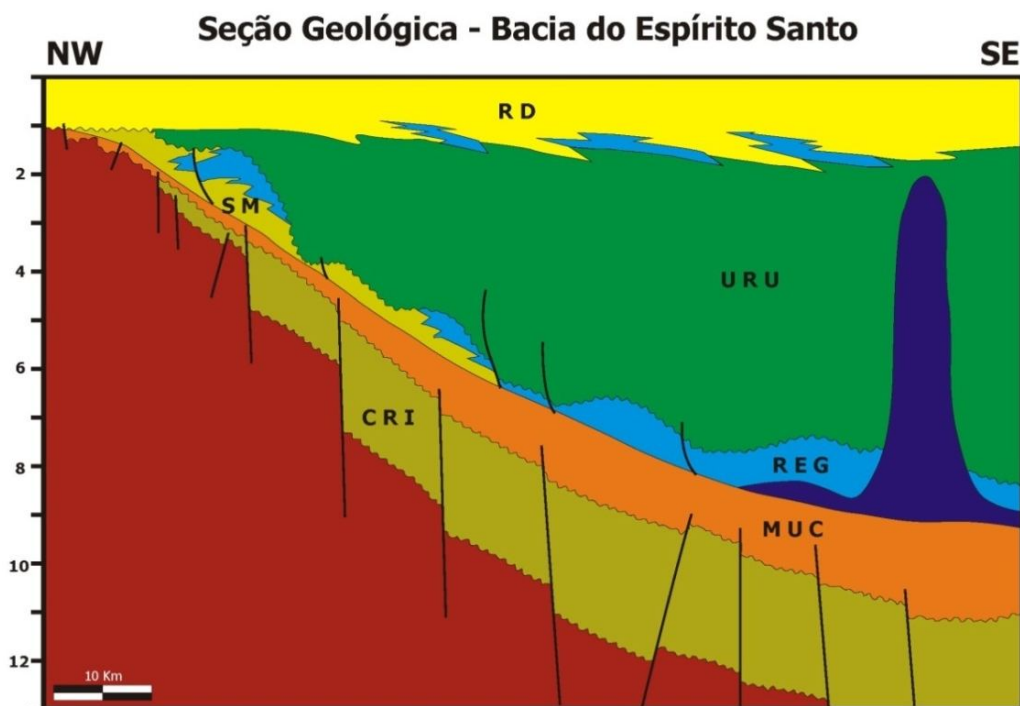


Figura 2. Seção geológica esquemática da Bacia do Espírito Santo ilustrando as relações entre as unidades litoestratigráficas e estilos tectônicos, (ANP, 2004). Legenda da figura: RD (Grupo Rio Doce); URU (Formação Urucutuca); SM (Formação São Mateus); REG (Formação Regência); MUC (Formação Mucuri); CRI (Formação Cricaré);

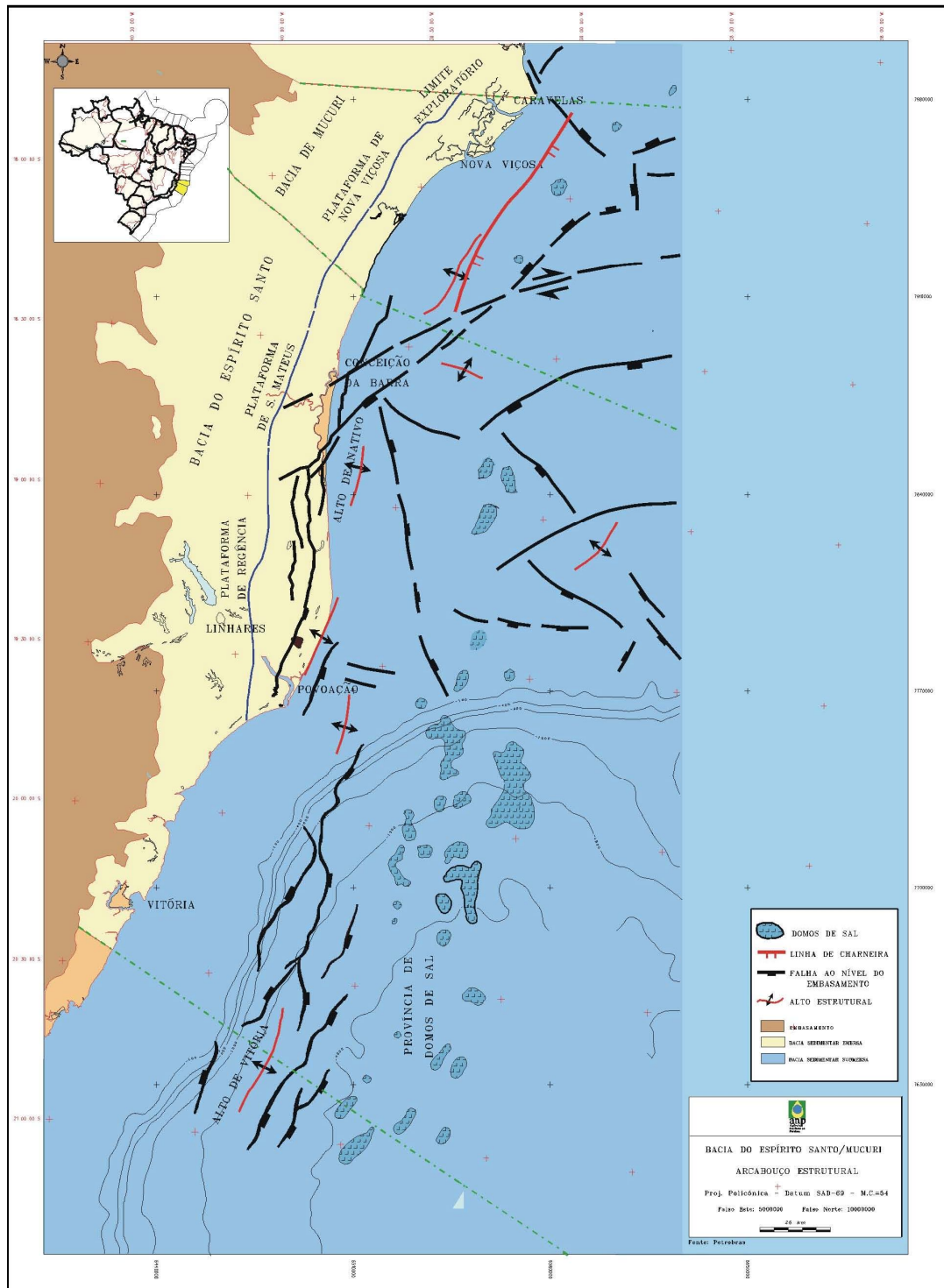


Figura 3. Mapa estrutural sísmico do topo do Eoceno Médio (modificado de Carvalho *et al. apud* Costa (1988)).

Da mesma forma que é verificado em outras bacias da margem leste brasileira, existem uma série de falhas lítricas associadas à halocinese na seção pós-Alagoas. As

falhas lítricas estão relacionadas com a acomodação dos domos de sal. Na porção norte da bacia, estas falhas afetam sedimentos do Eoceno Inferior e na porção sul atingem sedimentos mais recentes. As falhas lítricas mostram, geralmente, uma direção que varia entre N-S e NE-SW ao longo de toda a bacia, (Costa, 1988).

Durante o Terciário, ocorreu um extenso evento vulcânico que desempenhou um papel significativo na mudança da configuração da bacia criando estilos estruturais únicos. A primeira feição observada devido a este vulcanismo é o Complexo Vulcânico de Abrolhos, que é formado por rochas vulcânicas depositadas em condições subaquosas, intercaladas com carbonatos depositados em numa plataforma *offshore* de idade Eoceno Médio. Essa sucessão vulcânica-carbonática contribuiu para o preenchimento da bacia por agradação sedimentar e progradação no lado oeste (Van der Ven *et al.*, 1988).

O longo anticlinal compressivo é uma feição estrutural, que se estende na direção norte-sul entre o Complexo Vulcânico de Abrolhos e a região costeira, denominado de Anticlinal do Parcel das Paredes, na bacia de Mucuri. Na região sul da bacia do Espírito Santo, em águas rasas e profundas, esta feição também está presente, não estando, entretanto, relacionada geneticamente com a halocinese. A ausência de estratos do Eoceno sobrepostos à estrutura coincide com o pico do vulcanismo de Abrolhos e o desenvolvimento da plataforma Carbonática. De norte para sul esta feição é interpretada como tendo se desenvolvido pela sobrecarga da porção leste da bacia pelo Complexo Vulcânico de Abrolhos a partir do Eoceno Médio até o Oligoceno (Van der Ven *et al.*, 1988).

2.3. Principais Trabalhos de cunho estratigráfico

O trabalho pioneiro publicado sobre a estratigrafia formal da Bacia do Espírito Santo foi proposto por Asmus *et al.* (1971), (Figura 4). Neste trabalho, ele formaliza as unidades litoestratigráficas em nível de Grupo, Formação e Membro. Após uma série de alterações que foram realizadas ocorreu a proposta da carta cronoestratigráfica de Vieira *et al.* (1994) (Figura 5), e a posterior atualização da carta cronoestratigráfica por França *et al.* (2007) (Figura 6).

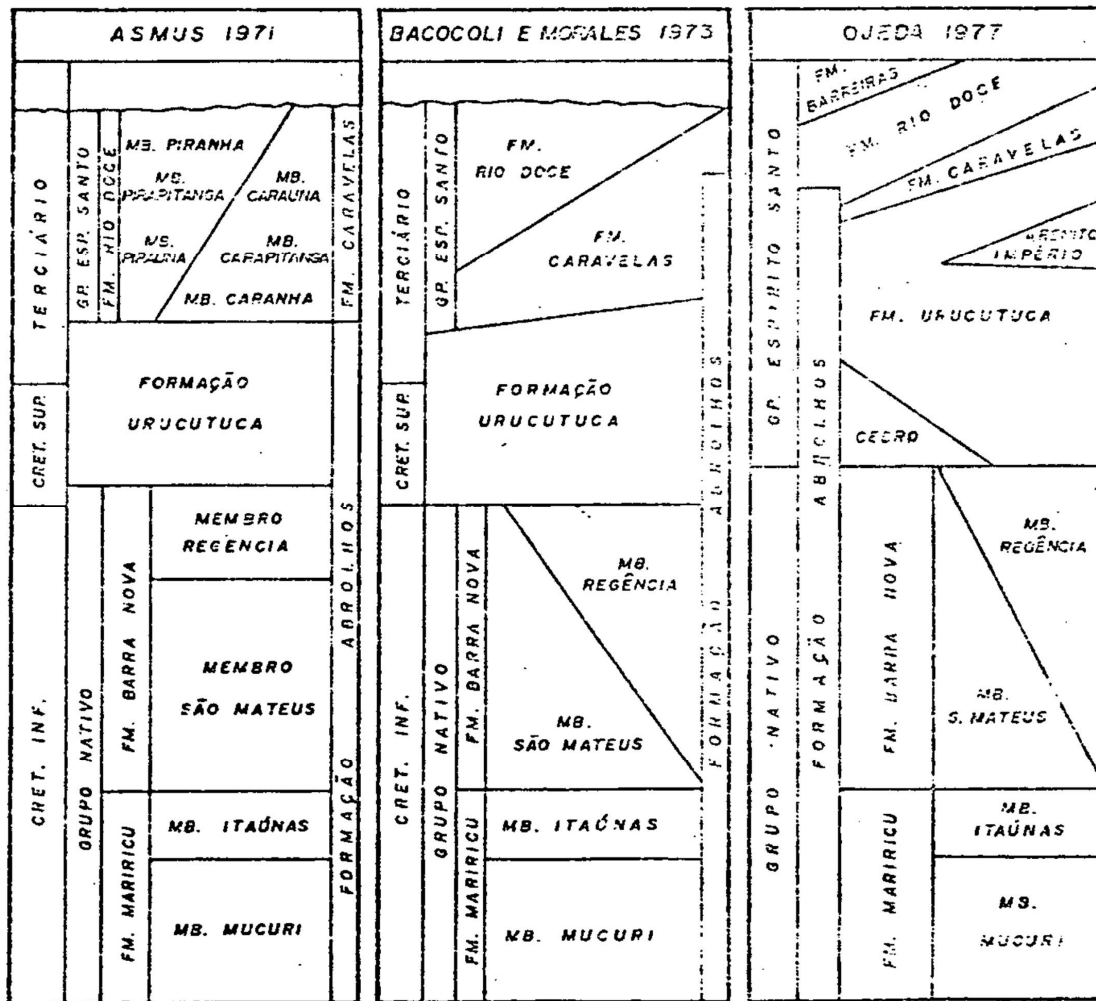


Figura 4. Evolução dos conceitos estratigráficos da Bacia do Espírito Santo mostrando a partir do trabalho pioneiro de Asmus *et al.*, 1971 e as posteriores alterações de Bacocoli & Moales, 1973 e Ojeda, 1977. Extraído de Rodrigues, 1980.

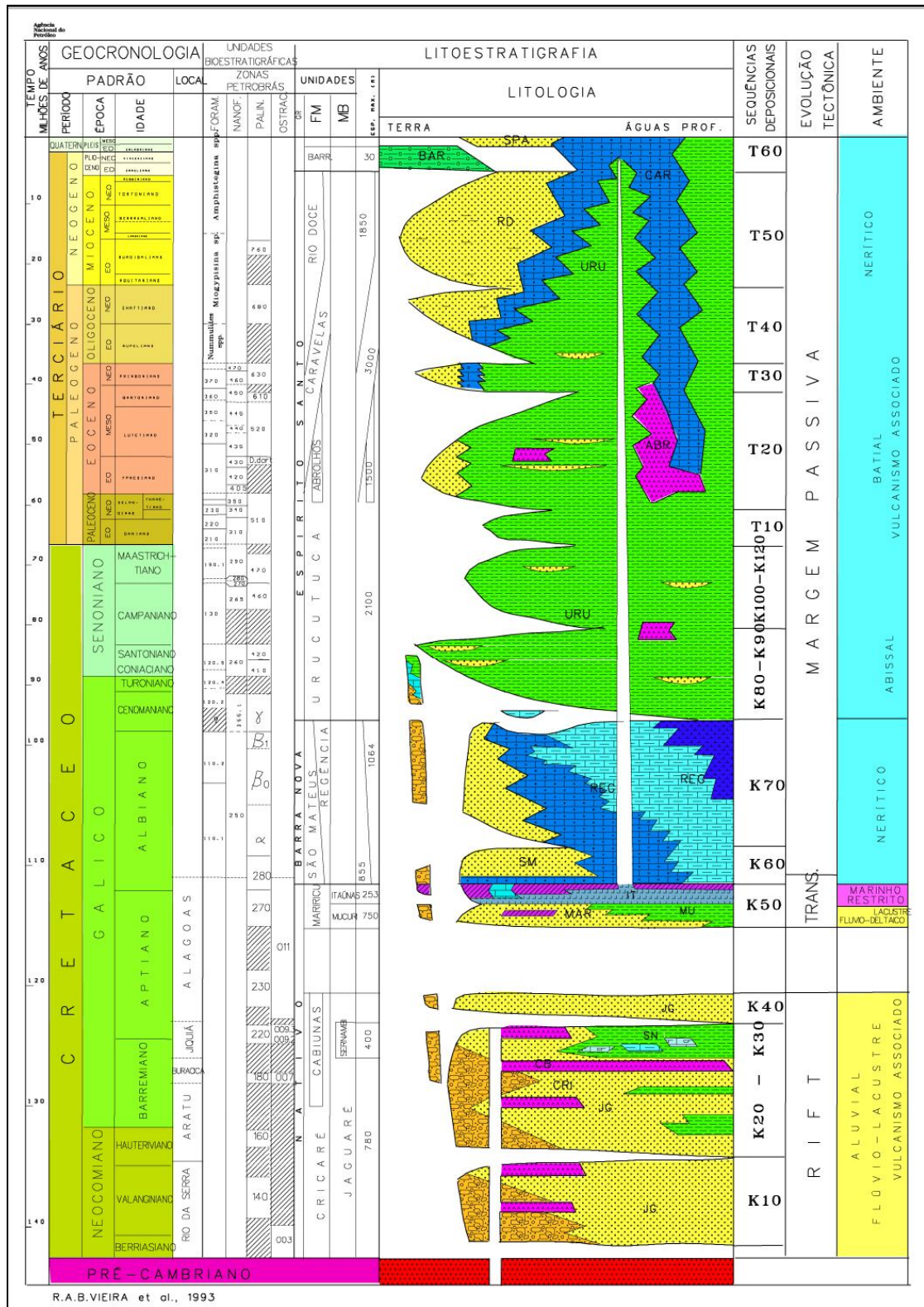


Figura 5. Carta Estratigráfica da Bacia do Espírito Santo-Mucuri, (extraído de Vieira *et al.* 1994).

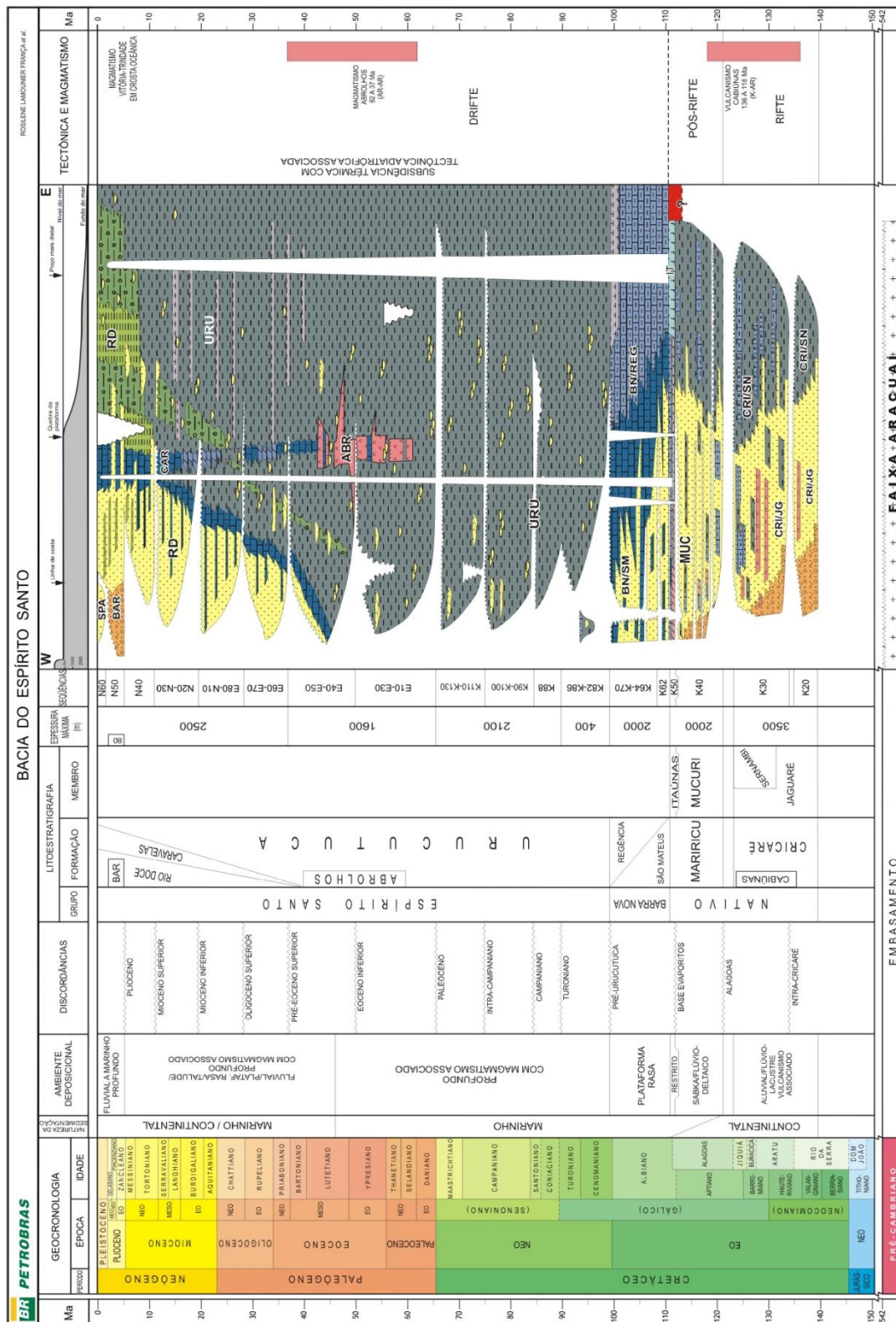


Figura 6. Carta Estratigráfica da Bacia do Espírito Santo-Mucuri, (Extraído de França *et al.*, 2007).

2.4. Compartimentação Litoestratigráfica

O preenchimento sedimentar da Bacia do Espírito Santo teve início no Eocretáceo, se estendendo até os dias atuais, com espessura total estimada superior a 11.000 metros nos depocentros (França *et al.*, 2007). Nesta bacia são reconhecidos dois períodos distintos de eventos vulcânicos. O primeiro evento, de idade neocomiana/barremiana, está relacionado com o primeiro estágio de formação do rifte e é constituído pelos basaltos toleííticos da Formação Cabiúnas. Já o segundo evento, de caráter essencialmente alcalino, ocorreu no início do Terciário, cujas rochas fazem parte da Formação Abrolhos, constituindo o complexo vulcânico homônimo, Cordani & Blazekovic (1970). As unidades a seguir detalhadas são relacionadas com a proposta litoestratigráfica mais recente, proposta por França *et al.* (2007) e apresentada na carta cronoestratigráfica da Figura 6.

2.4.1. Embasamento

O Embasamento da Bacia do Espírito Santo é composto por rochas infracrustais de idade Arqueana, relacionadas ao Cráton São Francisco e retrabalhadas parcialmente nos ciclos Transamazônico e Brasileiro (França *et al.*, 2007).

2.4.2. Formação Cabiúnas

A Formação Cabiúnas foi definida e caracterizada por Rangel *et al.* (1994) na Bacia de Campos. Esta unidade é constituída por basaltos toleííticos, parcialmente alterados, com amígdalas preenchidas por calcita e clorita, assumindo normalmente características de derrames. De acordo com Conceição *et al.* (1993), a idade absoluta determinada pelo método K/Ar está situada entre 118 e 136 M.a., o que equivale aproximadamente às idades Rio da Serra final, Aratu, Buracica, Jiquiá e início do Alagoas. De acordo com Regali (1992), as poucas determinações palinológicas efetuadas nas rochas sedimentares da Formação Cricaré, que ocorrem intercaladas aos derrames, indicam idades do final do Rio da Serra a Jiquiá.

2.4.3. Formação Abrolhos

A Formação Abrolhos compreende a seqüência vulcanoclástica que ocorre no Arquipélago de Abrolhos, e as rochas vulcânicas que formam as ilhas de Trindade e Martim Vaz, localizadas no extremo leste da Bacia do Espírito Santo. Esta seqüência foi descrita em 1870, pela primeira vez, por Hartt *apud* Vieira *et al.* (1994) que a chamou de “camadas dos Abrolhos” e lhe atribuiu idade cretácea. Asmus *et al.* (1971) a redefiniu para formação incluindo o intervalo constituído de rochas vulcânicas. Conforme dados de superfície e subsuperfície, a Formação Abrolhos é constituída por um complexo de basaltos, com amígdalas preenchidas por calcita e zeolita, diabásios, tufos, brechas vulcânicas, material piroclástico intercalados com sedimentos, compondo uma suíte de tendência subalcalina a alcalina (Vieira *et al.*, 1994). Este segundo período de vulcanismo é considerado mais importante que o primeiro, de idade neocomiana, devido à extensão territorial e à espessura total dos derrames e intrusões. Este evento magmático ocorreu durante o Terciário, com maior incidência no Neopaleoceno/Eoceno (Vieira *et al.*, 1994). Novas datações Ar/Ar realizadas para as rochas ígneas de Abrolhos por Sobreira e Szatmari (2001) sugerem um intervalo de idades bem mais restrito, de cerca de 10 Ma (entre 64 e 53 Ma), do que aquele indicado pelas datações K-Ar existentes, embora aproximadamente centrado no mesmo intervalo (32,2 +/- 1,9 e 64,5 +/- 5,8 Ma) obtidos por Cordani & Blazekovic (1970). Apesar da ocorrência relativamente isolada no contexto da Bacia do Espírito Santo, Vieira *et al.* (1994) admitem que este evento cretáceo esteja relacionado com aquele descrito nas bacias de Campos e Santos.

2.4.4. Grupo Nativo

O Grupo Nativo compreende as Formações Cricaré e Mariricu. A primeira designação deste grupo foi proposta por Asmus *et al.* (1971) para o pacote de rochas situada entre o embasamento e os folhelhos da Formação Urucutuca. Vieira *et al.* (1994) reformulou na atual compartimentação, na qual propõem que o Grupo Nativo designe apenas a seção limitada pelo embasamento e pelos arenitos da Formação São Mateus ou carbonatos da Formação Regência, excluindo-se a antiga Formação Barra Nova, elevada

à categoria de grupo. Este pacote sedimentar é composto por clásticos de granulometria grossa, folhelhos e bancos de calcários não-marinhos, de idade Eocretácica (Valanginiano - Aptiano). O topo da unidade é caracterizado por uma seqüência de sedimentos evaporíticos.

Formação Cricaré

Esta formação é composta por arenitos e conglomerados arcoseanos; intercalando-se à folhelhos cinzentos calcíferos, siltitos, coquinas, calcilutitos e dolomitos. As variações faciológicas observadas nesta unidade permitem a separação de dois membros – Jaguaré e Sernambi. O Membro Jaguaré é caracterizado pelo predomínio de arenitos e conglomerados, geralmente intercalados com as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas. O Membro Sernambi caracteriza-se pelo predomínio de camadas de folhelhos, carbonatos e margas (Vieira *et al.*, 1994).

O contato inferior e superior da Formação Cricaré é discordante com as rochas do embasamento e com os arenitos do Membro Mucuri. Embora bastante semelhantes litologicamente, a Formação Cricaré é separada do Membro Mucuri pela discordância Pré-Neoalagoas, reconhecida tanto em perfis elétricos quanto nas análises paleontológicas (Vieira *et al.*, 1994). As rochas da Formação Cricaré foram depositadas num ambiente continental e caracterizam-se por sistemas de leques aluviais, fluviais entrelaçados e lagos, compondo a fase rifte da Bacia do Espírito Santo (Vieira *et al.*, 1994).

Formação Mariricu

Esta Formação é separada em dois membros – Mucuri e Itaúnas. O Membro Mucuri é constituído por arenitos e conglomerados intercalados com folhelhos e siltitos depositados por sistemas aluviais, fluviais e deltaicos. Sobrepõem-se a estes clásticos, um pacote evaporítico constituído por camadas de anidrita e halita intercalada com finas camadas de folhelhos que caracterizam o Membro Itaúnas. Estes depósitos representam incursões marinhas em condições restritas e clima árido (Vieira *et al.*, 1994; Biassusi *et al.*, 1990). As maiores espessuras da unidade evaporítica ocorrem na região plataformal,

em áreas onde a intensa halocinese formou domos e muralhas de sal (Biassusi *et al.*, 1990).

O contato inferior da Formação Mariricu com o embasamento ou com a Formação Cricaré (Discordância Pré-Nealagoas) é discordante. O contato superior com o Grupo Barra Nova é concordante ou discordante com a Formação Urucutuca (Discordância Pré-Urucutuca) e com a Formação Rio Doce na porção oeste da bacia, (Vieira *et al.*, 1994).

O controle deposicional desta unidade é exercido pelas falhas herdadas da fase rifte e a reativação tectônica de zonas de fraquezas do embasamento, que no final do Albiano, é a responsável pela estruturação desta seção, (Biassusi *et al.*, 1990). De acordo com Gomes *et al.* (1988), a atuação de um regime de cisalhamento simples após a deposição dos sedimentos no Alagoas Superior, teria resultado em falhas transcorrentes com direções noroeste e nordeste, causando dobramentos que podem ser os responsáveis pela maior parte da estruturação que abriga as atuais acumulações de hidrocarbonetos da Formação Mariricu (Biassusi *et al.*, 1990).

2.4.5. Grupo Barra Nova

O Grupo Barra Nova compreende as Formações São Mateus e Regência, definida por Asmus *et al.* (1971) e reformulada por Vieira *et al.* (1994) (Figura 5). Este grupo varia de 300 à 1000 metros espessuras, Gomes *et al.* (1988).

Formação São Mateus

A Formação São Mateus é composta por espessos pacotes de arenitos grossos depositados por leques aluviais e costeiros, em ambiente marinho, Asmus *et al.* (1971). O contato inferior é concordante com a Formação Mariricu e o contato superior é gradacional ou interdigitado lateralmente com a Formação Regência ou discordante com o Grupo Espírito Santo. As análises bioestratigráficas de foraminíferos plantônicos, nanofósseis calcários e palinórfos fornecem uma idade albiana (Vieira *et al.*, 1994).

Formação Regência

A Formação Regência é composta por uma espessa seqüência carbonática que ocorre abaixo dos folhelhos da Formação Urucutuca. A Formação Regência caracteriza-se por calcarenitos e calcilitos depositados em plataforma e talude cujas análises bioestratigráficas conferem-lhe idade Albiana. O contato inferior é gradacional com as formações São Mateus e Mariricu ou discordante com o embasamento (Vieira *et al.*, 1994).

Durante o Albo-Cenomaniano a bacia evoluiu para condições marinhas rasas, favorecendo o desenvolvimento de uma ampla plataforma carbonática, assoreada e por um sistema de leques costeiros. Passa a predominar um estilo tectônico que é conseqüente da halocinese, formando falhas lítricas, arqueamentos e anticlinais, Carvalho *et al.* (1989).

2.4.6. Grupo Espírito Santo

O Grupo Espírito Santo compreende as Formações Urucutuca, Caravelas e Rio Doce. Foi formalizado por Asmus *et al.* (1971) constando, originalmente, de duas formações interdigitadas: Rio Doce, essencialmente arenosa e Caravelas, carbonática.

Formação Urucutuca

A Formação Urucutuca é composta por folhelhos com intercalações de conglomerados, calcários e arenitos na porção mais proximal, ao passo que na região distal ocorre o incremento de sedimentos pelíticos sobre os sedimentos clásticos de granulometria grossa e/ou carbonáticos. O contato superior e lateral da Formação Urucutuca com as formações Rio Doce e Caravelas são transicionais, marcados pelo aumento gradual de pacotes de arenitos e carbonatos. O contato inferior com o Grupo Barra Nova é discordante (Discordância Pré-Urucutuca), possivelmente passando a concordante na porção mais distal da Bacia. Localmente, nos *paleocanyons*, os estratos

da Formação Urucutuca assentam-se diretamente sobre a Formação Mariricu e até mesmo sobre o embasamento (Vieira *et al.*, 1994).

A partir da análise bioestratigráfica de nanofósseis calcários, foraminíferos plantônicos e palinórfos, a idade da Formação Urucutuca abrange desde o Cenomaniano até o Neoceno, na região emersa, e Oligoceno até o recente, na região da plataforma continental. O ambiente de deposição interpretado para este pacote é de talude e bacia, onde os clásticos mais grossos resultam de correntes de turbidez (Vieira *et al.*, 1994).

Formação Caravelas

Carvalho & Garrido, 1966 *apud* Asmus *et al.* (1971) utilizaram o nome Formação Caravelas para delimitar uma área no sul da Bahia, onde a topografia cárstica foi associada à ocorrência, em subsuperfície, de rochas carbonáticas. Asmus *et al.* (1971) formalizou este pacote carbonático constituído, predominantemente, por calcarenitos bioclásticos e calcilutitos. Todos os contatos, inferior, superior e lateral, são gradacionais com as formações Urucutuca e Rio Doce. Localmente, os carbonatos assentam-se sobre as rochas vulcânicas da Formação Abrolhos. A partir da presença de foraminíferos bentônicos foi atribuída uma idade terciária para a Formação Caravelas, entre o Mesoceno e o Holoceno. O sistema deposicional característico é de uma plataforma carbonática (Vieira *et al.*, 1994).

Formação Rio Doce

Proposta por Asmus *et al.* (1971) para designar a seção essencialmente arenosa associada com os carbonatos da Formação Caravelas e sobreposta aos folhelhos da Formação Urucutuca, é constituída por arenitos de granulometria média a grossa com intercalações de folhelhos e argilitos. O contato inferior é gradacional com as formações Urucutuca e Caravelas ou discordante com as formações Regência, São Mateus e Mariricu ou com o embasamento (Vieira *et al.*, 1994). O contato superior é discordante com os sedimentos clásticos continentais da Formação Barreiras e com os sedimentos aluviais quaternários. Palinórfos e foraminíferos bentônicos forneceram uma idade

do Eoceno até o final do Mioceno. Os sistemas deposicionais característicos são leques costeiros em ambiente marinho, (Vieira *et al.*, 1994).

Com o basculamento para leste na fase de subsidência tectônica, a plataforma alboromaniana foi afogada, passando a ser palco de deposição de seqüências de plataforma-talude marinho, no período Neo-Cretáceo ao Terciário. A espessa seção sedimentar que caracteriza esta fase corresponde às condições marinhas abertas relacionadas aos depósitos de talude (Formação Urucutuca), carbonatos de plataforma (Formação Caravelas) e leques costeiros (Formação Rio Doce) (Biassusi *et al.*, 1990).

2.4.7. Formação Barreiras

O termo Barreiras foi utilizado, em 1902, por Branner *apud* Vieira *et al.* (1994) para designar os tabuleiros que ocorrem na margem costeira atlântica, os quais são formados por sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados. Porém, o termo Formação Barreiras foi utilizado e formalizado pela primeira vez por Vianna *et al.* (1971). A partir de estudos de fósseis vegetais foi conferida a idade pliocênica aos sedimentos da Formação Barreiras, idade corroborada por Carvalho & Garrido, 1966 *apud* Vieira *et al.* (1994).

3. REVISÃO CONCEITUAL DA APLICAÇÃO DE ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS EM SISTEMAS FLUVIAIS

A estratigrafia de seqüências tem como base a identificação e delimitação de unidades geneticamente relacionadas limitadas no topo e na base por superfícies regionais (Catuneanu, 2006; Catuneanu *et al.*, 2009). O desenvolvimento dos conceitos básicos da estratigrafia de seqüências (Vail *et al.*, 1977; Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990), foram amplamente aplicados em depósitos costeiros e plataformais, onde a acumulação e preservação dos sedimentos respondem a razão entre a taxa de criação e/ou destruição de acomodação (A) e a taxa de influxo sedimentar (S). A deposição e acumulação de sedimentos ocorrem em intervalos de subida e estabilidade relativa do mar, enquanto que a erosão ou não-deposição em intervalos de rebaixamento do nível do mar (Posamentier *et al.*, 1988).

Em sucessões aluviais próxima à linha de costa, a utilização da terminologia dos tratos de sistemas e das superfícies limítrofes é uma tarefa complexa (*e.g.* Currie, 1997; Dalrymple *et al.*, 1998; Martinssen *et al.*, 1999; Catuneanu, 2006). Como exemplo, as superfícies que têm a sua gênese vinculada à processos marinhos - superfícies transgressiva e de máxima inundação - em sucessões fluviais, o reconhecimento das mesmas é de extrema dificuldade. Mesmo a identificação do limite de seqüências, que na porção proximal corresponde à superfície de erosão e exposição subaérea possível de ser encontrada em sucessões fluviais, é extremamente difícil, principalmente em estudos baseados somente em dados de poços, (Figura 7). Isso se deve a dificuldade de separar superfícies erosivas de extensão regional geradas pelas variações do nível de base

(controles alocíclicos), daquelas vinculadas a migração e avulsão de canais, cujo preenchimento pode conter diversas outras superfícies deposicionais de menor hierarquia (processos autocíclicos).

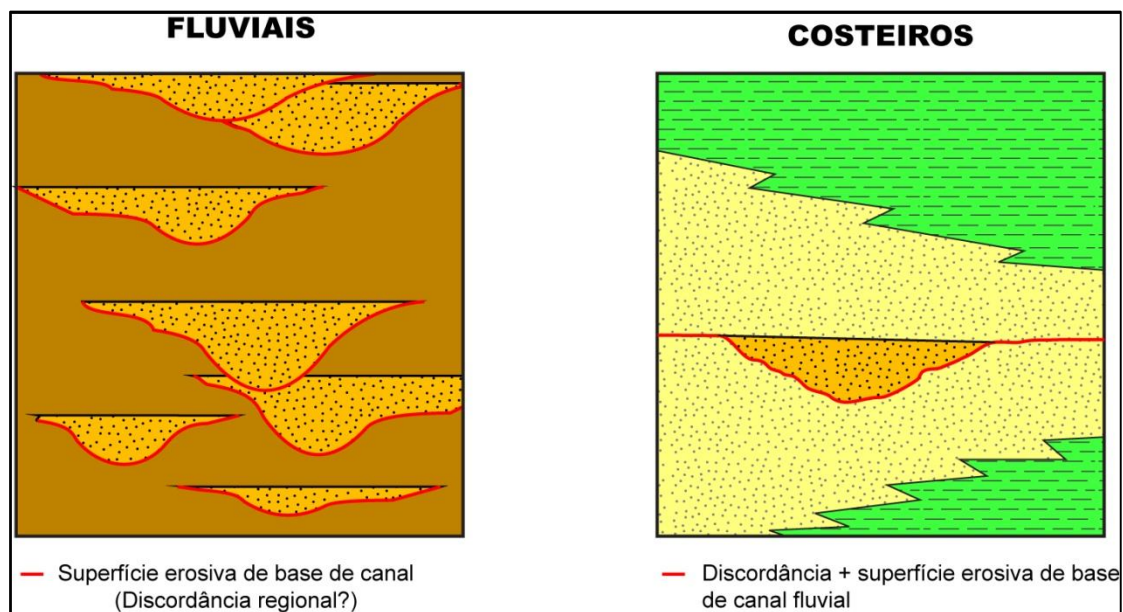


Figura 7. Diagrama esquemático ilustrando a complexidade no reconhecimento do limite de seqüências em sistemas fluviais em comparação aos sistemas costeiros. As superfícies erosivas de base de canais fluviais (geradas por processos autocíclicos), por vezes, podem estar associadas a uma superfície de discordância regional (geradas por controles alocíclicos). Devido a grande quantidade de superfícies erosivas que ocorrem, fica difícil determinar qual delas é efetivamente a discordância regional. Do contrário, a variação de sistemas deposicionais lateralmente arranjados ao longo de uma sucessão vertical em sistemas costeiros, permite uma clara identificação da discordância regional que no caso do exemplo, está relacionada á base erosiva do canal fluvial.

3.1. Acumulação em Sistemas Fluviais – Conceitos e Controles da Arquitetura Estratigráfica

3.1.1. Espaço de Acomodação

De forma semelhante ao que ocorre em ambientes marinhos, a variação das taxas de criação de acomodação ao longo do tempo é o principal mecanismo de controle da acumulação e preservação de sedimentos (Shanley & McCabe, 1994). Embora os fatores que influenciam na criação do espaço de acomodação variem em sistemas

marinhos e fluviais, o seu efeito no padrão de empilhamento e na geometria dos estratos deve ser passível de predição e correlação. A acumulação de sedimentos é comumente controlada por uma combinação dos controles autocíclicos e alocíclicos, determinando assim, a distribuição dos elementos deposicionais dentro de um sistema deposicional (Catuneanu, 2006).

Por processos autocíclicos entendem-se fenômenos que envolvem períodos menores de tempo, como por exemplo, migração e avulsão de canais fluviais decorrentes de processos hidrodinâmicos e geomorfológicos internos à planície aluvial (Jones & Schumm, 1999). Estes processos são de grande importância na Estratigrafia de Sequências, principalmente em escala de sistema deposicional (subsistema), e também influenciando na arquitetura de grande escala do preenchimento da bacia (Catuneanu, 2006).

Processos alocíclicos são significativamente mais importantes do que os autocíclicos. Eles conectam e sincronizam os padrões deposicionais em qualquer período de tempo em uma bacia sedimentar permitindo o desenvolvimento de modelos de estratigrafia de sequências em escala de bacia (Catuneanu, 2006). Os controles básicos alocíclicos na sedimentação são o clima, a tectônica e a eustasia. Segundo Catuneanu (2006), estes controles se relacionam com a energia de fluxo dos ambientes, suprimento sedimentar e com a acomodação e os padrões deposicionais do sistema, (Figura 8).

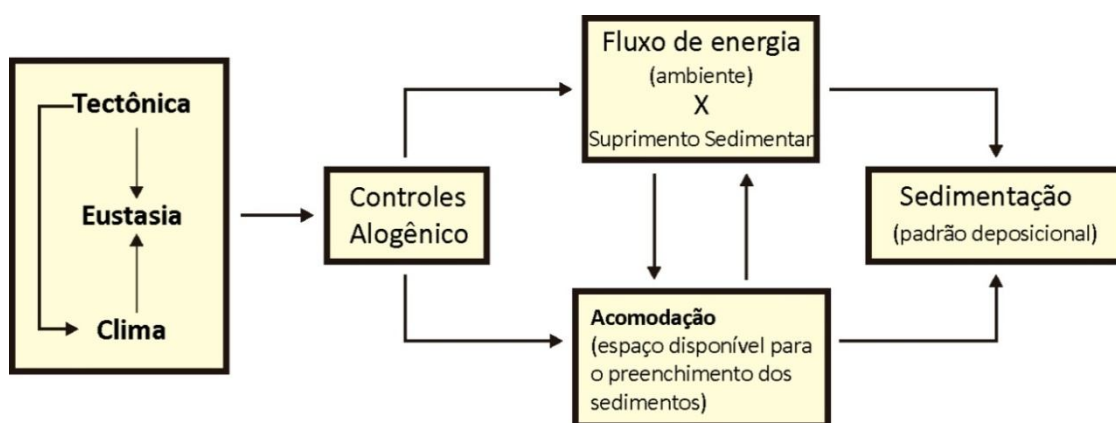


Figura 8. Diagrama dos principais controles alocíclicos na sedimentação e sua relação com outros fatores. Extraído e modificado de Catuneanu (2006).

A tectônica controla a acomodação através da subsidência e soerguimento do substrato, cujas taxas envolvidas variam dependendo do tipo de bacia e do contexto geotectônico em que ela encontra-se inserida. Além disso, a compactação dos sedimentos, podem trazer importantes contribuições na subsidência ou no soerguimento da bacia (Catuneanu, 2006).

O clima atua principalmente nas variações eustáticas afetando a acomodação, mas também atuando através do aporte sedimentar e de níveis de energia de ambientes marinhos e continentais. A tectônica e o clima são os fatores básicos no rejuvenescimento de áreas fontes através dos processos de denudação. A resposta destes processos é dada pelo suprimento sedimentar que provem de áreas fontes aos sítios deposicionais (Catuneanu, 2006). O suprimento sedimentar é uma variável importante na estratigrafia e se refere à quantidade (ou fluxo) e ao tipo (tamanho de grão) dos sedimentos. Variações no suprimento sedimentar podem refletir a energia de fluxo presente em diferentes ambientes deposicionais. Esta relação se manifestará nos processos deposicionais de erosão ou agração, especialmente na manifestação de transgressão e regressão (Catuneanu, 2006).

Em sistemas continentais como fluvial e eólico, o aumento na energia de fluxo em relação ao suprimento sedimentar leva à destruição da acomodação, conseqüentemente a diminuição da energia de fluxo em relação ao aporte sedimentar leva a um aumento da acomodação. Para Catuneanu (2006), os processos superficiais sindeposicionais de agração e erosão refletem a atuação conjunta de todos os processos e, portanto, o espaço de acomodação não é só controlado pelo aporte *versus* energia de fluxo, mas também diretamente pelos controles alocíclicos, os quais por sua vez, influenciam na relação aporte *versus* energia de fluxo.

3.1.2. Nível de Base

O conceito de nível de base tem sido largamente discutido e definido de diversas formas ao longo do tempo (i.e., Sloss, 1962; Schumm, 1993; entre outros). Com a expansão do conceito de acomodação na porção continental das bacias sedimentares ocorreu uma análise mais profunda do conceito de nível de base com idéias e terminologias conflitantes (Catuneanu, 2006) (Figura 9).

Nível de base é geralmente considerado como uma superfície de referência global, na qual não ocorre erosão ou deposição. Shanley & McCabe (1994) diferenciam dois principais conceitos de nível de base: geomorfológico e estratigráfico.

Base level (Twenhofel, 1939): highest level to which a sedimentary succession can be built.

Base level (Sloss, 1962): an imaginary and dynamic equilibrium surface above which a particle cannot come to rest and below which deposition and burial is possible.

Base level (Bates and Jackson, 1987): theoretical limit or lowest level toward which erosion of the Earth's surface constantly progresses but rarely, if ever, reaches. The general or ultimate base level for the land surface is sea level.

Base level (Jervey, 1988): ... is controlled by sea level and, at first approximation, is equivalent to sea level ... although, in fact, a secondary marine profile of equilibrium is attained that reflects the marine-energy flux in any region.

Base level (Schumm, 1993): the imaginary surface to which subaerial erosion proceeds. It is effectively sea level, although rivers erode slightly below it.

Base level (Cross, 1991): a surface of equilibrium between erosion and deposition.

Base level (Cross and Lessenger, 1998): a descriptor of the interactions between processes that create and remove accommodation space and surficial processes that bring sediment or that remove sediment from that space.

Base level (Posamentier and Allen, 1999): the level that a river attains at its mouth (i.e., either sea level or lake level), and constitutes the surface to which the equilibrium profile is anchored.

There are two schools of thought regarding the concept of base level:

(1) Base level is more or less the sea level, although usually below it due to the action of waves and currents. The extension of this surface into the subsurface of continents defines the ultimate level of continental denudation. On the continents, processes of aggradation versus incision are regulated via the concept of graded (equilibrium) fluvial profile. Graded fluvial profiles meet the base level at the shoreline.

(2) The concept of base level is generalized to define the surface of balance between erosion and sedimentation within both marine and continental areas (the "stratigraphic" base level of Cross and Lessenger, 1998). In this acceptance, the concept of graded fluvial profile becomes incorporated within the concept of base level. The stratigraphic base level will thus include a continental portion (fluvial base level = graded fluvial profile) and a marine portion (marine base level ~ sea level).

The drawback of the second approach is that fluvial base-level shifts are controlled by marine base-level shifts, especially in the downstream reaches of the river system, and hence the two concepts are in a process/response relationship. This suggests that it is preferable to keep these two concepts separate as opposed to incorporating them into one "stratigraphic base level". This is the approach adopted in this book, where the fluvial base level is referred to as the fluvial graded profile, and the marine base level is simply referred to as the base level.

Figura 9. Definições dos conceitos de Nível de base. Extraído de Catuneanu (2006).

Nível de Base Geomorfológico

Segundo Batters & Jackson (1987), o nível de base é um limite teórico ou o nível mais baixo ao qual a erosão da superfície da Terra busca atingir e, especialmente, o nível abaixo do qual os rios não conseguem erodir os seus depósitos. O grande nível de base (*ultimate ou general baselevel*) para a superfície terrestre é o nível do mar, embora localmente, níveis de base temporários possam existir (Figura 9). Esta definição de nível de base é amplamente utilizada pelos geomorfólogos, o que levou Shanley & McCabe (1994) a designá-lo de nível de base geomorfológico.

Nível de Base Estratigráfico

Barrel (1917) descreve nível de base num contexto estratigráfico mais amplo como correspondendo a uma superfície em direção a qual as forças externas atuam, ou superfície na qual não ocorre erosão ou deposição. Em síntese, superfície acima da qual nenhuma partícula atinge repouso e abaixo da qual a acumulação e soterramento são possíveis. Shanley & McCabe (1993) definiram esta superfície como nível de base estratigráfico. Esta concepção considera nível de base e nível do mar como conceitos independentes, passando a não existir uma correspondência obrigatória entre ambos. Em sistemas fluviais, o nível de base corresponde ao perfil de equilíbrio fluvial, cujas principais características serão discutidas a seguir.

3.1.3. Perfil de Equilíbrio

Em ambientes continentais a terminologia usada para perfil de equilíbrio, corresponde à tendência do sistema fluvial em atingir um equilíbrio dinâmico relacionado à capacidade do curso fluvial em transportar sua carga sedimentar sem aggradação ou degradação (incisão) dos canais (Catuneanu, 2006). A posição espacial do perfil de equilíbrio de um rio é em parte função de sua declividade, ou gradiente, sendo este nível relativo a um corpo d'água no qual o curso fluvial está conectado, podendo ser representado pelo mar ou por um lago continental (Figura 10).

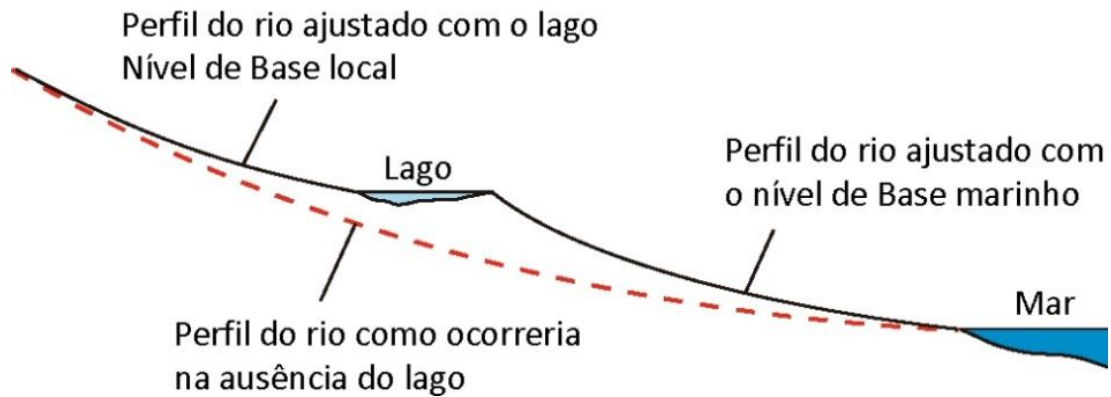


Figura 10. Ajuste do perfil de equilíbrio fluvial em relação a conexão com lago (nível de base local) e com o mar (nível de base marinho). Extraído e modificado de Catuneanu (2006).

A descarga do rio e a carga sedimentar transportada, influenciam na inclinação do perfil de equilíbrio (Figura 11). O perfil de equilíbrio representa o balanço entre a erosão e a deposição. As movimentações verticais ou longitudinais do perfil de equilíbrio determinam os períodos de acumulação e erosão fluvial em uma determinada área. A acumulação fluvial ocorre durante intervalos de subida do perfil de equilíbrio e os processos de erosão fluvial estão associados a períodos de rebaixamento do perfil de equilíbrio.

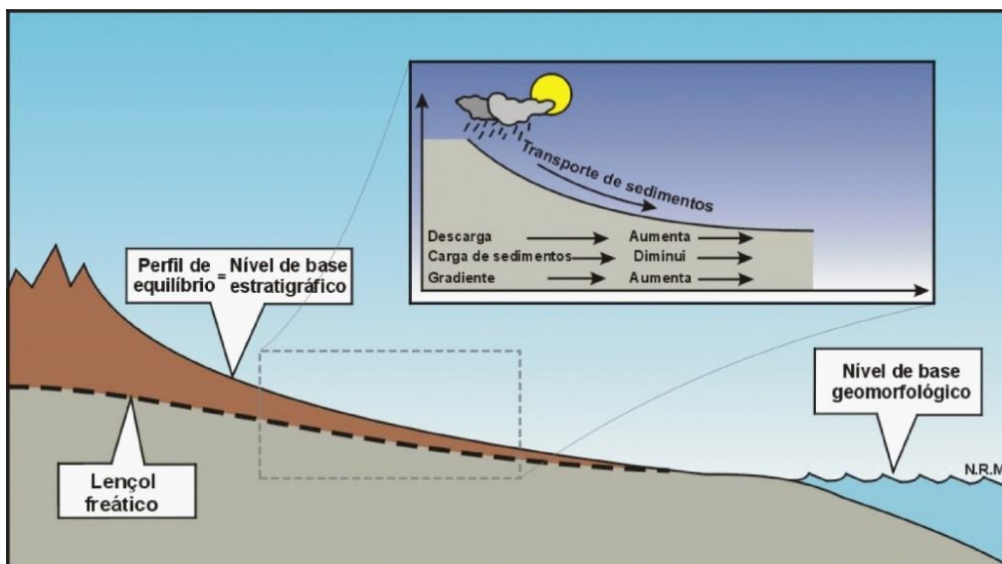


Figura 11. Perfil de equilíbrio de sistemas fluviais. O perfil de equilíbrio corresponde ao nível de base estratigráfico em sucessões aluviais, (modificado de Dalrymple *et al.*, 1998).

3.2. Estratigrafia de em Sistemas Fluviais próximos à linha de costa

Diversos estudos (Shanley & McCabe, 1993; Shanley & McCabe, 1994 e Wright & Marriot, 1993) demonstraram que em sistemas fluviais acumulados próximo à costa, o nível relativo do mar controla o comportamento do perfil de equilíbrio, determinando o padrão de empilhamento dos depósitos fluviais. Nestas áreas onde ocorre forte influência do nível do mar, o perfil de equilíbrio fluvial responde a uma curva sinusoidal, resultando no estabelecimento de três tratos de sistemas deposicionais. A ótica de trabalho está diretamente vinculada a tradicional Estratigrafia de Sequências (*sensu* Van Wagoner, 1988 e Posamentier, 1988).

3.2.1. Reconhecimento dos Tratos de Sistemas Depositionais no Sistema Fluvial

Os tratos de sistemas consistem na principal divisão da sequência estratigráfica. Brown & Fisher (1977) definiram tratos de sistemas como “*corpos sedimentares de maior escala em uma sequência, que se formam sob condições de regime constante constituindo um conjunto de sistemas deposicionais contemporâneos*”. Os tratos de sistemas são definidos pela posição dentro da sequência, pelos padrões de empilhamento e suas superfícies limítrofes. Assim como na sequência deposicional, em contextos aluviais, os tratos de sistemas podem ser subdivididos, em três tipos principais: Trato de Sistemas de Nível Baixo, Trato de Sistemas Transgressivo e Trato de Sistemas de Nível Alto (Shanley & McCabe, 1993 e 1994; Wright & Marriot, 1993) (Figura 12 e Figura 13) Em sistemas aluviais onde o perfil de equilíbrio é controlado pelo nível relativo do mar, a identificação dos tratos de sistemas está fundamentada em um somatório de critérios que envolvem a geometria e padrão de empilhamento dos canais fluviais, razão entre depósitos de canais e de planície de inundação e o desenvolvimento e tipos de paleossolos (Wright & Marriot, 1993).

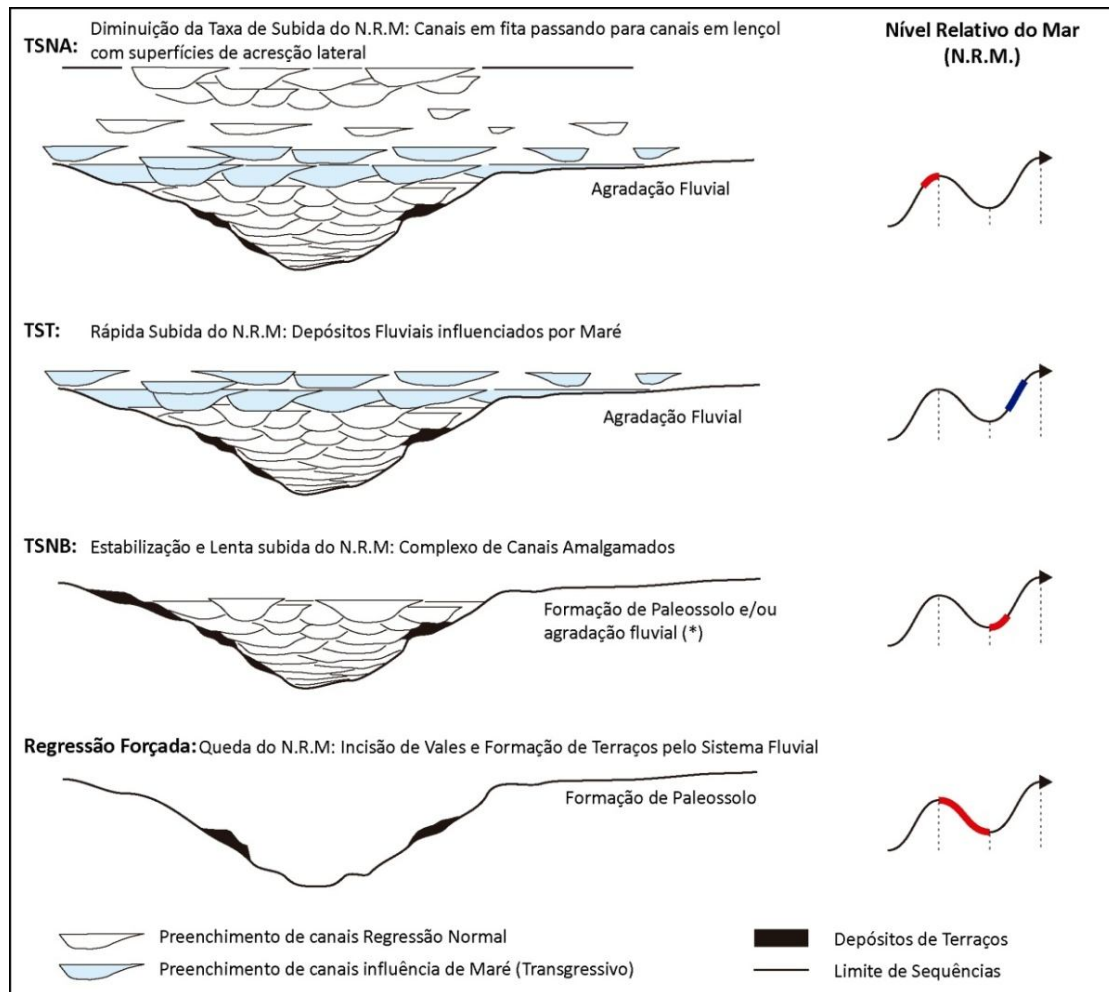


Figura 12. Arquitetura estratigráfica da sequência deposicional fluvial segundo Shanley & McCabe (1994). (modificado de Catuneanu, 2006).

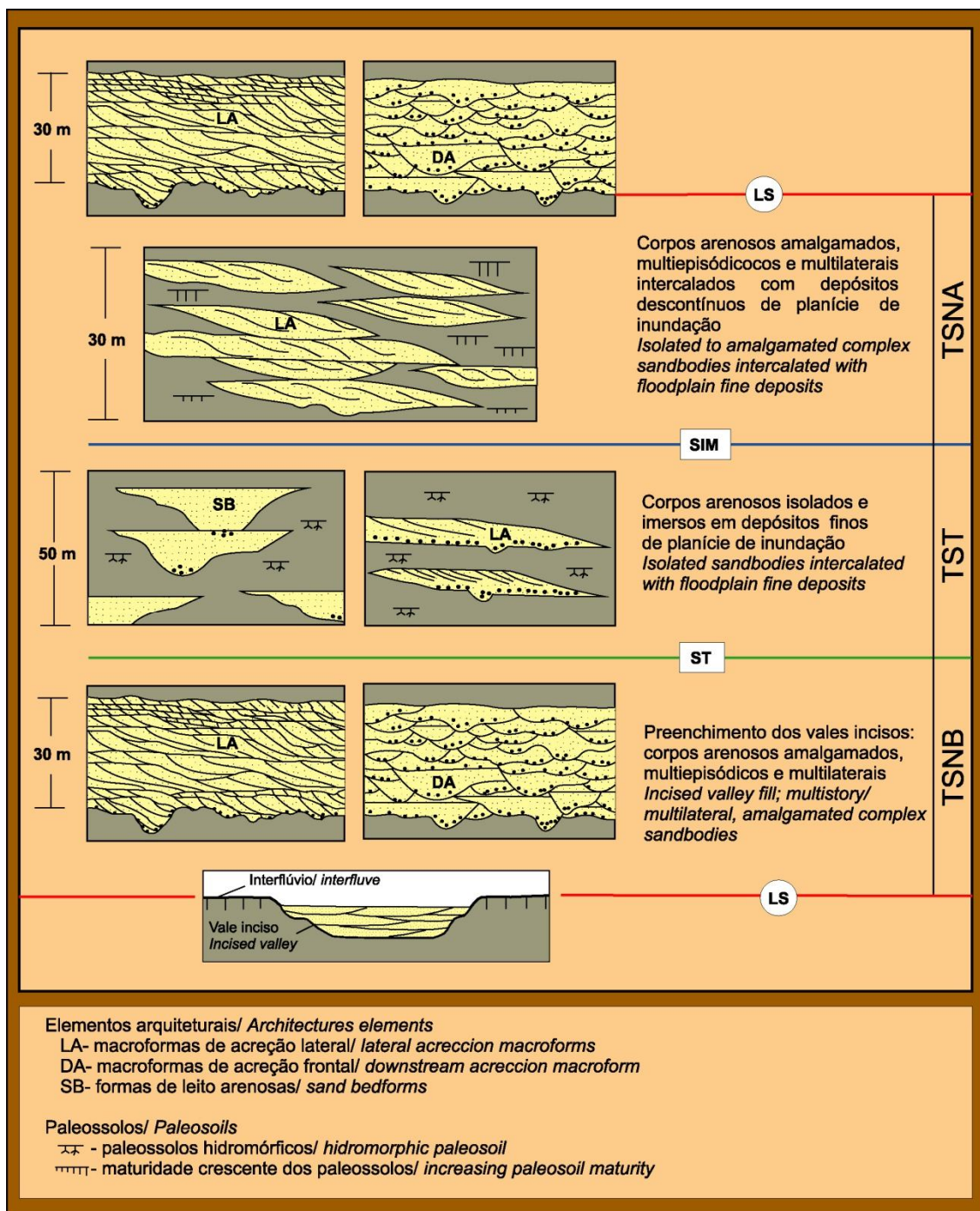


Figura 13. Modelo esquemático de mudanças na arquitetura aluvial resultantes de variações na taxa de criação de espaço de acomodação (baseado em Wright & Marriot, 1993; Van Wagoner *et al.*, 1995). Extraído de Scherer (2008).

Trato de Sistemas de Nível Baixo (TSNB)

Está associado ao final do rebaixamento e início da subida do nível de base estratigráfico (perfil de equilíbrio). O depósito do TSNB corresponde ao início do preenchimento de vales incisos escavados pelos rios durante o rebaixamento. Como durante a acumulação do TSNB a taxa de criação de espaço de acomodação ainda é pequena, os depósitos de planície de inundação são constantemente retrabalhados pelo deslocamento lateral dos canais. Devido esta dinâmica, o resultado da arquitetura estratigráfica é composta por corpos de arenitos em lençol amalgamados, multiepisódicos e multilaterais, referentes a sistemas fluviais meandrantos (Plint *et al.*, 2001) ou entrelaçados (Miall, 1993; Wan Wagoner *et al.* 1995).

Trato de Sistemas Transgressivo (TST)

Caracterizado pelo aumento da taxa de criação de acomodação decorrente de um incremento na taxa de subida do nível de base estratigráfico. Como resultado ocorre a acumulação dos sedimentos finos da planície de inundação, a diminuição da taxa de migração lateral e acréscimo na taxa de agração vertical dos canais. A arquitetura aluvial resulta na ocorrência de canais fluviais isolados imersos em depósitos finos de planície de inundação. Segundo Wright & Marriot (1993), os paleossolos encontrados nesta fase são do tipo pouco desenvolvidos e hidromórficos. O TST é caracterizado por depósitos associados a sistemas fluviais anastomosados ou meandrantos (Wan Wagoner *et al.* 1995, Plint *et al.* 2001).

Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA)

É marcado pelo decréscimo da taxa de criação de acomodação. Ocorre a diminuição da taxa de agração vertical e aumento da taxa de migração lateral dos canais, que provoca um constante retrabalhamento dos depósitos finos da planície (Wright & Marriot, 1993). A arquitetura faciológica é caracterizada por corpos arenosos amalgamados de canais fluviais intercalados com depósitos descontínuos de planície de inundação (Schanley & McCabe, 1993; Schanley & McCabe, 1994; Wan Wagoner,

1995; Aitken & Flinth, 1995). Como efeito das baixas taxas de criação de acomodação, existe a possibilidade de amplo desenvolvimento de solos maduros na planície de inundação (Wright & Marriot, 1993).

3.2.2. Reconhecimento das Superfícies Chave no Sistema Fluvial

No modelo da Estratigrafia de Sequências *sensu* Wan Vagoner *et al.* (1988) e Posamentier *et al.* (1988), os tratos de sistemas são separados por superfícies chaves que demarcam mudanças significativas na dinâmica sedimentar. São três as superfícies chaves: (i) Limite de Sequências, (ii) Superfície Transgressiva e (iii) Superfície de Inundação Máxima.

Limite de Sequências (LS)

Em depósitos fluviais, o limite de sequência está associado ao rebaixamento do nível de base estratigráfico. Em sistemas costeiros, a resposta do sistema fluvial ao rebaixamento do nível de base pode variar, dependendo da fisiografia da plataforma. A fisiografia da plataforma apresenta diversas configurações e são formadas a partir da relação entre a inclinação da plataforma e o perfil de equilíbrio (Posamentier *et al.*, 1992). Independente da taxa de rebaixamento do nível do mar ser abrupta ou gradual, a resposta do sistema fluvial dependerá da diferença entre o ângulo do perfil de equilíbrio e o declive da plataforma. Nas situações onde o gradiente da plataforma excede o do perfil de equilíbrio, poderá ocorrer erosão e conseqüente formação de vales incisos. Diferente desta situação, onde o declive da plataforma for igual ou menor à inclinação do perfil de equilíbrio, ocorrerá pouca incisão, podendo resultar em *bypass* sedimentar (Posamentier *et al.*, 1992). Em ambos os casos, a justaposição de depósitos fluviais e marinhos, com a presença de horizontes de paleossolos ou de camadas de carvão dentro de pelitos plataformais servem como evidências precisas para definir limites de sequências.

Porém, a identificação de limites de sequências em sistemas siliciclásticos continentais nem sempre é fácil de reconhecer. Miall (2001) enfatiza que os depósitos de TSNA final e TSNB inicial são similares. Ambos os depósitos são formados por

corpos amalgamados de arenitos em lençol. Isto é decorrente do fato de ambos os tratos de sistemas se formam em momentos de baixa taxa de criação de acomodação. Desta forma a demarcação do limite de seqüências torna-se complexo, principalmente onde a exposição lateral de afloramentos é limitada e o contraste de fácies através da superfície não é bem marcado.

Diante destas dificuldades Miall (2001) destaca três principais critérios capazes de auxiliar na identificação dos limites de seqüências em depósitos fluviais.

1) Características Faciológicas

- Mudança na arquitetura de fácies do sistema fluvial através da discordância;
- Superfícies de erosão proeminentes com amplas extensões laterais;
- O limite de seqüências pode apresentar abundância fragmentos de plantas, fragmentos de ossos ou outros, mas este diagnóstico é pouco usual; e
- Oxidação pervasiva nos estratos imediatamente abaixo da discordância

2) Características Estratigráficas

- Mudança no padrão de isópacas, e
- Grandes mudanças na dispersão das direções de paleocorrentes através da discordância.

3) Características Petrográficas

- Indicadores pedogênicos;
- Mudanças abruptas da composição detrítica;
- Mudança no padrão diagenético através da superfície de discordância e
- Abundante cimentação abaixo do limite de seqüências.

Superfície Transgressiva (ST)

Ocorre em resposta a um aumento na taxa de subida do nível de base estratigráfico. A gênese desta superfície em depósitos costeiros está associada à erosão marinha dos depósitos fluviais do TSNB ou plataformais do TSNA da sequência anterior e é materializada por depósitos cascalhosos residuais (*lags* transgressivos) formados durante a transgressão (Scherer, 2008). Este mesmo autor afirma que em sucessões costeiras predominantemente aluviais, a influência dos processos marinhos é nula, não gerando a superfície de ravinamento. Assim, esta superfície é observada pelo aumento abrupto da taxa de criação de espaço de acomodação, identificada por uma expansão da área deposicional para fora dos vales incisos e pela mudança no estilo deposicional, com o predomínio de sistemas fluviais com carga em suspensão, com amplos depósitos de planície de inundação.

Superfície de Inundação Máxima (SIM)

Em depósitos marinhos esta superfície é caracterizada por uma seção condensada (Loulit *et al.* 1988), mas em depósitos fluviais costeiros ela pode ser diagnosticada pela presença de depósitos com influência de maré (Shanley & McCabe, 1993 e Miall, 1996). Em regiões dominadas por depósitos fluviais o reconhecimento desta superfície pode ser inferido pela presença e caracterização de interflúvios, paleossolos, fácies de planície de inundação e lacustre e, presença de carvão, evidenciando assim, o aumento na taxa de criação do espaço de acomodação, refletindo fases de máximo afogamento do sistema aluvial (Richards, 1996; Miall, 1996; Plint *et al.*, 2001).

3.3. Estratigrafia de Sequências em Sistemas Fluviais distantes à linha de costa

Neste subcapítulo serão abordadas as propostas de Currie (1997) e Martinsen *et al.* (1999) para a estratigrafia de sequências em sistemas fluviais afastados da linha de costa. O enfoque destes trabalhos é o reconhecimento dos tratos de sistemas. Currie (1997) utiliza a denominação de Tratos de Sistemas Degradacional, Transicional e Agradacional, que apesar das denominações diferenciadas, a arquitetura deposicional de cada trato de sistema é bastante similar aos modelos propostos por Wright & Marriot (1993) e Shanley & McCabe (1994). Já Martinsen *et al.* (1999) faz uma abordagem totalmente diferenciada das propostas já existentes. Em seu trabalho ele separa sequências fluviais em dois tratos de sistemas e utiliza a variação da razão entre acomodação (A) e influxo sedimentar (S). A seguir serão abordados estes dois trabalhos.

3.3.1. Tratos de Sistemas Degradacional, Transicional e Agradacional - Currie (1997)

Neste trabalho, Currie (1997) utiliza os termos Tratos de Sistemas Degradacional, Transicional e Agradacional em substituição aos termos Tratos de Sistemas de Nível Baixo, Transgressivo e Nível Alto bem difundido nos trabalhos de Wright & Marriot (1993) e Shanley & McCabe (1994) em sucessões aluviais. Segundo Currie (1997) a terminologia tradicional dos tratos de sistema restringe a sua utilização a contextos marinhos, não podendo ser utilizada em sucessões eminentemente continentais. Nestas sucessões, a variação no espaço de acomodação é o único controle que influencia as características arquiteturais e deposicionais da bacia.

Trato de Sistemas Degradacional

Desenvolve-se durante os períodos de destruição do espaço de acomodação, resultando em forte incisão, erosão dos estratos previamente depositados. Durante este trato, ocorre a deposição de delgados pacotes de arenitos e conglomerados de canais entrelaçados dentro do vales e o desenvolvimento de espessos paleossolos nas áreas adjacentes à margem dos vales (Figura 14).

Trato de Sistemas Transicional

É marcado por um aumento na criação da acomodação. No início deste trato ocorre uma mudança arquitetural característica da sequência, onde os canais passam de lateralmente contínuos para canais isolados. As fácies variam de arenitos com granulometria fina a grossa dispostos em corpos arenosos de canais entrelaçados que passam verticalmente para corpos arenosos de canais meandrantos. Pacotes delgados de finos preservados (Figura 14).

Trato de Sistemas Agradacional

Este trato é desenvolvido durante a ocorrência das maiores taxas de acomodação. A arquitetura aluvial é caracterizada por corpos arenosos de canais meandrantos-anastomosados isolados e lenticulares imersos em fácies finas de depósitos lacustres e/ou de planície de inundação (Figura 14).

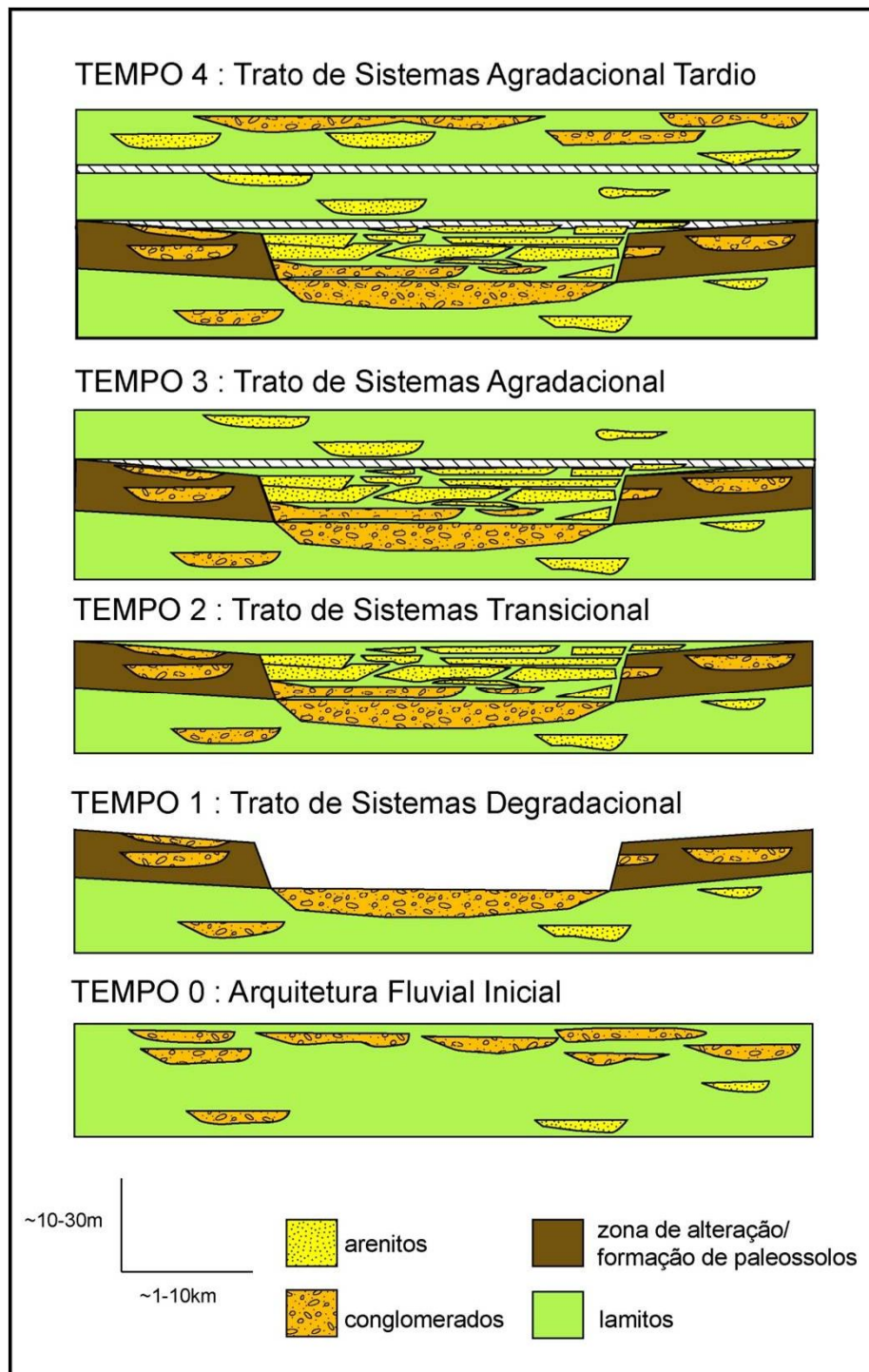


Figura 14. Arquitetura fluvial em repostas a mudanças de acomodação na Bacia. Tempo 0: arquitetura fluvial inicial; Tempo 1: Trato de sistema degradacional; Tempo 2: Trato de sistema transicional; Tempo 3: Trato de sistema agradacional e Tempo 4: Trato de sistema agradacional tardio. Extraído e Modificado de Currie (1997).

Trato de Sistemas Agradacional Tardio

Com a diminuição da taxa de criação de acomodação, a agradação diminui e os canais tornam-se cada vez mais amalgamados. As fácies observadas neste trato é uma transição entre conglomerados e corpos arenosos de canais *braided*. A preservação dos sedimentos do *overbank* pode estar associada com paleossolos maduros e diminuição da agradação na planície de inundação (Figura 14).

3.3.2. *Tratos de Sistemas de Alta e Baixa Acomodação - Martinsen et al. (1999)*

A partir do trabalho de Martinsen *et al.* (1999) ocorreu uma inovação para as sequências não marinhas. Martinsen *et al.* (1999), propõem uma subdivisão das sequências deposicionais aluviais em dois tratos de sistemas: (i) Trato de Sistemas de Baixa Acomodação (*Low Accommodation System Tract*), e (ii) Trato de Sistemas de Alta Acomodação (*High Accommodation System Tract*) (Figura 15). Esta subdivisão se fundamenta no reconhecimento dos estilos fluviais e na identificação das superfícies estratigráficas regionais.

A variação da razão entre acomodação (A) e suprimento sedimentar (S) e o reconhecimento de superfícies é usado para a delimitação dos tratos de sistemas de baixa e alta acomodação dentro das sequências deposicionais. Os tratos de sistemas são separados por superfície ou zonas de expansão que corresponde a uma queda abrupta ou gradual da relação A/S. Através do comportamento da razão A/S, três resultados são passíveis de ocorrer no preenchimento e geometria dos estratos.

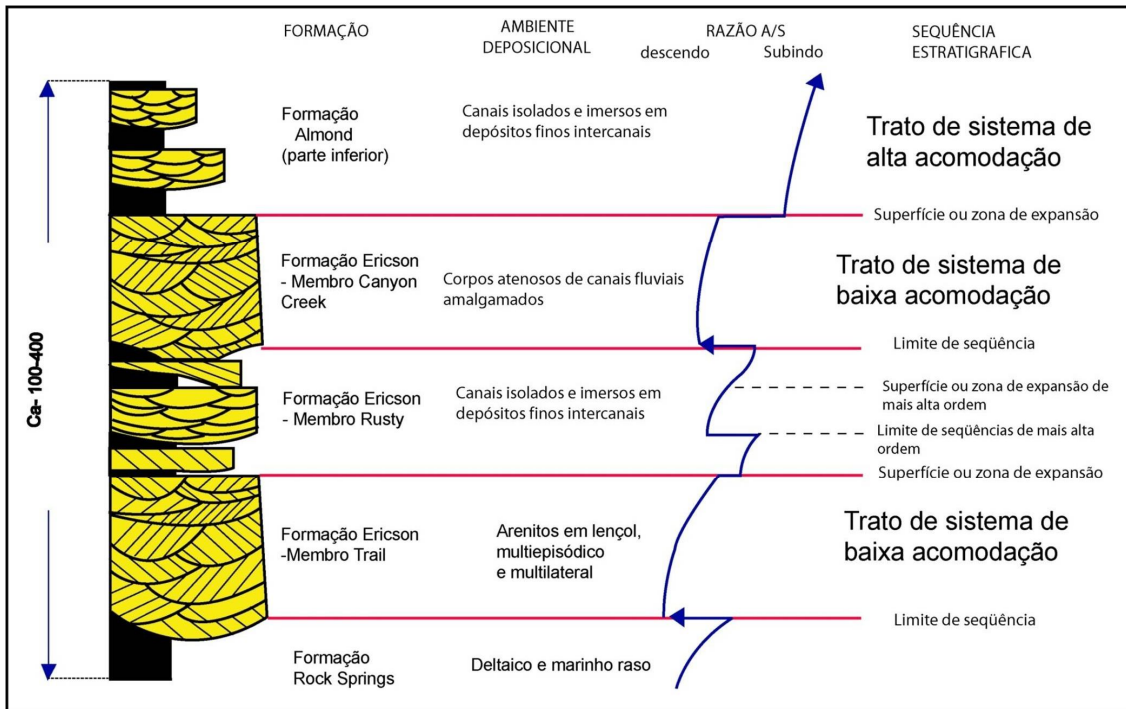


Figura 15. Modelo da Estratigrafia de Sequências dos Arenitos da Formação Ericson. Observe a subdivisão em dois tratos de sistemas (baixa e alta acomodação) e as superfícies limítrofes (Superfície de expansão e limite de seqüências). Extraído e modificado de Martinsen *et al.* (1999).

- 1) **Razão A/S positiva (valores entre 0 e 1):** ocorre acumulação fluvial resultando no preenchimento de todo espaço disponível e eventual *bypass* sedimentar;
- 2) **Razão A/S (Zero ou negativa):** nesta situação não ocorre acumulação causando *bypass* de sedimentos ou erosão, gerando uma discordância regional.
- 3) **Razão A/S (maior que 1):** resulta na acumulação de expressivos depósitos finos da planície de inundação

Limite de Sequências (LS)

É formado pelo decréscimo abrupto da razão A/S. São gerados nas fases de redução do espaço de acomodação, quando a razão A/S passa a ser zero ou negativa, provocando a formação de extensas superfícies de erosão ou não deposição.

Superfícies de Expansão (Expansion Surface)

Ocorre quando há um aumento abrupto ou gradual da razão A/S. A superfície de expansão demarca mudanças significativas nos estilos fluviais, de um contexto de corpos arenosos de canais fluviais amalgamados, para uma arquitetura de corpos arenosos de canais fluviais isolados e separados por depósitos externos aos canais.

Trato de Sistemas de Baixa Acomodação (Low Accommodation System Tract)

É representado por depósitos fluviais caracterizados pelo preenchimento de vales incisos. Em relação à geometria estratal este trato é caracterizado por um padrão de empilhamento progradacional, podendo ter baixa taxa de agração. Apresenta corpos arenosos lateralmente contínuos de canais fluviais amalgamados, com raros e descontínuos depósitos de planície de inundação preservados. O trato de baixa acomodação ocorre quando a razão A/S é positiva, porém baixa, e resulta no total preenchimento de todo o espaço disponível e eventual *bypass* sedimentar. É limitado no topo pela superfície de expansão.

Trato de Sistemas de Alta Acomodação (High Accommodation System Tract)

A condição de alta acomodação é caracterizada pelas elevadas taxas de criação de acomodação fluvial. Resulta em uma arquitetura caracterizada por corpos arenosos de canais fluviais isolados e intercalados com depósitos finos externos aos canais fluviais. O limite superior deste trato é marcado por uma discordância (limite de sequências) associada a um novo rebaixamento do perfil de equilíbrio e, por consequência, uma destruição do espaço criado.

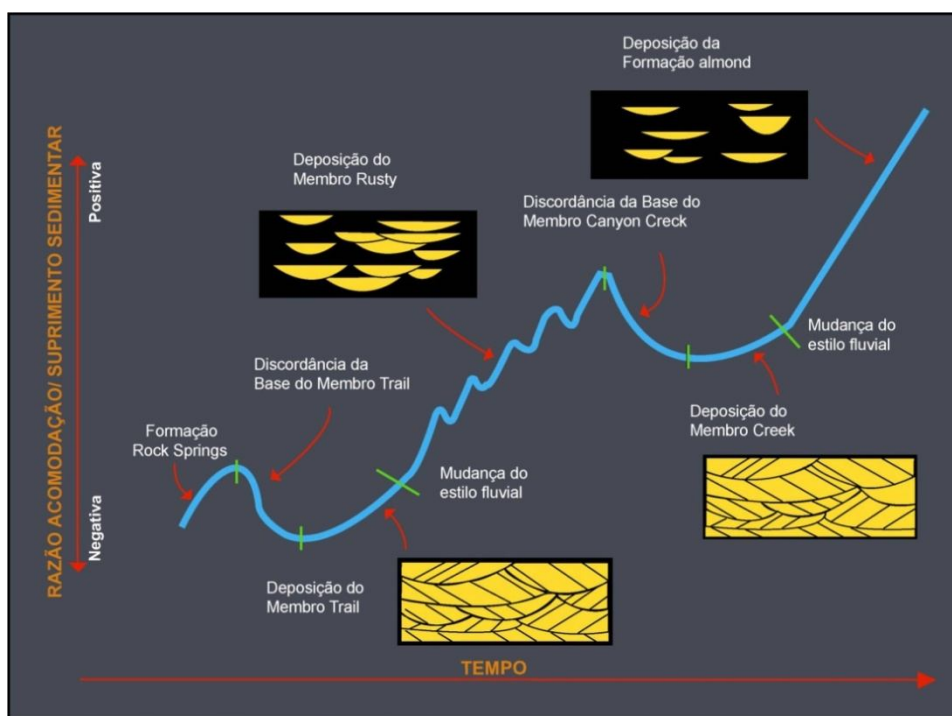


Figura 16. Curva do nível de base estratigráfico para os arenitos da Formação Ericson. Observe a mudança do nível de base e as discordâncias demarcadas. Extraído e modificado de Martinsen *et al.* (1999).

3.4. Ciclos de Acomodação versus Suprimento Sedimentar - Ramón & Cross (1997)

Diante das dificuldades de fazer uma acurada correlação cronoestratigráfica em depósitos eminentemente fluviais, Ramon & Cross (1997) basearam-se em uma estratégia através do reconhecimento de ciclos estratigráficos. Segundo estes autores a variações na razão entre as taxas de criação de acomodação: suprimento sedimentar (A:S) controla o grau de amalgamação dos corpos arenosos de canais fluviais. Intervalos caracterizados por corpos arenosos de canais fluviais, lateral e verticalmente amalgamados, com ausência ou raras ocorrências de depósitos externos aos canais, indica um contexto de baixa razão A:S. Por outro lado, sucessões aluviais com corpos arenosos isolados e/ou intercalados com abundantes depósitos externos aos canais fluviais indicam que a acumulação fluvial ocorreu em um contexto de alta razão A:S. Esta mudança unidirecional no grau de amalgamação dos corpos arenosos pode ser interpretado a partir dados unidimensionais de poços e testemunhos, facilitando a

elaboração do arcabouço estratigráfico de alta resolução de sucessões aluviais, bem como permitindo a predição da arquitetura dos reservatórios em subsuperfície.

Desta forma, é possível o mapeamento de intervalos estratigráficos distintos baseados nas tendências verticais de aumento ou diminuição no grau de amalgamação dos canais, que forma ciclos bem definidos na sucessão estratigráfica fluvial. Esses ciclos podem ser simétricos ou assimétricos, sendo a tipologia dos ciclos controlada pela dominância interna de um dos intervalos (aumento ou diminuição para o topo do grau de amalgamação dos canais). Ciclos simétricos têm uma proporção igual do intervalo de aumento e diminuição do grau de amalgamação, enquanto nos ciclos assimétrico existe o predomínio de um dos intervalos. (Figura 17 e Figura 18).

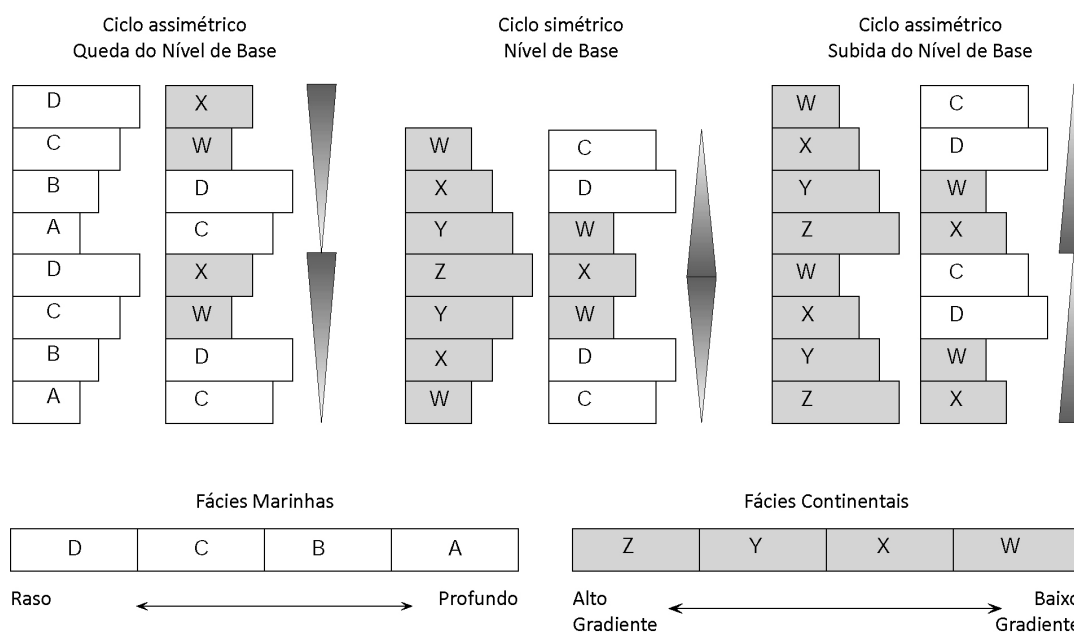


Figura 17. Modelo idealizado dos ciclos A/S simétrico e assimétrico. Ciclo simétrico contém aproximadamente igual espessura das rochas depositadas durante os hem Ciclos de subida e queda do nível de base, enquanto que os ciclos assimétricos contêm rochas depositadas somente em um dos períodos (subida ou de queda) do nível de base. Extraído e modificado de Ramón & Cross (2002).

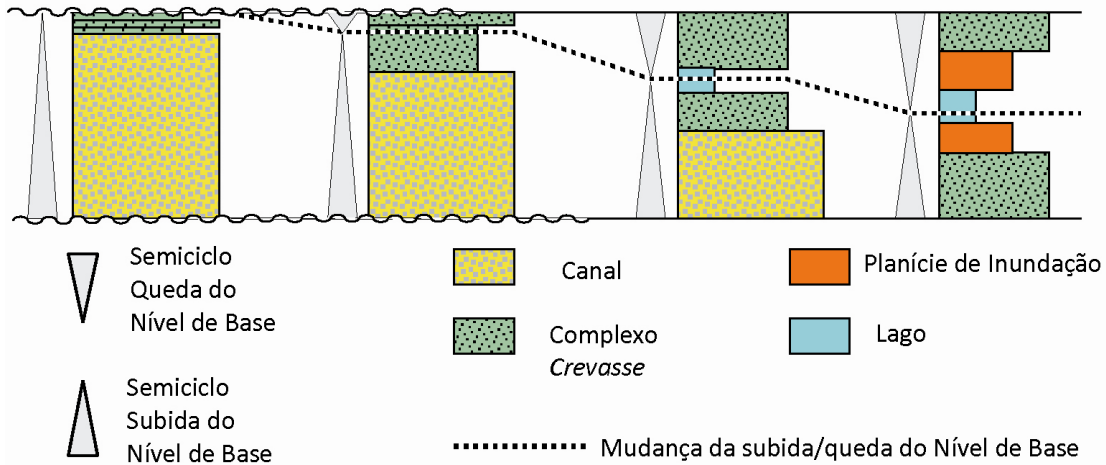


Figura 18. Alterações no ciclo de simetria dentro de um único ciclo, devido a compartimentação estratigráfica e volume de sedimentos ao longo de um perfil deposicional. Extraído e modificado de Ramón & Cross (2002).

No trabalho de Ramón & Cross, (1997), os ciclos A/S foram primeiramente observados em dados de rocha (testemunho e afloramento) e após estendidos para os dados de perfil. Com os dados de sucessão de fácies obtidos na descrição de testemunho e de afloramento, calibraram os perfis de raio gama, potencial espontâneo e resistividade, conseguindo assim, bons resultados (Figura 19). A assinatura dos ciclos de pequena escala em perfil é agrupada em ciclos de grande escala refletindo as relações de aumento e diminuição das condições A/S. Os ciclos de pequena escala refletem os elementos arquiteturais depositados, sendo que os ciclos de grande escala são correlacionáveis em escala de bacia (Ramón & Cross, 1997; Ramón & Cross, 2002) (Figura 20).

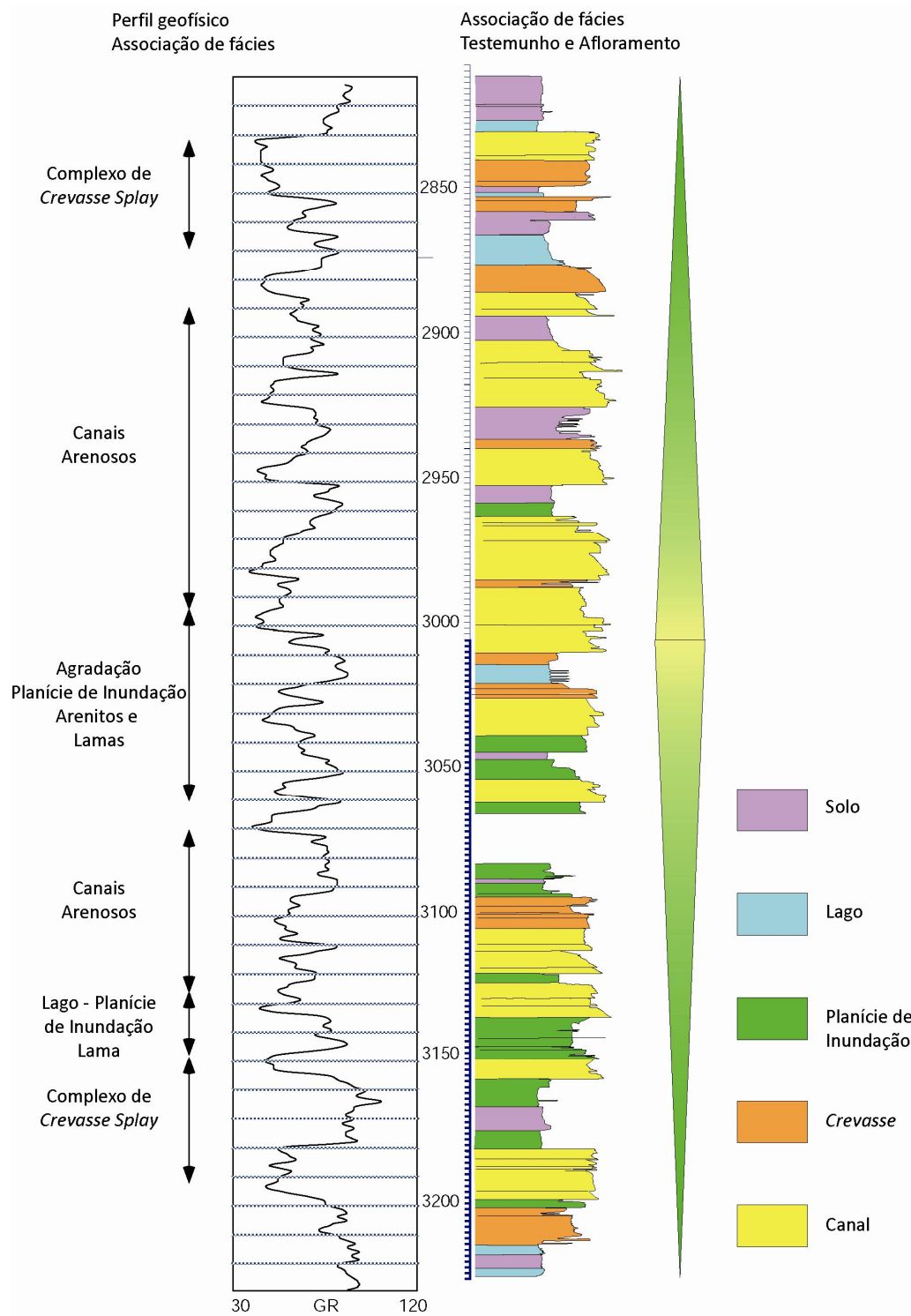


Figura 19. Calibração das assinaturas das sucessões de fácies no perfil de raio gama. Extraído de Ramón & Cross (2002).

Correlação de perfis

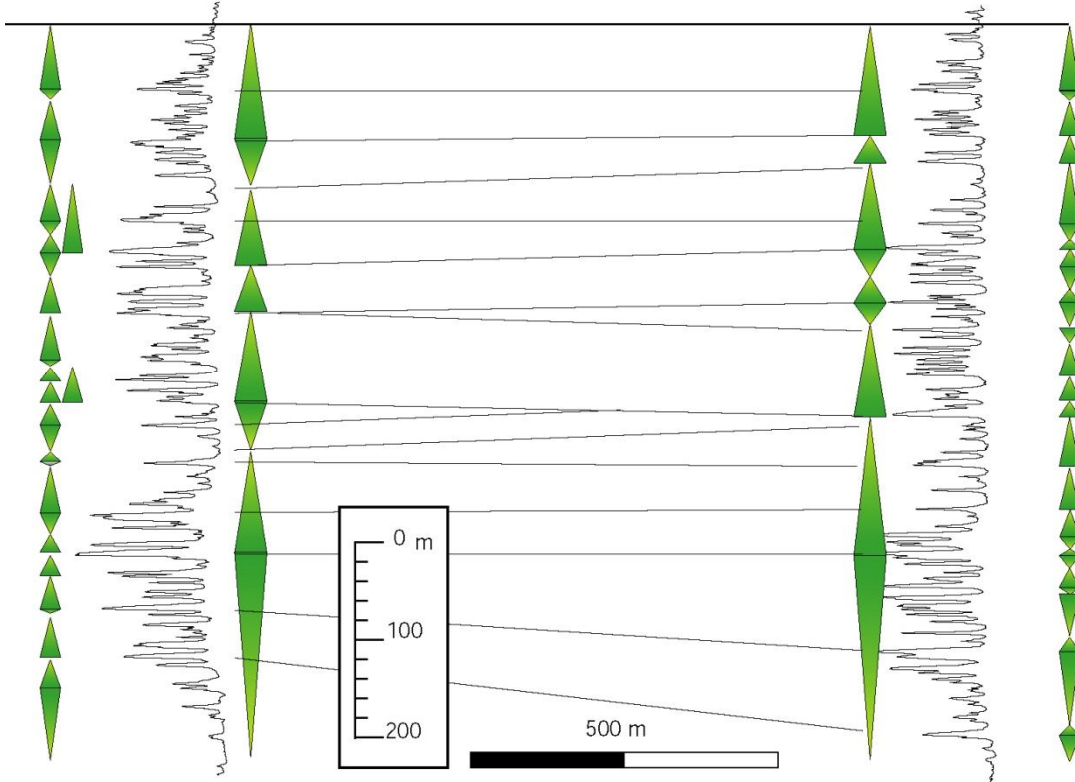


Figura 20. Correlação entre perfis de SP baseado nos ciclos de grande escala A/S. Observe as tendências de diminuição e aumento do perfil SP. Extraído e modificado de Ramón & Cross (2002).

4. METODOLOGIA

O desenvolvimento de qualquer estudo em uma bacia sedimentar necessita de uma análise multidisciplinar que envolva várias técnicas, obtendo-se assim, bons resultados. Este trabalho tem como atributo a integração das áreas de sedimentologia, estratigrafia e estrutural, as quais apresentam técnicas distintas, mas complementares dentro do objetivo proposto.

O desenvolvimento deste estudo foi realizado com base em dados de subsuperfície (poços testemunhados e perfis elétricos), visto que os afloramentos existentes na bacia são essencialmente compostos pelas formações Barreiras e Rio Doce. Dados estruturais utilizados foram obtidos através de dados altimétricos de SRTM e através de mapas cotas de superfícies. A metodologia aplicada foi dividida em três etapas: (i) aquisição e tratamento dos dados sedimentológicos e estratigráficos, (ii) aquisição, tratamento de dados SRTM e mapa de cotas de superfícies e (iii) integração destas metodologias.

4.1. Levantamento Estratigráfico

4.1.1. Descrição de Testemunhos

Utilizando-se de uma planilha descritiva para testemunho, os poços foram descritos observando as características como: textura, espessura, estruturas primárias e secundárias, cor, bioturbação e processos diagenéticos. Ao todo foram levantado 160 metros de testemunho na escala 1:50. Nesta etapa os testemunhos foram calibrados com os perfis de raio gama.

4.1.2. Análise Faciológica

Os atributos que definem a fácies são: cor, geometria, composição, textura, estruturas sedimentares e conteúdo fossilífero, Walker (1996). Neste trabalho as fácies foram agrupadas segundo o código proposto por Miall (1996), onde este propôs uma classificação para sistemas fluviais, usando duas letras como código. A primeira letra é maiúscula e indica o tamanho de grão dominante, onde G = *gravel* (cascalho), S = *sand* (areia) e F = *fine-grained* (areia muito fina, silte e argila) e a segunda letra é minúscula e indica textura ou estrutura, como exemplo, p = estratificação cruzada planar (*planar cross-bedding*). As características sedimentares secundárias como bioturbação, fósseis e processos diagenéticos não foram utilizados na nomenclatura das fácies, visto que estes atributos não são influenciados pelos processos sedimentares primários, vinculados a deposição dos sedimentos (Tabela 1).

Tabela. 1. Classificação de litofácies fluviais (Miall, 1996 *apud* Scherer, 2008).

CÓDIGO	FÁCIES	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
Gmm	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
Gmg	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
Gci	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
Gcm	Cascalho maciço clasto-suportado	-	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
Gh	Cascalho clasto-suportado, acamamento incipiente	Acamamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (<i>lags</i>)
Gt	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguóides
Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas transversais 2D
Sr	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/crítico)
Sl	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais)	Preenchimentos de suaves depressões (<i>scourfills</i>), dunas atenuadas, antidunas
Ss	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos de suaves depressões (<i>scourfills</i>)
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
Fl	Areia, silte, lama	Laminações finas, Laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
Fsm	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fm	Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fr	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
C	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados (<i>swamps</i>)
P	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

4.1.3. Associação de fácies e Sistema Depositional

As diferentes litofácies podem ser agrupadas em associações de litofácies, que caracterizam subambientes dentro do sistema deposicional (Miall, 1984). Walker (1992) elaborou um método que consiste em uma hierarquia de descrição e interpretação de fácies, chamado de método de destilação de Walker (Figura 21). As fácies são agrupadas em associações faciológicas e sucessões verticais de fácies, para posterior comparação com modelos genéricos e globais (normas), possibilitando assim, a determinação dos sistemas deposicionais (Figura 22). Para Walker (1996), este método auxilia na construção inicial de modelos atuando como guias e normas para novas comparações, servindo como base para a interpretação do sistema deposicional.

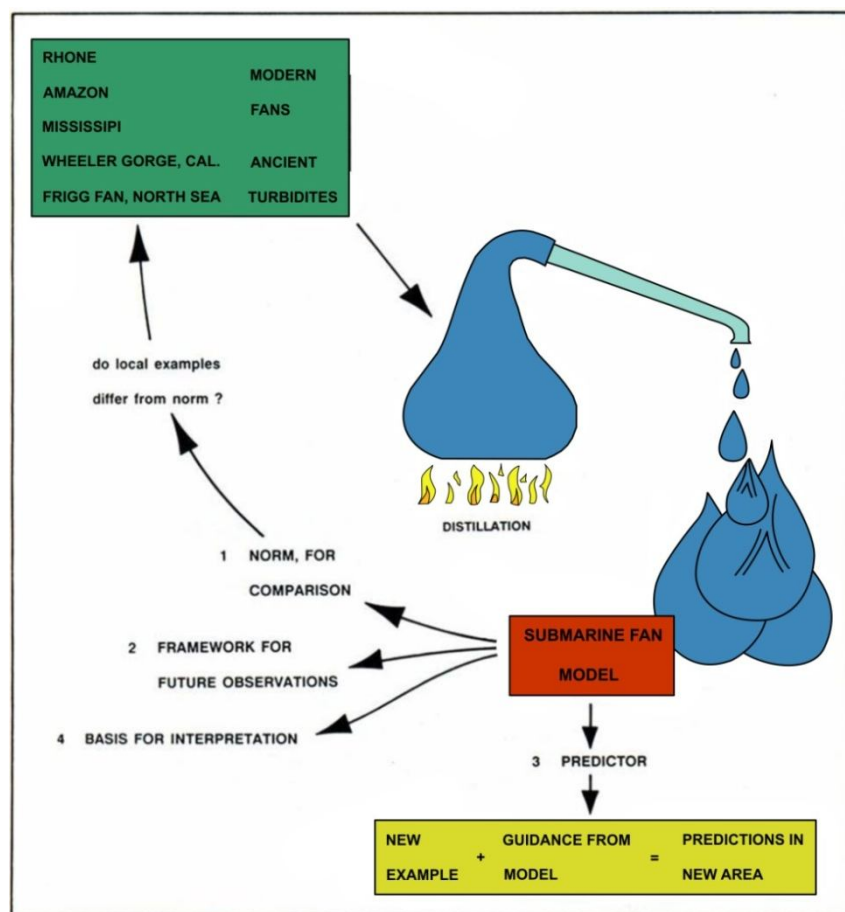


Figura 21. O método de "destilação". Modificado de Walker (1992).

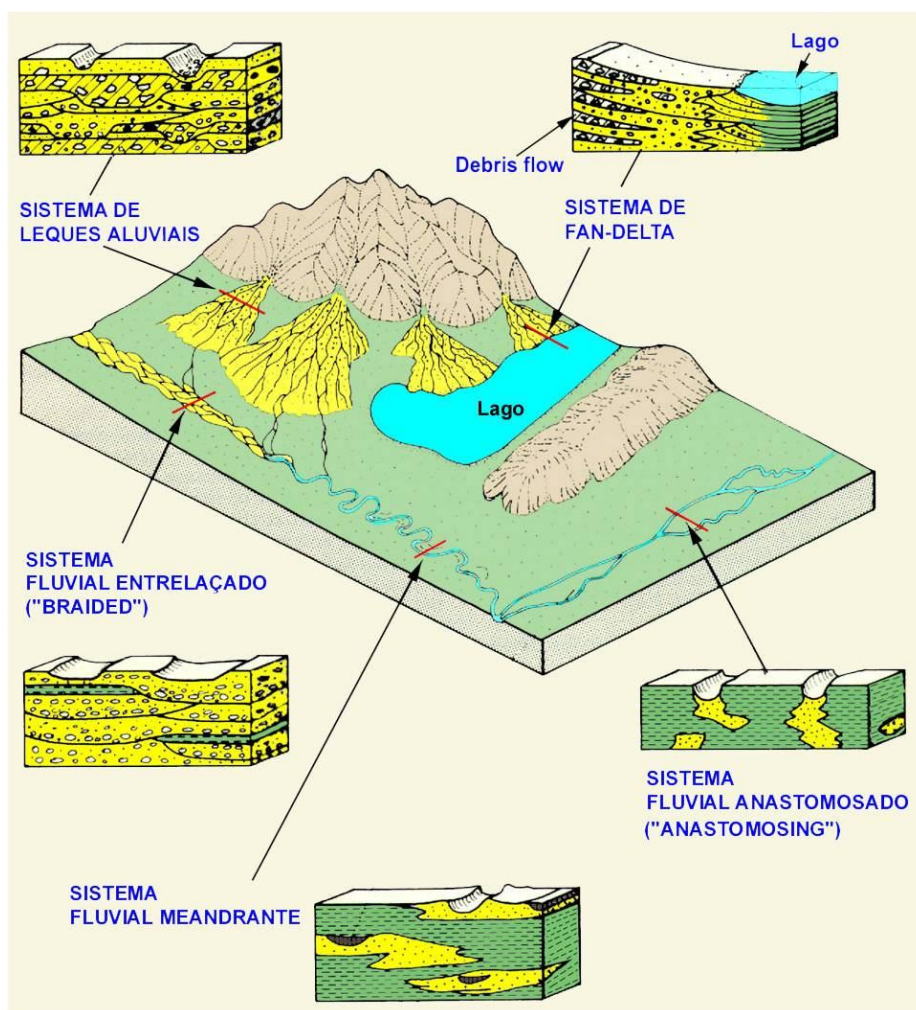


Figura 22. Exemplo de sucessões de fácies que determinam um ambiente deposicional.

4.1.4. Arcabouço Estratigráfico

Para definir um arcabouço estratigráfico foram construídas nove seções estratigráficas de correlação, seis *dip* e três *strike* (com distância média de 2,5 km entre poços) na região norte da Bacia do Espírito Santo. Este trabalho utiliza o método de análise estratigráfica de Ramón & Cross (1997 e 2002), como uma ferramenta que permite a análise preditiva dos depósitos fluviais, conforme discutido e detalhado anteriormente no Capítulo 3.

4.2. Perfis Geofísicos

Os dados geofísicos são apresentados na forma de perfis de poço, e sua interpretação fornece importantes informações quanto às características físicas das rochas e os fluídos em seus interstícios. Os perfis elétricos são utilizados na identificação litológica com base nas propriedades de resistividade, densidade, potencial elétrico produzido, emissão de radioatividade, entre outras. Alguns tipos de medidas podem fornecer dados sobre o tipo de fluído presente nos poros das rochas.

Nas correlações entre poços e interpretações estratigráficas, diversas curvas geofísicas podem ser utilizadas (isoladamente ou em conjunto). A partir da análise em conjunto entre curvas obtêm-se uma série de informações adicionais, como a determinação da porosidade, a diferenciação de reservatórios de óleo com os de água. As principais curvas para a análise estratigráfica são os perfis de raio gama, potencial espontâneo, neutrão e resistividade.

O perfil de raio gama (GR) é o mais utilizado, pois a emissão natural de gama através do K, Th e U, refletem principalmente a argilosidade da rocha. Assim, a observação das mudanças verticais do tamanho de grão (granocrescência e granodecrescência ascendente) e o empilhamento vertical são facilmente refletidos. Altos valores de raio gama indicam alta argilosidade, típicos de litologias mais finas, enquanto intervalos progressivamente menos radioativos são considerados mais arenosos.

A resposta do perfil de potencial espontâneo (SP) é semelhante ao perfil de raio gama, mas o princípio difere entre eles. O potencial espontâneo indica a condutividade elétrica da rocha atravessada pelo sensor. Nas rochas porosas portadoras de fluídos a condutividade é maior, enquanto que nas rochas não porosas a condutividade é baixa. Em consequência disso, os folhelhos, que apresentam uma baixa porosidade, formam uma linha base (não deflexionada), chamada de linha base (LB) dos folhelhos. Desta forma, a curva SP tende a ser inversa à GR, refletindo igualmente as variações cíclicas deposicionais.

O perfil do Neutrão baseia-se na emissão de neutros sobre a formação. A resposta obtida neste processo indica a concentração de átomos de hidrogênio presentes na formação. Através desta ferramenta é possível a determinação da porosidade,

litologia e também a detecção de reservatórios de gás, óleo ou água através da combinação com o perfil de densidade.

O princípio do perfil de resistividade (RES) se baseia na passagem da corrente elétrica em um meio rochoso, onde as informações da resistividade elétrica dos corpos em subsuperfície refletem essencialmente as camadas porosas e os fluídos que contêm. Como a matriz da rocha não é condutiva, a condutividade é inerente ao fluído existente nos poros.

4.3. Mapas de Espessura

Mapa de espessuras é um dado que representa em mapa a espessura real de um pacote sedimentar. Esses mapas são uma ferramenta essencial para a interpretação da história de uma bacia sedimentar. A partir destes mapas é possível fazer inferência sobre as áreas de maior acumulação e/ou preservação de sedimentos (depocentros), assim como subsidiar a reconstrução paleogeográfica das unidades sedimentares. Como exemplos de mapa de espessuras têm-se os mapas de Isópacas e os mapas de Isólitas, neste trabalho será abordado o primeiro mapa citado.

Uma isópaca é definida como uma linha, em planta, que une pontos de igual espessura em um determinado intervalo. Desta forma, um mapa de isópacas registra a variação da espessura de uma camada rochosa ou de um pacote de camadas, ilustrando a geometria, os principais depocentros e altos da bacia em um determinado intervalo e em uma área de interesse (Miall, 1990).

A elaboração destes mapas requer vários procedimentos necessários, e o principal deles é a utilização de maior quantidade de dados possíveis e com boa distribuição, a fim de minimizar resultados que não demonstrem a verdade geológica. Em muitos programas é possível a elaboração destes mapas, através da entrada de dados em forma de tabela. Um dos *softwares* mais utilizados e conhecidos é o *Surfer8*. Este *software* desenvolvido pela *Golden Software* permite que através da aplicação de interpoladores matemáticos, os dados irregularmente distribuídos formem um *grid* regular, para posterior geração de mapas de contorno (Figura 23).

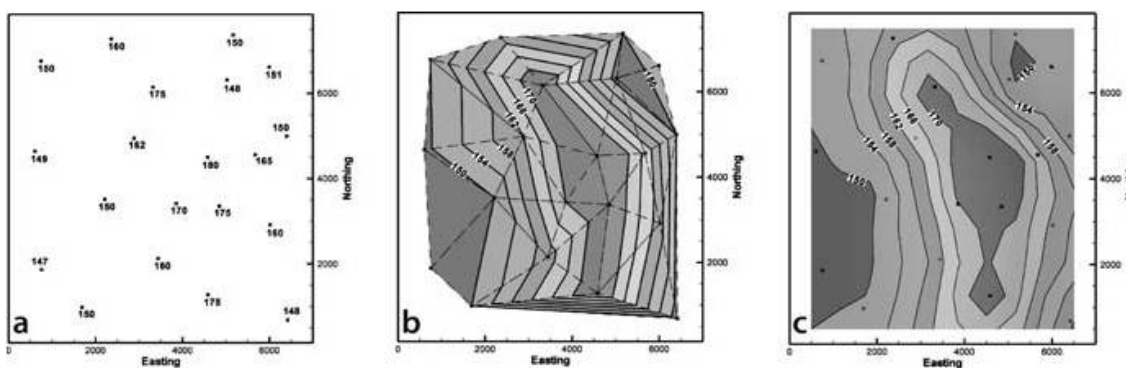


Figura 23. Elaboração de mapas de isópacas. A) Distribuição dos poços em uma área de interesse. B) Exemplo de mapa de isópaca gerado pelo interpolador de triangulação. C) Exemplo de mapa de isópaca gerado pelo interpolador *Kriging*. Extraído e modificado de Groshong, 2006.

4.4. Dados de SRTM e Mapas de Cota de Superfícies

4.4.1. Modelo Digital de Elevação – MDE

Através da utilização das Imagens de SRTM, distribuídas gratuitamente pelo *site* (<http://srtm.usgs.gov/data/obtainingdata.html>) foram elaborados os Modelos Digitais de Elevação (MDE'S). Originalmente, estes dados são levantados com *pixels* de 90 metros (3 arc sec), mas neste trabalho tiveram a resolução espacial aumentada para 50 metros. Os MDE's foram elaborados para o reconhecimento dos lineamentos e padrões geomorfológicos da área. No *software Surfer 8.0* foi feito a regridagem dos dados usando como processamento a interpolação *Krigagem* para a aplicação da técnica de pseudosombreamento. Este método consiste na aplicação de filtros direcionais que ressaltam as direções desejadas, no caso NE, NW, EW e NS, criando um mapa para cada direção de lineamento (Figura 24). Sobre cada mapa são traçadas as principais estruturas aflorantes da área, na direção correspondente a cada filtro, sendo necessária a utilização de ferramentas do *software Autocad 2008*, assim alcançando um refino do dado estrutural e uma melhor visualização da distribuição do mesmo.

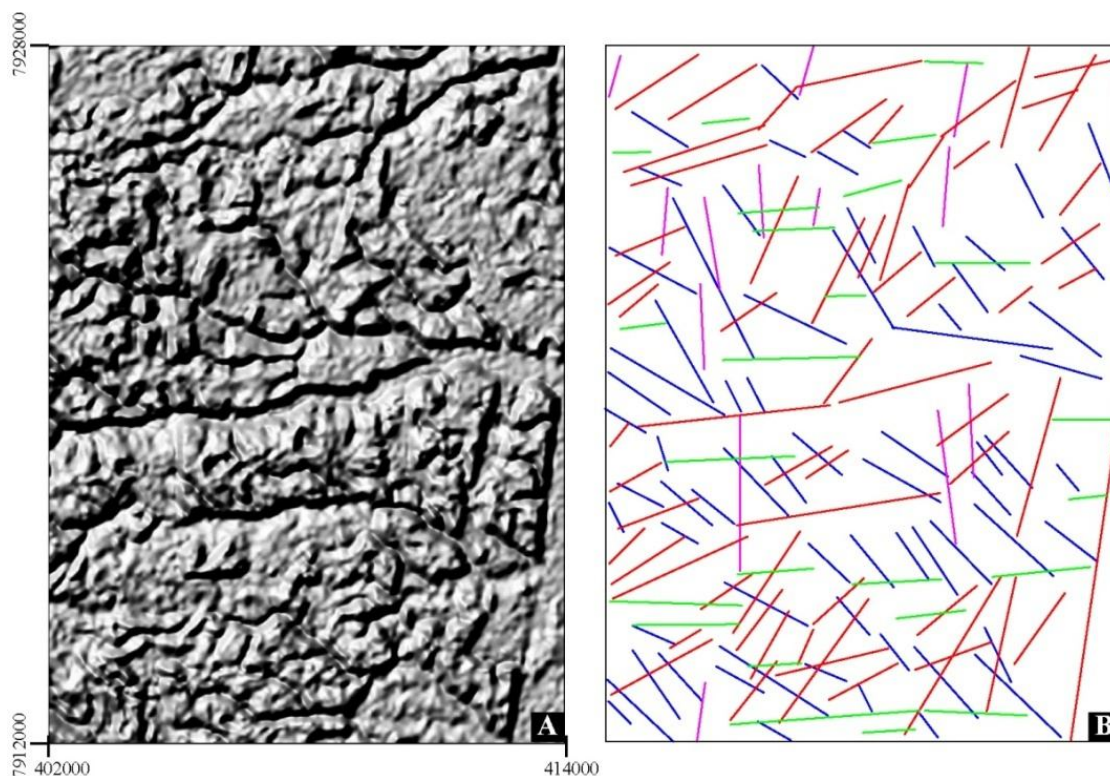


Figura 24. Mapa de MDE com a aplicação da técnica de pseudosombreamento. A) Mapa de pseudosombreamento evidenciando as estruturas nordestes. B) População de lineamentos mapeados. Em vermelho os NE, azul os NW, verde os E-W e em rosa os N-S.

4.4.2. Tratamento estatístico

Realizado no *software Rockworks 2006* os diagramas de rosetas expressam as variações direcionais dos lineamentos traçados em cima dos mapas MDE'S. O *Rockworks 2006* tem funções que permitem o carregamento e manipulação dos dados para a elaboração e tratamento estatístico através desses diagramas. Os diagramas de rosetas podem ser construídos de duas formas distintas: através da frequência ou do comprimento dos lineamentos traçados (Figura 25). A elaboração do diagrama de rosetas a partir dos dados de frequência permite a visualização das principais direções independente do tamanho do lineamento. Enquanto que a construção a partir do comprimento, permite a utilização em diagramas de frequência somente dos lineamentos mais expressivos, cujas orientações são destacadas do conjunto.

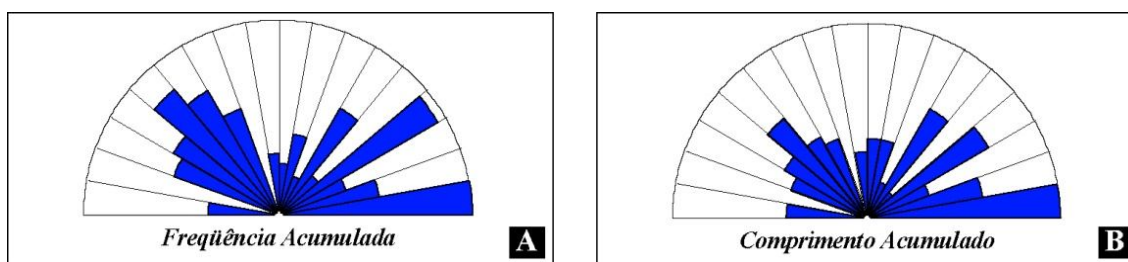


Figura 25. Diagrama de rosetas. A) Frequência acumulada e B) Comprimento acumulado.

4.4.3. Mapa de cota de Superfícies Estratigráficas

Os mapas de cota de superfície foram gerados para visualizar as quebras topográficas e a determinação das tendências estruturais. Na construção destes utilizou-se o *software Surfer 8.0* e o parâmetro de interpolação o método *Nearest Neighbor*. Este tipo de mapa consiste na geração de uma superfície tridimensional que apresente um significado geológico relacionado a uma paleotopografia (Figura 26) e seu posicionamento em profundidade no tempo atual (cota). No caso abordado, com o topo dos evaporitos obtiveram-se os melhores resultados. Um detalhe a ser mencionado trata-se que a construção destes mapas é baseada pela distância e o controle entre os poços. Os limites visualizados entre os blocos individuais não apresentam orientação válida, sendo gerados na distância média perpendicular às linhas de triangulação entre os poços. Entretanto, a orientação de um conjunto de blocos individuais pode diagnosticar estruturas significativas na área estudada.

4.5. Integração dos dados

Esta etapa final é de suma importância, pois todos os dados obtidos e produzidos são integrados, com análise individual e em conjunto. A integração dos dados estratigráficos e estruturais, dentro do objetivo proposto, possibilitará a avaliação da influência da tectônica na compartimentação dos blocos estruturais existentes na área.

A integração de dados entre Modelo Digital de Terreno (MDT) com o Mapa de Cota de Superfície Estratigráfica (MCSE) possibilita a sobreposição das informações das referidas ferramentas. No primeiro dado (MDT), se obtém a expressão atual do

relevo que permite a identificação de possíveis estruturas pretéritas remanescentes na topografia. A partir dos dados de MCSE é possível se observar as principais estruturas ativas dentro do intervalo estudado. A integração destas duas ferramentas permite o ordenamento temporal das estruturas mapeadas dentro do intervalo proposto.

Finalmente, o cruzamento dos dados estruturais com as seções de correlação possibilita a visualização e a estimativa dos rejeitos associados a cada falha mapeada, assim como, a influência que cada uma delas tem na compartimentação da área estudada.

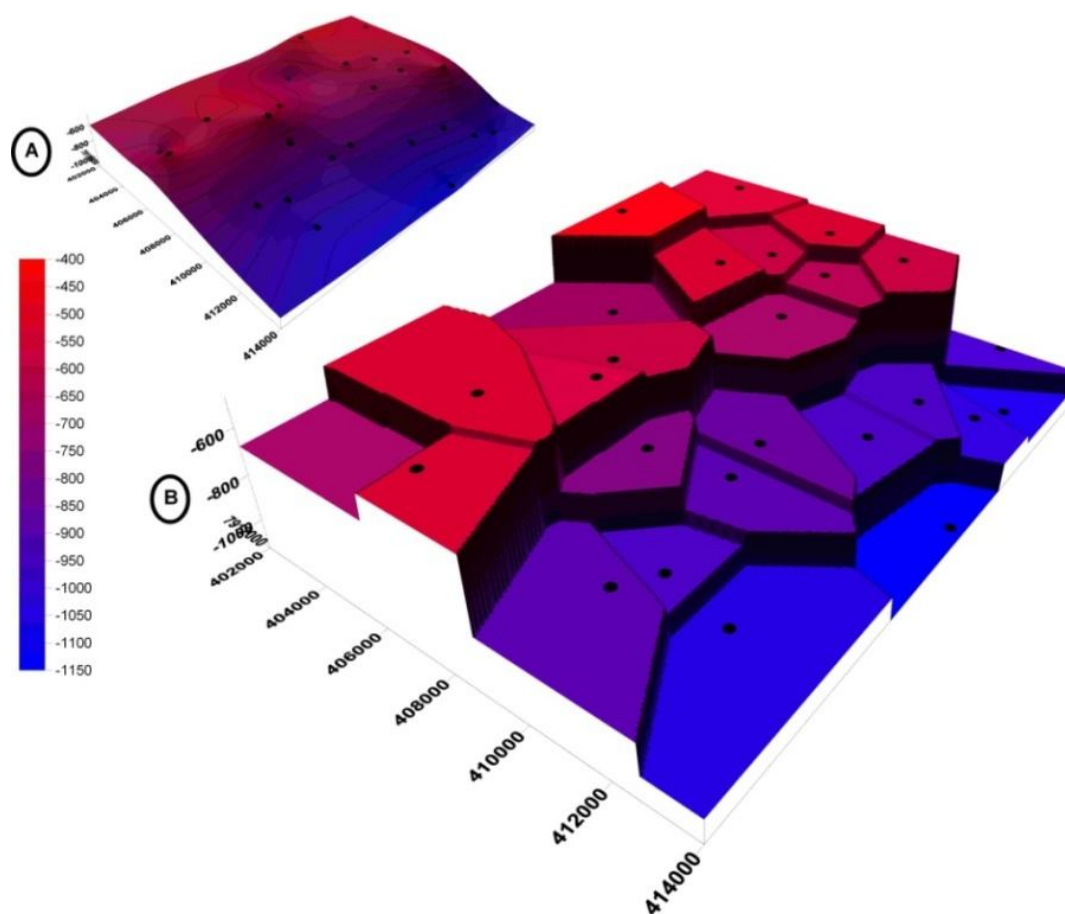


Figura 26. Mapa cota de superfície estratigráfica (topo dos Sal). A) Utilização do método de interpolação *Kriging* e B) Utilização do método de interpolação *Nearest Neighbor*. Neste método de interpolação as quebras de relevo são mais salientadas.

5. ARTIGO CIENTÍFICO

[RBG] Agradecimento pela Submissão
Quinta-feira, 17 de Junho de 2010 10:30:51
De: "Alberto Pio Fiori" <fiori@ufpr.br>
Para: "Renata dos Santos Alvarenga" <renatalvarenga@yahoo.com.br>

Renata dos Santos Alvarenga,

Agradecemos a submissão do seu manuscrito "ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA E ARCABOUÇO ESTRUTURAL DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS ALBIANOS DA BASE DA FORMAÇÃO SÃO MATEUS NO NORTE DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO" para Revista Brasileira de Geociências. Através da interface de administração do sistema, utilizado para a submissão, será possível acompanhar o progresso do documento dentro do processo editorial, bastando logar no sistema localizado em:

URL do Manuscrito:

<http://ojs.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/rbg/author/submission/17739>

Login: alvarengars

Em caso de dúvidas, envie suas questões para este email. Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de transmitir ao público seu trabalho.

Alberto Pio Fiori

Revista Brasileira de Geociências

Revista Brasileira de Geociências <http://www.ser.ufpr.br/rbg>

ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA E ARCABOUÇO ESTRUTURAL DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS ALBIANOS DA BASE DA FORMAÇÃO SÃO MATEUS NO NORTE DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO

Renata dos Santos Alvarenga¹, Claiton Marlon dos Santos Scherer², Juliano Kuchle¹, Luiz Fernando De Ros².

1- Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre (RS) Brasil. E-mail: renatalvarenga@yahoo.com.br; julianokuchle@yahoo.com.br

2- Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre (RS) Brasil. E-mail: claiton.scherer@ufrgs.br; lfderos@inf.ufrgs.br

Resumo O presente trabalho tem por objetivo o fatiamento estratigráfico de alta resolução da seção basal da Formação São Mateus, Albiano da Bacia do Espírito Santo. O intervalo estratigráfico estudado é constituído eminentemente por depósitos aluviais, podendo-se definir seis ciclos compostos internamente por tratos de sistemas de alta e baixa acomodação, passíveis de correlação regional. Os dados estratigráficos foram integrados com dados estruturais (dados de SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission* e mapas de topo de superfícies estratigráficas obtidas através das seções de correlação), permitindo a definição dos principais *trends* de lineamento que influenciaram na acumulação e, posteriormente, na compartimentação dos depósitos aluviais da Formação São Mateus em diferentes blocos estruturais.

Palavras-chave: Bacia do Espírito Santo, fluvial, arcabouço estrutural.

Abstract Stratigraphic architecture and structural framework of the fluvialAlbian deposits of the basal São Mateus Formation, Espírito Santo Basin, eastern Brazil. This study aims at the high-resolution stratigraphic subdivision of the basal section from the São Mateus Formation, Albiano the Espírito Santo Basin. The studied stratigraphic interval consists predominantly of alluvial deposits. Six regionally-correlatable cycles, composed internally of high and low-accommodation system tracts can be defined. Stratigraphic and structural data were integrated (SRTM - Shuttle Radar Topography Mission and maps of the stratigraphic surfaces defined in the correlation cross-sections), allowing the definition of the main lineament trends that influenced the accumulation and, subsequently, the compartmentalization of the alluvial deposits from the São Mateus Formation into the diverse building blocks.

Key-words: Espírito Santo Basin, fluvial, structural framework.

INTRODUÇÃO

A estratigrafia de seqüências tem como base a identificação e delimitação de unidades geneticamente relacionadas limitadas no topo e na base por superfícies regionais (Catuneanu 2006, Catuenanu *et al.* 2009). O desenvolvimento dos conceitos básicos da estratigrafia de seqüências (Vail *et al.* 1977; Posamentier *et al.* 1988; Van Wagoner *et al.* 1988, 1990), foram amplamente aplicados em depósitos costeiros e plataformais, onde a acumulação e preservação dos sedimentos respondem a razão entre a taxa de criação e/ou destruição de acomodação (A) e a taxa de influxo sedimentar (S). A razão A/S controla os padrões de empilhamento e, por conseqüência, o desenvolvimento dos tratos de sistemas deposicionais e de suas superfícies limítrofes. Entretanto, diferentes autores têm mostrado a dificuldade de se utilizar a terminologia dos tratos de sistemas e das superfícies limítrofes tradicionais da estratigrafia de seqüências em sucessões aluviais (*e.g.* Currie 1997, Dalrymple *et al.* 1998, Martinssen *et al.* 1999, Catuneanu 2006). Como exemplo pode-se citar as superfícies transgressivas e de máxima inundação que têm as suas gêneses vinculadas a processos marinhos, dificultando de forma extrema o seu reconhecimento em sucessões eminentemente fluviais. Mesmo a determinação dos limites de seqüências, que correspondem nas porções proximais a superfícies de erosão e exposição subaérea e, portanto, passíveis de ser encontrada em sucessões aluviais, não é uma tarefa fácil. Isto porque é extremamente difícil a discriminação entre superfícies erosivas de extensão regional gerada por variação do nível de base (processos alocíclicos), daquelas vinculadas a migração e avulsão de canais, cujo preenchimento pode conter diversas outras superfícies deposicionais de menor hierarquia (fatores autocíclicos), principalmente em contextos onde os estudos estão baseados somente em dados de poços e de perfilagem geofísica.

Diante destas dificuldades, uma estratégia de correlação é a subdivisão de sucessões aluviais em ciclos estratigráficos que respondam as variações do nível de base (perfil de equilíbrio) e que possam ser reconhecidos através da análise vertical de dados de poços. Um consenso entre os pesquisadores é que as variações na razão entre as taxas de criação de acomodação: suprimento sedimentar (A:S) controla o grau de amalgamação dos corpos arenosos de canais fluviais (*e.g.* Ramón & Cross 1997,

Martinssen *et al.* 1999, Catuneanu & Sweet 1999, Catuneanu & Elango 2001). Intervalos caracterizados por corpos arenosos de canais fluviais, lateral e verticalmente amalgamados, com ausência ou raras ocorrências de depósitos externos aos canais, indica um contexto de baixa razão A:S definindo um trato de sistema de baixa acomodação (Ramón & Cross 1997, Martinssen 1999, Catunenanu 2006). Por outro lado, sucessões aluviais com corpos arenosos isolados e/ou intercalados com abundantes depósitos externos aos canais fluviais indicam que a acumulação fluvial ocorreu em um contexto de alta razão A:S. Esta mudança unidirecional no grau de amalgamação dos corpos arenosos pode ser interpretado a partir dados unidimensionais de poços e testemunhos, facilitando a elaboração do arcabouço estratigráfico de alta resolução de sucessões aluviais, bem como permitindo a predição da arquitetura dos reservatórios em subsuperfície.

O presente trabalho tem por objetivo a definição de um arcabouço estratigráfico de alta resolução para os depósitos aluviais da Formação São Mateus, Albiano da Bacia do Espírito Santo, tendo como base a definição de ciclos de aumento e diminuição da taxa A/S a partir do grau de amalgamação dos corpos arenosos de canais fluviais. A definição do arcabouço estratigráfico, somado a uma análise estrutural da área em estudo, permitirá o entendimento da distribuição dos corpos reservatórios em subsuperfície, auxiliando nos modelos de exploração e exploração dos reservatórios da Formação São Mateus na Bacia do Espírito Santo.

Localização

A Bacia do Espírito Santo está situada na margem continental leste brasileira entre os paralelos 18°20'S e 21°00'S, sendo delimitada a norte com a Bacia de Mucuri e a sul com a Bacia de Campos, através do Alto de Vitória, (Figura. 1). Possui uma área explorável de 41.000 Km², dos quais 3.000 Km² referem-se à parte emersa. Especificamente, a área do presente estudo abrange parte norte da Plataforma de São Mateus, porção emersa da Bacia do Espírito Santo.

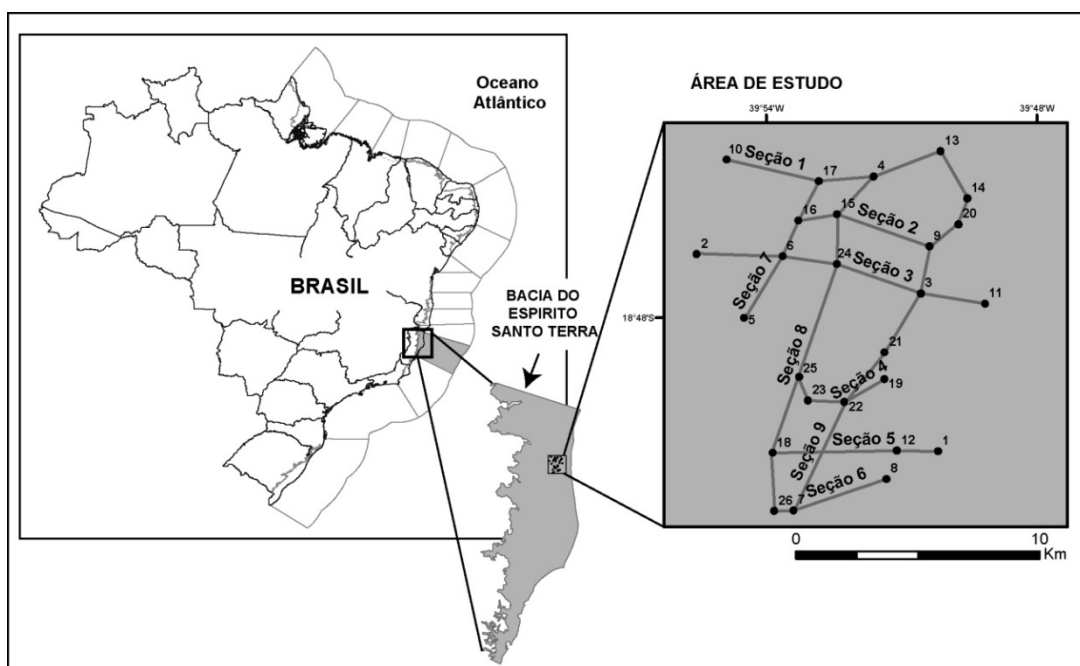


Figura. 1) Localização da Bacia do Espírito Santo e da área de estudo com poços e seções de correlação.

Dados Utilizados

O conjunto de dados básicos utilizados neste trabalho totalizou vinte e cinco poços com uma suíte de perfis elétricos, quatro deles com testemunhagem, tendo sido descritos aproximadamente 170m de rocha disponíveis. Também foram utilizados dados de superfície, a fim de desenvolver uma análise estrutural baseada em dados indiretos, tais como Modelo de Elevação Digital de Terreno (MDT), através dos dados de SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) levantados em conjunto pela NIMA (*National Imagery Mapping Agency*) e pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) - (<http://srtm.usgs.gov/data/obtainingdata.html>).

CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Espírito Santo faz parte do conjunto de bacias de margem passiva do leste brasileiro e a sua evolução tectônica, se assemelha com as outras bacias marginais brasileira, sendo estreitamente ligadas à fragmentação do megacontinente Gondwana, com a separação da África e da América do Sul. As Bacias da margem leste brasileira possuem duas fases principais: a) fase rifte, onde são observados os processos de deformação envolvendo o embasamento, que permanecem até o momento do rompimento da litosfera, associado a um evento mecânico distensivo; e b) fase de subsidência térmica, quando os processos de deformação se caracterizam por reativar as falhas do embasamento e desenvolver novos falhamentos rasos, relacionados a uma margem continental.

A fase rifte é responsável pela geração das falhas normais escalonadas atingindo os sedimentos neocomianos até a base dos evaporitos de idade Alagoas Superior. Estas falhas são genericamente paralelas ao eixo principal de abertura da calha rifte. A maior parte destas estruturas possui mergulho em alto ângulo para leste, mas ocorrem também falhas antitéticas com mergulho para oeste. Essas falhas normais sintéticas e antitéticas formam um típico sistema *horst-graben*, e reproduzem, de um modo geral, o estilo estrutural do embasamento (Costa, 1988). Ocorre o predomínio de um sistema de direção NNE, interceptado por outro sistema de direção NW (Figura. 2); o sistema NNE é o principal responsável pela estruturação da bacia, o qual se desenvolveu em resposta a uma extensão aproximadamente E-W a NW-SE durante a fase de deriva continental. O sistema de falhas NE é deslocado no sentido anti-horário pelo sistema de falhas NW, conforme é sugerido pelo deslocamento dos sedimentos de idade Jiquiá e dos evaporitos (Carvalho *et al. apud* Costa (1988)), sendo que o sistema NW parece ter atuado durante o Alagoas Superior.

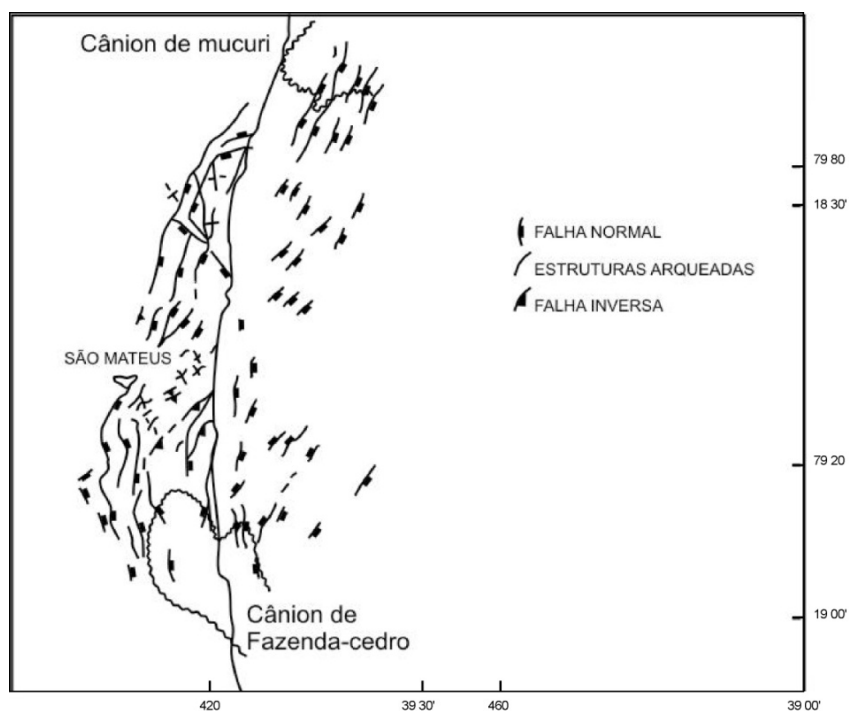
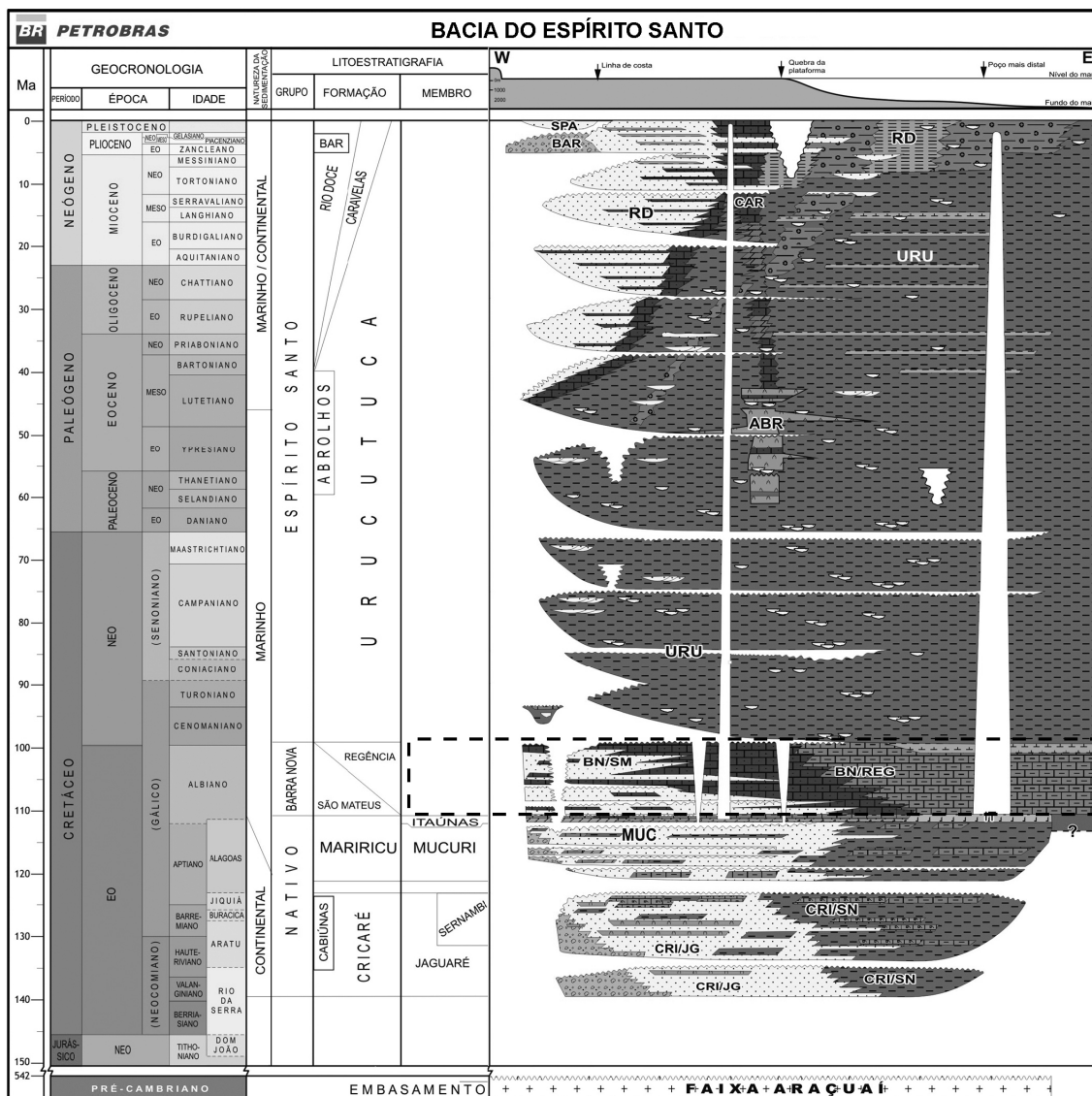


Figura. 2) Mapa estrutural sísmico do topo do Albiano-Cenomaniano (Modificado de Carvalho et al. apud Costa (1988)).

A fase de subsidência térmica ocorre a partir do Alagoas Superior, quando os continentes sul-americano e africano se separam, com o efetivo rompimento da litosfera e criação do centro de espalhamento onde se inicia a formação da crosta oceânica. A dinâmica da sedimentação desta fase, que perdura até hoje, está intimamente associada aos processos de fluxo da sequência de evaporitos depositadas ao final da fase rifte. Esta movimentação (halocinese) foi provocada tanto devido ao basculamento da bacia para leste Costa (1988), quanto pela própria carga litostática diferencial, maior nas regiões próximas a costa e menor nas regiões distais da bacia. Durante a fase marinha ocorreram manifestações vulcânicas bastante intensas (Banco de Abrolhos). Teve a instalação mais próxima à linha de costa na porção setentrional da Bacia, bloqueando o deslizamento gravitacional com mais efetividade nesta porção, tendendo a estabilização do sal por volta do Meso-Eoceno. Ao contrário, no sul devido o Banco de Abrolhos estar mais afastado, o deslizamento do sal perdurou por mais tempo Guerra (1989).

O preenchimento sedimentar da Bacia do Espírito Santo compreende uma série de depósitos que vão desde idade eocretácica à quaternária, com espessura total estimada superior a 11.000 metros nos depocentros. A seção sedimentar da Bacia compreende três supersequências deposicionais (Supersequência Rifte, Supersequência

Pós-Rifte e Supersequência Drifte), (França *et al.* 2007), Figura. 3. A Supersequência Rifte envolve depósitos do Valangiano ao Aptiano Inferior correspondendo a Formação Cabiúnas e Formação Cricaré. O ambiente lacustre predomina, mas também há contribuição de depósitos fluviais e aluviais, nas bordas dos falhamentos e depósitos de coquinas e outros carbonatos nos altos estruturais internos e depósitos de vulcânicas. A Supersequência Pós-Rifte envolve os depósitos do Andar Alagoas Inferior ao Superior, correspondendo aos depósitos da Formação Mariricu que compreende os Membros Mucuri e Itaúnas. Os sedimentos do Membro Mucuri envolvem depósitos de leques aluviais, fluviais e no topo um sistema de lagunas lamosas que evolui para o ambiente evaporítico do tipo *sabka*. A deposição do Membro Itaúnas ocorreu sob condições de uma bacia restrita e com alta evaporação acarretando grandes depósitos de anidrita e halita em uma superfície peneplanizada durante a fase de quiescência tectônica, (França *et al.* 2007). A Supersequência Drifte abrange os depósitos do Grupo Barra Nova (Albiano) aos depósitos atuais que na parte emersa da Bacia correspondem aos depósitos de sedimentos de planícies próximos à foz dos rios São Mateus e Rio Doce e aos cordões litorâneos ao longo da costa, (França *et al.* 2007). Esta Supersequência se refere a estágios iniciais com características de mar epicontinental passando para marinho. O Grupo Barra Nova, objetivo deste estudo, é caracterizada por espessos pacotes clásticos (Formação São Mateus) e carbonáticos (Formação Regência), depositados durante o Albiano. A Formação São Mateus é composta por depósitos de leques aluviais e costeiros, em ambiente marinho. O contato basal desta unidade é concordante com a Formação Mariricu e o contato superior é gradacional ou interdigitado lateralmente com a Formação Regência ou discordante com o Grupo Espírito Santo (Vieira *et al.* 1994).



RESULTADOS E DISCUSSÕES

Sedimentologia: associação de litofácies, subambientes e ambiente deposicional

Foram individualizadas doze fácies (tabela 1), que podem ser agrupadas em quatro associações de fácies distintas: (1) *sabkha* costeiro, (2) lago, (3) canais fluviais, (4) depósitos externos aos canais fluviais (*overbank*), (Tabela 2).

Tabela 1. Tabela de descrição e interpretação genética das litofácies.

LITOLOGIA	CÓD	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO GENÉTICA
Conglomerado	Gt	Conglomerado clasto-suportado. grãos sub-anguloso e sub-arredondado de quartzo (1-3cm), Com estratificação cruzada acanalada.	Preenchimento de pequenos canais ou migração de barras transversais.
Arenito	Sh	Arenito muito fino a fino bem selecionado com laminação plano-paralela. Por vezes piritoso.	Fluxo em leito plano, regime de fluxo superior.
	Sl	Arenito fino a conglomerático, mal selecionado, por vezes com fragmentos carbonosos (até 5cm). e nódulos de concreções carbonáticas, piritoso. Clastos a seixos (0.5 -5cm) de feldspatos e quartzo sub-anguloso e sub-arredondado, dispersos ou, por vezes, acompanhando a estratificação de baixo ângulo.	Formas de leito atenuadas (<i>humpback dunes</i>), transição do regime de fluxo inferior e superior.
	St	Arenito fino a conglomerático, mal selecionado. Por vezes com fragmentos carbonosos. Clastos a seixos (0.5 -5cm) de Feldspato e Quartzo sub-angulosos e sub-arredondado, dispersos e por vezes acompanhando a estratificação cruzada acanalada. (<i>Sets</i> variando de 5 – 30cm).	Migração de dunas 3D, regime de fluxo inferior.
	Sr	Arenito muito fino a fino, bem selecionado. Por vezes apresenta níveis de minerais pesados marcando a laminação cruzadas de marcas onduladas (sets variando de 5 – 10cm) com ângulo de cavalgamento subcrítico a supercrítico.	Migração e cavalgamento de marcas onduladas com ângulo de cavalgamento variado. Regime de fluxo inferior.
	So	Arenito muito fino a fino, bem selecionado. Por vezes piritoso, micáceo, sulfetado. Amarelo-esverdeado, cinza-esverdeado. Laminação ondulada truncada	Fluxo oscilatório. Ação de ondas normais e tempestade.
	Sm	Arenito Fino a Grosso. Por vezes com fragmentos carbonosos, piritoso, cimentado (argila e/ou carbonato), marcas de raízes, intraclasto de carbonato (2cm). Maciço ou laminação indistinta. Por vezes bioturbação, estruturas deformacionais (fluidização).	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidização ou intensa bioturbação.
Arenito Ooidal- Intraclástico	Oa	Arenito ooidal- intraclástico prova-velmente de argila magnésiana (talco-estevensita ou similar), extensa-mente substituídos por calcita (Grains-tone Oolítico (Calca-renito espatíco oolítico)) oóides substituído por calcita em mosaico grosso e cimentado por franjas prismáticas de calcita. Estes oóides originalmente eram de composição argilosa. Maciço.	Lago alcalino

Pelitos	Rt	Ritmitos formado pela intercalação centimétrica (<10cm) de arenitos muito finos e pelitos. Acamadamento ondulado ou lenticular. Laminações cruzadas de marcas onduladas nos arenitos e laminação plano-paralela nos pelitos.	Rápida desaceleração de fluxos turbulentos.
	Fm	Pelito avermelhado maciço.	Assentamento gravitacional de partículas em suspensão.
	P	Paleossolo de pelitos avermelhados com grãos de areia dispersos. Maciço. Presença de marcas de raízes e planos de deformação e feições pedogênicas, como nódulos de silito.	Resultado de oxidações, lixiviação e outros processos superficiais geradores de horizontes de solo.
Evaporito	Ev	Anidrita, branca a cinza escuro. Presença de fraturas com precipitação de sal.	Evaporação e sedimentação química em ambiente superconcentrado em sais.

Tabela 2. Sumário das associações de fácies e litofácies constituintes.

Associações de Fácies	Litofácies Constituintes
<i>Sabkha</i> costeiro	Ev, Fm
Lago alcalino	Sm, So, Oa
Canal Fluvial	Gt, St, Sh, Sl, Sr
<i>Overbank</i>	Sr, Rt, Fm, P

ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE SABKHA COSTEIRO

Esta associação de fácies é caracterizada pela intercalação de pacotes tabulares de evaporitos (Ev) com finas camadas de pelitos maciços (Fm) com espessuras variando de 0.3 a 10m. Os pacotes de evaporitos apresentam espessuras de 10m até 60m de espessura. Esta associação ocorre na base da seção em toda área estuda.

Os evaporitos são precipitados como nódulos de anidrita que coalesceram de forma maciça em diversos intervalos. Isso ocorreu em sedimentos predominantemente lamosos (fácies Fm). Esses depósitos lamosos foram sedimentados provavelmente em corpos lacustres efêmeros de pequena profundidade.

ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE LAGO ALCALINO

Essa associação de fácies é composta por arenitos muito finos a finos com laminação ondulada truncada (So) e arenitos finos maciços (Sm). Essas litofácies se sobrepõem verticalmente formando sucessões com até dois metros de espessuras. Em um intervalo específico (poço 22, a 690 metros), ocorre uma camada, de 1 metro de espessura, de arenito fino, com ooides argilosos, maciço e com uma intensa cimentação de calcita (litofácies Oa). Em perfil este depósitos são caracterizados por um pico de baixos valores de raio-gama, que pode ser identificado em poços adjacentes.

A ocorrência de arenito fino com oóides de composição original argilosa com estrutura maciça denota ambiente com baixa energia. A presença exclusiva de oóides argilosos esmectícos, indica um contexto lacustre alcalino de baixa salinidade

(Tettenhorst, & Moore 1978, Pozo & Casas 1999). A inexistência de fósseis indicativos de ambiente marinho favorece a interpretação de um contexto lacustre. Os depósitos siliclásticos maciços e com laminações onduladas truncadas por ondas que ocorrem adjacentes aos arenitos ooidais indicam a ação de ondas normais e/ ou de tempestades nas porções mais rasas dos corpos lacustres. A correlação lateral desta associação de fácies por distâncias significativas (5 km) aponta para existência de corpos lacustre amplos, de grande extensão lateral.

ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE CANAIS FLUVIAIS

Essa associação de fácies é composta por conglomerados com laminação cruzada tangencial (Gt), arenitos finos a muito grossos com estratificações cruzadas tangenciais (litofácies St), arenitos finos a grossos com laminações horizontais (litofácies Sh) e de baixo ângulo (Sl) e arenitos muito finos e siltitos com laminações cruzadas de marcas onduladas (litofácies Sr). As litofácies se sobrepõem verticalmente formando ciclos de granodecrescência ascendente, com espessuras variando de 2 a 5 metros, caracterizados normalmente por Gt na base, sobreposto pelas litofácies St, Sl e Sh, podendo ocorrer, a litofácies Sr no topo. Entretanto, alguns ciclos não apresentam a litofácies Gt na base, sendo constituídos somente pelas litofácies arenosas.

A presença de sucessões de fácies com granodecrescência ascendente com base erosiva, composta internamente por arenitos mal selecionados, com estratificações cruzadas acanaladas e de baixo-ângulo, estratos horizontais e laminações cruzadas de marcas onduladas permitem interpretar esta associação de fácies como depósitos de canais fluviais. A presença de formas de leito no fundo do canal formadas em diferentes regimes de fluxo indica flutuações na velocidade da corrente, associadas a variações na descarga ou na profundidade do canal. Os ciclos de granodescrescência ascendente que caracteriza os depósitos de canais descritos podem representar: (a) migração lateral de barras em pontal ou (b) progressiva diminuição da velocidade do fluxo associado durante o preenchimento vertical do canal fluvial. A granulometria grossa e o domínio de estruturas trativas indicam que os sedimentos foram transportados no canal

dominantemente como carga de fundo, o que permite classificar estes depósitos como sistemas fluviais de carga de fundo (*bed-load fluvial systems*) segundo a classificação de Schumm (1968). A reconstrução da morfologia dos canais com base em dados de supersuperfície 1D é impossível Bridge (2006), visto que tanto os depósitos de canais meandrantos quanto os de canais entrelaçados podem gerar sucessões granodecrescentes.

ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE DEPÓSITOS EXTERNOS AOS CANAIS FLUVIAIS (OVERBANK)

Esta associação de fácies é composta por arenitos muito finos a finos com *ripples* com ângulo de cavalgamento subcrítico a supercrítico (Sr), Ritmitos composto por camadas milimétricas a centimétrica de arenito muito fino com laminação cruzada de marcas onduladas intercalado com pelitos com laminação plano-paralela (Rt), Pelito maciço (Fm) e paleossolos pelítico ou siltico (P). As litofácies se sobrepõem verticalmente formando sucessões com até 2 m, caracterizados normalmente por Sr na base, sobreposto pelas litofácies Rt e Fm, mais raramente pode ocorrer a litofácies P no topo.

A presença de sucessões de fácies, composta internamente por arenitos muito finos a finos bem selecionado, com marcas onduladas assimétricas, intercalados com pelitos maciço e paleossolos, permitem interpretar esta associação como depósitos de áreas externas aos canais (*overbank areas*). Segundo Collison (1996) os depósitos externos aos canais podem ser separados em depósitos de áreas próximas de canais ativos (que incluem os diques marginais e os depósitos de *crevasse*) ou as áreas distantes de canais ativos, a planície de inundação. A dominância de ritmitos areno-pelíticos sugere que esta associação representa depósitos de extravasamento de crevasses, Miall (1996).

Correlação estratigráfica

O estabelecimento de um arcabouço estratigráfico de alta resolução no intervalo analisado é extremamente difícil diante de uma série de limitações quando se trabalha exclusivamente com dados de poços. Diferentes trabalhos têm demonstrado a aplicabilidade dos conceitos da estratigrafia de sequências em sucessões aluviais, tendo como base o reconhecimento de discordâncias que separam diferentes sequências deposicionais (e.g. Shanley & McCabe 1993, 1994, Miall 1996). A identificação de discordâncias em sucessões fluviais leva em conta uma série de critérios, entre os quais se pode destacar: mudança abrupta de fácies, relevo e extensão lateral da superfície erosiva; alterações nos padrões de paleocorrentes e mudanças na proveniência (Wright & Marriot 1993, McCarthy & Plint 1998, McCarthy et al. 1999). Entretanto, os dados listados acima são possíveis de serem extraídos de seções aflorantes ou a partir de uma malha de poços pouco espaçada e com testemunhagem contínua, o que não reflete a situação da área de estudo. Como, na área em estudo, o espaçamento dos poços é grande (média de 3km) e a testemunhagem é descontínua e com pouca continuidade vertical, a identificação e correlação de discordância torna-se inviável, carregando um grau de imprecisão muito grande. Em decorrência disso, o método mais adequado para o fatiamento estratigráfico dos depósitos fluviais da Formação São Mateus, consiste na identificação e correlação com base em perfis e testemunhos de tendências de aumento e diminuição no grau de amalgamação dos depósitos de canais fluviais, que por sua vez, refletem um aumento e diminuição na razão entre a taxa de acomodação (A) e a taxa de influxo sedimentar (S), respectivamente. Este padrão pode ser definido nos perfis de raios gama (RG) com certa facilidade, onde os corpos arenosos de canais fluviais apresentam menores valores de RG, definindo um padrão em caixote ou sino invertido. Os depósitos externos aos canais, por sua vez, apresentam valores mais altos de RG, definindo um padrão serrilhado no perfil.

O fatiamento estratigráfico da seção estudada da Formação São Mateus tem diferentes intervalos de aumento e diminuição no grau de amalgamação dos corpos arenosos de canais fluviais. Oferece assim, uma técnica de correlação alternativa aos

tratos de sistemas e superfícies chave da estratigrafia de sequências. Desta forma, mantém no seu embrião a premissa fundamental da estratigrafia de sequências de que as variações na razão A/S controlam o empilhamento estratigráfico de sucessões aluviais. A limitação desta técnica de correlação consiste no fato dos limites dos intervalos não materializarem necessariamente superfícies estratigráficas chave. Estes horizontes de correlação representam tão somente mudanças nos padrões de empilhamento, sendo marcados no meio do pacote de máxima amalgamação dos corpos arenosos, não correspondendo, na maioria das vezes, a superfícies físicas existentes na sucessão de rocha. Ou seja, os horizontes de correlação não têm um significado cronoestratigráfico, podendo inclusive cortar superfícies discordantes que marcam limites de sequências (Figura. 4). Apesar desta limitação, pode-se considerar esta técnica de correlação mais parcimoniosa, fundamentada nos conjuntos de dados existentes. A identificação e correlação forçosa de superfícies de discordância podem gerar a falsa impressão de um arcabouço estratigráfico mais sólido, mas, contudo, esconde uma imprecisão enorme, muitas vezes não esclarecida devidamente nos trabalhos que aplicam a estratigrafia de sequências em sucessões aluviais. Embora os limites dos intervalos de aumento e diminuição na razão A/S não sejam precisos, a demarcação dos intervalos e o agrupamento destes em ciclos, permitem o entendimento da dinâmica de acumulação de sedimentos, além de estabelecer modelos preditivos do grau de conectividade lateral e vertical dos corpos arenosos de canais fluviais ao longo de cada intervalo analisado.

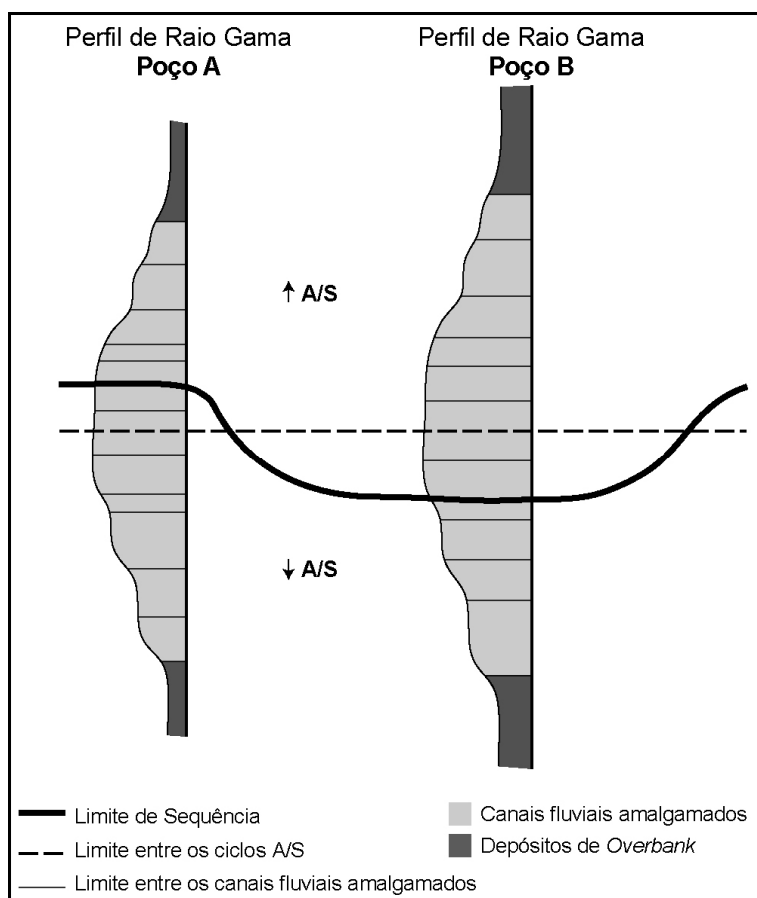


Figura. 4) Modelo conceitual da relação entre o limite de seqüências (sem expressão correlacionável em poços) e o limite de ciclos A/S (que não possui resolução cronoestratigráfica, porém representa tendências correlacionáveis nos poços).

A Formação São Mateus apresenta um contato discordante com a Formação Itaúnas. A Formação Itaúnas é caracterizada por evaporitos e folhelhos, associados a um ambiente marinho restrito e de *sabkas* marginais, enquanto a Formação São Mateus é composta essencialmente por estratos aluviais (associações de fácies de canais e de depósitos externos aos canais) e, localizadamente, por depósitos lacustres (associação de fácies de lago alcalino). O contato entre estas unidades é marcado por uma superfície erosiva, de extensão regional, identificado em todos os poços descritos (Figura. 5).

A sucessão aluvial da Formação São Mateus é caracterizada pela alternância de intervalos de aumento ou diminuição da razão entre os depósitos da associação de fácies de canais fluviais e os depósitos das associações de fácies externas aos canais, de forma

similar ao que foi observado em diferentes exemplos descritos na bibliografia (*e.g.* Martinssen *et al.* 1999, Ramón & Cross 1997), Figura. 6. Com base nisto foram individualizados seis ciclos da base da Formação São Mateus até a base do Grupo Rio Doce, sendo que os dois primeiros foram observados em testemunho (poço 22). Cada ciclo é composto internamente por um intervalo de diminuição (base) seguindo por aumento (topo) no grau de amalgamação e na granulometria dos corpos arenosos de canais fluviais, podendo ser definidos tanto em testemunho, quanto nos perfis de raio gama (Figura. 5 e Figura. 6). Estas variações no grau de amalgamação e granulometria dos corpos arenosos de canais fluviais refletem mudanças na razão acomodação/suprimento sedimentar (A:S) (Ramón & Cross 1997). O intervalo inferior representa um progressivo acréscimo na taxa A:S, enquanto o intervalo superior reflete uma tendência de diminuição na taxa A:S, permitindo o fatiamento estratigráfico do intervalo de interesse tendo como base os conceitos fundamentais da estratigrafia de seqüências, Catuneanu (2006).

O contato superior da Formação São Mateus com a Formação Rio Doce (na Bacia do Espírito Santo) é marcado por uma desconformidade, fortemente erosiva, passível de correlação regional. A erosão se torna mais pronunciada em direção a oeste (Figura. 7), podendo acarretar na total ausência da Formação Mateus (Figura. 5 A e B) (erosão total da Formação São Mateus), diminuindo progressivamente em direção a leste, sendo que nos poços 11 (Figura. 5) e 18 (Figura. 5) podem-se observar os seis ciclos fluviais preservados.

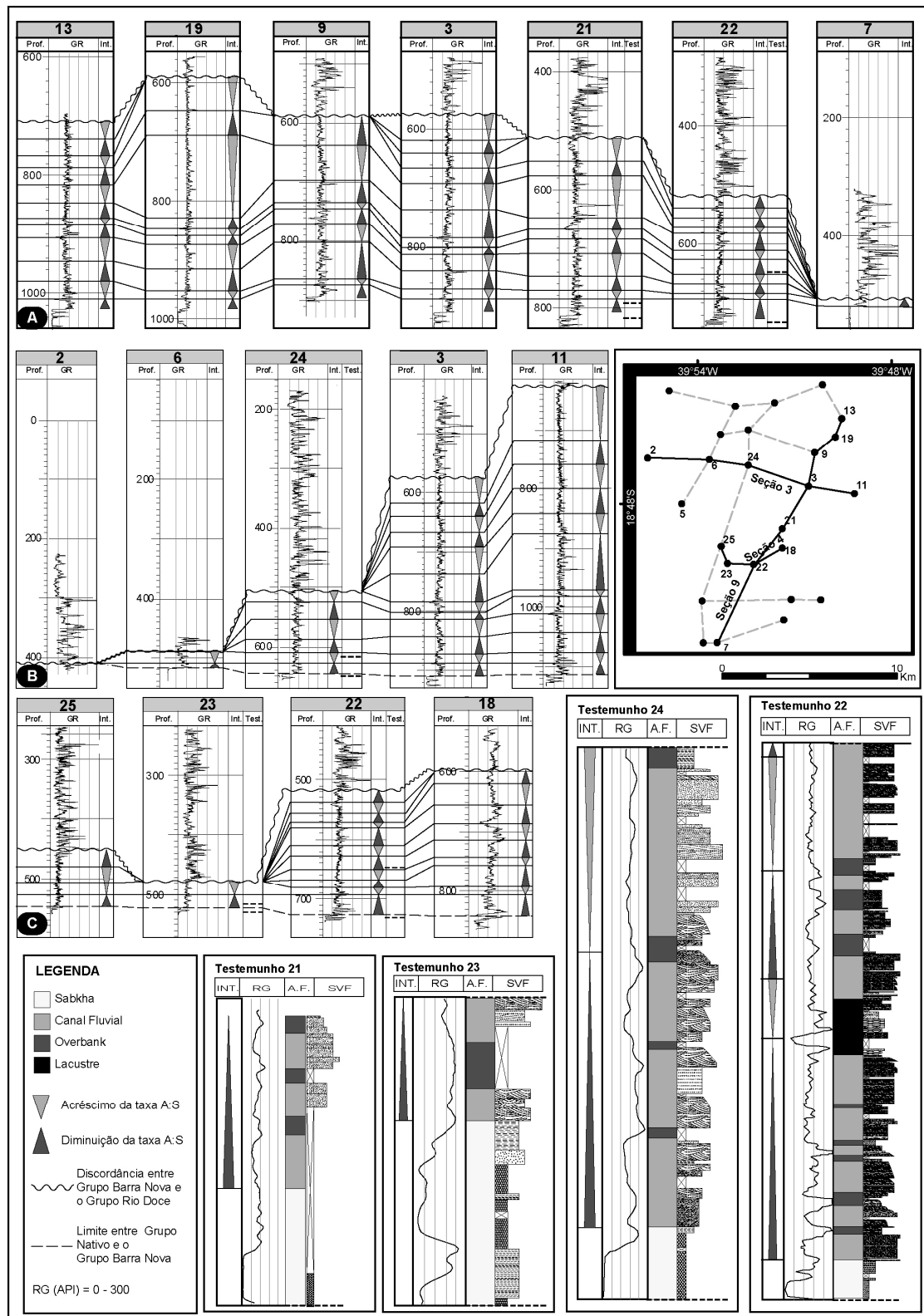


Figura. 5) Seções de correlação. A, B e C) Seções de correlação e os quatro poços descritos.

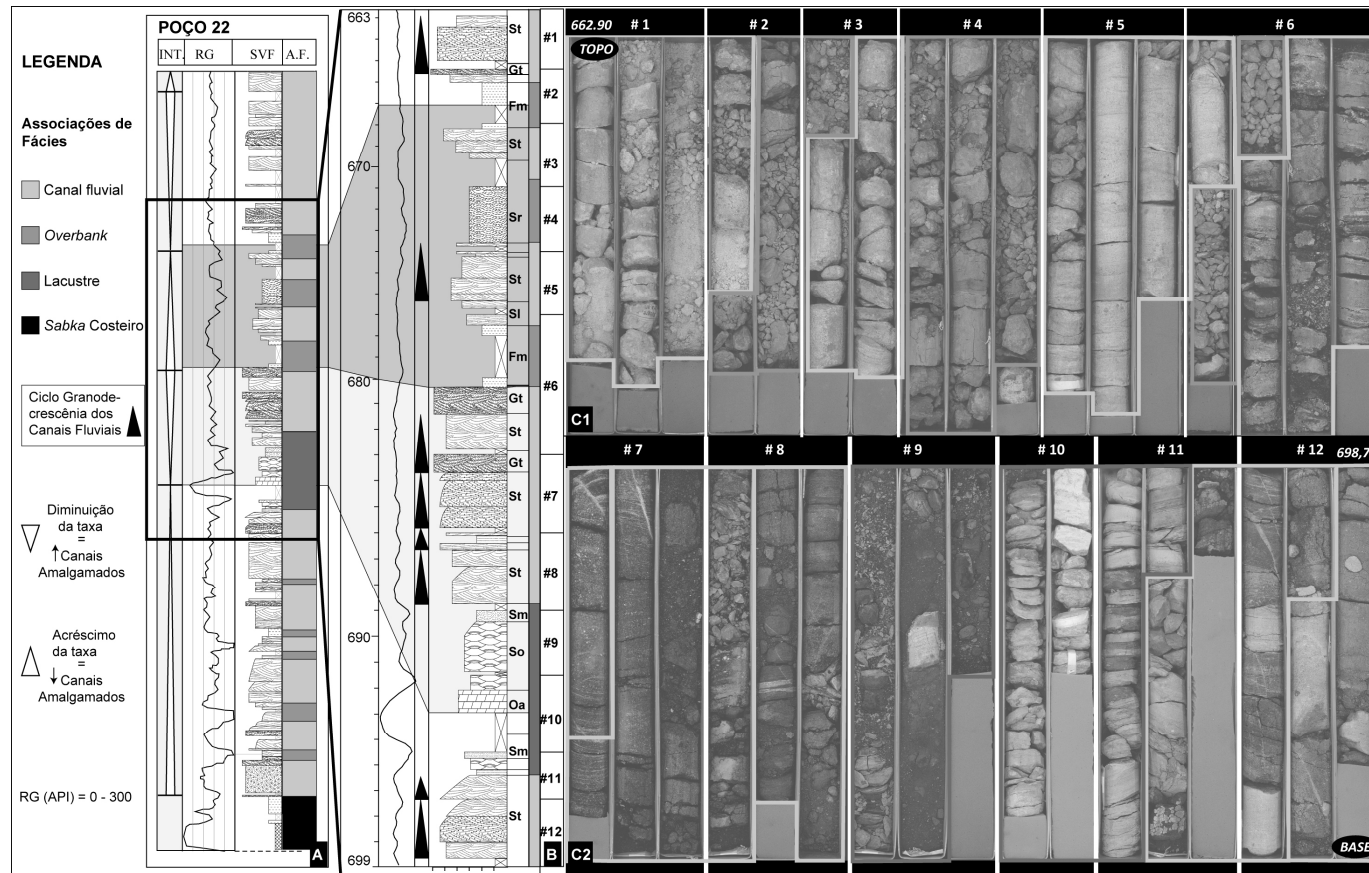


Figura. 6) Testemunho descrito. A) Perfil colunar completo do poço 22 com Raio Gama e os tratos de alta e baixa taxa de acomodação demarcados (acréscimo e diminuição da taxa A:S, respectivamente). B) Detalhe do topo do ciclo 1 e base do ciclo 2 mostrando o aumento da amalgamação dos canais fluviais na base, e os canais intercalados com depósitos de *overbank*. C) 1 e 2 Testemunho descrito com os ambientes deposicionais demarcados.

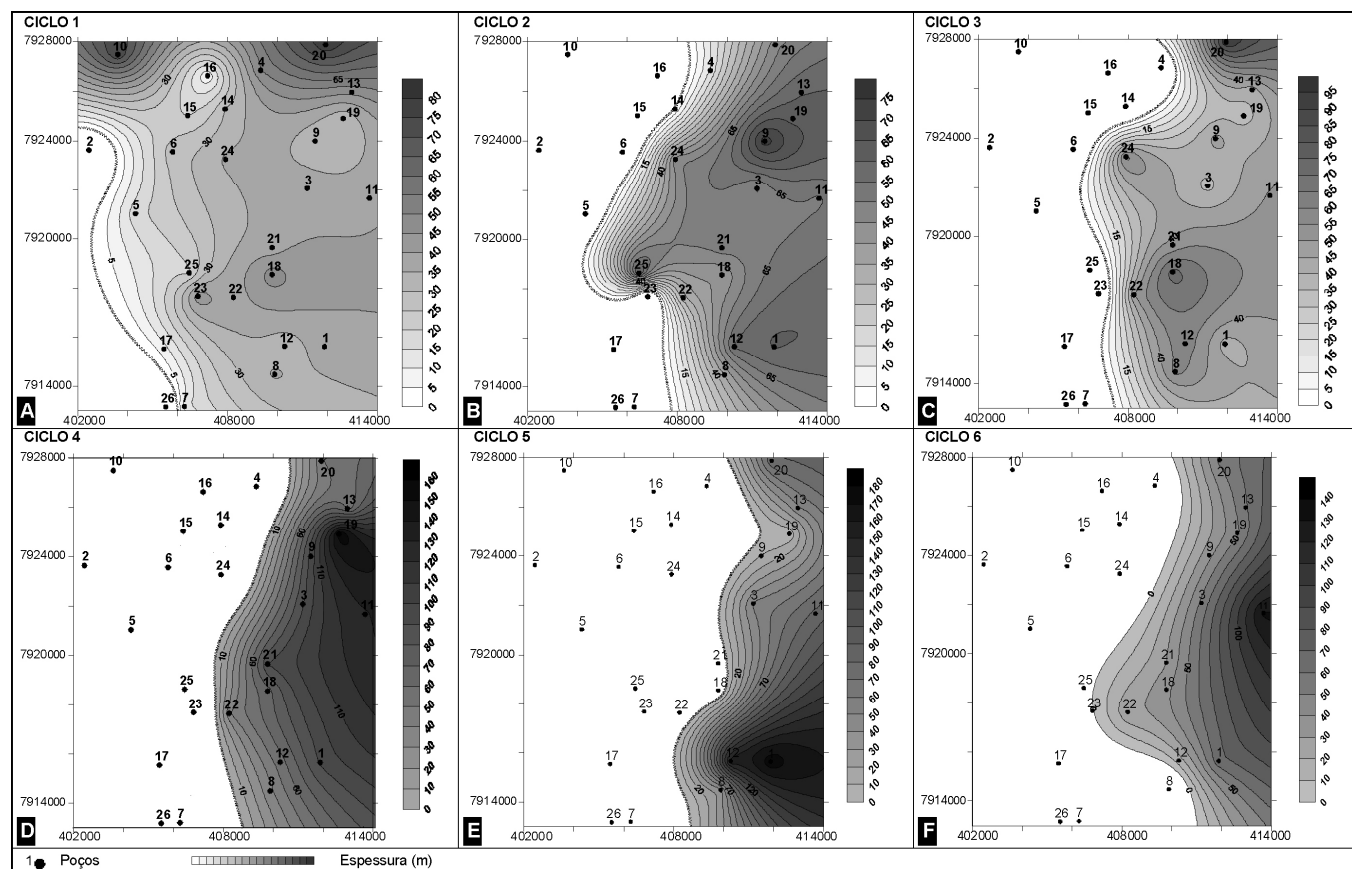


Figura. 7) Mapas de Isópacas construída a partir da soma das espessuras dos depósitos de canais fluviais e *overbank*. A) e B) Ciclo 1 e 2 construídos com base nas interpretações de testemunhos e perfis RG. Observe a área de erosão, borda oeste da área. C), D) e E) Ciclo 3, 4, 5 e 6 construídos com base nas interpretações de perfis RG. A erosão se intensifica na borda oeste nos ciclos de topo.

Interpretação estrutural

Para a interpretação estrutural da área em estudo, buscando a identificação dos lineamentos, foram utilizados os dados altimétricos de SRTM e dados oriundos da correlação estratigráfica. Com os dados de SRTM analisou-se a superfície do terreno, do qual resultou a interpretação de estruturas distribuídas em várias orientações, sendo agrupadas nos diagramas de rosetas. Com os dados usados da correlação estratigráfica analisou-se o intervalo em subsuperfície, identificando as principais falhas e rejeitos associados.

MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (MDE)

Os dados de Modelo digital de elevação foram construídos a partir de dados altimétricos de SRTM. Originalmente, estes dados são levantados com pixels de 90 metros (3 arc sec), mas neste trabalho tiveram a resolução espacial aumentada para 50 metros. No *software* Surfer 8.0 foi feito a regridagem dos dados usando como processamento a interpolação *Krigagem*. Este interpolador é um método geoestatístico que considera as características espaciais de autocorrelação de variáveis com certa continuidade espacial. Desta forma, os dados amostrados em certos pontos podem ser usados para parametrizar a estimação de pontos onde o valor da variável seja desconhecido, Landim (1998). Os dados de MDE foram processados com técnicas de pseudo-sombreamento, que consiste na aplicação de filtros direcionais que ressaltam as direções desejadas, no caso NE, NW, EW e NS.

No traçado de lineamentos de relevo, adotou-se a definição de Hobbs (1904, *apud* O'Leary *et al.* 1976): “lineamentos são feições simples ou compostas mapeáveis, estando alinhados em uma relação retilínea ou levemente curva, diferindo das estruturas adjacentes e provavelmente refletindo algum fenômeno de subsuperfície”. Assim, lineamentos são expressões morfológicas definidas por pequenos sulcos e/ou escarpas orientadas segundo direções preferenciais que refletem em geral, feições lineares como falhas, fraturas, linhas de cristas ou limites de áreas elevadas, diques, foliações, etc.

A Figura. 8A e B apresenta o mapa de pseudo-sombreamento e os lineamentos mapeados. Inicialmente, foram traçadas as estruturas com maiores extensões na área. Posteriormente, pequenas estruturas que se encontravam alinhadas na topografia do terreno. Diante da alta densidade de estruturas mapeadas, recorreu-se à análise de rosetas de frequência e de comprimento para determinar as principais orientações, afim de que se possa associar com as principais estruturas mapeadas na Bacia.

A análise da roseta de frequência de intervalo 10° de uma população com 167 feições lineares mapeadas revelou as seguintes direções principais (Figura. 8C e D): N70-80E, N50-60E, NE30-50W, N30-40E, N20-30W, N50-70W, em ordem decrescente de frequência. Os lineamentos foram separados e agrupados segundo suas direções principais. Essas direções apresentam as seguintes características:

NE-SW e E-W: Estes lineamentos ocorrem ao longo de toda a área de estudo, com distribuição quase que regular, sendo limitadas pelos lineamentos NNE-SSW. Geomorfologicamente ocorrem como vales estruturais que alojam rios rejuvenescidos adaptados a linhas de fraturas e falhas.

NNE-SSW: Os lineamentos NNE-SSW são os de maior extensão e estão localizados na porção leste da área. Em termos morfológicos condicionam várias escarpas de falhas menores.

NNW-SSE e NW-SE: Os lineamentos com direção NW são bastante representativos, ocorrendo com tamanhos variados e distribuição ampla e heterogênea em algumas porções. As direções variam entre 290° e 340° , sendo que a direção de 315° é a que apresenta maior frequência.

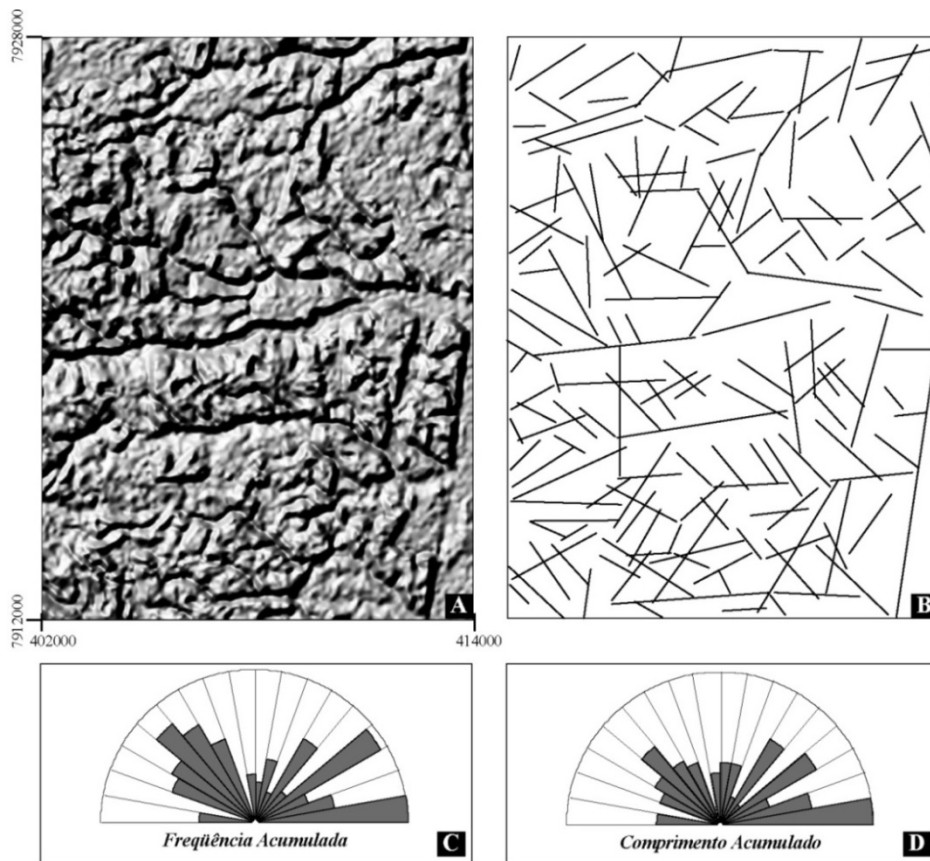


Figura. 8) Mapa de lineamentos da área de estudo extraído a partir de dados SRTM. A) Mapa de pseudosombreamento evidenciando as estruturas nordestes. B) População de lineamentos mapeados. C) Diagrama de rosetas de frequência acumulada e D) Diagrama de rosetas de comprimento acumulado.

MAPA DE COTAS DE SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

Segundo Jr. Groshong, R. H. (2006), falhas também podem ser reconhecidas em subsuperfície por causarem descontinuidades nos horizontes marcados, anomalias nas espessuras das unidades estratigráficas que são visualizadas nas seções geológicas e também em mapas de cotas de superfícies chaves.

Desta forma, mapas de cota (Topo de Unidades) foram gerados para observar deslocamentos verticais em relação a períodos atuais ou anteriores no tempo geológico, baseando-se em *datums* estratigráficos que representem superfícies planas (ou o mais próximo de plana possível) à sua época deposicional. Para tanto, foi selecionada a superfície de topo dos evaporitos (Membro Itaúnas), admitida como uma superfície

estratigraficamente plana na época de sua deposição. Sendo assim, deslocamentos verticais na situação atual da superfície são admitidos como indicação da existência de falhamento pós-deposicional.

Na confecção do Mapa do topo dos Evaporitos foi usado o *software Surfer 8.0* com o método de interpolação *Nearest Neighbor* com os dados residuais entre o topo dos evaporitos e o Modelo Digital de Elevação para cada poço. O mapa resultante desta interpolação mostra a compartimentação da área em blocos (Figura. 9). Analisando o bloco diagrama 3D, as quebras topográficas são bastante expressivas, principalmente nas direções NNE-SSW e NW-SE. Os maiores rejeitos estão associados às estruturas com orientação NNE_SSW, enquanto as quebras com orientação NW-SE apresentam rejeitos subordinados (Figura. 9).

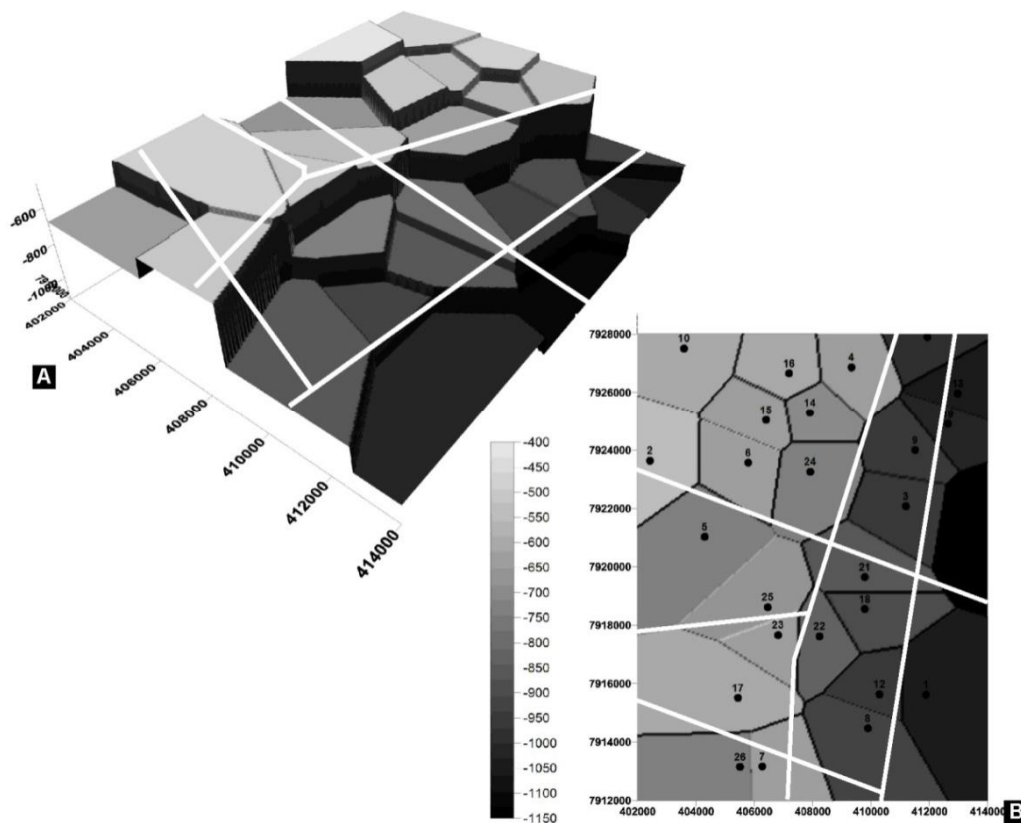


Figura. 9) Mapa de cota do topo dos Evaporitos. A) Bloco-diagrama 3D evidenciando as quebras topográficas e padrão escalonado. B) Visão em planta com incidência de luz vertical. Notar as profundidades variando de -400 à -1150 metros. As possíveis falhas que compartimentam a área estão desenhadas em cor branca. Os limites entre os blocos individuais (controlados pelos poços) não apresentam orientação válida, sendo gerados perpendicularmente às linhas de triangulação entre os poços.

INTEGRAÇÃO MDE E MAPA DE COTA DE TOPO DOS EVAPORITOS

Comparando os dados obtidos com o MDE, com aqueles provenientes dos mapas Topo dos Evaporitos, pode-se verificar que algumas estruturas observadas no MDE que não são encontradas no mapa topo dos Evaporitos. Os lineamentos mais representativos (NW-SE) mapeadas no MDE e melhor representadas nos diagramas de rosetas (Figura. 8A e B), não são observados no mapa de cota de topo dos evaporitos, que ressalta a presença dominante de estruturas NNE-SSW. Esta impressão superficial de estruturas (NW-SE) no MDE (Figura. 8), sem expressividade efetiva em subsuperfície (Figura. 9 – onde dominam rejeitos de falhamentos NNE-SSW), pode ser interpretada como decorrente de dois fatores distintos: (1) um sistema estrutural raso (até no máximo dezenas de metros), relativamente tardio ao sistema estruturador subsuperficial (Figura. 9) pós Aptiano, considerado principal neste estudo.

As estruturas NNE-SSW, (de pouca expressividade no MDE), porém principais no mapa do topo dos Evaporitos, podem ser consideradas como estruturadoras da Bacia no período pós-Aptiano. A cobertura sedimentar que recobre a área são os depósitos mais jovens do que os analisados no mapa de cota. Trata-se de sedimentos do Terciário (Grupo Rio Doce) e Quartenário (sedimentos aluvionares recentes). Assim, as estruturas com orientações diversas que são amplamente mapeadas no MDE e que não tiveram assinatura no mapa do topo dos Evaporitos são interpretadas como cobertura sedimentar mais recente.

Foram elaborados mapas de integração dos resultados do MDE com os Mapas de Topo dos Evaporitos (Figura. 10). A partir da sobreposição destas informações visualizou-se à identificação de padrões, assinatura de estruturas de ambos os dados possibilitando a melhor localização das possíveis falhas de maior importância, conforme apresentado na Figura. 10B. O correto posicionamento das falhas possibilita a inserção nas seções de correlação realizadas, contribuindo para o arcabouço estrutural aqui definido.

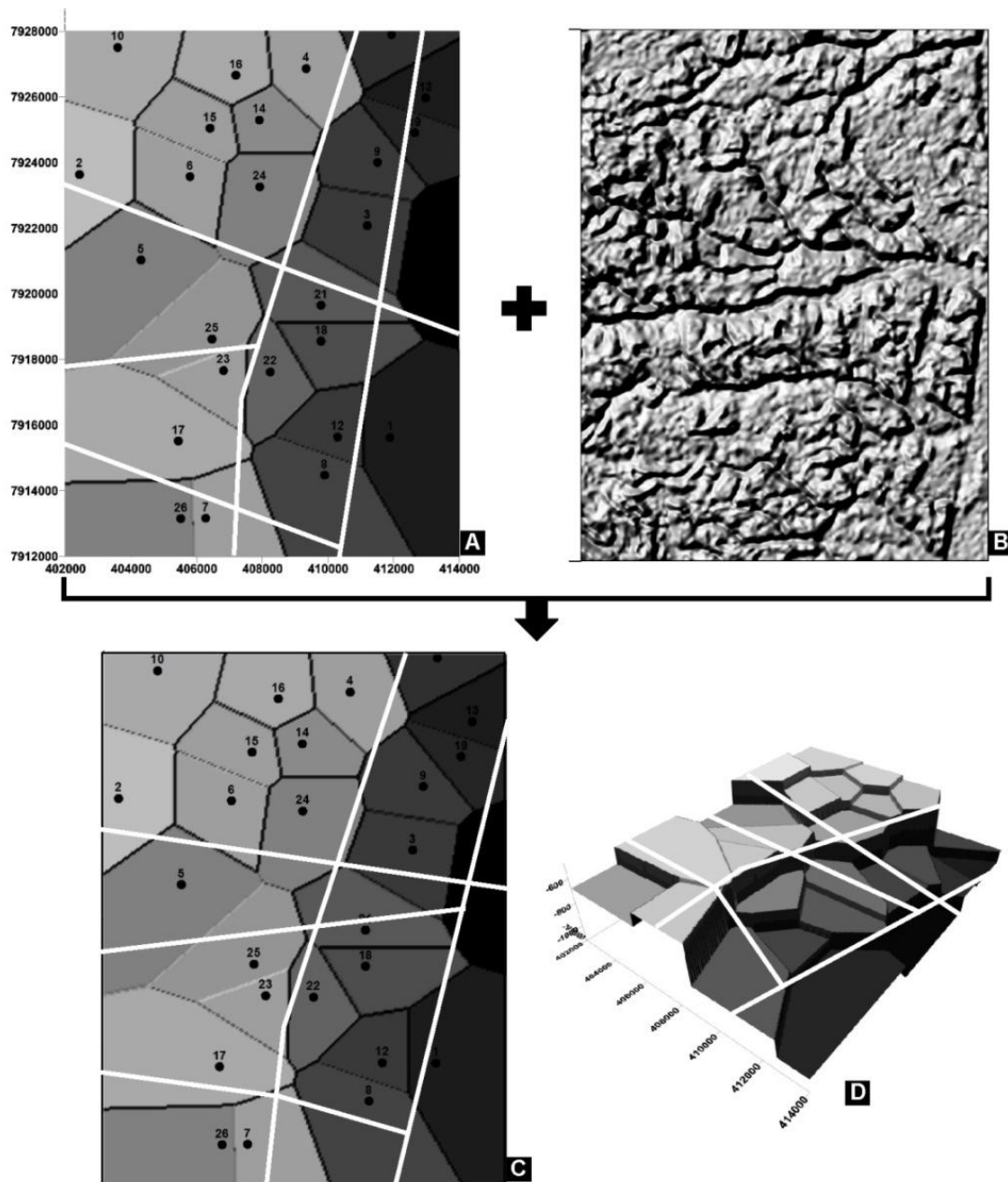


Figura. 10 Integração dos dados de MDE com o Mapa Topo dos Evaporitos. A) Estruturas delimitadas inicialmente no Bloco diagrama 3D Topo dos Evaporitos (vista em planta); B) Mapa de pseudosombreamento com incidência de luz NW com os limites das subdivisões da área obtidos na interpolação, sobrepostos; C) Resultado da correção das estruturas com base no ajuste utilizando o MDE e o Mapa Topo Evaporito; D) Bloco Diagrama 3D Topo dos Evaporitos com as estruturas sobrepostas.

Dez blocos foram delimitados e designados por números (Figura. 11). Os blocos 1, 4, 6 e 8 correspondem aos blocos altos que estão localizados na porção oeste da área.

Nestes blocos se observam os patamares mais elevados em todas as superfícies demarcadas, as espessuras mais delgadas nos ciclos delimitados (Figura. 7, Figura. 5) e o maior grau de erosão associado com a deposição dos fluviais do Grupo Rio Doce. Os blocos 2, 3, 5, 7, 9 e 10 correspondendo aos baixos da área, sendo que os blocos 2, 5, 7 e 9 representam baixos relativos comparado com os outros dois blocos. Estes compartimentos representam a primeira quebra acentuada na área pelas estruturas NNE-SSW gerando um padrão escalonado dos blocos. Conseqüentemente, nestes blocos os patamares das superfícies são mais baixos, as espessuras dos ciclos são mais espessas e a erosão associada à deposição dos fluviais do Grupo Rio Doce menos eficaz, fato observado pela preservação dos ciclos mais de topo (Figura. 7, Figura. 5).

As falhas NW e NEE (V, W e X), conforme a Figura. 11, compartimentam a área em blocos orientados W-E e os rejeitos associados a elas são pouco expressivos, com até 80 metros (Figura. 9B). As falhas V e W são bem observadas tanto no MDT, como no mapa de topo de superfícies (Evaporito). Este fato deve estar atribuído pela atividade das falhas se estenderem do período do Albiano ao Terciário. A falha X é observada somente no mapa topo dos Evaporitos, provavelmente a atividade da falha tenha cessado em um período pretérito ao do Terciário (atual cobertura da Bacia do Espírito Santo – Formação Rio Doce).

As falhas NNE (Y e Z) (Figura. 11) compartimentam a área em blocos orientados N-S, formando um padrão escalonado (Figura. 10). Os rejeitos associados a estas falhas chegam a 600 metros (Figura. 9B), principalmente o da falha Z. A falha Z é identificada no MDT (Figura. 8) e no mapa topo dos Evaporitos (Figura. 9) indicando que a atividade da falha ocorria no mínimo desde o Albiano ao Terciário. A falha Y é bastante visível no mapa topo dos Evaporitos pela acentuada quebra Figura. 9, já no MDT não é visível uma assinatura tão bem expressiva.

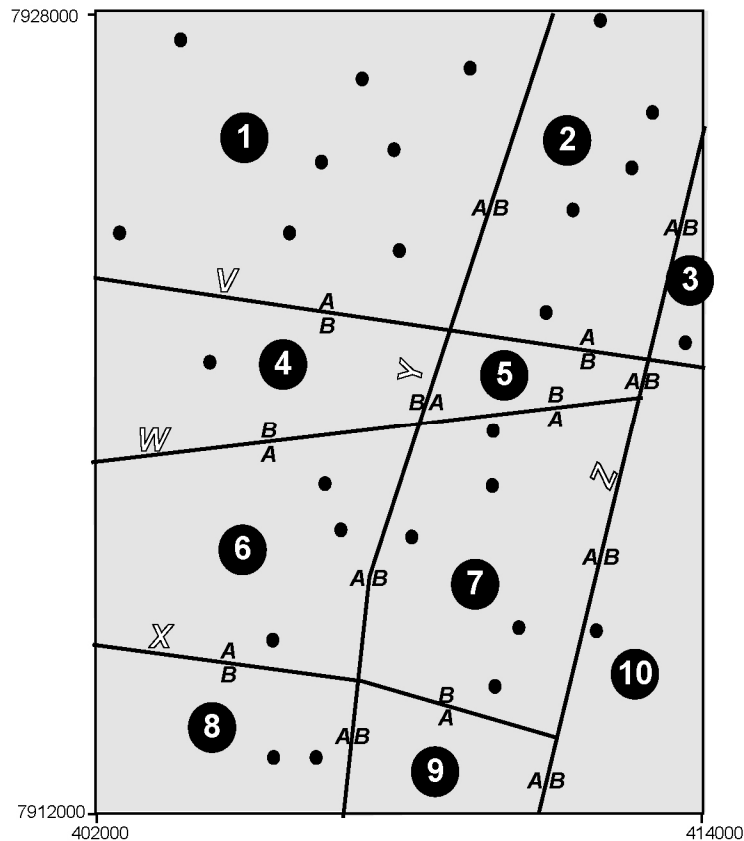


Figura. 11) Mapa de contorno estrutural com as falhas mais representativas mapeadas e a delimitação de dez blocos estruturais. A/B indica bloco alto e bloco baixo relativos.

SEÇÕES DE CORRELAÇÃO

Para visualização das relações espaciais entre os ciclos identificados no arcabouço estratigráfico foram utilizadas três das seções realizadas na área, seção 3, seção 4 e seção 9 (Figura. 5). Nas Figura. 12B e C se observam a forte influência das falhas Y e Z na compartimentação dos blocos e os rejeitos associados. O espessamento dos ciclos em direção aos blocos a leste (Figura. 12B e C) sugere que as falhas Y e Z eram ativas durante a acumulação da Formação São Mateus, sendo a falha Y teve uma resultante de movimentação vertical maior que a falha Z. Nos blocos baixos, localizados na porção leste, os ciclos são mais espessos, principalmente os ciclos de topo, e há um forte rejeito associado entre os compartimentos. Nestes blocos o espaço de deposição dos ciclos, provavelmente era maior, gerando assim, ciclos mais espessos.

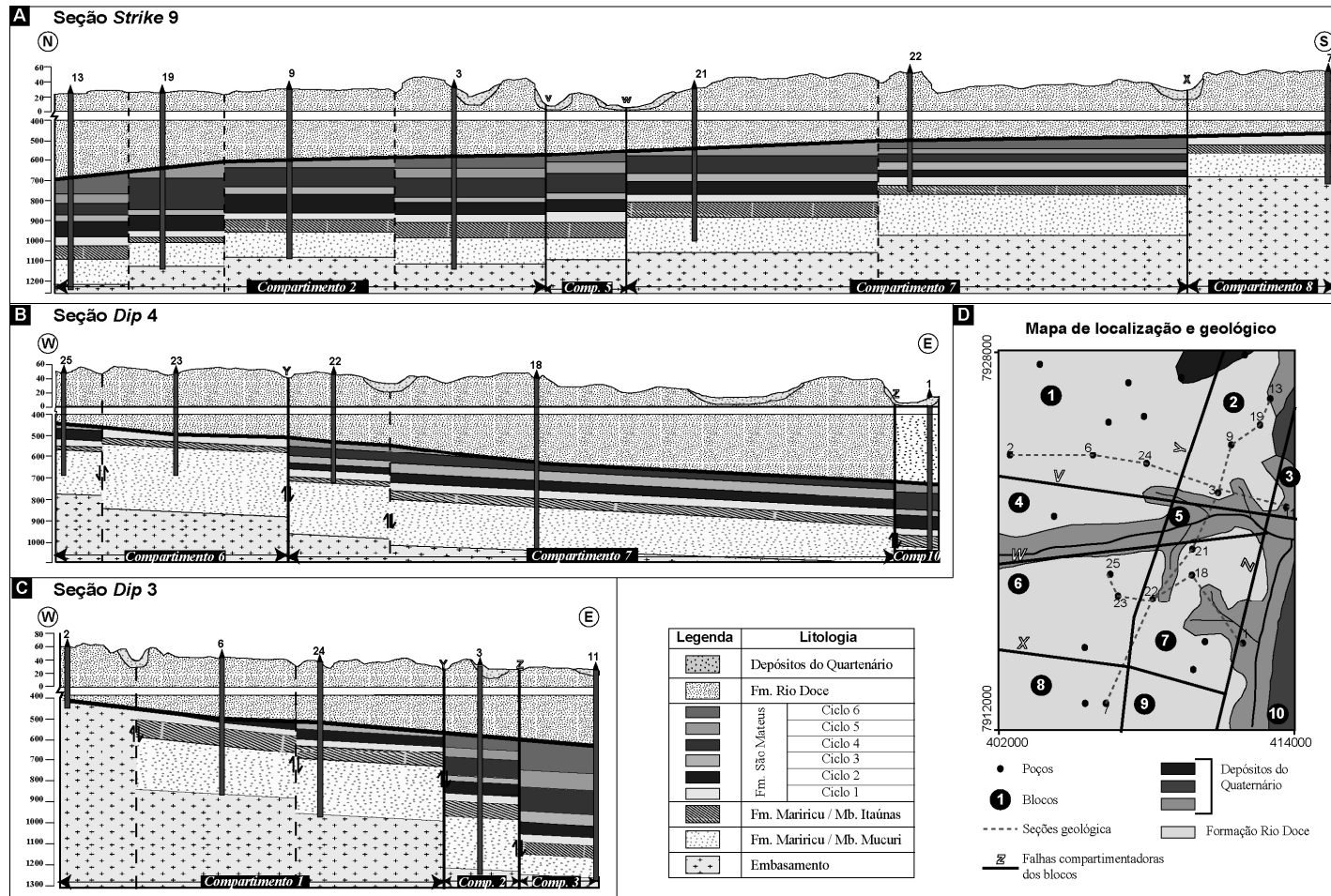


Figura. 12) Seções de correlação com a inserção do arcabouço estrutural. Observar o rejeito entre os blocos estruturais (designações conforme mapa, C).

DISCUSSÃO DOS DADOS ESTRUTURAIS

Baseado nas direções dos lineamentos mapeados no Modelo Digital de Elevação (MDE) e no mapa de cota topo dos Evaporitos é possível inferir:

O reflexo superficial de uma falha se dá na forma de um lineamento ou de uma concentração de lineamentos. Uma falha tectônica pode se manifestar na forma de lineamentos superficiais de diferentes orientações (reflexo do campo tensional), mapeável por diagramas de frequência de lineamentos.

Desta forma, algumas das estruturas mapeadas nos mapas elaborados neste estudo refletem eventos ocorridos durante a história da Bacia. As estruturas NNE-SSW mapeadas no MDE, e principalmente visualizadas no Mapa Topo dos Evaporitos refletem as estruturas principais da abertura da Bacia (Figura. 8 e Figura. 9). Segundo Costa (1988), os movimentos de abertura da Bacia geraram um sistema de falhamentos de orientação NNE-SSW, sendo o principal estruturador. As estruturas NW-SE e E-W desenvolvidas em resposta a esta extensão são mais bem visualizadas no mapa de MDE (Figura. 8). As falhas NNE-SSW e NE-SW podem ter atuado de maneira síncrona, sendo que as NNE refletem os maiores esforços, e a NE, as falhas transcorrentes decorrentes dos esforços que atuaram em resposta a esta extensão.

A relação da expressão das estruturas superficiais mapeadas no MDE com as estruturas profundas mapeadas no Mapa de Cota Topo dos Evaporitos permite inferir que a tectônica recente não refletiu na estruturação da Bacia no Albiano. Por outro lado, a presença de lineamentos observados no terreno que não são identificados no mapa de Cota Topo dos Evaporitos pode estar relacionado a dois fatores distintos: (1) um sistema estrutural posterior, mais raso, que não afetou as unidades estudadas ou (2) o espaçamento dos poços utilizados não permitiu a definição de todos os elementos tectônicos que afetaram o pacote albiano..A tectônica observada nos mapas de cota mostra o controle sin-deposicional na forma de ciclos. Estes ciclos são mais delgados na porção oeste, enquanto que se espessam em direção ao depocentro da Bacia (porção leste) (Figura. 12).

A utilização de dados sísmicos fornece subsídios para a análise da estruturação e evolução de bacias sedimentares. Neste estudo, onde não se dispunha de dados sísmicos, a metodologia aplicada para a identificação de estruturas em subsuperfície (Mapa Cota Topo dos Evaporitos) juntamente com a identificação em superfície (MDE) permitiu a compartimentação da área em blocos e a identificação das principais falhas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O intervalo analisado é essencialmente constituído por sistemas aluviais da Formação São Mateus, compostos pelas associações de fácies de canais fluviais, lago alcalino e depósitos de *overbank*. Desse modo, a individualização de seqüências deposicionais e dos seus tratos de sistemas constituintes, conforme pressupõem o modelo clássico da estratigrafia de seqüências (Catuneanu, 2006) se torna impossível.

Nos poços testemunhados e nos perfis de raios gama a sucessão aluvial mostra ciclos de variações no grau de amalgamação dos canais. Cada ciclo é composto internamente por um intervalo de aumento (base) seguindo por um intervalo de diminuição (topo) no grau de amalgamação dos canais fluviais, refletindo variações na taxa A:S. O intervalo inferior representa um progressivo acréscimo na taxa A:S, enquanto o intervalo superior reflete uma tendência de diminuição na taxa A:S, trato de alta taxa de acomodação e trato de baixa taxa de acomodação, respectivamente, segundo Ramón *et al.*, (1997). Estes ciclos podem ser considerados intervalos estratigráficos, pois apresentam um vínculo genético com as variações do nível de base na bacia, sendo passíveis de correlação lateral. Isso forma a base de uma técnica de correlação genética alternativa a litoestratigrafia, sustentada nas premissas fundamentais da oscilação do nível de base, e da criação e destruição do espaço de acomodação ao longo do tempo.

Foram individualizados seis ciclos que são compostos internamente por intervalos de aumento (base) e diminuição (topo) no grau de amalgamação dos canais fluviais. Os dois primeiros ciclos foram observados nos poços descritos, enquanto os demais foram definidos somente com base em perfis. Estes ciclos superiores foram

fortemente erodidos pelos arenitos fluviais da Formação Rio Doce, principalmente na porção oeste da subárea sul.

Os resultados da análise estrutural revelaram que as principais estruturas são as NNE que escalonam os blocos baixos para leste gerando rejeitos com até 600 metros de espessura. São formadas por sistemas de falhamentos normais e caracterizadas por quebras abruptas e acentuadas no mapa de topo dos Evaporitos e por lineamentos longos e contínuos no MDT. As estruturas NW e NEE apresentam rejeitos com até 80 metros e compartimentam a área no sentido norte-sul.

Com cruzamento dos resultados de MDT com o mapa de topo dos Evaporitos percebeu-se que todas as falhas que geraram o arcabouço estrutural são visualizadas no mapa de topo dos Evaporitos. Esse fato se deve ao período em que essas falhas estiveram ativas. Todas as falhas já estavam ativas no Albiano, mas nem todas se estenderam até o Terciário. O Grupo Rio Doce (Terciário) é a principal formação geológica existente na área, desta forma algumas estruturas observadas através da correlação estratigráfica (subsuperfície) não são observadas no MDT (superfície), devido a reativações tectônica posteriores. O arcabouço estrutural da área é composto por cinco falhas que subdividem a área em dez compartimentos estruturais, sendo que à leste os ciclos são mais espessos e com maiores rejeitos associados.

Agradecimentos: à PETROBRAS – UN-ES, CNPq e ANP.

Referências

- Allen J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (Lower Devonian), Welsh Borders. *Sediment. Geol.*, **33**: 237-293.
- Bridge J.S. 2006. Fluvial facies models: recent developments. In: Posamentier, H.W. and Walker, R.G (Eds.) *Facies Models Revisited*. SEPM Spec. Publ. 84, p.:85-70
- Catuneanu O., and Sweet A. R. 1999. Maastrichtian-Paleocene foreland basin stratigraphies, Western Canada: A reciprocal sequence architecture. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **36**: 685–703.
- Catuneanu O., & Elango H. N. 2001. Tectonic control on fluvial styles: the Balfour Formation of the Karoo Basin, South Africa. *Sedimentary Geology*, **140**: 291–313.
- Catuneanu O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam 375pp.

- Collinson J.D. 1996. Alluvial sediments. *In: Reading, H.G. (Ed.). Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, Blackwell Science, London, Third Edition, p.:37-82.
- Costa L. R. A., 1988. Evolução termomecânica da Bacia do Espírito Santo. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto. 142 p.
- Currie B.S., 1997. Sequence stratigraphy of nonmarine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland-basin system. *Geol. Soc. Of Am. Bull.*, **109**:1206-1222.
- Dalrymple M., Prosser J. & Williams B., 1998. *In: Shanley K.W. & McCabe P.J. (Eds) Relative role of eustasy, climate, and tectonism in continental rocks. Tulsa, Oklahoma, SEPM Geology (Special publication n. 59)*, p.:17-29.
- França R. L., Del Rey A.C., Tagliari C.V., Brandão J.R., Fontanelli P.R. 2007. *Bacia do Espírito Santo*. Boletim de Geociências, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 501-509.
- Groshong R. H. Jr. (Eds) 2006. *3-D Structural Geology A Practical Guide to Quantitative Surface and Subsurface Map Interpretation*, 410 p.
- Guerra M. C. M. 1989. A estruturação da Bacia do Espírito Santo por halocinese e influência do vulcanismo dos Abrolhos. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto. 125 p.
- Landim P. M. B. 1998. *Análise Estatística de Dados Geológicos*. *In: UNESP (Eds.)*, 226p.
- Martinsen O.J., Ryseth A., Halland-Hansen W., Fleshe H., Torkildsen G., Idil S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, **46**: 235-259
- McCarthy P.J. & Plinth A. G. 1998. Recognition of interfluvial sequence boundaries: integrating paleopedology and sequence stratigraphy. *Geology*, **26**:387-390.
- McCarthy P.J., Faccini U.F., Plinth G. 1999. Evolution of ancient coastal plain: palaeosols, interfluvial and alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework, Cenomanian Dunvegan Formation, NE British Columbia, Canada. *Sedimentology*, **46**:861-891.
- Miall A.D., 1985. Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Sci. Rev.*, **22**:261-308.
- Miall A.D., 1988. Facies Architecture in clastic sedimentary basins. *In: Kleinspehn, K.L. & Paola, C. (Eds) New perspectives in basin analysis*, Berlin, Springer-Verlag, p.67-81.
- Miall A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. New York, Springer-Verlag, 582 p.
- O'Leary D.W., Friedman J.D., Pohn H.A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society America Bulletin*, **87**:1463-1469.
- Posamentier H. W.; Jervey M.T., Vail P.R. 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition I - Sequence and Systems Tracts Models. *In: Wilgus, C.K; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.ST.C.;*
- Pozo M. & Casas, J. 1999. Origin of kerolite and associated Mg clays in palustrine-lacustrine environments; the Esquivias Deposit (Neogene Madrid Basin, Spain). *Clay Minerals*. **34**:395-418.

- Ramón J.C. & Cross T. 1997. Characterization and prediction of reservoir architecture and petrophysical properties in fluvial channel sandstones, middle Magdalena basin, Colombia. *Ciencia, Tecnología y Futuro*, **1(3)**:1-22.
- Schanley K.W. & McCabe P.J., 1993. Alluvial architecture in a sequence stratigraphy framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, USA. In: Flinck S. and Bryant I.D. (Eds.). The geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrops Analogues. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.*, **6**, pp.155-168.
- Schanley, K.W. & McCabe, P.J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *AAPG. Bull.*, **78**:544-568.
- Schumm, S. A., 1968, River adjustments to altered hydrologic regimen – Murrumbidgee River and paleochannels, Australia: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 598, 65 p.
- Tettenhorst R. & Moore G.E. Jr. 1978. Stevensite oolites from the Green River Formation of central Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*. **48**:587-594.
- Vail, P.R.; Mitchum, R.M. & Thompson, S. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26. P. 63- 81.
- Van Wagoner J.C.; Posamentier H.W.; Mitchum R.M.; Vail P.R.; Sarg, J.F.; Loutit T.S. & Hardenbol J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy. In: Wilgus, C.K; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.S.T.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds) *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. Tulsa, Oklahoma, SEPM Geology (Special Publication n. 42). p:39-45
- Van Wagoner, J. C.; Mitchum, R. M.; Champion, K. M. & Rahmanian, 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Facies. *Amer. Assoc. of Petrol. Geolog.*, Methods in Exploration Series, n. 7, 55p.
- Vieira R.A.B., Mendes M.P., Vieira P.E., Costa L.A.R., Tagliari C.V., Bacelar L.A.P, Feijó F.J. 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. In: Feijó F.J. (Ed.). *Estratigrafia das Bacias do Brasil*, Boletim de Geociências da Petrobras, n.1, vol. 8., p.:191-202.
- Wright P. & Marriot S.B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sediment. Geol.*, **86**:203-210.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho teve como propósito o estabelecimento de uma correlação estratigráfica a partir dos ciclos A/S (Ramón & Cross, 1997) e a caracterização estrutural do intervalo analisado, tendo como estudo os depósitos fluviais da Formação São Mateus, base do Albiano da Bacia do Espírito Santo. Aliado a este propósito, foi realizada a integração destas duas ferramentas, a fim de caracterizar as estruturas principais que compartimentaram os blocos, suas direções, os *trends* de deposição, os rejeitos associados e a evolução da sedimentação em cada ciclo.

Entre os principais resultados pode-se destacar:

- 1) Através da descrição dos testemunhos foram identificadas doze litofácies agrupadas em quatro associações de fácies. Estas associações foram interpretadas como sistema deposicional de *Sabkha* costeiro e sistema deposicional fluvial, composto por depósitos de canal, *overbank* e lago alcalino.
- 2) A compartimentação estratigráfica se deu pelo reconhecimento dos ciclos A/S de Ramón & Cross (1997 e 2002), observados a partir dos dados de testemunho através da amalgamação e desamalgamação dos canais fluviais, (Figura 27). Entretanto, através das correlações dos perfis elétricos foi possível determinar os padrões de aumento e diminuição de raios gama, rastreando assim, os limites de cada semi-ciclo e do ciclo completo.

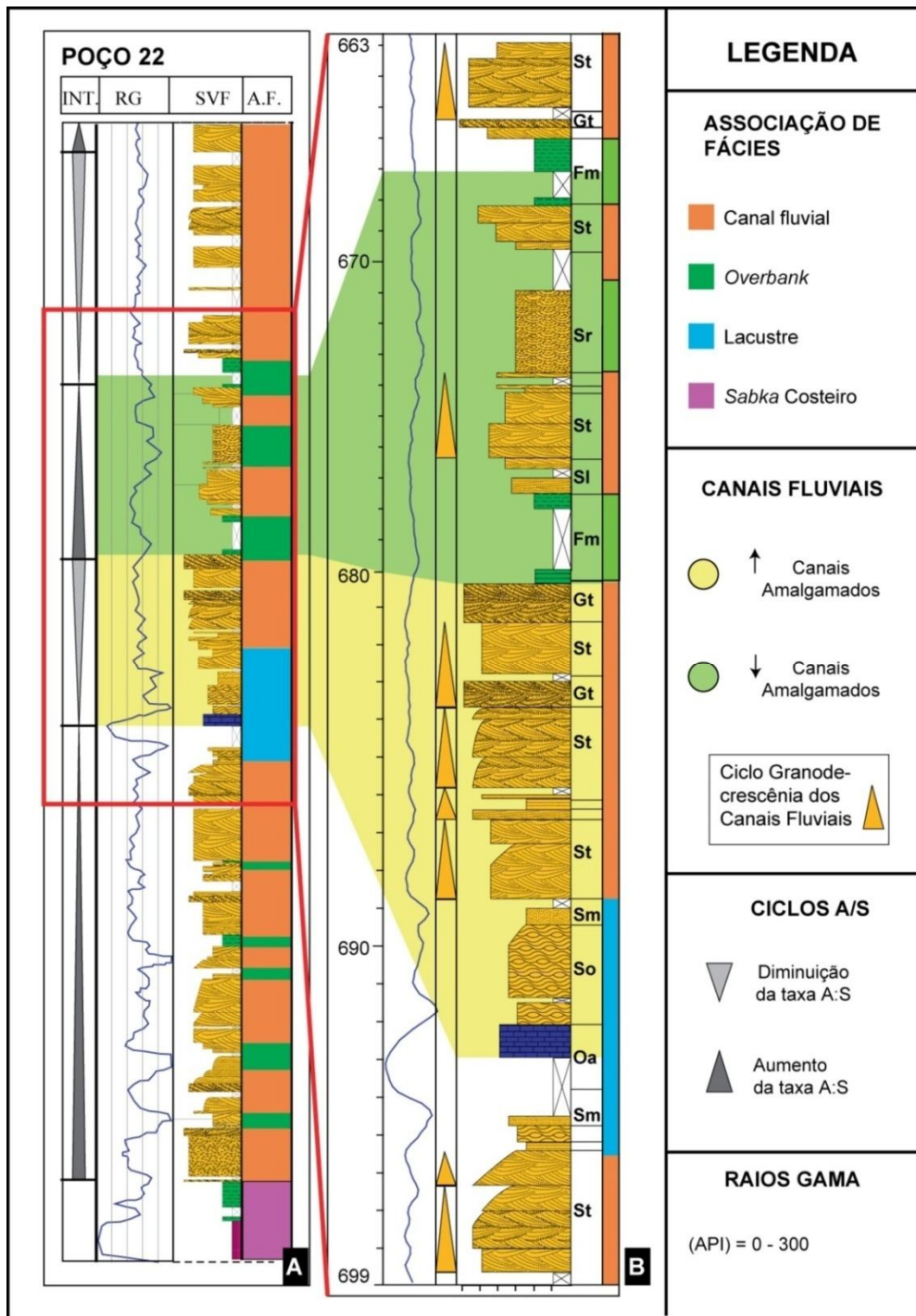


Figura 27. Perfil colunar do poço 22. A) Observe o aumento e diminuição dos ciclos A/S. B) Em amarelo o intervalo com maior grau de amalgamação dos canais fluviais, observe que os ciclos de granodecrescência dos canais apresentam maiores espessura no topo deste intervalo. Em verde o intervalo com menor grau de amalgamação dos canais fluviais, observe que os ciclos de granodecrescência diminuem em direção ao topo e estão intercalados com os depósitos de *overbank*.

- 3) Os intervalos de aumento e diminuição da razão A/S podem ser utilizados como unidades de correlação, atribuindo um caráter genético na caracterização do arcabouço estratigráfico de uma bacia (Figura 28). Essa técnica de correlação genética alternativa difere da litoestratigrafia, pois está sustentada pelas premissas fundamentais da oscilação do nível de base, e da criação e destruição do espaço de acomodação ao longo do tempo.

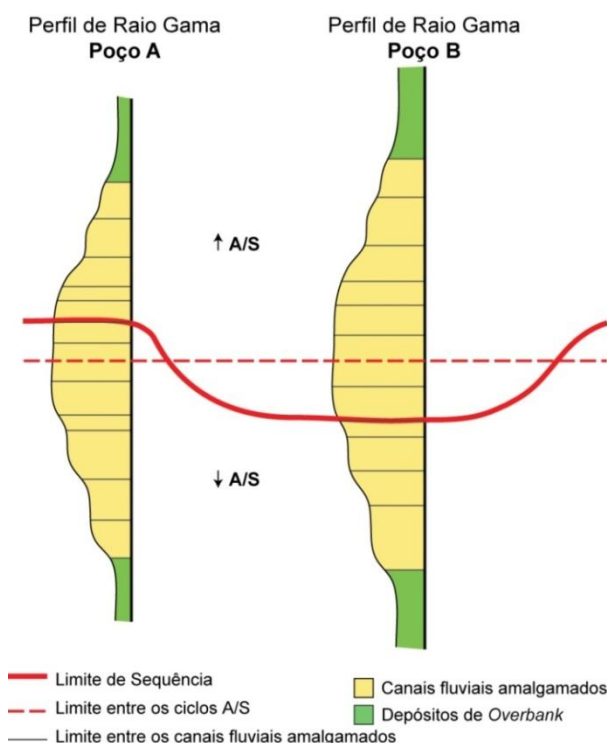


Figura 28. Modelo conceitual da relação entre o limite de seqüências (sem expressão correlacionável em poços) e o limite de ciclos A/S (que não possui resolução cronoestratigráfica, porém representa tendências correlacionáveis nos poços).

- 4) Os seis ciclos A/S individualizados são compostos internamente por intervalos de aumento (base) e diminuição (topo) no grau de amalgamação dos canais fluviais. Os dois ciclos basais foram observados nos poços descritos, enquanto os demais foram definidos somente com base em perfis. Estes ciclos superiores foram intensamente erodidos pelos arenitos fluviais da Formação Rio Doce, principalmente na porção oeste da subárea sul, Figura 29B.

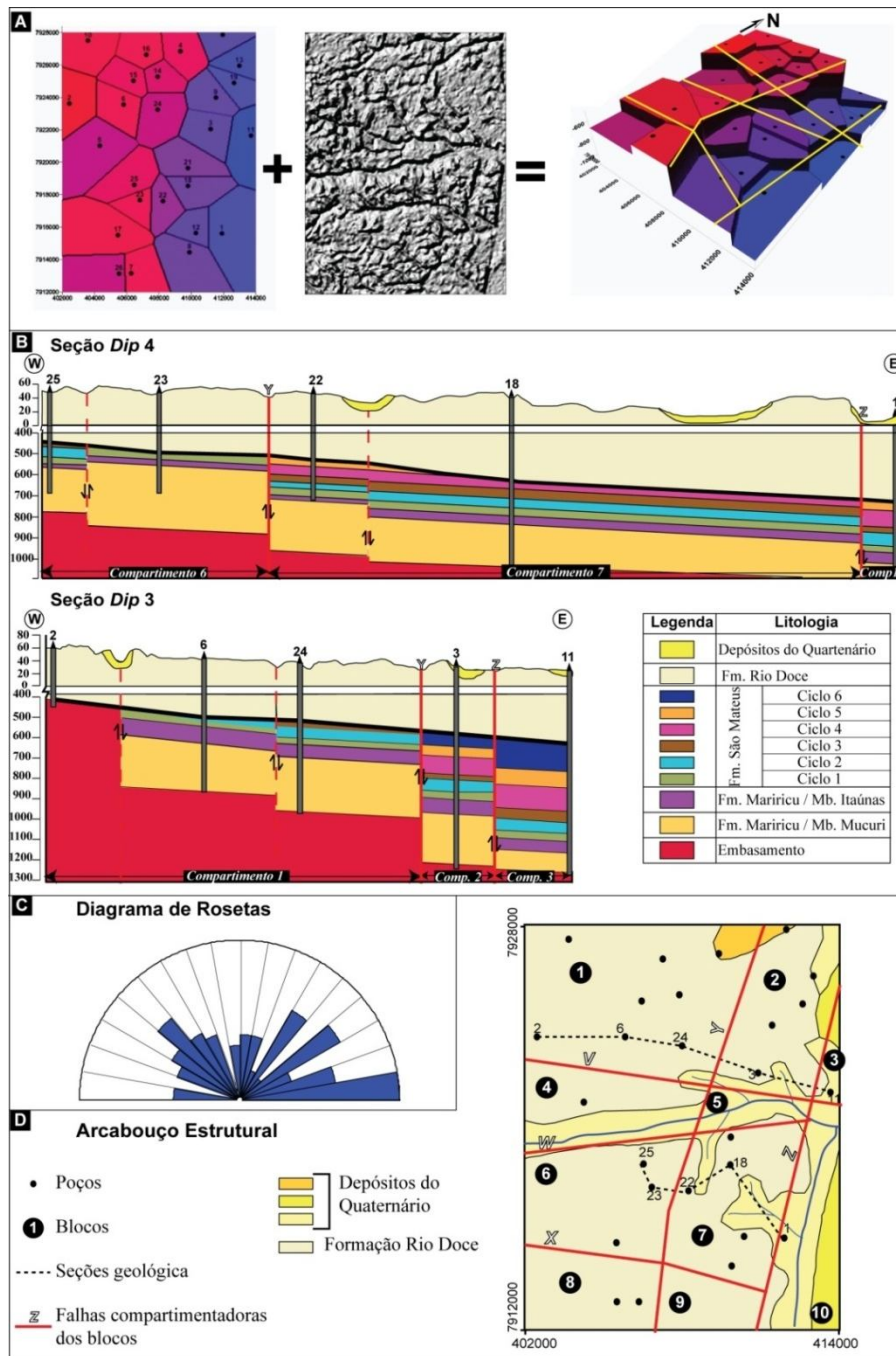


Figura 29. Resultados da Interpretação Estrutural. A) Integração do Modelo Digital de Terreno (MDT) com o mapa de superfície topo dos Evaporitos. Algumas das estruturas são visualizadas em ambos os mapas. B) Seções de correlação com a inserção do arcabouço estrutural. Observe que as falhas geram rejeitos de até 600 metros. C) Diagrama de rosetas de comprimento extraído do MDT. Observe que nem todas as falhas observadas na roseta são observadas no mapa Topo dos Evaporitos. D) Arcabouço Estrutural da área. Observe a compartimentação da área em dez blocos.

- 5) A análise estrutural revelou que as principais estruturas são as NNE (Figura 29C e Figura 29D). Estas estruturas geraram rejeitos de até 600 metros e escalonaram os blocos baixos para leste, conforme apresentado na Figura 29A. Estas estruturas são caracterizadas por quebras abruptas e acentuadas no mapa de topo dos Evaporitos e por lineamentos longos e contínuos no MDT. Secundariamente, as estruturas NW e NEE apresentam rejeitos com até 80 metros e compartimentam a área no sentido norte-sul.
- 6) Na integração dos resultados de MDT com o mapa de topo dos Evaporitos percebeu-se que todas as falhas que geraram o arcabouço estrutural são visualizadas no mapa de topo dos Evaporitos. A constatação de que as falhas NE foram ativas durante o Albiano é reforçada pelo espessamento de seção observado nas seções estratigráfica da Formação São Mateus (Figura 29B).
- 7) Este estudo integrador de análise estratigráfica com análise estrutural indireta permitiu a compreensão da compartimentação e evolução geológica da área estudada. Estas duas ferramentas são uma importante alternativa para estudos em áreas com ocorrências exclusivas de depósitos fluviais e/ou pouca cobertura sísmica.
- 8) Os modelos tradicionais da Estratigrafia de Sequências para depósitos fluviais próximos da linha de costa (Shanley & McCabe, 1993; Shanley & McCabe, 1994 e Wright & Marriot, 1993) apresentam uma ótica de trabalho diretamente vinculada a estratigrafia de sequências tradicional (*sensu* Van Wagoner, 1988 e Posamentier, 1988), ou seja, necessariamente deve-se reconhecer os tratos de sistemas deposicionais e as superfícies limítrofes. No entanto, em depósitos eminentemente fluviais o reconhecimento das superfícies chave da estratigrafia de sequências é extremamente difícil. Para isso, a busca por modelos que dêem suporte a uma correlação com significado cronoestratigráfico é necessária para este tipo de depósitos. O modelo de Ramón & Cross (1997) que através do

reconhecimento dos ciclos A:S, onde a taxa A (espaço de acomodação), e S (suprimento sedimentar) controla o grau de amalgamação dos corpos arenosos de canais fluviais foi o que teve a melhor aplicabilidade para este estudo.

- 9) O uso de ferramentas indiretas de análise estrutural, tais como SRTM e Mapa de cota de superfícies, fornece um subsídio para informações de cunho estrutural em áreas onde não existe cobertura sísmica, ou mesmo quando estas são de baixa qualidade. O uso destas duas ferramentas (SRTM e Mapa de cotas de superfícies) possibilitou a compartimentação estrutural da área com a visualização das principais falhas, suas orientações e rejeitos associados. Portanto, estas ferramentas apresentaram-se como uma alternativa simples, rápida e de consideráveis resultados em áreas de carência ou deficiência sísmica.

7. REFERÊNCIAS

- AITKEN, J.F. & FLINT, S., 1995. The application of sequence stratigraphy to fluvial systems: an example from the Late Carboniferous of the Appalachians. **Sedimentology**, 42, p.3-30.
- ASMUS, H.E., GOMES, J.B. & PEREIRA, A.C.B. 1971. Integração Geológica Regional da Bacia do Espírito Santo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo, SBG. **Anais... v. 3**, p 235-252.
- BARREL, J. 1917. Rhythms and the measurement of geological time. **Geol. Soc. Am. Bull.**, 28, 745-904.
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A. 1987. **Glossary of geology**. 3Ed. American Geological Institute, Alexandria.
- BIASSUSI, A. S., MACIEL, A. A., CARVALHO, R. S., 1990. Bacia do Espírito Santo: o “estado da arte” da exploração. **Boletim de Geociências**, v.4, n.1, jan./mar. , p.13-19 , Rio de Janeiro.
- BROWN, L.F. & FISHER, W.L. 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: PAYTON, C.E. 1977. **Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. Memoir 26 – AAPG**, p. 213-248. Tulsa, Oklahoma, USA. 502p.
- CARVALHO, M.D., PAUMER, M.L, LIMA, C.C., BABINSK, N.A., FANHA, A.B. 1982. **Sistemas deposicionais, evolução diagenética e geoquímica dos carbonatos e evaporitos da área da Plataforma de São Mateus (ES)**. PETROBRAS/CENPES. Relatório Interno. 102p.
- CARVALHO, R.S., BIASSUSI, A.S., MACIEL, A.A. 1989. **Bacia do Espírito Santo: O "Estado da Arte" da Exploração**. I Seminário de Interpretação Exploratória. PETROBRAS/SINTEX p. 127-134.

- CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Amsterdam: Elsevier, 2006. 375p.
- CATUNEANU, O., et al. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, v. **92**, p. 1-33
- CHANG, H.K., KOWSMANN, R. O., FIGUEIREDO, A.M., 1988. New concepts of the development of east Brazilian marginal basins. **Episodes**, v. **11**, p.194-202.
- CONCEIÇÃO, J.C., MISUZAKI, A.M.P., ALVES, D.B. & SZATMARI, P. 1993. **Controle tectônico do magmatismo meso-cenozóico no sul e sudeste do Brasil e seu papel na evolução das bacias sedimentares**. Rio de Janeiro, PETROBRAS. Relatório Interno.
- CORDANI, U.G. & BLAZEKOVIC, A., 1970. Idades radiométricas das rochas vulcânicas dos Abrolhos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasília, 1970. Anais, Brasília, SBG, p. 265-270.
- COSTA, L. R. A., 1988. **Evolução termomecânica da Bacia do Espírito Santo**. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Ouro Preto, 1988. 142p.
- CURRIE, B.S., (1997), Sequence stratigraphy of nonmarine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland-basin system: **Geological Society of America Bulletin**, v. **109**, no. **9**, p. 1206-1222.
- DALRYMPLE, M.; PROSSER, J. & WILLIAMS, B., 1998. A dynamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the Staffjord Formation (United Kingdom, Northern North Sea). In: Shanley, K.W. & McCabe, P.J. (Eds) **Relative role of eustasy, climate, and tectonism in continental rocks**. Tulsa, Oklahoma, SEPM Geology. p. 17-29 (Special publication n. 59).
- FRANÇA R. L., DEL REY A.C., TAGLIARI C.V., BRANDÃO J.R., FONTANELLI P.R. 2007. Bacia do Espírito Santo. **Boletim de Geociências, Rio de Janeiro**, v. **15**, n. **2**, p. 501-509.
- GOMES, J.B., CARVALHO, R.S., LIMA, F.R.T., ABDALLA, E.T.C. 1988. **Revisão geológica regional da Bacia do Espírito Santo**. PETROBRAS/DEPEX/DIRNEM/SEBES. 35p. Relatório Interno.
- JONES, L.S.& SCHUMM, S.A. 1999. Causes of avulsion: an overview. In: Smith, N.D. & Rogers, J. (Eds.). **Fluvial sedimentology IV**. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 28, p. 171-178.
-

- LOULIT, T.S.; HARDENBOL, J., VAIL, P.R., BAUM, G.R. 1988. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequence. In: Wingus, C.K.; Hastings, B.S.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Kendall, C.G; Van Wagoner, J.C. (Eds). **Sea level changes: an integrated approach**. SEPM Special Publication, 42, pp.183-213.
- MARTINSEN, O; RYSETH, A.; HANSEN, W.H.; FLESHE, H.; TORKILDSEN, G.; IDIL, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ercson Sandstonw (campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. **Sedimentology**, **46**, 235-259.
- MIALL A.D., 1996. **The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology**. New York, Springer-Verlag, 582 p.
- MIALL, A.D. & ARUSH, M. 2001. Cryptic sequence boundaries in braided fluvial sucessions. **Sedimentology**, **46**:971-985.
- PLINT, A. G.; MCCARTHY, P.J.; FACCINI, U.F. 2001. Nonmarine sequence stratigraphy: Updip expression of sequence boundaries and systems tracts in a high-resolution framework, cenomanian Dunvegan Formation, Alberta foreland basin, Canada. **AAPG Bull.**, **85**:1967-2001.
- POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition I - Sequence and Systems Tracts Models. In: Wilgus, C.K; Hastings, B.S.; Kendal, C.G.ST.C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds) **Sea Level Changes: An Integrated Approach**. Tulsa, Oklahoma, SEPM Geology. p.109-124 (Special Publication n. 42).
- POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G.P.; JAMES, D.P. & TESSON, M. 1992. Forced Regressions in a Sequence Stratigraphic Framework: Concepts, Examples, and Exploracion significance. **AAPG Bulletin**, **v. 75 n. 11**, p. 1687 -1709.
- RAMÓN, J.C., CROSS, T. 1997.Characterization and prediction of reservoir architecture and petrophysical properties in fluvial channel sandstones, middle magdalena basin, Colombia. **Ciencia, Tecnologia y Futuro**, **1 (3)**, p.1-22.
- RAMÓN, J. C. A & CROSS, T. A., 2002. Correlation Strategies and Methods in Continental Strata, Middle Magdalena Basin, Colombia. **Journ.South Am. Earth Sci.** **2002**.
- RANGEL, H.D., F.A.L. MARTINS, F. R. ESTEVES, AND F. J. FEIJÓ, 1994, Bacia de Campos, Boletim de Geociências Petrobras v. 8 (1), p.203-218.

- REGALLI, M.S.P. 1992. Estudo Bioestratigráfico Regional dos Sedimentos Pré-Alagoas na Bacia do Espírito Santo. **PETROBRAS/SENSUD (Relatório interno)**. Rio de Janeiro-RJ.
- RODRIGUES, M. A. 1980. Considerações sobre a Estratigrafia Pós-Evaporítica da Porção Sul da Bacia do Espírito Santo. Anuário IGEO, 1980, Volume 4. Editor: Lucy Abreu da Rocha Freire.
- SCHANLEY, K.W. & MCCABE, P.J. 1993. Alluvial architecture in a sequence stratigraphy framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, USA. In: Flinck, S. and Bryant, I.D. (Eds.). **The geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrops Analogues**. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 6, pp.155-168.
- SCHANLEY, K.W. & MCCABE, P.J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. **AAPG. Bull**, **78**, 544-568.
- SCHERER, C. M. S., 2008. Ambientes Fluviais. In: Silva, A. J. C. L. P.; Aragão, M.A.N.F.; Magalhães, A.J.C. (Eds.). **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**. São Paulo, Beca-BALL edições, p. 103-130.
- SCHUMM, S.A. 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. **Journal of Geology**, **101**, 279-294.
- SLOSS, 1962. Stratigraphic models in exploration. **AAPG Bull.**, **46**, 1050-1057.
- SOBREIRA, J. F. F.; SZATMARI, P. Novas datações Ar-Ar para as rochas vulcânicas de Abrolhos e implicações para a evolução da Margem Continental Leste Brasileira. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 8., 2001, Recife. Anais... [Recife]: Sociedade Brasileira de Geologia, [2001]. P:31.
- TAGLIARI, C.V. 1993. **Evolução das sequências mistas (Siliciclásticas e Carbonáticas) sob a influência da Halocinese Durante o albo-Aptiano da Plataforma de Regência, Bacia do espírito Santo**. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 159p.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. & THOMPSON, S. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.E. 1977. **Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26. p:63- 81.
- VAN DER VEN, P. H., CUNHA, C.H.R., BIASSUSI, A. S., 1988. Structural styles in the Espírito Santo – Mucuri Basin, Southeastern Brazil. **Tulsa.: AAPG**. p.374-375.

VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUITT, T.S. & HARDENBOL, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy. 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**. Tulsa, Oklahoma, SEPM Geology. p 39-45 (Special Publication n. 42).

VAN WAGONER, J. C.; MITCHUM, R. M.; CHAMPION, K. M. & RAHMANIAN, 1990. **Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Facies**. Amer. Assoc. of Petrol. Geolog., Methods in Exploration Series, n. 7, 55p.

VIEIRA, R.A.B., MENDES, M.P., VIEIRA, P.E., COSTA, L.A.R., TAGLIARI, C.V., BACELAR, L.A.P, FEIJÓ, F.J. 1994. “Bacias do Espírito Santo e Mucuri”.In: FEIJO,F.J. (ed.). Estratigrafia das Bacias do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras, n.1, vol. 8.**, p. 191-202. PETROBRAS, Rio de Janeiro/RJ.

WALKER, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In:* Walker, R.G. & James, N.P. 1992. **Facies models response to sea level change**. Geological Association of Canada.

WRIGHT, P. & MARRIOT, S.B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. **Sediment. Geol.**, **86**, 203-210.