

**AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO MISTA (SILICICLÁSTICA E
CARBONÁTICA), CICLOESTRATIGRAFIA E HALOCINESE
DURANTE O ALBIANO, PLATAFORMA DE REGÊNCIA, BACIA DO
ESPÍRITO SANTO**

Claudio Vinicius Tagliari

Tese (Doutorado) apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, para a obtenção do Título de Doutor (Área de Concentração em Geologia Sedimentar: Estratigrafia e Evolução de Bacias).

Banca examinadora:

Prof. Dr. Jose Alexandre Perinotto – Universidade Estadual Paulista - Rio Claro – SP

Prof. Dr. Francisco Manoel Wohnrath Tognoli - Universidade do Vale do Rio dos Sinos – Unisinos – São Leopoldo – RS

Dr. Délzio de Lima Machado Junior - Petrobrás

Orientador: Prof. Dr. Paulo Sergio Gomes Paim

São Leopoldo

2013

T126a Tagliari, Claudio Vinicius

Ambientes de sedimentação mista (siliciclástica e carbonática), cicloestratigrafia e halocinese durante o Albiano, Plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo / por Claudio Vinicius Tagliari. -- 2013.
207 f. : il. ; color. ; 30cm.

Tese (Doutorado) -- Universidade do Vale do Rio dos Sinos - Unisinos.
Programa de Pós-Graduação em Biologia, São Leopoldo, RS, 2013.
Orientador: Prof. Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim.

1. Geologia - Espírito Santo. 2. Sedimentação mista siliciclástica e carbonática - Ciclos de Milankovitch - Halocinese. 3. Ambiente plataformal/transicional/continental - Cicloestratigrafia - Bacia do Espírito Santo. II. Paim, Paulo Sérgio Gomes.

CDU 551.7(815.2)

A tese de doutorado

**“AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO MISTA (SILICICLÁSTICA E CARBONÁTICA),
CICLOESTRATIGRAFIA E HALOCINESE DURANTE O ALBIANO, PLATAFORMA
DE REGÊNCIA, BACIA DO ESPÍRITO SANTO”**

apresentada por **CLAUDIO VINICIUS TAGLIARI**
foi aceita e aprovada como atendimento parcial aos requisitos para a obtenção do grau de
DOUTOR EM GEOLOGIA.

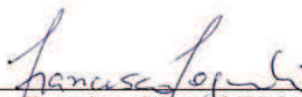
Banca Examinadora:



Dr. Delzio de Lima Machado Júnior
(PETROBRAS)

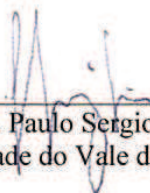


Prof. Dr. José Alexandre de Jesus Perinotto
(UNESP)



Prof. Dr. Francisco Manoel Wohnrath Tognoli
(UNISINOS)

Presidente da Banca Examinadora:



Prof. Dr. Paulo Sergio Gomes Paim
Universidade do Vale do Rio dos Sinos

São Leopoldo, 27 de setembro de 2013.

Dedico esse trabalho à memória de meu pai, Luiz, e à dedicação de uma vida por parte de minha mãe, Beatriz.

AGRADECIMENTOS

À PETROBRÁS pela oportunidade e disponibilidade do acervo de dados.

À Universidade do Vale do Rio dos Sinos - UNISINOS, pelo aprendizado.

Aos gerentes Fernando Taboada, Renato Gonzales e Roberto Salvador D'Ávila, pelo apoio e incentivo.

Ao meu orientador Paulo Sérgio Gomes Paim pelo direcionamento, pelas discussões, correções, boa convivência e pelo senso de humor.

Aos professores do PPGEU - UNISINOS, Ubiratan Faccini, Francisco Tognoli, Ernesto Lavina e Renata Netto pelo aprendizado nas salas de aula, pelas revisões e pelas discussões técnicas.

Ao Juliano Schmidt, pelo apoio junto à secretaria do PPGEU.

Aos colegas da UO-ES/EXP/ABIG, pelo espírito de solidariedade.

Ao colega Jairo Rios Brandão, pela revisão dos textos, troca de ideias e companheirismo.

Aos colegas Lucas Beggiato e Nívea Carramal da Silva e pelas discussões técnicas.

Ao colega Josemar Santos Pereira Filho pelas discussões técnicas e pelo aprendizado transmitido.

Aos colegas da Unisinos pelas discussões e convivência acadêmica.

À Rosana Gabriela, Diógenes Lessa, Joel Reina, Jean Giuriatto, Renata M. Kallot, Telma Gonçalves, Vanessa Engelke, Lorena Galetti de Almeida e Wilson Ney, pelos trabalhos de edição.

À minha esposa Denise, companheira de todas as horas, pela dedicação, apoio e compreensão.

Resumo

Esta tese buscou definir a origem das rochas carbonáticas, mistas e siliciclásticas albianas da Plataforma de Regência que ocorrem na porção submersa da Bacia do Espírito Santo. Para alcançar esse objetivo, algumas hipóteses foram testadas: houve algum fator controlando a alternância cíclica de camadas de rochas carbonáticas, híbridas e siliciclásticas e, em caso positivo, que fator seria esse? Qual teria sido a origem da boa preservação da ciclicidade em um contexto deposicional transicional/marinho raso, predominantemente siliciclástico, dinâmico e de alta energia e sujeito a frequentes eventos erosivos? Os sistemas deposicionais siliciclásticos, mistos e carbonáticos coexistiram de forma ativa na escala de alta frequência? Para que estes questionamentos fossem respondidos buscou-se definir: (1) o modelo deposicional/paleoclimático adequado para explicar a sucessão vertical e lateral de fácies; (2) a origem da alternância cíclica; (3) a influência da tectônica, tanto envolvendo o embasamento como vinculada à halocinese, na deposição e preservação da sucessão estudada; e (4) o contexto paleogeográfico (escala regional) e estratigráfico (escala das fácies) ao qual a sucessão analisada se associa. Para tanto, foram utilizados dados de sísmica 3D e de poços (perfis, 180 m testemunhos e amostras de calha) a partir dos quais se geraram seções sísmicas e estratigráficas, mapas de litofácies e paleogeográficos, e bloco-diagramas. Foi evidenciada uma reativação eoalbiana do Falhamento Cedro-Rio Doce que dividiu a Plataforma de Regência em um bloco alto, a oeste, e outro baixo, a leste. Esse fenômeno causou uma remobilização parcial de cunho halocinético da sequência deposicional mais antiga (Sequência A) no sentido do depocentro da bacia. Nessa sequência foram descritas 14 litofácies organizadas em 8 associações de fácies que representam distintos intervalos estratigráficos e ratificam o caráter alocíclico da sedimentação. Foi apresentado um modelo paleoambiental capaz de explicar a sucessão vertical dos distintos tipos litológicos no interior de um “ciclo sedimentar ideal” de alta frequência bem como a disposição espacial dos principais tipos litológicos na escala das sequências deposicionais e tratos de sistemas de 3ª ordem. A análise espectral de perfis de raios gama, previamente correlacionados a dados litológicos de poço, confirmou a origem alocíclica (excentricidade curta) dos

estratos investigados bem como permitiu estabelecer o tempo envolvido na deposição do pacote sedimentar estudado, demonstrando-se, assim, constituir-se em um poderoso geocronômetro capaz de determinar o intervalo de tempo transcorrido durante a acumulação com maior resolução que aquela alcançada pelo tradicional método paleontológico. É sabido que ambientes transicionais e plataformais são submetidos a eventos de alta energia e a variações significativas do nível de base, o que dificulta a boa preservação dos estratos depositados, e, assim, da ciclicidade. Nesse sentido, a boa preservação da ciclicidade no intervalo analisado foi vinculada a escape de sal, provocando, um incremento na acomodação, pelo menos em parte devido a altas taxas de acumulação siliciclástica.

Abstract

The main goal of this thesis is to define the origin of the carbonate, hybrid and siliciclastic Albian rocks of the Regência Platform that occur in the offshore portion of the Espírito Santo Basin. To achieve this objective, the following hypotheses were tested: was there any external control on the cyclic arrangement of the carbonate, hybrid and siliciclastic strata and, if so, of which sort? What would have favored the excellent preservation of the cyclicity within a transitional to shallow marine, dynamic and high energy depositional setting? Did the siliciclastic, mixed and carbonate depositional systems co-exist at the high-frequency scale? To explain these questions, it was required to define (1) a depositional/paleoclimate model that properly explain both vertical and lateral facies changes; (2) the origin of the cyclicity; (3) the influence of basement and salt tectonics in the deposition and preservation of the studied interval; and (4) the paleogeographic (regional scale) and stratigraphic (facies scale) setting ascribed to the studied interval. The data set includes 3D seismic and well data (logs, cores and cuttings) from which seismic and stratigraphic sections, lithofacies and paleogeographical maps, and block-diagrams were derived. A reactivation of the Cedro - Rio Doce Fault Zone during the Eo-Albian divided the Regência Platform into a high (to the West) and a low (to the East) block. This event has also caused the partial displacement of the older studied interval (Sequence A) to the basin depocentre due to halokinesis. Based on 180m of cores obtained from distinct stratigraphic intervals within Sequence A, 14 lithofacies were distinguished and organized into 8 facies associations whose superposition confirmed the allocyclic nature of the facies succession. It was presented a depositional model able to explain the vertical succession of lithologies within a high-frequency "ideal sedimentary cycle" as well as the regional arrangement of the main lithologies at the 3rd order scale. The spectral analysis of the gamma-ray logs previously tied to lithological information from well data confirmed the allocyclic nature (short eccentricity) of the cyclicity as well as has allowed establishing the time interval recorded in the studied interval. This later result demonstrates that this approach can be used as a powerful geochronometer able to quantify the time span of a sedimentary succession in a higher resolution than the traditional paleontological method. It is well known that shelfal and transitional environments are subject to high energy episodes and large sea-level changes that lessen the depositional

preservation potential and so the cyclicity record. In this context, the excellent preservation of the cyclicity within the studied succession was ascribed to the high siliciclastic sedimentation rate favoring salt escape and increasing accommodation.

FIGURAS

Figuras do Capítulo 1

Fig. 1.1 - Movimentos orbitais da Terra e seus principais parâmetros indutores	29
Fig. 1.2 - Deslocamento do equinócio e o solstício ao longo da órbita elíptica da Terra.....	32
Fig. 1.3 - Ciclos de insolação plotados nas latitudes de 50° N e 50° S	33
Fig.1.4 - Índices de variação isotópica de ¹⁸ O e curva simplificada baseada em valores de insolação correspondentes aos ciclos dominantes de obliquidade e excentricidade ao longo do Quaternário.....	34
Fig. 1.5 - Cobertura estratigráfica da ATS na Geological Time Section (GTS) 2012.	44
Fig. 1.6 - Resumo do grau de incerteza da atual ATS e cobertura estratigráfica ao longo do Fanerozóico.....	47
Fig. 1.7 - Máximos e mínimos climáticos causados pela interferência dos ciclos orbitais para os últimos 400 ka	50
Fig. 1.8 - Células de circulação Hadley, Ferrel e Polar, nas condições de máximo e mínimo climático	51
Fig. 1.9 - Mapa das bandas cicloestratigráficas para os últimos 3 Ma.....	53
Fig. 1.10 - Mapa das bandas cicloestratigráficas de 100 Ma atrás	55
Fig. 1.11 - Produção sedimentar para cada banda cicloestratigráfica considerando fase climática, nível do mar, e nível do lago	58
Fig. 1.12 - Onda composta por várias frequências decomposta em suas componentes.....	63
Fig. 1.13 - Intervalo selecionado de um poço mostrando o perfil sônico com respectivo traço sísmico de amplitude.....	66
Fig. 1.14 – Periodograma	67

Figuras do Capítulo 2

Fig. 2.1 - Mapa mundial esquemático de elevação topográfica média	75
Fig. 2.2 - Modelo de sedimentação recíproca para sistemas mistos tropicais	82
Fig. 2.3 - Foto de satélite e mapa faciológico - litoral de Belize	87
Fig. 2.4 - Foto de satélite e mapa faciológico – Great Barrier Reef	87
Fig. 2.5 - Imagem de sonar – Norte da Great Barrier Reef.....	88
Fig. 2.6 - Modelos esquemáticos da evolução de vales incisos e <i>build ups</i> carbonáticos – litoral de Belize.....	89
Fig. 2.7 - Modelos para explicar a deposição preferencial de siliciclásticos na região do talude da Great Barrier Reef	91
Fig. 2.8 - Modelo estratigráfico do Holoceno do delta Mahakam (Indonésia) e da plataforma adjacente.....	92
Fig. 2.9 - Depósito basal de um <i>patch reef</i> Mioceno (leste de Borneo)	93
Fig. 2.10 - Mapa de fácies de plataforma em rampa tropical, oeste da Florida.....	97
Fig. 2.11 - Seção estratigráfica esquemática da seção mista albiana – Bacia de Kwanza, Angola	98
Fig. 2.12 - Afloramento de sedimentos albianos – Lobito, Angola.....	99

Figuras do Capítulo 3

Fig. 1 - Área de localização do projeto.....	(3)120
Fig. 2 – Polígono do programa sísmico 3D utilizado.....	(3)120
Fig. 3 - Seção geológica regional.....	(4)121
Fig. 4 - Seção sísmica em profundidade.....	(4)121
Fig.5 - Carta estratigráfica do intervalo Albiano - Aptiano, da Bacia do Espírito Santo.....	(5)122
Fig. 6 - Mapa de atributo sísmico.....	(6)123
Fig. 7 - Seção sísmica em tempo.....	(7)124
Fig. 8 - Mapas da Sequência A: (a) litofácies, (b) diagrama ternário de composição percentual das litofácies, (c) mapa paleogeográfico deduzido do mapa de litofácies e (d) bloco diagrama.....	(9)126
Fig. 9 - Perfil composto de dois poços.....	(10)127
Fig. 10 - Mapas Sequência B / intervalo B1: (a) mapa de litofácies, (b) diagrama ternário de composição percentual das litofácies, (c) mapa paleogeográfico, (d) bloco diagrama.....	(11)128
Fig. 11 - Feições sísmicas em forma de <i>downlap</i>	(12)129
Fig. 12 - Mapas da Sequência B / intervalo B2: (a) mapa de litofácies, b) diagrama ternário de composição percentual das litofácies, (c) mapa paleogeográfico deduzido do mapa de litofácies, (d) bloco diagrama.....	(13)130
Fig. 13 - Seção sísmica <i>dip</i> (em tempo).....	(14)131

Figuras do Capítulo 4

Fig. 1 - The Espírito Santo basin and the study area in southeastern Brazil....	(23)135
Fig. 2 - Simplified Albian - Aptian stratigraphy of the Espírito Santo Basin.....	(23)135
Fig. 3 - Interpreted, time - migrated seismic section.....	(24)136
Fig. 4 - Geological section.....	(25)137
Fig. 5 - Schematic stratigraphic section.....	(26)138
Fig. 6 - Stratigraphic section (gamma ray and sonic logs, and lithological interpretation).....	(27)139
Fig. 7 - Well 1 scalogram.....	(28)140
Fig. 8 - Well 1 periodogram.....	(28)140
Fig. 9 - Well 2 scalogram.....	(28)140
Fig. 10 - Well 2 periodogram.....	(29)141
Fig. 11 - Well 3 scalogram.....	(30)142
Fig. 12 - Well 3 periodogram.....	(30)142
Fig. 13 - Well 4 scalogram.....	(30)142
Fig. 14 - Well 4 periodogram.....	(30)142

Figuras do Capítulo 5

Fig. 1 - Mapa de Localização	148
Fig. 2 - Detalhe da Carta Estratigráfica (Andares Albiano-Aptianos).....	149
Fig.3 - Mapas de litofácies e paleogeográfico da “Sequência A” e diagrama ternário de composição percentual das litofácies, mapa e foto	151
Fig. 4 – Bloco - diagrama simplificado da Sequência A	152
Fig. 5 - Seção estratigráfica da Sequência A entre os poços 1, 2, 3, 4 e 5	153

Fig. 6 - Descrição dos testemunhos dos poços 2, 3 e 5 (<i>software</i> Anassete, Análise Sequencial de Testemunhos, Petrobrás).....	154/155
Fig. 7 - Fotos das fácies descritas.....	160
Fig. 8 - Fotos das AF2, AF3 e AF4.....	161
Fig. 9 - Seção sísmica regional na direção do mergulho regional.....	164
Fig. 10 – Seção estratigráfica segundo o <i>strike</i> deposicional.....	167
Fig. 11 - Fotografias de satélite da margem norte do Golfo de Eilat (Península do Sinai, Egito).....	170
Fig. 12- Aspectos texturais e composicionais das principais associações de fácies (lâminas delgadas).....	174
Fig. 13. Relações de contato entre diversas associação de associação de fácies..	177
Fig. 14 – Fotos de testemunhos com indicação de icnofácies	180
Fig. 15 – Desenho esquemático do “ciclo ideal”	190

TABELAS

Tabela 1.1 - Ordem hierárquica, duração e causas dos ciclos deposicionais	22
Tabela 1.2 - Evolução dos índices de periodicidade da obliquidade e precessão, do Recente até 250 Ma atrás	46
Tabela 1.3 - Bandas cicloestratigráficas.....	56
Tabela 1.4 - Matriz mostrando as razões entre as periodicidades de Milankovitch ..	68
Tabela 1.5 - Matriz mostrando as razões das espessuras (em metros) dos ciclos.	68
Tabela 1.6. Relação das espessuras dos ciclos, as periodicidades respectivas de Milankovitch e das respectivas taxas de acumulação obtidas da razão entre as duas primeiras.....	69

Tabela do Capítulo 2

Tabela 2.1 - Diferenças entre clásticos terrígenos e carbonatos.....	70
--	----

Tabelas do Capítulo 4

Table 1 - Deviation of the obtained ratios (orbital cycles in each well) relative to the Milankovitch matrix.....	141
Table 2 - Well 1 results of the time series analysis.....	141
Table 3 - Well 2 results of the time series analysis.....	141
Table 4 - Well 3 results of the time series analysis.....	142
Table 5 - Well 4 results of the time series analysis.....	143
Table 6 - Time span and accumulation	143

Tabela do Capítulo 5

Tabela 5.1 - Principais classes de fácies descritas nos testemunhos e respectivos códigos.....	158
Tabela 5.2 – Classificação e interpretação das icnofábricas e icnofácies descritas em testemunhos.....	181

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	15
1 CICLOESTRATIGRAFIA: FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	20
1.1 INTRODUÇÃO	20
1.2 CICLICIDADE	20
1.3 A CICLOESTRATIGRAFIA	23
1.3.1 Os Ciclos Orbitais de Milankovitch e o Clima Passado e Futuro	24
1.3.1.1 <i>A TEORIA DE MILANKOVITCH – INTRODUÇÃO</i>	24
1.3.1.2 <i>O CONHECIMENTO ACERCA DOS CICLOS ORBITAIS, ATÉ O FINAL DOS ANOS 70, SUAS CARACTERÍSTICAS E INTERAÇÕES COM A GEOSFERA</i>	26
1.3.1.3 <i>EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO DOS CICLOS ORBITAIS E DOS PARÂMETROS GEOLÓGICOS E SUA INFLUÊNCIA NAS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS DO QUATERNÁRIO – UMA VISÃO DOS ANOS 70 ATÉ OS DIAS DE HOJE</i>	30
1.3.1.4 <i>MODELANDO CLIMAS DO PASSADO E DO FUTURO</i>	34
1.3.1.5 <i>PALEOCLIMA DURANTE O CRETÁCEO</i>	36
1.3.1.5.1 <i>Introdução</i>	36
1.3.1.5.2 <i>Evidências de variações climáticas significativas (incluindo variações eustáticas) durante o Cretáceo, provocadas ou não por eventos de glaciação ...</i>	37
1.3.1.5.3 <i>Exemplos de ciclicidade orbitalmente induzida durante o Albiano - Aptiano</i>	42
1.3.1.6 <i>A ESCALA DE TEMPO ASTRONÔMICA E A ESCALA GEOLÓGICA INTERNACIONAL</i>	43
1.3.1.7 <i>EVIDÊNCIA DE SUPERNOVAS AFETANDO O CLIMA DA TERRA</i>	48
1.3.2 Respostas Regionais aos Ciclos Climáticos Orbitais	48
1.3.2.1 <i>ASPECTOS GERAIS</i>	48
1.3.2.2 <i>A RELAÇÃO DO CLIMA E DO NÍVEL DO MAR</i>	55
1.3.2.3 <i>O IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS SOBRE A PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS</i>	57
1.3.2.4 <i>CONCLUSÕES</i>	58
1.4 TÉCNICAS DE MEDIÇÃO DOS CICLOS SEDIMENTARES – ARCABOUÇO GEOCRONOLÓGICO	60
1.4.1 Análise Quantitativa dos Ciclos	60
1.4.1.1 <i>INTRODUÇÃO</i>	60

1.4.1.2 FERRAMENTAS E TÉCNICAS UTILIZADAS NO ESTUDO DE CICLICIDADE.....	62
1.4.1.2.1 Análise espectral	62
1.4.1.2.2 O método de aplicação da análise espectral na melhoria da resolução cronológica de estratos sedimentares.....	65

2 A SEDIMENTAÇÃO MISTA SILICICLÁSTICA E CARBONÁTICA: FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA..... 69

2.1 Introdução.....	69
2.2 A assembleia ecológica dos organismos secretores de carbonato e a composição dos sedimentos mistos.....	74
2.3 Gradações da mistura siliciclástica e carbonática.....	77
2.4 Modelos considerando o enfoque espacial e temporal do <i>mixing</i>	78
2.4.1 VARIAÇÕES ESPACIAIS EM AMBIENTES CONTEMPORÂNEOS.....	78
2.4.2 INFLUÊNCIAS DAS VARIAÇÕES TEMPORAIS NOS AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO MISTO	80
2.5 Exemplos holocênicos de sistemas mistos.....	83
2.5.1 EXEMPLO DE CLIMA ÚMIDO: BELIZE, GREAT BARRIER REEF, INDONÉSIA.....	84
2.5.2 EXEMPLO DE CLIMA ÁRIDO - GOLFO DE EILAT	93
2.6 A tectônica do sal no Atlântico do Sul durante o Albiano e sua possível influência no aporte de siliciclásticos para as porções proximais das bacias	95
2.7 Aspectos paleogeográficos do <i>mixing</i> durante o Albiano no sudoeste atlântico.....	95
Referências dos Capítulos 1 e 2.....	100

3 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DAS SEQUÊNCIAS MISTAS (SILICICLÁSTICAS E CARBONÁTICAS) SOB INFLUÊNCIAS DA TECTÔNICA QUE ENVOLVE O EMBASAMENTO E DA HALOCINESE DURANTE O ALBIANO - PLATAFORMA DE REGÊNCIA - BACIA DO ESPÍRITO SANTO.....(1)118

Resumo.....	(1)118
Abstract.....	(2)119
INTRODUÇÃO.....	(2)119
MÉTODO de TRABALHO.....	(3)120
BIOESTRATIGRAFIA.....	(5)122
O CONTEXTO ESTRUTURAL.....	(5)122
ESTRATIGRAFIA: AS SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS ALBIANAS.....	(7)124

Sequência A (Palinozona B de Botelho Neto, 1996).....	(7)124
Sequência B (Palinozonas C e D de Botelho Neto, 1996).....	(10)127
<i>TRATO DE SISTEMAS TRANSGRESSIVOS - “B1”.....</i>	<i>(10)127</i>
<i>TRATO DE SISTEMAS DE MAR ALTO - “B2”.....</i>	<i>(12)129</i>
CONCLUSÕES.....	(14)131
<i>Agradecimentos.....</i>	<i>(15)132</i>
<i>Referências.....</i>	<i>(15)132</i>

4. ORBITAL-DRIVEN CYCLICITY AND THE ROLE OF HALOKINESIS ON ACCOMMODATION WITHIN SILICICLASTIC TO CARBONATE, SHALLOW-WATER ALBIAN DEPOSITS IN THE ESPÍRITO SANTO BASIN, SOUTHEASTERN BRAZIL.....(22)134

Abstract.....	(22)134
INTRODUCTION.....	(22)134
GEOLOGICAL SETTING.....	(24)136
METHODS AND DATA SET.....	(24)137
BIOESTRATIGRAPHY.....	(27)139
EVIDENCE OF THE INFLUENCE OF HALOKINESIS ON SEDIMENTATION.....	(27)139
SPECTRAL ANALYSIS: RESULTS AND INTERPRETATION.....	(28)140
CYCLOESTRATIGRAPHY, HALOKINESIS AND SUBSIDENCE.....	(31)143
CONCLUSIONS.....	(32)144
<i>Aknowledgements.....</i>	<i>(32)144</i>
<i>References.....</i>	<i>(32)144</i>

5. CONTROLE ALOCÍCLICO (ESCALA DE MILANKOVITCH) NA SEDIMENTAÇÃO SILICICLÁSTICA, MISTA E CARBONÁTICA ALBIANA NO CENTRO-LESTE DA PLATAFORMA DE REGÊNCIA (BACIA DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL)..... 145

Resumo	145
Abstract.....	146
1 INTRODUÇÃO	147
2 METODOLOGIA	156
3 CONTEXTO GEOLÓGICO	162
4 RESULTADOS.....	170
4.1 Descrição macroscópica das fácies.....	170

4.1.1 SILICICLÁSTICAS	170
4.1.2 HÍBRIDAS	173
4.1.3 CARBONÁTICAS	173
4.2 Descrição e interpretação das associações de fácies	175
4.2.1 AF1 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES SILICICLÁSTICAS DE SHOREFACE INFERIOR-TRANSIÇÃO OFFSHORE	175
4.2.2 AF2 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES SILICICLÁSTICA DE ZONA DE ARREBENTANÇA / SHOREFACE SUPERIOR.....	179
4.2.3 AF3 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES HÍBRIDAS DE ZONA DE ARREBENTANÇA / SHOREFACE SUPERIOR.....	182
4.2.4 AF4 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PLATAFORMA CARBONÁTICA RETRABALHADA	183
4.2.5 AF5 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES HÍBRIDAS DE RETRABALHAMENTO DA PLATAFORMA CARBONÁTICA	184
4.2.6 AF6 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES SILICICLÁSTICA DE VALES INCISOS	184
4.2.7 AF7 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES SILICICLÁSTICAS FINAS DE DECANTAÇÃO	185
4.2.8 AF8 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES CARBONÁTICA ALÓCTONE.....	186
4.3 O empilhamento faciológico	186
4.4 Halocinese e a discriminação das fácies através da aplicação de redes neurais	187
4.5 O “ciclo Ideal”	187
4.6 Origem e evolução do “Ciclo Ideal”	189
4.7 Relação entre o sistema deposicional na escala de alta frequência e seu correlato na 3ª ordem.....	192
4.8 Análogos paleogeográficos	192
4.9 Considerações estratigráficas	193
5 CONCLUSÕES	193
Agradecimentos	195
Webgrafia	195
Referências	196
 CONCLUSÕES FINAIS	 204

INTRODUÇÃO

Este trabalho almejou estudar o intervalo albiano^(*) da província geológica da Plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo, no qual dois foram os temas principais abordados no estudo, a cicloestratigrafia e a sedimentação mista, que propiciaram a confecção de três artigos, dois deles ainda por serem publicados e um terceiro já publicado em periódicos de expressiva circulação, a saber: (1) “Evolução geológica das sequências mistas (siliciclásticas e carbonáticas) sob influências da tectônica que envolve o embasamento e da halocinese durante o Albiano - Plataforma de Regência – Bacia do Espírito Santo”, Boletim de Geociências da Petrobrás – no prelo; (2) “Orbital-driven cyclicity and the role of halokinesis on accommodation within siliciclastic to carbonate, shallow-water Albian deposits in the Espírito Santo Basin (southeastern Brazil)”, já publicado no periódico *Cretaceous Research*; (3) “Controle aloclítico (escala de Milankovitch) na sedimentação siliciclástica, mista e carbonática albiana no centro-leste da Plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo, Brasil, Boletim de Geociências da Petrobrás, encaminhado ao Boletim para revisão e publicação.

O primeiro artigo teceu uma visão geológica regional da Plataforma de Regência abordando aspectos tectônicos, tanto aqueles que afetam o embasamento, quanto os que afetam a halocinese, aspectos estratigráficos, paleogeográficos e de ambientes de sedimentação. Os outros dois estudos basearam-se em dados fornecidos por poços situados em uma área mais restrita, na porção central da Plataforma de Regência, sendo que o segundo constitui-se em um trabalho cicloestratigráfico e o terceiro se propôs, baseado em descrição de testemunhos, a estabelecer um arcabouço faciológico. Muito embora confeccionados com dados geograficamente mais localizados, esses dois últimos trabalhos, em uma análise sinérgica com o primeiro artigo citado, forneceram importantes subsídios para a compreensão geológica albiana da Plataforma de Regência, e, sob vários aspectos, para a Bacia do Espírito Santo como um todo, considerando o mesmo intervalo temporal. Também foram redigidos dois capítulos que procuram tecer uma fundamentação teórica para melhor

(*) O órgão responsável pelos estudos biocronoestratigráficos da Petrobrás está reavaliando as datações atribuídas ao Eo – Meso - Albiano nas bacias atlânticas do Brasil.

compreensão dois principais temas abordados nos três artigos supracitados, cicloestratigrafia e sistemas mistos, através de uma revisão bibliográfica.

A Bacia do Espírito Santo, como todas as bacias da margem sudeste atlântica brasileira, com características de margem “passiva”, teve, a partir do Albiano, desfeita as condições de restrição que permitiram a deposição de espessa camada de evaporitos, passando a ser dominada por ambientes marinhos francos. Evidências apontam para a atuação de um clima árido a semiárido, com altas temperatura e salinidade da água, o que favoreceu a deposição de carbonatos nas áreas livres ou menos afetadas (maior parte da bacia) pelo eventual aporte de siliciclásticos que ocorria de maneira esporádica, também como consequência das características climáticas. A sedimentação constatada ocorreu em ambientes continental, transicional e marinho raso.

O primeiro artigo almejou propiciar um melhor entendimento das interações entre as reativações tectônicas que afetaram o embasamento, os movimentos halocinéticos sin e pós sedimentares e a deposição mista siliciclástica e carbonática que caracterizou o Andar Albiano da área de estudo. A reativação de uma zona de falha (envolve o Embasamento) pré-existente, conhecida como Zona de Falha Cedro-Rio Doce, durante o Albiano, provocou o basculamento do bloco baixo, dividindo a Plataforma, na direção aproximada N-S, em dois blocos, um alto (a oeste) e outro baixo (a leste). Reativações como essas, durante e após o Albiano, muito influenciaram na disposição dos sistemas deposicionais, principalmente pelo efeito detonador de movimentos halocinéticos que afetaram mais intensamente a área do bloco baixo. A própria sobrecarga sedimentar, fruto das altas taxas de sedimentação ocorridas durante a deposição da sequência basal, também ajudaram a produzir o deslocamento do sal com formação de estruturas em *rollover* configuradas por falhas lítricas, com e sem feições de crescimento sedimentar. Também foram observados movimentos halocinéticos com geração de dobramentos distensionais ocorridos em tempos pós albianos, que afetaram a sedimentação até topo do Eoceno Médio (Discordância Pré-Eoceno Superior). A utilização de um programa sísmico 3D cobrindo a maior parte da Plataforma de Regência, juntamente com os dados oriundos de mais de 120 poços de sondagem (mais de 90 deles exploratórios), como testemunhos coletados, descrição de amostras de calha, perfis geofísicos de poços, dados

paleontológicos, etc, foram fundamentais para a consecução do trabalho, uma vez que o intervalo estudado não é aflorante. Esses dados propiciaram a divisão do intervalo estratigráfico em duas sequências sedimentares delimitadas por discordâncias, sendo que na mais jovem, foi reconhecido, na porção centro-oeste da Plataforma, um marco radioativo, que caracterizou uma zona de condensação. Esta, conjuntamente com feições sismoestratigráficas de terminação de refletores sísmicos, como *downlaps*, e o empilhamento das fácies, viabilizaram a separação da sequência em dois intervalos estratigráficos distintos. Ambas as sequências mostraram-se passíveis de mapeamento de cunho regional. Todas essas superfícies permitiram a confecção de mapas litológicos, paleogeográficos gerados a partir desses últimos citados, seções de velocidades sísmicas e blocos diagramas que possibilitaram o estabelecimento de um arcabouço tectônico, estratigráfico e paleogeográfico, fornecendo dados para um melhor entendimento da evolução geológica da Plataforma de Regência durante os tempos albianos.

O segundo artigo, “Orbital-driven cyclicity and the role of halokinesis on accommodation within siliciclastic to carbonate, shallow-water albian deposits in the Espírito Santo Basin (southeastern Brazil)”, propôs-se a testar uma origem alocíclica para a intercalação cíclica que siliciclásticos e carbonatos apresentam. Foram realizados estudos de análises espectrais com base em perfis geofísicos de raios gama em um intervalo que abrangeu a porção basal eo-albiana, Sequência A. As análises indicaram uma influência orbitalmente induzida, na escala da excentricidade curta (100 ka). Os estudos também viabilizaram uma datação alternativa e mais precisa do que a baseada nos dados paleontológicos.

Na porção central da Plataforma, no bloco alto e próximo à Falha Cedro-Rio Doce, foram obtidos cerca de 180 m de testemunhos em três distintos poços, de forma praticamente contínua, na sequência basal, em distintos níveis estratigráficos. Esse acervo de dados nos ensejou a confeccionar o terceiro manuscrito, “Controle alocíclico (escala de Milankovitch) na sedimentação siliciclástica, mista e carbonática albiana no Centro-Leste da Plataforma de Regência (Bacia do Espírito Santo, Brasil)”. Inicialmente esse material foi descrito, o que permitiu ratificar, com mais detalhes e segurança, o que já tinha sido apontado pelos perfis geofísicos e amostras de calha em muitos poços observados ao longo da área de estudo, e, com maior similaridade, no mesmo

strike deposicional: a constatação de uma alternância cíclica de camadas métricas a algumas dezenas de metros entre siliciclastos e carbonatos. Estes dados propiciaram confecção deste terceiro artigo que tem seu foco na análise faciológica dos testemunhos coletados, que, por sua característica cíclica, permitiu-nos estender sua interpretação, em termos de diagnóstico de ambiente deposicional, para um intervalo estratigráfico bem mais amplo do que aquele efetivamente testemunhado, com auxílio da aplicação da técnica das redes neurais. Assim, foi contemplada toda a sequência basal, pelo menos na área do mesmo *strike* deposicional. Evidências fornecidas pelos estudos sísmicos, pela descrição dos testemunhos, pela correlação estratigráfica e pela análise espectral, indicam a importância da boa preservação da característica cíclica dos estratos como função dos efeitos da halocinese.

Também foram escritos dois capítulos abordando bibliografia referente aos dois principais temas geocientíficos discutidos nos trabalhos publicados, cicloestratigrafia e sedimentação mista, visando tecer um sumário do estado da arte que auxiliasse na compreensão da fundamentação teórica dos argumentos propostos na tese.

Quanto à cicloestratigrafia foram abordados conceitos de ciclicidade, dos ciclos orbitais da Terra na escala de Milankovitch, cuja principal aplicabilidade diz respeito ao estudo da utilização das variações na insolação terrestre (deixa sua “assinatura” nos sedimentos) que atua como um geocronômetro. Foram estudadas as características dos ciclos orbitais e suas interações com a Geosfera, tendo sido descrito um breve histórico do avanço de seu conhecimento, que, em um primeiro momento, abrangeu o estudo climático do passado mais próximo, o Quaternário, cuja fonte de dados estava mais disponível. Os conceitos cicloestratigráficos e suas aplicações foram paulatinamente utilizados na medida em que se retrocedia no estudo climático do passado geológico da Terra, fruto dos avanços ocorridos no estudo da mecânica celeste, o que proporcionou modelos cada vez mais acurados da órbita rotacional da Terra. Assim que, oficialmente desde 2004, e posteriormente implementada em 2012, a International Geological Scale (IGS), confeccionada pela mundialmente reconhecida Commission on Stratigraphy (ICS) passou a adotar a Astronomical Time Scale (ATS) como mais um de seus geocronômetros (os demais incluem a datação

paleontológica, radioisótopos, geomagnetismo, etc). Atenção especial foi dada aos estudos da paleoclimatologia, ao longo de todo o planeta, durante o período Cretáceo, e, em especial ao Albiano-Aptiano, com exemplos análogos que versam sobre a influência das variações climáticas na sedimentação e que objetivaram ajudar na justificativa para a constatação do caráter alocíclico tipificado pela alternância de siliciclastos e carbonatos. Mais recentemente, novas pesquisas têm apontado para uma correlação positiva entre o aumento de fluxos de raios cósmicos galácticos (GCR), emitidos por uma supernova (SN), e com condições de clima frio na Terra ao longo dos últimos 500 Ma, estendendo os estudos das influências climáticas na Terra para além das fronteiras do Sistema Solar.

No que diz respeito ao tema sistema misto foi, da mesma forma, feita uma revisão bibliográfica que pudesse subsidiar tecnicamente os artigos submetidos à publicação em periódicos e que compõem o corpo principal da tese. Inicialmente discorreu-se sobre aspectos inerentes aos dois *end members* da mistura, com suas distintas características deposicionais, com ênfase para as tipicidades singulares da sedimentação carbonática. Também foram abordados aspectos das diversas assembleias ecológicas dos diversos tipos de organismos secretores de carbonato, nas diversas latitudes, condições climáticas, de temperatura e salinidade da água com o intuito de avaliar a favorabilidade ou não para a coexistência com os sedimentos siliciclásticos, em particular naquelas condições que dominavam o primitivo Oceano Atlântico Sul, durante o Albiano. Foram mencionados modelos de deposição de sistemas mistos, os sítios de sua ocorrência, o tipo de contato litológico, se a passagem de um membro para outro da mistura é abrupto ou gradacional, a importância e características inerentes ao *mixing* quando a análise feita é do ponto de vista espacial e quando se estuda suas variações ao longo do tempo. Nesse caso, muito tênue se mostra sua relação com as variações relativas do nível do mar, e, em particular, com a eustasia, quando dos eventos cíclicos observados na escala da alta frequência. Foram citados exemplos do *mixing* desde o Paleozóico até o Recente. Esses últimos ensejaram um maior detalhamento, pois permitem uma avaliação atual, mais facilmente constatável, e, mesmo didática, dos processos sedimentares responsáveis pelo ambiente sedimentar misto que nos ajudam a melhor

compreender o passado geológico (com seus estratos “mascarados” pelos efeitos do soterramento), como o clima, temperatura e salinidade da água, o aporte e meios de transporte dos clásticos terrígenos, correntes litorâneas e de marés, os ventos, configuração geográfica, relevo e distância da área fonte, a tectônica, latitude do sítio deposicional, topografia de fundo, etc.

1. CICLOESTRATIGRAFIA: FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

1.1 INTRODUÇÃO

De acordo com Perlmutter & Azambuja (2005) a cicloestratigrafia aborda dois aspectos principais: um primeiro que enfoca como o clima e os processos sedimentares interagem a fim de produzir ciclos estratigráficos (ver itens 2 e 3) na escala dos ciclos orbitais de Milankovitch e outro que estuda as técnicas de medição do tempo através desses ciclos, confeccionando um arcabouço geocronológico de alta resolução temporal (item 4).

1.2 CICLICIDADE

Ao longo das últimas décadas o desenvolvimento do conhecimento da geologia da Terra e de outros astros que nos cercam, fruto da tecnologia espacial, aliada à crescente sofisticação das técnicas geofísicas, tem levado os geólogos a estudarem a dinâmica geológica sob uma perspectiva planetária (Anderson, 1984) e mesmo da própria Galáxia (Svensmark, 2012). No âmbito da escala global ou regional, Einsele (1982) observou que sequências cíclicas ocorrem em todo o mundo, em praticamente todos os sistemas estratigráficos. Controles astronômicos, crustais e mantélicos são vistos como responsáveis por esta ciclicidade (Miall, 1980).

Segundo Duff *et al.* (1967), a sedimentação cíclica pode ser definida por uma sucessão repetitiva de rochas organizadas seguindo uma ordem determinada. O padrão da sedimentação cíclica envolve uma série de elementos litológicos (A, B, C, por exemplo), repetidos através de uma sucessão. Para Duff *et al.* (1967), o

termo ciclo, ou ritmo, não deve ser restrito a uma sucessão do tipo ABAB. Alguns autores têm enfatizado a diferença entre sequências ABCD - ABCD e ABCDCBA, restringindo o termo ciclo a esta última sucessão. Segundo Duff *et al.* (1967) deve-se referir ao tipo ABCD - ABCD como ciclo assimétrico e ao tipo ABCDCBA como ciclo simétrico. De modo similar, para Schwarzacher (1975) “ciclo” significa uma série de tipos de rocha que se repetem no interior de uma sequência sedimentar de maneira preditiva.

A definição de ciclo sedimentar é utilizada na estratigrafia como uma forma de descrição da repetição de certos tipos de fácies e litologias, e não para definir períodos de tempo equivalentes (Einsele *et al.*, 1991). Este aspecto reveste-se de importância já que existe sedimentação com características de repetição que ocorreu em distintos intervalos de tempo, algumas temporalmente aperiódicas e periódicas. Nesse contexto, Einsele *et al.* (1991) distinguiram dois tipos de sequências:

- Autocíclicas: resultantes de processos que ocorrem mais localizadamente, não extrapolando os limites da bacia ou em parte dela, gerando, normalmente, camadas com continuidade lateral limitada. São sequências aperiódicas causadas por eventos irregulares e episódicos ou por processos recorrentes associados ao regime deposicional. Alguns exemplos típicos de sequências autocíclicas são os lobos de compensação deltaicos e turbidíticos, tempestitos e depósitos de inundação em planícies aluviais.

- Alocíclicas: resultantes de influências externas à bacia, controladas por processos envolvendo alterações no suprimento de material e / ou energia do sistema (variações climáticas, subsidência, soerguimento e flutuações eustáticas). As sequências alocíclicas possuem um bom potencial de correlação a longas distâncias, dentro de uma mesma bacia, ou mesmo, entre bacias diferentes.

Einsele *et al.* (1991) sugeriram quatro subdivisões para as sequências sedimentares baseando-se nas espessuras das camadas e dos ciclos sedimentares maiores (Tabela 1):

- 1- Lâminas e camadas em varves, que incluem ciclos solares e orbitais;
- 2 - Ciclos e ritmos em escala de camadas, incluindo os ciclos de Milankovitch;
- 3 - Ciclos sedimentares em escala de campo similar a 3ª e a 4ª ordem de Vail *et al.* (1977);

4 - Várias ordens de sequências cíclicas macroscópicas, correspondendo a 1ª e 2ª ordem de Vail *et al.* (1977).

Tabela 1.1. Ordem hierárquica, duração e causas dos ciclos deposicionais (adaptado por Catuneanu, 2006).

Hierarchical order	Duration (My)	Cause
First order	200-400	Formation and breakup of supercontinents
Second order	10-100	Volume changes in mid-oceanic spreading centers
Third order	1-10	Regional plate kinematics
Fourth and fifth order	0.01-1	Orbital forcing

Dentre os ciclos supracitados são apenas as sequências alocíclicas as que podem ser abordadas do ponto de vista da cicloestratigrafia.

Vail *et al.* (1977) e Vail *et al.* (1991) buscaram subdividir os ciclos deposicionais em diferentes ordens representativas do tempo que representam. Eles atribuíram às variações climáticas os ciclos deposicionais de alta frequência (3ª, 4ª, 5ª e 6ª ordens) e a fenômenos tectônicos os ciclos de baixa frequência (1ª, 2ª e 3ª ordens).

Três fatores têm sido associados com a causa dos ciclos estratigráficos: variação do nível do mar (ou do lago), tectonismo (soerguimento e subsidência) e alterações climáticas. Causas de alteração do nível eustático estão associadas a variações do volume médio de lava produzida nas dorsais mesoceânicas, um efeito tectônico de longo prazo, e da massa de gelo nos polos, um efeito que comporta influência de mais curto prazo e envolve componentes paleogeográficos e climáticos. Variações nas taxas de soerguimento e subsidência de áreas de proveniência e de bacias sedimentares também foram identificadas como causas fundamentais dos ciclos estratigráficos (Weller, 1956 *apud* Perlmutter e Mathews, 1994). Estas mudanças tectônicas podem alterar as taxas de erosão, transporte de sedimentos e mudar a distribuição dos depocentros. Sequências assim produzidas variam em frequência de milhares de anos (doravante leia-se ka) a

milhões de anos (leia-se Ma), mas são episódios não regulares que tendem a ocorrer de forma aleatória.

1.3 A CICLOESTRATIGRAFIA

A Cicloestratigrafia é a subdivisão do estudo geológico que investiga padrões deposicionais cíclicos. Ela trata especificamente de ciclos que representam o mesmo intervalo de tempo e, em particular, daqueles que podem ser correlacionados a períodos de tempo definidos (Schwarzacker, 1993). Assim a função principal a que ela se propõe é definir se os ciclos orbitais do nosso planeta têm ou não capacidade de deixar sua impressão nos sedimentos e se essa impressão pode ser separada tanto dos ciclos e oscilações gerados de forma aleatória quanto das feições superpostas pela diagênese (Einsele *et al.*, 1991). Esses ciclos orbitais compreendem desde o ciclo diário, responsável pelos dias e noites, até os de oscilação e revolução do Sistema Solar na galáxia. Poderíamos incluir nessa definição, além dos ciclos orbitais, aqueles ligados às manchas solares e às variações do campo magnético da Terra, ambos intrinsicamente relacionados, devido às fortes evidências de sua influência no clima, agora, porém, considerando uma escala na ordem de alguns anos (por exemplo, ciclo de 11 anos) até cerca de 3 ka (Silva, 2001).

Uma vez identificados, os ciclos sedimentares podem ser utilizados como unidades mapeáveis e, como são associados a ciclos climáticos astronomicamente induzidos, podem conduzir ao desenvolvimento de uma escala de tempo absoluta bem mais acurada do que qualquer outra disponível (Hinnov & Hilda, 2012).

A cicloestratigrafia é aqui abordada de acordo com os seguintes enfoques principais: (1) estudo da complexa gênese da ciclicidade estratigráfica orbitalmente induzida, tecendo um breve histórico da Teoria de Milankovitch, descrevendo as principais características das frequências orbitais e de seus efeitos no registro sedimentar através de diversos parâmetros e evidências, tais como: variação isotópica de ^{18}O e de temperatura da biosfera; variações de percentagens de CO_2 , carbonato, carbono orgânico; variações no volume de gelo e eustáticas, mudanças na umidade do ar, modelagens paleoclimáticas e

predictivas, e na definição de escalas astronômica e geológica de tempo – item 1.3.1; (2) estudo dos processos sedimentares que interagem com o clima para produzir ciclos estratigráficos – item 1.3.2; e (3) estudo das técnicas de medição do tempo registradas nestes ciclos, bem como de construção de arcabouços geocronológicos de alta resolução temporal - item 1.4.

1.3.1 Os Ciclos Orbitais de Milankovitch e o Clima Passado e Futuro

Para Einsele *et al.* 1991, os ciclos orbitais terrestres na escala de Milankovitch são os mais claros exemplos de periodicidades afetando padrões deposicionais em consequência das alterações climáticas geradas. A detecção dos sinais astronômicos através da cicloestratigrafia tem sido facilitada pelos impressionantes avanços ocorridos no estudo da mecânica celeste, os quais proporcionaram modelos acurados da órbita rotacional da Terra ao longo do tempo geológico (Laskar *et al.*, 2011). A melhoria na qualidade dos dados coletados bem como na sua análise, também propiciou avanços consideráveis. O principal produto desses trabalhos acerca dos registros cicloestratigráficos sob a ótica dos depósitos sedimentares induzidos pelos ciclos orbitais da Terra compreende o poderoso geocronômetro criado. A calibração desses ciclos levou ao estabelecimento da Astrocronologia e à construção da Escala de Astronômica de Tempo (ATS, em inglês).

1.3.1.1 A TEORIA DE MILANKOVITCH – INTRODUÇÃO

A história de Terra foi caracterizada por diversos períodos notadamente mais frios que outros (Berger & Loutre, 2007). Esses intervalos de clima frio, denominados de Idades do Gelo, tiveram uma duração relativamente curta em termos de escala de tempo geológica. Os mais conhecidos são as Idades do Gelo do Pré-Cambriano, do Neo-Ordoviciano, do Permocarbonífero e do Recente. Essa última, a qual a Terra vivencia há cerca de 2 a 3 Ma, é conhecida como Quaternário e comporta o Pleistoceno e o Holoceno. Ela foi precedida por um período em que a Antártida foi coberta por camada de gelo entre 25 e 10 Ma atrás após um longo período de resfriamento que iniciou-se há aproximadamente 50

Ma. O gelo da Groenlândia começou a crescer há aproximadamente 4 Ma. O Quaternário, se comparado com a média das características do passado climático da Terra, é caracterizado por uma intercalação de períodos mais frios e mais mornos que correspondem a ciclos compostos por intervalos glaciais e interglaciais. Durante as fases mais frias as camadas de gelo mais contínuas estendiam-se até latitudes mais intermediárias, não ficando restritas às atuais regiões polares, como acontece atualmente (afora as regiões de expressiva altitude).

A teoria astronômica aplicada à Geologia busca explicar também as variações climáticas mais longas que caracterizam não apenas o Quaternário, mas também períodos mais antigos, inclusive do Cenozóico e Mesozóico. O clima do passado tem sido detalhadamente reconstruído a partir de dados obtidos de testemunhos de poços perfurados no fundo mar e nas camadas de gelo, além de registros obtidos em terra. Esses dados têm demonstrado que ao longo dos últimos 2 a 3 milhões de anos a alternância entre fases de glaciação e deglaciação tem ocorrido com uma periodicidade dominante de 100 ka, o qual engloba outros ciclos de aproximadamente 41 e 21 ka que lhe são superpostos. A teoria paleoclimática astronômica também almeja explicar a recorrência desses ciclos (Berger & Loutre, 1988). Essa teoria constitui-se na mais antiga explicação para a existência de períodos glaciais evidenciados pelo registro geológico ao longo do Quaternário, como já exposto por Milankovitch em 1941. Antes dele, Murphy (1869), Croll (1875), Murphy (1876), Spitaler (1921) e Brückner *et al.* (1925), todos *apud* Berger e Loutre (2007), e, Stockwel-Pilgrim (1920) e Le Verrier-Milankovitch (1941), ambos *apud* Berger (2012), já haviam feito importantes estudos a respeito.

Milankovitch foi o primeiro pesquisador a finalizar uma teoria astronômica sobre as eras glaciais do Pleistoceno, formatando um compêndio dos trabalhos efetuados por outros estudiosos anteriormente, que lhe serviram de subsídio, incrementando também, ele mesmo, os cálculos dos elementos orbitais e as consequentes mudanças na insolação e no clima. Sua principal contribuição foi estudar a irradiação solar em diferentes latitudes e estações com grandes detalhes matemáticos e relacioná-los com o balanço de energia como o determinado pelo albedo e pela reirradiação. O albedo representa a relação entre

a quantidade de luz refletida pela superfície terrestre e a quantidade de luz recebida do Sol. O albedo médio atual da Terra é cerca de 37%, mas esta relação varia fortemente com o tipo de materiais existentes à superfície: por exemplo, em regiões cobertas por neve, o albedo ultrapassa 80%, enquanto num solo escuro, não vai além de 10% (Andersen & Borns, 1994). O albedo varia também com a inclinação (ou obliquidade) dos raios solares, assim, quanto maior essa inclinação, maior será o albedo. A essência do trabalho de Milankovitch resume-se, então, no cálculo de uma curva que mostra o quanto a intensidade da luz solar de verão variou ao longo dos últimos 600 ka na latitude referência de 65° Norte.

1.3.1.2 O CONHECIMENTO ACERCA DOS CICLOS ORBITAIS, ATÉ O FINAL DOS ANOS 70, SUAS CARACTERÍSTICAS E INTERAÇÕES COM A GEOSFERA

Os ciclos climáticos são produzidos pela interação dos parâmetros orbitais da Terra, excentricidade, precessão dos equinócios e obliquidade, que periodicamente alteram a distribuição sazonal da insolação. A relação entre os ciclos orbitais e as glaciações começou a ficar realmente evidente após a publicação, entre 1912 e 1914, dos primeiros trabalhos do sérvio Milutin Milankovitch que mais tarde demonstraria matematicamente que as variações, tanto na precessão, como na excentricidade, eram grandes o suficiente para causar expansão e contração das geleiras (Berger & Loutre, 2007). Em 1941, Milankovitch foi o pioneiro na consolidação dos cálculos que quantificaram as variações periódicas que ocorrem na órbita da Terra.

Porém os cálculos que definiram os ciclos de excentricidade, obliquidade e precessão, devem-se a Stockwel - Pilgrim (1920) e Le Verrier - Miskovitch (1941) *apud* Berger, 1912. Esses ciclos apresentam três principais componentes relacionados com movimentos do planeta que alteram a recepção e distribuição na superfície terrestre do calor vindo do Sol. Assim, ciclos climáticos gerados são produzidos pela interação destes três componentes orbitais (Fig. 1.1):

a - Excentricidade (razão entre a distância focal e o eixo maior de uma elipse): a translação da Terra ao redor do Sol varia desde órbitas quase circulares

(excentricidade de 0,001) até órbitas mais elípticas (excentricidade de cerca de 0,06) – atualmente a excentricidade está em torno de 0,017 (Berger & Loutre, 2007). Consequentemente, apesar da órbita da Terra ser próxima da forma de um círculo, a distância Terra - Sol, e consequentemente a insolação, varia entre 3,2 e 6,4 %, respectivamente, ao longo de um ano.

Os principais períodos orbitais do ciclo de excentricidade tem duração de cerca de 100 ka e 405 ka. Atualmente os períodos mais importantes nas séries de expansão da excentricidade são, em ordem decrescente de amplitude, de 2,38 Ma, 404 ka, 131 ka, 124 ka, 99 ka e 95 ka (Berger & Loutre, 2007).

b - Obliquidade: representa a variação do ângulo de inclinação do eixo da Terra em relação à eclíptica (plano imaginário desenhado pela órbita que a Terra perfaz em torno do Sol, ao longo de um ano) que pode variar de $21,5^{\circ}$ a $24,5^{\circ}$ (atualmente é de $23,5^{\circ}$). A variação dessa inclinação é o mecanismo responsável pelas grandes variações sazonais da Terra. Sua variação altera a distribuição da radiação solar entre o Equador e os Polos, e sua influência predominante se manifesta em altas latitudes. A obliquidade faz com que as estações dos hemisférios norte e sul estejam fora de fase em seis meses. Quando é verão em um hemisfério, é inverno no outro. A inclinação do eixo de rotação da Terra varia entre 22° e 25° em um período médio próximo de 41 ka.

c - Precessão: movimento do eixo de rotação da Terra semelhante ao que o peão realiza, causado pelo efeito da atração lunar e solar sobre a região equatorial. Este movimento desloca as posições de Equinócio e Solstício em relação ao periélio e afélio (distâncias mais curtas e mais longas da Terra ao Sol durante a translação – Fig. 1.2). Segundo cálculos da NASA (Berger & Loutre, 2007), a intensidade da energia solar entre afélio e periélio difere cerca de 7%. Este valor é menor que a diferença causada pela inclinação da Terra, responsável pela existência verões e invernos, mas bastante considerável na conjunção dos ciclos e nas causas das glaciações. O ciclo de precessão exerce influência menor nos polos e maior em latitudes equatoriais. Faz-se necessário considerar dois fenômenos. O primeiro é a precessão axial. O segundo refere-se ao fato de que a eclíptica da órbita da Terra está rodando no sentido anti-horário levando a um movimento do periélio (Fig. 1.1). Os dois efeitos resultam no que se conhece como a precessão dos equinócios, quando os equinócios e solstícios variam

vagarosamente ao longo da órbita do sol (Fig. 1.2) com um valor médio de 21 ka (Berger & Loutre, 2007).

Interferências construtivas e destrutivas dos ciclos de excentricidade, obliquidade e precessão causam variações de longo prazo na insolação da ordem de 1,6 a 2,4 Ma de duração (Matthews & Frohlich, 1991).

Os ciclos climáticos são produzidos pela interação dos parâmetros orbitais supracitados que periodicamente alteram a distribuição sazonal de insolação (Milankovitch, 1941 *apud* Berger & Loutre, 2007; Berger, 1980; Lockwood, 1980; Fischer, 1986; Kukla & Gavin, 1992). Combinados, excentricidade e obliquidade fazem com que os efeitos da precessão também ocorram fora de fase entre os hemisférios (Fig. 1.1). Por exemplo, quando o periélio ocorre durante o verão no hemisfério norte (Junho), o afélio ocorrerá seis meses mais tarde durante o verão no hemisfério sul (Dezembro). Isso é importante porque significa que quando a órbita da Terra é excêntrica, verões quentes (periélio no verão) ocorrem com invernos frios (afélio no inverno), em um hemisfério, enquanto no hemisfério oposto verões moderados (afélio no verão) ocorrem com invernos moderados (periélio no inverno). Este padrão hemisférico inverte gradualmente ao longo de um ciclo de precessão. O ciclo de obliquidade pode se tornar dominante quando a excentricidade se aproxima de zero.

Murphy (1869) *apud* Berger (2012) foi quem primeiro lançou a hipótese de que a causa das glaciações está ligada à ocorrência do verão durante o afélio, ou seja, durante ocorrência de temperaturas amenas, hipótese essa que foi corroborada pelos trabalhos de Milankovitch ao longo de sua vida (Berger, 2012). Sua argumentação básica reside em que períodos glaciais ocorrem quando há longos e frios verões e, curtos e amenos invernos. Nessas condições a quantidade de calor por volta do solstício de verão, considerando o hemisfério norte, cai abaixo da média, causando menor derretimento das geleiras, dessa forma propiciando, durante os invernos subsequentes, um incremento sucessivo nas coberturas de gelo continentais, ou seja, provocando um avanço glacial. Isto provocaria um *feedback* positivo de resfriamento sobre a Terra através de um incremento areal da cobertura de neve com subsequente crescimento do albedo da superfície terrestre (Berger & Loutre, 2007).

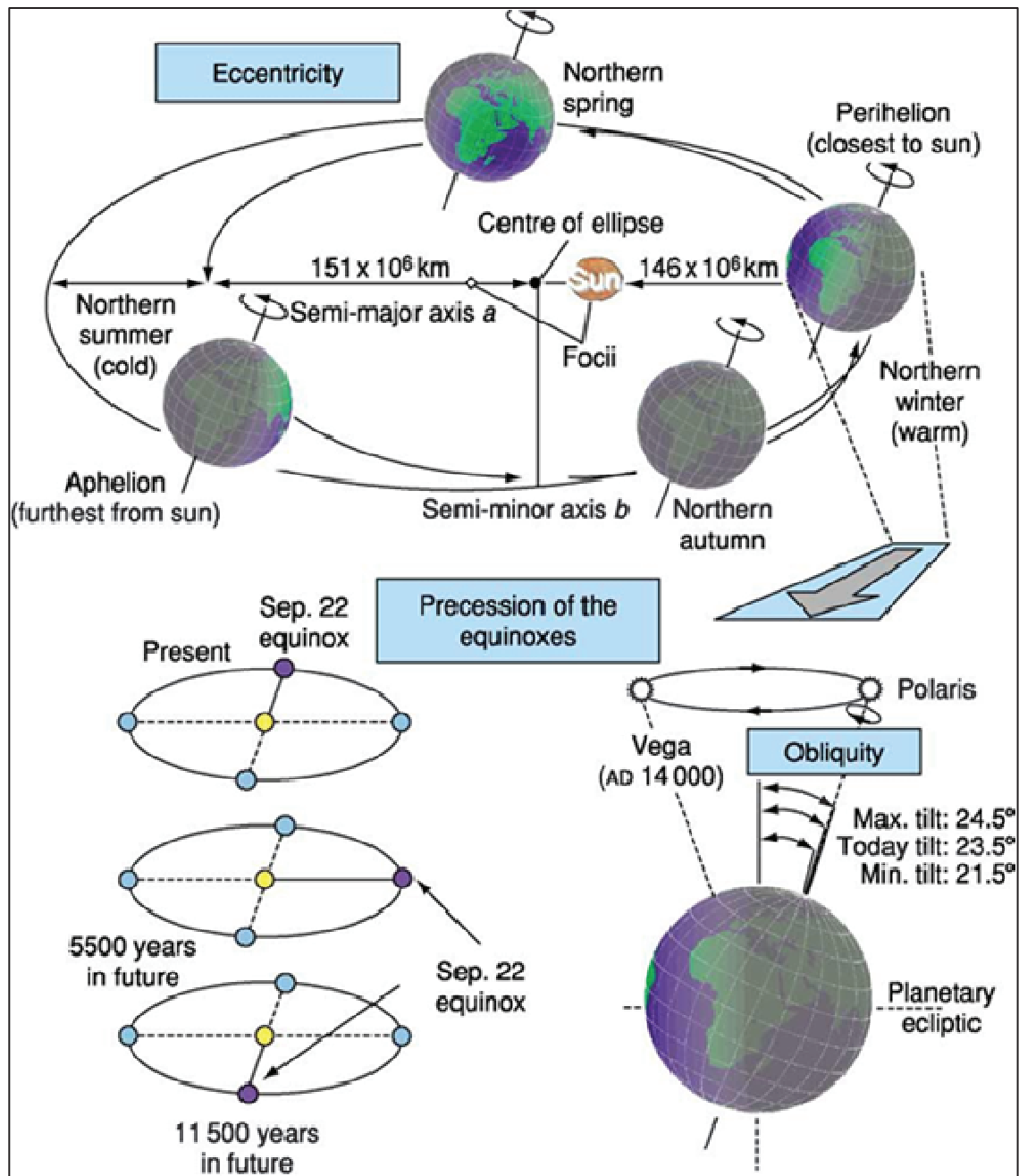


Fig. 1.1. Movimentos orbitais da Terra e seus principais parâmetros: indutores: excentricidade, obliquidade e precessão dos equinócios (Palike, 2005).

Entretanto, o resfriamento da Terra aparenta ter um ponto de reversão. As temperaturas médias do planeta aparentemente jamais desceram abaixo de 9°C do que o atualmente registrado (Andersen & Borns, 1994). Parece que há um “termostato” que é acionado quando a Terra atinge um determinado grau de resfriamento. Se a temperatura descer muito, a evaporação reduz-se e a queda de neve também, o que pode contribuir para o início do degelo, com a diminuição do albedo.

Considerando-se uma atmosfera perfeitamente transparente e latitudes setentrionais apresentando as maiores suscetibilidades às variações de insolação de verão, essa hipótese requer um mínimo de insolação em altas latitudes no hemisfério norte no topo da atmosfera. Segundo Wild *et al.*, 2005, um declínio na radiação solar sobre a superfície dos continentes se mostrou aparente até o fim dos anos 80 (a leitura dos dados iniciou-se nos anos 50), provavelmente por ação do aumento da formação de nuvens no topo da troposfera, fruto do crescimento da evaporação superficial e do conteúdo de vapor atmosférico por ação antropogênica. As nuvens refletiriam a radiação solar e atuaria como um termostato limitando o aumento de temperatura. Entretanto, de 1990 para cá, novos dados têm mostrado uma mudança nesse cenário, com o aumento do teor atmosférico de CO₂, e da temperatura média, havendo uma reversão dos efeitos do aumento de formação de nuvens. Suspeita-se da ação antropogênica como causa (Hay, 2008).

1.3.1.3 EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO DOS CICLOS ORBITAIS E DOS PARÂMETROS GEOLÓGICOS E SUA INFLUÊNCIA NAS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS DO QUATERNÁRIO – UMA VISÃO DOS ANOS 70 ATÉ OS DIAS DE HOJE

Durante décadas a teoria de Milankovitch, que abordou a ciclicidade induzida pelas variações orbitais na escala de alta frequência, causou polêmicas e discussões, com muitos críticos e céticos quanto a sua validade como causa das flutuações das camadas de gelo nos polos durante o Pleistoceno. No final dos anos 60, o adequado uso de datação radioativa e de outras técnicas aumentou gradualmente a credibilidade das escalas de tempo. Novos instrumentos tornaram-se disponíveis para a realização de análises de isótopos de oxigênio utilizados como indicador de temperaturas originadas em tempos glaciais. Análises paleoecológicas em sedimentos obtidos em operações de testemunhagens de poços foram implementadas significativamente. Modelagens climáticas globais foram reconstruídas (Climap Project Members, 1976). Graças a essas melhorias Hays *et al.* (1976) evidenciaram três parâmetros sensíveis às

mudanças climáticas, ao estudarem dois testemunhos do fundo do mar que contemplavam um registro contínuo e muito recente, correspondendo a um intervalo de tempo de 450 ka. Ao transformarem esses parâmetros em séries temporais, obtiveram espectros de amplitude com ciclos periódicos, de 100, 41, 23 e 19 ka. Os parâmetros utilizados foram: a composição isotópica de oxigênio em foraminíferos, uma estimativa das temperaturas de verão na superfície do mar baseada em certos tipos radiolários e a análise da abundância relativa de outras espécies de radiolários.

De forma independente, esses períodos também foram constatados por Berger (1978) utilizando-se de um novo modelo orbital. Novos estudos foram iniciados nos quatro principais elementos formulados dentro da teoria astronômica, a saber: (a) computação dos elementos orbitais, (b) computação dos parâmetros de insolação apropriados; (c) desenvolvimento de modelos climáticos apropriados; e (d) análise dos dados geológicos nos domínios de tempo e frequência a fim de investigar os mecanismos físicos que são responsáveis pelas variações climáticas de longo prazo e calibrar e validar os modelos climáticos.

Segundo Berger (1980), as glaciações foram favorecidas, não somente quando as temperaturas permaneceram suficientemente frias no verão, em regiões de altas latitudes do hemisfério norte, capazes de impedir o derretimento da neve e do gelo, como proposto por Milankovitch. Também o foram porque os invernos moderados permitiriam uma evaporação significativa nas áreas das latitudes tropicais e temperadas. Em consequência, quantidades abundantes de neve precipitavam-se em áreas de latitudes polares, sendo a umidade para lá direcionada através de uma circulação geral e intensificada, fruto de um gradiente latitudinal aumentado.

Assim, segundo Berger (1980), como outros estudiosos do passado também argumentaram, a teoria de Milankovitch indica que a ocorrência de glaciações deve-se a três principais conjunções:

- 1 - quando o verão começa no afélio (distância Terra – Sol maior) ratificando Murphy (1869) *apud* Berger, 2012;
- 2 - quando a excentricidade é máxima, assim afetando a diferença entre insolação máxima e mínima no transcorrer de um ano;

3 - quando a obliquidade é baixa, ou seja, a diferença entre verão e inverno fica menor.

Por sua vez, a resposta das variações dos valores médios anuais da extensão da área coberta por gelo e da precipitação de neve, no hemisfério Norte, em resposta a mudanças nos valores axiais da obliquidade, é três vezes maior do que uma variação de 180° na precessão, considerando a mudança de uma órbita de verão de uma fase quente para uma fria (Poulsen *et al.*, 2005). Por outro lado, a diferença na resposta aos parâmetros orbitais em áreas de altas latitudes, deve-se, principalmente, ao transporte de umidade. Uma redução na obliquidade aumenta o gradiente de insolação meridional de verão, incrementando o transporte de umidade em até 25 %. Já os respectivos valores de transporte de umidade em função das variações precessionais são menores.

Atualmente, a Terra está mais perto do Sol em dezembro, e mais distante em junho (Fig. 1.2). O impacto da precessão diminui e desaparece assim que a excentricidade se aproxima de zero (Fig. 1.3). O resultado é que a excentricidade modula a precessão, causando mínima ou nenhuma mudança originada pela precessão quando a órbita da Terra torna-se circular.

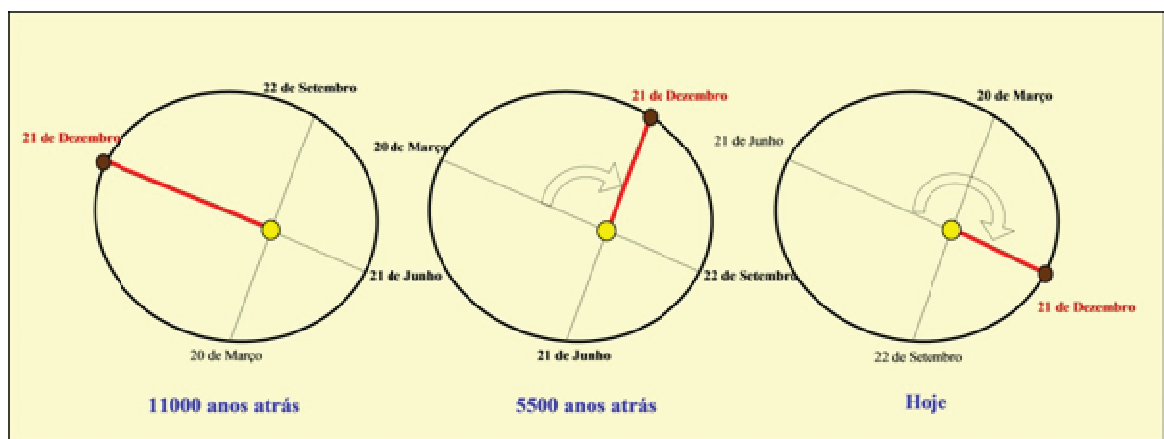


Fig. 1.2. Devido à precessão e a outros movimentos astronômicos, o equinócio e o solstício se deslocam ao longo da órbita elíptica da Terra, completando um ciclo a cada 22 ka em média; visão do Hemisfério Norte (Imbrie & Imbrie, 1979).

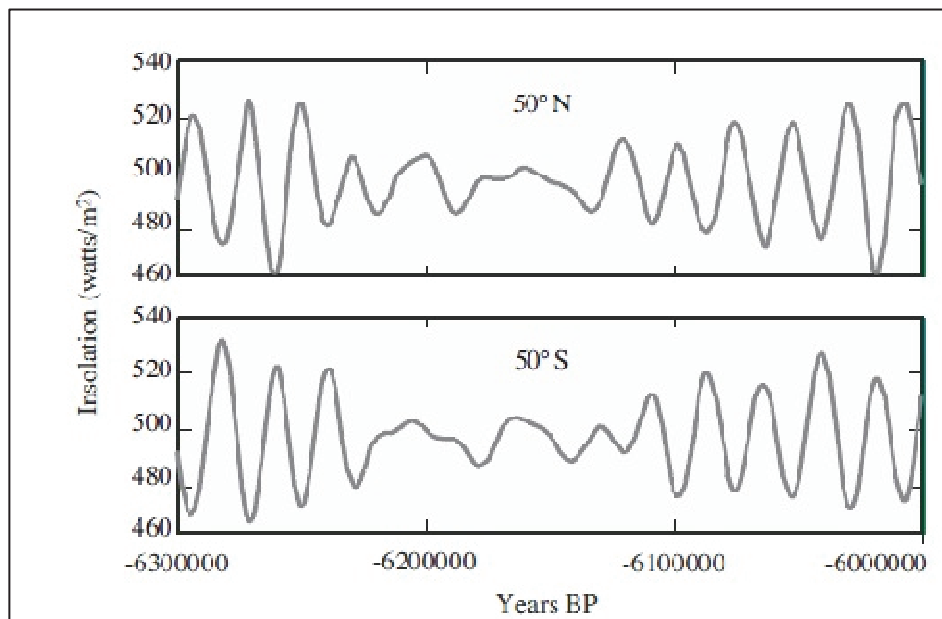


Fig. 1.3. Ciclos de insolação plotados nas latitudes de 50° N e 50° S. A relação antipodal de fase na escala precessional tende a desaparecer ou inverter quando a excentricidade se aproxima de zero, há aproximadamente entre 615 ka e 620 ka. A insolação foi calculada com base nas equações de Berger, 1978. Perlmutter & Plotnick, 2002 *apud* Perlmutter & Azambuja, 2005b, pág. 323.

Uma versão linear simples do modelo de Milankovitch pressupõe que o volume de gelo total e o clima variem com o mesmo padrão regular da insolação. Se isso se confirmasse, os registros das variações climáticas deveriam indicar a assinatura ditada pelas frequências dos padrões orbitais que são responsáveis pelas mudanças das distribuições sazonais e latitudinais da radiação solar incidente. Investigações durante as décadas mais recentes demonstraram que as periodicidades de 19, 23, e 41 ka realmente aconteceram durante longos períodos do Quaternário (Hays *et al.*, 1976), e que há uma consistência entre relação de fase entre a insolação, a temperatura da superfície do mar e volume de gelo. No entanto a identificação das periodicidades encontradas no registro sedimentar nem sempre se mostra de modo claro. Estudos identificaram que o ciclo climático de excentricidade de 100 ka produz variação muito fraca nas taxas de insolação, o que levou a concluir-se que ele não pode ser relacionado à ação de força orbital por qualquer mecanismo linearmente simples (Imbrie *et al.*, 1993), ou seja, ele por si só não tem força suficiente para justificar mudanças climáticas, pois necessita de forte influência do movimento precessional, considerando sua superposição, para se evidenciar. O ciclo de 100 ka, a feição mais dominante do registro de volume de gelo no Neopleistoceno, não apresenta uma amplitude constante ao

longo dos últimos 2-3 Ma, desaparecendo antes de 900 ka atrás, em um tempo em que as camadas de gelo eram muito menos extensas na Terra (Prell, 1982). Assim, durante o Pleistoceno predominou o efeito da excentricidade, no Pleistoceno Inferior e Plioceno houve um domínio da obliquidade, aspectos que ainda carecem de uma explicação mais apurada (Fig. 1.4).

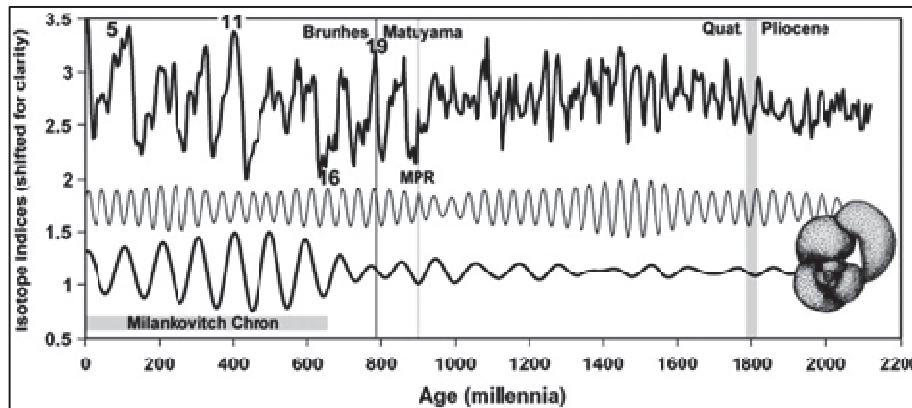


Fig. 1.4. Registro baseado na curva de variação isotópica de ^{18}O (curva do topo do gráfico) ao longo de todo o Quaternário coletados em sedimentos marinhos de água profunda da área de Ontong Java Plateau (ODP Leg 130). Curva simplificada baseada em valores de insolação correspondentes aos ciclos dominantes de obliquidade (41 ka; curva intermediária) e excentricidade (100 ka; curva da base). Números 5, 11, 16 e 19 referem-se a eventos isotópicos de referência no Quaternário, chamados de Marine Isotopic Stages (MIS). MPR: Marine Polarity Reversions. Berger, W. H., 2013.

1.3.1.4 MODELANDO CLIMAS DO PASSADO E DO FUTURO

Desde a publicação de Hays *et al.* (1976), vários estudos têm tentado explicar a relação entre a influência astronômica e as alterações climáticas produzidas. Modelagens têm sido feitas no intuito de atingir esse objetivo.

As modelagens paleoclimáticas constituem simplificações da realidade, tentando descrever a complexidade das interações dentro do sistema climático. O esforço de modelagem conduziu a um melhor entendimento dos mecanismos físicos que interagem na resposta climática, entre elas as alterações na irradiação solar incidente na Terra induzidas astronomicamente. Tais mecanismos estão relacionados com as camadas de gelo, a litosfera, o ciclo hidrológico, as propriedades das nuvens, a variação de temperatura, o albedo, o gradiente térmico entre os mares e as porções terrestres, o ciclo de CO_2 e a circulação oceânica, entre outros parâmetros.

As diferentes partes que compõem o sistema climático, a atmosfera, a hidrosfera, a criosfera, a biosfera e a litosfera, estão se tornando convincentemente modeladas. Modelos gerais de circulação (GCMs) são utilizados, principalmente, para simular características geográficas paleoclimáticas (Loutre, 2002). Esses modelos visam explicar a resposta do sistema climático a influências externas, tendo em conta, tanto quanto possível, a complexidade dos mecanismos principais de retroalimentação. Esses mecanismos incluem *feedbacks* do albedo e do vapor de água, os impactos biosféricos continentais no albedo superficial em altas latitudes, efeitos na precipitação sobre camadas de gelo nos continentes, a resposta da litosfera ao sobrepeso das camadas de gelo, e a reologia (deformação e fluxo) de gelo propriamente dito. Análises de sensibilidade confirmaram que os parâmetros astronômicos agem como marcapassos dos ciclos glaciais – interglaciais, sendo a insolação capaz de induzi-los, mas apenas sob baixas concentrações de CO₂ (Berger & Loutre, 2007).

Modelos climáticos ditos de complexidade intermediária (Earth System Models of Intermediate Complexity – EMICs) são habilitados para simular comportamentos tempo-dependentes ao longo de um intervalo de tempo suficientemente longo para testar a teoria astronômica do paleoclima (Crucifix *et al.*, 2002). Esses modelos incluem o processamento de variáveis climáticas que apresentam resposta lenta, tal como o volume de gelo, a resposta isostática, a temperatura das águas oceânicas profundas e a concentração atmosférica de gases provenientes do efeito estufa (*greenhouse*). Eles também simulam as interações entre os diferentes parâmetros que compõem o sistema climático. Além disso, eles permitem simulações climáticas de longo prazo, abrangendo vários ciclos glaciais-interglaciais (Crucifix *et al.*, 2002). O modelo climático bidimensional LLN 2D NH, desenvolvido na Universidade Católica de Louvain-la-Neuve (Bélgica) é um desses EMICs (Crucifix *et al.*, 2002). Ele interconecta fatores como atmosfera, camada superficial do oceano, gelo contido nos oceanos, continentes, camadas de gelo e litosfera a elas subjacente. Quando são utilizadas a variação de CO₂ e a insolação conjuntamente, é significativo como o modelo de Louvain la-Neuve (LLN), em particular, simula, de maneira quase que totalmente correta: a entrada na glaciação por volta de 2,75 Ma atrás; a predominância do ciclo de 41 ka durante o Neoplioceno/Eopleistoceno; o surgimento da supremacia

do ciclo de 100 ka por volta de 850.000 ka atrás; e os ciclos glaciais-interglaciais dos últimos 600.000 ka (Berger & Loutre, 2007). Durante o Pleistoceno registros de $\delta^{18}\text{O}$ medidos em organismos bentônicos apresentam, nas análises de séries temporais, grande potência espectral da banda de obliquidade, porém mostram potência fraca na banda de precessão. Além disso, foram identificados processos importantes quando se fala de mudança climática, tais como o *feedback* albedo-temperatura, o *feedback* vapor d'água/temperatura e o *rebound* ("efeito sanfona") isostático.

No último período interglacial, há 125 ka, experimentos de modelagem concluíram que ocorreram condições mais quentes que atualmente, especialmente em regiões de alta latitude, extensão reduzida de camadas de gelo, aumento da influência areal das monções tropicais no hemisfério norte e deslocamento dos biomas da taiga e da tundra em direção às latitudes mais setentrionais, em plena consonância com as reconstruções baseadas em dados de origem geológica (Berger & Loutre, 2007). Entretanto, o intenso resfriamento induzido por variações nos parâmetros orbitais há 115 ka não é suficiente para iniciar uma glaciação, pelo menos se não forem consideradas, apropriadamente, mudanças na vegetação. Isso ressalta, também, a importância do *feedback* entre os fatores vegetação- albedo-temperatura.

Novas técnicas de observação, métodos de datação mais acurados e modelos climáticos mais abrangentes conduzirão para conhecimento cada vez mais preciso da evolução passada da atmosfera, dos oceanos, do crescimento e diminuição das camadas de gelo, das florestas e dos desertos.

1.3.1.5 PALEOCLIMA DURANTE O CRETÁCEO

1.3.1.5.1 Introdução

O Cretáceo caracterizou-se, na maior parte do tempo, por um clima quente estável, apresentando um baixo gradiente de temperatura entre os Polos (cerca de 20 °C) e o Equador com uma temperatura média de 42°C. Os gradientes de temperatura meridionais continente-oceano também eram menores do que atualmente (Hay, 2008). O clima mais quente era um reflexo de níveis

atmosféricos mais altos de gases do tipo produzidos por efeitos *greenhouse*, CO₂ e possivelmente CH₄, além de alto conteúdo de vapor de água como resposta às temperaturas mais quentes (Hay, 2008). Durante a maior parte do Cretáceo, as áreas polares estavam desprovidas de gelo e, sem isto, ocorriam reversões nos sistemas de pressão atmosférica em altas latitudes, causando uma ruptura nos sistemas de ventos entre as latitudes médias e altas. Sem ventos constantes ocorrendo em latitudes médias, não deveria haver fontes subtropicais e polares, piconclina oceânica bem desenvolvida, circulações oceânicas tropicais a subtropicais, formando, então, padrões que tenderiam a carrear calor para os polos (Hay, 2008), evitando a formação de geleiras. Enfim, trata-se de uma fase dominada por condições que, a priori, desfavoreceriam a ocorrência de eventos de glaciação e deglaciação que, por sua vez, induziriam variações eustáticas, ou até que impediriam, mesmo na ausência de variações do nível do mar, mudanças climáticas significativas e arealmente representativas, seja latitudinalmente, de continente para continente, ou hemisfericamente.

Mas como veremos na sequência deste tópico, há evidências de que as condições climáticas teriam variado, ainda que eventualmente, durante o Cretáceo como um todo, incluindo o Albiano-Aptiano. , justificando, em alguns casos, a gênese da alternância de caráter cíclico entre sedimentos siliciclásticos (clima relativamente mais úmido) e carbonáticos (clima mais seco) constatados através das referências citadas nesta tese. O conteúdo dos artigos redigidos também endossa essas evidências.

Tem sido proposto que camadas de gelo foram ocasionalmente formadas durante o Cretáceo. Na sequência serão abordados vários aspectos que endossam essa assertiva.

1.3.1.5.2 Evidências de variações climáticas significativas (incluindo variações eustáticas) durante o Cretáceo, provocadas ou não por eventos de glaciação

Várias indicações de rebaixamentos relativos do nível do mar foram apontadas por estudos tectono-sismo-estratigráficos incluindo aqueles

amplamente divulgados pela Estratigrafia de Sequências no caso das escalas de mais alta frequência, quando a eustasia, vinculada ao acréscimo e decréscimo de camadas de gelo continentais, é tida como principal causa dessas flutuações, (Posamentier *et al.* 1988; Vail *et al.*, 1977). Incluem-se entre elas, feições sismoestratigráficas como *onlap* e *offlap* costeiros, constatados na escala de dezenas de metros, e formadas ao longo de períodos com menos de 1 Ma.

Paralelamente, evidências de formação de geleiras têm sido propostas em função da constatação disseminada de seixos / calhaus “pingados” (*dropstones*) encontrados em sedimentos marinhos durante certos períodos do Mesozóico, no Mesojurássico e no Eocretáceo, incluindo o Albiano (esse, intervalo alvo da presente tese) e o Aptiano (Frakes & Francis, 1988; Frakes, 1992; Frakes & Barron (2001); Price, 1999; Moriya, 2011; Alley & Frakes, 2003). Essa alternância entre tempos com formação de gelo polar (*whitehouse*), ainda que relativamente esporádicos, e tempos com ausência de evidências de gelo polar (*greenhouse*) sugere mudanças significativas no clima da Terra, mesmo durante o Cretáceo. Esse é reconhecido como uma fase com características climáticas dominadas pelo efeito estufa (*greenhouse*). O efeito estufa é um processo que ocorre quando uma parte da radiação infravermelha emitida pela superfície terrestre é absorvida por determinados gases presentes na atmosfera. Como consequência disso, o calor fica retido, não sendo libertado para o espaço. O efeito estufa dentro de uma determinada faixa é de vital importância pois, sem ele, a vida como a conhecemos não poderia existir. Serve para manter o planeta aquecido, e assim, garantir a manutenção da vida. O agravamento do efeito estufa pode tornar-se catastrófico, desestabilizando o equilíbrio energético no planeta e originando um fenômeno conhecido como aquecimento global. Os gases de estufa (vapor de água (H_2O) com 70%, do volume total, dióxido de carbono (CO_2) com 9%, metano (CH_4) com 9%, óxido nitroso (N_2O), etc, absorvem alguma radiação infravermelha emitida pela superfície da Terra e irradiam por sua vez, alguma da energia absorvida de volta para a superfície. Como resultado, a superfície receberia quase o dobro de energia que a atmosfera recebe do Sol, tornando-se cerca de 30 °C mais quente do que estaria sem a presença dos gases do tipo estufa.

Outro aspecto a ser considerado é o da sazonalidade de temperaturas, por tratar-se de um importante critério para o estabelecimento de gradientes de

temperatura polo-Equador favoráveis à presença de camadas de gelo nos polos. A construção do histórico de temperaturas da superfície do mar durante o Cretáceo baseia-se, predominantemente, na composição isotópica de ^{18}O a partir de foraminíferos planctônicos que não fornecem informação sobre variações sazonais de temperatura. Steuber *et al.* (2005) apresentaram estudos dessas variações através de rudistas bivalvos - *Hippuritoidea*, situados entre 8° e 31° de latitude N, que registram, em detalhe, a evolução da sazonalidade das águas superficiais do mar durante o Cretáceo. Eles constataram as temperaturas mais altas, situando-se entre 35° e 37° C, com variações sazonais relativamente baixas ($< 12^\circ\text{C}$) entre 20° e 30° de latitude N, durante os episódios mais quentes do Cretáceo. Entretanto, durante os episódios mais frios, os dados mostram uma variabilidade da temperatura da água superficial de até 18° C nas cercanias da latitude de 25° N, comparável à variação de temperatura hoje registrada, considerando o mesmo intervalo geográfico. Tal variabilidade sazonal seria compatível com a existência de camadas de gelo polar.

Por outro lado, variações de isotópicas de ^{18}O , constatadas durante o Pleistoceno, seriam capazes de indicar uma variação do nível do mar de 130 m, considerando-se a atual configuração fisiográfica (oceanos e continentes). Variações isotópicas dessa magnitude não foram mais constatadas em tempos pretéritos ao Plioceno Médio, mas variações de temperatura com períodos de 100 ka ainda são registradas por dados isotópicos durante o Mioceno Médio, e, mesmo em tempos mais remotos, a ocorrência de eventos repetitivos de resfriamento não podem ser descartados. Segundo Shackleton (1988) uma pequena variação no valor de $0,1\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ já seria suficiente para indicar uma alteração de 10 m no nível do mar. Em vista disso, tornar-se-ia difícil excluir o efeito das glaciações no clima, mesmo para idades geológicas onde não se encontra o registro de grandes glaciações (Schwarzacher, 1993).

Já pesquisadores da Universidade de Leipzig, Alemanha (Bonermann *et al.*, 2008) mediram, através da utilização de uma técnica clássica, a variação isotópica de ^{18}O em carapaças de foraminíferos coletados em testemunhos do Site ODP 1259 (Demerara Rise, no lado ocidental do Atlântico Equatorial). Constataram uma variação isotópica na direção do aumento de isótopos de ^{18}O , em um sedimento com 91,2 Ma (Turoniano), tanto em organismos que habitavam

a superfície quanto o fundo do mar. Por outro lado, um novo indicador paleo climático analisando componentes orgânicos fornecidos pelo plâncton marinho, o índice tetraédrico de lipídeos, TEX86 (*Crenarchaeota*), exclusivos de membranas de certos micróbios, cuja variação isotópica é exclusivamente sensível à temperatura e não dependente da salinidade, propiciou detectar que apenas parte da variação isotópica medida nos foraminíferos era devido à variação de temperatura. Outra parte foi atribuída à formação de gelo, portanto um indicador mais fidedigno e mais direto de variação eustática. Estimaram que o pico do sinal de incremento de ^{18}O , com duração de 200 ka, deveu-se à presença de camadas de gelo com pelo menos a metade do volume de gelo da Antártida moderna. Os autores sugeriram que quatro pulsos expressivos de resfriamento teriam ocorrido justamente no intervalo Cenomaniano-Turoniano, tido como o período mais quente do Cretáceo, quando o clima era dominado pelo efeito estufa.

Alternativamente às explicações mais corriqueiras para as flutuações eustáticas na escala de alta frequência, atribuídas ao acréscimo e decréscimo de gelo nos continentes, Hay & Leslie (1990) argumentaram que essas variações do nível do mar, na ausência de clima favorável à formação de gelo, podem ser atribuídas a mudanças na acumulação de água contidas no solo, nos espaços porosos. Nos tempos atuais, mesmo quando ocorre a ascensão isostática, fruto do derretimento causado pelo fim do último estágio glacial, tendo provocado enorme erosão de sedimentos ainda inconsolidados, o volume de poros nos sedimentos situados acima do nível do mar é significativo (calculado como levemente superior ao volume de gelo situado nos continentes). Se o espaço poroso fosse originalmente ocupado por ar e, posteriormente preenchido por água, isto produziria um rebaixamento eustático de 76 m, ou 50 m, depois do ajuste isostático. Mas essas condições atuais constituem uma anomalia quando se as compara com boa parte do passado geológico da Terra. Isso porque o descarte maciço de sedimentos inconsolidados dos blocos continentais para o oceano, em resposta às variações do nível do mar e aos soerguimentos isostáticos fruto das fases de degelo, somente passou a ser frequente depois do início das glaciações do Oligoceno, e, mais notadamente, depois do início das glaciações no Hemisfério Norte a partir do Mioceno. Durante o Meso-Cretáceo, na ausência, ou pelo menos com a diminuição dos frequentes ciclos glaciais-

interglaciais, e consequentemente na falta do *rebound* isostático e do fenômeno erosivo que o acompanha durante a subida isostática, o volume poroso deve ter sido cerca de duas vezes maior do que o estimado atualmente (Hay & Leslie, 1990). Portanto as mudanças no volume de água estocada nos poros dos sedimentos continentais em resposta aos ciclos de Milankovitch ou outras mudanças climáticas poderiam, por si só, tornarem-se responsáveis por dezenas de metros de variações eustáticas, independentemente da presença eventual de geleiras em altas latitudes, como eventualmente apontado na bibliografia especializada (Frakes *et al.*, 1992). Outro mecanismo não convencional para a gênese de variações eustáticas foi atribuído à mudança de temperatura da água dos oceanos. Uma vez que a compressibilidade da água é muito dependente da temperatura (menos quando se trata de variação de salinidade), Hay *et al.* (2006) calcularam uma variação de 4 a 8 m do nível do mar, quando em águas profundas e relativamente quentes, a temperatura muda de 4 a 8 °C. No entanto, quando a temperatura, em águas profundas e salgadas, muda de uma água quente para fria, por exemplo, de 25 °C para 0 °C, isso pode causar uma queda do nível eustático de até 20 m.

Yilmaz e Altiner (2006), estudando a presença de sucessivos estratos aptianos contendo brechas cársticas nas montanhas Taurides (SW da Turquia) observaram que os mesmos apresentam feições de exposição e são interpretadas como indicativas de rebaixamento do nível do mar, pontuando ciclos de *shallowing upward* na escala métrica em sedimentos carbonáticos de águas rasas. Variações isotópicas de ^{13}C e ^{18}O em correlação direta com mudanças nas litofácies dentro dos ciclos mencionados, corroboram no sentido de atribuir à ação de prováveis flutuações no nível do mar, em resposta a alternâncias de períodos de clima frio e quente na escala de Milankovitch. Essas flutuações não se coadunam com um regime climático como o *greenhouse* atribuído ao Cretáceo.

1.3.1.5.3 Exemplos de ciclicidade orbitalmente induzida durante o Albiano-Aptiano

O andar Albiano, objeto de estudo da presente tese de doutorado, constitui-se em exemplo de período geológico onde não se reporta a existência de grandes extensões de calotas polares, porém variações eustáticas na magnitude de uma ou mais dezenas de metros são consideradas como factíveis (Frakes e Francis 1988; Frakes *et al.*, 1992); Immenhauser & Scott, 2002).

Trabalhos como os de Azevedo *et al.*, 2001 (Bacia de Campos e Santos), Freitas, 2006 (Bacia de Santos), Grippo, 2004 (Albiano da Bacia da Umbria-Marche, Apeninos, Itália), Giorgioni *et al.*, 2012 (Albiano da Fm. Marne a Fucoidi, Apeninos Centrais, na Itália), Prokopf & Thurow, 2001 (Mesoalbiano da Bacia da Baixa Saxônia, NW da Alemanha), Tyska, 2009 (Mesoalbiano da Bacia da Baixa Saxônia), Kuhnt & Moullade (Aptiano Médio da seção La Macouline no SE da França), Montanez *et al.*, 2006 (Aptiano da Sierra Madre Oriental no NE do México do site 398 do DSDP no Atlântico Norte), Heldt *et al.*, 2010 (limite entre o Aptiano e Albiano da região de Hannover, norte da Alemanha), Premoli Silva *et al.*, 1989 (Aptiano-Albiano da região de Piobbico-Itália central) vincularam a ocorrência de ciclos de origem climática (acompanhados ou não de variação eustática) às variações orbitais de Milankovitch. Esses estudos foram baseados em dados coletados que permitiram análises de carbonato, ferro, carbono orgânico, argilas, isótopos, perfis geofísicos de poços, magnetismo de rocha, etc., com aplicação conjunta de várias técnicas de análise matemática,. Foram interpretadas as influências de ciclos de excentricidade longa (405 ka), a mais dominante, de excentricidade curta (100 ka), de obliquidade (influencia diretamente a sazonalidade em latitudes médias e altas) e de precessão, algo que não deveria se esperar onde dominasse um padrão climático estável como o comumente atribuído para o período em questão.

A maioria dos estudos não pressupõe, necessariamente, que a ciclicidade constatada seja devido a eventos de glaciação. Antes, os estudos atribuem a origem da ciclicidade orbital ao efeito de dinâmicas sazonais, com alternâncias de períodos relativamente mais secos com mais chuvosos com tempestades

(possivelmente relacionados a um regime de monções flutuantes), e a contrastes de temperatura. Aparentemente a superfície terrestre, principalmente nas áreas situadas em latitudes intermediárias, parece ter sido submetida a uma maior variação sazonal do que o previsto para um regime tido como dominado por um clima sob domínio do efeito *greenhouse*.

1.3.1.6 A ESCALA DE TEMPO ASTRONÔMICA E A ESCALA GEOLÓGICA INTERNACIONAL

Uma importante inovação foi adotada pelas duas últimas versões da escala internacional de tempo geológico (Gradstein *et al.*, 2004; Gradstein *et al.*, 2012), a utilização da Estratigrafia Astronômica (Hinnov & Hilda, 2012), também conhecida como Cicloestratigrafia. A ATS (Astronomical Time Scale, ATS) finalmente colocou em prática a partir de 2004 (Hinnov & Ogg, 2004), tendo sido implementada em 2012 (Hinnov & Hilda, 2012), o que Milankovitch propôs em seu trabalho (1941) utilizando a variação da insolação como um geocronômetro.

A Escala Astronômica de Tempo (ATS) cenozóica está praticamente completa (Fig. 1.5). A escala é construída com base em registros paleoclimáticos obtidos a partir de uma base de dados como análise de carbonato, ferro, carbono orgânico, argilas, isótopos, magnetismo de rocha, imagem de cor, etc, coletados nas bacias dos oceanos Atlântico e Pacífico e do mar Mediterrâneo, que se superpõem e que estão calibrados por sequências de polaridade geomagnéticas e zoneamento bioestratigráfico global. A ATS do Mesozóico está evoluindo rapidamente na forma de sequências cicloestratigráficas interpretadas como segmentos flutuantes e calibrados ao arcabouço estratigráfico global (Fig. 1.5, Hinnov & Hilda, 2012).

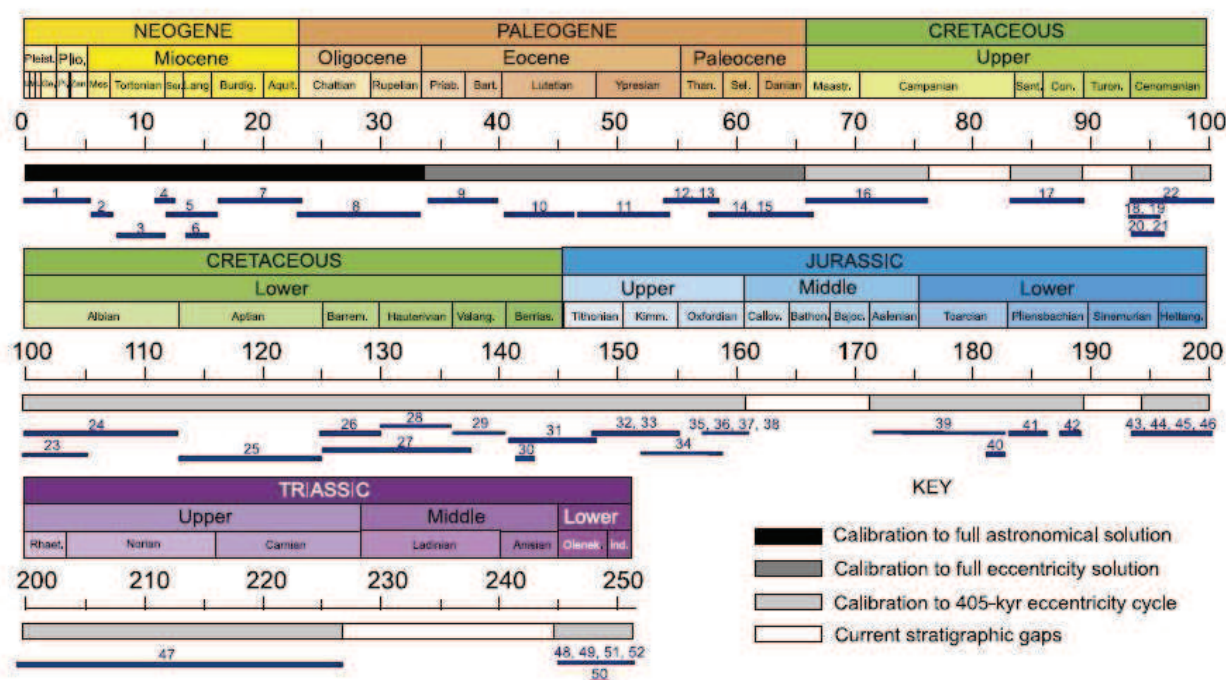


Fig. 1.5. Cobertura estratigráfica da ATS na Geological Time Section (GTS) 2012. As faixas horizontais em tons de preto e cinza indicam quais parâmetros astronômicos podem ser utilizados e seus respectivos intervalos de tempo. Os algarismos de 1 a 46 indicam que existem diferentes fontes bibliográficas (não mencionadas nessa figura) para cada segmento de tempo (barras em preto), que embasaram a datação nos respectivos intervalos (Hinnov & Hilda, 2012).

Atualmente a ATS cobre mais de 80% do tempo da Era Mesozóica, sendo que 100% de cobertura é prevista para ocorrer nos próximos anos (Fig. 1.5). Em vários casos o mecanismo indutor de obliquidade parece dominar a cicloestratigrafia, porém o reconhecimento de uma assinatura que evidencia a ciclicidade sedimentar dominante com um período aproximado de 400 ka, associado à influência de uma variação orbital estável, característica marcante da excentricidade longa (período de 405 ka), tornou-se um importante instrumento no desenvolvimento dos estudos de datação astronômica (Hinnov & Ogg, 2009).

direção ao passado geológico pois a velocidade de rotação da Terra era maior, em boa parte devido a que a distância Terra-Lua também foi, concomitantemente, progressivamente menor. Sob efeitos de um sistema com uma energia maior, os ciclos de obliquidade e precessão ocorriam em períodos menores (Hinnov & Hilda, 2012; Tabela 1.2). A duração do dia terrestre foi estimada em 19 horas, há um bilhão de anos passados (Hinnov & Hilda, 2012). Ao longo do tempo geológico a energia produzida pelas marés foi dissipando-se lentamente, contribuindo para a diminuição da velocidade de rotação da Terra, e, em consequência, provocando o aumento da duração do dia. Em períodos anteriores a 50 Ma os modelos astronômicos divergem quanto ao momento a partir do qual as incertezas tornam baixa a confiabilidade dos resultados. No entanto, existe um consenso de que o ciclo de 405 ka mantém-se estável até 250 Ma.

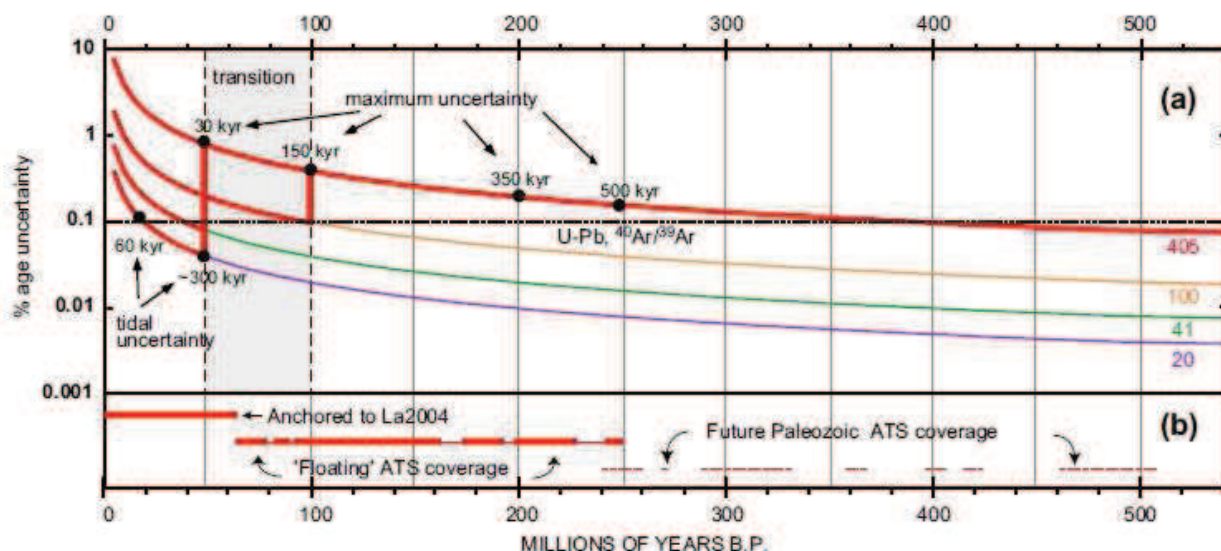
A órbita da Terra é afetada pelo movimento da Lua e Sol e pelos planetas do sistema Solar, notadamente o periélio orbital de Vênus e Júpiter, que, juntos, impõe uma excentricidade de 405 ka como ciclo dominante sobre a evolução orbital da Terra. A grande massa de Júpiter garante a robustez desse ciclo durante centenas de Ma. Ele tem sido modelado com alta confiabilidade nos últimos 250 Ma e é o principal ajuste de ciclo hoje utilizado na escala de tempo astronômica.

O registro cicloestratigráfico de 405 ka fornece um confiável geocronômetro de alta resolução, e é, também, usado para corrigir os índices apontados pelas frequências orbitais mais altas, a excentricidade curta, a obliquidade e precessão, quando afetados pela variabilidade da sedimentação. Duas outras variações principais se originam das interações entre as órbitas da Terra e Marte e aparecem como moduladores periódicos (2,4 Ma e 1,2 Ma) da excentricidade e obliquidade (Hinnov, 2012).

Tabela 1.2. Evolução dos índices de periodicidade da obliquidade e precessão do Recente até os últimos 250 Ma (Hinnov & Hilda, 2012).

TABLE 4.2 Evolution of Obliquity and Precession Index Periodicities from 0 to 250 Million Years Ago					
(a)					
Time (Ma)	54 kyr	41 kyr	39 kyr	29 kyr	28 kyr
0–5	53562	40917	39510	29727	28852
50–55	50710	39185	37975	28877	28003
100–105	47847	38865	36324	27910	27137
150–155	45188	35852	34807	27027	26233
200–205	42680	34211	33300	26130	25374
244–249	40502	32830	31949	25272	24582
(b)					
Time (Ma)	24 kyr	22 kyr	19.0 kyr	18.9 kyr	16.5 kyr
0–5	23657	22336	19080	18947	16453
50–55	23052	21820	18716	18539	16168
100–105	22472	21304	18335	18090	15873
150–155	21863	20768	18077	17794	15574
200–205	21258	20206	17519	17391	15253
244–249	20691	19708	17129	17007	14968
Dissipation-induced changes in the main periods of the Earth's obliquity variation (a) and precession index (b) from 0 to 250 million years ago. Periods are estimated over 5 million year intervals of the La2004 nominal solution (Laskar <i>et al.</i> , 2004) with 4π multi-taper amplitude spectra using <i>Analysseries</i> (Paillard <i>et al.</i> , 1996); values are in thousands of years. Hinnov & Hilgen					

Portanto essa escala permite a extensão da bem definida ATS do Cenozóico para todos os últimos 250 ka (Fig. 1.5). Essa calibração astronômica tem uma resolução comparável à precisão da datação por radioisótopos das cinzas vulcânicas de camadas mesozóicas, com a vantagem adicional de fornecer cobertura estratigráfica contínua entre camadas datadas (Fig. 1.6). Períodos cobertos pela ATS mesozóica já forneceram novos pontos de vista para problemas geológicos de extensa duração temporal como geodinâmica, ciclos geoquímicos, geologia estrutural, evolução biológica, eustasia e mudanças paleoclimáticas.



1.3.1.7 EVIDÊNCIA DE SUPERNOVAS AFETANDO O CLIMA DA TERRA

Segundo Svensmark (2012) uma análise estatística indica que o sistema solar tem experimentado muitas fases de longa duração de crescimento na recepção de fluxos de raios cósmicos galáticos (GCR), a partir da emissão de uma Supernova (SN). A hipótese de que um alto fluxo de GCR deve coincidir com condições de clima frio na Terra seria bem aceita quando se correlaciona com as taxas de emissões de SN ao longo dos últimos 510 Ma. Durante o período em que ocorresse fluxos elevados de GCR, dar-se-ia a ionização da atmosfera através da formação de aerossóis (suspensão de partículas sólidas e / ou líquidas em um gás), alguns dos quais crescem, subsequentemente, como núcleos de condensação de nuvens. Isto auxiliaria na geração de nuvens em baixa altitude, resultando em aumento do albedo e resfriamento do planeta. Surpreendentemente uma simples combinação de observações de fenômenos tectônicos (mudanças de longo prazo do nível do mar) e da atividade astrofísica (taxas de SN) em muito contribuiu para as variações observadas na biodiversidade marinha nos últimos 510 Ma. Uma correspondência inversa entre as taxas de SN e nos níveis de dióxido de carbono (CO₂) é discutida em termos de uma possível queda de CO₂ devido a um aumento na bioprodutividade nos oceanos, que são melhor “fertilizados” em condições de clima frio.

1.3.2 Respostas regionais aos ciclos climáticos orbitais

1.3.2.1 ASPECTOS GERAIS

Mudanças na insolação sazonal podem alterar os padrões de temperatura regional (Perlmutter & Azambuja, 2005a). A atmosfera acomoda mudanças no aquecimento, ajustando a distribuição das células de pressão atmosférica e os padrões de circulação. Combinadas, as mudanças de temperatura, pressão e circulação alteram padrões de precipitação, evaporação e de padrões climáticos associados, causando ciclos climáticos (Park & Oglesby, 1994; Perlmutter *et al.*, 1998; Perlmutter e Matthews, 1989 *apud* Perlmutter & Azambuja, 2005a). A

resposta do sistema climático de uma determinada região para uma condição específica de insolação não é, no entanto, apenas uma função da fase do ciclo de insolação em si. A resposta está intrinsecamente associada com a localização (latitude e longitude) e a paleogeografia da região (Perlmutter & Matthews, 1989 *apud* Perlmutter e Azambuja, 2005a; Park & Oglesby, 1994). O resultado é que dentro de um mesmo hemisfério nem todas as áreas tornam-se mais úmidas ou secas no mesmo ponto, em um mesmo ciclo de insolação. Como a insolação varia ao longo de um ciclo orbital, áreas equatoriais podem ficar mais secas enquanto que as áreas de latitudes médias tornam-se mais úmidas, ou uma zona de latitude média pode ficar mais úmida enquanto a outra área fica mais seca. A variabilidade climática é uma função das particularidades regionais que podem mudar ao longo do tempo geológico. Portanto, diferentes zonas de um único hemisfério podem sofrer diferentes sucessões climáticas em resposta ao mesmo ciclo de insolação. Simulações climáticas de alta frequência do Mesocretáceo (Park & Oglesby, 1994) e no Pleistoceno/Holoceno (Moore *et al.*, 2000), indicam que as maiores mudanças climáticas ocorrem associadas com as variações que ocorrem na escala de precessão. Os ciclos de excentricidade e obliquidade modulam a extensão do efeito, assim como acontece com as interferências de longo prazo dos principais harmônicos orbitais. A superposição e a interação de ciclos orbitais cria um espectro repetitivo de climas na alta frequência, limitados por máximos e mínimos com uma frequência mais baixa. Esses máximos e mínimos climáticos indicarão os intervalos mais quentes e frios do planeta, podendo ser associados com períodos glaciais-interglaciais.

Quando a excentricidade é elevada, ocorrendo uma condição de alta insolação hemisférica no verão (temperaturas elevadas) durante o periélio, tem-se um climático máximo (Kukla & Gavin, 1992). O afélio, então, ocorre durante o inverno, seis meses após. Assim, verões quentes e invernos frios caracterizam um máximo climático hemisférico, enquanto que verões frios e invernos suaves caracterizam um mínimo climático. Considerando a escala de tempo da precessão, quando a excentricidade é alta, tem-se que, quando o Hemisfério Norte está em um período de climático máximo, o Hemisfério Sul está vivenciando um mínimo climático e vice-versa. Quando há condições de baixa insolação

durante o verão, o mínimo climático ocorre quando a excentricidade é alta e o afélio ocorre durante o verão (Fig. 1.7).

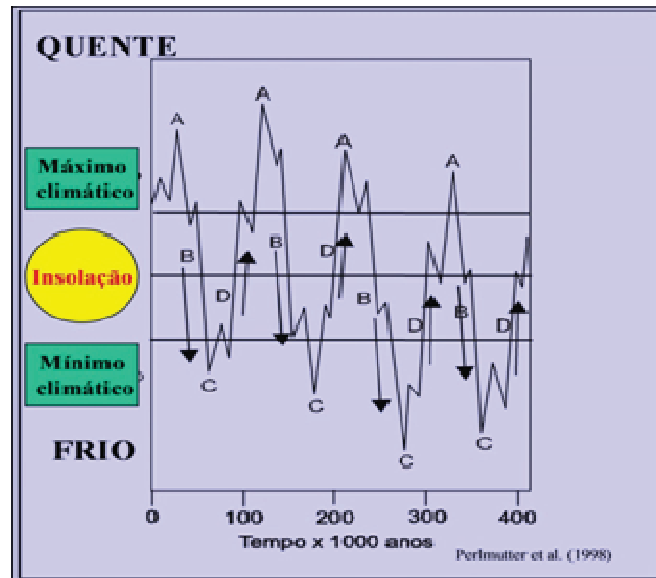


Fig. 1.7. Máximos e mínimos climáticos causados pela interferência dos ciclos orbitais para os últimos 400 ka. Adaptado por Perlmutter & Azambuja Filho, 2005a), pág. 4, de Perlmutter & Mathews, 1989.

O primeiro passo no reconhecimento de como o sistema de distribuição sedimentar para a bacia pode produzir ciclicidade é entender como o clima regional pode mudar ao longo de um ciclo de Milankovitch. Para que se cumpra esse propósito é importante que o clima seja entendido no contexto de um padrão de circulação atmosférica global. Esse padrão, quando analisado do Equador aos polos, pode ser simplificado em três células: Hadley, Ferrel e Polar (Fig. 1.8), compondo o que é conhecido como Circulação Hadley (Hanwell, 1980). A temperatura e a umidade estão fortemente relacionadas às células de circulação atmosférica. A temperatura geralmente decresce do Equador aos polos, assim relacionou-se a temperatura diretamente a cada célula: a tropical, a temperada e a polar. A umidade, no entanto, é uma manifestação da posição geográfica dentro de cada célula. Condições úmidas geralmente ocorrem próximo à porção das células de circulação ascendentes. Ela decresce até um mínimo (aridez) junto aos braços descendentes da circulação. O padrão de distribuição dos climas é função da circulação do tipo Hadley, portanto de natureza zonal. Essa zonação climática ideal é complicada por circulação causada por monções que constituem fluxos de

anti-ciclone ao longo de zonas de alta altitude e de latitudes medianas, de proximidade de oceanos, de bacias topograficamente elevadas e de montanhas altas montanhas ou vales profundos. Os efeitos são diversos nos lados ocidentais e orientais dos continentes e variam sazonalmente.

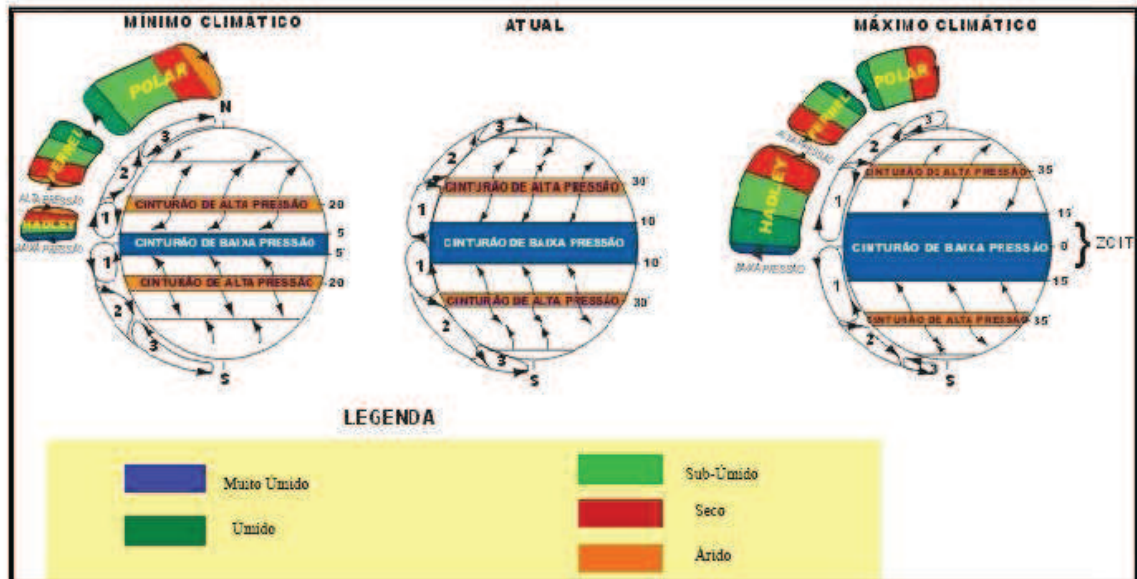


Fig. 1.8. Bandas de alta e baixa pressão geradas pelas células de circulação Hadley, Ferrel e Polar, nas condições de máximo e mínimo climático. Adaptado por Perlmutter & Azambuja Filho(a), 2005, pág. 4, adaptado de Perlmutter & Mathews, 1989.

Os máximos e mínimos alongam ou encurtam as células de circulação (Hadley, a tropical, Ferrel, a temperada, e a Polar propriamente dita), as quais definem padrões zonais de dinâmica atmosférica (Figs. 1.8; 1.9). A partir disso, é possível a ocorrência de padrões climáticos atmosféricos sazonais, de acordo com a latitude geográfica, os quais são influenciados pela distribuição das terras, dos mares e da topografia (Perlmutter *et al.*, 1998).

Uma consequência de tais diferenças hemisféricas pode ser a habilidade de uma monção de produzir chuva de verão. Climas sob influência forte de monções tendem a responder diretamente à insolação, sendo elas mais fortes quando os valores de insolação são altos (Park & Oglesby, 1994). Assim, uma forte monção chuvosa pode ocorrer em um hemisfério enquanto que uma monção fraca, seca, ocorre em outro, mesmo que as condições geográficas sejam idênticas (latitude, área terrestre, proximidade do oceano, temperatura da superfície oceânica, direção preferencial dos ventos) função das diferenças no grau de aquecimento durante os verões. Essas variações requerem uma avaliação paleoclimática para um período específico de tempo que inclua, pelo menos, quatro mapas sazonais

(estações), incluindo os mínimos e máximos climáticos para janeiro e julho (solstícios), bem como mapas que mensurem fases de equinócios.

Para construir-se um padrão climático fácil de ser compreendido e explicado, mapas climáticos sazonais devem ser simplificados e reduzidos a um mapa com uma série de bandas climáticas (Fig. 1.9). Cada banda representa uma zona da superfície da Terra que, em uma primeira aproximação, possui membros climáticos similares para um determinado ciclo. A sucessão climática de uma banda é feita através da interpolação entre os membros extremos.

Porém, para utilizar-se um mapa com bandas climáticas, é preciso avaliar-se a variação climática na área, as condições regionais e locais que podem modificar essa aproximação. Essas condições incluem os ventos predominantes, a proximidade do oceano ou de um grande corpo de água, temperatura oceânica, correntes e efeitos orográficos das monções (Perlmutter & Mathews 1989 *apud* Perlmutter & Azambuja Filho 2005a). Na prática, as zonas ou cinturões são definidos a partir da síntese de detalhados mapas climáticos sazonais, construídos para as condições de mínimos e máximos climáticos. Estes mapas representam os parâmetros paleoclimáticos observados para um intervalo geológico particular (Perlmutter *et al.*, 1998). As bandas climáticas, também denominadas de bandas cicloestratigráficas, podem ser definidas como uma região na superfície da Terra que sofre mudanças climáticas similares durante interferências construtivas dos ciclos de Milankovitch.

No geral, regiões equatoriais e polares tendem a tornar-se secas, e regiões de latitude intermediária, tendem a tornar-se úmidas, na medida em que as condições transitam de um máximo para um mínimo climático (Fig. 1.8).

Com a finalidade de facilitar a compreensão do padrão climático global, os mapas climáticos sazonais foram simplificados e reduzidos a um único mapa contendo uma série de bandas climáticas (Figs. 1.9; 1.10, Tabela 1.3). Neles são observadas as disposições das bandas climáticas, as condições de máximo e mínimo climático. Observa-se que há uma migração bem definida em direção aos polos com a expansão da chamada zona de convergência intertropical, quando das mudanças de fase de um mínimo para um máximo climático. Cada banda configura uma área da superfície terrestre na qual há uma similaridade climática

dentro de um intervalo definido por seus parâmetros delimitadores ao longo de um ciclo climático. A análise deste mapa deve ser feita de modo interativo.

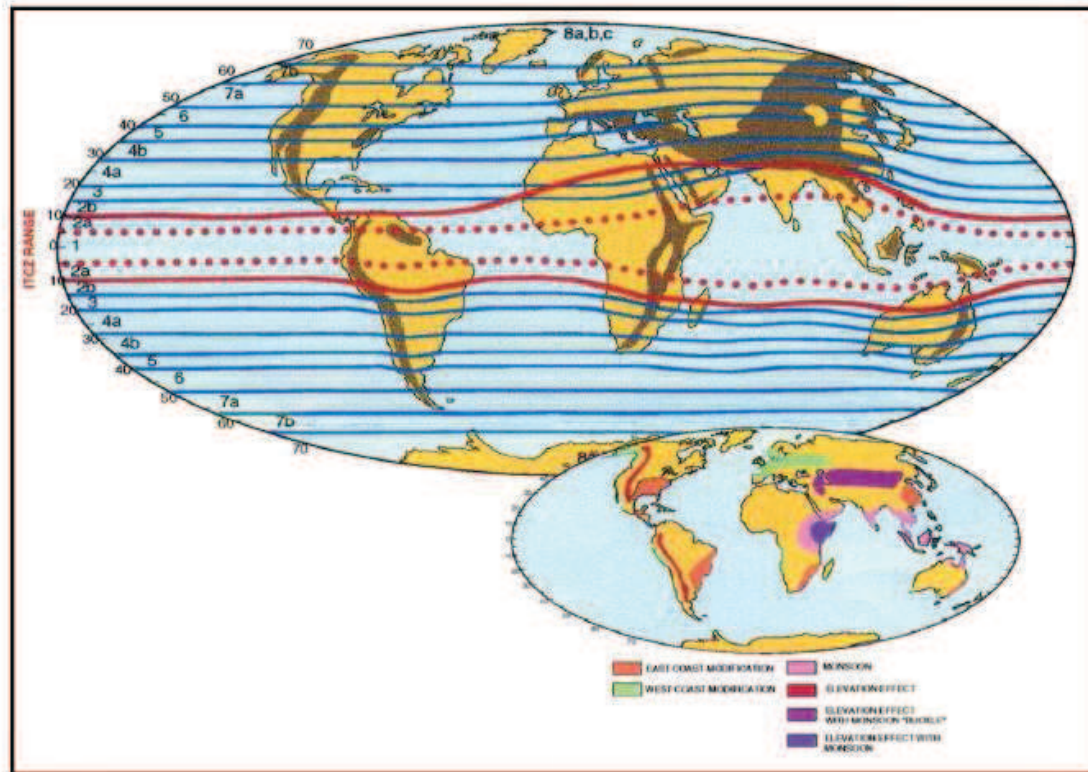


Fig. 1.9. Mapa das bandas cicloestratigráficas para os últimos 3 Ma. As linhas vermelhas indicam os limites máximos e mínimos climáticos, respectivamente, linha contínua e tracejada, que definem a zona de convergência tropical. Durante as fases de mínimo climático as linhas delimitadoras de todas as bandas tendem a migrar em direção aos polos e o inverso ocorre quando das fases de máximo climático. Perlmutter & Mathews 1989 apud Perlmutter & Azambuja, 2005a, pag. 6.

Avalia-se a variação climática na área e as condições regionais e locais que podem modificar uma primeira avaliação. Condições que devem ser adicionadas contam com ventos predominantes, proximidade ou distância do oceano ou outro corpo significativo de água, temperatura oceânica, correntes marinhas, monções. Esses mapas representam, então, um determinado intervalo de tempo geológico. As bandas cicloestratigráficas fazem parte de uma região da superfície terrestre que sofre mudanças climáticas durante fases construtivas das variações orbitais de Milankovitch e seus limites apresentam um paralelismo, com as latitudes geográficas, que é perturbado na zona de convergência tropical. Essa zona é submetida a marcantes e complexos padrões que influenciam o clima como o

regime das monções e suas variações, o regime dos ventos, as variações de umidade do ar, a temperatura da água oceânica, a picnoclina, a estruturação geotectônica, etc. Observe as diferenças nos limites calculados para as zonas de convergência tropical das bandas cicloestatigráficas, como um todo, para os últimos 3 Ma (Fig. 1.9) e para 100 Ma atrás (Fig. 1.10). Por exemplo, os limites da zona de convergência tropical tendem a ocupar latitudes mais altas, e da banda de número 8, mais frias, tendem a ser mais restritas no mapa que retrata a situação 100 Ma atrás comparativamente com o que retrata os últimos 3 Ma. Esse último (Fig. 1.9) retrata um período em que a temperatura média da Terra era relativamente mais fria, com alternância de ciclos glaciais-interglaciais, enquanto que o primeiro (Fig. 1.10) reproduz uma fase de clima cujo gradiente de temperatura polo-Equador era menor do que nos últimos 3 Ma, assim como a temperatura média global, e desprovido, ao menos em grande parte de seu tempo, de calotas polares.

As características das bandas climáticas como mostradas, retratam uma visão simplificada de uma de variação climática ao longo de um ciclo de insolação com um padrão que mostra um alto grau de variabilidade, mais complexo, ao longo dos últimos milhões de anos (dominados pelos ciclos glaciais-interglaciais) quando comparado, por exemplo, com 100 a 115 Ma atrás, durante o Albiano – Aptiano. No período focado no presente estudo, as condições climáticas eram, na maior parte do tempo, mais estáveis, com um menor gradiente de temperatura polo-Equador. A área abrangida pela Bacia do Espírito Santo, na época em questão, era abrangida pelas bandas climáticas 2 e 3, e se mostrava quente e seca, provavelmente durante uma fase de mínimo climático (Fig. 1.11; Tabela 3). No Cretáceo, mínimos e máximos climáticos tendiam a ser menos diferenciados entre si.

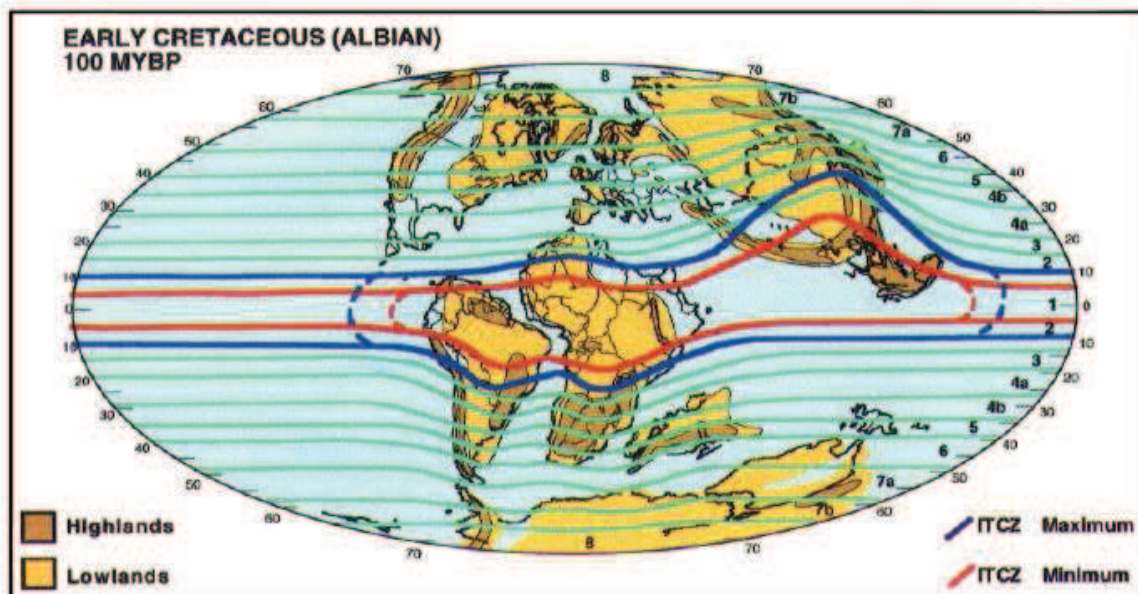


Fig 1.10. Mapa das bandas cicloestratigráficas de 100 M.a. atrás. As linhas azuis mais espessas indicam os máximos climáticos e, as linhas vermelhas tracejadas, os mínimos climáticos definindo a zona de convergência intertropical (ITCZ). Perlmutter & Mathews 1989 *apud* Perlmutter & Azambuja, 2005a.

1.3.2.2 A RELAÇÃO DO CLIMA E DO NÍVEL DO MAR

As respostas climáticas a um determinado ciclo de insolação, orbitalmente induzido, apresenta características que variam regionalmente. Isto é, nem todas as regiões tornam-se mais quentes ou mais frias, úmidas ou secas, no mesmo tempo, em um mesmo ciclo de insolação. No entanto a resposta glacioeustática a um ciclo de insolação particular ocorre globalmente, com subidas ou quedas síncronas do nível do mar. Isto significa que os ciclos climáticos regionais de diferentes áreas geográficas podem ter diferentes relações de fases em relação aos ciclos glacioeustáticos (Perlmutter *et al.*, 1998). Como o clima afeta diretamente o intemperismo, o transporte de sedimentos e os ambientes de sedimentação, essas diferenças nas relações de fase dos ciclos climáticos regionais e da eustasia podem produzir diferentes padrões estratigráficos durante o mesmo ciclo de insolação, ou durante um mesmo ciclo eustático. Portanto é

muito importante entender o impacto que clima e sedimentação exercem sobre os ciclos estratigráficos.

Tabela 1.3. Bandas cicloestratigráficas definidas por sucessões climáticas e respectivas variações ambientais condicionadas por ciclos climáticos. Perlmutter & Mathews 1989 *apud* Perlmutter & Azambuja, 2005a.

ENVIRONMENTAL CHANGES ASSOCIATED WITH CLIMATIC CYCLING				
CYCLOSTRATIGRAPHIC BELTS		APPROXIMATE LATITUDINAL EXTENT (no major shift of ITCZ)	ENVIRONMENTAL CONDITIONS AT CLIMATIC MAXIMUM	ENVIRONMENTAL CONDITIONS AT CLIMATIC MINIMUM
8		65-90	POLAR/HUMID TO DRY (FORESTS TO GLACIAL TO TUNDRA)	POLAR/ARID (GLACIAL TO TUNDRA)
7	B	57-65	TEMPERATE/SUBHUMID (FOREST)	POLAR/DRY (GLACIAL TO TUNDRA)
7	A	48-57	TEMPERATE/HUMID (GRASSLAND)	POLAR/SUBHUMID (GLACIAL)
6		40-48	TEMPERATE/DRY PRAIRIE	POLAR/HUMID (PERIGLACIAL)
5		35-40	TEMPERATE/ARID (DESERT)	TEMPERATE/HUMID (FOREST)
4	B	28-35	TROPICAL/DRY (SAVANNA)	TEMPERATE/SUB HUMID (GRASSLAND)
4	A	22-28	TROPICAL/SUBHUMID (FOREST WITH DRY SEASON)	TEMPERATE/DRY PRAIRIE
3		15-22	TROPICAL/HUMID (RAIN FOREST)	TEMPERATE/ARID (DESERT)
2		5-15	TROPICAL/VERY HUMID TO HUMID (RAIN FOREST)	TROPICAL/SUBHUMID TO DRY (SAVANNA)
1		0-5	TROPICAL/HUMID (RAIN FOREST)	TROPICAL/HUMID (RAIN FOREST)

*BELT #4 IS COMPLEX BECAUSE THE TEMPERATE CONVERGENCE ZONE SHIFTS THROUGH THIS REGION DURING A COMPLETE MILANKOVITCH CYCLE.

1.3.2.3 O IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS SOBRE A PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS

Quando o paradigma da Estratigrafia de Sequências foi inicialmente proposto, ele foi baseado em um modelo genérico (possivelmente com o intuito de simplificar sua explanação pioneira), nas seguintes premissas básicas: (a) considerava um aporte sedimentar constante ao longo do tempo; (b) taxa de subsidência tectônica também constante ao longo do tempo, porém maiores no sentido do depocentro da bacia devido ao maior estiramento litosférico aí esperado; (c) a variação eustática ocorria homoganeamente ao longo de todo o ciclo com subidas e descidas o que lhe emprestava um caráter determinante. Com a contínua aplicação do método, aumentou a percepção da importância da variação do aporte sedimentar como gerador de ciclicidade em determinados casos. Variações climáticas e seu potencial gerador ou limitador de produção de sedimentação para a bacia através da alternância, por exemplo, da ocorrência de clima úmido *versus* seco, independentemente de concomitantes variações eustáticas, passaram a ser relatadas com mais frequência.

A produção de sedimentos é fruto de uma complexa interação de parâmetros que incluem o estudo da elevação das bacias hidrográficas, do clima, vegetação e proveniência.

Como indicado acima, as fases dos ciclos climáticos podem variar significativamente, dependendo da localização geográfica. Para demonstrar como sucessões climáticas podem afetar o fluxo de sedimentos terrígenos, a geração dos ciclos foi estimada para cada faixa cicloestratigráfica, assumindo-se uma área de proveniência similar e uma elevação máxima de 2 km. A partir dessa análise, observa-se que o maior aporte sedimentar ocorre em uma sucessão climática que varia do clima árido ao subúmido. Essa mudança climática ocorre em faixas de latitudes médias como constatado nas faixas 3, 4a, 4b e 5 (Fig. 1.11).

Os ciclos de produção sedimentar não são globalmente sincronizados (Fig. 1.11). Por exemplo, na faixa 1, a produtividade é maior no máximo climático e menor no mínimo climático; por sua vez na faixa 4b a geração de sedimentos é maior no mínimo climático e menor nas transições climáticas, justamente antes e

logo depois do máximo climático. Geralmente cada faixa climática mostra mais de um pico de produção de sedimentos ao longo de um mesmo ciclo climático (Fig. 1.11).

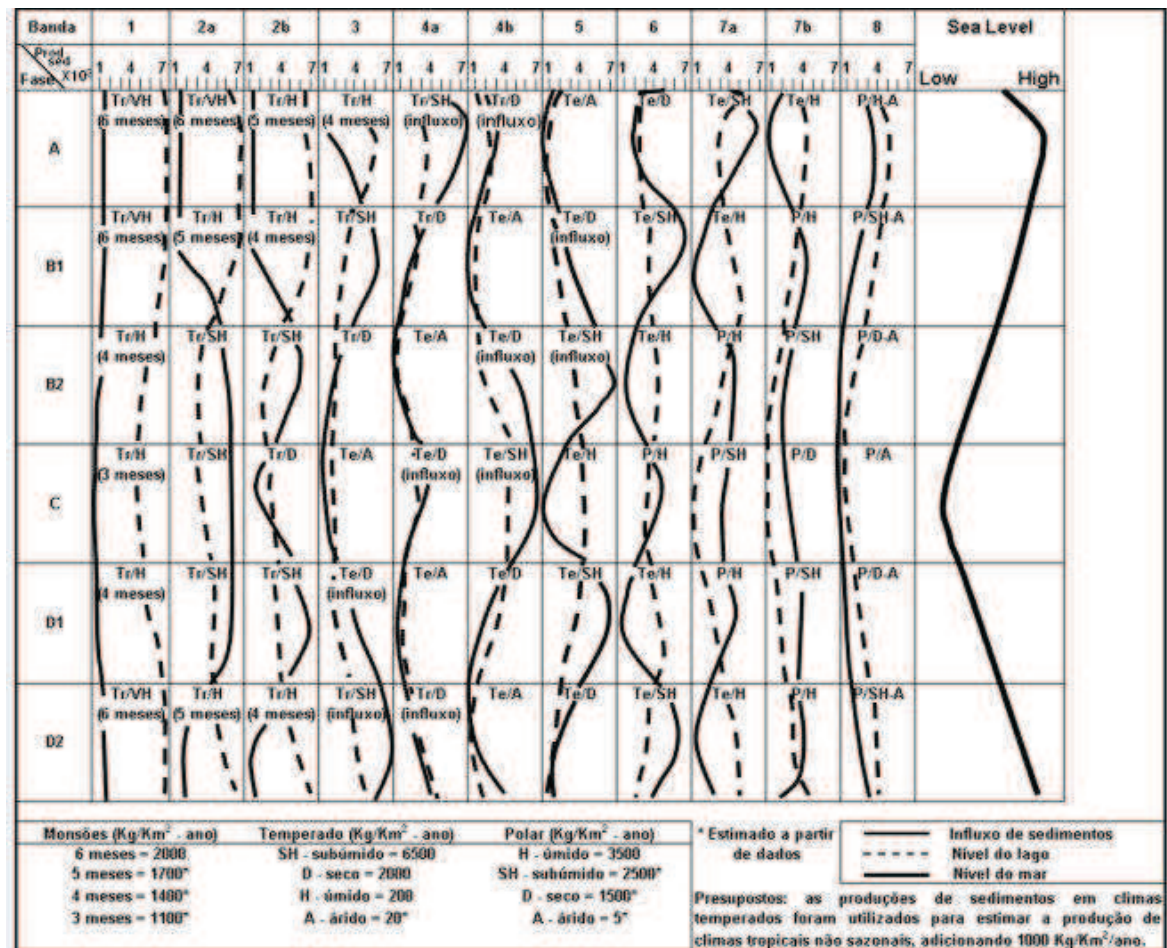


Fig. 1.11. Produção sedimentar para cada banda cicloestratigráfica considerando fase climática, nível do mar, e nível do lago (Perlmutter et al. 1998). As curvas contínuas representam a produção de sedimento e as tracejadas o nível de lago; o nível do mar é mostrado à direita. Estimativa dos dados está indicada com asteriscos. Abreviações: Fases: A: máximo climático; B1 e B2: transição para o resfriamento; C: mínimo; D1 e D2: transição para aquecimento. Tr= tropical; Te= temperado; P= polar; VH= muito úmido; H= úmido; SH= subúmido; D= seco; A= árido. Adaptado de Perlmutter & Azambuja Filho 2005a.

1.3.2.4 CONCLUSÕES

Ciclos de variação do nível do mar causados por mudanças nas massas de gelo glacial polar tendem a seguir os ciclos de insolação (Berger, 1992). O nível do mar fica alto quando a insolação é máxima e, baixo, quando a insolação é mínima. Por outro lado a sucessão climática de cada banda relativamente ao ciclo

de insolação é diferente, causando variações de fase na produção de sedimentos relativamente ao nível do mar. Ou seja, dependendo da localização, o máximo e o mínimo de produção de sedimento podem ocorrer em qualquer fase do ciclo glacio-eustático. O mesmo vale para a produção de sedimento em lagos. A relação de fase entre o ciclo de produção de sedimento e a glacioeustasia varia como função da paleogeografia. Os máximos e mínimos de suprimento sedimentar não constituem, necessariamente, uma consequência de um estágio específico do nível do mar.

A Estratigrafia de Sequências, quando foi inicialmente proposta (Posamentier *et al.*, 1988), preconizava que os fluxos máximos e mínimos de siliciclásticos para o talude e bacias ocorriam durante fases de mar baixo e transgressiva precoce, respectivamente. Porém, em estudos como os feitos na área da Great Barrier Reef (NE da Austrália, Dunbar & Dickens, 2003) leques subaquosos foram interpretados como depositados no talude holocênico durante a subida do nível do mar (durante o todo o período transgressivo), após a última era glacial. Já no Neomioceno da Surma Basin, Bangladesh (Perlmutter *et al.*, 1998), o aporte preferencial dos sedimentos bacia adentro, ocorreu durante a fase transgressiva tardia e de mar alto.

Assim, ciclos de sedimentação produzida por bacias hidrográficas em diferentes partes do planeta não tem que estar em fase entre si, nem tampouco em compasso com a variação eustática. Por exemplo, leques submarinos, como acima citados, têm sido interpretados como depositados em fases distintas da curva eustática, em tratos de sistema que não necessariamente o Trato de Sistemas de Nível de Mar Baixo.

A resposta climática para um ciclo determinado de insolação é regional, mas a resposta glacioeustática a um ciclo particular de insolação particular é global e padrões estratigráficos bem distintos podem ser produzidos durante o mesmo ciclo de insolação.

O padrão cíclico observado na Plataforma de Regência, composto pela alternância de camadas de siliciclásticos e carbonatos (Cap. 3), aparentemente causadas por alterações climáticas, onde a alternância de climas secos e menos secos, não necessariamente acompanhada de variação eustática, constitui-se em fator determinante para a gênese dos mesmos. Evidências de ciclicidade em

seções estratigráficas de composição carbonática, de detecção mais disseminada, e mista, de percepção mais restrita, de idade albiana são observadas em bacias dispostas ao longo de latitudes variadas, dos dois lados do Atlântico: Espírito Santo (Tagliari *et al.* 2012, Tagliari *et al.* no prelo), Santos, Kwanza (Eichenseer, 1999) e Benguela em Angola, entre outras, também apresentando um padrão que sugere alternâncias cíclicas na sedimentação sugerindo variações climáticas que afetam a sedimentação.

1.4 TÉCNICAS DE MEDIÇÃO DOS CICLOS SEDIMENTARES – ARCABOUÇO GEOCRONOLÓGICO

1.4.1 Análise quantitativa dos ciclos

1.4.1.1 INTRODUÇÃO

Serão enfocadas sequências estratigráficas controladas por forças alocíclicas.

É possível estabelecer uma relação de causa e efeito entre a ciclicidade induzida climaticamente por fatores externos à bacia e a sedimentação, a partir de análises matemáticas feitas com séries temporais. Contudo, para que essa conexão seja observada no registro sedimentar, o ambiente de deposição em questão deve apresentar características de preservação específicas. Regiões tectonicamente estáveis e sistemas lacustres, baías e áreas marinhas protegidas do retrabalhamento por ondas, como as regiões bacinais (Albo- Aptiano da região de Piobbico, Itália Central, Premoli Silva, 1989), constituem os melhores candidatos. Por outro lado, deltas e planícies de maré são geralmente inadequados, pois o registro das mudanças climáticas ou de variação de nível de base está sujeito à parcial ou total obliteração, devido a processos autocíclicos e a frequentes hiatos característicos da deposição e preservação de sedimentos em ambientes de alta energia (Algeo & Wilkinson, 1988). Nesta tese de doutorado, no entanto, apesar do ambiente deposicional da área estudada (a Plataforma de Regência durante o Albiano) englobar sítios potencialmente sujeitos à baixa

preservação da acumulação sedimentar, como é o caso de uma plataforma sujeita à ação da alta energia, a halocinese exerceu importante papel na criação de espaço de acomodação extra, viabilizando a preservação de boa parte do sedimento depositado, e, por consequência, da ciclicidade constatada (Cap. 4; Tagliari *et al.*, 2012).

As análises cicloestratigráficas quantitativas buscam identificar e reconstruir as periodicidades astronômicas responsáveis por padrões estratigráficos que se repetem com frequência. Ferramentas de estatística foram desenvolvidas para facilitar essas correlações e determinar a cronologia dos ciclos sob investigação (Perlmutter & Azambuja Filho, 2005b).

Para extrair o tempo e periodicidade adequada de ciclos sedimentares, é importante compreender as causas da sua origem. Isto é conseguido através da identificação das características sedimentares mais importantes dos ciclos e associando-as com os processos sedimentares que as criaram. Para ajudar nesta análise, Einsele *et al.* (1991) identificaram tipos de camadas sedimentares e propuseram que estes tipos sejam classificados em grupos baseados, principalmente, na espessura de camadas e na composição dos componentes de um ciclo dentro de um arcabouço temporal calibrado.

Os aspectos mais críticos que afetam a análise quantitativa de um ciclo são a integralidade do registro estratigráfico sob investigação e a densidade da amostragem. Uma boa noção do tamanho do intervalo de amostragem também é importante a fim de que tenha representatividade estatística. Muito cuidado deve ser tomado para garantir a viabilidade do conjunto de dados (Perlmutter & Azambuja Filho, 2005b).

O uso direto das taxas de sedimentação do Recente para estimar as taxas de acumulação nas seqüências estratigráficas não é um exercício simples, porque os intervalos de acumulação incluem tempos de erosão ou não-deposição. No caso do presente estudo os períodos de erosão inferidos apresentariam duração bem menos expressiva do que a mostrada pelo ciclo de excentricidade curta (100 ka), geocronômetro deduzido a partir dos estudos cicloestratigráficos realizados na seção eoalbiana (Tagliari *et al.* 2012), não se constituindo, portanto, em obstáculo ao estudo cicloestratigráfico.

Outra questão importante que se deve levar em consideração é quanto à restrição geográfica dos dados normalmente disponíveis para análise cicloestratigráfica, tais como poços, testemunhos e afloramentos. Muitas vezes é fundamental a utilização de ferramentas como a sísmica a fim de aumentar a percepção das eventuais variações laterais por parte do parâmetro analisado (por exemplo, um pacote sedimentar que acunha, em determinada direção). A alternância sedimentar, na escala de alta frequência, entre siliciclásticos e carbonatos constatados na área estudada, também se mostra presente, por exemplo, nas porções proximais da Bacia de Campos.

1.4.1.2 FERRAMENTAS E TÉCNICAS UTILIZADAS NO ESTUDO DE CICLICIDADE

1.4.1.2.1 *Análise espectral*

A análise espectral agrupa vários métodos que objetivam verificar a existência de periodicidade em um conjunto de dados, coletados em tempos ou distâncias iguais, denominado de série temporal. Como artifício, é válido considerarmos os perfis de poço como uma série, só que em vez de tempo, na escala vertical, usamos distância. Logo, nosso espectro analisado será constituído de períodos, os quais quando divididos por uma taxa de deposição, resultam em frequências temporais.

Há uma analogia à compreensão das séries temporais que se mostra bem didática para explicar como se reconhecem as frequências nelas (nas séries) contidas ou “escondidas”. Utiliza-se um experimento no qual um feixe de luz branca atravessa um prisma, sendo o mesmo decomposto em um espectro de cores com suas frequências (Fig.1.12). Esses espectros de cores corresponderiam aos espectros de frequências, que obtemos nas nossas análises espectrais, baseadas, por exemplo, em curvas de perfis de poços, e que iremos verificar se configuram a expressão que os ciclos orbitais exercem sobre as rochas analisadas.

A primeira etapa a ser cumprida, antes de qualquer tratamento quantitativo e matemático, é a análise morfológica e qualitativa das curvas a serem estudadas. Através das características marcantes de cada curva e da repetição de padrões observados podemos selecionar o trecho em que será realizada a análise cicloestratigráfica. Nessa primeira análise, através da simples observação, trechos com eventos erosivos representativos e com taxas de deposição muito heterogêneas não podem ser adequadamente mensurados cronologicamente.

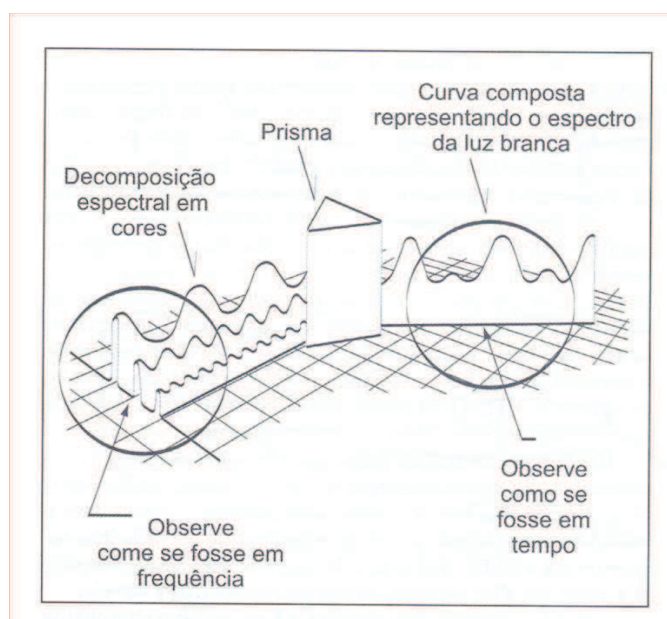


Fig. 1.12. Uma onda composta por várias frequências pode ser decomposta em suas componentes. Esse é um princípio similar ao modo pelo qual um prisma decompõe a luz branca em um espectro de cores. (*apud* Perlmutter & Mathews 1994 *apud* – adaptado - Perlmutter & Azambuja Filho 2005a).

Pelo menos três métodos de análise espectral, dentre os diversos existentes, têm sido amplamente utilizados em estudos ciclo-estratigráficos (Sageman *et al.*, 1997): Transformada Rápida de Fourier ou Análise de Harmônicos (Fast Fourier Transform - FFT; Harmonics – HA); e outros dois, derivados da FFT, o Método Blackman-Tukey (Blackman - Tukey Method – BTM, *apud* Cunha 2001) e o Método de Máxima Entropia (Maximum - Entropy Method - MEM, *apud* CUNHA, 2001).

A Transformada Rápida de Fourier (Fast Fourier Transform) faz a decomposição da função total da curva (gráfico) em funções senoidais. Em

estudos geológicos, podemos transformar um gráfico construído a partir de informações de espessura sedimentar versus quaisquer características físicas, químicas ou composicionais de rocha (no presente estudo utilizou-se dos valores de raios gama) utilizando-se a FFT gerando outro gráfico, de amplitude versus período ou frequência (periodograma). Esse processo facilita a visualização dos ciclos nos trechos que se quer analisar, já que aparecerão picos de amplitude tanto maiores quanto forem as repetições de espessuras similares.

A transformada rápida de Fourier, parte do princípio que os padrões cíclicos de uma série temporal podem ser expressos por um somatório de funções senoidais. Estas funções senoidais são estatisticamente independentes, e a sua importância relativa dentro da série temporal pode ser destacada. Os resultados das análises espectrais são expressos em um gráfico onde no eixo das abscissas encontram-se as frequências analisadas e no eixo das ordenadas a potência espectral.

A Transformada Rápida de Fourier, no entanto, faz a decomposição em um número extremamente grande de frequências, o que não é muito útil para geologia, pois torna-se difícil separar ruído de sinal.

Os métodos (Blackman - Tukey Method - BTM) e Método Máxima de Entropia (Maximum - Entropy Method - MEM) embora também utilizem a técnica Fourier, mostram-se mais aprimorados. O primeiro suaviza as estimativas espectrais produzidas pelo método Fourier, através de uma menor variância. Ele permite uma série de recursos, e o mais útil é estabelecer qual a resolução que queremos. Quando colocamos uma resolução muito alta (para identificar todas as frequências do espectro) o gráfico é similar ao periodograma elaborado pela FFT. Caso solicitemos uma resolução muito baixa o destaque será dado somente às principais frequências, sendo que assim, modula-se a resolução (como se fosse um filtro) para que se obtenha uma situação que melhor retrate o dado geológico. Nesta tese este método foi empregado através do programa Analyseries 2.0 para gerar os escalogramas, gráficos de potência espectral (indica a maior frequência de repetição dos intervalos de rocha com mesma espessura e que seriam função dos ciclos orbitais) versus profundidade: ver Capítulo 4, item 3).

O mesmo predicado é apresentado pelo Método de Máxima Entropia (Maximum - Entropy Method - MEM). Este, no entanto, utiliza-se de outro modelo,

aplicado para espectros ruidosos que contenham curvas senoidais puras ou componentes harmônicos. Nesta tese o MEM foi empregado como um módulo do programa Analyseries 2.0, para gerar os periodogramas, ou seja, os gráficos da frequência ou período (espessura de sedimentos) versus potência. Essa indica a maior frequência de repetição dos intervalos de rocha com mesma espessura e que seriam função dos ciclos orbitais (ver Capítulo 4, item 3).

Recomenda-se a opção pela utilização de uma ou outra das duas últimas técnicas seja feita em função do melhor resultado obtido em cada caso.

1.4.1.2.2. O método de aplicação da análise espectral na melhoria da resolução cronológica de estratos sedimentares

Um método para se converter a espessura sedimentar em tempo constitui-se na reconstrução das periodicidades astronômicas responsáveis pela indução dos ciclos através dos padrões cicloestratigráficos, que pode ser feito da seguinte forma (Perlmutter & Azambuja, 2005b):

(1) escolher um intervalo estratigráfico de um poço cujos perfis geofísicos apresentem ciclos sedimentares com espessuras relativamente uniformes (Fig. 1.13); caso existam muitas variações nas espessuras dos ciclos, divide-se em intervalos menores;

(2) estimar o intervalo de tempo compreendido pela seção sob investigação usando dados bioestratigráficos;

(3) determinar a taxa de acumulação média do intervalo dividindo a espessura pelo tempo obtido pela biocronoestratigrafia;

(4) determinar a resolução vertical da ferramenta usada (ou seja, o intervalo de amostragem, lembrando que para que um ciclo seja amostrado necessita-se de pelo menos três amostras por comprimento de onda) e comparar a espessura dos ciclos esperados teoricamente para esse intervalo tomando como base a média da taxa de acumulação mostrada na Tabela 4;

(5) fazer a amostragem a intervalos regulares;

(6) calcular a espessura dos ciclos sedimentares através da divisão do intervalo de amostragem pelas frequências mais dominantes obtidas no periodograma com auxílio da análise espectral (Fig. 1.14);

(7) construir uma matriz de espessuras das espessuras dos ciclos identificados que mais se repetem, indicadas através do espectro de potência e compará-la com a matriz composta pelas periodicidades dos ciclos de Milankovitch (Tabelas 4 e 5);

(8) escolher aquelas que melhor se ajustem estatisticamente (no mínimo 90% de similaridade entre si);

(9) obter as taxas médias de acumulação sedimentar do intervalo analisado a partir da razão entre a espessura dos ciclos e os respectivos períodos de Milankovitch; isso implica ter ciclos com taxas de sedimentação semelhantes (Tabela 6);

(10) para estabelecer-se o tempo que foi preservado na seção analisada, contar o número de ciclos no intervalo em questão e multiplicar pela periodicidade.

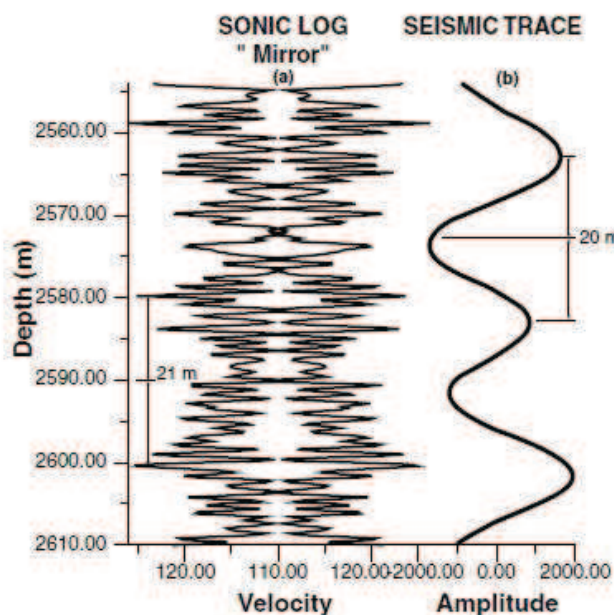


Fig. 1.13. (a) Intervalo selecionado de um poço mostrando o perfil sônico na sua disposição convencional e o mesmo espelhado ou invertido, com vistas a ressaltar os ciclos (a) e um traço sísmico de amplitude, correlacionando com o sônico em profundidade (b). Note a boa definição do padrão cíclico nos dois tipos de registros. As variações das propriedades geofísicas estão refletindo a variação relativa entre a quantidade de folhelho (valores mais baixos de velocidade sônica) comparado com a quantidade de carbonato (valores mais altos de velocidade sônica). Adaptado de Castro, 1999 *apud* Perlmutter & Azambuja, 2005b, pág. 311.

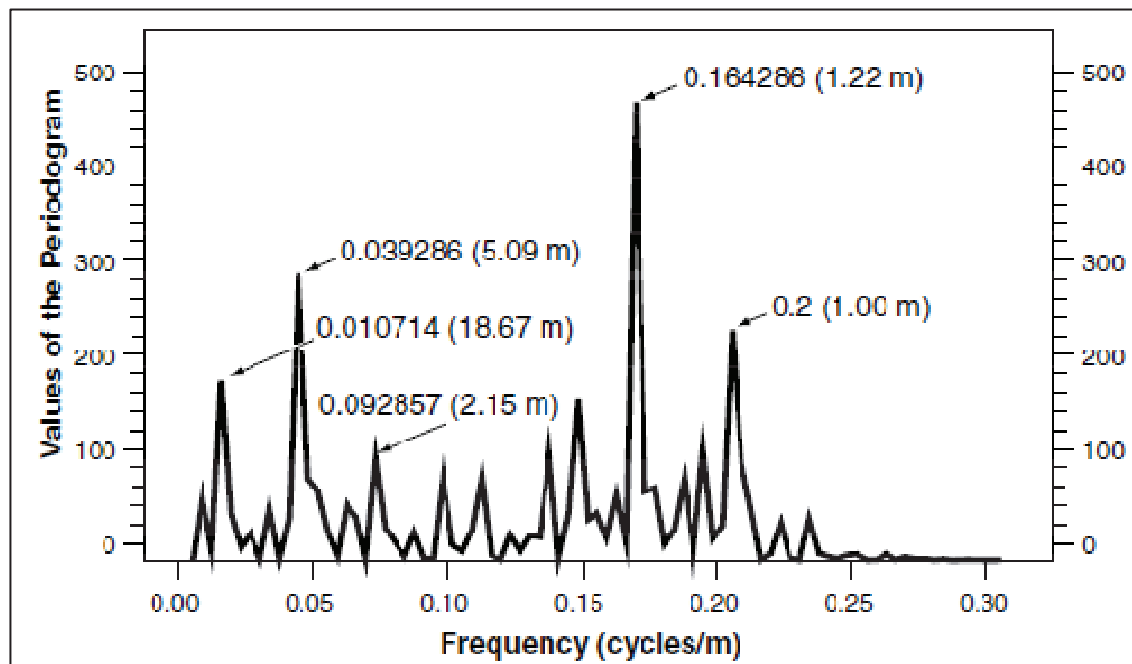


Fig. 1.14. Periodograma (obtido a partir do método Máxima Entropia) mostrando as frequências principais, resultantes da análise espectral da curva do perfil sônico do intervalo mostrado na Figura 1.13, e a espessura correspondente do ciclo de um intervalo estratigráfico pertencente à biozona de nanofósseis da Petrobras – N560a (Mioceno Inferior). Perlmutter & Azambuja Filho 2005b.

O método de comparação entre as matrizes (Schwarzacher, 1993), uma composta por razões calculadas a partir das espessuras dos ciclos identificados e outra, composta pelas razões dos ciclos de Milankovitch, têm por finalidade auxiliar na escolha das taxas de sedimentação a serem utilizadas na conversão das espessuras dos ciclos estratigráficos encontrados, pois elas, as taxas, não podem ser escolhidas de forma aleatória. Apesar de seu empirismo, esta comparação apresenta resultados práticos já testados em áreas onde isso foi permitido, com uso de datações confiáveis (Freitas, 2006).

Tabela 1.4. Matriz mostrando as razões entre as periodicidades de Milankovitch. Perlmutter & Azambuja Filho, 2005b.

MILANKOVITCH MATRIX					
ka	410	100	41	23	19
410	1.00	4.10	10.00	17.83	21.58
100		1.00	2.44	4.35	5.26
41			1.00	1.78	1.78
23				1.00	1.21
19					1.00

Tabela 1.5. Matriz mostrando as razões das espessuras (em metros) dos ciclos obtidas a partir da Fig. 14. Naqueles casos em que estas razões apresentarem similaridade iguais ou maiores do que 95% com as razões de Milankovitch estas últimas estão representadas entre parênteses. Perlmutter & Azambuja Filho, 2005b.

m	18.66	5.09	2.15	1.21	1
18.66	1.00	3.66 (4.10)	8.68 (10.00)	15.42 (17.83)	18.66 (21.58)
5.09		1.00	2.36 (2.44)	4.20 (4.35)	5.09 (5.26)
2.15			1.00	1.77 (1.78)	2.15 (2.16)
1.21				1.00	1.21 (1.21)
1					1.00

Tabela 1.6. Relação das espessuras dos ciclos, as periodicidades respectivas de

Sedimentary cycle thickness (m)	Corresponding Milankovitch period (ka)	Accumulation rate (cm/ka)
18.66	410	4.55
5.09	100	5.09
2.15	41	5.25
1.21	23	5.29
1.00	19	5.26

2. A SEDIMENTAÇÃO MISTA SILICICLÁSTICA E CARBONÁTICA: FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Introdução

É provável que aspectos únicos na formação de carbonatos e as diferenças fundamentais na sedimentação entre carbonatos e de siliciclásticos (Wilson, 1975; Walker & James, 1992) constituam o motivo principal pelo qual a comunidade geológica os tenha tratado, até as últimas décadas, de forma estanque, analisando-os por completo em separado e não como um *continuum*, como é recomendável. Trabalhos clássicos como os de Doyle & Roberts, 1988; Budd & Harris, 1990 e Lomando & Harris, 1991, entre outros, passaram a expressar um caráter mais interativo, enfocando a mistura como parte de um processo sedimentar que, em realidade, se constitui em um só todo, a depender da escala estudada.

Para que se entenda o sistema misto faz-se necessária uma compreensão das distintas características que compõe os membros da mistura (ou *mixing*), os carbonatos de um lado, e os siliciclásticos, de outro (Tabela 2.1).

A deposição dos carbonatos é potencialmente possível em todos os ambientes marinhos de águas mais profundas, já que estão dissolvidos na água do mar em quantidades significativas (Hay *et al.*, 1988). A disponibilidade de carbonato para deposição em extensas áreas parece estar relacionada ao gradiente de temperatura estabelecido entre o Equador e os polos. Apesar dos

organismos serem capazes de extrair carbonato da água do mar em qualquer parte do oceano, produzindo depósitos de conchas mesmo em regiões polares, a sedimentação carbonática predomina somente onde as águas são relativamente quentes, atualmente entre as latitudes de 30°N e 35°S (idem).

A maioria dos depósitos de carbonato, são hoje formados tal qual seus correlatos do passado (plataformas com barreiras, em rampa, em rampa com gradiente acentuado distalmente situado, etc), em ambientes tropicais e subtropicais de águas suficientemente quentes, rasas e que requerem baixa turbidez (estando dentro da zona fótica), com salinidade normal (ou mais alta), movimentadas por correntes, ondas e processos induzidos por marés que propiciem a adequada oxigenação e o nível de nutrientes.

Carbonatos de todos os tipos são produzidos em plataformas de águas quentes, mas estes sítios são dominados pela precipitação direta e também por partículas de organismos fototrópicos. A penetração da luz, que controla os

Tabela 2.1. Diferenças entre clásticos terrígenos e carbonatos (James e Kendall, 1992).

CLÁSTICOS TERRÍGENOS	CARBONATOS
1) O fator clima não se constitui em restrição; os sedimentos ocorrem ao longo de todo o planeta.	1) A maioria dos sedimentos ocorre em ambientes subaquosos, rasos e quentes
2) Os sedimentos tem origem tanto marinha quanto continental.	2) Os sedimentos são na maioria marinhos.
3) O tamanho do grão reflete a energia hidráulica do ambiente.	3) O tamanho de grão reflete o tamanho dos esqueletos e dos grãos precipitados.
4) Os sedimentos de tamanho argila indicam deposição por suspensão.	4) Os sedimentos de tamanho argila comumente indicam o crescimento prolífico de organismos produtores de pequenos cristais.
5) As ondas e as correntes formam corpos de areia de água rasa.	5) Muitos corpos de areia carbonática formam-se por produções localizadas biológicas ou físico-químicas de carbonatos.
6) Mudanças ambientais são induzidas por grandes variações do regime hidráulico.	6) Mudanças ambientais podem ser induzidas por crescimentos localizados de carbonatos, sem mudanças do regime hidráulico.
7) Os sedimentos permanecem inconsolidados no ambiente deposicional.	7) Os sedimentos são frequentemente cimentados no fundo do mar.
8) A exposição periódica não altera os sedimentos.	8) A exposição periódica resulta em intensa diagênese.
9) A Lei de Walther se aplica à maioria dos depósitos.	9) A Lei de Walther se aplica a muitos, mas não a todos os depósitos.

organismos fototrópicos, varia com a profundidade da água, a latitude (controla a refração da luz na água) e a claridade da água. Esta última é marcadamente

reduzida onde o aporte sedimentar clástico provoca turbidez (principalmente na parte ocidental de oceanos tropicais / subtropicais) ou onde a ressurgência provoca alta produtividade próximo à superfície, no lado oriental dos oceanos (Ziegler *et al.*, 1984). Nesses locais os carbonatos têm distribuição restrita.

A zona fótica tem cerca de 70m de profundidade na maior parte dos lugares, e é nesta zona que a produção carbonática é maior, atingindo seu máximo nos 10-20 m superiores. Nas plataformas modernas de água fria, a zona fótica é de menor importância porque os carbonatos são gerados quase que inteiramente por organismos não fototrópicos.

É geralmente aceito que a deposição dos carbonatos em águas rasas depende da ausência, ou pouca influência dos siliciclásticos, que podem ser fornecidos para o ambiente deposicional de modo mais rápido do que os carbonatos. Uma vez que se tornam o sedimento dominante na plataforma, os carbonatos tendem a excluir os clástico-terrágenos, pois tem a capacidade de crescer, diminuindo os valores batimétricos até profundidades bastante rasas (Wilson, 1975; Esker *et al.*, 1998). Durante as quedas relativas do nível do mar, quando a plataforma está exposta, ocorre a percolação da água meteórica no sedimento carbonático, ocasionando a cimentação precoce da rocha. Considerando que as plataformas carbonáticas normalmente crescem durante as subidas relativas do nível do mar e não são intensamente erodidas durante os níveis de mar baixo, como acontece com os siliciclásticos, devido à precocidade de sua cimentação, elas tendem a excluir, via topografia de fundo, os detritos terrígenos (Hay *et al.*, 1988). Esses tendem a sedimentar nas calhas deposicionais. Nesse contexto da mistura, pode-se dizer que há uma competição pela tomada do espaço, existindo uma tendência à exclusão de um membro da mistura por outro e vice-versa.

Outros fatores controladores da sedimentação mista incluem:

(a) o clima, se úmido ou árido e suas gradações, sua influência no volume e tipo de suprimento siliciclástico, a depender do tipo de rocha / sedimento que compõe a área fonte, com tendência, no caso de clima úmido (quando se sucede intemperismo químico), de geração de pelitos causando turbidez da água, reduzindo a transparência da água, bloqueando o aparato alimentador e / ou de respiração dos organismos bentônicos sésseis e/ou incrementando o conteúdo de

nutrientes e de partículas orgânicas na água (James & Kendall, 1992) propiciando um maior potencial inibidor de crescimento de carbonatos; no caso de clima seco (intemperismo físico) há tendência à geração de sedimentos mais grossos com menor potencial inibidor das fácies carbonáticas;

(b) o clima também controla a quantidade e a taxa de evaporação ou precipitação pluviométrica e, em consequência, a composição da água do mar em bacias parcialmente restritas ou em plataformas rasas ao longo dos continentes favorecendo, por exemplo, no caso de uma maior salinidade, a ocorrência com menor biodiversidade de organismos secretores de carbonatos de carbonatos, a ocorrência de *shoals* oolíticos e, mesmo, a deposição de evaporitos;

(c) altos estruturais relativos propiciam condições favoráveis, ao isolar fisicamente os carbonatos dos potenciais “poluidores”, os clásticos terrígenos, como, por exemplo, em blocos falhados, em lobos deltaicos e em barras de canais fluviais abandonados, etc;

(d) correntes litorâneas em regiões de clima úmido com aporte de clásticos terrígenos de forma disseminada por sistema fluvio-deltaico, podem reter siliciclásticos junto ao litoral, fornecendo condições para o crescimento carbonático em áreas relativamente próximas à linha de costa;

(e) aporte de terrígenos em regiões estuarinas/pantanosas que atuam como verdadeiros filtros propiciando a oportunidade de crescimento carbonático nas proximidades;

(f) a formação de vales incisos, causados por rebaixamento relativo do nível do mar, quando efetivos agentes de *by-pass* de siliciclásticos através da plataforma exposta, pode favorecer a retomada de crescimento carbonático nas porções adjacentes relativamente mais altas, quando da próxima subida do nível do mar;

(g) de modo inverso, a subida relativa do nível do mar pode ajudar no trapeamento dos sedimentos próximo à linha de praia; as taxas e magnitudes dessas variações relativas do nível do mar podem determinar o grau e o estilo do *mixing* tal qual a diferença dos ciclos e sequências mistas produzidas durante períodos de efeitos do tipo estufa, *icehouse effect*, quando comparados com aqueles gerados nas fases de *greenhouse effect* (efeito estufa);

(h) quando a área fonte é proximal e topograficamente elevada há uma tendência à produção de sedimentos mais grossos, pouco ou não retrabalhados, e, quando a área fonte é topograficamente baixa e distalmente situada, ocorre uma tendência a um maior retrabalhamento dos grãos;

(i) a morfologia, extensão, paleobatimetria (importante para a determinação da amplitude da zona fótica no caso dos carbonatos, e dos paleobaixos, calhas de recepção, no caso dos siliciclásticos) e gradiente do nível de base das plataformas, se comprida e estreita ou larga e pequena e suas gradações, se mais profunda ou mais rasa, permitindo uma maior ou menor segregação das fácies carbonáticas e siliciclásticas, em função do espaço de acomodação disponível;

(j) fatores oceanográficos como ventos predominantes, correntes induzidas pelas marés e suas variações de amplitude podem, ou não, melhor redistribuir os sedimentos siliciclásticos, aumentando ou diminuindo o potencial de crescimento dos carbonatos; etc.

Os rios são os maiores fornecedores de sedimentos para os oceanos (Hay *et al.*, 1988). Esses sedimentos clástico terrígenos chegam às plataformas de forma pontual, através das embocaduras e posteriormente são remobilizados pelo efeito de correntes e ondas, inclusive as geradas por tempestades.

A sedimentação mista, por sua vez, pode ocorrer em uma variedade de escalas (desde milímetros até quilômetros), e em todos os graus. Podem ocorrer em pequenas quantidades de grãos carbonáticos dentro de uma fácies siliciclástica ou vice-versa. As fácies carbonática e siliciclástica podem estar ciclicamente estratificadas e/ou interdigitadas. Além disso, os sistemas deposicionais siliciclásticos e carbonáticos, de extensão regional, podem substituir um ao outro, no espaço, fruto da variação lateral de fácies, e no tempo, devido às influências de cunho climático como mudanças relativas do nível do mar e/ou variações no suprimento de sedimentos pela alternância entre climas mais secos e mais úmidos e / ou causas tectônicas, causando uma mudança vertical na sucessão estratigráfica. A maior parte do transporte de siliciclásticos, bacia adentro, é controlada por taxas de variação do nível do mar e pela subsidência (Lomando & Harris, 1991), que, juntas, criam o espaço de acomodação.

As faixas das zonas de mistura podem variar tanto ao longo do *strike* quanto do *dip* deposicionais, desde ambientes costeiros até bacinais.

Hay *et al.* (1988) publicaram um estudo que visou estabelecer a influência da tectônica de placas sobre os padrões globais de sedimentação siliciclástica e carbonática. Do ponto de vista global, a sedimentação carbonática ocorre distanciada das topografias mais proeminentes (Himalaia e Planalto Tibetano, por exemplo) com uma exceção notável dada pela situação de jovem oceano do Mar Vermelho, onde a drenagem dos siliciclásticos é direcionada para longe da margem rifteada, possibilitando o predomínio da sedimentação carbonática em estreitas plataformas (Fig. 2.1).

Esses mapas globais, apesar de generalistas, permitem que se tenha uma ideia do controle tectônico sobre os padrões de sedimentação, em escala global, nas zonas plataformais e epicontinentais. A sedimentação nas zonas de margens ativas é dominada pela tectônica dos processos de subducção onde carbonatos estão virtualmente excluídos. Por outro lado, nas margens ativas é controlada pelos processos de subsidência resultantes do resfriamento da litosfera e das condições oceanográficas predominantes nos ambientes plataformais onde os carbonatos podem crescer quando as condições forem propícias.

Nas margens ativas a sedimentação é dominada por processos tectônicos bastante atuantes na subducção, nos quais os carbonatos estão virtualmente excluídos. Já nas margens passivas, a sedimentação é controlada por processos de subsidência resultantes de um resfriamento da litosfera e de condições oceanográficas especiais que prevalecem nas plataformas. A carga detrítica dos rios é claramente uma função da elevação e da hipsografia da drenagem da bacia (Hay *et al.*, 1988), além, é claro, do clima e da geologia.

2.2 A assembleia ecológica dos organismos secretores de carbonato e a composição dos sedimentos mistos

Tal qual acontece quando ocorre a sedimentação carbonática pura, no caso da sedimentação mista, a ecologia dos organismos que secretam carbonato de cálcio também será refletida na sua composição esquelética. Os trabalhos de Lees

& Buller (1972) e Lees (1975) mostraram que os carbonatos do Recente, e que ocorrem entre o Equador e as latitudes N e S de 60 graus, podem ser agrupados em três principais categorias de acordo com sua fração esqueletal que seria fruto de importantes fatores como a salinidade e temperatura: (1) assembleia de

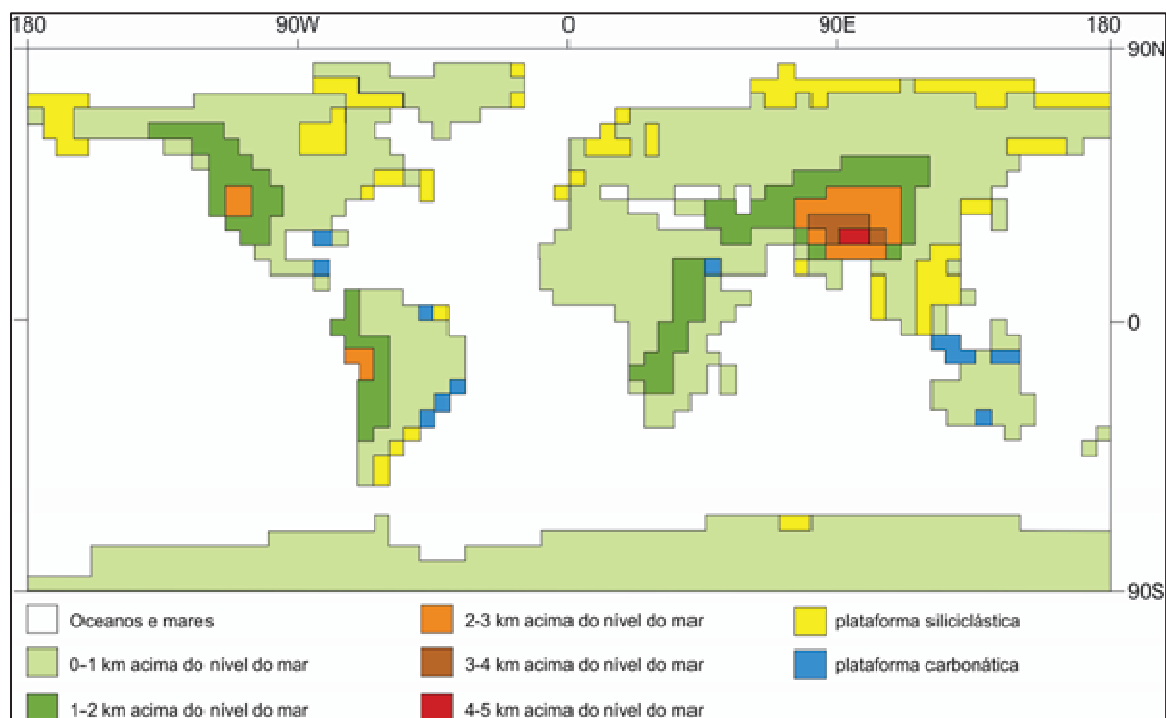


Fig. 2.1. Mapa mundial esquemático de elevação topográfica média, com intervalo de controle de 1 km. As plataformas e os mares rasos também são mostrados. Observe que plataformas carbonáticas não são encontradas próximas a áreas continentais elevadas. Adaptado de Hay et al., 1988.

chlorozoan dominada por algas verdes e corais, restrita a ambientes com salinidade moderada e temperatura quente da água; (2) assembléia *cloralgal* consistindo principalmente de algas verdes restritas a ambientes de alta salinidade e águas quentes; e (3) assembleia *foramol*, composta principalmente por foraminíferos e moluscos, que ocorre em ambientes com variados valores de salinidade e temperatura. Variações na temperatura e na salinidade são muito importantes na composição dos aloquímicos de sedimentos mistos, especialmente para aqueles formados em águas temperadas ou em ambientes restritos. Ao contrário, onde prevalecem condições marinhas normais, que predominam em águas tropicais, a composição dos sedimentos mistos é provavelmente controlada pela natureza dos processos que possibilitam a mistura (Mount, 1984). Uma vez que recifes ocorrem com frequência sobre substratos

siliciclásticos, sedimentos carbonáticos tipicamente associados com recifes (assembleia chlorozoan) serão inevitavelmente incorporados com parte dos sedimentos mistos. Os recifes, em particular, podem crescer em ambientes pobres em nutrientes. Entretanto o acréscimo de nitratos e fosfatos pode levar à substituição dos celenterados por algas filamentosas e, também, a um dramático crescimento de organismos capazes de promover erosão (Hallock & Schlager, 1986).

Entretanto as assembleias esqueletais mais comumente presentes nos sistemas mistos é a *foramol*. As assembleias *chlorozoan* e *chloalgal* são mais raras. Isto deve indicar que os efeitos inibidores causados pelo aumento da turbidez, pela instabilidade de substratos e pela obstrução exercida pelos mecanismos de alimentação de organismos que afetam mais essas assembleias do tipo *chlorozoan* e *chloalgal*, ao passo que a *foramol* é menos suscetível aos fatores prejudiciais.

A tendência à exclusão de um membro da mistura por outro e vice-versa, não exclui, no entanto, a existência de vários ambientes de sedimentação mista observados ao longo do tempo geológico. Por exemplo, no Holoceno, encontram-se a plataforma de Belize (Esker *et al.*, 1998 *et al.*, 2010), a plataforma de Queensland/Great Barrier Reef (Belperio & Searle, 1988), o Golfo Pérsico (Kendall & Alsharhan, 2011) e o Golfo de Eilat, braço NE do Mar Vermelho (Friedman, 1988). Ademais, a mistura e o empilhamento dos sedimentos carbonáticos e clásticos é extremamente comum em todo o registro estratigráfico (Mount, 1984; Budd & Harris, 1990; Doyle & Roberts, 1988; Lomando & Harris, 1991; Goldhammer, 2003), com o *mixing* ocorrendo em uma variedade de ambientes: litorâneos e na plataforma proximal; nas plataformas intermediárias e nas porções distais (recifes); no talude e na porção bacinal. Pacotes mistos costumam ocorrer em ambientes de plataforma tanto em clima tropical quanto temperado.

Sucessões mistas paleozóicas têm sido muito estudadas. Por exemplo, os ciclotemas carboníferos do meio oeste e sudoeste americanos e europeus (por exemplo: Duff *et al.*, 1967; Wilson, 1967; Rankey *et al.*, 1999) fornecem os fundamentos para o estudo dos modelos de estratigrafia cíclica em todas as escalas. Esses e outros estudos abordando os sistemas mistos, como o da

Permian Basin no Novo México e do Texas, introduziram o conceito de sedimentação cíclica e recíproca (Wilson, 1967). Esse conceito pressupõe, em ambientes mistos, que a deposição de siliciclásticos ocorre durante o rebaixamento relativo do nível do mar, e dos carbonatos durante a subida relativa do nível do mar, para explicar a origem da sedimentação mista nos ambientes que se estendem da plataforma à bacia.

Uma abordagem perspicaz para o problema dos depósitos mistos tem sido estabelecida por Budd & Harris (1990), que reconhecem basicamente dois tipos de deposição mista: (1) misturas devido à variabilidade espacial, onde o *mixing* ocorre principalmente pela mistura lateral de fácies em ambientes sedimentares contemporâneas (Mount, 1984); (2) misturas que evoluem no tempo, induzida por variações do nível do mar e/ou no suprimento de sedimento, causando uma variação vertical da sucessão estratigráfica.

2.3 Gradações da mistura siliciclástica e carbonática

A deposição mista e sua divisão estratigráfica ocorrem em todas as escalas e em todos os graus.

Por exemplo, pode ocorrer:

(1) dentro de uma simples camada no qual o material clástico disperso ocorre dentro de um estrato carbonático com baixo grau de separação litológica (Cambro-Ordovician peritidal facies of North America (Goldhammer et. al., 1993);

(2) dentro de uma simples camada heterolítica na qual o material carbonático (oóides, pelóides, etc.) compreendem uma laminação planar de grãos grossos e com laminação *ripple* a qual se alterna com sedimento clástico fino (folhelho: Cowan & James, 1993);

(3a) entre camadas verticalmente justapostas dentro de ciclos de alta frequência (escala métrica; quinta e sexta ordens) com alto grau de contraste litológico (ciclotemas pensilvanianos: Wilson, 1975; Rankey et. al., 1999); (3b) entre *sets* de camadas justapostas dentro de sequências de baixa frequência (escala de dezenas de metros, terceira ordem) apresentando alto contraste litológico (Permiano do oeste do Texas, Tinker, 1998);

(4a) entre camadas verticalmente justapostas dentro de ciclos de alta frequência (escala métrica: quinta e sexta ordens) com um baixo contraste litológico, tal que os contatos verticais entre os siliciclásticos (normalmente folhelhos) e carbonatos são gradacionais (Cowan & James, 1993); (4b) entre camadas verticalmente justapostas dentro de sequências de baixa frequência (escalas de dezenas de metros, terceira ordem) com um baixo grau de contraste litológico, tal que, tanto os contatos verticais quanto laterais entre os siliciclásticos (normalmente folhelhos) e carbonatos são gradacionais dentro de um ciclo (Sonnenfeld & Cross, 1993);

(5) com mudanças laterais de fácies contemporâneas dentro da mesma camada (*mixing* espacial, Mount, 1984; Cowan & James, 1996);

(6) como sistemas deposicionais de extensão regional, considerando uma escala quilométrica, que podem substituir um ao outro no tempo e no espaço (Aitken, 1978).

2.4 Modelos considerando o enfoque espacial e temporal do *mixing*

2.4.1 VARIAÇÕES ESPACIAIS EM AMBIENTES CONTEMPORÂNEOS

Mount (1984) salientou quatro tipos de ambientes onde os membros do *mixing* ocorrem de forma espacialmente separada em áreas de plataformas rasas holocênicas: (1) *Punctuated mixing*: ressalta o fato de que são os eventos sedimentares raros ou catastróficos que em última análise controlam o registro de um sistema deposicional, e isso é particularmente válido em sistemas mistos, por duas razões. A primeira, porque tempestades de alta intensidade transferem quantidades consideráveis de sedimentos, de uma fácies para outra, transpondo os limites ambientais altamente contrastantes separando clásticos de carbonatos. Segundo porque a periodicidade da mistura é muito importante na gênese dos sedimentos. Em determinado sítio quando o aporte dos sedimentos é um evento raro (não associado a um evento sazonal), comunidades bentônicas podem estabelecer-se gerando abundantes rochas. Quando essas comunidades são afetadas por grandes eventos de tempestades elas podem reconstituir-se rapidamente porque apenas ocorrem esporádicos aportes danosos de siliciclásticos (Friedman, 1988); (2) *Facies mixing*: a mistura ocorre ao longo de

limites difusos entre fácies contrastantes, por exemplo, cordões clásticos litorâneos e recifes carbonáticos de offshore ou bancos de oóides. (3) *In situ mixing*: dá-se devido à formação local de sedimentos híbridos, ao contrário dos casos em que há a transferência lateral de uma fácies para outra; comumente ocorre em ambientes de inframaré dominado por lama onde organismos como moluscos, foraminíferos, briozoários, braquiópodos, equinodermas e algas calcárias são incorporados à lama pela ação de organismos escavadores e por fracas correntes marinhas de marés. As frações carbonáticas consistem de assembleias mortas de organismos calcários autóctones que se acumularam por sobre ou dentro de substratos siliciclásticos. (4) *Source mixing*: onde o crescimento de carbonatos em sítios dominados por siliciclásticos é gerado como resposta ao soerguimento e erosão de terrenos carbonáticos proximais.

Os tipos *punctated* e *facies mixing* são aqueles que ocorrem mais comumente e ambos levam à mistura lateral de ambientes contemporâneos que ocorrem justapostos, produzindo interdigitação de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos. A mistura espacial pressupõe processos autocíclicos localizados, ocorrendo ao longo de uma mesma linha de tempo. O *mixing* espacial não requer mudanças no nível relativo do mar.

Exemplos holocênicos que são influenciados pelo *mixing* espacial incluem:

(a) sistemas fluvio-deltaicos proximais úmidos gradando para uma plataforma carbonática, tal como cordões siliciclásticos litorâneos proximais e a barreira de recifes *offshore* de Belize (Esker *et al.*, 1998; McNeill *et al.*, 2010), bem como a plataforma de Queensland (nordeste da Austrália) com sua respectiva faciologia carbonática composta pela Grand Barrier Reef (Belperio & Searle, 1988; Dunbar & Dickens, 2003);

(b) Dunas eólicas proximais de clima árido gradando a um sistema de rampa carbonática, tal qual a costa sudeste da Península do Qatar no Golfo Pérsico (Shinn, 1973);

(c) no profundo canal axial do Golfo Pérsico, siliciclásticos finos (argila e silte) do Delta Tigre-Eufrates acumulam-se adjacente a carbonatos de granulação fina do sistema de rampa carbonática do Golfo Pérsico (Purser, 1973). Exemplos antigos incluem transições de folhelhos de plataforma em rampa até áreas do Cambriano Superior dos Apalaches da Virgínia (Markello & Read, 1981)

e depósitos de rampa distal do Muschelkalk Superior (Triássico) da Bacia Catalã (Espanha; Cowan & James, 1996).

2.4.2 INFLUÊNCIAS DAS VARIAÇÕES TEMPORAIS NOS AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO MISTA

As misturas ocorrem ao longo do tempo geológico como resultado da variação relativa do nível do mar e/ou variações no aporte sedimentar, que causam variações verticais na sucessão estratigráfica das fácies. O conceito de “sedimentação cíclica e recíproca” (Wilson, 1967), que pressupõe mudanças na variação relativa do nível do mar, foi desenvolvido para explicar a origem dos depósitos cíclicos da mistura, da plataforma até o depocentro da bacia. Esse modelo sugere que a sedimentação carbonática predomina durante o nível relativo do mar alto e também durante a sua subida quando os siliciclásticos são trapeados, mergulho acima, em vales fluviais inundados e em estreitas plataformas siliciclásticas onde a fábrica carbonática encontra potencial de crescimento (Fig. 2.2). Adicionalmente durante esses níveis de mar alto as taxas de sedimentação carbonática (situadas entre 20 a 30 cm/ka em lagunas, e até maior do que 1m/ka nos recifes e em bancos de oolitos) são suficientes para acompanhar as taxas médias de subsidência de tal modo que a fábrica de inframaré supera qualquer influxo siliciclástico. Assim, depósitos carbonáticos plataformais são tipicamente espessos. Devido à diagênese precoce que dificulta sua erosão, típica da sedimentação carbonática, a porção bacinal contemporânea desse sistema, torna-se faminta.

A sedimentação siliciclástica costuma dominar durante os níveis de mar baixo quando as plataformas carbonáticas ficam expostas. Durante uma queda relativa do nível do mar, extensos sistemas fluviais do tipo *braided*, deltas de água rasa ou siliciclásticos marinhos litorâneos podem atravessar completamente a plataforma, constituindo-se em fonte para depósitos siliciclásticos de água profunda (Rankey, *et al.* 1999). Os siliciclásticos também podem migrar lateralmente através de processos costeiros. Durante rebaixamentos forçados, sistemas flúviodeltaicos podem até mesmo causar incisão na plataforma com

geração associada de cânions submarinos conduzindo o aporte sedimentar às porções mais distais da bacia, sob regime de clima úmido. No caso de regime de clima árido, dunas eólicas podem migrar ao longo de plataformas carbonáticas expostas frequentemente truncando feições carbonáticas mais antigas (Goldhammer *et al.*, 1991; Borer & Harris, 1991). Durante estes eventos de rebaixamento, a plataforma carbonática, exposta subaereamente, pode ser carstificada. A sedimentação siliciclástica pode ultrapassá-la completamente, depositando-se nos taludes adjacentes, e, mesmo em áreas bacinais, ocorrendo como pacotes onlapantes, cunhas e leques que terminam contra o talude da plataforma carbonática anterior, como, por exemplo, nos sistemas deposicionais do oeste do Texas (Capitan do Permiano Superior, Novo México, Tinker, 1998). Tais depósitos bacinais podem, então, ser submetidos ao retrabalhamento por correntes de contorno. O modelo de “sedimentação cíclica e recíproca”, que pressupõe uma sedimentação carbonática preferencial durante fases transgressivas e de mar alto e sedimentação siliciclástica durante fases de mar baixo, sugere que estes depósitos siliciclásticos plataformais de nível de mar baixo sejam delgados. Por sua vez os depósitos siliciclásticos contemporâneos bacinais (leques submarinos, turbiditos) devem ocorrer bem mais espessos. No entanto, as expressivas altura e declividade do talude carbonático subjacente, morfologia cuja gênese está associada à precocidade dos fenômenos diagenéticos, característica típica da sedimentação carbonática, constituem em importantes aspectos na determinação do caráter de qualquer corpo arenoso de nível de mar baixo. Alternativamente, se uma fonte siliciclástica proximal é limitada, os ambientes bacinais podem receber pouco ou nenhum material siliciclástico e somente registrar o término da plataforma carbonática na forma de hiatos submarinos (*hardgrounds* e mineralizações).

O caráter da sedimentação siliciclástica no nível de mar baixo reflete tanto a proximidade da área fonte quanto a profundidade da deposição. Por exemplo, no Devoniano Superior da Canning Basin (oeste da Austrália, Southgate *et al.*, 1993) há registro da evolução de várias sequências deposicionais de terceira ordem durante o Frasniano-Fameniano, onde o carbonatos plataformais são ultrapassados por terrígenos. Dentro da bacia, no entanto, existem muitas sequências de siliciclásticos interpretados como sendo de nível de mar baixo,

cada um composto por leques de assoalho, de talude e complexos progradantes. Eles compõem, como um todo, uma tendência de afinamento para o topo, desde os sedimentos clásticos grosseiros basais até siltitos e folhelhos verticalmente estaqueados, formatando um evento de nível de mar baixo. Essa faixa granulométrica é interpretada como produto de um rejuvenescimento inicial das incisões da plataforma carbonática, seguida de uma subsequente diminuição do aporte de sedimentos grosseiros proximais, na medida em que ocorria uma transgressão na plataforma.

Mas o modelo de sedimentação recíproca não é universal. Há casos como o Mioceno da Fm. Lagos Portimão no Sul de Portugal, uma sequência predominantemente mista, composta carbonatos de águas frias, formada em uma plataforma atlântica de alta energia em que os carbonatos são atribuídos como formados em nível de mar baixo, e os siliciclastos, em nível de mar alto (Brachert *et al.*, 2003). O Pleistoceno Superior da Great Barrier Reef também se constitui em outro exemplo que não segue o modelo supracitado como será visto mais adiante (item 2.5.1.1). Variações climáticas, com ou sem mudanças eustáticas associadas, configurações paleogeográficas distintas das plataformas, etc, são fatores que podem permitir, em determinados casos, a explanação do sistema misto por modelos alternativos.

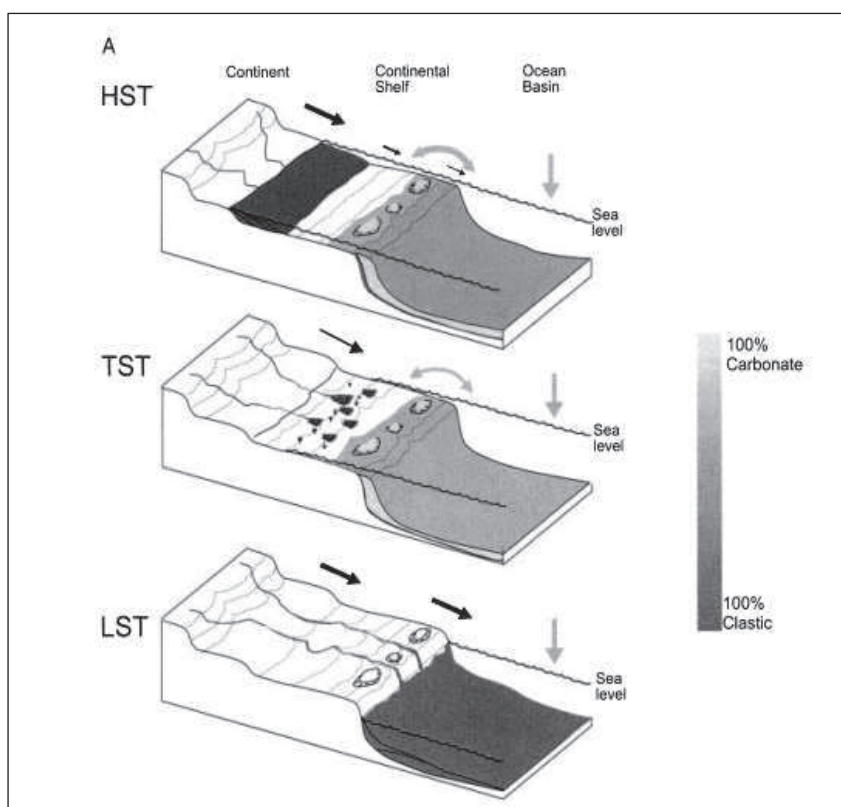


Fig. 2.2. Modelo de sedimentação recíproca para sistemas mistos tropicais. Os rios descarregam grandes quantidades de material siliciclástico diretamente nos taludes e bacias quando o nível do mar está baixo (LST). Durante as transgressões (TST), os fluxos de siliciclastos em direção à bacia diminuem dramaticamente. Os fluxos de siliciclásticos aumentam gradualmente durante os níveis de mar alto (HST) na medida em que os sedimentos progradam ao longo da plataforma (Dunbar & Dickens, 2003).

2.5 Exemplos holocênicos de sistemas mistos

A sedimentação mista siliciclástica-carbonática é um tema frequente ao longo do registro estratigráfico. Sistemas holocênicos nos permitem examinar as misturas como função da sua variabilidade espacial onde o *mixing* ocorre principalmente pela mistura lateral de fácies de sistemas de ambiente sedimentares contemporâneos. Esses estudos de caráter contemporâneo enfatizam os processos e fornecem bons indícios para examinar sucessões mistas mais antigas.

As condições paleogeográficas do proto Oceano Atlântico, como um todo, já enquadravam-se em uma fase de subsidência térmica. Esta fase, durante o Albiano, sucedia uma etapa pretérita de rifteamento, quando existia um grande mar de características epicontinentais, com restrição de circulação de água, águas quentes e relativamente mais salgadas do que os oceanos atuais. No Recente não se constata um análogo ideal.

Mas a despeito dessas diferenças, e seguindo os preceitos uniformitaristas, exemplos do Recente podem permitir uma melhor avaliação de muitos dos processos (já discriminados nesse capítulo) que interagem na formação dos complexos ambientes sedimentares mistos do passado geológico. O fato de alguns dos melhores exemplos de sistemas mistos do Holoceno possuírem corpos de recifes de corais ajuda-nos a melhor compreender, também, os processos responsáveis pela interação das fácies siliciclásticas, híbridas e carbonáticas não recifais (incluindo o *mixing* albiano na Plataforma de Regência, Tagliari *et al.*, no prelo), uma vez que recifes de corais são sedimentos carbonáticos mais sensíveis à variação da maioria dos parâmetros que atuam na sedimentação em ambientes mistos, do presente e do passado. O estudo dos recifes de corais viabiliza uma melhor compreensão dos sistemas mistos como um todo, do presente e do passado. Para sobreviverem, os corais dependem de

uma complexa interação de parâmetros como temperatura, baixa turbidez (águas claras facilitam o melhor entendimento dos processos deposicionais envolvidos), salinidade da água, ação dos ventos, das correntes, nível de energia do ambiente, presença ou ausência de nutrientes, geomorfologia da plataforma, precipitação pluviométrica, distância da área fonte, etc.

2.5.1 EXEMPLO DE CLIMA ÚMIDO: BELIZE; GREAT BARRIER REEF; INDONÉSIA

Exemplos de sistemas mistos do Recente depositados em regime de clima úmido incluem a plataforma de Belize, principalmente sua porção sul (Esker *et al.*, 1998; McNeill *et al.*, 2010), a porção meridional da Plataforma de Queensland (entre o NE da Austrália e a maior área recifal do mundo – a Great Barrier Reef; Belperio & Searle, 1988; Dunbar & Dickens, 2003) e as ilhas Pulau-Seribu e arredores (ao norte de Jacarta/Indonésia) no Mar de Java (Friedman, 1988).

Great Barrier Reef e Belize constituem-se nos dois maiores complexos recifais da Terra (2000 km de extensão, em Queensland, e 220 km em Belize) que crescem contiguamente a um ambiente dominado por sedimentos siliciclásticos, onde as taxas pluviométricas anuais e o aporte sedimentar são consideráveis. Em Belize a plataforma é estreita (10 km), ao norte, mais larga ao sul (35 km). Em Queensland é mais estreita no norte (25 km) e mais larga ao sul (até 300 km). Em ambos os casos a largura das plataformas tem relação direta com a taxa de afluxo terrígeno (maiores taxas pluviométricas) que é maior no sul, afastando o cordão de recifes da atual linha de costa. Os bancos recifais são descontínuos em ambos os casos e limitam, em grande parte, a influência das correntes marinhas. Permitem, assim, a formação de uma laguna interna onde as fácies siliciclásticas, híbridas e carbonáticas apresentam-se segregadas, nessa ordem, da linha de costa até o limite da zona de alinhamento recifal com o mar aberto. Correntes marinhas, em boa parte causadas por ventos dominantes, confinam os sedimentos siliciclásticos em zonas restritas, próximas e paralelas à linha de costa, viabilizando o crescimento dos recifes, tão suscetíveis à influência danosa dos clásticos terrígenos, principalmente os mais finos. Quando do evento

de tempestades, esse equilíbrio é interrompido temporariamente, ocorrendo uma remobilização dos terrígenos.

Belize, com uma laguna mais restrita (Fig. 2.3), apresenta uma feição canalizada na porção sul da plataforma, formando um divisor fisiográfico de até 50 m de profundidade. A laguna é caracterizada por variações no influxo de água doce a partir das Montanhas Maya, a oeste, e também devido a barreiras fisiográficas que criam variações na salinidade e temperatura da água. Essas barreiras, por sua vez, também contribuem para a grande variação de fácies carbonáticas constatadas ao longo do sistema, principalmente na área sul, induzindo a uma coluna de água mais estratificada. Isto também auxilia na geração de correntes. As correntes são o principal agente segregador das fácies, justamente na área onde as taxas pluviométricas são maiores, induzindo a um aporte siliciclástico mais significativo.

Na plataforma de Queensland (Fig. 2.4) a laguna é mais larga e constitui-se em uma plataforma homoclinal que se divide em plataforma interna (0 a 20 m de profundidade), intermediária (20 a 40 m) e externa (40 a 80 m). As correntes marinhas costeiras, induzidas pelos ventos no sentido NW, a força das marés, que variam de 2,5 até 9 m de amplitude e a descarga fluvial são agentes primários de dispersão. A dispersão dá-se de sul para norte, resultando em depósitos interdeltáicos situados imediatamente a noroeste dos rios, muito próximos à linha de costa. Mudanças abruptas nas fácies denotam mínima dispersão no sentido do mergulho deposicional. Na plataforma intermediária apenas 30 % da área total é constituída por siliciclásticos (lama). O restante está desprovido de sedimentos modernos ou coberto por um *veneer* de sedimentos mistos retrabalhados. A plataforma externa é composta por crescimentos recifais e pelo produto de sua erosão, sendo, portanto, predominantemente carbonática. Ao norte da Great Barrier Reef os crescimentos recifais ocorrem mais próximos da costa onde encontram condições mais favoráveis já que o aporte de siliciclásticos é decorrência de menor umidade climática (Fig. 2.4). As correntes de marés, no caso de direção NW-SE, são bastante atuantes, principalmente na área norte, marcando a descontinuidade dos bancos carbonáticos (Fig. 2.5).

Do ponto de vista estrutural, o sistema misto de Belize, situa-se em uma zona tectonicamente ativa com grandes falhas *strike slip* ocorrendo na fronteira entre

as placas Norte-Americana e Caribenha, desde o Paleoceno. Elas provocam reflexos na margem de Belize, controlando a sua arquitetura, estendendo a zona de água rasa, formando o que viria a ser mais tarde, a plataforma com o sistema misto implantado, com seus ambientes particulares e respectivas distribuições de fácies (inclusive recifais). Os corpos recifais, por exemplo, estão, principalmente, controlados por altos estruturais locais gerados pelos esforços tectônicos supracitados. Os canais lagunares, por sua vez, encontram-se associados com os respectivos baixos estruturais adjacentes. Blocos falhados em *offshore* formam o substrato para quatro plataformas recifais isoladas na margem de Belize. O sistema de barreira de recife de Belize apresenta – se como uma delgada feição sedimentar formada durante uma série de transgressões do nível do mar ao longo do Neopleistoceno e do Holoceno, por sobre uma série de paleocostas siliciclásticas. Essas últimas foram formadas por progradações quando dos rebaixamentos eustáticos de origem glacial e durante os períodos transgressivos precoces. Vales incisos preenchidos por siliciclásticos formaram-se, por controle deposicional, preferencialmente nos paleobaixos estruturais (com frequência o espaço de acomodação não era preenchido a cada ciclo de subida e descida do nível do mar), adjacentes aos corpos recifais. Foram gerados em períodos de mar transgressivo e alto, de fases anteriores (Fig. 2.6a). Também são encontrados recifes de corais sobre barras de canais fluviais e lobos deltaicos gerados nas fases anteriores de mar baixo e transgressivo precoce (Fig. 2.6b).

Já a distribuição faciológica na plataforma de Queensland não apresenta um controle tectônico tão conspícuo. Os crescimentos recifais se alternaram com a sedimentação siliciclástica, tal qual Belize, fruto das variações eustáticas do nível do mar ocorridas, também a partir do Pleistoceno, e, possivelmente, de forma contemporânea. Variações climáticas do tipo alternância seco/úmido, sem que necessariamente ocorram variações eustáticas contemporâneas, podem ser a causa de pelo menos parte das progradações de siliciclásticos ocorridas durante fases de subida do nível do mar e de mar alto (Glenn *et al.*, 1993; Dunbar & Dickens, 2003, Fig. 2.7).

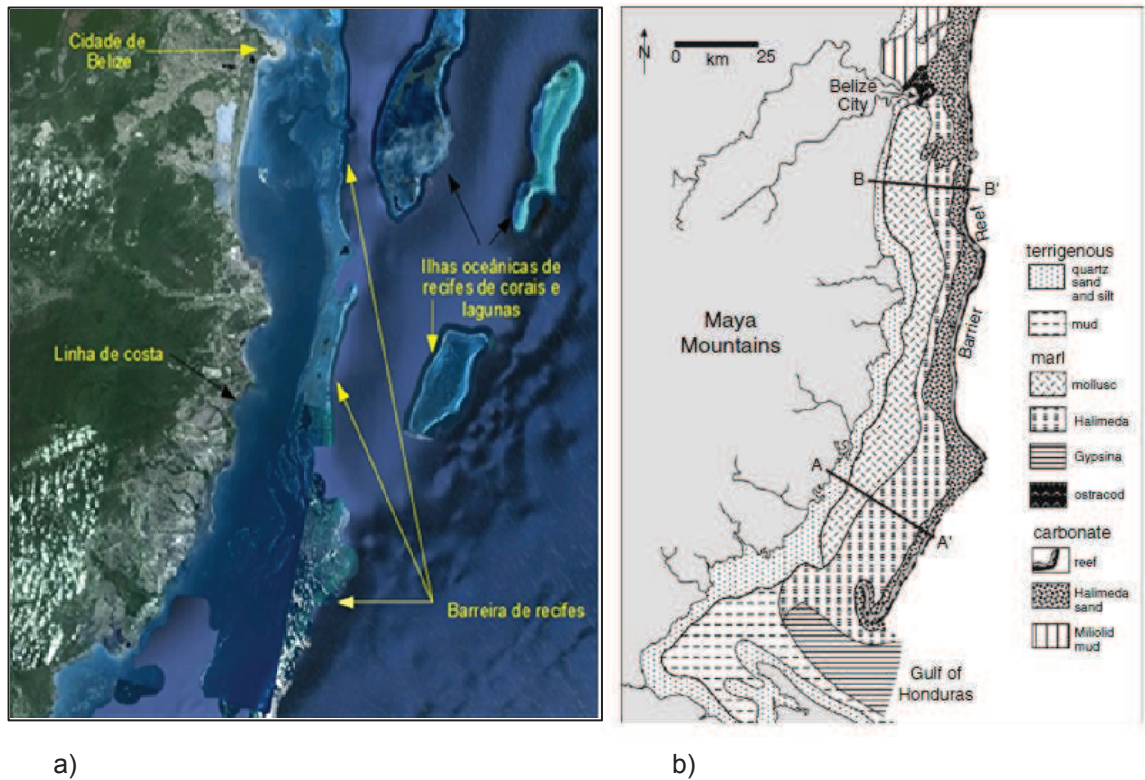


Fig. 2.3. (a) Foto de satélite do complexo litoral/laguna/recife da porção sul de Belize. Fonte: Google Earth, imagem de 2013; (b) Mapa de faciológico do complexo litoral/laguna/recife. Observa-se a posição geográfica das fácies siliciclásticas restritas à proximidade da linha de costa por ação das correntes no interior da laguna. Em direção ao mar aberto é constatado o predomínio de moluscos (no canal), seguido das algas verdes (Halimeda), areias dela formadas a partir do corpo de recifes (McNeill *et al.*, 2010).

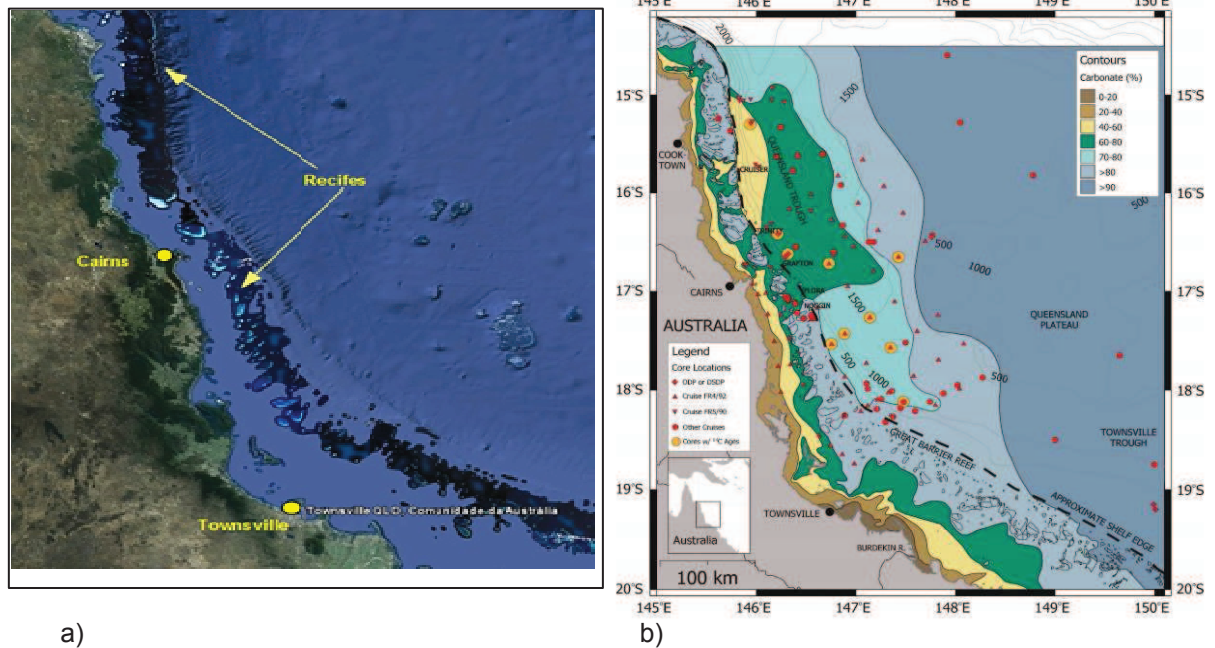


Fig. 2.4 (a) Foto de satélite do complexo litoral / laguna / recife da porção centro-sul da Great Barrier Reef (NE da Austrália). Fonte: Google Earth, imagem de 2013; (b) Mapa faciológico do complexo litoral /laguna / recife. Nota se, no sentido do depocentro da bacia, a disposição das

fácies, mais siliciclásticas, restritas à proximidade da0 linha de costa, por ação das correntes de direção SE//NW, gradando para mistas (plataforma intermediária) e carbonáticas plataforma distal (Francis *et al.*, 2007).

Exemplo inequívoco de uma sedimentação mista condicionada por variações do nível do mar é o caso de Belize (Esker *et. al.*, 1998; Mcneill *et al.*, 2010). Durante o último máximo glacial (aproximadamente há 20 ka), o nível eustático estava cerca de 25 metros abaixo do que o atual expondo e carstificando boa parte da plataforma carbonática de Belize. Na medida em que rios avançavam pela plataforma, eles criavam feições morfológicas que incluíam canais fluviais e submarinos, barras fluviais canalizadas, *levees*, e lobos deltaicos.

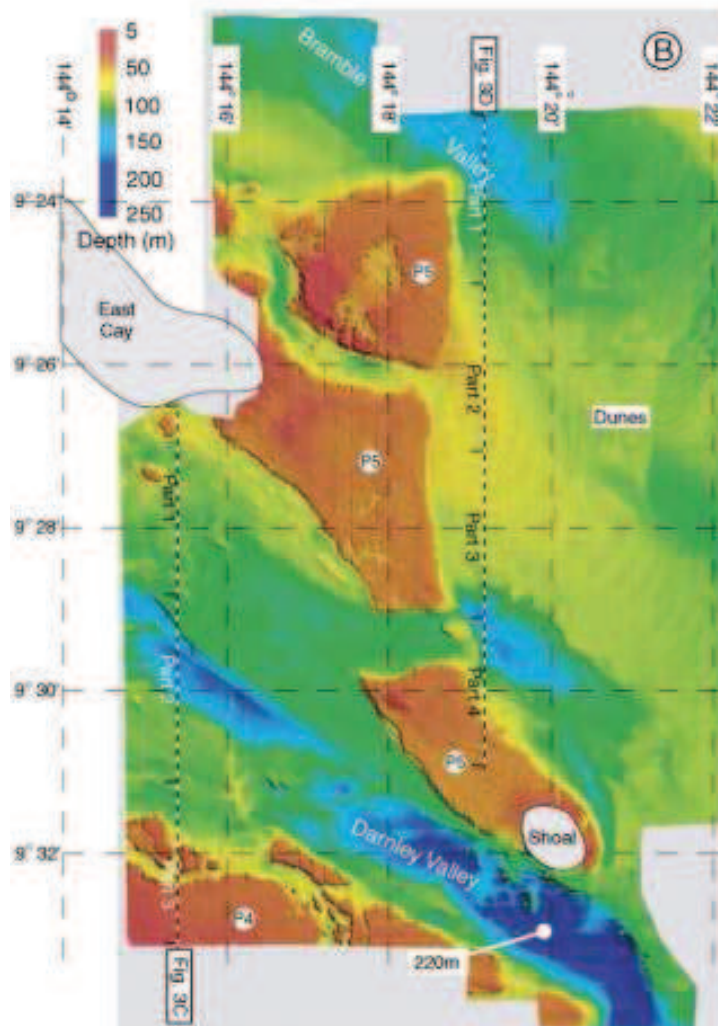
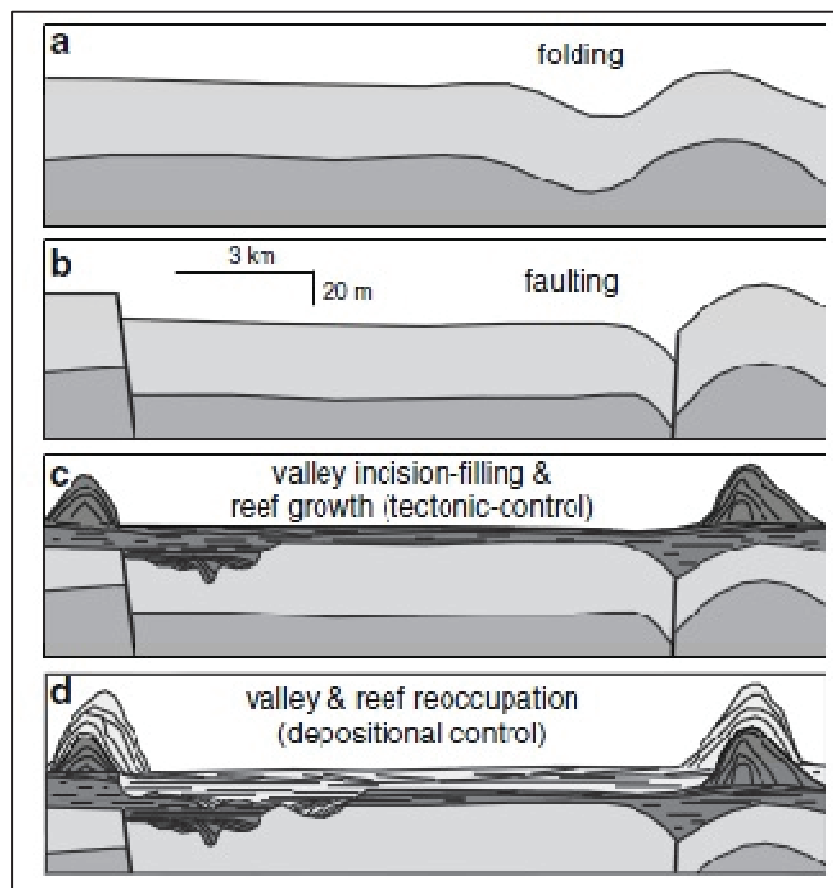
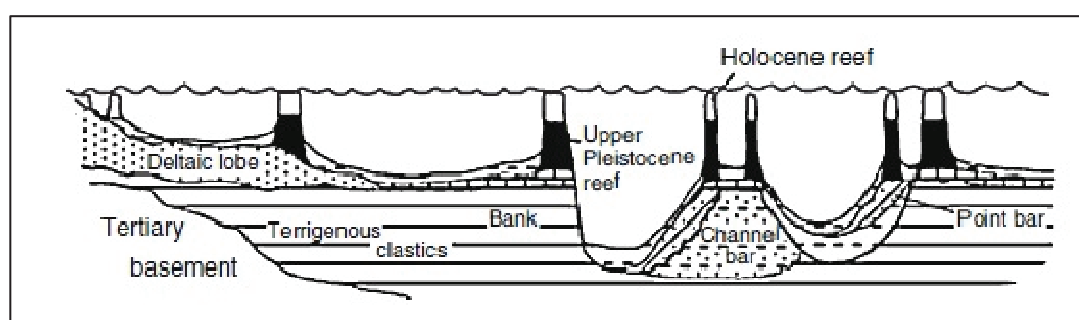


Fig. 2.5. Imagem de sonar mostrando vales submarinos (em verde e azul) de plataforma externa, bancos carbonáticos (em amarelo) e corpos recifais (em laranja) submersos (Harris *et al.*, 2005).

Subsequentemente, quando o nível eustático subiu, essas feições siliciclásticas com relevo morfológico positivo serviram como nucleação inicial dos recifes holocênicos e de outros carbonatos biogênicos.



a)



b)

Fig. 2.6. Modelos esquemáticos da evolução de vales incisos e *build ups* carbonáticos durante o Neopleistoceno e Holoceno na laguna de Belize. (a) Controle tectônico; b) controle deposicional (McNeill et al., 2010 adaptado de Esker et al., 1998).

Casos mais drásticos de exemplos de clima úmido são reportados nos mares da Indonésia. Na região do arquipélago Pulau-Seribu (Friedman, 1988), situado ao norte da cidade de Jacarta (Indonésia) no Mar de Java, ocorre um alinhamento na direção leste-oeste (cerca de 40 km) de ilhas carbonáticas, cujo tamanho varia de alguns metros até 1 km compostas por corais, moluscos, *Halimeda*, foraminíferos, equinóides, etc. O que torna o caso mais interessante é o contexto geográfico em que se situam estas ilhas. A Indonésia é composta por ilhas montanhosas de origem vulcânica que sofrem o efeito das altas taxas pluviométricas características das monções. Essa combinação gera um aporte considerável de sedimentação de finos, provindos principalmente da ilha de Java, situada 25 km a sul). Os finos aumentam a turbidez da água o que, teoricamente, tornaria virtualmente impossível os crescimentos recifais. No entanto, fortes correntes sazonais no sentido leste-oeste, favorecidas por uma conjunção fisiográfica favorável, ou seja, a presença do Estreito de Sunda, a oeste (separa as ilhas de Java e Sumatra) e pelos ventos das monções que varrem os terrígenos da área dos recifes em direção ao substrato que os circunda, tornam clara a água e permitem o crescimento dos corais. Os ventos apresentam duas direções preferenciais ao longo do ano, sendo meses no sentido L-W e NW–SE nos outros oito meses. O principal controle no crescimento e na morfologia dos recifes são as correntes e os ventos, sem os quais os organismos secretores de carbonatos não teriam um substrato (altos do assoalho oceânico) que lhe servisse como base de crescimento. No entanto essa variabilidade nas direções do vento e das correntes marinhas inibem o bom desenvolvimento de grandes complexos recifais com feições de *fore reef*, *reef* e *back reef*.

Outro exemplo ainda mais curioso ocorre no leste de Borneo, no SE da Ásia, onde *patch reefs*, tanto holocênicos (Fig. 2.8) quanto miocênicos (Fig. 2.9), foram formados em presença de águas turvas (presença de siliciclásticos finos) na margem externa do delta equatorial Mahakam (Wilson, 2005). Os *patch reefs* foram desenvolvidos somente em águas rasas, sobre *build ups* de baixo relevo associados com canais de frentes deltaicas e barras de embocadura em processo de abandono. Apesar da biodiversidade desses *patch reefs* ser comparável com aquela de seus pares formados em águas claras, todos os organismos presentes, entre eles foraminíferos bentônicos, algas coralináceas, equinóides, moluscos e

corais arborescentes isolados, foram adaptados à presença de siliciclásticos, e, por vezes, ao aporte de nutrientes. A conjunção de fatores como a tectônica, eustasia, compensação dos aportes deltaicos, correntes plataformais e o tamanho e quantidade do influxo siliciclástico são, em última análise, responsáveis pelo desenvolvimento dos corpos carbonáticos em ambiente, a priori, tão hostil.

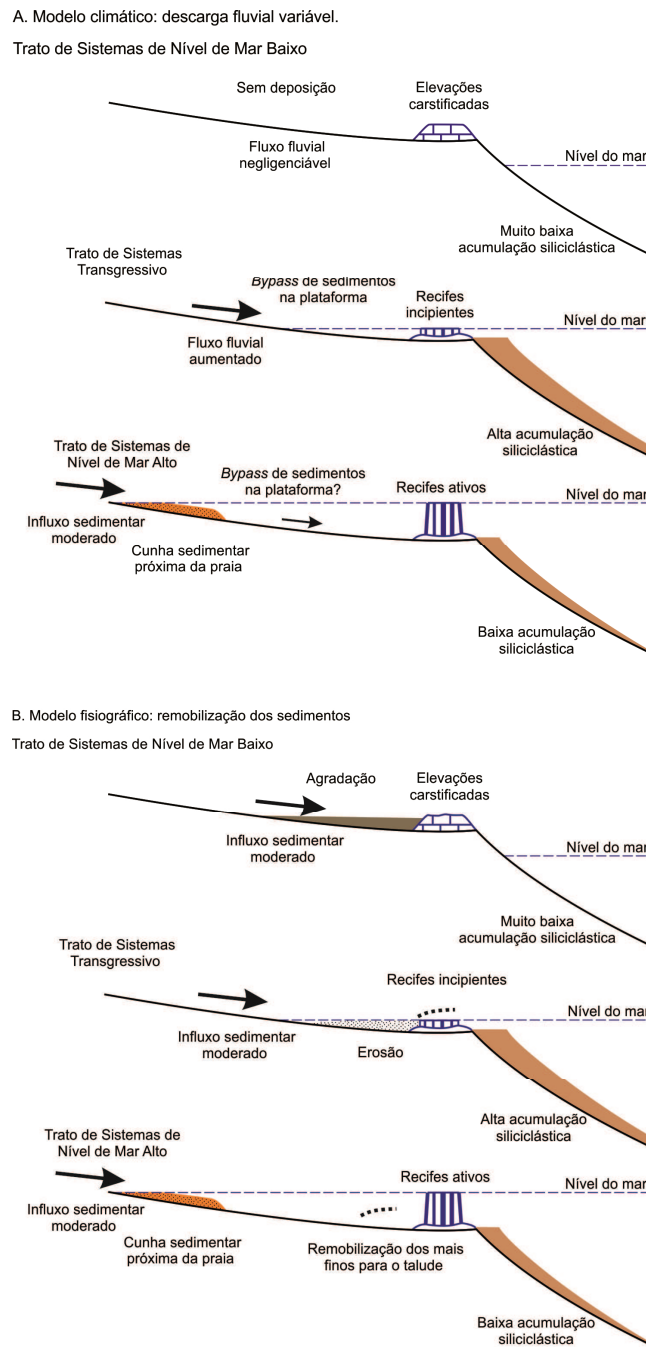


Fig. 2.7. Modelos para explicar a deposição preferencial de siliciclásticos na região do talude da Great Barrier Reef durante a fase transgressiva do nível do mar. (a) Modelo climático; LST : ausência de aporte siliciclástico, tanto para a laguna quanto para o talude, durante a fase de mar

baixo quando o clima é seco; TST: fase de clima úmido, com elevados fluxos de detritos fluviais em direção ao talude; HST: fluxo moderado restringindo-se à porção proximal da laguna e ao talude; (b) Modelo fisiográfico: LST: os siliciclásticos são depositados contra os contrafortes da barreira recifal ocupando toda a laguna; TST: os sedimentos depositados na fase anterior na laguna são remobilizados em significativas quantidades para o talude, ultrapassando a ainda incipiente a barreira de recifes; HST: os recifes retomam sua fase de crescimento, reedificando novamente a barreira, permitindo uma baixa acumulação sedimentar no talude, sendo que também ocorre sedimentação na porção proximal da laguna. Dunbar & Dickens, 2003.

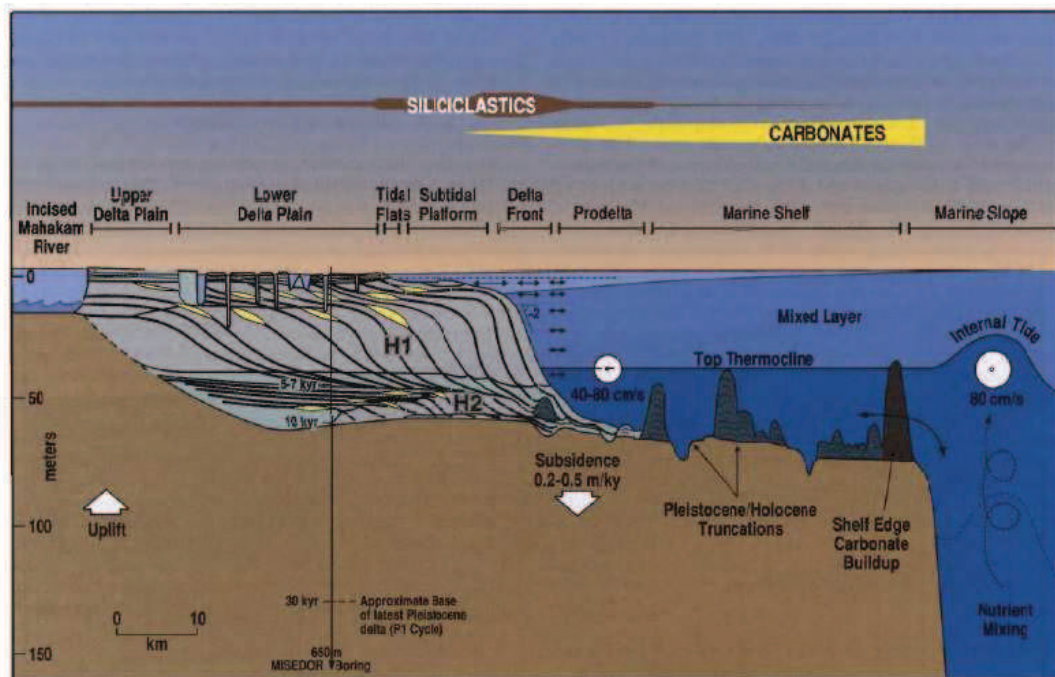


Fig. 2.8. Modelo estratigráfico do Holoceno do delta Mahakam e da plataforma adjacente. Note a relação entre os deltas do Holoceno Superior (H2) e do moderno Trato de Sistemas de Mar Alto (delta H1). Os *mounds* carbonáticos, até a metade do tempo de seus crescimentos, são compostos por biohermas de placas de *Halimeda* distribuídas em uma matriz lamosa rica em foraminíferos. Na etapa final, essas placas misturam-se progressivamente, com a lama que aporta da fonte fluvial do delta moderno (Roberts & Sydow, 2003).

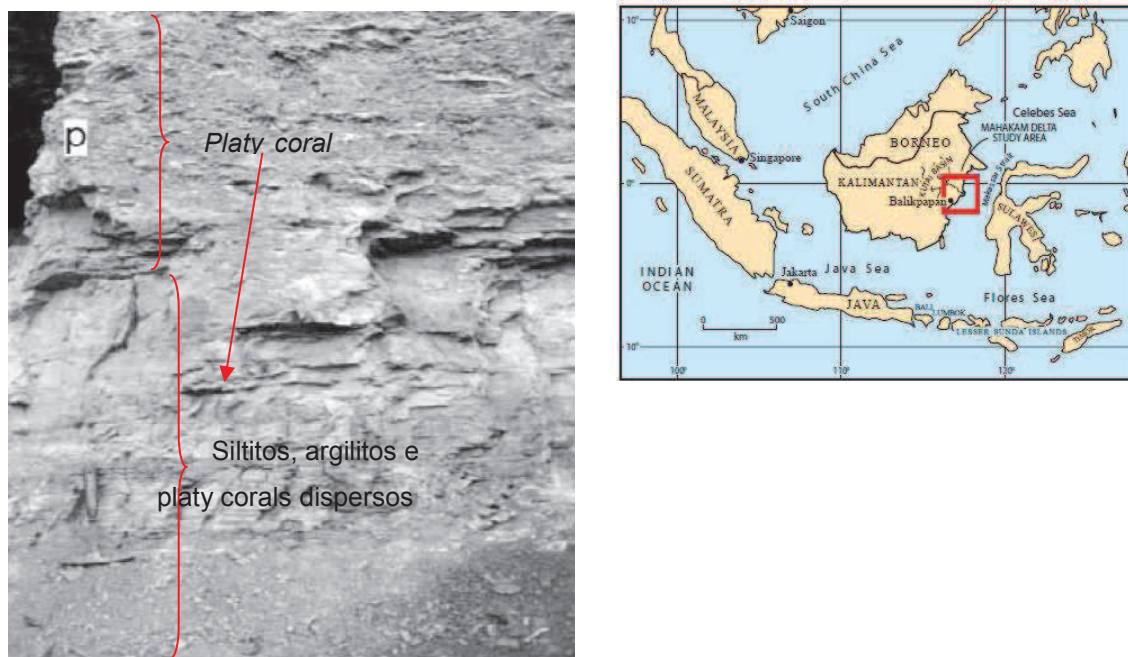


Fig. 2.9. Depósito basal de um *patchreef* Mioceno (leste de Borneo) mostrando siltitos e argilitos acamados e laminados passando gradacionalmente para o topo das “folhas” de *platy corals* (Wilson, 2005).

2.5.2 EXEMPLO DE CLIMA ÁRIDO - GOLFO DE EILAT

O Golfo Eilat (Friedman, 1988) é uma feição tectônica que resulta de um processo de rifteamento associado com a abertura do Mar Vermelho e é formado principalmente por movimentação extensional do tipo *strike slip* na direção SW / NE, que formou o Golfo propriamente dito, com profundidades que superam os 800 m.

Do ponto de vista da sedimentação caracteriza-se pela transferência de sedimentos durante raros e intensos eventos de alta taxa de sedimentação ao mesmo tempo em que ocorria uma mistura de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos do tipo *in situ* (item 2.4.1.). Erosão de terrenos siliciclásticos expostos é claramente demonstrado no Golfo de Eilat, braço NE do Mar Vermelho.

Complexos de fandelas foram formados em uma região desértica fruto da erosão provocada por raros eventos de chuva que atingem áreas montanhosas adjacentes produzindo o aporte de sedimentos até o litoral através dos *wadis* (vales originados por correntes intermitentes de alta densidade em ambiente

desértico). Eles caracterizam-se por fluxos de sedimentação intermitente, originados em áreas topograficamente mais altas do que o litoral. Espraiam-se por sobre uma estreita plataforma na margem norte do Golfo de Eilat, encontrando-se justapostos, em contato abrupto, junto a cordões recifais dispostos ao longo da quebra da referida plataforma. Este contato compõe aspecto singular quando se trata de sistemas mistos. Pode-se, ao mesmo tempo, colocar um pé no coral exposto e, outro, nos siliciclásticos. Complexos de leques turbidíticos de mar profundo conseguem transpor a estreita plataforma.

Esse sistema configura um exemplo de sistema misto formado sob um regime de clima árido onde a média de precipitação pluviométrica é de 25 mm a cada 20 anos, a maior parte ocorrendo em poucos dias, sendo que durante alguns anos não há qualquer registro de chuva.

Correntes marinhas no sentido NE/SW bem como correntes turbidíticas nos cânions submarinos ajudam a “varrer” os sedimentos finos levados pelos *wadis* diretamente para as águas profundas, evitando que o silte e a lama turvem a água. Isso evita obstruir a ação da construção recifal, composta principalmente por algas coralináceas. Fortes fluxos de detritos provocados por raros eventos pluviométricos são caracterizados pela granulometria grosseira dos terrígenos, praticamente desprovida de finos, fruto do intemperismo predominantemente físico típico de áreas regidas por clima desértico. Estes se alternam com sedimentos carbonáticos gerados durante relativamente longos períodos de seca, onde haja espaço de acomodação favorável. Os corpos recifais também aproveitam os períodos de subida eustática na escala de altíssima frequência (< 5 m; alguns ka), desenvolvendo – se durante os períodos desprovidos de chuva, quando tendem a dominar estreitas e pequenas plataformas. Quando o nível eustático do mar baixa, na fase seguinte, os recifes expostos tendem a formar um pequeno relevo topográfico positivo, o que propicia a possibilidade do contato abrupto com os siliciclásticos oriundos dos *wadis*, que, então, ocupam os baixos adjacentes. Este conjunto de fatores contribui favoravelmente para a ocorrência espacialmente justaposta de siliciclásticos e carbonatos.

2.6 A tectônica do sal no Atlântico Sul durante o Albiano e sua possível influência no aporte de siliciclásticos para as porções proximais das bacias

Segundo Davison *et al.*, 2012 e Quirk *et al.*, 2012, as bacias salíferas do atlântico sul brasileiro compreendem três sub-bacias: Santos, Campos e Espírito Santo. Elas foram formadas sobre uma bacia rifte pré-existente. Os evaporitos são interpretados como depositados muito rapidamente (> 1 Ma) durante os extertores dos movimentos distensivos que atingiram um máximo durante a fase rifte. A deposição salífera causou uma rápida sobrecarga na “grande bacia” de tal modo que ocorreu uma subsidência extra em uma crosta já afinada por resfriamento do rifte, ocorrendo posterior deslocamento dos evaporitos móveis, das zonas estruturalmente mais altas, em direção às áreas mais estiradas. Bacias salíferas em margens ditas passivas têm, assim, um aumento extra, principalmente na subsidência nas zonas mais estiradas, fruto desse processo de *feedback* gerado pelo fluxo de sal.

Observa-se, através de seção sísmica (Cap.3, Fig. 4) que a seção sedimentar situada entre a base do sal e a discordância de idade Pré-Eoceno Superior (DPES) foi afetada pela halocinese. Ela demonstra que a atividade halocinética na plataforma de Regência ocorreu mesmo passados mais de 60 Ma após a deposição dos evaporitos aptianos. A referida discordância apresenta nítidas feições de truncamento erosivo na porção W do bloco alto.

Paralelamente, a interpretação a partir de análises de traços de fissão de apatita levantados na margem sudeste do Brasil e sul da África (Brown, 1999) indica que houve intensa denudação de um relevo escarpado próximo à paleo costa, durante o Albiano. A significativa ocorrência de clásticos terrígenos (Fm. São Mateus; França *et al.* 2007), aparenta ser consequência dessa erosão.

2.7 Aspectos paleogeográficos do *mixing* durante o Albiano no sudoeste atlântico

A região do Mar Vermelho e adjacências constituem em bons análogos paleoclimáticos para as bacias atlânticas de Campos e Santos (Azevedo, 2001) e, a nosso juízo, também para com a bacia do Espírito Santo. Tanto o Mar Vermelho

atual quanto as bacias sul atlânticas citadas estão associadas à evolução de um processo de rifteamento. Entretanto algumas diferenças devem ser ressaltadas. O Mar Vermelho, em particular seu braço nordeste, o Golfo de Eilat, está associado à evolução de um processo tectônico, com distintas características paleogeográficas, gerando plataformas estreitas, quando presentes, com área fonte adjacente (somente algumas dezenas de metros a alguns quilômetros) e com relevo acentuado (Friedman, 1988). Nesse ponto, distintamente do que observamos nas nossas bacias em tempos neoaptianos e eoalbianos, quando a plataforma era bem mais extensa.

Por outro lado há muitas similaridades quanto às características paleoambientais (propriedades físicas e químicas da massa de água, seu padrão de circulação, sua interação com a atmosfera, sua flora e fauna, etc), geográficas e climáticas razoavelmente semelhantes. Os corpos de água são restritos, alongados, estreitos, orientados longitudinalmente, hipersalinos (quando distantes dos pontos de aportes siliciclásticos de origem fluvial e do lençol freático) e com uma única conexão com o oceano. As altas temperaturas das águas marinhas superficiais tropicais no Mesocretáceo apontam para valores mais elevados em 4 a 5 °C em relação à média atual, que é 12 a 30 °C (Hay, 1988). Já as indicações de salinidade para o Atlântico sul no Mesocretáceo são da ordem de 41 ‰ (Hay, 1988), mostrando convergência com o Mar Vermelho, onde a salinidade e temperatura variam de 37 a 41‰ e 21 e 30 °C, respectivamente (Azevedo, 2001).

A configuração paleogeográfica de uma plataforma em rampa constatada nos mapas das Sequências A e B (intervalos B1 e B2, Cap. 3, Figs. 8, 10 e 12), apresentando uma gradação na sedimentação de origem marinha, com os siliciclásticos situados proximalmente, seguidos de uma sedimentação mista, e com a sedimentação carbonática tentando se estabelecer ou dominando as porções mais distais, encontra um bom paralelo no Neoterciário e Quaternário da costa da Flórida (McNeill *et al.*, 2004; Brooks *et al.*, 2003; Testa & Bosence, 1998; Fig. 2.10). Essa característica comum, de passagem transicional dos sistemas deposicionais deve-se, em boa parte, à constituição da assembleia esquelética das fácies carbonáticas que é do tipo *foramol*, mais tolerante à presença dos siliciclásticos (Lee, 1975; Lee & Buller, 1972). No caso da Bacia do Espírito Santo os aloquímicos são predominantemente constituídos por oncolitos (crescimento

proporcionado por cianobactérias), foraminíferos (com formas menores do que a média, expressando uma salinidade maior do meio) e bivalvos, que viviam sob um regime de clima seco e quente. Segundo Chumakov *et al.* (1995), haveria no hemisfério sul, em latitudes menores do que 45°, um cinturão climático com indicações de aridez, com redução na diversidade de pólenes, e um número expressivo de pólenes *Classopollis*, que apresenta afinidades com zonas costeiras (Azevedo, 2001). Isso explica semelhança climática com a aridez constatada no análogo moderno Golfo de Eilat (Friedman, 1988) e distinta, nesse particular, do exemplo dado abordando o caso da Flórida.

A intercalação entre pacotes de siliciclastos e carbonatos constatados na Plataforma de Regência, que se constitui em área proximal da bacia, encontra semelhanças nas bacias africanas angolanas análogas de Kwanza (Eichenseer *et al.*, 1999; Fig. 2.11) e Benguela (Fig. 2.12) onde os diferentes estratos de composição mista apresentam-se intercalados, nas porções proximal e basal do Albiano, com espessuras da mesma ordem de grandeza que apresentadas nas bacias do W atlântico.

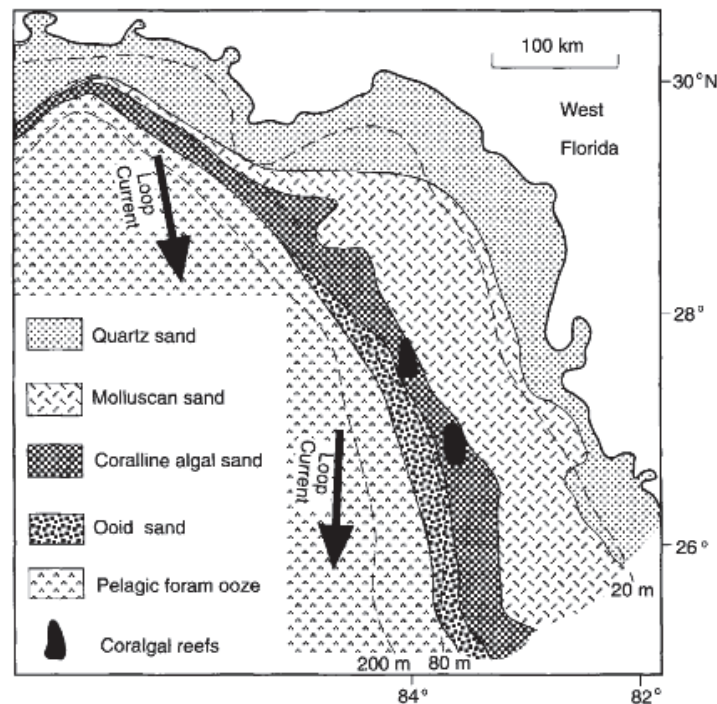


Fig. 2.10 Mapa de fácies de plataforma em rampa tropical, oeste da Flórida; Testa & Bosence, 1998, adaptado de Doyle & Sparks, 1980.

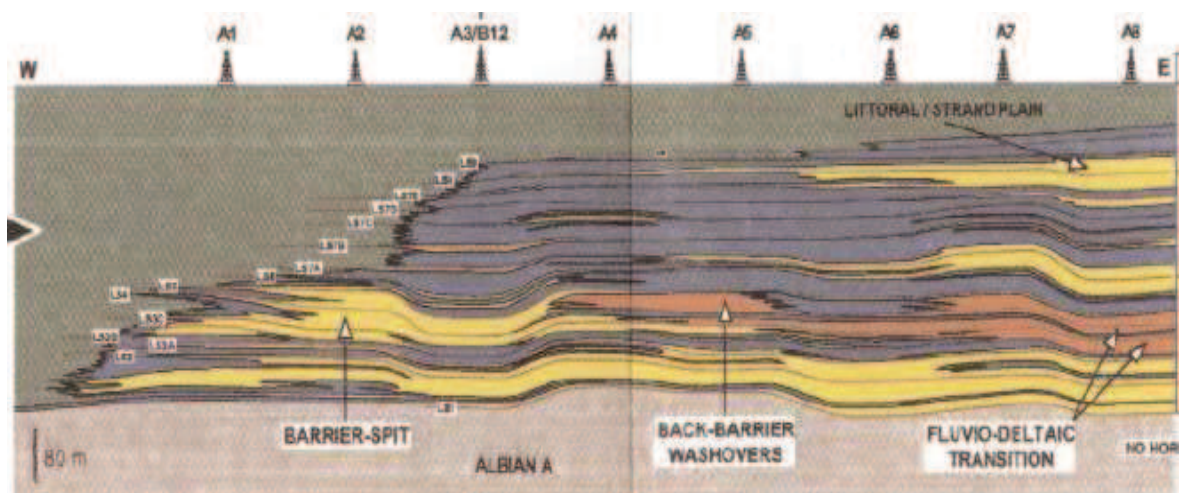


Fig. 2.11. Seção estratigráfica esquemática da seção mista albian na margem em rampa-Bacia de Kwanza – porção marinha, norte de Angola (Eichenseer *et al.*, 1999).



a)



b)

Fig. 2.12. Afloramento de sedimentos mistos albianos, com contatos ora gradacionais, ora abruptos. Estrada N-494. Proximidades da cidade de Lobito, Angola). (1) arenitos grossos com níveis delgados de seixos arredondados (conglomerados); (2) camada decimétrica de conglomerado lítico, com base erosiva, que grada para (3) sets centimétricos de arenitos com estratificação cruzada tangencial à base (barras fluviais de um leque fluvial ou fan-delta?); gradando para (4) sucessão de arenitos híbridos com oncolitos e estratificação cruzada; (5) *packestones* oncolíticos/bioclásticos; gradação para (6) intercalações de arenitos grossos com estratificação cruzada, que por vezes gradam para arenitos híbridos a oncolitos e camadas / bancos de *packestones* oncolíticos/bioclásticos e carbonatos maciços.

Referências dos Capítulos 1 e 2

Aitken, J. D. 1978. Revised models for depositional grand cycles, Cambrian of the southern Rocky Mountains, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. v. 26, p. 515-542.

Algeo, T. J.; Wilkinson, B. H. 1988. Periodicity of Mesoscale Phanerozoic Sedimentary Cycles and the role of Milankovitch orbital modulation. *The Journal of Geology*, vol.96, n. 3, pp, 313-322.

Alley, N. F.; Frakes, L. A. 2003. First known Cretaceous glaciation: Livingston tillite Member of the Canada-Owie Formation, South Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 50, p. 139-144.

Andersen, B. G.; Borns, H. 1994. *The ice age world*. Scandinavian University Press. 208 p.

Anderson, D. L. 1984. The earth as a planet: paradigms and paradoxes. *Science*, v. 223, p. 347-355.

Azevedo, R. L. M. 2001. *O Albiano no Atlântico Sul: estratigrafia, paleoceanografia e relações globais*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 401 p. Tese (Doutorado).

Belperio, A. P.; Searle, D. E. 1988. Terrigenous and carbonate sedimentation in the Great Barrier Reef Province. *In: Doyle, L. J. E Roberts, H. H. (Eds). Carbonate-clastic transitions. Developments in Sedimentology. v. 42, p. 143-174.*

Berger, A. L. 1978. Long term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements. *Quaternary Research*, v. 9, p. 139–167.

Berger, A. L. 1980. Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: a modern review. *Vistas in Astronomy*, v. 24, p. 103-122.

Berger, A. L. 1992. Astronomical theory of paleoclimates and the last glacial-interglacial cycle. *Quaternary Science Review*, v. 11, p. 571-581.

Berger, A. L. 2012. A Brief History of the Astronomical Theories of Paleoclimates. *In: Berger, A. L. et al. (Ed.) Climate Change. Springer-Verlag Wien. p. 107 – 129.*

Berger, W. H. 2013. Milankovitch tuning of deep sea records: implications for maximizing rates of change of sea level. *Global and Planetary Change*, v. 101, p. 131-143.

Berger, A.; Loutre, M. F. 2002. An exceptionally long interglacial ahead? *Science*, v. 297, n. 5585, p. 1287-1288.

Berger, A.; Loutre, M. F. 2004. Astronomical theory of climate change. *In: Boutron, C. (Ed.). From indoor Air Pollution to the Search for Earth like Planets in the Cosmos. Journal de Physique IV, v. 121, Proceedings ERCA, EDP Sciences, v. 6, p. 1-36.*

Berger, A.; Loutre, M. F. 2007. Milankovitch Theory and Paleoclimate. *In: Elias S. A (Ed.). Glaciation, causes. Université Catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve, Belgium, v. 4. p.1017-1022.*

Berger, A. L.; Loutre, M. F.; Laskar, J. 1992. Stability of the astronomical frequencies over the earth's history for paleoclimate studies. *Science*, v. 255, n. 5044, p. 560- 566.

Blackman, R.B.; Tukey, J.,W. 1958. *The measurement of power spectra from the point of view of communication engineering*. Dover Publications. 190 p.

Bonermann, A.; Norris, R. D.; Friedrich O.; Beckmann, B. et. al. 2008. Isotopic evidence for glaciation during the Cretaceous supergreenhouse. *Science*, v. 319, n. 5860, p.189-192.

Borer, J. M.; Harris, P. M. 1991. Lithofacies and cyclicity of the Yates Formation. Permian Basin: implications for reservoir heterogeneity. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG)*, v. 75, p. 726-779.

Brachert, T. C.; Forst M. H.; Pais, J. J.; Legoinha, P.; Reijmer, J. J. G.. 2003. Lowstand carbonates, highstand sandstones? *Sedimentary Geology*, v.155, n. 1-2, p. 1-12.

Brooks, G. R.; Doyle, L. J.; Davis, R. A.; DeWitt, N. T.; Suthard, B. C. *et al.* 2003. Patterns and controls of surface sediment distribution: West-Central Florida inner shelf. *Marine Geology*, vol 200, p. 307-324.

Budd, A.; Harris, P. M. (Eds.). 1990. *Carbonate - siliciclastic mixtures*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM). Reprint Series, n 14. 272 p.

Catuneanu, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam. 375 p.

Chumakov, N. M.; Zharkov, M. A.; Herman, A. B.; Duludenko, M. P.; Kalandadze, N. N.; Lebedev, E. L.; Ponomarenko, A. G.; Rautian, A. S. 1995. Climatic belts of the Mid - Cretaceous Time. *Stratigraphy and geological correlation*, v. 3, n. 3, p. 241-260.

Climap Project Members. 1976. The surface of the Ice Age Earth. *Science*, v. 191, n. 4232, p. 1131-1136.

Crucifix, M.; Loutre, M. F.; Tulkens, P.; Fichet, T.; Berger A. et al. 2002. Climate evolution during the Holocene: A study with an Earth system model of intermediate complexity. *Climate Dynamics*, n. 19, p. 43-60.

Cunha, A. S. 2001. *Cicloestratigrafia no Cenomaniano Superior e Turoniano do Oceano Atlântico*. 509 p. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese (Doutorado).

Cowan, C. A.; James, N. P. 1993. The interactions of sea-level change, terrigenous-sediment influx and carbonate productivity as controls on the Upper Cambrian grand cycles of Western Newfoundland, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 1576-1590.

Cowan, C. A.; James, N. P. 1996. Autogenic dynamics in carbonate sedimentation: meter-scale, shallowing-upwards cycles. Upper Cambrian. Western Newfoundland, Canada. *American Journal of Science*, v. 296, p. 1175-1207.

Davison, I.; Anderson, L.; Nuttal, P. et al. 2012. Salt deposition, loading and gravity drainage in the Campos and Santos salt basins. *Geological Society*, London, Special Publications. v. 363, p. 159-174.

Doyle, L. J.; Roberts, H. H. (Eds.). 1988. *Carbonate-clastic transitions*. Developments in Sedimentology, n. 42. Elsevier. 304 p.

Doyle, J. L.; Sparks, T. N. 1980. Sediments of the Mississippi, Alabama, and Florida (MAFLA), Continental Shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, n. 3, p. 909- 915.

Duff, P. M. D.; Hallam, A.; Walton, E. K. 1967. *Cyclic Sedimentation*. Elsevier Publishing Company, 280 p.

Dunbar, G. B.; Dickens, G. R. 2003. Massive siliciclastic discharge to slopes of the Great Barrier Reef platform during sea-level transgression: constraints from sediment cores between 15°S and 16°S latitude and possible explanations. *Sedimentary Geology*, n. 162, p. 141-158.

Eichenseer, H. T.; Walgenwitz, F. R.; Biondi, P. J. 1999. Stratigraphic control on facies and diagenesis of dolomitized oolitic siliciclastic ramp sequences (Pinda Group, Albian, offshore Angola). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG)*, v. 83, n. 11, p. 1729 – 1758.

Einsele, G. 1982. General remarks about the nature, occurrence and recognition of cyclic sequences (periodites). *In: Einsele, G.; Seilacher, A. (Eds.). Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag, p. 3-7.

Einsele, G.; Ricken W.; Seilacher, A. 1991. Cycles and events stratigraphy – basics concepts and terms. *In: Einsele, G.; Ricken, W.; Seilacher, A. (Eds.). Cycles and events stratigraphy*. Berlin: Springer-Verlag, p. 1-19.

Esker, D.; Eberli, G. P.; McNeill, D. F. 1998. The structural and sedimentological controls on the reoccupation of Quaternary incised valleys, Belize, Southern Lagoon. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG)*, v. 82, n. 11, p. 2075-2109.

Fischer, A. G. 1986. Climatic rhythms recorded in strata. *Annual Review Earth Planetary Science*, v. 14, p. 351-376.

Frakes, L. A.; Francis, J. E. 1988. A guide to Phanerozoic cold climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. *Nature*, v. 333: p. 547-549.

Frakes, L. A.; Francis, J. E.; Syktus, J. I. 1992. *Climate Models of the Phanerozoic*. Cambridge Univ. Press, Cambridge. 285 p.

Frakes, L. A.; Barron, E. J. 2001. Phanerozoic general circulation model results and quantitative climate data for Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 48, n. 5, p. 643-655.

França, R. L.; Del Rey, A. C.; Tagliari, C. V.; Brandão, J. R.; Fontanelli, P. R. Bacia do Espírito Santo. *In: Boletim de Geociências da Petrobras. Cartas Estratigráficas*. Rio de Janeiro, 2007, v. 15, n. 2, p: 501-510.

Freitas, J. T. R. 2006. *Ciclos deposicionais evaporíticos da bacia de Santos: uma análise cicloestratigráfica a partir de dados de dois poços e de traços de sísmica*. 160 p. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação (Mestrado).

Francis, J. M.; Jason M.; Gavin B.; Dickens G. R. ; Sutherland I. A. ; Droxler, A. W. *et al.* 2007. Siliciclastic sediment across the north Queensland Margin (Australia): a Holocene perspective on reciprocal versus coeval deposition in tropical mixed siliciclastic-carbonate systems. *Journal of Sedimentary Research*, v. 77, p. 572-586.

Friedman, G. M. 1988. Case Histories of coexisting reefs and terrigenous sediments: The Gulf of Eilat (Red Sea), Java Sea, and Neogene Basin of the Negev, Israel. *In: Doyle, L. J.; Roberts, H. H. (Eds.). Carbonate - clastic transitions. Developments in Sedimentology*, v. 42. p. 77-7.

Galeotti, S., Rusciadelli G., Sprovieri M., Lanci L., Gaudio A., Pekar S. 2009. Sea-level control on facies architecture in the Cenomanian-Coniacian Apulian margin (Western Tethys): A record of glacio-eustatic fluctuations during the Cretaceous greenhouse? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 276, n. 1-4, p. 196-205.

Gallagher, K.; R. W. Brown, R. W. 1999. The denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and south-east Brazil and their relationship to offshore sedimentation. *In: Cameron, N. R.; Bate, R. H.; Clure, V.S. (Eds.). Oil and Gas*

Habitats of the South Atlantic. *Geological Society of London, Special Publication*. v. 153. p. 41- 54.

Giorgioni , M.; Weissert, H.; Bernasconi, S. M.; Hochuli, P. A.; Coccioni, R.; Keller, 2012. Orbital control on carbon cycle and oceanography in the mid-Cretaceous greenhouse. *Paleoceanography*, v. 27, n. 1, p. 1 – 12.

Glenn, C. R.; Kronen, J. D. Jr.; Symonds, P. A.; Wei, W.; Kroon, D.; Glenn, C. R. *et al.* 1993. High-resolution Sequence Stratigraphy, condensed sections, and flooding events off the Great Barrier Reef: 0-1.5 MA. *In: Mckenzie, J. A. et al.* (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*. v. 133. p. 353-364.

Goldhammer, R. K. 2003. Mixed siliciclastic and carbonate sedimentation. *In: Middleton, G., (Ed.) Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*, Kluwer Academic, Dordrecht, p. 443-447.

Goldhammer, R. K.; Oswald, E. J.; Dunn, P. A. 1991. The hierarchy of stratigraphic forcing: an example from Middle Pennsylvanian shelf carbonates of the Paradox Basin. *In: Franseen, E. K. et al.* (Eds.). *Sedimentary Modeling: Computer Simulations and Methods for Improved Parameter Definition*. Kansas Geological Survey. Special Publication n. 233. p. 361-413.

Goldhammer, R. K.; Lehmann, P. J.; Dunn, P. A. 1993. The origin of high frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician, El Paso Group, West Texas): constraints from outcrop data and stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Research*, v. 63, p. 318-359.

Gradstein, F.; Ogg, J. G.; Smith, A. 2004. *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press. 600 p.

Gradstein, F.; Ogg, J. G.; Schmitz M. (Eds.). 2012. *The Geologic Time Scale*. Elsevier. 1144 p.

Grippo, A.; Fischer, A. G.; Hinnov, L. A.; Herbert, T. D.; Silva, I. P. Grippo, A. et. al. 2004. Cyclostratigraphy of the Albian Stage (Piobbico core, Italy) *In: Society of Economic, Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication 81. p 57-81.

Hallock, P.; Schlager, W. 1985. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaos*, v.1, p. 389-398.

Hanwell, J. 1980. *Atmospheric Processes*. Allen, G.; Unwin. (Eds.). Boston. 97 p.

Harris, P. T.; Heap, A; Passlow, V.; Hughes, M.; Daniell, J.; Hemer, M.; Anderson, O. et al. 2005. Tidally incised valleys on tropical carbonate shelves: an example from the northern Great Barrier Reef, Australia. *Marine Geology*, v. 220, p.181-204.

Hay, W. W. 1988. Paleooceanography: a review from Geological Society of America Bulletin Centennial. *Geological Society of American Bulletin*, v. 100, p. 1934-1956.

Hay, W. W.; Rosol, M. J.; Sloan II, J. L. E. 1988. Plate tectonic control of global patterns of detrital and carbonate sedimentation. *In: Doyle L. J.; Roberts, H. H. (Eds.). Carbonate - clastic transitions. Developments in Sedimentology*. v. 42. p. 1-34.

Hay, W. W. 2008. Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. *Cretaceous Research*, v. 29, n. 5 e 6, p. 725-753.

Hay W. W.; Leslie, M. A. 1990. Could possible changes in global groundwater reservoir cause eustatic sea-level changes fluctuations? *In: National Academy press. Washington D. C. Sea-level change*. p. 161-170.

Hay, W. W.; Migdisov, A.; Balukhovsky, A. N.; Wold, C. N., Fogel, S.; Soding, E. 2006. Evaporites and the salinity of ocean during the Phanerozoic: implications for climate, ocean circulation and life. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, v. 240, p. 3-46.

Hayes, J. D.; Fischer, A. G.; Imbrie, J.; Shackleton, N. J. 1976. Variations in the earth's orbit: pacemaker of the Ice Ages, *Science*, v. 194, n. 4270, p. 1121-1132.

Heldt, M.; Lehmann, J.; Willems, H. 2010. Calcareous dinoflagellate cysts from the Aptian/Albian boundary interval of northern Germany: Abundance patterns related to orbital forcing? *News Letter on Stratigraphy*, vol. 44, n. 1, p. 37-55.

Herbert, T. D.; Fischer, A. G. 1986. Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shales rhythms in Central Italy. *Nature*, v. 321, p. 739-743.

Hinnov, L. A; Ogg, J. G. 2004. Cyclostratigraphy and the Astronomical Time Scale. *In: Gradstein, F.; Ogg, J. G.; Smith, A (Eds.). A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press. 600 p.

Hinnov, L. A; Hilda, F. J. 2012. Cyclostratigraphy and the Astrochronology. *In: Gradstein, F. M. F., OGG, J. G., Schmitz, M. (Eds.). The Geologic Time Scale*. Elsevier. p. 63-83.

Hinnov, L. A.; Ogg, J. G. 2009. Mesozoic cyclostratigraphy, the 405-kyr orbital eccentricity metronome, and the Astronomical Time. American Geophysical Union-AGU. *Fall meeting*, abstracts.

Hinnov, L. A. 2012. The emerging record of long period modulations in cyclostratigraphy. *In: Geological Society of America (GSA), Annual meeting*, Abstract.

Houghton, J. T.; Ding, Y.; Gignoux, D. J.; Nouer, M. *et al.* 2001. *Climate change 2001: the scientific basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 94 p.

Imbrie, J.; Imbrie, J.Z. 1979. *Ice Ages: Solving the mystery*. Harvard University Press. 226 p.

Imbrie, J.; Imbrie, J.Z. 1980. Modeling the climatic response to orbital variations. *Science*, v. 207, n. 4434, p. 943-953.

Imbrie, J.; Hays, J. D.; Martinson, D. G.; McIntyre, A.; Mix, A. C.; Morley, J. J.; Pisias, N. G.; Prell, W. L.; Shackleton, N. J et. al. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. *In: Workshop held in Palisades, NY. A. Berger, J.; Imbrie, H.; Hays, G. Kukla; B. Saltzman; Dordrecht, D. (Eds.). Reidel Publishing. *Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing, Proceedings of the NATO Advanced Research*. p. 269 - 305.*

Imbrie, J.; Berger, E. A.; Boyle, S. C.; Duffy, W. R.; Howard, W. R.; et al. 1993. On the structure and the origin of major glaciation cycles 2. The 100.000 year cycle. *Paleoceanography*, v. 8, n. 6, p. 699-735.

Immenhauser, A. W.; Scott, R.W. 2002. An estimate of Albian sea-level amplitudes and its implication for the duration of stratigraphic hiatuses. *Sedimentary Geology*, 152, p. 19-28.

Immenhauser, A. W.; Schlager, W.; Burns, S. J.; Scott, R. W.; et al. 1999. Late Aptian to late Albian sea-level fluctuations constrained by geochemical and biological evidence (Nahr Umr Formation, Oman). *Science*, v. 69, n. 2, p. 434-446.

James, N. P.; Kendall, A. C. 1992. Introduction to carbonate facies models. *In: Walker, R.G., James, N. P. (Eds.). *Facies models: response to sea level change*. p. 265-276.*

Kendall, C. G. S. T.; Alsharhan, A. S. 2011. Introduction to carbonate and evaporite sedimentary facies and their ancient analogues. *In: Kendall C. G.S.T.; Alsharhan A.S. (Eds.). *Quaternary carbonate and evaporate sedimentary facies and their ancient analogues*. International Association of Sedimentologists (IAS), Special Publication, n. 43.*

Kuhnt, W.; Moullade, M. 2007. The Gargasian (Middle Aptian) of La Marcouline section at Cassis – La Bédoule (SE France): stable isotope record and orbital cyclicity. *Carnets de Géologie* (Notebooks on Geology), article 2, p. 1-9.

Kukla, G.; Gavin, J. 1992. Insolation regime of the warm to cold transition. *In: Kukla, G.; Went, J. (Eds.). Start of a glacial*. Proceedings. NATO ASI Series 1, v. 3. P. 307-339.

Laskar J.; Robutel P.; Joutel F.; Boudin F.; Gastineau M.; Correia A. C. M.; Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, v. 428, p. 261-285.

Laskar, J.; Fienga, A.; Gastineau, M. H. 2011. La2010: a new orbital solution for the long term motion of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, v. 532, p. 1-15.

Lees, A. 1975. Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geology*, v. 19, n. 3, p. 159 - 198.

Lees, A.; Buller, A. T. 1972. Modern temperature and warm water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, v.13, p. 1767-1773.

Lockwood, J. G. 1980. Milankovitch theory and ice ages. *Progress in Physical Geography*, v. 4, p. 79-87.

Lomando, A. J.; Harris, P.M. (Eds.). 1991. Mixed carbonate - siliciclastic sequences. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)*. Core Workshop, n. 15. 568 p.

Loutre, M. F. 2002. Ice Ages (Milankovitch Theory), *In: Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. Holton, J. R. et. al. (Eds.). The Netherlands, Academic Press, Elsevier Science Ltd. p. 995-1003.

Loutre, M. F.; Berger, A. 2000a. No glacial-interglacial cycle in the ice volume simulated under a constant astronomical forcing and a variable CO₂. *Geophysical Research Letters*, v. 27, p. 783-786.

Loutre, M. F.; Berger, A. 2000b. Future climatic changes: are we entering an exceptionally long interglacial? *Climatic Change*, v. 46, p. 61-90.

Markello, J. R.; Read, J. F. 1981. Carbonate ramp-to-deeper shale shelf transitions of an Upper Cambrian intrashelf basin, Nolichucky Formation. Southwest Virginal Appalachians. *Sedimentology*, n. 28, p. 573-597.

Matthews, R. K.; Frohlich, C. 1991. Orbital forcing of low frequency glacioeustasy. *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 6797 – 6803.

Miall, A. D. 1980. Cyclicity and the facies model concept in fluvial deposits. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. v 28, n. 1, p 59-80.

McNeill, D. F.; Cunningham, K. J., Guertin, L. A.; Anselmetti, F. S. *et al.* 2004. Carbonate - siliciclastics in the South Florida Neogene: sDepositional themes of mixed carbonate - silicilastics in the south Florida Neogene: application to ancient deposits. *In: Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling*. American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir 80. p. 23-43.

McNeill, D. F.; Janson, Xavier; Bergman, K. L.; Eberli, G. P. *et al.* 2010. Belize: A modern example of a mixed carbonate-siliciclastic shelf. *In: Westphal, H.; Eberli, G .P.; Riegl, B. (Eds.). Carbonate depositional systems: assessing dimensions and controlling parameters*. Springer. p. 81-143.

Milankovitch, M. 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Royal Serbian Academy, *Section of Mathematical and Natural Sciences*, Special Publication, v. 32. Belgrade, p. 633.

Montanez, I. P.; Yongxiang, L.LI, Y.; Osleger, D. A.; Bralower, T. J. 2006. Orbitally Tuned C and N Isotopic Records of Aptian Oceanic Anoxic Event 1a in

Northeastern Mexico and Deep Sea Drilling Project Site 398, North Atlantic Ocean. *American Geophysical Union*, Fall Meeting, Abstract.

Moore, T. L.; Oglesby, R. J.; Perlmutter M. A.; Plotnick, R. E.; Maasch, K. A. 2000. Deciphering orbital maximum and minimum states during the Pleistocene. *Proceedings of the Geological Society of America Annual Meeting*, Reno, Nevada. Sciences. 33. 674 p.

Moriya, K. 2011. Development of the Cretaceous greenhouse climate and the oceanic thermal structure. *Paleontological Research*, v. 15, n. 2, p. 77-88.

Mount, J. M. 1984. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology*, v. 12, p. 432-435.

Park, J.; Oglesby, R. J. 1994. The effect of orbital cycles on Late and Middle Cretaceous climate: a comparative general circulation model study. *In: de Boer, P. L.; Smith, D. G. (Eds.). Orbital forcing and cyclic sequences*. International Association of Sedimentologists. Special Publication n. 19, p. 509-529.

Palike, H. 2005. Orbital variation (including Milankovitch cycles). *In: Selley, R. C., Cocks, L. M. R.; Plimer, I. R. (Eds.). Encyclopedia of Geology*, Elsevier. v. 1, p. 410-421.

Matthews, M. D. 1989. *In: Global Cyclostratigraphy - a model*. Quantitative Dynamic Stratigraphy, Prentice Hall. p. 233-260.

Perlmutter, M. A.; Radovich, R. J.; Mathews, M. D.; Plotnick, R. E.; Kendall, C.G.St.C. 1998. The impact of high frequency sedimentation cycles. *In: Sandvik, K. O.; Gradstein; F. M.; Milton, N. J. et al. (Eds.). Sequence Stratigraphy. Norwegian Petroleum Geology*, Special Publication 8, p. 141-170.

Perlmutter, M. A.; Azambuja Filho, N. C. 2005a. Cicloestratigrafia: Teoria e Técnicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, p. 1-12.

Perlmutter, M. A.; Azambuja Filho, N. C. 2005b. Cyclostratigraphy. *In: Koutsoukos, E.A. (Ed). Applied Stratigraphy*. Springer, p. 301-338.

Posamentier, H. W.; Vail, P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and systems tract models. *In: Sea Level Changes – An Integrated Approach*. Wilgus, C. K. et al. (Eds.). Special Publication 42, Society of Economic Paleontologists, p. 125 – 154.

Poulsen, C. J.; Lee, S.; Jacob, R. L. 2005. Understanding orbital controls on ice-age cycles. *American Geophysical Union*, Fall Meeting. Abstract.

Premoli Silva, I.; Ripepe, M.; Tornaghi, M. E. 1989. Planktonic foraminiferal distribution record productivity cycles: evidence from the Aptian-Albian Piobbico core (central Italy). *Terra Nova*, v. 1, n. 5, p. 443-448. 1989.

Prell, W. L. 1982. Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of Hole 502B: evidence for two modes of isotopic variability. *In: Prell W. L., Gardner J. V. et al. (Eds.). Initial Reports of the Deep Sea drilling Project*. Washington D. C. vol. 68. p. 455 - 465.

Price, G. D. 1999. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*. v. 48, n. 3, 183-210.

Prokoph, A.; Thurow, J. 2001. Orbital forcing in a 'Boreal' Cretaceous epeiric sea: high-resolution analysis of core and logging data (Upper Albian of the Kirchrode I drill core — Lower Saxony basin, NW Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 174, n. 1-3, p. 67-96.

Purser, B. H.; Seibold, E. 1973. The principal environmental factors influencing Holocene sedimentation and diagenesis in the Persian Gulf. *In: Purser, B. H. (Ed). The Persian Gulf*. Springer-Verlag. p. 1-9.

Quirk, D.; Schodt, N.; Lassen, B.; Ings, S. J.; Hsu, D. *et al.* 2012. Salt tectonics on passive margins: examples from Santos, Campos and Kwanza basins. *Geological Society of London*, Special Publications. n. 363, p. 207-244.

Rankey, E. C.; Bachtel, S. L.; Kaufman J. 1999. Controls on stratigraphic architecture of icehouse mixed carbonate-siliciclastic: a case study from the Holder Formation (Pennsylvanian, Virgilian). Sacramento Mountains, New Mexico. In: P. M.; Sailer. A. H.; Simo. J. A. T. (Eds.). *Recent advances in carbonate Sequence Stratigraphy: applications to reservoirs, outcrops and models*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM). v. 63. p. 127-150.

Roberts, H. H.; Sydow, J. 2003. *Late quaternary Quaternary stratigraphy and sedimentology of the offshore Mahakam Delta, East Kalimantan (Indonesia)*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Special Publications. v. 76. p. 125-145.

Sageman, B. B.; Rich, J.; Arthur, M. A; Birchfield, G. E.; Dean, W. E. *et. al.* 1997. Evidence for Milankovitch Periodicities in Cenomanian-Turonian lithologic and geochemical cycles. Western Interior, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, n. 2, p: 286-302.

Schwarzacher, W. 1975. Sedimentation models and quantitative stratigraphy. In: Elsevier (Ed.). *Developments in Sedimentology*, v. 19, p. 382.

Schwarzacher, W. 1993. Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory. *Developments in Geology*, v. 52. 225 p.

Shackleton, N. J. 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, v. 6, p. 183-190.

Steuber, T.; Rauch, M;Masse, J. P.; Graaf, J.; Malko, M. *et al.* 2005. Low-latitude seasonality of Cretaceous Temperatures in warm and cold episodes. *Nature*, v. 437, p. 1341-1344.

Svensmark, H. 2012. Evidence of nearby supernovae affecting life on Earth. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, v. 423, n. 2, p. 1234-1253.

Shinn, E. A. 1973. Sedimentary accretion along the leeward. SE coast of Qatar Peninsula. Persian Gulf. In: Purser, B.H. (Ed.). *The Persian Gulf*. Springer Verlag. p.199-210.

Silva, J. G. R. 2001. *Estudos de cicloestratigrafia nos depósitos eo-permianos do Grupo Itararé, Bacia do Paraná, nos estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul, baseado em dados de testemunho e perfis raios gama*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 288 p. Dissertação (Mestrado).

Sonnenfeld, M. D.; Cross. T. A. 1993. Volumetric partitioning and facies differentiation within the Permian Upper San Andres Formation of Last Chance Canyon, Guadalupe Mountains. New Mexico. In: Loucks. R. G.; Sarg. J. F. (Eds.). *Carbonate Sequence Stratigraphy: recent developments and applications*. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG)*, v. 57, p. 435-474.

Southgate, P. N.; Kennard, J. M.; Jackson, M. J.; O'brien, P. E.; Sexton, M. J. 1993. Reciprocal lowstand clastic and highstand carbonate sedimentation, subsurface Devonian Reef Complex. Canning Basin. Western Australia. In: Loucks, R. G.; Sarg. J. F. (Eds.). *Carbonate Sequence Stratigraphy*. Recent developments and applications. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG)*, Memoir n. 57. p. 157-179.

Tagliari, C. V.; Cunha, A. S.; Paim, P. S. G. 2012. Orbital-driven cyclicity and the role of halokinesis on accommodation within siliciclastic to carbonate, shallow-water Albian deposits in the Espírito Santo Basin (Southeastern Brazil). *Cretaceous Research*, v. 35, p. 22-32.

Tagliari, C. V. Fontanelli, P. R.; Brandão, J. R.; Paim, P. S. G. Evolução geológica das sequências mistas (siliciclásticas e carbonáticas) sob influências da tectônica que envolve o embasamento e da halocinese, durante o Albiano-Plataforma de

Regência – Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobrás* - no prelo.

Testa, V.; Bosence, D. W. J. 1998. Carbonate-siliciclastic sedimentation on a high-energy, ocean - facing, tropical ramp, NE Brazil. *In: Wright, V. P.; Burchette, T. P. (Eds.). Carbonate ramps*. Geological Society, London, Special Publications. vol. 149, p. 55-51.

Tinker, S. W. 1998. Shelf-to-basin facies distribution and Sequence Stratigraphy of a steep-rimmed carbonate margin: Capitan depositional system. McKittrick Canyon. New Mexico and Texas. *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, p. 1146-1175.

Tyszká, J. 2009. Foraminiferal response to seasonality modulated by orbital cycles in the Cretaceous mid-latitudes: The Albian record from the Lower Saxony Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 276, p. 148–159.

Vail, P. R.; Mitchum, R. M.; Thompson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes in sea level. *In: Seismic Stratigraphy: Application to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir 26. p. 83-98.

Vail, P. R.; Audemard, F.; Bowman, S. A.; Eisner, P. N.; Perez-Cruz, C. 1991. *The stratigraphic signatures of tectonics, tectonics, eustasy and sedimentology-an overview*. *In: Cycles and Events in Stratigraphy*. Einsele et al. (Eds.). p. 617-659.

Yilmaz, I. O.; Altiner, D. 2006. Cyclic palaeokarst surfaces in Aptian peritidal carbonate successions (Taurides, southwest Turkey): internal structure and response to mid-Aptian sea-level fall. *Cretaceous Research*, v. 27, n. 6, p. 814-827.

Weller, J. M. 1956. Argument for diastrophic control of late Paleozoic cyclothems. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG)*, n. 40, v.1, p. 17–50.

Wild, M.; Gilgen, H.; Roesch, A.; Ohmura, A.; et al. 2005. From dimming to brightening: decadal changes in solar radiation at Earth's surface. *Science*, v. 308, n. 5723, p. 847-850.

Walker, R. G.; James, N. P. (Eds.). 1992. *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, 409 p.

Wilson, J. L. 1967. Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian strata of southern New Mexico. *Geologic Society of America Bulletin*, v. 78, p. 805 - 818.

Wilson, J. L. 1975. *Carbonate facies in geologic history*. New York, Springer-Verlag, 471 p.

Wilson, M. E. J. 2005. Development of equatorial delta-front patch reefs during the Neogene, Borneo. *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, n. 1, p. 114-133.

Ziegler, A. M.; Hulver, M. L.; Lottes, A. L.; Schmachtenberg, W. F. 1984. Uniformitarianism and paleoclimates: inferences from the distribution of carbonate rocks. In: Brenchley, P. (Ed.). *Fossils and Climate*. John Wiley and Sons Limited, New York. p. 3-25.

Evolução geológica das sequências mistas (siliciclásticas e carbonáticas) sob influências da tectônica que envolve o embasamento e da halocinese durante o Albiano - Plataforma de Regência – Bacia do Espírito Santo

Albian geological evolution of the mixed sequences (siliciclastic and carbonate) under the influences of the basement tectonics and halokinesis during the Albian - Regência Platform – Espírito Santo Basin

Cláudio Vinícius Tagliari | Paola de Rossi Fontanelli | Jairo Rios Brandão | Paulo Sérgio Gomes Paim

resumo

A área estudada situa-se na porção terrestre da Bacia do Espírito Santo, na província geológica conhecida como Plataforma de Regência. O intervalo compreende sedimentos siliciclásticos (fluviais, transicionais e marinhos rasos) e carbonatos (marinhos rasos). A base de dados utilizada incluiu dados de amostra de calha, testemunhos (relativamente escassos), perfis geofísicos de mais de 90 poços exploratórios, sísmica de reflexão com cobertura 3D, além de dados micropaleontológicos. Isto viabilizou a integração dos poços com a sísmica, possibilitando o rastreamento de refletores sísmicos com a produção de seções sísmicas interpretadas e a conseqüente confecção de mapas de litofácies, mapas paleogeográficos, mapa de atributo sísmico, blocos diagramas paleogeográficos e seções de velocidade. Este estudo procurou melhor compreender as relações genéticas existentes entre a estruturação adiastrófica e movimentação tectônica ocorridas durante o Albiano e como estas interferiram na distribuição paleogeográfica das fácies siliciclásticas, carbonáticas e híbridas. O pulso tectônico responsável pela mudança no gradiente da base do sal, na zona de Falha Cedro-Rio

Doce, que divide a Plataforma de Regência em dois blocos (alto e baixo), provavelmente ocorreu no Albiano Inferior, junto com o evento causador da discordância que separa as duas sequências deposicionais informalmente reconhecidas e descritas (A e B). O bloco baixo apresenta feições sísmicas que indicam escorregamento do pacote albian, produzidos por esse episódio tectônico. Na Sequência A observa-se o predomínio de siliciclásticos nas porções mais proximais (NW da Plataforma) e de fácies híbridas e carbonáticas nas mais distais. A Sequência B apresenta a retrogradação das fácies proximais no sentido oeste, inclusive com o implante de uma contínua plataforma carbonática, com prováveis bancos carbonáticos descontinuados, possivelmente causados pela ação de correntes de marés, na zona de Falha Cedro-Rio Doce e porções mais distais. O estudo revelou que a deposição de siliciclásticos, carbonatos e sedimentos mistos ocorreram de forma contemporânea, considerando uma escala temporal dita de terceira ordem, a partir da percepção que a análise sísmica permite inferir.

Palavras-chave: sedimentação mista | sismoestratigrafia | halocinese | tectônica que envolve o embasamento | Bacia do Espírito Santo

abstract

The study area is located in the onshore portion of the Espírito Santo Basin in the geologic province known as Plataforma de Regência. The studied interval comprises siliciclastics sediments (fluvial, transitional and shallow marine) and carbonates (shallow marine). The data base used included cuttings and cores, geophysical logs from more than 90 exploration wells, 3D seismic reflection and paleontological data. This enabled the wells to be tied to the seismic lines generating seismic reflectors that, then, produced interpreted seismic sections with the consequent confection of lithofacies maps, paleogeographical maps, seismic attribute map, paleogeographical sketches and velocity seismic sections. This study aims to improve the understanding about the interaction between Albian salt movement, basement tectonics and how they interfered the paleogeographic displacement of the coeval siliciclastic, carbonate and hybrid facies, considering a temporal third order scale. The tectonic pulse that produced a change on the salt base gradient along the Cedro / Rio Doce Fault, which splits the Plataforma de Regência into a high and a low block, probably took place in the Albian and produced the unconformity that bounds both informally recognized and described sequences (A and B). The low block show seismic features that indicate the slide of the Albian package caused by this tectonic event. A siliciclastic predominance in the proximal portion (NW of the Platform) and hybrid and carbonate facies in the more distal zone are apparent during the deposition of the Sequence A. The Sequence B shows a westwards retrogradation of the facies belts and a resulting deposition along the Cedro/Rio Doce Fault Zone and more distal portions of a discontinuous carbonate platform probably including isolated carbonate banks produced by tidal currents. The study revealed that the deposition of siliciclastic, carbonate and mixed sedimentation occurred contemporaneously, considering a third order timescale, based on the perception given by seismic analysis.

Keywords: mixed sedimentation / seismostratigraphy / halokinesis / tectonics basement influences / Espírito Santo Basin

introdução

A área de estudo (Figs. 1 e 2) abrange grande parte da Plataforma de Regência, uma das quatro províncias geológicas que compõem a porção atualmente emersa da Bacia do Espírito Santo (Fig. 3). Esta província é caracterizada por rochas albianas de origem fluvial, transicional e marinha rasa e de natureza variada (siliciclástica, híbrida e carbonática). A Plataforma de Regência é limitada por duas marcantes incisões, os paleocânions de Fazenda Cedro (ao norte) e Regência (ao sul), que se encontram preenchidos por folhelhos, margas e turbiditos (folhelhos e arenitos). A quarta e mais setentrional das províncias corresponde à Plataforma de São Mateus, que é caracterizada, sobretudo, por sedimentos aptianos de origem aluvial, fluvial e deltaica.

A seção estratigráfica estudada não aflora. Assim, a base de dados compreende perfis elétricos e radioativos de poços, amostras de calha, informações micropaleontológicas e linhas de sísmica de reflexão.

Do ponto de vista estrutural, a principal feição observada na Plataforma de Regência é uma zona de falhas de direção norte-sul, que a divide em dois grandes blocos: um alto (ocidental) e outro baixo (oriental). Esta zona coincide na maior parte das vezes com a Falha Cedro / Rio Doce e apresenta direção preferencial N / NE, na região estudada. Esta zona de falhamentos marca uma mudança no mergulho dos refletores sísmicos, no bloco baixo, por parte dos sedimentos mais antigos do que o Eoceno Superior (Fig. 4), no sentido do depocentro da bacia, bem como um brusco adelgaçamento do Grupo Barra Nova (Andar Albiano), no mesmo sentido.

Na Plataforma de Regência o Andar Albiano é constituído por um pacote sedimentar que chega a ultrapassar 1000m de espessura. Este intervalo inclui rochas siliciclásticas (fluviais, transicionais e marinho rasas) e carbonatos marinho rasos que frequentemente se interdigitam (fácies híbridas). Há, no geral, uma clara tendência de disposição proximal para as fácies siliciclásticas e, mais distal, para as fácies predominantemente carbonáticas (França *et al.*, 2007).

A seção do Aptiano superior ao Albiano foi dividida em intervalos sismoestratigráficos importantes e rastreáveis em escala regional. Foram definidas, informalmente, duas sequências deposicionais (*sensu Vail et al.*, 1977 e Van Wagoner *et al.*, 1988) denominadas de A e B, limitadas por uma superfície de discordância.

Rastreou-se na porção centro-oeste da área um horizonte sísmico com uma importante conotação

estratigráfica e interpretado como uma superfície de condensação a qual corresponde a um nível rico em glauconita (abundantes picos radioativos).

O presente estudo busca melhor compreender a interação entre estruturas adiastróficas (halocinese), a atuação da tectônica e como estas interferiram na distribuição geográfica contemporânea das fácies siliciclásticas, carbonáticas e híbridas. Utilizando-se das superfícies sismoestratigráficas, da descrição das amostras de calha e da análise de perfis elétricos e radioativos de poços exploratórios, foram confeccionados mapas de litofácies e mapas paleogeográficos e blocos-diagrama deles derivados. A superfície de condensação, sismicamente rastreada, possibilitou subdividir a Sequência B em dois intervalos estratigráficos: basal (Trato de Sistemas Transgressivo B1), de natureza retrogradante e compreendendo fácies siliciclásticas que se tornam carbonáticas na direção proximal, e superior (Trato de Sistemas de Mar Alto, intervalo B2), de caráter progradante. Ao longo de horizontes sísmicos contemporâneos é possível observar que carbonatos mais distalmente situados, gradam, no sentido proximal, para siliciclásticos.

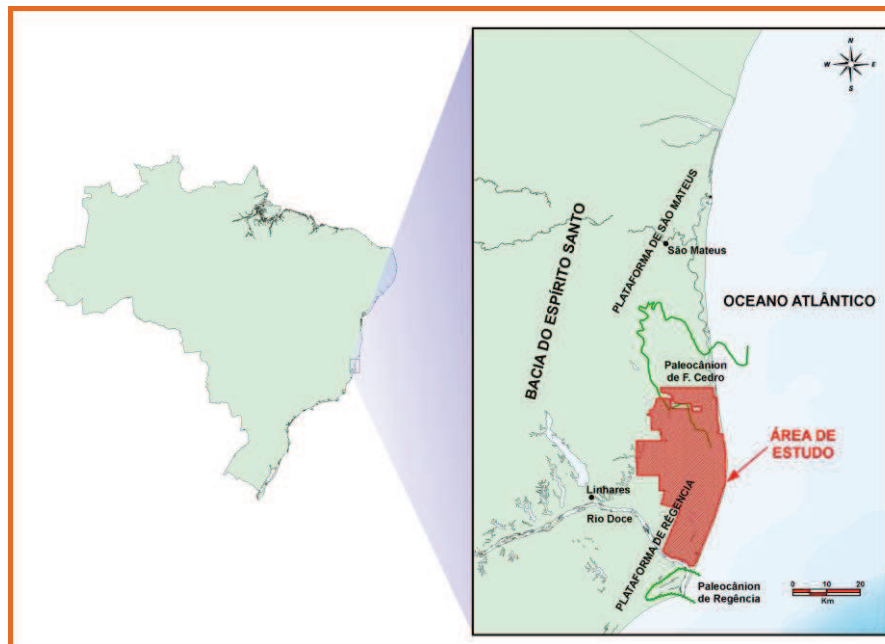


Figura 1 - Área de localização do projeto, na Plataforma de Regência - Bacia do Espírito Santo, situada entre os Paleocânions de Regência, ao sul, e Fazenda Cedro, ao norte. O polígono na cor vermelha indica a área que contém dados sísmicos 3D.

Figure 1 - Location of the project area, Plataforma de Regência, in the Espírito Santo Basin, situated between Paleocânion de Regência in the south, and Paleocânion de Fazenda Cedro in the north. The red polygon indicates the area that contains 3D seismic data.

método de trabalho

Neste estudo de natureza regional as sequências estudadas foram identificadas e delimitadas por critérios sísmicos com suporte de dados de rocha, principalmente amostras de calha, pois testemunhos são escassos e disponíveis apenas de forma localizada.

Utilizou-se, de forma combinada, dados derivados de vários programas sísmicos 3D, cuja cobertura total (Fig. 2) abrange a maior parte da porção terrestre da Plataforma de Regência. Isto forneceu uma visão regional da área de estudo. Foram geradas seções sísmicas de velocidades médias intervalares a partir do modelo de velocidades, considerando os intervalos delimitados pelos horizontes. Foram superpostas cores aos refletores sísmicos que refletem as velocidades sísmicas.

As terminações dos refletores sísmicos ajudaram a definir a natureza das superfícies estratigráficas mapeadas. Procurou-se discriminar apenas aqueles horizontes sísmicos que fossem mapeáveis em escala regional.

Perfis elétricos e radioativos de poços e sua interpretação litológica a partir de amostras de calha do banco de dados da companhia também se constituíram em instrumentos utilizados na consecução do trabalho.

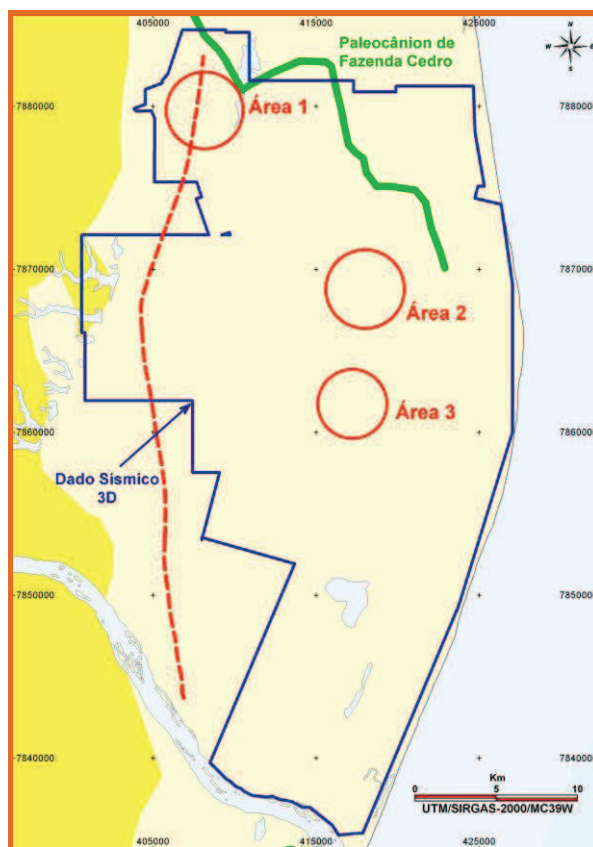


Figura 2

Polígono, em azul, do programa sísmico 3D utilizado; a linha tracejada em vermelho marca provável limite oeste da ocorrência de halita (idade aptiana); disposição das Áreas 1, 2 e 3 (círculo vermelho), utilizadas como referência geográfica.

Figure 2

3D seismic program blue polygon; red dashed line marks the western limit of likely Aptian halite sedimentation; disposition of Areas 1, 2 and 3 (red circle) used as geographical reference.

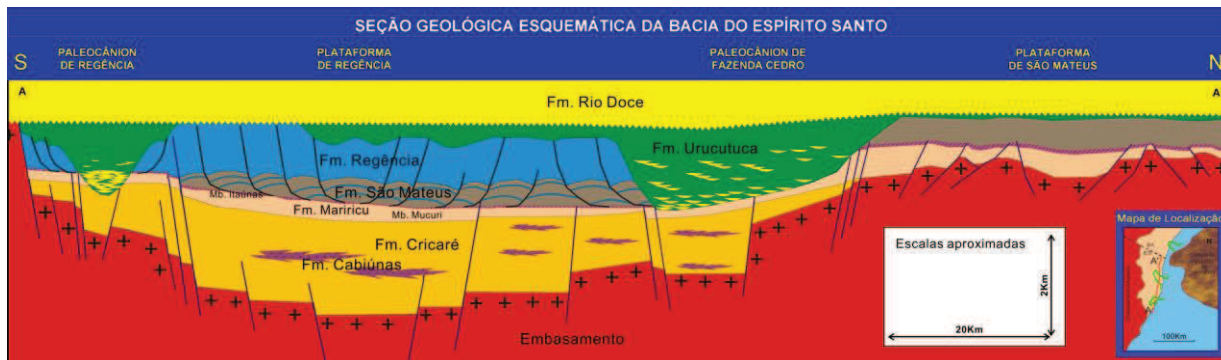


Figura 3

Seção geológica regional com localização da Plataforma de Regência (Bonora & Tschiedel, 2004, relatório interno).

Figure 3

Regional geological section location of the Plataforma de Regência. (Bonora & Tschiedel, 2004, internal report).

De posse deste acervo, foram elaborados mapas de litofácies e mapas paleogeográficos deduzidos dos mapas de litofácies de três intervalos estratigráficos utilizando-se o aplicativo Litofácies do software SIGEO, da Petrobras. Primeiramente os horizontes foram rastreados e convertidos para profundidade. Depois foram ajustados aos respectivos marcadores nos poços. Um arquivo no formato xyz foi gerado a partir destes horizontes ajustados e utilizado no aplicativo Litofácies. O Programa Litofácies busca sua informação nas descrições de calha dos poços (foram utilizados mais de 90 poços exploratórios), devidamente calibrados pela interpretação dos perfis geofísicos de poço, nos respectivos intervalos

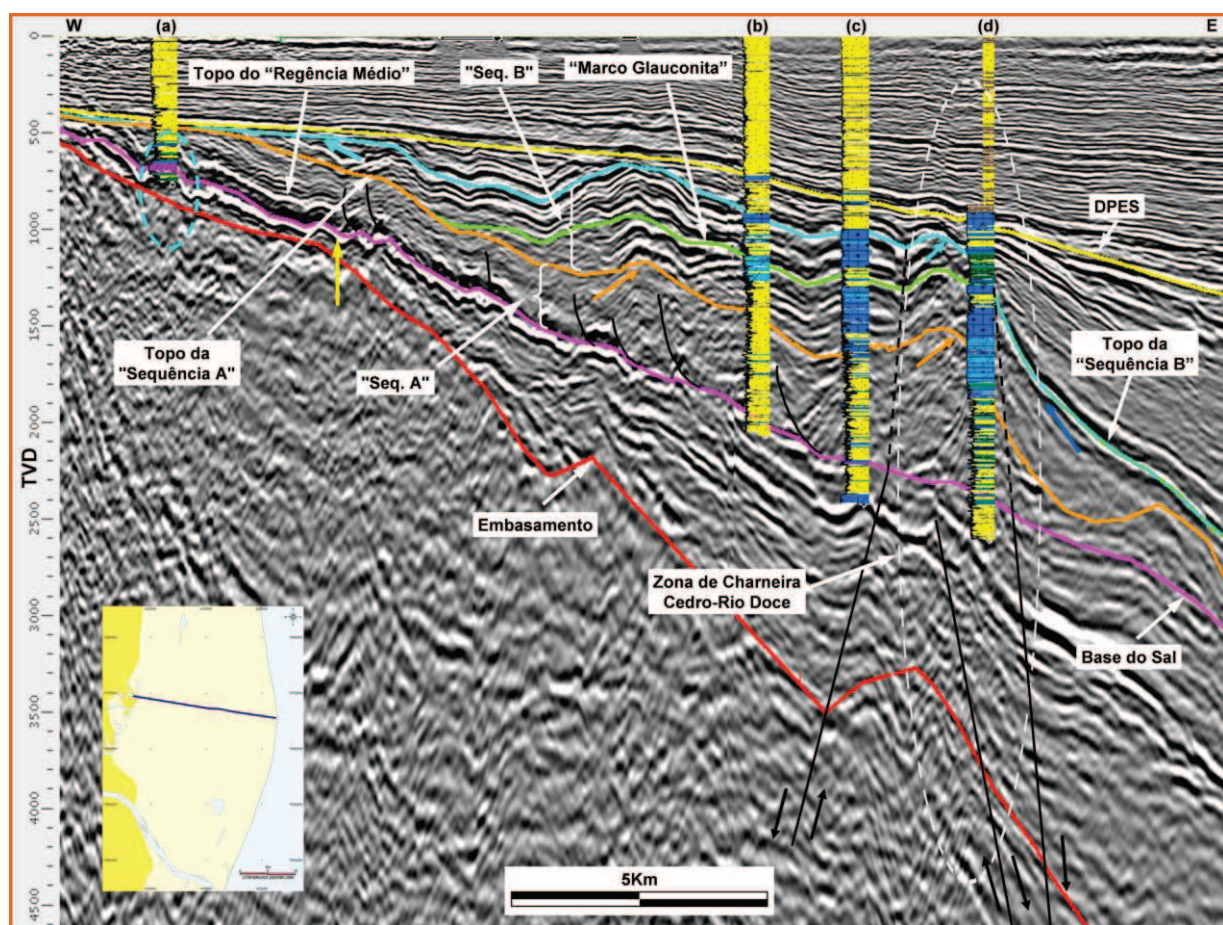
estratigráficos. O programa estabelece, para cada poço, um valor litológico que se traduz na expressão da média das calhas descritas com auxílio dos perfis de sondagem de poços para cada um dos três intervalos estratigráficos discriminados. Este valor é colocado na forma de um ponto em um diagrama triangular de fácies, significando um percentual das litologias representadas em cada vértice do triângulo. Esse é dividido em vários segmentos representando interstícios percentuais litológicos distintos e mostrando cores respectivamente distintas que são traduzidas no mapa de litofácies gerado. Cada mapa representa valores médios de um dos três intervalos estratigráficos discriminados no estudo.

Figura 4

Seção sísmica (em profundidade), evidenciando a mudança do gradiente entre o bloco alto e o bloco baixo dos seguintes horizontes correspondentes: topo do Albiano, topo da Sequência B equivalente ao topo do Grupo Barra Nova; Fig. 6, refletor azul), topo da Sequência A (refletor laranja) e da Base do Sal (refletor magenta – base do Grupo Barra Nova). Notar o adelgaçamento das Sequências A e B (Albiano) no bloco baixo, a leste da zona de charneira; observar refletores truncados, em laranja e azul, respectivamente, contra horizontes erosivos que marcam os topos das Sequências A e B; seta em amarelo marca início, no sentido *down dip*, de alinhamentos listricos causados pela aloclinese (linha vermelha tracejada na Fig. 2). Refletor amarelo - DPES: topo do Eoceno Médio.

Figure 4

Seismic depth section showing gradient change between the high block and the low block of the following horizons: top blue color Albian horizon (Sequence B top and top of Barra Nova Group – Fig. 6), sequence A top horizon (orange color) and magenta salt base reflector (Sequence A and Barra Nova Group bottom reflector). Notice the thinning of Sequences A and B (Albian) in the low block, east of the hinge line: reflectors, orange and blue, respectively, truncating against the erosional horizons that marks sequences A and B tops; yellow arrow signalizes the west limit of the alloclinalistic listric faults appearance (see dashed red line in Fig.2). Yellow reflector - DPES: Medium Eocene top.



Para a Sequência A, por exemplo, os mapas expressam uma imagem instantânea (“fotografia”) de um conjunto de dados referentes a um espaço de tempo transcorrido ao longo de aproximadamente 2 (dois) milhões de anos (Tagliari *et al.*, 2012).

A partir da interpretação da disposição litofaciológica dos referidos mapas foram gerados mapas paleogeográficos (no caso das fácies siliciclásticas proximais, incluem-se detalhamento dos subambientes fluvial e de planícies deltaica e costeira) e blocos-diagrama que forneceram um panorama da evolução geológica albiana específicos para cada um dos três pacotes estratigráficos discriminados.

bioestratigrafia

As breves considerações bioestratigráficas e paleoambientais que seguem versam sobre o intervalo estratigráfico estudado, Aptiano superior/Albiano, e se baseiam no trabalho de Botelho Neto (1996). O mesmo foi dividido em quatro palinozonas designadas A, B, C e D, da mais antiga para a mais nova (Fig. 5).

A porção superior da Palinozona A foi sedimentada em condições de mar restrito e rigorosas condições climáticas (clima quente e seco) e seu posicionamento no Alagoas (Neoaptiano) foi indicado, com dúvidas, por Botelho Neto (1996).

A porção basal da Palinozona B foi depositada em ambiente marinho raso de baixa salinidade e a porção superior da seção estudada (topo da Palinozona B, mais Palinozonas C e D) foi depositada em ambiente nerítico raso a médio.

Análises palinológicas realizadas em poços da porção centro-norte da Plataforma de Regência

permitiram posicionar o intervalo estratigráfico correlato à Sequência A no Eoalbio, através da identificação da Palinozona B.

O topo da Palinozona B foi atribuído ao Eoalbio. Entre os topos das Palinozonas B e C ocorre a discordância que marca o topo da Sequência A. A amplitude geocronológica da Sequência A foi estimada em 2 M.a. por métodos cicloestratigráficos (Tagliari *et al.*, 2012) aplicados em poços perfurados na Área 2 (Fig. 2).

A Palinozona C é cronocorrelata ao intervalo Alfa (Azevedo *et al.*, 1987) e situa-se na porção superior do Albiano médio. A Palinozona D, posicionada na porção inferior do Eoalbio, nas proximidades da base do Vraconiano, constitui o restante do Andar Albiano amostrado na área de estudo (Sequência B).

A Palinozona D é correlacionável ao intervalo Beta Zero (Azevedo *et al.*, 1987, Dias-Brito *et al.*, 1990). O intervalo Beta 1, que marca o topo do Albiano na Bacia de Campos, não foi reconhecido nos poços situados no bloco alto da Plataforma de Regência, sugerindo a existência de uma discordância. Esta discordância é corroborada pelas feições observadas em sísmica (truncamentos erosionais na porção oeste, na zona de charneira e no bloco baixo; Fig. 4). Portanto, a idade do topo do intervalo estudado seria albiana, correspondente ao intervalo Beta Zero, em função dos dados palinológicos disponíveis.

o contexto estrutural

Conforme mencionado, a principal feição estrutural da Plataforma de Regência é uma zona de falhas com

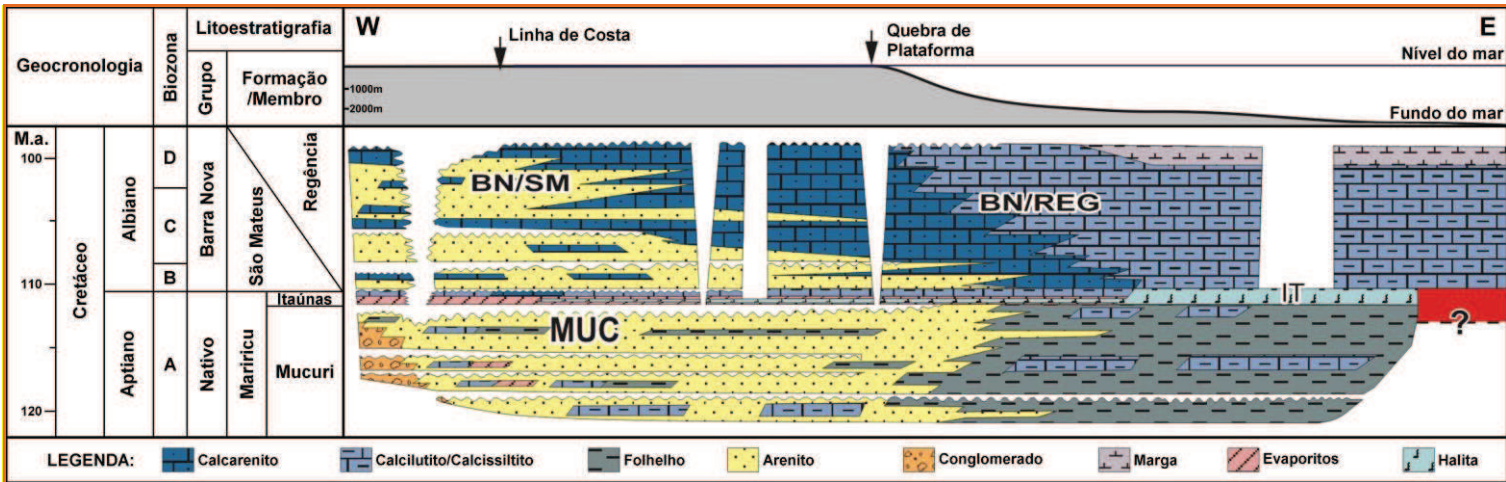


Figura 5 - Carta estratigráfica do intervalo Albo-Aptiano da Bacia do Espírito Santo. Modificado de França *et al.*, 2007.

Figure 5 - Stratigraphic Chart of the Albian-Aptian period. Espírito Santo Basin. Modified from França *et al.*, 2007.

direção preferencial norte-sul que a atravessa e a divide em dois grandes blocos: um bloco alto (ocidental) e outro baixo (oriental); Figs. 4 e 6. Estas falhas configuram uma zona de charneira, com direção preferencial N/NE na área de estudo. A zona de falhas

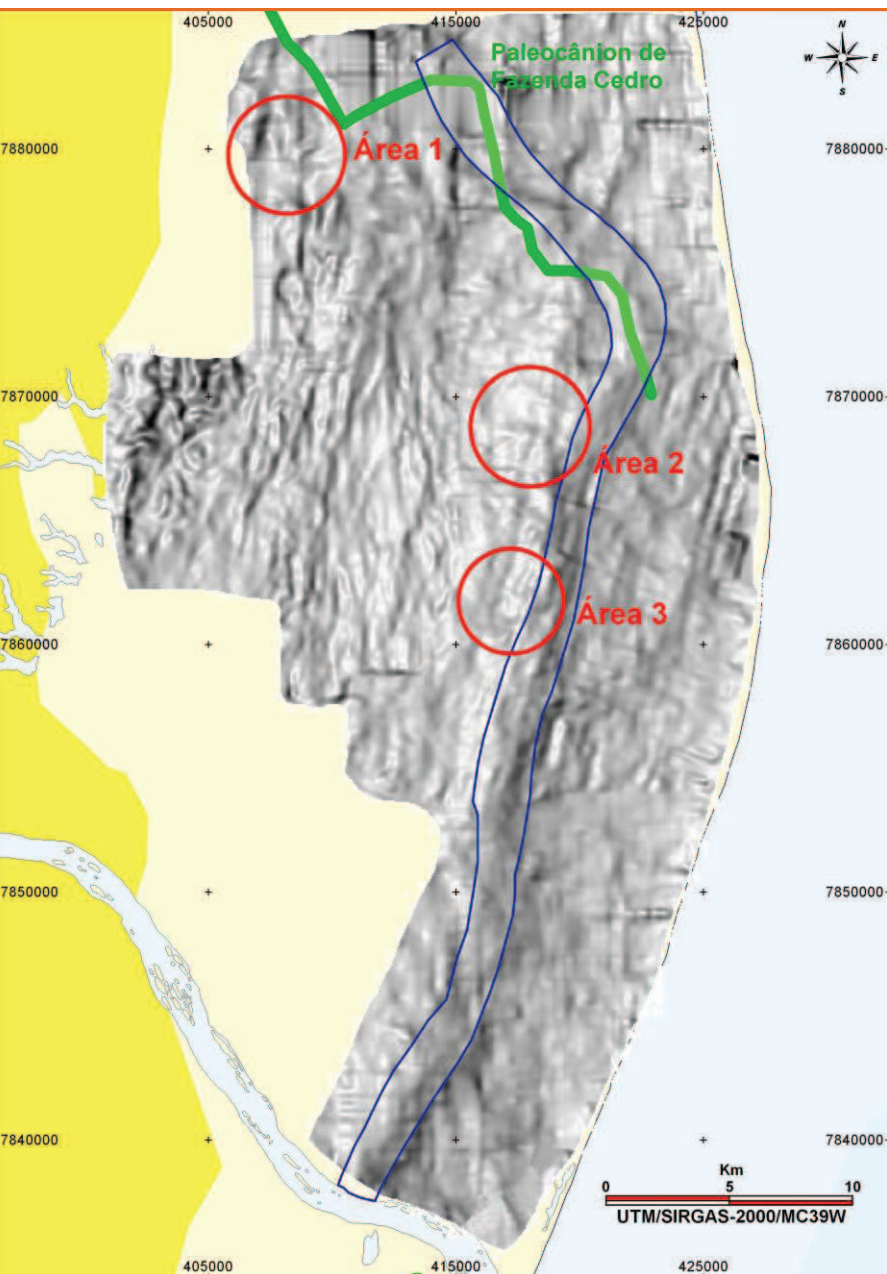


Figura 6 - Mapa de atributo sísmico (*Edge*; em tempo) do horizonte atribuído à base do sal, que ressalta a zona de Falha Cedro/Rio Doce (Zona de Charneira).

Figure 6 - Seismic attribute map (*Edge*; in time) from the horizon corresponding to the salt base that highlights the Cedro/Rio Doce Fault (hinge line).

Cedro / Rio Doce compreende várias falhas normais que afetaram, de forma diferencial, a coluna

sedimentar. Sucessivos pulsos tectônicos afetaram desde o embasamento, mais deformado, até estratos terciários menos deformados, com um evidente adelgaçamento de seção em sedimentos albianos, por erosão, na porção situada a leste desta zona de falha (Fig. 7).

Aparentemente, o pulso tectônico que teria causado uma sutil mudança de gradiente do refletor associado à base do Sal (Figs. 4 e 7) ocorreu após a deposição da Sequência A e estaria relacionado com a discordância erosiva que limita as Sequências A da B (parte superior do Albiano Inferior; Fig. 6).

Outra reativação pode ter ocorrido na transição Albiano/Cenomaniano, pois se constata, nos testemunhos provenientes de alguns poços perfurados no bloco baixo, a frequente ocorrência de fácies indicativas de escorregamentos e desestabilização da plataforma (blocos de carbonatos incorporados em uma matriz de folhelhos depositados em águas mais profundas).

A halocinese teve influência capital na estruturação da bacia, a partir do Albiano. Embora a halita não tenha sido registrada em qualquer poço perfurado na Plataforma de Regência, o escape pretérito deste evaporito parece ser a explicação mais plausível para a presença de falhamentos normais lístricos, com feições de crescimento do pacote sinsedimentar associada a anticlinais de compensação (*rollovers*).

Todos estes falhamentos tornam-se assintóticos ao topo da Fm. Mariricu (correlato ao refletor da base do sal), que constituía a superfície de descolamento quando os mesmos eram ativos, e o sal era seu agente facilitador. Na Plataforma de Regência esta movimentação (intervalos apresentando sismofácies "onduladas" e variando em espessura lateralmente, indicando movimentação de sal) iniciou-se no Albiano Inferior e, aparentemente, persistiu até pelo menos o evento responsável pela discordância que precedeu a sedimentação do Eoceno superior (DPES – Fig. 4).

O bloco alto pode ser dividido em dois domínios estruturais principais, cujo limite é definido na passagem entre uma área com aparente ausência de halocinese (porção ocidental) e outra com halocinese (porção oriental). Para Leste, no sentido do depocentro, observa-se a estruturação adiastrófica, onde fica evidente a ação da halocinese, a partir do ponto indicado pela seta amarela na Fig. 4 e a linha traçada em vermelho na Fig. 2. A partir deste ponto (Fig. 4) observa-se a descontinuidade do refletor que corresponde a um pacote de carbonatos informalmente conhecido como Regência Médio e que pertence à Sequência A, sendo visível, principalmente,

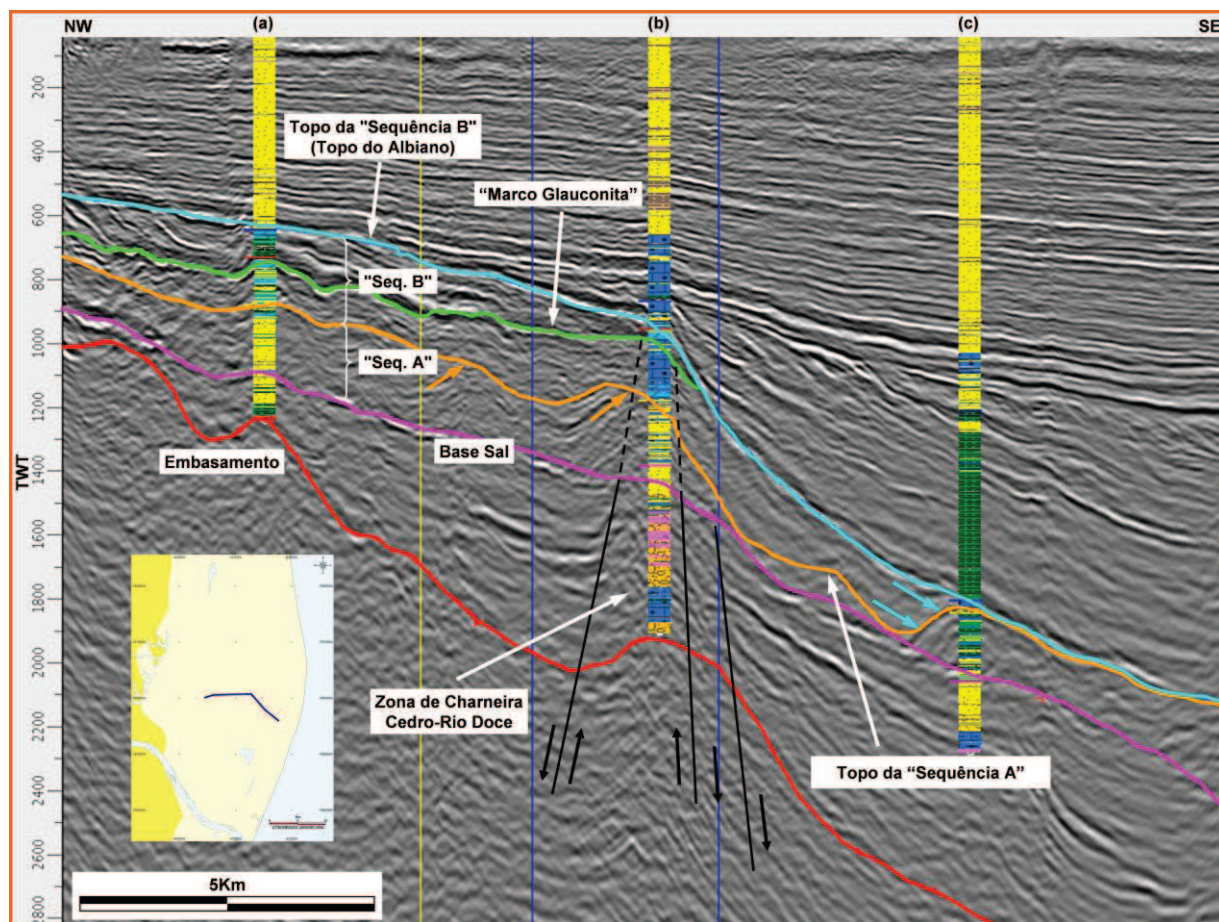


Figura 7

Seção sísmica em tempo, mostrando a Sequência A e B. A Sequência A apresenta um adelgaçamento abrupto da Sequência A junto à linha de charneira, voltando a espessar na forma de um *rollover* contra o qual refletores sísmicos se dispõem em *downlap* aparente. Essa geometria provavelmente indica um deslizamento da Sequência A no sentido do depocentro da bacia, causado por pulso tectônico atuante na zona de charneira e favorecido pela presença de sal.

Figure 7

Seismic time section showing Sequence A abrupt thinning next to the hinge line, thickening again in the form of a *rollover* structure against which seismic reflectors draw up compound apparent *downlap* terminations. This geometry probably indicates a landslide caused by a tectonic pulse favored by the presence of salt that affected the hinge line zone.

nos flancos ocidentais dos anticlinais de compensação (*rollovers*) que começam a se formar no sentido do depocentro da bacia. A percepção destes refletores descontinuados não se estende, no sentido *downdip*, por mais de dez (10) quilômetros, provavelmente em função do aumento da movimentação do sal e do soterramento nesta área. Os dobramentos observados no bloco alto e que afetam estratos albianos e pós-albianos (uma área na zona de charneira e outra cerca de 7 km a oeste – Fig. 4) são interpretados como dobras distensionais causadas pela configuração do tipo *ramp/flat/ramp*, ou seja, devido à quebra do gradiente do plano da superfície de descolamento na base do sal (Matos, 1993; Ehrlich *et al.*, 2004). Esses dobramentos, situados na seção pós-sal, estão sobrepostos a áreas em que o gradiente do topo do embasamento também varia simetricamente, o que nos permite inferir que a tectônica que envolve o embasamento também afetou pacotes mais jovens, pelo menos até o refletor correspondente à superfície de descolamento (base do sal). Na porção proximal da mesma seção observa-se feição de origem provavelmente compressional / transpressional, apresentando-se dobrados, tanto os refletores da base do sal como do topo do embasamento.

estratigrafia: as sequências deposicionais albianas

Com base nos horizontes albianos mapeados foram definidas duas sequências deposicionais.

sequência A (palinozona B de Botelho Neto, 1996)

Esta sequência é limitada na base pelo horizonte sísmico que corresponde ao nível da base dos evaporitos do Membro Itaúnas da Formação Mariricu (Aptiano Superior; Fig. 4). O topo é configurado por um horizonte sísmico correspondente a um truncamento erosional (Figs. 4 e 7), cujo mapa estrutural apresenta linhas de isocontorno subparalelas de direção aproximada norte-sul (tendência herdada do embasamento que também se constata nos demais mapas estruturais mostrados). Na porção centro-leste

da Plataforma de Regência (de norte a sul), as terminações de refletores sísmicos dessa sequência, mostram um padrão de aparente *downlap* devido aos falhamentos lítricos, responsáveis também pelos anticlinais de compensação (*rollovers*; observar refletores desta sequência em falso *downlap* contra a base do *sal*; Fig. 7: entre os poços “b” e “c”). Na porção oeste da Plataforma, em contexto mais proximal, a Sequência A não se apresenta deformada pela halocinese, apresentando os horizontes sísmicos relativamente paralelos. Isto provavelmente indica que a halita, agente facilitador da tectônica adiastrófica por suas condições reológicas, não se depositou nesta área ou foi precocemente dissolvida por influência de contato com águas meteóricas (Fig. 4). O topo desta sequência corresponde a um horizonte sísmico de características erosivas, visível principalmente na porção centro-leste da área de estudo. Ele delimita a Sequência A, cujos estratos, no geral, estão mais afetados pela halocinese, da Sequência B, onde os refletores sísmicos tendem a se mostrar mais paralelos e concordantes (Fig. 4). Na carta estratigráfica modificada (Fig. 5) essa seção corresponde à sequência albiana mais basal.

Do ponto de vista litológico esta sequência inclui rochas siliciclásticas (arenitos arcoseanos muito finos a conglomeráticos, siltitos e conglomerados) e, subordinadamente, carbonatos do tipo *packstones* a *grainstones* oncolíticos (França *et al.*, 2007) e anidritas.

Ao visualizar-se o mapa de litofácies da Sequência A (Fig. 8a), assim como o mapa paleogeográfico dele deduzido e seu respectivo bloco diagrama, discriminam-se dois compartimentos distintos cujo contato está realçado por uma linha vermelha tracejada (Fig. 8a). Enquanto na porção NNW dessa linha dominava a sedimentação siliciclástica (cor laranja e verde; Figs. 8a, 8c e 8d) na região SSE ocorria a deposição de clastos de natureza híbrida e, secundariamente, carbonática (respectivamente cor amarela e azul; Figs. 8a, 8c e 8d). Em uma primeira aproximação, pode-se dizer que as fácies siliciclásticas representam o *input* continental enquanto as fácies híbridas a carbonáticas indicam a deposição em contexto marinho.

No contexto deposicional siliciclástico, os clastos de granulometria mais grossa (cor laranja na Figs. 8c e 8d) distribuem-se em dois elementos dispostos de forma quase ortogonal entre si. O primeiro desses foi vinculado a um sistema fluvial proveniente de NNW que passa para um sistema deltaico à medida que avança para SSE. O segundo, orientado no sentido NE, foi relacionado à ação de correntes de deriva litorânea geradas por ondas que redistribuíam as

areias deltaicas para NE, gerando assim um sistema de barreira litorânea contemporâneo. Nesse contexto, os clastos de granulometria mais fina (áreas verdes; Fig. 8a) foram vinculados a ambientes lagunares e de planícies de inundação desenvolvidos atrás da barreira litorânea e ao lado do cinturão de canais fluviais (Fig. 8c), respectivamente.

A SE da linha vermelha (Fig. 8a) instalou-se de forma mais perene um sistema deposicional marinho raso de natureza híbrida e, secundariamente, carbonática (área amarela e azul, respectivamente; Figs. 8c e 8d). Percebe-se que a sedimentação carbonática era favorecida nas imediações da zona de charneira e porção centro-leste do bloco baixo. Essa disposição dos carbonatos sugere zonas mais rasas que seu entorno, uma vez que a sedimentação carbonática é favorecida nestas condições enquanto os sedimentos siliciclásticos tendem a se acumular nos sítios mais baixos (Wilson, 1975; Esker *et al.*, 1998; Friedman, 1988).

Assim, as Figs. 8c e 8d, mostram, de forma genérica, o posicionamento preferencial dos principais elementos fisiográficos durante a acumulação da Sequência A: cinturão de canais fluviais e planície de inundação; sistemas litorâneos dominados por rios (delta) e por ondas (barreira litorânea e laguna); sistema marinho raso híbrido associado à mescla dos sedimentos siliciclásticos com aqueles produzidos pela fábrica carbonática. Essa última desenvolvia-se em prováveis e incipientes paleoaltos relativos associados a uma então incipiente zona de charneira (Falha Cedro-Rio Doce), que sofreria uma reativação proeminente em tempos posteriores à sedimentação da Sequência A.

Em síntese, a vinculação dos depósitos fluviais a um padrão entrelaçado se deve à granulometria relativamente grossa dos depósitos. Dentre os sistemas litorâneos, a orientação e morfologia permite distinguir o delta de um sistema de cordões regressivos. A fábrica carbonática encontrava melhores condições de produzir sedimento junto a altos estruturais situados mais distalmente. Por fim, o sistema deposicional marinho raso de natureza mista registrava a transição entre o contexto carbonático e o siliciclástico. Exemplos de sistemas mistos com paleogeografia semelhante, onde o nível de base apresenta um gradiente suave (plataforma em rampa), e em que ocorre uma tendência à transição na sedimentação desde sedimentos siliciclásticos situados proximalmente (por vezes incluindo sedimentação fluvio-deltaica) sedimentos marinhos híbridos na posição intermediária e carbonáticos distalmente, com indícios de retrabalhamento, podem ser encontrados tanto na costa da Florida, no Neógeno

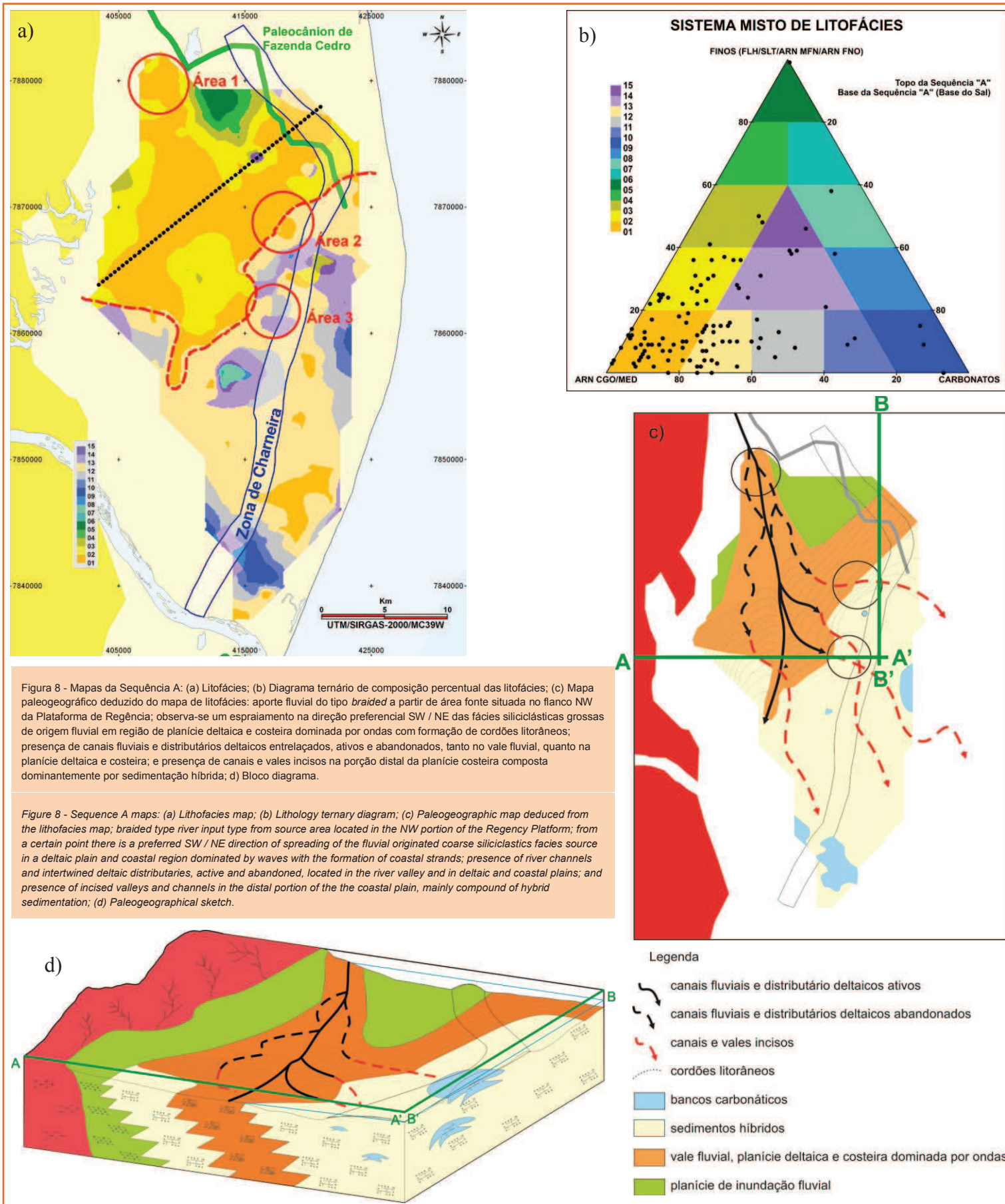


Figura 8 - Mapas da Sequência A: (a) Litofácies; (b) Diagrama ternário de composição percentual das litofácies; (c) Mapa paleogeográfico deduzido do mapa de litofácies: aporte fluvial do tipo *braided* a partir de área fonte situada no flanco NW da Plataforma de Regência; observa-se um espreadimento na direção preferencial SW / NE das fácies siliciclásticas grossas de origem fluvial em região de planície deltaica e costeira dominada por ondas com formação de cordões litorâneos; presença de canais fluviais e distributários deltaicos entrelaçados, ativos e abandonados, tanto no vale fluvial, quanto na planície deltaica e costeira; e presença de canais e vales incisos na porção distal da planície costeira composta predominantemente por sedimentação híbrida; d) Bloco diagrama.

Figure 8 - Sequence A maps: (a) Lithofacies map; (b) Lithology ternary diagram; (c) Paleogeographic map deduced from the lithofacies map; braided type river input type from source area located in the NW portion of the Regency Platform; from a certain point there is a preferred SW / NE direction of spreading of the fluvial originated coarse siliciclastics facies source in a deltaic plain and coastal region dominated by waves with the formation of coastal strands; presence of river channels and intertwined deltaic distributaries, active and abandoned, located in the river valley and in deltaic and coastal plains; and presence of incised valleys and channels in the distal portion of the the coastal plain, mainly compound of hybrid sedimentation; (d) Paleogeographical sketch.

(McNeill *et al.*, 2004), quanto no passado geológico mais remoto: Albiano das bacias do Baixo Congo e Kwanza, em Angola (Lomando & Harris, 1991 e Eichenseer *et al.*, 1999), no Permiano da Permian Basin (Borer e Harris, 1991) e no Carbonífero do Alto Estrutural do Centroeste de Kansas, Estados Unidos (Cuzella *et al.*, 1991).

Um último elemento presente na interpretação paleogeográfica, mas ainda não mencionado, se refere a canais / vales incisos recortando os sedimentos marinhos de natureza híbrida e carbonática (Figs. 8c e 8d). A presença desses foi deduzida a partir da ocorrência de sucessões granodecrescentes de arenitos grossos a finos, comumente estratificados, culminando com níveis de pelitos carbonosos, conforme visualizado em testemunhos de poços perfurados na Área 3 e interpretado a partir de poços localizados em outras áreas.

A Sequência A mostra através da coluna litológica dos poços (Fig. 7), um aumento sutil, da base para o topo, na proporção de carbonatos. Tal acréscimo se inicia de forma precoce nas porções intermediária à distal da plataforma, marcando uma gradual retrogradação, na escala de terceira ordem, das fácies siliciclásticas e resultante do implante das fácies mistas e carbonáticas onde antes as primeiras dominavam.

A. Seu limite superior corresponde ao topo do Albiano e é caracterizado por uma acentuada discordância causada por um evento que erodiu parte significativa da sequência e que é claramente visível na zona de charneira e no bloco baixo (Figs. 4 e 7). O refletor que corresponde ao topo do Albiano é de difícil rastreamento sísmico, em função da vizinhança de refletores correspondentes a camadas de carbonato de idades distintas, tanto albianas quanto terciárias, movimentados pela halocinese. Isso fez com que mais de 110 poços (entre exploratórios e explotatórios) fossem utilizados, realizando-se criteriosa calibração dos mesmos às seções sísmicas, o que propiciou um rastreamento mais confiável do refletor associado ao topo do Albiano.

Na porção ocidental da Plataforma de Regência, outra importante discordância observada indica que a erosão de rochas albianas ocorreu no Paleogeno (Discordância Pré-Eoceno Superior; Fig. 4).

Internamente à Sequência B ocorre um horizonte sísmico (“Marco Glauconita”) que registra uma superfície de inundação máxima. Assim, para esta sequência pôde-se reconhecer dois intervalos estratigráficos: o Trato de Sistemas Transgressivo B1, retrogradante, mais antigo, e o Trato de Sistemas de Mar Alto B2, progradante, mas também transgressivo, e mais jovem.

O trato mais novo encontra-se restrito ao bloco alto, pois o “Marco Glauconita”, que indica a sua base, foi removido a leste (bloco baixo) pela erosão que removeu o topo do Albiano (Figs. 4 e 7). Esse marco é diagnosticado por intervalos de arenitos que apresentam alta radioatividade (Fig. 9) devido à abundante presença do mineral que lhe empresta o nome ao marco (Pedro de César – informação verbal, 1993), sendo somente constatado, no bloco alto (Figs. 4 e 7), nos poços perfurados na porção centro-leste da Plataforma de Regência. Como se sabe, glauconita é um mineral autigênico, de origem de marinha, associado, muitas vezes, a zonas de condensação (denotam hiato deposicional; Fig. 9).

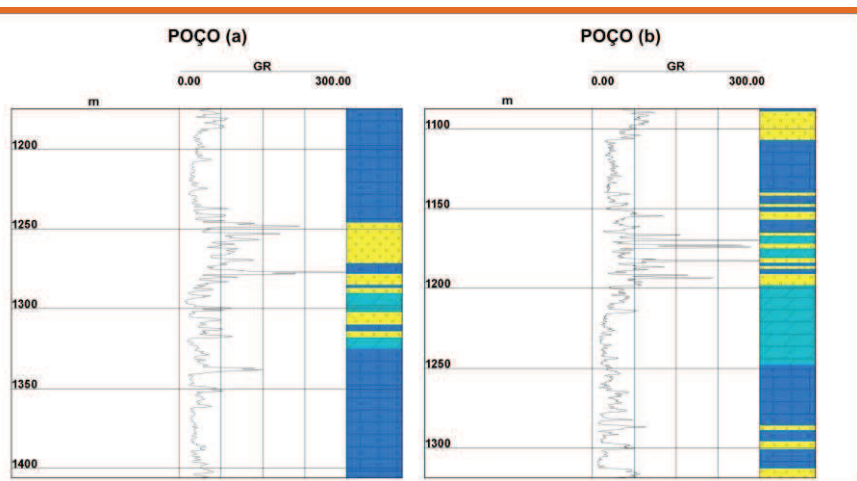


Figura 9 - Perfil composto de dois poços “a” e “b” situados no bloco alto, na porção centro-leste da plataforma, ilustrando o intervalo de arenitos radioativos (valores maiores do que 150 API) que caracteriza o “Marco Glauconita”.

Figura 9 - Wells masterlogs from two wells (“a” and “b”) situated on the higher block showing sandstones with high gamma ray values (higher than 150 API) that characterizes “Marco Glauconita”.

sequência B (palinozonas C e D de Botelho Neto, 1996)

Limita-se, na base, pelo horizonte equivalente à discordância erosiva que marca o topo da Sequência

trato de sistemas transgressivos - “B1”

Os mapas de litofácies, paleogeográfico e bloco diagrama do Trato B1 (Fig. 10), se comparados com a Sequência A (Fig. 8), mostram uma clara retrogradação das fácies siliciclásticas, e seus respectivos ambientes de sedimentação, e o consequente avanço, para onshore, das litologias carbonáticas, inclusive transpassando a zona de

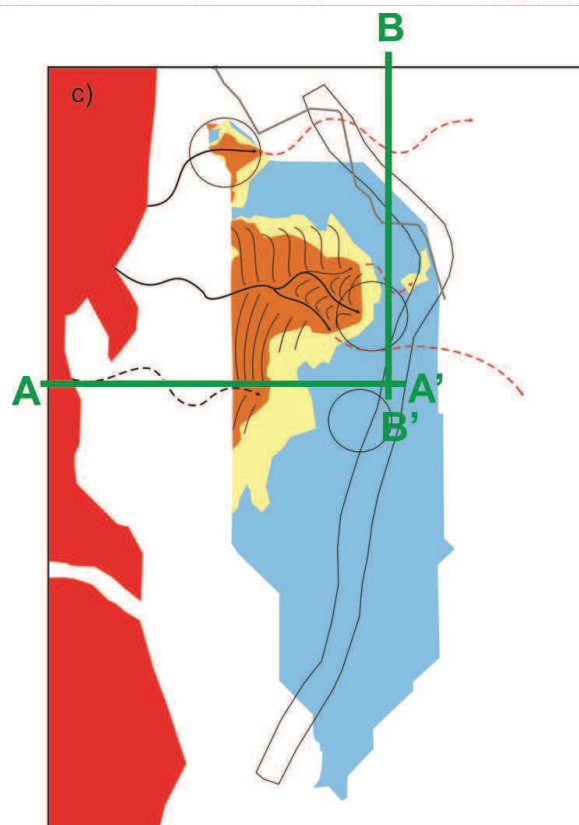
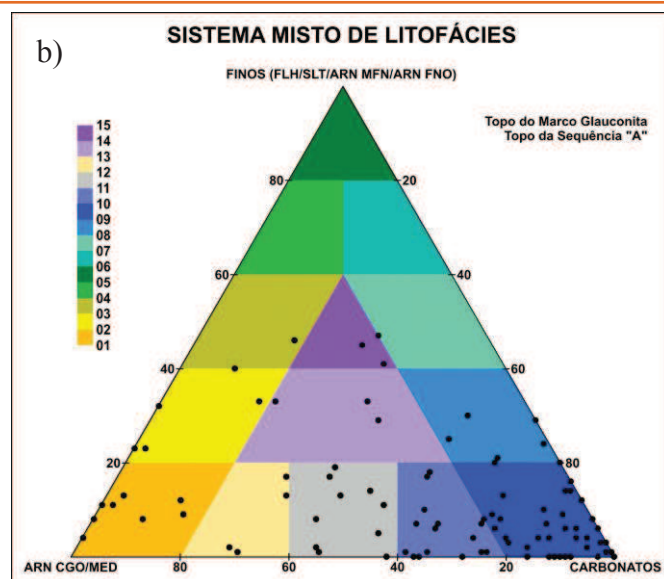
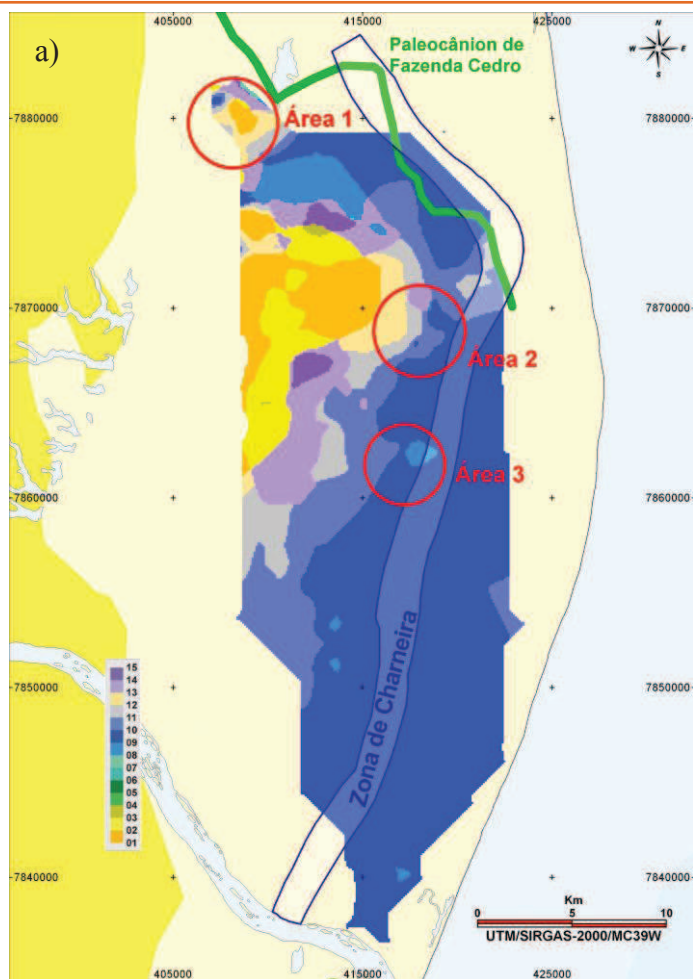


Figura 10 - Mapas da Sequência B / intervalo B1; (a) Mapa de litofácies; (b) Diagrama ternário de composição percentual das litofácies; (c) Mapa paleogeográfico deduzido do mapa de litofácies: mudança de direção do principal corpo de aporte fluvial do tipo *braided*, agora a partir de área fonte situada no flanco NW da Plataforma de Regência, a oeste da Área 2, adentrando a plataforma na direção W/E; nota-se retrogradação das fácies siliciclásticas (vale fluvial e planícies deltaica e costeira dominada por ondas) em relação ao constatado na Sequência A, juntamente com uma diminuição sensível na área de ocorrência das fácies híbridas que formam uma estreita faixa circundando as primeiras, com a tomada do espaço de acomodação respectivo por parte das fácies carbonáticas; (d) Bloco diagrama.

Figure 10 - Sequence B - B1 interval maps: (a) Lithofacies map; (b) Lithology ternary diagram; (c) Paleogeographic map deduced from the lithofacies map: there is a change in the main alluvial direction influx, now coming from the source area also located in the NW portion of Plataforma de Regência, but just west of Area 2 circle, entering the platform from W/E direction; we can notice a siliciclastic facies (deltaic plain and coastal region dominated by waves with the formation of coastal strands) retrogradation comparing with Sequence A, together with a perceptible decrease in hybrid facies spatial occurrence that performs a narrow track surrounding the first mentioned siliciclastic facies, with the respective accommodation space left behind being taken by the carbonate facies; (d) Paleogeographical sketch.

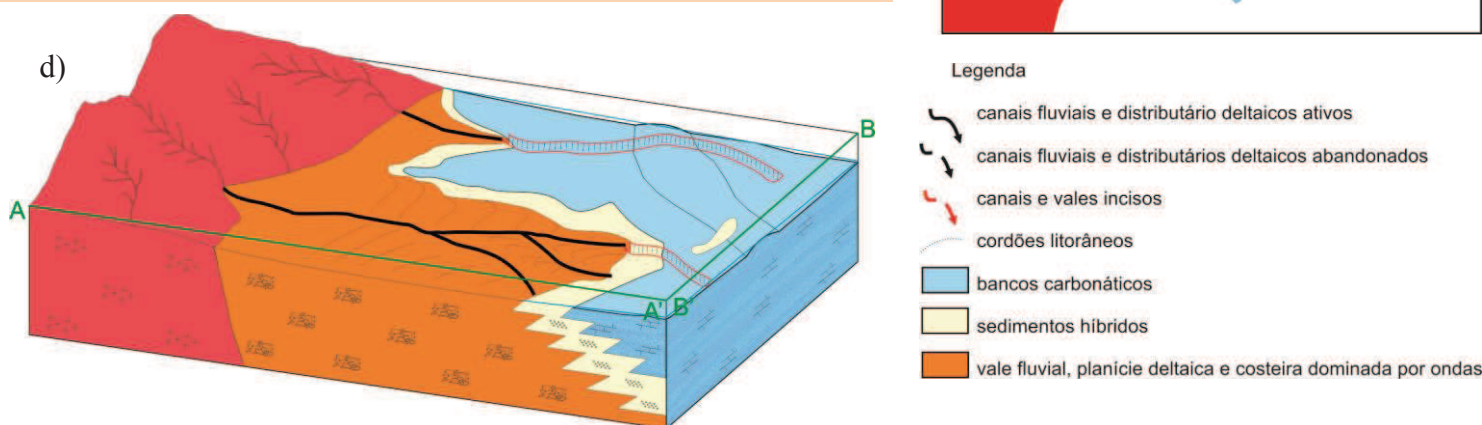
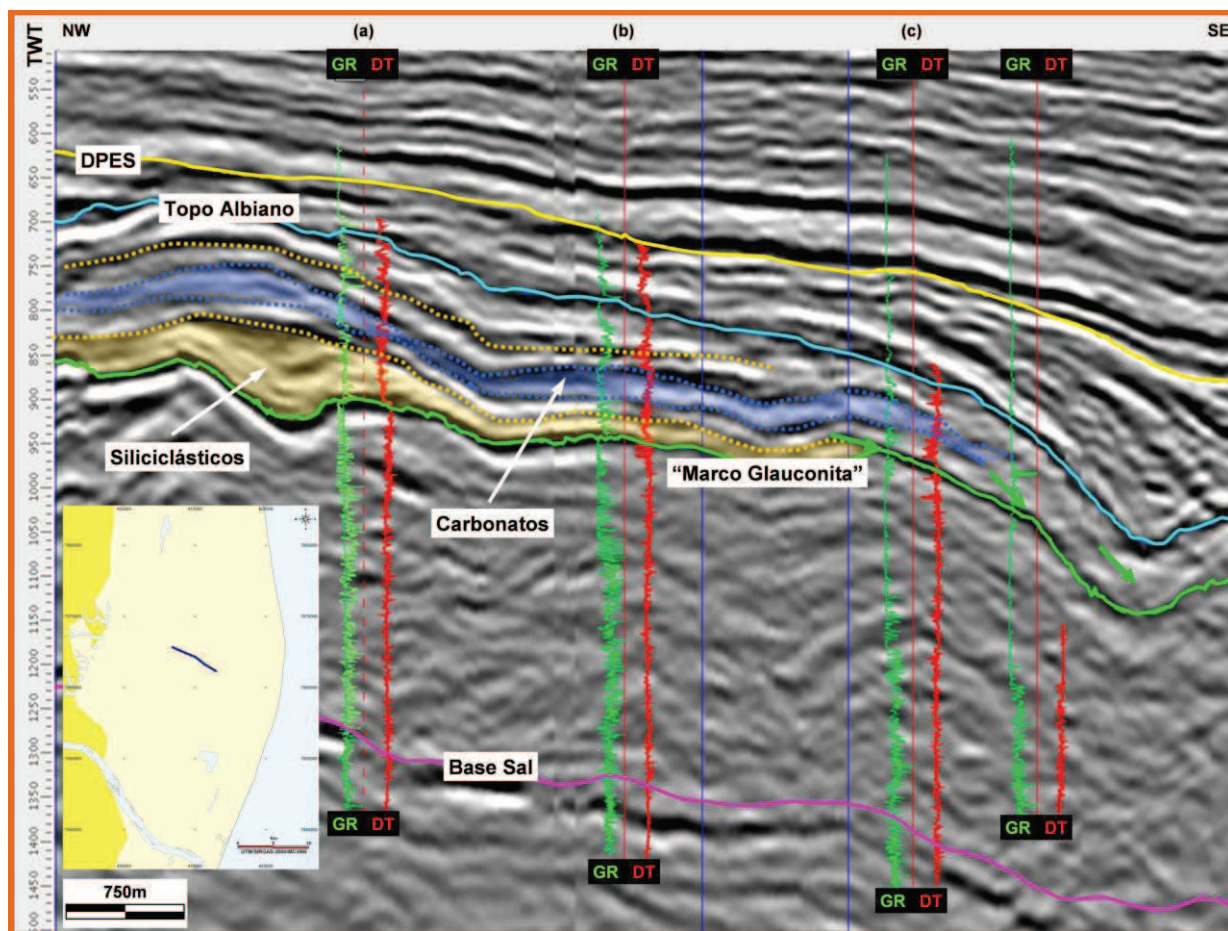


Figura 11

feições sísmicas de *downlap* sobre o marco de afogamento ("Marco Glaucionita"); feições sísmicas progradantes (padrão *shingled*) tanto em fácies siliciclásticas (em amarelo) quanto em carbonáticas (em azul; baixos valores de RG).

Figure 11

seismic *downlap* features over the "Glaucionite Marker" flooding surface; prograding features (*shingled* pattern) not only made of siliciclastic (yellow) facies but also the carbonatics (in blue, low gamma ray values).



charneira. Aparentemente, a direção principal de aporte de siliciclásticos para este tempo mudou do sentido NW / SE (imediações da Área 1), como era na sequência anterior, para W / L (a oeste da Área 2). As fácies siliciclásticas ainda dominam na porção norte da plataforma, enquanto que as híbridas circundam as primeiras e gradam, distalmente, para carbonatos (Fig. 10). O sistema costeiro dominado por ondas (cordões regressivos e laguna associada) identificado na Sequência A não aparece de forma clara no mapa de litofácies enquanto que o deltaico está muito bem definido (Fig. 10). O sistema deposicional marinho raso de natureza híbrida torna-se bem mais reduzido do que no intervalo anterior, provavelmente a expensas de uma acentuada produção de carbonatos.

Observa-se ao longo da zona de Falha Cedro-Rio Doce, logo ao norte da Área 2, que há uma descontinuidade das litofácies francamente carbonáticas, o que indica uma passagem de siliciclásticos (possíveis vales / canais incisos) bacía adentro ratificada pelo aumento percentual de siliciclásticos em poços perfurados nesta área.

Trato de sistemas de mar alto - "B2"

Este trato caracteriza-se, na sísmica, por clinoformas que progradam no sentido do depocentro da bacia (Fig. 11), mas que do ponto de vista faciológico, mostra retrogradação das fácies siliciclásticas, com o implante de fácies híbridas (Fig. 12) em locais onde, no Trato B1 predominavam fácies siliciclásticas médias a grossas (Fig. 10). Isto sugere que a área fonte dos terrígenos estava menos ativa durante o período e / ou que o clima se tornou mais seco (menores taxas pluviométricas). O pulso tectônico ocorrido durante o Albiano, dividindo a Plataforma em bloco alto (porção centro-oeste) e bloco baixo (porção leste), teria configurado a borda externa da zona de charneira como uma borda de plataforma (*shelf edge*) deposicional. A análise petrográfica de amostras de calha em poços situados nesta área mostrou litofácies de moderada à alta energia (*grainstones* cimentados), o que poderia explicar, pelo menos em parte, os valores mais altos de velocidade sísmica constatados neste trato de sistemas próximo à zona de Falhas Cedro / Rio Doce (Fig. 13).

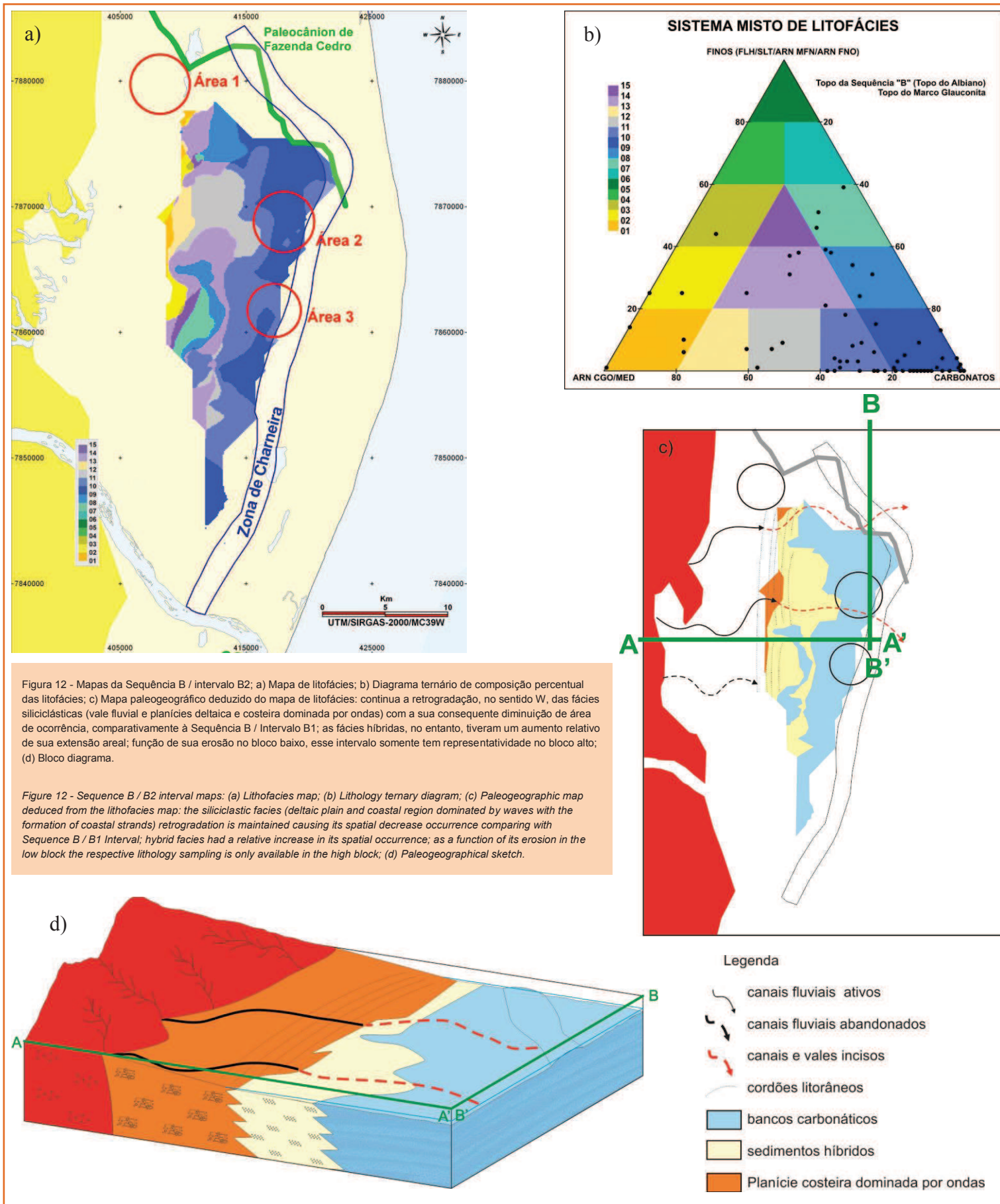


Figura 12 - Mapas da Sequência B / intervalo B2; a) Mapa de litofácies; b) Diagrama ternário de composição percentual das litofácies; c) Mapa paleogeográfico deduzido do mapa de litofácies: continua a retrogradação, no sentido W, das fácies siliciclásticas (vale fluvial e planícies deltaica e costeira dominada por ondas) com a sua consequente diminuição de área de ocorrência, comparativamente à Sequência B / Intervalo B1; as fácies híbridas, no entanto, tiveram um aumento relativo de sua extensão areal; função de sua erosão no bloco baixo, esse intervalo somente tem representatividade no bloco alto; (d) Bloco diagrama.

Figure 12 - Sequence B / B2 interval maps: (a) Lithofacies map; (b) Lithology ternary diagram; (c) Paleogeographic map deduced from the lithofacies map: the siliciclastic facies (deltaic plain and coastal region dominated by waves with the formation of coastal strands) retrogradation is maintained causing its spatial decrease occurrence comparing with Sequence B / B1 Interval; hybrid facies had a relative increase in its spatial occurrence; as a function of its erosion in the low block the respective lithology sampling is only available in the high block; (d) Paleogeographical sketch.

De modo mais enfático do que constatado no mapa de litofácies do Trato de Sistemas Transgressivo B1 (Fig. 10), o mapa de litofácies desse intervalo (Fig. 12) mostra descontinuidades (cor azul claro em contraste com azul mais escuro; essa última cor denotaria a plataforma carbonática sem descontinuidades) sugestivas da existência de *tidal inlets* ao longo da zona de Falha Cedro / Rio Doce, tanto a norte como a sul da Área 3. Essas descontinuidades podem indicar o efeito da atuação de correntes de marés (*ebb and flood tidal currents* – Harris *et al.*, 2005 e Reeder & Rankey, 2009). Esses sítios também contêm uma presença mais significativa de siliciclásticos (Figs. 10 e

12), configurando uma área de passagem bacia adentro.

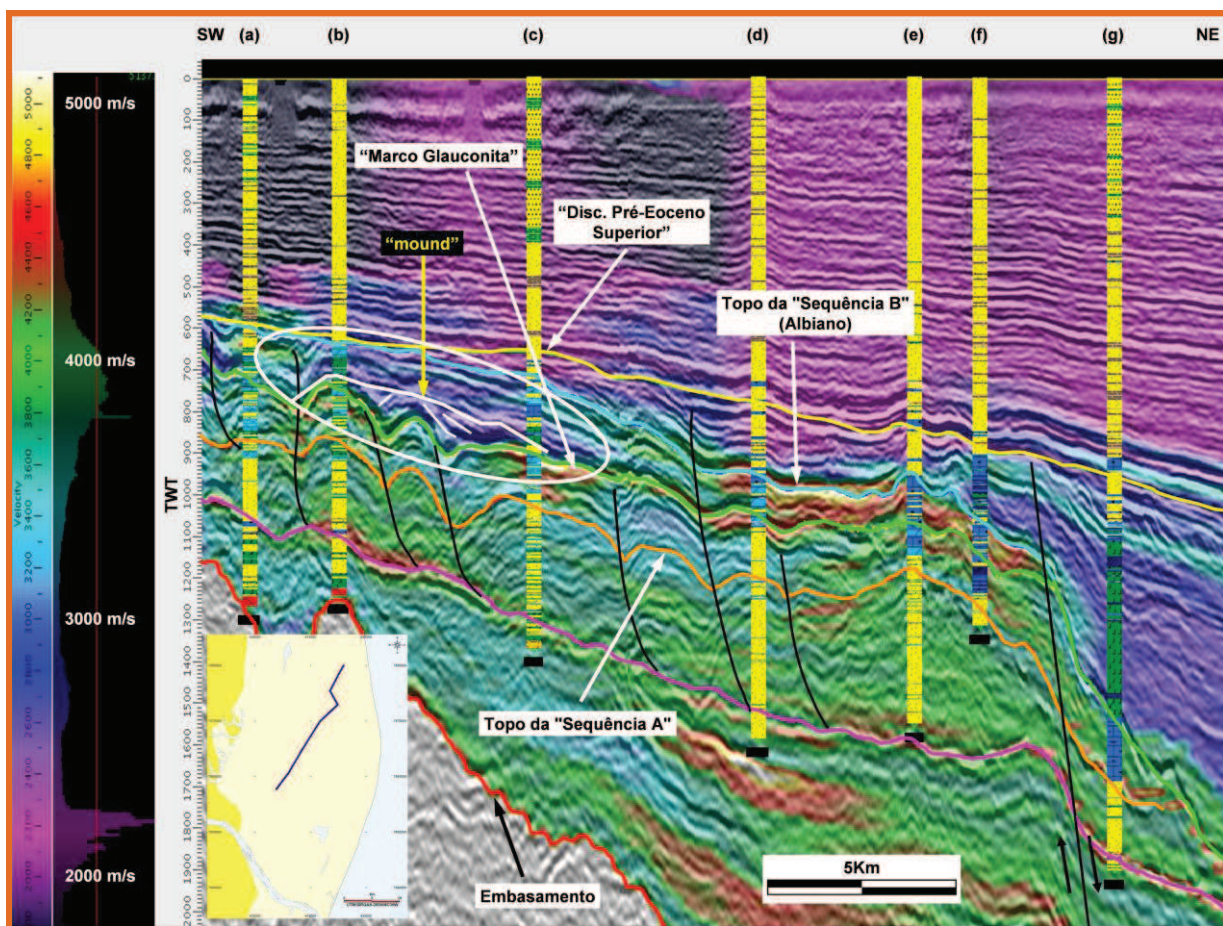
Sismoestratigrafias com geometria indicativa da feição sismoestratigráfica de *mound* (turbidito?), com cerca de 80/100m de espessura, são observadas em nível estratigráfico acima do “Marco Glauconita” (Fig. 13). A análise da disposição dessas feições, conjugada com estudo de perfis e amostras de calha (folhelho), na área dos poços “b” e “c” (Fig. 11), sugere aumento significativo de espaço de acomodação em ambiente marinho mais profundo do que se espera normalmente em áreas plataformais de águas rasas. Nessas últimas costuma-se constatar clinofórmias do tipo *shingled*.

Figura 13

Seção sísmica dip (em tempo) apresentando, através de padrão de cores, variações de velocidades sísmicas; feição sismoestratigráfica do tipo *mound* – águas relativamente mais profundas; variação de fácies siliciclásticas (SW) para carbonáticas (NE) ao longo da mesma linha de tempo (mesmos horizontes); aumento da velocidade sísmica junto à antiga borda plataforma (*grainstones* cimentados).

Figure 13

Time seismic dip section showing through standard colors, seismic velocity variations; seismostratigraphic mound feature – deeper waters; variation from siliciclastic (SW) to carbonate (NE) facies along the same time line horizons; seismic velocity increase in the ancient depositional shelf edge (cemented grainstones).



conclusões

O pulso tectônico responsável pela mudança no gradiente da base do sal na zona de charreira ocorreu, provavelmente, durante o Albiano Inferior. É provável que este evento tectônico esteja associado à gênese da superfície discordante que limita as duas sequências deposicionais descritas (A e B).

O rastreamento do “Marco Glauconita” (superfície de inundação máxima) propiciou uma divisão mais

acurada da estratigrafia do Albiano da Plataforma de Regência. Assim, para este Andar, foram reconhecidos três pacotes estratigráficos: Sequência A, de caráter transgressivo e a Sequência B, subdividida em intervalo retrogradante (Trato de Sistemas Transgressivo B1) e progradante (Trato de Sistemas de Mar Alto B2).

O mapa de litofácies aponta para o predomínio de sedimentos siliciclásticos durante a deposição da Sequência A, com aporte sedimentar proveniente do extremo noroeste da plataforma e sedimentação de

fácies híbridas e carbonáticas nas porções mais distais. Observa-se a tendência de concentração de fácies carbonáticas nas proximidades da zona de Falha Cedro/Rio Doce o que, somado às evidências sísmicas, permite pressupor que essa área tenha se constituído em um paleoalto relativo. É visível uma demarcação paleogeográfica das litofácies através de uma linha imaginária de direção SW / NE, separando fácies tipicamente siliciclásticas daquelas de natureza híbrida e carbonática, essas últimas de importância secundária. Esta linha corresponderia a uma paleolinha de costa limitando um delta (a SW) e a uma barreira litorânea (a NE) da sedimentação marinha rasa de natureza híbrida durante a sedimentação da Sequência A.

O topo da Sequência A é marcado por um truncamento erosivo claramente visível nas seções sísmicas. Esta superfície coincide com um importante deslocamento de fácies (relativo à Sequência A), quando da deposição da Sequência B. Após o pulso tectônico e o evento erosivo subsequente (Albiano Inferior), implantou-se uma plataforma carbonática na porção centro-leste e sedimentaram-se fácies híbridas em boa parte da porção proximal oeste-noroeste da Plataforma de Regência. Os mapas de litofácies, paleogeográficos e seções sísmicas de velocidade (Sequência B) aliados às informações petrográficas provenientes de amostras de calha, permitem a interpretação da presença de bancos carbonáticos, separados por descontinuidades no corpo carbonático principal, ao longo da charneira, possivelmente causadas por correntes (erosivas) de marés (*tidal inlets*) e que, também, podem ter atuado como passagem de sedimentos siliciclásticos provindos das porções proximais em direção ao depocentro da bacia.

A porção superior da Sequência B (intervalo B2) se caracteriza tanto pela retrogradação de fácies, com carbonatos transgressivos se sobrepondo às fácies híbridas e siliciclásticas mais proximais, como pelo arranjo geométrico das sismofácies como clinoformas do tipo *shingled*, caracterizando assim um trato de sistemas de mar alto acumulado em uma plataforma rasa. Isto sugere uma fonte de siliciclásticos menos ativa, possivelmente em função de um clima mais seco que permitia que as fácies carbonáticas se ampliassem tanto distalmente (aspecto progracional das clinoformas) como em direção as porções proximais (natureza transgressiva do registro).

Foi observada logo acima do Marco Glauconita uma feição sismoestratigráfica localizada do tipo *mound* (calha halocinética com cerca de 100m de espessura). A análise conjugada desta sismofácies com perfis de poços e amostras de calha (presença de folhelhos e margas) indica um aumento significativo de espaço de

acomodação em ambiente antes interpretado como exclusivamente de águas rasas (plataformal/transicional/continental).

A análise de seções sísmicas em velocidade, balizadas pelas colunas litológicas dos poços, devidamente ajustadas, possibilitou constatar o sincronismo, considerando uma escala temporal de terceira ordem, na deposição de sedimentação siliciclástica, híbrida e carbonática em vários momentos evolutivos durante o Albiano, na área de estudo.

Obs. O órgão responsável pelos estudos biocronoestratigráficos, no âmbito da Petrobrás, está reavaliando as datações atribuídas ao Andar Albiano.

agradecimentos

Aos geólogos Julius Heinerici, Wilson R. Winter, Paulo Tibana, Roberto Bonora, Renato Gonzalez e Luciano Arantes Costa, Josemar S. Pereira Filho, Rosilene Lamounier França e Robert Stirling, intérpretes que já trabalharam na Plataforma de Regência em anos passados, pela experiência transmitida através de relatórios confeccionados no âmbito interno à Companhia.

Aos colegas da UO-ES/EXP/ABIG pelo amadurecimento proporcionado pela troca de idéias no dia a dia.

Aos colegas Rosana Gabriela e Diógenes Lessa pelos trabalhos de edição.

Aos gerentes Luiz Robério, Fernando Taboada e Renato Gonzales pelo apoio.

À Petrobrás pelo incentivo ao aprimoramento técnico de seus funcionários.

referências bibliográficas

Azevedo, R. L. M.; Gomide, J.; Viviers, M. C.; Hashimoto, A. T. Bioestratigrafia do cretáceo marinho da Bacia de Campos – Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, p. 147-153, 1987.

Borer, J. J. M.; Harris, P. M. Lithofacies and cyclicity of the Yates Formation, Permian Basin: Implications for reservoir heterogeneity. **AAPG Bulletin**, v. 75, p. 726-779, 1991.

Botelho Neto, J. **Porção Norte da Plataforma de Regência - Bacia do Espírito Santo: caracterização palinoestratigráfica e evolução paleoambiental**. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1996. Dissertação de Mestrado.

Cuzella, J. J.; Gough, C. P.; Howard, S. C. **Depositional environments and facies analysis of the Cherokee Group in west-central Kansas**. In: Lomando, A.J. and Harris, Paul, eds. Mixed carbonate-siliciclastic sequences: SEPM Core Workshop, 1991, v. 15, p. 273-308.

Dias-Brito, D.; Arai, M.; Shimabukuro, S.; Azevedo, R. L. M. Estratigrafia do plâncton albião da bacia de Campos: um reconhecimento a partir do poço 3-BO-3-RJS. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, Rio Claro. **Boletim de Resumos**, Universidade Estadual do Estado de São Paulo, 1990, v. 1, p. 41-42.

Ehrlich, D.; Gabrielsen, R. H. The complexity of a ramp-flat-ramp fault and its effect on hanging-wall structuring: an example from the Njord Oil Field, offshore mid-Norway. **Petroleum Geoscience**, v. 10, p. 305-317, 2004.

Eichenseer, H. T., Walgenwitz, F. R. Biondi, P.J. Stratigraphic control on facies and diagenesis of dolomitized oolitic siliciclastic ramp sequences (Pinda Group, Albion, Offshore Angola), **AAPG Bulletin**, v. 83, n. 11, p. 1729-1758, 1999.

Esler, D., Eberli G. P., McNeill, D. F. The structural and sedimentological controls on the reoccupation of quaternary incised valleys, Belize, Southern Lagoon. **AAPG Bulletin**, v. 82, n. 11, p. 2075-2109, 2004.

França, R. L.; Tokutake, L. R. Bacia do Espírito Santo. In: Fundação Paleontológica Phoenix. **Phoenix**. Aracaju. Sergipe, 2004, n. 69, p. 1-6.

França, R. L.; Del Rey, A. C.; Tagliari, C. V.; Brandão, J. R.; Fontanelli, P. R. Bacia do Espírito Santo. In: Boletim de Geociências da Petrobras. **Cartas Estratigráficas**. Rio de Janeiro, 2007, v. 15, n. 2, p. 501-510.

Friedman, G. M. **Case histories of coexisting reefs and terrigenous sediments: The Gulf of Elat (Red Sea), Java sea, and neogene basin of the Negev, Israel**. In: Doyle, L. J. and Roberts, H. H., eds, Carbonate-clastic transitions: Amsterdam, Elsevier, 1988, p. 77-97.

Harris, P. T.; Heap, A.; Passlow V.; Hughes M.; Daniell, J.; Hemer M.; Anderson, O. Tidally incised

valleys on tropical carbonate shelves: an example from the northern Great Barrier Reef, Australia. **Marine Geology**, v. 220, p. 181-204, 2005.

Lomando, A. J.; Walker, T. L. **Wamba Field, People's Republic of Angola, a Cenomanian mixed carbonate-siliciclastic reservoir**. In: Lomando, A.J. and Harris, Paul, eds. Mixed carbonate-siliciclastic sequences: SEPM Core Workshop, 1991, v. 15, p. 245-271.

McNeill, D. F.; Cunningham K. J., Guertin L.A., Anselmetti F. S. **Carbonate-siliciclastics in the South Florida Neogene: application to ancient deposits**. In: Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling: AAPG Memoir 80, 2004, p. 23-43.

Matos, R. D. Geometry of the hanging wall above a system of listric normal faults; a numerical solution. **AAPG Bulletin**, v. 77, p. 1839-1859, 1993.

Reeder, S. L.; Rankey, E. C. Controls on morphology and sedimentology of carbonate tidal deltas, Abaco, Bahamas. **Marine geology**, v. 267, n. 3-4, p. 141-155, 2009.

Tagliari, C. V.; Cunha, A. A. S.; Paim, P. S. Orbital-driven cyclicity and the role of halokinesis on accommodation within siliciclastic to carbonate, shallow-water albian deposits in the Espírito Santo Basin (southeastern Brazil). **Cretaceous Research**, v. 35, p. 22-32, 2012.

Uesugui, N. **Posição estratigráfica dos evaporitos da Bacia de Sergipe-Alagoas**. Revista Brasileira de Geociências, 17, 131-134, 1987.

Vail, P. R.; R. G. Todd; J. B. Sangree. **Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 5. Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation**. AAPG, Memoir 26, 1977, p. 99-116.

Van Wagoner, J. C.; Posamentier, H. W.; Mitchum, R. M.; Vail, P.R.; Sarg, J. F.; Loutit, T. S.; Hardenbol, J. **An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions**. In: 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: SEPM Special Publication 42, 1988, p. 39-45.

Wilson, J. L. **Carbonate facies in geological history**. New York: Springer-Verlag, 1975. 471 p.



Orbital-driven cyclicity and the role of halokinesis on accommodation within siliciclastic to carbonate, shallow-water Albian deposits in the Espírito Santo Basin, southeastern Brazil

Claudio Vinicius Tagliari^{a,*}, Armando Antonio Scarparo Cunha^b, Paulo Sérgio Gomes Paim^c

^a PETROBRAS/EE&P/UO-ES/EXP/ABIG, Av. Nossa Senhora da Penha, 1688, Pilotis 2 Bloco 4, EDIVIT, Barro Vermelho, 29057-550 Vitória-ES, Brazil

^b PETROBRAS/CENPES/PDEXP/BPA, Cidade Universitária, Quadra 7, Ilha do Fundão, 21949-900 Rio de Janeiro-RJ, Brazil

^c UNISINOS/PPGGeo, Av. Unisinos, 950, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 93022-000 São Leopoldo-RS, Brazil

ARTICLE INFO

Article history:

Received 11 November 2010

Accepted in revised form 12 November 2011

Available online 1 December 2011

Keywords:

Cyclostratigraphy

Spectral analysis

Milankovitch cycles

Halokinesis and sedimentation

Mixed siliciclastic-carbonate

Shallow-water deposits

ABSTRACT

The basal section of the lower Albian Barra Nova Group in the onshore portion of the Regência Platform, a central-eastern geological province of the Espírito Santo Basin, Brazil, comprises a mixed succession characterized by the cyclic alternation of dominant fluvial to shallow marine, siliciclastic rocks and marine carbonate strata. Spectral analysis of gamma-ray logs of four wells has shown consistent evidence of a short eccentricity orbital frequency (100 ka) influence on sedimentation. The spectral analysis points to a time span from 2.95 to 3 Ma (depending on the method employed) for the deposition of the interval studied in the most complete section (Well 1), and from 1.84 to 2.1 Ma in the least complete section (Well 4), owing to partial erosion. These figures are consistent with the palynological dating of the section (2 Ma), hence showing that cyclostratigraphy can play an important role in assigning a time span for high-frequency cycles (4th and 5th orders). Climatic factors not necessarily linked to eustasy, such as the alternation of dry (carbonate deposition) and mild humid (increased siliciclastic input) climate, are supposed to have controlled the cyclical stratigraphic arrangement. Accommodation as a result of diastrophism, loading and eustatic sea-level rise would not explain such a high mean accumulation rate (29.1 cm/ka) estimated through cyclostratigraphy. Therefore, based on these assumptions and seismic data, the high preservation potential, and resulting well-preserved cyclicity, is herein assigned to halokinesis. Several pieces of evidence obtained from the analysis of seismic data, core description, stratigraphic correlation, palaeontology and spectral data have shown the importance of halokinesis to increasing accommodation, and then the excellent preservation of the cyclical nature of the geological record. This is unusual in sedimentary environments subject to recurrent erosive events such as those related to shallow-marine settings.

© 2011 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Cyclicity in deep-water (especially in pelagic and hemi-pelagic deposits) and shallow-water carbonates is one of the commonest and most prominent features within Cretaceous strata (Herbert and Fischer, 1986; Erba et al., 1992; Gil et al., 2009). In addition, cyclical trends within mixed (siliciclastic + carbonate) or shallow-water siliciclastic sedimentary rocks are seldom preserved (e.g., Lever, 2004); hence the paucity of cyclostratigraphic studies on this type of succession. Common unconformities and strong changes in the continental influx obliterate most of the periodic signals that

potentially could be recorded in these carbonate–siliciclastic platforms. The interval studied (Barra Nova Group) belongs to the lower Albian of the Espírito Santo Basin (southeastern margin of Brazil; Fig. 1) and shows periodic intercalations of limestone and siliciclastic, fluvial to shelf facies (França et al., 2007). The spectral analysis of gamma-ray (GR) logs highlighted the cyclic nature of the carbonate and siliciclastic intercalation of strata.

Even though the mechanisms behind the Cretaceous, orbital-driven climatic cycles are not fully understood, some speculations about the possible links between them, palaeoclimate and/or sea-level changes have been made. The supposed time range of the interval studied, which is based on pollen data and not very accurate, is similar to that derived from the cyclostratigraphic analysis presented herein. Thus, it seems that cyclostratigraphy has refined the stratigraphic correlation of the wells chosen for analysis.

* Corresponding author. Tel.: +55 27 3295 4744; fax: +55 27 3295 4753.
E-mail addresses: tagliari@petrobras.com.br (C.V. Tagliari), scarparo@petrobras.com.br (A.A. Scarparo Cunha), ppaim@unisinos.br (P.S. Gomes Paim).



Fig. 1. The Espírito Santo Basin and the study area in southeastern Brazil.

It is, therefore, worth noting the potential value of this study in terms of emphasizing the role of the orbital–climatic cycles as a major driven mechanism of carbonate production and deposition within shallow waters during the Cretaceous Period. Furthermore, cyclical preservation (in the cases where there are high accommodation potential) in shallow-water environments subject to common base-level changes is rare within mixed (siliciclastic–

carbonate) successions. Evidence obtained from seismic interpretation, core description, stratigraphic correlation, palaeontology and spectral analysis suggests that evaporite removal/dissolution has played a major role in the generation of additional accommodation.

Therefore, this paper aims to demonstrate the frequency of the major cycles identified in the GR well logs; the rate of sediment

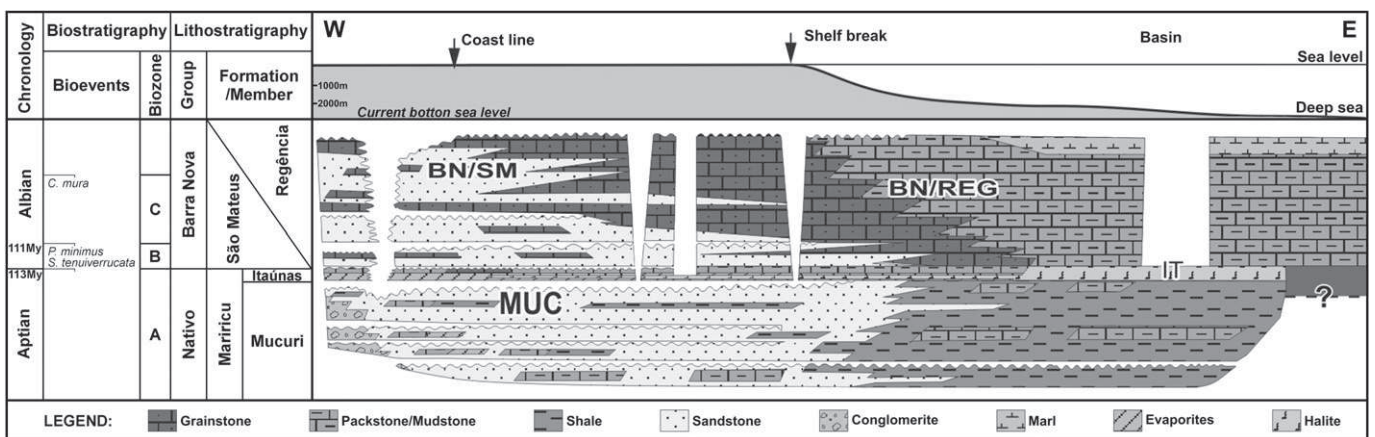


Fig. 2. Simplified Albian–Aptian stratigraphy of the Espírito Santo Basin (modified from França et al., 2007).

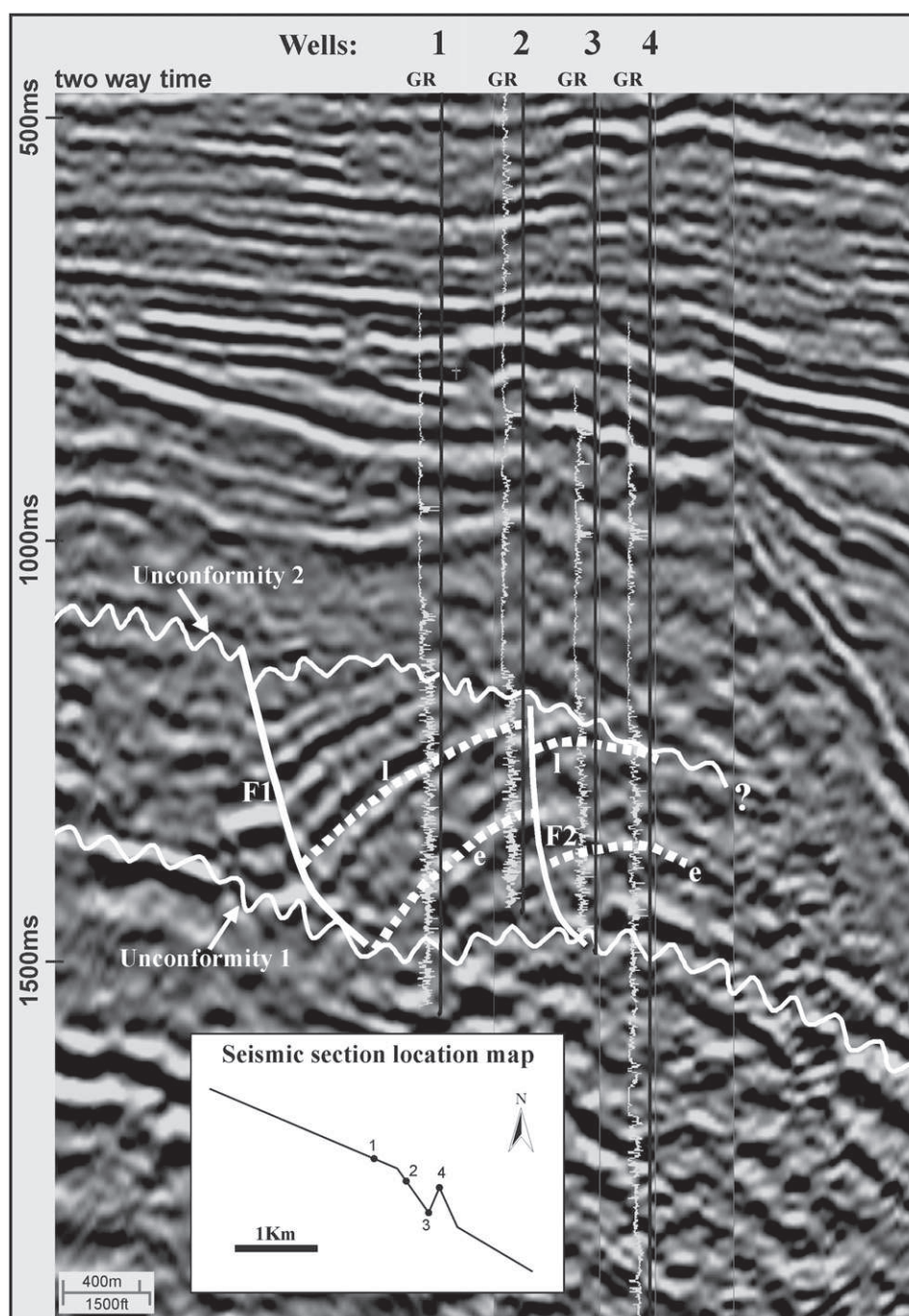


Fig. 3. Interpreted, time-migrated seismic section showing location of wells, GR logs, faults (F1 and F2) and unconformities that bound the interval studied, which is equivalent to the Palynozone B of Botelho Neto (1996).

accumulation, and hence the involved time span and the mechanisms that promoted exceptional preservation of a succession deposited in a depositional setting exposed to recurrent erosion events and sediment influx changes.

2. Geological setting

The study area is located in the onshore portion of the Espírito Santo Basin, more exactly in the central-eastern portion of the Regência Platform (Fig. 1). According to Roberts (1975), a first major ingress of oceanic water in the South Atlantic Ocean had taken place by the end of the Aptian. This marine flooding

led to the deposition of a thick evaporite succession (Itaúnas Member of the Mariricu Formation; Fig. 2) in an epicontinental sea developed under a severely arid climate. Later, in the early Albian, a 500-m-thick package of interlayered siliciclastic and carbonate deposits (basal portion of the Barra Nova Group) accumulated in a shallow marine carbonate setting subject to a strong siliciclastic influence (França et al., 2007).

The interval studied is bounded by two unconformities (Figs. 3 and 4), from now on named Unconformity 1, at the base, and Unconformity 2, at the top (Tagliari et al., 1994). In the Regência Platform, this section reflects a continuous dispute between the siliciclastic and carbonate sources to fill the available space. As

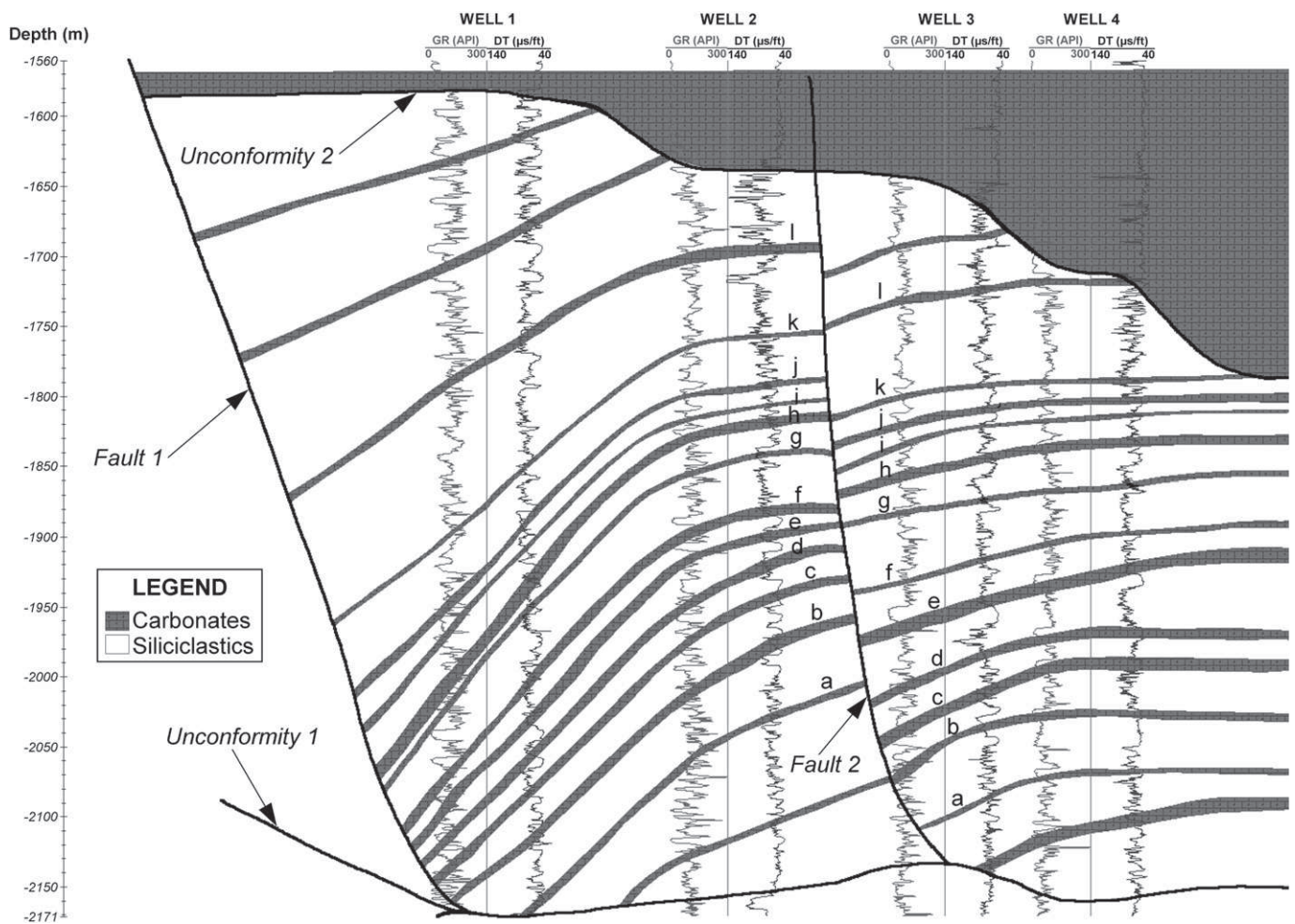


Fig. 4. Geological section of the interpreted portion of the seismic profile (Fig. 3) presenting the correlation of several limestone beds that occur on the upper part of coarsening-upward cycles (markers “a”–“k”). An older age of the listric Fault 2 relative to Fault 1 is apparent from the fact that from marker “d” upwards the coarsening-upward cycles are thicker in the hanging wall (Wells 3 and 4) than in the foot wall (Wells 1 and 2). On the other hand, it seems that Fault 1 was formed after the deposition of marker “k” as the younger intervals are thicker in the Well 1 relative to the other wells (see also Figs. 3, 5, 6).

a general rule, siliciclastic sediments dominated the proximal areas whereas carbonate production and deposition took place over the distal portions, with mixed facies between the two (Fig. 2).

3. Methods and data set

The database includes seismic lines (Fig. 3) and four wells drilled in the Regência Platform (Wells 1–4; Figs. 3 and 4). The analysis of electrical, radioactive and sonic well logs, and cuttings samples as well as core description of other wells also drilled in the Regência Platform have allowed the distinction between carbonate and siliciclastic strata from GR readings: API > 60 for siliciclastic rocks and API < 60 for carbonate. Besides lithology recognition, GR and sonic logs tied to seismic data were used for stratigraphic correlation (Fig. 3) and then to produce the geologic and stratigraphic sections (Figs. 4 and 5). Twelve stratigraphic markers (“a”–“l”), usually coincident with the upper limit of the carbonate beds, were recognized in each well and correlated along the section. A regional-scale limestone unit was chosen as datum (marker “e”) for correlation purposes.

All wells studied show an apparent cyclicity (Figs. 4–10) that is particularly distinct whenever the limestone beds are regularly spaced (e.g., Well 1, interval between 1600 and 1740 m; Figs. 4 and 5) because they release fewer gamma-rays relative to the

siliciclastic rocks of the area (mostly arkoses with high K-feldspar content). Gamma-ray well logs have been used for spectral analysis (e.g., Yang and Baumfalk, 1994; Melnyk et al., 1994; Cunha and Koutsoukos, 2001; Prokoph and Thurow, 2001; Maurer et al., 2004). Although the results have usually been good, there are some limitations that must be taken into account. In this study, the main constraints include a probable non-uniform rate of accumulation and the lack of a suitable time-depth model.

Therefore, an attempt to refine the local chronostratigraphy based on the GR logs was performed via spectral analysis of the cyclicity. The GR logs were regularly sampled at intervals of 15 cm, and the results interpreted as time series representing the lithological succession in each well. The spectral analysis was carried out in the Analyseries 2.0 (Paillard et al., 1996) applying the Blackman and Tukey (1958) method (see Cunha, 2001) for the evolutionary spectrum and the Maximum-Entropy method for the periodograms. The main eccentricity cycle frequency was extracted using the available Gaussian filter and then compared with the GR well logs.

Biostratigraphy (item 4) was used to calibrate the time series analysis. It indicates that the succession bounded by Unconformities 1 and 2 records about 2 Ma (Botelho Neto, 1996, and pers. comm., 2010). The ratio between the thickness of the succession in each well and its duration (2 Ma) indicates accumulation rates ranging from 22.5 to 29.5 cm/ka. However, both seismic and well

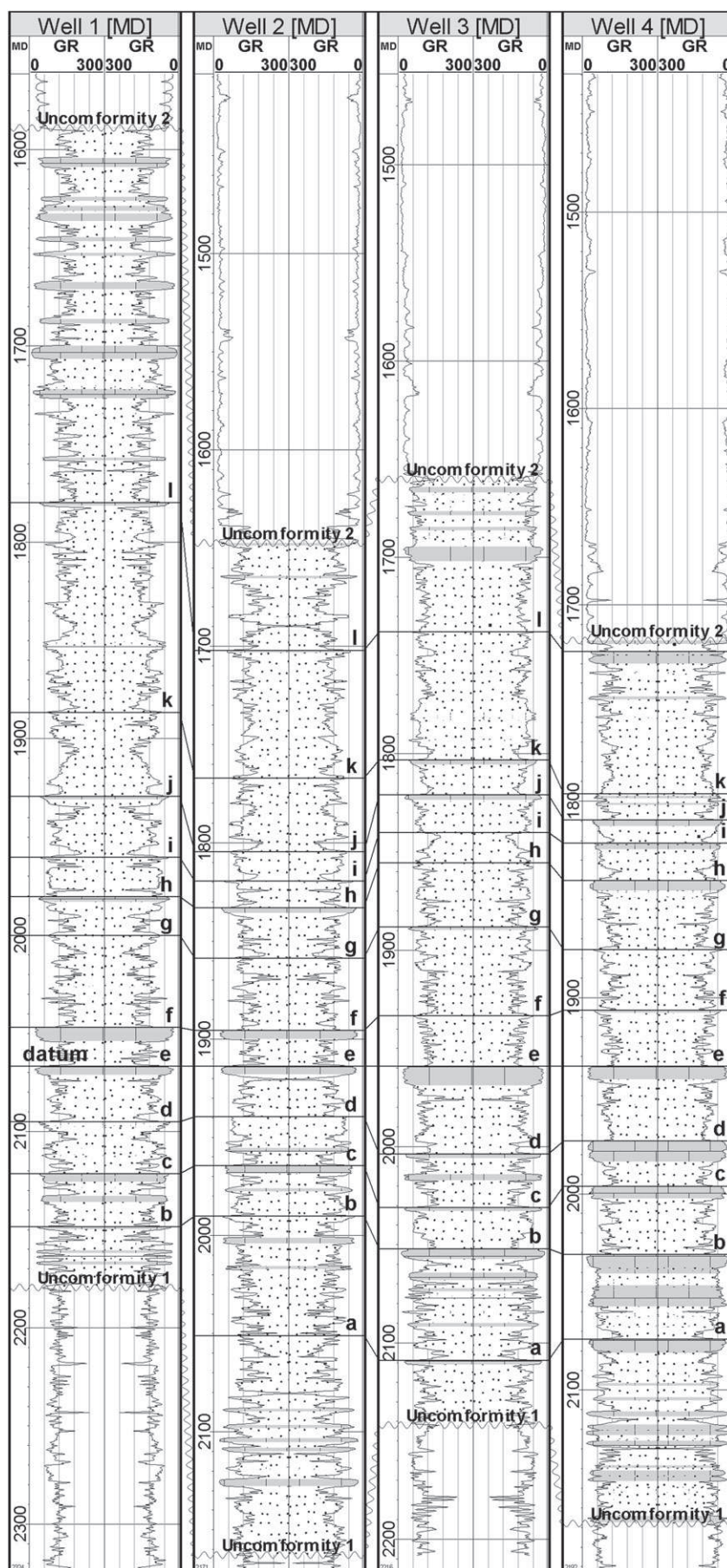


Fig. 5. Schematic stratigraphic section (datum: marker "e") showing the composite GR-GR logs, interpreted lithologies along the interval studied and markers "a"–"l" (Wells 1–4).

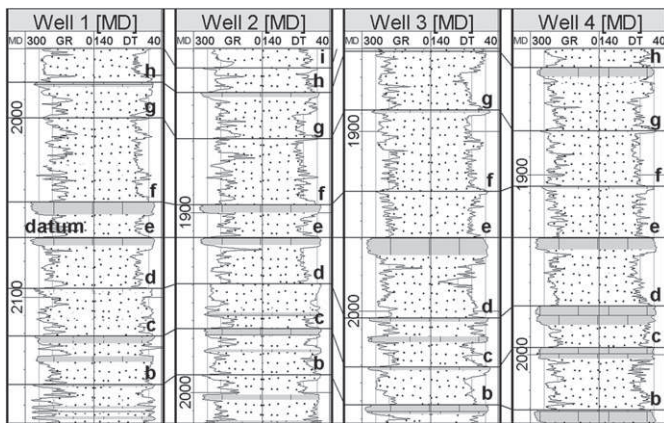


Fig. 6. Stratigraphic section (gamma-ray and sonic logs, and lithological interpretation) of the interval between the markers "b" and "h". From marker "d" upwards the coarsening-upward cycles are thicker in Wells 3 and 4 (Fault 2 hanging wall) than in Wells 1 and 2 (Fault 2 foot wall).

data show that the sequence is not equally recorded along the section. Therefore, to estimate and quantify changes in accumulation rate properly along the section, periodograms and spectral evolution profiles (intensity of the frequencies vs. depth) had to be calculated.

Frequency bands rather than isolated frequencies were used in the frequency association in order to recognize the Milankovitch cycles. Although less accurate, this procedure produces better results in studies related to environments characterized by changing rates of sedimentary accumulation. The ratios between the Milankovitch cycles were compared with the ratios between the most prominent cycles found in the analysis of each well (Table 1) in order to decide whether the main frequencies present in the periodograms could (or could not) be ascribed to the Milankovitch orbital cycles. If such ratios are similar, it is reasonable to assign to the recognized cycles in the periodograms the same time span of the Milankovitch cycles. The lowest similarity between the mean ratios found in the series analysis of each well and the Milankovitch cycles was 84% (error, 16%) although the mean error from all well data relative to the Milankovitch orbital cycles is just 1.75% (Table 1).

The key cycle used herein was the eccentricity cycle because it is the clearest one in the well logs and regarded as the most stable, long-term astronomical cycle. Both precession and obliquity cycles present relatively high frequency and amplitude changes. Recent astronomical solutions have produced accurate measurements of the amplitude and frequency of the Milankovitch cycles from the present back to the Eocene (Laskar et al., 2004). Although inferences about these parameters for the Cretaceous are still inaccurate, there is a consensus that both precession and obliquity cycles were shorter in relation to the Cenozoic. In this paper, lower figures than those for the present day, but consistent with those proposed by Laskar et al. (2004), are assumed for the precession and obliquity cycles, as follows: long eccentricity, 400 ka; short eccentricity, 100 ka; obliquity, 38.5 ka; and precession, 22.5 and 18.6 ka.

4. Biostratigraphy

Pollen analysis carried out in some nearby wells indicated an Albian age for the interval studied (B palynozone of Botelho Neto, 1996). According to Botelho Neto (1996) the top of this palynological zone is defined by the extinction of the palynomorphs *Sergipea tenuiverrucata*, *Parvisaccites minimus* and the dinoflagellate cyst *Muderongia cf. parvata*, whereas its base is defined by the

younger evaporites (anhydrite); hence, an absolute age of 113 Ma (Fig. 2). This palynological biozone association indicates a marine environment, but associated with a significant terrigenous input. Most of the palynomorphs (mainly pollen grains) came from the continent along with dominant woody and herbaceous organic debris. Towards the top of the sequence analysed there is a gradual increase in the number and diversity of dinoflagellate cysts, hence suggesting an increasing marine influence.

At the base of the C palynozone, which is younger than the B biozone and has its top defined by the last incidence of *Cyclopsiella mura*, there is a hiatus (about 2 Ma according to Botelho Neto, 1996) defined by the absence of a pollen grains association that correlates with the top of the *Complicatissacus cearensis* biozone (Regali, 1989). Based on a correlation with the *Cyclopsiella* sp. biozone of Azevedo et al. (1987), an age of 109 Ma is assigned for the preserved base of the C palynozone in the study area. Therefore, the time span of the B palynozone is estimated at 2 Ma (Fig. 2). However, taking into account the intrinsic error related to the palynologically supported biostratigraphy, the B biozone may have lasted 1 Ma more. The absolute ages mentioned refer to the timetable of Harland et al. (1990).

5. Evidence of the influence of halokinesis on sedimentation

During the early Albian, and under the influence of thermal subsidence, the Espírito Santo Basin gradually changed to a gentle dipping ramp. At that time, the sedimentary package underwent an early halokinesis, relative to surrounding areas such as the correlative section in the Campos Basin (Rangel et al., 1998), owing to tectonic stress and/or high sand supply. In the Campos Basin, halokinesis took place later (post Albian) as a result of the tilting produced by cumulative subsidence.

The effect of halokinesis can be perceived in the seismic section (Fig. 3) by the sliding of the foot wall strata on the listric fault. Aptian evaporites (halite) enabled the deformation with the formation of a roll-over anticline. The basal detachment surface of the listric fault is located at the level of the evaporites, which records a major desiccation phase that took place in the Proto South Atlantic Ocean in the Aptian. Based on available well data, it is known that halite is no longer present in the study area, although its former presence can be deduced from its post-evaporite early Albian kinematics. In the seismic section (Fig. 3) a thickened section is apparent near the listric Fault 1 (F1 in Fig. 3), upwards from the seismic horizon related to marker "e" (Figs. 3 and 4). A touch-down feature constituted by seismic reflectors disposed against the evaporite phase correlative horizon can also be observed. Whenever a salt wall or pillow, which formerly acted as a barrier to sediment transport, is overridden by a prograding sediment wedge, the formation of a dipping-basinward growth fault on the seaward edge of the salt is usual (Fox, 1998). This mechanism enhances local subsidence and drives the development of thickened sections.

No discontinuity between the Unconformities 1 and 2 in the Regência Platform is noticeable in the seismic resolution (Fig. 3). Although the resolution (low frequency seismic) is not enough to discriminate each cycle (mean thickness between 20 and 30 m), it is sufficient to check the accuracy of the correlation of the limestone strata derived from well data analysis.

It is evident in the geological section (Fig. 4) that the sedimentary strata are displaced from their original position, mainly in Well 1 (Figs. 3 and 4), as a result of halokinesis. Therefore, the measured thickness in each well has to be corrected considering the true dip of the strata to calculate its original thickness. This adjustment has shown that the original thickness of the strata located between the "l" and "b" markers is about 75% of the measured thickness in Well 1, about 95% in the Well 3, and near 100% in the remaining wells as the beds were then drilled nearly at right angles to the bedding planes.

The effect of halokinesis can also be presumed from the thickness changes between the marker-bounded intervals (Fig. 4). This is apparent when the thickness of the strata younger than marker “i” in Well 1, which was drilled in the area affected by sedimentary growth near the listric fault plane (Fig. 3), is compared to the thickness of the same interval in the other wells. Well 2 was drilled in the most apical portion of the roll-over structure that is cut by another, even steeper, listric Fault 2 located just eastward of Well 2. As a rule, this well displays marker-bounded packages thinner than the coeval packages present in the other wells, as expected at the top of roll-over structures. From marker “d” upward, Wells 3 and 4 contain thicker packages than those present in Well 2. This fact suggests the beginning of salt withdrawal, increasing accommodation, possibly as a result of an increased sedimentary input to this site.

The analysis of both geological and seismic sections highlight the major effect that the salt removal exerted in order to produce more accommodation in the hanging wall (east of Fault 2; Fig. 3) during the sedimentation between markers “d” and “i”. The opposite has occurred in the coeval package present in Well 2, located in the roll-over apex. Diverse halokinesis effects along these short distances, such as that present between Wells 1 and 2 (Figs. 3 and 4), are remarkable. Marker “a” as well as older intervals are absent in Well 1 but present in the other wells. The younger marker “k” interval is better represented in Well 1 (thickness > 150 m) than in Wells 2–4. Possibly triggered by a tectonic event, it is here assumed that sedimentation caused halokinesis as a result of a differential lithostatic load above the evaporite, which has simultaneously increased accommodation on the hanging wall. This would have been enough for the enhanced preservation of the succession, even taking into consideration the possible effect of high-frequency, small-scale eustatic falls.

6. Spectral analysis: results and interpretation

Spectral analysis of the four wells was carried out only along the portion of the succession studied where cyclicity is better defined.

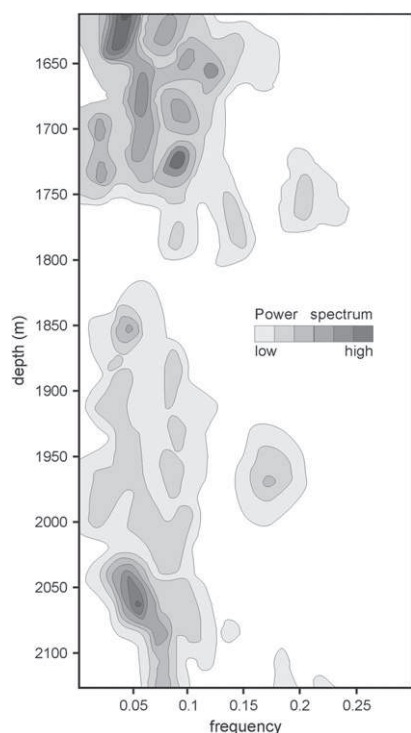


Fig. 7. Well 1 scalogram.

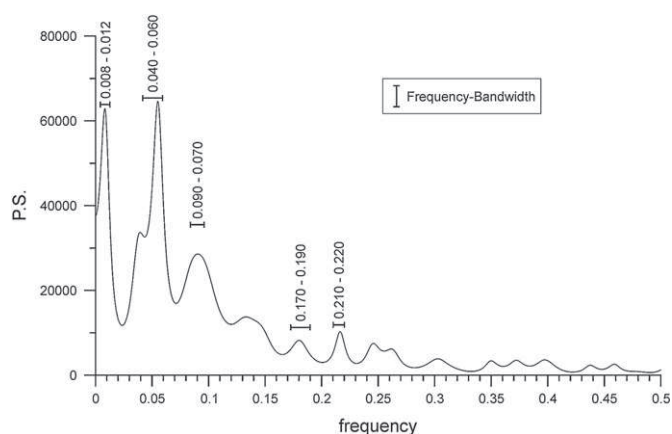


Fig. 8. Well 1 periodogram.

For instance, in some wells the GR well logs become very irregular close to Unconformities 1 and 2. This procedure aimed to isolate intervals with very different accumulation rates. The main Milankovitch cycles (eccentricity, obliquity and precession) were identified along the GR logs of all wells. The longer Milankovitch cycle (long eccentricity) was only recognized in two wells (1 and 2). In the other two the spectral analysis suggests they are present, but they cannot be discriminated because of the low statistical resolution used to determine long cycles in relatively short time series (Schwarzacher, 1993). Wells 3 and 4 comprise time series about 100 m shorter than those from Wells 1 and 2, hence preventing the identification of the long eccentricity orbital frequency.

6.1. Well 1

The spectral analysis shows five dominant frequency bands that comprise the 125.0–83.3 m, 25.0–16.7 m, 14.3–11.1 m, 5.9–5.3 m

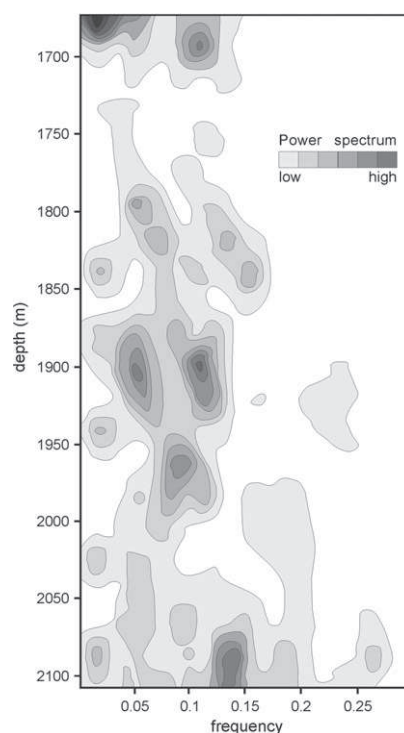


Fig. 9. Well 2 scalogram.

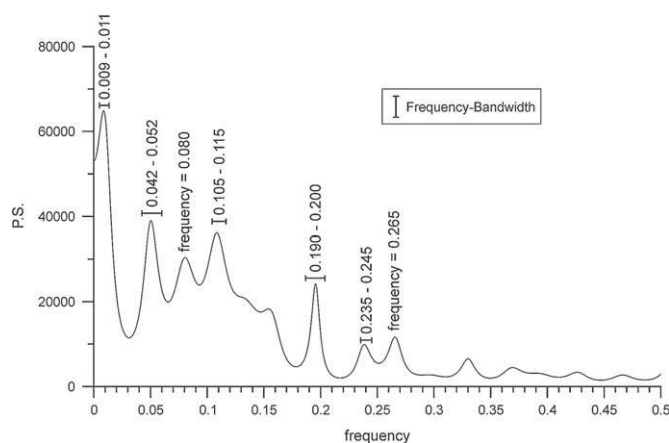


Fig. 10. Well 2 periodogram.

and 4.8–4.5 m long cycles (Figs. 5 and 7). They are akin to the orbital-driven cycles related to long and short eccentricity, obliquity and precession (last two cycles) (Table 1). Therefore, the accumulation rates (ratio between the cycle thickness and its time span) ranged from 16.7 to 37 cm/ka (Table 2). Based on the intermediate figures of each frequency band (except for the short eccentricity and obliquity cycles, when the largest and smallest values fit better) the mean accumulation rate is 25.6 cm/ka (Table 2), with a standard deviation of 84. The frequency bands with lower spectral values (obliquity and precession cycles) represent less significant frequencies in much of the depth domain (Fig. 8). At least in part, this behaviour suggests changes in accumulation rates although it may also reflect high-frequency noise that often overlaps the precessional signal source. Also, there are some intervals that lack carbonate beds (e.g., between 1750 and 1850 m) displaying no detected cycle (Figs. 5 and 7).

6.2. Well 2

Both scalogram and periodogram show poorly defined precession and obliquity cycles (Figs. 9 and 10). The higher frequencies are poorly recorded, probably because the accumulation rate was not steady enough, as exemplified between 1720 and 1780 m in the scalogram (Fig. 9). This depth interval also coincides with the absence or thin nature of carbonate layers, and the presence of minor hiatuses cannot be ruled out. Nevertheless, it is possible to observe in the periodogram (Fig. 10) seven frequency bands highlighted from the background. Five of these correspond to the 111.1–90.9 m (long eccentricity), 23.8–19.2 m (short eccentricity), 9.5–8.7 m (obliquity), 5.3–5 m (precession) and 4.3–4.1 m (precession) cycles (Fig. 9, Table 3). The 0.08 frequency (cycle of 32.5 m) and 0.265 frequency (cycle of 3.8 m) frequencies were not used in the calculation, because they are probably related to the

Table 2

Well 1 results of the time series analysis.

Frequency band	Time span (Ka)	Cycle (m)	Accum. rate (cm/ka)
0.0080	410	125.0	30.5
0.0100	410	100.0	24.4
0.0120	410	83.3	20.3
0.0400	100	25.0	25.0
0.0500	100	20.0	20.0
0.0600	100	16.7	16.7
0.0700	38.5	14.3	37.1
0.0800	38.5	12.5	32.5
0.0900	38.5	11.1	28.9
0.1700	22.5	5.9	26.1
0.1800	22.5	5.6	24.7
0.1900	22.5	5.3	23.4
0.2100	18.5	4.8	25.7
0.2150	18.5	4.7	25.1
0.2200	18.5	4.5	24.6

Table 3

Well 2 results of the time series analysis.

Frequency band	Time span (Ka)	Cycle (m)	Accum. rate (cm/ka)
0.0090	410	111.1	27.1
0.0100	410	100.0	24.4
0.0110	410	90.9	22.2
0.0420	100	23.8	23.8
0.0470	100	21.3	21.3
0.0520	100	19.2	19.2
0.1050	38.5	9.5	24.7
0.1100	38.5	9.1	23.6
0.1150	38.5	8.7	22.6
0.1900	22.5	5.3	23.4
0.1950	22.5	5.1	22.8
0.2000	22.5	5.0	22.2
0.2350	18.6	4.3	22.9
0.2400	18.6	4.2	22.4
0.2450	18.6	4.1	21.9

precession and obliquity cycles recorded during times when the accumulation rate was highly uneven. Moreover, the 0.08 and 0.26 frequencies are only well defined between 1940–1980 m and 2060–2090 m (Figs. 5 and 9), respectively. The average accumulation rate obtained from the highest figures (Table 3) of each frequency band (except for the longer eccentricity cycle, when the intermediate values fit better) is 23.8 cm/ka (standard deviation of 0.67).

6.3. Well 3

From the spectral analysis of the GR well log it was possible to discriminate four frequency bands. These correspond to the

Table 1

Deviation of the ratios obtained (orbital cycles in each well) relative to the Milankovitch matrix.

	Short eccentricity/ obliquity	Error (%)	Obliquity/long precession	Error (%)	Long precession/ short precession	Error (%)
Milankovitch matrix	2.60	—	1.71	—	1.21	—
Well 1	2.25	–13.00	1.98	16.00	1.19	–2.00
Well 2	2.51	–3.00	1.79	5.00	1.23	2.00
Well 3	2.56	–2.00	1.69	–1.00	1.26	4.00
Well 4	2.32	–11.00	1.94	13.00	1.13	–7.00
Mean error (%)	—	–7.25	—	8.50	—	–3.00
General mean error	1.75%					

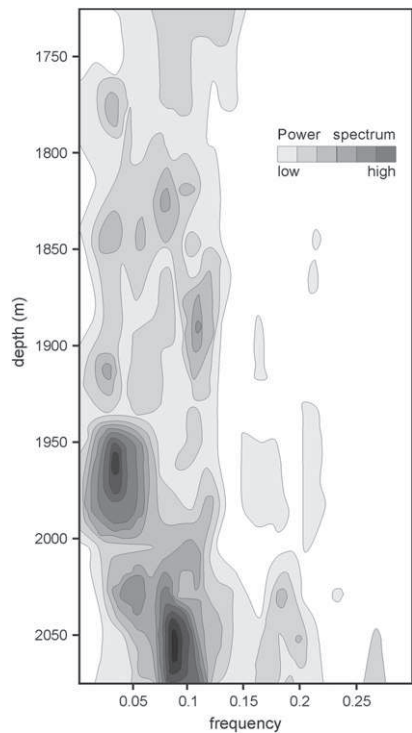


Fig. 11. Well 3 scalogram.

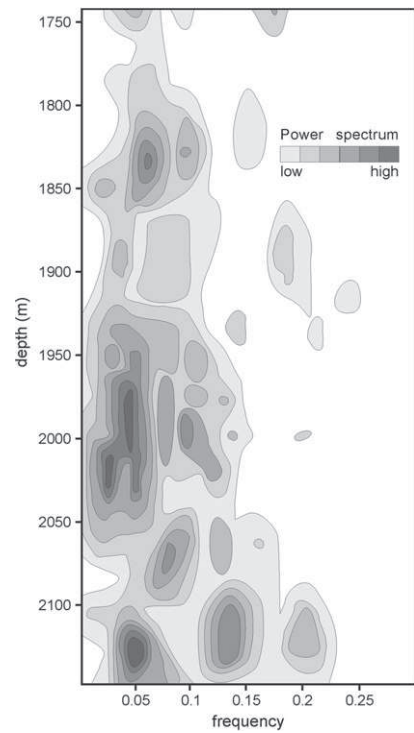


Fig. 13. Well 4 scalogram.

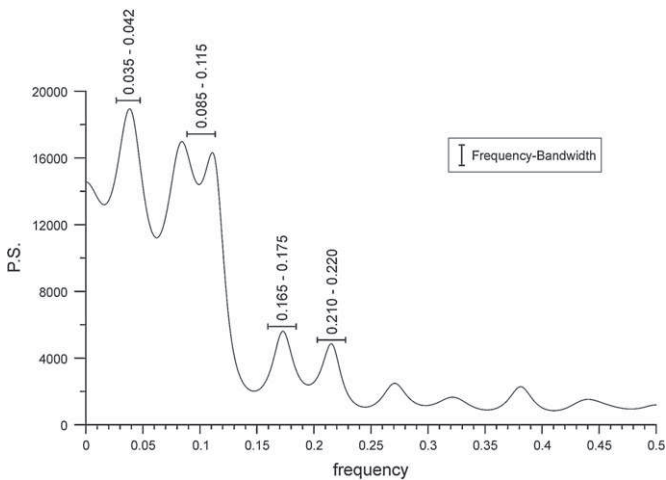


Fig. 12. Well 3 periodogram.

Table 4
Well 3 results of the time series analysis.

Frequency band	Time span (Ka)	Cycle (m)	Accum. rate (cm/ka)
0.0350	100	28.6	28.6
0.0390	100	25.6	25.6
0.0420	100	23.8	23.8
0.0850	38.5	11.8	30.6
0.1000	38.5	10.0	26.0
0.1150	38.5	8.7	22.6
0.1650	22.5	6.1	26.9
0.1700	22.5	5.9	26.1
0.1750	22.5	5.7	25.4
0.2100	18.6	4.8	25.6
0.2150	18.6	4.7	25.0
0.2200	18.6	4.5	24.4

28.6–23.8 m, 11.8–8.7 m, 6.1–5.7 m and 4.8–4.5 m long cycles that were ascribed to the eccentricity, obliquity and precession (last two cycles) (Figs. 11, 12, Table 4). The obliquity frequency band shows two peaks between 0.850 and 0.115 that are probably a result of changes in the accumulation rate and/or lack of widespread and enough thick carbonate deposits, mainly between 1680 and 1790 m (Fig. 5). The precessional cycle is well defined only below 1925 m and its associated frequencies show fluctuations and a low resolution that probably reveal changes in the accumulation rates. The mean accumulation rate estimated from the intermediate values of each frequency band (Table 4) is 25.7 cm/ka (standard deviation of 0.5).

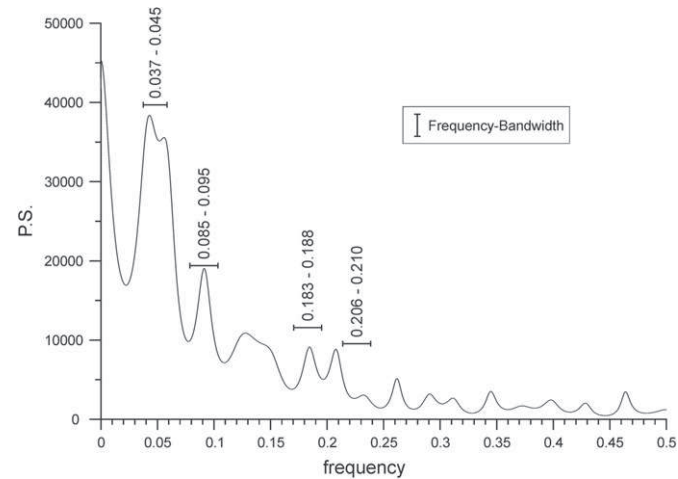


Fig. 14. Well 4 periodogram.

Table 5

Well 4 results of the time series analysis.

Frequency band	Time span (Ka)	Cycle (m)	Accum. rate (cm/ka)
0.0370	100	27.0	27.0
0.0410	100	24.4	24.4
0.0450	100	22.2	22.2
0.0850	38.5	11.8	30.6
0.0900	38.5	11.1	28.9
0.0950	38.5	10.5	27.3
0.1830	22.5	5.5	24.3
0.1850	22.5	5.4	24.0
0.1880	22.5	5.3	23.6
0.2060	18.6	4.9	26.1
0.2080	18.6	4.8	25.8
0.2100	18.6	4.8	25.6

6.4. Well 4

Spectral analysis of this well has shown a less obvious periodicity relative to the results obtained from the other three wells, mainly regarding the precession and obliquity cycles. Both periodogram and scalogram show a larger scattering of frequencies with high spectral values (Figs. 13 and 14). However, two statistically more relevant periods are associated with the short eccentricity (27–22.2 m) and obliquity (11.8–10.5 m) cycles. The band with higher spectral value (eccentricity cycle) is relatively wide. Therefore, only the portion with high spectral values (between 0.037 and 0.045) was taken into account. These more significant frequencies are much better represented in the scalogram (Fig. 13). The highest values only stand out at specific depths and are transitional to the obliquity-related frequencies (Fig. 13). The average accumulation rate estimated from the intermediate values of each frequency band (except for the obliquity cycle for which the lower values are more appropriate) is 25.4 cm/ka with a standard deviation of 1.5 (Table 5).

7. Cyclostratigraphy, halokinesis and subsidence

As previously shown, the spectral analysis performed on the GR well logs showed remarkable support for the effect of the orbital eccentricity frequency (100 ka) in the sedimentary interval studied, despite the change in sedimentary accumulation rates in time and space.

The signature of the precession and obliquity orbital cycles is also apparent, though more discontinuously (see scalograms) and with a lower power spectrum. The cyclical nature of some packages composed of hybrid lithologies (siliciclastic and carbonate) is evident. The assessment of the time extent of the sequence in each well and its respective accumulation rate, can be approached by at least two methods.

The first, biostratigraphy, has the poorest resolution. Regardless of the thickness changes, it assumes an equal time span (about 2 Ma) for the deposition of the entire sequence in all wells. However, although variable from well to well, the ratio between thickness and accumulation time span estimated from the biostratigraphy provides an initial indication of the accumulation rates (Table 6).

The second, cyclostratigraphy, is supposed to be the most representative one (Table 6). It is based on the sequence time span (Ma) calculated from the time series analysis, i.e., the ratio between sequence thickness and 100 ka cycle average thickness (see bold type in the Tables 2–5). The results achieved through the use of the cyclostratigraphic method are reliable, taking into account the calculated accumulation rates as well as the obtained time span of the sequence studied in each well. It achieved a greater accuracy than that obtained via biostratigraphy.

Table 6

Time span and accumulation rate in each well based on the counting of the 100 ka cycles (Tables 2–5) using cyclostratigraphic and biostratigraphic approaches.

Wells	1	2	3	4
Studied sequence thickness (m)	590	510	480	450
Estimation of the sequence time span (Ma) based on time series analysis -sequence thickness/100 ka cycles mean thickness (figures in bold in the tables of Figs. 7–10)	2.36	2.14	1.87	1.84
Accumulation rate estimation (cm/ka) using the 100 ka cycles thickness (see tables in Figs. 7–10). Cycle thickness based on the true dip of the strata	19.25	22.61	23.0	23.9
Accumulation rate (cm/ka) + 40%	26.9	31.6	32.2	33.5
Mean accumulation (cm/ka rate) based on biostratigraphy (2 Ma)	22.1	25.5	24	22.5

As attested by seismic evidence, changes in the accumulation rate along the section studied can be explained by halokinesis. Wells 1 and 2 register lower rates of accumulation, but record longer time intervals (Table 6). On the other hand, Wells 3 and 4 are associated with higher accumulation rates and shorter time intervals. The longest time span recorded in Well 1 is primarily the result of to the presence of a thickened, post-marker “i” interval relative to the same interval in Wells 2 and 3, as well as its absence in Well 4.

Moreover, the section older than marker “a”, although present in Wells 2–4, is missing in Well 1 where, at the time of deposition of this succession, a package of halite was probably present. Note the touch-down feature of the seismic reflectors onto the evaporite phase correlative horizon (Itaúnas Member; Figs. 2 and 3).

The sequence studied seems to record a longer time interval in Well 1 than in the others (Table 6). Both the erosional truncation (Unconformity 2; Figs. 3 and 4), highlighted by a roll-over structure, the post-marker “i” thickening near the Well 1, and the listric Fault 1 (Fig. 4) are responsible for the thinner nature of the younger than marker “i” section in Wells 2–4 relative to Well 1.

A proper evaluation of the accumulation rate has to consider the compaction effect. Read et al. (1991) estimated a correction factor of between 20 and 50% for decompression of hybrid sedimentary rocks present at different depths. According to Safaric and Davison (2005), a correction factor between 30% and 70% seems appropriate for limestones owing to dissolution processes, a common aspect related to carbonate burial. Therefore, based on the predominance of siliciclastic over hybrid and limestone strata, a mean correction factor of 40% is considered a feasible value when the overload of 2000 m of sediments is taken into consideration (Table 6).

Based on the counting in all wells of the 100 ka cycles along the entire sequence (Table 6), a mean accumulation rate of 21.2 cm/ka was estimated, with figures ranging from 18.2 cm/ka (Well 1) to 23.9 cm/ka (Well 3). Assuming a compaction factor of 40%, these numbers attain 31.0 (mean), 26.9 (minimum) and 33.5 cm/ka (maximum).

Thermal subsidence in passive margins ranges from 1.7 to 5.4 cm/ka (Koerschner and Read, 1989). Based on back-stripping studies carried out on Albian strata, Chang et al. (1992) assumed a mean value of 2.35 cm/ka for the Espírito Santo Basin. From the back-stripping analysis of a nearby well, Costa (1987) calculated a thermal subsidence of 1.2 cm/ka. As an exercise to strengthen the argument, the highest value (5.4 cm/ka) is herein adopted. On the other hand, based on the sea-level curve of Haq et al. (1988) it is possible to infer a eustatic sea-level rise of 50 m along the time span of the sequence accumulation (2 Ma). Therefore, this rate of 3 cm/ka (eustatic sea-level rise) has to be added to the rate of 5.4 cm/ka (thermal subsidence), resulting in maximum possible accommodation of 8.4 cm/ka if only eustasy and thermal subsidence are considered. Even considering the weight of approximately 500 m of sediment accumulated during the deposition of the sequence, the

numbers are still much smaller than the calculated accommodation rate (26.9 cm/ka). High rates of accommodation are unusual in shelf settings, which are usually subjected to base-level changes. Their deposits have only moderate to low preservation potential. Therefore, it is herein assumed that halokinesis has played an important role in enhancing accommodation on the shelf either through salt removal or dissolution. This process would then increase the preservation potential of the area, and so allow an almost complete record of its cyclic nature.

8. Conclusions

This cyclostratigraphic study based on the spectral analysis of well logs suggests a time span from 2.36 to 1.84 Ma for the deposition of the succession bounded by the informally named lower Albian Unconformities 1 and 2. Although more precise, these figures are comparable with biostratigraphic inference (2 Ma), hence emphasizing the value of cyclostratigraphy as an alternative dating method applicable to the time span of high-frequency, orbital-driven cycles (Milankovitch cycles), more specifically to those generated under the influence of the short eccentricity (100 ka).

The spectral analysis of gamma-ray logs indicates that carbonate and siliciclastic accumulation has followed a well-defined cyclic trend. Climatic factors, not inevitably linked to eustasy, such as alternation between dry (carbonate deposition) and mild, humid climate, which increases siliciclastic input, are likely to be the cause of the cyclicity analysed. In this sense, it is important to emphasize the role of orbital–climatic cycles as a major driving mechanism of carbonate production and deposition in shallow waters during the Albian, a time admittedly dominated by a greenhouse effect.

Accommodation owing to diastrophic subsidence (about 5 cm/ka), loading (up to 500 m of deposits) and eustatic sea-level rise (4 cm/ka) is not enough to explain a mean accumulation rate of 31.0 cm/ka estimated via cyclostratigraphy. Therefore, based on these assumptions and some seismic evidence, the very high accommodation, and resulting well-preserved cyclicity, is herein assigned to halokinesis. In fact, additional evidence from stratigraphic correlation and spectral analysis suggests that evaporite removal/dissolution has played an important role in the generation of additional accommodation.

Acknowledgements

This paper is part of a doctorate research project sponsored by Petrobras and developed by CVT at the Geosciences Post-Graduation Studies Program of the Vale do Rio dos Sinos University (UNISINOS). He thanks F. Taboada and R. Gonzales (PETROBRAS) as well as his supervisor (P.S.G. Paim) for their support and encouragement. We all thank L.P. Magnavita and D.L. Machado Jr. (PETROBRAS) and U.F. Faccini (F.M.W.), Francisco M. W. Tognoli and R.C. Lopes (UNISINOS) for reviewing a first version of this manuscript. We also thank J. R. Brandão (PETROBRAS) for much discussion and D.F. Lessa (PETROBRAS) and J. Reina (Schlumberger-Petrel) for their help with the artwork. Very special thanks from CVT go to his wife (Denise) and son (Lorenzo), with love.

References

Azevedo, R.L.M., Gomide, J., Viviers, M.C., Hashimoto, A.T., 1987. Bioestratigrafia do cretáceo marinho da Bacia de Campos – Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo 17, 147–153.

Blackman, R.B., Tukey, J.W., 1958. *The Measurement of Power Spectra from the Point of View of Communication Engineering*. Dover, New York, NY, 190 pp.

Botelho Neto, J., 1996. *Porção Norte da Plataforma de Regência – Bacia do Espírito Santo: Caracterização palinoestratigráfica e evolução paleoambiental*.

Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil, 163 pp.

Chang, H.K., Kowmsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics* 213, 97–138.

Costa, L.A.R., 1987. *Evolução termo-mecânica da Bacia do Espírito Santo*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Brasil, 142 pp.

Cunha, A.S., 2001. *Cicloestratigrafia no Cenomaniano Superior e Turoniano do Oceano Atlântico*. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, 509 pp.

Cunha, A.S., Koutsoukos, A.M., 2001. Orbital cyclicity in a Turonian sequence of the Cotinguiba Formation, Sergipe Basin, NE Brazil. *Cretaceous Research* 22, 529–548.

Erba, E., Castradori, D., Guasti, G., Ripepe, M., 1992. Calcareous nannofossils and Milankovitch cycles: the example of the Albian Gault Clay Formation (southern England). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 93, 47–69.

França, R.L., Rosilene Del Rey, A.C., Tagliari, C.V., Brandão, J.R., Fontanelli, P.R., 2007. Bacia do Espírito Santo. In: *Cartas Estratigráficas*. Boletim de Geociências da Petrobras 15, 501–510.

Fox, J.F., 1998. Salt/sediment interaction. *The Leading Edge* 17 (8), 1033–1041.

Gil, J., García-Hidalgo, J.F., Mateos, R., Segura, M., 2009. Orbital cycles in a Late Cretaceous shallow platform (Iberian Ranges, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 274, 40–53.

Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G., Smith, D.G., 1990. *A Geologic Time Scale 1989*. Cambridge University Press, Cambridge, 263 pp.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.J., Posamentier, H., Van Wagoner, J.C., Ross, C.A., Kendall, C.G.St.C. (Eds.), *Sea-level Change: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42, pp. 71–108.

Herbert, T.D., Fischer, A.G., 1986. Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shales rhythms in Central Italy. *Nature* 321, 739–743.

Koerschner, W.F., Read, J.F., 1989. Field and modeling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginia, Appalachians. *Journal of Sedimentary Petrology* 59, 654–687.

Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics* 428, 261–285.

Lever, H., 2004. Cyclic sedimentation in the shallow marine Upper Permian Kennedy Group, Carnarvon Basin, Western Australia. *Sedimentary Geology* 172, 187–209.

Maurer, F., Hinnov, L., Schlager, W., 2004. Statistical time-series analysis and sedimentological tuning of bedding rhythms in a Triassic basinal succession (Southern Alps, Italy). In: D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli-Silva, I., Weissert, H., Ferreri, V. (Eds.), *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*. SEPM, Special Publication 81, pp. 83–99.

Melnyk, D.H., Smith, D.G., Amiri-Garroussi, K., 1994. Filtering and frequency mapping as tools in subsurface cyclostratigraphy, with examples from the Wessex Basin, UK. In: de Boer, P.L., Smith, D.G. (Eds.), *Orbital Forcing and Cyclic Sedimentary Sequences*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 19, pp. 35–46.

Paillard, D., Labeyrie, L.D., Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union* 77, 379.

Prokoph, A., Thürow, J., 2001. Orbital forcing in a “Boreal” Cretaceous epeiric sea: high-resolution analysis of core and logging data (Upper Albian of the Kirchrode I drill core – Lower Saxony Basin, NW Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 174, 67–96.

Rangel, H.D., Tagliari, C.V., Oreiro, S.G., Moraes, M.F.B., Brandão, J.R., 1998. Campos and Espírito Santo Basins – Albian to Maastrichtian evolution and reservoir distribution areas. In: AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro (RJ), Extended Abstracts Volume, p. 634.

Read, J.F., Osleger, D., Elrick, M., 1991. Two-dimensional modeling of carbonate ramp sequences and component cycles. In: Franssen, E.K., Watney, W.L., Kendall, C.G.St.C., Ross, W. (Eds.), *Sedimentary Modeling: Computer Simulations and Methods for Improved Parameter Definition*. Kansas Geological Survey, Bulletin 223, pp. 473–488.

Regali, M.S.P., 1989. *Complicatisaccus cearensis*: uma palinozona do Eocretáceo do Brasil. In: *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 11, Curitiba. Sociedade Brasileira de Paleontologia, Anais 2, pp. 275–294.

Roberts, D.G., 1975. Evaporite deposition in the Aptian South Atlantic Ocean. *Marine Geology* 18, 65–72.

Safaricz, M., Davison, I., 2005. Pressure solution in chalk. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 89, 383–401.

Schwarzacher, W., 1993. Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory. *Developments in Geology* 52, 225 pp.

Tagliari, C.V., Botelho Neto, J.N., Costa, L.A.R., 1994. Interface between São Mateus and Regência Formation, Barra Nova Group (Albian) in the Regência Platform, Espírito Santo Basin, Brasil. In: 14th International Sedimentological Congress, Recife, Brasil, Abstracts, pp. 80–81.

Yang, C.S., Baumfalk, Y.A., 1994. Milankovitch cyclicity in the Upper Rotliegend Group of the Netherlands offshore. In: de Boer, P.L., Smith, D.G. (Eds.), *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 19, pp. 47–61.

Controle alocíclico (escala de Milankovitch) na sedimentação siliciclástica, mista e carbonática albiana no Centro-Leste da Plataforma de Regência (Bacia do Espírito Santo, Brasil)

***Claudio Vinicius Tagliari¹, Josemar Santos Pereira Filho², Renata Guimarães Netto³
Paulo Sérgio Gomes Paim⁴***

^{1,2} Petrobrás. Exploração e Produção. UO-ES/EXP/ABIG. tagliari@petrobras.com.br

^{3,4} Universidade do Vale do Rio dos Sinos – Unisinos

Resumo

O intervalo de estudo (Sequência A) abrange uma sequência deposicional do Albiano Inferior caracterizada por estratos ciclicamente organizados que estão presentes em cinco poços perfurados em uma estrutura tipo *rollover* situada em um bloco alto vizinho à Falha Cedro-Rio Doce, no centro-leste da Plataforma de Regência. Esse artigo se propõe a apresentar um modelo paleoambiental que explique a alternância cíclica de estratos composicionalmente distintos. Esse modelo está baseado na descrição e interpretação de fácies e associações de fácies presentes em 180m de testemunhos distribuídos em distintos níveis da Sequência A. Apesar de fundamentado na análise faciológica, o modelo deposicional se propõe a explicar tanto a alternância cíclica de estratos de composição distinta como a disposição paleogeográfica das fácies siliciclásticas, híbridas e carbonáticas. Em sua elaboração foram considerados tanto os processos autogênicos, tais como aporte terrígeno derivado de descargas fluviais efêmeras, produção *in situ* de sedimentos carbonáticos e redistribuição de ambos por correntes litorâneas e eventos de tempestade, como os alogênicos, nessa classe incluindo variações climáticas controladas por ciclos orbitais. Como os testemunhos também revelaram um nítido padrão cíclico optou-se por proceder a uma análise em redes neurais de cinco curvas de perfis de poços (raios gama, densidade, fator fotoelétrico, sônico e neutrão) devidamente calibradas à descrição das fácies. Esse procedimento permitiu estender a descrição faciológica

dos testemunhos aos intervalos não testemunhados da Sequência A. Foi assim possível correlacionar o empilhamento das fácies descritas nos testemunhos, onde formam repetitivos episódios transgressivos-regressivos (T-R), com o arranjo das litologias ao longo de toda Sequência A, que se organizam na forma de ciclos de alta frequência com períodos estimados de 100 mil anos (excentricidade curta na escala de Milankovitch). Ao longo da Sequência A observou-se a superposição de vários ciclos T-R cuja porção siliciclástica tende a incorporar, no sentido ascendente das camadas, sedimentos cada vez mais finos (baixa energia) em detrimento de fácies de mais alta energia, configurando assim um afogamento do sistema sedimentar na escala de terceira ordem.

Palavras-chave: alociclicidade | sistemas deposicionais mistos, siliciclásticos e carbonáticos | Albiano | Bacia do Espírito Santo.

Abstract

The studied interval (Sequence A) comprises a Lower Albian depositional sequence composed of cyclically arranged strata. These sedimentary deposits were cored in five wells drilled in a rollover structure present in an uplifted block located near the Cedro-Rio Doce Fault (Central-East portion of the Regência Platform). This paper presents a paleoenvironmental model able to explain the cyclic alternation of compositionally distinct strata. This model is based on the description and interpretation of the facies and facies associations recorded along 180m of cores that represent distinct intervals of Sequence A. Although founded on facies analysis, the sedimentological model should also be able to explain the cyclic intercalation of compositionally distinct strata as well as the paleogeographical distribution of the siliciclastic, hybrid and carbonate facies. On its elaboration, both autogenic (terrigenous input delivered to the coast by ephemeral fluvial floods, *in situ* production of carbonate particles, and the redistribution of both by longshore currents and storm events) and allogenic (climate changes controlled by orbital cycles) processes were taken into account. Since the cores have also revealed a striking cyclic arrangement, a neural network analysis was performed along five well logs (gamma rays, density, photoelectric

factor, sonic factor, and the neutron) previously calibrated to lithologies. This procedure has extended the discrimination of the main types of sediments to the non-cored intervals of Sequence A. Therefore, it was possible to correlate the stacking of the facies discriminated in the core analysis, where they form repeated transgressive-regressive (T – R) cycles, with the cyclic arrangement of the main lithologies along the entire Sequence A, which are organized as high-frequency, 100 Ky cycles (short eccentricity in the Milankovitch scale). In Sequence A it is possible to observe a superposition of several T-R cycles whose siliciclastic composition becomes finer-grained upwards at the expense of higher energy facies, therefore configuring a drowning of the sedimentary succession at the 3rd order scale.

Key-words: allocyclicity | mixed (siliciclastic and carbonate) depositional systems | Albian | Espírito Santo Basin

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Espírito Santo (Figura 1) é uma das bacias marginais do litoral leste brasileiro de características das bacias denominadas de margem “passiva”. A fase de relativa quiescência tectônica que se estabeleceu a partir do Neo-Aptiano nessas bacias, sucedendo a uma de rifteamento (Neocomiano a Eo-Aptiano) e a outra (Neo-Aptiano) de nivelamento por erosão e entulhamento (Chang *et al.*, 1988), permitiu incursões marinhas mais francas do que as que ocorreram durante as fases anteriores. A partir do Albiano, com a progressiva dispersão do assoalho e continuada subsidência decorrente do estiramento litosférico, foram desfeitas as condições de restrição que permitiram a deposição de espessa seção de sedimentos evaporíticos no então golfo, correspondente ao proto-oceano Atlântico-Sul. Como decorrência disto, a Bacia do Espírito Santo passou a ser dominada por ambientes marinhos francos nas porções centrais e distais, ambientes esses propícios à deposição de carbonatos, e ambientes fluviais, deltaicos e litorâneos siliciclásticos dominados por ondas nas porções mais proximais.

É, pois, dentro deste contexto que esse artigo aborda a sucessão

sedimentar basal do Grupo Barra Nova (Albiano Inferior; Figura 2) denominada informalmente de Sequência A (Tagliari *et al.* 2012, Tagliari *et al.*, no prelo) na porção *onshore* da Plataforma de Regência, uma província geológica localizada na região centro-oeste da Bacia do Espírito Santo (Figura 1). Esse intervalo estratigráfico compreende uma alternância cíclica de sedimentos siliciclásticos, híbridos e carbonáticos que representam um contexto paleogeográfico de sedimentação terrígena, nas porções proximais, e transicional a marinha, nas porções medianas e distais da Plataforma de Regência (Figs. 3 e 4). Este trabalho tem seu foco na análise faciológica dos testemunhos dos poços denominados de 2, 3 e 5, situados na porção centro-leste dessa plataforma (Figura 1). Foram descritos cerca de 180 m de testemunhos, com 14 fácies sedimentares e oito associações de fácies discriminadas. O caráter cíclico da sedimentação ensejou que fosse aplicada a técnica de redes neurais nos perfis geofísicos obtidos de um grande número de poços distribuídos por toda a porção *onshore* da bacia, devidamente calibrados à descrição dos testemunhos. Isto viabilizou estender a interpretação litológica para os intervalos não testemunhados da Sequência A.

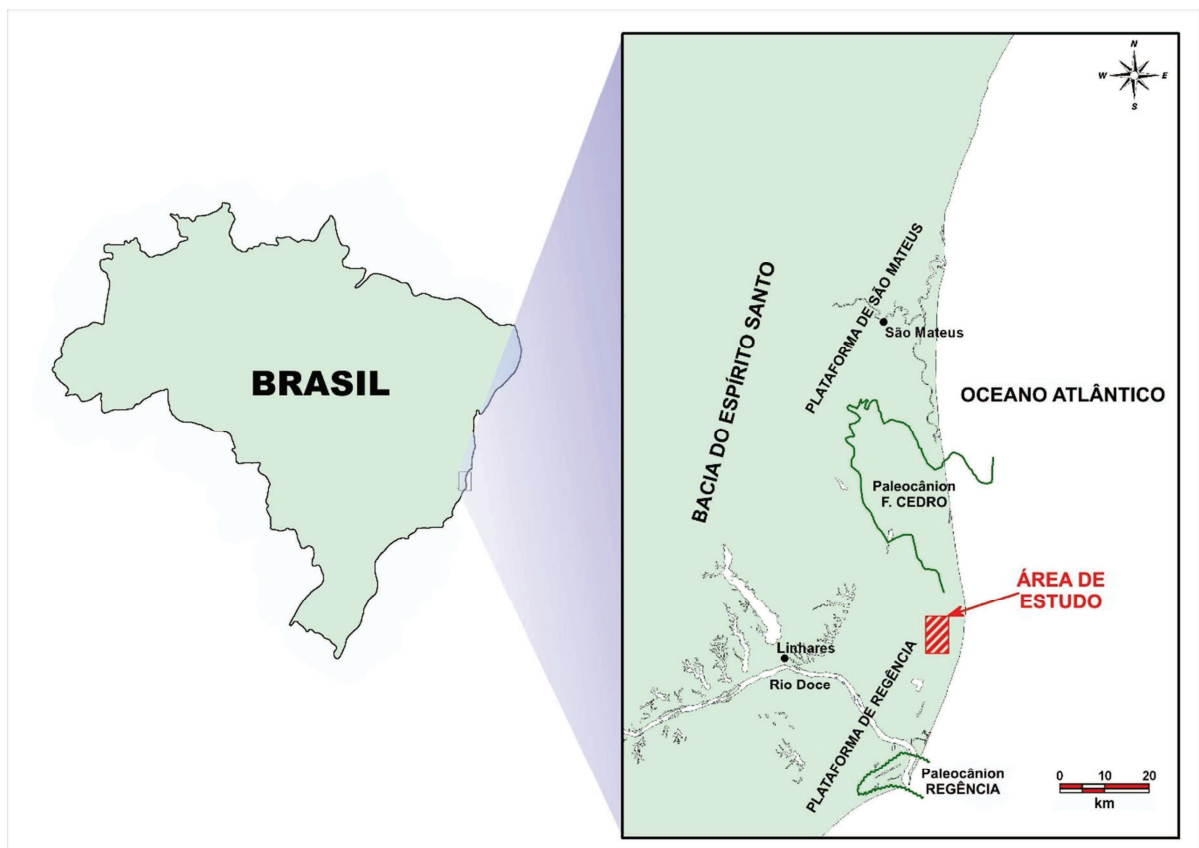


Figura 1. Mapa de Localização.

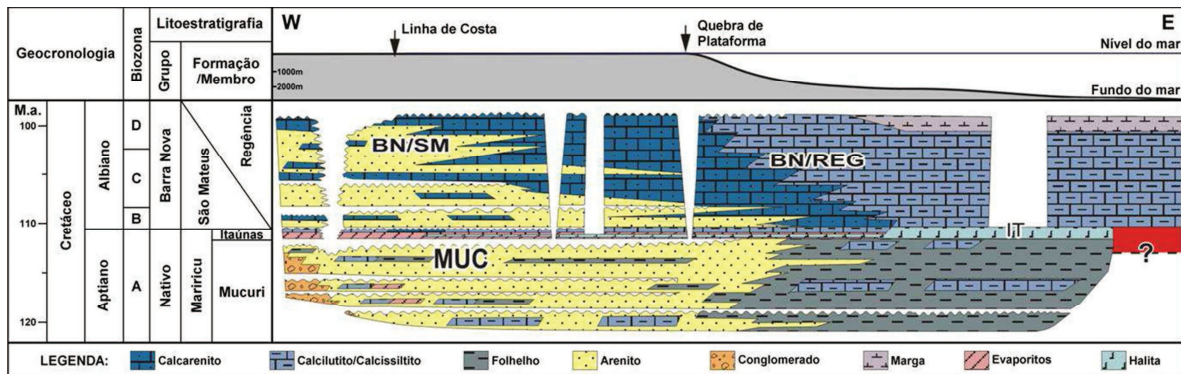


Figura 2. Detalhe da carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo (andares albo-aptianos). A unidade estudada (Sequência A) corresponde à primeira sequência deposicional acima da seção evaporítica (Biozona B de Botelho Neto, 1996). Adaptado de Tagliari *et al.* (2012).

A análise do conteúdo paleoicnológico forneceu importantes informações paleoambientais que subsidiaram a interpretação das associações de fácies (AF's). Além disso, este estudo auxiliou no diagnóstico das variações paleoclimáticas (alternância entre condições mais ou menos secas) responsáveis pela ciclicidade (empilhamento faciológico) a partir do estudo de fatores responsáveis pelo estresse ambiental (salinidade da água, oxigenação, taxa de sedimentação, entre outros).

Este artigo deve ser visto como complemento de um trabalho integrado (três manuscritos) que considerou mais de uma centena de poços perfurados na porção *onshore* da Plataforma de Regência e dados sísmicos 3D desta mesma região, quando foi, então, possível caracterizar, em nível regional, a disposição paleogeográfica dos principais tipos litológicos contidos no intervalo em apreço, permitiu, também, discriminar uma assinatura climática vinculada a ciclos orbitais controlando o empilhamento de alta frequência destes mesmos tipos litológicos (Tagliari *et al.* 2012). Na vizinha Bacia de Campos (Azevedo, 2001) também foram constatadas influências climáticas creditadas a frequências orbitais na escala de alta frequência. As deduções paleoambientais ora apresentadas, derivadas fundamentalmente da análise faciológica de testemunhos de sondagem de uma pequena área (Figura 1), respeitaram padrões paleogeográficos claros e inferências climáticas significativas, que serão abordados na sequência do artigo.

Consideramos como uma das principais contribuições deste artigo a proposição de um modelo deposicional capaz de explicar tanto a alternância cíclica como a disposição paleogeográfica dos principais tipos litológicos (fácies siliciclásticas, híbridas e carbonáticas). Na sua concepção são considerados tanto processos autocíclicos (sedimentos terrígenos trazidos por descargas fluviais efêmeras, produção *in situ* de sedimentos carbonáticos e redistribuição de ambos por correntes litorâneas e eventos de tempestade) como alocíclicos (variações climáticas e eustáticas controladas por ciclos orbitais). Julgamos também significativo o modo sinérgico como foram abordados tópicos como a sedimentação mista (siliciclástica e carbonática) e a influência das variações orbitais na escala de alta frequência (Ciclos de Milankovitch) na sua gênese, bem como a interação entre halocinese e sedimentação. Todos esses aspectos ensejaram um estudo de múltipla abordagem, constituindo um estudo de caso singular, que não encontra paralelo na bibliografia consultada, sobretudo em função da escala de detalhe (decimétrica a dezenas de metros) com que o assunto foi tratado.

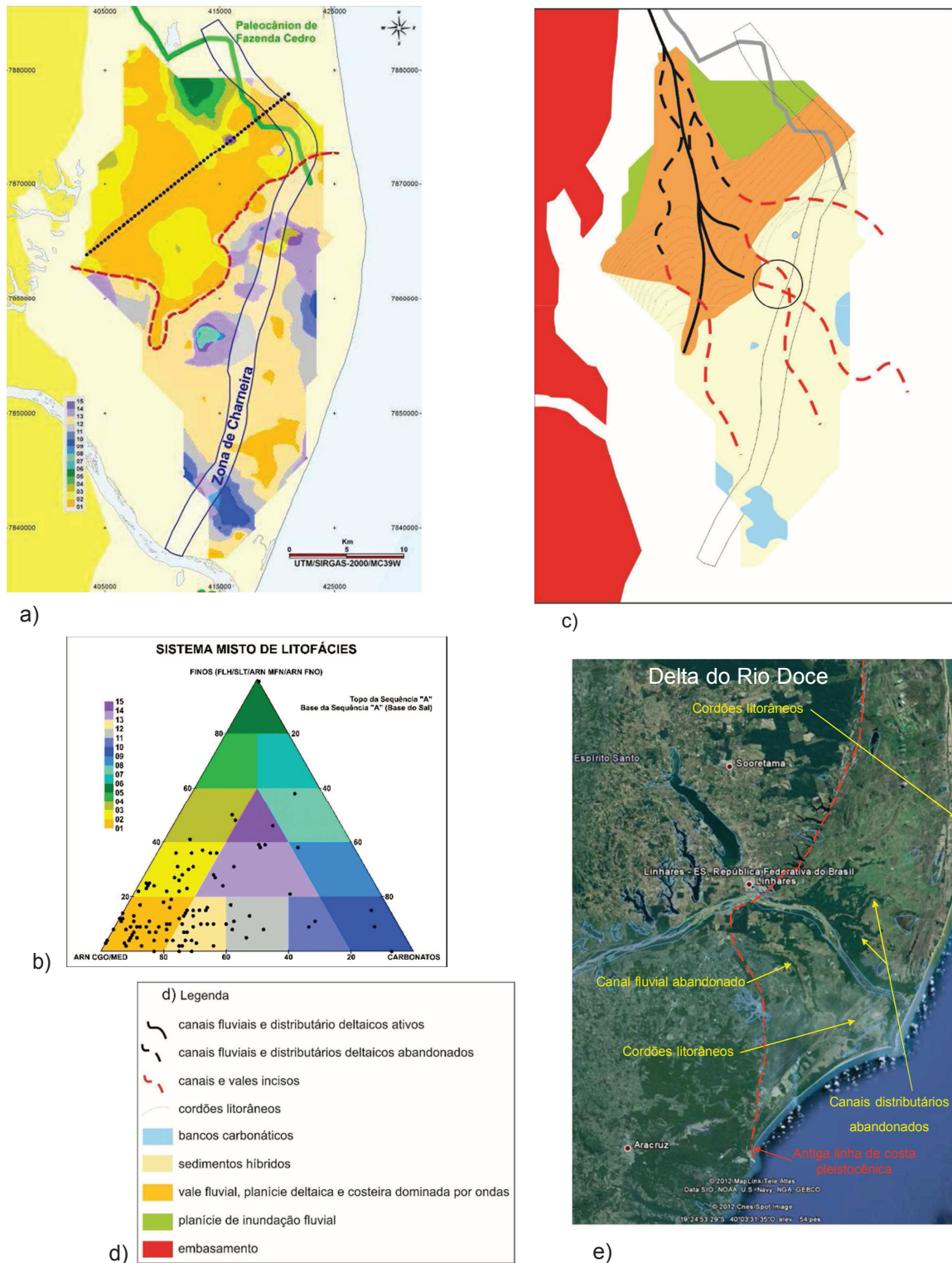


Figura 3 Sequência A (adaptado de Tagliari *et al.*, 2012b): (a) mapa de litofácies; (b) diagrama ternário de composição percentual das litofácies; (c) mapa paleogeográfico concebido a partir do mapa de litofácies: os ambientes proximais (sistema fluvial entrelaçado, planície deltaica e planície costeira dominada por ondas-cores laranja e verde) e elementos arquiteturais associados (canais fluviais e distributários ativos e abandonados; cordões litorâneos; e canais e vales incisos) tem no Rio Doce e planície deltaica associada, no Estado do Espírito Santo, análogo moderno (a zona estudada situa-se dentro do círculo desenhado); (d) legenda do mapa paleogeográfico (área em branco no mapa não foi amostrada por poços nem tampouco pela sísmica 3D); e (e) imagem de satélite do delta do Rio Doce (Google maps; acesso em 2012).

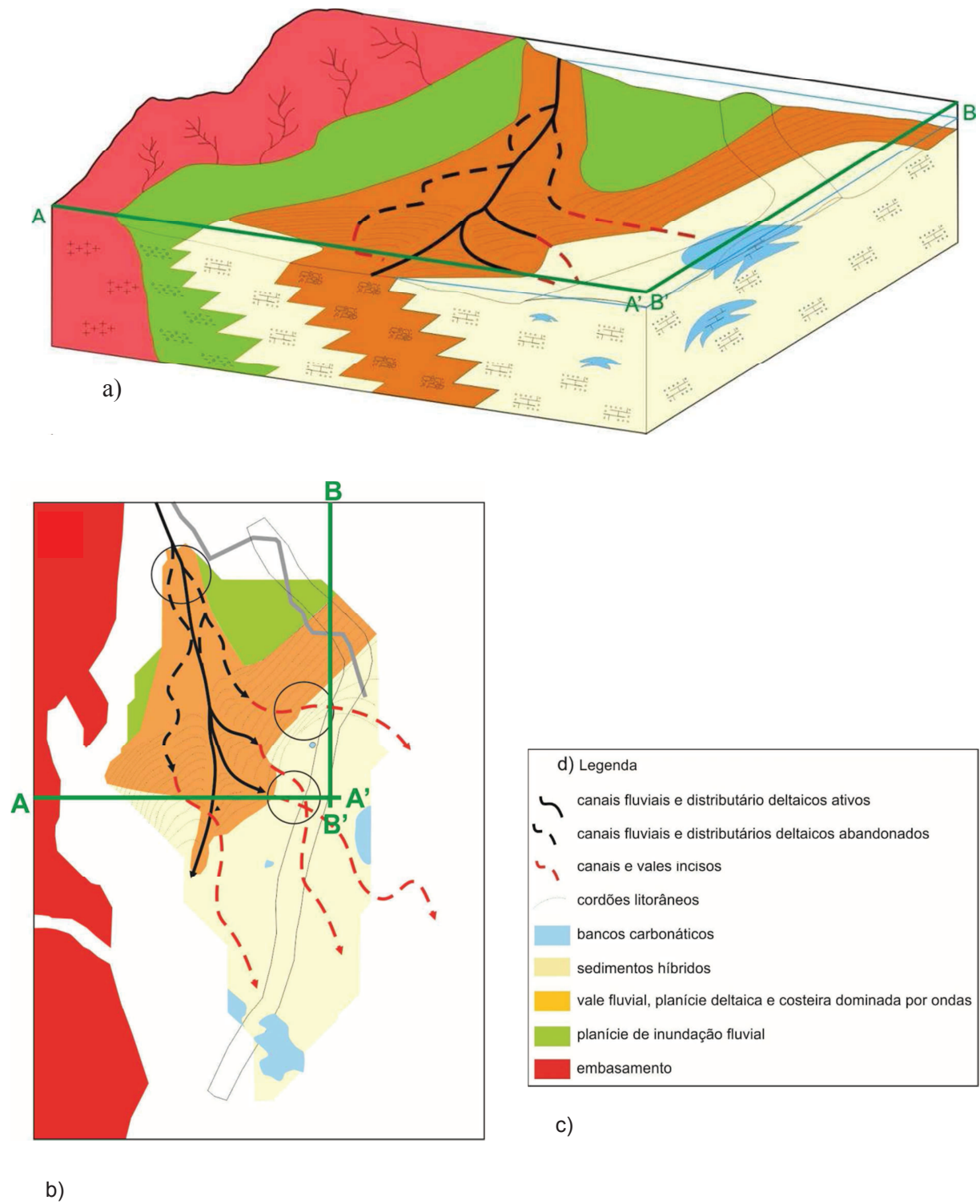


Figura 4. (a) Bloco-diagrama com evolução paleogeográfica simplificada da Sequência A indicando uma retrogradação das fácies siliciclásticas associada a uma paulatina tomada do espaço de acomodação por sedimentos de composição híbrida e, subsequentemente, carbonática; (b) localização do mapa paleogeográfico da Sequência A da área representada no bloco diagrama; e (c) legenda. Fonte: Tagliari *et al.*, no prelo.

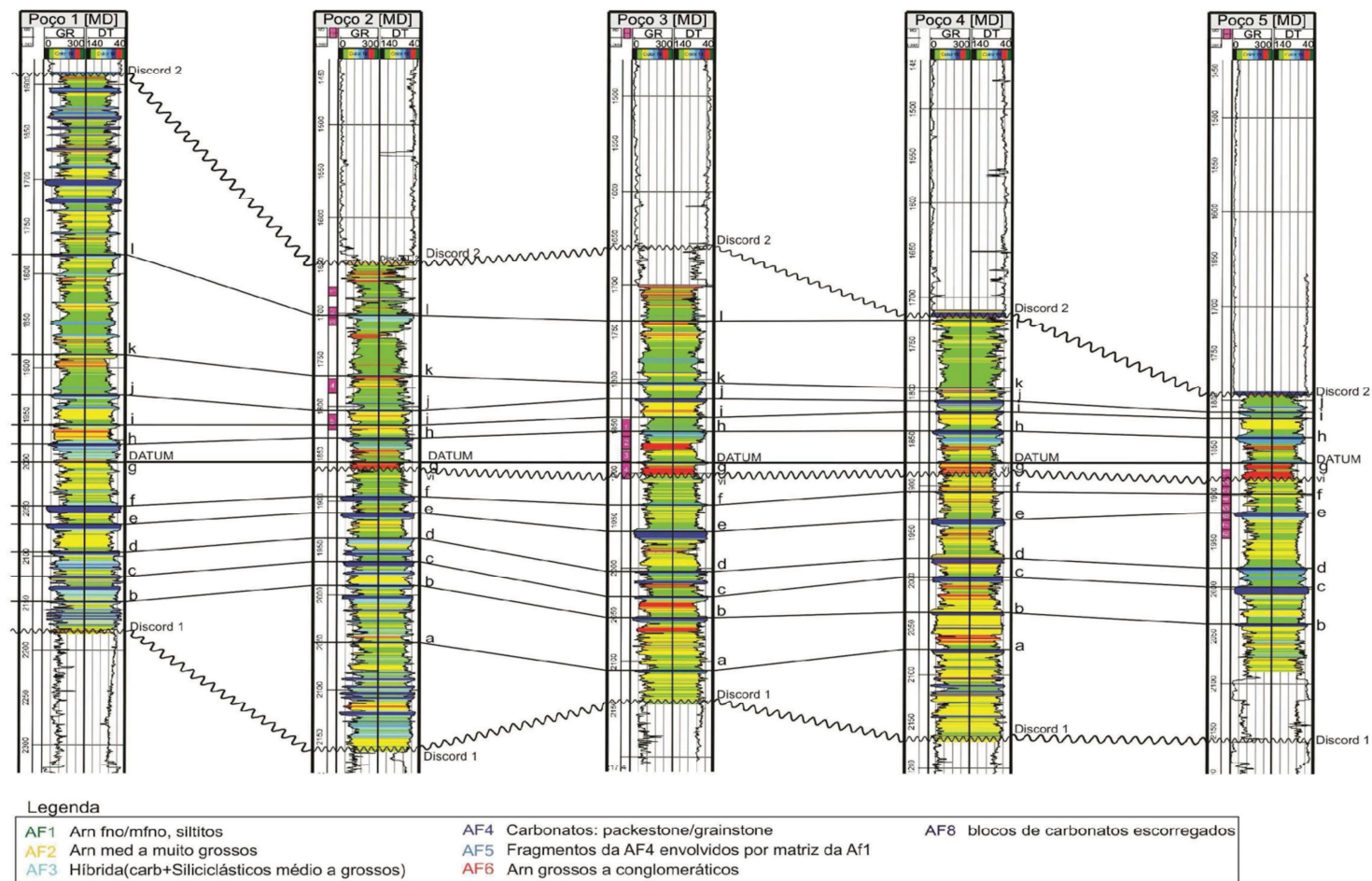
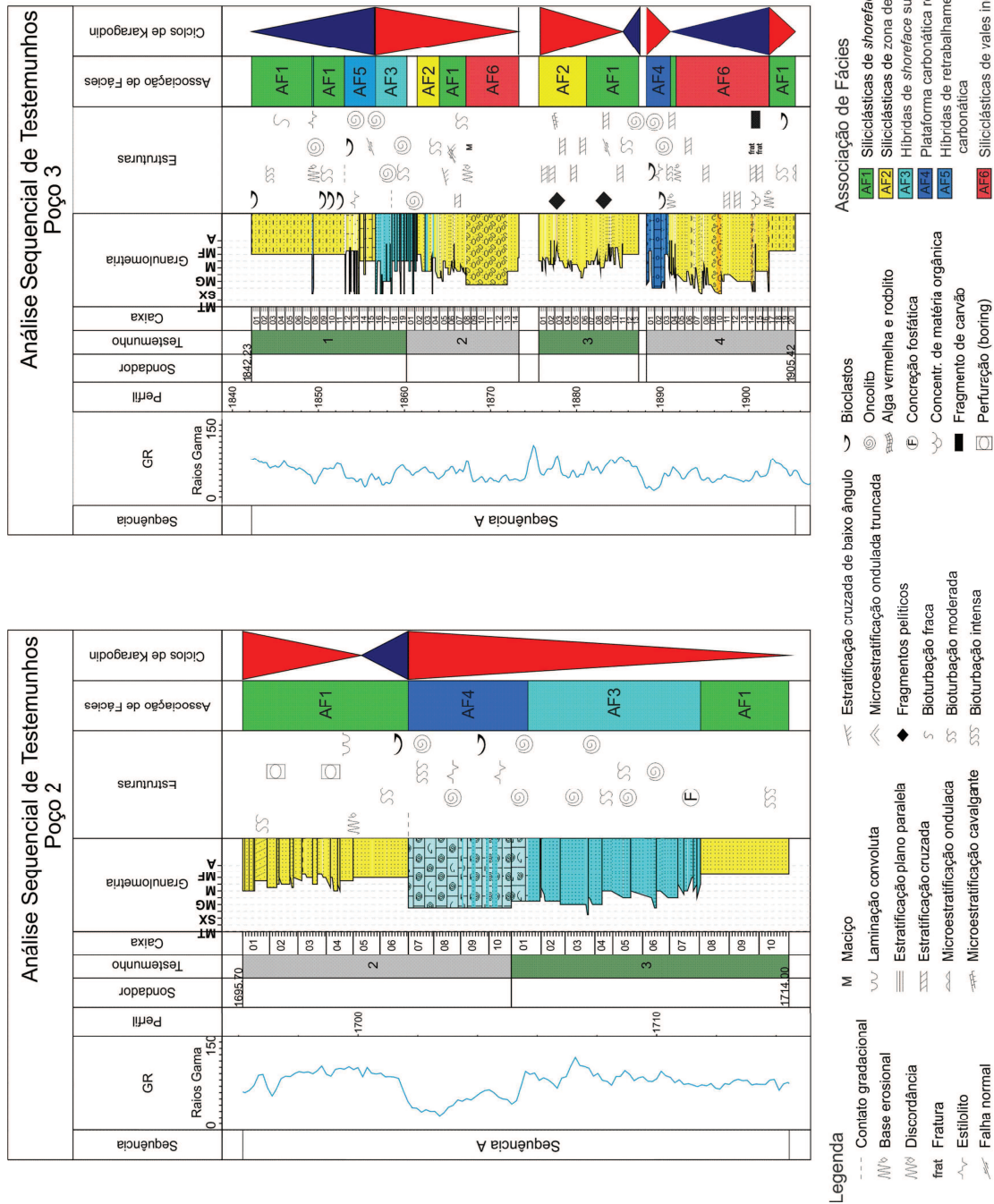


Figura 5 Seção estratigráfica Oeste-Leste utilizando os perfis RG e sônico dos poços 1, 2, 3, 4 e 5. O Marco "G" foi utilizado como *datum*. As cores indicam associações de fácies (AF) descritas nos testemunhos e passíveis de serem detectadas na escala apresentada. As descrições das AF foram extrapoladas para todo o intervalo da Sequência A por meio da aplicação de redes neurais nos perfis geofísicos de poços.



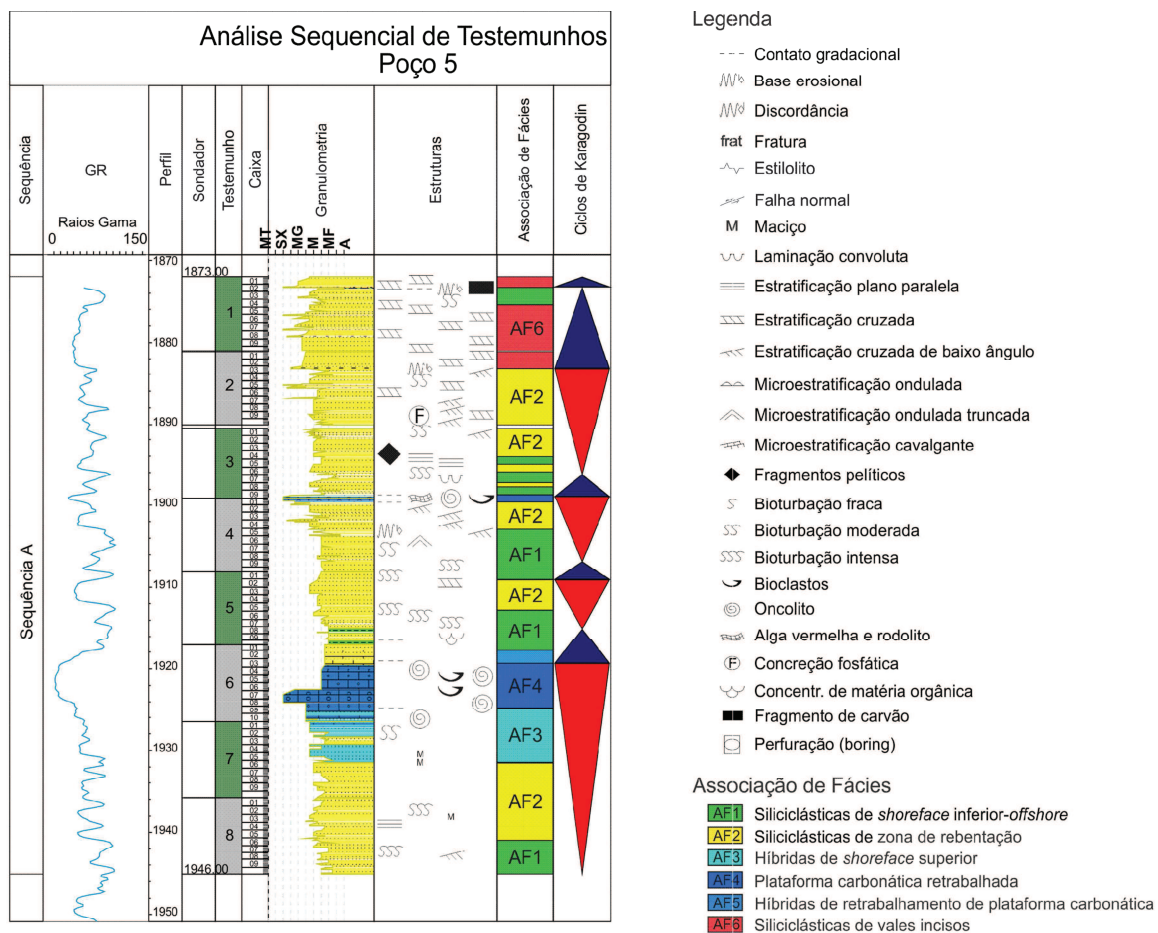


Figura 6 Descrição de testemunhos: Poço 2 – pacote grano- e estrato-crescente ascendente (testemunhos 3 e 2) com a AF1 (rochas siliciclásticas finas de *shoreface* inferior/*offshore*) na base passando para a AF3 (fácies híbridas de *shoreface* superior) e culminando com a AF4 (carbonatos de *shoreface*), essa recoberta pela AF1 de um novo ciclo; Poço 3 – sucessão grano- e estrato-decrescente ascendente (testemunho 4) com os depósitos fluviais de vale inciso (AF6) sendo recobertos por fácies de planície de inundação da AF7; e Poço 5 – ciclo grano- estrato-crescente ascendente definido pela sucessão das associações de fácies 1, 2 e 3 seguido pela superposição das associações de fácies carbonáticas (AFs 4 e 5) – testemunhos 08, 07 e 06.

2. METODOLOGIA

Foram descritos e interpretados quase 180m de testemunhos provenientes de distintos intervalos estratigráficos (Figura 5) coletados de forma contínua (67,55m do Poço 5) ou semicontínua, como nos poços 2 (54,15m) e 3 (56,55m). As litologias descritas nos poços estão devidamente correlacionadas aos perfis elétricos e radioativos bem como aos dados sísmicos. A descrição dos testemunhos é apresentada no formato utilizado pela Petrobras (Anassete - Análise Sequencial de Testemunhos; Figura 6) em duas escalas. Numa escala de maior detalhe, apenas os testemunhos 02 e 03 do Poço 2 são mostrados de modo a salientar o padrão de empilhamento das fácies no interior das associações de fácies (Figura 6 – Poço 02). Por outro lado, todo o intervalo amostrado dos poços 3 e 4 é apresentado em uma escala de menor detalhe para fornecer uma visão mais abrangente da sucessão vertical das associações de fácies (Figura 6 – poços 03 e 05).

A descrição dos testemunhos permitiu a discriminação de 9 fácies siliciclásticas, 2 fácies híbridas e 3 fácies carbonáticas (Tabela 1; Figura 7) que foram agrupadas em 8 associações de fácies (AF). As litologias, neste trabalho classificadas como híbridas, pressupõem um conteúdo de grãos carbonáticos situado entre 33 e 66% do total.

As fácies foram definidas e codificadas a partir da granulometria dominante, composição (no caso das rochas híbridas e carbonáticas) e feição sedimentar característica (estrutura sedimentar ou fábrica), sempre se utilizando de letras derivadas do termo em inglês, de mais fácil reconhecimento internacional. Assim que as letras H e L indicam composição híbrida e carbonática, respectivamente, enquanto que a falta destas indica composição siliciclástica. As letras G, S e F indicam as classes cascalho, areia e lama, respectivamente, enquanto as demais letras maiúsculas representam subdivisões destas classes, tal como conglomerado de matacão, blocos ou seixos (B, C ou P), arenito conglomerático, médio a muito grosso, médio a fino, e fino a siltico (G, C, M ou F), pelito carbonoso (CO) e, por fim, tipos de carbonatos (R, P e G para *rudstones*, *packstones* e *grainstones*, respectivamente). Por fim, as letras minúsculas ao

final dos códigos indicam aspectos característicos que permitem distinguir as fácies e que estão relacionados à fábrica ou às estruturas sedimentares dominantes (Tabela 1).

No geral, mesmo que pertencendo a distintos intervalos estratigráficos, as mesmas fácies foram reconhecidas nos testemunhos dos três poços (Figs. 5 e 6). A descrição dos testemunhos permitiu ratificar as conclusões das análises espectrais baseadas no perfil de raios gama (Tagliari *et al.*, 2012), ou seja, que a sucessão dos tipos litológicos da Sequência A possui um caráter repetitivo. Considerando esta característica, procurou-se associar aos intervalos não testemunhados, informações correlatas àquelas obtidas na descrição dos testemunhos. Essa vinculação foi realizada através de estudos com redes neurais (Petrel-Well Correlation Course, 2012; PETREL - Litho ToolKit Facies Classification Course) baseada na correlação da descrição do intervalo testemunhado com as respectivas curvas dos perfis geofísicos de poços utilizados, a saber: raios gama, densidade, fator fotoelétrico (PEF), sônico e neutrão. O programa utiliza o algoritmo *backpropagation*. Realizados 50 treinamentos com variadas suítes dos perfis acima referidos, tendo sido escolhida aquela suíte com a série mais completa dos perfis (os cinco já citados). A seguir foi aplicado o módulo de treinamento através da rede neural não supervisionada (algoritmo Competitive and Selective Learning – CSL), com testes com 20, 14, 12, 10 e, finalmente, sete classes geradas pela correlação dos perfis. A versão com 7 classes mostrou-se mais coerente com o observado nos testemunhos. Foi aplicada, então, agora com o modo supervisionado (algoritmo Sigmoidal Basis Function Regression Network–SBFRN), a versão com sete classes, que foi a escolhida, produzindo ótima correlação e justificando a aplicação do método.

Tabela 1 Principais classes de fácies descritas nos testemunhos e respectivos códigos. As fácies abaixo apresentadas foram posteriormente subdivididas em subclasses tendo por base sua feição sedimentar (fábrica ou estrutura sedimentar) característica.

Composição	Rocha	Granulometria	Código
Siliciclástica (<33% de carbonato) ou Híbrida (H) (33 a 66 % de carbonato)	Conglomerado (G, GH)	Matacão (B)	GB (GHB)
		Blocos (C)	GC (GHC)
		Seixos (P)	GP (GHP)
	Arenito (S, SH)	Conglomerático (G)	SG (SHG)
		Médio a muito grosso (C)	SC (SHC)
		Médio a fino (M)	SM (SHM)
		Fino, muito fino a siltico (F)	SF (SHF)
	Pelito (F)	Siltito	F (FH)
		Folhelho Carbonoso	FCO
Carbonática (> 66 % de carbonato)	Carbonato (L)	<i>Rudstone</i> (R)	LR
		<i>Packestone</i> (P)	LP
		<i>Grainstone</i> (G)	LG

Paralelamente é importante lembrar que a classificação atribuída na coluna de “Associação de Fácies” (fig. 6) contemplou, para sua denominação, estratos com espessura superior a 2 m. Assim, função das escalas utilizadas, optou-se por simplificar a representação das escalas. É possível que possível que estratos pertencentes à AF1, por exemplo, estejam intercalados com estratos da AF2 (fig. 6, Poço 5, T07 e T08), que empresta o nome ao intervalo em questão por conter espessuras mais significativas de estratos dessa associação. Do mesmo modo isto pode ocorrer em outros intervalos. Em virtude da significativa amostragem dos vários ciclos foi obtida uma interpretação preditiva da gênese dos mesmos (Tagliari *et al.*, 2012). Os perfis raios gama e fator fotoelétrico (PEF) mostraram-se como os mais apropriados na distinção das fácies carbonáticas, mistas e siliciclásticas, mas optou-se pelo perfil raios gama no estudo do “ciclo ideal” (ver itens 4.5 e 4.6) porque o PEF apresentou-se, como seria esperado, com aparência mais serrilhada, respondendo à composição mineralógica de distintos minerais presentes. A partir da descrição das fácies sedimentares presentes nos testemunhos foram identificadas associações de fácies geneticamente

relacionadas (contatos transicionais) que se sucedem na escala da excentricidade curta (100 m.a.).

Cabe realçar que, várias camadas de arenito e algumas de carbonato que aparentam, ter aspecto maciço na análise macroscópica, mostraram – se laminados, como pode ser percebido pela visualização de seções delgadas (fig. 8a). Além disso, o tratamento de fotos digitais dos testemunhos com o uso de ferramenta de pseudo-iluminação sob diferentes intensidades e ângulos de incidência para salientar o relevo (*Corel Photo Paint*), mostrou ser a laminação uma feição conspícua em fácies aparentemente maciças (fig. 8b; c; d). Nesse segundo caso, cuidou-se para submeter, ao mesmo tratamento, fotos de amostras com laminação bem definida de modo a demonstrar que o procedimento salientava orientações pré-existentes, tanto as visíveis como as não visíveis a olho nu (fig. 8e).

Para o entendimento da gênese da sucessão faciológica foi de fundamental importância a sua correlação com o mapa de litofácies da Sequência A. Esta sequência deposicional retrata na escala temporal de terceira ordem (2 a 3 Ma; Tagliari *et al.*, 2012) a distribuição faciológica obtida através da utilização de perfis compostos de mais de 90 poços exploratórios produzidos a partir dos perfis geofísicos, dos tempos de penetração da broca e das descrições de amostras de calha. O mapa de litofácies e o mapa paleogeográfico a partir do primeiro interpretado resume, como um “instantâneo fotográfico”, a paleogeografia que controlou a sedimentação ocorrida ao longo do intervalo de tempo supracitado. O bloco diagrama (fig. 4) foi confeccionado com base tanto no mapa de litofácies quanto em seções sísmicas contendo colunas geológicas de poços devidamente a elas ajustadas (as seções), obtidas no sentido do mergulho da bacia (fig. 9).

As seguintes abreviaturas são usadas no texto: AF – Associação de Fácies; T – Testemunho; P – Poço; e Cx – Caixa.



Figura 7. Exemplos de facies: (1) siliciclásticas – (a) GPm, (b), SGt, (c) SCt, (d) SMCI (biot), (e) SMpp, (f) SMm, (g) SFI, (h) SFw, (i) HetSF (biot), (j) SFm, (k) SF (biot) e (l) FCM; (2) híbridas – (m) ShG-M) e (n) SHf; e (3) carbonáticas – (o) LR, (p) LPG e (q) LG.



Figura 8 (a) Visão macro e microscópica de arenito médio, micáceo e mal selecionado da AF2; (b), (c), (d) e (e): pares de fotos de rochas siliciclásticas (AF2), híbridas (AF3) e carbonáticas (AF4) com aspecto maciço nas imagens sem tratamento (foto esquerda) e estratificado nas imagens submetidas à pseudo - iluminação (foto direita).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

Segundo Azevedo (2001), que abordou a evolução do paleo Atlântico Sul do Aptiano ao Meso-Albiano, o ambiente geológico da região do Mar Vermelho, e porções continentais adjacentes, configura-se como um análogo moderno ao Atlântico Sul durante o Eo-Albiano. O lineamento formado pelo Alto de Florianópolis e a Dorsal de São Paulo constituía-se na barreira restritiva à circulação de água entre o Atlântico Sul Meridional (ASM) e Atlântico Sul Central (ASC), o qual incorporava as bacias da margem leste brasileira (incluindo o Espírito Santo). Essa barreira só foi superada de modo efetivo no Eo-Albiano. Até então o ASC era alimentado fundamentalmente por águas vindas do Atlântico Norte, na época ligado ao Mar de Tethys. O ASC estava, então, inserido em um cinturão climático árido, submetido a um balanço hídrico negativo, com salinidades superiores à média. A tectônica que envolve o embasamento, movimentações halocinéticas eustáticas na escala de terceira ordem, e talvez, também na alta frequência, orbitalmente induzidas, foram responsáveis pelas oscilações do espaço deposicional. Esses fatores proporcionaram o empilhamento de dezenas de ciclos de raseamento de diferentes magnitudes.

Ainda segundo Azevedo (2001), interpretação baseada em dados de traços de fissão de apatita levantados na margem sudeste do Brasil e sul da África (Gallagher e Brown, 1999 *apud* Azevedo, 2001) apontam intensa denudação durante o Albiano, indicando presença de relevo escarpado na costa. Assim, cadeias montanhosas, bordejavam este mar restrito, o que é corroborado pela ocorrência de uma transição de clásticos terrígenos, nas áreas proximais, para fácies carbonáticas no sentido das porções mais distais. A presença de sedimentos imaturos de primeiro ciclo constatada em testemunhos coletados em poços da área de estudo é condizente com esse contexto paleogeográfico e paleoclimático.

É nesse ambiente que foi depositada a Sequência A, objeto de estudo do presente artigo. Essa sequência está limitada na base pelo horizonte sísmico que corresponde à porção basal dos evaporitos do Membro Itaúnas da Formação Mariricu (Neo-Aptiano), e no topo, por um horizonte sísmico correspondente a um truncamento erosional (Figura 9). A Sequência A caracteriza-se por rochas siliciclásticas (siltitos, arenitos e conglomerados), híbridas e, subordinadamente, carbonatos (*packstones* a *grainstones* oncolíticos) e anidrita (França *et. al.*, 2007).

O mapa de litofácies da Sequência A (Figura 3) sintetiza a paleogeografia dominante na escala de terceira ordem na porção *onshore* da Bacia do Espírito Santo e espelha o predomínio de depósitos siliciclásticos nas porções mais proximais (NW da Plataforma de Regência) e de fácies híbridas e carbonáticas nas áreas mais distais (Figura 3; a linha pontilhada em preto indica o *strike* deposicional (SW/NE) das fácies proximais e a linha vermelha separa as fácies siliciclásticas das fácies mistas, essas, mais distais). Em maior detalhe, é percebida uma área com domínio de arenitos médios a conglomeráticos (cor laranja) na porção proximal, que indica uma evidente direção de transporte sedimentar para SE. Ao longo do limite com os depósitos híbridos marinhos, essas fácies siliciclásticas se alinham na direção NE/SW, sugerindo um retrabalhamento por ondas em uma zona litorânea sujeita à ação de correntes litorânea sujeita à ação de correntes de deriva (*longshore currents*). Mais distalmente, já em contexto amplamente marinho, observa-se o predomínio de fácies híbridas e, localmente, carbonáticas, principalmente nas proximidades da zona de Falha Cedro/Rio Doce, interpretada como um paleoalto sindeposicional (Tagliari *et al.*, no prelo). Vários estudos têm abordado sistemas mistos em ambientes plataformais, dentre os quais os de Doyle e Roberts (1988), Budd e Harris (1990) e Lomando e Harris (1991) constituem coletâneas “clássicas”.

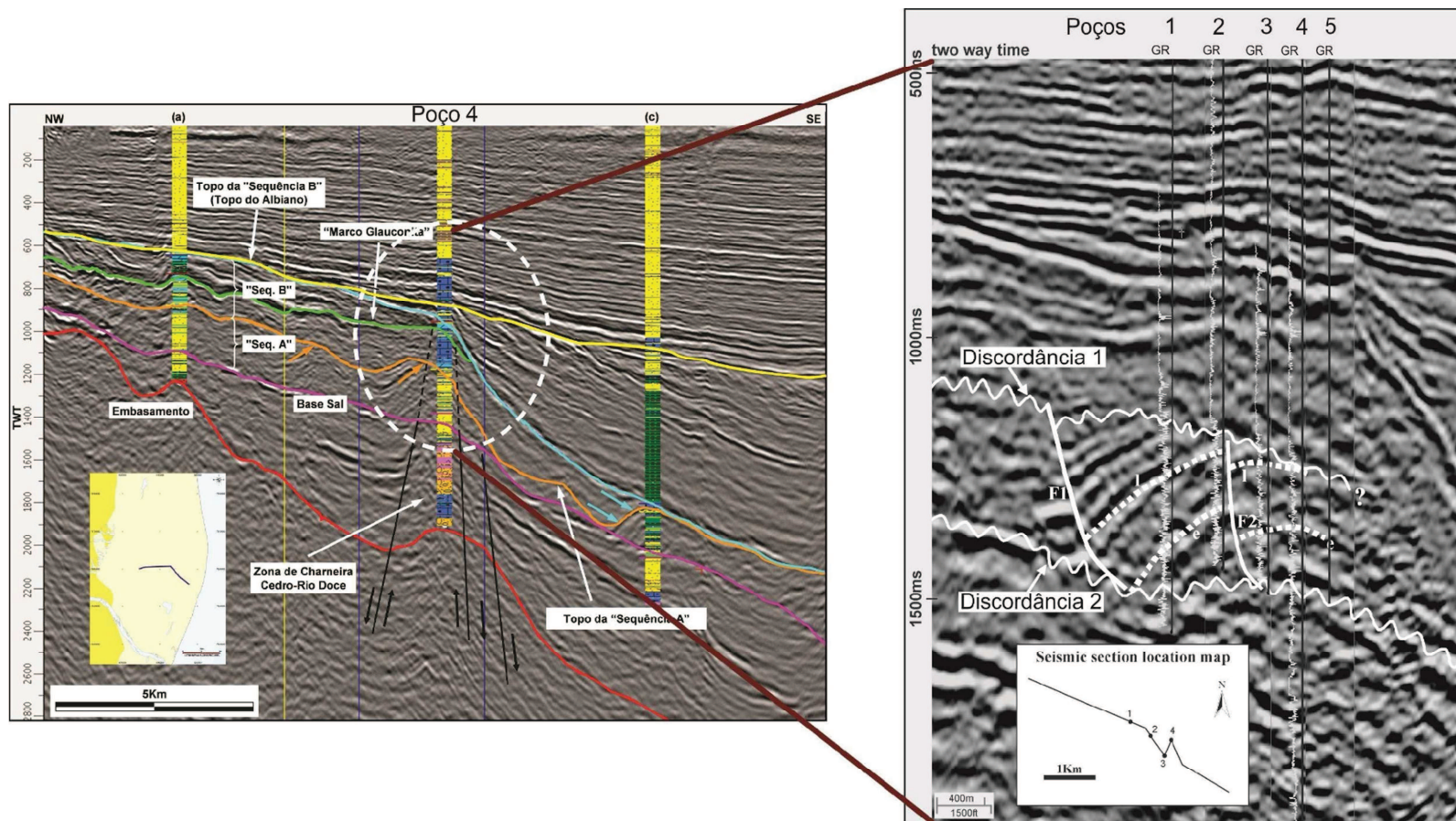


Figura 9 Seção sísmica regional *dip* (Tagliari *et al.*, 2012b) salientando, entre outros aspectos, a unidade objeto deste estudo (Sequência A) e a localização do poço 4. Nota-se um aumento na quantidade relativa de carbonatos (cor azul nas colunas geológicas dos poços) para oeste. No detalhe (à direita na figura) é mostrado uma parte da seção sísmica com localização dos poços 1, 2, 3 4 e 5 em uma estrutura de *rollover* formada durante a deposição da Sequência A (os refletores tracejados em branco mostram os marcos "e" e "l" - ver também Figura 5).

Esta disposição paleogeográfica resultaria de um aporte siliciclástico derivado de descargas fluviais efêmeras provenientes de NW combinado com a produção *in situ* de sedimentos carbonáticos em altos estruturais relativos. Enquanto os altos em contexto marinho favoreceriam a produção carbonática, os sedimentos siliciclásticos tenderiam a se acomodar nos sítios mais baixos (Wilson, 1975). Concomitantemente ocorreria a redistribuição e mistura parcial de ambas as fontes (siliciclástica e carbonática) por ação de ondas e correntes de deriva litorânea na direção SW/NE, principalmente durante frequentes eventos de tempestade, conforme sugerido pelo retrabalhamento observado nas fácies carbonáticas e híbridas.

Fazendo-se uma analogia do ponto de vista da assembleia ecológica dos organismos secretores de carbonato do Recente, situados entre o Equador e as latitudes 60° N e 60° S (Lees e Buller, 1972; Lees, 1975), com seus correlatos albianos das bacias da margem sudeste brasileira, esses últimos pertencem à assembleia denominada *foramol*, composta principalmente por foraminíferos e moluscos. Esses organismos ocorrem em ambientes com variados valores de salinidade e temperatura. São justamente esses componentes carbonáticos aqueles mais comumente presentes nos sistemas mistos pela sua maior tolerância ao *stress* ambiental, o qual também inclui o sedimento em suspensão na coluna d'água que obstrui os mecanismos de alimentação de organismos (Mount, 1984). A composição dos sedimentos mistos é, provavelmente, controlada pela natureza dos processos que possibilitam a mistura dos componentes siliciclásticos e carbonáticos (Mount, 1984). As outras assembleias ecológicas carbonáticas são mais seletivas. A do tipo *chlorozoan* é dominada por algas verdes e corais, restritas a ambientes com salinidade moderada e temperatura quente da água. A do tipo *cloralgal* comporta algas verdes e é restrita a ambientes de alta salinidade e águas quentes.

A área estudada situa-se na porção centro-leste da Plataforma de Regência, nas imediações da Falha Cedro Rio Doce, a qual divide a plataforma em bloco alto e baixo. O pacote estudado, situado no bloco alto da plataforma, correspondente à Sequência A e abrange estratos ciclicamente dispostos e presentes em 5 poços perfurados em uma estrutura em *rollover* (Figura 9).

Segundo Duarte (2003), *rollover* é um anticlinal de compensação comumente associada às falhas de crescimento, formada formada no bloco baixo, paralelo à superfície da falha, como resultado da rotação do bloco baixo. Como consequência, o mergulho contra a superfície de falha se apresenta contrário ao do efeito de arrasto.

As fácies siliciclásticas, híbridas e carbonáticas ocorrem ciclicamente empilhadas. Esse padrão é bem demonstrado pelas sucessões verticais das fácies nos testemunhos de sondagem e pelo padrão cíclico perceptível quando da aplicação de redes neurais aos perfis geofísicos dos poços 1 a 5 (Figura 5), padrão esse já previamente reconhecido (Tagliari *et al.*, 2012) e que é, ora, ratificado. Esses ciclos compostos pela superposição de estratos siliciclásticos, híbridos e carbonáticos (Figura 5) são entendidos como resultante da alternância de condições climáticas mais secas e menos secas (relativamente mais úmidas). O perfil de raios gama foi o que melhor conseguiu distinguir as fácies tipicamente carbonáticas (valores < 50 API) das fácies híbridas e siliciclásticas. O perfil fator fotoelétrico (PEF) também se mostrou útil, porém com aparência mais serrilhada. Observa-se uma transição frequentemente contínua das fácies siliciclásticas, passando para as fácies híbridas e destas para as carbonáticas. Na medida em que, gradativamente, aumenta o conteúdo carbonático em meio às fácies híbridas, até a franca ocorrência das fácies carbonáticas, registra-se uma tendência de diminuição paulatina nos valores de raios gama (Figura 6: P02/T02/cxs 01 a 03 e 07 a 10), que são mais altos nas fácies puramente siliciclásticas (arenitos arcoseanos). Esta configuração é repetida com muita frequência ao longo da amostragem obtida nos 5 poços descritos, assim como em outros poços situados no mesmo *strike* deposicional (Figura 10) o que sugere uma origem alocíclica para o empilhamento faciológico referido. A maior espessura da seção correspondente à Sequência A nas imediações do Poço 7 (Figura 10) é interpretada como fruto de escape de sal concomitante com o aporte sedimentar e subsidência mais expressivos.

De acordo com Tagliari *et al.* (2012), o padrão cíclico dos estratos possui uma origem climática. Padrões de ciclicidade induzida por variações climáticas estão descritos em diversas localidades ao redor do globo, incluindo sucessões permianas da Permian Basin, no Texas e Novo México (Borer e Harris, 1991);

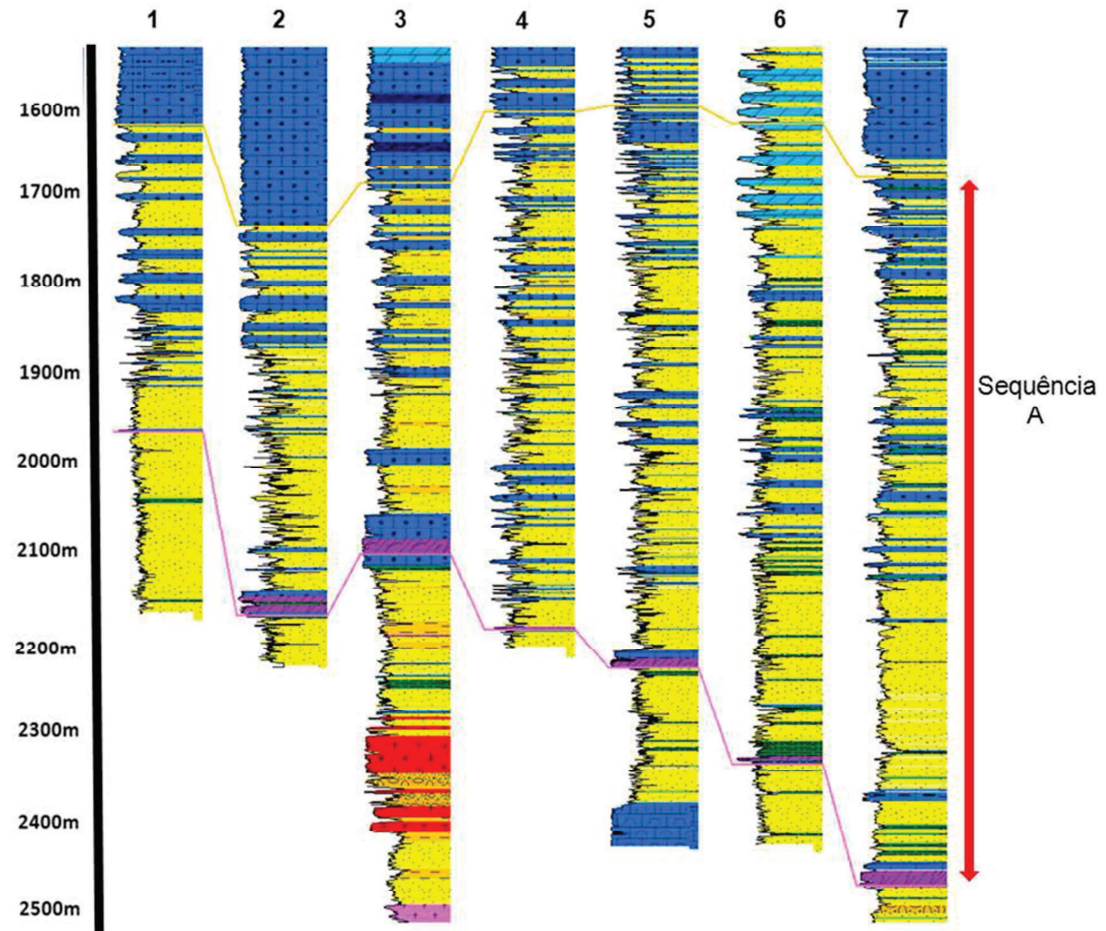
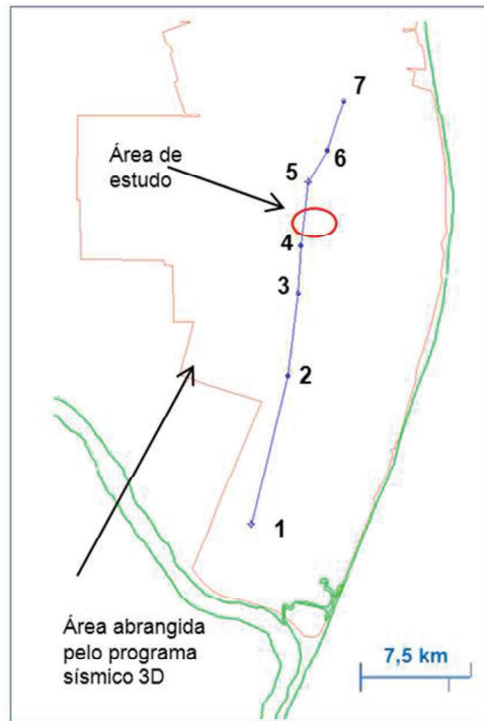


Figura 10 Ciclicidade exibida na Sequência A ao longo de poços situados no mesmo *strike* deposicional que os poços da área estudada.

pensilvanianas da Paradox Basin, também nos Estados Unidos (Frakes *et al.*, 1992; Goldhammer *et al.*, 1991); albianas na Bacia de Umbria-Marche (Grippio *et al.*, 2004) e das formações Marne e Fucoidi (Giorgioni *et al.*, 2012), ambos casos nos Apeninos italianos; neo-aptianas a neo-albianas em Oman (Immenhauser *et al.*, 1999); mesoalbianas na Bacia da Baixa Saxônia, no NW da Alemanha (Prokopf e Thurow, 2001; Tyszka, 2009); aptianas na Sierra Madre Oriental no NE do México (Montanez *et al.*, 2006); e aptiano-albianas nas regiões de Hannover, no norte da Alemanha (Heldt *et al.*, 2010), e de Piobbico, na Itália central (Premoli Silva *et al.*, 1989), entre outros casos. Além disso, várias evidências sugerem um clima árido a semiárido para o intervalo estudado. Dados palinológicos (Chumakov *et al.*, 1995) indicam um período predominantemente seco durante o Eo-Albiano das bacias da margem sudeste brasileira. As lâminas delgadas e os testemunhos mostram arenitos finos e siltitos ricos em biotita sem evidências marcantes de alteração por intemperismo químico sindeposicional. Além disso, é quase completa a ausência de folhelhos nessa porção do Neo-Albiano (Sequência A). A imaturidade textural e mineralógica, identificada macro e microscopicamente, sugere a presença de sistemas deposicionais siliciclásticos nas proximidades de uma área fonte topograficamente elevada, similar à atual margem oeste da própria Bacia do Espírito Santo. Muito embora a ausência de feições indicativas da atuação de intemperismo químico possa, a princípio, ser em parte explicada por reduzido tempo de residência dos sedimentos na plataforma (grãos angulosos de siliciclásticos), causada por um rápido soterramento provocado por altas taxas de sedimentação, parece-nos altamente improvável que, ao longo de cerca de todo o intervalo testemunhado, este processo possa, por si só, possa explicar os exíguos 30 cm de espessura que são constituídos de folhelhos. Esse pacote corresponde a mais de 180m em três níveis estratigráficos distintos da Sequência A, equivalendo a algumas centenas de ka. É mais crível pensar-se que o clima também foi o fator importante no sentido de evitar a presença significativa de pelitos na Plataforma de Regência. Ademais, todas as informações climáticas supracitadas apontam para um paleoclima árido a semiárido correlato ao Eo-Albiano no Atlântico sul primitivo.

O panorama acima descrito se assemelha ao que hoje vemos às margens do Mar Vermelho (Tucker, 2003), em particular na margem norte do Golfo de Eilat

(também conhecido como Golfo de Aqaba), fronteiro à Península do Sinai (Figura 11; Friedman, 1988). Ali se observa uma fonte de origem ígneo-metamórfica, topograficamente elevada, submetida a um regime de clima desértico. Os sedimentos siliciclásticos chegam até um litoral bastante estreito, através dos rios temporários de alta energia (*wadis*), que descem das áreas montanhosas, formando leques (intemperismo físico) aluviais e leques deltaicos (*fan deltas*) que mantêm contato litológico direto com o mar e com sedimentos carbonáticos cujos constituintes mais importantes são corpos recifais. Estradas de rodagem pavimentadas foram construídas por sobre alguns dos *wadis* próximos à linha de costa (Figura 11) bem como obras portentosas (estradas e grandes hotéis, por exemplo) que estão situadas sobre os próprios *wadis* e leques. Isto indica que a descarga aluvial capaz de produzir a sedimentação de primeiro ciclo nos *wadis* é bastante efêmera, ocorrendo em intervalos de centenas, talvez alguns milhares de anos.

O *background* do sistema sedimentar é inferido como sendo carbonático, ou seja, durante a maior parte do tempo ocorre deposição de carbonato, a taxas de acumulação mais baixas do que os siliciclásticos, que apenas muito esporadicamente aportam no litoral através dos *wadis* durante chuvas torrenciais. Nesse ambiente prepondera o intemperismo físico sobre o químico. A presença de argilo-minerais, e finos em geral, é secundária, pouco turvando a água do mar. Quando isso acontece, correntes litorâneas atuando paralelas à linha de costa rapidamente “limpam” o mar, deixando o ambiente outra vez favorável ao crescimento dos recifes de corais.

Nesse sentido, podemos traçar um paralelo climático e, em parte, paleogeográfico, com o Albiano da Plataforma de Regência, lembrando, porém, quão distintos são os ambientes tectônicos que caracterizam as duas áreas, a Plataforma de Regência no durante o Albiano e o atual Golfo de Eilat. Esse último ocupa um estreito vale tectônico com 10 a 26 km de largura, limitado por falhas que formam taludes submarinos, ou seja, uma área em processo de rifteamento, exibindo plataformas descontínuas, bastante estreitas, localizada em pontos esparsos e comprimidas entre montanhas e o mar adjacente e profundo. Já no Albiano, a Bacia do Espírito Santo desenvolvia-se em uma margem passiva caracterizada por uma ampla plataforma em rampa limitada a oeste por uma área

elevada que também servia de fonte para deposição de sedimentos de primeiro ciclo. Tomando por base o que ocorre na margem norte do Golfo de Eilat, a alternância entre fácies siliciclásticas e carbonáticas, na Plataforma de Regência, sugere um *background* de sedimentação carbonática cujos depósitos eram periodicamente soterrados por sedimentos siliciclásticos, sem evidência marcante de intemperismo químico (e.g. raros e delgados estratos de folhelhos, restritos e delgados pacotes vinculados a turfeiras/manguezais e grãos de feldspato sem evidência de alteração sindeposicional), produzindo ciclos de sedimentação na escala de Milankovitch.



Figura 11. Imagens de satélite (Google Maps, acesso em 2011) da margem norte do Golfo de Eilat (Península do Sinai-Egito): (a) área fonte de sedimentos siliciclásticos erodida por rio efêmero, *wadi* e leque deltaico siliciclástico, esse último bordejado por uma franja de recifes de corais; e (b) *wadi* sobre o qual foi construída uma rodovia asfaltada.

4. RESULTADOS

4.1 Descrição macroscópica das fácies

Neste item é apresentada a descrição macroscópica das fácies sedimentares. Os termos sublinhados realçam os aspectos descritivos mais importantes e que, por isso, foram utilizados na composição das siglas específicas adotadas para todas as fácies descritas.

4.1.1 SILICICLÁSTICAS

a) Conglomerados (fácies G)

Fácies GPm (Figura 7a): Conglomerado maciço, clasto-suportado, mal selecionado e polimítico. Composto por seixos ($\varnothing < 3\text{cm}$) e grânulos subangulosos a angulosos de quartzo, feldspato, líticos e intraclastos pelíticos. Ocorre na forma de camadas decimétricas a métricas com base erosiva e até 2m de espessura que, de forma usual, gradam verticalmente para arenitos conglomeráticos estratificados.

b) Arenitos (fácies S)

Fácies GPm (Figura 7a): Conglomerado maciço, clasto-suportado, mal selecionado e polimítico. Composto por seixos ($\varnothing < 3\text{ cm}$) e grânulos subangulosos a angulosos de quartzo, feldspato, líticos (metamorfitos) e intraclastos pelíticos. Ocorre na forma de camadas decimétricas a métricas com base erosiva e até 2m de espessura que, de forma usual, gradam verticalmente para arenitos conglomeráticos estratificados.

b) Arenitos (fácies S)

Facies SGt (Figura 7b): arenito conglomerático a muito grosso, mal selecionado, com matriz areno-argilosa, em camadas com base erosiva e gradação normal. Alguns níveis ricos em granada por vezes realçam a presença de estratificação cruzada. O arcabouço é composto por grânulos e seixos ($\varnothing < 2\text{ cm}$), subangulosos a angulosos, de quartzo, feldspato e líticos (granitos e metamorfitos), dispersos no interior ou concentrados na base das camadas.

Facies SCT (Figuras: 7c; 14h): Camadas decimétricas (0,4 a 0,7 m) de arenito médio (Figura 12a), eventualmente fino, a grosso, mal a moderadamente selecionado, rico em granadas, com grânulos de quartzo e feldspato, níveis micáceos e fragmentos carbonosos que ajudam a salientar a presença de estratificação cruzada tangencial de pequeno porte.

Facies SCI (bio, biot) – Figuras: 7d; 14a: Arenito médio a grosso, mal selecionado, micáceo, com grânulos subangulosos a angulosos de quartzo e feldspato, frequentes intraclastos pelíticos tamanho seixo e, localmente, fragmentos carbonosos e bioclásticos (bivalves, oncolitos). Apresenta laminação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo (Figura 14a). O fato de usualmente

estar muito bioturbado lhe confere um aspecto macroscópico maciço. Essa fácies comumente se intercala de forma abrupta com camadas centimétricas a decimétricas (< 30 cm) das fácies SF, S(?) e SFI.

Fácies SMpp (Figura 7e): Camadas com base abrupta, por vezes de natureza erosiva, com 0,5 a 1,5 m de espessura de arenito fino a médio, quartzoso, micáceo, com laminação plano-paralela e bioturbação difusa.

Fácies SMm (Figura 7f): camadas decimétricas a métricas de arenito fino a muito grosso, quartzo-feldspático, por vezes micáceo, com aspecto maciço devido à intensa bioturbação, eventualmente contendo nódulos de pirita e fragmentos carbonosos. Apresenta contatos transicionais com fácies de granulometria fina, normalmente passando de arenitos laminados na base e gradando para arenitos bioturbados no topo. Já os contatos com as fácies de maior granulometria são normalmente abruptos.

Fácies SFI (Figura 7g): Camadas com 5 a 40cm de espessura de arenito fino a siltico, micáceo, com laminação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo, por vezes com detritos carbonoso disposto ao longo das laminações. Apresenta passagem transicional para as demais fácies arenosas finas e contatos abruptos com os arenitos médios a grossos e conglomerados.

Fácies SFw (Figura 7h): Camadas (0,1 a 0,3m de espessura) de arenito fino a siltico, micáceo, por vezes rico em fragmentos carbonosos, com laminação ondulada bi-direcional, por vezes de natureza cavalgante, parcialmente bioturbados. Usualmente apresenta contatos abruptos com as demais fácies.

Fácies SFm (Figura 7j): Arenito fino, muito fino a siltico, maciço, quartzo-feldspático, micáceo, cinza / castanho escuro quando rico em material carbonoso.

Fácies SF (biot) (Figura 7k; 14b): Arenito fino, muito fino a siltico, quartzo-feldspático, micáceo, cinza a castanho escuro, maciço, muito bioturbado, localmente apresentando resquícios de laminação original preservada.

c) Pelitos (fácies F)

Fácies HetSF (biot) – Figura 7i: camadas delgadas (milimétricas a centimétricas) de arenito fino a muito fino, quartzo-feldspático e esbranquiçado, com estratificação plano-paralela e ondulações, intercalados com camadas também delgadas de siltico cinza a castanho escuro (heterolitos com

acamadamento *wavy*, *linsen* e *flaser*). Esses heterolitos apresentam-se comumente muito bioturbados, mascarando total ou parcialmente o acamadamento, e com isto produzindo um aspecto mosqueado.

Fácies Fcm (Figura 7l): argilito preto, carbonoso, maciço.

4.1.2 HÍBRIDAS

Fácies SHG-M (bio, biot) – Figura 7m: Arenito híbrido, conglomerático a fino, quartzo-feldspático, granatífero, frequentemente micáceo e mal selecionado, com níveis com concentração de distintas faixas granulométricas. Contém abundantes bioclastos (equinoides, bivalves) e oncolitos com núcleos frequentemente compostos por siliciclásticos, principalmente quartzo, também bioclastos e intraclastos carbonáticos. Pelóides, intraclastos carbonáticos, fragmentos carbonosos dispersos e estilólitos também compõem estas fácies. Esses depósitos ocorrem frequentemente bioturbados e com aparência maciça. No entanto, quando submetidos à pseudo-iluminação, mostram-se claramente estratificados (cruzada e plano-paralela – Figura 8 b, c, d, e). Os constituintes carbonáticos indicam expressivo retrabalhamento (Figura 12 d). Frequentemente gradam de fácies siliciclásticas médias a grossas (SM e SC), geralmente subjacentes, e transicionam para as fácies carbonáticas (C), normalmente sobrejacentes. Apresentam tanto contato gradado como abrupto com as fácies siliciclásticas finas.

Fácies SHF (bio, biot) – Figuras 7n; 12g: Arenito híbrido, muito fino a siltico, quartzo-feldspático, micáceo, com bioclastos (principalmente bivalves), oncolitos e intraclastos de até 2 cm de diâmetro, dispersos. Constituem depósitos maciços devido à bioturbação, apresentando contatos gradacionais/ abruptos com as fácies siliciclásticas finas, normalmente sobrejacentes, e carbonáticas, que geralmente lhe são subjacentes (Figura 13a - T02; cxs 06 e 07).

4.1.3 CARBONÁTICAS

Fácies LR (Figura 7o): rocha de granulação grossa, clasto-suportada, mal selecionada, muito bioturbada, o que acaba por produzir um aspecto maciço, com

contato basal normalmente gradacional e de topo abrupto. Matriz bioclástica peloidal e grãos de quartzo (areia fina a grânulos) que envolve intraclastos; oncolitos (tamanho grânulo a seixo com até 1cm de diâmetro), em parte retrabalhados, com núcleos frequentemente compostos por siliciclásticos, principalmente quartzo, bioclastos e intraclastos carbonáticos; e bioclastos (bivalves, equinoides). É comum a presença de estilólitos.

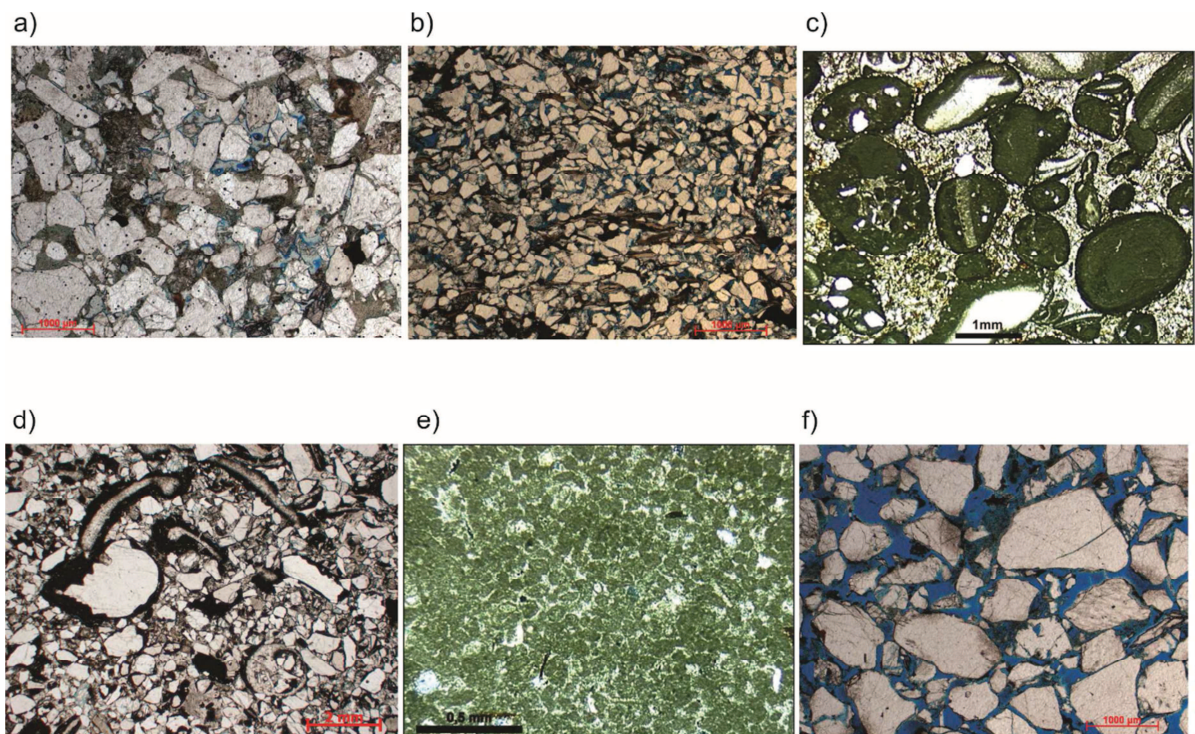


Fig. 12. Feições microscópicas das principais associações de fácies: **a)** AF2 (Poço 5; 1.893,35m; T03) - Arenito grosso a muito grosso, seleção regular, grãos de quartzo angulosos a subangulosos (//P); **b)** AF1 (Poço 3; 1.880,15; T03) – arenito muito fino, grãos de quartzo angulosos a subangulosos, micáceo, laminado (//P); **c)** AF4 (Poço 2; 1.701,45m; T02) -packestone oncolítico, com oncolitos apresentando núcleos de fragmentos de bioclastos e quartzo. (//P); **d)** AF3 (Poço 2;1.707,10m; T03) - arenito híbrido fino a muito grosso, mal selecionado, com oncolitos retrabalhados apresentando núcleos de quartzo, bioclastos, oncolitos e feldspatos (//P); **e)** AF4 (LG) (Poço 5; 1.921,70m; T06) - *grainstone* peloidal (XP); **f)** AF6 (Poço 3; 1.866,9m; T02) – Arenito grosso a muito grosso, quartzoso, laminado, com porosidade intergranular (//P).

Fácies LPG-biot (Figs. 7p; 12e): *Packestone* a *grainstone*, fino a grosso, mal selecionado, por vezes com matriz peloidal, com bioclastos e oncolitos (tamanho grânulos a seixos com núcleos siliciclásticos e/ou bioclásticos e/ou intraclásticos) cimentados por calcita micrítica. Aspecto macroscópico maciço que, em muitos casos, é apenas aparente, pois a laminação se torna visível em imagens processadas (Figura 8d). Contatos (base e topo) transicionais. Frequentemente preenchimento dos estilólitos por lama carbonática. Bioturbação generalizada.

Fácies LG (Figura 7q): *Grainstone* peloidal, maciço (muito bioturbado), com bioclastos e intraclastos carbonáticos, fragmentos carbonosos e grãos detríticos cimentados por calcita micrítica. Tanto o contato basal como de topo podem ser gradacionais ou erosionais. Essa fácies aparentemente possivelmente se associa a própria fábrica carbonática visto que em seção delgada (Figura 12e) se visualiza um *grainstone* cimentado, sem matriz e sem e indícios de redeposição.

4.2 Descrição e interpretação das associações de fácies

4.2.1 AF1 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES SILICICLÁSTICAS DE SHOREFACE INFERIOR-TRANSIÇÃO OFFSHORE

Associação siliciclástica que inclui arenitos (SFI, SFm, SF (biot - Figura 12b), SFw e SMm), heterolitos (HetSF(biot)) e pelitos (F(biot) e FCm). É caracterizada pela superposição de camadas centimétricas a métricas, comumente gradadas, de arenitos finos a siltitos, micáceos, laminados, maciços ou bioturbados (Figura 7j). As camadas iniciam com arenito fino a muito fino com estratificação cruzada de baixo ângulo e/ou plano-paralela (SFI) que gradam para arenito fino a muito fino maciço (SFm) e culminam com intercalações bioturbadas de arenito muito fino a siltito (HetSF(biot)). Localmente a base apresenta laminação cruzada bidirecional (SFw), por vezes de caráter cavalgante; a porção intermediária inclui arenitos médios maciços (SMm); e o topo inclui siltitos maciços bioturbados (F (biot)) e carbonosos (FCm). Com frequência a base laminada é ausente e os pelitos são representados por siltitos bioturbados (F(biot)).

Cada camada gradada registra um evento de sedimentação (Figura 13b): sua base contém estruturas sedimentares primárias que sugerem alta taxa de

sedimentação por suspensão em regime de fluxo superior (estratificação horizontal) ou transicional/inferior (estratificação cruzada de baixo ângulo). Os *sets* cruzados de baixo ângulo foram vinculados a estratificações cruzadas *hummocky* (Harms *et al.*, 1975; Dott e Burgeois 1982; Hunter e Clifton, 1982) ou *swaly* (Leckie e Walker, 1982). Essa interpretação é reforçada pela presença de laminações cruzadas com feições indicativas da ação de ondas (SFw), conforme critérios propostos por de Raaf *et al.* (1977), no lugar das cruzadas de baixo ângulo. A porção massiva intermediária indica uma acentuada desaceleração dos fluxos oscilatórios causando um aumento nas taxas de sedimentação por suspensão e assim a fluidização das areias. Já o nível de topo denota a desaceleração final dos fluxos, propiciando a sedimentação de material de natureza mais fina e heterolítica, sugerindo oscilações de altíssima frequência (minutos a horas) propiciando a decantação intercalada de areia muito fina e silte. Após o evento deposicional, organismos bentônicos bioturbavam os níveis heterolíticos e pelíticos de topo da camada gradada. A presença de estruturas convolutas, de escape de fluidos e de carga reforça a ideia de eventos deposicionais frequentes (estruturas de carga) com altas concentrações de sedimentos em suspensão (escape de fluidos e feições de convolução). Em conjunto, esses atributos sugerem retrabalhamento frequente por fluxos oscilatórios carregados de sedimentos em suspensão (ondas de tempestade) em ambiente situado abaixo do nível base de ação das ondas normais, portanto em contexto de *shoreface* inferior e de transição para *offshore*. A presença de pelitos reflete momentos onde as ondas de tempestades não moviam o fundo e condições calmas, e mesmo anóxicas, se faziam presentes. A AF1 alcança 15 metros de espessura e comumente é intercalada, e grada seção acima, com a também siliciclástica AF 2 (Figura 6-P03 e 05) ou 3, essa de natureza híbrida (Figura 13a-T03/cxs 04 e 05). Além disso, eventualmente passa de forma abrupta para AF3 (Figura 6-P02). Já o contato com os carbonatos é normalmente abrupto e situado no topo das camadas de carbonato da AF4 (Figura 13a-T02/base da cx 06) onde ocorrem pequenos fragmentos dispersos de oncolitos, bioclastos e intraclastos que aumentam em quantidade em direção ao contato.

Thalassinoides, *Planolites*, *Palaeophycus*, *Helminthopsis*, *Rhizocorallium* e *Chondrites* (Figuras. 14a, b, c, d, e, f; Tabela 2) são frequentes e compõem suítes

de traços fósseis pouco diversificadas, com escavações comprimidas e pequenas. Esse padrão de bioturbação sugere águas salobras, normalmente polihalinas a oligohalinas, a doces (Pemberton *et al.*, 1992; Buatois *et al.*, 2005), fruto de uma significativa afluência de água doce em um meio salino (oceano), padrão esse também registrado em estratos coevos da Bacia de Kwanza em Angola (Eichenseer, 1999). O consequente estresse ambiental se manifesta em formas menos desenvolvidas, escavações pequenas, algumas vezes de baixa diversidade ou até mono-específicas. Tais aspectos sugerem salinidade relativamente baixa (Pemberton e Wightman, 1992), oxigenação não raro também baixa e turbidez média a alta em função de sedimentos finos ricos em mica em suspensão na coluna d'água. Tais formas e particularidades apontam para a Icnofácies Cruziana empobrecida, a qual se forma em ambiente litorâneo situado entre o nível base de ação das ondas normais e de tempestades impactado pela incursão de águas doces e de finos em suspensão. Esses fatores são responsáveis pelo estresse ambiental e, assim, pelo caráter empobrecido da icnofauna. A eventual presença de águas com salinidade normal (polihalinas-estenohalinas) é registrada pela icnofábrica *Teichichnus* com *spreite* bem desenvolvido (Figura 14e).

Grãos siliciclásticos angulosos a subangulosos (Figura 12 a, b, d, f) sugerem área fonte soerguida e próxima associada com taxas de acumulação sedimentar suficientemente altas (Tagliari *et al.*, 2012), concomitantes com um curto tempo de residência na plataforma, podem justificar a presença disseminada de grãos siliciclásticos angulosos e subarredondados presentes em proporções variadas em todas as fácies siliciclásticas descritas. É interpretado um transporte curto e pequeno tempo de residência dos sedimentos no ambiente deposicional. Micas, transformadas em argilo-minerais quando a alteração química meteórica é intensa, são abundantes e muito bem preservadas, o que sugere paleoclima oscilando entre semiárido (sedimentação siliciclástica) e árido (deposição carbonática). Estes aspectos composicionais e texturais estão também presentes nas associações 2 e 3, nas quais ainda são observados feldspatos muito bem preservados, permitindo assim extrapolar a interpretação paleogeográfica e paleoclimática proposta para AF1 para todo o intervalo estudado e, pelo menos, para o mesmo *strike* deposicional na Plataforma de Regência. Em alguns níveis estratigráficos delgados das fácies

siliciclásticas foram descritos fragmentos carbonosos indicando esporádicas condições climáticas relativamente mais úmidas.

4.2.2 AF2 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES SILICICLÁSTICA DE ZONA DE ARREBENTAÇÃO / SHOREFACE SUPERIOR

Associação siliciclástica composta por camadas (< 2m de espessura) de arenito predominantemente médio, variando de fino a grosso, localmente conglomerático. A composição é quartzo-feldspática, mas inclui fragmentos líticos e, subordinadamente, bioclastos. Estratificações cruzadas tangenciais de pequeno a médio porte (SCt), de baixo ângulo (SMI) e plano-paralela (SMpp) são comuns. Alguns arenitos médios a grossos estão bioturbados (SC (biot) com icnofábrica *Ophiomorfa* / icnofácies *Skolithos* (Figura 14 g, h; Tabela 2) por vezes de forma tão intensa que leva à completa homogeneização do depósito (SMm). Por outro lado, depósitos com aspecto macroscópico maciço se mostram, muito amiúde, estratificados em imagens processadas (Figura 8e).

A granulometria mais grossa (relativo à AF1) dessa associação, somada às relações transicionais com a AF1 e AF3 e feições hidrodinâmicas presentes (estratificação plano-paralela e cruzada tangencial de alto e baixo ângulo) e paleoicnológicas (Icnofácies *Skolithos*) sugerem ambiente com salinidade normal, águas agitadas e rasas vinculadas a fluxos oscilatórios, combinados e unidirecionais de moderada a alta energia. Nesse sentido, a AF2 foi vinculada a um contexto deposicional de zona de arrebentação/*shoreface* superior situado próximo à zona de arrebentação. Ambas as associações siliciclásticas já aludidas (AF1 e AF2) apresentam um aumento de componentes carbonáticos (oncolitos, bivalves, equinóides) no sentido ascendente quando transicionam para a AF3, esta de natureza híbrida.



Figura 14. Fotos de testemunhos com diversos exemplos de icnofácies.

Tabela 2 – Classificação e interpretação das icnofábricas e icnofácies descritas em testemunhos (Fig. 14).

Fig.	POÇO	TEXTO/CX.	PROF (m)	ICNOFÁBRICA	BI	SUITE	ICNOFÁCIES	SUBSTRATO	INTERPRETAÇÃO
a	5	5/6	1914	<i>Ophiomorpha</i>	2	<i>Ophiomorpha</i>	<i>Skolithos</i>	Arenito médio a fino	Colonização oportunista, em águas salinas, pelo menos mixohalinas.
b	3	2/4	1861,4	<i>Planolites</i> <i>Thalassinoides</i>	3		<i>Cruziana</i> <i>empobrecida</i>	Arenito fino <i>softground</i>	<i>Thalassinoides</i> discretos e achatados e baixíssima icnodiversidade sugerem condições de águas salobras (mixohalinas).
c	5	1/4	3291	<i>Planolites</i> <i>Palaeophycus</i> <i>Helminthopsis</i>	2	<i>Planolites</i>	-	Arenito fino/argilito <i>softground</i>	Colonização incipiente por <i>Planolites</i> e <i>Palaeophycus</i> , nos arenitos finos, e por <i>Helminthopsis</i> , nos argilitos. A ocorrência pontual e em contexto isolado dessas icnofábricas sugere condições de baixa salinidade, possivelmente água doce.
d	5	3/6	3284	<i>Helminthopsis</i> <i>Planolites</i>	2		<i>Cruziana</i> <i>empobrecida</i>	Arenito fino <i>softground</i>	Colonização incipiente e pontual, oportunista. Sugere águas pouco salinas, podendo ser até oligohalinas.
e	3	4/19	3220	<i>Teichichnus</i>	3	<i>Teichichnus</i>	<i>Cruziana</i>	Arenito fino <i>softground</i>	Icnofábrica monoespecífica de <i>Teichichnus</i> . Escavações grandes, spreite longos. Sugerem colonização em ambiente com águas de salinidade normal (polihalino-estenohalino), mas sujeito a estresse por algum outro fator.
f	5	8/7	3260	<i>Planolites</i> <i>Palaeophycus</i> <i>Helminthopsis</i>	4	<i>Cruziana</i>	<i>Cruziana</i> <i>empobrecida</i>	Arenito fino <i>softground</i>	Colonização mais permanente, apesar de pouco diversa. Indica atividade de fauna residente, mas oportunista. Sugere condições de moderada a baixa energia e baixa salinidade da água, podendo ser, inclusive, oligohalina (água doce).
g	2	2/2	3206	<i>Ophiomorpha</i>	2	<i>Ophiomorpha</i>	<i>Skolithos</i>	Arenito <i>softground</i>	Colonizações oportunistas, em águas salinas, pelo menos mixohalinas; sugere o estabelecimento de condições de maior energia, como uma praia ou mesmo canais de maré.
h	2	2/4	3203	<i>Ophiomorpha</i>	2	<i>Ophiomorpha</i>	<i>Skolithos</i>	Arenito <i>softground</i>	
i	5	4/5	3281	<i>Thalassinoides</i>	3		<i>Glossifungites</i>	Argilito firmground	<i>Thalassinoides</i> em <i>firmgrounds</i> indica exposição ou exumação de pelitos compactados; a ausência de suítes pré-omissão sugere pelitos formados em ambientes costeiros (mangues);
j	5	1/2	3293	<i>rizobioturbação</i>	1	-	-	Arenito fino/argilito <i>softground</i>	Paleossolo.

Extensos afloramentos contínuos por dezenas de quilômetros, de arenitos litorâneos da Formação Lajas (Jurássico Superior) na Bacia de Neuquén (Argentina) descritos por Paim *et al.* (2008; 2010) apresentam fácies e sucessão de fácies similares às AF1 e AF2 que podem servir como análogos de afloramento para as sucessões albianas descritas nos poços. Pacotes de arenito fino, com laminação ondulada de grande comprimento de onda (escala métrica), similar àquela reproduzida em experimentos com fluxos combinados por Arnott e Southard (1990), e descrita e por diversos autores em ambientes marinhos rasos (e.g. de Raaf *et al.*, 1977; Kreisa, 1981), contendo esporádicos níveis com cruzadas de alto ângulo, são sobrepostos por arenitos médios, eventualmente grossos a conglomeráticos. Eles são organizados na forma de *sets* de estratificação cruzada bidirecional com feições internas associadas à reversão de fluxo de curto período (segundos a minutos). Essa sucessão vertical de fácies também pode ser acompanhada lateralmente ao longo dos afloramentos e representa uma porção distal/basal dominada por fluxos oscilatórios e/ou fluxos combinados (*shoreface* inferior) e uma porção proximal/superior dominada por fluxos combinados (*shoreface* superior).

4.2.3 AF3 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES HÍBRIDAS DE ZONA DE ARREBENTAÇÃO / SHOREFACE SUPERIOR

Essa associação comporta grãos siliciclásticos (arenito conglomerático a fino) combinados com oncolitos (com núcleos compostos predominantemente de quartzo) e bioclastos (33 a 66% dos depósitos) provenientes de bancos carbonáticos. Muitas vezes os pacotes apresentam aspecto maciço (SHG-M (bio, biot) e SHF (bio, biot). No entanto, quando não intensamente bioturbados, mostram-se bem estratificados ao serem submetidos à pseudo-iluminação (Figuras 8b; c; d; e), indicando a ação de correntes trativas na deposição destas fácies (regime de fluxo inferior e superior). Além da frequente presença de bioclastos, os oncolitos, na maioria dos casos, apresentam-se retrabalhados (Figura 12 d). As fácies estão organizadas como sucessões grano- e estrato-crescentes (Figura 6 - P02 e 03) que incorporam quantidades crescentes de oncolitos e bioclastos no sentido ascendente e culminam com o implante da plataforma carbonática (AF4).

Os constituintes e as estruturas sedimentares, assim como o retrabalhamento

dos oncolitos e bioclastos, denotam domínio de processos trativos em contexto deposicional com moderada a alta energia e influenciado pelo aporte intra- (carbonatos) e extra-bacinal. Essa origem híbrida é realçada pelas relações de contato com as fácies siliciclásticas subjacentes (AF1 e AF2) e carbonáticas sobrejacentes (AF4). Assim, um ambiente de zona de arrebentação/*shoreface* superior de moderada a alta energia, eventualmente sujeito a eventos de tempestades (porção expressiva dos oncolitos e de bioclastos estão quebrados) e situado próximo a incipientes bancos carbonáticos, nos parece uma interpretação lógica para acomodar todas as evidências.

4.2.4 AF4 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PLATAFORMA CARBONÁTICA RETRABALHADA

Essa associação se distingue nos perfis de poços por valores de raios gama inferiores a 50 API. A AF4 comporta camadas com 0,2 a 1,5m de espessura de *rudstones*, *grainstones* e *packstones* oncolíticos (ricos em núcleos siliciclásticos), bioclásticos, peloidais e intraclásticos, com matriz peloidal. Esses carbonatos possuem uma baixa proporção de grãos siliciclásticos dispersos (principalmente quartzo) e estilólitos frequentes. A intensa bioturbação das fácies carbonáticas lhes empresta um caráter maciço. Como no caso anterior, os fragmentos carbonáticos estão comumente retrabalhados, mas ao menos um pacote preserva a fábrica carbonática *in situ* (Figura 7 - T06/cx 05; Figuras 7q e 12f). A AF4 marca o topo de ciclos grano- e estrato- crescentes que, quando completos, envolvem a superposição das associações de fácies 1, 2, 3, 4 e / ou 5 (Figura 6 - P2/T02 e 03, P3/T01 e 02; e Figura 6 - P5/T06 a 08). A análise microscópica não revelou indícios de exposição subaérea no topo dos ciclos (AF4 e / ou AF5), apesar de poder estar mascarada pela intensa diagênese visível em micro- e macro- escala.

A presença de grãos siliciclásticos (quartzo, feldspato e fragmentos líticos) angulosos a subangulosos, dispersos na matriz e como núcleos dos oncolitos, nos pacotes carbonáticos indica fonte siliciclástica próxima e atuante, mas com aporte mais reduzido do que quando da fácies híbrida, viabilizando o crescimento carbonático. A morfologia angular dos fragmentos carbonáticos sugere retrabalhamento por ondas. A intensidade da bioturbação, mais intensa que nos depósitos siliciclásticos, sugere baixa taxa de sedimentação e consequente mais

prolongada residência dos grãos próximo à superfície deposicional. O mapa de litofácies (Figura 3), apesar de simular uma imagem média da configuração paleogeográfica de toda a Sequência A, permite-nos inferir que a área dos poços estudados não foi um sítio preferencial de formação de bancos carbonáticos, mas uma área interbancos onde dominava a sedimentação híbrida. O retrabalhamento das fácies carbonáticas endossa essa assertiva. As fácies oolíticas, ausentes nos poços descritos, mas reconhecidas no mesmo intervalo estratigráfico em outras áreas da Plataforma de Regência, sugerem ambientes rasos e de moderada a alta energia (LR e LPG) e de moderada a baixa energia (LG). Tais fácies, somadas às profusas bioturbações e à baixa biodiversidade nos carbonatos, indicam presença de águas hipersalinas no ambiente deposicional (Azevedo, 2001; Dias-Brito, 1982; Spadini *et al.*, 1988).

4.2.5 AF5 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES HÍBRIDAS DE RETRABALHAMENTO DA PLATAFORMA CARBONÁTICA

Esta associação abarca arenitos finos a muito finos da AF1 com fragmentos dispersos de carbonatos de mesma composição da AF4 (Figura 6 – P03 e P05/T06/cx 02; e Figura 7n). Seus depósitos são, na maioria das vezes, muito bioturbados, o que lhes empresta um caráter maciço. Com frequência se associam ao retrabalhamento do topo de camadas carbonáticas da AF4 (Figura 13a), o que sugere um vínculo com o afogamento da plataforma carbonática (superfície transgressiva de ravinamento). Seu contato com as fácies siliciclásticas médias a grossas (AF2) e híbridas (AF3) é abrupto, nesses casos indicando variações de alta frequência do nível de base conjugadas com mudança de clima seco para menos seco, com provável aumento da precipitação pluviométrica.

4.2.6 AF6 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES SILICICLÁSTICA DE VALES INCISOS

A associação compreende conglomerados maciços (GPm – Figura 7a) e arenitos muito grossos (Figura 12e) a conglomeráticos com estratificação cruzada realçada por grânulos ao longo dos estratos cruzados (SGt – Figura 7b). Essas fácies estão organizadas na forma de sucessões granodecrescentes de base erosiva que ocorrem intercaladas na AF1 ou, de forma mais rara, na AF2 (Figura 6 - P03/T04, e P05/T01 e 02). A ocorrência dessa associação dá-se de forma aleatória,

sendo mais rara do que aquelas de origem marinha. A AF6 foi descrita em testemunhos dos poços 03 e 05 (Figura 5), e, através do uso de redes neurais, foi prognosticada a sua presença em outros intervalos dos mesmos poços, assim como no Poço 04, na forma de pacotes com mais de 5m espessura. A espessura máxima registrada para esta associação foi de 12 m no Poço 03.

Pacotes areno-conglomeráticos granodecrescentes, com base erosiva, geometria lenticular (Figura 05) e com feições sedimentares que indicam fluxos trativos sugerem sistemas fluviais entrelaçados preenchendo canais ou vales. O fato de apresentarem feições erosivas (Figura 13c) e serem recobertos de forma abrupta por fácies litorâneas, sugere incisões geradas durante fases de rebaixamento do nível relativo do mar e consequente regressões forçadas (Gibling, 2006; Maynard *et al.*, 2010; Zaitlin *et al.*, 1994; Reijenstein *et al.*, 2011). A baixa resolução do sinal sísmico não permite a detecção das feições de vales incisos, cuja interpretação é feita com base na descrição litológica e na sua correlação por perfis, que permitem inferir sua expressão areal. O vale inciso detectado logo abaixo do Marco G (Figura 5 e 6 - P03/T04 e P05/T01) é o de maior continuidade lateral / longitudinal (> 1 km) com seus depósitos apresentando um padrão em caixote no perfil raio gama, com valores médios mais baixos do que os encontrados nas outras fácies siliciclásticas.

4.2.7 AF7 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES SILICICLÁSTICAS FINAS DE DECANTAÇÃO

Essa associação é composta por camadas (10 a 40 cm de espessura) de arenito fino/muito fino a siltito maciço (SFm) e folhelho carbonoso com eventuais lâminas de vitrênio (FCm - Figura 7I). Estão associadas às icnofábricas de *Thalassinoides* e *Glossifungites*, desenvolvidas em *firmground* (Figura 14i).

A AF7 ocorre associada e sempre no topo da AF6, marcando o preenchimento final dos vales incisos. As icnofábricas presentes indicam exposição ou exumação de pelitos compactados, possivelmente em ambientes costeiros (mangues) tendo em vista a ausência de suítes pré-omissão. A presença de vitrênio e rizobioturbação (Figura 14j) reforça a presença de ambientes de mangues e vegetação terrestre *in situ*. Seu vínculo com fácies fluviais, a presença de matéria orgânica terrestre (folhelhos carbonosos) e a ocorrência de traços fósseis indicativos de exposição subaérea em ambiente paludial, em conjunto, sugerem que foram formados em

ambientes de extravasamento de canais fluviais durante a colmatação final de vales incisos. Turfeiras foram desenvolvidas em ambientes parálicos, rasos, calmos, de águas doces a mixohalinas. Isto aponta para um gradativo aumento na taxa de geração de espaço de acomodação durante o preenchimento dos vales incisos. A presença de siltitos e arenitos finos, bioturbados, em contato erosivo sobre fácies mais grossas de origem fluvial indicam um abrupto afogamento do sistema (superfície transgressiva de ravinamento), e consequente disaerobia do substrato (herança da fase anaeróbica de formação das turfeiras) e condições de águas possivelmente pouco salinas ou mesmo doce (ambiente estuarino).

4.2.8 AF8 - ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES CARBONÁTICA ALÓCTONE

Aparecem como pacotes com até 2m de espessura de carbonatos de plataforma intercalados de forma abrupta com depósitos de *shoreface* inferior e de transição para *offshore* da AF1 (Figura 6 - P05 / no limite dos T02 e 03; Figura 13d). Esse contexto não é compatível com as fácies carbonáticas descritas, as quais necessitam de águas límpidas e de mais alta energia. Isto sugere tratar-se de blocos deslizados / ressedimentados até a zona de *shoreface* inferior/*offshore*.

4.3 O empilhamento faciológico

A seção estudada é caracterizada por ciclos bem definidos (20 a 30m de espessura sem correção da compactação) relacionados a variações orbitais na escala de Milankovith detectados por análise espectral em perfis de raios gama (Tagliari *et al.*, 2012), ou seja, alociclos, provavelmente com variações eustáticas associadas. Os ciclos compreendem a alternância de rochas siliciclásticas, híbridas e carbonáticas, usualmente com as primeiras na base, as híbridas no meio e os carbonatos no topo. O topo de algumas camadas de carbonato foi nominado em ordem alfabética no sentido ascendente para fins de correlação estratigráfica e análise do padrão de empilhamento (Tagliari *et al.*, 2012). Foi gerada uma seção estratigráfica sendo utilizado o *datum* o Marco G, uma camada carbonática que ocorre em todos os poços estudados (Figura 5). A seção está devidamente ajustada a uma seção sísmica *dip* (Figura 9, *zoom* da seção sísmica) o que solidifica a correlação feita. As camadas nominadas (marcos estratigráficos) são aquelas que ocorrem em todos os poços estudados, exceto o Marco L que não está presente no Poço 5. Há outras camadas de carbonatos de expressão areal mais restrita, que não

foram nominadas e talvez representem ciclos de mais alta frequência.

As associações de fácies previamente apresentadas foram definidas não apenas pela descrição das fácies nos testemunhos, mas também por seu padrão de empilhamento. Esse ponto é também de fundamental importância no estabelecimento de um arcabouço estratigráfico de alta frequência, sobretudo quando não se dispõe de boas exposições, apenas de testemunhos. Os dados derivados dos testemunhos descritos, somado aos perfis dos poços 1 a 5, permitiram discriminar e estender as associações de fácies 01 a 06, e 8, para toda a Sequência A através do uso de redes neurais. Por ser muito delgada, a AF7 não foi interpretada via redes neurais na escala de perfis utilizada neste estudo, não sendo, portanto, apresentada na seção estratigráfica (Figura 5).

4.4 Halocinese e a discriminação das fácies através da aplicação de redes neurais

A discriminação das fácies a partir da aplicação de redes neurais (utilizado o aplicativo Petrel da Schlumberger) para todo o intervalo da Sequência A, possibilitou constatar que a seção de crescimento sedimentar mais conspícua, justaposta à Falha 1 e posterior ao marco “K” no Poço 1 (Figura 5), também evidente na seção sísmica (seção pós marco “h” que aproximadamente corresponde ao primeiro pico preto abaixo do marco “l” no bloco baixo da F1, Figura 9), contém maior percentual de siliciclásticos grossos (AF2), indicador de ambiente com energia mais alta, do que o constado na seção correlata do Poço 2, onde ocorre a clara predominância das fácies AF1, mais finas, de mais baixa energia. Isso é o que se espera nesses sítios. A visualização da seção estratigráfica também permite notar que a seção pré- marco “K”, não mostra crescimentos de seção do mesmo porte, o que explica a presença disseminada de fácies de energia mais alta (AF2), ao longo de toda a atual estrutura que, nessa fase, ainda não se configurava como um anticlinal de compensação (*rollover*) como agora o vemos.

4.5 O “ciclo ideal”

O “Ciclo ideal” (Figura 15) usualmente inicia pela superposição das fácies siliciclásticas de *shoreface* inferior/*offshore* (AF1) sobre os carbonatos de plataforma

retrabalhada (AF4). Esse contato fica registrado pelo abrupto aumento dos valores de raios gama da AF1 (> 120 API) em relação àqueles medidos na camada de carbonato imediatamente subjacente (< 50 API). É bom lembrar que as AF's foram interpretadas através das redes neurais por meio de cinco perfis. Por outro lado, esse afogamento é por vezes marcado pela presença da AF5, uma mistura de sedimentos siliciclásticos com clastos provenientes do retrabalhamento da plataforma carbonática, entre as associações de fácies carbonáticas (AF4) e siliciclástica (AF1). Assim, a superfície transgressiva pode ser delineada na passagem da AF4 para a AF1, quando então registra uma passagem abrupta, ou uma transição para a base da AF5, nesse caso delineando um afogamento mais gradual com erosão (ravinamento) associada.

Quando da instalação da AF1 os valores de raios gama costumam aumentar até valores maiores do que 150 API devido a mais altas concentrações de matéria orgânica (e pirita associada), permitindo-nos interpretar a formação de uma superfície de inundação máxima (superfície de condensação). A partir desta superfície ocorre um gradativo aumento granulométrico e de espessura das camadas (grano- e estrato-crescência), com a AF1 intercalando-se com a AF2 e AF3, e sendo gradacionalmente, e nesta ordem, substituída. Paralelamente uma diminuição dos valores de raios gama é observada. À medida que se aproxima da AF4 (plataforma carbonática), a AF3 tem seu conteúdo carbonático gradativamente aumentado (Figura 13a - T03 / cxs 01 a 03; e T02 / cx10). Os valores de raios gama decaem paulatinamente até atingir valores menores do que 50 API, quando então se implanta a plataforma carbonática (Figura 13a - T02/cxs 07 a 09), viabilizada pela redução expressiva no aporte de siliciclásticos. No entanto, núcleos dos oolitos compostos preferencialmente por quartzo, ainda atestam a influência, agora mais reduzida, de uma área fonte siliciclástica.

Como exceções à regra ("ciclo ideal"), ocorre a presença dos depósitos de preenchimento de vales incisos em contato erosivo por sobre as fácies siliciclásticas da AF1 (*Shoreface* inferior - *Offshore* – Figura 13c) ou da AF2 (zona de arrebetamento). De modo mais raro, ocorrem blocos de carbonato alóctones (AF8) imersos (contatos abruptos) na AF1 (Figura 13d). Além disso, é frequente a intercalação (escala métrica a decimétrica) da AF1 e AF2 em meio a um ciclo maior, limitado por dois registros de implantação de plataforma carbonática. Por vezes, também, as camadas de carbonato não se acham presentes em determinado

intervalo de determinado poço. Estes desvios do “ciclo ideal” são creditados à superposição de alociclos de mais alta frequência e/ou a fatores autogênicos.

4.6 Origem e evolução do “ciclo ideal”

Ao longo da seção estratigráfica (Figura 5) a Sequência A apresenta espessuras que variam entre 350 metros (Poço 5) e 580 metros (Poço 1) e compreende vários ciclos superpostos de 4ª e 5ª ordens. Na escala de 3ª ordem, considerando-se a distribuição paleogeográfica dos distintos sistemas deposicionais ao longo da deposição da Sequência A, os poços analisados estão situados em uma região dominada pelas fácies mistas (Figuras 3; 10). No entanto, na 4ª e 5ª ordens (escala métrica a algumas dezenas de metros) esses mesmos poços mostram a intercalação de pacotes siliciclásticos, mistos e carbonáticos. A presença de carbonatos neste contexto deposicional é um bom indicador de que o ambiente marinho já se fazia presente, diferentemente do que se pode pressupor para o sítio mais proximal, a oeste, onde somente siliciclásticos médios a grosseiros são reportados devido a maior influência fluvial. Os elementos icnológicos mais amiúde mencionados reforçam esse cenário cíclico ao indicarem a periódica alternância entre ambientes marinho franco e aqueles influenciados por água doce. A icnofácies *Skolithos* domina nos contextos deposicionais marinhos de *shoreface* superior (siliciclástico, híbrido e carbonático) enquanto que as icnofácies *Cruziana* ou *Cruziana* empobrecida dominam nos ambientes de *shoreface* inferior/*offshore* influenciados por águas mixohalinas.

Um “ciclo ideal” inicia (ponto 1 na Figura 15) pela superposição abrupta (Figura 6 – P02) das fácies siliciclásticas mais finas (AF1) por sobre as fácies carbonáticas (AF4), o que reflete um incremento episódico nas taxas pluviométricas. A passagem da AF4 para as fácies híbridas carbonáticas (AF5; *lags* transgressivos) denota uma variante desses eventos de afogamento. Um escoamento superficial aumentado erodia uma área-fonte soerguida (Figura 4) composta por rochas plutônicas e metamórficas submetidas a intemperismo físico, causando um incremento no aporte siliciclástico e na turbidez das águas marinhas, e, por consequência, um esgotamento da capacidade de crescimento das fácies carbonáticas.

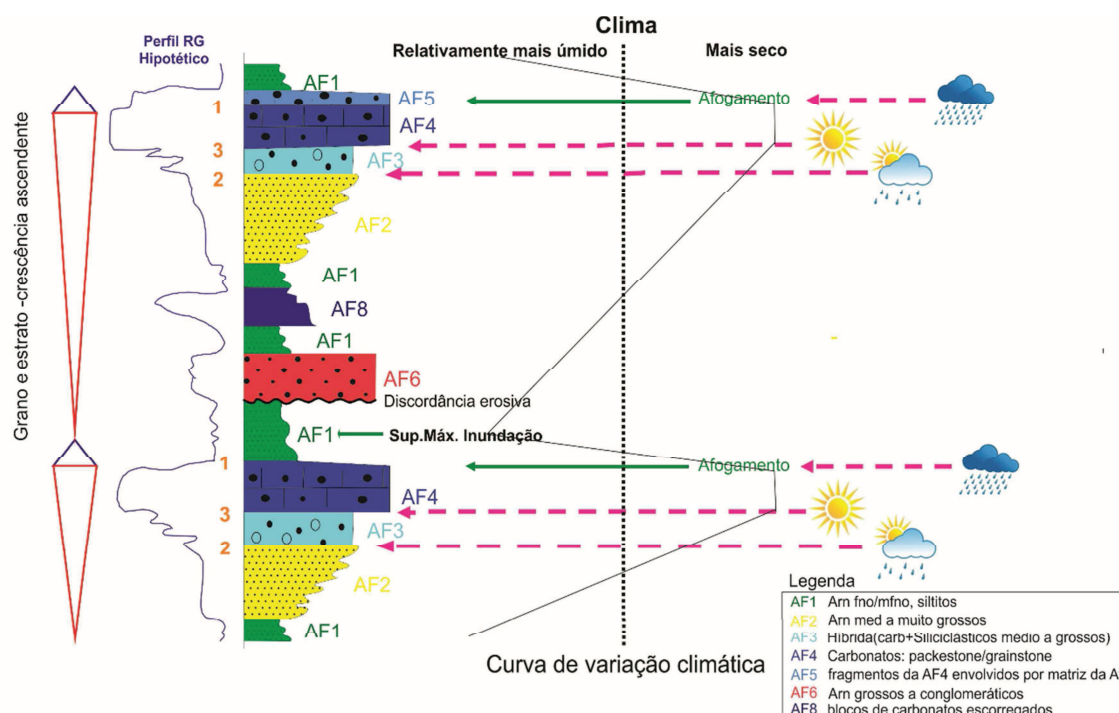


Figura 15. Modelo simplificado da sucessão de fácies (“ciclo ideal”) – ciclo transgressivo-regressivo constituído no sentido ascendente pelas associações de fácies (AF’s) 1, 2, 3, 4 e, de forma esporádica, a AF5. Inclui todas as associações de fácies descritas nos testemunhos dos poços 2, 3 e 5 discerníveis na escala utilizada para a confecção da seção estratigráfica (Figura 5). A AF7, representativa das fácies de afogamento dos vales incisos, não está mostrada neste esquema devido à escala de representação e por não ser distinguível da AF1 via uso de redes neurais. O perfil de raios gama, na área da Plataforma de Regência, foi o mais confiável na distinção das fácies carbonáticas das siliciclásticas e híbridas. O perfil de raios gama foi o mais confiável na distinção das fácies carbonáticas das siliciclásticas e híbridas, embora outros quatro tipos de perfis (sônico, densidade, fator fotoelétrico e neutrão também foram utilizados). É muito frequente uma diminuição gradativa dos valores de raios gama desde fácies tipicamente siliciclásticas (valores maiores) passando para as fácies híbridas (valores intermediários) chegando até as fácies carbonáticas (valores menores do que 50 API), configurando um padrão cíclico em toda a seção estudada. De forma muito esporádica ocorrem as associações de fácies 6 e 8 que, não mostram nenhum padrão cíclico.

Após a inundação máxima (Figura 15) a diminuição na taxa de acomodação propicia a progradação dos sistemas deposicionais siliciclásticos (fluviais, deltaicos e praias), registrada por sucessões grano- e estrato-crescentes que, na área dos testemunhos descritos, se faz representar por fácies vinculadas à zona de arrebenção (AF2). O clima, então mais seco que na fase anterior, ainda produzia descargas fluviais esporádicas, mas já não influenciava a ponto de causar uma diminuição significativa da salinidade do corpo de água, que, então, apresentava condições predominantemente estenohalinas, como o denota a icnofácies *Skolithos* diagnosticada.

A partir de certo momento (Figura 15, ponto 2) começam a aparecer, de forma crescente, fragmentos carbonáticos aloquímicos formando as fácies híbridas de *shoreface* superior (AF3) que fazem parte das sucessões grano- e estrato-crescentes mencionadas no parágrafo precedente. Essa mudança composicional indica um paulatino incremento na produtividade da fábrica carbonática supostamente devido a um gradual decréscimo no aporte siliciclástico (maior aridez).

Na continuação do “ciclo” (Figura 15, ponto 3), o aporte de siliciclásticos diminui consideravelmente, fruto de condições climáticas mais restritivas (mais seco), viabilizando assim o estabelecimento mais franco de uma plataforma carbonática com o aparecimento da AF4. Núcleos de oncolitos compostos por quartzo indicam aporte, agora mais reduzido, de siliciclásticos.

Considerando que na escala de 3ª ordem os carbonatos dominam as áreas distais e os siliciclásticos as áreas mais proximais (Figura 3), e que tanto as fácies híbridas (AF3) como as carbonáticas (AF4) foram influenciadas pela ação de ondas, é entendido que durante a deposição da AF3, apesar dos sistemas deposicionais siliciclásticos continuarem a progradar, os sistemas carbonáticos passaram a se expandir tanto em direção ao mar como para o continente, favorecendo assim a deposição das fácies híbridas na área onde os testemunhos foram descritos. A partir do início da deposição da AF4, praticamente apenas a plataforma carbonática se expandia, sem evidências de aumento ou diminuição significativa na lâmina d’água. A deposição ocorria sob a ação de ondas, aparentemente desprovida de feições de exposição subaérea, a menos que a intensa diagênese registrada nas lâminas delgadas tenha prejudicado sua detecção. Por fim, acontece a recorrência das fácies finas AF1 ou AF5, marcando o início de um novo ciclo.

O “ciclo ideal” é composto pelo par de eventos T-R, onde a transgressão é composta pelas AF1 e AF5 (essa última de forma esporádica) e a regressão composta pelas AF2, AF3, AF4 e AF5 (essa última de forma muito esporádica). Eventualmente, depósitos vinculados ao preenchimento de canais fluviais incisos (AF5), ao ambiente parálico, à planície de inundação (AF8) e a blocos alóctones de carbonato (AF7), os dois últimos de forma bastante subordinada, “quebram”, de forma aleatória, o ciclo ideal acima descrito.

A hipótese de que variações eustáticas na escala de alta frequência, considerando-se um aporte terrígeno constante ao longo do tempo, constituam a causa para o padrão cíclico constatado, apresenta-se como bastante improvável já

que o empilhamento relatado neste item (“ciclo ideal”) não pode ser reproduzido. Não se descarta, no entanto, que variações eustáticas tenham ocorrido concomitantemente.

4.7 Relação entre o sistema deposicional na escala de alta frequência e seu correlato na 3ª ordem.

A seção estratigráfica da Sequência A gerada com auxílio das redes neurais (Figura 5) permite observar uma superposição de inúmeros ciclos do tipo T-R (transgressivo-regressivo) uma clara tendência à diminuição no número e na espessura dos arenitos da AF2 no sentido ascendente, assim como das fácies vinculadas a vales incisos (AF5), essas últimas a partir do marco “h”. O intervalo acima desse marco também apresenta um incremento nas espessuras das AF1 para o topo da Sequência A. Essas evidências indicam um afogamento geral do sistema, na escala de 3ª ordem.

4.8 Análogos paleogeográficos

A paleogeografia albiana da Plataforma de Regência é característica de plataformas em rampa tropicais com sedimentação híbrida associada (Brooks *et al.*, 2003; McNeill *et al.*, 2004; 2010; Mount, 1984; Pilkey *et al.*, 1988; Wright *et al.*, 2005). Nessas, as camadas de carbonato apresentam uma tendência a serem depositadas nas porções mais distais, menos suscetíveis ao aporte de siliciclásticos, principalmente os mais finos, que controlam a turbidez da água.

Testa e Bosence (1999) estudaram a atual plataforma continental do Estado do Rio Grande do Norte, em frente às cidades litorâneas de Touros e Rio do Fogo, onde constataram a presença de sedimentos siliciclásticos (areias), em condições de baixo aporte, e carbonáticos (halimeda e algas vermelhas coralináceas entre os constituintes principais), sendo retrabalhados por correntes marinhas, inclusive de marés, e ondas, compondo um complexo regime hidráulico. Esse regime gera uma alternância de faixas de formas de leito com tamanhos diversos, dunas e interdunas, que viabilizam a ocorrência de uma sedimentação híbrida, com graus variáveis de conteúdo carbonático, dependendo do grau de retrabalhamento do substrato.

4.9 Considerações estratigráficas

A utilização de um arcabouço estratigráfico de alta frequência para a Sequência A seguindo os preceitos da Moderna Estratigrafia (Catuneanu, 2006; Catuneanu *et al.* 2009, Hunt e Tucker, 1992; Van Wagoner *et al.*, 1988; Galloway, 1989; Posamentier e Allen, 1999) foi dificultado pelo difícil rastreamento dos refletores e marcadores de um *rollover* para outro, principalmente no sentido *dip*, em um intervalo estratigráfico dominado por intensa halocinese. Além disso, as seções sísmicas disponíveis não apresentam conteúdo de resolução suficientemente alto para permitir discriminar padrões de terminação de refletores sísmicos na 4ª e 5ª ordens (escala de fácies – métrica a dezenas de metros). Esses padrões, se perceptíveis, poderiam auxiliar na determinação das principais superfícies estratigráficas (superfícies regressiva máxima, de inundação máxima, de ravinamento transgressivo, discordância subaérea) correlativas às flutuações do nível de base, nesse caso viabilizando um estudo sismoestratigráfico mais apurado.

A descrição dos testemunhos e a interpretação dos perfis de poços mostrou que as discontinuidades erosivas registradas nos canais incisos (AF6), que poderiam indicar exposições subaéreas de alta frequência, não ocorrem, nos poços analisados, de forma cíclica, impossibilitando sua utilização como superfícies delimitadoras de sequências de alta frequência. Optou-se, assim, pelo uso das superfícies transgressivas (base da AF5) ou de afogamento (base da AF1) que recobrem os carbonatos de plataforma (AF4), como limites de parassequências, estas últimas compostas por uma sucessão basal transgressiva (AF5 e AF1) e uma sucessão superior regressiva (AF1, AF2, AF43 e AF4).

5. CONCLUSÕES

A sucessão vertical de fácies que compõe o padrão apontado pelo “ciclo base” indica que siliciclásticos e carbonatos, membros extremos da mistura, predominaram a sedimentação em fases distintas, coexistindo de forma subordinada sob a ótica da escala temporal de alta frequência. O estudo foi embasado na análise faciológica dos poços denominados de 2, 3 e 5, situados na porção centro-leste da Plataforma de Regência, tendo sido analisados cerca de 180 m de testemunhos, resultando em

14 fácies sedimentares descritas, sendo 9 fácies siliciclásticas, 2 fácies híbridas e 3 fácies carbonáticas. Foram interpretadas 8 associações de fácies vinculadas a ambientes siliciclásticos de *shoreface* inferior-transição *offshore* (AF1) e de zona de arrebentação/*shoreface* superior (AF2); híbridos, incluindo a zona de *shoreface* superior (AF3) e de retrabalhamento da plataforma carbonática (AF5); e carbonáticos, na forma de plataforma retrabalhada (AF4). Além dessas, inclui também associações de fácies siliciclásticas de preenchimento fluvial (AF6) e estuarino (AF7) de vales incisos bem como de carbonato alóctone (AF8) imersos na AF1.

A descrição dos testemunhos permitiu ratificar o que a análise espectral do perfil raios gama (Tagliari *et al.*, 2012) já havia evidenciado (Ciclos de Milankovitch na escala da excentricidade curta - 100 m.a.), ou seja, que a sucessão dos tipos litológicos da Sequência A apresenta um caráter notadamente cíclico. As evidências obtidas sugerem que a sucessão estratal possui, fundamentalmente, uma origem climática que denota a alternância entre clima semiárido a árido. Os ciclos são caracterizados por uma transição das fácies siliciclásticas (AF1 e AF2) na base, passando para as fácies híbridas (AF3) e, destas, para as carbonáticas (AF4) no topo. Fenômenos de origem autocíclica, ou mesmo de alociclicidade de mais alta frequência, podem “perturbar” essa ciclicidade como seria de se esperar em um ambiente sedimentar altamente dinâmico como o plataformar/transicional.

Os dados provenientes da descrição dos testemunhos, coletados em distintos intervalos estratigráficos e devidamente calibrados aos perfis geofísicos dos poços, permitiram identificar e estender sete associações de fácies (AF1 a AF6 e AF8) para todo o pacote não testemunhado da Sequência A, através da aplicação do estudo de redes neurais. A exceção foi a AF7 que possui espessuras centimétricas a decimétricas, portanto abaixo da resolução utilizada pelos perfis geofísicos de poços. Isso proporcionou a confirmação do padrão cíclico ao longo da amostragem obtida nos 5 poços analisados assim como em outros poços situados no mesmo *strike* deposicional, o que reforça a interpretação de uma influência alocíclica no empilhamento faciológico. Outro resultado importante é a possibilidade de estender a discriminação das sete associações de fácies para outros poços da área que não foram testemunhados, portanto caracterizando, um estudo de caráter preditivo.

A imaturidade textural e mineralógica, identificada macro e microscopicamente, sugere a presença de sistemas deposicionais siliciclásticos nas proximidades de

uma área fonte topograficamente elevada. Algumas características do ambiente deposicional que ocorre em algumas plataformas de pequena extensão situadas na margem norte do Golfo de Eilat, tal como o *background* de sedimentação carbonática, cujos depósitos são periodicamente soterrados por sedimentos siliciclásticos, desprovidos de evidência da atuação de um intemperismo químico (clima árido a semiárido), constituem em análogo climático para o presente estudo.

Na escala de alta frequência observa-se uma superposição de inúmeros ciclos do tipo T-R (transgressivo-regressivo) cuja composição siliciclástica tende a comportar cada vez mais sedimentos finos (baixa energia) em detrimento de fácies de mais alta energia para o topo da Sequência A, configurando um afogamento do sistema sedimentar dessa sequência, na escala de terceira ordem.

Agradecimentos

Este manuscrito compõe parte de um projeto de doutoramento patrocinado pela Petrobrás e desenvolvido por CVT no Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS). Aos gerentes Fernando Taboada e Renato Gonzales pelo apoio e incentivo. Ao colega Jairo Rios Brandão pela revisão e troca de ideias. Aos colegas Nívea Carramal da Silva e Lucas Beggiato pelas discussões técnicas. Aos colegas da UO-ES/EXP/ABIG pelo incentivo. À Cristina H. Almeida e a Joel Reina pelas discussões e apoio na utilização do software Petrel (Petrel, Schlumberger). A Diógenes Lessa, Rosana Gabriela, Jean Giuriatto e Vanessa Vengelke pelos trabalhos de edição. RGN agradece ao CNPq pela bolsa de produtividade em pesquisa (processo nº 305208/2010-1). À minha esposa Denise, companheira de todas as horas, pela dedicação, apoio e compreensão.

Webgrafia

GOOGLE MAPS. Imagem de satélite da área do Delta do Rio Doce. Disponível em:

<

https://maps.google.com.br/maps?q=microscopic%20&psj=1&bav=on.2,or.r_qf.&bvm=bv.49967636,d.cGE,pv.xjs.s.en_US.jOYpRJ4zMA.O&biw=1920&bih=1136&um=1&ie=UTF-8&hl=pt-BR&sa=N&tab=wl>. Acesso em 2012.

GOOGLE MAPS. Imagens de satélite de detalhe da costa setentrional do Golfo de Eilat, Península do Sinai. Disponível em: <

https://maps.google.com.br/maps?q=microscopic%20&psj=1&bav=on.2,or.r_qf.&bvm=bv.49967636,d.cGE,pv.xjs.s.en_US.jOYpRJj4zMA.O&biw=1920&bih=1136&um=1&ie=UTF-8&hl=pt-BR&sa=N&tab=wl>. Acesso em 2011.

Referências

Azevedo, R. L. M. 2001. *O Albiano no Atlântico Sul: estratigrafia, paleoceanografia e relações globais*. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 401 p. Tese (Doutorado).

Arnott, R. W.; Southard, J. B. 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, n. 2, p. 211-219.

Borer, J. M.; Harris, P. M. 1991. Lithofacies and cyclicity of the Yates Formation. Permian Basin: implications for reservoir heterogeneity. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG)*. v.75, p. 726-779.

Brooks, G. R.; Doyle, L. J.; Davis, R. A.; DeWitt, N. T.; Southard, B. C. 2003. Patterns and controls of surface sediment distribution: West-Central Florida inner shelf. *Marine Geology*, v. 200, p. 307-324.

Buatois, L. A.; Gingras, M. K.; MacEachern, J.; Mángano, G. M.; Zonneveld, J. P.; Pemberton, S. G.; Netto, R. G.; Martin, A. 2005. Colonization of brackish-water systems through time: evidence from the trace-fossil record. *Palaios*, v. 20, p. 321–347.

Budd, D. A.; Harris, P. M. 1990. *Carbonate-siliciclastic mixtures*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM). Reprint Series Number 14, 272 p.

Catuneanu, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam. 375 p.

Catuneanu O.; Abreu, V.; Bhattacharya, J. P.; Blum, M. D.; Dalrymple, P. G. *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. F. 1988. New concepts on the development of east Brazilian marginal basins. *Episodes*, v. 2, p. 194–202.

Chumakov, N. M.; Zharkov, M. A.; Herman, A. B.; Duludenko, M. P.; Kalandadze, N. N.; Lebedev, E. L.; Ponomarenko, A. G.; Rautian, A. S. 1995. Climatic belts of the Mid-Cretaceous Time. *Stratigraphy and geological correlation*, v. 3, n. 3, p. 241-260.

Dias-Brito, D. Evolução paleoecológica da Bacia de Campos durante a deposição dos calcilutitos, marga, e folhelhos da Formação Macaé (Albiano e Cenomaniano). *Boletim Técnico da Petrobrás*, v. 25, n. 2, p. 84-97, 1982.

Dott, R. H.; Burgeois, J. 1982. Hummocky cross-stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of American Bulletin*, v. 93, p. 663-80.

Doyle, L. J. Roberts, H. H. 1988. *Carbonate – Clastic Transitions*. Elsevier, Amsterdam. Developments in Sedimentology, n. 42, 304 p.

Duarte, O. O. 2003. *Dicionário Enciclopédico Inglês-Sociedade Português de Geofísica e Geologia*. Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGF). p. 207.

Eichenseer, H. T.; Walgenwitz, F. R.; Biondi, P. J. 1999. Stratigraphic control on facies and diagenesis of dolomitized oolitic siliciclastic ramp sequences (Pinda Group, Albian, Offshore Angola). *American Association Petroleum Geological Bulletin (AAPG)*, v. 83, n. 11, p. 1729–1758.

Frakes, L. A.; Francis, J. E.; Syktus, J. I. *Climatic Modes of the Phanerozoic*. Cambridge University Press, Cambridge. 1992. 285 p.

França, R. L.; Del Rey, A. C.; Tagliari, C. V.; Brandão, J. R.; Fontanelli, P. R. Bacia do Espírito Santo. In: Boletim de Geociências da Petrobras. *Cartas Estratigráficas*. Rio de Janeiro, 2007, v. 15, n. 2, p: 501-510.

Friedman, G. M. Case histories of coexisting reefs and terrigenous sediments: the Gulf of Eilat (Red Sea), Java and Neogene Basin of Negev, Israel. 1988. In:

Carbonate-clastic transitions. Ed. Doyle, L. J. and Roberts, H. H. *Developments in sedimentology*, v. 42. Elsevier, p. 36-77.

Gallagher, K.; Brown, R. W. 1999. The denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and south-east Brazil and their relationship to offshore sedimentation. *In: Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. (Ed.) Cameron, N.R.; Bate R.H.; Clure V. S. Geological Soc. London, Special Publication, v. 153, p. 41-54.

Galloway, W. E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association Petroleum Geological Bulletin (AAPG)*, v. 73, p.125-42.

Gibling, M. R. 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 731–770.

Giorgioni, M.; Weissert, H.; Bernasconi, S. M.; Hochuli, P. A.; Coccioni, R.; Keller, C. E. 2012. Orbital control on carbon cycle and oceanography in the mid-Cretaceous greenhouse. *Paleoceanography*, v. 27, n. 1, p. 1–12.

Goldhammer R. K.; Oswald E. J.; Dunn, P. A. 1994. High-frequency, glacio-eustatic cyclicity in the Middle Pennsylvanian of the Paradox Basin: an evaluation of Milankovitch forcing. *In: Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. Ed. Boer P. L.; Smith, D. G. p. 243-283. (Special Publication, n. 19, International Association of Sedimentologists, IAS).

Grippio, A.; Fischer, A. G.; Hinnov, L. A., Herbert, T. D., Silva, I. P. 2004. Cyclostratigraphy of the Albian Stage (Piobbico core, Italy) *In: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)*, Special Publication v., 81. p 57-81.

Harms, J. C.; Southard, J. B.; Spearing, D. R.; Walker, R. G. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences, Lectures Notes, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM). *Course Notes*, 2, Dallas. 161 p.

Heldt, M.; Lehmann, J.; Willems, H. 2010. Calcareous dinoflagellate cysts from the Aptian/Albian boundary interval of northern Germany: abundance patterns related to orbital forcing? *News Letter on Stratigraphy*, vol. 44, n. 1, p. 37-55.

Hunt, D.; Tucker, M. E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, v. 81, p. 1–9.

Hunter, R. E.; Clifton, H. E. 1982. Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, Southwestern Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, n.1, p. 127-143.

Immerhauser, A. W.; Schlager, W.; Burns, S. J.; Scott, R. W.; Gell, T.; Lehmann, J. S.; Gaast, T. V. D.; Schriver, L. J. A. B. 1999. Late Aptian to Late Albian sea level fluctuations constrained by geochemical and biological evidence (Nahr Umr Formation, Oman). *Science*, v. 69, n. 2, p. 434-446.

Kreisa, R. D. 1981. Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Research*, v. 51, n. 3, p. 823-848.

Leckie, D. A.; Walker, R. G. S. 1982. Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar – lower Gates interval – outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG)*, v. 66, p. 138-157.

Lees, A. 1975. Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geology*, v. 19: 159-198.

Lees, A.; Buller, A. T. Modern temperature and warm weather shelf carbonate sediments contrasted: *Marine Geology*, v.13, p. 1767-1773, 1972.

Lomando, A. J.; Harris, P. M. 1991. Mixed carbonate–siliciclastic sequences. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), *Core Workshop*, n. 15, 568 p.

Maynard, J. R.; Howard, R. F.; Always, R. 2010. From bars to valleys: the sedimentology and seismic geomorphology of fluvial to estuarine incised valley fills of the Grand Rapids Formation (LowerCretaceous), Iron River Field, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, n. 7, p. 611–638.

Mcneill, D. F.; Cunningham, K. J.; Guertin, L. A; Anselmetti, F. S. 2004. Depositional themes of mixed carbonate-siliciclastics in the South Florida Neogene: application to ancient deposits. *In Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling*. American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir 80, p. 23-43.

Mcneill, D. F.; Janson, X.; Bergman, K. L.; Eberli, G. P. 2010. Belize: a modern example of a mixed carbonate-siliciclastic shelf. *In*: Westphal, H., Eberli, G .P., Riegl, B (Eds). *Carbonate Depositional Systems: Assessing Dimensions and Controlling Parameters*. p. 81-143.

Montanez, I. P.; LI, Y.; Osleger, D. A.; Bralower, T. J. 2006. Orbitally tuned C and N isotopic records of Aptian oceanic anoxic event 1a in Northeastern Mexico and Deep Sea Drilling Project Site 398, North Atlantic Ocean. *American Geophysical Union, Fall Meeting*, Abstract.

Mount. J. 1984. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology*, v. 12, p. 432-435.

Paim, P. S. G.; Lavina, E; Faccini, U. F.; Silveira, A. S. *et al.* 2008. *Estratigrafia Física e modelagem sísmica dos turbidíticos e flúvio-deltaicos das bacias de Neuquén e Ischigualasto (Argentina)*, Relatório Final, v.1, 200p.

Paim, P. S. G.; Lavina, E.; Faccinl, U. F.; Kern, H. P. *et al.* 2010. *Projeto regional Cuyano I: estratigrafia e modelo deposicional do sistema turbidítico da Formação*

Los Molles e sua relação genética com o sistema marinho e flúvio – deltaico da Formação Lajas no setor sul da dorsal de Huincul. Relatório Final.

Pemberton, S. G.; MaCeachern, J. A.; Frey, R. W. Trace fossils facies model: environmental and allostratigraphic significance. 1992. In: Walker, R. G.; James, N. P. (Eds.). *Facies models-response to sea level change*. Geological Association of Canada. St. John's. St. John's, p. 47-72.

Pemberton S. G.; Wightman D. M. 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits. In: *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration* (Core Workshop, n. 17), SEPM, p. 141-167.

Petrel. Litho ToolKit Facies Classification Course. In: *GeoFrame – LithoToolKit User Guide*, versão 4.5, appendix B Neural Network and MD Histogram (RockCell) Summary, pág. 130.

Petrel. Petrel Well Correlation Course. 2012. In: *Módulo 8 – Neural Nets*. Manual Petrel. Schlumberger. p. 335.

Pilkey, O. H.; Bush, D. H.; Rodriguez, R. W. 1988. Carbonate-terrigenous sedimentation on the North Puerto Rico shelf. In: *Carbonate-clastic transitions*. Ed. Doyle, L. J. and Roberts, H. H.. Developments in sedimentology 42. Elsevier, p. 231-250.

Posamentier, H. W.; Allen, G. P. 1999. Siliciclastic Sequence Stratigraphy: concepts and applications. In: *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), v. 9. 210 p.

Premoli Silva, I.; Ripepe, M.; Tornaghi, M. E. Planktonic foraminiferal distribution record productivity cycles: evidence from the Aptian-Albian Piobbico core (Central Italy). *Terra Nova*, v. 1, n. 5, p. 443-448, 1989.

Prokoph, A.; Thurow, J. 2001. Orbital forcing in a 'Boreal' Cretaceous epeiric sea: high-resolution analysis of core and logging data (Upper Albian of the Kirchrode I drill

core-Lower Saxony basin, NW Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 174, n. 1-3, p. 67–96, 2001.

Raaf, J. F. M.; Boersma, J. R.; Gelder, A. V. 1977. Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, v. 4, p 1-52.

Reijenstein, H. M.; Posamentier H. W.; Bhattacharya, J. P. 2011. Seismic geomorphology and high-resolution seismic stratigraphy of inner-shelf fluvial, estuarine, deltaic, and marine sequences, Gulf of Thailand. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 95, n. 11, p. 1959–1990.

Spadini, A. R.; Esteves, F. R.; Dias-Brito; Azevedo, R. L. M.; Rodrigues, R. 1988. The Macaé Formation, Campos Basin, Brazil: its evolution in the context of the initial history of the South Atlantic. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 18, n. 3, p. 261-272, 1988.

Tagliari, C. V.; Cunha, A. S.; Paim, P. S. 2012. Orbital-driven cyclicity and the role of halokinesis on accommodation within siliciclastic to carbonate, shallow-water Albian deposits in the Espírito Santo Basin (Southeastern Brazil). *Cretaceous Research*, v. 35, p. 22-32.

Tagliari, C. V., Fontanelli, P. R.; Brandão, J. R.; Paim, P. S. G. Evolução geológica das sequências mistas (siliciclásticas e carbonáticas) sob influências da tectônica que envolve o embasamento e da halocinese durante o Albiano - Plataforma de Regência – Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, no prelo.

Testa, V.; Bosence, D. W. J. 1999. Psysical and biological contrls on the formation of carbonate and siliciclastic bedforms on the North-East Brazilian shelf. *Sedimentology*, vol. 46, p. 279-301.

Tucker, M. Mixed clastic-carbonate cycles and sequences; Quaternary of Egypt and Carboniferous of England. 2003. *Geologica Croatica*, vol. 56, n. 1, p. 19-37.

Tyszka, J. 2009. Foraminiferal response to seasonality modulated by orbital cycles in the Cretaceous mid-latitudes: the Albian record from the Lower Saxony Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 276, p. 148–159.

Zaitlin, B. A.; Dalrymple, R. W.; Boyd, R. 1994. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. *In*: Dalrymple, R. W.; Boyd, R.; Dample, B. A. (eds.). *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*, SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), Special Publication 51, p. 45–60.

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 and key definitions. *In*: Wilgus, C.H. *et al.* (Eds.). *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Special Publication, v. 42. p. 39-46.

Wilson, J. L. 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Springer, Berlin, p. 266.

Wright E. E.; Hine A. C.; Goodbred, S. L.; Locker S. D. 2005. The effect of sea-level and climate change on the development of a mixed siliciclastic–carbonate, deltaic coastline: Suwannee River, Florida, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*. v. 75, 621–635.

CONCLUSÕES

Foram definidas duas sequências deposicionais de idade albiana, informalmente denominadas de A (mais basal) e B (superior), ao longo da Plataforma de Regência.

A Sequência A é composta, na escala de alta frequência, por uma superposição de inúmeros ciclos do tipo T-R (transgressivo - regressivo), que tendem a comportar cada vez mais sedimentos finos (baixa energia) em detrimento de fácies de mais alta energia no sentido do topo da Sequência. Isto delinea afogamento do sistema sedimentar, considerando-se uma escala de terceira ordem. A descrição de testemunhos em distintos intervalos dessa Sequência, viabilizou a discriminação de 14 fácies sedimentares, sendo 9 fácies siliciclásticas, 2 fácies híbridas e 3 fácies carbonáticas. Foram interpretadas 8 associações de fácies que incluíram os ambientes siliciclásticos de *shoreface* inferior (AF1) e de zona de arrebatamento/*shoreface* superior (AF2), a offshore (AF1); as híbridas, compondo a zona de arrebatamento/*shoreface* superior (AF3) e de retrabalhamento da plataforma carbonática (AF5); a carbonática propriamente dita, de plataforma retrabalhada (AF4); a siliciclástica de preenchimento fluvial de vales incisos (AF6); as siliciclásticas finas de decantação (AF7); e a de carbonato alóctone (AF8), imersa em meio a AF1. O aporte siliciclástico é interpretado, nas porções proximais, como fluvial do tipo *braided* (regime de clima seco), ocorrendo a partir do NW da Plataforma em ambas as Sequências. Na Sequência A, observa-se um espriamento na direção SW/NE das fácies grossas, interpretado como de origem fluvial *braided* em região de planície deltaica e costeira dominada por ondas com formação de cordões litorâneos; presença de canais fluviais e distributários deltaicos entrelaçados, ativos e abandonados, tanto no vale fluvial, quanto na planície deltaica e costeira; e presença de canais e vales incisos na porção distal da planície costeira composta predominantemente por sedimentação híbrida. A imaturidade textural e mineralógica, identificada macro e microscopicamente, sugere a presença de sistemas deposicionais siliciclásticos nas proximidades de uma área fonte topograficamente elevada, similar à atual margem oeste da própria bacia. Aparentemente a sedimentação carbonática atuava como o *background* do ambiente

sedimentar, cujos depósitos eram esporadicamente soterrados por sedimentos siliciclásticos.

A Sequência B é marcada por uma clara retrogradação das fácies siliciclásticas comparativamente ao intervalo anterior, juntamente com uma diminuição sensível na área de ocorrência das fácies híbridas, com a tomada do espaço de acomodação respectivo por parte das fácies carbonáticas. Foram interpretadas, tentativamente, as mesmas feições arquiteturais propostas para a Sequência A, através dos mapas de litofácies e paleogeográficos. O rastreamento do “Marco Glauconita” (superfície de inundação máxima) propiciou uma divisão mais acurada da estratigrafia do Albiano da Plataforma de Regência. Assim, para este andar, foram reconhecidos três pacotes estratigráficos: Sequência A, de caráter transgressivo e a Sequência B, subdividida em intervalo retrogradante (Trato de Sistemas Transgressivo B1) e progradante (Trato de Sistemas de Mar Alto B2).

O estudo realizado comprovou a influência de fatores externos no padrão cíclico observado pela alternância entre camadas de compostas por sedimentos siliciclásticos, híbridos e carbonáticos. Tanto a análise espectral dos perfis de raios gama quanto à descrição, interpretação e disposição, vertical e espacial (escala de testemunhos inclusive regional) da alternância das fácies mistas, caracterizam uma influência da alociclicidade. O caráter transicional e repetitivo ao longo de todo o intervalo da Sequência A nos poços analisados, configurado pelo empilhamento das fácies siliciclásticas na base do ciclo (AF1, por vezes seguida pela AF5, e AF2), passando para as fácies híbridas na porção intermediária (AF3) e, destas, para as carbonáticas (AF4) no topo, ratificam a supracitada ciclicidade. A análise cicloestratigráfica indicou a excentricidade curta (100 m.a.) como um geocronômetro consistente, constituindo-se em método de datação (estimativa da duração da Sequência A) alternativo, e mais preciso do que a análise feita a partir dos dados paleontológicos ora disponíveis.

A causa da boa preservação da ciclicidade em ambiente deposicional siliciclástico, transicional a marinho raso, susceptível aos efeitos das variações eustáticas, dinâmico e de alta energia, tão sujeito a eventos erosivos, é atribuída à fuga de sal sob efeito de altas taxas de sedimentação. Possivelmente a dissolução

do sal também tenha contribuído para geração de espaço de acomodação, o suficiente a ponto de preservar o caráter cíclico da sedimentação. O espaço de acomodação devido ao diastrofismo, à sobrecarga dos sedimentos e à subida eustática ocorrida concomitantemente à deposição da Sequência A, aparentemente não conseguem explicar as expressivas taxas de acumulação fornecidas pelos estudos cicloestratigráficos realizados.

O conjunto dos parâmetros e argumentos acima discutidos, configura um caso de estudo absolutamente singular para os estratos da Sequência A.

Foram evidenciados dois eventos tectônicos significativos: (a) reativação da falha Cedro/Rio Doce durante o Eo-Albiano, que provocou uma mudança no gradiente da base do sal na zona de charneira com deslizamento de pacotes sedimentares da Sequência A no sentido do depocentro da bacia, favorecido pela presença de sal, dividindo a Plataforma de Regência, de N a S, em blocos alto e baixo. É provável que este evento tectônico esteja associado à gênese da superfície discordante que limita as duas sequências deposicionais descritas (A e B); (b) dobramentos (afetando os estratos pós-sal até o Eoceno Superior) distensionais causados pelo deslizamento dessa referida seção, sobre a superfície de descolamento do tipo *ramp/flat/ramp*, possivelmente relacionados ao Vulcanismo de Abrolhos.

A análise de seções sísmicas em velocidade, balizadas pelas colunas litológicas dos poços, devidamente ajustadas, possibilitou constatar o sincronismo nas sedimentações siliciclástica, híbrida e carbonática quando se considera uma escala temporal de terceira ordem. Porém, quando se analisa os sistemas deposicionais siliciclásticos na escala das fácies, na alta frequência (quarta/quinta ordens), a sucessão dos estratos descritos nos testemunhos (“ciclo ideal”) aponta para uma origem climática (orbitalmente induzida) do tipo alternância de clima seco (mais árido – deposição preferencial de carbonatos, mas não exclusiva) e menos seco (semi-árido: deposição preferencial de siliciclásticos).

Os dados provenientes da descrição dos testemunhos coletados em distintos intervalos estratigráficos, devidamente calibrados aos perfis geofísicos dos poços permitiram discriminar e estender sete associações de fácies (AF1 a AF6, mais a

AF8) para todo o pacote não testemunhado da Sequência A, através da aplicação do estudo de redes neurais. Outro resultado importante é a possibilidade de estender a discriminação das sete associações, considerando o mesmo *strike* deposicional, para outros poços da área que não disponham de amostragem por testemunhagem, constituindo-se, portanto, em estudo faciológico de caráter preditivo.

Isso proporcionou, também, a confirmação do padrão cíclico ao longo da amostragem obtida nos cinco poços analisados assim como em outros poços situados no mesmo *strike* deposicional, o que também corrobora a interpretação de uma influência alocíclica no empilhamento faciológico mencionado.