

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

**ESTUDO DE CICLOESTRATIGRAFIA NOS DEPÓSITOS  
EOPERMIANOS DO GRUPO ITARARÉ, BACIA DO PARANÁ,  
NOS ESTADOS DE SANTA CATARINA E DO RIO GRANDE DO  
SUL, BASEADO EM DADOS DE TESTEMUNHO E DE PERFIS  
DE RAIOS GAMA**

**José Guilherme Rodrigues da Silva**

**Orientador: Dr. Nilo Chagas de Azambuja Filho**

**Comissão examinadora:**

**Dr. César Cainelli**

**Dr. Clóvis Francisco Santos**

**Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em  
Geociências

2001

Silva, José Guilherme Rodrigues da  
Estudo de Cicloestratigrafia nos Depósitos Eopermianos do Grupo Itararé,  
Bacia do Paraná, nos Estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul,  
Baseado em Dados de Testemunhos e de Perfis e Raios Gama. / José  
Guilherme Rodrigues da Silva. – Porto Alegre: UFRGS, 2001.

[288 f.] il.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.  
Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências,  
Porto Alegre, RS – BR, 2000.

1. Estratigrafia. 2. Cicloestratigrafia. 3. Ritmitos. 4. Grupo Itararé.  
5. Eopermiano. 6. Glaciação Neopaleozóica. 7. Rio Grande do Sul. 8. Santa  
Catarina  
I. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Renata Cristina Grün CRB 10/111

## **ERRATA**

1-) No Capítulo VIII (Apêndices), a referência da figura VIII.1 é:

ASTRONOMIA. 1985. São Paulo: Editora Rio Gráfica Ltda, v.1, p.49-60.

2-) No Capítulo VIII (Apêndices), a referência da figura VIII.2 é:

CIÊNCIA E NATUREZA – Espaço e Planetas. 1995. São Paulo: Time Life/Abril Livros, p.42-43.

3-) No Capítulo VIII (Apêndices), a referência da figura VIII.3 é:

CIÊNCIA E NATUREZA – Tempo e Clima. 1995. São Paulo: Time Life/Abril Livros, p.34-35.

À memória de meu pai.

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS .....</b>	<b>IV</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>VI</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>VIII</b>
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES .....</b>	<b>X</b>
<b>FIGURAS .....</b>	<b>X</b>
<b>FOTOGRAFIAS .....</b>	<b>XIII</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>XIV</b>
<b>I-) INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>II-) GRUPO ITARARÉ .....</b>	<b>5</b>
<b>II.1-) INTRODUÇÃO .....</b>	<b>5</b>
<b>II.2-) ESTRATIGRAFIA E AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO DAS ÁREAS ESTUDADAS .....</b>	<b>9</b>
<b>III-) CICLOESTRATIGRAFIA .....</b>	<b>20</b>
<b>III.1-) SEQÜÊNCIAS E CICLOS DE ALTA FREQUÊNCIA .....</b>	<b>21</b>
<b>III.1.1-) CONCEITOS E DEFINIÇÕES .....</b>	<b>21</b>
<b>III.1.1.1-) SEQÜÊNCIAS RÍTMICAS E CÍCLICAS .....</b>	<b>22</b>
<b>III.1.1.2-) SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS DE ALTA FREQUÊNCIA .....</b>	<b>30</b>
<b>III.1.2-) CICLOS SOLARES .....</b>	<b>39</b>
<b>III.1.2.1-) FENÔMENOS ATMOSFÉRICOS DEVIDOS ÀS ATIVIDADES</b>	
<b>SOLARES E SEUS REGISTROS .....</b>	<b>39</b>
<b>III.1.2.2-) PERIODICIDADES OBSERVADAS NOS REGISTROS TERRESTRES ...</b>	<b>45</b>
<b>III.1.2.3-) CONEXÃO ENTRE OS CICLOS SOLARES E O CLIMA NA TERRA ....</b>	<b>59</b>
<b>III.1.3-) CICLOS DE MILANKOVITCH .....</b>	<b>71</b>
<b>III.1.3.1-) DESENVOLVIMENTO DA TEORIA ORBITAL .....</b>	<b>71</b>
<b>III.1.3.2-) PERIODICIDADES ORBITAIS NO TEMPO GEOLÓGICO .....</b>	<b>80</b>
<b>III.1.3.3-) CICLOESTRATIGRAFIA GLOBAL .....</b>	<b>81</b>
<b>III.2-) MÉTODOS DE ANÁLISE CICLOESTRATIGRÁFICA .....</b>	<b>88</b>
<b>III.2.1-) BASES MATEMÁTICAS .....</b>	<b>88</b>
<b>III.2.1.1-) SÉRIES DE FOURIER E ANÁLISE HARMÔNICA .....</b>	<b>88</b>
<b>III.2.1.2-) SÉRIES TEMPORAIS E ANÁLISE ESPECTRAL .....</b>	<b>91</b>
<b>III.2.2-) CONSIDERAÇÕES SOBRE A ANÁLISE ESPECTRAL DE SÉRIES DE</b>	
<b>SEDIMENTOS E ROCHAS SEDIMENTARES .....</b>	<b>102</b>
<b>III.2.2.1-) O PROBLEMA DA TAXA DE SEDIMENTAÇÃO</b>	<b>108</b>
<b>III.2.2.1.1-) TAXA DE SEDIMENTAÇÃO X TAXA DE ACUMULAÇÃO ....</b>	<b>110</b>
<b>III.2.2.1.2-) MATRIZ DE CORRELAÇÃO E MATRIZ DE TRABALHO .....</b>	<b>114</b>
<b>III.2.3-) CONCEITOS SOBRE AMOSTRAGEM DE IMAGENS DIGITAIS .....</b>	<b>116</b>

<b>IV-) OBTENÇÃO E TRATAMENTO DOS DADOS DA DISSERTAÇÃO</b>	<b>119</b>
<b>IV.1-) FONTES DOS DADOS: TESTEMUNHOS E PERFIS ELÉTRICOS</b>	<b>119</b>
<b>IV.1.1-) ESCOLHA DOS TESTEMUNHOS</b>	<b>119</b>
<b>IV.2-) OBTENÇÃO E TRATAMENTO DOS DADOS DOS TESTEMUNHOS</b>	<b>120</b>
<b>IV.2.1-) DESCRIÇÃO DOS TESTEMUNHOS</b>	<b>120</b>
<b>IV.2.1.1-) 7-RL-04-SC</b>	<b>121</b>
<b>IV.2.1.2-) IB-93-RS</b>	<b>130</b>
<b>IV.2.2-) UTILIZAÇÃO DO SCANNER</b>	<b>140</b>
<b>IV.2.3-) TRATAMENTO DOS DADOS DOS TESTEMUNHOS</b>	<b>147</b>
<b>IV.3-) OBTENÇÃO E TRATAMENTO DOS DADOS DOS PERFIS DE RAIOS GAMA</b>	<b>156</b>
<b>IV.3.1-) DIGITALIZAÇÃO DOS PERFIS DE RAIOS GAMA</b>	<b>156</b>
<b>IV.3.2-) TRATAMENTO DOS DADOS DOS PERFIS DE RAIOS GAMA</b>	<b>156</b>
<b>V-) ANÁLISE DOS DADOS</b>	<b>161</b>
<b>V.1-) ANÁLISE DOS PERFIS DE RAIOS GAMA</b>	<b>162</b>
<b>V.1.1-) POÇO 7-RL-04-SC</b>	<b>162</b>
<b>V.1.1.1-) INTERVALO DE 498 A 526,34 m</b>	<b>163</b>
<b>V.1.1.2-) INTERVALO DE 474 A 509 m</b>	<b>174</b>
<b>V.1.1.3-) INTERVALO DE 430 A 482 m</b>	<b>180</b>
<b>V.1.2-) POÇO IB-93-RS</b>	<b>187</b>
<b>V.2-) ANÁLISE DOS TESTEMUNHOS</b>	<b>187</b>
<b>V.2.1-) POÇO 7-RL-04-SC</b>	<b>189</b>
<b>V.2.1.1-) INTERVALO DE 526,70 A 525,89 m</b>	<b>189</b>
<b>V.2.1.2-) INTERVALO DE 525,87 A 525,47 m</b>	<b>195</b>
<b>V.2.2-) POÇO IB-93-RS</b>	<b>202</b>
<b>V.3-) CONSIDERAÇÕES SOBRE A ANÁLISE DOS DADOS</b>	<b>208</b>
<b>V.3.1-) TAXAS DE ACUMULAÇÃO E TEMPO DE DEPOSIÇÃO</b>	<b>208</b>
<b>V.3.2-) CORRELAÇÃO ENTRE AS ESCALAS ESTUDADAS</b>	<b>212</b>
<b>V.3.3-) SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS DE TERCEIRA ORDEM</b>	<b>217</b>
<b>V.3.4-) SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS DE ALTA FREQUÊNCIA</b>	<b>222</b>
<b>V.3.5-) CICLOS SOLARES</b>	<b>232</b>
<b>V.3.6-) COMENTÁRIOS FINAIS</b>	<b>240</b>
<b>VI-) CONCLUSÕES</b>	<b>245</b>
<b>VII-) REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>252</b>
<b>VIII -) APÊNDICES</b>	<b>276</b>
<b>VIII.1-) O SOL</b>	<b>276</b>
<b>VIII.2-) A ATMOSFERA TERRESTRE</b>	<b>280</b>
<b>VIII.2.1-) ESTRUTURA</b>	<b>280</b>
<b>VIII.2.2-) CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA</b>	<b>283</b>

## AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer à PETROBRAS por ter me proporcionado a oportunidade de realizar esse mestrado, um de meus projetos mais antigos, na cidade de Porto Alegre e na UFRGS, uma combinação de qualidade de vida e excelência de ensino difícil de ser comparada, e à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, por ter cedido os perfis de raios gama e os testemunhos utilizados. Sinceros agradecimentos também para o meu orientador, o Dr. Nilo Chagas de Azambuja Filho, de quem eu devo a idéia do trabalho que culminou com essa dissertação. Sua clareza e seu conhecimento sobre cicloestratigrafia e geologia de um modo geral foram fundamentais para clarificar e resolver várias questões que me preocuparam ao longo do estudo. Grandes agradecimentos vão igualmente para vários amigos e colegas de trabalho, que me ajudaram de diversas formas: Maria de Lourdes T. Esperança (Bilú), pelo programa Período, sem o qual não seria possível realizar as análises; Fernando da Silva Rodrigues, que fez o programa de interpolação dos dados digitalizados dos perfis; Vandênir (Vanda) Marcelino, pelo auxílio nas diversas cópias de publicações; Ricardo Latgé e Armando Scarparo, pelas discussões sobre cicloestratigrafia; Prof. Dr. Jefferson Simões, pelas discussões sobre ambientes e processos glaciais; Ariane da Silveira, pelas discussões sobre o testemunho do Rio Grande do Sul e pela gentileza de ter ido comigo algumas vezes à UNISINOS para descrevê-lo; Saulo Ferreira Santos, pelas discussões sobre a estratigrafia e as descrições do poço de Santa Catarina; Prof. Dr. Michael Holz, por ter me acompanhado em uma viagem de campo aos afloramentos de Mariana Pimentel; Renato Figueira da Silva, pela ajuda na interpretação dos resultados da difratometria de raios X; Prof. Dr. Luis F. de Ros, pelo auxílio na descrição das lâminas petrográficas e pelas fotomicrografias das piritas framboidais; Dr. Jaime Spim (meu primo) pela crítica do item sobre as bases matemáticas; Francisco Aquino, pelo apoio com a bibliografia sobre ambientes glaciais; Rosilene L. França, Paulo Ernesto Vieira, Jairo R. Brandão (Bagé) e Vera Cicconi Stein (minha esposa!) pela leitura de algumas partes da dissertação; Prof. Dr. Paul Potter, pela correção do Resumo e do Abstract; Magda Jurdi S. Pereira, pela correção do Abstract; Ricardo Cunha Lopes, da CPRM, pelas dicas sobre os testemunhos com seções espessas do Itararé; aos funcionários da pós-graduação em Estratigrafia, Serginho, Carlos, Mary

e Lisandro; e ao Moderno Dicionário da Língua Portuguesa Michaelis, que me deu a incomensurável alegria de apresentar o verbete “escanear” em suas páginas, liberando-me do fardo de ter que utilizar várias palavras para explicar uma operação tão simples.

Agradecimentos especiais ao Gerson Terra, coordenador do curso de pós-graduação, pelo apoio durante e após a minha estada em Porto Alegre, e aos meus colegas de curso, Márcia, Marcinha, Paulo, Henrique e Sessegolo, com os quais eu tive boas horas de geologia e cultura geral... Foi muito bom compartilhar esse tempo com vocês.



## RESUMO

O final da Glaciação Neopaleozóica está representado hoje no registro sedimentar da Bacia do Paraná pelas rochas do Grupo Itararé. No Estado do Rio Grande do Sul e no sudeste do Estado de Santa Catarina seus depósitos possuem idade eopermiana, datados desde o Asseliano até o Artinskiano. A partir de dados de testemunhos e de perfis de raios gama de dois poços, um em Santa Catarina (7-RL-04-SC) e outro no Rio Grande do Sul (IB-93-RS), perfurados para pesquisa de carvão pela CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), foram feitas análises cicloestratigráficas com o intuito de determinar a existência e a natureza da possível ciclicidade induzida por fenômenos astronômicos presente nesses sedimentos glaciais (basicamente folhelhos e ritmitos). A distância entre as locações originais dos poços (cerca de 380 km) possibilitou testar a influência da indução astronômica em localidades distintas da bacia. Dois métodos de amostragem foram utilizados no estudo, de acordo com a escala dos dados e com a possível indução: os perfis de raios gama (191 m para o 7-RL-04-SC e 71 m para o IB-93-RS) foram digitalizados e amostrados em intervalos de 1 cm, com o intuito de testar a presença de indução pelos ciclos orbitais na escala de 20 mil a 400 mil anos, ou outros fenômenos indutores na escala de 3 mil a 10 mil anos, e os testemunhos foram escaneados nos intervalos com ritmitos, (1,2 m para o 7-RL-04-SC e 38 cm para o IB-93-RS) e transformados em dados em escala de cinza equiespaçados (0,2538 mm), objetivando a busca por ciclos anuais a milenares. A análise harmônica pela transformada rápida de Fourier demonstrou a presença de ciclicidade em ambas as escalas: ciclos orbitais, com períodos de cerca de 17 mil a 100 mil anos, foram caracterizados em perfil e ciclos solares, com períodos de cerca de 22 a 1000 anos, foram evidenciados nos testemunhos. Os tempos de acumulação calculados para o poço 7-RL-04-SC nas duas escalas mostraram um alto grau de correlação (cerca de 9400 anos para o intervalo escaneado e aproximadamente 12600 para o mesmo intervalo nos dados do perfil), comprovando a eficiência dos métodos de obtenção dos dados e a utilidade da cicloestratigrafia como ferramenta de análise e refinamento cronoestratigráfico. Quanto às espessas seções de ritmitos, características do Grupo Itararé e presentes nos testemunhos, estas têm sido freqüentemente denominadas de varvitos ou referenciadas como semelhantes a varvitos na literatura. Porém os resultados mostraram que cada par de ritmitos foi depositado em

períodos de vinte e dois anos, relacionados aos ciclos solares de Hale. A análise permitiu ainda o estudo das relações existentes entre várias variáveis, como a taxa e o tempo de acumulação, e a definição, na seção do poço 7-RL-04-SC, de seqüências deposicionais de terceira e de quarta ordem. Essas últimas são associadas à indução pelos ciclos orbitais de excentricidade e comparáveis aos períodos glaciais do Pleistoceno, sendo que as taxas de acumulação calculadas para os dados do poço, variando entre 5,2 a 9,3 cm/ka, são muito similares às taxas de acumulação do Pleistoceno. A análise também mostrou que a seção completa do Grupo Itararé no poço IB-93-RS corresponde apenas à cerca de meio ciclo de precessão (12342 anos). Como os dois fenômenos de indução astronômica detectados, os ciclos solares e os orbitais, afetam o clima de maneira global, certamente influenciaram a sedimentação em outros pontos da bacia.

## ABSTRACT

The end of the Neopaleozoic Glaciation is represented today in the sedimentary record of Paraná Basin by the rocks of the Itararé Group. In the State of Rio Grande do Sul and in the southeast portion of the State of Santa Catarina this glacial deposits are Eopermian, ranging in age from Asselian to Artinskian. The existence and the nature of possible astronomic forcing of cyclicity in these sediments, basically shales and rhythmites, were studied in core and gamma ray log data from two wells drilled by CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) to coal research, one in Santa Catarina (7-RL-04-SC) and the other in Rio Grande do Sul (IB-93-RS). The distance between the original location of the cores (about 380 km) made it possible to test the astronomic forcing in this glacial deposits in different locations of the basin. Two methods of data sampling were used, according to data scale and the possible forcing: the gamma ray logs (191 m for 7-RL-04-SC and 71 m for IB-93-RS) were digitized and sampled at 1 cm intervals, in order to test the presence of orbital forcing at scales of 20,000 to 400,000 years or other forcing phenomena in scales of 3,000 to 10,000 years, and the cores were scanned in the intervals with rhythmites (1,2 m for 7-RL-04-SC and 38 cm for IB-93-RS) and transformed in gray scale data sampled equally (0,2538 mm), in order to search for annual to millenarian cycles. The harmonic analysis by the fast Fourier transform showed cyclicity in both scales: orbital cycles ranging from about 17,000 to 100,000 years were discovered in the log data, and solar cycles ranging from 22 to about 1,000 years were discovered in the core data. The accumulation time calculated for the well 7-RL-04-SC in log and core data (about 9,400 years for the scanned interval and about 12,600 years for the same interval in log data) showed a very high correlation, proving the efficiency of the methodology and the usefulness of cyclostratigraphy as a chronostratigraphic analysis and refining tool. The thick rhythmic sections of the Itararé Group present in the cores studied have been frequently mentioned in literature as varvites or varve-like deposits. The results showed that each pair of rhythmites were deposited during a 22 years period related to the Hale solar cycles. The analysis also permitted the study of the relations between several variables, as accumulation time and accumulation rate, and the definition in 7-RL-04-SC well section of third and fourth order depositional sequences. These fourth order

sequences are related to the eccentricity orbital forcing, been similar to the Pleistocene glacial cycles, and the accumulation rates calculated for the well data, ranging from 5,2 to 9,3 cm/ka, are very similar to the Pleistocene accumulation rates. The analysis also showed that the complete sedimentary record of the Itararé Group for the well IB-93-RS corresponds to about half precession cycle (12,342 years). As both astronomic forcing phenomena detected, the solar and the orbital cycles, affect climate on a global scale, certainly their influence on sedimentation occurred in other locations of the basin.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### FIGURAS

#### CAPÍTULO I –

I.1 – Mapa de localização .....	3
---------------------------------	---

#### CAPÍTULO II –

II.1 – Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná .....	6
II.2- Mapa geológico das superseqüências da Bacia do Paraná .....	7
II.3 – Mapas paleogeográficos do Eopermiano .....	7
II.4 – Mapa de isópacas do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul.....	11
II.5 – Mapa de isópacas do Grupo Itararé no sudeste de Santa Catarina.....	16

#### CAPÍTULO III -

III.1 – Fenômenos de acamamento .....	24
III.2 – Sucessões sedimentares rítmicas e cíclicas .....	26
III.3 – Nomenclatura das seqüências sedimentares rítmicas e cíclicas .....	27
III.4 – Parasseqüências e tratos de sistemas em uma seqüências deposicional ....	31
III.5 – Parasseqüências .....	32
III.6 – Seqüências deposicionais de alta freqüência .....	33
III.7 – Interação entre a eustasia e a subsidência para produzir as parasseqüências e as seqüências de alta freqüência .....	35
III.8 – Comparação entre a interferência de duas ondas de freqüências diferentes e seqüências deposicionais .....	36
III.9 – Variações da concentração relativa de $^{14}\text{C}$ na atmosfera .....	43
III.10 – Comparação entre duas ondas de freqüência diferente .....	59
III.11 – Mapas de pressão ao nível do mar .....	62
III.12 – Gráfico mostrando as mudanças climáticas cíclicas ao longo do tempo .....	67
III.13 – Funções periódicas simulando os ciclos principais nas mudanças de temperatura e $\Delta^{14}\text{C}$ .....	69
III.14 – Ciclos orbitais .....	73
III.15 – Datas do equinócio e do solstício .....	73
III.16 – Precessão dos equinócios .....	73
III.17 – Mudanças do equador calórico .....	78
III.18 – Variações na geometria orbital em função do tempo .....	79
III.19 – Máximos e mínimos climáticos .....	83
III.20 – Membros finais climáticos idealizados .....	85
III.21 – Mapa dos cinturões cicloestratigráficos .....	86
III.22 – Onda senoidal .....	89
III.23 – Efeito de adicionar harmônicos a uma onda cosenóide .....	90
III.24 – Prisma .....	92
III.25 – Freqüência de Nyquist .....	96
III.26 – Diferença de fase entre duas ondas .....	97

III.27 – Periodogramas de dois testemunhos (ritmitos da Itália e varves do Paquistão) .....	101
III.28 – Diagrama mostrando um processo sedimentar .....	104
III.29 – Sinais e periodogramas .....	106
III.30 – Função de onda em degraus .....	108

#### **CAPÍTULO IV -**

IV.1 – Perfil de raios gama e descrição litológica do poço 7-RL-04-SC .....	131
IV.2 – Perfil de raios gama e descrição litológica do poço IB-93-RS .....	131
IV.3 – Tela do programa Rawtab .....	147
IV.4 – Gráfico de escala de cinza de um trecho escaneado do testemunho do poço 7-RL-04-SC .....	152
IV.4 – Gráfico de escala de cinza de um trecho escaneado do testemunho do poço 7-RL-04-SC (corrigido) .....	152
IV.6 – Gráfico de escala de cinza e testemunho do poço 7-RL-04-SC após correções .....	154
IV.7 – Gráfico de escala de cinza e testemunho do poço IB-93-RS	155
IV.8 – Programa para interpolação de dados .....	157
IV.9 – Perfil de raios gama e descrição litológica do poço 7-RL-04-SC (detalhe após interpolações) .....	159
IV.10 – Perfil de raios gama e descrição litológica do poço IB-93-RS (detalhe após interpolações) .....	160

#### **CAPÍTULO V -**

V.1 – Periodograma e perfil de raios gama interpretado para o intervalo entre 498 e 526,4 m para o poço 7-RL-04-SC .....	165
V.2 – Espessuras interpretadas do intervalo entre 498 e 526,4 m para o perfil de raios gama do poço 7-RL-04-SC .....	167
V.3 – Histograma das taxas de acumulação para o intervalo entre 498 e 526,4 m do perfil de raios gama do poço 7-RL-04-SC .....	174
V.4 – Periodograma e perfil de raios gama interpretado para o intervalo entre 474 e 509 m para o poço 7-RL-04-SC .....	175
V.5 – Espessuras interpretadas do intervalo entre 474 e 509 m para o perfil de raios gama do poço 7-RL-04-SC .....	176
V.6 – Histograma das taxas de acumulação para o intervalo entre 474 e 509 m do perfil de raios gama do poço 7-RL-04-SC .....	179
V.7 – Periodograma e perfil de raios gama interpretado para o intervalo entre 430 e 482 m para o poço 7-RL-04-SC .....	181
V.8 – Espessuras interpretadas do intervalo entre 430 e 482 m para o perfil de raios gama do poço 7-RL-04-SC .....	183
V.9 – Histograma das taxas de acumulação para o intervalo entre 430 e 482 m do perfil de raios gama do poço 7-RL-04-SC .....	184
V.10 – Perfil de raios gama completo do poço 7-RL-04-SC mostrando a interpretação dos ciclos orbitais .....	186
V.11 – Periodograma e gráfico de escala de cinza interpretado para o intervalo entre 525,89 e 526,27 m para o poço 7-RL-04-SC .....	190
V.12 – Espessuras interpretadas do intervalo entre 525,89 e 526,70 m	

para o gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC .....	191
V.13 – Histograma das taxas de acumulação para o intervalo entre 525,89 e 526,70 m para o gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC .....	195
V.14 – Periodograma e gráfico de escala de cinza interpretado para o intervalo entre 525,87 e 525,47 m para o poço 7-RL-04-SC .....	196
V.15 – Espessuras interpretadas do intervalo entre 525,87 e 525,47 m para o gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC .....	198
V.16 – Histograma das taxas de acumulação para o intervalo entre 525,87 e 525,47 m para o gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC .....	200
V.17 – Junção dos dois intervalos escaneados interpretados com os ciclos solares .....	201
V.18 – Periodograma e gráfico de escala de cinza interpretado para o poço IB-93-RS .....	204
V.19 – Espessuras interpretadas para o gráfico de escala de cinza do poço IB-93-RS .....	206
V.20 – Histograma das taxas de acumulação para o gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC .....	208
V.21 – Gráfico de relações entre diversas variáveis .....	213
V.22 – Correlação temporal dos dados de perfil de raios gama e gráfico de escala de cinza para o poço 7-RL-04-SC .....	215
V.23 – Seqüências deposicionais de terceira ordem (7-RL-04-SC) .....	218
V.24 – Modelo de arquitetura glaciomarinha e curvas de variação relativa do nível do mar .....	221
V.25 – Seqüências de terceira ordem e de alta freqüência (7-RL-04-SC) .....	225
V.26 – Relação entre seqüências deposicionais completas e as seqüências encontradas na interpretação .....	228
V.27 – Representação esquemática das variações glacioeustáticas e glacioisostáticas (IB-93-RS) .....	231
V.28 – Diferentes fácies de depósitos de tempestade .....	235
V.29 – Simulações para o Permiano de previsões de trilhas de tempestade .....	239
V.30 – Correlação climática para o perfil de raios gama e o gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC .....	242

## APÊNDICES -

VIII.1 – Estrutura do Sol .....	277
VIII.2 – Manchas solares .....	279
VIII.3 – Estrutura da atmosfera .....	281
VIII.4 – Circulação atmosférica .....	285

## FOTOGRAFIAS

### CAPÍTULO IV -

IV.1 – Caixa de testemunhos do poço 7-RL-04-SC .....	121
IV.2 – Parte do testemunho do poço 7-RL-04-SC .....	122
IV.3 – Lâmina delgada de ritmitos do poço 7-RL-04, mostrando clastos pingados .....	123
IV.4 – Parte do testemunho do poço 7-RL-04-SC, mostrando clasto pingado ...	124

IV.5 – Lâmina delgada de ritmito do poço 7-RL-04-SC mostrando clasto pingado .....	124
IV.6 – Lâmina delgada de clasto pingado de arenito intrabacinal .....	125
IV.7 – Lâmina delgada mostrando grão de microclínio .....	125
IV.8 – Lâmina delgada mostrando grão de plagioclásio .....	126
IV.9 – Lâmina delgada de ritmito do poço 7-RL_04-SC, mostrando extinção conjunta dos folhelhos .....	126
IV.10 – Lâmina delgada mostrando piritas framboidais no testemunho do poço 7-RL-04-SC .....	127
IV.11 – Lâmina delgada mostrando detalhe de pirita framboidal .....	127
IV.12 – Caixa de testemunhos do poço IB-93-RS .....	134
IV.13 – Caixa de testemunhos do poço IB-93-RS .....	134
IV.14 – Bioturbação em testemunho do poço IB-93-RS .....	135
IV.15 – Caixa de testemunhos do poço IB-93-RS .....	135
IV.16 – Caixa de testemunhos do poço IB-93-RS .....	136
IV.17 – Trecho escaneado do testemunho do poço IB-93-RS .....	136
IV.18 – Lâmina delgada do testemunho do poço IB-93-RS .....	137
IV.19 – Lâmina delgada do testemunho do poço IB-93-RS, mostrando clastos pingados .....	137
IV.20 – Lâmina delgada do testemunho do poço IB-93-RS, mostrando grão de plagioclásio .....	138
IV.21 – Lâmina delgada do testemunho do poço IB-93-RS, mostrando bioturbação .....	138
IV.22 – Aparelhagem utilizada para escanear os testemunhos (caixa aberta) ....	141
IV.23 – Aparelhagem utilizada para escanear os testemunhos (caixa fechada) ..	141
IV.24 – Trecho do testemunho do poço 7-RL-04-SC, mostrando intervalos unidos com fita gomada .....	144
IV.25 – Trecho do testemunho do poço 7-RL-04-SC, mostrando área a ser escaneada .....	144

## LISTA DE TABELAS

### CAPÍTULO III -

III.1 – Ciclos deposicionais e sua duração no tempo .....	22
III.2 – Possíveis causas das flutuações do radiocarbono .....	41
III.3 – Ciclos baseados em números de varves nos sedimentos .....	45
III.4 – Períodos fundamentais dos ciclos solares. ....	70
III.5 – Valores da precessão e da obliquidade ao longo do tempo .....	
III.6 – Relação entre o período de observação e a taxa de sedimentação .....	111
III.7 – Matriz quadrada de coeficientes de correlação .....	114
III.8 – Matrizes utilizadas por Cottle (1989) .....	116



**CAPÍTULO IV -**

IV.1 – Trechos digitalizados do testemunho do poço 7-RL-04-SC .....	145
IV.2 – Trechos digitalizados do testemunho do poço IB-93-RS .....	146
IV.3 – Valores numéricos de um dos intervalos escaneados do testemunho do poço 7-RL-04-SC .....	150
IV.4 – Valores do perfil de raios gama do poço IB-93-RS .....	158

**CAPÍTULO V -**

V.1 – Resultados do programa Período para o intervalo do perfil de raios gama entre 498 e 526,34 m (7-RL-04-SC) .....	169
V.2 – Taxas de acumulação para o Permiano .....	171
V.3 – Espessuras e períodos correspondente de Milankovitch para o intervalo do perfil de raios gama entre 498 e 526,34 m (7-RL-04-SC) ..	172
V.4 – Resultados do programa Período para o intervalo do perfil de raios gama entre 474 e 509 m (7-RL-04-SC) .....	177
V.5 – Espessuras e períodos correspondente de Milankovitch para o intervalo do perfil de raios gama entre 474 e 509 m (7-RL-04-SC) .....	178
V.6 – Resultados do programa Período para o intervalo do perfil de raios gama entre 430 e 482 m (7-RL-04-SC) .....	182
V.7 – Espessuras e períodos correspondente de Milankovitch para o intervalo do perfil de raios gama entre 430 e 482 m (7-RL-04-SC) .....	183
V.8 – Resultados do programa Período para o intervalo entre 525,89 e 526,70 m do gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC .....	193
V.9 – Espessuras interpretadas do intervalo entre 526,27 e 525,89 m do gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC .....	194
V.10 – Resultados do programa Período para o intervalo entre 525,47 e 525,87 m do gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC .....	197
V.11 – Espessuras interpretadas do intervalo entre 525,47 e 525,87 m do gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC .....	199
V.12 – Resultados do programa Período para o intervalo entre 525,47 e 525,87 m do gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC .....	205
V.13 – Espessuras interpretadas do intervalo entre 525,47 e 525,87 m do gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC .....	207
V.14 – Tempos totais interpretados para os dados do poço 7-RL-04-SC, baseados nos ciclos orbitais .....	211
V.15 – Tempos totais interpretados para os dados do poço 7-RL-04-SC, baseados nos ciclos solares .....	211
V.16 – Tempos totais interpretados para os dados do poço IB-93-RS, baseados nos ciclos solares .....	211

*“Nature vibrates with rhythms, climatic and diastrophic, those finding stratigraphic expression ranging in period from the rapid oscillation of surface waters, recorded in ripple-marks, to those long-deferred stirrings of the deep imprisoned titans which have divided earth history into periods and eras. The flight of time is measured by the weaving of composite rhythms – day and night, calm and storm, summer and winter, birth and death – such as these are sensed in the brief life of man...”*

*...the stratigraphic series constitutes a record, written on tablets of stone, of the lesser and greater waves of change which have pulsed through geologic time”.*

Joseph Barrell (1917, in Aigner, 1985.)

## **I-) INTRODUÇÃO**

A influência da indução astronômica nas mudanças cíclicas climáticas e, através delas, na sedimentação, vem há muito tempo sendo estudada. Um dos objetos primordiais desses estudos têm sido os ciclos orbitais, conhecidos também como ciclos de Milankovitch. Além dos ciclos orbitais, outros fenômenos astronômicos indutores têm ganho uma atenção cada vez maior dos geocientistas, devido à alta recorrência nos registros sedimentares: os ciclos solares. Essa dissertação é o resultado do estudo desses dois fenômenos indutores, da sua influência nas oscilações e variações cíclicas climáticas e dos efeitos das últimas na sedimentação. Como material para o estudo foram utilizados testemunhos que amostraram as rochas do Grupo Itararé, Eopermiano da Bacia do Paraná. A metodologia foi a análise cicloestratigráfica.

A cicloestratigrafia é o ramo da estratigrafia que analisa as variações cíclicas nos padrões de sedimentação e sua possível relação com a indução astronômica. Seu papel principal é definir se os ciclos orbitais terrestres 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 sobrepostas pela diagênese. Esses ciclos orbitais compreendem desde o ciclo diário, responsável pelos dias e noites, até os ciclos de oscilação e revolução do Sistema Solar na galáxia (Einsle *et alii*,

1991). Podemos incluir um outro propósito para a cicloestratigrafia, que seria o de determinar se os ciclos solares também podem estar registrados nos sedimentos e rochas sedimentares e, em caso positivo, se os registros são igualmente passíveis de distinção de feições diagenéticas e de ciclos aleatórios.

Porém, ao contrário dos ciclos orbitais, a influência dos ciclos solares na sedimentação, apesar de estar cada vez mais documentada na literatura, ainda não está bem estabelecida. Os geólogos estão mais acostumados a trabalhar com induções astronômicas cíclicas nas escalas de um mês a um ano, relativas aos processos de sedimentação de depósitos de maré e de varves, passando em seguida para a escala dos ciclos orbitais, da ordem de 10 mil a 400 mil anos. A escala intermediária, ligada aos ciclos solares, não é muito familiar e é justamente essa que é tratada mais demoradamente nessa dissertação.

Segundo Einsele *et alii* (1991), o efeito mais característico de alguns processos sedimentares induzidos pelos ciclos astronômicos é sua simultaneidade e similaridade de atuação para diferentes bacias, tornando possível correlacionar parte das seqüências sedimentares alocíclicas por longas distâncias, até mesmo de uma bacia para outra. Com base nessa assertiva, a proposta de estudo dessa dissertação foi testar a possibilidade de indução astronômica cíclica no clima do Eopermiano e, por consequência, na deposição dos sedimentos que deram origem às rochas do Grupo Itararé. Em caso positivo, tentar, a partir dos resultados, caracterizar que tipo de mecanismos foram responsáveis pela indução e obter um detalhamento estratigráfico de alta resolução para as seções estudadas.

Para esse propósito foram escolhidos dois testemunhos com registros expressivos das rochas do Grupo Itararé. A indução astronômica foi testada em duas escalas: de dezenas de milhares a centenas de milhares de anos (ciclos orbitais) e de anos a centenas de anos, sendo que o estudo nessa última escala resultou na descoberta de indução devida aos ciclos solares. Uma vez que a indução foi determinada, foram calculados os tempos de deposição e as taxas de acumulação, chegando-se a um alto nível de resolução estratigráfica. A metodologia de análise cicloestratigráfica foi determinada de acordo com a escala de trabalho. A escala dos ciclos orbitais foi analisada a partir de perfis de raios gama e a dos ciclos solares a partir de intervalos

escaneados dos testemunhos e da confecção de gráficos de escala de cinza (Capítulo IV).

Os testemunhos utilizados são provenientes de dois poços perfurados pela Superintendência Regional do Rio Grande do Sul da CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) e foram escolhidos de posições geográficas distantes, para tentar observar a indução astronômica em locais distintos da bacia. Ambos os testemunhos são representados por seções espessas de ritmitos e folhelhos. São eles (figura I.1):

**7-RL-04-SC** (Projeto Rio Laranjeiras número 4), perfurado em 1979 no município de Anitápolis, Estado de Santa Catarina. Coordenadas UTM = 6919350 m; 673620 m. Folha SG-22-Z-C-VI. Possui 191 m de rochas do Grupo Itararé.

**IB-93-RS** (Projeto Irui-Butiá número 93), perfurado em 1981 no município de Butiá, no Estado do Rio Grande do Sul. Coordenadas UTM = 6667000 m; 389000 m. Folha SH-22-Y-B-I. Possui 71 m de rochas do Grupo Itararé.

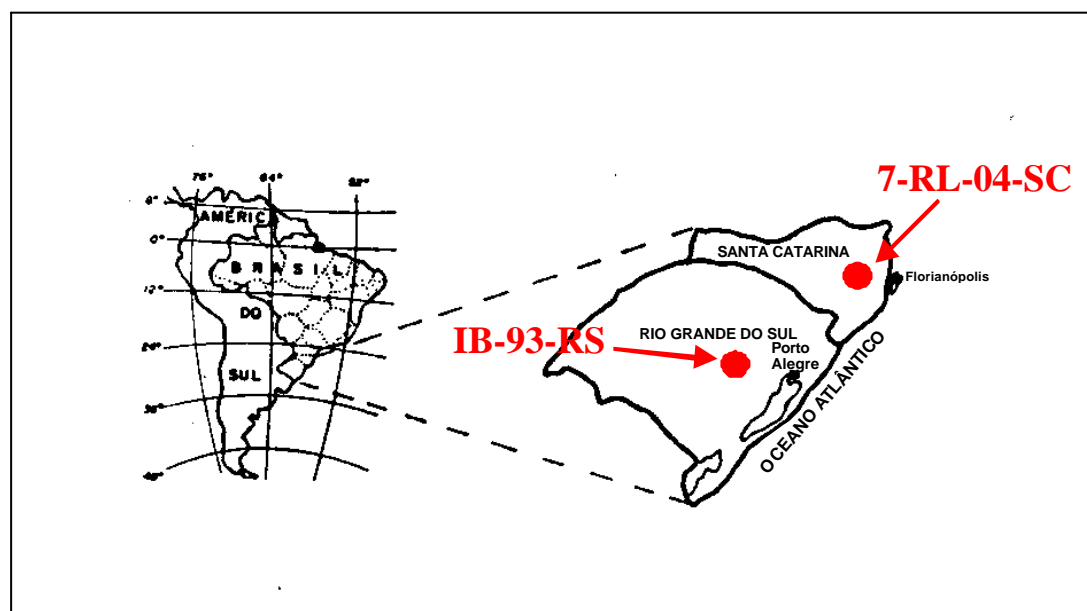


Figura I.1 – Mapa de localização dos poços 7-RL-04-SC e IB-93-RS, utilizados para os estudos de cicloestratigrafia.

Os resultados obtidos foram muito bons como se poderá constatar nos capítulos seguintes. No que concerne aos trechos escaneados dos testemunhos, os mesmos mostraram que, como afirmaram Schaaf & Thurow (1994 e 1997), a análise de imagens

digitais terá no futuro um papel fundamental na descrição e na interpretação de testemunhos e amostras de rocha, pois sua utilização com técnicas estatísticas permite não apenas a extração de informações sobre os ciclos de mudança climática, em escalas de tempo de anos até milênios, mas também o estudo da evolução dessas mudanças no tempo. A técnica de escanear testemunhos de poços diferentes de uma mesma bacia permite um controle estratigráfico e paleoclimático muito além daquele obtido normalmente com técnicas tradicionais. Acima de tudo, a confrontação dos dados provenientes desse tipo de análise com outros dados estratigráficos, geoquímicos e bioestratigráficos pode levar ao conhecimento da evolução de bacias sedimentares numa escala de resolução altíssima.

A análise dos dados e os resultados finais permitiram visualizar a fundamental relação existente entre o Sol e a Terra no que tange às mudanças climáticas e sua influência na sedimentação. O papel dessa relação é primordial e ficou demonstrado nas duas escalas estudadas: através de alterações no padrão de insolação (recebimento de energia solar na superfície da Terra por unidade de área) à medida que o planeta se move em torno do astro, movimento esse que caracteriza os ciclos orbitais, e através de mudanças na quantidade das manchas solares e da intensidade dos ventos solares, causando mudanças na atmosfera superior e no padrão dos ventos globais. Os primeiros são responsáveis pelas glaciações e variações climáticas de larga escala, refletidas no registro sedimentar pelo empilhamento de camadas e grupos de camadas em parassequências e dessas últimas em sequências deposicionais. Os ciclos solares respondem pelas oscilações entre períodos secos e úmidos ou frios e quentes, de alta frequência, que alteram os padrões do registro sedimentar na escala de camadas ou lâminas e grupos de camadas ou lâminas.

Para facilitar o trabalho de outros pesquisadores, os dados utilizados nessa dissertação, tanto os de imagem quanto os dados tratados, estão gravados em um CD que está disponível no final desse caderno, na contra-capa.

## II-) GRUPO ITARARÉ

### II.1-) INTRODUÇÃO

O Grupo Itararé (Gordon, 1947, *apud* França & Potter, 1988) tem sido alvo de pesquisas há décadas e vários estudos já foram publicados sobre sua evolução sedimentar e paleoambiental, tanto no sentido da evolução geral da Bacia do Paraná, quanto em contextos estratigráficos locais, não sendo objetivo dessa dissertação uma revisão dessas questões. Basicamente, serão traçadas aqui algumas linhas sobre a estratigrafia e os ambientes de sedimentação no sudeste do Estado de Santa Catarina e no Estado do Rio Grande do Sul, de onde provêm os dados agora trabalhados. Descrições detalhadas a respeito do desenvolvimento dos conhecimentos sobre a estratigrafia nessas regiões e o atual “estado da arte” podem ser encontradas em Dias (1993a), Machado (1994), Lopes (1995) e Holz (1995a) para o Rio Grande do Sul, e em Machado (1989), Castro (1991) e Canuto (1993) para Santa Catarina.

Com a progressiva migração do continente Gondwana para norte, iniciou-se, na Bacia do Paraná, a sedimentação dos depósitos relativos ao final da Glaciação Neopaleozóica (Milani, 1997). Esses sedimentos são representados hoje pelas rochas do Grupo Itararé, que compõe a porção inferior de uma seqüência de 2ª ordem (Vail *et alii*, 1977b), a Superseqüência Gondwana I, proposta por Milani (*op. cit.*) (figuras II.1 e II.2), possuindo um padrão geral transgressivo devido à subida do nível do mar, o qual cobriu toda a bacia no Eopermiano (Zalán *et alii*, 1991).

A Glaciação Neopaleozóica alcançou sua expansão máxima entre o Neocarbonífero e o Eopermiano, diminuindo gradualmente e desaparecendo no final do Eopermiano (figura II.3). O recuo das geleiras esteve principalmente associado a acumulações sedimentares relativamente simples ou ao empilhamento complexo de associações de fácies de contato de gelo e fácies proglaciais em enseadas e baías estuarinas glaciais (Canuto, *op. cit.*; Santos *et alii*, 1996).

# CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ

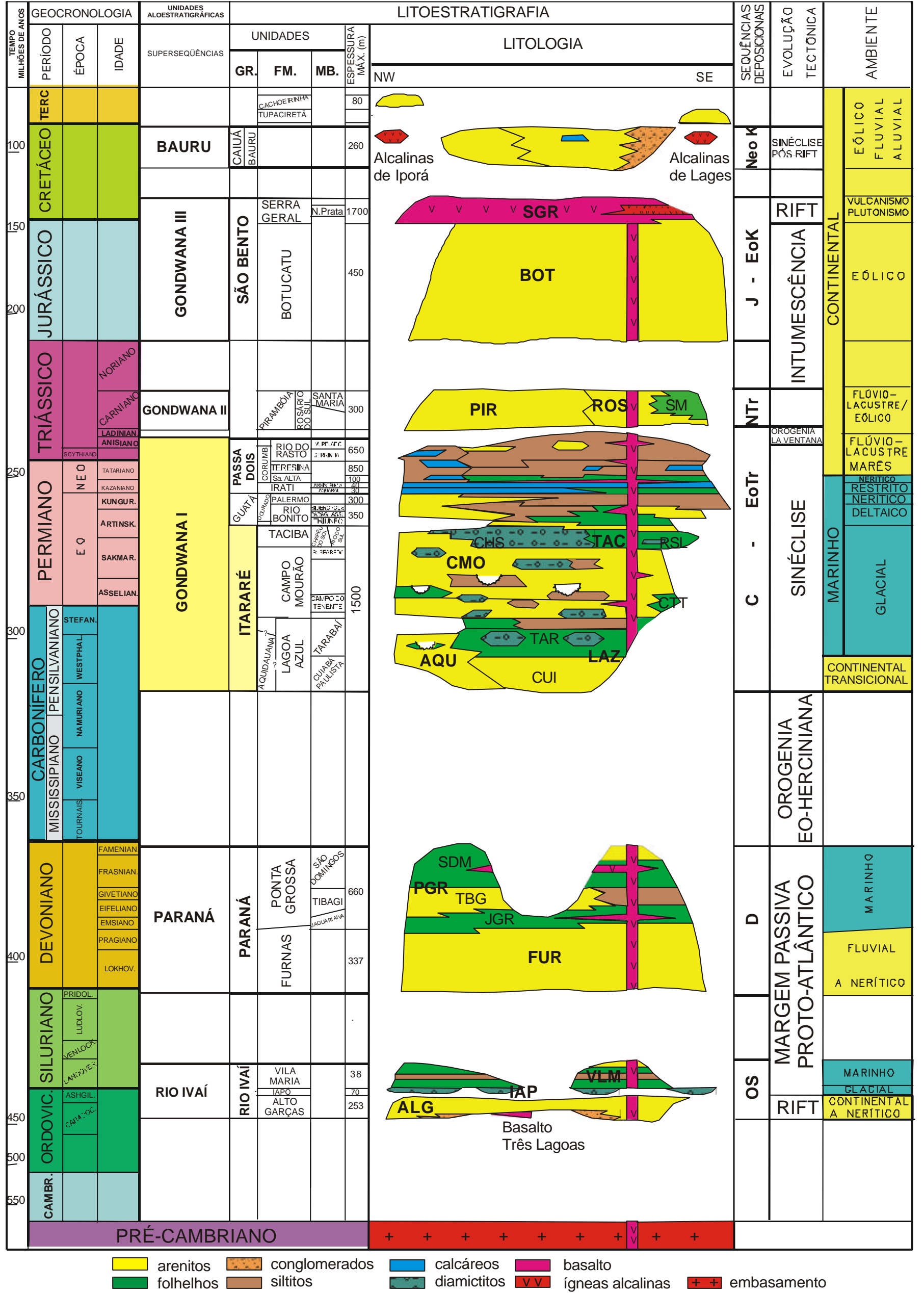


Figura II.1 - Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná. A Supersequência Gondwana I e o Grupo Itararé estão assinalados (modificada de Milani *et alii* (1994) e adaptada para mostrar as supersequências de Milani, 1997).

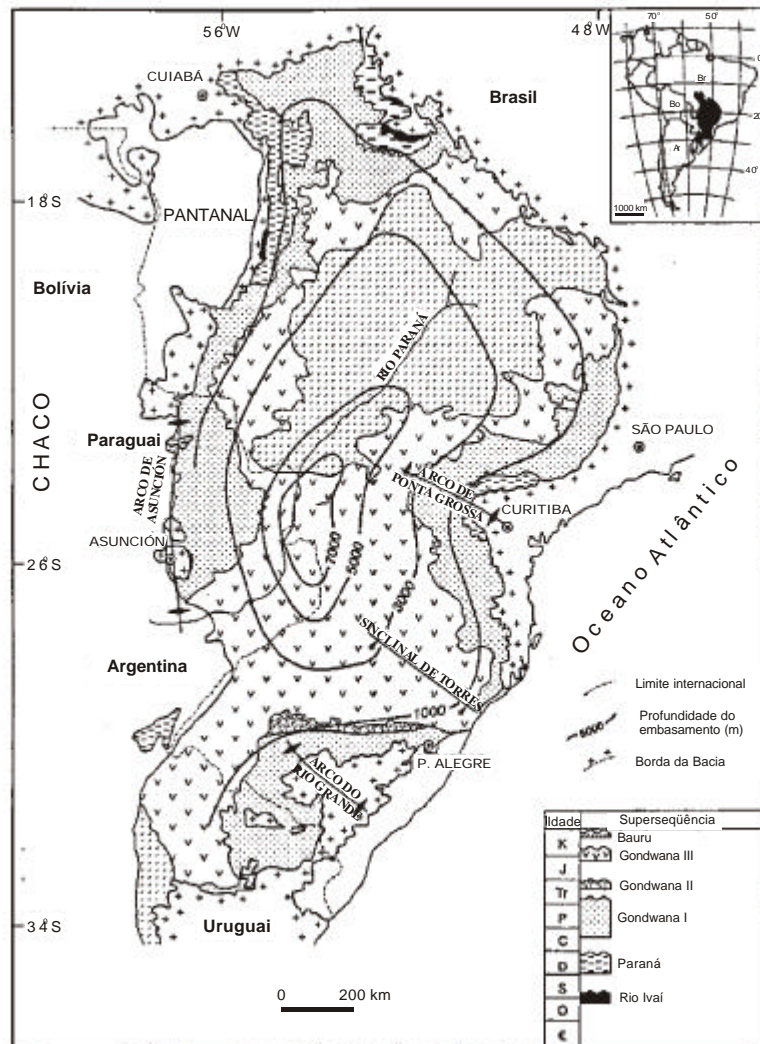


Figura II.2 - Mapa simplificado da Bacia do Paraná e distribuição das superseqüências descritas por Milani, 1997. (Modificado de Milani & Ramos, 1998).

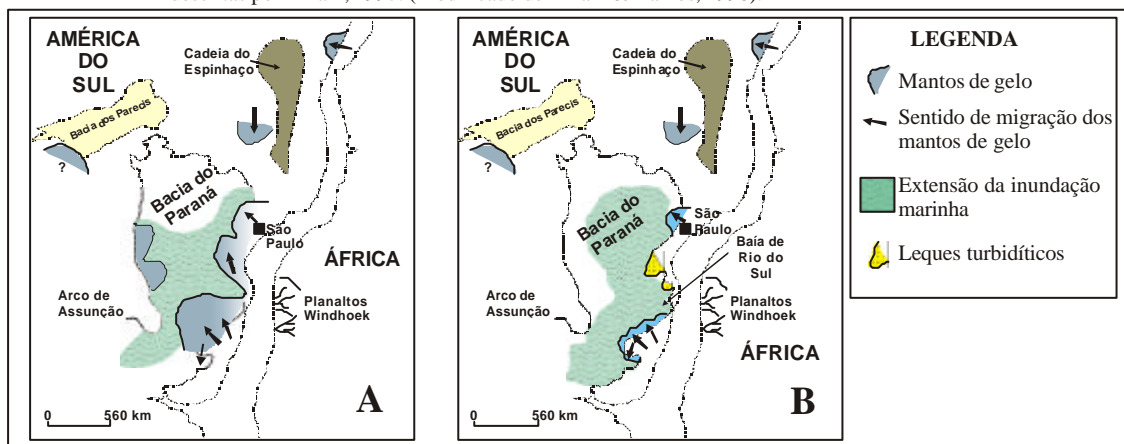


Figura II.3 - Mapas paleogeográficos mostrando o recuo dos mantos de gelo, da figura A para a B, no Eopermiano. (Modificado de Santos *et alii*, 1996).



Nos testemunhos utilizados nessa dissertação, que se inserem no contexto da borda su-sudeste da Bacia do Paraná, apenas as porções média e superior do Grupo Itararé estão representadas. Tentativas de datação dessa seção, assim como de todo o Grupo Itararé na bacia, mostram-se muito difíceis, devido à ausência até o momento de grupos de fósseis marinhos de caráter cosmopolita (Milani, 1997), apesar da presença de fósseis marinhos (espículas de esponjas, escamas e dentes de peixes, escolecodontes, braquiópodes, acritarchas) ser frequentemente referenciada, tanto para a seção do Rio Grande do Sul (Cazzulo-Klepzig *et alii*, 1980; Dias, 1993a e 1993c), quanto para a do sudeste de Santa Catarina (Lopes *et alii*, 1991). Sendo assim, as datações têm sido feitas com base em palinologia. Porém, apesar de terem ampla distribuição, permitindo análises regionais, os eventos de surgimento e diversificação de palinomorfos podem ser diácronos até mesmo dentro de uma mesma província florística (Iannuzzi, 1995), não permitindo uma definição cronoestratigráfica mais acurada.

Apesar das limitações citadas acima, Daemon & Quadros (1970) realizaram um trabalho bastante rigoroso baseado em palinófitos e utilizado até hoje como fonte para correlação regional, o qual posicionou as rochas do Grupo Itararé, para a porção sul da Bacia do Paraná, no Eopermiano, entre o final do Sakmariano e o Kunguriano.

A partir da bioestratigrafia proposta por Daemon & Quadros (*op. cit.*), estudos posteriores têm seguidamente reposicionado essas rochas entre as eras do Período Permiano. França & Potter (1988) interpretaram a seção superior do Grupo Itararé, a partir de dados litológicos e com base no trabalho de Daemon & Quadros (*op. cit.*), como artinskiana/kunguriana. Posteriormente, França (1993) reavaliou a seção e posicionou-a no Artinskiano. Em outro estudo regional, Picarelli *et alii* (1993), a partir da análise de cinco poços perfurados pela PETROBRAS nos estados de Mato Grosso do Sul, Paraná e Santa Catarina, atribuíram idade artinskiana a kunguriana para a Formação Taciba, correspondente à porção mais nova do Grupo Itararé (figura II.1).

Especificamente em relação às áreas cobertas por essa dissertação, o Grupo Itararé, no Estado do Rio Grande do Sul, foi datado por Cazzulo-Klepzig *et alii* (1980) como no limite Stefaniano/Sakmariano, por Lopes *et alii* (1991), Marques-Toigo (1991) e Dias (1993a e 1993b) como Sakmariano/Artinskiano e por Guerra-Sommer & Cazzulo-Klepzig (1993) como Asseliano/Sakmariano. Quanto à seção do sudeste de Santa Catarina, foi considerada por Marques-Toigo *et alii* (1989), Marques-Toigo (1991) e Lopes *et alii* (1991) como pertencente ao Sakmariano/Artinskiano. Sendo assim, de acordo com a escala de tempo proposta por Ross *et alii* (1994), o tempo relacionado à deposição dos sedimentos deve estar situado entre cerca de um máximo de 4 (287 a 283 Ma, Sakmariano) e de 12 milhões de anos (295 a 283 Ma, Asseliano/Sakmariano; 287 a 275 Ma, Sakmariano/Artinskiano) para a seção no Rio Grande do Sul, sendo esse último lapso de tempo válido também para a seção do sudeste de Santa Catarina.

## **II.2-) ESTRATIGRAFIA E AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO DAS ÁREAS ONDE SE INSEREM OS TESTEMUNHOS ESTUDADOS**

### **II.2.1-) RIO GRANDE DO SUL**

A confirmação da atividade glacial neopaleozóica no Estado do Rio Grande do Sul foi consolidada quando Tomazelli & Soliani Jr. (1982) descreveram pela primeira vez pavimentos estriados correlativos às ocorrências do Grupo Itararé. Os ambientes de sedimentação propostos para a sua seção no Rio Grande do Sul, baseados no conteúdo fóssilífero e nas fácies sedimentares, possuem invariavelmente a evolução de glacial continental com lagos (Dias-Fabrizio & Guerra-Sommer, 1989, Tomazelli & Soliani Jr., 1990) associados a paleovales ou paleofiorde (Dias, *op. cit.*; Machado, 1994) a marinho sem influência glacial (Tomazelli & Soliani Jr., *op. cit.*; Lopes *et alii*, *op. cit.*; Dias, *op. cit.*; Machado, *op. cit.*).

No Rio Grande do Sul, o Grupo Itararé é geralmente dividido em duas unidades litoestratigráficas, baseadas em fácies anteriormente definidas por Delaney & Goñi (1963,

*apud* Machado, *op. cit.*). A inferior, denominada Suspiro, é considerada de ambiente glacial e a superior, Budó, de ambiente marinho (Delaney & Goñi, *op. cit.*; Schmitt *et alii*, 1992).

Na base da unidade Suspiro predominam fácies glacio-fluviais, caracterizadas por diamictitos e siltitos arenosos com gradação normal, seguidas por fácies glacio-lagunares, onde predominam camadas contínuas de ritmitos siltico-arenosos e siltico-argilosos com seixos pingados e bioturbações. As fácies glaciais são identificadas por tilitos com matações de até dois metros de diâmetro e com grande variação compositiva (Schmitt *et alii*, 1992). Apesar de não considerarem o ambiente marinho para a unidade Suspiro, Schmitt *et alii* (*op. cit.*) encontraram na mesma fosséis do grupo *Acritarcha*, característicos desse tipo de ambiente. A unidade Budó é constituída por um espesso pacote de ritmitos decimétricos siltico-arenosos formando camadas tabulares e contínuas. Nas porções mais silticas ocorrem estruturas *wave* e *linsen*. Os fosséis marinhos mais abundantes são espículas silicosas e conchas de *Orbiculoidea* (Schmitt *et alii*, *op. cit.*).

O Escudo Sul-Riograndense atuou como um alto topográfico e um centro de glaciação durante toda a sedimentação do Gondwana, até o início do último episódio de degelo da glaciação Neopaleozóica (Leinz, 1937, *apud* Lopes, 1995). O Grupo Itararé, na borda do Escudo, é caracterizado pela presença de várias sub-bacias interpretadas como paleovales, ou paleofiorde (Aboarrage & Lopes, 1986, *apud* Lopes, 1995; Holz, 1995a; Santos *et alii*, 1996). Esses paleovales alargam-se em direção à bacia e a distância entre suas bordas varia de centenas a milhares de metros até depressões de 90 km de largura por 160 m de profundidade. Os sedimentos preservados nos mesmos formam seqüências cujo tamanho de grão afina para o topo. Fácies de fluxo de detritos, que ocorrem nos flancos e no fundo dos vales, estão interdigitadas com fácies fluviais e lacustrinas. Internamente, ocorrem feições interpretadas como subglaciais, como superfícies estriadas, no topo de diamictitos (Santos *et alii*, *op. cit.*). Dentre esses paleovales, a configuração paleogeográfica dos denominados de Leão (onde foi perfurado o poço IB-93-RS) e Leão-Mariana Pimentel sugere que, provavelmente, ambos foram unidos em algum momento no Eopermiano (figura II.4). A separação atual por um trecho de embasamento pode ser devida ao soergimento tectônico ou mesmo isostático (*rebound*), após o recuo dos mantos de

gelo. Na área do Paleovale Leão, um testemunho (CA-53-RS), distante cerca de 12 km do poço IB-93-RS e em posição paleogeográfica mais distal (figura II.4), foi alvo de um estudo de palinologia que caracterizou a presença de algas do gênero *Botryococcus*, indicativas de águas doces e salobras (Dias, 1993a e 1993c). Mais a oeste, no Paleovale Capané, foram encontrados no mesmo trabalho microplânctons marinhos do grupo *Acritarcha*. Essas associações e sua posição estratigráfica nos testemunhos são indicativas de pequenas ingressões marinhas que se misturavam às águas de degelo no interior dos paleovales (Dias, *op. cit.*; Lopes, 1995, Holz, 1995a).

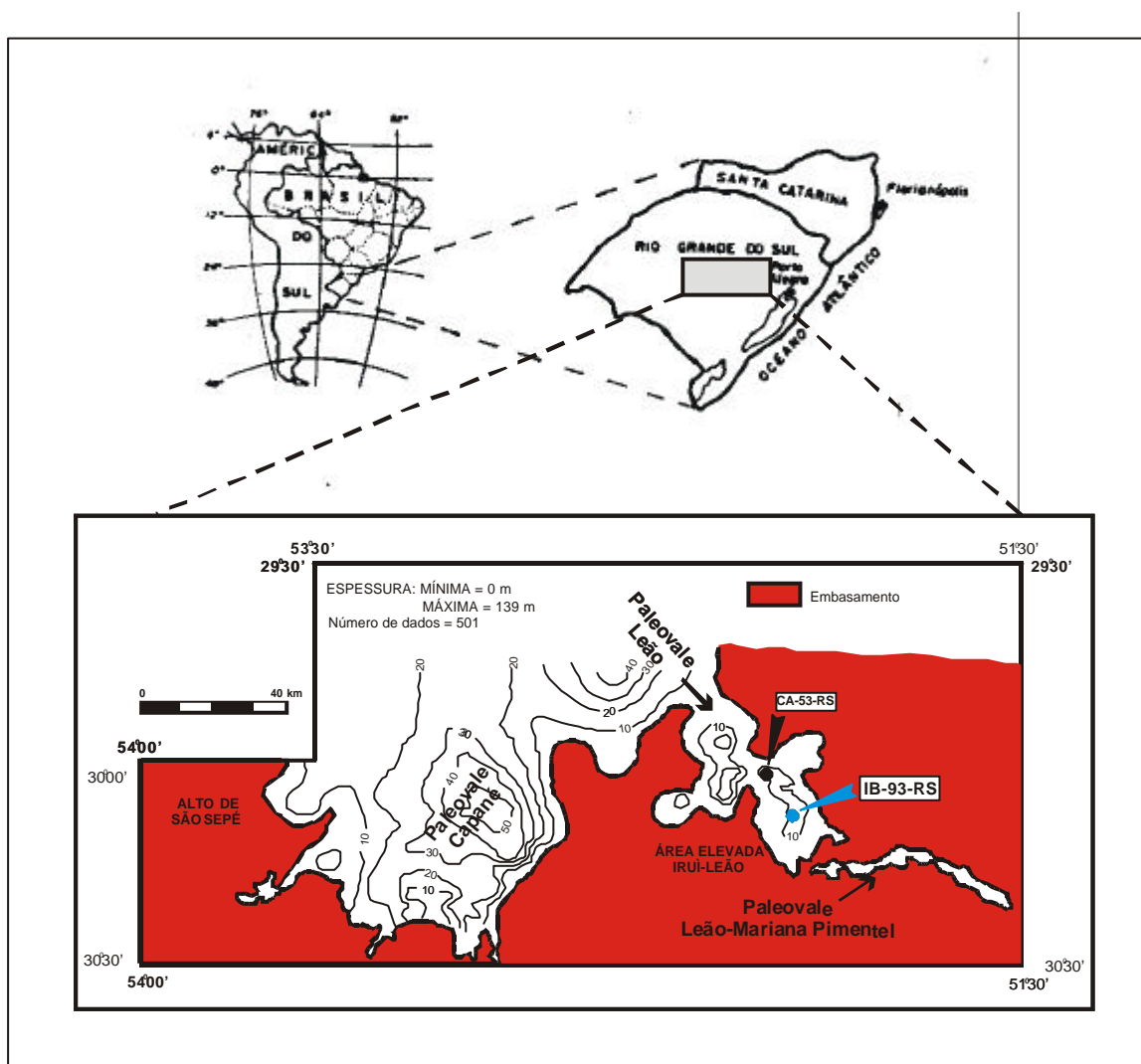


Figura II.4 – Mapa de localização e de isópacas do Grupo Itararé na área dos paleovales de Capané, Leão e Leão-Mariana Pimentel. Os poços IB-93-RS, utilizado nessa dissertação, e CA-63-RS (ver referência mais à frente no texto) estão plotados, mostrando sua posição em termos da paleogeografia do paleovale Leão (modificado de Lopes, 1995).

As regiões desses dois últimos paleovales, Capané e Leão, foram estudadas por Lopes (1995), o qual dividiu por um limite de seqüências de segunda ordem as seções correspondentes à porção superior do Grupo Itararé e à Formação Rio Bonito, sobreposta, a partir de deslocamentos de fácies e contatos erosivos evidenciados em testemunhos. A discordância relativa a esse limite resultaria de movimentações relacionadas à Orogenia Tardi-Herciniana (Zalán *et alii*, 1991). Considerou, da mesma forma, a seção do Grupo Itararé presente nos paleocanais como parte de uma seqüência sedimentar de segunda ordem, cujo trato de sistemas de mar baixo seria representado por diamictitos e ritmitos basais e o trato de sistemas de mar alto por pelitos pretos, nos quais Dias (1993a e 199c) reportou a presença de microfósseis marinhos (*acritarchas*).

Segundo Machado (1994), o registro atual presente nas rochas do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul foi formado de forma episódica, aproveitando a chance de acomodação nas depressões, ou paleovales, nas bordas do escudo. Ou seja, por mais ciclos de retração e avanço de geleiras que houvesse, apenas o último teve oportunidade de ser preservado, situação favorecida pelo relevo acentuado da área. O lento derretimento das geleiras expôs a superfície irregular da paleotopografia dos vales, que assemelham-se a paleofiordees. Portanto, até o topo do Grupo Itararé, a sedimentação eopermiana assumiu um caráter transgressivo, em função do degelo e da conseqüente subida relativa do nível do mar, sendo os fatores limitantes principais o clima e o relevo (Machado, 1994). Soma-se a isso a lenta taxa de subsidência da Bacia do Paraná nesse período (entre 9 e 30 m/Ma para a região em questão, segundo Milani, 1997 e Milani & Ramos, 1998, e 14 e 26 m/Ma segundo Quintas *et alii*, 1999), não havendo tempo para suficiente acomodação, facilitando a erosão de depósitos previamente sedimentados pelos avanços das geleiras (Machado, 1994).

De acordo com as características deposicionais dos sedimentos eopermianos citadas acima, Machado (*op. cit.*) identificou para o Paleovale de Candiota, na borda sul do Rio Grande do Sul, duas seqüências deposicionais incompletas. A mais antiga seria formada pelos tratos de sistema de mar baixo (tilitos e depósitos de fluxos gravitacionais) e transgressivo (ritmitos, na maioria várvidos) e a segunda pelos tratos de sistemas de mar

baixo, com as mesmas fácies da primeira seqüência, e mar alto (sistemas flúvio-deltaicos prográdantes). A ausência do trato de sistemas transgressivo nessa última, segundo o autor, deveria-se ao fato das fácies marinhas (fácies Budó) não terem atingido a área estudada.

Em outros estudos, realizados por Holz (1995a e 1995b) na porção nordeste do Rio Grande do Sul, as rochas do Grupo Itararé foram incluídas em uma seqüência de terceira ordem limitada entre o embasamento e a Formação Rio Bonito, a qual foi dividida em dois tratos de sistema, um de mar baixo e outro englobando os tratos transgressivo e de mar alto. O autor posicionou no trato de mar baixo ritmitos argiloso-siltosos e depósitos gravitacionais e glácio-fluviais, englobando essas fácies em sistemas deposicionais de leques e lacustres. Sobre os ritmitos, Holz (*op. cit.*) informou que os contatos são abruptos na base e dados por gradação normal na passagem de siltito para argilito, ocorrendo eventualmente grânulos e seixos pingados. Incluindo essas fácies no trato de mar baixo, discordou de Machado (*op. cit.*), que, como vimos, associou os ritmitos ao trato transgressivo. A razão, segundo Holz (1995a), seria a sistemática ausência de microfósseis marinhos ou sua baixa recorrência, sendo a deposição dos ritmitos e dos correlativos proximais uma evidência da colmatação de depressões previamente escavadas pelo gelo e não uma resposta à indução eustática. Porém, as incursões marinhas que se efetivaram teriam sido significativas (Holz, 1995a), como atesta a presença de *acritarchas*. Em direção ao topo do trato de mar baixo, com as lâminas dos ritmitos cada vez mais argilosas e indistintas, o autor caracterizou aí a passagem ao trato transgressivo, formado por pelitos predominantemente maciços e arenitos muito finos, indicativos da inundação marinha regional. Quanto aos ritmitos do trato de mar baixo, seriam turbiditos distais em que a granulometria muito fina e o fraco componente trativo não permitiu o desenvolvimento de ondulações. Porém, sua semelhança com varvitos, além da freqüente associação na literatura com esse tipo de depósito anual, levou o autor a testar essa possibilidade. Contou 757 pares de ritmitos em uma espessura de 36,3 m de um dos testemunhos que utilizou, chegando a uma taxa de acumulação de cerca de 45 metros por mil anos, que considerou exagerada. Construiu então um gráfico de espessuras dos ritmitos, onde observou um padrão cíclico nos pares e uma tendência à diminuição da espessura das lâminas para o topo. O segundo fato seria devido ao afastamento gradual da área fonte devido à subida do

nível de base. O primeiro, segundo Holz (*op. cit.*), seria uma evidência de que o controle sedimentar foi induzido de maneira cíclica pelo clima. Dentro dos mecanismos indutores climáticos que poderiam influenciar na sedimentação, citados pelo autor a partir de dados bibliográficos, estariam os ciclos solares de 22 anos, os de El Niño e os de Milankovitch. Porém, não entrou em maiores considerações sobre qual deles poderia ser o mais provável.

Partindo do mesmo raciocínio de Holz (1995a) e considerando os 757 pares de ritmos contados no intervalo de 36,3 m, pode-se avaliar as taxas de acumulação no caso dos fenômenos indutores citados:

⇒ Ciclos orbitais, ou de Milankovitch, para o Eopermiano, de acordo com Berger & Loutre (1989 e 1994):

precessão = 17,6 a 21 ka => taxa de 0,27 a 0,23 cm/ka.

obliquidade = 35,2 a 44,3 mil anos => taxa de 0,14 a 0,11 cm/ka.

excentricidade = cerca de 100 mil anos => taxa de 0,05 cm/ka.

⇒ Ciclos de El Niño (3 a 7 anos) => taxa de 16 a 6,9 m/ka.

⇒ Ciclo solar de 22 anos => taxa de 2,2 m/ka.

Os valores obtidos acima mostram que a indução não poderia ter vindo dos ciclos de Milankovitch, pois as taxas de acumulação seriam baixíssimas, menores que as de ambientes batiais. Adicionalmente, os ciclos orbitais modulam o clima na escala dos períodos glaciais e interglaciais. Portanto, não há sentido em imaginar a indução orbital sendo responsável pela formação de pares individuais de camadas de turbiditos finos em fiordes. Ficamos, então, com a possibilidade dos ciclos de El Niño e solares. Contudo, sem o auxílio de um tratamento estatístico apropriado, fica extremamente difícil, quando não impossível, afirmar se existe ou não uma ciclicidade impressa nas rochas sedimentares e, em caso positivo, a identificação da periodicidade correta e a caracterização do mecanismo de indução climática responsável pela ciclicidade. Essas questões ficarão em aberto até o capítulo III dessa dissertação, que discute alguns fenômenos cíclicos que afetam a sedimentação e as bases matemáticas para o tratamento estatístico dos mesmos. Uma

proposta de solução para a questão da indução climática na sedimentação do Grupo Itararé será apresentada nos capítulos IV e V.

### **II.2.2-) SANTA CATARINA**

A região sudeste de Santa Catarina foi setorizada por Castro (1991) em províncias, de acordo com as características deposicionais presentes no Eopermiano, denominando de província de Alfredo Wagner aquela na qual foi realizada a sondagem do poço 7-RL-04-SC (figura II.5). Essa província teria agido como um centro de glaciação ativo, devido à permanência das condições glaciais.

A seção do Grupo Itararé na província de Alfredo Wagner foi dividida por Machado (1989) em três tratos de sistemas deposicionais que se desenvolveriam, da base para o topo, em glacioproximais, marinhos e glaciotransicionais. Os dois últimos correspondem, respectivamente, aos tratos de sistemas glaciomarinho profundo e marinho raso/deltaico/glacial identificados por Castro (1980). O trato de sistemas glacioproximais englobaria um sistema deposicional subglacial e outro proglacial. O primeiro estaria representado por camadas delgadas de tilitos de alojamento depositados sobre uma superfície erosiva esculpida pelo gelo. O segundo seria caracterizado por varvitos e diamictitos de fluxo depositados em ambiente glaciolacustre, corroborando a interpretação ambiental de Marques-Toigo *et alii* (1989) para o mesmo pacote. Esses depósitos gradualmente diminuem de espessura até passarem aos correspondentes ao trato de sistemas marinhos. O trato de sistemas marinhos seria caracterizado pelo empilhamento de dois sistemas deposicionais, ambos sem influência glacial, um de água profunda, composto por folhelhos pretos, turbiditos arenosos e turbiditos rítmicos, e outro de água rasa, composto por depósitos areno-pelíticos delgados e descontínuos. Segundo o autor, os folhelhos de água profunda representariam o empilhamento de delgados turbiditos argilosos, refletindo as porções mais distais de correntes de turbidez. Os arenitos de água rasa apresentam ondulações e estratificações cruzadas do tipo *hummocky*, evidenciando retrabalhamento por ondas e por tempestades. O contato entre as rochas do trato de sistemas marinhos e o trato de sistemas glaciotransicionais é uma superfície ondulada,



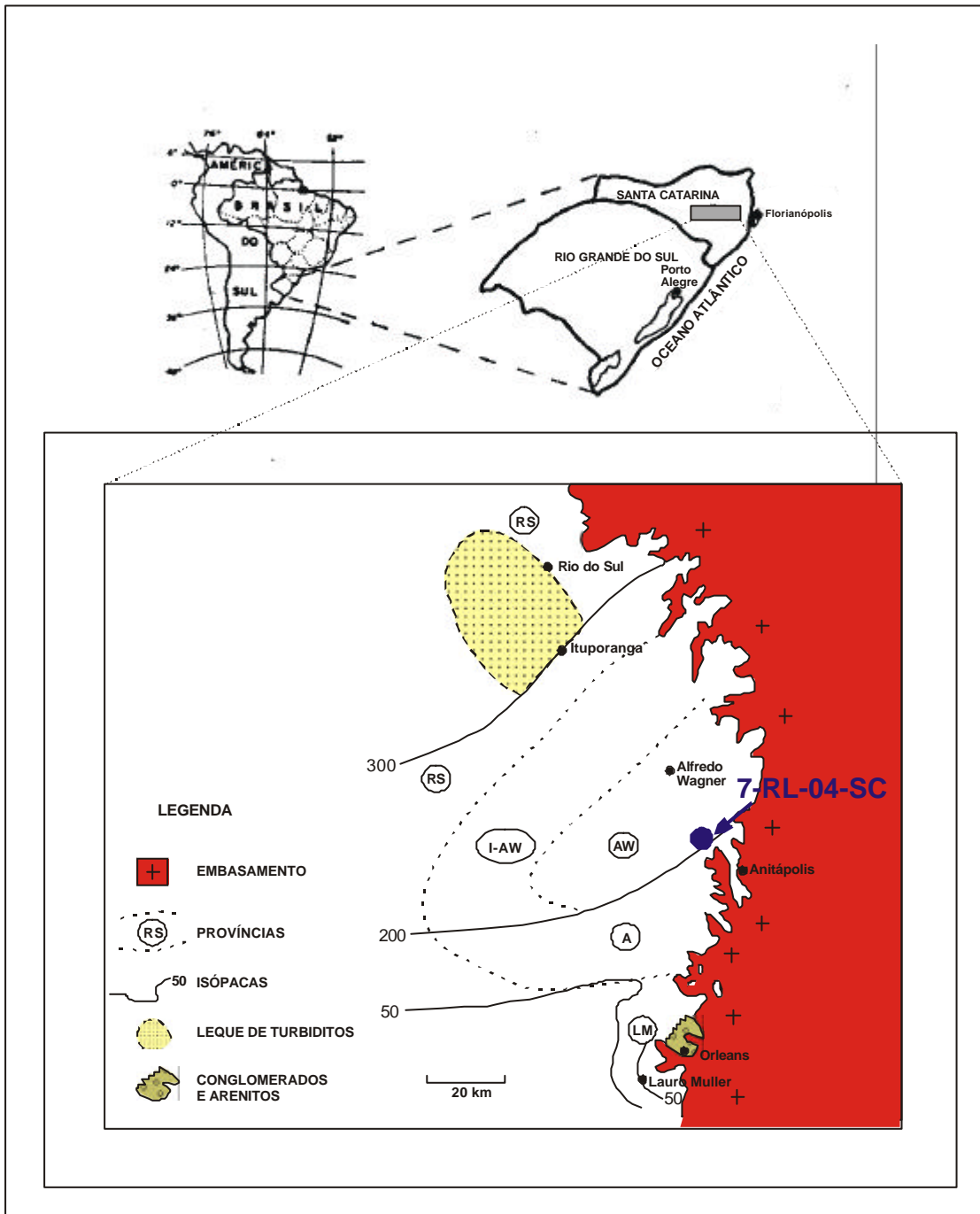


Figura II.5 - Mapas de localização e de isópacas da unidade superior do Grupo Itaré no sudeste do Estado de Santa Catarina, mostrando algumas feições geológicas regionais e as províncias definidas por Castro (1991). As províncias são: RS = Rio do Sul; I-AW = Ituporanga-Alfredo Wagner; A = Anitápolis, simétrica à de Ituporanga-Alfredo Wagner; AW = Alfredo Wagner; e LM = Lauro Müller. O poço 7-RL-04-SC, utilizado nessa dissertação, está plotado e pertence à província de Alfredo Wagner (Modificado de Castro, 1991).

irregularmente esculpida, que varia entre fortemente erosiva a não erosiva. Segundo Machado (1989), essa superfície sugeriria a ação de geleiras, indicando assim um novo avanço das condições glaciais. O trato de sistemas glaciotransicionais caracterizaria uma intercalação entre rochas representando sistemas deposicionais glaciomarinhos proximais (arenitos de leques de lavagem subaquosos recobertos por diamictitos, arenitos e siltitos) e glaciolacustres (varvitos, folhelhos e siltitos).

Segundo o autor, essa associação de tratos de sistemas e suas intercalações seriam indicativos de que o nível relativo do mar teria variado de acordo com o avanço e recuo das condições glaciais e, conseqüentemente, das geleiras. Inicialmente, após uma sedimentação predominantemente continental, teria ocorrido uma transgressão marinha, a qual evoluiu até um trato de mar alto, representado pelos sistemas deposicionais de água rasa do trato de sistemas marinhos. Uma posterior queda do nível do mar teria ocasionado a erosão pelas geleiras dos sedimentos subjacentes e a deposição do trato de sistemas glacioproximais, onde eventuais invasões marinhas em paleoreentrâncias costeiras seriam responsáveis pela alternância entre os depósitos glaciomarinhos e glaciolacustres característicos desse trato de sistemas. O contato entre as rochas do Grupo Itararé e as da base da Formação Rio Bonito, sobreposta, estaria representado tanto por discordância como por conformidade (Machado, 1989; Castro, 1991).

Os trabalhos de Machado (1989) e Castro (1991) foram continuados por Castro e Schneider (1993), que registraram três grandes ciclos de deposição sob influência glacial, separados por transgressões representadas por folhelhos marinhos, no intervalo correspondente ao Grupo Itararé e à base da Formação Rio Bonito (Membro Triunfo), na região sudeste da Bacia do Paraná, no Estado de Santa Catarina. O primeiro ciclo estaria representado por folhelhos sobrepostos a depósitos glaciais (diamictitos, arenitos e varvitos com seixos pingados), correspondendo ao trato de sistemas glacioproximal de Machado (1989). O segundo, evidenciando um aprofundamento da bacia, seria caracterizado por um espesso pacote de turbiditos arenosos sucedido por turbiditos areno-argilosos (Essa última litologia corresponde ao intervalo intermediário de folhelhos do poço 7-RL-04-SC, descrito no Capítulo IV, item IV.2.1). Lateralmente, nas porções mais rasas da bacia, essa sucessão

passa a diamictitos glaciomarinhas a oeste e norte e se acunha rapidamente para sul. O topo desse segundo ciclo registraria um evento importante de desglaciação, representado por arenitos maciços ou liquefeitos sucedidos por varvitos e folhelhos marinhos e pelos primeiros ciclos deltaicos. Esse segundo ciclo seria correlato aos tratos de sistemas marinhos e glacioproximais de Machado (1989). O terceiro e último ciclo se iniciaria com um espesso pacote de folhelhos na porção central da província de Rio do Sul (Castro, 1991), denominada informalmente de “bacia de Rio do Sul” por Castro (*op. cit.*) e de “depressão de Rio do Sul” por Canuto (1993). Os folhelhos estão sobrepostos pelos depósitos basais do Membro Triunfo, Formação Rio Bonito, recobertos, por sua vez pelo que foi reconhecido pelos autores como um marco regional de tempestitos. Para oeste, norte e sul (essa última direção coincidente com a província de Alfredo Wagner), essa sucessão grada para uma associação de diamictitos, arenitos e varvitos glaciais.

Posteriormente, Castro (1995) subdividiu os ciclos de Castro e Schneider (1993) em seqüências deposicionais, conservando basicamente a mesma divisão dos ciclos anteriores, porém separando os arenitos maciços ou liquefeitos, varvitos, folhelhos marinhos e os ciclos deltaicos do segundo ciclo em uma seqüência deposicional individual.

Num estudo regional sobre o final da Glaciação Neopaleozóica na bacia, Santos *et alii* (1996), baseados em Canuto (1993), reconheceram duas seqüências desglaciais ou pós-glaciais na região da depressão de Rio do Sul (Canuto, *op. cit.*), a qual denominaram “baía de Rio do Sul” (figura II.3). Na seqüência basal, as fases iniciais de avanço e recuo de um lobo glacial próximo seriam representadas pelos tratos de sistemas glacioproximais e marinhos de Machado (1989) e pelo primeiro ciclo e pela porção inferior do segundo ciclo de deposição de Castro e Schneider (1993). A seqüência superior seria correlativa ao trato de sistemas glaciotransicionais de Machado (*op. cit.*), à porção mais nova do segundo ciclo e ao terceiro ciclo de deposição de Castro e Schneider (*op. cit.*). Os autores denominaram de ritmitos regulares aos depósitos dessa seqüência classificados como varvitos por Machado (*op. cit.*), Castro (1991 e 1995) e Castro e Schneider (*op. cit.*), considerando-os, porém, semelhantes às varves pleistocênicas. Os estratos dessa última seqüência estão sobrepostos por folhelhos marinhos escuros (Santos *et alii*, 1996). Segundo os autores, a

associação das camadas da seqüência superior sugeriria deposição em um grande corpo de água doce. A relação dos mesmos com o folhelho marinho escuro implicaria que a deposição estava associada ao influxo de grandes quantidades de água de degelo proveniente do processo de *calving* de uma geleira próxima. A presença de remanescentes de *Botryococcus* nos ritmitos, descritos por Marques-Toigo *et alii* (1989), reforça a interpretação de que os mesmos se formaram em água doce. Um ambiente de deposição possível, segundo Santos *et alii* (1996), seria uma indentação ou *inlet* costeiro, isolado pelas oscilações do nível do mar. Toda a seqüência discutida acima, segundo os autores, representaria uma associação de fácies marinhas glaciais proximais controlada por uma frente de geleira em recuo, embora evidências diretas do avanço inicial da geleira não tenham sido encontradas.

### III-) CICLOESTRATIGRAFIA

“...*tambor de todos os ritmos, tempo, tempo, tempo, tempo...*”

Oração ao Tempo (Caetano Veloso)

Nesse capítulo serão discutidos alguns conceitos básicos em cicloestratigrafia, os ciclos indutores astronômicos encontrados durante os trabalhos que resultaram nessa dissertação e, finalmente, os métodos de análise cicloestratigráfica.

A cicloestratigrafia é o estudo dos padrões deposicionais cíclicos produzidos por processos tectônicos e climáticos (Perlmutter & Matthews, 1989), mas o papel principal ao qual ela se propõe é o de 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 randômica quanto das feições superpostas pela diagênese (Einsele *et alii*, 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, devido às fortes evidências de sua influência no clima, como será visto mais adiante.

É possível estabelecer uma relação de causa e efeito entre os ciclos indutores climáticos externos e a sedimentação, a partir de análises matemáticas feitas com séries temporais. Contudo, para que essa indução seja observada no registro sedimentar, o ambiente de deposição em questão deve ter características de preservação específicas. Regiões tectonicamente estáveis e sistemas lacustres, baías e áreas marinhas protegidas do retrabalhamento por ondas são os melhores candidatos. Por outro lado, deltas e planícies de maré são geralmente inadequados, pois o registro das mudanças climáticas ou de variação do nível de base estão sujeitas à parcial ou total obliteração, devido a processos autocíclicos e aos grandes hiatos característicos da deposição e preservação de sedimentos em ambientes de alta energia (Algeo & Wilkinson, 1988).

Uma vez identificados os ciclos sedimentares, os mesmos podem ser utilizados como unidades mapeáveis e, como são associados a ciclos climáticos astronômicamente induzidos, podem levar ao desenvolvimento de uma escala de tempo absoluta bem mais acurada que qualquer outra disponível no momento (Schwarzacher, 1987).

Os ciclos abordados nessa dissertação estão restritos aos encontrados nos perfis de raios gama e nos testemunhos dos poços 7RL-04-SC e IB-93-RS e se resumem aos solares e orbitais, ou de Milankovitch.

### **III.1.-) SEQUÊNCIAS E CICLOS DE ALTA FREQUÊNCIA**

#### **III.1.1.-) CONCEITOS E DEFINIÇÕES**

As definições e a evolução dos conceitos de estratigrafia de seqüências e de seqüências deposicionais já estão bem difundidos na literatura, não sendo objetivo dessa dissertação rever ou repetir os já bem detalhados resumos e revisões existentes em teses e dissertações dessa universidade e em artigos escritos por vários autores, principalmente os de língua inglesa. Os conceitos e definições a respeito desses temas podem ser encontrados nos trabalhos de Mitchum *et alii* (1977), Vail *et alii* (1977a e 1977b), Van Wagoner *et alii* (1988), Haq *et alii* (1988), Posamentier *et alii* (1988) e Posamentier & Vail (1988).

Porém, é importante que, partindo dos princípios derivados das seqüências deposicionais, entendamos o significado do termo sedimentação cíclica ou rítmica e do conceito de seqüências de alta frequência, sua diferenciação das parasseqüências e seu relacionamento com os ciclos de alta frequência.

Segundo a subdivisão proposta por Vail *et alii* (1977b) e Vail *et alii* (1991), os ciclos deposicionais podem ser agrupadas em períodos de tempo definidos, os quais são classificados em seis ordens, expostas na tabela III.1.

CICLOS DEPOSICIONAIS		
Autor	Vail <i>et alii</i> (1977b)	Vail <i>et alii</i> (1991)
1ª ordem	200 a 300 Ma	> 50 Ma
2ª ordem	10 a 80 Ma	3 a 50 Ma
3ª ordem	1 a 10 Ma	0,5 a 3 Ma
4ª ordem	-----	0,08 a 0,5 Ma
5ª ordem	-----	0,03 a 0,08 Ma
6ª ordem	-----	0,01 a 0,03 Ma

Tabela III.1. Ciclos deposicionais e sua duração em tempo. Baseado em Vail *et alii* (1977b) e Vail *et alii* (1991). Ma = milhões de anos.

A cicloestratigrafia trabalha principalmente com dados de ciclos ou seqüências de alta frequência. Para efeito dessa dissertação, entende-se como ciclos de alta frequência as seqüências de quarta a sexta ordem e os ciclos climáticos de dezenas a centenas de anos não relacionados a variações do nível de base, seja ele marinho ou lacustre.

### III.1.1.1-) SEQÜÊNCIAS RÍTMICAS E CÍCLICAS

A unidade básica em sedimentologia é a camada, definida por Campbell (1967) como o bloco básico de construção das unidades estratigráficas maiores, não tendo limites quanto a parâmetros de espessura. O próprio Campbell (*op. cit.*), porém, faz distinções entre esses parâmetros quando compara camadas e lâminas, referindo-se às últimas como parte constituinte das primeiras ou como unidade sedimentar independente, caracterizando-as pela menor espessura.

De maior interesse nesse capítulo não é a definição dessas unidades básicas de forma independente, sejam elas camadas ou lâminas, mas seu entendimento em um contexto seqüencial, ou seja, sua inter-relação nas diversas escalas de observação, desde seu arranjo em pares (*couplets*) até a formação das seqüências deposicionais.

A partir do exposto acima, pode-se conceituar então, como unidade fundamental para estudos de cicloestratigrafia, um par (*couplet*) de unidades básicas, seja ele formado por duas camadas ou duas lâminas, contanto que possuam continuidade lateral expressiva. Essa definição torna-se mais clara quando lembramos que o papel da cicloestratigrafia é definir se os ciclos indutores astronômicos deixam suas marcas na sedimentação, quer dizer, se os próprios depósitos sedimentares contêm intrinsecamente os registros de sua duração em tempo. Realmente, segundo Schwarzacher (1975), apenas através da observação de um longo intervalo de repetição de camadas semelhantes, e não pela observação de uma única unidade, pode-se assumir que existiu uma taxa média na formação das mesmas e, assim, relacionar a espessura da sucessão sedimentar ao tempo de deposição, pois a identificação dos depósitos com seu significado temporal só pode ser alcançada através de análises estatísticas. Como essas exigem uma grande quantidade de amostras para se tornarem factíveis, a necessidade de um intervalo repetitivo longo é essencial.

A figura III.1 apresenta os termos descritivos dos diversos fenômenos de acamamento. Einsele *et alii* (1991) fazem uma diferenciação entre camadas mais e menos resistentes ao intemperismo, denominando as últimas de intercamadas. Uma camada e sua intercamada subsequente formam um par (Fischer & Schwarzacher, 1984, *apud* Einsele *et alii*, *op. cit.*). Quando uma sucessão de pares apresenta um comportamento cíclico em termos de variação de espessura ou de granulometria, forma então um feixe (*bundle*). Esses podem ser simétricos, com a camada mais espessa no centro, ou assimétricos, devido a processos de diminuição de espessura ou granulometria para o topo. Grupos sem intercamadas são formados pela amalgamação de camadas de eventos, logo, não cíclicas.

Os conceitos de ciclo e ritmo e de sedimentação cíclica e rítmica, assim como seus significados no contexto temporal, foram discutidos em profundidade por Schwarzacher (*op. cit.*). Segundo esse autor, quando o termo “ciclo” é aplicado a uma seqüência sedimentar, significa uma série de tipos de rocha que se repetem de maneira preditiva, no qual ao menos um tipo de rocha, tomado como ponto inicial, é repetido. É sabido, porém, que preditibilidade absoluta não existe em geologia, o que implica que os ciclos



sedimentares devem ser reconhecidos como estocásticos. Esse problema será discutido em detalhes no item III.2.

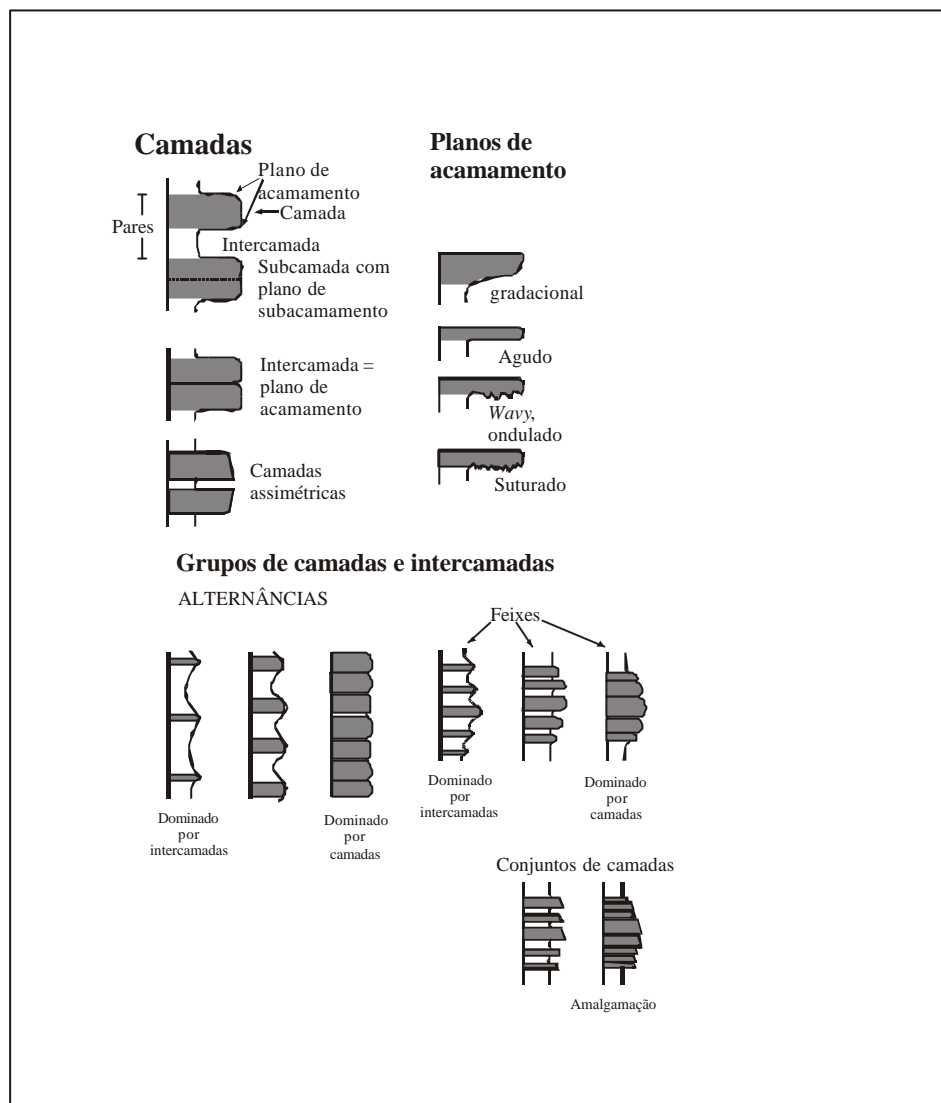


Figura III.1 – Termos descritivos para os fenômenos de acamamento (pares, feixes, grupos de camadas). (Modificado de Einsele *et alii*, 1991).

Einsele *et alii* (1991) apresentaram uma visão mais pragmática sobre sedimentação cíclica e rítmica. Como esses conceitos não possuem uma concordância em termos de terminologia na literatura, os autores sugeriram duas divisões fundamentais para as seqüências sedimentares (figura III.2):

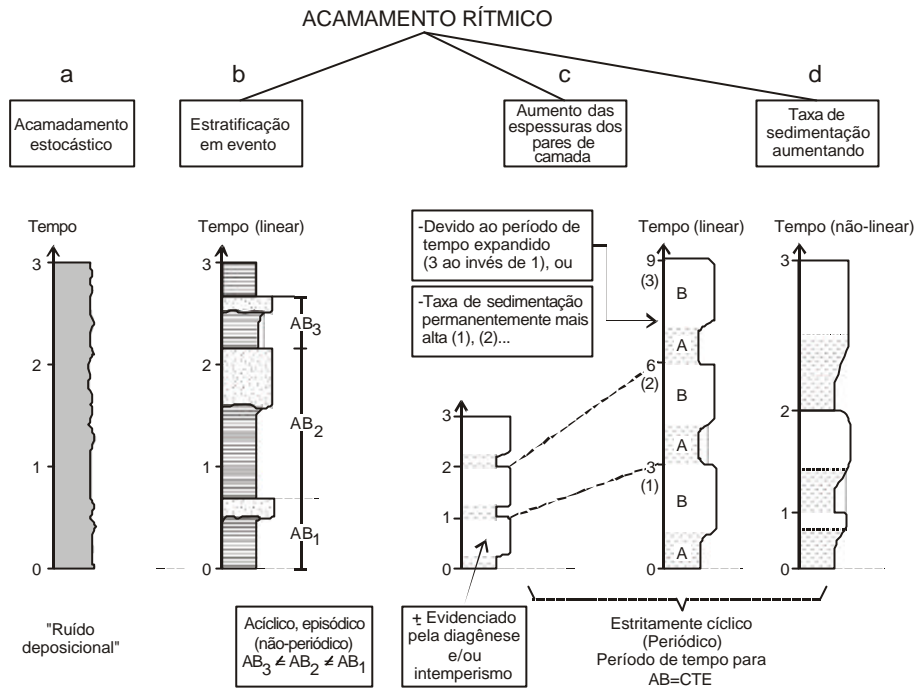
- *Acamamento rítmico ou cíclico, ou seqüência rítmica*: dois tipos de camadas alternando-se (ou seja, AB – AB, etc.), e
- *Seqüência cíclica*: repetição de três a vários tipos diferentes de camadas (por exemplo, ABC – ABC, etc.).

Esses fenômenos rítmicos e cíclicos podem ser de natureza regional ou mesmo global. Como se pode ver pela figura III.3, Einsele *et alii* (1991) criaram uma classificação descritiva simples para os mesmos, subdividindo-os em quatro grupos, baseando-se principalmente na espessura das camadas e dos ciclos sedimentares maiores:

- a-) Lâminas e camadas na escala de varves;
- b-) Ciclos e ritmos na escala de camadas (incluindo os ciclos orbitais, ou de Milankovitch);
- c-) Ciclos sedimentares na escala de campo (incluindo seqüências de terceira e quarta ordem); e
- d-) Várias ordens de seqüências cíclicas macroscópicas (de centenas a milhares de metros; seqüências de primeira e segunda ordem).

Essa classificação é muito interessante pois, além de eliminar os problemas de semântica da questão, facilita bastante a descrição de camadas de comportamento cíclico, principalmente em se tratando das escalas de testemunho e de afloramento.

Outra questão importante é a da diferença entre os conceitos de alociclo e autociclo. Segundo Einsele *et alii* (*op. cit.*), o termo ciclo sedimentar é usado em estratigrafia não para definir períodos de tempo equivalentes, mas sim como uma forma conveniente de descrição da repetição de certos tipos de fácies e litologias. De fato, algumas dessas seqüências



**CICLOS NA ESCALA NORMAL DE CAMPO**

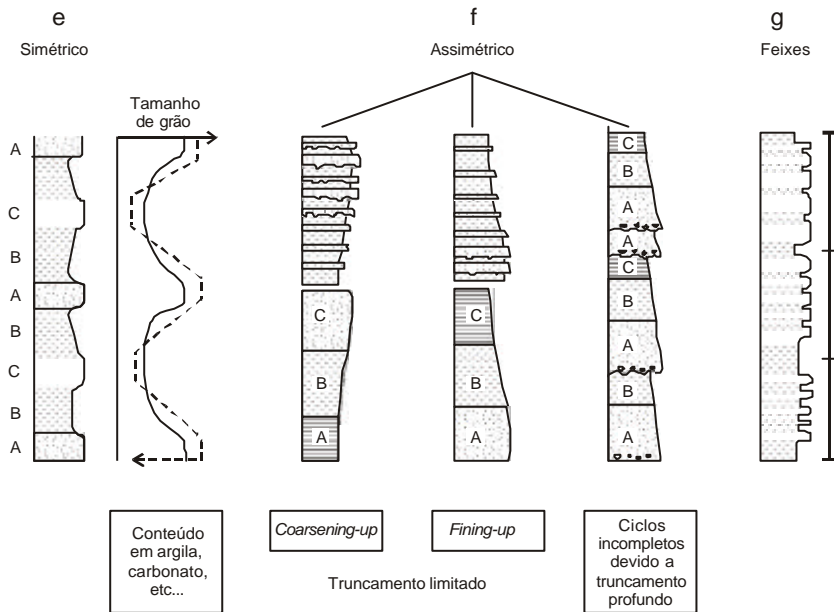


Figura III.2 - Acamamento estocástico (a) e diferentes tipos de sucessões sedimentares rítmicas (b até d) e cíclicas (e até g). As seqüências podem ser cíclicas ou periódicas (c e d) ou não periódicas ou acíclicas (b). As espessuras dos tipos correspondentes de camadas podem variar de ciclo para ciclo, devido a mudanças no período de tempo dos ciclos sucessivos (c) ou nas taxas de sedimentação (c e d). Acamamento rítmico causado por eventos deposicionais (b) pode mostrar alternâncias similares às das seqüências cíclicas, mas é sempre acíclico ou não periódico (contudo, atentar para os exemplos das monções asiáticas e das tempestades tropicais citado mais à frente no texto). (Modificado de Einsele *et alii*, 1991).

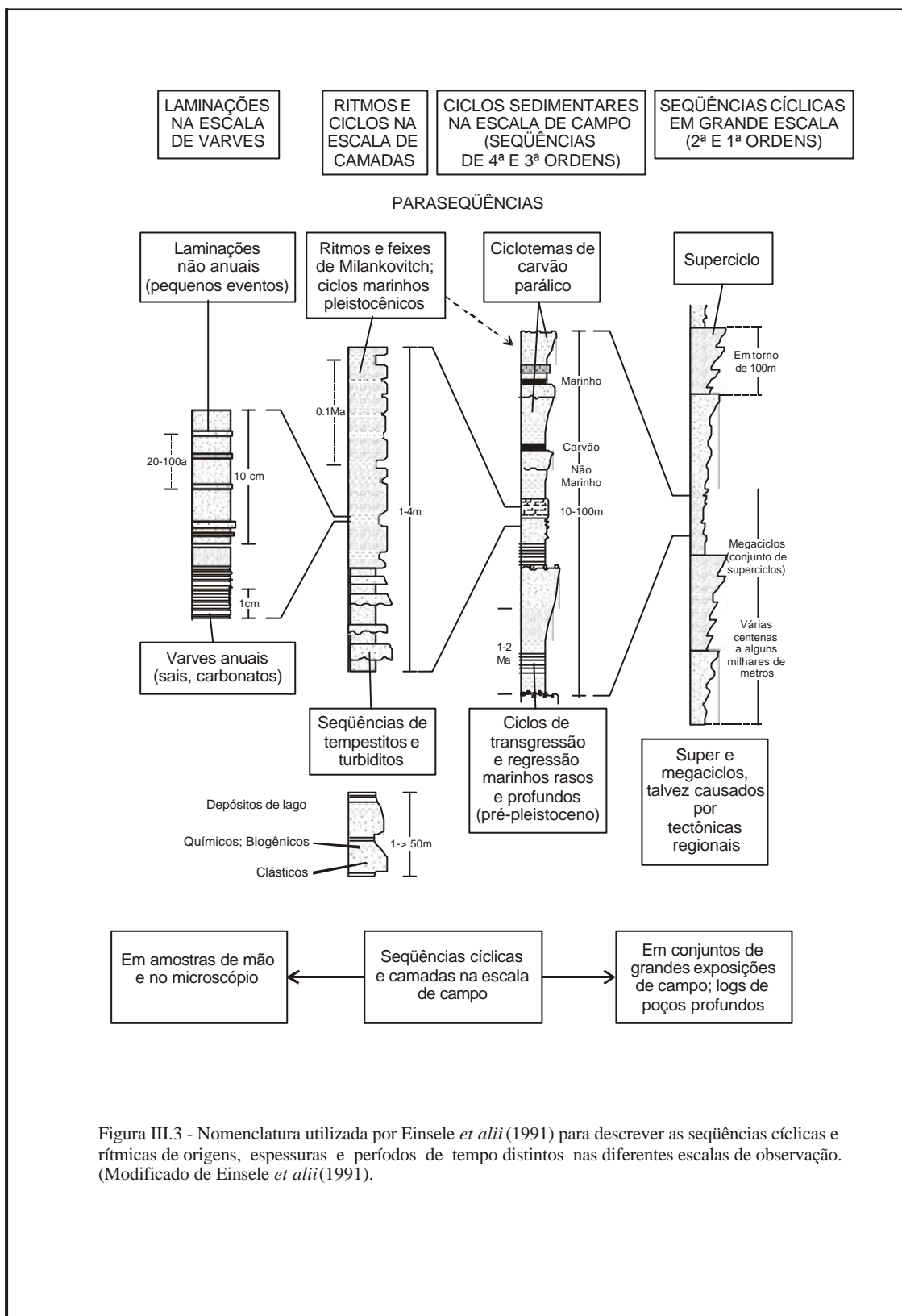


Figura III.3 - Nomenclatura utilizada por Einsele *et alii* (1991) para descrever as seqüências cíclicas e rítmicas de origens, espessuras e períodos de tempo distintos nas diferentes escalas de observação. (Modificado de Einsele *et alii* (1991)).

cíclicas podem ter sido depositadas ao longo de intervalos de tempo diferentes. Portanto, deve-se fazer uma distinção (Einsele *et alii*, 1991):

- *Seqüências alocíclicas*: causadas principalmente por variações externas à bacia, como mudanças climáticas, movimentos tectônicos na área fonte, variações do nível global do mar, etc. Esses processos geram, normalmente, fenômenos cíclicos de grande continuidade lateral e influenciam simultaneamente bacias diferentes. Dessa forma, seqüências alocíclicas podem ser correlacionadas por longas distâncias. Logo, *seqüências periódicas ou estritamente cíclicas*, ou seja, que possuem um período de tempo regular (figuras III.2c e III.2d), são causadas por fenômenos alocíclicos.
  
- *Seqüências autocíclicas*: controladas principalmente por processos que têm lugar na bacia ou parte dela e que geram, normalmente, camadas de continuidade lateral limitada. Sendo assim, *seqüências aperiódicas ou acíclicas* são causadas por *eventos* irregulares e episódicos ou por processos recorrentes associados ao regime deposicional (figura III.2b) e são geradas por fenômenos autocíclicos.

Exemplos de variações no acamamento causadas por processos autocíclicos são os tempestitos e os turbiditos. Outros menos comuns são os episódios de inundação em planícies aluviais e as camadas de cinzas vulcânicas. Porém, processos alocíclicos, e portanto periódicos, também podem afetar a frequência ou a intensidade dos eventos deposicionais (Einsele *et alii*, *op. cit.*). Exemplos disso são as cheias e as secas regulares em consequência das monções na Ásia e na África, ligadas aos ciclos solares (Ji *et alii*, 1993; Von Rad *et alii*, 1999) e a periodicidade da ocorrência de ciclones tropicais ao longo do oeste do Pacífico, ligadas aos ciclos de El Niño e à Oscilação Quase-Bienal (Labitske, 1987; Linacre & Geerts, 1997).

Apesar da definição de seqüências autocíclicas e alocíclicas ser bem específica, muitas vezes não é fácil distinguir entre as duas, sendo que ambas podem ocorrer em uma mesma seqüência deposicional.

Além do contexto espacial, é possível classificar os depósitos cíclicos também em termos do intervalo de recorrência, que pode ser estritamente periódico, quase-periódico, ou aperiódico, dependendo do fato de representar ou não o mesmo intervalo de tempo dos fenômenos externos responsáveis pela deposição (Einsele *et alii*, 1991). Algumas vezes, o efeito combinado dos ciclos indutores, por exemplo, os orbitais (item III.1.3), no clima e na sedimentação tende a criar uma periodicidade com uma grande variação de amplitudes e uma mudança em certos intervalos de tempo. Assim, fenômenos alocíclicos podem parecer aperiódicos no registro sedimentar e a única forma de se determinar sua periodicidade é através da análise de séries temporais (item III.2). Os sedimentos afetados repetidamente por fenômenos periódicos ou quase-periódicos são denominados de perioditos. Porém, mesmo nesse caso, a espessura de cada camada formadora dos perioditos pode variar, devido a mudanças na composição sedimentar (figura III.2c) ou na taxa de sedimentação (fig. III.2d).

Entre os fenômenos de indução externa de mais alta freqüência que afetam a sedimentação estão as marés e as mudanças anuais de temperatura e precipitação. Ambos são causados pela interação da Terra com outros astros. As marés, que resultam principalmente da ação da gravidade da Lua e secundariamente da do Sol nas grandes massas oceânicas terrestres, possuem períodos de aproximadamente 14 ou 28 dias, dependendo da região do globo, produzindo estruturas sedimentares características dessa periodicidade. As mudanças anuais de temperatura e precipitação, mais especificamente as diferenças climáticas entre o inverno e o verão, são causadas pela variação da insolação ao longo do ano e são responsáveis pelas alternâncias no padrão de sedimentação de algumas bacias, como lagos glaciais ou bacias evaporíticas, as quais apresentam modificações no conteúdo sedimentar e no padrão de sedimentação. Os registros da espessura dessas camadas anuais de sedimentos, ou varves, por serem uma função de fatores climáticos, comportam-se como séries temporais meteorológicas imperfeitas que permitem uma análise

harmônica (Anderson, 1963). Da mesma forma, os registros dos depósitos de maré também podem ser analisados por séries harmônicas, assim como qualquer registro sedimentar que possua uma periodicidade ligada a fatores indutivos externos, ou seja, aqueles caracteristicamente alocíclicos.

Durante a execução dos trabalhos que resultaram nessa dissertação foram detectados dois fenômenos indutivos que influenciaram a sedimentação na Bacia do Paraná no Eopermiano. Como será visto mais à frente, ambos foram tratados como séries temporais imperfeitas e analisados dessa forma pela análise harmônica, utilizando-se a transformada simples de Fourier. Os fenômenos em questão estão ligados às interações entre a Terra e o Sol: são eles as manchas solares e os ciclos orbitais terrestres, ou Ciclos de Milankovitch.

### **III.1.1.1-) SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS DE ALTA FREQUÊNCIA**

Após a conceituação dos fenômenos gerais de comportamento cíclico no registro sedimentar, passamos agora à definição daqueles que têm relação intrínseca com as variações relativas do nível do mar.

Segundo Mitchum & Van Wagoner (1991), os mesmos ciclos eustáticos (ou seja, períodos de tempo durante os quais o nível do mar cai de uma posição de mar alto, através do mar baixo, e retorna para a posição de mar alto) de alta frequência encontrados em rochas carbonáticas, por exemplo, por Hays *et alii* (1976), podem ser reconhecidos em rochas siliciclásticas e o mecanismo de indução causador desses ciclos pode ser o mesmo, ou seja, as mudanças climáticas originadas pelos efeitos dos ciclos orbitais.

Como se sabe, os blocos fundamentais das seqüências e dos tratos de sistemas são as parasseqüências e os grupos (*sets*) de parasseqüências, sendo esses últimos formados por camadas e grupos (*sets*) de camadas, de acordo com as definições de Campbell (1967) e Van Wagoner *et alii* (1988). Uma parasseqüência (figura III.4) é definida como uma sucessão relativamente concordante de camadas ou grupos de camadas geneticamente relacionadas, limitada por superfícies marinhas de inundação e suas superfícies correlativas.

As características deposicionais gerais das parassequências (geralmente associações de fácies com engrossamento para o topo) são interpretadas como um registro de uma diminuição gradual na profundidade da lâmina d'água. Muitas parassequências são regionais ou se estendem por toda uma bacia, ocorrendo em grupos geneticamente relacionados e empilhados em padrões progradantes, agradacionais ou retrogradantes (figura III.5), dependendo se as sucessivas parassequências mais jovens são depositadas em direção à bacia, à linha de costa ou verticalmente empilhadas. Esses grupos de parassequências formam os tratos de sistemas das seqüências deposicionais. Ocorrem numa variedade de fácies costeiras ou neríticas, tornando-se difíceis de identificação e correlação em sedimentos não marinhos ou marinhos profundos, porque pequenas variações relativas do nível do mar não são facilmente reconhecíveis nesses ambientes de deposição (Mitchum & Van Wagoner, 1991).

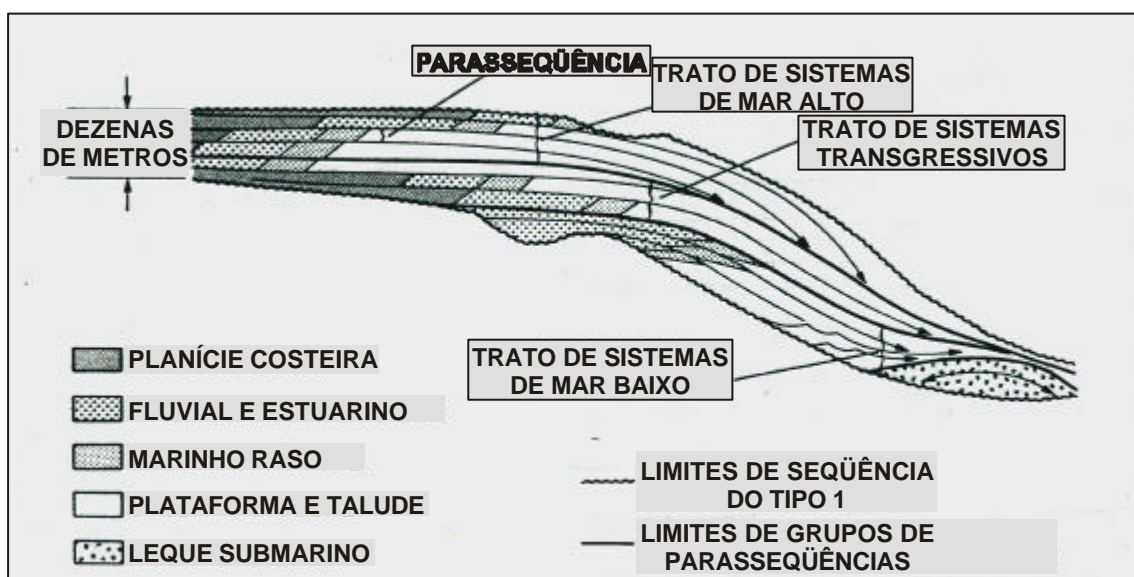


Figura III.4 – Diagrama das parassequências e dos tratos de sistemas em uma seqüência. (Modificado de Mitchum & Van Wagoner, 1991).

Parassequências podem ser atribuídas a vários mecanismos, sejam eles autocíclicos, tectônicos ou controlados por aumentos relativos cíclicos do nível do mar, de alta frequência, comandados pela eustasia. Segundo os autores, muitos dos grupos de parassequências são relacionados a esse último mecanismo.



Portanto, os critérios de reconhecimento e definição de seqüências não dependem de ciclicidade ou freqüência, mas da configuração dos estratos e do relacionamento entre as fácies (Mitchum & Van Wagoner, 1991).

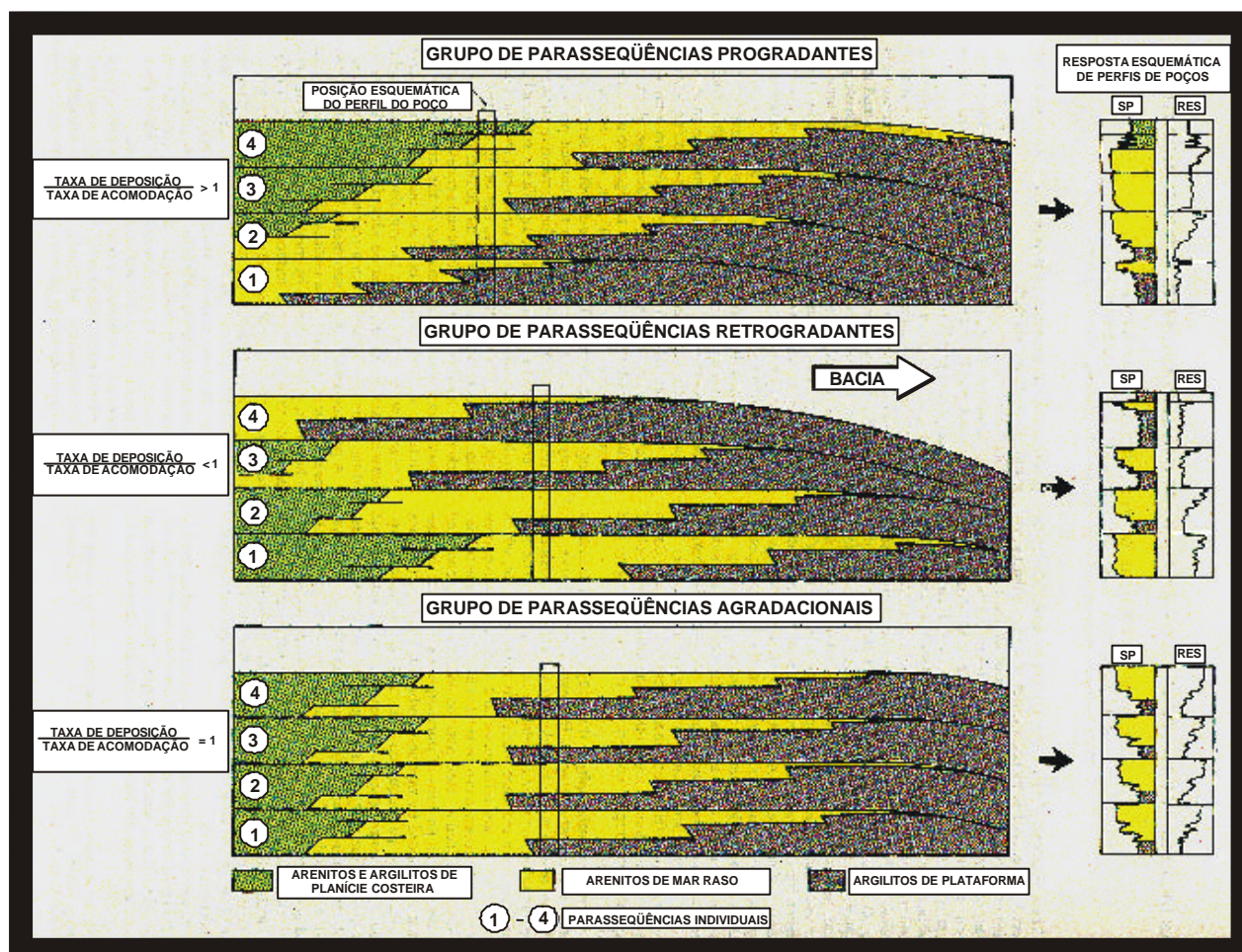


Figura III.5 – Padrão esquemático de empilhamento das paraseqüências em grupos prográdantes, agradacionais e retrogradantes. (Modificado de Mitchum & Van Wagoner, 1991).

As seqüências de alta freqüência (Mitchum & Van Wagoner, *op. cit.*) ocorrem normalmente em ciclos de quarta (entre 100 mil a 200 mil anos) e, com menos freqüência, de quinta ordem (entre 10 mil e 20 mil anos), periodicidades semelhantes às das paraseqüências de seqüências de terceira ordem. Logo, as ciclicidades na quarta e na quinta ordem podem ser expressas tanto como paraseqüências quanto como seqüências de

alta frequência e ambas podem ocorrer em grupos prográdantes, agradacionais, ou retrogradantes (figura III.6). As seqüências de alta frequência (quarta ordem) estudadas pelos autores são compostas por grupos de parasseqüências que possuem uma ciclicidade de quinta ordem.

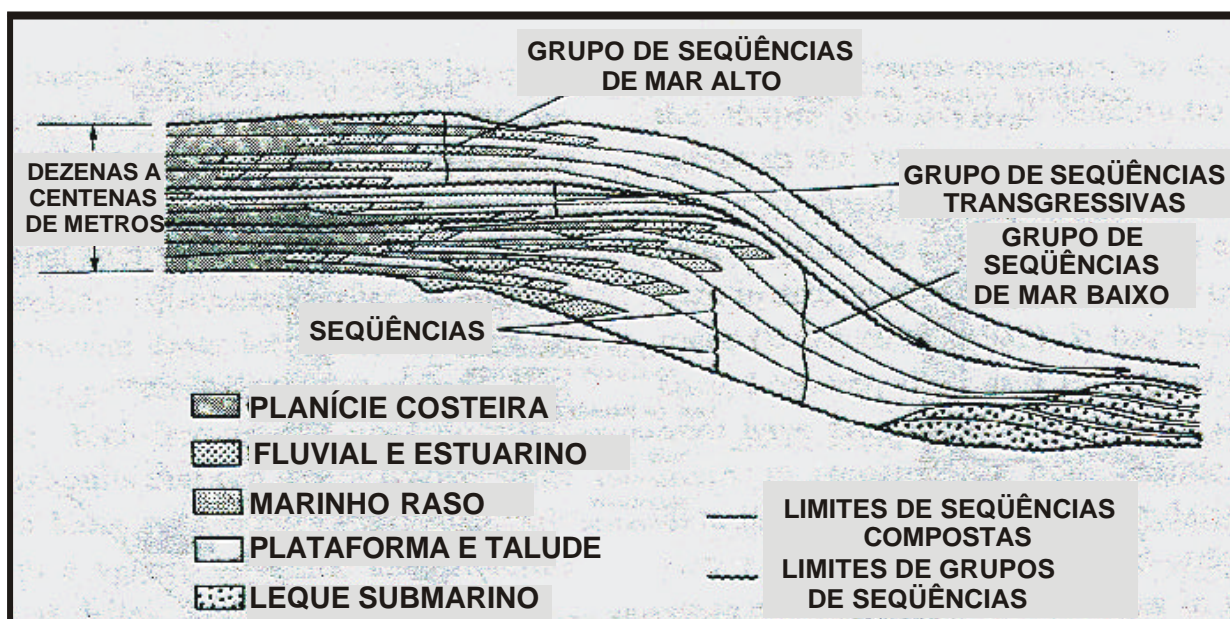


Figura III.6 – Diagrama mostrando seqüências, grupos de seqüências e seqüências compostas. Seqüências individuais, compostas por parasseqüências, empilham-se em grupos de seqüências de mar baixo, transgressivas e de mar alto (análogos aos tratos de sistemas nas seqüências) para formar seqüências compostas. Comparar com a figura III.4. (Modificado de Mitchum & Van Wagoner, 1991).

Existem dificuldades para se observar seqüências de quarta ordem ou menores, pois podem não ter se desenvolvido de forma suficiente em todos os pontos de uma bacia (Mitchum & Van Wagoner, 1991). Ambientes menos sujeitos à ação do retrabalhamento por ondas, ao tectonismo, ou a efeitos autocíclicos são mais propícios à preservação de depósitos nessa ordem de frequência (Algeo & Wilkinson, 1988).

Segundo Mitchum & Van Wagoner (1991), a hierarquia de empilhamento de vários ciclos eustáticos de diferentes frequências resulta numa curva relativa de mudanças do nível do mar complexa, que representa o resultado composto da superposição dos ciclos (figura

III.7). A curva resultante mantém a forma básica da curva de terceira ordem, mas mostra as oscilações menores dos ciclos de alta frequência. Ou seja, a curva composta apresenta a modulação dos ciclos de maior frequência pelos de menor. Nas porções onde existe uma queda na curva de baixa frequência, as quedas de alta frequência são exageradas e as subidas minimizadas. Durante esse tempo, limites de seqüências de quarta ordem do Tipo I têm grandes chances de se formar. Durante as subidas na curva de baixa frequência, as subidas de alta frequência são exageradas e as quedas minimizadas e parasseqüências de quarta ordem ou limites de seqüências do Tipo II têm grandes chances de se formar. A maior queda de alta frequência ocorre no ponto de inflexão descendente da curva de baixa frequência, onde a taxa de queda da última é maior. Essa queda coincidiria com a taxa máxima de queda na terceira ordem e produziria um limite de seqüência de terceira ordem. Porém, segundo os autores, existem exceções. Os ciclos de quarta e quinta ordem do final do Pleistoceno apresentaram grandes amplitudes e são comparáveis àqueles de terceira ordem em rochas mais antigas. Dessa forma, levando em conta esses ciclos pleistocênicos de alta frequência, os quais representam quedas relativas do nível do mar de cerca de 100 m (Imbrie & Imbrie, 1979), o modelo apresentado na figura III.7 estaria incorreto, pois os mesmos mostram amplitudes semelhantes àquelas dos ciclos de terceira ordem presentes em outros registros sedimentares. Pode-se, contudo, ter como regra que os limites de terceira ordem mostram deslocamentos de fácies em direção à bacia maiores e são mais fáceis de reconhecer em linhas sísmicas e em perfis elétricos de poços que os de quarta ordem. Isso implica que limites de terceira ordem foram marcados por mudanças maiores do nível do mar que os de quarta. Ciclos de quinta ordem são normalmente representados por parasseqüências, as quais devem registrar apenas pequenas oscilações do nível do mar (Mitchum & Van Wagoner, 1991).

Na realidade, a preservação dos ciclos e seqüências de diferentes frequências depende da amplitude relativa dos mesmos, ou sua magnitude, e das condições de preservação do registro sedimentar nos diferentes pontos de uma bacia. Por exemplo, a figura III.8 mostra duas possíveis situações onde ocorre a interferência entre duas ondas com ciclicidades distintas, uma de baixa e outra de alta frequência. Aquela que apresentar maior amplitude será a predominante no registro final. Os exemplos apresentados na figura

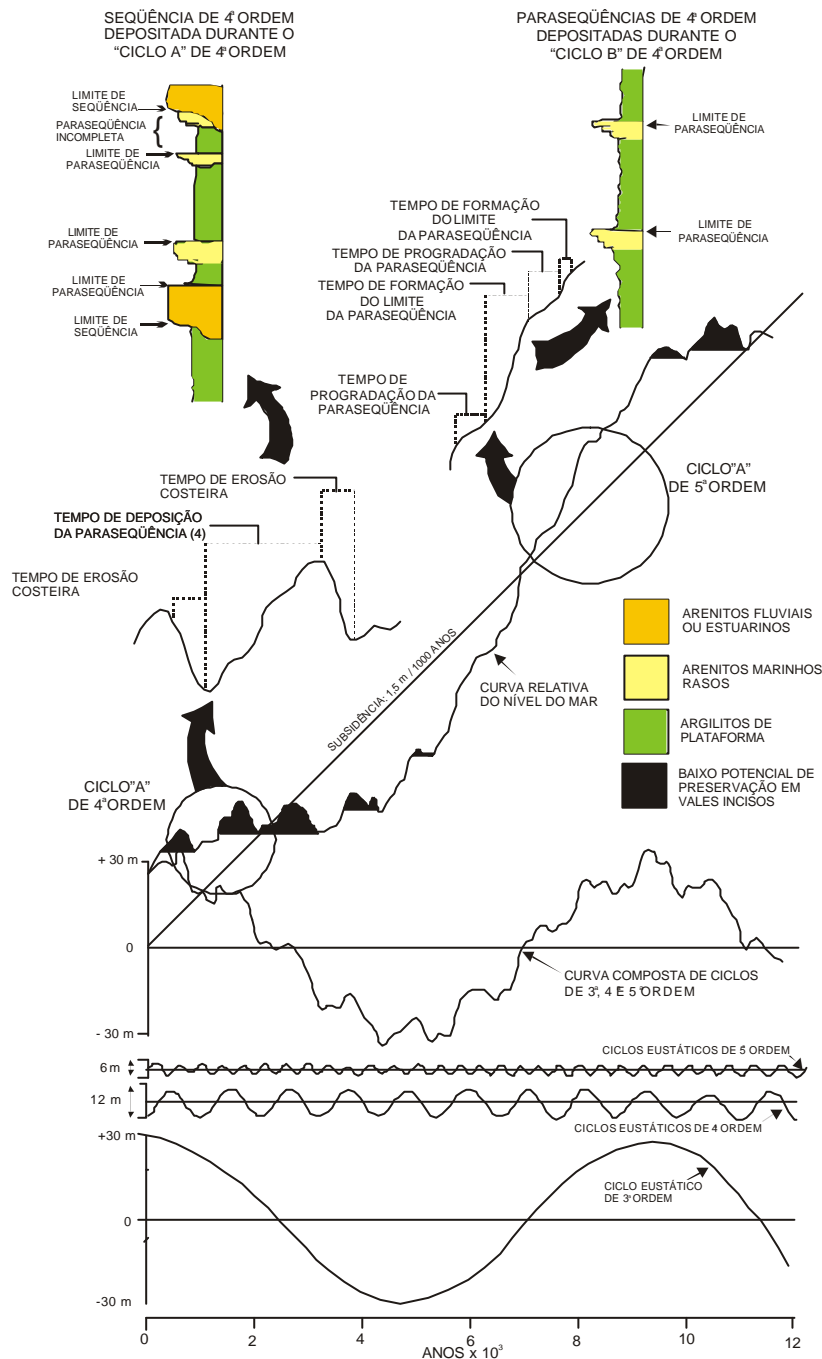


Figura III.7 - Interação entre a eustasia e a subsidência para produzir as parasequências e as sequências de alta frequência. O diagrama inferior mostra a superposição de três curvas eustáticas de diferentes frequências em uma curva eustática composta. A soma de uma subsidência constante da bacia (diagrama do meio) produz uma curva relativa de variações do nível do mar. Durante períodos de queda eustática de terceira ordem, as quedas de alta frequência são exageradas e produzem erosão e limites de sequência do Tipo I (diagrama do canto superior esquerdo). Durante períodos de aumento na terceira ordem, os aumentos de alta frequência são exagerados e produzem parasequências de alta frequência ou sequências do Tipo II. (Modificado de Mitchum & Van Wagoner, 1991).

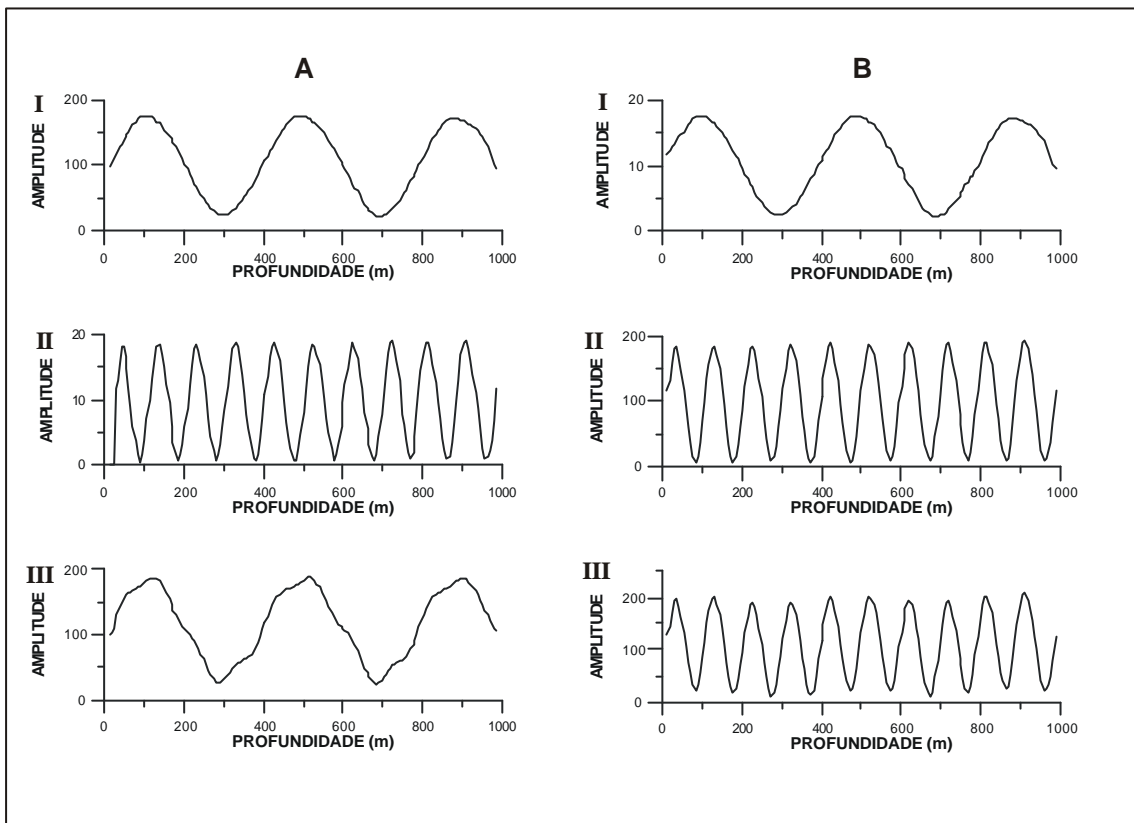


Figura III.8 - A interferência entre duas ordens de seqüências, visualizada em perfil, por exemplo, pode ser comparada à interferência entre ondas de freqüências distintas. A figura mostra duas ondas em que, tanto na situação (A) quanto na (B), a onda I possui freqüência menor que a onda II. Porém, em (A) a amplitude da baixa freqüência é maior que a da alta, ocorrendo o inverso em (B). O resultado é que as ondas resultantes (III) são diferentes. Pode-se comparar as ondas de número I com seqüências deposicionais de terceira ordem e as de número II com seqüências deposicionais de quarta ordem. No caso (A), as primeiras possuem amplitude maior, correspondendo à maior parte das observações do registro geológico, segundo Mitchum & Van Wagoner (1991). O caso (B) pode ser comparado às variações glacioeustáticas do Pleistoceno devidas à indução orbital, quando a amplitude das quedas relativas do nível do mar foram de cerca de 100 m, ou seja, semelhantes àquelas de terceira ordem de seqüências mais antigas. A análise puramente visual do padrão resultante não permite descobrir quantas ordens são responsáveis pela interferência. Somente um estudo a partir da ciclostratigrafia, através de análises harmônicas, pode separar as freqüências originalmente presentes. (Modificado de Azambuja Filho, 1990).

III.8 deixam claro que, dependendo da diferença entre as amplitudes das diferentes ordens de frequência, discernir quantas frequências estão presentes em um registro é uma tarefa difícil, só sendo possível através de análises harmônicas (item III.2.1).

Seqüências de alta frequência ocorrem normalmente em bacias onde a taxa de sedimentação foi muito alta e a subsidência tectônica lenta, permitindo uma espessura sedimentar suficiente para registrar flutuações menores do nível do mar. Se a subsidência é lenta, pequenas quedas eustáticas seriam bem representadas como quedas relativas do nível do mar. Por outro lado, em bacias onde a subsidência tectônica é alta, as quedas eustáticas pequenas de alta frequência seriam menos passíveis de representação, pois, para compensar uma taxa alta de subsidência, as quedas eustáticas devem ocorrer numa taxa mais alta ainda para produzir uma queda relativa (Mitchum & Van Wagoner, 1991).

Porém, seqüências de alta frequência podem ser preservadas também em situações de alta taxa de subsidência. Se imaginarmos uma posição proximal dentro de uma bacia onde a taxa de subsidência seja alta, o espaço disponível de acomodação poderá ser grande o suficiente para permitir a deposição de sedimentos e, ao mesmo tempo, registrar com mais facilidade as variações eustáticas de alta frequência que, devido à proximidade com a linha de costa, ficarão registradas como várias superfícies de erosão.

A partir das observações de seqüências de alta frequência descritas acima, Mitchum & Van Wagoner (1991) definiram os grupos (sets) de seqüências e as seqüências compostas (figura III.6).

Um grupo de seqüências é um arranjo de seqüências deposicionais, normalmente de quarta ordem, em padrões distintos de empilhamento progradantes, agradacionais e retrogradantes, à semelhança da definição de seqüências formadas por grupos de parasseqüências.

Uma seqüência composta é uma sucessão de seqüências geneticamente relacionadas, nas quais as seqüências individuais empilham-se em grupos de seqüências de

mar baixo, transgressivas e de mar alto. Os grupos de seqüências em uma seqüência composta são análogos aos tratos de sistemas nas seqüências.

Ao se dividir uma seção em estudo em termos de seqüências deposicionais, deve-se, portanto, pensar as variações relativas do nível de base em termos de ordens de freqüências e de magnitudes.

Diante do exposto até este ponto, pudemos verificar que os fenômenos periódicos do registro sedimentar ocorrem desde a escala de lâminas e camadas até a de grandes seqüências deposicionais e que a escala desses ciclos, ou seja, sua ordem de recorrência, depende do mecanismo de indução primário, seja ele astronômico, e portanto atuante no clima, ou tectônico. Como foi citado anteriormente, os ciclos que interessam a essa dissertação são os relacionados a períodos de 500 mil anos ou menos. Variações climáticas não induzidas por mudanças no nível relativo de base levam à formação de seqüências rítmicas ou cíclicas (Einsele *et alii*, 1991) desde a escala de varves até grupos de camadas (Campbell, 1967), relacionadas a mudanças na taxa e no volume do aporte sedimentar. As variações relativas do nível de base podem formar grupos de camadas denominadas de parasseqüências (Van Wagoner *et alii*, 1988) e, dependendo de sua magnitude, levar à formação de seqüências deposicionais de diferentes freqüências, as quais podem, por sua vez, agrupar-se e formar seqüências compostas (Mitchum & Van Wagoner, 1991).

Veremos agora dois mecanismos de indução climática, os quais foram detectados nas análises de séries temporais realizadas nos dados dos dois poços utilizados.

### **III.1.2-) CICLOS SOLARES**

*“There’s a little black spot in the sun today...”*

The King of Pain (Police)

#### **III.1.2.1-) FENÔMENOS ATMOSFÉRICOS DEVIDOS ÀS ATIVIDADES SOLARES E SEUS REGISTROS**

A atividade solar (vide Apêndice VIII.1) pode ser observada em seus efeitos na Terra através de alguns fenômenos específicos. Dois deles são as auroras e os níveis do isótopo do carbono  $^{14}\text{C}$  nos anéis de árvores.

Registros da ocorrência da aurora boreal e da aurora austral oferecem um controle independente da atividade solar no passado, pois existe uma correlação bem estabelecida entre o número de manchas solares e o número de noites quando a aurora é vista. A conexão física é indireta: auroras são produzidas quando os ventos solares interagem com o campo magnético da Terra, resultando em aceleração de partículas e colisão com moléculas do ar em nossa atmosfera superior, mais especificamente na ionosfera (Eddy, 1976; Linacre & Geerts, 1997). Os processos na zona de aurora, na época de intensa atividade corpuscular (intensos ventos solares), são indicados pela atividade geomagnética e caracterizam-se pela grande penetração de partículas energéticas e pelo efeito *bremstrahlung* (produção de fótons a partir da desaceleração de elétrons do vento solar, convertendo a energia do elétron em radiação eletromagnética). Esses fatos provocam um aumento direto da temperatura e da pressão ao longo da parte externa da zona de aurora (Bucha, 1988). A aurora registra, desse modo, os eventos produtores dos ventos solares, os quais estão associados às manchas solares, tendo-se assim uma correlação fortemente positiva entre os números registrados historicamente das auroras e das manchas (Eddy, 1976).

A ocorrência de auroras é uma função forte da latitude, ou mais especificamente, da distância dos pólos geomagnéticos. Análises da contagem de auroras na era moderna nos



levam a esperar uma aparição quase toda noite na “zona de auroras” setentrional – uma banda de latitude geomagnética que inclui o norte da Sibéria, o norte da Escandinávia, a Irlanda, a Groenlândia e as metades norte do Canadá e do Alasca. Auroras ocorrem em cerca de 25 a 200 noites em média por ano, o maior número em altas latitudes. A medida que se move para sul são esperadas progressivamente menos auroras (Eddy, 1976).

Passemos agora ao  $^{14}\text{C}$ . Segundo Bradley (1992), o radiocarbono ( $^{14}_6\text{C}$ ) é produzido na atmosfera superior pelo bombardeamento dos átomos de nitrogênio da atmosfera por nêutrons:  $^{14}_7\text{N} + ^1_0\text{n} \rightarrow ^{14}_6\text{C} + ^1_1\text{H}$

Os nêutrons têm uma concentração máxima em cerca de 15 km e são produzidos pela radiação cósmica que penetra a atmosfera superior. Embora os raios cósmicos sejam influenciados pelo campo magnético da Terra e tenham a tendência de ficar concentrados próximo aos pólos geomagnéticos, a rápida difusão dos átomos de  $^{14}\text{C}$  na atmosfera inferior oblitera qualquer influência dessa variação geográfica na produção. Os átomos de  $^{14}\text{C}$  são rapidamente oxidados para  $^{14}\text{CO}_2$ , o qual se difunde para baixo, misturando-se com o resto do dióxido de carbono atmosférico, entrando assim em todos os processos da biosfera.

Em 1958 foi demonstrado por de Vries que as concentrações de  $^{14}\text{C}$  mostravam sistemáticas variações dependentes do tempo, observáveis em anéis de árvores (Suess, 1965; Stuiver, 1965). Uma possível modulação dessa concentração pelo efeito dos raios cósmicos foi primeiro aventada pelo próprio de Vries (*apud* Suess, 1965) e posteriormente por outros autores, como Suess (*op. cit.*) e Stuiver (1965), ambos utilizando dados de anéis de árvores, o primeiro dos últimos 2000 mil anos e o segundo dos séculos XVIII e XIX. Posteriormente, Damon *et alii* (1966), num trabalho que envolveu dados dos últimos 6000 anos, mostraram a mesma relação. Essas variações, hoje conhecidas coletivamente como “efeito de Vries” ou “Suess wiggles”, parecem estar bastante relacionadas com variações na atividade solar (Eddy, 1976; Damon & Linick, 1986; Stuiver *et alii*, 1991; Bradley, 1992, entre outros). Segundo Eddy (*op. cit.*) e Ji *et alii* (1993), as variações na concentração do  $^{14}\text{C}$  na atmosfera são observadas nos anéis das árvores com um retardo (*lag*) de 10 a 50 anos, devido ao tempo entre sua entrada na atmosfera e sua assimilação pelas árvores.

Porém, as concentrações de  $^{14}\text{C}$  podem resultar de uma grande variedade de fatores, como indicado na tabela III.2, sendo importante notar que muitos possuem uma influência considerável no clima (Bradley, 1992).

<b>I. VARIAÇÕES NA TAXA DE PRODUÇÃO DE RADIOCARBONO NA ATMOSFERA</b>
1. Variações no fluxo de raios cósmicos através do sistema solar
a. emissão de raios cósmicos a partir de supernovas e outros fenômenos estelares
b. modulação interestelar do fluxo de raios cósmicos
2. Modulação do fluxo de raios cósmicos pela atividade solar
3. Modulação do fluxo de raios cósmicos por mudanças no campo geomagnético
4. Produção por colisão de meteoritos de antimatéria com a Terra
5. Produção por testes de armas nucleares e tecnologia nuclear
<b>II. Variações na taxa de troca de <math>^{14}\text{C}</math> entre vários reservatórios geoquímicos e mudanças no conteúdo relativo de <math>\text{CO}_2</math> dos reservatórios</b>
1. Controle da solubilidade e dissolução de $\text{CO}_2$ e dos tempos de residência por variações de temperatura
2. Efeitos das variações do nível do mar na circulação e capacidade oceânica
3. Assimilação de $\text{CO}_2$ pela biosfera terrestre na proporção da biomassa e da concentração de $\text{CO}_2$ e dependência do $\text{CO}_2$ da temperatura, umidade e atividade humana
4. Dependência da assimilação de $\text{CO}_2$ pela biosfera marinha sobre a temperatura e a salinidade do oceano, disponibilidade de nutrientes, surgência de águas profundas ricas em $\text{CO}_2$ e turbidez da camada mista do oceano
<b>III. Variações na quantidade total de <math>\text{CO}_2</math> na atmosfera, biosfera e hidrosfera</b>
1. Mudanças na taxa de introdução de $\text{CO}_2$ na atmosfera por vulcanismo e outros processos que resultam em desgaseificação da litosfera em $\text{CO}_2$
2. Os vários reservatórios sedimentares servindo como uma bacia para o $\text{CO}_2$ e o $^{14}\text{C}$ . Tendência à mudanças na taxa de sedimentação causarem mudanças no conteúdo total de $\text{CO}_2$ da atmosfera
3. Combustão de combustíveis fósseis por atividade industrial e doméstica humana

Tabela III.2 – Possíveis causas das flutuações de radiocarbono (segundo Damon *et al.*, 1978, *apud* Bradley, 1992)

A tabela III.2 acima lista algumas das possíveis causas das flutuações do  $^{14}\text{C}$ . Porém, Siegenthaler *et alii* (1980, *apud* Damon & Linick, 1986) demonstraram que efeitos como mudanças no volume e na temperatura superficial dos oceanos não são significativos e efeitos biológicos, tais como os que ocorrem durante transições climáticas drásticas (por exemplo, variações entre climas glaciais e interglaciais), ocorrem em períodos de tempo muito curtos para produzirem efeitos mensuráveis. Logo, embora seja provável que todos esses diferentes fatores tenham tido alguma influência na concentração de  $^{14}\text{C}$  através do tempo, parece que a maior parte da variância no registro, como ele é hoje conhecido, pode ser atribuída a mudanças na intensidade do campo magnético da Terra e na atividade solar (Bradley, 1992). O primeiro fator está principalmente relacionado a flutuações de baixa

frequência no  $^{14}\text{C}$  e o segundo a flutuações de alta frequência no  $^{14}\text{C}$  (flutuações tipo de Vries). Evidências de mudanças na intensidade do campo magnético vêm principalmente de sítios arqueológicos, através de estudos do magnetismo remanente em minerais de cerâmica cozida. Embora existam incertezas nessa cronologia, parece haver uma forte correlação inversa entre as variações no campo magnético e a concentração de  $^{14}\text{C}$ , ou seja, a medida que o campo magnético diminui (permitindo assim a entrada de mais raios cósmicos na atmosfera superior), aumenta a concentração de  $^{14}\text{C}$  (Stuiver *et alii*, 1991; Bradley, *op. cit.*, figura III.9). Para escalas de tempo mais curtas, alguns autores têm mostrado que variações na atividade solar influenciam de forma significativa as concentrações de  $^{14}\text{C}$  (Damon & Linick, *op. cit.*). Utilizando dados de registros de manchas solares, esses autores demonstraram uma relação convincente entre períodos de baixa atividade solar e altas concentrações de  $^{14}\text{C}$ . A atividade magnética do Sol, através dos ventos solares, é reduzida durante períodos de baixo número de manchas na fotosfera, o que permite um aumento na intensidade da incidência de raios cósmicos na atmosfera externa da Terra, aumentando assim o fluxo de nêutrons e a produção de  $^{14}\text{C}$  (Stuiver, 1965; Stuiver e Quay, 1980; Stuiver *et alii*, *op. cit.*; Bradley, *op. cit.*, entre outros). Stuiver & Quay (*op. cit.*) registram ainda que a dependência da taxa de produção de  $^{14}\text{C}$  em relação aos números de manchas solares, ou das épocas de maior atividade solar, parece ser relativa a mudanças de longo período nessa atividade, quase duas vezes o período de um ciclo de 11 anos, ou seja, pode estar relacionada aos ciclos de 22 anos.

Ao que parece, o efeito modulador da intensidade do campo magnético da Terra (não confundir com a atividade geomagnética) nos registros de  $^{14}\text{C}$ , para a escala de milhares de anos, atua como um ruído nos dados climáticos provenientes desse isótopo, porque, segundo a curva da figura III.9, por volta de 7 mil anos deveríamos estar com um resfriamento no clima, pois a mesma mostra um aumento considerável na concentração de  $^{14}\text{C}$ . O problema é que, nessa época, os registros geológicos mostram uma elevação relativa do nível do mar em todo planeta (transgressão flandriana), correspondente ao máximo de inundação desde a última glaciação, há 20 mil anos atrás. Portanto, existe uma contradição entre os dados da curva e os dados geológicos, ou seja, de certa forma, os primeiros atuam como um filtro de baixa frequência que mascara o efeito climático na concentração de  $^{14}\text{C}$ .

Ao contrário, os dados relativos à conexão entre a concentração de  $^{14}\text{C}$  e os ventos e manchas solares são bem consistentes, como será visto mais adiante.

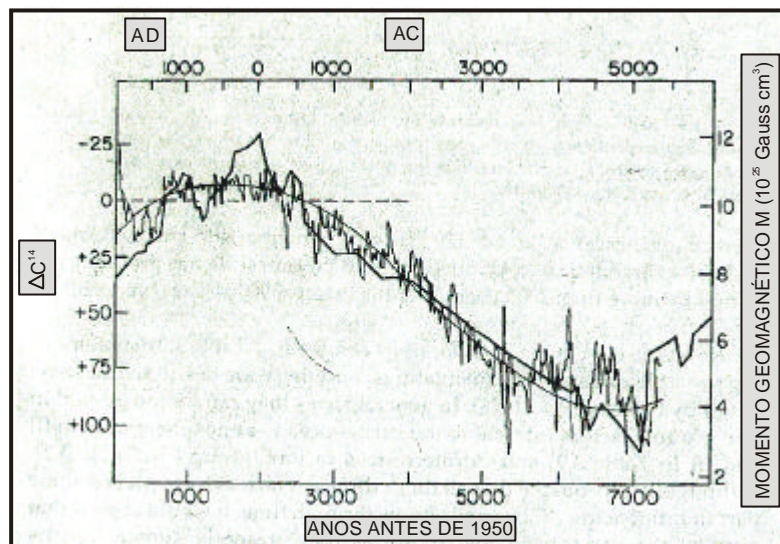


Figura III.9 – Registros das variações da concentração relativa do  $^{14}\text{C}$  na atmosfera (curva mais fina com variações abruptas), calculada a partir de dados de  $^{14}\text{C}$  em anéis de árvores de idade conhecida. A curva fina levemente sinuosa é uma senóide suavizada do dado. A linha escura mais espessa representa as variações observadas na intensidade do campo magnético, de acordo com Bucha (1970, *apud* Bradley, 1992). À medida em que o campo geomagnético se intensifica, o fluxo de raios cósmicos para a Terra é reduzido, causando uma diminuição na produção de  $^{14}\text{C}$  (Modificado de Bradley, 1992).

Segundo Crowley & North (1991), a conexão solar-terrestre também pode ser testada estendendo-se o registro de observações de manchas solares, e portanto da variabilidade solar, com dados não só dos nuclídeos cosmogênicos  $^{14}\text{C}$ , mas também com  $^{10}\text{Be}$ , o qual é produzido na atmosfera da mesma forma. Como o registro de  $^{14}\text{C}$  é suscetível a perturbações por flutuações climáticas (envolvem o ciclo do carbono, vide tabela III.2), torna-se desejável checar esses registros com os de  $^{10}\text{Be}$ , os quais podem ser medidos em testemunhos de gelo e são menos sujeitos a modificações terrestres, pois são rapidamente precipitados da atmosfera, não tendo muita chance de interagir com outros reservatórios (Crowley & North, 1991; Stuiver *et alii*, 1991). Comparações das concentrações de  $^{10}\text{Be}$  com as flutuações de  $^{14}\text{C}$  nos últimos 5000 anos fornecem um alto grau de correlação, sugerindo que, no mínimo nesse intervalo e nessa escala de tempo, os dois registros estão de fato mostrando as variações na atividade solar (Crowley & North, 1991; Damon & Linick, 1986). Steig *et alii* (1998) estenderam o estudo das relações entre os ciclos solares e

a produção de  $^{10}\text{Be}$  até o início do Holoceno, utilizando um testemunho de gelo da Antártida (Taylor Dome). Além de mostrarem que o comprimento do ciclo solar permaneceu constante durante esse período, seus resultados foram tão bons na correlação entre os ciclos de 11 anos e as concentrações de  $^{10}\text{Be}$ , que os mesmos afirmaram ser possível datar os testemunhos de gelo apenas contando as camadas de 11 anos detectadas por medidas contínuas de alta resolução desse isótopo.

As variações do campo geomagnético foram estudadas por Barta (1956), porém numa escala de tempo bem menor que a mencionada alguns parágrafos acima. Segundo esse autor, há muito tempo é conhecido que a orientação e a intensidade do campo magnético da Terra varia com o tempo. Porém, fora alguns poucos registros chineses da declinação magnética, os primeiros dados obtidos em série provêm da metade do século XV. Somente a partir de 1832, quando Gauss publicou seu método de medida da intensidade horizontal do campo, é que medidas absolutas dessa intensidade foram tomadas (Barta, *op. cit.*). Utilizando dados de cartas magnéticas plotadas em várias datas e em várias regiões do mundo, Barta (*op. cit.*) pode observar que as variações seculares do campo geomagnético mostravam a mesma tendência. A partir de análises estatísticas, pode então estabelecer que, na variação secular de cada elemento da indução geomagnética, uma onda de grande amplitude, com um período de cerca de 44 anos, era bem evidente. O autor conseguiu traçar esse período nos registros dos observatórios do mundo até a metade do século XIX, considerando sua existência como inquestionável. Essa periodicidade é observada em vários registros climáticos, como se poderá ver adiante.

Outro material de estudo ideal para determinação de ciclos mais longos que os anuais são as varves (Kukal, 1990a). Alguns dados de ciclos obtidos em vários sedimentos várvidos estão compilados na tabela III.3. Nota-se que os ciclos de dois e três anos ocorrem frequentemente. Ciclos de cinco e seis anos também são frequentes (coincidem com os ciclos de El Niño). Já os de sete e oito anos são menos marcados. Mais evidentes são os ciclos de dez a quinze anos, que podem corresponder aos ciclos de manchas solares, os quais não são tão regulares quanto dizem alguns autores. Existem entre oito e dezessete anos entre dois máximos de manchas solares (Eddy, 1977, *apud* Kukal, *op. cit.*). O número

adotado de onze anos é apenas uma média estatística (Kukal, *op. cit.*). Ciclos correspondentes ao período de onze anos, períodos similares, ou seus múltiplos, têm sido identificados em quase todos os sedimentos várvidos. Isso significa que praticamente cada onze pares de lâminas em varves ou varvitos deveria diferir de alguma forma dos precedentes. Kukal (*op. cit.*) acredita que, por essas razões, seja provável que o ciclo de manchas solares tenha existido no passado geológico. A quantidade de dados que sugerem a existência do ciclo de onze anos e de seus correlativos é tão grande que dificilmente seria acidental.

Tipo e idade dos sedimentos várvidos	Ciclos descobertos (número de anos)						
Sedimentos várvidos do Holoceno e do Pleistoceno em lagos glaciais	2 a 3		7 a 8	10 a 12	15 a 20		
Sedimentos várvidos orgânicos lacustres do Eoceno			7 a 18	18			22 a 80
Evaporitos do Mioceno			9 a 10		15	21	32 a 33
Várias varves lacustrinas do Terciário	2 a 3	5 a 6		11 a 12		23	
Sedimentos marinhos e lacustres do Cretáceo e do Jurássico	2,5	6	8	10 a 13			
Vários sedimentos várvidos devonianos, carboníferos e permianos, principalmente lacustres	2,5	5,5	7 a 8	10 a 14			
Vários sedimentos várvidos paleozóicos marinhos				11,4		23	56,5
Evaporitos do Permiano	2 a 30			11		22	33
Sedimentos várvidos devonianos e pre-cambrianos	2,5	5,5		11 a 12			

Tabela III.3. Ciclos baseados em números de varves mostrando regularidade na espessura. (Modificado de Kukal, 1990a).

### III.1.2.2-) PERIODICIDADES OBSERVADAS NOS REGISTROS TERRESTRES

Segundo Crowley & North (1991), há muito tempo se sabe que o ciclo magnético solar envolve períodos de 11 e 22 anos. Os registros terrestres mostram também outros ciclos. Existe um ciclo de 88 anos nas variações das manchas solares e auroras, além de evidências para um período solar fundamental de cerca de 420 anos, com harmônicos significantes em 140 e 220 anos. Nos últimos tempos, registros meteorológicos relativos à circulação superior do ar têm sido convincentemente correlacionados à variabilidade solar (Crowley & North, *op. cit.*) e observações a partir de satélites confirmaram uma ligação entre a energia total emitida pelo Sol e o ciclo de manchas solares (Stuiver *et alii*, 1997).

Além disso, muitos dos principais avanços glaciais dos últimos 10 mil anos parecem ter ocorrido próximo a épocas de variabilidade solar. Existem também algumas evidências para períodos de aproximadamente 80, 114, 140 e 200 anos, tanto nos registros de  $^{14}\text{C}$  quanto nos registros climáticos, a saber (Crowley & North, 1991):

- avanços glaciais: 80 e 140 anos
- anéis de árvores: 80, 114 e 210 ou 200 anos (Sonett & Suess, 1984; Damon & Linick, 1986; Stuiver *et alii*, 1995)
- testemunhos de gelo: cerca de 80 anos (Damon & Linick, *op. cit.*; Johnsen *et al.*, 1970; Stuiver & Braziunas, 1989; Stuiver *et alii*, 1995)

Será apresentada a seguir uma exposição de alguns dos trabalhos que ligaram os ciclos solares às variações climáticas.

Um estudo de fundamental importância no entendimento das conexões entre a atividade solar e o clima da Terra foi o realizado por Eddy (1976). Esse autor ligou observações históricas e registros mais recentes do número de manchas solares, registros da ocorrência de auroras e variações no conteúdo do  $^{14}\text{C}$  nos anéis de árvores com as variações do clima da Terra desde o ano 1050 d.C. Demonstrou uma coincidência notável entre esses diferentes fatores e a ocorrência de máximos e mínimos climáticos no período, sendo os mínimos conhecidos como de Wolf (século XIV, Stuiver & Quay, 1980), de Spörer (século XVI) e de Maunder (aproximadamente entre 1640 e 1716 d.C.), esse último mais conhecido como Pequena Era do Gelo. Eddy (*op. cit.*) mostrou que nos períodos de mínima atividade solar, as concentrações de  $^{14}\text{C}$  estiveram em seu nível máximo para os últimos mil anos (Eddy, *op. cit.*; Bradley, 1992), sendo que o espaço de tempo entre eles variou entre 120 e cerca de 300 anos (Stuiver & Quay, *op. cit.*). Eddy (*op. cit.*) sugeriu uma possível relação entre o envelope geral da curva de atividade solar e o clima terrestre, no qual o ciclo de 11 anos poderia ser efetivamente filtrado ou, talvez, não ter relação com o problema. O mecanismo desse efeito solar no clima poderia ser simplesmente o de mudanças lentas de baixa frequência e de baixa amplitude na totalidade de radiação liberada do Sol, uma

grandeza denominada constante solar. Esse estudo foi utilizado como fonte de dados por vários autores, entre eles Bucha (1991), que é o responsável por um modelo muito interessante de conexão entre os ciclos solares e o clima terrestre (item III.1.2.3).

Os anéis de árvores foram também utilizados por outros autores em estudos climáticos, sendo que, particularmente sobre os Estados Unidos, vários trabalhos têm sido publicados nessa área. Dicke (1979) estudou os registros de anéis de árvores da região central dos Estados Unidos, os quais apontaram um ritmo de períodos de seca de 22 anos, correlacionável com o ciclo duplo de manchas solares de Hale. Segundo o autor, existiriam também indicações de períodos de 22 ou 11 anos em dados de pressão atmosférica em altas altitudes, de temperatura e precipitação e de testemunhos de gelo. Dicke (*op. cit.*) sugeriu que os ciclos de 22 anos poderiam estar ligados a variações na luminosidade do Sol.

Blasing & Duvick (1984), a exemplo de Dicke (1979), fizeram uma reconstituição de climas do passado a partir de anéis de árvores e também chegaram a valores periódicos de cerca de 22 anos para as secas nos Estados Unidos desde 1680 d.C., correlacionando essa periodicidade aos efeitos combinados do ciclo solar de Hale e do ciclo nodal lunar de 18,6 anos. Essa faixa temporal foi ampliada por Sonett & Suess (1984), os quais, utilizando a análise de séries temporais para dados de  $^{14}\text{C}$  e de espessura em anéis de árvores dos Estados Unidos para os últimos 5 mil anos, encontraram igualmente evidências, que classificaram como muito fortes, de que os ciclos solares têm alguma influência na taxa de crescimento das árvores e, portanto, no clima. Essas séries temporais continham feições cíclicas, em particular uma de período igual a 200 anos. Seus dados mostraram uma correlação convincente entre as variações na produção dos raios cósmicos, a atividade de  $\text{CO}_2$  na atmosfera terrestre e as espessuras do crescimento anual nas árvores. Outras periodicidades foram calculadas por Stuiver & Braziunas (1989), a partir de registros climáticos de anéis de árvores e de flutuações glaciais, que chegaram a valores de 420, 220, 140, 127 e 85 a 87 anos. Os valores em torno de 90 anos foram considerados por Friis-Christensen & Lassen (1991) como representativos de mudanças de baixa frequência no comprimento do ciclo de manchas solares de 11 anos, sendo conhecidos como ciclos de Gleissberg.



Stuiver *et alii* (1997), realizaram outro estudo comparativo entre valores de concentração de  $^{14}\text{C}$  em anéis de árvores e de  $^{18}\text{O}$  em um testemunho de gelo da Groenlândia (GISP2), sugerindo então a influência da indução solar sobre o clima daquela região. Os autores notaram que, para o intervalo dos últimos mil anos, essa correlação era boa, mas para o resto do Holoceno os ciclos na escala de séculos eram mais frequentes nos registros de oxigênio que nos de carbono. Afirmaram ainda que, apesar de muitos eventos vulcânicos do século XX terem reduzido a temperatura global por alguns anos, os dados de  $^{18}\text{O}$  apontavam para uma influência vulcânica relativamente baixa para as periodicidades na escala de séculos. Stuiver *et alii* (*op. cit.*) encontraram também evidências de um ciclo de aproximadamente 1500 anos para a porção do testemunho datada entre 11 mil e 75 mil anos antes do presente, o qual não conseguiram associar aos ciclos solares. Porém, sugeriram que, se o mesmo estiver ligado à indução climática pelo Sol, deve existir uma grande sensibilidade dos climas glaciais à modulação solar.

Os anéis de árvores têm sido, da mesma forma, analisados em outras regiões do mundo, em conjunto com outros dados climáticos. Uma revisão das mudanças climáticas no cinturão árido entre a China e a África durante os últimos mil anos foi feita por Ji *et alii* (1993), na tentativa de encontrar evidências de uma conexão com os processos solares. Apesar das latitudes diferentes, essas regiões estão localizadas ao norte da zona de monções de verão da África e da Ásia, sendo sensíveis às variações do sistema de monções. Os autores esperavam encontrar, dessa forma, variações coerentes no clima das duas áreas. Os dados chineses foram retirados de anéis de árvores do noroeste, de temperaturas da região do Rio Amarelo e do sul da China e de secas e inundações do leste e do sudeste do país. Os dados africanos provieram das inundações do Rio Nilo (Egito), dos níveis do Lago Chade (Chade) e de secas da Argélia. Foram obtidas variações entre climas úmidos e áridos para ambos os continentes bastante coerentes, no mínimo para os últimos 500 anos, e os períodos encontrados foram analisados e tentativamente associados a possíveis induções externas. Os períodos de 2 a 3 e 5 a 6 anos foram relacionados à uma oscilação quase-bienal da atmosfera (QBO, Labitske, 1987), à interação entre o mar e a atmosfera, à rotação da Terra ou, possivelmente, a mudanças no diâmetro solar (Ribes, 1989, *apud* Ji *et alii*, *op.*

*cit.*). Os períodos de 10 a 11 e de 20 a 26 anos foram interpretados como refletindo os ciclos de manchas solares. Os de 78 a 90 anos e seus harmônicos de 160 a 210 anos representariam os ciclos de Gleissberg na atividade solar. Além desses, outros ciclos menos evidentes estavam presentes, como o de 18,6 anos, tido pelos autores como induzido pelas marés nodais lunares, um período de 40 a 50 anos, referido como os ciclos geomagnéticos notados por Barta (1956), um ciclo de 60 anos, interpretado como de indução solar, e outro de 30 a 40 anos, que poderia também corresponder aos ciclos geomagnéticos. Uma comparação dessas periodicidades com dados de números de auroras na China apontou para uma importante relação entre as atividades solares e as mudanças climáticas nessas regiões da Ásia e da África (*Ji et alii, op. cit.*).

Num estudo mais recente, Andreev *et alii* (1999) registraram as variações de temperatura e umidade nas áreas continentais da Sibéria, onde os parâmetros que governam esses processos são diferentes daqueles de regiões sujeitas a grandes influências oceânicas. Para isso, utilizaram a datação e a espessura de anéis de árvores da região Transbaicália, cujo crescimento é continuamente limitado pela temperatura do ar ou pela pressão atmosférica, e compararam aos dados de variações climáticas obtidos por estações meteorológicas. Todas as cronologias baseadas nos anéis continham um forte sinal climático, comum para toda a região de estepe coberta pelo trabalho. Construíram assim um modelo quantitativo da precipitação regional baseado nos dados dendrocronológicos e compararam os resultados com as variações do nível do Lago Baical, obtendo um coeficiente de correlação de 71% para as correlações de períodos de dez anos ou mais. Utilizando a análise com séries de Fourier, Andreev *et alii* (*op. cit.*) notaram fortes periodicidades entre 25 e 30 anos e entre 10 e 11 anos. Os autores concluíram então que as variações na precipitação atmosférica, que levaram às alterações no crescimento das árvores, causaram variações na precipitação e, conseqüentemente, no nível do lago.

Ciclos ligados à indução solar são freqüentemente referenciados na literatura com base também em outros dados. Os registros de cerca de 500 anos da precipitação anual em Pequim, China, representando índices relativos de aridez e umidade para o intervalo de tempo entre 1470 e 1974, foram utilizados por Hammeed *et alii* (1983) que, a partir de uma

análise de séries temporais, chegaram a periodicidades de cerca de 126, 84, 18,7 e 9,9 anos. Fazendo uma suavização nos dados, os autores obtiveram períodos de secas e de precipitação anormais, separados por aproximadamente 100, 85 e 50 anos, interpretando esses períodos como induzidos pelos ciclos solares, devido à presença dos valores da ordem de 90 anos, ligados aos ciclos de Gleissberg (Friis-Christensen e Lassen, 1991). Além disso, os autores notaram um retardo (*lag*), ou fase, na resposta climática em relação à indução solar, a partir da curva do número anual de manchas solares. O período de 18,7 anos foi atribuído à indução climática pelo ciclo lunar nodal, mas os autores não descartaram a hipótese da existência do ciclo solar de 22 anos, recomendando o estudo de outros registros climáticos chineses para se resolver a questão.

Com base em um grande número de observações feitas em áreas extensas continentais, Klimenko *et alii* (1996, *apud* Klimenko, 1997) reconstruíram a curva de variação da temperatura no hemisfério norte desde o último período glacial (11 mil anos até o presente). Klimenko (1997) fez então a análise espectral desses dados e obteve harmônicos com a duração de 2400, 1100, 850, 640 e 500 anos. Comparando os resultados com séries detectadas em indicadores solares, como conteúdo de  $^{14}\text{C}$  na atmosfera, chegou à conclusão que os ciclos tinham relação com a atividade solar, estando presentes tanto nos intervalos quentes quanto nos frios do Holoceno, possuindo um caráter global.

Testemunhos de gelo e dados de isótopos de oxigênio são outras ferramentas bastante utilizadas. Johnsen *et alii* (1970), a partir de um testemunho de gelo da Groenlândia (Camp Century), avaliaram as oscilações climáticas dos últimos 100 mil anos e, com mais detalhe, dos últimos 800 anos. A análise espectral do primeiro intervalo de tempo revelou oscilações sistemáticas do clima com períodos de 400 e 2400 anos. O detalhamento dos últimos 800 anos evidenciou dois períodos dominantes, correspondentes a 78 e 181 anos. Segundo os autores, os ciclos de mais alta frequência, como o de 11 anos, não foram detectados pois necessitariam de uma análise muito mais detalhada, a qual não foi realizada. Johnsen *et alii* (*op. cit.*) atribuíram as periodicidades encontradas às atividades solares.

Imbrie (1985), comentando as variações climáticas do Holoceno, informou que existem grandes evidências de que as geleiras de montanha expandiram-se e contraíram-se durante esse período e que as margens do Manto Glacial Laurentide (América do Norte) oscilaram durante o final do Pleistoceno. De acordo com Mayewski *et al.* (1981, *apud* Imbrie, *op. cit.*), o tempo de recorrência dessas oscilações variou de cerca de 1 mil a 3 mil anos, com média em torno de 2500 anos. A origem dessa oscilação neoglacial, como é frequentemente denominada, estaria talvez relacionada aos episódios de seca na África tropical durante o Holoceno. Segundo Denton & Karlen (1973, *apud* Imbrie, *op. cit.*) e Suess (1970, *apud* Imbrie, *op. cit.*), é possível que tenha sido induzida por mudanças na atividade solar.

Stuiver *et alii* (1995), através da análise de Fourier de registros de  $^{18}\text{O}$  no testemunho de gelo GISP2 da Groenlândia (o mesmo utilizado em 1997 e citado anteriormente), encontraram valores importantes de densidade espectral, ou seja, periodicidades, em 69, 29, 21, 19, 16, 11, 9, 6,3 e 2,7 anos. De acordo com os autores, os períodos de 11 e 21 poderiam significar influências solares no clima, o período de 69 anos estaria compatível com a oscilação do sistema climático entre o Atlântico Norte e o hemisfério norte e os períodos de 2,7 e 6,3 anos corresponderiam aos ciclos irregulares de El Niño (porém, podem refletir mudanças no diâmetro solar, segundo Ribes, 1989, *apud* Ji *et alii*, 1993). Fizeram também comparações entre os dados de  $^{18}\text{O}$  do testemunho e de  $^{14}\text{C}$  de anéis de árvores, encontrando similaridades, na baixa frequência, entre 2500 e 3000, 830 e 1050 e em 520, 210 e 150 anos, e, em termos de registros anuais, para 70, 61 e aproximadamente 45 anos. Segundo os autores, os períodos de 210 anos e os próximos a 80 anos estariam de forma inequívoca relacionados à indução solar. Mas os dados do gelo indicaram que a modulação solar somente poderia ser responsável por variações muito pequenas de temperatura, da ordem de  $0,4^{\circ}\text{C}$ .

Os padrões sazonais das variações (avanços e recuos) das bordas das geleiras, da temperatura e da pressão atmosférica no Oceano Glacial Antártico foram analisados por Chepurina & Bessonov (1999). Esses autores apresentaram gráficos que mostram um comportamento cíclico dos avanços e recuos das geleiras, com períodos em torno de 8 a 15

anos, os quais, como não foram tratados estatisticamente, podem muito bem refletir ciclos com média de 11 anos. Já para os dados de temperatura foi feita uma análise espectral, na qual os autores identificaram oscilações com períodos de cerca de 50 e 80 anos. Porém, não fizeram nenhuma tentativa de alusão a qualquer fator de indução climática nessas variações cíclicas, que claramente possuem a mesma periodicidade observada nos ciclos solares e no campo geomagnético.

Dados sedimentológicos têm demonstrado igualmente a importância da indução solar no clima. Anderson (1961) utilizou a análise com séries de Fourier para testar a ocorrência de periodicidades ligadas aos ciclos solares em varvitos, num dos trabalhos pioneiros nessa área. A espessura dessas camadas anuais de sedimentos é uma função de fatores climáticos, principalmente a temperatura e a precipitação. Os registros de sua espessura são, desta forma, séries temporais meteorológicas imperfeitas que permitem uma análise harmônica (Anderson, 1963). Segundo o autor, o número de ocorrências registradas de periodicidades de 11 e 22 anos em varves e varvitos é impressionante. Anderson (1961) citou 21 casos na literatura onde aparecem ciclos de 11 anos (inclusive 4 no Permiano) e 4 casos com ciclos de 22 anos. Anderson (1961) teve acesso a várias análises de séries temporais baseadas em varves. Na maioria delas o ciclo solar de 22 anos estava presente, corroborando a influência desse ciclo no clima. Porém, pairava uma questão: por qual motivo o ciclo de 22 anos aparecia mais forte que o de 11? Segundo o autor, desde que o número oficial anual médio de manchas solares vinha sendo registrado regularmente, o ciclo de 22 anos mostrava-se com valores maiores que os intermediários de 11 anos. Dessa forma, supôs que a influência do ciclo de 11 anos, a partir de modificações terrestres, deveria sofrer algum tipo de enfraquecimento ou modificação, de forma que o ciclo de 22 anos, com um intervalo maior para ajustes climáticos, poderia aparecer como o mais forte dos dois, exercendo um controle mais efetivo no clima.

Para testar a influência dos ciclos solares na deposição das varves, Anderson (*op. cit.*) fez uma média dos números de manchas solares anuais médios. A curva resultante mostrou que os intervalos entre dois máximos variavam entre 68 e mais de 100 anos e entre dois mínimos em cerca de 86 anos, ou seja, grandes oscilações na ordem de 70 a mais de

100 anos estavam registradas. Quando o autor comparou essa curva suavizada com outras duas similares construídas a partir de varvitos devonianos (folhelho Ireton, Alberta, Canada) e jurássicos (calcário Toldito, Novo México, EUA), encontrou resultados impressionantes. O período de 22 anos estava bem caracterizado no registro devoniano, assim como os períodos entre 70 a mais de 100 anos. Na curva dos dados do Jurássico, os ciclos de 22 anos não eram evidentes, mas grandes períodos de 148 a 252 anos, perfazendo uma média de 187 anos, e outros de 68 a 88 anos apareciam claramente. Anderson (*op. cit.*) concluiu que esses valores quase-periódicos apresentados pelas séries dos varvitos representavam variações de alta e baixa frequência na precipitação e na temperatura e, possivelmente, na circulação oceânica, com conseqüências na espessura das camadas na época da sedimentação, sendo que sua similaridade com os padrões observáveis de manchas solares sugeriam um relacionamento entre ambos os fenômenos.

O sincronismo das flutuações de larga escala dos últimos 30 mil anos no nível de lagos de regiões tropicais é conhecido, segundo Halfman & Johnson (1988) e é interpretado como um reflexo da variabilidade climática global. Os autores analisaram os sedimentos de um testemunho do Lago Turkana, no Quênia, cobrindo aproximadamente os últimos 4 mil anos. O lago apresenta uma resposta climática muito forte e seus sedimentos são formados por lâminas de argilominerais que se alternam com lâminas constituídas principalmente por diatomáceas e ostracodes, representando as variações climáticas na deposição. A variabilidade cíclica nas flutuações das lâminas carbonáticas e na espessura foi testada pela transformada rápida de Fourier (item III.2.1) e os autores encontraram várias periodicidades consistentes em ambos os dados, as quais corresponderam a períodos de cerca de  $270 \pm 20$ ,  $200 \pm 12$ ,  $165 \pm 10$  e  $110 \pm 5$  anos. Os dados de espessura, isoladamente, sugeriram periodicidades adicionais de  $78 \pm 3$ ,  $44 \pm 2$ ,  $31 \pm 1$  e  $25 \pm 1$  anos. Esses resultados sugeriram uma variabilidade cíclica para o clima do Platô da Etiópia e para a bacia do Lago Turkana, a qual tem sido persistente para os últimos 4 mil anos. Halfman & Johnson (1988) correlacionaram esses períodos a ciclos climáticos planetários. O de 44 anos foi relacionado ao ciclo solar conhecido como “duplo de Hale”, o de 78 anos ao ciclo solar de Gleissberg e o de 165 com outro ciclo solar denominado “King-Hele”.

Fortes (1990 e 1992), estudando as dunas barcanas da planície costeira do Maranhão, na região brasileira do Polígono das Secas, notou que, ao serem arrastadas pelos ventos alísios, as dunas deixam marcas anuais de seu contorno de barlavento e de cordões de areia de cada lado, assinalando assim as marcas de sua movimentação. A superfície de oscilação do lençol freático, coincidente com a planície costeira, é mais alta na estação das chuvas e mais baixa na das secas. Durante o período das chuvas, as dunas são fixadas pelo encharcamento e seu contorno no solo é caracterizado por uma franja de capilaridade, aeração e evaporação, concentrando e precipitando sais provenientes do solo e da dissolução de fragmentos de conchas, resultando daí uma fraca cimentação. Na estação seca, a duna torna a migrar, abandonando a franja cimentada, preservando no terreno o contorno de barlavento. Os cordões laterais passam por uma cimentação mais acentuada, pois resultam de sucessivas fixações da franja dos prolongamentos laterais a sotavento. Dessa forma, as marcas de barlavento e a largura das faixas entre elas são uma evidência do ritmo e das características das estações chuvosas e secas. A partir de duas coberturas aerofotográficas da região (de 1959 e 1974), o autor conseguiu um registro de 91 anos do passo das dunas. Comparando esse registro com o das manchas solares, Fortes (*op. cit.*) notou que as faixas mais largas entre as marcas, correspondentes a períodos secos, coincidiam com os mínimos da atividade solar. Concluiu então que as épocas de seca ou pouca pluviosidade seriam induzidas pela baixa atividade do Sol, enquanto que os máximos solares induziriam períodos de pluviosidade regular ou relativamente elevada. Essa associação entre as secas no nordeste do Brasil e as manchas solares já tinha sido postulada por O. A. Derby, em 1878 (*apud* Fortes, 1992).

Os varvitos eocênicos da Formação Green River, no Wyoming (EUA), foram analisados por Ripepe *et alii* (1991). Esses sedimentos foram depositados em lagos e *playas* entremontanas, controlados pelo balanço entre a precipitação e a evaporação. Com o uso da transformada rápida de Fourier, os autores encontraram duas periodicidades relevantes nos varvitos. A primeira, de cerca de 12 anos, foi atribuída aos ciclos de manchas solares de 11 anos. A outra, de cerca de 5 anos, foi interpretada como induzida pelos ciclos de El Niño. Segundo Ripepe *et alii* (1991), a influência desse último fenômeno na sedimentação da região poderia ter se produzido através massas de ar ocidentais ou, de forma indireta, pelas

monções provenientes do Golfo do México. Seu estudo mostrou também que as variações na espessura dos varvitos refletiam mudanças climáticas.

Anderson (1992), em outro estudo utilizando varves, testou a associação entre a atividade de ventos superficiais e a atividade solar. Para isso, comparou, a partir de séries temporais, um registro de cerca de 2 mil anos das varves holocênicas do Lago Elk, em Minnesota (EUA), com dados de  $^{14}\text{C}$  de anéis de árvores. O período escolhido pelo autor no registro das varves corresponde à uma época quando sua deposição foi muito influenciada pela atividade de ventos, que contribuíram bastante para a variação na espessura das mesmas. Anderson (*op. cit.*) encontrou valores coincidentes para as densidades de ambos os espectros temporais (coeficiente de correlação de 95%), com períodos de aproximadamente 200, 40 a 50 e 22 anos. Esse trabalho foi muito importante para a conexão entre o clima terrestre e os ciclos solares. Segundo o autor, a associação entre os ventos solares e os ventos zonais diários da Terra tem sido atribuída ao fato do fluxo de raios cósmicos afetar os processos microfísicos das nuvens e, conseqüentemente, a circulação atmosférica geral. Como os ventos solares afetam o fluxo desses raios cósmicos, épocas de maior atividade solar corresponderiam a um menor aporte de raios, levando à uma menor concentração de  $^{14}\text{C}$  e, logo, menos nebulosidade. Esses processos poderiam também ser efetivos em escalas de tempo maiores, explicando assim a correlação da atividade de paleoventos com as variações de  $^{14}\text{C}$ .

Schaaf & Thurow (1994 e 1997), a partir da digitalização de dois testemunhos amostrados na Bacia de Santa Bárbara, costa da Califórnia (EUA), pelo Ocean Drilling Program (ODP) e analisados pela transformada de Fourier, relataram a presença de ciclos de 4,2 a 6,4 anos (que relacionaram ao El Niño), 12,4 e 90 anos (interpretados como ciclos de manchas solares e de Gleissberg, respectivamente) e 18,5 anos (os quais foram associados aos ciclos nodais lunares). Os ciclos ligados à atividade solar foram referidos pelos autores como tendo exercido uma forte influência no sistema de sedimentação da bacia.



Um registro de 500 anos obtido das varves do Lago Nicolay, no Canadá, foi utilizado por Lamoureux *et alii* (1998) para investigar a relevância das mudanças no aporte sedimentar como um parâmetro relacionado às variações do clima. O clima frio e semi-árido da região limita a precipitação para uma estação curta de verão, sendo que o derretimento da neve e as chuvas infreqüentes são as fontes principais para o transporte dos sedimentos. Os autores utilizaram uma rede de oito testemunhos para reconstituir os padrões de acumulação anual. A partir de uma análise harmônica, identificaram periodicidades fortes entre 2 e 3 anos e entre 10 e 12 anos para o trecho correspondente ao início do século XIX e de cerca de 60 anos para todo esse século, o qual foi caracterizado por uma alta produção de sedimentos em comparação com a média do restante do registro dos testemunhos. Os valores entre 2 e 3 anos podem estar relacionados ao fenômeno El Niño ou a mudanças no diâmetro do Sol (Ribes, 1989, *apud* Ji *et alii*, 1993). Quanto aos outros dois períodos, o primeiro coincide bastante com o período fundamental de manchas solares e o segundo é idêntico ao encontrado por Hameed *et alii* (1983) nas flutuações de precipitação em Pequim entre os anos 1470 e 1974, citadas anteriormente.

Lundqvist (1998), a partir de uma comparação entre seu trabalho e estudos anteriores feitos por outros autores, correlacionou periodicidades semelhantes encontradas em depósitos de *eskers* da Escandinávia, os quais formam grande parte dos sedimentos glaciais derivados do degelo na região. Esses depósitos subdividem-se freqüentemente em segmentos de colinas ou cristas separadas, sendo que uma distribuição periódica dos segmentos é visível em muitos casos. A alternância entre essas estruturas altas e seus intervalos reflete a variação na taxa de sedimentação e é causada por mudanças no transporte dos sedimentos pela água de degelo, podendo significar variações climáticas (Lundqvist, *op. cit.*). A região de Estocolmo, Suécia, foi desglaciada entre cerca de 11000 a 11500 anos. Möller (1962, *apud* Lundqvist, *op. cit.*) demonstrou, através de uma cronologia de varves bem detalhada, que os altos e baixos nos depósitos de *eskers* da região de Estocolmo correspondiam a um ciclo de 11 anos, o qual interpretou como de manchas solares. Lundqvist (*op. cit.*) encontrou um ciclo semelhante (10,2 anos) para os *eskers* de uma área a 300 km de Estocolmo, a qual foi desglaciada na mesma época da primeira. A mesma periodicidade foi registrada por Bergdahl (1925, *apud* Lundqvist, *op. cit.*) em uma

área a leste dessa última, cujo recuo do gelo iniciou-se na mesma época. Os três estudos, realizados por diferentes autores e em períodos diferentes, evidenciaram a influência dos ciclos solares na indução das variações climáticas que determinaram a taxa de degelo e, portanto, de sedimentação, naquela região da Suécia.

Von Rad *et alii* (1999), utilizando uma metodologia bem semelhante à dessa dissertação, analisaram um testemunho retirado dos depósitos de varves do Mar da Arábia, na costa do Paquistão. O testemunho apresentava laminações contínuas que cobriam os últimos 5 mil anos, um registro singular da variabilidade climática das monções. O espectro de intensidade da transformada de Fourier mostrou diferentes ciclos nas varves, os quais foram interpretados pelos autores da seguinte forma: 750 anos, circulação termoalina; 250 e 125 anos, ciclicidade das monções no sul da China; 95 anos, ciclo solar de Gleissberg; 29 a 31 anos, duração e intensidade da precipitação ligada às monções. Além desses, os autores encontraram outros ciclos que não correlacionaram a nenhum tipo de indução, mas que compararam a outros já detectados em outras bacias no mundo, considerando-os de origem climática: 56, 45, 39, 26 e 14 anos. Alguns desses últimos ciclos são bem semelhantes aos encontrados por outros autores (Hameed *et alii*, 1983; Halfman & Johnson, 1988; Anderson, 1992; Ji *et alii*, 1993) e considerados de origem solar ou geomagnética.

Apesar da existência de tantas evidências, Crowley & North (1991) apontaram dúvidas com relação à grande parte das análises que correlacionaram a variabilidade climática à indução solar, pois os picos solares não ocorreram de forma consistente em todos os dados. Segundo eles, comparações feitas por alguns autores de registros feitos a partir de testemunhos de gelo e anéis de árvores com a variabilidade solar, indicam um nível de concordância não muito satisfatório (Stuiver, 1980; Stuiver *et alii*, 1991). O registro de anéis de árvores da região central dos Estados Unidos foi reinterpretado por Currie (1984, *apud* Crowley & North, *op. cit.*) como um ciclo nodal da maré lunar de 18,6 anos, ao invés de um ciclo de 22 anos. Efeitos provocados pela maré nodal lunar têm sido também reportados para as flutuações das monções asiáticas por Campbell *et alii* (1983) e, como foi visto, por Hameed *et alii* (1983) (Porém, os últimos não descartaram a hipótese de indução solar.). Além disso, um registro climático em ritmos pré-cambrianos,

primeiramente dado como indicativo de indução solar (Williams, 1985; Williams e Sonett, 1985), foi reinterpretado em termos de indução por marés (Williams, 1989).

Na realidade, a possibilidade de uma boa observação das periodicidades ligadas aos ciclos solares depende da localização paleogeográfica das amostras coletadas, ou seja, das condições climáticas da época da indução solar. O clima regional influencia de forma definitiva as condições de concentração dos isótopos de  $^{14}\text{C}$  e  $^{10}\text{Be}$  e de deposição dos sedimentos, influenciando assim na amplitude do sinal solar nas amostras. Certas áreas do globo estão sujeitas a mudanças mais fortes no clima, como as regiões das monções ou os lagos de regiões semi-áridas. Variações decenais ou centenárias causadoras, por exemplo, de secas periódicas, serão mais fortes, e portanto terão bom registro, em áreas sujeitas a climas mais áridos. Regiões úmidas ou semi-úmidas terão esse registro menos evidente. Quanto aos testemunhos de gelo, as condições de precipitação podem variar de um local para outro, variando assim a concentração dos isótopos no reservatório em questão. Adicionalmente, a resposta dos ciclos solares no clima, e portanto nos reservatórios terrestres de  $^{14}\text{C}$  e  $^{10}\text{Be}$  e nos depósitos sedimentares, deve ser considerada como quase-periódica, pois certamente ocorrem interferências entre uma frequência indutiva e outra, podendo essas interferências serem construtivas ou destrutivas. Dessa forma, o sinal de uma certa frequência pode contribuir para amplificar ou diminuir o sinal de outra, alterando assim a forma da onda e, conseqüentemente, a periodicidade observada (figura III.10). Logo, os ciclos detectados não terão, necessariamente, sempre um comprimento idêntico em tempo, podendo variar numa pequena faixa do espectro de frequências analisado. Essas considerações valem também para as reinterpretações dos ciclos de 22 anos como ciclos lunares nodais feitas por alguns autores, por exemplo o estudo de Campbell *et alii* (1983) na região das monções. Além disso, outros trabalhos, feitos na mesma região, apresentaram os ciclos solares como importantes na indução do clima (Hameed *et alii*, 1983; Ji *et alii*, 1993; von Rad *et alii*, 1999). O mais provável é que possa haver uma interferência dos dois ciclos, o solar de 22 e o lunar de 18,6, nas variações climáticas de alta frequência.

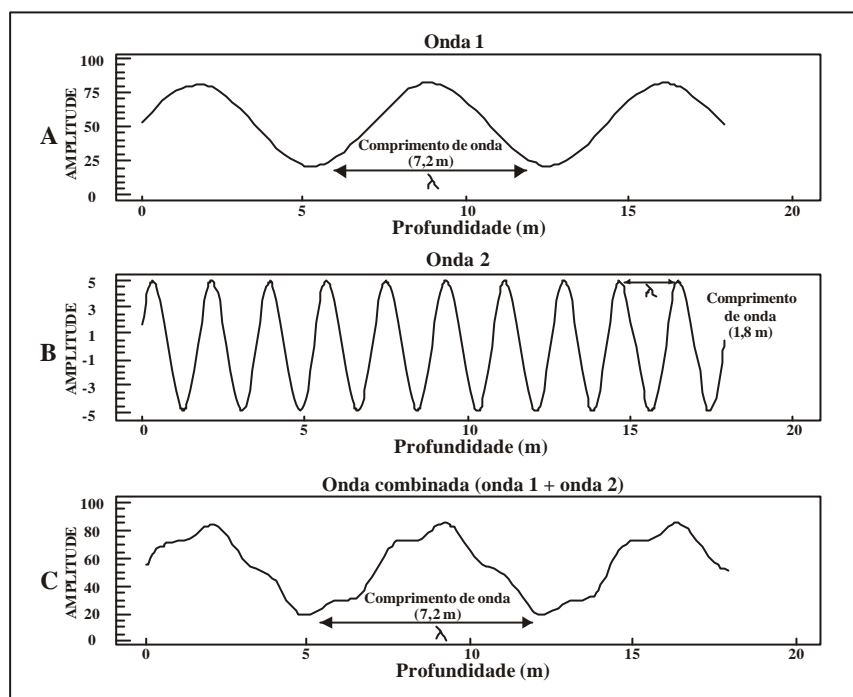


Figura III.10 – Diagrama mostrando a interferência entre duas ondas *a* e *b* para formar a onda composta *c*. A frequência mais baixa normalmente é a mais marcada, modulando a mais alta, salvo algumas exceções, como as comentadas no item III.1.1. (Modificado de Azambuja Filho, 1990).

### III.1.2.3-) CONEXÃO ENTE OS CICLOS SOLARES E O CLIMA NA TERRA

Desde muito tempo a correlação entre o clima e a atividade solar está envolta em discussões, principalmente com relação à confiabilidade dos dados estatísticos (Crowley & North, 1991). Alguns autores que mostravam dados a favor dessa ligação não encontravam coeficientes de correlação confiáveis, mesmo após anos de pesquisas. Por exemplo, Stuiver e Braziunas em 1989, após a publicação de vários trabalhos (principalmente Stuiver, um dos mais prolíficos autores nesse assunto, vide Stuiver, 1965; Stuiver, 1980; Stuiver & Quay, 1980), chegaram à conclusão de que deveria haver algum tipo de relação entre o clima e os ciclos solares para, mais tarde (Stuiver *et alii*, 1991), juntamente com outros colaboradores, colocarem essa possibilidade em dúvida, publicando posteriormente trabalhos relacionando alguns ciclos à atividade solar e outros não (Stuiver *et alii*, 1995; Stuiver *et alii*, 1997). Conforme mencionado anteriormente, o trabalho de Eddy (1976) foi um dos primeiros a apresentar dados relevantes para essa conexão e foi seguido por vários

autores, na tentativa de evidenciá-la (Sonett & Suess, 1984; Damon & Linick, 1986; Dicke, 1979; Friis-Christensen e Lassen, 1991; Bucha, 1991). Porém, um modelo físico climático, ou seja, um mecanismo de indução que envolvesse os ciclos solares, não surgiu facilmente, pois os valores de variação de temperatura ligados à constante solar (envoltória dos ciclos de 11 anos) pareciam muito pequenos para gerar mudanças climáticas substanciais (por exemplo, cerca de  $0,4^{\circ}\text{C}$ , segundo Stuiver *et alii*, *op. cit.*).

O trabalho de Bucha & Bucha Jr. (1998) foi fundamental para clarificar as relações entre o Sol e o clima terrestre. Esses autores apresentaram uma hipótese muito forte para a indução solar no clima da Terra, através de interações com a atividade geomagnética. Suas considerações foram embasadas em estudos de valores de temperatura e pressão atmosférica e ao nível do mar, de atividades geomagnéticas e de variações na circulação atmosférica e na atividade solar. Seus argumentos, apresentados a seguir, foram fortemente sustentados por dados estatísticos e basearam-se em formulações anteriores feitas por Bucha (1988) e Bucha (1991). (Para questões referentes a dados e terminologias relacionadas à circulação atmosférica, consultar o Apêndice VIII.2.)

Segundo Bucha & Bucha Jr. (1998), a atmosfera é uma gigantesca máquina de calor e transforma a energia potencial, representada pelas diferenças caloríficas, em energia cinética, ou seja, em ventos e movimentos convectivos. Através da circulação atmosférica, o calor é transportado do equador para os pólos, sendo que no hemisfério norte essa circulação é profundamente influenciada pelas duas enormes massas continentais da América do Norte e da Eurásia. Durante o inverno, principalmente, existem grandes gradientes de temperatura entre as altas e as baixas latitudes, acompanhados por fortes ventos de oeste (os oestes) na troposfera, e esses gradientes são modulados por influências continentais e de altitude (áreas montanhosas), de forma que o fluxo zonal simples dos ventos dá lugar para um outro, algo mais complicado, formado por um sistema de cristas e vales de grande amplitude e com uma circulação quase-meridional.

Os mapas de pressão média sobre o nível do mar no hemisfério norte durante os meses de inverno (figura III.11 *a, b, c e d*) mostram dois centros de alta pressão sobre a

Ásia e a América do Norte e duas células de baixa pressão, o baixo da Islândia, no Atlântico Norte, e o baixo da Aleutas, no Pacífico Norte (Bucha & Bucha Jr., *op. cit.*). Os vales e cristas, que acompanham esses centros de baixa e alta pressão na atmosfera, deveriam normalmente persistir em posições preferenciais ao longo da estação, porque as elevações continentais e os oceanos não mudam (para essa escala de tempo). Durante um período de 1 a 3 semanas, ou mesmo durante todo o inverno, ondas planetárias proeminentes estão sobre o hemisfério norte, ocorrendo largas incursões de ar frio em direção ao equador ao longo dos vales sobre o leste do Pacífico, o leste da América do Norte e o leste do Atlântico (figura III.11 *a* e *c*). Por outro lado, ar quente se move e penetra para norte sobre o noroeste do Canadá e a Groenlândia. O baixo da Islândia é fraco e está deslocado em direção ao oeste. Então ocorre uma mudança na distribuição dos centros de pressão, novamente durando de várias semanas até toda a estação do inverno (figura III.11 *b* e *d*). As ondas planetárias tornam-se fracas, contraindo o cinturão de oeste em direção ao pólo, seus comprimentos de onda tornam-se maiores e, devido à sua pequena amplitude, ocorre pouca troca de ar entre o norte e o sul. Os oeste ao longo do Atlântico Norte se fortalecem e em toda a margem sul desse oceano prevalecem pressões acima do normal. O alto dos Açores se estende para leste em direção ao sul da Europa, o baixo da Islândia se intensifica, atua como um vórtice polar e fortalece o fluxo zonal, enquanto aumenta a pressão no baixo das Aleutas (Bucha & Bucha Jr., 1998).

Essas mudanças nos centros de pressão e na atividade das ondas planetárias têm uma razão: as variações na atividade geomagnética (Bucha, 1991; Bucha & Bucha Jr., 1998), a qual é indicada pela velocidade dos ventos solares e corresponde aproximadamente à atividade solar, ou seja, ao número de manchas solares (Bucha, 1988 e 1991; Bucha & Bucha Jr., *op. cit.*).

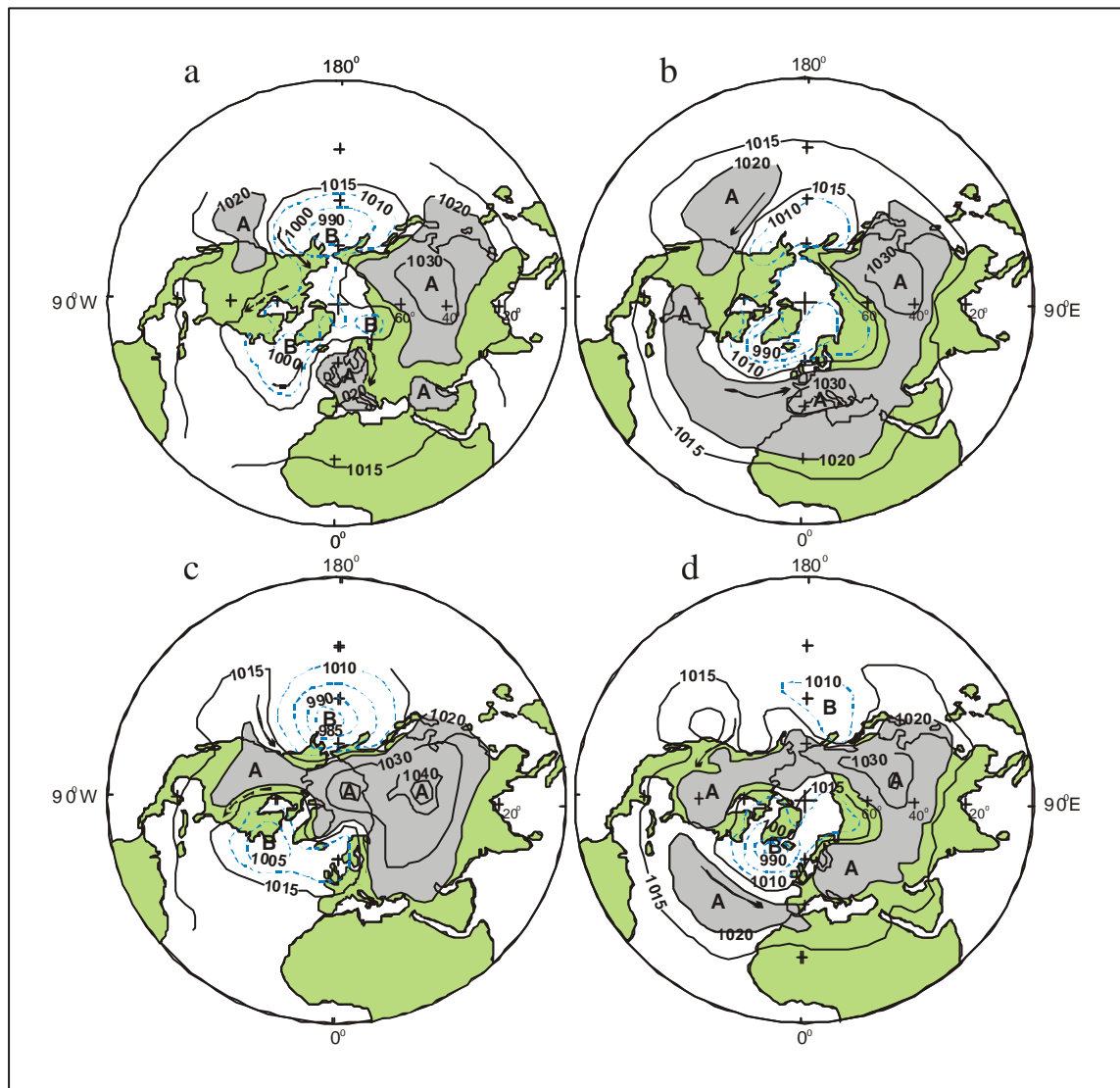


Figura III.11 – Mapas de pressão ao nível do mar. À esquerda, em tempos de baixa atividade geomagnética: (a) Janeiro de 1987 e (c) Janeiro de 1977, quando o baixo das Aleutas estava intenso e o da Islândia raso e deslocado para oeste. À direita, em tempos de alta atividade geomagnética: (b) Janeiro de 1989 e (d) Fevereiro de 1982, quando o baixo da Islândia estava intenso, o das Aleutas baixo e o cinturão de pressões acima do normal ao nível do mar entre a Flórida, o Oceano Atlântico, a Europa, a Ásia e a América do Norte formava um anel em volta da área polar e do baixo da Islândia, que estava profundo. A = áreas com altas pressões; B = áreas com baixas pressões. Os baixos da Islândia e das Aleutas estão em linhas azuis tracejadas. Áreas indicando pressão atmosférica acima de 1020 hPa (hectopascals) estão sombreadas. (Modificado de Bucha & Bucha Jr., 1998).

Comparando-se a distribuição das pressões ao nível do mar em épocas de baixa atividade geomagnética (figura III.11 *a* e *c*) com a distribuição em épocas de alta atividade (figura III.11 *b* e *d*), vê-se que as maiores diferenças nesses valores de pressão ocorreram no norte do Atlântico, na Europa, em partes centrais do Atlântico e no norte do Pacífico. Isso mostra que essas regiões são de importância crucial para a elucidação das causas que levam à variabilidade natural do clima (Bucha & Bucha Jr., *op. cit.*). Os autores encontraram altos índices de coeficientes de correlação entre a atividade geomagnética e as variações de pressão e temperatura ao nível do mar.

Segundo Bucha & Bucha Jr. (*op. cit.*), quando a atividade geomagnética está baixa, uma crista de alta pressão pode ser observada acima da porção oeste da América do Norte, representando o grande impacto das Montanhas Rochosas na circulação geral. Uma segunda crista, provavelmente devida ao efeito orográfico da Groenlândia, pode ser observada na região entre a Islândia e as Ilhas Britânicas. Essas duas formações bloqueadoras defletem o fluxo proveniente dos oeste de ar quente e úmido do Pacífico e do Atlântico para o norte, enquanto o fluxo anticiclônico do ar frio polar ao longo da margem leste dos altos de pressão penetra para o sul, ambos sobre a porção leste da América do Norte em direção da Flórida e sobre o leste do Atlântico e da Escandinávia para a Europa (figura III.11 *a*). As ondas planetárias, portanto, mostram grandes amplitudes devido à indução topográfica. O vórtice polar está freqüentemente separado em vários ciclones (figura III.11 *c*). Tal distribuição de pressões é normalmente seguida de temperaturas de inverno abaixo do normal em escala global. Por outro lado, em épocas de alta atividade geomagnética (figura III.11 *b* e *d*), o baixo da Islândia se intensifica de forma significativa e as amplitudes das ondas planetárias tornam-se muito pequenas, provavelmente devido ao efeito de um forte fluxo zonal. As temperaturas na Europa e na porção leste da América do Norte ficam acima do normal. O ar quente do Pacífico e do Atlântico, que originalmente fluía para o nordeste, devido à indução topográfica das Montanhas Rochosas (crista da costa oeste americana) e da Groenlândia (alto de Açores), é defletido por uma corrente de jato fortíssima, que atua ao longo de sua trilha norte diretamente para o leste. Isso leva à zonalização da circulação atmosférica global. As temperaturas nas latitudes médias ficam acima do normal e, nas regiões polares, abaixo do



normal. O ar frio persiste nas grandes altitudes das regiões polares e penetra muito vagarosamente em latitudes inferiores. Dessa forma, Bucha & Bucha Jr. (*op. cit.*) deduziram que o efeito de intensificação da corrente de jato na época da alta atividade geomagnética é maior que o efeito topográfico das duas cadeias de montanhas mencionadas anteriormente e pode mudar de forma significativa as amplitudes das ondas planetárias e a distribuição das pressões.

Um argumento clássico (por exemplo, em Stuiver *et alii*, 1995) contra a indução solar nas mudanças climáticas afirma que existe um grande desequilíbrio entre a energia relativamente modesta incorporada nas variações do vento solar e a vasta energia residente na atmosfera global. Bucha & Bucha Jr. (*op. cit.*) responderam essa questão encontrando uma ligação física causal entre os processos que atuam na magnetosfera, onde o poder dos mesmos pode ser direcionado e acoplado efetivamente, fazendo com que o sistema estacionário de ondas planetárias de grandes amplitudes se enfraqueça, gerando fortes oestes. Essa ligação física é dada pela seguinte forma: durante condições calmas de atividade magnética, os ventos típicos da termosfera inferior (ver Apêndice VIII.2), na zona de aurora, possuem velocidades de cerca de 100 m/s (Crowley *et alii*, 1989, *apud* Bucha & Bucha Jr., 1998; Roble *et alii*, 1987, *apud* Bucha & Bucha, 1998). O aumento da indução nessa zona, ou seja, a intensificação dos ventos solares, seguindo o início de uma tempestade geomagnética, gera um incremento na velocidade dos ventos na termosfera, que podem chegar a até 200 m/s. Na zona de aurora, correspondente às altas latitudes, são então gerados ventos verticais direcionados para a Terra de quase 20 m/s. Devido ao aumento do aquecimento e à geração de distúrbios de propagação, o padrão dos ventos torna-se complexo e uma porção da região dos ventos verticais virtualmente envolve o globo. Dessa forma, esses ventos verticais gerados na termosfera nos períodos de alta atividade geomagnética penetram através da estratosfera até a troposfera e aceleram a subsidência do ar, especialmente ao longo da margem norte do alto da Sibéria e da crista de alta pressão da costa oeste americana. Esse processo é acompanhado por um aumento da pressão e da temperatura atmosférica praticamente em todas as altitudes afetadas da troposfera. Em algumas regiões, as pressões podem subir até 24 hPa. Esse aumento na pressão, acompanhado por até 8 °C na temperatura, pode ser interpretado como uma consequência

da aceleração do ar descendente devido aos ventos verticais, fortalecendo os ventos oestes (Bucha & Bucha Jr., 1998). Os aumentos substanciais da velocidade dos ventos possibilitam à corrente de jato dos oestes sobrepor os obstáculos topográficos, ou seja, as Rochosas e o Alasca. A porção norte da corrente de jato se torna então menos sinuosa, continuando do Alasca através do Canadá e diretamente para a Groenlândia e a Europa. O centro de baixa pressão sobre o Atlântico Norte (baixo da Islândia) gradualmente se intensifica, desde a tropopausa até o nível do mar, e representa um vórtice polar. Por outro lado, o baixo das Aleutas fica mais fraco e praticamente inexistente. O ar quente do Pacífico e do Atlântico se diverte para o leste e fortalece os oestes também nos níveis mais baixos da troposfera, influenciando de forma mais significativa as zonas do Alasca, do Canadá, do Atlântico Norte, da Europa e do norte da Ásia. Após a diminuição da atividade geomagnética, a corrente de jato se enfraquece e a influência das Rochosas e da Groenlândia leva à restauração do sistema planetário estacionário, com uma zona de alta pressão cobrindo o Atlântico Norte, a área polar e o leste do Pacífico. Portanto, a variabilidade da atividade solar pode levar a um aumento da temperatura global, principalmente, e de forma muito mais importante, se esse aumento ocorrer durante o inverno (Bucha & Bucha Jr., *op. cit.*).

Estudos realizados por outros autores têm contribuído para o fortalecimento da teoria de acoplamento da atmosfera formulada por Bucha & Bucha Jr. (1998). Handorf *et alii* (1999) construíram um modelo climático que determinou modos temporais característicos da variabilidade atmosférica em escalas de tempo de uma década ou mais. O modelo simulou as feições de larga escala da circulação atmosférica e indicou que a variabilidade climática na escala de décadas aumenta como um resultado do acoplamento da atmosfera com o oceano, tendo o oceano um papel passivo. Na atmosfera estaria a principal origem da variabilidade. Handorf *et alii* (*op. cit.*) encontraram valores com periodicidade de cerca de 9 e 30 anos que apresentavam alta similaridade desde o oceano, passando pela troposfera, até a estratosfera superior. Isso levou-os a concluir que contribuições significativas para a variabilidade climática nessa escala podem estar relacionadas a processos dinâmicos conectados com o acoplamento vertical das camadas da troposfera e da estratosfera. Outro modelo, (Perlwitz & Graf, 1995, *apud* Handorf *et alii*,

*op. cit.*), baseado em dois modos climáticos, mostrou as conexões entre o fortalecimento do vórtice polar da estratosfera e a circulação da troposfera no Atlântico Norte, onde um vórtice anormalmente forte estaria acoplado com o fortalecimento dos ventos de oeste da troposfera, ocasionando anomalias positivas de temperatura no norte da Eurásia. Esses resultados corroboram de forma impressionante o modelo de indução climática pelos ventos solares criado por Bucha & Bucha Jr. (1998).

Em outro estudo, Balachandran *et alii* (1999), mostraram que a variabilidade solar afeta a estratosfera inferior e a troposfera através de mudanças na dissipação das ondas planetárias no meio da atmosfera. Essas mudanças alteram a circulação meridional, tornando a mesma zonal, o que também está de acordo com a hipótese de Bucha & Bucha Jr. (*op. cit.*).

É possível que essas transformações na circulação atmosférica tenham acontecido também durante o Eopermiano, pois a estrutura da atmosfera não deveria ser muito diferente da atual e os efeitos dos ciclos solares na sedimentação têm sido observados em rochas de idades bem antigas, como foi citado anteriormente. Além disso, a presença de uma grande massa continental, representada pelo Pangea, faria com que o aquecimento ou resfriamento provocados pelas mudanças drásticas no padrão dos ventos ocorressem em praticamente todo o continente.

Bucha & Bucha Jr. (*op. cit.*) estenderam sua teoria sobre as variações climáticas para escalas de tempo maiores. Esses autores apresentaram um gráfico composto por várias curvas representando as mudanças climáticas cíclicas ao longo do tempo, desde as decenais até as milenares, na tentativa de explicar, principalmente, as causas do aumento da temperatura global no século XX (antropogênicas ou não) e, em segundo lugar, outras mudanças na temperatura global. Segundo eles, o aumento na temperatura no século XX foi influenciado pela ocorrência simultânea de máximos de diversos ciclos solares, especialmente os de 70, 200 e 800 anos, conectados muito provavelmente com a indução geomagnética. Verificaram depois a variação da temperatura em tempos mais remotos. A figura III.12 mostra o gráfico citado: as curvas *a* até *d* se estendem desde o ano 2000 (ou

seja, época atual) até o ano 1800 d.C.; as curvas *e* até *i*, desde o ano 2000 até o ano 1000 d.C.; e as curvas *j* e *k*, desde o ano 2000 até 12000 a.C. A explicação das curvas está na legenda da figura.

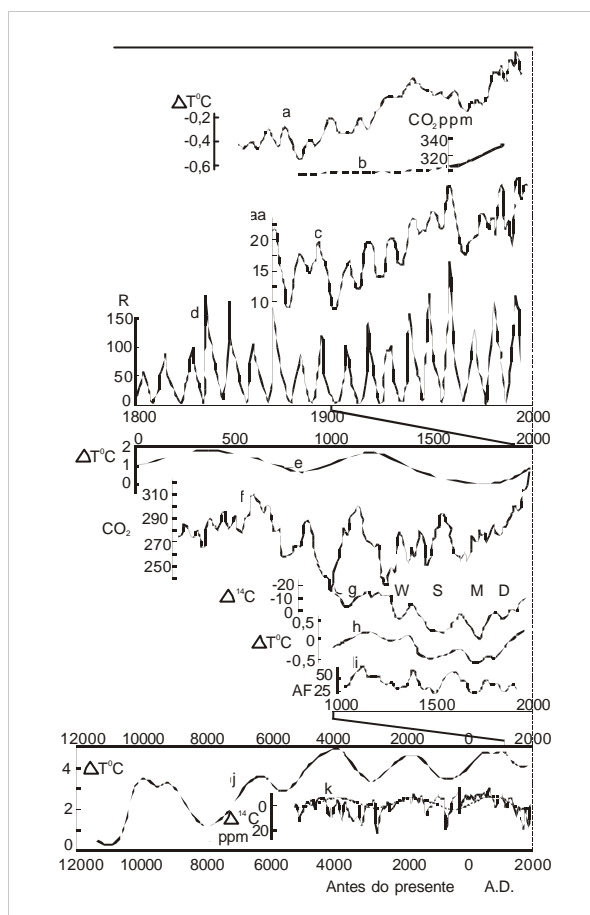


Figura III.12 – Gráfico composto por várias curvas compiladas por Bucha & Bucha Jr. (1998), mostrando as mudanças climáticas cíclicas ao longo do tempo, de decenais a milenares, desde 12 mil anos antes do presente até o ano 2000. Mudanças em: (a) temperaturas globais na superfície do ar; (b) concentração de CO<sub>2</sub>; (c) atividade geomagnética; (d) atividade solar; (e) temperatura de acordo com dados históricos; (f) concentração de CO<sub>2</sub> em anéis de árvores; (g) dados de Δ<sup>14</sup>C mostrando quatro mínimos de temperatura; (h) temperatura durante os últimos mil anos; (i) frequência de auroras; (j) temperatura para os últimos 12 mil anos, a partir de dados de palinologia e geleiras alpinas; (k) resíduos de Δ<sup>14</sup>C baseados em datações de radiocarbono de anéis de árvores. (Modificado de Bucha & Bucha Jr., 1998).

A partir dessas curvas, Bucha & Bucha Jr. (1998) notaram a ocorrência marcante de quatro ciclos de baixa frequência: 70, 200, 800 e 2400 anos. Os ciclos de alta frequência de 11 e 22 anos, bem claros nas curvas *a*, *c* e *d*, ligados ao número de manchas solares, não

foram avaliados, pois os autores enfocaram apenas a baixa frequência nesse estudo final. Fizeram então uma interessante análise, separando os ciclos de periodicidades diferentes e somando-os posteriormente, construindo uma curva composta tanto para os últimos 1600 anos como para os próximos 800 anos (figura III.13). A curva composta mostrou uma boa correlação com as curvas *f* e *g* da figura III.12. Dessa forma, Bucha & Bucha Jr. (*op. cit.*) mostraram que a tendência da temperatura global a partir do ano 2000 é decrescente, chegando próximo ao ano 2300 semelhante à da Pequena Era do Gelo. Se essa previsão se confirmar, o efeito antropogênico na temperatura global é muito pequeno.

Esse tipo de trabalho de reconstituição e previsão poderia ser feito também em seqüências de rochas sedimentares. Seria um dado a mais para a correlação cicloestratigráfica de seqüências geograficamente distantes. Reconstituições paleoclimáticas, baseadas em dados geoquímicos, de fósseis e de rochas, podem inferir, de forma qualitativa, as condições de precipitação e temperatura. A construção de curvas de variabilidade climática de diferentes periodicidades, baseadas nessas inferências, serviria como um reforço aos dados de correlação estratigráfica.

Um resumo das periodicidades ligadas aos ciclos solares e que foram citadas nesse capítulo está apresentado na tabela III.4. Algumas têm ligação direta com ciclos de nomes conhecidos na literatura, outras são claras representações de harmônicos desses ciclos. De qualquer forma, todas estão conectadas a variações importantes no clima da Terra, numa frequência normalmente não observada pelos trabalhos de geologia. Realmente, estuda-se com certa regularidade a sedimentação cíclica na escala das marés e dos depósitos anuais, ou varves, passando-se em seguida para a escala dos ciclos orbitais. Existe aí uma faixa de tempo de recorrência de fenômenos cíclicos na sedimentação que é negligenciada ou desconhecida. Um maior aprofundamento na pesquisa desses fenômenos e sua caracterização como sendo induzidos pelas variações solares pode levar a um melhor entendimento da interação do clima com a sedimentação nessa frequência e à integração das diversas ordens de ocorrência das seqüências cíclicas e rítmicas com seus mecanismos indutores.

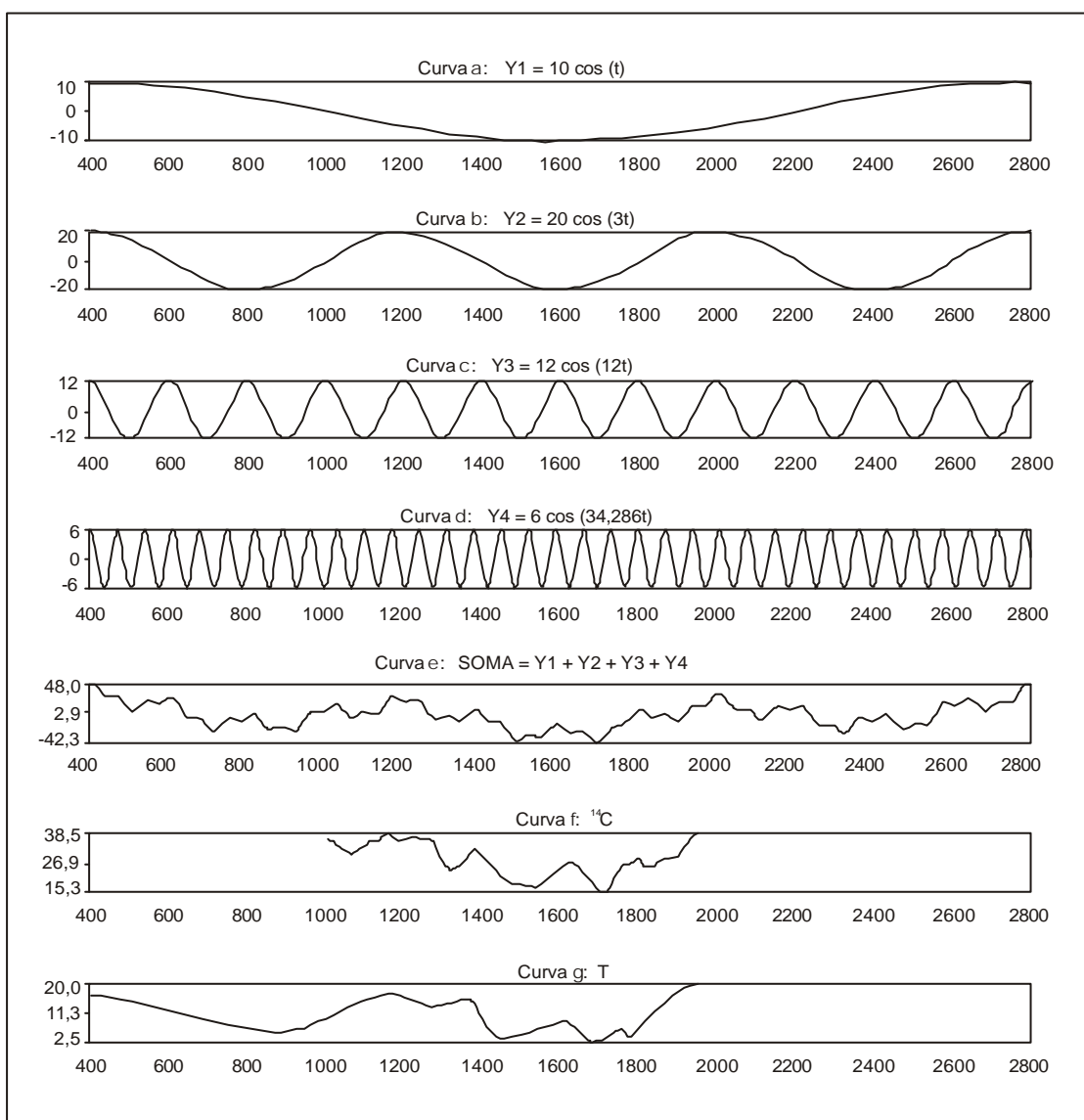


Figura III.13 - Funções periódicas simulando os ciclos principais que ocorreram nas mudanças de temperatura e  $\Delta^{14}\text{C}$ . As curvas cobrem os últimos 1600 e os próximos 800 anos e correspondem a períodos de: (a) 2400 anos; (b) 800 anos; (c) 200 anos; (d) 70 anos. A curva (e) é a curva composta das anteriores. A curva (f) é o resultado de  $^{14}\Delta$  e a (g) as mudanças de temperatura durante os últimos 1500 anos. (Modificado de Bucha & Bucha Jr., 1998).

	<b>PERÍODOS (anos)</b>	<b>CICLO</b>	<b>RITMOS (anos)</b>	<b>EVIDÊNCIAS</b>
<b>PEQUENAS ERAS DO GELO</b>	8 a 17 (média de 11)	Schwabe	8, 10, 11, 12,14, 15	<sup>14</sup> C, test. gelo (Groenl. e Antárt.), varves, varvitos (Eoc.), mov. dunas (NE do Brasil), eskers (Escand.), secas (China e África), temperaturas (Sibéria)
	20 a 23	Hale (magnético)	20, 21,22, 25, 26	<sup>14</sup> C, varves, varvitos (Devon.), secas (EUA), secas (China e África), test. gelo (Groenl.), taxa de evap/ppt (lagos holoc.), pres. Atmos., temper.(Sibéria), mov. dunas (NE do Brasil)
			30, 31, 39	<sup>14</sup> C, temper.(Sibéria), evap/ppt (lagos holoc.), varves
	Cerca de 44	Duplo de Hale e variações no campo geomagnético	40, 44, 45, 50	<sup>14</sup> C, varves, secas (China), temper.(Antar.), test. gelo (Groenl.), evap/ppt (lagos holoc.)
			56, 60, 61	<sup>14</sup> C, test. gelo (Groenl.), varves, secas (China e África)
	80 a 90	Gleissberg	68, 70, 78, 80, 85, 87, 88, 90, 95, 100	<sup>14</sup> C, varvitos (Jur.), varvitos (Devon.), varves, test. gelo (Groenlândia), avanços glaciais. secas (China e África), temper.(Antar.), taxa de evap/ppt (lagos holocênicos)
			114, 120, 125, 127, 140, 150	<sup>14</sup> C, varves, test. gelo (Groenlândia), avanços glaciais
	179 e 180 a 208	King Hele e Seuss	160, 165, 181, 187, 200, 210, 220, 250	<sup>14</sup> C, varves, varvitos (Jur.), avanços glaciais, test. gelo (Groenl.), evap/ppt (lagos holoc.), temperatura, secas (China e África)
			270, 300	Taxa de evap/ppt (lagos holocênicos)
			400, 420	<sup>14</sup> C, avanços glaciais, testemunhos de gelo (Groenlândia)
			500, 520	<sup>14</sup> C, paleotemperaturas, test. gelo (Groenl.)
			640	Paleotemperaturas
			750, 800, 830, 850	<sup>14</sup> C, varves, test. gelo (Groenlândia), paleotemperaturas, temperaturas
			1050, 1100	<sup>14</sup> C, paleotemperaturas, test. gelo (Groenl.)
		2400 2500 3000	<sup>14</sup> C, paleotemperaturas, test. gelo (Groenl.), avanços glaciais, temperaturas	

Tabela III.4 – Períodos fundamentais relativos aos ciclos solares, suas respectivas denominações e os ritmos relacionados aos mesmos encontrados em diversas evidências terrestres. A coluna da esquerda mostra a faixa de períodos de recorrência das pequenas eras do gelo (Eddy, 1976). Os nomes e os períodos fundamentais dos ciclos foram baseados em Glenn & Kelts (1991) e Hoyt & Schatten (1997).

Observando os dados da tabela III.4, pode-se confirmar que os ciclos observados nos registros terrestres, induzidos pela variação solar, devem ser considerados como quase-periódicos. Como existem várias periodicidades ligadas aos ciclos solares, desde 11 até cerca de 3000 anos, cada uma com amplitudes características, a interferência de cada um desses ciclos no outro provoca diferentes efeitos combinados no clima e na sedimentação. Além disso, os períodos definidos de 11 anos e os de menor frequência são na realidade valores médios, o que contribui para a quase-periodicidade. Esse problema se repete também para os ciclos de Milankovitch, como será visto no item seguinte.

Outro dado que pode ser tirado da mesma tabela é que a variabilidade dos valores encontrados nos dados terrestres para os fenômenos ligados aos ciclos solares é muito grande. Isto deve à quase-periodicidade citada no parágrafo anterior e aos problemas intrínsecos aos métodos de medida e pesquisa de cada estudo em particular.

### **III.1.3-) CICLOS DE MILANKOVITCH**

#### **III.1.3.1-) DESENVOLVIMENTO DA TEORIA ORBITAL**

Segundo Einsele *et al.*(1991), os mais claros exemplos de periodicidades afetando padrões deposicionais são os ciclos orbitais terrestres, também conhecidos como Ciclos de Milankovitch. Incontáveis trabalhos, principalmente nas últimas décadas, têm sido publicados sobre esse assunto, evidenciando as conexões entre os ciclos orbitais e as mudanças climáticas em escalas de tempo de dezenas de milhares a centenas de milhares de anos.

Mas a evolução de uma teoria que ligasse os ciclos orbitais às mudanças climáticas de longa duração se estendeu por aproximadamente mais um século. Imbrie & Imbrie (1979) relataram que a história do que viria a se tornar a teoria astronômica começou em 1842, quando Adhémar propôs que as razões principais da existência das eras glaciais deveriam estar na forma que a Terra se move em torno do Sol (figuras III.14 – ciclos



orbitais ou de Milankovitch, III.15 – datas do equinócio e do solstício e III.16 – precessão dos equinócios), mais especificamente, devido ao movimento de precessão. Porém, considerou que a forma da órbita terrestre permanecia inalterada, centrando seus argumentos no comprimento das estações do ano. Essa teoria foi rapidamente desmontada, pois a quantidade média de calor recebida anualmente por ambos hemisférios é praticamente a mesma, não podendo ser a resposta para mudanças tão extraordinárias no clima.

James Croll, em 1864, foi o primeiro a postular que as mudanças no grau de elongação da órbita da Terra, ou seja, na excentricidade, seriam a causa real das eras glaciais (Imbrie & Imbrie, *op. cit.*). Construiu uma curva dessas variações para os últimos três milhões de anos e descobriu que a excentricidade da órbita muda em intervalos cíclicos de duração de dezenas de milhares de anos, entre órbitas mais circulares e mais elípticas. Concluiu ainda que a interação dos ciclos de excentricidade com as variações devidas à precessão seriam a causa das mudanças climáticas que resultariam em glaciações. Croll imaginou que o inverno seria a estação ideal para que a indução astronômica provocasse uma alteração efetiva na radiação solar. Quanto menor a quantidade de radiação durante essa estação, maior a área coberta por neve e maior seria a amplificação da perda de energia calorífica. Croll foi o primeiro cientista a desenvolver essa idéia de *feedback* positivo (Imbrie & Imbrie, *op. cit.*). Portanto, quando a órbita estivesse mais próxima de um círculo, a precessão não seria efetiva, pois ambos os hemisférios estariam recebendo quantidades de energia semelhantes durante as estações do ano, ao contrário de épocas quando a excentricidade fosse maior (figura III.14). Croll formulou sua teoria sobre as eras glaciais como ocorrendo em períodos alternados de dez mil anos em hemisférios diferentes, devido aos movimentos de precessão, denominando de Épocas Glaciais os intervalos maiores de tempo, ligados às variações na excentricidade, onde estariam contidas as eras glaciais. Os intervalos onde a excentricidade fosse baixa foram denominados Épocas Interglaciais, sendo que a última Época Glacial teria terminado a 80 mil anos (Imbrie & Imbrie, 1979).

A teoria glacial proposta por Croll foi seguida no século passado de argumentações a favor e contrárias, principalmente depois que alguns dados mostraram que a última

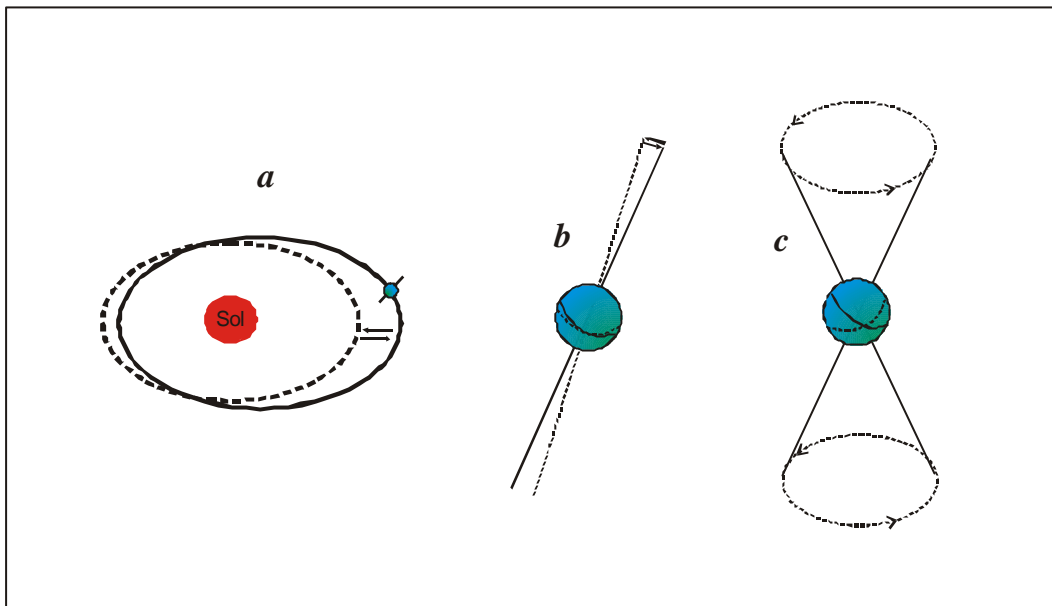


Figura III.14 - Ciclos orbitais, ou de Milankovitch: (a) excentricidade; (b) obliquidade; (c) precessão. (Modificado de De Boer & Smith, 1994a).

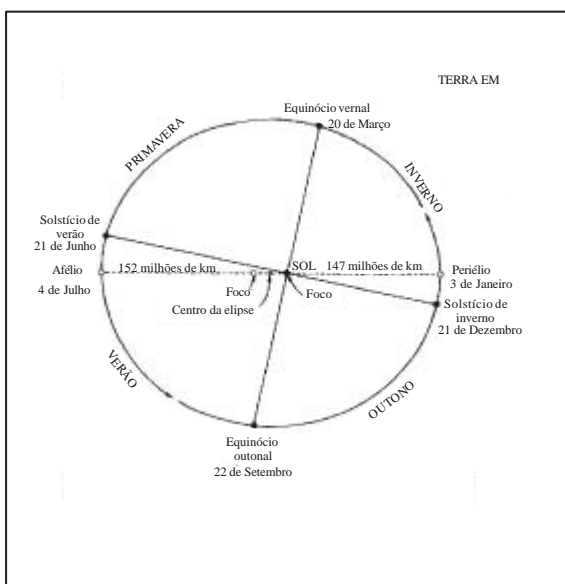


Figura III.15 - Datas do equinócio e do solstício. No equinócio, o eixo da Terra está em ângulo reto em relação à eclíptica, o plano de deslocamento relativo do Sol em torno do planeta, e o dia e a noite têm igual duração ao longo do globo. No solstício de verão, o pólo norte está inclinado em direção ao Sol e o hemisfério norte tem o dia mais longo do ano. No solstício de inverno, o pólo norte está inclinado de maneira oposta ao Sol e o hemisfério norte tem o dia mais curto do ano. (Modificado de Imbrie & Imbrie, 1979).

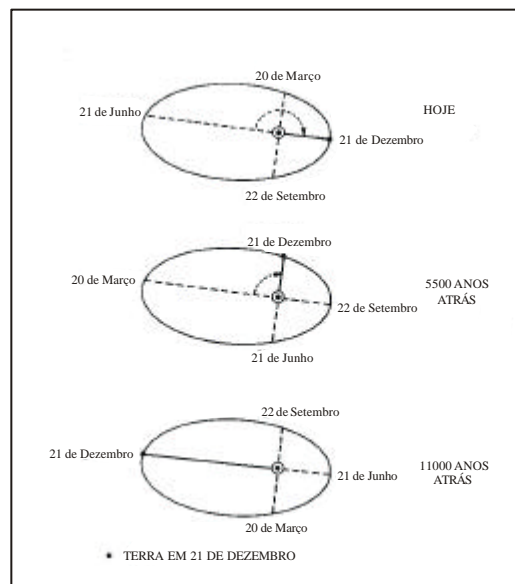


Figura III.16 - Precessão dos equinócios. Devido à precessão do eixo e a outros movimentos astronômicos, as posições do equinócio e do solstício se deslocam lentamente ao longo da órbita elíptica da Terra e completam um ciclo inteiro a cada 22 mil anos aproximadamente. Há 11 mil anos, o solstício de inverno ocorreu próximo ao lado oposto da órbita em relação à sua ocorrência atual. Como resultado, a distância entre a Terra e o Sol, medida em 21 de dezembro, muda. (Modificado de Imbrie & Imbrie, 1979).

glaciação teria acabado por volta de dez a quinze mil anos e não oitenta mil (Imbrie & Imbrie, *op. cit.*).

A busca pelas evidências que ligassem as glaciações aos ciclos orbitais começou a terminar quando Milutin Milankovich publicou seus primeiros trabalhos nesse assunto, entre 1912 e 1914 (Imbrie & Imbrie, *op. cit.*), demonstrando matematicamente que as variações na precessão e na excentricidade eram grandes o bastante para causar a expansão e a contração dos mantos de gelo. Além disso, mostrou que os efeitos climáticos das variações no ângulo de inclinação do eixo da Terra, a obliquidade, eram também muito importantes (figura III.14). Mas uma grande contribuição para a teoria de Milankovitch seria dada anos depois, pelo famoso climatologista Köppen, durante conversas que ambos tiveram sobre as glaciações. Köppen argumentou que a diminuição da energia calorífica durante o meio ano de verão é que seria decisiva para a ocorrência de uma glaciação. No verão as geleiras se contraem. Logo, qualquer diminuição na intensidade da energia solar no verão inibiria a fusão, provocando a expansão glacial (Imbrie & Imbrie, *op. cit.*).

Milankovitch então calculou as curvas de variação da insolação (recebimento de energia solar na superfície da Terra por unidade de área) para as latitudes  $55^{\circ}$ ,  $60^{\circ}$  e  $65^{\circ}$  norte, mais sensíveis a essas mudanças, para os últimos seiscentos e cinquenta mil anos, as quais se mostraram em concordância com a história das geleiras alpinas, publicando os resultados em 1924 (Imbrie & Imbrie, *op. cit.*). Posteriormente, calculou essas mesmas curvas para latitudes entre  $5^{\circ}$  e  $75^{\circ}$  norte, finalizando o trabalho em 1930.

De acordo com as descobertas matemáticas de Milankovitch, a intensidade dos efeitos da insolação variam com a latitude. A influência do ciclo de obliquidade, a inclinação do eixo da Terra, que oscila aproximadamente a cada 41 mil anos, é maior nas regiões polares, tornando-se mais fraca em direção ao equador. Por outro lado, a influência do ciclo de precessão, cujo período é de cerca de 22 mil anos, provocando a variação da distância entre a Terra e o Sol, é menor nos pólos e maior no equador. Como a quantidade de radiação recebida em uma dada latitude e estação é determinada pelo ângulo de

inclinação e pela distância entre a Terra e o Sol, a forma da curva de radiação varia sistematicamente do pólo ao equador (Imbrie & Imbrie, 1979).

Milankovitch também fez cálculos que apresentavam a resposta quantitativa dos mantos de gelo às mudanças na radiação solar. Publicou seus resultados em 1938, mostrando as variações em latitude das margens dos mantos de gelo para os últimos seiscentos e cinquenta mil anos (Imbrie & Imbrie, *op. cit.*). Porém, seus cálculos não mostraram a excentricidade como um fator indutivo importante nas glaciações.

A teoria de Milankovitch foi alvo de disputas durante décadas. Porém, em 1976, Hays *et alii* demonstraram que as frequências astronômicas estavam presentes de forma significativa nos dados paleoclimáticos. Assumiram primeiramente em seu estudo que o sistema climático tinha uma resposta linear à indução orbital. A partir de dois testemunhos do fundo do mar, que continham um registro contínuo de 450 mil anos, analisaram três parâmetros sensíveis às mudanças climáticas e os transformaram em séries temporais geológicas. Os parâmetros eram a composição isotópica de oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ) em foraminíferos plantônicos, uma estimativa das temperaturas de verão na superfície do mar, baseada em radiolários, e a abundância relativa de outras espécies de radiolários. As técnicas numéricas de análise espectral utilizadas pelos autores foram desenvolvidas para procurar evidências nas frequências de variação da obliquidade e da precessão. Hays *et alii* (*op. cit.*) encontraram nos espectros de intensidade ciclos quase-periódicos correspondentes aos orbitais. Contudo, apesar da presença dos períodos de 42 mil e de 19 e 23 mil anos, representando a obliquidade e a precessão respectivamente, os ciclos dominantes em todos os espectros analisados variavam entre 94 e 122 mil anos, o período da excentricidade. Esse ciclo não havia sido levado em consideração quando do desenvolvimento da análise espectral, mas tinha aparecido naturalmente, como uma forte evidência de sua importância na indução das glaciações, uma idéia que já vinha sendo fermentada na época. Concluíram que a indução devida à excentricidade não poderia resultar em uma resposta linear do sistema climático. Seus efeitos seriam provocados pela modulação que esse ciclo provocaria no de precessão, que possui uma amplitude proporcional. Uma resposta a essa modulação seria a observada nos mantos de gelo. A indução provocada pela precessão

implicaria num tempo de crescimento das geleiras maior que o de recuo. O tempo de crescimento seria proporcional ao ciclo de 100 mil anos, com uma recessão rápida de alguns milhares de anos.

Apesar de ainda existirem argumentos a favor de uma casualidade entre os períodos orbitais e suas respostas climáticas (Karner & Muller, 2000), após décadas de discussões, a indução orbital no clima é hoje em dia aceita pela maior parte dos geocientistas. André Berger tem sido um dos autores que mais publicam trabalhos sobre as bases matemáticas desse assunto. Segundo esse autor (1980), a teoria de Milankovitch indica que as glaciações ocorrem quando (figuras III.15 e III.16):

a-) o verão começa no afélio, ou seja, quando a distância entre a Terra e o Sol é maior;

b-) a excentricidade é máxima, ou seja, a distância entre a Terra e o Sol no afélio é a maior possível. Isso afeta não só a intensidade relativa e a duração das estações nos diferentes hemisférios, mas também a diferença entre a insolação máxima e mínima recebida durante um ano;

c-) a obliquidade é baixa, significando que a diferença entre verão e inverno é fraca e o contraste latitudinal é maior.

Em suma, as glaciações são iniciadas quando os verões são frios, como argumentou Köppen, pois a diminuição na insolação inibe a fusão das geleiras, que, dessa forma, se expandem, gerando grandes mantos de gelo continentais. O acréscimo da área glaciada intensifica também o albedo e a perda de energia calorífica, aumentando ainda mais o volume e a área das geleiras. Sendo assim, as diferenças na insolação e a ocorrência de períodos glaciais acontecem em função dos ciclos orbitais. Se a energia proveniente do Sol é assumida como constante, a quantidade de radiação solar que atinge o topo da atmosfera terrestre em uma dada latitude e estação depende apenas das mudanças da posição do eixo da Terra em relação ao seu movimento em torno do Sol, as quais são produto dos efeitos

gravitacionais do sistema formado pela Terra, pelo Sol e pela Lua e das influências dos outros planetas do sistema solar (Imbrie & Imbrie, 1980; Berger, 1980 e 1988; De Boer & Smith, 1994a). Porém, os padrões geográficos e sazonais de irradiação dependem principalmente apenas da obliquidade e da precessão (Imbrie & Imbrie, 1980).

As mudanças na posição do eixo da Terra citadas no parágrafo anterior, de acordo com cálculos matemáticos e análises sedimentares, tiveram seus períodos correspondentes resumidos por Imbrie & Imbrie (1980) e De Boer & Smith (*op. cit.*) da seguinte forma (figuras III.14, III.15 e III.16):

- ➔ *Precessão*: possui um período absoluto da ordem de 22 mil anos, com períodos principais médios de cerca de 19 e 23 mil anos e extremos em 14 e 28 mil anos. O efeito da precessão está  $180^0$  fora de fase entre os hemisférios norte e sul e é maior no equador, diminuindo em direção aos pólos. Esse efeito caracteriza as mudanças latitudinais no que é denominado de equador calórico (figura III.17), ou seja, nas regiões próximas ao equador que recebem maior quantidade de energia proveniente do Sol, causando deslocamentos importantes no limites entre zonas climáticas adjacentes. Nas latitudes médias ( $20^0$  a  $40^0$ ), o comprimento relativo das estações e o contraste entre inverno e verão são afetados, implicando assim em variações climáticas de mesma frequência e amplitude que a precessão, relacionadas à intensidade das monções e às razões entre precipitação e evaporação.
  
- ➔ *Obliquidade*: a inclinação do eixo da Terra em relação à normal ao plano da órbita varia entre 22 e  $24,5^0$ , com um período médio de cerca de 41 mil anos e modula a sazonalidade, principalmente nas altas latitudes.
  
- ➔ *Excentricidade*: varia entre órbitas mais elípticas (excentricidade de cerca de 0,06) e mais circulares (cerca de 0,001), estando atualmente com aproximadamente 0,01. Possui uma periodicidade de aproximadamente 100 mil anos na média, com componentes importantes em 95, 123 e 136 mil anos.

Variações regulares superpostas ocorrem com períodos em torno de 400 ou 413 mil e 1,3 e 2 milhões de anos. A excentricidade modula o efeito climático dos ciclos de precessão, resultando em ciclos sedimentares formados por feixes (*bundles*) de quatro ou cinco pares (*couplets*) relativos à essa última. É muito importante salientar essa modulação, aproveitando as palavras de De Boer & Smith (1994a): “como a variabilidade temporal da frequência dos ciclos de precessão é muito maior que a dos de excentricidade, algumas análises demonstram a dominância desse último sobre o primeiro. Porém, as diferenças na amplitude dos picos produzidos em diferentes tipos de análises de séries temporais não são resultado da influência do ciclo de excentricidade ser maior do que a do ciclo de precessão no clima ou na oceanografia, mas sim do fato de que o ciclos de excentricidade causam variações que são muito mais regulares em tempo que as da precessão, cuja frequência varia de um fator de dois (14 a 28 mil anos)”.

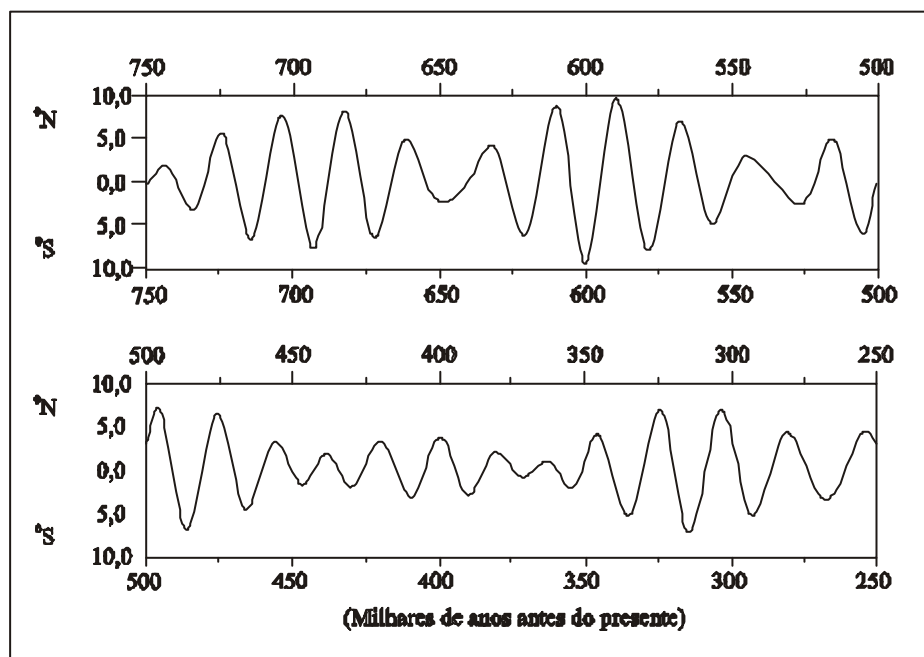


Figura III.17 – Mudanças de posição do equador calórico entre 750 e 250 mil anos atrás. Notar a variabilidade da frequência. Os períodos entre posições latitudinais extremas (norte ou sul) do equador calórico variam entre 14 e 28 mil anos. (Modificado de De Boer & Smith, 1994a).

Embora as curvas dos parâmetros orbitais descritos (figura III.18) mostrem que os mesmos possuem um grande número de componentes senoidais, com períodos e amplitudes definidos, seus espectros calculados são dominados por um pequeno número de picos, ou valores de períodos, como foi visto acima. Soma-se a isso o fato de que seus efeitos combinados no clima e na sedimentação tendem a criar uma periodicidade com uma grande variação na amplitude e mudanças importantes nos intervalos de tempo. Sendo assim, cada um dos parâmetros orbitais pode ser considerado uma função quase-periódica do tempo (Imbrie & Imbrie, 1980; Einsele *et alii*, 1991).

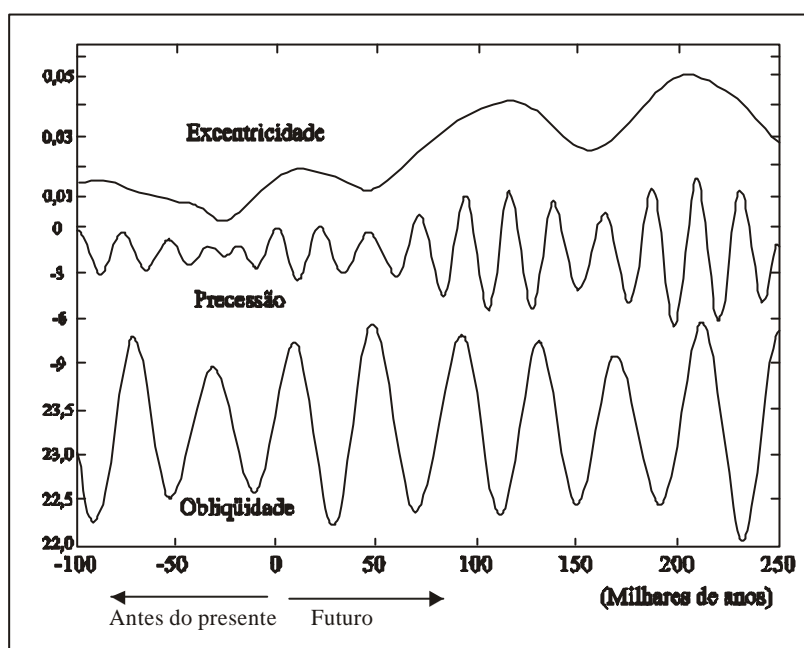


Figura III.18 – Variações na geometria orbital em função do tempo. Essas variações podem ser calculadas para o passado e o futuro, conforme mostra a figura (Modificado de Imbrie & Imbrie, 1980).

Deve-se levar em consideração, porém, que a forma que os sistemas climáticos respondem às variações na indução orbital não é linear, como mostraram Hays *et alii* (1976). Os processos de sedimentação dependem de outras variáveis além da insolação e a assimilação das mudanças provocadas por essa última no clima e, conseqüentemente, nos processos sedimentares, pode ter um retardo (*lag*) temporal de até alguns milhares de anos (De Boer & Smith, 1994a). Por outro lado, as evidências matemáticas e no registro sedimentar são muito fortes a favor da teoria orbital. As variações na razão  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  em conchas de foraminíferos pelágicos dos registros quaternários, muito bem datadas



numericamente, principalmente pela excelente correlação com dados paleomagnéticos, e utilizadas como uma medida do volume de gelo terrestre, são uma incontestável evidência da ligação entre os ciclos glaciais e os padrões de insolação (Hays *et alii*, 1976; De Boer & Smith, 1994a). Na realidade, o que é observado nos sedimentos é o resultado dessa indução e os retardos temporais citados acima podem provocar apenas um deslocamento nas periodicidades, sendo que o tempo relativo aos efeitos cumulativos das diferentes frequências orbitais é preservado. Além disso, como a assimilação climática da indução provocada pelos ciclos orbitais é feita pela transferência do calor através da atmosfera da Terra, qualquer ambiente deposicional pode ser afetado e não somente aqueles ligados a climas glaciais (De Boer & Smith, 1994a).

### **III.1.3.2-) PERIODICIDADES ORBITAIS NO TEMPO GEOLÓGICO**

Periodicidades ligadas aos ciclos de Milankovitch têm sido observadas em registros sedimentares pré-quadernários, o que levou Berger & Loutre (1989) a calcular os períodos orbitais, a partir das mudanças nos parâmetros de distância entre a Terra e a Lua e de rotação da Terra (a qual diminuiu devido à fricção provocada pelo efeito das marés), para os últimos 440 milhões de anos. Mais tarde (Berger & Loutre, 1994), utilizaram fontes diferentes para esses parâmetros, de forma que chegaram a duas respostas possíveis, uma para os últimos 440 milhões de anos e outra para os últimos 2,5 bilhões de anos (Berger & Loutre, *op. cit.*), apresentados na tabela III.5.

Como se pode notar por essa tabela, apenas a obliquidade e a precessão estão listadas. A excentricidade, segundo os autores, não teria sofrido variações significantes, o que faz com que as razões precessão:excentricidade e obliquidade:excentricidade tenham mudado ao longo do tempo geológico (De Boer & Smith, *op. cit.*). Outro ponto digno de nota é que a obliquidade possui uma variabilidade maior do que a precessão.

DATA (Milhões de anos)	PERÍODOS DE PRECESSÃO (mil anos)		PERÍODOS DE OBLIQUIDADE (mil anos)	
0	19,0	23,0	41,0	54,0
72	18,6	22,5	39,4	51,2
270	17,6	21,0	35,2	44,3
298	17,4	20,7	34,3	42,9
380	16,8	19,9	32,1	39,4
440	16,4	19,3	30,5	37,2
<b>PERÍODOS RELATIVOS AO EOPERMIANO</b>				
0	19,0	23,0	41,0	54,0
72	18,6	22,5	39,3	51,1
270	17,5	20,9	34,8	43,7
298	17,4	20,7	34,2	42,7
380	16,9	20,0	32,4	40,0
440	16,6	19,5	31,1	38,1
500	16,2	19,0	29,9	36,2
1000	14,8	17,2	25,5	30,0
1500	13,8	15,8	22,5	26,0
2000	12,6	14,3	19,6	22,1
2500	11,3	12,7	16,7	18,5

Tabela III.5 – Valores estimados dos períodos principais da precessão e da obliquidade ao longo do tempo. Os períodos relativos ao Eopermiano estão em azul (modificado de Berger & Loutre, 1994).

### III.1.3.3-) CICLOESTRATIGRAFIA GLOBAL

O conceito de cicloestratigrafia global foi introduzido por Martin Perlmutter e Martin Matthews em 1989 e é baseado em seus trabalhos e de outros colaboradores que foi construído esse item da dissertação.

Perlmutter & Matthews (*op. cit.*) criaram um modelo cicloestratigráfico que integra as mudanças climáticas induzidas pelos ciclos de Milankovitch com a evolução tectônica de uma bacia, examinando assim as conseqüências estratigráficas potenciais dessa interação.

Segundo os autores, a cicloestratigrafia assume que os controles principais em um sistema deposicional são:

- a-) os padrões climáticos globais básicos para um intervalo de tempo específico;

b-) as mudanças climáticas variantes com o tempo;

c-) a petrologia da área fonte;

d-) a topografia e a batimetria regional; e

e-) as taxas de soerguimento e subsidência.

A posição geográfica de uma bacia durante um intervalo particular de tempo dita as influências climáticas que influenciarão na estratigrafia da mesma. Os ciclos orbitais causam variações regulares nos padrões climáticos terrestres, as quais afetam diretamente os processos e as taxas de intemperismo, o afluxo sedimentar e o potencial de transporte de sedimentos. Essas variáveis, interagindo com a proveniência e a topografia, controlam a distribuição dos tamanhos de grãos, a mineralogia e a produção de sedimentos. As variações regulares desses parâmetros, impressas em um padrão tectônico de subsidência e soerguimento, por sua vez, controlam a distribuição dos sedimentos dentro de uma bacia. O registro estratigráfico pode então ser predito baseado nas respostas sedimentológicas a um conjunto predizível de mudanças climáticas e à evolução tectônica da bacia (Perlmutter & Matthews, 1989).

A circulação de Hadley (apêndices, item VIII.2) é uma representação simples do padrão zonal de dinâmica atmosférica e a posição e o tamanho das células que a compõem respondem a mudanças na quantidade e na distribuição sazonal da insolação causada pela interação dos ciclos orbitais. Portanto, as posições médias anuais e sazonais e o tamanho das seis células de circulação atmosférica variam no curso de um ciclo de Milankovitch. Porém, os padrões climáticos atmosféricos perfeitamente zonais são perturbados por processos meridionais relacionados à distribuição das terras, dos mares e da topografia (Perlmutter & Matthews, 1992; Perlmutter *et alii*, 1998).

Os intervalos mais quentes e mais frios no clima do planeta são referidos como máximo e mínimo climáticos, respectivamente (figura III.19). Dessa forma, a interação do

ciclos orbitais cria um espectro repetitivo de climas na alta frequência, limitados por máximos e mínimos de baixa frequência como membros finais (Perlmutter *et alii*, *op. cit.*).

Comparado com o mínimo climático, os limites das células no máximo climático são deslocados em direção aos pólos. A célula de Hadley é a maior e a Polar a menor. A medida que essas células migram em um ciclo orbital, as zonas de umidade migram com elas, definindo os extremos climáticos ou membros finais que uma região pode experimentar (Perlmutter & Matthews, *op. cit.*; Perlmutter *et alii*, *op. cit.*).

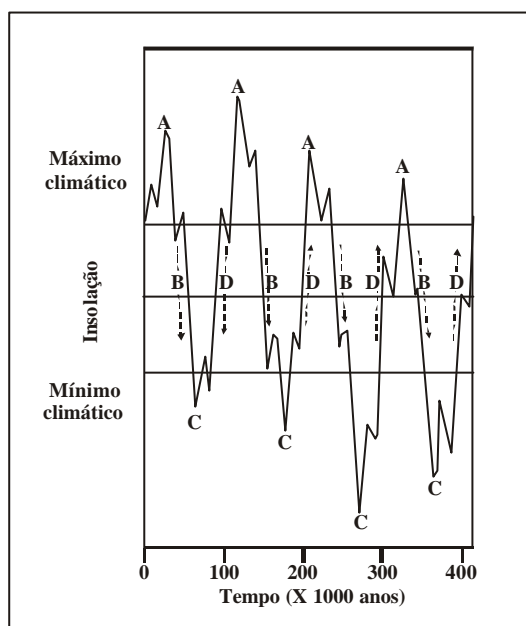


Figura III.19 – Máximos e mínimos climáticos. A interferência dos ciclos orbitais causam a variação da insolação sazonal. Os períodos mais quentes são referidos como máximos, fase A, e os mais frios como mínimos, fase C. A transição fria é denominada fase B e a quente fase D. Os padrões de interferência produzem intervalos com máximos mais quentes ou mais persistentes e mínimos mais frios ou mais persistentes. (Modificado de Perlmutter, *et alii*, 1998).

A variação idealizada da temperatura e da umidade relativa em relação à latitude, como função da distribuição da circulação de Hadley no máximo (fase A) e no mínimo (fase B) climático, está mostrada na figura III.20. Essas mudanças climáticas foram utilizadas pelos autores para delinear dez cinturões cicloestratigráficos latitudinais (Perlmutter & Matthews, 1989 e 1992).

Um cinturão cicloestratigráfico é definido como uma região na superfície da Terra que sofre mudanças climáticas similares durante interferências construtivas das quatro oscilações dominantes de Milankovitch (22, 41, 100 e 410 mil anos). Logo, representam uma estimativa dos membros finais dos climas em um local particular, sendo que, para um intervalo de tempo arbitrário, as variações climáticas devem estar contidas dentro desses membros finais. Os limites dos cinturões e dos membros finais dos climas durante condições de máximo e mínimo estão indicados no lado direito da figura III.20. Notar que, enquanto a temperatura sempre diminui do máximo para o mínimo climático, isso não é sempre o caso para a umidade (Perlmutter & Matthews, *op. cit.*).

Na prática, as zonas ou os cinturões são definidos a partir da síntese de detalhados mapas climáticos sazonais, interpretados para condições climáticas máximas e mínimas. Os mapas sazonais representam o alcance dos indicadores paleoclimáticos observados para um intervalo geológico particular (Perlmutter *et alii*, 1998).

De particular interesse são os cinturões de latitude média 4B, 5 e 6. A inter-relação entre os braços ascendente e descendente da célula de Ferrel provocam uma maior umidade, e um conseqüente afluxo sedimentar, próximo ou no mínimo climático (Perlmutter & Matthews, 1989).

A figura III.21 mostra a posição dos cinturões cicloestratigráficos para o Eopermiano, mais especificamente para o Artinskiano (277 milhões de anos). Como se pode notar, a porção da Bacia do Paraná em que se situam os poços 7RL-094-SC e IB-93-RS estava localizada nesse tempo aproximadamente no limite entre os cinturões 5 e 6.

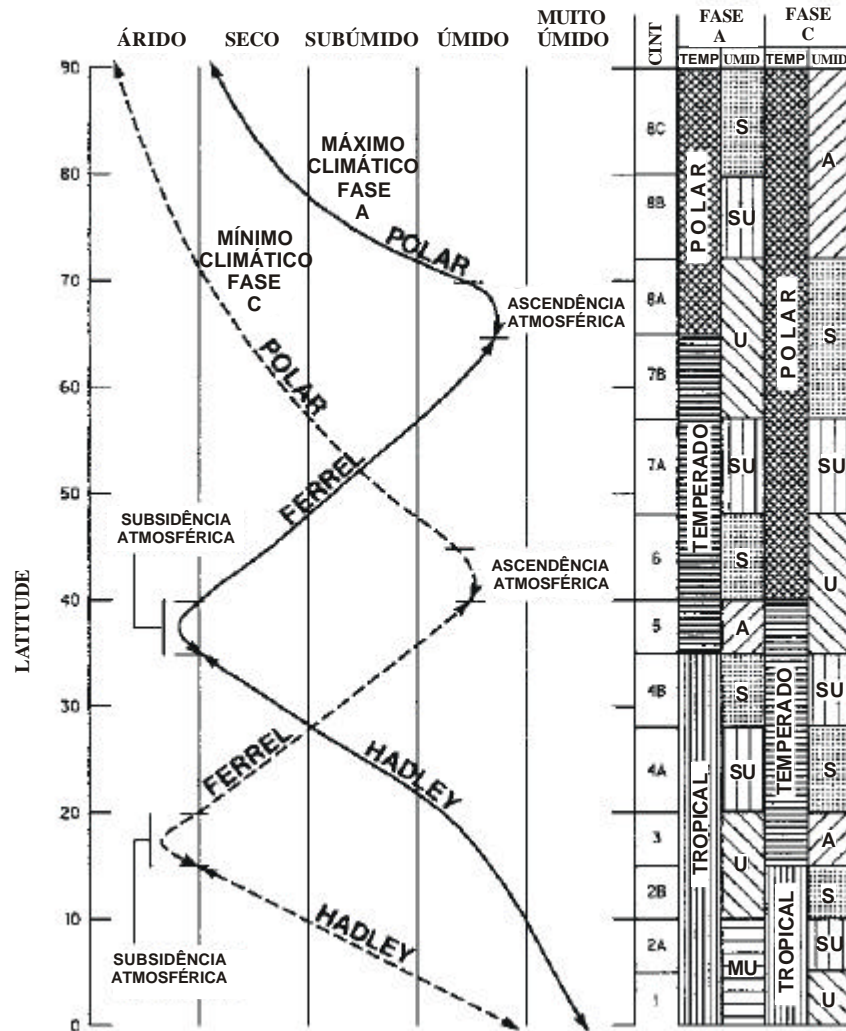


Figura III.20 - Membros finais climáticos idealizados. Os deslocamentos latitudinais da circulação de Hadley, da temperatura e da umidade entre condições de máximos e mínimos estão no gráfico. A umidade e a latitude estão plotadas nos eixos X e Y, respectivamente. O máximo climático, fase A, está indicado pela linha sólida e o mínimo climático, fase C, pela linha tracejada. A amplitude das células de Hadley, de Ferrel e Polar está indicada ao longo dessas linhas. Por convenção, a área de subsidência entre as células de Hadley e de Ferrel está incluída nessa última e a área de ascensão entre as células de Ferrel e Polar está incluída na Polar. As colunas A e C registram os limites de temperatura e umidade para as fases A e C correspondentes. Treze cinturões cicloestratigráficos (de 1 a 8C) indicam as regiões afetadas por extremos climáticos similares. MU = muito úmido; U = úmido; SU = subúmido; S = seco; A = árido. O cinturão 5, por exemplo, desloca-se de temperado árido na fase A para temperado úmido na fase C. (Modificado de Perlmutter & Matthews, 1992).

Eopermiano  
277 Ma

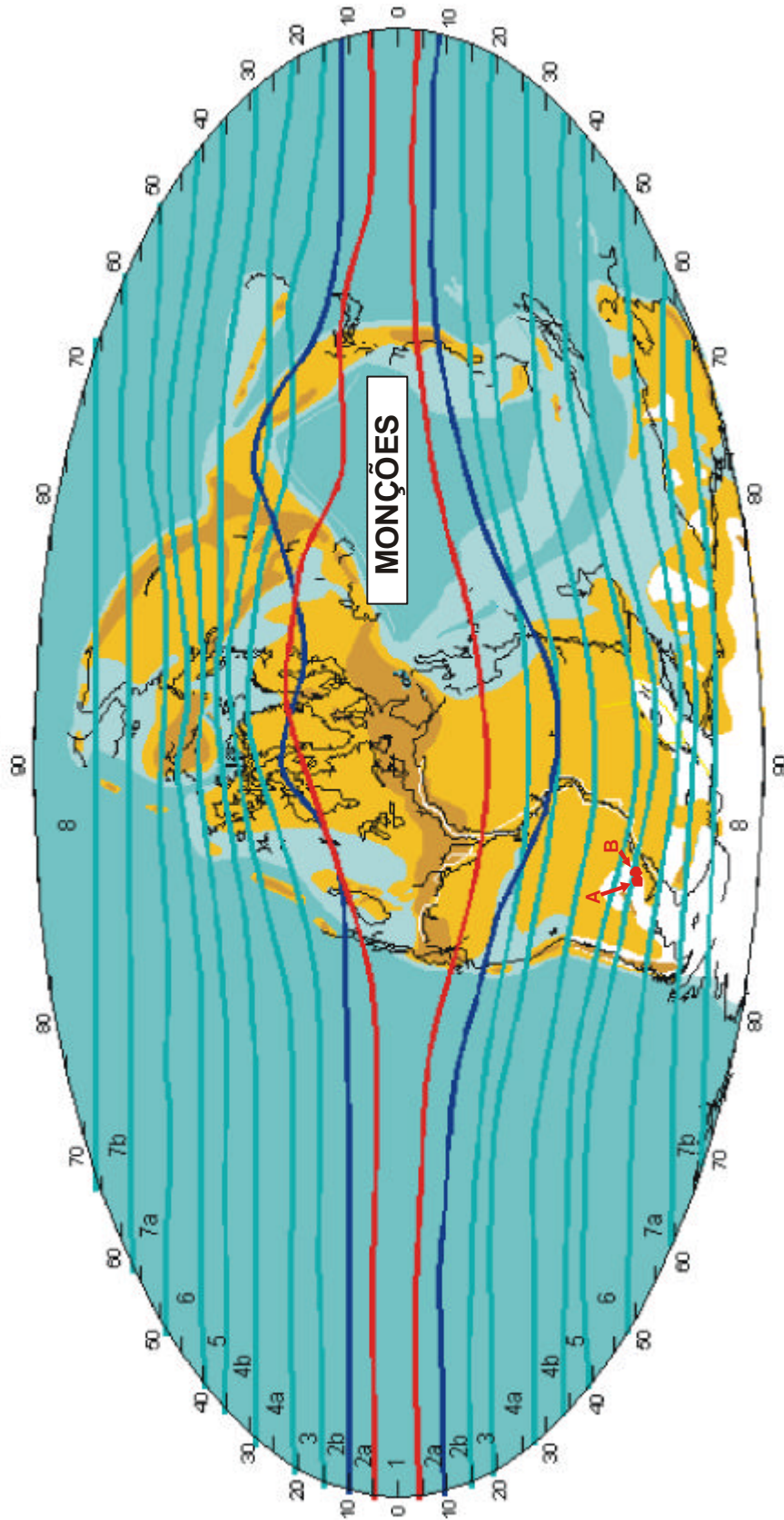


Figura III.21 - Mapa dos cinturões cicloestratigráficos para o tempo de 277 Ma (Artinskiano). Representa uma primeira aproximação zonal da distribuição dos membros finais climáticos. Comparar com a figura III.20 para os limites climáticos de cada cinturão. As posições de Janeiro e Julho para a zona de atuação das monções estão indicadas em azul para o máximo climático e em vermelho para o mínimo climático. Os poços utilizados nessa dissertação estão marcados no mapa: A = IB-93-RS e B = 7-RL-04-SC. (Martin A. Perlmutter, comunicação pessoal).

Considerando a migração do continente para norte, é possível imaginar essa mesma região penetrando o cinturão 5. Portanto, o clima das porções sul e sudeste da bacia durante o Eopermiano deve ter variado de temperado seco, durante os máximos climáticos, a polar úmido, durante os mínimos climáticos (cinturão 6), até temperado árido, durante os máximos climáticos, a temperado úmido, durante os mínimos (cinturão 5). De qualquer forma, como foi observado anteriormente, os maiores aportes sedimentares para a bacia deveriam ocorrer durante os períodos de mínimo climático, que coincidiam com climas mais frios, porém mais úmidos.

Como foi citado no item anterior, os ciclos de insolação nos hemisférios sul e norte estão  $180^\circ$  fora de fase na escala da precessão. A maior insolação de verão para um hemisfério, o máximo climático, ocorre quando os valores de excentricidade são altos e o periélio coincide com o verão e as condições de baixa insolação de verão, o mínimo climático, ocorrem quando os valores de excentricidade são altos e o afélio coincide com o verão. Portanto, o máximo climático hemisférico é caracterizado por verões quentes e invernos frios, enquanto o mínimo climático hemisférico por verões frios e invernos brandos. O resultado é que, na escala das precessões, quando o hemisfério norte está no máximo climático, o verão do hemisfério sul está no mínimo, porque está recebendo sua menor insolação de verão (figuras III.14, III.15 e III.16). Em períodos onde ocorrem mantos de gelo polar, o nível de mar mais alto ocorre em associação com o derretimento das geleiras, quando a insolação hemisférica de verão está em seu máximo e o nível de mar mais baixo tende a ocorrer quando a insolação hemisférica de verão está em seu mínimo. Logo, em períodos de glaciação unipolar, o nível de mar mais alto irá ocorrer associado ao máximo climático precessional do hemisfério glaciado, quando o hemisfério oposto está no mínimo climático precessional. Durante o Eopermiano e a maior parte do Fanerozóico, até o Plio-Pleistoceno, apenas o hemisfério sul teve potencial para desenvolver mantos polares continentais espessos e, nos períodos em que existiram glaciações no hemisfério sul, o máximo climático precessional do mesmo coincidiu com os níveis de mar alto globais, enquanto o máximo climático precessional do hemisfério norte coincidiu com os mar baixo (Perlmutter & Plotnick, 1999).



## **III.2-) MÉTODOS DE ANÁLISE CICLOESTRATIGRÁFICA**

Nesse item serão discutidos os conceitos e métodos geralmente utilizados para o tratamento e a análise de dados em cicloestratigrafia. Os dados concernentes às áreas de estudo dessa dissertação serão discutidos nos capítulos IV e V.

### **III.2.1-) BASES MATEMÁTICAS**

O reconhecimento e a identificação de ciclos de estratificação dependem de três categorias de evidência (Schwarzacher, 1987): a reconstrução das condições ambientais que levaram às mudanças cíclicas nas rochas, um estudo da regularidade (periodicidade) dos processos envolvidos e, finalmente, uma estimativa do tempo absoluto representado pelos ciclos. Provar que um dado ciclo sedimentar é causado por um fenômeno que possui uma periodicidade temporal constante é uma tarefa complexa. Técnicas numéricas, como a análise de séries temporais, são ferramentas fundamentais para a resolução do problema (Einsele *et alii*, 1991).

#### **III.2.1.1-) SÉRIES DE FOURIER E ANÁLISE HARMÔNICA**

Muitos processos e feições geológicas são oscilatórios por natureza. Lâminas de varves em sedimentos lacustres, variações no campo magnético da Terra e ondas do oceano são exemplos de feições geológicas oscilatórias. Análises harmônicas são técnicas para estudo e síntese de tais fenômenos, sendo que suas formas mais simples são métodos de suavização, aplicáveis a dados que podem ser descritos como curvas e incluem séries de Fourier, análise de autocovariância e métodos de análise espectral (Harbaugh e Merriam, 1968).

Os métodos de autocovariância e análise espectral têm mostrado aplicações significativas em estudos, por exemplo, de sedimentos várvidos e dados geofísicos (Harbaugh e Merriam, *op. cit.*). A maioria dessas aplicações tem sido em relação a séries temporais. Analisar uma série temporal significa analisar uma seqüência de observações

ordenada em relação ao tempo (Miller e Kahn, 1962; Chatfield, 1989), como, por exemplo, a altura da água acima de uma linha de base em uma dada posição em uma praia durante um intervalo de tempo. O termo série temporal é utilizado hoje em um sentido amplo, com o objetivo de analisar dados que variam em relação a alguma outra variável que necessariamente não é o tempo (Harbaugh e Merriam, 1968).

Um objetivo geral na análise harmônica é a representação de fenômenos por uma função ou por funções que oscilem de forma periódica. Um segundo objetivo é distinguir os componentes devidos à oscilação periódica dos randômicos ou, em outras palavras, separar ruído de sinal.

Séries de Fourier, que como foi visto são utilizadas na análise harmônica, consistem de termos que contêm senos e cosenos, ou seja, provêm os meios para representar formas complexas através de uma somatória de diferentes ondas simples descritas em termos de senos e cosenos (Harbaugh e Merriam, *op. cit.*). Uma utilização da série de Fourier é determinar se as variações em algum fenômeno natural podem ser representadas por uma função periódica. Em caso positivo, essas variações podem ser devidas a fenômenos evidentemente periódicos.

Basicamente, a série de Fourier fornece um meio de separar uma curva em um número de harmônicos simples. O comprimento de onda e a amplitude (figura III.22) são propriedades de harmônicos individuais.

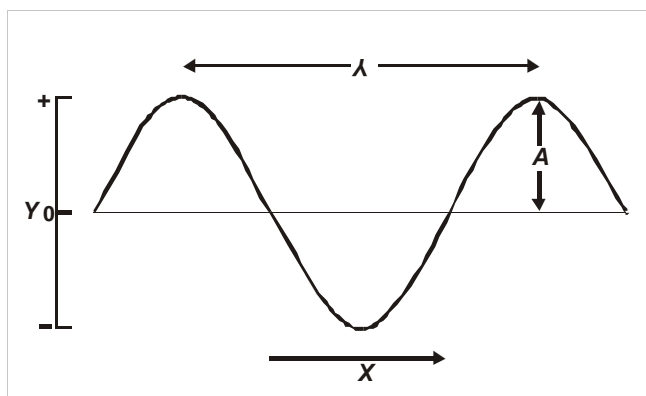


Figura III.22 – Uma onda senoidal. A = amplitude;  $\lambda$  = comprimento de onda. (Modificado de Davis, 1986).

Embora esses harmônicos individuais sejam independentes uns dos outros, podem ser adicionados para produzir curvas de forma periódica complexa. Uma curva pode ser progressivamente decomposta em harmônicos simples ou, alternativamente, os harmônicos simples podem ser combinados para criar uma curva aproximada da curva observada (figura III.23), com a condição de que existam números suficientes de termos harmônicos e pontos de dados (Harbaugh e Merriam, 1968).

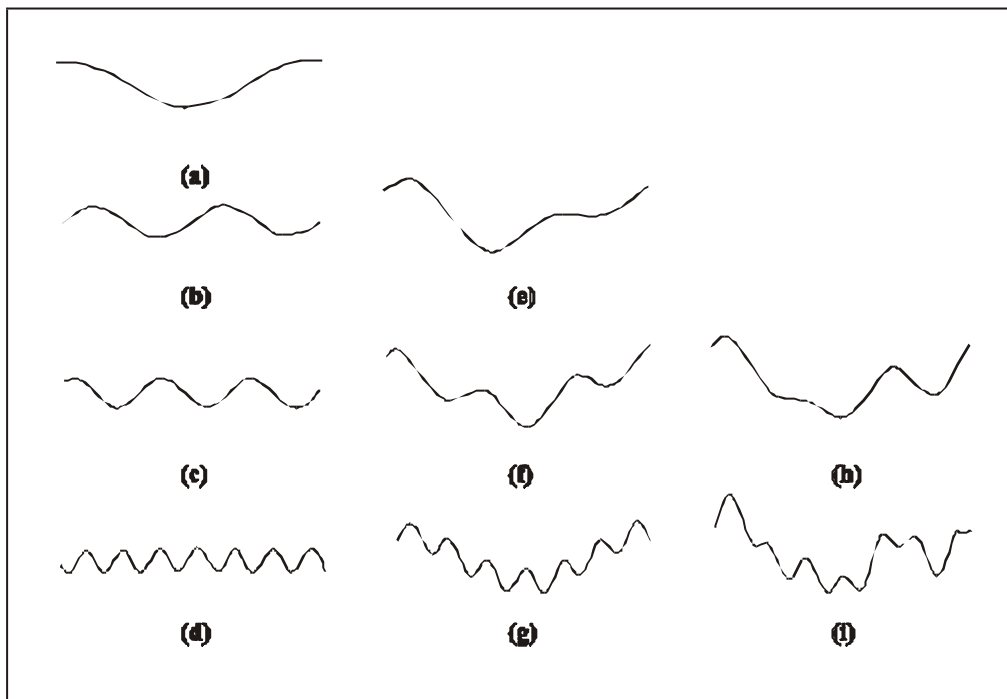


Figura III.23 – Efeito de adicionar sucessivos harmônicos à uma onda cosenóide: (a) representa o harmônico fundamental; (b) a (d) diferentes harmônicos; (e) = (a) + (b); (f) = (a) + (c); (g) = (a) + (d); (h) = (a) + (b) + (c); (i) = (a) + (b) + (c) + (d). Notar que o harmônico de frequência mais baixa (a) tende a modular os de alta, definindo a forma geral da curva final da soma dos harmônicos. (Modificado de Davis, 1986).

A série de Fourier simples finita pode ser representada da seguinte forma, na qual as relações angulares são expressas em radianos (Chatfield, 1989):

$$x_t = a_0 + \sum_{p=1}^{(N/2)-1} [a_p \cos(2ppt/N) + b_p \text{sen}(2ppt/N)] + a_{N/2} \cos pt, \quad (1)$$

onde,

$$a_0 = \bar{x};$$

$$a_{N/2} = \sum (-1)^t x_t / N; \quad (2)$$

$$a_p = 2 \left[ \sum x_t \cos(2ppt/N) \right] / N; \quad (3)$$

$$b_p = 2 \left[ \sum x_t \sin(2ppt/N) \right] / N; \text{ sendo } p = 1, \dots, (N/2) - 1 \quad (4)$$

Uma análise que segue a regra anterior é denominada análise de Fourier, ou análise harmônica. O efeito geral de se analisar dados através da análise de Fourier é a partição da variabilidade da série em componentes nas frequências  $2p/N, 4p/N, \dots, p$ . A componente na frequência  $\omega_p = 2pp/N$  é denominada  $p$ -ésimo harmônico. Para  $p \neq N/2$  é normalmente útil escrever o  $p$ -ésimo harmônico da seguinte forma:

$$a_p \cos w_p t + b_p \sin w_p t = R_p \cos(w_p t + q_p), \quad (5)$$

onde

$R_p = \sqrt{(a_p^2 + b_p^2)}$  é a amplitude do  $p$ -ésimo harmônico e

$q_p = \tan^{-1}(-b_p/a_p)$  é a fase do  $p$ -ésimo harmônico.

### III.2.1.2-) SÉRIES TEMPORAIS E ANÁLISE ESPECTRAL

Segundo Weedon (1991), a análise espectral é um método estatístico que objetiva detectar a ciclicidade regular existente nas séries temporais.

O tópico “ajuda” do programa Statistica, da *Statsoft, Inc.*, utilizado nessa dissertação para processar as séries temporais, tem uma boa apresentação do que significa a análise espectral dessas séries temporais, a qual se relaciona com a exploração dos padrões cíclicos dos dados. O propósito da análise é decompor uma série temporal complexa que contenha componentes cíclicos em algumas funções senoidais (senos e cosenos) de comprimento de

onda particular. O termo “espectral” fornece uma metáfora apropriada para a natureza dessa análise: suponha que se esteja estudando um raio de luz solar que, a primeira vista, parece uma acumulação randômica (denominada “ruído branco”) de comprimentos de onda. Quando a luz passa através de um prisma, pode-se separar os diferentes comprimentos de onda, ou componentes cíclicos, que constituem a luz solar. De fato, através dessa técnica podemos identificar e distinguir diferentes fontes de luz. Logo, através da identificação de importantes componentes cíclicos podemos compreender o fenômeno de interesse. Essencialmente, fazer a análise espectral em uma série temporal é como “passar” as séries através de um prisma com o objetivo de identificar seus comprimentos de onda e caracterizar a importância dos componentes cíclicos que estavam de certa forma encobertos. Como resultado de uma análise bem sucedida, é possível revelar os ciclos recorrentes de diferentes comprimentos na série temporal de interesse, os quais, à primeira vista, pareceriam mais ou menos com um ruído branco (figura III.24).

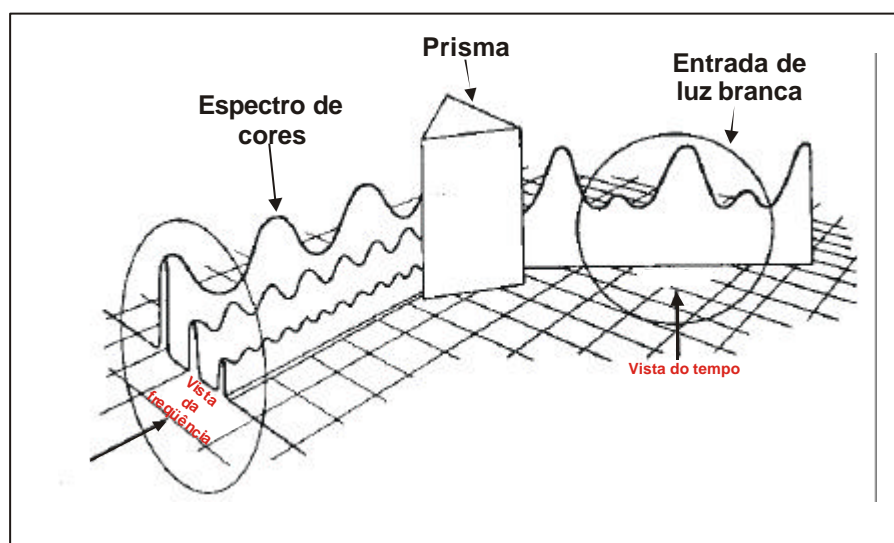


Figura III.24 – Um prisma atua como um analisador de frequências, transformando luz branca (domínio do tempo ou do espaço) em seu respectivo espectro constituído de cores (domínio da frequência). (Modificado de Davis, 1986).

Segundo Chatfield (1989), um série temporal é denominada contínua quando as observações são feitas continuamente no tempo. O termo “contínuo” é utilizado para séries desse tipo mesmo quando a variável medida é formada por um conjunto discreto de valores. Uma série temporal é dita discreta quando as observações são feitas em tempos específicos,

normalmente igualmente espaçadas. O termo “discreta” é utilizado para esse tipo de série mesmo quando a variável medida é uma variável contínua.

As séries temporais discretas podem aparecer de diversas formas. Por exemplo, dada uma série contínua no tempo, pode-se ler (ou digitalizar) os valores em intervalos iguais de tempo para se obter uma série discreta denominada série amostrada (Chatfield, 1989). Um traço importante na análise de séries temporais é que observações sucessivas normalmente não são independentes e a análise dessas observações deve levar em consideração sua ordem no tempo. Quando observações sucessivas são dependentes, valores futuros podem ser previstos a partir das observações passadas. Se uma série temporal pode ser prevista de modo exato, ela é chamada determinística. Mas a maioria das séries temporais é estocástica, ou seja, o futuro é apenas parcialmente determinado pelos valores passados, de forma que previsões exatas são impossíveis, devendo-se ter a idéia de que valores futuros têm uma distribuição de probabilidade condicionada pelo conhecimento dos valores passados (Schwarzacher, 1975).

Segundo Miller e Kahn (1962), é conveniente dividir as séries temporais em duas classes:

a-) Classe I – Um valor de tempo cronológico está disponível para cada observação. A unidade de tempo não precisa ser fixada. Logo, o tempo pode estar em unidades de milhões de anos em um extremo ou de microssegundos em outro

b-) Classe II – Nenhuma unidade de tempo acurada ou confiável está disponível. A série é legitimamente uma série temporal apenas porque existe uma ordenação em relação ao tempo. Ou seja, pode-se dizer que a  $i$ -ésima observação precede a  $j$ -ésima na seqüência ordenada 1, 2, ...,  $i$ ,  $j$ , ..., mas não é possível medir o lapso de tempo entre  $i$  e  $j$ . Logo, utiliza-se uma escala ordinal.

Um grande número de situações em geologia está inserido dentro da segunda classe (Miller e Kahn (*op. cit.*)). O propósito de se examinar séries temporais de interesse

geológico inclui a procura por ciclos, uma tendência, ou previsão. O significado da palavra “ciclo”, em termos geológicos, deve ser considerado com algum cuidado. Uma seqüência repetitiva de camadas de origem marinha ou continental é um ciclo tanto quanto as diminuições e os aumentos regulares na intensidade das manchas solares ou da temperatura média anual. Porém, no caso das camadas, datações cronológicas absolutas para cada observação não são disponíveis. Como foi citado anteriormente, o termo ciclo é usado em estratigrafia não para definir períodos de tempo equivalentes, mas sim como uma forma conveniente de descrição da repetição de certos tipos de fácies e litologias (Einsele *et alii*, 1991).

Depósitos rítmicos representam um exemplo das classes de séries temporais. Ao assumir-se que camadas alternadas claras e escuras representam depósitos sazonais, de forma que cada par esteja ligado a um intervalo de um ano (varves), o problema se enquadra na Classe I. Se, por outro lado, trata-se de pequenas camadas que representam eventos individuais irregularmente espaçados, tais como chuvas fortes, com subsequente deposição, seguidas de períodos secos, o problema pertence à Classe II (Miller e Kahn, 1962).

Um fator interessante a ser considerado é o efeito sazonal (Miller e Kahn, *op. cit.*). Trata-se de uma flutuação regular devida à ocorrência de algum ciclo natural, independente da variável sob investigação. Exemplos óbvios são os ciclos anuais de temperatura, os ciclos diários de maré e os ciclos reprodutivos nos animais. Porém, o isolamento e a posterior eliminação desse efeito devem ser executados apenas quando *a priori* existe um conhecimento preciso e claro do mesmo. O efeito sazonal pode ser eliminado ou removido de uma série temporal através da escolha do intervalo de tempo em questão. Dessa forma, o efeito da maré em uma série temporal de, por exemplo, o nível da água (*still water*) em uma baía, pode ser eliminado através da escolha de um período de vinte quatro horas para as observações.

Segundo Miller e Kahn (1962), as séries temporais podem ser decompostas em três partes: tendência (*trend*), ciclos e componente randômico. Uma série particular pode ou não consistir de todos os três componentes.

A tendência é um termo algo ambíguo. Alguns autores acreditam que um movimento largo e suave, num período de tempo longo relativamente ao comprimento da série, é indicativo de uma tendência. A chave para se entender esse significado é a frase “relativamente ao comprimento da série” (Miller e Kahn, *op. cit.*; Chatfield, 1989). Quando a série é terminada antes de seu comprimento total, tal como em uma coluna estratigráfica, ou em uma progressão de espécies fósseis através do tempo, a definição anterior é útil.

Segundo Miller e Kahn (*op. cit.*), as tendências podem ser determinadas através da adequação de um polinômio ao dado, resultando em um efeito de suavização. Se a série é muito irregular, pode ser necessário um polinômio de alto grau, o que envolve muito trabalho. Médias móveis são usadas em várias técnicas, com a intenção de se encontrar o polinômio mais adequado. A eliminação da tendência é feita através da subtração do polinômio que se adapte à mesma.

Uma classe importante de processos estocásticos é a dos chamados processos estacionários (Chatfield, *op. cit.*). Segundo Miller e Kahn (*op. cit.*), uma série temporal estacionária tem a propriedade de não apresentar tendências, ou porque não a apresenta no dado original ou porque foi removida. Se fica estabelecido que uma série temporal é estacionária, pode-se então considerar os efeitos cíclicos. Uma vez removidos os efeitos sazonais, a análise de Fourier ou harmônica pode ser utilizada para representar as oscilações regulares como devidas à soma de componentes cíclicos.

Miller e Kahn (*op. cit.*) apresentam um exemplo de aplicação de análise de séries temporais para dois testemunhos hipotéticos retirados de sedimentos de uma bacia oceânica, separados um do outro por algumas centenas de quilômetros. Nesse trabalho, os autores consideraram que a sedimentação aconteceu com uma taxa constante ao longo do período de tempo representado pelo comprimento estudado dos testemunhos. Com isso



puderam fazer de maneira razoável a substituição de uma unidade de tempo por uma unidade de comprimento de testemunho. A partir dessas condições, pode-se assumir que as séries temporais representantes dos testemunhos estão livres de tendências, ou seja, são estacionárias.

Segundo Chatfield (1989), o primeiro passo na análise de uma série temporal é, normalmente, plotar os dados e obter medidas descritivas simples das principais propriedades da série. Analisar uma série temporal não plotada previamente pode acarretar muitos problemas.

É importante introduzir mais uma definição: a da freqüência de Nyquist. Segundo Chatfield (*op. cit.*), ela determina a freqüência máxima que se pode obter com confiança a partir de uma série de dados, sem incorrer em erros de amostragem.

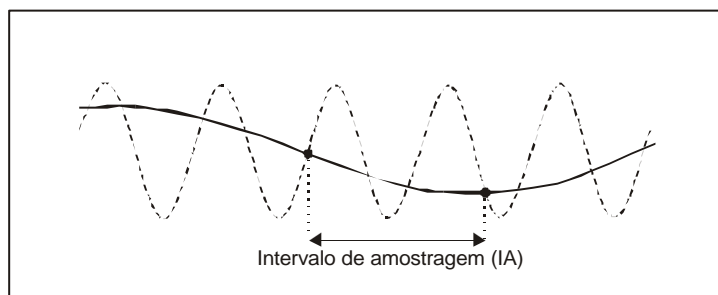


Figura III.25 – Onda senoidal de alta freqüência (linha tracejada) amostrada em intervalos discretos produzindo onda de freqüência aparente mais baixa (linha cheia). A freqüência da primeira onda, nesse caso, está acima da freqüência de Nyquist para a amostragem. (Modificado de Davis, 1986).

Para um processo discreto medido em intervalos de tempo iguais, de comprimento  $\Delta t$ , a freqüência angular de Nyquist é:

$$\omega_N = \pi / \Delta t$$

e a freqüência equivalente medida em ciclos por unidade de tempo é dada por:

$$f_N = \omega_N / 2\pi = 1 / 2\Delta t$$

Portanto, para evitar erros de amostragem, o menor período que se deseja amostrar deve ser igual a  $2\Delta t$  (denominado de limite de estabilidade).

Chatfield (1989) define a idéia de função de distribuição espectral a partir de uma série temporal que contém um componente periódico senoidal de comprimento de onda conhecido. Segundo o autor, um modelo natural assim seria representado por,

$$X_t = R \cos(\omega t + \theta) + Z_t \quad (6)$$

onde  $\omega$  é a frequência da variação senoidal,  $R$  a amplitude da variação,  $\theta$  a fase (ou deslocamento em relação à origem, figura III.26) e  $Z_t$  qualquer série randômica estacionária.

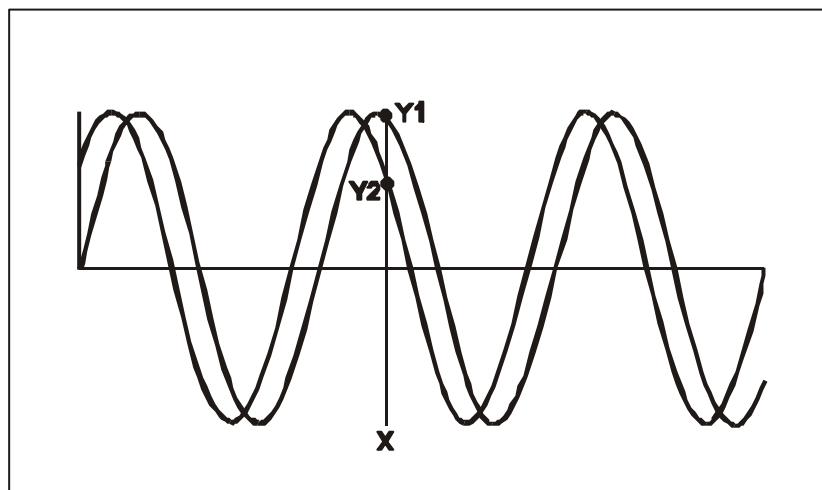


Figura III.26 – Duas ondas senoidais de forma idêntica. A diferença entre  $Y_1$  e  $Y_2$  para um valor específico  $X$  de período é atribuível à diferença de fase entre as duas formas de onda. (Modificado de Davis, 1986).

Como vimos, a variação em uma série temporal pode ser causada por variações em muitas frequências diferentes (Chatfield, *op. cit.*). Sendo assim, os dados de sistemas reais mostram variações em diversas bandas de frequência. Generalizando a equação acima, tem-se:

$$X_t = \sum_{j=1}^k R_j \cos(\omega_j t + \theta_j) + Z_t \quad (7)$$

onde  $R_j$  é a amplitude na frequência  $\theta_j$ . Assim, para cada valor de frequência, fase e amplitude, tem-se um valor para a função  $X_t$ .

A partir de considerações matemáticas, Chatfield (1989) chega à seguinte equação:

$$y(k) = \int_0^{\pi} \cos \omega k dF(\omega). \quad (8)$$

Essa equação é denominada representação espectral da função autocovariância.  $F(\omega)$  é a função de distribuição espectral e tem uma interpretação física direta: é a contribuição para a variância da série que é devida às frequências de interesse, ou seja, de 0 até a frequência de Nyquist.

Para processos estacionários discretos puramente estocásticos, a função de distribuição espectral é uma função contínua dentro dos limites de frequência entre 0 e a frequência de Nyquist. Dessa forma, ela pode ser alterada por processos matemáticos para se transformar em uma função de densidade espectral, que é a sua derivada (Chatfield, *op. cit.*).

$$f(\omega) = \frac{\partial F(\omega)}{\partial \omega} \quad (9)$$

A função de densidade espectral, ou função de densidade da intensidade espectral, é a ferramenta natural para se estudar as propriedades de frequência de uma série temporal. O termo função de densidade espectral é frequentemente encurtado para espectro e a palavra intensidade deriva do seu uso em engenharia, em conexão com a passagem de correntes elétricas através de uma resistência. Portanto, normalmente utiliza-se a expressão espectro de intensidade, ou power spectrum, para denominar esta função.

Análise espectral é o nome dado para os métodos de estimativa da função de densidade espectral de uma dada série temporal (Chatfield, *op. cit.*). É essencialmente uma

modificação da análise de Fourier, para torná-la utilizável em funções estocásticas do tempo.

Substituindo a equação (9) na (8) e fazendo  $k = 0$ , Chatfield (1989) chega à seguinte equação:

$$\sigma_X^2 = \int_0^{\pi} f(\omega) d\omega \quad (10)$$

Segundo o autor, fisicamente, a função de densidade espectral, ou espectro de intensidade, representa a contribuição para a variância de seus componentes com a variação da frequência. Quando o espectro é desenhado, a área total abaixo de sua curva é igual à variância do processo. Resumindo, um pico no espectro indica uma contribuição importante para a variância nas frequências, dentro do intervalo de interesse.

Chatfield (*op. cit.*), partindo da equação (5):

$$a_p \cos w_p t + b_p \sen w_p t = R_p \cos(w_p t + q_p), \quad (5)$$

mostra que, para  $p \neq N/2$ , a contribuição do  $p$ -ésimo harmônico à soma total dos quadrados é dada por:

$$N(a_p^2 + b_p^2) / 2 = NR_p^2 / 2. \quad (11)$$

Desenvolvendo a equação (11), Chatfield (*op. cit.*) observa que:

$$\sum (x_t - \bar{x})^2 / N = \sum_{p=1}^{(N/2)-1} R_p^2 / 2 + a_{N/2}^2. \quad (12)$$

A porção esquerda dessa última equação representa a variância das observações. Portanto,  $R_p^2 / 2$  é a contribuição do  $p$ -ésimo harmônico para a variância e a equação mostra que a variância total é particionada. Se for considerado  $R_p^2 / 2$  como a contribuição da

variância para  $\omega_p \pm \pi/N$ , pode-se plotar um histograma cuja altura, dentro desses limites seja tal que:

$R_p^2/2 = \text{área do histograma} = \text{altura do histograma} \times 2\pi/N$ . Logo, a altura do histograma é dada por:

$$I(\omega_p) = NR_p^2 / 4\pi. \quad (13)$$

O gráfico de  $I(\omega)$  em relação a  $\omega$  é denominado de periodograma, mesmo que  $I(\omega)$  seja uma função da frequência e não do período. A área total sob o periodograma é igual à variância da série temporal e o periodograma é uma boa forma de se estimar a função de densidade espectral, ou seja, o espectro de intensidade (*power spectrum*) (Chatfield, 1989). O periodograma fornece a intensidade que cada frequência discreta contribui para a variância total do processo (Schwarzacher, 1975). Quanto maior o valor de  $I(\omega)$  de uma frequência no periodograma maior a importância da mesma na série. Em outras palavras, um “pico” que se destaca no periodograma implica em um componente cíclico (uma frequência) importante na série (figura III.27).

Em um periodograma, tendências produzem um pico na frequência zero, enquanto variações sazonais produzem picos na frequência sazonal e em múltiplos inteiros dessa frequência, que são denominados harmônicos (Chatfield, *op. cit.*). O comprimento total da amostra é representado pelo primeiro ponto à esquerda no periodograma (figura III.27).

Chatfield (*op. cit.*) esclarece que quando os valores de uma série são amostrados em intervalos iguais no tempo, de comprimento  $\Delta t$ , faz-se a conversão de uma série temporal contínua em uma série temporal discreta e, então, é possível utilizar os métodos descritos acima. Quando se amostra uma série temporal contínua, a questão principal é como escolher o intervalo de amostragem  $\Delta t$ . A amostragem pode levar a alguma perda de informação, a qual torna-se cada vez maior a medida que  $\Delta t$  aumenta. Por outro lado, utilizar valores de  $\Delta t$  muito pequenos pode ser muito dispendioso, por exemplo, na aquisição de dados sísmicos, de forma que os valores devem ser escolhidos de forma

racional. Altas frequências podem ser perdidas na série amostrada. Logo,  $\Delta t$  deve ser escolhido lembrando-se que as variações na série contínua devem ser desprezíveis para frequências maiores que a de Nyquist. Se  $\Delta t$  é muito grande, pode ocorrer um falseamento das frequências mais altas, o qual é um fenômeno denominado *alias*. Ou seja, o *alias* pode ser evitado escolhendo-se um  $\Delta t$  de forma que a função de densidade espectral  $f(\omega) \equiv 0$  para  $\omega > \pi/\Delta t$ .

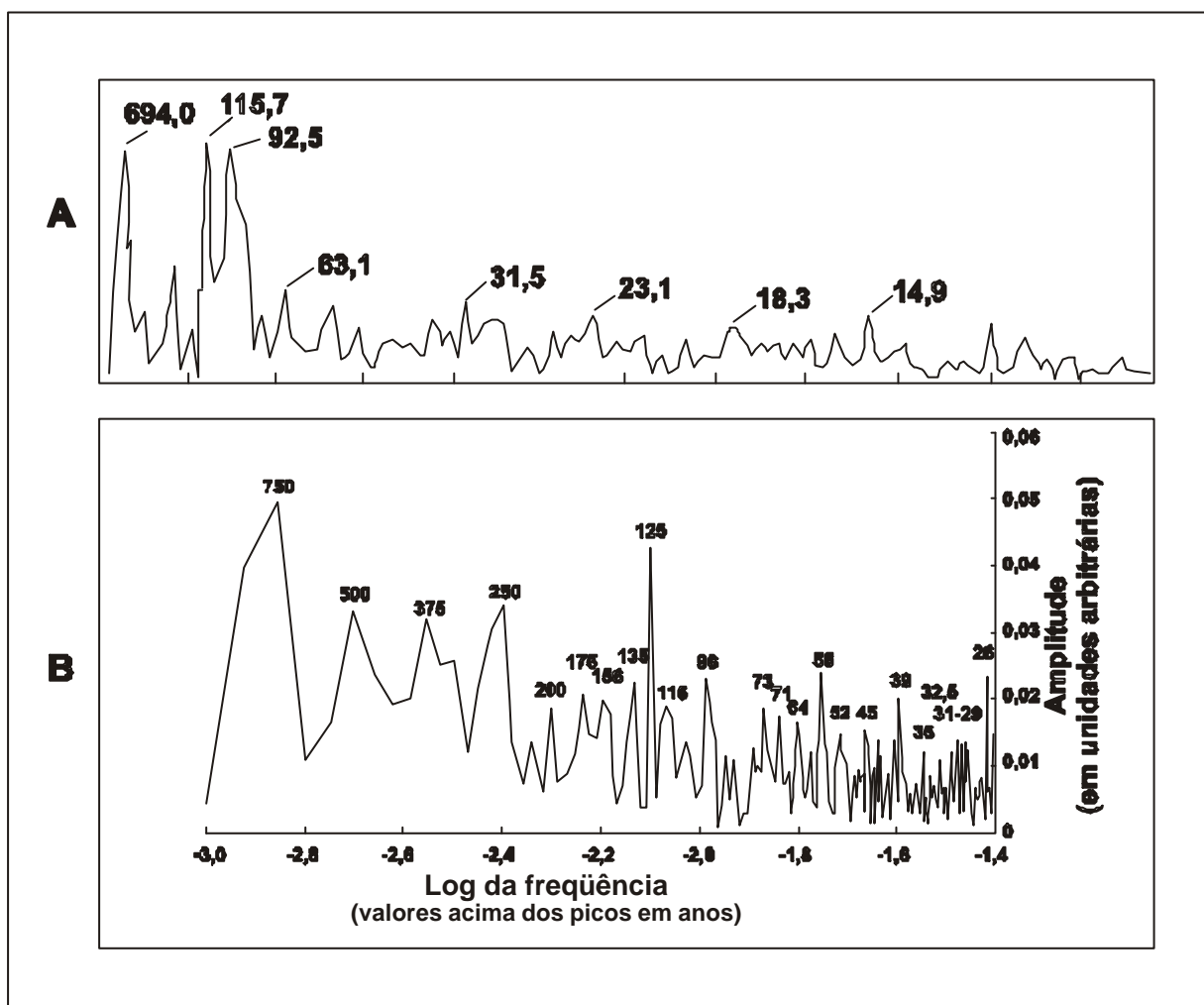


Figura III.27 – Periodogramas de dois testemunhos: (A) Piobbico, seqüência de ritmos pelágicos Scisti a Fucoidi (Aptiano-Albiano, Itália), mostrando picos na frequência dos ciclos orbitais, a partir de dados de distribuição de carbonato de cálcio (Fischer *et alii*, 1991); (B) varves holocênicas marinhas da zona disaeróbica de costa afora do Paquistão, apresentando picos na frequência dos ciclos solares, a partir de dados escaneados (von Rad *et alii*, 1999). (Modificado de Fischer *et alii*, 1991 e von Rad *et alii*, 1999).

O programa Statistica utiliza a transformada rápida de Fourier (*fast Fourier transform*, ou FFT) para as análises espectrais. Essa técnica, segundo Chatfield (1989), reduz substancialmente o tempo requerido para o processamento da análise de Fourier em computadores e é também mais preciso, além de diminuir de forma significativa o risco da interpretação de ruídos no espectro de intensidade, em comparação com técnicas mais complexas (Schaaf & Thurow, 1997).

### **III.2.2-) CONSIDERAÇÕES SOBRE A ANÁLISE ESPECTRAL DE SÉRIES DE SEDIMENTOS E ROCHAS SEDIMENTARES**

Segundo Weedon (1991), a análise espectral não explica uma possível conexão entre as variações climáticas e a composição dos sedimentos, mas pode prover evidências que apoiem o fato de que tal conexão existiu. Estudos em sedimentos do Pleistoceno mostram que as variações climáticas e da órbita terrestre na escala de 10 mil a 1 milhão de anos são dominadas por alguns componentes regulares, relacionados a variações na excentricidade (cerca de 410 e 100 mil anos), obliquidade (aproximadamente 41 mil anos) e precessão (cerca de 22 mil anos), os denominados Ciclos de Milankovitch. Como foi citado anteriormente, durante o Fanerozóico esses componentes mudaram gradualmente seus períodos (Berger & Loutre, 1989 e 1994), mas, dentro do intervalo de tempo estudado pela maioria das séries temporais, permanecem essencialmente constantes.

Logo, quando os sedimentólogos especulam se a ciclicidade que observam registra oscilações climáticas e orbitais, têm a possibilidade de testar a idéia utilizando análise espectral, tentando identificar ciclos regulares discretos que possuam os períodos de Milankovitch. A análise espectral também tem sido utilizada na busca de ciclicidade sedimentar regular relacionada a ciclos de manchas solares e de marés (Anderson, 1961 e 1992; Williams, 1985 e 1989; Williams & Sonett, 1985; Weedon, 1991; Ripepe *et alii*, 1991; Steig *et alii*, 1998; Von Rad *et alii*, 1999).

A possibilidade de entendimento da ocorrência e dos modos de operação das mudanças climáticas de alta frequência, na escala de milênios até anos, está intimamente ligada à necessidade de investigação de longos registros desses acontecimentos no passado. Como os registros escritos e instrumentais (históricos) sobre o clima são muito curtos, em termos do tempo observado, tais informações só podem provir dos registros geológicos (Schaaf & Thurow, 1997). Os registros de concentração de isótopos cosmogênicos ( $^{14}\text{C}$  e  $^{10}\text{Be}$ ) estão restritos a alguns reservatórios. Já as rochas produzem evidências de várias fontes, sejam elas de caráter sedimentar (variações de composição, diferenças de espessura), geoquímico ou de conteúdo fossilífero, as quais provêm uma gama de dados diferentes que podem ser analisados de forma conjunta, a partir de uma mesma fonte.

As técnicas de análise de imagens digitais permitem a extração rápida e fácil de longas séries temporais de variabilidade climática a partir de sedimentos laminados, com resoluções até de menos de um ano (Schaaf & Thurow, 1997).

Existem algumas limitações para a análise espectral de séries temporais estratigráficas pré-pleistocênicas. Nesse caso, a análise utiliza uma escala de espessura ao invés de uma escala de tempo para o espectro gerador da série temporal, com eixos em “ciclos por metro”, por exemplo, ao invés de “ciclos por intervalos de tempo” e muitos processos geológicos, tais como taxas de sedimentação ou acumulação variáveis, podem distorcer uma relação originalmente linear entre tempo e espessura. Conseqüentemente, a falta de um ciclo regular em espessura pode resultar dessas distorções que atuam durante e após a deposição, ou do fato que realmente não tenha existido uma conexão entre a composição dos sedimentos e os ciclos no ambiente original, sejam eles orbitais ou de outra natureza (Weedon, 1991).

É necessário, portanto, substituir a espessura acumulada de sedimentos por uma escala de tempo, o que envolve erros, sendo um dos maiores problemas em estratigrafia estabelecer a acuracidade dessa escala. Segundo Schwarzacher (1989), podemos assumir que um sinal seja descrito por uma onda senoidal pura, determinando o caráter litológico de um sedimento (figura III.28).



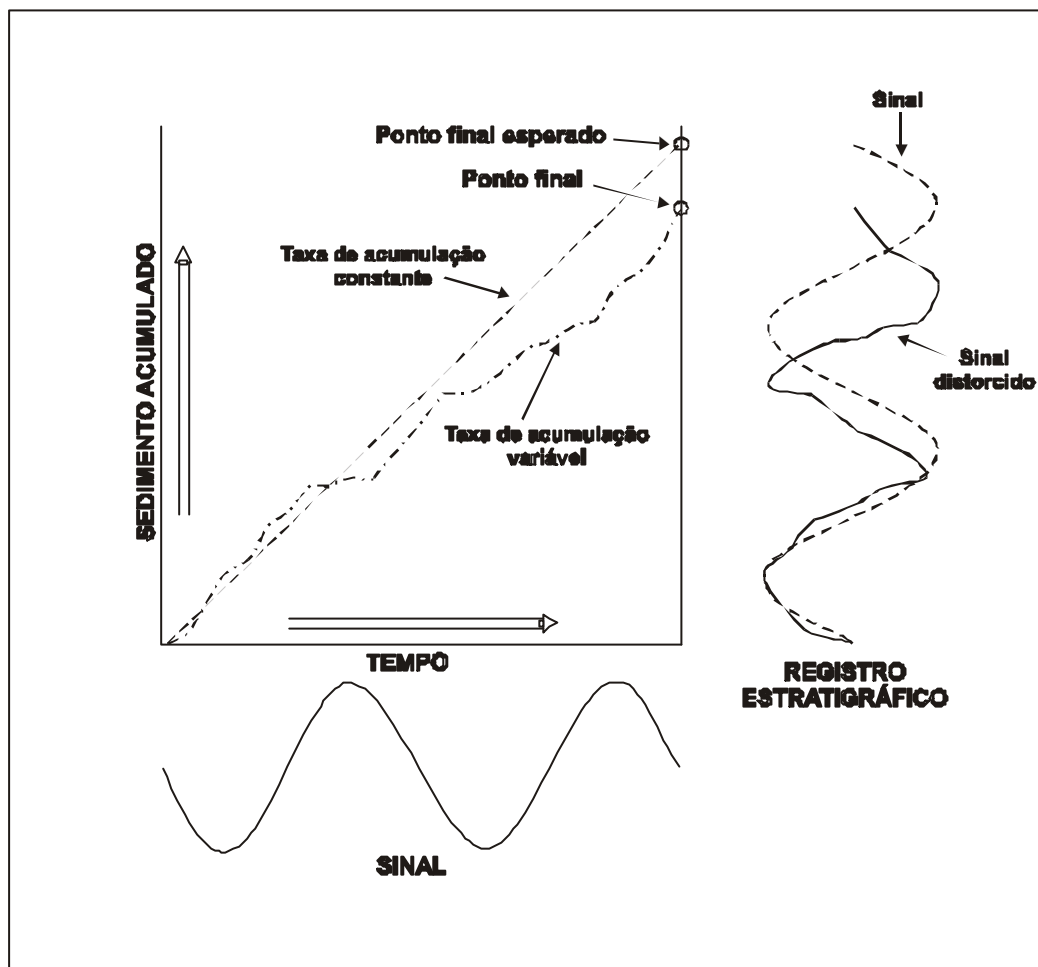


Figura III.28 – Diagrama representando um processo sedimentar. A seqüência sedimentar será um registro acurado do sinal se a taxa de sedimentação (ou acumulação) for constante. A relação direta entre o tempo e a espessura estratigráfica está mostrada pela linha tracejada. Se a taxa de sedimentação apresentar flutuações, a forma do sinal será distorcida. (Modificado de Schwarzacher, 1989).

Se as taxas de acumulação são constantes, o registro estratigráfico será uma réplica do original, contextualizando uma situação ideal, e portanto, não natural. Logo, existirão sempre ao menos dois tipos de erros no registro sedimentar (Schwarzacher, 1989):

a-) condições ambientais idênticas não produzem sempre as mesmas litologias e certos processos tornam o registro sedimentar irregular, introduzindo nele um ruído. Esse tipo de erro fica superposto ao sinal, mas pode ser eliminado se a seção estudada for suficientemente longa, permitindo a determinação acurada da freqüência dos ciclos;

b-) taxas de acumulação são variáveis e incorporam mudanças imprevisíveis. A figura III.28 mostra uma representação simples do processo de sedimentação, em que cada intervalo de espessura preservado possui um valor randômico e corresponde a uma unidade de tempo, sendo que a sedimentação é caracterizada por um percurso aleatório (*random walk*). O sinal temporal está, portanto, distorcido.

O primeiro tipo de erro (ou ruído) acima descrito afeta apenas a amplitude do processo, mas o segundo afeta a frequência, introduzindo um deslocamento de fase e, como é acumulativo, provoca deslocamentos também na frequência. Ambos contribuem para distorcer os periodogramas das séries temporais.

No item anterior, vimos que, nos periodogramas, cada componente cíclico da onda analisada produz um máximo na forma de um pico cuja amplitude é proporcional àquele harmônico particular. Os ruídos na modulação da amplitude, acima descritos, tornam o registro irregular, diminuindo e alargando os picos no periodograma (figura III.29b). Já os ruídos na modulação da frequência reduzem a intensidade das altas frequências, de forma que as maiores podem vir a ser totalmente eliminadas em registros muito ruidosos (figura III.29c). Os hiatos relativos à não-deposição ou erosão estão incluídos nessa última categoria, podendo assim atenuar ou eliminar picos de alta frequência (Schwarzacher, 1989).

Fora o uso de raras seqüências de varves (Anderson, 1963), a principal solução para associar períodos em anos com ciclos de espessuras regulares em rochas e sedimentos é assumir que, dentro da escala ou ordem estudada, certos ciclos indutores, com períodos compatíveis em tempo com a dada escala ou ordem, são os únicos processos regulares capazes de afetar a sedimentação (Schwarzacher, 1975). Por exemplo, para períodos entre 10 mil e 1 milhão de anos, assume-se que os ciclos orbitais são os únicos processos regulares alóctones que influenciam no clima e na deposição. A demonstração da regularidade requerida pela análise espectral, que foi vista no item anterior, é crítica para esse argumento. As razões dos comprimentos de onda dos ciclos regulares podem ser

usadas para associar ciclos sedimentares particulares com ciclos orbitais particulares (Cottle, 1989; Azambuja Filho, 1990 e item III.2.2.1.2 dessa dissertação).

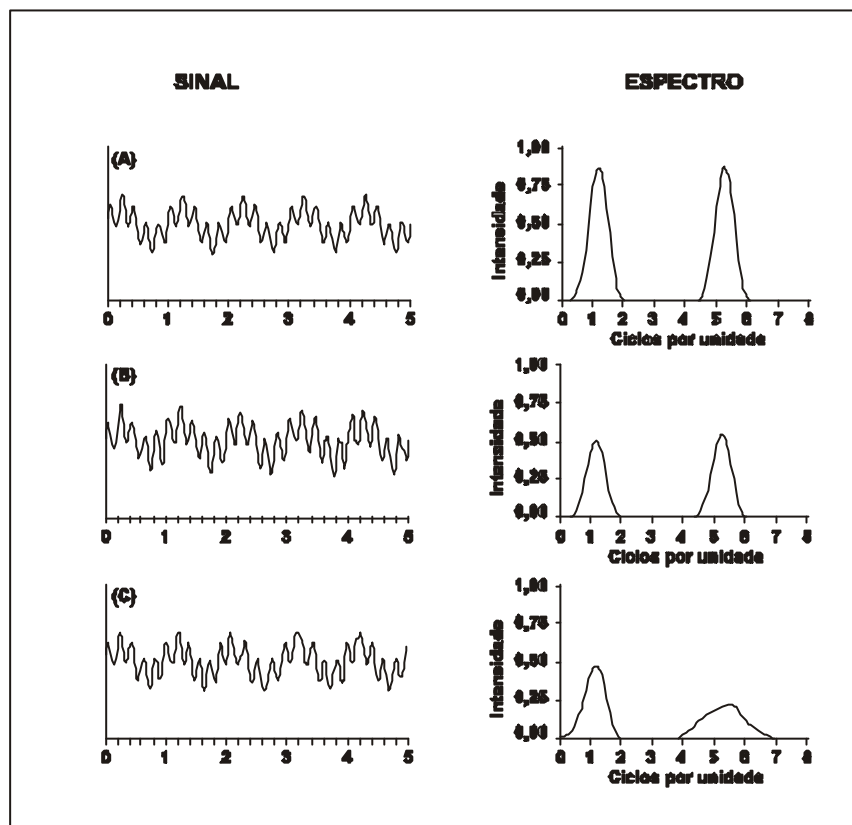


Figura III.29 – (A) Sinal não perturbado e seu respectivo periodograma. (B) O mesmo sinal, com sua amplitude distorcida por ruído randômico. Os máximos no periodograma estão menores e mais largos. (C) Escala de tempo distorcida randomicamente. Notar que a intensidade do pico de alta freqüência é menor que a do de baixa (Modificado de Schwarzacher, 1989).

Apesar dessas limitações, vários trabalhos têm sido publicados utilizando análise espectral na associação de séries de seqüências sedimentares com ciclos de Milankovitch (Hays *et alii*, 1976; Schwarzacher, 1987, 1989 e 1993; Cottle, 1989; Azambuja Filho, 1990; Fischer & Robers, 1991; De Boer & Smith, 1994b;) e ciclos de manchas solares (Anderson, 1961 e 1992; Halfman & Johnson, 1988; Ripepe *et alii*, 1991; Schaaf & Thurow, 1994 e 1997; Lamoureux *et alii*, 1998; Von Rad *et alii*, 1999).

O mais relevante em toda a discussão acima a respeito da análise espectral de sedimentos e rochas sedimentares é a escolha dos intervalos a serem utilizados na análise.

Essa escolha é de suma importância. A regularidade apresentada entre os picos das curvas de um perfil elétrico ou nas espessuras das camadas em um testemunho pode representar taxas de sedimentação ou acumulação semelhantes, ou seja, tempos de deposição iguais e uma possibilidade de periodicidade na sedimentação. A ausência de intervalos de espessura regular pode significar uma variação rápida na taxa de sedimentação ou de acumulação, ou, realmente, a falta de uma ciclicidade natural induzida. O sistema seria então autocíclico e a sedimentação teria resultado de mudanças nos processos internos da bacia.

Após essas considerações, vale a pena enfatizar um comentário que já foi feito nesse capítulo. Quando se fala de intervalos de camadas de espessura regular em sedimentos ou rochas sedimentares, não se trata de camadas individuais. A espessura de uma simples camada ou lâmina dificilmente está relacionada ao tempo de sua formação. Porém, quando é possível observar uma repetição nas camadas, como em um acamadamento rítmico ou uma seqüência cíclica (Einsele *et alii*, 1991), pode-se assumir que houve uma taxa média na formação das mesmas, considerada praticamente constante. Se o intervalo observado é suficientemente longo, a espessura da sucessão sedimentar deve ser de alguma forma relacionada ao tempo de sua formação (Schwarzacher, 1975).

Existem outras maneiras de se analisar as séries temporais. Segundo Schwarzacher (1987), se a série consiste de funções contínuas e suaves, utiliza-se, como visto acima, a transformada de Fourier. Se, por outro lado, é formada por funções em degraus, é melhor trabalhar com a transformada de Walsh. Esta é melhor aproveitada quando utilizada na análise de sistemas de dois componentes, digamos, seqüências de marga e calcário, cujas litologias foram codificadas como +1 e -1, por exemplo. O resultado seria uma onda em degrau, como a da figura III.30.

Apesar da maior parte das seqüências analisadas nessa dissertação serem seqüências rítmicas (Einsele *et alii*, 1991) e portanto de dois componentes, a onda resultante não é quadrada, pois a variação dos dados numéricos que as compõem, como será visto nos

capítulos IV e V, é bem grande. Logo, foi utilizada a análise espectral com a transformada de Fourier.

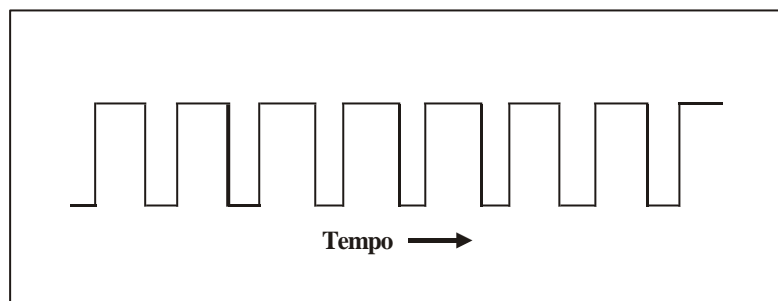


Figura III.30 – Função de onda em degraus. (Modificado de Schwarzacher, 1987).

### III.2.2.1-) O PROBLEMA DA TAXA DE SEDIMENTAÇÃO

Se construíssemos uma tabela de valores de altura da maré medidas a cada 2 horas, durante 12 meses, e calculássemos a transformada de Fourier, no domínio da frequência, o resultado seria um ciclo a cada 24 horas aproximadamente. Além disso, notaríamos uma maior intensidade dos valores mais ou menos a cada 28 dias. Portanto, estaríamos testando e comprovando a ciclicidade das marés.

Porém, para o estudo da ciclicidade em rochas através da transformada de Fourier, existe a necessidade de uma aproximação. O registro de marés que utilizamos como exemplo foi tomado em tempo, ou seja, a cada intervalo de 2 horas foi anotada a altura da maré. Mas o registro sedimentar não pode ser amostrado em tempo, pois só existe fisicamente em espessura. O tempo é justamente o parâmetro que não temos e que mais queremos conhecer.

Quando se analisa um conjunto de dados de frequência provenientes de espessuras de rochas sedimentares para efeito de estudo de ciclicidade, é preciso que se conheça a dimensão do tempo que se está buscando, ou seja, se os ciclos são na escala de anos, dezenas, centenas ou milhares de anos. Para isso deve-se ter conhecimento do ambiente de deposição dos sedimentos que deram origem à rocha estudada e dos processos sedimentares que influenciaram na deposição. Se os sedimentos são originariamente marinhos, por exemplo, o fato de terem sido depositados em plataforma rasa, talude, planície de maré, ou

qualquer outro ambiente é muito importante para interpretação dos dados de frequência devido à uma razão muito simples: a taxa de sedimentação. A taxa de sedimentação de um ritmito depositado no talude, composto por folhelhos e margas, pode ser muito diferente da de um ritmito lacustre composto por folhelhos e siltitos, por exemplo. A taxa de sedimentação é um dado fundamental para se desvendar o significado dos valores de tempo dos ciclos nas rochas sedimentares.

Como foi visto, os dados amostrados não são de tempo e, portanto, valores diferentes de espessura podem estar representando o mesmo fenômeno cíclico, ou seja, a escala de tempo, nesse caso, é ciclicamente variável. Em outras palavras, camadas de diferentes espessuras serão registradas com uma diferente escala de tempo (Schwarzacher, 1987). Em ritmitos, por exemplo, a variação da espessura das camadas pode ser um reflexo não somente de variações da taxa de sedimentação: taxas maiores implicam em camadas mais espessas, e vice-versa. Logo, valores diferentes dos picos de frequência no periodograma podem representar o mesmo fenômeno sedimentar com diferentes taxas de sedimentação. Periodogramas feitos a partir da transformada de Fourier de dados de espessura possuem grupos de valores, ou grupo de picos, para um mesmo período de tempo. Portanto, é preciso interpretar os valores para se chegar ao significado correto de cada um deles.

Segundo Schwarzacher (*op. cit.*), a estimativa do tempo absoluto deve estar baseada em estimativas de taxas de sedimentação. Tais estimativas são invariavelmente provenientes de médias tiradas de tempos que são frequentemente muitas magnitudes maiores que a duração dos ciclos (como intervalos de biozonas, por exemplo) e então podem não refletir as condições relevantes de sedimentação. Como as taxas de sedimentação apresentam tantas variações, é sempre preferível estimar a espessura do ciclo contando-se o maior intervalo estratigráfico possível. Nem sempre isso é factível, ou porque as exposições são incompletas ou porque os limites dos ciclos não podem ser localizados de forma consistente, se a ciclicidade é irregular.

Sob tais condições, a análise espectral é o único método para se obter comprimentos médios de ciclos, trabalhando-se com intervalos cuja espessura dos eventos deposicionais (como pares de ritmos ou distância entre picos em perfis elétricos) não mude muito. Essa constância na espessura dos eventos aproxima os dados do intervalo à forma de uma onda estacionária, quer dizer, uma onda invariável, constante, e garante uma taxa de deposição com pouca variação (lembrar o exemplo de Miller e Kahn (1962) no item III.2.1.2). Porém, a análise torna-se naturalmente pouco acurada para baixas frequências (grandes comprimentos de onda).

#### **III.2.2.1.1-) TAXA DE SEDIMENTAÇÃO X TAXA DE ACUMULAÇÃO**

Não se pode simplesmente medir taxas de deposição modernas para estimar tempos de duração de acumulação de seções estratigráficas antigas. Taxas de sedimentação medidas a partir de sítios de deposição atuais não incluem intervalos de erosão ou não deposição mais longos que os períodos de medida, os quais devem ser uma fração do tempo de acumulação da maioria das seções antigas (Sadler & Strauss, 1990). Quanto maior o período de observação, mais intervalos de não deposição estão incluídos no mesmo. Conseqüentemente, as taxas modernas medidas são sistematicamente mais rápidas que as taxas de acumulação de longos períodos de tempo calculadas entre datações radiométricas ou bioestratigráficas em seções estratigráficas análogas (Kukal, 1990b; Sadler & Strauss, 1990). De fato, as taxas de acumulação de sedimentos geralmente diminuem a medida que o tempo envolvido aumenta. Segundo Schwarzacher (1993), essa diminuição é exponencial e tende a se estabilizar como uma constante para intervalos de tempo longos. Reineck (1960, *apud* Kukal, 1990b), a partir de observações na sedimentação nas planícies de maré do norte da Alemanha, mostrou a importância do período de observação no cálculo da taxa de sedimentação (tabela III.6).

Se a deposição é invariável, contínua, as taxas de acumulação são constantes e independentes do período de tempo envolvido. Se a deposição é variável mas contínua, ou seja, sempre existe deposição, a taxa média de acumulação permanece independente do período de tempo envolvido, mas a variância das taxas de acumulação aumenta com a

diminuição do tempo em questão. Ambos os casos produzem seções completas em todas as escalas, por definição.

Taxa de sedimentação (cm/ka)	Período de observação (anos)
220	1900
1150	4
$1,45 \times 10^3$	8
$2,1 \times 10^9$ (camada arenosa)	Poucos segundos (experimental)

Tabela III.6. Relação entre o comprimento do período de observação e a taxa de sedimentação calculada (planícies de maré do norte da Alemanha). Modificado de Reineck (1960, *apud* Kukal, 1990b).

A completude estratigráfica de uma seção é a proporção do período de tempo total coberto pela seção que está representado na mesma pela deposição (Tipper, 1987), ou, de outra forma, é a fração de intervalos de tempo de comprimento  $t$ , para uma escala de tempo  $T$ , que deixou registro geológico (Sadler & Strauss, 1990) (figura III.31).

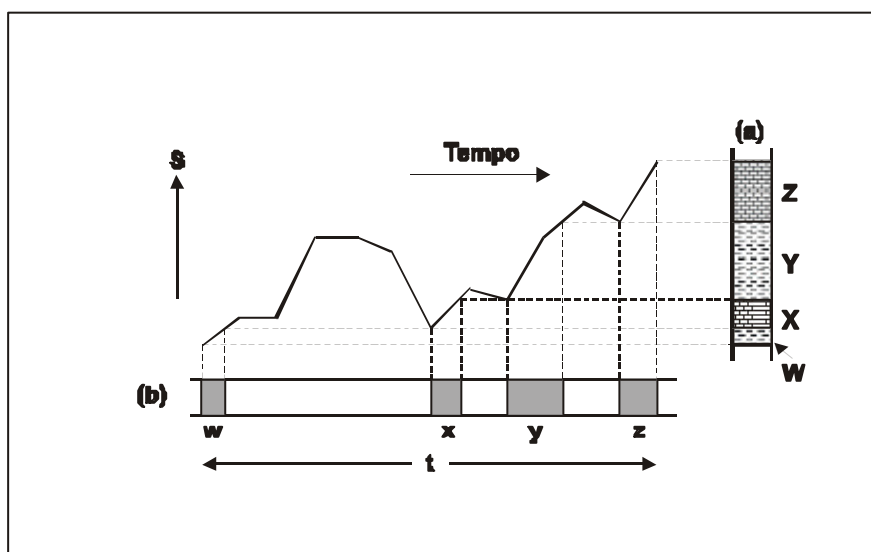


Figura III.31 – Diagrama de Barrell, mostrando a evolução no tempo da espessura acumulativa  $S$  de uma seção estratigráfica: (a) seção estratigráfica resultante: as camadas W a Z são o registro preservado da deposição; (b) seção em tempo correspondente: os intervalos coloridos  $w$  a  $z$  estão representados na seção estratigráfica pela deposição e suas durações agregadas, divididas pelo tempo percorrido  $t$ , representam a completude estratigráfica da seção (Modificado de Tipper, 1987).



Schwarzacher (1993) define matematicamente a completude como:

$$C(n) = 1 - U/n, \text{ onde}$$

$C(n)$  é a completude em função do tempo total;

$U$  é número de unidades de tempo onde não houve deposição  
ou houve erosão; e

$n$  é o intervalo de tempo total em questão.

Schwarzacher (*op. cit.*) cita um exemplo que facilita a visualização da equação acima. Digamos que em um dado ambiente de sedimentação é possível obter-se um registro deposicional contínuo, durante 12 horas, todos os dias. Se as unidades de tempo forem tomadas em dias, teríamos um registro incrivelmente detalhado. Porém, se as unidades de tempo forem tomadas em horas, nosso registro, ou seja, a completude  $C(n)$ , seria apenas de 50% ( $1 - 0,5/1 = 0,5$ ; tendo que  $0,5 = 12 \text{ horas}/24 \text{ horas}$ ).

Segundo Tipper (1987), para se considerar apropriada a completude estratigráfica de uma seção qualquer, essa deve ser fisicamente completa. Isto significa que a seção deve ser fisicamente contínua, sem hiatos e deve ficar mais nova sempre na mesma direção, ou seja, mesmo que esteja dobrada, não pode haver, obviamente, repetição de seção. Mas essa completude física, como foi citado anteriormente, não está ligada à completude da seção estratigráfica propriamente dita, mas sim ao intervalo de tempo que ela representa.

Como uma sedimentação contínua, sem interrupções, é improvável, os hiatos devem ser dependentes do tempo. Portanto, a completude pode ser definida de forma útil apenas para intervalos de tempo específicos (Anders *et alii*, 1987). Se existe alguma preservação de sedimentos para esses tempos específicos, então a seção é considerada completa para os intervalos correspondentes. Em outras palavras, a completude pode ser determinada para qualquer seção no nível de resolução desejado, assumindo que a idade absoluta é conhecida, ou seja, é função da escala em que se está trabalhando. Não existe sentido em se falar em completude estratigráfica se não é especificada a unidade de tempo, ou escala, de interesse (Sadler & Strauss, 1990). Seções que representam um longo intervalo de tempo

geralmente são menos completas que seções que cobrem intervalos menores (Tipper, 1987). O problema é que, infelizmente, para algumas escalas de tempo, como de extinções catastróficas, a estimativa da idade absoluta é bem difícil, o que torna a caracterização da completude também difícil.

A completude pode ser estimada da seguinte forma:

a-) conhecendo-se um número acurado de ciclos bem identificados em um longo intervalo datado de tempo. Alternativamente, algumas estimativas de completude podem ser obtidas comparando-se o número de ciclos em diferentes seções com boa correlação (Schwarzacher, 1993).

b-) através da razão entre taxa de acumulação total e a taxa média para cada unidade de intervalo de tempo, ou pode-se modelá-la a partir de três parâmetros gerais resultantes da história de acumulação: taxa de acumulação total, variabilidade da taxa de sedimentação e idade da seção (Sadler & Strauss, 1990).

Segundo Anders *et alii* (1987), estimativas de completude baseadas em taxas de sedimentação medidas possuem algumas limitações e, por isso, geram problemas particularmente graves para a estimativa de taxas de acumulação e de completude para seções de curta duração. Os problemas e limitações citados são os seguintes:

- não se deve ignorar os efeitos da compactação se períodos de tempo muito diferentes são comparados;
- a atuação de organismos bentônicos pode homogeneizar os sedimentos e tornar as diferenças bioestratigráficas sem sentido abaixo de uma espessura de bioturbação crítica;
- taxas de medida são dependentes de idades radiométricas. Essas idades possuem erros que não são sistematicamente associados, podendo causar grande perda de precisão na detecção do tempo absoluto, um problema que é especialmente pronunciado em intervalos de tempo curtos; e

→ para tornar práticas a medida e a amostragem, um limite inferior artificial é imposto à espessura dos intervalos e, portanto, às suas taxas.

A completude e a espessura de seções estratigráficas possuem uma associação fracamente positiva, que é, porém, mais forte quando a variabilidade da taxa de sedimentação oscila pouco de seção para seção (Sadler & Strauss, 1990).

### III.2.2.1.2-) MATRIZ DE CORRELAÇÃO E MATRIZ DE TRABALHO

Segundo Harbaugh & Merriam (1968), sistemas de classificação podem ser de grande valor, fazendo com que relacionamentos naturais, de outra forma imperceptíveis, possam ser percebidos.

Grande parte dos sistemas de classificação são similares. Uma comparação entre pares de espécimes, por exemplo, pode ser feita computando-se um coeficiente cujo valor é uma medida do grau de similaridade baseada nas observações feitas. Muitos tipos de coeficientes de similaridade podem ser imaginados. Quando uma série de comparações é feita entre todos os possíveis pares de indivíduos, uma matriz quadrada de coeficientes de similaridade é obtida (tabela .7).

	<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>
<b>A</b>	1,0	0,8	0,6	0,2
<b>B</b>	0,8	1,0	0,3	0,5
<b>C</b>	0,6	0,3	1,0	0,7
<b>D</b>	0,2	0,5	0,7	1,0

Tabela III.7 – Matriz quadrada de coeficientes de correlação (Modificada de Harbaugh & Merriam (1968).

Além disso, tal matriz é invariavelmente simétrica em relação à sua diagonal principal, requerendo apenas metade da matriz para descrever o relacionamento entre as observações originais Harbaugh & Merriam (*op. cit.*).

Cottle (1989) foi quem primeiro usou o método de coeficientes de matrizes para comparar ciclos presentes nas rochas com os de Milankovitch. Esse autor trabalhou com ciclos de foraminíferos do Turoniano do sul da Inglaterra, com a intenção de verificar se os mesmos tinham a mesma duração dos principais parâmetros orbitais. Para obter essa resposta, utilizou a transformada de Fourier dos dados de espessura dos ciclos de foraminíferos e, a partir dos ciclos (picos) principais verificados no periodograma, utilizou duas abordagens:

a-) se as razões entre os ciclos dominantes detectados nos dados de foraminíferos fossem similares às razões entre os parâmetros orbitais principais, esta seria uma evidência forte de que os ciclos de foraminíferos sofreram indução orbital.

b-) se a duração dos ciclos de foraminíferos pode ser calculada, isso permitiria uma comparação direta com as durações conhecidas dos ciclos orbitais.

A partir disso, Cottle (*op. cit.*) montou duas matrizes, uma com os dados de sua seção e outra com os períodos dos Ciclos de Milankovitch, e fez uma correlação entre as duas (tabela III.8).

Cottle (*op. cit.*), a partir dos valores das duas matrizes, verificou índices muito bons de correlação (de 0,89 a 1,0) entre as razões dos ciclos de foraminíferos e dos períodos orbitais. Por exemplo, a correlação entre a razão de 3,9 dos ciclos de 825 e de 210 cm e a de 4,1 dos períodos de 410 e 100 ka é de 0,89 ( $3,9/4,1 = 0,89$ ). Dessa forma, pode contar o tempo contido na seção, chegando à quantidade de tempo total da mesma. A taxa de acumulação média, calculada a partir da divisão da espessura dos ciclos pelo período correspondente, ficou em torno de 2 cm/ka.

Azambuja Filho (1990) utilizou o mesmo método para estudar os turbiditos oligomiocênicos da Bacia de Campos, Brasil, a partir de dados de porcentagem de  $\text{CaCO}_3$  e de dados de perfis elétricos.

<b>Periodicidades orbitais (ka)</b>	<b>410</b>	<b>100</b>	<b>41</b>	<b>21</b>
<b>410</b>	1	4,1	10	19,5
<b>100</b>		1	2,4	4,8
<b>41</b>			1	1,9
<b>21</b>				1

<b>Ciclos Dominantes de foram. (cm)</b>	<b>825</b>	<b>210</b>	<b>92</b>	<b>48</b>
<b>825</b>	1	3,9	8,9	17,2
<b>210</b>		1	2,3	4,4
<b>92</b>			1	1,9
<b>48</b>				1

Tabela III.8 – Matrizes utilizadas por Cottle (1989) para testar a periodicidade dos ciclos de espessura de foraminíferos do Turoniano da Inglaterra. Matriz superior: ciclos orbitais. Matriz inferior: ciclos de espessura de foraminíferos (Modificada de Cottle, 1989).

### **III.2.3-) CONCEITOS SOBRE AMOSTRAGEM DE IMAGENS DIGITAIS**

Uma série temporal de sedimentos e rochas sedimentares, como foi citado anteriormente, pode ser construída a partir do registro equidistante da espessura das camadas, ou seja, a partir de uma amostragem contínua, coletada a intervalos iguais (Schwarzacher, 1987).

Para amostrar os dados nas rochas, deve-se escolher um intervalo de amostragem (IA) em espessura. Como foi visto no item III.2.1.2, o IA tem que ser tal que o comprimento de onda de interesse, ou seja, a menor espessura que se deseja amostrar, contenha pelo menos dois intervalos de amostragem.

As imagens digitais são formadas por porções, ou celas, as quais formam uma malha, ou matriz, com endereços cartesianos X e Y definidos, cuja origem é o seu canto superior esquerdo (figura III.32). Cada cела recebe o nome de pixel, do inglês *picture element*, e possui um atributo numérico denominado número digital que corresponde à média da intensidade de energia refletida ou emitida pela imagem enquadrada no pixel (Rossetti, 1996).

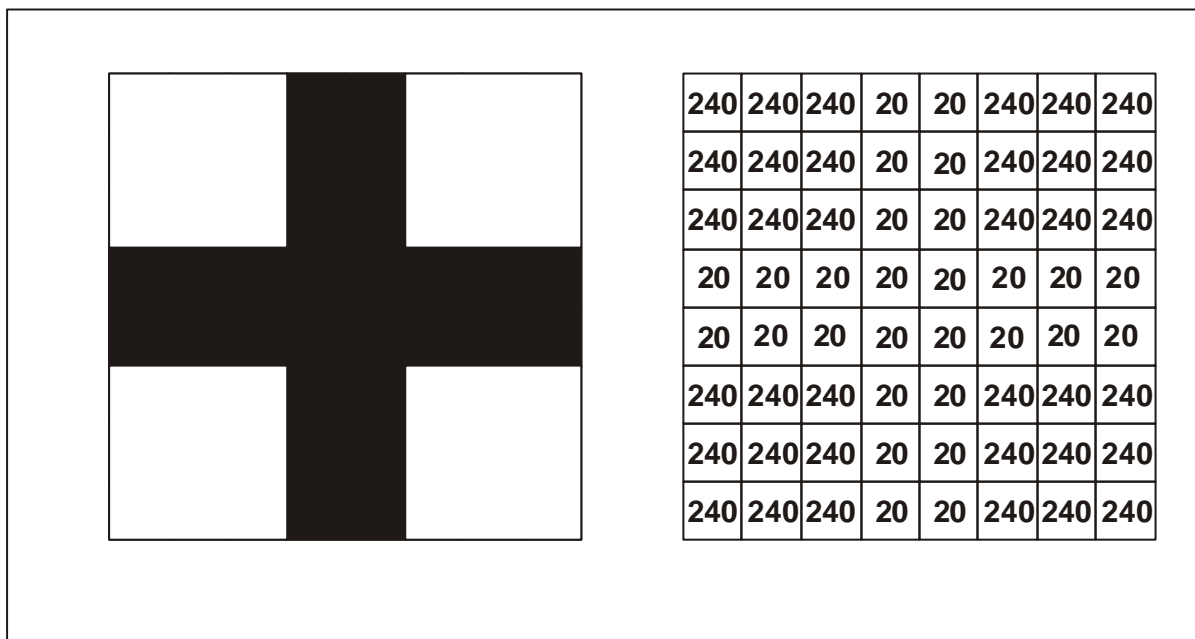


Figura III.32 – Exemplo de imagem representada por uma matriz numérica. Cada pixel possui uma localização definida por linha e coluna e um valor de cinza que varia entre 0 (preto) e 255 (branco). (Modificado de Rossetti, 1996).

Ao se adquirir uma imagem amostrada em 8 bits, os valores do número digital para cada pixel irão representar diferentes tons de cinza com máximos em branco e preto, variando entre 0 e 255:

$$8 \text{ bits} = 2^8 = 256 \text{ valores, sendo } 0 \text{ correspondente a branco e } 255 \text{ a preto.}$$

Portanto, ao se adquirir imagens de sedimentos ou rochas com o objetivo de analisar como séries temporais, é necessário que a dimensão de cada pixel seja compatível com a amostragem que se deseja fazer, ou seja, cada pixel deve ter no mínimo a metade da

dimensão da menor camada ou lâmina observada. Da mesma forma, os atributos da imagem original precisam ser levados em conta. No caso dos ritmitos estudados nessa dissertação, formados por intercalações de silito e folhelho, as variações de coloração se encontram na faixa do espectro de tons de cinza, perfeitamente reproduzíveis na escala de 0 a 255, correspondente a 8 bits.

## **IV-) OBTENÇÃO E TRATAMENTO DOS DADOS DA DISSERTAÇÃO**

### **IV.1-) FONTES DOS DADOS: TESTEMUNHOS E PERFIS ELÉTRICOS**

Conforme Schwarzacher (1987), pode-se converter dados litológicos ou derivados de rochas (como dados geoquímicos, de abundância de fósseis) em valores numéricos, codificando-os ou subdividindo a seção em pequenos intervalos, para os quais são calculadas porcentagens. A conversão permite que os dados sejam analisados através de séries temporais. Esse método foi utilizado, por exemplo, por Cottle (1989), em dados de abundância de foraminíferos, e por Azambuja Filho (1990), em porcentagens de  $\text{CaCO}_3$ .

A mesma conversão pode ser realizada a partir de dados de perfis elétricos, sendo que a grandeza medida é a distância entre os picos de amplitude (espessura das variações litológicas) na curva do perfil. Outra forma de transformar informações litológicas em valores numéricos é a utilização do *scanner*. Escanear um trecho de testemunho significa transformar as diferenças de coloração e espessura das camadas ou lâminas presentes em dados digitais, ou seja, valores numéricos (item IV.2.2).

Esses dois últimos métodos foram utilizados durante a obtenção dos dados dessa dissertação. Representam, porém, escalas de trabalho distintas: os perfis mostram as mudanças de larga escala, relacionadas às variações no nível do mar. Os testemunhos, além dessas, registram também variações climáticas de mais alta frequência. Trabalhar nas duas escalas significa poder identificar de forma mais completa, em caso positivo, os mecanismos de indução externa que atuaram na sedimentação da bacia.

#### **IV.1.1-) ESCOLHA DOS TESTEMUNHOS**

A premissa básica para a escolha dos testemunhos foi a presença de ritmos, de forma a possibilitar o teste da presença de alguma periodicidade nos mesmos, fosse ela anual, como sugere grande parte da literatura, ou outra qualquer. Os trechos de



testemunho trabalhados possuem espessura total de ritmitos compatível com o objetivo dessa dissertação.

Outro fator impositivo foi a ausência de estruturas sedimentares que pudessem implicar em variação na espessura de cada lâmina rítmica individualmente (como, por exemplo, ondulações) e na conseqüente distorção dos resultados. Em outras palavras, o topo das lâminas dos ritmitos foi considerado como praticamente plano para distâncias laterais consideráveis, relativas ao contexto do ambiente em que foram depositados.

Os testemunhos provêm de dois poços perfurados para exploração de carvão mineral, realizados pela Superintendência Regional do Rio Grande do Sul da CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais). São eles: 7-RL-04-SC, perfurado durante a execução do “Projeto Rio Laranjeiras”, em 1979, em Santa Catarina, e IB-93-RS, perfurado no decurso do “Projeto Iruí-Butiá”, em 1981, no Rio Grande do Sul. Os poços distam aproximadamente 380 km (ver figuras II.4 e II.5, no Capítulo II). A espessura total das rochas do Grupo Itararé em cada um dos testemunhos é de 191 e 71 m, respectivamente. Os dados digitais para a análise de séries temporais foram convertidos a partir das informações litológicas, através dos perfis de raios gama e dos testemunhos.

## **IV.2-) OBTENÇÃO E TRATAMENTO DOS DADOS DOS TESTEMUNHOS**

### **IV.2.1-) DESCRICAÇÃO DOS TESTEMUNHOS**

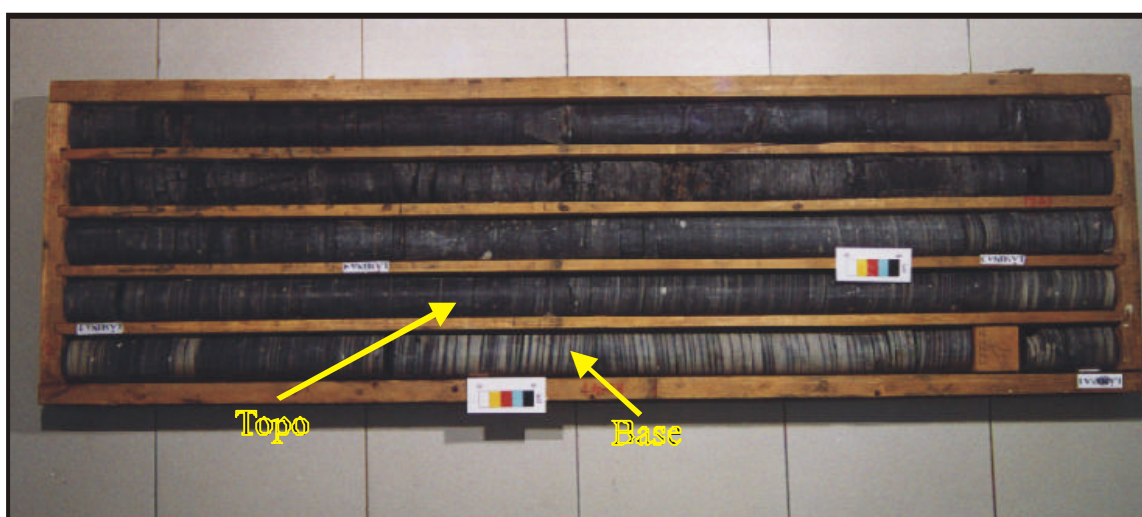
A análise estatística por séries temporais dos dois poços, como já citado acima, foi feita utilizando-se tanto os perfis elétricos quanto trechos dos testemunhos. Pode-se então dividir o estudo em duas escalas de trabalho distintas: uma maior, a dos testemunhos, e outra menor, a dos perfis, não havendo necessidade de detalhamento das rochas em toda a seção dos poços fora dos trechos escaneados. Conseqüentemente, as descrições mais detalhadas se resumem aos trechos de testemunho escaneados e utilizados para análise de séries temporais (290,46 a 290,08 m para o testemunho do IB-93-RS e 526,70 a 525,47 m para o testemunho do 7-RL-04-SC).

Para o poço IB-93-RS foram feitas também descrições sem maiores detalhamentos de toda a seção, desde a base até a profundidade de 290,82 m. Isso foi necessário por causa da impossibilidade de se encontrar uma ciclicidade na frequência dos ciclos orbitais no perfil, cujas razões serão comentadas no capítulo V. Logo, se fez obrigatória a descrição e uma contagem dos pares de ritmos observados em todo o testemunho, desde a sua base.

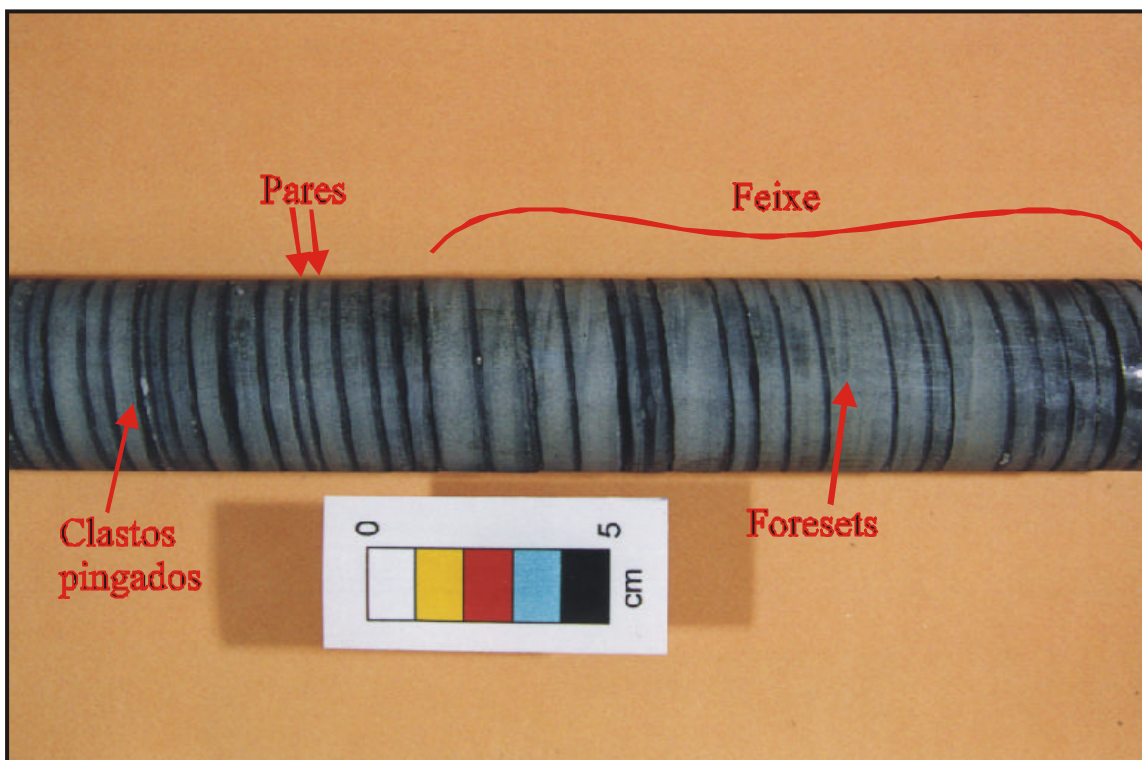
Quanto ao poço 7-RL-04-SC, para o restante da seção foram aproveitadas as descrições existentes da CPRM em conjunto com descrições feitas pelos alunos do curso de pós-graduação da UFRGS, turma de 1998, e pelo geólogo Saulo Ferreira Santos (comunicação pessoal), realizadas durante suas respectivas dissertações de mestrado, aos quais o autor agradece profundamente a gentileza da cessão das mesmas.

#### IV.2.1.1-) 7-RL-04-SC

O intervalo escaneado de ritmitos do poço em questão (525,47 a 526,7 m) possui uma espessura total de 1,23 m, sendo formado por pares de lâminas alternadas de siltito cinza claro e folhelho cinza escuro, caracterizando uma seqüência rítmica (Einsele *et alii*, 1991) (fotografias IV.1 e IV.2). O contato entre as lâminas de siltito e folhelho é abrupto. Não foram observadas bioturbações.



Fotografia IV.1 – Caixa de testemunhos número 88, do poço 7-RL-04-SC. O intervalo escaneado faz parte dessa caixa e está indicado na foto. Os ritmitos gradam para um folhelho laminado.



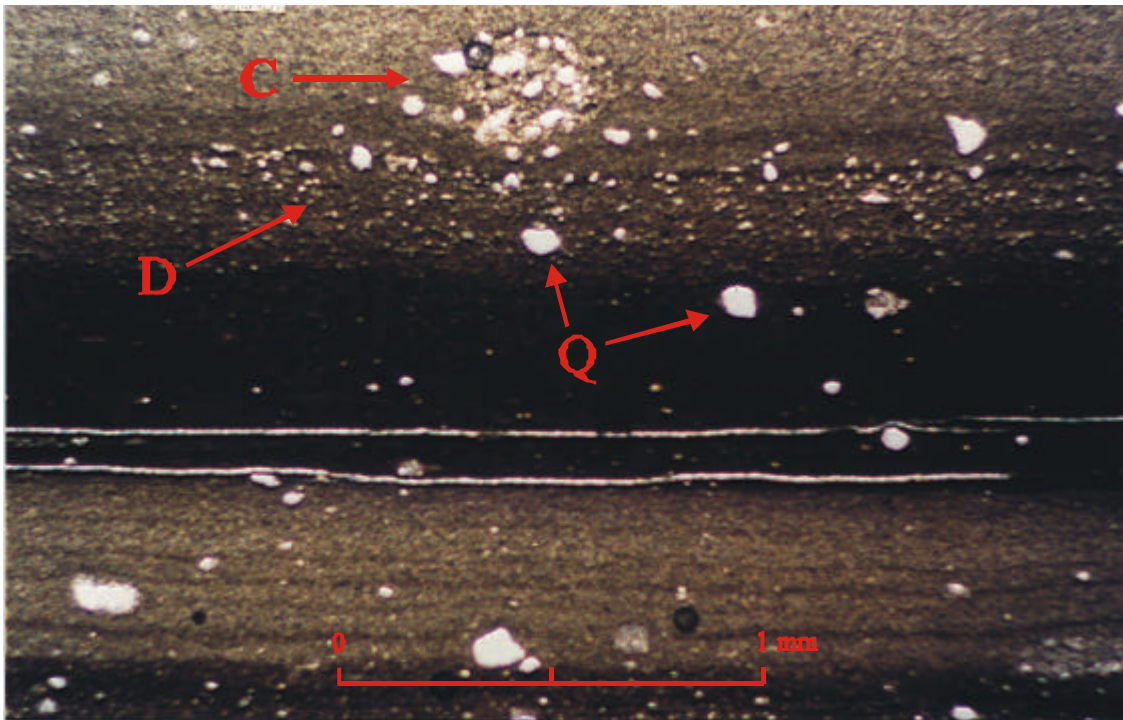
Fotografia IV.2 – Fotografia de parte do testemunho do poço 7RL-04-SC. Pode-se ver a ritmicidade dos pares de lâminas de siltito e folhelho formando feixes. Notar os ripples unidirecionais e alguns clastos pingados.

A espessura das lâminas de siltito varia entre 0,1 e 0,5 cm, chegando a até 1,1 cm em alguns trechos, e a das lâminas de folhelho têm de 0,1 a 0,2 cm de espessura média. As lâminas de siltito apresentam internamente *ripples* unidirecionais, onde apenas parte do *foreset* foi preservado (fotografia IV.2). A base de cada lâmina é marcada por uma fina deposição de chuva de detritos provenientes de icebergs (fotografia IV.3).

Os pares dos ritmitos se agrupam em feixes assimétricos de três a sete pares, de espessura crescente para o topo, os quais se agrupam em feixes assimétricos maiores de até trinta pares, com as mesmas características. Da base até o topo do intervalo escaneado existem aproximadamente 413 pares.

Existe uma grande quantidade de clastos pingados nos ritmitos, cuja granulometria varia de areia fina a seixo. Lâminas petrográficas mostraram que esses clastos são formados predominantemente por quartzos facetados e arenitos intrabaciais pouco litificados (fotografias IV.3 e IV.5). Esses últimos (fotografias IV.5 e IV.6)

mostram contato gradacional com as lâminas do ritmito e se amoldaram com a compactação, sendo formados por grãos de quartzo, plagioclásio, e alguns microclínios e por intraclastos de matéria orgânica lenhosa, de rochas graníticas e de folhelhos. A presença dos plagioclásios e microclínios com pouca ou nenhuma alteração comprova o clima seco glacial, com pouco intemperismo químico (fotografias IV.3 a IV.5).



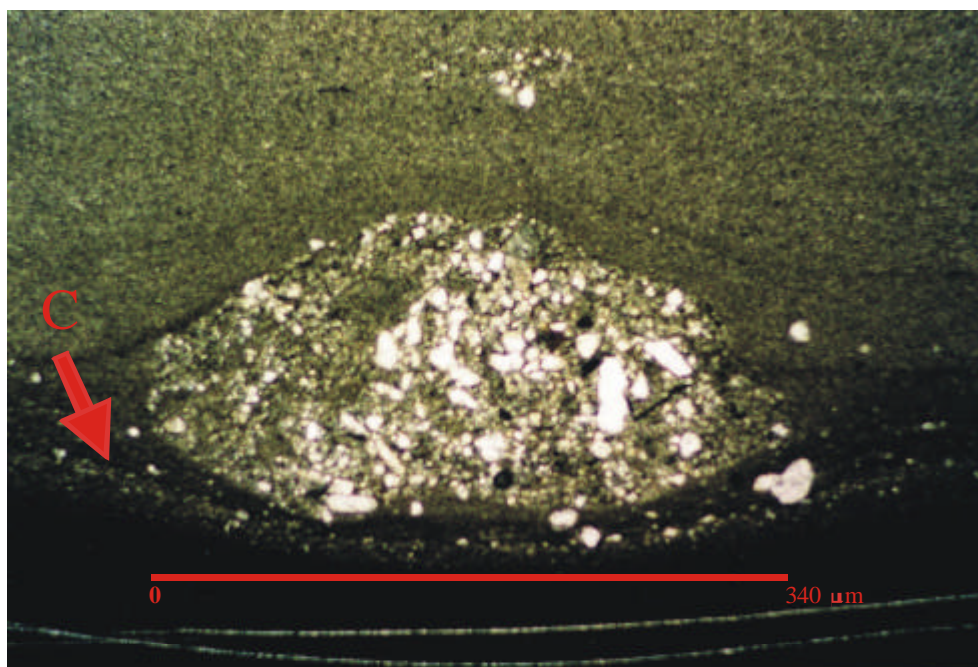
Fotografia IV.3 – Fotomicrografia. A composição dos clastos pingados é preferencialmente (Q) quartzo facetado e (C) arenito pouco litificado, proveniente de retrabalhamento de arenitos da própria bacia. Notar o contato gradacional entre o clasto de arenito e a lâmina de siltito. Na base das lâminas de siltito ocorrem lâminas de chuva de detritos (D).

As lâminas de folhelho apresentam extinção conjunta na lâmina petrográfica, caracterizando a preservação da orientação original da deposição (fissilidade primária) (fotografia IV.9).

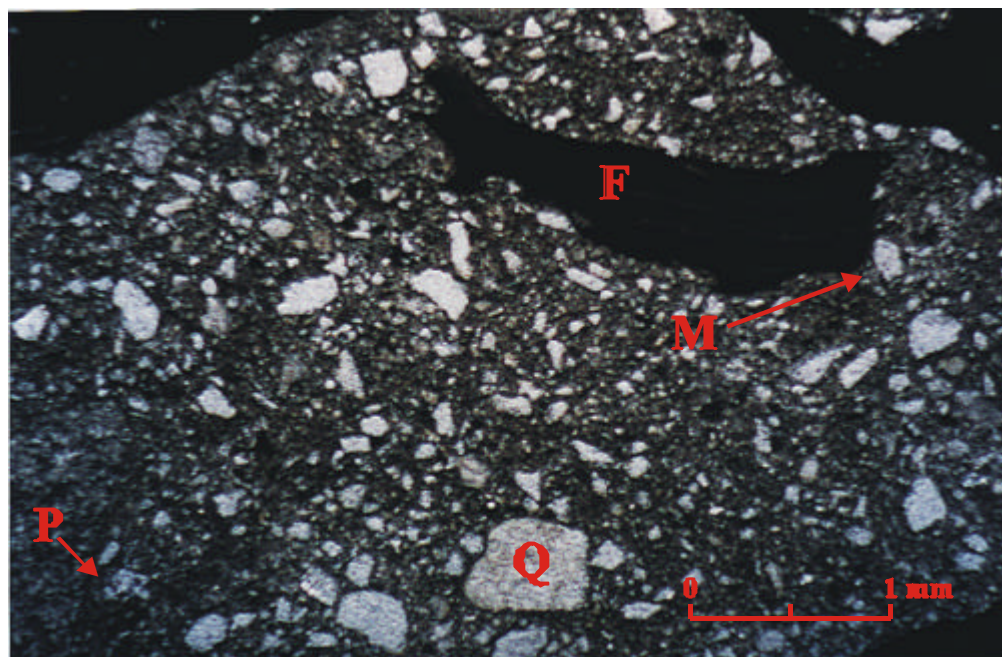
Agregados framboidais de pirita, disseminados e na escala de micrômetros, são comuns (fotografias IV.10 e IV.11). Frambóides de pirita são formados durante as fases iniciais da diagênese (em contraste com as piritas euédricas, formadas nos estágios posteriores), sob condições anóxicas, através da redução do sulfato de águas marinhas ou salobras pela ação de bactérias anaeróbicas (Raiswell, 1982; Postma, 1982; Bloch & Krouse, 1992). Sua geração se dá normalmente em sedimentos finos com conteúdo



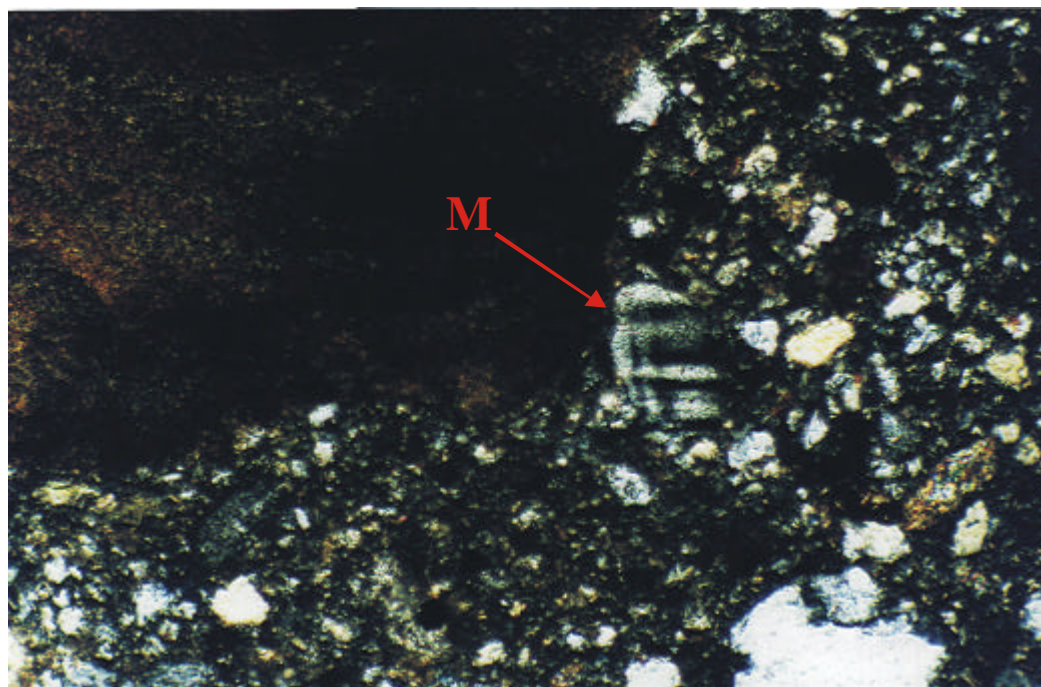
Fotografia IV.4 – Seixo de arenito litificado, facetado. Esse clasto é diferente da maioria dos clastos pingados encontrados nos ritmitos, que são de arenitos pouco litificados.



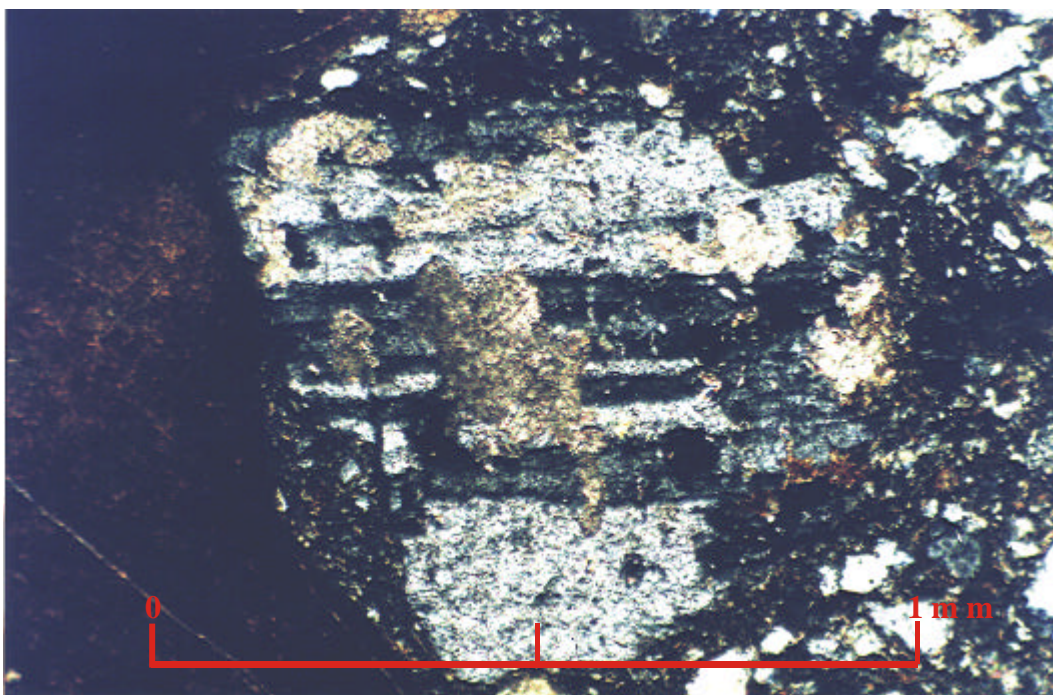
Fotografia IV.5 – Clasto pingado de arenito pouco litificado intrabacinal, amoldado e suavemente estirado devido à compactação. Notar a chuva de detritos na base da lâmina de siltito (C).



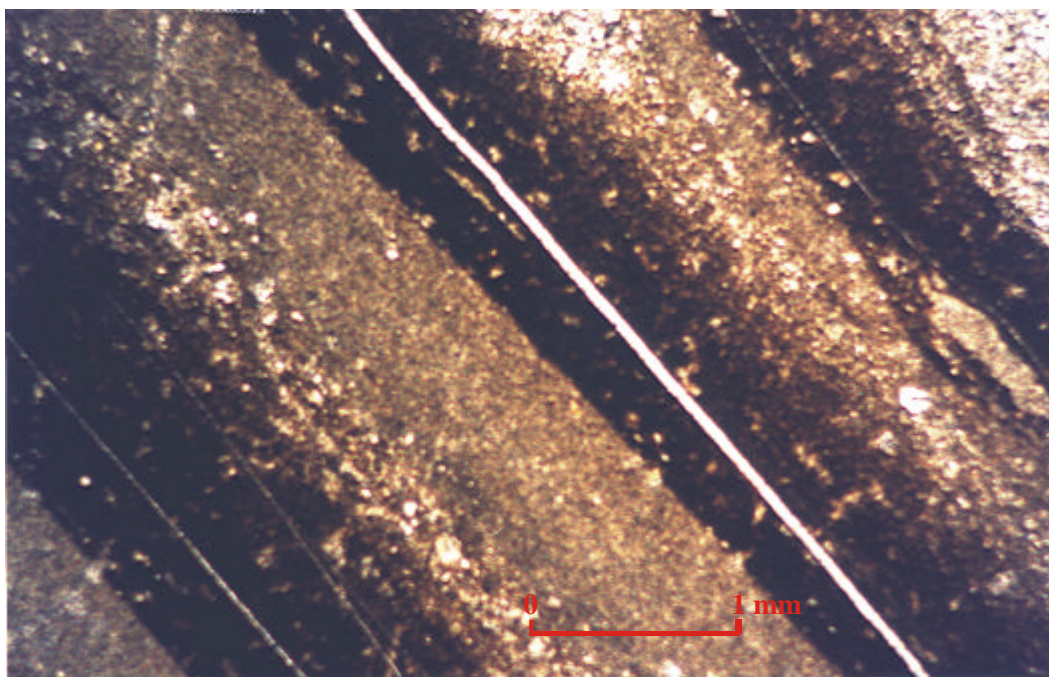
Fotografia IV.6 – Fotomicrografia de clasto pingado (7,68 mm) de arenito intrabacinal. Os grãos formadores são constituídos principalmente por quartzo (Q) e, subordinariamente, por microclínios (M), plagioclásios (P) e intraclastos de folhelho (F). Notar a angulosidade dos grãos.



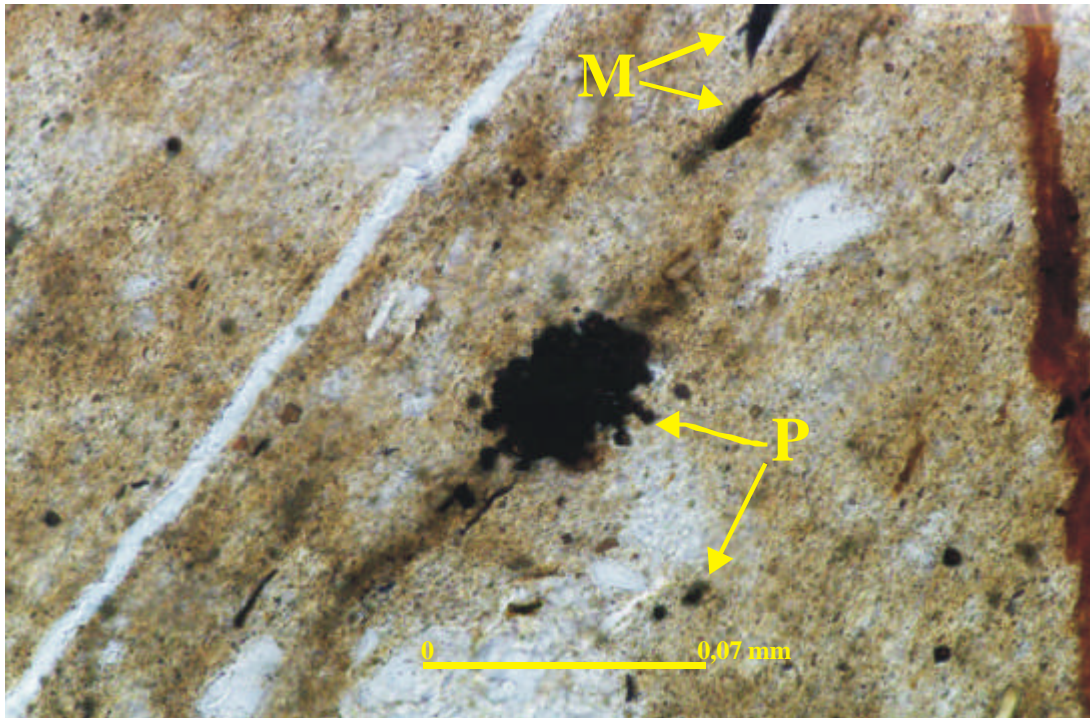
Fotografia IV.7 – Mesmo clasto da fotografia IV.6. Detalhe do grão de microclínio (230  $\mu\text{m}$ ). Nicóis cruzados.



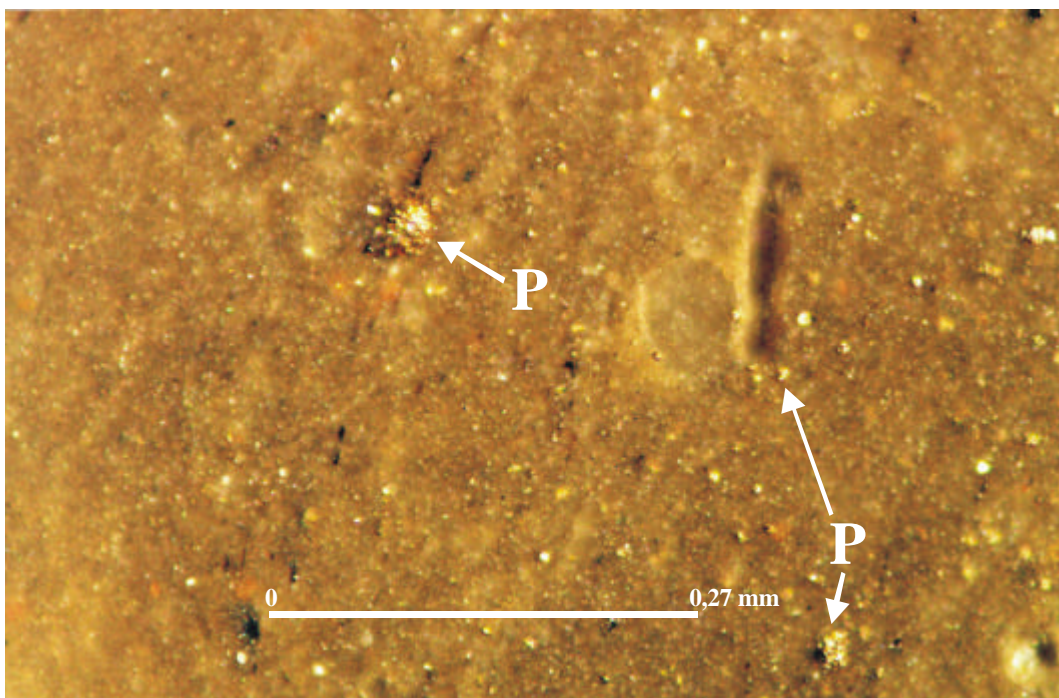
Fotografia IV.8 – Fotomicrografia de grão de plagioclásio, constituinte do clasto da fotografia IV.6. Notar que o grão apresenta pouca alteração, caracterizando o baixo intemperismo químico reinante quando da deposição dos sedimentos. Nicóis cruzados.



Fotografia IV.9 – Fotomicrografia de ritmitos do poço 7RL-04-SC (topo para a direita). Notar a passagem abrupta das lâminas de siltito para as de folhelho e a extinção conjunta dos argilominerais na lâmina de folhelho, caracterizando a preservação da orientação original de deposição. Nicóis cruzados.



Fotografia IV.10 – Agregados framboidais de pirita (P) disseminados em lâmina de silito. A lâmina mostra também intraclastos de matéria orgânica (M) e uma fratura preenchida por carbonato. Luz oblíqua (fibra ótica).



Fotografia IV.11 – Pirita framboidal e disseminada brilhando em luz oblíqua.



significativo de matéria orgânica, em que a água contida nos poros do sedimento tem que estar em conexão de difusão livre com a água do mar acima da coluna sedimentar (Postma, 1982).

Segundo Berner (1984), as concentrações de sulfato dissolvido em água doce são muito menores, na média muitas centenas de vezes menor, que na água salgada. Como resultado, na água doce, o sulfato é rápida e totalmente consumido através da redução em profundidades de apenas poucos centímetros de sedimento, deixando para trás pouca pirita e muita matéria orgânica. Logo, em contraste com sedimentos marinhos, o sulfato é o principal fator controlador da formação de pirita em sedimentos de água doce. Dessa forma, a grande quantidade de pirita framboidal encontrada nos ritmitos indica que a deposição se deu em ambiente marinho ou de águas salobras.

Essa conclusão é importante, pois os ritmitos em questão têm sido descritos como depositados em lagos glaciais, portanto em ambientes de água doce, por vários autores (Marques-Toigo *et alii*, 1989; Machado, 1989; Castro, 1991e 1995; Castro & Schneider, 1993; Santos *et alii*, 1996). Marques-Toigo *et alii* (1989) reportaram a presença de *Botryococcus* nos ritmitos, o que reforça a interpretação do ambiente lacustre. Uma interpretação possível para o ambiente de deposição seria a de Santos *et alii* (1996). Segundo esses autores, os ritmitos teriam sido depositados em uma indentação ou *inlet* costeiro, isolado pelas oscilações do nível do mar. Porém, como mostram as evidências dos frambóides de pirita, essas oscilações marinhas deveriam ocorrer com uma frequência relativamente grande.

A interpretação dos ritmitos como tendo sido originalmente depositados em lagos glaciais também tem encontrado argumento no fato do limite entre as lâminas de siltito e de folhelho ser abrupto. Isso normalmente se dá em varvitos, onde a transição entre os meses de inverno e verão e a estratificação da água do lago, devida à diferença na temperatura, faz com que os sedimentos mais grossos, no caso o silte, sejam depositados durante o verão, e que as argilas das lâminas finas só sedimentem no inverno, quando a temperatura da água se homogeniza e o lago perde a estratificação na coluna d'água. Além disso, contatos abruptos dessa natureza normalmente se dão em sedimentos de água doce por ausência de flocculação dos finos, que, na presença de água

salgada ou salobra, decantariam logo após os mais grossos, formando depósitos com gradação normal.

Análises realizadas no laboratório de difratometria de raios X da UFRGS mostraram que os minerais contidos nos ritmitos são illita, clorita, ortoclásio, albita, microclínio, quartzo e muscovita.

Segundo Ramos & Formoso (1975), a área fonte, o clima e o relevo seriam os responsáveis pela presença da illita, da clorita e dos feldspatos, abundantes tanto nas rochas do Grupo Itararé quanto nas cristalinas do embasamento. As argilas dos tilitos e varvitos da Nova Inglaterra, no leste do Canadá, também são ricas em illita e clorita, minerais normalmente encontrados nas rochas mais antigas e que serviram como área fonte (Chamley, 1989). Ambos os exemplos evidenciam a presença desses minerais como constituintes detríticos em sedimentos glaciogênicos.

Ramos & Formoso (1975) comentaram que o grau de diagênese parece não ser muito elevado nas rochas do Grupo Itararé, o que pode ser corroborado pela presença dos frambóides de pirita, formados na eodiagênese (Raiswell, 1982; Postma, 1982; Bloch & Krouse, 1992).

Segundo Chamley (1989), a flocculação dos argilominerais acontece porque as partículas sedimentares transportadas do continente para o mar experimentam mudanças de salinidade, pH e outras características físico-químicas. Os argilominerais passam do ambiente continental, depletado em íons dissolvidos, para o ambiente marinho, quimicamente mais concentrado. A carga negativa superficial, determinada por descontinuidades nas camadas do mineral e por substituições, é mais ou menos balanceada pelos cátions hidratados e está sujeita a um aumento na força iônica ao passar da água doce para a água do mar. Illitas e cloritas apresentam maior dificuldade de flocculação pois têm muita carga superficial, em comparação com as caulinitas, por exemplo, que têm menor quantidade. Quanto maior a carga superficial, maior a repulsão e mais difícil a flocculação, que ocorrerá em posições mais distais da bacia (Luis Fernando De Ros, comunicação pessoal).

Como a deposição dos ritmitos deve ter se dado em um ambiente de águas mistas, como *inlets* costeiros (Santos *et alii*, 1996), é provável que a flocculação dos argilominerais só ocorresse em porções mais abertas da bacia, enquanto nessas áreas mais protegidas houvesse um tempo maior entre a deposição das partículas de tamanho silte e a decantação dos finos.

No meio do intervalo escaneado existe um ligeiro deslocamento das lâminas, evidenciando uma pequena falha de rejeito quase imperceptível. Sua presença obrigou a divisão do intervalo para a análise em duas partes, mas não significou nenhum problema, pois ambas as partes escaneadas continham espessura suficiente para satisfazer as premissas de uma série temporal estacionária.

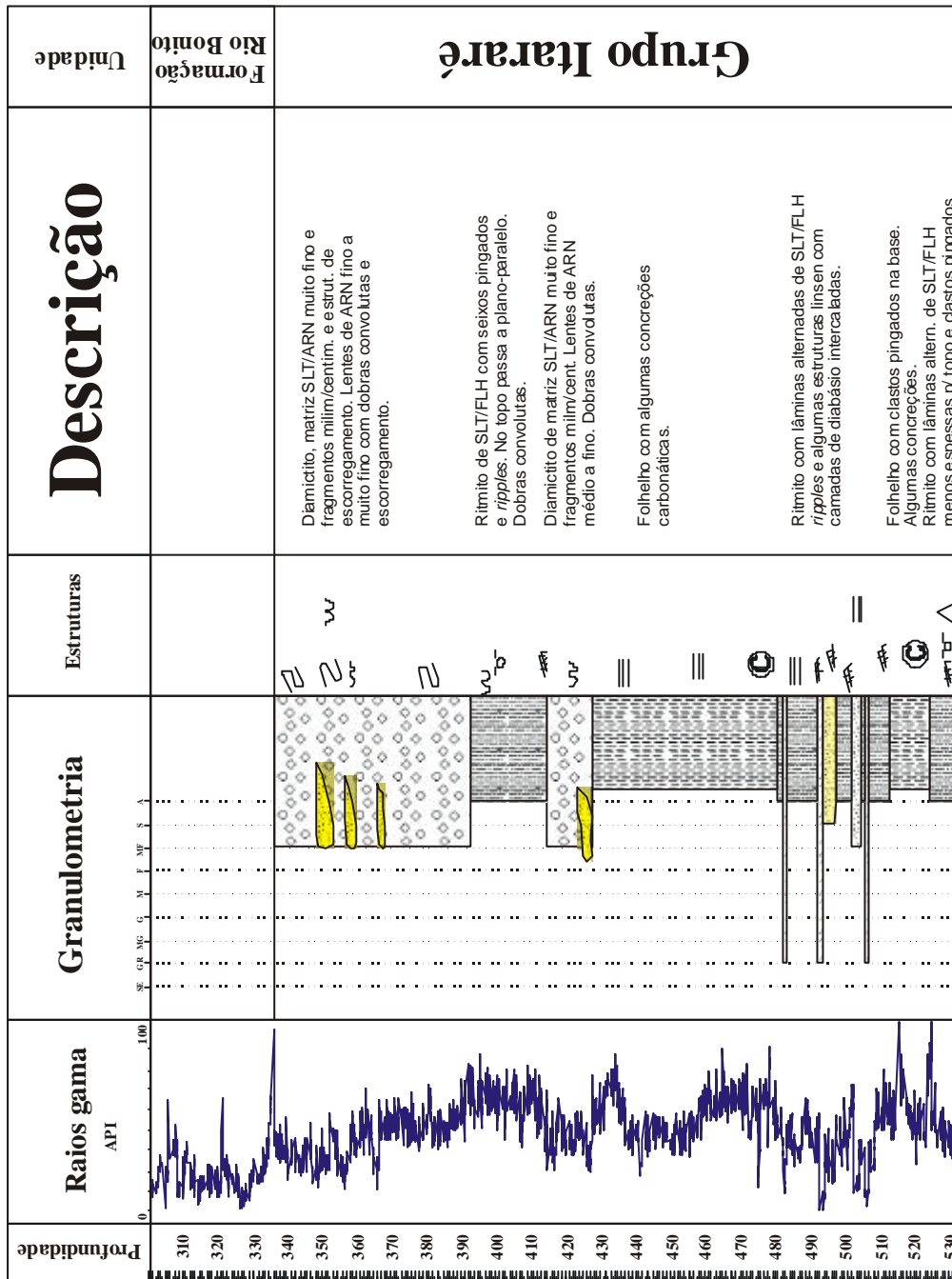
Acima do intervalo estudado as lâminas dos pares diminuem de espessura e o ritmo passa para um folhelho laminado (fotografia IV.1).

A descrição do restante da seção do poço 7-RL-04-SC pode ser observada na figura IV.1, juntamente com o perfil de raios gama.

#### **IV.2.1.2-) IB-93-RS**

O perfil de raios gama e a descrição geral do testemunho do poço IB-93-RS estão representados na figura IV.2. O testemunho apresenta, na base, um diamictito de aproximadamente 25 m de espessura (360 a 335 m) e matriz de granulação areia fina a média, em contato discordante com um granito a K-feldspato, contato que representa a base do Grupo Itararé. Os clastos imersos na matriz são milimétricos a centimétricos, podendo chegar a alguns decímetros, na maior parte de composição granítica (fotografia IV.12). Clastos de folhelho são menos comuns e aumentam de proporção para o topo. Acima do diamictito ocorre um arenito grosso, de cerca de 1 m de espessura, com lâminas internas milimétricas de siltito, sendo todo o pacote deformado por dobras convolutas, evidenciando escorregamento.

A partir de 334 m inicia-se uma sucessão de depósitos rítmicos, todos com gradação normal, sendo o primeiro de arenito muito fino e folhelho e os demais, até a profundidade de 290 m, formados por pares de siltitos laminados e folhelhos.



LEGENDA	
Escorregamento	
Clastos pingados	
Concreções carbonáticas	
Dobras convolutas	
Gradação normal	
Laminação plano-paralela	
<i>Ripples</i>	

Figura IV.1 - Perfil de raios gama e descrição litológica do poço 7-RL-04-SC. Baseado em dados de descrição da turma de pós-graduação da UFRGS (1998) e do geólogo Saulo Ferreira dos Santos, durante seus respectivos trabalhos de mestrado, e da CPRM.

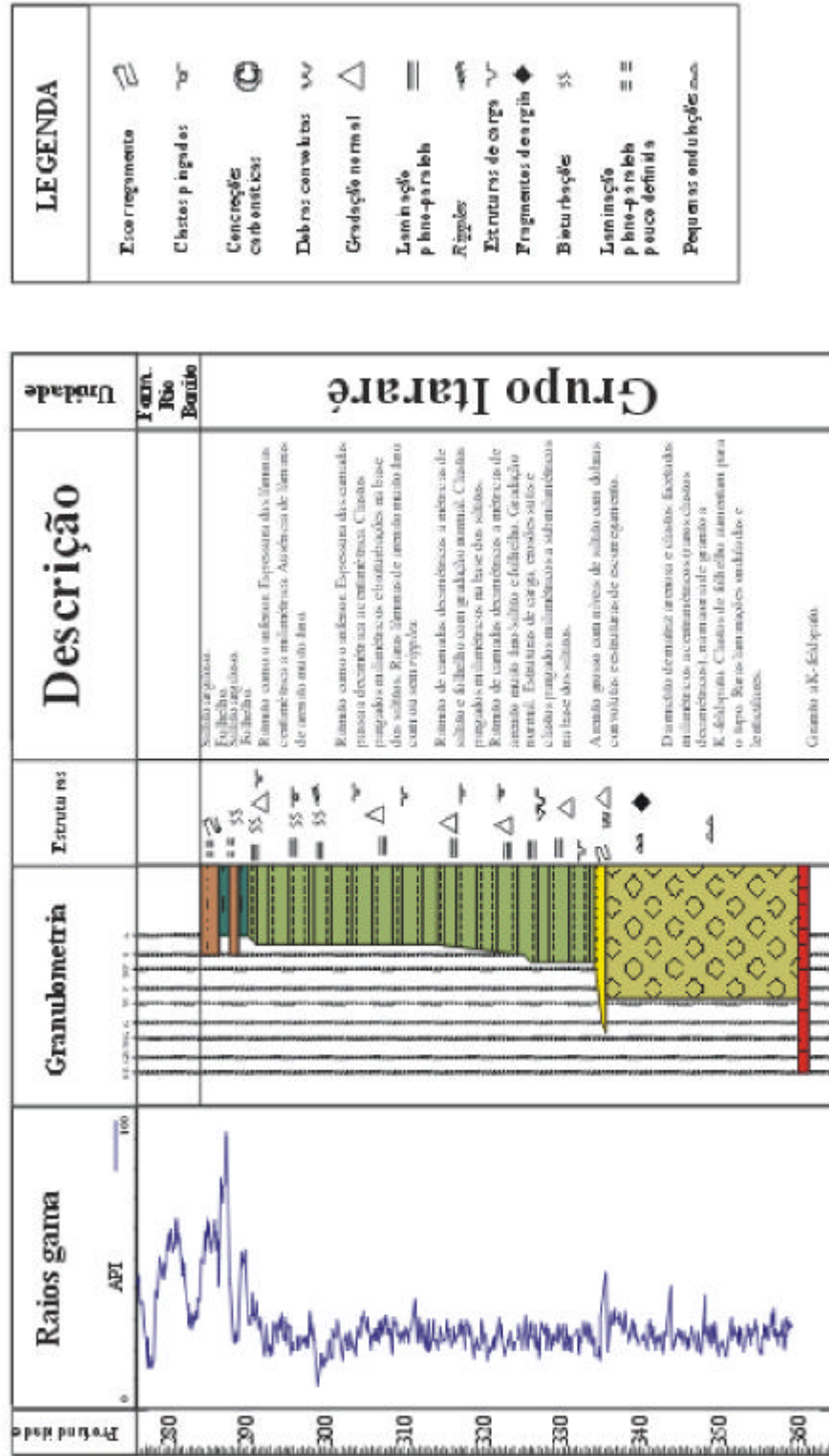


Figura IV.2 - Perfil de raios gama e descrição litológica do poço IB-93-R.S. Base ado em dados de descrição da CPFEM e do autor.

A passagem das camadas de siltito para os folhelhos é sempre gradual, sendo difícil reconhecer o limite entre as duas. A espessura das camadas de siltito varia de décímetros a metros e as de folhelho de milímetros a centímetros. Esses ritmitos podem ser classificados como pertencendo à uma seqüência rítmica (fotografia IV.13).

As camadas de siltito são marcadas na base por pequenas estruturas de carga, ocasionais clastos pingados, milimétricos a submilimétricos, e algumas evidências de erosão. São raras as ondulações no topo (apenas na porção basal do testemunho) e as lâminas milimétricas de arenito muito fino internas aos siltitos. Essas últimas mostram gradação normal ou *ripples* unidirecionais, onde somente a parte inferior dos *foresets* foi preservada. Bioturbações no plano da base das camadas, inicialmente pouco comuns, tornam-se freqüentes a medida que a espessura diminui para o topo da seção (fotografia IV.14). Essas bioturbações diferenciam o ambiente de deposição desses ritmitos daqueles do poço 7-RL-04-SC, sugerindo águas mais oxigenadas e com maior conteúdo de nutrientes.

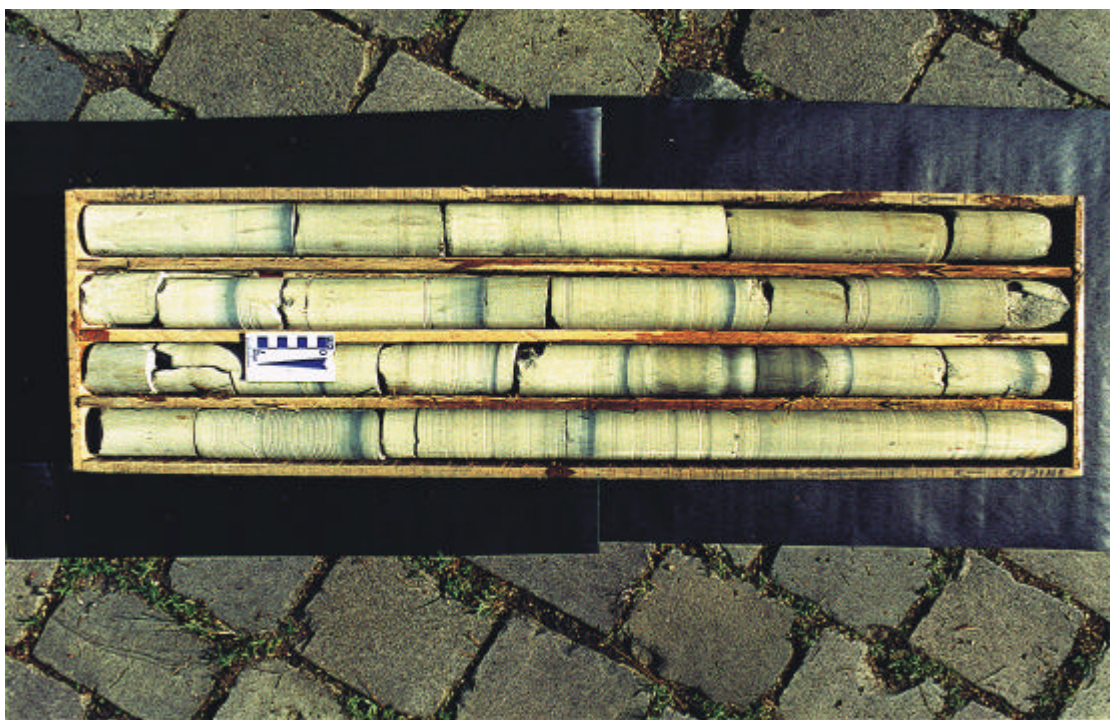
A espessura dos pares de siltito e folhelho torna-se cada vez menor para o topo do testemunho (fotografia IV.15), até tornar-se milimétrica. O intervalo utilizado para a análise de séries temporais (290,46 a 290,08 m) faz parte dessa intercalação milimétrica (fotografias IV.16 e IV.17). Da base da seção até o topo do intervalo citado, existem cerca de 561 pares. Especificamente no intervalo, devido às menores espessuras, pode-se observar que os mesmos se agrupam em feixes de três, sete e até mais de vinte pares, com espessura crescente para o topo.

Lâminas petrográficas mostraram uma grande quantidade de clastos pingados submilimétricos, depositados principalmente na base das lâminas de siltito (fotografia IV.18). Ocasionalmente caracterizam uma pequena lâmina de chuva de detritos. São formados em sua maioria por quartzo facetado e, subordinadamente, por intraclastos de arenito intraformacional. Nesses últimos pode-se reconhecer alguns grãos de plagioclásio pouco alterados. (fotografias IV.19 e IV.20).

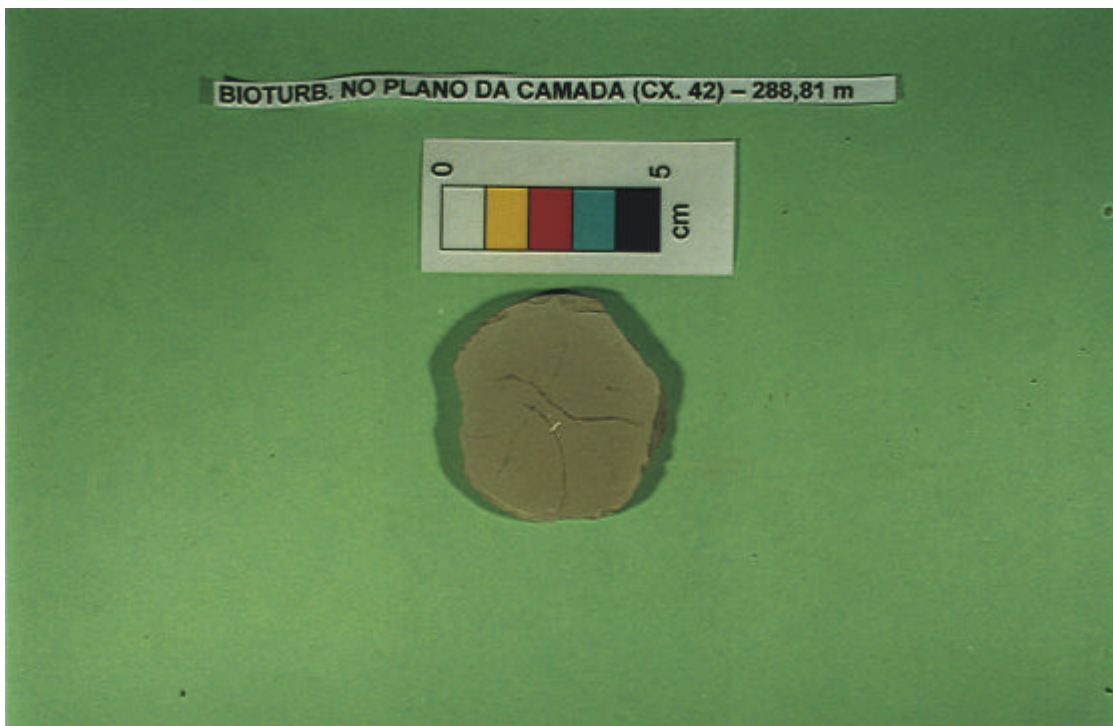
As bioturbações apresentam-se nas lâminas petrográficas como pequenas escavações no topo das camadas de folhelho, preenchidas por material sedimentar síltico, proveniente das lâminas superiores (fotografia IV.21).



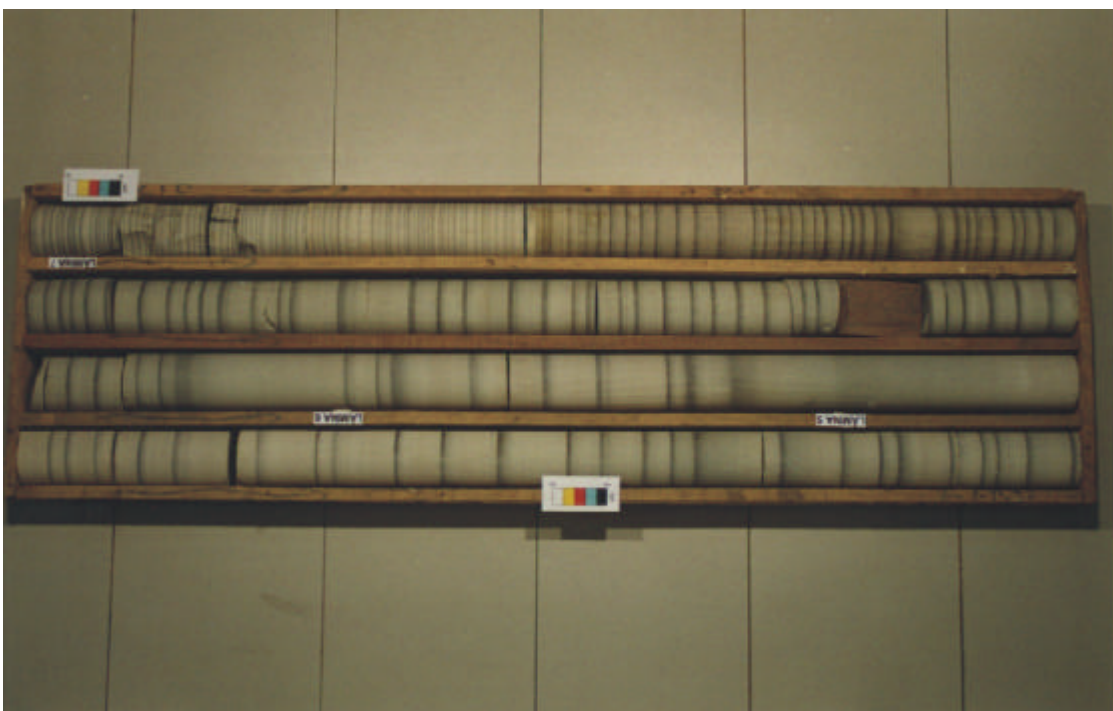
Fotografia IV.12 – Diamictito da base do poço IB-93-RS, com matriz arenosa e clastos de granito e K-feldspato. A régua tem 32 cm de comprimento (Cortesia da geóloga Ariane da Silveira).



Fotografia IV.13 – Ritmito de siltito e folhelho, com pares decimétricos. Faz parte da porção intermediária do poço IB-93-RS (Cortesia da geóloga Ariane da Silveira).

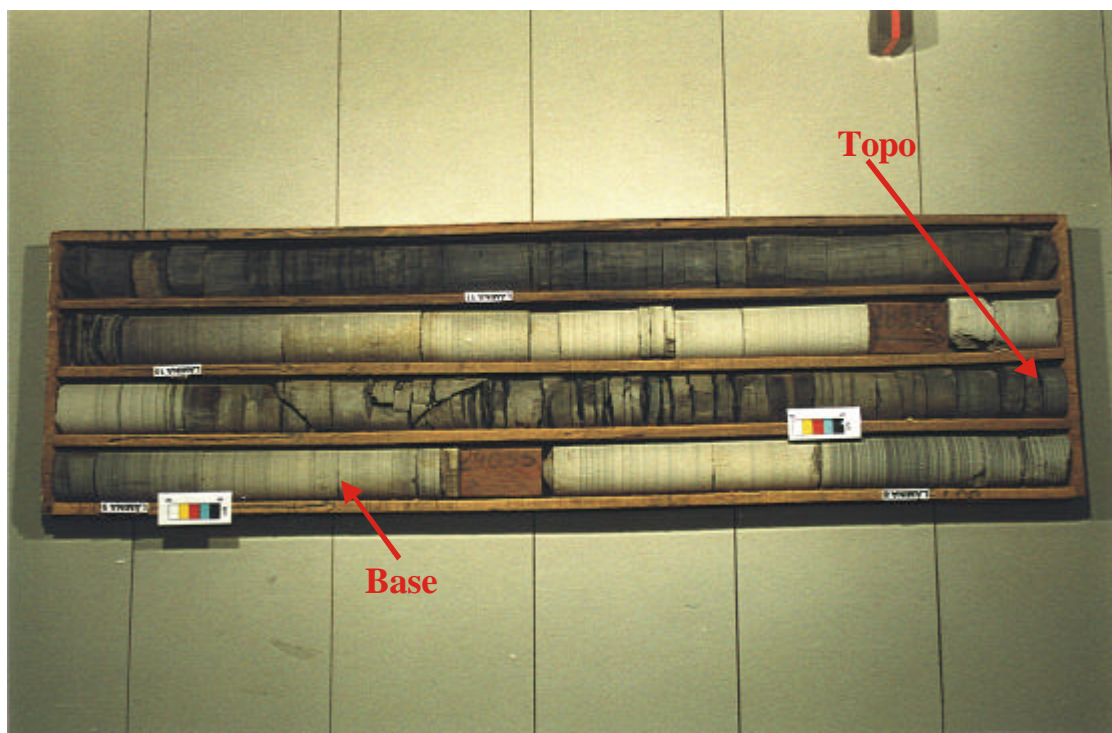


Fotografia IV.14 – Bioturbação na base de uma das lâminas de siltito do poço IB-93-RS. As bioturbações são pouco ou nada perfurantes.

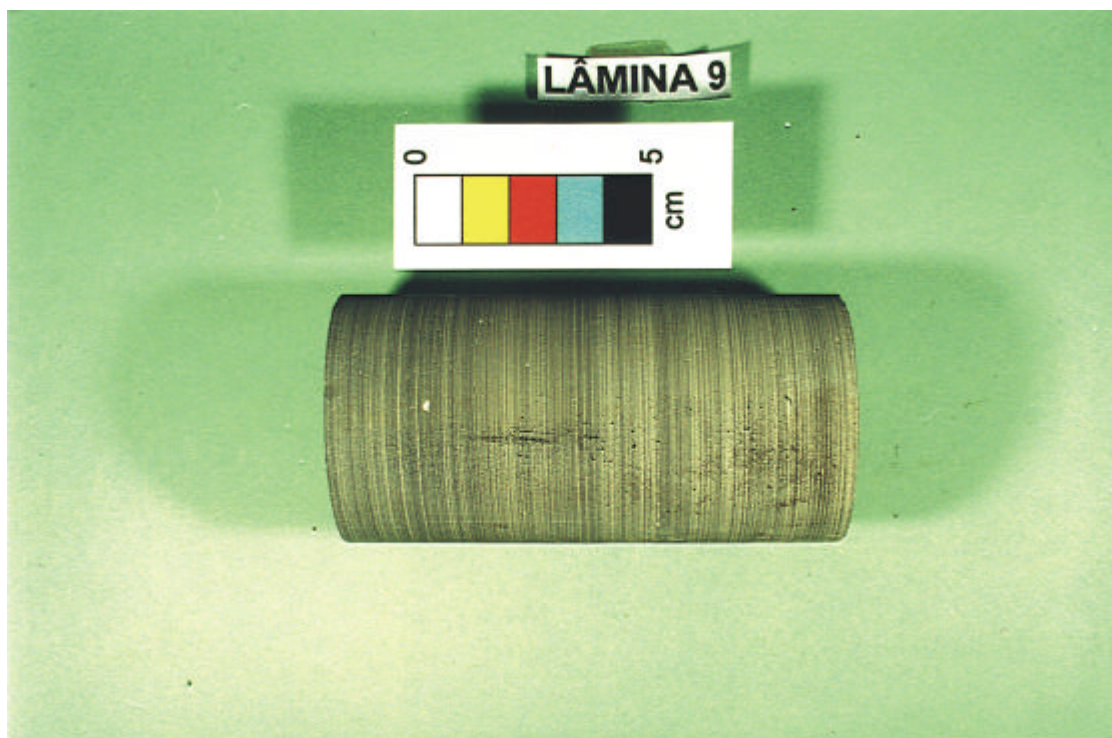


Fotografia IV.15 – Caixa de testemunho do poço IB-93-RS, mostrando a porção superior dos ritmos de siltito e folhelho, na qual a espessura dos pares passa de centimétrica a milimétrica. Topo acima e à esquerda. As diferentes cores nas escalas possuem 1 cm.

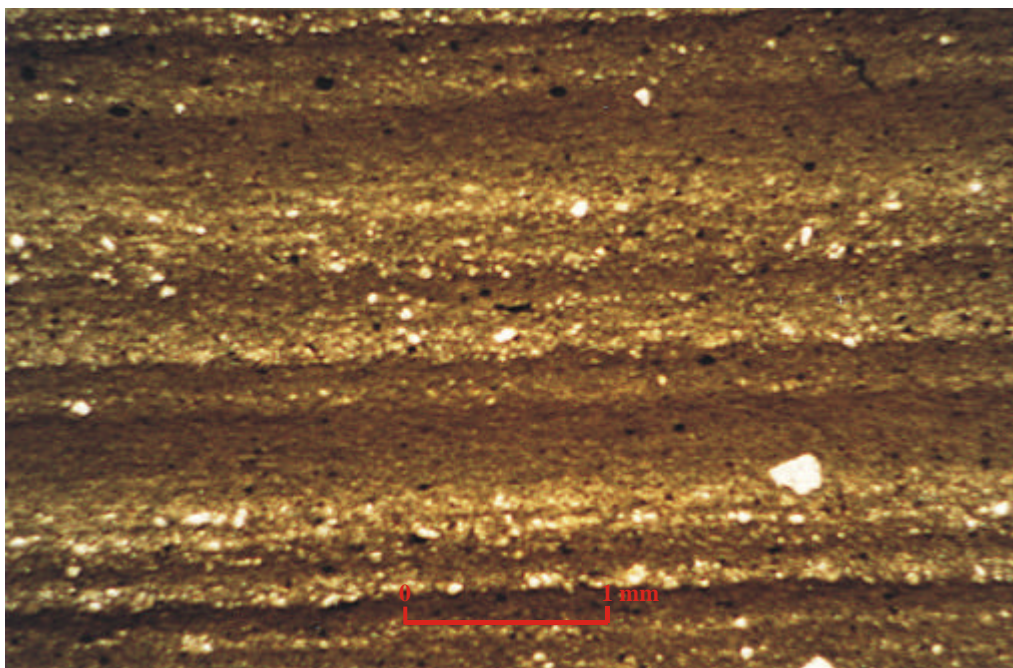




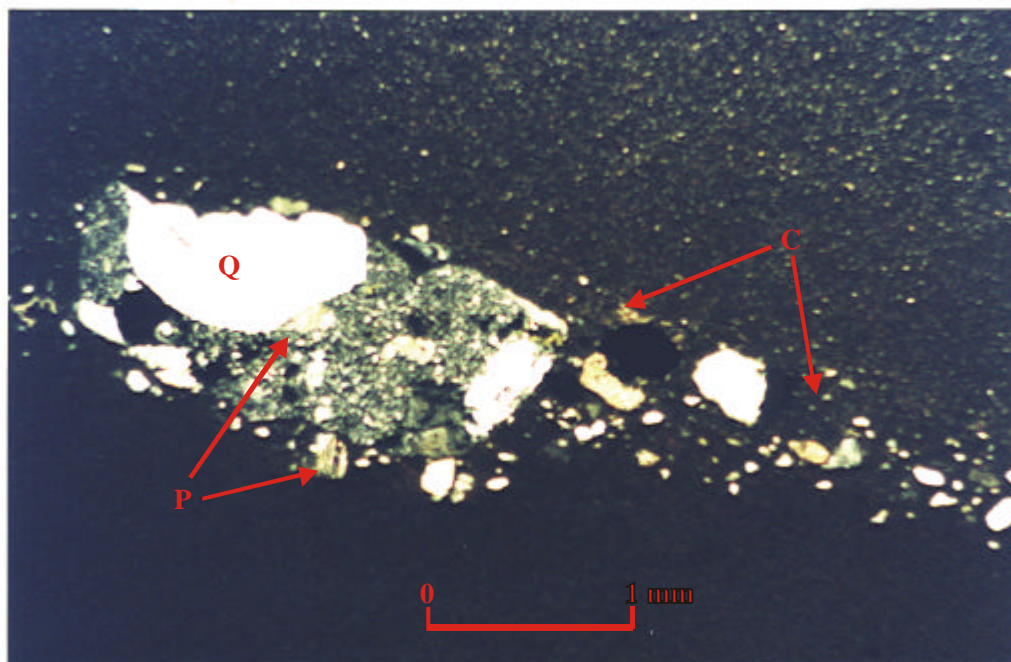
Fotografia IV.16 – Trecho do testemunho do poço IB-93-RS, onde as lâminas de ritmitos passam gradualmente para um pequeno pacote de folhelhos (profundidade de 290 m). Estão indicados o topo e a base do intervalo escaneado e utilizado para análise.



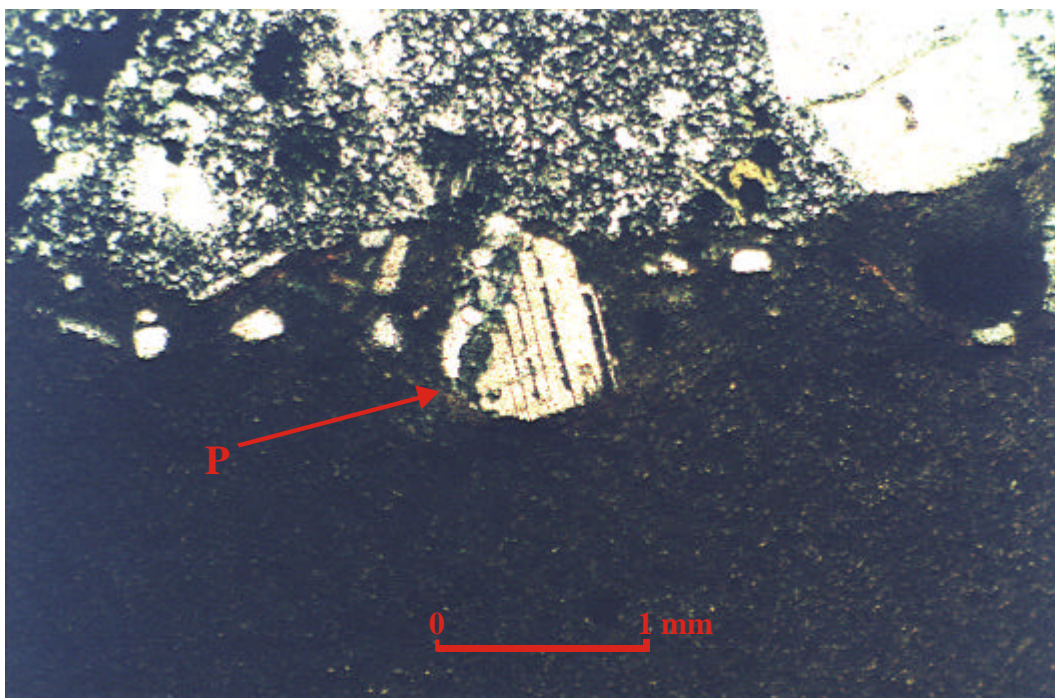
Fotografia IV.17 – Trecho do intervalo escaneado do testemunho do poço IB-93-RS.



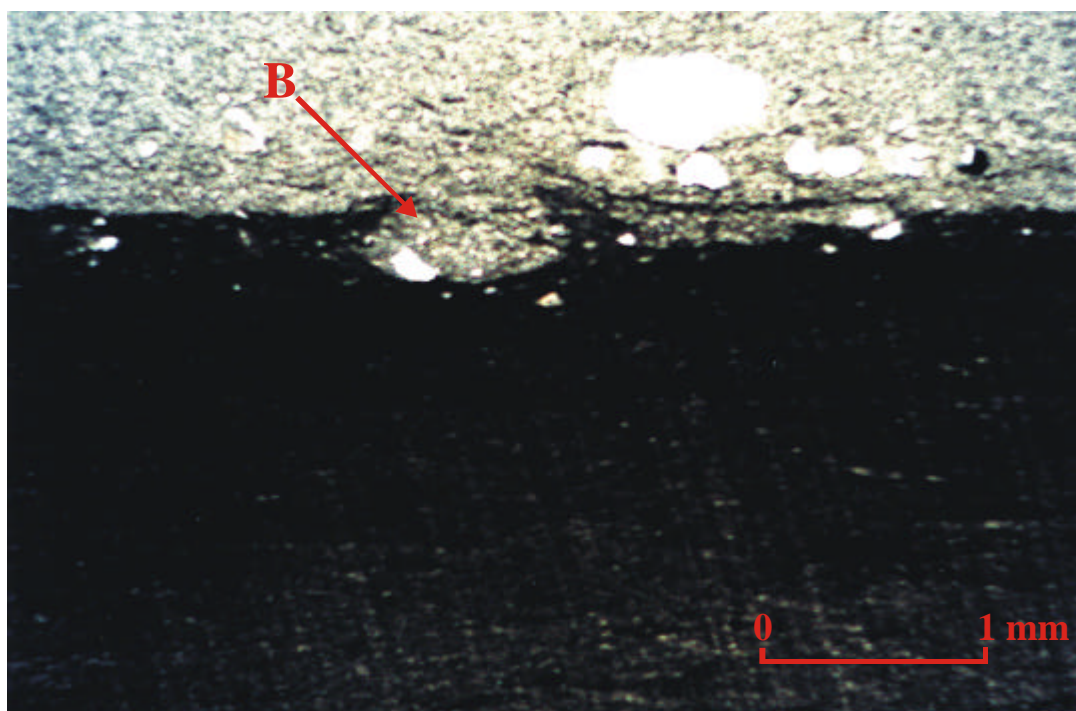
Fotografia IV.18 – Fotomicrografia do testemunho do poço IB-93-RS mostrando lâminas milimétricas de siltito (claras), com gradação normal, e de folhelho (escuras). Notar a grande quantidade de clastos pingados de quartzo facetado.



Fotografia IV.19 – Fotomicrografia da passagem de uma lâmina de folhelho para outra de siltito. O clasto pingado de arenito intrabacinal é composto por grãos de quartzo (Q) e plagioclásio (P) principalmente. Esse clasto faz parte de uma lâmina de chuva de detritos (C) na base da lâmina de siltito. Notar a extinção conjunta dos argilominerais do folhelho.



Fotografia IV.20 – Fotomicrografia de um grão de plagioclásio, muito pouco alterado, consituente do clasto de arenito da fotografia IV.19. Nicóis cruzados.



Fotografia IV.21 – Fotomicrografia da base de uma lâmina de siltito, mostrando bioturbação (B).  
Notar, na base da foto, a porção superior de uma outra lâmina de siltito.

Pela descrição acima, os ritmitos podem ser classificados como turbiditos. Sua seqüência de empilhamento, com as camadas diminuindo de espessura para o topo e com raras ondulações na base do testemunho, sempre guardando as características petrográficas e faciológicas ao longo da seção, caracterizaria um distanciamento gradativo da área fonte, ou subida do nível de base, com os turbiditos ficando cada vez mais distais e formados por fluxos de baixa densidade.

Depósitos bem semelhantes, que ocorrem a nordeste da área em estudo, foram classificados por Holz (1995a) como “turbiditos distais com granulometria muito fina e fraco componente trativo, não permitindo o desenvolvimento de ondulações”, e que teriam sido formados em um lago de influência glacial, sem contato direto com o gelo (*non-ice contact lake*, Eyles & Eyles, 1992, *apud* Holz, 1995a). Holz (*op. cit.*) posicionou-os em um trato de mar baixo (Capítulo II).

Machado (1994) também identificou no paleovale de Candiota (RS) ritmitos com as mesmas características. Classificou os mesmos como ritmitos de aspecto várvido, sendo lateralmente correlacionáveis a ritmitos de granulação grossa e estruturas de tração e suspensão (*climbing ripple lamination*). Esses últimos, segundo o autor, seriam depósitos de frentes de deltas de desembocadura de correntes *outwash* sedimentados em pequenos lagos glaciais confinados, correspondendo aos depósitos proximais dos ritmitos várvidos, posicionando-os, ao contrário de Holz (1995a), em um trato transgressivo (Capítulo II).

Ambas as interpretações dadas por Machado (1994) e Holz (1995a) para o ambiente deposicional dos ritmitos estudados por eles assemelham-se à interpretação feita por Aboarrage & Lopes (1986, *apud* Lopes, 1995) e por Dias (1993a e 1993c) para o paleovale Leão, em cujo contexto geológico está inserido o testemunho do poço IB-93-RS. Segundo esses autores, o ambiente de deposição dos ritmitos seria o de um fiorde.

#### **IV.2.2-) UTILIZAÇÃO DO SCANNER**

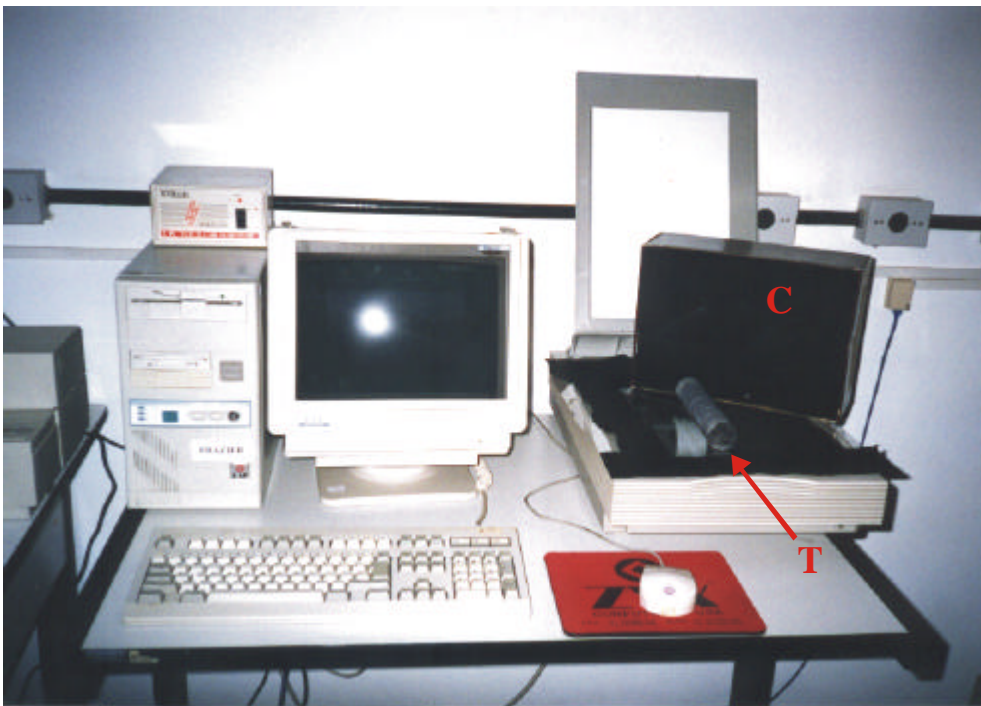
Para o imageamento dos trechos de testemunho, foi utilizado um *scanner* da marca Hewlett Packard, modelo Scanjet IIcx, ligado a um computador modelo CAF. O *scanner* é gerenciado com o auxílio do programa Desk ScanII, versão 2.0, do próprio aparelho *scanner* (fotografias IV.22 e IV.23).

Devido às dimensões dos testemunhos, os mesmos foram cobertos por uma caixa de papelão de 32,5 X 2,4 cm, forrada por dentro com feltro de cor preta, em substituição à tampa do *scanner*. O objetivo do forro foi minimizar a perda de energia luminosa (fotografias IV.22 e IV.23). As bordas do aparelho também foram forradas com feltro preto pelo mesmo motivo. Dessa forma, a luminosidade praticamente não variou entre a aquisição de uma imagem e outra.

Uma das maiores dificuldades quanto à essa metodologia, principalmente porque foi utilizada pela primeira vez em estudos na UFRGS, foi com relação à própria utilização do *scanner* diretamente no testemunho. A aquisição de uma boa imagem não foi tarefa fácil a princípio e as fontes bibliográficas existentes sobre o assunto não são muitas. Alguns materiais tiveram que ser improvisados, como por exemplo a caixa de papelão. Outra dificuldade foi com relação às amostras do testemunho dos ritmitos do poço 7-RL-04-SC, as quais quebravam-se facilmente nos planos de acamamento, formando diáclases de estratificação, ou juntas de acamamento (Leinz & Leonardos, 1977).

Devido à essa peculiaridade, alguns pequenos trechos do testemunho do poço 7-RL-04-SC não estavam posicionados coerentemente na caixa de testemunhos, ou seja, encontravam-se na ordem estratigráfica incorreta, porém próximos e na mesma caixa. Esta mistura deve ter ocorrido no momento da perfuração do poço e da amostragem. Isso dificultou muito o processo de limpeza das amostras e seu posicionamento sobre o *scanner*, pois as mesmas tinham que estar bem "encaixadas" para que a digitalização fosse bem feita.

Para um estudo de estratigrafia de seqüências, ou de cicloestratigrafia, em escalas de seqüências de 5<sup>a</sup> ordem ou menores, não haveria problemas quanto à essa



Fotografia IV.22 – Aparelhagem utilizada para escanear os testemunhos. Notar o trecho de testemunho (T) sobre o *scanner* e o feltro preto, no fundo da caixa de papelão (C) e sobre o aparelho.



Fotografia IV.23 – *Scanner* coberto com a caixa de papelão. Notar o feltro preto nas laterais do aparelho, impedindo a entrada de luz.

mistura nas amostras. Mas para a resolução proposta por essa dissertação, de estudar a ciclicidade na escala de anos, décadas e séculos, não seria possível um resultado confiável sem a correção desse problema.

Dessa forma, antes de serem escaneadas, algumas porções do testemunho tiveram que ser reorganizadas. Essa dificuldade foi superada com um trabalho minucioso de tentativa e erro para encontrar as posições corretas na estratigrafia. Por sorte, invariavelmente todos os trechos quebrados continham seixos pingados, de forma que os mesmos serviram como parâmetro para o “encaixe” correto das lâminas. Após o trabalho de reconstituição, os trechos separados foram unidos com fita gomada (fotografia IV.24). Antes do posicionamento no *scanner*, as amostras foram cuidadosamente lavadas e secas, para evitar falsas cores na imagem.

A característica frágil dos ritmitos do testemunho do poço 7-RL-04-SC, comentada acima, possibilitou apenas a digitalização de um comprimento total de 1,21 m, o qual teve de ser dividido em dois (81 cm e 40 cm), devido à existência de uma pequena falha. Isso, contudo, não representou nenhum problema na análise, pois a ciclicidade que se desejava observar mostrou-se presente e bem representativa nas duas metades escaneadas, como se verá no capítulo seguinte.

O testemunho do poço IB-93-RS foi digitalizado em um comprimento total de 8,32 m, dividido em três partes. As duas primeiras (298,82 a 296,60 m e 296,54 a 290,82 m) foram separadas devido a uma pequena perda na amostragem durante a perfuração do poço (6 cm). A terceira parte foi escolhida de um trecho 36 cm acima da segunda, com 38 cm de comprimento. Como a maior parte da seção do Grupo Itararé nesse poço é formada por uma seqüência rítmica, optou-se por utilizar apenas esse último trecho na análise espectral, onde a laminação é milimétrica. As fácies rítmicas próximas à base do testemunho, como foi visto, são semelhantes às das porções superiores, de forma que, sendo as últimas representativas de todo o conjunto em termos da ciclicidade, tornou-se desnecessário utilizar toda a seção, pois seu conteúdo intrínseco em tempo é maior, devido às menores taxas de acumulação. Além disso, suas características estacionárias (item III.2.1) são favoráveis à análise espectral.

O testemunho do poço IB-93-RS apresentou apenas uma dificuldade para a digitalização. Devido ao comprimento de alguns trechos ser maior que o da área de trabalho do *scanner*, os mesmos tiveram que ser digitalizados em duas vezes, primeiro uma metade e depois a outra. O testemunho do poço 7-RL-04-SC, pelas suas características frágeis, não apresentou o mesmo problema.

Como foi citado, a digitalização foi executada por trechos pequenos, o maior com cerca de 28 cm. Os trechos foram unidos utilizando-se os gráficos de escala de cinza, baseados na intensidade da luz refletida pelas lâminas, obtidos após a digitalização (item IV.2.4).

No *scanner*, as amostras foram dispostas de forma que as lâminas rítmicas ficassem em posição horizontal, para o tratamento posterior dos dados (item IV.2.4). Esse cuidado foi importante, pois, durante a perfuração do poço, a sonda pode desviar um pouco da orientação vertical, o que é comum e aconteceu no caso do poço 7-RL-04-SC.

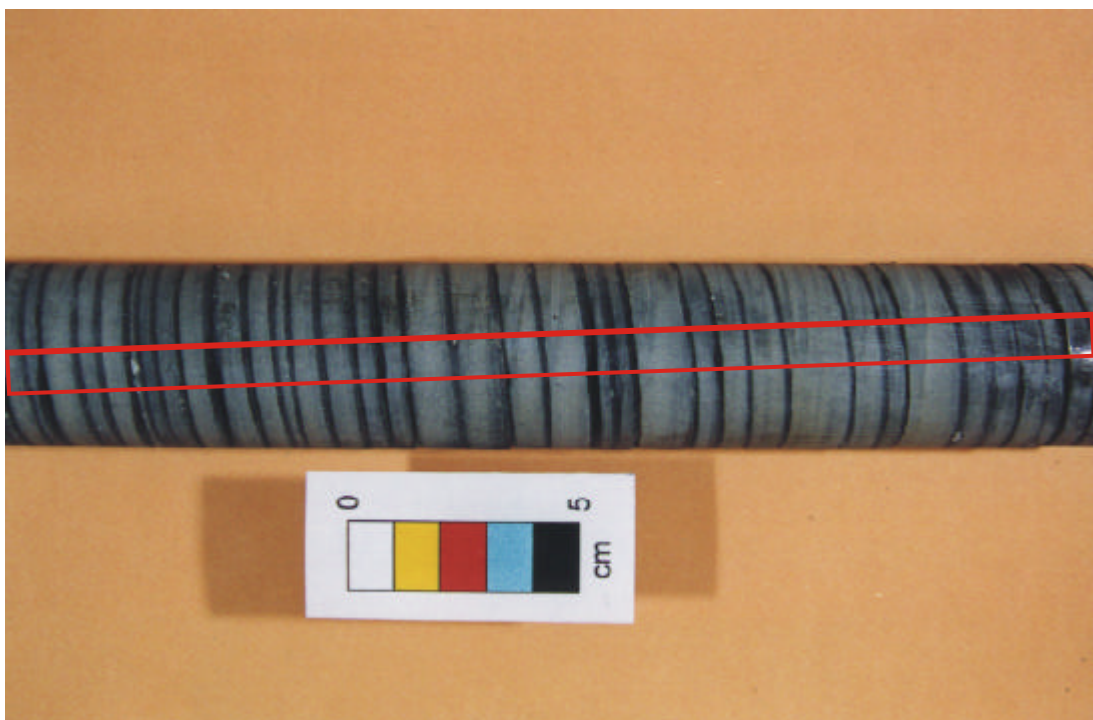
O objetivo dessa metodologia com o *scanner* é registrar as variações nas tonalidades de cinza da rocha, como será visto no item IV.2.4. Portanto, a grande quantidade de clastos pingados no testemunho do poço 7-RL-04-SC poderia imprimir um ruído nos dados. Além disso, a forma cilíndrica dos testemunhos provoca o escurecimento das laterais em relação à porção central durante a iluminação e uma distorção na imagem. Para minimizar esses efeitos, a área efetivamente digitalizada foi a correspondente ao comprimento total e à porção central de cada uma das amostras, tomando-se a precaução de evitar ao máximo os clastos pingados (fotografia IV.25).

A resolução da imagem (item III.2.1) foi escolhida de acordo com a menor feição a ser analisada, nesse caso, as espessuras das lâminas dos ritmos. Os atributos do *scanner* no momento do imageamento estão listados a seguir:





Fotografia IV.24 – Pequeno intervalo do testemunho do poço 7-RL-04-SC, mostrando três trechos unidos com fita gomada, identificados como A, 1 e 2, à caneta.



Fotografia IV.25 – Trecho do testemunho do poço 7-RL-04-SC, mostrando a área a ser escaneada, em vermelho.

- ⇒ Modo de fotografia preto e branco (8 bits)
- ⇒ Resolução: 100 X 100 pixels por polegada = 3,94 pixels por milímetro, ou seja, a cada milímetro foram amostrados 3,94 pontos tanto no sentido horizontal quanto no vertical.
- ⇒ Luz = 207; sombra = 129; brilho = 188; controle = 198

Como a resolução foi de 3,94 pixels (pontos) a cada milímetro, o intervalo de amostragem utilizado foi de :

$$1 \text{ mm} / 3,94 \text{ pontos} = \text{intervalo de amostragem (IA)} = 0,2538 \text{ mm}$$

De acordo com a teoria da amostragem, a frequência máxima detectável, ou frequência de Nyquist (item III.2.1) foi:  $f_N = 1/(2.IA) \Rightarrow f_N = 1,97$ .

As dimensões de cada um dos arquivos de imagem, após a digitalização, é dada pelas relações abaixo, obtendo-se, ao final, uma matriz para cada imagem:

$$3,94 \text{ pixels X largura em milímetros} = \text{largura em pixels}$$

$$3,94 \text{ pixels X comprimento em milímetros} = \text{comprimento em pixels}$$

As tabelas IV.1 e IV.2 abaixo listam a profundidade, a espessura e a matriz de largura versus comprimento (em centímetros e em pixels por milímetro) de cada trecho digitalizado, para ambos os testemunhos.

POÇO 7-RL-04-SC						
PROFUNDIDADE (m)	ESPESSURA (cm)	MATRIZ				
		Largura	Comprimento	Largura	Comprimento	
		(cm)		(pixels / mm)		
525,47 a 525,87	525,47 a 525,54	6,9	0,7	6,9	27	271
	525,54 a 525,66	12,4	1,0	12,4	3	488
	525,66 a 525,78	11,6	1,1	11,6	43	456
	525,78 a 525,87	8,9	0,7	8,9	27	350
	Trecho com falha	-----	-----	-----	-----	-----
525,89 a 526,70	525,89 a 526,00	11,15	0,61	11,15	24	439
	526,00 a 526,12	11,1	0,74	11,1	29	437
	526,12 a 526,25	13,31	0,53	13,31	21	524
	526,25 a 526,40	14,63	1,09	14,63	43	576
	526,40 a 526,50	9,68	0,61	9,68	24	381
	526,50 a 526,70	20,35	1,04	20,35	41	801

Tabela IV.1 – Dados dos trechos digitalizados do testemunho do poço 7-RL-04-SC.

POÇO IB-93-RS						
PROFUNDIDADE (m)	ESPESSURA (cm)	MATRIZ				
		Largura	Comprimento	Largura	Comprimento	
		(cm)		(pixels / mm)		
290,08 a 290,46	290,08 a 290,10	1,93	1,6	1,93	63	76
	290,10 a 290,14	4,01	1,63	4,01	64	158
	290,14 a 290,25	10,82	1,6	10,82	63	426
	290,25 a 290,36	11,07	1,63	11,07	64	436
	290,36 a 290,46	10,16	1,57	10,16	62	400
	-----	-----	-----	-----	-----	-----
290,82 a 296,54	290,82 a 291,02	19,84	1,63	19,84	64	781
	291,02 a 291,07	4,95	1,6	4,95	63	195
	291,07 a 291,18	11,07	1,6	11,07	63	436
	291,18 a 291,23	4,93	1,6	4,93	63	194
	291,23 A 291,32	9,29	1,57	9,29	62	365
	291,32 A 291,52	20,09	1,63	20,09	64	823
	291,52 a 291,77	24,87	1,65	24,87	65	979
	291,77 a 292,05	27,56	1,55	27,56	61	1085
	292,05 a 292,13	8,08	1,57	8,08	62	318
	292,13 a 292,37	24,33	1,65	24,33	65	958
	292,37 a 292,59	21,56	1,57	21,56	62	849
	292,59 a 292,82	23,19	1,65	23,19	65	913
	292,82 a 293,04	22,43	1,63	22,43	64	883
	293,04 a 293,26	21,23	1,57	21,23	62	836
	293,26 a 293,41	15,29	1,57	15,19	62	598
	293,41 a 293,69	28,32	1,63	28,32	64	1115
	293,69 a 293,95	25,53	1,65	25,53	65	1005
	293,95 a 294,14	19,48	1,57	19,48	62	767
	294,14 a 294,39	24,69	1,65	24,69	65	972
	294,39 a 294,64	24,82	1,65	24,82	65	977
	294,64 a 294,82	18,29	1,57	18,29	62	720
	294,82 a 294,94	11,73	1,6	11,73	63	462
	294,94 a 295,13	19,53	1,63	19,53	64	769
	295,13 a 295,32	18,9	1,57	18,9	62	744
	295,32 a 295,58	25,6	1,55	25,6	61	1008
	295,58 a 295,81	23,72	1,55	23,72	61	934
	295,81 a 295,94	13,06	1,57	13,06	62	514
	295,94 a 296,08	13,67	1,63	13,67	64	538
296,08 a 296,29	20,37	1,57	20,37	62	802	
296,29 a 296,54	25,07	1,63	25,07	64	987	
	Trecho perdido	-----	-----	-----	-----	-----
296,60 a 298,82	296,60 a 296,85	25,25	1,63	25,25	64	994
	296,85 a 297,14	28,85	1,63	28,85	64	1136
	297,14 a 297,34	19,69	1,63	19,69	64	775
	297,34 a 297,67	33,63	1,63	33,63	64	13,24
	297,67 a 297,83	15,29	1,57	15,29	62	602
	297,83 a 298,04	21,69	1,55	21,69	61	854
	298,04 a 298,20	15,27	1,57	15,27	62	601
	298,20 a 298,30	10,21	1,6	10,21	63	402
	298,30 a 298,45	15,29	1,57	15,29	62	602
	298,45 a 298,55	9,47	1,63	9,47	64	373
	298,55 a 298,71	16,41	1,57	16,41	62	646
298,71 a 298,82	11,07	1,6	11,07	63	436	

Tabela IV.2 – Dados dos trechos digitalizados do testemunho do poço IB-93-RS.

A utilização do *scanner* no modo de fotografia preto e branco possibilitou a transformação das imagens, como se verá adiante, em arquivos texto (ASCII) na escala de cinza.

#### IV.2.3-) TRATAMENTO DOS DADOS DOS TESTEMUNHOS

Uma vez escaneados os testemunhos, os arquivos de imagem foram salvos com a extensão .raw, com o auxílio do programa Photoshop, da *Adobe*. Esse programa é o único editor de imagens que possui essa opção de extensão para salvar arquivos, obrigatória para se passar ao próximo passo da metodologia.

Em seguida, as imagens foram convertidas em arquivos numéricos, do tipo ASCII, com o auxílio do programa Rawtab (processável em DOS), criado na Universidade Federal de Santa Maria (UFSM) e utilizado pelos professores e alunos de pós-graduação em sensoriamento remoto da UFRGS (figura IV.3). O *input* do programa são os nomes dos arquivos de entrada (extensão .raw) e saída (extensão .dat) e os valores de comprimento e largura da matriz da imagem, em pixels/mm.

```

#=====#
|          |
|  INTENSITY MAP  |
| (Grey level values of an image) |
| Input: greyscale raw image |
| Output: ASCII grey level data file |
|          |
| Version 1.0x      May/1997 |
| Technical support   Juca/UFSM |
| 55 55 220-8614   bdacosta@super.ufsm.br |
#=====#

Greyscale raw image file name:

```

Figura IV.3 – Tela DOS do programa Rawtab, que converte dados de imagem para dados ASCII, na escala de cinza de 8 bits.

Apesar da capacidade de resolução do *scanner* ser bem maior, vimos que as imagens foram digitalizadas no modo de fotografia preto e branco, de 8 bits. Com esse procedimento, as imagens, no momento em que são convertidas para arquivos

numéricos do tipo ASCII, ficam codificadas na escala de cinza. Isso significa que as tonalidades das lâminas das rochas podem variar entre 256 tons codificados por valores numéricos entre 0 (preto) e 255 (branco), sendo os valores intermediários divididos em tons de cinza ( $8 \text{ bits} = 2^8 = 256$ ). Como as cores originais das rochas de ambos os testemunhos variam nessa faixa do espectro, a fidelidade é grande entre a tonalidade de cinza (números entre 0 e 255) e a litologia.

A utilização do *scanner* e da escala de cinza para o estudo de ciclicidade tem sido relativamente utilizada em trabalhos no exterior. Dos primeiros a usar esse tipo de metodologia, Ripepe *et alii* (1991), estudando a ciclicidade presente nos varvitos submilimétricos do Eoceno da Formação Green River, nos Estados Unidos (ver item III.1.2.2), produziram réplicas de acetato de 3 a 4 cm de comprimento a partir de um testemunho. Com a utilização de um aparato que incluía uma câmera digital acoplada a um microscópio, um digitalizador, um monitor de vídeo e um computador, converteram as imagens da réplica de acetato em valores numéricos da escala de tons de cinza. Schaaf & Thurow (1994 e 1997) escanearam dois testemunhos (60 e 100 m) amostrados pelo Ocean Drilling Program (ODP) na Bacia de Santa Bárbara, Califórnia (EUA), em intervalos de 20 a 30 cm, obtendo arquivos contínuos na escala de cinza. Com a transformada rápida de Fourier, interpretaram ciclicidades nas escalas de séculos até anos que anteriormente não eram passíveis de observação. Jaminski *et alii* (1998) analisaram as variações climáticas do Devoniano da Bacia Central Appalachian (EUA) da mesma forma, através da conversão da litologia para valores da escala de tons de cinza. Porém, trabalharam com folhelhos, não podendo, portanto, obter contrastes de cor diretamente da rocha. Fizeram então radiografias dos testemunhos, as quais digitalizaram com um *scanner*, obtendo assim um registro das variações na composição a partir das diferenças de densidade entre porções mais ricas em matéria orgânica, carbonatos ou siliciclásticos. Von Rad *et alii* (1999) utilizaram essa mesma metodologia para estudar a ciclicidade de varves do Holoceno do Mar da Arábia (ver item III.1.2.2). Esses autores, como foi feito na obtenção dos dados dessa dissertação, também escanearam diretamente o testemunho.

Portanto, como se pode deduzir do exposto acima, a técnica de transformar dados litológicos em dados numéricos de 8 bits e, conseqüentemente, em 256 valores de tons de cinza, tem sido utilizada com sucesso por outros autores. A opção por escanear

diretamente o testemunho, uma réplica de acetato ou uma radiografia da rocha depende da litologia analisada e da aparelhagem disponível.

Inicialmente foi aventada a possibilidade de radiografar as seções de folhelhos dos dois testemunhos utilizados nessa dissertação. Porém, o único aparelho de raios X do porte necessário, e operante na cidade de Porto Alegre, era de propriedade de uma companhia que faz radiografias de tubulações para detecção de fissuras, de forma que sua utilização implicaria em gastos muito altos.

Os dados convertidos em arquivo texto (ASCII) foram então importados para o programa Excel, da *Microsoft*. Como os testemunhos foram escaneados de forma que as lâminas ficassem em posição horizontal, obteve-se uma matriz (tabelas IV.1 e IV.2) em que os valores das linhas representavam os tons de cinza dentro de uma mesma lâmina e os valores das colunas mostravam as variações dos tons de cinza no sentido do comprimento da amostra.

A largura e o comprimento de cada matriz referente à uma dada imagem, são, portanto, iguais ao número total de pixels nessas dimensões. Por exemplo, uma imagem cujas dimensões são 27 X 271 pixels, após a conversão transforma-se em uma matriz de 27 colunas (largura da imagem) por 271 linhas (comprimento da imagem). A tabela IV.3 apresenta um exemplo para as profundidades entre 525,47 e 525,54 m do testemunho do poço 7-RL-04-SC (ver item IV.2.3, tabela IV.1).

Dadas essas informações, vemos que uma média dos valores de cada linha de uma tabela representa a média dos valores de tons de cinza para uma determinada porção de uma lâmina da rocha. O cálculo dessa média é importante, pois tende a minimizar efeitos de grãos pingados de tamanho areia e de outros “ruídos” na imagem, como pequenos arranhões, que implicam na variação da cor da amostra. A tabela IV.3 mostra também, na coluna da direita, a média dos valores da escala de cinza para cada linha, ou seja, para cada porção das lâminas da amostra selecionada.

A partir desses valores médios foram gerados gráficos Escala de Cinza versus Profundidade para cada um dos trechos escaneados. O testemunho do poço 7-RL-04-SC, sendo o mais frágil (item IV.2.3), continha algumas pequenas fraturas que, mesmo



após o artifício do cálculo da média acima descrito, ainda provocaram alterações no gráfico de escala de cinza (figura IV.4). Além disso, as lâminas de siltito desse testemunho contêm *ripples* internas (*ripples* unidirecionais, item IV.2.1.1) que, devido ao pequeno intervalo de amostragem, tornaram-se visíveis no gráfico. Tais *ripples* poderiam implicar em ruídos de altíssima frequência durante a análise pelas séries de Fourier. Essas incorreções tiveram que ser eliminadas.

Com o auxílio de uma lupa binocular, onde eram visualizados tanto a amostra quanto o gráfico correspondente em escala real, foi feita a localização das fraturas no gráfico. Após essa identificação, procedeu-se à sua substituição considerando-se o valor médio de tom de cinza em relação aos valores laterais mais próximos. Os registros dos *ripples* foram removidos pelo mesmo método e resultaram em formas mais suavizadas do que as serrilhadas anteriores (figura IV.5). Schaaf & Thurow (1994) também indicam a eliminação das perturbações através de métodos semelhantes. O testemunho do poço IB-93-RS não apresentou esse tipo de problema.

Restava então juntar os trechos escaneados. No momento da utilização do *scanner*, nem sempre foi possível digitalizar o comprimento exato da amostra. Dessa forma, para evitar a perda de informações da rocha, alguns milímetros do fundo da caixa de papelão (fotografias IV.22 e IV.23) foram digitalizados junto com certas amostras, no topo, na base ou em ambas as posições. Esses detalhes também foram eliminados com o auxílio da lupa binocular.

Feito isso, como resultado final foi possível unir os intervalos escaneados em tabelas únicas no Excel, três no total, correspondentes aos três intervalos inteiros utilizados na análise pelas séries temporais (tabelas IV.1 e IV.2), dois do 7-RL-04-SC e um do IB-93-RS:

⇒ 7-RL-04-SC = 525,47 a 525,87 m e 525,89 a 526,70 m (figura IV.6);

⇒ IB-93-RS = 290,08 a 290,46 m (figura IV.7).



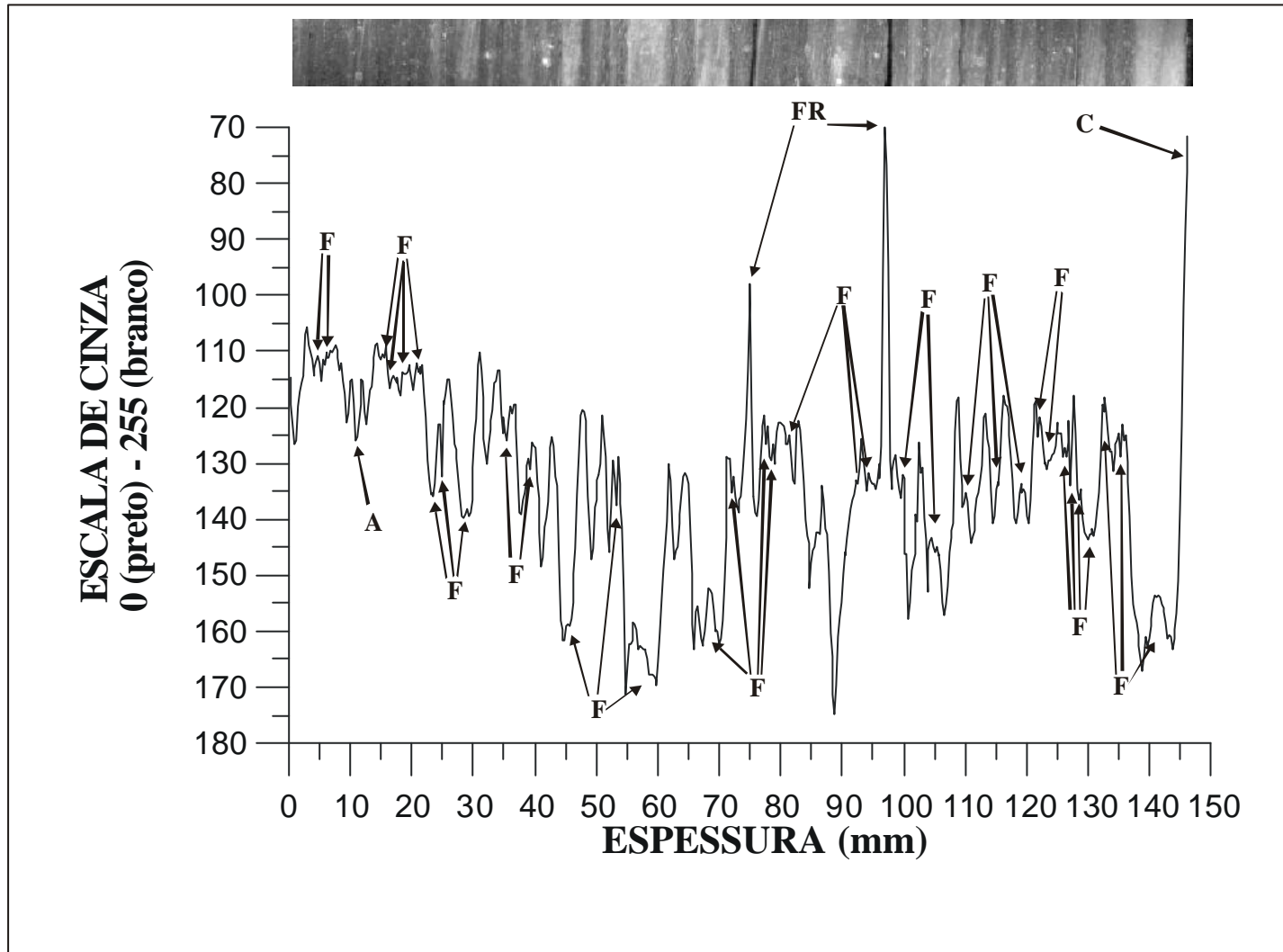


Figura IV.4 – Gráfico de escala de cinza de um dos trechos escaneados do testemunho do poço 7-RL-04-SC, entre 526,4 e 526,25 m de profundidade, mostrando os *foresets* (F), as fraturas (FR), os arranhões (A) e uma porção do fundo da caixa de papelão (C) antes da eliminação.

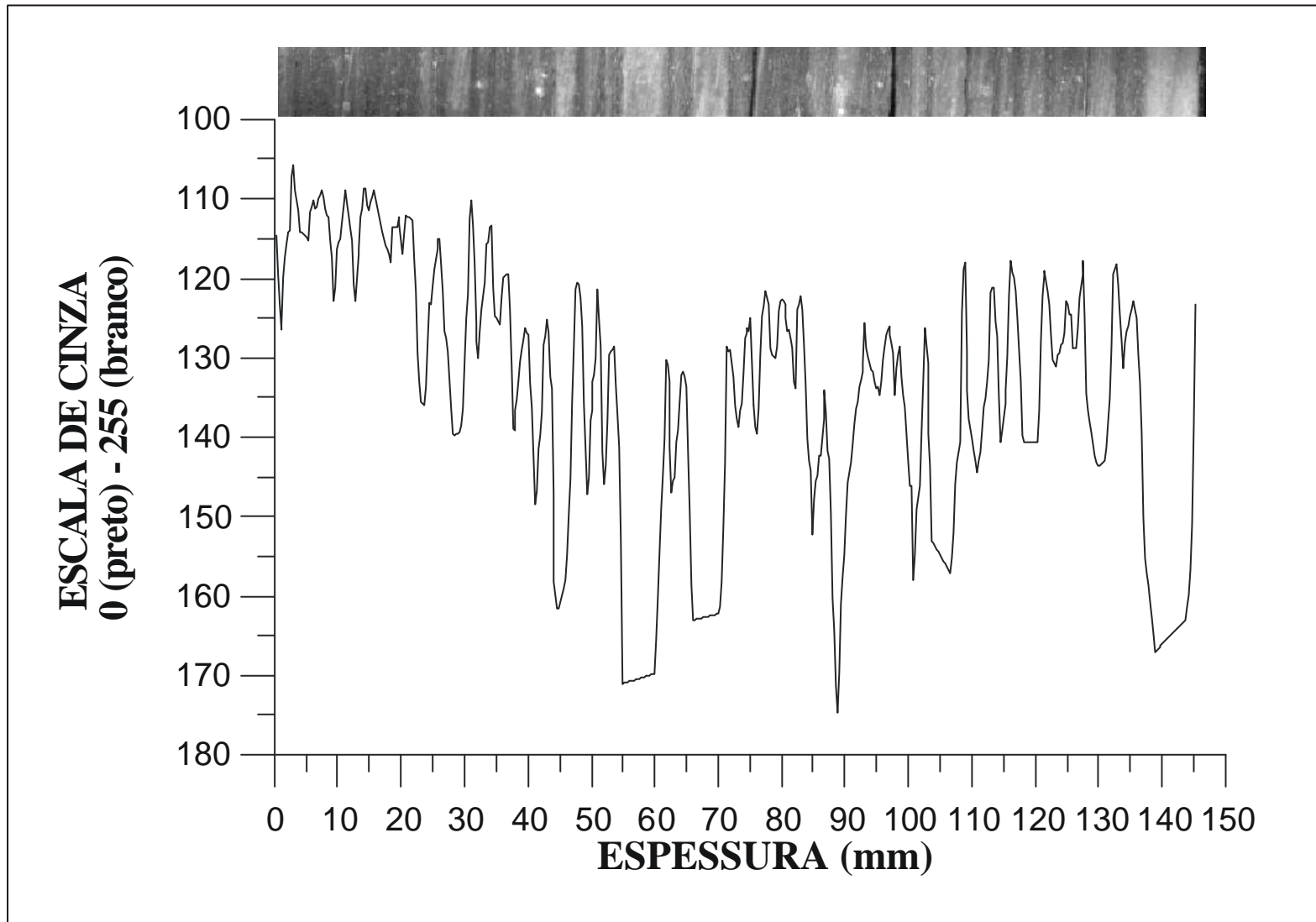


Figura IV.5 – Gráfico de escala de cinza para um dos trechos escaneados do poço 7-RL-04-SC. Mesmo trecho da figura IV.4, após as correções.

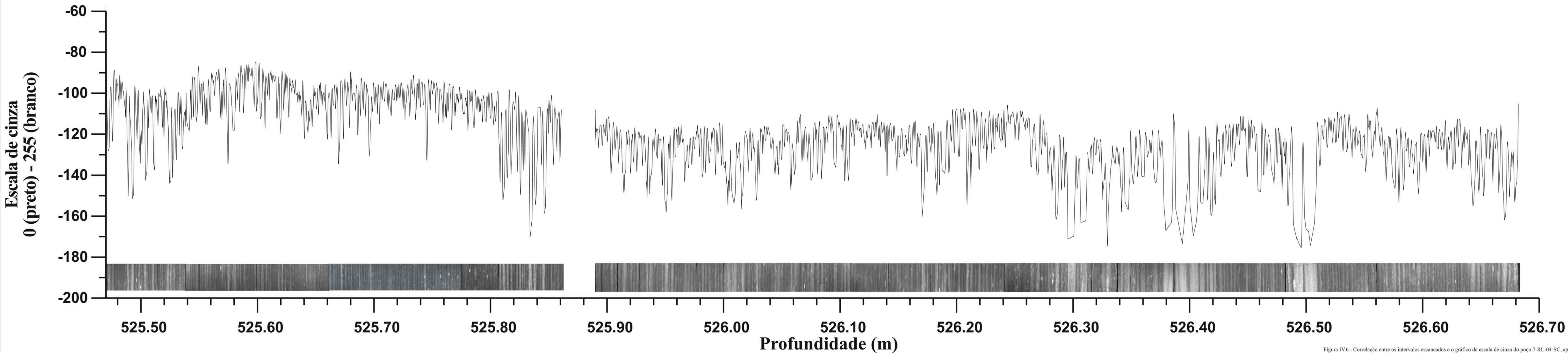


Figura IV.6 - Correlação entre os intervalos escaneados e o gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC, após as correções. Notar o espaço entre os dois intervalos devido à pequena falha mencionada no texto.

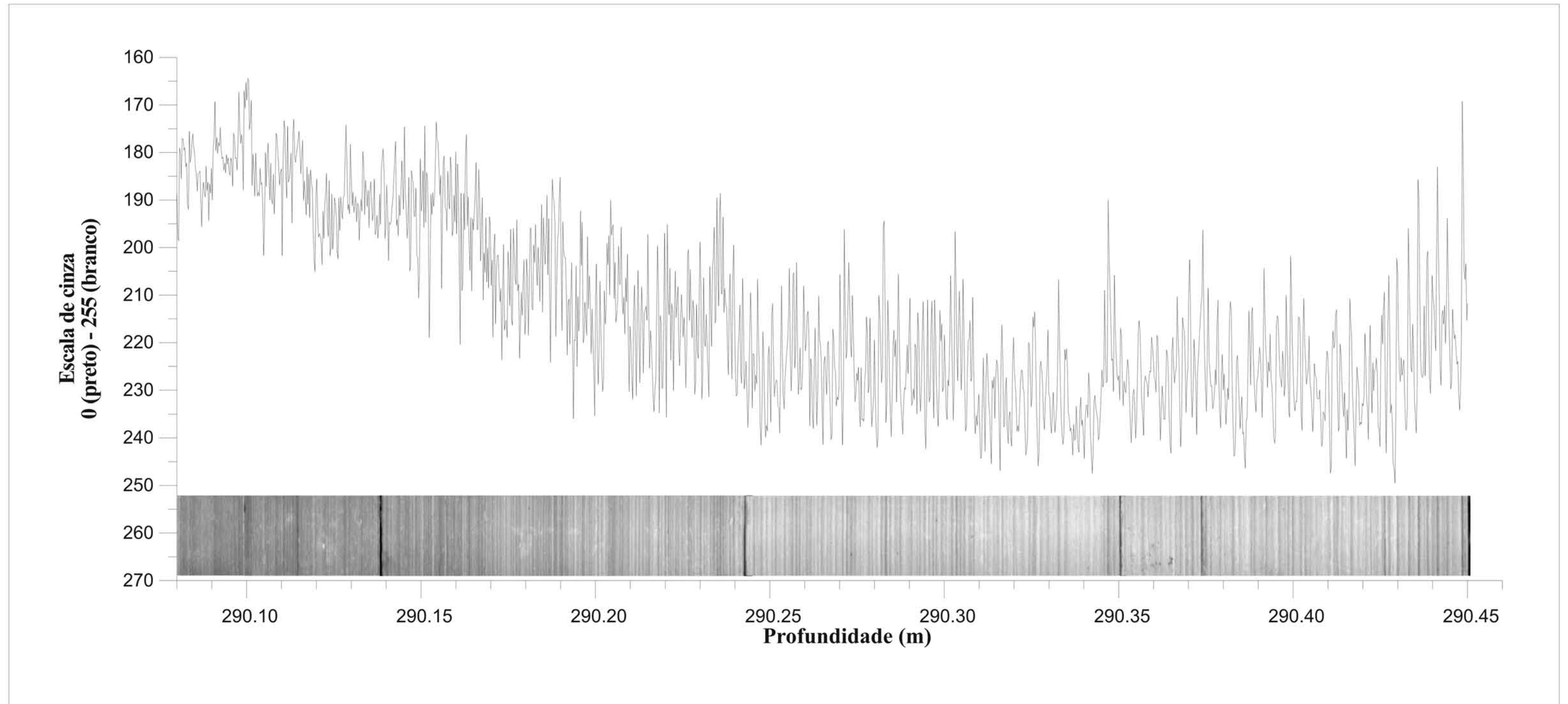


Figura IV.7 - Correlação entre o trecho escaneado do poço IB-93-RS e o respectivo gráfico de escala de cinza.

### **IV.3.-) OBTENÇÃO E TRATAMENTO DOS DADOS DOS PERFIS DE RAIOS GAMA**

Os perfis de raios gama dos dois poços foram obtidos através de cópias heliográficas, com a permissão da CPRM. Como ambos são analógicos, houve necessidade de digitalizá-los.

#### **IV.3.1-) DIGITALIZAÇÃO DOS PERFIS DE RAIOS GAMA**

Primeiramente, os perfis foram copiados com o *scanner*, por trechos. Utilizou-se então o programa Surfer (*Surface Mapping System*, da *Golden Software, Inc.*) para juntar os trechos separados e digitalizá-los na tela do computador, sendo amostrados apenas os picos de amplitude das curvas.

Ao digitalizar os perfis no Surfer, as distâncias entre os picos foram transformadas em profundidades reais de perfuração. Os dados foram então gravados sob a forma de arquivo ASCII (extensão .dat).

Como a distância entre os picos é variável, essa técnica de digitalização não fornece dados com espaçamento igual, condição obrigatória para a construção de uma série temporal (Schwarzacher, 1987) e para a posterior análise de ciclicidade. Sendo assim, os dados foram equidistanciados, como será visto a seguir.

#### **IV.3.2-) TRATAMENTO DOS DADOS DOS PERFIS DE RAIOS GAMA**

Os dados dos perfis, após a digitalização e transformação para profundidades reais no Surfer, tiveram que ser intercalados, ou seja, reamostrados para valores equidistantes, para formar as séries temporais e a posterior análise nos periodogramas. Esse passo foi feito pelo programa Matlab (versão 5 Beta), com o auxílio do geofísico da PETROBRAS Fernando da Silva Rodrigues, a partir de um programa do matemático Paulo L. Osório (figura IV.8).

```

% Programa para reamostrar rl04.dat que cont,m 2 colunas
% 345,00 < z < 362,138 e db1, com
% resolu#Eo vertical de 0,01 m.
%
%
%           Autor: Paulo L. Osorio
%
%           17/05/96
%
load rl04.dat;           %Carregamento dos dados
dz=0.01;                %Intervalo de amostragem
zin=(345:dz:362.138)'; %Profundidades com dz=0.01
z=rl04(:,1);           %Profundidades originais
db1=rl04(:,2);
%Inicio da interpola#Eo
dbli=interp1(z,db1,zin); %Fun#Eo de interpola#Eo
resulti=[zin dbli];
        save interpr.dat resulti -ascii

```

Figura IV.8 – Programa feito no Matlab para interpolação de dados, com intervalo de amostragem de 1 cm.

Como a escala dos perfis era diferente (7-RL-04-SC, 1:500 e IB-93-RS, 1:100), o intervalo de amostragem escolhido para o programa foi equivalente à menor distância entre os picos previamente digitalizados. Ou seja, os perfis foram reamostrados de forma que o menor espaço entre dois picos, para ambos os poços, fosse coberto pelo menos por dois intervalos de amostragem, evitando assim o efeito *alias* (item III.2.1). Sendo o perfil do poço 7-RL-04-SC o de menor escala, tinha, naturalmente, a menor distância entre picos. Portanto, o intervalo de amostragem, escolhido como 1 cm, baseou-se no mesmo. Na realidade, esse intervalo de amostragem foi superestimado. Houve razões para isso. Primeiro, superestimar o intervalo de amostragem não traz nenhum prejuízo à amostragem. Só implica em um tempo maior de processamento, o qual, nesse caso, é contado em segundos. Segundo, os valores numéricos de profundidade dos picos dos perfis, após a digitalização no Surfer, eram bastante aleatórios, variando na casa de unidades de centímetro. O único valor intermediário de amostragem factível para a intercalação era o de 1 cm.

Os dados reamostrados foram importados para o programa Excel. A tabela IV.4 contém, como exemplo, pequenos trechos dos arquivos em Excel dos dados do perfil de raios gama do poço IB-93-RS, sem e com reamostragem.

DADOS DO PERFIL DE RAIOS GAMA DIGITALIZADOS		DADOS DO PERFIL DE RAIOS GAMA APÓS REAMOSTRAGEM	
Profundidade	Valores gama	Profundidade	Valores gama
<b>280,06</b>	<b>63,16</b>	<b>280,06</b>	<b>63,16</b>
<b>280,16</b>	<b>57,6</b>	280,07	62,604
280,336	64,16	280,08	62,048
280,616	56,08	280,09	61,492
280,716	59,88	280,1	60,936
280,768	59,12	280,11	60,38
280,892	67,72	280,12	59,824
281,096	59,88	280,13	59,268
281,196	63,16	280,14	58,712
281,576	51,76	280,15	58,156
281,728	54,8	<b>280,16</b>	<b>57,6</b>

Tabela IV.4 – Valores do perfil de raios gama do poço IB-93-RS. As duas colunas da esquerda apresentam, respectivamente, os valores de profundidade e de raios gama após a digitalização no programa Surfer antes da reamostragem. As duas colunas da direita mostram a curva reamostrada, com intervalo de 1 cm. Os números em negrito realçam um intervalo reamostrado.

O poço 7-RL-04-SC perfurou algumas camadas de diabásios mesozóicos. Os picos referentes a essas camadas iriam causar ruídos quando da análise de ciclicidade, podendo aparecer como períodos, falseando os ciclos existentes no periodograma. Logo, houve a necessidade de eliminá-las do perfil.

As figuras IV.9 e IV.10 mostram os perfis de raios gama de ambos os poços, após todo o tratamento. Notar que, no caso do poço 7-RL-04-SC, a eliminação das camadas de diabásio acarretou mudanças nas profundidades originais, de modo que o perfil após o tratamento tem suas profundidades modificadas a partir de 481,25 m, que é a profundidade da primeira camada de diabásio.

Sendo assim, para correlacionar os trechos escaneados do testemunho desse último poço com o perfil, é necessário fazer uma correção de 5,98 m e começar a correlação em 520,36 m, o novo topo do intervalo escaneado do testemunho.

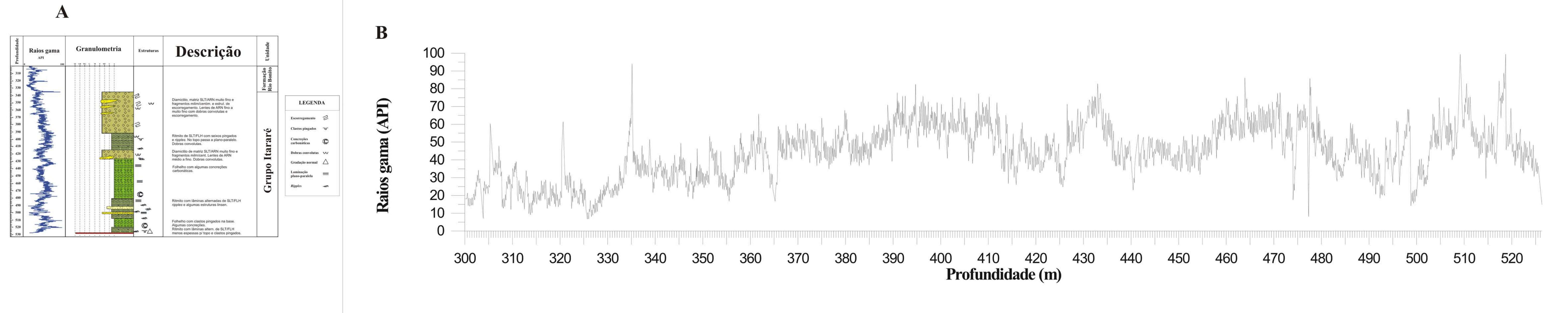
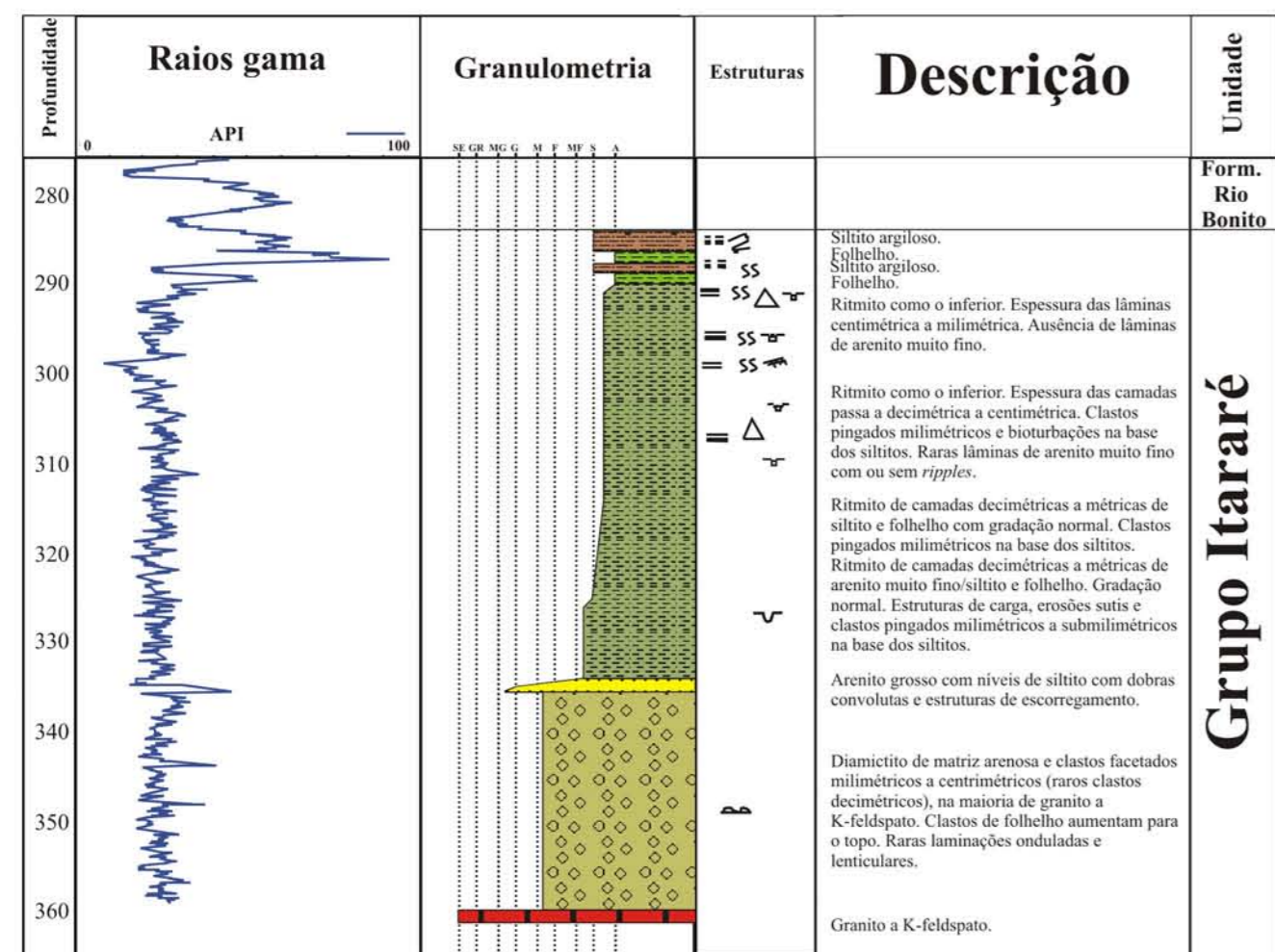


Figura IV.9 - (A) Perfil de raios gama e descrição litológica do poço 7-RL-04-SC, após a interpolação e a eliminação das camadas de diabásio. Baseado em dados de descrição da turma de pós-graduação da UFRGS (1998) e do geólogo Saulo Ferreira Santos, durante seus respectivos trabalhos de mestrado, e da CPRM. (B) Perfil de raios gama do mesmo poço, aumentado para melhor apreciação.



A



LEGENDA	
Escorregamento	
Clastos pingados	
Concreções carbonáticas	
Dobras convolutas	
Gradação normal	
Laminação plano-paralela	
Ripples	
Estruturas de carga	
Fragmentos de argila	
Bioturbações	
Laminação plano-paralela pouco definida	
Pequenas ondulações	

B

Raios gama (API)

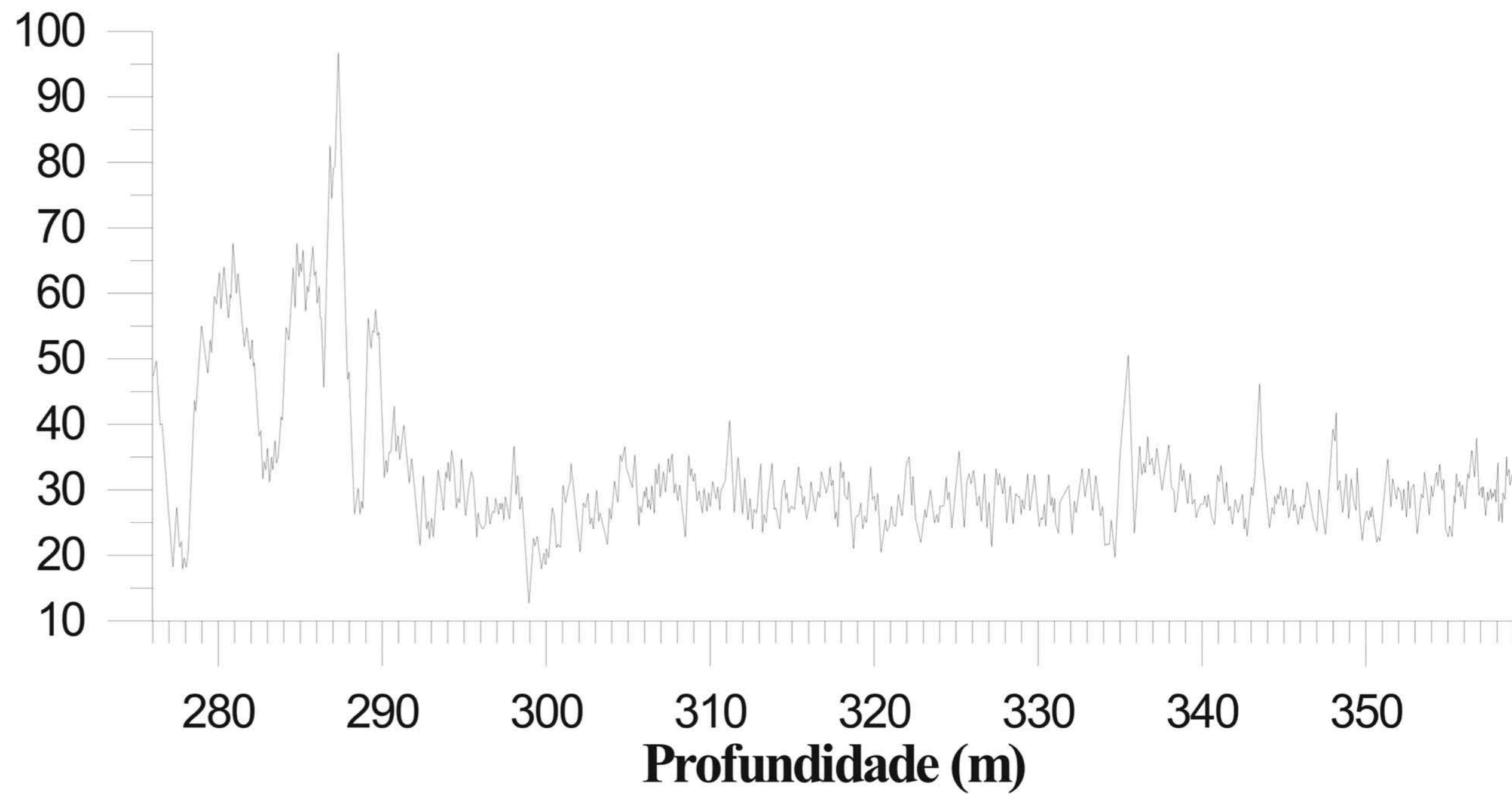


Figura IV.10 - (A) Perfil de raios gama e descrição litológica do poço IB-93-RS, após a interpolação (o mesmo da figura IV.2). Baseado em dados de descrição do autor e da CPRM. (B) Perfil de raios gama do mesmo poço, aumentado para melhor apreciação.

## V-) ANÁLISE DOS DADOS

A análise e a interpretação de dados cicloestratigráficos são bastante facilitadas quando existe uma bioestratigrafia detalhada da seção estudada, permitindo a comparação do tempo total calculado através dos ciclos com o tempo total da biozona. Mas isso só é possível para seções do Cretáceo Superior e do Cenozóico, onde as informações bioestratigráficas são baseadas em nanofósseis ou foraminíferos, os quais contribuem para um detalhamento da ordem de até centenas de milhares de anos. As rochas do Grupo Itararé, provenientes de sedimentos depositados no Eopermiano, não dispõem desse detalhe em termos de biozonas. As datações existentes, como vimos no Capítulo II, são baseadas em palinologia, fornecendo um intervalo de tempo de deposição máximo entre 4 e 12 milhões de anos para essa unidade no Rio Grande do Sul e no sudeste de Santa Catarina. Foi descrito anteriormente que, para se obter dados confiáveis para a análise de séries temporais, é necessária uma espessura razoável de rocha apresentando as mesmas características cíclicas e com taxas de acumulação não muito variáveis, de forma que a série possa ser considerada estacionária. Além disso, o ciclo orbital de maior comprimento temporal é o de excentricidade, cuja duração varia entre períodos curtos e longos com médias de 100 e 400 mil anos aproximadamente, sendo que último valor só é passível de ser encontrado em seções condensadas ou porções de bacia com taxas de acumulação muito baixas e pouco variáveis, fornecendo uma espessura “temporal” longa de seção. Logo, para se obter espessuras compatíveis, mesmo para o menor tempo de deposição acima (4 milhões de anos), seriam necessárias várias dezenas de metros de rocha com as condicionantes ideais de taxa para que as condições fossem satisfeitas.

Portanto, o meio encontrado para verificar a coerência dos tempos calculados nas seções dos poços foi o de comparar as duas escalas diferentes analisadas. Os perfis de raios gama foram analisados procurando-se a ciclicidade na frequência dos ciclos de Milankovitch e os trechos escaneados dos testemunhos foram estudados para se encontrar evidências na escala de anos a centenas de anos. Se a confrontação dos cálculos nas duas

escalas mostrasse resultados proporcionais, seria possível concluir que os tempos estariam corretos.

As bases teóricas da análise de séries temporais de sedimentos e rochas sedimentares foram vistas no item III.2.2. A premissa básica na escolha do intervalo a ser analisado é que o mesmo seja comparável a uma onda estacionária (item III.2 e Chatfield, 1989, Miller e Kahn, 1962 e Schwarzacher, 1987). Para isso, repetindo, os períodos devem se repetir em intervalos de espessuras semelhantes, mostrando taxas de acumulação aproximadamente constantes, identificadas pelo formato do perfil ou pela espessura das camadas ou lâminas a serem analisadas.

Seguindo esses preceitos, as análises foram feitas por intervalos com fácies semelhantes, caracterizando mesmos ambientes e processos deposicionais, e com espessuras semelhantes, seja entre picos nos perfis ou pares e feixes de ritmitos nos testemunhos, denotando pouca variação nas taxas de acumulação, sendo comparáveis a séries temporais estacionárias.

## **V.1-) ANÁLISE DOS PERFIS DE RAIOS GAMA**

### **V.1.1-) POÇO 7-RL-04-SC**

Vamos analisar primeiramente o perfil do poço 7-RL-04-SC. Levando todos os fatores discutidos acima em consideração, foram escolhidos três intervalos:

⇒ 498 a 526,34 m, 474 a 509 m e 430 a 482 m (profundidades corrigidas, após a retirada dos diabásios, conforme citado no Capítulo IV).

Os intervalos acima são formados por ritmitos, folhelhos ou ambos e foram processados com a transformada rápida de Fourier, com a utilização do programa Statistica, da *Statsoft, Inc.* Como foi visto, quando a análise de séries temporais através dessa transformada fornece uma boa representação dos dados observados, é possível provar que

as variações nos mesmos foram induzidas por fenômenos que possuem periodicidades temporais constantes (Harbaugh e Merriam, 1968; Einsele *et al.*, 1991). Uma das vantagens do programa Statistica é que o mesmo faz, embutida na análise, a eliminação de tendências (item III.2.1).

O intervalo entre 391 e 415 m, apesar de ser composto por ritmitos, não foi analisado. A descrição litológica do mesmo mostrou que está inserido entre pacotes de diamictitos e arenitos com feições de escorregamento e existem trechos de sua seção com dobras convolutas. Dessa forma, pode se tratar de um depósito alóctone, deslocado durante a movimentação dos diamicititos (Saulo Ferreira Santos, comunicação pessoal). Os trechos com diamictitos também não foram analisados, pois representam eventos de deposição muito rápida, como fluxos de detritos ou escorregamentos, estando relacionados muito provavelmente a processos autocíclicos, como instabilidades nas bordas de leques de lavagem subaquosos, não sendo necessariamente ligados a ciclos de indução externa na deposição.

Após o processamento pela transformada rápida de Fourier, foi feito o cálculo e o gráfico do periodograma para cada intervalo, também com o programa Statistica. Esses dois passos não levam mais que alguns segundos para serem realizados. Os períodos obtidos nos periodogramas dos perfis foram então dispostos em matrizes e correlacionados a matrizes temporais, da mesma forma que fizeram Cottle (1989) e Azambuja Filho (1990) e como está descrito do item III.2.2.1.2.

A seguir serão apresentadas as análises dos periodogramas e das matrizes por intervalo.

#### **V.1.1.1-) INTERVALO DE 498 A 526,34 m**

Será apresentada nesse item toda a metodologia utilizada na análise dos periodogramas, dos perfis e das matrizes de espessura e de tempo. Para os demais

intervalos serão feitos apenas alguns comentários pertinentes e indicados os resultados obtidos.

A figura V.1 mostra o intervalo em questão no perfil de raios gama e o periodograma relativo. Deve-se ter sempre na lembrança que os dados amostrados não foram discretizados em tempo e que o mesmo fenômeno cíclico pode estar representado por diferentes espessuras devido à variação na taxa de acumulação. A escala de tempo, como foi dito no item III.2.2.1, é ciclicamente variável, pois estamos lidando com dados discretizados no domínio do espaço. A taxa de acumulação é dada pela razão entre a espessura e o tempo de acumulação. Logo, para um mesmo tempo, espessuras diferentes resultarão em taxas distintas, mas o período em questão, ou seja, o ciclo deposicional, é essencialmente o mesmo. Os periodogramas de dados de rocha tendem então a mostrar grupos de valores de frequência (grupos de picos) que representam o mesmo fenômeno cíclico.

Da mesma forma, para um dado intervalo escolhido para análise, as frequências menores tenderão a aparecer divididas no periodograma em grupos menores de picos e as maiores em grupos mais dispersos. O raciocínio é o mesmo: como as taxas de acumulação tendem a apresentar uma menor variabilidade para intervalos de tempos maiores, as periodicidades de baixas frequências aparecerão com taxas mais constantes, enquanto as altas frequências estarão representadas por várias espessuras no dado original, cujas taxas tenderão a variar mais, mostrando grupos mais dispersos de picos no periodograma. Quando se diminui a espessura do intervalo a ser analisado, o próximo ciclo tenderá a se apresentar na forma de um grupo menor de picos e assim por diante.

Ao se analisar um intervalo, são escolhidos os picos mais significativos no periodograma. Esse gráfico mostra valores de frequência, de forma que os mesmos tiveram que ser convertidos para períodos, ou seja, valores de espessura no perfil. Essa conversão é entendida facilmente quando pensamos da seguinte forma:

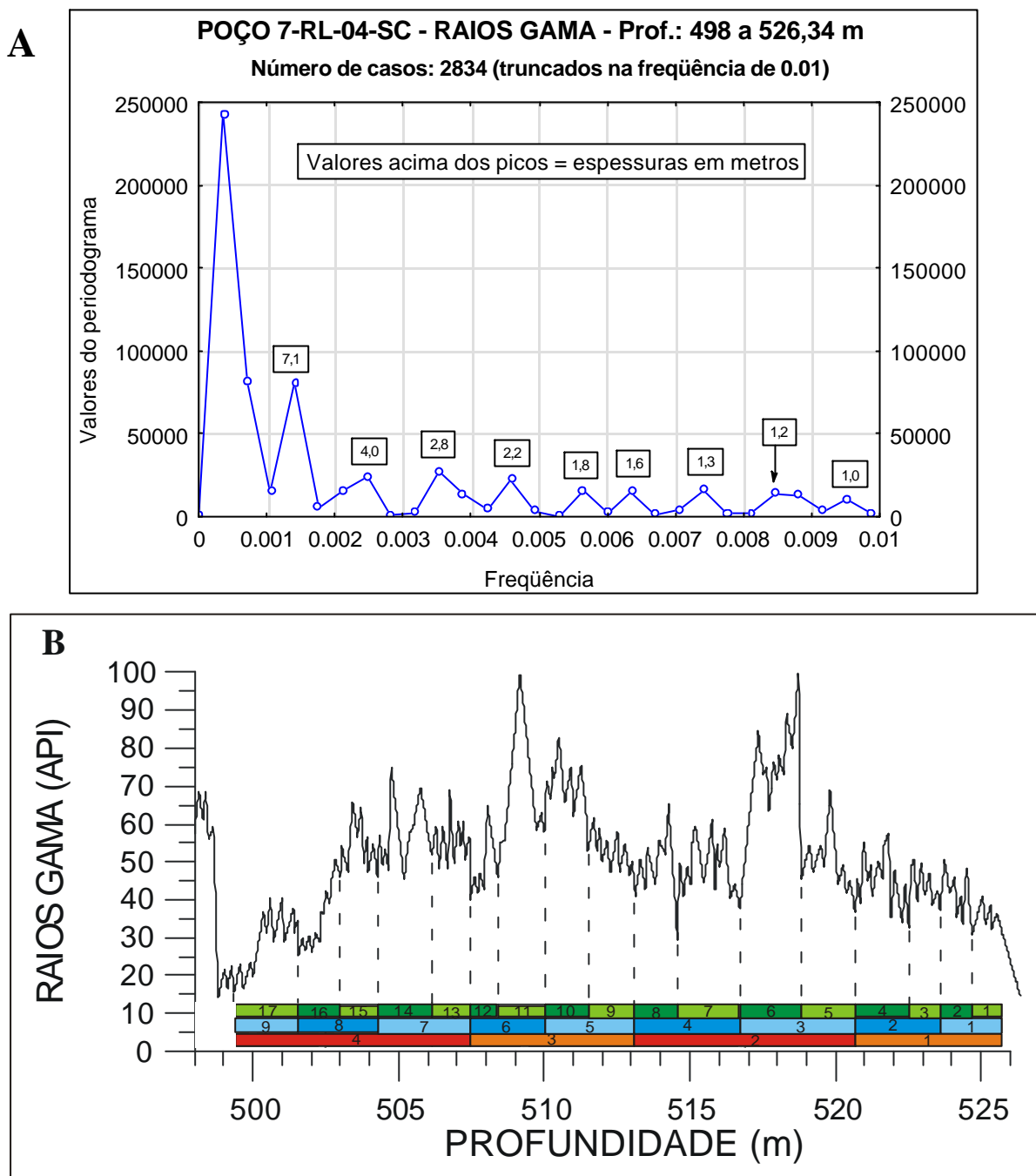


Figura V.1 – Periodograma (A) e perfil de raios gama (B) do trecho entre 498 e 526,4 m do poço 7-RL-04-SC. O eixo “Valores do Periodograma” da figura (A) pode ser interpretado como a variância da série temporal para cada frequência, de acordo com a equação 13, item III.2.1.2. Os períodos encontrados pelo programa Período (ver texto) estão marcados e numerados, da base para o topo, no perfil: precessão, em verde; obliquidade, em azul; excentricidade curta, em laranja e vermelho.

a-) o periodograma apresenta um espectro de frequências ( $f_1, f_2, f_3$ , etc.), individualizadas pelos diversos picos calculados pela série de Fourier;

b-) cada uma dessas frequências tem um período, representado pelo seu valor inverso ( $t_1 = 1/f_1, \dots$ );

c-) como a série de Fourier, e conseqüentemente os periodogramas, são calculados a partir do intervalo de amostragem (IA), que é igual aos intervalos de incremento nas séries temporais (no caso dos perfis esse valor é igual a 0,01m, item IV.3.2), os períodos fundamentais ( $T_1, T_2, \dots$ ) presentes nas amostras de rocha, que representam a ciclicidade, estão divididos por incrementos de IA ( $t_1 = T_1/IA, \dots$ ).

d-) os dados estão no domínio do espaço e não do tempo. Logo, os períodos fundamentais são as espessuras correspondentes aos ciclos.

Portanto, para calcular os valores de espessura, ou períodos fundamentais, deve-se dividir o intervalo de amostragem pela frequência:

$$t_1 = T_1/IA = 1/f_1 \Rightarrow T_1 = IA/f_1.$$

Os valores numéricos acima dos picos mais significativos no periodograma da figura V.1, como foi dito, representam os seus correspondentes em espessura. No intervalo em questão, excetuando o pico de 7,1 m, o maior, todos os outros possuem valores menores e semelhantes de variância, refletindo dois fatores: o primeiro é, provavelmente, um equilíbrio na resposta aos fatores indutores externos; o segundo é a redução da intensidade das altas frequências, causada por ruídos na modulação da frequência (Schwarzacher, 1989; item III.2.2). Alguns picos do periodograma podem ser harmônicos de um dos períodos fundamentais e outros, menos importantes, apenas ruídos.

O segundo passo foi localizar as espessuras no perfil de raios gama. Correlacioná-los com o perfil não significa apenas a mera identificação, pois é importante verificar as

relações entre eles. As relações entre as baixas, médias e altas frequências identificadas no periodograma provam a coerência entre as mesmas, porque os fenômenos indutores, nesse caso os ciclos orbitais, possuem uma conexão mútua, podendo ser definidos como um grupo de fenômenos indutores. Por exemplo, uma espessura que venha a ser ligada ao ciclo de excentricidade de 100 mil anos deve estar relacionada a 4, 5 ou 6 outras conectadas ao ciclo de precessão de cerca de 19 mil anos (média para o Eopermiano). Outro fator relevante é que, como os picos representam ciclos de deposição, o critério de correlação com as espessuras no perfil foi a busca por feições estratigráficas distintas.

Partindo desses princípios, foi possível relacionar as espessuras indicadas pelo periodograma a ciclos de engrossamento e afinamento para o topo, com cada ciclo individual tendo seu início e término em um pico de baixa radioatividade, ou tendência a engrossamento (figura V.1).

As espessuras identificadas no perfil para o intervalo em questão estão listadas na figura V.2, assim como as relações entre elas. A de 7,1 m representa a frequência mais baixa, em relação às de 4,0, 2,8 e 2,2 m, caracterizadas relativamente como frequências médias, e às de 1,8 a 1,0 m, associadas às altas frequências. Como os picos do periodograma representam valores médios das frequências encontradas pela série de Fourier, algumas variações em relação às espessuras encontradas podem ocorrer.

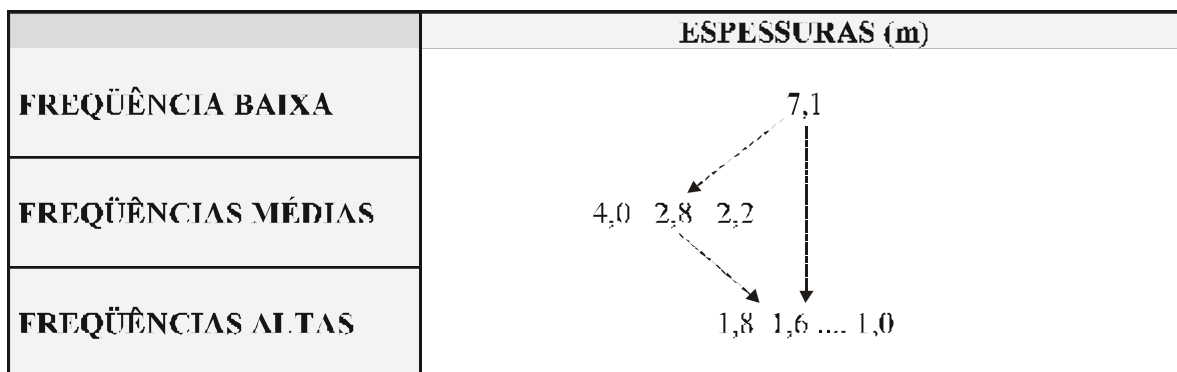


Figura V.2 – Espessuras ligadas às baixas, médias e altas frequências encontradas no intervalo de 498 a 526,34 m no perfil de raios gama do poço 7-RL-04-SC e a relação entre elas. É importante ressaltar que essas relações têm que ser verificadas totalmente, as baixas com as médias e altas e as médias com as altas.



A correlação entre as matrizes de espessura e de tempo foi feita através do programa Período, de autoria da analista de sistemas Maria de Lourdes T. Esperança, da PETROBRAS. Esse programa, à semelhança da metodologia utilizada por Cottle (1989) e Azambuja Filho (1990), calcula as razões dos valores de período para cada matriz (item III.2.2.1.2). As razões são então comparadas pela divisão simples dos valores das duas matrizes. Se o resultado da divisão situa-se dentro da faixa de similaridade desejada (no caso, 91%), o programa guarda a espessura e o tempo correspondentes às razões semelhantes. A tabela V.1 mostra os resultados para o intervalo em questão após o processamento pelo programa Período.

A matriz temporal deve sempre ser escolhida de acordo com a dimensão em tempo que se está buscando. As rochas analisadas estão representadas por espessuras consideráveis de ritmitos finos e folhelhos, denotando grandes intervalos de deposição. Uma matriz a ser utilizada é, portanto, a dos períodos orbitais de Milankovitch, considerados como os únicos processos regulares com períodos entre 10 mil e 1 milhão de anos capazes de afetar a sedimentação (Anderson, 1963), como tem sido extensivamente demonstrado na literatura (por exemplo, Hays *et alii*, 1976; Cottle, 1989; Fischer & Robers, 1991). Se as taxas de acumulação encontradas forem razoáveis, essa é uma boa solução. Como será visto, as taxas calculadas foram bastante coerentes, confirmando a escolha. Os períodos orbitais de obliquidade e precessão para o Eopermiano foram escolhidos de acordo com a tabela III.5 (Berger & Loutre, 1994) do item III.1.3.2. Os dados de 410 mil anos para a excentricidade longa e de 95 e 123 mil anos para a excentricidade curta provêm de médias encontradas por Hays *et alii* (1976) e dos valores indicados por Imbrie & Imbrie (1980) e De Boer & Smith (1994a). Os valores de 10, 6 e 3 mil anos são derivados de periodicidades encontradas em testemunhos de gelo e sedimentos glaciais (Heinrich, 1988; Yiou *et alii*, 1997).

A análise dos resultados fornecidos pelo programa Período levou em consideração apenas as relações entre valores de espessura e tempo que estavam dentro da similaridade de 91%. Como não havia meios de comparação entre os resultados dessa dissertação e os

MATRIZ DE TEMPO											
Título : MATRIZ DE MILANKOVITCH											
Unidade: milhares de anos											
	410	123	95	44,3	35,15	21	17,6	10	6	3	
410	1	3,33	4,32	9,26	11,66	19,52	23,3	41	68,33	136,67	
123		1	1,29	2,78	3,5	5,86	6,99	12,3	20,5	41,00	
95			1	2,14	2,7	4,52	5,4	9,5	15,83	31,67	
44,3				1	1,26	2,11	2,52	4,43	7,38	14,77	
35,15					1	1,67	2	3,52	5,86	11,72	
21						1	1,19	2,1	3,5	7,00	
17,6							1	1,76	2,93	5,87	
10								1	1,67	3,33	
6									1	2	
3										1	

MATRIZ DE ESPESSURA									
Título : Poço RL-04-SC - Prof.: 498 a 526,34 m									
Similaridade Trabalhada: 91% - Unidade : metros									
	7,1	4	2,8	2,2	1,8	1,6	1,3	1,2	1
7,1	1	1,78	2,54	3,23	3,94	4,44	5,46	5,92	7,1
4		1	1,43	1,82	2,22	2,5	3,08	3,33	4
2,8			1	1,27	1,56	1,75	2,15	2,33	2,8
2,2				1	1,22	1,38	1,69	1,83	2,2
1,8					1	1,13	1,38	1,5	1,8
1,6						1	1,23	1,33	1,6
1,3							1	1,08	1,3
1,2								1	1,2
1									1

CÁLCULO DA RAZÃO											
Matriz de tempo			Matriz de espessura								
Razão	Período longo	Período curto	Razão	Período longo	Período curto						
7,38	44,3	6	7,1	7,1	1						
7	21	3	7,1	7,1	1						
6,99	123	17,6	7,1	7,1	1						
5,87	17,6	3	5,92	7,1	1,2						
5,87	17,6	3	5,92	7,1	1,2						
5,86	35,15	6	5,92	7,1	1,2						
5,86	123	21	5,92	7,1	1,2						
5,86	123	21	5,46	7,1	1,3						
5,86	35,15	6	5,46	7,1	1,3						
5,4	95	17,6	5,46	7,1	1,3						
5,4	95	17,6	5,46	7,1	1,3						
4,52	95	21	4,44	7,1	1,6						
4,43	44,3	10	4,44	7,1	1,6						
4,32	410	95	4,44	7,1	1,6						
4,32	410	95	4	4	1						
4,32	410	95	3,94	7,1	1,8						
3,52	35,15	10	3,33	4	1,2						
3,52	35,15	10	3,33	4	1,2						
3,5	21	6	3,33	4	1,2						
3,5	21	6	3,33	4	1,2						
3,5	123	35,15	3,33	4	1,2						
3,5	123	35,15	3,23	7,1	2,2						
3,33	410	123	3,23	7,1	2,2						
3,33	10	3	3,23	7,1	2,2						
3,33	10	3	3,23	7,1	2,2						
3,33	10	3	3,23	7,1	2,2						
3,33	410	123	3,08	4	1,3						
3,33	410	123	3,08	4	1,3						
2,93	17,6	6	3,08	4	1,3						
2,93	17,6	6	2,8	2,8	1						
2,78	123	44,3	2,8	2,8	1						
2,78	123	44,3	2,8	2,8	1						
2,7	95	35,15	2,54	7,1	2,8						
2,7	95	35,15	2,54	7,1	2,8						
2,7	95	35,15	2,54	7,1	2,8						
2,52	44,3	17,6	2,5	4	1,6						
2,52	44,3	17,6	2,5	4	1,6						
2,52	44,3	17,6	2,33	2,8	1,2						
2,14	95	44,3	2,33	2,8	1,2						
2,14	95	44,3	2,22	4	1,8						
2,14	95	44,3	2,22	4	1,8						
2,14	95	44,3	2,22	4	1,8						
2,11	44,3	21	2,2	2,2	1						
2,11	44,3	21	2,2	2,2	1						
2,11	44,3	21	2,2	2,2	1						
2,1	21	10	2,15	2,8	1,3						
2,1	21	10	2,15	2,8	1,3						
2,1	21	10	2,15	2,8	1,3						
2	35,15	17,6	2,15	2,8	1,3						
2	6	3	2,15	2,8	1,3						
2	35,15	17,6	1,83	2,2	1,2						
2	35,15	17,6	1,83	2,2	1,2						
2	6	3	1,83	2,2	1,2						
2	6	3	1,83	2,2	1,2						
1,76	17,6	10	1,83	2,2	1,2						
1,76	17,6	10	1,82	4	2,2						
1,76	17,6	10	1,82	4	2,2						
1,76	17,6	10	1,82	4	2,2						
1,76	17,6	10	1,82	4	2,2						
1,76	17,6	10	1,82	4	2,2						
1,67	35,15	21	1,8	1,8	1						
1,67	10	6	1,8	1,8	1						
1,67	10	6	1,8	1,8	1						
1,67	10	6	1,78	7,1	4						
1,67	10	6	1,78	7,1	4						
1,67	10	6	1,78	7,1	4						
1,67	10	6	1,75	2,8	1,6						
1,67	10	6	1,75	2,8	1,6						
1,67	10	6	1,75	2,8	1,6						
1,67	35,15	21	1,69	2,2	1,3						
1,67	35,15	21	1,69	2,2	1,3						
1,67	35,15	21	1,69	2,2	1,3						
1,67	35,15	21	1,6	1,6	1						
1,67	35,15	21	1,6	1,6	1						
1,67	35,15	21	1,56	2,8	1,8						
1,67	35,15	21	1,56	2,8	1,8						
1,29	123	95	1,38	2,2	1,6						
1,29	123	95	1,38	1,8	1,3						
1,29	123	95	1,38	2,2	1,6						
1,29	123	95	1,38	1,8	1,3						
1,29	123	95	1,33	1,6	1,2						
1,29	123	95	1,33	1,6	1,2						
1,29	123	95	1,3	1,3	1						
1,29	123	95	1,3	1,3	1						
1,26	44,3	35,15	1,3	1,3	1						
1,26	44,3	35,15	1,27	2,8	2,2						
1,26	44,3	35,15	1,27	2,8	2,2						
1,26	44,3	35,15	1,27	2,8	2,2						
1,26	44,3	35,15	1,23	1,6	1,3						
1,26	44,3	35,15	1,23	1,6	1,3						
1,26	44,3	35,15	1,23	1,6	1,3						
1,26	44,3	35,15	1,22	2,2	1,8						
1,19	21	17,6	1,22	2,2	1,8						
1,19	21	17,6	1,2	1,2	1						
1,19	21	17,6	1,2	1,2	1						
1,19	21	17,6	1,2	1,2	1						
1,19	21	17,6	1,13	1,8	1,6						

CÁLCULO DA TAXA DE ACUMULAÇÃO											
Valor longo			Valor curto								
Espessura	Tempo	Taxa de acumul.	Espessura	Tempo	Taxa de acumul.						
7,1	410	1,73	2,2	123	1,79						
7,1	35,15	20,2	1,3	123	1,06						
7,1	35,15	20,2	1,2	123	0,98						
7,1	21	33,81	1,3	95	1,37						
7,1	123	5,77	1	95	1,05						
7,1	123	5,77	1,3	95	1,37						
7,1	95	7,47	1,2	95	1,26						
7,1	35,15	20,2	1,6	95	1,68						
7,1	95	7,47	1	95	1,05						
7,1	44,3	16,03	2,2	95	2,32						
7,1	44,3	16,03	1,8	95	1,89						
7,1	35,15	20,2	1,8	95	1,89						
7,1	95	7,47	1	95	1,05						
7,1	95	7,47	1,6	95	1,68						
7,1	44,3	16,03	1,8	44,3	4,06						
7,1	123	5,77	1,3	44,3	2,93						
7,1	123	5,77	1	44,3	2,26						
7,1	17,6	40,34	1,2	44,3	2,71						
7,1	410	1,73	1	44,3	2,26						
7,1	21	33,81	2,8	44,3	6,32						
7,1	10	71	1,3	35,15	3,7						
7,1	10	71	1,6	35,15	4,55						
7,1	17,6	40,34	1,3	35,15	3,7						
7,1	410	1,73	1	35,15	2,84						
7,1	17,6	40,34	1,6	35,15	4,55						
7,1	17,6	40,34	2,2	35,15	6,26						
7,1	123	5,77	1,2	35,15	3,41						
4	35,15	11,38	2,2	35,15	6,26						
4	10	40	2,8	35,15	7,97						
4	6	66,67	1,2	35,15	3,41						
4	44,3	9,03	1	35,15	2,84						
4	21	19,05	1	35,15	2,84						
4	10	40	1,8	35,15	5,12						
4	35,15	11,38	1,2	21	5,71						
4	17,6	22,73	1,6	21	7,62						
4	21	19,05	1	21	4,76						
4	10	40	1,8	21	8,57						
4	44,3	9,03	1	21	4,76						
4	35,15	11,38	1,3	21	6,19						
4	410	0,98	4	21	19,05						
4	123	3,25	1	21	4,76						
4	410	0,98	2,2	21	10,48						
4	95	4,21	1,3	21	6,19						
4	95	4,21	1,6	21	7,62						
4	410	0,98	1,2	21	5,71						
2,8	95	2,95	1,8	21	8,57						
2,8	17,6	15,91	1,3	21	6,19						
2,8	95	2,95	1,6	17,6	9,09						
2,8	17,6	15,91	1	17,6	5,68						
2,8	21	13,33	1	17,6	5,68						
2,8	95	2,95	1,3	17,6	7,39						
2,8	123	2,28	1,2	17,6	6,82						
2,8	35,15	7,97	1,3	17,6	7,39						
2,8	44,3	6,32	1,8	17,6	10,23						
2,8	21	13,33	2,2	17,6	12,5						
2,8	35,15	7,97	2,2	17,6	12,5						
2,8	6	46,67	1,3	17,6	7,39						
2,8	44,3	6,32	1,6	17,6	9,09						
2,8	44,3	6,32	1,2	17,6	6,82						
2,8	123	2,28	1	17,6	5,68						
2,8	10	28	2,8	17,6	15,91						
2,8	10	28	1,2	17,6	6,82						
2,8	35,15	7,97	1	10	10						
2,2	123	1,79	1,6	10	16						
2,2	10	22	1	10	10						
2,2	17,6	12,5	1,2	10	12						
2,2	10	22	2,2	10	22						
2,2	17,6	12,5	4	10	40						
2,2	21	10,48	1,3	10	13						
2,2	123	1,79	1,3	10	13						
2,2	6	36,67	1,2	10	12						
2,2	35,15	6,26	2,2	10	22						
2,2	35,15	6,26	1,6	10	16						
2,2	95	2,32	1,8	10	18						
2,2	35,15	6,26	1,8	6	30						
2,2	21	10,48	4	6	66,67						
2,2	44,3	4,97	1,6	6	26,67						
2,2	44,3	4,97	2,2	6	36,67						
2,2	44,3	4,97	1,3	6	21,67						
1,8	35,15	5,12	1,2	6	20						
1,8	10	18	1,2	6	20						
1,8	21	8,57	1,3	6	21,67						
1,8	123	1,46	1,3	6	21,67						
1,8	17,6	10,23	2,2	6	36,67						
1,8	44,3	4,06	1,2	6	20						
1,6	35,15	4,55	1	6	16,67						
1,6	123	1,3	1	6	16,67						
1,6	21	7,62	1	6	16,67						
1,6	44,3	3,61	2,2	3	73,33						
1,6	44,3	3,61	1,2	3	40						
1,6	123	1,3	1,3	3	43,33						
1,6	10	16	1,2	3							

dados bioestratigráficos, pelas razões já expostas, decidiu-se trabalhar com grandes índices de similaridade.

Os passos seguintes foram procurar na tabela V.1, no item “Cálculo da Razão:Matriz de Espessura”, os pares relacionáveis de espessuras, de acordo com a figura V.2, identificar o coeficiente de similaridade entre eles e encontrar, na mesma tabela, no item “Cálculo da Razão:Matriz de Tempo”, os períodos que se encontravam dentro da mesma similaridade. Por exemplo, as espessuras de 7,1 e 2,8 m, que possuem uma razão de 2,54 (sombreados em verde na tabela V.1), relacionam-se com os períodos de 123 e 44,3 mil anos, 95 e 35,15 mil anos e 44,3 e 17,6 mil anos (sombreados em verde na tabela V.1), pois a similaridade entre suas razões é de 0,91, 0,94 e 0,99, respectivamente. A não existência de algum par de espessuras correlacionáveis na listagem do programa Período implica que a escolha da matriz de tempo foi errada, ou a similaridade está muito apertada.

Tendo selecionado os pares espessura-tempo, passou-se à observação das taxas de acumulação, indicadores importantes no processo de análise. Quando as diferenças na porosidade e na compactação na seção estudada são negligíveis, as variações de espessura estão diretamente relacionadas às da taxa de acumulação (Ricken, 1993). Como a análise é feita por correlação entre espessuras e intervalos de tempo, o valor da taxa é um dado essencial para a validação dos resultados. O intervalo que agora está sendo analisado possui 52 m, não implicando, portanto, em problemas de compactação diferencial, e é o maior de todos os analisados.

Kukal (1990b), baseado em dados de Bubnoff (1948, *apud* Kukal, 1990b), apresentou taxas de acumulação para o Permiano (tabela V.2), baseadas em dados mundiais, em que o valor máximo está em torno de 22 cm/ka, com mínimos em torno de 2 cm/ka, e uma média de cerca de 10 cm/ka. Como se pode ver na tabela V.1, no item “Cálculo da Taxa de Acumulação” (dados sombreados em cinza), algumas taxas obtidas não condizem com as de Kukal (1990b) e nem são razoáveis para o tipo de ambiente em questão (baía ou, mais genericamente, *inlet* costeiro) (Canuto, 1993; Santos *et alii*, 1996). Taxas muito baixas são mais características de bacias profundas, enquanto as muito altas

são melhor identificadas com sistemas proximais, como os deltaicos, por exemplo. Logo, valores acima de 20 e abaixo de 2 cm/ka foram desconsiderados, mesmo estando dentro da similaridade requerida.

<b>Taxas de acumulação para o Permiano (cm/ka)</b>			
Máxima para a América do Norte	Máxima para a Europa	Máxima efetiva	Máxima para plataformas
6,2	22,4	10,0	2,3

Tabela V.2 – Taxas de acumulação para o Permiano, baseadas em dados mundiais (modificada de Kukal, 1990b).

Em seguida, os pares espessura-tempo escolhidos dentro dos pré-requisitos acima foram confrontados para observar sua coerência. Quanto mais relações houvesse entre os pares de baixa, média e alta frequência, ou seja, quanto mais vezes as mesmas fossem detectadas, de acordo com as interações entre as espessuras reveladas pelo periodograma e o perfil (figura V.2), melhor estaria demonstrada a ligação entre os períodos indutivos e as espessuras correlatas. Se alguma das frequências apresentasse nenhum ou pouco relacionamento com as demais, significaria que os pares espessura-tempo estariam errados. No caso de não existirem boas correlações com nenhuma das opções, a matriz de tempo teria que ser modificada.

Os únicos pares espessura-tempo que caracterizaram grande correlação em todas as frequências estão na tabela V.3, assim como as taxas de acumulação. As outras opções de pares não apresentaram correlações em todas as frequências ou mostraram relações que não faziam sentido, misturando espessuras de hierarquias iguais com períodos diferentes. Portanto, a matriz de tempo escolhida foi a correta, mostrando que a indução externa na sedimentação do intervalo foi provocada pelos Ciclos de Milankovitch.

Os dados da tabela V.3 foram identificados no perfil de raios gama e estão mostrados na figura V.1. De acordo com a interpretação, o ciclo de obliquidade de número 9 está incompleto. O restante do ciclo está incluído no intervalo seguinte (item V.1.1.2). A feição de baixa radioatividade que ocorre aproximadamente entre 499 e 500 m (equivalente às

profundidades de 501,5 a 502,5 no perfil não corrigido) representa uma intercalação de arenitos decimétricos finos a muito finos, com clastos argilosos dispersos de cerca de 2 mm, gradação normal e pequenas ondulações ou laminações cruzadas no topo, separados por lâminas siltico-argilosas (Saulo Ferreira Santos, comunicação pessoal). Esses pares identificam um aporte maior de sedimentos para a bacia ou a maior proximidade da geleira. Por serem mais espessos que o restante dos ritmitos, provocam uma alteração eventual na espessura média dos ciclos. Logo, foram interpretados como fazendo parte dos últimos ciclos orbitais detectados no intervalo (figura V.1), assim como dos primeiros do intervalo seguinte.

<b>Espessuras no perfil (m)</b>	<b>Períodos correspondentes (mil anos)</b>	<b>Ciclo de Milankovitch</b>	<b>Taxas de acumulação (cm/ka)</b>
7,1	123 a 95	Excentricidade curta	5,8 a 7,5
4,0 ----- 2,8 ----- 2,2	44,3 a 35,5	Obliquidade	5,0 a 11,3
1,8 ----- 1,6 ----- 1,3 ----- 1,2 ----- 1,0	21 a 17,6	Precessão	5,7 a 9,1

Tabela V.3 – Espessuras e períodos correspondentes de Milankovitch para o intervalo entre 498 e 526,34 m do poço 7-RL-04-SC.

É importante notar que, apesar de alguns coeficientes de similaridade muito altos, de 99% ou até 100%, apontarem alguns pares espessura-tempo, os mesmos foram descartados pela falta de coerência com outras frequências. Porém, como foi visto, todos os pares da tabela produzida pelo programa Período possuem coeficientes altos, acima de 91%. Adicionalmente, os pares escolhidos como os corretos possuem coeficientes de até 99%, com modas em 91%, 93% e 98%.

O ciclo de excentricidade longa não foi observado. O intervalo escolhido para análise não é suficientemente longo para permitir sua possível identificação. Porém, não poderia ter sido utilizado um intervalo maior, devido às condições limitantes da escolha, ou seja, a necessidade do mesmo ser semelhante a uma série temporal estacionária. Os demais intervalos (itens V.1.1.2 e V.1.1.3) também foram curtos para essa identificação e as tentativas de suavização do perfil para uma possível caracterização desse ciclo, não surtiram efeito.

Outra forma de testar a validade dos resultados é a construção de um histograma das taxas de acumulação. Como se pode verificar pela figura V.3, as taxas obtidas através do método utilizado representam a maior parte das observações, o que mostra que não só a coerência entre as espessuras e os períodos de Milankovitch é forte, como também as taxas de acumulação derivadas são as mais prováveis.

Cabem aqui algumas observações e um resumo sobre a análise da correlação das matrizes de espessura e tempo. Como foi visto, a simples opção por altos índices de correlação pode resultar em taxas sem sentido no contexto das rochas estudadas, de forma que é importante o cuidado ao analisar as taxas de acumulação obtidas, devendo as mesmas estar de acordo com o ambiente de sedimentação original e com os processos de deposição. Além disso, é necessária uma relação de proporcionalidade entre as diferentes espessuras apontadas pelo periodograma e definidas no perfil e, a partir dessas, entre os pares espessura-tempo calculados pelas matrizes. De outra forma, não existirá coerência nesses valores. Os resultados, portanto, devem ser interpretados em seu contexto geológico.

Os ciclos limitados por eventos de engrossamento, anteriormente mencionados e utilizados para a correlação das espessuras no perfil, demonstram então a influência dos ciclos orbitais na sedimentação. Cada ciclo individual no perfil caracteriza um ciclo de precessão. Os ciclos de obliquidade são constituídos por dois no perfil e os de excentricidade curta por quatro a cinco.

Pode-se concluir então (figura V.1) que a deposição dos sedimentos do intervalo em questão foi induzida pelos ciclos de Milankovitch. O tempo total de sedimentação foi, multiplicando-se os 17 períodos de precessão encontrados por uma média de 19 mil anos, de aproximadamente 323 mil anos, a uma taxa média de 8,4 cm/ka. Foram escolhidos os períodos de precessão por serem de mais alta frequência, fornecendo intervalos de tempo mais acurados.

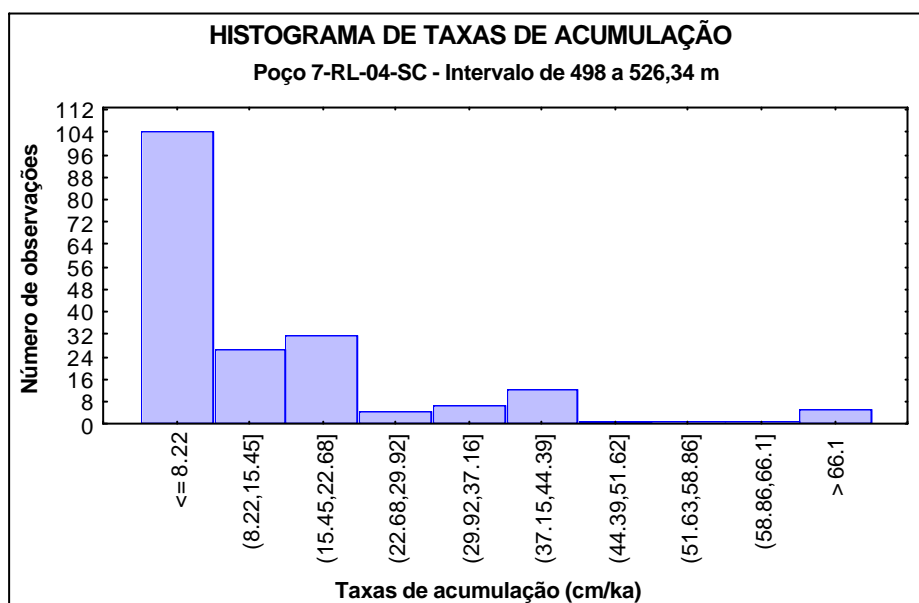


Figura V.3 – Histograma das taxas de acumulação para o poço 7-RL-04-SC, no intervalo entre 498 e 526,34 m. As taxas mais frequentes são as abaixo de 8,22 cm/ka.

#### V.1.1.2-) INTERVALO DE 474 A 509 m

O perfil de raios gama e o periodograma relativo ao intervalo são mostrados na figura V.4. O comprimento do intervalo incluiu um trecho do anterior, para que as baixas frequências fossem melhor amostradas.

Os valores do periodograma possuem uma distribuição diferente do primeiro intervalo, mas as dimensões em espessura são bem semelhantes e revelam três conjuntos distintos de picos. Essas características sugerem uma semelhança também no tipo de indução e nas taxas de acumulação.

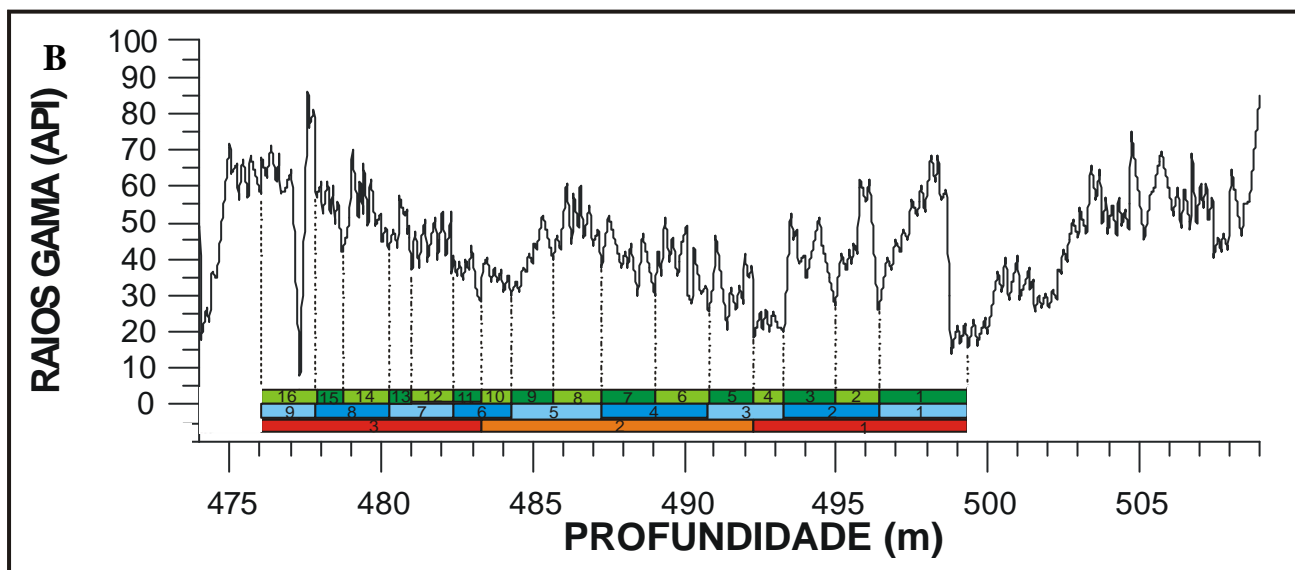
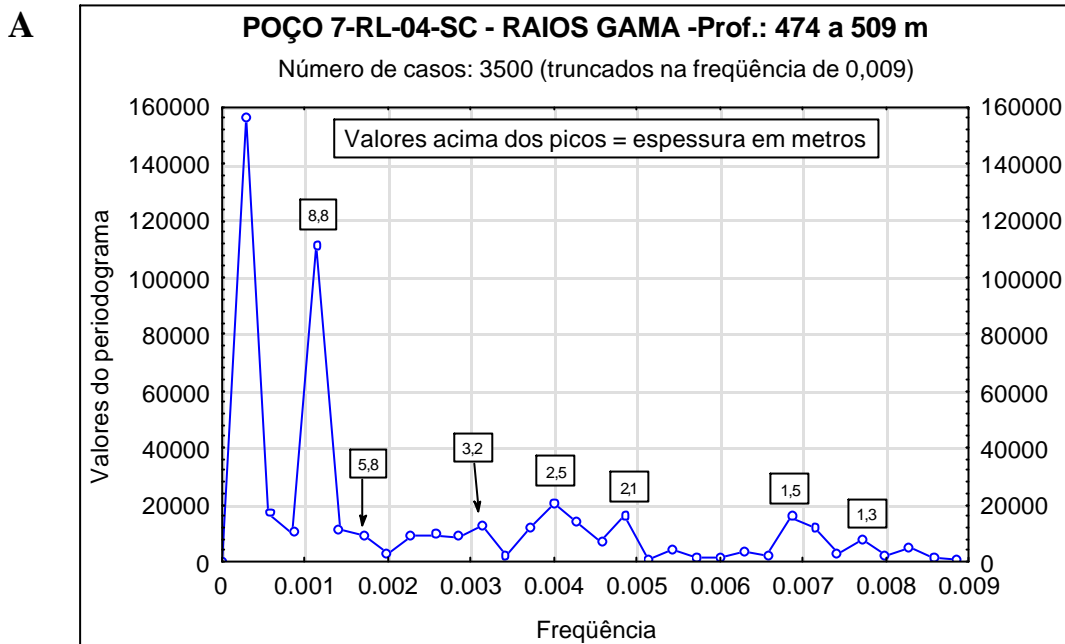


Figura V.4 – Periodograma (A) e perfil de raios gama (B) do trecho entre 474 e 509 m do poço 7-RL-04-SC. O eixo “Valores do Periodograma” da figura (A) pode ser interpretado como a variância da série temporal para cada frequência, de acordo com a equação 13, item III.2.1.2. Os períodos encontrados pelo programa Período (ver texto) estão marcados e numerados, da base para o topo, no perfil: precessão, em verde; obliquidade, em azul; excentricidade curta, em vermelho e laranja.



As espessuras calculadas e suas relações, a partir das observações no perfil de raios gama, estão na figura V.5. Sua separação no periodograma em três grupos evidencia a hierarquia existente entre elas.

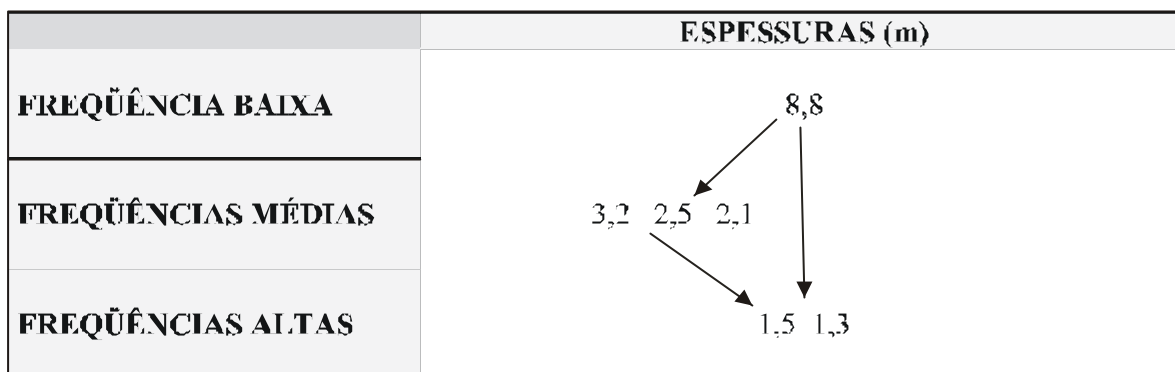


Figura V.5 – Espessuras ligadas às baixas, médias e altas freqüências encontradas no intervalo de 474 a 509 m no perfil de raios gama do poço 7-RL-04-SC e a relação entre elas.

A tabela V.4 contém os resultados do processamento das matrizes de espessura e de tempo pelo programa Período. O coeficiente de similaridade utilizado foi de 91%. A localização dos pares de espessuras nessa última tabela, no item “Cálculo da Razão:Matriz de Espessura”, de acordo com a figura V.5, e sua identificação com os pares de tempo na mesma tabela, no item “Cálculo da Razão:Matriz de Tempo”, caracterizou os pares espessura-tempo com maior correlação. Esses estão listados na tabela V.5. Da mesma forma que no intervalo anterior, os outros pares não mostraram muita correlação ou apresentaram correlações sem sentido, como misturas de hierarquias.

Os resultados da interpretação foram plotados no perfil de raios gama da figura V.4. Como pode ser visto nessa figura, os ciclos de precessão de número 4, 10, 11 e 13 possuem espessuras menores que as identificadas no periodograma em picos confiáveis (a menor espessura identificada no periodograma corresponde a 1,3 m). Foram, portanto, interpretados tentativamente, pois, posto que existem 2 ciclos de precessão para cada um de obliquidade, os primeiros devem estar presentes. Essa dificuldade de observação da precessão pode ser devida à posição latitudinal da bacia no Eopermiano, entre 45 e 50° Sul. A indução climática da precessão normalmente se expressa de forma mais intensa em

MATRIZ DE TEMPO										
Título: MATRIZ DE MILANKOVITCH										
Unidade: milhares de anos										
	410	123	95	44,3	35,15	21	17,6	10	6	3
410	1	3,33	4,32	9,26	11,66	19,52	23,3	41	68,33	136,67
123		1	1,29	2,78	3,5	5,86	6,99	12,3	20,5	41
95			1	2,14	2,7	4,52	5,4	9,5	15,83	31,67
44,3				1	1,26	2,11	2,52	4,43	7,38	14,77
35,15					1	1,67	2	3,52	5,86	11,72
21						1	1,19	2,1	3,5	7
17,6							1	1,76	2,93	5,87
10								1	1,67	3,33
6									1	2
3										1

MATRIZ DE ESPESSURA								
Título : Poço RL-04-SC - Prof.: 474 a 509 m								
Similaridade Trabalhada: 91% - Unidade : metros								
	8,8	5,8	3,2	2,5	2,1	1,5	1,3	
8,8	1	1,52	2,75	3,52	4,19	5,87	6,77	
5,8		1	1,81	2,32	2,76	3,87	4,46	
3,2			1	1,28	1,52	2,13	2,46	
2,5				1	1,19	1,67	1,92	
2,1					1	1,4	1,62	
1,5						1	1,15	
1,3							1	

CÁLCULO DA RAZÃO						
Matriz de tempo			Matriz de espessura			
Razão	Período longo	Período curto	Razão	Período longo	Período curto	
7,38	44,3	6	6,77	8,8	1,3	
7	21	3	6,77	8,8	1,3	
6,99	123	17,6	6,77	8,8	1,3	
5,87	17,6	3	5,87	8,8	1,5	
5,86	35,15	6	5,87	8,8	1,5	
5,86	123	21	5,87	8,8	1,5	
5,4	95	17,6	5,87	8,8	1,5	
4,52	95	21	4,46	5,8	1,3	
4,52	95	21	4,46	5,8	1,3	
4,43	44,3	10	4,46	5,8	1,3	
4,43	44,3	10	4,19	8,8	2,1	
4,32	410	95	4,19	8,8	2,1	
4,32	410	95	4,19	8,8	2,1	
3,52	35,15	10	3,52	8,8	2,5	
3,5	123	35,15	3,52	8,8	2,5	
3,5	21	6	3,52	8,8	2,5	
3,33	410	123	3,52	8,8	2,5	
3,33	10	3	3,52	8,8	2,5	
2,93	17,6	6	2,76	5,8	2,1	
2,93	17,6	6	2,76	5,8	2,1	
2,78	123	44,3	2,76	5,8	2,1	
2,78	123	44,3	2,76	5,8	2,1	
2,7	95	35,15	2,75	8,8	3,2	
2,7	95	35,15	2,75	8,8	3,2	
2,7	95	35,15	2,75	8,8	3,2	
2,52	44,3	17,6	2,75	8,8	3,2	
2,52	44,3	17,6	2,46	3,2	1,3	
2,52	44,3	17,6	2,46	3,2	1,3	
2,52	44,3	17,6	2,32	5,8	2,5	
2,14	95	44,3	2,32	5,8	2,5	
2,14	95	44,3	2,13	3,2	1,5	
2,11	44,3	21	2,13	3,2	1,5	
2,1	21	10	2,13	3,2	1,5	
2,1	21	10	2,13	3,2	1,5	
2	35,15	17,6	2,13	3,2	1,5	
2	6	3	1,92	2,5	1,3	
2	6	3	1,92	2,5	1,3	
2	35,15	17,6	1,92	2,5	1,3	
1,76	17,6	10	1,92	2,5	1,3	
1,76	17,6	10	1,81	5,8	3,2	
1,76	17,6	10	1,81	5,8	3,2	
1,76	17,6	10	1,81	5,8	3,2	
1,67	10	6	1,67	2,5	1,5	
1,67	10	6	1,67	2,5	1,5	
1,67	10	6	1,67	2,5	1,5	
1,67	10	6	1,62	2,1	1,3	
1,67	10	6	1,62	2,1	1,3	
1,67	35,15	21	1,62	2,1	1,3	
1,67	35,15	21	1,52	8,8	5,8	
1,67	35,15	21	1,52	8,8	5,8	
1,67	35,15	21	1,52	3,2	2,1	
1,67	35,15	21	1,52	3,2	2,1	
1,29	123	95	1,4	2,1	1,5	
1,29	123	95	1,28	3,2	2,5	
1,29	123	95	1,28	3,2	2,5	
1,26	44,3	35,15	1,28	3,2	2,5	
1,26	44,3	35,15	1,19	2,5	2,1	
1,26	44,3	35,15	1,19	2,5	2,1	
1,19	21	17,6	1,19	2,5	2,1	
1,19	21	17,6	1,15	1,5	1,3	
1,19	21	17,6	1,15	1,5	1,3	

CÁLCULO DA TAXA DE ACUMULAÇÃO						
Valor longo			Valor curto			
Espessura	Tempo	Taxa de acumul.	Espessura	Tempo	Taxa de acumul.	
8,8	410	2,15	2,5	123	2,03	
8,8	44,3	19,86	2,1	95	2,21	
8,8	44,3	19,86	1,5	95	1,58	
8,8	44,3	19,86	2,5	95	2,63	
8,8	35,15	25,04	2,1	95	2,21	
8,8	35,15	25,04	1,3	95	1,37	
8,8	21	41,9	2,1	44,3	4,74	
8,8	21	41,9	3,2	44,3	7,22	
8,8	10	88	1,5	44,3	3,39	
8,8	95	9,26	2,5	44,3	5,64	
8,8	10	88	2,1	35,15	5,97	
8,8	17,6	50	1,3	35,15	3,7	
8,8	17,6	50	2,5	35,15	7,11	
8,8	95	9,26	1,3	35,15	3,7	
8,8	35,15	25,04	2,1	35,15	5,97	
8,8	123	7,15	2,5	35,15	7,11	
8,8	123	7,15	3,2	35,15	9,1	
8,8	410	2,15	1,5	21	7,14	
8,8	95	9,26	3,2	21	15,24	
8,8	123	7,15	1,3	21	6,19	
8,8	123	7,15	2,1	21	10	
5,8	44,3	13,09	1,5	21	7,14	
5,8	35,15	16,5	5,8	21	27,62	
5,8	17,6	32,95	2,1	21	10	
5,8	17,6	32,95	1,5	21	7,14	
5,8	44,3	13,09	1,3	21	6,19	
5,8	44,3	13,09	1,3	17,6	7,39	
5,8	95	6,11	1,5	17,6	8,52	
5,8	123	4,72	1,3	17,6	7,39	
5,8	10	58	2,1	17,6	11,93	
5,8	95	6,11	1,5	17,6	8,52	
5,8	95	6,11	2,5	17,6	14,2	
5,8	410	1,41	3,2	17,6	18,18	
3,2	123	2,6	1,3	17,6	7,39	
3,2	21	15,24	2,5	17,6	14,2	
3,2	21	15,24	1,3	17,6	7,39	
3,2	10	32	2,1	17,6	11,93	
3,2	95	3,37	1,3	10	13	
3,2	35,15	9,1	1,3	10	13	
3,2	6	53,33	1,3	10	13	
3,2	44,3	7,22	3,2	10	32	
3,2	35,15	9,1	1,5	10	15	
3,2	44,3	7,22	1,5	10	15	
3,2	44,3	7,22	2,5	10	25	
3,2	95	3,37	1,3	10	13	
2,5	123	2,03	2,1	10	21	
2,5	10	25	1,3	6	21,67	
2,5	44,3	5,64	2,1	6	35	
2,5	35,15	7,11	1,5	6	25	
2,5	6	41,67	3,2	6	53,33	
2,5	17,6	14,2	5,8	6	96,67	
2,5	35,15	7,11	1,3	6	21,67	
2,5	17,6	14,2	2,5	6	41,67	
2,5	21	11,9	1,5	6	25	
2,5	21	11,9	2,1	6	35	
2,1	35,15	5,97	3,2	6	53,33	
2,1	10	21	2,5	3	83,33	
2,1	17,6	11,93	1,5	3	50	
2,1	123	1,71	1,5	3	50	
1,5	44,3	3,39	1,3	3	43,33	
1,5	21	7,14	1,3	3	43,33	

Tabela V.4 - Resultados do programa Período para o perfil de raios gama do poço 7-RL-04-SC, intervalo de 474 a 509 m.

latitudes menores, próximas ao equador, enquanto a indução da obliquidade é mais forte nas latitudes médias.

<b>Espessuras no perfil (m)</b>	<b>Períodos correspondentes (mil anos)</b>	<b>Ciclo de Milankovitch</b>	<b>Taxas de acumulação (cm/ka)</b>
8,8	123 a 95	Excentricidade curta	7,2 a 9,3
3,2 ----- 2,5 ----- 2,1	44,3 a 35,5	Obliquidade	7,1 a 9,1
1,5 ----- 1,3	21 a 17,6	Precessão	7,1 a 8,5

Tabela V.5 – Espessuras e períodos correspondentes de Milankovitch para o intervalo entre 474 e 509 m do poço 7-RL-04-SC.

Nota-se, nessa última figura, que os ciclos de excentricidade são formados por quatro a seis de precessão e não quatro a cinco, como ocorreu no Pleistoceno. Esse fato não constitui problema. Em vez disso, demonstra que 95, 100 ou 123 mil anos para o primeiro são, na realidade, médias desse período orbital e é uma evidência de que a razão precessão:excentricidade era menor durante o Eopermiano (Berger & Loutre, 1989 e 1994; De Boer & Smith, 1994a). Os ciclos de excentricidade de número 3 e de obliquidade de número 9 não estão completos, continuando no intervalo superior. O ciclo de obliquidade de número 1 é a continuação do último do intervalo precedente.

Os pares espessura-tempo escolhidos possuem coeficientes de similaridade altos, de até 100%, com modas em 98% e 99%. A figura V.6 representa o histograma das taxas de acumulação obtidas. A maior parte das observações se insere nas taxas relacionadas aos pares espessura-tempo da tabela V.5, corroborando a escolha e a alta similaridade entre eles.

Foi citado que o intervalo escolhido incluiu um trecho do anterior para uma melhor amostragem das baixas frequências. Porém, a contagem do tempo no perfil foi feita a partir do topo do último intervalo (posto que esse já estava calculado), ou seja, a partir do trecho superior dos pares decimétricos que ocorrem entre 499 e 500 m. Além disso, entre 477,4 e 474 m, aproximadamente, existem dois picos de baixa radioatividade que representam concreções carbonáticas, não caracterizando, portanto, engrossamentos para o topo e não constituindo limites de ciclos. Logo, para efeito de contagem do tempo de deposição, foi considerado o intervalo de cerca de 475,5 a 499,5 m.

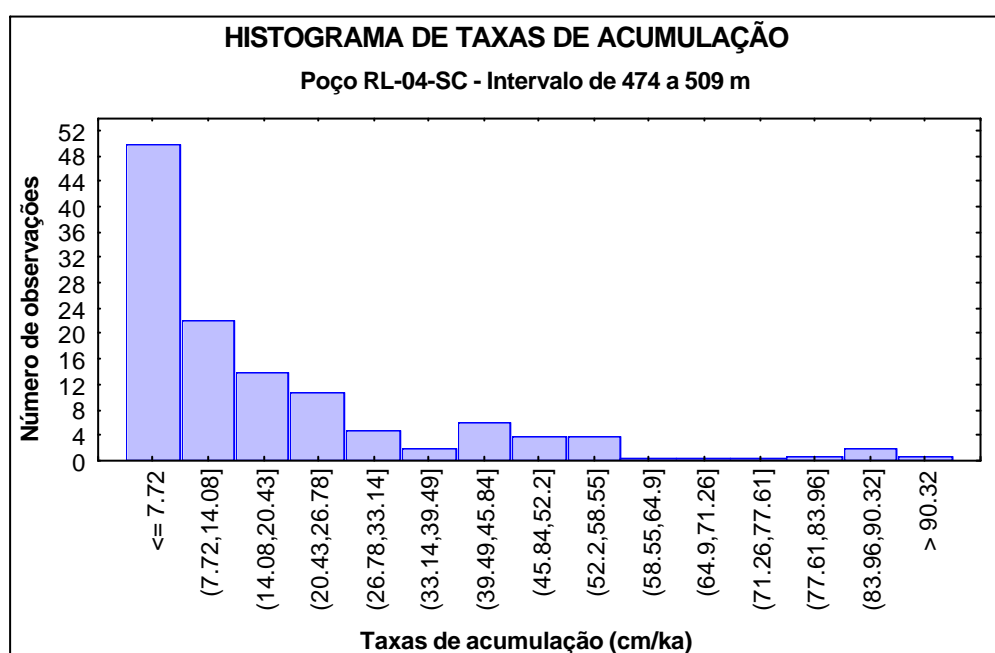


Figura V.6 – Histograma das taxas de acumulação para o poço 7-RL-04-SC, no intervalo entre 474 e 509 m. As taxas mais frequentes são as abaixo de 7,72 cm/ka.

De acordo com os dados acima, a deposição dos sedimentos do intervalo em questão foi induzida pelos ciclos de Milankovitch e o tempo total de sedimentação foi de aproximadamente 304 mil anos (16 períodos de precessão vezes uma média de 19 mil anos), a uma taxa média de 7,5 cm/ka (figura V.4).

### V.1.1.3-) INTERVALO DE 430 A 482 m

Da mesma forma que para o último, o comprimento do intervalo em questão, para efeito dos cálculos dos períodos pelo programa Statistica, contemplou um trecho do anterior. Os picos do periodograma (figura V.7) mostram-se bem distribuídos, com variância maior nas baixas frequências e na frequência média correspondente à espessura de 2,3 m. A correlação no perfil caracterizou os de 8,7 e 6,5 m como baixas frequências, os de 4,0, 2,9 e 2,3 m como médias e os de 1,8, 1,5 e 1,4 m como altas frequências (figura V.8). O pico associado à espessura de 13 m é um harmônico do comprimento total do intervalo.

Os resultados do processamento das matrizes de espessura e de tempo pelo programa Período estão na tabela V.6, e o coeficiente de similaridade utilizado foi de 91%. Os pares espessura-tempo correlacionados para o intervalo através da última tabela estão listados na tabela V.7. A correlação entre eles foi maior que nos dois intervalos anteriores.

A figura V.7 mostra o perfil de raios gama e os ciclos orbitais interpretados. Assim como no intervalo anterior, vários ciclos de precessão marcados no perfil estão abaixo da menor espessura indicada no periodograma e os ciclos de excentricidade são formados por grupos de até seis de precessão. As explicações para esses fatos são as mesmas dadas anteriormente: a posição latitudinal da bacia na época da deposição e a mudança da razão precessão:excentricidade durante o tempo geológico. Os ciclos de excentricidade e de obliquidade de número 1 são as continuações dos ciclos de excentricidade e obliquidade de números 3 e 9, respectivamente, do intervalo inferior.

Os coeficientes de similaridade encontrados nos pares espessura-tempo escolhidos variam de 91% a 99%, com modas em 94%, 96% e 98%. Apesar de um pouco menores que os encontrados para o intervalo anterior, esses valores são ainda bem altos e o histograma da figura V.9, que mostra as taxas de acumulação obtidas mais frequentes, comprova a

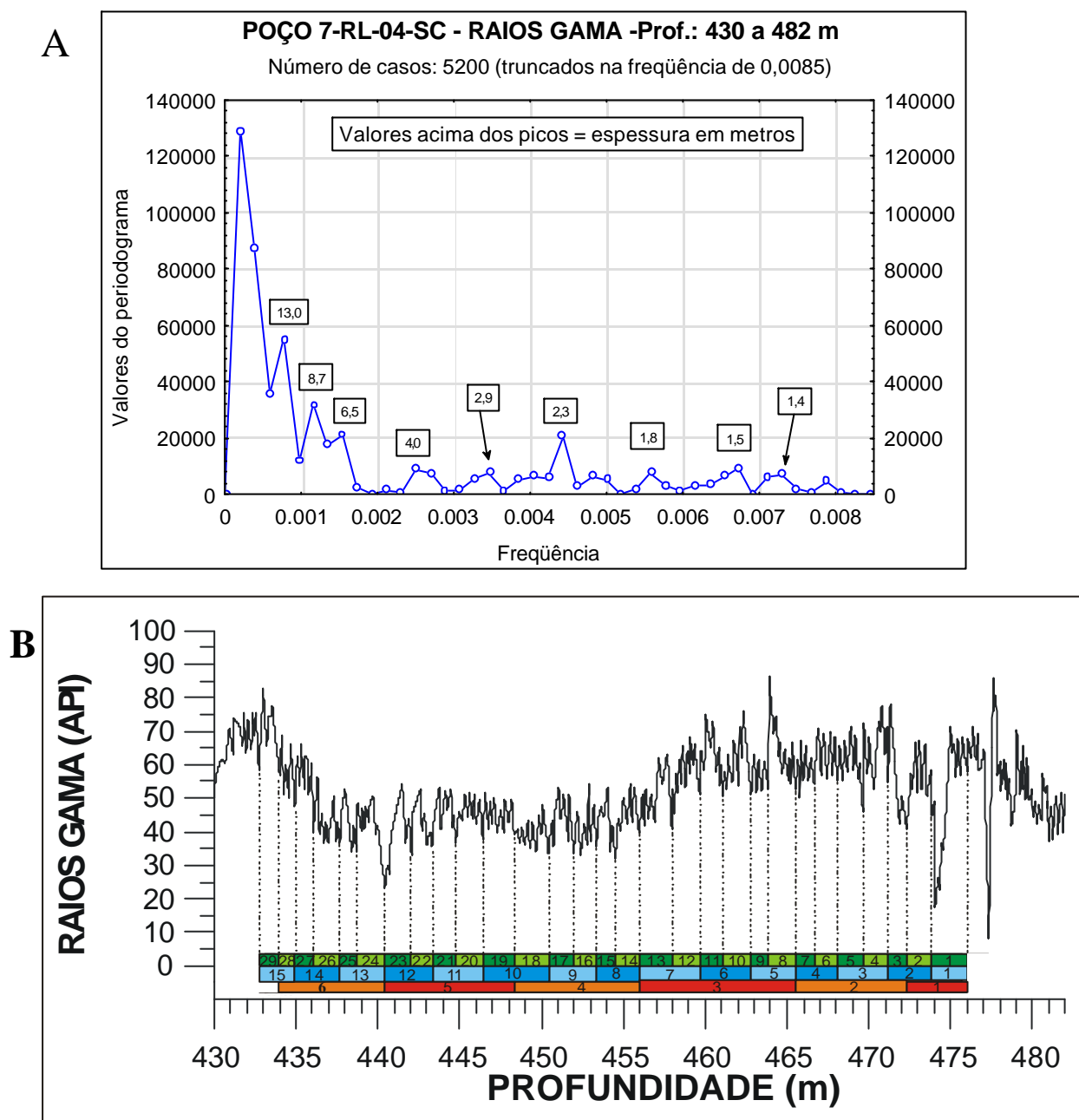


Figura V.7 – Periodograma (A) e perfil de raios gama (B) do trecho entre 430 e 482 m do poço 7RL-04-SC. O eixo “Valores do Periodograma” da figura (A) pode ser interpretado como a variância da série temporal para cada frequência, de acordo com a equação 13, item III.2.1.2. Os períodos encontrados pelo programa Período (ver texto) estão marcados e numerados, da base para o topo, no perfil: precessão, em verde; obliquidade, em azul; excentricidade curta, em vermelho.

MATRIZ DE TEMPO										
Título: MATRIZ DE MILANKOVITCH										
Unidade: milhares de anos										
	410	123	95	44,3	35,15	21	17,6	10	6	3
410	1	3,33	4,32	9,26	11,66	19,52	23,3	41	68,33	136,67
123		1	1,29	2,78	3,5	5,86	6,99	12,3	20,5	41
95			1	2,14	2,7	4,52	5,4	9,5	15,83	31,67
44,3				1	1,26	2,11	2,52	4,43	7,38	14,77
35,15					1	1,67	2	3,52	5,86	11,72
21						1	1,19	2,1	3,5	7
17,6							1	1,76	2,93	5,87
10								1	1,67	3,33
6										2
3										1

MATRIZ DE ESPESSURA									
Título : Poço RL-04-SC - Prof.: 430 a 482 m									
Similaridade Trabalhada: 91% - Unidade : metros									
	13	8,7	6,5	4	2,9	2,3	1,8	1,5	1,4
13	1	1,49	2	3,25	4,48	5,65	7,22	8,67	9,29
8,7		1	1,34	2,18	3	3,78	4,83	5,8	6,21
6,5			1	1,63	2,24	2,83	3,61	4,33	4,64
4				1	1,38	1,74	2,22	2,67	2,86
2,9					1	1,26	1,61	1,93	2,07
2,3						1	1,28	1,53	1,64
1,8							1	1,2	1,29
1,5								1	1,07
1,4									1

CÁLCULO DA RAZÃO								
Matriz de tempo			Matriz de espessura					
Razão	Período Longo	Período Curto	Razão	Período Longo	Período Curto	Razão	Período Longo	Período Curto
9,5	95	10	9,29	13	1,4	9,29	13	1,4
9,5	95	10	8,67	13	1,5	8,67	13	1,5
9,26	410	44,3	8,67	13	1,5	7,22	13	1,8
9,26	410	44,3	7,22	13	1,8	7,22	13	1,8
7,38	44,3	6	7,22	13	1,8	7,22	13	1,8
7	21	3	7,22	13	1,8	7,22	13	1,8
6,99	123	17,6	6,21	8,7	1,4	6,21	8,7	1,4
5,87	17,6	3	6,21	8,7	1,4	6,21	8,7	1,4
5,87	17,6	3	6,21	8,7	1,4	6,21	8,7	1,4
5,86	123	21	5,8	8,7	1,5	5,8	8,7	1,5
5,86	35,15	6	5,8	8,7	1,5	5,8	8,7	1,5
5,86	123	21	5,8	8,7	1,5	5,8	8,7	1,5
5,86	123	21	5,8	8,7	1,5	5,8	8,7	1,5
5,86	35,15	6	5,65	13	2,3	5,65	13	2,3
5,86	35,15	6	5,65	13	2,3	5,65	13	2,3
5,4	95	17,6	5,65	13	2,3	5,65	13	2,3
5,4	95	17,6	5,65	13	2,3	5,65	13	2,3
4,52	95	21	4,83	8,7	1,8	4,83	8,7	1,8
4,52	95	21	4,83	8,7	1,8	4,83	8,7	1,8
4,52	95	21	4,64	6,5	1,4	4,64	6,5	1,4
4,52	95	21	4,64	6,5	1,4	4,64	6,5	1,4
4,43	44,3	10	4,48	13	2,9	4,48	13	2,9
4,43	44,3	10	4,48	13	2,9	4,48	13	2,9
4,43	44,3	10	4,48	13	2,9	4,48	13	2,9
4,43	44,3	10	4,48	13	2,9	4,48	13	2,9
4,32	410	95	4,33	6,5	1,5	4,33	6,5	1,5
4,32	410	95	4,33	6,5	1,5	4,33	6,5	1,5
4,32	410	95	4,33	6,5	1,5	4,33	6,5	1,5
3,52	35,15	10	3,78	8,7	2,3	3,78	8,7	2,3
3,52	35,15	10	3,78	8,7	2,3	3,78	8,7	2,3
3,52	35,15	10	3,78	8,7	2,3	3,78	8,7	2,3
3,5	21	6	3,61	6,5	1,8	3,61	6,5	1,8
3,5	123	35,15	3,61	6,5	1,8	3,61	6,5	1,8
3,5	21	6	3,61	6,5	1,8	3,61	6,5	1,8
3,5	123	35,15	3,61	6,5	1,8	3,61	6,5	1,8
3,5	21	6	3,61	6,5	1,8	3,61	6,5	1,8
3,5	123	35,15	3,25	13	4	3,25	13	4
3,33	10	3	3,25	13	4	3,25	13	4
3,33	10	3	3,25	13	4	3,25	13	4
3,33	410	123	3,25	13	4	3,25	13	4
3,33	410	123	3,25	13	4	3,25	13	4
2,93	17,6	6	3	8,7	2,9	3	8,7	2,9
2,93	17,6	6	3	8,7	2,9	3	8,7	2,9
2,93	17,6	6	2,86	4	1,4	2,86	4	1,4
2,93	17,6	6	2,86	4	1,4	2,86	4	1,4
2,78	123	44,3	2,86	4	1,4	2,86	4	1,4
2,78	123	44,3	2,83	6,5	2,3	2,83	6,5	2,3
2,78	123	44,3	2,83	6,5	2,3	2,83	6,5	2,3
2,78	123	44,3	2,83	6,5	2,3	2,83	6,5	2,3
2,7	95	35,15	2,67	4	1,5	2,67	4	1,5
2,7	95	35,15	2,67	4	1,5	2,67	4	1,5
2,7	95	35,15	2,67	4	1,5	2,67	4	1,5
2,52	44,3	17,6	2,67	4	1,5	2,67	4	1,5
2,14	95	44,3	2,24	6,5	2,9	2,24	6,5	2,9
2,14	95	44,3	2,24	6,5	2,9	2,24	6,5	2,9
2,14	95	44,3	2,22	4	1,8	2,22	4	1,8
2,14	95	44,3	2,22	4	1,8	2,22	4	1,8
2,11	44,3	21	2,18	8,7	4	2,18	8,7	4
2,11	44,3	21	2,18	8,7	4	2,18	8,7	4
2,11	44,3	21	2,18	8,7	4	2,18	8,7	4
2,11	44,3	21	2,18	8,7	4	2,18	8,7	4
2,1	21	10	2,07	2,9	1,4	2,07	2,9	1,4
2,1	21	10	2,07	2,9	1,4	2,07	2,9	1,4
2,1	21	10	2,07	2,9	1,4	2,07	2,9	1,4
2,1	21	10	2,07	2,9	1,4	2,07	2,9	1,4
2,1	21	10	2,07	2,9	1,4	2,07	2,9	1,4
2,1	21	10	2	13	6,5	2	13	6,5
2	6	3	2	13	6,5	2	13	6,5
2	35,15	17,6	2	13	6,5	2	13	6,5
2	35,15	17,6	2	13	6,5	2	13	6,5
2	35,15	17,6	2	13	6,5	2	13	6,5
2	35,15	17,6	1,93	2,9	1,5	1,93	2,9	1,5
2	6	3	1,93	2,9	1,5	1,93	2,9	1,5
2	6	3	1,93	2,9	1,5	1,93	2,9	1,5
2	6	3	1,93	2,9	1,5	1,93	2,9	1,5
1,76	17,6	10	1,74	4	2,3	1,74	4	2,3
1,76	17,6	10	1,74	4	2,3	1,74	4	2,3
1,76	17,6	10	1,74	4	2,3	1,74	4	2,3
1,76	17,6	10	1,74	4	2,3	1,74	4	2,3
1,76	17,6	10	1,64	2,3	1,4	1,64	2,3	1,4
1,67	10	6	1,64	2,3	1,4	1,64	2,3	1,4
1,67	10	6	1,63	6,5	4	1,63	6,5	4
1,67	35,15	21	1,63	6,5	4	1,63	6,5	4
1,67	10	6	1,63	6,5	4	1,63	6,5	4
1,67	10	6	1,63	6,5	4	1,63	6,5	4
1,67	35,15	21	1,61	2,9	1,8	1,61	2,9	1,8
1,67	35,15	21	1,61	2,9	1,8	1,61	2,9	1,8
1,67	35,15	21	1,61	2,9	1,8	1,61	2,9	1,8
1,67	10	6	1,53	2,3	1,5	1,53	2,3	1,5
1,67	35,15	21	1,53	2,3	1,5	1,53	2,3	1,5
1,29	123	95	1,38	4	2,9	1,38	4	2,9
1,29	123	95	1,38	4	2,9	1,38	4	2,9
1,29	123	95	1,34	8,7	6,5	1,34	8,7	6,5
1,29	123	95	1,34	8,7	6,5	1,34	8,7	6,5
1,29	123	95	1,29	1,8	1,4	1,29	1,8	1,4
1,29	123	95	1,29	1,8	1,4	1,29	1,8	1,4
1,26	44,3	35,15	1,29	1,8	1,4	1,29	1,8	1,4
1,26	44,3	35,15	1,28	2,3	1,8	1,28	2,3	1,8
1,26	44,3	35,15	1,28	2,3	1,8	1,28	2,3	1,8
1,26	44,3	35,15	1,28	2,3	1,8	1,28	2,3	1,8
1,26	44,3	35,15	1,26	2,9	2,3	1,26	2,9	2,3
1,19	21	17,6	1,26	2,9	2,3	1,26	2,9	2,3
1,19	21	17,6	1,2	1,8	1,5	1,2	1,8	1,5
1,19	21	17,6	1,2	1,8	1,5	1,2	1,8	1,5
1,19	21	17,6	1,2	1,8	1,5	1,2	1,8	1,5

CÁLCULO DA TAXA DE ACUMULAÇÃO								
Valor longo			Valor curto					
Espessura	Tempo	Taxa de acumul.	Espessura	Tempo	Taxa de acumul.	Espessura	Tempo	Taxa de acumul.
13	410	3,17	4	123	3,25	1,8	123	1,46
13	123	10,57	1,8	95	1,89	1,5	95	1,58
13	95	13,68	1,4	44,3	1,47	2,3	95	2,42
13	35,15	36,98	2,9	95	3,05	2,9	95	3,05
13	35,15	36,98	6,5	95	6,84	6,5	95	6,84
13	123	10,57	1,5	95	1,58	1,5	95	1,58
13	123	10,57	2,9	95	3,05	2,9	95	3,05
13</								

validade dos resultados. Essas taxas estão de acordo com aquelas escolhidas como corretas através da análise dos dados obtidos pelo programa Período.

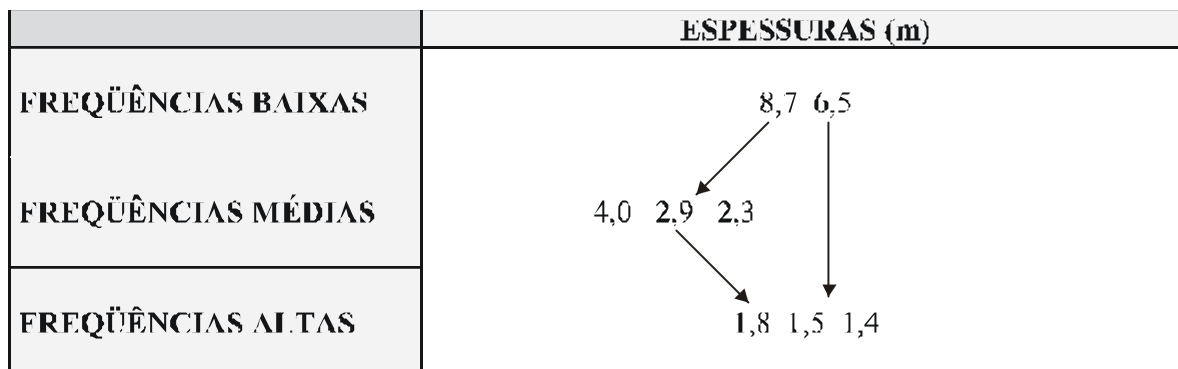


Figura V.8 – Espessuras encontradas no intervalo de 430 a 482 m no perfil de raios gama do poço 7-RL-04-SC, de acordo com o periodograma, e a relação entre elas.

Espessuras no perfil (m)	Períodos correspondentes (mil anos)	Ciclo de Milankovitch	Taxas de acumulação (cm/ka)
8,7 e 6,5	123 a 95	Excentricidade curta	5,3 a 9,2
4,0	44,3 a 35,5	Obliquidade	5,2 a 9,0
2,9			
2,3			
1,8	21 a 17,6	Precessão	6,7 a 8,5
1,5			
1,4			

Tabela V.7 – Espessuras e períodos correspondentes de Milankovitch para o intervalo entre 430 e 482 m do poço 7-RL-04-SC.

Segundo o exposto acima, pode-se concluir que a deposição dos sedimentos do intervalo em questão, assim como a dos demais, também foi induzida pelos ciclos de Milankovitch. Fazendo-se os cálculos necessários, chega-se a um tempo total de sedimentação de aproximadamente 551 mil anos (29 períodos de precessão vezes uma média de 19 mil anos). A taxa de acumulação média foi de cerca de 7,4 cm/ka (figura V.7).



Observado-se as taxas de acumulação médias obtidas para os três intervalos, nota-se que as mesmas diminuem progressivamente para o topo (8,4, 7,5 e 7,4 cm/ka, respectivamente). Essa diminuição espelha, provavelmente, o aumento no conteúdo de folhelho em direção ao topo da seção analisada.

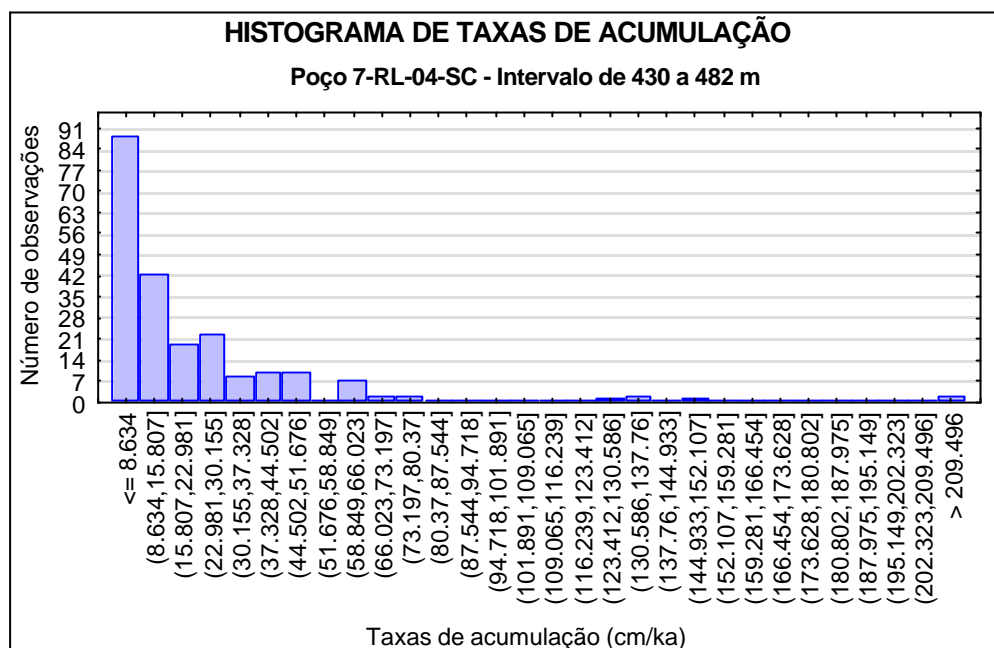


Figura V.9 - Histograma das taxas de acumulação para o poço 7-RL-04-SC, no intervalo entre 430 e 482 m. As taxas mais frequentes são as abaixo de 8,6 cm/ka.

Acima do intervalo que acabou de ser analisado existe um pacote de ritmitos, entre 426,5 e 432,5 m. A pequena espessura do mesmo (6 m) impossibilitou a caracterização de um comprimento de perfil compatível para a análise. Portanto, o mesmo foi interpretado observando-se o mesmo padrão dos ciclos de obliquidade dos intervalos inferiores de ritmitos. Optou-se por esse ciclo orbital por ser mais conspícuo que o de precessão no perfil. Contando-se dois períodos observados a partir do último de obliquidade calculado e multiplicando-se por uma média de 40 mil anos, obteve-se um tempo de 80 mil anos para a deposição do pacote, o que permitiu a interpretação de um ciclo de excentricidade a mais.

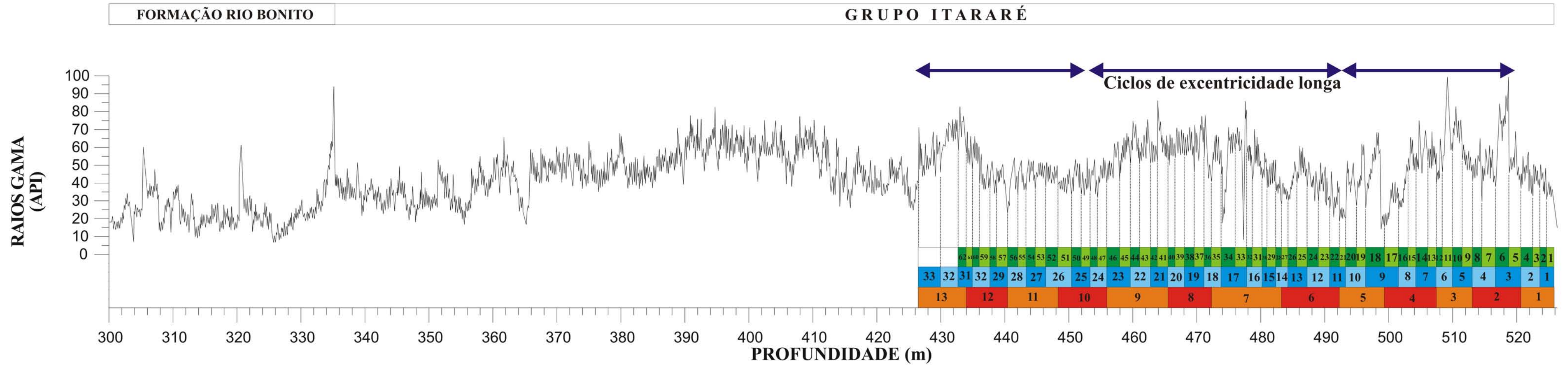
Uma última dedução pode ser feita a partir dos resultados e do padrão de empilhamento da seção do poço. O perfil mostra uma periodicidade de baixa frequência que apresenta a mesma tendência de engrossamento no topo e na base dos ciclos orbitais

encontrados e que coincide com cada quatro ciclos de excentricidade curta. Essa periodicidade pode ser interpretada como representante do ciclo de excentricidade longa, de período médio de 410 mil anos, o qual não foi passível de detecção na análise.

A união final de toda a interpretação dos ciclos orbitais para os intervalos analisados do perfil de raios gama está apresentada na figura V.10. A seção do Grupo Itararé representada no poço 7-RL-04-SC foi depositada, de acordo com a análise e até a base do primeiro pacote de diamictitos, em cerca de um milhão, duzentos e cinquenta e quatro mil anos (1254000 anos), e a taxa média de acumulação total é de aproximadamente 79 m/Ma (7,9 cm/ka). Quanto ao restante da seção, não foi possível fazer uma estimativa do tempo de deposição, pelas razões já discutidas.

Outros autores fizeram estudos cicloestratigráficos na Bacia do Paraná, porém para uma seção muito maior, desde o Grupo Itararé até a Formação Irati. Esse intervalo representa um período de deposição de aproximadamente 30 milhões de anos, desde o Asseliano até o Kazaniano (Daemon & Quadros, 1970. Ver a carta estratigráfica da bacia, figura II.1, Capítulo II). Os resultados desses estudos foram publicados por Chaves *et alii* (1994 e 1995). As regiões trabalhadas foram as de Figueira-Sapopema, no Estado do Paraná e de Candiota, no sul do Estado do Rio Grande do Sul. Os autores identificaram ciclos de engrossamento e afinamento para o topo em afloramento e em perfis de raios gama e de resistividade, os quais, a partir de análise espectral e da construção de Diagramas de Fischer, associaram aos ciclos orbitais de excentricidade longa (400 mil anos) e curta (100 mil anos). O tempo total de deposição foi de 7,8 e 8,0 milhões de anos para as seções do Paraná e do Rio Grande do Sul, respectivamente. Porém, como não determinaram nas publicações citadas os tempos relativos a cada unidade em separado, não é possível fazer uma correlação entre os dados obtidos nessa dissertação com os do Grupo Itararé alcançados pelos autores.

Figura V.10 - Perfil de raios gama do poço 7-RL-04-SC, mostrando a interpretação final dos ciclos orbitais. Os ciclos de excentricidade curta estão em vermelho e laranja, os de obliquidade em azul e os de precessão em verde. Os dois últimos ciclos de obliquidade (32 e 33) e o último de excentricidade (13) referem-se ao trecho onde não foi realizada a análise (vide texto para explicação). As setas de cor azul escura representam a ciclicidade devida aos ciclos de excentricidade longa, interpretados após a análise do perfil. O tempo aproximado de deposição foi de 1 milhão, 254 mil anos no total, até o primeiro diamictito. O restante da seção não foi analisado, conforme citado.



### **V.1.2-) POCO IB-93-RS**

A análise do perfil de raios gama desse poço apresentou problemas desde o início. Não era possível encontrar intervalos com as características de uma onda estacionária e as tentativas mostraram-se todas infrutíferas.

A razão era a seguinte: os ritmos no testemunho são muito pouco espessos para representar variações da ordem dos ciclos orbitais, considerando-se o ambiente de deposição, e a variação na taxa de acumulação é muito alta, evidenciada pela rápida diminuição da espessura dos pares em direção ao topo da seção.

Sendo assim, partiu-se para a análise do testemunho, o qual apresentou a mesma ciclicidade presente naquele do poço 7-RL-04-SC (ver próximo item). Essa evidência modificou o enfoque da procura pelos ciclos. Foi feita então a contagem dos pares de ritmos no testemunho, a qual, como foi citado no Capítulo IV, mostrou a existência de cerca de 561 pares. Como será visto a seguir, esse número de pares representa um tempo de 12342 anos, ou seja, aproximadamente a metade de um ciclo de precessão. Logo, não seria possível, realmente, encontrar vários ciclos orbitais no perfil. A análise e as implicações desses dados serão relatadas nos itens seguintes.

### **V.2-) ANÁLISE DOS TESTEMUNHOS**

Os intervalos escaneados dos testemunhos dos dois poços foram analisados da mesma forma que os perfis de raios gama, após o tratamento dos dados. Os procedimentos de análise são idênticos aos dos perfis e estão detalhados no item V.1.1.1.

Dois fatores importantes não devem ser esquecidos.

O primeiro é que a escolha da matriz de tempo deve respeitar a escala de observação. Nesse caso, em ambos os testemunhos, trata-se de lâminas rítmicas, descritas

anteriormente como varvitos ou de aspecto várvido (Marques-Toigo *et alii*, 1989; Machado, 1989; Castro, 1991e 1995; Machado, 1994; Castro & Schneider, 1993; Holz, 1995a; Santos *et alii*, 1996). Sendo assim, a matriz utilizada teria que estar dentro dessa ordem temporal, ou seja, entre anos e séculos.

A importância da seqüência de pares de ritmos, e não de camadas ou lâminas individualmente, é o segundo fator de relevância. Essas últimas representam eventos, ou condições ambientais instantâneas, enquanto sucessões de camadas ou lâminas registram mudanças nas condições climáticas num intervalo de tempo (Schwarzacher, 1989; Jaminski, *et alii*, 1998).

Foram feitos vários testes com diversas possibilidades de ciclos para a matriz de tempo. As primeiras matrizes utilizadas, contemplando o ciclo anual como o de mais alta freqüência, continham também os ciclos solares de período curto. Os resultados obtidos não faziam sentido, fornecendo taxas de acumulação altíssimas, entre 3 e 6 m/ka, para os ciclos básicos representados pelos pares de ritmos (1 par = 1 ano).

Mudou-se então a abordagem para os ciclos solares. Sua variabilidade nos dados terrestres é muito grande, conforme foi visto no Capítulo III, tabela III.4, e foram necessárias várias tentativas, demandando um tempo de pesquisa longo, para se chegar a resultados coerentes em termos de taxas de acumulação e correlação entre as diversas freqüências. Finalmente, a solução apareceu com o ciclo de 22 anos na alta freqüência.

Para a obtenção dessa matriz final, observaram-se os seguintes parâmetros: as médias dos períodos encontrados na literatura, de acordo com a tabela III.4, e as ordens citadas por Bucha & Bucha Jr. (1998). Os valores finais escolhidos para os períodos foram: 22, 50, 80, 100, 150, 180, 280, 650, 750 e 1000 anos. A limitação em dez valores é do programa Período, que calcula a correlação entre as matrizes, o qual não aceita uma quantidade maior de dados de entrada de tempo. Para os dados de espessura, a limitação do programa é de quinze no máximo.

A correlação final entre o tempo registrado nos testemunhos com o dos perfis de raios gama provou que a escolha foi correta.

### **V.2.1-) POÇO 7-RL-04-SC**

Antes de mais nada, é preciso lembrar que, para que a identificação dos intervalos escaneados seja facilitada a quem quiser observá-los nos testemunhos, as espessuras referidas nesse item são as originais e não as corrigidas utilizadas na análise do perfil. As espessuras serão igualadas no item V.3, durante a análise conjunta dos dados de testemunho e perfil de raios gama.

A análise do testemunho foi dividida em dois intervalos, devido à pequena falha existente entre os dois, conforme citado no Capítulo IV.

#### **V.2.1.1-) INTERVALO DE 526,70 A 525,89 m**

O intervalo em questão possui 81 cm. Através da figura IV.6 (Capítulo IV), podemos verificar que nem todo ele possui as qualidades de uma série estacionária. A porção inferior apresenta uma variação muito grande em termos de espessuras. Por isso, só foi utilizado para a análise de séries temporais o trecho entre 526,27 e 525,89 m. Os resultados foram interpretados para todo o comprimento do intervalo.

Quando se trabalha com testemunhos, a dispersão apresentada pelos picos no periodograma devido às variações na taxa de acumulação, comentada durante a análise dos perfis de raios gama, é maior, pois os períodos de tempo em questão são muito menores, implicando em taxas muito mais variáveis proporcionalmente.

O periodograma do intervalo hora analisado mostra bem essa dispersão (figura V.11), que não afeta, porém, a identificação dos picos mais representativos, os quais aparecem bem ressaltados.

A

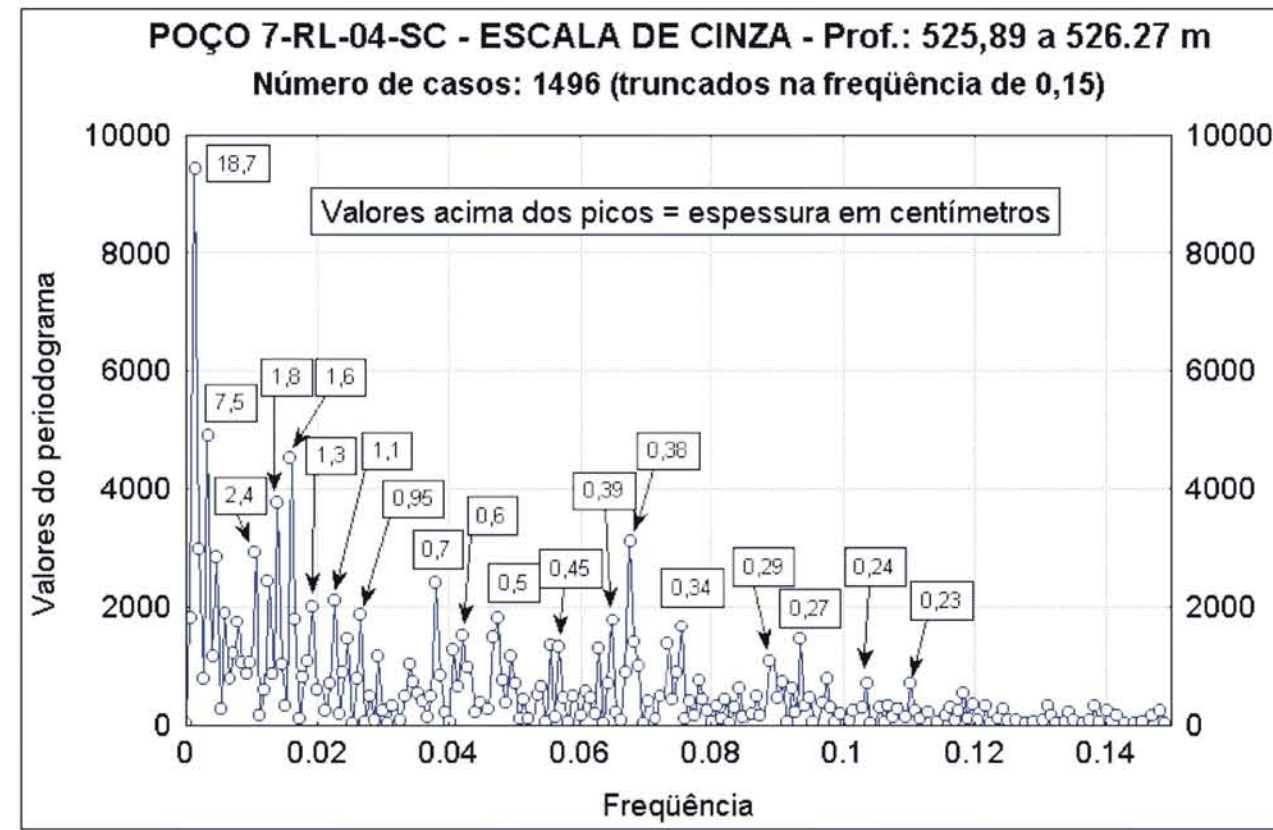
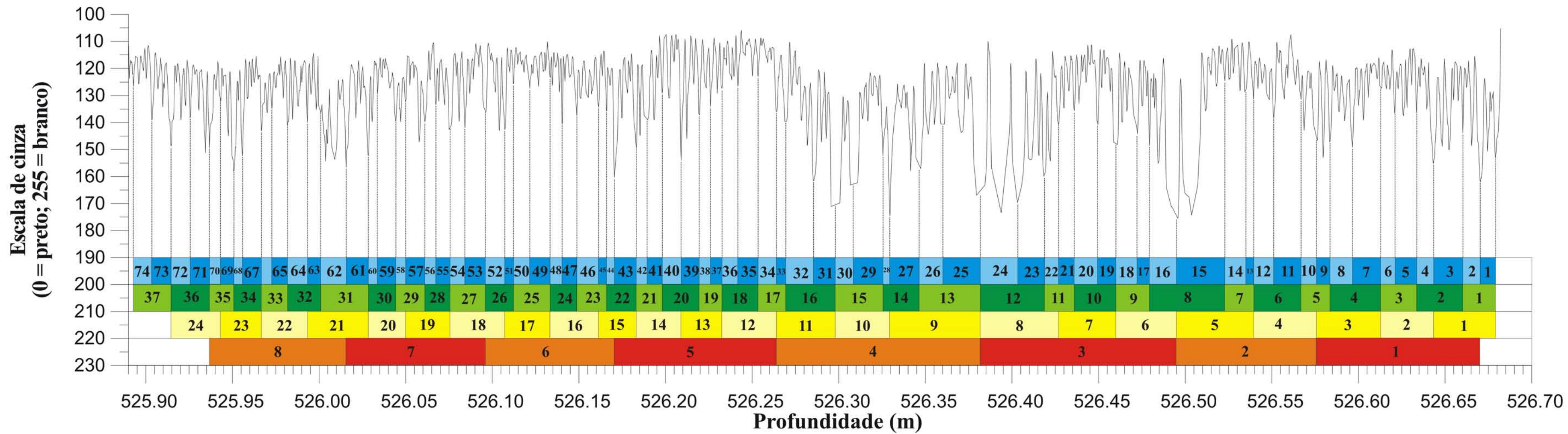


Figura V.11 – Periodograma (A) e gráfico de escala de cinza (B) do intervalo entre 525,89 e 526,27 m, do poço 7-RL-04-SC. O eixo “Valores do periodograma” da figura (A) pode ser interpretado como a variância da série temporal para cada frequência, de acordo com a equação 13, item III.2.1.2. Os períodos encontrados pelo programa Período (figura B) são os seguintes: um par siltito/folhelho = ciclo de 22 anos (Hale); dois pares = ciclo de 50 anos (duplo de Hale); ciclo de 80 a 100 anos (Gleissberg) = em azul; ciclo de 150 a 180 anos (King Hele/Seuss) = em verde; ciclo de 280 anos = em amarelo; ciclo de 650 a 1000 anos = em vermelho e laranja.

B



As relações entre as diferentes freqüências acusadas no periodograma foram analisadas no gráfico de escala de cinza da mesma forma que aquelas dos perfis de raios gama, pois os ciclos solares também fazem parte de um grupo de fenômenos indutores, assim como os ciclos orbitais. Porém, possuem várias ordens (tabela III.4), das quais foram aqui utilizadas seis (22, 50, 80 a 100, 150 a 180, 280 e 650 a 1000 anos). A relação entre as freqüências de espessura apresentou-se sob a forma de pares de ritmos, dois pares e feixes assimétricos com espessura aumentando para o topo. Os últimos podem conter, à medida que a freqüência diminui, três a cinco, seis a dez, onze a quinze e vinte e nove a trinta e nove pares de ritmos. A figura V.12 dá a relação entre as diversas ordens de pares e feixes.

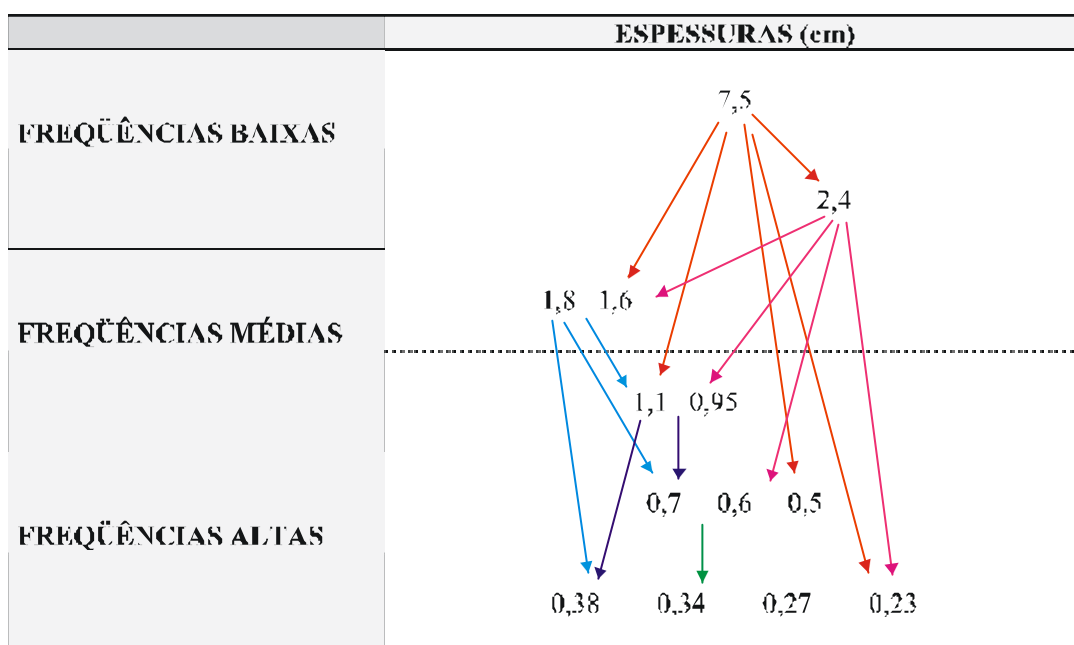


Figura V.12 – Espessuras encontradas no intervalo de 526,70 a 525,89 m no gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC, de acordo com o periodograma, e a relação entre elas.

Como estamos lidando com periodicidades de altíssima freqüência, alterações no influxo sedimentar, causando maior descarga de sedimentos de granulação relativamente mais grossa durante um ciclo básico de 1 par, como areia muito fina na base dos pares, podem fazer com que dentro de um ciclo de mais baixa freqüência apareçam algumas feições que confundem o padrão de espessamento para o topo, devido a engrossamento eventual, não necessariamente ligado a aumento na espessura. Isso gerou picos mais claros



no gráfico (tendência para o branco) e, portanto, maiores que os laterais, devido à maior intensidade de luz refletida pelos grãos de quartzo. O importante é observar a tendência ao espessamento, que revela e caracteriza os ciclos individualmente. Um máximo anormalmente alto pode causar esse tipo de alteração no padrão, tornando os ciclos assimétricos falsamente simétricos, com o par de granulometria mais grossa numa posição central. Por outro lado, é natural que as lâminas mais espessas de siltito apresentem uma certa quantidade de grãos de granulometria areia muito fina, pois revelam uma amplificação na competência do fluxo. Pequenos grãos de quartzo pingados no interior das lâminas de siltito, comuns nos ritmitos do Grupo Itararé, como mostraram as lâminas petrográficas, poderiam também causar esse efeito.

A introdução dos valores de espessura juntamente com os de tempo no programa Período gerou os resultados que estão apresentados na tabela V.8. Dentro da similaridade de 91% adotada, os pares espessura-tempo correlacionados estão listados na tabela V.9. Observando-se essa última tabela, nota-se que a espessura de 0,45 cm, presente no periodograma, está ausente. Apesar da mesma ter certa identificação com o ciclo de 50 anos, não apresentou muita relação com as demais. A espessura de 18,7 cm é um harmônico do comprimento total do intervalo.

Devido à grande variabilidade das taxas de acumulação, algumas espessuras mostraram-se presentes em mais de um ciclo, como as de 0,38 a 0,34 cm, que além dos ciclos de 22 anos (taxas de acumulação de 15,5 a 17,3 cm/ka) também representam os de 50 anos, com taxas de 6,8 a 7,6 cm/ka, e as de 1,3 cm, que se relacionam com os ciclos de 80 a 100 e 150 a 180 anos (taxas de 13,0 a 16,3 e 7,2 a 8,7 cm/ka, respectivamente). O essencial é que a conexão entre cada um com todos os outros foi alta e que essa variabilidade não afetou a confiabilidade dos resultados, os quais se repetiram tanto para o próximo intervalo quanto para o poço IB-93-RS. O histograma da figura V.13 é uma evidência de que as taxas de acumulação mais frequentes são as que correspondem aos resultados interpretados.



	<b>Espessuras no testemunho (cm)</b>	<b>Períodos correspondentes (anos)</b>	<b>Ciclo solar</b>	<b>Taxas de acumulação (cm/ka)</b>
<b>Feixes</b>	7,5	1000 a 650	-----	7,5 a 11,5
	2,4	280	-----	8,6
	1,8	180 a 150	King Hele e Seuss	8,9 a 12
	1,6			
	1,1	100 a 80	Gleissberg	11,9 a 13,8
	0,95			
<b>Dois pares</b>	0,7	50	Duplo de Hale	10 a 14
	0,6			
	0,5			
<b>Pares</b>	0,38	22	Hale	10,5 a 17,3
	0,34			
	0,27			
	0,23			

Tabela V.9 - Espessuras e períodos correspondentes dos ciclos solares para o intervalo entre 526,27 a 525,89 m do testemunho do poço 7-RL-04-SC.

Certos ciclos presentes não contêm o número de pares mínimo, como acontece com alguns dos de Gleissberg (dois ao invés de três), revelando diminutos hiatos na deposição, que podem estar ligados a pequenas erosões. Essas interrupções no registro sedimentar não invalidam a análise pelas séries temporais, mas provocam modulações na frequência, atenuando os picos de período curto (item III.2.2, figura III.29c) (Schwarzacher, 1989).

Diante desses dados, é possível concluir que a deposição dos ritmitos do intervalo foi induzida pelos ciclos solares e contar o tempo contido no mesmo. Multiplicando-se o número de pares (250) pelo período médio do ciclo de Hale (22 anos), conclui-se que o mesmo foi depositado em cerca de 5500 anos, a uma taxa média de 14,6 cm/ka. O aumento na taxa é um reflexo das maiores espessuras no trecho inferior do intervalo.

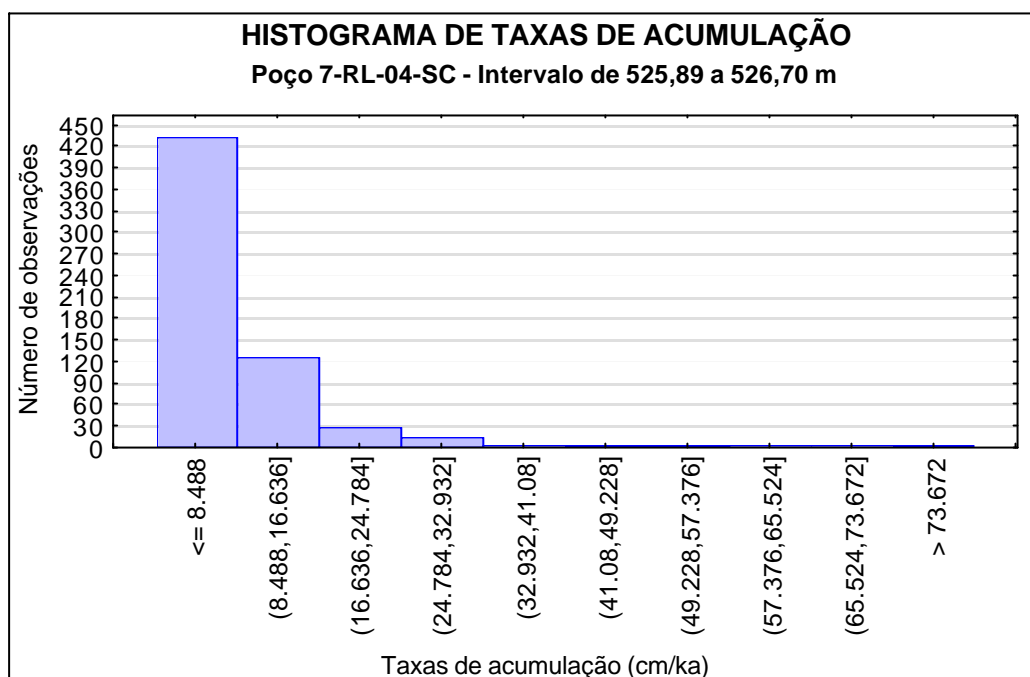


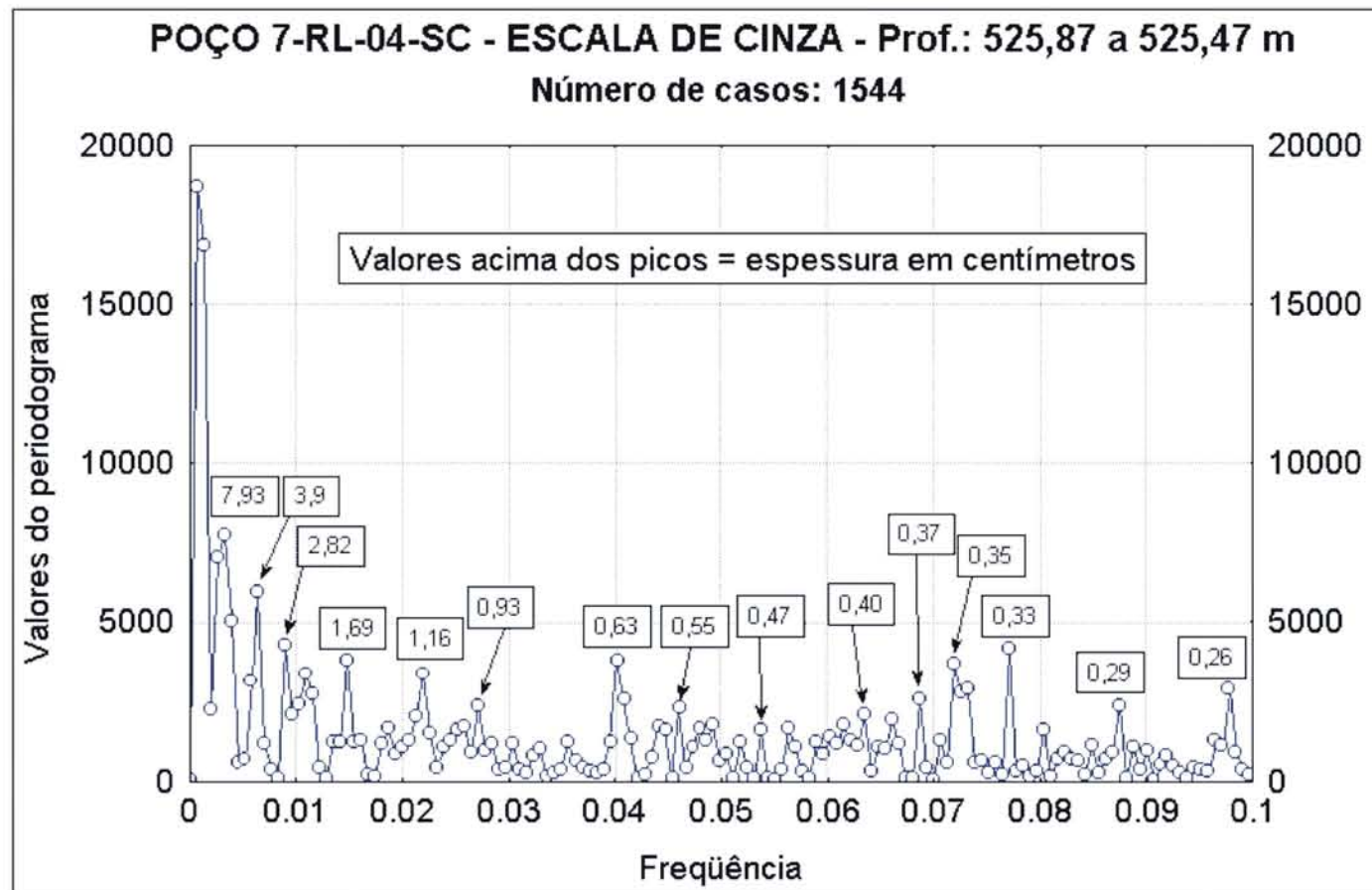
Figura V.13 - Histograma das taxas de acumulação para o poço 7-RL-04-SC, no intervalo entre 525,89 e 526,70 m. As taxas mais frequentes são as abaixo de 8,5 cm/ka.

#### V.2.1.2-) INTERVALO DE 525,87 A 525,47 m

O periodograma do intervalo mostra uma dispersão menor que o anterior, com espessuras bem semelhantes (figura V.14). A relação entre elas está exibida na figura V.15 e é também marcada pelo agrupamento de pares em dois e em feixes assimétricos com espessura aumentando para o topo. O número de pares por feixe varia da mesma forma que para o intervalo anterior. O resultado do programa Período está apresentado na tabela V.10 e os pares finais espessura-tempo na tabela V.11. O índice de similaridade adotado foi de 91%, sendo que, para os pares espessura-tempo escolhidos, esse índice varia de 91% a 99%, com modas em 93%.

A partir da última tabela citada pode-se verificar a coerência dos resultados dos dois intervalos. Ambos possuem a mesma ciclicidade e a semelhança nas espessuras ajuda a confirmar os valores de taxa de acumulação previamente encontrados. A espessura de 0,40 cm não apresentou muita relação com as demais.

**A**



**B**

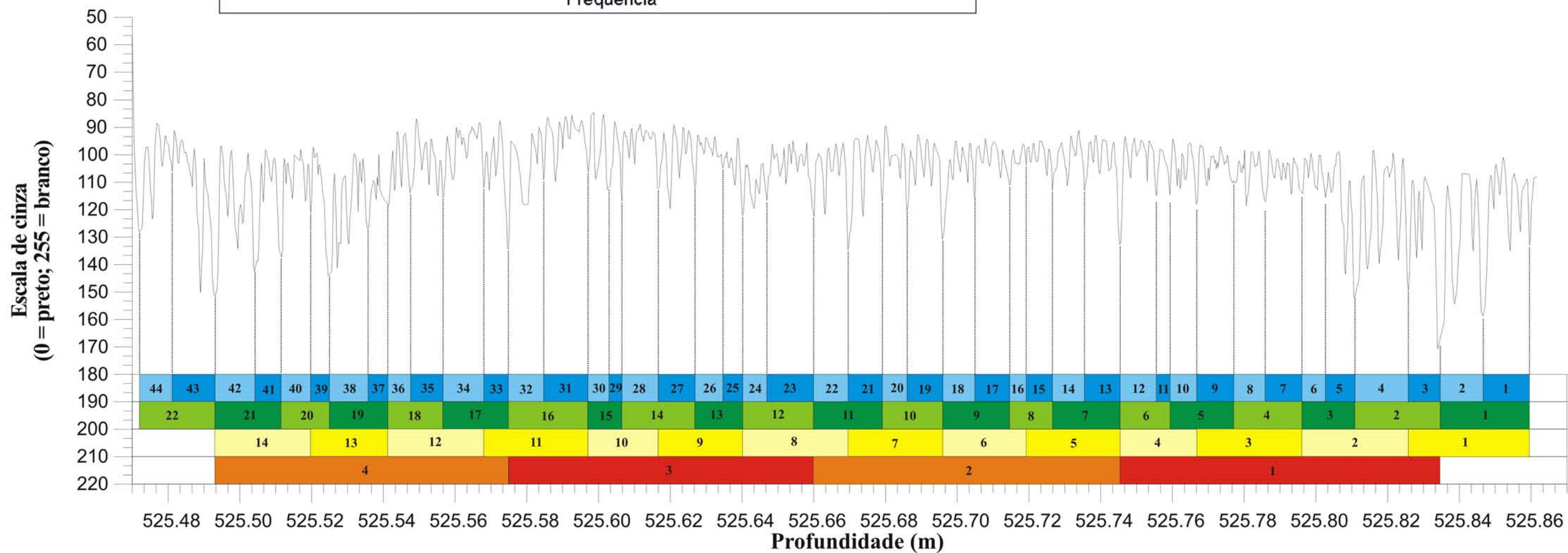


Figura V.14 - Periodograma (A) e gráfico de escala de cinza (B) do intervalo entre 525,47 e 525,87 m, do poço 7-RL-04-SC. O eixo "Valores do periodograma" da figura (A) pode ser interpretado como a variância da série temporal para cada frequência, de acordo com a equação 13, item III.2.1.2. Os períodos encontrados pelo programa Período (figura B) são os seguintes: um par siltito/folhelho = ciclo de 22 anos (Hale); dois pares = ciclo de 50 anos (duplo de Hale); ciclo de 80 a 100 anos (Gleissberg) = em azul; ciclo de 150 a 180 anos (King Hele/Seuss) = em verde; ciclo de 280 anos = em amarelo; ciclo de 650 a 1000 anos = em vermelho e laranja.

MATRIZ DE TEMPO										
Titulo: MATRIZ DE MANCHAS SOLARES										
Unidade: anos										
	1000	750	650	280	180	150	100	80	50	22
1000	1	1,33	1,54	3,57	5,56	6,67	10	12,5	20	45,45
750		1	1,15	2,68	4,17	5	7,5	9,38	15	34,09
650			1	2,32	3,61	4,33	6,5	8,13	13	29,55
280				1	1,56	1,87	2,8	3,5	5,6	12,73
180					1	1,2	1,8	2,25	3,6	8,18
150						1	1,5	1,88	3	6,82
100							1	1,25	2	4,55
80								1	1,6	3,64
50									1	2,27
22										1

MATRIZ DE ESPESSURA															
Titulo: Poço 7-RL-04-SC – Prof.: 525,47 a 525,87 m															
Similaridade Trabalhada: 91% - Unidade: centímetros															
	7,93	3,9	2,82	1,69	1,16	0,93	0,63	0,55	0,47	0,4	0,37	0,35	0,33	0,29	0,26
7,93	1	2,03	2,81	4,69	6,84	8,53	12,59	14,42	16,87	19,83	21,43	22,66	24,03	27,34	30,5
3,9		1	1,38	2,31	3,36	4,19	6,19	7,09	8,3	9,75	10,54	11,14	11,82	13,45	15
2,82			1	1,67	2,43	3,03	4,48	5,13	6	7,05	7,62	8,06	8,55	9,72	10,85
1,69				1	1,46	1,84	2,68	3,07	3,6	4,23	4,57	4,83	5,12	5,83	6,5
1,16					1	1,25	1,84	2,11	2,47	2,9	3,14	3,31	3,52	4	4,46
0,93						1	1,48	1,69	1,98	2,33	2,51	2,66	2,82	3,21	3,58
0,63							1	1,15	1,34	1,58	1,7	1,8	1,91	2,17	2,42
0,55								1	1,17	1,38	1,49	1,57	1,67	1,9	2,12
0,47									1	1,16	1,27	1,34	1,42	1,62	1,81
0,4										1	1,08	1,14	1,21	1,38	1,54
0,37											1	1,06	1,12	1,28	1,42
0,35												1	1,06	1,21	1,35
0,33													1	1,14	1,27
0,29														1	1,12
0,26															1

CÁLCULO DA RAZÃO				CÁLCULO DA ESPESSURA			
Razão	Período Longo	Período Curto		Razão	Período Longo	Período Curto	
29.55	650	22		30,5	7,93	0,26	
29,55	650	22		27,34	7,93	0,29	
20	1000	50		21,43	7,93	0,37	
20	1000	50		19,83	7,93	0,4	
15	750	50		15	3,9	0,26	
15	750	50		14,42	7,93	0,55	
13	650	50		13,45	3,9	0,29	
13	650	50		13,45	3,9	0,29	
12,73	280	22		13,45	3,9	0,29	
12,73	280	22		12,59	7,93	0,63	
12,73	280	22		12,59	7,93	0,63	
12,5	1000	80		12,59	7,93	0,63	
12,5	1000	80		11,82	3,9	0,33	
12,5	1000	80		11,82	3,9	0,33	
10	1000	100		10,85	2,82	0,26	
10	1000	100		10,54	3,9	0,37	
10	1000	100		9,75	3,9	0,4	
10	1000	100		9,75	3,9	0,4	
9,38	750	80		9,72	2,82	0,29	
9,38	750	80		9,72	2,82	0,29	
9,38	750	80		8,55	2,82	0,33	
8,18	180	22		8,55	2,82	0,33	
8,18	180	22		8,55	2,82	0,33	
8,18	180	22		8,53	7,93	0,93	
8,18	180	22		8,53	7,93	0,93	
8,18	180	22		8,3	3,9	0,47	
8,13	650	80		8,3	3,9	0,47	
8,13	650	80		8,06	2,82	0,35	
8,13	650	80		8,06	2,82	0,35	
8,13	650	80		8,06	2,82	0,35	
8,13	650	80		7,62	2,82	0,37	
7,5	750	100		7,62	2,82	0,37	
7,5	750	100		7,62	2,82	0,37	
7,5	750	100		7,09	3,9	0,55	
7,5	750	100		7,09	3,9	0,55	
7,5	750	100		7,09	3,9	0,55	
7,5	750	100		7,09	3,9	0,55	
6,82	150	22		7,09	3,9	0,55	
6,82	150	22		7,05	2,82	0,4	
6,82	150	22		7,05	2,82	0,4	
6,82	150	22		7,05	2,82	0,4	
6,67	1000	150		7,05	2,82	0,4	
6,67	1000	150		6,84	7,93	1,16	
6,67	1000	150		6,84	7,93	1,16	
6,67	1000	150		6,84	7,93	1,16	
6,67	1000	150		6,84	7,93	1,16	
6,5	1000	100		6	2,82	0,47	
5,6	280	50		6	2,82	0,47	
5,6	280	50		6	2,82	0,47	
5,6	280	50		6	2,82	0,47	
5,6	280	50		5,83	1,69	0,29	
5,6	280	50		5,83	1,69	0,29	
5,56	1000	180		5,83	1,69	0,29	
5,56	1000	180		5,13	2,82	0,55	
5,56	1000	180		5,13	2,82	0,55	
5,56	1000	180		5,13	2,82	0,55	
5,56	1000	180		5,13	2,82	0,55	
5	750	150		5,12	1,69	0,33	
5	750	150		5,12	1,69	0,33	
5	750	150		5,12	1,69	0,33	
5	750	150		4,83	1,69	0,35	
5	750	150		4,83	1,69	0,35	
5	750	150		4,69	7,93	1,69	
4,55	100	22		4,69	7,93	1,69	
4,55	100	22		4,69	7,93	1,69	
4,55	100	22		4,57	1,69	0,37	
4,55	100	22		4,57	1,69	0,37	
4,55	100	22		4,57	1,69	0,37	
4,55	100	22		4,57	1,69	0,37	
4,55	100	22		4,48	2,82	0,63	
4,33	650	150		4,48	2,82	0,63	
4,33	650	150		4,48	2,82	0,63	
4,33	650	150		4,48	2,82	0,63	
4,33	650	150		4,48	2,82	0,63	
4,33	650	150		4,46	1,16	0,26	
4,33	650	150		4,46	1,16	0,26	
4,33	650	150		4,46	1,16	0,26	
4,33	650	150		4,46	1,16	0,26	
4,33	650	150		4,23	1,69	0,4	
4,33	650	150		4,23	1,69	0,4	
4,33	650	150		4,23	1,69	0,4	
4,33	650	150		4,23	1,69	0,4	
4,17	750	180		4,23	1,69	0,4	
4,17	750	180		4,19	3,9	0,93	
4,17	750	180		4,19	3,9	0,93	
4,17	750	180		4,19	3,9	0,93	
4,17	750	180		4,19	3,9	0,93	
4,17	750	180		4	1,16	0,29	
4,17	750	180		4	1,16	0,29	
4,17	750	180		4	1,16	0,29	
3,64	80	22		4	1,16	0,29	
3,64	80	22		3,6	1,69	0,47	
3,64	80	22		3,6	1,69	0,47	
3,64	80	22		3,6	1,69	0,47	
3,61	650	180		3,6	1,69	0,47	
3,61	650	180		3,58	0,93	0,26	
3,61	650	180		3,58	0,93	0,26	
3,61	650	180		3,58	0,93	0,26	
3,61	650	180		3,58	0,93	0,26	
3,6	180	50		3,58	0,93	0,26	
3,6	180	50		3,52	1,16	0,33	
3,6	180	50		3,52	1,16	0,33	
3,6	180	50		3,52	1,16	0,33	
3,6	180	50		3,52	1,16	0,33	
3,57	1000	280		3,52	1,16	0,33	
3,57	1000	280		3,36	3,9	1,16	
3,57	1000	280		3,36	3,9	1,16	
3,57	1000	280		3,36	3,9	1,16	
3,57	1000	280		3,36	3,9	1,16	
3,5	280	80		3,36	3,9	1,16	
3,5	280	80		3,31	1,16	0,35	
3,5	280	80		3,31	1,16	0,35	
3,5	280	80		3,31	1,16	0,35	
3,5	280	80		3,31	1,16	0,35	
3,5	280	80		3,31	1,16	0,35	
3,5	280	80		3,21	0,93	0,29	
3	150	50		3,21	0,93	0,29	
3	150	50		3,14	1,16	0,37	
3	150	50		3,07	1,69	0,55	
3	150	50		3,07	1,69	0,55	
3	150	50		3,07	2,82	0,93	
3	150	50		3,03	2,82	0,93	
3	150	50		3,03	2,82	0,93	
2,8	280	100		2,9	1,16	0,4	
2,8	280	100		2,9	1,16	0,4	
2,8	280	100		2,82	0,93	0,33	
2,8	280	100		2,82	0,93	0,33	
2,8	280	100		2,82	0,93	0,33	
2,8	280	100		2,82	0,93	0,33	
2,8	280	100		2,81	7,93	2,82	
2,8	280	100		2,81	7,93	2,82	
2,68	750	280		2,81	7,93	2,82	
2,68	750	280		2,68	1,69	0,63	
2,68	750	280		2,68	1,69	0,63	
2,68	750	280		2,66	0,93	0,35	
2,68	750	280		2,66	0,93	0,35	
2,68	750	280		2,51	0,93	0,37	
2,68	750	280		2,51	0,93	0,37	
2,32	650	280		2,47	1,16	0,47	
2,32	650						

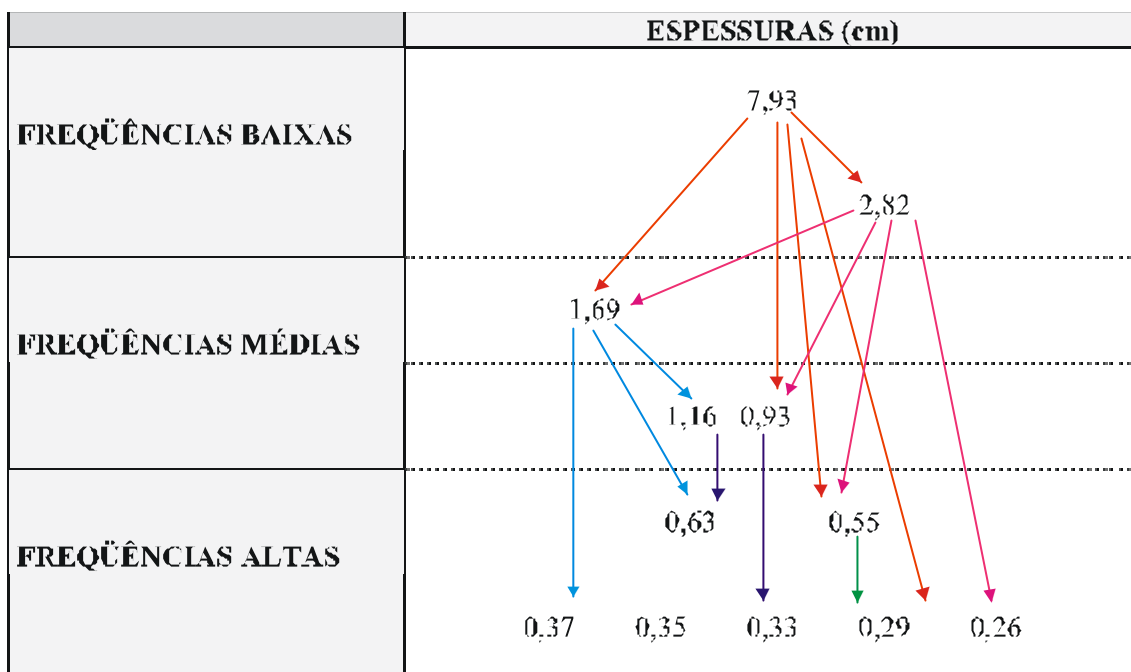


Figura V.15 – Espessuras encontradas no intervalo de 525,87 a 525,47 m no gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC, de acordo com o periodograma, e a relação entre elas.

A variabilidade das taxas de acumulação, da mesma forma que no intervalo anterior, fez com que algumas espessuras representassem mais de um ciclo. Foi o caso das espessuras de 0,37 e 0,35 cm, marcando os ciclos de 22 anos ou os de 50 anos (taxas de 15,9 ou 7,4 cm/ka, respectivamente). As espessuras de 3,9 e 0,47 cm são harmônicos de outros períodos. O histograma da figura V.16 apresenta as taxas mais frequentes encontradas.

	<b>Espessuras no testemunho (cm)</b>	<b>Períodos correspondentes (anos)</b>	<b>Ciclo solar</b>	<b>Taxas de acumulação (cm/ka)</b>
<b>Feixes</b>	7,93	1000 a 650	-----	7,9 a 12,2
	2,82	280	-----	10,1
	1,69	180 a 150	King Hele e Seuss	9,4 a 11,3
	1,16	100 a 80	Gleissberg	9,3 a 14,5
	0,93			
<b>Dois pares</b>	0,63	50	Duplo de Hale	11,0 a 12,6
	0,55			
<b>Pares</b>	0,37	22	Hale	11,8 a 15,9
	0,35			
	0,33			
	0,29			
	0,26			

Tabela V.11 - Espessuras e períodos correspondentes dos ciclos solares para o intervalo entre 525,87 a 525,47 m do testemunho do poço 7-RL-04-SC.

Pequenos hiatos também estão presentes, revelados pelas espessuras de alguns ciclos de Gleissberg, inferiores às médias apresentadas pelo periodograma, porém em menor quantidade que no intervalo inferior.

Portanto, a deposição dos ritmitos presentes no intervalo também foi induzida pelos ciclos solares, sendo concluída ao longo de aproximadamente 3608 anos (164 pares vezes 22 anos), a uma taxa de acumulação média de 11,4 cm/ka.



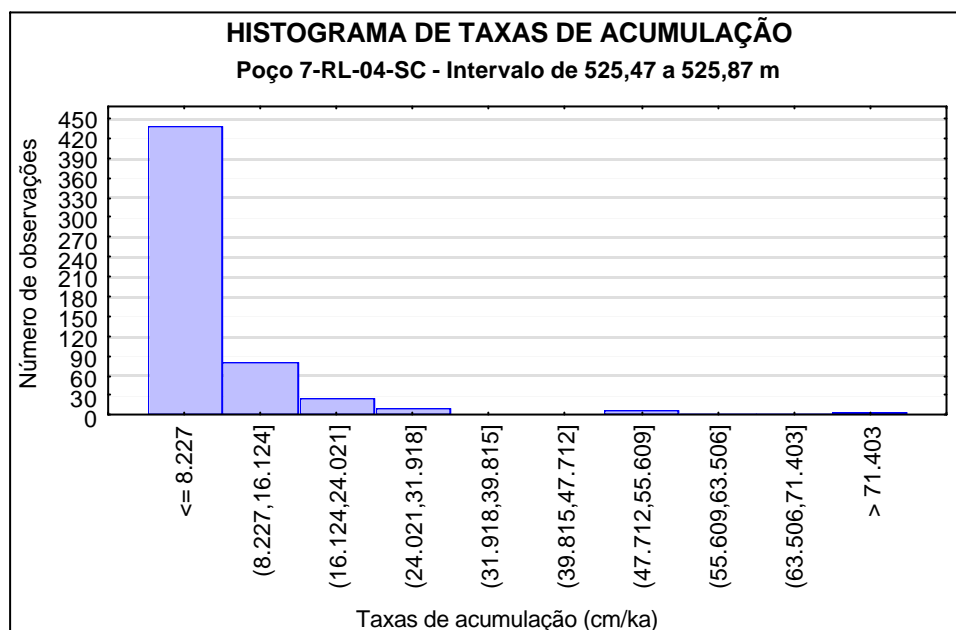


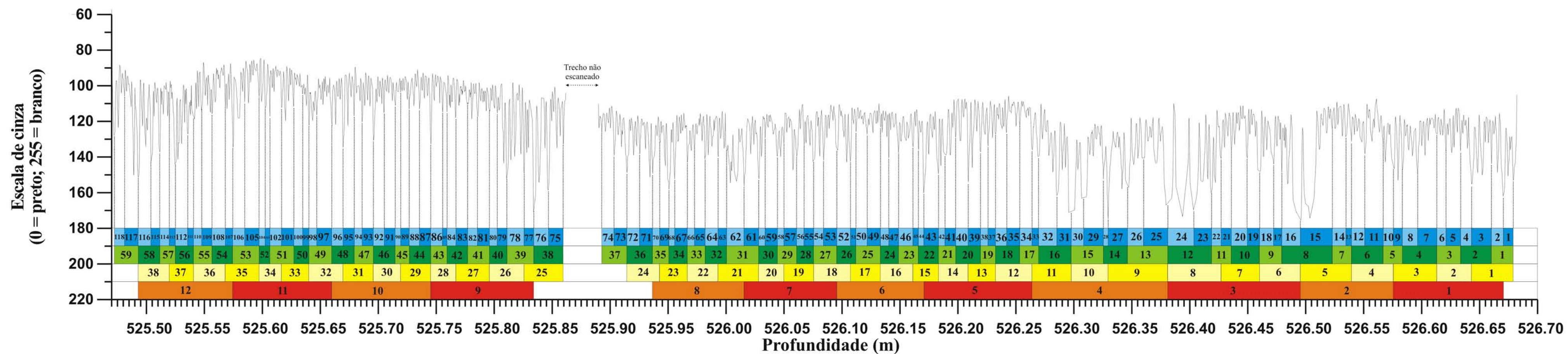
Figura V.16 - Histograma das taxas de acumulação para o poço 7-RL-04-SC, no intervalo entre 525,47 e 525,87 m. As taxas mais frequentes são as abaixo de 8,2 cm/ka.

A figura V.17 mostra todo o comprimento escaneado do testemunho, com os dois intervalos, e a interpretação final da ciclicidade. O tempo total calculado foi de 9108 anos.

Pode-se fazer uma estimativa da espessura do rejeito da pequena falha existente entre os dois intervalos escaneados e assim ter uma idéia do tempo total envolvido na deposição. Considerando a relação entre os ciclos de 650 a 1000 anos com os de Gleissberg (1 para 9 ou 10) e observando o trecho superior do primeiro intervalo e o inferior do segundo, nota-se que existem entre ambos 6 ciclos de Gleissberg calculados.

Entre os dois intervalos analisados existe um espaço que não foi escaneado, que pode ser visto na figura V.17. Essa distância foi escolhida aleatoriamente, no momento de escanear as amostras, não tendo ligação com o plano da pequena falha. Pode-se notar que esse espaço é de cerca de 3 cm, enquanto que no texto está descrito como tendo 2 cm. Essa diferença é devida ao arredondamento dos comprimentos dos trechos escaneados, mas não constitui problema, nem quanto à análise, pois os intervalos foram estudados

Figura V.17 - Junção dos dois intervalos escaneados do poço 7-RL-04-SC e a interpretação final da ciclicidade no gráfico de escala de cinza. Os ciclos estão divididos da seguinte forma: ciclo de 80 a 100 anos (Gleissberg) em azul; ciclo de 150 a 180 anos (King Hele/Seuss) em verde; ciclo de 280 anos em amarelo; ciclo de 650 a 1000 anos em vermelho e laranja. Os pares representam os ciclos básicos de 22 anos (Hale) e cada dois pares cerca de 50 anos (Duplo de Hale). O tempo total calculado pela análise foi de 9108 anos. Considerando o intervalo intermediário não escaneado, o tempo total seria estimado entre 9378 e 9468 anos (vide texto para esclarecimentos).



separadamente, nem quanto à correlação com o perfil de raios gama (que será apresentada posteriormente).

Continuando o cálculo do rejeito da pequena falha e lembrando a relação entre os ciclos de 650 a 1000 anos e os de Gleissberg, verifica-se que faltam, portanto, 3 ou 4 dos últimos para formar o de baixa frequência entre os dois intervalos. Como a espessura média desse ciclo no gráfico é de 1 cm e o espaço entre os intervalos é de 3 cm, conclui-se que o rejeito da falha deve ser no máximo de 1 cm.

Podemos assim interpretar a seção total dos dois intervalos com a espessura que falta entre ambos. Multiplicando os 3 ou 4 cm que faltam pelo período médio do ciclo de Gleissberg (90 anos), obtém-se um tempo de 270 ou 360 anos. Somando-se esses valores ao obtido na análise (9108 anos), chega-se a um tempo total de deposição entre 9378 e 9468 anos (figura V.17). A comparação desse resultado com o obtido no perfil de raios gama mostrou uma correlação muito boa, como será visto no item V.3.

### **V.2.2-) POÇO IB-93-RS**

O testemunho desse poço, conforme citado no Capítulo IV, foi escaneado em um comprimento total de 8,32 m. Mas, devido à grande variabilidade das taxas de acumulação, representada pela mudança rápida na espessura dos pares dos ritmos, de métricos para milimétricos em 44 m (334 a 290 m), somente o intervalo superior (290,46 a 290,08 m) apresentou características comparáveis às de uma série estacionária, sendo o único utilizado para a análise. A descrição litológica do capítulo precedente (item IV.2.1.2) mostrou que esse intervalo é representativo de toda a seqüência rítmica do poço. Portanto, sua análise pode ser considerada válida para toda essa seção, até o primeiro pacote de folhelhos.

Na realidade, mesmo para esse intervalo, a variabilidade das taxas é relativamente grande, com a espessura dos pares diminuindo de uma média de 4 milímetros para menos de 1 milímetro em 37 cm. Essa dificuldade a mais forçou a redução do intervalo para a análise para um trecho entre as profundidades de 290,23 e 290,46 m (23 cm), onde as

mudanças de espessura são menores. Apesar de aparentemente curto, o intervalo utilizado é longo o suficiente para o estudo, pois os ciclos estão na ordem de milímetros, ou seja, existem ciclos suficientes no intervalo para permitir a análise. Por exemplo, Ripepe *et alii* (1991), analisando os varvitos eocênicos da Formação Green River (EUA), utilizaram séries temporais da ordem de 3 a 4 cm, pois as lâminas dos varvitos possuíam espessura média de 0,03 mm.

Uma vez escolhido o intervalo que mais se aproximou de uma série temporal estacionária, procedeu-se à análise. Os resultados obtidos, porém, foram interpretados para todo o intervalo entre 290,46 e 290,08 m.

O periodograma do intervalo (figura V.18) mostra uma grande dispersão dos picos de alta frequência e poucos picos de baixa. Essa disposição é um reflexo da variabilidade das taxas de acumulação. Sendo assim, devido à pequena quantidade de picos na baixa frequência, foram considerados apenas dez picos para a entrada do programa Período e não quinze como feito anteriormente.

A verificação dos valores de espessura do periodograma no gráfico de escala de cinza revelou a inter-relação entre os mesmos, que está apresentada na figura V.19.

Após a aplicação do programa Período, foram identificados os pares espessura-tempo na tabela resultante (tabela V.12). Comparando com o poço 7-RL-04-SC, nem todas as periodicidades observadas nesse último estão presentes. Isso reflete a variação na taxa de acumulação comentada e, naturalmente, a pequena quantidade de ciclos de baixa frequência caracterizados no periodograma.

Outro problema causado pela variabilidade das taxas é que a correlação entre as diferentes frequências foi menor que as encontradas nos intervalos anteriores e foi necessário utilizar um índice de similaridade de 89% nos dados de entrada do programa Período. Esse índice, apesar de menor que os anteriores, não é baixo. É comparável, por exemplo, ao utilizado por Cottle (1989) em seu estudo de ciclicidade orbital no Chalk do sudeste da Inglaterra (Capítulo III, item III.2.2.1.2), através da comparação de matrizes.



MATRIZ DE TEMPO											
Título: MATRIZ DE MANCHAS SOLARES											
Unidade: anos											
1000		1000	750	650	280	180	150	100	80	50	22
750	1	1,33	1,54	3,57	5,56	6,67	10	12,5	20	20	45,45
650		1	1,15	2,68	4,17	5	7,5	9,38	15	15	34,09
280			1	2,32	3,61	4,33	6,5	8,13	13	13	29,55
180				1	1,56	1,87	2,8	3,5	5,6	5,6	12,73
150					1	1,2	1,8	2,25	3,6	3,6	8,18
100						1	1,5	1,88	3	3	6,82
80							1	1,25	2	2	4,55
50								1	1,6	1,6	3,64
22										1	2,27

MATRIZ DE ESPESSURA										
Título: Poço IB-93-RS - Prof.: 290,23 a 290,46 m										
Semelhança Trabalhada: 89% - Unidade: centímetros										
	8,8	2,4	0,44	0,35	0,27	0,23	0,18	0,14	0,13	0,11
8,8	1	3,67	20	25,14	32,59	38,26	48,89	62,86	67,69	80
2,4		1	5,45	6,86	8,89	10,43	13,33	17,14	18,46	21,82
0,44			1	1,26	1,63	1,91	2,44	3,14	3,38	4
0,35				1	1,3	1,52	1,94	2,5	2,69	3,18
0,27					1	1,17	1,5	1,93	2,08	2,45
0,23						1	1,28	1,64	1,77	2,09
0,18							1	1,29	1,38	1,64
0,14								1	1,08	1,27
0,13									1	1,18
0,11										1

CÁLCULO DA RAZÃO						
Matriz de tempo			Matriz de espessura			
Razão	Período Longo	Período Curto	Razão	Período Longo	Período Curto	
45,45	1000	22	48,89	8,8	0,18	
34,09	750	22	38,26	8,8	0,23	
34,09	750	22	32,59	8,8	0,27	
29,55	650	22	32,59	8,8	0,27	
20	1000	50	21,82	2,4	0,11	
20	1000	50	20	8,8	0,44	
20	1000	50	18,46	2,4	0,13	
13	650	50	13,33	2,4	0,18	
12,73	280	22	13,33	2,4	0,18	
12,5	1000	80	13,33	2,4	0,18	
10	1000	100	10,43	2,4	0,23	
9,38	750	80	10,43	2,4	0,23	
9,38	750	80	8,89	2,4	0,27	
8,18	180	22	8,89	2,4	0,27	
8,13	650	80	8,89	2,4	0,27	
7,5	750	100	8,86	2,4	0,35	
6,82	150	22	6,86	2,4	0,35	
6,67	1000	150	6,86	2,4	0,35	
6,5	650	100	6,86	2,4	0,35	
5,6	280	50	5,45	2,4	0,44	
5,56	1000	180	5,45	2,4	0,44	
5	750	150	5,45	2,4	0,44	
4,33	650	150	4	0,44	0,11	
4,17	750	180	4	0,44	0,11	
3,64	80	22	4	0,44	0,11	
3,64	80	22	4	0,44	0,11	
3,64	80	22	4	0,44	0,11	
3,61	650	180	4	0,44	0,11	
3,61	650	180	3,67	8,8	2,4	
3,61	650	180	3,67	8,8	2,4	
3,6	180	50	3,67	8,8	2,4	
3,6	180	50	3,67	8,8	2,4	
3,6	180	50	3,67	8,8	2,4	
3,57	1000	280	3,38	0,44	0,13	
3,57	1000	280	3,38	0,44	0,13	
3,57	1000	280	3,38	0,44	0,13	
3,5	280	80	3,38	0,44	0,13	
3,5	280	80	3,18	0,35	0,11	
3,5	280	80	3,18	0,35	0,11	
3,5	280	80	3,18	0,35	0,11	
3	150	50	3,14	0,44	0,14	
3	150	50	3,14	0,44	0,14	
3	150	50	3,14	0,44	0,14	
2,8	280	100	2,69	0,35	0,13	
2,8	280	100	2,69	0,35	0,13	
2,8	280	100	2,69	0,35	0,13	
2,68	750	280	2,5	0,35	0,14	
2,68	750	280	2,5	0,35	0,14	
2,68	750	280	2,5	0,35	0,14	
2,68	750	280	2,5	0,35	0,14	
2,68	750	280	2,5	0,35	0,14	
2,32	650	280	2,45	0,27	0,11	
2,32	650	280	2,45	0,27	0,11	
2,32	650	280	2,45	0,27	0,11	
2,27	50	22	2,44	0,44	0,18	
2,27	50	22	2,44	0,44	0,18	
2,27	50	22	2,44	0,44	0,18	
2,27	50	22	2,44	0,44	0,18	
2,27	50	22	2,09	0,23	0,11	
2,25	180	80	2,09	0,23	0,11	
2,25	180	80	2,09	0,23	0,11	
2,25	180	80	2,09	0,23	0,11	
2,25	180	80	2,09	0,23	0,11	
2,25	180	80	2,09	0,23	0,11	
2	100	50	2,08	0,27	0,13	
2	100	50	2,08	0,27	0,13	
2	100	50	2,08	0,27	0,13	
2	100	50	2,08	0,27	0,13	
2	100	50	2,08	0,27	0,13	
2	100	50	2,08	0,27	0,13	
1,88	150	80	2,08	0,27	0,13	
1,88	150	80	1,94	0,35	0,18	
1,88	150	80	1,94	0,35	0,18	
1,88	150	80	1,94	0,35	0,18	
1,88	150	80	1,94	0,35	0,18	
1,88	150	80	1,93	0,27	0,14	
1,87	280	150	1,93	0,27	0,14	
1,87	280	150	1,93	0,27	0,14	
1,87	280	150	1,93	0,27	0,14	
1,87	280	150	1,91	0,44	0,23	
1,87	280	150	1,91	0,44	0,23	
1,87	280	150	1,91	0,44	0,23	
1,8	180	100	1,91	0,44	0,23	
1,8	180	100	1,77	0,23	0,13	
1,8	180	100	1,77	0,23	0,13	
1,8	180	100	1,77	0,23	0,13	
1,8	180	100	1,77	0,23	0,13	
1,8	180	100	1,64	0,23	0,14	
1,8	180	100	1,64	0,18	0,11	
1,6	80	50	1,64	0,23	0,14	
1,6	80	50	1,64	0,18	0,11	
1,6	80	50	1,64	0,18	0,11	
1,6	80	50	1,64	0,18	0,11	
1,6	80	50	1,64	0,23	0,14	
1,6	80	50	1,64	0,23	0,14	
1,56	280	180	1,64	0,23	0,14	
1,56	280	180	1,64	0,18	0,11	
1,56	280	180	1,63	0,44	0,27	
1,56	280	180	1,63	0,44	0,27	
1,56	280	180	1,63	0,44	0,27	
1,56	280	180	1,63	0,44	0,27	
1,54	1000	650	1,63	0,44	0,27	
1,54	1000	650	1,52	0,35	0,23	
1,54	1000	650	1,52	0,35	0,23	
1,54	1000	650	1,52	0,35	0,23	
1,54	1000	650	1,52	0,35	0,23	
1,5	150	100	1,5	0,27	0,18	
1,5	150	100	1,5	0,27	0,18	
1,5	150	100	1,5	0,27	0,18	
1,5	150	100	1,5	0,27	0,18	
1,5	150	100	1,5	0,27	0,18	
1,5	150	100	1,5	0,27	0,18	
1,5	150	100	1,38	0,18	0,13	
1,5	150	100	1,38	0,18	0,13	
1,5	150	100	1,38	0,18	0,13	
1,5	150	100	1,38	0,18	0,13	
1,33	1000	750	1,38	0,18	0,13	
1,33	1000	750	1,38	0,18	0,13	
1,33	1000	750	1,3	0,35	0,27	
1,33	1000	750	1,3	0,35	0,27	
1,33	1000	750	1,3	0,35	0,27	
1,33	1000	750	1,29	0,18	0,14	
1,25	100	80	1,29	0,18	0,14	
1,25	100	80	1,29	0,18	0,14	
1,25	100	80	1,29	0,18	0,14	
1,25	100	80	1,29	0,18	0,14	
1,25	100	80	1,29	0,18	0,14	
1,25	100	80	1,29	0,18	0,14	
1,2	180	150	1,27	0,14	0,11	
1,2	180	150	1,27	0,14	0,11	
1,2	180	150	1,27	0,14	0,11	
1,2	180	150	1,26	0,44	0,35	
1,2	180	150	1,26	0,44	0,35	
1,2	180	150	1,26	0,44	0,35	
1,2	180	150	1,26	0,44	0,35	
1,2	180	150	1,18	0,13	0,11	
1,15	750	650	1,18	0,13	0,11	
1,15	750	650	1,17	0,27	0,23	
1,15	750	650	1,17	0,27	0,23	
1,15	750	650	1,17	0,27	0,23	
1,15	750	650	1,17	0,27	0,23	
1,15	750	650	1,08	0,14	0,13	
1,15	750	650	1,08	0,14	0,13	

CÁLCULO DA TAXA DE ACUMULAÇÃO						
Valor longo			Valor curto			
Espessura	Tempo	Taxa de acumul.	Espessura	Tempo	Taxa de acumul.	
8,8	180	48,89	0,35	750	0,47	
8,8	750	11,73	0,13	750	0,17	
8,8	1000	8,8	0,14	750	0,19	
8,8	1000	8,8	0,11	750	0,15	
8,8	650	13,54	0,27	750	0,36	
8,8	750	11,73	0,18	750	0,24	
8,8	80	110	0,13	650	0,2	
8,8	280	31,43	0,11	650	0,17	
8,8	1000	8,8	0,14	650	0,22	
8,8	650	13,54	0,11	650	0,17	
2,4	1000	2,4	0,35	650	0,54	
2,4	1000	2,4	0,23	650	0,35	
2,4	1000	2,4	0,18	650	0,28	
2,4	1000	2,4	0,11	650	0,17	
2,4	1000	2,4	0,18	650	0,28	
2,4	1000	2,4	0,23	650	0,35	
2,4	750	3,2	0,27	650	0,42	
2,4	750	3,2	0,14	650	0,22	
2,4	650	3,69	0,13	650	0,2	
2,4	280	8,57	0,18	280	0,64	
2,4	650	3,69	0,14	280	0,5	
2,4	650	3,69	0,14	280	0,5	
2,4	750	3,2	0,11	280	0,39	
2,4	150	16	0,18	280	0,64	
2,4	280	8,57	0,13	280</		

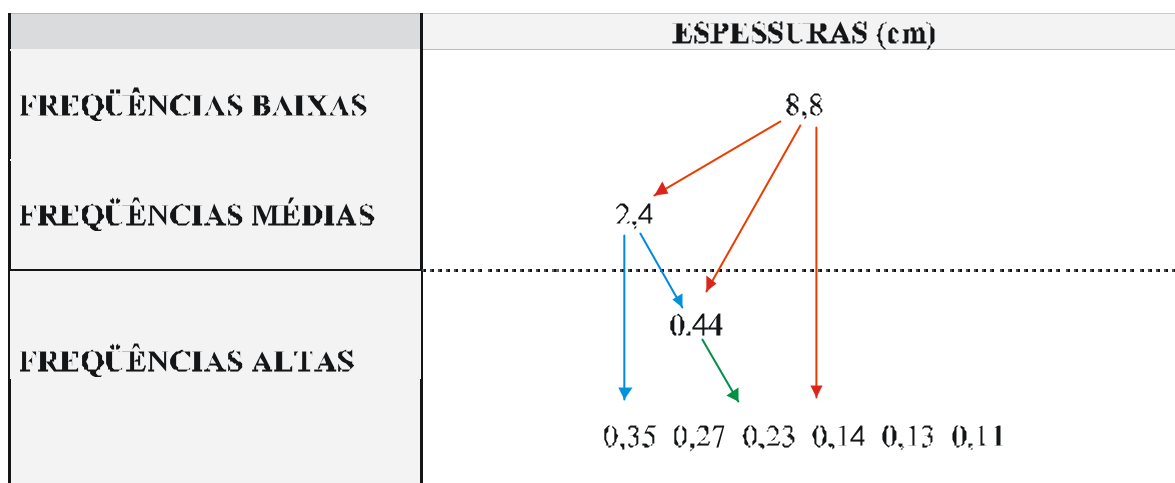


Figura V.19 – Espessuras encontradas no intervalo de 290,23 a 290,46 m no gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC, de acordo com o periodograma, e a relação entre elas.

Os índices de similaridade dos pares espessura-tempo encontrados ficaram entre 89% e 100%, com modas em 91% e 93%. As espessuras e os períodos correspondentes que apresentaram maior correlação estão listados na tabela V.13.

As lâminas de siltito dos ritmitos do poço IB-93-RS são marcadas por pequenos aumentos na proporção de argilominerais, que representam uma gradação normal interna. Essas mudanças composicionais geram picos no gráfico de escala de cinza, mais escuros e de mais alta frequência que aqueles das lâminas. Quando observados na seção do poço, foi imaginado que poderiam representar alguma periodicidade interna às lâminas de siltito, como variações sazonais ou anuais, e que estariam representados no periodograma pelos picos de alta frequência de menos que 0,14 cm. Porém, após diversas tentativas de inserir os mesmos em alguma periodicidade menor que 22 anos, a análise mostrou que refletem apenas as variações já comentadas na taxa de acumulação, ou seja, são o registro da ciclicidade dos pares de lâminas com espessura muito pequena e não de outro ciclo interno às lâminas de siltito. Dessa forma, as frequências apresentadas no periodograma, relativas a espessuras de 0,11 a 0,35 cm, representam o ciclo solar de vinte e dois anos (Hale). Algumas espessuras maiores e relativas a esse ciclo, como as de 1,25 e 0,5 cm, não

apareceram no periodograma, pois têm caráter incidental. Devido a essa dificuldade na identificação das lâminas de siltito no gráfico de escala de cinza, os pares individuais estão marcados na figura V.18 para facilitar sua visualização, até a profundidade onde cada espaço entre dois picos representa um par (aproximadamente 290,14 m).

	<b>Espessuras no testemunho (cm)</b>	<b>Período correspondente (anos)</b>	<b>Ciclo solar</b>	<b>Taxas de acumulação (cm/ka)</b>
<b>Feixes</b>	8,8	1000 a 650	-----	8,8 a 13,5
	2,4	180 a 150	King Hele e Seuss	13,3 a 16,0
<b>Dois pares</b>	0,44	50	Duplo de Hale	8,8
<b>Pares</b>	0,35	22	Hale	5,0 a 15,9
	0,27			
	0,23			
	0,14			
	0,13			
	0,11			

Tabela V.13 - Espessuras e períodos correspondentes dos ciclos solares para o intervalo entre 290,46 a 290,08 m do testemunho do poço IB-93-RS.

O histograma das taxas de acumulação mostra que, apesar de terem sido descobertos menos ciclos, esses estão de acordo com as taxas mais freqüentes do intervalo, corroborando a análise (figura V.20).

Diante dos resultados, obteve-se uma conclusão interessante: como os ritmitos (334 a 290 m) representam turbiditos de baixa densidade, cuja diferença de espessura reflete o distanciamento da área fonte, cada um pode ser interpretado como proveniente de um mesmo tipo de fluxo, com taxas de acumulação mais altas em posições proximais e menores quanto mais distal foi a deposição. Os pares do topo representam depósitos provenientes de fluxos semelhantes aos dos pares da base da seção, porém sedimentados



em lâmina d'água mais profunda. Logo, conforme comentado alguns parágrafos acima, a ciclicidade observada no intervalo analisado pode ser interpretada como presente em toda a seqüência rítmica. Contando o número de pares existentes da base até o topo, chega-se à quantidade de 561. Multiplicando-se esse valor por 22 (período médio do ciclo de Hale), tem-se que o intervalo foi depositado em aproximadamente 12342 anos. Esse tempo corresponde mais ou menos à metade de um ciclo de precessão.

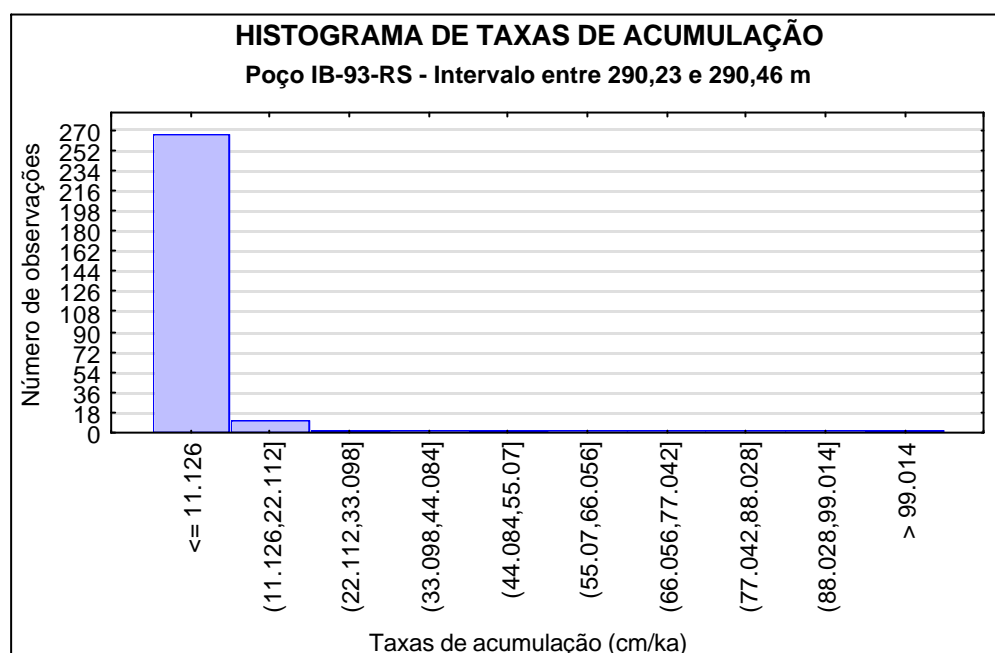


Figura V.20 - Histograma das taxas de acumulação para o poço 7RL-04-SC, no intervalo entre 290,23 e 290,46 m. As taxas mais frequentes são as abaixo de 11,1 cm/ka.

A taxa de acumulação média para o intervalo analisado é de 8,7 cm/ka. Para toda seqüência rítmica (334 a 290 m) é de 3,6 m/ka, evidenciando as altas taxas da porção basal e a grande variabilidade comentada.

### V.3-) CONSIDERAÇÕES SOBRE A ANÁLISE DOS DADOS

#### V.3.1-) TAXAS DE ACUMULAÇÃO E TEMPO DE DEPOSIÇÃO

Talvez as duas maiores incógnitas em geologia sejam precisamente o que a cicloestratigrafia se propõe a discutir: as taxas de acumulação e o tempo de deposição de

uma dada seção estratigráfica. Esses dois parâmetros não invocam valores absolutos. Pelo contrário, são relativos ao comprimento da seção estudada ou ao tempo de observação, esse último ligado a medições de fenômenos geológicos observados em tempo real, como aferições de processos em ambientes fluviais ou de planícies de maré recentes, por exemplo (Capítulo III, tabela III.6, Kukal, 1990b). A taxa de acumulação é inversamente proporcional ao tempo de deposição e esse aumenta proporcionalmente ao comprimento da seção. Logo, seções espessas, com um tempo de deposição intrinsecamente longo, apresentarão uma taxa menor que intervalos pequenos separados da mesma seção. Essas considerações nos conduzem aos dados obtidos nos dois poços estudados.

No poço 7-RL-04-SC, observando-se o perfil de raios gama, nota-se que os trechos de folhelho foram depositados em mais tempo em relação aos de ritmitos, como era de se esperar. Os 12 m de folhelhos da base foram depositados em mais ou menos 150 mil anos, os 32 m de ritmitos do interior da seção em aproximadamente 342 mil anos e os 48 m de folhelho superiores em cerca de 590 mil anos. Comparativamente, os folhelhos demoraram mais tempo para se depositar. Porém, as taxas de acumulação médias para esses intervalos são próximas (8,0, 9,4 e 8,1 cm/ka, respectivamente), pois todos os sedimentos são finos, mostrando que os folhelhos não são de águas muito profundas. Podem inclusive representar os equivalentes distais dos ritmitos, com apenas alguma contribuição hemipelágica. Essa interpretação já havia sido proposta por Machado (1989).

O poço IB-93-RS mostra uma variação muito rápida nas taxas de acumulação. Essa variação é devida ao rápido degelo e à posição mais proximal dos depósitos na época da sedimentação, relativamente àqueles do poço anterior. Essa proximidade com a área fonte fez com que as taxas na porção basal do testemunho se apresentassem muito altas, como atestam as espessuras dos pares de ritmos, chegando a várias dezenas de metros por mil anos, diminuindo progressivamente até se tornarem comparáveis às do poço 7-RL-04-SC no intervalo analisado. Isso, como foi visto anteriormente, impossibilitou a análise do perfil de raios gama. A taxa calculada para toda a seção até o primeiro folhelho (3,6 m/ka), sendo uma média, é alta, pois no intervalo analisado a taxa é de cerca de 8,7 cm/ka. A taxa média atesta a grande profusão de sedimentos jogados para a bacia durante a rápida fusão das

geleiras na escala dos ciclos orbitais. Essas observações corroboram a teoria vista no Capítulo III e citada alguns parágrafos acima, a qual enfatiza que quanto maior o comprimento da seção analisada, menor a taxa de acumulação relativa a esse comprimento.

Analisando o tempo de deposição total, contado de acordo com as diferentes periodicidades calculadas, quanto menor a ordem de grandeza do ciclo, maior o tempo. Esses tempos obtidos na análise do perfil de raios gama e do gráfico de escala de cinza do poço 7-RL-04-SC estão apresentados nas tabelas V.14 e V.15. Os do gráfico de escala de cinza do poço IB-93-RS estão na tabela V.16.

De acordo com as tabelas citadas, os tempos totais são maiores para os ciclos de mais baixa frequência. Essa evidência corrobora o fato de que os tempos medidos são relativos ao comprimento do intervalo analisado. A observação de um tempo total menor, à medida que se aumenta a resolução estratigráfica, é função da quantidade de hiatos existente. Como se está dividindo a seção em pequenos trechos, a ampliação da resolução fornece um acréscimo no detalhamento e o conseqüente aparecimento de hiatos na sedimentação. Esse assunto será melhor discutido no item seguinte, durante a comparação entre as escalas do perfil de raios gama e do gráfico de escala de cinza, juntamente com o conceito de completude estratigráfica.

Pode-se verificar também, pelas tabelas, que os períodos relativos aos ciclos de 650 a 1000 anos devem ter valores próximos a 1000 anos e os relativos aos ciclos de Seuss/King Hele (150 a 180) provavelmente estejam mais próximos de 180 anos. Essa interpretação é baseada nos tempos totais apresentados nas tabelas, os quais, conforme comentado, são maiores a medida que se diminui a frequência da observação.

<b>RAIOS GAMA – 7-RL-04-SC</b>						
<b>Ciclos</b>	<b>Excentricidade</b>		<b>Obliquidade</b>		<b>Precessão</b>	
<b>Períodos médios (ka)</b>	<b>95</b>	<b>123</b>	<b>35,5</b>	<b>44,3</b>	<b>17,6</b>	<b>21</b>
<b>Tempo total (Ma)</b>	1,235	1,599	1,172	1,462	1,162	1,386

Tabela V.14 – Tempos totais para a seção do poço 7-RL-04-SC, relativos aos ciclos de Milankovitch calculados a partir dos dados do perfil de raios gama. Os dados de precessão registram também quatro períodos de precessão que seriam referentes ao topo do intervalo analisado, onde foram utilizados apenas os ciclos de obliquidade (verificar na figura V.10). Os tempos estão calculados para cada uma das médias dos valores dos ciclos orbitais para o Eopermiano, de acordo com Berger & Loutre (1994).

<b>GRÁFICO DE ESCALA DE CINZA – 7-RL-04-SC</b> (Valores dos tempos em anos)								
<b>Ciclos</b>	<b>650 a 1000</b>		<b>280</b>	<b>Seuss/King Hele</b>		<b>Gleissberg</b>		<b>Hale</b>
<b>Períodos médios</b>	<b>650</b>	<b>1000</b>	----	<b>150</b>	<b>180</b>	<b>80</b>	<b>100</b>	<b>22</b>
<b>Tempo total</b>	8450	13000	10920	9150	10980	9760	12200	9378 a 9468

Tabela V.15 – Tempos totais para o poço 7-RL-04-SC, relativos aos intervalos escaneados e aos ciclos solares calculados a partir dos dados do gráfico de escala de cinza. Todos os dados levam em conta o trecho não escaneado (verificar na figura V.17). Os ciclos solares apresentados são as médias utilizadas e identificadas na análise. O ciclo de 50 anos (Duplo de Hale) não está presente na tabela.

<b>GRÁFICO DE ESCALA DE CINZA – IB-93-RS</b> (Valores dos tempos em anos)					
<b>Ciclos</b>	<b>650 a 1000</b>		<b>Seuss/King Hele</b>		<b>Hale</b>
<b>Períodos médios</b>	<b>650</b>	<b>1000</b>	<b>150</b>	<b>180</b>	<b>22</b>
<b>Tempo total</b>	4050 a 4080	6150 a 6180	3750	4500	4246

Tabela V.16 – Tempos totais para o poço IB-93-RS, relativos ao intervalo entre 290,46 e 290,08 m e aos ciclos solares calculados a partir dos dados do gráfico de escala de cinza. Os ciclos de 650 a 1000 anos levam em conta o ciclo de Seuss/King Hele que está presente na base do intervalo. Os ciclos apresentados são as médias utilizadas e identificadas na análise. O ciclo de 50 anos (Duplo de Hale) não está representado na tabela.

A comparação entre o tempo total registrado nos dois poços é uma evidência da relatividade entre a espessura e o tempo envolvido na sedimentação de seqüências diferentes. Seções espessas podem representar intervalos de tempo pequenos e vice-versa, dependendo do contexto deposicional dentro da bacia. Apesar da espessura total analisada do poço 7-RL-04-SC ser de 99 m e do IB-93-RS de 44 m (de 334 até 290 m), ou seja, o segundo possui cerca de 44% da espessura do primeiro, o tempo relativo a cada uma das seções é de aproximadamente 1 milhão, 260 mil anos e 12342 anos, respectivamente. Portanto, o segundo representa apenas cerca de 1% do tempo de deposição do primeiro. Existe muito mais tempo registrado no 7-RL-04-SC que no IB-93-RS, que está num contexto mais proximal. Essa diferença é devida às taxas de acumulação das seções, muito variável para o poço do Rio Grande do Sul e praticamente constante no de Santa Catarina. Seções de espessura equivalente ou comparável podem dar a impressão errada de conterem intervalos de tempo semelhantes. Sem uma análise detalhada da estratigrafia, o tempo envolvido na deposição de uma dada seção pode ser interpretado de forma equivocada. Dependendo da ordem estratigráfica estudada, somente a ciclostratigrafia pode fornecer o nível de detalhe requerido para a obtenção do tempo envolvido.

O gráfico da figura V.21 é um resumo esquemático das relações referidas nos parágrafos acima e serve de referência apenas para uma seção analisada individualmente. Nele estão plotadas as variações da taxa de acumulação e do tempo de acumulação contra as mudanças na espessura analisada, no tempo de acumulação, na frequência do ciclo, nos hiatos na seção e nos valores do perfil de raios gama e do gráfico de escala de cinza. O tempo de acumulação está representado nos dois eixos, pois se relaciona com as grandezas de ambos.

### **V.3.2-) CORRELAÇÃO ENTRE AS ESCALAS ESTUDADAS**

A metodologia utilizada para a análise dos perfis de raios gama e dos testemunhos, simples e de fácil aplicação, é uma ferramenta importante de detalhamento estratigráfico. Quando comparamos as duas escalas de investigação, perfil (ciclos orbitais) e testemunho (ciclos solares), de forma a conferir as durações em tempo obtidas no poço 7-RL-04-SC, os

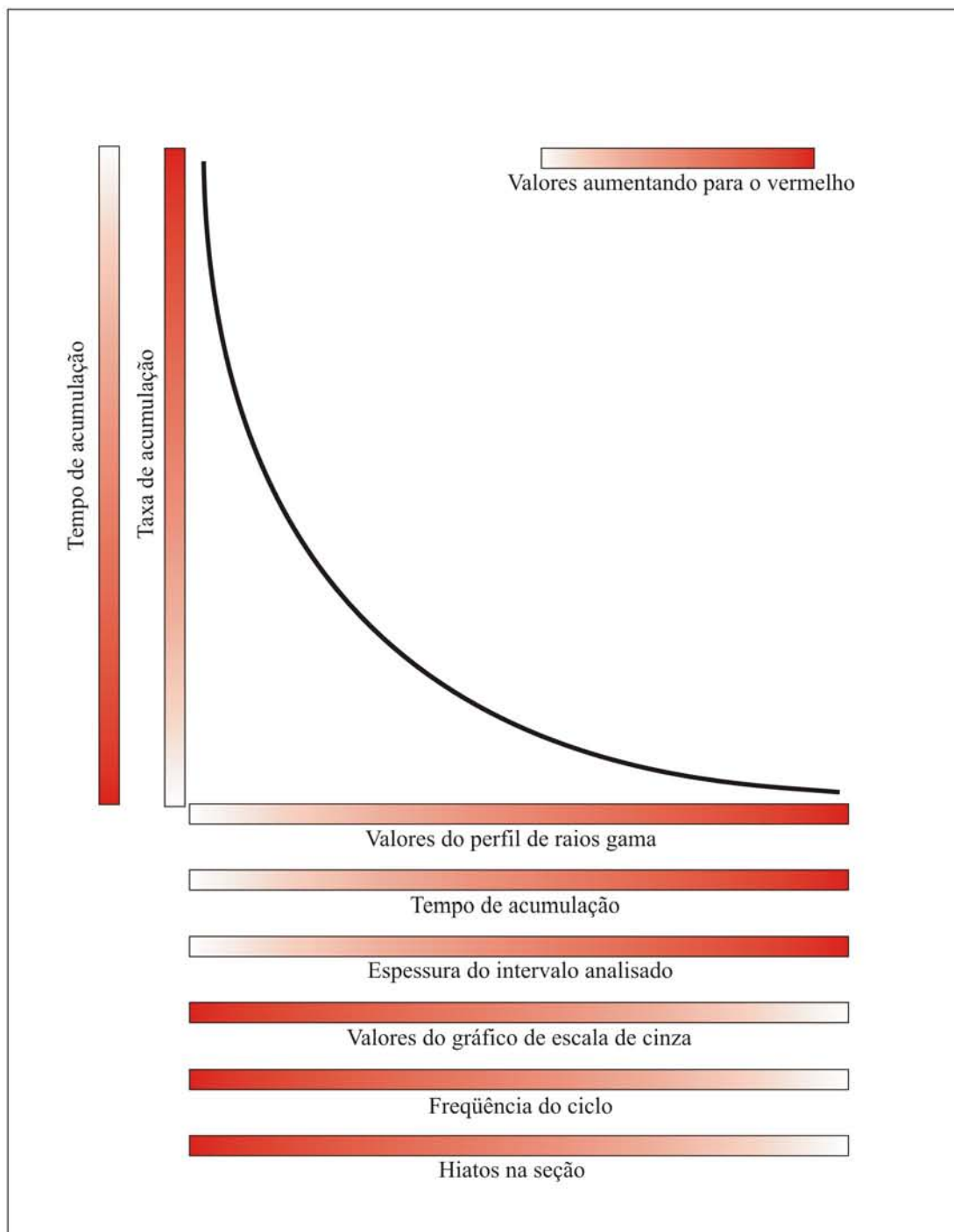


Figura V.21 - Gráfico mostrando um resumo esquemático das relações entre as diversas variáveis referidas no item V.3.1. Essas relações só são válidas para uma mesma seção. No eixo das ordenadas estão plotados o tempo e a taxa de acumulação e no eixo das abcissas estão plotadas as mudanças na espessura, no tempo de acumulação, na frequência do ciclo, nos hiatos da seção e nos valores do perfil de raios gama e do gráfico de escala de cinza. O tempo de acumulação está plotado em ambos os eixos, pois relaciona-se com as variáveis de ambos. Os valores aumentam em direção ao vermelho.

resultados não poderiam ser melhores (Para o poço IB-93-RS vimos que tanto o perfil quanto o testemunho estão na mesma escala em termos de ciclos sedimentares, os solares.).

A figura V.22 mostra essa comparação. O trecho do perfil de raios gama correspondente aos intervalos escaneados possui um comprimento em tempo bastante semelhante ao encontrado no gráfico de escala de cinza.

É preciso lembrar que as profundidades mostradas na figura não são as originais, mas as corrigidas após a retirada das camadas de diabásio. Logo, as profundidades dos testemunhos também tiveram que ser deslocadas para a correlação. O deslocamento, já citado anteriormente, é de 5,98 m.

O tempo total visualizado no gráfico de escala de cinza foi estimado entre 9378 e 9468 anos. A correlação com o perfil de raios gama revela que esse representa aproximadamente dois terços de um ciclo de precessão. Lembrando que o período médio da precessão no Eopermiano era de cerca de 19 mil anos, dois terços são aproximadamente 12600 anos, o que nos leva a uma diferença entre 3132 e 3222 anos. A ordem dos valores é a mesma e, considerando as aproximações intrínsecas aos dois métodos de análise (testemunhos e perfis) e o fato de que os períodos utilizados dos ciclos solares e orbitais são valores médios encontrados na literatura, os resultados são realmente muito bons. Comprovam, assim, a utilidade da metodologia adotada e validam a alta resolução alcançada na medição dos intervalos de tempo estimados da época da deposição dos sedimentos.

A diferença de tempo (3132 a 3222 anos) pode ser interpretada como hiato na deposição, se não contarmos a possibilidade de ciclos de precessão mais curtos que os de 17600 anos (menor média, segundo Berger & Loutre, 1994), de ciclos solares de Hale da ordem de 26 anos (ao invés da média de 22 anos, vide tabela III.4, Capítulo III), ou a ocorrência simultânea de ambos. Sendo a espessura média dos ciclos de Hale nos gráficos de escala de cinza da ordem de 3 mm, o hiato representaria cerca de 40 cm. O tempo equivalente a essa espessura poderia estar distribuído ao longo do ciclo de precessão em

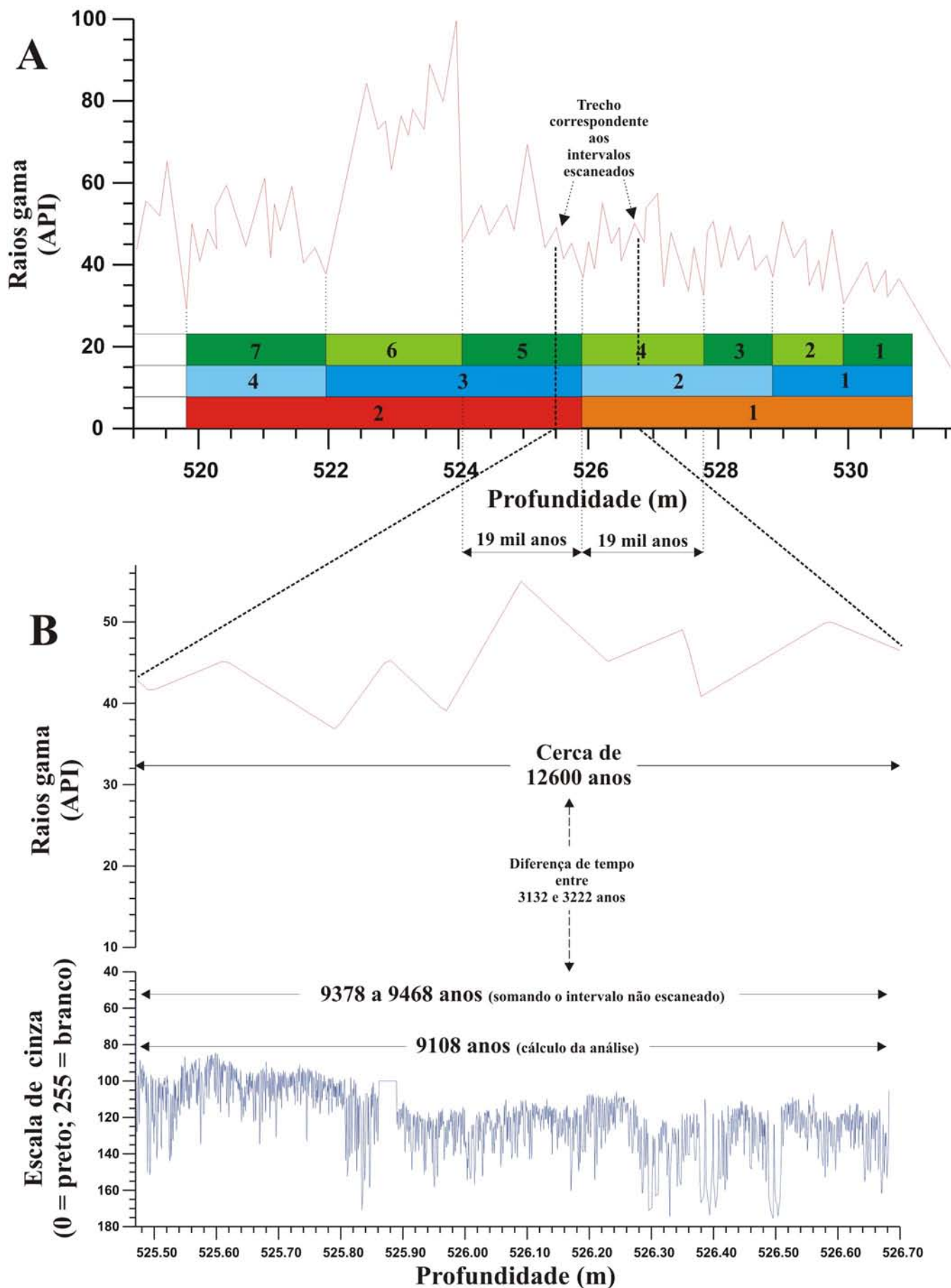


Figura V.22 - Correlação temporal entre os dados do perfil de raios gama e do gráfico de escala de cinza para o poço 7-RL-04-SC. Os intervalos escaneados correspondem aproximadamente a dois terços do tempo de um ciclo de precessão (cerca de 12600 anos), o que significa um hiato entre 3132 e 3222 anos. Notar que na figura as profundidades não são as originais e que o gráfico de escala de cinza está deslocado 5,98 m.



intervalos pequenos, representados por períodos de não deposição ou por pequenas erosões na base das lâminas de siltito, que removeriam pares anteriores. Uma outra interpretação seria que o rejeito da pequena falha fosse maior.

Essas considerações a respeito dos hiatos na sedimentação nos levam à definição de completude, vista no item III.2.2.1.1. Ela será sempre proporcional ao período de tempo total coberto pela seção e que está representado na mesma pela deposição (Tipper, 1987). Vimos que os hiatos são dependentes do tempo e que só é correto se pensar em completude para intervalos de tempo específicos, dependendo do nível de resolução, ou seja, ela depende da escala de trabalho (Anders *et alii*, 1987; Sadler & Strauss, 1990; Schwarzacher, 1993). Quanto maior o intervalo de tempo representado em uma seção, menor será a completude (Tipper, 1987).

Portanto, o possível hiato definido pela análise do testemunho (em milhares de anos) é referente somente à escala do perfil, a menor, pois é maior que a menor ordem temporal de estudo do primeiro (centenas de anos). Se continuássemos a análise para intervalos de tempo mais largos, de um ou mais de um milhão de anos, provavelmente seriam caracterizados hiatos da ordem de dezenas a centenas de milhares de anos, contados a partir dos ciclos orbitais. Isso normalmente acontece quando se trabalha com cicloestratigrafia das seções cretáceas e terciárias das bacias da margem passiva brasileira, onde as biozonas fornecem períodos da ordem de alguns milhões ou de até centenas de milhares de anos.

A título de exercício, pode-se fazer um cálculo da completude do intervalo referente à correlação entre o testemunho e o perfil, de acordo com a equação vista no item III.2.2.1.1, dada por Schwarzacher (1993). A equação diz que:

$C(n) = 1 - U/n$ , onde:  $C(n)$  é a completude em função do tempo total;

$U$  é número de unidades de tempo onde não houve deposição,

ou houve erosão; e

$n$  é o intervalo de tempo total em questão.

Substituindo os valores, temos que:

$$C(n) = 1 - 3222 / 19000 \approx 0,83; \text{ ou}$$

$$C(n) = 1 - 3132 / 19000 \approx 0,84.$$

Então, é possível supor que o intervalo em questão no perfil contém, no mínimo, aproximadamente 80% da seção originalmente depositada.

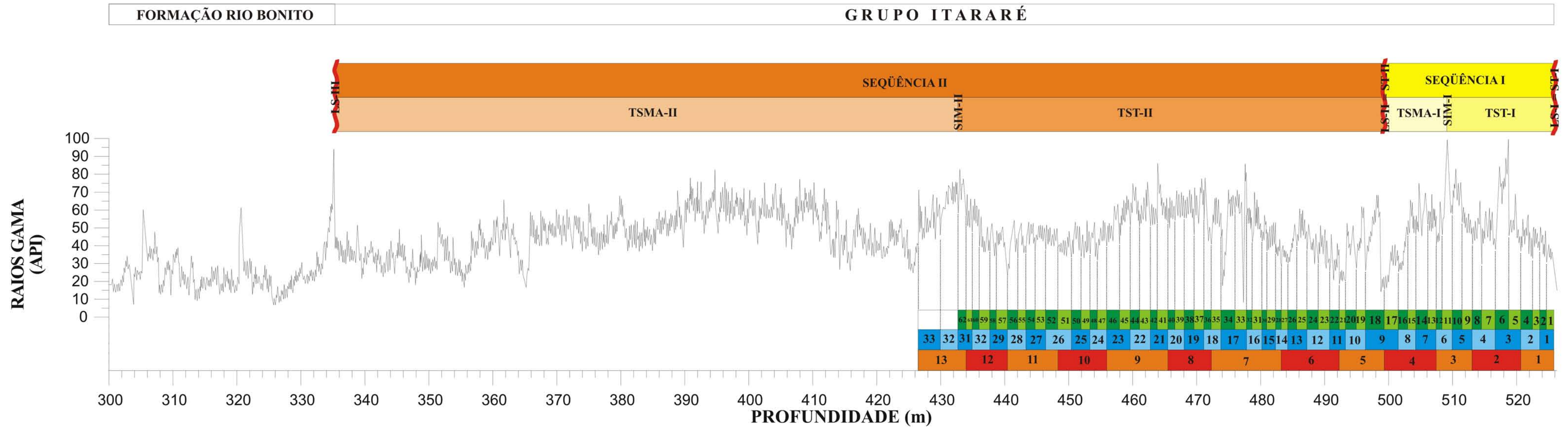
Certamente, alguns hiatos devem estar presentes também na escala dos ciclos solares, como mostram os dados das tabelas V.15 e V.16. Contudo, como os períodos utilizados são médias de uma gama de valores, seria difícil saber quanto tempo, mesmo aproximadamente, está faltando nas seções estudadas.

### **V.3.3-) SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS DE TERCEIRA ORDEM**

Duas seqüências deposicionais de terceira ordem (Vail *et alii*, 1977b; Vail *et alii*, 1991), identificadas como I e II, podem ser individualizadas, em uma interpretação inicial, no perfil de raios gama (figura V.23). A seqüência basal (Seqüência I), apesar de ter apenas cerca de 323 mil anos preservados, deve ser considerada também como de terceira ordem, uma vez que está na mesma hierarquia da superior. Essa última, até a base dos pacotes de diamictitos, arenitos e ritmitos com feições de escorregamento (426,5 m), possui aproximadamente 931 mil anos.

A base da Seqüência I é composta pelos ritmitos com laminações cruzadas que, para o topo, tornam-se ritmitos com laminação plano-paralela, e que tendem a afinar de espessura, passando gradualmente para os folhelhos escuros. O número de seixos pingados diminui proporcionalmente para o topo, até desaparecer nos folhelhos. Essa sucessão de fácies transgressivas compõe um trato de sistemas transgressivo (TST-I), que evolui até a

Figura V.23 - Perfil de raios gama do poço 7-RL-04-SC, mostrando a interpretação das duas seqüências de terceira ordem. Os ciclos orbitais estão também marcados, como na figura V.10. A Seqüência I, em amarelo, está compreendida entre os limites de seqüência LS-I e LS-II. A Seqüência II está limitada entre o LS-II e o LS-III, este último com a Formação Rio Bonito. Os limites LS-I e LS-II coincidem com as superfícies transgressivas ST-I e ST-II, respectivamente.



superfície de inundação máxima (SIM-I), representada pelo pico do perfil de raios gama na profundidade de 509 m.

A ocorrência dos aglomerados framboidais de pirita (Capítulo IV, item IV.2.1.1) corrobora essa interpretação, pois manifesta a atuação de águas marinhas desde profundidades próximas à base do intervalo.

O trato de sistemas de mar baixo não foi observado no perfil, devido ao padrão geral de afogamento para o topo desenvolvido pelas fácies. O limite inferior da Seqüência I com o embasamento cristalino (LS-I) é dado por uma superfície transgressiva coincidente com a discordância do limite de seqüência (ST-I).

A partir da superfície SIM-I, o perfil mostra um retorno para valores mais baixos de raios gama, coincidente com o reaparecimento dos ritmitos. Esses têm uma tendência ao espessamento, culminando com os arenitos finos a muito finos, decimétricos, na profundidade de 499 m. Essa composição de fácies finas espessando para o topo identifica o trato de sistemas de mar alto (TSMA-I).

A Seqüência II inicia-se com uma nova tendência a afinamento das lâminas dos ritmitos, que gradualmente transicionam para os folhelhos sobrepostos. O limite entre essa seqüência e a inferior (LS-II) é dado por uma concordância correlativa, pois não se pode notar nenhuma evidência de discordância. Essa concordância coincide com a superfície transgressiva (ST-II) da Seqüência II (LS-II = ST-II). O padrão de afinamento para o topo representa um novo trato de sistemas transgressivo (TST-II), que termina na profundidade de aproximadamente 431,5 m. A partir daí desenvolve-se o trato de sistemas de mar alto (TSMA-II), caracterizado inicialmente pelos ritmitos depositados acima dos folhelhos, com padrão progradante no perfil. O limite entre o TSMA-II e o TST-II corresponde à superfície de inundação máxima SIM-II. O espesso pacote de diamictitos, arenitos e ritmitos com feições de escorregamento que está acima dos ritmitos foram considerados dentro do TSMA-II. Fariam parte de um possível talude construído pelo retorno das geleiras a posições mais interiores da bacia, que teria sido deslocado por processos gravitacionais.

Como esse pacote não foi analisado em termos de ciclicidade, conforme comentado no item V.1, não foi possível determinar a duração temporal do mesmo. Porém, devido às suas características deposicionais, deve representar um tempo muito menor em relação aos intervalos sotopostos. O limite superior da Seqüência II é dado pela discordância entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito (LS-III).

Essas interpretações estão de acordo com o modelo de empilhamento de seqüências deposicionais glaciomarinhas formulado por Boulton (1990) (figura V.24), apesar do autor tê-lo baseado em margens continentais com presença de talude pronunciado, o que não é o caso da Bacia do Paraná. De acordo com o autor, o avanço da glaciação promoveria a progradação das fácies glaciomarinhas e a queda do nível eustático no trato de sistemas de mar baixo. Os tratos de sistemas transgressivo e de mar alto seriam assinalados pela ocorrência de deslizamentos, escorregamentos e retrabalhamento dos sedimentos, causados pelo avanço do mar, pela fusão das geleiras e pelo soerguimento isostático tardio. Os dois primeiros aumentam a pressão hidrostática nos poros dos sedimentos, causando instabilidades nos mergulhos mais acentuados e inicializando os processos de escorregamento. O terceiro promove a elevação do substrato sedimentar para níveis mais rasos e expostos ao retrabalhamento pelos processos marinhos.

Como se pode verificar na descrição das seqüências deposicionais do poço 7-RL-04-SC feita alguns parágrafos acima, o trato de sistemas de mar baixo está ausente. Isso é resultado de dois fatores, um observado e outro provável. O primeiro é o já comentado empilhamento das fácies em padrão geral retrogradante e a ausência de evidências de progradação ou de mudanças abruptas de fácies em direção à bacia, na base das seqüências. O outro é que, em bacias intracratônicas, a identificação de tratos de mar baixo não é sempre factível. O formato geral do assoalho desse tipo de bacia, em rampa e com mergulho não muito alto (comparado com os mergulhos dos taludes de bacias marginais), associado à taxa de subsidência relativamente baixa (uma característica durante a deposição do Grupo Itararé) e a uma lâmina d'água geralmente não muito profunda (raramente ultrapassa uma centena de metros), resulta em um pequeno espaço de acomodação durante os rebaixamentos relativos do nível do mar. Como consequência, a geometria progradante

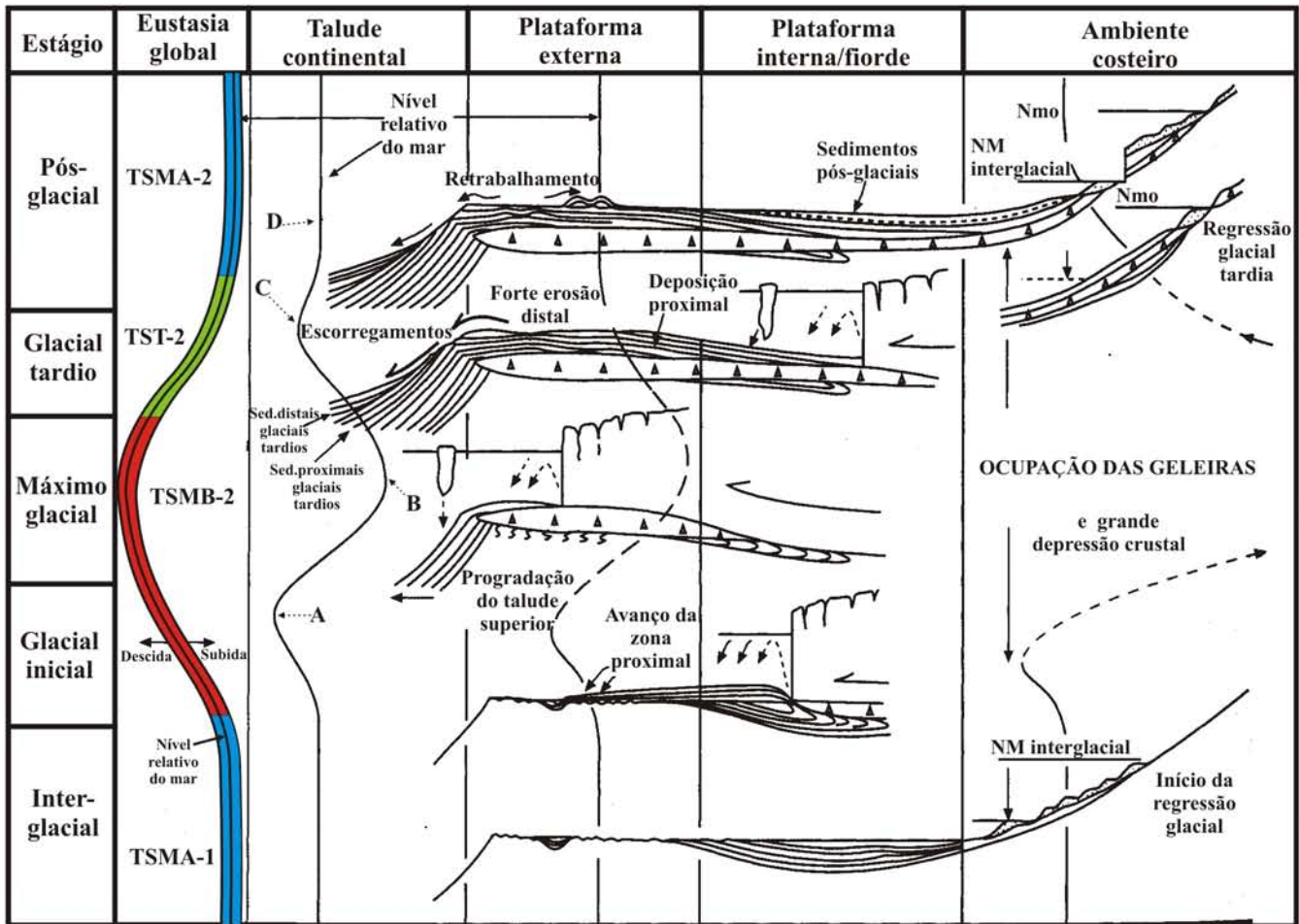


Figura V.24 - Modelo de arquitetura glaciomarinha no espaço e no tempo, mostrando os diferentes empilhamentos de fârces em posições distintas da margem continental durante um ciclo glacial completo. As mudanças relativas do nível do mar para cada zona estão mostradas na figura. NM = nível do mar; Nmo = posição de acumulação de morainas terminais. Nas curvas relativas do nível do mar para o talude continental e a plataforma estão marcados quatro pontos: A = o avanço glacial e o peso das geleiras promovem o início da subsidência isostática, forçando a subida do nível relativo do mar; B = no máximo glacial a isostasia negativa é máxima e a curva do nível relativo do mar chega ao ponto de inundação máxima (glacioeustasia < glacioisostasia). A partir daí começa o degelo, sendo que o recuo das geleiras e o alívio do peso sobre o substrato força o rebaixamento do nível relativo do mar (glacioeustasia < glacioisostasia); C = a taxa do soerguimento glacioeustático fica maior que a do soerguimento glacioisostático, que tende a zero. O nível relativo do mar começa a subir; D = após o final da glaciação, o nível relativo do mar continua subindo até se estabilizar. Na figura estão representados também os tratos de sistemas para duas seqüências hipotéticas quaisquer: o trato de sistemas de mar alto da seqüência mais antiga e os tratos de sistemas de mar baixo, transgressivos e de mar alto da seqüência mais nova (Modificado de Boulton, 1990).

não é de fácil reconhecimento e as discordâncias produzem um relevo topográfico mínimo. Os depósitos do trato de mar baixo são, portanto, pouco desenvolvidos e de extensão areal restrita. Logo, as seqüências sedimentares de bacias intracratônicas normalmente compreendem sucessões de tratos transgressivos e de mar alto separadas por discordâncias quase planares, onde as superfícies transgressivas coincidem com os limites de seqüência em várias localidades da bacia (Lindsay *et alii*, 1993). Esses dados, associados às características relativamente distais dos depósitos do Grupo Itararé no poço 7-RL-04-SC, fazem com que os limites de seqüência existentes no registro sedimentar sejam, ou superfícies de discordância muito sutis, ou suas concordâncias correlativas.

#### **V.3.4-) SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS DE ALTA FREQUÊNCIA**

Os resultados obtidos através da análise dos perfis de raios gama mostram que a indução orbital foi relevante na sedimentação durante o Eopermiano na Bacia do Paraná. Os ciclos de Milankovitch estão bem caracterizados e sua presença é um forte indicativo de que os mesmos controlaram as variações eustáticas através da flutuação do volume de gelo continental e de grandes mudanças climáticas, de forma a definir épocas de maior ou menor aporte sedimentar para a bacia.

É possível, a partir desses resultados, fazer uma comparação com os ciclos glaciais do Pleistoceno, onde os períodos glaciais duravam aproximadamente um ciclo de excentricidade. Considerando a ciclicidade identificada nas rochas do Grupo Itararé, que é comprovadamente de ambiente glacial, pode-se presumir que a sedimentação tenha sido induzida pelos mesmos padrões climáticos e eustáticos de variação que existiram no Pleistoceno. Dessa forma, cada ciclo de excentricidade registrado pode ser considerado como limitado por máximos glaciais, passando por períodos interglaciais. Os máximos seriam representados, então, pelo maior aporte sedimentar, identificado pela tendência a aumento da granulometria verificada no perfil de raios gama nos limites dos ciclos, e os interglaciais pelo menor, devido ao avanço das condições marinhas sobre as proximais e à conseqüente deposição relativamente mais fina. Por exemplo, os arenitos decimétricos do final do ciclo de excentricidade número 4 e início do 5 no perfil de raios gama do poço 7

RL-04-SC, podem evidenciar uma maior proximidade das geleiras e um aporte mais acentuado entre o final de um ciclo e o início de outro.

Essa interpretação é corroborada pelos cinturões cicloestratigráficos do Eopermiano (Perlmutter, comunicação pessoal, figura III.21, Capítulo III), os quais, de acordo com a posição paleogeográfica da bacia nesse período, indicam que as condições climáticas de maior umidade ocorriam durante os mínimos climáticos (clima polar úmido, cinturão 6, e clima temperado úmido, cinturão 5) e as mais secas durante os máximos (clima temperado seco, cinturão 6, e clima temperado árido, cinturão 5) (figura III.20, Capítulo III) (Perlmutter & Matthews, 1989; Perlmutter & Matthews, 1992; Perlmutter *et alii*, 1998). Sendo assim, épocas de máximo avanço das geleiras corresponderiam ao maior aporte de sedimentos, causado pela maior descarga e pela progradação dos sistemas deposicionais proximais, como os leques de lavagem e os deltas, e épocas de máximo recuo à deposição dos finos, que responderiam tanto à inundação marinha, e portanto ao aumento da lâmina d'água, quanto à diminuição do fluxo proveniente das geleiras, devido ao seu menor volume, ao seu afastamento da bacia e à menor quantidade de água no sistema.

Outro fator importante a ser citado é que, de acordo com a cicloestratigrafia global (Perlmutter & Plotnick, 1999), para o hemisfério glaciado (nesse caso, o Sul), os níveis eustáticos de mar baixo coincidem com os mínimos climáticos e os de mar alto com os máximos, épocas de máximo e mínimo avanço de geleiras, respectivamente.

As taxas de acumulação registradas nos depósitos glaciais e interglaciais do hemisfério norte refletem o exposto acima. Em sedimentos marinhos e plataformais, as taxas de períodos interglaciais variam entre 1 e 5 cm/ka, enquanto que as de épocas glaciais aumentam para mais de 10 cm/ka (Elverhøi & Henrich, 1996). Esses valores estão bem de acordo com aqueles encontrados na análise dos perfis de raios gama (entre 5,2 e 9,3 cm/ka, com médias de 7,4 a 8,4 cm/ka).

Diante desses argumentos, propõe-se que cada ciclo de excentricidade é passível de ser interpretado como uma seqüência deposicional de alta frequência e de quarta ordem



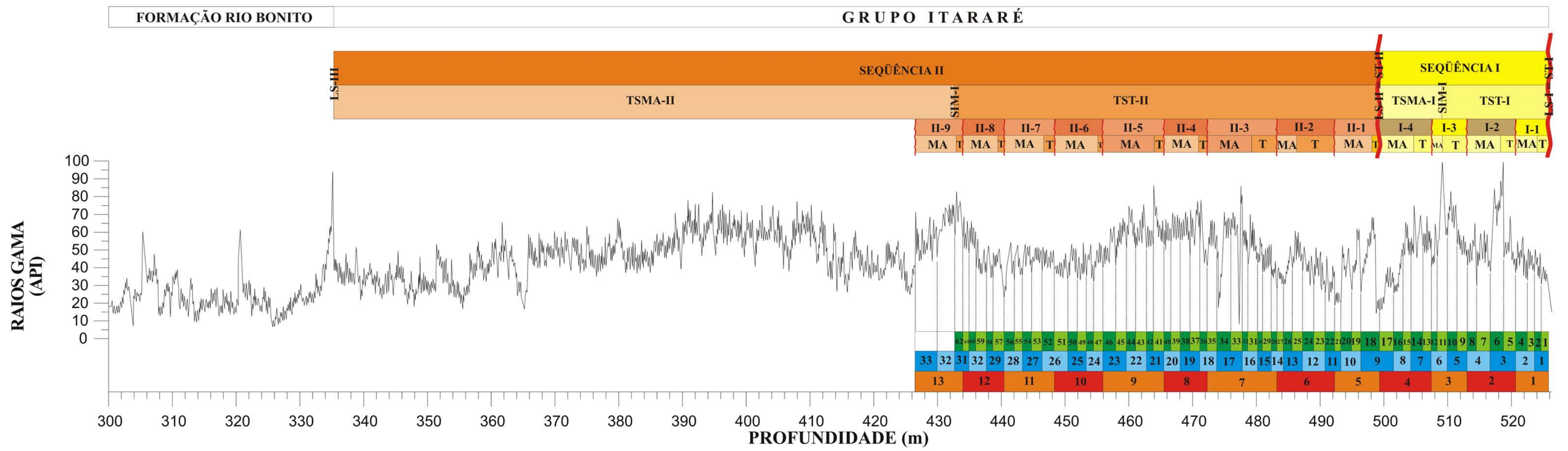
(Mitchum & Van Wagoner, 1991), onde os limites entre as diferentes seqüências é dado por uma concordância correlativa a uma discordância ligada a um rebaixamento do nível do mar. As seqüências de quarta ordem registram, assim, as oscilações glaciais em direção a recuos e avanços glaciais de terceira ordem. Quanto aos ciclos de precessão e obliquidade, representariam parasseqüências de quinta ordem, constituintes de cada uma das seqüências de alta freqüência, e seus mínimos climáticos corresponderiam aos limites das parasseqüências.

As variações de quarta ordem observáveis em afloramento e nos perfis de raios gama já haviam sido creditadas anteriormente a oscilações climáticas de alta freqüência. Milani *et alii* (1995) citaram as mesmas, porém interpretaram-nas como parasseqüências e não como seqüências de alta freqüência. Machado (1994) também relacionou a deposição dos sedimentos relativos ao Grupo Itararé no Rio Grande do Sul com movimentações de avanço e recuo de geleiras próximas, dentro dos paleovales, associando-as com mudanças do nível do mar e a conseqüente produção de ciclos sedimentares.

Portanto, os ciclos de alta freqüência registrados nas rochas do Grupo Itararé são há muito tempo observados e mapeados. Porém, estão agora pela primeira vez identificados e divididos em seqüências deposicionais e suas parasseqüências relativas.

Levando em consideração as interpretações feitas acima a respeito das seqüências ligadas à excentricidade, devemos pensar as seqüências de terceira ordem identificadas no Grupo Itararé em Santa Catarina como seqüências compostas (Mitchum & Van Wagoner, 1991). As seqüências limitadas pelos ciclos de excentricidade, com ritmitos e folhelhos que mostram uma tendência geral de afinamento para o topo, seriam grupos de seqüências transgressivas, que culminariam no máximo transgressivo de terceira ordem, no interior dos pacotes de folhelhos. As seqüências de quarta ordem com padrão de aumento dos valores dos raios gama nos folhelhos e nos ritmitos caracterizariam um grupo de seqüências de mar alto. A figura V.25 mostra o inter-relacionamento entre as diversas ordens de seqüências no poço 7-RL-04-SC. As seqüências deposicionais de alta freqüência estão identificadas na figura por um algarismo romano, relativo à seqüência de terceira ordem a que estão

Figura V.25 - Perfil de raios gama do poço 7-RL-04-SC, mostrando a interpretação das seqüências de terceira ordem e de alta frequência. Os ciclos orbitais estão também marcados, como na figura V.10. As seqüências de alta frequência estão numeradas por algarismos romanos, de acordo com a seqüência de terceira ordem a que estão relacionadas, e por números em ordem crescente para o topo. Estão associadas aos ciclos de excentricidade curta interpretados durante a análise do perfil.



relacionadas, e por números em ordem crescente da base para o topo. Por exemplo, a primeira seqüência de quarta ordem da base da Seqüência II é a II-1, seguida da II-2 e assim por diante.

Na realidade, os limites entre os grupos de seqüências de quarta ordem não coincidem muito bem com os limites entre os tratos de sistemas transgressivos e de mar alto de terceira ordem, ou seja, com a superfície de inundação máxima. O mesmo pico radioativo que representa a superfície de inundação máxima de terceira ordem representa também a de quarta ordem, de forma que os limites entre os grupos de seqüências transgressivas e de mar alto de alta freqüência ficam deslocados em relação aos limites dos tratos transgressivos e de mar alto de terceira ordem. Isso pode ser verificado na figura V.25. Porém, é possível que, aumentando-se a resolução da observação, possam ser encontradas superfícies erosivas de ordens maiores dentro de um pacote considerado transgressivo nas ordens menores.

Fica clara também, pela figura V.25, a modulação das seqüências de alta freqüência pelas de baixa. O empilhamento de ambas as ordens é semelhante, sendo caracterizado pela ausência de tratos de sistema de mar baixo, como seria de se esperar da relação entre grupos de seqüências. Espera-se que trabalhos futuros possam colaborar com as interpretações acima, a partir da identificação das discordâncias de alta freqüência em depósitos mais proximais que os observados no testemunho estudado.

É interessante notar que, pela interpretação, muitos dos picos mais radioativos do perfil de raios gama estão próximos ao início de cada ciclo de excentricidade. Estão representando, provavelmente, o avanço para o máximo climático e, portanto, o rápido degelo e o aumento relativo do nível do mar, passando pela inundação máxima e em direção ao ápice da curva eustática de cada seqüência de alta freqüência, dentro do trato de sistemas de mar alto, conforme o modelo de cicloestratigrafia global (Perlmutter & Plotnick, 1999). Comparando novamente com as glaciações do Pleistoceno, nota-se uma semelhança entre a curva do perfil com a curva isotópica de oxigênio para aquela era, onde os períodos de tempo entre o final de cada glaciação e os máximos climáticos eram

relativamente rápidos, de cerca de 20 mil anos, enquanto o tempo entre o início de uma nova era glacial e os mínimos climáticos era mais lento, durando aproximadamente os 80 mil anos restantes de cada ciclo. A figura V.26 mostra esse relacionamento entre as curvas, a partir da relação entre seqüências hipotéticas completas, com todos os tratos de sistemas, e seqüências hipotéticas de quarta ordem, semelhantes às interpretadas nesse estudo, onde estão presentes apenas os tratos de sistemas transgressivos e de mar alto. Pela figura, vê-se que a curva glacioeustática não é simétrica, mas assimétrica, com a parte ascendente mais acentuada que a descendente. Essa assimetria deve-se às diferenças comentadas acima entre o período de tempo entre o máximo glacial e o máximo climático e entre esse último e o final da seqüência. Na mesma figura, pode-se observar que houve variações entre as terminações dos ciclos glaciais do Pleistoceno, apesar de as mesmas terem ocorrido em média durante 20 mil anos. No antepenúltimo ciclo glacial, o tempo entre o mínimo e o máximo climáticos durou cerca de 50 mil anos, com a ocorrência de um pequeno retorno às condições glaciais no período intermediário. Portanto, as porções do perfil de raios gama onde o tempo entre o início de uma seqüência de quarta ordem e a inundação máxima (que mostra a passagem para o trato de sistemas de mar baixo) não corresponde a cerca de 20 mil anos podem estar representando situa es como essa última, onde o avanço para o máximo climático poderia ser interrompido por uma volta às condi es glaciais.

Para o poço IB-93-RS, a análise torna-se um pouco diferente devido aos resultados. A contagem total dos pares levou a um tempo de deposi o total de 12342 anos, cerca da metade de um ciclo de precessão, conforme já citado anteriormente. Logo acima do intervalo escaneado e analisado ocorre um pacote de folhelhos (ver figuras IV.2 e IV.10, Capítulo IV). Esse pacote representa a primeira inunda o marinha registrada na se o e a proximidade do sistema climático para um dos extremos discutidos anteriormente, o máximo climático. O mínimo estaria representado na base do poço, pelos diamictitos resultantes do início do degelo.

Acima dos folhelhos, o perfil de raios gama mostra valores menores, caracterizando um pequeno pacote de siltitos. Sobreposto ocorre outro pacote de folhelhos, bem mais radioativo que o inferior, o qual está sotoposto a mais siltitos.

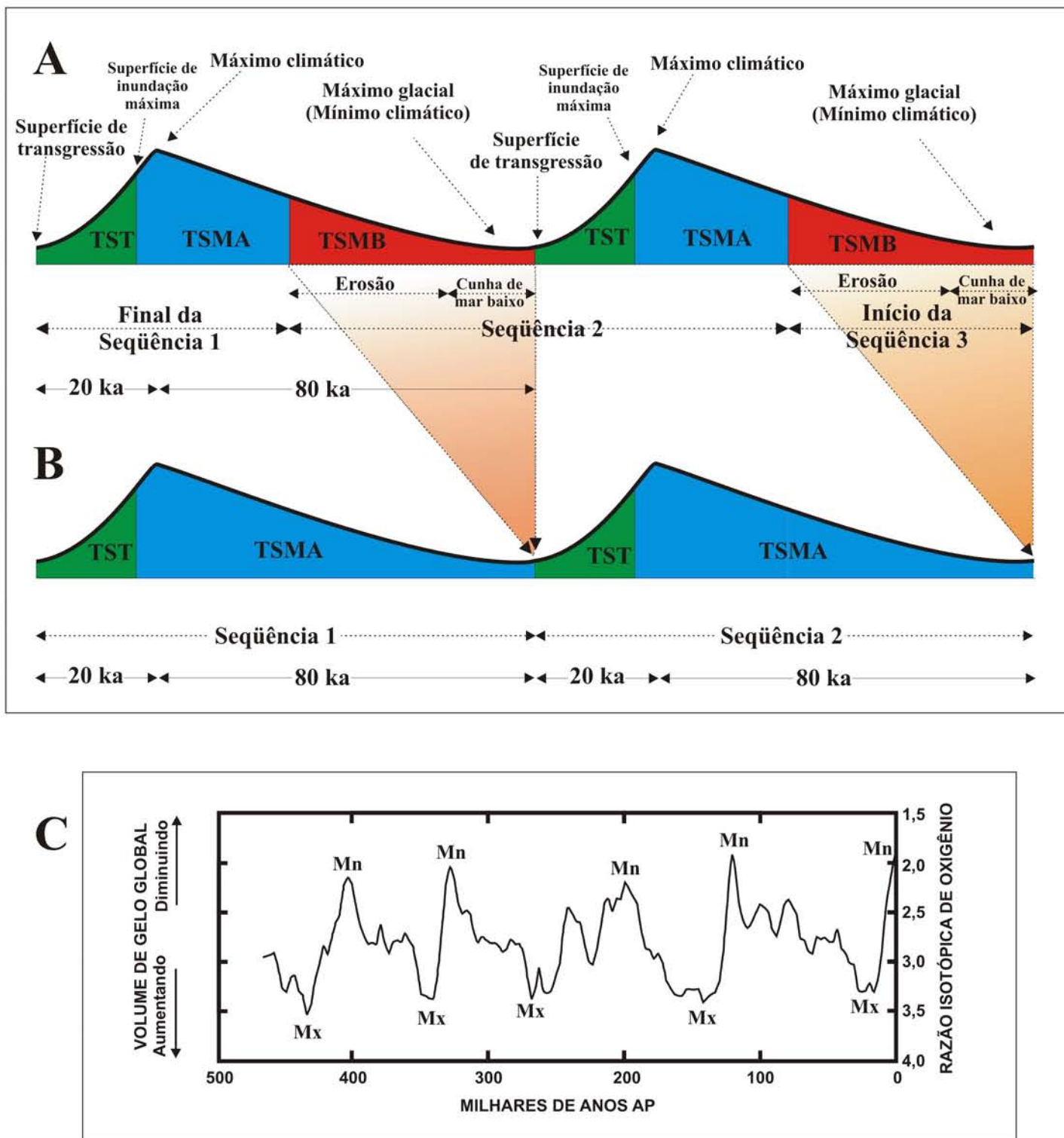


Figura V.26 - Relação entre seqüências deposicionais completas e as seqüências deposicionais de quarta ordem caracterizadas nessa dissertação e sua comparação com as glaciações do Pleistoceno. A figura A apresenta três seqüências deposicionais hipotéticas com todos os tratos de sistema caracterizados. A primeira seqüência está representada a partir da superfície transgressiva e a terceira está representada até a superfície transgressiva (final do trato de sistemas de mar baixo). Se fazemos uma comparação com os ciclos glaciais do Pleistoceno, quando o tempo entre o início do degelo, a partir do máximo glacial, e o máximo climático (coincidente com o topo da curva glacioeustática de cada seqüência) era de aproximadamente 20 mil anos, a curva de variação eustática torna-se assimétrica, mostrando a subida do nível do mar mais rápida que a queda. A figura B mostra um modelo das seqüências descritas nessa dissertação, com a ausência dos tratos de mar baixo e a coincidência dos limites de seqüências com as superfícies transgressivas. O tempo relativo a cada seqüência, porém, é o mesmo. A figura C (modificada de Imbrie & Imbrie, 1979) mostra as variações climáticas dos últimos 500 mil anos, baseadas em dados de medições isotópicas de oxigênio a partir de carapaças de foraminíferos retiradas de dois testemunhos do Oceano Índico realizadas por Hays *et alii* (1976). A curva representa as variações no volume de gelo global. Notar o tempo entre os máximos glaciais (valores isotópicos maiores) e os máximos climáticos (valores isotópicos menores), o qual foi, em média, de cerca de 20 mil anos, com exceção do antepenúltimo ciclo glacial, onde esse tempo ficou em torno de 50 mil anos. Nas figuras A e B, TST = trato de sistemas transgressivos, TMA = tratos de sistemas de mar alto e TMB = tratos de sistemas de mar baixo. Na figura C, Mx = máximo climático; Mn = mínimo climático; nas abscissas, AP significa antes do presente.

Essa seqüência de rochas permite duas interpretações distintas. Os siltitos sobrepostos aos primeiros folhelhos poderiam representar o complemento do ciclo de precessão, ou seja, outros dez mil anos aproximadamente, e a volta do mínimo climático, com o aumento do aporte sedimentar para a bacia. Porém, a espessura do pacote de siltitos é muito pequena, o que acarretaria taxas de acumulação muito baixas para o intervalo.

A segunda interpretação, que parece a mais correta, seria um *rebound*. O afastamento das geleiras e o conseqüente alívio do peso sobre a crosta e o manto, teriam provocado o soerguimento isostático tardio da bacia naquela posição, talvez devido às diferenças entre as taxas de subida eustática e de soerguimento isostático na quinta ordem. As taxas de acumulação para a seção já foram analisadas como muito altas e com uma grande variabilidade. Taxas de acumulação altas e os depósitos espessos resultantes só são possíveis se a taxa de acomodação também é elevada, a qual, nesse caso, só pode ser explicada por uma alta taxa de subida do nível eustático, provocada pela rápida fusão e recuo das geleiras. É possível que essa taxa só fosse ultrapassada pela do *rebound* quando diminuísse bastante, após o início da deposição dos folhelhos. O *rebound* provocaria então uma pequena queda do nível relativo do mar na quinta ordem, representada pelos siltitos.

As taxas de *rebound* variam de 5 a 10 mm/ano (5 a 10 m/ka), nos centros das geleiras, a 1 mm/ano (1 m/ka) nas bordas, tornando-se nulas ou não afetando a subida relativa do nível do mar fora das regiões sob direta influência do peso do gelo (Kukal, 1990c), essas últimas estando a algumas centenas de quilômetros do centro da geleira (Boulton, 1990). Foi citado que a taxa de acumulação média para toda a seção, até o primeiro folhelho, é de cerca de 3,6 m/ka, caracterizando taxas da ordem de até dezenas de metros por mil anos nas porções mais basais da mesma. Portanto, como o registro sedimentar do poço não apresenta dados que caracterizem firmemente a sedimentação ocorrida diretamente sob o gelo, as taxas do *rebound* seriam da ordem de 1 m/ka ou menores, portanto inferiores àquelas da acumulação. Sendo assim, é razoável supor que o efeito do *rebound* só fosse registrado quando a taxa de subida eustática começasse a se estabilizar e a se tornar menor que a da isostasia, o que ocorreria durante a deposição dos

folhelhos. Essa relação entre as taxas de soerguimento isostático e eustático é, realmente, bastante variável, sendo observadas várias respostas diferentes nas regiões anteriormente glaciadas da Escandinávia e da América do Norte. Nessas áreas, os estudos mostram desde subidas eustáticas mais rápidas que o soerguimento isostático, até movimentos ligados ao *rebound* que ultrapassam as taxas de subida eustática (Gray, 1996).

Considerando o exposto acima, o fim do movimento isostático positivo seria verificado pela volta dos folhelhos (pico mais radioativo no perfil de raios gama), marcando o meio do ciclo de precessão que começou na base da seção. O próximo siltito seria a continuação do ciclo, que estaria truncado pela erosão evidenciada pelo limite de seqüências entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito. A figura V.27 mostra uma possível interpretação da interação entre a glacioisostasia e a glacioeustasia para a seção.

Portanto, a seção do poço IB-93-RS representaria apenas uma parasseqüência de quinta ordem, uma subdivisão de um trato de sistemas transgressivo de uma seqüência de alta frequência, a qual não ficou registrada devido às altas taxas de acumulação e à conseqüente necessidade de um grande espaço de acomodação para a preservação do registro sedimentar. Sua posição paleogeográfica, muito próxima à borda da bacia, facilitou a erosão dos depósitos mais jovens do Grupo Itararé pelos processos posteriores de evolução da bacia, responsáveis pela deposição dos sedimentos sobrepostos da Formação Rio Bonito.

Já nos registros sedimentares do poço 7-RL-04-SC não foi observado o *rebound*, possivelmente devido à sua posição relativamente distal.

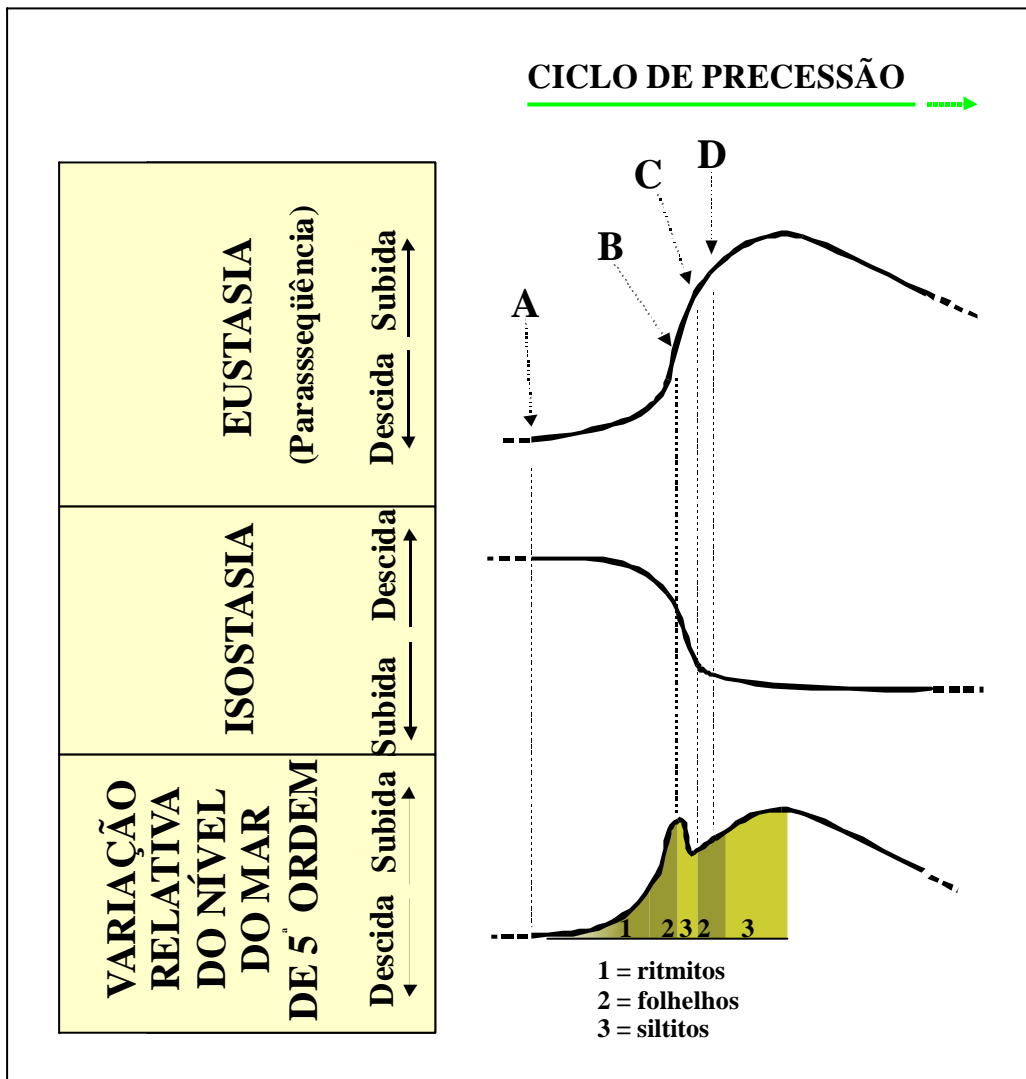


Figura V.27 – Representação esquemática das variações de 5ª ordem glacioeustáticas e glacioisostáticas (devidas ao *rebound*) e da curva de variação relativa do nível relativo do mar, devido à interação entre ambas, em uma parassequência (ciclo de precessão), como exemplo da interpretação dada para o empilhamento estratigráfico do Grupo Itararé no poço IB-93-RS. A = máxima descida glacioeustática; B = ponto onde a taxa de soerguimento glacioisostático supera a taxa de subida glacioeustática; C = ponto onde a taxa de soerguimento glacioeustático volta a ser maior que a de soerguimento glacioisostático, o qual começa a se estabilizar; D = máxima inundação glacioeustática de 5ª ordem. O ciclo de precessão está incompleto, como no registro do poço, devido à discordância que marca o limite de seqüências entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito (baseado em curvas de inter-relação entre glacioeustasia e glacioisostasia de Gray, 1996).



### **V.3.5-) CICLOS SOLARES**

Os picos dos periodogramas dos intervalos escaneados dos testemunhos identificam ciclos ligados às variações de espessura dos pares e feixes dos ritmitos. Caracterizam então, primeiramente, as alterações no influxo sedimentar e as mudanças na taxa de acumulação. Porém, como a seção é totalmente siliciclástica, não havendo carbonatos intercalados, as alterações no tamanho dos grãos também são registradas. Os grãos maiores, principalmente os de quartzo, com maior área para reflexão da luz transmitida pelo *scanner*, são responsáveis pela luminosidade mais intensa das lâminas de siltito. Já os argilominerais dos folhelhos, com sua característica disposição paralela à foliação, absorvem mais do que refletem a luz, gerando os tons mais escuros de cinza no gráfico. Essa relação entre a luminosidade refletida e as lâminas de siltito e folhelho permitiu a associação direta dos valores dos gráficos de escala de cinza e dos periodogramas com as mudanças no tipo de rocha e na taxa de acumulação.

As mudanças na composição mineralógica também podem ser interpretadas a partir da observação da luminosidade refletida pelas lâminas no gráfico de escala de cinza: picos mais proeminentes significam maior teor de quartzo ou grãos maiores; menos proeminentes, mais argilominerais ou grãos menores.

Os ciclos ligados às manchas solares identificados na análise representariam, obviamente, variações climáticas não ligadas às grandes mudanças no volume de gelo continental e no nível relativo do mar. Uma interpretação seria que o aporte diferenciado de sedimentos para a bacia estaria ligado às oscilações climáticas devidas a modificações na razão entre a precipitação (neve ou chuva) e a evaporação (ou sublimação) na área fonte, gerando uma alternância entre membros finais mais úmidos ou mais secos. Essas oscilações no clima, a exemplo daquelas observadas por Bucha & Bucha Jr. (1998) para os tempos atuais (item III.1.2.3), poderiam igualmente estar relacionadas às mudanças no padrão das ondas planetárias (ventos de oeste da troposfera superior).

Nas épocas de maior ocorrência de manchas solares, o padrão zonal das ondas planetárias isolaria as células de alta pressão nas altas latitudes, impedindo a passagem dos ventos quentes provenientes das baixas latitudes para posições mais meridionais, aquecendo as regiões de latitudes médias e aumentando a umidade. O aporte sedimentar seria então intensificado devido à maior fusão das geleiras e estaria representado nos ritmitos pelos pares mais espessos. Já nas épocas de poucas manchas na superfície do Sol, quando o padrão dos oestes fosse quase-meridional e de grande amplitude, o ar frio proveniente das altas latitudes penetraria em direção às baixas. O clima ficaria cada vez mais seco e a menor descarga seria responsável pela diminuição no aporte sedimentar e na espessura dos pares dos ritmitos. Os feixes, com seu padrão de espessura aumentando para o topo, representariam então a passagem gradual do clima, em diferentes periodicidades, de condições mais secas para de maior umidade.

Variações de mais alta frequência na intensidade da indução solar poderiam, igualmente, provocar uma amplificação na taxa de degelo e a ocorrência de fluxos mais enérgicos na alta frequência dentro de um ciclo de baixa, ocasionando a deposição de sedimentos relativamente mais grossos. Isso provocaria o aparecimento dos picos de intensidade luminosa mais proeminente no gráfico de escala de cinza, internos aos feixes de espessura crescente para o topo.

Um modelo para essa oscilação entre climas secos e úmidos pode ser o observado nas geleiras de altitude dos Andes, porém em uma escala de mais alta frequência (anual). O fluxo proveniente de geleiras bolivianas apresenta uma forte variabilidade sazonal, com baixas descargas na estação seca contrastando com os altos valores da estação úmida. Durante a estação seca (de maio a agosto), grande parte da energia fornecida pela radiação solar é utilizada na sublimação do gelo e da neve e a energia disponível para a fusão é baixa, levando à diminuição da descarga proveniente do degelo. Já na estação de acumulação (de outubro a março), a sublimação é reduzida devido ao baixo gradiente de pressão de vapor e a energia suprida pela radiação é diretamente consumida pela fusão, aumentando a descarga (Wagnon *et alii*, 1999). É possível que o aumento na umidade provoque mais precipitação na forma de neve e, com o acréscimo da acumulação durante os

meses de outubro a março, aumente gradativamente o albedo, tornando o clima cada vez mais seco em torno do meio do ano, praticamente cessando a precipitação. A volta dos meses de verão provocaria a intensificação paulatina da umidade e o degelo, diminuindo o albedo, mas causaria também o retorno da precipitação e o reinício da acumulação de neve, fechando o ciclo. Esse padrão oscilatório pode ter se verificado nas regiões glaciadas que serviram de área fonte dos sedimentos que formaram os depósitos analisados nos testemunhos. Dessa forma, a ciclicidade anual existente no clima frio de altitude andino seria semelhante à observada nas periodicidades ligadas aos ciclos solares do Eopermiano.

Periodicidades relacionadas à indução orbital foram identificadas igualmente por Weltje & de Boer (1993) em turbiditos não glaciais alimentados por deltas e depositados na costa leste da ilha de Corfu (Grécia). Os autores propuseram que a indução se deu sobre as mudanças no padrão de precipitação e do conseqüente escoamento superficial proveniente da ilha. Períodos alternando entre mais secos e mais úmidos fariam com que o fluxo de terrígenos oscilasse entre menor e maior, respectivamente. Weltje & de Boer (1993) observaram também variações seculares nas descargas dos rios, as quais provocariam padrões cíclicos de progradação nos lobos deltaicos, que culminariam nos membros finais de maior ou menor influxo sedimentar, de acordo com o padrão de precipitação.

Uma outra interpretação para a ciclicidade dos ritmitos seria que os mesmos representam depósitos de tempestade. Segundo Aigner (1985) e Seilacher & Aigner (1991), os equivalentes distais de grandes depósitos arenosos de tempestitos, ou os tempestitos sedimentados pelo efeito de tempestades pouco intensas, são caracteristicamente formados principalmente por lâminas de siltito e folhelho de aspecto rítmico, com gradação normal, raramente apresentando laminação cruzada. As bases das lâminas são, na maioria das vezes, erosivas, embora possam parecer, em alguns casos, não erosivas (figura V.28).

Algumas dificuldades emergem da associação dos ritmitos estudados com tempestitos distais. Os ritmitos presentes no poço IB-93-RS possuem, na porção basal da seção, espessuras métricas. Aigner (1985) e Seilacher & Aigner (1991) relacionam os depósitos rítmicos distais como tendo no máximo alguns milímetros de espessura. Contudo,

as espessuras podem resultar apenas da quantidade de sedimentos finos disponíveis na fonte e remobilizados para o interior da bacia.

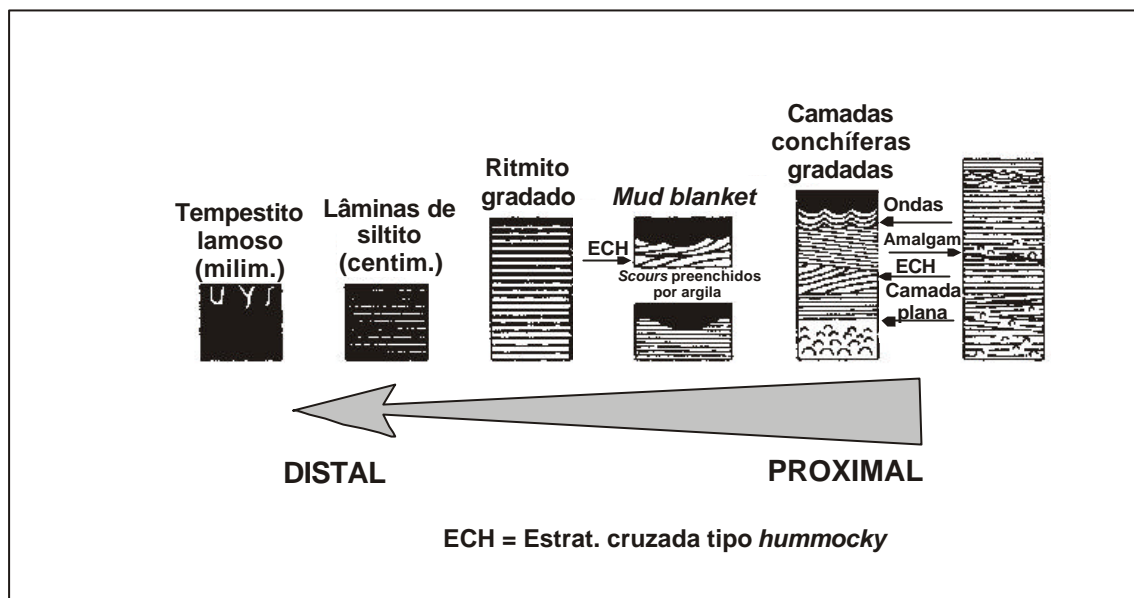


Figura V.28 – Relação entre as diferentes fácies de depósitos de tempestitos e a proximidade ou distância da linha de costa (Modificado de Aigner, 1985).

Outro problema é que o autor refere-se às raras laminações cruzadas como *ripples* oscilatórias, ou seja, bidirecionais, enquanto as *ripples* observadas nos ritmitos do poço 7-RL-04-SC são unidirecionais. Porém, Walker & Plint (1992), reportam *ripples* unidirecionais nos depósitos de tempestitos arenosos jurássicos de Alberta, no Canadá.

Um terceiro problema é que as rochas analisadas não apresentam o que seriam os correlativos proximais dos tempestitos, como depósitos com estratificação cruzada de baixo ângulo do tipo *swaly* ou do tipo *hummocky* (Aigner, 1985; Seilacher & Aigner, 1991; Walker & Plint, 1992), embora sua visualização não seja muito fácil em testemunhos. Porém, estratificações cruzadas tipo *hummocky* foram relatadas por Machado (1989) como ocorrendo em seu trato de sistemas marinhos, correspondente, nessa dissertação, ao trato de sistemas de mar alto da Sequência I (TSMA-I) e ao trato de sistemas transgressivo e à porção basal do trato de sistemas de mar alto da Sequência II (TST-II e TSMA-II).

A preservação de estruturas do tipo *hummocky* depende da frequência de recorrência das tempestades, das variações relativas do nível do mar e do grau de bioturbação (Aigner, 1985). Os dois primeiros fatores estão ligados ao retrabalhamento pelos processos proximais ou costeiros. O terceiro seria causado pela ação de organismos bentônicos nos depósitos menos espessos e distais. Esse último pode ser desconsiderado, pois o grau de bioturbação nos ritmitos estudados é muito pequeno ou ausente, permitindo a preservação das estruturas primárias. Como a bacia é relativamente rasa e em rampa, uma pequena queda do nível relativo do mar significaria a exposição de uma área relativamente grande. Depósitos que estivessem dentro do nível de ação das ondas normais poderiam ser retrabalhados ou erodidos completamente, tanto pela ação dos processos costeiros quanto pelos avanços cíclicos das geleiras.

Outro fator importante seria o *rebound*. Se a sedimentação dos depósitos proximais de tempestitos ocorresse dentro da área de influência do soerguimento isostático, a exposição subaérea ou a elevação do substrato para profundidades acima da ação das ondas normais poderia provocar a remoção dos mesmos.

Contudo, se os tempestitos, ao invés de correlativos distais de depósitos arenosos mais espessos, fossem o resultado de tempestades de pequena magnitude, grandes pacotes com estratificação cruzada tipo *hummocky* ou *swaly* não teriam oportunidade de se depositar, devido à relativa baixa energia das ondas.

O quarto e último problema, que concerne principalmente ao poço IB-93-RS, seria o fato de que o ambiente de deposição dos ritmitos analisados era relativamente fechado, caracterizado por fiordes (Dias, 1993a; Machado, 1994; Lopes, 1995; Santos *et alii*, 1996). O estreito espaço da entrada de um fiorde e a distância alongada até as porções mais rasas e costeiras poderia ser uma barreira para a ação das ondas de tempestade. O ambiente de deposição dos sedimentos relativos aos ritmitos do poço 7-RL-04-SC, baía ou *inlet* costeiro (Canuto, 1993; Santos *et alii*, 1996), mais aberto que o primeiramente citado, não apresentaria esse tipo de problema, pois tempestades são bem observadas em regiões costeiras delineadas por baías (Aigner, 1985). Além disso, existe o registro, comentado

alguns parágrafos acima, feito por Machado (1989), da ocorrência de estratificação cruzada tipo *hummocky* nas rochas correlativas à seção do poço citado.

Segundo Syvitski (1989), a maioria dos fiordes não permite a passagem de ondas maiores que 3 m. Porém, alguns são abertos o bastante para a entrada até mesmo de grandes *swells*. Tais condições são comuns nas costas da Groenlândia e do Canadá.

Fiordes dominados por ondas, como os que existem ao longo da costa leste do Canadá, são tipicamente rasos, possuindo menos que 100 m de profundidade (Syvitski, 1989). Observações feitas na região costeira da Nova Escócia mostraram ciclos de flutuação no suprimento sedimentar em escalas de tempo de 10 a 1000 anos (Forbes & Syvitski, 1994). Esses ciclos foram relacionados a variações abruptas na estabilidade costeira que ocorreriam ao longo de alguns anos ou durante tempestades, que apresentam periodicidades semelhantes. É notável a semelhança entre as periodicidades desses ciclos de tempestades com aquelas dos ciclos solares.

Posto isso, é razoável também a interpretação dos depósitos rítmicos como sendo tempestitos. Algumas associações podem também ser feitas entre a formação de tempestades e os ciclos solares.

Segundo Agustsdottir *et alii* (1999), os ciclones extratropicais são um componente importante do clima nas latitudes médias (entre 30<sup>o</sup> e 60<sup>o</sup>). Frequentemente associados a limites frontais e massas de ar de temperaturas contrastantes, os ciclones de latitude média são responsáveis por instabilidades superficiais intensas e deposição de umidade, não ocorrendo randomicamente ao longo do globo, mas sim em regiões conhecidas como pistas de tempestade. Essas pistas de tempestade estão tipicamente confinadas às latitudes médias, onde o gradiente hemisférico de temperatura é maior. Esses gradientes termais entre o equador e os pólos resolvem a distribuição latitudinal da gênese das tempestades, mas não a variação longitudinal e nem a trajetória dos ciclones de latitude média.

Quando os ciclones se desenvolvem, os ventos oeste da troposfera superior servem como o mecanismo primário de condução, pois os sistemas climáticos movem-se preferencialmente de oeste para leste, segundo essas ondas planetárias (Capítulo III, item III.1.2.3 e Apêndice VIII.2.2). Barreiras orográficas e contrastes de temperatura entre a terra e o mar exercem as influências primárias nas posições dos padrões de cadeias e vales (sistemas de alta e baixa pressão) das ondas planetárias, sendo que os sistemas montanhosos perpendiculares ao fluxo para leste atuam como controles permanentes e dinâmicos da posição da onda. Portanto, grandes contrastes topográficos e a conseqüente diminuição no fluxo zonal dos oeste provocam o aumento na intensidade das tempestades.

Agustsdottir *et alii* (1999) utilizaram, entre outras, simulações para o Permiano (260 milhões de anos, passagem do Artinskiano para o Kunguriano) para avaliar a sensibilidade das trilhas de tempestades a diferentes condições de contorno ou fatores de indução, os quais incluíram a geometria continental, a topografia continental, o transporte de calor pelos oceanos, o conteúdo de CO<sub>2</sub> na atmosfera e a luminosidade solar. Dentre os fatores considerados, a geometria e a topografia continental foram os que apresentaram maior controle na gênese das tempestades, seguidos pelo transporte de calor pelos oceanos. A figura V.29 mostra os resultados das simulações e a posição paleogeográfica aproximada da Bacia do Paraná. Pode-se ver, pela figura, que a bacia encontrava-se bem dentro da zona de produção de tempestades, que ocorriam preferencialmente no hemisfério sul.

No item III.1.2.3 (Capítulo III) foi apresentada a teoria de Bucha & Bucha Jr. (1998) que identificava a indução dos ciclos solares na modificação do padrão das ondas planetárias. Padrões zonais estariam ligados a épocas com mais manchas e maior intensidade dos ventos solares, provocando o aquecimento das regiões de médias latitudes. Padrões quase-meridionais, portanto refletindo a influência das massas continentais e das cadeias de montanhas nas ondas planetárias, seriam associados a menos manchas e menor intensidade dos ventos solares, causando invernos mais rigorosos. Como as trilhas e a intensidade das tempestades de latitudes médias são função das variações nos padrões das ondas planetárias, existe a possibilidade de que os ciclos solares induzam de forma indireta, através da alteração dos padrões dos oeste, a intensidade da formação das tempestades.

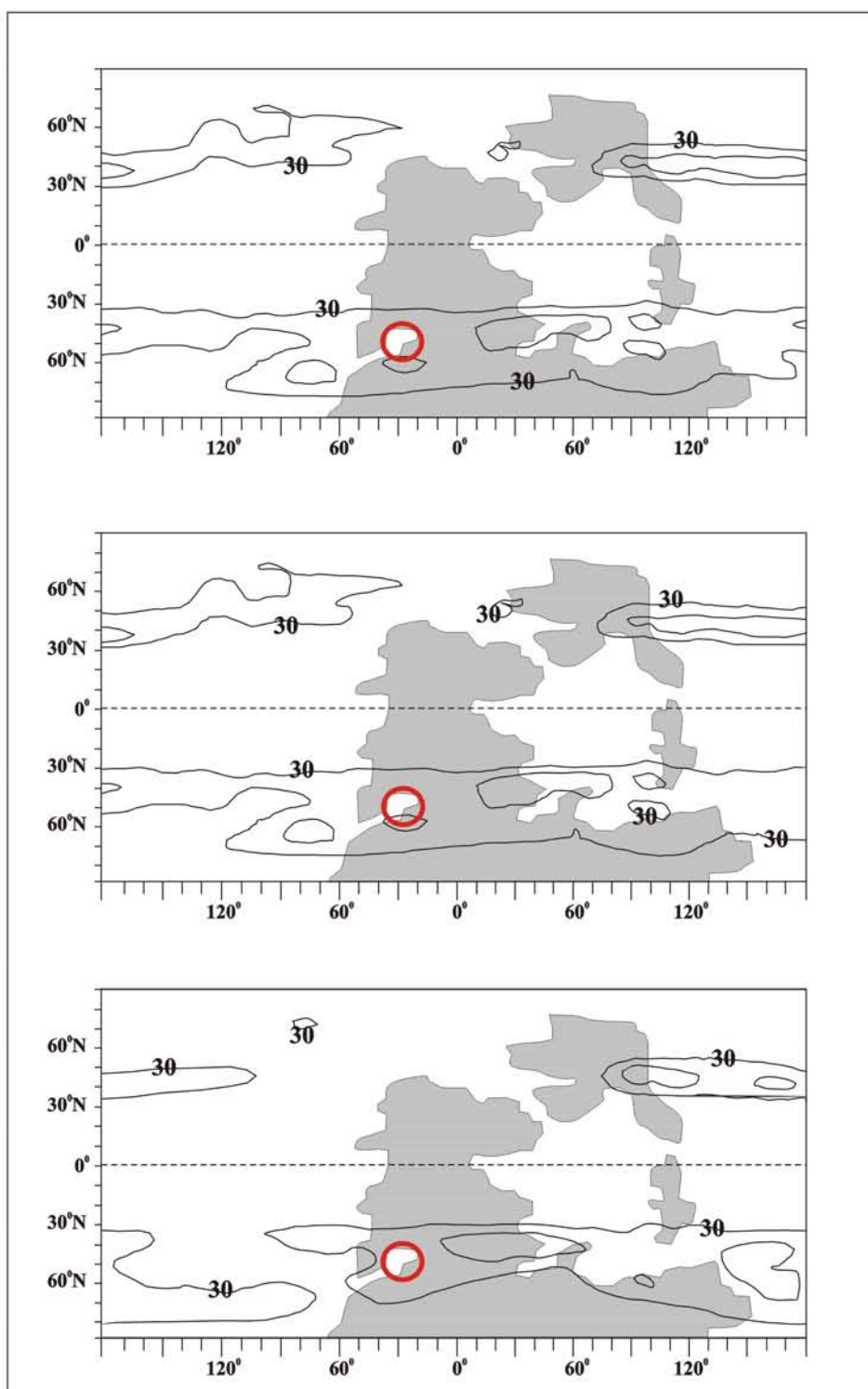


Figura V.29 - Simulações para o Permiano (260 milhões de anos) de previsões detrilhas de tempestades de latitudes médias. As figuras mostram as trilhas de tempestades como função de: A = paleogeografia; B = transporte do calor pelos oceanos, com valores atuais; e C = transporte do calor pelos oceanos com valores duas vezes os atuais. As curvas representam o desvio padrão dos valores do campo geopotencial em metros. A posição da Bacia do Paraná está marcada por círculos vermelhos. (Modificado de Agustsdottir, 1999).



Dessa forma, épocas de muita ocorrência de manchas estariam ligadas a tempestades amenas ou à não existência de tempestades nas latitudes médias e épocas de aparição escassa de manchas a períodos de tempestades mais fortes. Portanto, os pares de ritmitos mais espessos nos testemunhos representariam climas mais frios e tempestades mais intensas, enquanto os feixes, com sua tendência de espessamento para o topo, a passagem paulatina de climas relativamente mais quentes para cada vez mais frios, caracterizando o incremento na força das tempestades.

Ambas as interpretações propostas acima para o mecanismo de geração dos ritmitos são possíveis, mas ao mesmo tempo passíveis de crítica. A primeira liga o maior aporte de sedimentos para a bacia a períodos de maior umidade e de fusão das geleiras, logo, mais quentes, seguidos de períodos mais secos, mais frios e de avanço das geleiras. A segunda relaciona o aumento do aporte a épocas mais frias e de tempestades mais intensas e a diminuição ao aquecimento relativo do clima e ao decréscimo da energia das tempestades. São, em conclusão, opostas em termos do efeito climático no aporte na ordem dos ciclos solares. O posicionamento da bacia no Eopermiano em relação aos cinturões cicloestratigráficos (Capítulo III, item III.1.3.3) (Perlmutter & Matthews, 1989; Perlmutter & Matthews, 1992; Perlmutter *et alii*, 1998) sugere que o clima na escala dos ciclos solar obedecesse à modulação pelos ciclos orbitais, de mais baixa frequência. Sendo assim, o maior aporte seria gerado em épocas mais frias, favorecendo a segunda interpretação. Estudos mais detalhados das seções correlativas dos dois poços poderiam fornecer mais dados e luz ao problema.

De qualquer maneira, a ocorrência de depósitos turbidíticos e de tempestades extremas no registro geológico estão relacionadas a periodicidades da mesma ordem daquelas dos ciclos solares e orbitais (Kukal, 1990a; Einsele *et alii*, 1991).

### **V.3.6-) COMENTÁRIOS FINAIS**

Os mecanismos de indução climática estudados nessa dissertação, orbitais e solares, pertencem a ordens diferentes. As variações no padrão de sedimentação e na taxa de

acumulação, nas escalas dos ciclos solares e de Milankovitch, obedecem às induções na alta e na baixa frequência, respectivamente. Porém, existe uma tendência à modulação dos feixes observados nos testemunhos pelas mudanças no aporte sedimentar na baixa frequência. Isso pode ser observado no gráfico de escala de cinza e na curva do perfil de raios gama (figura V.30). Essa modulação mostra o acoplamento do sistema climático como um todo, e da resposta na sedimentação, que varia e oscila de forma conjunta em direção aos membros finais de máximo e mínimo climáticos de baixa frequência. Porém, essas oscilações e variações ocorrem em diferentes ordens temporais, de forma que mesmo climas muito quentes podem experimentar períodos de frio relativo de mais alta frequência, enquanto que climas muito frios são passíveis de coexistir com épocas de aquecimento de ordem maior. Um exemplo é o atual período interglacial, onde flutuações nos padrões climáticos, como o El Niño, podem causar aquecimento em várias regiões do planeta, seguido por frios fora do comum como os ocorridos durante os períodos do fenômeno denominado La Niña. Outros exemplos são as pequenas eras do gelo, ligadas aos ciclos solares, as quais provocaram frios intensos e invernos rigorosos em vários pontos do planeta. Sendo assim, os desvios do perfil de raios gama para valores menores dentro das seqüências de alta frequência, denotando aumentos na granulometria fora dos máximos glaciais, podem significar essas oscilações de alta frequência no clima, relacionadas à indução dos ciclos solares (figura V.30).

Além da modulação citada acima, o perfil de raios gama apresenta, apenas de forma aproximada, as oscilações de período longo dos ciclos solares representados no gráfico de escala de cinza, o que pode ser visualizado na curva suavizada mostrada na figura V.30. Essa semelhança se dá porque, devido à ausência de rochas carbonáticas, ambos os registros representam as variações no aporte e na taxa de acumulação da seção siliciclástica. As discrepâncias na correlação das curvas podem ser devidas às diferenças na amostragem e no tipo de informação que cada uma das ferramentas utilizadas extrai das rochas. O perfil de raios gama registra a argilosidade da rocha, ou melhor, sua radioatividade natural. Logo, siltitos com conteúdo muito grande de microclínios ou feldspatos potássicos podem alterar a resposta do perfil, alterando-a para valores mais altos.

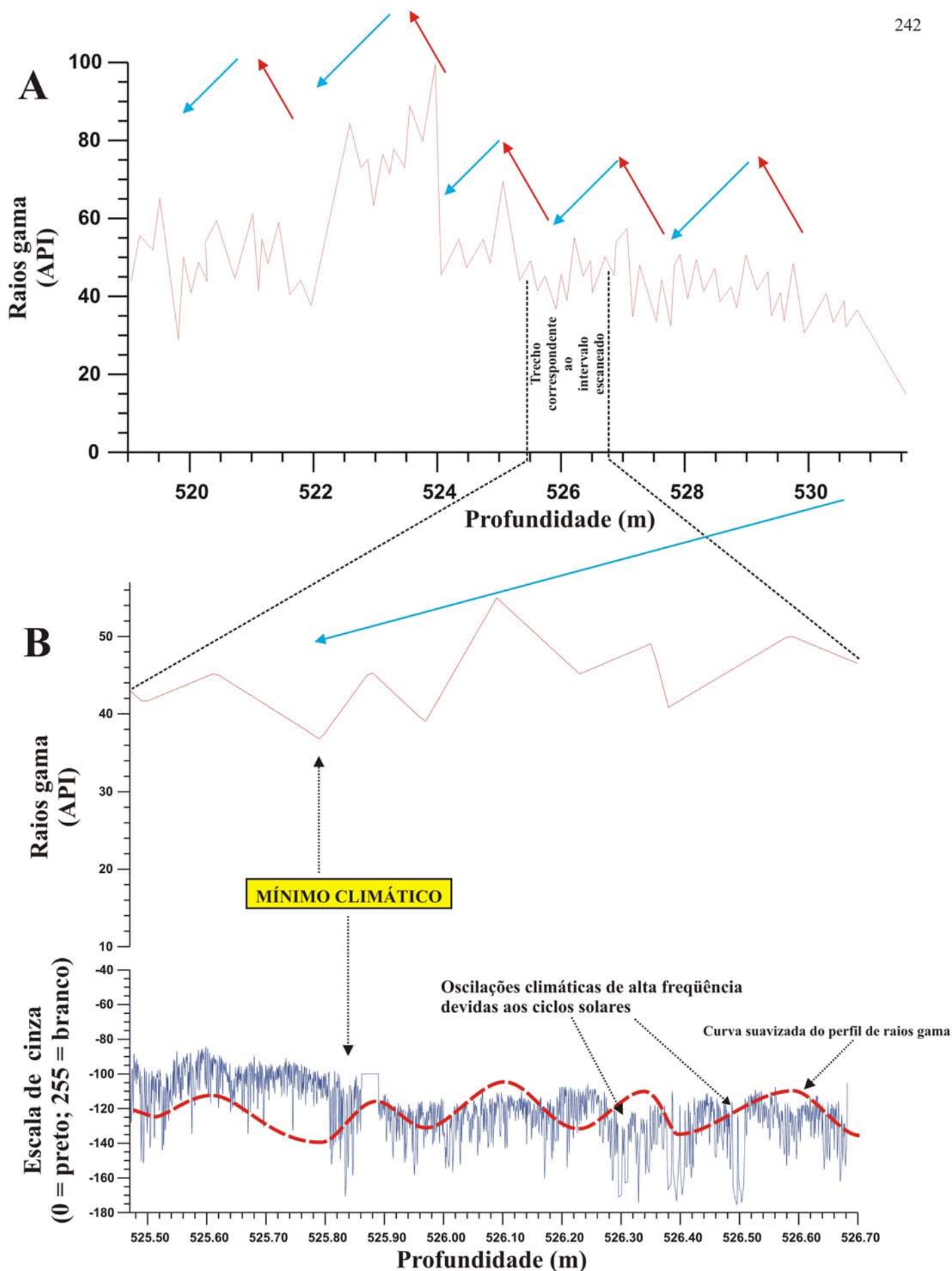


Figura V.30 - A - intervalo basal do perfil de raios gama; B - correlação entre o gráfico de escala de cinza e o trecho correspondente do perfil de raios gama. As setas vermelhas e azuis marcam, respectivamente, tendências aos mínimos e máximos climáticos de cada ciclo de precessão. Na figura B está representada a tendência ao mínimo climático do ciclo de precessão número 4 (figura V.22). Notar que existe uma correspondência entre o mínimo e um aumento no aporte sedimentar no gráfico de escala de cinza. A curva vermelha tracejada na figura B é a curva suavizada do trecho do perfil de raios gama correlacionado ao gráfico de escala de cinza. Existe uma certa correlação entre as duas. Além disso, os trechos na figura B que mostram alto aporte sedimentar e que não coincidem com um mínimo climático representam oscilações climáticas devidas aos ciclos solares de baixa frequência.

Os resultados obtidos na análise mostraram que as periodicidades ligadas aos ciclos solares estão ligadas aos pares individuais de camadas ou lâminas, as menores unidades cicloestratigráficas observáveis no registro sedimentar dos testemunhos. Logo, o menor tempo registrado nas rochas equivale a 22 anos, aproximadamente. Talvez seja difícil imaginar que eventos de menor frequência, como os ciclos anuais (varves), frequentemente encontrados em depósitos associados a geleiras, não tenham deixado suas marcas, nesse caso. O ambiente, sendo relativamente profundo e distal, poderia explicar a inexistência desses registros. Mas varvitos, de origem glacial ou não, também são observados em sedimentos marinhos (Anderson, 1961; Domack, 1984; Mackiewicz *et alii*, 1984; Von Rad, *et alii*, 1999), sendo formados por fluxos de turbidez de baixa densidade, assim como os sedimentos estudados nos dois poços. Porém, o registro sedimentar não é linear ou preditivo, como foi visto. De alguma forma, somente alguns eventos ou ciclos são preservados.

Entre o tempo de deposição dos perioditos ligados aos ciclos solares e aquele dos varvitos existe pelo menos uma ordem de grandeza, sendo que alguns registros sedimentares mostram ambas as periodicidades preservadas em uma mesma seqüência (Anderson, 1961; Ripepe *et alii*, 1991; Anderson, 1992; Von Rad *et alii*, 1999). Varvitos glaciais são, normalmente, formados por pares de lâminas milimétricas a submilimétricas (Domack, 1984; Von Rad, *et alii*, 1999), podendo alcançar até algumas dezenas de centímetros de espessura próximo a regiões deltaicas (Reineck & Singh, 1980; Talbot & Allen, 1996), e preservam-se em ambientes calmos, sem muita energia (Reineck & Singh, 1980; Von Rad, *et alii*, 1999), pois, de outra forma, seus depósitos caracteristicamente finos sofreriam retrabalhamento por ondas ou correntes. Os pares estudados nos dois testemunhos, apesar de possuírem espessuras médias da ordem de milímetros, podem chegar até a vários metros, como é o caso do poço IB-93-RS. Logo, é possível que a intensidade dos processos sedimentares que geraram os fluxos periódicos, responsáveis pela deposição dos pares de ritmos, obliterassem eventualmente outros depósitos de maior frequência, por causa de parâmetros como maior energia e maior densidade ou carga sedimentar.

Por outro lado, se varvitos foram originalmente depositados, deveriam estar presentes intercalados nas lâminas de folhelho na forma de pares menos espessos que aqueles que estão hoje no registro sedimentar. Ou seja, os pares relacionados à ciclicidade solar, que foram caracterizados nesse estudo, representariam um ano dos vinte e dois necessários para completar o ciclo. Como os varvitos não foram observados, nem nas lâminas petrográficas, o mais provável é que não chegaram a ser depositados. O ambiente marinho, com suas taxas de acumulação caracteristicamente menores que as do ambiente lacustre, pode também ter contribuído para a ausência desses depósitos anuais.

As alternâncias climáticas, sugeridas pelo registro sedimentar que pode ser visualizado hoje nas rochas do Grupo Itararé, simbolizam o final da denominada Glaciação Neopaleozóica, que se deu à medida que o continente Gondwana se posicionava em latitudes mais baixas (Milani, 1997). O recuo gradual das geleiras é evidenciado pela passagem das fácies glaciais para outras representativas de climas mais amenos, representadas pelas rochas da Formação Rio Bonito. Essa interpretação é antiga, tendo sido feita por vários autores, inclusive por Machado (1994), o qual reconhece igualmente que “o grau de resolução que os testemunhos e perfis fornecem pode nos levar à identificação de ciclos de alta frequência, propiciando a descoberta de rápidos pulsos glaciais dentro do degelo final”. Esses pulsos são aqueles identificados aqui como as seqüências de alta frequência e suas parasseqüências.

Finalizando, pode-se identificar dois fenômenos de indução climática autônomos, um gerando mudanças de baixa frequência, causando variações de grande porte, capazes de alterar o nível do mar e sendo responsável por eras glaciais, e outro ligado a mudanças no padrão dos ventos globais, implicando em alterações nos padrões climáticos locais, porém ambos ligados às interações entre a Terra e o Sol.

## VI-) CONCLUSÕES

O estudo de cicloestratigrafia efetuado a partir dos dois poços analisados permite separar as conclusões em duas partes: metodologia e análise. Com base na primeira, pode-se concluir que:

- A utilização do *scanner* e a posterior conversão de imagens digitalizadas de testemunhos em dados numéricos é uma metodologia de fácil aplicação e permite a rápida aquisição de dados para análise cicloestratigráfica de maneira confiável e eficaz. Isso ficou bem demonstrado pela exatidão conseguida entre os valores dos gráficos de escala de cinza obtidos para os dois poços e as lâminas de siltito e folhelho dos respectivos intervalos analisados dos testemunhos, possibilitando desde a visualização de lâminas individuais submilimétricas até os *foresets* das pequenas *ripples* existentes nas lâminas de siltitos.
- Os aumentos na resolução temporal e na acurácia do cálculo dos intervalos de tempo medidos, demonstrados tanto no perfil de raios gama quanto nos testemunhos escaneados, e o alto grau de correlação obtido entre as duas escalas de tempo, após a análise do poço 7-RL-04-SC, comprovam a eficiência dos métodos de obtenção dos dados e a utilidade da cicloestratigrafia como ferramenta de análise e refinamento cronoestratigráfico.
- A cicloestratigrafia, como método utilizado de forma isolada, não tem condições de datar uma seção, mas fornece um detalhamento do tempo de deposição que não pode ser alcançado por outros métodos existentes. Seções já datadas, pela bioestratigrafia, por exemplo, podem ser muito bem detalhadas pela análise cicloestratigráfica.
- A metodologia de análise cicloestratigráfica, no seu aspecto geral, amplia a predizibilidade da análise estratigráfica. A interpretação feita para as possíveis

seqüências deposicionais de alta frequência existentes no registro sedimentar do poço 7 RL-04-SC é uma amostra. Uma vez que se conhece o empilhamento de uma dada seqüência sedimentar em tratos de sistemas específicos, pode-se inferir e prever lateralmente a ocorrência de depósitos proximais ou distais, por exemplo, de importância econômica quanto à exploração de bens minerais.

Com relação aos dados, a partir da análise e da interpretação dos perfis de raios gama e dos gráficos de escala de cinza, foi possível chegar às seguintes conclusões:

- Os intervalos analisados de ambos os testemunhos são compostos por ritmitos e folhelhos que possuem uma ciclicidade aparente, tanto no perfil de raios gama quanto nos testemunhos. Essa ciclicidade é mais evidente nos ritmitos, os quais são formados por uma alternância entre camadas ou lâminas de siltito e folhelho com tendência ao espessamento para o topo. A análise através das séries de Fourier mostrou que a ciclicidade está presente em duas escalas distintas e é devida a dois fenômenos indutores astronômicos diferentes, os ciclos orbitais e os ciclos solares, caracterizados nos perfis de raios gama e nos gráficos de escala de cinza, respectivamente. Os primeiros são marcados no perfil por ciclos limitados por eventos de engrossamento, ou de menor argilosidade e os últimos, nos gráficos de escala de cinza, por uma tendência ao espessamento para o topo. Ambos os fenômenos astronômicos afetam o clima, e portanto a sedimentação, de maneira global. Logo, pode-se concluir que os mesmos tiveram papel relevante na indução da sedimentação na Bacia do Paraná no Eopermiano. O fato da ciclicidade ter sido ou não registrada em outros pontos da bacia depende do posicionamento dos mesmos em seu contexto paleogeográfico durante o Eopermiano, ou seja, da topografia, da batimetria e da exposição ao retrabalhamento por ondas e aos processos autocíclicos proximais.
- Os ritmitos analisados têm sido definidos em trabalhos anteriores como varvitos, ou seja, cada par siltito-folhelho seria equivalente a um intervalo de deposição de um ano. A análise espectral dos testemunhos dos dois poços, a partir dos

gráficos de escala de cinza, mostrou que os mesmos foram, na realidade, depositados em intervalos de vinte e dois anos em média, devido à indução solar pelos ciclos magnéticos de Hale. Essa conclusão não invalida a existência de varvitos em outros pontos da bacia, mas sugere que, nos pontos onde esses estejam presentes, ocorra também a ritmicidade ligada aos ciclos solares, como tem sido demonstrado em outras bacias no mundo.

- Os ritmitos, por terem sido depositados sob a influência de mudanças climáticas induzidas por ciclos astronômicos, ou seja, por processos alocíclicos, e por serem compostos por pares de siltito e folhelho depositados a cada vinte e dois anos aproximadamente, podem ser classificados como perioditos, pertencendo a seqüências cíclicas.
- As variações no influxo sedimentar, e portanto na taxa de acumulação, podem acarretar alguns problemas à análise cicloestratigráfica. A premissa básica para que uma dada seção possa ser estudada através dos métodos de análise espectral é que a mesma apresente características estacionárias, com um mínimo de mudanças na taxa de acumulação. Variações na taxa provocam a dispersão das freqüências mais altas em vários picos, ou espessuras, no periodograma, sendo que alguns desses valores podem estar representando diferentes ciclos. Isso aconteceu para diversos intervalos analisados do poço 7-RL-04-SC. Outro problema acarretado pelas alterações no influxo de sedimentos é o aumento na intensidade luminosa no momento de escanear a amostra de testemunho, devido à maior quantidade de grãos de quartzo ou feldspato. Os ciclos de engrossamento para o topo definidos nos testemunhos ficaram algumas vezes distorcidos pela presença de picos no gráfico de escala de cinza provocados por esses aumentos de luminosidade. Essas variações apresentadas pelo gráfico foram atribuídas a mudanças na composição sedimentar das lâminas de siltito, devidas à maior presença dos minerais acima citados, principalmente o quartzo.



- A grande variação na taxa de acumulação apresentada pelo testemunho do poço IB-93-RS foi devida ao rápido degelo na escala dos ciclos orbitais, mais especificamente na escala da precessão. Esse fato ilustra bem a importância da relatividade entre o comprimento de seções diferentes e o conteúdo temporal de cada seção. A espessura analisada do poço 7RL-04-SC foi de 99 m e a do poço IB-93-RS de 44 m. O segundo possui aproximadamente 44% da espessura do primeiro. Porém, o tempo de deposição de cada seção é de cerca de 1 milhão, 260 mil anos e 12342 anos respectivamente. Esse último valor representa apenas 1% do tempo do primeiro. Sem uma análise cicloestratigráfica, seções diferentes com espessuras semelhantes podem aparentar erroneamente um conteúdo temporal similar.
- A análise dos dois poços permitiu também a observação da relação existente entre o tempo de deposição, a taxa de acumulação e a completude de uma seção estratigráfica. Quanto maior o intervalo analisado, ou seja, quanto maior o tempo de deposição, menor a taxa de acumulação e vice-versa, para uma mesma seção. Porém, para a completude existe uma relatividade intrínseca, pois a mesma só pode ser considerada na escala de observação. No exemplo citado no texto para o poço 7-RL-04-SC, a completude, de cerca de 80%, foi calculada para a ordem de milhares de anos, portanto na escala dos ciclos orbitais, apesar de ter sido analisada a partir do gráfico de escala de cinza. Se fosse possível calculá-la para a escala dos ciclos solares, provavelmente seriam encontrados muito mais hiatos. Existe, portanto, uma relação fractal entre a completude de intervalos diferentes de uma mesma seção, não importando o comprimento da mesma. Esse conceito é importante, porque está ligado à quantidade de hiatos, mas é independente da totalidade dos mesmos. Analisar uma seção com ênfase à quantidade total de hiatos, em todas as escalas, teria como resultado a conclusão de que existiria muito mais falta do que presença de registro sedimentar, quando na verdade a falta de registro é maior à medida que se analisa intervalos menores da mesma seção.

- A seção total do Grupo Itararé no poço 7-RL-04-SC pode ser dividida em duas seqüências de terceira ordem incompletas, denominadas de Seqüência I e Seqüência II, da base para o topo. As seqüências estariam incompletas devido à ausência, em ambas, do trato de sistemas de mar baixo, evidenciada pelas características retrogradantes das seções basais de cada seqüência. Esse empilhamento, em que cada seqüência é formada por um trato de sistemas transgressivo e um trato de sistemas de mar alto, é comum em bacias intracratônicas, onde o espaço de acomodação disponibilizado durante os rebaixamentos relativos do nível do mar é pequeno, resultando em um relevo topográfico mínimo e na dificuldade de reconhecimento da geometria progradante.
- A ciclicidade induzida pelos ciclos orbitais, presente nas rochas do Grupo Itararé e definida pela análise espectral dos perfis de raios gama, é uma forte indicação de que as variações eustáticas na Bacia do Paraná ocorridas durante o Eopermiano foram controladas por flutuações do volume de gelo continental induzidas astronomicamente. Comparando com os ciclos glaciais do Pleistoceno, que possuíam duração aproximada de um ciclo de excentricidade curta, é possível interpretar cada um desses últimos ciclos identificados na análise como uma seqüência deposicional de alta frequência e de quarta ordem, onde os limites entre as diferentes seqüências estaria representado por uma concordância correlativa à uma discordância ligada a um rebaixamento do nível do mar. Essas seqüências registrariam as oscilações glaciais em direção a recuos e avanços glaciais de terceira ordem. Já os ciclos de precessão e obliquidade representariam paraseqüências de quinta ordem, constituintes de cada uma das seqüências de alta frequência. Portanto, as seqüências deposicionais de terceira ordem seriam seqüências compostas, formadas por grupos de seqüências de quarta ordem.
- A seção analisada do poço IB-93-RS, até o primeiro pacote de folhelhos, corresponde à cerca da metade de um ciclo de precessão (12342 anos). Acima

desse pacote estaria registrado o soerguimento isostático tardio (*rebound*), relacionado às diferenças entre as taxas de subida eustática e de soerguimento isostático. A alta taxa de subida eustática teria se estabilizado, sendo ultrapassada pela taxa de soerguimento isostático devido ao recuo das geleiras, gerando um pequeno rebaixamento do nível relativo do mar, evidenciado pelo pacote de siltitos sobreposto. Após a estabilização isostática, o nível relativo do mar voltaria a subir, como atesta a ocorrência de folhelhos no topo da seção.

- A ciclicidade presente nos ritmitos, relacionada às variações no aporte sedimentar devidas às mudanças climáticas induzidas pelos ciclos solares, pode ter sido causada por um dos processos descritos a seguir, excludentes entre si:

a-) modificações na razão entre a precipitação e a evaporação (ou sublimação) na área fonte, gerando uma alternância entre membros finais mais úmidos ou mais secos. Épocas de maior ocorrência de manchas solares seriam marcadas por um aquecimento das regiões de latitudes médias (nas quais se insere a Bacia do Paraná no Eopermiano) e pelo aumento da umidade, provocando um acréscimo no aporte sedimentar e a tendência ao espessamento dos pares dos ritmitos. Períodos de baixa ocorrência de manchas solares estariam ligados a climas mais secos e à menor descarga e afluxo de sedimentos para a bacia. Os feixes com padrão de espessura aumentando para o topo representariam então a passagem gradual, em diferentes periodicidades, de condições climáticas mais secas para de maior umidade.

b-) tempestades periódicas de inverno (ciclones extratropicais), as quais ocorrem confinadas às latitudes médias. A menor ocorrência de manchas solares provocaria a diminuição no padrão zonal dos ventos da troposfera superior e a intensificação das tempestades. Sendo assim, os pares de ritmitos mais espessos estariam ligados ao maior aporte sedimentar gerado por tempestades mais intensas em climas mais frios e os feixes a passagem paulatina de épocas mais quentes para mais frias, caracterizando o incremento na energia das tempestades.

De todas as conclusões citadas acima, a principal foi a caracterização da indução astronômica na sedimentação nas escalas dos ciclos solares e dos ciclos orbitais, os quais, por serem fenômenos que afetam o clima de maneira global, certamente influenciaram a sedimentação em outros pontos da Bacia do Paraná. Sendo assim, estudos futuros de cicloestratigrafia, que venham a detectar essa ciclicidade em localidades diferentes da bacia, podem levar a uma resolução temporal muito detalhada e bem maior que a atual divisão cronoestratigráfica existente.

## VII-) REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUSTSDOTTIR, Anna M.; BARRON, Eric J.; BICE, Karen L.; COLARUSSO, Lee A.; COOKMAN, Janette L.; COSGROVE, Brian A.; DE LURIO, Jennifer L.; DUTTON, Jan F.; FRAKES, Brent J.; FRAKES, Lawrence A.; MOY, Carmen J.; OLSZEWSKI, Thomas D.; PANCOST, Richard D.; POULSEN, Christopher J.; RUFFNER, Charles M.; SHELDON, Douglas G. & WHITE, Timothy S. 1999. Storm activity in ancient climates. 1. Sensitivity of severe storms to climate forcing factors on geologic timescales. **Journal of Geophysical Research**, v.104, n.D22, p. 27277-27293, November.
- AIGNER, Thomas. 1985. **Storm depositional systems**. Berlin: Springer-Verlag. 174 p.
- ALGEO, Thomas J. & WILKINSON, Bruce H. 1988. Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovitch orbital modulation. **The Journal of Geology**, v.96, p. 313-322.
- ANDERS, Mark H; KRUEGER, Scot W. & SADLER, Peter M. 1987. A new look at sedimentation rates and the completeness of the stratigraphic record. **The Journal of Geology**, Chicago, v.95, p. 1-14.
- ANDERSON, Roger Y. 1961. Solar-terrestrial climatic patterns in varved sediments. **Annals of the New York Academy of Sciences**, v.95, p. 424-439.
- ANDERSON, Roger Y. 1963. Harmonic analysis of varve time series. **Journal of Geophysical Research**, v.68, n.3, p. 877-893, January.
- ANDERSON, Roger Y. 1992. Possible connection between surface winds, solar activity and the Earth's magnetic field. **Nature**, v.358, p. 51-53, July.

- ANDREEV, S. G.; VAGANOV, E. A.; NAURZBAEV, M. M. & TULOKHONOV, A. K. 1999. Registration of long-term variations in the atmospheric precipitation, Selenga River runoff, and Lake Baikal level by annual pine tree rings. **Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections**, v.368, p. 1008-1011.
- ASTRONOMIA. 1985. São Paulo: Editora Rio Gráfica Ltda, v.1, p.49-60.
- AZAMBUJA FILHO, Nilo Chagas de. 1990. **The Oligo-Miocene turbidites and associated facies of the Campos Basin, offshore Brazil**. London, United Kingdom. 456p. PhD Thesis, University of London.
- BALACHANDRAN, Nambath K.; RIND, David; LONERGAN, Patrick & SHINDELL, Drew T. 1999. Effects of solar cycle variability on the lower stratosphere and the troposphere. **Journal of Geophysical Research**, v.104, n.D22, p. 27321-27339, November.
- BARTA, Gy. 1956. A 40-50 year period in the secular variation of the geomagnetic field. **Acta Geologica of Budapest**, v.4, p. 15-52.
- BERGER, André. 1980. The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: a modern review. **Vistas in Astronomy**, v.24, p. 103-122.
- BERGER, André. 1988. Milankovitch theory and climate. **Reviews of Geophysics**, v.26, n.4, p. 624-657.
- BERGER, André & LOUTRE, M. F. 1989. Pre-Quaternary Milankovitch frequencies. **Nature**, v.342, p. 133, November.
- BERGER, André & LOUTRE, M. F. 1994. Astronomical forcing through geological time. In: DE BOER, P. L. & SMITH, D. G. (ed.). 1994. **Orbital forcing and cyclic sequences**. Oxford: Blackwell Scientific Publications. p. 15-24. (International Association of Sedimentologists Special Publication, 19).

- BERNER, Robert A. 1984. Sedimentary pyrite formation: an update. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.48, p. 605-615.
- BLASING, T. J. & DUVICK, Daniel. 1984. Reconstruction of precipitation history in North American corn belt using tree rings. **Nature**, v.307, p. 143-145, January.
- BLOCH, John & KROUSE, H. Roy. 1992. Sulfide diagenesis and sedimentation in the Albian Harmon Member, Western Canada. **The Journal of Sedimentary Petrology**, v.62, n. 2, p. 235-249, March.
- BOULTON, G. S. 1990. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial facies architecture. In: DOWDESWELL, J. A. & SCOURSE, J. D. (ed.). **Glacial marine environments: processes and sediments**. London: The Geological Society. p. 15-52. (Geological Society Special Publication, 53)
- BRADLEY, R. S. 1992. **Quaternary paleoclimatology – methods of paleoclimatic reconstruction**. London: Chapman & Hall. 472 p.
- BUCHA, Václav. 1988. Influence of solar activity on atmospheric circulation types. **Annales Geophysicae**, v.6, n.5, p. 513-524.
- BUCHA, Václav. 1991. Solar and geomagnetic variability and changes of weather and climate. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v.53, n.11/12, p. 1161-1172.
- BUCHA, Václav & BUCHA Jr., Václav. 1998. Geomagnetic forcing of changes in climate and in the atmospheric circulation. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.60, n.2, p. 145-169.
- CAMPBELL, Charles V. 1967. Lamina, laminaset, bed and bedset. **Sedimentology**, v.8, p. 7-26.

- CAMPBELL, William H.; BLECHMAN, Jerome B. & BRYSON, Reid A. 1983. Long-period tidal forcing of Indian monsoon rainfall: an hypothesis. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.22, p. 287-296, February.
- CANUTO, José Roberto. 1993. **Facies e ambientes de sedimentação da Formação Rio do Sul (Permiano), Bacia do Paraná, na região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina**. São Paulo, 164p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CASTRO, Joel Carneiro de. 1980. Fácies, ambientes e seqüências deposicionais das formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camburiu, 1980. **Anais...** Balneário de Camburiu: SBG., v.1, p. 283-299.
- CASTRO, Joel Carneiro de. 1991. **A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Mb. Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná**. Rio Claro, 147p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- CASTRO, Joel Carneiro de. 1995. Ciclos ou seqüências no arcabouço cronoestratigráfico da sucessão Itararé (Formação Taciba) – Rio Bonito (Membro Triunfo), Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2., Porto Alegre, 1995. **Boletim de Resumos Expandidos**. Porto Alegre: UFRGS., p. 66-70.
- CASTRO, Joel Carneiro de & SCHNEIDER, Ruben L. 1993. Cronoestratigrafia e evolução paleogeográfica da sucessão Itararé-Rio Bonito (Membro Triunfo), SE da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., Rio Claro, 1993. **Boletim de Resumos**. Rio Claro: UNESP., p. 37-38..



- CAZZULO-KLEPZIG, Miriam; GUERRA-SOMMER, Margot & MARQUES-TOIGO, Marleni. 1980. Estudo macro e microflorístico do Grupo Itararé (Bacia do Paraná), Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. **Anais...** Balneário de Camboriú: SBG., v.5, p. 3027-3040.
- CHAMLEY, Hervé. 1989. **Clay sedimentology**. Berlin: Springer-Verlag. 623 p.
- CHATFIELD, C. 1989. **The analysis of time series – an introduction**. London: Chapman and Hall. 241 p.
- CHAVES, Hernani A. F.; DELLA FÁVERA, Jorge C.; MEDEIROS, Marco A. M. & PEREIRA, Silvia Dias. 1994. Eventos cíclicos no Permiano das áreas de Candiota (RS) e Figueira-Sapopema (PR), Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Balneário de Camburiu, 1994. **Boletim de Resumos**. Balneário de Camburiu: SBG., v.1, p. 594-595.
- CHAVES, Hernani A. F.; DELLA FAVERA, Jorge C.; MEDEIROS, Marco A. M.; PEREIRA, Silvia Dias & RODRIGUES, Telmo Luiz das Neves. 1995. Sedimentação cíclica na seção permiana da Bacia do Paraná, áreas de Figueira-Sapopema (PR), distrito carbonífero de Santa Catarina e Candiota (RS). In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2., Porto Alegre, 1995. **Boletim de Resumos Expandidos**. Porto Alegre: UFRGS., p. 106-110.
- CHEPURINA, M. A. & BESSONOV, V. I. 1999. Seasonal trends in the ice edge position, air temperature and pressure in the Southern Ocean region. **Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections**, v.369, p. 1186-1190.
- COTTLE, R. A. 1989. Orbitally mediated cycles from the Turonian of southern England: their potential for high-resolution stratigraphic correlation. **Terra Nova**, v.1, n. 5, p. 426-436.

- COWLEY, Stanley W. H. 1996. **Space physics – a beginner's guide to the Earth's magnetosphere**. [on-line] (Leicester). [http://www.agu.org/sci\\_soc/cowley.html](http://www.agu.org/sci_soc/cowley.html) (29/03/2000)
- CROWLEY, Thomas J. & NORTH, Gerald R. 1991. **Paleoclimatology**. New York: Oxford University Press. (Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 18). 339 p.
- DAMON, Paul E. & LINICK, Timothy W. 1986. Geomagnetic-heliomagnetic modulation of atmospheric radiocarbon production. **Radiocarbon**, v.28, n.2A, p. 266-278.
- DAMON, Paul E.; LONG, Augustin & GREY, Donald C. 1966. Fluctuations of atmospheric C<sup>14</sup> during the last six millennia. **Journal of Geophysical Research**, v.71, n.4, p. 1055-1071, February.
- DAEMON, Roberto Ferreira & QUADROS, Luis Padilha de. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., Brasília, 1970. **Anais...** Brasília: SBG., p. 359-412.
- DAVIS, John C. 1986. **Statistics and data analysis in geology**. Singapore: John Wiley & Sons. 646 p.
- DE BOER, P. L. & SMITH, D. G. 1994a. Orbital forcing and cyclic sequences. In: DE BOER, P. L. & SMITH, D. G. (ed.). 1994. **Orbital forcing and cyclic sequences**. Oxford: Blackwell Scientific Publications. p. 1-14. (International Association of Sedimentologists Special Publication, 19).
- DE BOER, P. L. & SMITH, D. G. (ed.). 1994b. **Orbital forcing and cyclic sequences**. Oxford: Blackwell Scientific Publications. (International Association of Sedimentologists Special Publication, 19). 559 p.

- DIAS, Maria Elice Rosa. 1993a. **Palinologia do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 227p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- DIAS, Maria Elice Rosa. 1993b. Palinologia do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul, Permiano da Bacia do Paraná, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 13., São Leopoldo, 1993. **Boletim de Resumos**. São Leopoldo: CPRM, p. 63.
- DIAS, Maria Elice Rosa. 1993c. Associações microflorísticas dos paleovales do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul, Permiano da Bacia do Paraná, Brasil. **Pesquisas**, v.20, n. 2, p. 132-140.
- DIAS-FABRÍCIO, Maria E. & SOMMER, M. G. 1989. Síntese dos estudos icnológicos do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul. **Pesquisas**, v.?, n. 22, p. 71-88.
- DICKE, R. H. 1979. Solar luminosity and the sunspot cycle. **Nature**, v.280, p. 24-27, July.
- DOMACK, E. W. 1984. Rhythmically bedded glaciomarine sediments on Whidbey Island, Washington. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.54, n. 2, p. 589-602, June.
- EDDY, John A. 1976. The Maunder Minimum. **Science**, v.192, p. 1189-1202, June.
- EINSELE, Gerhard; RICKEN, Werner & SEILACHER, Adolf. 1991. Cycles and events in stratigraphy - basic concepts and terms. In: EINSELE, Gerhard; RICKEN, Werner & SEILACHER, Adolf. (ed.). 1991. **Cycles and events in stratigraphy**. Berlin: Springer-Verlag. p. 1-19.

- ELVERHØI, Anders & HENRICH, R. 1996. Glaciomarine environments 'Ancient glaciomarine sediments'. In: MENZIES, John. (ed.) 1996. **Past glacial environments: sediments, forms and techniques**. Volume 2. Oxford: Butterworth-Heinemann Ltd. p. 179-211.
- FORBES, D. L. & SYVITSKI, J. P. M. 1994. Paraglacial coasts. In: CARTER, R. W. G. & WOODROFFE, C. D. (ed.). **Coastal evolution – Late Quaternary shoreline morphodynamics**. Cambridge: Cambridge University Press. p. 373-424.
- FORTES, Fernando Parentes. 1990. As manchas solares e o passo das dunas. PETROBRAS/DENOR/DINTER. **Relatório interno**, 50 p.
- FORTES, Fernando Parentes. 1992. As manchas solares e o passo das dunas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo: SBG., v.1, p. 297-298.
- FISCHER, A. G.; HERBERT, T. D.; NAPOLEONE, G; SILVA, I. P. & RIPEPE, M. 1991. Albian pelagic rhythms (Piobbico core). **Journal of Sedimentary Petrology**, v.61, n. 7, p. 1164-1172, December.
- FISCHER, A. G. & ROBERTS, L. T. 1991. Cyclicity in the Green River Formation (lacustrine Eocene) of Wyoming. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.61, n. 7, p. 1146-1154, December.
- FRANÇA, Almério Barros. 1993. Estratigrafia e avanços na interpretação do Grupo Itararé, Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., Rio Claro, 1993. **Boletim de Resumos**. Rio Claro: UNESP., p. 30..
- FRANÇA, Almério Barros. & POTTER, Paul E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.2, n. 2/4, p. 147-191, abril/dezembro.

- FRIIS-CHRISTENSEN, Eigil. & LASSEN, K. 1991. Length of the solar cycle: an indicator of solar activity closely associated with climate. **Science**, v.254, p. 698-754, November.
- GIOVANELLI, Ronald G. 1985. The sunspot cycle and solar magnetic fields. I. The mechanism as inferred from observation. **Australian Journal of Physics**, v.38, p. 1045-1066.
- GLENN, C. R. & KELTS, K. 1991. Sedimentary rhythms in lake deposits. In: EINSELE, Gerhard; RICKEN, Werner & SEILACHER, Adolf. (ed.). 1991. **Cycles and events in stratigraphy**. Berlin: Springer-Verlag. p. 188-221.
- GRAY, J. M. 1996. Glacio-isostasy, glacio-eustasy and relative sea-level change. In: MENZIES, John. (ed.) 1996. **Past glacial environments: sediments, forms and techniques**. Volume 2. Oxford: Butterworth-Heinemann Ltd. p. 315-333.
- GUERRA-SOMMER, Margot & CAZZULO-KLEPZIG, Miriam. 1993. Biostratigraphy of the Southern Brazilian Neopaleozoic Gondwana Sequence: a preliminary palaeobotanical approach. In: Congrès International de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permian, 12. Buenos Aires, 1993. **Compte Rendu...** Buenos Aires, v.2, p. 61-72.
- HALFMAN, John D. & JOHNSON, Thomas C. 1988. High-resolution record of cyclic climatic change during the past 4 ka from Lake Turkana, Kenya. **Geology**, v.16, p. 496-500, June.
- HAMEED, S; YEH, W. M.; LI, M. T.; CESS, R. D. & WANG, W. C. 1983. An analysis of periodicities in the 1470 to 1974 Beijing precipitation record. **Geophysical Research Letters**, v.10, n.6, p. 436-439, June.

- HANDORF, Dörthe; PETOUKHOV, Vladimir K.; DETHLOFF, Klaus; ELISEEV, Alexey V.; WEISHEIMER, Antje & MOKHOV, Igor I. 1999. Decadal climate variability in a coupled atmosphere-ocean climate model of moderate complexity. **Journal of Geophysical Research**, v.104, n.D22, p. 27253-27275, November.
- HAQ, Bilal U.; HARDENBOL, Jan & VAIL, Peter R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: WILGUS, Cheryl K.; HASTINGS, Bruce S.; KENDALL, Christopher G. St. C.; POSAMENTIER, Henry W.; ROSS, Charles A. & VAN WAGONER, John C. (ed.). 1988. **Sea-level changes: an integrated approach**. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42). p. 71-108.
- HARBAUGH, John W. & MERRIAM, Daniel F. 1968. **Computer applications in stratigraphic analysis**. New York: John Wiley & Sons, Inc. 282 p.
- HAYS, J. D.; IMBRIE, John & SHACKLETON, N. J. 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. **Science**, v.194, p. 1121-1132, December.
- HEINRICH, Hartmut. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. **Quaternary Research**, v.29, p. 142-152.
- HOLZ, Michael. 1995a. **O intervalo gonduânico basal (Eo-Permiano) da Bacia do Paraná na região nordeste do Rio Grande do Sul - um exercício de estratigrafia**. Porto Alegre, 256 p., 2 volumes. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- HOLZ, Michael. 1995b. Proposta de arcabouço cronoestratigráfico de terceira ordem para o pacote eo-permiano da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2., Porto Alegre, 1995. **Boletim de Resumos Expandidos**. Porto Alegre: UFRGS., p. 91-97.
- HOYT, Douglas, V. & SCHATTEN, Kenneth H. 1997. **The role of the Sun in climate change**. New York: Oxford University Press. 279 p.
- IANNUZZI, Roberto. 1995. O limite permo-carbonífero em termos paleoflorísticos (mega e microfloras) na Bacia do Paraná: parte 2: críticas e conclusões. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2., Porto Alegre, 1995. **Boletim de Resumos Expandidos**. Porto Alegre: UFRGS., p. 81-84.
- IMBRIE, John. 1985. A theoretical framework for the Pleistocene ice ages. **Journal of the Geological Society**, v.142, p. 417-432, London.
- IMBRIE, John & IMBRIE, Katherine Palmer. 1979. **Ice ages – solving the mystery**. Cambridge: Harvard University Press. 224 p.
- IMBRIE, John & IMBRIE, John Z. 1980. Modeling the climatic response to orbital variations. **Science**, v.207, p. 943-953, February.
- JAMINSKI, J.; ALGEO, T.; MAYNARD, B. & HOWER, J. C. 1998. Climatic origin of dm-scale compositional cyclicity in the Cleveland Member of the Ohio Shale (Upper Devonian), Central Appalachian Basin U.S.A. In: SCHIEBER, J. (ed.). 1998. **Recent progress in shale research**. New York: Schweizerbart'sche. p. 217-242.
- Ji, Jinjun; PETIT-MAIRE, Nicole & YAN, Zhongwei. 1993. The last 1000 years: climatic change in arid Asia and Africa. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v.7, p. 203-210.

- JOHNSEN, S. J.; DANSGAARD, W. & CLAUSEN, H. B. 1970. Climatic oscillations 1200-2000 AD. **Nature**, v.227, p. 482-483, August.
- KARNER, Daniel B. & MULLER, Richard A. 2000. A causality problem for Milankovitch. **Science**, v.288, p. 2143-2144, June.
- KLIMENKO, V. V. 1997. Principal climatic rhythms of the holocene. **Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections**, v.357A, n.9, p. 1339-1342.
- KUKAL, Zdenek. 1990a. The rate of geological cycles. In: KUKAL, Zdenek. (ed.). 1990. The rate of geological processes. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v.28, n.1, 2, 3, p. 208-221, July. (Special Issue).
- KUKAL, Zdenek. 1990b. The rate of sedimentation. In: KUKAL, Zdenek. (ed.). 1990. The rate of geological processes. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v.28, n.1, 2, 3, p. 94-133, July. (Special Issue).
- KUKAL, Zdenek. 1990c. Crustal movements. In: KUKAL, Zdenek. (ed.). 1990. The rate of geological processes. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v.28, n.1, 2, 3, p. 11-57, July. (Special Issue).
- LABITSKE, Karin. 1987. Sunspot, the QBO, and the stratospheric temperature in the north polar region. **Geophysical Research Letters**, v.14, n.5, p. 535-537, May.
- LAMOUREUX, Scott F.; ENGLAND, John; SHARP, Martin & BUSH, Andrew B. G. 1998. Yield behavior recorded in high arctic Nicolay Lake, Canada. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON RECOGNITION OF ABRUPT CLIMATE CHANGE IN CLASTIC SEDIMENTARY ENVIRONMENT: METHODS, LIMITATIONS AND POTENTIAL. Stockholm, 1998. **Program and Abstracts**. Stockholm, sem paginação.



- LEINZ, Viktor & LEONARDOS, Othon Henry. 1977. **Glossário geológico**. São Paulo: Companhia Editora Nacional. 236 p.
- LINACRE, Edward & GEERTS, Bart. 1997. **Climates and weather explained**. London: Routledge. 432 p.
- LINDSAY, J. F.; KENNARD, J. M. & SOUTHGATE, P. N. 1993. Application of sequence stratigraphy in an intracratonic setting, Amadeus Basin, central Australia. In: POSAMENTIER, Henry W.; SUMMERHAYES, Colin P.; HAQ, Bilal U. & ALLEN, George P. (ed.). **Sequence stratigraphy and facies associations**. Oxford: Blackwell Scientific Publications. p. 605-631. (International Association of Sedimentologists Special Publication, 18).
- LOPES, Ricardo da Cunha. 1995. **Arcabouço aloestratigráfico para o intervalo “Rio Bonito-Palermo” (Eopermiano da Bacia do Paraná), entre Butiá e São Sepé, Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 254p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Centro de Ciências Tecnológicas, Universidade do Vale do Rio dos Sinos.
- LOPES, Ricardo da Cunha; HOLZ, Michael; PICCOLI, A. E. M.; DIAS-FABRÍCIO, Maria E.; CAZZULO-KLEPZIG, Miriam.; MARQUES-TOIGO, Marleni & GUERRA-SOMMER, Margot. 1991. Stratigraphical revision of the Itarare Group (Lower Permian), Parana Basin, southern Brazil. In: INTERNATIONAL CONGRESS ON CARBONIFEROUS AND PERMIAN GEOLOGY AND STRATIGRAPHY, 12., Buenos Aires, 1991. **Abstracts**. Buenos Aires.
- LUNDQVIST, Jan. 1998. Periodical sedimentation in scandinavian eskers. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON RECOGNITION OF ABRUPT CLIMATE CHANGE IN CLASTIC SEDIMENTARY ENVIRONMENT: METHODS, LIMITATIONS AND POTENTIAL. Stockholm, 1998. **Program and Abstracts**. Stockholm, sem paginação.

LYON, John G. 2000. The solar wind-magnetosphere-ionosphere system. **Science**, v.288, p. 1987-1991, June.

MACHADO, Luís Cláudio Ribeiro. 1989. **Fácies e arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé em Alfredo Wagner (SC) – Sedimentação periglacial**. Ouro Preto, 164p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto.

MACHADO, Marco Antônio Pinheiro. 1994. **O degelo final permiano e o seu registro geológico na borda sudeste da Bacia do Paraná (Paleovale de Candiota – RS)**. Porto Alegre, 165p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MACKIEWICZ, N. E.; POWELL, R. D.; CARLSON, P. R. & MOLNIA, B. F. 1984. Interlaminated ice-proximal glacial marine sediments in Muir Inlet, Alaska. **Marine Geology**, Amsterdam, v.57, p. 113-147.

MARQUES-TOIGO, Marleni. 1991. Palynostratigraphy of the Southern Brazilian Neopalaeozoic Gondwana Sequence. In: ULBRICH, H. & ROCHA CAMPOS, A. C. (ed.). 1991. GONDWANA SEVEN., São Paulo, 1991. **Proceedings**. São Paulo: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo., p. 503-515.

MARQUES-TOIGO, Marleni; DIAS-FABRÍCIO, Maria E.; GUERRA-SOMMER, Margot; CAZZULO-KLEPZIG, Miriam. & PICCOLI, A. E. M. 1989. Afloramentos da área de Trombudo Central, Permiano inferior, Santa Catarina: palinologia, icnologia e sedimentologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11., Curitiba, 1989. **Anais...** Curitiba: SBP., v.1, p. 125-150.

- MILANI, Edison José. 1997. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. Porto Alegre, 255p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MILANI, Edison José; FRANÇA, Almério Barros & SCHNEIDER, Rubem L. 1994. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.8, n. 1, p. 69-82, janeiro/março.
- MILANI, Edison José; WINTER, W. R. & FRANÇA, Almério Barros. 1995. Parasseqüências do Artinskiano/Kunguriano no flanco leste da Bacia do Paraná, Estado de Santa Catarina. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2., Porto Alegre, 1995. **Boletim de Resumos Expandidos**. Porto Alegre: UFRGS., p. 89-90.
- MILANI, Edison José & RAMOS, Victor A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.28, n.4, p. 527-544, Dezembro.
- MILLER, Robert L. & KAHN, James Steven. 1962. **Statistical analysis in the geological sciences**. New York: John Wiley & Sons. 483p.
- MITCHUM, JR., R. M.; VAIL, P. R.; & THOMPSON, III, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: PAYTON, Charles E. (ed.). 1977. **Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists. p. 53-62.
- MITCHUM, Robert M. & VAN WAGONER, John C. 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. **Sedimentary Geology**, v.70, p. 131-160.

- PERLMUTTER, Martin A. & MATTHEWS, Martin D. 1989. Global cyclostratigraphy – a model. In: CROSS, T. A. (ed.). 1989. **Quantitative dynamic stratigraphy**. New Jersey: Prentice Hall. p. 233-260.
- PERLMUTTER, Martin A. & MATTHEWS, Martin D. 1992. Global cyclostratigraphy. In: **Encyclopedia of Earth System Science, Volume 2**. New York: Academic Press, Inc. p. 379-393.
- PERLMUTTER, Martin A. & PLOTNICK, Roy E. 1999. Hemispheric asymmetry of the stratigraphic record: conceptual proof of a unipolar icecap. In: CECIL, B. (ed.). 1999. **Climate and stratigraphy**. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. p. 1-30. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication). *In press*.
- PERLMUTTER, Martin A.; RADOVICH, B. J.; MATTHEWS, Martin D. & KENDALL, C. G. St. C. 1998. The impact of high-frequency sedimentation cycles on stratigraphic interpretation. In: GRADSTEIN, J. M.; SANDVIK, K. O. & MILTON, N. J. (ed.). 1998. **Sequence stratigraphy – concepts and applications**. Amsterdam: Elsevier. p. 141-170. (Norwegian Petroleum Society Special Publication, 8).
- PICARELLI, André Tonetto; DAEMON, Roberto Ferreira; TOIGO, Marleni Marques; QUADROS, Luiz Padilha de & CAZZULO-KLEPZIG, Miriam. 1993. Palinologia quantitativa e a evolução paleoambiental do Grupo Itararé – Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., Rio Claro, 1993. **Boletim de Resumos**. Rio Claro: UNESP., p. 34.

POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T. & VAIL, P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I: conceptual framework. In: WILGUS, Cheryl K.; HASTINGS, Bruce S.; KENDALL, Christopher G. St. C.; POSAMENTIER, Henry W.; ROSS, Charles A. & VAN WAGONER, John C. (ed.). 1988. **Sea-level changes: an integrated approach**. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42). p. 109-124.

POSAMENTIER, H. W. & VAIL, P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II: sequence and systems tract models. In: WILGUS, Cheryl K.; HASTINGS, Bruce S.; KENDALL, Christopher G. St. C.; POSAMENTIER, Henry W.; ROSS, Charles A. & VAN WAGONER, John C. (ed.). 1988. **Sea-level changes: an integrated approach**. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42). p. 125-154.

POSTMA, Dieke. 1982. Pyrite and siderite formation in brackish and freshwater swamp sediments. **American Journal of Science**, v.282, p. 1151-1183, October.

QUINTAS, Márcia Cristina Lopes; MANTOVANI, Marta Silvia Maria & ZALÁN, Pedro Victor. 1999. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.29, n.2, p. 217-226, Junho.

RAISWELL, R. 1982. Pyrite texture, isotopic composition and the availability of iron. **American Journal of Science**, v.282, p. 1244-1263, October.

RAMOS, Adriano Nunes & FORMOSO, Milton Luiz Laquintinie. 1975. Argilominerais das rochas sedimentares da Bacia do Paraná. **Ciência, Técnica e Petróleo**, n.9. PETROBRAS.CENPES.DINTEP. Rio de Janeiro.

- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. 1980. **Depositional sedimentary environments**. Würzburg: Springer-Verlag. 551 p.
- RICKEN, W. 1993. Relative time span assessment. In: RICKEN, W. **Sedimentation as a three-component system – organic carbon, carbonate, noncarbonate**. Germany: Springer-Verlag. p. 47-55. (Lectures Notes in Earth Sciences).
- RIPEPE, M; ROBERTS, L. T. & FISCHER, A. G. 1991. Enso and sunspot cycles in varved Eocene oil shale from image analyses. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.61, n. 7, p. 1155-1163, December.
- ROSS, Charles A.; BAUD, Aymon & MENNING, Manfred. 1994. A time scale for project Pangea. In: EMBRY, A. F.; BEAUCHAMP, B. & GLASS, D. J. (ed.). 1994. **Pangea: global environments and resources**. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists. p. 1-47. (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 17). p. 81-83.
- ROSSETTI, Enio Luiz. 1996. **Estratigrafia de seqüências de alta resolução obtida com imageamento de linhas sísmicas na fase rift da Bacia Potiguar (Eocretáceo)**. Porto Alegre, 151p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SADLER, Peter M. & STRAUSS, David J. 1990. Estimation of completeness of stratigraphical sections using empirical data and theoretical models. **Journal of the Geological Society, London**, London, v.147, p. 471-485.
- SANTOS, P. R. dos; ROCHA-CAMPOS, A. C. & CANUTO, J. R. 1996. Patterns of late Paleozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v.125, p. 165-184.

- SCHAAF, Michael & THUROW, Jürgen. 1994. A fast and easy method to derive highest-resolution time-series datasets from drillcores and rock samples. **Sedimentary Geology**, v.94, p. 1-10.
- SCHAAF, Michael & THUROW, Jürgen. 1997. Tracing short cycles in long records: the study of inter-annual to inter-centennial climate change from long sediment records, examples from the Santa Barbara Basin. **Journal of the Geological Society**, v.154, p. 613-622, London.
- SCHMITT, Renata da Silva; LUZ, Joana Angélica Guimarães da & MARQUES-TOIGO, Marleni. 1992. O Grupo Itararé no oeste do Rio Grande do Sul: seqüência glacio-lagunar Suspiro e seqüência marinha Budó. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo: SBG., v.1, p. 532-533.
- SCHWARZACHER, W. 1975. **Sedimentation models and quantitative stratigraphy**. Amsterdam: Elsevier. (Developments in Sedimentology, 19). 382 p.
- SCHWARZACHER, W. 1987. The analysis and interpretation of stratification cycles. **Paleoceanography**, v.2, n. 1, p. 79-95, February.
- SCHWARZACHER, W. 1989. Milankovitch cycles and the measurement of time. **Terra Nova**, v.1, n. 5, p. 405-408.
- SCHWARZACHER, W. 1993. **Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory**. Amsterdam: Elsevier. (Developments in Sedimentology, 52). 225 p.
- SEILACHER, A. & AIGNER, T. 1991. Storm deposition at the bed, facies, and basin scale: the geologic perspective. In: EINSELE, Gerhard; RICKEN, Werner & SEILACHER, Adolf. (ed.). 1991. **Cycles and events in stratigraphy**. Berlin: Springer-Verlag. p. 248-268.

- SONETT, C. P. & SUESS, H. E. 1984. Correlation of bristlecone pine ring widths with atmospheric  $^{14}\text{C}$  variations: a climate-Sun relation. **Nature**, v.307, p. 141-143, January.
- STEIG, Eric J.; MORSE, David L.; WADDINGTON, Edwin D. & POLISSAR, Pratigya J. 1998. Using the sunspot cycle to date ice cores. **Geophysical Research Letters**, v.25, n.2, p. 163-166, January.
- STUIVER, Minze. 1965. Carbon-14 content of 18<sup>th</sup>- and 19<sup>th</sup>-century wood: variations correlated with sunspot activity. **Science**, v.149, p. 533-535, July.
- STUIVER, Minze. 1980. Solar variability and climatic change during the current millennium. **Nature**, v.286, p. 868-871, August.
- STUIVER, Minze & BRAZIUNAS, Thomas F. 1989. Atmospheric  $^{14}\text{C}$  and century-scale solar oscillations. **Nature**, v.338, p. 405-408, March.
- STUIVER, Minze; BRAZIUNAS, Thomas F.; BECKER, Bernd & KROMER, Bernd. 1991. Climatic, solar, oceanic, and geomagnetic influences on late-glacial and Holocene atmospheric  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  change. **Quaternary Research**, v.35, p. 1-24.
- STUIVER, Minze; GROOTES, Pieter M. & BRAZIUNAS, Thomas F. 1995. The GISP  $\delta^{18}\text{O}$  climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes. **Quaternary Research**, v.44, p. 341-354.
- STUIVER, M.; BRAZIUNAS, T. F.; GROOTES, P. M. & ZIELINSKI, G. A. 1997. Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP2 oxygen isotope record? **Quaternary Research**, v.48, p. 259-266.
- STUIVER, Minze & QUAY, Paul. 1980. Changes in atmospheric Carbon-14 attributed to a variable sun. **Science**, v.207, p. 11-19, January.



- SUESS, Hans E. 1965. Secular variations of the cosmic-ray-produced Carbon 14 in the atmosphere and their interpretations. **Journal of Geophysical Research**, v.70, n.23, p. 5937-5952, December.
- SYVITSKI, James P. M. 1989. On the deposition of sediment within glacier-influenced fjords: oceanographic controls. **Marine Geology**, Amsterdam, v.85, p. 301-329.
- TALBOT, M. R. & ALLEN, P. A. 1996. Lakes. In: READING, H. G. (ed.). READING, H. G. (ed.). 1996. **Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy**. Cambridge: Blackwell Science Ltd., p. 83-124.
- TIPPER, John C. 1987. Estimating stratigraphic completeness. **The Journal of Geology**, Chicago, v.95, p. 710-715.
- TOMAZELLI, Luiz José & SOLIANI Jr., Enio. 1982. Evidências de atividade glacial no Paleozóico Superior do Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais...** Salvador: SBG., v.4, p. 1378-1391.
- TOMAZELLI, Luiz José & SOLIANI Jr., Enio. 1990. Depósitos e feições glaciógenas do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul, Brasil. **Ciência e Natura**, v.12, p. 13-15.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, JR., R. M. & THOMPSON, III, S. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, Charles E. (ed.). 1977. **Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists. p. 63-81.

- VAIL, P. R.; MITCHUM, JR., R. M. & THOMPSON, S. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. In: PAYTON, Charles E. (ed.). 1977. **Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists. p. 83-97.
- VAIL, P. R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S. A.; EISNER, P. N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: EINSELE, Gerhard; WERNER, Ricken & SEILACHER, Adolf. (ed.). 1991. **Cycles and events in stratigraphy**. Berlin: Springer-Verlag. p. 617-659.
- VAN WAGONER, J. C.; POSAMENTIER, H. W.; MITCHUM, JR., R. M.; VAIL, P. R.; SARG, J. F.; LOUITT, T. S. & HARDENBOL, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, Cheryl K.; HASTINGS, Bruce S.; KENDALL, Christopher G. St. C.; POSAMENTIER, Henry W.; ROSS, Charles A. & VAN WAGONER, John C. (ed.). 1988. **Sea-level changes: an integrated approach**. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42). p. 39-45.
- VON RAD, Ulrich; SCHAAF, Michael; MICHELS, Klaus H.; SCHULZ, Hartmut; BERGER, Wolfgang H. & SIROCKO, Frank. 1999. A 5000-yr record of climate change in varved sediments from the oxygen minimum zone off Pakistan, Northeastern Arabian Sea. **Quaternary Research**, v.51, p. 39-53.
- WAGNON, Patrick; RIBSTEIN, Pierre; KASER, Georg & BERTON, Philippe. 1999. Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v.22, p. 49-58.

- WALKER, Roger G. & PLINT, A. Guy. 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: WALKER, Roger G. & JAMES, Noel P. (ed.). 1992. **Facies models: response to sea level change**. Stittsville: Geological Association of Canada. p. 219-238.
- WEEDON, G. P. 1991. The spectral analysis of stratigraphic time series. In: EINSELE, Gerhard; WERNER, Ricken & SEILACHER, Adolf. (ed.). 1991. **Cycles and events in stratigraphy**. Berlin: Springer-Verlag. p. 840-854.
- WELTJE, Gert Jan & DE BOER, Poppe L. 1993. Astronomically induced paleoclimatic oscillations reflected in Pliocene turbidite deposits on Corfu (Greece): Implications for the interpretation of higher order cyclicity in ancient turbidite systems. **Geology**, v.21, p. 307-310.
- WILLIAMS, G. E. 1985. Solar affinity of sedimentary cycles in the late Precambrian Elatina Formation. **Aust. J. Phys.**, v.38, p. 1027-1043.
- WILLIAMS, G. E. 1989. Late Precambrian tidal rhythmites in South Australia and the history of the Earth's rotation. **Journal of the Geological Society**, v.146, p. 97-111, London.
- WILLIAMS, G. E. & SONETT, C. P. 1985. Solar signature in sedimentary cycles from the late Precambrian Elatina Formation, Australia. **Nature**, v.318, p. 523-527, July.
- YIOU, P.; FUHRER, K.; MEEKER, L. D.; JOUZEL, J.; JOHNSEN, S. & MAYEWSKI, P. A. 1997. Paleoclimatic variability inferred from the spectral analysis of Greenland and Antarctic ice-core data. **Journal of Geophysical Research**, v.102, n.C12, p. 26441-26454, November.

ZALÁN, Pedro Victor; WOLFF, Sven; CONCEIÇÃO, João C. J.; ASTOLFI, Marco A. M.; VIEIRA, Inês S.; APPI, Valéria T.; ZANOTTO, Osmar A. & MARQUES, Airton. 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: ULBRICH, H. & ROCHA CAMPOS, A. C. (ed.). 1991. GONDWANA SEVEN., São Paulo, 1991. **Proceedings**. São Paulo: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo., p. 83-117.

## VIII-) APÊNDICES

Listadas abaixo estão algumas definições sobre a estrutura do sol, os fenômenos relacionados às manchas solares e a estrutura da atmosfera da Terra. As palavras grifadas em negrito dentro de cada definição possuem entradas próprias no apêndice.

### VIII.1-) O SOL

**CAMPO MAGNÉTICO SOLAR** - Devido às altas pressões no interior do Sol, resultantes dos movimentos contrários entre a expansão dos gases que o constituem e a força atrativa gravitacional, os gases solares se encontram em um estado de plasma (ionizados), oferecendo pouca resistência à passagem de correntes elétricas. Dessa forma, a estrela funciona como uma bobina: o movimento contínuo ao qual o plasma está sujeito cria correntes elétricas, as quais produzem um campo magnético de intensidade estimada em  $10^{-4}$  T ( $10^{-4}$  tesla, 1 ou 2 gauss). Esse campo magnético solar é bipolar, com linhas de fluxo estiradas entre os pólos do Sol, assim como o campo magnético terrestre (ASTRONOMIA, 1985).

**CROMOSFERA** - A cromosfera (figura VIII.1) possui várias estruturas, como os flóculos, as espículas e também fáculas, subsistindo aí campos magnéticos moderados, os quais são o prolongamento daqueles produzidos nas **manchas solares** da **fotosfera**. Mas o auge da atividade na cromosfera é caracterizado por uma rápida explosão de energia denominada de *flare*, a qual se manifesta em geral nas proximidades das **manchas solares**, ocorrendo um rápido aumento da área de um grupo de **manchas** na iminência de uma dessas explosões. Os *flares* envolvem grande parte do espectro eletromagnético e a emissão de partículas altamente energéticas. Essas partículas constituem o **vento solar** (ASTRONOMIA, 1985).

**ESTRUTURA DO SOL** - O Sol (figura VIII.1) produz energia (as temperaturas no seu interior variam entre 15 e 20 milhões de graus) e a emite ao espaço sob a forma de

radiação eletromagnética (luz visível, radiação ultravioleta, radiação infravermelha, raios X e ondas de rádio) e ainda sob a forma de corpúsculos, ou partículas, que formam o **vento solar**, sendo que a emissão dessa energia não é uniforme. Sua estrutura é dividida, basicamente, em núcleo, **fotosfera**, **cromosfera** e corona (ASTRONOMIA, 1985).

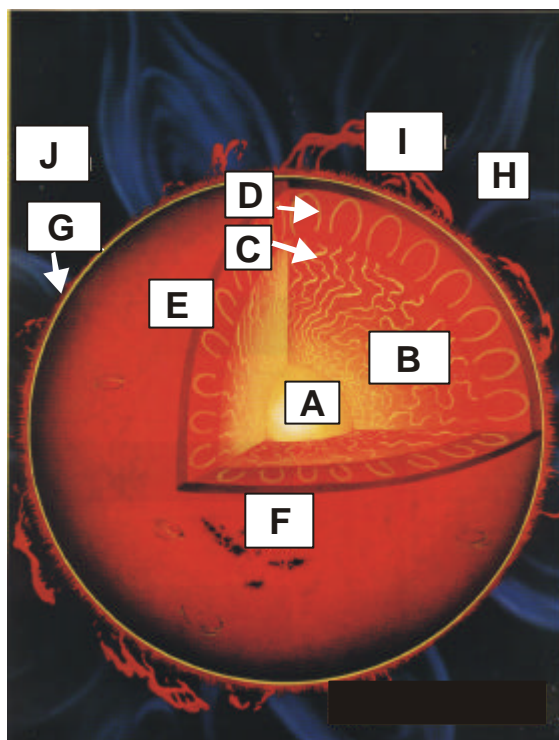


Figura VIII.1 – Estrutura do Sol. A = núcleo; B = zona irradiante; C = zona de transporte radioativo; D = zona de transporte convectivo; E = fotosfera; F = manchas solares; G = cromosfera; H = corona; I = protuberância; J = buraco coronal.

**FOTOSFERA** – Região na superfície do Sol onde ocorrem as **manchas solares**. É caracterizada pelo movimento convectivo do plasma solar e possui temperaturas de cerca de 5800 K. O contraste entre esses valores e aqueles da temperatura das **manchas**, mais baixos, provoca a menor luminosidade proveniente das últimas (figura VIII.1) (ASTRONOMIA, 1985).

**MANCHAS SOLARES** – No Sol existem várias regiões com campos magnéticos intensos, orientadas aproximadamente paralelos ao seu equador. Grande parte dos fenômenos solares decorrem desses intensos campos magnéticos, descobertos pelo

astrônomo George E. Hale (1868 a 1938). Esses campos modificam a trajetória das partículas atômicas do plasma e determinam uma disposição particular da matéria. As manchas solares (figuras VIII.1 e VIII.2), estruturas visíveis existentes na **fotosfera**, são fontes emissoras de luz que possuem campos magnéticos muito mais intensos que o **campo magnético** geral do Sol. A relação entre esse campo geral e os intensos campos magnéticos relacionados às manchas solares será descrita a seguir. As linhas de força de um campo magnético comportam-se como se estivessem ligadas às partículas que o compõem, isto é, como se estivessem “congeladas” no plasma. Sendo a rotação do Sol diferencial (devido à massa de gás, ele gira mais rápido no equador), acaba por deformar as linhas de força do campo bipolar como se fossem tiras de borracha, que sofrem um processo de condensação até assumirem uma forma espiralada (figura VIII.2). Quanto maior a concentração de linhas de força, maior a intensidade dos campos magnéticos em relação ao inicial. Essas espirais se dispõem na direção leste-oeste, paralelas ao equador solar, e podem ser estiradas até o rompimento, quando afloram, praticamente perpendiculares à superfície do Sol. Cada “ponta” da espiral rompida é uma mancha solar de polaridade oposta e com campos magnéticos mais intensos que o campo geral (a intensidade dos campos magnéticos nas manchas é de cerca de 0,5 T, dez mil vezes maior que o campo magnético da Terra). Como a matéria tende a se mover ao longo das linhas do campo magnético, nas regiões de manchas solares existe um bloqueio dos movimentos de convecção típicos da **fotosfera**, ou seja, o plasma move-se acompanhando as linhas, na direção da superfície solar. A propagação do calor é reduzida nessas regiões, as quais tornam-se mais frias que as circunvizinhas, emitindo menos radiação e tornando-se, dessa forma, mais escuras (a temperatura enquanto nas regiões de manchas é de cerca de 3000 a 4300 K) (ASTRONOMIA, 1985). O tamanho médio das manchas solares é de mais de 40000 km, ocupando aproximadamente 0,2% da área visível do Sol (ASTRONOMIA, 1985; Linacre & Geerts, 1997), e seu número aumenta rapidamente em um período de cerca de 4,6 anos, seguido de uma diminuição mais lenta, de duração de 6,4 anos aproximadamente, totalizando 11 anos entre dois mínimos. Os números de manchas solares são registrados diariamente, mas para ilustrar efeitos de longa duração (baixa frequência) os astrônomos usam mais frequentemente a média anual, a qual suaviza as variações de curta duração (alta frequência) e fazem uma média do efeito da rotação solar (Eddy, 1976).

Como foi visto, as linhas do **campo magnético** solar seguem um fluxo que começa inicialmente em um dos pólos, vão se aprofundando em direção ao centro do astro, quando, devido à rotação diferencial, são contorcidas e afloram na **fotosfera** formando as manchas. O fluxo das manchas, e de seu grande campo magnético, é dirigido então de volta para os pólos, dessa vez através da superfície do Sol. Quando alcança a região polar, esse fluxo contém um leve excesso da polaridade inversa daquela do campo inicial do pólo onde se iniciou o processo. Nesse momento, as manchas provocam a inversão ou a redução da polaridade do campo polar. O campo magnético permanece invertido no final de cada ciclo de onze anos. Para que a polaridade retorne às condições iniciais, o ciclo tem de se repetir. Os ciclos de igual polaridade, denominados Ciclos de Hale, possuem períodos, portanto, de 22 anos (Giovannelli, 1985).

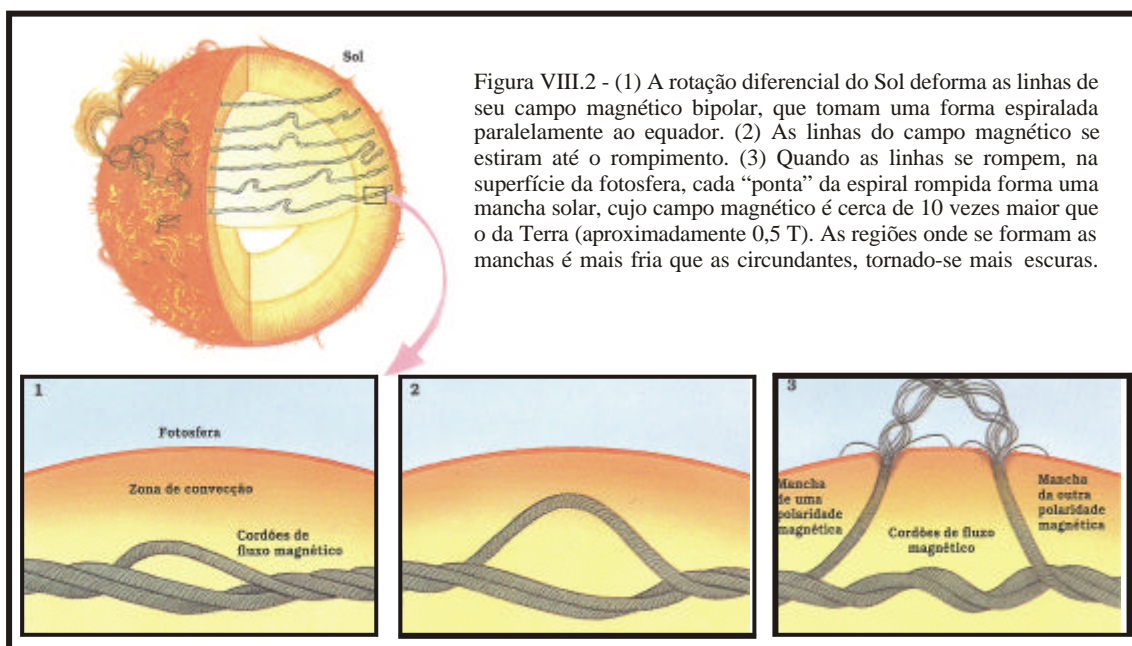


Figura VIII.2 – Manchas solares.



**VENTOS SOLARES** - São um fluxo corpuscular composto essencialmente por elétrons e prótons, com uma menor porcentagem de partículas alfa (núcleos de hélio), de alta velocidade (300 a 800 km/s) e que escapa através dos buracos na corona (figura VIII.1), expandindo-se no espaço devido às suas altas temperaturas e maior densidade. O vento solar, quando alcança a Terra, causa perturbações magnéticas e elétricas na atmosfera, ocorrendo desde interrupções nas transmissões de rádio até variações na intensidade do campo magnético terrestre, denominadas *tempestades magnéticas* (ASTRONOMIA, 1985). Nessa relação entre as **manchas**, os ventos solares e o campo magnético da Terra está a conexão do Sol com o clima, de acordo com Bucha & Bucha Jr. (1998) e como está descrito no item III.1.2.3.

## VIII.2-) A ATMOSFERA TERRESTRE

### VIII.2.1-) Estrutura

**ATIVIDADE GEOMAGNÉTICA** - A interação dos **ventos solares** com o campo geomagnético na **magnetosfera** é medida através da atividade geomagnética. Quanto maior a atividade geomagnética, maior a intensidade dos **ventos solares** (Bucha & Bucha Jr., 1998; ASTRONOMIA, 1985). Essa interação pode ser fundamental para o entendimento da influência dos ciclos solares no clima da Terra (item III.1.2.3).

**ESTRATOSFERA** – Região acima da **troposfera** (figura VIII.3). Nessa camada reside o ozônio atmosférico, responsável pela absorção de grande parte das ondas ultravioletas provenientes do Sol. Mais de 99,7% da atmosfera encontra-se entre a estratosfera e a **troposfera** (Linacre & Geerts, 1997).

**IONOSFERA** – Acima da **estratosfera** encontram-se a mesosfera e a termosfera (figura VIII.3). Essa última camada chega a ter cerca de 200 km, com temperaturas atingindo mais de 1000 K, devido à absorção da energia dos raios X e ultravioleta do Sol. Nessa absorção, elétrons são arrancados dos átomos dos gases atmosféricos durante bombardeamento pelo **vento solar**, resultando em ionização. A região ionizada é

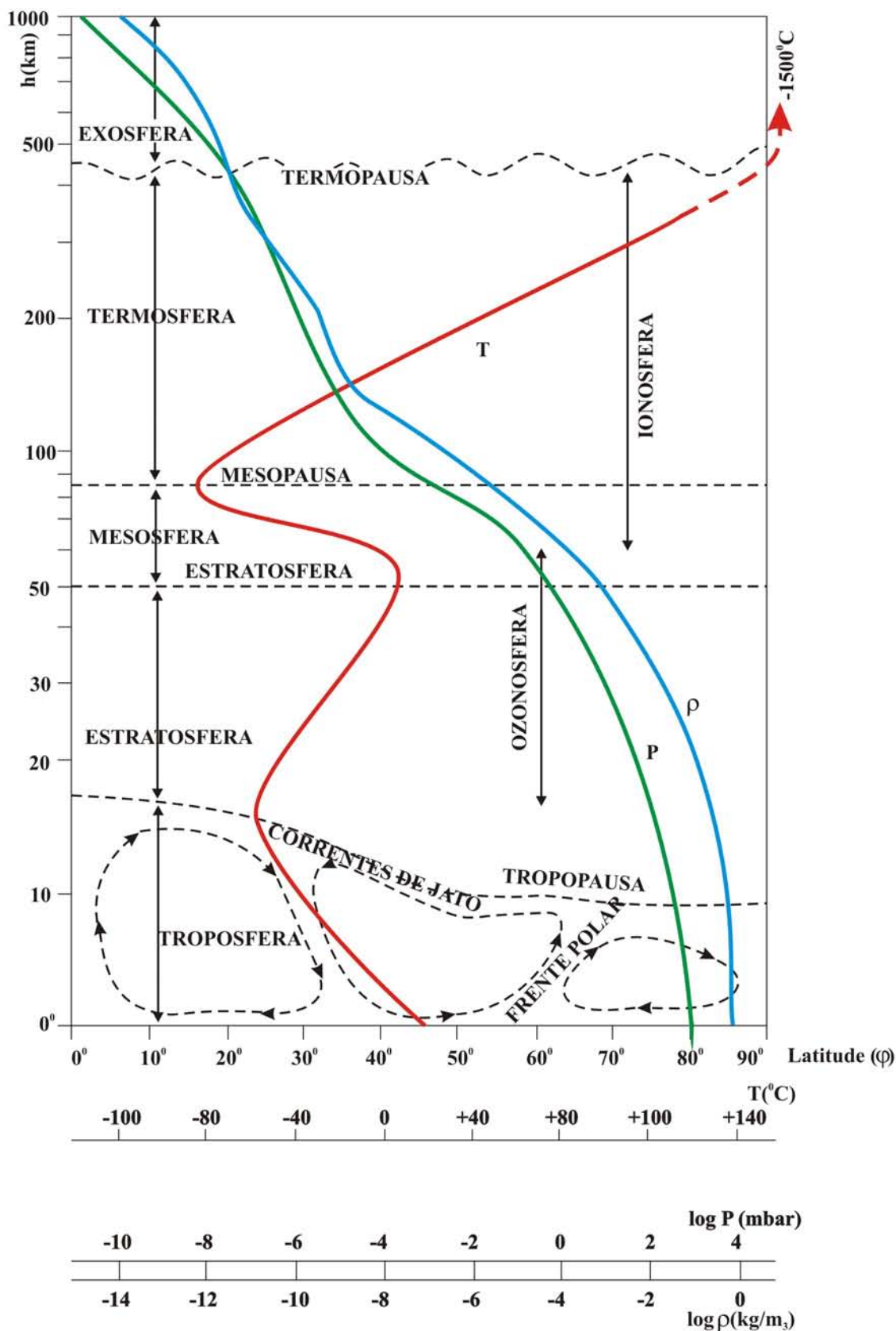


Figura VIII.3 - A atmosfera terrestre. As curvas mostram o comportamento da temperatura ( $T$ , em vermelho) da pressão ( $P$ , em verde) e da densidade ( $\rho$ , em azul) em função da altitude ( $h$ ) (Modificado de ASTRONOMIA, 1985).

denominada de ionosfera, correspondendo aproximadamente a uma porção da mesosfera e a toda a termosfera, sendo responsável pelas auroras austrais no hemisfério sul e boreais no hemisfério norte (Linacre & Geerts, 1997). A luz das auroras é devida ao bombardeamento das partículas atmosféricas pelo **vento solar**.

**MAGNETOSFERA** - Acima da **ionosfera** está a magnetosfera, uma região que se estende por milhares de quilômetros, contendo apenas elétrons e prótons (ou seja, átomos de hidrogênio desprovidos de elétrons) separados (figura VIII.3). Esses íons estão alinhados pelo campo magnético da Terra, formando duas zonas de alta concentração, denominadas *cinturões de van Allen* (Linacre & Geerts, 1997). Segundo Cowley (1996), a magnetosfera é a região do espaço na qual o campo magnético da Terra está confinado pelo plasma do **vento solar**. A magnetosfera é formada por dois ingredientes essenciais. O primeiro é o campo magnético. Fora da Terra, esse campo tem a mesma forma de uma barra magnética, um campo de dipolo, alinhado aproximadamente com o eixo de rotação. O segundo ingrediente é o **vento solar**, que é pervagado pelo campo magnético do Sol, o qual é transportado para o sistema solar pelo plasma do vento. Existe um terceiro ingrediente que também tem um papel importante: a **ionosfera** terrestre, a qual representa uma segunda fonte de plasma para a magnetosfera, formada principalmente por prótons de hélio e oxigênio e pelo número complementar de elétrons para uma neutralidade de cargas (Cowley, 1996). O **vento solar**, a magnetosfera e a **ionosfera**, portanto, formam um sistema único, dirigido pela transferência de energia e momento do primeiro para as duas últimas. O campo magnético da Terra atua como cabos para transmissão da energia do vento solar para a **ionosfera**, onde, nas regiões polares, essa camada age como o resistor primário, sendo que a energia é dissipada principalmente como calor (Lyon, 2000). Plasmas e campos magnéticos se comportam, aproximadamente, como se fossem “congelados” em conjunto. Como resultado, os campos magnéticos são transportados por fluxos de plasmas. As linhas de campo se contorcem e deformam à medida que o fluxo se contorce e deforma. O plasma do **vento solar** está congelado ao campo magnético interplanetário e o plasma terrestre (proveniente da **ionosfera**) ao campo magnético da Terra. Quando esses plasmas se encontram não se misturam, formando regiões distintas separadas por um limite estreito. O **vento solar**, então, confina o campo magnético da Terra a uma cavidade que circula o

planeta, formando a magnetosfera terrestre. O tamanho da cavidade é assim determinado pelo balanço de pressão no limite entre o **vento solar** de um lado e a pressão magnética do campo planetário no outro (Cowley, 1996).

**TROPOSFERA** - É a camada mais inferior e contém todas as montanhas, cerca de 80% da atmosfera e virtualmente todo o vapor d'água da Terra. Nessa camada ocorrem as transferências de calor que dão origem aos **ventos** e às correntes verticais que são responsáveis pela troca de energia calorífica e variações na precipitação global (Linacre & Geerts, 1997).

#### **VIII.2.2-) CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA**

**ALBEDO** - Segundo Crowley & North (1991), nas altas latitudes mais radiação é emitida para o espaço do que é absorvida na superfície. Isso se dá porque uma porção da radiação de ondas curtas (alta frequência) que alcança o solo é refletida. A razão entre os fluxos ascendente e decrescente é chamada de albedo (ou refletividade de ondas curtas). É preciso notar que o albedo é uma razão, não um fluxo. Os altos valores do albedo nos pólos são devidos à nebulosidade, às coberturas de gelo e neve e à dependência do albedo ao ângulo solar (Linacre & Geerts, 1997). Esse padrão de diferenças latitudinais implica que o calor está sendo exportado das baixas latitudes para as altas, através de correntes atmosféricas e oceânicas (Crowley & North, 1991).

**CIRCULAÇÃO DE HADLEY** - Os **ventos** superficiais que tendem para a região equatorial, e que convergem dos hemisférios norte e sul, associados com tempestades convectivas, provocam a ascensão do ar. O ar ascendente aumenta localmente a pressão nos níveis superiores da atmosfera, criando **ventos** na direção dos pólos, que variam com a estação e a longitude. O **efeito de Coriolis** evita que o movimento desses **ventos** ultrapasse o limite de cerca de  $30^{\circ}$  de latitude, interrompendo-os nessa posição. O ar acumulado se resfria gradualmente pela perda de radiação para o espaço e se contrai, deixando espaço para mais ar. O peso extra provoca pressões relativamente altas na superfície do mar, criando um cinturão de altos subtropicais de pressão. Essa subsidência provoca a

movimentação do ar inferior novamente em direção ao equador, de forma que um ciclo fica completo, definindo a circulação denominada de célula de Hadley (figura VIII.4). A célula de Hadley envolve simplesmente a média das componentes meridionais, ou seja, norte-sul, dos **ventos** reais, sendo, na realidade, uma circulação secundária, pois é mais fraca que as circulações principais ao longo da Terra (Linacre & Geerts, 1997).

O ar acima dos pólos se resfria continuamente, tornando-se mais denso, ocorrendo então subsidência. Esse fluxo é defletido para oeste pelo poderoso **efeito de Coriolis** nas altas latitudes. Os **ventos** polares encontram os **ventos** provenientes do cinturão subtropical de pressão em torno de 60 a 65<sup>o</sup> de latitude e, sendo mais frios, formam uma cunha, denominada frente polar, que empurra os últimos para cima. O ar ascendente flui de volta para o pólo, completando uma circulação meridional chamada de célula Polar (figura VIII.4) (Linacre & Geerts, 1997).

A célula intermediária entre a de Hadley e a Polar é a célula de Ferrel (figura VIII.4). A célula Polar é a mais fraca das três e a mais rasa. Porém, em épocas glaciais, essa célula se intensifica, comprimindo as demais. O movimento das três células atmosféricas citadas acima forma a circulação de Hadley (Linacre & Geerts, 1997).

**EFEITO DE CORIOLIS** - Os **ventos** de larga escala, ou globais, são defletidos pelo efeito de Coriolis, assim como as correntes oceânicas. Esse efeito, provocado pela rotação da Terra, faz com que o ar que se move de uma região de alta pressão para uma de baixa seja defletido para a esquerda no hemisfério sul (e, de forma similar, para a direita no hemisfério norte), sendo que os movimentos em torno dos centros de baixa e alta pressão são denominados de ciclônico e anticiclônico, respectivamente. Existem, na realidade, outras forças atuando na circulação dos **ventos**, como a força centrífuga e a força contrária da fricção contra as camadas inferiores do ar, do solo e dos oceanos. A resultante dessas forças torna o movimento circular mais rápido ou mais lento. Os **ventos** sempre são mais rápidos em torno dos centros de alta que dos de baixa, para um mesmo gradiente de pressão (Linacre & Geerts, 1997).

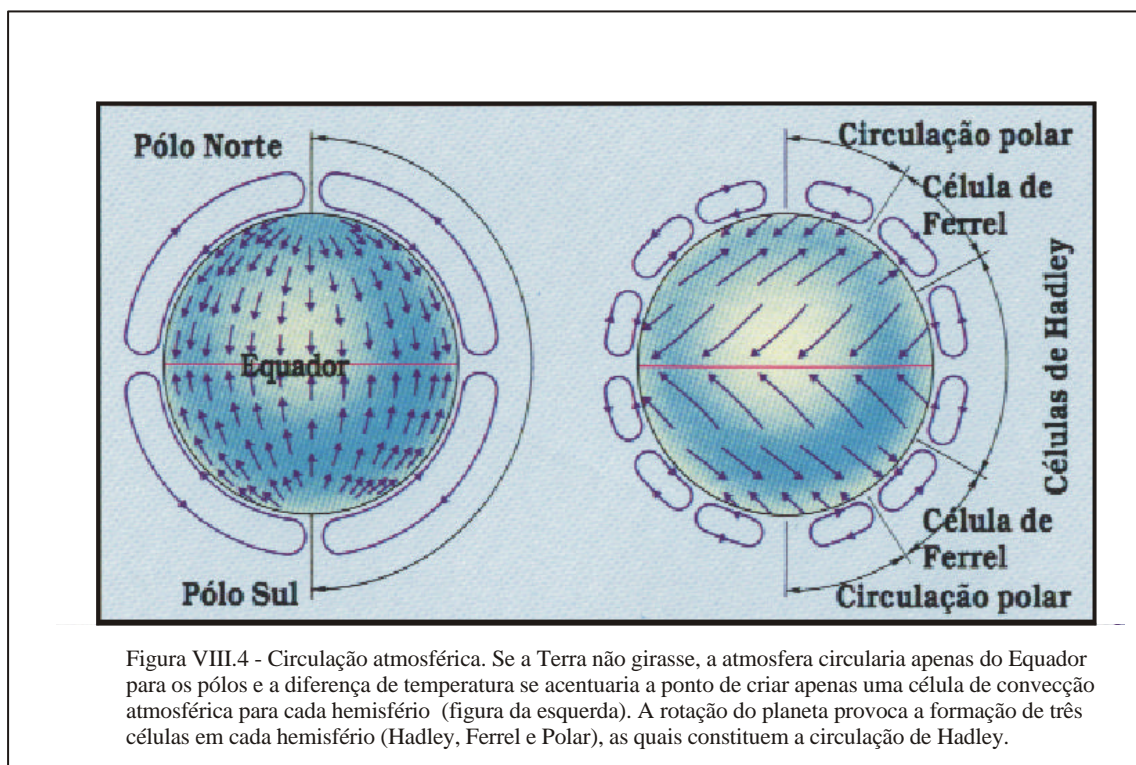


Figura VIII.4 - Circulação atmosférica. Se a Terra não girasse, a atmosfera circularia apenas do Equador para os pólos e a diferença de temperatura se acentuaria a ponto de criar apenas uma célula de convecção atmosférica para cada hemisfério (figura da esquerda). A rotação do planeta provoca a formação de três células em cada hemisfério (Hadley, Ferrel e Polar), as quais constituem a circulação de Hadley.

**ONDAS PLANETÁRIAS** - Fortes **ventos** de oeste (os *oestes*) se estendem pela maior parte da **troposfera** superior, bem abaixo da tropopausa. São essencialmente **ventos** termais, devido ao gradiente meridional (ou seja, norte-sul) das temperaturas próximas à superfície nas latitudes médias. Os oestes são mais fortes nas imediações da frente polar, onde o gradiente de temperatura é maior, formando o cinturão das *correntes de jato*. Não são encontrados acima da tropopausa, devido à inversão no gradiente termal nessa camada (figura VIII.3) (Linacre & Geerts, 1997).

Esses oestes superiores não fluem diretamente para o leste, mas, em seu movimento ao redor da Terra, oscilam para norte e sul em curvas denominadas *ondas de Rossby*. Essas ondas são mais evidentes na corrente de jato. Quanto maior o número de ondas (se existem duas, diz-se que o número de onda é dois), maior a troca de energia e as variações climáticas latitudinais provocadas pelos oestes, devido à circulação meridional. As ondas de Rossby podem se formar devido a variações horizontais na temperatura da atmosfera inferior. Linacre & Geerts (1997) dão o seguinte exemplo: o aquecimento relativo acima de

uma península no verão leva à expansão vertical do ar, causando um aumento local das pressões na **troposfera superior**, em altitudes, por exemplo, de 200 hPa. Forma-se então uma crista de alta pressão, provocando uma circulação direta termal, como na célula de Hadley ou uma brisa do mar. A crista de alta pressão também afeta os **ventos** superiores, que, portanto, fluem geostroficamente, seguindo as isóbaras em torno da região de alta pressão, no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio no hemisfério sul. Uma superfície relativamente mais fria provocaria o efeito contrário, criando uma curva nos oestes no sentido dos ponteiros do relógio, em torno de um baixo de pressão na **troposfera superior**. Logo, forma-se uma série de curvas para a esquerda e para a direita no fluxo dos oestes superiores. A agudeza das curvas criadas por uma crista ou um vale (zonas de alta e baixa pressão **troposfera superior**, respectivamente) depende da força do **vento** através da onda e do comprimento de onda.

A deflexão formadora das ondas de Rossby pode ser também devida a cadeias de montanhas, por exemplo. A característica dominante dessas ondas é a sua mobilidade. Existem dois tipos de ondas de Rossby, de comprimento de onda curto e longo. As últimas são denominadas *ondas planetárias*. São quase estacionárias e duram de poucas semanas a uma estação inteira. Normalmente têm um número de onda igual a 2 no hemisfério norte, devido às duas massas continentais da Eurásia e da América do Norte (Linacre & Geerts, 1997). As de comprimento de onda curto possuem comportamento semelhante. Um forte movimento meridional das ondas planetárias é importante para a transmissão de ar frio e quente entre altas e baixas latitudes (Linacre & Geerts, 1997).

Como foi visto, as ondas de Rossby são mais evidentes na corrente de jato, um canal estreito de **ventos** fortíssimos, próximo à tropopausa. A corrente de jato possui apenas uma centena de quilômetros de largura, mas meandra das altas para as baixas latitudes nas ondas de Rossby, cobrindo várias latitudes em um mês. São descontínuas e variam com o clima. Podem diminuir de velocidade, dividir-se ou juntar-se e contêm porções, chamadas de faixas de jato, onde os **ventos** excedem 50 m/s. Existem dois tipos de correntes de jato: o *jato subtropical*, localizado na **troposfera superior**, aproximadamente entre as latitudes 27

e 29<sup>o</sup>, e a *corrente de jato da frente polar* (PFJ, do inglês *polar front jet*) (Linacre & Geerts, 1997). Essa última é a mais importante para os nossos objetivos.

A PFJ ocorre a cerca de 50<sup>o</sup> de latitude e 8 km de altitude, diretamente acima da frente polar da célula Polar. A PFJ é um vento termal, devido às diferenças de temperatura ao longo da frente polar. A migração latitudinal da PFJ e do jato subtropical pode criar um grande alto de pressão na superfície, localizado em latitudes maiores que a sua posição normal, obstruindo as perturbações frontais que movem-se para leste, deslocando-as para latitudes mais altas, formando um *bloqueio*. Este bloqueio está associado a ondas planetárias cuja amplitude cobre várias latitudes, enquanto amplitudes menores estão ligadas a fluxos de oeste mais diretos. A diferença entre os dois fluxos é dada pelo *índice zonal*. Um alto índice implica em uma corrente de jato bem direta, enquanto um baixo índice corresponde a grandes curvas das ondas de Rossby (ou seja, das ondas planetárias) (Linacre & Geerts, 1997).

As correntes de jato são importantes no controle da temperatura, da nebulosidade e da precipitação nas latitudes médias, pois induzem movimentos verticais na **troposfera** (Linacre & Geerts, 1997).

**VENTOS** - Qualquer clima depende de fatores locais e da advecção. O primeiro fator inclui a radiação, a precipitação e a evaporação. O segundo, o calor e a umidade carreados pelos oceanos e ventos. Existe um padrão médio para os ventos do segundo caso referido, denominado circulação geral. Constituem o pano de fundo para o clima, a explicação para o padrão global de precipitação, um meio de troca de calor entre o equador e os pólos e a arena das mudanças climáticas. A força propulsora de qualquer vento é o gradiente local de pressão, que é a diferença entre as pressões em pontos separados horizontalmente por uma certa distância. A velocidade dos ventos superficiais depende do gradiente das pressões ao nível do mar. Nas regiões de alta pressão, por exemplo, sobre a Ásia, devido às suas baixas temperaturas, o ar frio se contrai, deixando espaço acima para a convergência do ar adjacente, o qual adiciona seu peso ao da coluna e provoca o aumento da pressão. Pela mesma razão, temperaturas relativamente baixas ao nível do mar



ocasionam altas pressões sobre os oceanos subtropicais, especialmente no verão, quando as massas continentais estão aquecidas. Por outro lado, a pressão média ao nível do mar é geralmente baixa sobre os continentes, devido às altas temperaturas superficiais, levando à expansão e à elevação da coluna atmosférica, reduzindo a quantidade de ar na coluna superior, causando a diminuição da pressão. A circulação na **troposfera** consiste na interação de ventos superiores, ou **ondas planetárias**, (aproximadamente 9 km, pouco abaixo da tropopausa) e inferiores (cerca de 1500 m de altitude, na **troposfera** inferior, figura VIII.3). Os superiores influenciam de forma considerável os inferiores, o que ajuda a determinar a advecção do calor e da umidade, afetando os climas. Da mesma forma, as diferenças entre os ventos superiores e inferiores provoca correntes de circulação, com regiões de compensação ascendentes e descendentes (Linacre & Geerts, 1997).