

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Ebenézer Moreno de Souza
ESTRATIGRAFIA DA SEQÜÊNCIA CLÁSTICA INFERIOR (ANDARES
CONIACIANO-MAASTRICHTIANO INFERIOR) DA BACIA DA PARAÍBA E SUAS
IMPLICAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS
Tese de Doutorado
2006

EBENÉZER MORENO DE SOUZA

Geólogo, Universidade Federal de Pernambuco, 1971
Mestre, Universidade Federal de Pernambuco, 1999

**ESTRATIGRAFIA DA SEQÜÊNCIA CLÁSTICA INFERIOR (ANDARES
CONIACIANO-MAASTRICHTIANO INFERIOR) DA BACIA DA PARAÍBA E SUAS
IMPLICAÇÕES PALEOESTRATIGRÁFICAS.**

Tese que apresentou ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho e co-orientada pelo Prof. Dr. Virgínio Henrique Neumann, como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Geociências na área de concentração em Geologia Sedimentar e Ambiental, defendida e aprovada com unanimidade em 24 de fevereiro de 2006.

RECIFE, PE
2006

S729e

Souza, Ebenézer Moreno de

Estratigrafia da seqüência clástica inferior (andares coniaciano-maastrichtiano inferior) da Bacia da Paraíba e suas implicações paleoestratigráficas / Ebenézer Moreno de Souza. - Recife: O Autor, 2006.

[16], 351 f. : il. color., gráfs., tabs.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Pós-Graduação em Geociências, 2006.

Inclui referências bibliográficas e anexo.

1. Geociências. 2. Bacia da Paraíba - Estratigrafia de Seqüências. 3. Seqüências Clásticas. 4. Formação Beberibe e Itamaracá. 5. Marco Estratigráfico. I. Título.

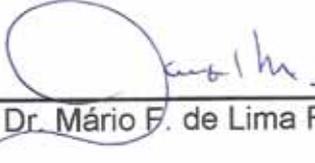
551 CDD (22. ed.)

BCTG/2007-96

ESTRATIGRAFIA DA SEQÜÊNCIA CLÁSTICA INFERIOR (ANDARES
CONIACIANO-MAASTRICHTIANO INFERIOR) DA BACIA DA PARAÍBA E SUAS
IMPLICAÇÕES PALEOESTRATIGRÁFICAS.

EBENÉZER MORENO DE SOUZA

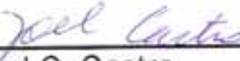
Aprovada:


Prof. Dr. Mário F. de Lima Filho 24/02/2006


Prof. Dra. Lúcia M. Mafra Valença 24/02/2006


Prof. Dr. Gelson Fambrini 24/02/2006


Prof. Dr. Edilton J. dos Santos 24/02/2006


Prof. Dr. Joel C. Castro 24/02/2006

*Dedicado ao meu filho
Filipe Moreno,
sempre um amanhecer
em minha vida.*

O labor do pensamento sempre deixa marcas indeléveis, às vezes agradáveis, dando a impressão de missão cumprida, mas às vezes nem tanto.

Porém, o objetivo é seguir adiante, pois qualquer caminho é feito ao andar. Nunca há linha de chegada, mas um sem fim de etapas vencidas.

E, como diz o poeta, “na volta do barco é que se sente o quanto se deixou de cumprir”.

É a roda viva da vida!

Ebenézer Moreno

AGRADECIMENTOS

Normalmente, os agradecimentos pecam pela omissão, por vezes injustas, de pessoas que muito contribuíram na consecução de uma empreitada. Abstraída tal hipótese, muitos foram os que colaboraram decisivamente ao longo das diferentes etapas do desenvolvimento deste trabalho.

No caminhar em direção ao objetivo, algumas vezes não se descortinava caminhos, mas como diz o poeta espanhol Antônio Machado, *Caminhante, não há caminhos, o caminho é feito ao andar*. E, assim, prosseguia-se em direção ao alvo, contando sempre com um apoio no momento certo. Desse modo, nada mais justo que no término da caminhada o autor deseje expressar seu reconhecimento e gratidão a todos quantos com ele construíram a obra.

Aos Professores Dr. Mário F. de Lima Filho, orientador e Dr. Virgínio H. Neumann, co-orientador, pela orientação e apoio conferidos na realização desta tese.

Aos Professores da Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, especialmente, Dra. Lúcia Mafra Valença (DGEO), Dr. José Maurício Rangel, pelo apoio e incentivo e aos professores convidados Dr. René Rodrigues (PETROBRÁS/UERJ), Dr. Edilton Santos (CPRM/UFPE) e Dr. Joel C. de Castro (UNESP), pelos novos conhecimentos transmitidos.

Ao Prof. Dr. Alcides Sial pelas análises de Isótopos Estáveis no LABISE e aos geólogos da Petrobrás, Paulo Galm, pelas análises dos nanofósseis calcários e Paulo Roberto Santos, pelas análises palinológicas

À Comissão Nacional de Energia Nuclear – CNEN, através do diretor Alfredo Tranjan Filho (Diretor de Pesquisa e Desenvolvimento), e dos ex-diretores Dr. Ayrton José Caubit da Silva, (Diretor de Radioproteção e Segurança) e Dra. Regina Sabóia (Diretora de Apoio Logístico), pela liberação e incentivo no desenvolvimento dessa tese.

Ao Centro Regional de Ciências Nucleares – CRCN, Instituto da CNEN em Recife, na pessoa do Diretor Dr. Ricardo de Andrade Lima e do ex-Superintendente, Dr. Roberto Salvi. Agradecimentos também aos amigos que comigo fizeram parte do

acompanhamento e fiscalização da construção da Sede do Instituto na Cidade Universitária, Dr. Antônio Helano Leorne Ferreira, Dr. Alfredo Tranjan Filho e Dr. Robin Carrilho, pelo apoio em todos os momentos na consecução deste trabalho.

Aos demais colegas do CRCN, especialmente, o Dr. Héldio Villar, pelo apoio em diversas traduções e o Dr. Cláudio Machado pelo constante incentivo.

Ao Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, através do Dr. Paulo Jaime Alheiros, Diretor do 4º Distrito, e dos ex-diretores Dr. Alarico Frota Mont’Alverne e Antônio Christino de Lyra Sobrinho pelo apoio logístico neste empreendimento e liberação da Litoteca para os estudos nos testemunhos de sondagem do Projeto Fosfato (DNPM/CPRM) e do Projeto Miriri (CPRM/DNPM).

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, Superintendência de Recife, especialmente aos ex-Superintendentes Marcelo Bezerra, pela liberação dos testemunhos de sondagem do Projeto Miriri na litoteca do DNPM, e João Mascarenhas bem como aos geólogos e amigos José Veiga Jr – Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento, Ivo Figueiroa – ex-Gerente de Relações Institucionais, Adeilson Wanderley – Gerente de Geologia e Recursos Minerais e os geólogos Edilton Santos, Carlos Alberto Cavalcanti Lins, Roberto Gusmão, Hermanilton Gomes e demais colegas pelas valiosas contribuições e debates, lançando luzes no equacionamento dos problemas, e a Dalvanise Bezerril, pelo apoio logístico e da biblioteca.

Aos geólogos, Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves – USP e Dr. Edilton Santos (CPRM), e pelo incentivo e apreço para com o autor desde os tempos da Escola de Geologia e de profissional iniciante na CPRM, nesta árdua caminhada da maturidade.

E, mui especialmente ao jovem amigo José Antônio Barbosa, companheiro das lidas geológicas no campo, nas discussões e pela imensa ajuda na elaboração da figuras em programas de computador. Ao estudante de geologia José Carneiro Neto pela elaboração de figuras no Corel Draw.

E Aos engenheiros Glauco Oliveira e Vicente Conde e o arquiteto Miguel Alves da Construtora e Fiscalizadora da construção da sede do CRCN, pelo apoio e incentivo durante o tempo da construção e doutoramento.

E a todos aqueles que, direta e indiretamente, contribuíram para o alcance desta meta.

O autor

APRESENTAÇÃO

Esta tese foi elaborada como requisito para a conclusão do doutorado em Geociências do Programa de Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências-CTG da Universidade Federal de Pernambuco-UFPE.

O estudo versa sobre a Seqüência Clástica Inferior da Bacia da Paraíba, uma bacia da margem atlântica nordestina, a mais oriental, do tipo rampa e estruturalmente subdividida nas sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri.

Geotectonicamente a bacia pertence à Província Costeira, que está inserida no contexto da Província Borborema e sua estratigrafia é relativamente simples, constituída de três grandes unidades, o Grupo Paraíba, com as formações Beberibe, Itamaracá, Gramame e Maria Farinha, a Formação Barreiras, e as Coberturas Quaternárias. Este pacote sedimentar repousa discordantemente sobre o embasamento cristalino, formado por granitos, gnaisses e migmatitos.

A Seqüência Clástica Inferior é formada por duas litosseqüências de terceira ordem, estruturada sobre uma rampa mista constituída de uma seqüência siliciclástica inferior, a Formação Beberibe e uma seqüência calcissiliciclástica superior, a Formação Itamaracá.

Esse pacote sedimentar basal da Bacia da Paraíba é separado do embasamento cristalino através de uma discordância erosiva e da Seqüência Carbonática sobrejacente, por uma superfície de inundação máxima-SIM, materializada numa seção condensada que na bacia é formada por um horizonte fosforítico uranífero.

Os dados de radiometria, gravimetria, magnetometria e sísmica, confirmam a estruturação de blocos desnivelados separados em sub-bacias por falhamentos que se desenvolveram sobre feições tectônicas herdadas do Brasileiro, a distinção dos depocentros da bacia, os quais possibilitaram a formação de jazimentos de fosfato nas sub-bacias e, a feição em rampa homoclinal com caimento suave e escalonado por falhas normais, em direção a leste, onde em *offshore* foi detectada um graben, continuação do Graben do Cupe, da Bacia de Pernambuco, ao sul, abrindo amplas perspectivas para a possibilidade de hidrocarbonetos.

Os dados de $\delta^{16}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ mostram claramente a passagem discordante entre a Seqüência Clástica Inferior e a Seqüência Carbonática através da SIM, e as paleotemperaturas obtidas em rocha total, mostram uma tendência geral de resfriamento das águas oceânicas do Atlântico Sul no Neocretáceo, em torno de 38°C no Campaniano até cerca de 22°C no Maastrichtiano.

A bioestratigrafia propõe idade Neocampaniana-Maastrichtiana Inferior para a Formação Itamaracá, com base em nanofósseis calcários, palinórfos e foraminíferos. Por conseqüência, a Formação Beberibe, teria idade Coniaciana-Campaniana.

A correlação entre os inúmeros furos de sondagens existentes na bacia permitiu observar o comportamento bidimensional do empilhamento sedimentar e identificar um marco estratigráfico regional no horizonte fosforítico, através dos picos dos raios gama das perfilagens nos poços do Projeto Fosfato (DNPM/CPRM).

A evolução da bacia mostra que a mesma foi o último elo entre a América do Sul e a África e por isto seu desenvolvimento é tardio em relação às congêneres a norte e a sul, as bacias Potiguar e de Pernambuco, respectivamente.

RESUMO

A Bacia da Paraíba está localizada na faixa costeira dos estados de Pernambuco e da Paraíba, entre o Lineamento Pernambuco, em Recife-PE, e o Alto de Mamanguape, ao norte de João Pessoa-PB, abrangendo uma área de aproximadamente de 5.300 km² em sua porção emersa. É uma bacia de margem continental passiva e está inserida na porção leste da Província Borborema. Estruturalmente é rampa assentada discordantemente sobre o embasamento cristalino, apresentado subdivisão em três sub-bacias: Olinda, Alhandra e Miriri, de sul para norte, respectivamente. Na sua Seqüência Clástica Inferior foram reconhecidas duas parasseqüências, a basal, siliciclástica e de ambiente continental, constituída de conglomerados e arenitos grossos a finos e a outra, calcissiliciclástica, de ambiente transicional-marinho, constituída de siltitos areno-argilosos fossilíferos, arenitos calcíferos fossilíferos, e um horizonte fosforítico interpretado como um *hardground*, que representa a Superfície de Inundação Máxima-SIM. A Parasseqüência Siliciclástica foi depositada sobre a rampa interna num Trato de Mar Baixo através dos sistemas de leques aluviais e rios entrelaçados e a Parasseqüência Calcissiliciclástica foi depositada sobre a rampa interna-intermediária, através de sistemas lagunares e praial/planície litorânea num Trato de Sistema Transgressivo. A correlação entre os poços de sondagens identificou um marco estratigráfico/radioativo no horizonte fosforítico através das perfilagens com raios gama. A bioestratigrafia mostrou idades entre Coniaciano-Maastrichtiano Inferior, determinadas por nanofósseis calcários, palinóforos e foraminíferos. Os $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ marcaram bem a SIM e as elevadas temperaturas no Campaniano Superior. A evolução da bacia mostra que ela é tardia em relação às congêneres, devido ter sido o último elo entre os continentes africano e sul-americano.

Palavras chaves: *Bacia da Paraíba, Estratigrafia de Seqüências, Seqüências Clásticas, Formação Beberibe e Itamaracá, Fosforito, Hardground, Marco Estratigráfico.*

ABSTRACT

The Paraíba Basin straddles the coastal zone of the Brazilian states of Pernambuco and Paraíba, between the Pernambuco Lineament in Recife (the capital of Pernambuco state) and the Mamanguape High, to the north of João Pessoa (the capital of Paraíba state). Its aboveground portion covers an area of ca. 5,300 km². It is a basin of the passive continental margin type and is embedded in the eastern part of Borborema Province. Structurally it is speaking, a ramp discordantly laced on the crystalline basement, being subdivided from the south northwards into three sub-basins: Olinda, Alhandra and Miriri. In its Lower Clastic Sequence ("Beberibe and Itamaracá Formations") two parasequences have been recognised: one basal, siliciclastic and belonging to the continental environment, composed of conglomerates and fine to coarse sandstones, and one calcisiliciclastic, belonging to the transitional marine environment, composed of fossiliferous clayey siltites and a phosphoritic horizon interpreted as hardground, representing the Maximum Flooding Surface-MFS. The Siliciclastic Parasequence was deposited on the inner ramp in a Lowstand System Tract through the alluvial fan and interlaced river systems; the Calcisiliciclastic Parasequence was deposited on the inner-intermediate ramp through lagoon and beach plain/coastal plain systems in a Transgressive System Tract. The correlation between survey wells has identified a stratigraphic/radioactive milestone in the phosphoritic horizon through gamma-ray profiling. Biostratigraphy showed ages from the Coniacian to the Lower Maastrichtian, determined through calcarean nanofossils, palynomorphs and foraminifera. Figures for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ have clearly pinpointed the MFS and the Upper Campanian's high temperatures. The basin's evolution was found to be retarded when compared with similar basins, most probably because it was the final link between Africa and South America.

Keywords: Paraíba Basin, sequence stratigraphy, clastic sequences, Beberibe and Itamaracá Formations, phosphorite, hardground, stratigraphic milestone.

S U M Á R I O

Agradecimentos.....	iv
Apresentação.....	v
Resumo.....	vi
Abstract.....	vii
Sumário.....	viii
Lista de Figuras.....	1
Lista de Fotos.....	14
I – Introdução.....	22
1.1 Área de Estudo.....	23
1.2 Escolha do Tema.....	27
1.3 Objetivo da Tese.....	28
1.4 Método de Trabalho.....	29
II – Análise dos Trabalhos Anteriores.....	33
2.1 Considerações Gerais.....	34
2.2 Província Borborema.....	34
2.2.1 Arcabouço Geotectônico da Província Borborema.....	35
2.2.2 – A Província Borborema.....	37
2.3 Bacias do Nordeste Oriental.....	38
2.3.1 Implantação dos Rifts na Província Borborema.....	41
2.3.2 Origem e Evolução da Bacia da Paraíba.....	43
2.4 Geofísica Regional.....	48
2.5 Estratigrafia da Bacia.....	58
2.5.1 Litoestratigrafia.....	58
2.5.1.1 Embasamento Cristalino.....	59
2.5.1.2 Grupo Paraíba.....	61
2.5.1.2.1 Seqüência Clástica Inferior.....	61
2.5.1.2.2 Seqüência Carbonática.....	66

2.5.1.2.3 Seqüência Clástica Superior.....	70
2.5.1.2.4 Depósitos Quaternários.....	74
III – Análise dos Dados Geofísicos da Bacia e sua Geometria.....	77
3.1 Comentários Gerais.....	78
3.2 Radiometria.....	78
3.2.1 Síntese da Aplicação da Radiometria na Bacia.....	87
3.3 Gravimetria.....	87
3.3.1 Modelagem Gravimétrica.....	93
3.4 Magnetometria.....	97
3.4.1 Síntese dos Dados da Magnetometria.....	104
3.5 Sísmica.....	106
3.5.1 Síntese dos Dados da Sísmica.....	109
IV – Feições Estruturais da Bacia.....	114
4.1 Considerações Gerais.....	115
4.2 A Tectônica Regional.....	115
4.3 O Substrato da Bacia.....	120
4.3.1 O Terreno Alto Pajeú.....	121
4.3.2 O Terreno Alto Moxotó.....	122
4.3.3 O Terreno Rio Capibaribe.....	123
4.4 Os Elementos Estruturais da Bacia e de seu Substrato.....	123
4.4.1 Falhas Transcorrentes.....	124
4.4.2 As Falhas Normais.....	126
4.4.3 Evolução Estrutural da Bacia.....	129
V – Análise Litoestratigráfica e Sedimentar da Seqüência Clástica Inferior.....	136
5.1 Considerações Gerais.....	137
5.2 Arquitetura da Bacia na Deposição da SCI	139
5.3 Tratos de Sistemas Depositionais Reconhecidos na SCI.	143
5.3.1 Trato de Sistema de Mar Baixo	144
5.3.2 Trato de Sistema Transgressivo	144
5.4 Sistemas Depositionais	146

5.4.1 Sistema Fluvial	147
5.4.1.1 Fácies de Leques Aluviais	148
5.4.1.2 Fácies Fluvial Entrelaçada	150
5.4.2 Sistema Costeiro	152
5.4.2.1 Fácies Lagunar	154
5.4.2.2 Fácies Praial/Planície Litorânea	156
5.5 Parasseqüências	160
5.5.1 Parasseqüência Siliciclástica	163
5.5.2 Parasseqüência Calcissiliciclástica	167
5.5.2.1 Subseqüência Bioquímica: Seção Condensada Fosforítica	174
5.5.2.1.1 Gênese do Fosforito	175
5.5.2.1.2 Caracterização do Fosforito da B. da Paraíba	179
5.6 Litofácies	187
5.6.1 Conglomerados Desorganizados Polimíctos (Cgd)	187
5.6.2 Conglomerados Organizados Monomíctos (Cgo)	189
5.6.3 Arenitos de Granulometria Grossa a Média (Agm)	190
5.6.4 Arenitos de Granulometria Média a Fina (Amf)	192
5.6.5 Siltitos Areno-argilosos Lagunares (Saa)	192
5.6.6 Arenitos Calcíferos (Arc)	193
5.6.7 Fosforitos Uraníferos (Ffu)	197
5.6.7.1 Caracterização Mineralógica / Química do Fosforito	208
5.7 O Marco Radioativo da Bacia da Paraíba	210
5.7.1 O Urânio no Fosforito	213
5.7.2 Petrografia do Marco Radioativo	217
5.7.3 Petrografia da Seção Sotoposta ao Marco Radioativo	218
5.7.4 Petrografia da Seção Sobreposta ao Marco Radioativo	219
5.8 Paleogeografia e Evolução Sedimentar da Bacia	220
VI – Paleontologia e Bioestratigrafia na Seqüência Clástica Inferior....	228
6.1 Considerações Gerais.....	229
6.2 Caracterização Macropaleontológica da Seq. Clástica. Inferior.....	229
6.3 Caracterização Micropaleontológica da Seq. Clástica Inferior.....	233
6.4 Bioestratigrafia da Seqüência Clástica Inferior	233

6.5 Análise de microfósseis no poço 1-IG-03-PE.....	237
6.5.1 Nanofósseis Calcários.....	237
6.5.2 Palinologia.....	239
6.5.3 Síntese do Capítulo.....	242
VII – Estratigrafia Química Aplicada na Bacia da Paraíba.....	246
7.1 Considerações Gerais.....	247
7.2 Utilização dos Isótopos Estáveis na Bacia.....	248
7.2.1 Isótopos de Oxigênio.....	249
7.2.2 Isótopos de Carbono.....	250
7.2.3 Paleotemperatura Oceanográfica.....	252
7.3 Análise dos Resultados Obtidos.....	253
7.3.1 Análise do furo 1-IG-03-PE.....	254
7.3.2 Análise do Furo 3-LU-02-PB.....	255
7.3.3 Cálculo da Paleotemperatura.Oceanográfica Neocretácea...	257
7.4 Interpretação dos Resultados.....	260
7.4.1 Interpretação dos dados do furo 1-IG-0-PE na Sub-bacia Olinda.....	260
7.4.2 Interpretação dos dados do furo 3-LU-02-PB (Sub-bacia Miriri).....	261
7.4.3 Implicações Paleoambientais.....	262
VIII – Correlação Estratigráfica e Estrutural dos Furos de Sondagem..	265
8.1 Considerações Gerais.....	266
8.2 Seções Estratigráficas E-W.....	268
8.2.1 Seção Paulista (A – A).....	269
8.2.2 Seção Igarassu (B – B).....	272
8.2.3 Seção Goiana.....	275
8.2.4 Seção Caaporã.....	279
8.2.5 Seção Alhandra (D-D).....	280
8.2.6 Seção Zumbaúma.....	283
8.2.7 Seção Conde.....	284
8.2.8 Seção Lucena (Projeto Miriri).....	286

8.2.9 Seção Rio Tinto.....	287
8.3 Interpretação Paleogeográfica das Seções Estratigráficas E-W.....	289
8.3.1 Seções Transversais (E – W).....	289
8.4 Seções Longitudinais N-S.....	292
8.4.1 Seções Estratigráficas Longitudinais.....	292
8.4.1.1 Seção Estratigráfica Longitudinal Paulista (PE) – Rio Tinto (RN), faixa distal da rampa.....	292
8.4.1.2 Seção Estratigráfica Longitudinal Paulista (PE) – Caaporã (PB), sobre a Rampa Intermediária.....	295
8.4.1.3 Seção Estratigráfica Longitudinal Paulista – Goiana (PE), sobre a faixa proximal da rampa.....	297
8.4.2 Seções Estratigráficas-Estruturais Longitudinais.....	298
8.4.2.1 Seção Recife (PE) – Mamanguape (PB)/Goianinha (RN).....	298
8.4.2.2 Seção Estratigráfica-Estrutural entre a Bacia da Paraíba e a Bacia de Pernambuco.....	302
8.4.2.3 Seção Estratigráfica-Estrutural Alhandra (PB) – Touros (RN).....	304
8.5 Interpretação Paleogeográfica das Seções Estratigráficas tendo como base a Seqüência Clástica Inferior.....	307
8.5.1 Seções Longitudinais (N – S).....	307

IX – Evolução Geodinâmica da Bacia da Paraíba entre o Coniaciano e o Campaniano.....	309
9.1 Considerações Gerais.....	310
9.2 O Legado Proterozóico.....	310
9.3 O Paleozóico e a Evolução da Plataforma Brasileira.....	312
9.4 O Mesozóico e a Desestabilização da Plataforma Brasileira.....	313
9.5 A Implantação das Bacias na Margem Continental Brasileira.....	314
9.6 A Bacia da Paraíba: caso singular de evolução tardia.....	317
9.7 Síntese da Evolução Estratigráfica e Estrutural da Bacia.....	321
9.7.1 Evolução Estratigráfica (Figura IX.6).....	321
9.7.2 Evolução Estrutural (Figura IX.7).....	322

9.7.3 Carta Estratigráfica da Seqüência Clástica Inferior da Bacia da Paraíba.....	324
X – Conclusões.....	327
Referências Bibliográficas.....	332
Anexos.....	352

LISTAGEM DAS FIGURAS

Capítulo I

- Figura I.1 – Mapa de Localização da Bacia da Paraíba entre o Lineamento Pernambuco e o Alto de Mamanguape-PB.23
- Figura I.2 – Quadro com a litoestratigrafia da Bacia da Paraíba e da Bacia de Pernambuco mostrando duas evoluções estratigráfica-estruturais distintas.....25

Capítulo II

- Figura II.1 – Estruturas da Província Borborema segmentada em mosaico e recortada por zonas de cisalhamentos, e as Bacias Sedimentares associadas, tendo em destaque àquelas pertencentes a Província Costeira.....36
- Figura II.2 – Bacias do Nordeste Oriental, modernamente divididas em Bacia de Pernambuco, Bacia da Paraíba e Extensão Leste da Bacia Potiguar.39
- Figura II.3 – Fragmentação do Gondwana, mostrado os riftes do atlântico equatorial e meridional e os riftes abortados do oeste da África. Em destaque, observa-se: 1-Os continentes Sul-Americano e Africano; 2-O sistema rifte; 3-Bacias do tipo rifte, marginais e intracontinentais; 4-Principais crátons e seus correspondentes em ambos continentes. 42
- Figura II.4 – Bacia da Paraíba e sua divisão nas sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri. Observar a separação das bacias congêneres através dos lineamentos Pernambuco e Paraíba/Falha de Mamanguape, e das sub-bacias através das falhas de Goiana e Itabaiana. 48
- Figura II.5 – Mapa Geológico mostrando as principais falhas e fraturas que ocorrem na Sub-bacia Olinda, com direções ENE-WSW, NW-SE como principais, Cretáceas.....57

Figura II.6 – Carta estratigráfica da Bacia da Paraíba modificada da Carta Estratigráfica da Bacia Pernambuco-Paraíba (Feijó, 1994).....	60
Figura II.7 – Coluna Estratigráfica das Sub-bacias Olinda e Alhandra/Miriri onde se observa a ausência da F. Maria Farinha Inferior (paleocena), ocorrendo apenas os carbonatos recifais eocênios da formação nas sub-bacias paraibanas. Fonte: Morais (2005).	61

Capítulo III

Figura III.1 – Furo de sondagem estratigráfico atravessando todas as unidades do Grupo Paraíba e atingindo o embasamento que, no local, é constituído de uma rocha sienítica de coloração rósea.	79
Figura III.2 – Áreas com a ocorrência dos depósitos de fosforito na Sub-bacia Olinda selecionados por radiometria gama aérea e autoportada (Saad, 1974).....	80
Figura III.3 – Mapa de iso-radioatividade na região entre Recife e Igarassu, onde se pode observar os depocentros do fosforito (em amarelo) com taxas de contagens acima de 250 cps, correspondendo ao topo da Formação Itamaracá, taxas de contagens entre 45- 65 cps indicando Formação Beberibe.	82
Figura III.4 – Localização do Afloramento EM-10 nas margens da Rodovia PE-15, em Paratibe (Paulista-PE), onde a radiometria acusou 1000 cps no Fosforito uranífero que ocorre no topo da Formação Itamaracá, representando um <i>hardground</i>	84
Figura III.5 – Espectros gama característicos das três unidades estratigráficas presentes no afloramento EM-10 em Paratibe. Notar a melhor definição dos picos radiométricos no fosforito uranífero Itamaracá.	85
Figura III.6 – Comparação entre os resultados obtidos com o cintilômetro e com o espectrômetro portátil, em cps, nas litologias encontradas no afloramento EM-10. Notar a correspondência entre os dois métodos e, portanto, sua aplicabilidade no campo.....	86

Figura III.7 – Perfil gravimétrico N-S sobre o Lineamento Pernambuco na faixa litorânea, onde é reconhecida a distinção entre as bacias da Paraíba a norte, com arenitos e calcários e de Pernambuco, a sul, com vulcanossedimentares, sobre crostas anômalas, densa ao norte e leve, ao sul.88

Figura III.8 – Mapa Regional de Anomalia Bouguer, mostrando aumento gradativo das linhas de isoanomalias em direção ao mar, refletindo subida do manto, e deslocamento por falhas perpendiculares a costa.....92

Figura III.9 – Modelagem gravimétrica na planície do Recife (Sub-bacia Olinda), mostrando o abatimento do “Baixio de Casa Forte” na direção leste, comprovando a estruturação da bacia.....94

Figura III.10 – Modelagem gravimétrica na Sub-bacia Olinda ao norte do Recife, apresentando no perfil F-F'-F'', o embasamento cristalino granítico (em vermelho), e básico (denso e rosa) e o espessamento gradativo dos sedimentos da bacia, representado pelos clásticos (em amarelo) e carbonatos (em azul).94

Figura III.11 – Corte aproximadamente E-W na região de Paulista (Sub-bacia Olinda) mostrado a estruturação da bacia sobre o cristalino e os principais falhas normais com base em perfis gravimétricos.95

Figura III.12 –Mapa Estrutural entre as Bacias de Pernambuco e da Paraíba a partir de dados de gravimetria, destacando nesta última, sua estruturação em blocos escalonados com caimentos para ENE (c.70Az), e permitindo localizar as interpretações da modelagem gravimétrica e do perfil geológico, das figuras anteriores. Fonte: Oliveira (2003).96

Figura III.14 – Mapa Aeromagnético do Nordeste ressaltando uma densa e intrincada rede de falhas no cristalino, cujo padrão mostra predominância das estruturas para leste, nordeste e este-nordeste, inclusive sob as bacias, e indo até a continuação na plataforma continental. Fonte: Dal Ré Carneiro *et al.* (1988). 98

Figura III.15 – Mapa Magnético de Campo Vertical, ressaltando anomalias negativas na Bacia de Pernambuco, a oeste de João Pessoa, anomalia positiva a NW de João Pessoa e o Lineamento Pernambuco. .Fonte: Rand & Manso (1990)..99

Figura III.16 – Mapa Magnético Residual salientando a Bacia da Paraíba, as vulcânicas básicas a W de João Pessoa e as zonas de cisalhamento de Pernambuco e Paraíba delineadas com as isogamas negativas. Fonte: Rand & Manso (1990).100

Figura III.17 – Estruturas das sub-bacias do Saliente Oriental Nordestino com os falhamentos coincidindo com as anomalias de gravidade e magnéticas. 101

Figura III.18 – Mapa magnetométrico do campo total residual, distinguindo dois padrões distintos, separados pelo Lineamento Pernambuco. Observar na Bacia da Paraíba a alternância de eixos positivos (vermelhos) e negativos (azuis), orientados segundo a direção E-W. Essa característica, no entanto, dificulta uma interpretação segura devido às baixas latitudes em que ocorre a área estudada. 102

Figura III.19 – Mapa de Sinal Analítico onde os dados magnetométricos sofreram uma filtragem matemática, convertendo as anomalias bipolares em monopolares, as quais são positivas e apresentam tons avermelhados sobre uma fonte magnética, resultando no aparecimento de um alinhamento N-S ao norte do Lineamento Pernambuco, interpretado como a borda da Bacia da Paraíba.103

Figura III.20 – Justaposição dos dados aeromagnetométricos da Bacia da Paraíba, sobre a estruturação das bacias marginais do Nordeste oriental.....104

Figura III.21 – Seções geológicas de bacias da margem continental com base na sísmica. Observar a estruturação da Bacia da Paraíba (N° 3). 108

Figura III.22 – Imagem do relevo e batimetria das bacias da Paraíba e de Pernambuco, com destaque para as sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri, a continuidade dos falhamentos em *offshore*, o Platô de Pernambuco e as duas linhas sísmicas L.1 e L.2. Fonte: Barbosa & Lima Filho (2005).110

Figura III.23 – Linhas sísmicas das bacias de Pernambuco e da Paraíba em *offshore* (L.2 e L.1, respectivamente), mostrando o estilo *rift* da primeira e rampa da segunda, os falhamentos normais em direção *offshore* e o possível prolongamento para norte até a Bacia da Paraíba, do *Rift* do Cupe. (Lima Filho *et al.* , 2005). 111

Figura III.24 – Estruturação da Bacia de Pernambuco em *offshore* observada em seção paralela a linha sísmica L.2 da Figura III.24, mostrando os falhamentos normais do *Rift* do Cupe, *Rift pré-Plateau* (em crosta continental) e o *Plateau* de Pernambuco (já em crosta oceânica). Fonte: Alves & Costa (1986).112

Figura III.25 – Seção Sísmica correspondente a Linha L.1, mostrado o comportamento em rampa da Bacia da Paraíba, acompanhada das falhas normais com caimento para ENE, as espessuras das unidades clásticas Beberibe e Itamaracá, um *rift* abortado aptiano-albiano. (Barbosa & Lima Filho, 2005).112

Figura III.26 – Estruturação em rampa e falhamentos normais com caimento para ENE baseado na gravimetria, acompanhado de seção hipotética da primeira ingressão clástica na bacia (Formação Beberibe).	113
Figura III.27 – Deposição da camada calcissiliciclástica sobre a bacia á época da transgressão marinha. Comparar a semelhança da deposição com a mostrada na Figura III.25.	113

Capítulo IV

Figura IV.1 – Estruturas Lineares na Província Borborema, destacando-se os lineamentos Transbrasiliano (Sobral-Pedro II), Senador Pompeu, Paraíba (Patos) e Pernambuco. Notar que a Falha de Itabaiana (ZC de Afogados da Ingazeira), e a Falha de Goiana (ZC Limoeiro) têm continuidades na Bacia da Paraíba como falhas normais mesozóicas, separando-a em sub-bacias. Fonte: Lima Filho (1998).	116
Figura IV.2 – Principais falhas responsáveis pela estruturação da Bacia da Paraíba, tanto no embasamento e porção emersa da bacia como em <i>offshore</i>	118
Figura IV.3 – Compartimentação Tectônica do Domínio da Zona Transversal nos terrenos TAP, TAM e TRC, que são substrato das Sub-bacias da Bacia da Paraíba, mostrando a orientação do transporte tectônico e a distinção entre os eventos orogênicos do Brasileiro e do Cariris Velhos.	121
Figura IV.4 – Esboço das estruturas dúcteis e rúpteis, do embasamento (vermelho) e bacia (preto), como zonas de cisalhamentos, transcorrências, cavalgamentos, falhas normais e fraturas (em preto na bacia e embasamento, com pequena extensão). Fonte: Vila Nova (2005).	124
Figura IV.5 – Mapa Estrutural da Região Metropolitana do Recife, onde na parte norte está localizada a Sub-bacia Olinda, na qual Oliveira (1994; CPRM, 1996) através de gravimetria interpretaram as falhas normais, com abatimento de blocos para ENE, formando altos e baixos estruturais na bacia.	127
Figura IV.6 – Interpretação gravimétrica Bouguer apresentando padrões distintos entre as bacias a norte e a sul do Lineamento Pernambuco. Observar a orientação NNE-SSE na porção norte que parece marcar o limite entre o embasamento e a bacia.....	128

Figura IV.7 – Seção sísmica na Bacia da Paraíba em *offshore* mostrando a estruturação de falhas normais escalonadas e a suavidade da inclinação que corrobora o estilo rampa da bacia estudada e o prolongamento norte do *rift* do Cupe, da Bacia de Pernambuco.129

Figura IV.8 – Estereograma do campo de esforços, mostrando compressão para NW e extensão para NE. Fonte: Vila Nova (2005)..... 130

Figura IV.9 – Os estereogramas do campo de esforços mostram que a compressão para NW e a extensão para NE, estão de acordo com um cisalhamento regional sinistral de direção NE-SW. Fonte: Vila Nova (2005).....131

Figura IV.10 – Estereograma mostrando a direção de compressão e a de extensão na bacia, a partir de um par conjugado de fraturas em afloramento da Formação Gramame, na Ponta do Funil. Fonte: Vila Nova (2005). 132

Figura IV.11 - Modelo de evolução para a Sub-bacia Olinda no Meso-Cenozóico. Fonte: Moraes (2005)..... 133

Figura IV.12 – Blocos diagramas mostrando a evolução estrutural das bacias da Paraíba e de Pernambuco. Figura 2.7: Evolução tectônica das bacias de Pernambuco e da Paraíba segundo Lima Filho *et al.* (2005): 1 - Riffe do Cupe; 2 - Zona de cisalhamento de PB; 3 - Lineamento de Pernambuco; 4 - Alto de Tamandaré; 5 - Graben de Olinda; 6 - Graben de Piedade; 7 - Cabo de Santo Agostinho; 8 - Graben do Cupe; 9 - Sub-bacia de Canguaretama; 10 - Sub-bacias de Alhandra e Miriri; 11 - Sub-bacia de Olinda; 12 - talude da Bacia da Paraíba; 13 - Alto de Mamanguape; 14 - Alto de Goiana. 135

Capítulo V

Figura V.1 – Bloco diagrama mostrando o estilo estrutural da Bacia da Paraíba, tipo rampa, e da Bacia de Pernambuco, tipo rifte, separadas pelo Lineamento Pernambuco uma zona de cisalhamento que atuou como uma zona de transferência durante a evolução das bacias. (Lima Filho *et al*, 1998) 139

Figura V.2 – Seções sísmicas perpendiculares à linha de costa mostrando os estilos estruturais em rampa para a Bacia da Paraíba. Observar o caimento suave do pacote sedimentar em direção a leste, e o escalonamento em degraus no substrato cristalino e o Riffe do Cupe. (Lima Filho *et al*, 2005). 140

- Figura V.3 – Subdivisão ambiental de uma bacia tipo rampa (Burchette & Write, 1992) e tentativa paleogeográfica de posicionar a deposição continental (A) e a transicional/marinha (B), na bacia estudada. 141
- Figuras V.4 – A figura mostra a existência de uma ligação entre os continentes sul-americano e africano, através de altos estruturais, que resistiu aos movimentos de abertura até o Coniaciano. (Souza Lima & Hansi Jr, 2003). 143
- Figura V.5 – Ambiente deposicional do TSMB da SCI (Parasseqüência Siliciclástica), do Sistema Fluvial, constituído de Leques Aluviais e Fluvial Estrelado, com duas fácies nos leques e duas nos rios entrelaçados.149
- Figura V.6 – Ambiente deposicional do TST da SCI (Parasseqüência Calcissiliciclástica), do Sistema Costeiro, Fácies Lagunar e Praial/Litorânea (com a SIM). 153
- Figura V.7 – Perfil do Furo F-210 (Kegel, 1957), em Olinda, mostrando na parte proximal da Seqüência Clástica Inferior, a clássica interpretação de intercalação entre as formações Beberibe e Itamaracá. No entendimento atual, o que ocorre é um registro dos avanços e recuos da linha de costa entre os ambientes continental/transicional da bacia. 161
- Figura V.8 – Corte esquemático do modelo de interdigitação entre as Formações Beberibe e Itamaracá, na porção proximal da bacia, segundo Kegel (1955). Com o advento da ES, e dos furos de sondagens para o fosfato, observou-se a inadequação do modelo, pois o que ocorre é uma superfície de registro das oscilações do nível do mar, através de recuos e avanços da linha de costa e, sua conseqüente deposição, na parte proximal, de sedimentação continental e de sedimentação transicional. 162
- Figura V.9 – Perfil estratigráfico do afloramento na localidade de Passarinho, onde as camadas de **A** até **E** pertencem aos conglomerados e arenitos dos leques aluviais e rios entrelaçados da Parasseqüência Siliciclástica (Formação Beberibe, anteriormente) e de **F** até **I** pertencem aos siltitos lagunares da Parasseqüência Calcissiliciclástica (Formação Itamaracá). A camada H representa uma recorrência do processo fluvial sobre o ambiente lagunar. 171
- Figura V.10 – Períodos geológicos mais favoráveis à deposição dos fosforitos marinhos, dentre eles, do Cretáceo ao Eoceno. (Cook & McElhinny, 1979).177

Figura V.11 – Distribuição das bacias sedimentares com depósitos de fosforito marinhos durante o Cretáceo Superior, período em que ocorreu a deposição na Bacia da Paraíba. (Matsuta & Viviers, 1989)	178
Figura V.12 – Modelo esquemático para formação de fosforitos marinhos, idealizado por Tucker (1981), e aplicado na Bacia Potiguar. (Barbosa, 2004)	179
Figura V.13 – Localização das principais ocorrências de fosforitos na Bacia da Paraíba, e distribuição paleogeográfica em áreas com fosforitos (alto teor em fosfato > 10% P ₂ O ₅), fosforito arenoso/arenito fosfático, áreas calcarenitos fosfáticos e áreas com fosforitos retrabalhados (baixos teores < 10% P ₂ O ₅). Amaral (1990).	180
Figura V.14 – Ocorrência de dois níveis de fosforitos, um no topo dos arenitos calcíferos e outro na base dos calcários da seqüência sobrejacente. O inferior é sindeposicional à SCF ou da Litofácies Ffu₂ , e o superior a SIM , representa a continuação da deposição do fosforito no contato/base do calcário, Litofácies Ffu₃ (na Sub-bacia Olinda), e retrabalhamento nas Sub-bacias Alhandra e Miriri, Ffu₄ ?). Notar que os níveis são interpretados a partir dos raios gama nos poços. Fonte: Amaral (1980), reinterpretado.	182
Figura V.15 – Localização dos furos LU-15 e LU-13 da seção mostrada na Figura V.14, pertencentes ao depósito de Mangereba (33) da Figura V.13.	183
Figura V.16 – Discordância pós-Gramame, marcada por um retrabalhamento do fosforito uranífero e bem marcada por raios gama nos poços, interpretada como um segundo nível fosfático por alguns autores. Souza (1999) mostrava que esse nível representava a regressão na bacia, confirmada na Ponta do Funil com depósitos fosfáticos sobre o limite K-T (Foto V.18).	185
Figura V.17 – Composições químicas médias das litofácies do fosforito. ..	209
Figura V.18 – Correspondência entre U ₃ O ₈ e P ₂ O ₅ encontrada no minério das jazidas da Fosforita Olinda S/A, em Desterro, Monjope e Iaman (Abreu e Lima-PE), Sub-bacia Olinda.	217
Figura V.19 – Representação esquemática dos processos e subsidência em uma bacia sedimentar. Fonte: Souza-Lima & Hansi Jr (2003).	221
Figura V.20 – Quadro resumo da evolução deposicional da Seqüência clástica Inferior da Bacia da Paraíba.	224

Figura V.21 – Resumo interpretativo da evolução da deposição da seqüência clástica inferior, tomando como base nas paleolinhas costeiras que marcam o avanço da transgressão marinha sobre o continente. Fonte: Amaral *et al.* (1977). 226

Figura V.22 – Carta Estratigráfica da Seqüência Clástica Inferior da Bacia da Paraíba. 227

Capítulo VI

Figura VI.1 – Interdigitação entre as formações Beberibe (Continental) e Itamaracá (Transicional/Marinha), na porção proximal da Bacia da Paraíba, conforme Kegel (1957). Observar o horizonte de fosforito (em vermelho) sobre a Formação Itamaracá (Parasseqüência Calcissiliciclástica) e também sobre a Formação Beberibe (Parasseqüência Siliciclástica). 231

Figura VI.2 – Perfil do Furo F – 204, na localidade de Forno da Cal em Olinda, mostrando a interdigitação entre as Formações Beberibe e Itamaracá, de acordo com Kegel (1957). Fonte Barbosa (2004)..... 236

Figura VI.3 – Quadro mostrando os nanofósseis calcários presentes no furo 1-IG-03-PE, da Sub-bacia Olinda..... 240

Figura VI.4 – Quatro mostrando os palinórfos da Zona Bioestratigráfica P-270, presentes no furo 1-IG-03-PE, da Sub-bacia Olinda. 241

Figura VI.5 – Os dados bioestratigráficos do poço 1-IG-03-PE mostram idade Campaniano – Maastrichtiano Inferior para a Formação Itamaracá e Maastrichtiano Superior para a Gramame. As idades foram baseadas em nanofósseis calcários e palinologia. 243

Figura VI.6 – Classificação dos nanofósseis da margem brasileira comparada com a Classificação de Sissingh (1977). Campaniano-Maastrichtiano Inferior corresponderia a CC-24. 244

Capítulo VII

Figura VII.1 – Valores médios das razões isotópicas do $\delta^{13}\text{C}$ para o Fanerozóico, de acordo com Veizer *et al.* (1980), variando entre -1 e +2 PDB . No Cretáceo, os valores situam-se entre +0,50 e + 1,30 PDB . Fonte: Santos (2001). ...251

- Figura VII.2 – Furo 1-IG-03-PE mostrando dados isotópicos de Oxigênio e Carbono crescendo para valores em torno de -1‰ no $\delta^{18}\text{O}$ e para +1‰ no $\delta^{13}\text{C}$. Dessa profundidade até os 24,5m quando encerra a amostragem, já na seqüência carbonática plena, os valores da curva apresentam um zigue-zague em torno de uma faixa média (-3/-1).254
- Figura VII.3 – Furo 3-LU-02-PB, da Sub-bacia Miriri, tendo a Superfície de Inundação Máxima-SIM interpretada no pico radiométrico de maior intensidade dentro do intervalo de contato entre as formações Itamaracá e Gramame. 256
- Figura VII.4 – Curvas dos isótopos de oxigênio e carbono, além da paleotemperatura e produtividade marinha durante o Campaniano-Maastrichtiano no furo 525 do DSDP no Atlântico. Notar tendência a resfriamento a partir do final do Campaniano. Paleotemperaturas obtidas em foraminíferos. 257
- Figura VII.5 – Quadro das Paleotemperaturas oceanográficas do Campaniano Superior – Maastrichtiano Inferior na Sub-bacia Olinda no furo 1 – IG – 03 – PE. 258
- Figura VII.6 – Quadro das Paleotemperaturas oceanográficas no Campaniano Superior – Maastrichtiano Inferior da Sub-bacia Miriri, no furo 3 –LU – 02 – PB. 258
- Figura VII.7 – Distribuição das temperaturas da superfície dos oceanos. Notar a temperatura do oceano Atlântico Sul na costa nordestina do Brasil, em torno de 26-28°C. Fonte:NOAA, Internet. 259
- Figura VII.8 – Fenômenos de deposição dos fosforitos sobre a estrutura tipo rampa da Bacia da Paraíba, trazidos por correntes frias ricas em matéria orgânica preservada na tanatocenose do fundo oceânico, devido às condições anóxicas. . 264

Capítulo VIII

- Figura VIII.1 – Distribuição dos furos de sondagem do Projeto Fosfato (CPRM-DNPM) entre Paulista-PE e Rio Tinto-PB, base para as interpretações estratigráficas e estruturais desta tese. Fonte: Fonseca Neto (1979). 267
- Figura VIII.2 – Quadro mostrando a listagem dos principais poços utilizados para confecção das seções estratigráficas constantes neste capítulo. 268
- Figura VIII.3 – Seção Estrutural (superior) e Estratigráfica (inferior), baseadas nos furos do Projeto Fosfato (Fonseca Neto, 1979), em Paulista, salientando a camada de fosforito uranífero com seção condensada e marco estratigráfico.271

Figura VIII.4 – Seção estratigráfica e estrutural Igarassu, tendo como destaque a camada de fosforito e o marco radioativo.274

Figura VIII.5 – Bloco diagrama interpretando o Alto de Goiana entre as sub-bacias da Bacia da Paraíba, com indicação dos mergulhos observados nas rampas em várias partes da bacia. Notar as menores inclinações no Alto de Goiana e as maiores profundidades na sub-bacia Olinda, e uma pequena quebra na plataforma em torno do meridiano de 294km E. 276

Figura VIII.6 – Corte esquemático E-W na região de Goiana, mostrando a profunda erosão na área ora abordada, que suprimiu a Formação Itamaracá. Notar também as altitudes das formações Itamaracá e Beberibe no furo FMA em relação aos demais, confirmando o bloco elevado na região de Goiana. (Kegel, 1955). 276

Figura VIII.7 – Seção Goiana. Na seção estrutural (Superior) contou-se com a inclusão de furos do *Projeto Dimensionamento do Fosfato...*(Duarte & Krauss, 1978). Por falta de perfil gama, na seção estratigráfica, contou-se apenas com os furos do *Projeto Fosfato* (Fonseca Neto, 1979). 278

Figura VIII.8 – Seção Estratigráfica Caaporã. O fosforito ocorre apenas no furo mais leste (1-CA-01-PB). A radiometria no furo CA-03 marca um nível de argila. 280

Figura VIII.9 – Seção Estratigráfica-Estrutural de Alhandra-PB, com predomínio da Formação Itamaracá, nas suas fácies carbonática e fosforítica. A partir de Alhandra parece começar outro depocentro na bacia em direção ao norte, em oposição ao Alto Tectônico de Goiana-Caaporã, ao sul. 282

Figura VIII.10 – Seção Estratigráfica Zumbaúma, na localidade de Acais-PB, mostrando o fosforito sin-deposicional nos furos orientais, distais sobre a rampa, e fosforitos sin-deposicionais e retrabalhados nos furos mais proximais. 283

Figura VIII.11 – Seção Conde mostrando fosforitos sin-deposicionais e fosforitos decorrentes de erosão e retrabalhamento. 285

Figura VIII.12 – Seção Lucena, na Paraíba, decorrente do Projeto Miriri, distinguindo-se com clareza o fosforito sin-deposicional no topo da Formação Itamaracá e zona fosfática retrabalhada no topo da Formação Gramame. 287

Figura VIII.13 – Seção Estratigráfica Rio Tinto com a zona de fosfato retrabalhado bem mais evidenciada que a zona com o fosfato sin-deposicional. 288

- Figura VIII.14 – Seção estratigráfica da Bacia da Paraíba, em sua porção mais distal, mostrando a zona fosfática sin-deposicional, correspondendo a uma superfície de inundação máxima e um marco estratigráfico da bacia. 294
- Figura VIII.15 – Seção Estratigráfica Longitudinal entre Paulista e Caaporã, ao longo da faixa intermediária da bacia. 296
- Figura VIII.16 – Seção Estratigráfica Longitudinal localizada na faixa mais proximal da bacia, e totalmente inserida na Sub-bacia Olinda, com destaque no depocentro entre Paulista-Igarassu, a sul, e o Alto de Goiana, a norte. 297
- Figura VIII.17 – Seção Estratigráfica-Estrutural da Bacia da Paraíba e seu contato com a Bacia Potiguar. 299
- Figura VIII.18 – Seção Estratigráfica-Estrutural entre a Bacia da Paraíba e a Bacia de Pernambuco. 303
- Figura VIII.19 – Seção Estratigráfica-Estrutural Alhandra (PB) – Touros (RN), mostrando a ligação entre a Bacia da Paraíba e a Bacia Potiguar. 305

Capítulo IX

- Figura IX.1 – Padrão Estrutural do Proterozóico da Província Borborema, marcado pela presença de extensas zonas de cisalhamentos transcorrentes com direções principais NE-SW e E-W. A Zona Transversal é limitada pelo Lineamento Paraíba, ao norte, e Lineamento Pernambuco, ao sul, e os terrenos TAM, TAP e TRC formando o substrato da bacia. Fonte: Santos (2001). 311
- Figura IX.2 – Mapa paleogeográfico e geológico mostrando o comportamento das costas brasileira e africana durante o Aptiano-Albiano. A região da Bacia da Paraíba estabelecia uma extensão continental entre o Brasil e a África, embora alguma comunicação marinha já fosse possível até o final do Turoniano. 315
- Figura IX.3 – Mapa esquemático mostrando a correspondência entre a geologia da Província Central Africana e a Província Borborema, na configuração do Gondwana: 1 = lineamento Kandi-Transbrasiliano; 2 = lineamento de Patos-Garaoua; 3 = *Median Shear Corridor*; 4 = lineamento de Pernambuco-Adamaoua. As megafalhas 2 e 4, protegeram a Zona Transversal-*Median Shear Corridor*, até o rompimento pós-turoniano. Fonte: Brito Neves (2001). 316

- Figura IX.4 – Alto estrutural entre Pernambuco-Paraíba pré-Turoniano, que resistiu a abertura do oceano Atlântico, denominado de “ponte intercontinental” por Rand (1985). Fonte: Fundação Paleontológica Phoenix (2003). 318
- Figura IX.5 – Interpretação da sísmica da bacia em *offshore*. Em destaque, estruturas escalonadas e um graben (rift do Cupe?). Lima Filho *et al.* (2005). 318
- Figura IX.6 – Quadro resumo da evolução estratigráfica da Bacia da Paraíba entre o Coniaciano e o Maastrichtiano. 323
- Figura IX.7 – Evolução tectônica da Bacia da Paraíba, a partir do Evento D da figura, Turoniano-Santoniano com subsidência ao norte do Lineamento Pernambuco e flexão entre este e o Alto de Touros. Este evento foi provocado pelo drift continental entre as placas sul-americana e africana e, na depressão provocada pela subsidência de alguns blocos, houve o preenchimento dos clásticos da Formação Beberibe (Sub-bacia Miriri, Alhandra e Olinda). No Evento E, Campaniano-Maastrichtiano, a bacia ora estudada começou a receber sedimentação transicional que já tinha se instalado anteriormente a norte do Alto de Mamanguape na denominada plataforma Leste da Bacia Potiguar e que, no Campaniano, provocada pela continuidade da flexão sobre a rampa, ocorre a transgressão sobre todas as sub-bacias, numa rápida subsidência e inundação marinha, encerrando o trato transgressivo numa seção condensada fosforítica.e, conseqüentemente, a história tectônica da seqüência basal da Bacia da Paraíba. Lima Filho *et al.* (2005). .. 323
- Figura IX.8 – Carta Estratigráfica da Seqüência Clástica Inferior da Bacia da Paraíba. 326

LISTAGEM DAS FOTOS

Capítulo I

Capítulo II

Capítulo III

- Foto 3.1 – Ocorrência de fosforito uranífero em Paratibe (Paulista-PE), nas margens da rodovia PE-15, descoberta no decorrer desta tese. 81
- Foto 3.2 – Afloramento EM-10, às margens da rodovia PE-15 em Paratibe-PE, mostrando um arenito de granulometria grossa (“Formação Beberibe”) sotoposto, localmente, aos fosforitos uraníferos do topo da Formação Itamaracá. 83
- Foto 3.3 – Margem NE da rodovia PE-15, mostrando o fosforito do topo da Formação Itamaracá em contato com os calcários argilosos da base da Formação Gramame. Afloramento EM-10 em Paratibe (Paulista-PE). 85
- Foto 3.4 – Gnaisse com bandas miloníticas de baixa temperatura na faixa de influência da Zona de Cisalhamento de Pernambuco. Imediações do Terminal Integrado de Passageiros-TIP. 89
- Foto 3.5 – Milonitos da ZC Pernambuco nos arredores oeste de Recife, mostrando lineação de estiramento E-W, com caimento para oeste, porém sem mostrar evidências de participação efetiva dos fenômenos da deriva continental no Cretáceo. Canteiro central da rodovia BR-232, no Curado. 90
- Foto 3.6 – *Sheets* graníticos brasileiros encaixados na ZCPE (Lineamento Pernambuco), sem apresentar as marcas estruturais de um evento da magnitude da deriva continental. Canteiro central da BR-232, no Curado. 91

Capítulo IV

Capítulo V

Foto 5.1 – Rocha granítica do embasamento que ocorre na borda ocidental da Bacia da Paraíba (Sub-bacia Olinda) na subida pela rodovia PE-27 em direção a Aldeia, cujos fragmentos são encontrados nos conglomerados desorganizados da base da Parasseqüência Siliciclástica (Formação Beberibe), em Apipucos. 147

Foto 5.2 – Conglomerado polimicto desorganizado (Cgd) com fragmentos de rocha cristalina, suportado por uma matriz lamítica de granulometria fina, pertencente à Fácies de Leques Aluviais proximais. Localidade: Arredores da Lagoa de Apipucos, Recife. 149

Foto 5.3 – Conglomerado monomítico organizado (Cgo), constituído de seixos quartzosos, com matriz arenosa de granulometria grossa, pertencente à Fácies de Leques Aluviais, partes medianas, e apresentando tênue estratificação quando o afloramento é observado à distância. Loc.: Estrada da Mumbeca, Paulista. 150

Foto 5.4 – Arenito da Fácies Agm das partes proximais a intermediária dos rios entrelaçados, mostrando granulometria grossa a média e aparente ausência de estruturas. Localidade: Rodovia PE-15, Paratibe. 151

Foto 5.5 – Arenito da Fácies Amf, da porção intermediária a distal dos rios entrelaçados, apresentando coloração creme-amarelada, granulometria média a fina bastante friável e feldspática. Localidade: Rodovia BR-101, em Igarassu-PE. 152

Foto 5.6 – Siltito areno-argiloso esverdeado, da litofácies Saa, pertencente a Fácies Lagunar do Ambiente Costeiro. Localidade de Passarinho. 154

Foto 5.7 – Pequeno molusco de água salobra, pertencente ao siltito lagunar, no afloramento da localidade de Passarinho, confirmando a fácies e o ambiente, de observado por Beurlen (1967b). 155

Foto 5.8 – Corte de rodovia mostrando o arenito calcífero da fácies Arc, da Formação Itamaracá na localidade de Desterro, margem oeste da BR-101 entre Abreu e Lima e Cruz de Rebouças. 157

Foto 5.9 – Furo de Sondagem 1-PL-01-PE mostrando na calha mais inferior da caixa 8, um material arenoso escuro com grãos quartzosos angulosos, representando a superfície de discordância entre os arenitos Arc e os arenitos Agm da parasseqüência inferior. 158

Foto 5.10 – Furo de Sondagem 1-IG-03-PE mostrando a mesma transição escura (discordância), na segunda calha, logo acima da régua. 158

Foto 5.11 – Furo de Sondagem SR-C-07, em Goiana-PE, mostrando a superfície de discordância (arenito grosso, escuro), entre a fácies **Agm**, de rios entrelaçados, da unidade inferior (coloração amarelada) e a fácies **Arc**, de praia/planície litorânea (coloração esbranquiçada), do Sistema Costeiro. 159

Foto 5.12 – Testemunho de Sondagem do Furo 1-PL-01-PE, representando a seção condensada entre o TST e o TSMA (arenitos calcíferos e carbonatos), constituída de arenito calcífero com muitos grãos de fosforito, os quais são envolvidos por matriz margosa em direção ao carbonato bioturbado, evidenciando processo erosivo sobre o estrato com baixa deposição. 160

Foto 5.13 – Afloramento da Parasseqüência Siliciclástica ocorrendo sob forma de lajedos, onde em corte observa-se os arenitos grossos com níveis conglomeráticos da fácies Agm (Rios entrelaçados proximais). A oeste deste local ocorrem os conglomerados com seixos quartzosos e matriz arenosa da fácies Cgo de Leques Aluviais distais. Estrada da Mumbeca, Paratibe. 164

Foto 5.14 – Arenito friável com granulometria fina e com matriz arcosiana, da fácies Amf, dos rios entrelaçados, predominante em área aflorante na unidade, ocorrendo em vários cortes nas estradas e rodovias. Afloramento na BR-101, em Igarassu. 165

Foto 5.15 – Afloramento na localidade de Passarinho, onde se observa da camada B até a camada E, arenitos grossos a conglomeráticos até arenitos finos da Parasseqüência Siliciclástica; e, da camada F até a I, arenitos muito finos a siltitos argilosos da fácies lagunar da Parasseqüência Calcissiliciclástica. Camada A, rocha cristalina alterada. 166

Foto 5.16 – Bloco de rocha cristalina alterada, mas permitindo reconhecer a mineralogia (quartzo, afrisita e feldspato alterado para argila), encontrado na porção basal do afloramento na localidade de Passarinho, e correspondendo ao nível A da Foto 5.15. 167

Foto 5.17 – Silito argiloso de ambiente lagunar, bastante fossilífero e com intercalações de arenitos finos a muito finos, situados na base da Parasseqüência Calcissiliciclástica. Localidade de Passarinho, rio Beberibe/ rodovia BR-101, ao norte de Recife. 167

Foto 5.18 – Arenitos calcíferos de cor creme-amarelada que ocorrem na Faz. Alexandrina – PB, ex- Faz. Congo, descritos por Maury (1930) como Formação Gramame. 171

Foto 5.19 – Arenito calcífero da sub-fácies Arc1, com coloração cinza e granulometria cinza, aspecto maciço e diagênese média a forte, presente em testemunhos na Sub-bacia Olinda (1-PL-01-PE), geralmente, no contato entre os arenitos sotopostos Agm. 172

Foto 5.20 – Arenito calcífero da Sub-fácies Arc2 creme amarelado, granulometria média a grossa, bastante fossilífero, dominante em subsuperfície nas três sub-bacias. Furo 3-LU-02-PB, na Sub-bacia Miriri. 173

Foto 5.21 – Passagem do arenito carbonático fino com nódulos de fosforito (nas três calhas inferiores), para um calcário cinzento bioturbado (nas duas calhas superiores). Testemunho do furo 1-IG-03-PE mostrando o contato entre a Formação Itamaracá e a Formação Gramame, quando falta a camada fosforítica. 173

Foto 5.22 – Afloramento de fosforito descoberto nos trabalhos de campo desta tese, entre o rio Paratibe e a rodovia PE-15, e que forma a **SCF** do topo da Parassequência Calcissiliciclástica. 175

Foto 5.23 – Fosforito da **SCF** (com martelo), em Paratibe (rodovia PE-15), em contato com os arenitos grossos a médios da Fácies **Agm** de rios entrelaçados da Parassequência Siliciclástica inferior (onde está a pessoa). Notar que há hiato de sedimentação, na parte proximal da bacia, pois o topo da **PC** está diretamente em contato com a base da **PS**. 175

Foto 5.24 – Material carbonático desagregado sobre a Superfície K-T na Ponta do Funil (PE), com radiometria elevada, correspondendo nos furos de sondagens a situação que se observa na Figura V.15, ou discordância pós-Gramame (Marco Radioativo da Regressão Paleocena; Souza, 1999). 186

Foto 5.25 – Litofácies **Cgd**, conglomerado onde aparecem dispersos numa matriz lamítica, seixos de quartzo e fragmentos de rocha cristalina, subarredondados, subangulosos e angulosos. 188

Foto 5.26 – Rocha cristalina alterada inclusa na base da Litofácies **Cgd**, mostrando o feldspato já alterado para argila, mas ainda distinguindo-se o quartzo e a afrisita. Localidade de Passarinho. 188

Foto 5.27 – Litofácies **Cgo** na localidade de Munbeca, onde não se percebe estratificação nem imbricação dos seixos quartzosos, apenas a granodecrescência ascendente. 189

Foto 5.28 – Arenito da Litofácies **Agm** mostrando domínio da granulometria grossa com o quartzo subanguloso a subarredondado. 190

Foto 5.29 – Litofácies **Agm** quando predomina a granulometria média, mostrando quartzo e feldspato subarredondados a subangulosos, e argilização dos feldspatos com liberação do óxido de ferro que dá tons avermelhados locais na rocha. 191

Foto 5.30 – Arenito que representa a sub-litofácies **Arc₁**, apresentando granulometria média a grossa, coloração escura e diagênese média a forte, com grãos quartzosos e moldes quebrados de fósseis destacados na matriz. Testemunho do furo 1-PL-01-PE. 194

Foto 5.31 – Arenito calcífero creme amarelado de granulometria média, fossilífero, e com dolomita recristalizada da sublitofácies **Arc₂**, a preponderante na unidade, e passando para um arenito duro, compacto, de grã fina. Furo 1-PL-01-PE, na Sub-bacia Olinda. 194

Foto 5.32 – Arenito calcífero da sub-litofácies **Arc₂**, de cor creme a creme esbranquiçada e granulometria média a eventualmente grossa, diagênese forte a muito forte e bastante fossilífero. Furo 3-LU-02-PB, na Sub-bacia Miriri. 195

Foto 5.33 – Calcário arenoso da sublitofácies **Arc₄**, que ocorre no contato com os carbonatos da Seqüência Carbonática da bacia (Formação Gramame), quando não se encontra o fosforito. Fazenda Alexandrina, Conde-PB. 195

Foto 5.34 – Fotomicrografia do arenito calcífero Itamaracá, constituído essencialmente por quartzo, em cristais com bordas relativamente sem corrosão e contatos intergrãos pontuais ou frouxos denunciando diagênese média a fraca. Entre os grãos quartzosos há presença de calcita espática como cimento. Furo IG-03, em Igarassu. 196

Foto 5.35 – Fotomicrografia do arenito calcífero em uma porção mais distal da bacia, no poço 1-ST-I-PE, em Itamaracá, ainda mostrando domínio quartzoso, mas com maior concentração de calcita espática, e mostrando grãos em agregados. 196

Foto 5.36 – Fotomicrografia do arenito calcífero da Fazenda Alexandrina (Ex-Congo), na Sub-Bacia Alhandra mostrando o quartzo em grãos agregados e contatos suturados, envolvidos por calcita espática numa proporção que vai além de cimento. 197

Foto 5.37 – *Sub-litofácies fosforito arenoso (Ffu₁)*, creme, relativamente compacto, com leve estratificação, rico em minerais detríticos e com os elementos fosfáticos decrescendo em relação à base. Estratigraficamente foram encontrados sobre os arenitos calcíferos *Arc₂*. Pedreira Iaman, Abreu e Lima-PE. 198

Foto 5.38 – *Sub-litofácies fosforítica (Ffu₂)*, com coloração creme–amarelada, granulometria média, localmente com aspecto friável, muito fossilífera. Neste afloramento, em Paratibe-PE (EM-10), ocorre depositada sobre arenitos grossos *Agm* (da **PS** = “Formação Beberibe”). Em relação a ocorrência da Pedreira Iaman, vista na foto anterior, está um pouco mais para leste. 199

Foto 5.39 – Detalhe da litofácies mais representativa do fosforito, constituída de material fosforítico arenoso, creme-amarelado, granulometria variando de média a grossa e bastante fossilífera (notar a quantidade de gastrópodes). Esta litofácies é aquela onde foi encontrado o foraminífero *Fallotia santosae* na Sub-bacia Olinda. Afloramento na localidade de Paratibe, na rodovia PE-15, Paulista. 199

Foto 5.40 – *Sub-litofácies fosforito argiloso (Ffu₃)*, estratigraficamente superior às sub-litofácies anteriores (Vide Fotos 5.38 e 5.39), e ocorre no mesmo afloramento de Paratibe (EM-10), às margens da rodovia PE-15. Esta sub-litofácies está no topo da camada fosforítica, em contato com os calcários da seqüência carbonática sobrejacente (“Formação Gramame”). 200

Foto 5.41 – Vista em afloramento da *Sub-litofácies fosforito argiloso Ffu₃* (topo da camada fosforítica) no contato com os “calcários Gramame” da Seqüência Carbonática na Sub-bacia Olinda. Afloramento EM-10, na rodovia PE-15, Paratibe-PE. 201

Foto 5.42 – *Sub-litofácies “fosforito” carbonático/marga fosfática (Ffu₄)* da base da seqüência carbonática da bacia, com baixíssimo teor em fosfato, e alta percentagem de argila, além de rica em calcita (micrítica e espática) e dolomita romboédrica bem formada. Localização: afloramento EM-10, em Paratibe-PE. .. 203

Foto 5.43 – Fotomicrografia do arenito pelfosfático pertencente a *Sub-litofácies fosforito arenoso (Ffu₁)*, onde se observa o fosfato como matéria amorfa (escura) em nódulos, *pellets* e outros bioclastos fosfatizados e entre grãos de quartzo e feldspato. Os grãos parecem unidos por cimento fosfático e em menor quantidade cimento ferruginoso. Furo 1-IG-01-PE. Aumento 4x; N ||. 203

Fotos 5.44 – Fotomicrografia do fosforito da *Sub-litofácies fosforítica (Ffu₂)*, no furo 1-IG-03-PE, mostrando um agregado de fósseis com os moldes preenchidos por material fosfático. Não se observa orientação preferencial dos microfósseis, nem estruturas de sedimentação dentro do fosforito. Aumento 4x e N ||. 204

Foto 5.45 – Fotomicrografia do fosforito da *Sub-litofácies fosforítica (Ffu₂)* no afloramento EM-10 em Paratibe, mostrando o fosfato como matéria amorfa de cor marrom ocupando grande parte da lâmina, grãos terrígenos (geralmente quartzo) e *pellets* fosfatizados. Aumento 10x e N ||. 205

Foto 5.46 – Fotomicrografia da *Sub-litofácies fosforito argiloso (Ffu₃)*, um doloesparito fosfático, no Furo 1-IG-03-PE (Sub-bacia Olinda), mostrando o fosfato amorfo sob forma de pellets, nódulos e preenchendo fragmentos de microfósseis, por entre a matriz carbonática (calcita micrítica e espática) e romboedros de dolomita (recristalização). Aumento 4x e N ||. 206

Foto 5.47 – Fotomicrografia de um oodismicrito pouco fosfático, da *Sub-litofácies fosforito argiloso (Ffu₃)*, mostrando dolomita neoformada e alguns grãos de fosfato (marrom) e feldspato. Testemunho do Furo 1-CA-01-PB, em Caaporã-PB (Sub-bacia Alhandra). Aumento 4x e N ||. 206

Foto 5.48 – Fotomicrografia da *Sub-litofácies fosforito argiloso (Ffu₃)* no poço LU-02, na Sub-bacia Miriri. Nesta “litofácies” fosforito apresenta feições de retrabalhamento, com presença de quartzo, baixo teor em P₂O₅ e o fosforito mais compacto, algas e nódulos fosfatizados e calcita espática. Aumento 4x e N ||. ... 207

Foto 5.49 – Fotomicrografia da *Sub-litofácies marga carbonática (Ffu₄)*, mostrando domínio de calcita micrítica que forma este biomicrito e material fosfatizado sob forma de calcisferas e preenchendo carapaças de foraminíferos. Testemunho do furo 1-PL-01-PE. Aumento 4x e NX. 207

Foto 5.50 – Fotomicrografia do fosforito do marco estratigráfico no furo PL-03, com fosfato preenchendo carapaças de foraminíferos e restos de algas. 218

Foto 5.51 – Fotomicrografia do contato fosforito/arenito calcífero no furo IG-03, com muitos grãos quartzo-feldspáticos, calcita espática e dolomita, e muito material amorfo, fosfático. 219

Foto 5.52 – Fotomicrografia do calcário da Formação Gramame, afloramento EM-53, no Engenho Amparo, Ilha de Itamaracá, estratigraficamente sobrejacente ao fosforito. Biomicrito com aproximadamente 50% de dolomita, abundantes microfósseis e bastantes grãos fosfatizados. 221

Foto 5.53 – Rocha gnáissica do embasamento da no NW da Sub-bacia Olinda, formada por bandas com metavulcâncas (escuras) e bandas graníticas (*sheets*) de cor clara. Região de Araçoiaba – Usina São José. 222

Foto 5.54 – Fosforito de coloração creme, friável, muito fossilífero e radioativo, que encerra a Seqüência Calcissiliciclástica (Formação Itamaracá) e forma a seção condensada, estratigraficamente posicionada no topo do Trato Transgressivo. .. 223

Capítulo VI

Capítulo VII

Capítulo VIII

Foto 8.1 – Fosforito uranífero com cerca de 0,50m (martelo), depositado diretamente sobre os arenitos grossos com diagênese média a fraca da Formação Beberibe (onde está a pessoa). Localidade de Paratibe na confluência da rodovia PE-15 (camioneta) com o rio Paratibe (caminhão). Este afloramento está localizado a 1,0km do furo PL-02 ou, seja, estão no mesmo patamar da rampa. 270

Foto 8.2 – Bancada da Jazida da CIPASA, onde quase no topo da bancada basal ocorre o nível fosfático inserido no calcário com alto teor em Ca. 279

Capítulo IX

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I.1 – Área de Estudo

A área estudada localiza-se na Bacia Sedimentar da Paraíba e está geograficamente inserida entre a faixa costeira norte de Pernambuco e toda faixa costeira da Paraíba, mais precisamente entre as cidades de Recife-PE, ao sul, e Rio Tinto-PB, ao norte. Neste trabalho adotou-se a denominação BACIA DA PARAÍBA (Barbosa & Souza, 2003) para designar a bacia sedimentar costeira localizada entre o Lineamento Pernambuco-PE e o Alto de Mamanguape-PB, perfazendo uma área de aproximadamente de 5.300 km² em sua porção emersa (Fig. I.1).

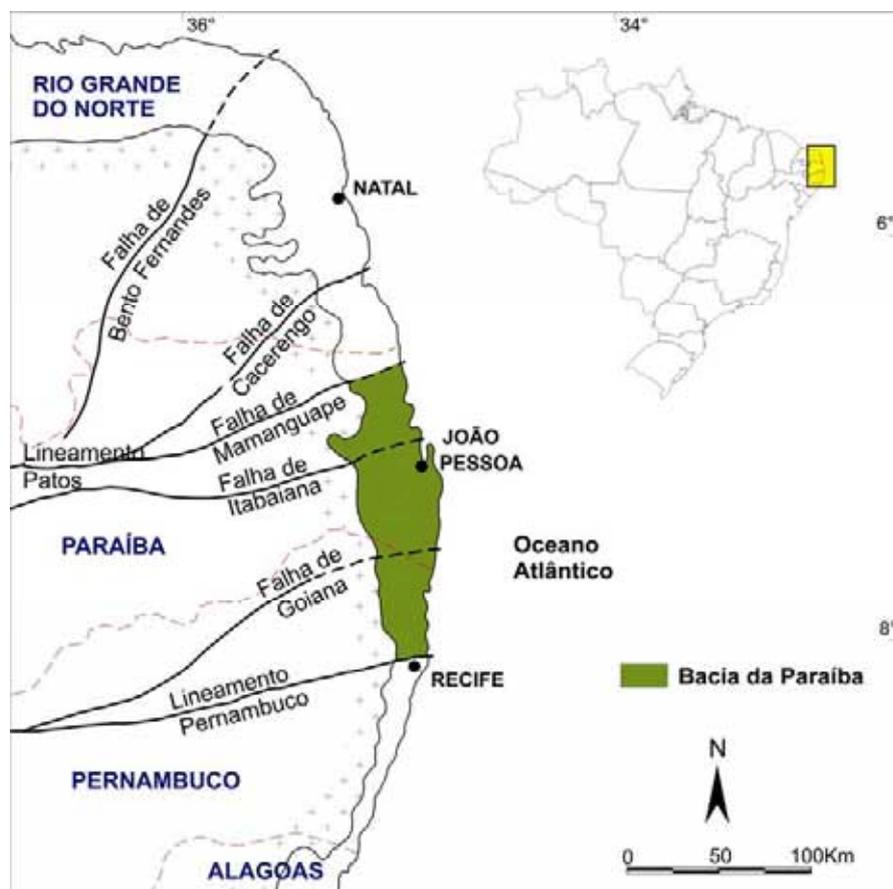


Figura I.1 – Localização da Bacia da Paraíba, entre o Lineamento Pernambuco e Alto de Mamanguape-PB.

Anteriormente esta bacia era parte integrante da denominada Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba, porém, foi re-definida por Lima Filho (1998) que distinguiu na mesma, duas bacias sedimentares com origem e evolução geológica distintas, separadas pelo Lineamento Pernambuco (Figura I.2).

Trata-se da bacia sedimentar mais setentrional da costa atlântica leste brasileira, situada entre os paralelos de 6° e 9° de Latitude Sul e os meridianos de 34° 30' e 35° 30' de Longitude Oeste, limitando-se a Norte com a Plataforma Leste Potiguar através do Alto de Mamanguape, a Oeste com o Embasamento Cristalino, a Sul, com a Bacia de Pernambuco através do lineamento homônimo. Apresenta uma forma alongada ligeiramente meridiana, abrangendo em parte ou totalmente as faixas costeiras pernambucanas e paraibanas, com uma largura média de 30 km.

Anteriormente, a bacia era estendida até o Alto de Touros-RN, nos arredores de Natal (Mabesoone & Alheiros, 1988; Souza, 1999). Porém, estudos mais recentes, incluindo esta tese, partilham da idéia que o limite entre a Bacia Potiguar e a Bacia da Paraíba situa-se no Alto de Mamanguape, uma vez que às sub-bacias Natal e Canguaretama, a norte do mesmo, apresentam preenchimento lítico similares com a Bacia Potiguar e, desse modo, fazendo parte da Plataforma Leste da mesma, pelo menos até que surjam estudos mais esclarecedores nessa região.

A Bacia da Paraíba é classificada como uma bacia de margem continental passiva ou do tipo Atlântica (Asmus & Porto, 1972), pertencendo a Província Costeira que por sua vez assenta-se sobre a Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977). Seu arcabouço geotectônico mostra como estruturas principais grandes zonas de cisalhamentos com direções NE e E-W, faixas de rochas infracrustais e supracrustais alongadas e separadas pelos cisalhamentos, e bacias sedimentares cretáceas interiores e costeiras.

Com base nas linhas estruturais e em dados de geofísica, a Bacia da Paraíba pode apresentar uma estruturação em sub-bacias (Mabesoone & Alheiros, 1988) onde, de sul para norte, são reconhecidas as sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri, cujo caráter do preenchimento lítico, conjunto estratigráfico e associação fossilífera são peculiares às três.

Sua origem e evolução estão intrinsecamente ligadas aos fenômenos da deriva continental, separação dos continentes sul-americana e africana e a formação do oceano Atlântico.

A estratigrafia é relativamente simples apresentando três grandes seqüências a saber: Seqüência Clástica Inferior; Seqüência Carbonática e Seqüência Clástica Inferior. A seqüência inferior é constituída das Formações Beberibe e Itamaracá; a seqüência carbonática pelas Formações Gramame e Maria Farinha; e, a seqüência clástica superior, pela Formação Barreiras e os sedimentos quaternários.

As Formações Beberibe, Itamaracá, Gramame e Maria Farinha, constituem o Grupo Paraíba que, estratigraficamente, formam a seqüência sedimentar da bacia propriamente dita.

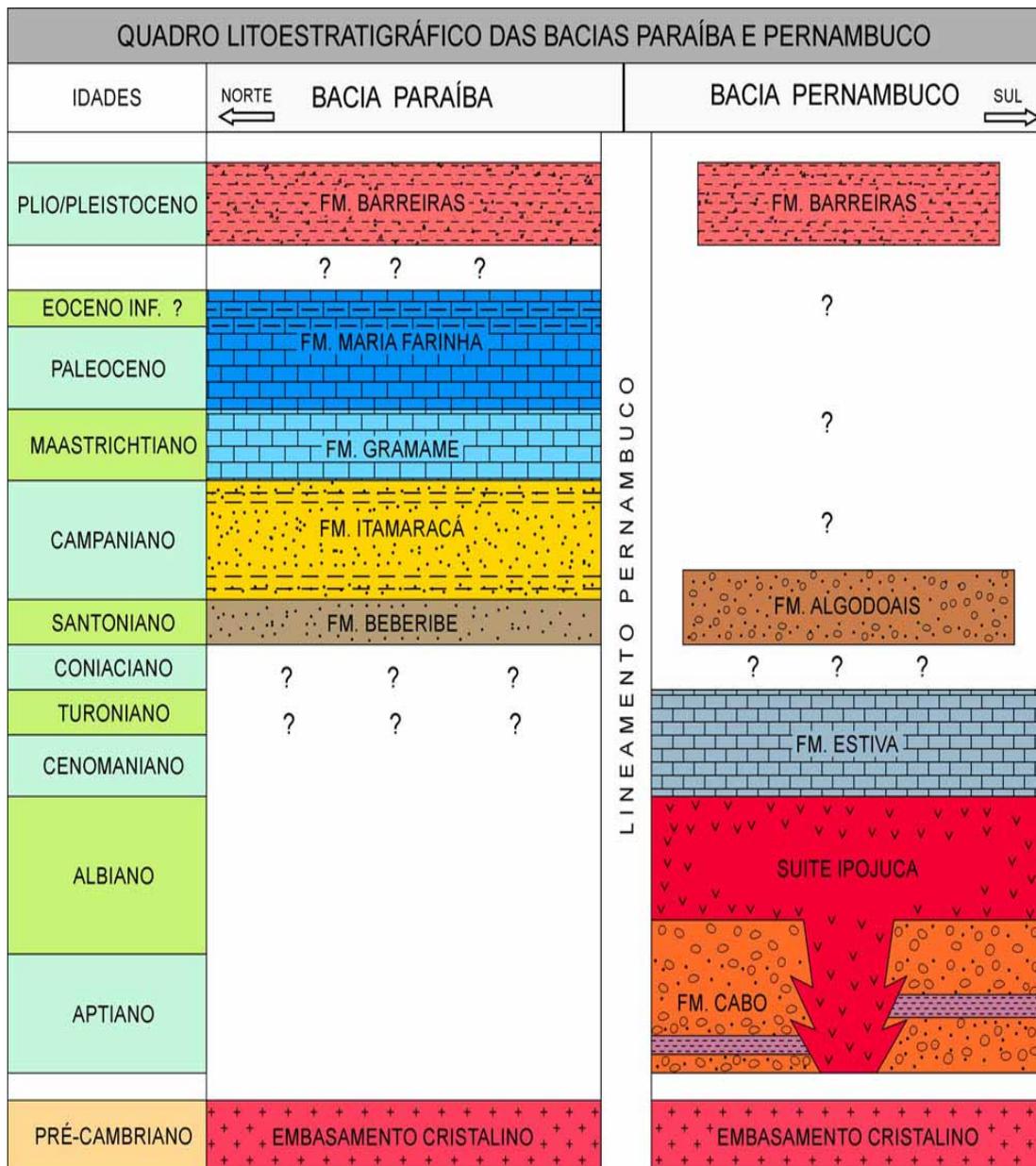


Figura I.2 – Quadro litoestratigráfico da Bacia da Paraíba e da Bacia de Pernambuco, mostrando duas evoluções estratigráfica-estruturais distintas.

O preenchimento lítico inicia-se com os arenitos de origem fluvial a flúvio-lagunares, médios a grossos, com níveis conglomeráticos, constituintes da Formação Beberibe, de idade Coniaciana-Santoniana (Beurlen, 1967a; 1967b),

repousando discordantemente sobre o embasamento cristalino proterozóico (Mabesoone & Alheiros, 1988).

A unidade sobrejacente é a Formação Itamaracá (Lima Filho & Souza, 2001), constituída de arenitos calcíferos, siltitos e fosforitos, com presença de fósseis marinhos que a posicionam no Campaniano (Kegel, 1957; Beurlen, 1967a; 1967b). Esta unidade representa a transição do ambiente continental para o ambiente marinho, marcando a invasão do Oceano Atlântico sobre a região onde ocorre a bacia em estudo e caracterizando um Trato de Sistema Transgressivo.

A terceira unidade, Formação Gramame, decorre da implantação definitiva do ambiente marinho sobre a bacia, devido à continuidade da transgressão, caracterizando um Trato de Sistema de Mar Alto. Está constituída de calcários e margas, formando uma plataforma carbonática sobre os clásticos subjacentes. A unidade é bastante fossilífera e tem a idade maastrichtiana confirmada por diversos pesquisadores (Maury, 1930; Muniz, 1993; Santos *et al.*, 1994).

A quarta unidade da seqüência carbonática marinha tem continuação sem nenhuma variação litológica substancial até o topo do Grupo Paraíba. É representada pela Formação Maria Farinha, rica em fósseis de idade paleocênica-eocênica, caracterizando uma fase regressiva (Maury, 1930; Tinoco, 1971; Muniz, 1993; Almeida, 2000).

Recobrimo discordantemente tanto o embasamento cristalino nas bordas da bacia, quanto os estratos do Grupo Paraíba, ocorrem os sedimentos da Formação Barreiras, de idade plio-pleistocênica, consistindo em depósitos de sedimentos areno-argilosos, pouco consolidados e apresentando fácies de leques aluviais, canais fluviais e planície de inundação (Mabesoone & Alheiros, 1993), e os depósitos de sedimentos inconsolidados quaternários, constituídos de praias pleistocênicas e holocênicas, depósitos flúvio-lagunares, manguezais e recifes (Alheiros *et al.*, 1995), que ocorrem, essencialmente, na planície costeira.

Os estudos desenvolvidos na bacia se baseiam quase que exclusivamente em análises de afloramentos e nos furos de sondagens para pesquisa de fosfato e captação de água subterrânea. Provavelmente, em decorrência do pouco interesse econômico no tocante a petróleo despertado pela bacia, não se dispõe ainda de um modelo evolutivo consagrado, sendo dados os primeiros passos nessa direção, os trabalhos mais modernos (Lima Filho, 1998; Lima Filho *et al.*, 1998; Souza, 1999; Lima Filho & Souza, 2001; Barbosa & Souza, 2003; e, Barbosa, 2004).

Nesta tese procurou-se integrar os dados já existentes com aqueles recolhidos nos trabalhos de campo e também com as modernas interpretações propostas pela estratigrafia de seqüências, para caracterizar a Seqüência Clástica Inferior, de idade coniaciana-maastrichtiana da bacia em tela, sua inserção nos fenômenos de abertura do Oceano Atlântico e deriva continental e a relação entre a bacia e seu embasamento.

I.2 – Escolha do Tema

A Bacia da Paraíba é uma bacia sedimentar tipo rampa e permaneceu como última ligação entre os continentes sul-americano e africano durante os eventos geológicos que culminaram na separação total dos continentes e a conseqüente formação de um oceano Atlântico único.

Historicamente, a paleontologia e a litoestratigrafia são relativamente bem conhecidas e com as datações relativas das unidades em consonância com o conteúdo fóssil. A tectônica, enquanto definição de bacia marginal passiva e estruturação em blocos tipo *grabens* e *horsts* sobre o embasamento, também é de conhecimento geral.

Porém, quanto ao mecanismo de preenchimento sedimentar, natureza e evolução da ingressão marinha, tectonismo no interior da bacia, os limites em relação às congêneres vizinhas e posicionamento estratigráfico das unidades à luz da estratigrafia de seqüências, há necessidade de melhores esclarecimentos.

Até o presente não há evidências de ocorrências de hidrocarbonetos na porção emersa da bacia, porém, nos últimos anos, uma sísmica mais detalhada está sendo objeto de trabalho da PETROBRÁS em *offshore*, com essa finalidade. Não obstante, a bacia apresenta-se muito rica em seqüências carbonáticas, propiciando dados para elucidação da paleogeografia, posicionamento e correlação cronoestratigráfica em relação às demais bacias marginais nos contextos regional e global. E, também, a presença de uma camada de fosforito-uranífero (*hardground*) que, abstraindo o fato econômico, é excelente marcador cronoestratigráfico à luz da estratigrafia de seqüências e ferramenta de correlação para ajudar a desvendar a evolução e as implicações paleogeográficas desta bacia cretácica.

Desse modo, a escolha da Bacia da Paraíba como tema de tese de doutorado justifica-se sob vários aspectos:

- a) Esclarecimento quanto aos verdadeiros limites da bacia e a evolução tectono-estrutural da mesma em relação ao seu embasamento;
- b) Estabelecimento dos mecanismos de preenchimento sedimentar com base na Estratigrafia de Seqüências;
- c) Utilização dos testemunhos de furos de sondagens existentes na bacia para estabelecer correlações no âmbito das unidades da bacia e tectono-cronoestratigráficas em relação às congêneres vizinhas;
- d) Aproveitamento da radiometria gama existente nas perfilagens de alguns furos de sondagens, para a definição de marcos radioativos e estratigráficos como ferramentas de correlação, no âmbito da bacia e para com as vizinhas;
- e) Utilização da petrografia microscópica para estabelecimento de microfácies à luz da estratigrafia de seqüências e como comparação para com outros trabalhos desenvolvidos anteriormente na área em questão;
- f) Utilização da estratigrafia química para a elucidação dos paleoambientes ao longo da evolução da bacia e da micropaleontologia para elucidação da paleoecologia;
- g) Utilização da Sismo-estratigrafia executada pela PETROBRÁS para tentar definir a seção completa da bacia em *offshore* segundo a estratigrafia de seqüências.

I.3 – Objetivos

O principal objetivo desta pesquisa é rever as questões estratigráficas do intervalo Coniaciano-Maastrichtiano da Bacia Paraíba, para melhor compreender a história da primeira ingressão marinha nesses domínios e apresentar detalhes da evolução do oceano Atlântico Sul e da bacia costeira em termos de preenchimento lítico e paleogeografia.

Objetivos complementares ou específicos a serem conquistados são referentes à definição do modelo de rampa da bacia, da relação entre as formações Beberibe/Itamaracá e do posicionamento estratigráfico de ambas em relação as unidades correlacionáveis na Bacia Potiguar, a relação do “Alto de Mamanguape” com a “Sub-bacia Canguaretama”, e a identificação dos diversos “embasamentos” sob os blocos que constituem as sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri.

I.4 – Método de Trabalho

No âmbito da Bacia Paraíba, vários fatores são preponderantes no mascaramento dos afloramentos das unidades estratigráficas do Grupo Paraíba e também do embasamento cristalino. Entre eles, encontra-se uma espessa e vasta cobertura sedimentar da Formação Barreiras e outras unidades quaternárias, os intensos aglomerados urbanos, as atividades antrópicas como plantações de cana-de-açúcar e uma associação de clima quente e úmido com pluviosidade elevada em toda a faixa costeira, mormente entre Recife e João Pessoa, de modo a colocar em destaque o intemperismo químico nos litotipos.

Em contrapartida, estão à disposição pelo menos quatro grandes jazidas de calcário, pertencentes às fábricas de cimento da região, sendo duas ao norte de Recife as jazidas da Poty, e da Itapessoca, outra no limite entre os estados de Pernambuco e da Paraíba, no distrito de Caaporã (PB) e, a última, em João Pessoa, a jazida da CIMEPAR, bem como inúmeros garimpos para extração de calcário e ocorrências de fosfato.

Há também um substancial número de poços perfurados, seja para captação de água subterrânea, nas capitais e cidades de maior porte, ou para sondagem geológica, principalmente, para a pesquisa de fosfato sedimentar executados pelo DNPM/CPRM e pela pesquisa própria da CPRM onde, a maioria deles, conta com perfis de raios gama, e outros, executados pela PETROBRÁS e pelo CONDEPE, bastante úteis para correlação estratigráficas e interpretação paleogeográfica.

No decorrer dos trabalhos, várias etapas foram paulatinamente sendo sucedidas, iniciando-se com uma extensa revisão da bibliografia envolvendo, prioritariamente, aqueles trabalhos de maior afinidade com o escopo desta Tese, abrangendo o embasamento cristalino e sua geodinâmica, a bacia no contexto de sua evolução e a abertura do oceano Atlântico, sua estratigrafia, tectônica, paleontologia, cronoestratigrafia, geofísica e sondagens.

Foram analisados ainda trabalhos de cunho geral como geomorfologia costeira e da plataforma, mapeamentos geológicos executados pelo DNPM/CPRM nas décadas de 70 a 90, mapas geológicos na escala 1:500.000 dos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte (DNPM/CPRM/Gov. Estaduais), sondagens geológicas na região urano-fosfática (DNPM/CPRM; CPRM pesquisa

própria), e poços perfurados por instituições como PETROBRÁS, CONDEPE e UFPE, entre outras.

A seleção dos trabalhos obedeceu a critérios como o da relevância para o estudo, pioneirismo do trabalho e modelo proposto, de modo a subsidiar o desenvolvimento desta Tese. Foram reunidos em dois grandes grupos: embasamento cristalino e bacias sedimentares costeiras.

No primeiro, foi destacada a Província Borborema, acompanhada dos tópicos sobre as principais descontinuidades proterozóicas, os diferentes tipos de terrenos encontrados e sobre os métodos geofísicos aplicados para a elucidação da evolução da província.

No segundo, foram abordadas as bacias sedimentares do “Saliente Oriental Nordeste” e a evolução tectônica dessas bacias marginais, entre elas Bacia da Paraíba, de interesse desta tese, com sua estratigrafia, paleontologia e evolução tectônica.

Para elaboração da base cartográfica, foram utilizados mapas geológicos, cartas plani-altimétricos, fotografias aéreas e imagens de satélites. Os mapas geológicos consultados foram aqueles resultantes de mapeamentos regionais (escalas 1:250.000 e 1:100.000), e os mapas geológicos estaduais, todos, na escala 1:500.000.

Foram também utilizadas as cartas plani-altimétricas editadas pela SUDENE nas escalas 1:100.000 e 1:25.000; fotografias aéreas 1:70.000 da editadas pelo SACS; e, mosaicos semi-controlados de radar editadas pelo Radambrasil.

Essa base cartográfica teve como finalidade elucidar as dúvidas suscitadas entre os mapas geológicos existentes e os novos dados de campo e pelos testemunhos de sondagens (ANEXO 1a).

Durante os trabalhos de campo foram visitados afloramentos distribuídos por toda bacia e coletadas amostras naqueles considerados representativos das unidades estratigráficas. Foram visitadas também as jazidas das fábricas de cimento Poty e Itapessoca, em Pernambuco, CIPASA, CIGRA e CIMEPAR, na Paraíba, além de várias ocorrências de calcário sedimentar nos municípios de Conde e Alhandra, na Paraíba e ocorrências de fosfato nos municípios de Olinda, Paulista e Abreu e Lima (Fosforita, Aguazinha, Poço Azul, Paratibe, Timbó, Iamam, Desterro), em Pernambuco.

Foram consultados os testemunhos de sondagens geológicas do Projeto Fosfato na Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba (DNPM/CPRM) e do Projeto Miriri (CPRM), com a finalidade caracterizar as unidades estratigráficas em termos de facies e de bioestratigrafia (ANEXO 1b).

Foram coletadas amostras em afloramentos e testemunhos de sondagens para análises micropetrográficas, realizadas no Laboratório de Petrografia do Departamento de Geologia da UFPE, abrangendo amostras das Formações Beberibe, Itamaracá, Gramame e Maria Farinha, classificadas de acordo com as classificações de Folk (1959) para os sedimentos clásticos, e Dunham (1962) para os sedimentos não clásticos; análises micropaleontológicas (palinologia e nanofósseis calcários), realizadas na PETROBRÁS, em amostras provenientes de alguns furos de sondagem do Projeto Fosfato; e, análises para quimioestratigrafia realizadas no LABISE/UFPE, com amostras selecionadas em furos de sondagem do projeto realizado por Fonseca Neto (1979) para verificação do $\delta^{16/18}\text{O}$ nas unidades estratigráficas e as implicações paleogeográfica.

As principais informações geofísicas disponíveis para a área da bacia ainda são em número reduzido, em face das inúmeras dúvidas que ainda são suscitadas no âmbito da estreita faixa sedimentar, porém de uma maneira geral, pode-se agrupá-las em três grandes grupos: os trabalhos pioneiros, os trabalhos ligados à pesquisa de fosfato sedimentar, e os de cunho regional.

Os furos de sondagens existentes na faixa sedimentar costeira entre Recife e Mamanguape-PB foram executados ora para pesquisa de fosfato sedimentar, ora para captação de água subterrânea, ora para estudo estratigráfico. Dentre estes, os mais relevantes para este estudo, são aqueles realizados pelo *Projeto Fosfato na Faixa Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba* (Fonseca Neto, 1979) sob auspícios do DNPM/CPRM, em número de trinta e cinco (35) e correspondendo a dez (10) seções estratigráficas E-W entre Paulista-PE e Rio Tinto-PB, e três (03) seções N-S, todas com perfis de raios-gama e com os testemunhos disponíveis na litoteca do DNPM/4º Distrito.

Adicionalmente, foram estudados quarenta (40) furos do *Projeto Dimensionamento das Jazidas de Fosfato em Pernambuco*, realizados pelo CONDEPE, e cujos perfis reduzidos encontram-se na publicação Duarte & Krauss (1978a), e os furos mais importantes também fazem parte da litoteca do DNPM, alguns deles até compondo parte das seções estratigráficas anteriormente citadas

(Travessa Goiana I e II). Foram consultados também 19 perfis dos furos do *Projeto Miriri* (CPRM,1981), todos situados entre João Pessoa e Rio Tinto na Paraíba, os quais foram úteis na compreensão do horizonte fosfático em subsuperfície, principalmente a “zona retrabalhada” e no esclarecimento da passagem interdigitada entre os arenitos da Formação Beberibe e os arenitos calcíferos da Formação Itamaracá (esta sobreposta àquela).

Também mereceram estudos, um (01) furo realizado pela UFPE (Tinoco, 1971) em Olinda, um (01) pela PETROBRÁS (2-IST-01-PE) em Itamaracá, e alguns furos existentes na literatura, quer para captação de águas subterrâneas realizados pelas empresas como COMPESA e CAERN (ANEXO 1c), quer para o dimensionamento das jazidas de calcário, realizados pelo CONDEPE (Duarte & Krauss, 1978b) em Pernambuco, e outros encontrados nas seções de Feitosa *et al.* (2002), Feitosa & Feitosa (1986), Amaral (1985) e Kegel (1955).

Estas sondagens permitiram uma melhor compreensão do comportamento lito-estratigráfico da bacia em subsuperfície, a identificação de marcos estratigráficos, correlação estratigráfica entre as unidades ao longo da bacia, e a elaboração de mapas temáticos de Isópacas e Contorno Estrutural, bem como a definição da paleogeografia e dos depocentros.

C A P Í T U L O I I

A N Á L I S E D O S T R A B A L H O S A N T E R I O R E S

2.1 – Considerações Gerais

Uma análise dos trabalhos sobre a bacia em tela abordará, com maior relevância, assuntos como estratigrafia, tectônica, paleontologia, cronoestratigrafia, geofísica, mapeamento geológico e sondagem. Os comentários sobre esses assuntos obedecerão a critérios como a importância para este estudo, pioneirismo do trabalho e modelo geológico proposto, agrupados desde o embasamento cristalino às coberturas quaternárias, ou seja, do Proterozóico ao Recente.

Para um melhor efeito didático, a exposição a seguir abordará os assuntos agrupados em Embasamento Cristalino (A Província Borborema), Bacias do Nordeste Oriental (A Bacia da Paraíba), Geofísica Regional (Conciliação entre embasamento/bacia), e Litoestratigrafia da Bacia (Grupo Paraíba, Formação Barreiras e Depósitos Quaternários).

2.2 – A Província Borborema

A Província Borborema foi conceituada por Almeida *et al.* (1977) para designar uma entidade geotectônica Brasileira localizada na porção nordeste da Plataforma Sul-Americana, cujos limites geológicos são, a oeste, com a Província Parnaíba, a sul-sudeste, com a Província São Francisco e a leste-nordeste, com a Província Costeira.

Entre os trabalhos pioneiros enfocando a tectônica merecem destaque Kegel (1965) que faz referência aos grandes lineamentos do Nordeste entre Pernambuco e o Ceará, reconhecendo neste último a estruturação em blocos orogênicos, e Almeida (1966) onde o autor abordou a origem e evolução da Plataforma Brasileira, atribuindo à região nordestina uma decorrência da tectono-orogenia baicaliana, que acarreta um modelo de “faixas de dobramentos” onde, aquela que nos toca de perto, foi chamada de Faixa de Dobramentos Caririanos.

Suszczynski (1966) abordou a evolução tectono-orogênica oriental do escudo brasileiro ou “Escudo Nordestino” comparando-o como outras regiões do país, apresentado um modelo constituído de “Dorsais Geanticlinais” e “Depressões Laterais” no embasamento cristalino.

Almeida (1967) em continuação ao estudo da plataforma brasileira, abordou nesse trabalho a diferenciação tectônica da plataforma, reconhecendo três estádios:

Transição, Estabilização e Reativação. O primeiro desenvolvido no Cambro-Ordoviciano, incluindo os processos pós-geossinclinais do Ciclo Brasileiro, realizados em condições de paraplataforma; o segundo estabelecido entre o Siluriano e o Jurássico, correspondendo à plataforma consolidada ou ortoplataforma, onde foram instaladas as bacias paleozóicas ou "Sinéclises da Plataforma"; e, o último, estabelecido no final do Jurássico e caracterizado por processos diastróficos que deram origem às bacias tectônicas, intenso magmatismo e mineralogênese abundante, também conhecido como "Reativação Wealdeniana".

Ebert (1968) mostrou que do ponto de vista tectônico, o escudo brasileiro permitia uma subdivisão em três grandes regiões, advindas da orogênese final do Pré-Cambriano (550 Ma), a saber: a) a região mais setentrional com estruturas em selas e depressões, planos axiais verticalizados e linhas estruturais com direção NNE-SSW; b) uma "Zona Transversal" com direção E-W e limitada pelos lineamentos Pernambuco e Paraíba acompanhados de zonas milonitizadas e com linhas estruturais apresentando encurvamento flexural para NNE; c) uma porção meridional bem mais ampla que as outras duas, iniciando ao sul do lineamento Pernambuco até o Rio de Janeiro, com estruturação NNE-SSW e desenvolvendo isoclinais com vergências para NW sobre o ante-país situado no Brasil central.

2.2.1 – Arcabouço Geotectônico da Província Borborema

O ambiente geotectônico da Província Borborema (Figura II.1), caracteriza-se por uma crosta continental intensamente fragmentada, separada por falhas e lineamentos, em pequenas unidades tectônicas menores, formando uma estruturação em mosaico (Brito Neves, 1975), na qual ocorrem concentrações diferentes de supracrustais e infracrustais (Jardim de Sá, 1984), que proporcionaram comportamentos rúpteis/dúcteis diferenciados durante a fragmentação cretácea do Supercontinente Gondwana (Matos, 1992).

Esta província situa-se na porção nordeste da Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.*, 1977), entre os crátons de São Luís – Oeste da África e São Francisco – Congo (Figura II.2), representando uma área onde foi efetiva a atuação de fenômenos termiais, tectônicos, magmáticos no Proterozóico Superior que perduraram, inclusive, ao longo do Cambro-Ordoviciano (Santos & Brito Neves, 1984). Os riftes intracontinentais do Nordeste brasileiro implantaram-se na Província

Borborema como resultantes de diversos processos geotectônicos atuantes desde o Proterozóico até o Cretáceo (Mabesoone, 2002).

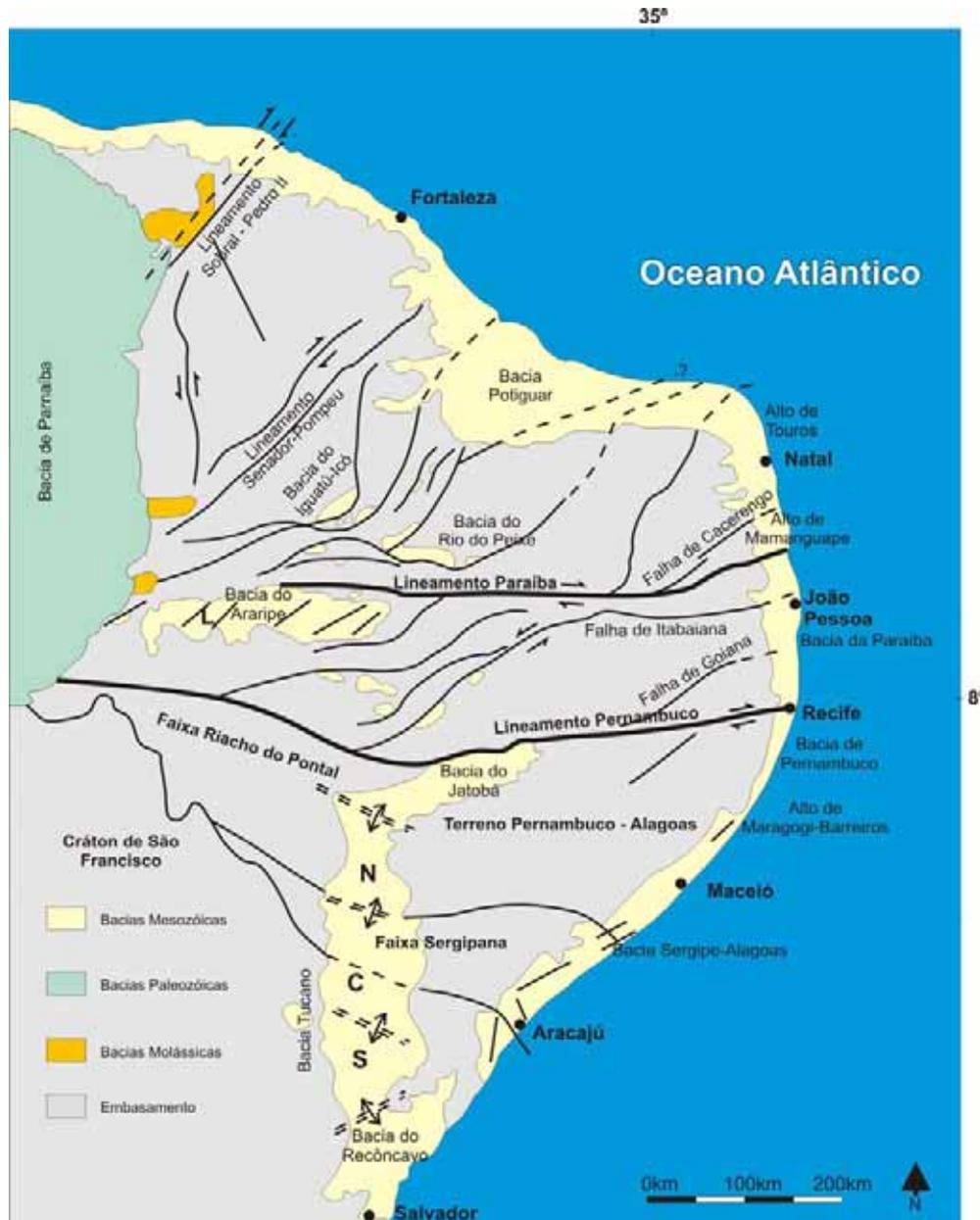


Figura II.1 – Estruturas da Província Borborema segmentada em mosaico e recortada por zonas de cisalhamentos, e as Bacias Sedimentares associadas, tendo em destaque àquelas pertencentes a Província Costeira. Fonte: Lima Filho, (1998).

Os esforços envolvidos na fragmentação do continente Gondwana causaram deformações múltiplas ao longo do continente africano e sul-americano, em grande parte, subordinados a reologia local da litosfera (Matos, 1992).

O panorama geotectônico e lito-estrutural da província é bastante variado e complexo, constituindo-se de diversas faixas de supracrustais dispersas num terreno gnáissico-migmatítico, com variáveis *trends* estruturais a norte e a sul das grandes zonas de cisalhamento E–W de Pernambuco e Paraíba (Jardim de Sá, 1984). Estas faixas formam os Sistemas de Dobramentos resultantes da superposição de diversos eventos tectônicos, metamórficos e magmáticos, em sedimentos e rochas vulcânicas acumuladas durante o Proterozóico Médio e Superior (Almeida & Hasui, 1984). Os maciços migmatítico-graníticos que também compõem a Província são caracteristicamente policíclicos com eventos arqueanos (Pré-Transamazônicos) e proterozóicos (Transamazônico e Brasileiro).

2.2.2 – A Província Borborema

A Província mostra-se segmentada em um mosaico recortado por zonas de cisalhamentos, as quais se comportam como estruturas delimitadoras de unidades geotectônicas e os sistemas de dobramentos adjacentes, atuando como falhamentos transcorrentes e de empurrões.

Existem duas idades principais para essas falhas: a) as mais antigas são dextrais NE, a norte do Lineamento Paraíba (Patos), e as sinistrais, de direção NE-ENE, parecem predominar a sul deste lineamento; b) os grandes lineamentos E-W parecem ser um pouco mais novos que os sistemas NE e seu rejeito dextral nítido em grande escala. “O regime compressional NW que originou esses lineamentos prosseguiu com o soerguimento do terreno, trazendo-o a níveis crustais de comportamento frágil”.

O controle que esses grandes lineamentos desenvolveram sobre os fenômenos de sedimentação e magmatismo tardi a pós-brasiliano e fanerozóicos parece evidente, culminando com registros de coberturas sedimentares dobradas de caráter molássico como Jaguarapi, Jaibaras, Cococi, São Julião, Iara e outros (Santos & Brito Neves, 1984).

De acordo com Matos (1992), qualquer modelo geodinâmico proposto para os *riffts* cretáceos do Nordeste brasileiro, deve respeitar a estratigrafia reológica da Província. O Brasileiro reflete uma compressão NW responsável por espessamento crustal, volumoso diapirismo granítico com aquecimento crustal, geração de extensa

rede de zonas de cisalhamento e empurrão, este último, ativo até o Cambro-Ordoviciano.

Entre o final do ciclo Brasileiro e as primeiras manifestações tectono-magmáticas jurássicas, houve um contínuo arrefecimento dos esforços compressivos NW com generalizado soerguimento dos terrenos pré-cambrianos. Processos subcrustais extremamente complexos foram responsáveis pela complexa inversão no sentido dos esforços aplicados na província entre o Proterozóico Superior e o Juro-Cretáceo (Matos, 1992).

No início do Jurássico a ambiência tectônica da província caracterizava-se por uma crosta continental fragmentada através de transcorrências e empurrões, além de expressivo volume de granito adicionado nos períodos *sin* e pré-brasilianos. Estas características marcaram definitivamente a estratificação reológica da porção superior da crosta na área. A ocorrência em proporções diferenciadas, de supracrustais e infracrustais, aliada aos lineamentos pré-cambrianos, proporcionaram comportamentos rúpteis/dúcteis diferenciados em resposta aos esforços juro-cretáceos.

2.3 – Bacias do Nordeste Oriental

As bacias sedimentares da costa oriental nordestina fazem parte da Província Costeira de Almeida *et al.* (1977). Abrangem as faixas litorâneas dos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte e, anteriormente, eram conhecidas como Bacia Pernambuco-Paraíba (Figura II.2).

Modernamente, Lima Filho (1998) reconheceu a existência de duas bacias com origem e evolução distintas, separadas pelo Lineamento Pernambuco, denominando-as de Bacia de Pernambuco, ao sul, e Bacia da Paraíba, a norte do lineamento. Mabesoone & Alheiros (1988) e Souza (1999) entenderam como Bacia da Paraíba a faixa sedimentar costeira entre o Lineamento Pernambuco e o Alto de Touros, nos arredores de Natal.

Os trabalhos pioneiros nas bacias do “Saliente Oriental Nordestino”, remontam ao Século XIX, com Williamson (1869), Hartt (1870), Derby & Wilmot (1870), Rathbun (1875), White (1887), Branner (1902) e Arnold (1902), versando sobre a geologia da região no cristalino e nas bacias sedimentares, e sobre o conteúdo paleontológico.



Figura II.2 – Bacias sedimentares brasileiras destacando-se as bacias do Nordeste Oriental, modernamente divididas em Bacia de Pernambuco, Bacia da Paraíba e Extensão Leste da Bacia Potiguar. Fonte: Souza-Lima *et al.* (2003).

Os trabalhos pioneiros nas bacias do “Saliente Oriental Nordestino”, remontam ao Século XIX, com Williamson (1869), Hartt (1870), Derby & Wilmot (1870), Rathbun (1875), White (1887), Branner (1902) e Arnold (1902), versando sobre a geologia da região no cristalino e nas bacias sedimentares, e sobre o conteúdo paleontológico.

Uma segunda fase de profícuos trabalhos ocorreu entre os anos 20 e 40 do Século XX, com os estudos voltados, principalmente, para paleontologia, estratigrafia e geologia regional, destacando-se Maury (1924, 1930), Moraes (1928), Oliveira (1940), Oliveira & Leonardos (1943) e Kreydler & Andery (1949).

A partir da descoberta em 1949, pelo professor Paulo José Duarte, do fosforito na bacia costeira pernambucana, iniciou-se a terceira fase nas pesquisas geológicas. Este período abrange os anos 50 e 60, destacando-se Oliveira & Santos (1950), Oliveira (1951, 1957), Oliveira & Ramos (1951, 1956), Kegel (1953, 1954, 1955, 1957), Price (1953a, b), White (1958), Tinoco (1955, 1962, 1967), Beurlen (1956, 1958, 1961, 1962, 1965, 1967a, b), Andrade Ramos (1959), Santos & Cunha

(1959), Santos (1960), Barbosa *et al.* (1960), Ebert (1962), Mendes (1962), Mabesoone (1967), Rand (1967), Mabesoone *et al.* (1968), versando sobre tectônica, estratigrafia, sedimentologia, paleontologia e prospecção geofísica localizada.

Neste período também foram realizados mapeamentos geológicos por graduando da Escola de Geologia, em várias localidades da faixa sedimentar litorânea.

Com o advento da Tectônica de Placas ou Tectônica Global no início da década de 70, houve um impulso muito grande nas geociências revolucionando, em particular, o estudo das bacias sedimentares. Os trabalhos mais relevantes desse período iniciaram com Asmus & Porto (1972) e Northfleet (1972), seguidos de Asmus *et al.* (1973), Asmus & Ponte (1973), Asmus (1975), Ponte & Asmus (1976, 1978), Asmus & Carvalho (1977), Asmus (1984), Szatmari (1984, 1987), Bertani *et al.* (1985), Campos & Ribeiro (1985), Fortes (1986), Françolin & Szatmari (1987), Ponte (1994), Szatmari & Françolin (1996) e Matos (1997), todos eles, ligados à PETROBRÁS e versando sobre as bacias sedimentares costeiras e suas evoluções em consonância com os fenômenos que originaram a abertura do oceano Atlântico Sul e Equatorial.

Entre os anos de 1974 e 1981, foi realizado um mega-empreendimento denominado Projeto Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira-REMAC, resultante de Convênio entre PETROBRÁS-DNPM-CPRM-DHN/Marinha-CNPq, integrando todos os dados da plataforma e talude continental, cujo interesse mais de perto para esta Tese são os trabalhos de Asmus & Carvalho (1978) e Asmus & Guazelli (1981).

Ainda na década de 70, ocorreram contribuições diversas como mapeamentos geológicos do DNPM/CPRM na faixa sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte, com destaque para Barbosa & Braga (1974) e Costa *et al.* (1980), e também o estudo sobre a prospecção do fosfato sedimentar de Fonseca Neto (1979).

A CNEN contribuiu no período com um levantamento radiométrico autoportado (Saad, 1974), e a PETROFÉRTIL/PROSPEC, com o levantamento aerogamaespectrométrico (Moraes, 1979), ambos entre Recife e João Pessoa. Duarte & Krauss (1978 a, b), realizaram os dimensionamentos de fosfato sedimentar

e dos calcários, respectivamente, na faixa costeira a norte de Recife, como contribuição do CONDEPE.

Trabalhos envolvendo o estudo dos fosforitos foram pródigos nos anos 70-90 iniciando com Menor (1975) em tese de doutoramento, seguido de Menor *et al.* (1977), Amaral *et al.* (1977), Menor & Amaral (1979), Amaral (1973, 1975, 1988 a, 1990, 1998) e Amaral & Menor (1996,1998).

Dos anos 70 até os dias atuais, foram igualmente inúmeras as pesquisas desenvolvidas por professores e colaboradores da UFPE, versando sobre estratigrafia, sedimentologia, geofísica e, origem e evolução de bacias sedimentares, destacando-se Brito (1979), Mabesoone (1981), Rand & Mabesoone (1982), Feitosa & Feitosa (1986), Alheiros (1987), Mabesoone & Alheiros (1988), Alheiros *et al.* (1989), Mabesoone *et al.* (1991), Nóbrega & Alheiros (1993), Lima Filho (1994), Mabesoone (1995), Lima Filho & Monteiro (1996), Lima Filho (1998), Lima Filho *et al.* (1998), Souza (1999), Lima Filho & Souza (2001), Feitosa *et al.* (2002), Souza & Lima Filho (2002), Souza *et al.* (2002), Barbosa & Souza (2003), Barbosa (2003) e Barbosa (2004).

No tocante à paleontologia são destacados os trabalhos de Santos & Castro (1970), Tinoco (1971a, b, 1984, 1985), Muniz & Lima (1979), Lima & Mabesoone (1984), Lima (1985), Stinnesbeck *et al.* (1991), Albertão (1993), Koutsoukos (1999), Fauth & Coimbra (2002)

2.3.1 – Implantação dos *Rifts* na Província Borborema

As bacias marginais ocupam a parte costeira e submarina da margem continental e sua origem está relacionada com a ruptura da litosfera, à criação e deriva divergente das placas africana e sul-americana e ao surgimento do oceano Atlântico (Figura II.3).

A estruturação das bacias foi condicionada de acordo com as condições litotectônicas da província, onde as transcorrências proterozóicas com direções NE e E-W possibilitaram respostas diferenciadas em grandes porções da crosta e, desse modo, partes vizinhas foram mais ou menos solidárias entre si, fazendo com que a fragmentação neocomiana não fosse homogênea.

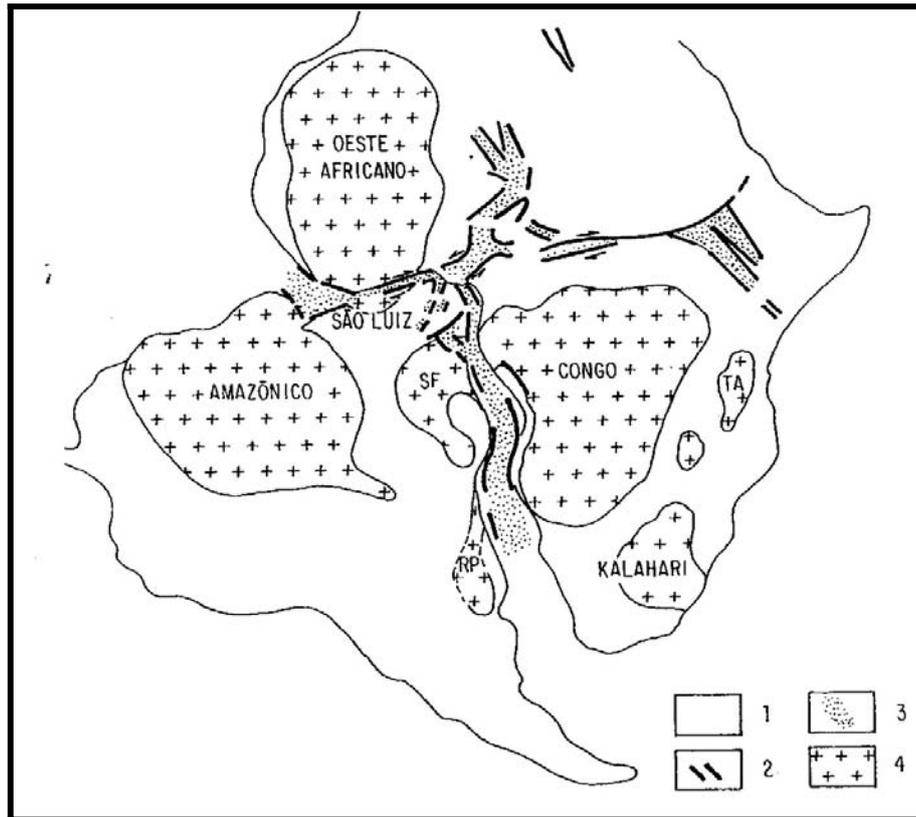


Figura II.3 – Fragmentação do Gondwana, mostrado os riftes do atlântico equatorial e meridional e os riftes abortados do oeste da África. Em destaque, observa-se: 1-Os continentes Sul-Americano e Africano; 2-O sistema rifte; 3-Bacias do tipo rifte, marginais e intracontinentais; 4-Principais crátons e seus correspondentes em ambos continentes. Fonte: Almeida *et al.* (1996)

Regionalmente, observa-se que os *riffts* gerados nos andares Rio da Serra e Aratu (Neocomiano), apresentam tendência geral de implantarem-se em falhas normais com direção NE, compartimentadas em diferentes segmentos segundo os falhamentos de transferência com direções NW e/ou E-W. As falhas de transcorrência e/ou compressão com direção NE, do Ciclo Brasileiro, são reativadas nesta fase para falhas normais, enquanto porções ou segmentos das transcorrências pretéritas, com direções NW e E-W, são reativadas como falhas de transferência, acomodando diferentes taxas de extensão entre blocos adjacentes (Matos, 1992).

A geração dos *riffts*, de acordo com os conceitos de McKenzie (1978; *in* Matos, 1992), tem como mecanismo principal o processo de estiramento e

afinamento crustal. Neste processo, os mecanismos de extensão da crosta utilizaram-se das falhas normais lítricas, que convergem em profundidade para falhas planares de baixo ângulo, provavelmente, na transição entre os comportamentos rúptil e dúctil da crosta.

Uma das principais zonas de resistência que atuou como forte obstáculo retardando a progressão do rifteamento Sul-Atlântico, foi a Zona Transversal de Dobramentos do Nordeste, limitada a norte e a sul pelos lineamentos Paraíba e Pernambuco, respectivamente, os quais atuaram como mega-zonas de transferência equilibrando as tensões entre os fendilhamentos atlânticos e a província, e somente permitindo a plena circulação do Atlântico no pós-Turoniano.

2.3.2 – Origem e Evolução da Bacia da Paraíba

A Bacia da Paraíba está inserida no contexto das bacias marginais brasileiras e, portanto, sua origem e evolução estão intimamente relacionadas com os fenômenos de ruptura da litosfera, deriva divergente das placas sul-americana e africana e o surgimento do oceano Atlântico.

O embasamento dessas bacias no Nordeste é a Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977), que mostra como características principais a presença de grandes falhamentos de direção NE separando faixas de rochas infracrustais e supracrustais alongadas e presença de um padrão em mosaico entre o Lineamento Sobral-Pedro II (CE) e o Lineamento Pernambuco (PE). As estruturas entre o Lineamento Sobral-Pedro II e o Lineamento Paraíba (PB) tem direção NE; entre o Lineamento Paraíba e o Lineamento Pernambuco as estruturas estão orientadas segundo a direção E-W; e, ao sul deste último até o Lineamento Vasa Barris (BA), apresentam estruturação NW (Vide Figura II.1).

Inseridas na Província Borborema existem outras bacias sedimentares com histórias evolutivas distintas. A primeira, paleozóica, geradora da Sinéclise do Parnaíba, como decorrência da entrada de granitos que ao esfriarem puxaram a crosta para baixo causando um amplo afundamento. A segunda, mesozóica, com os eventos de rifteamento e deriva continental que culminou com o aparecimento do Oceano Atlântico e as bacias marginais.

O mecanismo de abertura das bacias cretáceas aproveitou o mesmo padrão geométrico da transcorrência proterozóica entre o Lineamento Paraíba e o

Lineamento Pernambuco, ambos E-W, gerando falhas transferentes E-W e estiramento crustal segundo a direção NE-SW e, conseqüentemente, abertura ou espaço para a deposição as bacias marginais.

O movimento relativo dos continentes é mais expressivo entre a América do Sul e a África que entre qualquer outro par continental, apresentando singularidade marcante no encaixe de suas margens, o que propiciou desde o início do século passado o nascimento da idéia de ruptura do supercontinente Gondwana, com as hipóteses de “ruptura dos continentes” e “hipótese do deslocamento” as quais postuladas, respectivamente, por F. B. Taylor (1910) e A. Wegener (1912) e corroboradas por Du Toit em 1916 e 1927 (Du Toit, 1952), em estudos entre a África do Sul e a Argentina.

Com o advento da Tectônica de Placas no início da segunda metade do século passado (1968-1972), o conhecimento da expansão do piso oceânico e a tectônica de placas litosféricas, embasaram o modelo de deriva continental para a sua aceitabilidade universal e tornaram plausível sua aplicabilidade no estudo das bacias marginais (Asmus & Guazelli, 1981).

O mecanismo de ruptura da crosta que provocou o processo distensional e, conseqüentemente, a origem das bacias marginais e expansão do assoalho oceânico, é o de Cisalhamento Puro proposto no Modelo de McKenzie (1973), onde a litosfera afina e o manto ascende na zona central de fraqueza, provocando os Rifes de Litosfera Ativada. De acordo com Campos & Ribeiro (1985), essa ruptura decorre dos fenômenos de fluxo térmico e movimento de massa da Astenosfera, que acarretam um afinamento crustal, provocando aquecimento geral da superfície e depressão localizada em suas partes central e periférica, a qual, com a continuação do estiramento crustal e fenômenos térmicos, culmina com a ruptura e subsidência geral da área afetada.

Esse processo de abertura ocorreu em episódios bem definidos, chamados de Ciclos Tectono-sedimentares por Ponte & Asmus (1978), a saber:

- a) Ciclo Precursor da Ruptura (Neojurássico) – devido aos fenômenos de fluxo térmico e movimento de massa da Astenosfera, que acarretam um afinamento crustal, provocando aquecimento geral da superfície e depressão localizada em suas partes central e periférica, a qual, com a continuação do estiramento crustal e de fenômenos térmicos, culmina com ruptura e subsidência geral da área afetada;

- b) Ciclo de Fratura Interior (Cretáceo, Neocomiano) – a continuação do estiramento da crosta e fenômenos termais levou à ruptura e a subsidência gera da área afetada. Falhamentos normais edificam feições de *horst* e *graben* e este cenário é denominado *rift-valley*. Tem início a sedimentação por sistemas flúvio/deltáico/lacustres, que dão origem a um conjunto de litofácies;
- c) Ciclo de Depressão Interior ou Transicional (Aptiano) – com a expansão e maior subsidência do *rift*, agora já sem falhamentos, ocorre a primeira invasão marinha sob condições de estagnação. Nesse ambiente euxínico da bacia evaporítica, depositaram-se folhelhos ricos em matéria orgânica, carbonatos, anidritas e sais de cálcio, potássio e até magnesita;
- d) Ciclo de Depressão Marginal (do Albiano ao Recente) – com a continuação do afastamento das placas, ocorreu a sua separação e o início da deriva. Implantou-se, definitivamente, o oceano Atlântico onde, em geral, prevalece um regime de livre circulação de águas ricas em oxigênio. Inicialmente desenvolveram-se extensas plataformas carbonáticas que se constituem em registro peculiar do Albiano nessas bacias. A partir do Cenomaniano, predomina a deposição de sedimentos siliciclásticos, ocorrendo também o desenvolvimento de plataformas carbonáticas.

As bacias sedimentares que passaram por todos esses ciclos são poligenéticas e conhecidas também como tipo Atlântico. Com relação às condições ambientais que prevaleceram ao longo desse processo, merecem destaque àqueles dos ciclos de fratura interior do Neocomiano e de depressão marginal do Albiano.

Ao longo do trecho equatorial da margem continental brasileira, a separação das placas realizou-se através de movimentos transformantes, de direção geral E-W, que promoveram a ligação dos braços N e S do oceano Atlântico.

Concomitantemente ao rifteamento e separação dos continentes africano e sul-americano, houve a abertura do Atlântico, cujo processo originou-se em dois ramos distintos, o oceano Atlântico Sul que se abriu de Sul para Norte e o oceano Atlântico Equatorial cuja abertura se deu de NNW para SSE (Mabesoone & Alheiros, 1988). Este modelo foi postulado por Rabinowitz & LaBrecque (1979) e preconiza ainda a existência de mudança do pólo de rotação dos continentes ao longo do tempo.

A partir desse modelo, Szatmari *et al.* (1984, 1987) advogaram que o Atlântico Sul se abriu devido a um movimento de rotação horária do continente sul-americano em relação ao africano, rotação esta que diferenciou segmentos de extensão e compressão ao longo da margem continental leste e compressão e estruturas complexas na margem equatorial. Conforme Szatmari *et al.* (1984), a direção do rifte sul-atlântico em relação ao Brasil é N-S/NNE entre Campos e Salvador. Porém, a partir da capital baiana o rifte bifurca-se, com um dos ramos tomando a direção NS e formando as bacias do Recôncavo e Tucano e, o outro ramo, tomando a direção NE e formando as bacias Sergipe-Alagoas e Pernambuco em continuação até o Recife (Lima Filho, 1998). Somente a partir da capital pernambucana, a linha de costa assume gradualmente a direção N-S até o extremo Nordeste (Mabesoone & Alheiros, 1988), nos arredores sul de Natal.

A partir das bacias Recôncavo-Tucano e Sergipe-Alagoas, Lana & Milani (1986) deduziram a existência da chamada “Microplaca do Nordeste Brasileiro”, que mostra uma rotação anti-horária em relação à Placa Sul-Americana, em torno de um pólo próximo da ponta NE da Bacia do Jatobá (prolongamento norte do rifte Recôncavo-Tucano, já em Pernambuco).

No ramo N-S a fossa Recôncavo-Tucano-Jatobá constitui a continuidade do próprio rifte atlântico, como braço extensional composto de uma série de grabens preenchidos com sedimentos do Cretáceo Inferior, pré-Alagoas. Já o ramo nordeste, de Salvador até Recife, a mudança do eixo do rifte para a margem continental se deu a partir do andar Alagoas e as bacias Sergipe-Alagoas e Pernambuco apresentam uma maior complexidade estrutural, com presença de meio-grabens, falhas normais e transcorrentes de direções variadas, domos, estruturas arqueadas, vulcanismo bimodal e *grabens* e *horsts* com orientação NE, todos, elementos de uma fase compressiva inicial e distensiva posterior (Lana & Milani, 1986; Mabesoone & Alheiros, 1991; e, Lima Filho, 1998).

No desenvolvimento do oceano Atlântico Equatorial, Szatmari *et al.* (1987) e Françolin & Szatmari (1987), ainda com base no modelo de Rabinowitz & LaBrecque (1979), anotam que o rifteamento e a evolução da margem equatorial brasileira foi muito complexa, com a rotação horária do continente sul-americano em relação ao africano causando uma compressão a W de Fortaleza, formando o Arco Ferrer-Urbano Santos e, uma extensão aumentando para E da capital cearense, resultando na formação da Bacia Potiguar. Nesta parte oriental, uma extensão N-S

foi acompanhada por uma compressão E-W, quando a ponta mais oriental do Brasil foi empurrada contra a África e as tensões daí resultantes reativaram as zonas de cisalhamento pré-cambrianas. O rifteamento propagou-se para W ao longo da margem equatorial e para E, na Fossa de Benué (África), ambas tornando-se ligações marinhas (Mabesoone & Alheiros, 1991; Rand & Mabesoone, 1982).

Em meio aos acontecimentos tectônicos formadores dos oceanos Atlântico sul e equatorial e das bacias sedimentares presentes nas respectivas margens continentais, encontra-se a “faixa sedimentar costeira” conhecida anteriormente como Bacia Pernambuco-Paraíba. Lima Filho (1998) desmembrou-a em duas bacias, uma ao sul do lineamento Pernambuco, denominada Bacia de Pernambuco e outra a norte do referido lineamento, chamada Bacia da Paraíba, por terem evolução, história tectônica e paleogeografia totalmente distintas.

Anteriormente, vários autores já haviam tentado uma subdivisão da faixa sedimentar costeira entre Pernambuco e o Rio Grande do Norte (Françolin & Szatmari, 1987; Mabesoone & Alheiros, 1991; Feitosa & Feitosa, 1976), porém por falta de dados mais completos, sempre essa bacia costeira continuou assumindo a área entre Recife e Natal.

Ultimamente, comprovou-se a idéia de que entre o Lineamento Pernambuco e o “Alto de Mamanguape” encontra-se a verdadeira Bacia da Paraíba, constituída pelas sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri (Figura II.4), enquanto que as sub-bacias Canguaretama e Natal, localizadas entre o “Alto de Mamanguape” e o “Alto de Touros”, cuja afinidade deposicional é próxima da Bacia Potiguar, forma a Plataforma Leste referida bacia. (Mabesoone & Alheiros, 1991; Feitosa *et al.*, 2002).

A estruturação geral das bacias do saliente oriental nordestino apresenta-se como homoclinal, não sendo conhecidos falhamentos de borda contra o embasamento cristalino nas mesmas. Porém, perpendicularmente à linha de costa ocorrem inúmeros falhamentos NE que modelam a estruturação em *horst* ou altos tectônicos e *grabens* ou blocos afundados, ou seja, blocos desnivelados sobre o embasamento, definido por Fortes (1986) como uma “tectônica de teclas”, onde se pode observar um estiramento sigmoidal com direção NE marcado por blocos com distintos domínios de supracrustais e infracrustais separados por falhamentos e como sistemático encurvamento para Leste, definido por um padrão de arrasto dextral desde o Proterozóico Superior (Brasliano).

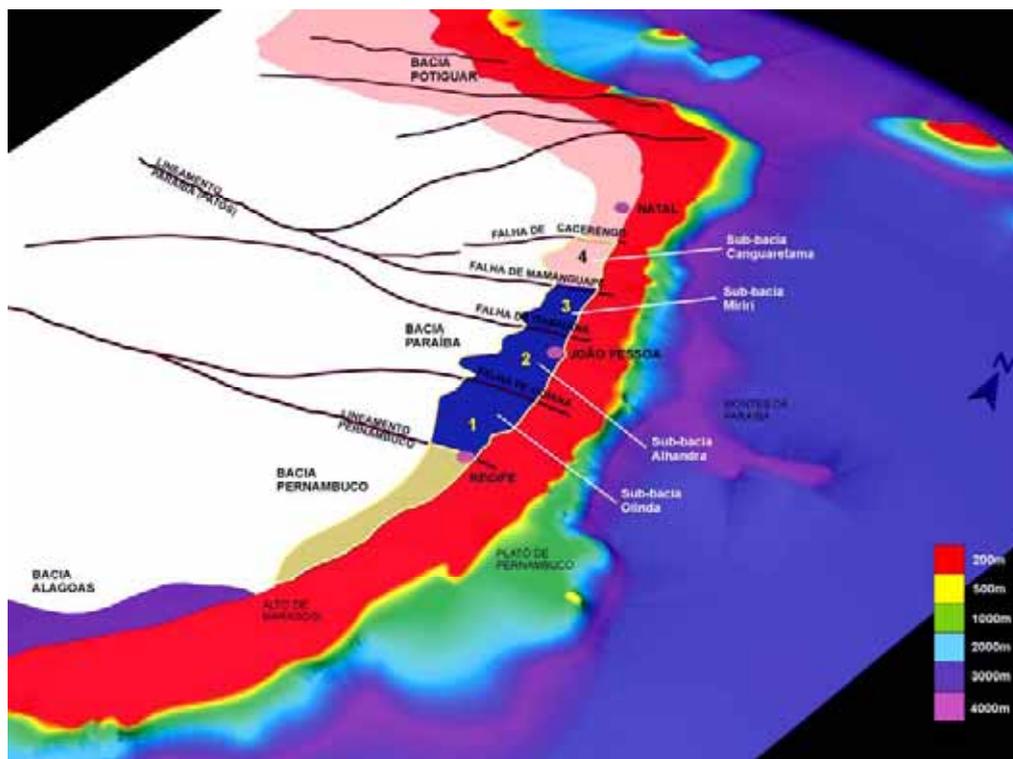


Figura II.4 – Bacia da Paraíba e sua divisão nas sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri. Observar a separação das bacias congêneres através dos lineamentos Pernambuco e Paraíba/Falha de Mamanguape, e das sub-bacias através das falhas de Goiana e Itabaiana. Fonte: Barbosa (2004).

2.4 – Geofísica Regional

Os trabalhos versando sobre a geofísica na área da bacia estudada, apesar de serem em número reduzido, são bastante úteis em face do potencial de esclarecimento dessa ferramenta para o esclarecimento dos problemas geológicos, em subsuperfície e na porção marinha. Porém, apesar da escassez, os trabalhos abrangem uma distribuição razoavelmente ampla dos dados nas porções emersa e submersa da bacia, com informações sobre radiometria, magnetometria, gravimetria e sísmica.

Barbosa *et al.* (1960) realizaram um reconhecimento aerocintilométrico para a PROSPEC/CNEN na faixa sedimentar costeira compreendida entre Recife e João Pessoa, como parte de um projeto geológico-geofísico para tentar definir o potencial

do fosforito uranífero na bacia sedimentar nos estados de Pernambuco e Paraíba. Nesse trabalho, os dados foram interpretados utilizando a radiometria do U, Th e ^{40}K ou “contagem total”, para a elaboração de mapas com o traçado de curvas de iso-radioatividade e, assim, pela primeira vez, a geofísica foi utilizada como ferramenta auxiliar para localização de depósitos de fosfato na bacia.

O professor Helmo Rand, juntamente com alunos da Escola de Geologia, também realizaram estudos na “Bacia Pernambuco-Paraíba” a partir de 1961 (*apud* Rand, 1991), com fins acadêmicos, utilizando a radiometria, magnetometria e gravimetria, em áreas restritas, principalmente, nas regiões litorâneas e Itamaracá e Gaibu que, com o passar do tempo, evoluiu para mapeamentos locais e interpretações regionais com base nos perfis através da bacia costeira.

Rand (1967) culminou os estudos supracitados com um levantamento radiométrico e magnetométrico da Ilha de Itamaracá visando, prioritariamente, determinar a distribuição e extensão dos minerais radiométricos e magnéticos dentro de *placers* de minerais pesados e dos perfis magnetométricos e de sondagens sísmicas de reconhecimento através da faixa sedimentar a norte de Recife, desde Araçoiaba, a Oeste, até as praias de Jaguaribe e Conceição, a Leste. Os resultados radiométricos, por serem mais específicos, reconheceram *placers* de pequenas dimensões e profundidades ao longo das praias, com predominância da monazita, mineral pesado e radioativo (com tório). Os resultados da magnetometria e da sísmica, mostraram-se bastante interessantes, identificando falhamentos transversais à linha de costa, limitando blocos estruturais desnivelados compondo o substrato da bacia em direção ao mar e, também, alinhamentos muito fortes segundo a direção E-W.

O pesquisador conclui, através da interpretação geofísica que, mesmo em uma pequena área em relação a bacia como um todo, não existe uma estrutura homoclinal simples para a bacia, com o embasamento mergulhando suavemente para leste, mas sim evidência de estrutura de blocos falhados dentro de um graben alongado.

Saad (1974) realizou uma radiometria autoportada, a pé e de helicóptero na região entre Recife e João Pessoa, e também reinterpreto os dados aerocintilométricos de Barbosa *et al.* (1960), visando os aspectos econômicos do aproveitamento do urânio associado aos fosfatos na bacia, como parte de um projeto da Comissão Nacional de Energia Nuclear-CNEN nos anos 1967/68. Este

trabalho associa geneticamente o fosfato de Olinda aos da Flórida-USA e identifica uma correlação estatística positiva entre os teores de P_2O_5 e U_3O_8 , revelando que o urânio obedeceu ao mesmo controle deposicional do fosfato e que por isso, a mineralização uranífera somente forma concentrações econômicas nos horizontes fosfáticos.

Fainstein *et al.* (1975) definiram as feições magnéticas gerais da plataforma e do talude continental do Brasil, baseado em 35.000 km de perfis magnéticos realizados durante o Projeto REMAC entre 1972-73. Esse arcabouço *off shore* brasileiro foi subdividido em 5 partes: Sul, Sudeste, região de Abrolhos, Nordeste e Norte. A primeira, do Rio Grande do Sul ao rio de Janeiro; a segunda do rio de Janeiro ao Cabo de São Tomé; a terceira, do Espírito Santo a Bahia; a quarta de Salvador ao Cabo de São Roque (RN); e a última de Fortaleza a Baía de São Marcos/Cabo Norte.

Na região Nordeste, as anomalias negativas são muito proeminentes sobre a plataforma e o talude ao norte de Maceió. A plataforma ao sul de Natal é caracterizada por diversas anomalias locais, as quais parecem estar relacionadas com os blocos falhados baixos (*grabens*) da estruturação das bacias, como já esboçados nos estudos estruturais da PETROBRÁS. Entretanto, os autores não conseguem definir se tais estruturas são continuação para oeste da “Bacia Recife-João Pessoa”, situada entre 6° e 8° S ou uma extensão para sul da Bacia Potiguar, porém, afirmam que o modelo magnético da plataforma continental indica sob a mesma que as estruturas estão delineadas desde o continente.

Rand (1977), através do mapeamento gravimétrico da “Bacia João Pessoa”, situada pelo autor entre o rio Goiana (PE) e o rio Goianinha (RN), reconhece duas sub-bacias: uma a sul, limitada pelo Lineamento Paraíba e a “Lineação” Goiana, e a segunda, entre o Lineamento Paraíba e a “Lineação” Goianinha.

O mapa Bouguer apresenta três feições regionais, onde na primeira as curvas de isoanomalias estão alinhadas paralelamente a costa e os valores aumentam de W para E. A causa mais provável é que esta anomalia seja resultado de uma subida progressiva da descontinuidade de Mohorovicic, ainda dentro do cristalino. A segunda característica é a presença de falhamentos perpendiculares á costa, limitando e dividindo a bacia em vários blocos, ficando a “Bacia João Pessoa” como um bloco “negativo” entre dois blocos “positivos”. A terceira característica mostra duas anomalias ovaladas ou subarredondadas, superimpostas às anomalias

lineares, uma localizada a NW de João Pessoa e próxima do Lineamento Paraíba e a outra, nos arredores sul de Natal.

Os alinhamentos marcam falhamentos transcorrentes e também separam segundo os dados das anomalias Bouguer, tipos distintos de crosta, fato confirmado também por anomalias magnéticas no Lineamento Paraíba, que separa metassedimentos a norte e rochas granitizadas a sul. As anomalias magnéticas e as Bouguer também mostram que o lineamento dirige-se para leste, além da plataforma continental.

As falhas de Mamanguape e de Camaratuba são fracamente marcadas, porém a de Goianinha, segundo os dados Bouguer, separa a bacia em tela da Bacia Potiguar, pois dois tipos de crosta são evidenciados, distinguindo-se no “bloco Potiguar”, grandes áreas suavemente onduladas e quase com o mesmo valor, enquanto que no “bloco Sub-bacia N de João Pessoa”, ocorre uma inclinação acentuada.

As anomalias ovaladas apresentam valores positivos altos e cobrindo áreas muito extensas, refletindo origem profunda de rochas com alta densidade, parecendo tratar-se de dois “*hot spot*”, semelhantes ao encontrado ao sul do Lineamento Pernambuco (Bacia de Pernambuco; Lima Filho, 1998). Apesar de não serem encontradas rochas basálticas na região, os *placers* de minerais pesados da praia da Baía da Traição sugerem fonte derivada de basaltos.

Rand (1978) realizou mapeamento gravimétrico e magnetométrico na faixa costeira entre as bacias Sergipe-Alagoas e Potiguar. A integração de ambos os métodos geofísicos permitiu individualizar a estruturação da crosta litorânea do Nordeste, com uma provável subida do manto na crosta inferior nas zonas com anomalia de alta gravidade.

Fez também uma comparação entre as feições tectônicas do Nordeste e as da Nigéria, na África, as quais mostram continuidades claras entre os dois continentes, Ressalta ainda que as falhas transcorrentes de maior importância como o Lineamento Pernambuco, suportaram a abertura atlântica por um tempo maior até a abertura final, quando as falhas passaram a se comportar como transformantes.

Fonseca Neto (1979) realizou estudos na faixa sedimentar costeira dos estados de Pernambuco e Paraíba, apoiando-se em sondagens ao longo de toda a Bacia Paraíba, com perfis elétricos, potencial espontâneo e radiométricos, onde estes últimos foram primordiais para as correlações estratigráficas das unidades,

mas principalmente, dos horizontes fósforo-uraníferos, bem como na identificação de marcos estratigráficos.

Moraes (1979) efetuou um levantamento aerogamaespectrométrico na mesma região citada anteriormente, para o Projeto Fosfato na Bacia Pernambuco-Paraíba (PROSPEC/PETROFÉRTIL), identificando na bacia áreas onde haveria maior probabilidade de ocorrência de fosfato devido a sua associação com o urânio.

O mega-projeto "Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira" – REMAC (1974-1981) englobou inúmeros trabalhos sobre os aspectos estruturais da margem continental brasileira e das áreas oceânica adjacentes. Os dados geofísicos são tomados de perfis de reflexão sísmica onde, na margem continental, notadamente nas áreas da plataforma e talude superior, provieram de levantamentos multicanais, somando aproximadamente 300.000km de linhas, realizadas pela PETROBRÁS. Há, também, bom número de dados de refração sísmica, coletados pelo método de sonobóias. Foram utilizados ainda levantamentos gravimétricos e magnetométricos tanto na margem continental como nas áreas oceânicas profundas, e em torno de 500 furos de sondagem na plataforma continental. No volume 09 (nove), o de maior interesse para a bacia em estudo, tem-se uma síntese dos aspectos estruturais da margem continental brasileira, elaborada por Asmus & Guazelli (1981).

Shobbenhaus *et al.* (1984) em "Geologia do Brasil – texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e Área Oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais", dedica os quatro últimos capítulos para área oceânica. O Capítulo X faz um resumo das bacias sedimentares da margem continental. O Capítulo XI apresenta a fisiografia da área oceânica onde se distinguem três domínios fisiográficos: a) margem continental, subdividida em plataforma, talude e sopé; b) fundo da bacia oceânica, constituída essencialmente por crista oceânica e recoberta ou não por sedimentos; c) cordilheira meso-atlântica, uma dorsal quase contínua, ocorrendo nas partes medianas do Atlântico e formada crosta oceânica mais jovem.

O Capítulo XII trata da geologia da margem continental brasileira, apresentando as principais feições estruturais e estratigráficas da mesma, onde nos elementos estruturais são destacadas as falhas normais, as linhas de charneira e as estruturas transversais, e nos elementos estratigráficos, as seqüências do continente, dos lagos, do golfo e do mar. O Capítulo XIII trata da geologia da margem

continental inferior e do fundo oceânico adjacente, incluindo os montes submarinos, platôs, planícies abissais, *canions* e altos do embasamento.

Rand (1985), reinterpretando os estudos das anomalias gravimétricas e magnéticas realizadas nos trabalhos anteriores, aponta como última ligação entre os continentes Sul-Americano e Africano, parte dos estados de Pernambuco e Paraíba, mas precisamente entre os lineamentos homônimos, com direções E-W e movimentação transcorrente dextral, propondo o modelo “*landbridge*” ou ponte intercontinental para a região, pelo menos até a ruptura final no Cretáceo Superior, fazendo que essa porção da margem brasileira seja a mais oriental da costa.

Dal Ré Carneiro *et al.* (1988) realizaram uma integração geológico-geofísica do Nordeste Oriental com base nos mapas aeromagnéticos do acervo da PETROBRÁS/PRAKLA. Segundo os autores, uma forte anomalia com direção NE-SW que ocorre a leste de Ares-RN, tem a mesma orientação do embasamento e pode representar um “Alto Estrutural” que separa as bacias da Paraíba, a sul, e Potiguar, a norte. Entre Baía Formosa, no limite entre os estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, e o Recife-PE, ocorre uma atenuação no relevo magnético, com as estruturas tendendo para ENE e, secundariamente, a E-W, devendo corresponder ao embasamento da bacia. Os autores confirmam também a continuidade magnética do Lineamento Pernambuco na plataforma continental na altura do paralelo de Recife.

Rand & Manso (1990) mostram que no “Mapa Regional de Gravidade Bouguer”, o deslocamento dos blocos de crosta na faixa costeira, onde esses blocos aparecem como áreas descontínuas e separadas. As linhas paralelas a costa formadas pelo aumento lento-rápido-lento da gravidade em relação ao mar, indicam que o lento corresponde a uma subida gradativa da descontinuidade de Mohovicic e a rápida é um degrau da Moho. Essa subida, por sua vez, é deslocada por falhas perpendiculares à costa, as quais apresentam continuidade tanto para o mar quanto para o interior do continente.

O Mapa de gravidade residual localiza as bordas dos blocos de crosta, com faixas alternadas de anomalias positivas e negativas. As positivas, mais proeminentes, localizam as subidas do manto com a densidade maior que a do cristalino da crosta. Na região estudada são selecionadas duas anomalias positivas singulares, uma em Tabatinga, no limite dos estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, e outra em Lucena, ao norte de João Pessoa. Para os autores, ambas estão

ligadas a *hot spot* ou, pontos quentes do manto, que penetraram na crosta. Por sua vez, as anomalias negativas representam bacias sedimentares.

Na magnetometria, as anomalias negativas apresentam as rochas mais magnéticas e, no substrato da área de interesse desta tese, as anomalias negativas mais proeminentes estão em Canguaretama-RN, no rio Paraíba, Sapé e Itabaiana-PB e També-PE. A única anomalia positiva está em Itapororoca-PB, representada por um riolito.

Os lineamentos E-W representam falhas dextrais que deslocam os blocos lateralmente, destacando-se as de Goianinha, Paraíba e Pernambuco. Segundo os autores, a semelhança dos deslocamentos, quer na gravimetria, quer na magnetometria, é muito boa e concorda com o modelo de última ligação intercontinental. No mapa de gravidade o que influencia na grandeza da anomalia é a espessura do bloco, daí as bacias e as estruturas são melhores distinguidas. O mapa magnético, por sua vez, representa melhor, intrusões nas bacias, devido a susceptibilidade dos minerais magnéticos.

Rand (1991) reinterpreta os dados de Rand & Manso (1990), e conclui que os mais importantes resultados geológicos da prospecção geofísica no Nordeste, são os seguintes: a) a subida gradativa da descontinuidade de Mohorovicic para leste é deslocada por falhas E-W, dando como resultado estrutural um embasamento falhado em blocos, com uma série de sub-bacias, também falhadas em blocos menores, ao longo da costa; b) o movimento relativo dos blocos ao longo da costa sugere uma separação gradual entre a África e a América do Sul, culminando na ruptura fina entre os Lineamentos Pernambuco e Paraíba; c) existe, provavelmente, um antigo *hot spot* profundo a NW de João Pessoa, possuindo ramificações ao sul do Recife, o *hot spot* de Camela (aflorante), e ao sul de Natal, o *hot spot* de Tabatinga (em subsuperfície); d) há uma extensão de rochas básicas subsuperficiais em toda bacia costeira.

Oliveira (1994), utilizando dados gravimétricos da Região Metropolitana do Recife, apresenta conclusões interessantes para a bacia ora estudada. Destaca que entre Olinda e Paulista há uma anomalia positiva, marcada pelo crescimento lento no sentido NE. Como anomalia positiva não é esperada em bacias sedimentares e sim o contrário, deve ser reflexo das estruturas do embasamento. Como algo parecido já havia sido detectado pela PETROBRÁS em área oceânica em frente a Ilha de Itamaracá em 1982, é possível que seja uma anomalia única, causada pela

justaposição de embasamentos litologicamente distintos, cujo contato poderia corresponder, por sob os sedimentos, as falhas de transpressão que ocorrem ao sul da Falha Limoeiro (Barbosa, 1990).

Nas estruturas da bacia foram identificadas falhamentos E-W com movimentação influenciada pelo Lineamento Pernambuco, que dentro da área sedimentar são interpretadas pelo deslocamento lateral de blocos, caracterizando uma reativação dextral. Falhas NW-SE ao norte do Lineamento Pernambuco são reconhecidas por meio das isogálicas. São reconhecidas como falhas normais, paralelas a borda da bacia. Já as falhas com direção ENE-WSW, interpretadas a partir de truncamentos das isogálicas, têm suas direções aproximadas daquelas das estruturas précambrianas que se ramificam a partir do Lineamento. As falhas N-S, ocorrem apenas na Bacia da Paraíba, nas proximidades de Paulista-PE, sendo paralelizadas com a costa e também às escarpas da Formação Barreiras. É possível que tenham sido geradas durante a evolução tectônica da bacia e, posteriormente, reativadas.

A evolução tectônica é caracterizada pela atuação de esforços extensionais que produziram o desnivelamento de blocos, originando um padrão tectônico do tipo *graben/horst*. É possível que tenham ocorrido movimentos horizontais resultantes de reativações do Lineamento Pernambuco e pela atuação de falhas de transferências.

O comportamento tectônico da parte emersa da Bacia da Paraíba na porção N da Região Metropolitana de Recife através de perfis gravimétricos modelados, E-W e NE-SW mostram o mergulho suave do embasamento cristalino e o espessamento gradativo do pacote sedimentar em relação ao mar. Portanto, essa bacia foi estruturada por um tectonismo que produziu um leve abatimento de blocos pela atuação de falhas normais com pequeno rejeito associado com flexuramento crustal.

Jardim de Sá *et al.* (1997), destaca a contribuição da gravimetria nos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, entre o Lineamento Paraíba (Patos) e o Lineamento Transbrasiliano, no Ceará. As Zonas de Cisalhamento que separam os domínios estruturais no âmbito da província, representam descontinuidades litosféricas que soldam diferentes terrenos tectono-estratigráficos.

No domínio da Zona Transversal, os dados ainda são insuficientes, mas já se permite localizar, nessa estrutura, o limite sul do Maciço São José de Campestre,

separado do Domínio da Zona Transversal por uma descontinuidade litosférica correlacionável a uma sutura colisional.

Souza (1999) realizou um levantamento radiogeológico autoportado e a pé na região urano-fosfática entre Recife-Itamaracá, identificando o intervalo radiométrico das unidades estratigráficas da Bacia Paraíba e seu embasamento, e elaborou mapas de isoradioatividade. De posse dos dados de sondagens, elaborou mapas de contorno estrutural e de isópacas do horizonte fosfático e a paleogeografia da bacia entre Paulista e Igarassu, no tempo da regressão Maria Farinha.

No mapa geológico da Figura II.5, observa-se os falhamentos principais, os ENE-WSW, alguns mostrando deslocamentos dextrais dos blocos e apresentando uma componente mergulhando para ENE, permitindo a formação de depocentos associados como na região de Olinda-Paulista e deslocamentos e mergulhos em blocos como na Ilha de Itamaracá e entre esta e a Ilha de Itapessoca. Os falhamentos NW-SE são interpretados a partir de alinhamentos em aerofotos e imagens de radar. As falhas N-S, são interpretadas à luz da abertura do Atlântico, representando as aberturas para criação de espaços, às vezes abortados, como se interpreta a Ilha de Itamaracá.

Oliveira & Santos (2001) reinterpretem as informações geofísicas dentro do contexto tectônico das zonas de cisalhamento da Província Borborema, especialmente, o Lineamento Pernambuco. São utilizados nessa integração dos dados aeromagnéticos, aerogamaespectrométricos, gravimétricos e de sísmica profunda.

Os dados aeromagnéticos indicam a correlação do Lineamento Pernambuco com anomalias magnéticas estreitas e lineares e a separação do mesmo na região de Arcoverde em dois ramos, um para leste dando continuidade ao LP e outra para NE originando a Zona de Cisalhamento Cruzeiro do Nordeste/Congo. Os dados aerogamaespectrométrico indicam correlação do LP com anomalias lineares de equivalente Th, que podem ser traçadas continuamente, exceto nos trechos encobertos pelos sedimentos da Bacia do Jatobá.

A gravimetria demonstrou correlação do Lineamento Pernambuco com áreas de crosta anômala, densa, na parte W (anomalia Bouguer positiva), e leve a E (anomalia Bouguer negativa). Em Recife, as anomalias Bouguer são positivas à norte do Lineamento Pernambuco e negativas a sul do mesmo, confirmando os dois tipos de bacias separadas pelo Lineamento Pernambuco.

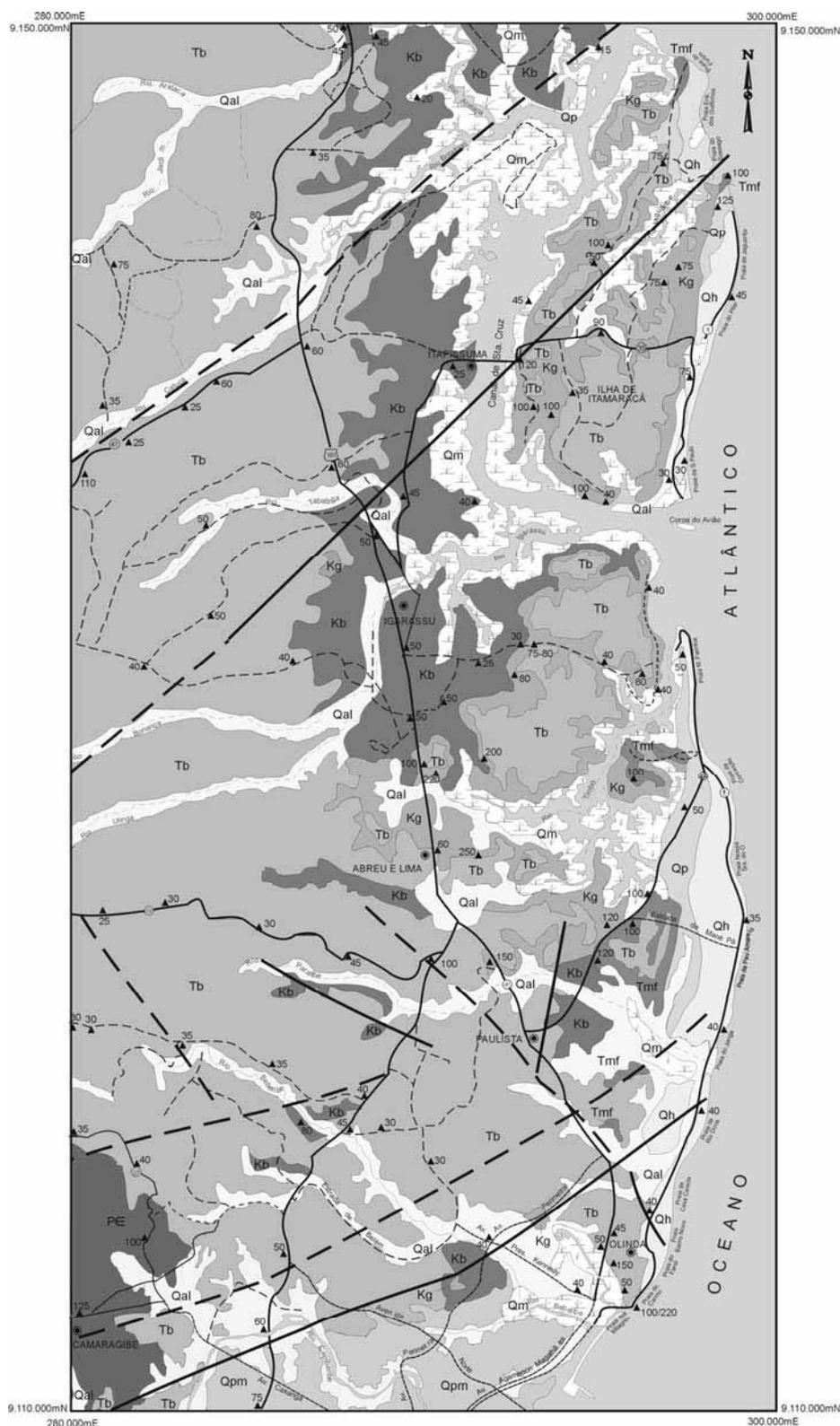


Figura II.5 – Mapa Geológico mostrando as principais falhas e fraturas que ocorrem na Sub-baía Olinda, com direções ENE-WSW, NW-SE como principais, Cretáceas. Fonte: Souza (1999)

Oliveira (2003) analisa o Mapa Gravimétrico Bouguer, o Mapa Gravimétrico Residual, o Mapa de Magnetometria Aérea e o Mapa de Sinal Analítico para o Projeto SINGRE/CPRM-Recife. No primeiro, a distinção marcante entre as formas e orientações das anomalias aponta para duas bacias distintas a norte e a sul do Lineamento Pernambuco. Ao norte as isogálicas são estreitas e apresentam três direções diferentes; E-W, ENE-WSW e NW-SE. O segundo, reforça os padrões anômalos encontrados anteriormente e destaca os alinhamentos de anomalias positivas que acompanham a borda da Bacia Paraíba e a correlação da Ilha de Itamaracá como os cruzamentos de estruturas gravimétricas de abatimento tectônico nas direções N-S e E-W que produzem um progressivo aumento de espessura sedimentar no sentido NE da Ilha.

Já na magnetometria aérea, identifica ao N do LP a alternância de eixos positivos (vermelhos) e negativos (azuis) orientados na direção E-W. Essa característica bipolar dificulta a interpretação levando a se recorrer a uma filtragem matemática dos dados magnéticos resultando daí um mapa de sinal analítico onde as anomalias são convertidas em monopolares e, assim, as anomalias positivas são agora progressivamente avermelhadas. Na Bacia da Paraíba, ocorre um alinhamento N-S, que acompanha a borda da bacia e está correlacionado a um alinhamento gravimétrico positivo.

2.5 – Estratigrafia da Bacia

2.5.1 – Litoestratigrafia

A Bacia da Paraíba tem seu preenchimento lítico caracterizado pela constituição de um prisma sedimentar com uma notória delgadeza, e se destaca das congêneres adjacentes, Bacia Potiguar a norte e Bacia de Pernambuco a sul.

A seqüência sedimentar é bastante singela, repousando discordantemente sobre rochas do embasamento cristalino proterozóico, que se apresenta mergulhando suavemente para leste e, sobre essa estruturação homoclinal, depositou-se todo pacote sedimentar Coniaciano-Eocênico, de caráter continental, marinho transgressivo/marinho regressivo, de modo que as camadas mais inferiores

afloram na borda ocidental da bacia, enquanto as mais superiores afloram em direção à costa. Toda seqüência é então recoberta por sedimentos paleógenos e neógenos.

A estratigrafia da bacia é relativamente simples, apresentando apenas três grandes unidades, a saber: Grupo Paraíba, Formação Barreiras e Depósitos da Cobertura Quaternária (Amaral, 1998). Esta última unidade não vai ser tratada nesta tese. O Grupo Paraíba irá englobar todo conjunto Cretáceo Superior-Paleógeno, cujas características lito-faciológicas permitem sua subdivisão em três seqüências: uma inferior denominada “Seqüência Clástica Inferior” e representada pela Formação Beberibe e pela Formação Itamaracá (uma seqüência transicional, em consonância com Lima Filho & Souza, 2001), e a “Seqüência Carbonática Superior” representada pelas Formações Gramame e Maria Farinha.

Recobrimo discordantemente estas unidades, ocorre a Formação Barreiras, ou Seqüência Clástica Superior, constituída de sedimentos areno-argilosos mal consolidados, de granulação heterogênea, com freqüentes lentes argilosas, idade neógena e origem continental de clima semi-árido.

A coluna estratigráfica pode ser observada na Carta Estratigráfica da Bacia da Paraíba (Figura II.6), baseada em Feijó (1994). No interior da bacia, entretanto, as Sub-bacias Miriri e Alhandra apresentam uma coluna um pouco diferente da Sub-bacia Olinda, onde a Formação Itamaracá é bastante espessa em relação às suas formações confinantes e, a Formação Maria Farinha é bem representada na Sub-bacia Olinda, tendo em vista que esta última é aquela que apresenta a maior profundidade entre as três (Figura II.7).

2.5.1.1 – Embasamento Cristalino

O embasamento cristalino proterozóico é composto por litologias pré-brasilianas retrabalhadas no Brasileiro (Cordani *et al.*, 1984), e representado pelos litotipos do Maciço Caldas Brandão–São José do Campestre e também pela faixa de metassedimentos brasileiros do Sistema Pajeú–Paraíba, localizada entre o maciço e o Lineamento Pernambuco. Por toda essa região os traços das foliações e as descontinuidades entre as unidades geotectônicas, são diagonais à linha de costa, além das inúmeras fraturas policíclicas de idêntica disposição, cujo papel foi preponderante na história geológica da bacia.

CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DA PARAÍBA

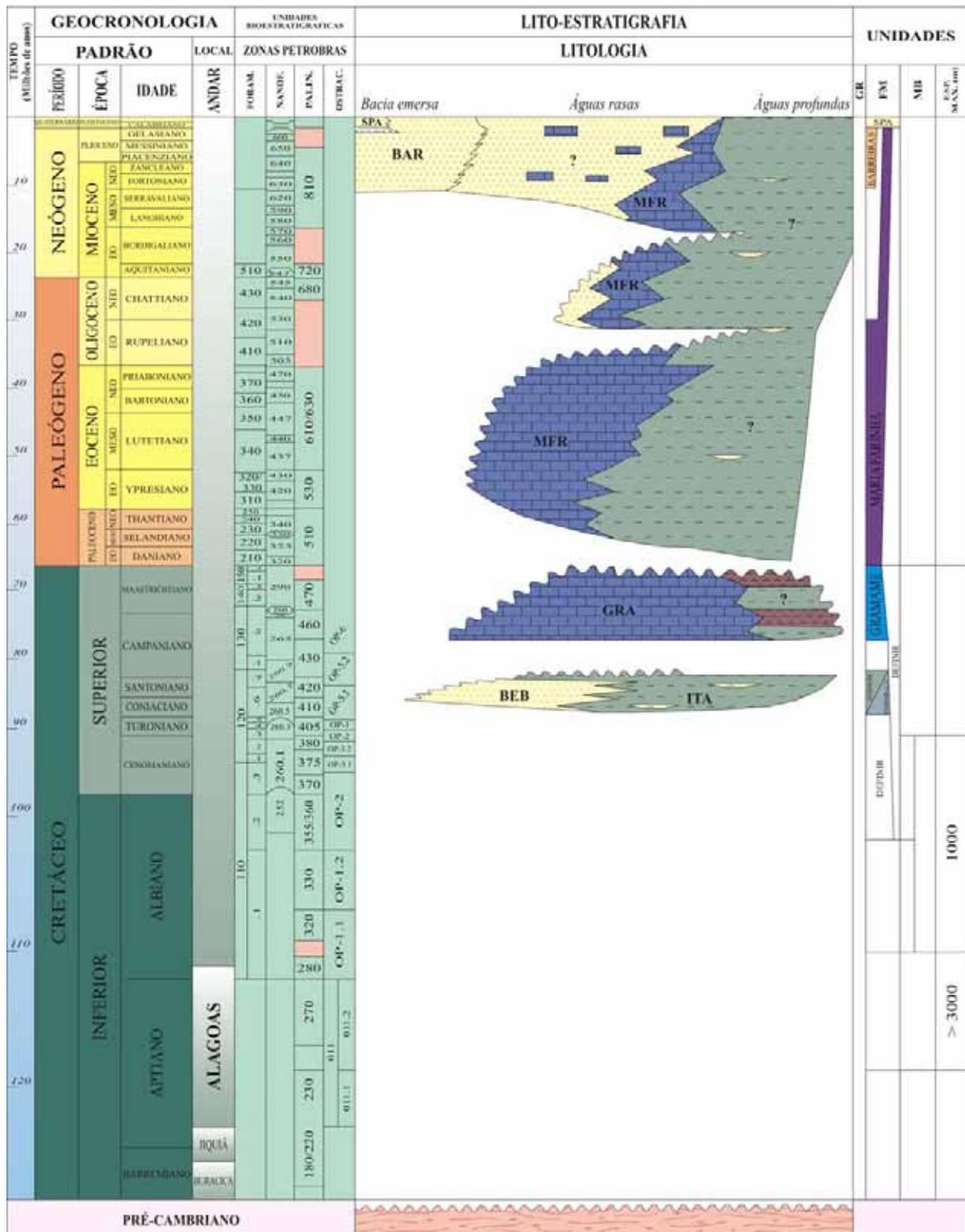


Figura II.6 – Carta estratigráfica da Bacia da Paraíba, modificada da Carta Estratigráfica da Bacia Pernambuco-Paraíba de Feijó (1994).

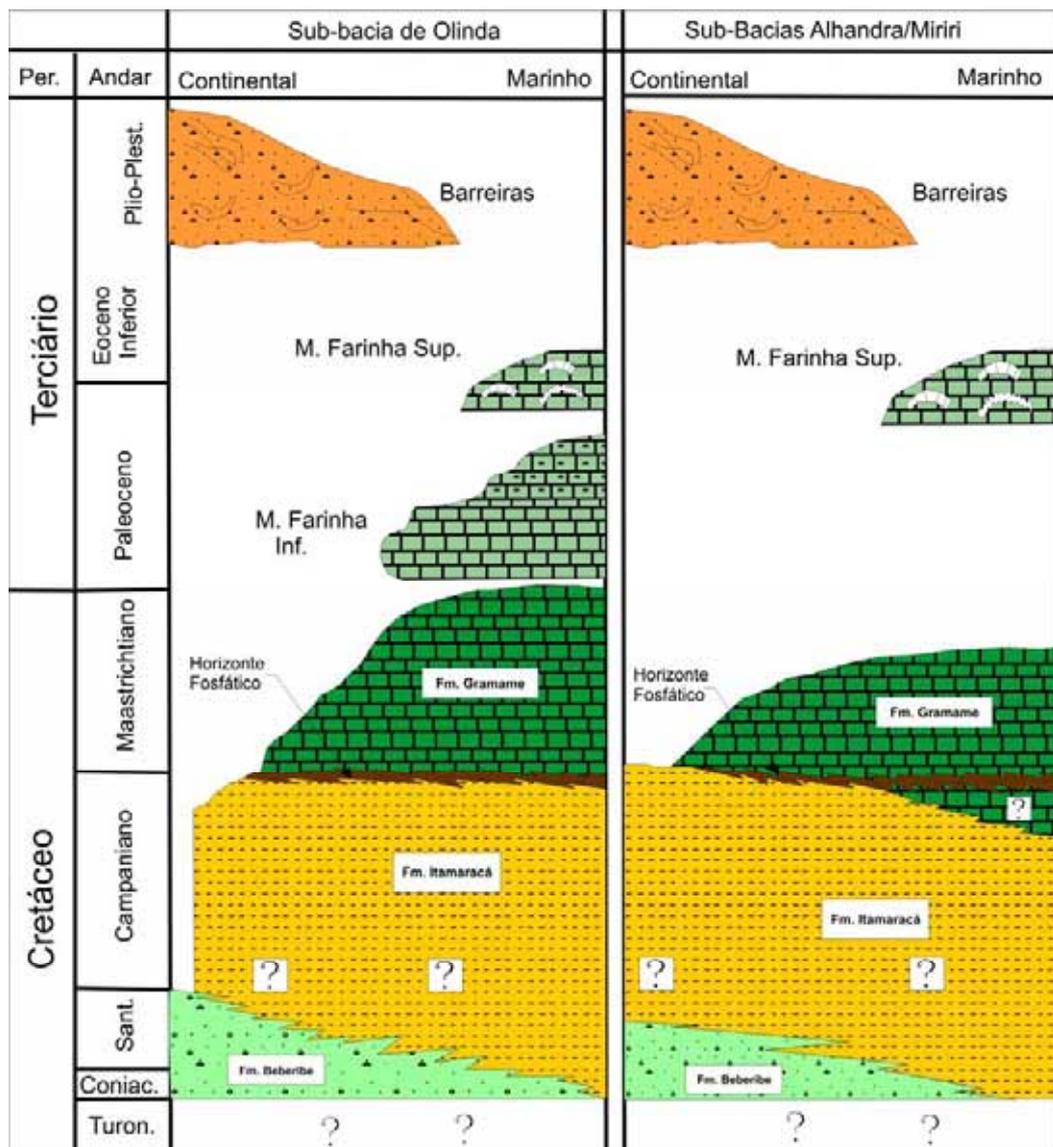


Figura II.7 – Coluna Estratigráfica das Sub-bacias Olinda e Alhandra/Miriri onde se observa a ausência da F. Maria Farinha Inferior (paleocena), ocorrendo apenas os carbonatos recifais eocênios da formação nas sub-bacias paraibanas. Fonte: Morais (2005).

2.5.1.2 – Grupo Paraíba

2.5.1.2.1 – Seqüência Clástica Inferior

A Formação Beberibe, que inicia o pacote sedimentar, está assentada discordantemente sobre o embasamento cristalino devido a uma discordância

erosiva. Esta unidade apresenta idade neocretácea, mais precisamente, santoniana-campaniana (87,5 – 74,5 Ma), de caráter predominantemente terrígeno e continental, representada por um depósito fluvial com espessura superior a 300 m, dominado por fácies de canais entrelaçados (*braided*), de alta energia, formados de arenitos quartzosos, grossos a conglomeráticos, via de regra, não fossilífero, intercalados com depósitos mais finos, de planície aluvial (Nóbrega & Alheiros, 1991).

Esta seqüência, localmente, pode encontrar-se litificada e gradando lateralmente para um arenito com cimento calcífero (Formação Itamaracá), refletindo domínio de fácies flúvio-lagunar a flúvio-deltáica. Mais para o litoral, o sistema deposicional desta formação se torna plataforma rasa a costeira. Os leitos conglomeráticos basais presentes nos baixios da superfície pré-Beberibe, podem corresponder a depósitos de leques aluviais associados (Mabesoone & Alheiros, 1988).

Litologicamente, a unidade é constituída de sedimentos clásticos grossos a finos, mal selecionados, friáveis, com coloração variando de cinza a creme amarelada, predominantemente areníticos, com eventuais leitos de conglomerados na base e níveis sílticos argilosos intercalados no topo.

Em afloramentos, os arenitos mostram-se em espessos pacotes monótonos, maciços e estéreis, superficialmente intemperizados e capeados por areias brancas que se constituem nos solos produzidos a partir do arenito (Beurlen, 1967). Macroscopicamente, esses arenitos apresentam-se médios a grossos, às vezes conglomeráticos, com grãos essencialmente quartzosos, moderadamente selecionados, subarredondados a subangulosos, freqüentemente friáveis e porosos, e cimentados por óxido de ferro, apresentando, de um modo geral, uma coloração creme que passa à avermelhada pela oxidação do ferro.

Microscopicamente, podem ser classificados como quartzo-arenitos (Nóbrega & Alheiros, 1991), onde o quartzo é o mineral mais freqüente e se apresenta sob forma de grãos mono e policristalinos. O monocristalino contribui com 70 a 80% da rocha total e mostra extinção reta, raramente ondulante, podendo ocorrer fraturado. O quartzo policristalino contribui com, no máximo, 15% da rocha, sendo constituído por três ou mais indivíduos por grão, onde, alguns desses, mostram ter sido submetidos a deformação, evidenciada por limites individuais não muito nítidos e por forte extinção ondulante.

Os grãos mostram-se em geral subarredondados a subangulosos, moderadamente selecionados e como os contatos geralmente pontuais. A cimentação quando presente, é de óxido de ferro, e mais raramente ainda, pode-se observar crescimento sintaxial nesses grãos. Os componentes acessórios que ocorrem são apatita, turmalina e zircão, representando menos de 1% do volume total da rocha.

Quanto à idade da Formação, Souza *et al.* (1990), encontraram nos sedimentos arenosos de um poço região de Canguaretama-RN, uma rica associação de pólenes tricolpados estriados e reiculados, que sugerem uma idade turoniana, e que permite a correlação desses sedimentos com a porção superior da Formação Açu, próximo do contato com a Formação Jandaíra, (Bacia Potiguar).

Já Mabelsoone *et al.* (1991) correlacionaram-no com os arenitos da Formação Beberibe. De acordo com esta tese, os arenitos da região de Canguaretama formam uma plataforma calcissiliciclástica que recobre o Alto Estrutural de Mamanguape e, portando, pertencem à Formação Itamaracá.

Esta formação foi pioneiramente definida por Kegel (1953) como sendo uma seqüência de calcarenitos. O próprio Kegel (1955) incluiu arenitos friáveis interdigitados com a fácies marinha proposta no trabalho anterior, designando-a como Membro Beberibe.

A partir de 1967, Beurlen propôs o abandono da Formação Itamaracá, ficando a Formação Gramame mais espessa devido à aglutinação da Formação Itamaracá à mesma, passando a compor a porção inferior da formação, inclusive a camada de fosfato. O Membro Beberibe, então, passou a constituir uma nova formação, a Formação Beberibe, sotoposta à Formação Gramame.

Mabelsoone e colaboradores (1991) realizam uma revisão estratigráfica na bacia em estudo, incluindo na Formação Gramame as fácies supramesolitoral e fosfática. A fácies supramesolitoral está litologicamente representada por arenitos calcíferos/calcarenitos, de coloração creme, algo friável, sem estratificação, fossilífero, apresentando-se dolomitizado e como pequena espessura, às vezes, com teor de fosfato elevado (Beurlen, 1967; Souza, 1999). A fácies fosfática, caracteriza-se pela formação de um horizonte de fosforito, mais ou menos contínuo, com a espessura variando da ordem de alguns centímetros a um máximo de 4 metros, sendo a espessura média de cerca de 1,2 metro (Menor *et al.*, 1977).

Geralmente, o chamado fosfato pobre, devido aos baixos teores de P_2O_5 , está sobre os arenitos calcíferos (Menor *et al.*, 1977), duros da fácies litorânea (ex-Formação Itamaracá; Kegel, 1955). No entender desta tese pertencem à Formação Itamaracá como se verá a seguir.

Lima Filho & Souza (2001) retomam a designação de Formação Itamaracá de Kegel (1953), estabelecendo seus limites por anomalia de raios gama que ocorre na passagem entre os arenitos calcíferos (Formação Itamaracá) e a seqüência de calcários da Formação Gramame, sobrejacente. Esta passagem é observada na maioria dos furos de sondagens existentes entre Recife e Rio Tinto (PB), no Projeto Fosfato executado por CPRM/DNPM (Fonseca Neto, 1979). Essa anomalia radioativa corresponde a uma camada rica em fosfato e permite estabelecer correlações a distâncias superiores a 50 km.

Na interpretação dos autores e, também desta tese, o marco estratigráfico-radioativo representa então uma seqüência condensada, caracterizada pela grande quantidade de foraminíferos planctônicos e bentônicos, marcando o topo de uma seqüência transgressiva e, neste caso, representaria uma superfície de inundação máxima (SIM; Galloway, 1969).

Nóbrega & Alheiros (1991), estudaram uma ocorrência dessa formação na localidade de Passarinho, nas margens do rio Beberibe a oeste da BR-101 Norte. Trata-se de um pacote sedimentar bem estratificado constituído de arenitos finos de coloração creme e siltitos de coloração cinza esverdeada com manchas avermelhadas e ricamente fossilíferos (*Pseudoschoembachia*, *Mullinoides*, *Tellina*, *Corbula*, entre outras), confirmando sua formação em ambiente lagunar. Os níveis mais friáveis apresentam inúmeras conchas mal preservadas de bivalves e, grãos de quartzo tamanho areia grossa a média são observados, com formas subarredondadas a subangulosas, dispersas numa matriz mais fina. Os siltitos desenvolveram-se sobre a fácies fluvial anterior e, muitas vezes, mostram, no topo, intercalações de camadas com níveis conglomeráticos, indicando recorrência do processo fluvial. Segundo esses autores, há uma brusca descontinuidade lateral, que sugere a presença de falhamentos de gravidade com elevação do bloco onde se encontra o afloramento que expõe a fácies lagunar.

Macroscopicamente, esta fácies é composta por siltitos argilosos e arenitos finos a muito finos, estratificados de cor cinza esverdeada a creme e pouco poroso em virtude dos níveis argilosos freqüentes. São friáveis e com grãos de quartzo

subarredondados a subangulosos, do tamanho areia, grossa a média, e dispersos na matriz mais fina. Ao microscópio, os arenitos finos a médios, foram classificados como subacórseos (Nóbrega & Alheiros, 1991), tendo como mineral mais abundante o quartzo.

A maioria dos grãos é monocristalino e exibe extinção reta, raramente ondulante. Em menor proporção, tem-se o quartzo policristalino. Subordinadamente ocorrem grãos de feldspato, subarredondados a subangulosos, chegando a angulosos. Esses arenitos são bem a moderadamente selecionados e mostram empacotamento frouxo com contatos pontuais a flutuantes. Observa-se a matriz filossilicática e cimento ferruginoso, sendo comum a presença de grãos maiores de quartzo dispersos juntamente com o arcabouço fino (Nóbrega & Alheiros, 1991)

Na unidade são reconhecidas as fácies supramesolitoral e fosfática, sendo que na base predominam arenitos calcíferos dolomíticos, calcários arenosos, muito fossilífero da fácies supramesolitoral, os quais interdigitam-se com o fosforito microfossilífero (Tinoco & Siqueira, 1976) que constitui a fácies fosfática.

A fácies supramesolitoral, litologicamente está representada por arenitos calcíferos/calcários arenosos, de coloração creme, friável, sem estratificação, fossilífero, apresentando dolomitização e pequena espessura, às vezes, com teor de fosfato elevado (Beurlen, 1976). Nessa fácies podem ser encontrados fósseis de cefalópodes como *Pachydiscus*, *Roudairia* e *Pseudocuculaca*, entre outros (Oliveira & Andrade Ramos, 1956). A microfauna é mal representada por *Globo truncana contusa* e *G. Atuarti*, em raros exemplos (Tinoco, 1967).

A fácies fosfática caracteriza-se pela formação de um horizonte de fosforito mais ou menos contínuo, com a espessura do horizonte variando da ordem de alguns centímetros a um máximo de 4 metros sendo a espessura da ordem de 1,2 m em média. Os teores de P_2O_5 variam de local para local, porém o valor máximo chega a 35% e o teor médio fica em torno de 20% (Menor *et al.*, 1977).

Os dois tipos litológicos são caracterizados por controles estratigráficos distintos conforme o posicionamento estratigráfico, sendo o primeiro, uma variedade creme e friável com teor menor ou igual a 10% sobrejacente aos arenitos friáveis e continentais da formação Beberibe; o segundo chamado de fosfato pobre, com teor menor que 10%, variedade cinza e dura, sobrejacentes aos arenitos carbonáticos duros, marinhos da fácies litorânea da Formação Itamaracá (Kegel, 1955).

Tinoco (1971), também advoga a presença de duas fácies, uma detrítica e outra bioquímica. Na primeira, encontra-se essencialmente quartzo, feldspato potássico e plagioclásio (albita-oligoclásio), em proporções variadas e cimento argiloso. A fácies bioquímica é constituída de elementos fosfáticos, como moldes internos de microfósseis, grãos pseudo-oólitos, nódulos e *pellets*, sendo os três primeiros mais freqüentes. Os carbonatos são ocasionais e disseminados no cimento argiloso, raramente em pequenos cristais individuais. O cimento fosfático é raro e restrito ao substrato arenoso. A silicificação é discreta e pontual, manifestada pela substituição do carbonato da carapaça dos microfósseis (Menor *et al.*, 1977).

As estruturas de sedimentação não são assinaladas dentro do horizonte fosfático, nem se observa a disposição dos microfósseis. A microfauna é constituída essencialmente de moldes internos de foraminíferos, notadamente *Globigerinas* e *Rotalidade*. Espécies planctônicas e bentônicas encontram-se associadas. A macrofauna por sua vez é formada por pequenos moluscos, fragmentos de alga e de coral, sendo estes dois últimos pouco freqüentes (Ver Anexo I).

2.5.1.2.2 – Seqüência Carbonática

A denominação Formação Gramame foi pela primeira vez adotada por Oliveira (1940), para englobar todos os sedimentos cretáceos da região costeira da Paraíba. Com o passar dos anos, essa formação passou a incorporar outros sedimentos que ocorrem em Pernambuco.

A seqüência da Formação Gramame, de idade maastrichtiana (74,5 - 66,4 Ma), inicia-se como contado gradacional para a fase de transgressão marinha, muitas vezes com interdigitação com arenitos calcíferos/calcarenitos da Formação Itamaracá, de acordo com o conteúdo fóssilífero (Beurlen, 1967b; Tinoco, 1967), atingindo uma espessura de 55 metros e mostrando em suas camadas um mergulho suave para leste, com aproximadamente 12m/km (Duarte & Krauss, 1978a).

A localidade típica é no rio homônimo em afloramentos fóssilíferos ao sul de João Pessoa. O limite inferior da unidade é com a Formação Itamaracá através de uma inconformidade (Manso *et al.*, 1992), pouco evidenciada (Amaral, 1998), apesar de em muitos locais parecer contínua, devido a uma interdigitação entre o arenito calcífero e/ou os horizontes fosfáticos (Formação Itamaracá), sendo este fato

creditado aos movimentos oscilatórios da linha de costa durante o início da transgressão (Beurlen, 1967a).

A passagem para os calcários da Formação Maria Farinha, limite superior é realizado através de um contato gradacional, sem aparente discordância, podendo ser materializada por um nível de calcário pseudolitográfico (Menor *et al.*, 1977). Já Beurlen (1976b) e Oliveira & Andrade Ramos (1951) consideram essa transição somente determinada com segurança se baseada na composição faunística, fato corroborado por Mabesoone *et al.* (1968). Albertão (1993), porém remete esse contato aos fenômenos paleoambientais ocorridos na passagem K-T, ou seja, Maastrichtiano/Daniano, respectivamente.

Para este último autor a Formação Gramame constituída de biomicritos margosos representa um ambiente nerítico externo, enquanto a Formação Maria Farinha mostra intercalações entre calcários, biomicritos, bioesparitos e calcilutitos - folhelhos, depositados em ambiente nerítico interno. As estruturas sedimentares com estratificação cruzada *hummocky*, granodecrescência ascendentes e estratificação ondular, caracterizam uma plataforma em rampa carbonática dominada por tempestades.

A Formação Gramame representa a instalação definitiva do regime transgressivo durante o Cretáceo (Menor *et al.*, 1977). Trata-se de uma unidade bastante fossilífera com fauna marinha abundante e variada, constituída de gastrópodes, lamelibrânquios e cefalópodes, além de equinodermos, restos de crustáceos, dentes e escamas de peixe e tubos de vermes geralmente piritizados (Beurlen, 1976b; Menor *et al.*, 1977). Esta associação fossilífera condiciona a formação de uma única deposição em ambiente marinho de águas quentes, calmo e pouco profundo, inferior a 200 metros (Beurlen, 1976b; Menor *et al.*, 1977).

A fácies calcária, praticamente domina toda a unidade, na região entre Recife e Conde-PB onde a mesma pode ser observada em afloramentos, principalmente, nas cidades ou localidades de Paulista-PE, Paratibe, Maranguape, Congassari, Cueiro, Pirajuí e Nova Cruz (Souza, 1999), bem como em Caaporã, Alhandra e Conde, na Paraíba. Também ocorre na praia do Pontal de Jaguaribe e Lanço dos Cações/Praia do Fortim, na foz do rio Jaguaribe, ao norte de Itamaracá, na parte sul da Ilha de Itapessoca (abaixo da camada que marca o limite K-T), e nas pedreiras das fábricas de cimento Poty e Nassau em Pernambuco e Poty na Paraíba, onde se pode observar o contato entre as formações Gramame e Maria Farinha.

Esta fácies é constituída de calcários cinzentos, mais ou menos argilosos, com intercalações de níveis de margas e argilas. Na base, esses calcários são dolomíticos, tornando-se gradualmente calcíticos para o topo da seqüência (Menor *et al.*, 1977). Entre Cueiro e Pirajuí, o calcário apresenta coloração creme, ligeiramente intemperizado e não se observando fósseis. Em Itamaracá está bastante intemperizado e sua composição apresenta-se mal preservada, mas próximo da Penitenciária apresenta uma granulação fina à média intercalada com margas.

Na Fazenda Amparo/Fazenda Olho d'Água do Camarão, pode-se observar que a diferença de cor de cinza (mais profunda) para creme amarelada (mais para superfície), representa o intemperismo atuante, inclusive nas fraturas.

Na praia de Jaguaribe, tem-se na base uma marga de cor cinza com marcas de atividade orgânica e bioturbação, e acima deste pacote, um calcário areno-argiloso, creme amarelado com presença de fósseis e nódulos de calcário. No pacote subsequente tem-se uma areia fina a silte, de cor cinza e com presença de fósseis (Manso *et al.*, 1992).

A associação fossilífera caracteriza-se pela predominância de amonóides (*Pachydiscus*, *Sphehodiscus* e *Pseudophyllites*), equinodermos (*Hemiaster*) como macrofauna mais comum, e gastrópodes e lamelibrânquios desempenhando pequeno papel, penas aparecem *Atrina*, *Volutomorpha* e *Pyrazus*, em alguns locais (Beurlen, 1967). Essa associação confirma um ambiente marinho com fundo lodoso, relativamente distante da costa que seria a fase de maior extensão da transgressão marinha (Beurlen, 1967). Os calcários margosos são os mais ricos e importantes em termos de microfósseis, com 19 espécies de foraminíferos planctônicos e 20 espécies de foraminíferos bentônicos. Entre os ostracodes, os mais presentes são *Cytherella*, *Cytheropteron* e *Cuthereis*. Em algumas camadas, placas de equinóides e tubos de vermes do gênero *Hamalus* e raros dentes de peixes (Tinoco, 1967).

A denominação de Formação Maria Farinha, deve-se a Euzébio de Oliveira (1940), para caracterizar o calcário fossilífero que ocorre ao norte de Recife, apesar de Hartt (1870) já haver utilizado o termo "Camadas Maria Farinha". A Formação Maria Farinha repousa diretamente sobre a Formação Gramame, sem que se perceba alguma discordância ou hiato, parecendo uma continuação do pacote carbonático, apresentando ainda mergulho de 5° para leste e mostrando uma suave ondulação no sentido norte-sul (Oliveira & Andrade Ramos, 1956). Sua espessura

máxima é da ordem de 35 metros, e sua separação como unidade individualizada não deve a uma separação litoestratigráfica, mas sim a razões históricas, que consideram o conteúdo fossilífero de idade Paleoceno-Eoceno (Neogêico).

Litologicamente, o pacote sedimentar se inicia, em algumas localidades pelo calcário pseudolitográfico, seguindo-se calcários detríticos fino, bem estratificados, bastante dolomitizados, passando na parte superior para calcários detríticos argilosos e mesmo margas calcárias. À luz do microscópio, são representados por biomicritos, biobelmicritos, biomicritos dolomíticos, bioesparitos dolomíticos, microesparitos dolomíticos e esparitos dolomíticos (Oliveira, 1978).

No contato com a Formação Gramame, ocorre um calcário vidro de cor creme, homogêneo e compacto, que funciona como camada-guia, e se estende desde o Recife até a Ilha de Itamaracá, reaparecendo na Paraíba em forma de arenito calcífero de granulação fina (Kegel, 1955). Uma fácies recifal, datada do Eoceno, foi encontrada em Jacumã-PB por Almeida (2000).

Os afloramentos da Formação Maria Farinha estão restritos a uma estreita região litorânea, sendo bem expostos nas pedreiras das Fábricas de Cimento Poty (Paulista, PE) e Nassau (Ilha de Itapessoca), onde se pode observar o contato entre as formações Gramame e Maria Farinha. Também pode ser visto na Ilha de Itamaracá, localizada na margem do rio Jaguaribe onde ocorre em grande extensão, no Engenho Macaxeira, imediações do antigo Fortim e na orla marítima, recoberta, em sua grande maioria, por delgada camada de arenitos recentes, constituintes das praias e dunas.

No extremo norte de Itamaracá, ocorre como um calcário maciço sem microfósseis, de cor creme e com textura sacaroidal, às vezes formando grandes lagedos com fraturas segundo as direções N-S, 20 Az e 55 Az, (Souza, 1999; Manso *et al.*, 1992). Na jazida (pedreira) da Fábrica de Cimento Poty, em Maria Farinha, Paulista-PE. O calcário é pseudolitográfico, apresentando fratura conchoidal, cor creme, grã fina a média, duro e em camadas com aproximadamente 0,5 m de espessura, intercaladas com camadas argilosas.

Quase todas as camadas são fossilíferas, contendo tanto macro como microfósseis, sendo os cefalópodes nautilóides (Maury, 1930) e *Hercoglossa lamgoi* (Oliveira, 1940), são exclusivos dessa formação. A macrofauna é abundante e constituída notadamente por gastrópodes, lamelibrânquios, equinodermatas, crustáceos e restos de tartarugas (Beurlen, 1959). Na microfauna os foraminíferos

bentônicos dominam sobre os planctônicos (Oliveira, 1978), indicando um ambiente de sedimentação pouco profundo, águas quentes, relativamente próximas à costa, com muitas oscilações constituindo uma seqüência sedimentar negativa incompleta, caracterizando, então, o início da regressão marinha.

O limite Cretáceo-Terciário é interessante em todo mundo e suscita interesse de vários pesquisadores. Na região da Bacia Paraíba o pioneiro nesse estudo específico foi Albertão (1993), cujas idéias de impacto de meteorito acompanhado de uma tsunami, encontram registros na pedra de Cimento Poty, em Paulista-PE.

2.5.1.2.3 - Seqüência Clástica Superior

Sob a designação Formação Barreiras estão reunidas, após a revisão geológica do mapeamento da faixa sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte, os depósitos variegados que cobrem a maior parte dos sedimentos cretáceos, estendendo-se sob as rochas cristalinas adjacentes.

Segundo Costa (1979), o termo Barreiras foi utilizado para definir as “camadas variegadas que afloram nas diversas barreiras ao longo da costa”. Designação esta que, gradativamente, foi tomando um sentido estratigráfico, porém sem preocupações quanto à sua definição e configuração correta dos limites.

Oliveira & Leonardos (1943), denominaram Série Barreiras para designar os tabuleiros morfologicamente salientes. Ao passo que Oliveira & Andrade Ramos (1956) usaram o termo Formação Barreiras para os sedimentos areno-argilosos, de cores vivas e variegadas, afossilíferos, de acumulação subaérea em baixios na faixa costeira, considerando-a Terciário Superior Indiviso. Já Mattoso & Robertson (1959) optaram pela denominação Formações Cenozóicas Indiferenciadas.

Bigarella & Andrade (1964) baseados em discordâncias de erosão verificadas nos arredores do Recife, ao tempo que adotam Grupo Barreiras, subdividem a seqüência argilo-arenosa em duas formações distintas: Guararapes (Miocênica) na base cuja seção tipo está localizada no Ibura (próximo ao aeroporto) e Riacho Morno (Plio-Pleistocênica) no topo, localizada na Guabiraba.

A Formação Guararapes é caracterizada por areias, siltes e argilas variegadas com seixos ou espalhadas no sedimento, estratificação horizontal ou em lentes; ao passo que na Formação Riacho Morno, predominam os depósitos arenosos até

argilosos, de coloração amarelada e branca com infiltração vertical de óxidos de ferro Mabesoone, (1967b).

Campos & Silva (1965), após estudos sistemáticos na região de Natal (RN) introduziu sobre a Formação Riacho Morno mais duas outras formações: Macaíba e Potengi, respectivamente. A primeira representada por areias, siltes e argilas, comumente de cores brancas até cinzas com camadas silicificadas em alguns lugares sem infiltração de óxido de ferro. Já na Formação Potengi são comuns as areias e argilas avermelhadas e alaranjadas (Mabesoone, 1967b).

Mabesoone *et al.*, (1972) defiram o Grupo Barreiras para os estados do Rio Grande Norte, Paraíba e Pernambuco, onde consideram tanto as ocorrências da faixa costeira como as coberturas terciárias interiores, onde constam informações relativas à idade e condições tectônicas de formação de cada uma das unidades estratigráficas.

Os sedimentos deste grupo formam, em geral, extensos tabuleiros com superfícies planas, que capeiam várias outras formações subjacentes desde o Pré-cambriano até a Formação Maria Farinha, dependendo do modo de ocorrência. A espessura do pacote sedimentar é bastante variável, dependendo do relevo pretérito ou do arcabouço estrutural na época da deposição, atingindo um máximo de 70 a 80 m.

Segundo Mabesoone *et al.*, (1972) estes depósitos continentais tiveram a sua formação a partir do retrabalhamento de extensas capas lateríticas tropicais desenvolvidas em ciclos sucessivos de relativa estabilidade tectônica e climática em épocas cenozóicas.

Contudo, Alheiros *et al.*, (1988), definiram que os sedimentos terció-quaternários que ocorrem na faixa costeira dos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, são caracterizados como uma única unidade litoestratigráfica, definida como Formação Barreiras, denominação esta dada em virtude de suas características litológicas e do seu desenvolvimento sedimentológico, apenas, diferenças faciológicas devido aos diferentes sistemas deposicionais fluviais de grande extensão geográfica, que teriam dado a essa unidade.

Desde que o pacote aflora muito nas falésias costeiras, nas encostas dos vales fluviais e nos cortes das estradas de rodagem, o mesmo tem atraído atenção há muito tempo. Em se tratando em depósitos meso e microclásticos, com ocasionais de camadas de seixos, com cores muito vivas, de vermelha, amarela, branca e

outras, sua interpretação foi sempre bastante confusa. A coloração, de fato, é devida principalmente ao profundo intemperismo, obscurecendo assim os caracteres sedimentares originais, tais como acamamento e estruturas deposicionais. Isto tem levado a conclusões bastante duvidosas e interpretações difíceis de se checar. Porém, como resultado da revisão do mapeamento (Mabesoone *et al.*, 1991) a adoção de interpretações mais modernas, sistemas deposicionais, por exemplo, e resultados de pesquisas em outros estados, a seqüência é atualmente considerada como uma única unidade litoestratigráfica, chamada de Formação Barreiras, na qual aparecem diversos tipos faciológicos.

Pelo menos na região nordestina, entre os estados do Rio Grande do Norte e Bahia, segundo Sampaio *et al.*, (1991), a classificação do “Grupo” Barreiras ainda é sujeita a controvérsias, apesar de razoavelmente sustentada por alguns pesquisadores como unidade litoestratigráfica superior pelos critérios de mapeabilidade, extensão territorial e características litológicas das diferentes “formações”.

Com relação à origem, Dantas (1980) admite que durante as épocas de tectônica relativamente tranqüila e estabilidade climática, formaram-se espessos solos lateríticos e, posteriormente três fases de ruptura provocaram a remoção destes solos e das rochas subjacentes, havendo logo em seguida uma redeposição de todo material. A mesma foi facilitada após o recuo do mar e a conseqüente formação de extensas praias, propiciando a formação de um relevo sobre o qual se depositaram os sedimentos da Formação Barreiras.

O material depositado provém basicamente de duas fontes: diretamente dos produtos do manto de intemperismo do embasamento cristalino, ou do retrabalhamento dos sedimentos cretácicos da Formação Beberibe. Por exemplo, análises realizadas por Gopinath *et al.*, (1993) na Formação Barreiras no Estado da Paraíba, constataram que as litologias encontradas nas fontes dos sedimentos eram granitos, gnaisses e xistos.

Segundo Coutinho (1971), com base na análise de sucessão de camadas arcossianas e argilosa, propôs ter a acumulação se processado em mais de um ciclo de erosão e deposição, com alternância climática variando entre o seco e o mais úmido, com possíveis interferências tectônicas. A evidência de um paleoclima quente e úmido é atestada pelas barreiras profundamente oxidadas (Almeida, 1955).

A precipitação dos materiais ou elementos dissolvidos nestes sedimentos, dá-se de forma mais depressa, tanto quanto menos solúveis forem os mesmos, estando, assim, dentro os menos solúveis os hidróxidos de ferro e de alumínio, que se concentram, respectivamente, na superfície e logo abaixo desta, comunicando aos terrenos colorações avermelhada, laranja e amarelada.

Góes & Truckenbrodt (1980), citados por Monteiro (1989), sugerem para a Formação Barreiras uma deposição a partir de fluxos aluviais, divididos, a exemplo de Gopinath (1991), em três litofácies: conglomerática, arenosa e argilo-arenosa. As fácies conglomeráticas da Formação Barreiras foram depositadas em forma de lençóis de cascalho, resultando numa estratificação gradativa. A segunda fase de acumulação de sedimentos grosseiros sobre os depósitos da primeira fase, resultou numa estratificação gradativa inversa. A fase areno-argilosa, é interpretada como sendo resultado de fluxo de lama (*mud flow*), originado de transporte dos sedimentos coesivos na presença de água. Como exemplo pode-se citar o afloramento da Formação Barreiras, localizado no Forno de Cal, Ilha de Itamaracá, onde se verificou a presença de pequena estrutura de canal, com cerca de 2 a 3 m de largura, tendo na base uma predominância de material arenoso, em algumas porções alternado com material argiloso, e no topo a presença de laminações.

Para Suguio & Nogueira (2000), a datação de sedimentos essencialmente continentais, quase sempre referidos como afossíferos, é bastante problemático. Bigarella & Andrade (1964) e Mabesoone *et al.* (1972), deram uma idade pliocênica utilizando-se de critérios geomorfológicos e com base na superposição à Formação Pirabas (Bacia do Amazonas). Mais tarde, Almaraz (1977 *apud* Suguio & Nogueira, 2000), constatou que, no estado do Pará, a Formação Barreiras está na verdade, parcialmente interdigitada com a Formação Pirabas.

Segundo Mabesoone *et al.* (1972) a Formação Barreiras, no Rio Grande do Norte, teria idade mais nova que o vulcanismo Cabugi que, segundo Cordani (1970), teria fornecido uma idade de 19,7 Ma (Andar Burdigaliano), sendo, portanto, do Mioceno inferior.

Mussa (1958) estudou restos de paleoflora originários do Estado de Sergipe e sugeriu idade pliocênica. Contudo, Suguio *et al.* (1986) por meio de estudos paleomagnéticos realizados em sedimentos da Formação Barreiras no Estado da Bahia, admitem idade pliocênica superior, embora considerem a possibilidade de existência de idades mais antigas e mais jovens na Formação Barreiras.

O primeiro estudo palinológico da Formação Barreiras, no Rio Grande do Norte, foi executado por Salim *et al.* (1985), que constataram a ocorrência de *Zonocostites ramonae*. Segundo os autores, essas rizoforáceas seriam típicas de manguezais e se tornaram dominantes a partir do Mioceno. Porém, de acordo com Regali *et al.* (1974) a referida espécie foi abundante desde o Oligoceno, apresentando-se com formas muito semelhantes às atuais. Desse modo, a amplitude de idade admitida por Salim *et al.* (1985) poderia ser bem maior.

Segundo Leite *et al.* (1997) o espectro polínico, encontrado na Formação Barreiras, permite situá-lo na Biozona *Crassoretitliletes* de Lorete do Mesomioceno composta por *Crassoretitliletes vanraadshoovenii*, *Ilexpollenites sp.*, *Bombacacidites baculatus* e *Thymelipollis retisculpturius* e ausência de *Grimsdalea magnaclavata*.

2.5.1.2.4 - Depósitos Quaternários (Paleógenos e Neógenos)

Esta unidade é constituída de um conjunto de sedimentos depositados quase que exclusivamente na Planície Costeira, à exceção das aluviões recentes, as quais, são depositadas nos vales fluviais instalados em cotas mais elevadas. No contexto desses sedimentos mais recentes, foram identificadas cinco unidades, de acordo com Alheiros *et al.* (1995), a saber: Terraço Marinho Pleistocênico, Terraço Marinho Holocênico, Depósitos Flúvio-Lacustres e Depósitos de Manguezais.

No âmbito dos Terraços Marinheiros, algumas das suas características geomorfológicas e sedimentológicas podem fazer distinção entre eles, sendo algumas correlacionáveis aos terraços pleistocênicos, com cerca de 120.000 anos A.P. e, outras, aos terraços holocênicos, com cerca de 5.100 anos A.P., de acordo com Martin *et al.* (1984). Ambas unidades se desenvolveram de acordo com a evolução paleogeográfica dos depósitos quaternários associados a dois eventos transgressivos, respectivamente, a penúltima e a última transgressão marinha (Manso *et al.* (1992).

O Terraço Marinho Pleistocênico trata-se de uma antiga praia com idade em torno de 100 mil anos, apresentando-se morfologicamente aplainada, com cotas entre 7 e 10 metros, em contraste com as encostas dos morros que cercam a planície costeira (Alheiros *et al.*,1995). Esses terraços são formados por areias quartzosas claras, inconsolidadas em superfície, apresentando granulometria média

a grossa, medianamente selecionadas e com grãos arredondados a subarredondados.

À medida que se aprofunda o perfil tornando-se, por lixiviação mais enriquecida em matéria orgânica, ficando mais compactas e escuras em profundidade devido a presença do ácido húmico e óxido de ferro, que leva a cimentação das areias dando-lhes coesão e um coloração amarronzada. Não foram encontrados fragmentos de conchas nessas areias, provavelmente, devido ao poder de dissolução do ácido húmico sobre o carbonato e, sua origem, está associada a regressão marinha que sucedeu a penúltima transgressão ocorrida durante o Pleistoceno (Martin, 1988, *apud* Alheiros *et al.* 1990).

Os Terraços Marinheiros Holocênicos representam a atual faixa de praia e ocorrem preenchendo a porção externa da planície costeira, sendo reconhecidos em toda faixa costeira sob forma de copos tabulares e alongados mais ou menos contínuos e paralelos à linha de costa, apresentando uma largura média entre 0,5 e 1 km, podendo chegar ao máximo de 2 km como na região de Maria Farinha ou a um mínimo de poucos metros nas regiões das falésias.

Apresentam cotas com altitudes médias variando entre 1 e 3 metros, constituídas essencialmente de areias quartzosas inconsolidadas, com cores claras, granulometria média a grossa, medianamente selecionada, com grãos arredondados a subarredondados e incluindo fragmentos de conchas. As seções construídas a partir dos dados de sondagens mostram que esses terraços são cortados por canais fluviais preenchidos por sedimentação típica (sedimentos grossos, mal selecionados, presença de cascalhos, etc...), formados em decorrência dos processos associados à regressão marinha (Manso *et al.*, 1992). Martin (1988, *apud* Alheiros *et al.*, 1990) considera que a formação desses terraços obedeceu aos mesmos processos dos terraços marinhos pleistocênicos e estão associados à última transgressão marinha, ocorrida há 5.100 anos antes do presente.

Os Depósitos Flúvio-Lagunares reúnem as aluviões e os sedimentos lagunares, deltaicos e estuarinos antigos e recentes. As aluviões são predominantemente arenosas ao longo dos canais mais retilíneos e, mostram também, sedimentos argilosos com matéria orgânica depositados nas planícies de inundação durante o transbordamento dos canais fluviais. Os sedimentos lagunares, deltaicos e estuarinos apresentam composições variadas, areno-siltico-argilosas com matéria orgânica e estratificação plano-paralela. Devido as oscilações do nível do mar, esses

depósitos podem intercalar sedimentos tipicamente lagunares, ricos em conchas, com sedimentos de água doce depositados em lagoas, brejos e pântanos. Localmente, são encontrados em subsuperfícies, camadas de argilas moles, turfas e diatomitos, oriundos desses ambientes (Alheiros *et al.*, 1995).

Os Depósitos de Manguezais formam um sistema ecológico tropical costeiro, com substrato lamacento, fauna e flora típicas e distribuição geográfica em locais de água semi-fechada, cujos fatores físicos resultam da mistura de doces com salgadas. Morfologicamente, acham-se limitados às planícies costeiras inferiores que representam áreas de transição entre o oceano e os níveis elevados que se situam mais para dentro do continente e estão presentes nas zonas estuarinas dos principais rios.

São constituídos de depósitos recentes, argilosos, de coloração cinza escura a preta. A vegetação proporciona alimentos, retém detritos e serve de obstáculo à força das marés e ao fluxo de água doce, sendo por isso possível depositar grandes quantidades de sedimentos que contribuem para produzir extensas superfícies de lama, que ficam descobertas durante a maré baixa e servem de habitat para muitos animais como crustáceos, poliquetas e lamelibrânquios.

O manguezal suporta grande concentração de sal e, por isso, possui características geológicas e biológicas específicas, destacadas dos demais ambientes lagunares, pela sua importância ambiental e por constituírem ecossistemas muito frágeis e desenvolvendo uma estreita relação entre os processos de sedimentação e a sucessão vegetal, de tal modo que, havendo uma alteração no padrão normal de sedimentação, conseqüências consideráveis poderão ocorrer com a flora. Geralmente, essas alterações estão associadas a processos geomorfológicos, modificações na linha de costa por correntes marinhas ou processos de ordem hidrológica ocasionando flutuações no volume das águas dos rios (Manso *et al.*, 1992)

C A P Í T U L O III

ANÁLISE DOS DADOS GEOFÍSICOS DA BACIA E SUA GEOMETRIA

3.1 – Comentários Gerais

O prisma sedimentar formado pelo preenchimento lítico da bacia, se caracteriza por uma notória delgadeza, acentuada nas ombreiras, e cuja espessura máxima na porção emersa foi determinada através do furo 2-IST-1-PE na Ilha de Itamaracá, pela PETROBRÁS (Figura III.1).

Para a compreensão desse arranjo tridimensional foram reinterpretados alguns trabalhos de geofísica existentes na literatura, e empregados outros no âmbito desta tese, na área da bacia estudada. Os métodos geofísicos utilizados na porção emersa envolveram dados aéreos, de superfície e de sub-superfície envolvendo métodos radiométricos, gravimétricos, magnetométricos e sísmicos, onde os três primeiros foram mais aplicados na parte emersa e o último na porção submersa.

A radiometria gama foi utilizada como uma importante ferramenta na correlação cronoestratigráfica, bem como na identificação de unidades estratigráficas, definição de depocentros e distribuição do fosforito ao longo da bacia. A aplicação de métodos sísmicos em *offshore* pela PETROBRÁS, foi utilizada para a definição estrutural da rampa na porção submersa. Os dados dos métodos potenciais (gravimetria e magnetometria) foram úteis na abordagem sobre o embasamento cristalino e a estruturação do substrato da bacia, bem como na localização e continuidade dos principais falhamentos, inclusive na porção submersa e na definição do tipo de crosta envolvida e da evidência de um “*hot spot*” a NW de João Pessoa.

3.2 – Radiometria

Dentre os métodos radiométricos empregados na bacia, destacam-se a aerogamaespectrometria, a cintilometria gama autoportada e a pé (radiometria na superfície) e a radiometria gama em poços de sondagens. A contagem das emissões dos isótopos radioativos envolveu a contagem total ou os canais do U, Th e ^{40}K , separadamente.

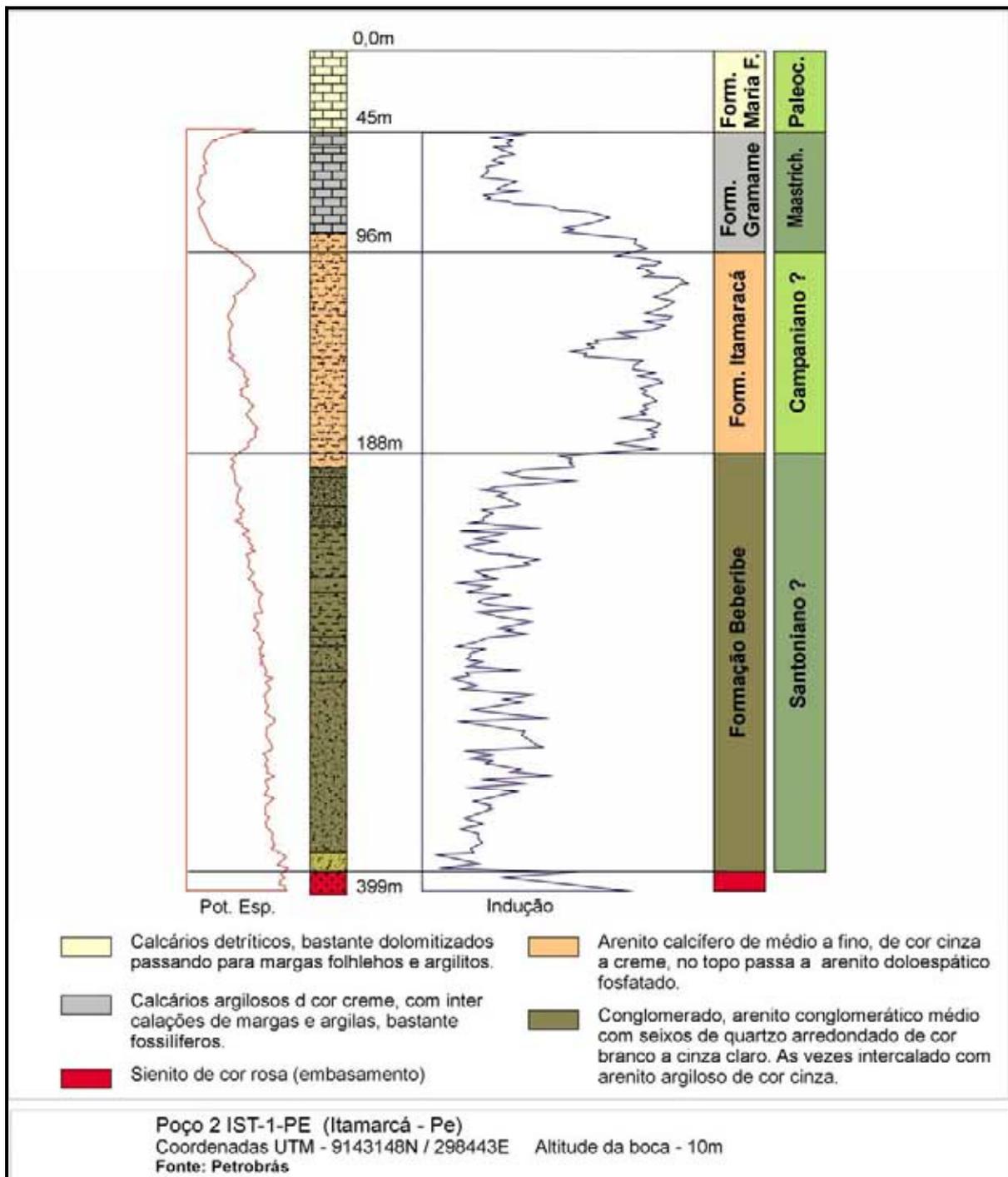


Figura III.1 – Furo de sondagem estratigráfico atravessando todas as unidades do Grupo Paraíba e atingindo o embasamento que, no local, é constituído por uma rocha sienítica de coloração rósea.

O emprego da aerogamaespectrometria (Moraes, 1979) permitiu o reconhecimento de que a emissão dos isótopos radioativos na região é predominantemente, do urânio cujos picos de energia característicos são os de 1,56

MeV e 1,86 MeV. Regionalmente, através da elaboração das curvas de iso-radioatividade foram selecionados possíveis depocentos da camada de fosforito, encontrados sob espesso capeamento.

A radiometria terrestre executada por Saad (1974), permitiu a identificação de isoanomalias entre Recife e João Pessoa, tendo como fulcro a utilização do urânio como guia dos jazimentos de fosfato, confirmando a espectrometria aérea. Na Sub-bacia Olinda com base na radioatividade do urânio, selecionou as melhores áreas para concentração dos fosfatos (Figura III.2) e mostrou uma correlação positiva entre U_3O_8 e P_2O_5 , comparando-os com jazimentos mundiais.

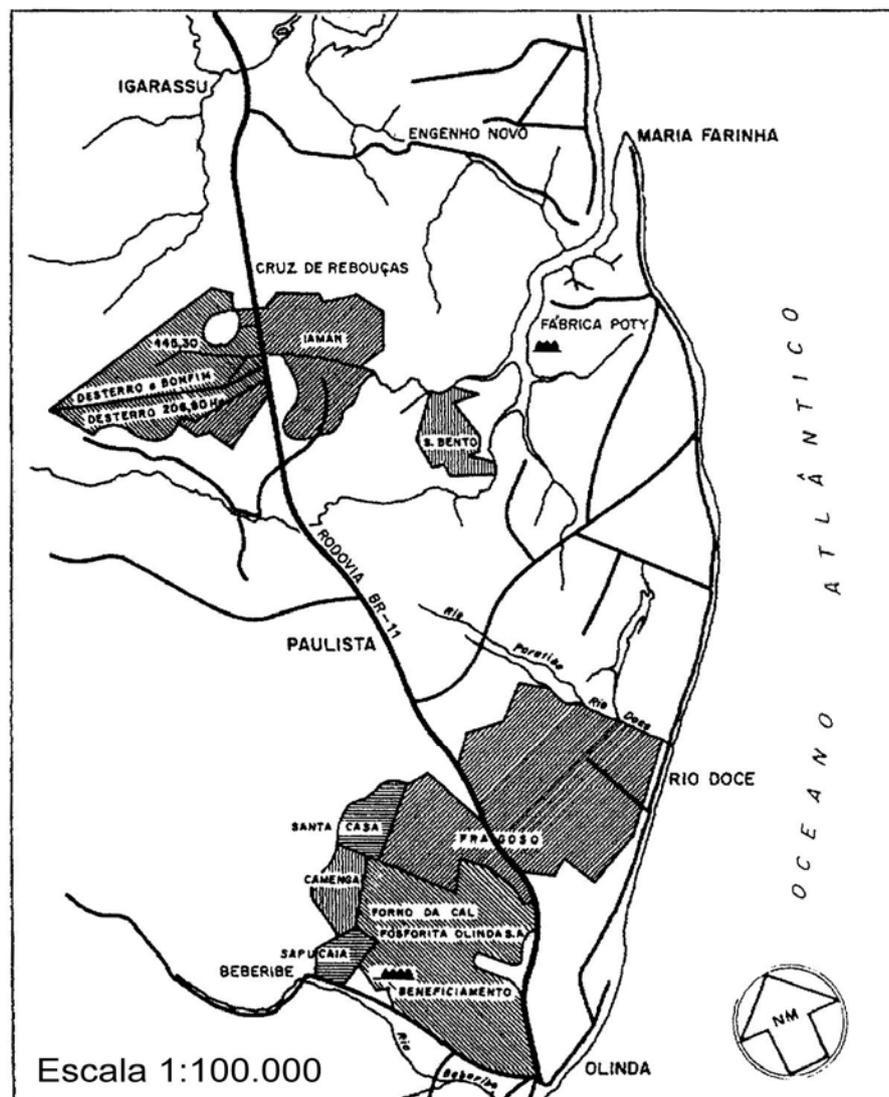


Figura III.2 – Áreas de ocorrência dos depósitos de fosforito na Sub-bacia Olinda selecionados por radiometria gama aérea e autoportada, de acordo com Saad (1974).

A aplicação da radiometria gama como uma ferramenta cronoestratigráfica é resultante das perfilagens em 35 poços de sondagens entre Recife-PE e Mamanguape-PB (Fonseca Neto, 1979), e também em áreas específicas para pesquisa de fosfato, nas sub-bacias Alhandra e Miriri (Gomes, 1980), e executadas pela CPRM na Paraíba.

Na Sub-bacia Olinda, ou seja, na região fósforo-uranífera pernambucana, foram realizados perfis de cintilometria gama autoportada e a pé com a finalidade de se identificar as unidades estratigráficas presentes na bacia através da emissão radiométrica característica de cada unidade. Essa radiometria foi aproveitada também, para localizar os antigos jazimentos do fosforito, associados à anomalias radioativas, uma vez que, ao longo das últimas cinco décadas, ocorreram significativas modificações em decorrência de atividades antrópicas (Souza, 1999).

Para consecução dos trabalhos utilizou-se um cintilômetro SRAT-SPP/2 acoplado à porta de um veículo, cujo deslocamento era mantido em torno dos 30 km/h, cobrindo toda região entre Recife e Igarassu. O *background* da região foi determinado em 40 contagens por segundo (cps) e as anomalias radiométrica identificadas quando a contagem observada superava em três vezes o *background*, selecionando-se assim, uma área para a execução de uma radiometria a pé, em malha ortogonal, com o cintilômetro na altura de um braço estendido e, algumas vezes, com a sonda tocando a superfície do terreno (Foto III.1).



Foto 3.1 – Ocorrência de fosforito uranífero em Paratibe (Paulista – PE), nas margens da rodovia PE-15, descoberta no decorrer desta Tese.

Como resultado, foi elaborado um mapa de iso-radioatividade (Figura III.3), o qual, quando comparado com mapas geológicos da região, apontava para significativas correlações entre as taxas de contagens observadas e as respectivas formações geológicas e os depocentros do fosforito.

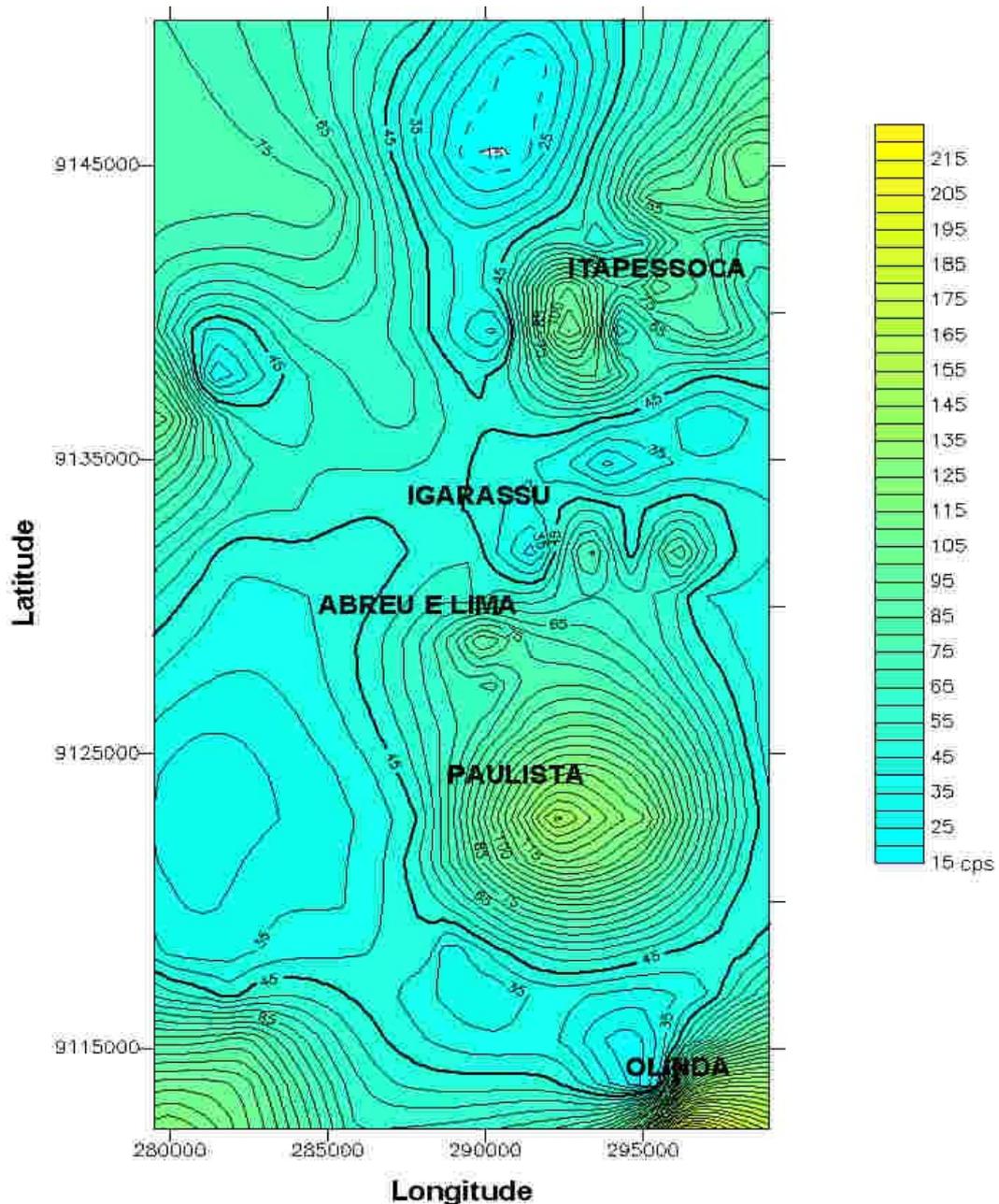


Figura III.3 – Mapa de iso-radioatividade na região entre Recife e Igarassu, onde se pode observar os depocentros do fosforito (em amarelo) com taxas de contagens acima de 215 cps, correspondendo ao topo da Formação Itamaracá e taxas de contagens entre 45- 65 cps indicando Formação Beberibe.

As taxas pouco representativas, até 35-40 cps, apontavam para Formação Barreiras e as Coberturas Quaternárias, ao passo que as taxas mais elevadas indicavam o topo da Formação Itamaracá, ou seja, o horizonte fosfático, interpretado como uma seção condensada e formando a Superfície de Inundação Máxima-SIM (Galloway, 1989), limite superior da seqüência basal da bacia.

As contagens com valores entre 45-65 cps identificavam a Formação Beberibe e os valores entre 250-1000 cps a Formação Itamaracá (camada do fosfato). A seqüência carbonática com a Formação Gramame apresentava valores entre 80-220 cps, e com a Formação Maria Farinha valores entre 100-120 cps. O embasamento cristalino, valores entre 70-80 cps para os litotipos granulares. Desse modo a radiometria contribuiu para a separação em campo das unidades estratigráficas presentes em cada local estudado.

Foi efetuada também uma espectrometria gama com uma sonda acoplada a um espectrômetro portátil multicanal *Scout* (Vide Foto 3.1), em Paratibe, no único local com o horizonte fosforítico aflorando – descoberto nesta tese (Figura III.4), na confluência do rio homônimo com a rodovia PE-15.

Em corte vertical na margem sudoeste da rodovia, os arenitos grossos e conglomeráticos da Formação Beberibe ocorrem na parte inferior do afloramento, enquanto o fosforito da Formação Itamaracá, na parte intermediária, ao nível da rodovia PE-15 (Foto 3.2). Na margem nordeste observa-se o calcário argiloso da base da Formação Gramame na parte superior do afloramento (Foto 3.3).

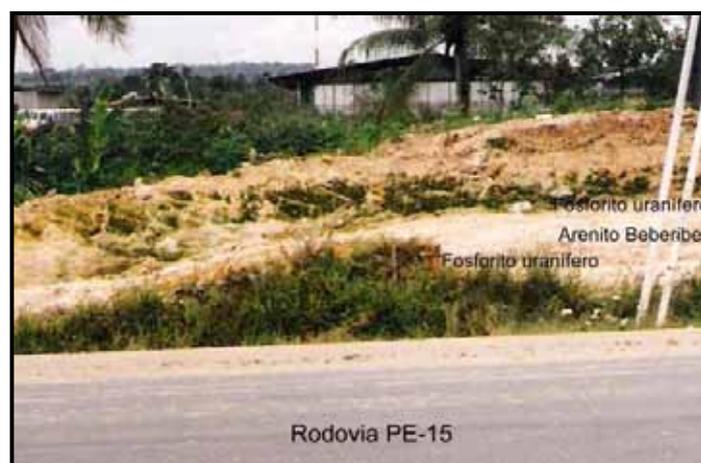


Foto 3.2 – Afloramento EM-10 às margens da rodovia PE-15 em Paratibe-PE, mostrando um arenito de granulometria grossa (Formação Beberibe), sotoposto, localmente, aos fosforitos uraníferos do topo da Formação Itamaracá.

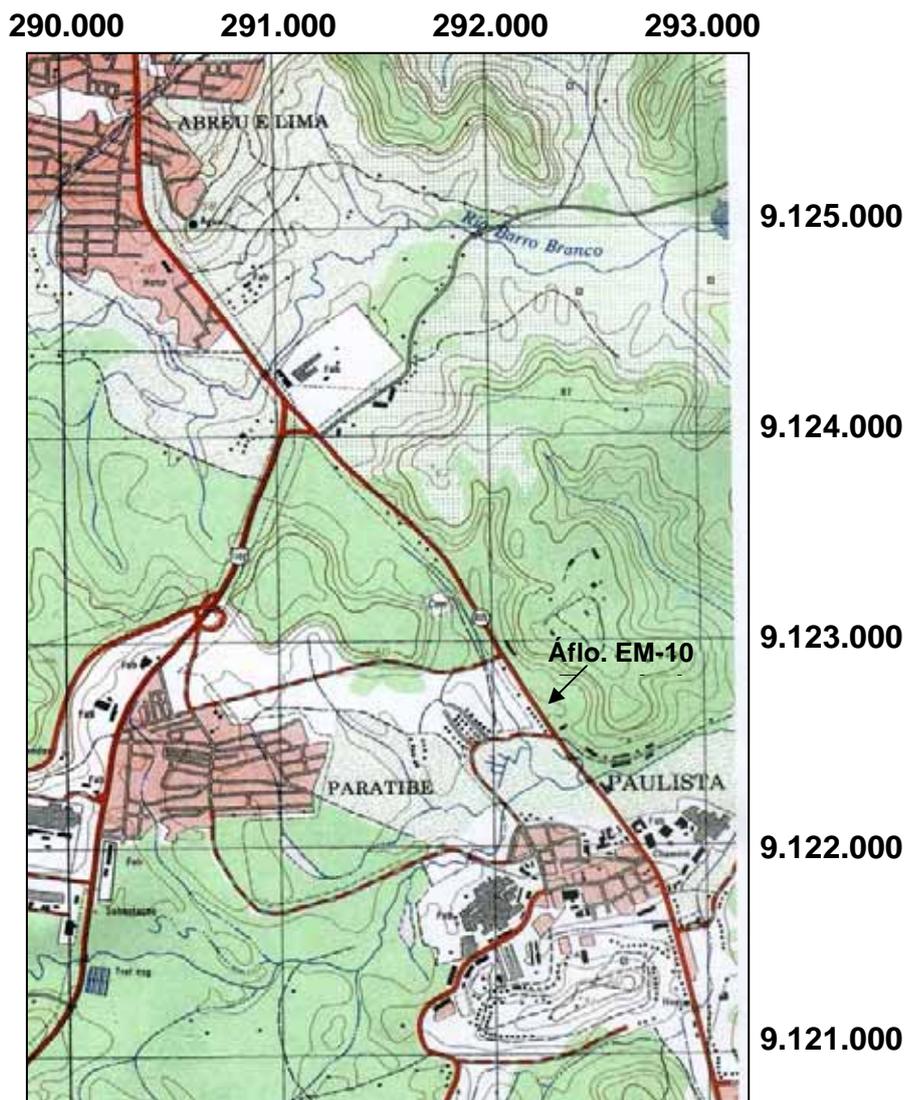


Figura III.4 – Localização do Afloramento EM-10 nas margens da Rodovia PE-15, em Paratibe (Paulista-PE), onde a radiometria acusou 1000 cps no Fosforito uranífero que ocorre no topo da Formação Itamaracá, representando um *hardground*.

No local foram realizados perfis a pé ortogonais à ocorrência, com o cintilômetro e depois nos locais de mais alta taxa radiométrica, com o espectrômetro portátil, onde as contagens gama foram acumuladas durante 4 minutos em cada uma dessas unidades, para ressaltar os principais picos de emissões gama, os quais mostraram os três espectros característicos das formações estudadas (Figura III.5).



Foto 3.3 – Margem NE da rodovia PE-15, mostrando o fosforito do topo da Formação Itamaracá em contato com os calcários argilosos da base da Formação Gramame. Afloramento EM-10 em Paratibe (Paulista-PE).

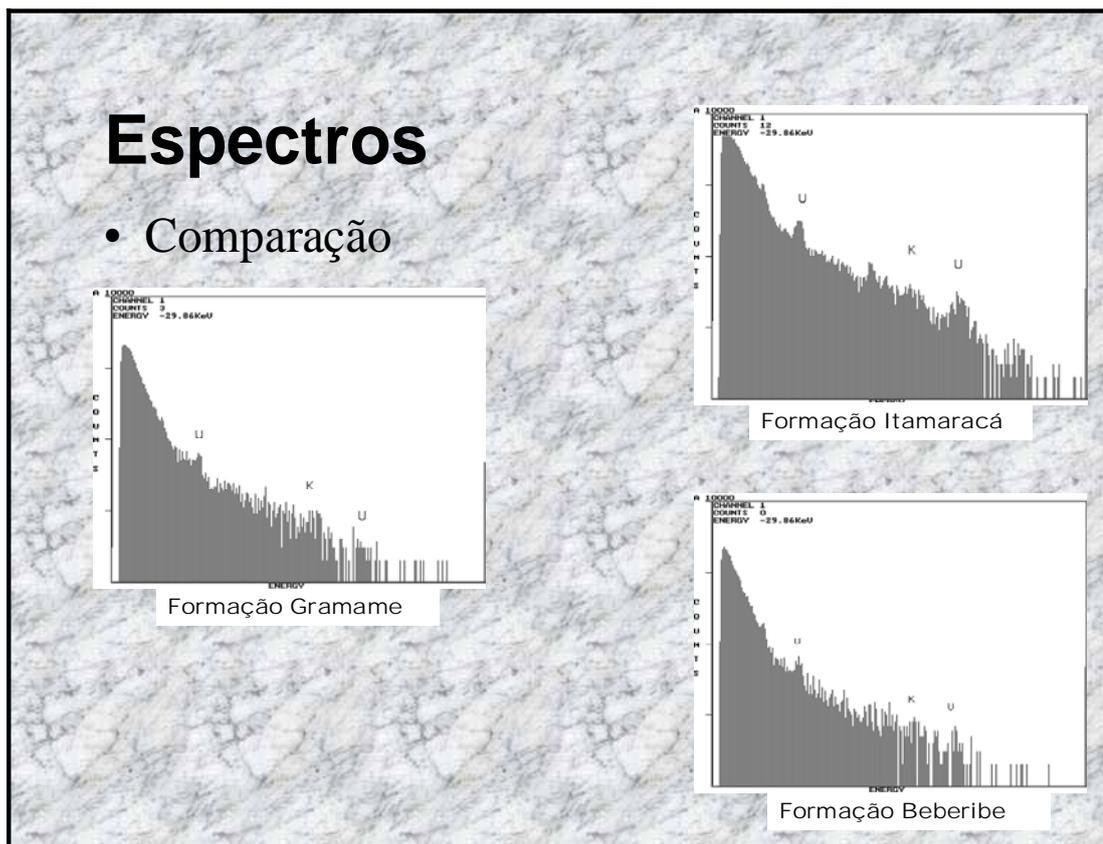


Figura III.5 – Espectros gama característicos das três unidades estratigráficas presentes no afloramento EM-10 em Paratibe. Notar a melhor definição dos picos radiométricos no fosforito uranífero do topo da Formação Itamaracá.

Uma comparação entre os dados da obtidos com o cintilômetro e como o gamaespectrômetro portátil foi realizada para que se tivesse uma idéia da correspondência entre os métodos, no campo (Figura III.6). Vale salientar que num intervalo vertical de aproximadamente 7,0 metros, ocorrem as três unidades do Grupo Paraíba, Formação Beberibe, Formação Itamaracá e Formação Gramame.

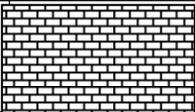
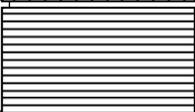
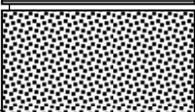
ESPECTÔMETRO PORTÁTIL	RESULTADO DO CINTILÔMETRO	LITOLOGIA	ESPESSURA NO AFLORAMENTO	DESCRIÇÃO
97.933 Contagem total (4 min)	180 cps		5 m	Calcário cinza, argiloso
126.583 Contagem total (4 min)	1.000 cps		0,50 m	Horizonte fosfático, amarelo
30.103 Contagem total (4 min)	50 cps		1 m	Arenito grosso, creme.

Figura III.6 – Comparação entre os resultados obtidos com o cintilômetro e com o espectrômetro portátil, em cps, nas litologias encontradas no afloramento EM-10. Notar a correspondência entre os dois métodos e, portanto, sua aplicabilidade no campo.

Os perfis radiométricos existentes nos furos das sondagens executados pela CPRM para o Projeto Fosfato (Fonseca Neto,1979), na região entre Paulista e Igarassu foram utilizados por Souza (1999) para identificar dois marcos estratigráficos/radioativos para a Bacia da Paraíba.

Este *datum* cronoestratigráfico auxiliou ainda na reconstituição paleogeográfica permitindo associá-lo à Superfície de Inundação Máxima-SIM (Galloway,1989), que separa o topo do Trato de Sistema Transgressivo-TST, representado pela Formação Itamaracá, do Trato de Sistema de Mar Alto formado pela seqüência carbonática da Formação Gramame.

3.2.1 – Síntese da Aplicação da Radiometria na Bacia

A aplicação de métodos radiométricos, permitiu determinar o urânio como a fonte principal da radiação emitida pelo fosforito, selecionar os depocentros da bacia com base nos antigos jazimentos do fosforito, descobrir nova ocorrência, correlacionar os horizontes do fosforito tornando-os marcos estratigráficos para a bacia, e identificar uma possível “assinatura radiométrica” das unidades litoestratigráficas do Grupo Paraíba, através dos espectros das mesmas.

3.3 – Gravimetria

A gravimetria envolve medidas do campo gravitacional terrestre, buscando identificar a distribuição de massas e os contrastes de densidade dos materiais em sub-superfície. Sua utilização como ferramenta de interpretação tridimensional da crosta, é consagrada em todo mundo, pois as informações colhidas permitem uma interpretação consistente no que concerne a uma compartimentação tectônica regional, localização das estruturas quando encobertas e também as variações de espessuras em camadas sedimentares.

No caso da Bacia da Paraíba a gravimetria contribuiu decisivamente para corroborar seus limites, bem como da sua estruturação em sub-bacias, e também do segmento crustal denominado Domínio da Zona Transversal-DZT (Santos, 1996), que forma seu substrato. As zonas de cisalhamento que limitam a Zona Transversal têm sido referenciadas modernamente, como descontinuidades litosféricas soldando os diferentes terrenos tectono-estratigráficos (Jardim de Sá *et al.*, 1997).

Desse modo, o limite norte do Domínio da Zona Transversal é a Zona de Cisalhamento da Paraíba (Lineamento Paraíba/Patos), que separa a Zona Transversal, substrato da Bacia da Paraíba do Maciço São José do Campestre-MSJC, representando uma descontinuidade litoférica correlacionável a uma sutura colisional (Beurlen *et al.*, 1991), corroborando o modelo de terrenos alóctones aglutinados que formam a Província Borborema (Santos, 1996).

O limite sul do Domínio da Zona Transversal é marcado pela Zona de Cisalhamento de Pernambuco (Lineamento Pernambuco), cujos perfis gravimétricos realizados por Oliveira & Santos (2001), demonstram uma correlação entre o

Lineamento Pernambuco em áreas de crosta anômala, densa na parte oeste (anomalia Bouguer positiva) e crosta leve na parte leste (anomalia Bouguer negativa). A importância crustal dessas anomalias está evidenciada nos comprimentos de onda da componente regional, superiores a 100 km.

Na Figura III.7 observa-se em um perfil gravimétrico norte-sul sobre a Zona de Cisalhamento de Pernambuco na cidade do Recife, o contraste entre duas feições distintas, uma positiva a norte do lineamento, na Bacia da Paraíba, do tipo rampa e outra negativa ao sul do mesmo, na Bacia de Pernambuco, tipo rifte, a primeira sobre uma crosta mais densa e a segunda sobre crosta mais leve.

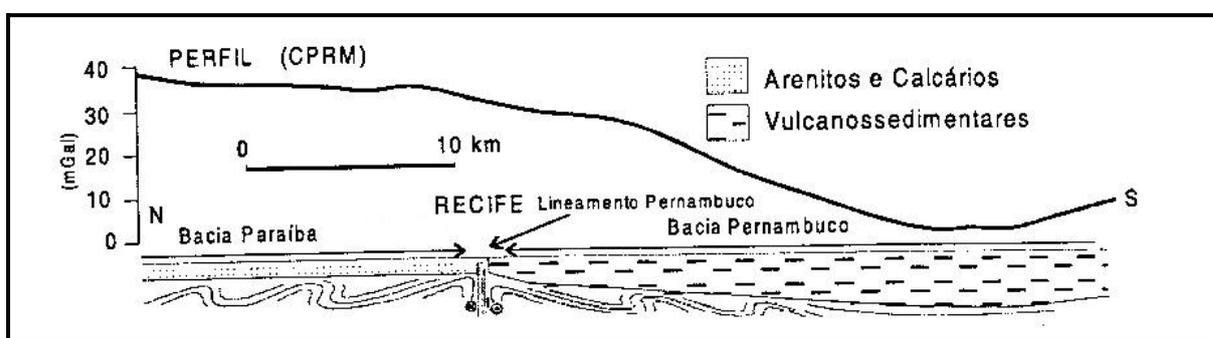


Figura III.7 – Perfil gravimétrico N-S sobre o Lineamento Pernambuco na faixa litorânea, onde é reconhecida a distinção entre as bacias da Paraíba a norte, com arenitos e calcários e de Pernambuco, a sul, com vulcanossedimentares, sobre crostas anômalas, densa ao norte e leve, ao sul. Fonte: Oliveira & Santos (2001), com modificações.

Outro dado importante advindo da gravimetria diz respeito à confirmação da separação América do Sul – África, devido aos movimentos distensivos tardios em relação às bacias *riftes* adjacentes, pois vários pesquisadores apontam que no Domínio da Zona Transversal ocorre de W para E um afinamento crustal, ou seja, do interior do continente em direção à linha de costa, onde, no extremo oeste pernambucano a espessura crustal é da ordem de 43 km (Berrocal *et al.*, 1989), em contraste com a espessura crustal de 25 km encontrada em João Pessoa (Castro *et al.*, 1994).

Em adição ao afinamento geral da crosta para leste devido ao estiramento e ruptura do Gondwana, Oliveira & Santos (2001), perceberam que os dados geofísicos e geológicos sugeriam o espessamento da crosta superior granítica, entre

Arcoverde e Caruaru, com evidencia através do sinal gravimétrico Bouguer negativo e de grande comprimento de onda, relacionado com crosta leve, e da presença de grande volume de granitos alojados nessa porção da crosta superior.

Essa progressiva exposição de níveis crustais da idade da Zona de Cisalhamento de Pernambuco, cada vez mais rasos no sentido da costa, mostra que este falhamento funciona como um marcador, ao longo de sua extensão, do nível de exposição atual da crosta no final do Neoproterozóico. Neves & Mariano (1999) observaram que ao longo da Zona de Cisalhamento de Pernambuco Leste (ramo leste entre Caruaru e Recife) que havia o desaparecimento ou afinamento das bandas miloníticas de alta temperatura acompanhada pelo aparecimento no sentido da costa de bandas miloníticas de baixa temperatura (Foto 3.4).



Foto 3.4 – Gnaiss com bandas miloníticas de baixa temperatura na faixa de influência da Zona de Cisalhamento de Pernambuco. Imediações do Terminal Integrado de Passageiros-TIP.

Vale ressaltar que ainda não encontramos evidências da contribuição do Lineamento Pernambuco nos afloramentos a oeste do Recife dos eventos da deriva continental. Para ilustrar, observemos a Foto 3.5, em afloramento na parte central da Rodovia BR-232 em Moreno, onde a lineação de estiramento com direção E-W é perfeitamente visível e com uma pequena inclinação para oeste e, portanto, Mas, a presença de indicadores dos abatimentos ou estiramentos cretáceos, não está à vista. É possível que só possam ser identificados com métodos indiretos.



Foto 3.5 – Milonitos da ZC Pernambuco nos arredores oeste de Recife, mostrando lineação de estiramento E-W com pequeno caimento para oeste, porém sem mostrar as evidências de participação efetiva dos fenômenos da deriva continental no Cretáceo. Canteiro central da Rodovia BR-232, no Curado.

No afloramento da Foto 3.5, encontramos também *sheets* graníticos encaixados nos milonitos, sem apresentar deformação posterior ao seu alojamento brasileiro (Foto 3.6).

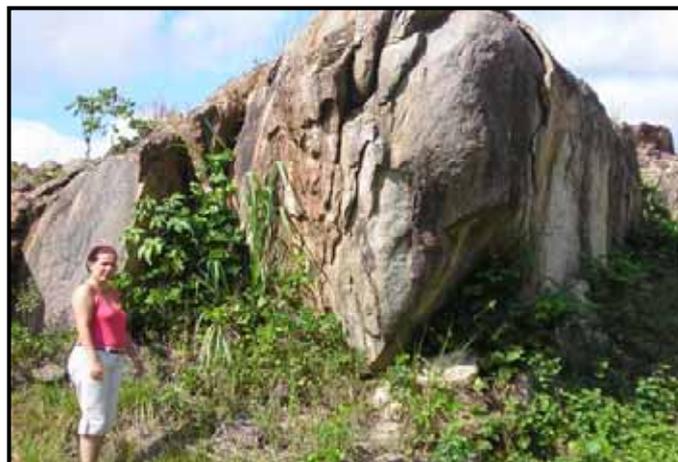


Foto 3.6 – *Sheets* graníticos brasileiros encaixados na ZCPE (Lineamento Pernambuco), sem apresentar as marcas estruturais de um evento da magnitude da deriva continental. Canteiro central da BR-232, no Curado.

Em aparente contradição com o exposto anteriormente, o mapa de anomalia Bouguer regional do Nordeste (Rand 1991), registra anomalias negativas no

embasamento e anomalias positivas na bacia (Figura III.8). Ora, como a densidade dos sedimentos é inferior a do cristalino, então, era de se esperar valores menores para as anomalias no pacote sedimentar.

O que acontece então é que deve existir um forte gradiente regional em subsuperfície que anula e até supera o contraste de densidade entre sedimento e cristalino, cuja causa pode ser creditada a uma progressiva subida da descontinuidade de Mohorovicic, em concordância com o afinamento cristal durante a fase *drift* América do Sul-África. Esta assertiva concorda com as observações de outros pesquisadores já expostas anteriormente.

No Mapa Regional de Gravidade Bouguer pode-se observar ainda que as áreas representativas das bacias sedimentares são aquelas que apresentam certo paralelismo em relação à linha de costa. As diferenças nos padrões das anomalias parecem indicar os limites/falhamentos dos blocos desnivelados ou sub-bacias, dentro da bacia. Esta assertiva corrobora a estruturação em sub-bacias (Mabesoone & Alheiros, 1988) e blocos desnivelados (Fortes, 1986).

O Mapa Regional de Gravidade Bouguer mostrado na figura III.8, reflete as estruturas mais profundas envolvendo toda a faixa litorânea entre o Alto de Maragogi (AL) e o Alto de Touros (RN). Salaria muito bem o deslocamento de blocos na faixa costeira, tanto nas bacias sedimentares como nos contornos das mesmas. As isolinhas completas indicam anomalias positivas e as isolinhas interrompidas, as anomalias negativas, de onde se pode observar que o gradiente de gravidade mostra um aumento progressivo em direção ao mar, resultando em linhas de iso-anomalias paralelas à costa, o que, de acordo com Rand (1991), tal aumento é reflexo da subida do manto, cujas rochas têm uma densidade maior que a crosta ou, mais especificamente, à subida gradativa da “descontinuidade de Mohorovicic” (Rand & Manso, 1990).

É interessante observar que os deslocamentos ao longo das falhas transversais tenham movimentação transcorrente sinistral ao norte do Lineamento Paraíba e dextral ao sul do Lineamento Pernambuco. Isto é sugestivo de que o bloco entre os lineamentos, a chamada “Zona Transversal”, representa a última ligação entre os continentes sul-americano e africano (Rand, 1991), através de uma “ponte intercontinental” (*landbridge*; Rand, 1976).

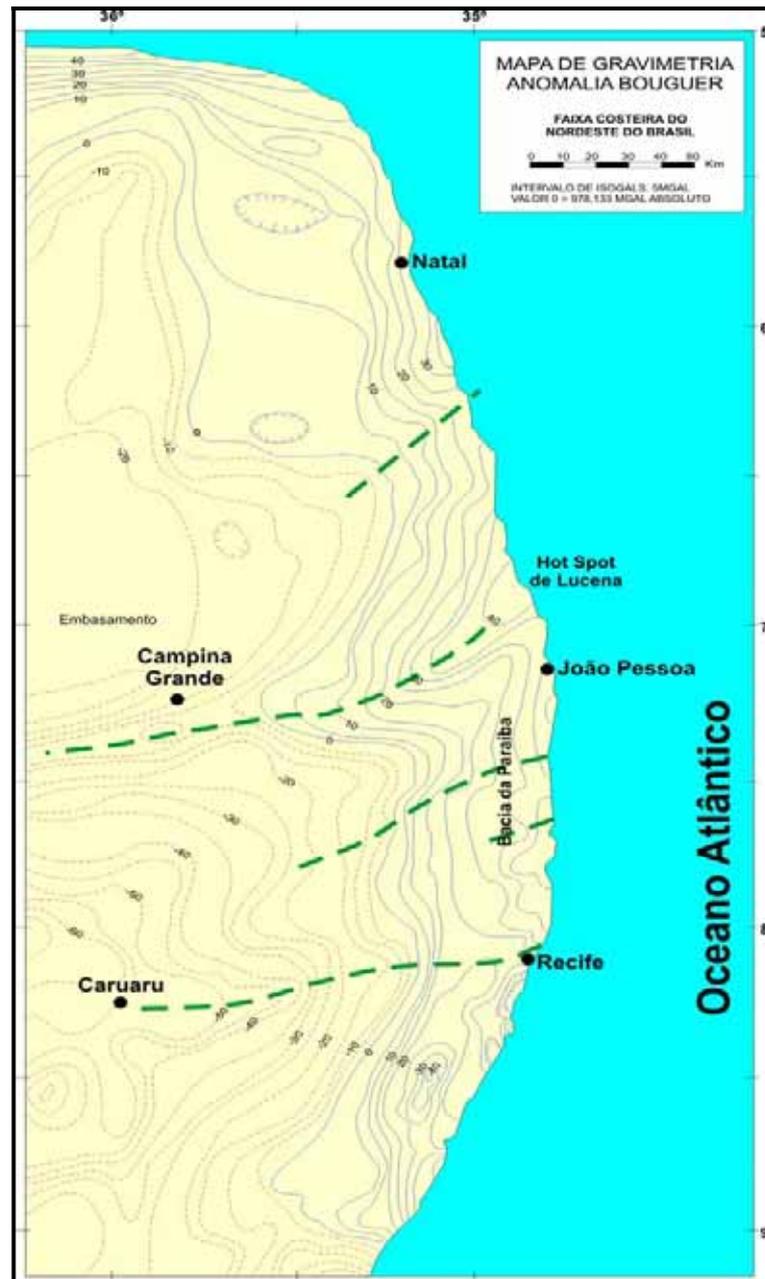


Figura III.8 – Mapa Regional de Anomalia Bouguer, mostrando aumento gradativo das linhas de isoanomalias em direção ao mar, refletindo subida do manto, e deslocamento por falhas perpendiculares a costa. Fonte: Rand & Manso (1990).

As anomalias de gravidade residual Bouguer, são mais superficiais e marcam as bordas dos blocos da crosta com faixas alternadas de anomalias positivas e negativas. As anomalias positivas mais proeminentes são representam a subida do manto, cuja densidade é maior que a do cristalino.

Dentre as anomalias mais significativas que ocorrem na área estudada, temos as seguintes: a) anomalia de Tabatinga, bem marcada a sul de Natal, possivelmente, uma ramificação de um antigo *hot spot*, e marcada pela falha de Goianinha; b) Lucena, a NW de João Pessoa, a maior anomalia de gravidade do Nordeste, localizada no *hot spot* principal, correspondendo ao vulcanismo Itapororoca (Rand & Manso, 1990). As anomalias negativas marcam as bacias sedimentares e depocentos como o encontrado na Ilha de Itapessoca (PE).

3.3.1 – Modelagem Gravimétrica

A partir de perfis gravimétricos na região de entre Paulista e Cabo, Oliveira (1994), fez a modelagem gravimétrica dos mesmos, dentre os quais, foram selecionados aqueles de interesse para a bacia em estudo.

Na Figura III.9, vemos o perfil E – W (D-D') em Recife, mostrando o embasamento cristalino apresentando um abatimento provocado por falha normal, e com caimento para ENE, formando graben “Baixo de Casa Forte” e nas imediações do “Alto de Dois Irmãos” confirmando a estruturação de altos e baixos do substrato da bacia.

A Figura III.10 assinala o comportamento tectônico da parte emersa da Bacia da Paraíba na Sub-bacia Olinda, ao norte da Região Metropolitana do Recife, onde se pode observar o suave mergulho do embasamento cristalino e o espessamento gradativo do pacote sedimentar em direção ao mar. A Bacia da Paraíba foi estruturada por uma tectônica que produziu leves abatimentos de blocos pela atuação de falhas normais de pequenos rejeitos, associados a flexuramento crustal.

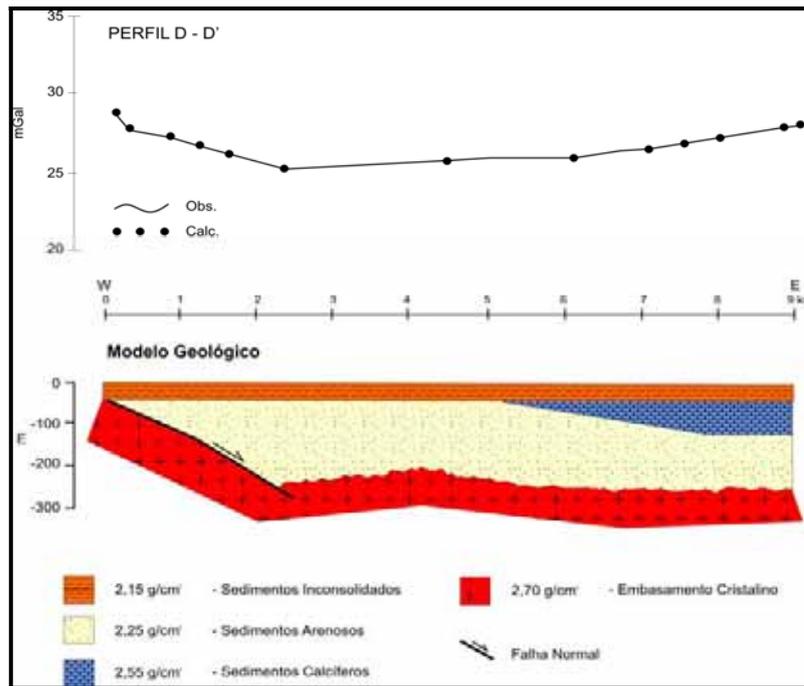


Figura III.9 – Modelagem gravimétrica na planície do Recife (Sub-bacia Olinda), mostrando o abatimento do “Baixo de Casa Forte” na direção leste, comprovando a estruturação da bacia. Fonte: Oliveira (1994)

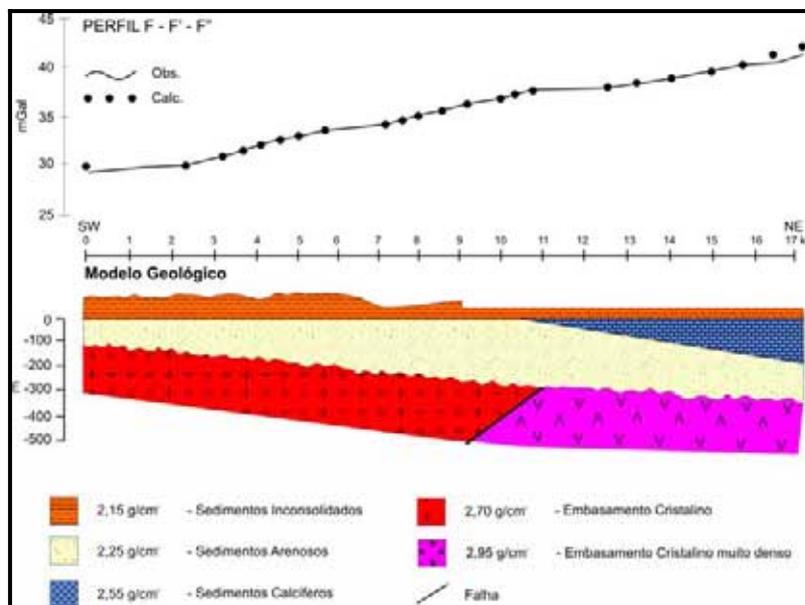


Figura III.10 – Modelagem gravimétrica na Sub-bacia Olinda ao norte do Recife, apresentando no perfil F-F'-F'', o embasamento cristalino granítico (em vermelho), e básico (denso e rosa) e o espessamento gradativo dos sedimentos da bacia, representado pelos clásticos (em amarelo) e carbonátos (em azul).

Uma seção geológico-estrutural da bacia, no âmbito da Sub-bacia Ollinda ao norte do Recife, foi elaborado de acordo com a Figura III.11, tendo como base para a interpretação em sub-superfície dos dados gravimétricos (Oliveira, 2003).

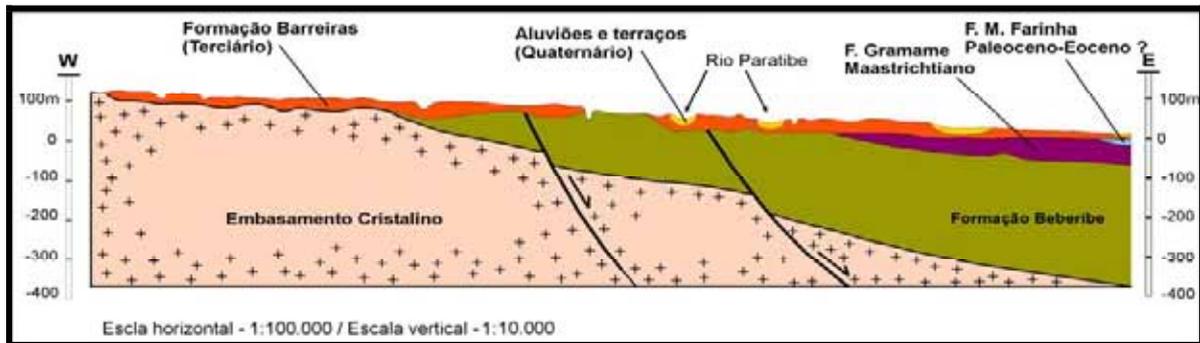


Figura III.11 – Corte aproximadamente E-W na região de Paulista (Sub-bacia Ollinda) mostrado a estruturação da bacia sobre o cristalino e os principais falhas normais com base em perfis gravimétricos. Fonte: Oliveira (2003)

Este corte geológico esquemático, não é rigorosamente E-W em toda extensão, mas apenas na parte que mostra as duas falhas de abatimento. As falhas apresentam direções NNW-SSE e mergulho para ENE, confirmando que a Bacia da Paraíba sofreu primeiramente subdivisão de acordo com as zonas de fraqueza do cristalino (aproximadamente E-W) com escalonamento dos blocos em sub-bacias que se aprofundavam para sul, e posteriormente, também sofriam abatimentos escalonados sobre a rampa segundo a direção ENE. Observar que nesta interpretação ainda não constam os dados referentes a Formação Itamaracá.

No mapa da Figura III.12, os perfis D-D' da Figura III.9 e F-F'-F'' da Figura III.10, correspondem respectivamente aos perfis A-A' e B-B'-B'', e o corte geológico representado na Figura III.11, localiza-se grosseiramente entre os pontos B-B' e, deste, segue em direção para leste até a praia.

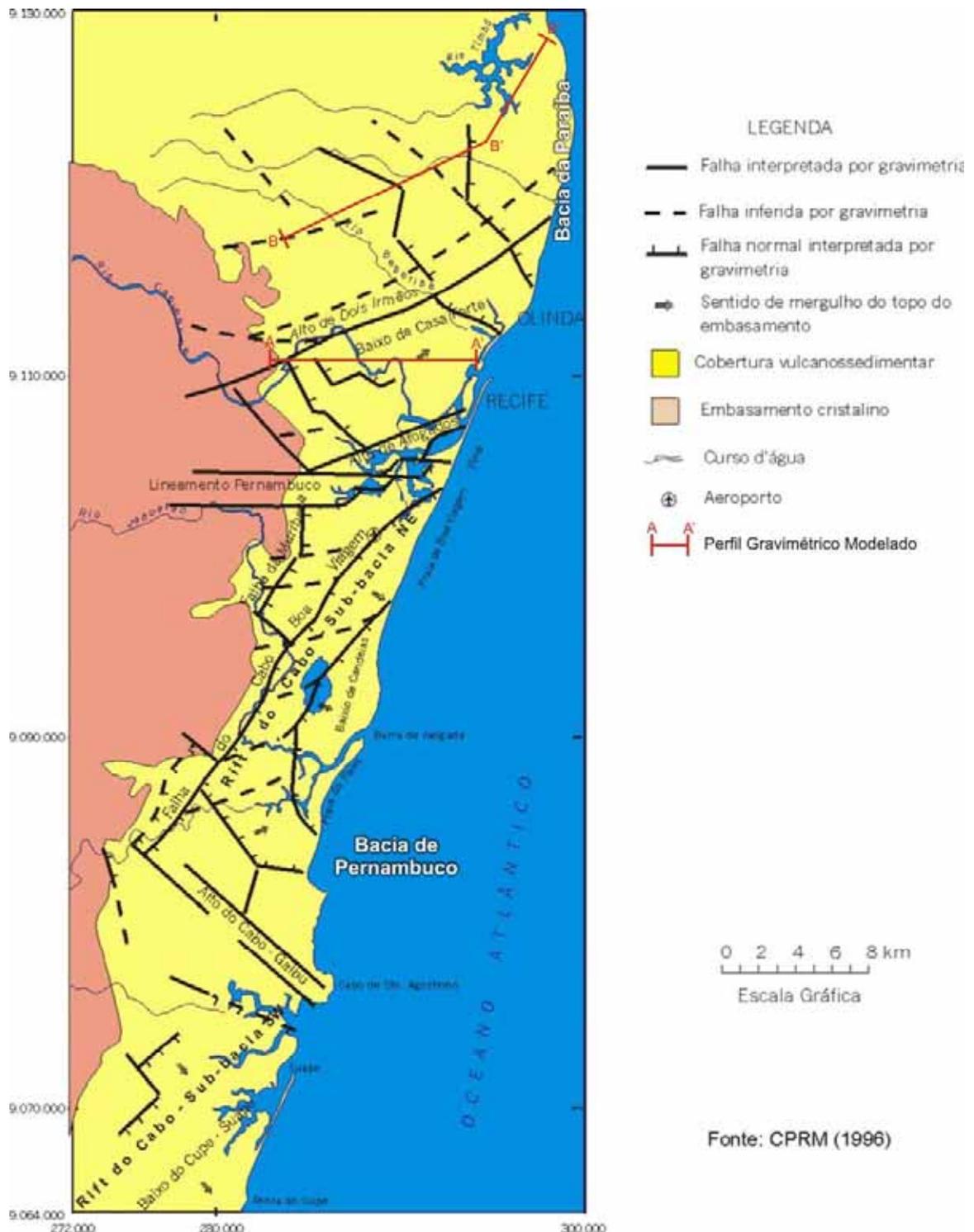


Figura III.12 – Mapa Estrutural entre as Bacias de Pernambuco e da Paraíba a partir de dados de gravimetria, destacando nesta última, sua estruturação em blocos escalonados com caimentos para ENE (c.70Az), e permitindo localizar as interpretações da modelagem gravimétrica e do perfil geológico, das figuras anteriores. Fonte: Oliveira (2003).

3.4 – Magnetometria

A magnetometria mede as variações na intensidade do campo magnético terrestre, que é consequência da susceptibilidade magnética diferenciada dos materiais e da distribuição irregular das rochas em sub-superfície. A susceptibilidade magnética depende da quantidade e do modo de distribuição dos minerais magnéticos presentes nas rochas.

As anomalias produzidas por rochas de diferentes susceptibilidades magnéticas podem ser comparadas, por analogia, com a quantidade de magnetita disseminada nas rochas. Consequentemente, rochas básicas apresentam valores altos de susceptibilidade magnética e rochas ácidas (com alto teor em sílica) apresentam valores baixos.

As rochas sedimentares, em geral, apresentam susceptibilidade magnética com valores muito baixos, razão pela qual às medidas magnéticas são relacionadas com feições do embasamento ou presença de rochas intrusivas básicas.

A região do Nordeste Oriental, onde se inclui a área estudada, está localizada no hemisfério sul magnético, onde as intensidades do campo vertical são negativas, variando entre -4.000 *gammas* na Plataforma de Touros-RN e -7.000 *gammas* em Maragogi-AL (Rand, 1978). Desse modo, as rochas mais magnéticas apresentam anomalias negativas.

Uma aeromagnetometria foi realizada em todo Nordeste (Dal Ré Carneiro *et al.*, 1988), e ressalta como feição mais marcante no cristalino exposto ou raso, uma densa e intrincada rede de falhas (Dal Ré Carneiro *et al.*, 1988), cujo padrão magnético (Figura III.14), em geral, se mantêm em continuação sob a plataforma continental (Fainstein *et al.*, 1975).

Os alinhamentos magnéticos evidenciam que há um domínio de estruturas orientação para NE e para E-W e ocorre uma continuação das mesmas para E, NE ou ENE, sob a bacia sedimentar, até a plataforma continental.

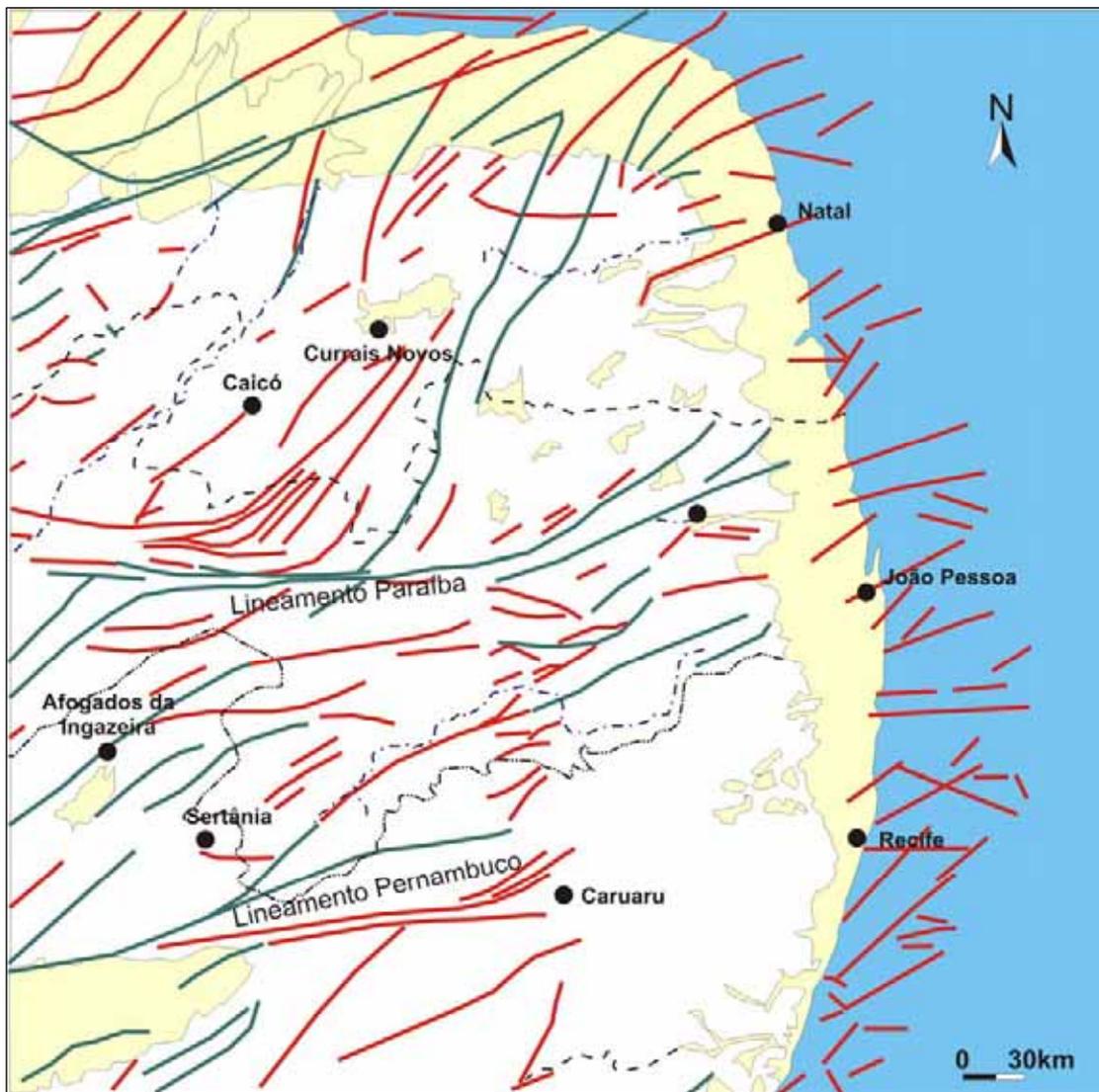


Figura III.14 – Mapa Aeromagnético do Nordeste ressaltando uma densa e intrincada rede de falhas no cristalino, cujo padrão mostra predominância das estruturas para leste, nordeste e este-nordeste, inclusive sob as bacias, e indo até a continuação na plataforma continental. Fonte: Dal Ré Carneiro *et al.* (1988).

Nos mapas magnéticos de Campo Vertical e de Anomalia Residual apresentados por Rand (1967,1978,1991) e Rand & Manso (1990), essas feições são mantidas, porém, não possibilitam uma definição das estruturas, ressaltando apenas a presença de rochas vulcânicas (anomalias negativas) na Bacia de Pernambuco e a W e NW de João Pessoa (vulcanismo Itapororoca?) e o Lineamento Pernambuco, em decorrência de forte encurvamento antagônicos nas curvas de isomagnetismo (Figura III.15).

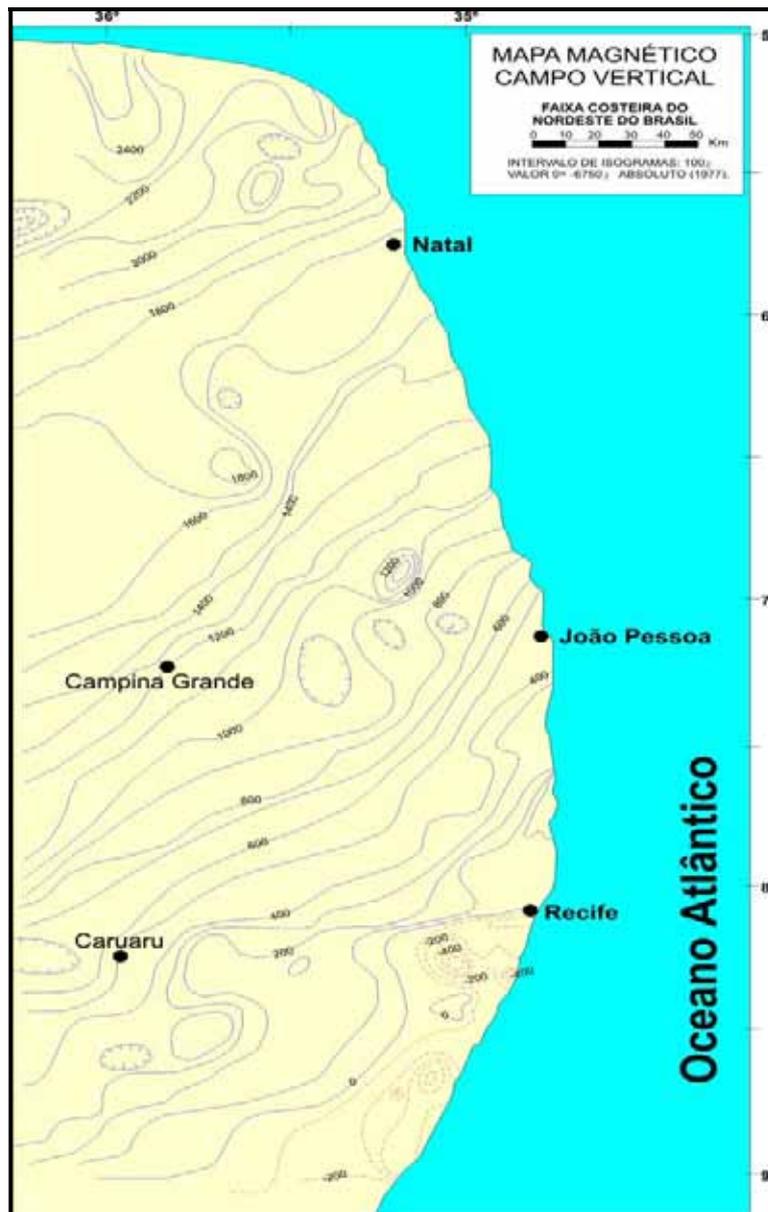


Figura III.15 – Mapa Magnético de Campo Vertical, ressaltando anomalias negativas na Bacia de Pernambuco, a oeste de João Pessoa, anomalia positiva a NW de João Pessoa e o Lineamento Pernambuco. Fonte: Rand (1978).

No Mapa Magnético de Anomalia Residual, as feições geológicas estão mais ressaltadas (Figura III.16) após a retirada do conjunto gradiente regional/latitude. As rochas mais magnéticas apresentam anomalias com valores magnéticos negativos, permitindo bom delineamento do substrato fortemente magnético da bacia, e das

principais zonas de cisalhamentos, grosso modo, a leste da curva de isogama 0 (zero).

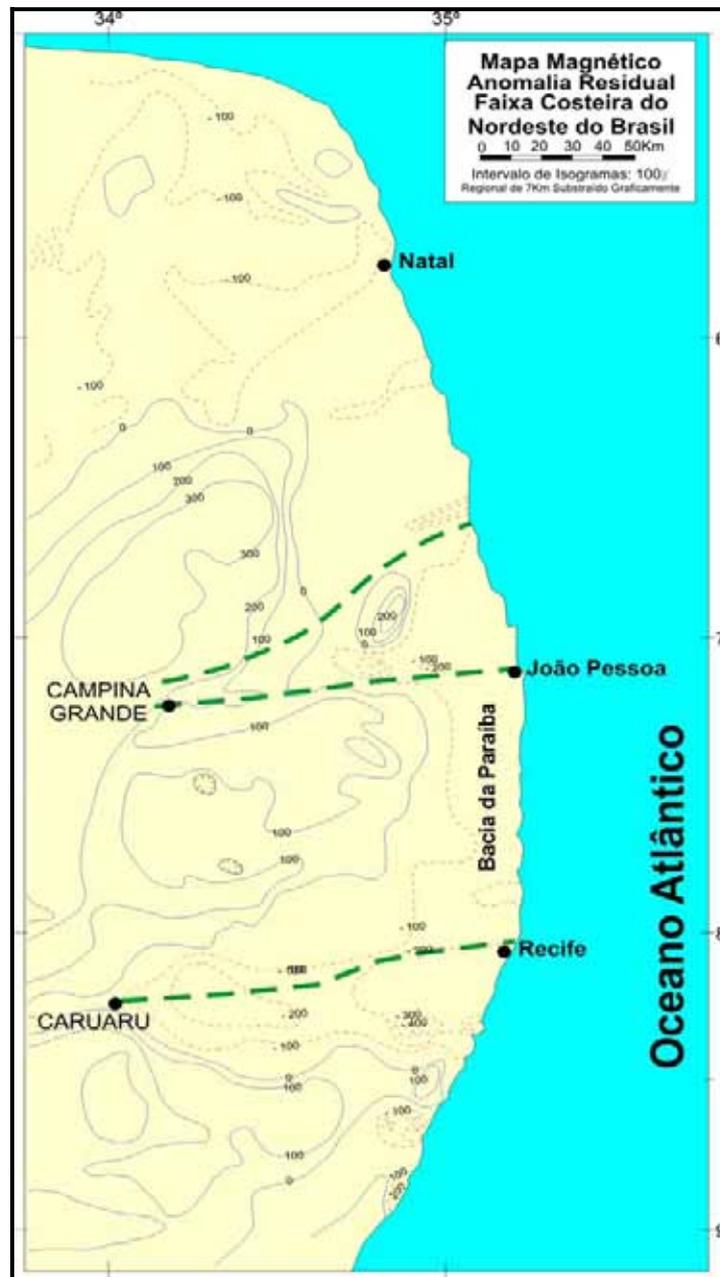


Figura III.16 – Mapa Magnético Residual salientando a Bacia da Paraíba, as vulcânicas ácidas a WNW de João Pessoa e as Z.C. de Pernambuco e Paraíba, todas as três delineadas com as isogamas negativas. Fonte: Rand & Manso (1990).

Outras estruturas da bacia que foram marcadas com o auxílio das anomalias magnéticas (Rand;1978), além dos lineamentos Paraíba e Pernambuco, foram as

O mapa de magnetometria aérea do campo total residual (Oliveira & Santos, 2001; Oliveira, 2003) mostrado na Figura III.18, caracteriza-se por apresentar a de dois padrões magnéticos distintos, cujo limite corresponde ao Lineamento Pernambuco, confirmado a existência das bacias Paraíba, a norte, e Pernambuco, a sul, separadas pela Zona de Cisalhamento de Pernambuco, advogada por Lima Filho (1998). No âmbito da Bacia da Paraíba ocorre uma alternância de eixos positivos (vermelhos) e negativos (verde/azuis), orientados segundo a direção E-W, compondo as anomalias e refletindo os altos e baixos do embasamento, pois os locais dos depocentro do fosfato coincidem com as faixas em verde (11 a -49nT).

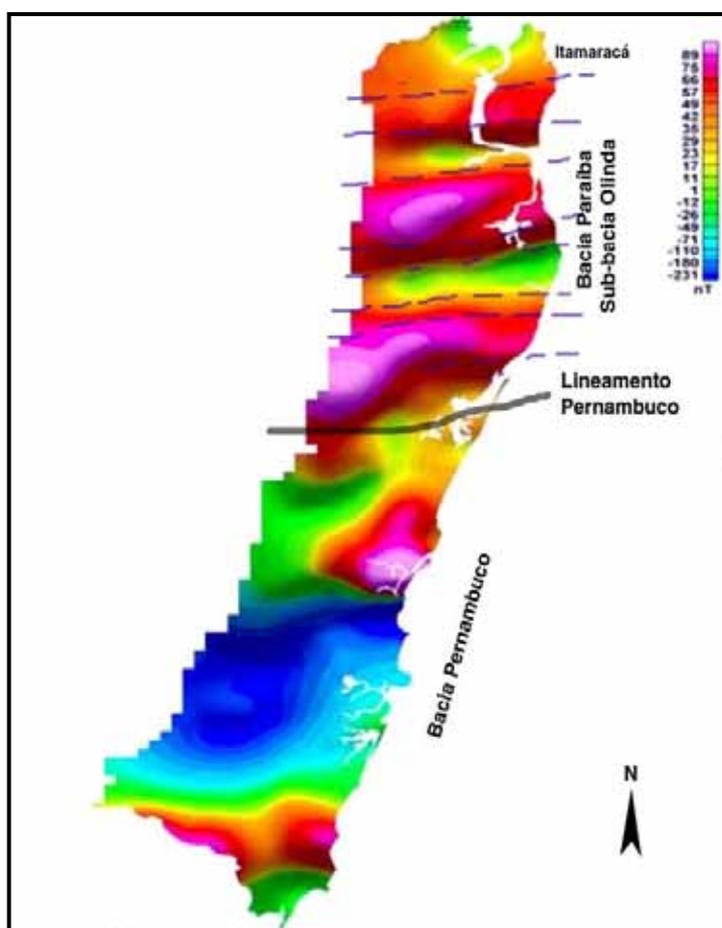


Figura III.18 – Mapa magnetométrico do campo total residual, mostrando dois padrões distintos entre as bacias separados pelo Lineamento Pernambuco. Observar na Bacia da Paraíba a alternância de eixos positivos e negativos, com direção E-W, de acordo com os altos e baixos do embasamento. Fonte: Oliveira & Santos (2001); Oliveira (2003).

Entretanto, de acordo com os autores, essa característica de alternância em faixas positivas e negativas dificulta uma interpretação segura devido às baixas latitudes em que ocorre a área estudada. Essas anomalias bipolares não traduzem significados compatíveis com o que ocorre no substrato, então, para dirimir a dúvida, fez-se uma filtragem matemática dos dados magnéticos, que resultou no Mapa de Sinal Analítico (Figura III.19), onde as anomalias bipolares foram convertidas em monopulares, as quais, ressaltaram em tons gradativamente avermelhas as localizações das fontes magnéticas destacando, assim, um alinhamento com direção N-S que foi interpretado como a borda W da Bacia da Paraíba, correlacionado com um alinhamento gravimétrico positivo, o qual denuncia espessura de pacote sedimentar.

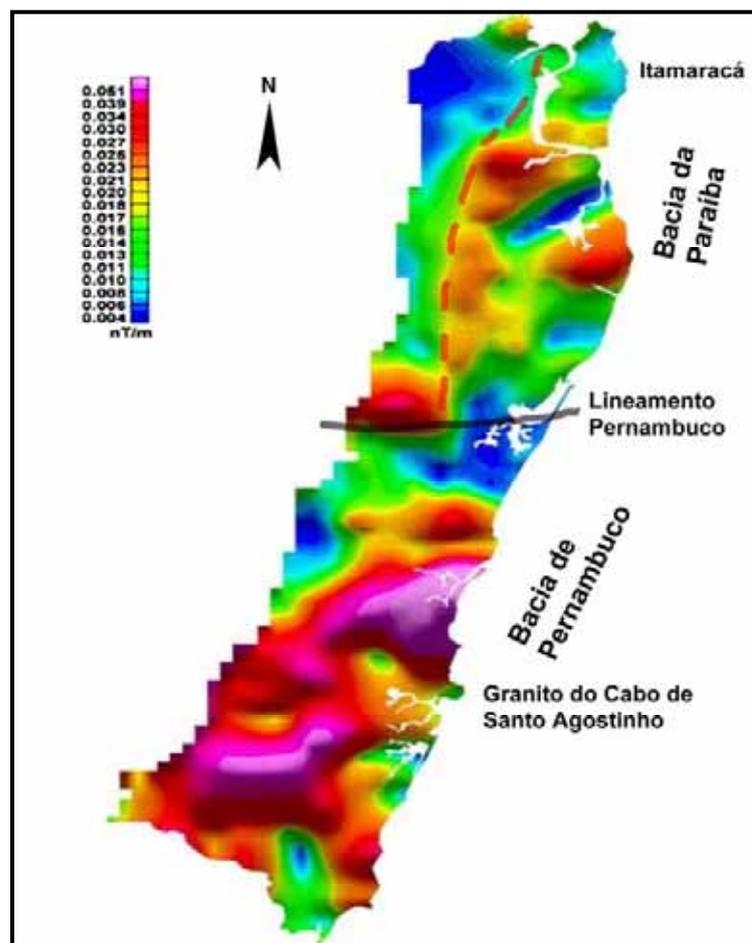


Figura III.19 – Mapa de Sinal Analítico onde anomalias bipolares foram convertidas em monopulares (positivas e em tons avermelhados sobre uma fonte magnética), mostrando como resultado um alinhamento N-S interpretado como a borda da Bacia da Paraíba. Fonte: Santos *et al.*, 2003.

3.4.1 – Síntese dos Dados da Magnetometria

Correlacionando os mapas magnetométricos até aqui apresentados e justapondo-os sobre o mapa da Bacia da Paraíba com as subdivisões em sub-bacias apresentadas por Mabeoone & Alheiros, 1993 (com modificações), resultou na Figura III.20, onde se tentou analisar os dados estruturais à luz dos dados da aeromagnetometria.

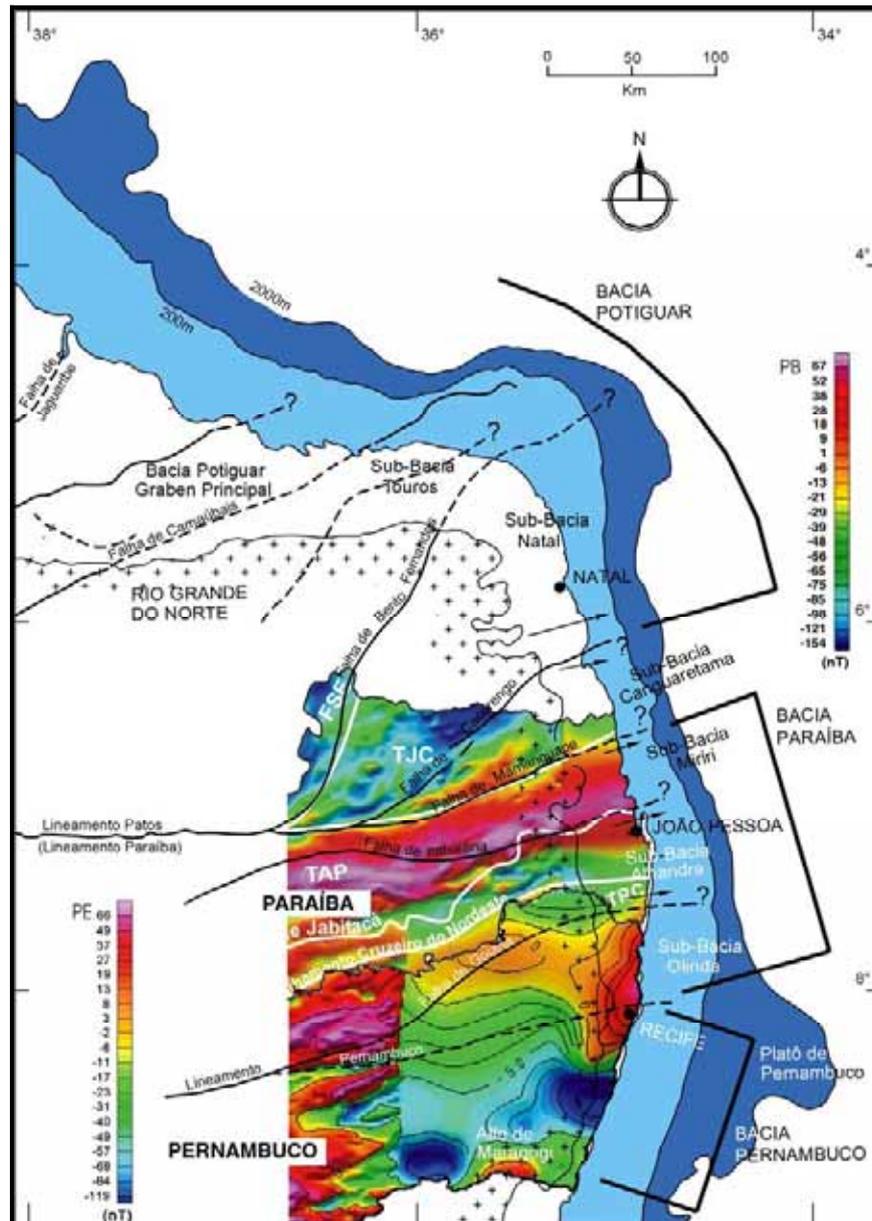


Figura III.20 – Justaposição dos dados aeromagnetométricos da Bacia da Paraíba, sobre a estruturação das bacias marginais do Nordeste Oriental. Fontes: Barbosa, 2004; Santos *et al.*, 2002; Rocha & Oliveira, *in* CPRM 2003; Mabeoone & Alheiros, 1993.

Os comentários ora verbalizados, não abrangerão aqueles concernentes às sub-bacias Natal e Canguaretama, ambas com influência da Bacia Potiguar, ao norte da bacia estudada, nem tampouco a Bacia de Pernambuco, ao sul.

A Figura III.20 mostra que a Sub-bacia Canguaretama e seu substrato, o Alto Estrutural de Mamanguape, são limitados pelas falhas de Cacerengo, ao norte, e de Camaratuba/Pirpirituba (duas nomenclaturas, mesmo falhamento) e Mamanguape ao sul. Estes falhamentos são segmentos da Zona de Cisalhamento Paraíba (Lineamento Patos), e definem o limite norte da Bacia da Paraíba, uma vez que os sedimentos da Formação Beberibe não ultrapassam tal limite.

A ZC Paraíba (Lineamento Patos) é muito importante, pois separa dois segmentos crustais, a norte, o Domínio Rio Grande do Norte, mostra crosta densa e magnética, representada pelas cores verde e azul, sugerindo a existência de assoalho crustal inferior, e a sul, o Domínio da Zona Transversal, predomina uma crosta leve, menos densa e magnética representada pelas tonalidades vermelha e amarela sugerindo predominância de rochas supracrustais e granitos (Santos *et al.*, 2002), e que corresponde ao Terreno TAP, substrato da Sub-bacia Miriri.

Na Sub-Bacia Miriri, ocorre uma feição anômala nos arredores de Lucena, a NW de João Pessoa, um *hot spot* que é margeado pelas anomalias magnéticas. Estão presentes dois tipos de anomalias magnéticas: a) anomalias negativas, agrupadas segundo a “lineação Paraíba”, encontradas no vale do rio Paraíba (no litoral) e também no vale do rio Mamanguape, mais para o interior, sugerindo vulcanismo básico associado ao Lineamento Patos (Rand, 1978); b) uma anomalia magnética positiva, na localidade de Itapororoca, mapeado como riolito e tido como vulcanismo ácido datado do Cretáceo e, portando, já pertencendo a estratigrafia da bacia estudada e comparado com vulcanismo de mesma afinidade na Bacia de Pernambuco. O fato dessa magmática se apresentar como anomalia magnética positiva é que um riolito apresenta pouca magnetita em relação ao embasamento cristalino (Rand, 1978).

A Sub-bacia Alhandra apresenta-se um substrato excepcionalmente uniforme magneticamente, com distribuição de anomalias magnéticas de menor porte, mas que refletem a estruturação em blocos falhados tão característicos da estrutura geral da bacia. Este substrato corresponde aos terrenos tipo TAM.

Na Sub-bacia Olinda, o estilo das anomalias magnéticas também é muito uniforme na faixa litorânea, apenas apresentando mais falhamentos que na anterior

e confirmando a movimentação de rejeito direcional dextral para o Lineamento Pernambuco e sinistral para a Falha de Goiana. Mostra também, a estruturação particular de falhamentos na Ilha de Itamaracá, onde o cristalino é mais raso no SW da ilha e mais profundo a NW, resultado de um abatimento na porção setentrional da Ilha de Itamaracá e um alçamento na porção meridional da Ilha de Itapessoca. Esse embasamento mostra as feições do terreno tipo TRC.

3.5 – Sísmica

O método sísmico fundamenta-se no fato de que as ondas elásticas propagam-se em diferentes velocidades em materiais/rochas distintas. Por meio de uma fonte energética inicia-se a propagação das ondas em um ponto e determina-se em outros pontos os tempos de chegada da energia refratada ou refletida pelas descontinuidades entre os diferentes materiais do subsolo, estimando suas espessuras.

De um modo geral, o Nordeste Oriental da margem continental brasileira é bem conhecida no concernente aos dados geológicos, porém quanto aos dados geofísicos, principalmente os sísmicos, de algumas áreas da plataforma continental e das regiões costeiras adjacentes, sejam ainda deficientemente conhecidos como, por exemplo, as porções emersas e submersas da Bacia da Paraíba.

Os levantamentos de geologia e geofísica marinha foram realizados através das linhas de reflexão sísmica multicanaís e monocanal e, secundariamente, por refração sísmica pelo método de sonobóias, e impulsionaram o reconhecimento da margem continental, sendo patrocinado por instituições nacionais atuando conjuntamente no Projeto REMAC (Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira) e instituições internacionais como “*Lamont-Dohert Geological Observatory*”, “*Woods Hole*”, “*Oceanography Institution*” e “*Center National pour l’Exploitation des Océans*”, e dados de perfuração realizados pelo “*Deep Sea Drilling Project*” (Guazelli & Carvalho, 1981).

Entretanto, a intensificação das atividades que resultaram na evolução do conhecimento da margem submersa e área oceânica, são decorrentes dos trabalhos da PETROBRÁS. Na Figura III.21 se pode observar os perfis de várias bacias da margem continental, especialmente a de nº 3 referente a Bacia da Paraíba (Pernambuco-Paraíba), onde está ressaltado o caráter de rampa com um abatimento

em *offshore* que pode abrigar sedimentos estratigraficamente anteriores à fase de formação da bacia estudada, durante o *drift* continental (Asmus & Guazelli, 1981).

As feições estruturais e estratigráficas das áreas submarinas permitem que se considerem duas grandes regiões: região da margem continental e região das bacias oceânicas e cadeia meso-atlântica. Na região da margem continental representada pela plataforma e talude superior as colunas estratigráficas são compatíveis com as da área contígua do continente emerso, cujas estruturas, falhas normais e transcorrentes apresentam continuidade entre ambos.

A plataforma continental do Nordeste Oriental é relativamente estreita, com largura variável, mas com média em torno dos 40 km até a batimentria de 200m, e sub-horizontalizada até o limite do talude continental, marcado por um brusco aumento na declividade de cerca 25°, tendo entre a borda da plataforma e o talude, os inúmeros falhamentos normais e a estrutura em rampa da Bacia da Paraíba.

Nessa bacia as falhas normais aparecem como destaque na separação entre os blocos altos e baixos das sub-bacias e são perpendiculares à linha de costa, provavelmente, aproveitando falhamentos mais antigos reativados durante os fenômenos de separação continental e a abertura oceânica. Corroborando a sísmica da porção oceânica, alguns falhamentos normais com direção meridiana ou noroeste-sudeste foram detectados por métodos gravimétricos entre Recife e Itamaracá.

Quanto às estruturas transversais à linha de costa, duas feições se destacam: as Zonas de Fraturas Oceânicas e os Lineamentos. Ambos, essencialmente alinhados segundo a direção E-W, ou com leve encurvamento para ENE. As Zonas de Fratura são feições lineares do embasamento, de relevo saliente e que limitam segmentos de crosta oceânica e podem coincidir com deslocamentos laterais no eixo da Cordilheira Meso-atlântica (Asmus & Guazelli, 1981).

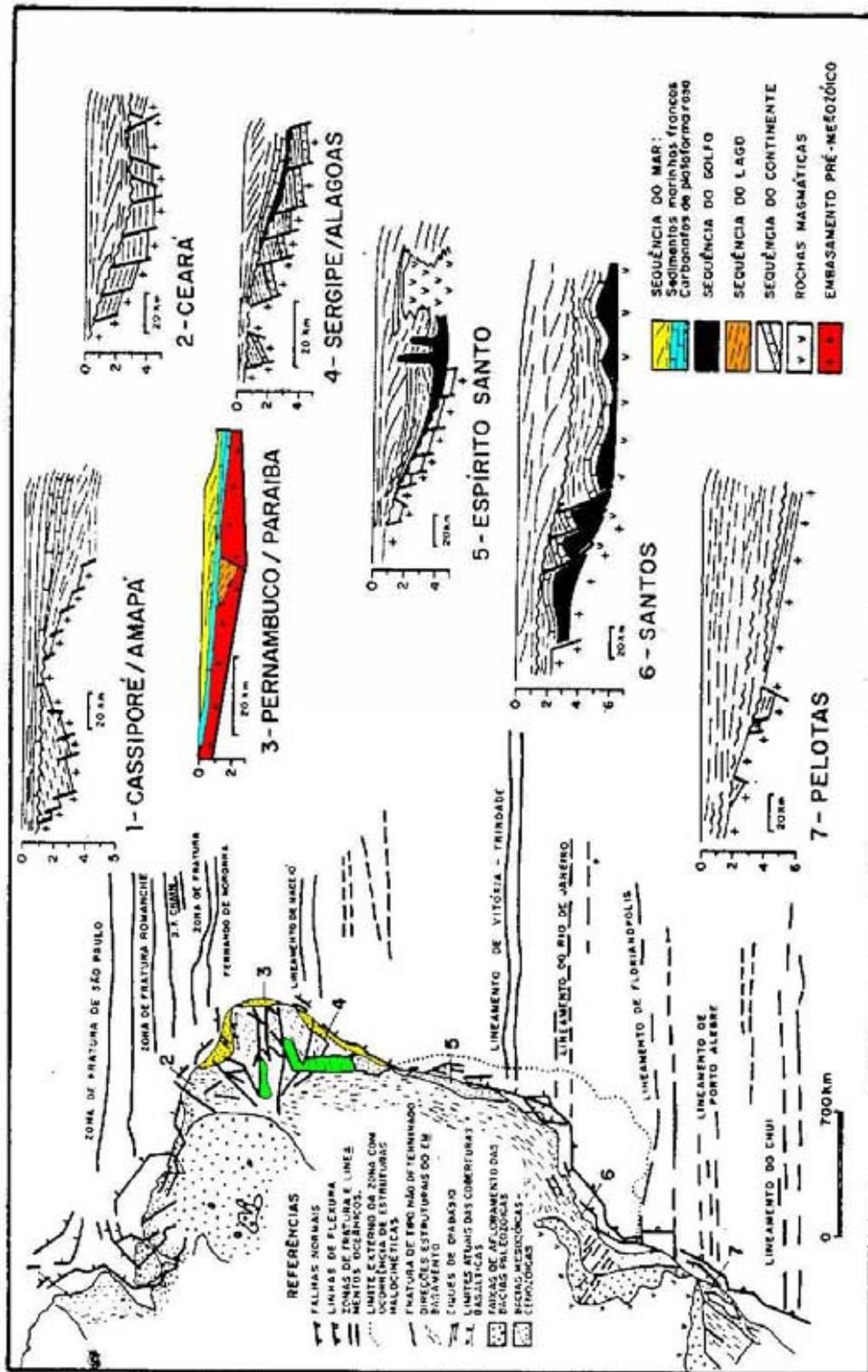


Figura III.21 – Seções geológica de bacias da margem continental com base na sísmica. Observar a estruturação da Bacia da Paraíba (n° 3). Fonte: Asmus & Guazelli, 1981.

Os lineamentos, conhecidos na margem continental apresentam-se agrupados sob forma de concentrações de montes submarinhos em posição frontal aos lineamentos Paraíba e Pernambuco, desaparecendo em torno de 2.000 km para leste da margem continental em direção ao oceano, ou seja, terminam muito antes da Cadeia Meso-Atlântica onde as faturas E-W cortam e deslocam o *rift* das da Cadeia Meso-atlântica. Pode haver alguma possibilidade de correspondências entre ambas, porém para Asmus & Guazelli (1981), seria apenas coincidência.

Como esses falhamentos não são claramente definidos nem seus rejeitos expressivos como nas bacias sedimentares adjacentes a norte e a sul, permitem inferir que a região entre os lineamentos Pernambuco e Paraíba comportou-se como uma plataforma alta durante a maior parte da evolução da margem continental brasileira (Asmus & Carvalho, 1978).

Os platôs marginais do Rio Grande do Norte e Pernambuco e os Montes Submarinos da Paraíba e de Pernambuco, são feições geomorfológicas da plataforma continental onde estão acumulados sedimentos, chegando em alguns casos a uma espessura de 2.400m no Platô de Pernambuco (Carvalho & Francisconi, 1981). Os Montes Submarinos a NE de Pernambuco e os Montes Submarinos da Paraíba descrevem um alinhamento de aproximadamente 100 km de extensão que se manifesta como uma protuberância na borda do talude continental mais ou menos nas latitudes em frente aos lineamentos homônimos.

3.5.1 – Síntese dos Dados da Sísmica

Os aspectos estruturais da Bacia da Paraíba em *Onshore* e *Offshore* podem ser observadas na Figura III.22, onde se presume que as estruturas proterozóicas (brasilianas) foram reativadas no Mesozóico para estruturar da bacia em blocos afundados diferencialmente.

Vê-se, também, a superposição dos dados de batimetria, e morfologia da plataforma nas bacias de Pernambuco, a sul, e da Paraíba, a norte, claramente indicando a diferença de estilos entre as bacias, *rift* e rampa, respectivamente, e as duas linhas sísmicas (L.1 e L.2) que originaram os perfis da Figura III.23.

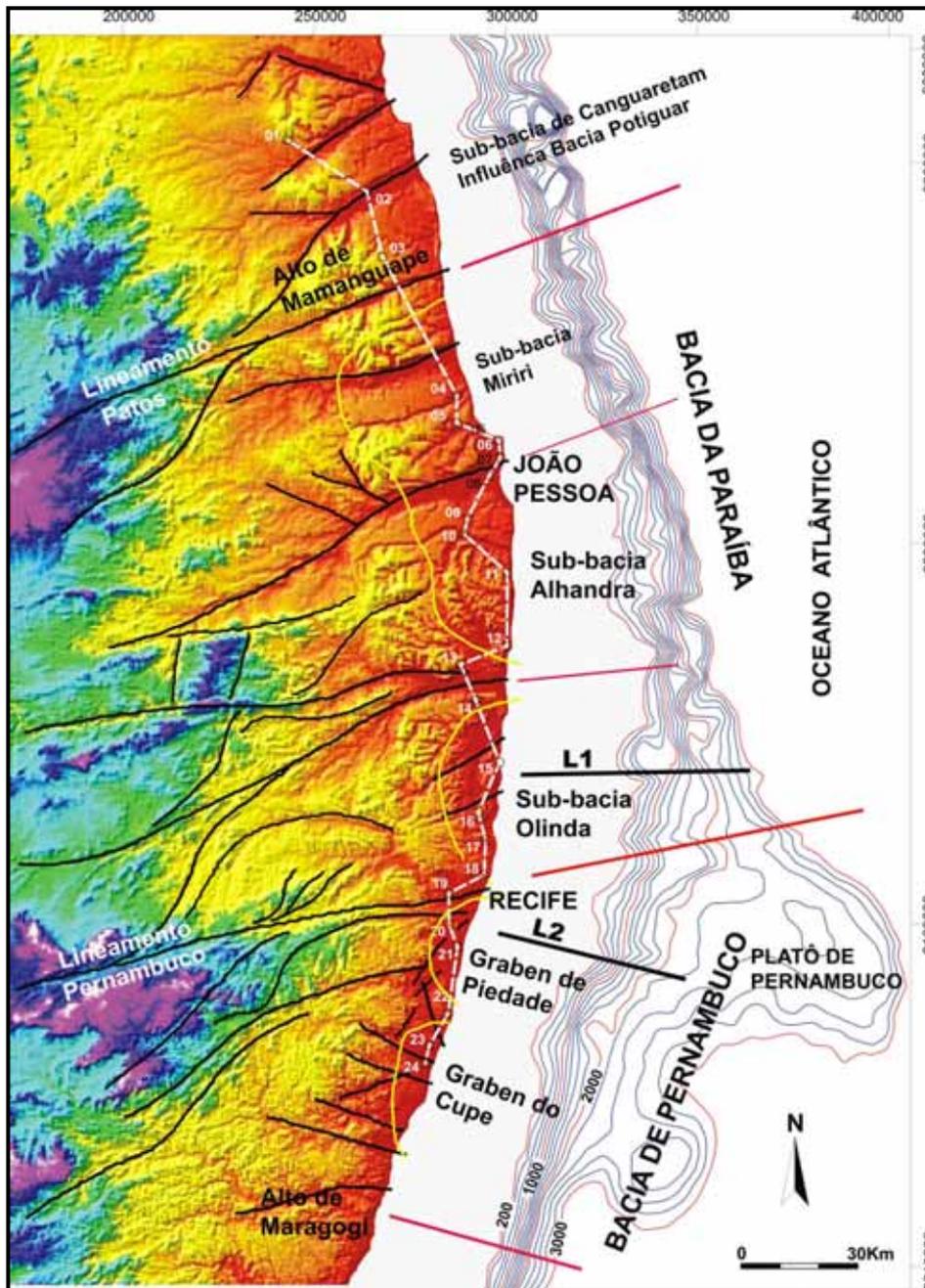


Figura III.22 – Imagem do relevo e batimetria das bacias da Paraíba e de Pernambuco, com destaque para as sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri, a continuidade dos falhamentos em *offshore*, o Platô de Pernambuco e as duas linhas sísmicas L.1 e L.2. Fonte: Barbosa & Lima Filho, 2005.

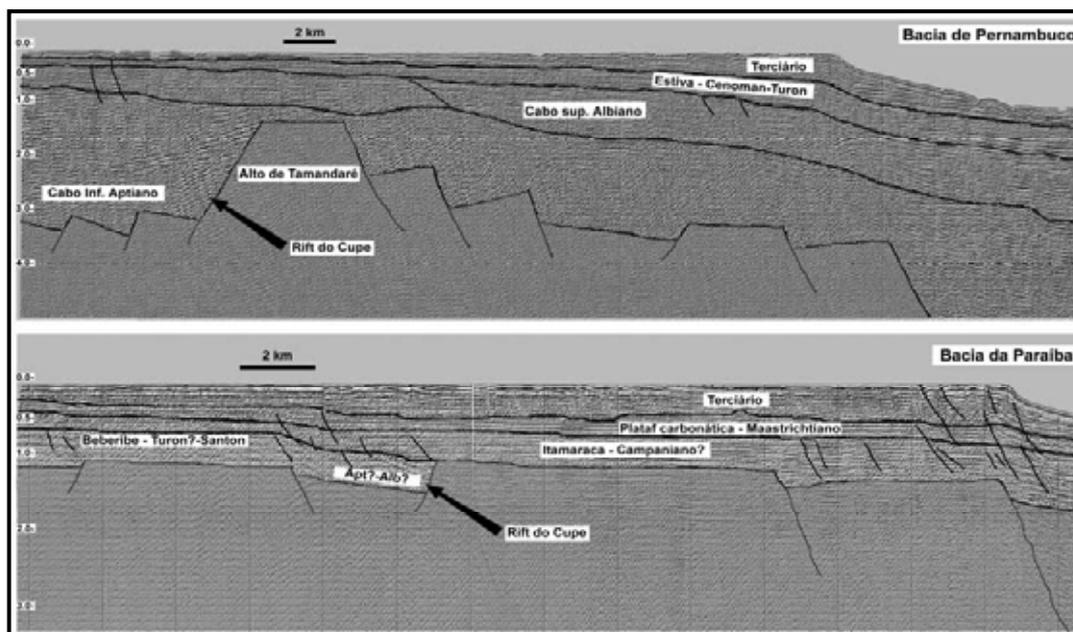


Figura III.23 – Linhas sísmicas das bacias de Pernambuco e da Paraíba em *offshore* (L.2 e L.1, respectivamente), mostrando o estilo *rift* da primeira e rampa da segunda, os falhamentos normais em direção *offshore* e o possível prolongamento para norte até a Bacia da Paraíba, do *Rift* do Cupe. Fonte: Lima Filho *et al.* (2005).

Em *Offshore*, nota-se que o Platô de Pernambuco avança um pouco para a área da Bacia da Paraíba e, em consonância com a seções sísmicas da Figura III.23, e observa-se que o *Rift* do Cupe, de idade Aptiano-Albiano é bem desenvolvido na Bacia de Pernambuco (Figura III.24), mas foi abortado ao entrar na região onde está localizada a Bacia da Paraíba, contudo ainda se pode ver sua extensão até Sub-bacia Olinda (Comparar Figuras III.22 e III.23).

A sísmica contribuiu para a elucidação da estruturação da Bacia da Paraíba em *offshore*, que pode ser bem observada juntando-se os dados da seção sísmica representativa da Linha L.1 (Figura III.25) com a interpretação da evolução da Bacia da Paraíba durante o Santoniano-Campaniano/Maastrichtiano Inferior?) das Figuras III.26 e III.27, confirmando-se a natureza tipo rampa da bacia, sua estruturação em degraus escalonados em direção ao mar, sedimentação pouco espessa talude

fortemente inclinado e um rifte abortado durante os movimentos de deriva continental.

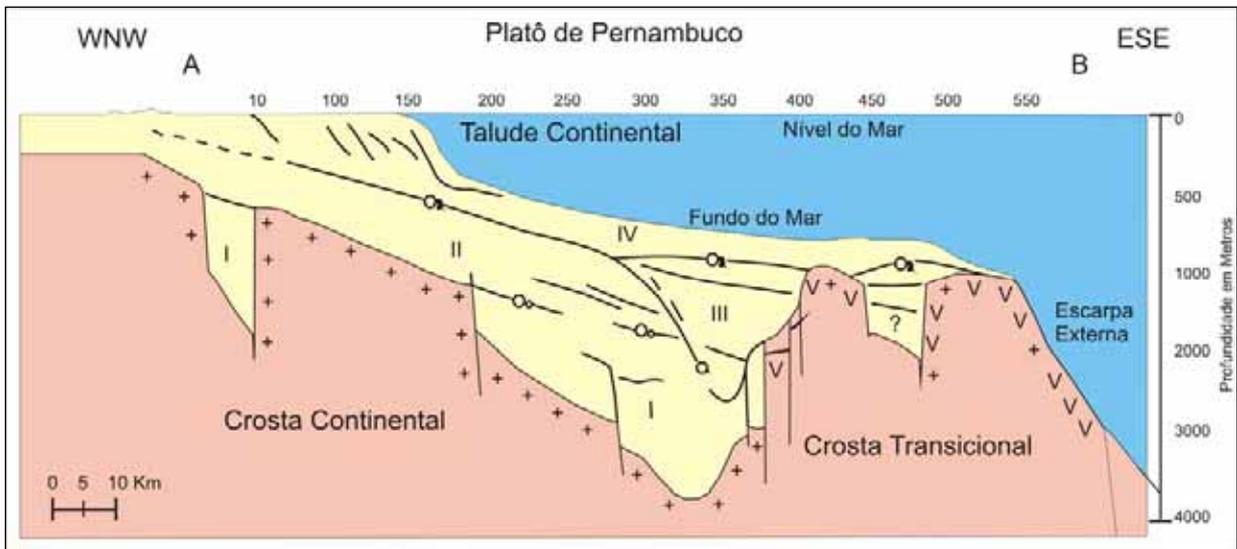


Figura III.24 – Estruturação da Bacia de Pernambuco em *offshore* observada em seção paralela a linha sísmica L.2 da Figura III.24, mostrando os falhamentos normais do *Rift* do Cupe, *Rift pré-Plateau* (em crosta continental) e o *Plateau* de Pernambuco (já em crosta oceânica). Fonte: Alves & Costa (1986)

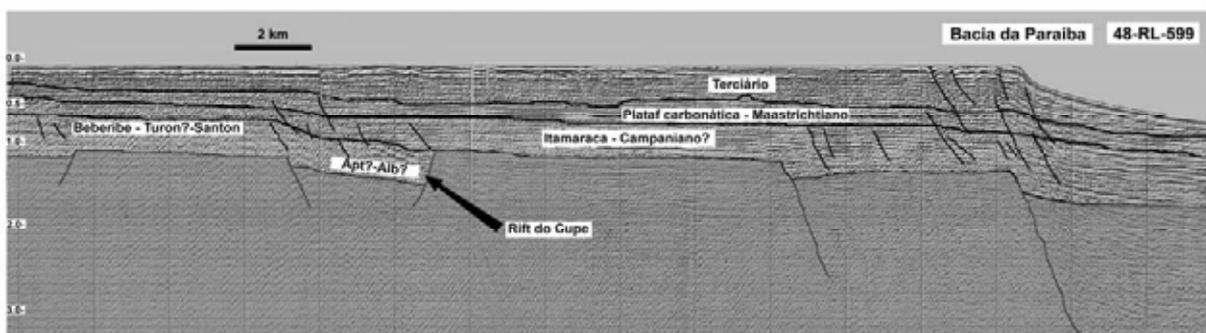


Figura III.25 – Seção Sísmica correspondente a Linha L.1, mostrado o comportamento em rampa da Bacia da Paraíba, acompanhada das falhas normais com caimento para ENE, as espessuras das unidades clásticas Beberibe e Itamaracá, um *rift* abortado aptiano-albiano. Fonte: Barbosa & Lima Filho (2005).

Possivelmente, os sedimentos aptianos-albianos da vizinha Bacia de Pernambuco, também ocorram na parte abortada do rift do Cupe na Bacia da Paraíba.

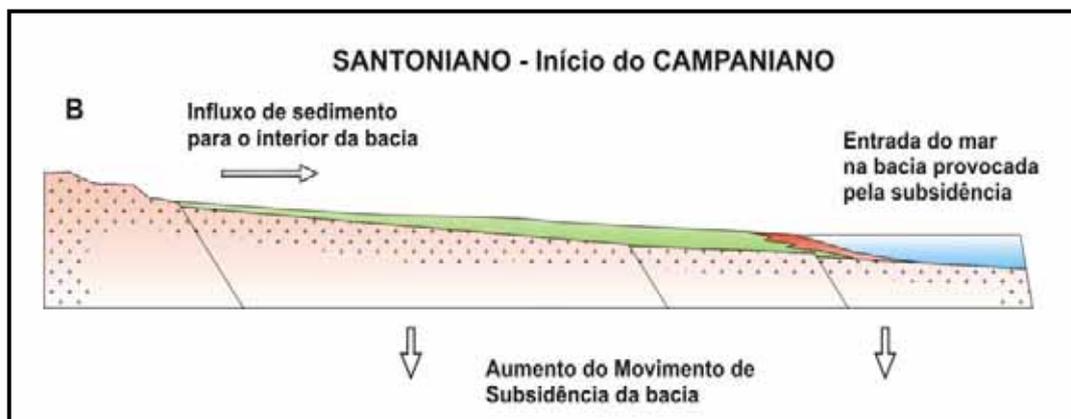


Figura III.26 – Estruturação em rampa e falhamentos normais com caimento para ENE baseado na gravimetria, acompanhado de seção hipotética da primeira ingressão clástica na bacia (Formação Beberibe).

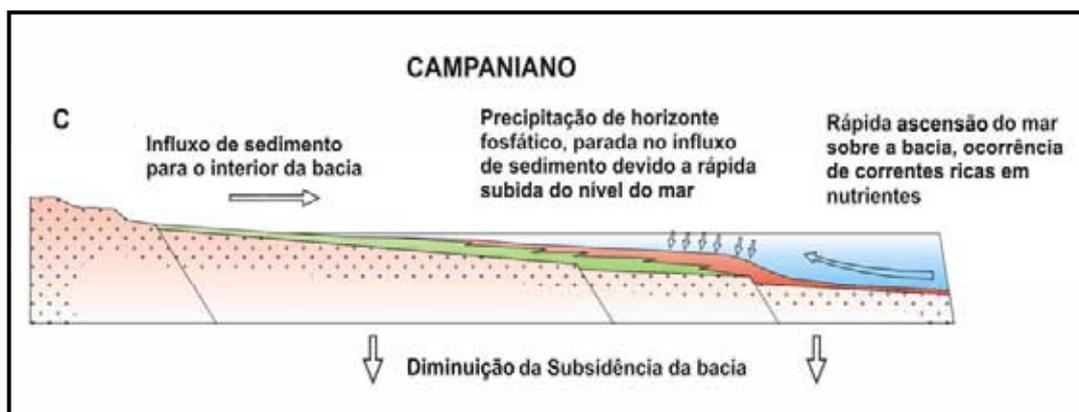


Figura III.27 – Deposição da camada calcissiliciclástica (Formação Itamaracá) sobre a bacia à época da transgressão marinha. Comparar a semelhança da deposição com a mostrada na Figura III.25.

C A P Í T U L O I V

F E I Ç Õ E S E S T R U T U R A I S D A B A C I A

4.1 – Comentários Gerais

Os comentários tectono-estruturais aqui apresentados visam mostrar que as grandes descontinuidades que delimitam a bacia e que caracterizam sua divisão em sub-bacias, são feições com o “*imprint*” de seu embasamento pré-cambriano, a Província Borborema.

Esses dados sobre as feições estruturais são decorrentes das observações de campo e interpretação fotogeológica, auxiliadas pela re-análise de alguns estudos sobre os métodos geofísicos já aplicados na região (Capítulo III), principalmente, os métodos potenciais, além dos dados geológicos da bibliografia, referentes ao embasamento pré-cambriano e da bacia.

A herança tectônica, marcadamente Brasileira, associada à reologia dos terrenos magmáticos-metamórficos envolvidos no Domínio da Zona Transversal (Santos, 1999), também condicionou a evolução geodinâmica da bacia durante a tectônica extensional mesozóica, geradora dos fenômenos de rifteamento e *drift* intercontinental e, conseqüentemente, das bacias marginais.

4.2 – A Tectônica Regional

A feição tectônica mais proeminente da região nordestina é aquela mostrada pelos extensos lineamentos, como o Lineamento Transbrasiliano, a Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu, o Lineamento Paraíba (Patos) e o Lineamento Pernambuco (Brito Neves, 1975; Mello *et al.*, 1977), dentre os mais destacados na Província Borborema (Figura IV.1).

Há também falhamentos importantes como a Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira (Falha de Itabaiana), Zona de Cisalhamento Limoeiro (Falha de Goiana, na bacia), servem de limites para as sub-bacias Miriri-Alhandra e Alhandra-Olinda.

As grandes feições estruturais do embasamento perpassam para a bacia após as “reativações pós-paleozóicas” e também caracterizam os estilos tectônicos presentes no cristalino do substrato de cada sub-bacia. Elas também, associadas com a gravimetria, ajudam a identificar as principais depressões ou alçamentos na bacia, decorrentes da movimentação regional de extensão.



Figura IV.1 – Estruturas Lineares na Província Borborema, destacando-se os lineamentos Transbrasiliano (Sobral-Pedro II), Senador Pompeu, Lineamento Paraíba (Patos) e Lineamento Pernambuco. Notar que a Falha de Itabaiana (ZC de Afogados da Ingazeira), e a Falha de Goiana (ZC Limoeiro) têm continuidades na Bacia da Paraíba como falhas normais mesozóicas, separando-a em sub-bacias. Fonte: Lima Filho, 1998.

As observações aqui enfocadas, não abordarão a cinemática dos movimentos nem dos corpos magmáticos envolvidos, mas apenas a constatação da geometria resultante. Devido ocorrência de mais de uma denominação para uma mesma falha, tentaremos colocar entre parênteses a outra denominação e, também, fazer uma conciliação entre os falhamentos na bacia e no embasamento.

No caso da Bacia da Paraíba, as discontinuidades mais importantes estão inseridas no contexto geodinâmico do Domínio da Zona Transversal (Santos, 1999), cujos limites são, ao norte, o Lineamento Paraíba (Patos) e, ao sul, o Lineamento Pernambuco, ambas, zonas de cisalhamentos E-W, com movimentação dextral predominante.

O Lineamento Paraíba é representado na área sedimentar por três ramos (ou falhas tipo rabo-de-cavalo), com direções ENE, provavelmente reativadas quando dos processos da tectônica extensional mesozóica, a saber:

a) a Falha de Cacerengo, a continuação mais setentrional desse lineamento, no vale do rio Jacu, nos arredores de Goianinha-RN;

b) a Falha de Curimataú, no vale do rio homônimo, passando a sul de Canguaretama-RN;

c) a Falha de Pirpirituba (Camaratuba), passando no vale do rio Camaratuba, e apresentando, mais para oeste, movimentação transcorrente dextral no embasamento, e denominada de Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos.

A Falha de Mamanguape, no vale do rio homônimo, passando nas cidades de Mamanguape e Rio Tinto, na Paraíba, é também importante, pois juntamente com a falha de Pirpirituba, limitam a sul e a norte, respectivamente, o Alto de Mamanguape o qual, é o limite setentrional da Bacia da Paraíba (Figura IV.2).

Na região de João Pessoa, a Falha de Itabaiana, é limite entre as sub-bacias Miriri, a norte, e Alhandra, a sul, a qual é a continuação para leste, na bacia, da Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira com movimentação transcorrente sinistral.

Na cidade de Goiana, no vale do rio homônimo, passa a Falha de Goiana, que limita as sub-bacias Alhandra e Olinda, e no embasamento a oeste, tem denominação de Zona de Cisalhamento Limoeiro e movimentação de transcorrência sinistral.

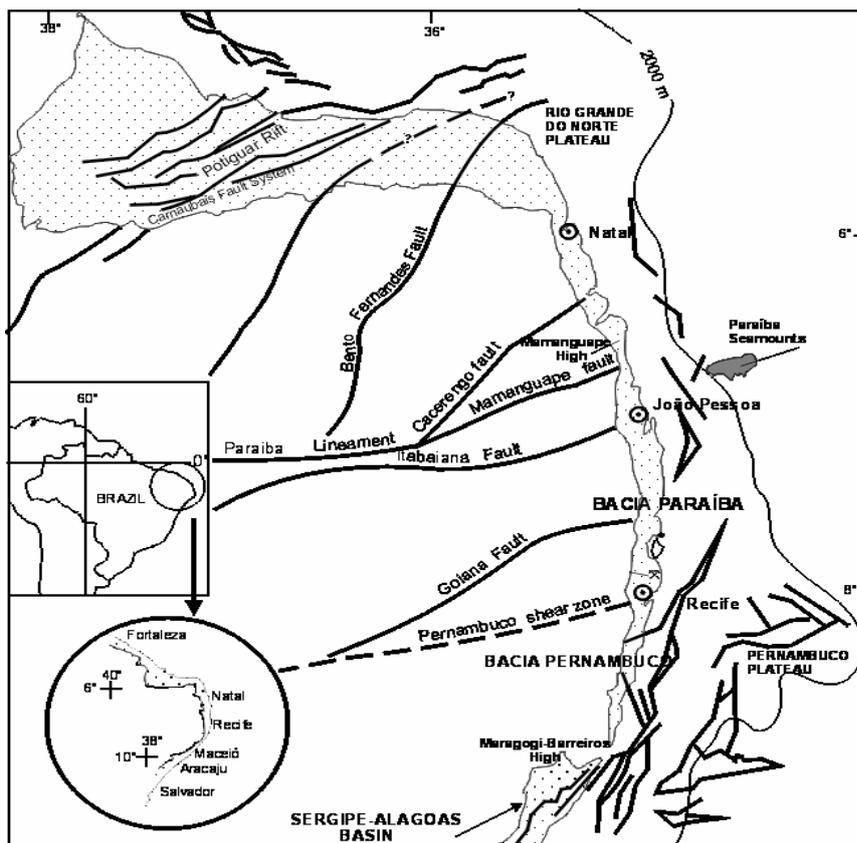


Figura IV.2 – Principais falhas responsáveis pela estruturação da Bacia da Paraíba, tanto no embasamento e porção emersa da bacia, como em *offshore*. Fonte: Lima Filho & Souza, 2001.

No vale do rio Botafogo, um falhamento separa as ilhas de Itamaracá e Itapessoca/Ponta do Funil, com direção NE-SW, movimentação de abatimento no bloco Itamaracá e alçamento no bloco Itapessoca, na área costeira, mas sua continuação para sudoeste, no embasamento, estende-se pelas cidades de Paudalho e Gravatá, tratando-se de uma zona de cisalhamento, aqui denominada de Zona de Cisalhamento Paudalho-Itamaracá, e pertencente, juntamente com as zonas de cisalhamentos de Cruzeiro do Nordeste-Congo e Limoeiro-Goiana, as falhas tipo rabo-de-cavalo, associadas ao Lineamento Pernambuco.

Essas falhas sempre foram tratadas dissociadamente até então na literatura, mas quando da análise da integração dos dados estruturais do embasamento e da bacia efetuados nesta tese, observou-se que se tratava de um mesmo falhamento, com mudança na tectônica envolvida e na nomenclatura, dependendo dos trabalhos localizarem-se no cristalino ou na bacia.

Ambas as realidades fazem parte de um mesmo contexto geotectônico, diferenciados, porém, pelas geodinâmicas neoproterozóica e mesozóica. Por isso, ora são vistas em mapas separando os blocos estruturais da Província Borborema (Brito Neves, 1975; Jardim de Sá, 1992; Santos *et al.*, 2001 e 2002), ora separando as bacias e sub-bacias da Província Costeira no Nordeste Oriental (Mabesoone & Alheiros, 1988; Mabesoone *et al.*, 1991).

No contexto do pré-cambriano, o Lineamento Paraíba (Patos), foi reconhecido como um limite de primeira ordem, separando a Província Borborema em dois segmentos distintos, os terrenos do Domínio Rio Grande do Norte ou Domínio Potiguar, representado pelo Terreno São José do Campestre-TSC, a norte, com expressiva contribuição do embasamento arqueano e paleoproterozóico, dos terrenos do Domínio da Zona Transversal-DZT, a sul, com dominância de terrenos meso a neoproterozóicos (Van Schmus *et al.*, 1995; Santos *et al.*, 1999).

Por sua vez, o Lineamento Pernambuco separa o Domínio da Zona Transversal, a norte, dos terrenos do Domínio Externo (Santos, 1999) ou Domínio Meridional, a sul.

No âmbito da Província Borborema, dois *trends* regionais se destacam entre as Zonas de Cisalhamento de Senador Pompeu, no Ceará, e do Lineamento Pernambuco. Á norte do Lineamento Paraíba (Patos), domina um *trend* WNW-ESE e no Domínio da Zona Transversal, o *trend* NE-SW, representando, de um modo geral, uma compressão N (Mello *et al.*, 1977), onde os lineamentos/zonas de cisalhamentos marcariam linhas de suturas/colagem entre terrenos (Brito Neves, 1999).

São reconhecidos, ainda, alguns *riffts*, resquícios de tectônica distensiva ao longo dessas zonas de cisalhamentos, como os de Orós-Jaguaribe (Mesoproterozóico), os grabens de Martinópole e Ubajara (Neoproterozóico) e as bacias molássicas de Cococi, Jaibaras e Iara, entre outras, Eo-Paleozóicas (Silva Filho *et al.*, 1996), mostrando que ao longo do tempo geológico foi um tanto comum, aberturas e fechamentos de riftes, tal qual, no Mesozóico, nas atuais bacias marginais.

Na geodinâmica mesozóica essa estruturação disjuntiva foi reativada, principalmente, no Juro-Cretáceo (Reativação Wealdeniana) onde, a tectônica distensiva propiciou a formação das bacias interiores e posteriormente as marginais, reaproveitando os antigos falhamentos, ora como falhas normais, gerando “horsts e

grabens”, no âmbito das bacias, ou blocos desnivelados (Tectônica de Teclas, de Fortes, 1986), ora aproveitando as falhas transcorrentes E-W para ajustes das tensões (Matos, 1992).

4.3 – O Substrato da Bacia.

O substrato da Bacia da Paraíba encontra-se inserido dentro dos limites do Domínio da Zona Transversal e representado pelos terrenos tectono-estratigráficos denominados de "Alto Pajeú" (TAP), "Alto Moxotó" (TAM) e Rio Capibaribe (TRC), de norte para sul, respectivamente (Santos, 1996). Esses terrenos ou super-terrenos são segmentos crustais limitados por zonas de cisalhamentos e com desenvolvimento estratigráfico e de evolução tectônica, definidas e distintas dos terrenos adjacentes (Van Schmus *et al.* 1995; Santos, 1995).

O TAP é o domínio do evento Cariris Velhos (1,1-0.95 Ga), o TAM é o domínio de rochas paleoproterozóicas (~2,0 Ga), enquanto que o TRC predominam rochas paleo, mesmo e neoproterozóicas.

O Domínio da Zona Transversal (DZT) é limitado por duas mega-zonas de cisalhamentos, os lineamentos Paraíba e Pernambuco, com *trends* **E-W**, separando-o dos domínios adjacentes, e por grandes falhamentos transcorrentes sinistrais de *trends* **NE-SE** (modelo dominó, Jardim de Sá, 1994), separando os terrenos no interior da mesma. Essas extensas zonas de milonitização e suas ramificações são interpretadas como limites dos terrenos, tendo como característica o alojamento de granitóides peralcalinos, cuja idade coincide com a orogênese Brasileira.

Este fato sugere uma idade mínima de amalgamamento dos terrenos (Ferreira, 1998), e de acordo com a análise dos contrastes tectono-estratigráfico do Domínio da Zona Transversal, os três terrenos compartilham uma malha anastomosada de falhas com *trends* E-W e NE.

A distribuição desses terrenos no Domínio da Zona Transversal-DZT podem ser observados na Figura IV.3, e também uma síntese dos dados sobre as orogêneses Cariris Velhos e Brasileiro, presentes neste segmento da Província Borborema no Precambriano, como a direção do transporte tectônico e a idade inferida do evento acrescionário.

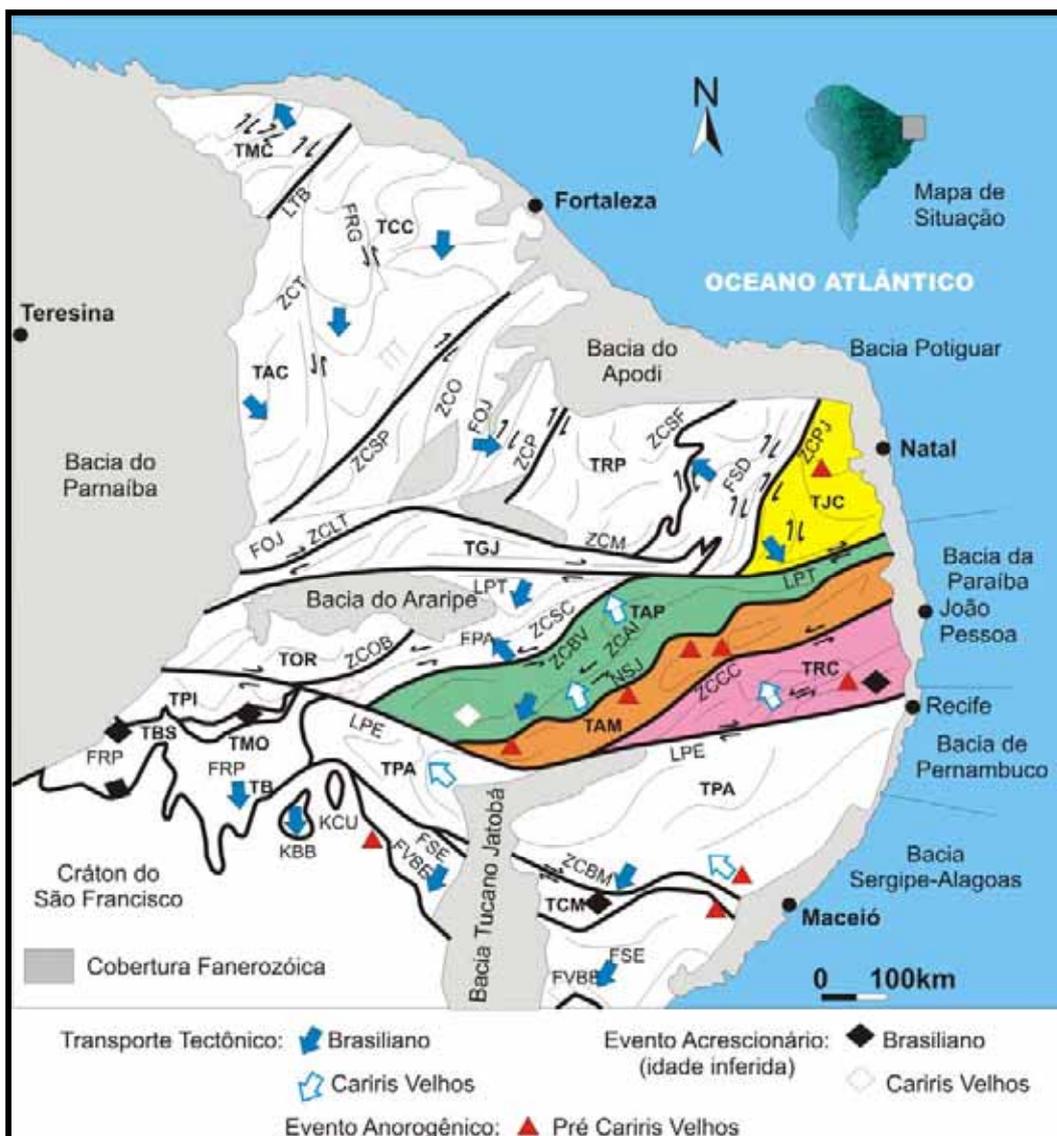


Figura IV.3 – Compartimentação Tectônica do Domínio da Zona Transversal nos terrenos TAP, TAM e TRC, que são substrato das Sub-bacias da Bacia da Paraíba, mostrando a orientação do transporte tectônico e a distinção entre os eventos orogênicos do Brasiliano e do Cariris Velhos. Fonte: Santos (1996).

4.3.1 – O Terreno Alto Pajeú (TAP)

O TAP ocorre na região entre o Lineamento Paraíba (Falha de Mamanguape) e a Falha de Itabaiana, formando o embasamento da Sub-bacia Miriri. É constituído por seqüências vulcano-sedimentares de idade Cariris Velhos (1,1 – 0,95 Ga) e Brasilianas (~0,6 Ga), cortadas por granitos Brasilianos diversos, com alto K, ultrapotássicos e peralcalinos, quase que exclusivos deste terreno.

Esta seqüência supracrustal é constituída de metassedimentos clásticos e químicos-clásticos, formados por gnaisses a muscovita e biotita placosos, biotita-granada xistos, cotados por augen-gnaisses graníticos e sienograníticos, que são unidades tidas como eo-neoproterozóicas do ciclo Cariris Velhos, retrabalhadas diversamente e penetradas pelos granitóides do ciclo Brasileiro no final do Neoproterozóico. Os metassedimentos estão intercalados por metavulcânicas de natureza intermediária, que incluem uma suíte cálcio-alcálica formada por andesitos, andesitos-basaltos, traquiandesito, traquibasaltos, tufo e pequenos corpos intrusivos de gabro e diabásio.

O arcabouço estrutural desse terreno apresenta *trend* NW-SE e natureza contracional e com presença de cavalgamentos, compreendendo uma faixa de caráter acrescional, onde seqüências metavulcanossedimentares e blocos do embasamento foram afetados pela orogênese Cariris Velhos. Em suma, é uma *fold-thrust belt* esteniana empilhada tectonicamente com metagranitóides crustais colisionais (Santos *et al.*, 2002).

A deformação contracional Cariris Velhos coloca o TAM sobre o TAP, soerguendo a infraestrutura gnáissico-migmatítica e o embasamento sobre a faixa supracrustal. O limite para com o TAM é através da *nappe* Serra de Jabitacá (Santos, 1995).

4.3.2 – Terreno Alto Moxotó (TAM)

O TAM ocorre numa faixa limitada a norte pela *Nappe* Serra do Jabitacá e a sul pela ZC Congo-Cruzeiro do Nordeste, que o separa do TRC, servindo de substrato para a Sub-bacia Alhandra. É formado por supracrustais aluminosas, ortognaisses e migmatitos de alto grau e inúmeras intrusivas gabróicas ou gabro-anortosíticas paleo a mesoproterozóicas, tendo como característica a ausência de granitóides Brasileiros (Santos *et al.*, 2004).

Durante o Neoproterozóico (Brasileiro), este terreno apresentou-se bastante estável. A suíte bimodal deste segmento acrecionário, formada por diques de gabros, dioritos e anortositos e menor proporção de leucogranitos e trondjhemitos, aparecem intrudindo tanto rochas do embasamento quanto da seqüência supracrustal (Santos, 1995).

4.3.3 – Terreno Rio Capibaribe (TRC)

O Terreno Rio Capibaribe (Santos & Medeiros, 1997) está localizado na parte S-SE, tendo como confinantes, a sul, o Terreno Pernambuco-Alagoas do Domínio Externo, (limite este marcado pelo Lineamento Pernambuco) e a norte-nordeste, pelo TAM através da ZC Congo-Cruzeiro do Nordeste, apresentando *trend* E-NE.

Uma evolução policíclica é proposta para esse terreno, marcado por regimes de deformações tangenciais, com idades atribuídas ao Mesoproterozóico e/ou Meso-Neoproterozóico/Cariris Velhos (D_1/D_2), e deformação transcorrente de idade Neoproterozóica/Brasiliano (D_3), as quais foram responsáveis pelo modelamento atual da área. O metamorfismo M_1/M_2 , associado às deformações tangenciais D_1/D_2 , atingiu a fácies metamórfica anfíbolito alto/granulito, com anatexia parcial enquanto o evento M_3 (associado à deformação transcorrente brasileira D_3) atingiu a fácies xisto verde até a isógrada da sillimanita (Brito Neves, 1995).

4.4 – Elementos Estruturais da Bacia e de seu Substrato

A influência estrutural do embasamento na evolução das bacias sedimentares já foi comprovada por Cordani *et al* (1984). As estruturas herdadas do Proterozóico exercem controle na compartimentação da margem continental leste brasileira e, desse modo, as estruturas do tipo *graben* que ocorrem em todas as bacias costeiras são controladas pela reativação gravitacional das falhas reversas ou de empurrão instaladas paralelamente à foliação das rochas metamórficas de alto grau que compõem o embasamento das bacias (Cunha, 1987). As zonas de cisalhamento exercem um controle bem maior, influenciando também na morfologia da margem continental.

Já a compartimentação transversal que define altos estruturais e delimita as bacias, é estabelecida por falhas normais, cuja extensão, na porção continental coincide com as falhas e fraturas instaladas no Ciclo Brasiliano. Lima Filho (1998) salienta que o Lineamento Pernambuco funcionou como uma falha de transferência entre a Bacia de Pernambuco, tipo rifte, a sul e a Bacia da Paraíba, tipo rampa (*relay ramp*), ao norte. As feições estruturais da bacia foram melhor estudadas na Sub-bacia Olinda e foram agrupada na Figura IV.4 (Vila Nova, 2005).

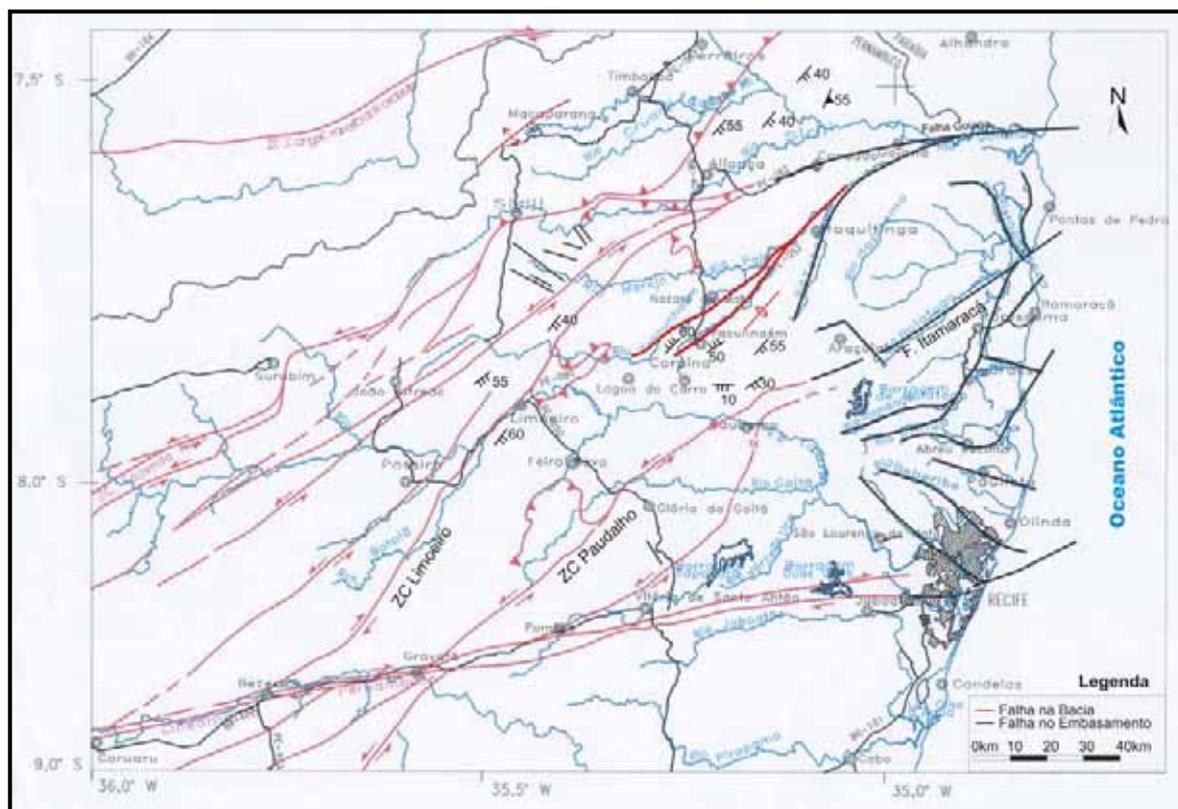


Figura IV.4 – Esboço das estruturas dúcteis e rúpteis, do embasamento (vermelho) e bacia (preto), como zonas de cisalhamentos, transcorrências, cavalgamentos, falhas normais e fraturas (em preto na bacia e embasamento, com pequena extensão). Fonte: Vila Nova (2005).

4.4.1 – Falhas Transcorrentes

Os megacisalhamentos com orientação E-W e movimentação transcorrente dextral – os Lineamentos Paraíba (Patos) e Pernambuco, balizam, respectivamente, os limites norte e sul da Zona Transversal e, conseqüentemente, da Bacia da Paraíba. A análise conjunta desses falhamentos E-W com aqueles de orientação NE-SW e também transcorrência dextral, revelam três direções principais de cisalhamento na província oriental: E-W; NE-SW, com movimentação levógira; e, NE-SW, com movimentação dextrógira (Jardim de Sá, 1984; Mello *et al.*, 1978).

Essas zonas de cisalhamento delimitam unidades tectônicas na província, como os maciços e sistemas de dobramentos adjacentes aos mesmos e, às vezes, são aproveitadas por falhamentos de empurrão. Parecem existir duas idades

principais para os cisalhamentos, sendo mais antigos os dextrais com orientação NE-SW, que ocorrem mais proeminentemente ao norte do Lineamento Paraíba (Patos), e as sinistrais NE-SW e ENE-WSW que parecem predominar ao sul do lineamento. As sinistrais NNW, são pouco desenvolvidas. Os lineamentos E-W são mais jovens que o sistema NE e NNW (Jardim de Sá, 1984; Matos, 1992).

O Lineamento Paraíba (Patos), comporta-se como um cisalhamento de 1ª Ordem, formando um par cisalhante com a Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu como resposta a uma compressão NW ou NNW (Mello *et al.*, 1978; Souza, 1976). Formando o *trend* NE ao norte do lineamento e ENE ao sul do mesmo. Esse regime compressional NW além de originar os lineamentos, prosseguiu com o soerguimento dos terrenos, trazendo-os a níveis crustais de comportamento frágil (Jardim de Sá, 1984).

O Lineamento Paraíba (Patos) separa o Domínio Estrutural Potiguar (Domínio Rio Grande do Norte) do Domínio Estrutural Transversal (Santos) e, apesar do paralelismo com o Lineamento Pernambuco, não necessariamente são sincrônicos e relacionados a um único sistema de esforços (Mello *et al.*, 1978).

O Lineamento Pernambuco, por sua vez, apresenta uma natureza muito mais complexa que sua congênere E-W anterior (Mello & Siqueira, 1971), apresentando ao longo de sua zona de cisalhamento movimentação de abatimento, cavalgamento e empurrão, além de caracterizar ambiente de ductilidade com presença de dobramentos em sinformes e antiformes apertadas com eixos E-W e mergulhos suaves que caracterizavam o cisalhamento como uma transcorrência dextral de 2ª ordem em relação a uma compressão NNW (Mello *et al.*, 1978).

Modernamente, os trabalhos sobre a estrutural deste lineamento (Neves & Mariano, 1999 a, b), mostraram que o Lineamento Pernambuco não é uma zona de cisalhamento contínua com mais de 700 km, mas subdivide-se nos segmentos Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste e Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste onde, este último é aquele de interesse desta tese.

A feição mais destacada da Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste é o caráter escalonado da mesma, onde a transcorrência dextral desenvolve uma geometria de escalonamento para a esquerda, numa tendência geral de inflexão para ENE, segundo direções entre N80E e N60E.

Entre as cidades de Vitória de Santo Antão e Recife, seus protólitos principais são granitos com texturas e composições variadas, incluindo dioritos e sienitos,

pertencentes ao Maciço Pernambuco-Alagoas ao norte do Domínio Estrutural Externo (Santos, 1999). Entre Vitória de Santo Antão e Gravatá, os protólitos são os metamorfitos do Terreno Rio Capibaribe. A foliação milonítica se aprofunda bruscamente para sul, mais comumente que para norte do lineamento, com a lineação de estiramento sub-horizantalizada (Vide Foto 3.6) mostrando mergulhos suaves para ENE ou WSW.

4.4.2 – As Falhas Normais

As falhas normais ou de gravidade são pouco destacadas no Domínio da Zona Transversal, porém ocorrem com evidência no âmbito da Bacia da Paraíba, embora nem sempre com plena constatação em campo, mas através de métodos potenciais e furos de sondagens.

Em decorrência do modelo em rampa da bacia, as falhas normais, que são típicas da tectônica mesozóica nas bacias marginais, não se apresentam com proeminência na bacia ora estudada, em comparação com as bacias adjacentes, Potiguar, ao norte, e Pernambuco e Sergipe-Alagoas, ao sul.

O *trend* NW-SE que marca o falhamento de borda dos *half-grabens* ou dos *riffts* e que estão diretamente ligados à tectônica distensiva, separação continental e abertura do oceano, também não se faz presente na Bacia da Paraíba, onde os falhamentos mais destacáveis distribuem-se segundo a orientação ENE-WSW.

Os subsídios para esclarecer essas assertivas sobre as diferenças estruturais entre a bacia estudada e suas congêneres vizinhas, residem nas investigações através dos métodos potenciais, principalmente gravimetria, aplicados em várias partes da porção emersa da bacia (Figura IV.5) e da sísmica aplicada na plataforma continental (Vide Figura IV.2).

A compatibilização entre os dados geofísicos e estruturais mostrou-se importante para o esclarecimento do arcabouço estrutural da bacia, tendo em vista que a cobertura sedimentar advinda da Formação Barreiras, neógena, sobre as unidades do Grupo Paraíba, cretáceas, é bastante pronunciada e espessa.

A interpretação gravimétrica na Sub-bacia Olinda empreendida por Oliveira (1994) e pela CPRM (2003), identificou três direções principais para as falhas normais: ENE-WSW, NNW-SSW e N-S.

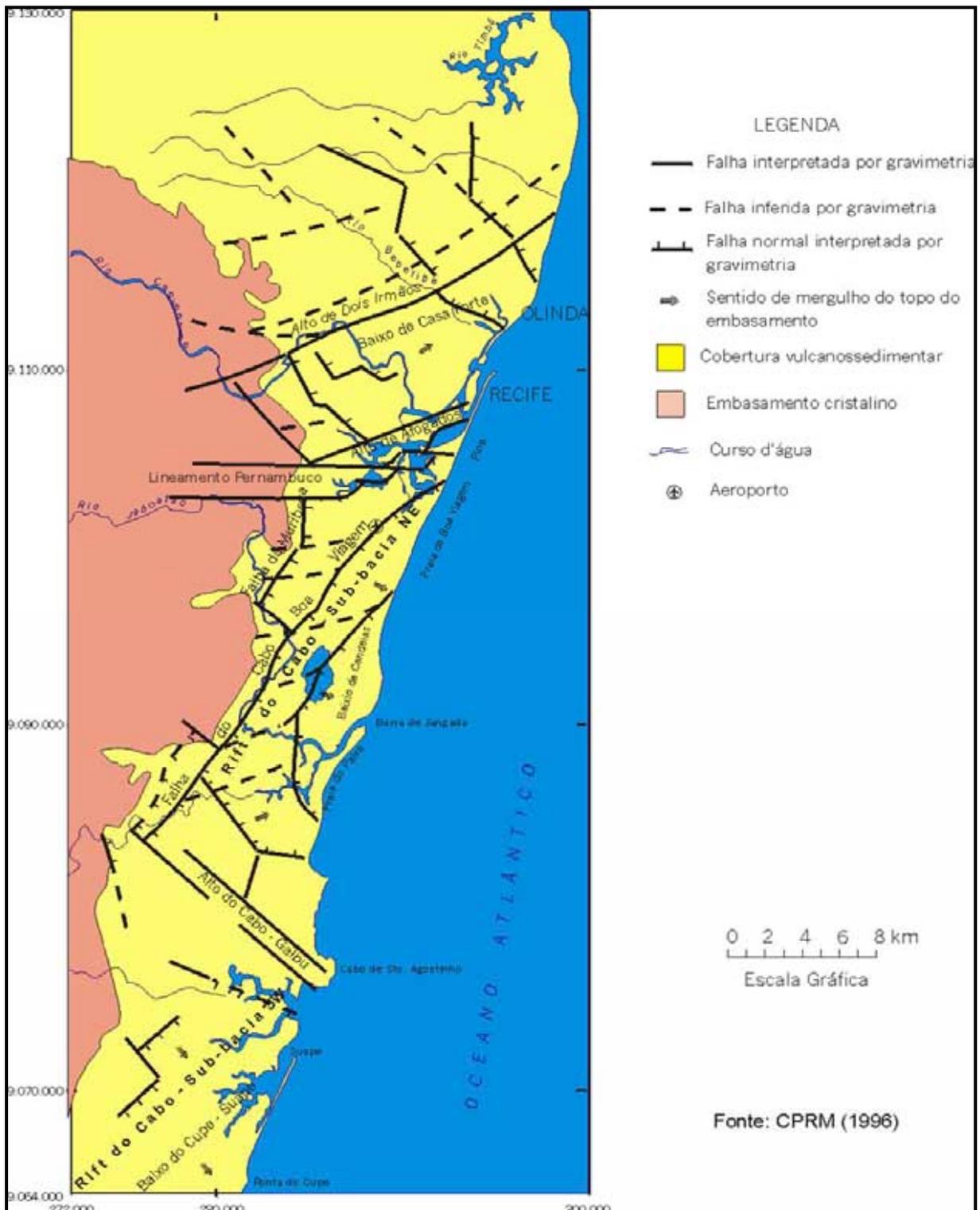


Figura IV.5 – Mapa Estrutural da Região Metropolitana do Recife, onde na parte norte está localizada a Sub-bacia Olinda, na qual Oliveira (1994; CPRM, 1996) através de gravimetria interpretaram as falhas normais, com abatimento de blocos para ENE, formando altos e baixos estruturais na bacia.

O *trend* ENE-WSW coincide com as direções das ramificações das zonas de cisalhamentos da Paraíba e de Pernambuco, pré-cambrianas (pelo menos brasileiras) e transcorrentes dextrais, que sofreram uma deflexão para nordeste possivelmente durante a tectônica mesozóica, juro-cretácea.

Na bacia, esses falhamentos reativados no juro-cretáceo são materializados nas falhas de Pirpirituba/Camaratuba, Mamanguape, Miriri/Rio Tinto, Itabaiana-Pilar, Goiana, Itapissuma e outras de menor expressão, que limitam as sub-bacias e controlam a estruturação em blocos altos e baixos.

O *trend* NNW-SSE, reconhecido pela gravimetria na Sub-bacia Olinda (Figura IV.6) parece indicar desde as partes proximais da bacia, que em sub-superfície, ocorre um escalonamento em degraus com mergulho para ENE, observado também na Figura IV.5 (no Baixo de Casa Forte e no Alto de Dois Irmãos).

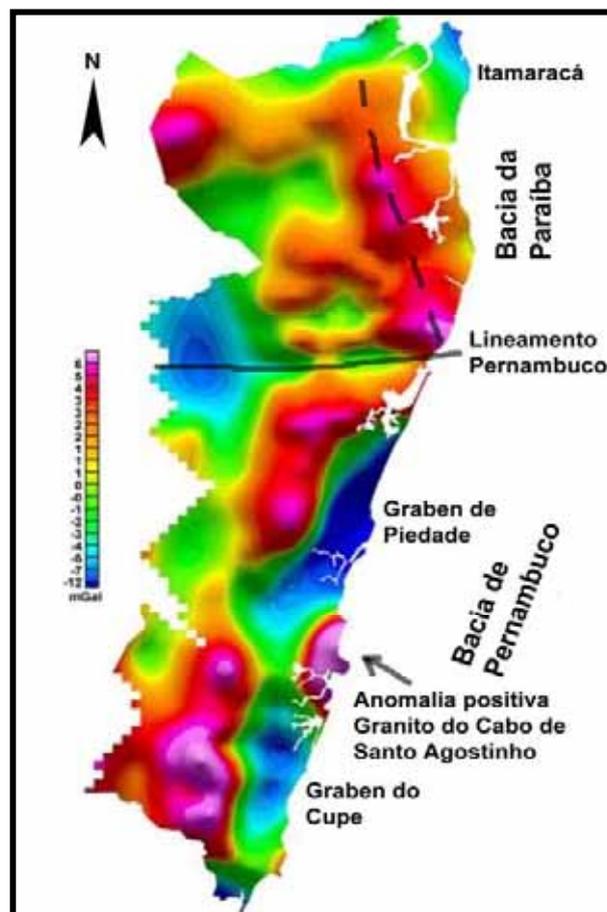


Figura IV.6 – Interpretação gravimétrica Bouguer apresentando padrões distintos entre as bacias a norte e a sul do Lineamento Pernambuco. Observar a orientação NNW-SSE na porção norte que parece marcar o limite entre o embasamento e a bacia. Fonte: Oliveira (1994).

Em *offshore*, a sísmica mostrou estruturas de gravidade formando um *rift* abortado como prolongamento para norte do Lineamento Pernambuco (Figura IV.7), do Rifte do Cupe (Vide Figura IV.2, a NW do Platô de Pernambuco).

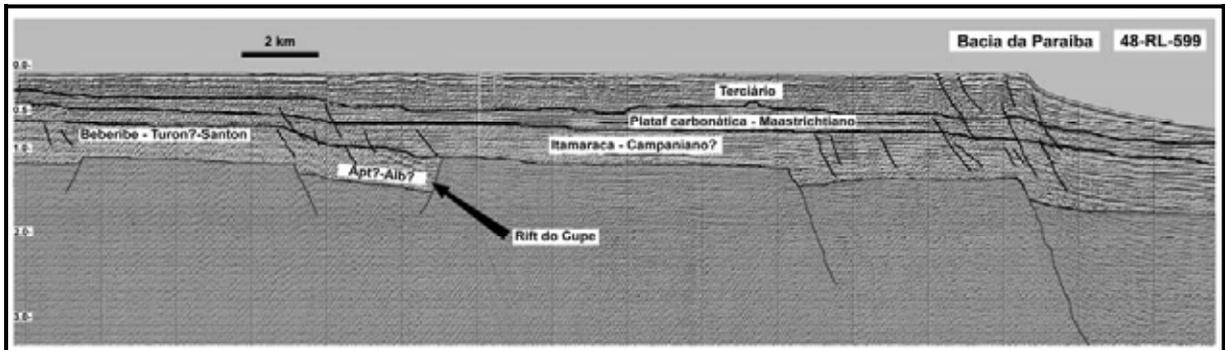


Figura IV.7 – Seção sísmica na Bacia da Paraíba em *offshore* mostrando a estruturação de falhas normais escalonadas e a suavidade da inclinação que corrobora o estilo rampa da bacia estudada e o prolongamento norte do *rift* do Cupe, da Bacia de Pernambuco. Fonte: Lima Filho *et al.* (2005).

Cabe argumentar aqui que este *rift* abortado pode um preenchimento sedimentar aptiano-albiano como na congênere a sul e, portanto, anterior ao que se conhece na porção emersa da bacia estudada.

A orientação N-S é bem marcada, parecendo uma reativação de antigas linhas estruturais durante o evento tafrogênico Cretáceo-Neogeico (Brito Neves, 1997; Brito Neves *et al.*, 2004), cujas evidências mais comuns são a Falha de Santa Cruz – que separa a Ilha de Itamaracá do continente, e o controle morfológico da Formação Barreiras.

4.5 – Evolução Estrutural da Bacia

Uma análise estrutural envolvendo o embasamento e a bacia foi mostrada ultimamente por autores como Moraes (2005), Vila Nova (2005), Lima Filho *et al.* (2005) e Brito Neves *et al.* (2004).

As estruturas rúpteis que foram observadas no Complexo Gnáissico-Migmatítico, embasamento da Sub-bacia Olinda, são fraturas de extensão e de cisalhamento e diáclases, às vezes, formando um par conjugado. Há, também,

falhamentos com sentido de deslocamento sinistral e dextral, predominantemente, segundo a orientação do Lineamento Pernambuco.

Vila Nova (2005) utilizou dois métodos de análise estrutural distintos para entender a atuação do campo de esforços (compressão e extensão) do cristalino em área contígua à Sub-bacia Olinda e nos sedimentos da própria sub-bacia. No primeiro, utilizou o sentido do movimento das estrias nas falhas e, no segundo, os pares de falhas de cisalhamento conjugadas.

A análise estrutural utilizando as estrias das falhas mostrou que em campo elas seguem um padrão estrutural com forte ângulo de mergulho ($> 70^\circ$) e direção NE, com as estrias associadas mostrando um fraco caimento ($< 30^\circ$), e indicando cisalhamento sinistral. Estas características indicam que o tectonismo mais recente atuando na região foi o de movimentação sinistral. Os estereogramas obtidos do campo de esforços mostraram resultados semelhantes, onde, normalmente, a orientação geral do campo de esforço apresenta a seguinte configuração: compressão nos quadrantes NW e SE e extensão nos quadrantes NE e SW (Figuras IV.8 e IV.9), resultando numa compressão para NW e uma extensão para NE e, portanto, de acordo com o cisalhamento regional sinistral NE-SW.

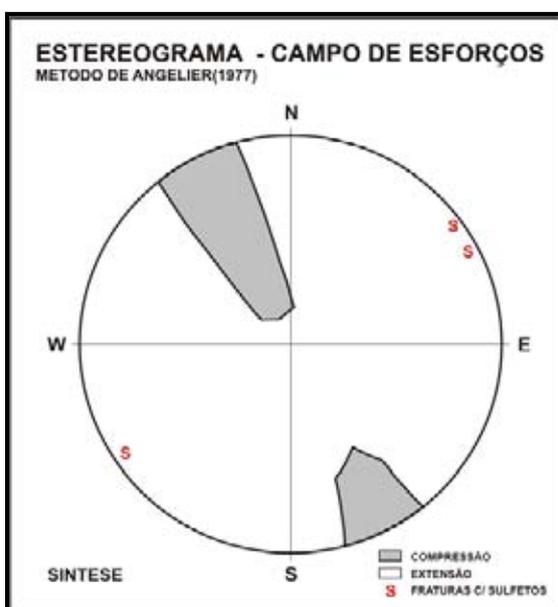


Figura IV.8 – Estereograma do Campo de Esforços mostrando compressão NW e extensão NE. Fonte Vila Nova (2005)

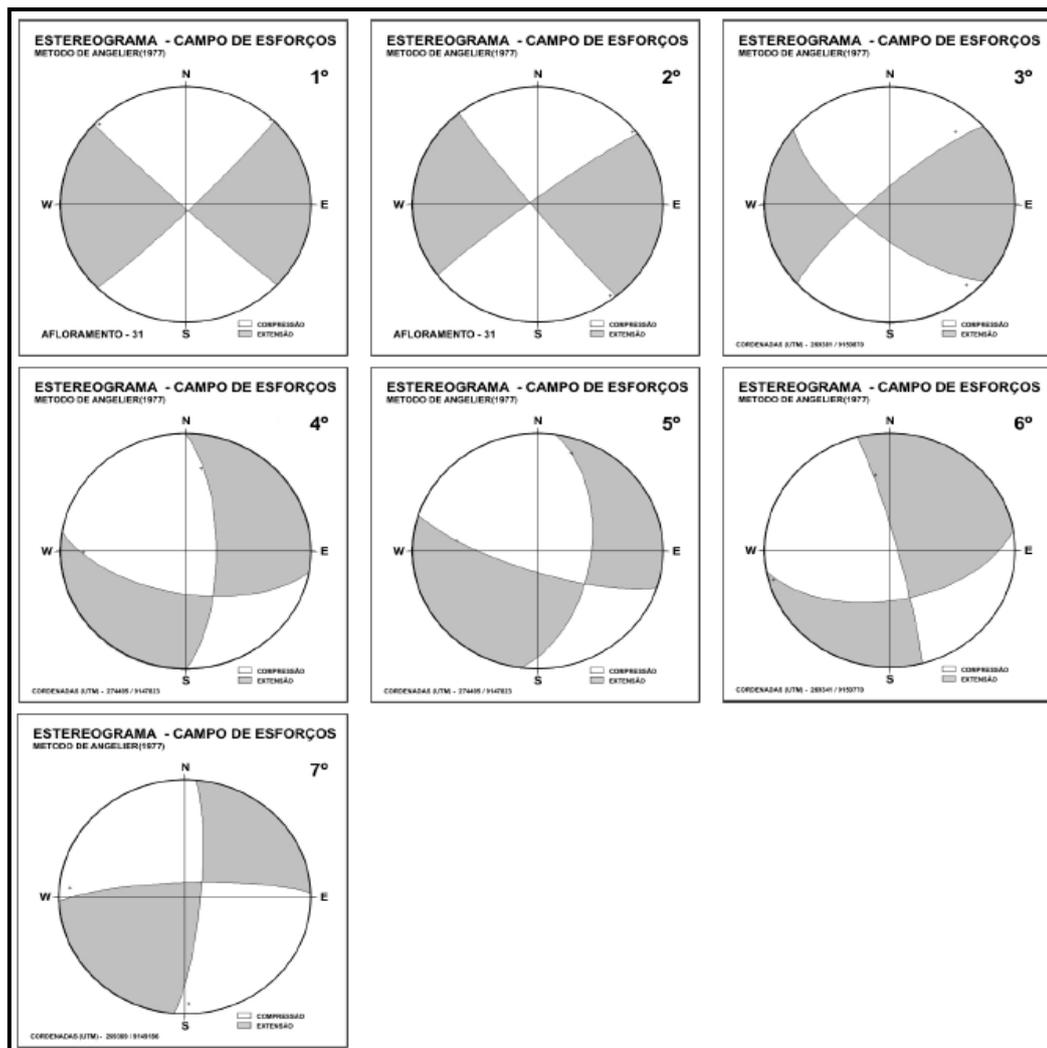


Figura IV.9 – Os estereogramas do campo de esforços mostram que a compressão para noroeste e extensão para nordeste, estão de acordo com um cisalhamento regional sinistral de direção NE-SW. Fonte: Vila Nova (2005).

A análise das estruturas nos sedimentos da Sub-bacia Olinda executada por Vila Nova (2005), teve como objetivo comprovar a atuação neotectônica na área, uma vez que indícios dessa atividade tectônica recente nos sedimentos da Sub-bacia Alhandra, já tinham sido encontrados por Brito Neves *et al.* (2004).

Na Sub-bacia Olinda, mais especificamente ao sul da Ilha de Itapessoca, na Ponta do Funil, foi encontrado um afloramento da Formação Gramame onde se observava dois padrões de faturamento bem definidos, um mais freqüente com fraturas contínuas de direção NW e outro menos freqüente com fraturas de direção WNW (Figura IV.10).

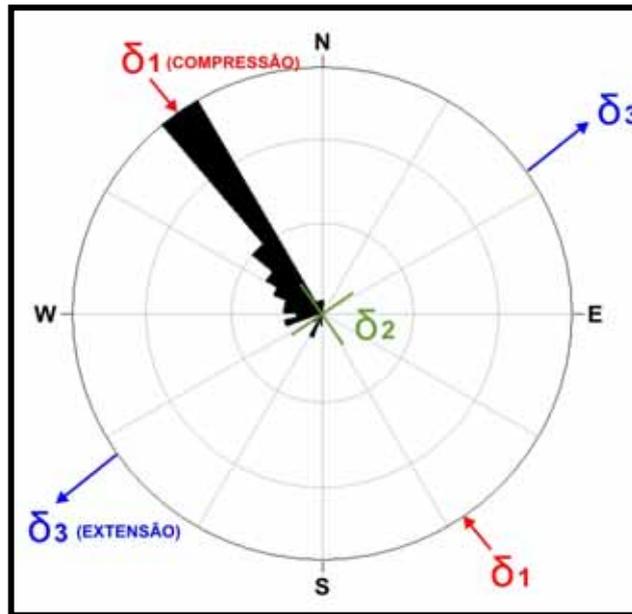


Figura IV.10 – Estereograma mostrando a direção de compressão e a de extensão na bacia, a partir de par conjugado de fraturas em afloramento da Formação Gramame, na Ponta do Funil. Fonte: Vila Nova (2005).

Como as fraturas são posteriores à deposição dos calcários Gramame, devem ter ocorrido no Terciário, no tempo pós Formação Maria Farinha (Eoceno), ou até a deposição da Formação Barreiras no Plio-Pleistoceno (Morais, 2005). Porém, fica evidente que o movimento de extensão perdurou, mesmo que mais atenuado, até o Neógeno.

Então, um modelo de evolução estrutural para a Sub-Bacia Olinda durante o Cretáceo e o Terciário, foi proposto por Morais (2005), mostrando a compressão com direção NW-SE e a extensão NE-SW (Figura IV.11). As estruturas existentes na seqüência carbonática regressiva (calcários Maria Farinha), foram classificadas como juntas conjugadas híbridas, sendo provavelmente de idade terciária (pós-deposição da Maria Farinha). Essas fraturas têm orientação NW-SE e são paralelas à direção do σ_1 (à compressão máxima).



Figura IV.11 – Modelo de evolução para a Sub-bacia Olinda no Meso-Cenozóico, de acordo com Morais (2005).

As estruturas encontradas no embasamento proterozóico, bem como as observadas nas rochas sedimentares mesozóicas mostram que, provavelmente, a direção de compressão NW-SE e extensão NE-SW que atingiram tanto o embasamento como os calcários mesozóicos são de idade Meso-Cenozóico (Morais, 2005). Vale ressaltar que durante o Turoniano ocorreu um evento mundial de extensão, NE-SW. Seria, então, esse evento o *start* para o quebramento da última resistência à abertura atlântica e, conseqüentemente, ter provocando a subsidência responsável pela rampa Bacia da Paraíba?

Além do regime transcorrente, contendo σ_1 e σ_3 na horizontal e o σ_2 na vertical, tem-se ainda um evento de extensão relacionado com falhas normais que atuaram no embasamento, encontrado apenas um registro onde se tem uma falha para paralela ao dique de basalto. Assim sendo, o σ_1 passaria a ser vertical e σ_2 e σ_3 na horizontal.

Os registros da tectônica de falhas normais não foram encontrados nas rochas mesozóicas, e são muito escassas nas rochas do Pré-cambriano. As idades

relativas desses dois eventos, transcorrente e normal, e suas importâncias no contexto da tectônica regional são ainda desconhecidos (Morais, 2005).

Brito Neves *et al.*, (2004), descreveram um sistema tafrogênico Terciário próximo à cidade de João Pessoa (PB), quando, ao analisarem as estruturas rúpteis da região observaram a existência de dois regimes tectônicos. O mais antigo apresenta direção de compressão NW-SE e o mais novo, que afeta o preenchimento sedimentar, exibe direção de extensão NW-SE, podendo assim representar um relaxamento dos esforços da fase inicial, com permutação de σ_1 por σ_3 .

Essas informações visavam elaborar um modelo de evolução estrutural para a Sub-bacia de Olinda durante o Cretáceo e Terciário, onde no Cretáceo Inferior a compressão é NE-SW e a extensão NW-SE; no Cretáceo Superior e, no Terciário, a compressão é NW-SE e a extensão NE-SW.

Lima Filho *et al.* (2005) propuseram uma seqüência evolutiva para as bacias de Pernambuco e da Paraíba (Figura IV.12), onde se vê que durante o Aptiano, possivelmente o Lineamento de Pernambuco se movimentou na área afetada pelo rifteamento (Bacia de Pernambuco), deslocando a depressão em dois setores: o graben de Olinda (abortado devido à espessura crustal existente ao norte deste lineamento) e o graben de Piedade. Neste período, os esforços foram de direção NW (Matos, 1999).

Durante o Albiano, os esforços extensionais continuaram, com presença de um magmatismo que não ultrapassou o lineamento de Pernambuco, não afetando, portanto, a Bacia da Paraíba. Do final do Turoniano ao Santoniano, ocorreu uma subsidência ao norte, devido à flexão da plataforma entre este lineamento e o alto de Touros, provocada por um deslocamento distensional entre as placas sul-americana e africana.

Na Bacia da Paraíba, as depressões provocadas pela subsidência de alguns blocos foram preenchidas pelos clásticos da Formação Beberibe, inclusive recobrando o graben de Olinda. A região ao norte do alto de Mamanguape, até Natal, começou a receber sedimentação (Formação Itamaracá) devido ao início da transgressão marinha provocada pela continuidade de flexão da rampa. Durante o Campaniano, a transgressão se instala em todas as sub-bacias da Bacia da Paraíba, devido à rápida subsidência da rampa. E durante o Maastrichtiano, ocorre uma calma tectônica, sendo depositada na Bacia da Paraíba os carbonatos plataformais da Formação Gramame.

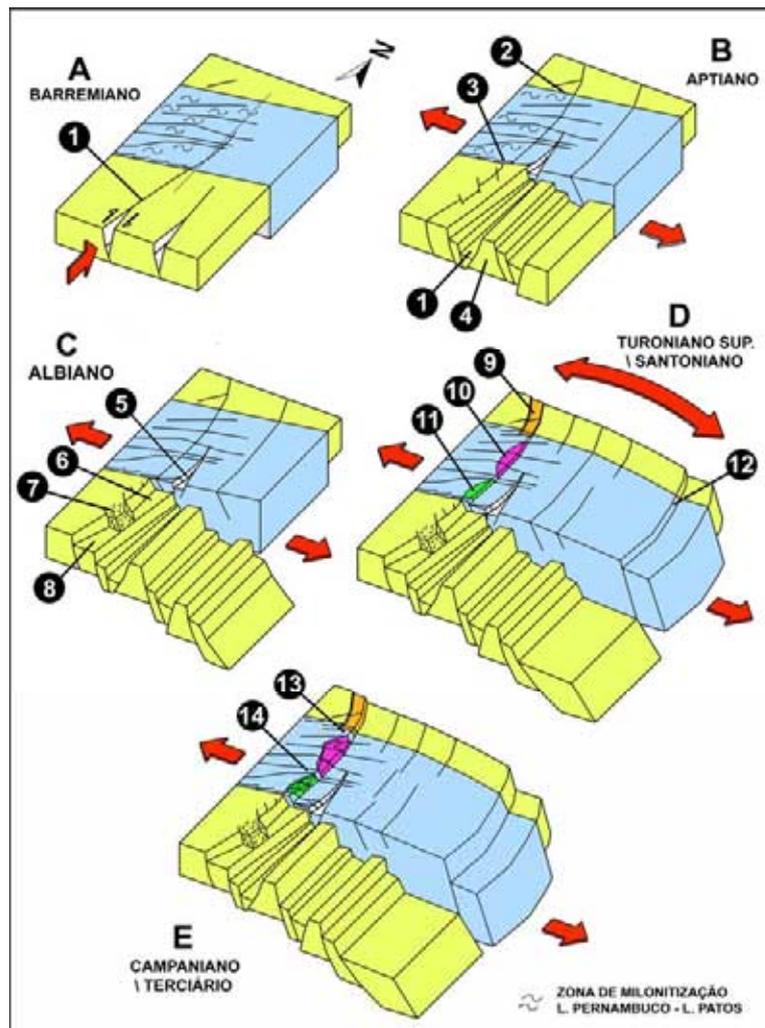


Figura IV.12 – Blocos diagramas mostrando a evolução estrutural das bacias da Paraíba e de Pernambuco. Figura 2.7: Evolução tectônica das bacias de Pernambuco e da Paraíba segundo Lima Filho *et al.* (2005): 1 - Rifte do Cupe; 2 - Zona de cisalhamento de PB; 3 - Lineamento de Pernambuco; 4 - Alto de Tamandaré; 5 - Graben de Olinda; 6 - Graben de Piedade; 7 - Cabo de Santo Agostinho; 8 - Graben do Cupe; 9 - Sub-bacia de Canguaretama; 10 - Sub-bacias de Alhandra e Miriri; 11 - Sub-bacia de Olinda; 12 - talude da Bacia da Paraíba; 13 - Alto de Mamanguape; 14 - Alto de Goiana.

C A P Í T U L O V

**ANÁLISE LITOESTRATIGRÁFICA E
SEDIMENTAR DA SEQÜÊNCIA
CLÁSTICA INFERIOR**

5.1 – Considerações Gerais

A análise da Bacia da Paraíba em consonância esta tese, envolverá dados pertinentes ao arcabouço cronoestratigráfico, preenchimento sedimentar e evolução paleogeográfica da bacia, no intervalo de tempo entre a abertura definitiva do oceano Atlântico, no Coniaciano, e a máxima inundação do oceano sobre a rampa, no Maastrichtiano Inferior. Essa inundação máxima é marcada por uma camada de fosforito (*hardground*) e por anomalias de raios gama (marco estratigráfico) ao término da Seqüência Clástica Inferior – SCI.

Modernamente, as análises estratigráficas de bacias sedimentares são enfocadas sob a ótica da Estratigrafia de Seqüências – ES, cuja concepção fundamenta-se no “estudo de rochas sedimentares dentro de um arcabouço cronoestratigráfico, de estratos relacionados geneticamente, o qual é limitado por superfícies de erosão ou de não deposição ou por suas concordâncias relativas” (Della Fávera, 2001).

Assim, a ES investiga a interação entre rochas sedimentares dentro de um arcabouço estratigráfico, enfatizando que as superfícies-chave como discordâncias, concordâncias relativas e superfícies de inundação máxima, apresentam significado cronoestratigráfico. As duas premissas básicas da ES são natureza cíclica das sucessões estratigráficas em ciclos transgressivos e regressivos e o preenchimento sedimentar controlado pelas variações relativas do nível do mar ao longo do tempo.

O “modelo” de Estratigrafia de Seqüências foi desenvolvido por pesquisadores da Exxon para as bacias de margens continentais passivas, como a bacia estudada, tendo como limites de seqüências as discordâncias e suas concordâncias correlatas e tendo como mecanismo responsável pela deposição das seqüências as “oscilações do nível do mar” (Vail, 1987), operando ao mesmo tempo com o fluxo sedimentar e a fisiografia da bacia (Posamentier & Allen, 1999).

Os pesquisadores da Universidade do Texas em Austin, também desenvolveram um “modelo”, denominado de Estratigrafia Genética – EG, que preconiza como limite de seqüência as Superfícies de Inundação Máxima – SIM e como principal mecanismo responsável pelas seqüências, a completa interação entre a tectônica e a eustasia (Galloway, 1989).

Posamentier & Allen (1999) discordam da conceituação de “modelo” preconizada tanto pelos pesquisadores da Exxon quanto pelos a Universidade do

Texas em Austin, pois entendem que a ES é muito mais uma ferramenta que um paradigma. A divergência entre os grupos, consiste na aplicação dos limites de seqüência e nos objetivos da interpretação dos dados. Para os pesquisadores da Exxon, o limite de seqüência é a discordância e têm como base a utilização dos dados na sísmica, enquanto para o grupo de Galloway (Univ. do Texas em Austin), aplica como limite de seqüência a superfície de inundação máxima-SIM, enfatizando a sedimentologia e interpretando os ambientes através das feições internas e geometria de fácies (Della Fávera, 2001).

A unidade fundamental da ES é a *seqüência*, a qual pode ser subdividida em Tratos de Sistemas – TS, definidos como “um conjunto de sistemas deposicionais contíguos e contemporâneos” (Brown & Fisher, 1977) e delimitados cada qual pela sua posição dentro da seqüência. Os TS seriam formados durante um ciclo de variação do nível relativo do mar e, por sua vez, subdivididos em três tratos: Trato de Sistema de Mar Baixo – TSMS, o termo inferior de uma seqüência que sucede a uma descontinuidade; Trato de Sistema Transgressivo – TST, que é o termo médio de uma seqüência e compreendido entre a superfície de transgressão marinha e a superfície de inundação máxima – SIM; e, Trato de Sistema de Mar Alto – TSMS, que constitui o termo superior de uma seqüência.

Entretanto, para Van Wagoner *et al.* (1988) a seqüência tem como unidade fundamental a *parasseqüência*, entendida como “uma sucessão de camadas ou conjunto de camadas limitadas por uma SIM ou superfícies correlatas”.

De acordo com os estudos desenvolvidos na SCI da bacia estudada, foram reconhecidos dois tratos, um TSMB e um TST, o primeiro correspondendo a uma parasseqüência siliciclástica de origem continental (Formação Beberibe), formada através do sistema deposicional fluvial com sedimentos de fácies de leques aluviais e fácies de rios entrelaçados, e o segundo, correspondendo a uma parasseqüência de afinidade calcissiliciclástica, de origem transicional ou mista (Formação Itamaracá), formada em sistemas costeiros, representados por sedimentos lagunares e de planície costeira ou praiial. Esses ambientes deposicionais foram reconhecidos após os estudos das litofácies e seus posicionamentos dentro dos tratos encontrados.

Por sua vez, um Sistema Depositional é formado por “um conjunto tridimensional de litofácies geneticamente associados por processos e ambientes ativos (recentes) ou inferidos (antigos)”, de acordo com Fisher & McGowen (1967). A

unidade fundamental de um SD é a litofácies, a qual, em consonância com Brown & Fisher (1977), deve ser entendida “como um corpo tridimensional de rochas ou sedimentos limitados por uma superfície deposicional (ou erosiva)”.

5.2 – Arquitetura da Bacia na Deposição da SCI.

A Bacia da Paraíba é uma bacia de margem continental passiva do tipo rampa, apresentando um mergulho homoclinal suave para leste em sua porção emersa, e separada de sua congênere a sul, a Bacia de Pernambuco, do tipo rifte, pelo Lineamento Pernambuco que funcionou como uma falha de transferência entre ambas as bacias (Figura V.1).

Ao longo de sua extensão, a bacia mostra uma configuração estrutural de três (3) sub-bacias, respectivamente, de sul para norte, Olinda, Alhandra e Miriri, respectivamente, limitadas por falhas normais, transversais à direção geral da bacia, em nítida conformidade com a trama estrutural de orientação E-NE desenvolvida no embasamento cristalino proterozóico.

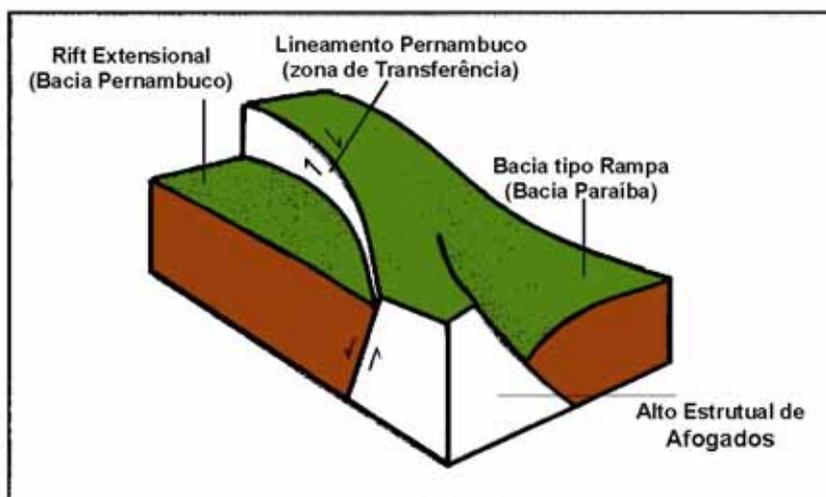


Figura V.1 – Bloco diagrama mostrando a morfologia tipo rampa da Bacia da Paraíba e tipo rifte da Bacia de Pernambuco, separadas pelo Lineamento Pernambuco, uma zona de cisalhamento que atuou como zona de transferência durante a evolução das bacias. Fonte: Lima Filho *et al.* (1998).

Essas falhas também são responsáveis pela estruturação em altos e baixos encontrada no substrato de cada sub-bacia, interpretadas em sub-superfície através de gravimetria e magnetometria (Oliveira, 1994; Rand, 1980), e confirmadas em seções geológicas a partir de poços de sondagens. Uma seção sísmica W-E executada pela Petrobrás ao norte do Recife (Figura V.2), mostra que a feição *offshore* da rampa homoclinal, apresenta degraus escalonados descendentes para leste até a quebra do talude. Vale ressaltar ainda na mesma figura, a presença de uma estrutura do tipo rifte existente na porção centro-oeste da seção sísmica, interpretada como a terminação norte do “Rifte do Cupe”, da Bacia de Pernambuco.

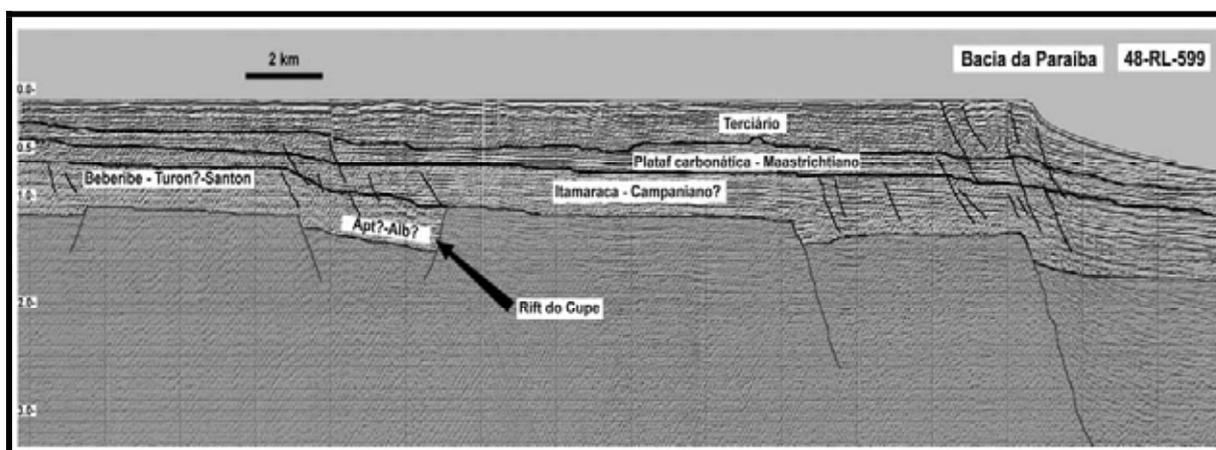


Figura V.2 – Seção sísmica perpendicular à linha de costa ao norte de Recife, mostrando a estruturação homoclinal da Bacia da Paraíba em *offshore*. Observar o caimento suave do pacote sedimentar em direção a leste, a quebra do talude, o escalonamento em degraus do substrato e o Rifte do Cupe. Fonte: Lima Filho *et al.* (2005).

A morfologia em rampa, geralmente ocorre na fase inicial das bacias de margem passiva, apresentando pequena inclinação, de 1° a 5°, entre a planície costeira e o talude continental (Assine & Perinoto, 2001), confirmando a feição encontrada *offshore* através da sísmica, mostrada na Figura V.2.

Essas rampas, nas suas partes proximais, mostram comportamento similar ao das plataformas siliciclásticas costeiras, com características e sedimentação mista, siliciclásticas e carbonáticas, tal qual na bacia estudada.

Em termos ambientais, Burchette & Wright (1992), propuseram para as rampas carbonáticas a subdivisão em rampa interna, intermediária e externa (Figura V.3), do continente para a bacia, respectivamente. Ainda segundo esses pesquisadores, na rampa interna ocorreria a deposição de sedimentos entre a parte superior da face de praia (*shoreface*) e a linha de base de erosão das ondas normais. Por sua vez, na rampa intermediária, a deposição situar-se-ia entre a linha de base de erosão das ondas em condições meteorológicas normais e a linha de base da ação de ondas de tempestade, como mostra a figura citada.

Como a SCI apresenta características sedimentares de deposição mista, siliciclástica (Formação Beberibe) e calcissiliciclástica (Formação Itamaracá), fica evidente que na rampa interna da bacia ocorreram ambas as deposições, primeiramente a sedimentação continental progradante, seguida de sedimentação em ambiente transicional, retrogradante, devida à transgressão marinha sobre o continente.

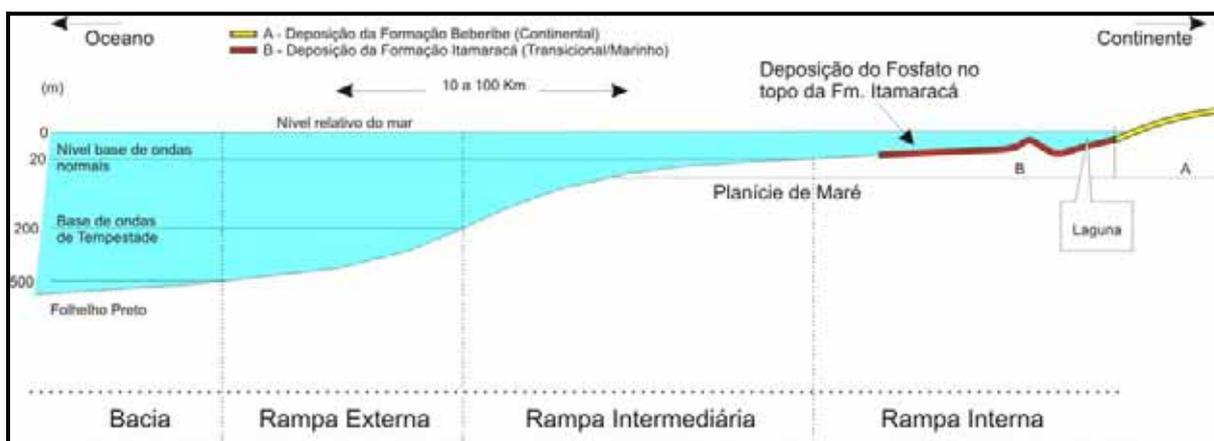


Figura V.3 – Subdivisão ambiental de uma bacia tipo rampa (Burchette & Write, 1992) e uma tentativa paleogeográfica de posicionar a deposição continental (A) e a transicional/marinha (B) na bacia estudada.

Desse modo, nas partes proximais da bacia (rampa interna), houve condições de deposição tanto de tratos continentais como de tratos transicionais e que devido aos avanços e recuos da linha de costa até que a transgressão se consumasse na inundação máxima, ocasionaram a denominada “interdigitação”, tão freqüentemente interpretada nas sondagens situadas na faixa proximal da bacia e mencionada na literatura entre as formações Beberibe e Itamaracá.

Outro aspecto que se pode depreender é a existência de uma superfície de discordância entre os dois tratos, por erosão e também por não deposição, uma vez que se pode encontrar arenitos com cimento calcífero e/ou fosforito da seção condensada que marca a SIM (Formação Itamaracá), depositados diretamente sobre arenitos de granulometria grossa com níveis conglomeráticos característicos da conhecida Formação Beberibe, nas partes proximais da bacia.

O pacote sedimentar da SCI assenta-se discordantemente sobre rochas magmáticas e metamórficas que compõem o embasamento da bacia, desde os movimentos finais da abertura do oceano Atlântico e a completa separação entre os continentes sul-americano e africano, provavelmente, no Coniaciano, pois até o Turoniano não havia ampla circulação entre os oceanos atlânticos, equatorial e meridional (Beurlen, 1962), e sim, uma “ponte intercontinental” (*landbridge*) sob forma de uma soleira rasa em oceano estreito e restrito (Rand, 1990; Mabesoone & Rand, 1991), localizada entre Recife e João Pessoa, aproximadamente, que ora funcionava como barreira, ora permitia a circulação entre fauna e flora dos dois oceanos.

Essa soleira pode ter sua explicação a partir da resistência reológica do embasamento cristalino,   medida que devido ao estiramento crustal provocado pela deriva continental, a litosfera afinava e a crosta oceânica ascendia formando a soleira que permanecia ora submersa e rasa, ora exposta, até a abertura final.

Por esse motivo, a bacia estudada apresenta um desenvolvimento posterior às congêneres vizinhas e uma coluna estratigráfica bem menos espessa e incompleta. Outros autores advogam a existência de altos estruturais suportados por falhamentos transcorrentes intercontinentais (Souza Lima & Hansi, 2003), como mostra a Figura V.4.

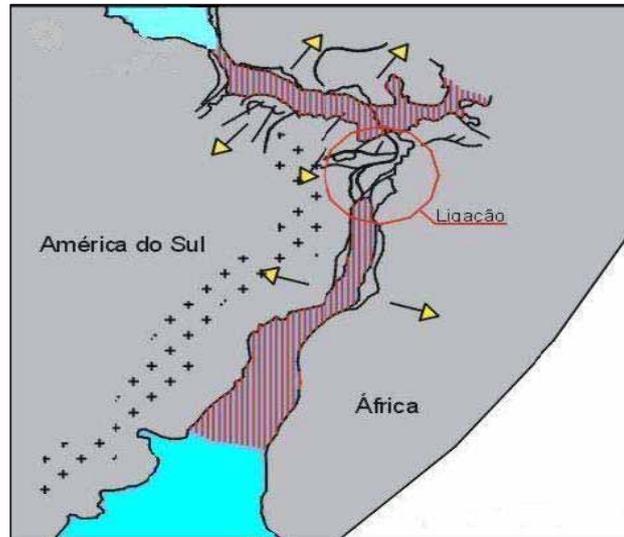


Figura V.4 – A figura mostra a existência de uma ligação entre os continentes sul-americano e africano, através de altos estruturais, que resistiu aos movimentos de abertura até o Coniaciano Fonte: Souza Lima & Hansi Jr (2003).

5.3 – Tratos de Sistemas Depositionais Reconhecidos na SCI.

Em princípio, a subdivisão da SCI em dois tratos não acarreta dificuldade alguma, tendo em vista as características distintivas da sedimentação em cada trato e a analogia entre o trato e o ambiente deposicional, uma vez que de há muito se conhece na bacia que a Formação Beberibe é tipicamente de ambiente continental e a Formação Itamaracá é de ambiente transicional (Lima Filho & Souza, 2001).

Após a análise das condições deposicionais dos estratos e do agrupamento das litofácies presentes, dois conjuntos de camadas afins foram empilhados entre superfícies de discontinuidades que balizam a SCI, a discordância erosiva da base da e a Superfície de Inundação Máxima, do topo da Seqüência. O conjunto inferior de camadas pertence ao Trato de Sistema de Mar Baixo, e o conjunto superior ao Trato de Sistema Transgressivo.

5.3.1 – Trato de Sistema de Mar Baixo – TSMB

Na distinção crono-lito-faciológica entre os dois tratos, observa-se que o TSMB apresenta um conjunto de camadas predominantemente siliciclástico, progradante sobre a rampa, resultante da migração da linha de costa em direção ao mar, tendo em vista as condições de mar baixo resultantes da abertura atlântica total provocada pelo início da deriva continental.

Desse modo, a erosão do embasamento provoca o carreamento de sedimentos para a rampa, primeiramente, através de leques aluviais, seguidos de canais fluviais entrelaçados. Na continuação do processo, vão transportando tanto os sedimentos originários da erosão no embasamento nas bordas da bacia, como àqueles que, paulatinamente, são erodidos e retrabalhados dos leitos, margens e barras longitudinais até a planície aluvial, depositando no trajeto, sedimentos cada vez mais finos até o estuário, na nova linha de costa mar adentro.

Não foram encontrados os clásticos finos distais tipo silte-argila sobre a porção emersa da rampa, provavelmente, porque estão recobertas pelas camadas mais jovens, não sendo atingidos nas sondagens efetuadas na região costeira atual, ou foram depositadas em *offshore* ou, ainda, retrabalhadas na superfície erosional da transgressão posterior e, incorporadas, no trato seguinte.

5.3.2 – Trato de Sistema Transgressivo – TST

Este trato está sobreposto ao trato anterior e separado do mesmo através da superfície da transgressão. Representa a ascensão relativa do nível do mar sobre o continente, recuando a linha de costa e retraindo os sedimentos puramente terrígenos. As camadas depositadas nesse trato mostram sedimentos com afinidade calcissiliciclástica, típicos de ambientes mistos ou transicionais, inclusive com a presença de fósseis de água salobra, nos siltitos basais.

São depósitos costeiros, lagunares e praias/planície litorânea, estes, lateralmente extensivos, e formando uma paraseqüência com características agradacionais na base (lagunares), e retrogradacionais e granodecrescentes nos sedimentos praias/planície litorânea (arenitos calcíferos) até os hemipelagitos (?) representados pelos fosforitos.

O avanço da transgressão sobre o continente não evoluiu em um único pulso contínuo e relativamente rápido até atingir o ápice, mas, paulatinamente, em pulsos sucessivos até a inundação máxima, encerrando a SCI. Pode-se observar que, na base do trato, os sedimentos lagunares predominantemente constituídos de siltitos apresentam variação granulométrica ora mais arenosa, ora mais argilosa, refletindo uma maior contribuição de areias muito finas carregadas para dentro da laguna oriundas de sua borda oeste, ou a deposição de argilas distais quando da diminuição da contribuição continental.

Os depósitos praias e/ou planície litorânea, são constituídos de arenitos calcíferos e formam os litotipos predominantes no trato transgressivo, tanto em espessura quanto em extensão lateral. Seus afloramentos são raros, porém, ocorrem em subsuperfície por toda a bacia, mostrando mineralogia quantzo-feldspática, granulometria média, aspecto maciço e cimento calcífero. Este arenito calcífero, ao longo da superfície transgressiva ora faz contato com arenitos grossos a médios, ora com arenitos médios a finos, mostrando em seções de poços de sondagens uma interpretação de interdigitação, como se lê na literatura, porém, julgamos ser resultante dos pulsos do avanço e recuo da linha de costa até a inundação máxima, comprovando também, a existência de descontinuidade entre as duas parasseqüências.

O limite inferior do TSMB é a discordância erosiva para com o embasamento, e o limite superior do TST é a SIM. Entretanto, entre os dois tratos ocorre a superfície transgressiva que ora apresenta caráter erosivo, ora de conformidade ora de não deposição como no caso da deposição dos fosforitos, topo do TST, que nas partes proximais da SCI encontram-se depositados diretamente sobre arenitos grossos pertencentes ao TSMB.

Para não cair no equívoco de nomear os estratos encontrados de acordo com as normas da litoestratigrafia, não cabível na ES, denominaram-se os dois conjuntos da SCI de Parasseqüência Siliciclástica, a basal, e Parasseqüência Calcissiliciclástica, a superior, em concordância com a subdivisão proposta por Van Wagoner *et al.* (1988).

A parasseqüência basal foi depositada no TSMB através do sistema deposicional fluvial, constituído de sedimentos de fácies de leques aluviais, cujas litofácies são conglomeráticas e arenosas, e sedimentos associados à fácies de rios

entrelaçados, dominada por litofácies arenosas, com granulometria variando de grossa a fina.

A parasseqüência calcissiliciclástica foi depositada no TST e constituída num sistema deposicional costeiro, formado por sedimentos lagunares, na base, com litofácies de siltitos com granulometria ora mais arenosa ora mais argilosa, e fósseis de ambiente salobro, e sedimentos arenosos depositados em praias ou planícies litorâneas, com litofácies de arenitos calcíferos, em cujo topo ocorre uma seção condensada, materializada numa camada de fosforito, encerrando a SCI da bacia.

5.4 – Sistemas Depositionais

A bacia estudada mostra quase sempre a sua borda oeste recoberta por sedimentos da Seqüência Clástica Superior (Formação Barreiras). Entretanto, em raras exceções, na Sub-bacia Olinda existem locais onde o embasamento encontra-se exposto e muito próximo de afloramentos contendo os sedimentos basais da bacia, ao longo dos vales dos rios.

Um desses locais encontra-se na subida para a região de Aldeia pela rodovia PE-27 (Foto 5.1), no limite entre os municípios de Recife e Camarajibe, onde o contraste geomorfológico entre a planície (bacia) e o altiplano que forma a “Chã de Aldeia”, suportado pelo embasamento cristalino, expõe muito bem o contato em discordância erosiva.

Nos arredores da Faculdade de Odontologia de Pernambuco-FOP, ocorrem vários afloramentos de rocha granítica, cujas cotas apresentam altitudes em torno de 100 metros. Na vertente leste do altiplano por trás da faculdade encontra-se o Vale das Pedreiras, onde extensos afloramentos de rocha cristalina estão expostos devido a erosão pelo riacho Camarajibe e por ação antrópica predatória através da retirada da cobertura vegetal, de material para construção civil e instalação de aglomerado urbano, mas ainda onde se observa o contato cristalino/sedimento.

A rocha granítica tem uma coloração cinza clara, granulação fina a média, textura levemente orientada e mineralogicamente constituída de quartzo, feldspato e biotita, com algumas granadas de tamanho menor que meio centímetro.



Foto 5.1 – Rocha granítica do embasamento que ocorre na borda ocidental da Bacia da Paraíba (Sub-bacia Olinda), na subida pela rodovia PE-27 em direção a Aldeia, cujos fragmentos são encontrados nos conglomerados desorganizados na base da Parasseqüência Siliciclástica (Formação Beberibe), em Apipucos.

Esta observação se faz aqui necessária, pois ajuda a elucidar a deposição da Parasseqüência Siliciclástica, cujo afloramento chave ocorre nos arredores do açude de Apipucos, mais precisamente no corte de estrada sob a Igreja N. S. das Dores, onde as cotas estão em torno de 25 metros. Neste local, ocorre um conglomerado polimicto desorganizado, suportado por uma matriz lamítica, onde foram encontrados, pela primeira vez, fragmentos de rocha granítica do embasamento anteriormente citado.

Entre os dois afloramentos (da FOP e da Igreja) há uma distância de 5 km em linha reta, um desnível de 75 metros e fragmentos do primeiro no segundo, permitindo assim, inferir com segurança que a litofácies basal da SCI foi depositada através de leques aluviais. Não havendo uma falha de borda da bacia, estes dados permitem calcular a rampa tem uma declividade em torno de 15%.

5.4.1 – Sistema Fluvial

Os estudos nos afloramentos considerados como os mais conspícuos representantes em termos da deposição dos sedimentos siliciclásticos basais na bacia, mostraram que os mesmos foram depositados através do sistema

deposicional fluvial, no qual ocorrem íntimamente associadas, duas fácies, uma de leques aluviais e, outra, de rios entrelaçados.

Como ocorre uma difícil distinção entre ambas no sentido de onde começa uma e termina a outra, e que os leques aluviais pode ser considerados como distributários do sistema fluvial e, também, que leques geralmente formam cabeceiras de rio, optamos integrá-la em um único sistema, Sistema Fluvial-SF.

Desse modo, o modelo deposicional que ocorre no TSMB é do SF, constituído da Fácies de Leques Aluviais e da Fácies Fluvial Entrelaçado (Figura V.5). A primeira ocupando a porção mais proximal da rampa (em torno da borda da bacia/embasamento), apresentando topografia elevada, forte escoamento, alta energia, transportando clástos de granulometria grossa e fragmentos de rocha, resultantes da desagregação mecânica das litologias da área fonte próximas da borda.

A segunda fácies ocupa a planície aluvial, com inclinação que tende á suavidade, ocupando canais fluviais, com depósitos nos canais e em barras longitudinais, e com escoamento por tração e suspensão, onde os clastos vão se tornando de granulometria cada vez mais fina em direção ao estuário.

5.4.1.1 – Fácies de Leques Aluviais

Esta fácies somente foi observada em afloramentos na Sub-Bacia Olinda. É constituída de conglomerados, localizados na partes proximais e medianas dos leques. Os conglomerados proximais são polimíctos e desorganizados (**Cgd**), suportados por uma matriz lamítica, apresentando fragmentos de rochas graníticas e gnáissicas, com até 15 cm de tamanho, distribuídas ao acaso numa matriz siltico-argilosa (Foto 5.2). Estes conglomerados são resultantes dos desmontes coluvionares das rochas cristalinas, indicando proximidade da área fonte e transporte através de fluxo de detritos.

Nas partes medianas dos leques, ocorrem os conglomerados monomícticos (quartzosos) organizados (**Cgo**), com seixos de quartzo subarredondados a subangulares, com tamanhos variando entre 5 cm a 10 cm, formando dois ou três níveis com granodecrescência ascendente em uma matriz arenosa de granulometria grossa a média (Foto 5.3). O fluxo é de alta energia para média, escoando blocos e seixos, com duas ou três repetições (recorrência do processo), bem observados em

afloramentos na estrada da Mumbeca e na localidade de Passarinho, às margens do rio Beberibe, ao norte do Recife.

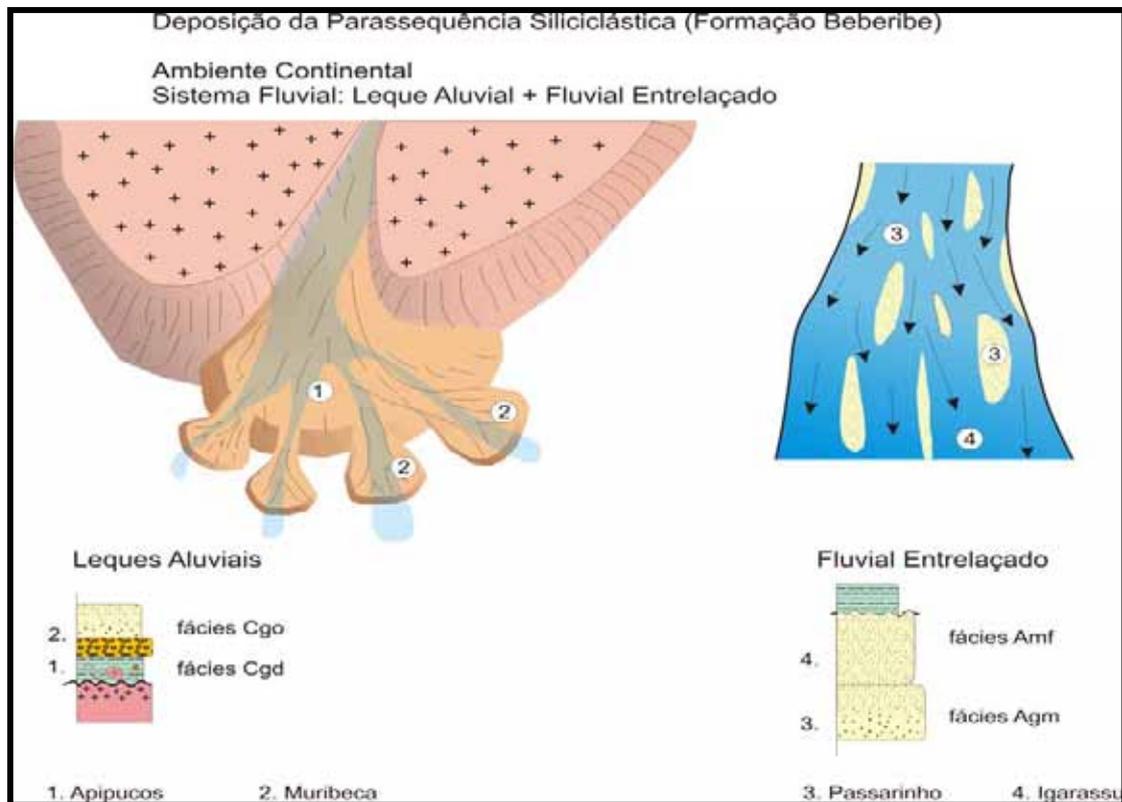


Figura V.5 – Ambiente deposicional do TSMB da SCI (Parasseqüência Siliciclástica), do Sistema Fluvial, constituído de Leques Aluviais e Fluvial Estrelaçado, com duas fácies nos leques e duas nos rios entrelaçados.



Foto 5.2 – Conglomerado polimicto desorganizado (**Cgd**) com fragmentos de rocha cristalina, suportado por uma matriz lamítica de granulometria fina, pertencente à Fácies de Leques Aluviais proximais. Localidade: Arredores da Lagoa de Apipucos, Recife.



Foto 5.3 – Conglomerado monomítico organizado (**Cgo**), constituído de seixos quartzosos, com matriz arenosa de granulometria grossa, pertencente à Fácies de Leques Aluviais, partes medianas, e apresentando tênue estratificação quando o afloramento é observado à distância. Localidade: Estrada da Mumbeca, Paulista.

A porção distal do leque é justamente aquela que acarreta uma superposição de identificação com a parte proximal dos depósitos de rios entrelaçados.

5.4.1.2 – Fácies Fluvial Entrelaçada

Esta fácies é constituída de depósitos de rios entrelaçados de proximais a intermediários, mostrando arenitos com a granulometria varia de grossa a média (**Agm**) e depósitos de intermediários a distais, com arenitos de granulometria variando de média a fina (**Amf**), geralmente arcosianos. Os rios entrelaçados são caracterizados pelo predomínio de carga de fundo em relação à descarga líquida.

Esta fácies desenvolveu-se na planície aluvial, onde os canais são rasos e a energia de transporte de moderada a fraca, com a tendência de diminuição da granulometria ao longo do canal à medida que a competência do rio, depositando, gradativamente, das frações granulométricas mais grossas para as mais finas.

A diminuição da declividade também é co-responsável pela deposição da carga de fundo, aumento das barras longitudinais e transversais e erosão das

margens, contribuindo assim, para que o material detrítico mais fino (siltes e argilas) seja levado para ser depositado no estuário, ou seja, a porção mais distal da fácies, a qual não foi encontrada por se encontrar encoberta por sedimentos mais jovens.

Os arenitos **Agm** são predominantemente quartzosos e mostram estratificação planar incipiente quando o afloramento é observado de certa distância, percebendo-se então, no conjunto, que essa estratificação é marcada por níveis conglomeráticos pouco espessos e com seixos da ordem do centímetro. Porém, de um modo geral, parecem não apresentar estruturas (Foto 5.4).

Já os arenitos **Amf** são arcossianos, friáveis e sem estruturas aparentes, representando a parte intermediária para distal do sistema fluvial, com os clásticos médios a finos espalhando-se na planície aluvial costeira. Seus melhores afloramentos formam cortes e estrada entre os municípios de Abreu e Lima e Igarassu (Foto 5.5).

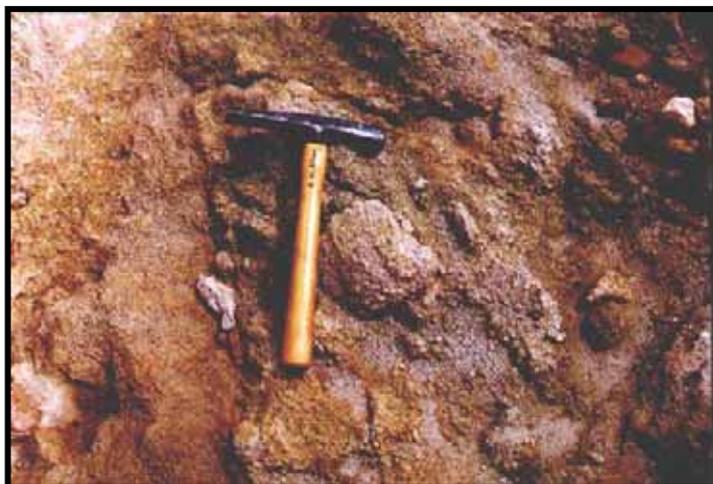


Foto 5.4 – Arenito da Fácies **Agm** das partes proximais a intermediária dos rios entrelaçados, mostrando granulometria grossa a média e aparente ausência de estruturas. Localidade: Rodovia PE-15, Paratibe.



Foto 5.5 – Arenito da Fácies **Amf**, da porção intermediária a distal dos rios entrelaçados, apresentando coloração creme-amarelada, granulometria média a fina bastante friável e feldspática. Localidade: Rodovia BR-101, em Igarassu-PE.

Analisando-se as duas fácies encontradas nos leques aluviais e as duas encontradas nos rios entrelaçados, percebe-se que, no seu conjunto, ocorre uma sucessão crono-lito-dependente, que favorece tanto ao empilhamento estratigráfico quanto a distribuição faciológica horizontal dentro do trato e, conseqüentemente, da seqüência. Por isso, sua distinção em dois sistemas deposicionais foi preterido em relação à aplicação de um sistema único, o fluvial.

5.4.2 – Sistema Costeiro

Neste sistema, foram reconhecidas para a Bacia da Paraíba, duas fácies, uma de lagoas costeiras e, outra, de praias/planície litorânea, ambas pertencentes ao TST e caracterizadas por sedimentos depositados em ambientes transicionais ou mistos (Figura V.6).

As lagoas são formadas por corpos rasos de água, situadas em planícies costeiras e separadas do mar aberto, geralmente, por ilhas-barreiras ou bancos arenosos, porém com canais de comunicação com o mar aberto. Estes bancos arenosos, as barreiras, são retrabalhamentos por ação do mar sobre o substrato

que, no caso, eram pertinentes a uma parasseqüência siliciclástica (Formação Beberibe). As lagoas caracterizam uma costa em submersão, e que neste caso, marca o início da transgressão marinha sobre o continente.

Os sedimentos praias ou de planície litorânea situam-se na zona perimetral ao mar, com largura que pode alcançar de dezenas a centenas de metros e extensão lateral de centenas de quilômetros. São caracterizados por depósitos em superfícies planas e de baixa energia, arenosos, granulometricamente homogêneos e, no caso ora estudado, com cimento calcífero, formando os arenitos calcíferos que são encontrados por toda a bacia.

Esses arenitos calcíferos são resultados da transgressão marinha que culminou com a SIM, a qual depositou uma seção condensada no topo da SCI que, para melhor efeito didático será abordada em separado como uma sub-fácies.

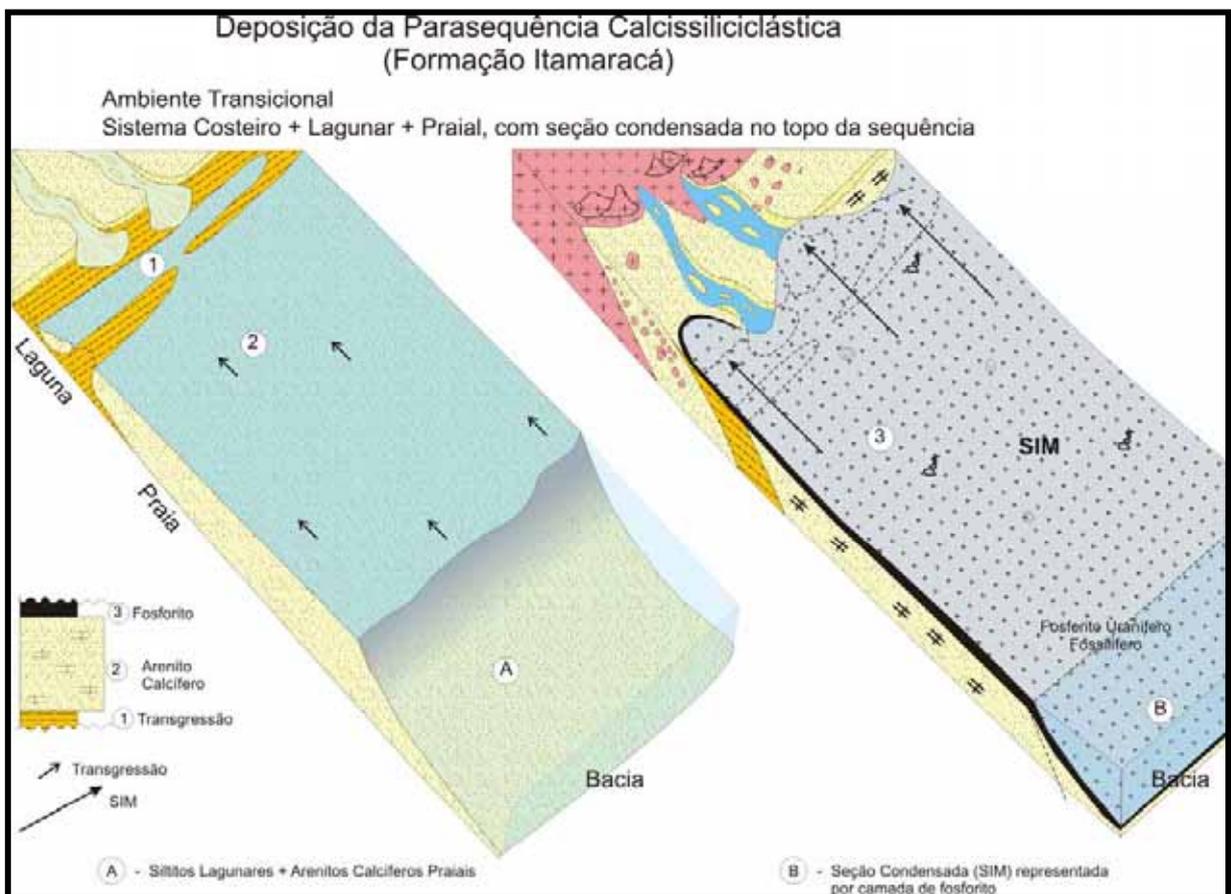


Figura V.6 – Ambiente deposicional do TST da SCI (Parasseqüência Calcissiliciclástica), do Sistema Costeiro, Fácies Lagunar e Praia/Litorânea (com a SIM).

5.4.2.1 – Fácies Lagunar

Os sedimentos depositados em lagunas, comumente apresentam variações na salinidade, desde hipersalinos, naqueles sedimentos com afinidade marinha, até hiposalinos, naqueles sedimentos quase de água doce. É evidente que o predomínio de um ou outro tipo de sedimento vai depender do volume de material carreado para o interior da laguna, sejam sedimentos fluviais finos ou marinhos, depositados na margem continental ou margem da barreira, respectivamente.

A salinidade e a temperatura são dois dos fatores que controlam e, ao mesmo tempo, distinguem a fauna de uma laguna, pois permitem identificar com precisão o ambiente deposicional, como no caso ora enfocado, onde fósseis de água salobra foram identificados por Beurlen (1967b).

A Fácies Lagunar é constituída de siltitos com intercalações de níveis mais arenosos ou mais argilosos, de acordo com maior ou menor influência dos influxos fluviais ou marinhos no corpo lagunar. Esta camada de siltitos (**Saa**) apresenta fina estratificação, onde os níveis mais arenosos são de granulometria muito fina e mostram uma coloração creme, e os mais argilosos uma coloração cinza escura, e os siltitos propriamente ditos, litologia amplamente dominante na camada, uma coloração esverdeada com manchas avermelhadas localizadas e onde a granulometria está mais friável (Foto 5.6) observa-se conchas de bivalves (Foto 5.7).



Foto 5.6 – Siltito areno-argiloso esverdeado, da litofácies **Saa**, pertencente a Fácies Lagunar do Ambiente Costeiro. Localidade de Passarinho.

Estes siltitos lagunares **Saa** foram somente encontrados na Sub-bacia Olinda, depositados sobre as litofácies **Cgo** e **Agm** do sistema fluvial e ocorrem com maior expressão na localidade de Passarinho, às margens do rio Beberibe ao norte do Recife, onde Beurlen (1967b) encontrou fósseis de *Pseudoschoembachia*, *Mullinoides*, *Tellina* e *Corbula*.



Foto 5.7 – Pequeno molusco de água salobra, pertencente ao siltito lagunar, no afloramento da localidade de Passarinho, confirmando a fácies e o ambiente, de observado por Beurlen (1967b).

Esta fácies lagunar era considerada como o último elemento do ambiente fluvial, situada no topo do afloramento em Passarinho, sem encontrar similar na bacia e caracterizado por sedimentos sílticos-argilosos e arenitos finos a muito finos, fossilíferos, de ambiência transicional.

Foi interpretada nesta tese como representante de lagunas deixadas sobre o “arenito Beberibe” quando das primeiras incursões da transgressão ao sabor das oscilações da linha de costa para oeste e para leste, não só deixando essas lagunas para trás em seu recuo, como ensejando as conhecidas interdigitações entre as formações Beberibe (arenitos fiáveis) e Itamaracá (arenitos calcíferos, duros), muitas vezes perceptíveis em furos de sondagens (vide Figura V.10).

Os ambientes estuarino e lagunar são similares em seus produtos finais, diferindo apenas nos processos de deposição, o primeiro decorrente de uma foz afogada, não confirmada nos afloramentos nem nos furos de sondagens existentes e o segundo, depósitos de lagunas paralelamente à costa. Optamos por considerar a segunda hipótese, dos siltitos arenosos/argilosos serem de ambiente lagunar, iniciando o TST

Desse modo, esta unidade que anteriormente formava o topo da Formação Beberibe, continental (Parasseqüência Siliciclástica, esta tese), foi, de acordo com a ES, colocada na base da Formação Itamaracá (Parasseqüência Calcissiliciclástica, esta tese), transicional, ficando assim melhor explicada uma vez que inicia o trato transicional da bacia.

5.4.2.2 – Fácies Praial/Planície Litorânea

Esta fácies ocorre em todas as três sub-bacias. Porém, os bons afloramentos desta unidade ocorrem somente na Sub-bacia Olinda, principalmente, entre os municípios de Abreu e Lima e Paulista, na Rodovia BR-101 e, excepcionalmente, na Faz. Alexandrina, em Conde-PB. Entretanto, sua ocorrência em sub-superfície é amplamente reconhecida em todos os testemunhos de sondagens, principalmente, naquelas para pesquisa do fosfato na bacia.

Apresenta duas sub-fácies, sendo a primeira representada pela **Sub-fácies Arc** constituída de arenitos calcíferos, com colorações variando de creme-amarelada a cinza escura, granulometria de média a fina, granodecrescente, diagênese média a forte, sem estratificação aparente, fossilífero, e cimento carbonático (calcífero e às vezes dolomítico), principalmente, nas proximidades do contato com os arenitos de rios entrelaçados (**Agm**), da seqüência inferior (Foto 5.8).



Foto 5.8 – Corte de rodovia mostrando o arenito calcífero da fácies **Arc**, da Formação Itamaracá na localidade de Desterro, margem oeste da BR-101 entre Abreu e Lima e Cruz de Rebouças.

A segunda, **Sub-fácies Ffu**, é constituída de um fosforito uranífero, representando a seção condensada que encerra a SCI. Devido as suas características singulares, inclusive como marco estratigráfico-radioativo da bacia, essa sub-fácies será tratada em separado mais adiante.

Os contatos dos arenitos calcíferos-**Arc** como os arenitos grossos a médios-**Agm** que lhe são sotopostos e pertencem à unidade inferior, registram uma superfície de discordância entre ambas, representada por um arenito de granulometria grossa a média, coloração escura, grãos quartzosos angulosos, observados nos testemunhos de sondagens dos furos 1-PL-01-PE (Foto 5.9) em Paulista, 1-IG-03-PE (Foto 5.10) em Igarassu, e SR-C-07 (Foto 5.11) em Goiana.

No topo da Fácies, quando não ocorre o fosforito da seção condensada, a Sub-fácies **Arc** ocorre em contato com os carbonatos Gramame, de mar alto, também evidenciando uma superfície de descontinuidade (a seção condensada sem o fosforito?), representada por um intervalo com arenitos de granulometria fina a média, grãos angulosos, granodecrescentes, envolvidos, cada vez mais em direção ao topo, por uma matriz argilo-carbonática (marga?), com muitos nódulos de fosforitos (superfície erosiva na seção condensada), sotopostos por calcário argiloso

bioturbado, evidenciando a mudança da fácies de praia para marinha, na porção mais intermediária-distal da planície costeira (Foto 5.12).

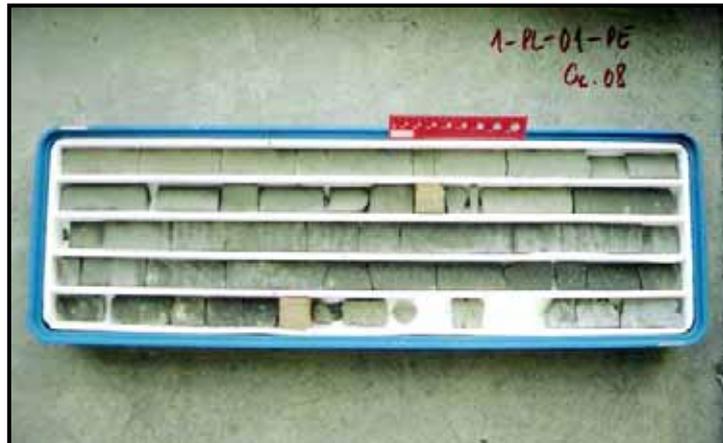


Foto 5.9 – Furo de Sondagem 1-PL-01-PE mostrando na calha mais inferior da caixa 8, uma material arenoso escuro com grãos quartzosos angulosos, representado a superfície de discordância entre os arenitos Arc e os arenitos Agm da parasseqüência inferior.



Foto 5.10 – Furo de Sondagem 1-IG-03-PE mostrando a mesma transição escura (discordância), na segunda calha, de baixo para cima, logo acima da régua.



Foto 5.11 – Furo de Sondagem SR-C-07, em Goiana-PE, mostrando a superfície de discordância (arenito grosso, escuro), entre a fácies **Agm**, de rios entrelaçados, da unidade inferior (coloração amarelada) e a fácies **Arc**, de praia/planície litorânea (coloração esbranquiçada), do Sistema Costeiro.



Foto 5.12 – Testemunho de Sondagem do Furo 1-PL-01-PE, representando a seção condensada entre o TST e o TSMA (arenitos calcíferos e carbonatos), constituída de arenito calcífero com muitos grãos de fosforito, os quais são envolvidos por matriz margosa em direção ao carbonato bioturbado, evidenciando processo erosivo sobre o estrato com baixa deposição.

Observa-se ainda que nas fácies do Sistema Costeiro, do TST da Bacia da Paraíba, o traço comum entre elas é a sedimentação de caráter calcissiliciclástica, razão pela qual denominou-se esse conjunto sedimentar de Parasseqüência Calcissiliciclástica, em detrimento da nomenclatura Formação Itamaracá – litoestratigráfica, não apropriada aos conceitos da ES.

5.5 – Parasseqüências

A coexistência de dois sistemas deposicionais, continental e misto, com domínio de litologias siliciclásticas e calcissiliciclásticas (Formações Beberibe e Itamaracá), respectivamente, na seqüência inferior da bacia estudada, já havia sido constatada desde meados da década de 50 do século passado (Kegel, 1955). Através dos testemunhos de sondagens para fosfato, pesquisadores observaram intercalações entre “arenitos não calcíferos” e “arenitos calcíferos”, como se pode observar no perfil do furo F-210 (Kegel, 1957), em Olinda (Figura V.7).

As observações atuais, dos testemunhos de sondagens e em campo, propiciaram uma nova interpretação do modelo de sedimentação, onde no lugar da interdigitação das formações como mostrado na Figura V.8, clássica após Kegel (1957), considerou-se que na porção proximal da bacia, a superfície que separa a seqüência tipicamente continental da sotoposta transicional, é reflexo das variações do nível do mar.

Com o advento da ES e de um razoável número de sondagens por toda a bacia, principalmente, os furos para pesquisa do fosfato, pode-se constatar que o “modelo” não necessariamente era de interdigitação, mas de uma superfície de descontinuidade entre os dois conjuntos de sedimentos, que refletia as mudanças na linha de costa de acordo com os avanços de recuos do nível do mar a transgressão marinha que se instalava sobre o continente.

Essa “discordância” é bem observada em alguns testemunhos de sondagens como no furo SR-C-07 (Vide Foto 5.11) em Goiana, onde é mostrado que o contato entre litologias arenosas da Fácies **Agm** (Beberibe) e as arenosas calcíticas da Fácies **Arc** (Itamaracá), se dá através de um arenito de cor escura, granulometria média a grossa, onde os grãos de quartzo apresentam morfologia subangulosa a angulosa (diferentemente da morfologia subarredondada da fácies Agm), e cimento

ferruginoso, evidenciando retrabalhamento da camada subjacente e exposição subaérea da superfície transgressional.

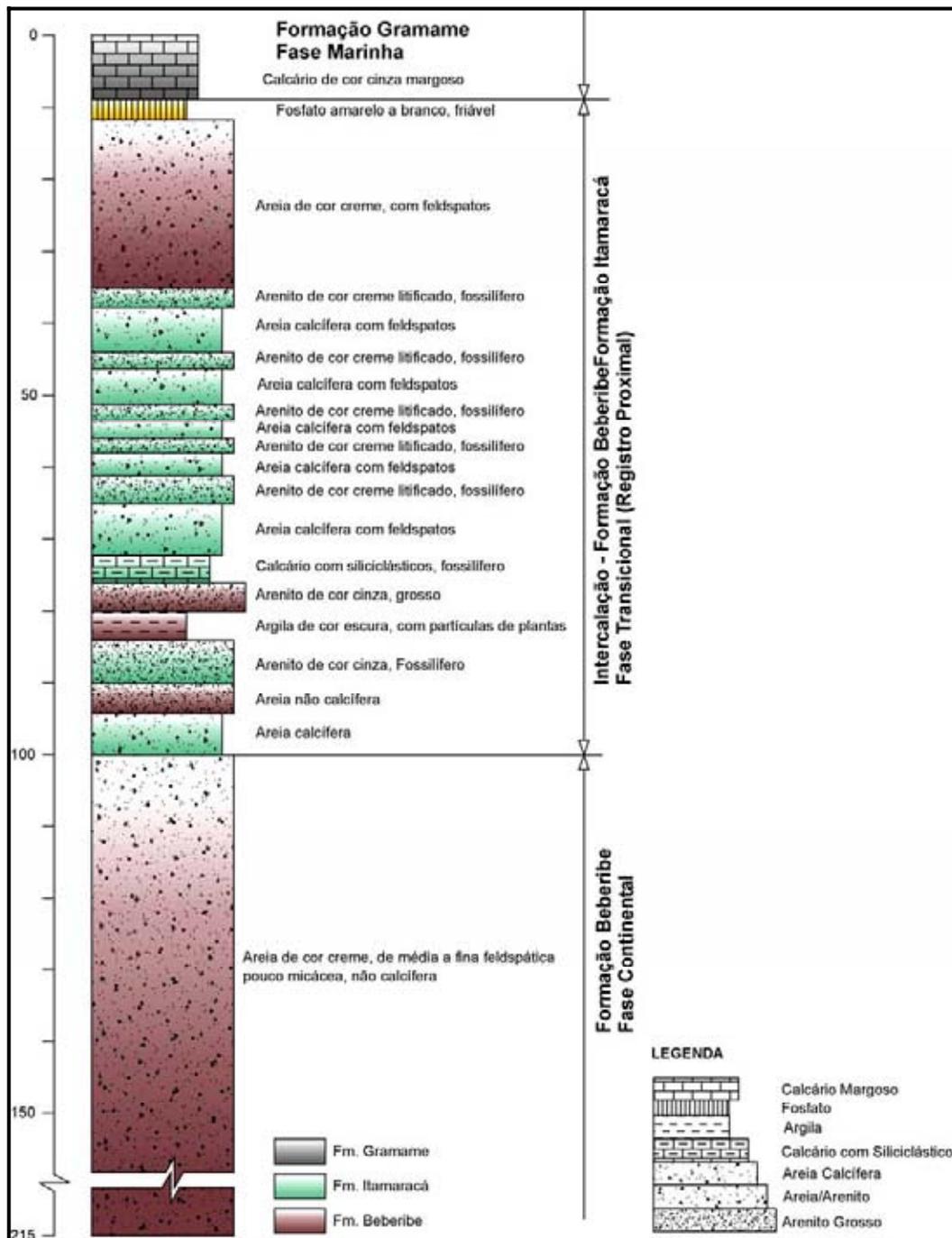


Figura V.7 – Perfil do Furo F-210 (Kegel, 1957), em Olinda, mostrando na parte proximal da Seqüência Clástica Inferior, a clássica interpretação de intercalação entre as formações Beberibe e Itamaracá. No entendimento atual, o que ocorre é um registro dos avanços e recuos da linha de costa entre os ambientes continental/transicional da bacia.

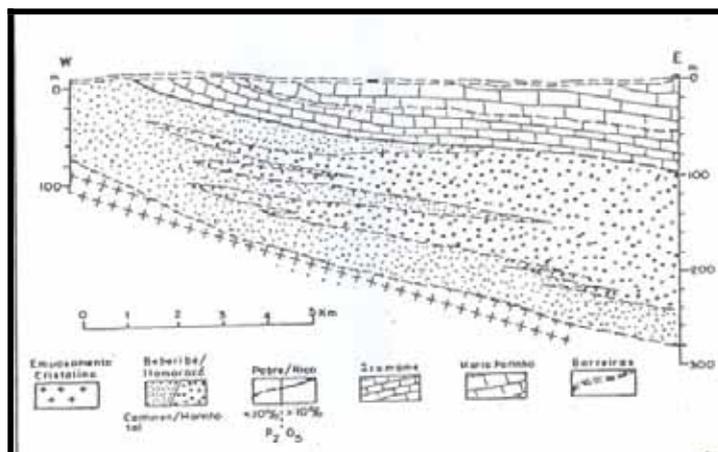


Figura V.8 – Corte esquemático do modelo de interdigitação entre as Formações Beberibe e Itamaracá, na porção proximal da bacia, segundo Kegel (1955). Com o advento da ES, e dos furos de sondagens para o fosfato, observou-se a inadequação do modelo, pois o que ocorre é uma superfície de registro das oscilações do nível do mar, através de recuos e avanços da linha de costa e, sua conseqüente deposição, na parte proximal, de sedimentação continental e de sedimentação transicional.

Esse delgado intervalo ou horizonte sempre foi negligenciado nas interpretações anteriores e tido como a base dos arenitos calcíferos com cimento ora carbonático e ora ferruginoso decorrente de exposição subaérea da unidade Itamaracá, e não a superfície de discordância que separa as duas parasseqüências, interpretação assumida nesta tese.

Esta evidência, dentre outras já citadas anteriormente, permitiu reconhecer com segurança a discordância entre os estratos da SCI, bem como sua pertinência por toda a bacia, na faixa proximal, onde as sondagens atravessavam quase toda a seqüência e, conseqüentemente, poder-se separar duas parasseqüências distintas, a Parasseqüência Siliciclástica e a Parasseqüência Calcissiliciclástica, através da discontinuidade na aparente conformidade dos estratos, da diferença ambiental das litofácies e posicionamento estratigráfico dentro dos tratos.

5.5.1 – Parasseqüência Siliciclástica

O pacote sedimentar representativo da Parasseqüência Siliciclástica – **PS** ocorre empilhado entre a discordância erosiva que separa o embasamento cristalino e a bacia e a discordância erosiva ou conformidade correlata que marca a superfície da transgressão. Todo conjunto apresenta um mergulho suave para leste com declividade em torno de 1%, de modo que as camadas mais inferiores afloram próximas da borda da bacia, a oeste, e as superiores, em direção ao interior da bacia, a leste.

Sua distribuição areal tem abrangência entre as cidades de Recife e Mamanguape (PB), principalmente, presente nos vales dos rios atuais, porém, sua área aflorante por excelência situa-se entre Cruz de Rebouças e Goiana (PE), ocupando uma faixa mediana em torno do meridiano 280.000mE ou de 34°55', aproximadamente.

Apresenta caráter predominantemente continental e terrígeno, representada por depósitos de Fácies de Leques Aluviais e Fácies Fluvial Entrelaçada, de alta energia e sob regime de fluxo superior, constituídos de conglomerados, arenitos quartzosos grossos e arenitos médios a finos.

Sua deposição tem início tardio em relação às demais bacias congêneres, à norte e a sul, pois a região entre Recife e João Pessoa se constituiu no último elo intercontinental a ser quebrado antes da abertura total do rifte atlântico. O término da deposição da PS está associada a superfície transgressiva que se seguiu à tendência geral de subida do nível do mar durante o Cretáceo Superior, quando as oscilações eustáticas avançaram a linha de costa sobre o continente, encerrando o TSMB e o ciclo de domínio continental sobre a bacia.

A evolução litológica da PS inicia com os conglomerados basais, arenitos quartzosos com granulometria variando de grossa a média, na seção intermediária, e de arenitos arcóseos com granulometria média a fina, friáveis, no topo. As estruturas sedimentares mais evidentes são as estratificações plano-paralelas, marcadas por diferença de granulometria (granodecrescência) nos litotipos conglomeráticos e areníticos grossos a médios, e estratos sem estruturas aparentes, com aspecto maciço, homogêneos e friáveis, formando os arenitos arcóseos finos.

Em superfície, os melhores afloramentos ocorrem na Sub-bacia Olinda, aquela que das três apresenta a coluna estratigráfica mais completa da bacia. Os vales dos rios Beberibe, Paratibe, Barro Branco, Tabatinga e Itapirema, dentre aqueles que seccionam as camadas de oeste para leste, todos localizados entre os municípios de Paulista e Goiana, na costa pernambucana, mostram afloramentos sob forma de lajedos, pequenos cortes verticais em carroçáveis e cortes de estrada (Fotos 5.13 e 5.14).

Os conglomerados quartzosos da fácies **Cgo** localizados nas partes distais dos leques aluviais e os arenitos quartzosos grossos a médios da fácies **Agm** de rios entrelaçados, apresentam no contato um nível conglomerático dentro da fácies Agm, como se observa na Estrada da Mumbeca.



Foto 5.13 – Afloramento da Parasseqüência Siliciclástica ocorrendo sob forma de lajedos, onde em corte observam-se os arenitos grossos com níveis conglomeráticos da fácies **Agm** (Rios entrelaçados proximais). A oeste deste local, ocorrem os conglomerados com seixos quartzosos e matriz arenosa da fácies **Cgo** (Leques Aluviais distais?). Estrada da Mumbeca, Paratibe.



Foto 5.14 – Arenito friável com granulometria fina e com matriz arcossiana, da fácies Amf, dos rios entrelaçados, predominante em área aflorante na unidade, ocorrendo em vários cortes nas estradas e rodovias. Afloramento na BR-101, em Igarassu.

De acordo com pesquisadores como Kegel (1955) e Beurlen (1967 a, b), o afloramento mais representativo da unidade é aquele encontrado na localidade de Passarinho, às margens do rio Beberibe (Foto 5.15). Entretanto, esse afloramento foi reinterpretado à luz da ES, permitindo distinguir no mesmo litofácies de leques aluviais – letras B e C na figura citada, litofácies de rios entrelaçados – letras de D e E, para a PS e, sedimentos lagunares da parasseqüência transicional (calcissiliciclástica) sobrejazente, das letras F até I.

Na parte mais inferior do afloramento, foi observado a presença de rocha cristalina bastante alterada, onde o feldspato está transformado para argila, mas com minerais como quartzo e afrisita ainda bem preservados (Foto 5.16). O contato com o cristalino também ocorre na estrada da Mumbeca, entre a rodovia BR-101 e o Clube de Campo Pica Pau Amarelo, onde uma empresa de água mineral, ao aplainar o terreno para suas instalações expôs o contato cristalino/conglomerado.

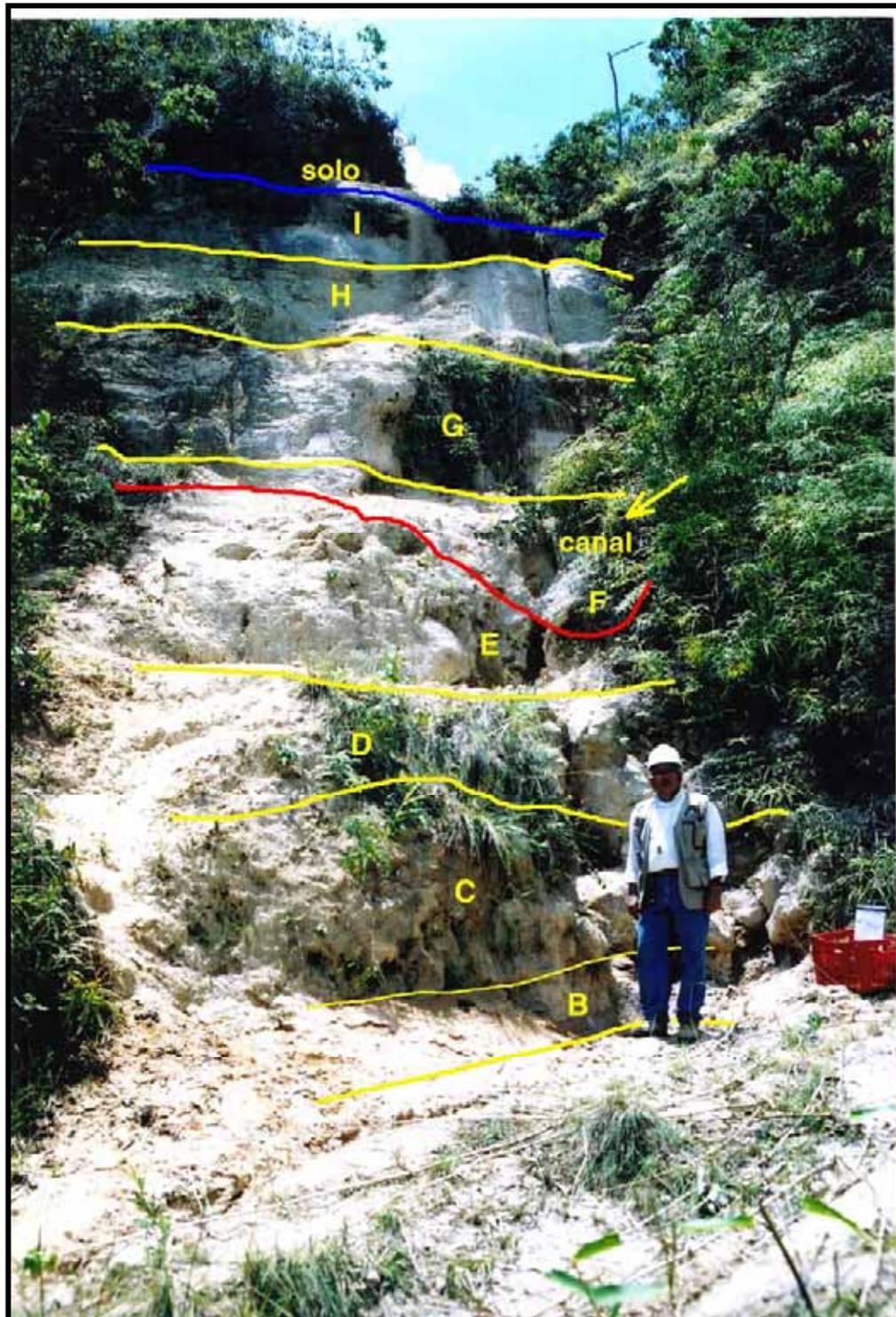


Foto 5.15 – Afloramento na localidade de Passarinho, onde se observa da camada B até a camada E, arenitos grossos a conglomeráticos até arenitos finos da Parasseqüência Siliciclástica; e, da camada F até a I, arenitos muito finos a siltitos argilosos da fácies lagunar da Parasseqüência Calcissiliciclástica. Camada A, rocha cristalina alterada.



Foto 5.16 – Bloco de rocha cristalina alterada, mas permitindo reconhecer a mineralogia (quartzo, afrisita e feldspato alterado para argila), encontrado na porção basal do afloramento na localidade de Passarinho, e correspondendo ao nível A da Foto 5.15.

5.5.2 – Parasseqüência Calcissiliciclástica

A Parasseqüência Calcissiliciclástica – **PC** na bacia está representada pelos litotipos anteriormente denominados de Formação Itamaracá, no sentido usado em consonância com Lima Filho & Souza (2001), englobando arenitos calcíferos duros, de cor creme e conteúdoossilífero marinho (Kegel, 1953), mais a camada de fosfato que anteriormente pertencia a base da Formação Gramame, e os siltitos areno-argilosos que compunham o topo da Formação Beberibe (Beurlen, 1967a).

Desse modo, o pacote sedimentar que representa esta parasseqüência se constitui de siltitos areno-argilosos lagunares com fósseis marinhos, na base, arenitos calcíferos creme-amarelados de planícies costeiras e praias sob influência de marés, e uma camada fosforítica uranífera, no topo, todos, mostrando ambiência transicional nesse intervalo na bacia.

A deposição de litotipos calcissilicatados, evidencia a transgressão marinha que se instalou sobre a bacia, culminando com a máxima inundação do mar sobre a parte emersa da mesma, e cujo aporte sedimentar foi mínimo no topo da seqüência, gerando uma seção condensada – a “camada fosfática”.

A camada fosfática, como já foi dito anteriormente, pertence a esta formação, porém, como na origem do fosfato estão envolvidos processos bioquímicos, sua sedimentação foi destacada para o ítem 5.3.3, a seguir.

Os litotipos desta parasseqüência distribuem-se por toda a bacia, predominantemente constituída da litofácies arenitos calcíferos (**Arc**), ocorrendo principalmente em sub-superfície e encontrado em todos os furos de sondagens executados tanto para pesquisa do fosfato quanto para captação de água subterrânea.

Já os afloramentos da unidade são bem mais raros que os da unidade siliciclástica abordada anteriormente, ocorrendo na Sub-bacia Olinda, nas regiões de Paulista, Abreu e Lima, Itapissuma (PE) e na Sub-bacia Alhandra, em Conde (PB). Nas mais das vezes, as descrições litoestratigráficas e paleontológicas, sofrem de ambigüidade na literatura existente, sendo confundidas com as das unidades que lhe são sotopostas e sobrepostas.

O pacote sedimentar da **PC** é limitado na base pela discordância representada pela Superfície da Transgressão Marinha – **STM** sobre o continente que coloca em contato siltitos lagunares, arenitos calcíferos e os fosforitos sobre arenitos continentais da **PS**, apresentando uma feição de conformidade nos estratos quando observada sem o rigor dos detalhes propostos pela **ES**. No topo, o seu limite é a seção condensada que representa a Superfície de Inundação Máxima – SIM, a qual é materializada pelo fosforito (Vide Figura V.6).

A litofácies basal é constituída de siltitos areno-argilosos, mostrando algumas intercalações de arenitos finos a muito finos (Foto 5.17), porém com predominância no afloramento do siltitos argilosos, que mostram coloração cinza esverdeada e algumas manchas avermelhadas. São pouco porosos devido aos freqüentes níveis argilosos e também bastante fossilíferos apresentando bivalves e moluscos de até 2 cm de tamanho nos níveis mais arenosos, os quais, apresentam granulometria fina a muito fina, com grãos variando de subangulosos a subarredondados quando observados na lupa de bolso.

Esses siltitos são decorrentes das primeiras incursões marinhas sobre a parte emersa da bacia, formando um ambiente lagunar de água salobra e com fósseis condizentes com esse ambiente (Beurlen, 1967a, b).



Foto 5.17 – Siltito argiloso de ambiente lagunar, bastante fossilífero e com intercalações de arenitos finos a muito finos, situados na base da Parasseqüência Calcissiliciclástica. Localidade de Passarinho, rio Beberibe/ rodovia BR-101, ao norte de Recife.

A intercalação mostra que dentro da laguna havia contribuição de pequenos leques siliciclásticos fluviais, (sub-fácies silte-arenosa), e contribuição tipicamente de ambiente transicional e com fósseis correspondentes a tal ambiente (sub-fácies silte-argilosa). Esta fácies foi observada com propriedade em um único afloramento, na localidade de Passarinho, representando o contato em conformidade, entre o ambiente lagunar do **TST** e a última fácies do ambiente fluvial da unidade sotoposta, pertencente ao **TSMB** (Figura V.9).

As ocorrências dos arenitos calcíferos (**Arc**) na rodovia BR-101 entre Abreu e Lima e Cruz de Rebouças representam a fácies dominante da **PC** (Formação Itamaracá) em superfície (Vide Foto 5.8), uma vez que litofácies somente é abundante em sub-superfície.

São arenitos carbonáticos com granulometria variando de média a fina, coloração creme ou cinzento, duro, textura maciça, dolomítico, mal estratificado e com muitos restos de moluscos marinhos. A matéria carbonática é variável, mas geralmente atua como cimento por entre grãos clásticos arredondados. Ocasionalmente os arenitos calcíferos aumentam o teor de carbonatos tornando-se “calcarenitos” quartzosos.

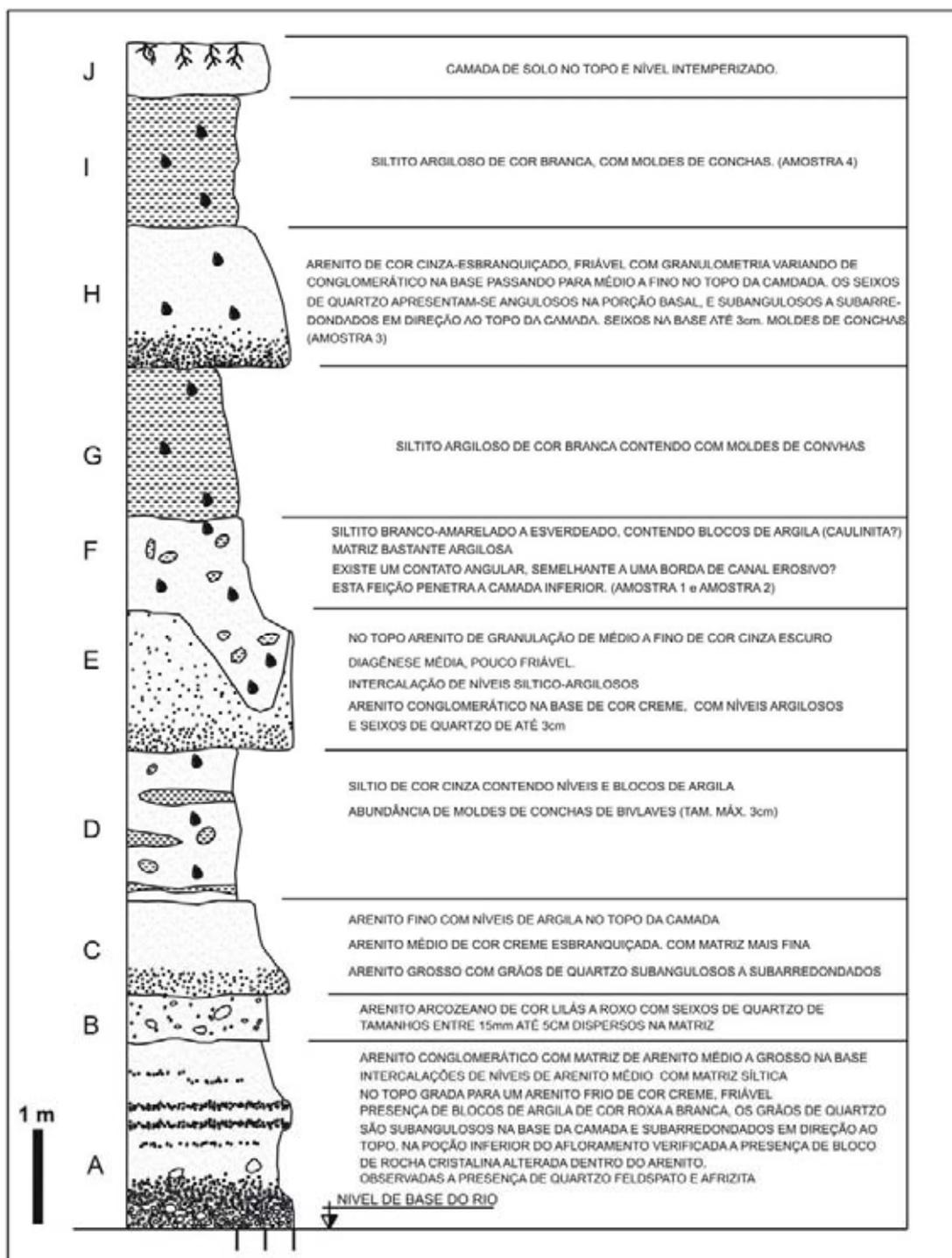


Figura V.9 – Perfil estratigráfico do afloramento na localidade de Passarinho, onde as camadas de A até E pertencem aos conglomerados e arenitos dos leques aluviais e rios entrelaçados da Parasseqüência Siliciclástica (Formação Beberibe, anteriormente) e de F até I pertencem aos siltitos lagunares da Parasseqüência Calcissiliciclástica (Formação Itamaracá). A camada H representa uma recorrência do processo fluvial sobre o ambiente lagunar.

Nas sub-bacias Alhandra e Miriri, os afloramentos são cada vez mais raros, devido ao nível de erosão pós-Gramame – que deixou a bacia mais rasa para norte, e a cobertura de toda seqüência sedimentar cretácea pelos sedimentos neógenos da Formação Barreiras, restando exposições às margens de rios como no caso dos arenitos calcíferos maciços, duros, cremes da Fazenda Congo, no rio Gramame (Foto 5.18).



Foto 5.18 – Arenitos calcíferos de cor creme-amarelada que ocorrem na Faz. Alexandrina – PB, ex- Faz. Congo, descritos por Maury (1930) como Formação Gramame.

De um modo geral as litologias calcissiliciclásticas ocorrem amplamente em sub-superfície nas três sub-bacias, Olinda, Alhandra e Miriri, sendo muito bem observadas através de testemunhos de sondagens, principalmente, daquelas executadas pelo Projeto Fosfato na Faixa Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba (Fonseca Neto, 1979) da CPRM-DNPM, e pelo Projeto Miriri (Gomes, 1982) da pesquisa própria da CPRM.

Nesses testemunhos são reconhecidas as seguintes sub-fácies: a) **Arc1** – constituída de arenitos calcíferos com granulometria fina a média, coloração cinza clara, textura homogênea de aspecto maciço, diagênese média a forte, que deixa rocha bastante dura, cimento calcífero, geralmente, na Sub-bacia Olinda, encontrada no contato com os arenitos **Agm** da paraseqüência sotoposta (Foto 5.19).

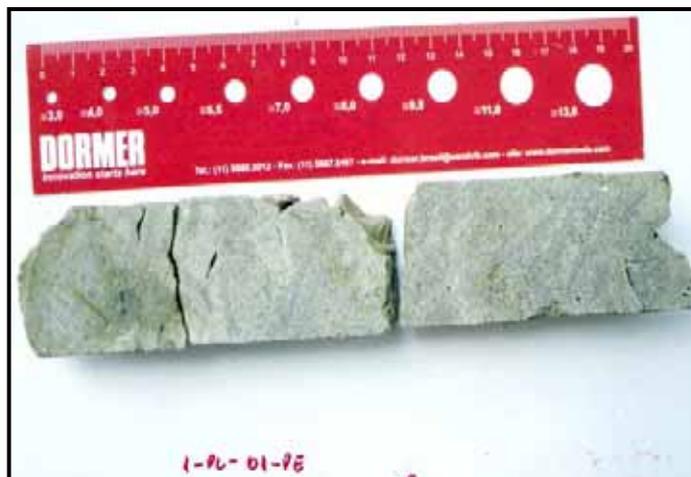


Foto 5.19 – Arenito calcífero da sub-fácies **Arc1**, com coloração cinza e granulometria cinza, aspecto maciço e diagênese média a forte, presente em testemunhos na Sub-bacia Olinda (1-PL-01-PE), geralmente, no contato entre os arenitos sotopostos **Agm**.

b) Sub-fácies Arc2 – Arenitos calcíferos de coloração creme amarelada, granulometria média a grossa, cimento calcífero, bastante fossilíferos e com diagênese média. Esta sub-fácies ocorre como a dominante nos testemunhos das Sub-bacias Alhandra e Miriri (Foto 5.20), mas também na Sub-bacia Olinda, correspondendo à fácies característica dos arenitos calcíferos, ou seja, aquela que ocorre em afloramentos (Vide Fotos 5.8 e 5.18).

c) Sub-fácies Arc3 – Constituída de um arenito carbonático de coloração cinza escura e granulometria variando de grossa a fina, bem mais calcítico que os anteriores, parecendo estar em contato gradacional para um calcário arenoso (Foto 5.21). Esta sub-fácies muitas vezes ocorre na ausência da camada de fosforito ou da definição de uma discordância típica como a que foi mencionada na Foto 5.12.



Foto 5.20 – Arenito calcífero da Sub-fácies Arc2 creme amarelado, granulometria média a grossa, bastante fossilífero, dominante em subsuperfície nas três sub-bacias. Furo 3-LU-02-PB, na Sub-bacia Miriri.



Foto 5.21 – Passagem do arenito carbonático fino com nódulos de fosforito (nas três calhas inferiores), para um calcário cinzento bioturbado (nas duas calhas superiores). Testemunho do furo 1-IG-03-PE mostrando o contato entre a Formação Itamaracá e a Formação Gramame, quando falta a camada fosforítica.

5.5.2.1 – Subseqüência Bioquímica: Uma Seção Condensada Fosforítica

As seções condensadas são constituídas de delgadas camadas resultantes de uma máxima transgressão marinha, e registram também a movimentação da linha de costa em direção ao continente. Nesse sentido, a **SCF** da Bacia da Paraíba representa a materialização de uma SIM (Souza & Lima Filho, 2005) na bacia, que cronoestratigraficamente encerra a **PC** e o **TST**.

Tendo em vista suas características singulares como camada de fosfato e como marco estratigráfico-radioativo, a **SCF** foi aqui tratada em separado das outras duas fácies calcissiliciclásticas e, também, será distinguida em separado no estudo das litofácies, no ítem a seguir.

Uma seção condensada é uma fácies composta por camadas marinhas delgadas, que consistem em sedimentos pelágicos ou hemipelágicos com baixas taxas de sedimentação (Loutit *et al*, 1988). Ao serem formadas em períodos com taxas deposicionais muito baixas, condensam sedimentos e zonas paleontológicas, e precipitam sedimentos e minerais autigênicos de origem química como calcário, glauconita, fosforita, siterita, folhelho silicoso, ou de origem orgânica como folhelho orgânico radioativo (Castro, 1989).

Na bacia estudada a **SCF** é constituída de sedimentos de origem bioquímica, com o fosforito associado a arenitos finos, argilas e carbonatos, muito fossilífero e apresentando uma microfauna predominantemente de foraminíferos (Tinoco & Siqueira, 1976), e com presença de urânio associado ao fosfato e às carapaças dos organismos fossilizados.

Ocorre universalmente na bacia, principalmente em sub-superfície, sendo raros os afloramentos como o encontrado em Paratibe (Foto 5.22) durante trabalhos de campo desta tese. Geralmente está depositado sobre os arenitos calcíferos da **PC**, mas, algumas vezes, nas partes proximais da rampa, podem ser encontrados sobre os arenitos médios a grossos (**Agm**) da **PS** (Foto 5.23). Este dado confirma a extensão da **SIM** continente à dentro (Vide Figura V.19 b) e a existência, neste caso restrito, de um hiato de sedimentação entre as duas parasseqüências.



Foto 5.22 – Afloramento de fosforito descoberto nos trabalhos de campo desta tese, entre o rio Paratibe e a rodovia PE-15, e que forma a **SCF** do topo da Parassequência Calcissiliciclástica.



Foto 5.23 – Fosforito da **SCF** (com martelo), em Paratibe (rodovia PE-15), em contato com os arenitos grossos a médios da Fácies **Agm** de rios entrelaçados da Parassequência Siliciclástica inferior (onde está a pessoa). Notar que há hiato de sedimentação, na parte proximal da bacia, pois o topo da **PC** está diretamente em contato com a base da **PS**.

5.5.2.1.1 – Gênese do Fosforito

As jazidas sedimentares fosfáticas de origem marinha são denominadas fosforitos, e são caracterizadas por sua forma tabular de grande extensão lateral, com espessuras variando de alguns centímetros a vários metros, estando associados à folhelhos e rochas carbonáticas fossilíferas.

Os fosforitos são responsáveis por mais de 75% da produção de fosfatos e, normalmente, estão associados à fácies de plataforma continental. Apresentam-se sob forma amorfa ou criptocristalina, conferindo-lhe certa assimilação pelas plantas, mesmo sem solubilização por processos químicos. Seus teores, expressos em anidrido fosfórico (P_2O_5), variam entre 10% a 25%.

O fosforito é, essencialmente, uma variedade fibrosa da apatita, se constituindo num fosfato tribásico de cálcio, contendo impurezas de carbonato de cálcio e de magnésio, óxido de ferro, alumínio e traços de urânio. As variedades mais comuns são fluorapatita - $Ca_5(PO_4)F$, cloroapatita - $Ca_5(PO_4)_3Cl$ e hidroxiapatita - $Ca_5(PO_4)OH$, respectivamente um fosfato associado ao cálcio, ao flúor, cloro e à hidroxila.

A fosfatogênese no mundo está distribuída ao longo de vários períodos geológicos favoráveis, entre eles um dos mais favoráveis vai do Cretáceo Superior ao Eoceno (Cook & McElhinny, 1979; Figura V.10).

Depósitos importantes no mundo são encontrados no Marrocos, Senegal, Togo e Zaire, na África, na Flórida, Montana, Idaho, Utah, Wyoming e Nevada, nos USA, e na região dos Urais, na Rússia. No Brasil, os fosforitos marinhos ocorrem em Patos de Minas (MG) e nas bacias sedimentares costeiras Paraíba e Potiguar. O fosfato da Bacia da Paraíba é semelhante ao da Flórida-USA e do Marrocos (Figura V.12).

A origem desses depósitos fosfáticos marinhos é relativamente bem entendida em todo mundo, e a idéia mais aceita atualmente é que os fosforitos marinhos são resultantes de um processo diagenético em ambiente redutor, associado aos sedimentos ricos em matéria orgânica em zonas de ressurgência (*upwelling*), com baixa taxa de sedimentação, formando uma camada condensada ou *hardground* (Figura V.13)

Sobre a origem da mineralização fosfática na Bacia da Paraíba, se destacam duas hipóteses genéticas para o jazimento: sinsedimentar e retrabalhamento (Kegel, 1955; Tinoco, 1971; Menor, 1975; Tinoco & Siqueira, 1976; Menor *et al.*, 1977; Mabeoone, 1981.e Menor & Amaral, 1994). Abstraindo-se os prós e contras das hipóteses, observam-se algumas condições gerais para o depósito da bacia estudada (Souza, 1999), a saber:

Ocorrência sob condições de clima quente com ressurgência de correntes profundas sobre áreas marinhas rasas;

Espalhamento do material sobre uma plataforma estreita;
 Substrato sedimentar rico em detritos orgânicos;
 Presença abundante de algas capazes de assimilar o fósforo da água do mar;
 Existência de uma forte aridez no continente adjacente, resultando num reduzido fornecimento de material detrítico;

Desencadeamento de intensa atividade biológica que juntamente com a redução da taxa de sedimentação e temporária interrupção da influência magnésiana no ambiente;

Fosfatização dos microfósseis e fragmentos orgânicos, formando nódulos e pelotilhas;

Sedimentação rápida do fosforito durante um curto período, com concentração do material em níveis pouco espessos.

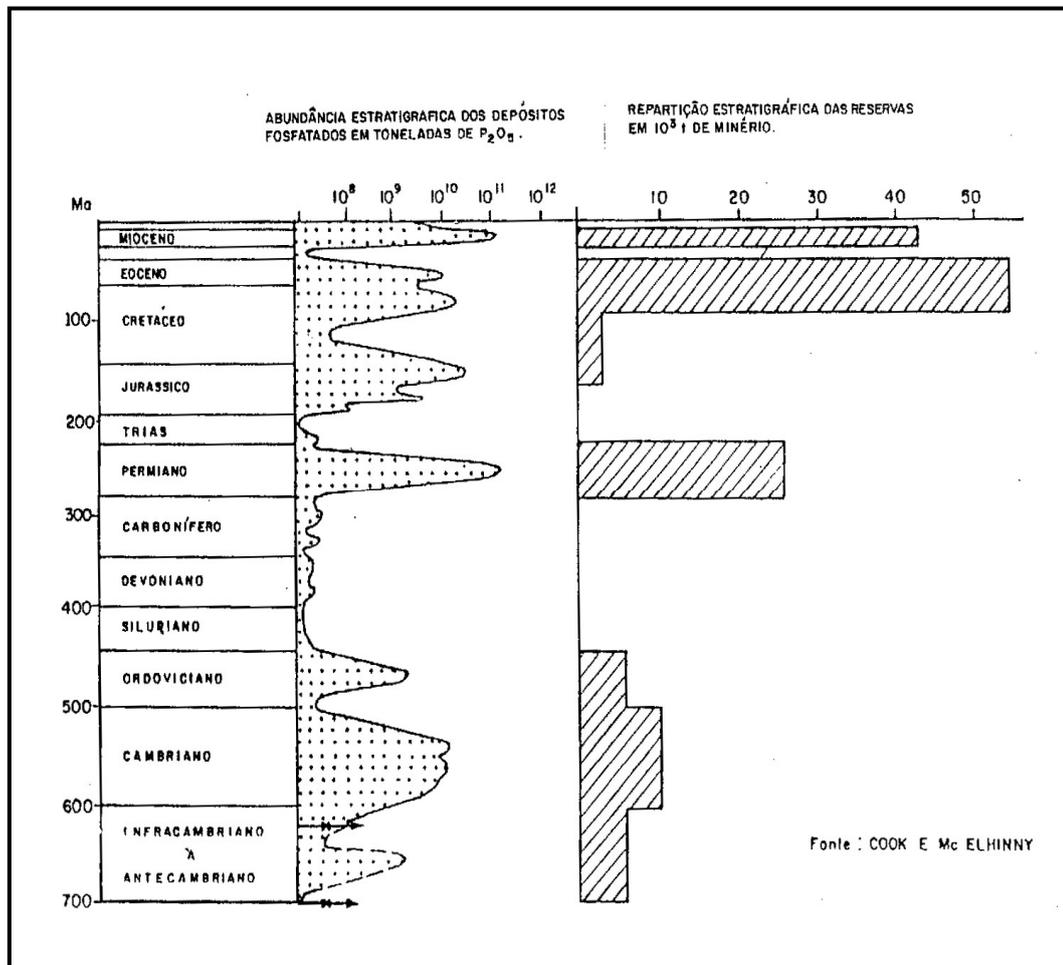


Figura V.10 – Períodos geológicos mais favoráveis à deposição dos fosforitos marinhos, dentre eles, do Cretáceo ao Eoceno. Fonte: Cook & McElhinny (1979).

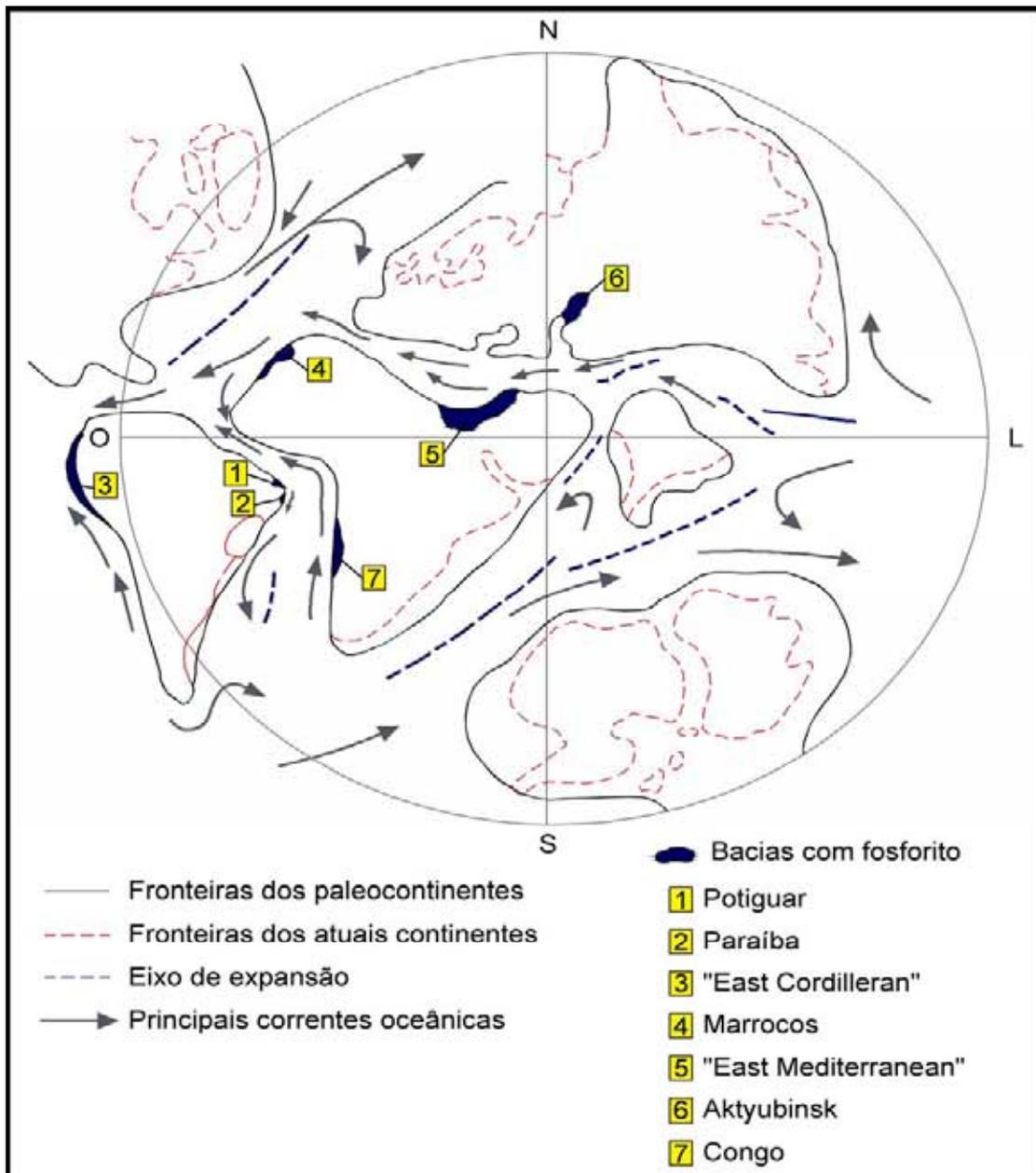


Figura V.11 – Distribuição das bacias sedimentares com depósitos de fosforito marinhos durante o Cretáceo Superior, período em que ocorreu a deposição na Bacia da Paraíba. Fonte: Matsuda & Viviers (1989).

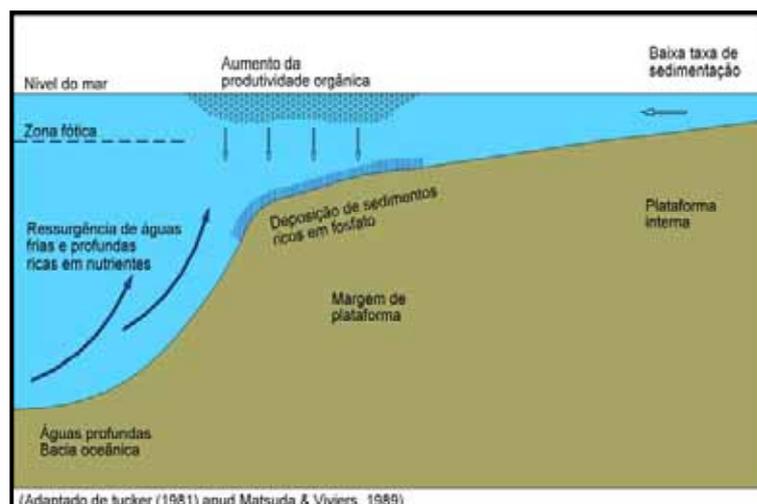


Figura V.12 – Modelo esquemático para formação de fosforitos marinhos, idealizado por Tucker (1981), e aplicado na Bacia Potiguar. Fonte: Barbosa (2004).

5.5.2.1.2 – Caracterização do Fosforito da Bacia da Paraíba

O fosforito encontrado na Bacia da Paraíba corresponde a um conjunto de depósitos com características gerais similares, que embora apresentem certa independência entre si, são recorrências do mesmo horizonte. Ocorre nas três sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri, estendendo-se mais ou menos contínuo desde Olinda-PE até as proximidades de Rio Tinto-PB (Figura V.13).

A espessura dos jazimentos pode variar desde alguns centímetros até um máximo em torno de 4,7 metros, porém apresenta em média valores em torno de 1,3 metros. Não obstante, a existência de alguma descontinuidade física no horizonte mineralizado ao longo de sua extensão, é notória a sua uniformidade de comportamento e condicionamento estratigráfico e estrutural ao longo da bacia. O que realmente difere entre eles é a espessura e a natureza litológica do capeamento, em decorrência da atuação de fenômenos erosivos pós-deposicionais ao fosforito.

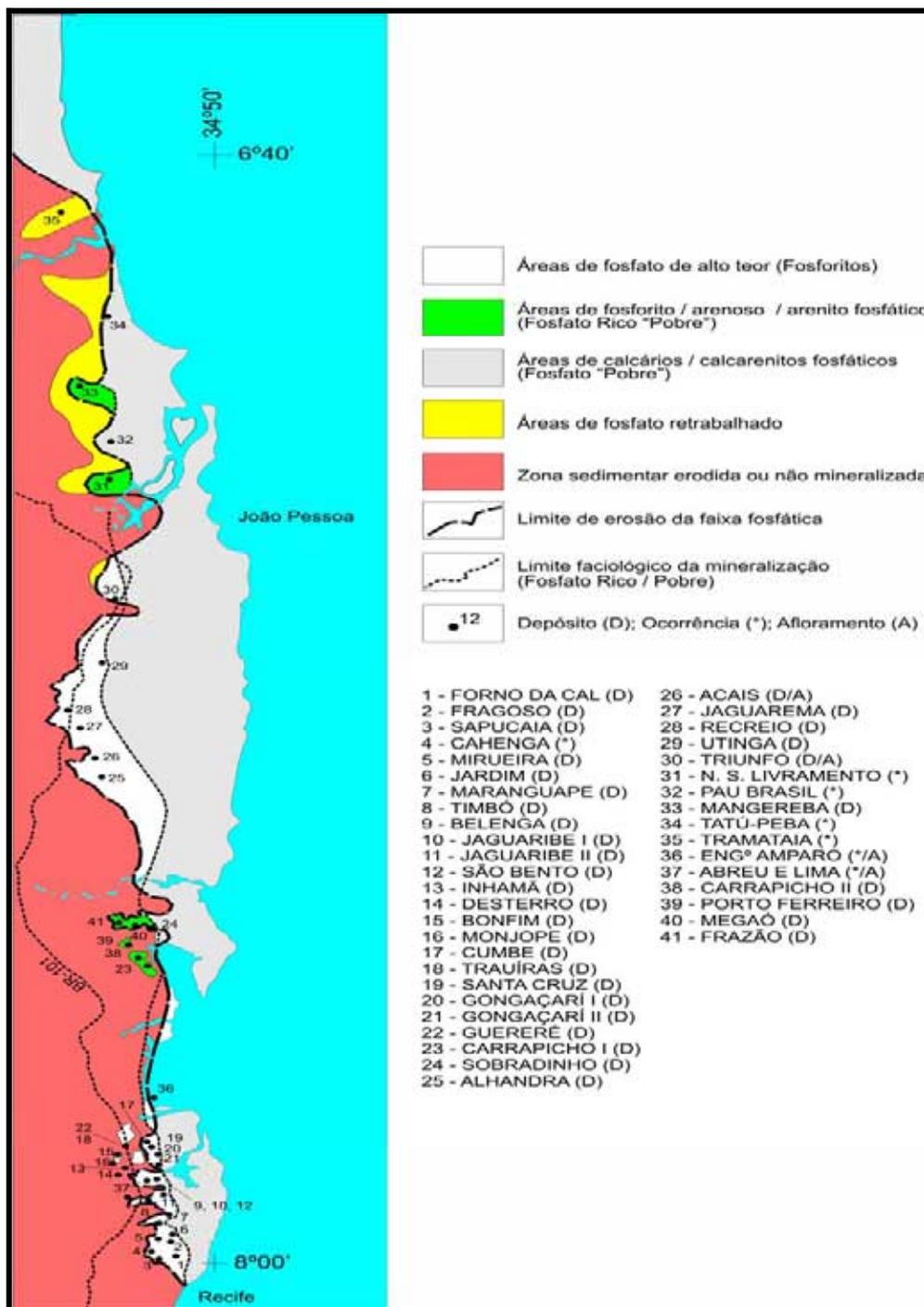


Figura V.13 – Localização das principais ocorrências de fosforitos na Bacia da Paraíba e distribuição paleogeográfica em áreas com fosforitos (alto teor em fosfato > 10% P₂O₅), fosfato arenoso/arenito fosfático, áreas com calcarenitos fosfáticos e áreas com fosfato retrabalhado (baixos teores < 10% P₂O₅). Fonte: Amaral (1990).

A mineralização fosfática ocorre de duas maneiras distintas conforme a literatura, seguindo uma disposição de oeste-leste da faixa sedimentar costeira. Na parte ocidental da faixa, as sondagens mostram um único “horizonte fosfático”,

enquanto que na faixa oriental ocorrem “dois horizontes” denominados de “fosfato rico” e “fosfato pobre” desde Kegel (1955), e observada na Sub-bacia Olinda, região de Goiana-PE, por Pinto Coelho (1956), Vasconcelos *et al.* (1958), Menor *et al.* (1977) e Duarte & Krauss (1978), Amaral (1998), entre outros.

Nas Sub-bacias Alhandra e Miriri, a dupla “camada fosfática” foi observada em sondagens por Mello Jr & Rocha (1953), Mello Jr (1960) e Gomes (1984), sendo que neste último, foi confirmada através de perfis de raios gama. Estas evidências permitiram inferir quanto à pertinência da mineralização por toda a bacia, em sua faixa mais oriental. Todos os pesquisadores citados anteriormente, concordam quanto a existência de controle estratigráfico para a deposição fosfática, porém discordam quanto a origem primária ou de retrabalhamento para a mineralização.

De uma maneira geral, na situação ocidental o horizonte corresponde a um sedimento fosfático de composição argilo-arenosa, pouco ou não carbonático, apresentando uma cor creme e uma estrutura homogênea e friável, constituindo-se na litofácies mais conhecida e pesquisada. Apresenta teores em P_2O_5 superiores a 10%, chegando a situar o valor médio em torno de 20%, representando então o verdadeiro minério e predominando na região da Sub-bacia Olinda.

Já na situação na porção oriental da faixa costeira, a mineralização corresponde a margas e calcários fosfáticos, com teor de P_2O_5 inferior a 10%, ocorrendo na região de Goiana-PE. Nas Sub-bacias Alhandra e Miriri, na Paraíba, o fosforito é esbranquiçado, de granulometria grossa e rico em coprólitos, na região do engenho Utinga, Conde-PB (Mello Jr, 1960), ocorrendo na base dos carbonatos ou no interior do pacote calcário, em seu terço inferior, apresentando teores da ordem de 3% de P_2O_5 , como em Árvore Alta, Alhandra-PB (Mello Jr & Rocha, 1953).

Gomes (1984) observou nas áreas pesquisadas pelo Projeto Miriri (Sub-bacias Alhandra e Miriri), que a fosfatogênese é complexa, apresentando uma ou duas camadas, dependendo do fato da deposição ocorrer mais a oeste ou mais a leste na faixa costeira, apresentando, ainda, condições de deposição *in situ* para àquelas e de retrabalhamento, para estas.

Este caráter bi-modal da mineralização também é advogado por Amaral (1980; 1985) e Moreira & Amaral (1990), a partir das interpretações dos furos de sondagens do Projeto Fosfato (Moreira Neto, 1979) e Miriri (Gomes & Horikawa, 1982; e Gomes, 1984) como mostra a Figura V.14. A seção mostrada nessa figura refere-se a sondagens em Santa Rita e Lucena (Sub-bacia Miriri) ao norte de João

Pessoa (Figura V.15), mais precisamente localizados na região do depósito de Mangereba (número 33 da Figura V.13), mostrando a camada mineralizada ocorrendo como única a oeste, e como dupla camada, a leste.

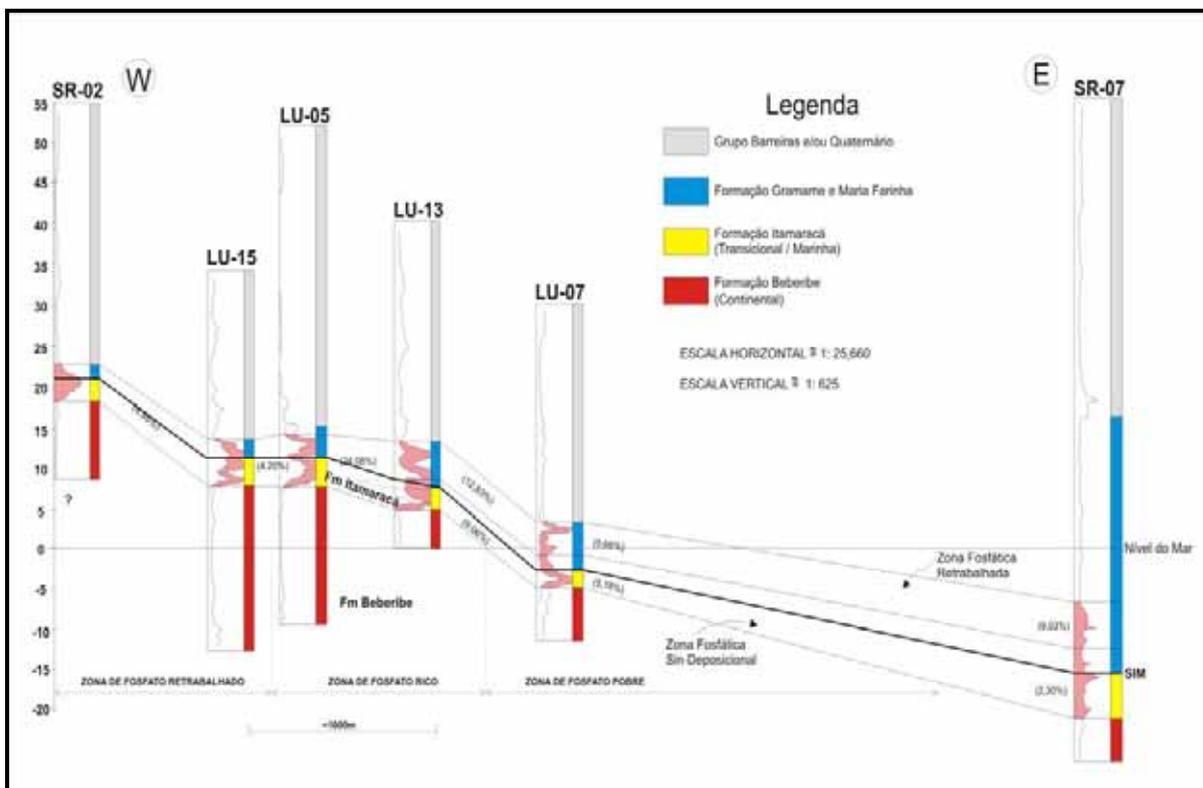


Figura V.14 – Ocorrência de dois níveis de fosforitos, um no topo dos arenitos calcíferos e outro na base dos calcários da seqüência sobrejacente. O inferior é sindeposicional à **SCF** ou da Litofácies **Ffu₂**, e o superior a **SIM**, representa a continuação da deposição do fosforito no contato/base do calcário, Litofácies **Ffu₃** (na Sub-bacia Olinda), e retrabalhamento nas Sub-bacias Alhandra e Miriri, **Ffu₄** ?). Notar que os níveis são interpretados a partir dos raios gama nos poços. Fonte: Amaral (1980), reinterpretado.

Todas as observações anteriores sobre os depósitos de fosfato, levavam em consideração a mineralização em si e a sua posição estratigráfica em relação à base dos calcários. Porém, de acordo com a Estratigrafia de Seqüências e esta tese, observou-se primeiramente o que a camada fosforítica representava na seqüência deposicional da bacia e, posteriormente, sua posição cronoestratigráfica no topo da Seqüência Clástica Inferior e não na base Seqüência Carbonática.

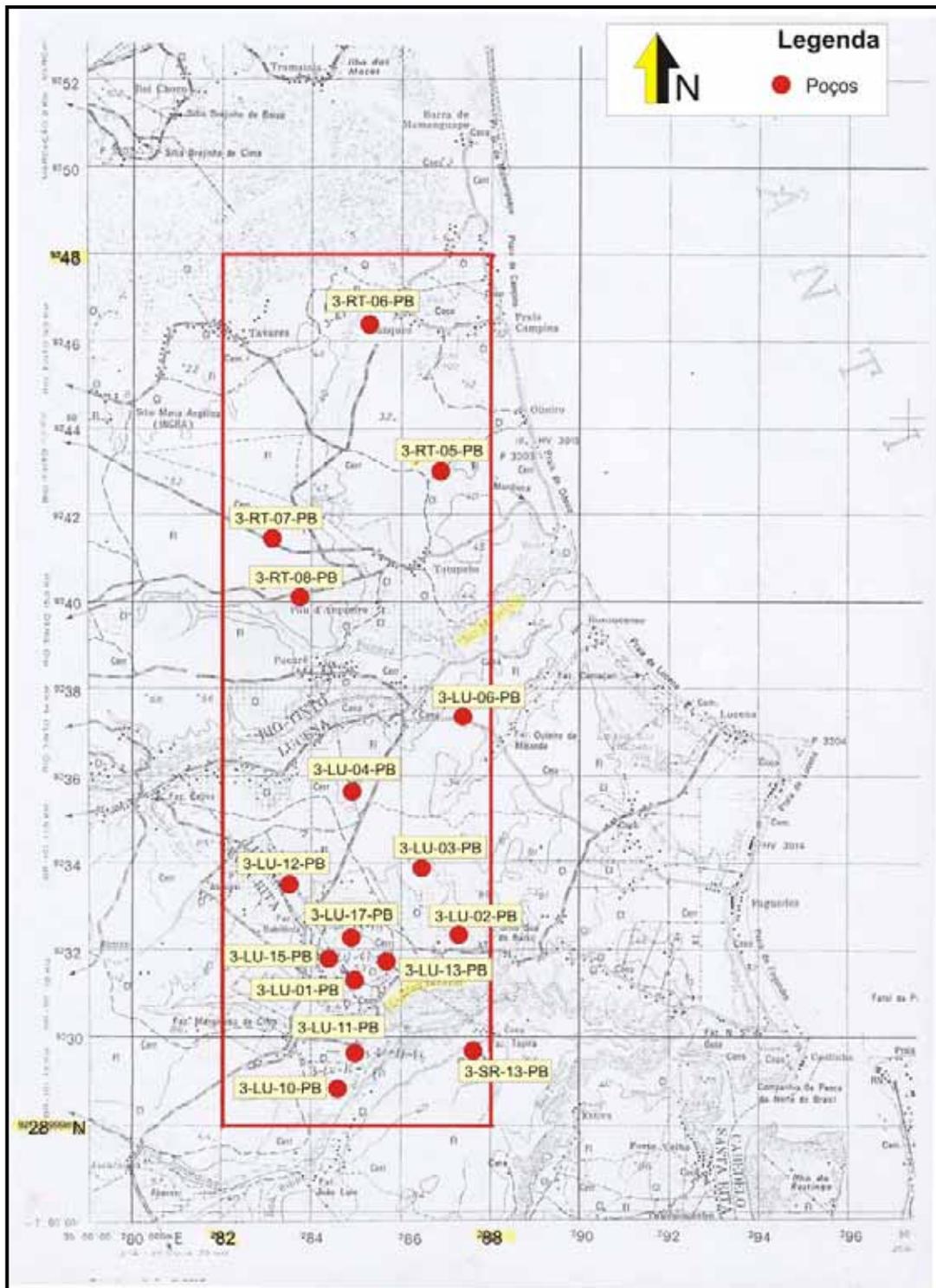


Figura V.15 – Localização das sondagens LU-15 e LU-13 da seção mostrada na Figura V.14, e correspondentes ao depósito de Mangereba (33) da Figura V.13.

A camada fosfática é uma seção condensada fosforítica que marca a passagem entre o topo da seqüência transicional ou do **TST** e o início da seqüência carbonática, ou do **TSMA**. Esta superfície de descontinuidade entre os tratos é denominada Superfície de Inundação Máxima-**SIM**.

Ora, uma **SIM** não é necessariamente uma superfície geometricamente plana ou com contatos bruscos e bem definidos, mas sim uma superfície cronogeológica que encerra um evento deposicional na bacia, materializado numa camada com baixa taxa de sedimentação, e sujeita a pulsos menores de **T-R** que, a depender da posição paleogeográfica na bacia, poderia apresentar concomitantemente, erosão e retrabalhamento da camada fosforítica nas regiões proximais da bacia, e sedimentação carbonática em condições de mar alto nas regiões distais, ou ainda, retrabalhamento do fosforito durante pulsos regressivos subseqüentes à **SIM**.

Desse modo, a “deposição” do fosfato retrabalhado poderia ser encontrada imediatamente na base dos calcários micríticos da Formação Gramame ou até em intercalações no terço inferior dos calcários, sem nenhum problema sobre a gênese, a estratigrafia ou a “dupla” ocorrência mineralizada.

Situação semelhantemente equivocada foi observada por Souza (1999), e diz respeito aos furos 1-PL-01-PE/1-IG-01-PE/1-GN-03-PE do Projeto Fosfato (Fonseca Neto, 1979), na região entre Paulista e Goiana (Figura V.16), é a presença de um terceiro “horizonte fosfático” no topo da Seqüência Carbonática da bacia (Formação Maria Farinha), referenciada por alguns pesquisadores como “Zona Fosfática Retrabalhada” e existente na denominada “Superfície Pré-Barreiras” (Fonseca Neto, 1979; Gomes, 1984; Amaral, 1985).

Esta superfície é bem marcada por picos de raios gama nos perfis dos poços citados anteriormente na Figura V.16, e havia sido denominada por Souza (1999) como “Marco Radioativo Superior”, estratigraficamente posicionado na discordância paleocena que encerra o pacote carbonático da bacia.

Entretanto, no decorrer dos trabalhos de campo desta tese, foi encontrado material fosfático desagregado depositado sobre a conhecida “Superfície K-T” na Ponta do Funil, em Goiana-PE (Foto V.18). Ora a “Superfície K-T” é intra-seqüência carbonática, ou seja, entre as Formações Gramame e Maria Farinha, litoestratigraficamente falando, portanto, não cabe a denominação de “Superfície Pré-Barreiras” para esta discordância, nem tampouco o seu posicionamento

estratigráfico como encerrando a seqüência carbonática da bacia, mas sim, como evento que marca o início da regressão na Sub-bacia Olinda (volta ao **TSMB?**).

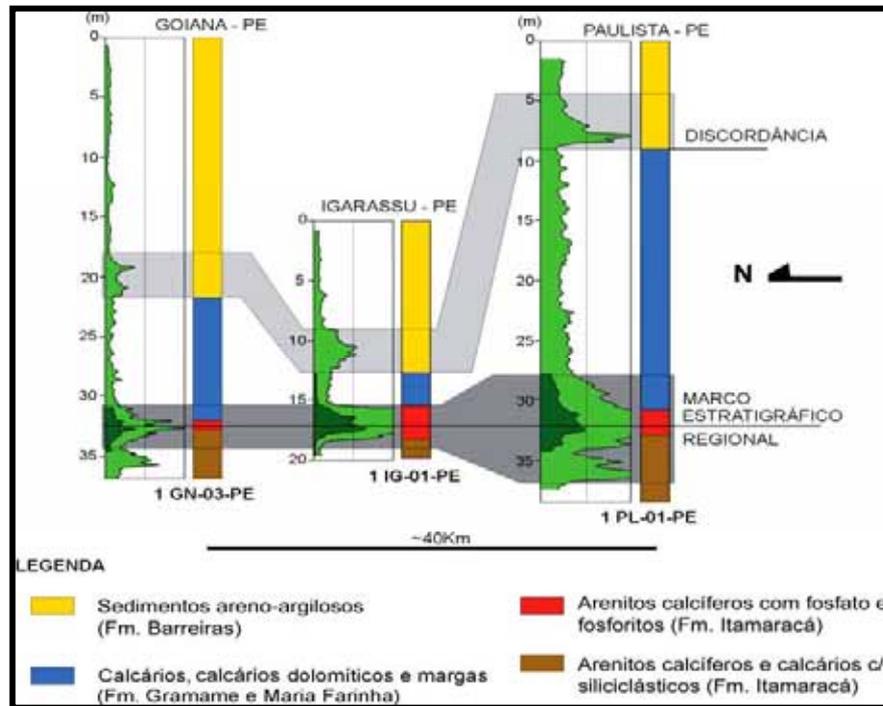


Figura V.16 – Discordância pós-Gramame, marcada por um retrabalhamento do fosforito uranífero e bem marcada por raios gama nos poços, interpretada como um segundo nível fosfático por alguns autores. Souza (1999) mostrava que esse nível representava a regressão na bacia, confirmada na Ponta do Funil com depósitos fosfáticos sobre o limite K-T (Foto V.18).

Entretanto, no decorrer dos trabalhos de campo desta tese, foi encontrado material fosfático desagregado depositado sobre a conhecida “Superfície K-T” na Ponta do Funil, em Goiana-PE (Vide Foto V.18). Ora a “Superfície K-T” é intra-seqüência carbonática, ou seja, entre as Formações Gramame e Maria Farinha, litoestratigraficamente falando, portanto, não cabe a denominação de “Superfície Pré-Barreiras” para esta discordância, nem tampouco o seu posicionamento estratigráfico como encerrando a seqüência carbonática da bacia, mas sim, como evento que marca um pulso regressivo na Sub-bacia Olinda.

Nos furos representados na Figura V.15, o “horizonte fosfático” é constituído por uma marga bastante calcífera (40%), com teor de 16% de P_2O_5 , específico para o furo 1-PL-01-PE (Fonseca Neto, 1979), enquanto nos outros dois é constituído de argilas calcíticas. Na Ponta do Funil, o “horizonte” é formado por um fosforito areno-carbonático de coloração creme-amarelada, diagênese média e apresentando-se sob forma de pequenos blocos desagregados (Vide Foto 5.18), angulosos a subangulosos e com tamanho média de 5 centímetros.



Foto 5.24 – Material carbonático desagregado sobre a Superfície K-T na Ponta do Funil (PE), com radiometria elevada, correspondendo nos furos de sondagens a situação que se observa na Figura V.15, ou discordância pós-Gramame (Marco Radioativo da Regressão Paleocena; Souza, 1999).

Pelos motivos expostos acima, consideramos que a convergência dos dois “horizontes fosforíticos” à medida que se caminha para oeste ou para a borda da bacia, é decorrente do recuo do nível do mar e erosão sobre a superfície anterior encoberta atualmente por sedimentos da Formação Maria Farinha ou da Formação Barreiras

O “terceiro horizonte”, quando interpretado á luz da ES após as evidências da Ponta do Funil está, na realidade, posicionado na discordância aqui denominada Superfície Erosional Pós-Gramame, que é resultado de erosão na camada

condensada fosforítica que marca o topo da SCI, e depois, dos pulsos regressivos que possibilitaram a deposição do material fosfático sobre uma superfície pós-Gramame (limite K-T na bacia), retrabalhando-o em seguida.

Como a bacia em estudo apresenta um raseamento de sul para norte, é de se esperar a erosão geral pós-seqüência carbonática tenha dissecado boa parte deste pacote sedimentar de mar alto, principalmente os carbonatos detríticos (Formação Maria Farinha), de modo que, equivocadamente, essa superfície erosional seja citada na literatura como “pré-Barreiras” (Seqüência Clástica Superior da bacia), quando, na realidade, é muito anterior.

5.6 – Litofácies

No estudo da Seqüência Clástica Inferior – SCI foram encontradas sete litofácies, das quais quatro delas formam a Parasseqüência Siliciclástica – **PS**, sendo duas constituídas de conglomerados da Fácies de Leques Aluviais (**Cgd** e **Cgo**), e duas de arenitos da Fácies Fluvial Entrelaçada (**Agm** e **Amf**); e três formando a Parasseqüência Calcissiliciclástica – **PC**, sendo uma constituída de siltitos da Fácies Lagunar (**Saa**), outra de arenitos calcíferos de planícies litorâneas e/ou praias (**Arc**) e, a última, de fosforitos uraníferos (**Ffu**) de uma seção condensada.

5.6.1 – Conglomerados Desorganizados Polimictos – **Cgd**

Os conglomerados **Cgd** são matriz suportada e polimictos, constituídos de seixos quartzosos, grãos quartzosos e feldspáticos angulosos a subangulosos de até 2,0 centímetros de tamanho, e fragmentos de rocha cristalina (granito e gnaisse), angulosos a subarredondados, com tamanhos variando entre 3,0 cm e 15,0 centímetros, desorganizadamente distribuídos em uma matriz lamítica, revelando imaturidade e proximidade da fonte (Foto 5.25).



Foto 5.25 – Litofácies **Cgd**, conglomerado onde aparecem dispersos numa matriz lamítica, seixos de quartzo e fragmentos de rocha cristalina, subarredondados, subangulosos e angulosos.

A matriz argilosa, os clatos angulosos a subangulosos e os fragmentos de rocha cristalina refletem a imaturidade textural do litotipo, em função da relativa proximidade da área fonte. Na localidade de Passarinho observa-se na parte basal fragmentos de rocha cristalina com o feldspato já alterado para argila, mas ainda mostrando quartzo e afrisita (Foto 5.26)



Foto 5.26 – Rocha cristalina alterada inclusa na base da Litofácies **Cgd**, mostrando o feldspato já alterado para argila, mas ainda distinguindo-se o quartzo e a afrisita. Localidade de Passarinho.

5.6.2 – Conglomerados Organizados Monomíticos – **Cgo**

Os conglomerados da Litofácies **Cgo** são constituídos de seixos quartzosos com tamanhos variando entre 3,0 e 10,0 centímetros, com arredondamento de subangulosos a subarredondados, numa matriz arenosa com granulometria de grossa a média, granodecrescente.

Os afloramentos quando observados de certa distância, mostram no conjunto, dois ou três níveis conglomeráticos com os seixos decrescendo no sentido do topo até grãos quartzosos grossos e médios, evidenciando uma estratificação cíclica. Quando visto em cortes nos leitos das carroçáveis, é possível perceber uma tênue imbricação presente nos seixos alongados ou ovóides com tamanhos médios em torno de 3,0 centímetros, grosseiramente voltados para leste.

Nos afloramentos onde a estratificação não é tão nítida, os seixos parecem dispostos sem orientação ou inclinação preferencial, apenas a granodecrescência fica evidente (Foto 5.27).



Foto 5.27 – Litofácies **Cgo** na localidade de Munbeca, onde não se percebe estratificação nem imbricação dos seixos quartzosos, apenas a granodecrescência ascendente.

Em amostra de mão observa-se na matriz a granulometria variando de areno-conglomerática a arenosa média, sem cimento aparente. Microscopicamente, essa

matriz arenosa da **Cgo** apresenta granulometria grossa a média, com presença do quartzo em torno de 90% do total e com os grãos subarredondados a subangulosos. Pequenos fragmentos de rochas são observados, bem como grãos de feldspato e o cimento silicoso e de óxido de ferro ocupam o restante. Os fragmentos de rocha são angulosos, os de feldspato subangulosos a anguloso e o cimento silicoso e ferruginoso, entre grãos. Os contatos são tangenciais ou retos e os limites nítidos, não mostrando ataque do cimento e revelando uma diagênese de fraca a média.

Estes depósitos são ambientalmente pertencentes desde as porções proximais até as distais dos leques aluviais, tendo em vista a deposição em fluxo de lençóis (subaquosos), a ciclicidade deposicional, e a gradação granulométrica para leste onde os seixos e grãos vão diminuindo de tamanho até os arenitos de rios entrelaçados, dificultando o reconhecimento do limite entre ambas litofácies.

5.6.3 – Arenitos de Granulometria Grossa a Média – **Agm**

Os arenitos da Litofácies **Agm** são quartzosos, com granulometria variando de grossa a média e com coloração creme-amarelada, mas podendo apresentar localmente cor esbranquiçada ou avermelhada quando intemperizados.

No domínio da granulometria grossa o quartzo apresenta tamanho de até 0,5 centímetro, esfericidade e seleção moderadas, e arredondamento entre subanguloso a subarredondado (Foto 5.28).



Foto 5.28 – Arenito da Litofácies **Agm** mostrando domínio da granulometria grossa com o quartzo subanguloso a subarredondado.

Quando domina a granulometria média, os grãos de quartzo e feldspato variam de subarredondados a subangulosos. Apresentam boa esfericidade e seleção de moderada a fraca, boa porosidade e o feldspato já sofrendo argilização e liberação do óxido de ferro que às vezes dá um tom avermelhado na coloração (Foto 5.29).

Em microscopia, observa-se que o quartzo domina amplamente sobre os demais constituintes mineralógicos, ocupando aproximadamente 90% do total da lâmina, deixando cerca de 9% para feldspato (geralmente argilizado) e 1% para micas, opacos e titanita, quando há predomínio da granulometria grossa como a da Foto 5.28. Os grãos quartzosos variam de tamanho, havendo desde grãos pequenos e monocristalinos até grãos maiores que se destacam na matriz, geralmente policristalinos e menos freqüentes. Apresentam extinção ondulante média, aspecto sujo e bordas corroídas, nos grãos maiores. O feldspato forma agregados com aspecto sujo, evidenciando sua alteração para caulinita e liberando o óxido de ferro presente nas bordas dos grãos e recristalização para micas nas fraturas intragrãos, nas bordas corroídas e nos contatos entre grãos.

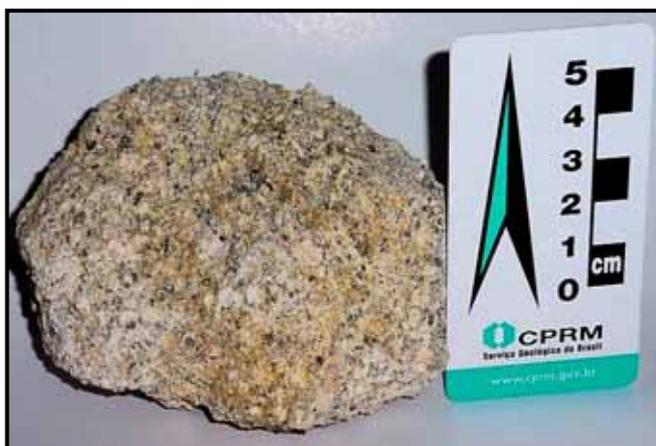


Foto 5.29 – Litofácies **Agm** quando predomina a granulometria média, mostrando quartzo e feldspato subarredondados a subangulosos, e argilização dos feldspatos com liberação do óxido de ferro que dá tons avermelhados locais na rocha.

5.6.4 – Arenitos com Granulometria Média a Fina – **Amf**

Esta litofácies é constituída de arenitos com granulometria média a fina, friável e composição arcossiana (Vide Foto 5.5), onde a alteração do feldspato confere à rocha aspecto pulverulento quando esmagada entre os dedos. Microscopicamente são arenitos homogêneos, de coloração creme, sem estrutura aparente, friáveis, com domínio da granulometria fina, constituída de grãos quartzosos muito pequenos e feldspato geralmente muito alterado. A diagênese é fraca e a seleção demonstra imaturidade do sedimento tendo em vista a percentagem de feldspato.

Nobrega & Alheiros (1991) interpretaram esta litofácies como os depósitos finos de planície aluvial. Eles formam espessos pacotes monótonos, maciços e estéreis, e são responsáveis pelas extensas superfícies intemperizadas e capeadas por areias brancas encontradas na Paraíba, resultantes dos solos produzidos por esses arenitos (Beulen, 1967).

5.6.5 – Siltitos Areno-Argilosos Lagunares – **Saa**

Esta litofácies é constituída de siltitos ora mais arenosos ora mais argilosos, fossilíferos, finamente estratificados e com coloração variando entre cinza esverdeada a cinza avermelhada. Nos níveis mais friáveis pode-se observar moldes de lamelibrânquios (Vide Foto 5.6) e nos níveis mais arenosos observa-se grãos quartzosos maiores e subarredondados, dispersos na matriz mais fina. Essa variação mais arenosa ou mais argilosa desta litofácies foi interpretada como decorrência de maior contribuição fluvial ou de água do mar no interior da laguna.

O afloramento-tipo que ocorre na região de Passarinho, ao norte de Recife, às margens do rio Beberibe, sobre as litofácies **Cgo** e **Agm** da unidade subjacente. Devido ao grau de intemperismo do afloramento não foi possível coletar amostras para microscopia, por tal motivo recorreremos a Nóbrega & Alheiros (1991) para apresentar a composição em lâmina delgada da fácies arenosa, tendo em vista as limitações da laminação na fácies argilosa.

O mineral mais abundante é o quartzo, com a maioria dos grãos apresentando-se monocristalino, exibindo extinção reta e raramente ondulante, e também alguns grãos de quartzo policristalinos.

Subordinariamente ocorrem grãos de feldspato subarredondados a subangulosos, às vezes, angulosos. São moderadamente selecionados e mostram empacotamento frouxo, matriz filossilicática e cimento ferruginoso, diagênese fraca entrevedo uma laminação tênue. Estão presentes também grãos maiores de quartzo dispersos no arcabouço. O litotipo foi classificado como subarcósio fino, e ocorre em um único afloramento, em Passarinho. É interpretado nesta tese como pertencente a uma fácies estuarina/lagunar do Sistema Costeiro que inicia o TST.

5.6.6 – Arenitos Calcíferos – **Arc**

A Litofácies **Arc** é constituída de arenitos calcíferos mostrando coloração creme–amarelada, granulometria média a grossa, sem estratificação aparente e com abundantes moldes de moluscos marinhos.

Na porção inferior e média da litofácies predominam os arenitos calcíferos propriamente ditos, dolomíticos, porém, na porção superior o teor de carbonato aumenta em direção ao topo, aparecendo uma fácies de calcário arenoso (calcarenito?), como se pode observar na Fazenda Congo-PB e na borda oeste da Ilha de Itamaracá.

Macroscopicamente, quando se observa os testemunhos das sondagens realizadas por Fonseca Neto (1979) e Gomes (1982), pode-se selecionar pelo menos quatro sub-litofácies:

a) **Arc**₁, representada de arenitos de granulometria média a grossa, coloração cinza escura (Foto 5.30), interpretada nesta tese como resultante da discordância entre as parasseqüências **PS** e **PC**. Esta sub-fácies mostra uma diagênese média-forte, com alguns grãos quartzosos bem destacados na matriz e muitos moldes de fósseis quebrados;

b) **Arc**₂, representando os arenitos calcíferos propriamente ditos, com granulometria média em geral, mas podendo apresentar-se grossa em função do material fóssilífero presente, com coloração creme amarelada, diagênese média, cimento calcífero com muita dolomita recristalizada e muito fóssilífero (Foto 5.31). Esta subfácies passa lateralmente para um arenito duro, compacto, de granulometria fina, pertencente a subfácies subsequente;

c) **Arc₃**, representada por um arenito calcífero esbranquiçado, com granulometria fina e diagênese forte a muito forte e bastante fossilífero (Foto 5.32), que ocorre principalmente nas sub-bacias Alhandra e Miriri.

d) **Arc₄**, representado por um calcário arenoso (calcarenito) com granulometria média a grossa, fossilífero, coloração creme a cinza (intemperizada), em contato com os calcários basais da Seqüência Carbonária da Bacia da Paraíba, quando não se observa a seção condensada (Foto 5.33).



Foto 5.30 – Arenito que representa a sub-litofácies **Arc₁**, apresentando granulometria média a grossa, coloração escura e diagênese média a forte, com grãos quartzosos e moldes quebrados de fósseis destacados na matriz. Testemunho do furo 1-PL-01-PE.



Foto 5.31 – Arenito calcífero creme amarelado de granulometria média, fossilífero, e com dolomita recristalizada da sublitofácies **Arc₂**, a preponderante na unidade, e passando para um arenito duro, compacto, de grã fina. Furo 1-PL-01-PE, na Sub-bacia Olinda.



Foto 5.32 – Arenito calcífero da sub-litofácies **Arc₂**, de cor creme a creme esbranquiçada e granulometria média a eventualmente grossa, diagênese forte a muito forte e bastante fossilífero. Furo 3-LU-02-PB, na Sub-bacia Miriri.



Foto 5.33 – Calcário arenoso da sublitofácies **Arc₄**, que ocorre no contato com os carbonatos da Seqüência Carbonática da bacia (Formação Gramame), quando não se encontra o fosforito. Fazenda Alexandrina, Conde-PB.

Microscopicamente, as litofácies dos arenitos calcíferos apresenta-se predominantemente quartzosas com os grãos mostrando bordos bem formados e cimentados por calcita espática. Esta aparência microscópica praticamente ocorre sem mudanças, em amostras **Arc₂** e **Arc₃**, quer em amostras de afloramentos quer nos furos de sondagens, a não ser aumento de dolomita bem formada, na segunda (Fotos 5.34 e 5.35).



Foto 5.34 – Fotomicrografia do arenito calcífero Itamaracá, constituído essencialmente por quartzo, em cristais com bordas relativamente sem corrosão e contatos intergrãos pontuais ou frouxos denunciando diagênese média a fraca. Entre os grãos quartzosos há presença de calcita espática como cimento. Furo 1-IG-03-PE, em Igarassu. Aumento 4x e NX.

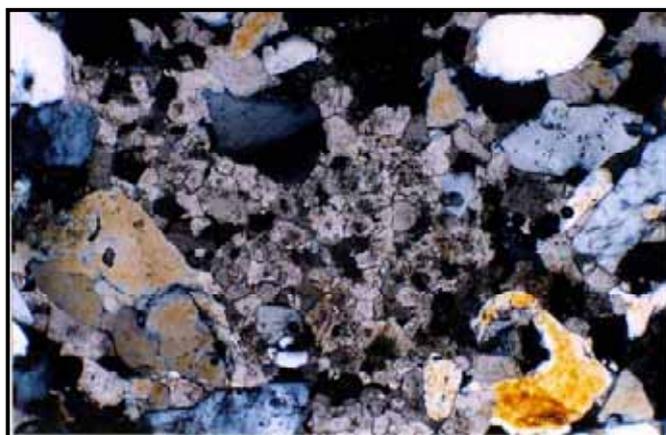


Foto 5.35 – Fotomicrografia do arenito calcífero em uma porção mais distal da bacia, no poço 1-ST-I-PE, em Itamaracá, ainda mostrando domínio quartzoso, mas com maior concentração de calcita espática e mostrando grãos em agregados. Aumento 4x e NX.

Na sub-litofácies **Arc₄**, há um aumento do carbonato muito bem observado nas lâminas delgadas (Foto 5.36), mostrando o quartzo em grãos agregados e

contatos suturados, envolvidos por calcita espática numa proporção que vai muito além de cimento. Em amostras de afloramento ou testemunhos, esta litofácies é facilmente reconhecida devido a efervescência na presença do HCl 10% a frio.

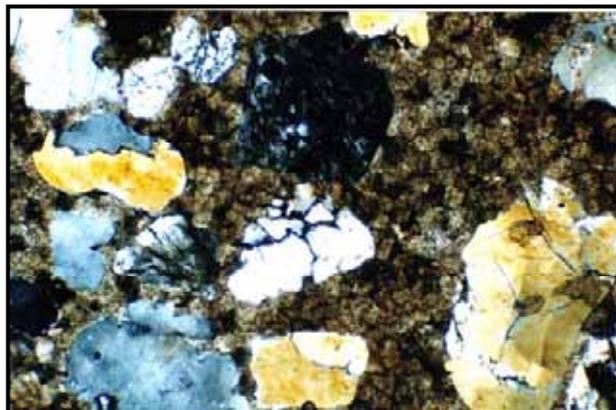


Foto 5.36 – Fotomicrografia do arenito calcífero da sub-litofácies **Arc₄**, da Fazenda Alexandrina (Ex-Congo), na Sub-Bacia Alhandra mostrando o quartzo em grãos agregados e contatos suturados, envolvidos por calcita espática numa proporção que vai além de cimento. Aumento 4x e NX.

5.6.7 – Fosforitos Uraníferos – **Ffu**

A Litofácies **Ffu**, geralmente, corresponde a um sedimento fosfático argilo-arenoso, com coloração variando de creme a amarronzada, friável, e com pouco ou nenhum carbonato, cujos teores de P_2O_5 são frequentemente superiores a 10% e sobrejacentes aos arenitos calcíferos da litofácies Arc ou aos arenitos friáveis da litofácies Agm, quando mais próximo da borda da bacia. Lateral e gradativamente para leste esse sedimento que passa a um calcário argilo-arenoso fosfático ou a um “fosforito” argiloso carbonático (marga fosfática?), creme ou cinzentos, com diagênese média a fraca, teores em P_2O_5 inferiores a 10%, e sobrejacente aos fosforitos *sensu strictu*.

Em função das características faciológicas, petrográficas e mineralógicas pode-se distinguir quatro sub-litofácies, a saber: **a)** Sub-litofácies fosforito arenoso – **Ffu₁**; **b)** Sub-litofácies fosforito – **Ffu₂**; **c)** Sub-litofácies fosforito argiloso – **Ffu₃**; e, **d)** Sub-litofácies “fosforito” carbonático ou marga fosfática – **Ffu₄**.

A primeira é a porção mais inferior da camada fosfática e está em contato com as litofácies **Arc₂** (arenitos calcíferos) ou **Agm** (arenitos grossos a médios). A

segunda é o fosforito *sensu strictu* ou a camada fosforítica propriamente dita e estratigraficamente posicionada entre as litofácies areníticas da **PC** ou da **PS** na medida em que se caminha para oeste ou borda da bacia, e os carbonatos da seqüência superior (“Formação Gramame”). As duas últimas sub-litofácies, ocorrem entre a porção superior do fosforito propriamente dito e os calcários da seqüência superior.

a) *Sub-litofácies fosforito arenoso (Ffu₁)*, é a sub-litofácies mais inferior, rica em minerais detríticos e com elementos fosfáticos decrescendo em relação à base. Apresenta geralmente uma coloração creme-esbranquiçada a amarelada, friável, podendo ocorrer tanto sobre os arenitos da *Litofácies Agm* (Parasseqüência Siliciclástica) nas partes mais proximais da bacia, a oeste, ou sobre os arenitos calcíferos da *Litofácies Arc₂*, na sub-bacia Olinda (Foto 5.37), ou como um arenito fosforítico de coloração escura creme-amarronzada, relativamente endurecido (diagênese média), no topo dos arenitos calcíferos *Arc₂*, nas Sub-bacias Alhandra e Miriri.

b) *Sub-litofácies fosforítica (Ffu₂)* é o fosforito propriamente dito, rico em elementos fosfáticos (Foto 5.38), e em fósseis (Foto 5.39), notadamente moldes de foraminíferos. Ela é a fonte de fosfato na bacia, estratigraficamente, é a seção condensada e, associada ao urânio, forma o marco estratigráfico radioativo na bacia.



Foto 5.37 – *Sub-litofácies fosforito arenoso (Ffu₁)*, creme, relativamente compacto, com leve estratificação, rico em minerais detríticos e com os elementos fosfáticos decrescendo em relação à base. Estratigraficamente foram encontrados sobre os arenitos calcíferos *Arc₂*. Pedreira laman, Abreu e Lima-PE.



Foto 5.38 – *Sub-litofácies fosforítica (Ffu₂)*, com coloração creme–amarelada, granulometria média, localmente com aspecto friável, muito fossilífera. Neste afloramento, em Paratibe-PE (EM-10), ocorre depositada sobre arenitos grossos *Agm* (da **PS** = “Formação Beberibe”). Em relação a ocorrência da Pedreira Iaman, vista na foto anterior, está um pouco mais para leste.



Foto 5.39 – Detalhe da litofácies mais representativa do fosforito, constituída de material fosforítico arenoso, creme-amarelado, granulometria variando de média a grossa e bastante fossilífera (notar a quantidade de gastrópodes). Esta litofácies é aquela onde foi encontrado o foraminífero *Fallotia santosae* na Sub-bacia Olinda. Afloramento na localidade de Paratibe, na rodovia PE-15, Paulista.

c) Sub-litofácies fosforito argiloso (Ffu_3), é a litofácies mais superior da camada fosforítica (Fotos 5.40 e 5.41), onde o cimento argiloso e o teor de fosfato diminuem rapidamente enquanto calcita e dolomita tornam-se freqüentes. Esta litofácies muitas vezes foi a responsável por colocar o fosforito na base da “Formação Gramame”, pois a passagem do fosforito (“Itamaracá”) para os carbonatos (“Gramame”) é gradacional, uma vez que a linha de costa não transgrediu sobre o continente de modo a formar contatos bruscos.

d) Sub-litofácies “fosforito” carbonático/marga fosfática (Ffu_4), ocorrendo na parte basal da seqüência carbonática (Foto 5.24) ou no interior da mesma. É um sedimento essencialmente carbonático com frações detríticas e fosfáticas subordinadas, às vezes parecendo apresentar uma gradação faciológica de arenitos-carbonáticos pouco fosfáticos a calcários areno-argilosos pouco ou não fosfáticos e, por fim, calcários plenos (biomicritos Gramame). É também a litofácies representativa, juntamente com a anterior (Ffu_3), dos denominados “fosfatos pobres”, com teores menores que 10% ou fácies carbonática, citados por pesquisadores anteriores.

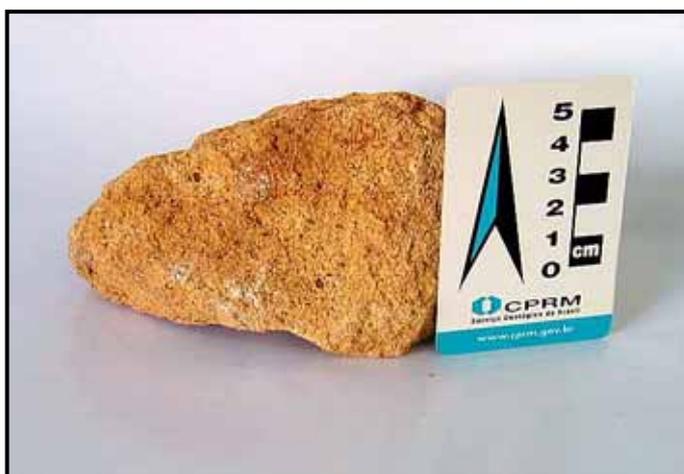


Foto 5.40 – Sub-litofácies fosforito argiloso (Ffu_3), estratigraficamente superior às sub-litofácies anteriores (Vide Fotos 5.38 e 5.39), e ocorre no mesmo afloramento de Paratibe (EM-10), às margens da rodovia PE-15. Esta sub-litofácies

está no topo da camada fosforítica, em contato com os calcários da seqüência carbonática sobrejacente (“Formação Gramame”).



Foto 5.41 – Vista em afloramento da *Sub-litofácies fosforito argiloso Ffu₃* (topo da camada fosforítica) no contato com os “calcários Gramame” da Seqüência Carbonática na Sub-bacia Olinda. Afloramento EM-10, na rodovia PE-15, Paratibe-PE.



Foto 5.42 – *Sub-litofácies “fosforito” carbonático/marga fosfática (Ffu₄)* da base da seqüência carbonática da bacia, com baixíssimo teor em fosfato, e alta percentagem de argila, além de rica em calcita (micrítica e espática) e dolomita romboédrica bem formada. Localização: afloramento EM-10, em Paratibe-PE.

O estudo da petrografia microscópica na camada fosforítica em termos suas litofácies mostrou, de um modo geral, que o fosforito se compõe de uma porção dominada por minerais detríticos (fase detrítica) e outra química/bioquímica (fase química – Kegel, 1955/bioquímica, Tinoco, 1971). A detrítica é constituída basicamente de quartzo, feldspato (microclina e plagioclásio), além de pequena percentagem argila formando o cimento.

Em algumas lâminas observou-se também o quartzo em tamanho mais destacado que o feldspato, mas raramente ultrapassando 5mm, ficando na média dos 2mm, e com grãos menos arredondados que os de feldspato, que apresentavam alterações para argila. Acessórios como muscovita, goethita, turmalina, zircão epidoto foram também encontrados, não necessariamente numa mesma lâmina.

A fase bioquímica está representada por calcita, dolomita e grãos, oólitos, pseudo-oólitos, coprólitos, *pellets* e nódulos fosfáticos preenchendo moldes internos ou fragmentados e agregados microfósseis fosfatizados. Ao microscópio a calcita ocorre em pequenos cristais nos interstícios (micrita) e a dolomita em romboedros de até 1mm de tamanho. O fosfato apresenta uma estrutura amorfa, a qual, quando em maior aumento, mostra-se ligeiramente fibrosa. Os coprólitos estão presentes tanto nos fosforitos com percentagem de P_2O_5 acima ou abaixo de 10%.

O fosforito de baixo teor (< 10% de P_2O_5) é constituído de um sedimento essencialmente carbonático onde as frações detríticas e fosfáticas se apresentam subordinadas. Apresenta, também, uma gradação litofaciológica da base para o topo, passando de arenitos-carbonáticos pouco fosfáticos e estéreis a calcários arenosos (calcarenitos?) pouco fosfáticos e, por fim, calcários argilosos (biomicritos argilosos “Gramame”).

É interessante observar que ocorre sempre uma gradação de termos mais arenosos para calci-argilosos, qualquer que seja a litofácies do fosforito. Tanto nas amostras de afloramentos como na de poços, pode-se observar essa “evolução deposicional”.

A petrografia microscópica permitiu também elaborar uma microscopia estratigráfica da camada fosforítica a partir da identificação em lâminas das sublito fácies reconhecidas anteriormente. Na *Sub-litofácies fosforito arenoso (Ffu₁)* ocorrem quartzo e feldspato, com o primeiro em grãos ligeiramente maiores que o

segundo, e tamanho médio em torno de 2mm, aspecto subanguloso e feldspato aspecto subarredondado ou até rolado (retrabalhado?). Os minerais argilosos estão presentes em pequenas percentagens, nos interstícios e como alteração no interior do feldspato.

A dolomita forma romboedros disseminados por toda a lâmina e a calcita é microcristalina (micrita) e ocorre como cimento e no interior dos micorfóssies. O fosfato é amorfo, como coloração marrom escura ou preta, preenchendo moldes internos de conchas principalmente de foraminíferos, e os coprólitos com tamanho de até 2mm são de formas variada, esférica, cilíndrica e ovóide, parcial ou totalmente fosfatizada (Foto 5.43). Esta sub-litofácies, na maioria dos furos do Projeto Fosfato (Fonseca Neto, 1979), foi denominada como arenito pelfosfático, arenito pelfosfático feldspático e até arenito pelfosfático feldspático doloespático.

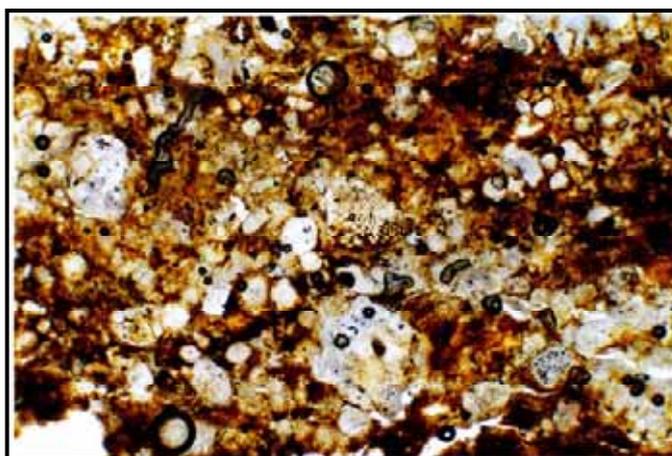


Foto 5.43 – Fotomicrografia do arenito pelfosfático pertencente a *Sub-litofácies fosforito arenoso* (Ffu_1), onde se observa o fosfato como matéria amorfa (escura) em nódulos, *pellets* e outros bioclastos fosfatizados e entre grãos de quartzo e feldspato. Os grãos parecem unidos por cimento fosfático e em menor quantidade cimento ferruginoso. Testemunho do Furo 1-IG-01-PE. Aumento 4x; N ||.

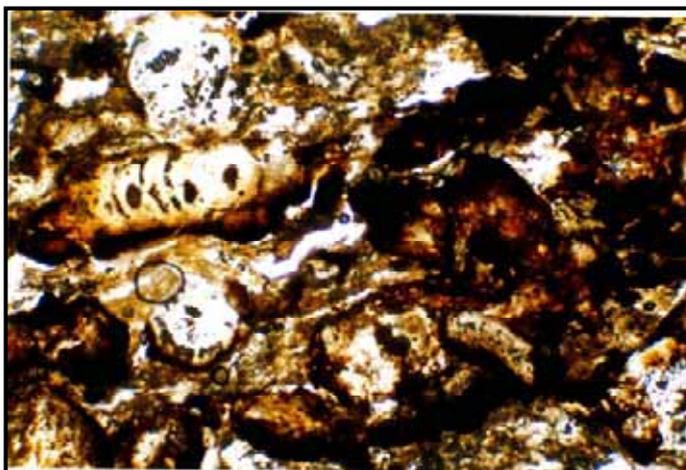
A *Sub-litofácies fosforítica* (Ffu_2) corresponde ao fosforito propriamente dito e, conseqüentemente, a mais rica em elementos fosfáticos, representados na microscopia por material amorfo, pseudo-oólitos, nódulos e *pellets*, em cores que

variam marrom e preta (Foto 5.44). O quartzo representa o detrítico mais comum, ocorre sob forma de grãos, em baixa percentagem na lâmina.

Os ortoquímicos como calcita e dolomita estão presentes em maior proporção que os minerais detríticos, com a calcita aparecendo preenchendo vazios nos microfósseis, principalmente conchas e carapaças de foraminíferos (espática) e também nos intraclatos, como micrita. A dolomita ocorre como pequenos romboedros dispersos na matriz. As percentagens aumentam em direção ao topo.

O fosfato preenche carapaças e conchas de foraminíferos, restos de algas e outros moldes de organismos fosfatizados, principalmente foraminíferos, e também ocorre como grânulos fosfáticos inorgânicos e coprólitos formando agregados e dominando às vezes quase toda lâmina (Foto 5.45).

O mineral fosfático predominante é a colofanita (apatita criptocristalina e sedimentar) determinada por Kegel (1955), cujos grânulos podem estar envolvidos por um material também fosfático formando capas de aspecto fibroso pardacenta a morrom clara, cuja determinação mineralógica (Saad, 1974) mostrou tratar-se da francolita. Porém, Menor (1977) em função dos resultados de análises difratométrica e das características químicas do fosfato, o reconhece como uma fluorapatita pouco carbonática e crandalita.



Fotos 5.44 – Fotomicrografia do fosforito da *Sub-litofácies fosforítica (Ffu₂)*, no furo 1-IG-03-PE, mostrando um agregado de fósseis com os moldes preenchidos por material fosfático. Não se observa orientação preferencial dos microfósseis, nem estruturas de sedimentação dentro do fosforito. Aumento 4x e N ||.

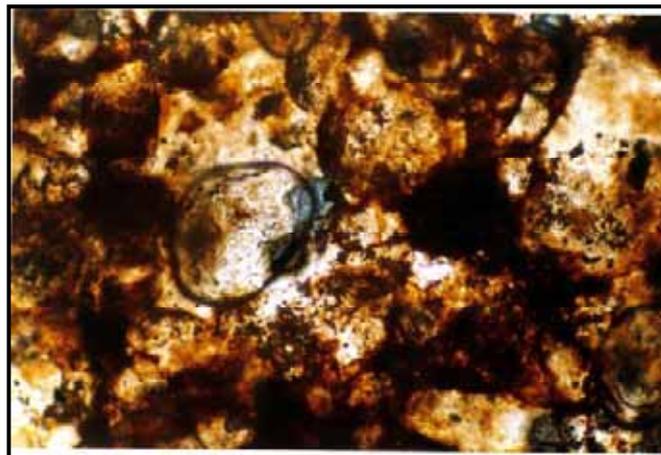


Foto 5.45 – Fotomicrografia do fosforito da *Sub-litofácies fosforítica (Ffu₂)* no afloramento EM-10 em Paratibe, mostrando o fosfato como matéria amorfa de cor marrom ocupando grande parte da lâmina, grãos terrígenos (geralmente quartzo) e *pellets* fosfatizados. Aumento 10x e N ||.

A *Sub-litofácies fosforito argiloso (Ffu₃)*, apresenta em lâmina uma matriz carbonática dominada por calcita micrítica e espática, dolomita romboédrica dispersa por toda área da lâmina e material fosfático amorfo distribuído como *pellets*, nódulos e fragmentos de microfósseis fosfatizados (Foto 5.46) e, também como um oodsmicrito fosfático com dolomita neoformada, calcita micrítica nos interstícios e formando a matriz, grãos de fosfato e algum feldspato (Foto 5.47).

Na Sub-bacia Miriri, esta *sub-litofácies* apresenta enriquecimento em quartzo e feldspato tornando-se mais arenosa e as argilas foram identificadas como illita e caulinita (Gomes, 1982), apresentando fenômeno de retrabalhamento e cimento ferruginoso (Foto 5.48).

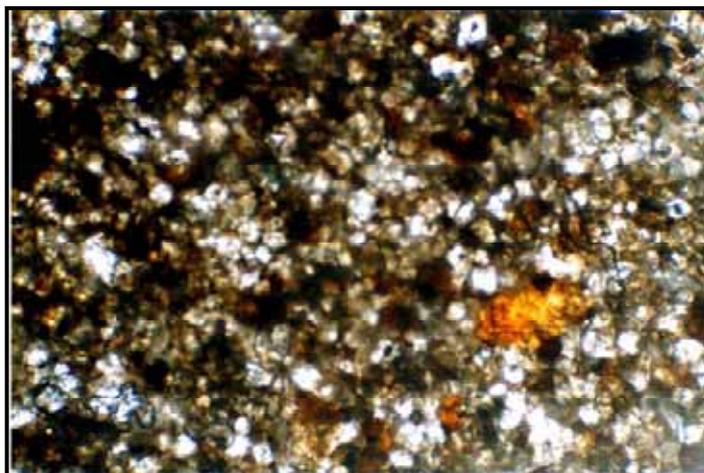


Foto 5.46 – Fotomicrografia da *Sub-litofácies fosforito argiloso (Ffu₃)*, um doloesparito fosfático, no Furo 1-IG-03-PE (Sub-bacia Olinda), mostrando o fosfato amorfo sob forma de pellets, nódulos e preenchendo fragmentos de microfósseis, por entre a matriz carbonática (calcita micrítica e espática) e romboedros de dolomita (recristalização). Aumento 4x e N ||.

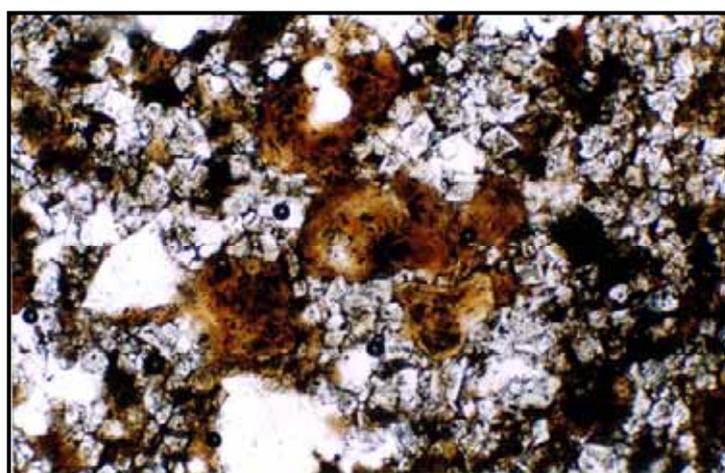


Foto 5.47 – Fotomicrografia de um oodismicrito pouco fosfático, da *Sub-litofácies fosforito argiloso (Ffu₃)*, mostrando dolomita neoformada e alguns grãos de fosfato (marrom) e feldspato. Testemunho do Furo 1-CA-01-PB, em Caaporã-PB (Sub-bacia Alhandra). Aumento 4x e N ||.

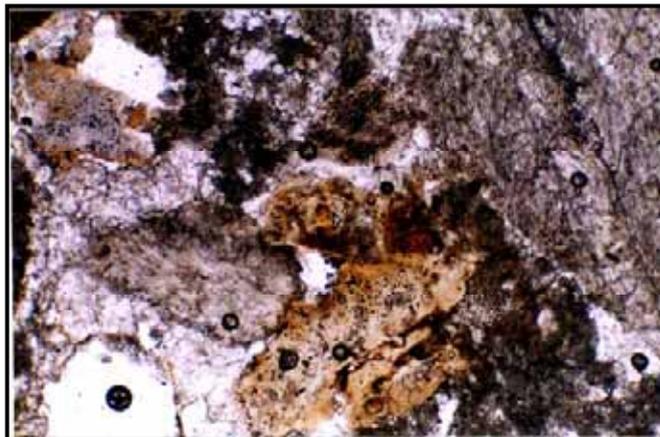


Foto 5.48 – Fotomicrografia da *Sub-litofácies fosforito argiloso (Ffu₃)* no poço LU-02, na Sub-bacia Miriri. Nesta “litofácies” fosforito apresenta feições de retrabalhamento, com presença de quartzo, baixo teor em P₂O₅ e o fosforito mais compacto, algas e nódulos fosfatizados e calcita espática. Aumento 4x e N ||.

Por sua vez, a *Sub-litofácies margá fosfática (Ffu₄)*, já no âmbito da base da seqüência carbonática ainda apresenta elementos fosfáticos imersos numa matriz micrítica (Foto 5.49), é classificada em lâmina como doloesparito micrítico argiloso fosfático (Fonseca Neto, 1979).

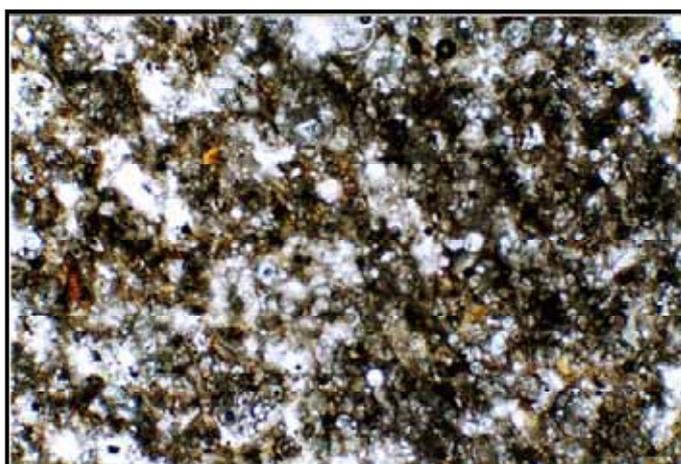


Foto 5.49 – Fotomicrografia da *Sub-litofácies margá carbonática (Ffu₄)*, mostrando domínio de calcita micrítica que forma este biomicrito e material fosfatizado sob forma de calcisferas e preenchendo carapaças de foraminíferos. Testemunho do furo 1-PL-01-PE. Aumento 4x e NX.

5.6.7.1 – Características Mineralógicas e Químicas do Fosforito

A associação mineralógica do fosforito pode ser subdividida em três fases, uma fase terrígena, uma fase fosfática e uma fase carbonática.

Mineralogicamente, na fase terrígena, os grãos variam de grossos a finos, onde os primeiros constituem a fração maior que 2μ e os finos, frações menores que 2μ (Kegel, 1955). Os minerais terrígenos essenciais são grãos detríticos como quartzo, subordinado por microclina e plagiocásios. Os acessórios desta fase foram identificados como concentrações pouco significativas de mica, epidoto, zircão, turmalina e opacos (Menor, 1975).

Já os grãos terrígenos de granulometria fina formam o cimento que é predominantemente argiloso e cujos minerais são identificados como esmectita, illita e caulinita. De um modo geral, as argilas do tipo caulinita e illita estão presentes na Sub-litofácies Ffu₁, a montmorilonita, acompanhada de pouca illita e caulinita na sub-litofácies fosforítica *sensu strictu* (Ffu₂) e, na sub-litofácies Ffu₃, no topo da camada fosforítica, a montmorilonita, que aumenta muito, enquanto a caulinita diminui e a illita permanece mais ou menos estável em percentagem.

A fase fosfática é basicamente representada pela apatita (dominantemente, a fluorapatita) e, eventualmente, a crandalita – esta apenas na base arenosa e em pequenas quantidades. A apatita presente no fosfato é uma fluorapatita pouco carbonática, rica em flúor e com CO₂ um pouco elevado e, comparativamente em posição intermediária entre uma fluorapatita teórica e a francolita (Menor, 1975). Os carbonatos ocorrem como biomicritos ou micritos, com calcita e dolomita, predominando no topo, e a dolomita, em cristais característicos, denunciando fenômenos de recristalização.

A fase carbonática apresenta domínio de calcita e dolomita, onde a primeira forma pequenos cristais nos interstícios, enquanto a dolomita constitui romboedros bem formados (Vide Foto 5.47), estando circunscrita ao topo/contato do minério fosfático, às vezes, intercalados com um nível argiloso.

As Sub-litofácies da Litofácies Fosforitos uraníferos (Ffu), também apresentam variações em suas composições químicas, das quais, aproveitamos o quadro apresentado por Amaral (1990), com base em Fonseca Neto (1979), onde a correspondência é de fácil percepção, na Figura V.16, a saber: Fosforito arenoso = Ffu₁; Fosforito = Ffu₂; Calcario fosfático = Ffu₃; e, Calcarenito arenoso = Ffu₄.

As litofácies calcárias fosfáticas são variações mais distais do topo do fosforito, na interface com a deposição dos carbonatos Gramame, enquanto o fosforito arenoso representa a base da camada fazendo interface com os arenitos calcíferos e, às vezes, com os “arenitos Beberibe”.

Há uma tendência, também no fosforito, de aumento da fração fina em direção ao topo e o comportamento dos teores de P_2O_5 tem caráter bimodal, ou seja, aumenta e depois diminui (Amaral, 1990),

Os valores das relações de F e do CaO para com P_2O_5 , confirmam o mineral fosfático como flúor-apatita pouco carbonática e sugerem uma condição de mais proximal dos fosforitos arenosos em oposição aos das litofácies calcárias.

Composições químicas médias das diferentes Sub-litofácies fosfáticas				
Óxidos, Elementos e Relações	Sub-Litofácies Fosfáticas			
	Fosforito Arenoso (Ffu ₁)	Fosforito (Ffu ₂)	Calcário Fosfático (Ffu ₃)	Calcarenito Fosfático (Ffu ₄)
P ₂ O ₅	6,64	10,65	2,62	1,30
SiO ₂	57,03	41,31	22,81	17,26
Al ₂ O ₃	9,00	10,58	2,72	1,25
Fe ₂ O ₃	3,76	5,04	1,33	0,55
CaO	12,25	17,42	31,74	42,89
MgO	0,93	0,97	6,58	3,04
K ₂ O	2,22	1,89	0,90	3,50
Na ₂ O	0,15	0,15	0,13	0,09
SO ₃	0,00	0,01	0,14	0,02
F	0,73	1,16	0,32	0,14
TiO ₂	0,35	0,41	0,07	0,03*
Umidade	3,12	3,15	0,71	0,33*
P.F.(+)	11,48	10,30	30,05	20,98
Total	104,54	99,89	99,43	91,36
F/P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,12	0,11
CaO/P ₂ O ₅	1,84	1,64	12,02	32,99

Figura V.17 – Composições químicas médias das litofácies do fosforito. Fonte: Amaral (1990). (+) Incluído valor da umidade; (*) Resultado incompleto.

O elevado teor de CaO parece indicar que no fosforito houve uma substituição de PO_4 por CO_3 , uma vez que as participações de calcita e dolomita são consideradas baixas para justificar o fenômeno (Amaral, 1990).

5.7 – Caracterização do Marco Radioativo da Bacia da Paraíba

A associação do fosforito sedimentar mainho com o urânio na Bacia da Paraíba, possibilitou a Souza (1999) estabelecer dois marcos estratigráficos na bacia com base nos raios gama do vários poços do Projeto Fosfato (Fonseca Neto, 1970), denominados de “marcos radioativos”.

A compreensão do que significa um marco estratigráfico no estudo da seqüência deposicional de uma bacia sedimentar, é fundamental para o entendimento da evolução do preenchimento lítico dessa referida bacia. São reconhecidos através de feições litológicas de destaque ou picos em perfis radioativos, elétricos ou refletores sísmicos, entre outros, formando padrões distintivos em relação às litologias subjacentes e sobrejacentes.

A importância de um marco estratigráfico, tendo em vista sua distribuição areal extensa, curto intervalo de tempo envolvido em sua formação e o posicionamento estratigráfico constante, reside no fato de que, as mais das vezes, os marcos se constituem em verdadeiras linhas de tempo e, portanto, utilizados como ferramentas de correlação e análise estratigráfica.

Na Bacia da Paraíba, o marco estratigráfico por excelência se constitui de um Marco Radioativo presente numa camada de fosforito, a qual, estratigraficamente, está contida no topo da Parasseqüência Calcissiliciclástica (Formação Itamaracá) e representa uma seção condensada. Este Marco Radioativo foi delimitado através de perfis de raios gama em cerca de quarenta (40) furos de sondagens/seções estratigráficas, distribuídas por toda bacia entre Olinda-PE e o vale do rio Miriri, na Paraíba, ao norte de João Pessoa, executados no "Projeto Fosfato na Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba" (Fonseca Neto, 1979) e também em algumas áreas pelo "Projeto Miriri", pesquisa própria da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM (Gomes, 1982).

Uma seção condensada resulta de um intervalo de tempo onde a taxa de deposição foi muito baixa, representada por sedimentos autigênicos de origem química como carbonatos e fosfatos, associados a siliciclásticos finos e rica microfauna. No caso da Bacia da Paraíba, a seção condensada constitui-se de sedimentos de origem bioquímica, fosforítico, associado a argilas, arenitos finos e carbonatos, com microfauna predominantemente de foraminíferos e com presença de urânio associado ao fosfato e às carapaças dos organismos fossilizados.

O horizonte fosforítico na bacia representa um *hardground* e foi interpretado por Lima Filho & Souza (2001), à luz da estratigrafia de seqüências, como resultante da Superfície de Inundação Máxima-SIM, que separa a Seqüência Clástica Inferior (Formações Beberibe e Itamaracá) da Seqüência Carbonática (Formações Gramame e Maria Farinha).

Um perfil de raios gama é obtido através do registro da emissão espontânea da radiação gama por parte de alguns isótopos radioativos, tais como U, Th e ^{40}K existentes nas rochas, devido a excessiva carga de energia contida nos seus núcleos. Essa radiação é detectada por equipamentos com sondas que medem a cintilometria ou emissão dos raios gama durante a perfilagem do furo de sondagem. Os teores anômalos dos elementos radioativos, normalmente, estão associados às rochas hospedeiras, no caso o fosforito, que no seu terço inferior é dominado por arenito fino, no terço intermediário pelo fosforito propriamente dito, constituído de minerais fosfáticos e microorganismos e, no terço superior, dominam carbonatos e argilo-minerais.

Esse urânio contido no fosforito origina a radiação é que favorece o aparecimento do marco radioativo na bacia. A identificação do pico radiométrico foi também determinado por espectrometria gama em afloramentos na região de Paulista-PE, obtendo-se três espectros distintos para o fosforito e as litologias subjacentes e sobrejacentes (Vide Figura III.4).

Nos perfis de sondagem do Projeto Fosfato (Fonseca Neto, 1979), pode-se observar alguns outros picos radioativos, porém sem a distribuição por toda área da bacia, o constante posicionamento estratigráfico no topo da Formação Itamaracá e a intensidade dos picos do marco radioativo selecionado. Estes picos podem representar retrabalhamento do fosforito ou refletem a radiometria de litotipos argilosos como margas e folhelhos

O marco radioativo é uma boa ferramenta para correlações de caráter cronoestratigráfico-estrutural das seções dos poços, foi utilizado por Souza (1999) na Sub-bacia Olinda juntamente com o “marco radioativo superior” - somente constante nesta sub-bacia, para correlacionar duas seções estratigráficas transversais à bacia, (Paulista e Igarassu), mostrando como seria a paleogeografia no tempo da regressão paleocena (Vide Figura III.5).

O marco radioativo da Bacia da Paraíba, denominado Marco Radioativo Inferior (Souza, 1999), abrange o intervalo Eomaastrichtiano, apresentando um ou dois picos radioativos no intervalo de domínio, envolvendo o terço superior dos arenitos calcíferos e o fosforito uranífero da Formação Itamaracá e a base dos calcarenitos da Formação Gramame, sobreposta, ensejando a percepção, em testemunhos de sondagens que ocorre uma “transição” entre ambas, o que era de se esperar uma vez que a Superfície de Inundação Máxima não é uma superfície brusca.

É também possível encontrar algumas vezes, pequenos picos radiométricos secundários, logo abaixo do Marco Radioativo, no domínio da passagem entre os arenitos calcíferos Itamaracá para os arenitos friáveis Beberibe, chegando até dois (2) metros do topo da Formação Beberibe, e interpretados como resultante de lixiviação "*per descensum*" da Formação Itamaracá, conforme se pode observar em seções estratigráficas e testemunhos de sondagens.

Vale ressaltar que em determinadas porções as duas formações estão interdigitadas, dificultando precisar o limite entre ambas e, conseqüentemente, o que é arenito calcífero ou friável. É possível que, em muitas sondagens, o arenito seja o mesmo ora mais fresco ora mais intemperizados, uma vez que as perfurações atravessaram muito pouco a Formação Beberibe.

Um marco radioativo secundário, denominado de Marco Radioativo Superior por Souza (1999), localizado estratigraficamente no contato Formação Gramame/Formação Barreiras e no topo da Formação Gramame, nas Sub-bacias Alhandra e Miriri e, entre a Formação Gramame e Formação Maria na Sub-bacia Olinda, interpretada como uma Superfície de Erosional Pós-Gramame, que retrabalha fosforitos Itamaracá situados mais para borda da bacia, arrastando-os em direção a leste durante uma regressão (Vide Figura V.16).

5.7.1 – O Urânio no Fosforito da Bacia da Paraíba

O urânio é o elemento de ocorrência natural com maior número atômico (92), e constituído de três isótopos primordiais, todos radioativos, compreendendo os núclídeos ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U , com abundâncias isotópicas de 99,27%, 0,72% e 0,006%, respectivamente. Os dois primeiros são cabeças de duas séries radioativas, a do urânio e a do actínio-urânio, enquanto que o ^{234}U é integrante da série do urânio. É também o elemento que possui maior peso atômico (238,07), com peso específico de 18,7, ponto de fusão de 1.100°C, e decompõe-se na água em torno de 100°C.

Do ponto de vista geoquímico é um elemento francamente litófilo, bastante difundido na crosta terrestre, e oxífilo, pois preferencialmente combina-se com o oxigênio.

Seus radionuclídeos apresentam a propriedade de desintegração radioativa que consiste na passagem espontânea da forma não estável para a forma estável, com emissão de partículas elementares (α , β , δ) e despreendimento de calor. O ^{238}U e o ^{235}U ao decaírem, produzem uma série de desintegração dos radionuclídeos os quais, por sua vez, vão decaindo até chegar ao produto final ^{206}Pb e ^{207}Pb , estáveis.

Na natureza o urânio é encontrado, principalmente, nos estados de oxidação tetravalente (U^{4+}) e hexavalente (U^{6+}). A valência estável é a seis (6), correspondendo a um óxido anfótero (UO_3), que pode produzir sais de urânio hexavalente e uranatos que são solúveis em condições normais.

O urânio tetravalente é representado pelo dióxido (UO_2) pardo a escuro, insolúvel como a maioria dos sais de U^{4+} (Torquato & Kawashita, 1996). Pode-se passar de sais de urânio hexavalente ou uranila para sais de urânio tetravalente por redução e, inversamente, de U^{4+} para uranila (U^{6+}) por oxidação. Isto é importante, pois se o urânio nas rochas estiver na forma insolúvel U^{4+} , como ocorre em zircão, baddeleíta e uraninita, e sofrer oxidação, poderá tornar-se solúvel e ser lixiviado pelas águas.

O urânio tetravalente se distribui na maioria das condições magmática, revelando grande afinidade pelo oxigênio e mostrando uma proporção direta com SiO_2 e K_2O e, inversa, para com CaO e MgO , daí, sua maior incidência nas rochas magmáticas ácida e insignificante participação nas magmáticas básica (Saad, 1995). O estado tetravalente é relativamente móvel em soluções e possui uma forte tendência a se hidrolizar e formar compostos de baixa solubilidade em água.

Devido ao tamanho de seu raio iônico com $1,05\text{\AA}$ e às características de sua carga, o urânio tetravalente substitui outros íons em vários óxidos complexos e silicatos que contenham Th^{4+} , Zr^{4+} ou terras raras como Ce^{4+} . Por isto à medida que o magma se cristaliza, o urânio tende a se concentrar nos fluidos residuais até que possa competir com aqueles elementos que ele pode substituir ou, até que, num estágio final possa formar seus próprios minerais (Nash *et al.*, 1986).

Assim, a espécie tetravalente ou reduzida forma poucos minerais onde o urânio é o constituinte principal como na uraninita (UO_2) ou pechblenda – sua variedade amorfa e muito importante nos jazimentos sedimentares, ou ainda na coffinita, um silicato hidratado de urânio, comum em jazidas sedimentares. É mais comum, porém, a ocorrência associada a outros elementos formando óxidos, silicatos hidratados, fosfatos e óxidos complexos de terras raras, em minerais como zircão, titanita, apatita, xenotima e outros menos conhecidos (Maciel & Cruz, 1973).

O urânio hexavalente, provavelmente, sempre existiu sob a forma do radical uranil (UO_2)²⁺, tendo grande mobilidade e podendo precipitar em meio alcalino formando íons complexos, especialmente fosfatos, sulfatos e carbonatos, estáveis e pouco solúveis, mas sensíveis às variações do potencial de oxi-redução (Andrade Lima, 1996).

Em climas úmidos, os minerais de urânio são alterados para complexos hexavalentes e transportados por águas pluviais ou pelos rios. Nos climas quentes, geralmente, formam complexos sob forma de óxidos, hidróxidos, fosfatos, carbonatos, vanadatos, sulfetos, arseniados, molibdatos e seleniados. Nos mares, o urânio permanece em solução como carbonato.

O mecanismo de concentração do urânio nos fosfatos sedimentares se dá através da água do mar, onde o urânio ocorre na forma hexavalente, podendo ser concentrado e parcialmente reduzido a tetravalente nos sedimentos de fundo, ricos em matéria orgânica, antes de ser integrado na estrutura cristalina da apatita. A radioatividade apresentada pela apatita só pode ser devido à série $4n+2$ (^{238}U), uma vez que as condições diadócicas (substituição iônica) desse mineral não admite a substituição do Ca^{2+} pelo Th^{4+} na rede cristalina admitindo, contudo, a troca iônica do Ca^{2+} pelo U^{4+} (Saad, 1995).

O caráter singenético do urânio em fosfatos marinhos é demonstrado pela distribuição de urânio em vários depósitos minerais onde a concentração primária do urânio tetravalente, que é predominante, depende de diferentes fatores e da

abundância da matéria orgânica e granulometria das partículas em suspensão. Após a diagênese, uma alteração superficial poderá provocar um aumento do teor de urânio.

O mecanismo de concentração de urânio nos fosforitos pode ser condicionado por taxas de sedimentação muito baixas pois aumentam o tempo de contato das partículas de fosfato com as águas contendo urânio dissolvido, e também, por sedimentos plataformais ricos em matéria orgânica que favorecem a uma concentração maior da quantidade de urânio devido a um aumento na capacidade de redução do urânio hexavalente, para urânio tetravalente.

Esse urânio tetravalente integrar-se-á ao complexo fluorcarbonato de apatita e, também, através da adsorção do U^{6+} nas superfícies dos cristais de apatita, em função do aumento da superfície específica, e pela limitação do crescimento dos cristais na presença de matéria orgânica. Ou, ainda, na evolução do processo diagenético dos sedimentos contendo urânio e fósforo, pode haver um enriquecimento em urânio através da adsorção do U^{6+} em função do aumento da superfície específica das partículas (Saad, 1995).

Os teores de urânio na crosta terrestre estão em torno de 4 ppm, enquanto os teores nas rochas fosfatadas estão em torno de 150 ppm. O teor médio do fosfato na crosta é da ordem de 0,23% em P_2O_5 , e nas rochas fosfáticas, de 100 a 150 vezes superior. O teor de urânio no fosforito marinho cresce com o aumento do teor em fosfato, porém a relação entre o urânio e o teor em carbonato (CO_3), verificou-se que, quanto maior for o teor em carbonato, tanto menor será o teor em urânio (White, 1955).

O urânio, em seu ciclo geológico-geoquímico, participa dos fenômenos geodinâmicos internos e externos da crosta terrestre, desde o Pré-Cambriano até os dias atuais. Numa primeira fase apresenta uma relação direta com os diversos períodos orogênicos e seus depósitos – econômicos ou ocorrências, se concentram nas proximidades dessas zonas orogênicas, preferencialmente.

Numa segunda fase, o urânio é liberado das rochas magmáticas pelos agentes do intemperismo e, uma vez mobilizado, vai concentrar-se em áreas sedimentares relativamente próximas daquelas de onde aportam as soluções carregadas com íons uranila, formando depósitos em conglomerados e arenitos, ou vai concentrar-se na água do mar, carregado pelos rios formando depósitos marinhos em folhelhos, margas e fosforitos.

Desse modo, o urânio associado aos fosforitos da bacia estudada, tem uma história geológica bem mais longa que a simples presença no “mar atlântico cretáceo”. Sua história deve remontar aos inúmeros maciços graníticos da Província Borborema, os quais, por intemperismo e erosão desde o Pré-Cambriano, contribuíram para a migração do urânio e sua fixação nas bacias sedimentares, quer pré-paleozóicas, quer nas Paleozóicas como a Sinéclise do Parnaíba, na Formação Pimenteiras, do Siluro-Devoniano, ou em bacias interiores como a Bacia do Jatobá, preferencialmente na Formação Inajá do Devoniano Inferior. Em ambos os casos a mineralização é tida como singenética, e associada a fosfatos, mas com baixos teores.

Com a continuação da evolução continental, novo ciclo de migração chegou às bacias mesozóicas, principalmente após a Reativação Wealdeniana, onde se pode encontrar depósitos de fosfatos nas bacias Potiguar, Formação Jandaíra, e da Paraíba, Formação Itamaracá. Na Bacia da Paraíba a história da lixiviação, migração, concentração e depósito do urânio, entre o continente e o oceano, muito provavelmente, está ligada aos fenômenos de abertura do oceano Atlântico durante o intervalo Coniaciano-Campaniano, no mínimo.

O urânio foi lixiviado e carregado pelos rios para o mar sob a forma hexavalente, podendo então ser concentrado e parcialmente reduzido para a forma tetravalente nos fosfatos ricos em matéria orgânica um pouco antes de ser integrado na estrutura cristalina da apatita, absorvida pelos fósseis na substituição do cálcio existente no fosfato pelo urânio ou preenchendo as cavidades do mesmo, como massas amorfas.

Os depósitos de fosforita da bacia em tela são semelhantes aos da Flórida (USA) e do Marrocos (NW da África) tendo, inclusive, a concentração uranífera, processo semelhante àquele da Flórida onde, o urânio dissolvido em solução foi lixiviado por águas descendentes e precipitado nos poros das palhetas dos minerais fosfáticos, provavelmente, por processos de substituição do U^{4+} com o Ca^{2+} existentes nas moléculas dos minerais fosfáticos (Saad, 1974; Maciel & Cruz, 1973).

As análises do conteúdo de U_3O_8 existentes nos concentrados obtidos na usina de beneficiamento do fosforito em Olinda, apresentam valores da ordem de 0,02% , e para amostras seletivas, valores de 0,03% (White, 1958), enquanto os teores de P_2O_5 variaram entre 180-200 ppm, para amostras de testemunhos de sondagens na região da jazida de Olinda (Saad, 1974).

Análises estatísticas corroboraram que os teores de urânio e de fosfato obedecem a uma relação de proporcionalidade, variável em função da natureza do minério – os denominados “minério rico”, com mais de 10% de P_2O_5 , ou o “minério pobre” com menos de 10% de P_2O_5 (ou minério retrabalhado; Gomes, 1982). Na Sub-bacia Olinda, a relações entre P_2O_5 e U_3O_8 , são positivas (Figura V.18), levando a conclusão que o urânio obedece ao mesmo controle deposicional do fosfato, na bacia estudada (Saad, 1974; Amaral, 1985),

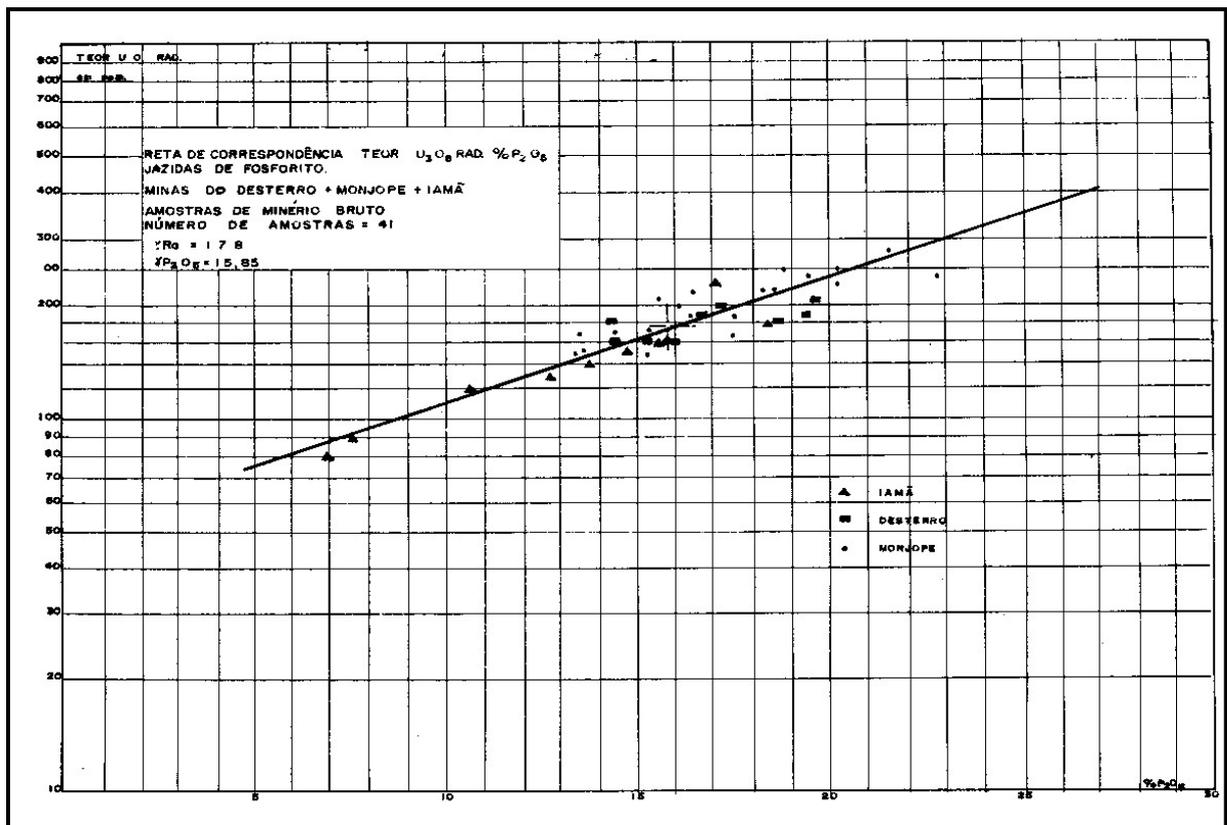


Figura V.17 – Correspondência entre U_3O_8 e P_2O_5 encontrada no minério das jazidas da Fosforita Olinda S/A, em Desterro, Monjope e Iaman (Abreu e Lima-PE), Sub-bacia Olinda. Fonte: Saad (1974).

5.7.2 – Petrografia do Marco Radioativo

O marco radioativo da Bacia da Paraíba é resultante da fosfatização de rochas bioquímicas com texturas deposicionais, variando de packstones até

mudstones. Os packstones contêm uma assembléia fossilífera composta predominantemente de foraminíferos planctônicos e bentônicos de granulação média (Foto 5.50), contendo ainda calcisfera, pelóides, bioclóstos, ostácodes, equinóides, e moluscos,

Escamas e ossos de peixes são raros e os siliciclóstos ocorrem como componente secundário. Os mudstones contêm principalmente foraminíferos planctônicos e calcisferas.

A matriz micrítica apresenta-se pouco neoformada e a dolomitização é incipiente. A fosfatização é um processo diagenético marcante nos carbonatos, ocorrendo como substituição dos constituintes carbonáticos e como precipitação em câmara de bioclóstos. Estes bio-elementos confirmam deposição em águas de ambiente marinho aberto e pouco profundas.

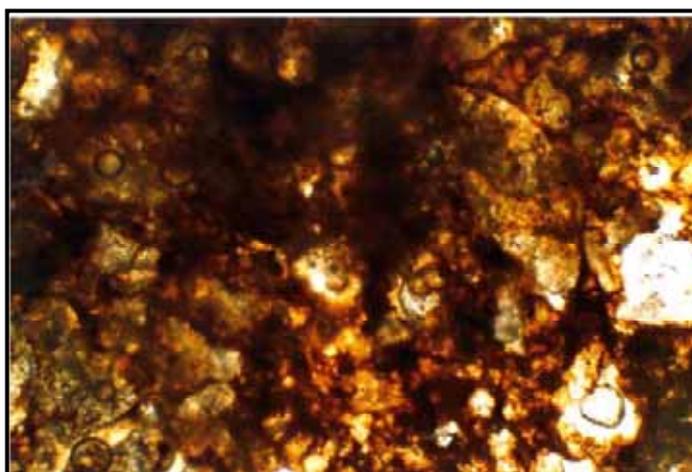


Foto 5.50 – Fotomicrografia do fosforito do marco estratigráfico com fosfato preenchendo carapaças de foraminíferos e restos de algas. Aumento 4x e NX.

5.7.3 – Petrografia da Seção Sotoposta ao Marco Radioativo

Estão representados por muitos elementos siliciclásticos, diminuindo os elementos bioclóstos. Os constituintes estão cimentados por um mosaico de calcita espática e dolomitização elevada principalmente na parte central do marco radioativo.

Esta microfácies representa deposição em ambiente marinho raso com águas agitadas. (Foto 5.51).

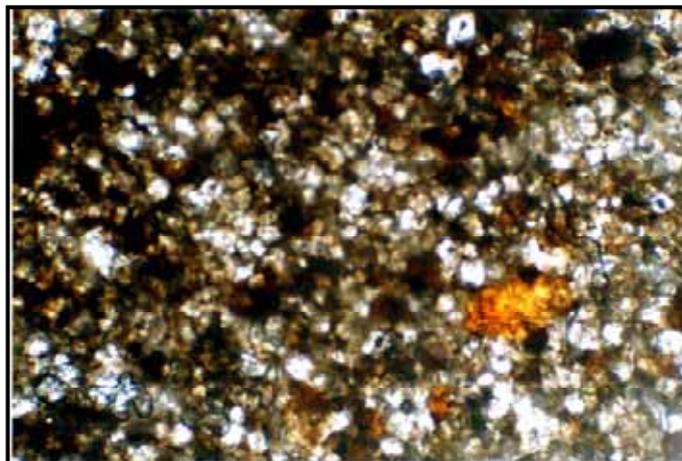


Foto 5.51 – Fotomicrografia do contato fosforito/arenito calcífero no furo IG-03, com muitos grãos quartzo-feldspáticos, calcita espática e dolomita, e muito material amorfo, fosfático. Aumento 4x e N II.

5.7.4 – Petrografia da Seção Sobreposta ao Marco Radioativo

Esta seção é constituída da microfácies mudstone/wackestone (Foto 5.52), com matriz micrítica e quantidade variável de bioclóstos, com percentagem de até 30% da rocha. Os principais componentes bioclóstos são foraminíferos, ostrácodes, equinóides e estruturas algálicas.

Esta microfácies representa uma sedimentação essencialmente depositada por suspensão, em ambiente marinho aberto e em águas moderadamente profundas.

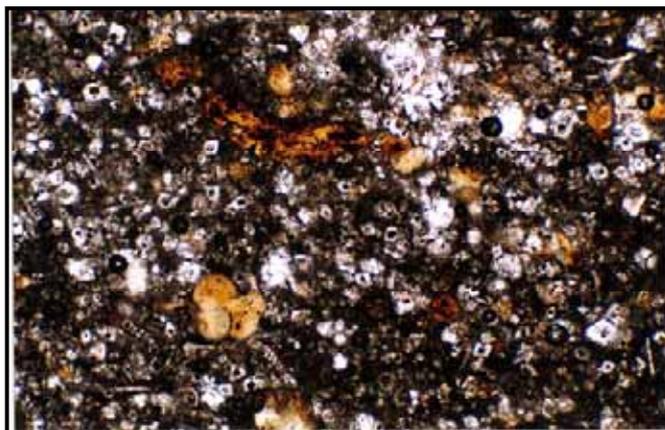


Foto 5.52 – Fotomicrografia do calcário da Formação Gramame, afloramento EM-53, no Engenho Amparo, Ilha de Itamaracá, estratigraficamente sobrejacente ao fosforito. Biomicrito com aproximadamente 50% de dolomita, abundantes microfósseis e bastantes grãos fosfatizados. Aumento 4x e N II.

5.7 – Paleogeografia e Evolução Sedimentar da Bacia

Uma bacia sedimentar é o resultado do processo de subsidência de uma placa tectônica, que permite o acúmulo e a preservação dos sedimentos e, assim, deixando marcada a sua história deposicional. A subsidência pode ser de caráter local, quando causada pela distensão e ruptura da litosfera, ou regional, quando causada por mecanismos de manutenção do equilíbrio isostático. A subsidência pode ser classificada como mecânica, quando é resultante da deformação ou ruptura crustal, ou térmica, quando é resultado da alteração do estado térmico da litosfera (Figura V.18).

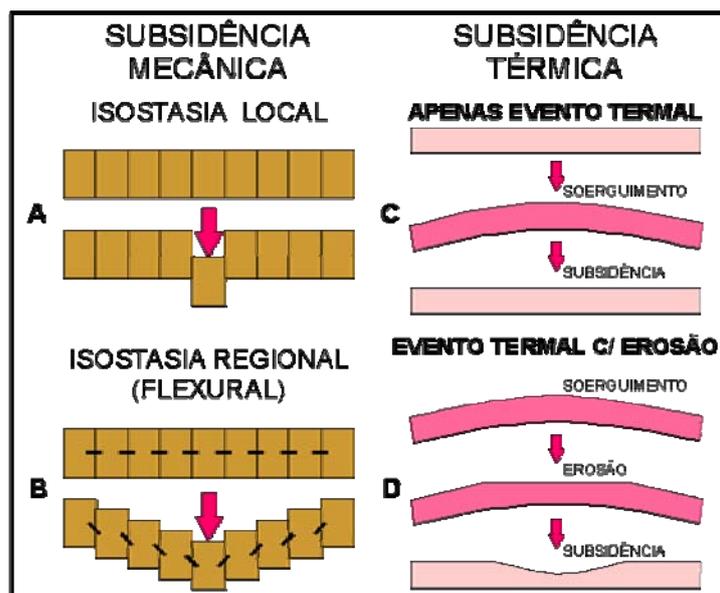


Figura V.19 – Representação esquemática dos processos e subsidência em uma bacia sedimentar. Fonte: Souza-Lima & Hansi Jr (2003)

A ruptura da litosfera em geral acompanha as zonas de fraqueza e anisotropias do embasamento. No caso das bacias da margem leste e equatorial brasileira, como a Bacia da Paraíba, a evolução deste processo culminou com a formação do Oceano Atlântico.

A Bacia da Paraíba é uma bacia de margem continental passiva, abrangendo a faixa litorânea pernambucana a norte do Recife (PE) e estendendo-se até Mamanguape, ao norte de João Pessoa (PB). Seu arcabouço geotectônico está inserido na borda leste da Província Borborema, limitado ao sul pelo Lineamento Pernambuco e ao norte pelo Alto de Mamanguape.

Apresenta estruturação em sub-bacias, de sul para norte, Olinda, Alhandra e Miriri, cujo caráter do preenchimento lítico, conjunto estratigráfico e associação fossilífera são peculiares às três.

Sua origem e evolução estão intrinsecamente ligadas aos fenômenos da deriva continental, separação dos continentes sul-americana e africana e a formação do oceano Atlântico.

No contexto das bacias sedimentares da margem continental atlântica brasileira a Bacia da Paraíba difere de suas congêneres nordestinas, as bacias,

Potiguar, Pernambuco e Segipe-Alagoas, por não ser uma bacia tipo “*rift*” como as demais, e sim uma bacia tipo rampa, estruturada durante o estágio “*drift*”, pós-turaniano. Esse retardo ao rifteamento deveu-se à resistência imposta pelas rochas da Província Borborema, cujas direções estruturais eram transversais à direção de propagação da ruptura principal.

O embasamento da bacia apresenta elevado grau de complexidade, denotada pela presença de descontinuidades entre as unidades geotectônicas, pelo grande número de feições e estruturas policíclicas com orientação geral NE-SW e pela diversidade litológica desde magmáticas plutônicas e vulcânicas a metamórficas infracrustais e supracrustais (Foto 5.53).



Foto 5.53 – Rocha gnáissica do embasamento da no NW da Sub-bacia Olinda, formada por bandas com metavulcâncas (escuras) e bandas graníticas (*sheets*) de cor clara. Região de Araçoiaba – Usina São José.

A bacia tem características de uma rampa mista, onde estão assentadas duas seqüências distintas, uma inferior dominada por sedimentos siliciclásticos e siliciclásticos carbonáticos em direção ao topo e, outra, superior e francamente carbonática com alguns níveis argilosos separadas por uma superfície de inundação máxima-SIM.

Seu preenchimento lítico mostra que os sedimentos mais antigos são de idade coniaciana-santoniana, bem mais tardios que os das bacias adjacentes, refletindo uma história evolutiva já dentro do fenômeno da deriva continental e formando três seqüências: Seqüência Clástica Inferior, Seqüência Carbonática e Seqüência Clástica Superior.

No que concerne a esta tese, o fulcro foi a Seqüência Clástica Inferior, depositada entre o Coniaciano-Santoniano e o Maastrichtiano Inferior, em dois tratos, o Trato de Mar Baixo, abrangendo o Sistema Fluvial, constituído da Fácies de Leques Aluviais e da Fácies de Rios Entrelaçados, e do Trato Transgressivo, abrangendo o Sistema Costeiro com uma Fácies Lagunar e uma Fácies Praial/Planície Litorânea.

A associação das litofácies nos tratos de sistema de mar baixo e transgressivo com seus sistemas deposicionais e ambientes correspondentes, permitiu o reconhecimento de duas parasseqüências, a inferior constituída de litotipos com afinidade siliciclástica e outra, superior constituída de litotipos de afinidade calcissiliciclástica, separadas por discordâncias, a primeira de caráter erosivo e litológico, marca o limite embasamento/bacia, a segunda, de caráter erosivo marca a mudança na ambiência geral da bacia, passando de continental a transicional-marinha, entre as parasseqüências, e, a terceira, uma SIM, que encerra a SCI com uma seção condensada fosforítica e marca o início das condições de mar alto na bacia.

Essa seção condensada é da maior importância na bacia, não somente como superfície cronolitoestratigráfica regional, formadora do datum marco estratigráfico radioativo devido à associação do urânio com o fosforito, muito útil para correlações dentro bacia e para com suas vizinhas, mas também por ser fonte de fosfato de origem sedimentar-marinha (Foto 5.54).



Foto 5.54 – Fosforito de coloração creme, friável, muito fossilífero e radioativo, que encerra a Parasseqüência Calcissiliciclástica (*Formação Itamaracá*) e forma a seção condensada, estratigraficamente posicionada no topo do Trato Transgressivo.

Um resumo do quadro evolutivo da bacia pode ser visto na Figura V.20, a seguir:

Seqüência Clástica Inferior					
		Ambiente Depositional	Litofácies	Trato de Sistema	Sistema Depositional
Parasseqüência Calcissiliciolástica	Transicional		Ffu - Fosforito uranífero	Trato de Sistema Transgressivo	Seção Condensada - SIM
			Arc - Arenito calcífero		Costeiro
			Saa - Siltitos areno-argilosos		
Parasseqüência Siliciolástica	Continental		Amf - Arenitos médios a finos, friáveis	Trato de Sistema de Mar Baixo	Fluvial Entrelaçado
			Agm - Areias médias a grossas		Fluvial
			CgO - Conglomerados organizados, monomíticos		
			Cgd - Conglomerados polimíticos desorganizados, suportados pela matriz.		

Figura V.20 – Quadro resumo da evolução deposicional da Seqüência clástica Inferior da Bacia da Paraíba.

Um resumo da paleogeografia no tempo da deposição clástica e calciclástica na bacia, pode ser observado tomando-se como base o avanço da linha de costa durante a fase transgressiva através dos furos de sondagens, e que correspondem aos três paleomapas (A, B e C) da Figura V.19 (Amaral *et al.*, 1977).

No paleomapa A, que explicita a primeira paleolinha de costa e está relacionada à porção inferior do pacote clástico, os depósitos continentais da Parasseqüência Siliciclástica (Formação Beberibe), observa-se que não havia ainda depósitos litorâneos na região sul da bacia (praticamente toda Sub-bacia Olinda), pois no período estava sendo desenvolvida uma extensa cunha clástica em ambiente continental com sedimentação de leque aluvial e fluvial entrelaçado.

Na porção norte da bacia, entretanto, já existia um amplo avanço marinho, principalmente, na região entre Goiana e João Pessoa, correspondendo às sub-bacias Alhandra e Miriri, onde através dos poços pode ser constatado um depocentro para os arenitos calcíferos e fosforitos da Parasseqüência Calcissiliciclástica (Formação Itamaracá) e uma espessura reduzida para os “arenitos Beberibe”.

No paleomapa B, a segunda paleolinha mostra o avanço gradativo do mar sobre o continente na sub-bacia Olinda, em direção ao Recife, e a progradação da **PC** (Formação Itamaracá) sobre os sedimentos clásticos continentais da **PS** (Formação Beberibe), causando inclusive, alguma intercalação entre essas as parasseqüências. Esse ambiente transicional-marinho inicia-se com depósitos lagunares e depois avança com a deposição em plataforma rasa (rampa interna), de ambiência praial e planície litorânea.

A terceira paleolinha, no paleomapa C, exhibe uma faixa contínua já com domínio da sedimentação marinha sobre toda bacia, e provavelmente impedindo o influxo de material continental. Em compensação, nessa fase, ocorre expansão de organismos favorecidos pelo aporte de nutrientes sobre a rampa. É nessa fase que ocorre a deposição do fosforito e seu acúmulo nos depocentos e teor acima de 10% de P_2O_5 , estratigraficamente situado no topo da **PC** e encerrando a Seqüência Clástica Inferior da bacia.

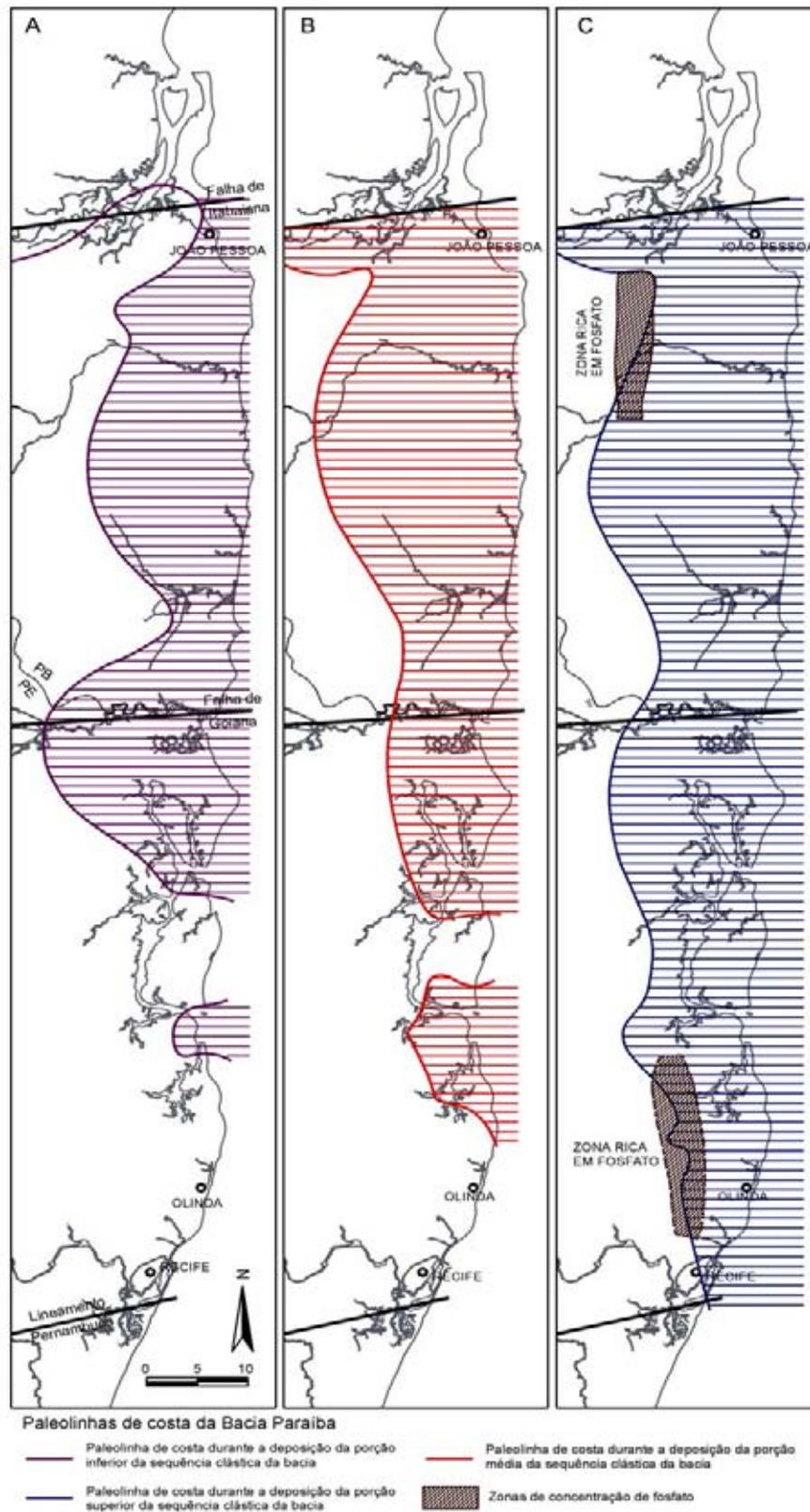


Figura V.21 – Resumo interpretativo da evolução da deposição da seqüência clástica inferior, tomando como base nas paleolinhas costeiras que marcam o avanço da transgressão marinha sobre o continente. Fonte: Amaral *et al.* (1977).

Do exposto, concluímos com a elaboração de uma Carta Estratigráfica para a Seqüência Clástica Inferior da Bacia da Paraíba, mostrada na Figura V.20.

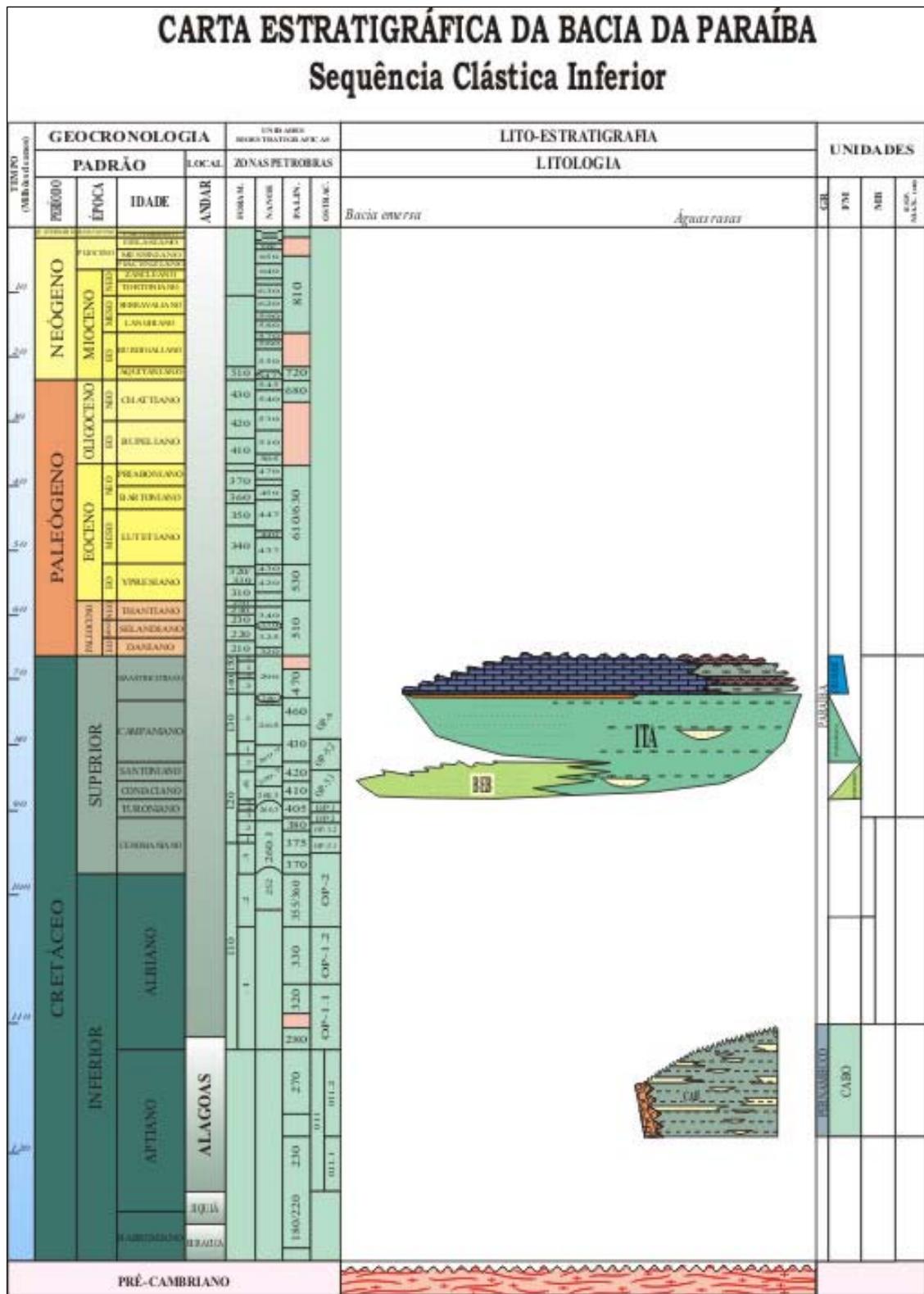


Figura V.22 – Carta Estratigráfica da Seqüência Clástica Inferior proposta por esta Tese.

C A P Í T U L O V I

**P A L E O N T O L O G I A E B I O E S T R A T I G R A F I A
D A S E Q Ü Ê N C I A C L Á S T I C A I N F E R I O R**

6.1 – Considerações Gerais

Os fósseis deixam registrados nos estratos sedimentares seus vestígios sob formas de moldes, fragmentos, pegadas e impressões que se conservam nas rochas ao longo do tempo.

Esses registros bio-lito-temporais aproximam paleontologia e estratigrafia para a caracterização bioestratigráfica de determinada sucessão de estratos, bem como na datação da idade relativa e correlação entre unidades inter/entre bacia (as) e, ainda, inferir sobre as condições paleoambientais e paleoecológicas.

Na Bacia da Paraíba, desde o final do século XIX e início do século XX que se vem estudando o conteúdo fossilífero das formações do Grupo Paraíba, principalmente nas unidades carbonáticas, as quais foram primeiramente caracterizadas através do conteúdo paleontológico.

A partir da segunda metade do século XX, a descoberta de petróleo nas bacias sedimentares da margem atlântica, primeiramente na porção emersa e depois em *offshore*, acarretou o desenvolvimento da micropaleontologia de modo a se estabelecer à evolução das bacias em consonância com a abertura do oceano Atlântico e a correlação com outras bacias mundo afora.

O mais significativo avanço nos dados macro/micropaleontológico na bacia em tela, é decorrência da descoberta da camada de fosforito cujos estudos até a presente data, ainda contribuem para a caracterização das unidades estratigráficas, bem como para a compreensão da evolução da bacia como um todo.

6.2 – Caracterização Paleontológica da Seqüência Clástica Inferior

O registro paleontológico na bacia é variado e relativamente abundante, abrangendo organismos desde o Santoniano ao Eoceno, principalmente, nas duas formações que constituem a Seqüência Carbonática, “Formação Gramame e Formação Maria Farinha”, ambas, fora do escopo desta tese, e menos variada e abundante, nas Parasseqüências Siliciclástica (“Formação Beberibe”) e Parasseqüência Calcissiliciclástica (“Formação Itamaracá”), que constituem a seqüência ora estudada.

A ocorrência dos horizontes fosforíticos na Bacia da Paraíba, foi o fulcro para que vários estudos fossem desenvolvidos, tendo como pano de fundo o interesse

econômico. As pesquisas sobre o fosfato, iniciadas no começo da década de 50 do século passado, logo demonstraram a correlação entre a presença do fosforito e a fase transicional marinha que se estabeleceu na bacia entre o final do Campaniano e a transgressão marinha maastrichtiana.

No âmbito da Seqüência Clástica Inferior, a relação bio-lito-estratigráfica entre as Parasseqüências PS e PC, apresentou mudanças ao longo do tempo, o mesmo ocorrendo também entre a PC e a “Formação Gramame”, as mais das vezes, tendo como cerne da discórdia uma caracterização litológica carente de mais dados conclusivos, ou uma caracterização paleontológica imprecisa, ou ainda, a falta de integração dos dados de modo a se ter uma coluna estratigráfica mais coerente possível.

A PS, unidade basal da bacia encontra-se *onshore* depositada diretamente sobre o cristalino através de uma discordância erosiva, e têm caráter predominantemente terrígeno e continental, sendo constituída de clásticos grossos a finos, de fácies leque aluvial e fluvial entrelaçada. As ocorrências de leitos conglomeráticos, correspondem a depósitos de leques aluviais preenchendo os baixos da superfície pré-Beberibe, (Mabesoone & Alheiros, 1988).

Este pacote clástico é predominantemente arenoso e lhe foi inferido, inicialmente, uma idade turoniana inferior (Beurlen, 1961a), com base na presença do amonóide *Choffaticeras koeneni* (Riedel) e no bivalve *Inoceramus labiatus* Schlothein, correlacionando esta formação com a Formação Sapucari (Cotinguiba) da Bacia de Sergipe, embora difira desta litologicamente e também quanto à associação faunística, que é contemporânea com o Turoniano da República dos Camarões, pois os fósseis citados são cosmopolitas, no Turoniano sul-atlântico.

Beurlen (1967b) reavaliou o material paleontológico coletado no único afloramento fossilífero da PS (“Formação Beberibe”) situado na localidade de Passarinho, às margens do rio Beberibe, pois encontrou dois exemplares do amonóide *Pseudosholenbachia umbuluzi*, determinativos de uma idade Santoniano Superior-Campaniano, ficando assim essa idade para a formação.

A PC (“Formação Itamaracá”) é constituída basicamente de sedimentos de origem transicional-marinha, constituídos de siltitos e arenitos muito finos e argilosos, lagunares, arenitos calcíferos ricos em fósseis marinhos (Kegel, 1955; 1957) e uma camada de fosforito bastante fossilífero no topo. Esta unidade é sobreposta aos arenitos grossos a finos, friáveis e estéreis que compõem a

Formação Beberibe aonde na maioria das vezes, nas regiões mais proximais, chegam a ocorrer interdigitações entre as duas unidades (Figura VI.1).

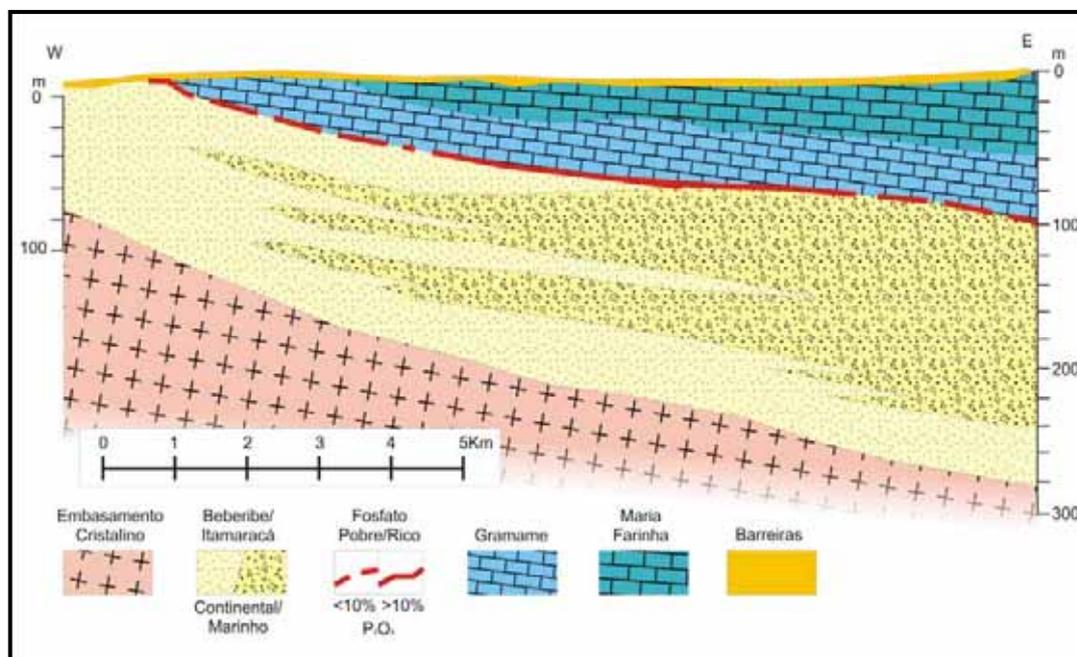


Figura VI.1 – Interdigitação entre as formações Beberibe (Continental) e Itamaracá (Transicional/Marinha), na porção proximal da Bacia da Paraíba, conforme Kegel (1957). Observar o horizonte de fosforito (em vermelho) sobre a Formação Itamaracá (Parasseqüência Calcissiliciclástica) e também sobre a Formação Beberibe (Parasseqüência Siliciclástica).

Os fósseis da PC (“Formação Itamaracá”) foram inicialmente descritos por Maury (1930) que os classificou como pertencentes à base da Formação Gramame tendo em vista a descoberta dos mesmos na Fazenda Congo (atualmente, Alexandrina), às margens do rio Gramame, ao sul de João Pessoa (PB).

Este fato gerou a confusão a respeito do contato estratigráfico dos calcários e margas da PS (“Formação Gramame”) e os arenitos calcíferos da PC (“Formação Itamaracá”) em relação ao horizonte fosforítico, modernamente posicionado no topo da SCI (Lima Filho & Souza, 2001).

A associação fóssilífera da PC é, de um modo geral, muito monótona e pouco determinativa para uma idade, tendo predominância de moluscos bivalves. Cerca de 80% dos mesmos pertencem aos bivalvíos *Mulinóides* (família *Mactridae*), *Tellina* e *Corbula*. Alguns representantes menos comuns, porém mais típicos, são os

gastropodes *Turritella nodosa* Roemer (Muniz, 1993), *Fragun*, *Astarte* e *Liophista* (Mabesoone & Oliveira, 1991).

Todos esses tipos característicos são predominantemente eurihialinos, indicando um ambiente de água muito rasa, com salinidade bem reduzida, de uma lagoa salobra mais ou menos fechada. Logo, os siltitos e arenitos argilosos muito finos e com fósseis de ambiente salobro, característicos de ambientes transicionais, não podem representar o topo da PS e, sim, a base da PC, marcando o início da transgressão marinha sobre o continente com ambientes lagunares.

Por conseqüência, o afloramento denominado como típico para a PS (“Formação Beberibe”), na localidade de Passarinho, no entender desta tese marca, então, a passagem das duas parasseqüências, a continental PS e a transicional-marinha PC na parte proximal da bacia.

No fosforito foram identificados os gastropodas *Cypraea azevedoi n. sp.*, *Xenophora vascondellosi n. sp.*, *Turritella sp.*, *Anchura*, e os lamelibrânqueos *Venericardia linoi n. sp.*, *Cardium (Pachycardium) sp.*, *Lucina*, *Plicatula*, entre outros (Mabesoone *et al.*, 1981). Na Foto 6.1, do único afloramento de fosforito em superfície (EM-10) em Paratibe, pode-se observar a quantidade de macrofósseis na amostra.



Foto 6.1 – Amostra do fosforito, topo da Formação Itamaracá, na localidade de Paratibe em Paulista-PE, mostrando fósseis de Gastrópode (principalmente *Turritella sp.*) e Lamelibranquio.

6.3 – Caracterização Micropaleontológica da Seqüência Clástica Inferior

Na caracterização da Seqüência Clástica Inferior, a primazia dos trabalhos específicos com microfósseis pertence a Tinoco (1967), onde foram identificados nos arenitos calcíferos e calcarenitos da fácies litorânea da bacia, os foraminíferos *Globotruncana contusa* (Cushman) e *G. stuarti* (de Lapparent), em raros exemplares. Na fácies fosfática, foram então identificados foraminíferos, ostracodes e coprólitos, em sua maioria sob forma de moldes internos fosfatizados, abundantes e em associação.

Os foraminíferos identificados foram *Siphogenerinoides aff. S. bramletti* Cushman, *Cipistominella sp.*, *Globotruncanas* e *Rugoglobigerinas* e *Fallotia santosae* (Tinoco), restrito à zona de maior teor de fosfato e, portanto, um fóssil guia. Os coprólitos são abundantes no interior do fosfato, bem como fragmentos de algas calcárias do gênero *Archaeolithothamnion*. Cabe ressaltar que na porção inferior da “Formação Gramame”, na fácies calcária margosa, ainda são encontradas os foraminíferos *Siphogenerinoides cretana* Cushman, *S. plummeri* Cushman e *Pseudogaudryinella cepitosa* (Cushman), os quais desaparecem progressivamente em direção a porção intermediária da camada.

6.4 – Bioestratigrafia da Seqüência Clástica Inferior

Na Bacia da Paraíba a primazia em bioestratigrafia cabe a Tinoco (1971), que no furo de sondagem F-Q-O-1 em Olinda-PE, atingiu os sedimentos do Cretáceo entre 48-72 metros de profundidade e sedimentos do Paleoceno entre 14-46,8 metros (“Formações Gramame e Maria Farinha”, respectivamente). Identificou a presença do foraminífero *Fallotia santosae* (Tinoco) como exclusivo da porção intermediária do fosforito (fóssil guia), datando-o como de idade campaniana.

Nas unidades estudadas nesta tese, as formações Beberibe (siliciclástica) e Itamaracá (calcissiliciclástica), as ocorrências dos microfósseis e dos macrofósseis são bastante reduzidas quando comparadas com aquelas existentes na seqüência carbonática da bacia, ressaltando-se apenas a camada fosforítica.

A partir do trabalho de Tinoco (1971) a utilização do conteúdo fossilífero da bacia passa a ter uma aplicação mais voltada para a bioestratigrafia que simplesmente paleontológica, como era até então. A partir dos dados obtidos na

camada fosfática o autor identifica na assembléia de foraminíferos que a presença dos mesmos em moldes internos fosfatizados e também dos foraminíferos *Vitriwebbina* aderentes sobre as microconcreções fosfáticas, são características de precipitação primária do fosfato.

Identifica a ocorrência exclusiva de *Fallotia santosae* no fosfato, e também a presença de estruturas de algas calcárias que apontam para uma sedimentação em águas quentes e rasas da plataforma continental interna.

A presença de foraminíferos planctônicos nos fosforitos, além de indicar condições de precipitação em mar aberto, mostra também que havia de uma alta produtividade orgânica, implicando na existência de um influxo sazonal de águas ricas em fosfato das partes mais profundas, por correntes ascendentes (ressurgência sazonal sobre a soleira – Rand & Mabesoone, 1982).

Entretanto, a ocorrência de foraminíferos planctônicos nos sedimentos da PC (“Formação Itamaracá”), é citada por alguns autores como possível retrabalhamento das formas detectadas, devido ao influxo de correntes para dentro da plataforma rasa, que também ocasionou a precipitação do fosfato, não necessariamente significando uma precipitação em condições de mar aberto (Menor, 1975).

A partir de discussões realizadas com especialistas do Grupo Europeu de Trabalhos sobre foraminíferos planctônicos (Tinoco, 1985), especialmente as espécies de *globotruncanídeos* da “Formação Gramame”, o autor apresenta nova designação para as espécies desse grupo até então conhecidas como pertencentes à “Formação Gramame”, de idade maastrichtiana, a saber: *Globotruncanita stuarti* (de lapparent), *Rosita contusa* (Cushman), *Gansserina ganseri* (Boli), *Globotruncana rosetta* (Carsey), *Archaeoglobigerina tilevi* (Bronnimann), *Plummerita hantkeninoides* (Bronnimann), *Rugoglobigerina macrocephala* (Bronnimann), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Rugoglobigerina scotti* (bronnimann).

Tinoco (1985) revela, então, um importante dado: pela primeira vez foi encontrada na porção basal da “Formação Gramame” (modernamente, “Formação Itamaracá” = PC, esta tese) *Globotruncanita calcarata* (Cushman), espécie índice do Campaniano Superior. A datação de Campaniano Superior feita tanto através de microfósseis, quanto de formas macrofósseis, geralmente associadas pelos autores com a base da “Formação Gramame”, ou seja, a transição entre fosforitos e os arenitos calcíferos sotopostos; hoje tal intervalo é interpretado como topo da PC (fosforito Itamaracá; Lima Filho & Souza, 2001).

Outros autores como Beurlen *et al.*, (1994), reunidos para estudar a totalidade de ocorrências de macro e microfósseis especificamente de formações Cretáceas, apontaram as seguintes conclusões para a Bacia da Paraíba, e reinterpretadas nesta tese:

a) Os sedimentos da “Formação Beberibe” refletem um ambiente fluvial, que varia de arenitos grossos a conglomeráticos. Atualmente, PS é subdividida em fácies de leques aluviais (Cgd e Cgo) e fluvial entrelaçada (Agm e Amf).

b) A passagem para ambiente lagunar e estuarino com camadas silticas fossilíferas, as quais Beurlen (1967) e outros pesquisadores posicionaram como pertencentes à Formação Beberibe devido à interdigitação entre esta formação e a Formação Itamaracá (Kegel, 1955; Lima Filho & Souza, 2001), gradam nas porções superiores para arenitos calcíferos. A fauna de moluscos bivalves de conchas grossas, gastrópodes e equinóides na parte superior da seção indicam uma transição para um ambiente marinho, confirmando o posicionamento estratigráfico correto da seqüência calcissiliciclástica (PC).

Desse modo a “Formação Itamaracá” (Parasseqüência Calcissiliciclástica) seria composta de três fácies do Sistema Costeiro, assim identificadas:

a) siltitos argilosos (folhelhos?), e arenosos muito finos, fossilíferos, depositados em ambiente lagunar, formando a base da PC;

b) os arenitos calcíferos, dominantes nesta parasseqüência, fossilíferos, depositados em um ambiente costeiro praial/planície litorânea, sotopostos à fácies areno-argilosa-fosforítica;

c) os sedimentos fosforíticos representativos de fácies de ambiente marinho (Seção Condensada) apresentaram pequenas espécies de uma fauna de invertebrados, estão preservadas na forma de moldes internos fosfatizados em uma fácies fosfática; foraminíferos planctônicos são raros, e considerando que as formas bentônicas são representadas principalmente por *Fallotia santosae*, uma espécie característica de ambientes restritos; espécies de *Siphogenerinoides* e de formas aglutinantes são abundantes.

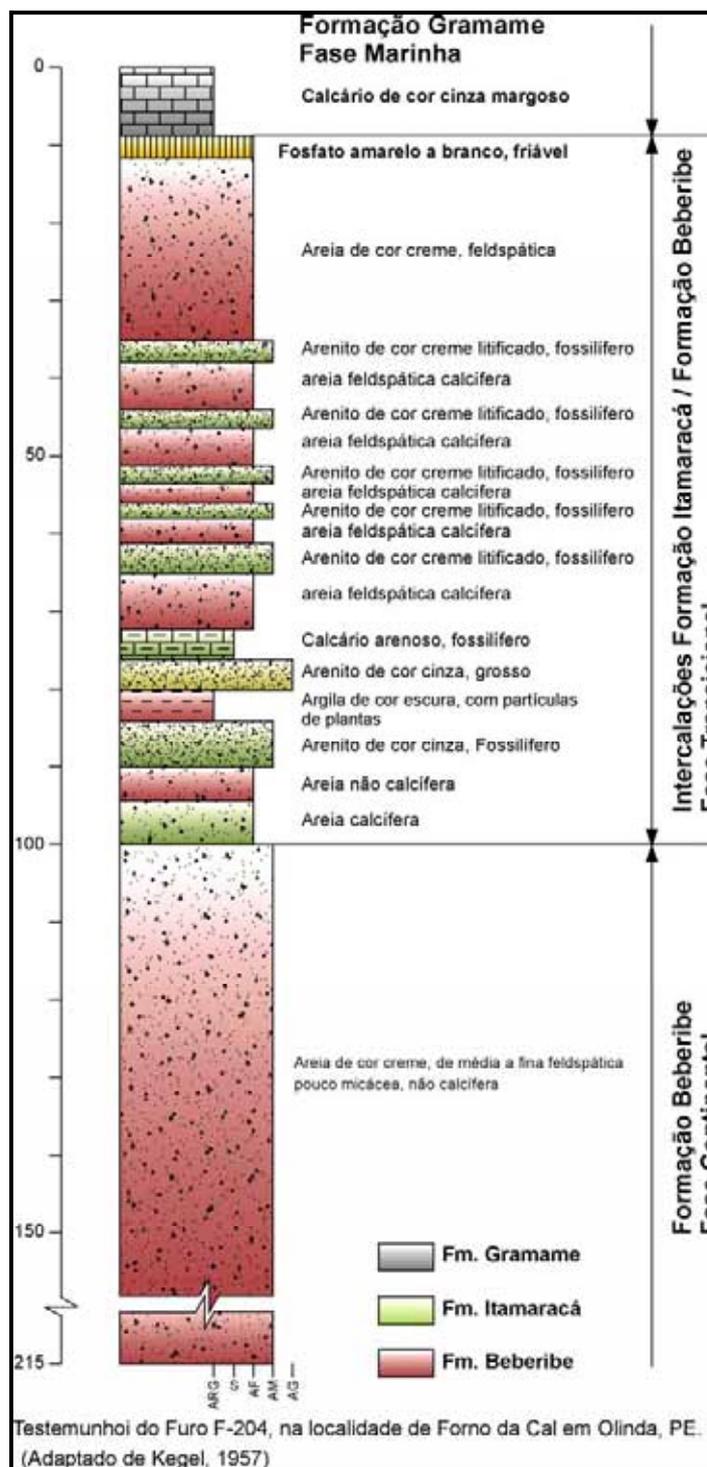


Figura VI.2 – Perfil do Furo F – 204, na localidade de Forno da Cal em Olinda, mostrando a interdigitação entre as Formações Beberibe e Itamaracá, de acordo com Kegel (1957). Fonte: Barbosa (2004).

Da assembléia de palinórfos estudada por Santos *et al.* (1994; In: Beurlen *et al.*, 1994), as espécies mais importantes são: a) Dinoflagelados – *Dinogymnium nelsonense*, *Palaeocystodinium aff. P. golzowense*, *Deflandrea striata*; b) Polens /

esporos – *Zlivisporites blanensis*, *Gabonisorites vigorouxii*, *Ariadnaesporites spinosus*, *Araucariacites australis*, *Aquillapollenites sergipensis* (= *Triconirtes elongatus*).

Essa assembléia sugere uma idade Campaniano tardio – Neo-Maastrichtiano. Novamente, uma interpretação de idade campaniana é inferida para as fácies arenito calcífero e fosforítica (vale ressaltar que aqueles autores referiam-se à base da Formação Gramame). Assim, reconsiderando a posição estratigráfica dos arenitos calcíferos e do fosforito, é possível inferir a idade coniaciana-santoniana para a PS (“Formação Beberibe”) e idade campaniana-maastrichtiana inferior para a PC (“Formação Itamaracá”), e idade maastrichtiana (média a superior) para a fácies carbonática representada pela “Formação Gramame”.

A presença da camada de fosforito no topo da PC é indicativa do encerramento da SCI, e limite do trato de sistemas transgressivo (SIM) para o trato de sistemas de mar alto. O fosforito é resultante do fenômeno de ressurgência das águas frias (*upwelling*), que acarreta uma alta produtividade biológica junto à quebra da plataforma conforme sugerido por Della Fávera (1995) e Campanha (1999).

6.5 – Análise dos microfósseis encontrados no poço de sondagem 1-IG-03-PE como subsídio para interpretação bioestratigráfica e paleoecológica.

Para a bioestratigrafia da bacia estudada, foram coletadas dez (10) amostras no furo 1-IG-03-PE, no intervalo entre 32,0m – 40,0m com espaçamento de um (01) metro entre as amostras, porém no fosforito intercalou-se uma amostra a 0,50m. Estas amostras foram enviadas em duplicata para a PETROBRÁS, com a finalidade de datação da seqüência estudada através da análise dos nanofósseis calcários e palinomorfos.

6.5.1 – Nanofósseis Calcários

A amostra mais jovem do furo 1-IG-03-PE (Amostra 10), com a profundidade de 32m, constituída de calcário cinza com lentes argilosas, pertencente a Formação Gramame, tendo os seguintes nanofósseis: *Micula decussata*, *S. crenulata*, *P. fibuliformis*, *W. barnesae*, *C. ehrembergii*, *P. cretácea*, *Thoracosphaera spp*, *E.*

gorkae, *Cylindralithus* sp, *C. amphipons*, *M. attenuatus*, *E. turriseifelli*, *Placozygus* spp, *T. decorus*, *G. obliquum*, *Staurolittites zoensis*, *A. cymbiformis*. Estes organismos pertencem à Zona N-290.

A segunda amostra do furo na profundidade de 33,0m, (amostra 01), continua o calcário cinza com lentes argilosas da Formação Gramame, com os seguintes nanofósseis: *S. crenulata*, *P. sigmóides*, *W. barnease*, *P. cretácea*, *C. ehrembergii*, *E. turriseifelli*, *C. amphipons*, *A. cymbiformis*, *M. pemmatoidea*, *W. biporta*, *M. decoratus*, *K. magnificus*, *P. fibuliformis*, *E. gorkae*, *Eiffelithus* sp., *Cylindralithus* sp., *Z. crux*, *T. stradneri*, *Thoracosphaera* spp. A Zona é a N-290.

A amostra 02, coletada aos 34,0m de profundidade do poço, é um biomicrito doloespático fosfático, ainda pertencente à Formação Gramame, mas já no seu terço inferior, próxima do contato com a formação sotoposta devido a presença do fosfato e apresentando evidências de recristalização (doloeparito presente). Os nanofósseis são os seguintes: *W. barnesae*, *Thoracosphaera* spp., *Micula decussata*, *P. cretácea*, *S. crenulata*, *A. cymbiformis*, *Eiffelithus* sp., *Q. gothicum*, *W. biporta*. A Zona também é a N-290.

A amostra 03, correspondendo a uma profundidade de 35,0m, apresenta características litoestratigáficas semelhantes a anterior (biomicrito doloespático fosfático da Fm. Gramame), e os seguintes nanofósseis: *W. barnesae*, *Micula decussata*, *Prediscosphaera* spp., *A. parvus?*(*dissovido?*), ou é *W. barnesae?*, *S. crenulata*, *A. cymbiformis*. (Obs. Amostra com muita dissolução de fósseis; informação do analista). Não foram encontrados organismos que pudessem caracterizar o ambiente biestratigraficamente.

As seguintes amostras coletadas a partir dos 35,5 metros até os 40,0 metros de profundidade, correspondendo estratigraficamente às litofácies doloeparito fosfático (35,5m), provavelmente marcando o contato entre as “formações Gramame e Itamaracá”; a um dolomito fosfático (36,0m) e também dolomito fosfático a (37,0m de profundidade), do topo do fosforito; doloespático fosfático na prof. 38m; arenito doloespático fosfático na prof. 39,0m, da litofácies fosforítica propriamente dita; arenito doloespático feldspático fosfático; e, arenito feldspático, na profundidade de 40,0 metros, da litofácies Arc₂, que não apresentaram recuperação de nanofósseis.

O resultado, de acordo com a associação dos nanofósseis encontrados, apresentou idade para intervalo entre as “formações Itamaracá e Gramame” no poço 1-IG-03-PE, situado entre 68,7 e 69,1 Ma., o que corresponde ao

Eomaastrichtiano/Neomaastrichtiano parte inferior, de acordo com a classificação da PETROBRÁS.

Na Figura VI.3 pode-se observar os nanofósseis calcário que determinaram a bioestratigrafia da Sub-bacia Olinda, na bacia estudada, no furo F-1-IG-3-PE, localizado em Igarassu. As biozonas de acordo com a classificação internacional (Ver Figura VI.6) também sugerem as idades obtidas de acordo com a classificação desta tese.

6.5.2 – Palinologia

Na Bacia da Paraíba, Sub-bacia Olinda, foram realizadas as análises palinológicas em doze amostras das “formações Gramame e Itamaracá”, do poço F-1-IG-3-PE no intervalo de 32,0 a 40,0 metros. A assembléia das espécies encontradas corresponde à Superzona P-450, Zona P-470 do zoneamento palinológico da Petrobrás, se situando por tanto no tempo Maastrichtiano.

As análises palinológicas realizadas mostraram que as assembléias de palinomorfos sugerem como idade o final do Campaniano e início do Maastrichtiano, com pequena diferença cronológica em relação às idades dos nanofósseis.

Observar a Figura VI.4 com os palinomorfos presentes na bioestratigrafia da bacia estudada, Sub-bacia Olinda .

6.5.3 – Síntese do Capítulo

Baseado no material fóssilífero encontrado nos siltitos de fácies lagunar-estuarina, do afloramento da “Formação Beberibe” (base da PC, esta tese) na localidade de Passarinho, onde encontrou o amonóide *Pseudosholenbachia umbuluzi* Beurlen (1967 b), colocou esta formação como tendo uma idade Santoniano Superior-Campaniano.

Nesta tese, o referido afloramento foi subdividido em duas partes, pois se observou que a porção inferior, constituída de arenitos grossos a conglomeráticos e arenitos médios a finos, estéreis, correspondem a PS (“Formação Beberibe”); porém, a porção superior, siltitos, argilitos (folhelhos?) e arenitos muito finos, fóssilíferos, pertencem à base da PC (“Formação Itamaracá”) e decorrem das primeiras ingressões marinhas sobre o continente.

Os dados bioestratigráficos disponíveis na bibliografia juntamente com aqueles analisados nesta tese, permitem inferir idade Coniaciano-Santoniano-Campaniano para a “Formação Beberibe”, Campaniano-Maastrichtiano Inferior para a “Formação Itamaracá”, Neo-Maastrichtiano para a base da “Formação Gramame”.

A presença de foraminíferos em moldes internos fosfatizados e a presença de foraminíferos aderentes sobre microconcreções fosfáticas (*Vitriwebbina*), que indicam uma precipitação primária do fosforito e a presença de *Fallotia santosae* que indica sedimentação em águas quentes e rasas sobre a rampa interna, e a presença de *Globotruncanita calcarata* (Cushman), espécie índice do Campaniano Superior (Tinoco, 1985), confirmam idade Campaniano.

De acordo com a assembléia de dinoflagelados (*Dinogymnium nelsonense*; *Palaeocystodinium aff. P. golzowense*; *Deflandrea striata*), e polens/espórios (*Zlavisporites blanensis*; *Gabonisorites vigorouxii*; *Ariadnaesporites spinosus*; *Araucariacites australis*; *Aquillapollenites sergipensis* = *Triconirtes elongatus*) Santos et al., (1994), sugeriram idade Campaniano tardio – neo Maastrichtiano para a “Formação Itamaracá”.

As análises realizadas nesta tese confirmam idade Campaniano – Maastrichtiano Inferior para a “Formação Itamaracá” com base nos palinomorfos da zona P-470 e para a base da “Formação Gramame” idade Neomaastrichtiana baseado nos nanofósseis calcários da Zona N-290 (Figura VI.5).

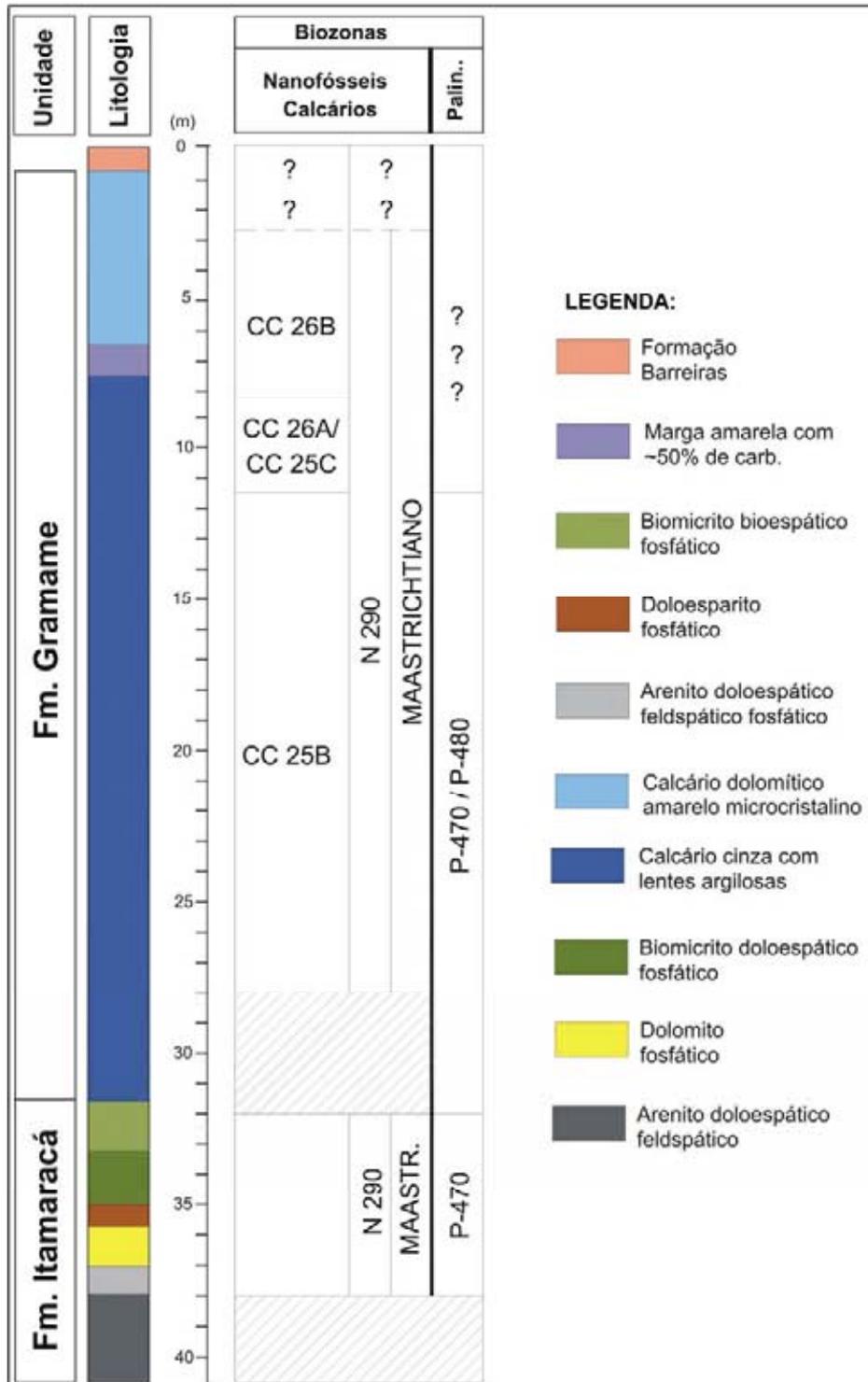


Figura VI.5 – Os dados bioestratigráficos do poço 1-IG-03-PE mostram idade Campaniano – Maastrichtiano Inferior para a “Formação Itamaracá” e Maastrichtiano Superior para a “Gramame”. As idades foram baseadas em nanofósseis calcários e palinologia.

As datações das biozonas de nanofósseis para o Cretáceo marinho da margem continental brasileira, de acordo com a Classificação Internacional de Sissingh (1977, *apud* Antunes 1998), é a CC-25 também se referem a idades entre Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior, para a “Formação Itamaracá” e o fosforito da Seqüência Clástica Inferior da Bacia da Paraíba. (Figura VI.4)

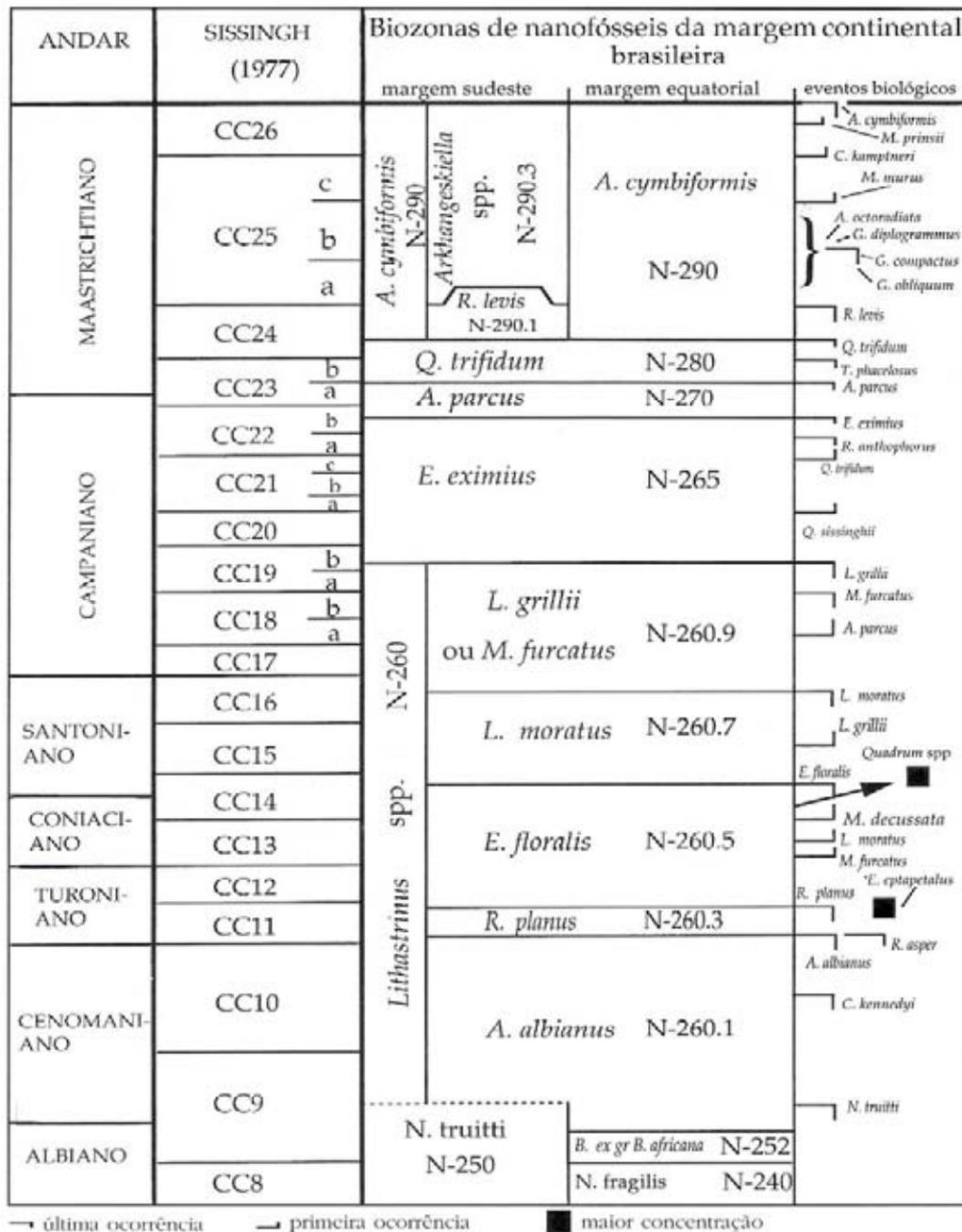


Figura VI.6 – Classificação dos nanofósseis da margem brasileira comparada com a Classificação de Sissingh (1977). Campaniano-Maastrichtiano Inferior corresponderia a CC-24. Fonte: Antunes (1998).

Também é bom lembrar que na Bacia Potiguar o fosforito é datado como Neocampaniano, logo, a Bacia da Paraíba apresentar uma idade entre Neocampaniano-Eomastrictiano é a mais provável. A pequena discrepância sobre as sub-zonas apresentadas para os nanofósseis, ficaria por conta de contaminações ou anotações equivocadas na profundidade do poço ou na coleta da amostra ou, ainda, na manipulação dos dados em laboratório.

C A P Í T U L O V I I

**ESTRATIGRAFIA QUÍMICA APLICADA
NA BACIA DA PARAÍBA**

7.1 – Considerações Gerais

O Cretáceo, período com intervalo de tempo entre 145Ma – 65Ma tem merecido grande destaque na história geológica da terra, por ter sido um período marcado por importantes transformações na distribuição dos continentes e oceanos em função da intensificação dos processos relacionados com a fragmentação do Supercontinente Gondwana, alterando assim uma série de parâmetros inter-relacionados, tais como clima, produtividade orgânica, taxa de CO₂ da atmosfera, nível médio do mar e espécies de organismos viventes. A combinação desses fatores faz do Cretáceo o período de maior significado para o entendimento de eventos geológicos em escala global.

Desse modo, as modificações nas características químicas, físicas e biológicas na massa de água oceânica durante os tempos geológicos, produziram variações na concentração, composição química e isotópica dos carbonatos presentes nas águas oceânicas e da matéria orgânica preservada nos sedimentos (Rodrigues, 1996).

Essas variações nas paleoceanografias através do tempo geológico podem ser reconstituídas pelos métodos utilizados na estratigrafia química, e como as modificações, normalmente, representam eventos paleogeográficos globais, elas podem constituir excelentes marcos de correlação cronoestratigráfica.

A aplicação de dados quimioestratigráficos em seqüências sedimentares através de isótopos estáveis, teve seu desenvolvimento nos anos setenta do século passado com o emprego dos isótopos de carbono e oxigênio para a distinção entre carbonatos de origem marinha e continental. Sua aplicação na estratigrafia tornou-se necessária na interpretação dos ambientes deposicionais, principalmente, naqueles voltados para a acumulação de petróleo.

Desse modo, a estratigrafia química tornou-se uma poderosa ferramenta para a correlação de seqüências sedimentares argilosas ou carbonáticas (Rodrigues, 1995). Os resultados obtidos mostraram-se altamente positivos no refinamento cronológico, uma vez que os eventos climáticos e tectono-eustáticos podem modificar a assinatura isotópica dos sedimentos, principalmente, para o oxigênio e o carbono em carbonatos marinhos, e também ajudar na interpretação de seções onde as informações bioestratigráficas sejam insuficientes.

7.2 – Utilização dos Isótopos Estáveis na Bacia

Na Estratigrafia Química, além do interesse pelos isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e carbono ($\delta^{13}\text{C}$), há também pelos isótopos de estrôncio (^{87}Sr), hidrogênio ($\text{D}=\text{H}^2$) e enxofre (^{34}S). Na maioria dos casos, as medidas de abundância dos isótopos estáveis minoritários, fazem referência ao isótopo mais abundante de cada elemento, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ e, no caso do estrôncio, se mede a relação entre dois isótopos estáveis minoritários: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Para determinar a abundância dos isótopos estáveis, utiliza-se um espectrômetro de massa que analisa gases quimicamente estáveis, como o CO_2 para os isótopos de O_2 e C , expressando a diferença das razões isotópicas (δ) das duas substâncias em partes por mil (‰) quando comparadas a uma amostra padrão:

$$\Rightarrow \delta^{18}\text{O} = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \text{ da amostra} - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \text{ do padrão}) \times 1000]: [{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \text{ do padrão}]$$

$$\Rightarrow \delta^{13}\text{C} = [({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C} \text{ da amostra} - {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C} \text{ do padrão}) \times 1000]: [{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C} \text{ do padrão}]$$

Quando a amostra do carbono analisado tem a mesma composição do padrão, o valor será zero (0); quando a dita amostra tem maior abundância do isótopo mais pesado (^{18}O e ^{13}C) que o padrão, os valores do δ serão positivos e quando a maior abundância for dos mais leves (^{16}O e ^{12}C), os valores de δ (razão isotópica) serão negativos. O padrão mais utilizado para amostras de carbonatos (rocha total) é o PDB (*Belemnite americana da Pee Dee Formation*, na Carolina do Sul) e para amostras de água, o SMOW (*Standard Mean Oceanic Water*).

Para aplicação dos dados quimioestratigráficos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ na Bacia da Paraíba, foram amostrados os intervalos Campaniano-Maastrichtiano de dois furos de sondagem, o furo 1-IG-03-PE, na Sub-bacia Olinda e o furo 3-LU-02-PB, na Sub-bacia Miriri, distando cerca de 130 km entre ambos. Os intervalos amostrados compreendem os arenitos calcíferos e fosforitos da Formação Itamaracá e o terço inferior da Formação Gramame.

A relevância da passagem Campaniano-Maastrichtiano ou entre as formações Itamaracá/Gramame, se traduz na separação de duas seqüências bem distintas, uma inferior com características calcissiliciclástica, e outra superior, francamente carbonática. O limite entre ambas é marcado pela presença de um *hardground*, o qual, de acordo com a estratigrafia de seqüências, trata-se de uma Superfície de

Inundação Máxima-SIM (Galloway, 1989), no topo da Formação Itamaracá (Souza & Lima Filho, 2004).

No furo 1-IG-03-PE, localizado na Sub-bacia Olinda, foram coletadas 25 amostras no intervalo entre as profundidades de 24,50m–36,50m, com espaçamento de 0,50m. Ao norte da bacia, no furo 3-LU-03-PB, localizado na Sub-bacia Miriri, foram coletadas 08 amostras, entre as profundidades 36,0m e 67,0m, com intervalo de 4,0m, aproximadamente, devido a variação litológica ser monótona e a espessura da camada fosfática bastante reduzida.

As análises de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos (rocha total), foram realizados no Laboratório de Isótopos Estáveis – LABISE, da UFPE, onde o CO_2 foi extraído das amostras (10 a 20mg) e tratadas com ácido ortofosfórico (100%) a 25°C por um dia. O gás de CO_2 liberado após congelamento criogênico foi analisado em um espectrômetro de massa SIRA II. Os resultados foram descritos em valores *per mil* (‰), na escala PDB. As incertezas das medidas ficaram abaixo de 0,1% para o oxigênio e também para o carbono.

Posteriormente, foram calculadas as paleotemperaturas para correlacionar os resultados dos dados paleoceanográficos com os dados bioestratigráficos e radiométricos existentes em ambos os furos de sondagens.

7.2.1 – Isótopos de Oxigênio

O oxigênio apresenta-se na natureza sob a forma dominante de ^{16}O (99,76%) e outros isótopos minoritários ^{17}O (0,04%) e ^{18}O (0,2%). Devido a sua abundância e a diferença de massa, a razão isotópica que se utiliza é a $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, expressada em partes por mil (‰) em relação a uma amostra padrão (Vera Torres, 1994).

É interessante observar que a composição isotópica do oxigênio da água do mar pode ser alterada por fatores que não interferem na composição isotópica do carbono, como temperatura e salinidade da água, glaciações, degelos e outros eventos geológicos globais (Brasier *et al.*, 1990; Grossman, 1994; Tobin *et al.*, 1996; *in*: Santos, 2001).

Um dos principais fatores que interferem na composição isotópica do oxigênio durante a deposição de sedimentos carbonáticos é a temperatura. O aumento da temperatura resulta em maior incorporação de oxigênio leve (^{16}O) no retículo cristalino da calcita, enquanto que na diminuição da temperatura tem-se uma maior

incorporação de ^{18}O . Desse modo, o ambiente (temperatura) no qual o sedimento é precipitado, está diretamente registrado em sua composição isotópica, e seu valor pode ser calculado através de equações de fracionamento de oxigênio em carbonatos (Epstein & Mayeda, 1953; Horibe & Oba, 1972; *apud* Santos, 2001).

O aumento de valor do $\delta^{18}\text{O}$ pela glaciação, ocorre devido às calotas polares de gelo formar-se por precipitação de águas originadas de evaporação, a baixas latitudes. O vapor originado é enriquecido de ^{16}O , o que torna as águas oceânicas remanescentes enriquecidas em ^{18}O e, conseqüentemente, os carbonatos originados em períodos glaciais apresentam $\delta^{18}\text{O}$ positivos (Cupertino, 1996; Vera Torres, 1994; Corfield, 1994; *in*: Boggianni, 1998).

De acordo com Shackleton & Kenett (1985), a influencia das glaciações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar foi estimada estabelecendo-se que para a diminuição de 59 m. do nível do mar em resposta a uma glaciação, a composição de $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar seria elevada em 1,2 ‰ **pdb**. Com isto, a variação $\delta^{18}\text{O}$, por influência do degelo, seria relativamente pequena quando comparada à variação provocada pelo aumento de temperatura da água do mar após a glaciação, que seria o principal fator de diminuição do $\delta^{18}\text{O}$ em períodos pós-glaciais.

7.2.2 – Isótopos de Carbono

O estudo de isótopos de carbono e oxigênio a partir dos anos setenta do século passado tinha como finalidade a distinção entre os carbonatos de origem marinha, dos continentais, além da avaliação das condições evaporíticas da sedimentação.

No meio aquoso, os isótopos de carbono são fracionados durante a produção de matéria orgânica e, em menor extensão, na formação do carbonato de cálcio (CaCO_3). Assim, o perfil de variação de $\delta^{13}\text{C}$ ao longo de uma coluna oceânica serve como um bom instrumento para a identificação dos processos biológicos e químicos que mexem com o ciclo do carbono.

Nos oceanos, o carbono está presente sob a forma dissolvida, envolvendo o dióxido de carbono (CO_2), ácido carbônico, bicarbonato e os íons de carbonato, além de ocorrer como partículas de CaCO_3 e matéria orgânica. Sua concentração depende da intensidade de troca de CO_2 com a atmosfera, da difusão do carbono

via movimentos horizontais e verticais da coluna d'água, da taxa de ingresso das partículas orgânicas e inorgânicas como os nutrientes, e da taxa de degradação da matéria orgânica.

Com o recurso da geoquímica isotópica do carbono, verificou-se que periodicamente os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDC}}$ variavam conforme diferentes razões entre C orgânico e inorgânico dos sedimentos, o que configura os *trends* de variação secular de $\delta^{13}\text{C}$. O aumento do carbono orgânico precipitado, geralmente rico em ^{12}C , resulta na diminuição de $\delta^{13}\text{C}$. Ao contrário, se houver predominância de deposição de carbono carbonático enriquecido em ^{13}C , resultará num registro de $\delta^{13}\text{C}$ cada vez mais positivo.

A razão isotópica de carbono varia através do tempo geológico de acordo com o aporte de sedimentos que registram o conteúdo do $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDC}}$ (*total dissolved carbon*) precipitados sob condições marinhas. São considerados então dois reservatórios de carbono, sendo o carbono inorgânico oxidado, principalmente contido nos sedimentos carbonáticos, e outro, o carbono orgânico reduzido, contido na matéria orgânica.

As razões isotópicas apresentadas por Veizer *et al* (1980) mostram valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ refletidos conforme as idades de deposição (Figura VII.1).

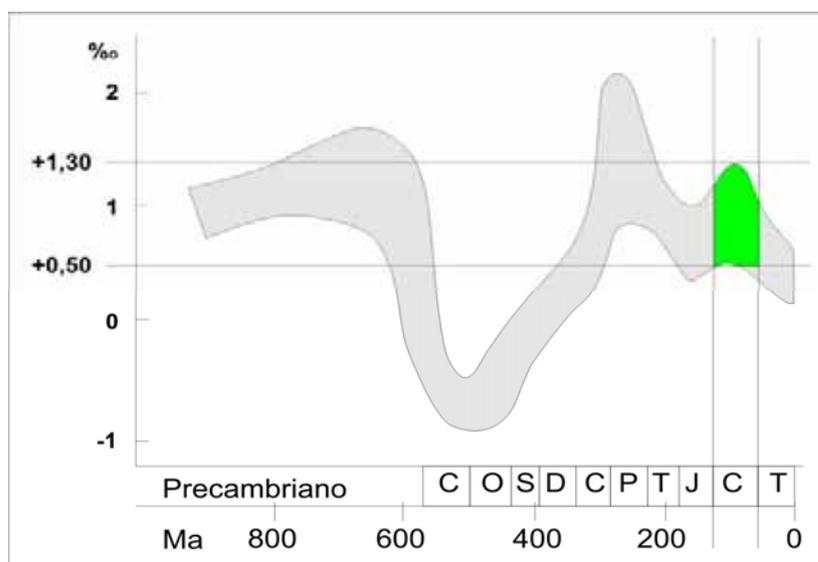


Figura VII.1 – Valores médios das razões isotópicas do $\delta^{13}\text{C}$ para o Fanerozóico, de acordo com Veizer *et al.* (1980), variando entre -1 e +2 ‰. No Cretáceo, os valores situam-se entre +0,50 e + 1,30 ‰. Fonte: Santos (2001).

Pela configuração da curva do Fanerozóico, observa-se uma variação do $\delta^{13}\text{C}$ entre -1 e $+2$ ‰ PDB, na qual valores mais negativos caracterizam o Paleozóico inferior e valores mais positivos marcam a transição Carbonífero-Permiano. Os valores intermediários ocorrem a partir do Triássico, já no Mesozóico.

7.2.3 – Paleotemperaturas Oceanográficas

De acordo com Vera Torres (1994), o único método confiável para as medidas de paleotemperaturas que se dispõe na atualidade, é baseado nos isótopos de oxigênio. Esses estudos foram iniciados por Urey *et al.* (1951; in: Suguio, 1999), que usando restos fósseis do Cretáceo estimaram que as paleotemperaturas das águas na época deveriam ser de 15° a 16° .

Epstein *et al.* (1951, 1953) mostraram que havia uma estreita relação entre a temperatura de precipitação do carbonato de cálcio, a razão isotópica da água do mar e a razão isotópica dos materiais precipitados (Vera Torres, 1994). Quando esta idéia foi aplicada aos ambientes sedimentares atuais se observou que havia um equilíbrio isotópico entre a água em cada meio, as carapaças calcárias de grande parte dos organismos viventes desse meio e os calcários aí formados.

C. Emiliani (1955; in: Suguio, 1999) conseguiu delinear a curva de variações de paleotemperaturas superficiais das águas oceânicas, durante o Quaternário, medindo o $\delta^{18}\text{O}$ das carapaças de foraminíferos planctônicos de testemunhos submarinos de águas profundas.

Para o cálculo da paleotemperatura oceânica (T), Epstein *et al.* (1951), propuseram esta primeira fórmula: $T = 16,5 - 4,3 (\delta - A) + 0,14 (\delta - A)^2$, onde a temperatura **T** seria expressa em graus centígrados e δ seria o $\delta^{18}\text{O}$ da amostra medida em partes por mil em relação ao PDB e, **A**, o valor deduzido do $\delta^{18}\text{O}$ do CO_2 equilibrado isotopicamente com a água do meio na mesma temperatura, também expresso em relação ao PDB.

7.3 – Resultados Obtidos

7.3.1 – Análise do Furo 1-IG-03-PE (Sub-bacia Olinda)

No furo 1-IG-03-PE os valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -1‰ e -4,5‰ e -1‰ e +1‰, respectivamente, cujas curvas estão apresentadas na Figura VII.2. As duas curvas apresentam uma correlação relativa em todo intervalo amostrado, com apenas uma discrepância. Entre as profundidades inferiores a 35m o $\delta^{18}\text{O}$ está em torno de -1‰ e o $\delta^{13}\text{C}$ em torno de +1‰ e o segmento da curva apresenta uma leve tendência para diminuição dos valores.

Em torno de 35m de profundidade, ocorre uma brusca variação para valores negativos em direção aos limites de cerca de -4‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ e -1‰ para o $\delta^{13}\text{C}$. A litoestratigrafia nessa queda passa de um dolosparito fosfático para um biomicrito doloespático fosfático. A radiometria nesse intervalo tem um pequeno decréscimo.

Entre 35m e 34 m de profundidade, o valor de $\delta^{18}\text{O}$ aumenta na direção de -3,5‰ enquanto o $\delta^{13}\text{C}$ aumenta em direção a 0 (zero) até a profundidade de 33,5m. A litologia continua um biomicrito doloespático fosfático até a profundidade de 33,5m.

A partir de 34m o $\delta^{18}\text{O}$ tem forte inflexão para o pólo mais negativo, chegando ao valor de -4,5‰ até os 30m de profundidade. Nesse mesmo intervalo o $\delta^{13}\text{C}$ apresenta-se em oposição, com valores em torno de 0 (zero) mas crescendo em direção de valores positivos até os 28,5m de profundidade.

Entre 30m e 27,5m de profundidade, a curva de oxigênio apresenta forte inclinação em direção a valores próximos de -2‰, o mesmo ocorrendo com o carbono que a partir dos 28,5m de profundidade, deixa os valores sub-meridianos e tende para +1‰, com a curva voltando a ter correspondência com o oxigênio.

Há uma nova quebra em torno dos 27m de profundidade, com os valores de oxigênio e carbono novamente tendendo para a negatividade. Em seguida, uma posição de estabilidade até os 26m e uma nova quebra até os 25,5m com os valores crescendo para -1‰ no $\delta^{18}\text{O}$ e para +1‰ no $\delta^{13}\text{C}$. Dessa profundidade até os 24,5m quando encerra a amostragem, já na seqüência carbonática plena, os valores da curva apresentam um zigue-zague em torno de uma faixa média.

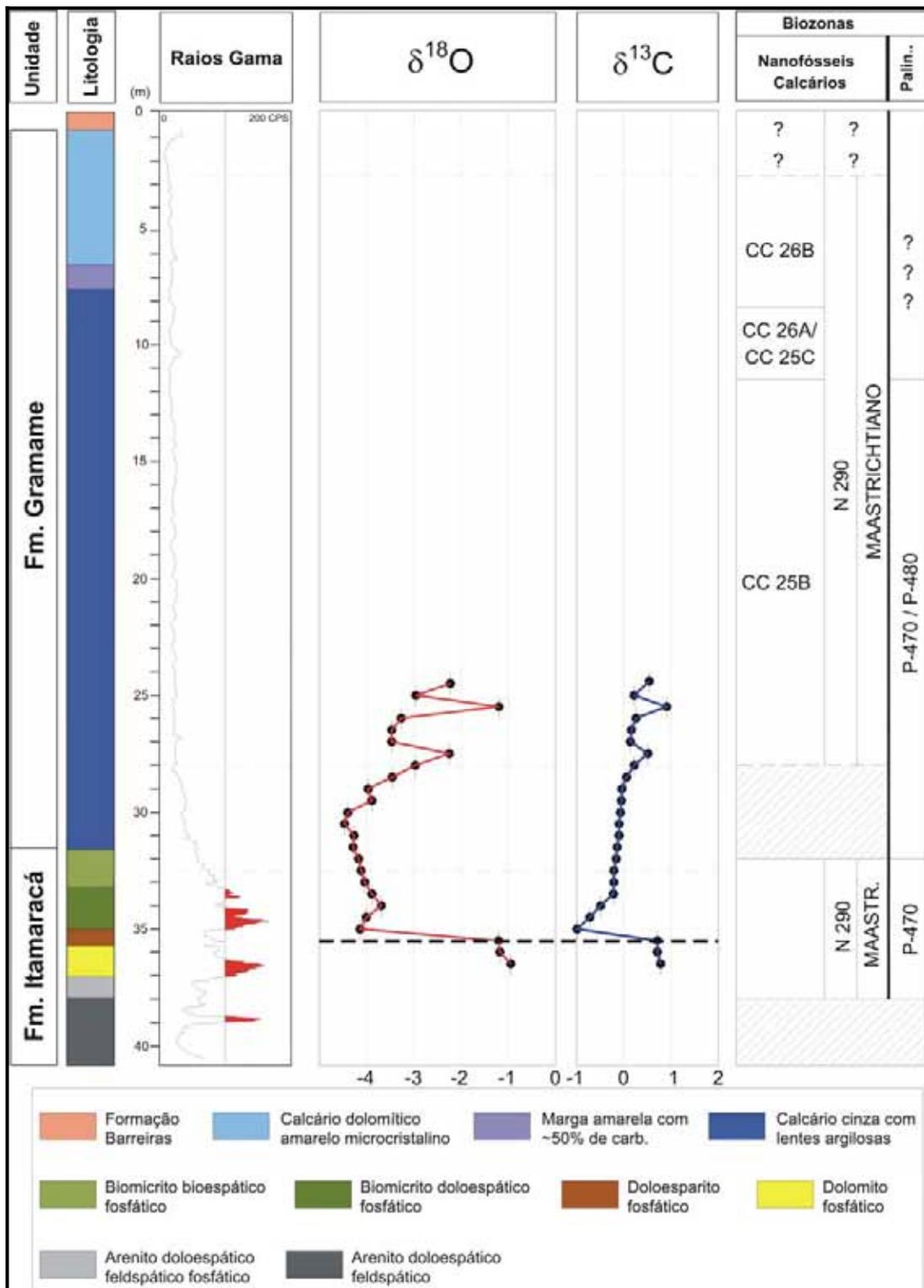


Figura VII.2 – Furo 1-IG-03-PE mostrando dados isotópicos de Oxigênio e Carbono crescendo para valores em torno de -1‰ no $\delta^{18}\text{O}$ e para +1‰ no $\delta^{13}\text{C}$. Dessa profundidade até os 24,5m quando encerra a amostragem, já na seqüência carbonática plena, os valores da curva apresentam um zigue-zague em torno de uma faixa média (-3/-1).

7.3.2 – Análise do Furo 3-LU-02-PB (Sub-bacia Miriri)

Neste furo, localizado a NW de João Pessoa, na Sub-bacia Miriri, os valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ variam entre $-4,5\text{‰}$ e $-6,1\text{‰}$, e $+1\text{‰}$ e $-5,1\text{‰}$, respectivamente, e cujas curvas estão representadas na Figura VII.3. As duas curvas são totalmente discrepantes entre si e a paleotemperatura mostrou valores muito elevados para a seção do Campaniano (arenitos calcíferos com discreta “zona fosfática” no topo), com média de $46,4^\circ\text{C}$, porém apresentando uma tendência para diminuição dos valores em direção ao Maastrichtiano, cuja média foi de cerca de $39,9^\circ\text{C}$, mas também com valores tendendo a uma amenização climática em direção ao topo.

A curva de raios gama destaca a denominada “zona fosfática” (Gomes, 1982) conforme se pode observar na Figura VII.3, com uma espessura em torno de 12 metros, entre 43,0m a 58,0m de profundidade, apresentando 10 (dez) picos radiométricos e teores fosfáticos entre 2,5% e 5,2%, abrangendo as formações Itamaracá e Gramame, ou seja, na passagem Campaniano Superior e Maastrichtiano Inferior.

Em apenas um estreito horizonte, com espessura de apenas 0,84m (entre as profundidades de 55,53m-56,37m), o fosfato apresenta um teor em torno de 18,5% e, a radiometria, um pico anômalo em relação aos demais com cerca de 230 cps, imediatamente acima do fosfato. Apesar da discreta presença do horizonte fosfático e a dissintonia em relação à radiometria, é neste local que passa a Superfície de Inundação Máxima-SIM.

Para os baixos valores de fosfato e de urânio apresentados abaixo e acima da faixa considerada como SIM, é possível que possam representar pulsos transgressivos-regressivos ou retrabalhamento (Gomes, 1984)

No calcário Gramame os valores de $\delta^{18}\text{O}$ sofrem uma pequena flutuação entre $-5,2\text{‰}$ e $-4,8\text{‰}$, porém, apresentam uma tendência a verticalização da curva. No tocante aos valores de $\delta^{13}\text{C}$, há uma excursão para valores positivos no Maastrichtiano, variando entre $+0,5\text{‰}$ e $+1\text{‰}$ e, também, com uma leve tendência à verticalização dos valores em torno do $+1\text{‰}$, no Maastrichtiano (ver Figura VII.3).

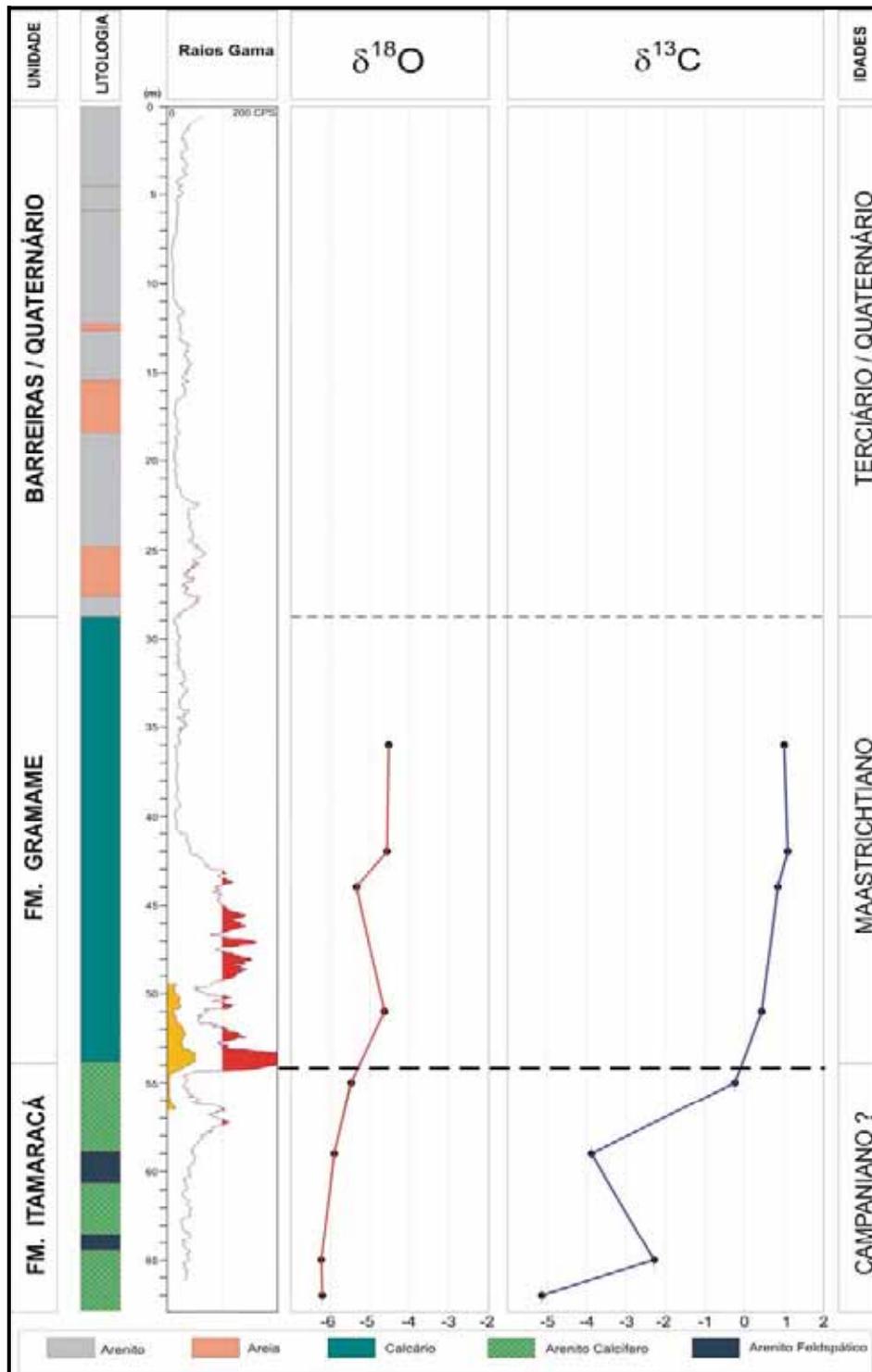


Figura VII.3 – Furo 3-LU-02-PB, da Sub-bacia Miriri, tendo a Superfície de Inundação Máxima-SIM interpretada no pico radiométrico de maior intensidade dentro do intervalo de contato entre as formações Itamaracá e Gramame.

7.3.3 – Cálculo da Paleotemperatura Oceanográfica Neocretácea

Neste trabalho o cálculo da paleotemperatura em sedimentos marinhos foi deduzida dos dados isotópicos do oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) de acordo com a equação de Epstein *et al.* (1953), modificada por Craig (1965) encontrada em Faure (1986) que é a seguinte:

$$T = 16,9 - 4,2 (\delta_c - \delta_w) + 0,13 (\delta_c - \delta_w)^2,$$

onde a temperatura (**T**) é expressa em graus centígrados ($^{\circ}\text{C}$), δ_c é o valor isotópico do oxigênio da amostra, expresso em partes por mil (‰) em relação a amostra padrão (PDB), e δ_w é o valor do $\delta^{18}\text{O}$ do CO_2 equilibrado isotopicamente com a água do mar.

A Figura VII.4 mostra o estudo de dos isótopos de oxigênio e carbono, bem como paleotemperaturas e produtividade marinha da Sondagem 525 do DSDP para o Campaniano-Maastrichtiano. Nas Figuras VII.5 e VII.6 observam-se os quadros com resultados dos cálculos das paleotemperaturas nos furos 1-IG-03-PE e 3-LU-02-PB, respectivamente, para comparação, a Figura VII.4.

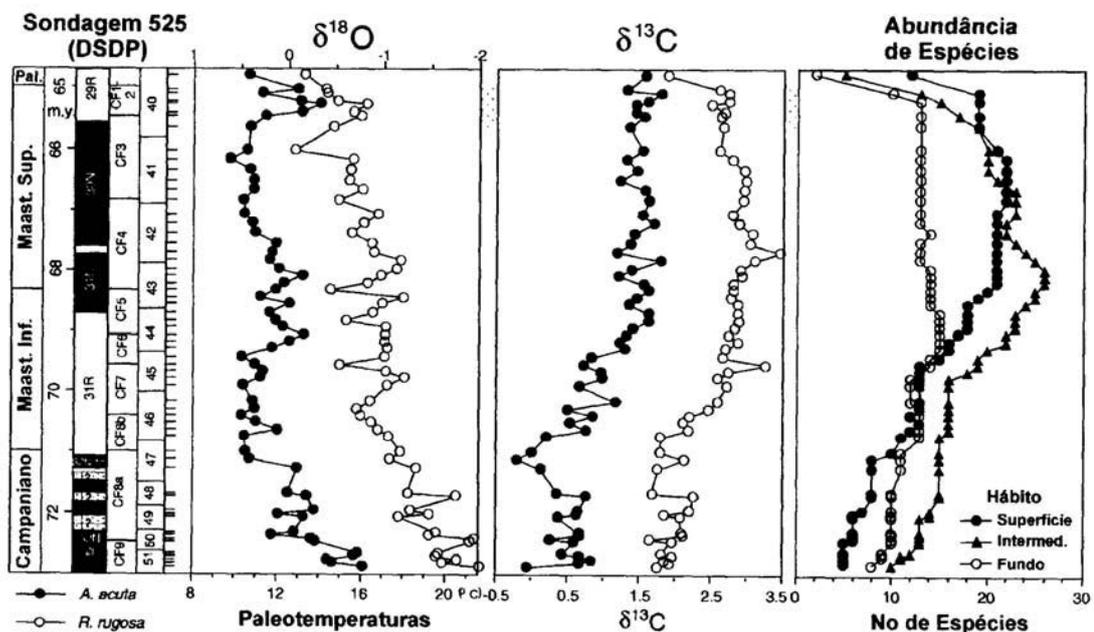


Figura VII.4 – Curvas dos isótopos de oxigênio e carbono, além da paleotemperatura e produtividade marinha durante o Campaniano-Maastrichtiano no furo 525 do DSDP no Atlântico. Notar tendência a resfriamento a partir do final do Campaniano. Paleotemperatura obtidas em foraminíferos. Fonte: Barbosa (2004).

Figura VII.5 – Quadro das Paleotemperaturas oceanográficas do Campaniano Superior – Maastrichtiano Inferior na Sub-bacia Olinda no furo 1 – IG – 03 – PE.

Amostra	Prof. (m)	$\delta^{18}\text{O}$ smow	$\delta^{18}\text{O}$ pdb	T (°C)	Litofácies
01	24,5	28,56	- 2,23	26,9	Carbonática
02	25	27,81	- 2,96	30,4	
03	25,5	29,63	- 1,20	22,1	
04	26	27,49	- 3,27	32	
05	26,5	27,29	- 3,47	33	
06	27	27,28	- 3,47	33	
07	27,5	28,54	- 2,25	27	
08	28	27,80	- 2,97	30,5	
09	28,5	27,29	- 3,46	33	
10	29	26,76	- 3,97	35,6	
11	29,5	26,85	- 3,89	35,2	
12	30	26,33	- 4,40	37,9	
13	30,5	26,25	- 4,47	38,3	
14	31	26,46	- 4,27	37,2	
15	31,5	26,43	- 4,29	37,3	
16	32	26,56	- 4,17	36,7	
17	32,5	26,61	- 4,12	36,4	
18	33	26,69	- 4,04	36	
19	33,5	26,85	- 3,89	35,6	
20	34	27,05	- 3,69	34,2	
21	34,5	26,72	- 4,01	35,8	Calcissiliciclástica
22	35	26,59	- 4,14	36,5	
23	35,5	29,61	- 1,21	22,9	
24	36	29,65	- 1,18	22	
25	36,5	29,88	- 0,95	21	

Figura VII.6 – Quadro das Paleotemperaturas oceanográficas no Campaniano Superior – Maastrichtiano Inferior da Sub-bacia Miriri, no furo 3 – LU – 02 – PB

Amostra	Prof. (m)	$\delta^{18}\text{O}$ smow	$\delta^{18}\text{O}$ pdb	T (°C)	Litofácies
01	36	26,19	- 4,53	38,6	Carbonática
02	42	26,14	- 4,57	38,8	
03	44	25,35	- 5,35	43	
04	51	26,08	- 4,64	39,2	
05	55	25,21	- 5,48	43,8	Calcissiliciclástica
06	59	25,77	- 5,91	46,2	
07	65	24,43	- 6,23	47,9	
08	67	24,46	- 6,21	47,9	

Nos resultados desta tese, as paleotemperaturas do oceano no intervalo entre o Neocampaniano e o Eomaastrichtiano mostraram que as temperaturas apresentam médias diferentes tendo a Sub-bacia Olinda médias em torno de 36-36,9°C entre o fosforito e o calcário, e de 22°C no arenito calcífero; já a Sub-bacia Miriri apresenta média de 47,9°C no arenito calcífero, 45°C no fosforito e de 39°C nos calcários.

Keller (2001, *apud* Barbosa, 2004), afirma que a partir do Campaniano Superior começa um resfriamento geral e a mudança em relação ao clima muito quente durante o Campaniano Superior, provocou o aumento da produtividade marinha. Porém seus dados de paleotemperaturas no Atlântico é bem mais baixo que os obtidos nesta tese. É possível que os foraminíferos por serem mais sensíveis as mudanças, ao morrerem suas carapaças apresentam absorção da temperatura com maior precisão que em rocha como é o caso ora estudado.

Para fins de comparação das paleotemperaturas do oceano Atlântico durante o Neocretáceo, com as atuais temperaturas dos oceanos, mostramos a Figura VII.7 onde se pode observar que no oceano Atlântico elas estão em torno de 26-28°C na faixa onde está situada a Bacia da Paraíba, no Nordeste brasileiro.

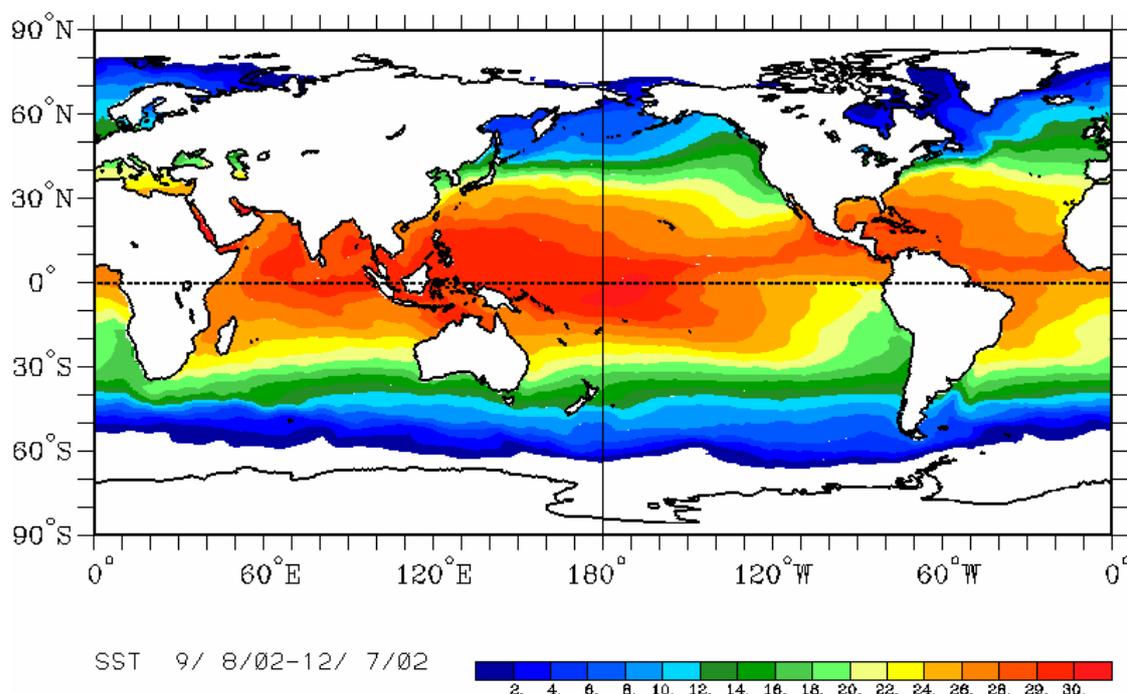


Figura VII.7 – Distribuição das temperaturas da superfície dos oceanos. Notar a temperatura do oceano Atlântico Sul na costa nordestina do Brasil, em torno de 26-28°C. Fonte: NOAA, Internet.

7.4 – Interpretação dos Resultados

7.4.1 – Interpretação dos dados do furo 1–IG–0–PE na Sub-bacia Olinda

No intervalo estudado estão presentes duas seqüências, uma inferior, calcissiliciclástica-fosfática, representando o terço superior da Formação Itamaracá; e outra, superior e francamente carbonática, representando o terço basal da Formação Gramame.

Entre as duas seqüências ocorre uma Superfície da Inundação Máxima-SIM, como se pode observar na Figura VII.2, representando uma seção condensada (*hardground*) constituída por uma camada de fosforito uranífero que marca a mudança de um Trato de Sistema Transgressivo para um Trato de Sistema de Mar Alto, na bacia. É, também, um excelente marco estratigráfico para correlação em toda a bacia.

O intervalo mais inferior da curva, localizada entre as profundidades de 36,5m – 35,0m, mostra uma leve diminuição dos valores do $\delta^{18}\text{O}$, de -1‰ para -1,2‰, e também do $\delta^{13}\text{C}$, de +1‰ para +0,9‰. Essa tendência decrescente dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, pode representar a entrada de água doce no paleoambiente sobre a rampa, mudando a salinidade. A paleotemperatura do oceano calculada para esse intervalo apresentou valores amenos, entre 21° e 22°C.

Em torno dos 35 metros de profundidade ocorre uma quebra muito acentuada tanto na curva do oxigênio quanto na de carbono. Os valores discrepantes assinalam -4‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ e -1‰ para o $\delta^{13}\text{C}$. Essa flutuação negativa em ambas as curvas assinala a superfície de máxima inundação sobre a rampa, pois a excursão negativa (máxima) da razão isotópica do ^{18}O indica aumento da evaporação devido a aumento de temperatura (eleva-se de 22°C para 36,5°C) e conseqüentemente, há uma mortandade orgânica. A flutuação negativa da razão isotópica do carbono mais pesado para -1‰, indica níveis do mar mais elevados, conseqüentemente, transgressão do oceano sobre o continente, derivada de degelo, corroborando os dados do oxigênio.

Entre os 35,0m e 33,0m os valores das razões isotópicas do oxigênio e do carbono novamente apresentando curvas similares, onde o $\delta^{18}\text{O}$ aumenta de -4‰ para -3,5‰ e o $\delta^{13}\text{C}$ aumenta de -1‰ para 0‰, encerrando a camada.

Ora, este fato ressalta que essa camada fosforítica não traduz apenas uma mudança litoestratigráfica, de uma seqüência calcissiliciclástica para uma seqüência carbonática, mas também expressa uma linha de tempo e uma mudança nas condições paleográficas e paleoambientais da bacia, no topo do Campaniano.

Águas frias do fundo oceânico, ricas em nutrientes fosfáticos ascenderam sobre a rampa constituída de arenitos calcíferos, provocando por desequilíbrio geoquímico-orgânico a tanatocenose de algas, foraminíferos, cuja matéria orgânica fixou tanto o fosfato quanto o urânio (este tanto pode já ter sido aprisionado no ambiente anaeróbico do fundo juntamente com o fosfato, quanto ter uma contribuição continental e adsovidas pela matéria orgânica na superfície da água).

Essa contribuição continental ao evento, mesmo sob condições de inundação marinha não pode ser descartada, pois há sempre uma fração detrítica acompanhando a sedimentação do fosfato (Menor *et al.*, 1977), cuja composição mineralógica revela pouca maturidade dos detritos.

A petrografia microscópica apresentou uma fácies de dolomito fosfático e doloesparito fosfático como se pode observar na coluna litologia da figura VII.2, revelando fenômenos de recristalização posterior da calcita e presença de cimento espático. A diminuição dos picos radiométricos vão se diluindo à medida que a matéria orgânica diminui em teor. Esta superfície marca o maior evento anóxico da Bacia da Paraíba.

A partir desta profundidade (33,0m) começa o domínio do Trato de Mar Alto e dos carbonatos. A curva de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) excursiona negativamente para -4‰ , em discrepância com a curva de $\delta^{13}\text{C}$ que apresenta um progressivo aumento positivo até $+0,5\text{‰}$, até os 30,0m de profundidade, quando voltam a crescer simultaneamente até os 28,0m. A temperatura também continua a cair ficando em torno dos 30°C , compatíveis com o esfriamento do Maastrichtiano.

7.4.2 – Interpretação dos dados do furo 3–LU–02–PB (Sub-bacia Miriri)

Neste furo observa-se claramente a passagem de uma seqüência calcissilicatada (arenitos calcíferos dominantes) da Formação Itamaracá entre as

profundidades de 54m a 66m, para uma seqüência carbonática (calcários fino a grossos, porosos) da Formação Gramame, entre as profundidades de 36m a 54m.

No topo dos arenitos calcíferos ocorre uma fina camada de fosforito com teor em torno de 18% de P_2O_5 (Gomes, 1982), associado a um pico radiométrico anômalo chegando a 230 contagens por segundo. Esse horizonte foi interpretado como uma seção condensada com baixíssima sedimentação ou parcialmente erodida, que marca a Superfície de Inundação Máxima-SIM na Sub-bacia Miriri e, também, o evento anóxico do topo do Campaniano na bacia ora estudada.

Os valores negativos de $\delta^{18}O$ no âmbito dos arenitos calcíferos, refletem tanto a entrada de água doce (contribuição fluvial) no ambiente transicional, como o aumento da evaporação e da salinidade sobre a rampa rasa e, ainda sofrendo, as conseqüências das condições continentais de aridez e as elevadas temperaturas climáticas. O $\delta^{13}C$ apresenta flutuação entre -5‰ e $-0,2\text{‰}$, parecendo indicar um aumento da biomassa em direção ao Maastrichtiano, seguido de um ciclo de transgressão/regressão.

Já no Maastrichtiano, os valores do $\delta^{18}O$ flutuam muito pouco, parecendo indicar condições de relativa estabilização, o mesmo ocorrendo com o $\delta^{13}C$, cuja excursão para o positivo indica instalação definitiva das condições marinhas e do Trato de Mar Alto, na bacia.

7.4.3 – Implicações Paleoambientais

O período Cretáceo tem como uma de suas características mais conspícua, as altas temperaturas, as quais são bem mais elevadas que as atuais tornando a paleoceanografia cretácea de singular interesse, em razão da ausência de gelo polar, como também dos reduzidos gradientes verticais e horizontais de temperatura, e aos eventos anóxidos globais (Oliveira, 1996).

Na caracterização paleoambiental do Cretáceo, os isótopos estáveis de oxigênio e carbono, entre outros, forneceram importantes elementos para a interpretação e compreensão desse período geológico, tanto no mundo como na bacia estudada como, por exemplo, a passagem K-T e a presença de eventos anóxidos no limite Maastrichtiano/Daniano, tendo-se, assim, bons marcos cronoestratigráficos.

No caso da bacia estuda, o intervalo de tempo ora considerado envolve o Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior, tendo em vista nesta transição, a existência de uma seção condensada (*hardground*), representada por uma camada de fosforito depositada sobre a Superfície de Inundação Máxima-SIM, que limita duas seqüências de 4ª ordem ou dois tratos de sistemas.

Esta seção condensada resulta das condições de baixa deposição sedimentar, porém na presença de alta produtividade orgânica, tendo em vista o grande conteúdo fossilífero da camada, refletindo assim condições ambientais anóxicas ou de redução de oxigênio na bacia.

Condições de anoxia são produzidas em uma bacia quando a demanda de oxigênio é superior ao seu suprimento (Demaison & Moore, 1980; *apud* Rodrigues, 1995). Assim, a identificação do registro de um evento anóxico na seção estratigráfica de uma bacia sedimentar, proporciona o estabelecimento de marcos para correlações estratigráficas que, no caso em tela, foi identificado anteriormente por Souza (1999), Souza *et al.*, (2000) e Lima Filho & Souza (2001), como marco estratigráfico radioativo devido à presença de urânio no fosforito que compõe a camada e a ocorrência da mesma ao longo de toda bacia, além de permitir uma boa interpretação das condições bio-ambientais.

As condições de redução do oxigênio tem uma relação direta com a ocorrência da concentração de matéria orgânica rica em hidrogênio e que o consumo do oxigênio na coluna d'água decorre do processo bioquímico resultante da degradação da matéria orgânica por bactérias aeróbicas. Assim, o aumento da demanda de oxigênio tem relação direta com o aumento da produtividade orgânica primária e, conseqüentemente, da amplitude da zona de mínimo oxigênio.

Quando da perda da circulação vertical das águas superficiais ricas em oxigênio que não chegam ao fundo da massa líquida oceânica, instala-se uma zona de mínimo oxigênio nas partes mais profundas e, conseqüentemente, essa “condição anóxica na interface água-sedimento, possibilita a preservação de matéria orgânica autóctona”, ou seja, do fito e zooplâncton, que atingem o fundo devido a ausência de degradação aeróbica.

De acordo com Rodrigues (1995) a situação que propicia as condições mais favoráveis para a localização da zona de mínimo oxigênio contra o fundo oceânico é aquela da máxima inundação marinha. Com a progressiva inundação marinha sobre a plataforma, as correntes frias ascendentes vindas do fundo oceânico (*upwelling*)

espraiaram sobre a rampa, depositando o fosforito hoje existente na bacia, conforme pode ser observado em fenômeno semelhante na Bacia Potiguar (Figura VII.8).

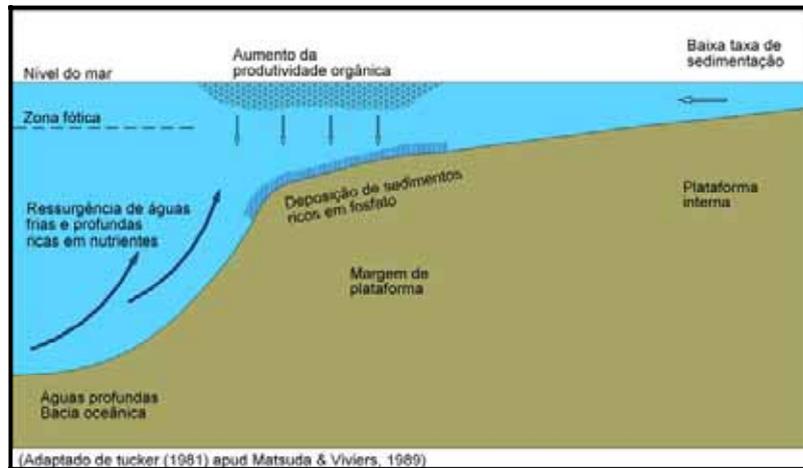


Figura VII.8 – Fenômenos de deposição dos fosforitos sobre a estrutura tipo rampa da Bacia da Paraíba, trazidos por correntes frias ricas em matéria orgânica preservada na tanatocenose do fundo oceânico, devido às condições anóxicas. Fonte: Matsuda & Viviers, (1989).

Então, além do evento anóxico existente no limite K-T e referenciado por diversos pesquisadores, a Bacia da Paraíba também registra evento semelhante na passagem Campaniano/Maastrichtiano, representado numa camada de fosforito bastante fossilífero e radioativo, existente no topo da Formação Itamaracá, que separa uma seqüência decorrente de um Trato de Sistema Transgressivo da seqüência carbonática decorrente das condições marinhas plenas do Trato de Sistema de Mar Alto.

CAPÍTULO VIII

CORRELAÇÃO DE POÇOS: ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA E ESTRUTURAL

8.1 – Considerações Gerais

Na área emersa da Bacia da Paraíba existem muitos furos de sondagens, executados ora para pesquisa de fosfato sedimentar, ora para captação de água subterrânea com a finalidade de abastecimento d'água das principais cidades, ora para estudo estratigráfico.

Os furos mais relevantes para este estudo, foram os realizados no *Projeto Fosfato na Faixa Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba* (Fonseca Neto, 1979), sob os auspícios do DNPM/CPRM, em número de trinta e cinco (35) e correspondendo a dez (10) seções estratigráficas W-E e três (3) seções estratigráficas N-S, distribuídas entre Paulista-PE e Rio Tinto-PB (Figura VIII.1), todas elas com perfis de raios gama e testemunhos bem acondicionados e disponíveis na litoteca do DNPM/4º Distrito.

Os perfis com raios gama permitem fazer correlações cronoestratigráficas, identificar marcos estratigráficos, o arranjo lito-estrutural das unidades, a presença de depocentos ou altos estruturais no substrato e uma melhor visão da paleogeografia.

Foram estudados ainda dezenove (19) furos de sondagens do *Projeto Miriri*, da CPRM (Gomes, 1982), igualmente com perfis de raios gama, todos situados entre João Pessoa e Rio Tinto (Setor Miriri), os quais cobriam uma lacuna territorial sem poços no projeto acima citado. A interpretação dos mesmos possibilitou uma melhor compreensão dos horizontes fosfáticos, principalmente, da “zona retrabalhada” e no esclarecimento da interdigitação entre os arenitos médios a grossos, friáveis e sem fósseis da “Formação Beberibe” e os arenitos calcíferos, grã fina a média, compactos, e fossilíferos da “Formação Itamaracá”.

Adicionalmente, foram estudados os furos realizados pelo CONDEPE (Duarte & Krauss, 1978), alguns deles compondo partes das seções estratigráficas de Fonseca Neto (1979), como na seção Goiana, e estando acondicionados na litoteca do DNPM. Foram estudados também, os seguintes furos: furo 2-IST-01-PE, executado pela PETROBRÁS na Ilha de Itamaracá, o qual chegou ao embasamento da bacia na profundidade de 400m (Feijó, 1994); furo estratigráfico F-Q-O-01, realizado por Tinoco (1971) em Olinda; furo F-204 de Kegel (1955) também em Olinda; e, algumas interpretações dos perfis gama de Amaral (1985).

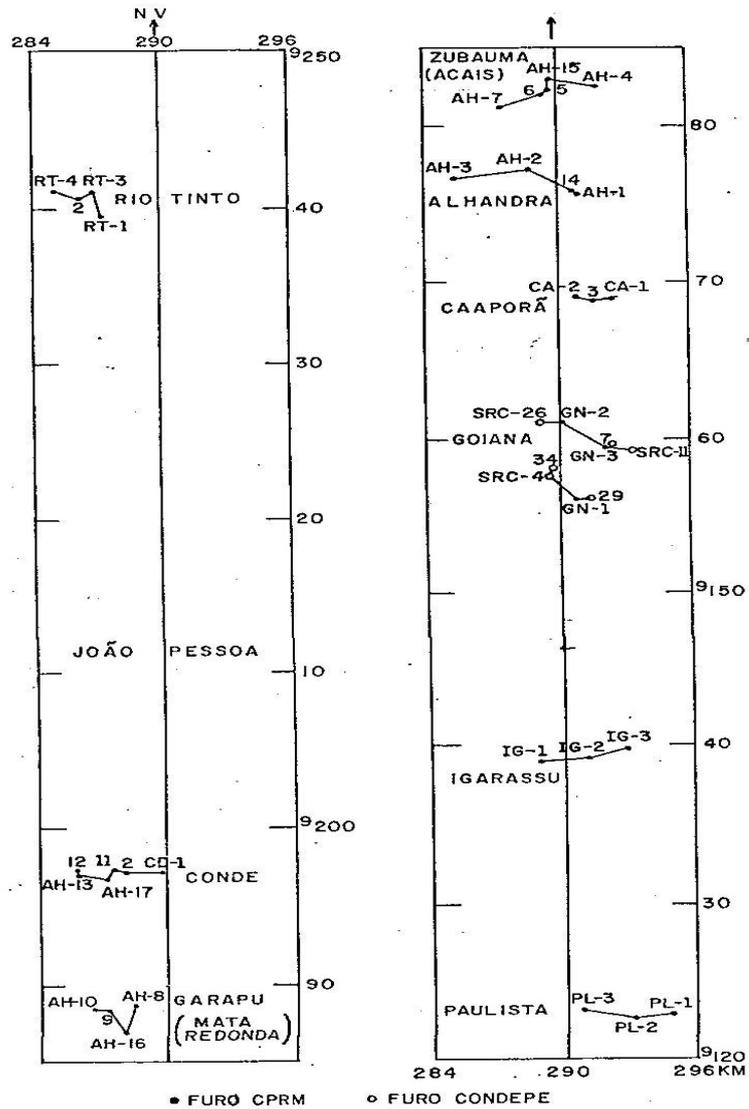


Figura VIII.1 – Distribuição dos furos de sondagem do Projeto Fosfato (CPRM-DNPM) entre Paulista-PE e Rio Tinto-PB, base para as interpretações estratigráficas e estruturais desta tese. Fonte: Fonseca Neto (1979).

A região limítrofe entre a Bacia da Paraíba e a Bacia Potiguar, ainda carente de mais trabalhos esclarecedores, estaria representada pelas sub-bacias Canguaretama e Natal. Porém, observa-se nos perfis de poços (Barbosa, 2004; Barbosa & Souza 2003; Feitosa *et al.* 2002), que ocorre um recobrimento dos arenitos calcíferos sobre o Alto de Mamanguape que chega até o Alto de Touros, confirmando que o preenchimento sedimentar da bacia estudada, ter vindo do norte em sua fase transicional-marinha.

8.2 – Análise das Seções Estratigráficas W – E (Transversais)

A listagem dos furos mais utilizados está apresentada no quadro da Figura VIII.2. Desses furos, algumas seções foram interpretadas com o objetivo de correlacioná-los e se obter a evolução da bacia.

Poço	Executor	Localização	coordenadas
1 PL-01-PE	CPRM	Paulista - PE	289.950E 9183.080N
1 PL-02-PE	CPRM	Paulista - PE	293.100E 9122.625N
1 PL-03-PE	CPRM	Paulista - PE	290.675E 9123.250N
1 IG-01-PE	CPRM	Igarassú - PE	288.800E 9129.150N
1 IG-02-PE	CPRM	Igarassú - PE	291.100E 9129.400N
1 IG-03-PE	CPRM	Igarassú - PE	292.900E 9130.050N
1 GN-01-PE	CPRM	Goiana - PE	290.850E 9156.270N
1 GN-02-PE	CPRM	Goiana - PE	290.200E 9161.200N
1 GN-03-PE	CPRM	Goiana - PE	292.200E 9159.620N
1 CA-01-PB	CPRM	Caaporã - PB	292.750E 9168.870N
1 CA-02-PB	CPRM	Caaporã - PB	291.000E 9169.000N
1 CA-03-PB	CPRM	Caaporã - PB	291.680E 9168.770N
SR-C-04	CPRM	Goiana - PE	289.560E 9157.820N
S-RC-07	CPRM	Goiana - PE	292.240E 9159.660N
S-RC-11	CPRM	Goiana - PE	293.550E 9159.300N
S-RC-26	CPRM	Goiana - PE	289.250E 9161.100N
SR-C-29	CPRM	Goiana - PE	291.500E 9156.130N
SR-C-34	CPRM	Goiana - PE	289.650E 9158.020N
1 AH-01-PB	CPRM	Alhandra - PB	291.060E 9175.750N
1 AH-02-PB	CPRM	Alhandra - PB	288.850E 9177.250N
1 AH-03-PB	CPRM	Alhandra - PB	285.550E 9176.870N
1 AH-11-PB	CPRM	Alhandra - PB	287.400E 9197.440N
1 AH-14-PB	CPRM	Alhandra - PB	290.970E 9175.900N
1 AH-15-PB	CPRM	Alhandra - PB	289.950E 9183.080N
1 AH-16-PB	CPRM	Alhandra - PB	287.950E 9187.000N
1 RT-01-PB	CPRM	Rio Tinto - PB	287.270E 9239.530N
3 LU-01-PE	CPRM	Lucena - PB	284.950E 9231.325N
3 LU-01r-PE	CPRM	Lucena - PB	284.950E 9231.425N
3 LU-02-PE	CPRM	Lucena - PB	287.250E 9232.375N
3 LU-03-PE	CPRM	Lucena - PB	286.425E 9233.925N
3 LU-04-PE	CPRM	Lucena - PB	284.880E 9235.650N
3 LU-06-PE	CPRM	Lucena - PB	287.350E 9237.300N
3 LU-10-PE	CPRM	Lucena - PB	287.580E 9229.690N
3 LU-11-PE	CPRM	Lucena - PB	285.000E 9233.600N
3 LU-12-PE	CPRM	Lucena - PB	283.500E 9233.460N
3 LU-14-PE	CPRM	Lucena - PB	284.880E 9232.280N
3 LU-15-PB	CPRM	Lucena - PB	284.430E 9231.830N
3 MA-01-PB	CPRM	Mamanguape - PB	267.900E 9276.000N
1 F-Q-O-1 (TINOCO)		Olinda - PE	297.100E 9115.000N

Figura VIII.2 – Quadro mostrando a listagem dos principais poços utilizados para confecção das seções estratigráficas constantes neste capítulo.

8.2.1 – Seção Paulista (A – A)

Esta seção é formada pelos furos 1-PL-03-PE/1-PL-02-PE/1-PL-01-PE (Figura VIII.3), constituindo-se na seção mais a sul e mais a leste em toda área da bacia, e sendo o furo PL-01 o mais oriental e o PL-02 o mais meridional, entre todos. Estes furos estão localizados na Sub-bacia Olinda e o PL-01 encontra-se há uns 4 km da linha de costa, na praia de Pau Amarelo, e a uns 4 km do PL-03, o mais a oeste que está situado no Setor Industrial de Paratibe, próximo à rodovia BR-101 norte.

A correlação entre as colunas lito-estratigráficas desses furos mostra um acunhamento sedimentar de leste para oeste, sendo muito carbonática a leste e arenosa e friável, a oeste. Quanto mais a leste o furo, mais espesso o pacote carbonático que, nesta seção, está representado apenas pela “Formação Gramame”, constituída de calcários calcíticos com níveis de margas intercalados.

Na interpretação estrutural, observa-se claramente a inclinação da bacia e sua posição em relação ao nível do mar atual. O furo PL-01, nas imediações da rodovia PE-22, em Maranguape, é o mais distal da seção e mostra a maior espessura dos calcários, com cerca de 50m. A passagem destes calcários Gramame para o Fosforito, litologicamente consiste de um doloesparito micrítico argiloso para doloesparito fosfático (Fonseca Neto, 1979), com espessura de 3,0m aproximadamente. O pico radiométrico mostra valores em torno dos 1000 cps. Sob o fosforito ocorre o arenito arcossiano (feldspático) calcífero (doloespático), não sendo atingido o arenito friável Beberibe.

No PL-02 nota-se uma forte erosão que praticamente deixou os calcários argilosos Gramame reduzidos à espessura de 1,5m. Parece ter havido uma variação lateral da fácies fosfática ou se trata de parte do depocentro, pois nesta porção mediana do PL-02, o horizonte de fosforito é bem mais espesso em relação aos outros dois furos, onde o horizonte se torna bem mais fino. Sua espessura é da ordem de 4,0m e constitui-se de um argilito pelfosfático no topo a um arenito pelfosfático na base da camada. Na parte mediana, a mais espessa, domina um pelfosforito argiloso.

Neste furo, o fosforito está diretamente assentado sobre o arenito grosso e friável da Formação Beberibe, tal qual se observa no afloramento de Paratibe (Foto 8.1).



Foto 8.1 – Fosforito uranífero com cerca de 0,50m (martelo), depositado diretamente sobre os arenitos grossos com diagênese média a fraca da Formação Beberibe (onde está a pessoa). Localidade de Paratibe no cruzamento da rodovia PE-15 (camioneta) com o rio Paratibe (caminhão). Este afloramento está localizado a 1,0 km do furo 1-PL-02-PE ou, seja, estão no mesmo patamar da rampa.

De acordo com Fonseca Neto (1979), ocorre também um enriquecimento do fosfato de leste para oeste, passando de um doloesparito pelfosfático “pobre” para um pelfosforito “rico”.

No furo 1-PL-01-PE, o mais proximal, a espessura do fosforito é reduzida a 1,5m, constituído do topo para base de micrito doloesparito argiloso (contato com calcário Gramame), argilito pelfosfático, pelfosforito argiloso (fosforito) e arenito pelfosfático (arenito calcífero?), no contato com arenito friável Beberibe.

Na seção estratigráfica observa-se que a Formação Itamaracá como um todo, apresenta um acunhamento para oeste, pois passa de um arenito doloespático (calcítico) para arenitos grossos e friáveis da Formação Beberibe.

Entre este furo (PL-03) e o afloramento típico do contato Beberibe/Itamaracá na região de Passarinho, a pouco de 7 km em linha reta na direção sudoeste que mostra os arenitos finos e siltitos argilosos contendo fósseis marinhos, sobre arenitos grossos a conglomerados, refletindo a passagem de fácies continental par transicional (ambientes lagunares costeiros).

Em direção ao topo, o limite entre as seqüências siliciclástica e carbonática é bem marcado também pela brusca queda nos valores dos raios gama, porém, nos testemunhos esse contato parece conter material de ambas as formações, daí nas colunas ainda aparecerem carbonatos nos topos dos picos de raios gama.

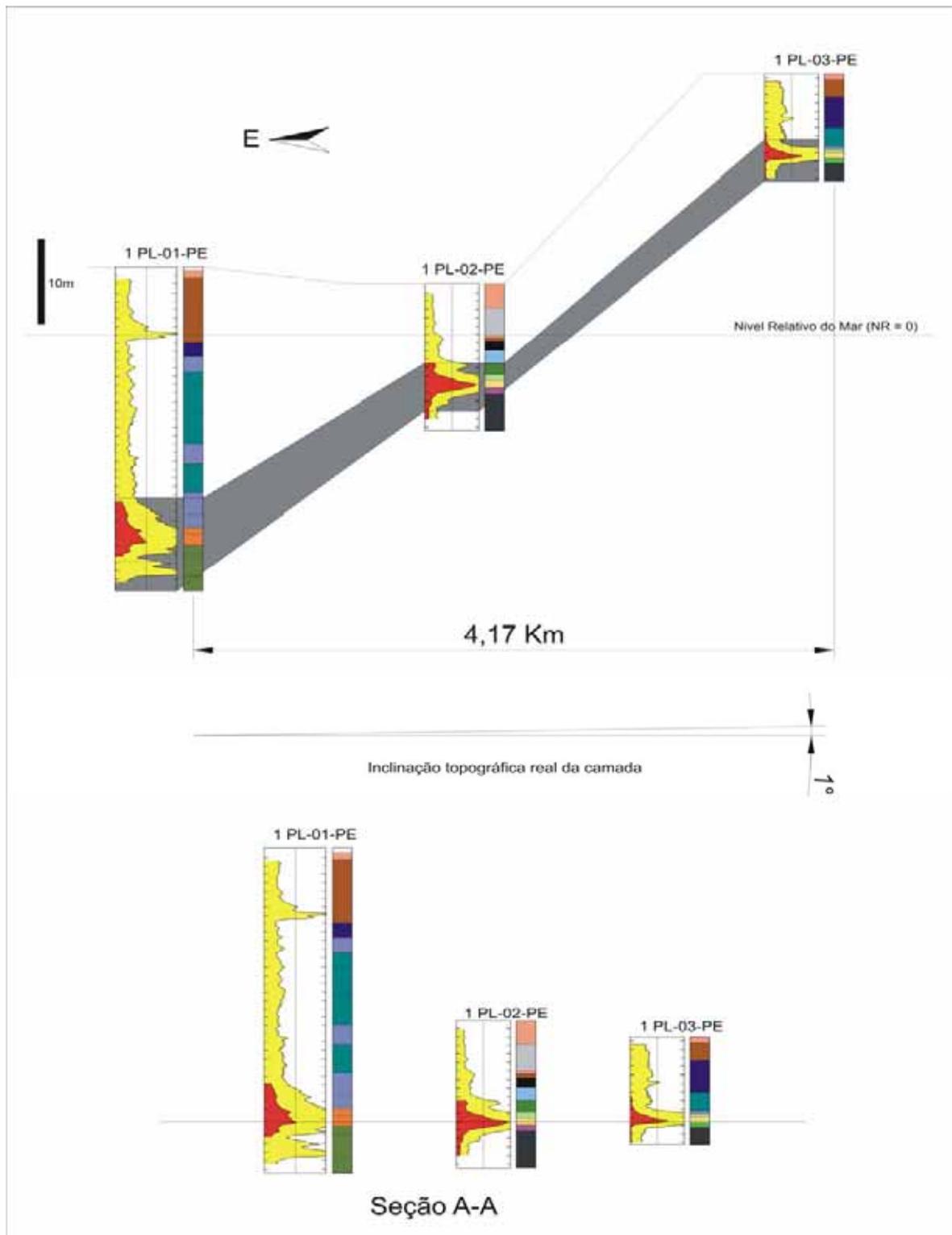


Figura VIII.3 – Seção Estrutural (superior) e Estratigráfica (inferior), baseadas nos furos do Projeto Fosfato (Fonseca Neto, 1979), em Paulista, salientando a camada de fosforito uranífero com uma seção condensada e marco estratigráfico.

O fosforito representa a separação entre a Seqüência Clástica Inferior e a Seqüência Carbonática da bacia, e constituiu-se na seção condensada resultante da redução do influxo terrígeno quando da transgressão marinha e máxima inundação sobre a rampa. O componente uranífero forma um excelente marco estratigráfico/radioativo. O pico de radioatividade máxima entre todos os furos da bacia é alcançado no furo PL-02 com 1.600 cps e, no furo PL-03, a Formação Gramame é quase aflorante.

A erosão pré-Barreiras é bem marcada, evidenciando uma erosão total ou parcial da parte superior da Formação Gramame, representada por uma marga carbonática e argilito margoso com 1,3% de P_2O_5 e um pico de raios gama evidenciando retrabalhamento nessa superfície no PL-01; e por um calcário argiloso no PL-02, na posição central; e, por uma marga no PL-03, mais a oeste, indicando lixiviação mais intensa (Fonseca Neto, 1979).

No furo mais a leste, o PL-01, o topo é representado por uma marga com 40% de carbonato e uma argila amarela, fosfática, com 1,6% de P_2O_5 (Fonseca Neto, 1979), denunciando que houve retrabalhamento ou intemperismo com lixiviação química dos carbonatos. No furo PL-03, o topo dos carbonatos é representado por uma marga, indicando uma lixiviação mais intensa (Fonseca Neto, 1979).

O contato entre as formações “Gramame” e “Barreiras”, ou seja, entre a Seqüência Carbonática Inferior (a Superior é formada pela “Formação Maria Farinha”) e a Seqüência Clástica Superior, é marcada pela superfície de erosão, evidenciando erosão total ou parcial da parte superior da Formação Gramame, bem pronunciada no topo do furo PL-02, sendo constituída apenas de um calcário argiloso.

A “Formação Barreiras” ocorre com espessuras entre 3m e 8m nos furos, sendo constituída de arenitos friáveis ou areias, apresentando colorações avermelhadas e esbranquiçadas, granulometria grossa e níveis argilosos.

8.2.2 – Seção Igarassu (B – B)

Esta seção é formada de oeste para leste pelos furos 1-IG-01-PE/1-IG-02-PE/1-IG-03-PE (Figura VIII.4), localizados na região de Cruz de Rebouças e mantendo aproximadamente a distancia de 2 km entre os furos. O furo mais a leste, o IG-03, dista cerca de 5 km da praia de Maria Farinha. As cotas das bocas dos

furos mostram atualmente, uma superfície ondulada com 33m, 23m e 53m, respectivamente de leste para oeste, confirmando a estrutura em rampa da bacia.

Observa-se nos furos que a Seqüência Clástica Inferior e a Seqüência Carbonática apresentam acunhamento para oeste e a Seqüência Clástica Superior, a “Formação Barreiras”, mostra afinamento da unidade em direção ao litoral.

O furo IG-03, mais a leste, não atravessou a “Formação Itamaracá”, mas apresenta duas fácies desta unidade, a inferior é representada por arenito dolospático feldspático (arenito calcífero) mostrando um pico de raios gama, e a superior, fácies fosfática, representada no perfil gama por dois picos radiométricos relativamente altos e constituída de dolomitos fosfáticos, doloesparitos fosfáticos, biomicritos dolospáticos fosfáticos e biomicritos bioespáticos fosfáticos (Fonseca Neto, 1979), cujo topo está bem marcado na curva de raios gama com acentuada queda.

A Seqüência Carbonática Gramame é praticamente aflorante e bastante espessa, com aproximadamente 30m, sendo constituída de calcários cinza claros ou escuros, microcristalinos, homogêneos, maciços com algumas intercalações argilosas em dois terços da coluna e, no terço superior, ocorre um calcário amarelado, intemperizado, maciço, homogêneo, e com finos leitos síltico-argilosos com uma intercalação de marga amarela com 50% de carbonato, em torno de 7-8 m de profundidade.

Em comparação com os furos IG-01 e IG-02, o nível de erosão parece não atingiu a marga, uma vez que ainda ocorre muito calcário acima do nível da mesma. Nos furos a oeste, a “Formação Gramame” está bastante erodida.

O fosforito alcança valores radiométricos da ordem de 300 cps no furo IG-01 e de 500 cps no IG-02, porém somente de 150cps no IG-03, concentrando-se muito mais sobre os arenitos grossos e friáveis da “Formação Beberibe” sobre a rampa proximal que sobre o arenito calcífero, situado sobre a rampa intermediária. Observando a seção estrutural da Figura VIII.4 (parte superior), parece que falhas normais elevaram o bloco onde estão os dois furos, restringindo a subida do mar até que viesse o máximo da transgressão. O furo IG-03 apresenta muitas *slikensides* nos calcários microcristalino e maciço que ocorre na profundidade em torno dos 15m (Fonseca Neto, 1979), confirmando presença de falhamento.

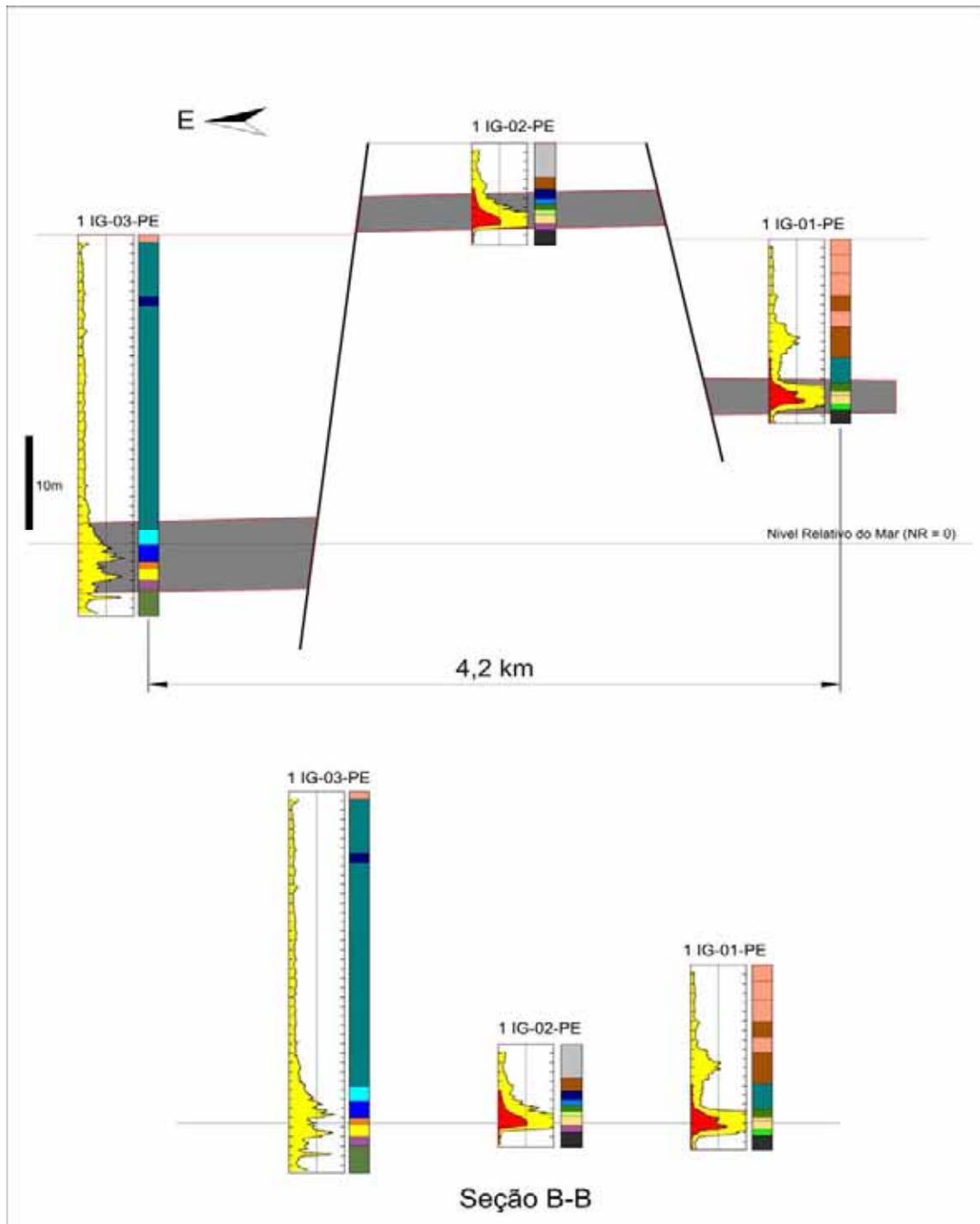


Figura VIII.4 – Seção estrutural e estratigráfica Igarassu, tendo como destaque a camada de fosforito e o marco radioativo (No pico radioativo).

Os furos mostram uma progressiva diminuição dos valores na curva de raios gama ente a camada fosfática e o calcário que lhe é sobreposto evidenciando uma transição entre estes litotipos, com o avanço progressivo do mar, e que a Superfície de Inundação Máxima-SIM que separa duas seqüências, a inferior do Trato de

Sistema Transgressivo (“Formação Itamaracá”), e a superior, do Trato de Sistema de Mar Alto (“Formação Gramame”), tem caráter tridimensional (é a própria seção condensada), e não bidimensional, uma superfície como indica a representação nas seções.

Essa seqüência carbonática do “Trato de Sistema de Mar Alto”, é caracterizada no furo IG-03 por calcários homogêneos, de cor cinza, microcristalinos, maciços, localmente lenticulares e com finos níveis argilosos com matéria orgânica.

A Seqüência Clástica Superior, continua representada por arenitos caulínicos com algum cimento ferruginoso e argilas, com colorações variegadas e diagênese fracas, denunciando sua afinidade com deposição em leques costeiros.

8.2.3 – Seção Goiana

A Seção Goiana I, constituída pelos furos SR-C-34/SR-C-04/1-GN-01-PE/SR-C-29 situados a sudeste da cidade de Goiana em direção a Ilha de Itapessoca, deixa de ser comentada, pois são furos de pouca profundidade e localizados sobre um alto estrutural (Figura VIII.5) que provocou forte erosão nas formações “Gramame” e “Itamaracá”, e um pouco na “Formação Beberibe” (Figura VIII.6).

Entre Igarassu, Itapissuma, e o rio Arataca passa, grosseiramente, a linha de erosão pré-deposicional do fosforito e, portanto, somente ocorrem afloramentos da “Formação Beberibe” como se pode constatar nas figuras VIII.5 e VII.6.

Os furos auxiliares ao GN-01 foram perfurados pelo CONDEPE e não apresentam perfis de raios gama, inviabilizando maiores comentários sobre a seção.

A “Formação Gramame” está profundamente erodida na região de Goiana constituída de calcário esbranquiçado, duro, fraturado e com argilas de preenchimento, nos furos SRC-34 e SRC-04, os mais a oeste, e por calcários margosos, margas carbonáticas, argilas de preenchimento de fendas e calcário creme gredoso, no topo, como observado no furo GN-01, o único com perfilagem gama. No furo mais a leste, o SRC-29, aparece um biomicrito argiloso.

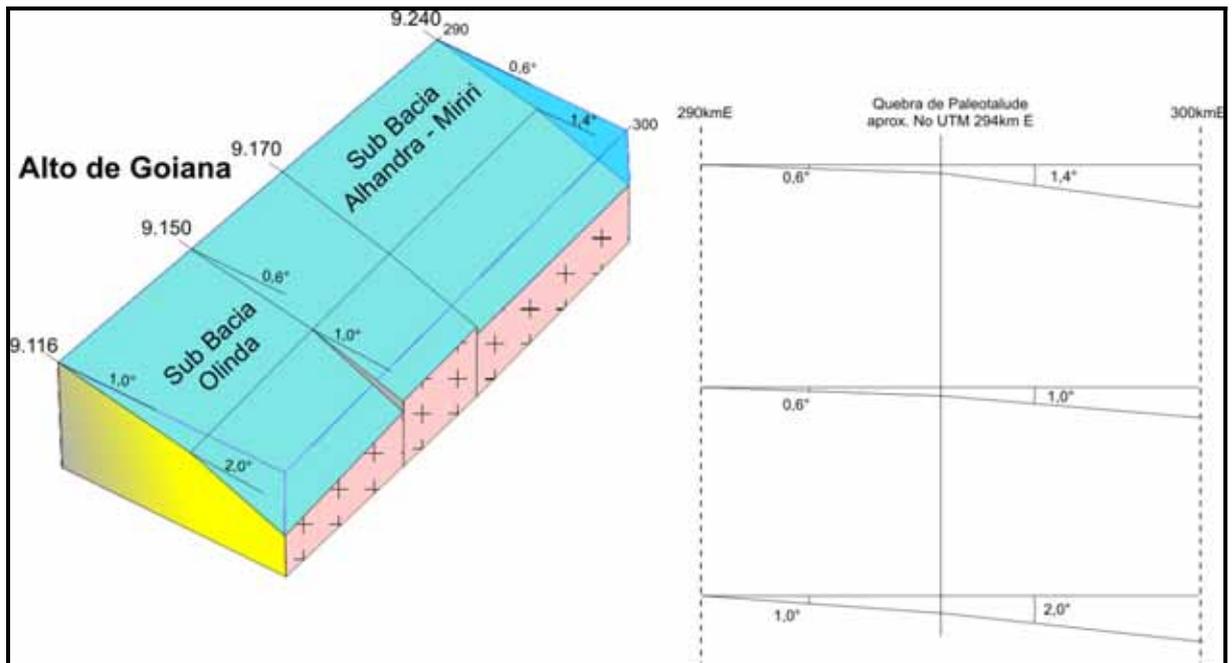


Figura VIII.5 – Bloco diagrama interpretando o Alto de Goiana entre as sub-bacias da Bacia da Paraíba, com indicação dos mergulhos observados nas rampas em várias partes da bacia. Notar as menores inclinações no Alto de Goiana e as maiores profundidades na sub-bacia Olinda, e uma pequena quebra na plataforma em torno do meridiano de 294 km E.

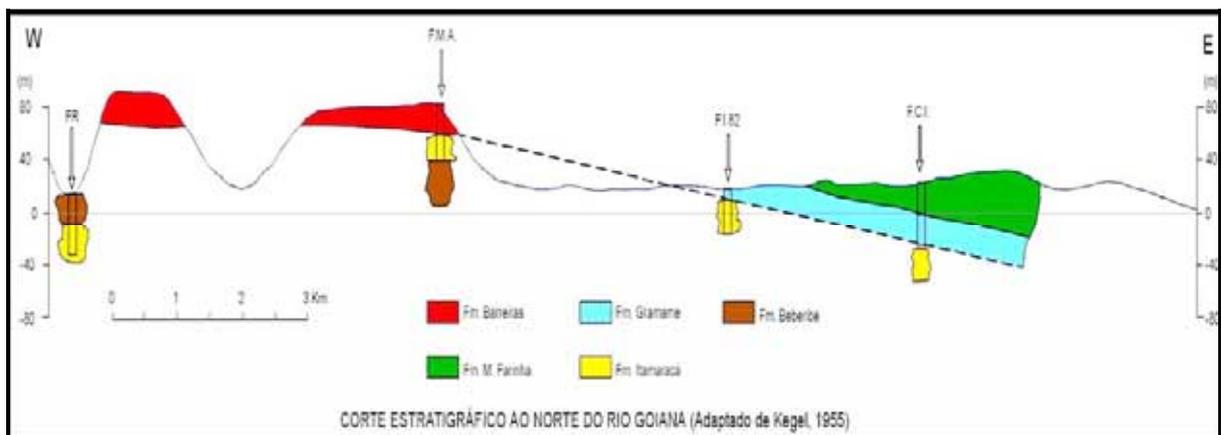


Figura VIII.6 – Corte esquemático E-W na região de Goiana, mostrando a profunda erosão que suprimiu as Formações Itamaracá e Gramame. Notar também as altitudes das formações Itamaracá e Beberibe no furo FMA em relação aos demais, confirmando o bloco elevado na região de Goiana. Fonte: Kegel, 1955.

A cobertura areno-argilosa (caulínica) que representa a Formação Barreira no local, diminui de espessura em direção ao litoral muito fortemente, como se os furos estivessem numa escarpa.

A Seção Goiana II é formada pelos furos SR-C-26/1-GN-02-PE/1-GN-03-PE/SR-C-07/SR-C-11, localizados na região de Tejucupapo (Figura VIII.7). Somente os três furos intermediários forma perfilados, sendo que o GN-03 e o SR-C-07 são tão próximos que em algumas colunas observadas na bibliografia, são interpretados como um só furo, devido a continuidade do perfil gama, uma vez que, estão localizados um no topo do morro e outro na escarpa do mesmo e mostram a influência do paleorelevo do Cretáceo, no relevo atual (Fonseca Neto, 1979).

Todas as unidades apresentam espessuras reduzidas, corroborando o comentário sobre os furos anteriores, que ocorre na região o Alto Estrutural de Goiana e um adelgaçamento sedimentar em relação às áreas de Igarassu e Paulista.

Estruturalmente ocorreu nesta região uma subida do substrato da bacia, pois as unidades estão todas apresentando pouca espessura e há um bom número de falhamentos registrando posição mais elevadas dos furos GN-03 e GN-02 em relação aos SR-C-11 e SR-C-26.

A unidade basal da bacia, a “Formação Beberibe”, foi penetrada por todos os furos e está representada por arenitos cremes friáveis. A “Formação Itamaracá” esta representada pela fácies fosforítica. A “Formação Gramame” é constituída por calcários e margas a leste e por calcários com alguns níveis argilosos, a oeste.

Nesta seção, o furo SR-C-07 registra no topo do calcário, um segundo pico radiométrico no perfil gama, correspondendo a um arenito argiloso pelfosfático e um biomicrito fosfático, entre calcários próximos ao topo da unidade, e outro pico radiométrico acima dos calcários, em litotipo argiloso, correspondendo a retrabalhamento e lixiviação química do carbonato na superfície de erosão pré-Barreiras.

No furo GN-03 ocorre um segundo pico radiométrico, onde o material fosfático foi erodido e lixiviado quimicamente, resultando numa argila com coloração variando de amarelo acastanhado a esverdeada, muito plástica, não calcífera e pouco fosfática. É resultado do intemperismo sobre os carbonatos argilosos Gramame.

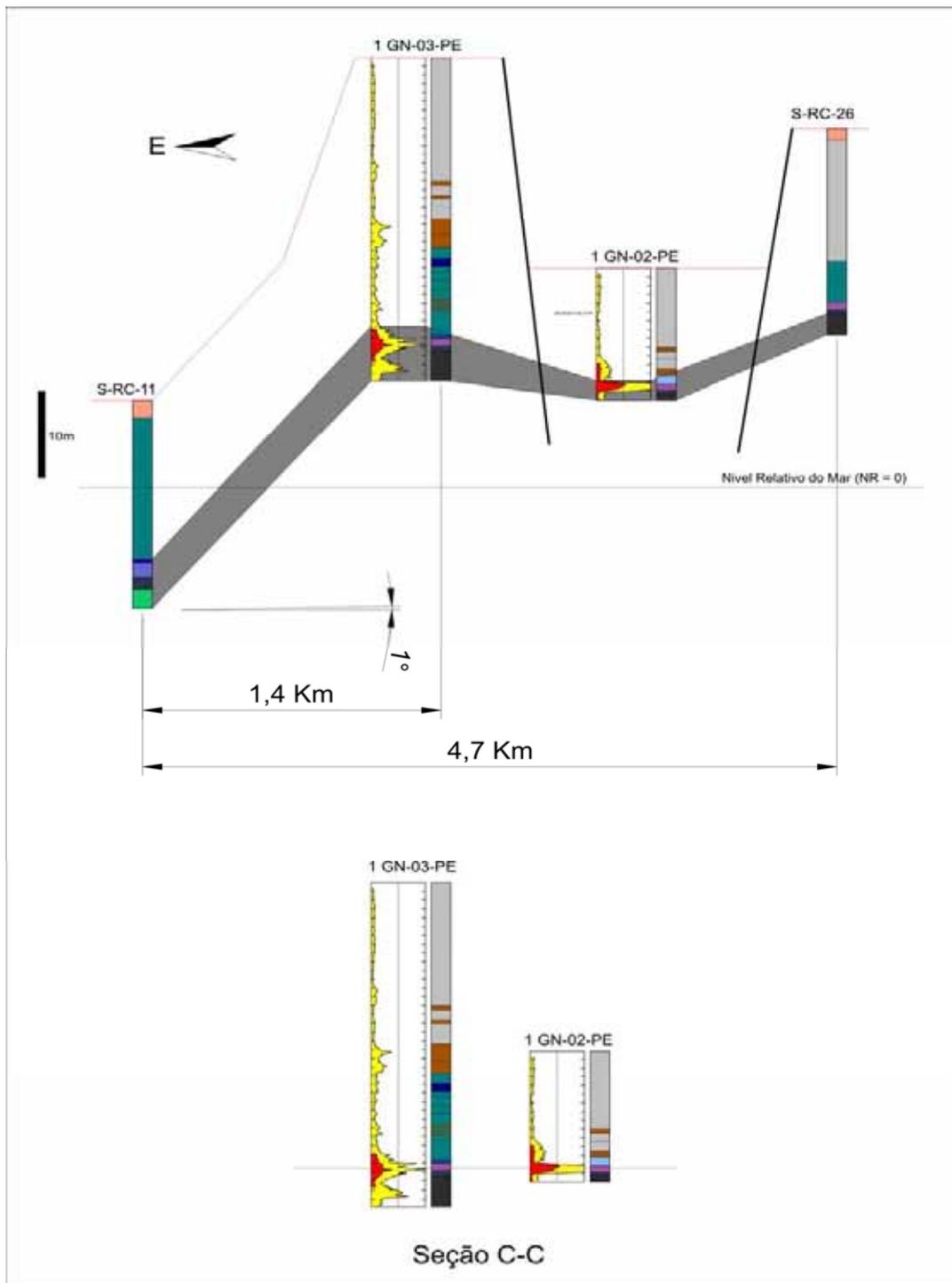


Figura VIII.7 – Seção Goiana. Na seção estrutural (acima) contou-se com a inclusão de furos do *Projeto Dimensionamento do Fosfato...* (Duarte & Krauss, 1978). Por falta de perfil gama, na seção estratigráfica (abaixo), contou-se apenas com os furos do *Projeto Fosfato...* (Fonseca Neto, 1979).

8.2.4 – Seção Caaporã

A seção Caaporã é constituída dos furos 1-CA-02-PB/1-CA-03-PB/1-CA-01-PB (Figura VIII.8), e localiza-se nos arredores do distrito homônimo, município de Jacumã-PB, quase no limite com Pernambuco. A Formação Gramame é aflorante no furo mais distal, a leste, o CA-01, com espessura de aproximadamente 20m, e ausente nos outros dois furos, mostrando um profundo nível de erosão da unidade nos mesmos. A “Formação Itamaracá” neste no furo mais distal, está representada apenas pelo fosforito, ainda assim, mais adelgado que na Seção Goiana, indicando que a área de sedimentação na “bacia” fosfática era mais rasa. Provavelmente, o Alto Estrutural de Goiana se estende até Caaporã.

O fosforito é constituído do topo para a base de oodismicrito pouco fosfático e arenito dismicrítico, depositados sobre o arenito calcífero no furo CA-01 e arenitos argilosos pouco fosfáticos no CA-03 mais a oeste, indicando ambiente raso. No contato com a “Formação Gramame”, aparecem arenitos argilosos (com pequeno pico radioativo) no furo CA-03 e biomicrito argiloso, no furo CA-01.

Na jazida de calcário da Fábrica de Cimento Poty da Paraíba, CIPASA, um pouco a leste deste furo, na profundidade aproximada de 13m, ocorre um nível fosfático num calcário com alto teor de Ca, logo abaixo do nível com amonóides (informação oral do gerente da lavra). O perfil das bancadas da jazida, mostra bancos métricos de calcário microcristalino, maciço, intercalado com níveis argilosos com espessura centimétrica (Foto 8.2).



As formações Gramame e Itamaracá são pouco caracterizadas nos perfis litológicos e de raios gama no furo CA-03, apresentam espessuras reduzidas, e ausentes no furo CA-02, o mais proximal.

Foto 8.2 – Bancada da Jazida da CIPASA, onde quase no topo da bancada basal ocorre o nível fosfático inserido no calcário com alto teor em Ca.

O furo CA-02, o mais a oeste, somente mostra o arenito friável e não calcífero que constitui a “Formação Beberibe”, unidade basal da coluna, em contato com os sedimentos areno-argilosos da “Formação Barreiras”, unidade da cobertura neógena que recobre todo o Grupo Paraíba.

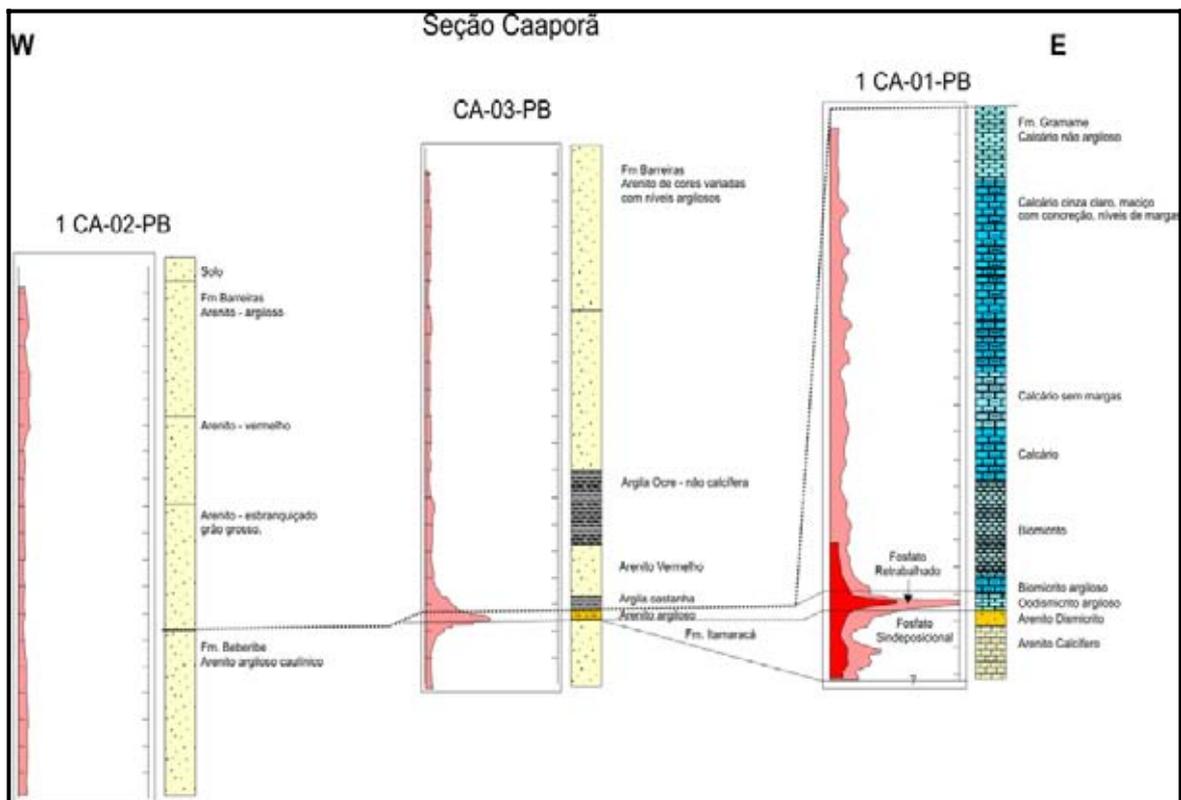


Figura VIII.8 – Seção Caaporã. Observa-se que o fosforito ocorre apenas no furo mais leste (1-CA-01-PB), tendo em vista que a seção está sobre um alto estrutural. A radiometria no furo CA-03 marca um nível de argila.

8.2.5 – Seção Alhandra (D-D)

Esta seção é formada por quatro furos, 1-AH-03-PB/1-AH-02-PB/1-AH-14-PB/1-AH-01-PB (Figura VIII.9), sendo dois mais a leste, AH-14 e AH-01, onde o calcário aflora, um na cidade de Alhandra, o AH-02, onde o calcário está bastante erodido, e o mais ocidental, o AH-01 onde, as formações “Gramame” e “Itamaracá” estão totalmente erodidas ou não foram depositadas.

Na parte basal dos perfis, o “arenito Beberibe” ocorre somente nos dois furos mais proximais (AH-03 e AH-02), estando ausente nos furos mais a leste, os furos AH-14 e AH-01.

A “Formação Itamaracá” ocorre nos furos AH-02 (na cidade de Alhandra) e nos dois mais orientais, AH-14 e AH-01, mostrando duas fácies: a calcissiliciclástica (Arc) e a fosforítica (Ffu), que são bem caracterizados nos perfis de raios gama.

Nesta formação, a fácies mais superior, a fosfática, está constituída de micritos doloespáticos, argilitos pelfosfáticos, pelfosforito arenoso e, arenito oofosfático, no furo AH-02, enquanto a fácies carbonática está constituída de calcarenitos e arenitos calcíferos.

A “Formação Gramame” por sua vez aflora nos furos AH-14 e AH01, e apresenta pequena espessura no furo AH-02, na cidade de Alhandra-PB. No furo AH-03, o mais ocidental, as formações Beberibe e Barreiras estão em contato.

Os calcários Gramame apresentam colorações acinzentadas e amareladas quando intemperizadas, aspecto maciço, microcristalina e com níveis argilosos laminados. No furo AH-02 o que restou dos calcários após a erosão pré-Barreiras, mostra retrabalhamento e lixiviação do carbonato, passando a uma argila amarela a esverdeada, plástica e arenosa.

Na “Formação Itamaracá”, a facies mais superior, a fosfática, está constituída de micritos doloespáticos e argilitos pelfosfáticos e pelfosforito arenoso e, arenito oofosfático, nos três furos, enquanto a fácies carbonática está constituída de calcarenitos e arenitos calcíferos.

Estas unidades estão ausentes no furo AH-03, que mostra apenas os arenitos friáveis Beberibe em contato erosivo com os arenitos argilosos Barreiras.

A seção estrutural (a superior na Figura VIII.9) mostra uma grande quebra na paleotopografia entre o furo AH-03 e os demais, podendo ser resultado de falhamentos de gravidade com mergulho em direção ao centro da bacia ou forte erosão na ombreira da mesma, pois ocorrem fenômenos de retrabalhamento e lixiviação do carbonato, que passa para uma argila amarela e esverdeada, plástica e algo arenosa (Fonseca Neto, 1979), no furo subsequente, o AH-02.

Vale salientar que muitas vezes as descrições dos perfis litológicos apontam calcários com alta percentagem de areias (calcarenitos) em lugar da descrição de arenito calcífero (arenito com maior ou menor percentagem de carbonato), como ocorre na descrição da fácies carbonática acima mencionada acarretando, por

conseqüência, o posicionamento do fosforito dentro da Formação Gramame. No entender desta tese, este fato leva a se encontrar muitas vezes dois ou mais níveis fosfáticos quando, na realidade existe apenas um.

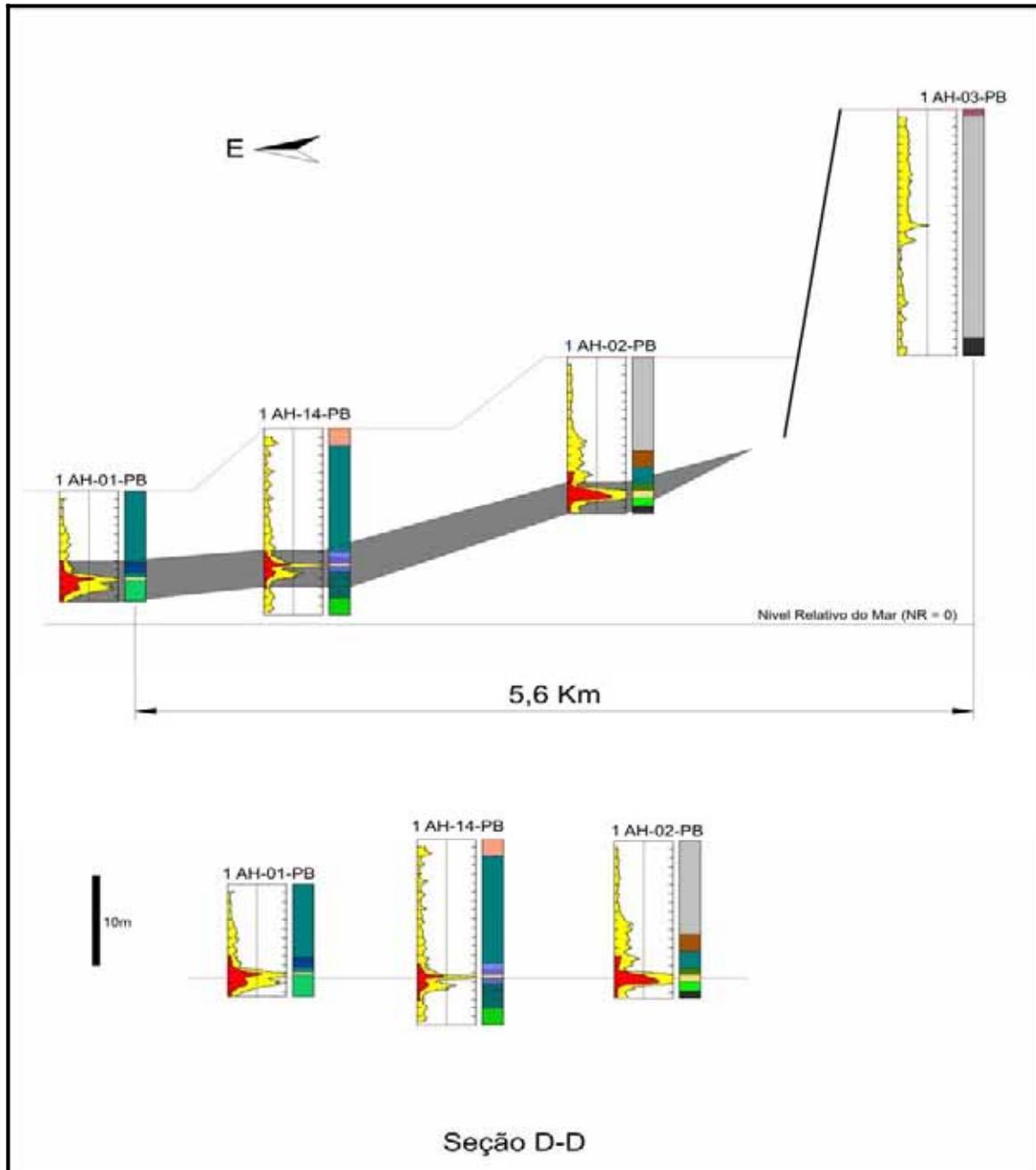


Figura VIII.9 – Seção Estrutural-Estratigráfica de Alhandra-PB, com predomínio da Formação Itamaracá, nas suas fácies carbonática e fosforítica. A partir de Alhandra parece começar outro depocentro na bacia em direção ao norte, em oposição ao Alto Tectônico de Goiana-Caaporã, ao sul.

8.2.6 – Seção Zumbaúma

A Seção Zumbaúma é formada pelos furos 1-AH-07-PB/1-AH-06-PB/1-AH-05/1-AH-15-PB/1-AH-04-PB (Figura VIII.10) e localiza-se na região de Acais-PB.

A Formação Gramame praticamente aflora no furo AH-04, o mais oriental, mostrando uma espessura de quase 30m de calcários com cor cinza, microcristalinos, maciços e com níveis argilosos. Nos demais furos, os calcários estão com espessuras reduzidas devido à erosão e, particularmente, nos furos AH-06 e AH-07, apresenta retrabalhamento e lixiviação, deixando em seu lugar um argilito arenoso pouco fosfático e uma argila plástica como resultado da lixiviação dos carbonatos (Fonseca Neto, 1979).

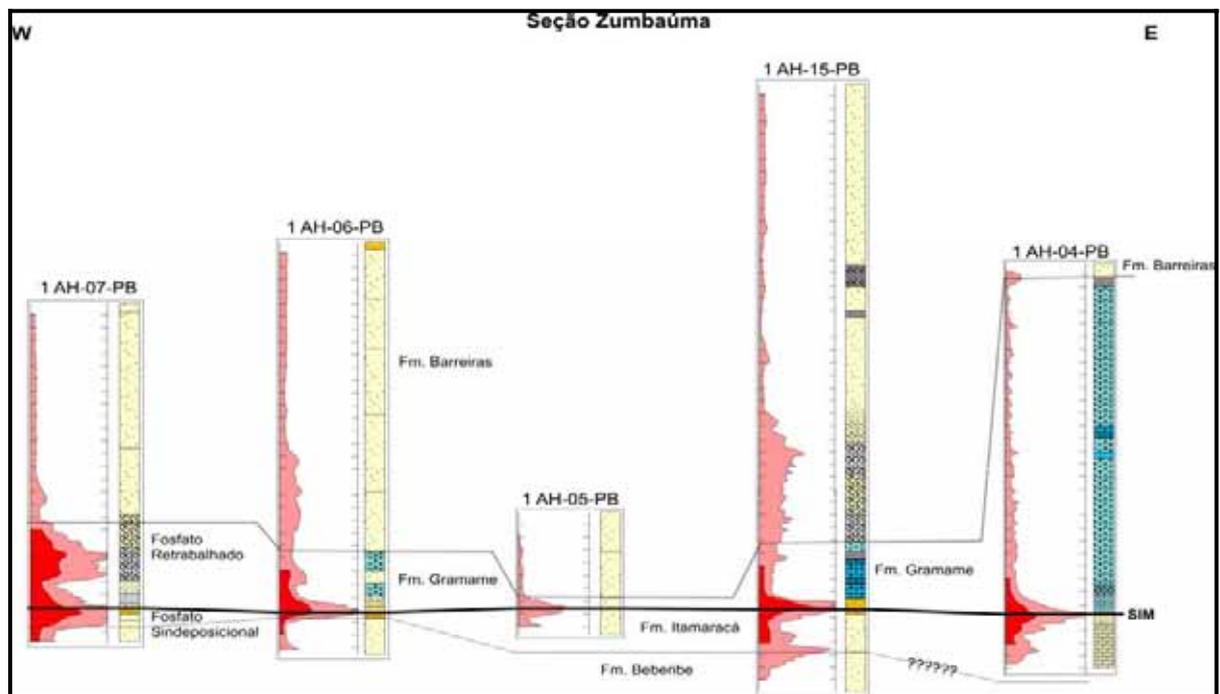


Figura VIII.10 – Seção Estratigráfica Zumbaúma, na localidade de Acais-PB, mostrando o fosforito sin-deposicional nos furos orientais, distais sobre a rampa, e fosforitos sin-deposicionais e retrabalhados nos furos mais proximais.

O intervalo com a “Formação Itamaracá” nos furos mais orientais é bem definido nos perfis gama e constituído de arenitos pelfosfáticos, arenitos pelfosfáticos argilosos e micritos dolomitizados e esparitos arenosos (calcarenitos).

Nos furos mais ocidentais, são pouco espessos e representados por arenitos pelfosfáticos argilosos e arenitos argilosos pelfosfáticos com até 2% P_2O_5 (Fonseca Neto, 1979). No furo intermediário, o AH-05, ocorre um pequeno pico gama em um arenito argiloso retrabalhado.

Os arenitos friáveis Beberibe aparecem nos dois furos mais ocidentais mas não nos dois mais orientais, sendo que no furo mais leste, a formação está em contato com os arenitos argilosos da Formação Barreiras.

Estruturalmente, os furos estão distribuídos ortogonalmente ao eixo meridiano da bacia (aproximadamente, o meridiano com UTM 290.000 mE), onde a leste estão os furos com seção mais transicional-marinha da bacia na Sub-bacia Alhandra e, a oeste, a seção mais continental-transicional, da rampa. É interessante notar o paleovale com escarpas de erosão onde está localizado o furo AH-05, que está representado por arenitos calcíferos com fosforitos e arenitos argilosos retrabalhados.

8.2.7 – Seção Conde

A seção é constituída dos furos 1-AH-17-PB/1-AH-11-PB/1-CD-02-PB/1-CD-01-PB (Figura VIII.11), todos localizados próximos à cidade de Conde-PB. O furo CD-01, o mais oriental, apresenta a coluna mais espessa com a “Formação Gramame” dentre todos os furos, com cerca de 40 metros e praticamente aflorando, com apenas 2 m de cobertura. No entanto, o furo CD-02, próximo ao vale do Rio Água Boa, e distando cerca de 2 km do primeiro, a formação foi quase totalmente erodida. Nos outros dois furos, a coluna com os calcários Gramame, do lado oeste do rio, apresenta cerca de 10 m de espessura.

A “Formação Itamaracá” ocorre com uma espessura de 11 m no furo CD-01, porém sua base não foi atingida, sendo constituído apenas da facies fosforítica, representada por biomicrito doloespático com 1,5% de P_2O_5 , doloesparito pelfosfático e biomicrito espatizado (Fonseca Neto, 1979).

No furo CD-02, onde o calcário foi erodido, os arenitos argilosos da Formação Barreiras estão em contato com os argilitos arenosos laminados e pouco fosfáticos, provavelmente resultante de retrabalhamento, mas apresentando um pico de raios gama maior que nos outros furos. O arenito friável não calcífero Beberibe ocorre na base do poço.

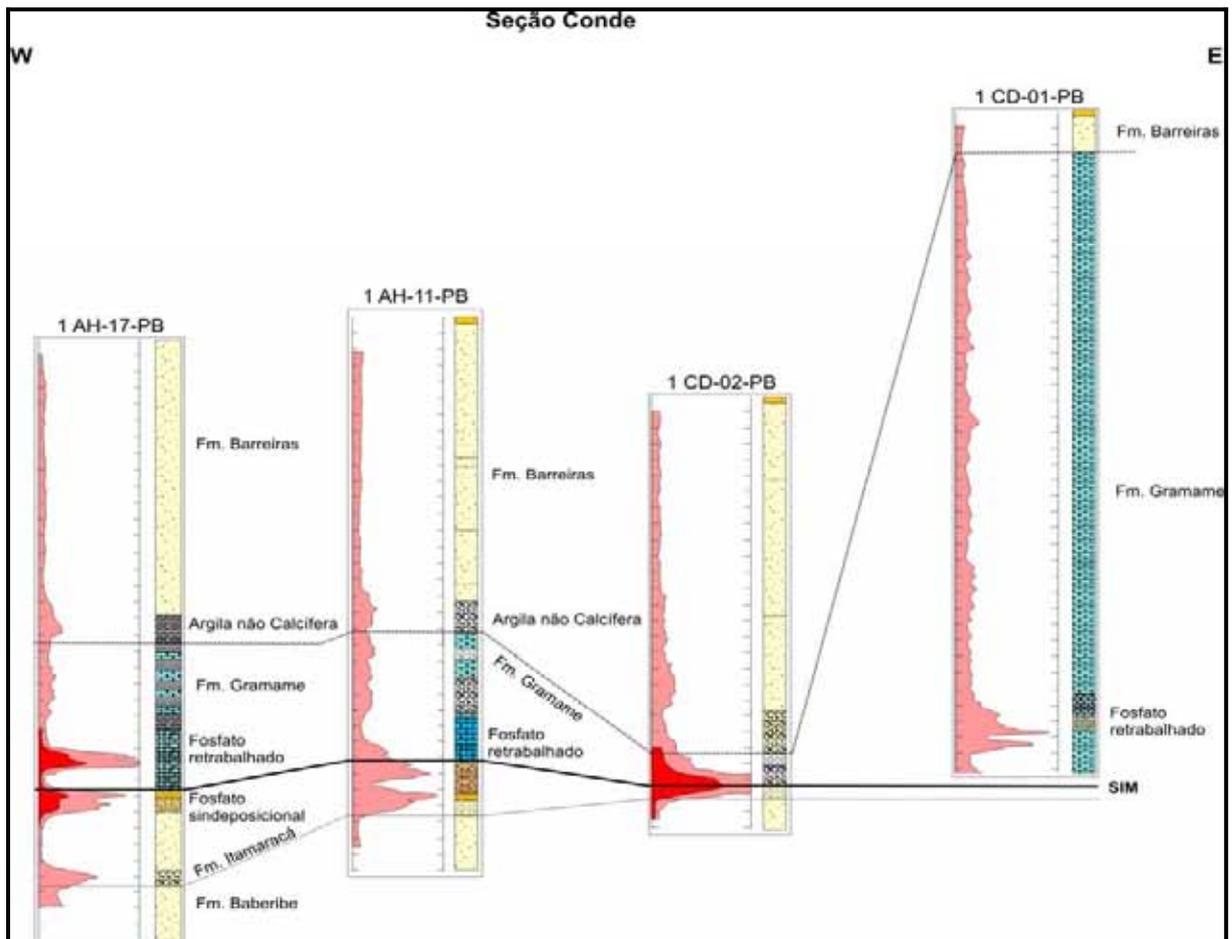


Figura VIII.11 – Seção Estratigráfica Conde mostrando fosforitos sindeposicionais e fosforitos decorrentes de erosão e retrabalhamento.

A “Formação Itamaracá” apresenta a fácies fosfática e a carbonática, onde a primeira constitui-se de pelfosforito calcífero com 9% de P_2O_5 , arenito-argiloso calcífero pelfosfático com 5% de P_2O_5 e, a segunda, com argilitos arenosos pelfosfáticos e arenitos argilosos.

O intervalo estratigráfico entre o topo da “Formação Gramame” e a base da “Formação Itamaracá” apresenta as maiores espessuras deste intervalo dentre todas as seções (Fonseca Neto, 1979). Esse espessamento vem desde Caaporã, no sentido sul-norte, e ocorre um adelgaçamento entre Miriri e Rio Tinto, indica a presença de um depocentro na Sub-bacia Alhandra, até a região de João Pessoa, provavelmente resultante de condicionamento tectônico na sedimentação.

A fácies fosforítica da “Formação Itamaracá” está interdigitada com carbonatos da “Formação Gramame”. No furo CD-01 observa-se claramente calcários sotopostos a facies fosforítica.

O fosforito retrabalhado que ocorre no interior dos carbonatos, sugere que houve de erosão e lixiviação decorrentes de pulsos regressivos dentro do trato de mar alto, principalmente, nas faixas mais proximais da bacia ou da rampa interna/intermediária.

8.2.8 – Seção Lucena (Projeto Miriri)

Esta seção é originária do *Projeto Miriri* (CPRM, 1982), mas está inserida no contexto das seções elaboradas por Fonseca Neto (1979) para o *Projeto Fosfato na faixa sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba*, entre as seções Conde e Rio Tinto, pois entre ambas existe um espaço muito grande sem seções transversais.

Ela é formada de oeste para leste pelos furos 3-SR-18-PB/3-LU-01-PB/3-LU-07-PB/3-LU-0-PB (Figura VIII.12), localizados entre os municípios Santa Rita e Lucena, a norte de João Pessoa. Os furos apresentam duas zonas fosfáticas identificadas pelos picos radioativos nos perfis de raios gama.

Os picos de raios gama inferiores estão associados à facies fosfática da Formação Itamaracá, e são sin-deposicionais, e os superiores decorrentes de retrabalhamento, como se observa no furo LU-07.

No furo LU-09, a “Formação Gramame”, mostra fosforito na base cujo intervalo vai até a “Formação Itamaracá” e, assim, a fácies fosfática do topo da Itamaracá parece atingir a base da Gramame. Em nosso entendimento, os carbonatos associados aos fosforitos do topo da “Formação Itamaracá”, apresentam uma gradação, visto que em trechos mais rasos, poderia haver deposição carbonática e ação de ondas revolvendo o fosforito no período de estabilização do mar, entre o trato transgressivo e o de mar alto.

Os furos não atravessam a “Formação Itamaracá” de modo que os mesmos são mais elucidativos no sentido de separação do fosforito sindeposicional e o retrabalhado.

Na mesma região, Amaral (1980) faz uma interpretação dos furos do Projeto Miriri, observando níveis fosfáticos distintos incluídos na “Formação Gramame” (Figura VIII.12), reinterpretados nesta tese.

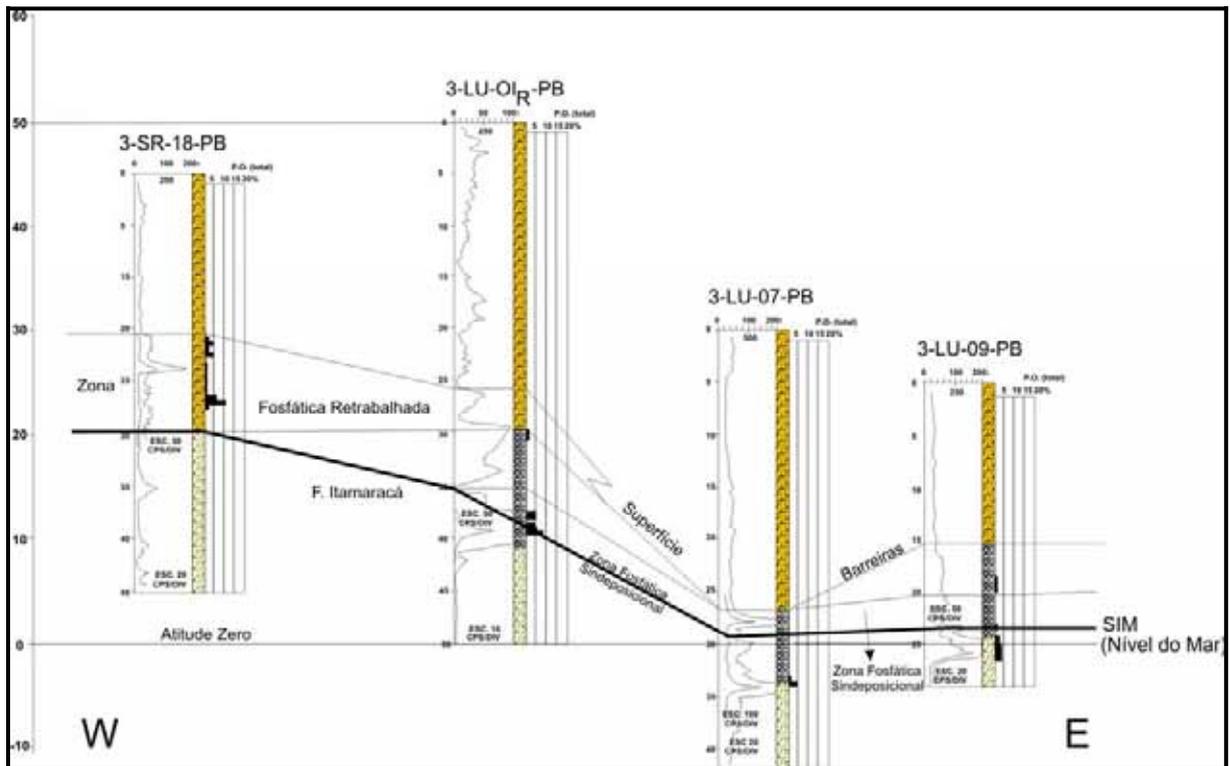


Figura VIII.12 – Seção Lucena, na Paraíba, decorrente do Projeto Miriri, distinguindo-se com clareza o fosforito sin-deposicional no topo da Formação Itamaracá e zona fosfática retrabalhada no topo da Formação Gramame.

8.2.9 – Seção Rio Tinto

Esta seção abrange os furos 1-RT-04-PB/1-RT-02-PB/1-RT-01-PB/1-RT-03-PB (Figura VIII.13), e dista, em linha reta, aproximadamente 90 km, entre a cidade de Rio Tinto e Conde, onde se localizava a seção anterior, perfurada pelo projeto executado por Fonseca Neto (1979).

Nos furos mais a leste (RT-01 e RT-03) ocorrem a fácies fosforítica do topo da Formação Itamaracá e os calcários argilosos da Formação Gramame, constituídas de arenito bioespático, doloesparito e biodoloesparitos no furo RT-01 e de biomicroesparito dolomítico fosfático, bioesparitos fosfático no furo RT-03 (Fonseca

Neto, 1979), evidenciando dois fortes conjuntos de picos nos perfis de raios gama, onde o superior, retrabalhado, apresenta valores radiométricos mais elevados.

A zona representada pelas duas fácies é bem caracterizada nos perfis gama e correlacionável com o perfil gama do furo AH-11 da Seção Conde, indicando continuidade da uniformidade estratigráfica entre o sul de João Pessoa e o vale do rio Mamanguape.

No RT-02 ocorrem vestígios da facies fosfática erodida e retrabalhada (arenito-argiloso fosfático), próxima de uma escarpa constituída pela Formação Gramame, e lixiviada quimicamente e representado por argila, apresentando o pico radioativo no perfil gama.

No furo RT-04 a Formação Barreiras está em contato com o arenito friável Beberibe.

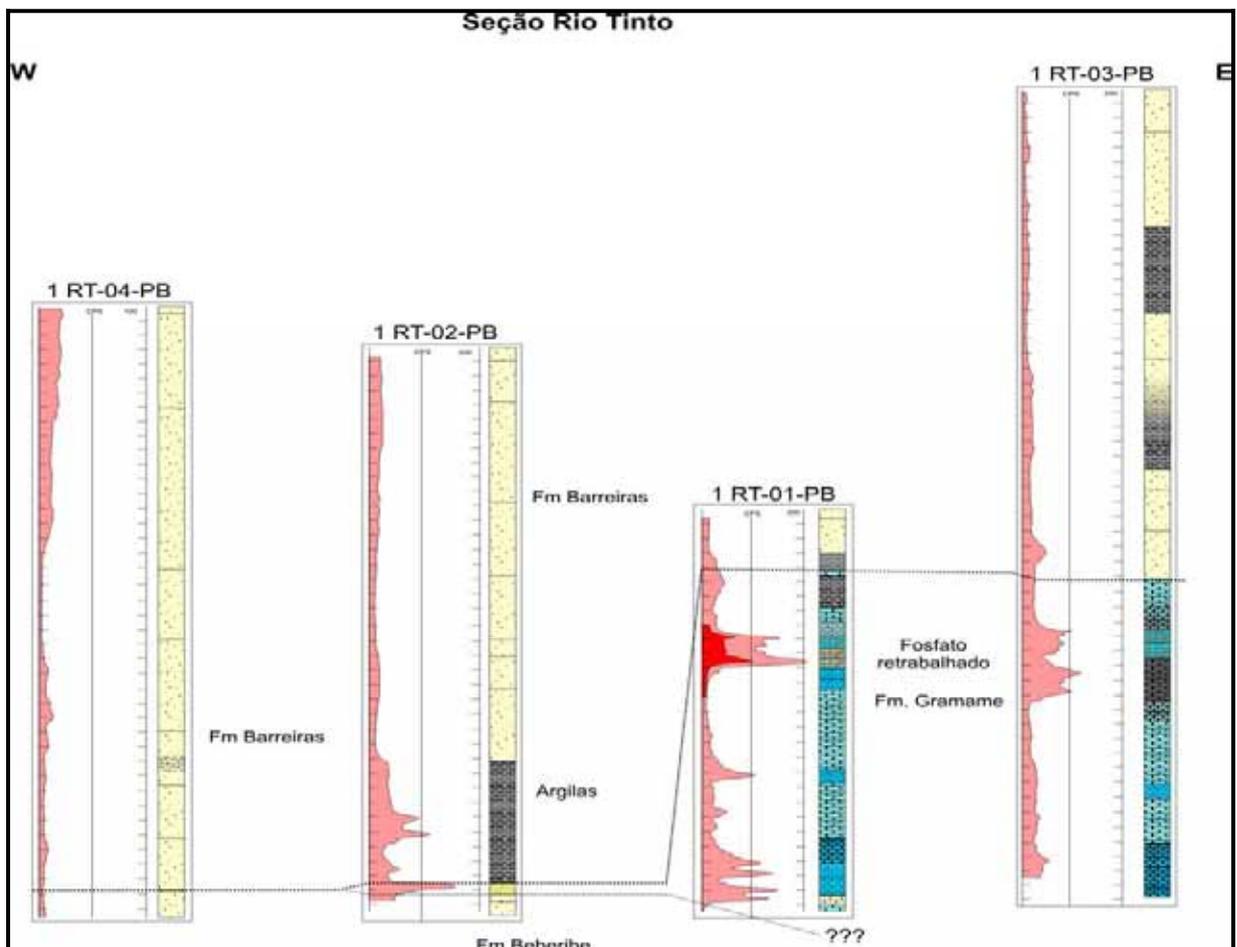


Figura VIII.13 – Seção Estratigráfica Rio Tinto com a zona de fosfato retrabalhado bem mais evidenciada que a zona com o fosfato sin-deposicional.

8.3 – Interpretação Paleogeográfica das Seções Estratigráficas Transversais tendo como base a Seqüência Clástica Inferior

8.3.1 – Seções Transversais (E – W)

Os furos estudados estão distribuídos em 8 seções transversais ao longo da Bacia da Paraíba, ocupando uma faixa retangular cujos limites obedecem às seguintes coordenadas UTM: os meridianos 284.000 mE – 296.000 mE e os paralelos 9.120.000 mN – 9.250.000 mN (Vide Figura VIII.1).

O meridiano UTM 290.000 mE localiza-se na posição central da faixa, demarcando as seções que ocupam a posição central, Igarassu, Alhandra e Zumbaúma; as mais orientais, Paulista, Goiana e Caaporã; e, as mais ocidentais, Garapú, Conde, Lucena (Proj. Miriri) e Rio Tinto.

Essas seções transversais possibilitam a se ter uma visão espacial tridimensional das estruturas da bacia e da sua geometria e, conseqüentemente, da interpretação paleogeográfica. O foco principal nesta tese será a Seqüência Clástica Inferior, constituída das formações “Beberibe” e “Itamaracá”, e suas relações com o embasamento cristalino e com a “Formação Gramame”, unidade basal da Seqüência Carbonática que lhe é sobrejacente.

Na Sub-bacia Olinda duas seções estão localizadas entre Paulista e Igarassu e, a outra, entre Itapessoca e Tejucupapo, a sudeste de Goiana. Entre ambas, não ocorrem furos do Projeto Fosfato (Fonseca Neto, 1979), mas em superfície se observa que ocorrem a Formação Beberibe desde a rodovia BR-101 até Itapissuma, resultado de erosão em toda essa área.

As duas primeiras seções mostram um forte espessamento das unidades “Itamaracá” e “Gramame” em direção a leste, bem observados nos furos PL-01 e IG-03 e, um afinamento ou acunhamento em direção a oeste, onde as espessuras são reduzidas.

De acordo com os dados geofísicos, esse espessamento é compatível com os falhamentos normais com os abatimentos escalonados em direção à costa (Oliveira, 2001) e, também, comprovados pelo aparecimento da “Formação Maria Farinha”, tornando a seqüência carbonática bastante espessa. Souza (1999) aponta a existência de um depocentro na região entre Paulista-Abreu e Lima e Itamaracá.

Na região de Igarassu-Itamaracá, parece ter havido erosão pós-Gramame a oeste conforme se observa na linha de erosão pré-fosfato de Menor *et al.* (1977) e Fonseca Neto (1979), deixando expostas apenas afloramentos da “Formação Beberibe”, que ocorrem até Itapissuma.

Na Ilha de Itamaracá, já ocorrem calcarenitos e calcilitos da “Formação Gramame”. Parece haver uma falha normal com direção meridiana e com caimento para leste no Canal de Santa Cruz, que promoveu abatimento e afastamento da ilha para leste. De acordo com mapeamentos na superfície, um falhamento com direção SW-NE com componente de abatimento para nordeste, responsável pelo depocentro em direção a ilha (Souza, 1999).

A seção Goiana na região de Itapessoca-Tejucupapo, apresenta espessuras reduzidas a oeste (GN-01) e, a oeste (GN-02), as formações voltam a espessar-se, como se observa na Jazida da Itapessoca (Cimento Nassau) e na presença da “Formação Maria Farinha” na Ponta do Funil e em Pontas de Pedra.

Na Sub-bacia Alhandra, separada da Sub-bacia Olinda pela Falha de Goiana, ocorrem às seções Caaporã e Alhandra. As espessuras das unidades mostram afinamento para o ocidente, (furos CA-02 e AH-03), inclusive com a “Formação Beberibe” em contato com a “Formação Barreiras”, praticamente, sem representantes da Formação Itamaracá. Para o leste, a espessamento das formações carbonáticas, e aparecimento de afloramentos da fácies recifal eocênica da “Formação Maria Farinha”, mostram que esta sub-bacia estava bem mais rasa que a Olinda (Barbosa, 2003; Barbosa, 2004).

As seções Zumbaúma, Garapu e Conde localizam-se na zona mediana da faixa, apresentando as espessuras mais constantes no sentido longitudinal e o mesmo adelgaçamento e espessamento lateral do prisma sedimentar, para oeste e leste, respectivamente. Há, também, um espessamento das camadas em direção a João Pessoa, ou seja, em direção ao limite para com a Sub-bacia Miriri caracterizado pela Falha de Itabaiana-Pilar, cujo resultado é o maior depocentro da Bacia Paraíba.

Na Sub-bacia Miriri, as seções são do Projeto Miriri (Seção Lucena) e do Projeto Fosfato (Seção Rio Tinto), com predomínio das formações Itamaracá e Gramame, não mais se observando afloramentos da “Formação Beberibe”, pois os furos somente atingem os arenitos calcíferos da “Formação Itamaracá” ou uma

interdigitação de arenitos calcíferos e arenitos friáveis, estes tidos como da “Formação Beberibe” (?).

A “Formação Gramame” também desaparece em direção ao norte, porém, apresenta dois fatos interessantes, uma interdigitação entre o topo da “Formação Itamaracá” e a base da “Formação Gramame” e o aparecimento da Zona Fosfática Retrabalhada (Gomes, 1982 – Projeto Miriri).

Em síntese, observa-se que a bacia mergulha para leste na direção a Plataforma Continental com a inclinação aumentando progressivamente, mas com maior declive entre Olinda e Maria Farinha, ao sul da Ilha de Itamaracá. O declive entre Goiana e Caaporã também sofre variações, porém com menores intensidades no declive (Fonseca Neto, 1979), voltando a ser mais forte entre Alhandra e Conde. Na região de João Pessoa-Miriri-Rio Tinto, é evidente um raseamento estratigráfico em direção ao Alto de Mamanguape.

Desse modo vê-se que a sedimentação foi controlada pelos movimentos epirogenéticos dos blocos estruturais, principalmente, durante alguns estágios de reativação, pois, ainda que haja necessidade de maior detalhamento localizado na atualidade, pode-se intuir que os deslocamentos verticais e basculamentos nos blocos são característicos dos movimentos distensionais resultantes da deriva continental e da subsistência diferenciada decorrente do reomorfismo do embasamento mais afundamento da bacia mais peso do pacote sedimentar, que resultou na estruturação em altos e baixos ou *horst* e *graben*.

Outro fato que se depreende da observação das seções transversais, é que os blocos basculados comportam as maiores espessuras e os blocos alçados (Alto Estrutural de Goiana) as menores espessuras. Enquanto naqueles ocorrem depocentos, nestes, ocorrem forte erosão ou hiatos de sedimentação como dá a entender a superfície de erosão pré-Barreiras e a falta da seção condensada em alguns locais. Então, a taxa de sedimentação da bacia parece ter sido controlada pela intensidade da subsidência, ou seja, quanto maior a subsidência, maior a sedimentação e vice-versa.

8.4 – Seções Longitudinais (N – S)

Para análise estratigráfica-estrutural da bacia através da correlação entre poços de sondagens, recorreu-se a seções estratigráficas e estruturais meridianas, em número de cinco (5), a saber: a) Seção Paulista (PE) – Rio Tinto (PB); b) Seção Recife (PE) – Mamanguape (PB)/Goianinha (RN); c) Seção Alhandra (PB) – Touros (RN).

8.4.1 – Seções Estratigráficas Longitudinais

8.4.1.1 – Seção Estratigráfica Longitudinal Paulista (PE) – Rio Tinto (RN), ao da faixa distal da rampa.

Observa-se nesta seção que ao longo da faixa costeira mais distal que estão presentes duas zonas fosfatogênicas, bem caracterizadas nos perfis de raios gama (Figura VIII.14). A zona fosfatogênica inferior corresponde a principal fácies fosforítica, rica em P_2O_5 , localizada no topo da Formação Itamaracá, acima dos arenitos calcíferos da própria formação e abaixo dos carbonatos da Formação Gramame, representando uma seção condensada e um marco estratigráfico da bacia. A zona fosfatogênica superior, pós-Gramame, tem caráter de retrabalhamento (Menor, 1975; Gomes, 1982) e foi denominada Marco Radioativo Superior, um marco estratigráfico regional na Sub-bacia Olinda (Souza, 1999).

Estas zonas fosfáticas foram atravessadas pela maioria dos furos e mostram espessuras afinando de sul para norte, entre Paulista e Caaporã. Desta até Alhandra mantém a espessura, a qual volta a espessar em direção a João Pessoa, mostrando que na Sub-bacia Olinda há um caimento para sul – na realidade sudeste, um alto do embasamento entre Caaporã e Alhandra, fazendo com que haja um adelgaçamento das litologias na porção sul da Sub-bacia Alhandra e, depois, um espessamento em direção a João Pessoa formando um novo depocentro.

A Sub-bacia Miriri, apresenta boa espessura entre João Pessoa e Lucena (Furo 3-LU-02-PB) e, a partir desse furo, a unidade volta a afinar na direção do Alto de Mamanguape (Furo RT-03-PB), quando, de um modo geral, desaparecem as

formações Beberibe, basal da bacia, e Gramame, que vinha formando a unidade topo desde Paulista até Rio Tinto.

A unidade intermediária, a “Formação Itamaracá”, ultrapassa a barreira do estrutural do Alto de Mamanguape, recobrando-o e estendendo-se até Natal, porém, sem a fácies fosforítica, apenas com os arenitos calcíferos.

A fácies fosforítica do topo da “Formação Itamaracá”, indica a Superfície de Inundação Máxima que limita a Seqüência Clástica Inferior da “Seqüência Carbonática, cujos carbonatos basais (biomicritos argilosos fosfáticos) da Formação Gramame”, ainda podem conter elementos fosfáticos, uma vez que a SIM não é representada numa linha, mas optamos representá-la na seção por uma faixa que engloba o assinalado no perfil gama.

Esse aspecto “gradativo” é resultado da passagem do Trato de Sistema Transgressivo, do qual a camada fosforítica representa a seção condensada e o Trato de Sistema de Mar Alto, após a estabilização da transgressão, iniciando a deposição francamente carbonática.

Nos picos dos perfis de raios gama às vezes aparecem dois ou três picos, um sempre de maior intensidade que os outros, porém foi observado no conjunto que esse caráter bimodal ou multimodal dos picos, apresentados as vezes como da fácies fosforítica, nem sempre é verdadeiro, revelando ora tratar-se da transição siliciclástica-carbonática, da bacia, ora revelando concentrações uraníferas diferenciadas em outros litotipois como margas, folhelhos argilas..

Essa zona fosforítica inferior é sin-deposicional e paleorelevo, apresenta espessamento entre Paulista e Igarassu, afinamento entre Goiana e Caaporã, e espessamento entre Alhandra e João Pessoa, e desta cidade em direção a norte, um afinamento até o Alto de Mamanguape.

A zona fosfática superior, posicionada, estratigraficamente no contato entre a “Formação Gramame” e a “Formação Barreiras”, é resultante de retrabalhamento dos fosforito após erosão na porção mais ocidental da bacia e depositada mais para a faixa leste no tempo da regressão.

Estratigraficamente, Menor *et al.* (1977) denomina de Zona Fosfática Pobre e Gomes (1982) de Zona Fosfática Retrabalhada, esse intervalo estratigráfico entre o topo da Formação Gramame e a base da Formação Barreiras, que estruturalmente é uma superfície erosional pós-Gramame.

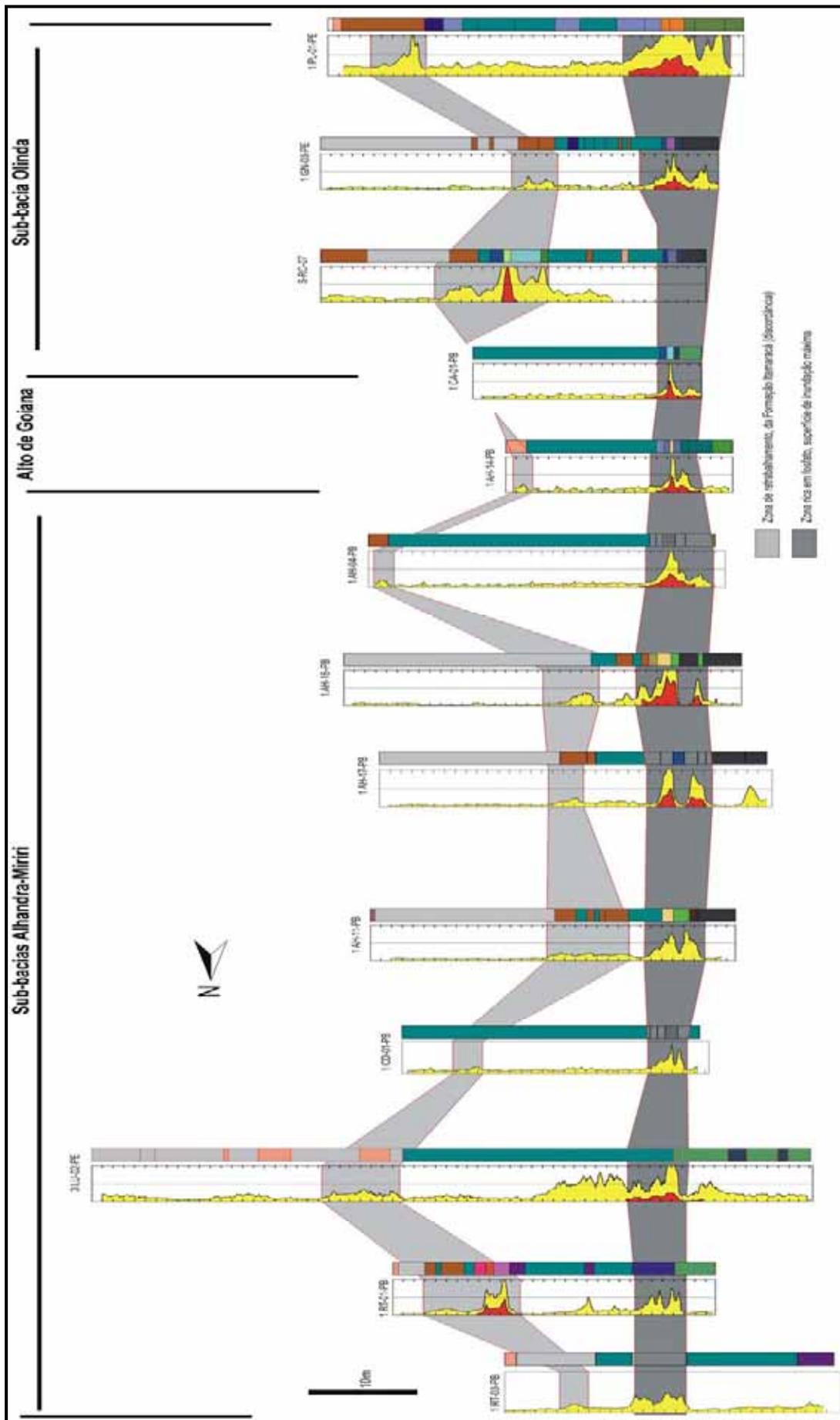


Figura VIII.14 – Seção estratigráfica da Bacia da Paraíba, em sua porção mais distal, mostrando a zona fosfática sin-deposicional, correspondendo a uma superfície de inundação máxima e um marco estratigráfico da bacia.

8.4.1.2 – Seção Estratigráfica Longitudinal Paulista (PE) – Caaporã (PB), sobre a Rampa Intermediária.

Esta seção estratigráfica meridiana ocupa a faixa central da bacia, envolvendo os furos PL-02/IG-02/GN-01/GN-02/CA-03, conforme se observa na Figura VIII.15.

Esta seção estratigráfica mostra as espessuras das unidades bem reduzidas em relação à seção longitudinal distal da bacia, porém estão presentes em todos os furos as formações Beberibe, Itamaracá e Gramame, com a superfície de inundação máxima que separa as seqüências clástica e carbonática, bem definida.

Os dois primeiros furos localizam-se na Sub-bacia Olinda e apresentam a Formação Itamaracá bastante espessa, com destaque para a fácies fosforítica através do perfil de raios gama. Os outros três localizam-se no limite entre as sub-bacias Olinda e Alhandra, sobre o Alto Estrutural de Goiana, refletindo com isto o adelgaçamento das unidades.

A Formação Itamaracá está representada por arenitos calcíferos na base, em contato com os arenitos friáveis da “Formação Beberibe”, e no topo pelo fosforito, representado do topo para base por argilito pelfosfático síltico, argilito pelfosfático, pelfosforito e arenito pelfosfático feldspático (Fonseca Neto, 1979), nos furos PL-02 e IG-02, em contato com os calcários argilosos da “Formação Gramame”.

Nos furos sobre o Alto de Goiana, GN-01, GN-02 e CA-03, a Formação Itamaracá se faz representar por um arenito pelfosfático feldspático nos dois primeiros e por um arenito argiloso no furo CA-03. A “Formação Gramame” está representada por três litotipos, calcário margoso, calcário argiloso e argila, respectivamente, mostrando aspecto de retrabalhamento e lixiviação sobre esta unidade. A “Formação Beberibe” é representada por arenitos friáveis.

Em comparação com a seção distal apresentada anteriormente, observa-se um acunhamento na direção da borda da bacia, condizente com sua estruturação em rampa, com baixa inclinação, em média, 1°.

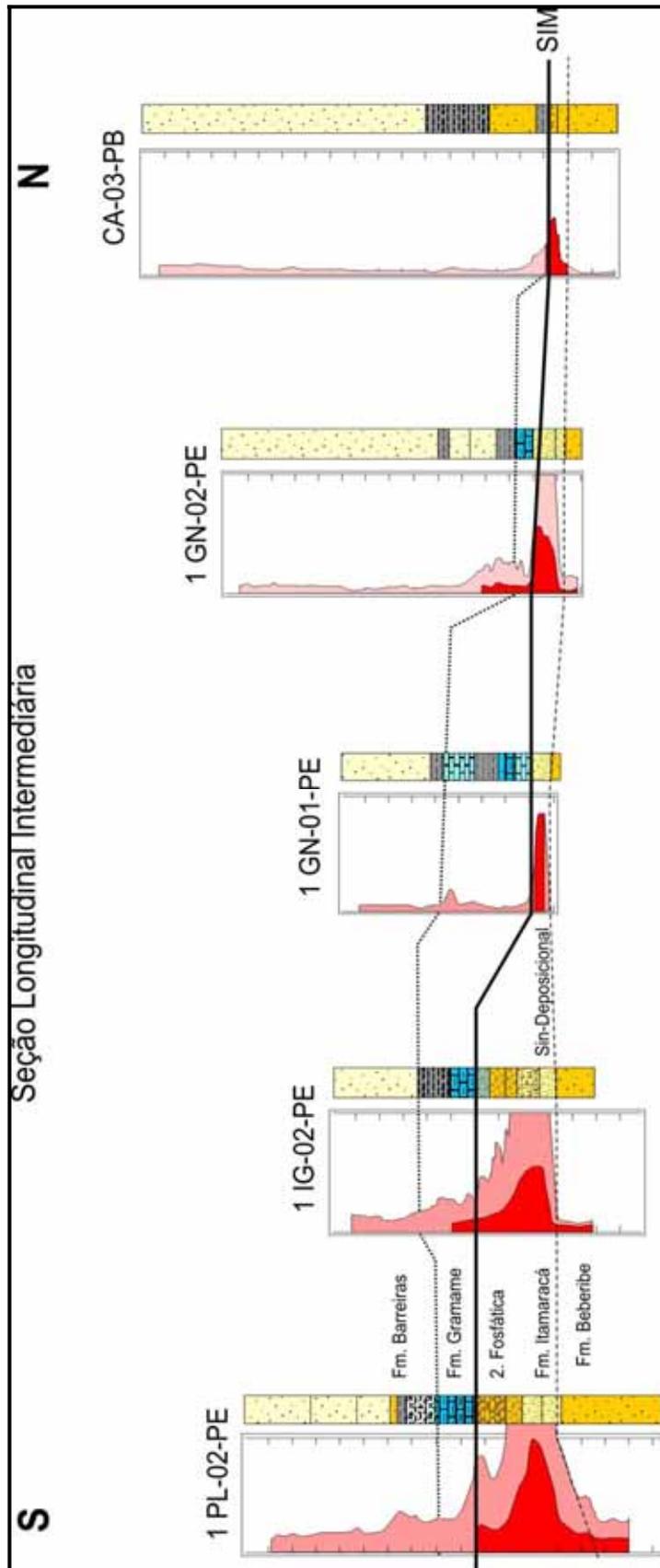


Figura VIII.15 – Seção Estratigráfica Longitudinal entre Paulista e Caaporã, ao longo da faixa intermediária da bacia.

8.4.1.3 – Seção Estratigráfica Longitudinal Paulista – Goiana (PE), sobre a faixa proximal da rampa.

A seção encontra-se totalmente inserida na Sub-bacia Olinda e localizada na faixa mais proximal da bacia. É formada pelos furos PL-03/IG-01/SR-C-04/SR-C-34/SR-C-26, os dois primeiros executados pelo Projeto Fosfato (DNPM/CPRM) e os três últimos pelo CONDEPE (Figura VIII.16).

Os furos PL-03 e IG-02 mostram colunas completas, com destaques para o fosforito, bem definido pelos valores elevados da radioatividade gama, entre 500 e 1000 cps. Os litotipos presentes são os mesmos da seção anterior, mostrando que a rampa manteve quase a horizontalidade ou a borda da bacia está mais a oeste desta faixa dominada pela fácies fosforítica na sub-bacia Olinda.

Os demais furos, SR-C-04, SR-C-34 e SR-C-26 foram executados pelo CONDEPE e não dispõem de perfis de raios gama, porém observa-se o mesmo adelgaçamento das unidades, devido baixa deposição sobre o Alto de Goiana e a erosão pós-Gramame. Esta seção estratigráfica mostra as espessuras das unidades bem reduzidas em relação a seção longitudinal da bacia. A superfície de inundação máxima que separa as seqüências clástica e carbonática é bem definida.

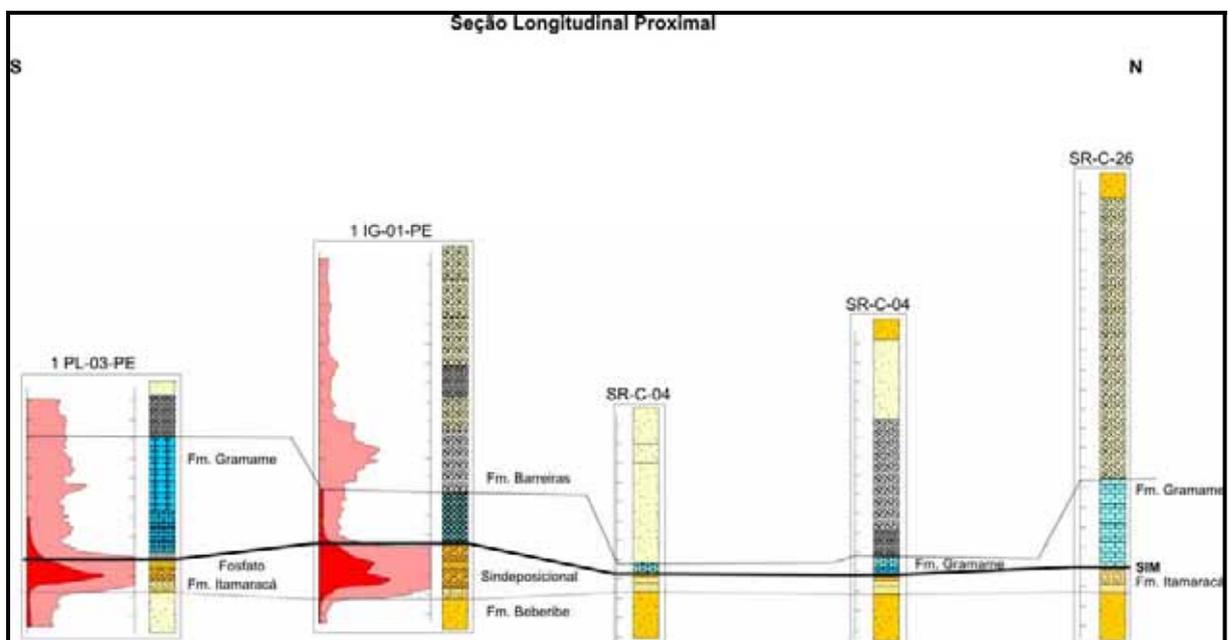


Figura VIII.16 – Seção Estratigráfica Longitudinal localizada na faixa mais proximal da bacia, e totalmente inserida na Sub-bacia Olinda, com destaque no depocentro entre Paulista-Igarassu, a sul, e o Alto de Goiana, a norte.

8.4.2 – Seções Estratigráficas-Estruturais Longitudinais

8.4.2.1 – Seção Recife (PE) – Mamanguape (PB)/Goianinha (RN)

Esta seção mostra o comportamento estratigráfico-estrutural das unidades do Grupo Paraíba nas sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri, bem como suas relações com o embasamento e com a Formação Barreiras. A seção inicia no Lineamento Pernambuco, a sul, ultrapassa o Alto de Mamanguape, limite norte da Bacia da Paraíba, e estende-se até o Alto de Goianinha, onde a Falha de Cacerengo separa as sub-bacias Canguaretama e Natal, na faixa de transição entre as bacias Paraíba e Potiguar (Figura VIII.17).

A Seção Estrutural é interpretativa a partir de alguns poços que atingiram o cristalino. A partir da Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste (Neves & Mariano, 2002)/Lineamento Pernambuco, limite sul da bacia, até o Alto de Goianinha (RN), observa-se a seguinte estruturação tectônica: Alto de Recife-Igarassu, Graben de Itamaracá, Alto de Goiana, Graben de Alhandra, Alto de Conde-Garapu, Graben de João Pessoa, Alto de Mamanguape (encerrando a bacia estudada), Baixio de Baía Formosa-Canguaretama, e Alto de Goianinha.

Na Sub-bacia Olinda, localizada entre o Lineamento Pernambuco e Falha de Goiana, o embasamento cristalino encontra-se a 42m de profundidade, no poço para água subterrânea na Cidade Universitária (Centro Regional de Ciências Nucleares), constituído de uma rocha de composição granítica, capeada por sedimentos flúvio-lacustres quaternários, manguesais e terraços pleistocênicos.

Os demais furos comumente atingem os arenitos calcíferos da Formação Itamaracá, e raramente a “Formação Beberibe”, com exceção do furo 2-IST-01-PE perfurado pela PETROBRÁS na Ilha de Itamaracá, onde o embasamento cristalino foi alcançado na profundidade de 400 metros, representado por uma rocha granular de composição sienítica de coloração rósea. No limite norte da sub-bacia ocorre um afinamento das unidades.

A “Formação Beberibe” atinge suas maiores espessuras na Sub-bacia Olinda, porém, ressalte-se que, nas outras duas sub-bacias, os furos não atravessam a unidade, a não ser em um furo para água nos arredores sul de João Pessoa.

Souza (1999), observou a existência de um depocentro na região de Abreu e Lima-Igarassu-Itamaracá através da elaboração de mapa de isópacas, corroborando o espessamento das unidades, como vistas nesta seção.

A “Formação Itamaracá” é bem distinta devido a presença das fácies fosforítica e calcissiliciclástica, com maiores espessuras na região centro-nordeste da sub-bacia, onde ocorre o depocentro. Adelgaça-se na região da Falha de Goiana – limite para com a Sub-bacia Alhandra, onde, em Caaporã-PB, está registrada uma elevação do substrato cristalino.

A “Formação Gramame” está quase aflorando na região de Igarassu (Furo 1-IG-03-PE), apresentando uma das maiores espessuras desta formação em toda bacia. A Seqüência Carbonática da Bacia Paraíba é representada nas seções quase exclusivamente pela “Formação Gramame”, entretanto, nesta seção, pode-se observar a presença da “Formação Maria Farinha”, sobrejacente à Gramame, nos furos F-Q-O-1 e 2-IST-1-PE, ambos bem próximos à linha de costa.

Na Sub-bacia Alhandra, observa-se um espessamento das unidades em direção a norte, onde ocorre outro importante depocentro na bacia (Alhandra-João Pessoa) e afinamento das unidades em direção a sul, entre Goiana-Caaporã. As espessuras das formações Itamaracá e Gramame são bastante constantes, principalmente entre os municípios de Alhandra e Conde, evidenciando que a área é boa para a prospecção de fosfato. A “Formação Beberibe”, não foi ultrapassada por nenhum furo e a cobertura representada pela “Formação Barreiras” é espessa na região.

A Sub-bacia Miriri limita-se ao sul pela Falha de Itabaiana, mas apresenta na região de João Pessoa a continuação do depocentro, e vai afinando as espessuras das unidades em direção ao Alto de Mamanguape, ao norte. Dois furos chegam ao embasamento, um mostrando no contato com o cristalino os arenitos friáveis e estéreis da “Formação Beberibe” e o outro os arenitos calcíferos da “Formação Itamaracá”. Nessa região ocorre um fenômeno interessante, pois os furos mostram uma interdigitação entre as formações Beberibe/Itamaracá e Itamaracá/Gramame.

Para preencher a lacuna de furos entre Rio Tinto e Conde, Fonseca Neto (1979), buscou correlação entre o furo 3-LU-02-PB do Projeto Miriri, e o 1-RT-03-PB do Projeto Fosfato, mas ambos chegam somente a meados do arenito calcífero. Já o poço da CAGEPA para água em Cabedelo, e o poço da Johnson & Johnson em João atravessam o Beberibe e chegam ao embasamento, respectivamente.

A partir do Alto de Mamanguape em direção a Bacia Potiguar, não mais se encontra as formações Beberibe e Gramame, a primeira, representa a unidade basal da Bacia Paraíba é limitada no alto estrutural supracitado. A Formação Gramame por sua vez, mostra forte erosão desde última sub-bacia (Miriri), foi totalmente erodida ou à luz da interpretação dos acontecimentos na seqüência carbonática da bacia.

Resumindo pode-se observar que a bacia apresenta dois depocentos, sendo um na parte norte da mesma na região entre João Pessoa e Alhandra (sub-bacia Miriri e Alhandra) e outro, na porção sul, entre o vale do rio Goiana e Igarassu/Abreu e Lima. Estes depocentos parecem ter uma evolução diferenciada, pois enquanto as sub-bacias Miriri e Alhandra eram invadidas pelo que vinha da Bacia Potiguar durante o Coniaciano-Campaniano, a Sub-bacia Olinda era preenchida pelos arenitos da “Formação Beberibe” (Vide na Figura VIII.17), onde o espessamento da formação é muito grande, em comparação com a espessura reduzida ou ausência desses arenitos continentais nas outras duas sub-bacias, dando-se o inverso no espesso pacote de arenitos calcíferos, argilas e carbonatos depositados em ambiente transicional e marinho.

O Alto Estrutural de Goiana limita as sub-bacias Miriri-Alhandra ao norte da sub-bacia Olinda, ao sul, adelgaçando as formações depositadas sobre ele. Já o Alto Estrutural de Mamanguape marca o limite norte da bacia, ocorrendo a interrupção dos sedimentos basais da Bacia da Paraíba (Formação Beberibe), bem como a dos carbonatos da Formação Gramame. A Formação Itamaracá, entretanto, domina toda a sedimentação através dos arenitos calcíferos e algum carbonato bastante arenoso depositado sobre o alto, revelando serem resultantes da máxima transgressão sobre o alto, e já fazendo parte da Sub-bacia Canguaretama, que se comporta como área de transição para a Bacia Potiguar.

Os sub-blocos ao norte da Falha de Goiana parecem mergulhar para norte, enquanto os sub-blocos a sul parecem mergulhar em direção ao Lineamento Pernambuco, daí ser observado uma espessura maior da Formação Maria Farinha entre Paulista-Olinda.

8.4.2.2 – Seção Estratigráfica-Estrutural entre a Bacia da Paraíba e a Bacia de Pernambuco.

Esta seção é quase idêntica a anterior, mas acrescentada da Bacia de Pernambuco, para comparação, ainda que em seção esquemática entre o Alto do Lineamento Pernambuco, o Graben de Piedade, o Graben do Cupe e o Alto de Maragogi, seu limite sul (Figura VIII.18).

A Bacia de Pernambuco é uma bacia tipo *rift* onde no Cupe foi perfurado o poço 2 CP-01-PE. Pela Petrobrás, chegando até uma profundidade de mais de 2.900 metros. O preenchimento sedimentar envolve Conglomerados, arenitos, folhelhos e turbiditos (Formação Cabo), do Aptiano-Albiano, uma suíte vulcânica associada com depósitos piroclásticos (Suíte Ipojuca) do Albiano, carbonatos e folhelhos (Formação Estiva), turoniana-santoniana, e os depósitos continentais da Formação Algodoads, coniacianos-campanianos(?).

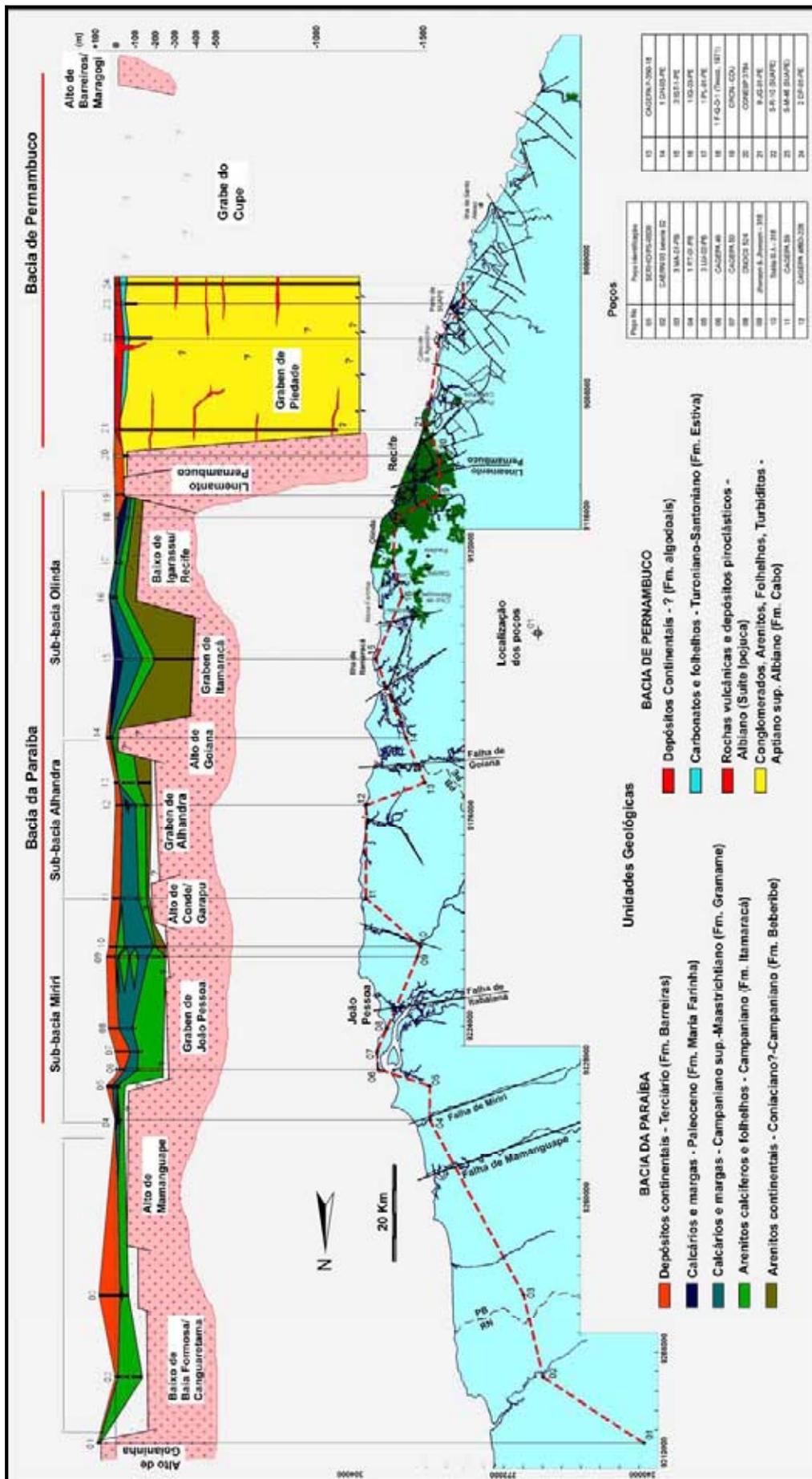


Figura VIII.18 – Seção Estrutural entre a Bacia da Paraíba e a Bacia de Pernambuco.

8.4.2.3 – Seção Estratigráfica-Estrutural Alhandra (PB) – Touros (RN)

Esta seção foi elaborada a partir de furos de sondagens para água subterrânea e pesquisa de fosfato (3-MA-01-PB), por diversas empresas, ao longo da faixa costeira leste dos estados da Paraíba e Rio Grande do Norte (Figura VIII.19), com o propósito de esclarecer a ligação entre as bacias Potiguar e Paraíba.

Nesta tese essa região limítrofe foi interpretada à luz das evidências a respeito do posicionamento estratigráfico-estrutural da Seqüência Clástica Inferior da Bacia da Paraíba, ajudando na compreensão das sub-bacias Canguaretama e Natal (Mabesoone & Alheiros, 1988).

Algumas modificações foram feitas na seção original de Feitosa *et al.* (2002), para incluir a Formação Itamaracá, constituída dos arenitos calcíferos (Lima Filho & Souza, 2001), e renomear alguns falhamentos para compatibilizá-los com os dados dos mapeamentos regionais em superfície.

Na porção sul da seção pode-se observar que o Alto de Mamanguape atuou como o obstáculo estrutural que separa as duas bacias, onde os clásticos continentais basais da Bacia Paraíba (Formação Beberibe), não ultrapassam o “alto tectônico”, o mesmo ocorrendo com os carbonatos Jandaíra, provenientes da região de Touros/Natal. Este fenômeno ajuda a precisar os limites do alto em questão aos falhamentos de Mamanguape, a sul e de Pirituba/Camaratuba, ao norte.

Entre o Alto de Mamanguape e a Falha de Cacerengo ocorre a Sub-bacia Canguaretama (Mabesoone & Alheiros, 1888) ou, também, os termos areais do Alto de Mamanguape (Lima Filho, 1998), o qual propomos a redução areal em concordância com extensão regional dos falhamentos (Zonas de Cisalhamentos) observados regionalmente.

As falhas de Mamanguape, Pirituba/Camaratuba e Cacerengo, são ramificações ocidentais do Lineamento Paraíba/Patos, com deflexão para ENE, fenômeno também presenciado no Lineamento Pernambuco, inclusive sem apresentar linearidade ou continuidade (Neves & Mariano, 2002), mostrando que a fase drift provocou, gradativamente, um arrasto para nordeste de toda Zona Transversal (Ebert, 1968) ou da Ponte Intercontinental (Rand, 1976), antes do quebraimento final.

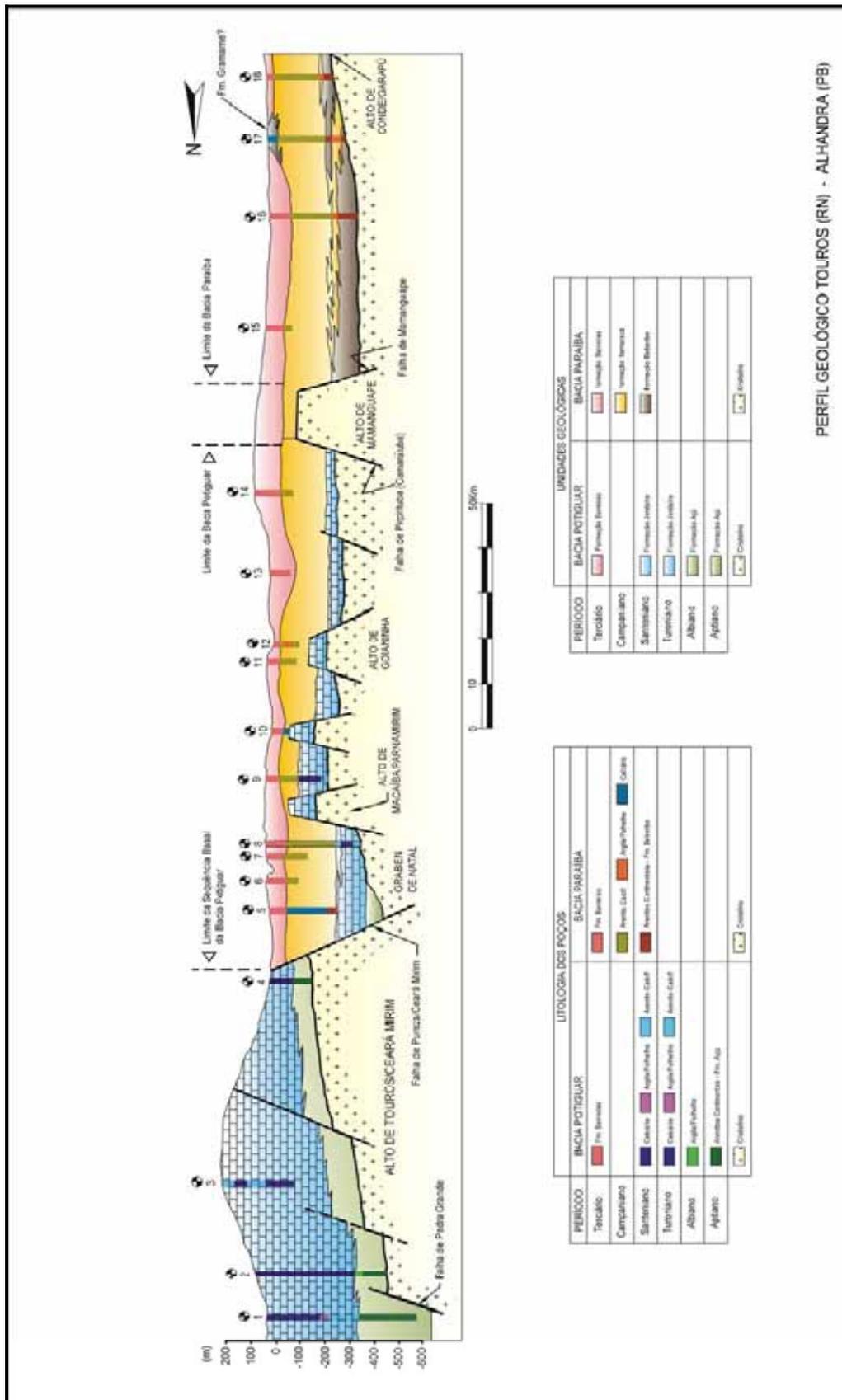


Figura VIII.19 – Seção Estrutural Alhandra (PB) – Touros (RN), mostrando a ligação entre a Bacia da Paraíba e Bacia Potiguar.

Entre o Alto de Mamanguape e o Alto de Goianinha, ocorre uma depressão rasa denominada Sub-bacia Canguaretama, a qual, como uma Plataforma siliciclástica-carbonática, ou extensão da Bacia Potiguar.

Entre o Alto de Goianinha e o Alto de Touros, ocorre uma sucessão de pequenos *horsts* e *grabens* em profundidade, que formam a Sub-bacia Natal (Mabesoone & Alheiros, 1988). Nela estão presentes os carbonatos Jandaíra subjacentes aos arenitos calcíferos Itamaracá, aonde os primeiros vão adelgaçando em direção ao sul e, os últimos, são cada vez mais espessos em direção ao norte como se a transgressão “Itamaracá”, campaniana-maastrichtiana, preenchesse as áreas subsidentes santonianas (ver furos 5 a 12 da Figura VIII.19).

As falhas de Mamanguape, Pirituba/Camaratuba e Cacerengo, são ramificações do Lineamento Paraíba, apresentando deflexão segundo a com direção ENE, mostrando que a deriva continental provocou um arrasto para Nordeste nos lineamentos, antes do quebramento final.

Uma boa parte das dúvidas que se tinha em relação a essa região limítrofe entre as bacias, reside no posicionamento dos calcários Miriri, Outeiros ou Camaratuba, Pedro Velho e Macaíba, os quais ocorrem em afloramentos restritos, na região.

O calcário Miriri mostra afinidade lito-faciológica e de idade, para com a Formação Gramame (Campanha, 1974). A comprovação de que se trata, realmente, de unidade da Bacia da Paraíba, pode ser observada na Seção Estratigráfica Paulista-Rio Tinto (Vide Figura VIII.14).

Do Alto de Mamanguape para norte toda a seção carbonática sofreu erosão, restando à Formação Gramame ocorrências restritas apenas na Bacia da Paraíba *stritu sensu*, e confirmada pela presença da “superfície de erosão pré-Barrerias” no topo dessa formação, ou então, não foi depositada para além do limite norte definido pelo Alto de Mamanguape

Entre os altos de Mamanguape e Touros, ocorrem os outros três afloramentos de calcário, Macaíba, Pedro Velho e Outeiro ou Camaratuba. O primeiro, sem dúvida, pertence à Plataforma de Touros (Damasceno *et al.*, 1986). Os outros dois, por não ocorrerem nas seções estudadas, sempre deixaram margem a dúvidas. Quando, porém, da reinterpretação feita esta Tese, observou-se que os mesmos ocorrem na Sub-bacia Canguaretama, em posição estratigráfica subjacente aos arenitos calcíferos Itamaracá, fato que não é mostrado em seções de poços de

sondagem porque ocorrem mais para oeste dos mesmos, confirmando tratar-se da Formação Jandaíra aflorando quase no limite oeste da bacia. Uma datação faunística (palinológica) realizada pela PETROBRÁS em um poço da CAERN em Canguaretama (Sousa *et al.*, 1990), sugere idade turoniana, compatível com a base da Formação Jandaíra.

8.5 – Interpretação Paleogeográfica das Seções Estratigráficas tendo como base a Seqüência Clástica Inferior

8.5.1 – Seções Longitudinais (N – S)

Ao longo das seções longitudinais da Bacia da Paraíba analisadas nos itens anteriores, a evidência que mais se destaca é a presença dos picos radiométricos nos perfis de raios gama que acompanham os furos da Seção Paulista-Rio Tinto, pois marcam a camada de fosforito uranífero que caracteriza o terço superior da Formação Itamaracá por toda a bacia.

Os perfis gama foram também importantes na descoberta de pequenos picos anômalos nos topos da Formação Gramame, encontrados em várias colunas dos furos de sondagem, indicando a presença de fosforitos uraníferos com baixos teores de P_2O_5 , subjacentes à Formação Barreiras, caracterizando os fosforitos retrabalhados (Gomes, 1982) e a “Superfície Erosional Pós-Gramame”.

O comportamento das manifestações radiométricas nas camadas e/ou horizontes fosforíticos registrados no intervalo estratigráfico compreendido entre a porção superior da Seqüência Clástica Inferior (topo da Formação Itamaracá) e o topo da Seqüência Carbonática Inferior (Formação Gramame), nos furos de sondagem, a identificação de marcos estratigráficos/radioativos na mesma.

O fosforito sindeposicional, via de regra, posicionado nos últimos cinco metros da Formação Itamaracá, apresenta espessuras variando freqüentemente entre 1 e 2 metros (Amaral, 1985). Forma a facies fosforítica e, em termos de estratigrafia de seqüências, representa uma seção condensada.

A camada fosfática representa a seção condensada resultante da estabilização da transgressão e instalação definitiva do Mar Alto

O intervalo abrangido pelo horizonte sindeposicional foi definido por Menor *et al.* (1977), de Zona Fosfática Original e subdividida em zona de “fosfato rico” com

teores acima de 10% de P_2O_5 , gradando lateralmente para leste para um calcarenito fosfático, duro, cinzento, e com teores inferiores a 10 % de P_2O_5 , chamado “fosfato pobre”. Este fosforito tem maior representatividade nas sub-bacias Olinda e Alhandra, apresentando uma largura média de 4 km e limitada a leste pela Superfície de Inundação Máxima e a oeste pela Superfície de Erosão Pós-Gramame.

A Zona Fosfática Retrabalhada (Gomes, 1982), localizada entre o topo da Formação Gramame e a base da Formação Barreiras, mostra teores baixos em P_2O_5 e baixa radioatividade. Litologicamente é constituído de material detrítico terrígeno, representado por quartzo, feldspato, fragmento de rocha, argilas (illita e caulinita) e cimento ferruginoso.

O material “fosforítico” é constituído de fragmentos de fósseis, apatita ou crandalita (Amaral, 1985). Ferreira Neto (1979) afirma que a zona retrabalhada pode ser resultante de retrabalhamento químico pela lixiviação e dissolução da fase carbonática “in situ”, conservando-se apenas os componentes detríticos, com um cimento argiloso algo fosfático, ou por retrabalhamento físico e lixiviação e acumulação mecânica da “zona fosfática original” ou margas fosfáticas no contexto da Formação Gramame.

CAPÍTULO IX

EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA BACIA DA PARAÍBA ENTRE O CONIACIANO E O MAASTRICHTIANO INFERIOR

9.1 – Considerações Gerais

O embasamento cristalino pré-cambriano e a cobertura sedimentar cretácea do Nordeste brasileiro sofreram um forte *imprint* dos sucessivos eventos tectono-magmáticos que afetaram, tanto a Província Borborema como as bacias marginais do Saliente Oriental Nordestino, desde o Proterozóico (principalmente, o Proterozóico Superior) até o Cretáceo, que culminou com a deriva continental e com a formação do oceano Atlântico único.

Portanto, antes dos comentários a respeito da geodinâmica da Bacia da Paraíba durante o tempo de deposição da Seqüência Clástica Inferior, é de bom alvitre, um recuo temporal na história tectônica dessa evolução, pois a estruturação da bacia é decorrente dos acontecimentos em seu embasamento.

9.2 – O Legado Proterozóico

O padrão estrutural com orientação geral NE-SW mostrado pela Província Borborema é, fundamentalmente, uma feição brasileira, quando foi formado o Supercontinente Gondwana no final dos processos orogenéticos neoproterozóicos (Brito Neves, 1999), cujos estertores ainda adentraram no Cambro-Ordoviciano.

Esse padrão em mosaico é marcado pela presença de extensas zonas de cisalhamentos transcorrentes de movimentação dextral, com direção NE-SW e E-W, separando faixas de infra e supracrustais (Brito Neves, 1975; Kegel, 1965), desde o Lineamento Transbrasiliano (Cordani *et al.*, 1984), no NW do Ceará, até o Lineamento Pernambuco, entre Caruaru e Recife (Neves & Mariano, 2002).

Entre estes dois mega-cisalhamentos, ocorrem outros falhamentos importantes e resultantes do cenário brasileiro, onde se pode destacar as zonas de cisalhamentos de Senador Pompeu e de Jaguaribe, ambas no Ceará e com movimento transcorrente dextral, a de Carnaubais e a Picuí-João Câmara (Falha de Bento Fernandes), ambas no Rio Grande do Norte e com movimento transcorrente dextral, todas elas, com orientação NE-SW e, as zonas de cisalhamentos da Paraíba (Lineamento de Patos) e de Pernambuco (Lineamento Pernambuco), ambas com orientação E-W e transcorrência dextral e de interesse para a bacia estudada.

O Lineamento Paraíba (Patos) juntamente com o Lineamento Pernambuco separam o Domínio da Zona Transversal (Santos, 1999; Ebert, 1962) do Domínio

Potiguar, ao norte, e o Lineamento Pernambuco, ao sul, do Domínio Meridional (Santos, 1999). O Domínio da Zona Transversal inclui no seu termo oriental os terrenos Terreno Alto Moxotó–TAM, Terreno Alto Pajeú–TAP e Terreno Rio Capibaribe–TRC (Santos *et al.*, 2002; Neves & Mariano, 2002), todos mostrando orientação geral ENE-WSW e de particular interesse, uma vez que estes três terrenos formam o substrato da Bacia da Paraíba (Figura IX.1).

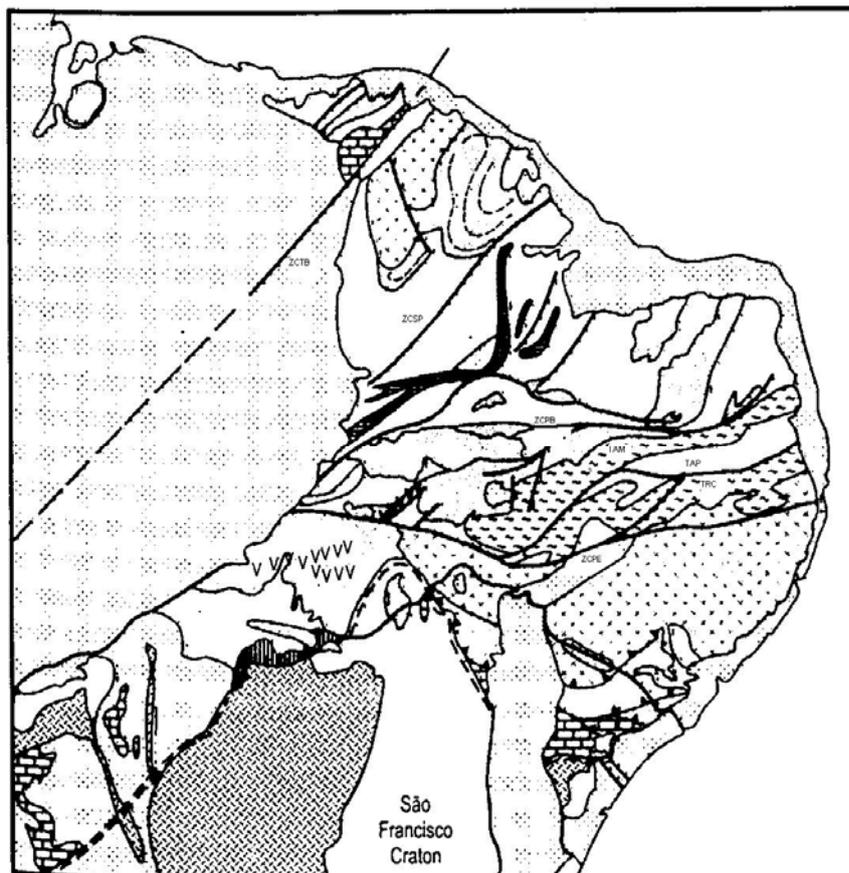


Figura IX.1 – Padrão Estrutural do Proterozóico da Província Borborema, marcado pela presença de extensas zonas de cisalhamentos transcorrentes com direções principais NE-SW e E-W. A Zona Transversal é limitada pelo Lineamento Paraíba, ao norte, e Lineamento Pernambuco, ao sul, e os terrenos TAM, TAP e TRC formando o substrato da bacia. Fonte: Santos, 2001.

Nos estertores do Ciclo Brasileiro durante o Eo-Paleozóico, ainda vigorava certa mobilidade tectônica (Almeida, 1969) que possibilitou o aparecimento de pequenas bacias tipo “*pull-apart*” ligadas à reativação em regime rúptil das falhas

transcorrentes dextrais, que foram preenchidas por sedimentos molássicos como se encontram nas bacias de Jaibaras, Cococi, Jaguarapi, São Julião, Iara e outras menores, com sedimentos continentais mostrando coloração avermelhada e intercalações com vulcanismo alcalino, ácido a intermediário (0,52 - 0,48 Ga) e intrudidos por granitos alcalinos (Silva Filho *et al.*, 1995), iniciando a “Terceira Fissão” continental ou Tafrogênese Eo-Paleozóica (Brito Neves, 1999).

Esses estratos molássicos depositados sob condições sintectônicas durante a fase tardia do ciclo tectônico Brasileiro, caracterizado por vulcanismo, reativação das antigas feições estruturais, por movimentos compressionais e tafrogênicos, constituem o estágio transicional pré-cratônico, ou transição do estágio paraplataformal para o ortoplataformal (Ponte & Ponte Filho, 1996).

9.3 – O Paleozóico e a Evolução da Plataforma Brasileira.

A feição fanerozóica, por sua vez, é resultado da integração de eventos tectono-estratigráficos como a estabilização da Plataforma Brasileira (Almeida, 1967) no Paleozóico (Siluriano-Permiano) e, por último, da reativação da plataforma durante o Mesozóico, mais precisamente, Jurássico Superior-Cretáceo Inferior, na Província Borborema e Província Costeira (Almeida *et al.*, 1977).

A generalizada penetração de granitos na crosta continental nordestina (nem sempre aflorante) provocou como consequência do resfriamento desses corpos graníticos, extensas depressões ao puxarem a superfície da crosta para baixo que, ao afundarem, propiciaram a formação das sinéclises paleozóicas a partir do Siluro-Devoniano (Cordani *et al.*, 1984), iniciando o período de estabilização da plataforma até o Permo-Triássico, quando aconteceu a “Quarta Fusão” continental ou colagem do Supercontinente Pangea (Brito Neves, 1999).

Com a consolidação e estabilização do cráton brasileiro após o tectonismo tardi-brasiliano, assistiu essa ortoplataforma no restante do Paleozóico, a uma progressiva quietação que conduziu a um recuo definitivo do mar paleozóico e a formação de extensas sinéclises intracratônicas, entre elas a Sinéclise do Paraíba (Vide Figura IX.1). A colmatação dessas suaves depressões se deu pela deposição de coberturas sedimentares em condições de estabilidade tectônica, sujeitas apenas à suaves movimentos epirogenéticos, que determinavam os ciclos tectono-deposicionais.

9.4 – O Mesozóico e a Desestabilização da Plataforma Brasileira

No início do Mesozóico (Triássico), a “Plataforma Afro-Brasileira” apresentava-se recoberta por sedimentos continentais, fluviais e eólicos, depositados em condições de quietude tectônica, que já perdurava desde o Permiano, como resultado da fusão continental. Entretanto, um continuado levantamento epirogenético deu origem à formação de uma antéclise, cuja erosão das camadas paleozóicas desnudou o embasamento pré-cambriano, que se estendia do Cráton São Francisco, no Brasil, ao Maciço de Chaillu, na África (Cesero & Ponte, 1997).

A partir do Triássico Superior, começaram os fenômenos desarticulação do Pangea ou “Quarta Fissão” continental (Brito Neves, 1999), cujos esforços tensionais atuantes na região promoveram estiramento crustal e subsidência do eixo da antéclise, dando origem a uma depressão rasa, alongada segundo a direção norte-sul, denominada Depressão Afro-Brasileira (Ponte *et al.*, 1971), localizada na região onde o *rift* precursor do Atlântico Sul viria se implantar.

Entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, duas depressões alongadas e separadas por “altos” do embasamento foram implantadas, as depressões Afro-Brasileira, a SE e a Araripe-Potiguar, a NW, sobre as quais, as bacias sedimentares interiores e as marginais viriam ser implantadas posteriormente (Lima Filho, 1998). Inicialmente, o afundamento dessa calha foi lento, em resposta ao adelgaçamento crustal e a falhamentos incipientes, característicos dos estágios preliminares do processo de resfriamento (Ponte, 1994).

A subsidência da Depressão Afro-Brasileira acentuou-se progressivamente até o início do Cretáceo, quando a crosta siálica atingiu seu limite de deformação plástica e sofreu severo fendilhamento, principalmente, sobre os antigos alinhamentos estruturais pré-cambrianos, perdurando até o Cretáceo Inferior, com o clímax das manifestações tectônicas (rifteamento) e litogenética (magmatismo basáltico e sedimentação clástica continental), como se observa nos riftes intracontinentais desenvolvidos na Província Borborema (Brito Neves, 1999), compreendendo os estágios Sin-rift II e Sin-rift III (Chang, 1978).

Os riftes mesozóicos da margem continental brasileira, por sua vez, são decorrentes dos fenômenos de separação das placas africana e sul-americana que

envolveu arqueamento, rifteamento, subsidência e espalhamento oceânico, iniciado no extremo sul da placa sul-americana, durante o Neojurássico.

9.5 – A Implantação das Bacias na Margem Continental Brasileira

A progressão do rifteamento sul-atlântico como parte da migração continental entre as placas africana e sul-americana, continuou durante todo o Neocomiano, e obedeceu a um movimento rotacional polar, que impunha velocidades angulares diferentes ao longo do eixo do rifteamento gerando, como consequência, binário de esforços responsáveis por falhamentos tensionais como componente principal, e por cisalhamentos de transferência ou acomodação, como componente secundária (Ponte, 1994).

Durante o Aptiano (110 Ma), os movimentos divergentes entre o sul do continente africano e sudeste do que seria a futura costa leste brasileira, provocaram entre as duas placas uma mudança do regime transcorrente para um regime extensional, e o “rifte atlântico” se propagou em três direções.

Ao longo das atuais costas leste brasileira e oeste africana, o fendilhamento progrediu de sul para norte, formando um sistema de rifte que, capturando a drenagem existente, deu origem a um conjunto de lagos interligados semelhantes aos que atualmente são encontrados na África Oriental (Cesero & Ponte, 1997; Figura IX. 2).

Essa abertura vinda do sul acompanhou a direção NE-SE até aproximadamente a atual cidade de Salvador, onde ocorreu uma junção tríplice, tal qual nos dias atuais ocorre entre os riftes do leste africano, o rifte do mar Vermelho e rifte abortado do mar Morto.

No caso ora focado, um dos ramos da junção tríplice formou o rifte do Recôncavo, outro formaria a primeva paleomargem das bacias Sergipe-Alagoas e Pernambuco, as quais, à época, não registrava sedimentação, uma vez que havia o Lineamento Pernambuco obstaculando transversalmente a abertura em conexão com o Lineamento N’gaoundere, na África, e um espessamento crustal na região. À medida que a distensão continental se acelerava ao sul do Lineamento Pernambuco, a Província Borborema absorvia, de maneira diferenciada, os esforços distensivos com *trend* E-W, cujo principal ponto de ligação, a oeste, eram os cratons de São Luís e Oeste Africano (Lima Filho, 1998).

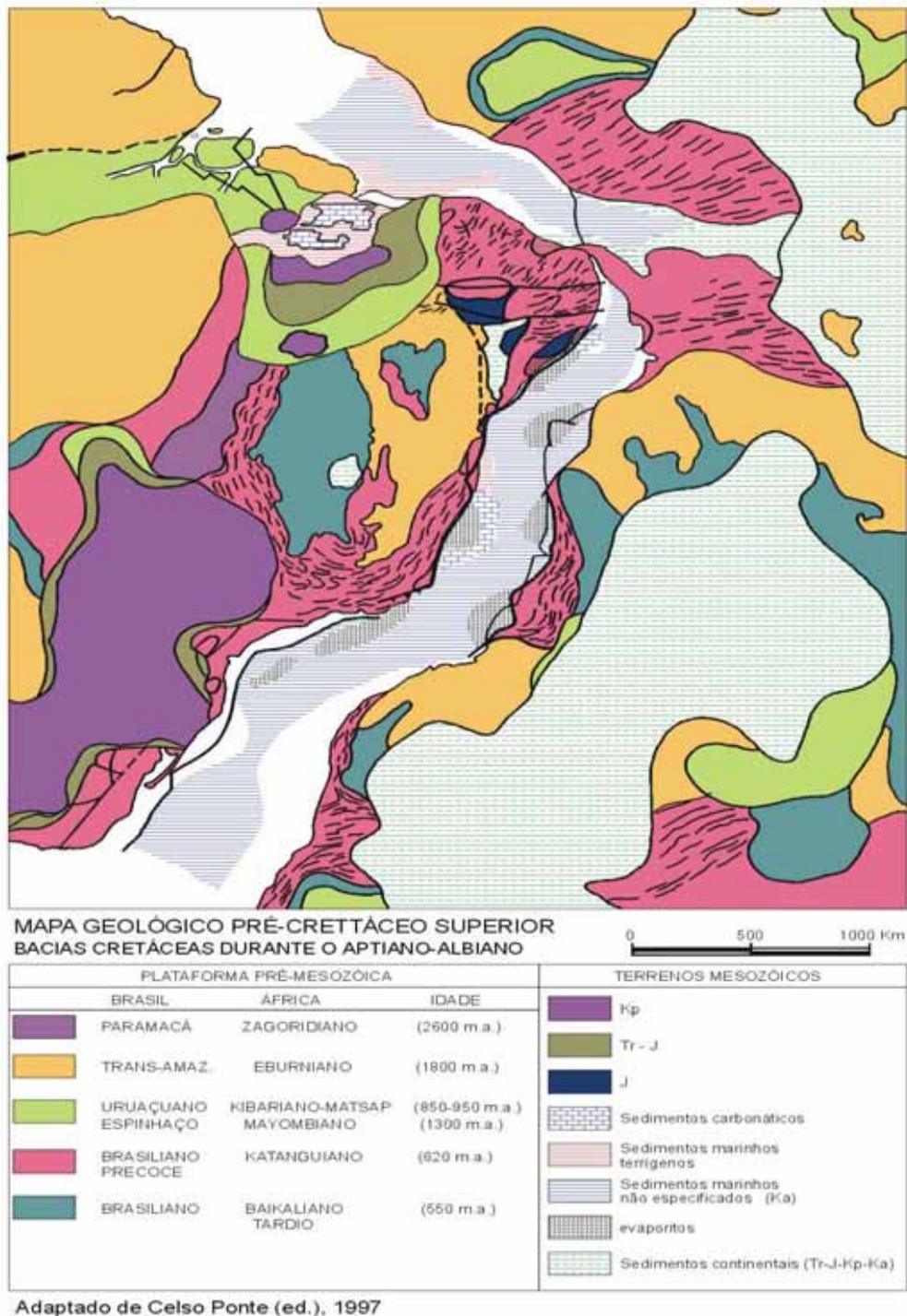


Figura IX.2 – Mapa paleogeográfico e geológico mostrando o comportamento das costas brasileira e africana durante o Aptiano-Albiano. A região da Bacia da Paraíba estabelecia uma extensão continental entre o Brasil e a África, embora alguma comunicação marinha já fosse possível até o final do Turoniano. Fonte: Ponte & Cesero, (1987).

A Zona Transversal (Ebert, 1962; Santos, 1999), região onde se localiza a Bacia da Paraíba, foi a principal zona de resistência à progressão do "rifteamento sul-atlântico", atuando como forte obstáculo e retardando o avanço do rifte entre Recife e João Pessoa até o Turoniano (Figura IX.3), e onde o "Lineamento Pernambuco-Ngaoundere", no limite sul da Zona Transversal e o Lineamento Paraíba (Patos)-Garaoua, atuaram como megazona de transferência, contribuindo para equilibrar as tensões entre o bloco sul (Microplaca do Nordeste; Lana & Milani, 1986) e a Província Borborema, ao norte (Matos, 1992).

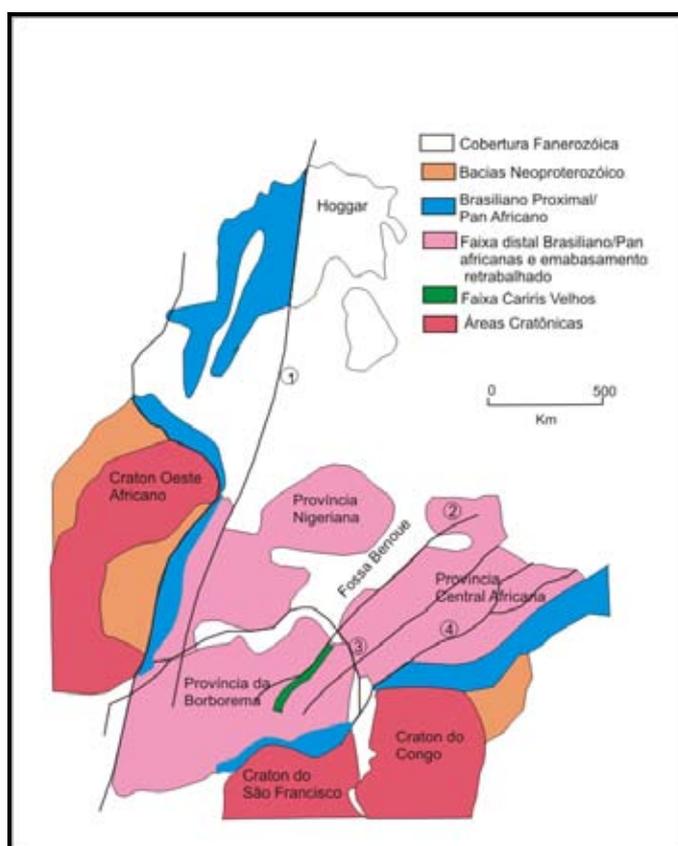


Figura IX.3 – Mapa esquemático mostrando a correspondência entre a geologia da Província Central Africana e a Província Borborema, na configuração do Gondwana: 1 = lineamento Kandi-Transbrasiliano; 2 = lineamento de Patos-Garaoua; 3 = *Median Shear Corridor*; 4 = lineamento de Pernambuco-Adamaoua. As megafalhas 2 e 4, protegeram a Zona Transversal-*Median Shear Corridor*, até o rompimento pós-turoniano. Fonte: Brito Neves (2001).

Essa resistência oposta pela Zona Transversal somente foi vencida no fim do Neocomiano (Barremiano Inferior), reativando estruturalmente a província por efeito de estiramento crustal com direção WNW-ESSE que produziram falhas normais NE-SW e falhas de transferência com direção NW-SE e, secundariamente, E-W, todas subordinadas à trama reológica brasileira (Matos, 1992).

A configuração estrutural de uma ligação tipo “ponte intercontinental” (Rand, 1976), apesar de muito controvertida em seus aspectos arquiteturais, perdurou até o Turoniano/Coniaciano, entre Recife-João Pessoa/Camerum-Nigéria, comprovado pela idade do vulcanismo Ipojuca (Bacia de Pernambuco), datada de 100 Ma (Nascimento, 2004), o qual é correlacionado aos granitos jovens de Camarões e da Nigéria (Cesero & Pontes, 1997),

9.6 – A Bacia da Paraíba: caso singular de evolução tardia

A singularidade da Bacia da Paraíba é reconhecida em primeiro lugar, devido a sua evolução tectônica tardia (coniaciana) em relação as suas congêneres a norte, Bacia Potiguar e a sul, Bacia de Pernambuco e Bacia Sergipe-Alagoas (Neocomianas). Em segundo lugar, enquanto todas as outras são bacias do tipo *rift*, ela é uma bacia tipo rampa e, em terceiro, como conseqüência, apresenta uma seção sedimentar incompleta envolvendo apenas as seqüências deposicionais K90 – K110 constituídas por leques aluviais/costeiros e transicional/marinha, K120 seqüência marinha transgressiva e T10 – T60 (Feijó, 1994), tipicamente, decorrentes da deriva continental entre os continentes africano e sul americano e, por último, mostra-se subdividida em sub-bacias estruturais (Olinda, Alhandra e Miriri), comandadas pelo abaixamento diferencial de cada bloco e por falhamentos normais (Mabesoone & Alheiros, 1988; Fortes, 1986).

Localizada entre os lineamentos Paraíba, ao norte e Pernambuco, ao sul, a Bacia da Paraíba é reconhecida como a região da margem continental sul-atlântica que permaneceu mais tempo ligada à placa africana (Figura IX.4), sofrendo estiramento e afinamento litosférico que evoluiu para uma rampa homoclinal balizada pelas zonas de cisalhamentos Paraíba e Pernambuco, ambas com direção ENE-WSW, mostrando deflexões para NE desses lineamentos muito bem marcadas em imagens de satélites, aerofotos e mapas geológicos com as porções emersa e submersa da bacia.

A deposição da inicial sobre a porção emersa da bacia é eminentemente continental, formada pelos sedimentos clásticos (Formação Beberibe), predominantemente constituídos de arenitos grossos a médios com níveis conglomeráticos recorrentes e conglomerados polimictos basais, onde àqueles derivam-se de ambiente fluvial entrelaçado (Mabesoone & Alheiros, 1988; Nóbrega & Alheiros, 1991), e estes, sob formas de leques aluviais e/ou costeiros, preenchendo as depressões e baías do paleo-relevo (Mabesoone, 1996). Assim, deposição dos sedimentos Beberibe tem início no Coniaciano/Santoniano com a formação da cunha clástica continental.

Nesta tese foi observada a presença de seixos e blocos de rocha cristalina em meio aos conglomerados basais desorganizados da Formação Beberibe, nos afloramentos das localidades de Apipucos (açude homônimo), Passarinho (vale do rio Beberibe) e na estrada da Mumbeca (vale do rio homônimo), comprovando a proximidade da área fonte (Granito e gnaisses em Aldeia).

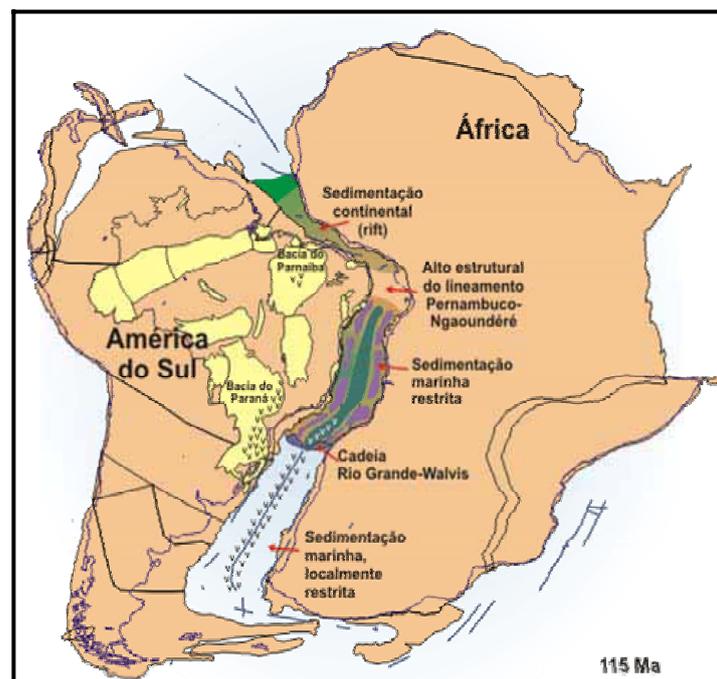


Figura IX.4 – Alto estrutural entre Pernambuco-Paraíba pré-Turoniano, que resistiu a abertura do oceano Atlântico, denominado de “ponte intercontinental” por Rand (1985). Fonte: Fundação Paleontológica Phoenix (2003).

A ruptura final entre as placas sul-americana e africana, a ampla circulação do Atlântico, finalmente uno, e a deriva paulatina dos continentes, causaram um resfriamento da crosta continental até então estirada e fraturada, possibilitando lenta subsidência do embasamento da bacia e como o aporte sedimentar não foi homogêneo em toda bacia, a subsidência foi diferenciada em cada sub-bacia mas, de um modo geral, causou um basculamento para leste de modo que as camadas também inclinaram-se nesta direção.

À progressiva expansão do oceano Atlântico fez com que o mar recuasse para leste num primeiro momento deixando algumas rochas expostas, tanto do cristalino como dos sedimentos espalhados sobre a rampa sobre forma de leques aluviais e rios entrelaçados.

O mar, entretanto, re-equilibrou seu nível geral e, provavelmente, devido a diminuição da capacidade cúbica das neo-bacias oceânicas, inicia uma grande transgressão que, não ocorreu de forma imediata, mas como pulsos relacionados às mudanças relativas do proto-Atlântico, ocupando primeiramente as depressões que antes eram ocupadas por água doce e que paulatinamente foi sendo ocupada por água salgada resultando em lagunas de água salobra e, finalmente, por água salgada de origem marinha plena, culminando com uma inundação máxima sobre a bacia, no que hoje se reconhece como sua porção emersa.

Esse fato, em nosso entender, está em consonância com os sedimentos clásticos grossos a conglomeráticos e médios da Formação Beberibe intercalados com os arenitos calcíferos da Formação Itamaracá e, na localidade de Passarinho, ao norte de Recife, o afloramento tipo da Formação Beberibe de Beurlen (1967), apresentar em seu topo ambiente lagunar com fósseis típicos de água salobra, os quais, nesta tese, colocamos como basais de Formação Itamaracá, antes, portanto, dos arenitos calcíferos transicionais, do encerramento do ciclo deposicional para a seqüência inferior da Bacia da Paraíba, com a presença de uma superfície com mínima sedimentação que marca o final da transgressão e, portanto, o equilíbrio da bacia para um novo ciclo, o de Mar Alto.

Desse modo, a deposição da Formação Itamaracá durante o Campaniano, começou com a ingressão marinha sobre ambiente misto de praias, planícies costeiras e, sob influência de maré alta, num mar raso da plataforma interna (Mabesoone, 1991; Amaral *et al.*, 1977) ou de um mar com caráter marinho de meso a infralitoral (Menor & Amaral, 1978), indicativo do processo que se instalou sobre a

parte emersa da bacia durante o Trato de Sistema Transgressivo que, evidenciando também uma forte influência do aporte terrígeno, gerou os arenitos calcíferos.

Com a plena circulação oceânica no Campaniano e o progressivo afundamento da bacia, e cuja seqüência chegou ao clímax na Superfície de Inundação Máxima, materializada na bacia pela presença de uma camada de fosfato como uma seção condensada, encerrando a Seqüência Clástica Inferior, objeto deste estudo. A deposição carbonática maastrichtiana de Mar Alto e a Tafrogênese terciária, apesar de continuarem a história tectono-deposicional-estratigráfica, não fazem parte do escopo deste trabalho e, portanto, não serão comentadas.

A estabilização da transgressão teve seu ápice na deposição da seção condensada que encerra o Trato de Sistema Transgressivo, marcado pela Superfície de Inundação Máxima-SIM. Nesse estágio, os deslocamentos diferenciados dos blocos eram bastante reduzidos ou quase nulos, porém, pequenos deslocamentos verticais ou basculamentos ocorreram, refletindo na sedimentação as variações de espessura da deposição, como resultado final.

Os depósitos fosfáticos do Cretáceo Superior na África Ocidental, que registram a evolução da separação continental, foram depositados em ambiente de plataforma continental interna (Cook & McElhinny, 1979), corroborando o posicionamento dos depósitos fosfáticos encontrados no topo da Formação Itamaracá durante o Campaniano-Maastrichtiano Inferior da Bacia Paraíba.

Encerrada a sedimentação clástica sobre a bacia, inicia-se a deposição de carbonatos marinhos francos (Formação Gramame), em Trato de Sistema de Mar Alto, no Maastrichtiano, já fora do escopo desta tese.

Ultimamente, Lima Filho et al. (2005) mostram que a Bacia da Paraíba também apresentava uma ocorrência em offshore, mostrada na figura IX.5.

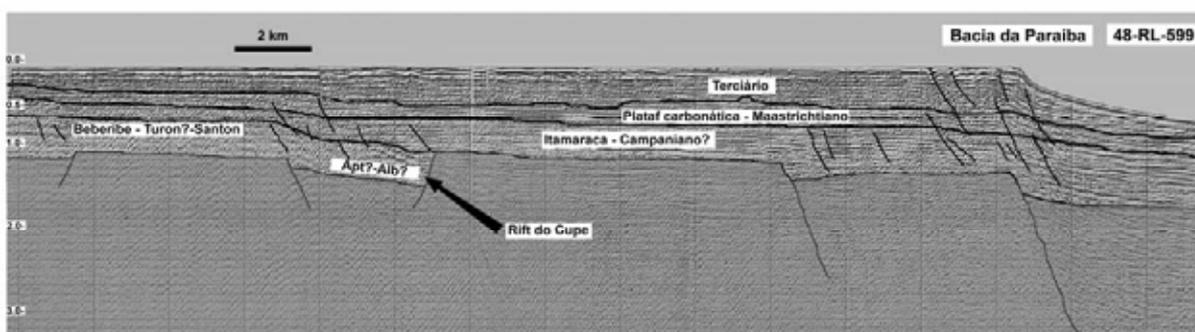


Figura IX.5 – Interpretação da sísmica da bacia em *offshore*. Em destaque, estruturas escalonadas e um graben (*rift* do Cupe?). Fonte: Lima Filho et al. (2005)

9.7 – Síntese da Evolução Estratigráfica e Estrutural da Bacia da Paraíba

9.7.1 – Evolução Estratigráfica (Figura IX.6)

A evolução sedimentar da Bacia da Paraíba está intimamente associada à evolução das bacias marginais da costa brasileira, particularmente, na fase da deriva continental, o que lhe empresta um caráter tardio em relação às demais congêneres.

1 – Evento Riftingamento *Offshore* – Aptiano

Ensaio de abertura continental, provavelmente um prolongamento para norte do *Rift* do Cupe, da Bacia de Pernambuco. Ainda não comprovado o tipo de sedimentação envolvida.

2 – Ruptura Final e Discordância Turoniano-Coniaciano

A abertura total no Coniaciano possibilitou o preenchimento sedimentar de cunhas clásticas sobre a rampa no início da deriva continental.

3 – Deposição da “Formação Beberibe” – Coniaciano-Campaniano

Com a progressão da deriva, a rampa mista Paraíba ampliou seu preenchimento sedimentar siliciclástico, com a deposição de clásticos grossos derivados de leques coalescente/aluviais, com conglomerados desorganizados com seixos de rocha cristalina e conglomerados com seixos quartzosos e matriz arenosa grossa, cuja fase seguinte é a deposição de arenitos grossos a finos derivados de sistema deposicional fluvial entrelaçado que ao final do Campaniano formariam o pacote sedimentar denominado “Formação Beberibe”.

4 – Evento Transgressivo / Deposição da “Formação Itamaracá” – Campaniano-Maastrichtiano Inferior.

Este evento é marcado pela deposição calcissiliciclástica sobre a bacia. A inundação marinha parece avançar em pulsos no início, formando lagunas litorâneas

com deposição de siltitos argilosos, arenitos-argilosos muito finos – contribuição terrígena concomitante, e folhelhos, com fósseis marinhos, seguida de um rápido avanço marinho com deposição de arenitos calcíferos de grã grossa a fina, fossilíferos, culminando com a deposição de uma seção condensada de fosforitos uraníferos.

5 – Inundação Máxima da Bacia/Formação de *Hardground*/Estabilização da Bacia – Maastrichtiano Inferior.

O encerramento da Seqüência Clástica Inferior na Bacia da Paraíba se dá através de um *hardground* fosforítico, bastante fossilífero e com presença de urânio. Esta camada representa a Superfície de Inundação Máxima-SIM sobre a bacia encerrando o empilhamento basal e a primeira parte do ciclo tectono-sedimentar de 3ª ordem, depositada entre uma discordância erosiva com o embasamento cristalino e uma superfície de máxima inundação para com a deposição carbonática do Trato de Mar Alto, a seguir, com a estabilização do avanço do mar sobre o continente.

Este evento foi datado através de nanofósseis calcários e palinologia, N-290 e P.470, respectivamente, como Maastrichtiano Inferior.

9.7.2 – Evolução Estrutural (Figura IX.7)

A estruturação da bacia em *onshore*, tem influência nos acontecimentos em *offshore*, antes da formação da rampa. Sua feição de rampa homoclinal é instalada durante a abertura do oceano Atlântico e da deriva continental.

1 – Ruptura Abortada – Aptiano

Tentativa inicial de rompimento continental, registrada apenas em *offshore* (Vide Figura IX.5), com rifteamento formando um pequeno graben proveniente da continuação do *Rift* do Cupe para norte.

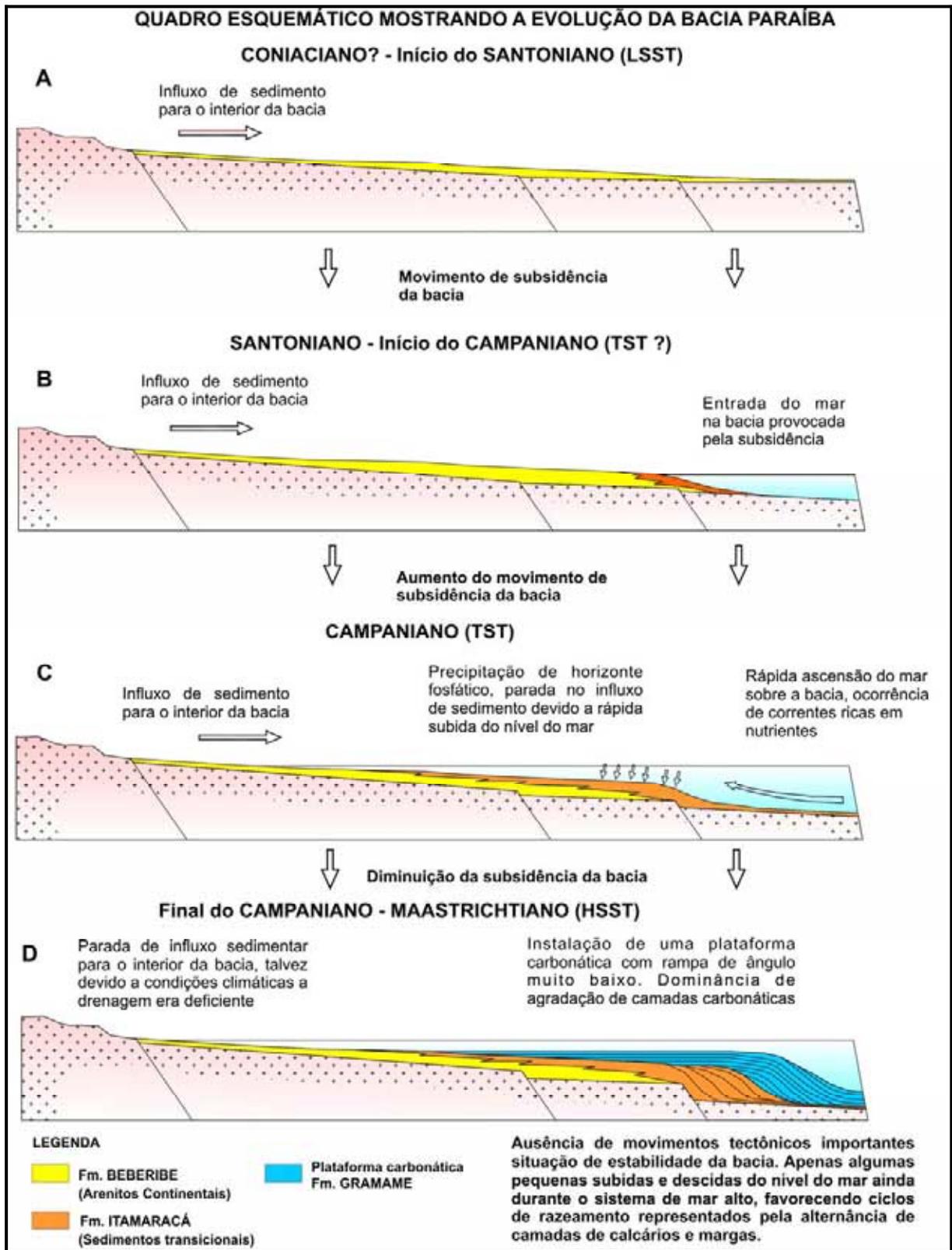


Figura IX.6 – Quadro resumo da evolução estratigráfica da Bacia da Paraíba entre o Coniaciano e o Maastrichtiano.

2 – Ruptura Final/Deriva Continental/Início da Rampa – Coniaciano

Rompimento da última ligação continental América do Sul-África, e início bacia sob forma de uma rampa estrutural, estruturada em blocos desnivelados.

3 – Subsidência Termal/Deposição Siliciclástica – Coniaciano-Campaniano

Com a continuação da distensão e influxo terrígeno sobre a rampa, os movimentos de subsidência ficaram por conta do peso da deposição de clásticos grossos a finos resultantes da erosão do cristalino e posteriormente do transporte fluvial.

4 – Transgressão Marinha/Deposição Calcissiliciclástica – Neocampaniano-Eomaastrichtiano.

Avanço marinho sobre a rampa decorrente da subida geral do nível dos oceanos. A transgressão sobre os siliciclásticos Beberibe vem prioritariamente do norte através da Bacia Potiguar, preenchendo as Sub-bacia Miriri, Alhandra e por último, Olinda. Começa com lagunas costeiras e sedimentação mista e fósseis marinhos, até o avanço rápido até a inundação máxima, nos estertores do Eomaastrichtiano com a deposição de uma seção condensada constituída de um fosforito, que marca o encerramento da seqüência basal da bacia. Instalação do Trato de Sistema de Mar Alto, estabilização da bacia e deposição da carbonática Gramame (fora do escopo desta tese).

9.7.3 – Carta Estratigráfica da Seqüência Clástica Inferior da Bacia da Paraíba

Reunindo-se os dados apresentados nos capítulos anteriores, foi possível elaborar a Carta Estratigráfica apresentada na Figura IX.8.

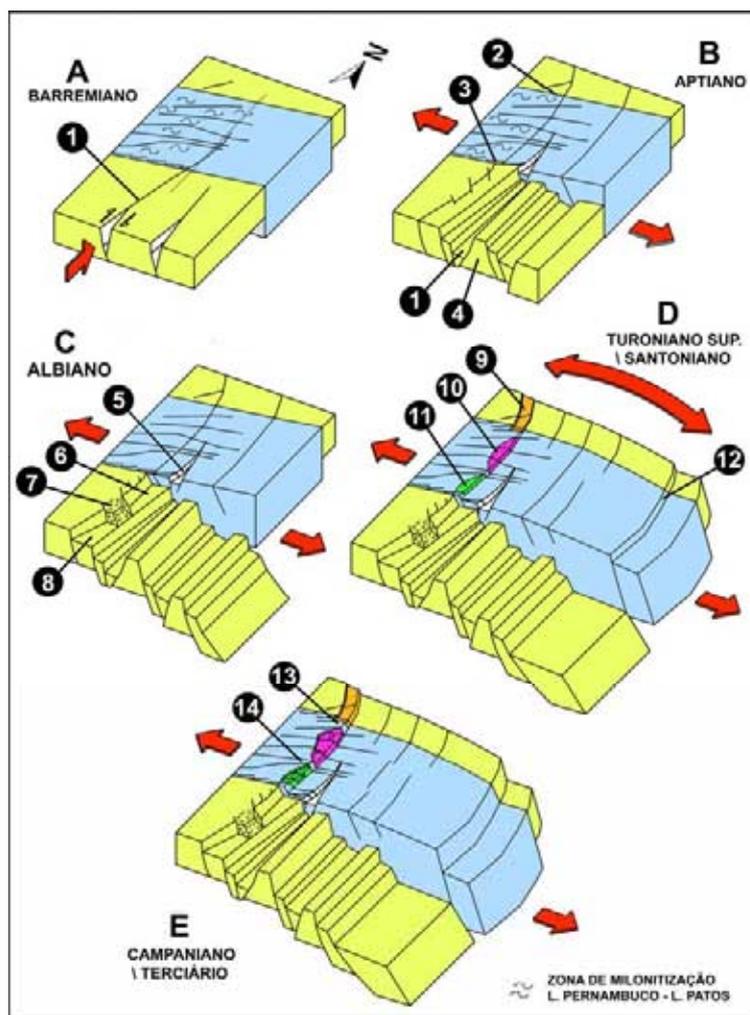


Figura IX.7 – Evolução tectônica da Bacia da Paraíba, a partir do Evento D da figura, Turoniano-Santoniano com subsidência ao norte do Lineamento Pernambuco e flexão entre este e o Alto de Touros. Este evento foi provocado pelo drift continental entre as placas sul-americana e africana e, na depressão provocada pela subsidência de alguns blocos, houve o preenchimento dos clásticos da Formação Beberibe (Sub-bacia Miriri, Alhandra e Olinda). No Evento E, Campaniano-Maastichtiano, a bacia ora estudada começou a receber sedimentação transicional que já tinha se instalado anteriormente a norte do Alto de Mamanguape na denominada plataforma Leste da Bacia Potiguar e que, no Campaniano, provocada pela continuidade da flexão sobre a rampa, ocorre a transgressão sobre todas as sub-bacias, numa rápida subsidência e inundação marinha, encerrando o trato transgressivo numa seção condensada fosforítica.e, conseqüentemente, a história tectônica da seqüência basal da Bacia da Paraíba. Fonte: Lima Filho *et al.*, (2005).

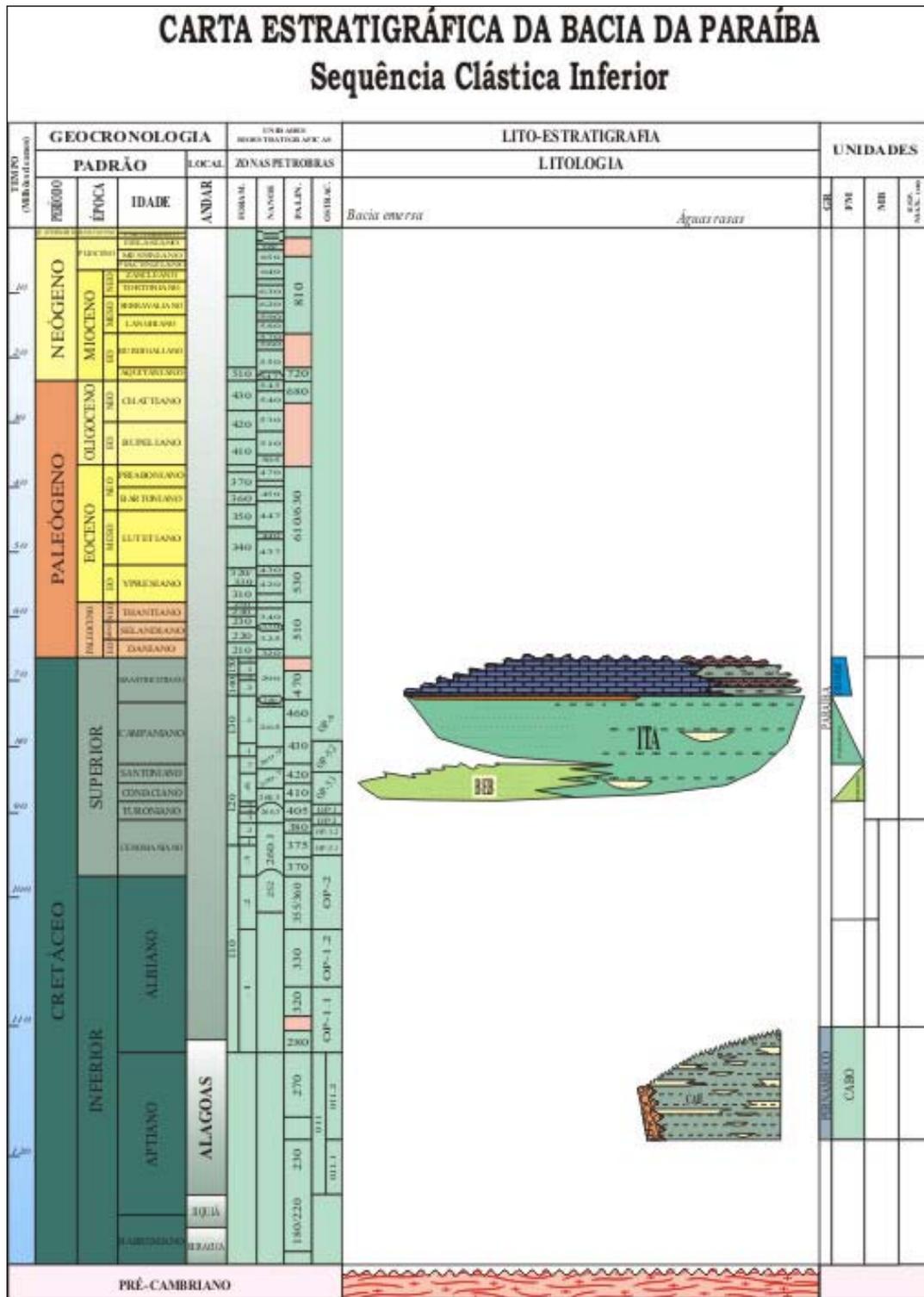


Figura IX.8 – Carta Estratigráfica da Seqüência Clástica Inferior da Bacia da Paraíba.

C O N C L U S Õ E S

Em decorrência do exposto nos capítulos anteriores, algumas conclusões podem ser formuladas para a Seqüência Clástica Inferior da Bacia da Paraíba, a saber:

a) A Bacia da Paraíba é uma bacia da margem continental brasileira tipo rampa homoclinal, decorrente dos fenômenos de abertura do oceano Atlântico e deriva continental entre as placas sul-americana e africana, sendo o último elo entre os dois continentes e, por isso, têm uma história evolutiva mais tardia em relação às suas congêneres adjacentes.

b) Está incluída estruturalmente na Província Costeira, a qual está inserida no contexto geotectônico da Província Borborema, mais precisamente na região abrangida pelo Domínio da Zona Transversal, que apresenta três terrenos como substrato para a bacia, o Terreno Alto Pajeú-TAP, o Terreno Alto Moxotó-TAM e o Terreno Rio Capibaribe-TRC, de norte para sul, respectivamente.

c) A Zona Transversal é separada dos outros domínios estruturais ou superterrenos por duas Zonas de Cisalhamentos Transcorrentes E – W, a Z.C. Paraíba (Patos) ao norte, que separa o Domínio da Zona Transversal do Domínio São José do Campestre-DJC, e a Z. C. Pernambuco, ao sul, que separa a DZT do Domínio Externo.

d) Separando os terrenos ocorrem zonas de cisalhamentos com direções NE-SW e como os cisalhamentos E-W, são entendidos como mega-suturas continentais. Esses cisalhamentos são compatíveis com uma compressão NNW do proterozóico superior (Brasiliano).

e) Esse arcabouço brasiliano é aproveitado posteriormente pela tectônica disjuntiva mesozóica, servindo de suporte para a subdivisão da sub-bacias na Bacia da Paraíba.

f) Estruturalmente a Bacia da Paraíba está subdividida nas sub-bacias Olinda, Alhandra e Miriri, que se comportam como blocos escalonados separados por falhamentos, com preenchimento sedimentar em espessuras diferenciadas e assentado discordantemente sobre o embasamento cristalino.

g) A discordância da base da bacia é pós-Turoniano/Coniaciano, marcando a ruptura final entre as placas sul-americana e africana.

h) A Estratigrafia da bacia é relativamente simples, formada pelo Grupo Paraíba, (Formações Beberibe, Itamaracá, Gramame e Maria Farinha), Formação

Barreiras e os Depósitos Quaternários. De acordo com a Estratigrafia de Seqüências, no pacote sedimentar da bacia podem ser distintas três seqüências de 3ª ordem, Seqüência Clástica Inferior, Seqüência Carbonática e Seqüência Clástica Inferior.

i) A Seqüência Clástica Inferior, objeto desta tese, envolve dois tratos de sistemas, o Trato de Sistema de Mar Baixo (com depósitos da Formação Beberibe) e o Trato de Sistema Transgressivo (com depósitos da Formação Itamaracá). A Seqüência Carbonática, foi depositada primeiramente num Trato de Sistema de Mar Alto (Formação Gramame) e depois num Trato de Sistema de Mar Baixo (Formação Maria Farinha).

j) A SCI apresenta dois Sistemas Depositionais, o primeiro, um Sistema Fluvial constituído da Fácies de Leques Aluviais e da Fácies de Rios Entrelaçados; o segundo, um Sistema Costeiro, formado por uma Fácies Lagunar e a outra, Fácies Praial/Planície Litorânea.

l) Na Fácies de Leques Aluviais encontrou-se nas partes proximais conglomerados polimictos desorganizados (Cgd) e suportados pela matriz lamítica, tendo como característica maior, a presença de fragmentos e blocos de rochas graníticas e gnáissicas; nas porções medianas dos leques, ocorrem conglomerados monomícticos organizados (Cgo), com seixos quartzosos de até 10 cm imersos numa matriz arenoso de granulometria grossa a média que, nas partes mais distais, confundem-se com os arenitos grossos da fácies fluvial, levando-nos a adotar o conceito de apenas um sistema deposicional.

m) A Fácies Fluvial Entrelaçada é formada por depósitos proximais a intermediários constituídos arenitos de granulometria grossa a média (Agm) e de depósitos intermediários a distais, constituídos de arenitos de granulometria média a fina (Amf), geralmente arcóstanos.

n) Já no Sistema Costeiro, ocorrem, primeiramente, os depósitos da Fácies Lagunar (Saa) constituída basicamente de siltitos areno-argilosos com fósseis de águas salobras, ou seja, de ambiente transicional. São seguidos por depósitos de arenitos calcíferos (Arc) de planície litorânea ou extensa praia, confirmando a instalação definitiva do ambiente transicional-marinho na bacia. No topo dos arenitos ocorre um fosforito que foi interpretado como decorrente da Superfície de Inundação Máxima na Bacia da Paraíba, a qual também separa o trato transicional do trato de mar alto na bacia ou a seqüência clástica inferior da carbonática.

o) Com o arranjo das da litofácies, a SCI pode ser subdividida em duas parasseqüências, a inferior denominada Parasseqüência Siliciclástica que é representado litoestratigraficamente pela Formação Beberibe e a superior denominada Parasseqüência Calcissiliciclástica, litoestratigraficamente, representada pela Formação Itamaracá. Na base da SCI encontra-se uma discordância litológica/erosional entre o embasamento cristalino e os sedimentos clásticos. Entre as parasseqüências ocorre uma discordância erosiva/angular marcada por um intervalo de litotipos arenosos de cor escura e muito quartzo anguloso entre os arenitos grossos a médios Agm e os arenitos calcíferos Arc, bem como, nas partes proximais o fosforito (seção condensada) no topo dos Arc, diretamente sobre os arenitos Agm.

p) A Parasseqüência Siliciclástica (“Formação Beberibe”) é predominantemente siliciclástica, refletindo sua origem eminentemente continental, formada através de dois sistemas deposicionais, leques aluviais, constituído de conglomerados desorganizados suportados por matriz arcossiana e com seixos angulosos de rocha cristalina, e conglomerados organizados com seixos e matriz de arenito grosso com tênue estratificação; e, ambiente fluvial entrelaçado, iniciando com arenitos grossos com intercalação de alguns leitos conglomeráticos na base, lembrando transição entre o sopé do leque e o início da planície fluvial, ou fenômenos de recorrência, seguido de arenitos de grã grossa a média e de arenitos de coloração creme e de grã média a fina, friáveis.

q) A Parasseqüência Calcissiliciclástica (“Formação Itamaracá”) é predominantemente calcissiliciclástica, de origem transicional-marinha, formada através do sistema lagunar-estuarino com deposição de siltitos e arenitos mui finos, argilosos e fósseis marinhos e do sistema de planície litorânea (meso-litoral), decorrentes da transgressão marinha sobre o continente. No topo da parasseqüência ocorre uma seção condensada formada por um fosforito uranífero muito fossilífero, que marca o encerramento do trato transgressivo como uma Superfície de Inundação Máxima-SIM.

r) O fosforito encerra uma seção condensada resultante da superfície de inundação máxima na bacia, separando seqüências continentais e transicionais das seqüências carbonáticas da bacia. Forma um horizonte quase contínuo ao longo da bacia e apresenta variação lateral e vertical de fácies. O fosfato é decorrente da ressurgência de águas frias altamente nutritivas sobre a plataforma rasa e com

águas quentes, que desencadeou intensa atividade biológica juntamente com a redução na taxa de sedimentação. O fosfato preenche carapaças dos organismos e também ocorre como oóides, pellóides ou formando massas amorfas. O fosforito principal é sin-sedimentar, denominado por autores vários como “Original” e separado como “minério rico” na porção ocidental da bacia e “minério pobre” na porção oriental. Também há ocorrência de fosforito resultante de retrabalhamento, denominado de “Retrabalhado”, ocorrendo ao norte de João Pessoa-PB.

s) O urânio é sin-deposicional com o fosfato e devido sua radiação forma um excelente marco estratigráfico na bacia. O urânio também apresenta picos radioativos nos perfis de raios gama dos poços nos locais do fosforito retrabalhado, porém com menor intensidade e formando um marco estratigráfico na superfície de regressão.

t) A biestratigrafia através de nanofósseis calcários e palinologia datou o fosforito como Maastrichtiano Inferior

u) Os dados de isótopos de oxigênio e carbono marcaram muito bem a SIM, separando às Seqüência Clástica Inferior da Seqüência Carbonática, e também mostrou uma tendência geral de esfriamento do Campaniano para o Maastrichtiano.

v) A correlação estratigráfica entre os diversos poços de sondagem a arquitetura bidimensional das unidades ao longo da bacia (N-S) quer proximal que distalmente, e também em seções transversais, bem como relações de contato entre as unidades, seleção de depocentros e de altos e baixos na bacia.

x) Os dados de radiometria, gravimetria, magnetometria e sísmica, aplicados na bacia, foram de excelente aplicação para a sua definição estrutural, em que pese ainda a escassez de dados. A sísmica, em *offshore*, encontrou estruturas tipo *rift* provavelmente, continuação para norte do *rift* do Cupe da bacia adjacente ao sul, ensejando a possibilidade de haver hidrocarbonetos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Albertão, G.A., 1993. Abordagem Interdisciplinar e Epistemológica sobre as Evidências do Limite Cretáceo-Terciário, com base em Leituras Efetuadas no Registro Sedimentar das Bacias da Costa Leste Brasileira. Tese de Mestrado. Dep. Geologia/Escola de Minas/UFOP (MG), 255p.
- Alheiros, M.M., 1993. Definição da Formação Beberibe na Faixa Recife-João Pessoa. *In: SIMP. GEOL. NORDESTE*, 15, Natal, 1993. Atas... Soc. Bras. Geol., Núcleo Nordeste. Bol. **13**, p. 51.
- Alheiros, M. M. 1997. Geologia da Cidade do Recife – PE. Recife, UFPE/DGEO, 2p. (*Workshop sobre Geologia e Hidrogeologia da Planície Sedimentar do Recife*).
- Alheiros, M. M.; Ferreira, M.G.V.X.; Lima Filho, M.F.; 1995. Mapa Geológico do Recife. Convênio Carta Geotécnica da Cidade do Recife FINEP/LSI-DEC-UFPE (Mapa, Escala 1:25.000).
- Alheiros, M.M.; Lima Filho, M.F.; Monteiro, F.A.J ; oliveira Filho, J.S. 1988. Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. CONGR. BRAS. GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais...* Soc. Bras. Geol., **2**:753-760.
- Almeida, F. F. M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. DGM/DNPM, *Bol.* 236, Rio de Janeiro.
- Almeida, F. F. M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geociências*, **16**:325-349.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y. (Coord.). 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, 378p.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B. & Fuck, R. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In: SIMP. GEOL. NORDESTE*, 8, Campina Grande, 1977. *Atas...* Campina Grande, Soc. Bras. Geol., Bol. **6**, p. 363 – 391.
- Almeida, J. A. C., 2000. Calcários Recifais Eocênicos da Formação Marinha Farinha na Sub-Bacia de Alhandra, Paraíba: Aspectos Taxionômicos, Paleoecológicos, Paleoambientais e Estratigráficos. Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Recife, Dissertação de Mestrado, 164 p.
- Alves, E.C. & Costa, M.P.A., 1986. Interpretação sismo-estratigráfica da porção norte do Platô de Pernambuco e suas possíveis correlações com a bacia Pernambuco-Paraíba. Soc. Bras. de Geol., *Anais XXXIV Congr.*, Goiania (GO), 1:286-297.
- Amaral, A. J. R. 1985. *Projeto recursos de urânio nos fosforitos do Nordeste*. Recife, CNEN/DNPM, Relatório Técnico Interno, 44 p. (inédito).
- Amaral, A.J.R. 1988. Nova conceituação na prospecção de fosfato sedimentar na Bacia Pernambuco-Paraíba. DNPM, 4 Dist., Rel. Técn, 8p. (Inédito).

- Amaral, A.J.R. 1990. O Depósito de Fosfato Sedimentar Cretácico do Nordeste Oriental do Brasil. DNPM, 4 Dist., Rel. Técn, 24p. (Inédito).
- Amaral, A.J.R. 1998. Projeto Síntese da Província Fosfatogênica do Nordeste Oriental do Brasil: Relatório Final. DNPM/SGPM/4DR-PE, 85p. (3 anexos).
- Amaral, A. J. R., Menor, E. A., Santos, S. A. 1977. Evolução paleogeográfica da seqüência clástica basal da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. Anais VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, 1977 (6): 37-63.
- Andrade Lima, R. 1996. *Avaliação da dose na população da região urano-fosfática do Nordeste que utiliza os recursos hídricos da região*. São Paulo, IPEN-CNEN/USP, Tese de Doutorado, 178 p.
- Antunes, R. L. 1998. Nanofósseis Calcários no Brasil. *A Terra em Revista*, 4:57-60.
- Antunes, R. J. & Melo, J. H. G. 2001. Micropaleontologia e Estratigrafia de Seqüências. In: Severiano Ribeiro, H. J. P. (org). *Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e Aplicações*. São Leopoldo-RS, Edusinos, Cap. 7, pp. 137 – 218.
- Arnold, R. 1902. List of fossils collected by J.C.Branner at Ponta de Pedras, Pernambuco. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 13:47.
- Asmus, H. E. 1975. Controle Estrutural da Deposição Mesozóica nas Bacias da Margem Continental Brasileira. *Rev. Bras. Geociências*, 5:160-175.
- Asmus, H. E. 1982. Significado geotectônico das feições estruturais das bacias marginais e áreas adjacentes. In: CONG. BRAS. GEOLOGIA, 32. Salvador, 1982. *Anais... Soc. Bras. Geol.*, 4:1547-1557.
- Asmus, H. E. 1984. Interferências, hipóteses e problemas relativos á origem e evolução da margem continental brasileira. In: CONG. BRAS. GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais... Soc. Bras. Geol.*, p.1655-1677.
- Asmus, H. E. & Carvalho, J. C. 1978. *Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do Nordeste do Brasil (Sergipe-Alagoas e Pernambuco-Paraíba)*. PROJETO REMAC – Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES. 4:1-24.
- Asmus, H. E. & Guazelli, W. 1981. *Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais, adjacentes...* PROJETO REMAC – Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais. PETROBRÁSCENPES. 9: 187-269.
- Asmus, H. E. & Ponte, R. 1973. The Brazilian marginal basins: The Ocean basins and margins. In: Nairn, A.E. & Stehli, F.G., eds., *The ocean basins and margins*. New York, Plenum Press., v.1, p.83-133.

- Asmus, H. E. & Porto, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras, segundo a tectônica de placas. CONG. BRAS. GEOLOGIA., 26, Belém, 1972. *Anais... Soc. Bras. Geol.*, V.1, p. 67 – 90.
- Assine, M.L. & Perinotto, J.A.J. 2001. Estratigrafia de Seqüências em sistemas deposicionais siliciclásticos costeiros e marinhos. In: Severiano Ribeiro, H.J.P., Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e Aplicações. São Leopoldo, Edusinos, p. 305-339.
- Azevedo, R.L.M.; Rodrigues, R.; Takaki, T., 1997. Aplicação dos dados isotópicos de carbono e oxigênio, de rocha-total, em estudos paleoambientais. *Bol. Geoci. PETROBRÁS*, 11(1/2):19-32.
- Barbosa, A. G. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenético/previsional – Escala 1:100.000, Folha SB.25-Y-C-V Limoeiro, Estado de Pernambuco. Brasília, DNPM/CPRM, 101p. (2 mapas).
- Barbosa, A.J. & Braga, A.P.G. 1974. Projeto Leste da Paraíba-Rio Grande do Norte. Recife, DNPM/CPRM, Relatório Final.
- Barbosa, J. A. 2004. Evolução da Bacia da Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno: formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Dissertação de Mestrado, 230 p.
- Barbosa, J. A. & Souza, E. M. 2003. Estratigrafia de Seqüências: Uma Aplicação ao Conhecimento Estratigráfico da Bacia da Paraíba. 1º Congresso de P& D e 3º Reunião de Avaliação do PRH / ANP / MCT, UFPE, nov, p. 100-108.
- Barbosa, O.; Almeida, F.F.M.; Braum, E.H.G., 1960. Pesquisa geológico-geofísica de fosforito na faixa sedimentar costeira dos Estados de Pernambuco e Paraíba, Brasil. Petrópolis, PROSPEC, 89p.
- Baturin, G.N. 1982. Phosphorites on the ocean floor: origin, composition and distribution. Amsterdam, *Elsevier Sci. Pub. Co.*, (Developments in Sedimentology, 33).
- Beurlen, K., 1959. Observações sobre a Formação Maria Farinha Estado de Pernambuco. Escola de Geologia do Recife, *Arq. Geol.* 1: 5-15.
- Beurlen K. 1961a. O Turoniano marinho do Nordeste do Brasil. *Bol. Soc. Bras. Geol.* São Paulo, 16(1): 43-54.
- Beurlen, K., 1962a. O desenvolvimento paleogeográfico do Oceano Atlântico Sul, Arquivos de Geologia. Escola de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco. 2: 21-36.
- Beurlen, K. 1962b. Os crustáceos decápodes da Formação Maria Farinha. *Div. Geol. Min. DNPM.*

- Beurlen, K. 1962c. O gênero *Calianassa* nas formações cretáceas de Pernambuco. Escola de Geologia do Recife, *Arq. Geol.* **3**: 1-10.
- Beurlen, K., 1967a. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Bol. Geol. São Paulo.* **16**(1): 43-53.
- Beurlen, K., 1967b. Paleontologia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Bol. Geol. São Paulo.* **16**(1): 73-79.
- Beurlen, K., 1967c. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. In: CONG. BRAS. GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. *Anais...* Curitiba, **1**: 151-158.
- Beurlen, K. 1971. Bacias sedimentares do bloco brasileiro. *Estudos Sedimentológicos*, Natal, RN. **1** (2): 7-32.
- Beurlen, G., Campo, S. D. A., Viviers, M. C. 1994. *Stratigraphic Range of Cretaceous Mega- and Microfossils of Brazil*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ. 407 p.
- Biondi, J.C. 1999. Distribuição no Tempo Geológico dos Principais Depósitos Minerais Brasileiros: 1. Cadastro dos Modelos Genéticos e Idades dos Depósitos. *Rev. Bras. Geociências*, **29** (4): 505-516.
- Botelho Neto, J. & Pedrão, E. 1994. Distribuição das Palinozonas Meso-Cenozóicas no Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CEMPES/DIVEX, Rel. Interno, 55p.
- Branner, J. C., 1902. Geology of the northeast coast of Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **13**:41-98.
- Braz, A., 1971, Contribuição ao estudo da Formação Beberibe, Pernambuco. *Mineração Metalurgia*, **53** (315): 109-115.
- Brazier, M.D.; Anderson, M.M.; Corfield, R.M. 1992. Oxygen and carbon isotopic stratigraphy of early Cambrian carbonates in southeastern Newfoundland and England. *Geol. Mag.*, **129** (3): 265-279.
- Brett, C. F., Baird, G. C., Speyer, S. E. 1997. Fossil Lagerstätten: stratigraphic record of paleontological and taphonomic events. In: Brett, C. F. & Baird, G. C. (eds), *Paleontological events, stratigraphic, ecological and evolutionary implications*. Columbia University Press. NY, 3-40.
- Brito, I. M. 1979. *Bacias sedimentares e formações pós-paleozóicas do Brasil*. Interciência Ltda, RJ.
- Brito Neves, B.B. 1975. Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino. São Paulo, USP/IG., Tese de Doutorado, 198p.
- Brito Neves, B.B.; Campos Neto, M.C.; Van Schmus, W.R.; Santos, E.J. 2001. O "Sistema Pajeú-Paraíba" e o "Maciço" São José do Campestre no leste da Borborema. *Rev. Bras. Geociências*, **31**(2):173-184.

- Brito Neves, B.B.; Campos Neto, M.C.; Van Schmus, W.R.; fernandes, T.M.G.; Souza, S.L. 2001. O Terreno Alto Moxotó no Leste da Paraíba (“Maciço Caldas Brandão”). *Rev. Bras. Geociências*, **31**(2):185-194.
- Brito Neves, B.B.; Riccomini, C.; Fernandes, T.M.G.; Sant’anna, L.G. 2004. O Sistema Tafrogênico Terciário do Saliente Oriental Nordeste na Paraíba: Um legado proterozóico. *Rev. Bras. Geociências*, **34**(1):127-134.
- Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W.R.; Santos, E.J.; Campos Neto, M.C.; Kozuch, M. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. Geociências*, **25**(4):279-296.
- Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W.R.; Fetter, A. 2002. North-western Africa-Northeastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences*, **34**: 272-278.
- Bromley, R.G. 1967. Marine phosphorites as depth indicators. *Marine Geol.*, **5**:503-509.
- Brown, L. F. & Fisher, W. L. 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 213-248 (Memoir # 26).
- Buatois, L., Mángano, G., Aceñolaza, F. 2002. *Trazas fósiles – señales de comportamiento en el registro estratigráfico*. Edición Especial 2. Museu Egidio Feruglio (MEF). Patagonia, Argentina.
- Buge, E. & Muniz, C. G. B. 1974. Lunulites (*Heteractis*) *barbosae* nouvelle espèce de bryozoaire lunulitifforme (Bryozoa, Cheilostomata) du Paléocène du Nord-Est du Brésil. *Annls. Paléont. Paris*, **2**: 191-202.
- Burchette, T. P. & Wright, W. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, **79**: 3-57.
- Bushinski, G.I. 1964. *On the shallow-water origin of phosphorite sediments*. In: M.L.J.U. van Straaten (Ed.), *Deltaic and Shallow Marine Deposits*. Elsevier, Amsterdam, p. 62-70.
- Campanha, V. A., 1974. Posição estratigráfica do Calcário Miriri, Paraíba, Brasil. Dissertação de Mestrado. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 184 p.
- Campanha, V. A. 1979. Contribuição ao estudo do Calcário Oiteiros, RN. *Rev. Bras. Geoc.* **9** (4): 219-231.
- Campanha, V. A., 1999 – O Calcário Miriri (K) no Cenário da Estratigrafia Regional da Bacia Pernambuco-Paraíba. V Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil e I Simpósio sobre o Cretáceo da América do Sul. Serra Negra, SP. Boletim de Resumos, (1): 143-147.

- Campanha, V. A., Saad, A. R., 1999 – A Arquitetura Depositional Carbonática do Senoniano no Nordeste Brasileiro e o posicionamento dos Calcários Miriri e Oiteiros. V Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil e I Simpósio sobre o Cretáceo da América do Sul. Serra Negra, SP. Boletim de Resumos, **1**: 115-119.
- Caputo, M. V. 1988. Análise do modelo geotectônico de Rabinowitz & LaBrecque. In: CONG. BRAS. GEOLOGIA, Belém, 35, 1988. *Anais...* Soc. Bras. Geol., **5**:2292-2206.
- Campos, C.W.M. & Ribeiro, E.M., 1985. A Exploração de Petróleo no Brasil: situação Atual e Perspectivas. In: Schobbenhaus, C. (coord.), Principais Depósitos Minerais do Brasil – Recursos Minerais Energéticos. Brasília, **1**:41-68.
- Castro, J.C. 1989. Marcos estratigráficos: um estado-de-arte. In: CONG. BRAS. PALEONTOLOGIA, 11, Curitiba, 1989. *Anais...* Curitiba, Soc. Bras. Paleon., p. 943-959.
- Castro, D. L., Medeiros, W. E., Jardim de Sá, E. F., 1998. Mapa Gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e margem continental adjacente: interpretação com base na hipótese de isostasia. *Rev. Bras. Geofísica*, **16** (2-3): 115-132.
- Cathcart, J.B. 1968. Florida-type phosphorite deposits of the United State: origin and techniques for prospecting. *U.N. Mineral Resour. Develop. Ser.*, **32**:178-186.
- Cathcart, J.B. & Gulbradsen, R. A. 1974. Phosphate Deposits. *U.S. Geol. Survey*, **820**:515-525.
- Chang, H.K. & Kowsmann, R.O. 1987. Interpretação genética das seqüências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:74-80.
- Chang, H.K. 1992. Conceitos de análise de bacias e sua aplicabilidade no estudo de seqüências sedimentares proterozóicas. *Rev. Bras. Geociências*, **22**(4):437-448.
- Cook, P. J. 1976a. Sedimentary phosphate deposits. In: Wolf, K. H., ed. *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*. Amsterdam, Elsevier, **7**: 505 – 535.
- Cook, P. J. & McElhinny, M. W. 1979. A Reevaluation of the spatial and temporal distribution os sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics. *Economic Geology*, **74**: 315 – 330.
- Cordani, U., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., Porto, R., Thomaz Filho, A., Cunha, F. M. B. 1984. Estudo preliminar da integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, Petrobrás, 70 p. (Ciências-Técnica-Petróleo 15).
- Corfield, R. M. 1994. Paleocene oceans and climate: An isotopic perspective. *Earth Science Reviews*, **37**:225-252.

- Costa, A.C.; Mendes, V.A.; Rochas, D.E.G.A.; Andrade, D.A. 1980. Projeto Extremo Nordeste do Brasil. Recife, DNPM/CPRM, Relat. Final, 6v.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM. 1981. Projeto Miriri: Pesquisa de fosfato sedimentar na Bacia Costeira Pernambuco-Paraíba. Recife, Relatório Final, v.1, 29p.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2003. Sistema de Informações Geoambientais da RMR, Região Metropolitana de Recife - SIGA. Pfaltzgraff, P. A. S. (Coord). Recife, 119 p. CD-ROM.
- Craig, H. 1957. Isotopic standard for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometry analyses of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12**:133-149.
- Dal Ré Carneiro, C.; Monma, R.; Ferreira, F. J. F.; Dehira, L.K.; Magalhães, F. S. 1988 – Ensaio de Integração Geológico-Geofísica sobre o Nordeste Oriental com base em Mapas Aeromagnéticos. XXXV Congresso Brasileiro Geologia, Belém, PA., Soc. Bras. Geol., *Anais...* Belém, 30, v.5, p 2122-2136.
- Dantas, J.R.A. 1980. Mapa Geológico do Estado de Pernambuco. Brasília, DNPM, 112p., (2 mapas, esc.1:500.000).
- Delgado, L.M. & Pedreira A.J. 1994. Síntese da Evolução Geológica do Brasil. Rio de Janeiro, CPRM, *Publicação Especial*, 27p (4 Mapas).
- Della Fávera, J.C. 1984. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras: uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: CONG. BRAS. GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, Soc. Bras. Geol., p. 489-501.
- Della Fávera, J.C. 2001. Fundamentos de Estratigrafia Moderna. Rio de Janeiro, Ed. UERJ, 264p.
- Demaison, G. J. & Moore, G.T. 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *AAPG Bull.*, **64**(8):1179-1209.
- Duarte, E. W. & Krauss, L. A. A. 1978a – *Projeto de dimensionamento das jazidas de fosfato em Pernambuco*. Recife, CONDEPE, 88 p.
- Duarte, E. W. & Krauss, L. A. A. 1978b – *Projeto de dimensionamento das jazidas de calcário da Ilha de Itamaracá*. Recife, CONDEPE, 98 p.
- Duarte, P.J. 1949. Depósitos de fosfatos na Formação Maria Farinha. Soc. Bio. Pernambuco. *Anais...* 9:37-42.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonates rocks according to depositional texture, In: Ham, E. W. ed. *Classification of carbonates rocks*. Tulsa, AAPG, Memoir **1**:108-121.

- Du Toit, A. L. 1952. *Comparação geológica entre a América do Sul e a África do Sul*. Rio de Janeiro, IBGE, 179 p. (Reedição revista e anotada de dois trabalhos. Trad. K. E. Caster e J. C. Mendes).
- Ebert, H. 1967. Observações sobre a subdivisão estratigráfica e a idade do Pré-Cambriano no Nordeste Brasileiro. *Eng. Min. Met.*, **46** (273):111-112.
- Ebert, H. 1968. *Tectônica e Metamorfismo no Escudo Brasileiro*. Recife, Escola de Geologia, Universidade do Recife, Apostilha, 39 p.
- Emiliani, C. 1955. Pleistocene Temperatures. *Journal of Geology*, **63**:538-578.
- Epstein, S.; Buchsbaum, R.; Lowenstam, H. A.; Urey, H.C.B. 1951. Carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **62**:417-426.
- Epstein, S. & Mayeda, T.K. 1953. Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**:213-224.
- Fainstein, R.; Milliman, J.D.; Jost, H. 1975. Magnetic character of the Brazilian continental shelf and upper slope. *Rev. Bras. Geociências* **5**:188-201.
- Faure, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. New York, John Wiley & Sons, 2ed., 562p.
- Fauth, G. & Koutsoukos, E.A.M. 2002. Inferências paleoecológicas a partir de associações de ostracodes marinhos do Maastrichtiano e Daniano da Bacia de Pernambuco-Paraíba. In: SIMP. CRETÁCEO DO BRASIL, 6, Rio Claro-SP, 2002. Bol... Rio Claro-SP, p. 261-265 (2º Simp. Cretácico de America del Sur).
- Feijó, F. P. 1994. Bacia Pernambuco-Paraíba. In: *Boletim de Geociências da Petrobrás*. Rio de Janeiro, Petrobrás, **8(1)**: 143 – 148.
- Feitosa. E. C. & Feitosa, F. A. C. 1986. Considerações sobre a Bacia Potiguar – Bacia Costeira Pernambuco-Paraíba Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco *Série Estudos Geológicos*. **8**: 71-78.
- Feitosa E. C., Feitosa, F. A. C., Lira, H M. P. 2002. Relações estratigráficas e estruturais entre a Bacia Potiguar e a Bacia Costeira PE/PB – uma hipótese de trabalho. XII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Florianópolis, SC. Anais em CD-ROM.
- Figueiredo, A.M.F. & Gabaglia, G.P.R. 1986. Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras. *Rev. Bras. Geociências*, **16**(4):350-369.
- Fisher, W. & McGowen, J.H. 1967. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gas Coast Assoc. of Geol. Soc., Trans.*, v.17, pp. 213-248.
- Folk, R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bulletin*, **43**:1-38.

- Fonseca Neto, J. C. 1979. Projeto Fosfato na faixa sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. Recife, DNPM/CPRM, v.1, Relatório Final, 124 p.
- Fortes, F. P. 1986. A tectônica de teclas da Bacia Potiguar. In: XXXIV Cong. Bras. Geol. Goiânia. *Anais*, v.3 1145 – 1159.
- Françolin, J. B. L. & Szatmari, P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Rev. Bras. Geoc.* 17(2): 196-207.
- Galloway, W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 73:125-142.
- Gomes, H.A. 1984. Jazida fosfática no município de Alhandra, Estado da Paraíba. CONG. BRAS. GEOLOGIA, Rio de Janeiro, 33, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, Soc. Bras. Geol., pp. 3730-3744.
- Gulbrandsen, R.A. 1969. Physical and chemical factors in the formation of marine apatite. *Econ. Geol.*, 64:365-382.
- Hartt, C.F. 1870. *Geology and physical of Brasil*. Boston, Fields Osgood, 620p.
- Haq, B.U.; Hardenbol, J.; Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235:1156-1166.
- Kegel, W. 1953. Relatório Anual do Diretor (Ano 1952). In: Brasil, DNPM/DGM, 80p.
- Kegel, W. 1954. Nota sobre os microfósseis do fosfato Cretáceo de Pernambuco. *Bol. soc. Bras. Geol.* v.3, No 1.
- Kegel, W. 1955. Geologia do fosfato de Pernambuco. Div. Geol. Min. DNPM. Bol. 157, 54 p.
- Kegel, W. 1957. Novo membro fossilífero da Formação Itamaracá (Cretáceo Superior) de Pernambuco. Rio de Janeiro. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 29(3): 373-375.
- Kegel, W. 1965. Estrutura Geológica do Nordeste do Brasil. DNPM-DGM, B. 227, 152 p.
- Keller, G. 2001. The end-Cretaceous mass extinction in the marine realm: year 2000 assessment. *Planetary and space science*, 49:817-830.
- Kreidler, W. M. & Andery, P. A. 1949. Reconhecimento geológico da costa dos estados da Paraíba e Pernambuco. Rio de Janeiro, Conselho Nacional de Petróleo, *Mapa Geológico*, Esc. 1: 200.000.
- Lana, M. C. & Milani, E. J. 1986. A microplaca do Nordeste Brasileiro – um elemento dinâmico no rifteamento cretácico inferior. In: CONG. BRAS. GEOLOGIA, 34, Goiânia 1986. *Anais...* Goiânia, Soc. Bras. Geoc., v.3, p. 1131 – 1144.

- Lima, M. R. 1985. Primeiros resultados palinológicos de sedimentos da Bacia Costeira Pernambuco-Paraíba. IX Cong. Bras. Paleont. Anais 1: p.29.
- Lima Filho, M. F. 1996. Correlação da Bacia Cabo com as Bacias do Oeste Africano. Simpósio Aspectos Tectônicos, Depositionais e Evolutivos de Bacias Rift. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, Bahia. Anais 5: 347-349.
- Lima Filho, M. F. 1998. Análise Estratigráfica e Estrutural da Bacia Pernambuco. IG-USP. Tese de Doutorado, 180 p.
- Lima Filho, M. F. 1998b. The main tectonic-magmatic events in Pernambuco basin (NE Brazil). In: Mabesoone, J. M. (ed.) *Contribuições Científicas do LAGESE (Laboratório de Geologia Sedimentar Para o Projeto IGCP No. 381 "Correlações Mesozóicas no Atlântico Sul"*. Universidade Federal de Pernambuco. Departamento de Geologia, Publicação Especial 4, Recife.
- Lima Filho, M. F.; Barbosa, J.A.; Neumann, V.H.; Souza, E.M. 2005. Evolução Comparativa da Bacia de Pernambuco e da Bacia da Paraíba. In: X SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS/IV INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS. Curitiba-PR, 5p.
- Lima Filho, M. F., Mabesoone, J. M., Viana, M. S. S. 1999. Late mesozoic history of sedimentary basins in NE Brazilian Borborema province before the final separation of South America and Africa 1: tectonic sedimentary evolution. Boletim do V Simpósio do Cretáceo do Brasil. 605-611.
- Lima Filho, M. F., Monteiro, A. B., Souza, E. M. 1998. Carbonate sections of the Paraíba and Pernambuco Basins, Northeastern Brazil: Implications for the late stages of opening of Southern Atlantic Ocean. Alicante (Espanha), 15th, Intern. Cong. Sediment., *Abstracts*, 504 – 505.
- Lima Filho, M. F. & Souza, E. M., 2001. Marco estratigráfico em arenitos calcíferos do Campaniano da Bacia Paraíba: estratigrafia e significado paleoambiental. XIX Simp. Geol. Nord. Anais, 87-88.
- Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. R. 1988. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. Sea-level changes an integrated approach. SEPM special publication, 42: 183-213.
- Mabesoone, J. M. 1967. Sedimentologia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. São Paulo, *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 16(1):57-72.
- Mabesoone, J. M. 1981. Modelo deposicional dos fosforitos de Pernambuco. Universidade Federal de Pernambuco, Departamento de Geologia. Série B: Estudos Geológicos. 4: 17-24.
- Mabesoone, J. M. 1994. Sedimentary basins of Northeast Brazil. Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Publicação Especial 2.

- Mabesoone, J. M. 1995. Novos estudos na Bacia Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte. XVI Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife. *Bol.* (14) 1: 254-265
- Mabesoone, J. M. 1996a. Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte. IV Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Águas de São Pedro SP. *Bol.* 81-84.
- Mabesoone, J. M. 1996b. Considerações estratigráfico-sedimentológicas sobre a Formação Beberibe (Bacia Pernambuco-Paraíba). 39º Congr. Bras. Geologia, Salvador. *Anais...* V.1, p. 219-221.
- Mabesoone, J. M. 1996c. Significance of Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin (NE Brazil) for Atlantic Cretaceous. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, BA; *Anais*, 7: 389-391.
- Mabesoone, J. M. & Alheiros, M. M. 1988. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. *Rev. Bras. Geoc.* São Paulo. 18(4):476-482.
- Mabesoone, J. M. & Alheiros, M. M. 1991. *Base Estrutural - Faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte*. In: *Estudos Geológicos*. Recife, UFPE/DGEO, Estudos e Pesquisas, v.10, Série. B, 33 – 43.
- Mabesoone, J. M. & Alheiros, M. M. 1993. Evolution of the Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin and the problem of the South Atlantic connection. *Geologie en Mijnbouw, Kluwer Academic Publishers*. 71:351-362.
- Mabesoone, J. M. & Oliveira, L. D. D. 1991. Paleontologia Estratigráfica. In: Mabesoone, J. M. (coord.), Revisão Geológica da Faixa Sedimentar Costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. UFPE, *Estudos e Pesquisas*, Série B, 10:105-109.
- Mabesoone, J. M.; Tinoco, I. M.; Coutinho, P. N. 1968. The Mesozoic-Tertiary Boundary in Northeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 4: 161-185.
- Mabesoone, J. M., Viana, M. S. S., Lima Filho, M. F. 1999. Late mesozoic history of sedimentary basins in NE Brazilian Borborema province before the final separation of South America and Africa 3: paleogeography. *Boletim do V Simpósio do Cretáceo do Brasil*. 621-626.
- Maciel, A. C. & Cruz, P. R. 1973. *Perfil Analítico do Urânio*. Rio de Janeiro, MME/DNPM, B.27, 70p.
- Manheim, F.; Rowe, G.T.; Jipa, D. 1975. Marine phosphorite formation of Peru. *Jour. Sed. Petrology*, 45:243-251.
- Matos, R.M.D. 1987. Sistemas de Rifts Cretáceos do Nordeste Brasileiro. In: 1º Seminário de Tectônica da Petrobrás. Rio de Janeiro, PETROBRÁS-DEXPRO (Relat. Interno).

- Matos, R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian rift system,. American Geophysical Union, USA. *Tectonics*, **11**(4): 766-791.
- Matsuda, N.S. 1988. Caracterização Petrográfica, Mineralógica, Geoquímica e Paleoambiental da Anomalia Radioativa Associada a rochas Carbonáticas da Formação Jandaíra do Cretáceo Superior da Bacia Potiguar – Rio Grande do Norte. UFOP/Escola de Minas/DGEO, Dissertação de Mestrado, 133p.
- Matsuda, N. S., & Viviers, M. C. 1989. Caracterização do marco radioativo da parte superior da Formação Jandaíra na Bacia Potiguar. XI Congresso. Brasileiro. de Paleontologia. Curitiba. Anais, **1**: 1029-1041.
- Maury C. J. 1930. *O Cretáceo da Parahyba do Norte*. Monografia do Serv. Geol. Min. Rio de Janeiro, **8**:1-305.
- McKenzie, D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Sci. Lett.*, **40**:25-32.
- Mello, A.A.; Costa, A.C.; Mendes, V.A.; Hama, M. 1977. Elementos tectono-estruturais do Nordeste oriental. In: SIMP. GEOL. NORDESTE. 8, Campina Grande-PB, 1977. Atas... Campina Grande, p. 343-362.
- Mello Jr., J.L. 1960. Relatório de Atividades. In: Relatório Anual do Diretor, Ano 1959. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p. 72-154.
- Mello Jr., J.L. 1961. Relatório de pesquisa para fosforita e associados. Propriedade Timbó, Município de Paulista, Estado de Pernambuco. In: DNPM, nº 5.320/60. Recife, DNPM/DFPM, 18p (Inédito).
- Mello Jr., J.L. & Rocha, D.F. 1953. Relatório de pesquisa de calcário e fosfato, Engenho Árvore Alta, distrito de Alhandra, Município de João Pessoa – PB. Rio de Janeiro, MME/DNPM, Relatório 1295, 10p.
- Mendes, J. C. 1962. Problemas Estratigráficos da Faixa Sedimentar Costeira de Pernambuco. *Série Paleontologia*, Recife. (**1**): 5-9.
- Mendes, J. C. 1982. *Paleontologia Geral*. Rio de Janeiro, LTC Editora, 2ed., 368 p.
- Menor, E. A. 1975. La sèdimentation phosphatée. Petrographie, Mineralogie et géochimie des gisements de Taiba (Senegal) et d'Olinda (Brésil). Strasborg, Univ. Louis Pasteur, Thèse Doct. Ing., pp. 107-153.
- Menor, E. A., Dantas, J. R. A., Sobrinho, A. C. P. 1977. A sedimentação fosfática em Pernambuco e Paraíba: revisão de novos estudos. VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, *Anais* (**6**): 1-27.
- Menor, E. A. & Amaral, A. J. R. 1979. O comportamento mineralógico da sedimentação fosfática na Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba. IX Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, *Boletim* (**7**): 271-282.

- Menor, E.A.; Sial, A.N.; Ferreira, V.P. 1997. Comportamento isotópico de $\delta^{13}\text{C}_{\text{pdb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{pdb}}$ na transição Maastrichtiano-Paleoceno em bacias marginais do Nordeste do Brasil. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 17, Fortaleza, 1997. *Atas...* Fortaleza, Soc. Bras. Geol., Nuc. Nord., p. 86-90.
- Moraes, P.R.V. 1979. Projeto Fosfato do Nordeste – Levantamento Aerogamaespectrométrico dos Estados de Pernambuco e Paraíba. PETROFÉRTIL/PROSPEC, Relatório Final.
- Moreira Neto, A. M. & Amaral, A.J.R. 1984. Depósitos de Fosfato do Nordeste Oriental do Brasil. In: Principais depósitos minerais do Nordeste Oriental. Brasília, DNPM/DGM (Série Geologia 24; Seção Geologia Econômica 4), p. 119-166.
- Muniz, G. C. B. 1993. *Novos moluscos da Formação Gramame, Cretáceo Superior dos Estados da Paraíba e de Pernambuco, Nordeste do Brasil*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco. Publicação Especial 1, 202 p.
- Muniz, G.C.B. & Lima, L.V.O. 1979. Observações sobre os bivalvos do Cretáceo Superior da Bacia PE-PB, nas fácies Engenho Amparo, Alhandra e Congo. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 9, Natal, 1979. *Atas...* Natal, Soc. Bras. Geol., Nuc. Nord., p.78-83.
- Nascimento, M.M. 1989. Modelos deposicionais das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, Petrobrás/Depex, 41p.
- Nash, J.T.; Granger, H.C.; Adams, S.S. 1981. Geology and Concepts of Genesis of Important Types of Uranium Deposits. *Economic Geology*, V. 75th Anniversary, pp.63-116.
- Neves, S. P. & Mariano, G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*. 21(10):1369-1383.
- Nóbrega, V.A. & Alheiros, M.M. 1991. Petrografia do arenito Beberibe, Bacia Pernambuco-Paraíba. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 11, Natal, 1984. *Atas...* Natal, Soc. Bras. Geol., p. 75-77.
- Ojeda H. A. O. 1981. Estrutura estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. *Rev. Bras. Geoc.* São Paulo. 11(4): 257-273.
- Oliveira, A. I. & Leonardos, O.H. 1943. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, 2ed., 813p.
- Oliveira, E. P. 1940. História e pesquisa do petróleo no Brasil. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, Ser. Publi. Agrícola, 205p.
- Oliveira, L.C.V. 1996. Isótopos de Oxigênio, Carbono e Estrôncio como indicadores paleoceanográficos no Cretáceo Superior. UFRS-PPGG, *Estrat. Quím.*, 9p.

- Oliveira, P. E. 1957. Invertebrados cretácicos do fosfato de Pernambuco. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. Min., *Bol.* 172, 35p.
- Oliveira, P. E. & Andrade Ramos, J. R. – 1951 – *Contribuição à geologia do Município de Olinda, Pernambuco*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, *Bol.* 138, 23p.
- Oliveira P. E. & Andrade Ramos, J. R. – 1956 – *Geologia das quadrículas de Recife e Pontas de Pedra*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, *Bol.* 151, 60p.
- Oliveira, R. G. 1984. Levantamento gravimétrico da área sedimentar da Região Metropolitana do Recife: Projeto SINGRE. Recife, CPRM, 38p.
- Oliveira, R. G. & Santos, E. J. 2001. Assinaturas geofísicas do Lineamento Pernambuco: Interpretação e significado tectônico. In: Simpósio Nacional Estudos Tectônicos/II International Symposium on Tectonics of the Brazilian Geological Society. Recife, 8. *Atas...* 1:107-110.
- Pinto Coelho, F.C. 1956. Notas sobre o Fosfato de Megaó de Cima, Tejucupapo, Goiana, PE. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, *Relat.* 1197, 5p (Inédito).
- Ponte, F.C. & Asmus, H. E. 1976. The brazilian marginal basins: current state of knowledge. *Anais Acad. Bras. Ciên.*, **48**: 215-239 (Suplemento).
- Ponte, F. C. (coord.) & Cesero, P. (ed). 1999. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais brasileiro e africano. *Bol. Geoc. Petrobrás*, RJ. 11(**1/2**): 1-18.
- Posamentier, H. W. & Allen, G. P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*.
- Posamentier, H. W., Allen, G. P., James, D. P., Tesson, M. 1992. Aspects of sequence stratigraphy: recent and ancient examples of forced regressions. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* **76**: 1687-1709.
- Rabinowitz, P.D. & Labrecque, J. 1979. The Mesozoic South America Ocean and evolution of its continental margins. *J. Geophys. Res.*, Washington, **84**(B11): 5973-6002.
- Rand, H. M. 1967. Estudos geofísicos na faixa sedimentar costeira Recife – João Pessoa. *Soc. Bras. Geol.*, *Bol.*, 16(**1**): 87 – 99.
- Rand, H. M. 1977. Reconhecimento gravimétrico da bacia João Pessoa. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. *Atas...* Soc. Bras. Geol./Núc. Nordeste, B.6, 429-438.
- Rand, H. M. 1978. Análise gravimétrica e magnetométrica da estrutura superficial da faixa costeira do Nordeste brasileiro. In: CONG. BRAS. GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. *Anais...* Cong. Bras. Geol., **5**: 2336-2346.

- Rand, H. M. 1985. *Ligação "landbridge" (ponte intercontinental) entre Pernambuco-Paraíba e Nigéria-Camarões*. In: *Fanerozóico Nordeste*. Recife, UFPE/DGEO, Tex. Did., Série. D, v.1, p. 44.
- Rand, H. M. 1991. *Prospecção Geofísica*. Estudos e Pesquisas, UFPE/DGEO, **10**:111-115.
- Rand, H. M. & Mabesoone, J. M. 1982. Northeastern Brazil and the final separation of South America and Africa. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **38**: 163-183.
- Rand, H. M. & Manso, V.A.V. 1990. Mapas gravimétricos e magnetométricos da faixa costeira do Nordeste do Brasil. In: CONG. BRAS. GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. *Anais...* Natal, Soc. Bras. Geol., **5**:2431-2438.
- Rand, H. M. & Mabesoone, J. M. 1998. Northeastern Brazil and the final separation of South America and Africa. Recife, UFPR/DGEO, *Publ. Esp.*, **4**:71.
- Rathbun, R. 1875. Preliminary report on the Cretaceous lamellibranchs collected in the vicinity of Pernambuco, Brazil, on the Morgan Expedition of 1870, Ch. Fred. Hartt in charge. *Proceedings of the Boston Society of Natural History*, **17**:241-256.
- Rodrigues, R. 1978. Aplicação dos isótopos estáveis do carbono e oxigênio na exploração do petróleo. In: CONG. BRAS. PETRÓLEO, 1, 1978, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, Inst. Bras. Petróleo, 1978, v.1, p.11-25.
- Rodrigues, R. 1995. Aplicação da Estratigrafia Química na Identificação de Eventos Paleoceanográficos: Exemplos do Paleozóico ao Cenozóico. Gramado, Workshop sobre Paleoceanografia com ênfase em Micropaleontologia e Estratigrafia. *B. Resumos Expandidos*, **1**:73-80.
- Rodrigues, R. 1996. Fundamentos da Estratigrafia Química e sua Aplicação ao Cretáceo do Brasil. In: SIMP. CRET. BRASIL, 4, Rio Claro, UNESP, 1996. *Boletim*, **1**: 7-8.
- Saad, S. 1974. Aspectos econômicos do aproveitamento do urânio associado aos fosfatos do Nordeste. Rio de Janeiro, CNEN/DEM, *Bol.* **7**, 46p.
- Saad, S. 1995. Alguns aspectos do impacto radiológico na indústria de fertilizantes fosfatados. Estudo de caso – Itataia (CE). Rio de Janeiro, Instituto Militar de Engenharia-IME, Dissertação de Mestrado, 131 p.
- Santos, E. J. 1971. As feições estruturais da falha Arcoverde-Pernambuco e o mecanismo de falhamento da Zona Transversal. Rio de Janeiro, *Rev. Min. Met.*, **53**(313):35-40.
- Santos, E. J. 2001. Soldagem metamórfica, suturamento plutônico e outros mecanismos de amalgamação de terrenos na Província Borborema. VIII Simpósio Nacional Estudos Tectônicos/II International Symposium on Tectonics of the Brazilian Geological Society. Recife, *Anais...* p. 107-110.

- Santos, E. J. & Brito Neves, B. B. 1984. Província Borborema. *In*: Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. , *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, p. 123-186.
- Santos, E.J.; Ferreira, C.A.; Silva Jr, J.M.F. 2002 – Geologia e Recursos Minerais do Estado da Paraíba. Recife, CPRM, 142p. (2 mapas, esc. 1:500.000).
- Santos, E. J.; Nóbrega Coutinho, M. G.; Ataíde Costa, M. P.; Ramalho, R. 1984. A região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as Bacias Marginais. *In*: Schobbenhaus, C.; Almeida Campos, D.; Derze, G. R.; Asmus, H.E. , *Geologia do Brasil – Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica adjacente, incluindo Depósitos Minerais*. Brasília, DNPM, p.131-189.
- Santos, E.J.; Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Oliveira, R.G.; Medeiros, V. C. 1997b. Terrenes and their boundaries in the proterozoic Borborema Province, Northeast Brazil. *Lençóis-BA, Simp. Nac. Est. Tect.*, 7th, **2**:121-124.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, R.G.; Asmus, H.E. (coords.). 1984. *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, 501p.
- Severiano Ribeiro, H.J.P. (org.) 2001. *Estratigrafia de Seqüências: Fundamentos e aplicações*. São Leopoldo-RS, EDUSINOS, 428p.
- Sheldon, R. P. 1964. *Exploration for phosphorite in Turkey: a case history*. *Economic Geology*, Lancaster, **59**(6): 1159 – 1175.
- Sial, A. N., Ferreira, V. P., Chaves, N. S. 1993. Isótopos estáveis de carbono e a transição Cretáceo-Terciário no Brasil. *In*: SIMP. GEOL. NORDESTE, 15. Natal, 1993. *Atas...* Natal, Soc. Bras. Geol., Nuc. Nord., **1**:44-45.
- Siqueira, L.P. & Mello, A.A. 1971. Lineamento Pernambuco, uma falha transcorrente? *In*: CONG. BRAS. GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Bol. Esp.*, São Paulo, Soc. Bras. Geol., **1**:129.
- Silva, V. G. 1993. A "coleção Cope" no Museu Nacional/UFRJ: vertebrados fósseis da Bahia, Sergipe e Pernambuco (Brasil), e sua correlação estratigráfica. *Inst. Geoc. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Tese de Mestrado*, 173 p.
- Slansky, M. 1964. Généralités sur la sédimentation phosphatée et la recherche du phosphate. *B.R.G.M. Bull.*, **1**: 43 – 61.
- Slansky, M. 1980. Géologie des phosphates sédimentaires. Orléans Cedex. *B.R.G.M.*, 92 p. (Mémoire n° 114).
- Sousa, C.J. & Lana, C.C. 1990. Geologia da região de Canguaretama, uma interligação das bacias Potiguar e Pernambuco-Paraíba. *In*: CONG. BRAS. GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *B. Resumos...* Soc. Bras. Geol., **1**:23

- Souza, E. M. 1999. Levantamento radiométrico das unidades estratigráficas da Bacia Paraíba. Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Dissertação de Mestrado, 152 p.
- Souza, E.M. & Lima Filho, M. F. 2005 – Marco estratigráfico nos arenitos calcíferos (Formação Itamaracá) do Campaniano da Bacia Paraíba à luz da estratigrafia de seqüências. Fortaleza, UFC, *Rev. de Geologia*, **18** (1): 61-68.
- Souza-Lima, W.: Albertão, G. A.; Oliveira Lima; F. H. 2003. Bacia Sedimentares Brasileiras: Bacia Pernambuco-Paraíba. Aracajú, Fundação Paleontológica Phoenix, n.55, 11p.
- Souza-Lima, W. & Hamsi Jr. G.P. 2003. Bacias Sedimentares Brasileiras: origem, evolução e classificação. Aracajú, Fund. Paleont. Phoenix, n.49, 5p.
- Stinnesbeck, W. 1989. Fauna y microflora en el limitem Cretácico-Terciário en el Estado de Pernambuco, Noreste de Brasil. Simposios sobre el Cretácico del América Latina, Parte A: Eventos y registro sedimentario. Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad de La Plata. Buenos Aires, Argentina.
- Stinnesbeck, W. & Keller, G. 1996. Environmental changes across the Cretaceous-Tertiary Boundary in Northeastern Brazil. in: *Cretaceous-Tertiary mass extinctions: biotic and environmental changes*. MacLeod, N. & Keller, G. (eds). W.W. Norton & Company: New York.
- Suguio, K. 1999. Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais. São Paulo, Paulo's Com. Artes Gráficas, 366p.
- Suguio, K. 2003. Geologia Sedimentar. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, 400p.
- Suguio, K.; Martin, L.; Bittencourt, A. C. S. P.; Dominguez, J. M. L.; Flexor, J. M.; Azevedo, A. E. G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Rev. Bras. Geoc.*, **15**(4): 273 – 286.
- Suguio, K.; Bidegain, J.C.; Mörner, N.A. 1986. Dados preliminares sobre as idades paleomagnéticas do Grupo Barreiras e da Formação São Paulo. *Rev. Bras. Geociênc.*, **16**:171-175.
- Suszczynski, E. F. 1966. Considerações sobre a Evolução Tectônica-Orogenética da parte Oriental do Escudo Brasileiro. SUDENE-DRN, B. 4 (3-4), p. 371-416.
- Szatmari, P.; Conceição, J. C. L.; Lana, M. S.; Milani, E. J.; Lobo, A. P. 1984. Mecanismo tectônico do rifteamento sul-atlântico, In: CONG. BRAS. GEOLOGIA., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, Soc. Bras. Geol., v.4, p. 1529 – 1601.
- Szatmari, P., Françolin, J. B. L., Zanotto, O., Wolff, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Rev. Bras. Geoc.* **17**(2): 180-188.

- Takaki, T. & Rodrigues, R. 1984. Isótopos estáveis do carbono e oxigênio como indicadores paleoambientais: bacias de Campos, Santos e Espírito Santo. In: CONG. BRAS. GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, Soc. Bras. Geol., p. 4750-4762.
- Távora, V. A., Miranda, M. C. C., Miranda, V. F. O. 2003. Sistemática e tafonomia dos crustáceos decápodes da Formação Maria Farinha (Paleoceno), Estado de Pernambuco, Brasil. XVIII Cong. Bras. Paleont. Brasília, DF. 297-298.
- Tinoco, I. M., 1955. Nota sobre a Microfauna do Calcário Cretáceo da Ilha de Itamaracá, Estado de Pernambuco, Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DBM, 12p.
- Tinoco, I. M., 1962 – Contribuição ao conhecimento da microfauna do fosfato de Pernambuco. Parte I. Foraminíferos: O gênero *Fascipira*. Arquivos de Geologia – Escola de Geologia. Recife, 2:59-73.
- Tinoco, I. M. 1967. Micropaleontologia da Faixa Sedimentar Costeira Recife-João Pessoa. Soc. Bras. Geol., *Bol.* (16): 1, São Paulo, SP.
- Tinoco, I. M., 1971a. Contribuição ao conhecimento da gênese do fosfato de Olinda (PE), Arquivo Museu Nacional, 54:177-182.
- Tinoco, I. M., 1971b. Foraminíferos e a passagem entre o Cretáceo e o Terciário em Pernambuco.. Instituto de Geociências e Astronomia. Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado, 147 p.
- Tinoco, I. M., 1985. Comentários sobre os Globotruncanídeos da Formação Gramame (Maastrichtiano do Estado de Pernambuco), Brasil. In: CONG. BRAS. PALEONTOLOGIA, 9, Fortaleza, 1985. *Anais...* Fortaleza, Soc. Bras. Paleon., 1:63.
- Tinoco, I. M., 1978. Foraminíferos bentônicos da Formação Gramame (Cretáceo Superior, Maastrichtiano de Pernambuco). 30^o Cong. Bras. Geol. Recife, v.2 p. 1032-1046.
- Tinoco, I. M. & Siqueira, L. P. 1976. Aplicação da micropaleontologia na prospecção de fosfato sedimentar. *An. Acad. Bras. Ciên.* 48(1) 47-55.
- Tobin, J.K.; Walker, K. R.; Steinhauß, D. M.; Mora, C.I. 1996. Fibrous calcite from the Ordovician of Tennessee: preservation of marine oxygen isotopic composition and its implications. *Sedimentology*, 43:235-251.
- Tucker, M. E. 1981. Sedimentary phosphate deposits. in. *Sedimentary petrology: an introduction. Blackwell scientific publication.* v.3, cap.7, 190-196.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1990 – *Carbonate sedimentology*. Blackwell Science, 482 p.

- Urey, H.C.; Lowestam, H.A.; Epstein, S.; McKinney, R.C. 1951. Measurement of paleotemperatures and temperatures of the upper Cretaceous of England, Denmark, and the southeastern United States. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **62**:399-416.
- Vail, P. R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally, A. W. (ed.). *Atlas of Seismic Stratigraphy*. Tulsa, AAPG, v.1, p.1-9 (AAPG Studies in Geology # 27).
- Vail, P. R., Hardenbol, J., Tood, R. G. 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*. Schlee, J. S. (ed). *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Memoir, **36**: 129-144.
- Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H.W.; Mitchum, R.M.; Vail, P.R.; Sarg, J.F.; Loutit, T.S.; Hardenbol, R.M. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K. *et al.*: *Sea-level changes: an integrated approach*, SEPM, Spec Publ. **42**: 39-46.
- Vasconcelos, M.; Rocha, D.M.F.; Mello Jr., J.L. 1958. Relatório de Pesquisa, Jazida de Fosfato lamar, Município de Igarassu-PE. Recife, DNPM-DFPM, 40p (Inédito).
- Veizer, J. & Hoefs, J. 1976. The nature of $\delta^{18}O$ / $\delta^{16}O$ and $\delta^{13}C$ / $\delta^{12}C$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**:1387-1395.
- Vera Torres, J. A. 1994. *Estratigrafia principios y métodos*. Rueda, Madrid. 800 p.
- Viana, M. S. S. 1998. The Albian Proto-Atlantic way and its influence on the South American-African life. 3th Annual Conference of the SAMC project 381 (IGCP-IUGS), Comodoro Rivadavia. Boletim de la Asociación Paleontológica del Golfo San Jorge, Ed. Esp. **2**, 32-34.
- Viana, M. S. S., Lima Filho, M. F., Mabesoone, J. M. 1999. Late mesozoic history of sedimentary basins in NE Brazilian Borborema province before the final separation of South America and Africa 2: fossil assemblages and their significance. Boletim do 5º Simpósio do Cretáceo do Brasil. *Anais*, **1**: 613-619.
- Viviers, M.C. & Beurlen, G. 1987. Sobre alguns níveis de correlação bioestratigráfica regional (foraminíferos planctônicos) no Cretáceo brasileiro. *Rev. Bras. Geociências*, **17**(2):106-110.
- Viviers, M.C. & Regali, M.S.P. 1987. Estudo paleoambiental preliminar do Cretáceo da Bacia Potiguar. *Rev. Bras. Geociências*, **17**(2):123-130.
- White, M. G. 1958. Uranium in the marine phosphate deposits near Recife, State of Pernambuco, northeast Brazil. *Eng. Miner. Met.*, **27**(160):209-210.

A N E X O I

Para a realização desta tese, foram utilizados mapas geológicos e mosaicos semi-controlados de radar (A), cartas plani-altimétricas (B), aerofotos 1:70.000 e mosaicos semi-controlados de radar (C) e seções estratigráficas (D):

A) Mapas Geológicos

- Mapa Geológico do Estado da Paraíba – escala 1:500.000, MME/SMM/CPRM-GOV. ESTADO DA PARAÍBA/SEMARH/CDRM, 2002;
- Mapa Geológico do Estado de Pernambuco – escala 1:500.000, MME/SMM/CPRM-GOV. ESTADO DE PERNAMBUCO/SDEE/AD-DIPER, 2001;
- Mapa Geológico da Região Metropolitana do Recife – escala 1:100.000, MME/CPRM, Projeto SINGRE II, 1999;
- Mapa dos Aquíferos da Região Metropolitana do Recife – escala 1:100.000, MME/CPRM, Projeto SIGA-Recife, 1999;
- Mapa Geológico com radiometria da Bacia Paraíba na região entre Recife e Itamaracá – escala 1:100.000, UFPE/DGEO/PPGG- Dissertação de Mestrado (E.M. Souza), 1999;
- Mapa Geológico do Plano Diretor de Mineração para a Região Metropolitana do Recife – escala 1:100.000, DNPM/FFIDEM, 1995;
- Mapa de Atividade Mineraria – Plano Diretor de Mineração para a Região Metropolitana do Recife – escala 1:100.000, DNPM/FIDEM, 1995;
- Mapa Geológico da Revisão Geológica da Faixa Sedimentar Costeira dos Estados de Pernambuco-Paraíba e Rio Grande do Norte – escala 1:500.000, FINEP/PADCT/UFPE/DGEO, 1987;
- Mapa Geológico e Geotécnico da Região Metropolitana do Recife – escala 1:500.000, FINEP/PADCT/UFPE/DGEO, 1987;
- Mapa Geológico do Projeto Extremo Nordeste do Brasil – escala 1:250.000, DNPM/CPRM, 1980;
- Mapa I – Área Pesquisada – Projeto dimensionamento das jazidas de fosfato em Pernambuco – escala 1:50.000, CONDEPE, 1978a;

- Mosaico Semi-controlado de Radar – escala 1:250.000, folha SB.25–Y–C, 1976;
- Mapas Geológicos do Projeto Leste da Paraíba e Rio Grande do Norte – escala 1:250.000, folhas SB.25–Y–C e SC.25–V–A, DNPM/CPRM, 1974.

B) Cartas Plani-altimétricas

- Mapa Planimétrico da RMR – escala 1:100.000, FIDEM, 1995;
- Folha Itamaracá, SB.25–Y–C–VI, escala 1:100.000, MEx/SUDENE, 1989;
- Folha Recife, SC.25–V–A–III, escala 1:100.000, MEx/SUDENE, 1989;
- Folha João Pessoa, SB.25–Y–C–III, escala 1:100.000, MEx/SUDENE, 1989;
- Folha Sapé, SB.25–Y–C–II, escala 1:100.000, MEx/SUDENE, 1989;
- Folha Cabedelo, SB.25–Y–A–VI, escala 1:100.000, MEx/SUDENE, 1989;
- Folha Guarabira, SB.25–Y–A–V, escala 1:100.000, MEx/SUDENE, 1989;
- Mapa Hipsométrico da RMR – escala 1:100.000, FIDEM, 1986;

C) Fotografias Aéreas

Foram utilizadas 63 fotografias aéreas, escala 1:70.000, SACS, 1968, correspondendo às faixas 1, 2 e 3, cobrindo a Bacia Paraíba entre Recife e João Pessoa.

D) Seções Estratigráficas

Foram utilizadas 12 seções estratigráficas constantes no Projeto Fosfato na Faixa Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba, DNPM/CPRM (1979), sendo 09 seções E – W e 03 seções N – S, envolvendo 35 furos de sondagens, incluindo 06 furos executados pelo CONDEPE (1978a), a saber:

D.1 – Seções Estratigráficas N – S / furos

- 1-PL-01-PE/1-IG-03-PE/SR-C-07/1-CA-01-PB/1-AH-01-PB;

- 1-PL-03-PE/1-IG-01-PE/SR-C-04/SR-C-34/SR-C-26;
- 1-PL-02-PE/1-IG-02-PE/1-GN-01-PE/1-CA-03-PB.

D.2 – Seções Estratigráficas E – W / furos

- Travessa Paulista – 1-PL-01-PE/1-PL-02-PE/1-PL-03-PE;
- Travessa Igarassu – 1-IG-01-PE/1-IG-02-PE/1-IG-03-PE;
- Travessa Goiana I – SR-C-34/SR-C-04/1-GN-01-PE/SR-C-29;
- Travessa Goiana II – SR-C-26/1-GN-02-PE/1-GN-03-PE/SR-C-07/SR-C-11;
- Travessa Caapora – 1-CA-01-PB/1-CA-02-PB/1-CA-03-PB;
- Travessa Alhandra – 1-AH-03-PB/1-AH-02-PB/1-AH-14-PB/1-AH-04-PB;
- T. Zumbaúna – 1-AH-07-PB/1-AH-06-PB/1-AH-05-PB/1-AH-15-PB/1-AH-04-PB;
- Travessa Conde – 1-AH-17-PB/1-AH-11-PB/1-CD-02-PB/1-CD-01-PB;
- Travessa Rio Tinto – 1-RT-04-PB/1-RT-02-PB/1-RT-01-PB/1-TR-03-PB.

Também mereceram estudos, um (01) furo realizado pela UFPE (Tinoco, 1971) em Olinda, um (01) pela PETROBRÁS (2-IST-01-PE) em Itamaracá, e alguns furos existentes na literatura, quer para captação de águas subterrâneas realizados pelas empresas como COMPESA e CAERN, quer para dimensionamento das jazidas de calcário realizados pelo CONDEPE (Duarte & Krauss, 1978b) em Pernambuco, e outros encontrados nas seções de Feitosa *et al.* (2002), Feitosa & Feitosa (1986), Amaral (1985) e Kegel (1955).

TABELA I.A – Cartografia geológica e planialtimétrica utilizadas

Nomenclatura	Especificação	Escala	Executor	Ano
Mapa Geológico da Paraíba	Geológico	1:500.000	CPRM/GOV. PARAÍBA	2002
Mapa Geológico de Pernambuco	Geológico	1:500.000	CPRM/GOV. PERNAMBUCO	2001
Mapa Geológico da Bacia PE-PB	Geológico/Estrutural	1:500.000	FINEP/PADCT/UFPE	1987
M. Geológico/Geotécnica da Região Metro. Recife	Geológico/Geotécnico.	1:500.000	FINEP/PADCT/UFPE	1987
Mapa Geológico do Extremo Nordeste	Geológico	1:250.000	CPRM / DNPM	1980
Mapa Geológico Leste de PE e PB	Geológico	1:250.000	CPRM / DNPM	1974
Projeto SINGRE I	Geológico da RMR	1:100.000	CPRM	1999
Projeto SINGRE II	Geológico da RMR	1:100.000	CPRM	1999
SB.25-Y-A	Imagem de Radar	1:250.000	RADAMBRASIL	1976
SB.25-Y-C	RADAMBRASIL	1:250.000	RADAMBRASIL	1976
Proj. SIGA – Aquífero da Região Metrop. do Recife	Geológico/Hidrogeológico	1:100.000	CPRM	1999
SC.25-V-A-III Folha Recife	Planialtimetria	1:100.000	SUDENE	1989
SB.25-Y-C-V Folha Itamaracá	Planialtimetria	1:100.000	SUDENE	1989
SB.25-Y-C-III Folha João Pessoa	Planialtimetria	1:100.000	SUDENE	1989
SC.25-V-A-III/1-NO (Recife)	Planialtimetria	1:25.000	M. Exer./SUDENE	1985
SC.25-V-A-III/1-NE (Olinda)	Planialtimetria	1:25.000	M. Exer./SUDENE	1984
SB.25-Y-C-VI/3-SE (P. Amarelo)	Planialtimetria	1:25.000	M. Exer./SUDENE	1984
SB.25-Y-C-VI/3-SO (Paulista)	Planialtimetria	1:25.000	M. Exer./SUDENE	1974
SB.25-Y-C-VI/3-NO (Igarassu)	Planialtimetria	1:25.000	M. Exer./SUDENE	1974
SB.25-Y-C-VI/3-NE (Nova Cruz)	Planialtimetria	1:25.000	M. Exer./SUDENE	1974
SB.25-Y-C-VI/1-SO (Itapirema)	Planialtimetria	1:25.000	M. Exer./SUDENE	1974
SB.25-Y-C-VI/1-NE (Acaú)	Planialtimetria	1:25.000	M. Exer./SUDENE	1974
SB.25-Y-C-VI/1-NO (Tejucopapo)	Planialtimetria	1:25.000	M. Exer./SUDENE	1974
SB.25-Y-C-III/3-SO (Alhandra)	Planialtimetria	1:25.000	M. Exer./SUDENE	1974
SB.25-Y-A -VI/3-SE (Lucena)	Planialtimetria	1:25.000	M. Exer./SUDENE	1974
SB.25-Y-A-VI/3-SO (Santa Rita)	Planialtimetria	1:25.000	M. Exer./SUDENE	1974
SB.25-Y-A-VI/3-NO (Rio Tinto)	Planialtimetria	1:25.000	M. Exer./SUDENE	1974
SB.25-Y-C-III/1-SO (Bayeux)	Planialtimetria	1:25.000	M. Exer./SUDENE	1974
SB.25-Y-C-III/3-Se (Pitimbu)	Planialtimetria	1:25.000	M. Exer./SUDENE	1974

**ANEXO I.B – Tabela mostrando os furos de sondagens utilizados para
pesquisa do fosfato na bacia**

Furo	Executor	Localização	Coordenadas UTM
1 PE-01-PE	CPRM	Paulista - PE	289.950mE / 9.183.080mN
1 PL-02-PE	CPRM	Paulista - PE	293.100mE / 9.122.625mN
1 PL-03-PE	CPRM	Paulista - PE	290.675mE / 9.123.250mN
1 IG-01-PE	CPRM	Igarassu - PE	288.800mE / 9.129.150mN
1 IG-02-PE	CPRM	Igarassu - PE	291.100mE / 9.129.400mN
1 IG-03-PE	CPRM	Igarassu - PE	292.900mE / 9.130.050mN
1 GN-01-PE	CPRM	Goiana - PE	290.850mE / 9.156.270mN
1 GN-02-PE	CPRM	Goiana - PE	290.200mE / 9.161.200mN
1 GN-03-PE	CPRM	Goiana - PE	292.200mE / 9.168.620mN
1 CA-01-PB	CPRM	Caaporã - PB	292.750mE / 9.168.870mN
1 CA-02-PB	CPRM	Caaporã - PB	291.000mE / 9.169.000mN
1 CA-03-PB	CPRM	Caaporã - PB	291.680mE / 9.168.770mN
SR-C-04	CONDEPE	Goiana - PE	289.560mE / 9.157.820mN
SR-C-07	CONDEPE	Goiana - PE	292.240mE / 9.159.660mN
SR-C-11	CONDEPE	Goiana - PE	293.550mE / 9.159.300mN
SR-C-26	CONDEPE	Goiana - PE	289.250mE / 9.161.100mN
SR-C-29	CONDEPE	Goiana - PE	291.500mE / 9.156.130mN
SR-C-34	CONDEPE	Goiana - PE	289.650mE / 9.158.020mN
1 AH-01-PB	CPRM	Alhandra - PB	291.060mE / 9.175.750mN
1 AH-02-PB	CPRM	Alhandra - PB	288.850mE / 9.177.250mN
1 AH-03-PB	CPRM	Alhandra - PB	285.550mE / 9.176.870mN
1 AH-11-PB	CPRM	Alhandra - PB	287.400mE / 9.197.440mN
1 AH-14-PB	CPRM	Alhandra - PB	290.970mE / 9.175.900mN
1 AH-15-PB	CPRM	Alhandra - PB	289.950mE / 9.183.080mN
1 AH-16-PB	CPRM	Alhandra - PB	287.950mE / 9.187.000mN
1 RT-01-PB	CPRM	Rio Tinto - PB	287.270mE / 9.239.530mN
3 LU-01-PB	CPRM	Lucena - PB	284.950mE / 9.231.325mN
3 LU-01r-PB	CPRM	Lucena - PB	284.950mE / 9.231.325mN
3 LU-02-PE	CPRM	Lucena - PB	287.250mE / 9.232.375mN
3 LU-03-PB	CPRM	Lucena - PB	286.425mE / 9.233.925mN
3 LU-04-PB	CPRM	Lucena - PB	284.880mE / 9.235.650mN
3 LU-06-PB	CPRM	Lucena - PB	287.350mE / 9.237.300mN
3 LU-10-PB	CPRM	Lucena - PB	287.580mE / 9.299.690mN
3 LU-11-PB	CPRM	Lucena - PB	285.000mE / 9.233.600mN
3 LU-12-PB	CPRM	Lucena - PB	283.500mE / 9.233.460mN
3 LU-14-PB	CPRM	Lucena - PB	284.880mE / 9.232.280mN
3 LU-15-PB	CPRM	Lucena - PB	284.430mE / 9.231.830mN
3 MA-01-PB	CPRM	Mamanguape-PB	267.900mE / 9.276.000mN
1 F-Q-O-1	UFPE (Tinoco)	Olinda - PE	297.100mE / 9.115.000mN

ANEXO I.C – Tabela relacionando alguns furos para água subterrânea, utilizados para auxiliar na interpretação em sub-superfície.

Poço	Executor / Prop.	Localização	coordenadas
03 bat-02	CAERN	Canguaretam - PB	263.839E 9293.182N
50	ONP/CAGEPA	Cabedelo - PB	298.089E 9225.213N
63	DNOCS/CAGEPA	Conde - PB	289.610E 9196.913N
WBO-226	CDRM/CAGEPA	Pitimbu - PB	300.412E 9173.699N
1974	CDM/RN	Macaíba - RN	
590	CDM/RN	S. José do Mipibú - RN	
P-350-18	CDRM/CAGEPA	Caaporã - PB	288.258E 9168.947N
316	CONESP/Toália S.A	João Pessoa - PB	289.155E 9203.178N
318	CONESP/J & J	João Pessoa - PB	289.821E 9205.332N
48	CONESP/CAGEPA	Cabedelo - PB	297.930E 922.8991N
59	CONESP/CAGEPA	Conde - PB	300.456E 9193.086N
487	DNOCS/Concretex S.A	Cabedelo - PB	295.725E 9217.584N
488	DNOCS/Cia Eletr. PB	João Pessoa - PB	297.868E 9218.944N
286	Propoço/FENAT	Natal - RN	Estádio Machado
PS-624	Propoço/SERHID	Macaíba - RN	240.550E 9354.400N
PS-0508	SERHID	Goianinha - RN	2430.60E 9306.740N
PS-0452	SERHID	S. Gonçalo do Amarante - RN	234.800E 9360.720N
PS-0615	SERHID	S. Gonçalo do Amarante - RN	236.071E 9355.902N
PS-0616	SESP/Pref. Alhandra	Alhandra - PB	288.836E 9177.184N