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

José Antonio Barbosa

A DEPOSIÇÃO CARBONÁTICA NA FAIXA COSTEIRA RECIFE-NATAL: ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS, GEOQUÍMICOS E PALEONTOLÓGICOS

Tese de Doutorado
2007

JOSÉ ANTONIO BARBOSA
Geógrafo, Universidade Federal de Pernambuco, 2002
Mestre em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 2004

A DEPOSIÇÃO CARBONÁTICA NA FAIXA COSTEIRA RECIFE-NATAL: ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS, GEOQUÍMICOS E PALEONTOLÓGICOS

Tese que apresenta à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Mário de Lima Filho, e co-orientada pelo Prof. Dr. Virgínio Henrique Neumann em preenchimento parcial dos requisitos para obter o grau de Doutor em Geociências, área de concentração Geologia Sedimentar e Ambiental.

RECIFE, PE
2007

B238a **Barbosa, José Antonio.**

A deposição carbonática na faixa costeira Recife-Natal: aspectos estratigráficos, geoquímicos e paleontológicos / José Antonio Barbosa. – Recife: O Autor, 2007.

264 folhas.; il., gráfs., tabs.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2007.

Inclui Referências bibliográficas e Anexo.

1. Geociências. 2. Bacia da Paraíba. 3. Plataforma de Natal. 4. Sucessão Carbonática. 5. Bacias Costeiras do Nordeste. 6. Faixa Costeira Recife-Natal. I. Título.

551 CDD (22.ed.) **UFPE/BCTG/2008-027**

A DEPOSIÇÃO CARBONÁTICA NA FAIXA COSTEIRA RECIFE-NATAL: ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS, GEOQUÍMICOS E PALEONTOLÓGICOS

JOSÉ ANTONIO BARBOSA

Aprovado:

Professor Dr. Mário Ferreira Lima Filho 05/09/2007

Professor Dr. Virgínio Henrique M. L. Neumann 05/09/2007

Professor Dr. Narendra K. Srivastava 05/09/2007

Professor Dr. Alcides Nóbrega Sial 05/09/2007

Professor Dr. Paulo S. G. Paim 05/09/2007

Dedico este trabalho à Adriana Pessoa, Tereza P. Lemos e Clarice Pessoa.

“*No fim de um mundo melancólico*
os homens lêem jornais.
Homens indiferentes a comer laranjas
que ardem como o sol.

Me deram uma maçã para lembrar
a morte. Sei que cidades telegrafam
pedindo querosene. O véu que olhei voar
caiu no deserto.

O poema final ninguém escreverá
desse mundo particular de doze horas.
Em vez de juízo final a mim me preocupa
o sonho final.”

[Poema o Fim do Mundo - João Cabral de Melo Neto]

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Mário Filho pela orientação e discussões constantes, ao Professor Dr. Virgínio Neumann pelo apoio em diversas etapas deste trabalho e pela co-orientação e

Ao Professor Dr. Alcides Sial e a Professora Dra. Valderez Ferreira, que me apoiaram na realização de todas as análises geoquímicas e que me ajudaram na interpretação dos resultados, e a todos os técnicos do NEG-LABISE, em especial a Vilma e Gilsa e

A PETROBRAS, que através do Projeto Sismos desenvolvido em convênio com o Laboratório de Sismoestratigrafia da UFPE (convênio PETROBRAS/FADE/UFPE), permitiu a utilização dos dados sísmicos utilizados na pesquisa e

A Professora Dra. Somália Viana, pela dedicação com que tanto me ajudou no início deste trabalho na Bacia da Paraíba e

A Professora Dra. Maria Helena Hessel, pela ajuda e partilha de inestimável experiência em paleontologia de invertebrados marinhos, o que possibilitou a análise dos fósseis encontrados na região da sub-bacia de Canguaretama e

A Dra Sônia Agostinho pelo apoio e amizade em assuntos paleontológicos e

Em especial, gostaria de agradecer aos amigos Ebenezer Moreno e Maurílio Amâncio com os quais compartilhei esses anos de trabalho no Laboratório de Geologia Sedimentar – LAGESE e

À Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da UFPE, onde fui bem recebido e onde encontrei um bom ambiente de trabalho e aprendizagem e

Ao programa de desenvolvimento de recursos humanos PRH ANP/FINEP/UFPE pela concessão da bolsa e apoio logístico concedidos através do programa PRH-26, com os quais se fez possível a execução desse trabalho e

A todos os amigos da UFPE, amigos da pós-graduação e da graduação do Departamento de Geologia e

Aos funcionários dos órgãos que sempre tem apoiado a nossa pesquisa, CPRM-PE e DNPM-PE, e as empresas de cimento Votorantin e Nassau, que sempre permitem visitas e coletas nas minas de calcário, fator importante para a pesquisa continuada;

Ao Professor Gorki Mariano, meu amigo poeta e geólogo, que sempre me incentivou nesse trabalho que tanto gosto.

APRESENTAÇÃO

Este Trabalho apresenta a continuação do estudo realizado pelo autor em relação à Bacia da Paraíba juntamente com o grupo de estudos existente no Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESE), do DGEO-UFPE. O trabalho realizado deu prosseguimento a pesquisa realizada durante o seu curso de Mestrado pelo PPGeo-UFPE, concluído em 2004, que tratou da estratigrafia dos depósitos carbonáticos desta bacia costeira.

Esta pesquisa foi financiada através de bolsa de estudos concedida ao autor pelo Programa de Recursos Humanos (PRH), da Agência Nacional do Petróleo (ANP), através do convênio FINEP/UFPE.

A pesquisa trata da possível correlação entre os depósitos carbonáticos existentes entre a cidade de Recife (Bacia da Paraíba) e a região de Natal (Plataforma de Natal - Bacia Potiguar). A faixa costeira entre as bacias da Paraíba e o Alto de Touro, Plataforma de Natal, é ainda muito pouco conhecida e apresenta relativo grau de complexidade em relação a sua gênese e evolução, devendo muito dessa complexidade à tectônica que ali atuou.

A pesquisa tentou correlacionar os estratos carbonáticos existentes nas sub-bacias de Canguaretama e Natal, com depósitos possivelmente correlatos, ao sul (Bacia da Paraíba) e ao norte (Bacia Potiguar), tentando assim dar a estes depósitos uma possível idade, ainda que inferida, e localizar os mesmos em relação às seqüências das bacias vizinhas, já que estes depósitos não constam em mapas geológicos nem em cartas estratigráficas existentes.

Foram utilizados diversos recursos: estratigrafia física, quimioestratigrafia, sedimentologia, petrografia (com uso de catodoluminescência) e análise de dados paleontológicos no intuito de dar aos estratos estudados uma assinatura passível de correlação e individualização geológica, além de verificar sua relação com as formações e seqüências das bacias vizinhas.

RESUMO

Este trabalho apresenta resultados de uma análise geológica regional, com o objetivo de fornecer uma melhor compreensão da deposição da seção cretácica carbonática que ocorre na faixa costeira entre as cidades de Recife e Natal, Nordeste do Brasil. Esta faixa costeira faz parte da Bacia da Paraíba (localizada entre a Zona de Cisalhamento de Pernambuco e a Falha de Mamanguape, que corresponde a uma ramificação da Zona de Cisalhamento Patos) e a Plataforma de Natal, (localizada entre a Falha de Mamanguape e o Alto de Touros). A abordagem utilizada nesta pesquisa baseou-se em dados estratigráficos, sedimentológicos, petrográficos (incluindo catodoluminescência), paleontológicos e geoquímicos com o intuito de determinar o limite norte da Bacia da Paraíba, e as relações entre a sucessão carbonática existente nesta bacia e os estratos carbonáticos depositados nas sub-bacias Canguaretama e Natal, da Plataforma de Natal.

O embasamento da faixa costeira e da plataforma adjacente das bacias da Paraíba e da Plataforma de Natal é caracterizado por uma rampa estrutural suavemente inclinada para leste, com uma quebra abrupta do talude. Sobre esta plataforma se desenvolveu em ambas as bacias uma rampa carbonática estreita e alongada, distalmente inclinada. O perfil do embasamento no trecho sul da plataforma, que corresponde aos domínios da Bacia da Paraíba, apresenta maior gradiente de inclinação, o que resultou em uma faixa sedimentar costeira mais espessa. No trecho norte, que corresponde à plataforma de Natal, o perfil do embasamento apresenta uma menor inclinação, o que resultou em uma deposição restrita sobre regiões de altos topográficos e uma faixa sedimentar costeira menos espessa.

A investigação estratigráfica, sedimentológica e paleontológica dos depósitos sedimentares das duas bacias mostraram que o empilhamento sedimentar de ambas evoluiu a partir do Cretáceo Superior. No caso da Bacia da Paraíba a partir do Coniaciano?-Santoniano, e no caso da Plataforma de Natal a partir do Turoniano. A compartimentação tectônica da

plataforma neste trecho da margem Atlântica, através de altos do embasamento e zonas de cisalhamento, atuou como um fator de individualização, formando sub-bacias.

Durante a fase inicial de deposição (Turoniano-Coniaciano), o preenchimento sedimentar da Bacia da Paraíba foi de origem continental, ao passo que, a deposição na Plataforma de Natal já estava sobre alguma influência marinha. Após um evento tectônico, datado do Meso-Campaniano, que afetou toda a região ocorreu um rápido pulso transgressivo que alcançou toda a faixa, desde a Bacia potiguar até a Zona de Cisalhamento de Pernambuco, limite sul da Bacia da Paraíba. Durante o Maastrichtiano, as duas bacias estiveram sob um regime de mar alto, a partir do qual se desenvolveu uma rampa carbonática sobre a estreita faixa de plataforma. Na Bacia da Paraíba, a plataforma carbonática evoluiu para um ambiente dominado por lama carbonática. No caso da Plataforma de Natal, a rampa carbonática esteve sempre sob condições de deposição mista e restrita. A diferenciação da deposição carbonática nos dois trechos da plataforma foi resultante da variação topográfica do embasamento nos dois trechos.

As análises geoquímicas foram realizadas em amostras das unidades carbonáticas identificadas nas duas bacias, e incluíram análises de isótopos estáveis de C e O, bem como análises dos elementos através do método de Fluorescência de Raios-X. Para a Bacia da Paraíba foram analisadas amostras das seguintes formações: Itamaracá (Neo-Campaniano- transgressivo) Gramame (Maastrichtiano - mar alto) e Maria Farinha (Paleoceno - regressivo). Para a Plataforma de Natal foram estudados os depósitos carbonáticos correspondentes a porção superior da sucessão sedimentar ali existente, de idade neo-campaniana-maastrichtiana, e que, também representam depósitos dos tratos transgressivo e de mar alto. Este intervalo superior da sucessão sedimentar da Plataforma de Natal foi denominado de depósitos carbonáticos indivisos neste estudo.

Os dados geoquímicos obtidos permitiram estabelecer uma caracterização para as unidades carbonáticas das bacias em questão, bem como forneceram importantes informações sobre a evolução diagenética destas. Na Bacia da Paraíba, a Formação Itamaracá é caracterizada pela diminuição ascendente do conteúdo de siliciclastos presente em sua sucessão. Na Bacia da Paraíba, a Formação Gramame apresenta forte dominância carbonática, estabilidade dos valores isotópicos de C durante o Maastrichtiano e influência terrígena na forma de argilominerais. A Formação Maria Farinha apresenta um incremento no aporte terrígeno em sua porção superior, e variação nos valores isotópicos de C devido ao evento regressivo ocorrido na bacia durante o

Paleoceno. Os depósitos carbonáticos indivisos da Plataforma de Natal mostram na sua porção inferior uma forte influência terrígena junto com a deposição carbonática. Esta influência sofre uma redução em direção ao topo da seção, onde ocorre o aumento da influência marinha, observado através da redução do componente terrígeno e aumento do conteúdo de carbonato, além do aumento nos valores isotópicos de C.

Os perfis quimioestratigráficos gerados foram utilizados na realização de uma correlação estratigráfica das formações investigadas a partir dos conceitos de estratigrafia de seqüências. A partir da correlação executada concluiu-se que a porção basal do intervalo de depósitos carbonáticos indivisos da Plataforma de Natal correlaciona-se com a fase transgressiva que ocorreu na Bacia da Paraíba (Formação Itamaracá – Neo-Campaniano/Eo-Maastrichtiano), e a porção superior apresenta correlação com os depósitos do estágio de mar alto da Bacia da Paraíba (Formação Gramame - Maastrichtiano).

Os fósseis de invertebrados marinhos encontrados nos depósitos carbonáticos indivisos da Plataforma de Natal forneceram uma datação relativa maastrichtiana, incrementando os poucos dados bioestratigráficos existentes sobre a área. Apesar de correlatos aos depósitos carbonáticos da Bacia da Paraíba, os depósitos carbonáticos da Plataforma de Natal mostram clara diferença em relação ao paleoambiente e sistemas deposicionais envolvidos. Os fósseis e os depósitos encontrados na Plataforma de Natal indicam a existência de sistemas de lagunas costeiras e baías rasas, franjas recifais e bancos carbonáticos com constante influência terrígena. Os fósseis coletados também sugerem uma fauna endêmica, incluindo nanismo, devido, possivelmente, a condições de baixa salinidade e *stress* ambiental causado pelas condições de restrição do ambiente marinho que dominaram a deposição carbonática da Plataforma de Natal.

Palavras-chave: *Bacia da Paraíba, Plataforma de Natal, Sucessão Carbonática, Bacias costeiras do Nordeste, Faixa Costeira Recife-Natal.*

ABSTRACT

This work presents the results of a geological regional analysis aiming to provide a better comprehension of deposition of the Upper Cretaceous carbonate succession which occurs along the Recife-Natal coastal zone, Northeast Brazil. This area belongs to Paraíba Basin (placed between the Pernambuco Shear Zone and the Mamanguape Fault, which represents an extension of the Patos Shear Zone) and the Natal Platform (placed between the Mamanguape Fault and the Touros high). The investigative approach was based in stratigraphic, sedimentological, petrographical (including cathodoluminescence), paleontological and geochemical data. The main objectives of the study was determining the northern boundary of the Paraíba Basin, and the relation between the carbonate succession of this basin and the carbonate deposits of the Natal and Canguaretama sub-basins, from Natal platform.

The basement along Paraíba and Natal Platform marginal basins is characterized by a structural ramp, smoothly steepened to east, with an abrupt brake of platform margin. Over this platform evolved in both basins an elongated and narrow carbonate ramp, with a distally steepened profile. In the southern sector of the platform, which corresponds to the Paraíba Basin domains, the basement profile is steeper than the northern sector, which resulted in a thicker coastal sedimentary zone than in the northern sector. In the northern sector, which corresponds to the Natal Platform domains, the basement profile is less steep, which resulted in restrict conditions of deposition over topographic highs and a less thick sedimentary coastal zone. The tectonic segmentation of the platform in that region of the Atlantic margin, controlled by basement highs and shear zones, acted as an individualization factor, forming sub-basins.

The stratigraphic, sedimentological and paleontological analysis of the coastal sedimentary deposits of both basins indicated that sedimentary infill of them belongs to the Upper Cretaceous. In the Paraíba basin the sedimentary infill started from the Coniacian?-Santonian, and in the Natal Platform it started from the Turonian. During the initial phase of

evolution (Turonian-Coniacian), the Paraíba Basin received continental deposition, in the other hand the deposition in Natal Platform was under some marine conditions. After a tectonic event in the Mid-Campanian, a fast transgressive pulse took place and reached the whole platform extension, from Potiguar Basin to Pernambuco Shear Zone, which represents the southern boundary of the Paraíba Basin. During the Maastrichtian both basins were under a high stand regime, and the carbonate ramps developed over the narrow platform margin. In the Paraíba Basin, the carbonate platform evolved for a soft-bottom mud-dominated environment. The carbonate ramp of Natal Platform was all the time under restricting conditions, which resulted in mixed deposition. The differentiation of carbonate depositional conditions in both sectors of the platform resulted from the contrast in the basement characteristics.

Geochemical analysis were performed in samples from carbonate units identified in both basins and it included isotopic analysis for C and O, as well as elemental analysis by the X-ray Fluorescence method. Samples of the following formations of the Paraíba Basin were analyzed: Itamaracá (Neo-Campanian – transgressive system tract), Gramame (Maastrichtian - high stand system tract) and Maria Farinha (Paleocene - low stand system tract). From Natal Platform were analyzed carbonate deposits from the upper interval of its sedimentary succession, which corresponds to the Neo-Campanian-Maastrichtian period, and which represent transgressive and high stand system tracts deposits. This upper interval from the sedimentary succession of Natal Platform was named as undivided carbonate deposits in the present study.

Geochemical analyses allowed to establish a characterization for carbonate successions of both basins, and also provided important information on the diagenetic evolution of each one. In the Paraíba Basin, the Itamaracá Formation is characterized by the upward reduction of its terrigenous content and late diagenetic alteration. The Gramame Formation presents a strong carbonate influence, stability of C isotopic values during Maastrichtian and terrigenous influence represented by clay minerals. The Maria Farinha formation presented an increment of terrigenous content in its upper part and variation of the C isotopic values due the regressive event, occurred during the Paleocene. The undivided upper carbonate interval of the Natal Platform revealed in its lower portion a strong terrigenous content, together with carbonate deposition. The terrigenous influence diminished to the top of the interval, where occurred the dominance of marine conditions, observed through the reduction of terrigenous and the increment of carbonate content, besides the increasing of isotopic C values.

Chemostratigraphic profiles generated from the sampled sections were used to perform a stratigraphic correlation of investigated carbonate successions based in the concepts of sequence stratigraphy. Through the correlation of profiles it was concluded that the basal portion of the undivided carbonate deposits from the Natal Platform is correlated with the transgressive deposits of the Paraíba Basin (Itamaracá Formation - Neo-Campanian-Eo-Maastrichtian), and the upper portion of its deposits could be correlated with the deposits of the high stand system tract of the Paraíba Basin (Gramame Formation - Maastrichtian).

The invertebrate fossils found in the undivided carbonate deposits of the Natal Platform provided a Maastrichtian age, increasing the few available biostratigraphic data to this area. Although the correlation with deposits of Paraíba Basin, the carbonate deposits of Natal Platform showed clear differences in terms of paleoenvironments and depositional systems involved. The fossils and the deposits observed in the Natal Platform suggested the existence of shallow bays and lagoons systems, reef fringes and carbonate banks with constant terrigenous influence. The fossil data also suggested an endemic fauna, including dwarfing, possibly due to low salinity conditions and environmental stress caused by the restricted-marine conditions, which dominated the carbonate deposition of Natal Platform.

Keywords: *Paraíba Basin, Natal Platform, Carbonate Succession, Northeast Coastal Basins, Recife-Natal coastal zone.*

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS ..... - vi
APRESENTAÇÃO ..... - vii
RESUMO ..... - viii
ABSTRACT ..... - xi
LISTA DE FIGURAS ..... - 4
CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO .....- 15
I.1 – CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA ..... - 16
I.2 – OBJETIVO GERAL ..... - 19
I.3 - OBJETIVOS ESPECÍFICOS ..... -19
I.4 – JUSTIFICATIVA DA PESQUISA ..... -20
I.5 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO ..... -20
I.6 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO ..... - 23
I.6.1 – A Bacia da Paraíba ..... - 23
I.6.2 – A Plataforma de Natal ..... - 30
CAPÍTULO II – MATERIAIS E MÉTODOS ..... - 33
II-1 - IMAGENS DE RADAR E DE SATÉLITE .....- 33
II.2 – DISTRIBUIÇÃO DOS AFLORAMENTOS ..... - 33
II.3 – DADOS DE SUBSUPERFÍCIE (MALHA DE POÇOS) ..... - 34
II.4 - DADOS PETROGRÁFICOS ..... - 37
II.5 – QUIMIOESTRATIGRAFIA ..... - 39
II.6 - DADOS PALEONTOLÓGICOS ..... - 40
II.7 - DADOS SÍSMICOS DA PLATAFORMA ..... - 40
II.8 - AMOSTRAGEM FEITA NOS PERFIS ..... - 40
CAPÍTULO III - FAIXA COSTEIRA RECIFE–NATAL: ESTADO DO CONHECIMENTO ..... - 44
CAPÍTULO IV – A PLATAFORMA DE NATAL: ESTADO DO CONHECIMENTO ..... - 53
IV.1 – A BACIA POTIGUAR ..... - 53
IV.2 – A PLATAFORMA DE NATAL ..... - 56
IV.3 – PALEONTOLOGIA DOS DEPÓSITOS CARBONÁTICOS AFLORANTES DA PLATAFORMA DE NATAL ..... - 62
IV.4 – RELAÇÕES COM A BACIA POTIGUAR ..... - 64

CAPÍTULO V – ESTRATIGRAFIA DA FAIXA COSTEIRA RECIFE-NATAL ..... -67
V.1 - DADOS *ONSHORE* ..... - 67
V.1.1 Unidades Estratigráficas da Bacia da Paraíba ..... - 68
V.2 - RESULTADOS OBTIDOS ..... - 71
V.2.1 - O Embasamento ..... - 71
V.2.2 - A Formação Beberibe ..... - 81
V.2.3 – A Formação Itamaracá ..... - 85
V.2.4 - As Formações Gramame e Maria Farinha ..... - 88
V.2.5 – Depósitos carbonáticos indivisos (Plataforma de Natal) ..... - 90
V.2.6 - A Formação Barreiras ..... - 92
V.3 – SEÇÕES ESTRATIGRÁFICAS TRANSVERSAIS ..... - 94
V.4 – DADOS DE *OFFSHORE* ..... - 96
CAPITULO VI – DEPÓSITOS SEDIMENTARES DA FAIXA COSTEIRA RECIFE-NATAL ... -105
VI.1 – DEPÓSITOS SEDIMENTARES DA BACIA DA PARAÍBA ..... - 107
VI.1.1 - A Formação Beberibe ..... - 107
VI.1.2 - A Formação Itamaracá ..... - 108
VI.1.3 - A Formação Gramame ..... - 112
VI.1.4 - A Formação Maria Farinha ..... - 114
VI.2 - DEPÓSITOS INDIVISOS DA SUB-BACIA CANGUARETAMA ..... - 117
VI.2.1 - Depósitos carbonáticos na região de Pedro Velho-Canguaretama ..... - 117
VI.2.2 - Depósitos carbonáticos do poço 3 MA-01-PB ..... - 125
VI.3 – CORRELAÇÃO DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES ESTUDADOS ..... - 128
CAPÍTULO VII – PETROGRAFIA COMPARADA DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS ... -131
VII.1 – A FORMAÇÃO GRAMAME ..... -133
VII.2 – A FORMAÇÃO MARIA FARINHA ..... - 137
VII.3 – A FORMAÇÃO ITAMARACÁ ..... -141
VII.4 – DEPÓSITOS CARBONÁTICOS INDIVISOS DA PLATAFORMA DE NATAL- 146
VII.5 – COMPARAÇÃO DAS MICROFÁCIES ESTUDADAS ..... - 152
CAPÍTULO VIII - QUIMIOESTRATIGRAFIA DOS DEPÓSITOS ESTUDADOS ..... -155
VIII.1 – RESULTADOS DAS ANÁLISES ISOTÓPICAS ..... - 155
VIII.2 - RESULTADOS DAS ANÁLISES DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X ..... -156
VIII.3 – DISCUSSÃO DOS RESULTADOS ..... - 156
VIII.3.1 – Seção da Mina Poty ..... - 158
VIII.3.2 – Seção da Mina Itapessoca ..... - 161
VIII.3.3 – Seção da Mina CIPASA ..... - 167
VIII.3.4 – Seção da Mina CIMEPAR ..... - 169
VIII.3.5 – Seção do Poço 3 MA-01-PB ..... - 172

VIII.3.6 – Seção da Mina Outeiros ..... - 174
VIII.3.7 – Interpretação de seqüências deposicionais a partir dos perfis obtidos ... - 177
VIII.4 – CORRELAÇÃO DOS DADOS ISOTÓPICOS ..... - 179
VIII.5 – INTEGRAÇÃO DOS DADOS ISOTÓPICOS E DE FLUORESCÊNCIA ..... - 183
CAPÍTULO IX – ASPECTOS PALEONTOLÓGICOS DOS DEPÓSITOS CARBONÁTICOS INDIVISOS DA PLATAFORMA DE NATAL ..... - 193
IX.1 – ICNOFÓSSEIS ..... - 195
IX. 2 - CLASSE RHODOPHYCEAE ..... - 199
IX.3 – CLASSE ANTHOZOA ..... - 200
IX.4 - IX.4 – MALACOFAUNA ..... - 202
IX.4.1 – Classe GASTROPODA ..... - 202
IX.4.2 – Classe BIVALVIA ..... - 206
IX.5 - CLASSE OSTEICHTHYES ..... - 209
IX.6 - CONSIDERAÇÕES PALEOAMBIENTAIS ..... - 211
IX.7 - CONSIDERAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS ..... -212
IX.8 - CONSIDERAÇÕES BIOESTRATIGRÁFICAS ..... -214
CAPÍTULO X - EVOLUÇÃO DAS BACIAS COSTEIRAS DA FAIXA RECIFE-NATAL ..... - 216
X.1 – MODELO EVOLUTIVO ..... - 216
X.2 – DISCUSSÃO DO MODELO PROPOSTO ..... - 221
X.3 – MODELO DA PLATAFORMA CARBONÁTICA ..... - 224
X.4 – CARTA ESTRATIGRÁFICA DA FAIXA COSTEIRA RECIFE-NATAL ..... - 233
CAPÍTULO XI – CONCLUSÕES ..... - 235
CAPÍTULO XII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS ..... - 239
ANEXOS ..... - 256

LISTA DE FIGURAS

Figura I.1 – Divisão da Faixa costeira entre o Alto de Maragogi e o Alto de Touros (Barbosa & Lima Filho, 2006). ..... - 16

Figura I.2 – Sessão geológica elaborada a partir de perfis de poços ao longo da faixa costeira entre a ZCPE e o Alto de Mamanguape (modificado de Barbosa, 2004). ..... - 18

Figura I.3 - Mapa obtido do BDEP-ANP (2004), mostrando a distribuição dos poços exploratórios (cruzes vermelhas) e linhas sísmicas (linhas azuis e verdes) que existem na faixa costeira entre Sergipe e o Rio Grande do Norte. ..... - 21

Figura I.4 – A) Área costeira das bacias de Pernambuco, da Paraíba e da Plataforma de Natal, com suas respectivas sub-bacias. B) Detalhe da área costeira da Sub-bacia Canguaretama. ..... - 22

Figura I.5 – Perfil estratigráfico com poços do Projeto fosfato (CPRM-PE). Os poços estão correlacionados pela anomalia de raios gama que marca o horizonte fosfático (*datum*) que ocorre na faixa costeira da Bacia da Paraíba (modificado de Barbosa, 2004). ..... - 24

Figura I.6 – Depósitos da Formação Gramame na mina CIPASA, Caaporã, Paraíba. Ver localização na Figura II.1. (altura da bancada ~10m). ..... - 25

Figura I.7 – Depósitos paleocênicos da Formação Maria Farinha Inferior, na Mina Poty. Ver localização na Figura II.1. ..... - 26

Figura I.8 - Depósitos da Formação Maria Farinha Superior, que afloram na região de praias de Jacumã – Tambaba, Paraíba. Ver Localização na Figura II.1.. ..... - 27

Figura I.9 – Mapa geológico esquemático da faixa costeira da Bacia da Paraíba. A ocorrência das unidades carbonáticas está mostrada de forma esquemática e as coberturas neogênicas foram desconsideradas. Também estão localizados alguns dos principais afloramentos das unidades Gramame e Maria Farinha (Barbosa *et al*., 2006a). ..... - 28

Figura I.10 - Carta estratigráfica proposta para a faixa costeira da Bacia da Paraíba (Modificado de Barbosa, 2004). ..... - 29

Figura I.11 – Afloramentos de rochas calcárias na região do Engenho Outeiros, Pedro Velho, Rio Grande do Norte. ..... - 30

Figura I.12 – Afloramentos de rochas calcárias na região do Engenho Outeiros. ..... - 31

Figura I.13 – Rochas do embasamento da bacia sedimentar da Plataforma de Natal aflorando na cidade de Pedro Velho, Rio Grande do Norte, a pouco mais de 8 km dos afloramentos estudados na região do Engenho Outeiros. ..... - 32

Figura II.1 Mapa da faixa costeira entre as cidades de Recife e Natal, com a localização dos principais afloramentos e poços utilizados pela pesquisa. ..... - 35

Figura II.2 – Distribuição dos 430 poços estudados ao longo da faixa costeira Recife-Natal. Estão destacados no mapa os poços 2 IST e 3 MA, que serão discutidos em detalhe. ..... - 36

Figura II.3 – Perfis estratigráficos da mina Poty (PO), e da mina Itapessoca (IT), Pernambuco. Os pontos de amostragem e as análises realizadas estão indicados nos perfis. ..... - 41

Figura II.4 – Perfis estratigráficos da mina CIPASA (CI), e da mina CIMEPAR (CP), Paraíba. Os pontos de amostragem e as análises realizadas estão indicados nos perfis. ..... - 42

Figura II.5 – Perfis do poço 3 MA-01-PB (3MA), Paraíba, e de Outeiros (PV), Rio Grande do Norte. Os pontos de amostragem e as análises realizadas estão indicados nos perfis. ..... - 43

Figura III.1 – Modelo de evolução tectônica da margem Atlântica para as bacias de Sergipe-Alagoas e Pernambuco-Paraíba (conforme Asmus & Carvalho, 1978). C.M.A = Cordilheira Meso-Atlântica. - 45

Figura III.2 – Concepção da faixa costeira de Pernambuco, da Paraíba e da margem leste do Rio Grande do Norte em uma única Bacia (conforme Mabesoone & Alheiros, 1988, 1993). ..... - 47

Figura III.3 – Seção geológica ao longo da faixa costeira das bacias de Pernambuco, da Paraíba e porção sul da Plataforma de Natal (modificado de Barbosa & Lima Filho, 2005). ..... - 48

Figura III.4 – Modelo esquemático da evolução da Bacia de Pernambuco, ao sul da ZCPE, e da Bacia da Paraíba ao norte. 1-Rifte do Cupe, 2-Zona de Cisalhamento Patos, 3-Zona de Cisalhamento Pernambuco, 4-Alto de Tamandaré, 5-Graben de Olinda, 6-Graben de Piedade, 7-Granito do Cabo de Santo Agostinho, 8-Graben do Cupe, 9-Sub-bacia de Canguaretama, 10-Sub-bacias Alhandra/Miriri, 11-Sub-bacia Olinda, 12-Talude da Bacia da Paraíba, 13-Alto de Mamanguape, 14-Alto de Goiana. (A partir de Barbosa & Lima Filho, 2005 e Lima Filho *et al*., 2005). ..... - 51

Figura III.5 – Mapa dos domínios geológicos do nordeste brasileiro (Van Schmus *et al*., 2003), acima, com a localização de quatro linhas sísmicas nas bacias de Pernambuco e da Paraíba. Abaixo, interpretação esquemática das linhas sísmicas (Barbosa & Lima Filho, 2006). A interpretação da linha A foi adaptada de Alves & Costa (1986). ..... - 52

Figura IV.1 – Mapa da faixa costeira Recife-Natal mostrando drenagem principal e principais falhas e lineamentos (a partir de mapas geológicos do CPRM). A divisão de bacias e sub-bacias são interpretações desta pesquisa ..... -58

Figura IV.2 – Mapa da faixa costeira Recife-Natal mostrando a distribuição das formações do Cretáceo e Paleoceno-Eoceno (a partir de mapas geológicos do CPRM e relatórios LAGESE-UFPE) A divisão de bacias e sub-bacias são interpretações desta pesquisa. ..... - 59

Figura IV.3 - Áreas estudadas por Damasceno *et al*. (1986), onde ocorrem afloramentos de depósitos carbonáticos. Estas áreas ocorrem nas sub-bacias Canguaretama (3), e Natal (1 e 2). ..... - 61

Figura IV.4 – A) Localização da seção de poços nas Sub-bacias Canguaretama e Natal. Coordenadas dos poços - anexo 1. B) Seção estratigráfica com o perfil litológico dos poços. ..... - 63

Figura IV.5 – Seção geológica entre o alto de Touros e a porção norte da Bacia da Paraíba (modificado de Feitosa & Feitosa, 1986; Feitosa *et al*., 2002). ..... - 66

Figura V.1 – Perfil do poço 2 IST-01-PE, Ilha de Itamaracá, PE. Micrografias - A e B) Formação Maria Farinha, profundidade 33m, bioesparitos com abundante conteúdo de foraminíferos bentônicos ;

C e D) Formação Gramame, profundidade 48m, bioesparitos e margas com abundante conteúdo de foraminíferos planctônicos; E e F) Formação Itamaracá, profundidade 100m, arenitos calcífero com bioclastos e dolomita; G e H) Formação Beberibe, profundidade 358m, arenitos mal selecionado, apresentando cimentação ferruginosa e silicificação. ..... - 69

Figura V.2 – A) contorno estrutural do embasamento entre Recife e Natal. B) Linha de costa e drenagem principal, em vermelho. Seta preta = linha zero do embasamento. O limite do mapa para leste é a linha de litoral. ..... - 73

Figura V.3 – A) Contorno do embasamento entre Recife e Natal, com sombreamento 3D. O exagero vertical é de 20X. Figura. B) Contorno do embasamento entre Recife e Natal, com interpretação das estruturas regionais inferidas. O limite do mapa para E é a linha de litoral. ..... - 75

Figura V.4 – Mapa gravimétrico (anomalia Bouguer) da faixa costeira do Nordeste do Brasil (Rand & Mabesoone, 1982). A) mapa original, digitalizado e colorido. B) mapa com interpretações de estruturas e domínios, realizadas por esta pesquisa e comparadas com as feições observadas no contorno do embasamento (Fig. V.3B). ..... - 77

Figura V.5 – A) Modelo 3D do Contorno do embasamento (Fig. V.2) (exagero vert. 25X). B) modelo com a adição dos poços 2 CP-01-PE e 9 JG-01-PE, ao sul da ZCPE (exagero vert. 20X). ..... -78

Figura V.6 – A e B) Imagem de radar (SRTM) da faixa costeira entre Recife e Natal. (ZCPE = Zona de Cisalhamento Pernambuco, ZCPA = Zona de Cisalhamento Patos, Linha fina amarela = cota zero do embasamento). Manchas coloridas de amarelo em B = domínios de tabuleiros costeiros. Linha vermelha grossa em B = limite estimado da área sedimentar. ..... - 80

Figura V.7 – A) Imagem de radar da faixa costeira entre Recife e João Pessoa (LANDSAT 7 TM bandas 4-5-7) (linha amarela = cota zero do embasamento; setas vermelhas = localização de grandes estuários com a formação de ilhas. B) Detalhe da Sub-bacia Alhandra-Miriri. C) Detalhe da Sub-bacia Olinda (drenagem assinalada em amarelo e branco). ..... - 82

Figura V.8 – Mapa de isópacas da Formação Beberibe (exagero vertical 20X) (a seta preta indica linha de cota zero do embasamento). O limite do mapa para leste é a linha de litoral. ..... - 84

Figura V.9 – A) modelo 3D do contorno do embasamento (Fig. V.2), superfície vermelha (linha amarela = zero do embasamento); B) modelo 3D do topo da Formação Beberibe, superfície verde, mostrando sua relação com o embasamento (exagero vertical 40X). ..... -85

Figura V.10 – Mapa de isópacas da Formação Itamaracá (exagero vertical 20X) (seta preta = linha zero do embasamento). O limite do mapa para leste é a linha de litoral. ..... - 87

Figura V.11 – Mapa de isópacas das formações Gramame e Maria Farinha (exagero vert. 20X) (linha preta=cota zero do embasamento). O limite do mapa para leste é a linha de litoral. ..... - 89

Figura V.12 – Mapa de isópacas dos depósitos carbonáticos indivisos da Plataforma de Natal (exagero vertical 20X). O limite do mapa para leste é a linha de litoral. ..... - 91

Figura V.13 – Mapa de isópacas da Formação Barreiras (exagero vertical 20X) (linha preta = linha zero do embasamento). O limite do mapa para leste é a linha de litoral. ..... - 93

Figura V.14 – Seções geológicas transversais na faixa costeira Recife-Natal. A) Localização das seções; B) Seções geológicas de AA a HH. (exagero vertical = 10X) (o zero indica a atual posição relativa do nível do mar) (Barbosa & Lima Filho, 2006). ..... - 95

Figura V.15 – Contorno do embasamento na faixa costeira Recife-Natal com as isóbatas de 200 a 3000m plotadas na região da plataforma, onde também estão localizadas as linhas sísmicas analisadas A, B, C e D. ..... - 97

Figura V.16 – Linha sísmica A - plataforma da Bacia da Paraíba (profundidade em segundos). Ver localização da linha na Figura V.15. ..... - 101

Figura V.17 – Linha sísmica B - plataforma da Bacia da Paraíba (profundidade em segundos). Ver localização da linha na Figura V.15. ..... - 102

Figura V.18 – Linha sísmica C - plataforma da Bacia da Paraíba (profundidade em segundos). Ver localização da linha na Figura V.15. ..... - 103

Figura V.19 – Linha sísmica D - plataforma da Bacia da Paraíba (profundidade em segundos). Ver localização da linha na Figura V.15. ..... - 104

Figura VI.1 – Seção geológica da faixa Recife-Natal com as unidades estratigráficas interpretadas correlacionadas a partir de dados de poços (exagero vertical 85x). ..... - 106

Figura VI.2 – Amostras de testemunhos da Formação Beberibe. A) poço 2 IST-01-PE, Itamaracá, PE - arenito fino a médio, mal selecionado, silicificado; B) poço SRC-07, Santa-Rita, PB - arenito fino a médio, mal selecionado com cimento ferruginoso e silicificação; C) poço P07, Olinda, PE - arenito grosso, mal selecionado com grãos de feldspato de até 8mm, localmente argiloso, silicificado com molde de molusco biválvio; D) detalhe da amostra vista em C mostrando aspecto da má seleção. - 108

Figura VI.3 – Figura VI.3 – Amostras de testemunhos da Formação Itamaracá. Testemunhos do poço 3 LU-02-PB, Lucena, Paraíba. As litologias representadas são arenitos calcíferos, bem litificados e calcários com siliciclásticos (C = fragmentos de conchas de moluscos misturadas ao material siliciclástico / diâmetro do testemunho = 4cm). ..... - 109

Figura VI.4 – Detalhes de testemunhos da Formação Itamaracá. A) poço 1 IG-03-PE, Igarassu, PE – Calcário com siliciclastos (>60%), apresentando intraclastos carbonáticos fosfatizados, moldes de conchas de moluscos e bioclastos; B) poço 1 PL-01-PE, Paulista, PE – Calcário compacto, recristalizado com siliciclastos apresentando moldes de conchas, laminas de argila e grãos de quartzo de até 4mm de diâmetro (diâmetro do testemunho = 4cm). ..... - 110

Figura VI.5 – Testemunhos do poço 1 PO-01-PE (Projeto K-T). Detalhe da passagem do topo da Formação Itamaracá, marcada por um siltito fino, compacto de cor escura, rico em fosfato sedimentar com cimento calcífero (caixa B), para a Formação Gramame, caracterizada por biomicritos de cor cinza, bioturbados, ricos em foraminíferos planctônicos e sem influência de siliciclastos (caixa A). O intervalo fosfático nesse ponto chega a 3m e apresenta intraclastos carbonáticos fosfatizados (diâmetro do testemunho 4cm). ..... - 111

Figura VI.6 – Estratos da Formação Gramame na mina CIMEPAR, PB. Os ciclos de raseamento compreendem pares de camadas marga-calcário. c = calcário e m = marga (altura do perfil = 6m). -113

Figura V1.7 – Testemunhos da Formação Gramame Poço 1 PO-01-PE, Paulista, PE - calcários e margas – caixa superior; calcários margosos e margas – caixa inferior. Os depósitos apresentam variado grau de bioturbação. Os trechos mais escuros indicam as camadas de marga, com maior conteúdo de matéria orgânica (diâmetro do testemunho = 4cm). ..... - 114

Figura VI.8 – Depósitos do topo da Formação Maria Farinha na mina Poty, Paulista, PE. As camadas de marga se tornam mais expressivas à medida que se aproxima do topo da seção, devido ao incremento no aporte de terrígenos. ..... - 115

Figura VI.9 – Testemunhos da Formação Maria Farinha. Margas e calcários margosos bioturbados. Caixa inferior – poço 1 IT-03-PE (Projeto K-T) Itamaracá, PE. Caixa superior – poço 1 OL-02-PE (Projeto K-T) Olinda, PE. Os trechos mais escuros indicam as camadas de marga, com maior conteúdo de matéria orgânica e lama (diâmetro do testemunho = 7,5cm). ..... - 116

Figura VI.10 – Camada de calcário detrítico produzida por discordância erosiva que assinala a base da Formação Maria Farinha na Bacia da Paraíba. A) Ponta do Funil, Catuama, PE; B) Mina Poty, Paulista, PE (ver localização dos afloramentos na Figura II.1). ..... - 116

Figura VI.11 – Afloramento rochas carbonáticas na região de Outeiros, Pedro Velho, RN. As camadas apresentam boa regularidade e continuidade lateral. As setas amarelas indicam níveis de arenito calcífero, intercalados aos calcários. ..... - 118

Figura VI.12 – Perfil estratigráfico do afloramento da mina 1, Engenho Outeiros, Pedro Velho, RN. As setas indicam os níveis de calcário nodular com acúmulo de conchas e material carbonático retrabalhado. ..... - 119

Figura VI.13 – Nível de calcário maciço, intercalado com delgadas camadas de argilito verde, na base da seção aflorante em Outeiros, Pedro Velho, RN (ver perfil na Figura VI.12). ..... - 121

Figura VI.14 – Nível inferior, de maior espessura, de calcário nodular formado por blocos carbonáticos retrabalhados e conchas de moluscos (ver localização no perfil na Figura V.12). ..... - 121

Figura VI.15 – Detalhe do nível de calcário nodular (*hardground*), composto por blocos de calcário retrabalhados, e moldes de conchas de moluscos. As conchas apresentam marcas de bioerosão. .. – 122

Figura VI.16 – Detalhe do nível de superior de calcário nodular. Ocorrem blocos de calcário retrabalhados e moldes conchas de moluscos. As conchas apresentam marcas de bioerosão (Ver localização da camada na Figura VI.12). ..... - 122

Figura VI.17 – Detalhe de camadas de calcários com siliciclastos na seção Outeiros. (IF = extraclasto de folhelho, IA = extraclasto de arenito). ..... - 123

Figura VI.18 – Detalhes das camadas de arenito na seção de Outeiros. A) marca de sobrecarga; B e C) laminações plano-paralelas, *ripples* incipientes e mais raramente delicadas estratificações cruzadas de baixo ângulo; D) aspecto ondulado da camada de arenito. ..... - 124

Figura VI.19 – Testemunho do poço 3 MA-01-PB, Mataraca, PB – Depósitos carbonáticos indivisos da Plataforma de Natal. A = arenitos com forte cimentação carbonática, EC = estratificação cruzada de material siliciclástico, C = moldes de conchas) Diâmetro do testemunho = 4cm). ..... - 127

Figura VI.20 – Detalhes de testemunhos do poço 3 MA-01-PB, Mataraca, PB – Depósitos Carbonáticos Indivisos da Plataforma de Natal. F = grãos de feldspato que chegam a 1cm, EC = estratificações cruzadas de material siliciclástico; D = moldes de conchas de moluscos. Nota-se a espessura acentuada das mesmas (diâmetro do testemunho = 4cm). ..... - 128

Figura VI.21 – Litolog do poço 3 MA-01-PB, Mataraca, RN. As amostras destacadas estão marcadas em vermelhos na amostragem realizada no perfil, á esquerda. ..... - 129

Figura VI.22 – Correlação das seqüência sedimentares encontrados na faixa Recife-Natal, Bacia da Paraíba e Plataforma de Natal. A correlação leva em conta aspectos litológicos/faciológicos, estratigráficos e bioestratigráficos disponíveis. ..... - 130

Figura VII.1 – Quadro comparativo de análises microfaciológicas realizadas nas unidades Gramame, Maria Farinha e nos calcários indivisos da Plataforma de Natal. ..... - 132

Figura VII.2 – A) amostra poço 1 GN-03-PE, Goiana, PE - bioesparito (*wackestone*/*packstone*) com abundantes foraminíferos, calcisferas e ostracodes (nicóis X / 4x). B) amostra poço 1 PL-01-PE, Paulista, PE - bioesparito (*wackestone*/*packstone*) com foraminíferos planctônicos. Notam-se microfósseis preenchidos por calcita espática, á esquerda, e também carapaças preenchidas por fosfato e pirita (nicóis X / 10x). ..... - 133

Figura VII.3 – A) amostra mina Poty, Paulista, PE - biomicrito (*wackestone*) com foraminíferos e ostracodes. Nota-se a carapaça de foraminífero preenchida por glauconita (nicóis X / 4x). B) amostra mina Poty, Paulista, PE – biomicrito (*mudstone*) com bioclasto fosfatizado e pirita. Ao centro carapaça de ostracode substituída por esparito (nicóis X / 4x). ..... - 134

Figura VII.4 – A) amostra mina Itapessoca, Itapessoca, PE – bioesparito (*packstone*) visto em micrografia com CL. A carapaça de um foraminífero unisseriado está preenchida por calcita espática e a cor amarelo brilhante indica recristalização da calcita rica em Mn. As manchas escuras representam lâminas de argilominerais e óxidos (am+ox) (CL / 10x). B) amostra mina Itapessoca, Itapessoca, PE – mesma lâmina, vista em A, bioesparito (*Packstone*) mostrando a matriz rica em bioclastos com calcisferulídeos, ostracodes e foraminíferos (nicóis X / 10x). ..... - 134

Figura VII.5 – A) amostra poço 1 PL-01-PE, Paulista, PE – bioesparito (*wackstone*), com cristais de dolomita (nicóis X / 4x). B) amostra mina Jussara 1, Alhandra, PB - bioesparito (wackstone/*packstone*), com cristais de dolomita euhedrais e bimodais, indicando dois momentos de formação de dolomita. Também nota-se a presença de fosfato (manchas marrom claro) e pirita (manchas pretas) (nicóis X / 10x). ..... - 135

Figura VII.6 – A) amostra mina CIMEPAR, João Pessoa, PB – biomicrito (*wackestone/packstone*) rico em foraminíferos bentônicos e planctônicos. Nota-se a formação de cristais de dolomita (nicóis X / 4x). B) amostra mina CIMEPAR, João Pessoa, PB – bioesparito (*packstone*) com fragmentos de algas calcárias, fosfato (bioclasto marrom claro) ostracodes e foraminíferos (uniseriados e globigerinóides). Nota-se a formação de pequenos cristais de dolomita espalhados pela fábrica carbonática (nicóis X / 10x). ..... - 135

Figura VII.7 – A) amostra mina Itapessoca, Itapessoca, PE – bioesparito (*packestone*) rico em microfósseis e fosfato. Ao centro, testa de foraminífero unisseriado e uma carapaça de ostracode, ambas substituídas por calcita espática (nicóis X / 4x). B) amostra mina itapessoca – bioesparito (*packstone*) rico em microfósseis com delgadas laminações onduladas de argilominerais e fosfato. As manchas pretas representam ocorrência de pirita (nicóis X / 4x). ..... - 136

Figura VII. 8 – Amostra mina Itapessoca, Itapessoca, PE – bioesparito (*wackestone*/*packstone*) rico em microfósseis. A matriz de calcita espática aparece em vermelho-marrom, as regiões amarelas revelam a ocorrência de calcita recristalizada rica em Mn. As carapaças de vários foraminíferos aparecem com a cor amarelo indicando que a calcita espática que as substituiu era rica em Mn. As manchas pretas sugerem a ocorrência de argilominerais e óxidos. Associado a estas, aparecem manchas de cor azul celeste brilhante que indicam a presença de caulinita (CL / 4x). ..... - 136

Figura VII.9 – A e B) amostras mina Itapessoca, Itapessoca, PE – bioesparito (*packstone*) com microlaminações de argila. As microlaminações são compostas de argilominerais e possuem fosfatização e piritização associadas (nicóis X / 4x). ..... - 137

Figura VII.10 – Amostra mina Itapessoca, Itapessoca, PE – bioesparito (*wackestone*/*packstone*) com microlaminações onduladas de argilominerais. As manchas azuis ndicam à presença de caulinita, e a cor preta das lâminas está associada a outros argilominerais. Vê-se dois grandes fragmentos de carapaças de decápodes, fosfatizados, e a direita um intraclasto que acompanha a laminação, cuja cor escura se deve a fosfatização associada com pirita (CL / 4x). ..... - 137

Figura VII.11 – A) amostra Ponta do Funil, Catuama, Pernambuco – doloesparito com cristais quartzo (nicóis X / 4x). B) amostra ponta do funil, doloesparito com cristais de quartzo (nicóis // / 10x). . - 138

Figura VII.12 – A) amostra Ponta do Funil, Catuama, PE – doloesparito com grãos de quartzo e pirita. Ao centro grão de quartzo subarredondado com bordas de corrosão (nicóis X / 4x). B) amostra Ponta do Funil, ao centro cristal de quartzo subarredondado corróido (nicóis X / 4x). ..... - 139

Figura VII.13 – A) amostra mina Poty, Paulista, PE – micrito com abundante conteúdo de quartzo e argila. Nota-se que os cristais de quartzo apresentam tamanho semelhante, indicando seleção hidráulica do material detrítico que chegava junto com argila (nicóis X / 4x). B) amostra mina Poty – detalhe da foto A (nicóis X / 10x). ..... - 139

Figura VII.14 – A) amostra mina Poty, Paulista, PE – biomicrito (*mudstone*) com finos cristais de quartzo, pirita e bioclastos (ao centro) fosfatizados (nicóis X / 4x). B) amostra mina Poty, biomicrito (*mudstone*). Ao centro um fragmento ósseo, de peixe, fosfatizado (nicóis X / 4x). ..... - 140

Figura VII.15 – A) amostra Ponta de Pedras, PE – biomicrito (*wackestone*/*packstone*). Abaixo a esquerda testa de foraminífero planctônico preenchido por calcita espática. Ao centro bioclasto indeterminado fosfatizado (nicóis X / 4x). B) amostra Ponta de Pedras – bioesparito (*wackestone*/*packstone*) com grão de quartzo, ao centro, e fosfato (nicóis X / 4x). ..... - 140

Figura VII.16 – A) amostra Ponta de Pedras, PE – bioesparito (*packstone*). Nota-se fragmento de carapaça de equinóide, fragmentado e compactado (nicóis X / 4x). B) amostra Ponta de Pedras – bioesparito (*packstone*) com glauconita e fosfato. Observa-se o empacotamento caótico dos bioclastos (nicóis X / 4x). ..... - 141

Figura VII.17 A) – A) amostra poço 1 PL-03-PE, Paulista, PE – pel-esparito fosfático com quartzo. Nota-se a laminação (nicóis // / 4x). B) amostra poço 1 PL-03-PE – pel-esparito fosfático. Nota-se ao centro uma microconcreção fosfática (coprólito), circundada por calcita espática (nicóis // / 10x). - 142

Figura VII.18 – A) amostra poço 1 IG-01-PE, Igarassu, PE – pel-esparito fosfático com quartzo e microfósseis. Nota-se a má seleção dos siliciclastos e a fragmentação dos bioclastos (nicóis // / 4x). B) amostra poço 1 IG-01-PE – pel-esparito fosfático. Nota-se laminação com abundante conteúdo de quartzo e de microfósseis fosfatizadso (nicóis // x 10x). ..... - 142

Figura VII.19 – A) amostra poço 3 LU-02-PB, Lucena, PB – bioesparito fosfático (*packstone*/*grainstone*). Notar a ocorrência de microconcreção fosfática e de conchas de moluscos de parede espessa (nicóis // / 4x). B) amostra poço 3 LU-02-PB – bioesparito fosfático (*packstone*/*grainstone*). Nota-se a esquerda parede de tubo de verme serpulídeo e a direita um intraclasto carbonático fosfatizado (nicóis // / 4x). ..... - 143

Figura VII.20 – A) amostra poço SRC-07, Santa Rita, PB – doloesparito fosfático (packstone/grainstone). Nota-se os cristais euhedrais de dolomita. Ao centro um agregado de bioclastos com fosfato e pirita (nicóis // / 10x). B) amostra poço 3 LU-02-PB, Lucena, PB – bioesparito fosfático com dolomita (*packstone*). Nota-se o grande intraclasto de carbonato, no qual é possível distinguir alguns microfósseis. ..... - 143

Figura VII.21 - A) amostra poço 1 IG-03-PE, Igarassu, PE – doloesparito com quartzo e fosfato (nicóis X / 4x). B) amostra poço 1 IG-03-PE – doloesparito com quartzo e fosfato (nicóis X / 4x). -144

Figura VII.22 – A) amostra poço 2 IST-01-PE, Itamaracá, PE – arenito com cimentação calcífera (esparito com cristais de dolomita). Ao centro um cristal de microclina. Nota-se a ocorrência de compactação mecânica, contato côncavo-convexo e suturado entre os grãos (nicóis X / 4x). B) amostra poço 2 IST-01-PE – arenito com cimento espático e cristais de dolomita. Ao centro um grão de quartzo policristalino alterado. ..... - 144

Figura VII.23 – A) amostra poço 2 IST-01-PE, Itamaracá, PE – arenito com cimento espático e dolomita. Nota-se a ocorrência de bordas de dissolução e a compactação dos grãos com cisalhamento (nicóis X / 4x). B) amostra 2 IST-01-PE, detalhe mostrando grãos com contato de dissolução, contato côncavo-convexo e fraturamento por compactação mecânica. As fraturas dos grãos estão preenchidas por cimento de quartzo (nicóis X / 10x). ..... - 145

Figura VII.24 – A) amostra poço 1 IG-03-PE, Igarassu, PE – esparito, com dolomita e siliciclastos (*packstone*). Nota-se um grão com golfo de dissolução (seta amarela), e um feldspato potássico (F) (nicóis X / 4x). B) amostra poço 1 IG-03-PE – microesparito com siliciclastos (*grainstone*). Notam-se grãos de quartzo com contato suturado e bordas de corrosão (nicóis X / 4x). ..... - 145

Figura VII.25 – A) amostra poço 3 MA-01-PB, Mamanguape, PB – microesparito com dolomita e siliciclastos (*packstone*) (nicóis X / 4x). B) mesma micrografia A com CL. Nota-se a ocorrência de quartzo com duas cores, azul pálido-violeta, possivelmente proveniente de rochas ígneas com alto grau de metamorfismo, e quartzo marrom escuro, levemente avermelhado, possivelmente proveniente de rochas metamórficas regionais (baixo grau). Os pequenos cristais de dolomita aparecem em amarelo-laranja brilhante, com sua forma rombóide característica (CL / 4x). ..... - 146

Figura VII.26 – A) amostra poço 3 MA – micrito (*mudstone*) com <3% de siliciclastos. B) mesma região A com CL. Nota-se a matriz de calcita micrítica recristalizada com poucos siliciclastos dispersos. As regiões escuras representam áreas com maior concentração de Fe, grãos azuis = feldspato potássico (ortoclásio) (CL / 4x). ..... - 147

Figura VII.27 – A) amostra poço 3 MA – microesparito com dolomita e siliciclastos (*wackstone*) (CL / 4x).B) amostra poço 3 MA – microesparito com dolomita e siliciclastos (CL / 4x). Observam-se grãos de quartzo de rochas de alto grau de metamorfismo (setas amarelas), quartzo de rochas com baixo grau de metamorfismo (setas brancas), ortoclásios (K-F) e plagioclásio (PL). A dolomitização (dol) da matriz é irregular. ..... - 164

Figura VII.28 – A) amostra poço 3 MA - - microesparito com dolomita e siliciclastos (*grainstone*) (nicóis X / 4x). B) mesma região A com CL. Observa-se a quantidade de material detrítico na matriz (aproximadamente >50%). Ocorrem cristais de ortoclásio (K-F) e dolomita (dol), essa representada por pequenos cristais euhedrais de cor vermelho-alaranjado brilhante. Os cristais escuros e amarronzados representam grãos de quartzo (CL / 4x). ..... - 148

Figura VII.29 – A) amostra Outeiros - esparito (*mudstone*) recristalizado com cristais de dolomita (nicóis // / 10x). B) detalhe da amostra vista em A - esparito com zona de dolomitização associada a uma estrutura de bioturbação (nicóis // / 10x). ..... - 148

Figura VII.30 – A) amostra seção Outeiros – micrito com dolomita e siliciclastos (*grainstone*). Nota-se que a matriz foi quase toda substituída com microcristais de dolomita (pequenos pontos amarelos brilhantes) (CL / 10x). B) amostra seção Outeiros – micrito (vermelho escuro) quase completamente substituído por microcristais de dolomita. Observa-se que na amostra ocorre quartzo (qtz) e K-feldspatos (K-f) (CL / 10x). ..... - 149

Figura VII.31 – A) amostra seção Outeiros - micrito cm dolomita e siliciclastos (*pakstone*). Notar a ocorrência de zonas de dolomitização (dol) com cristais maiores, euhedrais, substituindo a matriz original (CL / 10x). B) amostra seção Outeiros – micrito com dolomita e siliciclastos. Notar a ocorrência de zonas de crescimento de dolomita (dol) (CL / 10x). Nas duas micrografias ocorre quartzo (qtz) e K-feldspatos (K-f). ..... - 149

Figura VII.32 – A) amostra seção Outeiros – micrito com siliciclastos. Nota-se a má seleção e o aspecto detrítico dos grãos. Ao centro cristal de feldspato apresenta bordas corroídas (nicóis X / 4x).

B) amostra seção outeiros, micrito com siliciclastos. Ao centro cristais de quartzo com contato suturado. São visíveis bordas de corrosão e fraturamento (nicóis X / 4x). ..... - 150

Figura VII.33 – A) amostra seção Outeiros – microesparito com dolomita e siliciclastos (nicóis // 4x). B) mesma região A com CL. Observa-se a ocorrência de cristal de quartzo fraturado. As fraturas foram preenchidas por calcita e cimento de quartzo (a esquerda). O grão maior, à direita, apresenta bordas de corrosão (CL / 4x). ..... - 150

Figura VII.34 – A) amostra seção Outeiros – esparito com dolomita e siliciclastos. Nota-se a presença de cristais de quartzo (qtz), ortoclásios (K-f) e possivelmente um cristal de biotita (?) (nicóis X / 4x). B) detalhe da região A. Observa-se a matriz espática com cristais de dolomita. Os cristais de quartzo apresentam variado grau de arredondamento (nicóis X / 10x). ..... - 151

Figura VII.35 – A) amostra seção Outeiros - micrito com dolomita e siliciclastos. Nota-se cristal de ortoclásio, no centro da foto, alterado (nicóis X / 4x). B) amostra seção Outeiros – micrito com siliciclastos. Ao centro cristal de microclina, circundado por quartzo detrítico (nicóis X / 4x). ..... - 151

Figura VII.36 – A) amostra seção Outeiros - micrito com siliciclastos e dolomita. Ocorrência de quartzo (qtz) e feldspato (K-f) formando estratificação? (CL / 4x). B) detalhe da amostra A. Nota-se a presença de cristal de zircão (Zr) com brilho amarelo intenso e formato característico (CL / 10x). - 151

Fig. VII.37 – Microfácies da Formação Jandaíra (Córdoba *et al*., 1996; Córdoba, 2001). ..... - 154

Figura VIII.1 – Localização dos afloramentos e poços mencionados neste capítulo. Os dados dos poços 3 Lu e 1 IG provém de Souza (2006), dos poços P1 e P11 de Córdoba (2001). ..... - 156

Figura VIII.2 – Perfil quimioestratigráfico da seção da mina Poty (Paulista – PE). ..... - 159

Figura VIII.3 – Perfil quimioestratigráfico da seção da mina Itapessoca (Itapessoca – PE). ..... - 163

Figura VIII.4 – Perfil quimioestratigráfico composto com as seções Poty e Itapessoca. ..... - 165

Figura VIII.5 – Dados isotópicos de C e O e abundância de espécies de foraminíferos do poço DSDP *site* 525, Atlântico Sul (Li & Keller, 1998; Keller, 2001). Nota-se a queda na abundância do microplâncton que tem início antes da passagem K-T, culminando nesta. A curva de $\delta^{18}O$ mostra uma queda seguida de uma retomada positiva, imediatamente antes da Passagem K-T. O ponto de aquecimento coincide com a queda da diversidade da biota. ..... - 166

Figura VIII.6 – Cenário de eventos ao longo do Maastrichtiano e Paleoceno, envolvendo vulcanismo, impactos e extinções da biota marinha (Keller, 2001; Keller *et al*, 2004a, 2004b). ..... - 166

Figura VIII.7 – Perfil quimioestratigráfico da seção da mina CIPASA (Caaporã – PB). ..... - 168

Figura VIII.8 – Perfil quimioestratigráfico da seção da mina CIMEPAR (João Pessoa – PB). ..... - 171

Figura VIII.9 – Perfil quimioestratigráfico da seção do poço 3 MA-01-PB (Mataraca – PB). ..... - 173

Figura VIII.10 – Perfil quimioestratigráfico da seção da mina Outeiros (Pedro Velho – RN). ..... - 175

Figura VIII.11 – Correlação dos perfis Poty/Itapessoca, CIPASA e do poço 3 MA. ..... - 178

Figura VIII.12 – Diagrama de correlação dos valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ dos perfis analisados por esta pesquisa com valores descritos de amostras dos poços 3 LU-02-PB e 1 IG-03-PE (Souza, 2006). - 181

Figura VIII.13 – Diagrama de correlação dos valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ dos perfis analisados por esta pesquisa com valores descritos de amostras dos poços 3 LU-02-PB e 1 IG-03-PE (Souza, 2006); poço 3 MA-01-PB e seção de Outeiros. ..... - 182

Figura VIII.14 – Diagrama de correlação dos valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ dos perfis analisados por esta pesquisa com valores descritos de amostras dos poços 3 LU-02-PB e 1 IG-03-PE (Souza, 2006); poço 3 MA-01-PB e seção de Outeiros; poços P1 e P11 (Córdoba, 2001). ..... - 184

Figura VIII.15 – Correlação dos dados elementares das unidades estudadas. A) $\delta^{13}C$ x $\delta^{18}O$; B) $\delta^{13}C$ x Mn/Sr; C) Mn/Sr x $\delta^{18}O$; D) Mg/Ca x Mn/Sr; E) Mg/Ca x $\delta^{13}C$; F) Mg/Ca x $\delta^{18}O$. ..... - 186

Figura VIII.16 –Correlação dos dados elementares das unidades estudadas. A) SiO_2 x CaO; B) SiO_2 x TiO_2; C) SiO_2 x K_2O; D)Al_2O_3 x K_2O; E) SiO_2 x Al_2O_3; F) SiO_2 x MgO. ..... - 188

Figura VIII.17 –Correlação dos dados elementares das unidades estudadas. A) K_2O x CaO; B) Al_2O_3 x CaO; C) Al_2O_3 x Sr; D) Rb x Sr. ..... - 191

Figura IX.1 – Localização dos depósitos carbonáticos aflorantes estudados na Sub-bacia Canguaretama (seta preta). A localização do poço 3 MA é indicada pela seta vermelha ..... - 194

Figura IX.2 – Perfil da seção da mina Outeiros. As setas indicam *hardgrounds* formados pelo acúmulo de conchas e clastos carbonáticos retrabalhados, com evidências de bioerosão. Nestes níveis foram coletados a quase totalidade dos fósseis estudados. ..... - 195

Figura IX.3 - A,B) Estruturas de bioturbação em calcários com siliciclastos na porção média da seção de Outeiros (setas brancas). Th = *Thalassinoides* sp, Oph = *Ophiomorpha*? sp. ..... - 197

Figura IX.4 – A) estruturas de bioturbação em calcários com siliciclastos da porção média do perfil (setas brancas). B) Detalhe de escavações vistas em seção (setas brancas). Ao centro uma pequena caverna produzida por dissolução. Th = *Thalassinoides* sp, Oph = *Ophiomorpha*? sp. ..... - 197

Figura IX.5 - Escavação atribuída ao icnogênero *Planolites*, amostra de arenito calcífero, preenchida por material síltico, com acumulação de óxido de ferro. ..... - 197

Figura IX.6 – Amostras de calcário macicço recristalizado encontrtado na base do perfil de Outeiros. A) escavações preenchidas por calcita recristalizada (setas amarelas). A seta preta indica clasto de arenito calcífero; B) - escavações levemente sinuosas (setas amarelas) preenchidas por óxido de manganês e calcita recristalizada. ..... - 198

Figura IX.7 – Detalhe de camada de calcário na porção média do perfil de Outeiros. A) aspecto mosqueado da rocha causado pela concentração de óxido de ferro (manchas de cor laranja). B) detalhe da foto A, nota-se a ocorrência de clastos de arenito calcífero retrabalhados (setas vermelhas). .... - 198

Figura IX.8 – Amostra de calcário com rodolitos algálicos (LAGESE P00011), interpretados como pertencentes ao gênero *Archeolithothamnium*? (escala = 1cm). ..... -200

Figura IX.9 – Micrografia de amostra de calcário contendo rodólitos. Micrito, recristalizado, contendo estruturas calcárias semelhantes a fragmentos de filamentos algálicos. ..... - 200

Figura IX.10 – Exemplar de coral solitário identificado como *Paracyathus* cf. *P. Rugosus* Vaughan, 1900, encontrado em estratos carbonáticos da Sub-bacia Canguaretama (LAGESE I00004). ..... - 201

Figura IX.11 – Malacofauna coletada nos depósitos carbonáticos aflorantes da Sub-bacia Canguaretama. A) *Turritela* sp. (LAGESE I00003); B) *Pirenella* sp. (LAGESE I00007); C) *Cylindrites* sp. (LAGESE I00009); D) *Volutilithes* sp. (LAGESE I00008); E) *Mesoneritina* sp.

(LAGESE I00006); F) *Amauropsis* sp. (LAGESE I00002); G) *Glyptoactis* sp. (LAGESE I00005); H) *Thyasira* sp (LAGESE I00001). ..... - 208

Figura IX.12 – Modo de vida de *Thyasira flexuosa* (modificado de Kauffman, 1969). .....-209

Figura IX.13 – Dentes de peixes Pycnodontiformes A) Dente maior em vista lateral, oclusal e em perspectiva (LAGESE V00007). Nota-se a suave depressão ovalada no centro da coroa (escala 1mm); B) Dente menor, em vista lateral e oclusal (LAGESE V00008). Observar a suave depressão de forma quase circular na região central da coroa (escala 1mm). ..... - 211

Figura IX.14 - Reconstrução paleoambiental esquemática para os depósitos carbonáticos indivisos aflorantes da Sub-bacia Canguaretama. ..... - 212

Figura IX.15 – Distribuição geográfica dos gêneros de biválvios e gastrópodes encontrados na Sub-bacia Canguaretama. Nota-se a relação com o Oeste da África, onde o gênero *Thyasira* é comum no *Maastrichtiano*. . ..... - 257

Figura IX.16 – Distribuição temporal dos gêneros de gastrópodes e biválvios encontrados nos depósitos carbonáticos indivisos aflorantes na Sub-bacia Canguaretama. ..... - 215

Figura X.1 – Modelo esquemático da evolução das bacias costeiras da Paraíba e da Plataforma de Natal (Etapas A, B e C – Turoniano?-Meso-Campaniano). ..... - 217

Figura X.2 – Modelo esquemático da evolução das bacias costeiras da Paraíba e da Plataforma de Natal (Etapas A,B e C – Neo-Campaniano-Paleoceno). ..... - 220

Figura X.3 – Tipos de plataformas carbonáticas segundo Handford & Loucks (1993). ..... - 226

Figura X.4 – Tipos de plataformas carbonáticas segundo Wright & Burchette (1996). ..... - 227

Figura X.5 – Modelo esquemático de uma plataforma carbonática com perfil deposicional de rampa e seus domínios deposicionais (Burchette e Wright, 1992). ..... - 227

Figura X.6 – Classificação de tipos de plataformas carbonáticas, de margem continental, considerando o perfil deposicional (Pomar, 2001a). ..... - 228

Figura X.7 – Modelo de seqüências deposicionais para rampa carbonática úmida (Handford & Loucks, 1993). A foto mostra um detalhe comparativo dos depósitos de TSMA na Bacia da Paraíba (Formação Gramame – Mina CIPASA). ..... - 231

Figura X.8 – Modelo de seqüências deposicionais para plataforma mista com borda, úmida. (Handford & Loucks, 1993). A foto mostra um detalhe comparativo dos depósitos de TSMA na Plataforma de Natal (depósitos carbonáticos indivisos – Pedro Velho, RN). ..... - 232

Figura X.9 – Carta estratigráfica da faixa costeira das Bacia da Paraíba (sub-bacia Olinda e Alhandra/Miriri), e da Plataforma de Natal (Sub-bacias Canguaretama e Natal). ..... - 234

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

A área de estudo corresponde à faixa sedimentar costeira que abrange as bacias da Paraíba e a porção leste do Rio Grande do Norte, a Plataforma de Natal. A área em questão ocupa a zona costeira localizada entre a cidade de Recife, Pernambuco, e a região da cidade de Natal no Rio Grande do Norte (Fig. I.1).

A faixa Recife-Natal foi anteriormente tratada como uma faixa sedimentar única (Beurlen, 1967a; 1967b; Asmus & Carvalho, 1978; Ojeda Y Ojeda, 1981, 1983; Figueiredo & Raja Gabaglia, 1986; Françolin & Szatmari, 1987; Petri & Campanha, 1981; Mabesoone, 1995, 1996a, 1996b; Mabesoone & Alheiros, 1988, 1991, 1993; Feijó, 1994; Chang *et al*., 1992; Ponte & Sezero, 1999) que apresentaria características tectono-sedimentares semelhantes. Contudo, estudos recentes demonstraram que as bacias sedimentares que ocorrem neste trecho da margem continental brasileira apresentam diferenças em sua evolução temporal, aspectos estruturais e no preenchimento sedimentar (Lima Filho, 1998; Lima Filho *et al*., 1998; Lima Filho & Souza, 2001; Lima Filho *et al*., 2005; Lima Filho & Barbosa, 2005; Barbosa *et al*. 2003; Barbosa, 2004; Barbosa & Lima Filho, 2005; Barbosa & Lima filho, 2006; Sousa, 1998; Souza, 2006).

No presente estudo entende-se a Bacia da Paraíba como a faixa costeira, e a plataforma adjacente, limitada ao sul pela Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE), na cidade de Recife, e ao norte, após a cidade de João Pessoa pelo o Alto de Mamanguape, marcado pela falha de mesmo nome (Fig. I.1) conforme proposto por Barbosa (2004) e Barbosa & Lima Filho (2006).

A Plataforma de Natal corresponde à faixa sedimentar que vai do Alto de Mamanguape até o norte da cidade de Natal. Esta zona costeira e a plataforma adjacente foram subdivididas em duas sub-bacias: Canguaretama e Natal (Mabesoone & Alheiros, 1988). Esta área contém depósitos cretácicos, carbonáticos, que abrangem do Turoniano ao Maastrichtiano (Lana & Roesner, 1999a, 1999b). Alguns autores propuseram que esta faixa seria uma extensão para leste da Bacia Potiguar (Campanha, 1979; Campanha & Saad, 1999; Feitosa & Feitosa, 1986; Barbosa, 2004), entretanto, este fato ainda é motivo de discussão.

Figura I.1 – Divisão da Faixa costeira entre o Alto de Maragogi e o Alto de Touros (Barbosa & Lima Filho, 2006).

Neste trecho da Plataforma de Natal a faixa costeira é dominada por altos estruturais sob os quais está depositada, diretamente sobre o embasamento, uma sucessão de estratos carbonáticos com forte influência de siliciclastos (Feitosa & Feitosa, Feitosa *et al*., 2002; 1986; Lana & Roesner, 1999a, 1999b). A completa ausência de dados sobre estes depósitos fez possível, através do tempo a sua sistemática inclusão nos domínios da Bacia da Paraíba (Mabesoone, 1995; 1996, 1996b; Mabesoone & Alheiros, 1988, 1991; 1993), quando a faixa era então denominada bacia Pernambuco-Paraíba-Rio grande do Norte, ou Bacia Pernambuco-Paraíba, ou então, nos domínios da Bacia Potiguar (Feitosa & Feitosa, 1986; Feitosa *et al*., 2002; Damasceno *et al*., 1986; Campanha, 1979; Campanha & Saad, 1999; Lana & Roesner, 1999a, 1999b). Até o momento não existe uma datação precisa para esta sucessão sedimentar e esta não consta nos mapas e colunas estratigráficas das bacias sedimentares limítrofes.

I.1 – CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

Asmus & Carvalho (1978) afirmaram que a área entre o Alto de Maragogi e o alto de Touros, então chamada de Bacia Pernambuco-Paraíba, haveria sofrido um soerguimento que a deixou mais elevada que as áreas vizinhas (Sergipe-Alagoas e Potiguar), durante o estágio pré-rifte. Estes autores, a partir de projetos geofísicos realizados na margem continental (Projeto REMAC) interpretaram que o trecho da margem correspondente aos estados de Pernambuco, da Paraíba e porção leste do Rio Grande do Norte se comportava como uma extensão continua correspondendo a uma rampa estrutural com pouca espessura sedimentar, sem importantes diferenciações estruturais denominada então Bacia Pernambuco-Paraíba.

Mabesoone & Alheiros (1988) propuseram a existência de uma bacia marginal, compartimentada em sub-bacias, no trecho da margem continental brasileira que abrange parte do estado de Pernambuco, o estado da Paraíba e a parte Leste do estado do Rio Grande do Norte (Fig. I.1). Esta faixa foi denominada Bacia Pernambuco-Paraíba, ou ainda Bacia Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte (Fig. I.1), que se estendia desde o Alto de Maragogi até o Alto de Touros (Mabesoone & Alheiros, 1988, 1991, 1993). Estes autores dividiram esta faixa nas sub-bacias do Cabo, desde o alto de Maragogi até a ZCPE; de Olinda, da ZCPE até o Alto de Goiana; de Alhandra, do Alto de Goiana até a falha de Itabaiana-João Pessoa; de Miriri, da Falha de Itabaiana até a Falha de Mamanguape, que é uma extensão da Zona de Cisalhamento Patos (ZCPA); de Canguaretama, da Falha de Mamanguape até a região de Natal; de Natal, que compreendia a área desde o sul de Natal até o Alto de Touros (Fig. I.1).

Entretanto, a investigação sistemática desta faixa levou à sua individualização em Bacias sedimentares distintas. Lima Filho (1998), ao estudar a chamada Sub-bacia do Cabo, verificou a sua diferenciação em relação às bacias localizadas ao norte da ZCPE. Este autor denominou esta faixa como Bacia de Pernambuco. Esta proposição foi em seguida adotada, e comprovada, a partir de outros estudos (Souza, 1998; Lima Filho *et al*., 1998).

Barbosa (2004) verificou que as formações Beberibe, Itamaracá, Gramame e Maria Farinha (Coniaciano?-Paleoceno) ocorrem apenas entre a ZCPE e o Alto de Mamanguape (Fig. I.2). Este autor então propôs denominar os domínios dessa bacia costeira e sua plataforma adjacente como a Bacia da Paraíba, cuja coluna estratigráfica comporta as formações citadas acima. A faixa a norte do Alto de Mamanguape, que abrange as sub-bacias Canguaretama e Natal, que comporta uma sucessão Toruniano?-Maastrichtiano foi posteriormente denominada como Plataforma de Natal (Barbosa & Lima Filho, 2006) (Fig. I.1 e I.2). Assim, hoje a antiga Bacia Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte está dividida em três bacias costeiras distintas (Barbosa & Lima Filho, 2005; Barbosa & Lima Filho, 2006).

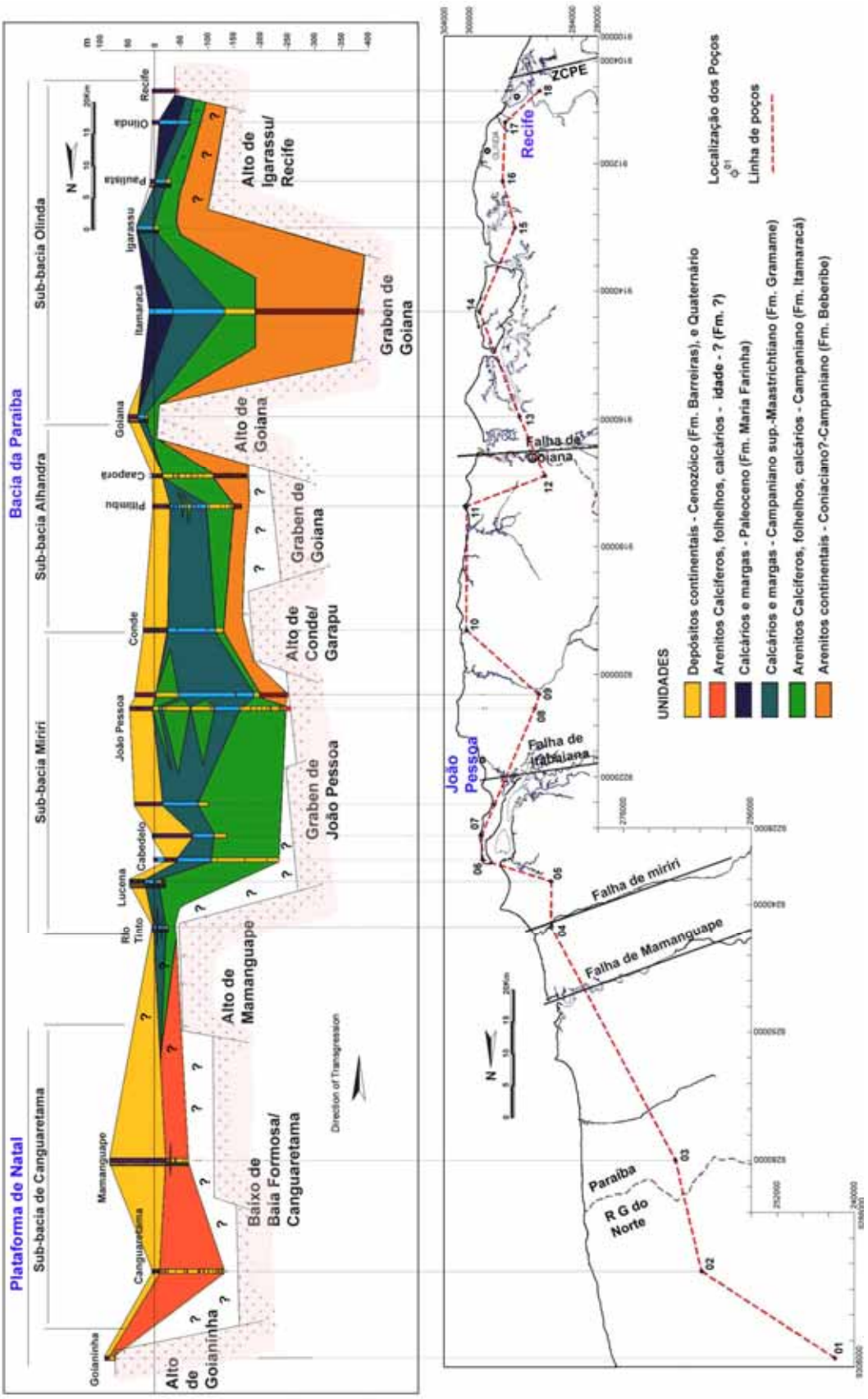

Figura I.2 – Sessão geológica elaborada a partir de perfis de poços ao longo da faixa costeira entre a ZCPE e o Alto de Mamanguape (modificado de Barbosa, 2004).

As sub-bacias Canguaretama e Natal, entre o Alto de Mamanguape e a região de Natal compreendem uma região de altos estruturais em relação à Bacia da Paraíba (Figs. I.2 e I.5). Nesta faixa foram identificados depósitos basais que alcançariam o Turoniano, atribuídos a Formação Jandaíra (Lana & Roesner, 1999a, 1999b; Feitosa & Feitosa, 1986, Feitosa *et al*., 2002). Sobre esta seqüência basal ocorreriam depósitos carbonáticos com siliciclastos que abrangeriam o Campaniano e o Maastrichtiano (Lana & Roesner, 1999a, 1999b). Estes depósitos capeadores das sub-bacias Canguaretama e Natal foram atribuídos à Formação Itamaracá, da Bacia da Paraíba, baseado na semelhança litológica dos depósitos (Fig. I.2), sem que se pudesse determinar sua idade ou correlações de forma mais precisa (Feitosa & Feitosa, 1986, Feitosa *et al*., 2002; Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2004a, 2004b; Jardim de Sá *et al*., 2004).

Por terem sido estes depósitos capeadores das sub-bacias Canguaretama e Natal interpretados como uma extensão da Formação Itamaracá, que pertence a Bacia da Paraíba ou, da seqüência carbonática da Bacia Potiguar (Campanha, 1979; Campanha & Saad, 1999; Feitosa & Feitosa, 1986; Lana & Roesner 1999a, 1999b), estes se tornaram um ponto de confusão em relação à compreensão da transição tectono-estratigráfica entre estas bacias. Poucos estudos geológicos foram realizados sobre esta faixa, talvez uma dezena ao longo de mais de meio século, o que resultou em generalizações e crítica falta de dados sobre a área.

I.2 - OBJETIVO GERAL

Investigar, através de dados estratigráficos, sedimentológicos, petrográficos geoquímicos e paleontológicos, obtidos em poços e afloramentos, a evolução da deposição carbonática na faixa costeira entre as cidades de Recife e Natal abrangendo as bacias da Paraíba e da Plataforma de Natal. Identificar a existência de possíveis correlações entre os depósitos carbonáticos da porção superior da sucessão sedimentar das sub-bacias Canguaretama e Natal com as unidades carbonáticas da Bacia da Paraíba.

I.3 - OBJETIVOS ESPECÍFICOS

a) elaborar um modelo descritivo dos eventos que influenciaram a evolução das duas bacias, da Paraíba e da Plataforma de Natal, principalmente, de seus intervalos carbonáticos;
b) elaborar uma carta estratigráfica com a correlação das unidades litoestratigráficas ao longo das bacias da Paraíba e da Plataforma de Natal;

I.4 - JUSTIFICATIVA DA PESQUISA

Dando continuidade a um esforço de estudo sistemático das bacias costeiras localizadas na faixa costeira Recife-Natal, este trabalho procura preencher com mais informações a lacuna de conhecimento existente sobre a Bacia da Paraíba, assim como, sua relação com os depósitos carbonáticos indivisos que ocorrem na Plataforma de Natal. Esta área apresenta aspectos únicos em relação às demais bacias marginais brasileiras, sendo, inclusive, elo chave na compreensão da evolução do Atlântico Sul (Rand & Mabessone, 1982; Rand, 1985; Mabesoone & Alheiros, 1988; Matos, 1992, 1999; Souza, 1998; Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2004a, 2004b; Barbosa & Lima Filho, 2006).

A falta de conhecimentos sobre esta faixa fica evidente através da observação do registro de poços exploratórios e de aquisição sísmica em terra e na plataforma realizados até então neste trecho da margem continental da região Nordeste.

Um levantamento obtido diretamente do Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) da Agência Nacional do Petróleo (ANP) mostra os poços e a malha sísmica até então realizados nesta faixa (Fig. I.3). É evidente, que a faixa que vai de Recife até o Alto de Touros, no limite da face norte da plataforma Potiguar, representa um verdadeiro “buraco” no que diz respeito a informações geológicas mais sofisticadas (Fig. I.3). Neste trecho não há um único poço exploratório em *offshore*, e apenas três em *onshore*. As informações se resumem a dados sísmicos regionais, levantamentos geofísicos regionais, e aos dados de *onshore*. Este quadro mostra o quanto ainda se é preciso avançar no conhecimento desta área. Até mesmo a geologia básica de boa parte da área *onshore* destas bacias é desconhecida.

I.5 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo abrange, como citado acima, as bacias da Paraíba e a Plataforma de Natal. Em especial a determinação da relação entre estas duas bacias, que ocorre através da Sub-bacia de Canguaretama (Fig. I.1). Conforme exposto acima a Sub-bacia Canguaretama é interpretada como uma área de ligação, ou área de transição, entre a Bacia da Paraíba e a Plataforma de Natal, ou faixa leste da Bacia Potiguar.

Assim um estudo mais abrangente foi realizado com toda a faixa Recife-Natal (poços, seções geológicas, mapas, imagens de satélite) (Fig. I.4A), e um interesse maior foi concentrado na transição entre as duas bacias que ocorre na Sub-Bacia Canguaretama limitada entre as falhas de Mamanguape, PB, e de Cacerengo, RN (Fig. I.4B).

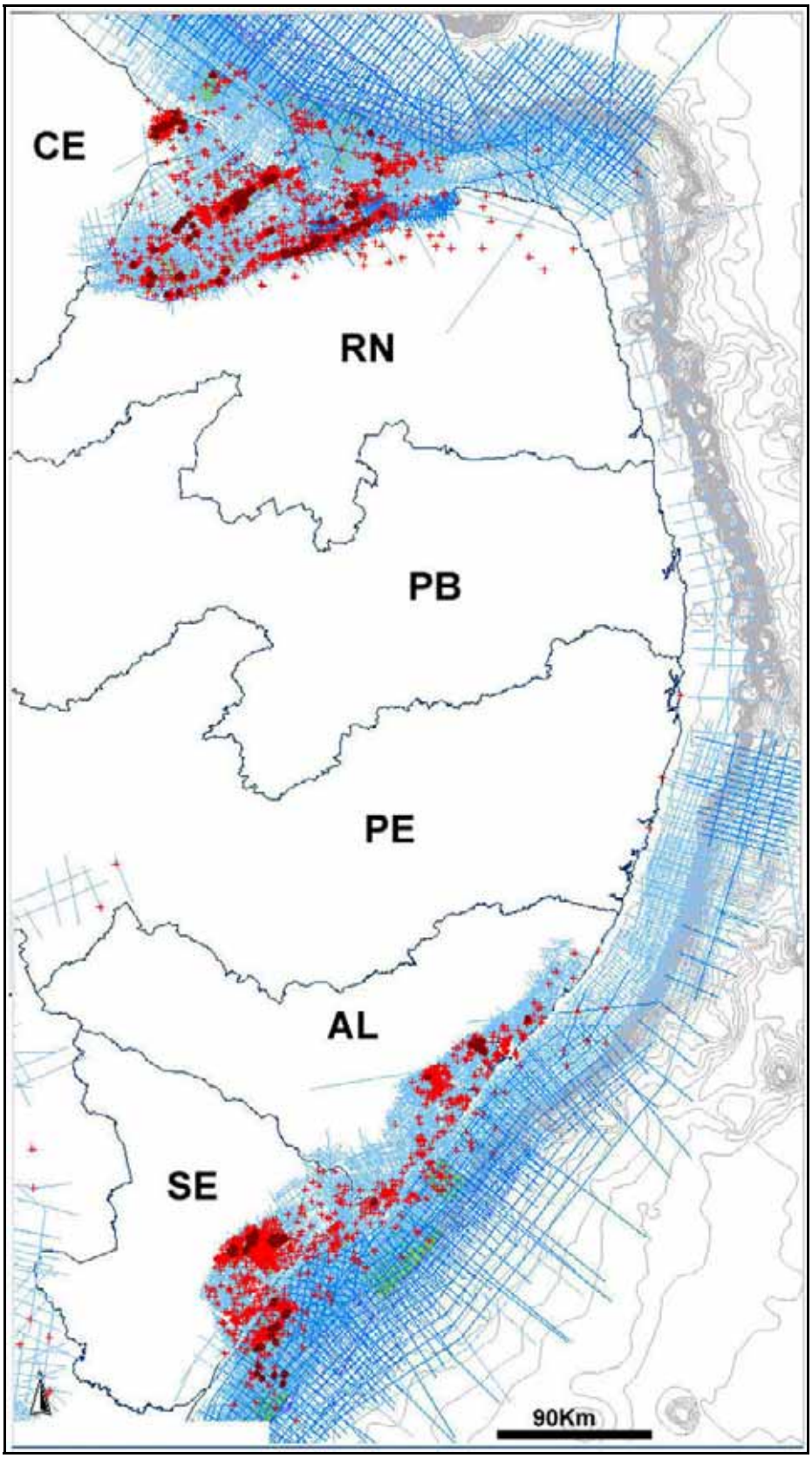

Figura I.3 - Mapa obtido do BDEP-ANP (2004), mostrando a distribuição dos poços exploratórios (cruzes vermelhas) e linhas sísmicas (linhas azuis e verdes) que existem na faixa costeira entre Sergipe e o Rio Grande do Norte.

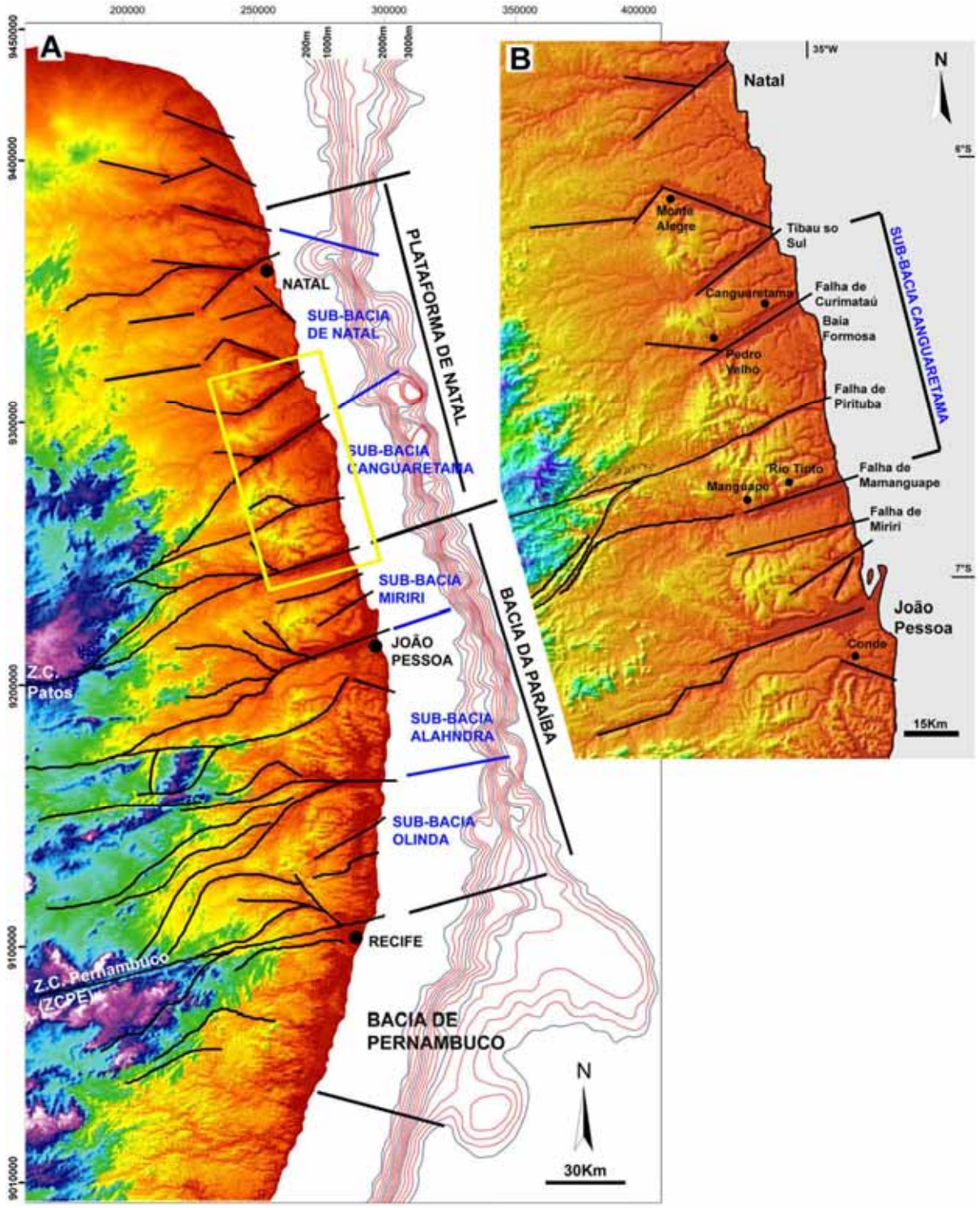

Figura I.4 – A) Área costeira das bacias de Pernambuco, da Paraíba e da Plataforma de Natal, com suas respectivas sub-bacias. B) Detalhe da área costeira da Sub-bacia Canguaretama.

I.6 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

I.6.1 – A Bacia da Paraíba

Na faixa que corresponde à Bacia da Paraíba ocorre uma sucessão sedimentar que se inicia por arenitos continentais, de origem fluvio-lacustre, a Formação Beberibe, cuja datação é pouco estudada podendo ser Coniaciano?–Santoniano (Kegel, 1954; Beurlen, 1967a, 1967b; Mabesoone & Alheiros, 1988; Souza, 1998; Barbosa, 2004, Souza, 2006). Em seguida ocorrem sedimentos de origem transicional que representam o momento de início da deposição marinha na bacia. Estes depósitos são representados por arenitos calcíferos, carbonatos com siliciclastos e folhelhos. Esta unidade foi proposta inicialmente por Kegel (1954, 1955, 1957a) como Formação Itamaracá. Esta seqüência de arenitos calcíferos e calcários com siliciclastos possui no seu topo uma anomalia radioativa detectável nos perfis de raios gama em toda a Bacia da Paraíba, que assinala uma superfície condensada com acúmulo de fosfato orgânico, produzido por uma alta produtividade da biota marinha e redução da taxa de sedimentação (Kegel, 1954, 1955; Menor *et al*., 1977; Menor & Amaral, 1979; Amaral *et al*., 1977; Souza, 1998; Lima Filho *et al*., 1998; Barbosa, 2004; Souza, 2006). Esta anomalia caracteriza uma superfície de máxima inundação, quando do auge da fase transgressiva (Souza, 1998, 2006; Lima Filho *et al*., 1998; Barbosa, 2004) (Fig. I.5). A possível idade deste evento seria Neo-campanino-Eo-Maastrichtiano (Souza, 2006).

A superfície de inundação máxima (SIM) separa os tratos de sistema transgressivo e de mar alto (Fig I.5 e I.10) (Souza, 1998, 2006; Lima Filho *et al*., 1998; Barbosa, 2004). Este horizonte fosfático é caracterizado por um período de baixa taxa de sedimentação com acumulação de argilominerais, matéria orgânica (pelotas fecais) e de macro e microfóssies (Kegel, 1954).

Beurlen (1967a, 1967b) aboliu o termo Formação Itamaracá e incluiu as camadas de carbonatos com siliciclastos e arenitos calcíferos na base da Formação Gramame. Entretanto, estudos recentes retomaram a utilização do termo Formação Itamaracá (como proposto por Kegel, 1954, 1955) para designar os arenitos calcíferos e calcários com siliciclastos que marcam o trato transgressivo, em cujo topo ocorre a seção condensada, não incluindo estes depósitos na Formação Gramame (Lima Filho *et. al*., 1998; Souza, 1998, 2006; Lima Filho & Souza, 2001; Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2004a, 2004b; Barbosa & Lima Filho, 2006).

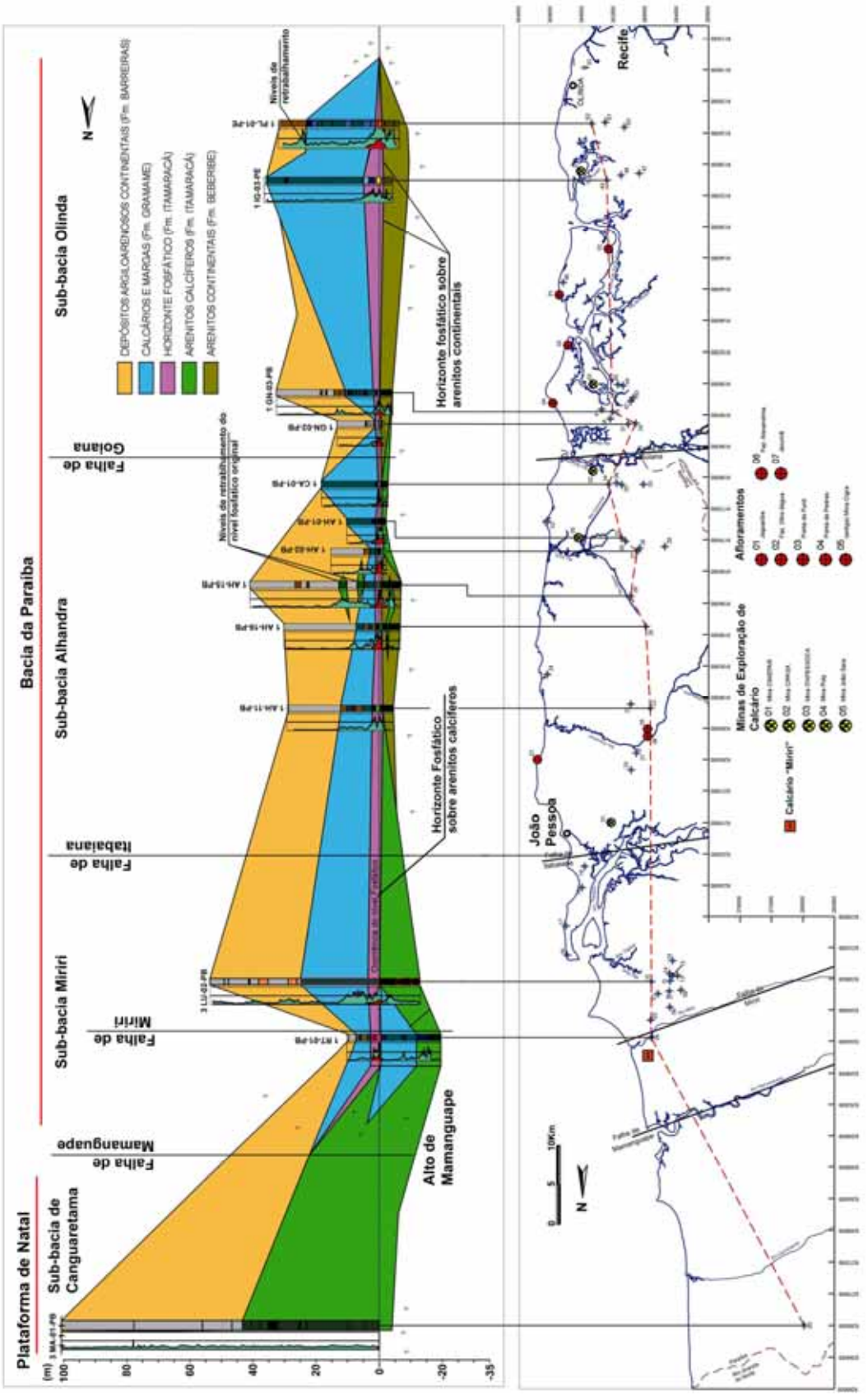

Figura I.5 – Perfil estratigráfico com poços do Projeto fosfato (CPRM-PE). Os poços estão correlacionados pela anomalia de raios gama que marca o horizonte fosfático (*datum*) que ocorre na faixa costeira da Bacia da Paraíba (modificado de Barbosa, 2004).

É importante destacar que o marco radioativo, associado ao acúmulo de fosfato sedimentar, não ocorre para além da ZCPE, a sul, nem para além da Falha de Mamanguape, a norte. Este fato foi também utilizado para se limitar os domínios da Bacia da Paraíba (Barbosa, 2004), mostrando a restrição das condições paleoambientais, e paleogeográficas associadas à evolução da bacia (Fig. I.5). A unidade Itamaracá não possui afloramentos expressivos, sendo basicamente estudada através de testemunhos (Barbosa *et al*., 2004a, 2004b; Souza, 1998, 2006).

Sobre os estratos transicionais ocorrem carbonatos e margas dominantemente biomicríticos, depositados em ambiente marinho raso que correspondem a Formação Gramame (Beurlen, 1967, 1967b; El Gadi, 1993, 1999; Lima & Koutsoukos, 2002, 2004; Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2006a). Esta unidade foi depositada durante um momento de calma tectônica na bacia, após a parada da subsidência que provocou a rápida transgressão (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2004a).

Os depósitos da Formação Gramame são caracterizados por ciclos de *shallowing upwarding* (Barbosa, 2004) caracterizados pela repetição calcário-marga e acamamento plano-paralelo com grande continuidade lateral, mostrando o domínio de processos de agradação em uma extensa plataforma carbonática de baixo gradientre (Fig. I.6). Estes depósitos representam o regime de mar alto na bacia (Barbosa *et al*., 2003, 2006a; Barbosa, 2004). A idade desta formação é maastrichtiana (Beurlen, 1967a, 1967b; Tinoco, 1971; Muniz, 1993; Lima & Koutsoukos, 2002).

Figura I.6 – Depósitos da Formação Gramame na mina CIPASA, Caaporã, Paraíba. Ver localização na Figura II.1. (altura da bancada ~10m).

Acima do topo da Formação Gramame, ocorre uma discordância erosiva, caracterizada por uma camada calcário detrítico, que marca a base da Formação Maria Farinha (Albertão, 1993; Albertão & Martins Jr., 1996; Stinnesbeck & Keller, 1996; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2006b). Esta camada marca na Bacia da Paraíba a transição Cretáceo-Terciário, conhecida em todo o mundo como um período de alterações catastróficas devido ao impacto de corpo(s) extraterrestre contra a superfície da terra e por mudanças ambientais importantes (Alvarez *et al*., 1980, 1984; Alvarez, 1986; Albertão, 1993; Albertão *et al*., 1993, 1994, 1994b; Keller *et al*., 2002, 2003; Keller, 2001, 2005). Esta camada, na Bacia da Paraíba, assim como em outros locais do mundo assinala um momento de queda do nível eustático global (Keller, 2001).

O evento regressivo da Bacia da Paraíba, que teve início no final do Maastrichtiano, e que se intensificou no Paleoceno, pode ter sido localmente potencializado por efeito de soerguimento tectônico, caracterizando uma regressão forçada, que foi mais intensa nas sub-bacias Alhandra e Miriri (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004). Nestas sub-bacias não ocorrem nem o topo da unidade Gramame, nem estratos paleocênicos (Lima & Koutsoukos, 2002; Barbosa, 2004).

Após a passagem Cretáceo-Terciário ocorrem carbonatos e margas que correspondem à Formação Maria Farinha (Fig. I.7). Estes estratos foram depositados, na Sub-bacia Olinda, durante o evento regressivo que ocorreu na bacia e mostram o incremento de siliciclastos da base para o topo dos. (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2004a). Beurlen (1967a; 1967b) denominou estes depósitos de Formação Maria Farinha Inferior.

Figura I.7 – Depósitos paleocênicos da Formação Maria Farinha Inferior, na Mina Poty. Ver localização na Figura II.1.

Na faixa de litoral ao norte da cidade de João Pessoa, ainda ocorrem manchas de calcários recifais, esparsas que podem representar franjas calcárias, possivelmente, resultantes de paradas do nível relativo do mar durante o evento regressivo do Paleoceno-Eoceno? (Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2004a; Barbosa *et al*., 2004b). Beurlen (1967a; 1967b) denominou estes calcários recifais que ocorrem no litoral norte de João Pessoa de Formação Maria Farinha Superior. Estes depósitos foram estudados por Almeida (2000), cuja interpretação apontou um ambiente de recifes e lagunas costeiras com provável idade eocênica (Fig. I.8).

Barbosa (2004) e Barbosa *et al*. (2003) a partir da sugestão de que o evento regressivo ocorrido na Bacia da Paraíba teria sido um evento de regressão forçada, também sugeriram que esses depósitos calcários do Paleoceno-Eoceno poderiam representar indícios de um *Falling Stage System Tract*, que representam etapas de parada do nível relativo do mar, durante um evento regressivo, resultando em patamares deposicionais (Hunt & Tucker, 1992). Este trato de sistemas precederia o trato de mar baixo (Plint & Nummedal, 2000).

Figura I.8 - Depósitos da Formação Maria Farinha Superior, que afloram na região de praias de Jacumã – Tambaba, Paraíba. Ver Localização na Figura II.1.

Os depósitos do Paleoceno ocorrem apenas na Sub-bacia Olinda, e os depósitos com possível idade eocênica ocorrem no litoral da Sub-bacia Alhandra-Miriri. Na Figura I.9, está mostrada de forma esquemática a distribuição dos depósitos carbonáticos da faixa costeira da Bacia da Paraíba. Nesta figura também são mostradas as localizações das principais exposições das unidades carbonáticas Gramame e Maria Farinha.

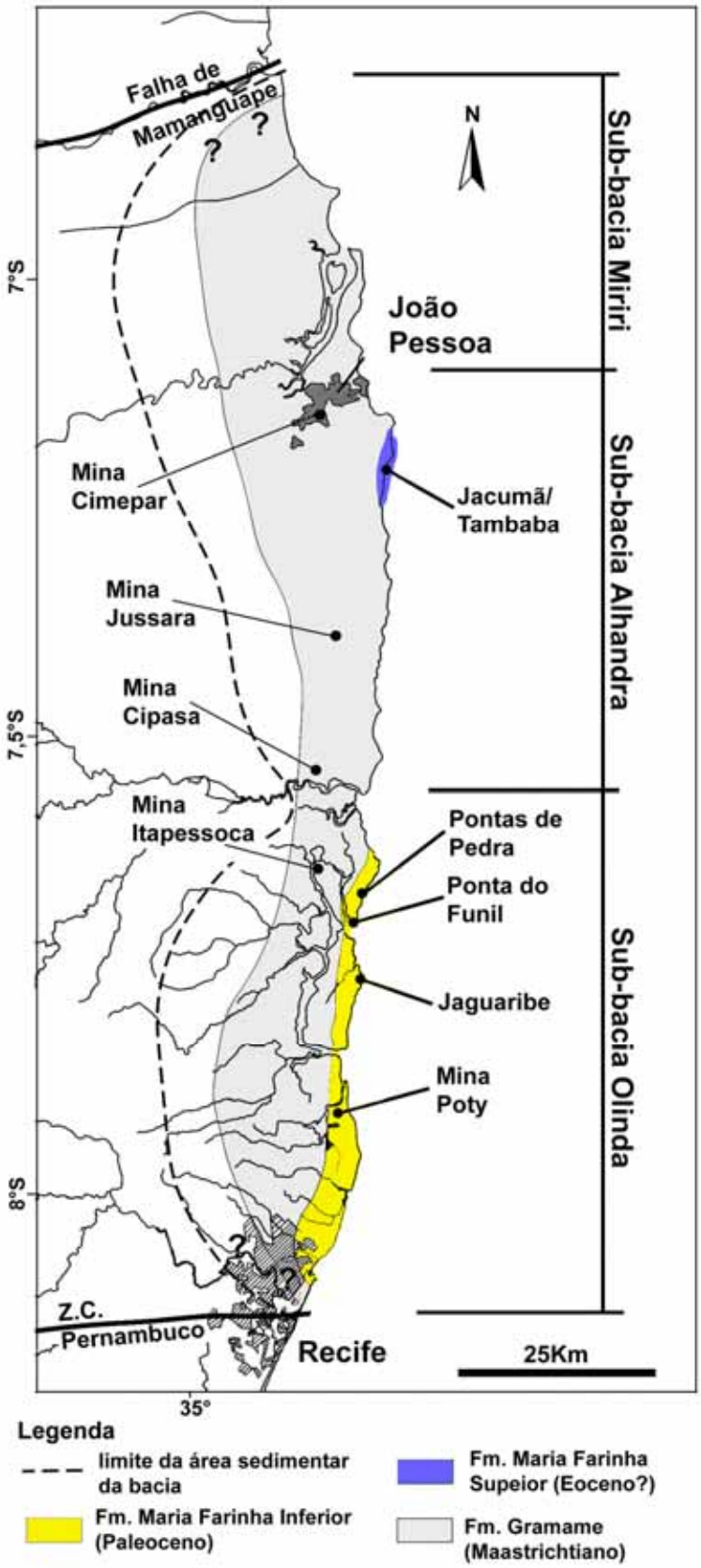

Figura I.9 – Mapa geológico esquemático da faixa costeira da Bacia da Paraíba. A ocorrência das unidades carbonáticas está mostrada de forma esquemática e as coberturas neogênicas foram desconsideradas. Também estão localizados alguns dos principais afloramentos das unidades Gramame e Maria Farinha (Barbosa *et al*., 2006a).

Barbosa (2004) propôs uma carta estratigráfica para a porção emersa da Bacia da Paraíba (Fig. I.10). Esta carta leva em consideração a ocorrência das unidades em relação às sub-bacias. Esta carta será revisada neste estudo, incluindo sua extensão para norte, incluindo os resultados obtidos para a região da Plataforma de Natal

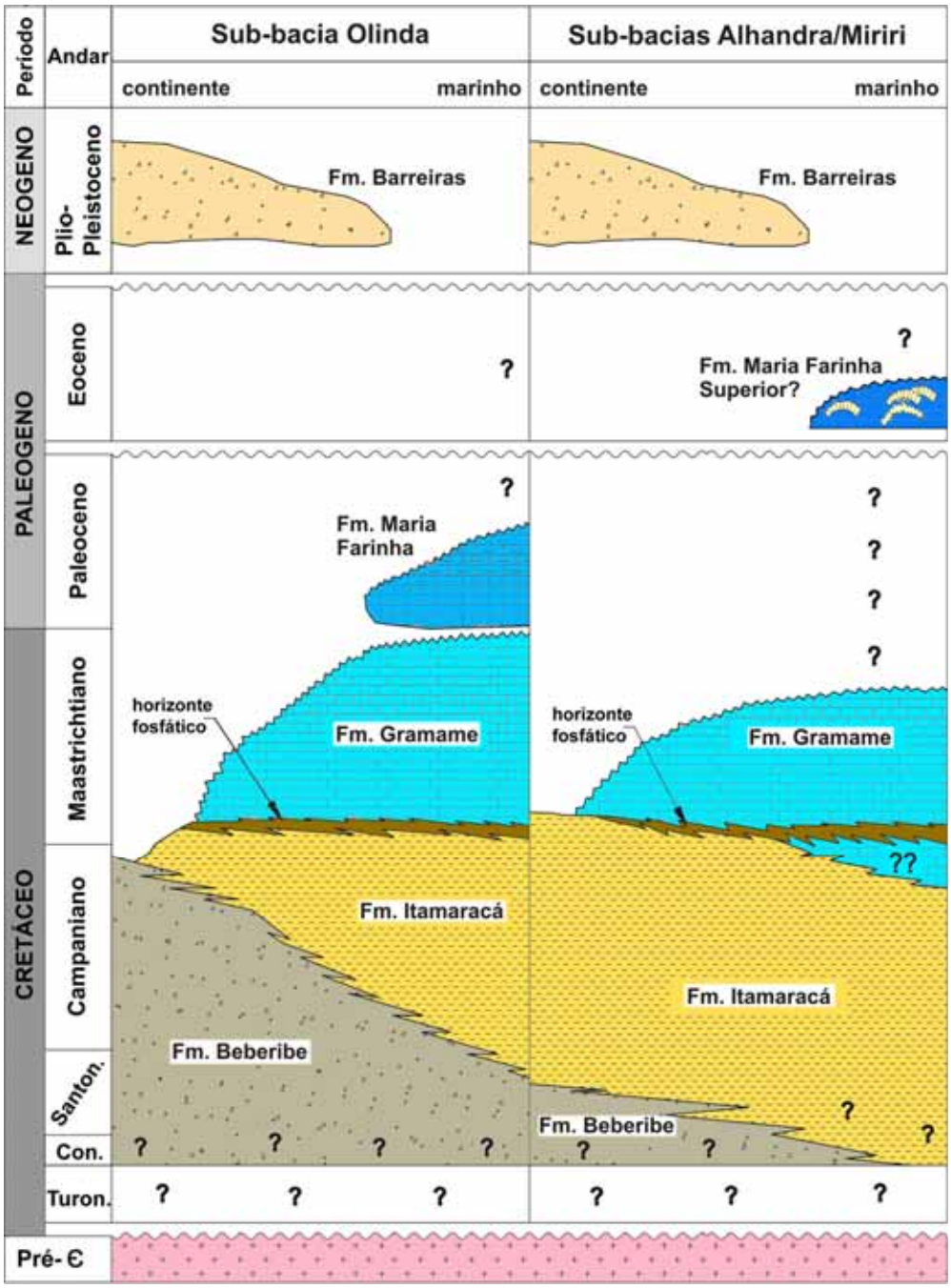

Figura I.10 - Carta estratigráfica proposta para a faixa costeira da Bacia da Paraíba (Modificado de Barbosa, 2004).

I.6.2 – A Plataforma de Natal

A Faixa costeira da Plataforma de Natal é recoberta em sua maior parte por depósitos da Formação Barreiras, que chegam até o litoral, por vezes formando falésias. Contudo, em algumas áreas desta faixa costeira, entre a falha de Mamanguape e a Falha de Cacerengo, afloram manchas esparsas de rochas calcárias (Mabesoone, 1970, 1994; Mabesoone *et al*., 1991; Campanha, 1979; Damasceno *et al*., 1984, 1986; Feitosa & Feitosa, 1986; Feitosa *et al*., 2002). Estas rochas constituem o intervalo carbonático superior da sucessão sedimentar que ocorre nas sub-bacias Canguaretama e Natal. Abaixo destes depósitos ocorre uma seqüência basal de depósitos siliciclastos com alguma influência marinha de idade turoniana que, segundo os autores, seriam correlatos da Formação Jandaíra (Lana & Roesner, 1999a, 1999b; Feitosa *et al*., 2002.

Algumas das exposições mais importantes desse intervalo carbonático superior ocorrem na região costeira entre as cidades Canguaretama e Pedro Velho, no Rio Grande do Norte (Fig. I.4B). Nesta região afloram calcários recristalizados com siliciclastos, arenitos calcíferos e folhelhos carbonáticos. Não há, no entanto, exposições tão importantes, em espessura e área, como as que ocorrem na bacia da Paraíba. Estas manchas de calcários, que afloram na faixa costeira da Plataforma de Natal não aparecem mapeadas em nenhum dos mapas geológicos, da Paraíba, ou do Rio Grande do Norte.

A seção estudada por esta pesquisa, no Engenho Outeiros, região de Pedro Velho (Fig. 1.4B), oferece um bom exemplo destas exposições. Nesta localidade há pelo menos três pedreiras de lavra artesanal com cerca de 6 a 8 metros de espessura e de 40 a 60 metros de frente de lavra (Fig. I.11).

Figura I.11 – Afloramentos de rochas calcárias na região do Engenho Outeiros, Pedro Velho, Rio Grande do Norte.

De forma geral, estes depósitos apresentam boa continuidade lateral, demonstrando acamamento plano-paralelo. Os depósitos apresentam camadas de calcários cristalinos, com conteúdo importante de siliciclastos, intercalados com delgadas camadas de arenitos de finos a médios com cimentação carbonática e folhelhos esverdeados a cinza (Fig. I.12).

Aproximadamente a 8 km a oeste da região de afloramentos do Engenho Outeiros fica a cidade de Pedro Velho, onde aflora o embasamento da bacia (Fig. I.4 e I.13). Estas manchas de calcários estão depositadas diretamente sobre o embasamento. A espessura sedimentar nesta região varia entre 60 a 80 m, aproximadamente.

Os depósitos carbonáticos investigados apresentam-se recristalizados com indícios de diagênese tardia. Observou-se ainda, manchas de óxido de manganês e de ferro, vugulas de dissolução e geodos de calcita.

Apesar de alguns estudos tratarem a ocorrência dessas manchas de depósitos carbonáticos entre Mamanguape, na Paraíba, e Natal, no Rio Grande do Norte (Kegel, 1957b; Mabesoone, 1970; Campanha, 1979, Feitosa & Feitosa, 1986; Feitosa *et al*., 2002; Campanha & Saad, 1999; Damasceno *et al*., 1984, 1986; Lana & Roesner, 1999a, 1999b), até o presente não existe um mapeamento de tais depósitos em superfície e estes não foram incluídos formalmente em nenhuma seqüência sedimentar conhecida das bacias marginais limites.

Figura I.12 – Afloramentos de rochas calcárias na região do Engenho Outeiros.

Há, inclusive, uma comunicação que aventa a possibilidade de descoberta de hidrocarbonetos em amostras de calha de um poço, executado próximo a cidade de Canguaretama, para captação de água subterrânea, contendo também exsudação de H_2S (Sousa *et al*., 1990).

Além da alteração diagenética a escassa ocorrência de micro e macrofósseis acabam por dificultar estudos mais detalhados sobre estes depósitos.

Figura I.13 – Rochas do embasamento da bacia sedimentar da Plataforma de Natal aflorando na cidade de Pedro Velho, Rio Grande do Norte, a pouco mais de 8 km dos afloramentos estudados na região do Engenho Outeiros.

CAPÍTULO II

MATERIAIS E MÉTODOS

Para a elaboração do estudo foi conduzido um levantamento bibliográfico que incluiu informações sobre a geologia e a paleontologia das bacias da Paraíba e da Plataforma de Natal, com ênfase na seção carbonática das duas bacias, abrangendo as formações Gramame, Maria Farinha e Itamaracá, da Bacia da Paraíba, e os calcários aflorantes das sub-bacias Canguaretama e Natal.

A pesquisa utilizou a base cartográfica existente sobre a área a partir das folhas de escala 1:100.000 produzidas pela antiga SUDENE (Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste), que estão listadas no Anexo 1.

II.1 – IMAGENS DE RADAR E DE SATÉLITE

Para a elaboração dos mapas de relevo, foram utilizadas imagens de radar produzidas pelo programa de imageamento SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), da NASA (*National Aeronautic and Space Agency*), órgão do governo Norte Americano. Estas imagens estão disponíveis na resolução espacial de 90 m, sem custos. A área de imageamento obtida foi limitada pelas coordenadas 4^{O} S e 34^{O} W e 10^{O} S e 38^{O} W. Embora, a área obtida seja bem maior do que a região estudada, ela serviu para a produção de recorte e manipulação de áreas menores na execução dos mapas. Também foram analisadas imagens LANDSAT 7 TM para auxiliar o estudo das principais feições apresentadas nas interpretações regionais.

II.2 – DISTRIBUIÇÃO DOS AFLORAMENTOS

Para o estudo das unidades que afloram nas regiões estudadas foram efetuadas três etapas de campo para investigação dos afloramentos, coleta de amostras e elaboração de perfis estratigráficos. Os afloramentos incluem praias na região de litoral e pedreiras, artesanais e industriais, onde há boa exposição das unidades correlacionadas. A localização de todos os afloramentos e pedreiras está mostrada na Figura II.1 (Ver coordenadas no Anexo 1).

Também na Figura II.1, estão as localizações de alguns poços de especial propósito para o estudo realizado. Estes poços representam importante registro da seqüência carbonática ao longo da faixa costeira desde a região de Recife até a região da cidade de Natal. Estes poços também estão listados no Anexo 1.

Foram utilizados dados de estratigrafia e sedimentologia da seqüência carbonática da Sub-Bacia Olinda, Bacia da Paraíba, obtidos a partir de poços do Projeto Fosfato (CPRM) para uma composição geral das informações. Para comparações e estudos sedimentológicos também foram utilizados os três poços executados pelo Projeto K-T na Bacia da Paraíba, realizado em parceria entre o Departamento de Geociências da Universidade de Princeton e o LAGESE-UFPE (ver a localização dos 3 poços do Projeto K-T na Bacia da Paraíba na Figura II.1).

II.3 – DADOS DE SUBSUPERFÍCIE (MALHA DE POÇOS)

Foi elaborada uma malha, com 433 poços, que abrange a área costeira desde a cidade de Recife até o norte da cidade de Natal (Fig. II.2). Estes poços foram selecionados a partir de dados de 650 poços selecionados para a pesquisa. Os perfis de poços aproveitados aqui possuem fichas cadastrais com a localização precisa e boa descrição litológica da sucessão de estratos atravessada. Os dados de poços aqui utilizados foram coletados no CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), empresas de saneamento de Pernambuco, da Paraíba e do Rio Grande do norte e de empresas particulares que executam poços para unidades industriais.

A partir da malha construída, foram processados mapas de correlação de pontos (*grids*), em *software* específico para a modelagem desses dados. A partir deste processo foram elaborados mapas de isópacas das unidades litoestratigráficas observou-se o seu comportamento regional. O *software* utilizado foi o *Oasis Montaj* (GEOSOFT) através de suas ferramentas *Target* e *Wholeplot*. Os dados obtidos dos perfis de cada poço incluíam a localização e as cotas das bocas dos poços, verificadas através das cartas e mapas e, dados de ocorrência e espessura das unidades. Para a opção de interpolação foi utilizada a variável *normal distribution*, que apresentou os melhores resultados. Os mapas gerados possuem o controle de contornos de intervalo no valor 5 ou 10, e o exagero vertical utilizado para as projeções 3D ficou entre 20 e 25X.

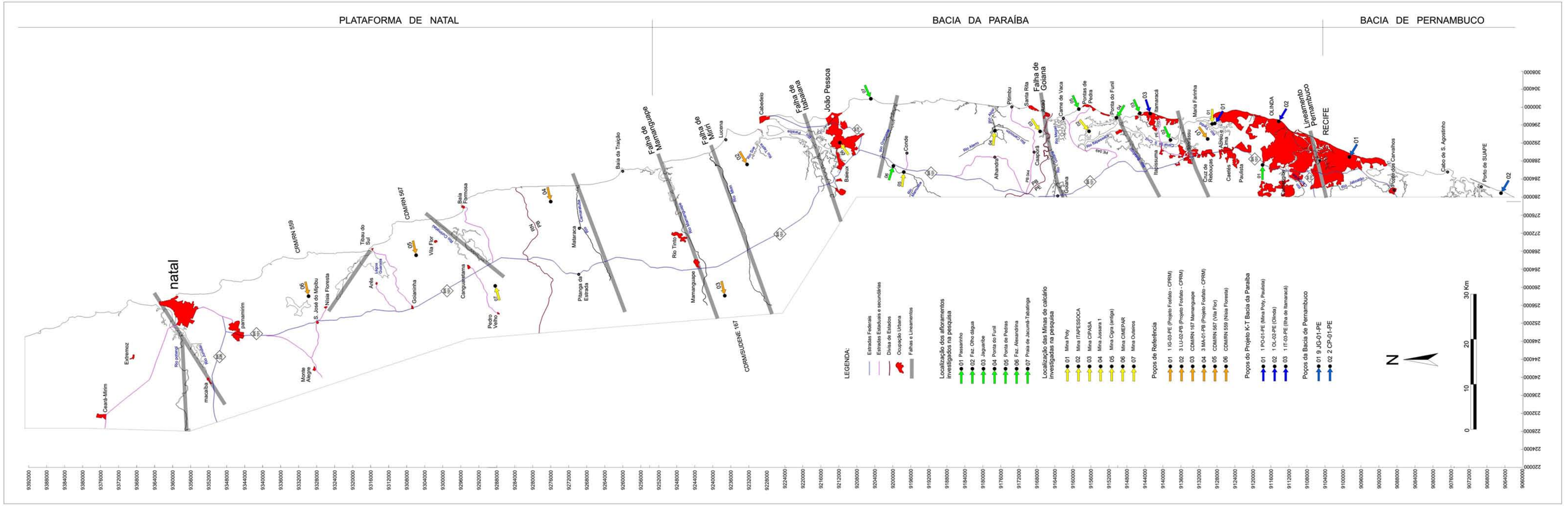

Figura II.1 Mapa da faixa costeira entre as cidades de Recife e Natal, com a localização dos principais afloramentos e poços utilizados pela pesquisa.

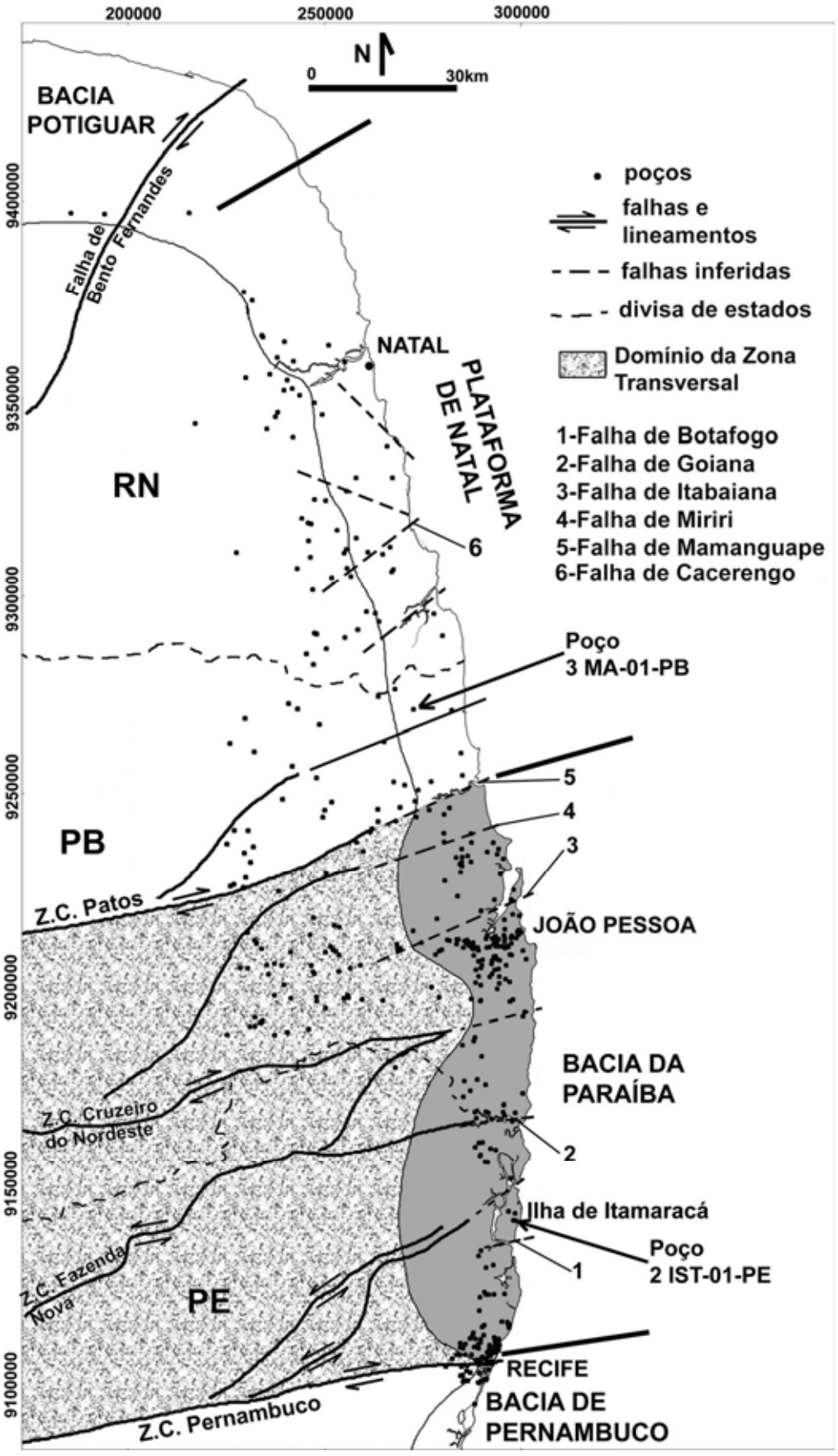

Figura II.2 – Distribuição dos 430 poços estudados ao longo da faixa costeira Recife-Natal. Estão destacados no mapa os poços 2 IST e 3 MA, que serão discutidos em detalhe.

II.4 - DADOS PETROGRÁFICOS

O estudo petrográfico foi realizado em lâminas delgadas, tanto em microscópio petrográfico polarizante, como em equipamento de catodoluminescência. Ao todo foram confeccionadas 60 lâminas delgadas, abrangendo todos os perfis. A localização das lâminas estudadas está mostrada nos desenhos esquemáticos dos perfis (Fig. II.3 a II.5). Este processo teve por objetivo observar, de forma geral, as microfácies das seqüências carbonáticas investigadas referentes aos três grupos de rochas carbonáticas estudadas: formações Gramame e Maria Farinha; Formação Itamaracá; depósitos carbonáticos indivisos da Sub-bacia Canguaretama.

O uso de catodoluminescência (CL) apresenta grande importância no estudo de rochas carbonáticas. O método consiste no bombardeamento da superfície de rocha polida com um feixe de elétrons o que provoca uma luminescência do material, de acordo com as características químicas dos minerais presentes. Com este método é possível se observar, de forma qualitativa, a ocorrência de elementos traços como Fe^{2+} e Mn^{2+} em rochas carbonáticas (calcitas e dolomitas) e em cimentos (Machel, 2000; Scholle & Ulmer-Scholle, 2000). Além disso, o uso de CL é muito prático no estudo de carbonatos com conteúdo de material siliciclástico, no estudo sistemático de fraturas e porosidade e em relação à presença de argilominerais. Em geral a incorporação de Mn^{2+} na trama da calcita estimula a luminescência, enquanto que a incorporação de Fe^{+2} reduz a luminescência ou a extingue completamente (Scholle & Ulmer-Scholle, 2000).

Os estudos com CL têm revelado resultados positivos na avaliação da proveniência de material siliciclástico que compõe rochas sedimentares. Apesar de ainda não existir um forte consenso para o uso do método na identificação de alguns minerais, já existe um grande espectro de investigações que servem como guia para tal propósito (Marshall, 1988). Levando-se em conta um bom conhecimento prévio da rocha pelo investigador, e o auxílio de métodos complementares.

Em rochas sedimentares a ocorrência de feldspatos, essencialmente potássicos (*K—feldspar*), é evidenciada pela coloração azul brilhante. Embora possa haver variação dessa coloração podendo chegar até um tom amarelado (Marshall, 1988). Acredita-se que a cor azul brilhante nos feldspatos é produzida devido à presença de Ti e Cu que funcionam como ativadores (Marshall, 1988; Owen, 1991; Walker & Burley, 1991). Uma boa variedade de estudos aponta que ortoclásios e microclinas apresentam uma coloração azul, enquanto

plagioclásios normalmente apresentam uma coloração amarelo esverdeada, menos brilhante (Owen, 1991).

Para a ocorrência de quartzo detrítico, observou-se que este mineral pode apresentar uma grande variedade de cores de acordo com sua origem e também se a rocha ígnea fonte passou por processos de metamorfismo (Owen, 1991). Estudos demonstraram que quartzo proveniente de rochas vulcânicas possui luminescência avermelhada. Quartzo de rochas extrusivas possui luminescência mais clara, e menos brilhante, do que quartzo proveniente de rochas intrusivas. Embora exista variação nestes aspectos e essas relações sejam dependentes da historia termal/deformacional dessas rochas (Owen, 1991). Quartzo proveniente de rochas com baixo grau de metamorfismo apresenta cor vermelha amarronzada. Quartzo oriundo de rochas com alto grau de metamorfismo podem vir a apresentar uma cor bem menos brilhante vermelho-marrom (Owen, 1991). Marshall (1988) e Götze (2000) apontam um consenso primário para a determinação da origem de quartzo a partir de sua luminescência: azul – violeta, rochas plutônicas, fenocristais em rochas vulcânicas e quartzo de alto grau de metamorfismo; vermelho – matriz de quartzo em rochas vulcânicas; marrom – quartzo proveniente de rochas metamórficas regionais.

Marshall (1988) afirmou que é possível separar feldspatos de quartzos provenientes de rochas ígneas sem metamorfismo que também apresentam alguma coloração azul ou violeta, devido ao fato de que estes últimos apresentam um brilho muito inferior ao brilho dos feldspatos. Todos os autores verificados afirmam que normalmente tanto quartzo quanto feldspato autigênicos não apresentam luminescência (Marshall, 1988; Owen, 1991; Walker & Burley, 1991; Götze, 2000).

Estas informações foram importantes, pois serviram para o estudo petrográfico das rochas carbonáticas que apresentam importante contribuição de material siliciclástico nos depósitos estudados.

O equipamento de catodoluminescência utilizado é composto de um microscópio petrográfico modelo NIKON ECLIPSE E600 W POL, com câmera acoplada para micrografias modelo NIKON H-III e módulo de catodoluminescência para microscópio ótico CLmk4 8200 da Cambridge Technology LTD. Todas as fotomicrografias foram tomadas utilizando-se um valor entre 18 a 20KV.

Para a identificação das rochas carbonáticas foi utilizada a classificação de Folk (1959, 1962) quanto à percentagem relativa entre grãos e matriz, e a de Dunhan (1962), que utiliza a relação dos grãos com a fábrica da matriz.

II.5 - QUIMIOESTRATIGRAFIA

Para a confecção de perfis geoquímicos foram coletadas amostras em 5 pedreiras, sendo uma artesanal (Outeiros) e quatro industriais (Poty, Itapessoca, CIMEPAR e CIPASA), e do poço 3 MA-01-PB, próximo à cidade de Mamanguape (Fig. II.1). Foram realizadas análises de isótopos estáveis de carbono e Oxigênio. Além disso, foram feitas análises químicas por fluores0cência de Raios-X para a composição elementar. As amostras foram pré-selecionadas, cortadas e re-selecionadas após o corte para evitar áreas de alteração, sendo então pulverizadas e remetidas para o laboratório. Todas as análises de isótopos de C e O e de fluorescência de Raios-X foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) da Universidade Federal de Pernambuco.

As análises isotópicas para carbono e oxigênio tiveram a seguinte rotina: o CO_2 (gás) foi extraído das amostras em pó (10 a 20mg), após estas terem sido postas em reação com ácido ortofosfórico (100%), a 25ºC, por um dia. O gás de CO2, liberado após limpeza criogênica foi em seguida analisado em um espectrômetro de massa SIRA II. Os resultados foram reportados em valores per mil (‰), na escala PDB para o carbono em PDB e SMOW para o oxigênio. As incertezas das medições ficaram abaixo de 0.1% para os valores de carbono e 0.2% para os valores de oxigênio.

As análises de fluorescência de Raios-X foram obtidas a partir da seguinte rotina: uma porção de cada amostra foi colocada em estufa para a secar a 110^{o}C e então levada a mufla, a 1000^{o}C por 2 horas, para a determinação de perda ao fogo. Para cada amostra foi feita uma pérola fundida, usando-se tetraborato de lítio como fundente. Todas as amostras foram analisadas em um espectrômetro de fluorescência de raios Rigaku modelo RIX 3000, equipado com tubo de Rh, pelo método de curvas de calibração preparadas com materiais de referências internacionais.

A elaboração de perfis com os valores obtidos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ Os permitiram observar o comportamento característico das sucessões sedimentares de cada setor da faixa estudada, de acordo com sua evolução e características geológicas. A análise elementar forneceu auxílio à interpretação paleoambiental, além de ser muito importante na avaliação composicional das rochas e na evolução diagenética. A posição das amostras ao longo de cada perfil está detalhada nas Figuras II.3 a II.5. Os perfis quimioestratigráficos também foram utilizados, tentativamente, na interpretação e correlação das seqüências deposicionais estudadas.

II.6 - DADOS PALEONTOLÓGICOS

Foi realizada uma investigação paleontológica nos afloramentos da região entre Mamanguape e Canguaretama com o objetivo de verificar a ocorrência de macrofósseis que pudessem possibilitar uma comparação desses estratos com os estratos das formações carbonáticas da Bacia Potiguar ou da Bacia da Paraíba. O material encontrado, macrofósseis de invertebrados e de vertebrados, foi preparado mecanicamente e fotografado. Foi elaborado um quadro de descrição e comparação desses dados com os dados existentes para as bacias em questão.

II.7 - DADOS SÍSMICOS DA PLATAFORMA

Os dados sísmicos utilizados neste trabalho para uma análise da região *offshore* da faixa estudada representam levantamentos sísmicos regionais 2D executados na plataforma da faixa estudada. As linhas sísmicas apresentam valores de profundidade em tempo e foram interpretadas de forma tentativa devido à ausência de dados na região *offshore* desta faixa.

Nos dados sísmicos, observou-se apenas feições regionais da sucessão sedimentar e do embasamento na plataforma continental. Contudo, estes dados foram muito importantes para fornecer um entendimento mais detalhado do comportamento *offshore* das bacias marginais na faixa estudada. As feições regionais observadas em *offshore* foram correlacionadas com os dados de *onshore*, o que permitiu uma visão geral do comportamento da margem continental no trecho estudado.

II.8 - AMOSTRAGEM FEITA NOS PERFIS

Para a elaboração sistemática das análises e lâminas petrográficas, bem como para a obtenção de informações sedimentológicas, paleontológicas e estratigráficas, foram escolhidas as seções: mina Poty; mina Itapessoca; mina CIPASA; mina CIMEPAR; mina Outeiros e o Furo 3 MA-01-PB. Os perfis esquemáticos destas seções encontram-se nas figuras II.3, II.4 e II.5. Os perfis trazem as posições de coleta, e os procedimentos utilizados para cada ponto.

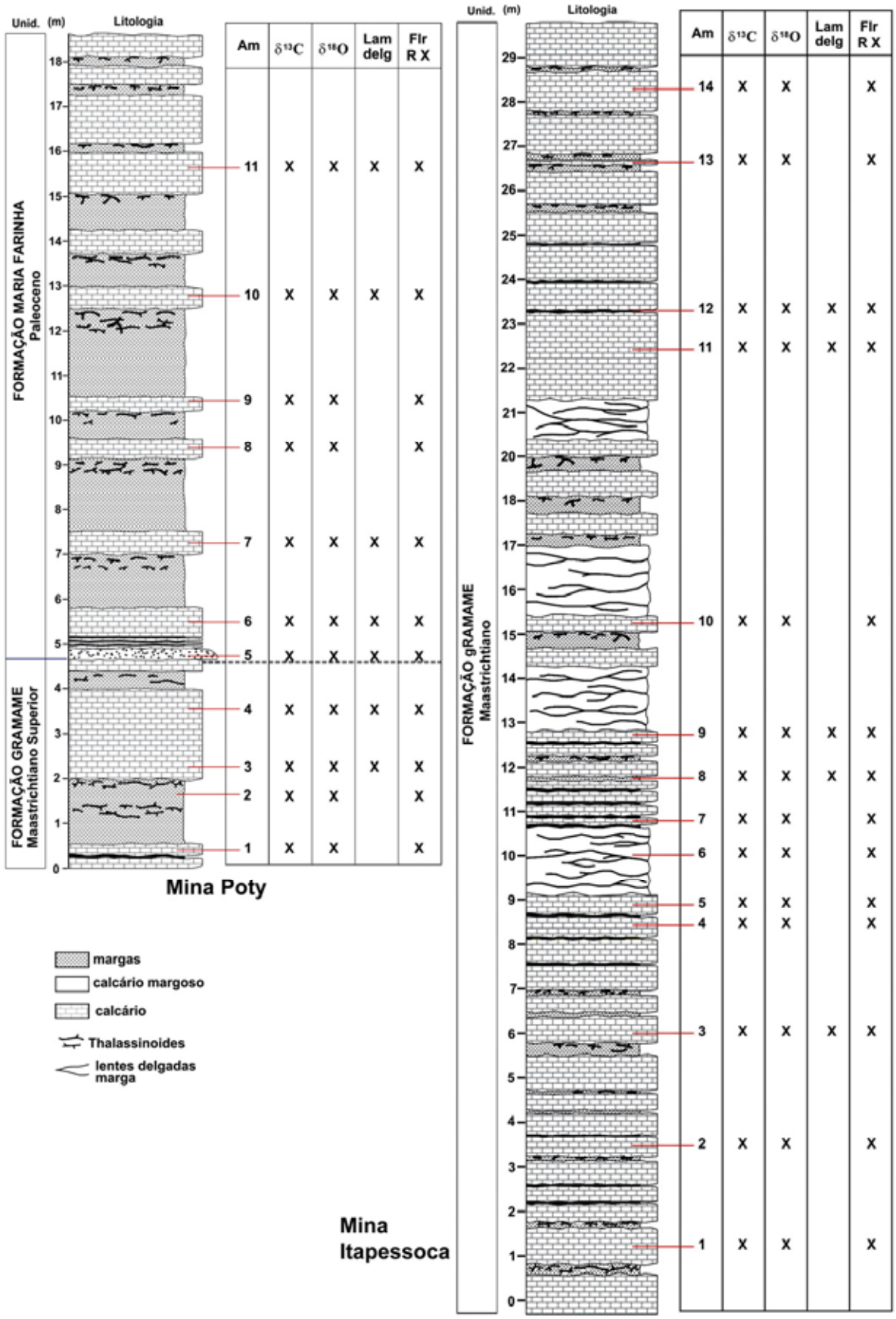

Figura II.3 – Perfis estratigráficos da mina Poty (PO), e da mina Itapessoca (IT), Pernambuco. Os pontos de amostragem e as análises realizadas estão indicados nos perfis.

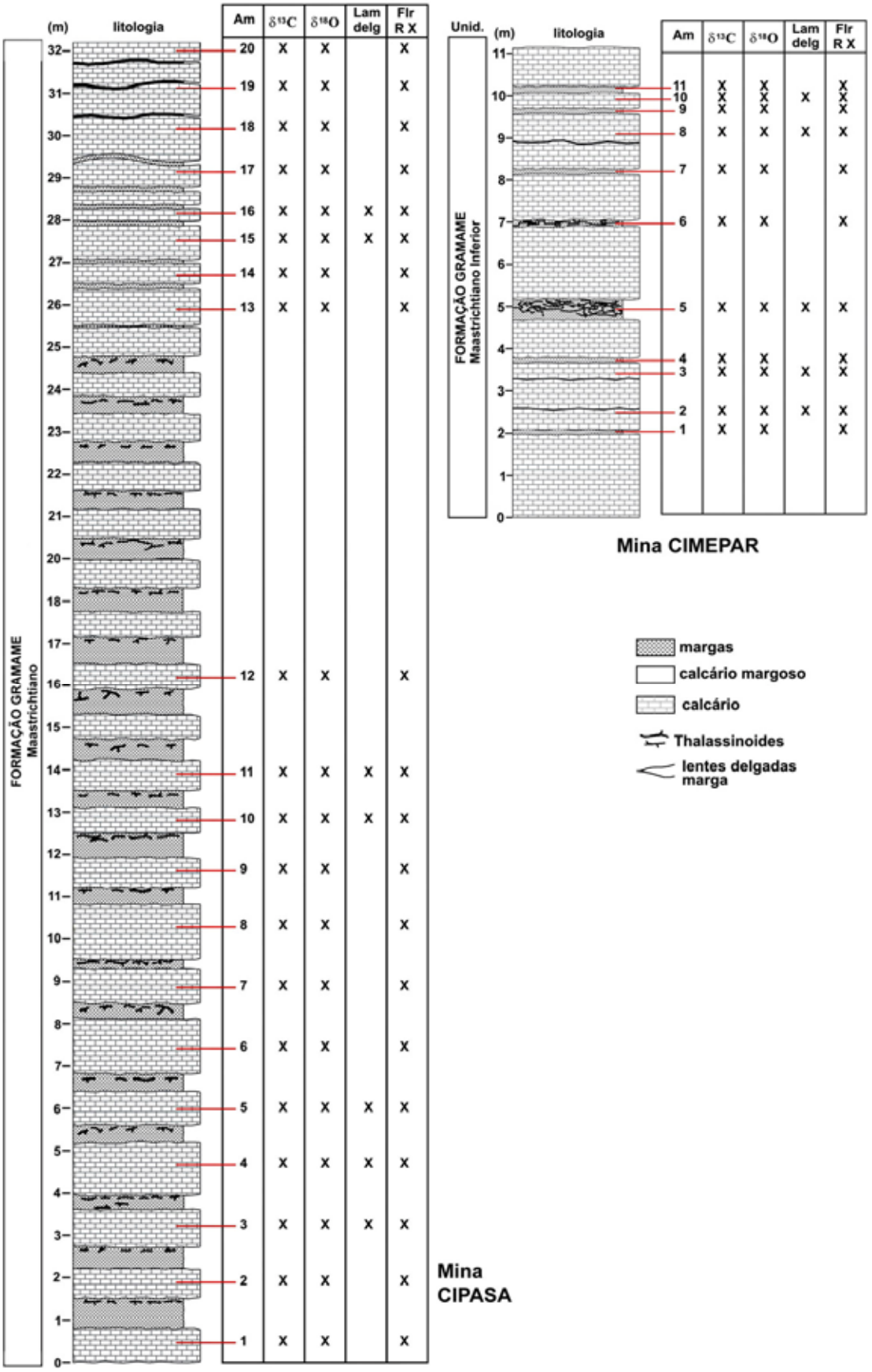

Figura II.4 – Perfis estratigráficos da mina CIPASA (CI), e da mina CIMEPAR (CP), Paraíba. Os pontos de amostragem e as análises realizadas estão indicados nos perfis.

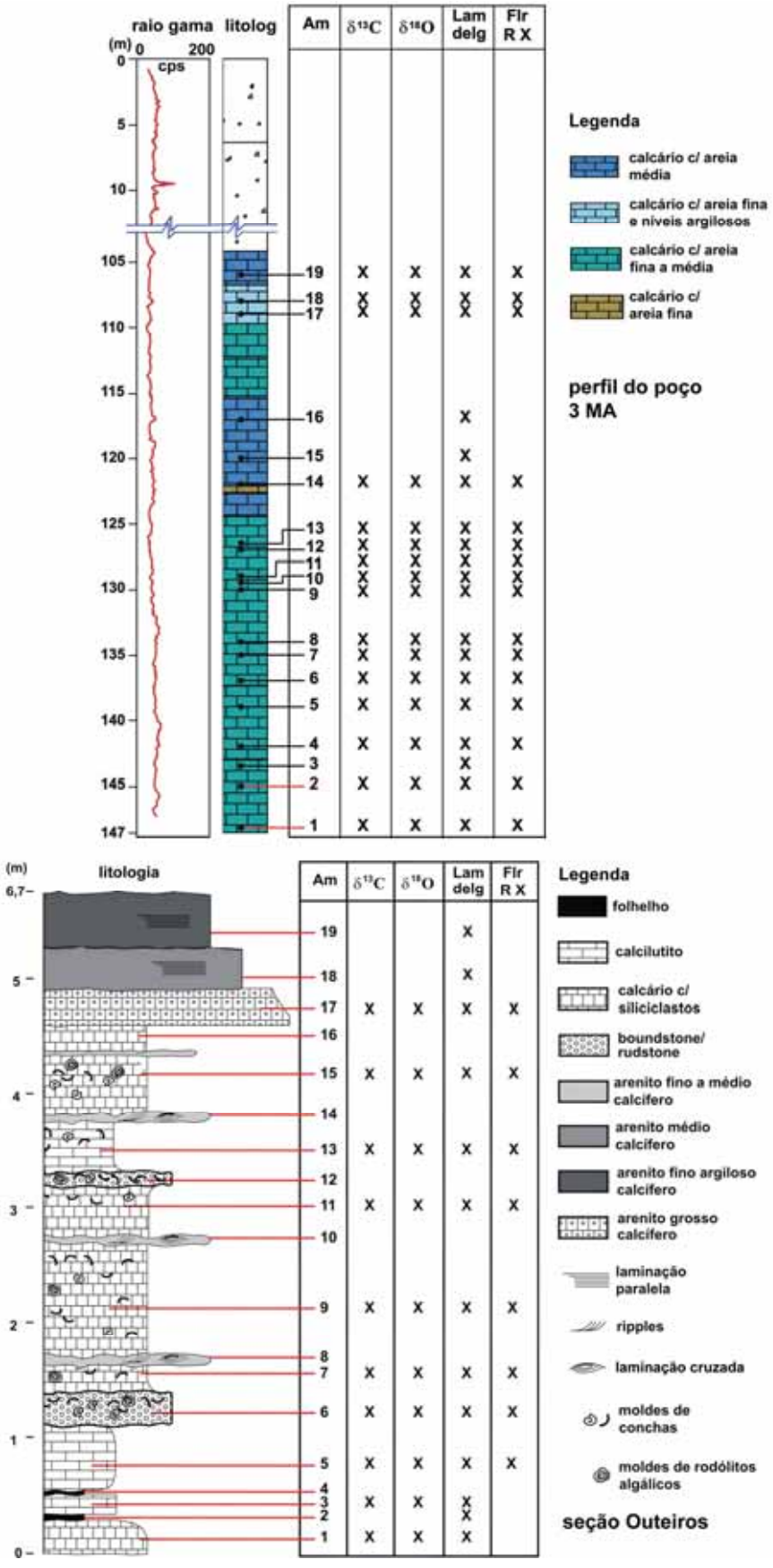

Figura II.5 – Perfis do poço 3 MA-01-PB (3MA), Paraíba, e de Outeiros (PV), Rio Grande do Norte. Os pontos de amostragem e as análises realizadas estão indicados nos perfis.

CAPÍTULO III

FAIXA COSTEIRA RECIFE–NATAL: ESTADO DO CONHECIMENTO

O conhecimento da faixa costeira entre Recife e o Alto de Touros (Fig. I.1), bem como sua porção *offshore*, é ainda muito reduzido, se comparado ao conhecimento sobre as demais bacias costeiras da margem Atlântica brasileira.

Uma fase exploratória inicial concluiu que a região que corresponde à faixa entre Recife e o Alto de Touros (Fig. I.1), então chamada de Bacia Pernambuco-Paraíba, possuía feições de evolução parecidas (Asmus & Carvalho, 1978). Este trabalho foi fruto de levantamentos sísmicos da plataforma continental (Projeto REMAC). Estes autores verificaram que a área, então chamada de Pernambuco-Paraíba, haveria sofrido um soerguimento que a deixou mais elevada que as áreas vizinhas (Sergipe-Alagoas e Potiguar), durante o estágio pré-rifte. Neste estudo, a faixa costeira dos estados de Pernambuco, Paraíba e a porção leste do Rio Grande do Norte foi interpretada como uma extensão continua caracterizada por uma rampa homoclinal com pouca espessura sedimentar, sem importantes diferenciações estruturais, denominada então Bacia Pernambuco-Paraíba (Fig. III.1).

Asmus & Carvalho (1978) inferiram que o trecho que corresponderia a Bacia Pernambuco-Paraíba se diferencia da maior parte da plataforma continental brasileira por dois motivos: a pouca espessura sedimentar, que atingiria no máximo 2500m, e pela interpretação de que as rochas desta faixa corresponderiam essencialmente ao empilhamento de sistemas carbonáticos o que difere das demais bacias marginais que possuem complexo empilhamento de sistemas continentais fluvio-lacustres, de plataforma e de talude. A conclusão destes autores de que a espessura sedimentar desta faixa atingiria um máximo de 2500m de espessura na região de plataforma significou uma generalização das condições da faixa.

Entretanto, o poço perfurado na região da praia do Cupe (2 CP-01-PE), a sul da cidade de Recife, em Pernambuco (Fig. II.1), atravessou 2950m de rochas sedimentares e não atingiu o embasamento (Lima Filho, 1998). Dados gravimétricos indicam que esta área possa ter mais de 3500m de espessura sedimentar (CPRM, 1994; Lima Filho, 1998; Lima Filho e Szatmari, 2002).

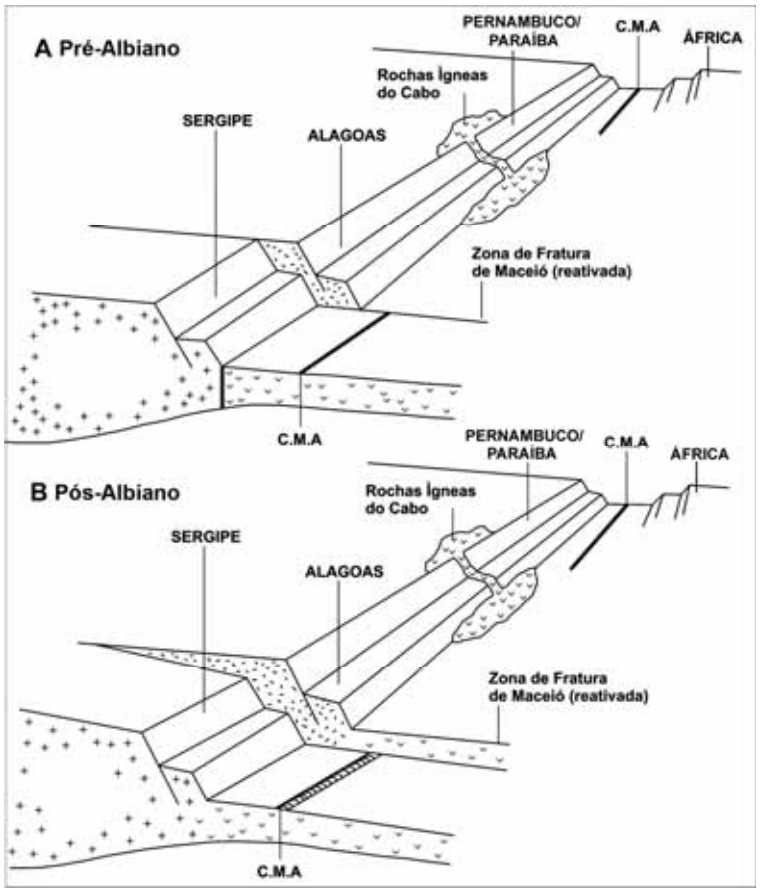

Figura III.1 – Modelo de evolução tectônica da margem Atlântica para as bacias de Sergipe-Alagoas e Pernambuco-Paraíba (conforme Asmus & Carvalho, 1978). C.M.A = Cordilheira Meso-Atlântica.

Mabesoone & Alheiros (1988, 1993) dividiram a faixa em sub-bacias da seguinte forma:

- Sub-bacia Cabo (faixa que vai do Alto de Maragogi, na divisa de Pernambuco e Alagoas, até a ZCPE, na cidade de Recife).
- Sub-bacias sul – Olinda/Alhandra/Miriri (a partir da ZCPE até a falha de Mamanguape, que é uma extensão da ZCPA, ver Figura III.2).
- Sub-bacias norte – Canguaretama/Natal/Touros (começando na Falha de Mamanguape e se estendendo pela plataforma leste do Rio Grande do Norte até se unir a Bacia Potiguar – margem norte do Rio Grande do Norte). Segundo esta divisão o Alto de Touros seria o limite entre a Bacia Potiguar e a Bacia Pernambuco-Paraíba (Fig. III.2)

A divisão proposta por Mabesoone & Alheiros (1988, 1993) demonstra que as sub-bacias, que possuem orientação geral E-W ou NE, estão encaixadas em seguimentos ou blocos, que sofreram abatimento tectônico de acordo com o embasamento constituinte. Esta

compartimentação, ou segmentação em blocos, foi discutida por Fortes (1986), que denominou esta compartimentação como “tectônica de teclas”.

Lima Filho (1998) estudou a evolução tectono-sedimentar da então denominada Sub-bacia Cabo (Fig. III.2). Este autor verificou que esta área possuía características estruturais e sedimentares assemelhadas as demais bacias marginais, tipo rift, com uma complexa evolução tectônica a partir da fase pré-rifte. O autor discutiu as diferenças estruturais, estratigráficas e sedimentológicas desta faixa em relação à faixa mais ao norte, a partir da ZCPE. O autor propôs que esta área, antes denominada Sub-bacia do Cabo, fosse denominada Bacia Pernambuco, separando-a da faixa que fica ao norte da ZCPE (Fig. III.2). Lima Filho (1998) demonstrou que a área ao sul da ZCPE possui forte semelhança com a evolução tectono-sedimentar encontrada na Bacia Sergipe-Alagoas. A partir deste fato, a faixa então proposta por Mabesoone & Alheiros (1988, 1993) foi dividida em duas Bacias: Bacia de Pernambuco e Bacia da Paraíba-Rio Grande do Norte (Lima Filho, 1998; Lima Filho *et al*., 1998).

Barbosa (2004) estudou a sucessão sedimentar da faixa costeira entre a ZCPE e o Alto de Mamanguape com a intenção de verificar a ocorrência e o comportamento das unidades sedimentares desta faixa. Este autor verificou que as unidades Beberibe, Itamaracá, Gramame e Maria Farinha ocorrem apenas entre Recife e o Alto de Mamanguape. A partir destes resultados foi sugerido que a Faixa limitada entre as duas zonas de cisalhamento ZCPE e ZCPA, que corresponde a Zona Transversal do Nordeste, fosse denominada de Bacia da Paraíba, separando esta área das sub-bacias Canguaretama e Natal (Fig. III.2), as quais possuem características tectono-sedimentares diferenciadas (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004). A divisão desta em sub-bacias acompanhou a divisão das sub-bacias proposta por Mabesoone & Alheiros (1988, 1993).

Posteriormente esta faixa ao norte da ZCPA, que inclui as sub-bacias de Canguaretama e de Natal foi denominada de Plataforma de Natal (Barbosa & Lima Filho, 2006) (ver Fig. I.1).

O que levou tanto Lima Filho (1998) quanto Barbosa (2004) a individualizar as bacias, na faixa costeira, foram as diferenças das colunas sedimentares de cada área, ao sul e ao norte da ZCPE, e ao norte do Alto de Mamanguape (ZCPA), bem como o comportamento tectono-sedimentar de cada trecho desta faixa.

Alguns estudos recentes abordaram esta diferenciação nos regimes de deposição, na ocorrência das unidades, associados a um comportamento estrutural muito diferenciado entre as bacias de Pernambuco e da Paraíba (Lima Filho, 1998; Barbosa, 2004, Lima Filho *et al*., 2005; Barbosa e Lima Filho, 2005) (Fig. III.3).

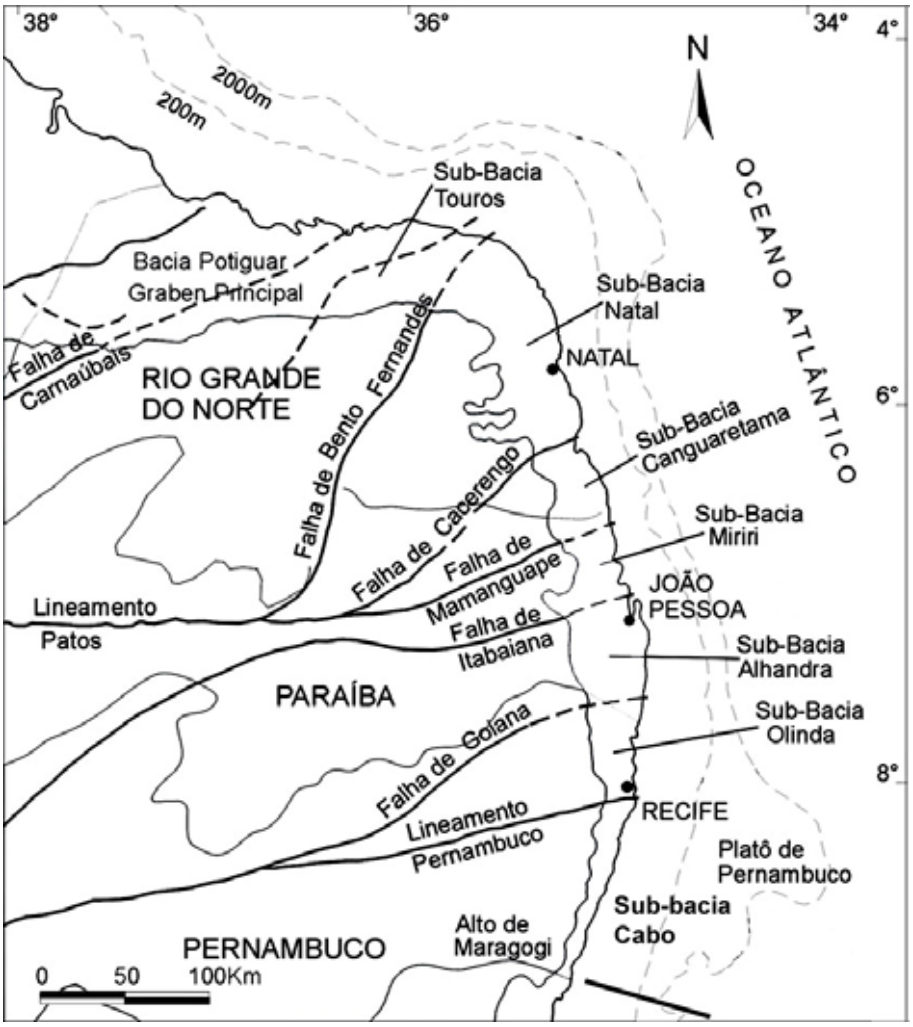

Figura III.2 – Concepção da faixa costeira de Pernambuco, da Paraíba e da margem leste do Rio Grande do Norte em uma única Bacia (conforme Mabesoone & Alheiros, 1988, 1993).

A Figura III.3 mostra uma seção estrutural com a distribuição das unidades sedimentares ao longo da faixa costeira dos Estados de Pernambuco, da Paraíba e parte da margem leste do Estado do Rio Grande do Norte. Na figura observa-se que as unidades Cabo, Estiva e Algodoais, ocorrem apenas ao sul da ZCPE, não aparecendo em nenhum poço ao norte desta. A Bacia da Paraíba comporta uma seção sedimentar com um máximo de 400m, na faixa entre a ZCPE e o Alto de Mamanguape. Poços ao sul da ZCPE registram mais de 2900m de rochas sedimentares, evidenciando claramente uma diferenciação na evolução estrutural das duas áreas.

Ao norte da Falha de Mamanguape (extensão da ZCPA), ocorrem carbonatos com areia e arenitos calcíferos, diretamente sobre o embasamento de altos estruturais (Barbosa & Lima Filho, 2005, 2006; Lima Filho *et al*., 2005).

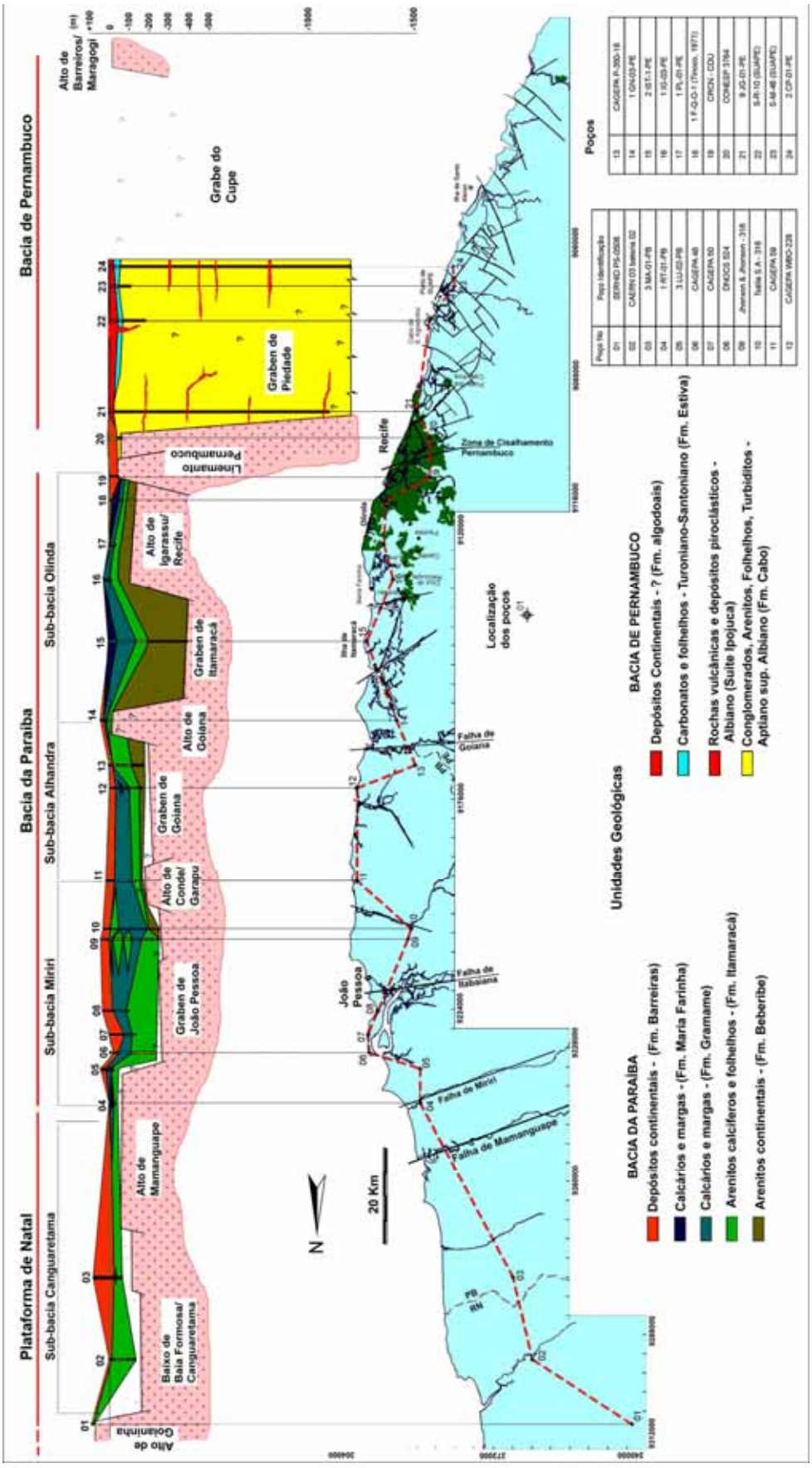

Figura III.3 – Seção geológica ao longo da faixa costeira das bacias de Pernambuco, da Paraíba e porção sul da Plataforma de Natal (modificado de Barbosa & Lima Filho, 2005).

Além desta diferenciação em subsuperfície da faixa emersa dados de *offshore* também demonstram a diferenciação da evolução tectono-sedimentar das áreas de plataforma correspondentes às bacias costeiras de Pernambuco e da Paraíba. Lima Filho *et al*. (2005) discutiram as diferenças do comportamento tectono-sedimentar dos trechos de plataforma situados ao sul e ao norte da ZCPE (Fig. III.4). Estes autores apresentaram uma proposta de modelo evolutivo, integrando dados da área emersa com as feições tectônicas da plataforma, diferenciado para as faixas ao norte e ao sul da ZCPE (Fig. III.4).

Lima Filho *et al*. (2005) sintetizaram uma hipótese de evolução das Bacias da Paraíba e de Pernambuco na seguinte seqüência:

Durante o Aptiano esforços de direção NW teriam possibilitado uma movimentação da ZCPE que limitava uma região de maior espessura crustal, ao norte desta, dividindo a depressão que se formava com o processo de rifteamento em dois setores: o graben de Olinda, ao norte, que foi abortado por causa da espessura crustal, e o Graben de Piedade (Fig. III.4A e 4B);

Em seguida, durante o Albiano, a continuação dos esforços extensionais causou eventos de vulcanismo cuja idade Ar-Ar foi determinada em torno de 100 M.A. (Lima Filho & Szatmari, 2002; Nascimento, 2003). Esse magmatismo não ultrapassou a ZCPE. No final do Albiano o rift do Cupe sofreu uma parada na sua sedimentação principalmente nos grabens de Olinda e de Piedade, enquanto que no Graben do Cupe a continuação da subsidência permitiu a deposição de sedimentos carbonáticos transgressivos até o Turoniano-Cenomaniano? (Fig. III.4C);

A partir do final do Turoniano até o Santoniano a região ao norte da ZCPE teria sofrido um processo de subsidência. Tal processo, provavelmente, seria devido à flexão da plataforma entre a ZCPE e o alto de Touros, provocada pelo *detachment* distencional entre as placas sul-americana e africana. Na Bacia da Paraíba, as depressões provocadas pela subsidência de alguns blocos foram preenchidas por clásticos da Formação Beberibe, que posteriormente foram recobertos pela sedimentação transicional (Formação Itamaracá) devido ao início da transgressão marinha provocada pela continuidade de flexão da rampa (Fig. III.4D);

Durante o Campaniano a transgressão se instalou em toda a Bacia da Paraíba, devido a uma intensificação da subsidência da rampa; no Maastrichtiano ocorre uma calma tectônica, sendo depositada a plataforma carbonática Gramame entre a ZCPE e o Alto de Mamanguape. Na Bacia de Pernambuco, ao sul da ZCPE, a partir do turoniano, soerguimentos

epirogenéticos teriam causado a erosão da Formação Cabo e da suíte Ipojuca. Posteriormente, movimentos distencionais causaram a deposição da Formação Algodoais (Fig. III.4E).

A partir da hipótese proposta por Lima Filho *et al*. (2005) verifica-se que a formação de sub-bacias rasas, onde hoje se localiza a faixa costeira de Pernambuco, a norte da ZCPE, da Paraíba e da Plataforma de Natal, ocorreu a partir de subsidência com maior intensidade no Pós-Turoniano devido a eventos tectônicos que permitira a transgressão marinha sobre esta faixa da plataforma, como discutido também por Feitosa *et al.* (2002). Isto mostra a evolução tardia desta faixa em relação às bacias vizinhas e, mesmo que alguma deposição marinha tenha se iniciado onde hoje está a plataforma distal e talude, antes do Turoniano, na área de soleira, esta deposição marinha só alcançou a região da plataforma a partir do Coniaciano ou Santoniano.

Vários trabalhos ainda tratam à faixa costeira da Bacia da Paraíba, de Pernambuco e Plataforma Leste do Rio Grande do Norte a partir de uma interpretação generalizada como Bacia Pernambuco-Paraíba. É evidente que os trabalhos de Mabesoone & Alheiros (1988, 1993) forneceram inestimável contribuição para a pesquisa desta área, inclusive reconhecendo a compartimentação da faixa em sub-bacias (Mabesoone & Alheiros, 1991), como já havia sido proposto por Rand (1967, 1978). Contudo, o estudo sistemático da geologia desta região implica no detalhamento desta interpretação, e em sua melhoria. É importante mencionar que Mabesoone & Alheiros (1991) já discutiam a possibilidade das sub-bacias Natal e Canguaretama fazerem parte da plataforma leste da Bacia Potiguar, de acordo com o seu comportamento tectono-sedimentar, e estas estariam então individualizadas das sub-bacias ao sul – a Bacia da Paraíba.

Recentemente Barbosa & Lima Filho (2006) apresentaram uma discussão baseada em dados do embasamento observados em *onshore* e na plataforma, através de dados sísmicos, mostrando a diferenciação discutida a respeito dos estilos tectônicos diferenciados a sul e a norte da ZCPE, bem como, a diferença na sucessão sedimentar que ocorre nas faixas costeiras e regiões de plataforma destas bacias (Fig. III.5). Desta forma, hoje há um reconhecimento mais setorizado das bacias que ocorrem nesta porção da margem continental brasileira.

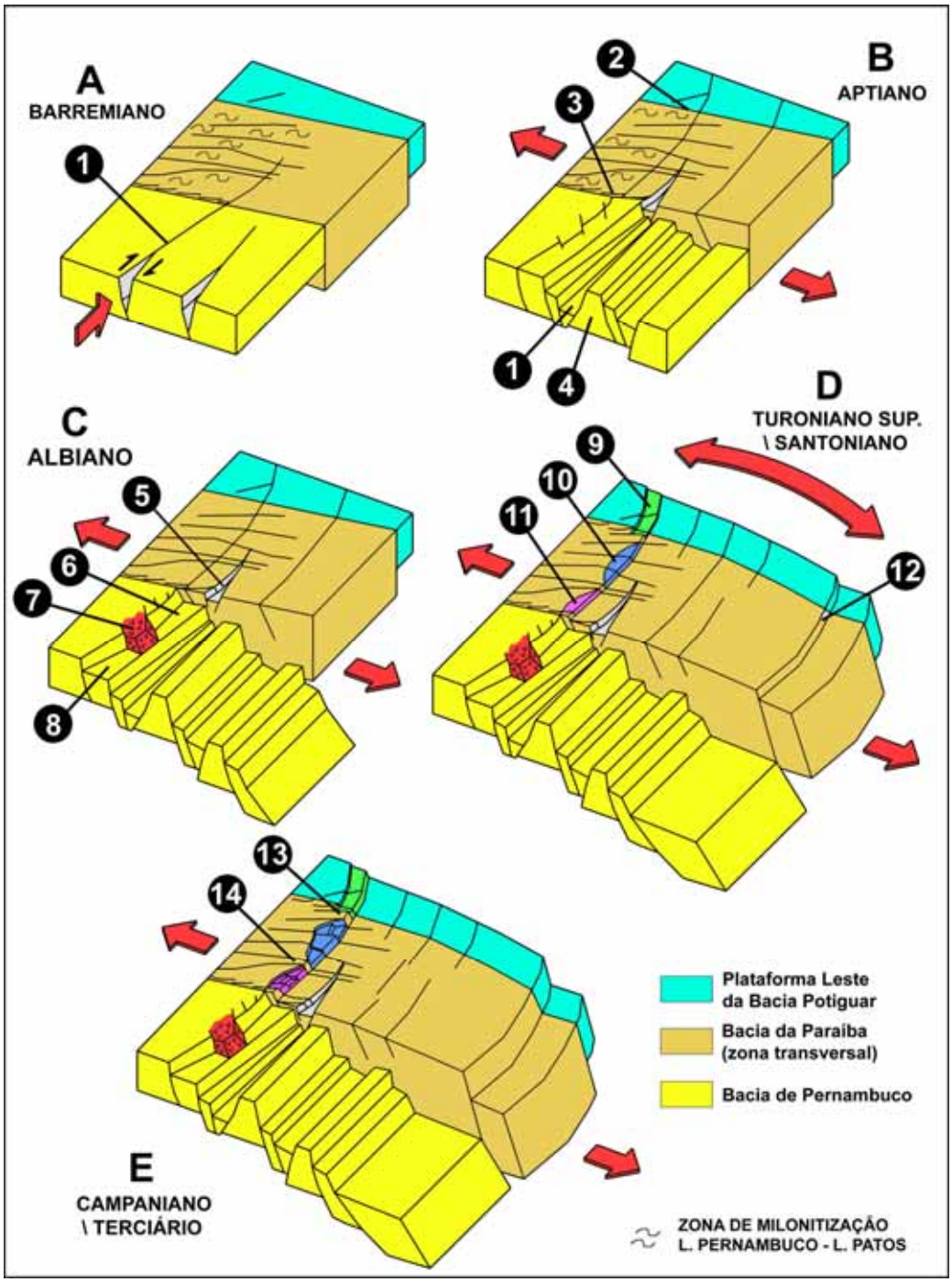

Figura III.4 – Modelo esquemático da evolução da Bacia de Pernambuco, ao sul da ZCPE, e da Bacia da Paraíba ao norte. 1-Rifte do Cupe, 2-Zona de Cisalhamento Patos, 3-Zona de Cisalhamento Pernambuco, 4-Alto de Tamandaré, 5-Graben de Olinda, 6-Graben de Piedade, 7-Granito do Cabo de Santo Agostinho, 8-Graben do Cupe, 9-Sub-bacia de Canguaretama, 10-Sub-bacias Alhandra/Miriri, 11-Sub-bacia Olinda, 12-Talude da Bacia da Paraíba, 13-Alto de Mamanguape, 14-Alto de Goiana. (A partir de Barbosa & Lima Filho, 2005 e Lima Filho *et al*., 2005).

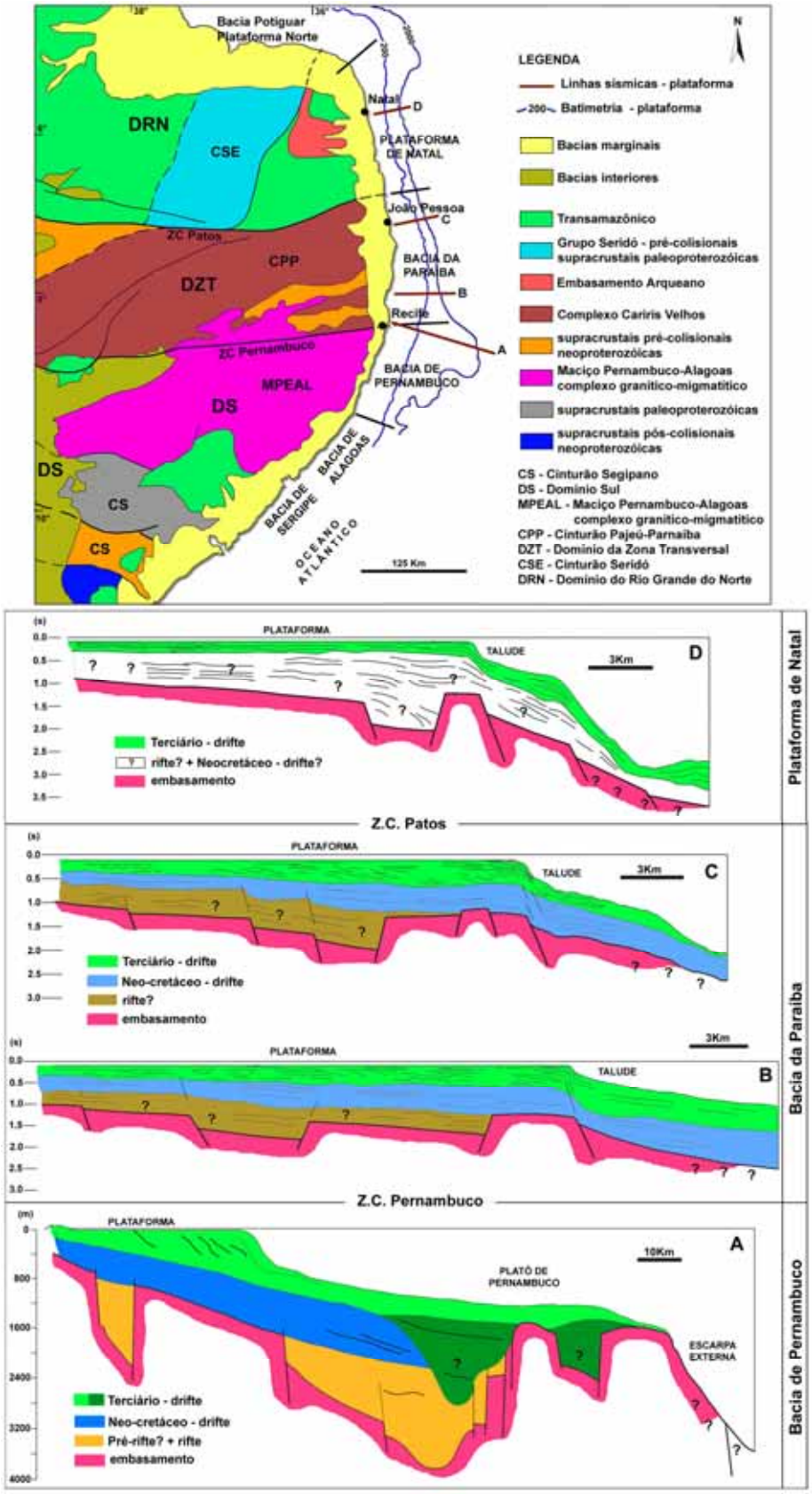

Figura III.5 – Mapa dos domínios geológicos do nordeste brasileiro (Van Schmus *et al.*, 2003), acima, com a localização de quatro linhas sísmicas nas bacias de Pernambuco e da Paraíba. Abaixo, interpretação esquemática das linhas sísmicas (Barbosa & Lima Filho, 2006). A interpretação da linha A foi adaptada de Alves & Costa (1986).

CAPÍTULO IV

A PLATAFORMA DE NATAL: ESTADO DO CONHECIMENTO

Como uma forma de entender a evolução da Plataforma de Natal observou-se alguns aspectos evolutivos da Bacia Potiguar, a qual representa a bacia contígua a essa faixa, separada da Plataforma de Natal pelo Alto de Touros, RN (Fig. I.1).

IV.1 – A BACIA POTIGUAR

De uma forma geral a Bacia Potiguar, em sua porção norte, caracteriza-se por uma bacia tipo rift da margem passiva equatorial do Brasil. Araripe & Feijó (1994) limitaram esta bacia a noroeste, com o Alto de Fortaleza e a leste com o Alto de Touros (ver Fig. I.1). As únicas unidades aflorantes na área emersa da bacia seriam as formações Açu, Jandaíra, Tibau e Barreiras. Entre as formações desta bacia as únicas de importância para correlação com os calcários da margem leste, aqui investigada, seriam as unidades Jandaíra e Guamaré. Segundo os autores acima citados, esta última não aflora na área do graben principal da bacia, face norte.

A Formação Jandaíra ocorre desde o Turoniano ao Mesocampaniano. È constituída por calcários bioclásticos com siliciclásticos, foraminíferos bentônicos e algas verdes com intercalações de calcilutitos (Araripe & Feijó, 1994; Córdoba, 2001).

A Formação Guamaré, que foi citada como possível correlata dos calcários da seção superior da Plataforma de Natal (Damasceno *et al*., 1986; Mabesoone *et al*., 1991; Mabesoone & Alheiros, 1988) corresponde a uma sucessão de calcários bioclásticos com siliciclásticos e calcilutitos de cor creme, interposta lateralmente aos pelitos Ubarana e aos arenitos Tibau (Araripe & Feijó, 1994). Esta unidade foi descrita da região de plataforma na porção norte da bacia Potiguar. A idade destes depósitos carbonáticos vai do Neo-Campaniano ao Holoceno.

Pereira (1992) descreveu a ocorrência de três eventos de grande importância na sucessão sedimentar das bacias marginais brasileiras. Este estudo avaliou as sucessões de depósitos sedimentares das bacias de Santos, Campos, Espírito Santo, Sergipe e Potiguar, com enfoque na seção Cenomaniano-Santoniano.

Os três eventos marcadamente reconhecidos foram: um máximo transgressivo no Neocenomaniano-Eoturoniano; uma discordância erosiva, subaérea e submarina, no

Neoturoniano-Eoconiaciano; e, por fim, um evento de magmatismo básico em torno de 90M.A. O trecho relativo à faixa das bacias de Pernambuco e da Paraíba não foi investigado.

A discordância do Neo-Turoniano-Eo-Coniaciano reconhecida em todas as seções, segundo Pereira (1992), registra um grande evento tectônico, provavelmente intraplaca, que causou profundas modificações no assoalho oceânico, topografia de bordas e na história deposicional das bacias marginais brasileiras. Segundo o autor, este intervalo de discordância ocorre na Bacia Potiguar, dentro da Formação Jandaíra, a 100 m da base da unidade, coincidindo com depósitos de gesso e anidrita.

Pereira (1992) propôs que os indícios reunidos afastam a possibilidade de uma queda eustática, e que, mesmo que tenha havido alguma variação neste sentido, isto foi secundário na magnitude do evento. A gênese desta erosão seria tectônica, e talvez esta tenha afetado inclusive a área interior do continente. O autor afirma ainda que a fase de subsidência pós-rifte, até o Cenomaniano-Eo-Turoniano das margens leste e equatorial se deu com certa calma tectônica. Contudo, a partir do Neo-Turoniano-Eo-Coniaciano, as bacias marginais e suas bordas teriam sido remodeladas por este evento intraplaca de evolução complexa.

Na Bacia Potiguar este evento significou uma fase de compressão e transpressão (Szatmari *et al*., 1987), que resultou em soerguimento, mudança da drenagem para NW e conseqüente dissecação e erosão na Formação Jandaíra (Pereira, 1992). Também são observados, no mesmo evento, intensos soerguimento da Serra do Mar e norte da Bacia de Santos e rápidos pulsos de subsidência com soerguimento da charneira e reativações de falhas na Bacia de Sergipe. Observou-se ainda que ocorreram rápidos pulsos de subsidência com soerguimento além da charneira, simultâneos a soerguimentos e reativações de falhas em áreas de crosta continental nas bacias do Espírito Santo e Campos. Segundo Pereira (1992) a causa provável para este efeito tectônico seria um reajuste da geometria ou da velocidade de deslocamento da placa Sul-americana.

É importante investigar o que ocorreu na região estudada, a faixa Recife-Alto de Touros, durante esse período, já que, a evolução dessa região parece estar ligada a esse intervalo. Alguns autores têm sugerido que a faixa Recife-Alto de Touros teria sofrido subsidência importante apenas após o Turoniano (Feitosa & Feitosa, 1986; Feitosa *et al*., 2002; Barbosa, 2004; Lima Filho *et al*., 2005), e esta subsidência teria se intensificado entre o Coniaciano e o Santoniano (Barbosa, 2004; Barbosa & Lima Filho, 2006).

Ainda, Cremonini & Karner (1995) descreveram os aspectos do soerguimento pós-rifte da Bacia Potiguar. Estes autores afirmam que a Bacia Potiguar, situada no extremo leste da margem equatorial brasileira, sofreu durante sua evolução importantes processos térmicos que resultaram em eventos de soerguimento e erosão regionais. Um destes eventos na Bacia

Potiguar é caracterizado por uma superfície de erosão denominada de pré-Ubarana, de idade meso-campaniana. Este evento, na área costeira, atingiu depósitos da Formação Jandaíra, que foram depositados entre o Neoturoniano e o Mesocampaniano. Em direção *offshore*, este evento escavou sedimentos progressivamente mais antigos atingindo depósitos da Formação Alagamar, aptianos. Segundo os autores, este evento foi causado pelo fluxo de calor, anormalmente alto, proveniente do centro de espalhamento da crosta oceânica que se deslocava em frente à bacia, ao longo da margem equatorial brasileira. Vários efeitos se reproduziram na bacia além da discordância pré-Ubarana. Na porção submersa da bacia houve a implantação da zona transcorrente de Ubarana, com a movimentação dextral de blocos na direção aproximada WNW-ESE. Desenvolveram-se a falha transcorrente de pescada, na porção submersa, e reativações no falhamento de Afonso Bezerra, na porção emersa (Cremonini & Karner, 1995).

Pouco se sabe sobre a importância deste evento de soerguimento meso-campaniano na Bacia da Paraíba e na Plataforma de Natal. Sabe-se que a fase transgressiva na Bacia da Paraíba se deu após o Santoniano, possivelmente durante o fim do Campaniano e início do Maastrichtiano com o afogamento de toda a faixa da bacia (Barbosa, 2004 Souza, 2006; Barbosa *et al*., 2006).

Matos (1999) sugeriu a existência de uma grande estrutura ortogonal formada pela ZCPE, a ZCPA, o Alto de Touros e a fossa de Benue, na África, que corresponderiam a uma zona transversal ao rift Atlântico. Esta zona teria sido atingida por uma fase de aquecimento e estiramento bastante rápida que acabou por superar a última faixa, ou elo, de ligação entre o Brasil e o Oeste da África. Esta fase, que segundo o autor teve curta duração (5M.A.), resultou em uma anomalia termal transiente e menores efeitos de soerguimento topográfico. Estes efeitos seriam concomitantes com as fases iniciais de deposição nas bacias localizadas nesta parte do rift através da zona transversal, em um ângulo aproximado de 90º. Entretanto, Matos (1999), afirma que esta fase de estiramento e estabelecimento do rift nesta zona transversal data do Neo-Aptiano-Eo-Albiano. Porém, há indícios de que nesta faze, boa parte da faixa entre Recife e o Alto de Touros estava soerguida e não recebeu deposição expressiva até o pós Turoniano (Feitosa & Feitosa, 1986; Feitosa *et al*., 2002; Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Barbosa & Lima Filho, 2005, 2006; Jardim de Sá *et al*., 2004).

Há uma lacuna em relação à correlação dos eventos tectônicos discutidos acima (Neo-Turoniano-Eo-Coniaciano e Meso-Campaniano), que atuaram na fase pós-rifte do Nordeste oriental em relação à Bacia da Paraíba e a Plataforma de Natal. Certamente, a influência destes eventos nesta faixa pode representar uma importante fase de sua evolução, ainda não elucidada, e não integrada a história das bacias marginais vizinhas.

IV.2 – A PLATAFORMA DE NATAL

Alguns estudos sobre a geologia da região costeira entre João Pessoa e Natal foram realizados entre as décadas de 70 e 90 (Mabesoone, 1970, 1994, 1995, 1996a, 1996b; Mabesoone *et al*., 1991; Mabesoone & Silva, 1991; Mabesoone *et al*., 1999a, 1999b; Souza, 1973; Campanha, 1979; Damasceno *et al*., 1984, 1986; Campanha & Saad, 1999). Estes autores abordaram aspectos estratigráficos, petrográficos e paleontológicos. Contudo sem uma determinação mais precisa da gênese, correlação com as bacias vizinhas e idade dos estratos.

Um exemplo da falta de informações pode ser obtido através da observação de mapas geológicos dos estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte que abrangem a faixa costeira das bacias da Paraíba e da Plataforma de Natal. A figura IV.1 e IV.2 mostram detalhes da drenagem, feições estruturais e distribuição das unidades geológicas da área entre Recife e Natal reunidos a partir de mapas geológicos (CPRM, UFPE).

A figura IV.1 mostra a relação entre a drenagem e a existência de falhamentos e lineamentos na faixa Recife-Natal. Observa-se a tendência na Bacia da Paraíba de rios encaixados em falhas com direção E-W e NE-SW. A Plataforma de Natal apresenta rios encaixados em falhas com direção NE-SW e SE-NW (Fig. IV.1).

O mapa das unidades geológicas, obtido dos mapas geológicos dos estados de PE, PB e RN, mostra as unidades aflorantes que são reconhecidas até então (Fig. IV.2). No mapa esquemático foram omitidas as coberturas do Terciário Superior e Quaternário figurando apenas as formações cretáceas e do Paleoceno-Eoceno (Fig. IV.2). Na Bacia Potiguar, a Formação Jandaíra é mapeada até as proximidades da cidade de Natal, ao norte desta. Na Bacia da Paraíba, a Formação Gramame é mapeada até o norte da cidade de João Pessoa, próximo a desembocadura do Rio Miriri (Fig. IV.2). Entre as cidades de Recife e Natal há uma lacuna de conhecimento. Apesar de que, como citado antes, existem trabalhos sobre os depósitos carbonáticos que ocorrem nessa faixa.

No mapa geológico de Pernambuco (CPRM), a coluna estratigráfica da Bacia da Paraíba, foi simplificada não estando discriminada a Formação Itamaracá, sendo esta possivelmente, incorporada a Formação Gramame ou aos depósitos continentais flúvio-lagunares da Formação Beberibe durante a interpretação do mapeamento. Por este motivo a coluna para a Bacia da Paraíba não apresenta a Formação Itamaracá (Fig. IV.2).

É comum encontrar perfis de poços onde os calcários com siliciclastos, folhelhos e arenitos calcíferos da Formação Itamaracá constam com a denominação de Beberibe Superior, termo criado para diferenciar estes depósitos dos arenitos continentais da Formação Beberibe.

Campanha & Saad (1999) também sugeriram que os calcários aflorantes da Sub-bacia Canguaretama seriam uma extensão da Bacia Potiguar. Estes autores sugeriram que estes

depósitos seriam correlatos a Formação Guamaré, que ocorre na área *offshore* da Bacia Potiguar, dado também sugerido por Mabesoone & Alheiros (1988; 1993). Segundo Campanha & Saad (1999) esses estratos teriam sido depositados em plataformas carbonáticas, tipo rampa, durante um trato de sistemas de mar alto inicial.

Talvez, o trabalho mais expressivo sobre o mapeamento e caracterização dos depósitos carbonáticos desta área tenha sido realizado por Damasceno *et al*., (1986). Esses autores investigaram a faixa costeira entre Natal e Canguaretama. Foram estudadas três áreas onde ocorrem depósitos aflorantes, mapeáveis, de rochas carbonáticas (Fig. IV.3). Nas três áreas estudadas os autores identificaram rochas carbonáticas dolomitizadas e pouco fossilíferas. Os autores concluíram que os carbonatos que afloram desde a região de Natal até Canguaretama correspondem, em geral, a microesparito dolomítico com quartzo. Os autores concluíram ainda que mesmo que estes carbonatos pertençam a Bacia Potiguar, estes diferem em idade da Formação Jandaíra. Estes autores também atribuíram estes carbonatos da Plataforma de Natal a depósitos correlatos da Formação Guamaré. No entanto, essa correlação é carente de detalhes.

Mabesoone *et al*. (1991), ao analisarem a sucessão de estratos que existe em subsuperfície na faixa costeira Natal-Canguaretama afirmaram que na porção mais basal ocorrem sedimentos clásticos quartzosos até arcoseanos de granulometria média a fina, raramente conglomerática, de origem flúvio-lacustre. A existência desses arenitos basais de origem flúvio-lacustre, também citados por Queiroz *et al*. (1985), não foi confirmada a partir da análises dos perfis de poços estudados. Entretanto, duas causas podem responder a essa questão: estarem esses arenitos associados à transição da Bacia Potiguar, correlatos do Arenito Açu, para a Plataforma de Natal, na região entre o norte de Natal e o Alto de Touros; ou, serem depósitos pouco expressivos, ocorrendo em baixos isolados. A avaliação de dados de poços desenvolvida por esta pesquisa indicou que a Plataforma de Natal é recoberta por depósitos siliciclásticos com influência marinha na porção basal, diretamente sobre o embasamento, e por depósitos carbonáticos com siliciclastos seu intervalo superior (Fig. IV.4).

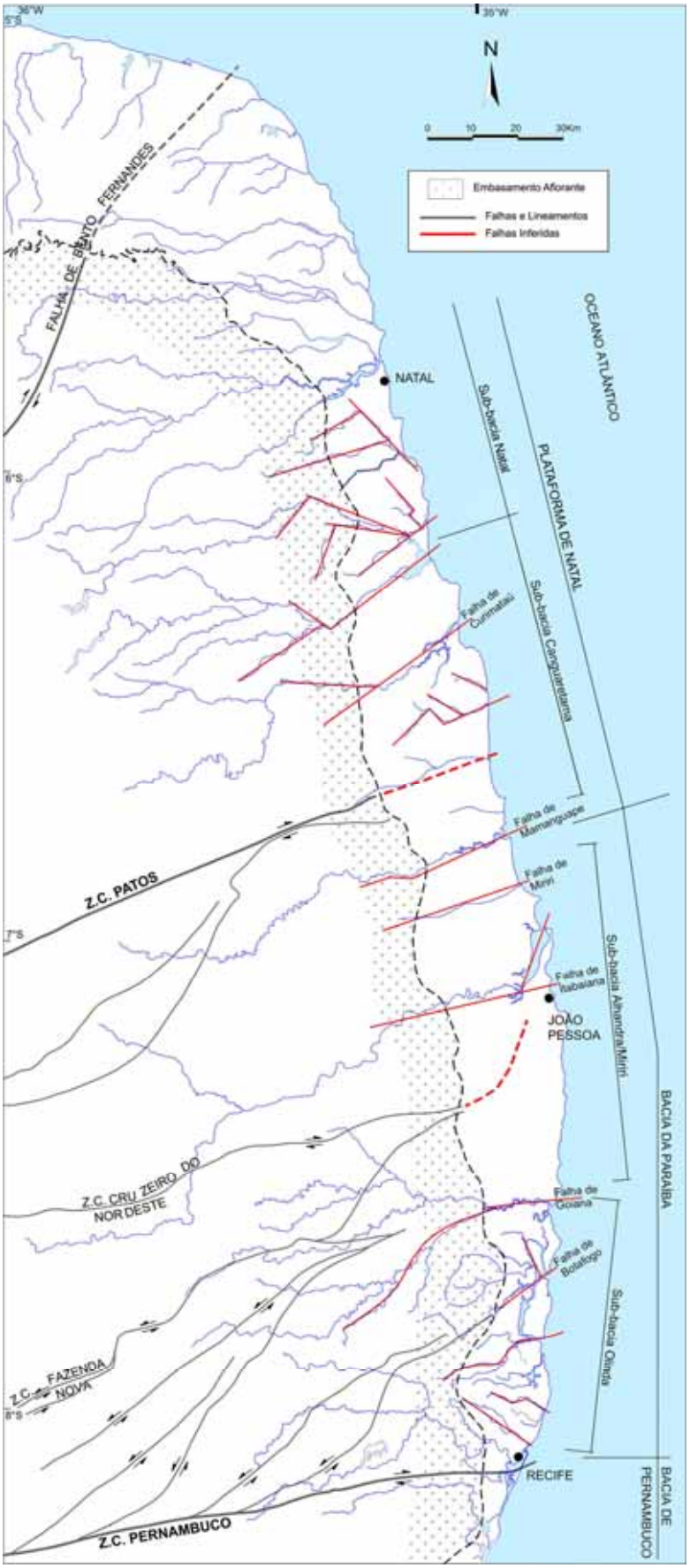

Figura IV.1 – Mapa da faixa costeira Recife-Natal mostrando drenagem principal e principais falhas e lineamentos (a partir de mapas geológicos do CPRM). A divisão de bacias e sub-bacias são interpretações desta pesquisa.

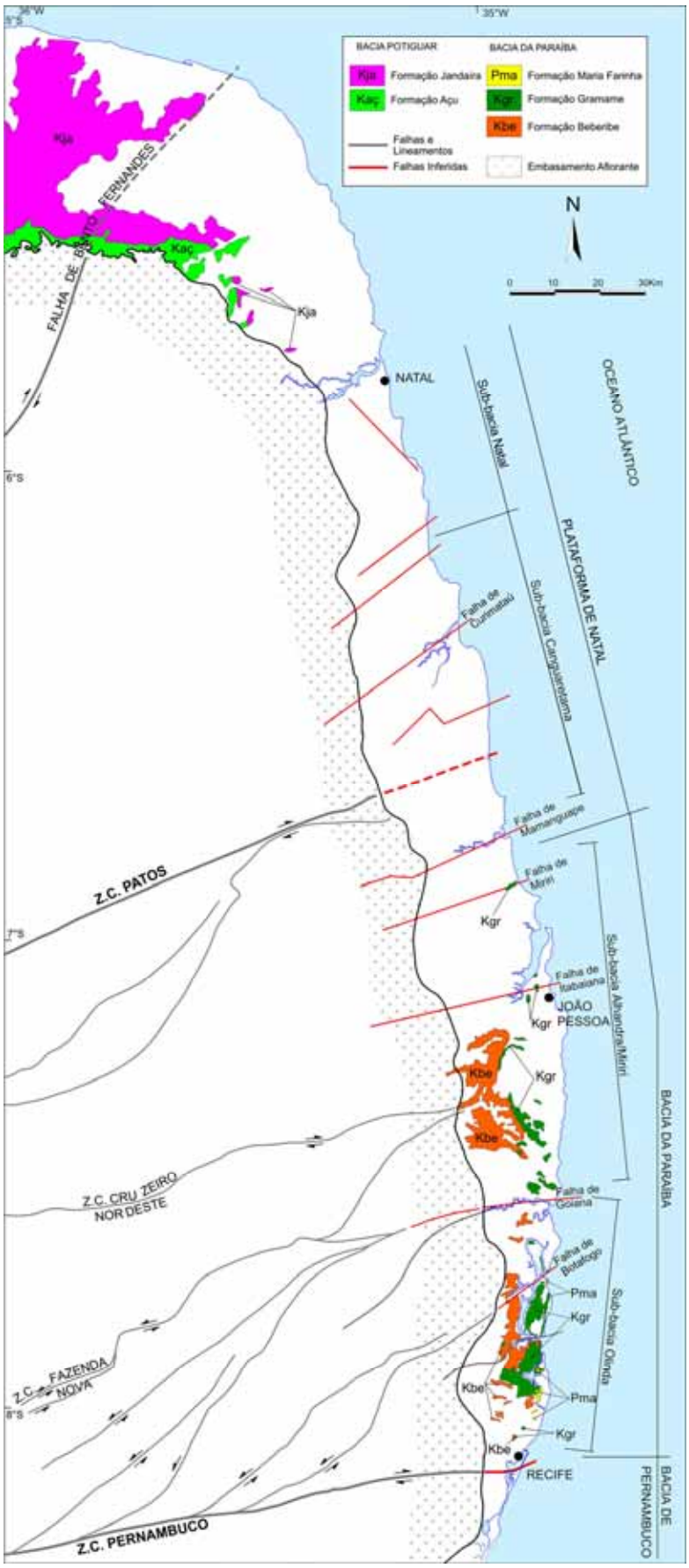

Figura IV.2 – Mapa da faixa costeira Recife-Natal mostrando a distribuição das formações do Cretáceo e Paleoceno-Eoceno (a partir de mapas geológicos do CPRM e relatórios LAGESE-UFPE) A divisão de bacias e sub-bacias são interpretações desta pesquisa.

Segundo Mabesoone *et al*. (1991), nestes arenitos basais ocorrem intercalações de siltitos até calcilutitos. Acima destes arenitos basais, comparados pelos autores com a Formação Beberibe da Bacia da Paraíba, os depósitos são predominantemente carbonáticos. Os autores reconheceram que a evolução da deposição nas sub-bacias Natal e Canguaretama tenha se iniciado em fase mais antiga do que foi estimado por Damasceno *et al*. (1986). Ainda segundo Mabesoone *et al* (1991), estes calcários da faixa Natal-Canguaretama tem forte semelhança com os calcários que capeiam a Formação Jandaíra mais ao norte de Natal, e ainda, que estes são petrograficamente diferentes das formações Gramame e Maria Farinha, que ocorrem ao sul. Mesmo assim, por não conseguir associar estes depósitos carbonáticos-siliciclásticos à Formação Jandaíra, nem a Formação Gramame, propuseram uma correlação com a Formação Guamaré. Mas, Apesar dessas correlações com a Formação Guamaré, que ocorre na região offshore da Bacia Potiguar, nenhum dado preciso foi levantado até o momento (Barbosa & Lima Filho, 2006).

A Figura IV.4A, mostra a localização de três poços ao longo das Sub-bacias Canguaretama e Natal. A correlação dos perfis descritivos destes poços estão na Figura IV.4B. Estes poços atingiram o embasamento em três locais diferentes da Plataforma de Natal (sub-bacias Canguaretama e Natal), inclusive nas proximidades da linha de costa e próximo ao contato da faixa sedimentar com o embasamento (Fig. IV.4A). A seção elaborada com os perfis destes poços demonstra que a seqüência de arenitos calcíferos e calcários com siliciclásticos, está depositada diretamente sobre o embasamento atingindo, em locais próximos a linha de costa, espessura máxima em torno de 250m (Fig. IV.4B).

Souza *et al*. (1990) abordaram a região limite entre as bacias Potiguar e da Paraíba, então denominada Pernambuco-Paraíba, que corresponde a Plataforma de Natal. O foco deste estudo foi um poço perfurado pela CAERN na região de Canguaretama. Neste poço, através de amostras de calha, foi amostrada uma camada de siltito de cor cinza situada abaixo da seqüência carbonática. Neste siltito foi encontrada uma rica associação de polens que indicariam uma idade turoniana para tais depósitos. Isto correlacionaria estes estratos com a Formação Jandaíra, que por sua vez correlacionaria esta área à Bacia Potiguar. Os autores afirmam ainda que neste poço, a uma profundidade de 135m, foi constatada a presença de gotículas de óleo na água e em amostras de calha. Até então, esse relato permanece na literatura como o único indício de acumulação de hidrocarboneto na faixa entre Recife e o Alto de Touros. Apesar disso, outros estudos não foram realizados a fim de se verificar se este fato se deu por contaminação ou se representaria realmente algum tipo de acumulação de óleo.

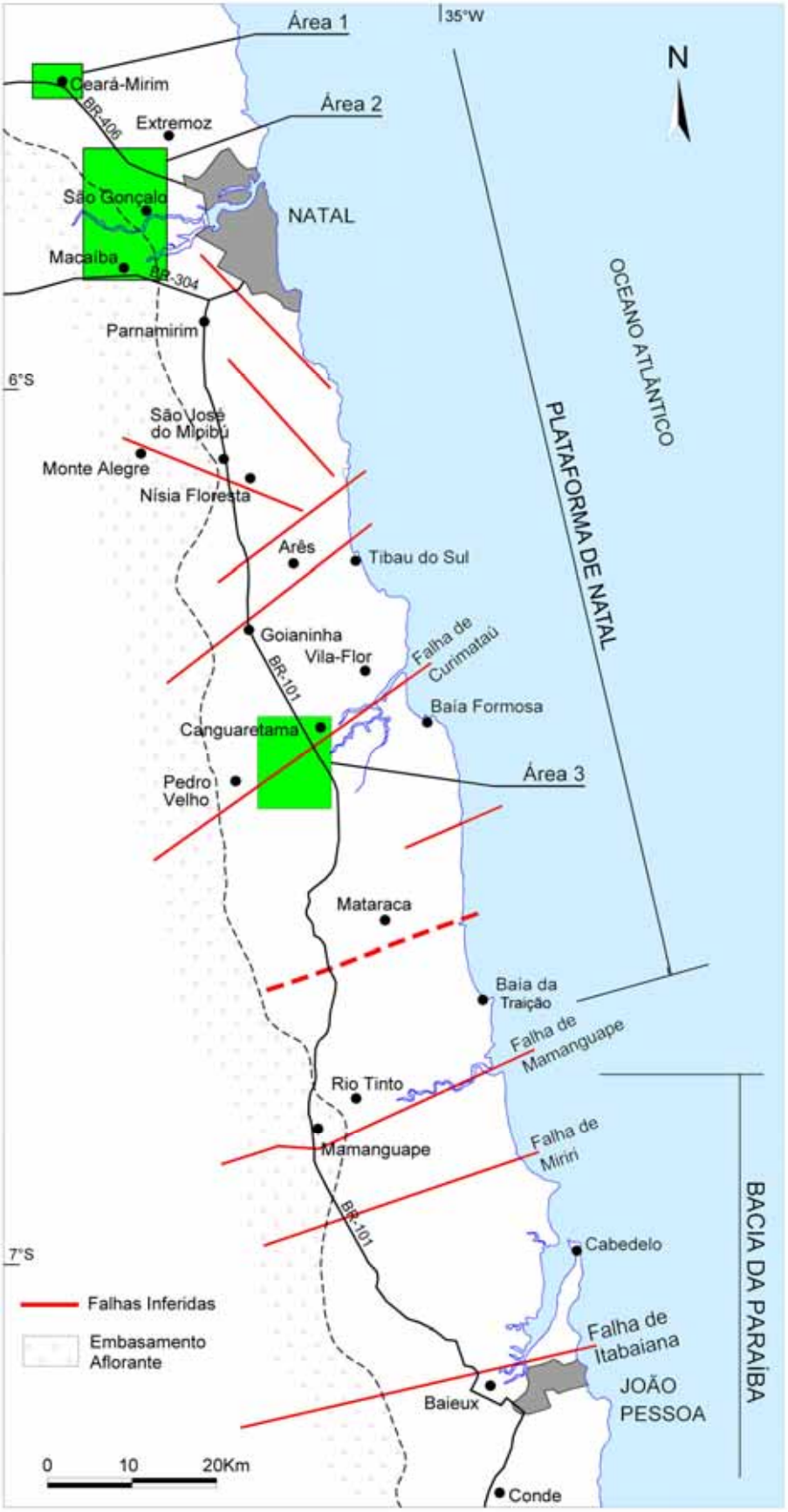

Figura IV.3 - Áreas estudadas por Damasceno *et al*. (1986), onde ocorrem afloramentos de depósitos carbonáticos. Estas áreas ocorrem nas sub-bacias Canguaretama (3), e Natal (1 e 2).

IV.3 – PALEONTOLOGIA DOS DEPÓSITOS CARBONÁTICOS AFLORANTES DA PLATAFORMA DE NATAL

A ocorrência escassa de macro e microfósseis nos estratos têm contribuído para a impossibilidade de determinação de idade e correlações mais precisas dos depósitos carbonáticos da Plataforma de Natal com as bacias vizinhas.

Jenkins (1913) e Beurlen (1970) atribuíram uma idade Paleoceno-Eoceno para os depósitos carbonáticos que afloram nesta região, embora estes dados não tenham sido confirmados até hoje.

Kegel (1957b) estudou depósitos da Formação Jandaíra na região de Macau e Açu, encontrando indícios de que os depósitos mais superiores da Formação Jandaíra nesta região teriam uma idade Campaniano-Maastrichtiano. Mas, tanto Kegel (1957b) quanto Beurlen (1964), acreditavam que essa "capa" de estratos Jandaíra com idade Campaniano-Maastrichtiano não ocorria na chapada do Apodi, mas apenas a leste do vale do Rio Açu.

Beurlen (1964) afirma que embora Maury (1934) tenha incluído os fósseis que ocorrem na região de João Câmara-Natal-Macaíba na fauna Turoniana que ocorre na região da chapada do Apodi (região de Mossoró), estes são bastante diferentes. Segundo esse autor, na região entre João Câmara-Macaíba (margem leste da Rio Grande do Norte) faltaria o arenito Açu e uma seqüência calcária, pouco espessa, repousaria diretamente sobre o embasamento cristalino. A fauna desta faixa indicaria uma idade Campaniano-Maastrichtiano, e estes depósitos estariam associados a um grande evento transgressivo.

Campanha (1979) estudou os estratos carbonáticos que ocorrem próximos a região de Pedro Velho-Canguaretama, na Sub-bacia Canguaretama. O estudo teve enfoque estratigráfico e paleontológico. A autora então denominou estes estratos carbonáticos de calcário Outeiros. A autora concluiu que esses calcários eram provenientes da recristalização de micrito de origem algálica e, a ausência de microfósseis se deve a intensa recristalização diagenética. Segundo a autora estes calcários seriam comparáveis a calcários que ocorrem na região entre Natal e Ceará-Mirim (Mabesoone, 1970), e pertenceriam a uma extensão da Bacia Potiguar. Este estudo identificou a presença de um biválvio (*Pecten quinquecostatus*?), que indicaria correlação com o Cretáceo Superior da América do Norte. A avaliação paleoambiental sugeriu um ambiente marinho, com energia moderada a baixa e águas claras.

Lana & Roesner (1999a, 1999b) executaram análises palinológicas em amostras de poços de água e de exploração, situados entre Punaú, que fica a norte de Natal, e Canguaretama, na parte sul da Plataforma de Natal.

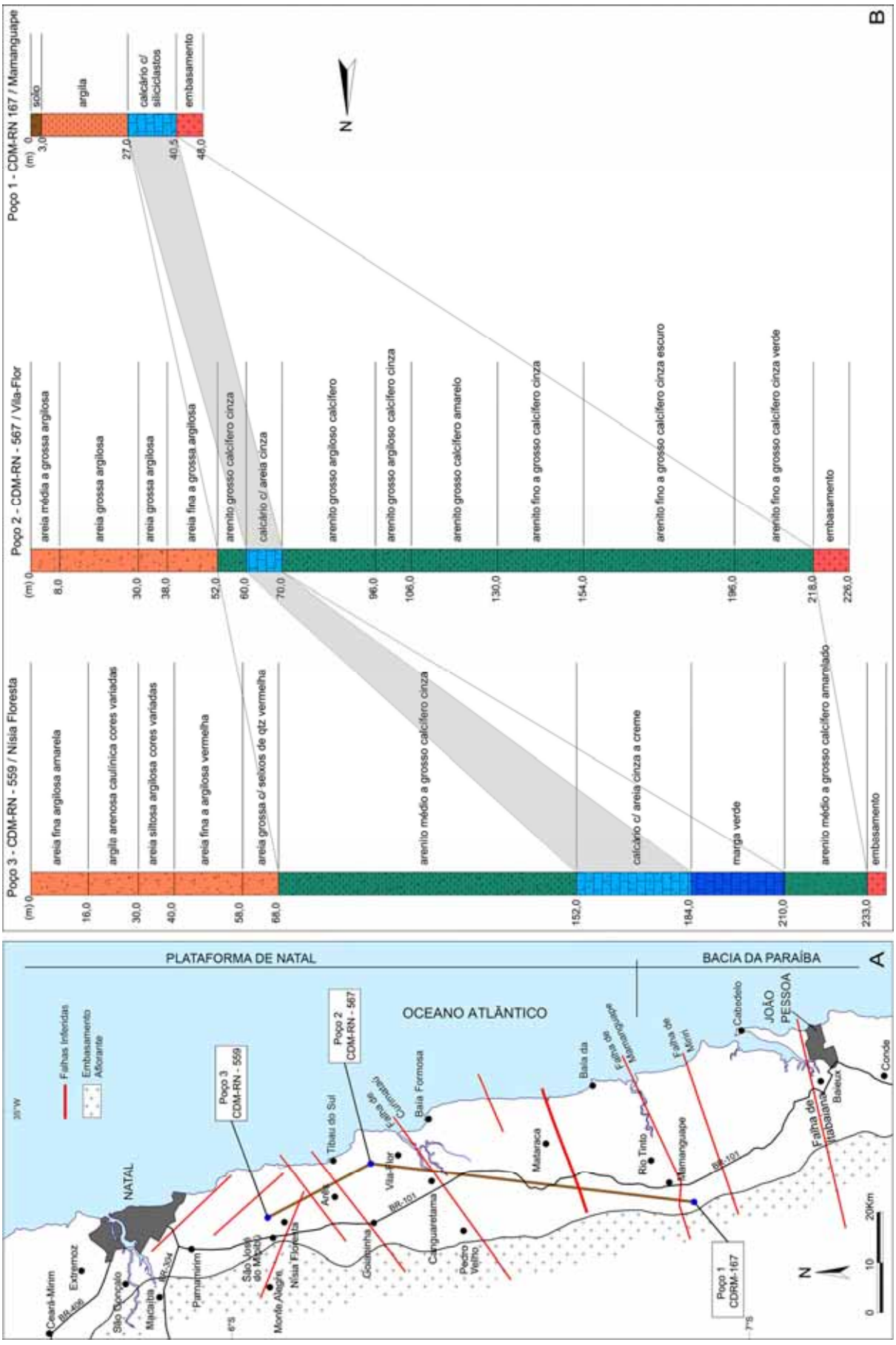

Figura IV.4 – A) Localização da seção de poços nas Sub-bacias Canguaretama e Natal. Coordenadas dos poços - anexo 1. B) Seção estratigráfica com o perfil litológico dos poços.

Segundo Lana & Roesner (1999a, 1999b), no nível superior do poço de Punaú, na Sub-bacia Natal, foram encontrados palinomorfos marinhos, com freqüentes cistos de *Dinogymnium acuminatum* e *Dinogymnium* sp., que sugerem uma idade Maastrichtiana. A porção inferior a esta apresenta maior contribuição terrígena nos carbonatos e corresponderia a uma idade, máxima eo-campaniana, devido à presença de *Trichodinium castanea*. O maior aporte terrígeno nesta seção também é evidenciado pela presença de palinomorfos continentais como *Ariadnaesporites* sp., *Equisetosporites* sp., *Cretacaeiporites muelleri* além de esporos e abundância de fitoclastos. Na seção basal do poço de Punaú foi identificada uma palinozona correlacionada ao Turoniano a partir das formas *Tricolpites* sp. e *Tricolpites microstriatus*. Este intervalo basal de Punaú apresentaria alguma influência marinha como foi observado através da presença de palinoforaminíferos.

Lana & Roesner (1999) estudaram ainda, um poço perfurado pela CAERN, para água, na região de Canguaretama, Sub-bacia Canguaretama. O intervalo basal de Punaú, datado como Turoniano foi correlacionado com este poço de Canguaretama. Entretanto, a seção basal, turoniana de Canguaretama não revelou a presença de palinomorfos marinhos. Esta seqüência basal foi datada como pós Turoniana através da presença de *Classopollis*. Foram também analisadas amostras de folhelhos, coletados em poço na cidade de Natal a profundidade de 40m. O conteúdo deste revelou uma rica associação dominada por elementos marinhos. Este intervalo foi correlacionado com o intervalo Campaniano encontrado em Punaú devido à ocorrência das formas de *Andalusiella* cf. *A. rhomboides*, que são dinoflagelados restritos a este andar.

O estudo de Lana & Roesner (1999a, 1999b) confirmou a ocorrência de depósitos neocretáceos sobre o embasamento raso da faixa oriental do Estado do Rio Grande do Norte. Como a seção basal destes depósitos, com alguma influência marinha, seria correlata em tempo à Formação Jandaíra, os autores interpretaram estes depósitos como uma extensão da área reconhecida do Cretáceo Superior da Bacia Potiguar.

Contudo, o conhecimento atual da Bacia Potiguar indica que os depósitos da Formação Jandaíra abrangem o Turoniano-Eo-Campaniano, tanto em situação *onshore quanto offshore*. Estratos do Neo-Campaniano-Maastrichitiano ocorrem apenas na região *offshore* da bacia.

IV.4 – RELAÇÕES COM A BACIA POTIGUAR

Alguns trabalhos fizeram alusão a uma possível extensão da Bacia Potiguar através da porção mais setentrional da faixa entre Natal e o Alto de Touros para as sub-bacias de Natal e

Canguaretama (Feitosa & Feitosa, 1986; Feitosa *et al*., 2002; Damasceno *et al*., 1984, 1986; Campanha, Campanha & Saad, 1999; 1979, Beurlen, 1957b; Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004).

Uma investigação recente da evolução tectono-sedimentar da Plataforma de Natal foi realizada por Feitosa *et al*., (2002), que dedicaram-se ao estudo da evolução do trecho entre o Alto de Touros e o norte de João Pessoa. Estes autores propuseram, a partir da análise de dados de poços e de perfis elétricos, que a transgressão Jandaíra teria avançado em direção sul, por sobre a plataforma que subsidia do Turoniano ao Santoniano até a região de Mamanguape, ali parando por conta do Alto de mesmo nome. A partir do Santoniano toda a região ao norte de Mamanguape foi soerguida e a região ao sul do Alto de Mamanguape, que vai de João Pessoa até Recife, sofreu um rebaixamento que permitiu a deposição de arenitos continentais da Formação Beberibe na Bacia da Paraíba.

Segundo Feitosa *et al*., (2002), no campaniano os depósitos transgressivos constituídos de carbonatos com siliciclastos e arenitos calcíferos da Formação Itamaracá avançaram sobre estes depósitos continentais da Bacia da Paraíba e também por sobre o Alto de Mamanguape em direção a Natal, esta então uma faixa subsidente. Esta cobertura (*overlaping*) dos depósitos mais antigos pelos arenitos calcíferos da Formação Itamaracá teria sido barrada por antigas falésias da Formação Jandaíra na região do Alto de Touros a norte de Natal.

A Figura IV.5, mostra o modelo proposto por Feitosa *et al*. (2002) para a ocorrência das unidades, tanto da Bacia Potiguar, quanto de parte da Bacia da Paraíba logo após o Alto de Mamanguape. Assim, ao norte do Alto de Mamanguape ocorreriam depósitos antigos, basais, depositados diretamente sobre o embasamento, oriundos de uma extensão da plataforma Jandaíra, capeados por depósitos carbonáticos mais jovens. Ao sul do Alto de Mamanguape ocorreriam as unidades Beberibe, Gramame e Itamaracá. Comparar a Figura IV.5 com a Figura III.3 que mostra uma seção geológica entre a região de Natal e Recife. Segundo ainda estes autores, o Alto de Mamanguape dividiria as duas Bacias, ocorrendo sobre ele uma faixa de transição.

O modelo de Feitosa *et al*. (2002), indicando que há sedimentos correlatos da Formação Jandaíra (Turoniano-Santoniano), na porção mais inferior dos depósitos que ocorrem nas sub-bacias Natal e Canguaretama corrobora os dados de Lana & Roesner (1999), a respeito dos estratos da seção basal da Plataforma de Natal.

Entretanto, a proposição de que os depósitos carbonáticos da porção superior da sucessão sedimentar que recobre a Plataforma de Natal seriam depósitos da Formação Itamaracá, da Bacia da Paraíba, baseado em aspectos litológicos, será revista neste estudo.

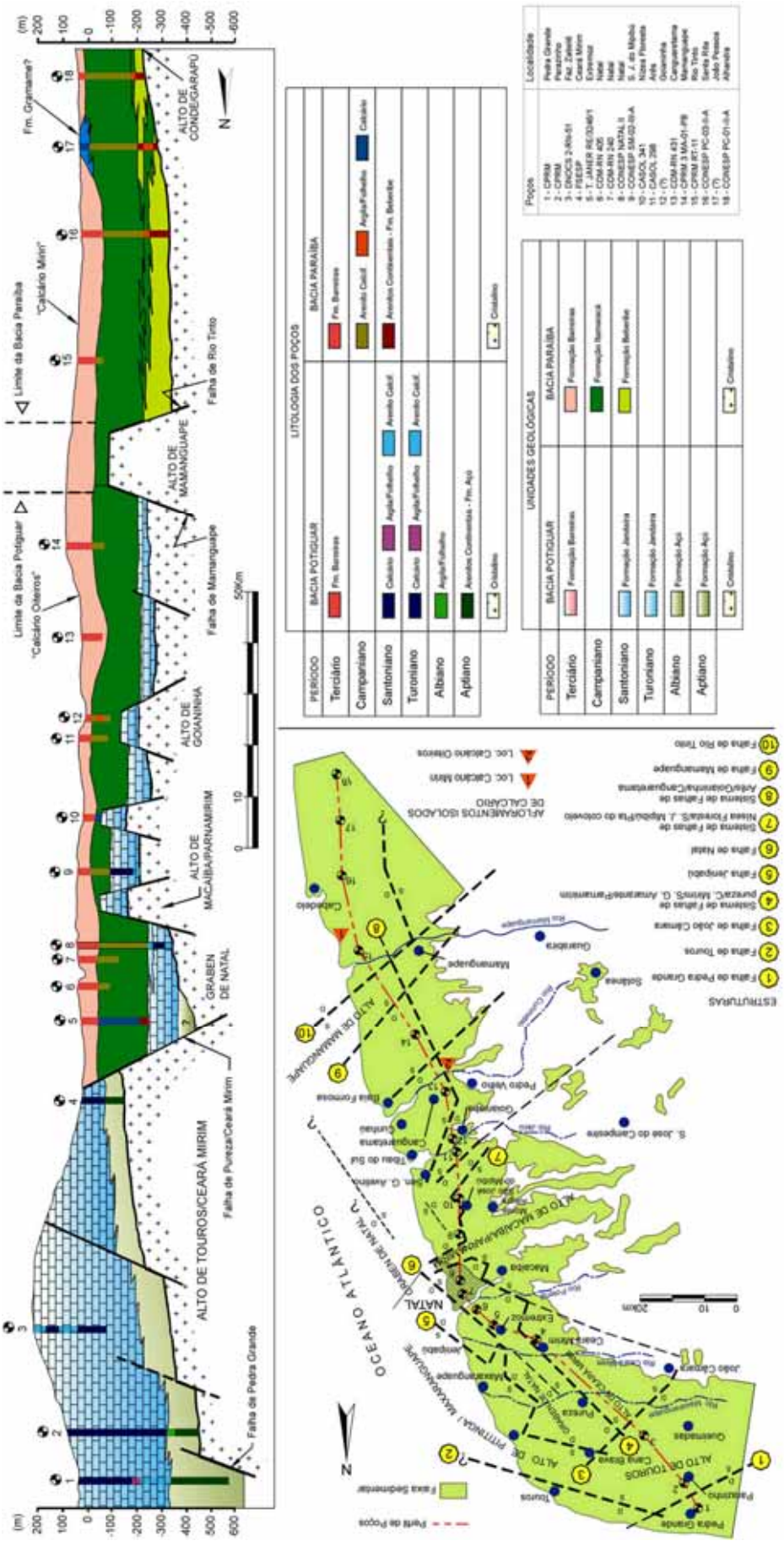

Figura IV.5 – Seção geológica entre o alto de Touros e a porção norte da Bacia da Paraíba (modificado de Feitosa & Feitosa, 1986; Feitosa *et al*., 2002).

CAPÍTULO V

ESTRATIGRAFIA DA FAIXA COSTEIRA RECIFE-NATAL

V.1 - DADOS *ONSHORE*

Com o intuito de verificar o comportamento e a distribuição dos depósitos sedimentares ao longo da faixa costeira Recife-Natal foi elaborada uma malha de poços, utilizando perfis litológicos, que permitiu o mapeamento em subsuperfície dessas unidades estratigráficas. A distribuição dos poços ao longo da área investigada é mostrada na Figura II.2 (ver Cap. II).

A Bacia da Paraíba possui um intervalo basal constituído por arenitos médios a grossos intercalados com siltitos e folhelhos, que representam a deposição continental (Formação Beberibe). Esta unidade, aparentemente, só ocorre na Bacia da Paraíba. Nas sub-bacias Alhandra-Miriri esta unidade é menos expressiva do que na Sub-bacia Olinda e além do Alto de Mamanguape, limite norte da Bacia da Paraíba, esta unidade não foi detectada (Feitosa *et al*., 2002; Barbosa *et a*l., 2003; Barbosa, 2004).

A Formação Itamaracá, como proposta por Kegel (1955, 1957a), representa a fase transicional e é identificada em poços como carbonatos com forte influência terrígena, folhelhos e arenitos calcíferos. Alguns autores interpretaram que esta unidade, aparentemente, ocorreria além do limite norte da Bacia da Paraíba, capeando sedimentos carbonáticos, provavelmente mais antigos até a região da Sub-bacia de Natal (Feitosa & Feitosa, 1986; Feitosa *et al*., 2002; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2004a). Esta observação se deveu essencialmente a observação de que estes depósitos, mais ao norte, possuem aspectos litológicos assemelhados aos da unidade Itamaracá.

As formações Gramame e Maria Farinha, que ocorrem na Bacia da Paraíba, também não ocorrem ao norte do Alto de Mamanguape. Essas duas formações representam a deposição de carbonatos bioclásticos em águas moderadamente agitadas, em plataforma rasa (Barbosa, 2004). Essas duas unidades são diferenciadas da Formação Itamaracá por não apresentarem um conteúdo siliciclástico representativo como no caso da Formação Itamaracá.

Apesar de algumas semelhanças litológicas entre os depósitos de carbonatos com siliciclastos que ocorrem na Plataforma de Natal com a Formação Itamaracá, da Bacia da Paraíba, estes foram mapeados separadamente. Estes depósitos carbonáticos do intervalo superior da sucessão sedimentar da Plataforma de Natal foram denominados por esta pesquisa de depósitos carbonáticos indivisos da Plataforma de Natal.

A Formação Barreiras, que tem por datação o Plio-Pleistoceno, recobre as formações cretáceas de forma discordante em toda a faixa costeira. Esta é composta por sedimentos areno-argilosos e argilas depositadas em ambiente de leques aluviais, rios meandrantes e planícies de inundação (Alheiros & Lima Filho, 1991).

Os poços que compuseram o banco de dados da pesquisa foram selecionados a partir da melhor descrição de seus perfis, o que permitiu individualizar as unidades litoestratigráficas conforme os critérios apresentados: Formação Beberibe – arenitos continentais; Formação Itamaracá – carbonatos com siliciclastos, arenitos e folhelhos calcíferos; formações Gramame e Maria Farinha – carbonatos e margas sem siliciclastos; Depósitos carbonáticos indivisos da Plataforma de Natal – calcários com siliciclastos, arenitos calcíferos e folhelhos; Formação Barreiras – sedimentos areno-argilosos de origem continental. Estes dados abrangem depósitos da Bacia da Paraíba e das sub-bacias Canguaretama e Natal, da Plataforma de Natal.

V.1.1 Unidades Estratigráficas da Bacia da Paraíba

Em virtude de existir um melhor conhecimento dos depósitos referentes à faixa costeira da Bacia da Paraíba, uma amostra das características das unidades estratigráficas da bacia que foram monitoradas nos perfis de poços pode ser observada através do testemunho do poço 2 IST-01-PE, executado na Ilha de Itamaracá, Sub-bacia Olinda, PE (Fig. V.1). Este poço atravessou toda a seção sedimentar atingindo o embasamento (Feijó, 1994). Este poço é importante, pois, nessa Sub-bacia estão preservadas as formações Gramame e Maria Farinha e é a região onde a Formação Beberibe tem a maior espessura verificada na Bacia da Paraíba (Barbosa, 2004). A Figura V.1 apresenta um quadro geral das características litológicas de cada unidade juntamente com um perfil do poço 2 IST-01-PE (Barbosa *et al.*, 2003; Barbosa, 2004; Souza, 2006).

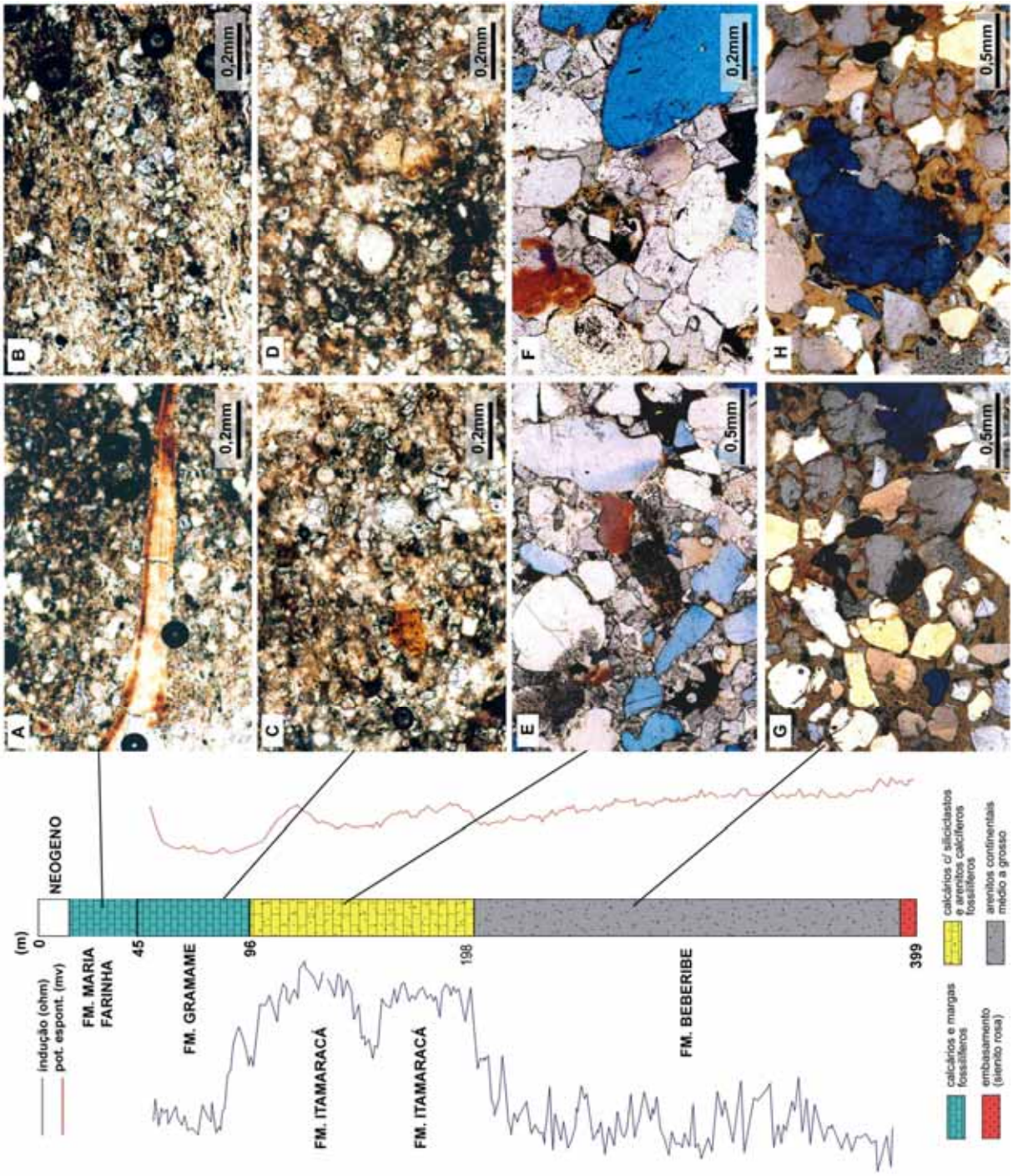

Figura V.1 – Perfil do poço 2 IST-01-PE, Ilha de Itamaracá, PE. Micrografias - A e B) Formação Maria Farinha, profundidade 33m, bioesparitos com abundante conteúdo de foraminíferos bentônicos ; C e D) Formação Gramame, profundidade 48m, bioesparitos e margas com abundante conteúdo de foraminíferos planctônicos; E e F) Formação Itamaracá, profundidade 100m, arenitos calcífero com bioclastos e dolomita; G e H) Formação Beberibe, profundidade 358m, arenitos mal selecionado, apresentando cimentação ferruginosa e silicificação.

As micrografias vistas na Figura V.1 provém de amostras que foram coletadas do poço 2 IST-01-PE e que foram depositadas no Laboratório de Geologia Sedimentar da UFPE. As figuras V.1A e V.1B mostram carbonatos da Formação Maria farinha que correspondem a bioesparitos ricos em ostracodes e foraminíferos bentônicos. É possível verificar a presença de dolomita e de bioclastos fosfatizados (V.2A). As figuras V.2C e V.2D mostram carbonatos da Formação Gramame caracterizados por bioesparitos com abundante conteúdo de foraminíferos planctônicos e calcisferulídeos, sendo o conteúdo de siliciclastos, em geral, menor que 1%. As Figuras V.2E e V.2F mostram os arenitos com cimentação carbonática, dolomíticos, da Formação Itamaracá. São encontrados nesta unidade calcários com abundante teor de siliciclastos, arenitos calcíferos e margas com siliciclastos. As Figuras V.2G V.2H mostram arenitos da Formação Beberibe, com cimentação ferruginosa e silicosa. Os grãos de quartzo e feldspato encontrados na formação Beberibe variam de subarredondados a angulosos. A Formação Beberibe apresenta lentes de arenito fino a silte e camadas de folhelho, sendo seu ambiente deposicional interpretado por Beurlen (1967a, 1967b) como fluvial e lagunar. Estas mesmas litologias, e suas variações, foram observadas pela pesquisa nos testemunhos dos poços do Projeto Fosfato (CPRM-PE) e na descrição litológica dos poços investigados ao longo da faixa costeira. Esta divisão norteou a identificação das unidades nas descrições dos perfis de poços estudados.

A Formação Beberibe representa o início da sucessão sedimentar e com o aumento da subsidência, estes depósitos foram recobertos pela chegada de depósitos transicionais da Formação Itamaracá.

A Formação Itamaracá possui em seu topo um marco radioativo que corresponde a um *hardground*, com acumulação de fosfato sedimentar. Este marco separa esta unidade da Formação Gramame, e caracteriza o máximo transgressivo do afogamento da bacia ocorrido no Neo-Maastrichtiano (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Souza, 2006).

A Formação Gramame corresponde à instalação do trato de mar alto sobre a bacia que coincidiu com um período de calma tectônica. Ao final do Maastrichtiano se iniciou um novo evento tectônico que atuou de forma diferenciada nas sub-bacias, expondo a plataforma. Este evento foi mais intenso nas sub-bacias Alhandra e Miriri ao norte (Barbosa, 2004). A Formação Maria Farinha só é encontrada na Sub-bacia Olinda, ao sul, resultado do tectonismo que influenciou a regressão forçada na bacia, impedindo/removendo a deposição durante o Paleoceno nas sub-bacias ao norte (Alhandra/Miriri).

V.2 - RESULTADOS OBTIDOS

Inicialmente foram trabalhados os poços que atingiram o embasamento. A análise destes poços permitiu gerar um mapa de contorno estrutural do embasamento desde a cidade de Recife até as proximidades da cidade de Natal. Este mapa é de especial relevância pois, permitiu individualizar as feições regionais como altos estruturais e os limites das sub-bacias. Esses resultados também foram comparados com o resultado dos trabalhos pioneiros sobre a caracterização da faixa estudada (Rand, 1976, 1978; Rand & Mabesoone, 1982; Mabesoone & Alheiros, 1988).

V.2.1 - O Embasamento

A Figura V.2 mostra o mapa de contorno estrutural do embasamento. A escala de cores fornece uma aproximação dos valores interpolados. De uma forma geral, é possível perceber que toda a extensão corresponde a uma imensa rampa estrutural, com uma inclinação geral que varia de 1 a 3° em direção E. Os valores médios observados ao longo da faixa da rampa ficam em torno de 150-200m, enquanto que o máximo atingido na região de Itamaracá chega a 400m (Fig. V.2A). A drenagem principal, plotada sobre o mapa, permite uma avaliação da relação da drenagem atual com as feições gerais do embasamento (Fig. V.2a e V.2B).

A Figura V.3A mostra a imagem do contorno estrutural do embasamento com sombreamento 3D, o que permite ter uma idéia da dinâmica do relevo do assoalho da bacia, na faixa costeira. A Figura V.3B traz o contorno do embasamento com interpretações regionais. A partir do contorno observado é possível destacar as seguintes estruturas:

- A ZCPE, na porção inferior da Figura, passando pela cidade de Recife, trunca a extremidade sul da bacia da Paraíba. Neste ponto a linha zero do embasamento tem sua maior aproximação da linha de costa, truncando o flanco sul da bacia com efeito de cunha (Fig. V.3);
- A Sub-bacia Olinda (1), que é a primeira sub-bacia de sul para norte, é limitada ao norte por um alto estrutural (6), denominado Alto de Goiana (Barbosa, 2004; Lima Filho *et al*., 2005). O flanco se inicia nas proximidades da Falha de Goiana, e a partir daí a sub-bacia se torna cada vez mais rasa, lateralmente. A Sub-bacia Olinda se comporta como uma cunha voltada para E a drenagem se comporta de forma radial em

relação à porção central da estrutura. A ilha de Itamaracá está localizada no centro da Sub-bacia Olinda, sobre o depocentro ali existente (Fig. V.3);

- A região que abrange as sub-bacias Alhandra e Miriri (Mabesoone & Alheiros, 1988, 1993), de sul para norte, respectivamente, se comporta como uma única depressão, podendo ser tratada como uma única sub-bacia (Alhandra-Miriri). O flanco sul desta sub-bacia é limitado diretamente pelo alto estrutural de Goiana. A drenagem principal na região de João Pessoa-Cabedelo está orientada de acordo com a projeção NE e E-W acompanhando o trend de falhas do embasamento Pré-Cambriano. Na região de Baieux, próximo ao limite sul desta sub-bacia, nota-se que a passagem da linha zero, do embasamento até a região mais profunda é abrupta, provavelmente, devido a escalonamento de grabens por falhas. (Fig. V.3). O embasamento na Sub-bacia Alhandra-Miriri possui uma depressão maior ao sul, se comportando como uma rampa mais suave na porção norte (Fig. V.3). A região de João Pessoa-Cabedelo está localizada sobre o segundo depocentro da Bacia da Paraíba. Em seu limite norte, a Sub-bacia Alhandra-Miriri é truncada pela Falha de Mamanguape, onde as linhas de contorno sofrem uma inflexão para E. A falha de Mamanguape mostra-se também orientada de acordo com estruturas do embasamento (Fig. V.3). Ocorre à SW de Baieux uma depressão, que avança da borda da bacia para a região do continente, provocando uma depressão alongada (5), à forma de um graben raso de orientação NE-SW. A SW da Falha de Mamanguape ocorre uma depressão rasa do embasamento, destacada da bacia (8). Esta estrutura tem orientação geral aproximada NE-SW e forma retangular. Os perfis de poços investigados nesta região não possuem descrição detalhada que permita interpretação dos depósitos que preenchem este baixo (Fig. V.3);
- A Sub-bacia Canguaretama começa a partir do Alto de Mamanguape. A partir deste ponto até a região de Arês-Nísia Floresta percebe-se que o embasamento se comporta como uma rampa com gradiente bem menor, mais rasa do que as sub-bacias Olinda e Alhandra-Miriri (Fig. V.3). A Sub-bacia Canguaretama é limitada a norte, na região de São José do Mipibú, pela falha de Cacerengo e para norte, a partir desta, têm início a Sub-bacia Natal (Figura V.3).

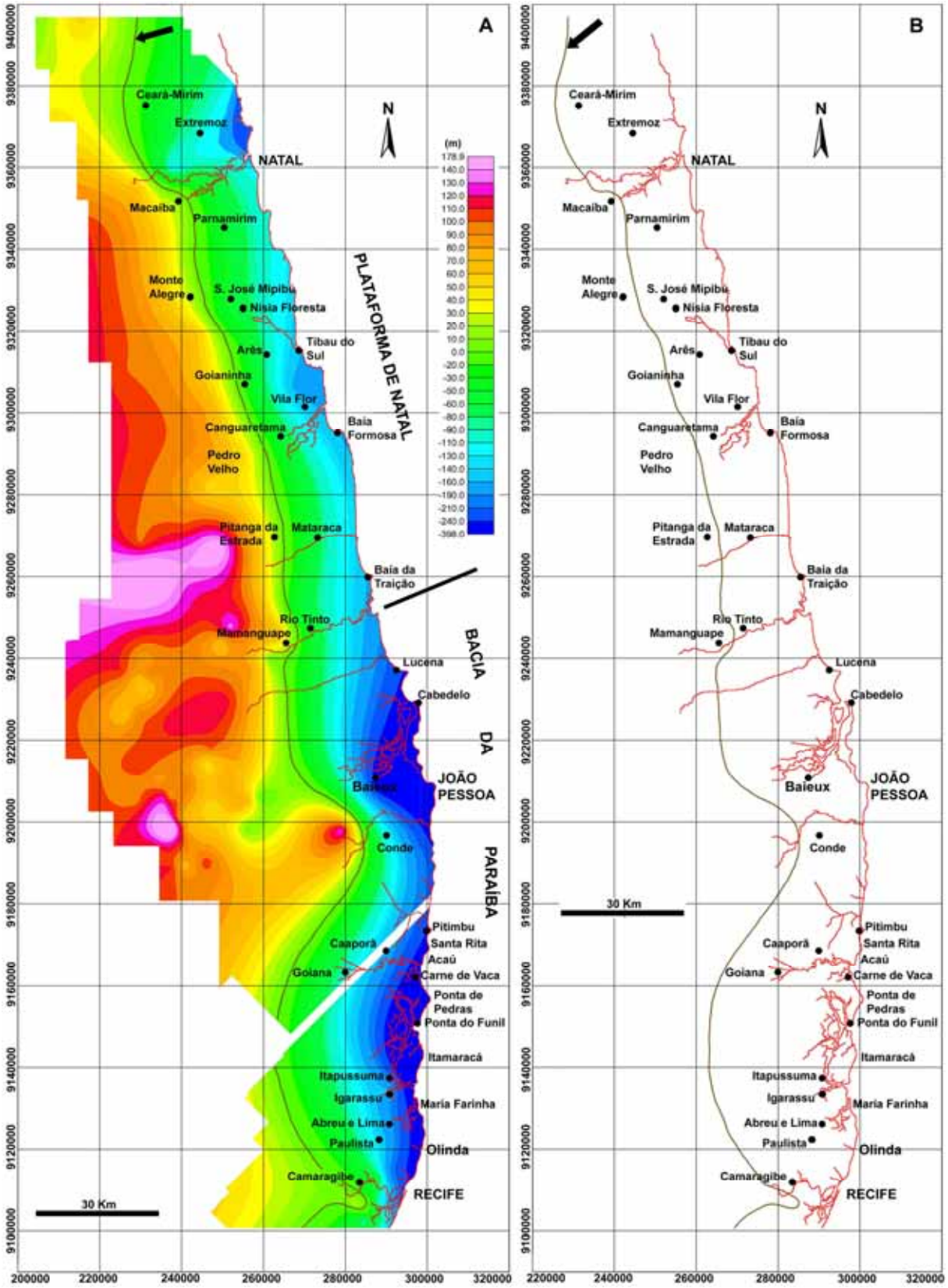

Figura V.2 – A) contorno estrutural do embasamento entre Recife e Natal. B) Linha de costa e drenagem principal, em vermelho. Seta preta = linha zero do embasamento. O limite do mapa para leste é a linha de litoral.

- A W da cidade de Pitanga da Estrada, na porção mediana adjacente à Sub-bacia Canguaretama, ocorre uma estrutura alongada, projeção em forma de alto estrutural do embasamento (7). Esta feição também possui uma orientação geral NE-SW, e parece ser flanqueada por falhamentos que se prolongam para a região de borda da sub-bacia (Fig. V.3).
- Ainda na Sub-bacia Canguaretama, entre as cidades de Vila Flor e Tibau do Sul, ocorre uma depressão na linha de costa, representando um graben estreito e pequeno, limitado por falhamentos onde estão encaixados os rios Curimataú, Trairí e Jacu (Fig. V.3);
- A SW da cidade de Natal ocorre um falhamento que parece coincidir com a drenagem dos rios Grande-Jundiaí e Potengi.
- A norte da cidade de Natal, já na Sub-bacia de Natal, a partir da falha onde está encaixado o rio Jundiaí, ocorre uma subsidência em forma de graben, entre as cidades de Natal e Ceará-Mirim (4). Devido ao fato de que nesta região e mais ao norte, a malha de poços não é deficiente, não foi possível detalhar esta parte da sub-bacia, nem sua extensão para norte, em direção ao Alto de Touros. Contudo, é possível identificar esta depressão próxima a linha de costa (Fig. V.3B), que também aparece nas seções de poços (Feitosa *et al*., 2002) (ver Fig. IV.5). Esse graben, denominado de Graben de Natal seria a terceira depressão, ou depocentro, mais importante na faixa estudada.

Comparando-se o mapa do contorno do embasamento obtido neste trabalho com os dados geofísicos apresentados por Rand & Mabesoone (1982), é possível observar que o resultado obtido por esses autores já mostrava algumas estruturas inferidas acima (Fig. V.4). Esses autores destacaram a existência de bacias marginais rasas, compartimentadas por falhamentos antigos (E-W e NE), e a região de altos estruturais a norte de João Pessoa, onde a rampa da plataforma é menos inclinada (sub-bacias Canguaretama e Natal) (Fig. V.4).

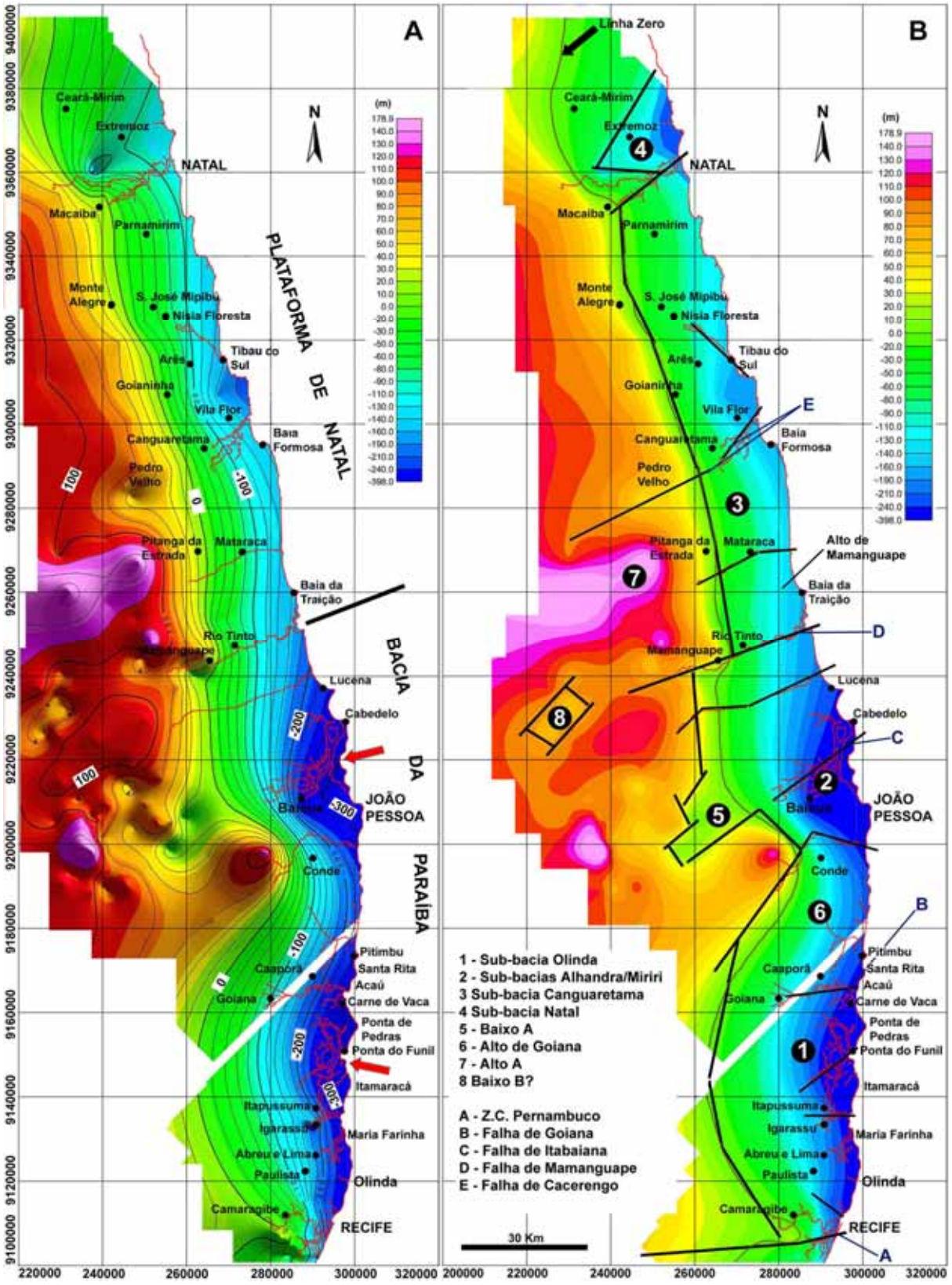

Figura V.3 – A) Contorno do embasamento entre Recife e Natal, com sombreamento 3D. O exagero vertical é de 20X. Figura. B) Contorno do embasamento entre Recife e Natal, com interpretação das estruturas regionais inferidas. O limite do mapa para E é a linha de litoral.

A Figura V.5A mostra uma projeção tridimensional, em perspectiva, do contorno do embasamento mostrado nas Figuras V.3. Esta visualização permite compreender que há um comportamento generalizado de rampa para toda a faixa desde Recife até Natal. Contudo, a partir do norte de João Pessoa, o embasamento na faixa costeira se torna mais alto assim se estendendo para a região de Natal.

Para demonstrar a diferença do estilo estrutural a sul e a norte da ZCPE, foram adicionados à planilha de poços que gera a visualização os dois poços mais profundos perfurados ao sul da ZCPE - os poços 2 CP-01-PE e 9 JG-01-PE (Fig. III.5). Esses poços não atingiram o embasamento, apesar de atravessarem 2900m e 1500m de rochas sedimentares, respectivamente. Como nesta região não há poços que atingiram o embasamento, permitindo uma calibração real do modelo, assumiu-se os valores finais dos poços como valores do embasamento, isto apenas para se demonstrar a grande diferença que existe no comportamento do embasamento ao sul da ZCPE, na Bacia de Pernambuco. A Figura V.5B exibe o mesmo modelo digital de contorno do embasamento visto na Figura V.5A, contudo, aparece uma grande depressão, imediatamente ao sul da ZCPE, que corresponde aos grabens de Piedade e Cupe, da Bacia de Pernambuco (Comparar este modelo com as interpretações apresentadas nas Figuras III.3 e III.5).

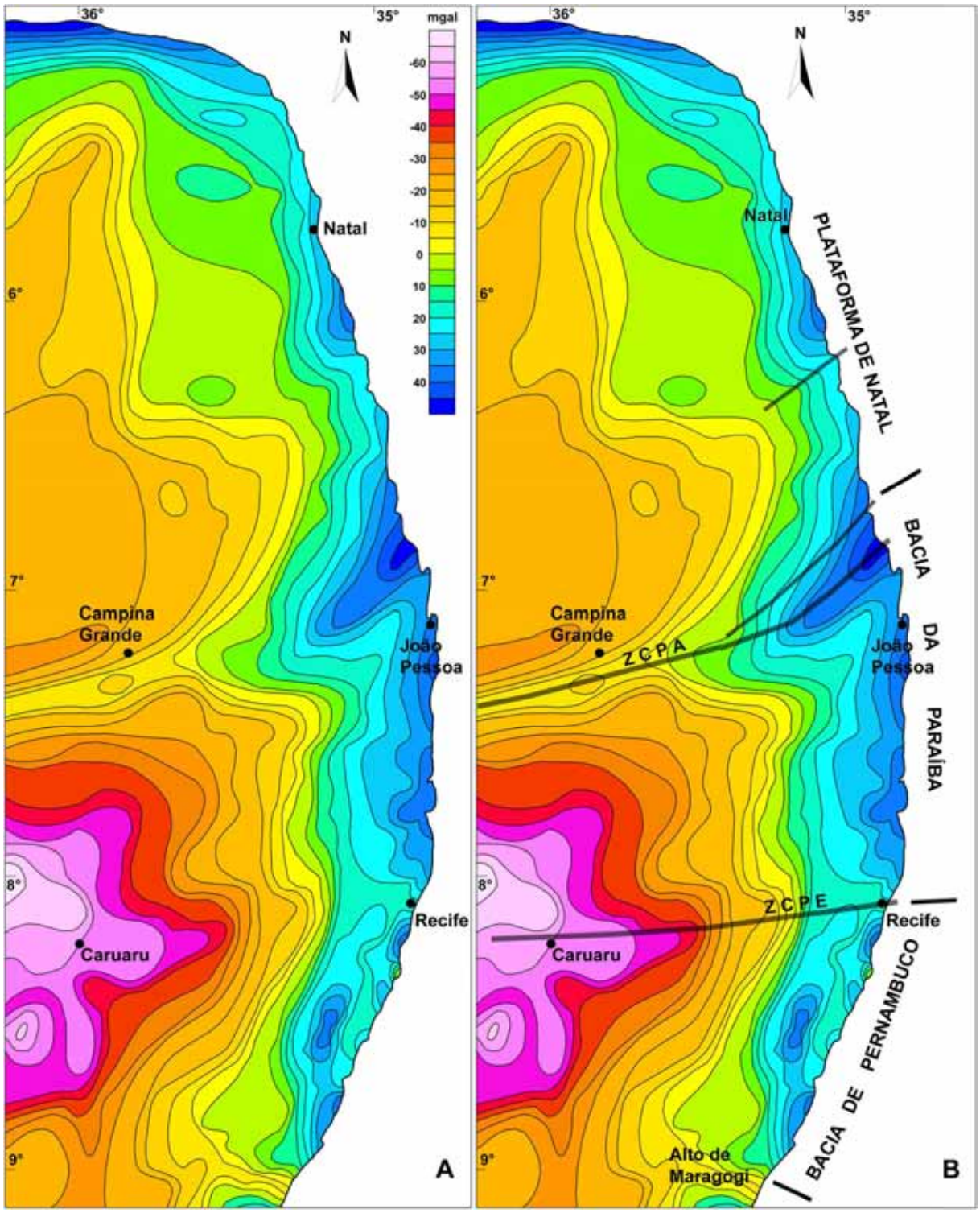

Figura V.4 – Mapa gravimétrico (anomalia Bouguer) da faixa costeira do Nordeste do Brasil (Rand & Mabesoone, 1982). A) mapa original, digitalizado e colorido. B) mapa com interpretações de estruturas e domínios, realizadas por esta pesquisa e comparadas com as feições observadas no contorno do embasamento (Fig. V.3B).

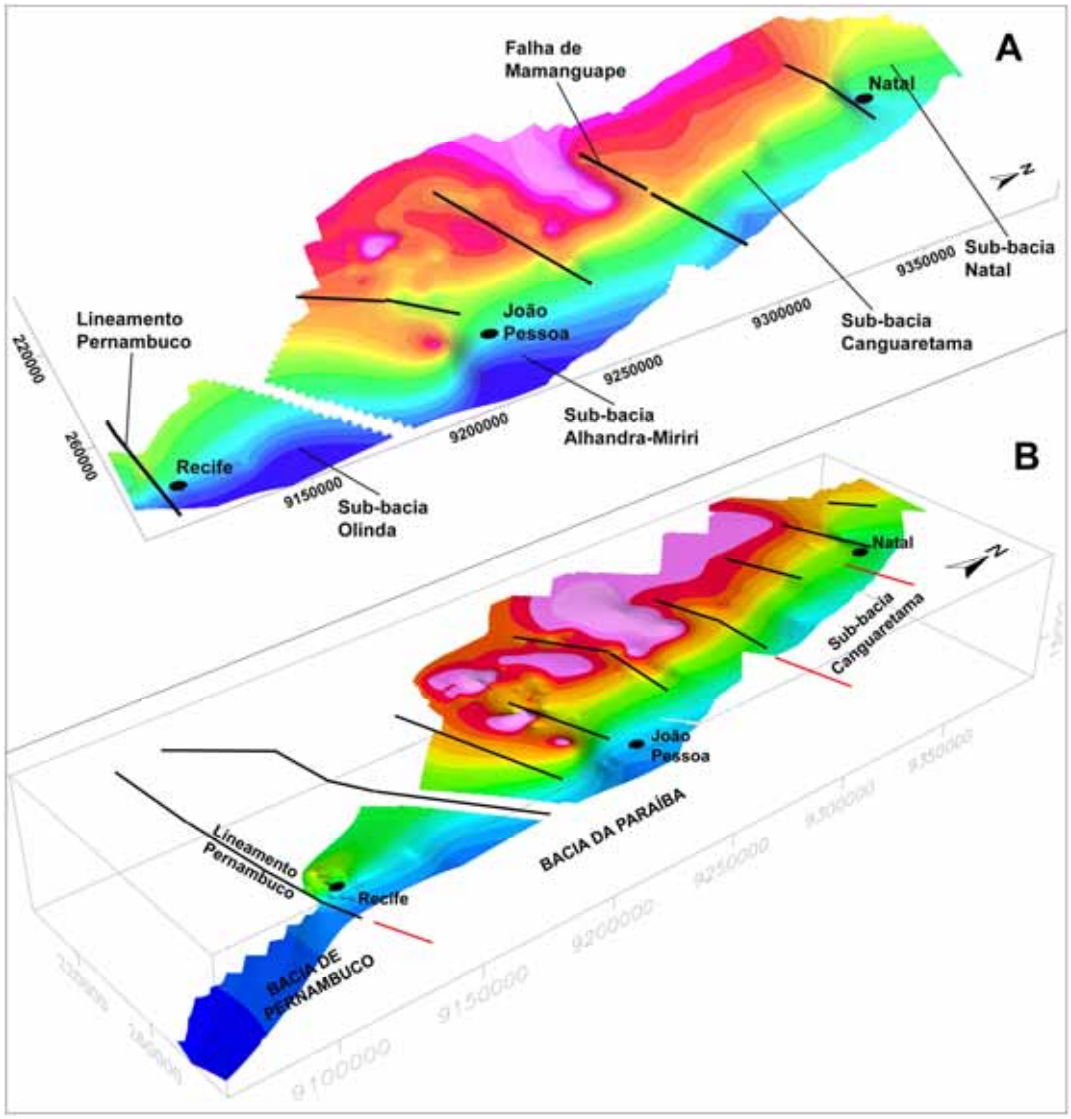

Figura V.5 – A) Modelo 3D do Contorno do embasamento (Fig. V.2) (exagero vert. 25X). B) modelo com a adição dos poços 2 CP-01-PE e 9 JG-01-PE, ao sul da ZCPE (exagero vert. 20X).

A Figura V.6 mostra a superfície da faixa costeira, entre Recife e Natal, a partir de imagem de radar (SRTM). A linha da cota zero do embasamento, obtida a partir dos dados de poços (Fig. V.3) está plotada em amarelo. Nesta imagem é possível ver que a drenagem, em grande parte, está encaixada em falhamentos que tem origem no embasamento pré-Cambriano adjacente.

Na Figura V.6 também é possível observar que existe uma série de estruturas morfológica que correspondem a tabuleiros costeiros, com forma geral retangular, limitados a W pela borda da bacia, a E pela linha de costa e são separadas pelos vales dos rios. Esses tabuleiros representam depósitos plio-pleistocênicos da Formação Barreiras. Essas estruturas são mais largas na Bacia da Paraíba, onde a faixa costeira também é mais larga, e a partir do

final da Sub-bacia Canguaretama, a sul de Natal, seu contorno e expressão se tornam menos expressivos (Fig. V.6). A ocorrência desses tabuleiros costeiros na faixa Recife-Natal já havia sido discutida por Mabesoone & Silva (1991). Esses autores observaram que o entalhe da drenagem na faixa que corresponde a Plataforma de Natal (sub-bacias Canguaretama e Natal) é menos intenso do que na faixa que corresponde à Bacia da Paraíba, desde João Pessoa, até a região de Olinda. Possivelmente, a formação destas estruturas morfológicas, que capeiam a faixa costeira tenha sido influenciada por eventos tectônicos e eustáticos, que acentuaram a atuação da drenagem sobre a Formação Barreiras.

A influência do comportamento do embasamento na dissecação da Formação Barreiras e na formação dessas estruturas foi muito importante. Na Figura V.3, observa-se que a Sub-bacia Olinda está localizada em uma depressão do embasamento em formato de cunha, e ao se observar a Figura V.6, observa-se que a cobertura formada pelos complexos de tabuleiros obedece ao limite semicircular da borda desta sub-bacia. Na Figura V.6B, os complexos de tabuleiros da faixa costeira foram ressaltados em amarelo, isto permite visualizar a compartimentação de pelo menos 7 grandes complexos, separados por largos vales fluviais. O complexo 1, ao contrário dos demais que tem formato retangular, tem a forma de semicírculo. O complexo 7, no limite da Sub-bacia Canguaretama, tem a forma de um triângulo, cujo vértice está voltado para a linha de costa. Neste ponto ocorre uma modificação no sentido geral dos falhamentos, de E-W e NE-SW para NW-SE.

Um outro efeito da compartimentação tectônica observada em superfície é a existência de duas áreas onde há a formação de grandes ilhas e canais estuarinos, associados à falhamentos e ao afogamento da drenagem em planícies que estão sobre depocentros da Bacia da Paraíba, nas regiões de João Pessoa e da Ilha de Itamaracá (Fig. V.7A – setas vermelhas). Nesses locais estão os depocentros da bacia costeira (Fig. V.3). Sobre os depocentros, ocorre a formação de ilhas, como a de Itamaracá (Fig. V.7), de grandes estuários e pequenas bacias hidrográficas costeiras. Também parece similar, nas duas localidades, a orientação dos canais formados na linha de costa a partir de falhamentos de grande extensão. Na região da Sub-bacia Olinda, o canal que separa a Ilha de Itamaracá do continente, o Canal de Santa Cruz, possui uma direção quase N-S alinhado com a linha de costa, em seu eixo maior. Na região de João Pessoa, o vale do Rio Paraíba, que está encaixado em uma falha, possui direção NE-SW, mas ao chegar à região da costa, assume uma direção geral quase N-S (Figs. V.6 e V.7). É possível que estes alinhamentos de direção N-S estejam encaixados em falhas distencionais, provocadas por movimentos tectônicos paleogênicos/neogênicos?, que afetaram os depósitos cretácicos e paleogênicos (Morais *et al*., 2004, 2005a; Morais, 2005; Vila Nova, 2005).

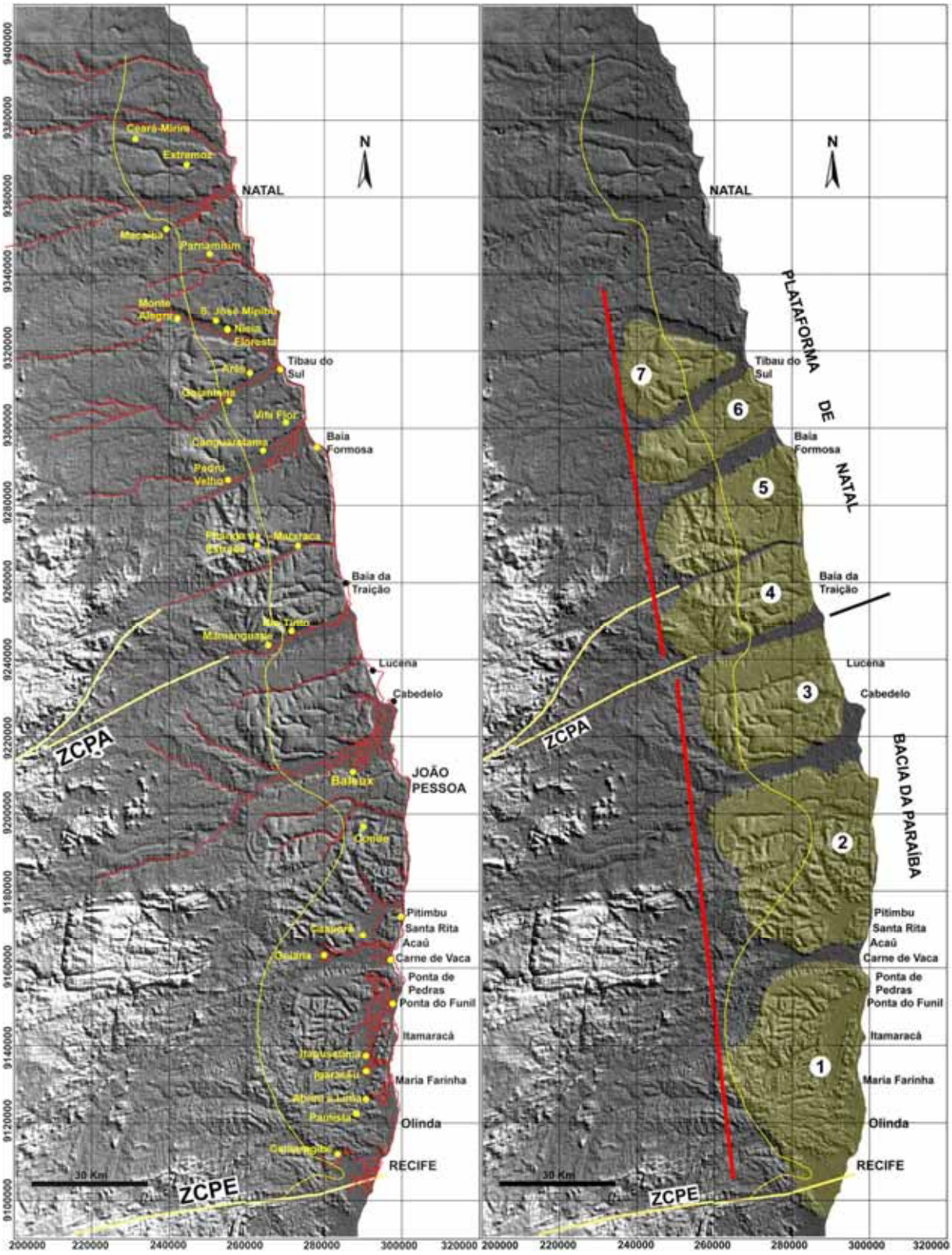

Figura V.6 – A e B) Imagem de radar (SRTM) da faixa costeira entre Recife e Natal. (ZCPE = Zona de Cisalhamento Pernambuco, ZCPA = Zona de Cisalhamento Patos, Linha fina amarela = cota zero do embasamento). Manchas coloridas de amarelo em B = domínios de tabuleiros costeiros. Linha vermelha grossa em B = limite estimado da área sedimentar.

A Figura V.7 mostra uma imagem de satélite da faixa costeira da Bacia da Paraíba. A Figura V7B mostra um detalhe da Sub-bacia Alhandra-Miriri com a drenagem destacada, o que permite verificar que entre a região de João Pessoa e Cabedelo se desenvolveu um amplo estuário com a formação de planície costeira e ilhas entre os canais. A Figura V.7C mostra um detalhe da Sub-bacia Olinda. O destaque da drenagem mostra que esta se comporta de forma radial em relação ao centro da sub-bacia, semicircular, que é a forma interpretada para a depressão do embasamento nessa área (Fig. V.3). Na região da Ilha de Itamaracá se desenvolveu o complexo estuarino do Canal de Santa Cruz, cuja bacia hidrográfica está contida na Sub-bacia Olinda.

V.2.2 - A Formação Beberibe

A Figura V.8 mostra o mapa de isópacas da Formação Beberibe, obtido através da interpolação dos dados dos poços. Esta unidade está depositada diretamente sobre o embasamento na faixa costeira. A Formação Beberibe foi dtectada apenas em poços entre Recife e o norte de João Pessoa. Como verificado nos poços e nos mapas, sua ocorrência é truncada a sul pela ZCPE e a norte pela Falha de Mamanguape. Nesses flancos as isopacas sofrem uma inflexão em direção à linha de litoral (Fig. V.9A e V.9B).

A partir da borda da bacia, esta unidade ocorre como depósitos fluviais diretamente sobre a rampa estrutural de baixo ângulo do embasamento, em direção ao centro da bacia. Observa-se que os depocentros dessa unidade foram estruturados por falhas de grandes grabens. É possível que esta estruturação tenha sido posterior a sua deposição (?). Na Sub-bacia Olinda, devido ao seu formato de concha, existem dois depocentros que partem dos flancos, da sub-bacia em direção ao seu centro. Na Sub-bacia Alhandra-Miriri destaca-se um depocentro principal, que parte da região do alto de Goiana em direção ao flanco norte desta sub-bacia. Esses depocentros, possivelmente, se formaram na fase de subsidência inicial da Bacia da Paraíba preenchendo o espaço gerado pela formação de grabens rasos ao longo da rampa (Barbosa, 2004; Souza, 2006; Barbosa & Lima Filho, 2006).

A grande espessura da Formação Beberibe, em relação às demais unidades estratigráficas, talvez indique que a fase de subsidência associada à sua deposição foi mais expressiva. Contudo, não existe nas amostras de poços e testemunhos, ou em afloramentos próximos a borda da bacia, depósitos conglomeráticos mais expressivos como é comum na fase pré-rifte e rifte das bacias marginais brasileiras. Isto se deve ao fato de que, apesar de rápida, a subsidência não criou grandes desníveis de relevo.

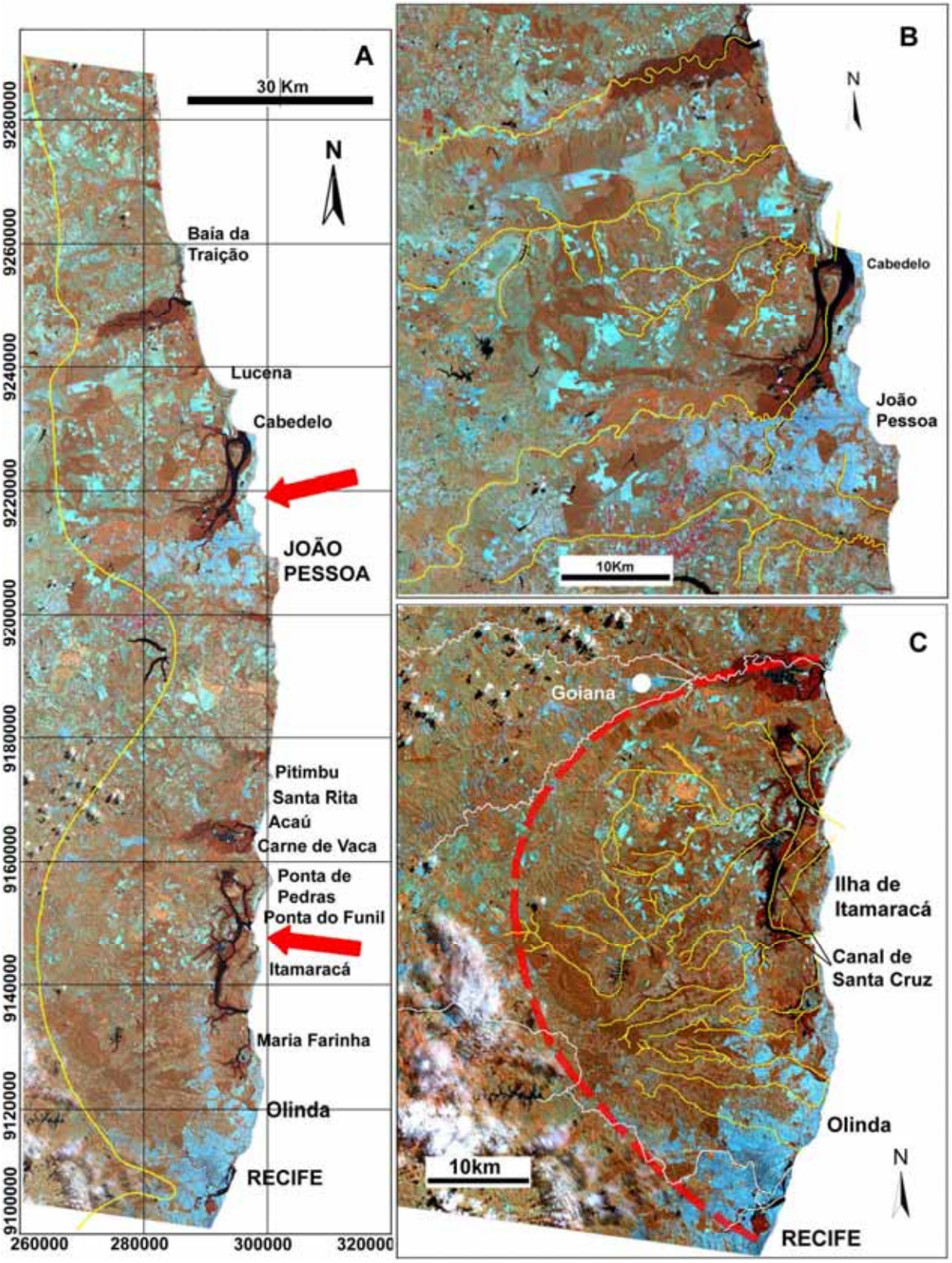

Figura V.7 – A) Imagem de radar da faixa costeira entre Recife e João Pessoa (LANDSAT 7 TM bandas 4-5-7) (linha amarela = cota zero do embasamento; setas vermelhas = localização de grandes estuários com a formação de ilhas. B) Detalhe da Sub-bacia Alhandra-Miriri. C) Detalhe da Sub-bacia Olinda (drenagem assinalada em amarelo e branco).

Os sistemas deposicionais interpretados para a Formação Beberibe, de origem continental, incluem leques aluviais e sistemas fluviais do tipo *braided* (Nóbrega & Alheiros, 1991). Estes sistemas gradariam para sistemas meandrantes e lagunas costeiras (Beurlen, 1967a, 1967b; Souza, 1998, 2006; Barbosa, 2004). Nos flancos e nas proximidades da borda da bacia a Formação Beberibe aflora em poucos locais onde é possível observar sua fácies mais proximal, composta por arenitos médios e intercalações de arenitos grossos (Souza, 1998, 2006). Em perfis de poços há descrições de depósitos de arenitos finos e folhelhos, possivelmente de fácies mais distais.

A Figura V.9 mostra um modelo digital do embasamento (superfície vermelha – Fig. V.9A), na faixa costeira entre Recife e Natal, conforme visto na Figura V.3. Na mesma figura também é mostrado um modelo digital da superfície do embasamento com um modelo da superfície que representa o topo da Formação Beberibe (superfície verde – Fig. V.9B). Observa-se que a Formação Beberibe preencheu os dois depocentros que existem na faixa costeira da Bacia da Paraíba. Na região da Sub-bacia Olinda existem cunhas de depósitos continentais que partem da borda para o centro da bacia, em direção a depressão formada pelo Graben de Itamaracá (Fig. V.9B). Nos flancos da Sub-bacia Olinda ocorrem espessas sucessões desta unidade, inclusive recobrindo a região do baixo de Igarassu-Recife (ver Figs. I.2 e III.3). Aparentemente a deposição da Formação Beberibe na Sub-bacia Olinda ocorreu, concomitantemente à subsidência do Graben de Itamaracá.

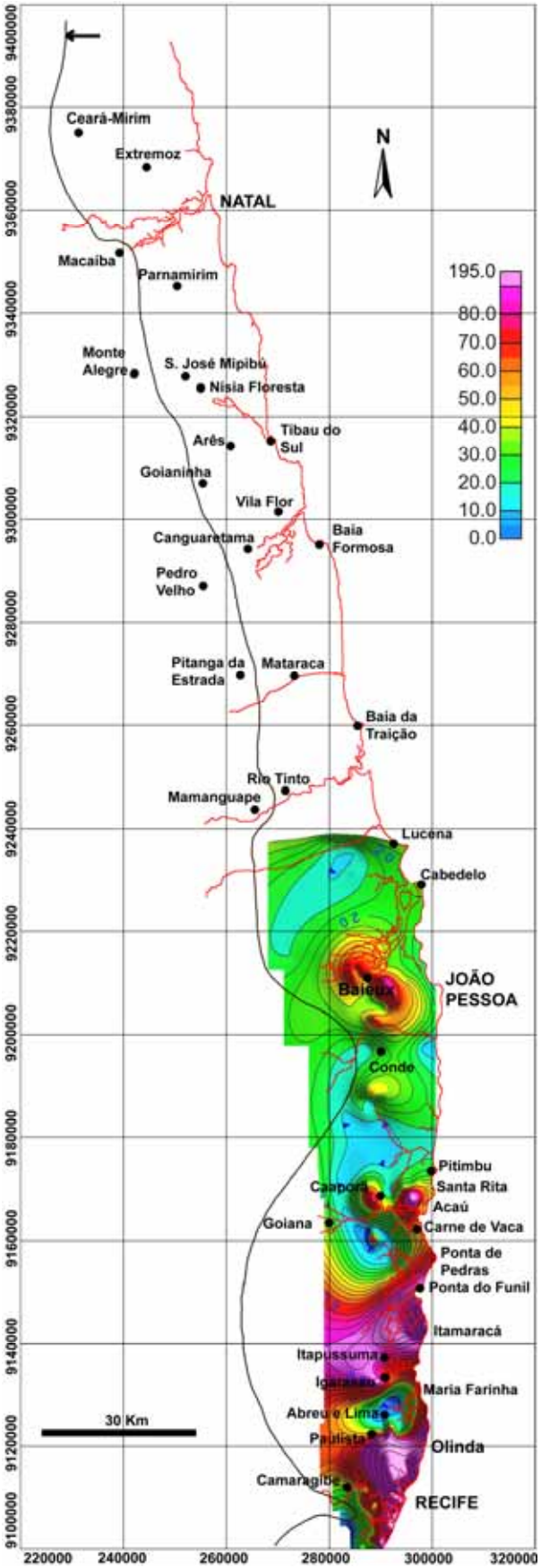

Figura V.8 – Mapa de isópacas da Formação Beberibe (exagero vertical 20X) (a seta preta indica linha de cota zero do embasamento). O limite do mapa para leste é a linha de litoral.

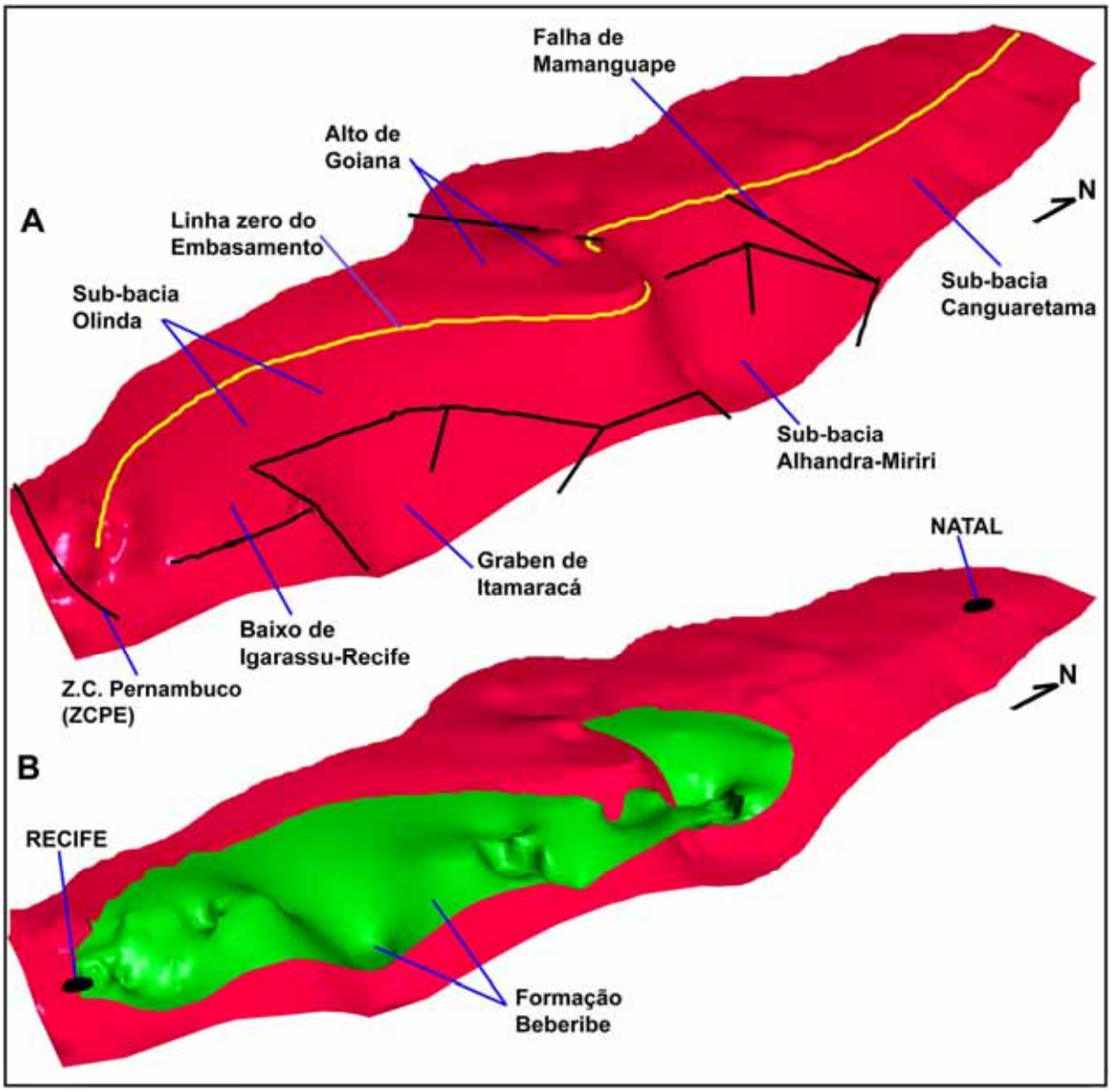

Figura V.9 – A) modelo 3D do contorno do embasamento (Fig. V.2), superfície vermelha (linha amarela = zero do embasamento); B) modelo 3D do topo da Formação Beberibe, superfície verde, mostrando sua relação com o embasamento (exagero vertical 40X).

V.2.3 – A Formação Itamaracá

Apesar de alguns trabalhos interpretarem que a Formação Itamaracá se estenderia para norte do Alto de Mamanguape, capeando as sub-bacias Canguaretama e Natal (Feitosa & Feitosa, 1986; Feitosa *et al*., 2002; Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Jardim de Sá *et al*., 2004), este trabalho não trata estes depósitos como uma extensão da Formação Itamaracá. Como citado antes, é possível que nas sub-bacias Canguaretama e Natal existam depósitos correlatos a Formação Jandaíra, de idade turoniana, na sua porção basal (Lana & Roesner, 1999a, 1999b), e acima destes ocorreriam depósitos carbonáticos com provável idade eo-

campaniana a maastrichtiana, portanto, podendo ser correlatos das formações Itamaracá e Gramame. A conclusão, em trabalhos anteriores, de que estes depósitos aflorantes a norte do Alto de Mamanguape corresponderiam a Formação Itamaracá baseou-se, principalmente, em aspectos litológicos, sendo este dado insuficiente para correlações precisas. Assim, os depósitos carbonáticos que ocorrem a norte do Alto de Mamanguape foram mapeados separadamente.

O mapa de isópacas da Formação Itamaracá é mostrado na Figura V.10. Esse mapa mostra que a deposição de seus estratos também ficou restrita aos domínios da bacia da Paraíba, sendo truncada a sul pela ZCPE e a norte pelo Alto de Mamanguape (Fig. V.10). Entretanto, percebe-se que a Formação Itamaracá avança um pouco sobre a região do Alto de Mamanguape, em situação de *onlap*, onde sua transição para os calcários da Sub-bacia Canguaretama ainda é pouco estudada (Fig. V.10).

A Formação Itamaracá preencheu a região do Graben de Itamaracá recobrindo os estratos continentais da Formação Beberibe (Fig. V.10). Para norte observam-se ao menos três depocentros alongados de maior espessura com *trend* SE-NW, possivelmente, preenchendo vales existentes á época da transgressão na bacia (Fig. V.10). Na região periférica dos depocentros a deposição dos estratos transgressivos parece não alcançar espessura maior do que 20 ou 30m (Fig. V.10).

No topo da Formação Itamaracá ocorre uma superfície condensada, rica em fosfato que representa o momento de máxima inundação que precedeu a instalação da plataforma Gramame. Este marco estratigráfico é identificado através de uma elevação nos valores dos perfis de raios gama, e pode ser acompanhado em poços ao longo de toda a Bacia da Paraíba (Fig. I.6). Contudo, esta ocorrência de fosfato não se estende para a Sub-bacia Canguaretama. É possível que a deposição de fosfato tenha se restringido a Bacia da Paraíba devido a características topográficas/ambientais que ocorriam nesta faixa e que não ocorriam na Sub-bacia Canguaretama. Ou, que os depósitos da porção superior da sucessão sedimentar das bacias Canguaretama e Natal, sejam mais novos do que o marco fosfático.

Em termos de máximo de espessura a Formação Itamaracá apresenta maior espessura associada aos depocentros interpretados na região de Itamaracá e de João Pessoa (Fig. V.10).

Aparentemente, o acumulo, ou preservação, dos depósitos das formações Beberibe e Itamaracá se deu nos mesmos depocentros (Figs. V.8 e V.10), o que pode sugerir uma relação genética entre elas.

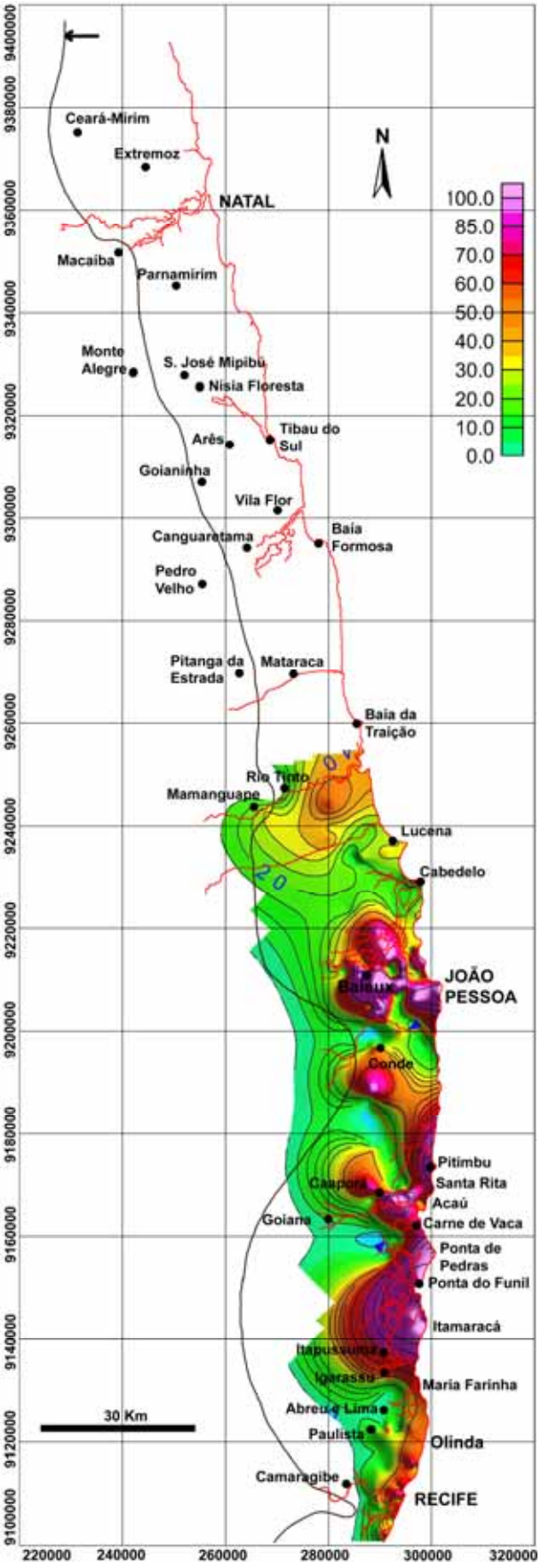

Figura V.10 – Mapa de isópacas da Formação Itamaracá (exagero vertical 20X) (linha preta = linha zero do embasamento). O limite do mapa para leste é a linha de litoral.

V.2.4 - As Formações Gramame e Maria Farinha

Optou-se por reunir a seqüência carbonática maastrichtiana-paleocênica em uma unidade litológica devido a semelhança dos depósitos das duas formações envolvidas, Gramame e Maria Farinha. Sem dados bioestratigráficos não é possível distinguir as duas unidades nos perfis dos poços. Além disso, a unidade Maria Farinha ocorre apenas na Sub-bacia Olinda (Lima & Koutsoukos, 2002; Barbosa, 2004), sendo muito menos expressiva do que a Formação Gramame.

O mapa de isópacas da seção carbonática da Bacia da Paraíba obtido neste trabalho representa, principalmente, a ocorrência da Formação Gramame (Fig. V.11). Esse mapa mostra a ocorrência da plataforma carbonática em uma configuração tabular, alongada e estreita na faixa costeira (Fig. V.11). A plataforma carbonática Gramame, a exemplo das formações Beberibe e Itamaracá, também está restrita aos domínios da Bacia da Paraíba, sendo truncada a sul pela ZCPE, e a norte pelo Alto de Mamanguape (Fig. V.11). A expressão da plataforma é maior na Sub-bacia Alhandra-Miriri, onde a Plataforma carbonática Gramame é mais larga (Fig. 8A). Foi justamente na região de João Pessoa-Conde (Sub-bacia Alhandra) onde foi coletada grande parte dos moluscos descritos na Formação Gramame (Maury, 1930; Beurlen, 1967a, 1967b; Muniz, 1993).

Os depósitos da Formação Gramame em toda a bacia demonstram um aspecto agradacional com marcante continuidade lateral das camadas. Durante o Maastrichtiano houve um período de calma tectônica, e aos poucos o espaço de acomodação foi sendo preenchido, causando uma progradação da linha de costa. A seqüência carbonática ao longo do Maastrichtiano Inferior e Médio não demonstram descontinuidades. Apenas no final do Maastrichtiano se intensificou a progradação da linha de costa, havendo posteriormente erosão da plataforma carbonática, que foi exposta durante o evento regressivo paleocênico.

Como uma observação conclusiva a respeito dos mapas de isópacas estudados, pode–se concluir que houve uma expansão da área deposicional, que evoluiu de um estilo compartimentado em grabens, como observado para as formações Beberibe e Itamaracá, para uma cobertura ampla e homogênea representada pelas formações Gramame e Maria Farinha, que colmataram a topografia irregular.

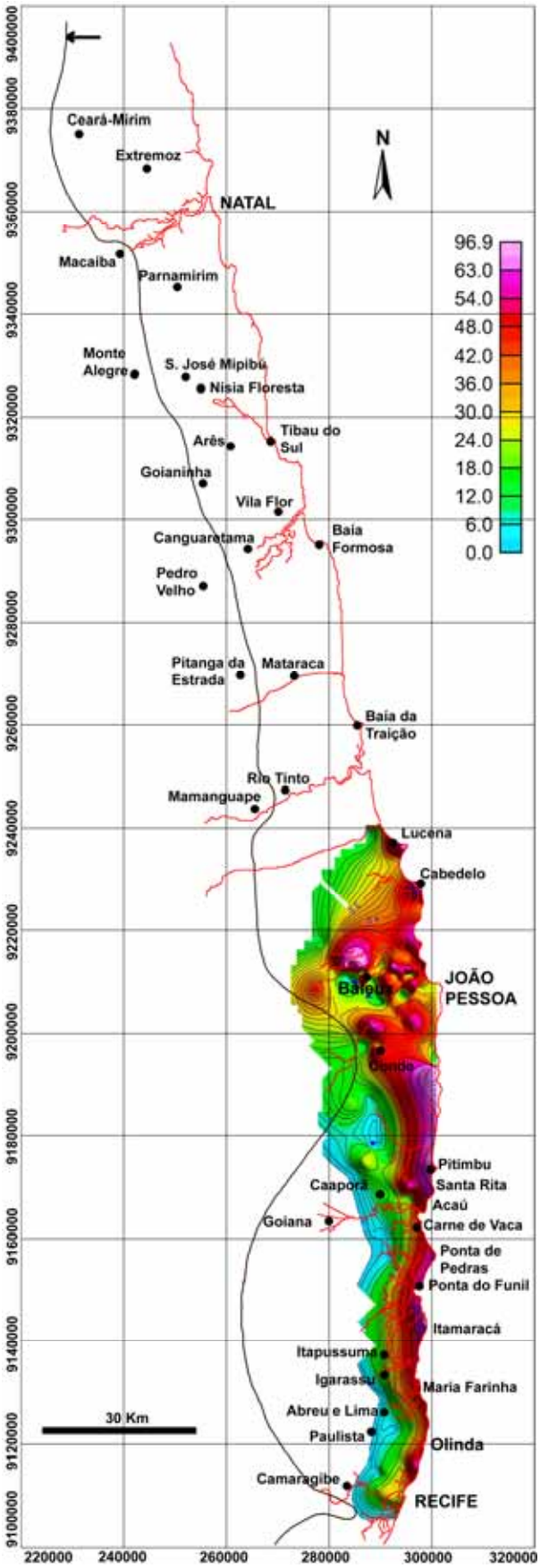

Figura V.11 – Mapa de isópacas das formações Gramame e Maria Farinha (exagero vert. 20X) (linha preta=cota zero do embasamento). O limite do mapa para leste é a linha de litoral.

V.2.5 – Depósitos carbonáticos indivisos (Plataforma de Natal)

Para se observar o mapa de isópacas dos depósitos carbonáticos indivisos da Plataforma de Natal, tentou-se separar esse intervalo superior mais carbonático da sucessão sedimentar dessa região, que teria idade campaniana-maastrichtiana (Lana & Roesner, 1999a; 1999b), dos estratos da porção basal de idade turoniana, que apresentam menor influência carbonática (Lana & Roesner, 1999a, 1999b). O critério utilizado foi o fato de que o intervalo Campaniano-Maastrichtiano possui maior influência marinha do que os depósitos da seção basal. A partir do esforço realizado a seção superior foi individualizada e mapeada (Fig. V.12).

A Figura V.12 apresenta o mapa de isópacas da porção carbonática superior da sucessão sedimentar que ocorre nas sub-bacias Canguaretama e Natal, a norte do Alto de Mamanguape. Estes depósitos da porção superior da seção sedimentar destas sub-bacias afloram em algumas áreas, contudo, em grande parte da faixa eles são recobertos pela Formação Barreiras de forma discordante. Os afloramentos mais importantes destes depósitos carbonáticos superiores ocorrem na faixa próxima à borda da bacia, nas proximidades das localidades de Canguaretama, Pedro Velho, Monte Alegre e Macaíba.

O mapa de isópacas dos depósitos carbonáticos superiores das sub-bacias Canguaretama e Natal mostra que esses depósitos possuem pouca espessura na região proximal da faixa, e ocorrem depocentros com *trend* NE-SW e SE-NW, talvez preenchendo paleovales ou grabens estreitos na região do litoral, limitados pelos falhamentos pré-cambrianos (Fig. V.12).

Toda a coluna sedimentar desta área é representada por estratos de calcários com siliciclásticos e arenitos calcíferos (ver Fig. IV.3). Este fato pode corroborar a hipótese de que, assim como visto no mapa da Formação Itamaracá, estes depósitos preenchem vales e feições rebaixadas do embasamento entre paleoaltos que forneceriam material siliciclástico.

A espessura máxima desse pacote superior, estimada para as regiões onde o embasamento está mais profundo, fica em torno de 135m. No mapa, observa-se que há uma tendência de truncamento da deposição na região do Alto de Mamanguape, onde as isópacas sofrem inflexão para E. Parece haver uma restrição desses depósitos carbonáticos superiores na região do Alto de Mamanguape, em direção à Bacia da Paraíba (Fig. V.12). Este alto funcionou como um divisor dos domínios das duas bacias.

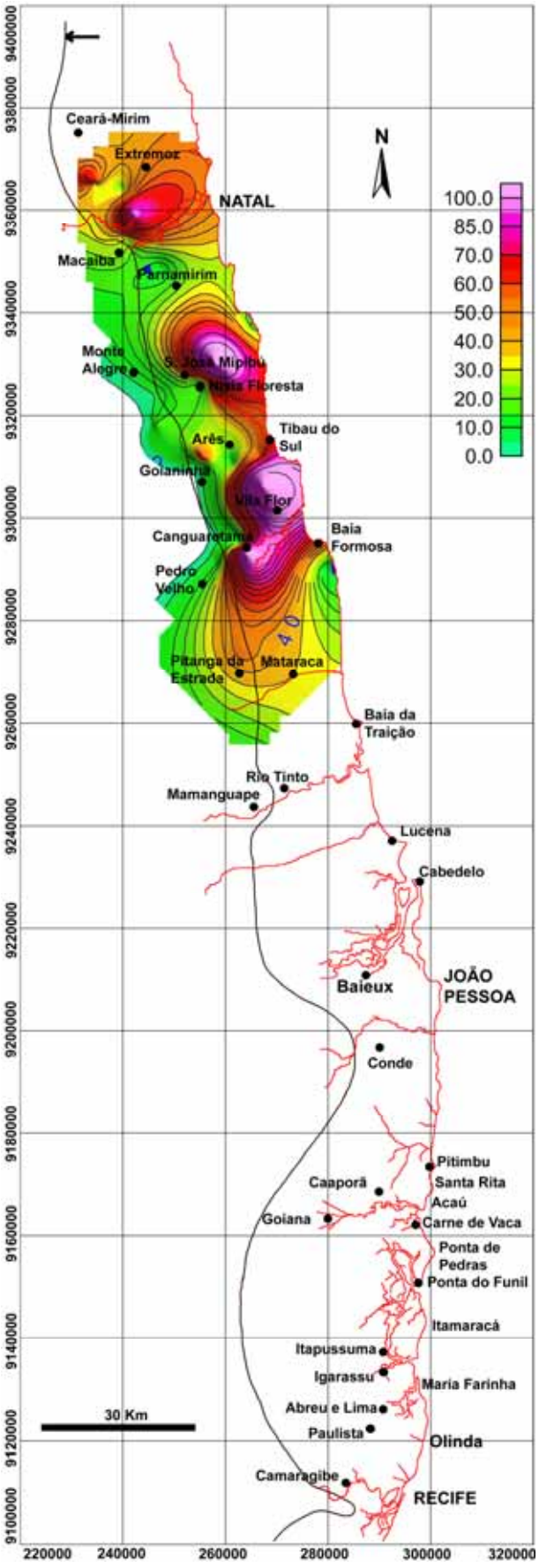

Figura V.12 – Mapa de isópacas dos depósitos carbonáticos indivisos da Plataforma de Natal (exagero vertical 20X). O limite do mapa para leste é a linha de litoral.

V.2.6 - A Formação Barreiras

A Formação Barreiras no trecho estudado apresenta sua geomorfologia dominada por tabuleiros costeiros de grande extensão recortados por grandes vales de rios na zona mais proximal da faixa costeira. Na zona de litoral ocorrem planícies costeiras e, falésias, principalmente no Rio Grande do Norte onde a Formação Barreiras apresenta maior espessura na linha de costa (Fig. V.13).

O mapa de isópacas obtido por esta pesquisa para a Formação Barreiras mostra que esta ocorre na Bacia da Paraíba como um corpo tabular na área mais proximal da bacia, próximo a sua borda, sendo nessa região dominada por depósitos de leques aluviais (Fig. V.13). Entre Recife e João Pessoa, na planície litorânea, essa unidade possui menor espessura, ou foi erodida, onde afloram os calcários das formações Gramame e Maria Farinha (Fig. V.13). O controle do embasamento na deposição da unidade, e posterior formação dos tabuleiros, é observado através de aspectos como a limitação no sentido oeste desses tabuleiros, que coincide com os limites da borda da bacia (Fig. V.13). A Formação apresenta-se espessa na região de João Pessoa, recobrindo a Sub-bacia Alhandra-Miriri, em seguida, ao norte, ocorre um adelgaçamento que coincide com o Alto de Mamanguape, que limita as duas bacias costeiras (Fig. V.13). Após o Alto de Mamanguape, em direção a Natal, a Formação Barreiras apresenta as maiores espessuras encontradas, incluindo regiões de litoral onde ocorrem falésias de grande extensão e espessura.

A oeste da região de João Pessoa, antes da borda da bacia, ocorrem depressões do embasamento isoladas, que se apresentam preenchidas por depósitos arenosos e areno-argilosos, cuja interpretação carece de maior detalhamento (ver Fig. V.3). Devido à falta de dados, este trabalho preferiu incluí-los na Formação Barreiras ampliando a ocorrência dessa unidade para além das áreas de borda da bacia costeira. Existem regiões onde é difícil a separação de estratos da Formação Barreiras e estratos da Formação Beberibe, a partir da descrição de poços. Ocorre ainda confusão com relação à interpretação nos poços de capas de alteração do embasamento cristalino como sendo estratos da Formação Barreiras (Barbosa & Lima Filho, 2006; Souza, 2006). Os estratos que preenchem essas depressões a oeste da Sub-bacia Alhandra-Miriri podem ser correlatos da Formação Beberibe, ser depósitos ainda mais antigos que estes ou ser o resultado de um lixiviamento da Formação Barreiras envolvendo processos pedogenéticos (Brito Neves *et al*., 2005a, 2005b). Entretanto, a análise desses depósitos ainda carece de investigações detalhadas, incluindo mapeamento e datação.

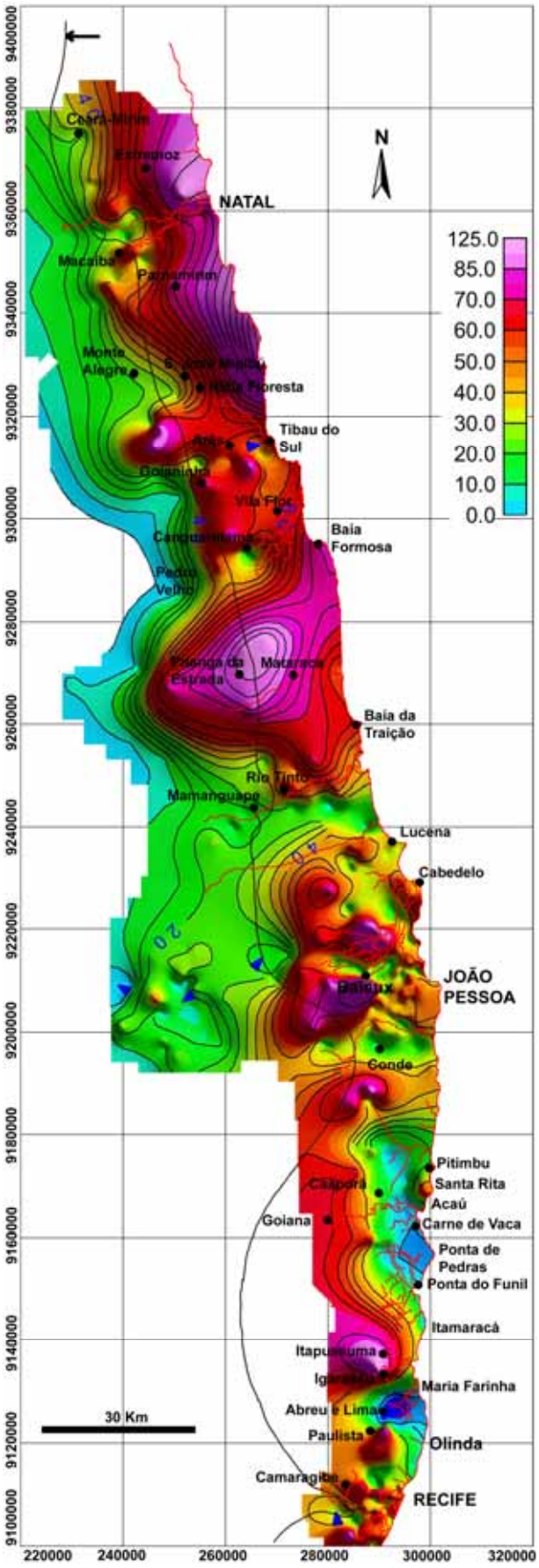

Figura V.13 – Mapa de isópacas da Formação Barreiras (exagero vertical 20X) (linha preta = linha zero do embasamento). O limite do mapa para leste é a linha de litoral.

V.3 – SEÇÕES ESTRATIGRÁFICAS TRANSVERSAIS

Na Figura V.14A estão localizadas oito seções estratigráficas na faixa estudada. Estas seções mostram o comportamento do embasamento e da cobertura sedimentar na faixa costeira a partir da borda da bacia até a linha de litoral (seções DIP). Estas seções estratigráficas foram obtidas a partir da interpretação dos dados dos poços processados para a geração dos mapas de isópacas. A interpolação dos dados permitiu obter uma superfície do topo e base das unidades litoestratigráficas individualizadas. As seções aqui mostradas são interpretativas, e esquemáticas, baseadas nas superfícies geradas a partir da interpolação dos dados de poços utilizados. Contudo, verificou-se uma boa predição do comportamento das superfícies quando utilizados poços de controle, não presentes na planilha original, para testar os modelos obtidos pelo processo de interpolação.

No caso das sub-bacias Canguaretama e Natal (seções EE, FF, GG e HH), a divisão entre os depósitos basais e os depósitos carbonáticos que capeiam estes últimos foi estabelecida a partir de inferências a respeito das características descritas nos perfis dos poços (Fig. V.14B). Ambas as seqüências, basal e superior, apresentam litologias semelhantes, impedindo uma divisão acurada sem dados bioestratigráficos. O pacote basal é genericamente identificado por apresentar maior conteúdo siliciclástico, e a parte superior por apresentar maior influência carbonática (calcários com siliciclastos) (Fig. V.14B).

A partir dessas seções observou-se que toda a faixa estudada evoluiu como uma rampa de baixo gradiente dominada por grabens e falhas normais de pouco rejeito. Ainda assim, é possível perceber as variações no preenchimento entre os dois setores individualizados (Bacia da Paraíba e Plataforma de Natal) e nas feições gerais das sub-bacias. Os resultados obtidos enfatizam que o controle tectônico foi importante na evolução das condições do preenchimento sedimentar nos dois trechos da faixa estudada, separados pelo Alto de Mamanguape. A interpretação das seções mostradas na Figura V.14 permitiu as seguintes conclusões:

- As seções referentes à Sub-bacia corroboram a análise feita com poços, que demonstram o perfil do embasamento como uma rampa estrutural inclinada para leste com gradiente suave e relativamente constante. (seções AA, BB e CC). Já a Sub-bacia Alhandra/Miriri apresenta um graben com rejeito mais pronunciado na seção DD (Fig. V.14B).

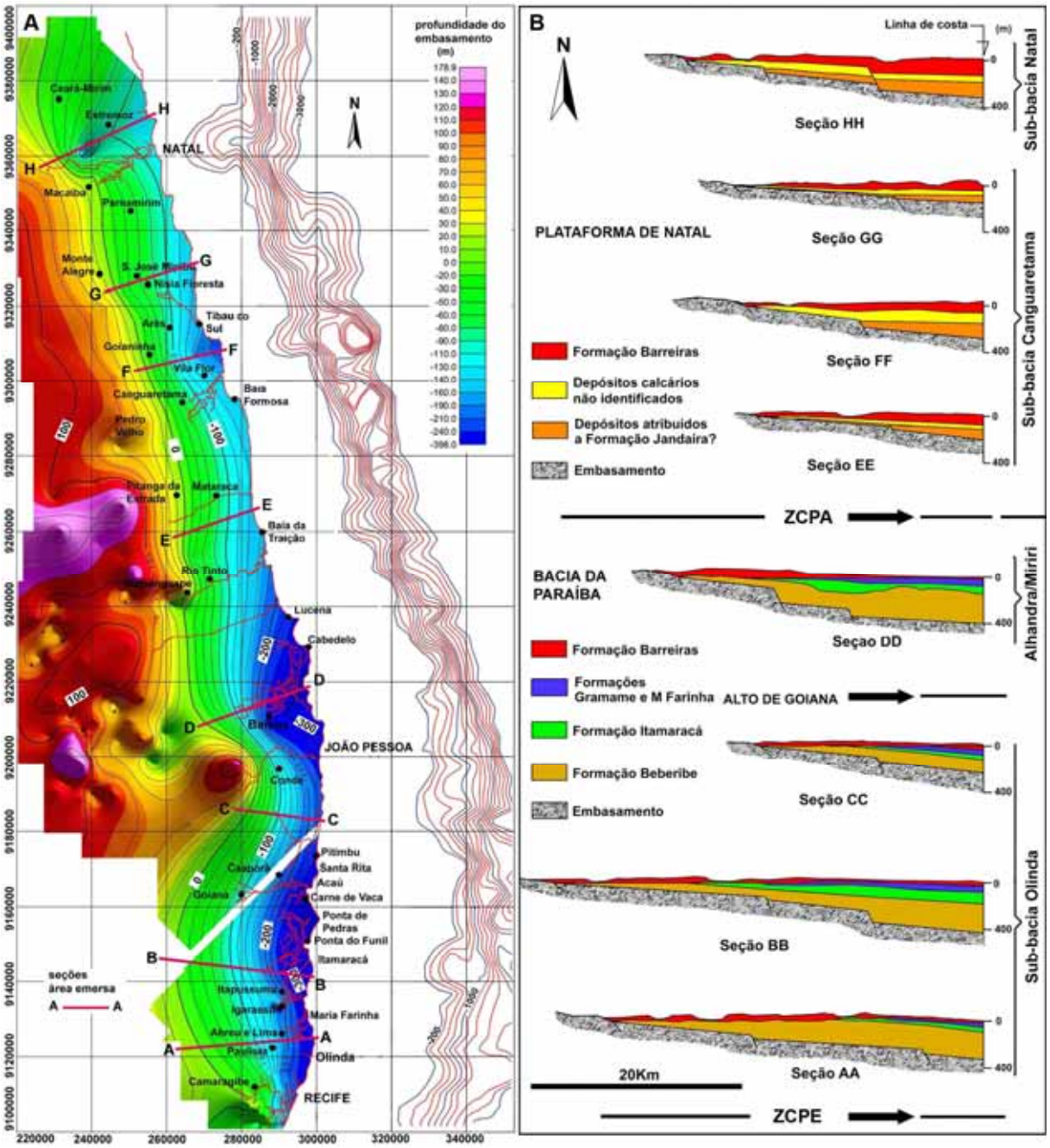

Figura V.14 – Seções geológicas transversais na faixa costeira Recife-Natal. A) Localização das seções; B) Seções geológicas de AA a HH. (exagero vertical = 10X) (o zero indica a atual posição do nível relativo do mar) (Barbosa & Lima Filho, 2006).

- A espessura sedimentar sobre o trecho da rampa na Bacia da Paraíba é maior do que no trecho ao norte. E também, a faixa sedimentar da Bacia da Paraíba é mais larga, especialmente a cunha formada na Sub-bacia Olinda (seção BB) (Fig. V.14B).
- As sub-bacias da Bacia da Paraíba exibem espessa deposição continental, a Formação Beberibe, que não aparece nas sub-bacias Canguaretama e Natal (Fig. V.14B).

- As Sub-bacias da Bacia da Paraíba exibem a ocorrência da Formação Itamaracá, que é de origem transgressiva e recobre a unidade Beberibe.
- As sub-bacias da plataforma leste da Bacia Potiguar, ou Plataforma de Natal, exibem deposição depósitos com variada influência carbonática, que ocorrem diretamente sobre o embasamento (seções EE, FF, GG e HH) (Fig. V.14B).
- As formações Gramame e Maria Farinha, que compõem a plataforma carbonática que ocorre na Bacia da Paraíba, cuja arquitetura é dominantemente agradacional não ocorrem no trecho ao norte (seções AA, BB, CC e DD).
- A Formação Barreiras recobre toda a faixa costeira estudada. Na Bacia da Paraíba as maiores cotas, marcadas pelo topo desta unidade, estão afastadas da linha de costa. Estas cotas estão associadas a tabuleiros costeiros (seções AA, BB, CC e DD). Já na Plataforma de Natal as cotas desta unidade atingem elevações consideráveis na linha de costa (40-60m), formando falésias em contato direto com a linha de litoral (seções EE, FF, GG e HH) (Fig. V.14B).
- Em geral as seções feitas na Plataforma de Natal (seções EE, FF, GG e HH) mostram que esta permaneceu mais rasa e estreita do que a faixa correspondente a bacia costeira da Paraíba, o que corrobora a indicação de que na primeira prevaleceram condições marinhas restritas (Fig. V.14B).

V.4 – DADOS DE *OFFSHORE*

Os dados sísmicos apresentados aqui representam uma tentativa de integração entre os resultados obtidos com os levantamentos na faixa costeira e o comportamento tectono-sedimentar observado na região *offshore*. A interpretação aqui realizada carece de dados de calibração, como perfis de poços, dados estes que não existem para esta faixa.

As idades e características da sucessão sedimentar existente nesta faixa da plataforma brasileira só poderão ser precisamente correlacionadas aos dados das bacias costeiras a partir da realização de poços exploratórios em *offshore*.

A Figura V.15, mostra uma composição com o contorno estrutural do embasamento na faixa costeira entre Recife e Natal (ver Fig. V.3), juntamente com o contorno das isóbatas na região *offshore* entre 200 e 3000m. Nesta mesma figura estão localizadas quatro linhas sísmicas (A, B, C e D) que cortam, em sentido dip, a plataforma da Bacia da Paraíba (Fig. V.15).

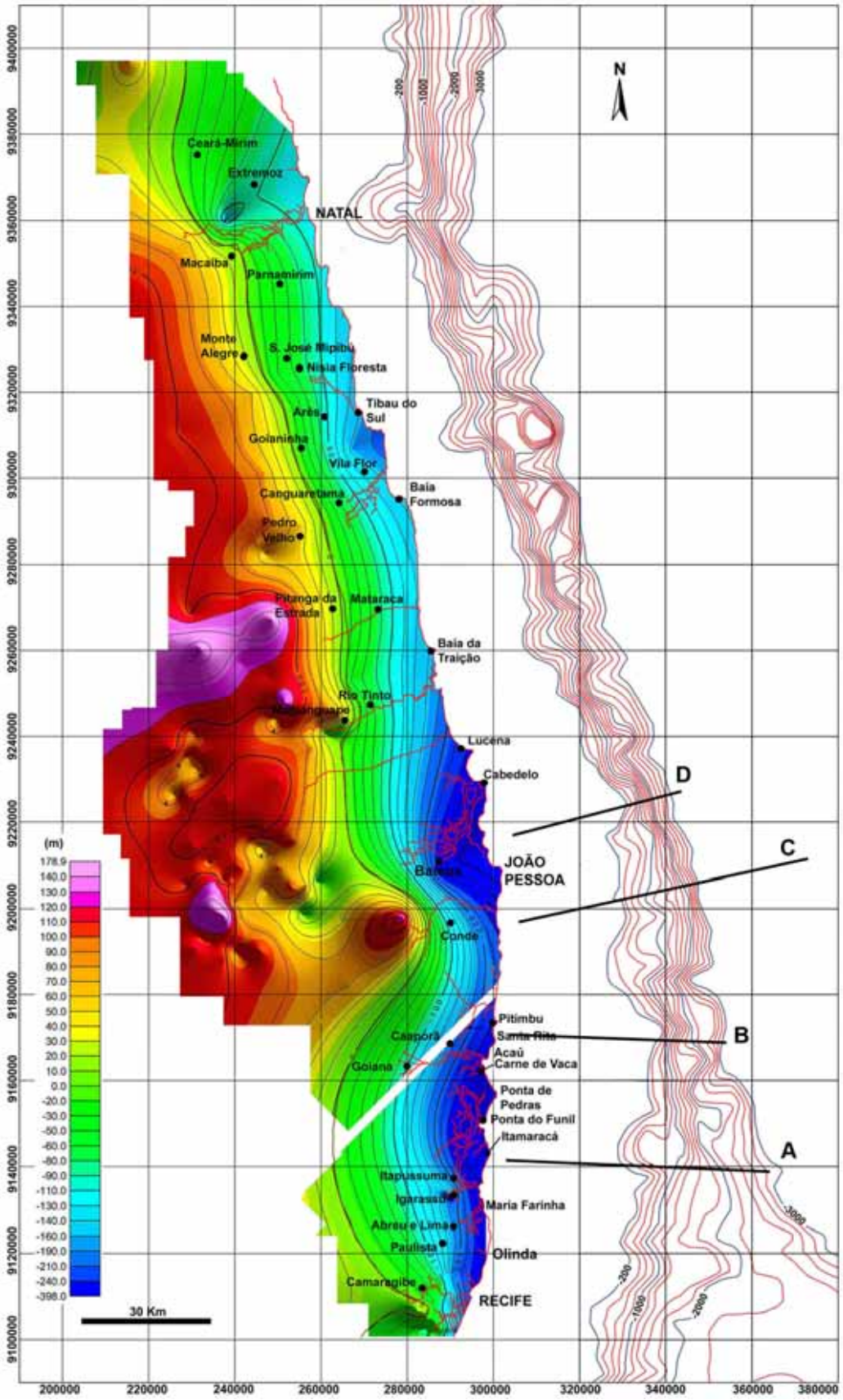

Figura V.15 – Contorno do embasamento na faixa costeira Recife-Natal com as isóbatas de 200 a 3000m plotadas na região da plataforma, onde também estão localizadas as linhas sísmicas analisadas A, B, C e D.

Nas linhas sísmicas foram interpretados o possível comportamento do embasamento, acima deste uma primeira discordância que deve ter afetado a Bacia da Paraíba e também a Bacia de Pernambuco, a sul. Os estratos abaixo desta discordância seriam de idade provavelmente turoniana (?). Acima da discordância do Coniaciano, ocorre a discordância do Meso-Campaniano, discutida nesta pesquisa, a qual afetou toda a faixa da Bacia da Paraíba e da Plataforma de Natal. Acima deste último horizonte ocorrem os depósitos que constituem os tratos transgressivo e de mar alto que recobriram a faixa. Acima desta última discordância ocorre a Discordância Cretáceo-Paleógeno (K-P, que marca o fim da deposição cretácica. Acima deste horizonte ocorre a seqüência regressiva paleogênica. Na porção mais superior das linhas foi interpretada uma discordância tentativamente posicionada no Mioceno (Fig. V.16, V.17, V.18 e V.19). A interpretação das linhas levou em conta, além do conhecimento geológico da região emersa, situações possivelmente correlatas existentes nas bacias vizinhas de Pernambuco e de Alagoas.

O embasamento em todas as linhas se comporta com o aspecto geral de uma rampa moderadamente inclinada. Existem grabens formados a partir de falhas planares normais de pouco rejeito (Fig. V.16, V.17, V.18 e V.19). A partir da quebra da plataforma ocorrem falhas planares rotacionais com basculamento de blocos do embasamento.

A espessura aproximada para o intervalo de rochas sedimentares, medida em tempo, fica em torno de 1 a 1,5 segundos (Fig. V.16, V.17, V.18 e V.19). Devido à ausência de poços em *offshore*, cujos dados poderiam fornecer dados para a conversão da profundidade, não é possível se avaliar com segurança a espessura real da sucessão sedimentar nesse trecho da plataforma. Uma avaliação empírica sugere que nos trechos de maior espessura, esta seria de aproximadamente 2000 a 2600m (?) (Fig. V.16, V.17, V.18 e V.19).

Na linha A, que está localizada um pouco a norte da zona de transição entre as bacias de Pernambuco e da Paraíba, a quebra do talude é menos abrupta, devido à influência da porção limite norte do Platô de Pernambuco (Fig. V.15 e V.16).

Na linha B, já nos domínios da plataforma da Bacia da Paraíba, observa-se que apesar do comportamento moderado da rampa há uma quebra abrupta e acentuada da plataforma continental (Fig. V.15 e V.17).

Na linha C, que mostra a região de transição do talude para a bacia oceânica, observa-se que a quebra da plataforma é abrupta criando uma zona de *bypass* fazendo com que os depósitos da borda da plataforma escorreguem para o sopé do talude (Fig. V.15 e V.18). Esta configuração é observada até o norte da região de Natal, em praticamente toda a faixa. Dados geofísicos mostram que o contato entre as crostas oceânica e continental ocorrem bem

próximo a quebra da plataforma, gerando um trecho estreito de plataforma continental (Karner & Driscoll, 1999; Gomes, 2005) entre o Platô de Pernambuco e os domínios do Alto de Touros.

Na linha D, região de João Pessoa observa-se o mesmo comportamento de rampa com a quebra abrupta da plataforma com escorregamento de depósito da borda da plataforma continental para a bacia oceânica (Fig. V.15 e V.19).

Não é possível fazer correlações detalhadas entre as possíveis seqüências deposicionais observadas nas linhas sísmicas e as unidades estratigráficas verificadas na faixa costeira, embora este processo tenha sido tentativamente proposto (Lima Filho *et al*., 2005; Barbosa & Lima Filho, 2005; Barbosa & Lima Filho, 2006). Apesar disso, algumas proposições foram elaboradas por esta pesquisa.

A seqüência basal, limitada pela discordância do Coniaciano(?) é caracterizada por refletores fortes, pouco contínuos e com baixa freqüência, concordantes, na região proximal da plataforma sugerindo uma situação de *onlap* (Fig. V.16, V.17, V.18 e V.19). Caso esta idade seja correta, a idade da porção Basal dos depósitos da Bacia da Paraíba alcançaria possivelmente o Turoniano-Coniaciano?, como ocorre na Plataforma de Natal.

A sequência dois, limitada na base pela discordância do Coniaciano e no topo pela discordância do Meso-Albiano é caracterizada por refletores com melhor continuidade do que a seção basal, alta amplitude e baixa freqüência, concordantes a ligeiramente divergentes. Estes depósitos representariam o Santoaniano-EoCampaniano? (Fig. V.16, V.17, V.18 e V.19). Possivelmente, ambas as seqüências, um e dois, interpretadas representem os depósitos *offshore* correlatos do que hoje esta definido como a Formação Beberibe na região da Faixa costeira. O conhecimento sobre esta formação ainda é muito escasso na faixa emersa da bacia, incluindo sua datação detalhada.

A seqüência três, limitada na base pela discordância do Meso-Albiano e no topo pela discordância do K-P, corresponde aos depósitos da transgressão que ocorreu durante o Neo-Campaniano e o trato de mar alto que se estabeleceu durante o Maastrichtiano, formações Itamaracá e Gramame, encontradas na faixa costeira Esta seqüência é representada por refletores paralelos, maior freqüência e melhor continuidade do que as seqüência um e dois, sugerindo um regime agradacional com progradação/agradação da plataforma dominada por carbonatos de águas rasas (Fig. V.16, V.17, V.18 e V.19).

A seqüência quatro é limitada na base pela discordância do K-P e no topo pela discordância do Mioceno? Esta seqüência é marcada por uma geometria de clinoformas progradantes na parte distal da plataforma que indica a fase regressiva paleógena. Os

refletores na porção proximal apresentam-se pouco contínuos, paralelos a subparalelos, e com média a forte amplitude (Fig. V.16, V.17, V.18 e V.19).

A seqüência cinco, limitada na base pela discordância do Mioceno? e no topo pela superfície do fundo do mar apresenta refletores paralelos com forte amplitude, boa continuidade e freqüência muito baixa, comportamento agradacional, relativos aos estratos mais recentes (Fig. V.16, V.17, V.18 e V.19).

Interpretou-se que não existem depósitos da fase rifte sobre esta faixa da plataforma (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Souza, 2006; Barbosa & Lima Filho, 2006). Na linha C, observa-se a cobertura sedimentar pouco espessa que recobre a plataforma. Aparentemente, as mesmas seqüências do Cretáceo e do Paleógeno que ocorrem na plataforma se estendem para a região da bacia oceânica, sobre a crosta oceânica (Fig. V.18). No entanto, é possível que estratos da fase rifte, ainda que pouco expressivos, ocorram na região distal da plataforma e na região do sopé do talude.

Alguns trabalhos têm sugerido que devido ao comportamento tectônico da plataforma no trecho Recife-Natal, que teria permanecido como uma saliência elevada do continente durante a fase de avanço do rifte Aptiano, a deposição rifte nesta faixa da plataforma seria inexpressiva ou não existiria (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Barbosa & Lima Filho, 2005; Lima Filho *et al*., 2005; Barbosa & Lima Filho, 2006). A deposição nesta faixa teria sido importante apenas a partir do Turoniano(?), quando a plataforma continental sofreu uma subsidência mais relevante, uma flexão, devido ao processo de colapso gravitacional pós-rifte (Jardim de Sá *et al*., 2004; Barbosa, 2004; Lima Filho *et al*., 2005; Barbosa & Lima Filho, 2005, 2006).

A avaliação mais importante fornecida pela análise das linhas sísmicas foi a observação do comportamento geral do embasamento na plataforma, caracterizado por uma rampa moderadamente inclinada, marcada por falhas normais de pouco rejeito, com uma quebra abrupta do talude compondo uma plataforma estreita, capeada por uma sucessão sedimentar pouco espessa.

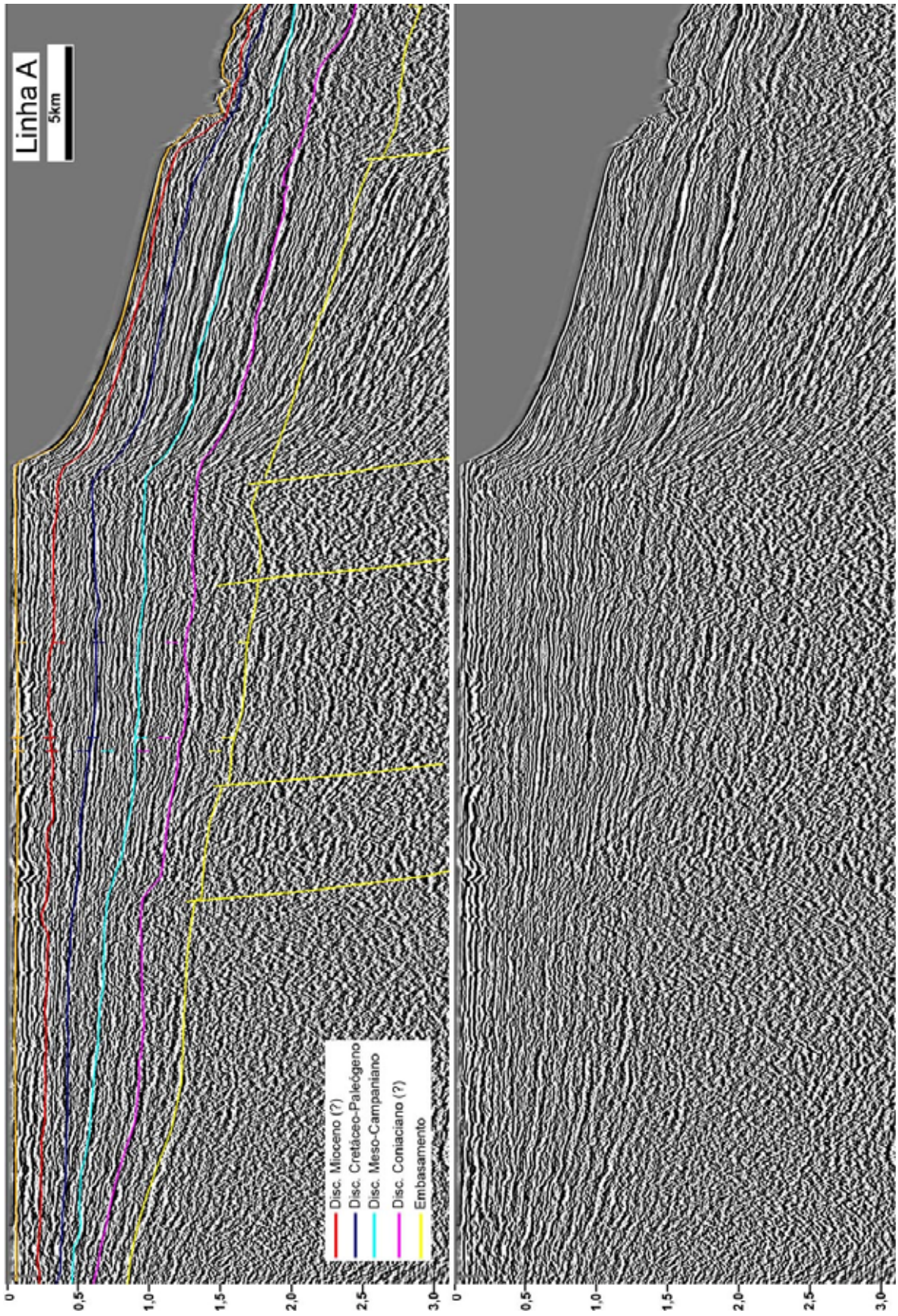

Figura V.16 – Linha sísmica A - plataforma da Bacia da Paraíba (profundidade em segundos). Ver localização da linha na Figura V.15.

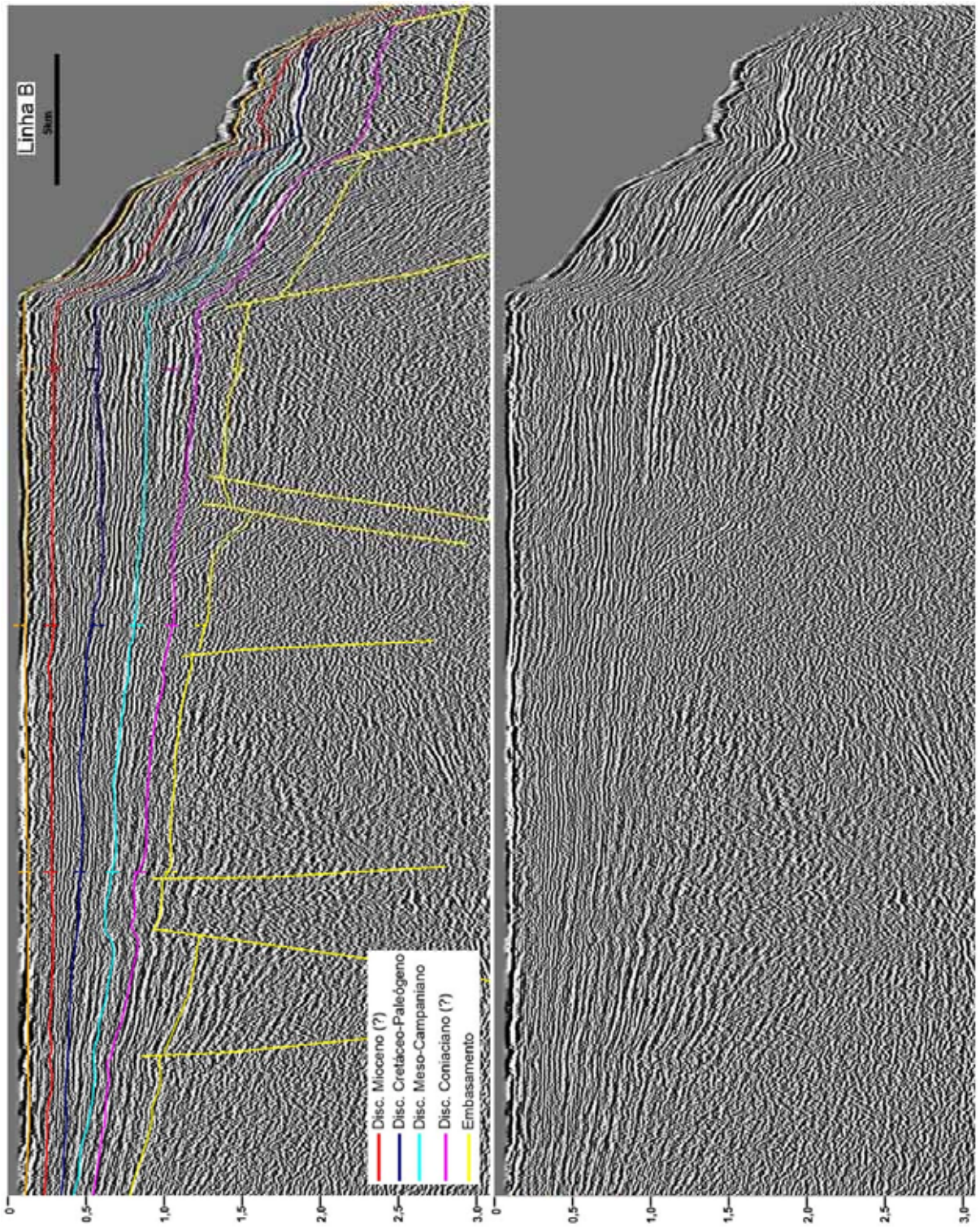

Figura V.17 – Linha sísmica B - plataforma da Bacia da Paraíba (profundidade em segundos). Ver localização da linha na Figura V.15.

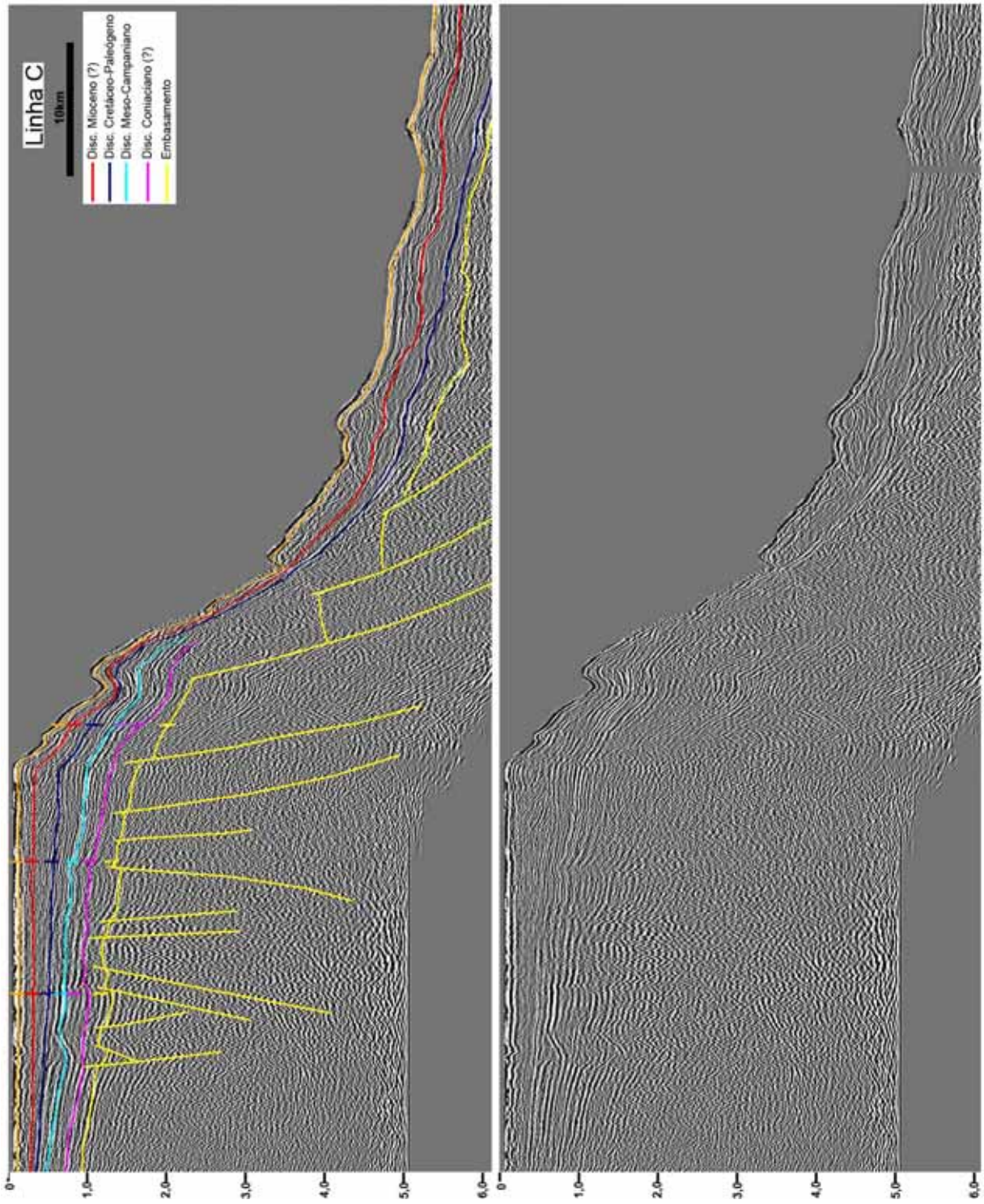

Figura V.18 – Linha sísmica C - plataforma da Bacia da Paraíba (profundidade em segundos). Ver localização da linha na Figura V.15.

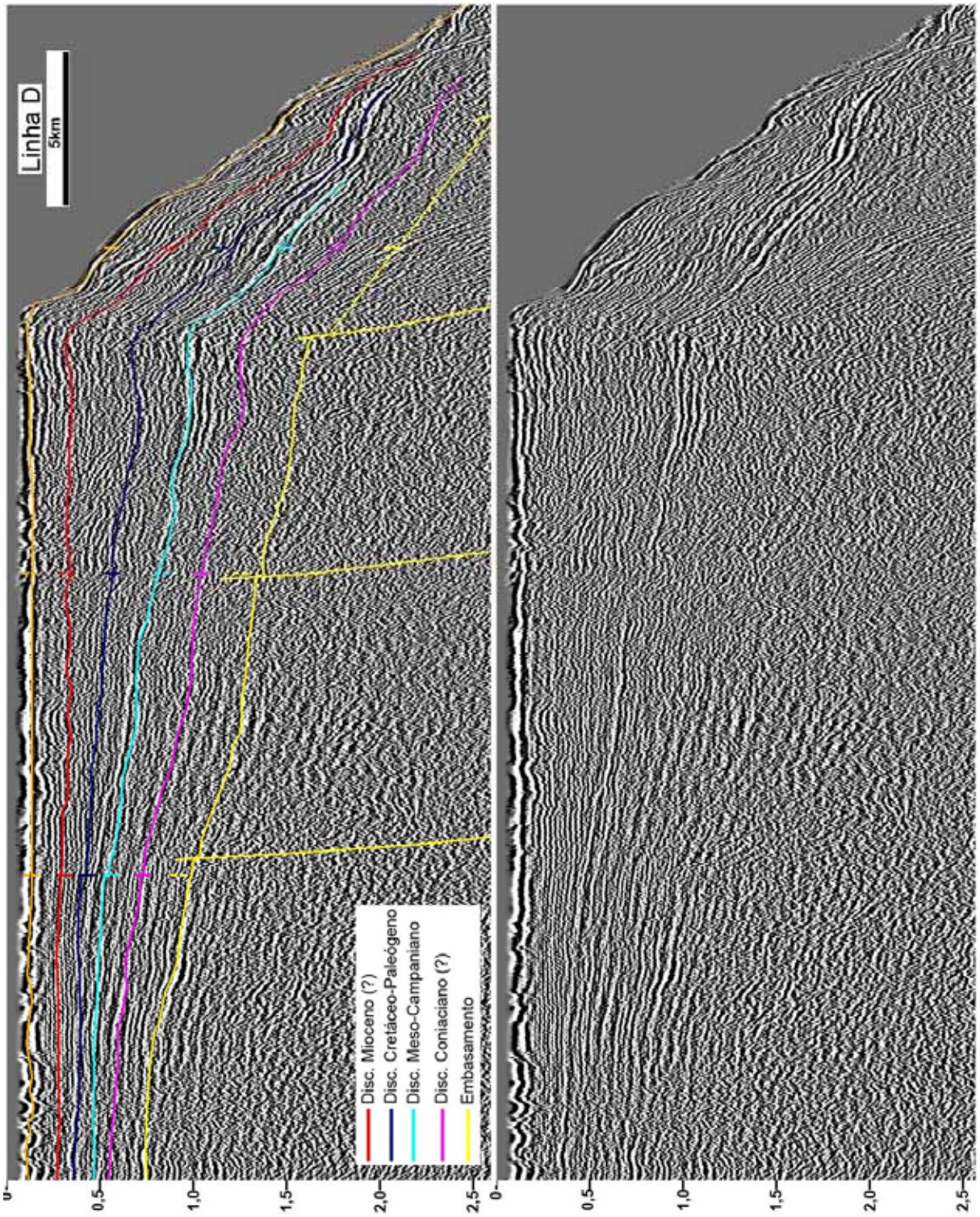

Figura V.19 – Linha sísmica D - plataforma da Bacia da Paraíba (profundidade em segundos). Ver localização da linha na Figura V.15.

CAPÍTULO VI

DEPÓSITOS SEDIMENTARES DA FAIXA COSTEIRA RECIFE-NATAL

Os dados aqui apresentados integram uma abordagem descritiva dos depósitos sedimentares que ocorrem na faixa sedimentar costeira entre as cidades de Recife e Natal. Esses foram obtidos a partir de levantamentos de campo, da descrição de poços executados na área e do estudo de testemunhos de poços disponíveis.

As Formações Gramame e Maria Farinha foram estudas principalmente em exposições e em testemunhos de poços. As formações Beberibe e Itamaracá foram estudadas principalmente através de dados de poços, descrição de perfis e testemunhos. Os calcários que capeiam as sub-bacias Canguaretama e Natal, foram estudados a partir da descrição de perfis de poços e do testemunho do poço (3 MA-01-PB) e de afloramentos na região de Canguaretama-Pedro Velho, RN. Foram utilizados poços do Projeto Fosfato (CPRM), Projeto Miriri (CPRM) e do Projeto K-T (Universidade de Princeton-UFPE).

A coluna sedimentar da Bacia da Paraíba pôde ser acessada através de amostras do poço 2 IST-01-PE (Fig. V.1) e poços do Projeto Fosfato. Por outro lado, o poço 3 MA, que está localizado na Sub-bacia Canguaretama, atravessou 147m de rochas sedimentares, permitindo assim, acessar boa parte da coluna sedimentar desta área. A amostragem desse poço permitiu a investigação da seção sedimentar desta região na Plataforma de Natal, complementado com a amostragem do perfil estratigráfico obtido na exposição da localidade de Oiteiros, Pedro Velho, RN.

A Figura VI.1 mostra uma distribuição das unidades estratigráficas verificadas nos perfis de poços desde a cidade de Recife até a região da cidade de Natal. A Bacia da Paraíba, entre a ZCPE e o Alto de Mamanguape comporta as formações Beberibe, Itamaracá, Gramame e Maria Farinha. A sucessão sedimentar das sub-bacias Canguaretama e Natal, a norte do Alto de Mamanguape é caracterizada por depósitos carbonáticos (folhelhos, calcários com siliciclastos e arenitos calcíferos) depositados diretamente sobre o embasamento. Ambas as áreas são recobertas de forma discordante por depósitos do Neogeno representados pela Formação Barreiras.

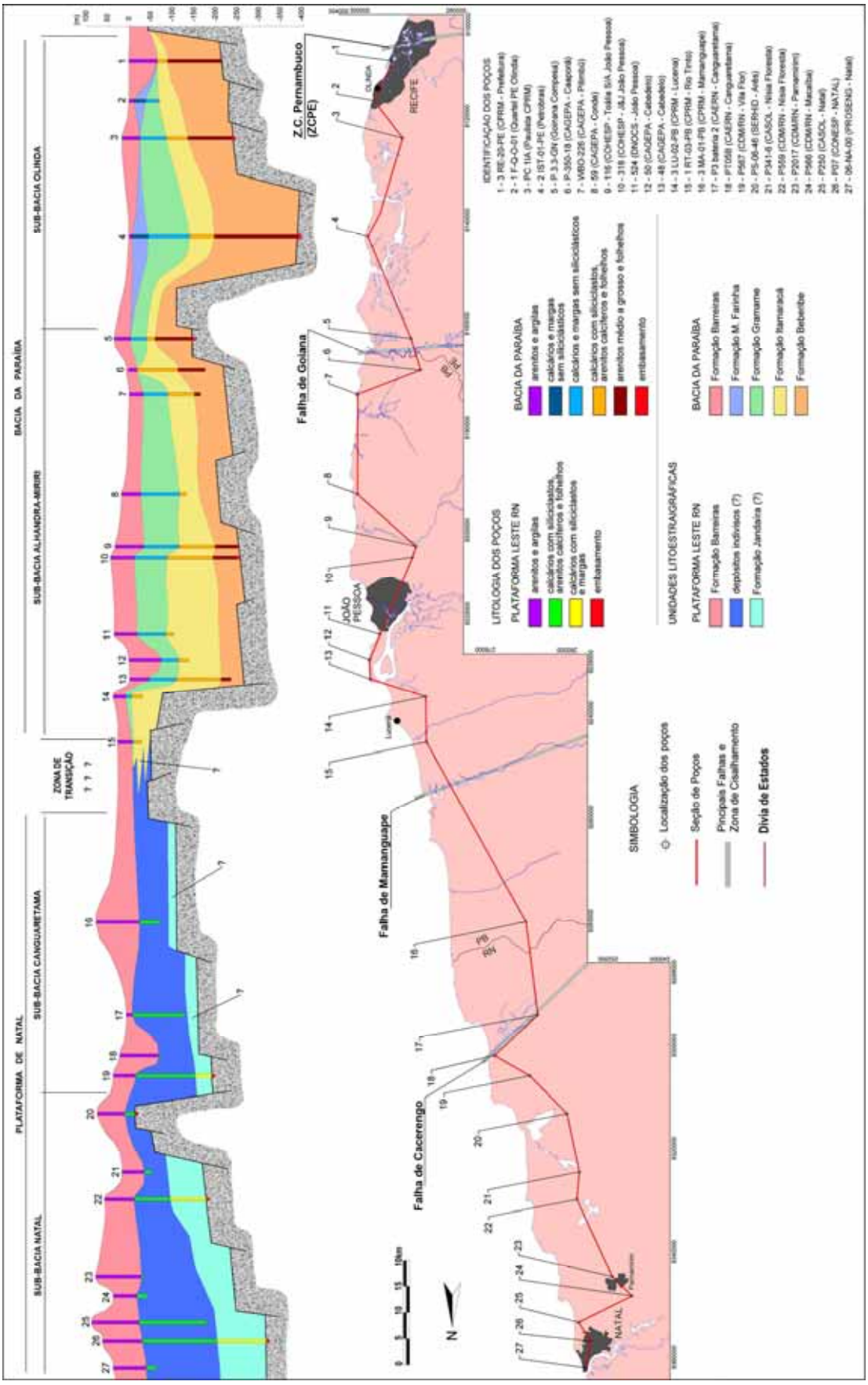

Figura VI.1 – Seção geológica da faixa Recife-Natal com as unidades estratigráficas interpretadas correlacionadas a partir de dados de poços (exagero vertical 85x).

VI.1 – DEPÓSITOS SEDIMENTARES DA BACIA DA PARAÍBA

VI.1.1 - A Formação Beberibe

A Formação Beberibe (Kegel, 1957a) é representada por depósitos de arenitos médios a grossos, com intercalações conglomeráticas em suas fácies mais proximais, podendo-se encontrar exposições desta próximo à borda da bacia e em vales de rios na região da Bacia da Paraíba. Em perfis de poços observa-se a ocorrência de arenitos finos e folhelhos, possivelmente de fácies mais distais. A idade da Formação Beberibe ainda é tema de discussão. Kegel (1957a), a partir de fósseis de invertebrados marinhos, propôs a idade turoniana. Contudo Beurlen (1967b) verificou através de restos de amonóides que esta teria uma idade santoniana ou campaniana(?). É possível, que esses restos de amonóide tenham sido encontrados em depósitos da Formação Itamaracá (Barbosa, 2004) que é de origem marinha. Nos trabalhos pioneiros não se fazia distinção entre os depósitos continentais da Formação Beberibe e os depósitos transicionais da Formação Itamaracá. Os depósitos da Formação Beberibe eram tratados como um membro da Formação Itamaracá (Beurlen, 1967a, 1967b). Os dados existentes até o momento permitem apenas sugerir que o início da deposição da Formação Beberibe seria pós-turoniano (Barbosa, 2004).

Trabalhos posteriores reconheceram várias faciologias associadas aos ambientes deposicionais relacionados a esta formação (Mabesoone & Alheiros 1988, 1993; Souza, 1998, 2006). Estas classificações apontaram associações de fácies de leques aluviais, fácies fluviais e flúvio-lacustres (Nóbrega & Alheiros, 1991; Souza, 1998; 2006) posicionadas ao longo do perfil deposicional da bacia.

Em amostras de testemunho do poço 2 IST, observou-se aspectos de fácies fluvial da Formação Beberibe, caracterizada por arenito de médio a grosso, rico em quartzo e feldspato, mal selecionado, bastante litificado devido à silicificação (Fig. VI.2). Também se observou que há intercalações de arenito mais fino com alguma argila e cimento ferruginoso, estes trechos corresponderiam à fácies estuarinas/lagunares contendo, inclusive, moldes de moluscos associados a águas rasas e salobras (Beurlen, 1967a, 1967b) (Fig. VI.2).

Figura VI.2 – Amostras de testemunhos da Formação Beberibe. A) poço 2 IST-01-PE, Itamaracá, PE - arenito fino a médio, mal selecionado, silicificado; B) poço SRC-07, Santa-Rita, PB - arenito fino a médio, mal selecionado com cimento ferruginoso e silicificação; C) poço P07, Olinda, PE - arenito grosso, mal selecionado com grãos de feldspato de até 8mm, localmente argiloso, silicificado com molde de molusco biválvio; D) detalhe da amostra vista em C mostrando aspecto da má seleção.

V.1.2 - A Formação Itamaracá

Os depósitos da Formação Itamaracá representam o registro da fase transgressiva na Bacia da Paraíba e são ricamente fossilíferos. As litologias verificadas nos poços variam consideravelmente abrangendo folhelhos, arenitos calcíferos, calcários margosos com siliciclastos e calcários com siliciclastos (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004) (Fig. VI.3).

A formação Itamaracá recobriu os depósitos da Formação Beberibe a partir de um pulso transgressivo, entretanto, em trabalhos pioneiros acreditava-se que haveria intercalação, ou interdigitação de depósitos flúvio-lacustres da Formação Beberibe com depósitos de lagunas costeiras da Formação Itamaracá (Beurlen, 1967a; Muniz, 1993; Barbosa, 2004; Souza, 1999, 2006). Este fato se deveu a falta de dados de sondagem á época, e porque em alguns locais, devido a oscilações da linha de costa, fácies da Formação Beberibe se assemelham à fácies de lagunas rasas da Formação Itamaracá. Isto levou as investigações pioneiras a inúmeros equívocos em relação à individualização das duas unidades e de seus ambientes deposicionais.

Os calcários com alto teor de quartzo e feldspato mostram, possivelmente, a deposição em águas rasas, com alta energia e forte influxo de material terrígeno oriundo de rios. A abundante quantidade de material fossilífero com características de águas salobras indica que a deposição ocorreu em complexos de lagunas costeiras (Fig. VI.4) influenciadas por estuários (Kegel, 1957a; Beurlen, 1967b; Muniz, 1993) A preservação desses depósitos talvez esteja associada à relativa rapidez de formação do espaço de acomodação, o que permitiu sua deposição com um intenso efeito de retrogradação que afogou os rios.

Figura VI.3 – Amostras de testemunhos da Formação Itamaracá. Testemunhos do poço 3 LU-02-PB, Lucena, Paraíba. As litologias representadas são arenitos calcíferos, bem litificados e calcários com siliciclásticos (C = fragmentos de conchas de moluscos misturadas ao material siliciclástico / diâmetro do testemunho = 4cm).

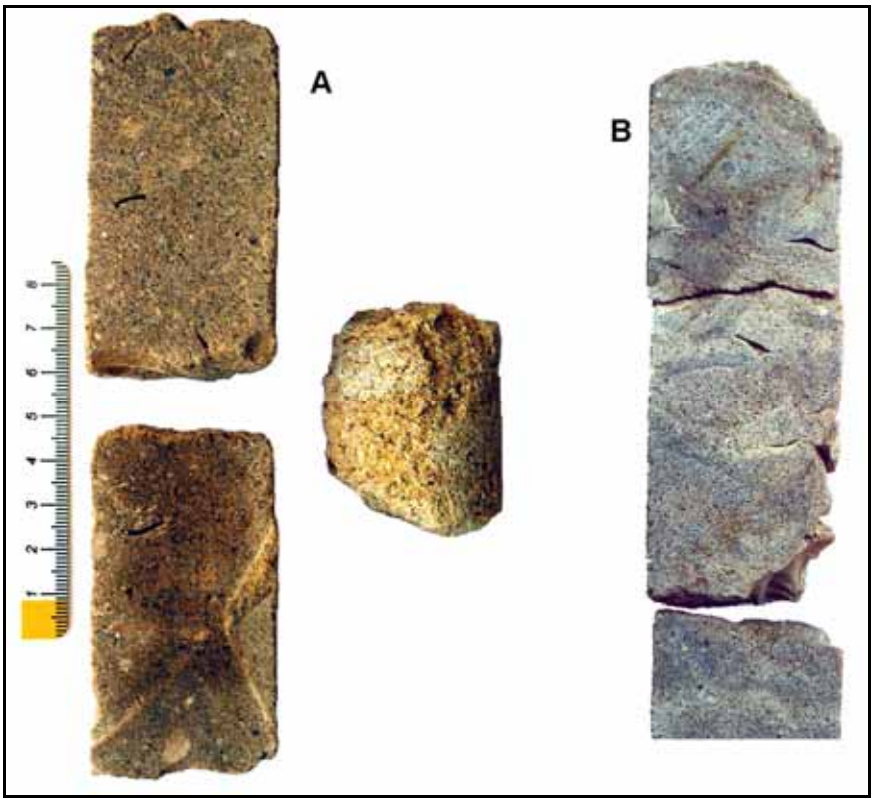

Figura VI.4 – Detalhes de testemunhos da Formação Itamaracá. A) poço 1 IG-03-PE, Igarassu, PE – Calcário com siliciclastos (>60%), apresentando intraclastos carbonáticos fosfatizados, moldes de conchas de moluscos e bioclastos; B) poço 1 PL-01-PE, Paulista, PE – Calcário compacto, recristalizado com siliciclastos apresentando moldes de conchas, laminas de argila e grãos de quartzo de até 4mm de diâmetro (diâmetro do testemunho= 4cm).

Nos testemunhos do Projeto Fosfato (CPRM) observou-se nas rochas da Formação Itamaracá porosidade vugular, associada a processos de dissolução, pirita, glauconita, fragmentos de conchas e outros restos fósseis fosfatizados (Figs. VI.3 e VI.4). A recristalização da calcita ou aragonita de conchas de gastrópodes e biválvios é muito comum. Também há manchas de óxido de ferro e de manganês. Os grãos de quartzo e feldspato, contidos nos carbonatos com maior conteúdo de siliciclastos, podem atingir até 1cm de diâmetro (Fig. VI.5). Esses grãos apresentam-se subangulosos a subarredondados. Este fato, associado à grande quantidade de feldspato contida na matriz carbonática, poderia indicar proximidade da fonte de material terrígeno, pois não há indício de transporte considerável. A ocorrência de moluscos de conchas espessas pode indicar um ambiente de alta energia, variação de salinidade e/ou certa abundância de alimento (Fig. VI.3) (Beurlen, 1967b, Muniz, 1993).

No topo da Formação Itamaracá ocorre uma zona de siltitos ricos em fosfato sedimentar, com cimentação carbonática (Fig. VI.5) (Tinoco, 1962, Tinoco & Siqueira, 1976;

Amaral & Menor, 1977; Menor *et al*., 1977; Menor & Amaral, 1979; Souza, 1998, 2006; Lima Filho *et al*., 2001). Essa camada fosfática ocorre em toda a bacia e o grau de enriquecimento em fosfato sedimentar ao longo da bacia é variável. Como discutido anteriormente, esse intervalo estaria associado ao máximo de afogamento da bacia, durante a fase transgressiva.

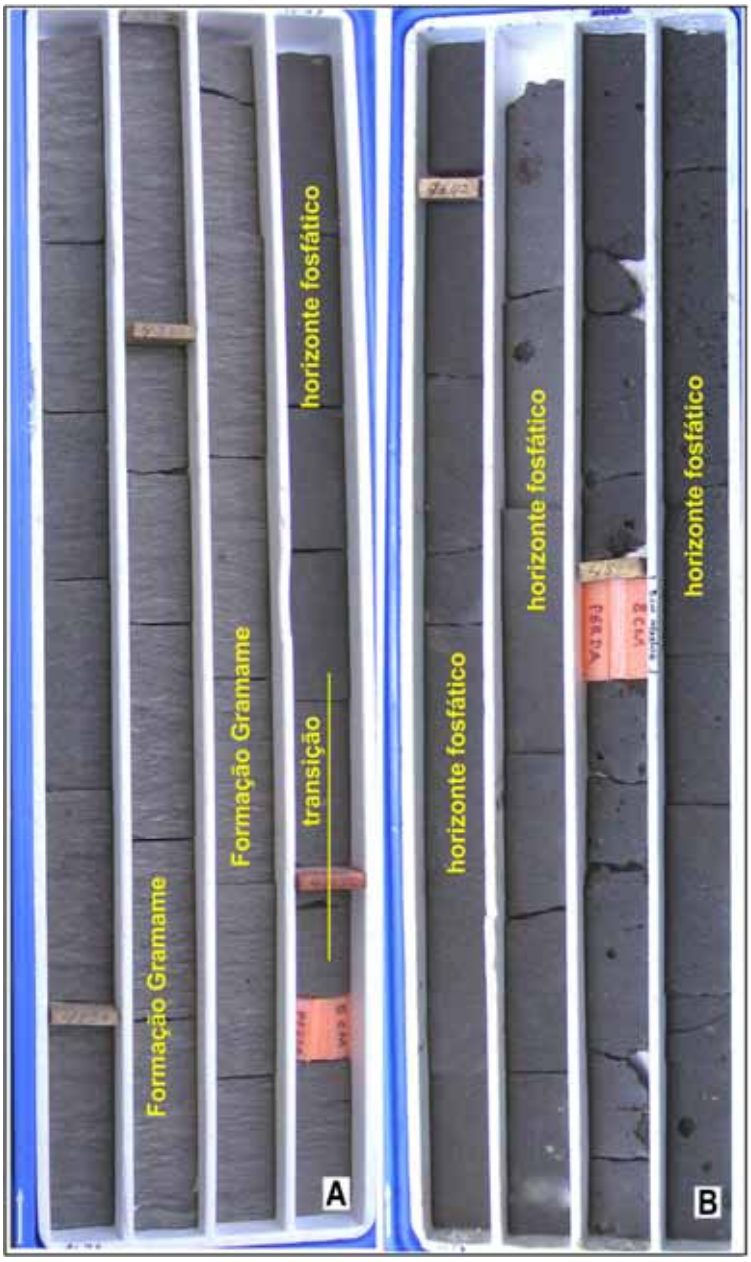

Figura VI.5 – Testemunhos do poço 1 PO-01-PE (Projeto K-T). Detalhe da passagem do topo da Formação Itamaracá, marcada por um siltito fino, compacto de cor escura, rico em fosfato sedimentar com cimento calcífero (caixa B), para a Formação Gramame, caracterizada por biomicritos de cor cinza, bioturbados, ricos em foraminíferos planctônicos e sem influência de siliciclastos (caixa A). O intervalo fosfático nesse ponto chega a 3m e apresenta intraclastos carbonáticos fosfatizados (diâmetro do testemunho 4cm).

Essa camada fosfática cuja espessura varia entre 1 a 3m ao longo da bacia, representa uma superfície de inundação máxima, e dentro da sucessão, a partir de suas características sedimentológicas, esta também pode ser caracterizada como uma seção condensada (Souza, 1999, 2006; Barbosa, 2004). Acima dessa camada fosfática ocorrem os calcários da Formação Gramame, sem influência de siliciclastos, representando o estabelecimento de condição marinha franca. Essa passagem foi observada em poços do Projeto Fosfato (CPRM), e em poços do Projeto K-T (Fig. VI.5).

VI.1.3 - A Formação Gramame

A idade da Formação Gramame é maastrichtiana (Maury, 1930; Beurlen 1967b; Tinoco, 1971, 1967; Muniz, 1993), e esta é representada por calcários, calcários margosos e margas caracterizando ciclos de raseamento (*shallowing upward*). É possível que esses ciclos representem oscilações eustáticas de 5ª ou 6ª ordem. Estudos anteriores relacionaram essa ciclicidade verificada através dos pares de camadas calcário-marga (Fig. VI.6 e VI.7) com os ciclos de Milankovich (Schlicht *et al*., 1999).

As características sedimentológicas observadas em afloramentos e poços, associadas às características da paleofauna, demonstram que a Formação Gramame foi depositada em um regime de plataforma rasa, com energia moderada a baixa, mas freqüentemente afetada por eventos de tempestade (Albertão, 1993; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2006a, Távora & Miranda, 2004). O ambiente de deposição da plataforma estava abaixo do nível de ondas de bom tempo e acima do nível de ação de tempestades, e possivelmente, corresponderia a icnofácies Cruziana (Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2006a). A Formação Gramame é bastante fossilífera, tendo sido descrito de seus depósitos restos de répteis, peixes ósseos, seláquios, equinodermos, moluscos e crustáceos (Maury, 1930; Rebouça & Santos, 1956; Muniz, 1993; Carvalho & Azevedo, 1998).

As rochas dessa formação apresentam piritização e recristalização local a partir da substituição de conchas de moluscos e de microfósseis. A ação freqüente de tempestades em períodos mais úmidos, com maior aporte de lama, desenvolveu níveis margosos com especial preservação de galerias de *Thalassinoides*, formando camadas de tempestitos. Além disso, observa-se nos níveis de calcário e marga, laminações argilosas e níveis de acúmulos de bioclastos (*shell beds*), que são o resultado da agitação do fundo provocada pelas tempestades (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2006a; Távora & Miranda, 2004) (Fig. VI.6 e VI.7).

No topo da Formação Gramame, que corresponde ao final do Maastrichtiano, observa-se uma sensível redução da fauna de invertebrados, possivelmente devido aos efeitos da crise ambiental global do final do Cretáceo (Stinnesbeck, 1989; Stinnesbeck & Keller, 1996; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2006b). No final do Maastrichtiano teve início na Bacia da Paraíba um evento regressivo que se intensificou no Paleoceno. A porção superior da Formação Gramame apresenta variações laterais de sua faciologia, observada em regiões onde a paleogeografia era mais rasa (Barbosa *et al*., 2006a). Nesses locais o topo da Formação Gramame é caracterizado por um aporte maior de terrígenos, passando para um ambiente de alta energia de plataforma interna a sublitoral. Um pulso acentuado de queda do nível do mar logo após a passagem Cretáceo-Terciário causou uma discordância identificada em toda a faixa costeira da bacia (Stinnesbeck, 1989; Stinnesbeck & Keller, 1996; Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2006a, 2006b). Esse pulso regressivo resultou em uma discordância erosiva, cujo registro marca o topo da Formação Gramame e a base da Formação Maria Farinha.

Barbosa (2004) discutiu a possibilidade de que a regressão paleocênica tenha sido influenciada localmente por tectonismo, talvez caracterizando uma regressão forçada, que teria resultado na exposição e erosão da plataforma Gramame nas sub-bacias Alhandra-Miriri.

Figura VI.6 – Estratos da Formação Gramame na mina CIMEPAR, PB. Os ciclos de raseamento compreendem pares de camadas marga-calcário. c = calcário e m = marga (altura do perfil = 6m).

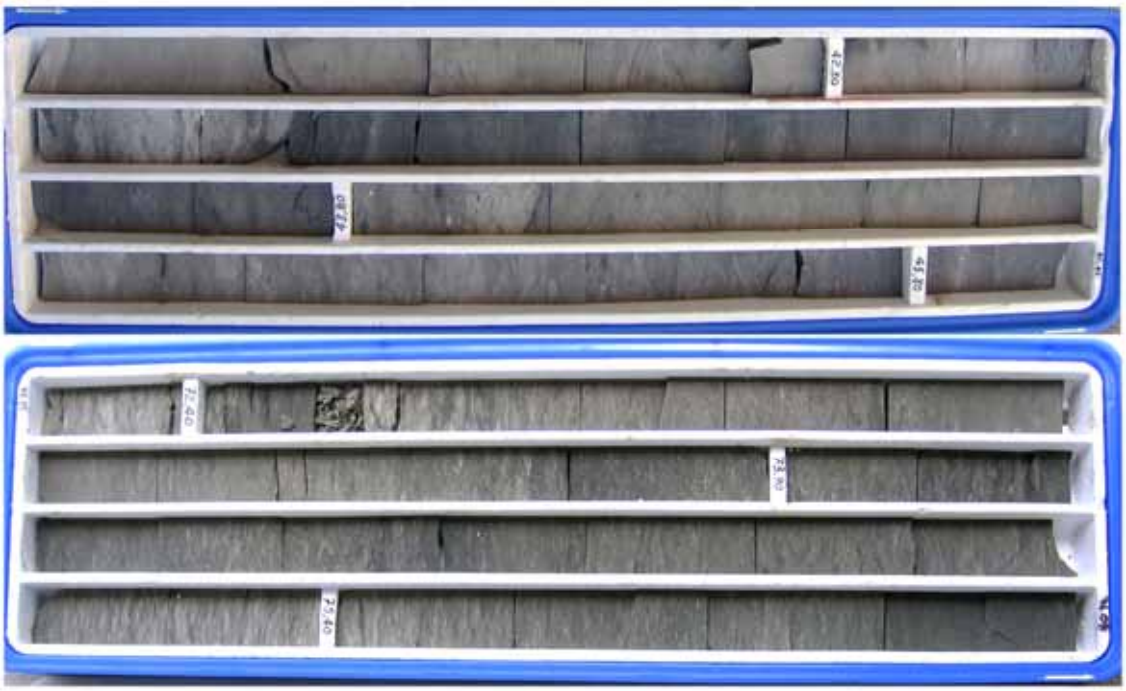

Figura VI.7 – Testemunhos da Formação Gramame Poço 1 PO-01-PE, Paulista, PE - calcários e margas – caixa superior; calcários margosos e margas – caixa inferior. Os depósitos apresentam variado grau de bioturbação. Os trechos mais escuros indicam as camadas de marga, com maior conteúdo de matéria orgânica (diâmetro do testemunho =4cm).

VI.1.4 - A Formação Maria Farinha

A Formação Maria Farinha é encontrada na Sub-bacia Olinda da Bacia da Paraíba entre a cidade de Recife e o Alto de Goiana (Beurlen, 1967a; Barbosa *et al.*, 2003; Barbosa, 2004; Barbosa *et al.*, 2006a) (Fig. VI.1). Sua ocorrência e espessura são bem menos expressivas do que a Formação Gramame. É possível que sua ausência para norte da sub-bacia Olinda se deva à ocorrência de exposição e erosão, durante o evento regressivo paleocênico que foi mais intenso neste trecho norte da bacia (Barbosa, 2004; Barbosa *et al.*, 2006a). Os estratos dessa unidade apresentam variados graus de bioturbação, no entanto, com uma baixa diversidade de icnogêneros e abundância de poucas espécies, como ocorre na Formação Gramame (Figs. VI.8 e VI.9). Devido às características sedimentológicas e a presença abundante de ostreídeos e de crustáceos decápodes Beurlen (1967a, 1967b) sugeriu que a Formação Maria farinha, encontrada na Sub-bacia Olinda, teria sido depositada em plataforma interna com forte influência de estuários.

Esta formação é composta por calcários margosos e margas ricamente fossilíferos devido ao efeito de recuperação pós-extinção K-T (Fig. VI.8 e VI.9). Sua porção basal é litologicamente bastante similar a Formação Gramame na região central da Sub-bacia Olinda.

Assim como na Formação Gramame, há uma boa continuidade lateral das camadas e a arquitetura das camadas é dominantemente plano-paralela (Fig. VI.8). Entretanto, na região norte da Sub-bacia Olinda ocorrem estratos da Formação Maria Farinha com estratificações provocadas por ondas de bom tempo, maior conteúdo de terrígenos e bioclastos indicando variações laterais de sua faciologia nas porções mais rasas devido ao raseamento que se deu por causa da regressão paleocênica que afetou a bacia (Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2006a).

A base da Formação Maria Farinha é marcada por uma camada de calcário de aspecto conglomerático contendo abundantes intraclastos carbonáticos e bioclastos. Esta camada, de idade daniana, ocorre ao longo de toda a bacia separando as formações Gramame e Maria farinha e caracteriza uma discordância erosiva (Albertão, 1993; Albertão *et al*., 1994, 1994b; Stinnesbeck & Keller, 1996; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2006a) (Fig. VI.10).

A porção inferior da Formação Maria Farinha, que corresponde ao Daniano Inferior e que marca o período de recuperação da crise ambiental da passagem Cretáceo-Paleogeno (Li & Keller, 1998; Keller, 2001; Keller *et al*., 2002; Keller *et al*., 2003), é particularmente bastante fossilífera (Gallo *et al*., 2001). Os horizontes de acúmulos de bioclastos e marcas onduladas (*shell beds*), devido à ação de tempestades, são freqüentes nos níveis margosos da Formação Maria Farinha, também evidenciando o incremento da ação de tempestades devido ao incremento do evento regressivo tornando a plataforma cada vez mais rasas (Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2006a).

Figura VI.8 – Depósitos do topo da Formação Maria Farinha na mina Poty, Paulista, PE. As camadas de marga se tornam mais expressivas à medida que se aproxima do topo da seção, devido ao incremento no aporte de terrígenos.

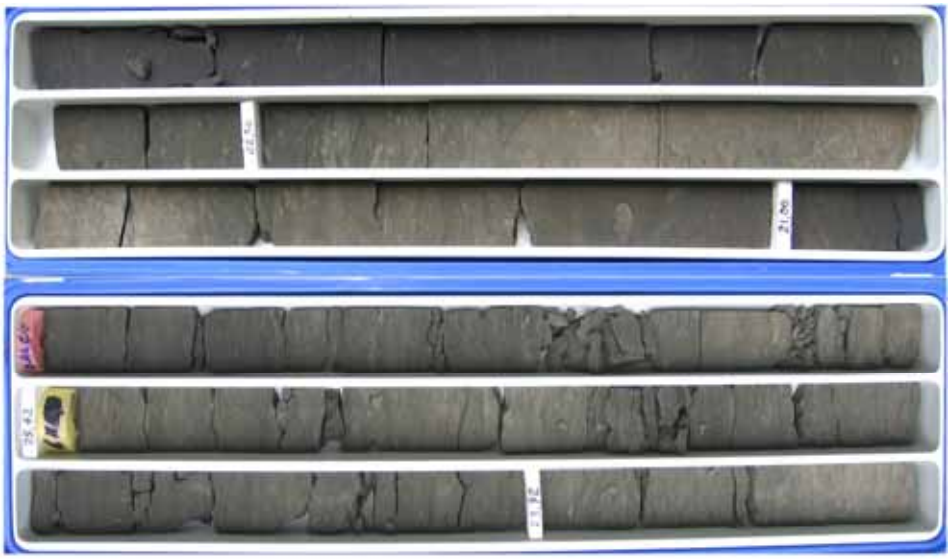

Figura VI.9 – Testemunhos da Formação Maria Farinha. Margas e calcários margosos bioturbados. Caixa inferior – poço 1 IT-03-PE (Projeto K-T) Itamaracá, PE. Caixa superior – poço 1 OL-02-PE (Projeto K-T) Olinda, PE. Os trechos mais escuros indicam as camadas de marga, com maior conteúdo de matéria orgânica e lama (diâmetro do testemunho = 7,5cm).

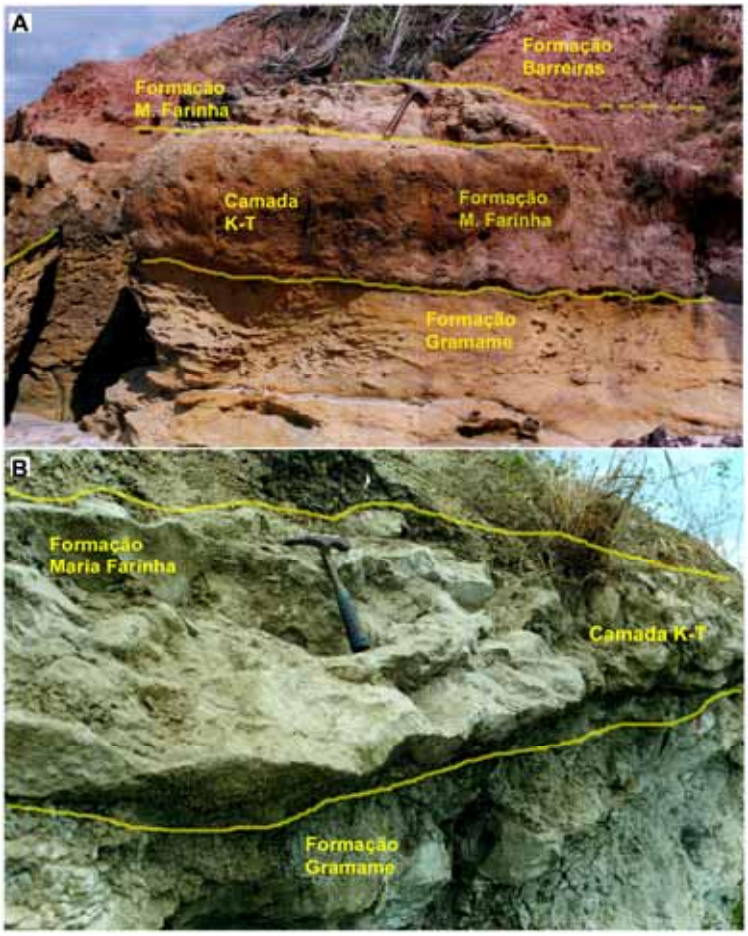

Figura VI.10 – Camada de calcário detrítico produzida por discordância erosiva que assinala a base da Formação Maria Farinha na Bacia da Paraíba. A) Ponta do Funil, Catuama, PE; B) Mina Poty, Paulista, PE (ver localização dos afloramentos na Figura II.1).

VI.2 - DEPÓSITOS INDIVISOS DA SUB-BACIA CANGUARETAMA

VI.2.1 - Depósitos carbonáticos aflorantes na região de Pedro Velho- Canguaretama

Os depósitos aflorantes na região de Pedro Velho-Canguaretama, são caracterizados por calcários recristalizados contendo siliciclastos, folhelhos e arenitos calcíferos (Campanha, 1979; Damasceno *et al*., 1984, 1986; Barbosa *et al*., 2005a; 2005b). Os estratos apresentam boa continuidade lateral e a disposição das camadas é dominantemente plano-paralela (Fig. VI.11). Esses depósitos representam uma deposição carbonática em plataforma rasa, mista, (carbonato-siliciclasto), restrita e com abundante aporte terrígeno (Campanha & Saad, 1999; Hessel & Barbosa, 2005a, 2005b). A comportamento do embasamento nessa região, assim como na Bacia da Paraíba, é caracterizada pela existência de uma rampa estrutural de suave inclinação, sobre a qual a plataforma se desenvolveu (Barbosa & Lima Filho, 2006) (ver Cap V).

O perfil estratigráfico obtido a partir dos afloramentos de Pedro Velho, RN, representa cerca de seis metros de depósitos carbonáticos (Figs. VI.11 e VI.12). Na base da seção, observou-se a presença de argilitos de cor esverdeada e calcários maciços recristalizados com cerca de 1 a 5% de siliciclastos (Fig. V.12). Da porção média para o topo, ocorrem calcários com 30 a 50% de siliciclastos, e níveis delgados de arenitos calcíferos de fino a médio, intercalados (Figs. VI.11, VI.12, VI.13 e VI.14).

As camadas de calcário exibem uma fábrica de aspecto geral maciço, com alguma bioturbação. Entretanto, é possível observar localmente pequenas e incipientes estratificações de material arenoso nos calcários que possuem maior conteúdo de siliciclastos . As delgadas camadas de arenitos exibem estratificações cruzadas de baixo ângulo, localmente festonadas e delicadas laminações plano-paralelas. No topo da seção ocorrem duas camadas de arenitos, bem selecionados, de fino a médio, calcíferos e um pouco argilosos. Esses arenitos mostram aspecto maciço, mas foi possível observar laminações plano-paralelas incipientes (Figs. VI.11 e VI.12).

O conteúdo de siliciclastos é dominado por quartzo e feldspatos (ortoclásio) (Barbosa *et al*., 2005a, 2005b), em geral entre 5 a 30%, podendo chegar a 60%. Os grãos apresentam-se subangulosos a subarredondados, por vezes angulosos, indicando ter sofrido pouco transporte. É possível que o clima, nesse período fosse quente e seco, influenciando a precipitação de carbonato em plataforma rasa, concomitante com o forte influxo de terrígenos (Barbosa *et al*., 2005a, 2005b) (Figs. VI.11 e VI.12).

Figura VI.11 – Afloramento rochas carbonáticas na região de Outeiros, Pedro Velho, RN. As camadas apresentam boa regularidade e continuidade lateral. As setas amarelas indicam níveis de arenito calcífero, intercalados aos calcários.

A Figura VI.12, mostra a seção esquemática do afloramento mostrado na Figura VI.11. Os aspectos sedimentológicos observados indicam uma deposição carbonática em lâmina d´água bastante rasa caracterizada por lagunas costeiras e bancos carbonáticos (Barbosa *et al*., 2005a, 2005b). Campanha (1979), estudando esses depósitos caracterizou o ambiente como sendo de plataforma rasa, com baixa energia e águas límpidas, sem influência de turbulência provocada por ondas ou correntes. A ausência de estruturas provocadas por ondas de bom tempo, apesar da lâmina d´água rasa, pode ser explicada pelo fato de que lagunas costeiras ficam protegidas do movimento das ondas por recifes e ilhas-barreira (Tucker, 1990b).

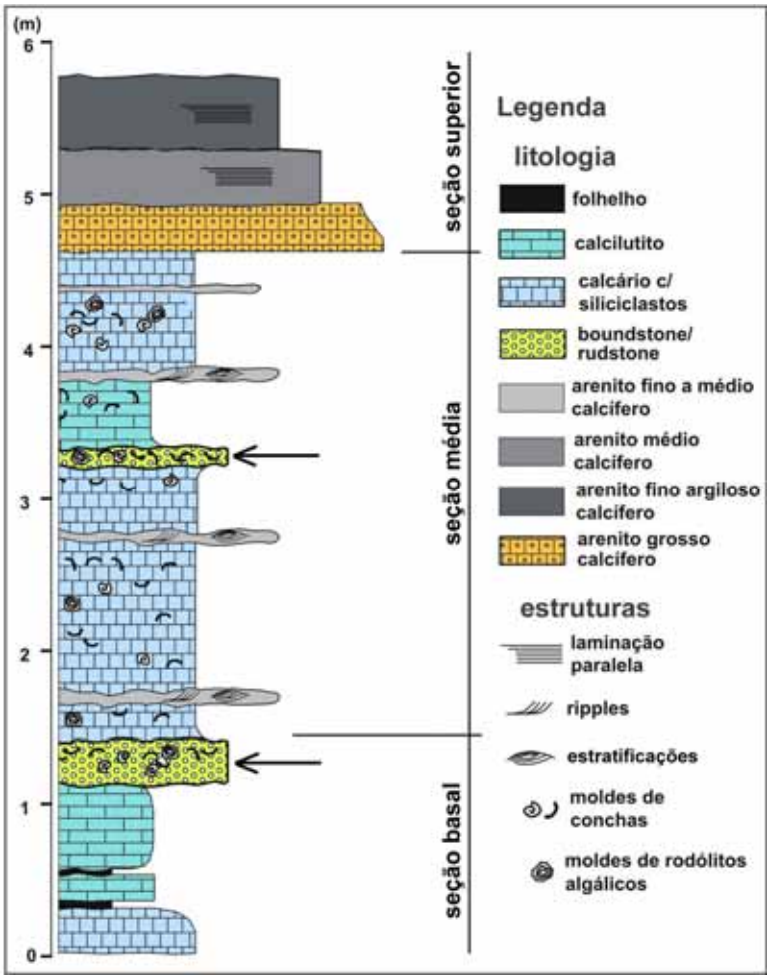

Figura VI.12 – Perfil estratigráfico do afloramento da mina 1, Engenho Outeiros, Pedro Velho, RN. As setas indicam os níveis de calcário nodular com acúmulo de conchas e material carbonático retrabalhado.

Na parte inferior da seção existem calcários maciços de cor creme, nos quais não foram encontrados macrofósseis (Fig. VI.13). Esses calcários são resultado da intensa recristalização de micrito de origem algálica (Campanha, 1979), apresentam alguma

dolomitização e calcita recristalizada, estão intercalados com delgados níveis de argilitos de cor esverdeada e representam as camadas de carbonato com menor conteúdo de grãos siliciclásticos observados na seção (1%) (Fig. VI.13).

Na porção média da seção observou-se a ocorrência de dois níveis de calcário nodular, com retrabalhamento de material carbonático erodido e enorme quantidade de bioclastos (*rudstone*). Tais níveis, possivelmente, representam curtos períodos de erosão e retrabalhamento (Figs. VI.11, VI.12, VI.14, VI.15 e VI.16). Campanha (1979) afirmou que os depósitos dessa localidade apresentam indícios de interrupção da deposição com curtos períodos de exposição. Entretanto, não se observou indícios de exposição prolongada, como calcretes, o que faz crer que esses períodos representavam raseamento com retrabalhamento e colonização de leitos de conchas, possivelmente, sem exposição prolongada.

Adicionalmente, nesses níveis de retrabalhamento de bioclastos foi coletado abundante número de moldes de conchas de moluscos com perfurações de esponjas e incrustações. A ocorrência de icnitos de perfuração indica a formação de leitos de conchas e clastos carbonáticos com concomitante cessação da sedimentação, indicando períodos de hiatos deposicionais e formação de *hardgrounds* onde ocorre a bioerosão (Pemberton & MacEachern, 1995). A existência de leitos de bioclastos com bioerosão é indicativa de períodos de baixa taxa de sedimentação, águas claras e rasas com baixa a moderada energia, onde se desenvolve a colonização destes leitos pelos organismos incrustantes e perfuradores (Frey & Pemberton, 1984; Pemberton & MacEachern, 1995). Segundo Bromley (1990), o acúmulo de cimento no espaço poroso e o concomitante endurecimento do substrato, criam a superfície endurecida (*hardgrounds*), e isto faz cessar os processos de bioturbação que são substituídos pelos processos de bioerosão.

Os níveis de calcário nodular observados na seção, talvez indiquem pequenas oscilações da lâmina d'água resultando na formação de *hardgrounds* com a formação de leitos de conchas, onde ocorreria bioerosão e retrabalhamento (Fig. VI.14, VI.15 e VI.16).

É possível que essa sucessão de estratos apresente hiatos importantes devido ao fato de se tratar de uma plataforma rasa, depositada sobre uma rampa estrutural de baixo gradiente onde variações do nível do mar, mesmo que pequenas, podem resultar na inundação e na exposição/erosão de grandes áreas.

De forma geral, os depósitos carbonáticos encontrados apresentam as seguintes feições: manchas de oxidação, porosidade vugular e dissolução com recristalização da matriz micrítica formando até cavernas centimétricas (Figs. VI.16 e VI.17). Foram observados

estilólitos, fraturas preenchidas por calcita recristalizada e óxido de manganês formando estruturas dendríticas.

Figura VI.13 – Nível de calcário maciço, intercalado com delgadas camadas de argilito verde, na base da seção aflorante em Outeiros, Pedro Velho, RN (ver perfil na Figura VI.12).

Na porção média da seção (Fig. VI.12), ocorrem calcários com alto conteúdo de siliciclastos, cuja participação na fábrica carbonática chega a 40%, e até a 60%, em alguns níveis. Alguns desses calcários são friáveis e outros se apresentam bem litificados, demonstrando uma relativa variação litológica/diagenética ao longo do perfil. Além disso, em vários níveis observa-se a presença de extraclastos, compostos de pedaços de folhelho ou de arenito calcífero, retrabalhados (Fig. VI.16 e V.17).

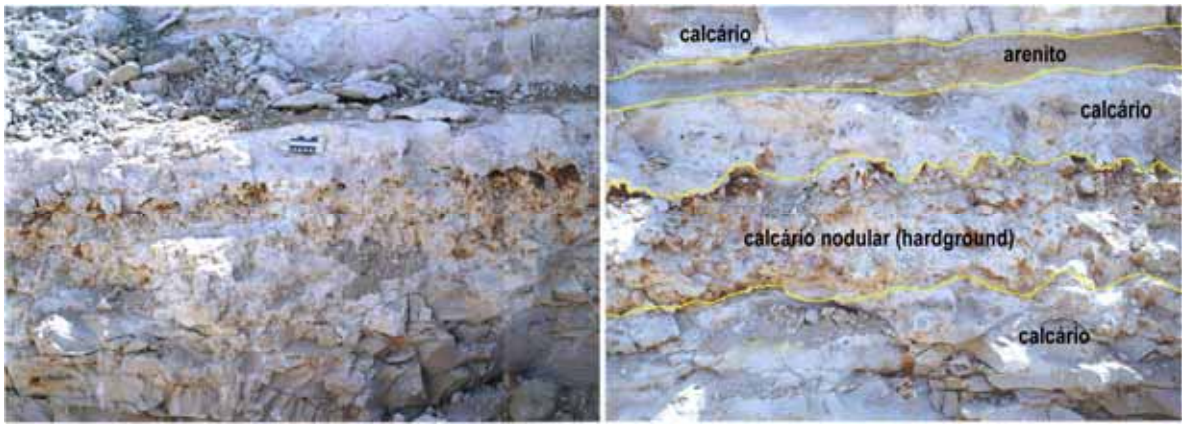

Figura VI.14 – Nível inferior, de maior espessura, de calcário nodular formado por blocos carbonáticos retrabalhados e conchas de moluscos (ver localização no perfil na Figura V.12) .

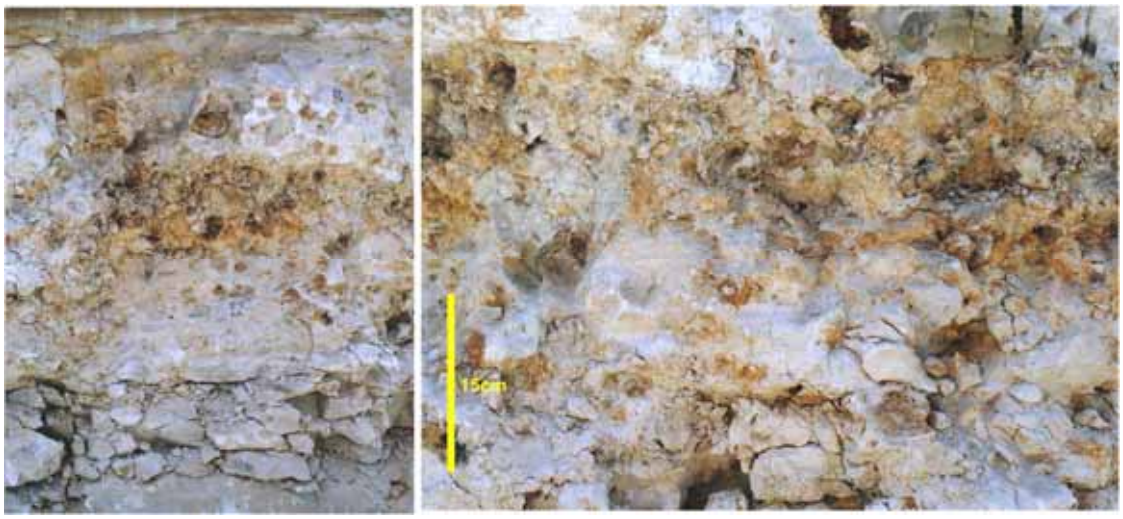

Figura VI.15 – Detalhe do nível de calcário nodular (*hardground*), composto por blocos de calcário retrabalhados, e moldes de conchas de moluscos. As conchas apresentam marcas de bioerosão.

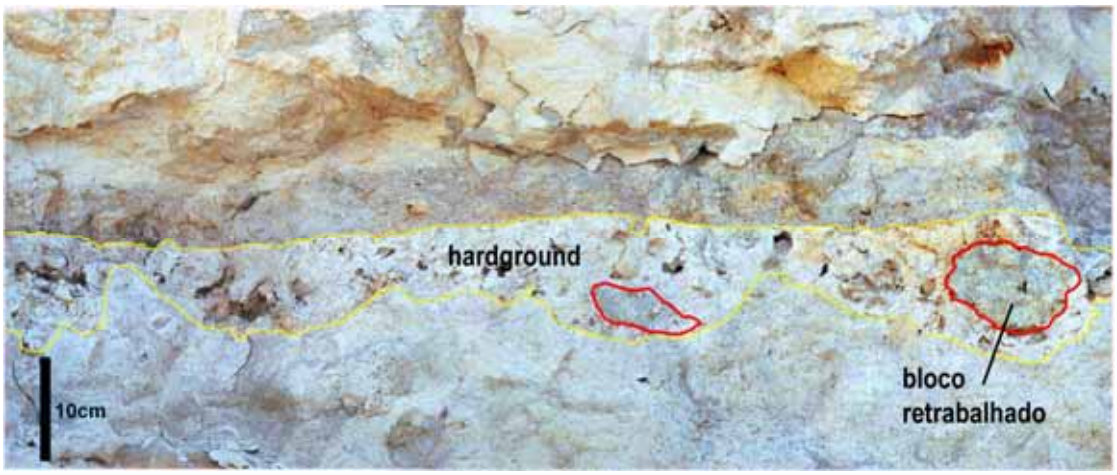

Figura VI.16 – Detalhe do nível de superior de calcário nodular. Ocorrem blocos de calcário retrabalhados e moldes conchas de moluscos. As conchas apresentam marcas de bioerosão (Ver localização da camada na Figura VI.12).

Os calcários da porção média da seção de Outeiros apresentam conchas de moluscos (com predomínio de pequenos gastrópodes) dispersos dentro da matriz. Não foi observada orientação preferencial, e as conchas apresentam variado grau de desarticulação e fragmentação (Fig. V.17). Essa característica fragmentária do registro fossilífero dificulta a identificação do material e pode indicar um retrabalhamento dos bioclastos em zonas de praias, ou de recifes, e posterior deposição dentro das lagunas.

As camadas delgadas de arenito, que ocorrem intercalados às camadas de calcário na porção média da seção (Fig. VI.111 e VI.12), apresentam granulometria fina a média, com cimentação calcífera (Fig. VI.11 e V.18). Essas camadas apresentam, aparentemente, um

contato abrupto na base e no topo e ondulação suave (Fig. VI.18). Esses corpos arenosos apresentam estratificações cruzadas de baixo ângulo, localmente festonadas e laminações planoparalelas (Fig. VI.18). As camadas de arenitos possuem uma espessura que varia entre 15 e 25cm, devido às ondulações (Fig. VI.18) e, aparentemente, foram produzidas por regime de fluxo superior.

Figura VI.17 – Detalhe de camadas de calcários com siliciclastos na seção Outeiros. (IF = extraclasto de folhelho, IA = extraclasto de arenito).

Essas camadas de arenito podem ter sido produzidas por eventos de maior energia que proporcionaram pulsos de material terrígeno, da linha de costa, ou das ilhas-barreira, para dentro da plataforma interna. A regularidade das camadas e sua continuidade lateral podem indicar que sejam lençóis de areia (*sand sheets*) gerados por tempestades ou enchentes, mais potentes, que carregaram o material arenoso para dentro das lagunas.

A deposição carbonática em plataforma interna, caracterizada por complexos de lagunas e ilhas-barreira, apesar de restrita, fica protegida das ondas de bom tempo pelas linhas de ilha-barreira e recifes o que permite deposição de carbonato em águas mais calmas a partir de intensa produção algálica (Tucker, 1990b).

Segundo Tucker (1990b), o ambiente deposicional composto por lagunas carbonáticas protegidas por barreiras costeiras geralmente são os locais de acumulação de sedimento finos em ambientes carbonáticos rasos, em alguns casos possuindo, inclusive, faunas restritas. Devido ao fato de serem protegidas da agitação das ondas e tempestades *packstones* e *mudstones* são os depósitos característicos. Em lagunas onde há uma comunicação regular com o mar aberto a salinidade pode se aproximar do normal, o que favorece a diversidade e abundância da fauna. No entanto, em lagunas com circulação restritas a salinidade causa um empobrecimento da fauna, com baixa diversidade e abundância de poucas espécies adaptadas.

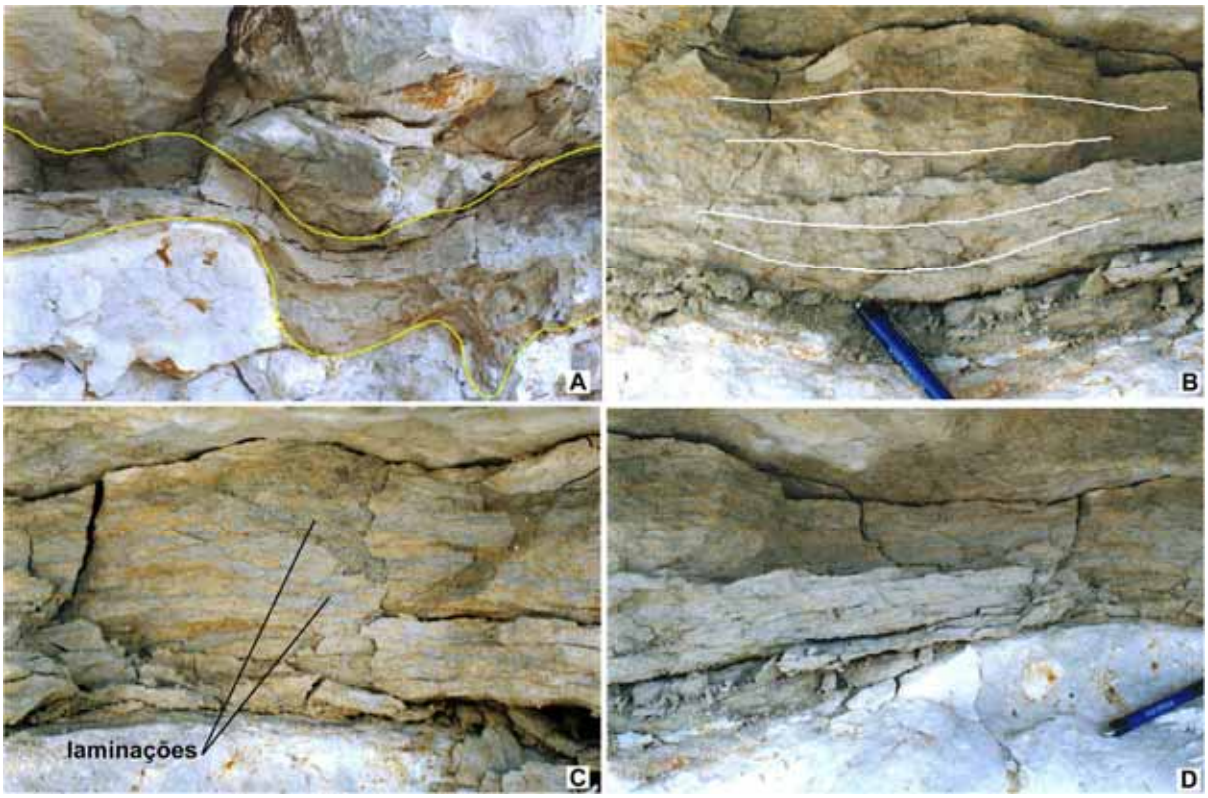

Figura VI.18 – Detalhes das camadas de arenito na seção de Outeiros. A) marca de sobrecarga; B e C) laminações plano-paralelas, *ripples* incipientes e mais raramente delicadas estratificações cruzadas de baixo ângulo; D) aspecto ondulado da camada de arenito.

A variação faciológica em ambientes de complexos de lagunas e ilhas barreira é fortemente influenciada pela variação eustática. Tucker (1990a, 1990b) enumerou algumas possibilidades de seqüências deposicionais para esses ambientes: em lugares onde o nível do mar varia pouco, ou cai apenas suavemente, ocorre a progradação das ilhas barreiras, gerando uma seqüência granocrescente ascendente (*coarsening upward*), que vai desde depósitos finos de *offshore* com tempestitos até depósitos de litoral com estratificações do tipo *hummocky*; onde há uma rápida subida do nível do mar, os depósitos de laguna podem ser recobertos pelos depósitos das ilhas barreiras que retrogradam; onde o nível do mar sobe lentamente, ocorre uma alta taxa de produção de carbonato, o que faz com que a ilha barreira migre em direção ao continente, e neste caso os depósitos de laguna são recobertos por depósitos da ilha barreira a partir de fluxos de material retrabalhado (*washovers*) para dentro da laguna. No caso do perfil estudado na região de Outeiros, foi possível detectar que há uma participação crescente de siliciclastos para o topo da seção, culminando com depósitos de arenitos maciços (Figs. V.11 e V.12).

No caso da seção de Outeiros, considerando a deposição sob um regime de mar alto (Campanha & Saad, 1999), o aspecto de aumento de terrígenos para o topo da seção pode

significar não necessariamente um efeito de raseamento da lâmina dágua, mas, o recobrimento de depósitos de lagunas por depósitos de ilhas barreira, em um efeito de retrogradação da ilha barreira. Nesse contexto, os níveis delgados de arenito, intercalados com os depósitos carbonáticos, podem representar depósitos de fluxo episódico (*overwash*), produzido por eventos de alta energia, como tempestades, que jogariam material das ilhas barreiras para dentro das lagunas (Figs. V.11 e VI.12). Os arenitos encontrados no topo da seção seriam depósitos de ilha barreira, que recobriram os calcários lagunares devido à migração desta em direção ao continente (Figs. V.11 e VI.12).

Campanha & Saad (1999), afirmaram que os depósitos da região de Outeiros representariam condições de deposição de plataforma em rampa sobre um regime de trato de mar alto, correlatas a algumas fácies da Formação Gramame, da Bacia da Paraíba. Segundo os autores, esses depósitos, representariam as fases iniciais do trato de mar alto, quando algumas porções da plataforma eram dominadas pela deposição de seções condensadas, características de mares epicontinentais. Os autores correlacionaram, em termos de seqüências deposicionais, os calcários aflorantes da Sub-bacia de Canguaretama aos depósitos da Formação Gramame, colocando assim os dois no Cretáceo Superior (Maastrichtiano).

VI.2.2 - Depósitos carbonáticos do poço 3 MA-01-PB

O poço 3 MA localiza-se na Sub-bacia Canguaretama, a norte do Alto de Mamanguape (ver Figs II.1 e VI.1). O testemunho deste poço oferece a oportunidade de observar os depósitos carbonáticos que ocorrem em subsuperfície na região da Sub-bacia Canguaretama (Fig. VI.1). O poço atingiu a profundidade de 147m, sendo os primeiros 104 metros correspondentes a depósitos neogênicos (Formação Barreiras?). Os últimos 42 metros representam depósitos carbonáticos da porção superior da sucessão sedimentar cretácica que recobre a Sub-bacia Canguaretama – calcários indivisos.

As litologias verificadas foram: calcários recristalizados com siliciclastos, calcários margosos com siliciclastos e arenitos calcíferos. Não foram verificados carbonatos puros. Os calcários exibem aspecto maciço sem estratificações nem laminações. Em alguns níveis, foram observadas pequenas estratificações cruzadas incipientes de material arenoso na matriz carbonática (Figs V.19 e V.20). A ocorrência de pequenas estratificações cruzadas de material arenoso dentro da fábrica carbonática demonstra o forte influxo de material, concomitante com a produção de carbonato. Assim como em algumas amostras da Formação Itamaracá, observa-se a presença de moldes de conchas de moluscos biválvios com conchas

espessas (Figs VI.19 e VI.20). Assim como observado para as fácies de laguna rasa que ocorrem na Formação Itamaracá (Beurlen, 1967b, Muniz, 1993), a ocorrência destes moluscos de conchas espessas pode indicar um ambiente de baixa salinidade, devido a condições de restrição ainda mais altas nos depósitos carbonáticos indivisos da Plataforma de Natal.

O poço 3 MA possui perfilagem de raios gama (Fig. VI.21) permitindo avaliação da seção atravessada. Contudo, o aspecto monótono do perfil gama, possivelmente, seja devido ao comportamento plataformal dos estratos, com dominância de efeito agradacional.

O perfil do poço 3 MA, com algumas amostras da litologia (litolog), é mostrado na Figura VI.21. Neste perfil observa-se que as amostras 1 e 2, na porção basal, apresentam aspecto recifal com abundantes restos de corais e conchas. A parte superior do perfil mostra a ocorrência de calcários com menor influência terrígena, com intercalação de pelo menos dois níveis de calcários margosos e margas (amostras 14 e 17) (Fig. VI.21). Os depósitos do poço 3 MA apresentam características semelhantes as que foram observadas nos depósitos aflorantes na região Pedro Velho-Canguaretama, representando o registro de uma plataforma rasa, restrita, dominada por complexos de lagunas e ilhas barreira. Entretanto, aparentemente, o poço exibe uma faciologia associada a uma posição mais distal, com a deposição de calcários e margas em plataforma um pouco mais profunda, enquanto que a seção de Outeiros que está a apenas 6 km da borda da bacia exibe características de zona proximal, lagunas rasas em ambiente de sublitoral a litoral.

Também se observou na análise do testemunho que a porção superior deste apresenta uma redução evidente no conteúdo de terrígenos. Na porção mais superior há camadas com maior conteúdo de argila, resultando em calcários margosos com poucos siliclastos detríticos. Também, no topo do perfil se observou bioturbação associada à ambiente plataformal mais calmo e profundo do que se deduz do registro da porção basal e mediana do poço (Fig. V.21).

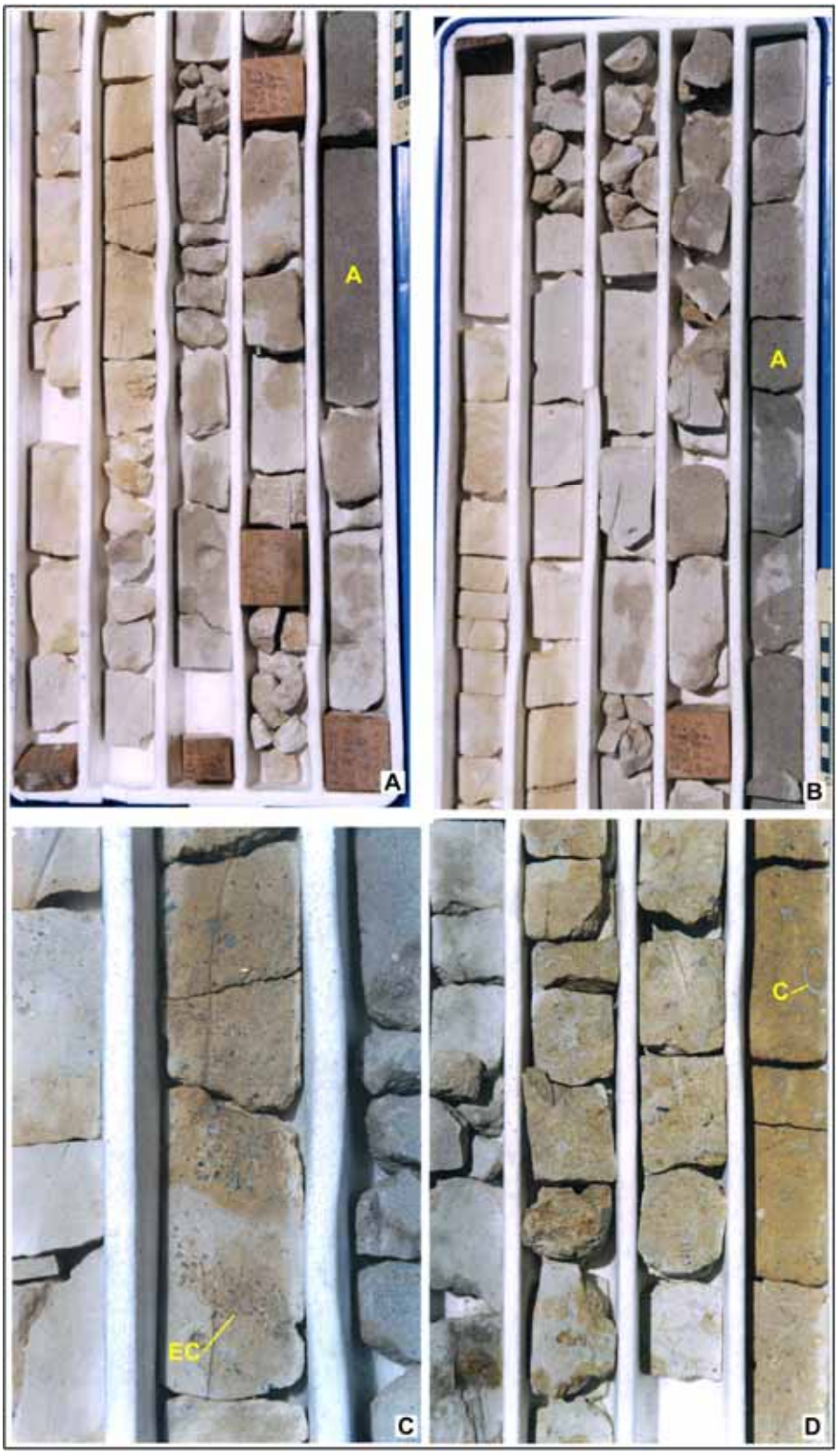

Figura VI.19 – Testemunho do poço 3 MA-01-PB, Mataraca, PB – Depósitos carbonáticos indivisos da Plataforma de Natal. A = arenitos com forte cimentação carbonática, EC = estratificação cruzada de material siliciclástico, C = moldes de conchas) Diâmetro do testemunho = 4cm).

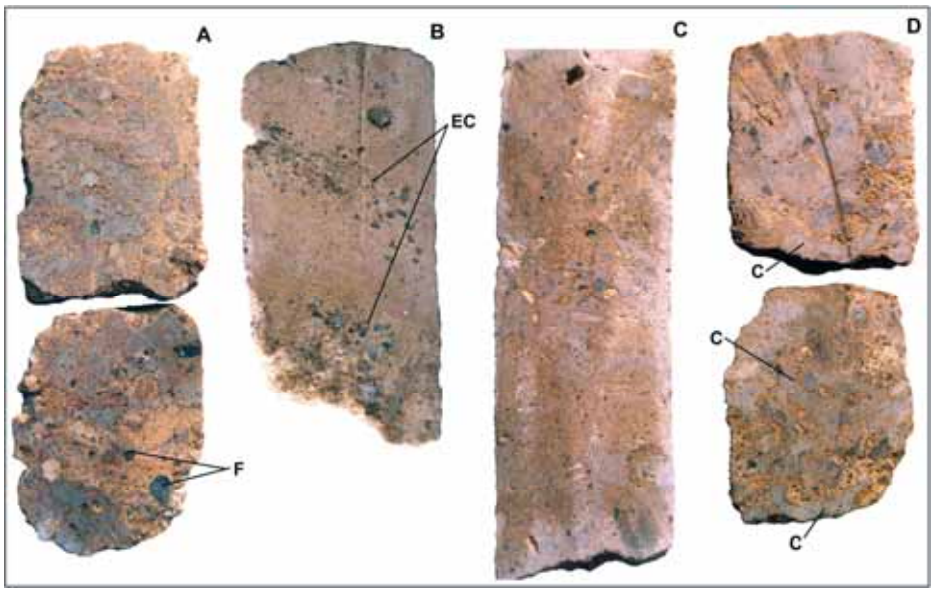

Figura VI.20 – Detalhes de testemunhos do poço 3 MA-01-PB, Mataraca, PB – Depósitos Carbonáticos Indivisos da Plataforma de Natal. F = grãos de feldspato que chegam a 1cm, EC = estratificações cruzadas de material siliciclástico; D = moldes de conchas de moluscos. Nota-se a espessura acentuada das mesmas (diâmetro do testemunho = 4cm).

VI.3 – CORRELAÇÃO DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES ESTUDADOS

Campanha & Saad correlacionaram o "Calcário Outeiros", que corresponde ao intervalo superior da sucessão sedimentar que recobre a Plataforma de Natal, á Formação Gramame da Bacia da Paraíba. Segundo os autores, ambos teriam sido depositados durante a fase de mar alto do Maastrichtiano que dominou a atual faixa costeira dessas bacias. Entretanto, Inclusa na sucessão carbonática da Bacia da Paraíba também está a Formação Itamaracá, que representa depósitos associados ao trato de sistemas transgressivo de idade neo-campaniana-eo-maastrichtiana na Bacia da Paraíba.

Levando-se em conta a correlação dos calcários indivisos da Plataforma de Natal com a sucessão carbonática da Bacia da Paraíba, temos que a porção basal desses depósitos, que apresenta maior influência terrígena seria correlata dos depósitos do trato de mar alto (Neo-Campaniano-Eo-Maastrichtiano) registrado na Bacia da Paraíba. Esta sucessão de depósitos carbonáticos da Plataforma de Natal, originados a partir de um pulso transgressivo que também ficou registrado na Bacia da Paraíba, estariam separados dos depósitos da seqüência basal da Plataforma de Natal, de idade turoniana, que são propostos como correlatos da Formação Jandaíra (Feitosa & Feitosa, 1986; Feitosa *et al.*, 2002; Lana & Roesner 1999a, 1999b), possivelmente por discordância (Fig. VI.21).

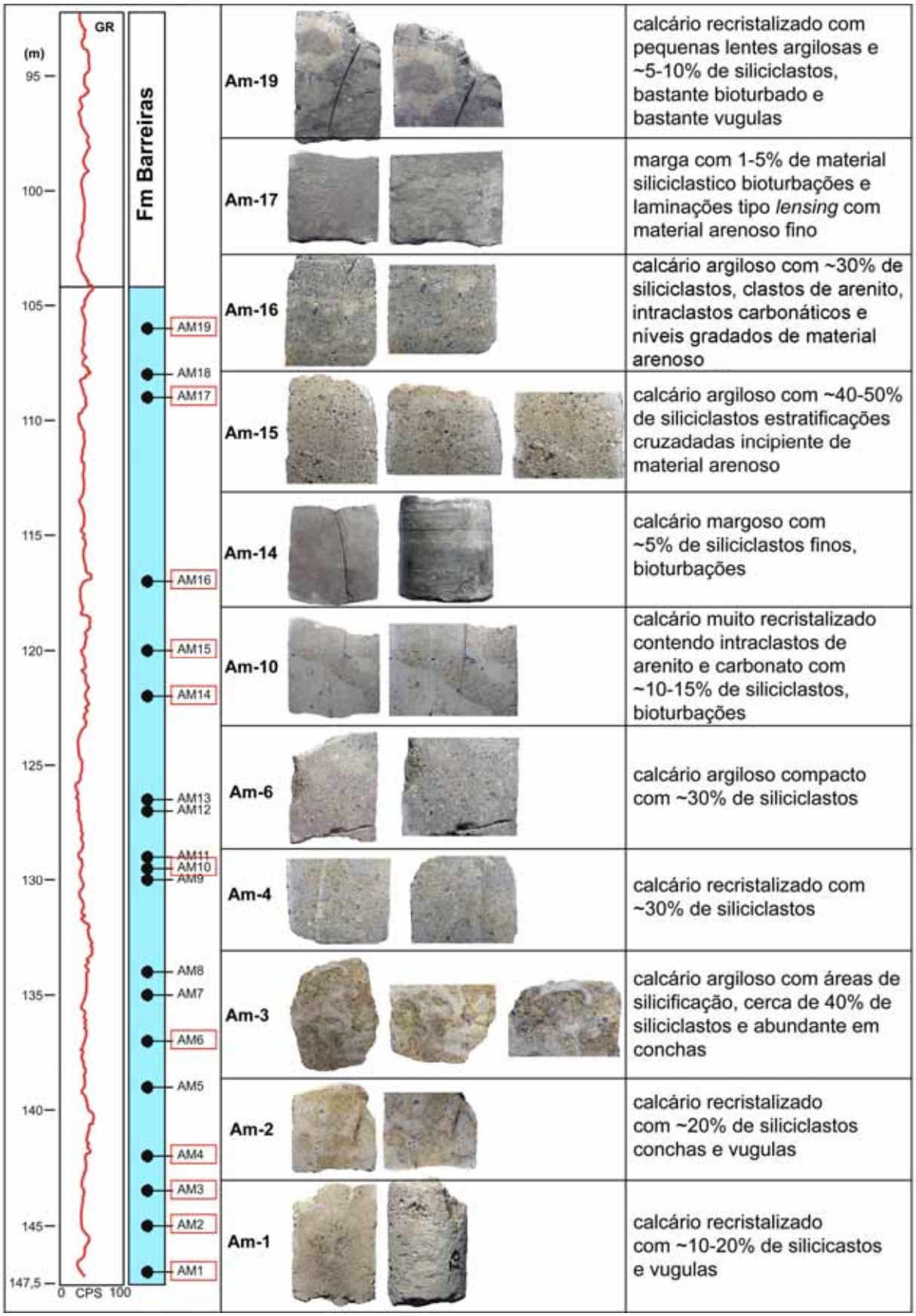

Figura VI.21 – Litolog do poço 3 MA-01-PB, Mataraca, RN. As amostras destacadas estão marcadas em vermelhos na amostragem realizada no perfil, á esquerda.

Considerando todas estas informações disponíveis, elaborou-se um quadro de correlação das unidades estratigráficas estudadas (Fig. VI.22). Este quadro, de forma simplificada, relaciona as unidades estratigráficas às possíveis seqüências deposicionais estabelecidas. O quadro também aponta a existência de duas discordâncias, baseado no atual conhecimento das seqüências sedimentares da faixa estudada. A natureza destas discordâncias será discutida nos capítulos seguintes.

Idade	Estrat. Seq.	PLATAFORMA DE NATAL	BACIA DA PARAÍBA	
		Sub-bacias Natal e Canguaretama	Sub bacia Alhandra/Miriri	Sub-Bacia Olinda
Paleoceno	Regressivo	???		Fm Maria Farinha (plataf. carb)
		discordância (???)		
Maastrichtiano	Mar alto	dep plataf mista com menor conteúdo terrigeno	Fm. Gramame (plataf. carbonática)	Fm Gramame (plataf. carbonática)
Eo-Campaniano	Transgressão	dep transicional com forte conteúdo terrigeno	Fm. Itamaracá (dep. transicional)	Fm. Itamaracá (dep. transicional)
		discordância (???)		
Coniac? Santon	Mar Baixo (?)	Dep. Corr. da Fm. Jandaira (???)	Fm. Beberibe (dep fluvio lacustre)	Fm Beberibe (dep fluvio lacustre)

Figura VI.22 – Correlação das seqüência sedimentares encontrados na faixa Recife-Natal, Bacia da Paraíba e Plataforma de Natal. A correlação leva em conta aspectos litológicos/faciológicos, estratigráficos e bioestratigráficos disponíveis.

CAPÍTULO VII

PETROGRAFIA COMPARADA DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Esta parte da presente pesquisa tem por objetivo mostrar, de forma geral, uma caracterização petrográfica das unidades carbonáticas encontradas na Bacia da Paraíba (formações Gramame e Maria Farinha), da Formação Itamaracá (verificada em poços) e dos depósitos carbonáticos indivisos encontrados na Sub-bacia Canguaretama, Plataforma de Natal. Além de complementar os dados litológicos descritos no Capítulo VI, esta parte objetiva ainda comparar estes dados entre si e, comparar estas unidades com dados bibliográficos relativos à Formação Jandaíra da Bacia Potiguar. Não foi o objetivo deste trabalho realizar uma releitura do conhecimento microfaciológico destas unidades, apenas observou-se aqui suas características gerais para efeito de comparação regional.

Na Bacia da Paraíba vários estudos já foram realizados em relação à faciologia e microfácies das formações Gramame (Rodrigues, 1985; Albertão, 1993; El Gadi, 1993; El Gadi & Brookfield, 1999, Lima & Koutsoukos, 2004), e Maria Farinha (Oliveira, 1978, 1979; Neumann *et al*., 2006a, 2006b). A Formação Itamaracá, na Bacia da Paraíba, ainda não foi alvo de estudo sistemático de sua faciologia, exceto descrições feitas por Kegel (1954, 1955) e recentemente por Souza (2006).

Os calcários do intervalo superior da sucessão sedimentar da Plataforma de Natal possuem poucos estudos de caráter faciológico e microfaciológico (Damasceno *et al*., 1984; Damasceno *et al*., 1986; Mabesoone *et al*., 1991; Barbosa *et al*., 2005a, 2005b).

Na Figura VII.1, é mostrado um quadro comparativo das diferentes análises microfaciológicas para as formações Gramame (El Gadi & Brookfield, 1999; Lima & Koutsoukos, 2004; Neumann *et al*., 2006a) e Maria Farinha (Oliveira, 1979; Neumann *et al*., 2006a, 2006b), da Bacia da Paraíba, e para os calcários que afloram nas sub-bacias Canguaretama e Natal (Damasceno, 1986).

Uma observação importante a respeito dos dados mostrados na Figura VII.1 diz respeito a inclusão de depósitos de plataforma mista, transicionais (*boundstones* e *sandy packstones)*, da porção superior da Formação Itamaracá na base Formação Gramame (El Gadi, 1993; El Gadi & Brookfield). A presente pesquisa não adota esta abordagem, interpretando como pertencentes a Formação Gramame apenas os depósitos carbonáticos sem

influência de siliciclastos (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004, Barbosa *et al*., 2006a; Souza, 1998, 2006; Souza *et al*., 2002; Lima Filho *et al*., 1998).

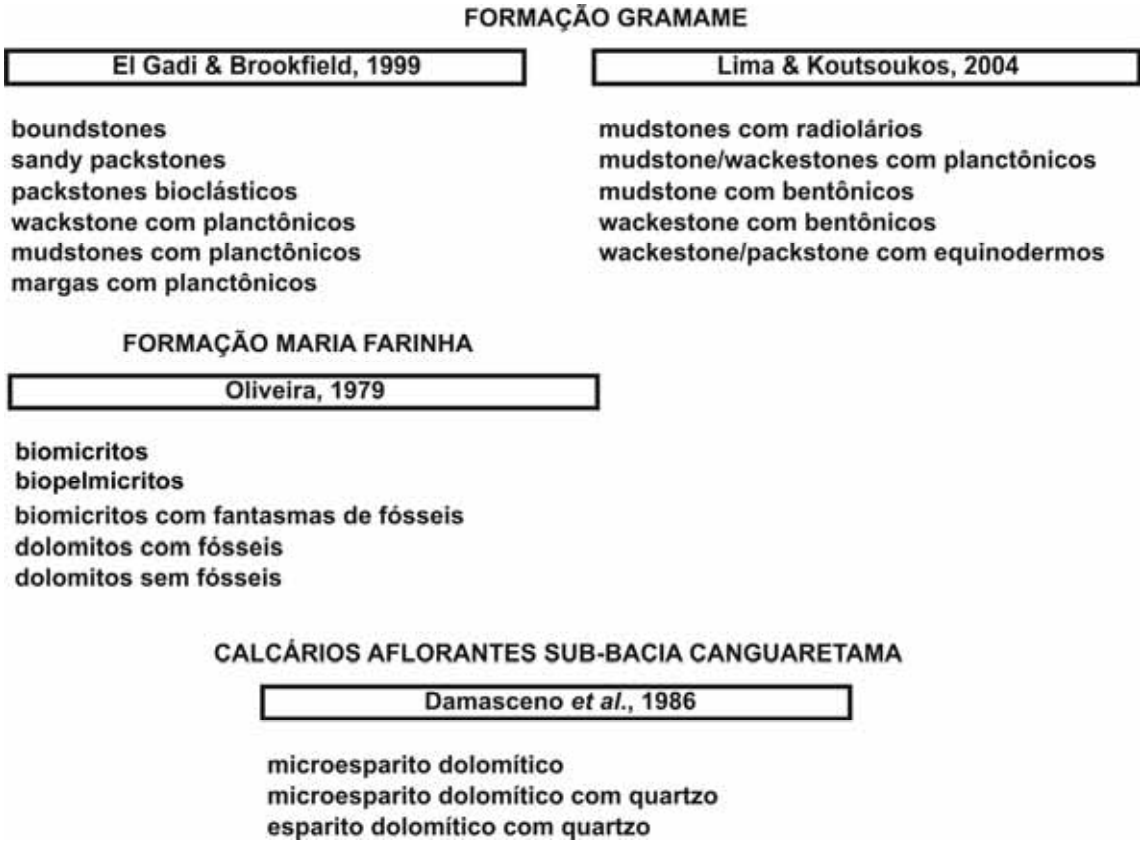

Figura VII.1 – Quadro comparativo de análises microfaciológicas realizadas nas unidades Gramame, Maria Farinha e nos calcários indivisos da Plataforma de Natal.

Segundo Damasceno *et al*. (1986) as formações Jandaíra, Gramame e Maria Farinha quando comparadas com os calcários aflorantes da Sub-bacia Canguaretama, não mostram semelhança com estes. Isto se deve ao fato de que estas formações representam o registro de plataformas carbonáticas com condições de deposição diferente (ambiente marinho menos restrito e menos influenciado pelo aporte terrígeno).

As formações Gramame e Mara Farinha são o resultado da deposição carbonática em uma rampa estreita e pouco inclinada, mas com circulação marinha franca. De uma forma geral, macroscopicamente, os depósitos dessas duas unidades apresentam três litologias: calcários, calcários margosos e margas. E esta combinação de litologias varia verticalmente de acordo com a paleogeografia de cada área, que controlou a maior ou menor influência do aporte de lama. As microfácies em geral representam biomicritos e bioesparitos, em uma variação de *mudstones* e *wackstones/packstones*, ricos em foraminíferos planctônicos, calcisferas, restos de algas e bioclastos variados. Estes depósitos exibem ainda ausência de

estruturas que indiquem alta energia indicando deposição em um ambiente de baixa a moderada energia com eventos episódicos de retrabalhamento por ondas e correntes de tempestade (Albertão, 1993; Barbosa *et al*., 2003; Távora & Miranda, 2004; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*.,2006a).

A Formação Jandaíra é o resultado de uma grande plataforma carbonática dominada por planícies e barras de maré, com importante aporte de bioclastos em seus depósitos (Córdoba *et al*., 1996; Córdoba 2001).

VII.1 – A FORMAÇÃO GRAMAME

Em amostras da Formação Gramame é freqüente em lâminas delgadas a presença de pirita, de glauconita diagenética e de fosfato. Em algumas áreas, devido à exposição subárea e circulação do lençol freático, ocorre dolomitização principalmente em regiões de praia. As figuras VII.2 a VII.10 mostram exemplos de microfácies da Formação Gramame que são encontradas ao longo de toda a Bacia da Paraíba.

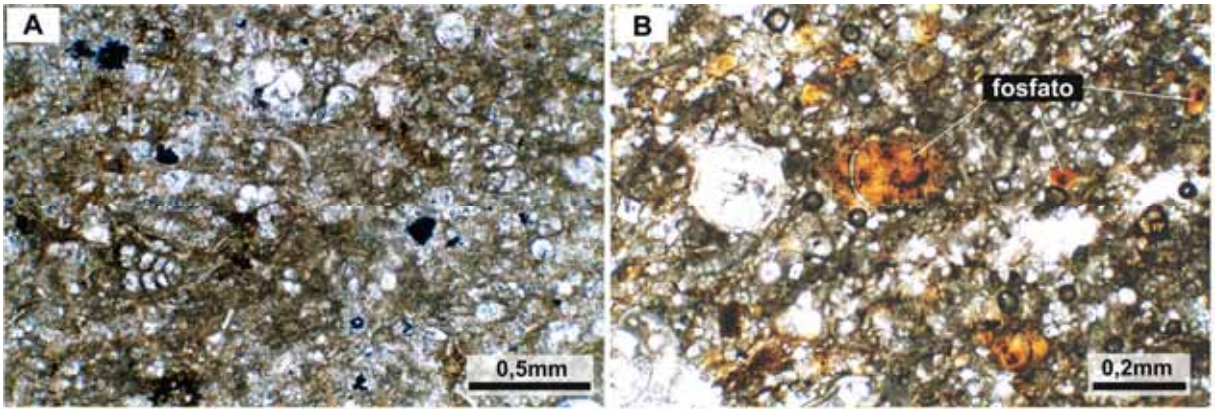

Figura VII.2 – A) amostra poço 1 GN-03-PE, Goiana, PE - bioesparito (*wackestone*/*packstone*) com abundantes foraminíferos, calcisferas e ostracodes (nicóis X / 4x). B) amostra poço 1 PL-01-PE, Paulista, PE - bioesparito (*wackestone*/*packstone*) com foraminíferos planctônicos. Notam-se microfósseis preenchidos por calcita espática, á esquerda, e também carapaças preenchidas por fosfato e pirita (nicóis X / 10x).

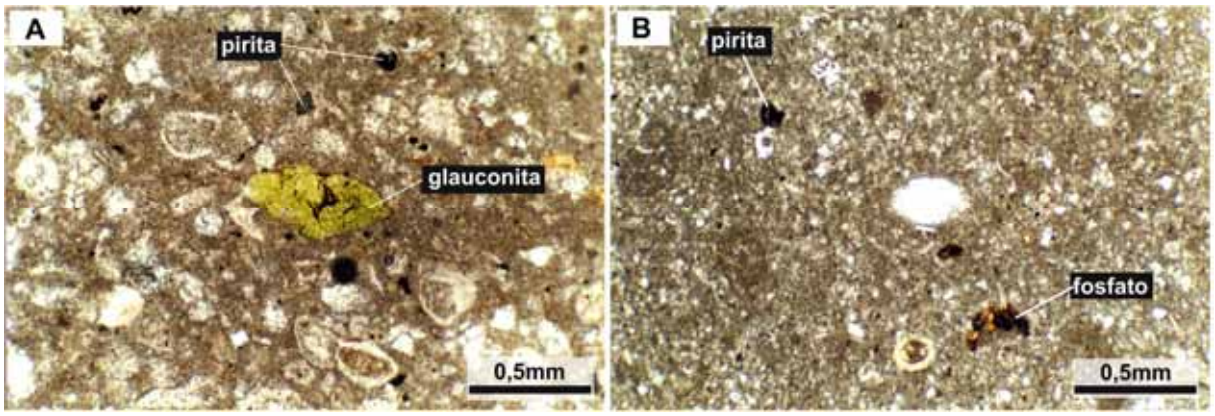

Figura VII.3 – A) amostra mina Poty, Paulista, PE - biomicrito (*wackestone*) com foraminíferos e ostracodes. Nota-se a carapaça de foraminífero preenchida por glauconita (nicóis X / 4x). B) amostra mina Poty, Paulista, PE – biomicrito (*mudstone*) com bioclasto fosfatizado e pirita. Ao centro carapaça de ostracode substituída por esparito (nicóis X / 4x).

Na Figura VII.4A, obtida com catodoluminescência (CL), a matriz carbonática apresenta uma cor avermelhada para marrom, o que revela certa influência de Fe na calcita (Walker & Burley, 1991). As laminações e manchas não luminescentes, presentes na figura, representam concentrações de argilominerais. Walker & Burley (1991) afirmam que os argilomierais ilita, esmectita e clorita não apresentam luminescência porque são ricos em Fe^{2+}, ao passo que a caulinita apresenta um brilho azul celeste intenso. Isto ocorreria devido à substituição de Fe^{3+} por Al^{3+} na trama octahédrica da caulinita. A Figura VII.4A mostra presença de caulinita, regiões de cor azul celeste brillhante, associada a outros argilominerais.

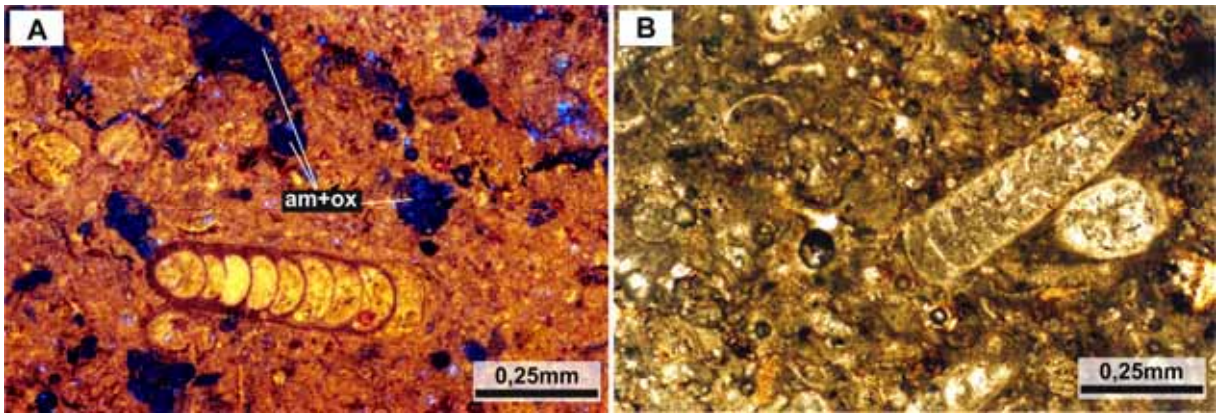

Figura VII.4 – A) amostra mina Itapessoca, Itapessoca, PE – bioesparito (*packstone*) visto em micrografia com CL. A carapaça de um foraminífero unisseriado está preenchida por calcita espática e a cor amarelo brilhante indica recristalização da calcita rica em Mn. As manchas escuras representam lâminas de argilominerais e óxidos (am+ox) (CL / 10x). B) amostra mina Itapessoca, Itapessoca, PE – mesma lâmina, vista em A, bioesparito (*Packstone*) mostrando a matriz rica em bioclastos com calcisferulídeos, ostracodes e foraminíferos (nicóis X / 10x).

As figuras VII.5 e VII.6 mostram exemplos de dolomitização verificada em amostras da formação Gramame. Essas ocorrências estão normalmente associadas a processos diagenéticos tardios, acompanhadas da formação de pirita. A ocorrência de dolomita é mais freqüente em amostras de afloramentos e de poços localizados próximos à linha de costa, o que indica a ação de água meteórica. Contudo, nos depósitos do Maastrichtiano Médio e Superior não foram observados exemplos de dolomitização expressiva.

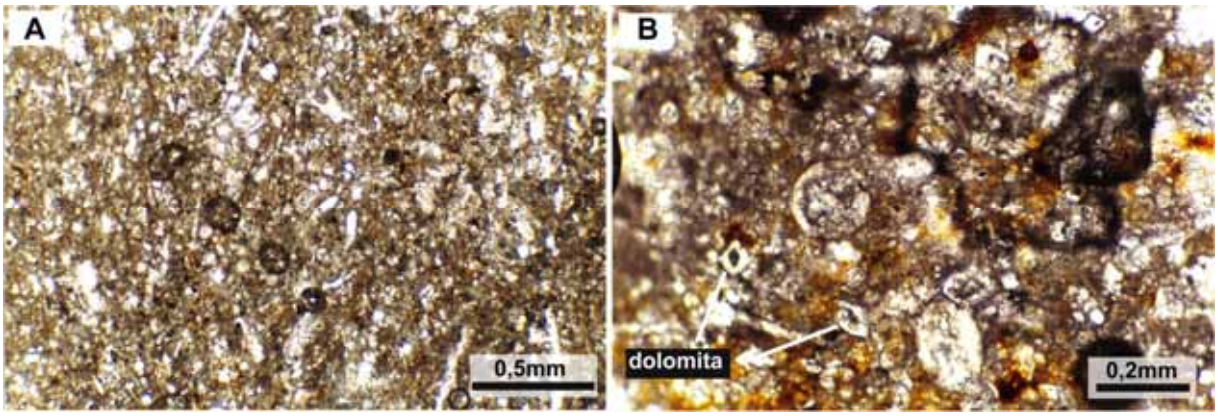

Figura VII.5 – A) amostra poço 1 PL-01-PE, Paulista, PE – bioesparito (*wackstone*), com cristais de dolomita (nicóis X / 4x). B) amostra mina Jussara 1, Alhandra, PB - bioesparito (wackstone/*packstone*), com cristais de dolomita euhedrais e bimodais, indicando dois momentos de formação de dolomita. Também nota-se a presença de fosfato (manchas marrom claro) e pirita (manchas pretas) (nicóis X / 10x).

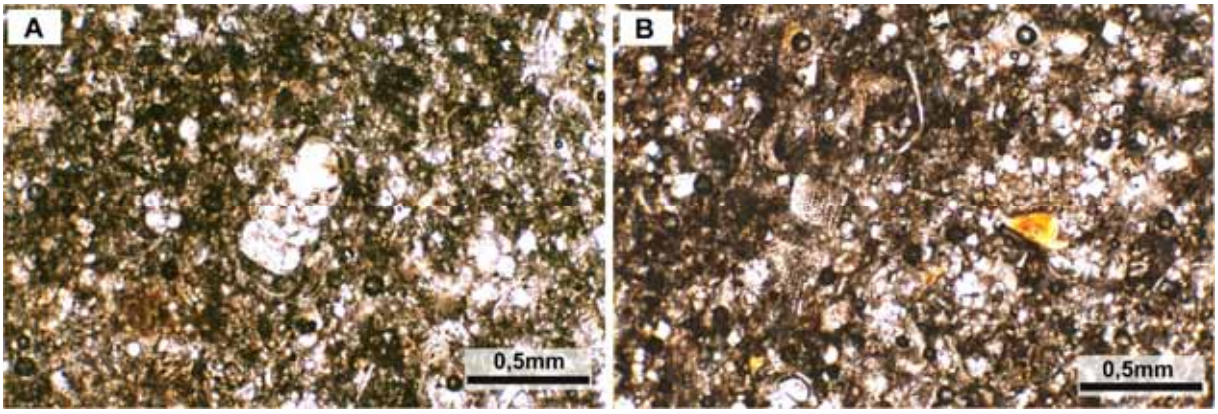

Figura VII.6 – A) amostra mina CIMEPAR, João Pessoa, PB – biomicrito (*wackestone/packstone*) rico em foraminíferos bentônicos e planctônicos. Nota-se a formação de cristais de dolomita (nicóis X / 4x). B) amostra mina CIMEPAR, João Pessoa, PB – bioesparito (*packstone*) com fragmentos de algas calcárias, fosfato (bioclasto marrom claro) ostracodes e foraminíferos (uniseriados e globigerinóides). Nota-se a formação de pequenos cristais de dolomita espalhados pela fábrica carbonática (nicóis X / 10x).

Nos calcários da Formação Gramame é comum a presença de microlaminações de argila. Há abundância de radiolários, calcisferulídeos, ostracodes, fragmentos ósseos de peixes e decápodes, normalmente fosfatizados, e espinhos de equinóides. Os restos de algas macroscópicas e de corais são menos abundantes. As figuras VII.7, VII.8, VII.9 e V10 mostram microfácies típicas para as seções estudadas, com abundante conteúdo de bioclastos, microlaminações de argilominerais, com fosfatização e piritização associadas.

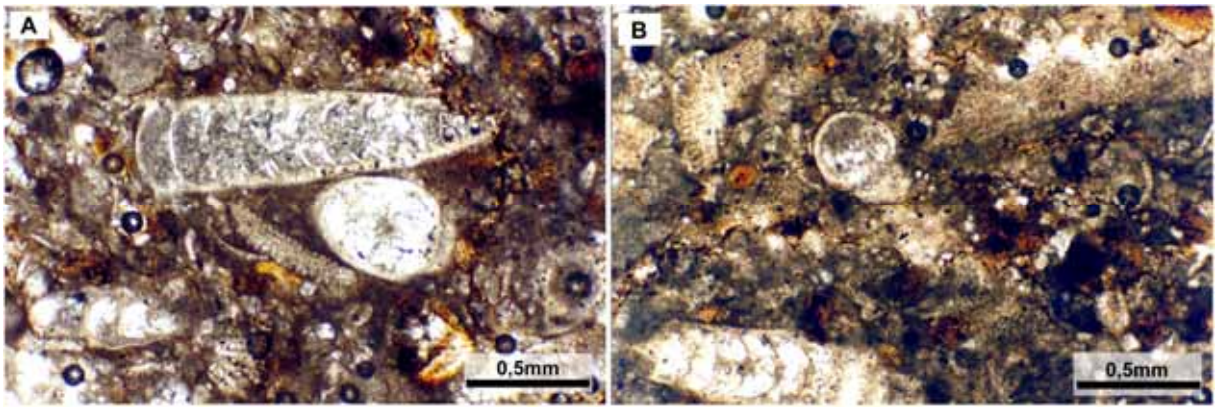

Figura VII.7 – A) amostra mina Itapessoca, Itapessoca, PE – bioesparito (*packestone*) rico em microfósseis e fosfato. Ao centro, testa de foraminífero unisseriado e uma carapaça de ostracode, ambas substituídas por calcita espática (nicóis X / 4x). B) amostra mina itapessoca – bioesparito (*packstone*) rico em microfósseis com delgadas laminações onduladas de argilominerais e fosfato. As manchas pretas representam ocorrência de pirita (nicóis X / 4x).

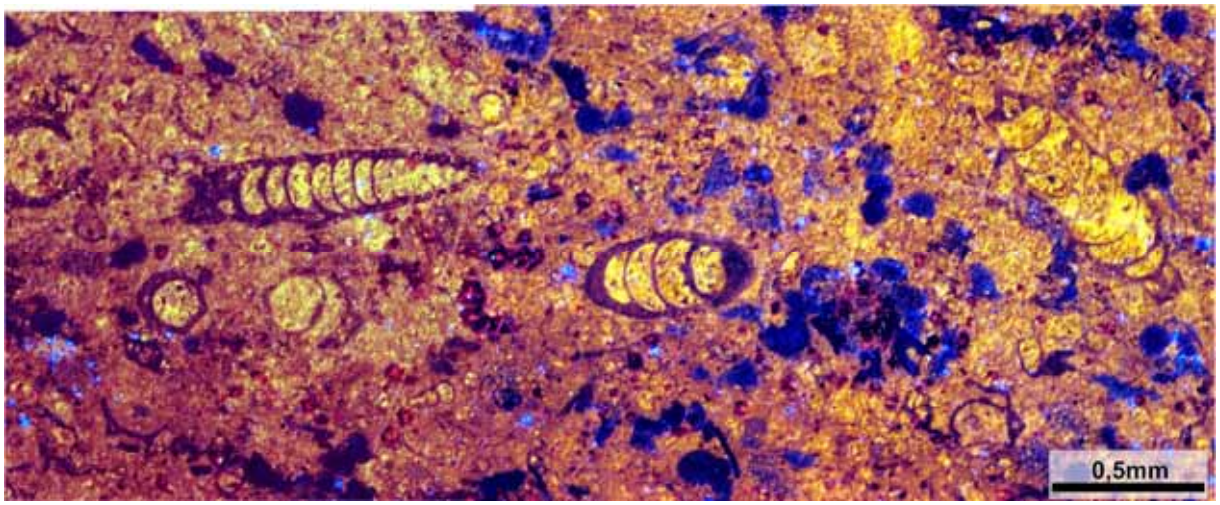

Figura VII. 8 – Amostra mina Itapessoca, Itapessoca, PE – bioesparito (*wackestone*/*packstone*) rico em microfósseis. A matriz de calcita espática aparece em vermelho-marrom, as regiões amarelas revelam a ocorrência de calcita recristalizada rica em Mn. As carapaças de vários foraminíferos aparecem com a cor amarelo indicando que a calcita espática que as substituiu era rica em Mn. As manchas pretas sugerem a ocorrência de argilominerais e óxidos. Associado a estas, aparecem manchas de cor azul celeste brilhante que indicam a presença de caulinita (CL / 4x).

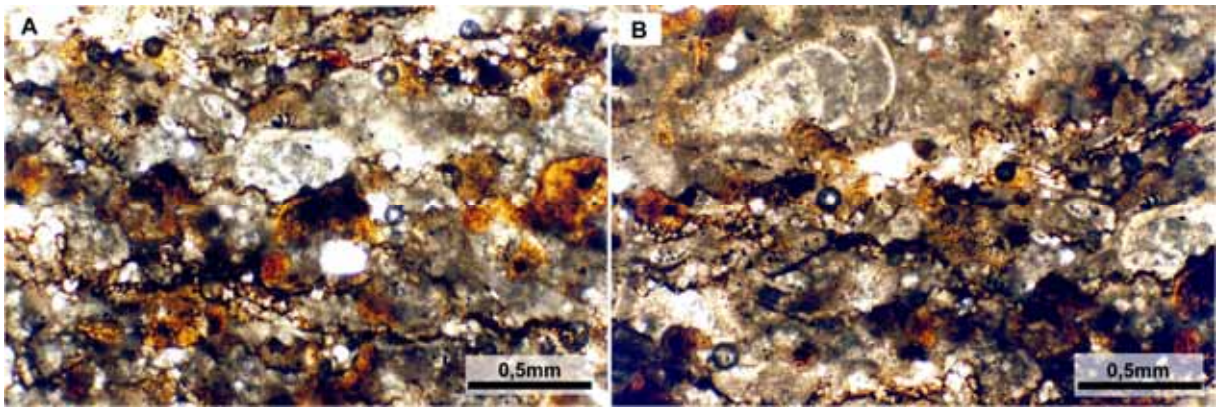

Figura VII.9 – A e B) amostras mina Itapessoca, Itapessoca, PE – bioesparito (*packstone*) com microlaminações de argila. As microlaminações são compostas de argilominerais e possuem fosfatização e piritização associadas (nicóis X / 4x).

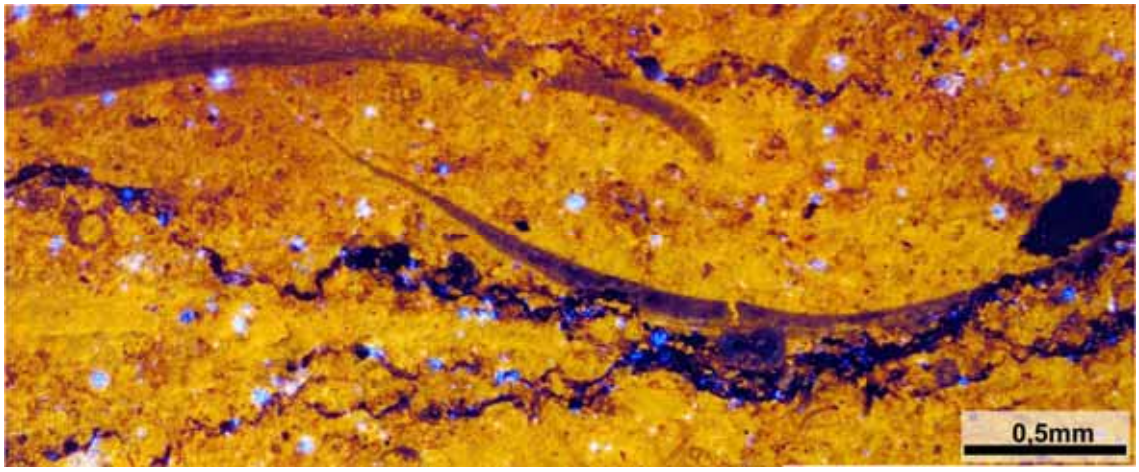

Figura VII.10 – Amostra mina Itapessoca, Itapessoca, PE – bioesparito (*wackestone*/*packstone*) com microlaminações onduladas de argilominerais. As manchas azuis ndicam à presença de caulinita, e a cor preta das lâminas está associada a outros argilominerais. Vê-se dois grandes fragmentos de carapaças de decápodes, fosfatizados, e a direita um intraclasto que acompanha a laminação, cuja cor escura se deve a fosfatização associada com pirita (CL / 4x).

VII.2 – A FORMAÇÃO MARIA FARINHA

A Formação Maria Farinha, como já discutido antes, tem sua ocorrência limitada a zona de litoral da Sub-bacia Olinda, Bacia da Paraíba. Os melhores afloramentos desta unidade ocorrem em regiões de praia (Fig. I.12 e II.1) no litoral de Pernambuco e na mina Poty. Na região central da Sub-bacia Olinda esta unidade apresenta semelhanças com a Formação Gramame, em termos faciológicos e microfácies. Contudo, gradativamente, da base para o topo, observa-se o efeito da ação regressiva que produziu o incremento em argila e posteriormente em material siliciclástico detrítico. Na mina Poty a seção alcança 12 a 15 m de

exposição, mas ao norte, na região de Olinda, a unidade pode alcançar 40m de espessura em subsuperfície (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa *et al*., 2006a). Nas praias de Jaguaribe, Itamaracá, Ponta do Funil e Ponta de Pedras, em Pernambuco, as exposições encontram-se expostas na faixa de litoral, o que ocasiona excessivo intemperismo (ver localização desses pontos da Figura I.9).

Nos locais onde ocorreu maior intemperismo verifica-se dolomitização mais intensa, em alguns casos chegando a substituir totalmente a matriz de calcita (Fig. VII.11). A presença de quartzo detrítico, rara na Formação Gramame, é comum e até mesmo constante em alguns depósitos da porção superior da Formação Maria Farinha. Também ocorre o aumento da porosidade devido a processos de dissolução e substituição decorrente dos efeitos diagenéticos (Fig. VII.11).

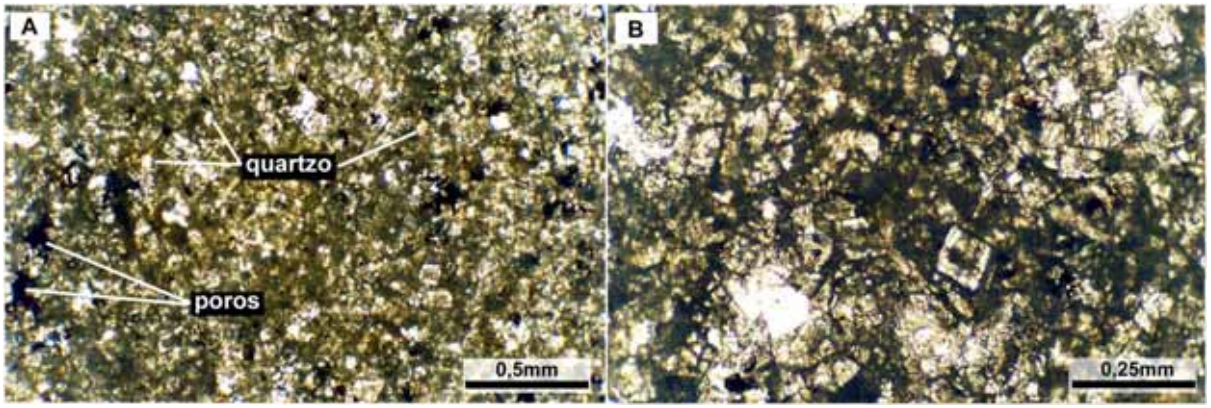

Figura VII.11 – A) amostra Ponta do Funil, Catuama, Pernambuco – doloesparito com cristais quartzo (nicóis X / 4x). B) amostra ponta do funil, doloesparito com cristais de quartzo (nicóis // / 10x).

No topo da Formação Maria Farinha, preservada na Sub-bacia Olinda, é possível perceber os indícios da regressão através da chegada de material siliciclástico. Na Ponta do Funil, flanco norte da Sub-bacia Olinda, os depósitos da Formação Maria Farinha apresentam grãos de quartzo e feldspato milimétricos, alcançando de 1 a 2mm (Fig. VIII.12).

Na região mais central da Sub-bacia Olinda, onde se localiza a mina Poty, os estratos superiores demonstram uma chegada mais gradual do influxo terrígeno, com material fino e selecionado (Fig. VII.13). Essa variação da faciologia na porção superior da Formação Maria Farinha se dá devido a efeito de variação lateral da faciologia dos estratos com o incremento da regressão. As áreas periféricas da sub-bacia Olinda, mais rasas, exibem a chegada de terrígenos de forma mais intensa do que as áreas que estavam no centro da sub-bacia (Barbosa *et al*., 2006a).

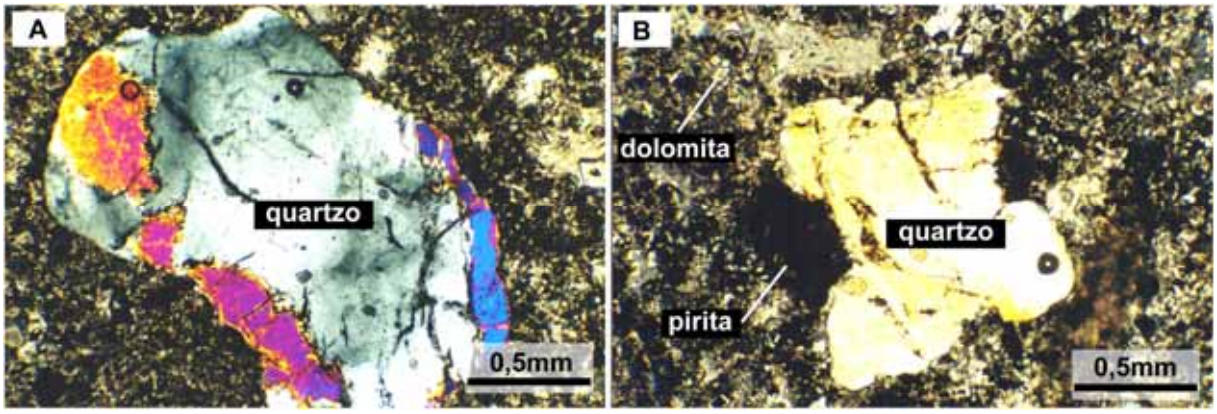

Figura VII.12 – A) amostra Ponta do Funil, Catuama, PE – doloesparito com grãos de quartzo e pirita. Ao centro grão de quartzo subarredondado com bordas de corrosão (nicóis X / 4x). B) amostra Ponta do Funil, ao centro cristal de quartzo subarredondado e corróido (nicóis X / 4x).

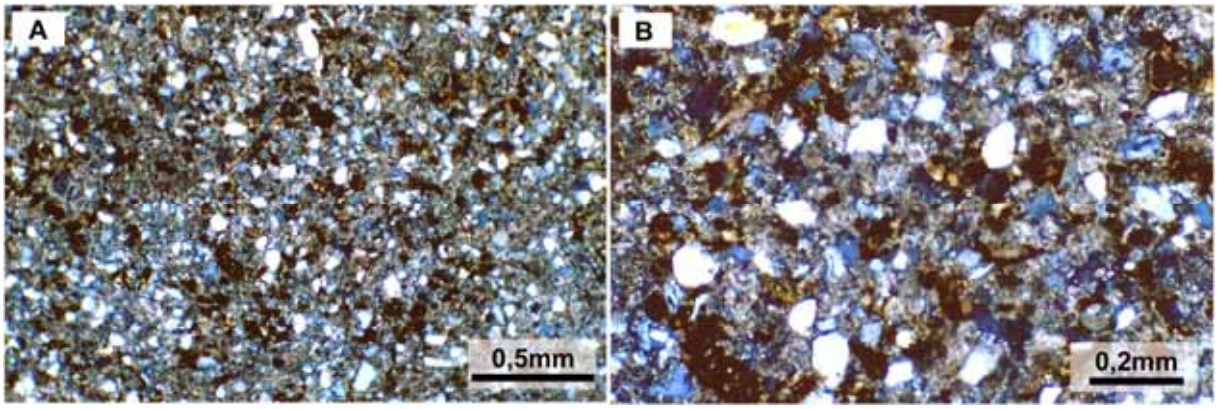

Figura VII.13 – A) amostra mina Poty, Paulista, PE – micrito com abundante conteúdo de quartzo e argila. Nota-se que os cristais de quartzo apresentam tamanho semelhante, indicando seleção hidráulica do material detrítico que chegava junto com argila (nicóis X / 4x). B) amostra mina Poty – detalhe da foto A (nicóis X / 10x).

Na região central da Sub-bacia Olinda, e em áreas que continuaram sob influência marinha franca, a deposição carbonática prosseguiu com semelhanças em relação à Formação Gramame. São comuns margas e calcários margosos com intercalações de calcários margosos (Fig. VII.14). A diferença principal em relação aos depósitos da unidade Gramame é a presença crescente de cristais de quartzo e de argila, e a natureza dos bioclastos, que se tornam mais detríticos (Fig. VII.15).

A variação do influxo terrígeno foi consideravelmente variável no espaço, resultando em calcários com aporte detrítico, nas proximidades de baías e estuários e de calcários mais puros em locais de maior lâmina d´água. Este fato gerou, para a unidade Maria Farinha ao longo da Sub-bacia Olinda, uma considerável variação lateral de fácies, inclusive com variação de icnofácies (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2006a).

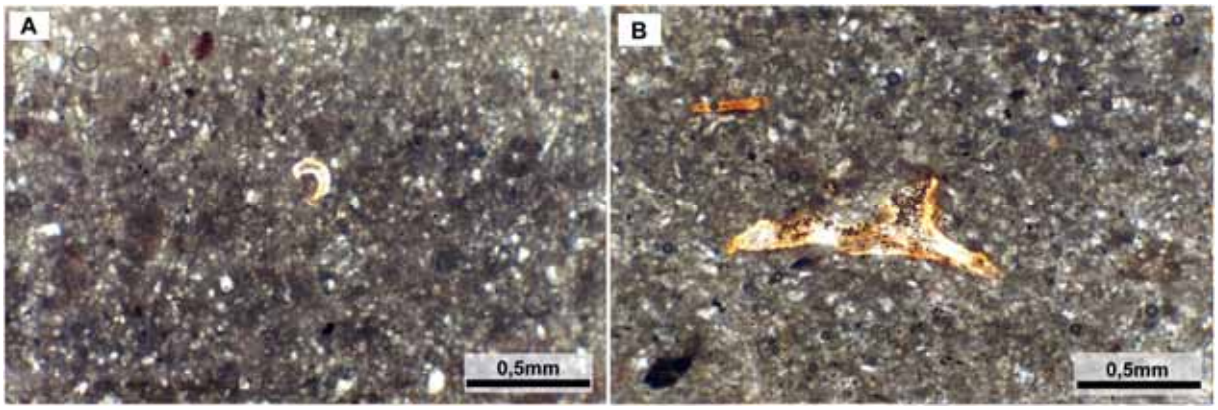

Figura VII.14 – A) amostra mina Poty, Paulista, PE – biomicrito (*mudstone*) com finos cristais de quartzo, pirita e bioclastos (ao centro) fosfatizados (nicóis X / 4x). B) amostra mina Poty, biomicrito (*mudstone*). Ao centro um fragmento ósseo, de peixe, fosfatizado (nicóis X / 4x).

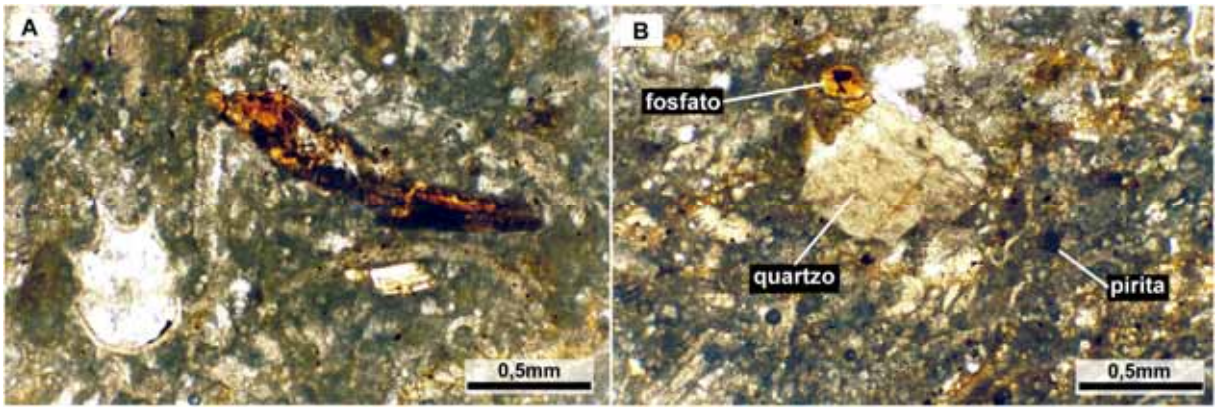

Figura VII.15 – A) amostra Ponta de Pedras, PE – biomicrito (*wackestone*/*packstone*). Abaixo a esquerda testa de foraminífero planctônico preenchido por calcita espática. Ao centro bioclasto indeterminado fosfatizado (nicóis X / 4x). B) amostra Ponta de Pedras – bioesparito (*wackestone*/*packstone*) com grão de quartzo, ao centro, e fosfato (nicóis X / 4x).

Devido a esta variação faciológica, em algumas localidades é possível se notar a presença de estratificações incipientes em depósitos da Formação Maria Farinha (Ponta de Pedras e Ponta do Funil), devido à ação de ondas de bom tempo, o que indica um aumento na energia do ambiente em relação ao ambiente deposicional da Formação Gramame. Nas lâminas delgadas é possível observar laminações onduladas de material detrítico intercalado com material mais fino. A fragmentação de bioclastos e a ocorrência de intraclastos carbonáticos também representa indícios de retrabalhamento deste material por ondas (Fig. VII.16). Na ponta do Funil, onde o topo da Formação Maria Farinha apresenta uma forte variação faciológica em relação a estratos de mesma idade localizados no centro da sub-bacia Olinda, ocorrem escavações de decápodes preenchidas por material detrítico devido a ação de tempestades (Barbosa *et al*, 2006a).

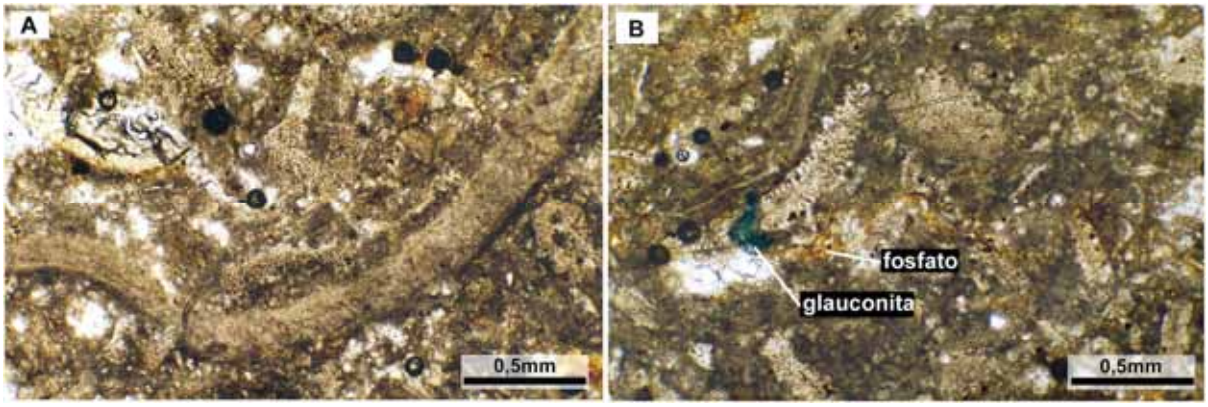

Figura VII.16 – A) amostra Ponta de Pedras, PE – bioesparito (*packstone*). Nota-se fragmento de carapaça de equinóide, fragmentado e compactado (nicóis X / 4x). B) amostra Ponta de Pedras – bioesparito (*packstone*) com glauconita e fosfato. Observa-se o empacotamento caótico dos bioclastos (nicóis X / 4x).

VII.3 – A FORMAÇÃO ITAMARACÁ

A Formação Itamaracá representa o registro da fase transgressiva, e seus depósitos indicam a existência de um ambiente marinho com substancial influxo de material terrígeno (Kegel, 1955, 1957a; Souza, 1998, 2006; Barbosa *et al*., 2003, Barbosa, 2004). Devido à natureza transicional dos depósitos, as características dessa formação variam bastante ao longo da bacia, incluindo calcários detríticos com siliciclastos, arenitos calcíferos e níveis de marga e folhelho, todos bastante fossilíferos.

A camada fosfática que marca o topo da Formação Itamaracá varia desde níveis de fosforitos mais puros, nos flancos norte e sul da bacia, até níveis de arenitos finos e siltitos carbonáticos ricos em fosfato (Kegel, 1955, 1957a; Menor *et al*., 1977; Menor & Amaral, 1979; Amaral *et al*., 1977). A figura VI.6 mostra a ocorrência dessa camada em testemunhos de sondagens na Bacia da Paraíba, assinalada pela anomalia nos perfis de raios gama.

Kegel (1954) analisou os componentes do horizonte fosfático verificando que em sua grande maioria estes se constituem de *pellets* (coprólitos) de organismos marinhos (provavelmente de vermes e moluscos) e testas de foraminíferos preenchidas por fosfato, assim como também restos de conchas. O autor observou ainda que esses corpos elipsóides-cilíndricos (coprólitos - pelóides) chegam a constituir 95% dos microfósseis do horizonte fosfático. O autor afirmou ainda que estes pelóides são raros na porção inferior dos depósitos. Estas microconcreções (pelóides) possuem tamanhos variados entre 0,5 e 1,5mm de comprimento e de 0,3 a 1 mm de diâmetro. Kegel (1954) identificou ainda no horizonte

fosfático a ocorrência de calcita, dolomita, quartzo e microclina. Informações semelhantes são fornecidas por Tinoco (1962, 1967, 1971) e por Tinoco & Siqueira (1976). O acúmulo de material fecal composto por microconcreções enriquecidas em fosfato, devido à alta produtividade, com baixa taxa de sedimentação ocasionou o acúmulo de matéria orgânica e fosfato sedimentar criando uma seção condensada (*hardground*).

As figuras VII.17 e VII.18 mostram micrografias do horizonte fosfático identificado em poços na região da Bacia da Paraíba. Nos trechos mais enriquecidos de fosfato há uma maior concentração de pelóides amalgamados e microfósseis fosfatizados.

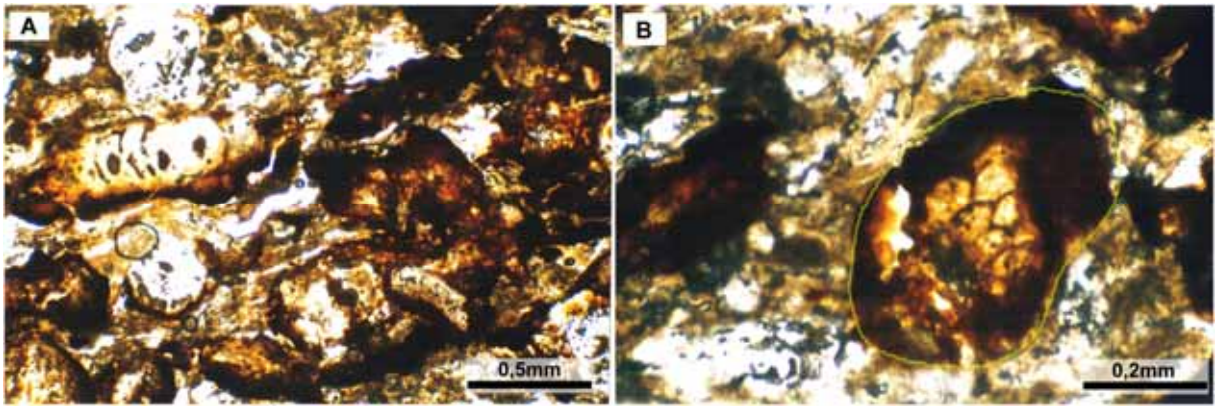

Figura VII.17 A) – A) amostra poço 1 PL-03-PE, Paulista, PE – pel-esparito fosfático com quartzo. Nota-se a laminação (nicóis // / 4x). B) amostra poço 1 PL-03-PE – pel-esparito fosfático. Nota-se ao centro uma microconcreção fosfática (coprólito), circundada por calcita espática (nicóis // / 10x).

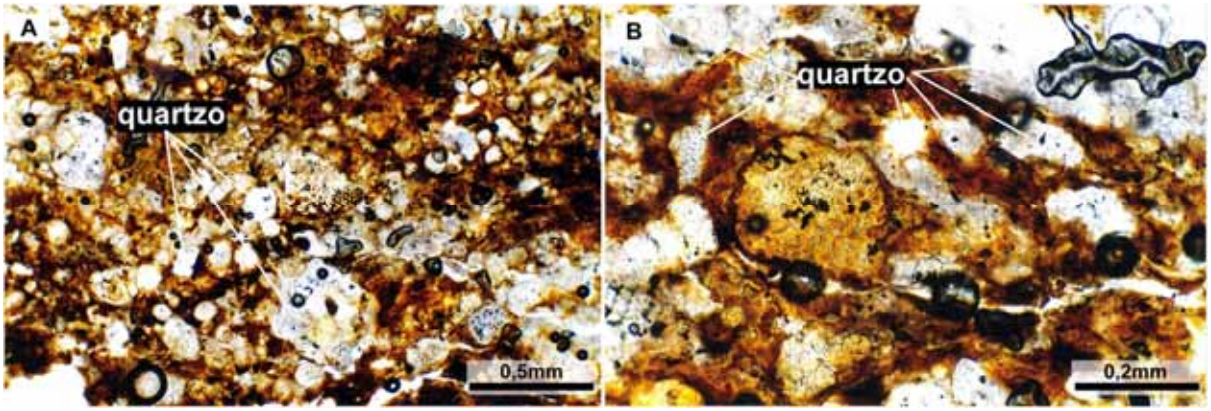

Figura VII.18 – A) amostra poço 1 IG-01-PE, Igarassu, PE – pel-esparito fosfático com quartzo e microfósseis. Nota-se a má seleção dos siliciclastos e a fragmentação dos bioclastos (nicóis // / 4x). B) amostra poço 1 IG-01-PE – pel-esparito fosfático. Nota-se laminação com abundante conteúdo de quartzo e de microfósseis fosfatizadso (nicóis // x 10x).

A presença de bioclastos fragmentados juntamente com intraclastos carbonáticos retrabaçhados indica alta energia em áreas proximais, com um continuo retrabalhamento de

material bioclástico misturado ao influxo terrígeno. Foram verificados nas lâminas restos ósseos de peixes, de corais, de algas, conchas de moluscos e microfósseis (foraminíferos). Também nos trechos onde a camada é menos enriquecida em fosfato existe um intenso acúmulo de restos de organismos fragmentados e retrabalhados (Fig. 19).

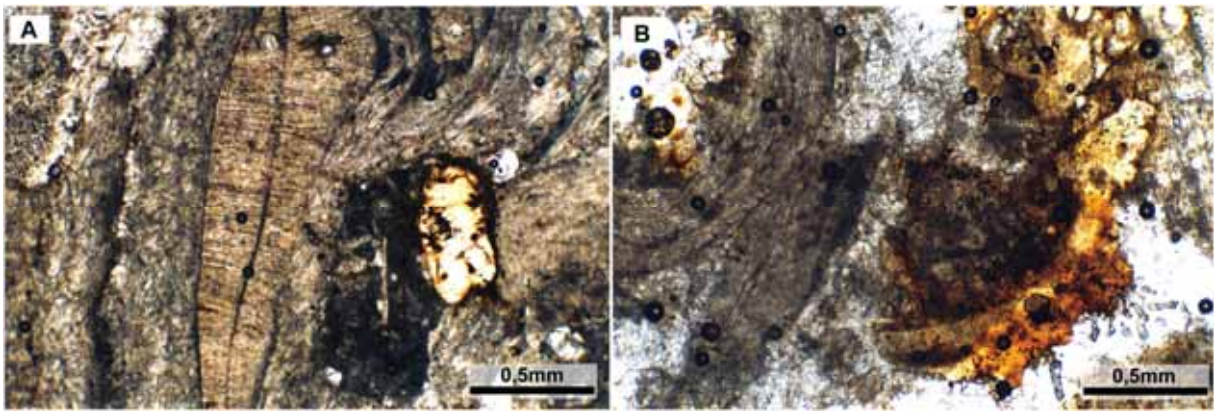

Figura VII.19 – A) amostra poço 3 LU-02-PB, Lucena, PB – bioesparito fosfático (*packstone*/*grainstone*). Notar a ocorrência de microconcreção fosfática e de conchas de moluscos de parede espessa (nicóis // / 4x). B) amostra poço 3 LU-02-PB – bioesparito fosfático (*packstone*/*grainstone*). Nota-se a esquerda parede de tubo de verme serpulídeo e a direita um intraclasto carbonático fosfatizado (nicóis // / 4x).

A ocorrência de intraclastos de carbonato no nível fosfático (ver Fig. VI.5) também indica que estes componentes estavam sendo retrabalhados de outras áreas da plataforma. A figura VII.20 mostra um exemplo de grande intraclasto de calcário presente no horizonte fosfático, associado a dolomita e pirita diagenéticas.

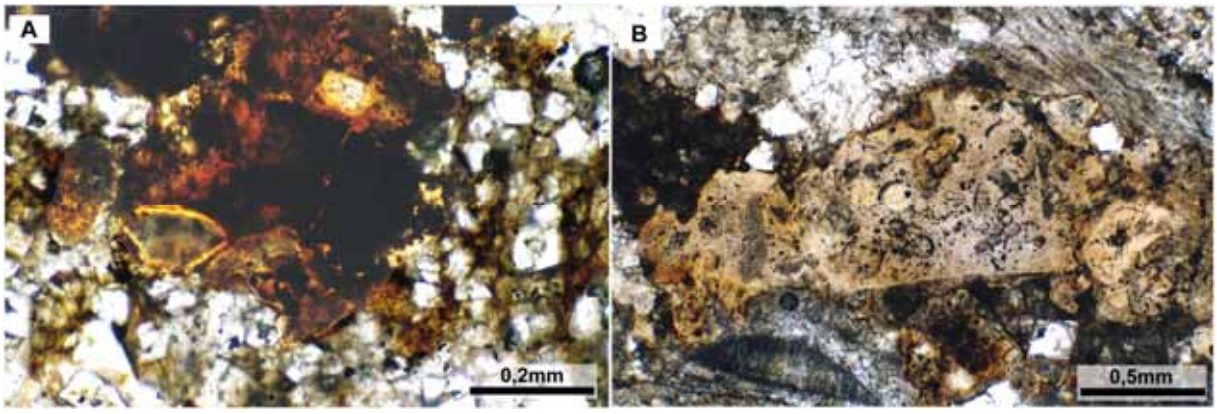

Figura VII.20 – A) amostra poço SRC-07, Santa Rita, PB – doloesparito fosfático (packstone/grainstone). Nota-se os cristais euhedrais de dolomita. Ao centro um agregado de bioclastos com fosfato e pirita (nicóis // / 10x). B) amostra poço 3 LU-02-PB, Lucena, PB – bioesparito fosfático com dolomita (*packstone*). Nota-se o grande intraclasto de carbonato, no qual é possível distinguir alguns microfósseis.

Abaixo do nível fosfático observou-se em vários poços um nível com dolomitos contendo abundantes siliciclastos, mas este não é contínuo (Fig. VII.21). Estes níveis de doloesparito apresentam alta porosidade devido à intensa dissolução. As camadas de calcário que ocorrem na Formação Itamaracá apresentam uma grande variação do conteúdo de siliciclastos na matriz (10% a 65%). Os microfósseis, abundantes no nível fosfático, são pouco frequentes nos arenitos calcíferos e calcários com siliciclastos.

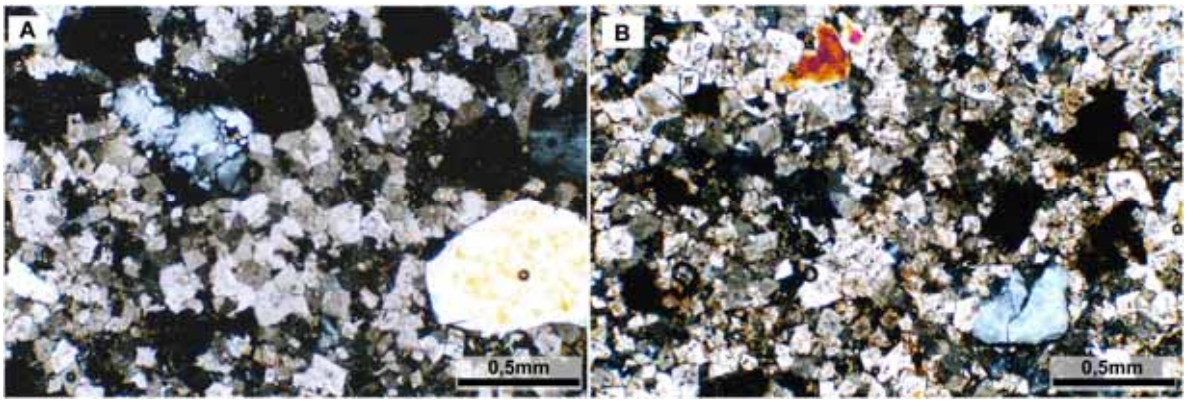

Figura VII.21 - A) amostra poço 1 IG-03-PE, Igarassu, PE – doloesparito com quartzo e fosfato (nicóis X / 4x). B) amostra poço 1 IG-03-PE – doloesparito com quartzo e fosfato (nicóis X / 4x).

Os arenitos calcíferos ocorrem intercalados as camadas de calcário em toda a formação, abaixo do nível fosfático. Estes níveis de arenito mostram má seleção dos grãos, que em geral são subangulosos a subarredondados, forte compactação, recristalização e porosidade devido a dissolução de grãos (Fig. VII.22).

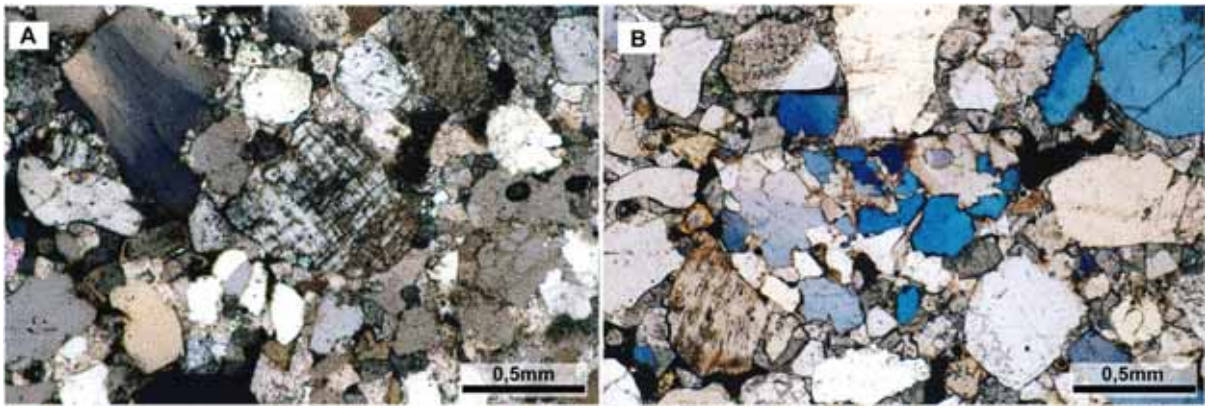

Figura VII.22 – A) amostra poço 2 IST-01-PE, Itamaracá, PE – arenito com cimentação calcífera (esparito com cristais de dolomita). Ao centro um cristal de microclina. Nota-se a ocorrência de compactação mecânica, contato côncavo-convexo e suturado entre os grãos (nicóis X / 4x). B) amostra poço 2 IST-01-PE – arenito com cimento espático e cristais de dolomita. Ao centro um grão de quartzo policristalino alterado.

Em geral, as amostras apresentam sinais de compactação mecânica como cisalhamento e rotação dos grãos. A presença de bordas corroídas, golfos de dissolução, contatos côncavo-convexo e suturado entre os grãos também indica ação de dissolução (Fig. VII.23 e VII.24). Nos níveis de arenitos calcíferos esta pesquisa observou a presença de ortoclásio (K-F), microclina, e quartzo em proporções variáveis (Fig. VII.22).

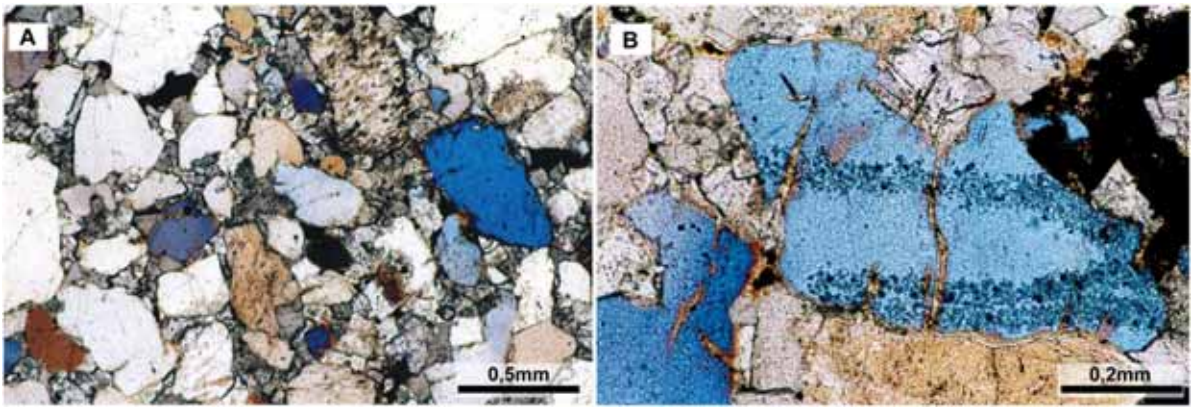

Figura VII.23 – A) amostra poço 2 IST-01-PE, Itamaracá, PE – arenito com cimento espático e dolomita. Nota-se a ocorrência de bordas de dissolução e a compactação dos grãos com cisalhamento (nicóis X / 4x). B) amostra 2 IST-01-PE, detalhe mostrando grãos com contato de dissolução, contato côncavo-convexo e fraturamento por compactação mecânica. As fraturas dos grãos estão preenchidas por cimento de quartzo (nicóis X / 10x).

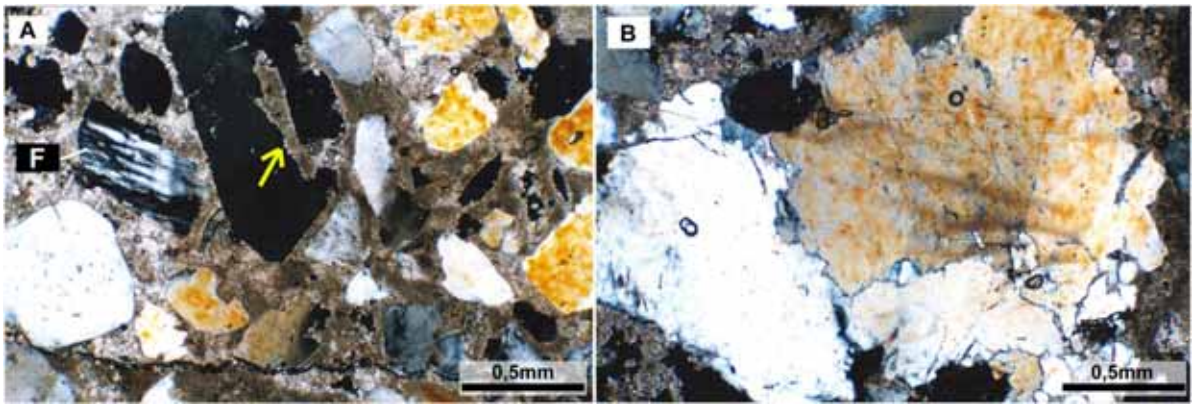

Figura VII.24 – A) amostra poço 1 IG-03-PE, Igarassu, PE – esparito, com dolomita e siliciclastos (*packstone*). Nota-se um grão com golfo de dissolução (seta amarela), e um feldspato potássico (F) (nicóis X / 4x). B) amostra poço 1 IG-03-PE – microesparito com siliciclastos (*grainstone*). Notam-se grãos de quartzo com contato suturado e bordas de corrosão (nicóis X / 4x).

VII.4 – DEPÓSITOS CARBONÁTICOS INDIVISOS DA PLATAFORMA DE NATAL

Para o estudo dos depósitos carbonáticos da porção superior da sucessão sedimentar da sub-bacia Canguaretama foram utilizadas amostras do poço 3 MA-01-PB (ver Figura II.1 e VI.1) e amostras de afloramentos da região de Pedro Velho-Canguaretama. Estes depósitos incluem calcários com siliciclastos, arenitos calcíferos, margas e folhelhos. Os depósitos que ocorrem nessa região, aflorantes e em subsuperfície, não possuem até então uma identificação definitiva, como foi discutido no capítulo anterior. Por este motivo estes depósitos são aqui tratados como indivisos.

As amostras do poço 3 MA-01-PB apresentam uma grande participação de feldspatos potássicos (ortoclásios e microclinas) e uma dominância de quartzo proveniente de rochas metamórficas regionais, como gnaisses e xistos, o que confirma a origem do material detrítico proveniente da erosão dos terrenos da Província da Borborema. Em praticamente todas as micrografias é abundante a presença de feldspatos potássicos, detectados pela CL com cor azul brilhante. Ao mesmo tempo é freqüente a ocorrência de quartzo com coloração marrom avermelhada, característica de rochas com baixo grau de metamorfismo (Fig. VII.25).

Os grãos siliciclásticos, presentes nos calcários, apresentam variado grau de arredondamento, desde subarredondados até angulosos. As amostras com maior conteúdo de siliciclastos apresentam porosidade maior e dolomitização mais intensa, com cristais euhedrais maiores (Fig. VII.25).

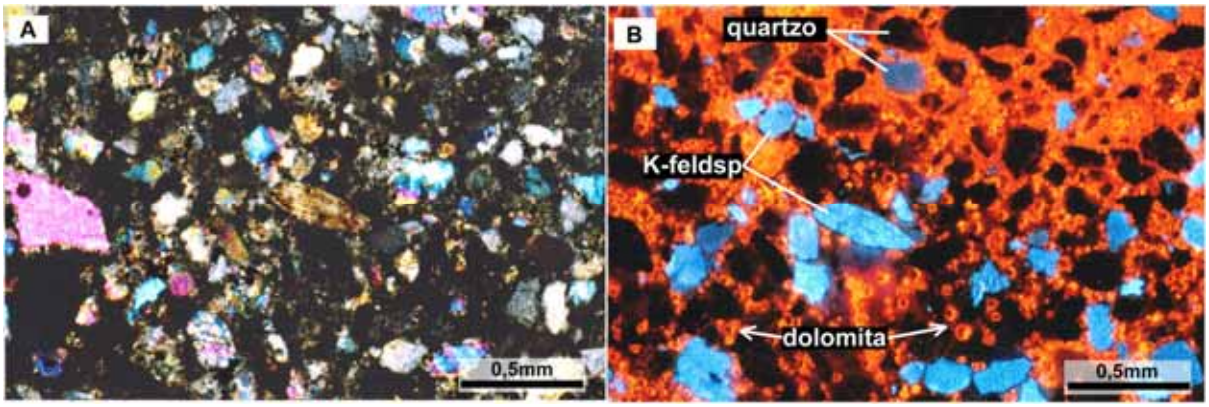

Figura VII.25 – A) amostra poço 3 MA-01-PB, Mamanguape, PB – microesparito com dolomita e siliciclastos (*packstone*) (nicóis X / 4x). B) mesma micrografia A com CL. Nota-se a ocorrência de quartzo com duas cores, azul pálido-violeta, possivelmente proveniente de rochas ígneas com alto grau de metamorfismo, e quartzo marrom escuro, levemente avermelhado, possivelmente proveniente de rochas metamórficas regionais (baixo grau). Os pequenos cristais de dolomita aparecem em amarelo-laranja brilhante, com sua forma rombóide característica (CL / 4x).

.

As áreas escuras, não luminescente, indicam oxidação (Fe) que inibe a produção de luminescência (Fig. VII.25). A escassa presença de plagioclásios pode indicar que o transporte do material, que não foi expressivo, permitiu a decomposição dos mesmos, mais sensíveis à alteração, no entanto, permitiu a preservação dos K-feldspatos.

As litologias encontradas no poço 3 MA incluem micritos com siliciclastos (Fig. VII.26), esparitos e microesparitos com dolomita e siliciclastos. Todos com variável quantidade de terrígenos na matriz carbonática (3% a 60%). Contudo, os calcários com alto conteúdo de material detrítico predominam (Figs. VII.27 e VII.28).

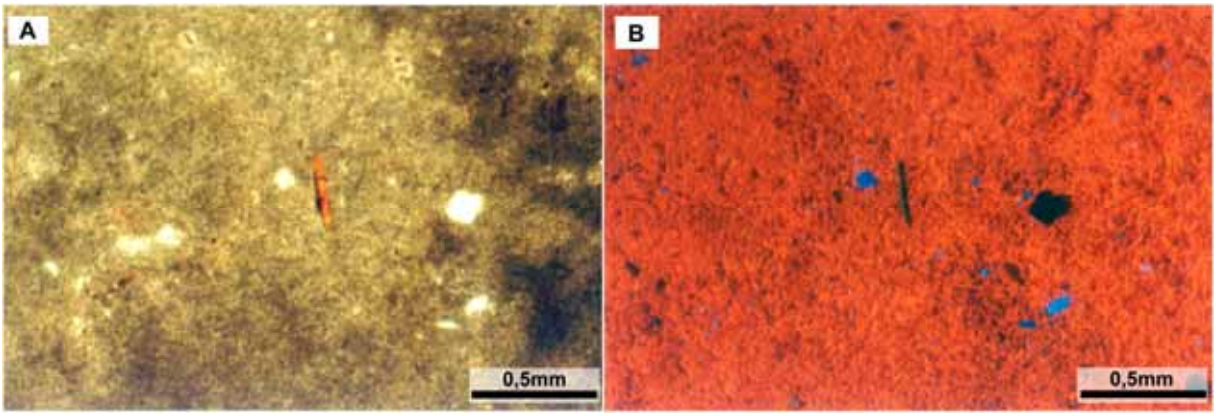

Figura VII.26 – A) amostra poço 3 MA – micrito (*mudstone*) com <3% de siliciclastos. B) mesma região A com CL. Nota-se a matriz de calcita micrítica recristalizada com poucos siliciclastos dispersos. As regiões escuras representam áreas com maior concentração de Fe, grãos azuis = feldspato potássico (ortoclásio) (CL / 4x).

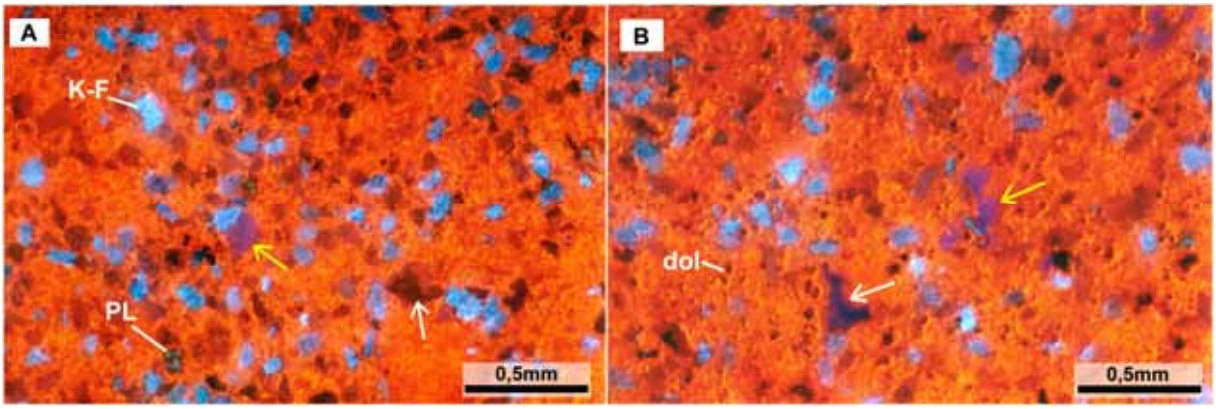

Figura VII.27 – A) amostra poço 3 MA – microesparito com dolomita e siliciclastos (*wackstone*) (CL / 4x).B) amostra poço 3 MA – microesparito com dolomita e siliciclastos (CL / 4x). Observam-se grãos de quartzo de rochas de alto grau de metamorfismo (setas amarelas), quartzo de rochas com baixo grau de metamorfismo (setas brancas), ortoclásios (K-F) e plagioclásio (PL). A dolomitização (dol) da matriz é irregular.

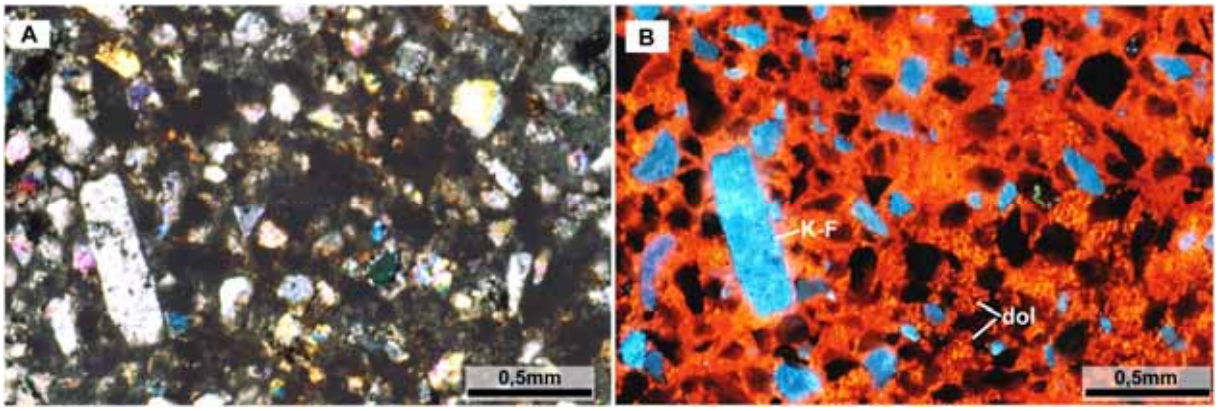

Figura VII.28 – A) amostra poço 3 MA - - microesparito com dolomita e siliciclastos (*grainstone*) (nicóis X / 4x). B) mesma região A com CL. Observa-se a quantidade de material detrítico na matriz (aproximadamente >50%). Ocorrem cristais de ortoclásio (K-F) e dolomita (dol), essa representada por pequenos cristais euhedrais de cor vermelho-alaranjado brilhante. Os cristais escuros e amarronzados representam grãos de quartzo (CL / 4x).

Os resultados obtidos pela pesquisa demonstraram correlação com a descrição das litologias e microfácies descritas para depósitos carbonáticos aflorantes nas regiões de Ceará-Mirim, Macaíba e São Gonçalo do Amarante, na Sub-bacia Natal (Damasceno *et al*., 1984; Damasceno *et al*., 1986 – ver Fig. IV.3 Cap. IV). De forma notável, não foram verificados bioclastos nem microfósseis em nenhuma das lâminas estudadas, o que enfatiza o caráter de restrição do ambiente e de recristalização dos depósitos (Campanha, 1979).

A maior das amostras da seção Outeiros apresenta uma matriz micrítica recristalizada. Contudo, foi observada, em praticamente todas as amostras, algum grau de dolomitização (VII.29).

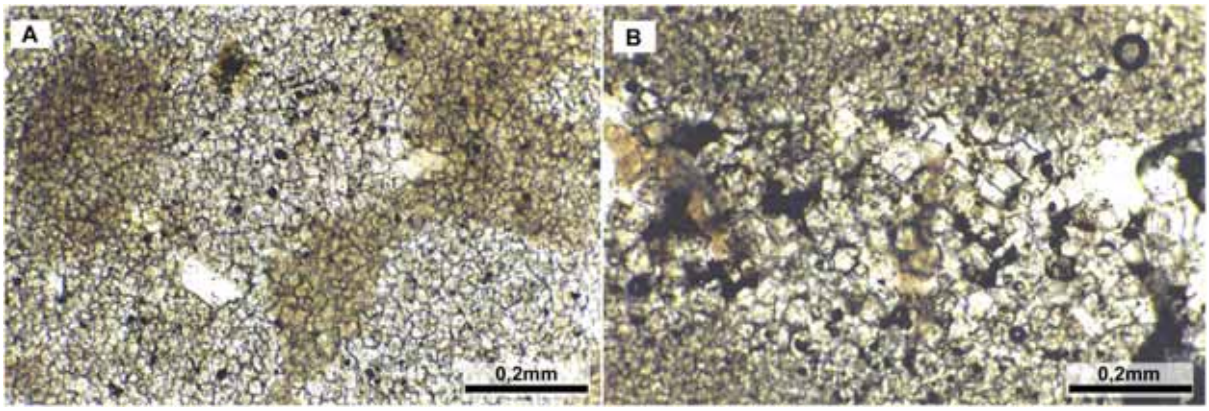

Figura VII.29 – A) amostra Outeiros - esparito (*mudstone*) recristalizado com cristais de dolomita (nicóis // / 10x). B) detalhe da amostra vista em A - esparito com zona de dolomitização associada a uma estrutura de bioturbação (nicóis // / 10x).

Existe, em alguns casos, a formação de dolomita dispersa na matriz na forma de microcristais (Fig. VII.30), e também a formação de agregados de cristais maiores formando zonas de dolomitização (Fig. VII.31). A ocorrência de dois padrões de crescimento de cristais de dolomita pode indicar dois momentos de crescimento de cimento de dolomita.

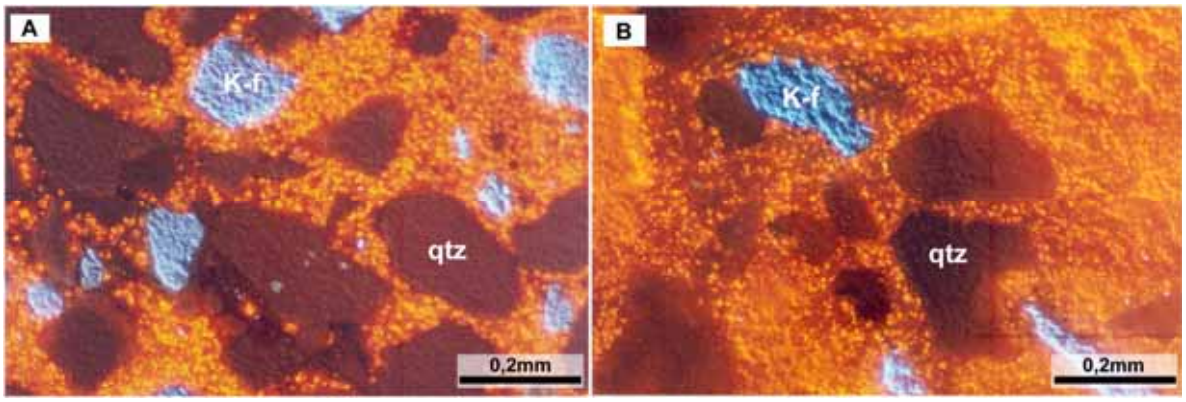

Figura VII.30 – A) amostra seção Outeiros – micrito com dolomita e siliciclastos (*grainstone*). Nota-se que a matriz foi quase toda substituída com microcristais de dolomita (pequenos pontos amarelos brilhantes) (CL / 10x). B) amostra seção Outeiros – micrito (vermelho escuro) quase completamente substituído por microcristais de dolomita. Observa-se que na amostra ocorre quartzo (qtz) e K-feldspatos (K-f) (CL / 10x).

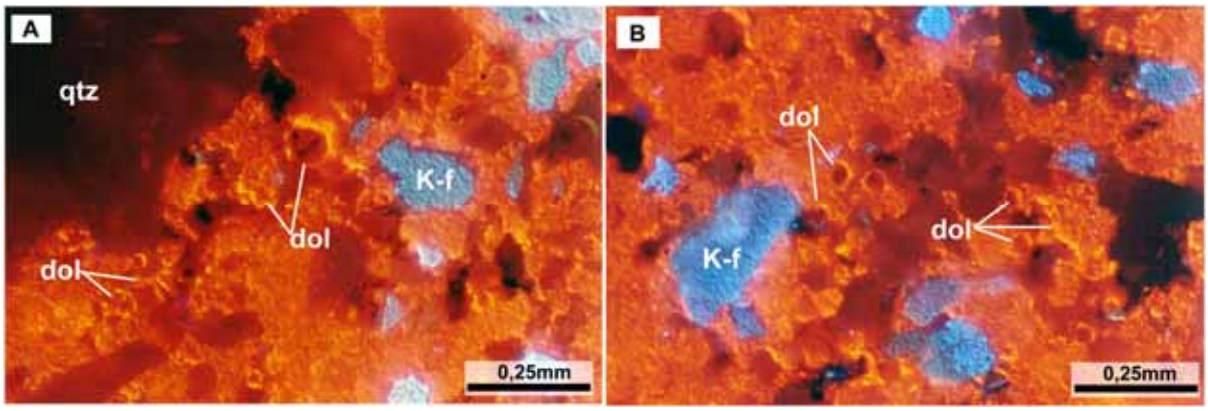

Figura VII.31 – A) amostra seção Outeiros - micrito cm dolomita e siliciclastos (*pakstone*). Notar a ocorrência de zonas de dolomitização (dol) com cristais maiores, euhedrais, substituindo a matriz original (CL / 10x). B) amostra seção Outeiros – micrito com dolomita e siliciclastos. Notar a ocorrência de zonas de crescimento de dolomita (dol) (CL / 10x). Nas duas micrografias ocorre quartzo (qtz) e K-feldspatos (K-f).

O material siliciclástico verificado nestes depósitos aflorantes, através do método de catodoluminescência, indica uma abundância de quartzo detrítico e de feldspatos potássicos. O quartzo aparece com coloração escura, marrom avermelhada, possivelmente oriundo de rochas de baixo grau de metamorfismo. Localmente ocorre dominância de ortoclásios (azul brilhante na CL), ao passo que raramente se observam plagioclásios (verde amarelado na CL).

A textura dos grãos varia de subarredondados a angulosos, e também se verificou compactação, bordas de corrosão e golfos de dissolução devido à diagênese (Fig. VII.32 e VII.33). Além da predominância de quartzo e feldspatos (microclinas e ortoclásios) (Figs. VII.34 e VII.35) no componente detrítico, foi detectada também a rara ocorrência de biotita? e de cristais de zircão (Fig. VII.36).

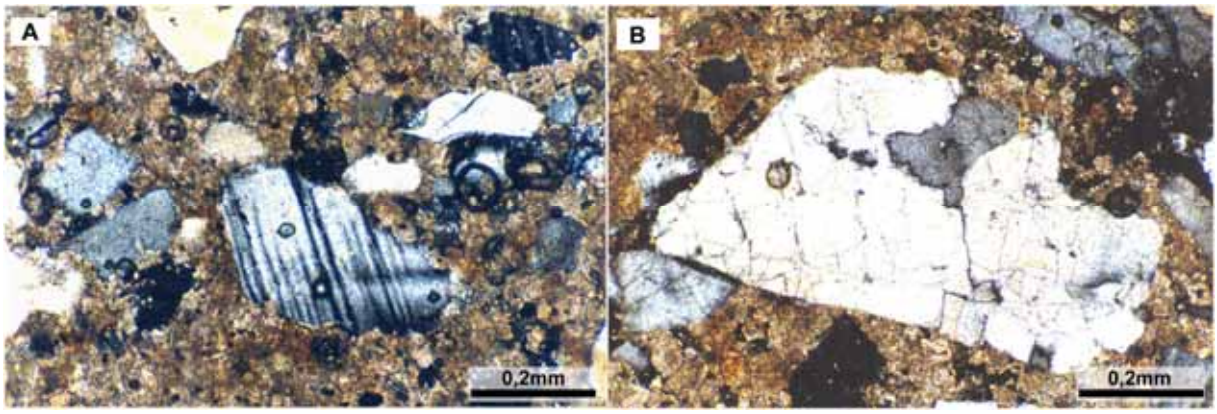

Figura VII.32 – A) amostra seção Outeiros – micrito com siliciclastos. Nota-se a má seleção e o aspecto detrítico dos grãos. Ao centro cristal de feldspato apresenta bordas corroídas (nicóis X / 4x). B) amostra seção outeiros, micrito com siliciclastos. Ao centro cristais de quartzo com contato suturado. São visíveis bordas de corrosão e fraturamento (nicóis X / 4x).

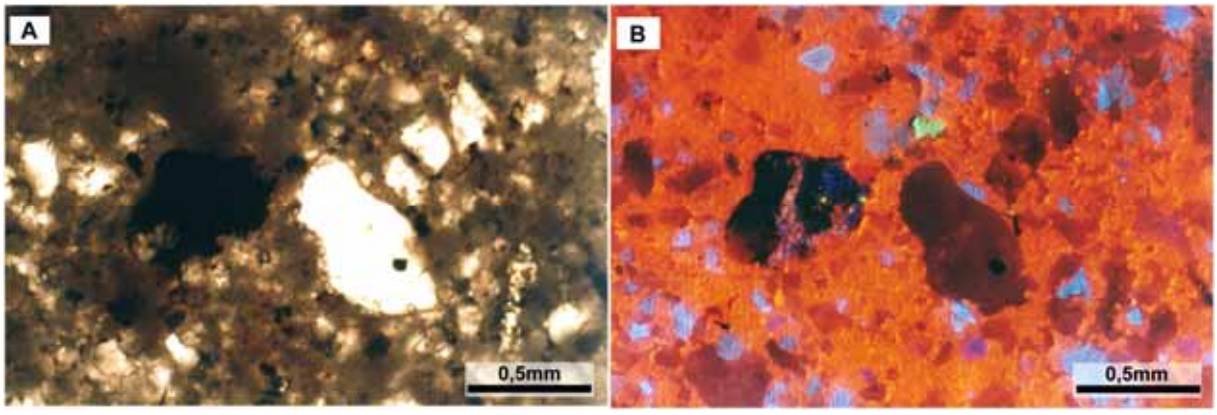

Figura VII.33 – A) amostra seção Outeiros – microesparito com dolomita e siliciclastos (nicóis // 4x). B) mesma região A com CL. Observa-se a ocorrência de cristal de quartzo fraturado. As fraturas foram preenchidas por calcita e cimento de quartzo (a esquerda). O grão maior, à direita, apresenta bordas de corrosão (CL / 4x).

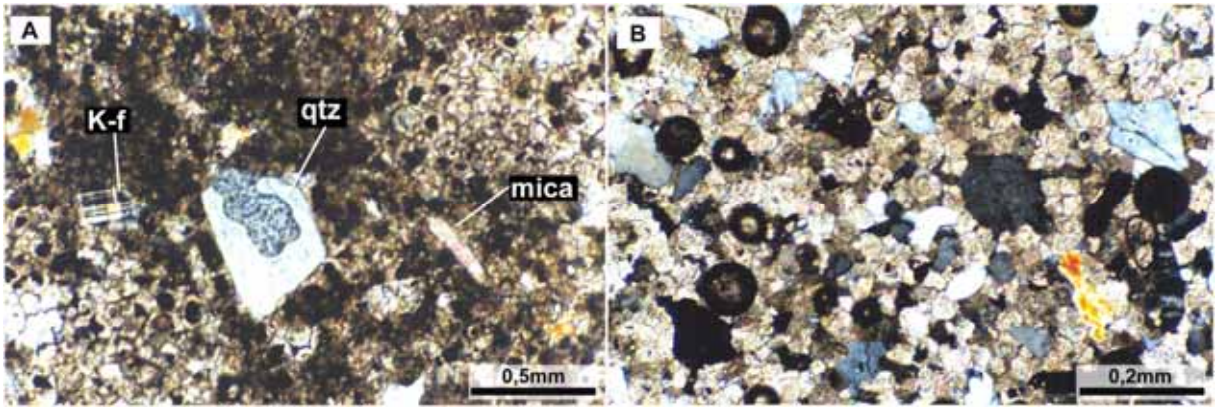

Figura VII.34 – A) amostra seção Outeiros – esparito com dolomita e siliciclastos. Nota-se a presença de cristais de quartzo (qtz), ortoclásios (K-f) e possivelmente um cristal de biotita (?) (nicóis X / 4x). B) detalhe da região A. Observa-se a matriz espática com cristais de dolomita. Os cristais de quartzo apresentam variado grau de arredondamento (nicóis X / 10x).

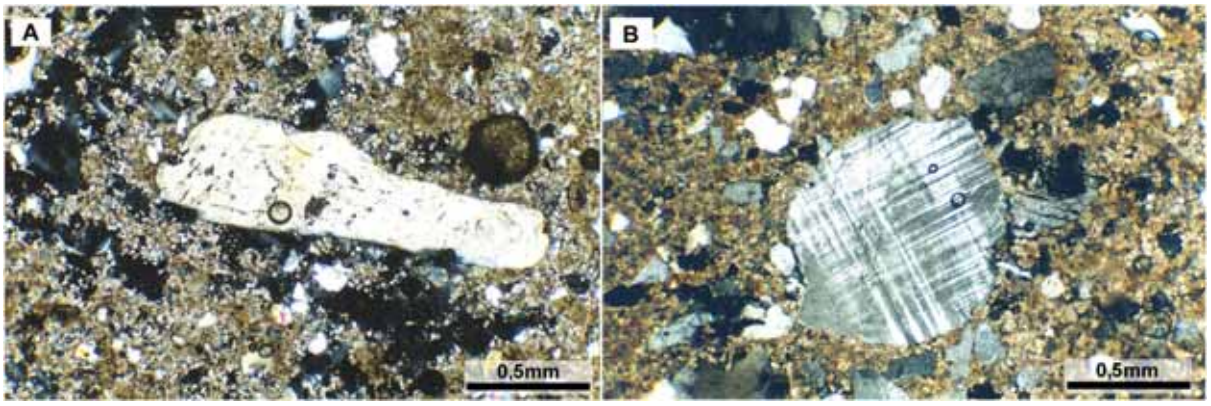

Figura VII.35 – A) amostra seção Outeiros - micrito com dolomita e siliciclastos. Nota-se cristal de ortoclásio, no centro da foto, alterado (nicóis X / 4x). B) amostra seção Outeiros – micrito com siliciclastos. Ao centro cristal de microclina, circundado por quartzo detrítico (nicóis X / 4x).

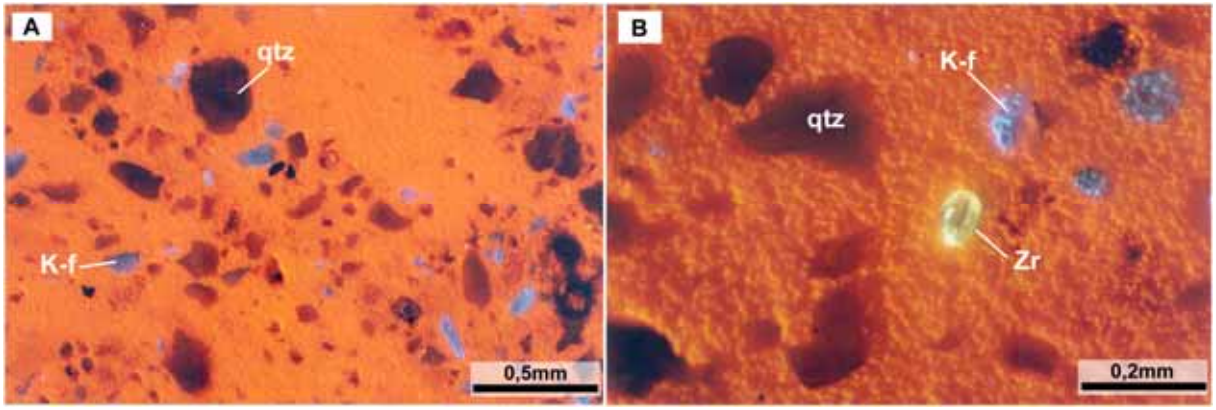

Figura VII.36 – A) amostra seção Outeiros - micrito com siliciclastos e dolomita. Ocorrência de quartzo (qtz) e feldspato (K-f) formando estratificação? (CL / 4x). B) detalhe da amostra A. Nota-se a presença de cristal de zircão (Zr) com brilho amarelo intenso e formato característico (CL / 10x).

VII.5 – COMPARAÇÃO DAS MICROFÁCIES ESTUDADAS

Observou-se que as formações Gramame e Maria Farinha são bastante distintas em termos microfaciológicos dos calcários da porção superior da sucessão sedimentar das sub-bacias Canguaretama e Natal. Apenas a Formação Itamaracá, da Bacia da Paraíba, guarda semelhanças litológicas e microfaciológicas com esses calcários indivisos. Contudo, esta semelhança litológica, possivelmente, se deva a natureza de plataforma mista e rasa que predominou em ambos os casos. Entretanto, a Formação Itamaracá apresenta abundante conteúdo de bioclastos e de microfósseis em seus depósitos, especialmente no intervalo fosfático. Por sua vez, os depósitos da sub-bacia Canguaretama apresentam notável ausência de bioclastos e de microfósseis. Outra característica distintiva marcante entre os depósitos da Formação Itamaracá e os depósitos carbonáticos indivisos, é a forte influência fosfática nos primeiros, e a ausência quase completa nos outros. Este fato pode indicar condições de circulação e de nutrientes disponíveis completamente diferentes nos dois casos.

Comparando os dados microfaciológicos obtidos por esta pesquisa com os dados disponíveis na bibliografia sobre microfácies da Formação Jandaíra, descritos na porção central da Bacia Potiguar, verificou-se que esta também não apresenta correlações evidentes. As microfácies descritas por Córdoba (2001) para a Formação Jandaíra estão mostradas, de forma simplificada, na Figura VII.37. A comparação mostrou que estas guardam poucas semelhanças com as microfácies identificadas nos calcários indivisos da sucessão estudada na Plataforma de Natal. Especialmente importante é a ausência de microfósseis e de bioclastos nas amostras estudadas, quando comparado com a Formação Jandaíra.

As fácies de plataforma rasa da Formação Jandaíra, descritas por Córdoba (2001), apresentam oólitos com núcleos de siliciclastos e pelóides, mas estas microfácies apresentam foraminíferos e bioclastos. Não foram observados oólitos nos depósitos carbonáticos indivisos da Plataforma de Natal. Também não foram observados pelóides oncólitos ou pisóides.

As fácies de plataforma mista – *grainstone*/*packstone* siliciclástico com bioclastos – também mostram a presença de bioclastos (restos de corais, algas, ostracodes, equinóides e moluscos). Também os arenitos calcíferos da fácies mista, descritos por Córdoba (2001), apresentam bioclastos e testas de foraminíferos (Fig. VII.37). Nem os calcários com siliciclastos (packstones), nem os arenitos calcíferos dos depósitos indivisos da Plataforma de Natal apresentaram matriz influenciada por bioclastos, e sim por siliciclastos detríticos.

Nas lâminas dos depósitos indivisos da Sub-bacia Canguaretama não foram verificados microfósseis (ostracodes e foraminíferos), nem bioclastos, a exceção de possíveis

fragmentos de algas encontrados em única lâmina (Fig. IX.9). Nos depósitos foram coletados apenas moldes de moluscos e dentes de peixes ósseos.

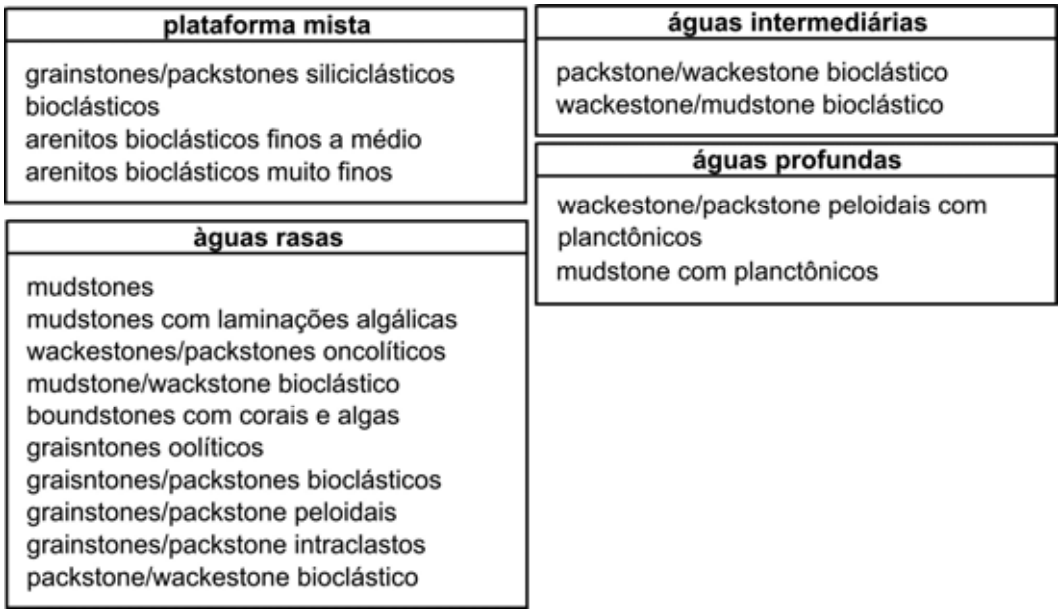

Fig. VII.37 – Microfácies da Formação Jandaíra (Córdoba *et al*., 1996; Córdoba, 2001).

Córdoba (2001) observou a deposição carbonática predominou na Formação Jandaíra apesar do enorme aporte de terrígenos. O conteúdo de bioclastos, verificado pela autora sugere que não haveria barreiras restritivas, reinando condições de mar aberto. É possível que a ausência de bioclastos nos depósitos indivisos da Plataforma de Natal signifique condições de restrição muito fortes, com baixa salinidade, o que impediria, por exemplo, a proliferação de foraminíferos e ostracodes.

Também o estudo de microfácies da Formação Jandaíra, na região de Upanema, borda sul do Graben de Pendência (Srivastava *et al*., 1986) revelou uma razoável variação microfaciológica, de acordo com o ambiente de deposição, conforme também apontado por Córdoba (2001). Srivastava *et al*. (1986) identificaram uma fácies, que denominaram de "calcário arenoso", que demonstra semelhança de descrição com os calcários da Sub-bacia Canguaretama. Contudo, assim como Córdoba (2001), os autores verificaram a presença de bioclastos, restos de equinóides, moluscos e foraminíferos bentônicos. Srivastava *et al*. (1986) verificaram ainda que esta fácies ocorre na transição para o Arenito Açu. Os autores identificaram a presença de cimento espático e micrítico, quartzo e feldspato não alterado, fragmentos de rocha, biotitas alteradas, epidoto zircão e granada. Esses autores associaram os

depósitos carbonáticos com siliciclastos a um ambiente de planície de maré, assim como proposto posteriormente por Córdoba (2001).

A faciologia dos depósitos carbonáticos indivisos da Plataforma de Natal indica um ambiente de lagunas e bancos carbonáticos, rasos, fortemente influenciados pelo influxo terrígeno, possivelmente proveniente de estuários e cordões litorâneos que margeavam os sistemas de lagunas rasas. Esses cordões de baías e lagunas eram, certamente, isolados da circulação marinha franca, devido à topografia, o que fez prevalecer condições muito rasas, com assoreamento pelo influxo terrígeno transportado por rios, o que também deve ter produzido redução da salinidade. Se, caso as condições de restrição se dessem sob regime de aridez extrema, haveria indícios de bacia salina, como ocorre, por exemplo, na porção basal da Formação Jandaíra (Córdoba, 2001). Contudo, embora houvesse forte restrição, havia alguma circulação, somada ao aporte de água doce do continente, o que impediu condições de deposição salina (ver Cap IX, para considerações paleoambientais).

Embora haja semelhanças litológicas entre os depósitos carbonáticos indivisos da Plataforma de Natal com faciologias da Formação Jandaíra, da Bacia Potiguar, e com faciologias da Formação Itamaracá, da Bacia da Paraíba, esta semelhança indica apenas a natureza similar de ambientes de deposição. Com efeito, essas unidades litoestratigráficas representam estágios e condições de deposição diferentes na evolução destas bacias.

CAPÍTULO VIII

QUIMIOESTRATIGRAFIA DOS DEPÓSITOS ESTUDADOS

O objetivo desta parte da pesquisa foi obter uma caracterização, em termos geoquímicos, das sucessões carbonáticas estudadas. Para isso foram coletadas amostras da Formação Gramame e Maria Farinha em quatro minas: Poty, Itapessoca, CIPASA, e Cimepar. Essas exposições representam bem a plataforma carbonática depositada ao longo de toda a faixa costeira da Bacia da Paraíba (Fig. II.1 e VIII.1). Em relação aos depósitos carbonáticos indivisos existentes na Sub-bacia Canguaretama foram coletadas amostras do poço 3 MA-01-PB (Fig. II.2), proveniente do Projeto Fosfato (CPRM), localizado ao sul da cidade de Canguaretama, RN. Foram também coletadas amostras das exposições carbonáticas que ocorrem na região de Pedro Velho-Canguaretama, seção Outeiros (Fig. VIII.1).

A interpretação das análises visou uma comparação entre os resultados da sucessão carbonática da Paraíba com os calcários indivisos da porção superior da sucessão sedimentar da Sub-bacia Canguaretama. Também se observou a correlação entre os depósitos carbonáticos do poço 3 MA, com as amostras de depósitos carbonáticos aflorantes na região de Pedro Velho-Canguaretama (VIII.1).

Os resultados também foram comparados com resultados isotópicos para carbono e oxigênio obtidos para a Formação Itamaracá na Bacia da Paraíba (Souza, 2006), e para a Formação Jandaíra da Bacia Potiguar (Córdoba, 2001) (Fig. VIII.1).

VIII.1 – RESULTADOS DAS ANÁLISES ISOTÓPICAS

Os valores dos resultados obtidos para as análises de isótopos de C e de O para as seções de amostras descritas no Capítulo II estão apresentados no Anexo 2. Os valores utilizados pela pesquisa estão em V-PDB (‰). Todas as seções e localização das amostragens, nos respectivos perfis, bem como a metodologia analítica, estão descritas no capítulo II.

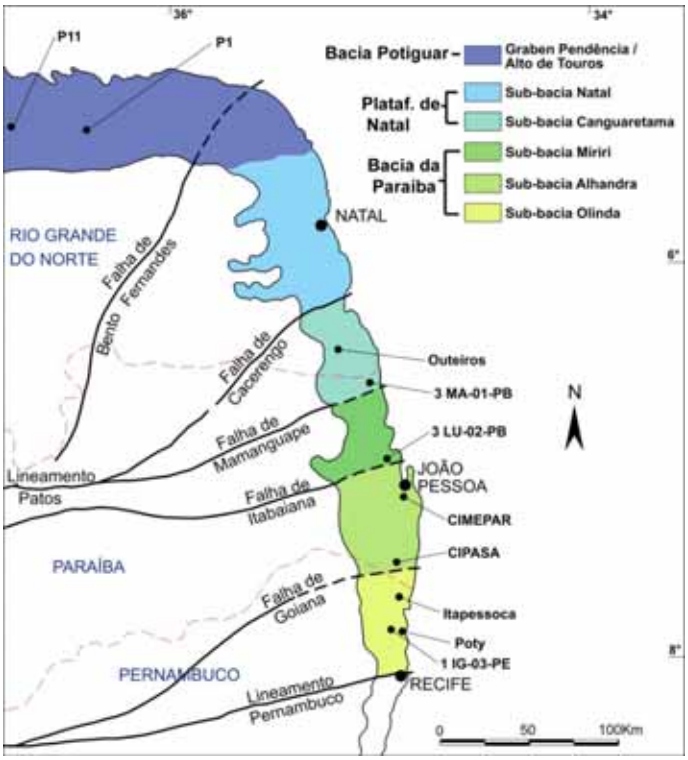

Figura VIII.1 – Localização dos afloramentos e poços mencionados neste capítulo. Os dados dos poços 3 Lu e 1 IG provém de Souza (2006), dos poços P1 e P11 de Córdoba (2001).

VIII.2 - RESULTADOS DAS ANÁLISES DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X

Para as análises de fluorescência foram utilizadas apenas amostras dos estratos carbonáticos das pedreiras antes citadas e das seções do poço 3 MA-01-PB e da seção de Outeiros, em Pedro Velho. Para esta análise foram descartados os níveis de arenitos calcíferos e folhelhos. Os resultados obtidos encontram-se listados no Anexo 3. Para elementos maiores (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO, K_2O, TiO_2, P_2O_5 e MnO), valores em % e para elementos menores (Mn, Sr e Rb) valores em ppm.

VIII.3 – DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Inicialmente procedeu-se a uma verificação da relação Mn/Sr para as seções estudadas. Esta relação é importante, pois está diretamente associada à preservação do sinal isotópico original (Kaufman & Knoll, 1995). Quanto menor for esta razão, mais confiáveis serão os resultados obtidos, pois a lixiviação do Sr ocorre devido a alterações primárias, enquanto que o enriquecimento em Mn e Fe está associado à recristalização de calcita ferrosa durante eventos diagenéticos tardios (Derry, *et al*., 1992; Kaufman *et al*., 1993; Knoll *et al*., 1995; Jacobsen & Kaufman, 1999).

Kaufman *et al*. (1993) consideraram que amostras de carbonato com valores da razão Mn/Sr <1,5, a razão $^{87}Rb/^{86}Sr$ <0.001 e valores de $\delta^{18}O$ > -11 provavelmente reteriam os sinais isotópicos menos alterados por efeitos diagenéticos para C e Sr. E ainda que, amostras com altos valores para a razão $^{87}Rb/^{86}Sr$ e baixas concentrações de Sr sugerem alteração diagenética. Kaufman & Knoll (1995) propuseram que carbonatos que apresentem valores da razão Mn/Sr <10 reteriam valores razoavelmente próximos dos *trends* primários para os valores de $\delta^{13}C$. Jacobsen & Kaufman (1999) tomaram como confiáveis amostras de carbonatos com valores da razão Mn/Sr <2, com baixa razão Rb/Sr (< 5 x 10^{-3}) e com altas concentrações de Sr (150-2500 ppm). Fölling & Frimmel (2002) consideraram que podem ser considerados pouco alterados carbonatos com valores da razão Mn/Sr < 0,5 e de $\delta^{18}O$ > -10‰ (PDB), sendo esta última a proposta aceita por este estudo para a discriminação da existência ou não de alteração diagenética significativa dos estratos.

Verificou-se que a razão Mn/Sr obtida nos perfis das minas Itapessoca, CIPASA e CIMEPAR mostram, em geral, valores abaixo de 0,5 e apenas a porção superior da seção da mina Poty apresentou valores que se aproximam de 1,5 (ver Anexo 3). A seção da mina Poty apresentou valores da razão Mn/Sr abaixo de 0,23 (Fm. Gramame) e abaixo de 1,5 (Fm. Maria Farinha) (máximo de 1,46 e mínimo de 0,065). A seção Itapessoca apresentou valores de Mn/Sr abaixo de 0,55 (máximo de 0,52 e mínimo de 0,063). A seção da mina CIPASA apresentou valores da razão Mn/Sr abaixo de 0,3 (máximo de 0,28 e mínimo de 0,12). Por sua vez, a seção CIMEPAR apresentou valores de Mn/Sr abaixo de 0,3 (máximo de 0,28 e mínimo de 0,1). Os valores da razão Mn/Sr obtidos indicam pouca alteração por efeitos diagenéticos, especialmente para os depósitos da Formação Gramame, resultando em boa confiabilidade para os resultados isotópicos. Além dos baixos valores na razão Mn/Sr, os resultados para $\delta^{18}O$ mostraram valores > -10‰ (V-PDB), em torno de –1 a –5,5 ficando dentro dos parâmetros sugeridos por Fölling & Frimmel (2002).

Os valores das amostras coletadas na seção do poço 3 MA-01-PB, e na seção aflorante de Outeiros, mostraram valores da razão Mn/Sr bem diferentes dos carbonatos das formações Gramame e Maria Farinha. As amostras do poço 3 MA apresentaram valores entre 1,9 e 4,8, com uma média dos valores em torno de 2,8. Os resultados para as amostras da seção de Outeiros mostraram valores da razão Mn/Sr entre 3,2 e 5,1, com uma média de 3,9. Os valores obtidos para $\delta^{18}O$ na seção do poço 3 MA ficaram entre 0,9 e –2,2 (V-PDB). Para a seção de Outeiros obteve-se valores entre 0,2 e 1,2 (V-PDB). Estes resultados indicam influência de

alteração diagenética para os depósitos carbonáticos indivisos da Sub-bacia Canguaretama, de acordo com a abordagem adotada (Fölling & Frimmel, 2002).

VIII.3.1 – Seção da Mina Poty

O perfil isotópico obtido nos depósitos da mina Poty apresenta a única seção estudada que possui estratos da Formação Maria Farinha e da transição K-T, já que a Formação Maria Farinha está restrita a Sub-bacia Olinda (Barbosa *et al*., 2003, 2006a, 2006b). Neste local foram amostrados o topo do Maastrichtiano (Formação Gramame) e cerca de 12m de estratos paleocênicos (Formação Maria Farinha).

As curvas de C e O não apresentam covariância na porção inferior da seção, o que poderia ser indicativo de alteração diagenética. A curva de C apresenta pequenas oscilações no Maastrichtiano Superior, antes da transição K-T, mantendo-se entre 1 e 2 ‰ (V-PDB). Após a transição, gradualmente os valores decaem até atingir 0,7‰ (V-PDB) no topo da Formação Maria Farinha (Fig. VIII.2). Esta queda está diretamente ligada ao processo regressivo que afetou a deposição da Formação Maria Farinha.

A curva de O mostra no topo do Maastrichtiano, antes da passagem K-T, valores em torno de -3‰ (V-PDB). Contudo, cerca de 2m antes da transição K-T, marcada por uma camada de calcário detrítico, ocorre uma mudança brusca nos valores de $\delta^{18}O$. Em cerca de 2m os valores caem de -3‰ para cerca de –5,1‰ (V-PDB) e, após a passagem K-T, ocorre um aumento nos valores chegando a -2‰, depois estabilizando em torno de –2,6‰ (V-PDB). Esta variação abrupta, e forte, verificada na passagem K-T para os valores de $\delta^{18}O$ pode significar uma mudança nas condições ambientais durante o período. Resultados semelhantes foram observados nesta seção anteriormente (Ferreira *et al*., 1994, 1996, 2003; Sial *et al*., 2001; Barbosa *et al*., 2005c; Sabino *et al*., 2005). Entretanto, é possível que a covariância da curva de oxigênio em relação à curva de carbono, na porção relativa à Formação Maria Farinha, indique uma alteração diagenética dos valores de oxigênio, somada a influência do evento regressivo pós-K-T.

A proposição de extinções em massa provocadas pelo impacto de um, ou mais, corpo extraterrestre contra a superfície do planeta na passagem Cretáceo-Terciário tem sido exaustivamente debatida. Contudo, atualmente existem hipóteses emergentes que consideram que apesar da existência bem documentada de impactos durante este período (Alvarez *et al*., 1980, 1984; Alvarez, 1986), é possível que mudanças globais, endógenas, das condições do clima tenham sido mais importantes nos processos de extinção (Keller, 2001, 2003, 2005).

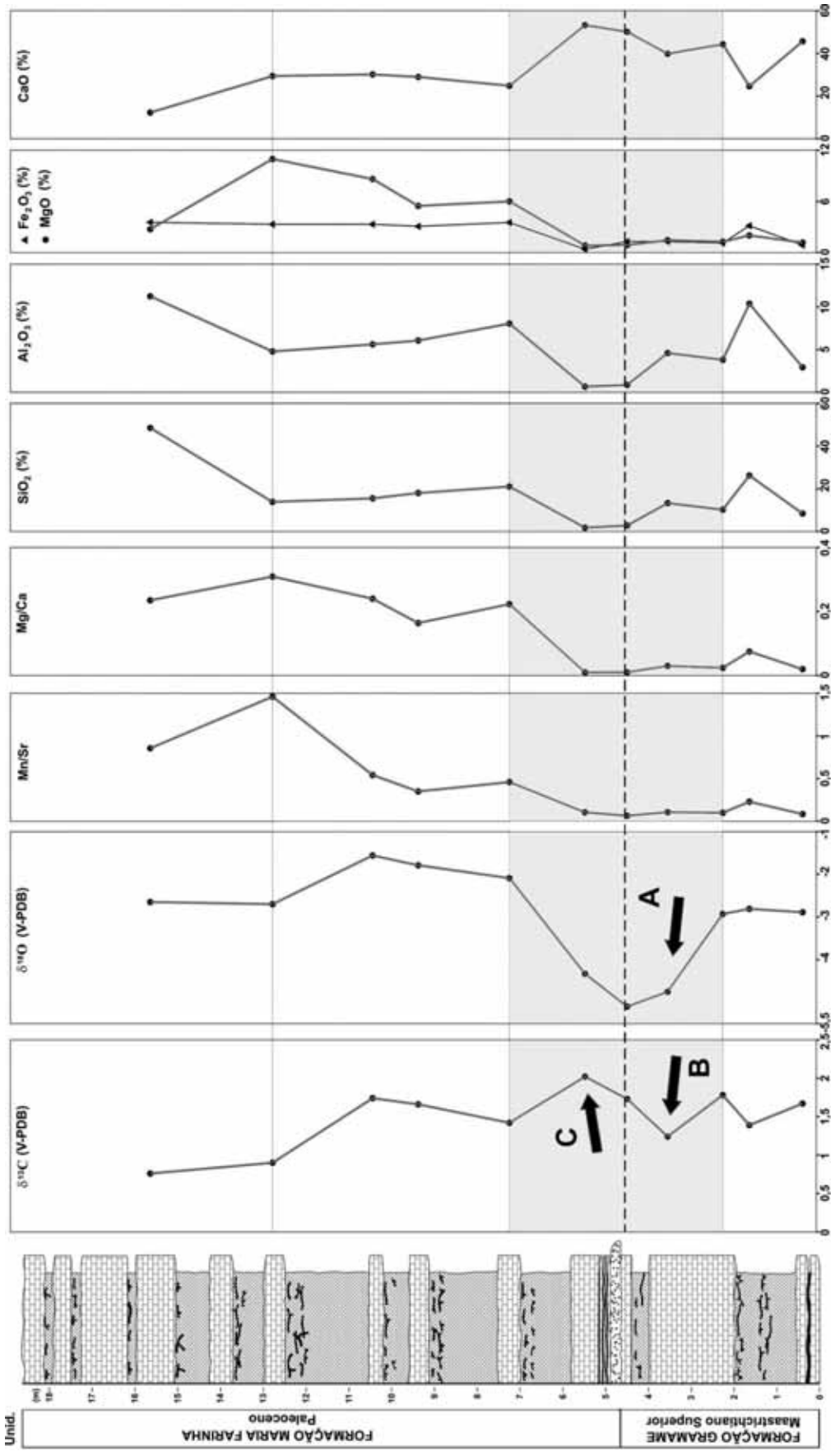

Figura VIII.2 – Perfil quimioestratigráfico da seção da mina Poty (Paulista – PE).

Eventos como vulcanismo em larga escala (Courtillot *et al*., 1996; Courtillot, 1999; Hoffmann *et al*., 2000) podem ter iniciado um processo de modificação global do clima que precedeu o período de impactos (Keller *et al*., 2002; Keller *et al*., 2003; Abramovitch & Keller, 2003; Keller *et al*., 2004a, 2004b; Keller, 2005) e influenciou as extinções.

Recentemente foi proposto um novo cenário para a transição K-T que apresenta o impacto responsável pela cratera de Chicxulub, anteriormente datada como a cratera do impacto K-T e das extinções em massa, como tendo precedido a passagem K-T em pelo menos 300 k.a (Keller *et al*., 2004a, 2004b). Neste novo cenário, o período de crise teria se iniciado ainda no final do Maastrichtiano e teria atingido o auge na passagem K-T. Os impactos datados dessa época teriam se somado a eventos já em andamento, como os eventos de vulcanismo, aquecimento do clima e de queda eustática generalizada (Keller, 2001, 2005).

Os dados indicam que na seção da mina Poty há uma alteração da temperatura com uma ligeira queda da produtividade, indicada pela variação negativa na curva de $\delta^{13}C$ (seta B na Fig. VIII.2). Em seguida, há uma retomada da produtividade já dentro do Paleoceno (seta C na Fig. VIII.2). Este aquecimento ao final do Maastrichtiano e posterior resfriamento durante o Eo-Daniano já foi anteriormente verificado em outras seções K-T no planeta e, este fato também coincide com um período de *stress* ambiental com redução da biota marinha global (Li & Keller, 1998; Keller, 2001; Keller *et al*., 2002; Keller *et al*., 2003; Keller *et al*., 2004a). Em seções K-T na América do Sul (Argentina e Chile) também foi encontrado o efeito de variação negativa da curva de carbono que se inicia no final do Maastrichtiano, precedendo a passagem K-T (Sial *et al*., 2001; Ferreira *et al*., 2003; Marquillas *et al*., 2007).

Ainda na seção da mina Poty (Fig. VIII.2), nota-se que após a passagem K-T ocorre um aumento nos valores de SiO_2 e Al_2O_3, ao mesmo tempo em que decai a taxa de CaO. Isto se deve a alterações nas condições ambientais da plataforma com maior influxo de terrígenos devido ao processo regressivo (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004). O aumento na razão Mg/Ca, observado a partir da passagem K-T, pode indicar processo de alteração diagenética associado à dolomitização, ou a maior contribuição de siliciclastos com Mg. A última amostra da seção mostra valores altos para SiO_2 e Al_2O_3 o que demonstra o forte efeito da ação regressiva com forte influxo de terrígenos, onde ocorre a menor taxa de CaO.

Em seções K-T na Tunísia, norte da África, observou-se uma forte variação do nível do mar, aproximadamente 25 a 100 k.a. antes da passagem K-T que coincidiu com um máximo de aquecimento em altas e médias latitudes. Após este período se verificou um aumento nas condições de umidade, com um resfriamento nestas áreas e um forte aumento do

influxo de terrígenos devido às condições de erosão das plataformas expostas, principalmente nas regiões próximas ao Tetis (Adatte *et al*., 2002).

Há um substancial aumento de P_2O_5 na amostra referente à camada de calcário detrítico que marca a base da Formação Gramame, com um valor de 2,4%. É possível que esta camada represente o resultado de um acúmulo de material retrabalhado de estratos da própria Formação Gramame durante um momento de queda mais forte do nível do mar. Esta camada parece se configurar como um "*hardground*", com erosão e retrabalhamento de bioclastos e intraclastos carbonáticos (Stinnesbeck & Keller, 1996; Barbosa *et al*., 2006a, 2006b). Embora esta camada tenha sido apontada como um tsunamito (Albertão & Martins Jr., 1996) é notável o baixo conteúdo de SiO_2 na mesma, além do enriquecimento em fosfato, e na camada imediatamente acima desta, onde encontram-se os valores mais baixos de SiO_2 da seção e, os maiores valores de CaO (Fig. VIII.2). Caso esta realmente fosse o resultado de um tsunami sobre a bacia, e sua faixa costeira, seria de se esperar um maior conteúdo de argila e areia com um aumento de SiO_2 e Al_2O_3 e redução de CaO.

Os valores de TiO_2, MnO e K_2O mostram uma variação moderada na seção Poty (ver Anexo 3) indicando uma constância na natureza da fração terrígena, basicamente lama, fornecida.

VIII.3.2 – Seção da Mina Itapessoca

Os valores de $\delta^{13}C$ obtidos na seção Itapessoca ficaram entre 1,6 e 0,88‰ (V-PDB) e os valores de $\delta^{18}O$ entre –2,5 e –4,4‰ (V-PDB). A curva de C não mostra variação abrupta, ocorrendo um ligeiro incremento na porção inferior da seção. Em seguida, os valores caem suavemente ao longo da seção para valores em torno de 0,8‰ (V-PDB), no topo da seção. A curva de O apresenta uma excursão positiva de –3,7 para –2,5‰ (V-PDB) na porção inferior da seção que coincide com a excursão positiva na curva de C (seta A Fig. VIII.3). Isto pode significar uma variação das condições ambientais, com uma variação do nível do mar, já que os valores de Al_2O_3, SiO_2, K_2O e TiO_2 sofrem um aumento, indicando maior aporte de siliciclastos para a plataforma (Fig. VIII.3). Ao mesmo tempo há uma queda no valor de CaO. A correlação positiva do aumento de SiO_2 e MgO indica que o influxo de MgO está associado à fase siliclástica e não a fase carbonática, como dolomita.

Após esta variação, na parte basal da seção ocorre uma excursão negativa da curva de O que atinge –4,4‰ (V-PDB) (seta B Fig. VIII.3) e, em seguida, há uma excursão positiva que atinge valores de –3,5‰ (V-PDB). Após este evento os valores de O se mantém em torno

de -3‰ até o topo da seção. Esta excursão negativa (seta B) coincide com uma forte redução nos valores de Al_2O_3 e SiO_2 (também de K_2O e TiO_2 - ver Anexo 3), seguida de um forte aumento destes mesmos valores (seta C), embora não haja variações na curva de C que indiquem variação ambiental expressiva com influência sobre a produção marinha. A forte variação dos indicadores de componentes terrígenos mostra um pulso de incremento no aporte terrígeno, com conseqüente redução de CaO. É possível que o incremento no aporte sedimentar tenha sido influenciado por um pulso tectônico que influenciou a redução da lâmina d´água sobre a plataforma rasa (Barbosa *et al*., 2003, 2006a, 2006b). Após estas variações abruptas, os índices de Al_2O_3, SiO_2, K_2O e TiO_2 se estabilizam em valores próximos aos da base da seção, e assim permanecem até o topo (Fig. VIII.3). A amostra 9 da seção Itapessoca apresentou maior teor de P_2O_5 com 1,86% (ver Anexo 3) e coincide com a redução dos valores de Al_2O_3 e SiO_2 e o aumento de CaO após o pulso de terrígenos (seta C). Isto pode indicar uma superfície transgressiva de 4ª ou 5ª ordem dentro da seqüência de mar alto, com a retomada das condições marinhas após o período de incremento da participação terrígena.

Outra alternativa para explicar o pulso de terrígenos seria um aumento nas condições de erosão e drenagem da área adjacente à bacia. Neste caso, o clima teria forte influência, necessitando um aumento da umidade que favorecesse condições de intemperismo químico e aumento no potencial hidráulico de transporte do sedimento para a plataforma. Entretanto, as curvas isotópicas não mostram variações abruptas que possam assegurar a ligação entre o pulso terrígeno e mudanças ambientais.

Também na seção Itapessoca, observa-se que o valor de Sr decai ao longo do perfil, e o mesmo pode ser observado na seção da pedreira Poty (ver Anexo 3). Este fato se deve as condições de raseamento progressivo, levado a cabo pelo evento regressivo iniciado a partir do Neo-Maastrichtiano (Barbosa, 2004, 2006a, 2006b).

A seção da pedreira Itapessoca apresenta quase toda a seção da Formação Gramame, estando ausente o seu contato inferior com a Formação Itamaracá e a parte superior da unidade imediatamente próximo à transição K-T. Se reunidas, as seções da mina Itapessoca e da Poty (Fig. VIII.4), tem-se uma seção composta com a maior parte do Maastrichtiano, a transição K-T e o Paleoceno representado pela Formação Maria Farinha (Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2005c).

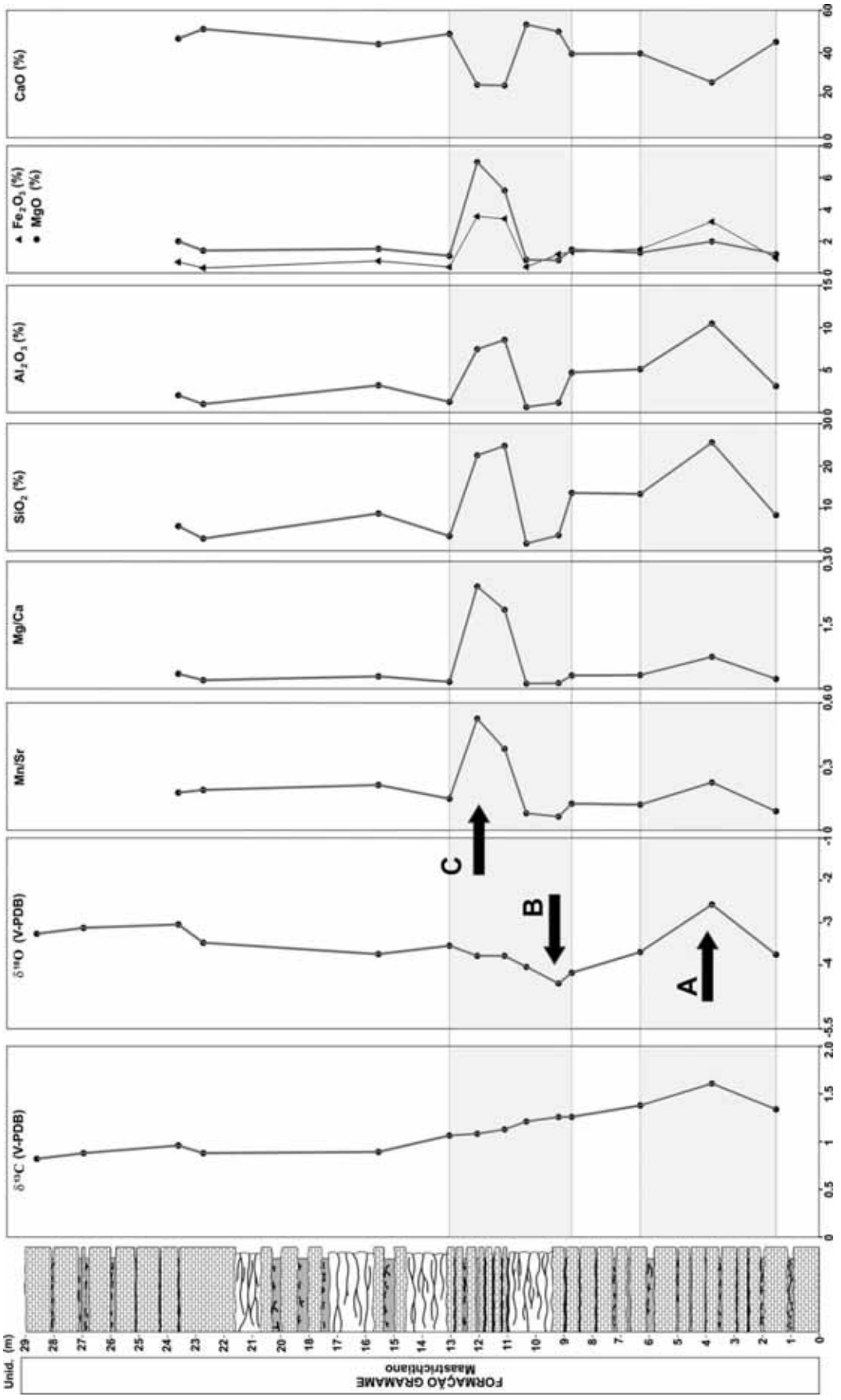

Figura VIII.3 – Perfil quimioestratigráfico da seção da mina Itapessoca (Itapessoca – PE).

Analisando o perfil composto pelas duas seções (Fig. VIII.4), é possível observar que ao longo do Maastrichtiano não houve variações abruptas na curva de C, o que significa que não houve alterações expressivas na produtividade marinha. Contudo, os valores de $\delta^{13}C$ decaem gradualmente de cerca de 1,5‰ (V-PDB) no Eo-Maastrichtiano para cerca de 0,8‰ (V-PDB) no Paleoceno, o que indica uma queda gradual na produtividade devido à atuação da regressão. A curva de $\delta^{18}O$ mostra uma excursão positiva no Eo-Maastrichtiano (seta 1 Fig. VIII.4), seguida de excursão negativa (seta 2 Fig. VIII.4). No Maastrichtiano Superior se equilibra em torno de 3,4‰ (V-PDB). Antes da passagem K-T ocorre uma variação no valor de CaO (Fig. VIII.4), que coincide com um aumento nos valores de Al_2O_3, SiO_2 (seta 3 Fig. VIII.4), que indica um pico de maior influxo do aporte terrígeno. Este pulso pode indicar o resultado de movimentos tectônicos que aumentaram os efeitos da regressão que teve início no Neo-Maastrichtiano.

Durante a Passagem K-T ocorre uma forte variação, inicialmente negativa e logo após positiva (setas 3 e 4 Fig. VIII.4), na curva de $\delta^{18}O$ que coincide com uma redução nos valores de Al_2O_3 e SiO_2. Este pulso pode estar ligado a uma variação eustática e/ou climática. Durante o Paleoceno ocorre um aumento crescente nos valores de Al_2O_3, SiO_2, e uma redução nos valores de CaO que demonstram o efeito da regressão (seta 5 Fig. VIII.4).

O novo cenário proposto para as mudanças ambientais globais durante a passagem K-T sugere uma queda da temperatura global ao longo do Maastrichtiano e um clima predominantemente frio, com certa umidade nas zonas tropicais, principalmente (Fig. VIII.5). (Li & Keller, 1998, Keller, 2001, 2005; Keller *et al*, 2004a, 2004b). Esse cenário sugere que a partir de erupções vulcânicas (*Decam Traps*) iniciou-se uma modificação global do clima, que influenciou o nível dos oceanos e causou a redução da biota marinha, sendo incrementada pela ação de impactos durante o final do Maastrichtiano, e de um grande impacto na passagem K-T, quando as condições ambientais do planeta já estavam muito deterioradas (Fig. VIII.6).

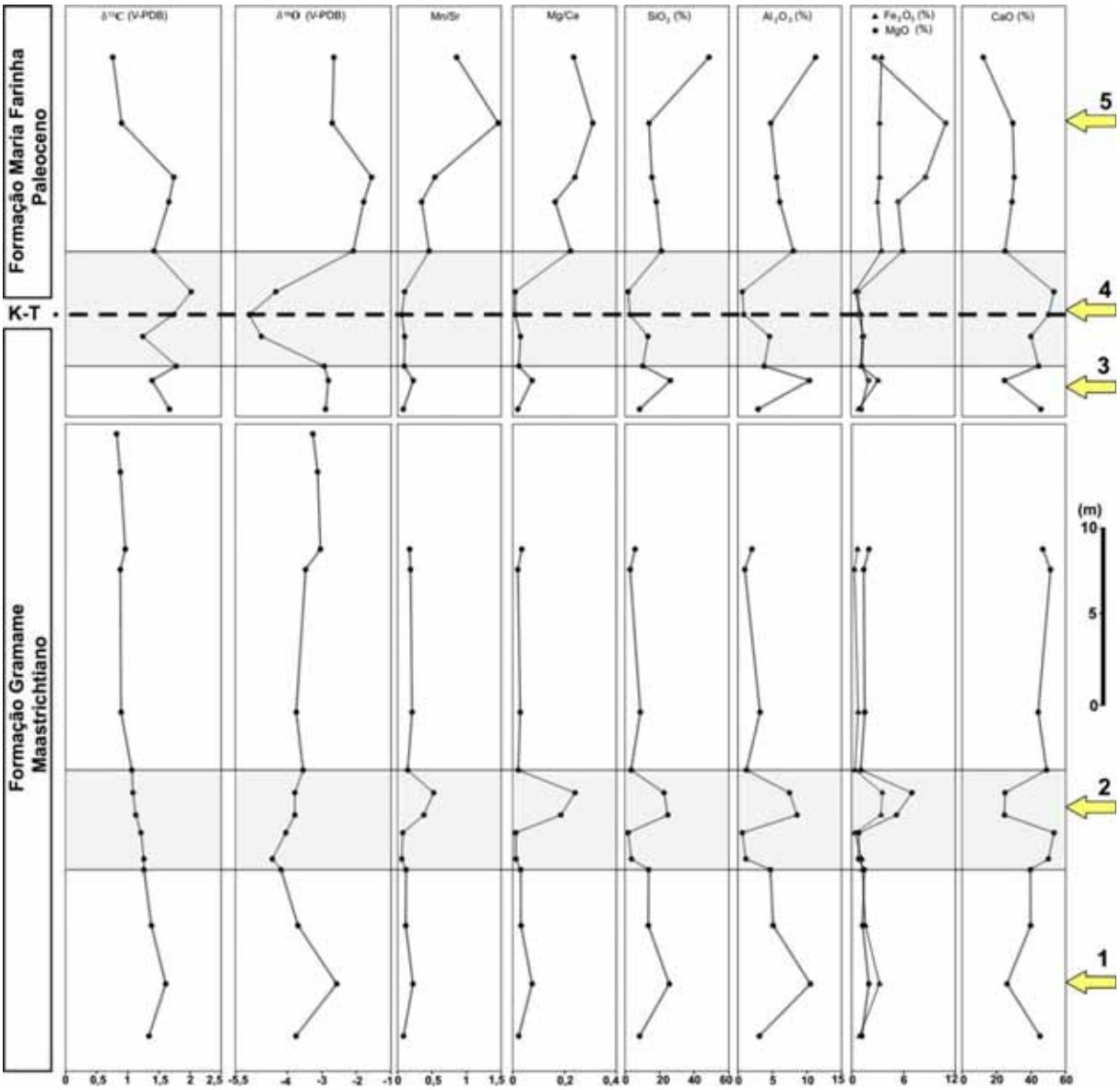

Figura VIII.4 – Perfil quimioestratigráfico composto com as seções Poty e Itapessoca.

A hipótese de múltiplos impactos ao longo da passagem Maastrichtiano-Paleoceno ainda é motivo de acalorado debate. O comportamento das curvas isotópicas observado na seção composta da Figura VIII.4, que reporta o comportamento geral para o Maastrichtiano e Paleoceno da Bacia da Paraíba (Barbosa *et al*., 2005c), mostra semelhanças com padrões, relativos à mudanças ambientais, encontrados em outras seções K-T ao redor do mundo (Stinnesbeck & Keller, 1996; Li & Keller, 1998; Keller, 2001; Keller, 2005). Entretanto, estudos posteriores na seção K-T da Bacia da Paraíba poderão mostrar o grau de relação que este registro guarda com o cenário obtido a partir as demais seções K-T estudadas no mundo (Keller, 2001, 2005; Barbosa *et al*., 2006b).

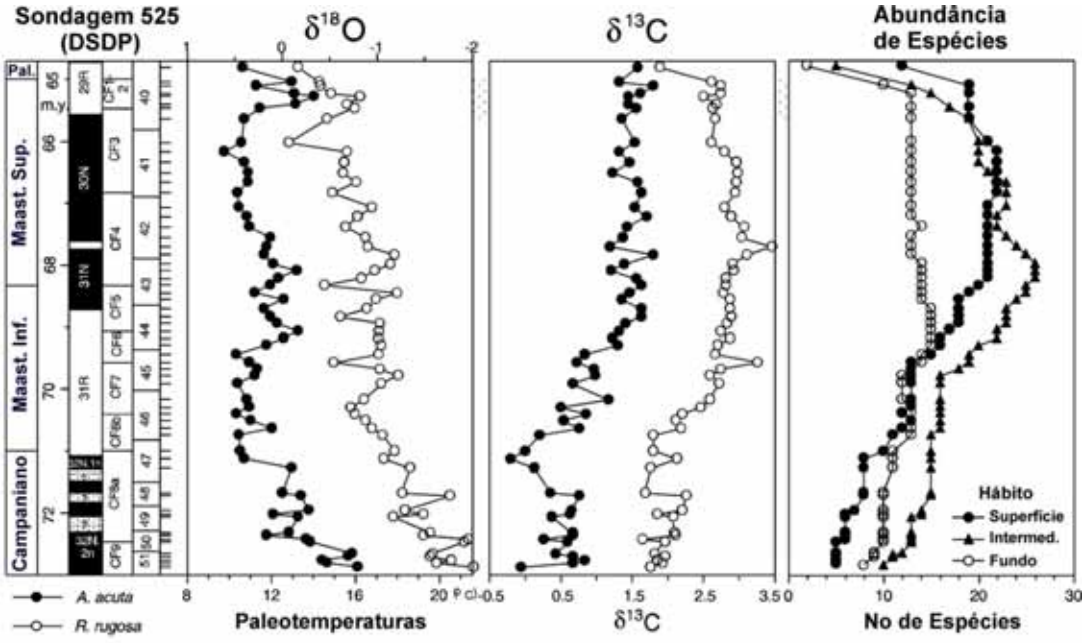

Figura VIII.5 – Dados isotópicos de C e O e abundância de espécies de foraminíferos do poço DSDP *site* 525, Atlântico Sul (Li & Keller, 1998; Keller, 2001). Nota-se a queda na abundância do microplâncton que tem início antes da passagem K-T, culminando nesta. A curva de $\delta^{18}O$ mostra uma queda seguida de uma retomada positiva, imediatamente antes da Passagem K-T. O ponto de aquecimento coincide com a queda da diversidade da biota.

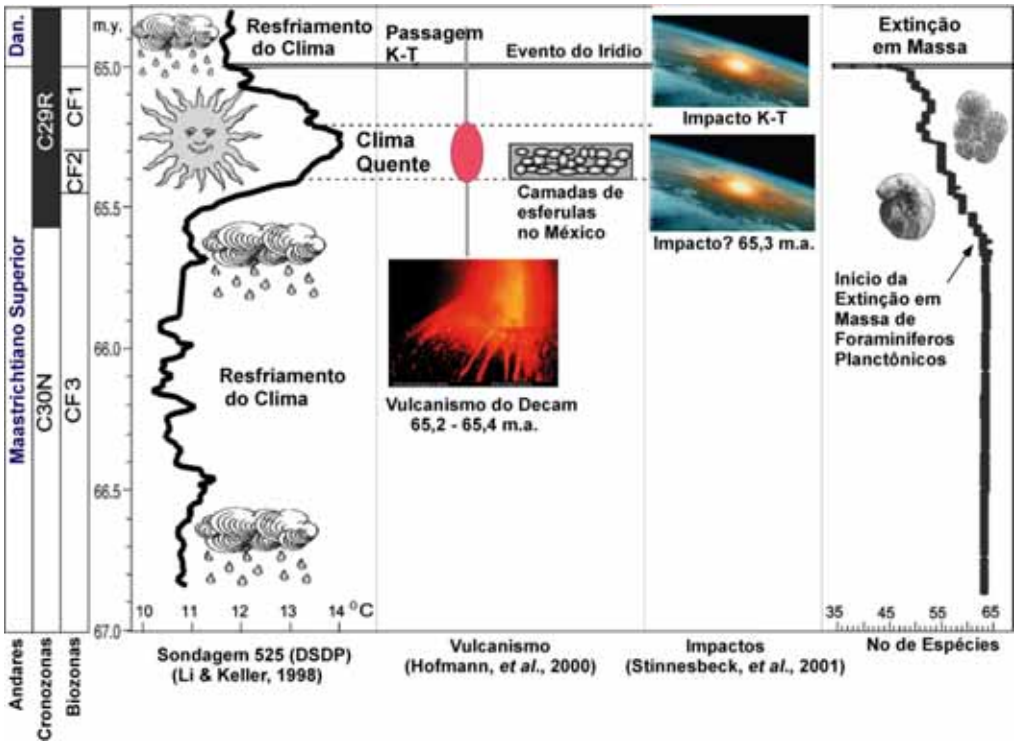

Figura VIII.6 – Cenário de eventos ao longo do Maastrichtiano e Paleoceno, envolvendo vulcanismo, impactos e extinções da biota marinha (Keller, 2001; Keller *et al*, 2004a, 2004b).

VIII.3.3 – Seção da Mina CIPASA

A mina CIPASA, encontra-se localizada na Sub-bacia Alhandra, que sofreu uma evolução diferenciada da Sub-bacia Olinda, ao sul (Barbosa *et al*., 2003). A partir do início do Paleoceno as sub-bacias Alhandra-Miriri sofreram exposição e erosão da plataforma carbonática (Barbosa *et al*., 2003). Devido a este evento, os estratos do Paleoceno (Formação M. Farinha) não estão presentes nessas sub-bacias a norte. Também faltam estratos da porção superior do Maastrichtiano (Lima & Koutsoukos, 2002; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2006a, 2006b). A seção CIPASA corresponde apenas ao Maastrichtiano Médio a inferior.

Os valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ verificados na amostragem da seção CIPASA (Fig. VIII.7), não apresentam variações expressivas. Comportamento semelhante também foi encontrado na seção da mina Itapessoca para o Maastrichtiano (Fig. VIII.3). Os valores de $\delta^{13}C$ ficaram entre 1,5 e 0,6‰ (V-PDB). Os valores para $\delta^{18}O$ ficaram entre –3,18 e –4,89‰ (V-PDB) (ver tabela no Anexo 2).

Os valores de $\delta^{13}C$ começam em torno de 1‰ e ainda na porção inferior da seção, ocorre uma queda para próximo de 0,5‰. Essa excursão não aparece na seção da mina Itapessoca, podendo, este trecho do Maastrichtiano não ter sido amostrada na seção Itapessoa, ou, esta variação representar um evento local. A pequena excursão negativa na curva de $\delta^{13}C$ (seta A Fig. VIII.7) não é seguida por variação na curva de $\delta^{18}O$, podendo significar que este evento não está associado a modificações climáticas. Após a excursão negativa os valores de $\delta^{13}C$ sobem gradualmente e ficam próximos a 1,5‰.

No final da seção há uma queda nos valores de carbono e oxigênio, com aumento dos valores dos indicadores de aporte terrígeno. É possível observar no topo da seção Itapessoca (Fig. VIII.3) valores de $\delta^{13}C$ em torno de 0,5‰ como no topo da seção CIPASA.

Os valores de $\delta^{18}O$ começam na porção inferior do perfil em torno de -4‰ e se mantém entre –3 e -4‰ por quase toda a seção. No topo do perfil há uma excursão negativa de $\delta^{18}O$ com queda também na curva de $\delta^{13}C$. Estes dados indicam um pulso de queda no nível do mar, como também indicado pelo aumento do aporte terrígeno através do aumento nos valores de Al_2O_3, SiO_2 (seta D Fig. VIII.7).

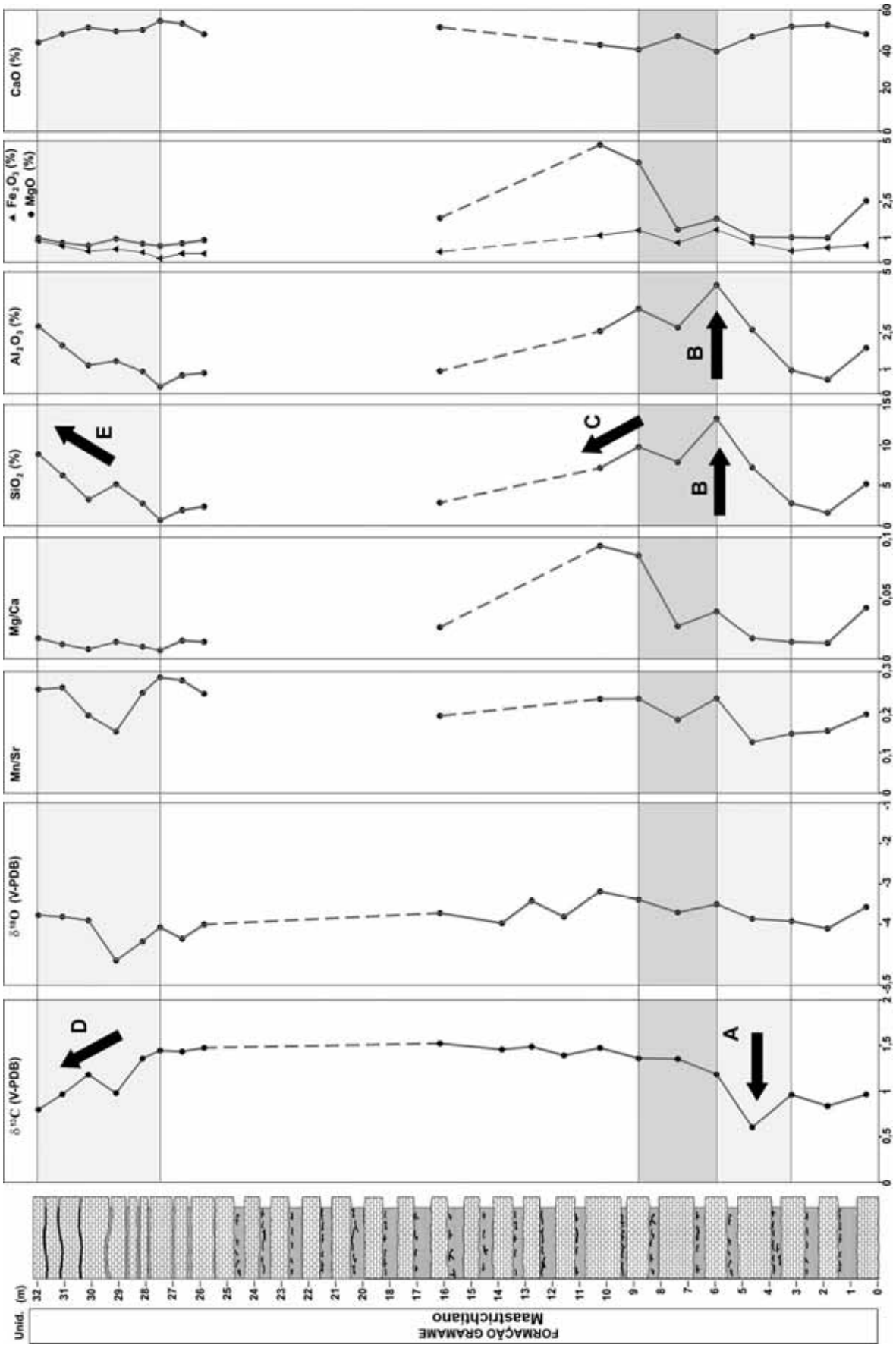

Figura VIII.7 – Perfil quimioestratigráfico da seção da mina CIPASA (Caaporã – PB).

Um pouco acima da excursão negativa de $\delta^{13}C$ na porção inferior da seção CIPASA, ocorre um aumento nos valores de SiO_2, AL_2O_3 e MgO (setas B Fig. VIII.7), o que indica um aumento na participação da fase terrígena. É possível que este aumento, assim como observado na seção Itapessoca, represente um raseamento da plataforma por efeito de um pulso tectônico (Barbosa, 2004). Os valores de $\delta^{18}O$ e de CaO não apresentam variação correlata, indicando certa estabilidade, sem alterações ambientais expressivas. Após este aumento nos valores de SiO_2, AL_2O_3 e MgO, há um retorno para valores próximos do que se verificou na base da seção, e assim continuando até a porção superior (seta C Fig. VIII.7)

Na porção Superior da seção, ocorre um novo aumento nos valores de SiO_2 e AL_2O_3 evidenciando assim um aumento no aporte terrígeno, embora os valores de CaO, Fe_2O_3, MgO e a razão Mg/Ca apresentem valores próximos aos valores encontrados na porção inferior da seção.

A seção da mina CIPASA, que representa o Maastrichtiano Médio a inferior, apresenta valores menores para TiO_2, SiO_2 e K_2O (ver Anexo 3), quando comparada com as seções da mina Poty e Itapessoca. Isto significa, de forma geral, que esta região, neste tempo, sofria menor influencia da fonte terrígena, estando sob maior influência marinha e sendo, das três seções vistas, a que apresentava as melhores condições de circulação na plataforma.

Também os valores gerais de P_2O_5 na seção CIPASA apresentam-se maiores quando comparados com os valores das duas seções localizadas na sub-bacia Olinda (Poty e Itapessoca - ver tabelas no Anexo 3). Isto também indica maior efeito de circulação de correntes oriundas da plataforma com maior transporte de nutrientes, favorecendo a produtividade e a deposição de matéria orgânica e de fosfato sedimentar.

VIII.3.4 – Seção da Mina CIMEPAR

Os valores obtidos para as curvas de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ na seção CIMEPAR (Fig. VIII.8), também não apresentaram excursões expressivas. O comportamento da curva e os valores obtidos mostram correlação com os valores já observados para a amostragem do Eo-Maastrichtiano obtido nas outras. A seção realizada na mina CIMEPAR consiste na porção inferior dos afloramentos ali existentes, desta forma, esta seção corresponde apenas ao Maastrichtiano Inferior (Lima & Koutsoukos, 2002; Barbosa, 2004).

Os valores de $\delta^{13}C$ ficaram entre 1,1 e 1,31‰ (V-PDB) e entre –2,48 e –4,18‰ (V-PDB) para $\delta^{18}O$ (Fig. VIII.8) (ver Anexo 2). A curva de $\delta^{13}C$ não apresenta variação expressiva, exibindo alguma variação maior na sua porção superior (Fig. VIII.8).

A curva de $\delta^{18}O$ mostra uma excursão negativa (–3,7‰) na porção basal da seção (seta A Fig. VIII.8), seguida de uma imediata excursão positiva –2,5‰ (seta B Fig. VIII.8) que passa gradualmente para –3,5‰. A porção superior da curva de $\delta^{18}O$ mostra uma excursão negativa que coincide com pequenas oscilações na curva de $\delta^{13}C$ (seta E Fig. VIII.8). Esta excursão negativa do oxigênio na base da seção CIMEPAR, seguida por uma excursão positiva, pode ser correlacionada com a base da seção Itapessoca (Fig. VIII.3). Em ambos os casos, ocorre em seguida um aumento nos valores de SiO_2, Al_2O_3 e MgO, o que indica um aumento no aporte terrígeno, e que o aumento em MgO, visto nas duas seções (ver Anexo 3), é oriundo da contribuição terrígena, e não por efeito diagenético, por dolomitização.

É possível que este rápido pulso no aumento do aporte terrígeno se deva a um pulso tectônico, como discutido antes, implicando na alteração do regime de suprimento de terrígenos para a plataforma. A excursão negativa de oxigênio está associada a uma queda nos valores de SiO_2 e Al_2O_3 e de MgO, e a excursão positiva a um aumento nesses valores (Fig. VIII.8), enquanto que a curva de carbono não mostra variação. Os valores das razões de Mn/Sr e Mg/Ca mostram excursões positivas que acompanham as excursões positivas de SiO2 e Al_2O_3 e de MgO, por causa do aumento na fração terrígena.

O aumento nos valores de Mg e Mn pode ser devido a condições mais rasas e maior recebimento de material terrígeno, lixiviado da área fonte. Este fato também ocorre nas outras três seções (Maastrichtiano) observadas (Poty, Itapessoca e CIPASA). Nesses casos é observada uma covariância entre os valores de SiO_2 e Al_2O_3 juntamente com os valores das razões Mn/Sr e Mg/Ca, assim como dos valores de Fe_2O_3 e MgO (ver Anexo 3).

No topo da seção CIMEPAR ocorre uma rápida variação entre valores mais negativos e mais positivos nas curvas de carbono e oxigênio (Fig. VIII.8), covariantes com os valores de SiO_2 e Al_2O_3. Os valores de CaO variam de forma contrária a variação de SiO_2 e Al_2O_3. Como a variação na curva de carbono é pouco expressiva, é possível que isto signifique novamente pulsos de incremento no aporte terrígeno, sem mudanças ambientais expressivas.

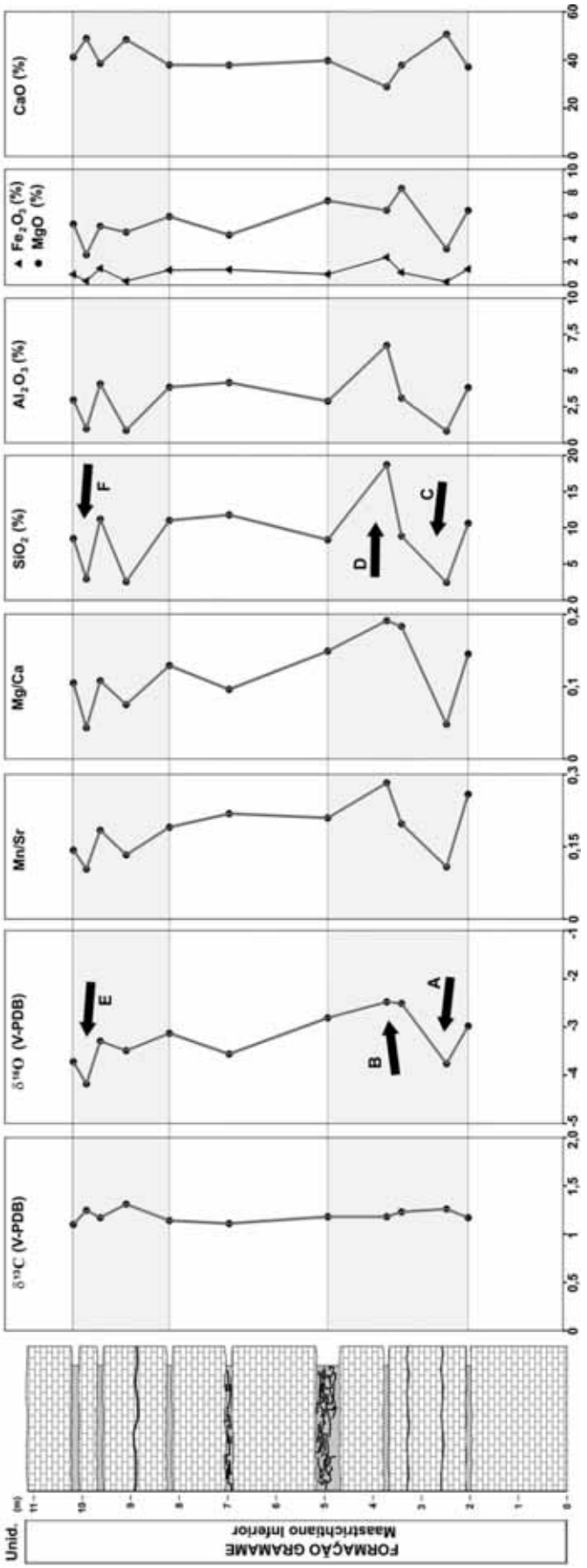

Figura VIII.8 – Perfil quimioestratigráfico da seção da mina CIMEPAR (João Pessoa – PB).

Os valores de TiO_2 e K_2O ficam bem abaixo dos valores encontrados para as seções Poty e Itapessoca (ver Anexo 3) e se aproximam dos valores encontrados para a seção CIPASA. Este fato reforça a possibilidade de que as seções na sub-bacia Olinda exibem uma maior influência da fonte terrígena do que as sub-bacias Alhandra e Miriri, onde se encontram as seções CIPASA e CIMEPAR. Os valores de P_2O_5 na seção CIMEPAR também se apresentam maiores do que os encontrados nas seções Poty e Itapessoca (ver Anexo 3). Este fato também aponta para condições mais favoráveis ao recebimento de correntes ricas em nutrientes, oriundas da plataforma externa, rampa acima, e maior produção de fosfato orgânico, nas sub-bacias a norte, durante o Maastrichtiano.

VIII.3.5 – Seção do Poço 3 MA-01-PB

Os depósitos carbonáticos analisados na seção do poço 3 MA-01-PB, apresentam fortes indícios de diagênese tardia, evidenciados pelos valores da razão Mn/Sr (que no caso das amostras do poço forneceram valores > 0,5 chegando a 4,7) (Fig. VIII.9). Os depósitos do poço 3 MA apresentam porosidade associada a dissolução de matriz, grãos de siliciclastos e de bioclastos. Este fato favoreceu consideravelmente a atuação diagenética tardia por efeito de percolação de fluídos meteóricos, como verificado em lâminas delgadas.

Os valores obtidos para as curvas de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ na seção do poço 3 MA (Fig. VIII.9), mostram uma excursão negativa mais intensa, covariante, a partir da porção média da seção (Fig. VIII.9). A curva de $\delta^{13}C$ inicia a seção com valores em torno de 0‰ (V-PDB) e alcança valores entre 0,7 e 0,3‰ (V-PDB) antes da porção média do perfil. No meio da seção ocorre uma quebra da tendência de crescimento positivo da curva com uma excursão negativa (seta A Fig. VIII.9) que alcança –0,9‰ (V-PDB), seguida de uma recuperação para valores positivos (seta B Figura VIII.5). Esta excursão negativa, covariante, provavelmente indica um pulso regressivo dentro da tendência transgressiva observada na seção. No máximo desta excursão negativa da curva de carbono, se observa um aumento nos valores de SiO_2 e Al_2O_3, embora este aumento seja pequeno (Fig. VIII.5). É possível que esta excursão negativa indique uma quebra na produtividade provocada, talvez, por raseamento da plataforma associado a pulso tectônico, e não a variações ambientais. Há um aumento nos valores de SiO_2 e MgO, indicando que o Mg aumenta por causa do incremento na fase terrígena, e mesmo assim há um ligeiro incremento no valor de CaO, indicando influência marinha.

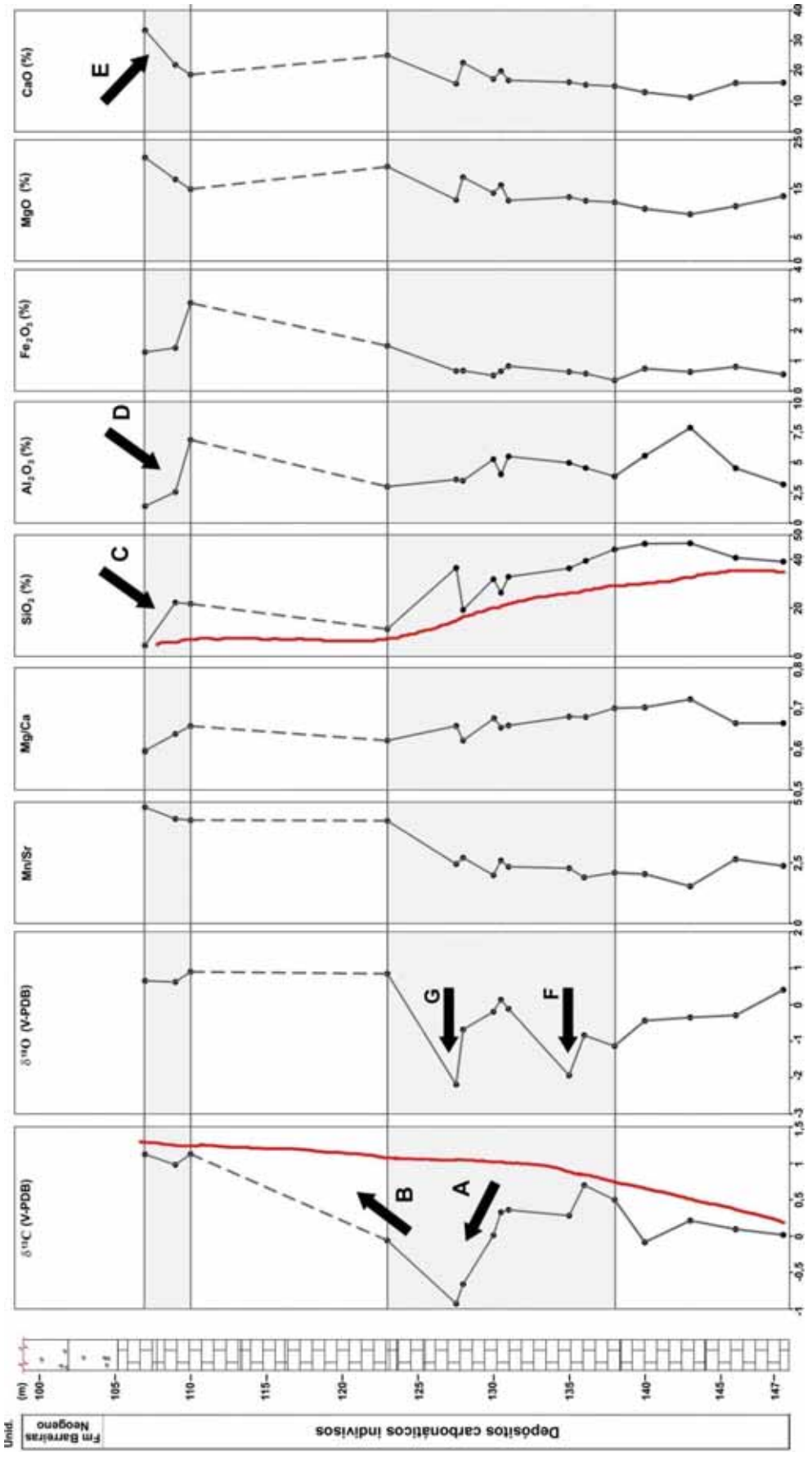

Figura VIII.9 – Perfil quimioestratigráfico da seção do poço 3 MA-01-PB (Mataraca – PB).

Observa-se que há uma tendência geral de aumento da curva de carbono (linha vermelha de tendência), saindo de zero no início da seção e gradualmente se elevando até o topo, em torno de 1,5‰ (V-PDB). Ao se observar a tendência da curva de SiO_2 e Al_2O_3 e CaO (setas C, D e E Fig. VIII.9), vê-se que há uma redução do aporte sedimentar para cima, com um gradual aumento da deposição carbonática (Fig. VIII.9). Pode-se interpretar que a base desta seção seria um evento transgressivo, seguido do estabelecimento de uma plataforma rasa, com menor influência terrígena e aumento da produtividade marinha. Os valores de carbono no topo da seção de 1,5‰ (V-PDB), são semelhantes aos valores de carbono observados nos perfis da Bacia da Paraíba para a plataforma Gramame (Figs. VIII.3, VIII.7 e VIII.8). É possível que a porção inferior da seção do poço 3 MA, ou uma parte desta, se correlacione à Formação Itamaracá da Bacia da Paraíba, e a porção superior seja correlacionável com a plataforma Gramame.

A curva de $\delta^{18}O$ obtida para o poço 3 MA tem início com o valor de 0,4‰ (V-PDB), e passa para valores negativos (seta F Figura VIII.9) com um pico de –1,9‰ (V-PDB). Logo após, há um aumento positivo dos valores chegando a –0,68‰ e, em seguida, há nova excursão negativa que alcança –2,2‰ (seta G Figura VIII.9). Após estas excursões negativas os valores de $\delta^{18}O$, na parte superior da seção, ficam em torno de 0,8 a 0,6‰.

Há uma constância de valores altos para MgO, da razão Mn/Sr e também da razão Mg/Ca, indicando alteração diagenética. Estes valores indicam a participação de Mg na formação de dolomita e a perda de Sr devido ao processo de lixiviamento (Fig. VIII.9).

VIII.3.6 – Seção da Mina Outeiros

A avaliação dos depósitos aflorantes na região de Pedro Velho-Canguaretama, seção Outeiros, apontou indícios de diagênese tardia assim como observado nos depósitos do poço 3 MA (ver Capítulos VI e VII). A razão Mn/Sr para a seção de outeiros apresenta valores > 0,5 chegando até um pico de 5,2, o que sugere importante alteração diagenética com possível influência nos sinais isotópicos originais. Os processos diagenéticos observados envolvem recristalização, dissolução, reprecipitação de calcita e, principalmente, dolomitização como visto em lâminas delgadas (Cap. VII).

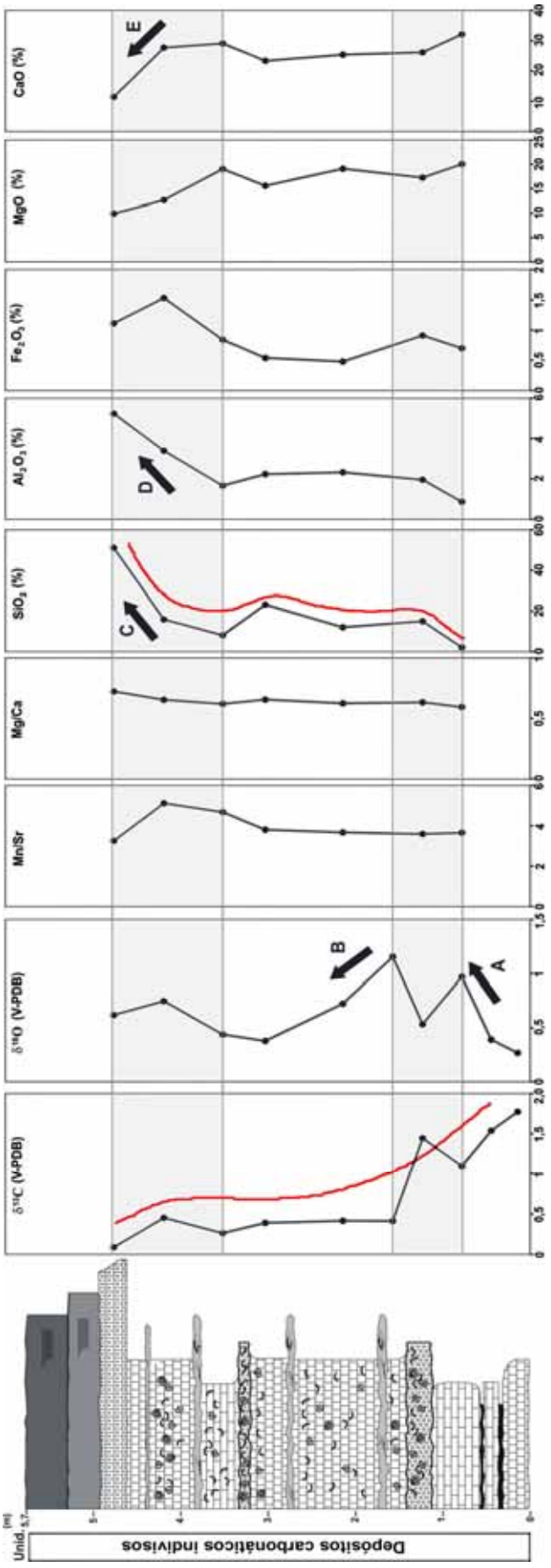

Figura VIII.10 – Perfil quimioestratigráfico da seção da mina Outeiros (Pedro Velho – RN).

Os valores de $\delta^{13}C$ para a seção Outerios ficaram entre 1,77 e 0,26‰ (V-PDB). Os valores de $\delta^{18}O$ ficaram entre 0,27 e 1,26‰ (V-PDB) (ver Anexo 2). A curva de $\delta^{13}C$ demonstra uma gradual redução nos valores da base para o topo da seção. Os valores de $\delta^{13}C$ na base da seção chegam a quase 2‰ (V-PDB) e caem para próximo de 0 no topo da seção com a instalação de condições de *shoreface* (Fig. VIII.10). É possível que este incremento da influência terrígena se deva a variação faciológica por causa da progradação da linha de costa, sem que tenha havido variação do nível do mar, como discutido no Capítulo VI.

A curva de $\delta^{18}O$ apresenta um *trend* de aumento positivo na porção inferior da seção (seta A na Figura VIII.10) e em seguida, da porção média para o topo, apresenta uma tendência para valores positivos menores (seta B Figura VIII.10), entre 0,3 e 0,6‰ (V-PDB). Na base da seção a curva de $\delta^{18}O$ apresenta uma oscilação (entre as setas A e B) que está associada a uma variação também na curva de $\delta^{13}C$. Neste ponto, a seção apresenta uma superfície de erosão e retrabalhamento com indícios de bioerosão. Esta variação das curvas isotópicas não está ligada a uma variação positiva nas curvas de SiO_2, Al_2O_3 e CaO, indicando que este pode ser apenas um efeito diagenético.

Os valores de SiO_2, Al_2O_3 apresentam, na porção inferior da seção valores menores, devido à deposição carbonática mais influente e, gradualmente, passam para valores maiores com um aumento mais intenso na porção superior, onde ocorrem camadas de arenitos calcíferos e de calcários com até 60% de siliciclastos (setas C e D na Figura VIII.10). Os teores de CaO demonstram o mesmo efeito, com valores maiores na porção inferior da seção seguido de um declínio gradual, e forte redução na porção superior (seta E - Figura VIII.10).

Os valores da razão Mg/Ca mostram uma curva com pouca variação, em torno de 0,5, o que indica efeito diagenético, que acabou por homogeneizar a distribuição de Mg ao longo da seção. Em lâminas delgadas, percebeu-se a presença de dolomita em praticamente todas as amostras, devido à diagênese tardia, além de óxido de manganês, de ferro e de pirita (Barbosa *et al*., 2005a, 2005b). Um efeito semelhante é observado na razão Mn/Sr (Fig. VIII.10), onde se nota uma constância de valores altos, em torno de 4, apesar da variação dos outros índices.

Os valores de P_2O_5 são inferiores a 0,04%, possivelmente, devido à baixa produtividade marinha existente na plataforma nessa região, causada por condições de restrição. Os valores de TiO_2 e K_2O ficaram abaixo dos valores encontrados no poço 3 MA-01-PB, e abaixo dos valores verificados para os calcários da Bacia da Paraíba (ver Anexo 3). É possível que isto indique que o aporte terrígeno era pobre em lama.

VIII.3.7 – Interpretação de seqüências deposicionais a partir dos perfis obtidos

A Figura VIII.11 apresenta uma correlação das seções Poty, Itapessoca, CIPASA e do poço 3MA. Esta correlação leva em conta aspectos litológicos e os perfis geoquímicos para situar cada seção dentro de um modelo interpretativo de seqüências deposicionais.

Os perfis Poty e Itapessoca, juntos, apresentam uma seção com o trato de mar alto e o intervalo regressivo da Bacia da Paraíba. Neste caso é possível perceber que quase não há variações abruptas da curva de carbono ao longo da evolução da plataforma carbonática Gramame. Os valores da curva de carbono sofrem uma redução a partir do início do evento regressivo, a partir do Neo-Maastrichtiano. O efeito do aumento de terrígenos é observado a partir do aumento dos valores de SiO_2 e Al_2O_3 e a queda nos valores de CaO (Fig. VIII.11).

O perfil da mina CIPASA mostra que as sub-bacias Alhandra-Miriri estavam em uma região da bacia da Paraíba onde a influência marinha era mais importante, e havia menor influência terrígena durante a deposição da Formação Gramame. Os perfis nessa região mostram os menores valores de SiO_2 e Al_2O_3, associados a contribuição terrígena, e os maiores valores de CaO.

O perfil do poço 3 MA, que está ao norte do Alto de Mamanguape, na sub-bacia Canguaretama, mostra o comportamento geoquímico dos depósitos carbonáticos indivisos da plataforma de Natal. Observa-se que a base da seção mostra valores mais altos de SiO_2 e Al_2O_3. Estes valores sofrem uma redução para o topo da seção, denotando uma queda no aporte terrígeno (SiO_2 e Al_2O_3) e um aumento de CaO. Também os valores de $\delta^{13}C$ mostram-se em torno de zero na base da seção e sobem para valores em torno de 1,5 ‰ (V-PDB) no topo da seção. Desta forma, interpretou-se que a parte basal da seção do perfil do poço 3 MA indica um trato transgressivo, com redução gradual do pulso terrígeno e estabelecimento de condições marinhas no topo da seção, que seria correlacionado com o trato de mar alto da Bacia da Paraíba.

Assim, a porção basal dos depósitos carbonáticos indivisos estudados na Plataforma de Natal, seria correlata da Formação Itamaracá, que é o registro transgressivo da bacia da Paraíba. A parte superior da seção, onde prevalecem condições marinhas menos restritas seria correlata da Formação Gramame, o trato de mar alto (Fig. VIII.11). A porção carbonáica superior da sucessão sedimentar nessa região alcança idade maastrichtiana (Lana & Roesner, 1999a, 1999b), corroborando a correlação em tempo com a Formação Gramame.

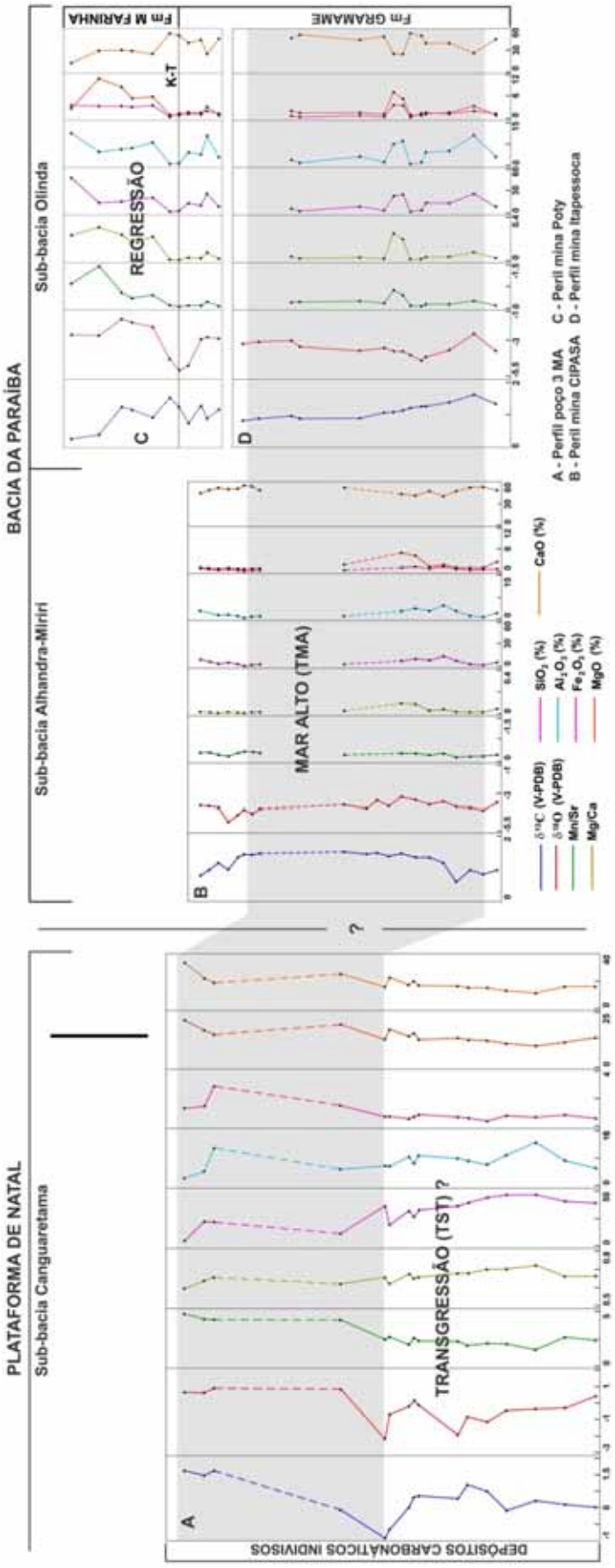

Figura VIII.11 – Correlação dos perfis Poty/Itapessoca, CIPASA e do poço 3 MA.

VIII.4 – CORRELAÇÃO DOS DADOS ISOTÓPICOS

O objetivo desta parte da interpretação dos dados geoquímicos é correlacionar as unidades através de suas assinaturas isotópicas, estando estas associadas às condições de deposição e/ou evolução diagenética. Tentou-se observar as relações entre as unidades Gramame, Itamaracá e Jandaíra e, entre estas e os depósitos carbonáticos indivisos existentes na Sub-bacia Canguaretama.

Além dos dados das pedreiras (Poty, Itapessoca, CIPASA e CIMEPAR) e da Sub-bacia Canguaretama (poço 3 MA-01-PB e seção da mina Outeiros) foram também incluídos outros dados de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ disponíveis na literatura. Foram incluídos os dados de Córdoba (2001) para dois poços que atravessaram a Formação Jandaíra na região central da Bacia Potiguar (Fig. VIII.1). Os poços denominados P1 e P11 possuem uma seção amostrada de 68 e 300 metros, respectivamente. Foram incluídas 79 análises do poço P11 e 15 do poço P1. Embora os dados do poço P1 tenham demonstrado forte alteração diagenética (Córdoba, 2001), produzida principalmente por efeito de dolomitização, este foi incluído para efeito comparativo. Segundo Córdoba (2001) o poço P11 demonstrou bom potencial de interpretação quimioestratigráfica para os depósitos da Formação Jandaíra, servindo assim, como um importante perfil de comparação com as unidades da Bacia da Paraíba e com os calcários da Plataforma de Natal (ver localização dos poços na Fig. VIII.1).

É importante destacar que a seção do poço P11 apresenta vários ciclos de transgressão e regressão e uma razoável variação de fácies que inclui: ciclos de perimaré compostos por fácies de supramaré, intermaré e de laguna e ciclos de inframaré rasa compostos por fácies de barra (Córdoba, 2001). As litologias também variam substancialmente ocorrendo margas, calcários biomicríticos, calcários com siliciclastos, calcários oolíticos, dolomitos e arenitos calcíferos (Córdoba, 2001).

Foram incorporados também os dados de Souza (2006), obtidos dos poços 1 IG-03-PE (CPRM), localizado em Igarassu, Sub-bacia Olinda, Pernambuco, além de dados do poço 3 LU-02-PB (CPRM) localizado em Lucena, Sub-bacia Alhandra, Paraíba. Ao todo foram incluídas análises de 8 amostras para o poço 3 LU, e de 25 amostras para o poço 1 IG (Souza, 2006). Estes dados contemplam o topo da Formação Itamaracá e a transição entre as unidades Itamaracá e Gramame na Bacia da Paraíba (ver localização dos poços na Fig. VIII.1).

A Figura VIII.12 mostra um gráfico onde estão plotados os dados de $\delta^{13}C$ contra os dados de $\delta^{18}O$. No diagrama A estão plotados apenas os dados referentes às amostras

analisadas para as pedreiras que ocorrem na Bacia da Paraíba. Estas pedreiras apresentam seções que abrangem a Formação Gramame ao longo de toda a faixa costeira da Bacia da Paraíba, e a Formação Maria Farinha, preservada na Sub-bacia Olinda. Os pontos plotados demonstram a formação de uma "nuvem" relativamente pouco dispersa, embora os dados estejam distribuídos ao longo de mais de 100 km (Fig. VIII.1). O agrupamento dos resultados demonstra que os depósitos amostrados da Formação Gramame, embora separados por razoável distância, apresentam notável correlação isotópica. Os pontos vermelhos, que representam os dados da Formação Maria Farinha, na mina Poty, apresentam maior dispersão em relação aos demais dados para a Formação Gramame, e isto se deve ao fato de que os estratos mais superiores desta unidade sofreram maior influência terrígena, além de efeitos diagenéticos tardios (VIII.12).

Na Figura VIII.12B foram acrescentados os dados obtidos dos poços 1 IG-03-PE e 3 LU-02-PB, onde foram amostrados estratos do topo da Formação Itamaracá, na passagem para a Formação Gramame (Souza, 2006). Apenas alguns dados do poço 3 LU (cruzes pretas) se aproximaram do agrupamento da Formação Gramame mas a maior parte apresenta variado grau de alteração diagenética, como é demonstrado pela ocorrência de pontos que se afastam da zona representada pelo retângulo tracejado, onde se considera haver uma melhor preservação do sinal diagenético (Kaufman & Knoll, 1995; Jacobsen & Kaufman, 1999; Jarvis *et al*., 2001; Melezhik *et al*., 2001; Fölling & Frimmel, 2002). As amostras do poço 3 LU que se afastaram do agrupamento da Formação Gramame, provavelmente, representam amostras do topo da Formação Itamaracá, que apresentam influência de siliciclastos e alteração diagenética (Fig. VIII.12B).

Os valores referentes ao poço 1 IG (cruzes vermelhas) apresentam-se agrupados em um *trend* de correlação positiva, mas não ocupando o mesmo campo que as amostras da Formação Gramame. Grande parte dos pontos plotados se encontra dentro da zona onde há expectativa de menor alteração (Fig. VIII.12B). Observa-se que, os dados do poço 3 LU apresentam menos indícios de alteração diagenéticas, fato também observado através da análise de lâminas delgadas (Souza, 2006).

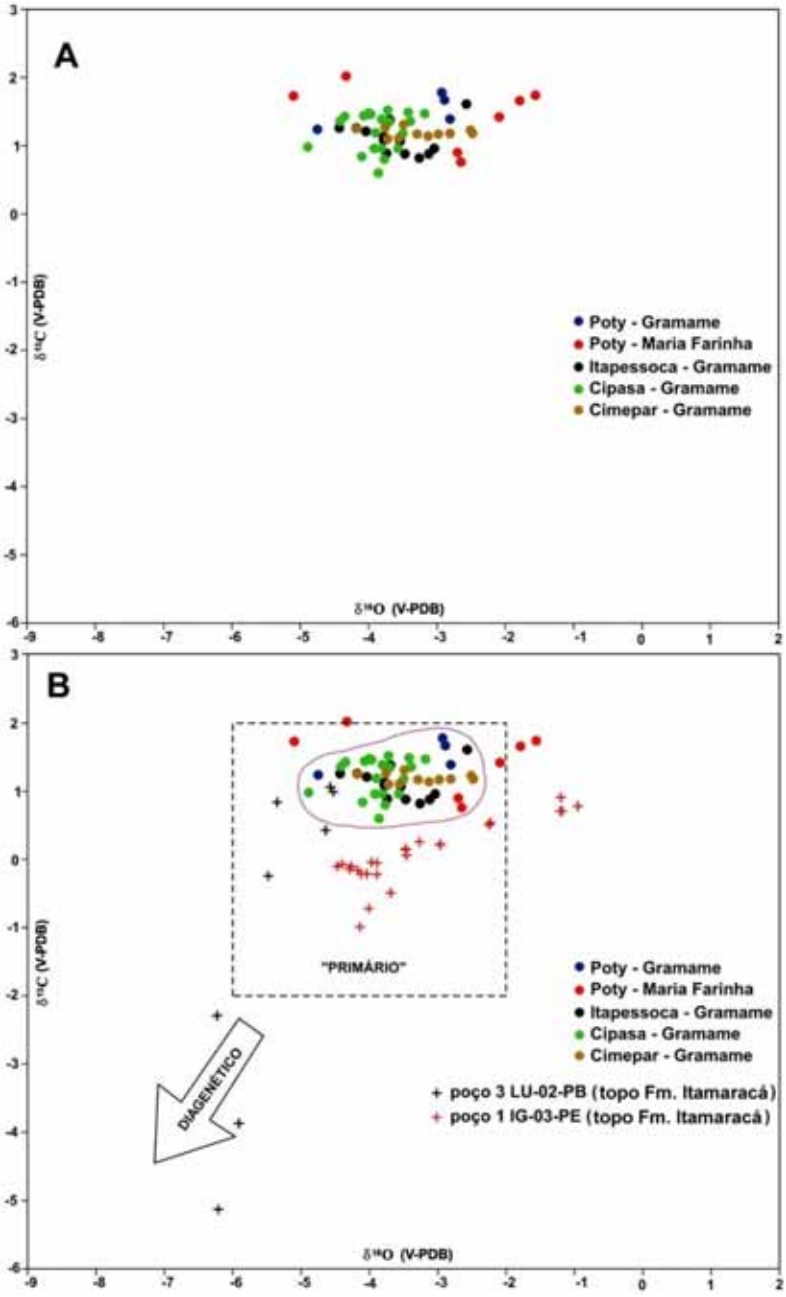

Figura VIII.12 – Diagrama de correlação dos valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ dos perfis analisados por esta pesquisa com valores descritos de amostras dos poços 3 LU-02-PB e 1 IG-03-PE (Souza, 2006).

Na Figura VIII.13A, foram acrescentados os dados referentes ao poço 3 MA-01-PB (triângulos pretos), que representam os calcários indivisos da Plataforma de Natal na Sub-bacia Canguaretama. Os resultados do poço 3 MA apresentam uma dispersão para a direita da nuvem onde se encontram os dados da Formação Gramame. Os valores não formam um *trend* bem definido e indicam o variado grau de influência terrígena e de alteração diagenética. A diagênese tardia influenciou principalmente o sinal do oxigênio (Fig. VIII.13A).

Na Figura VIII.13B foram adicionados os dados referentes à seção da mina Outeiros (triângulos verdes), cujos estratos afloram na região da Sub-bacia Canguaretama. Os resultados destes depósitos aflorantes apresentam comportamento semelhante aos calcários do poço 3 MA. Ocorre uma dispersão dos pontos a direita dos pontos da Formação Gramame, e dos poços 3 LU e 1 IG (Fig. VIII13B). Os resultados do poço 3 MA e da mina Outeiros, representando os calcários indivisos, tendem a ocupar o mesmo campo do diagrama demonstrando razoável correlação (Fig. VIII.13B).

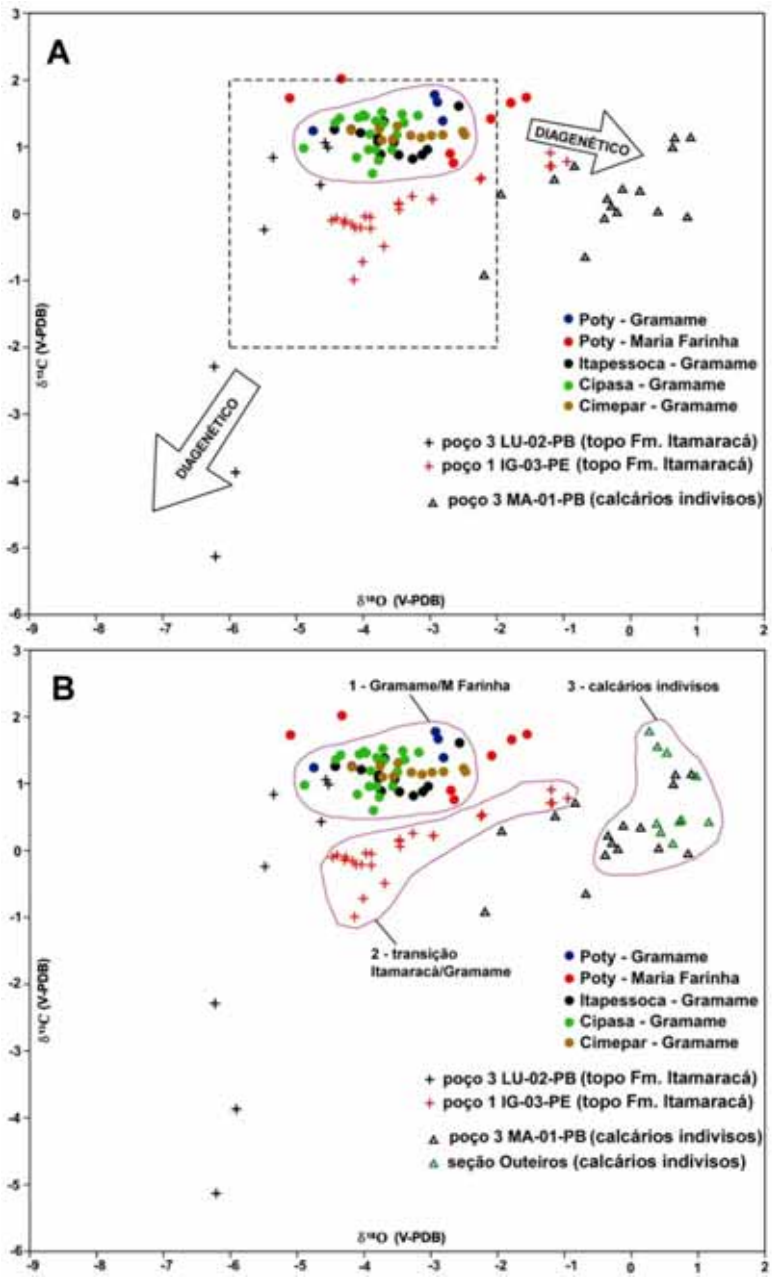

Figura VIII.13 – Diagrama de correlação dos valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ dos perfis analisados por esta pesquisa com valores descritos de amostras dos poços 3 LU-02-PB e 1 IG-03-PE (Souza, 2006); poço 3 MA-01-PB e seção de Outeiros.

Na Figura VIII.13B foram isoladas três “nuvens” que aqui são interpretadas como os *trends*, ou comportamentos, que representam as formações Gramame, Itamaracá e os calcários indivisos do intervalo superior da sucessão sedimentar da Plataforma de Natal.

Na Figura VIII.14A foram acrescentados os dados de 79 amostras do poço P11, que abrange cerca de 300m de depósitos da Formação Jandaíra (Córdoba, 2001). Os valores referentes ao poço P11 (cruzes azuis) mostraram um comportamento relativamente coeso, formando um agrupamento com poucas amostras fora do retângulo tracejado indicando menor alteração diagenética, como indicado por Córdoba (2001).

A nuvem formada pelos dados da Formação Jandaíra, (poço P11), apresentou maior afinidade com os dados da Formação Gramame, e não com os dados da Formação Itamaracá, ou com os calcários indivisos (Fig. VIII.14A). As amostras que mais se aproximaram dos dados da Formação Gramame representam amostras de margas e *mudstones*/*wackstones* biomicríticos da Formação Jandaíra (Córdoba, 2001). Os dados do poço P11 que se afastaram da nuvem Gramame representam fácies com conteúdo terrígeno, e maior efeito diagenético, principalmente dolomitização (Córdoba, 2001). Algumas das amostras do poço P11 que apresentaram maior dispersão em relação a seu agrupamento representam dolomitos (ver amostras assinaladas com o texto “dol” na Figura VIII14.A).

Na Figura VIII.14B foram adicionados os dados referentes ao poço P1, localizado aproximadamente a 30 km a sul da cidade de Macau, RN, área emersa da Bacia Potiguar (Córdoba, 2001). Deste poço foram incluídos os resultados de 15 amostras da Formação Jandaíra, coletadas entre 37 e 105m de profundidade, descritas por Córdoba (2001). Os valores do poço P1 (losangos pretos) apresentam forte efeito diagenético, demonstrado por seu afastamento em relação ao retângulo tracejado (Fig. VIII14B). Estas amostras em geral representam fácies de arenitos calcíferos e *grainstones* bioclásticos (Córdoba, 2001). Os dados do poço P1 mostraram comportamento semelhante aos resultados do poço 3 LU, que também apresenta acentuado conteúdo de siliciclastos e alteração diagenética (Fig. VIII.14B). Isto se deve, provavelmente, a semelhança litológica/faciológica dessas amostras o que pode ter favorecido uma evolução diagenética semelhante.

VIII.5 – INTEGRAÇÃO DOS DADOS ISOTÓPICOS E DE FLUORESCÊNCIA

Nesta seção do capítulo executou-se uma integração dos dados isotópicos com os dados da composição elementar das amostras, obtidos através do método de fluorescência de raios-X para os perfis estudados.

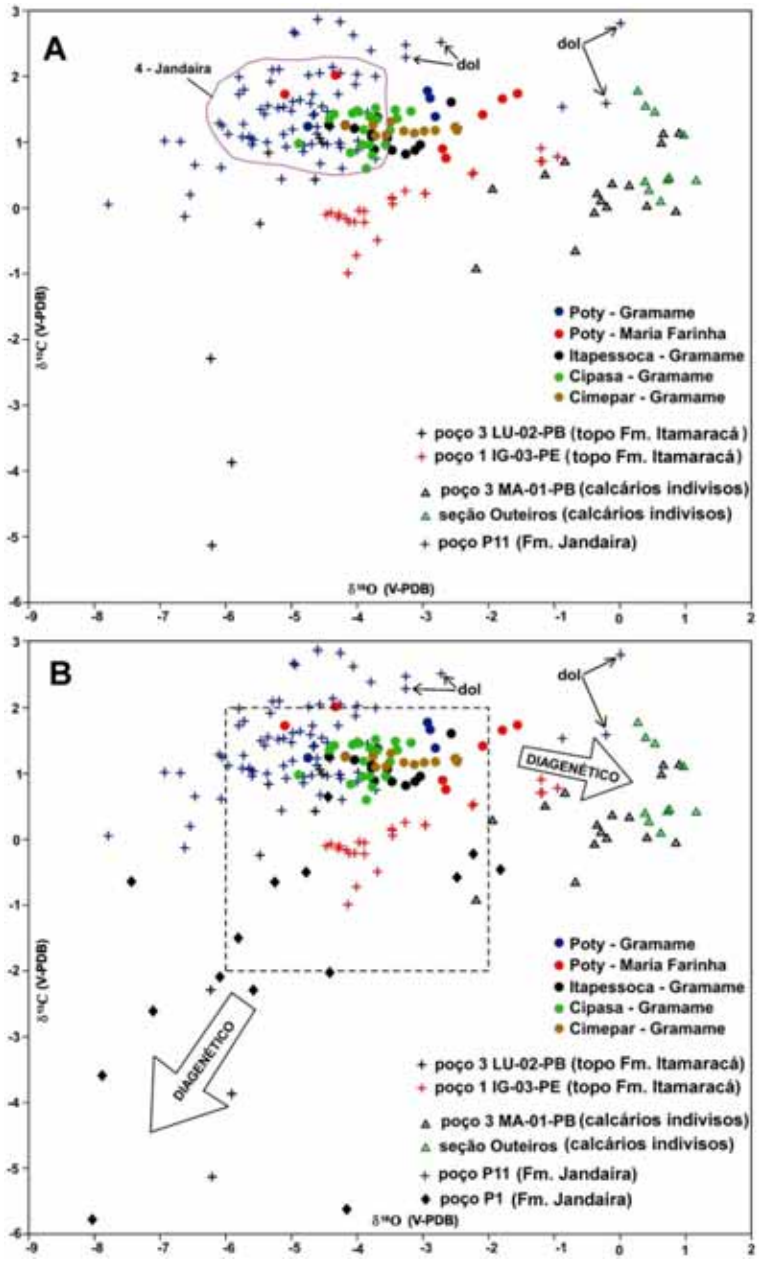

Figura VIII.14 – Diagrama de correlação dos valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ dos perfis analisados por esta pesquisa com valores descritos de amostras dos poços 3 LU-02-PB e 1 IG-03-PE (Souza, 2006); poço 3 MA-01-PB e seção de Outeiros; poços P1 e P11 (Córdoba, 2001).

A Figura VIII.15A representa um gráfico da relação $\delta^{13}C$ x $\delta^{18}O$. Como visto antes, este gráfico sugere que os calcários da Formação Gramame apresentam uma boa preservação dos sinais primários (retângulo primário), enquanto que as amostras que representam os calcários indivisos (seção Outeiros e poço 3 MA) apresentam um *trend* disperso e situam-se fora do retângulo tracejado, indicando alteração diagenética. É possível ver que algumas amostras da Formação Maria Farinha (pontos vermelhos) apresentam uma maior dispersão em

relação às amostras da Formação Gramame, este efeito se deve a alterações diagenéticas nessas amostras, como discutido acima.

O gráfico VIII.15B, mostra a razão Mn/Sr x $\delta^{13}C$. Neste caso nota-se que a Formação Gramame está contida dentro do retângulo delimitado pelo valor 0,5 para a razão Mn/Sr, indicando que há bom potencial de preservação do sinal isotópico. As amostras referentes aos depósitos carbonáticos indivisos que aparentam terem sido mais influenciadas pela diagênese demonstram um gradual aumento da razão Mn/Sr e um relativo empobrecimento de $\delta^{13}C$.

O gráfico VIII.15C, mostra a relação Mn/Sr x $\delta^{18}O$. Aqui, também nota-se que as amostras referentes à Formação Gramame apresentam valores abaixo da linha de 0,5, para a razão Mn/Sr, demonstrando que os valores de $\delta^{18}O$ situados entre –2 e –5‰ (V-PDB), para a Formação Gramame e Maria Farinha representam sinais isotópicos confiáveis. As amostras dos depósitos carbonáticos indivisos possivelmente mais afetadas pela diagênese mostram maiores valores da razão Mn/Sr e um enriquecimento em $\delta^{18}O$.

O gráfico VIII.15D mostra a relação Mn/Sr x Mg/Ca. A relação Mg/Ca está associada ao aumento de magnésio através da substituição da calcita ($CaCO_3$) por dolomita - $CaMg(CO_3)_2$, principalmente em fases tardias de diagênese. Neste caso vê-se que a maior parte das amostras da Formação Gramame apresenta baixos valores para as duas relações (abaixo de 0,5 para Mn/Sr e abaixo de 0,2 para Mg/Ca), principalmente os resultados referentes à seção da mina CIPASA. Os valores referentes aos calcários indivisos, altos valores da razão Mn/Sr que chega a 5, e também altos valores da razão Mg/Ca entre 0,6 e 0,8, mostram um claro distanciamento dos dados referentes à Formação Gramame. Observa-se a tendência de algumas amostras da Formação Maria Farinha na direção da "nuvem" representada pelas amostras dos calcários indivisos, o que é explicado pelo incremento tanto na influência terrígena, crescente no caso dos estratos da Formação Maria Farinha, quanto no incremento também de efeitos diagenéticos.

Os gráficos VIII.15E e VIII.15F mostram as relações Mg/Ca x $\delta^{13}C$ e Mg/Ca x $\delta^{18}O$. Como verificado nos outros gráficos, as amostras referentes aos calcários indivisos apresentam maiores valores para a razão Mg/Ca indicando efeito diagenético, ao mesmo tempo estas demonstram empobrecimento em $\delta^{13}C$ e enriquecimento em $\delta^{18}O$. Também observa-se a tendência de algumas amostras da Formação Gramame e da Formação Maria Farinha, mais afetadas por influência terrígena e diagênese, de apontarem na direção da "nuvem" formada pelas amostras dos calcários indivisos.

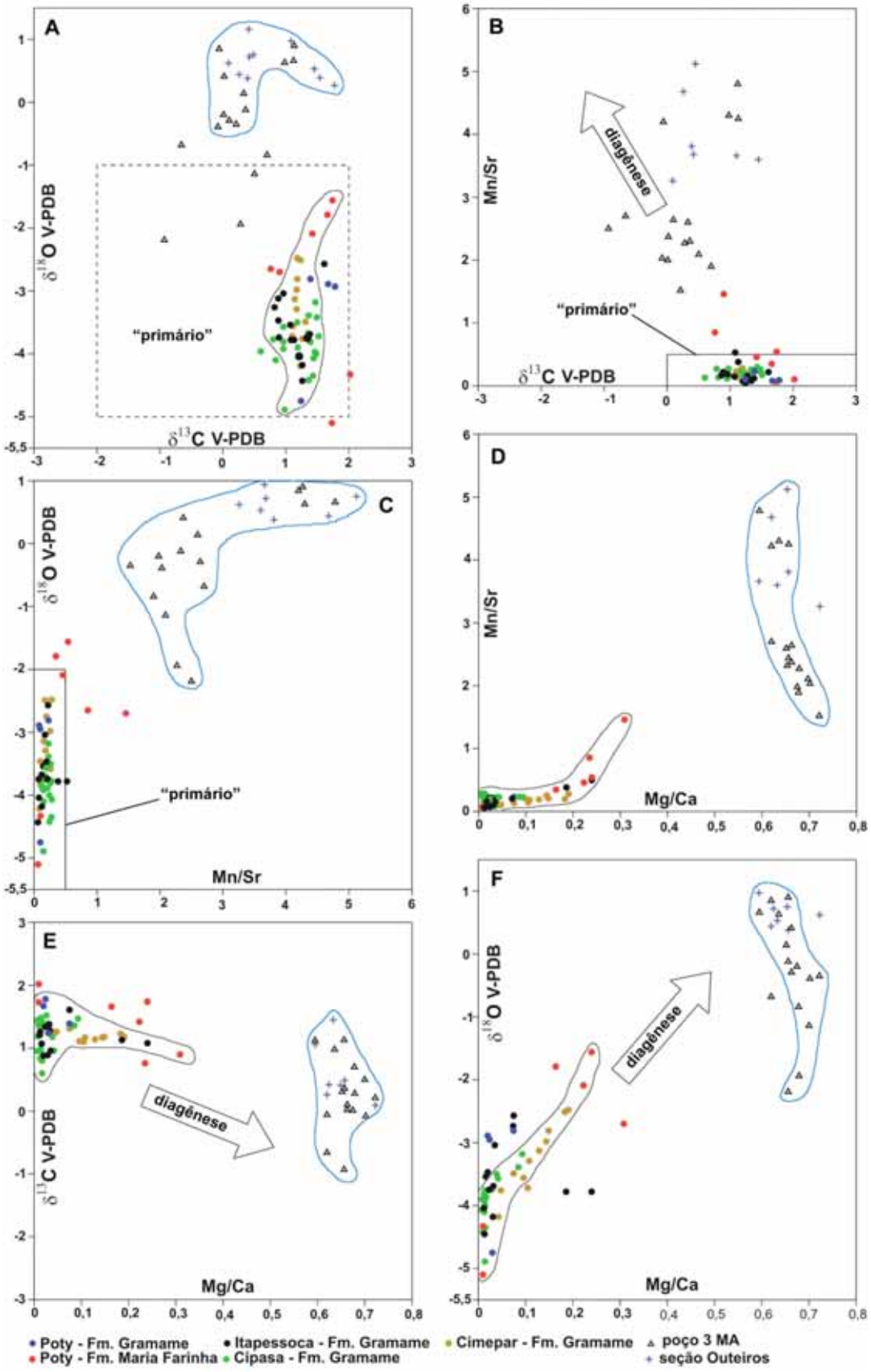

Figura VIII.15 – Correlação dos dados elementares das unidades estudadas. A) $\delta^{13}C$ x $\delta^{18}O$; B) $\delta^{13}C$ x Mn/Sr; C) Mn/Sr x $\delta^{18}O$; D) Mg/Ca x Mn/Sr; E) Mg/Ca x $\delta^{13}C$; F) Mg/Ca x $\delta^{18}O$.

O gráfico VIII.16A mostra a relação CaO x SiO_2. Nesta correlação vêm-se dois *trends* bem marcados, sendo um representado pelas amostras referentes às formações Gramame e Maria Farinha (nuvem preta), e outro grupo que representa os calcários indivisos (nuvem azul). Os dois mostram uma correlação negativa com o aumento de SiO_2 em relação à diminuição de CaO. Esta relação mostra o aumento da participação terrígena e a queda na deposição carbonática. O *trend* para os carbonatos da Bacia da Paraíba é muito mais uniforme e mostra uma variação mais direta entre a redução de cálcio e o aumento de SiO_2. O segundo grupo exibe uma variação muito maior de SiO_2 em vista de uma menor variação no teor de CaO, demonstrando a deposição marinha sob variável aporte terrígeno.

Os calcários da Bacia da Paraíba exibem um trend mais uniforme e linear porque sua fração terrígena é composta por argilominerais, que possuem uma estrutura regular. O *trend* disperso dos calcários indivisos se dá devido a grande variação da participação de siliciclastos detríticos (Barbosa *et al*., 2005a, 2005b), principalmente quartzo e feldspato, como observado nas lâminas delgadas.

O gráfico VIII.16B mostra a correlação SiO_2 x TiO_2. Ocorre uma correlação positiva com um trend linear representado pelas amostras referentes às formações Gramame e Maria Farinha (nuvem preta), e uma correlação não linear que representa os calcários indivisos (nuvem azul). Isto pode indicar que há uma diferença na proveniência do influxo terrígeno, com uma diferenciação regional na composição regional da fonte, além da variação quantitativa. A Formação Gramame apresenta maior teor de TiO_2, diretamente relacionado a SiO_2 e ao aumento de Al_2O_3, derivado de argilominerais. Para rochas calcárias com conteúdo argiloso, como os depósitos da Formação Gramame e Maria Farinha, podem ser característicos da alteração de minerais primários, ferromagnesianos, como biotita, anfibólio, piroxênio e olivina (Anderson & Worden, 2004). A tendência dos calcários indivisos revela a influência do material arenoso presente (quartzo e feldspatos) na forma detrítica que está relacionada ao seu conteúdo de TiO_2. O enriquecimento de TiO2 em depósitos arenosos é indicativo de certa abundância de minerais pesados como rutilo, ilmenita e anatásio.

Os gráficos VIII.16C e D, mostram as relações SiO_2 x K_2O e Al_2O_3 x K_2O, respectivamente. Ocorrem dois *trends* principais, ambos exibindo correlação positiva. No primeiro gráfico, as amostras que representam as formações Gramame e Maria Farinha (nuvem preta) mostram valores menores e um *trend* estreito e agrupado. As amostras dos calcários indivisos mostram um trend disperso e com valores maiores (nuvem azul).

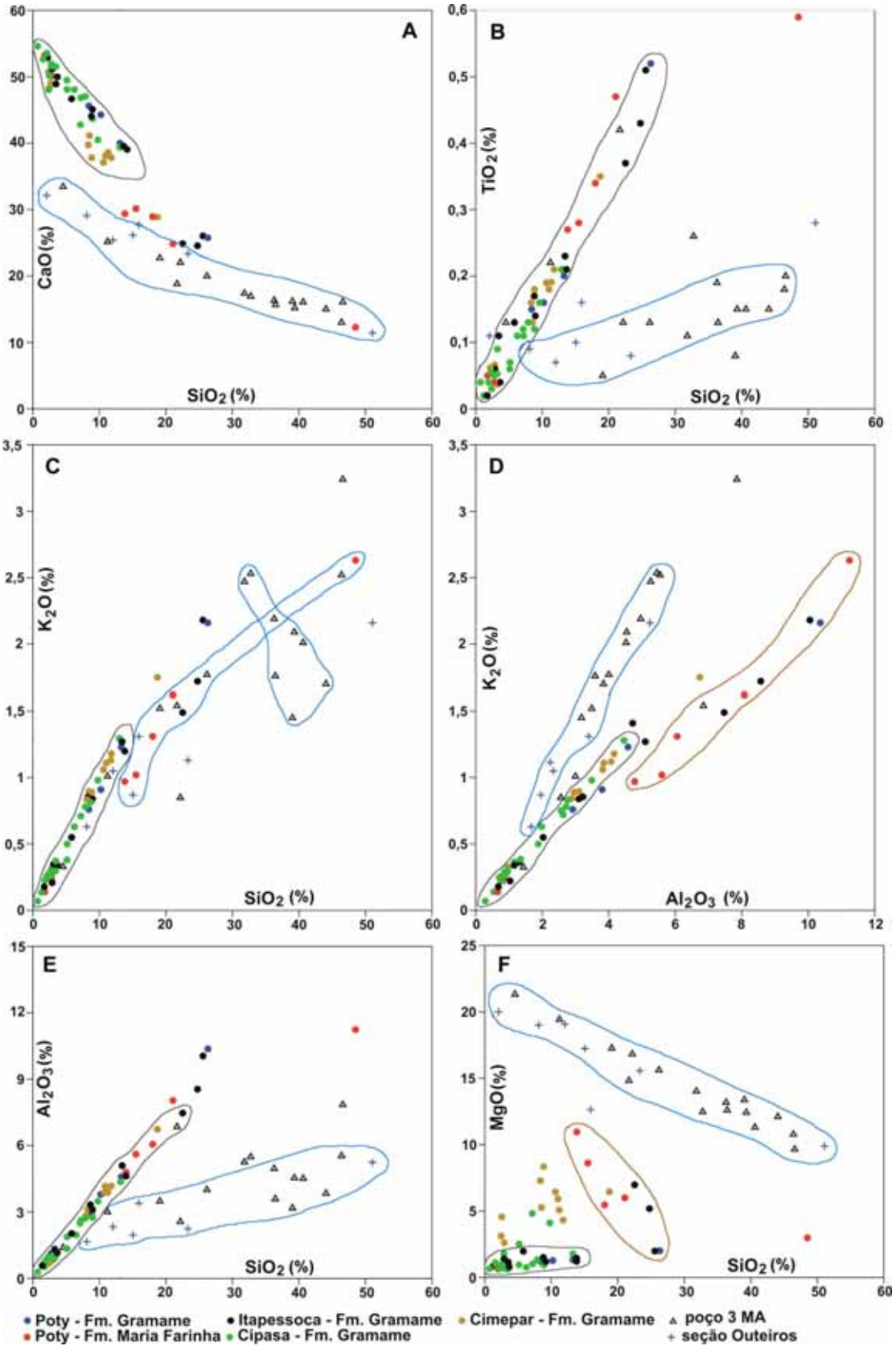

Figura VIII.16 –Correlação dos dados elementares das unidades estudadas. A) SiO_2 x CaO; B) SiO_2 x TiO_2; C) SiO_2 x K_2O; D)Al_2O_3 x K_2O; E) SiO_2 x Al_2O_3; F) SiO_2 x MgO.

Algumas amostras do poço 3 MA mostram um segundo trend com correlação negativa. Observa-se novamente, a influência de argilominerais na fração terrígena para as unidades Gramame e Maria Farinha, e uma influência de feldspatos detríticos nos calcários indivisos, cuja participação de siliciclastos varia consideravelmente.

Os gráficos VIII.16D mostra três *trends* bem marcados. As amostras das formações Gramame e Maria Farinha exibem os menores valores e uma relação positiva direta (nuvem preta) devido à estrutura regular dos argilominerais. Os calcários indivisos mostram relação positiva com valores mais altos de K, provavelmente, devido à presença de feldspatos (nuvem azul). Um terceiro grupo de amostras, constituído de amostras da Formação Maria Farinha e de amostras da seção Itapessoca, mostram uma relação positiva com maiores valores do que observado para as amostras da Formação Gramame (nuvem marrom). Este terceiro grupo é formado por amostras com maior influência terrígena devido à regressão que influenciou o final do Maastrichtiano e o Paleoceno na Bacia da Paraíba. Este terceiro grupo demonstra uma mistura de argilominerais com siliciclastos detríticos.

Os gráficos VIII.16E e F, mostram as relações SiO_2 x Al_2O_3 e SiO_2 x MgO, respectivamente. No gráfico VIII.16E observa-se dois grupos distintos. O primeiro (nuvem preta) mostra correlação positiva entre Al e Si indicando a presença de aluminossilicatos (Pandit *et al*., 2003). O outro grupo (nuvem azul) mostra correlação não linear entre Si e Al, devido influência variável de terrígenos detríticos.

O gráfico VIII16F mostra que há pelo menos três *trends* bem marcados. O grupo de amostras da Formação Gramame exibe uma correlação positiva a não linear entre Si e Mg, indicando que o Mg está associado à fase silicática, nos argilominerais, e não a fase carbonática, como dolomita. Um grupo de amostras das formações Gramame e Maria Farinha (nuvem marrom) exibe uma correlação negativa. Os calcários indivisos exibem uma correlação negativa entre Si e Mg com os valores mais altos observados. A correlação negativa destes dois últimos grupos indica que o Mg está associado à fase carbonática, como dolomita diagenética.

As amostras da Formação Gramame, cuja participação do Mg está associada à fase terrígena mostra baixos valores de Mg, o que pode indicar uma participação de aluminossilicatos com K e Si como a ilita - $KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$ e a caulinita – $Al_2Si_2O_5(OH)_4$, que tem uma razão de Al/Si de 1:1, e a montmorilonita – $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ que tem a razão Al/Si de 1:2 (Brownlow, 1996). O grupo de amostras mais disperso (Fig. VIII.16F), mostra maior influência de Mg (nuvem marrom), que pode ser oriundo de

argilominerais com Mg como clorita e esmectita. Contudo, é mais provável que esta tendência reflita alteração diagenética (dolomitização) com enriquecimento tardio em Mg.

Um exemplo de argilominerais frequentemente observado em lâminas da Formação Gramame é a glauconita autigênica, encontrada em forma de nódulos ou preenchendo carapaças de foraminíferos, sempre associada a fosfato e pirita (Albertão, 1993; Barbosa *et al*., 2006a). A glauconita é uma variedade de ilita na qual Fe^{3+} substitui o alumínio na estrutura octahédrica (Brownlow, 1996).

Menor & Boujo (2000) relataram que a análise mineralógica da Formação Maria Farinha na sub-bacia Olinda revelou uma predominância de esmectita (65 a 90%) com ocorrência de caulinita (10 a 25%) e menor influência de ilita (<10%). Dados publicados para a Formação Gramame mostraram também a predominância de montmorilonita (grupo das esmectitas), de ilita e menor de caulinita (Menor *et al*., 1977; Menor & Amaral, 1979). El Gadi & Brookfiled (1999) descreveram os resultados de análise mineralógica em amostras da Formação Gramame ao longo de toda a bacia. Seu estudo concluiu que, de forma geral, há uma redução no teor de quartzo encontrado nos depósitos, da base para o topo, e que este na maior parte da seção é <2%. Os autores afirmam ainda que o conteúdo de argilominerais na seção varia entre 10 a 35%, e que a composição dos argilominerais é predominantemente de Caulinita (40 – 65%) com menores quantidades de montmorilonita (20 – 40%) e de ilita (15 – 35%). Desta forma, a interpretação desta pesquisa corrobora os dados pre-existentes com relação à influência de argilominerias nas unidades Gramame e Maria Farinha.

O gráfico VIII.17, mostra as correlações K_2O x CaO, Al_2O_3 x CaO, Al_2O_3 x Sr e Rb x Sr. As correlações K_2O x CaO e Al_2O_3 x CaO mostram novamente a ocorrência de três grupos bem distintos (Fig. VII.17A e B). Grande parte das amostras da Formação Gramame está agrupada (nuvem preta) em um *trend* de correlação negativa com os maiores valores de Ca, demonstrando a plataforma com maior influência carbonática, cuja participação do K está associada aos argilominerais. Algumas amostras da Formação Gramame e da Formação Maria Farinha (nuvem marrom) exibem uma correlação quase não linear, indicando o incremento em siliciclastos. Os calcários indivisos (nuvem azul) exibem uma correlação negativa a não linear influenciada pelos maiores valores de K, indicando a forte influência siliciclástica.

No caso dos calcários indivisos, a abundância de feldspatos potássicos foi observada em lâminas (ortoclásios e microclinas ver Cap. VII). Este aspecto talvez se deva ao fato de que tanto os plagioclásios quanto a biotita são alterados mais rapidamente do que os feldspatos potássicos (Brownlow, 1996), que neste caso, conseguiram chegar à plataforma carbonática.

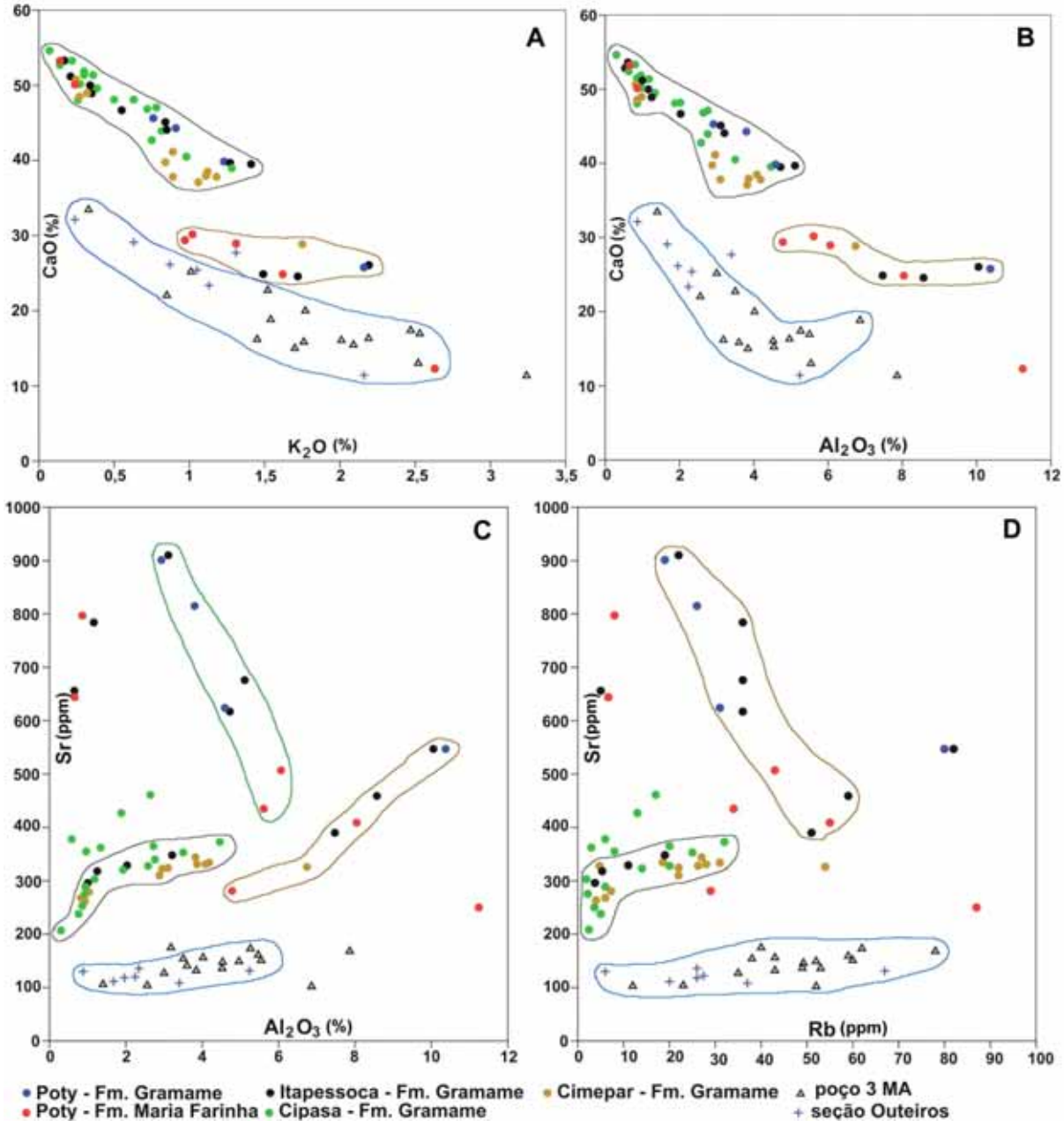

Figura VIII.17 –Correlação dos dados elementares das unidades estudadas. A) K_2O x CaO; B) Al_2O_3 x CaO; C) Al_2O_3 x Sr; D) Rb x Sr.

Os gráficos VIII.18C e D mostram as correlações Al_2O_3 x Sr e Rb x Sr. Boa parte das amostras da Formação Gramame (nuvem preta), e os calcários indivisos (nuvem azul) apresentam uma correlação não linear entre Al_2O_3 e o Sr. Este fato indica que os plagioclásios, em ambos os casos, não são importantes na fração terrígena.

No gráfico que mostra a correlação Rb x Sr observa-se um comportamento semelhante, com boa parte das amostras da Formação Gramame (nuvem preta) e os calcários indivisos (nuvem azul) formando dois *trends* de correlação não linear. Os calcários indivisos apresentam os menores valores de Sr e os maiores valores de Rb (Fig. VIII17D).

Possivelmente, esta correlação reflete dois fatores: a) alteração diagenética com lixiviação do estrôncio original; b) uma dominância de feldspatos potássicos.

No caso dos calcários indivisos, o enriquecimento em rubídio talvez tenha sido incrementado por uma menor presença de minerais ricos em elementos como Na Ca e Sr, como os plagioclásios, que são mais rapidamente alterados (White & Brandley, 1995). Certamente, minerais como K-feldspatos, que contêm Rb Ba e K, tiveram maior participação na fração terrígena, como observado em lâminas.

Como uma conclusão deste capítulo, observou-se que as unidades Gramame e Maria Farinha apresentam estreita semelhança geoquímica, resultado das condições semelhantes que dominaram a plataforma carbonática ao longo de toda a Bacia da Paraíba.

Dados relativos à porção superior da Formação Itamaracá (poços 1 IG e 3 LU), demonstraram pouca correlação com os dados da Formação Gramame, como seria esperado.

Os calcários indivisos da porção superior da sucessão sedimentar da Sub-bacia Canguaretama (Plataforma de Natal) não apresentaram correlação com a Formação Gramame, e apenas algumas amostras apresentaram certa correlação com amostras da Formação Itamaracá. Devido à certa semelhança litológica de algumas fácies, caracterizadas por depósitos carbonáticos com influência de siliciclastos e alteração diagenética importante, ambas as unidades litoestratigráficas mostram similar comportamento geoquímico. Entretanto, as diferenças características para as duas sucessões ficaram bem definidas, mostrando assim que esses calcários indivisos, como um todo, não representam uma extensão para norte da Formação Itamaracá, como sugerido antes. Apesar de a parte basal da sucessão estudada dos calcários indivisos, serem correlatos em tempo da Formação Itamaracá, como sugerido pela correlação dos perfis quimioestratigáficos (Fig. VIII.11), os ambientes deposicionais apresentavam diferenças devido ao controle tectono-sedimentar dos setores sul e norte da rampa. Este fato resultou em um regime característico nos dois setores em termos de depósitos sedimentares e na fauna ali existente.

Os dados isotópicos da Formação Jandaíra mostraram que esta não apresenta semelhança com a Formação Itamaracá, nem com os calcários indivisos da sucessão sedimentar da Plataforma de Natal. Algumas amostras da Formação Jandaíra, representando fácies de plataforma aberta, apresentaram correlação com amostras da Formação Gramame, provavelmente, devido a semelhanças dos ambientes deposicionais envolvidos.

CAPÍTULO IX

ASPECTOS PALEONTOLÓGICOS DOS DEPÓSITOS CARBONÁTICOS INDIVISOS DA PLATAFORMA DE NATAL

Este trabalho apresenta a descrição de icnofósseis e macrofósseis coletados a partir da investigação realizada nos estratos carbonáticos indivisos aflorantes na região de Pedro Velho-Canguaretama, RN, Sub-bacia Canguaretama. O material fóssil foi coletado em três etapas de campo entre os anos de 2004 e 2006. Esta parte da pesquisa tem por objetivo fornecer subsídios para uma comparação com as faunas das bacias vizinhas e acrescentar informações de caráter paleoecológico e cronoestratigráfico para estes depósitos. Apesar de fragmentário, e escasso, o registro paleontológico destes depósitos é de vital importância para a realização de correlações com as unidades das bacias vizinhas e a determinação da idade destes depósitos.

Os calcários encontrados na região do engenho Outeiros, município de Pedro Velho, RN, têm sido objeto de estudos, desde o final da década de 70, que forneceram diferentes interpretações estratigráficas e paleoecológicas. Kegel (1957b) sugeriu que depósitos aflorantes na porção leste do Rio Grande do Norte teriam idade maastrichtiana, inferindo que estes seriam pertencentes a Formação Jandaíra. Campanha (1979) estudou estes carbonatos da Sub-bacia Canguaretama, denominando-os de calcário Outeiros, e concluindo que eram resultantes da recristalização de micritos algálicos comparáveis aos carbonatos ocorrentes na região entre Natal e Ceará-Mirim configurando-se assim, numa extensão da Bacia Potiguar. Damasceno *et al*. (1986), investigando esta mesma área mencionaram que estes estratos são constituídos por calcários dolomíticos (esparitos e microesparitos muito recristalizados) com siliciclastos. Lana & Roesner (1999a, 1999b), através da análise palinológica de testemunhos de poços perfurados entre as cidades de Punaú (a norte de Natal) e Canguaretama, identificaram três intervalos de estratos: uma porção superior, de provável idade maastrichtiana e deposição marinha; um intervalo Eocampaniano com influência marinha e maior conteúdo de terrígenos; e um intervalo basal com palinomorfos continentais e alguma influência marinha, que alcançaria o Turoniano, relacionando-os a uma possível extensão para leste da Bacia Potiguar. Hessel & Barbosa (2005a, 2005b) realizaram um trabalho de análise perliminar da fauna de gastrópodes e Biválvios encontrada nos depósitos carbonáticos

aflorantes da Sub-bacia Canguaretama. Este autores sugeriram um ambiente marinho raso, restrito, de provável idade campaniana-maastrichtiana.

Os depósitos onde os fósseis foram coletados estão localizados na Sub-bacia Canguaretama, situada no sul do Estado do Rio Grande do Norte, a aproximadamente 8 km a leste da cidade de Pedro Velho (Fig. IX.1). A coleta foi realizada em afloramentos e em pedreiras artesanais de calcário (ver Fig. VI.11). A descrição dos depósitos aflorantes na região de Pedro Velho encontra-se no capítulo VI (ver Fig. VI.11).

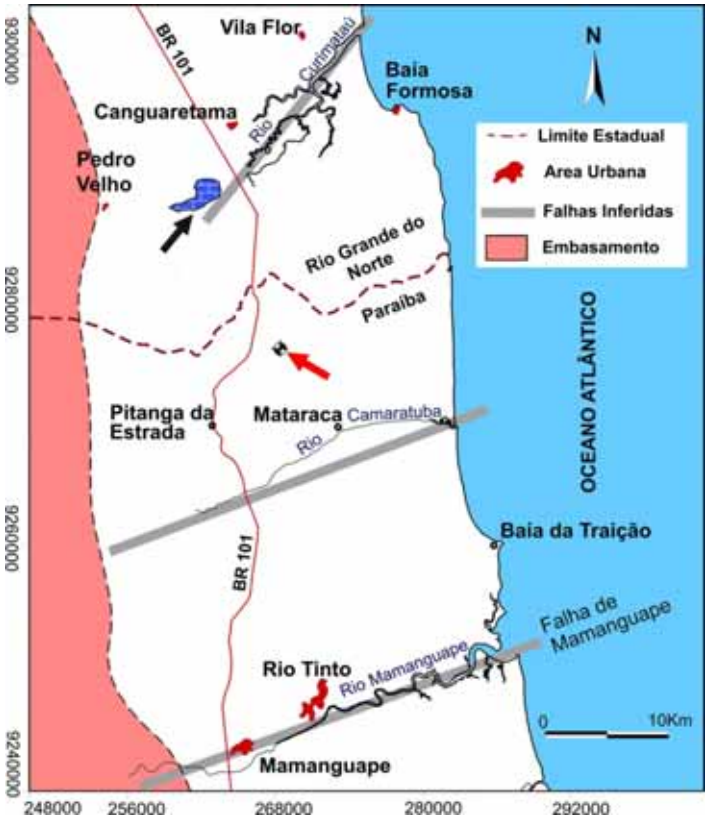

Figura IX.1 – Localização dos depósitos carbonáticos aflorantes estudados na Sub-bacia Canguaretama (seta preta). A localização do poço 3 MA é indicada pela seta vermelha.

O material fóssil coletado foi preparado mecanicamente de forma tradicional. Os icnofósseis que não puderam ser coletados no campo foram fotografados para posterior identificação. Em geral, é possível perceber na matriz carbonática espaços vazios formando vugulas e poros, resultantes da dissolução de conchas. Especialmente dois níveis mostraram abundantes restos de macrofósseis, essencialmente constituídos por moldes internos e externos de moluscos (Fig. IX.2).

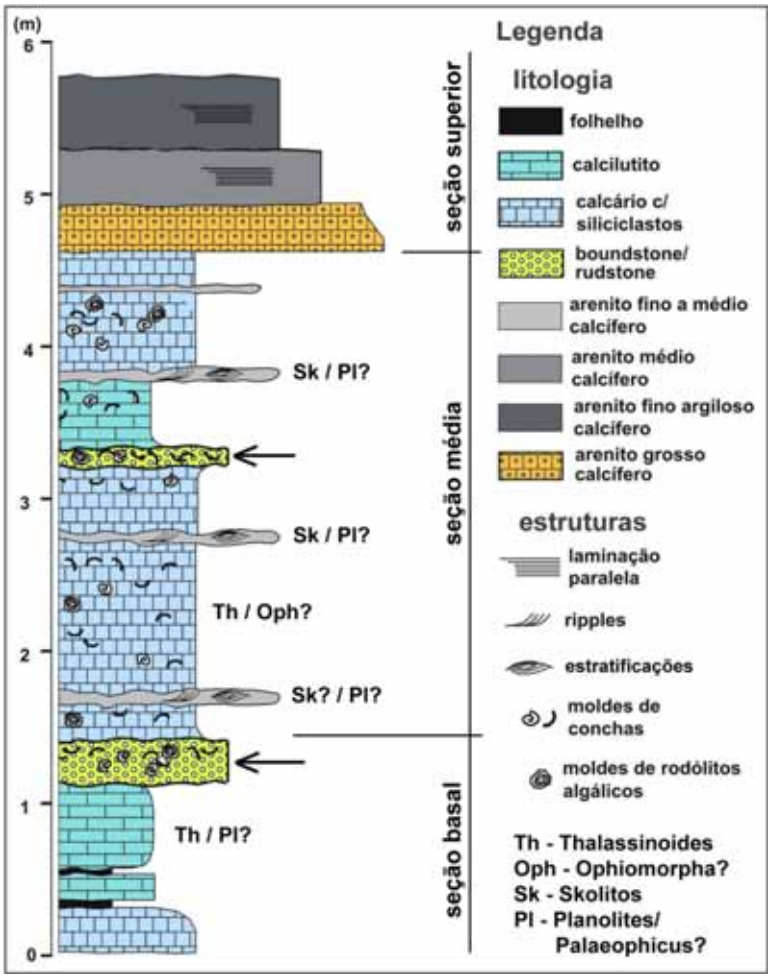

Figura IX.2 – Perfil da seção da mina Outeiros. As setas indicam *hardgrounds* formados pelo acúmulo de conchas e clastos carbonáticos retrabalhados, com evidências de bioerosão. Nestes níveis foram coletados a quase totalidade dos fósseis estudados.

IX.1 - ICNOFÓSSEIS

Os icnofósseis observados estão representados principalmente por tubos produzidos por escavações intraestratais. Foram observados sistemas de tubos com bifurcações, formando tramas predominantemente horizontalizadas em relação à estratificação, ainda que ocorram galerias oblíquas e por vezes verticais, sendo estas menos comuns. Em muito locais a existência das galerias é evidenciada pelo mosqueamento observável na rocha, causado pelo preenchimento das escavações (Figs IX.3 e IX.4).

Nos estratos basais da seção Outeiros, Barbosa *et al.* (2005a, 2005b) observaram microtubos, possivelmente produzidos por organismos vermiformes, responsáveis pela presença de porosidade primária nas camadas de calcários cristalinos com siliciclastos.

A análise preliminar sugere que algumas escavações pertençem ao icnogênero *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944, compondo sistemas de galerias pouco sinuosas com

ramificações em T ou Y com alargamento nas junções (Figs IX.3 e IX.4). Estas escavações mostram em secção uma forma semicircular a elíptica. O diâmetro estimado de algumas destas escavações pode chegar a 4cm ainda que em média alcancem apenas 3cm. Tais escavações identificadsas como *Thalassinoides* sp. foram encontradas em algumas camadas das porções média e basal da seção (Fig. IX2). Este icnogênero é tido como uma estrutura de alimentação (*fodnichinia*) e também de habitação (*domichinia*; Fernandes *et al*., 2002), sendo associada a crustáceos calianassídeos (Buatois *et al*., 2002; Fernandes *et al*., 2002).

Algumas escavações verticais a subverticais foram interpretadas como pertencentes ao icnogênero *Ophiomorpha* Lundgren, 1891. A interpretação do icnogênero *Ophiomorpha*? Se deu a partir da observação de estruturas nodulares nas paredes de algumas dessas escavações (Figs IX.3 e IX.4). O icnogênero *Ophiomorpha* também representa um icnito de alimentação e habitação atribuído a calianassídeos (Fernandes *et al*., 2002).

Algumas pequenas estruturas em forma de escavações verticais podem provavelmente pertencer ao icnogênero *Skolithos* Haldemann, 1840. Contudo, a má preservação e a menor quantidade encontrada destas estruturas não permitiram identificação precisa.

Nos níveis de arenitos calcíferos intercalados aos calcários, foram observadas escavações horizontalizadas e meandrantes, não ramificadas, com paredes lisas e seção transversal elípitica. Estas representam escavações intraestratais atribuídas tentativamente ao icnogênero *Planolites*? (Fig. IX.5). O icnogênero *Planolites* corresponde a vestígios de alimentação (*fodnichinia*), gerados por organismos vermiformes detritívoros (Fernandes *et al*., 2002).

Na porção basal do perfil, nos calcários maciços e intensamente recristalizados, também foram observadas escavações cilíndricas, sinuosas e horizontalizadas (Fig.IX.6), mas o processo de recristalização e alteração diagenética posterior destes depósitos dificultam sobremaneira a identificação das escavações. Estas foram tentativamente atribuídas a *Planolites*? e encontram-se preenchidas por material síltico. Em geral, o preenchimento das escavações apresenta recristalização e oxidação, possivelmente, devido a efeitos de diagênese diferencial. Em alguns casos, o icnofóssil foi quase completamente obliterado pela intensa recristalização e/ou dissolução da rocha na região da estrutura devido a porosidade gerada por ela (Fig. IX6).

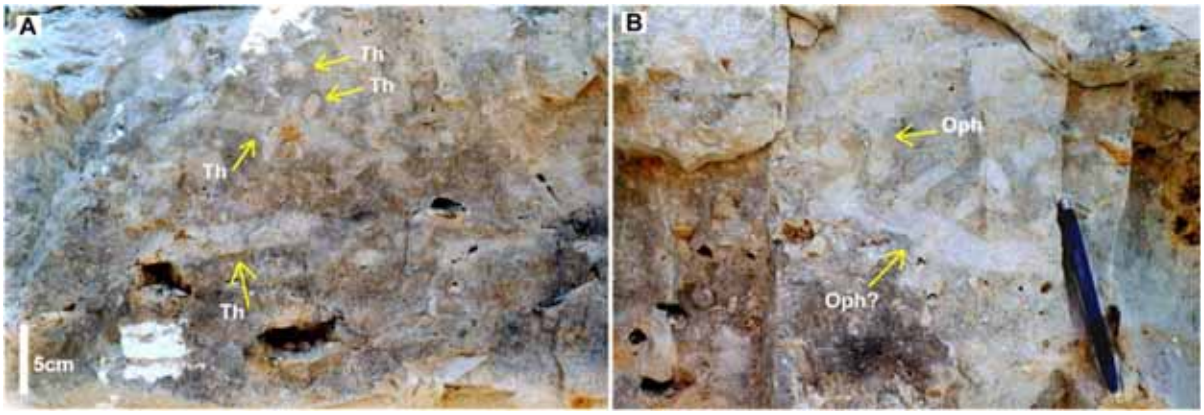

Figura IX.3 - A,B) Estruturas de bioturbação em calcários com siliciclastos na porção média da seção de Outeiros (setas brancas). Th = *Thalassinoides* sp, Oph = *Ophiomorpha*? sp.

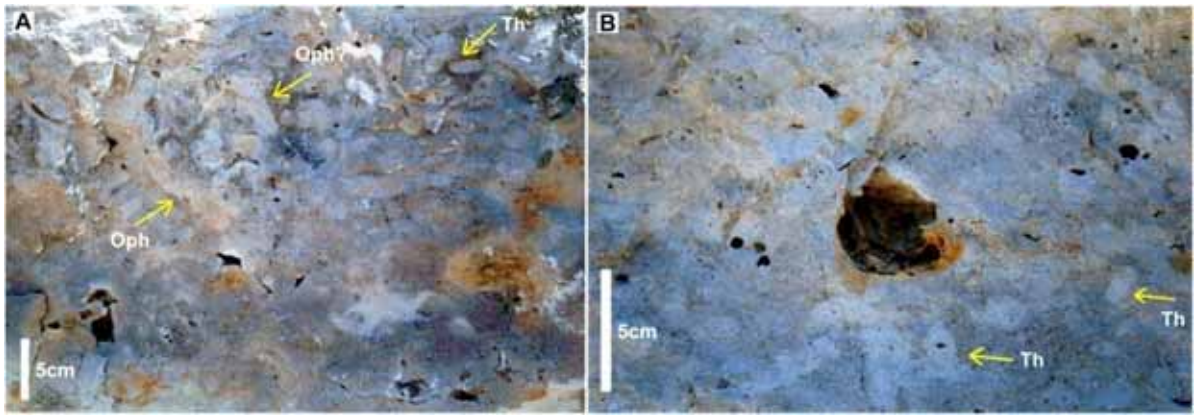

Figura IX.4 – A) estruturas de bioturbação em calcários com siliciclastos da porção média do perfil (setas brancas). B) Detalhe de escavações vistas em seção (setas brancas). Ao centro uma pequena caverna produzida por dissolução. Th = *Thalassinoides* sp, Oph = *Ophiomorpha*? sp.

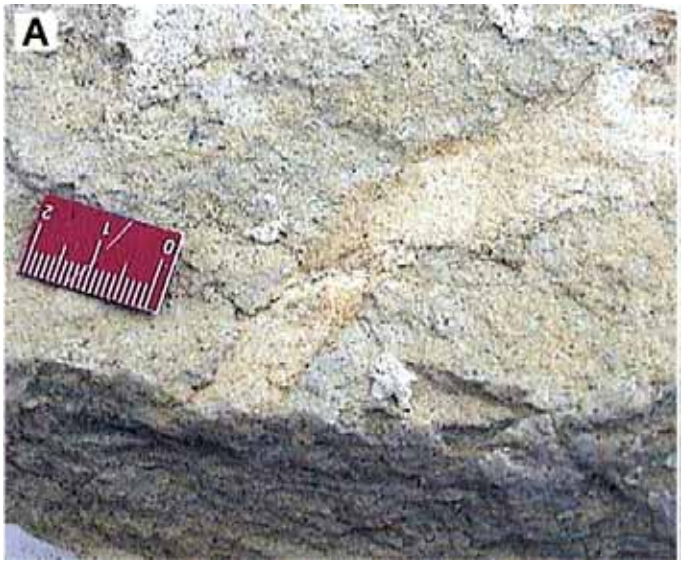

Figura IX.5 - Escavação atribuída ao icnogênero *Planolites*, amostra de arenito calcífero, preenchida por material síltico, com acumulação de óxido de ferro.

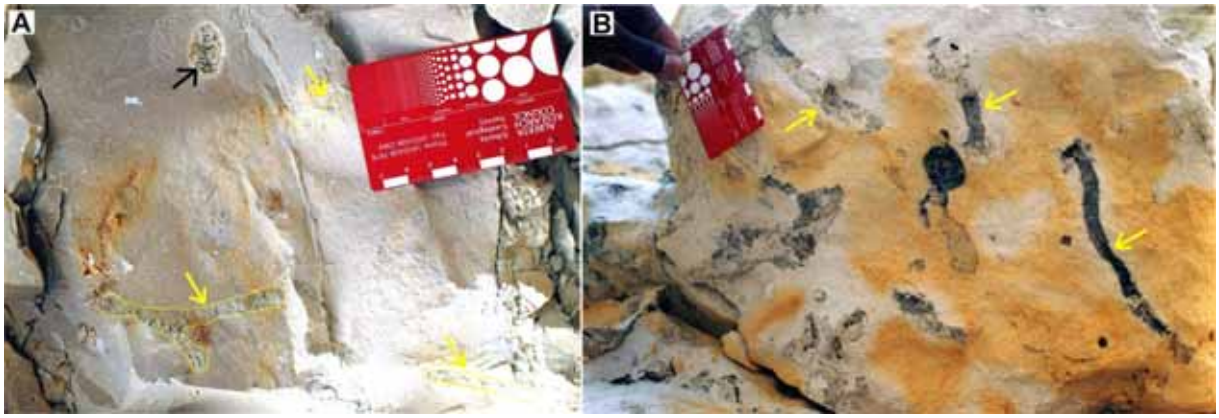

Figura IX.6 – Amostras de calcário macicço recristalizado encontrtado na base do perfil de Outeiros. A) escavações preenchidas por calcita recristalizada (setas amarelas). A seta preta indica clasto de arenito calcífero; B) - escavações levemente sinuosas (setas amarelas) preenchidas por óxido de manganês e calcita recristalizada.

Outras formas de mosqueamento, que se asemelham a bioturbação, foram observadas em calcários da porção média da seção. Esta zona apresenta grande quantidade de clastos de folhelho e arenito retrabalhados (Fig. IX.7, IX.8). Este mosqueamento foi causado por manchas de concentração de óxido de ferro e manganês em zonas de maior porosidade, durante processos de diagênese tardia .

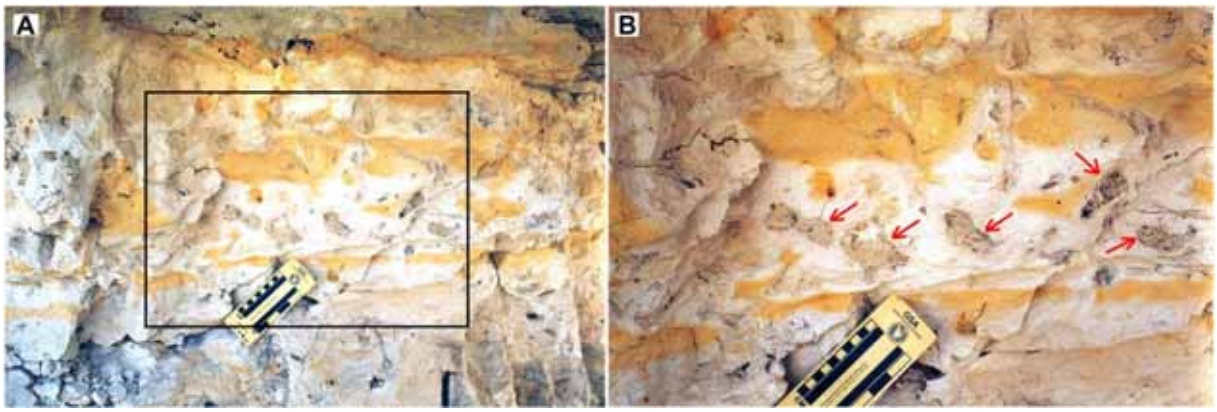

Figura IX.7 – Detalhe de camada de calcário na porção média do perfil de Outeiros. A) aspecto mosqueado da rocha causado pela concentração de óxido de ferro (manchas de cor laranja). B) detalhe da foto A, nota-se a ocorrência de clastos de arenito calcífero retrabalhados (setas vermelhas).

Campanha (1979) estudando depósitos desta mesma região, descreveu um icnofóssil que denominou *Eophyton* sp. Porém, não foi encontrada nenhuma forma assemelhada a este icnogênero.

IX. 2 - CLASSE RHODOPHYCEAE

Nos depósitos estudadados foram encontradas estruturas que se assemelham a rodólitos algálicos formados por algas vermelhas (Fig. IX.8). Apesar do intenso processo de dissolução e recristalização associado a essas estruturas, algumas delas foram interpretadas como rodólitos formados por algas coralíneas, que normalmente são responsáveis pela construção de rodólitos e esteiras algálicas (Johnson, 1965; Daniel & Bosence, 1983; Scholle & Ulmer-Scolle, 2003). Várias lâminas delgadas foram analisadas com o intuito de se confirmar a presença de estruturas microscópicas características desses organismos (Johnson & Ferris, 1948; Johnson, 1965; Daniel & Bosence, 1983). No entanto a intensa recristalização das rochas acabou por obliterar completamente os bioclastos, se presentes, na matriz carbonática. Apenas uma lâmina, elaborada a partir de amostra contendo rodólitos (LAGESE P00011), apresentou fragmentos do que parecem ser restos de algas calcárias (Fig. IX.9). Contudo, mesmo nessa amostra não foi possível identificar claramente as estruturas microscópicas diagnósticas (textura reticulada dos filamentos).

A partir da morfologia mascroscopica as estruturas foram tentativamente classificadas como pertencentes ao gênero *Archaeolithothamnium*? Este gênero é reconhecido como importante formador de crostas e esteiras em construções recifais associado a outros organismos incrustantes e corais (Daniel & Bosence, 1983; Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

Ordem CRYPTONEMIALES Schmitz, in Eugler, 1892
Família CORALLINACEA (Lamoroux) Harvey, 1849
Subfamília MELOBESIEAE Johnson, 1961
Gênero *Archaeolithothamnium* Rothpletz, 1891
Archaeolithothamnium? sp.

Descrição – As esruturas observadas caracterizam-se por anéis concêntricos de lâminas drapejadas e nucleadas, ou envelopadas, formando nódulos. Os rodólitos medem entre 2 a 4cm em seu eixo maior. Ao redor dos nódulos também ocorrem ramificações de lâminas também de aspecto drapejado, formando camadas sobrepostas. As estruturas algálicas, tanto nos rodolitos quanto nas esteiras, assumem as vezes um aspecto botrioidal.

Discussão - As estruturas observadas na seção Outeiros guardam alguma semelhança com os rodolitos e crostas descritos como *Archaeolithothamnium* sp. por Almeida (2000), nos calcários recifais, de provável idade eocênica, encontrados entre as praias de Jacumã e Tambaba ao norte de João Pessoa, Bacia da Paraíba. Entretanto, os espécimes observados na Sub-bacia Canguaretama apresentam tamanho reduzido, em relação aos espécimes descritos

por Almeida (2000). Os maiores exemplares observados possuem sua maior dimensão (eixo) de no máximo 4cm (Fig. IX.8).

Distribuição temporal - Jurássico Superior ou Cretáceo Inferior ao Recente, abundante no Terciário.

Ocorrência - Calcários aflorantes na região de Outeiros, Pedro Velho, Rio Grande do Norte e, calcários recifais eocênicos da Sub-bacia Alhandra, Bacia da Paraíba.

Figura IX.8 – Amostra de calcário com rodolitos algálicos (LAGESE P00011), interpretados como pertencentes ao gênero *Archeolithothamnium*? (escala = 1cm).

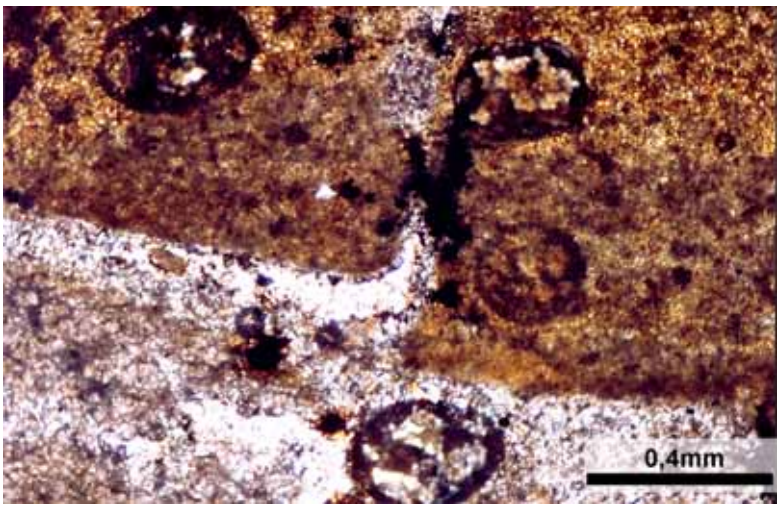

Figura IX.9 – Micrografia de amostra de calcário contendo rodólitos. Esparito, matriz espática recristalizada, contendo estruturas calcárias semelhantes a fragmentos de filamentos algálicos.

IX.3 - CLASSE ANTHOZOA

Nos depósitos estudados constatou-se uma única ocorrência de coral (LAGESE I00004) representado por um único molde de coralito bastante pequeno (Fig. IX.10). A forma encontrada foi interpertada como *Paraciathus* cf. *P. rugosus* Vaughan, 1900, descrita por Fernandes (1978) nos estratos paleocênicos (Formação Maria Farinha) da Bacia da Paraíba.

Ordem SCLERACTINIA Bourne, 1900
Subordem CARYOPHYLLIICAE Gray, 1847
Família CARYOPHILLIIDAE , Gray, 1847
Subfamília CARYOPHILLIINAE Koby, 1890
Gênero *Paracyathus* Edwards & Haime, 1848

Espécie *Paracyathus* cf. *P. Rugosus* Vaughan, 1900

Descrição – Um coralito cilíndrico cujo diâmetro do cálice é de aproximadamente 4mm e a altura é de cerca de 1,5mm. A contagem dos septos é prejudicada pela preservação do material mas, observou-se ao menos vinte. Os septos primários aparentam se unir a columela. Os costa aparentam ser contínuos, desde a base até a margem do cálice

Discussão – Além de Fernandes (1978), que descreveu *P. rugosus* nos estratos paleocênicos da Bacia da Paraíba, também Almeida (2000) descreveu esta forma de coral nos depósitos carbonáticos aflorantes, de provável idade eocênica, que ocorrem na Bacia da Paraíba.

Distribuição temporal – Segundo Fernandes (1978) *P. rugosus* foi registrado anteriormente no Eoceno dos Estados Unidos, e Almeida (2000) comentou que este gênero ocorre do Eoceno ao Recente.

Ocorrências – Estratos carbonáticos paleocênicos e eocênicos da Bacia da Paraíba e calcários indivisos aflorantes da Sub-bacia Canguaretama.

Figura IX.10 – Exemplar de coral solitário identificado como *Paracyathus* cf. *P. Rugosus* Vaughan, 1900, encontrado em estratos carbonáticos da Sub-bacia Canguaretama (LAGESE I00004).

IX.4 - MALACOFAUNA

Nos estratos aflorantes na região de Pedro Velho foram coletados numerosos moldes de gastrópodes e de biválvios representantes de uma fauna de moluscos caracterizada por seu reduzido tamanho e aparente endemismo. Os gastrópodes epifaunais mostram maior diversidade do que os biválvios infaunais. As formas mais abundantes entre os gastrópodes são conchas dos gêneros *Turritella* e *Pirenella*. Os dados a respeito desta fauna foram inicialmente publicados por Hessel & Barbosa (2005a, 2005b). Os estudos preliminares permitiram apenas a identificação genérica dos exemplares, muito devido a natureza fragmentária dos fósseis.

IX.4.1 – Classe GASTROPODA

Foram coletados pelo menos sete exemplares atribuídos ao gênero de gastrópode *Turritella* (Fig. IX.11A). Este grupo corresponde a organismos cosmopolitas, habitantes de ambientes marinhos costeiros, subtropicais e tropicais. Os atuais representantes apresentam a característica de suportar exposições subaéreas em períodos de baixa-mar e são habitantes de lagunas costeiras e bancos carbonáticos.

Subclasse PROSOBRANCHIA
Ordem MESOGASTROPODA
Superfamília CERITHIOIDEA
Família TURRITELLIDAE
Subfamília TURRITELLINAE
Gênero *Turritella* Lamarck 1799
Turritella sp.

Descrição – os moldes de conchas encontrados pertencem à família dos turritelídeos, caracterizados por conchas muito alongadas de 7 a 11 mm de altura e de 2 a 5 mm de largura. Apresenta suturas espirais pouco profundas e cerca de 8 voltas de espiras ornamentadas por três finas costelas espirais lisas. Em nenhum dos e exemplares o peristoma está preservado.
Discussão - Morfologicamente lembra bastante *Turritella soaresana* Hyatt 1870, proveniente da Formação Maria Farinha, descrita e ilustrada por White (1887, p.160, estampa 18:8-9), ainda que esta espécie seja maior (alcançando cerca de 40 mm).
Distribuição Temporal – Cretáceo ao Recente

Também Foram coletados 8 exemplares, todos representados por moldes externos (contra-moldes), de um pequeno gastrópode cuja concha apresenta exuberante ornamentação, pertencente ao gênero *Pirenella* (Fig. IX.11B). Esta forma também é caracterítica de ambinetes costeiros. Formas atuais desse grupo apresentam a característica de suportar exposições subaéreas em regiões de lagunas e bancos recifais durante a baixa-mar.

Subclasse PROSOBRANCHIA
Superordem CAENOGASTROPODA
Ordem SORBEOCONCHA
Superfamília CERITHIOIDEA
Família POTAMIDIDAE
Gênero *Pirenella* Gray 1847
Pirenella sp.

Descrição – As conchas são pequenas e muito alongadas: altura entre 13 e 19 mm e largura de cerca de 7 mm (exemplares incompletos). Suas suturas espirais são bastante profundas e as espiras abauladas, ornamentadas por cerca de cinco cordões espirais nodulosos e costelas colabrais (radiais) com interespaços bastante largos. A última volta de espira não está bem preservada em nenhum dos espécimes.

Discussão – Observou-se que o gênero encontrado assemelha-se a *Bittiscala*, do meso-albiano da Formação Riachuelo, da Bacia de Sergipe-Alagoas (Condé, 1996, p.46-47, estampa 4:1a-c), pertencendo à mesma família, sendo, entretanto um pouco maior e de ornamentação mais espaçada.

Distribuição Estratigráfica – Neo-Cretáceo ao Recente

Também Foram coletados 11 exemplares de um gastrópode de voltas estreitas e altas, do gênero *Cylindrites*, da família ACTAEONIDAE (Fig. IX.11C). Embora tenham sido encontrados bons exemplares, pois é comum como moldes nos estratos explorados, a grande parte dos moldes apresenta fragmentação da concha (Fig. IX.11C).

Subclasse OPISTHOBRANCHIA
Ordem CEPHALASPIDA
Família ACTAEONIDAE
Gênero *Cylindrites* Morris & Lycett 1848

Cylindrites sp.

Descrição - conchas de cerca de 16 mm de altura e 10 mm de largura. No meio da concha, e não na porção anterior como ocorre com *Actaeonella*, encontra-se sua maior largura. As voltas de espira são estreitas e altas, mostrando uma abertura também estreita, com uma dobra no lábio columelar.

Discussão – A forma descrita é bastante semelhante à *Cylindritella acuta*, espécie proposta por White (1887 - p.204, estampa 9:11-12) proveniente da Formação Maria Farinha. O gênero *Cylindritella* difere de *Cylindrites* por apresentar diversas dobras na columela. Ainda da mesma família e conhecido da Formação Jandaíra da Bacia Potiguar, há uma forma um pouco similar a *Cylindrites* aqui descrito: *Trochactaeon burkhardti* (Böse, 1923). Cassab (2003, p.130-131, figs 65-66) colocou esta espécie em sinonímia com *Actaeonella lucianoi*, *A. pompei* e *A. tamandarensis*, todas descritas por Maury (1930) e provenientes, possivelmente, do Turoniano da Bacia de Pernambuco (Formação Estiva). Porém, este gênero possui três dobras columelares, não encontradas nos exemplares aqui descritos.

Distribuição Temporal – Triássico ao Cretáceo

Seis exemplares de gastrópodes encontrados foram atribuídos a família VOLUTIDAE. Contudo os restos encontram-se fragmentados e mal preservados, tendo o mais completo deles 9 mm de comprimento (Fig. IX.11D). Este grupo representa formas marinhas e é bem conhecido do Oeste da África.

Subclasse PROSOBRANCHIA

Superordem CAENOGASTROPODA

ordem NEOGASTROPODA

Família VOLUTIDAE

Gênero *Volutilithes* Swainson 1840

Volutilithes sp.

Descrição – As conchas possuem pequeno porte: cerca de 9mm de altura e 6mm da largura. Os seis exemplares mostram suturas espirais bastante pronunciadas, espiras iniciais lisas e espira corporal bem maior com suaves e largas costelas colabrais. Na abertura estreita e transversalmente acanalada, observa-se até três pequenas dobras no lábio columelar.

Discussão - A espécie aqui descrita mostra certa similaridade com *Volutilithes alticostatus*, descrita por White (1887, p.127, estampa 10:18-20) e proveniente da Formação Maria

Farinha, ainda que tenha a ornamentação mais discreta. Os espécimes de *Volutilithes* aqui descritos podem ser comparados com *V. guillemaini* Riedel 1932, conhecidos no Campaniano/Maastrichtiano do Camarões, Congo e Angola (Dartevelle & Brebion, 1956, p.86, estampa 7:2-3), que é de maior porte. Difere de *Fasciolaria* por não apresentar um canal sifonal longo, típico deste gênero.

Distribuição Temporal – Cretáceo ao Oligoceno

Cerca de 8 exemplares, de um gastrópode de concha baixa, foram atribuídos ao gênero *Mesoneritina*, da família NERITIDAE (Fig. IX.11E). A paleoecologia desse grupo os associa à ambientes marinhos rasos, costeiros. É importante destacar que este grupo está restrito ao Cretáceo.

Ordem ARCAHEOGASTROPODA

Família NERITIDAE

Gênero *Mesoneritina* Yen 1946

Mesoneritina sp.

Descrição - Os exemplares apresentam altura da concha entre 3 e 11mm, estas são baixas, lisas e globosas. Não foi possível observar detalhes da abertura da concha nos moldes estudados.

Discussão – Os exemplares aparentam semelhança com *Mesoneritina* sp. ocorrente no Albiano da Formação Riachuelo da Bacia de Sergipe-Alagoas, mencionada por Hessel & Condé (1995, p.104) e ilustrada por Hessel & Carvalho (1988, p.461-469, estampa 2:6-8). Também mostra similaridade com *Mesoneritina malheroi* (Choffat, 1888), ilustrada por Rennie (1930, p.39, estampa 1:14), do Albiano da África do Sul, Angola e Congo.

Há alguns pequenos fragmentos encontrados nesta fauna de Pedro Velho que possivelmente pertencem ao gênero *Otostoma*, desta mesma família, como mencionou Barbosa *et al.* (2005d). Entretanto, por seu aspecto fragmentário, não é possível afirmar com certeza sua presença. Pode referir-se à mesma forma que Tinoco denominou *Lyosoma* sp. em Campanha (1979, p.223), um gênero hoje em sinonímia com *Otostoma*.

Foi recuperado apenas um exemplar de uma forma de gastrópode com concha grande, de aspecto globoso, que foi identificado como pertencente ao gênero *Amauropsis*, da família

AMPULLINIDAE (Fig. IX.11F). As naticas são reconhecidamente organismos associados a ambientes marinhos, e são carnívoros.

Subclasse PROSOBRANCHIA
Superordem CAENOGASTROPODA
Ordem SORBEOCONCHA
Subordem HIPSOGASTROPODA
Infraordem LITTORINOMORPHA
Superfamília NATICOIDEA
Família AMPULLINIDAE
Gênero *Amauropsis* Mörch 1853
Amauropsis sp.

Descrição - O exemplar encontrado, parcialmente completo, mede 44 mm de altura e 37 mm de largura. Foi fragmentado longitudinalmente quase ao meio, mostrando um peristoma um pouco alargado. Sua concha é lisa, relativamente espessa. A columela é espessa e sem dobras. As suturas espirais são bem marcadas, formando degraus entre uma espira e outra. Quatro espiras foram preservadas.

Discussão – A forma descrita é bastante similar a outros gêneros desta família conhecidos dos calcários da Formação Jandaíra, como *Tylostoma mauryae* Beurlen 1964 (p.122-123, estampa 14:92), que é uma forma de maior porte: com cerca de 75mm de altura. *Actaeonella cylindracea* Stoliczka, 1868 é semelhante ao exemplar aqui descrito, tendo sido identificada preliminarmente por Dartevelle & Brebion (1956, p.97-98, estampa 8:3-5) em depósitos neo-turonianos do Gabão e senonianos de Angola.

Distribuição Temporal – Cretáceo

IX.4.2 – Classe BIVALVIA

Nos níveis ricos em moldes de conchas, encontrados na seção de Outeiros, verificou-se a freqüente presença de um biválvio da família dos carditídeos (CARDITIDAE), do gênero *Glyptoactis* (Fig. IX.10G), anteriormente denominada como *Venericardia hadra*.

Subclasse HETERODONTA
Ordem VENEROIDA

Superfamília CARDITACEA

Família CARDITIDAE

Subfamília CARDITESINAE

Gênero *Glyptoactis* Stewart 1930

Glyptoactis sp.

Descrição – Os espécimes possuem em geral 5 mm de altura, ainda que possam ser encontrados espécimes de 3 a 10 mm. Os 25 exemplares analisados mostram valvas sub-arredondadas e pouco convexas, internamente crenuladas e externamente ornamentada com costelas radiais.

Discussão - Esta forma foi citada como *Venericardia* sp. por Barbosa *et al*. (2005d), um gênero restrito a espécies de conchas maiores e mais espessas. Os exemplares de *Glyptoactis* aqui descritos provavelmente pertencem à mesma espécie denominada por Campanha (1979, p.223, estampa 5:1) como *Pecten quinquecostatus*? Sowerby 1823. O exemplar mencionado pela autora provém da mesma região, embora seja bem maior (90mm). Os espécimes de Pedro Velho assemelham-se a *Venericardia mossoroensis* Maury 1934 (p.130, estampa 12:5), pertencente à mesma família e ocorrente em calcários provavelmente turonianos da Formação Jandaíra aflorantes próximo à Mossoró, ainda que esta forma seja bem maior.

Distribuição Temporal – Senoniano ao Mioceno

A segunda Forma de biválvio encontrada nos depósitos estudados foi identificada através de dois exemplares coletados. Trata-se de uma forma com concha globosa do gênero *Thyasira*, da família THYASIRIDAE (Fig. IX.11H). Este grupo é marinho e as formas atuais apresentam o hábito de se enterrar em substrato macio, areia e lama. A Figura IX.12, mostra o modo de vida de *Thyasira flexuosa*, um representante atual da família Thyasiridae.

Subclasse HETEORODONTA

Ordem VENEROIDA

Superfamília LUCINACEA

Família THYASIRIDAE

Gênero *Thyasira* Lamarck 1818

Thyasira sp.

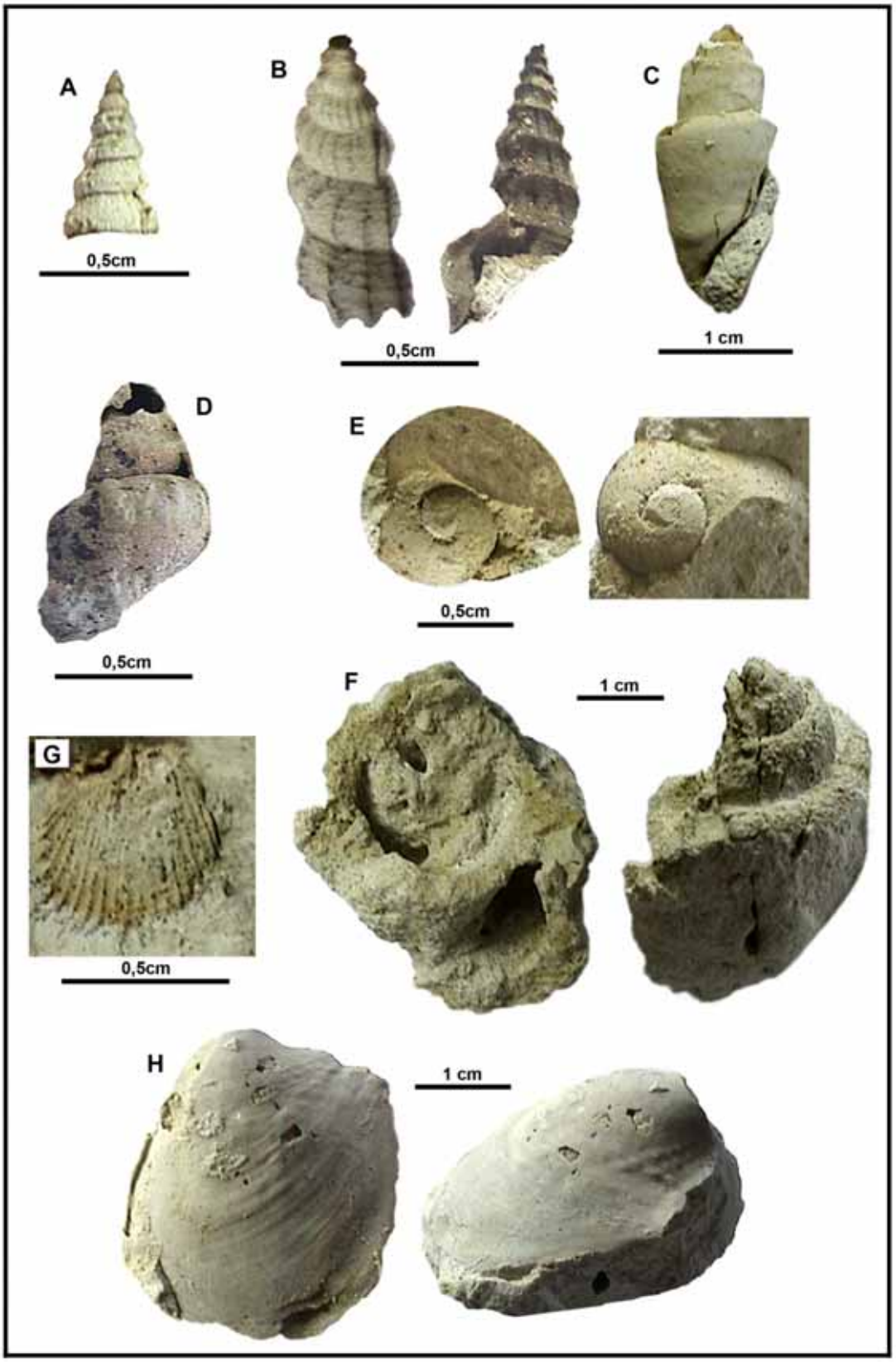

Figura IX.11 – Malacofauna coletada nos depósitos carbonáticos aflorantes da Sub-bacia Canguaretama. A) *Turritela* sp. (LAGESE I00003); B) *Pirenella* sp. (LAGESE I00007); C) *Cylindrites* sp. (LAGESE I00009); D) *Volutilithes* sp. (LAGESE I00008); E) *Mesoneritina* sp. (LAGESE I00006); F) *Amauropsis* sp. (LAGESE I00002); G) *Glyptoactis* sp. (LAGESE I00005); H) *Thyasira* sp (LAGESE I00001).

Descrição – O exemplar mostra uma concha bastante fina, de contorno trigonal. A única valva direita encontrada não está completa, tendo seu umbo e as margens posterior e ventral, parcialmente perdidas. Mede, incompleto, 34 mm de altura e 31mm de largura. Na porção anterior dorsal há uma bem marcada depressão, onde se observam duas fileiras de pequenos nódulos radialmente dispostas. Linhas de crescimento são visíveis em toda a superfície da concha, que é medianamente inflada (10 mm).

Discussão - O exemplar encontrado nos depósitos de Pedro Velho-Canguaretama é extremamente parecido com *T. freneixae* Soares 1961, descrito e ilustrado por este autor (1961, p.41-42, estampa 14:51) em estratos do campaniano-maastrichtiano de Angola.

Distribuição Temporal – Neocretáceo ao Recente

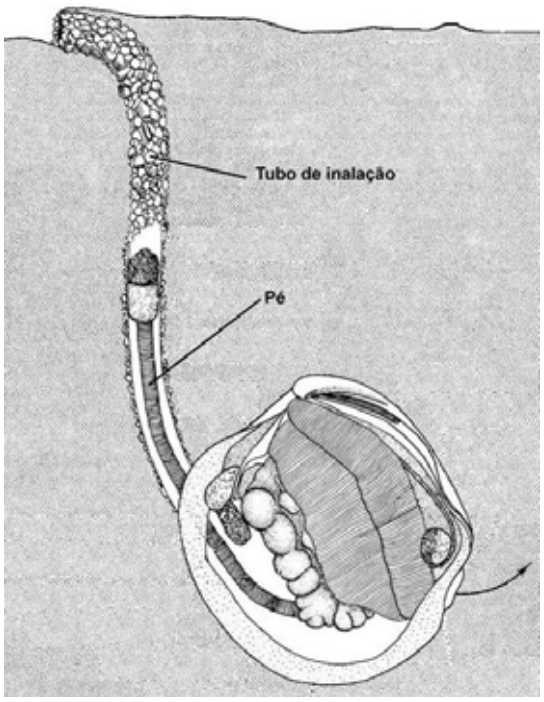

Figura IX.12 – Modo de vida de *Thyasira flexuosa* (modificado de Kauffman, 1969).

IX.5 - CLASSE OSTEICHTHYES

Foram também coletados dois dentes, bastante diminutos, pertencentes à peixes pycnodontiformes (Fig. IX.13). Os peixes deste grupo apresentam hábitos durófagos (trituradores de conchas), possuem dentes que enfileirados formam placas dentárias, uma normalmente convexa na região vomeropalatina, e outra na região esplenial. Os exemplares de dentes de pycnodontiformes encontrados nos depósitos da região de Pedro-Velho foram

classificados como pertencentes a família PYCNODONTIDAE (Poyato-Ariza & Wenz, 2002).

Subclasse – ACTNOPTERYGII Cope, 1887
Divisão – HALECOSTOMI Regan 1923
Ordem – PYCNODONTIFORMES Berg, 1937
Subordem – PYCNODONTOIDEI Nursall, 1996
Superfamília – PYCNODONTOIDEA Agassiz, 1833
Família – PYCNODONTIDAE Agassiz, 1833

Descrição – dois dentes bastante diminutos, engastados em rocha calcária, não apresentam sinais de desgaste, possuem brilho vítreo e coloração marrom-caramelo. O maior deles (LAGESE-V00007) apresenta 1,4 por 2mm de dimensões, contorno alongado no eixo longitudinal e porções anterior e posterior arredondadas, aspecto reniforme em vista oclusal. A superfície da coroa não apresenta crenulações ou outros tipos de marcas, esta apresenta suave concavidade alongada segundo o sentido do seu eixo maior. O segundo dente (LAGESE-V00008) possui contorno subcircular em vista oclusal, com aproximadamente 1,2mm de comprimento em seu eixo maior. A superfície da coroa é ligeiramente arredondada e também não apresenta crenulações ou marcas, em sua porção central ocorre uma suave concavidade circular.

Discussão – Sete espécies de pycnodontiformes são conhecidas do Cretáceo brasileiro, todas do Cretáceo do Nordeste do Brasil. No Neocretáceo, ocorrem os seguintes registros: *Nursallia* (*Pycnodus*) *flabellatum*? (Cope, 1886), descrito da Formação Cotinguiba, Cenomaniano-Turoniano, Bacia de Sergipe. Também ocorre *Phacodus punctatus* Dixon, 1850, descrito como *Phacodus sergipensis* Santos & Figueiredo, 1988, a partir de uma placa dentária. Na Bacia Potiguar foi descrito *Coelodus rosadoi* Santos, 1963 a partir de um exemplar praticamente completo extraído de calcários da Formação Jandaíra, Turoniano? Redescrito por Machado & Brito (2006) como *Potiguara rosadoi*. Na Bacia da Paraíba, uma espécie foi descrita por Maury (1930) a partir de uma placa vomeropalatina de grandes proporções, com cinco fileiras de dentes, uma mediana e 4 laterais. A espécie, que foi descrita como *Palaeobalistum dossantosi*, é proveniente de estratos carbonáticos da Formação Gramame, Maastrichtiano.

Distribuição Temporal – Triássico ao Eoceno

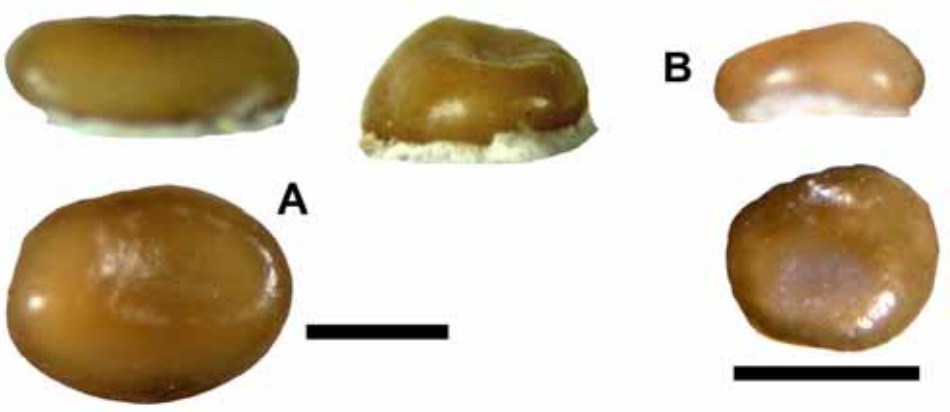

Figura IX.13 – Dentes de peixes Pycnodontiformes A) Dente maior em vista lateral, oclusal e em perspectiva (LAGESE V00007). Nota-se a suave depressão ovalada no centro da coroa (escala 1mm); B) Dente menor, em vista lateral e oclusal (LAGESE V00008). Observar a suave depressão de forma quase circular na região central da coroa (escala 1mm).

IX.6 - CONSIDERAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

A presença dos icnogêenros *Thalassinoides* e *Ophiomorpha* indica a existência de um ambiente de fundo macio, com alguma oxigenação, escavado por organismos construtures de galerias como calianassídeos. A ocorrência de galerias horizontais sugere certa estabilidade no ambiente, enquanto as galerias verticais de *Ophiomorpha*? sugere um aumento da energia com agitação do fundo marinho. A baixa diversiadade observada indica condições de restrição ambiental. É possivel que os depósitos onde foram produzidas as escavações representassem áreas de fundo de lagunas rasas, periodicamente afetada por eventos de maior energia.

A presença de algas coralíneas rodofíceas nesses depósitos indica ambientes de intermaré, lagunal a sublitoral, já que estas precisam de águas claras e rassas. O único exemplar de coral encontrado, atribuído ao gênero *Paracyathus* também sugere um ambiente marinho raso de águas claras.

Os peixes picnodontídeos são caracterizados pelo corpo alto, comprimido lateralmente e um formato arredondado. Esses peixes possuem hábitos durófagos (trituradores de conchas), e habitavam ambientes costeiros recifais (Figueiredo e Santos, 1991; Poyato-Ariza & Wenz, 2002).

A malacofauna encontrada, preliminarmente descrita por Hessel & Barbosa (2005a, 2005b), revela organismos adaptados à sobrevivência em ambientes litorâneos e bancos carbonáticos. Alguns deles (*Turritela* e *Pirenella*), possivelmente, eram adaptados a exposições subáreas de curto período. Hessel & Barbosa (2005a, 2005b) sugeriram que a

malacofauna encontrada nesestes depósitos apresenta nanismo, o que indicaria uma possível redução da salinidade no ambiente (Johnson, 1999).

As possíveis condições de restrição à circulação marinha, associadas a um constante influxo de água doce (através da drenagem), provocando a redução da salinidade seria um fator importante nas condições ambientais adversas a fauna marinha. Assim, a ocorrência dos grupos descritos neste trabalho (rodofíceas, corais escleractíneos e dentes de picnodontídeos) confirma o paleoambiente sugerido por Hessel & Barbosa (2005b): um possível complexo de lagunas costeiras e baías rasas com substrato mole e bancos carbonáticos, águas rasas, claras e com baixa salinidade. A Figura IX.14 apresenta um modelo paleoambiental para os depósitos carbonáticos aflorantes da Sub-bacia Canguaretama, realizado a partir de uma integração dos dados sedimentológicos, estratigráficos e paleontológicos.

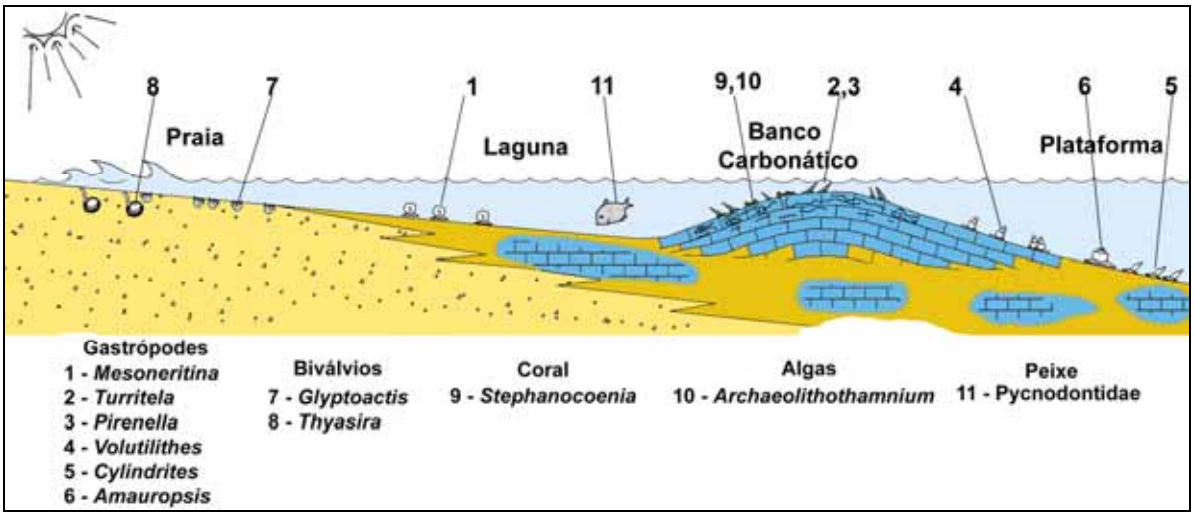

Figura IX.14 - Reconstrução paleoambiental esquemática para os depósitos carbonáticos indivisos aflorantes da Sub-bacia Canguaretama.

IX.7 – CONSIDERAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS

Apesar do coral aqui descrito representar material escasso, sua ocorrência é importante, ainda que a coleta de mais exemplares se faz necessária identificação mais segura e comparação com formas descritas de outras bacias. Segundo Fernandes (1978), os espécimes por ele descritos (provavelmente da mesma espécie aqui analisada) foram coletados na Formação Maria Farinha.

Restos de peixes picnodontiformes foram reconhecidos na Bacia Potiguar (*Coelodus rosadoi* Santos, 1963) nos calcários da Formação Jandaíra, e na Bacia da Paraíba (*Palaeobalistum dossantosi* Maury, 1930), proveniente da Formação Gramame.

Quando é observada a distribuição geográfica da malacofauna encontrada na Sub-bacia Canguaretama, verifica-se que alguns gêneros ocorrem tanto ao sul (Albiano da Bacia de Sergipe) como ao norte (Turoniano da Bacia Potiguar). Entretanto, ocorre maior correlação com gêneros comuns em depósitos do Neocretáceo do oeste africano (Camarões, Congo, Gabão e Angola), especialmente do Maastrichtiano (Fig. IX.15). Este fato pode implicar que as formas encontradas eram especializadas nas condições ali presentes e, pode sugerir endemismo devido às condições de restrição. O quadro apresentado na Figura IX.15 traz a distribuição da malacofauna encontrada nos depósitos da Sub-bacia Canguaretama. Observa-se uma correlação com o Oeste Africano, e Europa (Tethys), inclusive, maior do que com as bacias vizinhas da margem brasileira.

A fauna de invertebrados que ocorre nas formações Itamaracá e Gramame (Neo-Campaniano-Maastrichtiano) também possui influências do oeste africano, ao passo que a fauna que ocorre na Formação Maria Farinha (Paleoceno) possui influência de formas da América do Norte e região do Golfo (Beurlen 1967a, 1967b; Muniz, 1993).

LOCAIS / GÊNEROS	BACIAS NE BRASIL			REGIÕES DO MUNDO			
	Bacia Potiguar	Bacia da Paraíba	Bacia de SE/AL	África Oeste	África Norte	Europa	América do Norte
Turritela							
Pirenella							
Volutilithes							
Glyptoactis							
Amauropsis							
Mesoneritina							
Cylindrites							
Thyasira							

Figura IX.15 – Distribuição geográfica dos gêneros de biválvios e gastrópodes encontrados na Sub-bacia Canguaretama. Nota-se a relação com o Oeste da África, onde o gênero *Thyasira* é comum no *Maastrichtiano*.

IX.8 - CONSIDERAÇÕES BIOESTRATIGRÁFICAS

Com relação á distribuição temporal dos fósseis encontrados nos depósitos aflorantes na Sub-bacia Canguaretama, observa-se o seguinte:

- os gêneros de coral e de alga rodofícea encontrados, também ocorrem no Paleoceno-Eoceno? da Bacia da Paraíba (Fernandes, 1978; Almeida, 2000).
- A distribuição temporal pós-paleozóica dos organismos identificados na malacofauna de Pedro Velho-Canguaretama mostra três gêneros que já existiam no Eocretáceo e que possuem formas atuais: *Amauropsis*, *Mesoneritina* e *Turritella*. Outros que também existiam durante o Eo-Cretáceo Como *Cylindrites* e *Volutilithes*, desapareceram ao final do Maastrichtiano e do Oligoceno, respectivamente. *Pirenella*, um gênero que ocorre atualmente em águas tropicais, e é conhecido desde o Turoniano. Os biválvios *Glyptoactis* e *Thyasira* são as formas mais recentes, tendo surgido no Coniaciano. O primeiro gênero desapareceu no Mioceno, e *Thyasira* ocorre em águas costeiras até os dias atuais (Fig. IX.24).
- A espécie, *Thyasira cretacea* é conhecida do Maastrichtiano da Antartida (Macellari, 1988), do Egito, Líbia, Angola, Nigéria e Tunísia, e Paleoceno-Eoceno da Europa (Cooper, 1985), Cretáceo da América do Norte e do Pacífico (Anderson, 1958; Kauffman, 1967).

O quadro da distribuição temporal da malacofauna encontrada na Sub-bacia Canguaretama (Fig. IX.16) abrange desde o Coniaciano (início da ocorrência conhecida de *Glyptoactis* e *Thyasira*) ao Maastrichtiano (extinção de *Cylindrites*). Hessel & Barbosa (2005a, 2005b), considerando as ocorrências mais importantes dos gêneros encontrados, sugeriram o intervalo Campaniano-Maastrichtiano como a idade desses depósitos. Entretanto, considerando, principalmente, a ocorrência de *Thyasira*, cujo período de maior abundância em outras regiões foi o Maastrichtiano, a pesquisa sugere que os depósitos aflorantes são de idade maastrichtiana. Esta informação corrobora os dados obtidos por Lana & Roesner (1999a, 1999b), que sugeriram provável idade maastrichtiana para a porção mais superior dos depósitos carbonáticos da sucessão sedimentar da Plataforma de Natal.

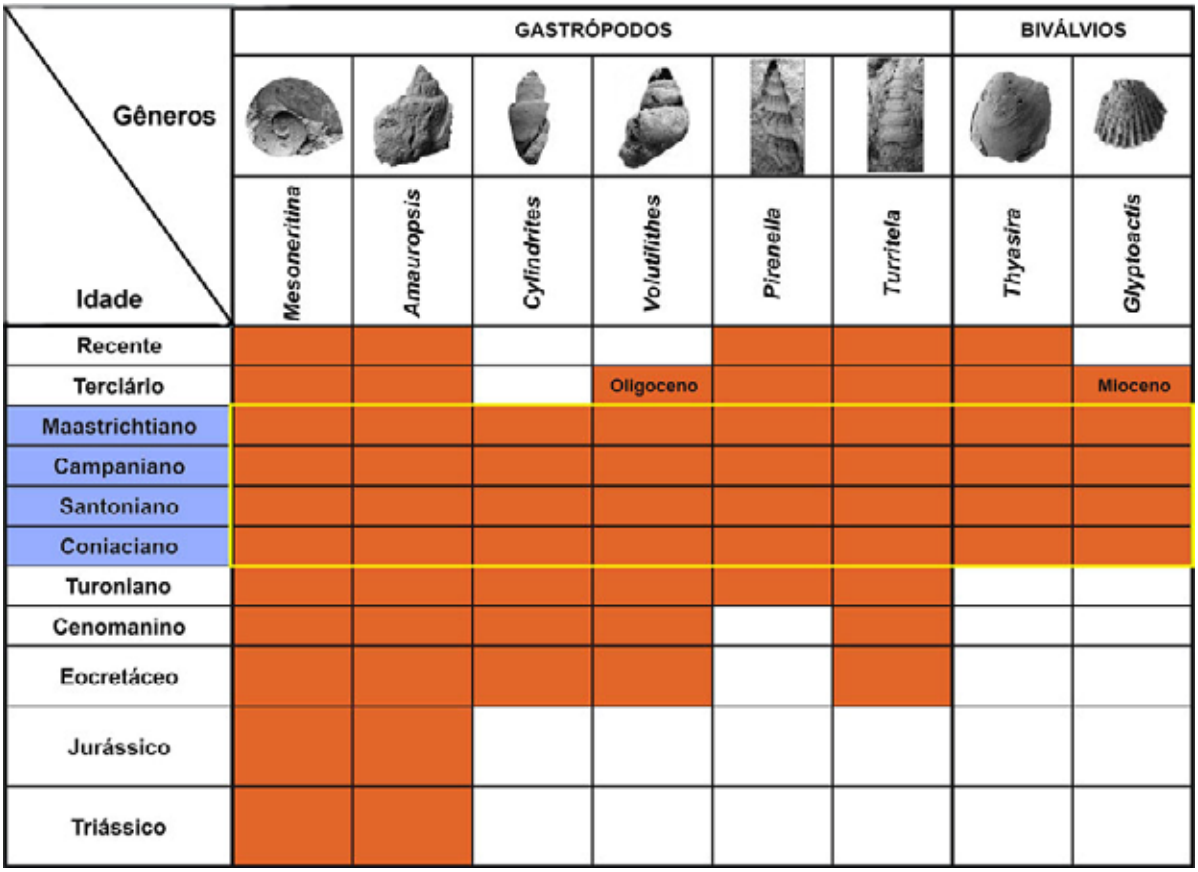

Figura IX.16 – Distribuição temporal dos gêneros de gastrópodes e biválvios encontrados nos depósitos carbonáticos indivisos aflorantes na Sub-bacia Canguaretama.

CAPÍTULO X

EVOLUÇÃO DAS BACIAS COSTEIRAS DA FAIXA RECIFE-NATAL

X.1 – MODELO EVOLUTIVO

A partir das informações reunidas nos capítulos anteriores foi possível elaborar um modelo esquemático das etapas evolutivas das bacias costeiras na faixa entre Recife e Natal, envolvendo a Bacia da Paraíba e a Plataforma de Natal. O modelo elaborado condensa as poucas informações estratigráficas que existem sobre os depósitos que ocorrem nas duas porções da faixa, separadas pelo Alto de Mamanguape, em seis etapas de modo a fornecer um arranjo que atenderia a situação tectono-estratigráfica interpretada (Figs X.1 e X.2).

Turoniano?-Coniaciano – É possível que a deposição na faixa costeira tenha se iniciado após o Turoniano, quando eventos tectônicos favoreceram a subsidência da faixa entre Recife e o Alto de Touros (Feitosa & Feitosa, 1986; Feitosa *et al*., 2002). Como existem estratos basais nas sub-bacias de Canguaretama e Natal datados do Turoniano (Lana & Roesner, 1999a; 1999b), é possível que este trecho recebesse deposição mais expressiva antes mesmo que a faixa correspondente a Bacia da Paraíba. Segundo Feitos *et al*. (2002) a transgressão Jandaíra teria atingido essa região costeira até o Alto de Mamanguape, sendo barrada por ele que seria a estrutura mais antiga. Neste período existiria na faixa da Bacia da Paraíba uma deposição continental dominantemente fluvial, ao passo que, a faixa que corresponde a Plataforma de Natal já receberia deposição associada a uma plataforma muito restrita, rasa e fortemente influenciada por terrígenos. O Alto de Mamanguape deve ter atuado desde esse início como um divisor dos dois setores (Fig. X.1A).

O limite sul da Bacia da Paraíba é a ZCPE (Fig. X.1 A-1). Na faixa que corresponde a esta bacia já se formavam duas depressões que originariam as Sub-bacias Olinda (Fig. X.1 A-2) e Alhandra-Miriri (Fig. X.1 A-4) separadas pelo alto estrutural de Goiana (Fig. X.1 A-3). Alto de Mamanguape (Fig. X.1 A-5) que é marcado por uma extensão de falhamento ligada a ZCPA seria o limite norte da Bacia da Paraíba (Fig. X.1 A-6). Para norte, ocorrem as sub-bacias Canguaretama (Fig. X.1 A-7), e de Natal (Fig. X.1 A-8).

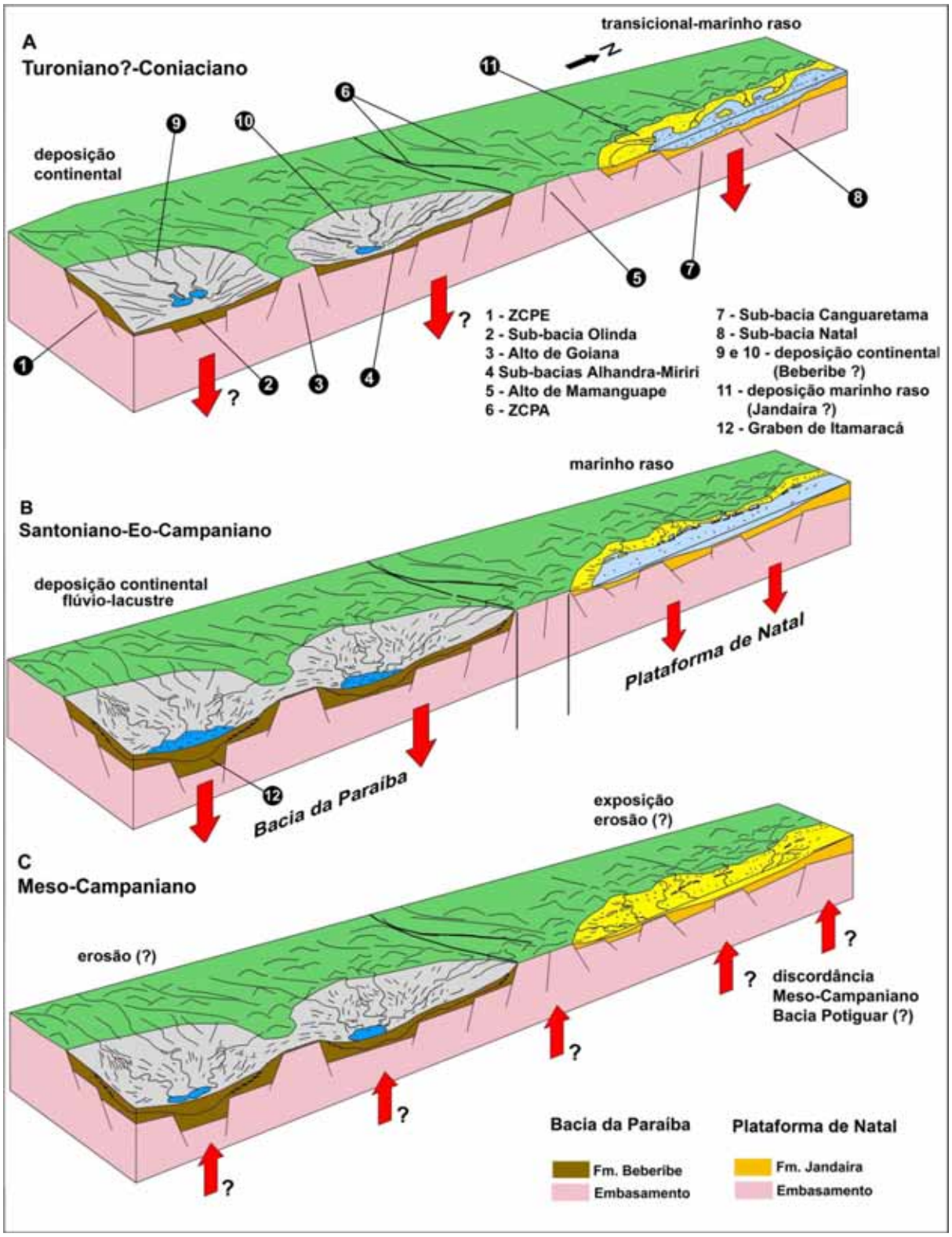

Figura X.1 – Modelo esquemático da evolução das bacias costeiras da Paraíba e da Plataforma de Natal (Etapas A, B e C – Turoniano?-Meso-Campaniano).

Santoaniano-Eo-Campaniano – Neste período, a deposição predominantemente continental (fluvial e fluvio-lacustre) deve ter prosseguido na Bacia da Paraíba, com a continuidade da subsidência. O setor correspondente a Plataforma de Natal deve ter permanecido sob condições de deposição marinha restritas, até os seus limites topográficos com a Bacia Potiguar, a norte, marcado pelo Alto de Touros (Fig. X.1B).

Meso-Campaniano – De acordo com vários estudos em relação à deposição da plataforma Jandaíra, na bacia Potiguar, o intervalo Meso-Campaniano é caracterizado por uma discordância erosiva regional que atingiu toda a plataforma e áreas costeiras, provocada por eventos tectônicos (Szatmari *et al*., 1987; Pereira 1992; Araripe & Feijó, 1994; Cremonini & Karner, 1995; Cremonini *et al*., 1996). Esta discordância influenciada por um soerguimento regional deve ter atingido a faixa oriental, desde o Alto de Touros até a Bacia da Paraíba. Esta discordância meso-campaniana assinala o topo da Formação Jandaíra (Córdoba, 2001). Lana & Roesner (1999a, 199b), afirmaram que abaixo dos depósitos calcários capeadores da região das sub-bacias Natal e Canguaretama, que teriam idade maastrichtiana, haveria um pacote de estratos cuja máxima idade seria Eo-Campaniano. Esta porção eo-campaniana possui uma contribuição terrígena maior, segundo os autores, do que a seção superior, maastrichtiana. Este fato é interessante, pois pode apontar que também nesta faixa houve uma interrupção da deposição basal, correlata a Formação Jandaíra no Eo-Campaniano e há, provavelmente, um intervalo caracterizado por uma discordância referente ao Meso-Campaniano, como identificado na Bacia Potiguar. Desta forma, caracteriza-se uma discordância erosiva que afetou toda a faixa estudada correspondente ao Meso-Campaniano (Fig. X.1C).

Neo-Campaniano-Eo-Maastrichtiano – Este período é mais bem conhecido na Bacia da Paraíba. Nesta bacia costeira este intervalo representa um período caracterizado pela transgressão que afetou toda a bacia, possivelmente devido à maior influência tectônica que eustática (?). O Máximo da inundação (SIM), que é marcado pelo horizonte fosfático, ocorre no Eo-Maastrichtiano (Tinoco, 1971; Muniz, 1993; Souza, 2006). Não existe registro do marco fosfático para norte do Alto de Mamanguape. Embora a transgressão tenha afetado toda a área, a manutenção da Plataforma de Natal como um trecho da rampa topograficamente mais alto, impediu a deposição do fosfato, pois o ambiente marinho continuou restrito e fortemente influenciado por terrígenos. Depósitos de fosfato sedimentar de idade neo-campaniana ocorrem na área norte da Bacia Potiguar (Matsuda, 1988; Matsuda & Viviers, 1989). Assim como no caso da Bacia da Paraíba estes depósitos de fosforitos ocorrem sobre

arenitos calcíferos e calcários com siliciclastos e em seguida a estes ocorrem calcários sem influência siliciclástica. Os autores interpretaram este horizonte fosfático como uma seção condensada – *hardground* - que marca uma importante transgressão na bacia (Fig. X2A). Como observado nos mapas de isópacas, a Formação Itamaracá e os calcários indivisos da Plataforma de Natal, ou pelo menos a porção basal desses, foram depositados em vales e grabens estruturados (Figs V.10 e V.12), o que resultou na forte influência terrígena e em sua compartimentação tectônica, corroborando a relação temporal entre esses.

Maastrichtiano – Este período é caracterizado por um intervalo de calma tectônica em toda a faixa. Durante o Maastrichtiano se desenvolveu na Bacia da Paraíba uma extensa e estreita plataforma carbonática, dominada por lama carbonática, caracterizada por calcários margosos e margas cujas análises indicam <1% de participação terrígena. Quanto às sub-bacias da Plataforma de Natal, aparentemente, a deposição continuou em ambiente raso com certa restrição. Os depósitos da seção superior, ali encontrados, que inclusive afloram nestas sub-bacias, foram datados por Lana & Roesner (1999a, 1999b) como maastrichtianos. Além disso, os autores afirmam que estes possuem menor influência siliciclástica do que a seção de estratos inferior. No modelo elaborado estes depósitos são interpretados como correlatos em tempo da Formação Gramame da Bacia da Paraíba. Como é visto no modelo, o Maastrichtiano representou um período no qual toda a faixa foi coberta pelo domínio carbonático, estando a Bacia da Paraíba dominada por uma plataforma de lama carbonática, e a Plataforma de Natal dominada por um ambiente marinho restrito, misto, dominado por cordões litorâneos e lagunas costeiras (Hessel & Barbosa, 2005a, 2005b) (Fig. X.2B). Este fato foi resultado da topografia da rampa nos dois setores separados pelo Alto de Mamanguape (Lima Filho *et al*., 2005; Barbosa & Lima Filho, 2006).

Neo-Maastrichtiano-Paleoceno – Ao final do Maastrichtiano tem início um evento regressivo que se intensificou no Eo-Paleoceno (Daniano) (Beurlen, 1967a, 1967b; Stinnesbeck, 1989; Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004) (Fig. X.2C). Devido à rapidez do evento regressivo, houve variações laterais da faciologia dos estratos da Formações Gramame nas regiões mais rasas da Bacia da Paraíba no final do Maastrichtiano (Barbosa *et al*., 2006a). Também a Formação Maria Farinha, depositada durante o evento regressivo na Sub-bacia Olinda, apresenta variação lateral de sua faciologia.

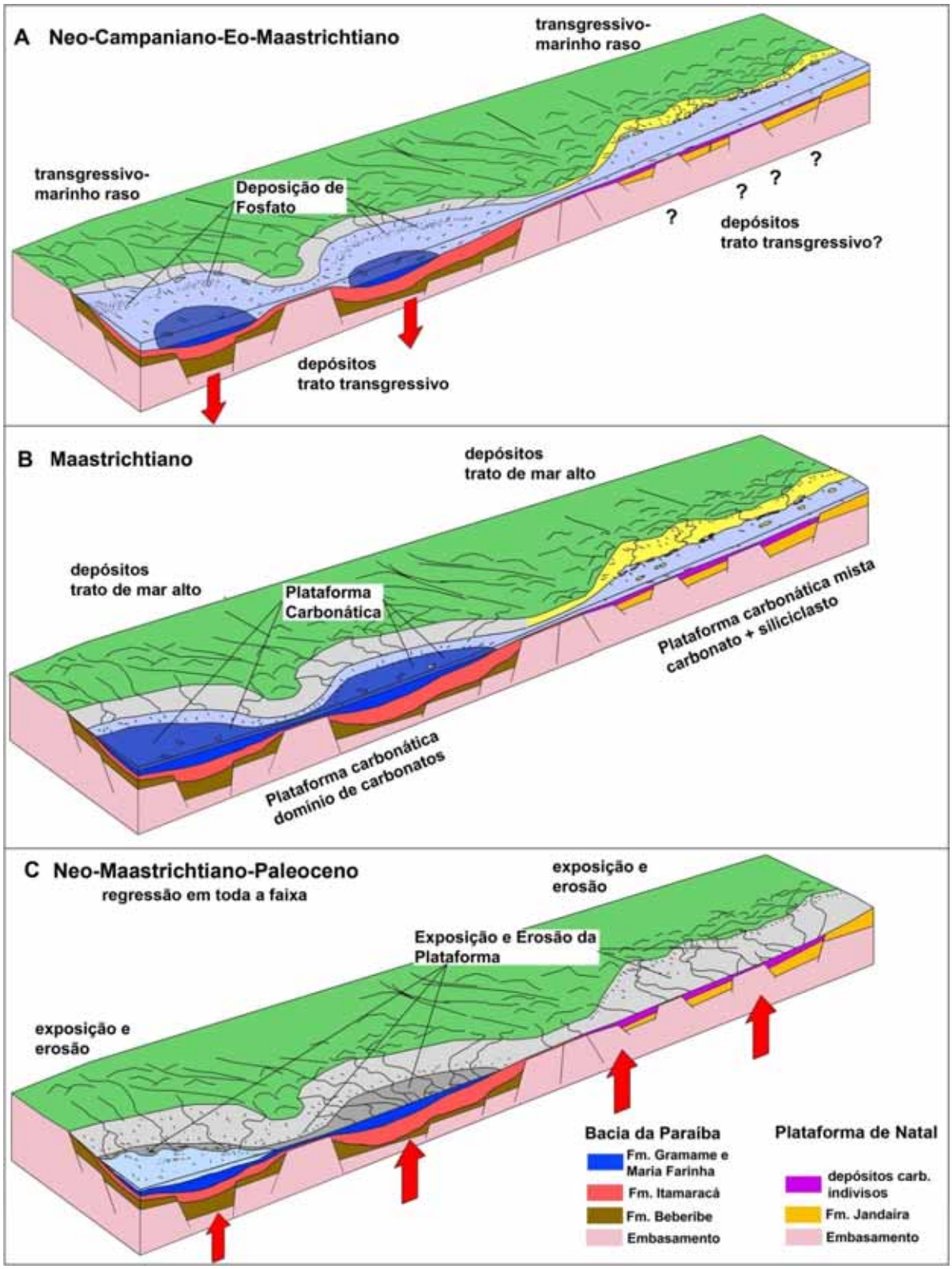

Figura X.2 – Modelo esquemático da evolução das bacias costeiras da Paraíba e da Plataforma de Natal (Etapas A,B e C – Neo-Campaniano-Paleoceno).

A passagem entre o Maastrichtiano e o Daniano é marcada em toda a Bacia da Paraíba por uma discordância que afetou estratos do topo do Maastrichtiano. Devido à velocidade com que a plataforma Gramame foi erodida, foi proposto um evento de regressão forçada, influenciado por soerguimento tectônico (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Morais *et al*., 2004; Morais *et al*., 2005a, 2005b; Morais, 2005; Vila Nova, 2005). A Formação Maria Farinha (Paleoceno) é encontrada apenas em estreita faixa, próximo ao litoral, na Sub-bacia Olinda. A norte do Alto de Goiana, na Sub-bacia Alhandra-Miriri, não ocorre depósitos do Paleoceno e o Maastrichtiano Superior foi erodido (Barbosa, 2004). O evento regressivo paleocênico causou uma expressiva discordância com exposição de toda a plataforma, e forte erosão em toda a porção norte da Bacia da Paraíba.

Se este movimento de soerguimento generalizado também afetou as sub-bacias Canguaretama e Natal, as condições de restrição devem ter se intensificado muito, passando para exposição e erosão da plataforma carbonática ali depositada (Fig. X.2C).

Devido a topografia de toda a faixa, sobre a rampa carbonática de gradiente suave, estimado entre 1 e 3°, qualquer variação mais forte do nível do mar implicaria em um grande avanço ou recuo da linha de costa.

Brito Neves *et al*., (2005b), relataram a ocorrência de um importante alto estrutural na porção ocidental da faixa costeira referente à Sub-bacia Alhandra-Miriri, situado na zona de do agreste acompanhando o Médio-Baixo Paraíba. Segundo os autores este alto formado pelo embasamento pré-cambriano (terreno Alto-Moxotó) apresenta um comportamento amplo de soerguimento regional que afetou inclusive a cobertura da Formação Barreiras que foi removida. Esta informação corrobora a hipótese de um soerguimento efetivo da parte norte da Bacia da Paraíba a partir da passagem Maastrichtiano-Daniano que se estendeu pelo Paleógeno.

X.2 – DISCUSSÃO DO MODELO PROPOSTO

Apesar de já haver um entendimento geral em relação a alguns aspectos da deposição deste trecho, inclusive sua evolução tardia em relação às demais bacias costeiras, muitos aspectos ainda apresentam considerável complexidade, principalmente os limites das seqüências deposicionais e a correlação lateral dos depósitos entre as bacias da Paraíba e da Plataforma de Natal (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Barbosa & Lima Filho, 2006).

Um aspecto interessante diz respeito aos marcos estratigráficos representados pela deposição de um “horizonte fosfático” que ocorrem no Neo-Campaniano na Bacia Potiguar

(Matsuda, 1988; Matsuda & Viviers, 1989; Viviers, 1990), e no Neo-Campaniano-Eo-Maastrichtiano da Bacia da Paraíba (Tinoco, 1962, 1967; Tinoco & Siqueira, 1976; Menor *et al*., 1977; Menor & Amaral, 1979; Amaral *et al*, 1977; Souza *et al*, 1998; Barbosa *et al*., 2003; Souza, 2006). Este marco poderia representar um dado importante na correlação das seqüências marinhas das duas bacias, contudo, vários aspectos ainda carecem detalhamento.

Ambos os registros possuem características semelhantes. Representam um pico nos valores de perfis de raios gama, evidenciando o acúmulo de argilominerais e matéria orgânica com aumento da radioatividade. Ambos constituem um momento de afogamento, com redução da taxa de sedimentação e o acúmulo de matéria orgânica em condições de baixa na oxigenação de fundo. O registro sedimentar caracteriza-se pelo acúmulo de microfósseis, restos de algas e de invertebrados marinhos. Na faixa costeira da Bacia da Paraíba, este horizonte pode alcançar de 3 a 5 metros (Kegel, 1955; Barbosa *et al*., 2003). Na Bacia Potiguar, este horizonte pode chegar a 50 metros, na plataforma (Córdoba, 2001).

Viviers (1990) aponta que a deposição de fosfato da Bacia Potiguar está relacionada a um aumento da lâmina d´água com deslocamento das condições de mínimo de oxigênio das regiões de talude para áreas de plataforma, com condições de ressurgência e arraste de nutrientes plataforma acima com o aumento considerável da produtividade. Todas estas características também são observadas para a Bacia da Paraíba a época da deposição fosfática. A fosfatização de microfósseis é o fator dominante em ambos os depósitos (Viviers, 1990; Kegel, 1954; Tinoco, 1962, 1967). Os níveis ricos de fosfato são encontrados em regiões de embaiamentos, ou flancos, onde as correntes ressurgentes e a alta produtividade propiciaram o acúmulo do material fosfático (Amaral *et al*., 1977; Viviers, 1990).

Em ambos os casos, há um consenso de que os fosfatos representam uma seção condensada - *hardground*, criados por uma redução na taxa de sedimentação, abundante acúmulo de microfósseis e redução do influxo terrígeno. (Viviers, 1990; Lima Filho & Souza, 2001; Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Souza, 2006).

No caso da Bacia da Paraíba, o marco fosfático ocorre no topo de uma seqüência transgressiva, Formação Itamaracá, composta por arenitos calcíferos e calcários com siliciclastos. Após o horizonte fosfático, ocorrem calcários e margas, sem influência siliciclástica, Formação Gramame. Os fosfatos da Bacia Potiguar foram inicialmente associados à Formação Jandaíra, separando esta unidade da Formação Ubarana. Matsuda (1988) sugeriu que os depósitos fosfáticos, assim como os 50 metros de depósitos acima destes fossem incluídos na Formação Jandaíra e, a discordância erosiva que ocorre acima destes 50 metros seria a passagem Campaniano-Maastrichtiano.

Entretanto, Gil (1997) realizou estudo da sucessão Jandaíra e posicionou o limite superior desta no Campaniano Inferior, antes do marco radioativo, atribuído por Matsuda (1988) como o limite superior da Formação Jandaíra. Segundo o autor, o marco radioativo que ocorre acima da discordância que marca o topo da seqüência Jandaíra corresponderia à máxima inundação associada à unidade sobreposta, a Formação Ubarana. Córdoba (2001) considerou os mesmos aspectos mantendo a discordância do Meso-Campaniano como limite da unidade Jandaíra e os fosforitos como parte do ciclo transgressivo da unidade Ubarana. Segundo a autora, a erosão que marca o topo da unidade Jandaíra, caracteriza um forte evento erosivo regional, evidenciado pela existência de *canyons* na plataforma.

Córdoba (2001) afirmou que o marco radioativo (fosforitos) ocorre a partir de mudanças significativas no aspecto deposicional, a partir do Neo-Campaniano, da Bacia Potiguar. Segundo a autora, ocorre um avanço drástico do *onlap* costeiro com afogamento de áreas anteriormente famintas, incremento da deposição mista, implantação de diversos sistemas deposicionais na região costeira e a borda da plataforma passa a apresentar um aspecto morfológico do tipo *rimmed shelf*. Ainda segundo Córdoba (2001) todas estas características fazem concluir que o marco radioativo (fosfatos) está associado a uma superfície de afogamento posterior ao evento erosivo regional do Campaniano Médio.

Há uma discussão a respeito da possibilidade de que houve um basculamento da Bacia Potiguar para nordeste no Eo-Campaniano (Gil, 1997; Córdoba, 2001), o que ocasionou uma subida abrupta do nível do mar sobre a bacia causando o afogamento da rampa carbonática Jandaíra anteriormente exposta no Meso-Campaniano.

A Bacia da Paraíba também apresenta características de afogamento, causada pela subsidência da plataforma, com afogamento das áreas fontes e início da deposição marinha, aproximadamente, datada do Neo-Campaniano (Barbosa, 2004; Souza, 2006). Também nesta época na Bacia da Paraíba ocorre uma mudança nas características da deposição, proporcionada pelo rápido afogamento da bacia, culminando com o marco fosfático.

Reunindo os dados disponíveis pode-se aventar a possibilidade de serem estes marcos correlacionáveis, representando um mesmo evento transgressivo sobre toda a costa oriental do nordeste, influenciado por um evento regional de basculamento da margem continental a partir do Eo-Campaniano.

E diante da junção dessas informações duas questões podem ser levantadas:

- Uma seria a ausência de depósitos fosfáticos na faixa costeira da Plataforma de Natal, localizada no litoral leste do Rio Grande do Norte, e que ocorre entre as bacias da Paraíba e Potiguar. Neste caso, pode-se supor que essa região de altos, apesar de

também ser afetada pela transgressão que atingiu toda a faixa no final do Campaniano, não apresentava condições ambientais para a deposição de fosfato a partir do aumento da produtividade marinha. Este fato também está de acordo com as condições de restrição verificadas para esta faixa (Hessel & Barbosa, 2005a, 2005b)

- Uma segunda questão é que ainda não foi identificada, na Bacia da Paraíba, nem na Plataforma de Natal, o registro do evento erosivo datado do Meso-Campaniano que afeta de forma abrangente a Bacia Potiguar. Nos dois casos esta discordância, que certamente afetou toda a faixa estudada, estaria registrada em estratos mais basais na faixa costeira, não aflorantes, ou na região da plataforma, ainda não acessados por estudos detalhados. (Figs. X.1 e X.2).

X.3 – MODELO DA PLATAFORMA CARBONÁTICA

A partir dos dados mostrados nos capítulos IV, V e neste capítulo, é possível proceder a uma discussão a respeito das características gerais da plataforma carbonática que envolve a Bacia da Paraíba e a Plataforma de Natal.

A coerência dos modelos descritivos para ambientes carbonáticos passa hoje por discussões com relação ao seu potencial preditivo. A eficiência preditiva destes modelos depende da compreensão dos fatores que controlaram a evolução do perfil deposicional e a distribuição das fácies sedimentares (Pomar, 2001a, 2001b). Muitas dificuldades são apontadas na interpretação de evidências genéticas a partir de depósitos antigos, e a criação de modelos de classificação baseados principalmente na comparação com ambientes atuais. Além disso, ainda ocorrem confusões na terminologia adotada o que confere certo grau de problema na distinção de diferentes tipos de plataformas carbonáticas.

Os padrões estratais e a arquitetura das fácies se desenvolvem em resposta ao aporte sedimentar e ao espaço de acomodação disponível. As contribuições do material produzido pela biota, as condições de acomodação e a atuação tectônica precisam ser consideradas, porque a integração destes fatores pode resultar em diferentes tipos de plataforma dentro de condições aproximadas (Pomar, 2001a).

Classificar a plataforma carbonática que ocorre entre Recife e João Pessoa, e a sua extensão para norte entre João Pessoa e Natal, torna-se complexa quando esta é comparada com modelos executados a partir da abordagem genética.

O preenchimento sedimentar do trecho referente a Bacia da Paraíba, na época da evolução da plataforma Gramame, é composto basicamente de depósitos carbonáticos com

muito pouco influxo terrígeno, dominantemente lama. Este fato associado à ocorrência maciça de *wackstones* e *mudstones* indicaria, segundo alguns modelos, que esta plataforma teria sido depositada em ambiente de rampa média a externa com profundidades de lâmina d´água superior a 100m, com áreas profundas da rampa abaixo do nível de base de ondas de tempestade (Sellwood, 1986; Tucker, 1990a; Burchette & Wright, 1992; Wright & Burchette, 1996, 1998).

A ausência de areia e silte nos depósitos carbonáticos da Formação Gramame sugere um ambiente profundo, como é apontado em alguns modelos (Johnson & Baldwin, 1986). Ao mesmo tempo, a icnofácies interpretada para os depósitos da Formação Gramame (Muniz, 1993; Barbosa *et al*., 2006a), sugere um ambiente sublitoral, onde é freqüente a associação areia-carbonato em plataformas mistas (Johnson & Baldwin, 1986). Os depósitos das Formações Gramame e Maria Farinha, na Bacia da Paraíba, não exibem nenhum indício de plataforma mista, mas apresentam em toda a sucessão evidências de retrabalhamento por ondas e correntes de tempestade, o que sugere que a deposição ocorreu, provavelmente, em lâmina d´água menor que 100m (Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2006a). Os depósitos da plataforma Gramame não exibem estratificações cruzadas, ou estruturas do tipo *hummocky*, normalmente encontradas em depósitos associados à tempestitos, em áreas rasas. Contudo são comuns níveis de s*hell beds* e de acúmulo de carapaças por efeito de correntes de tempestade, ondulações e superfícies de retrabalhamento por ondas (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004; Barbosa *et al*., 2006a; Távora & Miranda, 2004). Todos esses aspectos citados acima dificultam a asserção do modelo a ser adotado para a plataforma carbonática em questão.

Já os depósitos de calcários com siliciclastos da Plataforma de Natal, mostram a evolução de uma rampa mais rasa ainda do que a rampa referente à Bacia da Paraíba. Neste caso ocorre influxo constante de material terrígeno que caracterizam uma plataforma mista, areia-carbonato. Estes fatos apontam para uma clara diferenciação na evolução das duas áreas, mesmo estas tendo pertencido a um mesmo domínio plataformal (Barbosa & Lima Filho, 2005; 2006).

Handford & Loucks (1993), trabalhando a partir de classificações anteriores, deram ênfase ao fato de que as plataformas carbonáticas, e sua evolução, são fortemente influenciadas pela variação do nível do mar sobre diferentes regimes climáticos. Estes apontaram três perfis morfológicos básicos; rampas (que podem ser homoclinais ou rampas distalmente inclinadas), plataformas com bordas de talude e plataformas de topo plano (Fig. X.3).

Wright & Burchette (1996) propuseram a distinção entre dois grupos: plataformas de mares internos de topo plano, plataformas isoladas e plataformas de margem continental, com ou sem borda de talude, classificadas de acordo com o seu tamanho e sua ligação com o continente. O outro grupo inclui as plataformas em forma de rampa, que podem ser homoclinais, distalmente inclinadas ou ainda inclinadas com uma margem, conforme o perfil deposicional (Fig. X.4).

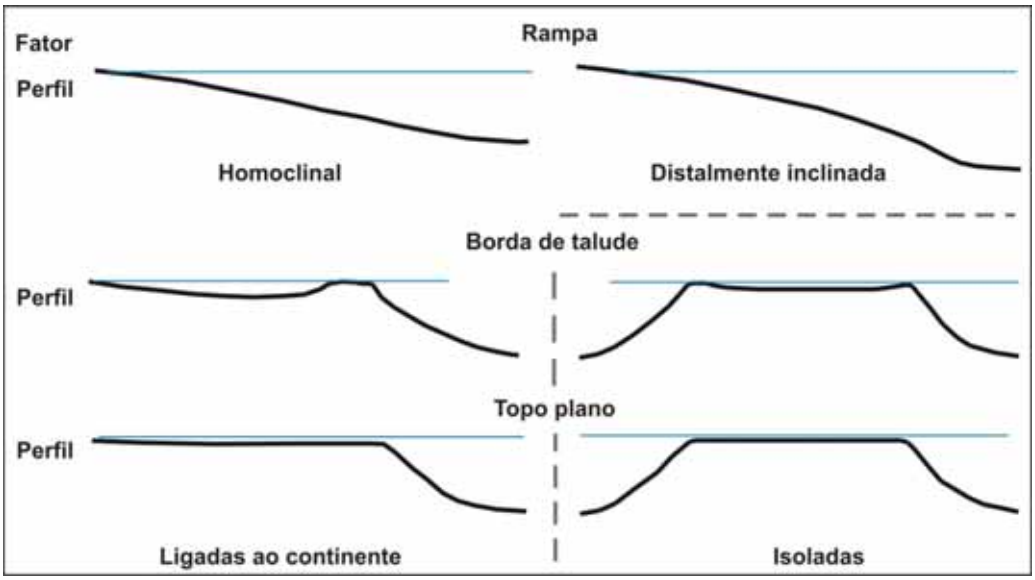

Figura X.3 – Tipos de plataformas carbonáticas segundo Handford & Loucks (1993).

A diferença entre sistemas terrígenos e sistemas dominados por carbonatos está relacionada ao fator de aporte sedimentar, principalmente (Pomar 2001a). Em plataformas com influência siliciclástica fatores de fora do sistema (tais como: área de drenagem do continente e morfologia, determinados pelo relevo, tectônica e clima), controlam a taxa e o tipo de aporte sedimentar (Pomar 2001a).

Burchette & Wright (1992) desenvolveram estudo detalhado sobre rampas carbonáticas. O modelo genérico de rampas carbonáticas, sugerido por estes autores, incluindo os sistemas relacionados está mostrado na Figura X.5.

Um fato interessante discutido por Burchette & Wright (1992) é que turbiditos não ocorrem, comumente, em bacias adjacentes a rampas carbonáticas e que, na maioria das rampas distalmente inclinadas, a quebra do talude está localizada entre a plataforma média e a externa.

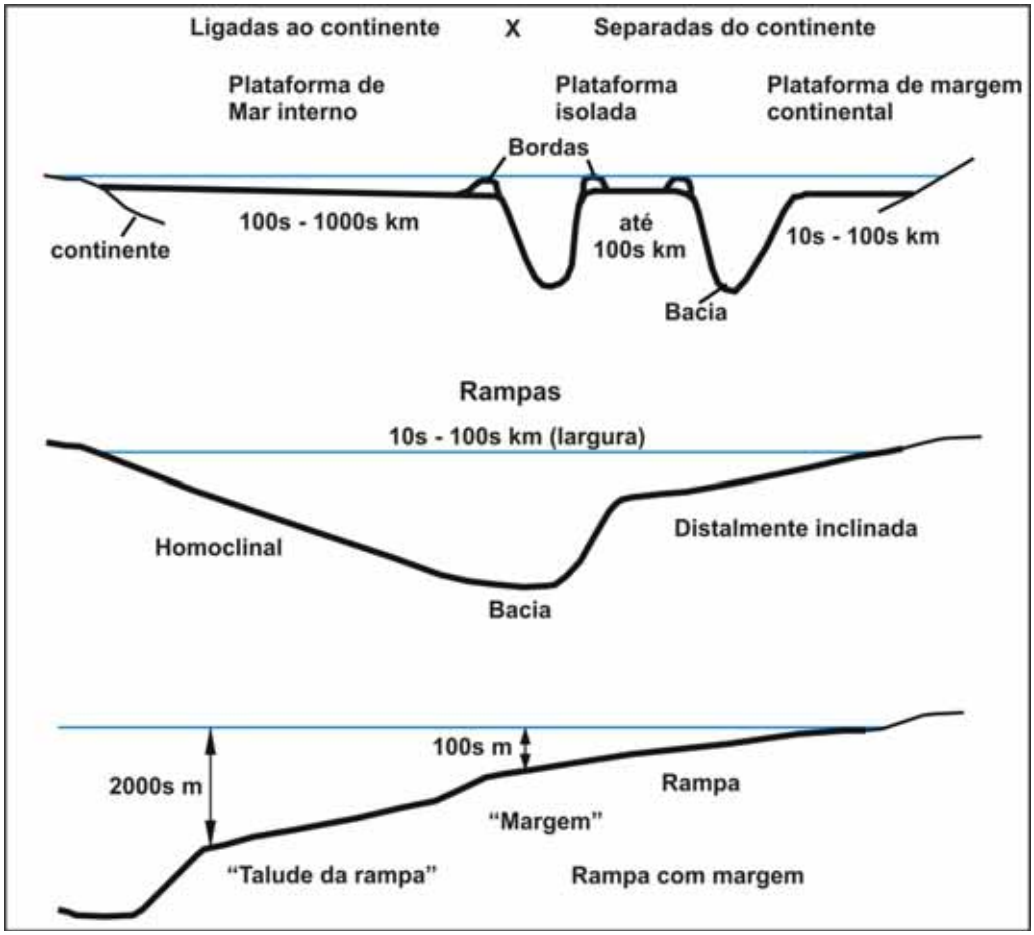

Figura X.4 – Tipos de plataformas carbonáticas segundo Wright & Burchette (1996).

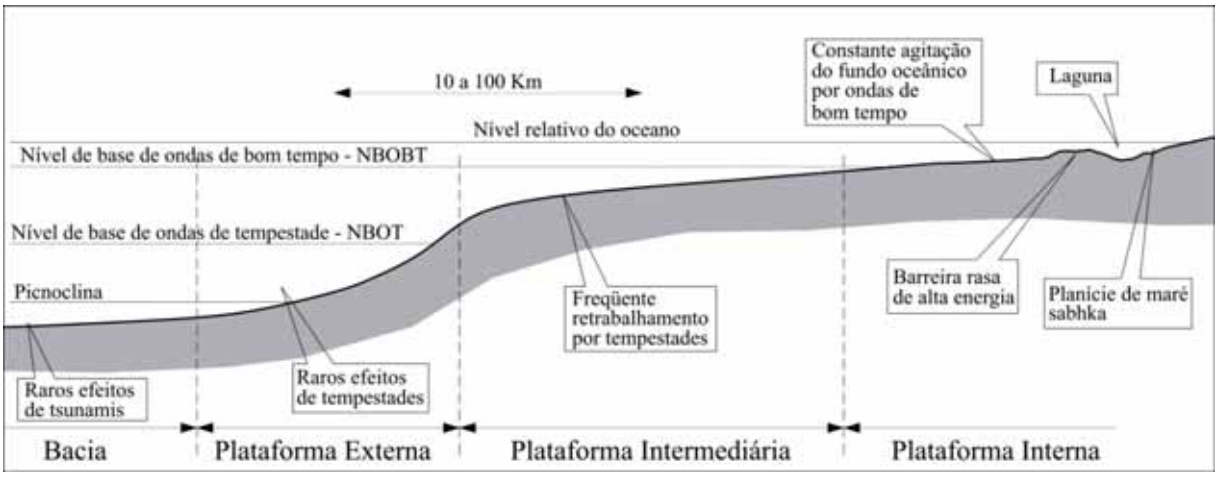

Figura X.5 – Modelo esquemático de uma plataforma carbonática com perfil deposicional de rampa e seus domínios deposicionais (Burchette e Wright, 1992).

Ainda de acordo com Burchette & Wright (1992), a rampa carbonática pode ser dividida em:

- plataforma interna, cujos depósitos exibem a ação freqüente de ondas de bom tempo, pois está posicionada acima do nível de ondas de bom tempo. Também apresenta bancos de areia, barreiras de corais e algas e depósitos de linha de praia.
- plataforma média, esta posicionada abaixo da linha de base de ondas de bom tempo, e acima da linha de base de ondas de tempestade. Os depósitos mostram a ação de ondas de tempestade, mas sem exibir efeitos causados por ondas de bom tempo. Pode apresentar uma variada gama de estruturas, tais como estratificações cruzadas, hummocky e camadas gradadas, dependendo do efeito das ondas de tempestade.
- plataforma externa, esta seria a zona que se estenderia desde a profundidade limite na qual a maioria das tempestades influencia o fundo do mar, descendo, até a planície bacial.

Pomar (2001a) tratou a classificação das plataformas carbonáticas considerando essencialmente a relação entre a capacidade hidráulica, de transporte e dispersão de sedimentos na bacia, o perfil deposicional e o fator de produção de carbonato pela biota marinha (Fig. X.6). Segundo o autor, estes fatores influenciam fortemente a evolução das morfologias plataformais.

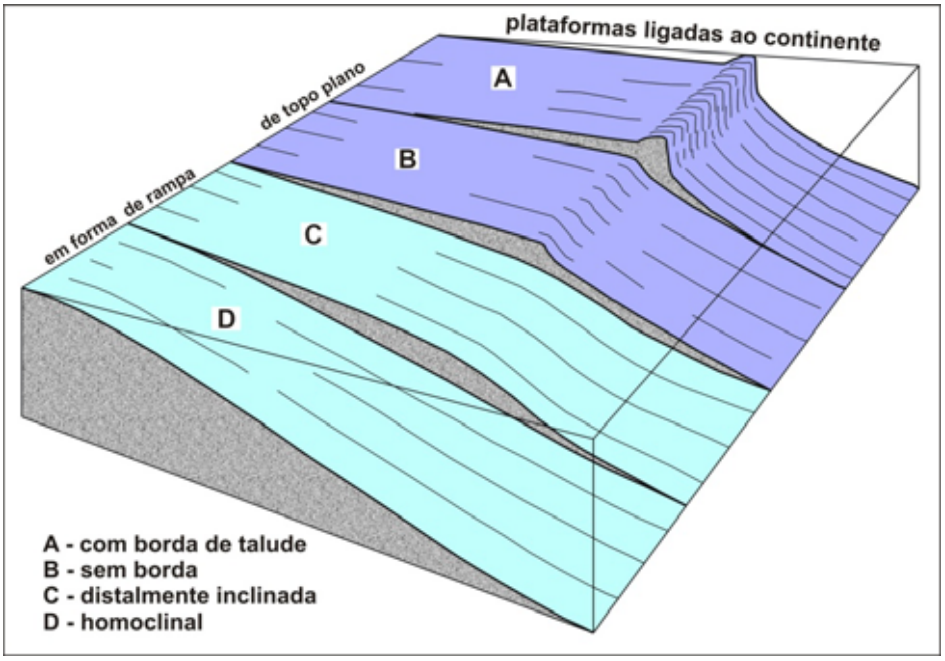

Figura X.6 – Classificação de tipos de plataformas carbonáticas, de margem continental, considerando o perfil deposicional (Pomar, 2001a).

A partir dos dados obtidos da configuração tectono-sedimentar da faixa costeira e da região plataformal da área estudada é possível concluir que, sobre a rampa estrutural que caracteriza a plataforma continental das bacias da Paraíba e da Plataforma de Natal, a partir do Campaniano, se desenvolveu uma plataforma carbonática cujo perfil deposicional caracteriza-se por uma rampa carbonática distalmente inclinada (Fig. X.6), (Barbosa & Lima Filho, 2006). A quebra abrupta da margem resultou na formação de um talude continental íngreme, que liga a plataforma a bacia oceânica (Barbosa & Lima Filho, 2006).

A rampa carbonática da Bacia da Paraíba se aproxima do modelo discutido por Pomar (2001a) de plataformas fortemente dominadas por lama carbonática, produzida pela biota. Neste caso, o sedimento carbonático produzido na zona eufótica é facilmente transportado bacia adentro, contudo, o sedimento produzido na zona oligotrófica, ou mesmo afótica permanece quase todo no local. Também, correntes de baixa velocidade podem mover o sedimento para águas mais profundas, lentamente. O ângulo de repouso do sedimento fino é muito baixo, e o perfil deposicional resultante de um sistema dominado por lama carbonática será o de uma rampa homoclinal (Pomar, 2001a).

No caso das rampas carbonáticas onde não se formaram barreiras nas bordas de talude, o transporte de lama carbonática bacia adentro produzirá um suave “inchamento” da plataforma média, resultado do aumento de deposição de carbonato nesta faixa (Pomar, 2001a). De acordo com Burchette & Wright (1992), de fato, este é o padrão comum de muitas sucessões de rampas do Fanerozóico e Paleozóico no qual o volume de sedimento carbonático produzido na plataforma média é amplamente dominado por finos (lama), e excede em muito, o que é produzido na plataforma interna. As fácies da rampa externa e média são compostas por uma mistura de material autóctone e material transportado, e muito do que é produzido vem essencialmente do plâncton (Pomar, 2001a). A sucessão carbonática da Bacia da Paraíba (formações Gramame e Maria Farinha) apresenta características que se enquadram nesse modelo.

Já a seqüência de plataforma mista que existe no trecho entre o Alto de Mamanguape e a Região de Natal é o resultado de condições de deposição muito mais rasas, em relação ao trecho da Bacia da Paraíba. A diferença na topografia favoreceu condições de deposição marinha restrita onde o influxo de siliciclásticos foi importante. Este fato favoreceu a mistura de sedimento grosso misturado à deposição carbonática na plataforma interna e nas regiões próximas ao litoral. Como não ocorria dispersão do material ao longo da rampa, este era acumulado na plataforma interna sobre condições de restrição de circulação (Pomar, 2001a).

Handford & Loucks (1993) propuseram modelos genéricos de plataformas carbonáticas com perfil deposicional de rampa, desenvolvidas sob condições de umidade e de aridez, levando em conta a sucessão deposicional que cada sistema exibiria. O modelo de rampa carbonática úmida (Fig. X.7), se mostra altamente preditivo para a arquitetura e as fácies observadas na sucessão carbonática da Bacia da Paraíba (Formação Gramame). Este modelo prevê uma plataforma dominada por calcários (*wackstones*) e margas (*mudstones*), cuja arquitetura estratal é dominantemente agradacional (Fig. X.7).

A Figura X.8, mostra um modelo de rampa carbonática com borda (*rimmed shelf*). Neste caso, devido à topografia menos inclinada, se desenvolve um modelo de plataforma mista, carbonato-siliciclasto, considerando um clima úmido. Mesmo com períodos de restrição na plataforma interna e faixa costeira o alto influxo de água, através da drenagem, impede a formação de depósitos de sal (Handford & Loucks, 1993).

No caso da Plataforma de Natal, a rampa carbonática mais estreita e menos inclinada, permitiu a formação de uma borda, que ajudou a isolar as lagunas e baías da circulação oceânica, e restringiu a dispersão do aporte terrígeno para as regiões profundas (Fgi. X.8). Neste caso, a rampa, rasa e pouco inclinada, foi sendo assoreada pelo material carregado a partir da região de borda para a plataforma interna (carbonato-siliciclasto).

Nas Figuras X.7 e X.8 são mostrados dois modelos do estudo de Handford & Loucks (1992), que parecem representar bem as condições de deposição que dominaram no trecho da rampa correspondente a Bacia da Paraíba (Fig. X.7) e no trecho que corresponde a Plataforma de Natal (Fig. X.8).

Observa-se que no caso estudado, no trecho sul da rampa, a maior inclinação favoreceu o desenvolvimento da plataforma carbonática com influência marinha ampla, e no trecho norte da rampa, mais raso, ocorreu a formação de borda de talude, que causou o amontoamento do aporte sedimentar. Os estratos da seção de Outeiros mostram que as construções recifais e algálicas foram importantes nos depósitos da Plataforma de Natal (Barbosa *et al*., 2005a, 2005b; Hessel & Barbosa, 2005a, 2005b).

A chave para a evolução dos dois trechos da plataforma pode ser encontrada observando-se o comportamento do embasamento e das feições arquiteturais dos depósitos. A plataforma carbonática que ocorreu nesta faixa possui características dos dois modelos discutidos acima devido à topografia diferenciada dos dois trechos (Figs X.7 e X.8).

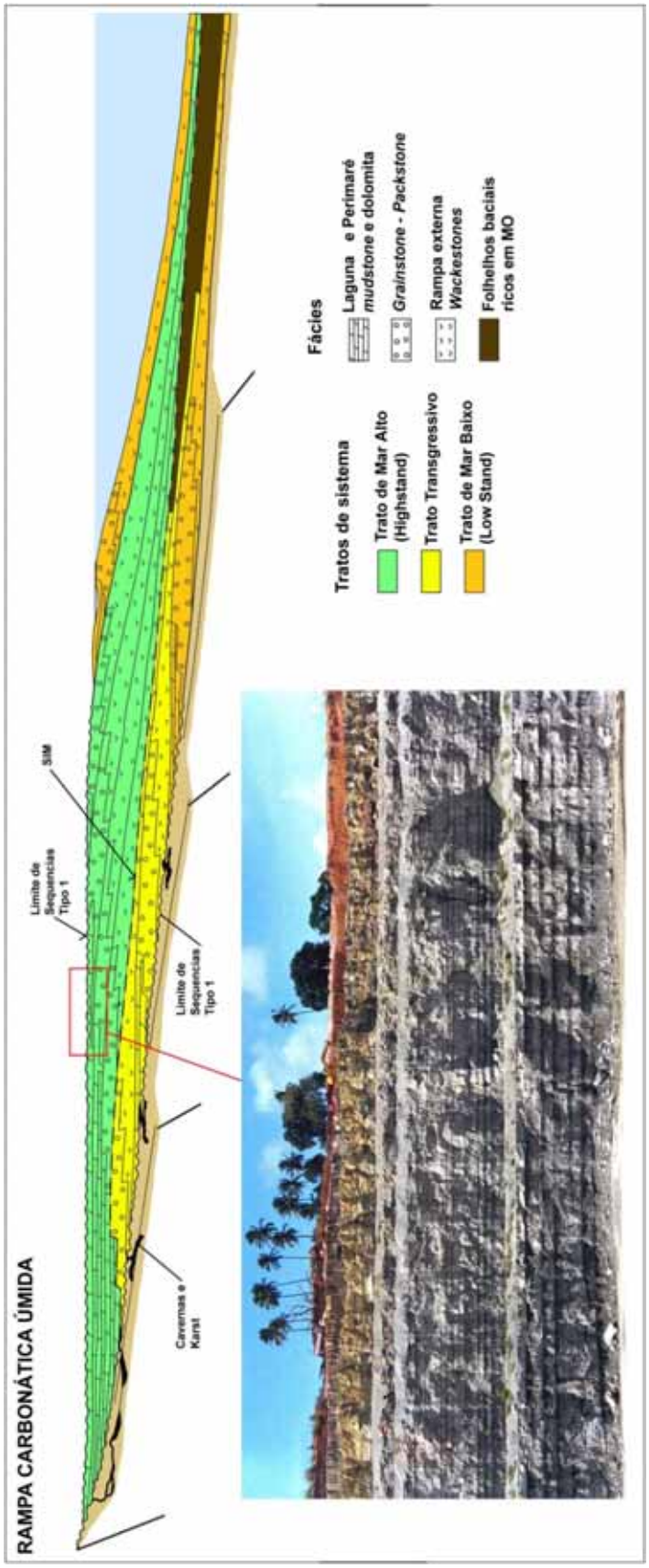

Figura X.7 – Modelo de seqüências deposicionais para rampa carbonática úmida (Handford & Loucks, 1993). A foto mostra um detalhe comparativo dos depósitos de TSMA na Bacia da Paraíba (Formação Gramame – Mina CIPASA).

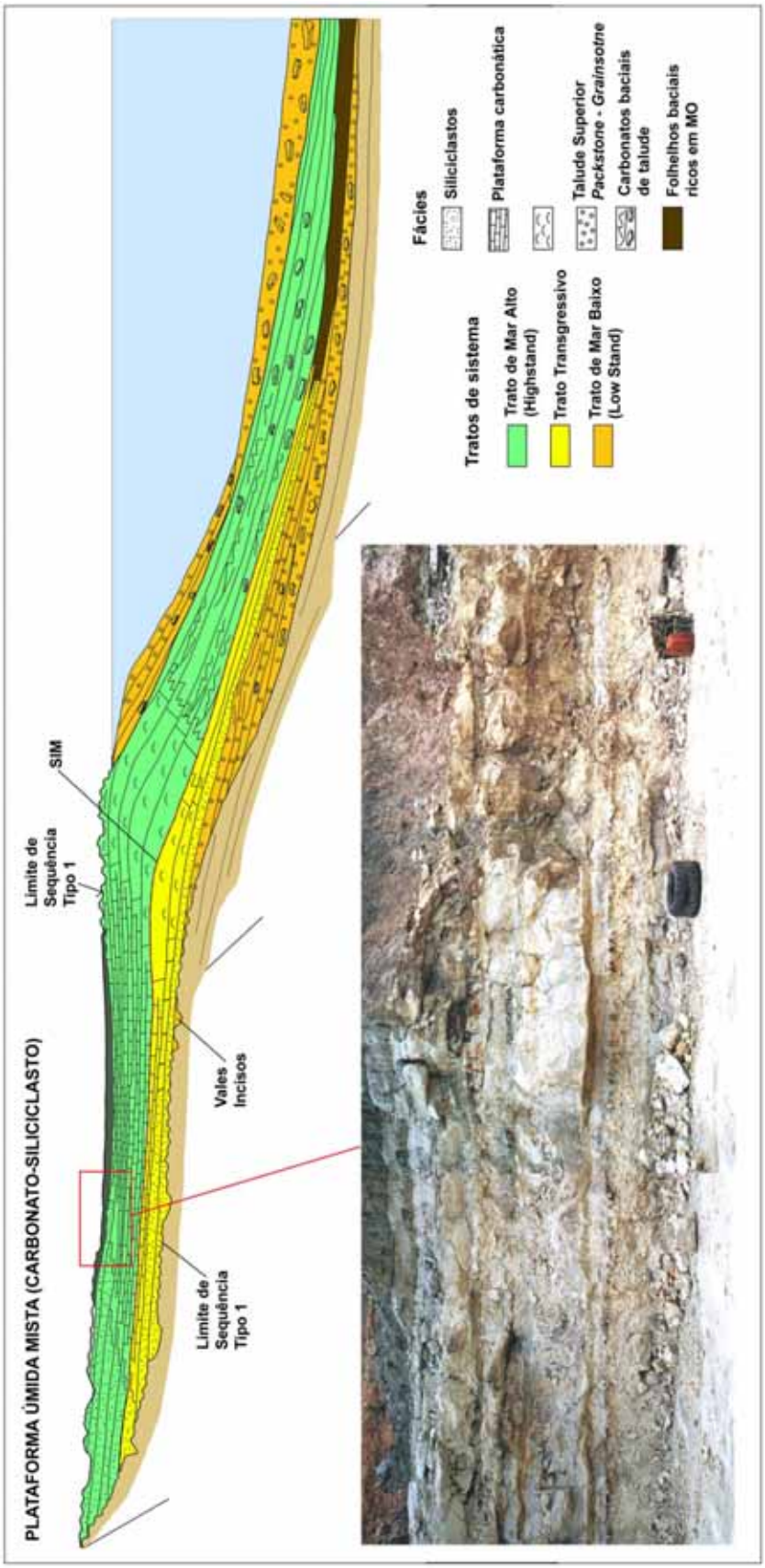

Figura X.8 – Modelo de seqüências deposicionais para plataforma mista com borda, úmida. (Handford & Loucks, 1993). A foto mostra um detalhe comparativo dos depósitos de TSMA na Plataforma de Natal (depósitos carbonáticos indivisos – Pedro Velho, RN).

X.4 – CARTA ESTRATIGRÁFICA DA FAIXA COSTEIRA RECIFE-NATAL

Na tentativa de integrar o conhecimento reunido até o momento sobre a deposição carbonática no trecho Recife–Natal foi elaborada uma carta estratigráfica para esta faixa costeira, a partir dos dados existentes e dos resultados obtidos por esta pesquisa (Fig. X.9).

A carta elaborada considera apenas a porção emersa da Bacia da Paraíba e da Plataforma de Natal, incluindo as Sub-bacias Olinda, Alhandra, Miriri, Canguaretama e Natal, conforme o modelo de evolução proposto (Figs. X.1 e X.2). A carta apresentada segue como uma evolução da carta proposta apenas para a Bacia da Paraíba elaborada anteriormente (Barbosa *et al*., 2003; Barbosa, 2004).

A carta mostra que há uma divisão entre o trecho da plataforma a sul, representado pela Bacia da Paraíba, e o trecho a norte, representado pela Plataforma de Natal (Fig. X.9). Na porção basal do trecho sul ocorre a Formação Beberibe, cuja datação de seu início de deposição é incerta, ao passo que no trecho norte ocorrem estratos basais já com alguma influência marinha.

A ocorrência de um período de erosão que afetou toda a área, assim como registrado na Bacia Potiguar, durante o Meso-Campaniano é aqui inferido. Este período teria encerrado a deposição de depósitos carbonatos de águas rasas a norte, correlatos da Formação Jandaíra, e de depósitos fluvio-lacustres na Bacia da Paraíba (Fig. X.9).

Durante o Neo-Campaniano tem início um grande evento transgressivo que abrange a Bacia da Paraíba e a Plataforma de Natal. O registro desse evento na Bacia da Paraíba é a Formação Itamaracá (Neo-Campaniano-Eo-Maastrichtiano). O registro dessa transgressão na Plataforma de Natal é menos evidente devido influência terrígena em toda a sucessão, contudo a porção transgressiva basal foi identificada nos perfis geoquímicos porque apresenta maior influência terrígena do que a porção superior, maastrichtiana (Fig. X.9).

Durante o Maastrichtiano a ocupação marinha se estabelece e propicia o desenvolvimento de uma grande plataforma carbonática que, no trecho sul é dominada por lama carbonática sem influência siliciclástica e no trecho a norte é dominado por uma plataforma carbonática mista, restrita, influenciada pelo influxo de siliciclastos (Fig. X.9).

A partir do final do Maastrichtiano e início do Daniano ocorre uma rápida regressão com exposição da plataforma e erosão generalizada, resultando em uma nova discordância regional. Na Bacia da Paraíba, apesar da regressão, há depósitos do Paleoceno na Sub-bacia Olinda. Estratos paleocênicos ainda não foram confirmados na Plataforma de Natal (Fig. X.9).

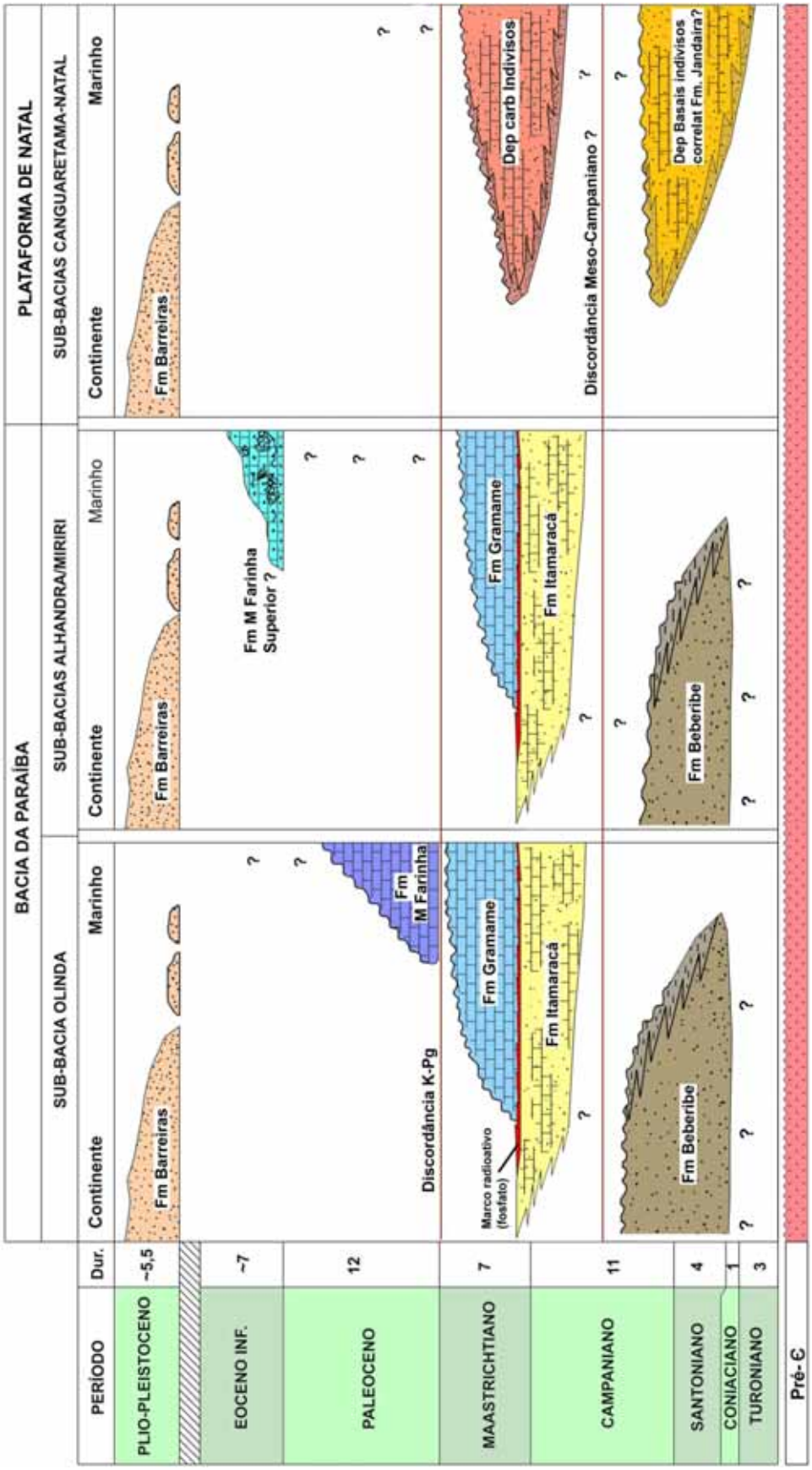

Figura X.9 – Carta estratigráfica da faixa costeira das Bacia da Paraíba (sub-bacia Olinda e Alhandra/Miriri), e da Plataforma de Natal (Sub-bacias Canguaretama e Natal).

CAPÍTULO XI

CONCLUSÕES

Considerando todos os resultados aqui apresentados, e discutidos, em conjunto com o conhecimento pré-existente sobre a faixa costeira estudada, apresentam-se algumas observações a título de conclusão da pesquisa:

1. O embasamento da plataforma continental, sobre a qual repousa a sucessão sedimentar da faixa costeira entre Recife e Natal, apresentam o comportamento de uma rampa estrutural que mergulha suavemente para leste. A quebra da plataforma é abrupta formando um talude continental íngreme. As plataformas carbonáticas que se depositaram nessa faixa possuem o perfil deposicional de uma rampa distalmente inclinada (*distally steepened*). Essa rampa, de forma geral, é caracterizada por um perfil deposicional suave (entre 1 e 3°) e está dividida em dois setores, um a sul (Bacia da Paraíba) e um a norte (Plataforma de Natal), separados pelo alto estrutural de Mamanguape.

   No setor sul a subsidência maior do embasamento propiciou a formação de uma rampa carbonática mais espessa. O setor norte, onde o embasamento sempre permaneceu mais raso apresenta espessura sedimentar menor.

   Ao longo da faixa estudada foram observados três depocentros importantes: um na Sub-bacia Olinda, Bacia da Paraíba, na região da Ilha de Itamaracá; um segundo na Sub-bacia Alhandra-Miriri, Bacia da Paraíba, na região de João Pessoa-Cabedelo; e um terceiro na Sub-bacia Natal, Plataforma de Natal, na região da cidade de Natal.
2. Na Bacia da Paraíba, limitada a sul pela ZCPE e a norte pelo alto de Mamanguape, a sucessão sedimentar comporta as formações Beberibe, Itamaracá, Gramame e Maria Farinha. A investigação destas unidades através de dados de poços, baseada na litoestratigrafia, mostrou que elas não ocorrem para além do limite norte da Bacia da Paraíba. Esta sucessão compreende desde o Coniaciano?-Santoniano até o Paleoceno-Eoceno?

A Plataforma de Natal comporta sucessão de rochas depositadas em ambientes com influência marinha diretamente sobre o embasamento. A unidade litoestratigráfica basal, cuja idade alcança o Turoniano, seria um correlato da Formação Jandaíra da Bacia Potiguar. Os depósitos carbonáticos que ocorrem acima desta unidade basal teriam idade Campaniano-Maastrichtiano. Estes depósitos, que afloram em algumas regiões das sub-bacias Canguaretama e Natal, foram tratados pela pesquisa como depósitos carbonáticos indivisos, e são correlatos em tempo da sucessão carbonática da Bacia da Paraíba, formações Itamaracá e Gramame.

Assim, conclui-se que existiu um controle tectônico na disposição das unidades litoestratigráficas exercido pelos altos e baixos estruturais e zonas de cisalhamento. Há uma zona de transição sobre o Alto de Mamanguape que é o limite estrutural das duas bacias costeiras. Existem variações laterais da faciologia dos depósitos correlatos nos trechos sul e norte devido à variação topográfica de cada trecho.

3. Os dados isotópicos mostraram que as formações carbonáticas da Bacia da Paraíba (formações Itamaracá e Gramame) apresentam características diferentes do que foi observado para as unidades litoestratigráficas da Plataforma de Natal (depósitos carbonáticos indivisos), e da Formação Jandaíra da Bacia Potiguar. Os calcários da Formação Itamaracá mostram o resultado de uma unidade fortemente influenciada pelo influxo terrígeno e diagênese tardia. As formações Gramame e Maria Farinha caracterizam-se por calcários e margas sem influência siliciclástica e muito pouco afetados por alteração diagenética, associados a um trato de mar alto com estabilidade da plataforma carbonática.

   Os depósitos carbonáticos indivisos mostraram-se fortemente influenciados pelo influxo de siliciclásticos que afetou toda a deposição e também apresentam efeitos de diagênese tardia.

   Tanto as unidades da Bacia da Paraíba, quanto os depósitos carbonáticos indivisos da Plataforma de Natal não mostraram semelhança aparente com os depósitos descritos da Formação Jandaíra.

   A comparação da composição elementar, através dos dados de fluorescência de raios-X, permitiu distinguir claramente cada unidade litoestratigráfica estudada. As unidades Gramame e Maria Farinha, associadas a uma plataforma predominantemente de lama carbonática apresenta contribuição terrígena na forma de argilominerais. Os depósitos carbonáticos indivisos da sucessão sedimentar da Plataforma de Natal apresentam uma

forte influência de siliciclastos detríticos, essencialmente quartzo e feldspato e raramente de argilominerais.

Os resultados demonstraram que, embora os depósitos carbonáticos da Bacia da Paraíba e os depósitos carbonáticos indivisos sejam correlatos em tempo, estes foram depositados em ambientes diferentes, devido à variação topográfica de cada setor da rampa, e também sofreram uma evolução diagenética diferenciada.

4. Os dados paleontológicos resultantes da análise dos fósseis coletados nos depósitos carbonáticos indivisos que afloram na Sub-bacia Canguaretama, da Plataforma de Natal, revelaram que estes estratos possuem idade pós-coniaciana, restringindo-se o intervalo Campaniano-Maastrichtiano. A maioria dos gêneros de moluscos encontrados nestes depósitos também ocorre no Cretáceo do oeste africano, e no Cretáceo da Bacia Potiguar. Devido à abundância de alguns desses gêneros no Maastrichtiano da África conclui-se, de forma mais precisa, que esses depósitos em questão sejam de idade maastrichtiana.

   Foram identificados 1 molde de coral solitário (*Paracyathus* cf. *P. Rugosus*), dois dentes de peixes (Picnodontidae), seis gêneros de gastrópodes (*Turritela*, *Pirenella*, *Cylindrites*, *Voluthilites*, *Mesoneritina* e *Amauropsis*) e 2 gêneros de biválvios (*Glyptoactis* e *Thyasira*).

   A fauna encontrada possibilitou a interpretação de um ambiente marinho raso, fortemente influenciado por influxo terrígeno, formado por bancos carbonáticos, construções recifais e lagunas costeiras. A fauna de moluscos apresenta condições de nanismo, quando comparada com exemplares dos mesmos gêneros que ocorrem no Cretáceo do Brasil e do mundo. Este “nanismo” pode estar associado a condições de baixa salinidade e pouco alimento disponível, devido condições de restrição em relação à circulação oceânica. Os organismos identificados parecem compor uma fauna oportunista, endêmica, que colonizou a bacia sob um regime de *stress* ambiental devido às condições de restrição.

5. De forma geral, a Plataforma de Natal e a Bacia da Paraíba parecem representar um trecho isolado da margem continental brasileira, devido a suas características peculiares. A ausência de estratos da fase rifte parece favorecer a hipótese de que este trecho da margem se comportou como um alto estrutural desde a abertura deste ramo do rifte a partir do Aptiano. A ocorrência de um “saliente” estrutural parece ter promovido o deslocamento da deposição da fase sin-rifte deste trecho para as bacias que se formavam do lado africano. Só a partir do colapso gravitacional da margem

neste trecho, ocorrido no pós-turoniano, assim como também é verificado nas bacias correlatas do lado africano, é que se iniciou deposição mais expressiva nas bacias marginais entre Recife e Natal.

6. A Plataforma de Natal parece representar, como exposto em outros trabalhos, uma área de transição entre a Bacia da Paraíba e a Bacia Potiguar, além de representar este saliente derradeiro de ligação continental com o continente africano durante o rifteamento. A área parece apresentar depósitos correlatos em tempo tanto a Bacia potiguar, quanto a Bacia da Paraíba. No entanto, estes depósitos correlatos possuem características distintas das formações conhecidas nessas bacias vizinhas.
7. A pesquisa então sugere que no futuro esta área seja submetida a novos estudos, que permitam comprovar as conclusões da presente pesquisa de que na verdade, a Plataforma de Natal compreende uma região diferenciada da Bacia Potiguar e da Bacia da Paraíba, tratando-se de uma bacia marginal distinta, com uma seqüência tectono-sedimentar que possui suas próprias peculiaridades.

CAPÍTULO XII

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abramovich, S. & Keller, G. 2003. Planktonic foraminiferal response to the latest Maastrichtian abrupt warm event: a case study from South Atlantic DSDP Site 525A. *Marine Micropaleontology*, **48**: 225-249.

Adatte, T., Keller, G., Stinnesbeck, W. 2002. Late Cretaceous to Early Paleocene climate and sea-level fluctuations: the Tunisian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **178**: 165-196.

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. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, 255 p.

Albertão, G.A., Koutsoukos, E.A.M., Regali, M.P.S., Martins Jr., P. P. 1993. O Registro Micropaleontológico, com Base em Foraminíferos e Palinomorfos, no Limite Cretáceo-Terciário na Bacia Pernambuco-Paraíba, Nordeste do Brasil. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 13. São Leopoldo. *Boletim de Resumos*, p. 54.

Albertão, G. A., Martins Jr., P. P., Koutsoukos, E. A. M. 1994a. O limite Cretáceo-Terciário na Bacia Pernambuco-Paraíba: características que definem um marco estratigráfico relacionado com um evento catastrófico de proporções globais. *Acta Geológica Leopoldensia*, **39**(1): 203-219.

Albertão, G. A., Koutsoukos, E. A. M., Regali, M. P. S., Attrep, Jr. M., Martins Jr, P. P. 1994b. The Cretaceous-Tertiary boundary in southern low-latitude regions: preliminary study in Pernambuco, north-eastern Brazil. *Terra Nova*, **6**: 366-375.

Albertão, G.A. Martins Jr., P. P. 1996. A possible tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Pernambuco, Northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, **104**: 189-201.

Alheiros, M.M. & Lima Filho, M.F. 1991. A Formação Barreiras. *In*: Mabesoone, J.M. (coord.). Revisão da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do norte. *Estudos Geológicos*, **10**: 77-88.

Almeida, J.A.C. 2000. Calcários Recifais eocênicos da Formação Maria Farinha na Sub-Bacia de Alhandra, Paraíba: Aspectos Taxionômicos, Paleoecológicos, Paleoambientais e Estratigráficos. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 164 pp.

Anderson. F.M. 1958. Upper Cretaceous of the Pacific Coast. *Geological Society of America Memoir*, 71.

Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F., Michel, H. V. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, **208** (4448): 1095-1108.

Alvarez, W., Kauffman, E. G., Surlik, F., Alvarez L. W., Asaro, F., Michel, H. V. 1984. Impact theory of mass extinction and the invertebrate fossil record. *Science*, **223** (4641): 1135-1141.

Alvarez, W. 1986. Toward a theory of impact crisis. *Eos*, **67**(35): 649-658.

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 de Pernambuco-Paraíba. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Atas*, **1**: 286-297.

Amaral, A. J. R., Menor, E. A., Santos, S. A. 1977. Evolução paleogeográfica da seqüência clástica basal da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, *Atas*, **6**: 37-63.

Anderson, P.O.D., Worden, R.H. 2004. Mudstones of the Tanqua Basin, South Africa: an analysis of lateral and stratigraphic variations within mudstones, and a comparison of mudstones within and between turbidite fans. *Sedimentology*, **51**: 479-502.

Araripe, P.T., & Feijó, F.J. 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. **8**(1): 127-141.

Asmus, H. E. & Carvalho, J. C. 1978. Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do nordeste do Brasil (Sergipe-Alagoas e Pernambuco-Paraíba). *In*: *PROJETO REMAC* – Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES, **4**:1-24.

Barbosa, J.A., Souza, E.M., Lima Filho, M.F. & Neumann, V.H. 2003. A estratigrafia da Bacia Paraíba: uma reconsideração. *Estudos Geológicos*, Recife, **13**: 89-108.

Barbosa, J.A. 2004. Evolução da Bacia da Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno: formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 230p.

Barbosa, J. A., Souza, E. M., Lima Filho, M. Neumann, V. H. 2004a. The stratigraphic evolution of the Paraíba Basin, NE Brazil, A basic analysis using sequence stratigraphy tools. *American Association of Petroleum Geologists, Annual Meeting*, Dallas. *Abstratcts in CD Rom*.

Barbosa, J. A., Neumann, V. H., Mabesoone, J. M., Lima Filho, M., Souza, E. M. 2004b. The stratigraphic characteristics of the Paraíba Basin, Northeast Brazil: a reconsideration. *In*: *International Association of Sedimentologists Meeting*, 23. Coimbra. *Abstracts book* p.55.

Barbosa, J.A. & Lima Filho. M.F. 2005. Os domínios da Bacia da Paraíba. *In*: Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, 3, Salvador, *Anais em CD-Rom*.

Barbosa, J.A., Moraes, M.A., Nascimento, M.C., Neumann, V.H. 2005a. Porosidade provocada por bioturbação em carbonatos da Sub-bacia de Canguaretama, Bacia Potiguar. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 20, Recife. *Boletim de Resumos Expandidos*, 238-241.

Barbosa, J.A., Moraes, M.A., Nascimento, M.C., Neumann, V.H. 2005b. Porosidade associada a microestruturas de bioturbação em carbonatos da Sub-bacia Canguaretama, Bacia Potiguar. *Estudos Geológicos*, **15**: 41-54.

Barbosa, J.A, Sial, A.N., Ferreira, V.P., Neumann, V.H. 2005c. Isótopos de carbono e oxigênio através do Maastrichtiano e Paleoceno da Bacia da Paraíba, NE do Brasil. *In*: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 20, Porto de Galinhas. *Boletim de Resumos em CD-Rom* (03-509).

Barbosa, J.A., Hessel, M.H., Neumann, V.H. & Lima Filho, M. 2005d. A malacofauna de Pedro Velho, Neocretáceo da Bacia Potiguar. *In*: SBP, *Congresso Brasileiro de Paleontologia, 19*, Aracaju, *Anais em CD-Rom*.

Barbosa, J.A. & Lima Filho, M.F. 2006. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. *Boletim de Geociências da Petrobras*. **14**(1): 287-306.

Barbosa, J.A., Viana, M.S.S., Neumann, V.H. 2006a. Paleoambientes e icnofácies da seqüência carbonática (Cretáceo e Paleogeno) da Bacia da Paraíba, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**(3): 73-90.

Barbosa, J.A., Keller, G., Adatte, T., Neumann, V.H., Lima Filho, M. 2006b. Maastrichtian-Paleocene deposition in Paraíba Basin. *Anuário do Instituto de Geociências*, **29**(1): 480-481.

Beurlen, K. 1964. A fauna do calcário Jandaíra da região de Mossoró (Rio Grande do Norte). *Coleção Mossoroense*, 13, 215 p.

Beurlen, K., 1967a. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 16(**1**): 43-53.

Beurlen, K., 1967b. Paleontologia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 16(**1**): 73-79.

Beurlen, K. 1970. Geologie von Brazilien. Gebr. Borntraeger, Berlim, Beitrage zurregionalen Geologie der Erde, **9**, 444p.

Böse E. 1923. Algumas faunas cretácicas de Zacatecas, Durango y Guerrero. Instituto Geológico de México, Boletín, **42**, 219 p.

Brito Neves, B.B., Araújo, J.C., Bezerra, F.H., Oliveira, A.C.B., Barreto, A.M. 2005a. A unidade pedoestratigráfica Engenho Novo no leste da Paraíba. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 21, Recife. *Boletim de Resumos,* 246-249.

Brito Neves, B.B., Feitosa, E.C., Bezerra, F.H. 2005b. A Sub-bacia Alhandra (Sul-Sudeste da Paraíba) revisitada: contribuição de novos dados geológicos e geofísicos. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 21, Recife. *Boletim de Resumos,* 204-207.

Brownlow, A.H. *Geochemistry*. Printice Hall, New Jersey, 580p.

Bromley, R.G. 1990. *Trace Fossils – biology and taphonomy*.Unwin Hyman, London, 280p.

Buatois, L., Mángano, G., Aceñolaza, F. 2002. *Trazas fósiles – señales de comportamiento en el registro estratigráfico*.Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Chubut, 381p.

Burchette, T. P. & Wright, W. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, **79**: 3-57.

Campanha, V. A. 1979. Contribuição ao estudo do Calcário Oiteiros, RN. *Revista Braileira de Geociências*. **9**(4): 219-231.

Campanha, V. A., Saad, A. R., 1999. A Arquitetura Deposicional Carbonática do Senoniano no Nordeste Brasileiro e o posicionamento dos Calcários Miriri e Oiteiros. *In*: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Serra Negra. *Boletim de resumos*, **1**: 115-119.

Cassab, R.C.T. 2003. Paleontologia da Formação Jandaíra, Cretáceo Superior da Bacia Potiguar, com ênfase na paleobiologia dos gastrópodos. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 184p.

Carvalho, L. B. & Azevedo, S. A. K. 1998. Proposta taxônomica para os répteis marinhos (Lepidosauria, Mosasauridae) do Neocretáceo da Bacia Pernambuco-Paraíba. *Boletins do Museu Nacional,* 43: 01-09.

Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender A.A. 1992. Tetctonics and stratigraphy of the east Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics,* **213**: 97-138.

Cooper, J. 1985. An outcrop of the Miramar Crinoid Bed (Lower Eocene: London Clay, Division B) at Elmley Hills, Isle of Sheppey, Kent. *Tertiary Research,* **7**(2): 45-47.

Condé, V.C. 1996. Microgastrópodes do Eocretáceo de Sergipe, Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 84p.

Cope, E.D. 1886. A contibution to the vertebrates paleontology of Brazil. *Proceedings of the American Philosophycal Society*, **23**, 1-20.

Córdoba, V.C., Menezes, M.R.F. & Lima Filho, F.P. 1996. Fácies, sistemas deposicionais e diagênese da Formação Jandaíra, Neocretáceo, no extremo sudoeste da Bacia Potiguar, RN. *In*: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Rio Claro, *Anais*, 107-110.

Córdoba, V.C. 2001. A evolução da plataforma carbonática Jandaíra durante o NeoCretáceo na Bacia Potiguar: análise paleoamboental, diagenética e estratigráfica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 240p.

Courtillot, V., Jaeger, J.J., Yang, Z., Feraud, G., Hofmann, C., 1996. The infuence of continental 4ood basalts on mass extinctions; where do we stand? *In*: Ryder, G., Fastovosky, D., Gartner, S. (Eds.), *The Cretaceous–Tertiary event and other catastrophes in Earth history*. GSA Special Paper, **307:** 513–525.

Courtillot, V., 1999. Evolutionary Catastrophes: the Science of Mass Extinctions Cambridge University Press, Cambridge, 173 pp.

CPRM, 1994 – Levantamento gravimétrico da área sedimentar da região metropolitana do Recife. CPRM-PE/FIDEM. Série cartografia temática, 38p.

Cremonini, O.A, & Karner, G. 1995. Soerguimento termal e erosão na bacia Potiguar emersa, e seu relacionamento com a evolução da margem equatorial brasileira. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16. Recife. *Atas*, 181-184.

Cremonini, O.A., Goulart, J.P.M. & Soares, U.M. 1996. O rifte potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Rio Claro, *Boletim de Resumos,* 89-93.

Damasceno, J.M, Farias, C.C., Mabesoone, J.M., Oliveira, L.D.D., Oliveira, M.I.M. 1984. Sedimentos da faixa Afonso Bezerra – Macaíba (borda meridional da Bacia Potiguar) – 6. Interpretação Estratigráfica. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 11, Natal. *Boletim de resumos*, **9**: 135-141.

Damasceno, J.M, Oliveira, L.D.D., Oliveira, M.I.M., Nascimento, J.M.S. 1986. Estudo Correlativo das microfácies carbonáticas da região ocidental de Natal e Canguaretama – RN. *In*: Simpósio de Geologia do Nordeste, 12, João Pessoa. *Atas*, 20-38.

Daniel, W. & Bosence, J. 1983. Coralline algae from the Miocene of Malta. *Paleontology*, **26**(1) : 147-173.

Dartevelle, E. & Brebion, P. 1956. Mollusques fossiles du Crétacé de la Côte occidentale d'Afrique du Cameroum à Angola. *Annales du Musée Royal du Congo Belge*, Tervuren, **15**: 1-129.

Derry, L.A., Kaufman, A.J., Jacobsen, S.B. 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**(3): 1317-1329.

Dixon, F. 1850. *The Geology and Fossils of theTertiary and Cretaceous Formations of Sussex*. Green & Longmans, London: 1- 423.

Dunhan, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. *In*: W.E. Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks.* American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 1, 108-121.

El Gadi, M.S.M., 1993. Estudo das Microfácies da Formação Gramame (Maastrichtiano), Faixa Costeira de Pernambuco-Paraíba. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 133 p.

El Gadi, M.S.M. & Brookfield, M.E. 1999. Open carbonate ramp facies, microfacies and paleoenvironments of the Gramame Formation (Maastrichtian), Pernambuco-Paraìba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **12**: 411-433.

Feijó, F. P. 1994. Bacia Pernambuco-Paraíba. *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. *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. *In*: Congresso Brasileiro de águas subterrâneas, 12, Florianopóis, *Anais em CD-Rom*.

Fernandes, A. C. S. 1978. Corais hermatípicos da Formação Maria Farinha, Paleoceno do Estado de Pernambuco. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Atas*, **2**: 960-964.

Fernandes, A.C.S., Borghi, L., Carvalho, I.S. & Abreu, C.J. 2002. *Guia dos icnofósseis de invertebrados do Brasil*. Rio de Janeiro, Interciência. 260p.

Ferreira, V. P., Sial, A. N., Chaves, N. S., and Brasilino, R. G., 1994, Stable isotopes and the K–T boundary in the Pernambuco Basin, *In:* International Sedimentological Congress, 14th, Recife, S3-4–S3-5.

Ferreira, V. P., Sial, A. N., and Menor, E. A., 1996, Carbon and oxygen isotopes in offshore and continental Mesozoic and Tertiary limestones, NE Brazil: The K–T boundary and Tertiary climatic variations: *Acta Geologica Hungarica*, **39**, suppl., 43–46.

Ferreira, V.P., Sial, A.N., Alonso, R.N., Toselli, A.J., Acenolaza, F.G., Parada, M.A., Rossi de Tosseli, J. 2002. *In*: *South American Symposium on Isotope Gelogoy*, 4, 2002, *short papers*, 345-348.

Figueiredo, A.M.F. & Raja Gabaglia, G.P. 1986. Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*. **16**(4): 350-369.

Figueiredo F.J. & Santos, R.S. 1991. Picnodontes da Formação Riachuelo Membro Taquari Estado de Sergipe, Nordeste do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **63**(4): 369-379.

Folk, R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones: *American Association of Petroleum Geologists Bulletim*, **43**: 1-38.

Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestones types. In: W.E. Ham (ed.), Classification of Carbonate Rocks, AAPG, Memoir 1, 62-84.

Fortes, F. P. 1986. A tectônica de teclas da Bacia Potiguar. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. 34, Goiânia. *Atas*, **3**: 1145–1159.

Fölling & Frimmel, P.G. & Frimmel, H.E. 2002. Chemostratigraphic correlation of carbonate sucessions in the Gariep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. *Basin research*, **14**: 69-88.

Françolin, J. B. L. & Szatmari, P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(2): 196-207.

Frey, R.W. & Pemberton, S.G. 1984. Trace Fossil Facies Models. *In*: R. G. Walker, (ed.) *Facies Models*. Geosciences Canadá, Ontário,189-207.

Gallo, V., Figueiredo, F.j., Carvalho, L.B., Azevedo, S.A.K. 2001. Vertebrate assemblage from the Maria Farinha Formation after the K-T Boundary. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh*. 219(3): 261-284.

Gil, J.A. 1997. Estratigrafia e análise paleoambiental da plataforma carbonática Jandaíra; Turoniano–Campaniano da porção cenrtro-oeste da Bacia Potiguar. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 146 p.

Gomes, P.A. 2005. Tectonismo, vulcanismo e processos erosivos no segmento nordeste da margem continental brasileira. Tese de Doutorado, Faculdade de Geologia, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, 183 p.

Götze, J. 2000. *Cathodoluminescence microscopy and spectroscopy in applied mineralogy*. Technische Universität Bergakademie, Freiberg, 128 p.

Handford, C.R. & Loucks, R.G. 1993. Carbonate depositional sequences and systems tracts: responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. *In*: B. Loucks & R.J. Sarg (eds.) *Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications, American Association of Petrolleum Geologists Bulletim*, **57**: 3-41.

Hessel, M.H. & Carvalho, M.T.N. 1988. Padrão de coloração em *Natica* (Gastropoda) do Albiano Inferior de Sergipe. *In*: SBP, *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, *10*, Rio de Janeiro, *Anais*, **2**: 457-469.

Hessel, M.H. & Condé, V.c. 1995. Pequenos gastrópodes Neritoidea fósseis brasileiros: uma revisão. *In*: *Congresso Latino-americano de Malacologia*, *2*, Porto Alegre, *Programa e Resumos*, SBMa: 104.

Hessel, M.A. & Barbosa, J.A. 2005a. Gastrópodos e biválvios Neocretácicos da região de Pedro Velho, Rio Grande do Norte. *In*: Simpósio de Geologia do Nordeste, 21, Recife. *Boletim de Resumos*, 278-281.

Hessel, M.A. & Barbosa, J.A. 2005b. Moluscos Neocretáceos da região de Pedro Velho-Canguaretama (RN), Bacia Potiguar. *Estudos Geológicos*, **15**: 128-138.

Hoffmann, C., Feraud, G., Courtillot, V., 2000. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of mineral separates and whole rocks from the Western Ghats lava pile: further constraints on duration and age of Deccan traps. *Earth and Planetary Science Letters*, **180:** 13–27.

Hunt. D & Tucker, M. E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tracts: deposition during basing level fall. *Sedimentary Geology*, **81**:1-19.

Jacobsen, S.B., & Kaufman, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**: 37-57.

Jardim de Sá. E.F., Cruz, L.R., Almeida, C.B., Medeiros, W.E., Moreira, J.A.M., Figueiredo, E.M. 2004. Tectônica Pós-Rifte na Sub-Bacia da Paraíba, Nordeste do Brasil. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá. *Boletim de Reusmos*, em CD-Rom.

Jarvis, I., Murphy, A.M., Gale, A.S. 2001. Geochemistry of pelagic and hemipelagic carbonates: criteria for indentifiyng system tracts and sea-level change. *Journal of the Geological Society*, **158**: 685-696.

Jenkins, O.P. 1913. Geology of the region about Natal, Rio Grande do norte (Brazil). *American Philophical Society Proceedings*, **3:** 211 p.

Johnson, H.D. & Baldwin, C.T. 1986. Shallow siliciclastic seas. *In*: H.G. Reading (ed.), *Sedimentary environments and facies.* Blackwell Scientific Publication, Oxford, 615p.

Johnson, AL.A. 1999. Evidence and cause of small size in Bathonian (Middle Jurassic) marine bivalves of north-western Europe. *Paleontology*, **42**(4): 605-624.

Johnson, J.H. & Ferris, B.J. 1948. Eocene algae from Florida. *Journal of Paleontology*, **22**(6): 762-766.

Johnson, J.H. 1965. Coralline algae from the Cretaceous and Early Tertiary of Greece. *Journal of Paleontology*, **39**(5): 802-814.

Karner, G.D., & Driscoll, N.W. 1999. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian margins: insights from quantitative basin modelling. *In*: Cameron, N.R; Bate, R.H, Clure, V.S. (eds). *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. *Geol. Soc. Spec. Publ*., 153: 11-40.

Kauffman, E.G. 1967. Cretaceous *Thyasira* from the Western Interior of North America. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 152(1): 1-150.

Kauffman, E. 1969. Bivalvia – form, function, and evolution, *In*: C.R. Moore (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology*. *Part N (1), Molusca 6 – Bivalvia*. *Geological Society of America*, 490 p.

Kaufman, A.J., Jacobsen, S.B., Knol, A.H. 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate. *Earth Planetary Scientific Letters*, **120**: 409-430.

Kaufman, A.J., & Knoll, A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, **73**: 27-49.

Kegel, W. 1954. Nota sobre os microfósseis do fosfato Cretáceo de Pernambuco. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*. **3**(1): 73-76.

Kegel, W. 1955. Geologia do fosfato de Pernambuco. Div. Geol. Min. DNPM. Boletim. 157, 54 p.

Kegel, W. 1957a. Novo membro fossilífero da Formação Itamaracá (Cretáceo Superior) de Pernambuco. Rio de Janeiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **29**(3): 373-375.

Kegel, W. 1957b. Contribuição ao estudo da bacia costeira do Rio Grande do Norte. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Div. Geol. Min. DNPM. Boletim, **170**, 52 p.

Keller, G. 2001. The end-Cretaceous mass extinction in the marine realm: year 2000 assessment. *Planetary and space science*, **49**: 817-830.

Keller, G. 2003. Biotic effects of impacts and volcanism. *Earth and Planetary Science Letteres*, **215**: 249-264.

Keller, G. 2005. Impacts, volcanism and mass extinction: random coincidence or cause and effect? *Australian Journal of Earth Sciences*, **52**: 725–757.

Keller, G., Addate, T., Burns, S.J., Tantawy, A. A. 2002. High-stress paleoenvironment during the late Maastrichtian to early Paleocene in Central Egypt. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **187**: 35-60

Keller, G., Stinnesbeck, W., Adatte T., Stüben, D. 2003. Multiple impacts across the Cretaceous–Tertiary boundary. *Earth-Science Reviews*, **1283**: 1–37

Keller, G, Adatte, T., Stinnesbeck, W., Rebolled-Vieyra, M., Fucugauchi, J.U., Kramar, U., Stübem, D. 2004a. Chicxulub impact predates the K-T boundary mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Science*, **101**(11): 3753-3758.

Keller, G., Adatte, T., Stinnesbeck, W., Stüben, D., Berner, S., Kramar, U., Harting, M. 2004b. More evidence that the Chicxulub impact predates the K-T mass extinction. *Meteoritcs and Planetary Sciences*, **39** (7): 1127-1144.

Knoll, A.H., Grotzinger, J.P., Kaufman, A.J, Kolosov, P. 1995. Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia. *Precambrian Research*, **73**: 251-270.

Lana, M.C.C., & Roesner, E.H. 1999a. Palinologia do Cretáceo Superior marinho subaflorante na região de Natal, RN. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71**(1): 149-50.

Lana, M.C.C., & Roesner, E.H. 1999a. 1999b. O Cretáceo Superior na região de Natal, RN: noas interpretações com base na palinologia. *In*: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 16, Crato, *Anais*, 55-56.

Li, L. & Keller, G. 1998. Maastrichtian climate, productivity and faunal turnovers in plankitic foraminifera in South Atlantic DSDP sites 525A and 21. *Marine Micropalaeontology*, **33**: 55-86

Lima, F. H. O., & Koutsoukos, E. A. M., 2002. Calcareous nannofossil biostratigraphy in the Maastrichtian of the Pernambuco-Paraíba Basin, NE Brazil. *In*: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 6, São Pedro, *Boletim de resumos*, 279-284.

Lima, F. H. O., & Koutsoukos, E. A. M., 2004. Petrografia e microfácies das rochas carbonáticas da Formação Gramame (Maastrichtiano), Bacia de Pernambuco-Paraíba, NE-Brasil. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá. *Boletim de resumos*, em CD-Rom.

Lima Filho, M.F., 1998. Análise Estrutural e Estratigráfica da Bacia Pernambuco. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 139p.

Lima Filho, M. F., Monteiro, A. B., Souza, E. M. 1998. Carbonate sections of the Paraiba and Pernambuco Basins, Northeastern Brazil: Implications for the late stages of opening of Southern Atlantic Ocean. *In*: International Congress of Sedimentology, 15th, Alicante, *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. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 19. *Anais*, 87-88.

Lima Filho, M. F. & Szatmari, P. 2002. Ar-Ar Geochronology of volcanic rocks of the Cabo magmatic province (CMP) – Pernambuco Basin. *In*: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, Bélem. *Atas*, **2**: p.59.

Lima Filho, M. F., Barbosa, J. A., Neumann, V.H., Souza, E.M., 2005. Evolução estrutural comparativa da Bacia de Pernambuco e da Bacia da Paraíba. *In*: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Curitiba. *Boletim de Resumos*, 45-47.

Machel, H.G. 2000. Aplication of cathodoluminscence to carbonate diageneses. *In*: M. Pagel, V. Barbini, P. Blanc, & D. Ohnenstetter, (eds.), *Cathodoluminscence in Geosciences*, Springer, 271-301.

Macellari, C.E. 1988. Stratigraphy, sedimentology, and paleoecology of Upper Cretaceous/Paleocene shelf-deltaic sediments of Seymour Island. *Geological Society of América Memoir*, **169:** 25-53.

Mabesoone J.M. 1970. Estudo petrográfico comparativo dos calcários do nordeste *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 24, Brasília, *Anais*, p.227.

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. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife. *Boletim de Resumos,* (**14**)1: 254-265.

Mabesoone, J. M., 1996a. Significance of Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin (NE Brazil) for Atlantic Cretaceous. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Boletim de Resumos,* 7: 389-391.

Mabesoone, J.M. 1996b. Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte. *In*: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Águas de São Pedro, *Boletim de Resumos,* 81-84.

Mabesoone, J.M & Alheiros, M.M. 1988. Origem da Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco/Paraíba. *Revista Brasileira de Geociências,* **18**: 476-482.

Mabesoone, J.M., Damasceno, J.M., Oliveira, L.D.D., Oliveira, M.I.M. 1991. Sedimentos cretáceos do litoral leste do Rio Grande do Norte. *In*: Mabesoone, J.M. (coord.). Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do norte. *Estudos Geológicos,* Série. B, **10**: 73-75.

Mabesoone, J.M. & Alheiros, M.M. 1991. Base Estrutural - Faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte. *In*: J.M. Mabesoone, (coord.), Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do norte. *Estudos Geológicos,* Série B, **10:** 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 conection. *Geologie en Mijnbouw, Kluwer Academic Publishers*. **71**:351-362.

Mabesoone, J. M. & Silva, J.C. 1991. Aspectos geomorfológicos - faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte. *In*: J.M. Mabesoone, (coord.), Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do norte. *Estudos Geológicos,* Série B, **10:** 117–132.

Mabesoone, J. M., Viana, M. S. S., Lima Filho, M. F. 1999a. Late mesozoic history of sedimentary basins in NE brazilian Borborema province before the final separation of South America and Africa 1: tectonic-sedimentary evolution. *In*: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, São Pedro. *Boletim de resumos,* 605-611.

Mabesoone, J. M., Viana, M. S. S., Lima Filho, M. F. 1999b. Late mesozoic history of sedimentary basins in NE brazilian Borborema province before the final separation of South America and Africa 3: paleogeography. *In*: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, São Pedro. *Boletim de resumos,* 621-626.

Machado, L.P.C. & Brito, P.M. 2006. The new genus Potiguara (Actinopterigii: Pycnodontiformes) from the Upper Cretaceous of Northeast Brazil. *Journal of Paleontology*, **26**(1): 1-6.

Marshall, D.J. 1988. *Catodoluminescence of Geological Materials*. Unwin & Hyman Ltd, Boston, 146 p.

Matos, R.M.D. 1992. The northeast Brazilian rift system. *Tectonophysics*, (11)4: 766-791.

Matos, R.M.D. 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break up between Brazil and west África. *In*: N.R. Cameron, R.H. Bate & V.S. Clure, (eds). *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. *Geological Society Special Publication*, **153**: 55-73.

Matsuda, N.S. 1988. Caracterização petrográfica, mineralógica e paleoambiental da anomalia radioativa associada as rochas carbonáticas do Cretáceo Superior da Bacia Potiguar, Rio Grande do Norte, Brasil. Dissertação de Mestrado, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 131 p.

Matsuda, N. S., & Viviers, M. C. 1989. Caracterização do marco radioativo da parte superior da Formação Jandaíra na Bacia Potiguar. *In*: SBP, Congresso. Brasileiro. de Paleontologia, 11, Curitiba. *Anais*, **1**: 1029-1041.

Maury, C.J. 1930. O Cretáceo da Parahyba do Norte. *Monografia do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, Rio de Janeiro, **8**: 305 p (mais album de estampas).

Maury, C.J. 1934. Fossil Invertebrata from Northeastern Brazil. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, **4**: 123-179.

Marquillas, R., Sabino, I., Sial, A.N., del Papa, C., Ferreira, V.P., Matthews, S. 2007. Carbon and oxygen isotopes of Maastrichtian–Danian shallow marine carbonates: Yacoraite Formation, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 23: 304-320.

Melezhik, V.A., Gorokhov, I.M., Fallick, A.E., Gjelle, S. 2001. Strontium and carbon isotope geochemistry applied to dating of carbonate sedimentation: an example from high-grade rocks of the Norwegian Caledonides. *Precambrian Research*, **108**: 267-292.

Menor, E. A., Dantas, J. R. A., Sobrinho, A. C. P. 1977. A sedimentação fosfática em Pernambuco e Paraíba: revisão de novos estudos. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, *Boletim de Resumos*, **6**: 1-27.

Menor, E.A. & Amaral, A.J. R. 1979. O comportamento mineralógico da sedimentação fosfática na Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 9, Natal, *Boletim* de Resumos, **7**: 271-282.

Menor E.A. Boujo, A. 2000. Geochemical features of the Maria Farinha Formation, Pernambuco-Paraíba Basin, Northeastern Brazil. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 18, Recife. *Boletim de Resumos*, **16**: p.72.

Morais, D.M.F., Menor, E., Vila Nova, F., Pereira, E., Barbosa, J.A., Lima Filho, M., Neumann, V.H. 2004. Evidências de Neotectonismo na Bacia Paraíba (Sub-bacia Olinda), NE do Brasil. *In*: Simpósio da Região Nordeste Sobre Pesquisa e Desenvolvimento para o Setor de Petróleo e Gás Natural – Petrogas2004, 1. Recife, *Anais* **1**: 29-30.

Morais, D.M. F., Barbosa, J.A., Vila Nova, F., Neumann, V.H., Lima Filho, M.F. 2005a. Evidências de neotectonismo na Bacia da Paraíba (Sub-bacia Olinda), NE do Brasil *In*: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos-SNET, 10. Curitiba, *Boletim de Resumos*, 51-53.

Morais, D.M., Vila Nova, F., Silva, J.M.R., Lima Filho, M.F. 2005b. Ocorrência de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas no embasamento da Sub-bacia de Olinda, Bacia da Paraíba. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 21, Recife, Boletim de Resumos, 161-163.

Morais, D.M.F. 2005. Geologia da porção central da Sub-bacia Olinda, Bacia da Paraíba. Relatório de Graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, 56 p.

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.

Nascimento, M.A.L. 2003. Geologia, geocronologia, geoquímica e petrogênese das rochas ígneas cretácicas da província magmática do Cabo e suas relações com as unidades sedimentares da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. Tese de Doutorado, PPGG - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 235 p.

Neumann, V.H., Barbosa, J.A., Lima Filho, M.F., Souza, E.M., Pinzon, E. 2006a. Litofacies carbonatadas y diagenesis de las formaciones Gramame (Maastrichtiano) y Maria Farinha (Daniano) en la Cuenca Paraíba, al noreste del Brasil. *In*: Latinamerican Congress of Sedimentology, 4th, San Carlo de Bariloche. *Abstracts Book*, p. 155.

Neumann, V.H., Barbosa, J.A., Lima Filho, M.F., Souza, E.M. 2006b. Carbonatos da Formação Maria Farinha (Daniano da Bacia da Paraíba): estudos petrográficos e diagenéticos. *In*: Simpósio do Cretáceo do Brasil, 7, Serra Negra, UNESP, *Boletim de Resumos*, p.95.

Nóbrega, V.A. & Alheiros, M.M. 1991. Petrografia do Arenito Beberibe, Bacia Pernambuco – Paraíba. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 14, Recife, *Atas*, 75–77.

Ojeda y Ojeda, H.A.O. 1981. Estrutura estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*. **11**(4): 257-273.

Ojeda Y Ojeda, H.A.O. 1983. Estrutura e evolução das bacias mesozóicas emersas da margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*. **13**(2): 71-83.

Oliveira, M.M.F. 1978. Estudo Faciológico da Formação Maria Farinha. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia e Geociências. Universidade Federal de Pernambuco, 113 p.

Owen, M.R. 1991. Application of Cathodoluminescence to sandstone provenance. *In*: Pagel, M., Barbini, V., Blanc, P. & Ohnenstetter, D. (eds.), *Cathodoluminscence in Geosciences*, Springer, 67-82.

Pandit, M.K., Sial, A.N., Malhotra, G., Shekhawat, l.S., Ferreira, V.P. C-, 0- Isotope and Whole-rock Geochemistry of Proterozoic Jahazpur Carbonates, NW Indian Craton. *Gondwana Research*, **6**(3): 513-522.

Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., 1995. The sequence stratigraphic significance of trace fossils: examples from the Cretaceous Foreland Basin of Alberta, Canada. *In*: Van J.C. Wagoner, & G.T. Bertram (Eds.). *Sequence stratigraphy of foreland basins*. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **64**, 429–475.

Pereira, M.J. 1992. Considerações sobre a estratigrafia do Cenomaniano-Santoniano em algumas bacias marginais brasileiras e sua implicação na história tectônica e sedimentar da margem continental. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. **6**(3/4): 171-176.

Petri, S. & Campanha, V.A. 1981. Brazilian continental cretaceous. *Earth Science Reviews*, **17**: 69-85.

Plint, A.G., & Nummedal, D. 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. *In*: Hunt, D. & R. Gawthorpe, (Eds). *Sedimentary Responses to Forced Regressions.* Geological Society of London, Special Publications, 172, p. 1-17.

Ponte, F. C. & Cesero, P. 1999. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais brasileiro e africano. *Boletim de Geociencias da Petrobrás*, **11**(1/2): 1-18.

Pomar, L. 2001a. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, **13**: 313-334.

Pomar, L. 2001b. Ecological control of sedimentary acommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Maiocene, Balearic Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **175**: 249-272.

Poyato-Ariza, F.J. & Wenz, S. 2002. A new insight into pycnodontiform fishes. *Geodiversitas*, **24** (1): 139-248.

Queiroz, M.A., Macedo, J.W.P., De Rooy, C., Araújo, T.C.M. 1985. Contribuição da geofísica ao mapeamento geológico da área de Canguaretama-RN. *Boletim do Departamento de Geologia* CCE-UFRN, **10**: 58-67.

Rand, H. M. 1967. Estudos geofísicos na faixa sedimentar costeira Recife – João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 16(**1**): 87 – 99.

Rand, H. M. 1978. Análise gravimétrica e magnetométrica da estrutura superficial da faixa costeira do Nordeste brasileiro. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Boletim de Resumos*, **5**: 2336-2346.

Rand, H.M. 1985. Ligação “landbridge” (ponte intercontinental) entre Pernambuco-Paraíba e Nigéria-Camarões. UFPE, *Textos Didáticos, Série* D, **1**: 1-44.

Rand, H. M. & Mabesoone, J. M. 1982. Northeastern Brazil and the final separation of South America and Africa. *Paleogeogaphy Paleoclimatology, Paleoecology*, **38**: 163-183.

Rebouças, J. C. & Santos, R.S. 1956. Fauna Ictiológica do fosfato de Pernambuco. Div. Geol. Min. DNPM. *Boletim*, **162**, 29p.

Rennie, J.L. 1930. New Lamellibranchia and Gastropoda from the Upper Cretaceous of Pondoland. *Annals of* the *South African Museum*, Cape Town, **28**: 159-260.

Riedel L. 1932. Die Oberkreide von Mungoflusz in Kamerun und ihre Fauna. *Beiträge zur Geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete*. **16**:1–154.

Rodrigues, F.F. 1985. Estudo Faciológico do Calcário Gramame na Ilha de Itamaracá, Pernambuco. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 90 p.

Sabino, I.F, Sial, A.N., Ferreira, V.P., Marquillas, R.A., del Papa, C.E. 2005. Características estratigráficas e isotópicas del límite K-T en las cuencas de Pernambuco-Paraíba (Brasil) y salta (Argentina). *In*: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 5, Porto de Galinhas, *Boletim de Resumos em CD-Rom* (03-506).

Santos, R.S. 1963. Peixes do Cretáceo do Rio Grande do Norte. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **35**(1): 227-238.

Santos, R.S. & Figueiredo, F.J. 1988. *Phacodus sergipensis* sp. nov. (Pisces, Pycnodontiformes) do Cretáceo do Estado de Sergipe, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **60**(4): 447-451.

Schlicht, P., Bengtson, P., Hambach, U., Krumsiek, K., Koutsoukos, E. 1999. Ciclos de Calcário e Marga do Maastrichtiano da Bacia Pernambuco-Paraíba (NE Brasil) – Evidências de Imposição Orbital?. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Serra Negra, *Boletim de resumos*, 121-124.

Schole, P.A. & Ulmer-Schole, D.S. 2003. *A color guide to the petrography of carbonates rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **77**, 474 p.

Sellwood, B.D. 1986. Shallow marine carbonate environments. In: H.G. Reading (ed), *Sedimentary environments and facies.* Blackwell Scientific Publication, Oxford, 615p.

Sial, A.N., Ferreira, V.P., Tosseli, A.J., Parada, A., Acenolaza, F.G., Pimentel, M.M., Alonso, R.N. 2001. Carbon and oxigen isotope compositions of some Upper Cretaceous-Paleocene sequences in Argentina and Chile. *International Gelogy Review*, **43**: 892-909.

Soares, A.F. 1961. Lamelibrânquios do cretácico da região de Benguela-Cuio (Angola). *Boletim dos Serviços de Geologia e Minas*, Coimbra, ***4***: 1-62.

Souza, C.J. 1973. Hidrogeologia e sedimentologia da região de Canguaretama (RN). Relatório de Graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, 81p.

Souza, E. M. 1998. Levantamento radiométrico das unidades estratigráficas da Bacia Paraíba. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidades Federal de Pernambuco. 152 p.

Souza, E.M., Lima Filho, M., Neumann, V.H., Villar, H.P. 2002. Espectrometria gama e estratigrafia do horizonte fosfático (Formação Itamaracá) na Bacia da Paraíba, Paulista – PE. *Estudos Geológicos*, **12**: 13-23.

Souza, E.M. 2006. Estratigrafia da seqüência clástica inferior (andares Coniaciano-Maastrichtiano Inferior) da Bacia da Paraíba, e suas implicações paleogeográficas. Tese de Doutorado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 350p.

Sousa, C.J., Lima Neto, F.F., Lana, C.C., Queiroz, M., Macedo, J.W. 1990. Geologia da região de Canguaretama uma interligação das bacias Potiguar e Pernambuco-Paraíba. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Natal. *Boletim de Resumos*, p.23.

Srivastava, N.K., Barreto, J.M.A., Ferreira, P.A., Lima, F.A.B., Muniz, H.C., Neto, M.T.M. 1986. Geologia e microfácies carbonáticas da borda sul da Bacia Potiguar emersa na região de Upanema (RN). *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 12, João Pessoa, *Boletim de Resumos*, 48-61.

Stinnesbeck, W. 1989. Fauna y microflora en el limitem Cretácico-Terciário en el Estado de Pernambuco, Noreste de Brasil. In: Simposios sobre el Cretácico del América Latina, Parte A: Eventos y registro sedimentario, Buenos Aires, *Boletim de Resumos*, 215-230.

Stinnesbeck, W. & Keller, G. 1996. Environmental changes across the Cretaceous-Tertiary Boundary in Northeastern Brazil. *In*: N. MacLeod & G. Keller (eds), *Cretaceous-Tertiary mass extinctions: biotic and environmental changes*.. W.W. Norton & Company, New York, 575 pp.

Szatmari, P., Françolin, J. B. L., Zanotto, O., Wolff, S. 1987. Evolução tectônica da margem continental brasileira. *Revista Brasileir de Geociências*, **17**(2): 180-188.

Távora, V.A & Miranda, M.C.C. 2004. Sistemática e tafonomia de uma fáunula de crustáceos decápodes da Formação Maria Farinha (Paleoceno), Estado de Pernambuco, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **7**(1): 45-52.

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. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, **16(**1): 81-85.

Tinoco, I. M., 1971. Foraminíferos e a passagem entre o Cretáceo e o Terciário em Pernambuco. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 147 p.

Tinoco, I. M. & Siqueira, L. P. 1976. Aplicação da micropaleontologia na prospecção de fosfato sedimentar. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **48**(1): 47-55.

Tucker, M.E. 1990a. Geological background to carbonate sedimentation. *In*: M.E. Tucker & V.P. Wright (eds.), *Carbonate Sedimentology,* Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482p.

Tucker, M.E. 1990b. Carbonate depositional systems in marine shallow water and lacustrin carbonates. *In*: M.E. Tucker & V.P. Wright (eds.), *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482p.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams , I.S., Hackspacher , P.C., Fetter, A.H., Dantas, E.L., Babinski, M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (T_{DM}) ages. *Precambrian Research*, **127**, 287–327.

Vila Nova, F. 2005. Mapeamento geológico e estrutural da porção sul da Sub-bacia Olinda, Bacia da Paraíba. Relatório de Graduação. Recife, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, 55p.

Viviers, M.C. 1990. Associações micropaleontológicas relacionadas aos fosfatos do Cretáceo Superior da Bacia Potiguar: margem continental brasileira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, **2**: 436-453.

Walker, G. & Burley, S. 1991. Luminescence petrography and spectroscopic studies of diagenetic minerals. In: C.E. Barker & O.C. Kopp, (eds), *Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications*. SEPM pub. Oklahoma, 83-179.

White, C.A. 1887. Contribuições à Paleontologia do Brazil. *Arquivos do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, **7**: 1-273.

White, A.F. & Brandley, S.L. 1995. Chemical weathering rates of silicate minerals. *Reviews in Mineralogy*, 31.

Wright, V.P. & Burchette, T.P. 1996. Shallow-water carbonate environments. In: H.G. Reading (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, , Blackwell Science Ltd, Oxford.

Wright, V.P. & Burchette, T.P. 1998. Carbonate ramps: an introduction. In: V.P. Wright & T.P. Burchette (eds.), *Carbonate Ramps,* Geological Society Special Publication. London, 149p.

ANEXOS

Anexo 1 – Nomenclatura da cartografia utilizada e tabelas de Localização de Afloramentos, e poços.

Anexo 2 – Tabelas com os valores das análises de isotópicas de carbono e oxigênio obtidas na amostragem das seções estudadas (ver Capítulo II).

Anexo 3 - Valores das análises elementares obtidos através do método de Fluorescência de Raios-X da amostragem realizada nas seções estudadas (ver Capítulo VIII).

Carta	Número
NATAL	SB.25-Y-C-V
SAPÉ	SB.25-Y-C-II
SÃO JOSÉ DO MIPIBÚ	SB.25-VC-V
GUARABIRA	SB.25-Y-A-V
LIMOEIRO	SB-25-Y-C-V
CABEDELO	SB-25-YA-VI

Lista da cartografia utilizada (cartas 1:100.000 – SUDENE).

Afloramento	Coordenadas	Localidade
Passarinho	287.140E 9.117.856N	BR-101 Recife - PE
Mina Poty	296.325E 9.128.350N	Paulista - PE
Faz. Olho d'água do Camarão	292.675E 9.138.310N	Itamaracá - PE
Praia de Jaguaribe		Jaguaribe - PE
Mina Itapessoca	294.617E 9.156649N	Ilha de Itapessoca - PE
Ponta do Funil	297.325E 9.150.328N	Barra de Catuama - PE
Praia de Pontas de Pedra		Pontas de Pedra - PE
Mina CIPASA	294.332E 9.166.961N	Caaporã - PB
Mina Jussara 1	290.730E 9.177.334N	Alhandra - PB
Praia de Jacumã		Jacumã - PB
Faz. Alexandrina	286.920E 9.199.864	João Pessoa - PB
Antiga CIGRA	285.573E 9.197.560	João Pessoa - PB
Mina CIMEPAR	292.073E 9.211.758N	João Pessoa - PE
Estrada p/ Araçoiaba	272.151E 9.135.974N	Araçoiaba - PE
Mina Outeiros	259.166E 9.286.646N	Pedro Veho - RN

Lista dos principais afloramentos e minas utilizados na pesquisa.

Poço	Executor / Prop.	Localização	coordenadas
1 IG-03-PE	CPRM	Igarassu - PE	292.900E 9.130.050E
3 LU-02-PB	CPRM	Lucena - PB	287.250E 9.232.375E
167	CDRM/SUDENE	Mamanguape - PB	258.123E 9.237.334N
3 MA-01-PB	CPRM	Mamanguape - PB	267.900E 9276.000N
567	CDR/RN	São José do Mipibú - RN	267.100E 9.305.900N
559	CDM/RN	Nísia Floresta - RN	258.000E 9.329.800N

Lista dos poços exibidos na Figura II.1.

Anexo 1- Lista da cartografia utilizada e localização dos principais afloramentos e poços mostrados na Figura II.1.

Amostra	Litologia	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{PDB}$
PO-1	calcário bioturbado	1,67	-2,89
PO-2	marga bioturbada	1,39	-2,81
PO-3	calcário margoso bioturbado	1,78	-2,93
PO-4	calcário bioturbado	1,24	-4,75
PO-5	calcário detrítico (brecha)	1,73	-5,10
PO-6	calcário recristalizado	2,02	-4,33
PO-7	marga bioturbada	1,42	-2,09
PO-8	marga bioturbada	1,66	-1,79
PO-9	calcário margoso bioturbado	1,74	-1,56
PO-10	calcário margoso bioturbado	0,90	-2,70
PO-11	calcário margoso bioturbado	0,76	-2,65

Valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ obtidos para a seção da mina Poty, Paulista, Pernambuco (ver perfil na Figura II.3).

Amostra	Litologia	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{PDB}$
IT-1	calcário bioturbado	1,34	-3,75
IT-2	calcário margoso bioturbado	1,61	-2,57
IT-3	calcário margoso bioturbado	1,38	-3,69
IT-4	calcário bioturbado	1,26	-4,18
IT-5	calcário bioturbado	1,26	-4,43
IT-6	calcário bioturbado	1,21	-4,04
IT-7	calcário margoso bioturbado	1,13	-3,78
IT-8	calcário bioturbado	1,08	-3,78
IT-9	calcário bioturbado	1,07	-3,54
IT-10	calcário bioturbado	0,89	-3,74
IT-11	calcário margoso bioturbado	0,88	-3,47
IT-12	calcário margoso bioturbado	0,96	-3,04
IT-13	calcário margoso bioturbado	0,88	-3,12
IT-14	calcário margoso bioturbado	0,82	-3,26

Valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ obtidos para a seção da mina Itapessoca, Ilha de Itapessoca, Pernambuco (ver perfil na Figura II.4).

Anexo 2 – Valores das análises isotópicas de carbono e oxigênio obtidos da amostragem realizada nas seções estudadas.

Amostra	Litologia	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{PDB}$
CI-1	calcário margoso bioturbado	0,96	-3,57
CI-2	calcário bioturbado	0,84	-4,10
CI-3	calcário margoso bioturbado	0,96	-3,92
CI-4	marga bioturbada	0,60	-3,86
CI-5	marga bioturbada	1,18	-3,50
CI-6	marga bioturbada	1,35	-3,70
CI-7	marga bioturbada	1,36	-3,39
CI-8	marga bioturbada	1,47	-3,18
CI-9	calcário bioturbado	1,39	-3,81
CI-10	marga bioturbada	1,49	-3,42
CI-11	calcário bioturbado	1,46	-3,97
CI-12	calcário bioturbado	1,52	-3,72
CI-13	calcário bioturbado	1,48	-4,00
CI-14	calcário bioturbado	1,43	-4,35
CI-15	calcário bioturbado	1,44	-4,07
CI-16	calcário bioturbado	1,36	-4,42
CI-17	calcário margoso bioturbado	0,98	-4,89
CI-18	calcário margoso bioturbado	1,19	-3,90
CI-19	calcário margoso bioturbado	0,96	-3,81
CI-20	calcário margoso bioturbado	0,80	-3,77

Valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ obtidos para a seção da mina Cipasa, Caaporã, Paraíba (ver perfil na Figura II.5).

Amostra	Litologia	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{PDB}$
CP-1	marga bioturbada	1,17	-2,98
CP-2	calcário bioturbado	1,26	-3,76
CP-3	marga bioturbada	1,23	-2,51
CP-4	marga bioturbada	1,18	-2,48
CP-5	marga bioturbada	1,18	-2,81
CP-6	marga bioturbada	1,11	-3,56
CP-7	marga bioturbada	1,14	-3,13
CP-8	calcário margoso bioturbado	1,31	-3,49
CP-9	marga bioturbada	1,17	-3,29
CP-10	clacário bioturbado	1,25	-4,18
CP-11	marga bioturbada	1,10	-3,72

Valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ obtidos para a seção da mina Cimepar/Cimpor, João Pessoa, Paraíba (ver perfil na Figura II.6).

Anexo 2 - Valores das análises isotópicas de carbono e oxigênio obtidos da amostragem realizada nas seções estudadas (continuação).

Amostra	Litologia	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{PDB}$
3MA-1	calcário c/ siliciclastos	0,02	0,41
3MA-2	calcário c/ siliciclastos	0,10	-0,29
3MA-4	calcário c/ siliciclastos	0,21	-0,35
3MA-5	calcário c/ siliciclastos	-0,08	-0,39
3MA-6	calcário c/ siliciclastos	0,50	-1,14
3MA-7	calcário c/ siliciclastos	0,70	-0,84
3MA-8	calcário c/ siliciclastos	0,28	-1,94
3MA-9	calcário cbioturbado	0,36	-0,12
3MA-10	calcário c/ siliciclastos	0,33	0,14
3MA-11	calcário c/ siliciclastos	0,01	-0,20
3MA-12	calcário c/ siliciclastos	-0,66	-0,68
3MA-13	calcário c/ siliciclastos	-0,93	-2,19
3MA-14	calcário margoso bioturbado	-0,06	0,85
3MA-17	marga bioturbada	1,13	0,90
3MA-18	calcário margoso bioturbado	0,98	0,63
3MA-19	calcário margoso bioturbado	1,12	0,66

Valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ obtidos para a seção do poço 3 MA-01-PB (Projeto Fosfato – CPRM), Mamanguape, Paraíba. (ver perfil na Figura II.7).

Amostra	Litologia	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{PDB}$
PV-1	calcário c/ siliciclastos	1,77	0,27
PV-3	calcário c/ siliciclastos	1,54	0,39
PV-5	calcário c/ siliciclastos	1,10	0,97
PV-6	calcário c/ siliciclastos	1,45	0,53
PV-7	calcário c/ siliciclastos	0,41	1,16
PV-9	calcário c/ siliciclastos	0,42	0,72
PV-11	calcário c/ siliciclastos	0,39	0,38
PV-13	calcário c/ siliciclastos	0,26	0,44
PV-15	calcário c/ siliciclastos	0,45	0,75
PV-17	calcário c/ siliciclastos	0,09	0,62

Valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ obtidos para a seção de Outeiros, região de Pedro Velho-Canguaretama, Rio Grande do Norte (ver perfil na Figura II.8).

Anexo 2 - Valores das análises isotópicas de carbono e oxigênio obtidos da amostragem realizada nas seções estudadas (continuação).

A

		em %								em ppm			
Amostra	Litologia	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Mn	Sr	Rb	Mg/Ca
PO-1	CB	8,42	2,93	0,88	1,18	45,63	0,76	0,15	0,06	0,01	73	901	19	0,020
PO-2	MB	26,32	10,37	3,15	2,02	25,77	2,16	0,52	0,11	0,02	127	547	80	0,075
PO-3	CMB	10,22	3,80	1,13	1,28	44,29	0,91	0,16	0,09	0,01	81	815	26	0,024
PO-4	CB	13,28	4,59	1,29	1,33	39,85	1,23	0,20	0,08	0,01	67	624	31	0,030
PO-5	CD-B	2,82	0,86	1,29	0,91	50,12	0,24	0,04	2,39	0,01	52	797	<10	0,010
PO-6	CR	1,78	0,66	0,4	0,84	53,24	0,14	0,05	0,46	0,01	67	644	<10	0,010
PO-7	MB	21,05	8,04	3,53	6,00	24,85	1,62	0,47	0,09	0,02	188	409	55	0,223
PO-8	MB	18,01	6,06	3,08	5,47	28,95	1,31	0,34	0,32	0,02	177	507	43	0,164
PO-9	CMB	15,50	5,61	3,32	8,62	30,16	1,02	0,28	0,11	0,03	236	435	34	0,240
PO-10	CMB	13,83	4,78	3,32	10,96	29,39	0,97	0,27	0,08	0,05	411	281	29	0,309
PO-11	CMB	48,51	11,24	3,55	2,99	12,30	2,63	0,59	0,03	0,03	214	250	87	0,235

B

		em %								em ppm			
Amostra	Litologia	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Mn	Sr	Rb	Mg/Ca
IT-1	CB	8,96	3,11	0,93	1,17	45,1	0,84	0,14	0,07	0,01	81	910	22	0,023
IT-2	CMB	25,57	10,05	3,23	1,99	26,04	2,18	0,51	0,11	0,02	123	547	82	0,075
IT-3	CMB	13,42	5,11	1,49	1,42	39,69	1,27	0,23	0,11	0,01	81	676	37	0,032
IT-4	CB	13,66	4,72	1,33	1,37	39,51	1,41	0,21	0,09	0,01	77	617	36	0,031
IT-5	CB	3,67	1,16	1,19	0,81	49,99	0,34	0,04	1,86	0,01	50	784	<10	0,013
IT-6	CB	1,72	0,65	0,38	0,84	53,29	0,17	0,02	0,43	0,01	52	656	<10	0,012
IT-7	CMB	24,76	8,57	3,41	5,19	24,57	1,72	0,43	0,11	0,02	176	459	59	0,186
IT-8	CB	22,52	7,47	3,56	6,98	24,87	1,49	0,37	0,15	0,03	205	390	51	0,241
IT-9	CB	3,47	1,25	0,38	1,08	48,92	0,35	0,11	0,24	0,01	47	318	<10	0,016
IT-10	CB	8,8	3,21	0,76	1,52	44,08	0,85	0,17	0,14	0,01	74	348	19	0,029
IT-11	CMB	2,9	1,00	0,32	1,41	51,18	0,21	0,06	0,26	0,01	56	296	<10	0,02
IT-12	CMB	5,82	2,03	0,69	2,00	46,68	0,55	0,13	0,50	0,01	58	329	11	0,035

Valores para análise quantitativa, de elementos maiores e menores nas seções A – Poty, e B – Itapessoca. CB = calcário bioturbado, CMB = calcário margoso bioturbado, MB = marga bioturbada, CD-B = calcário detrítico/brecha (ver perfis nas Figuras II.3 e II.4).

Anexo 3 - Valores das análises elementares obtidos através do método de Fluorescência de Raios-X da amostragem realizada nas seções estudadas.

C		em %								em ppm			
Amostra	Litologia	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Mn	Sr	Rb	Mg/Ca
CI-1	CMB	5,16	1,88	0,70	2,53	48,11	0,50	0,07	0,13	0,01	83	427	13	0,042
CI-2	CB	1,63	0,58	0,60	1,00	52,70	0,14	0,02	0,31	0,01	58	378	6	0,013
CI-3	CMB	2,78	0,96	0,47	1,02	51,86	0,30	0,05	0,19	0,01	52	355	8	0,014
CI-4	MB	7,21	2,63	0,79	1,03	46,84	0,72	0,11	0,52	0,01	58	461	17	0,017
CI-5	MB	13,24	4,46	1,33	1,79	39,55	1,28	0,21	0,20	0,01	87	373	32	0,039
CI-6	MB	7,88	2,72	0,80	1,34	47,05	0,78	0,13	0,13	0,01	66	365	20	0,027
CI-7	MB	9,78	3,49	1,31	4,11	40,50	0,98	0,16	0,15	0,01	82	353	25	0,085
CI-8	MB	7,14	2,57	1,10	4,83	42,78	0,75	0,12	0,16	0,01	76	328	20	0,093
CI-9	CB	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CI-10	MB	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CI-11	CB	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CI-12	CB	2,87	0,93	0,43	1,82	51,53	0,30	0,05	0,30	0,01	55	289	<10	0,026
CI-13	CB	2,38	0,85	0,36	0,91	48,06	0,26	0,03	0,36	0,01	62	253	<10	0,014
CI-14	CB	1,95	0,76	0,36	0,78	53,26	0,22	0,04	0,42	0,01	66	238	<10	0,015
CI-15	CB	0,71	0,29	0,16	0,67	54,62	0,07	0,04	0,28	0,01	59	207	<10	0,007
CI-16	CB	2,75	0,91	0,41	0,76	50,15	0,27	0,05	1,05	0,01	68	275	<10	0,01
CI-17	CMB	5,13	1,34	0,54	0,96	49,50	0,38	0,06	2,26	0,01	55	362	<10	0,014
CI-18	CMB	3,26	1,17	0,45	0,69	51,36	0,36	0,09	0,38	0,01	58	303	<10	0,008
CI-19	CMB	6,25	1,98	0,67	0,77	48,09	0,63	0,11	0,22	0,01	84	323	14	0,012
CI-20	CMB	8,84	2,76	0,88	0,98	43,96	0,83	0,12	0,27	0,01	87	340	19	0,017

Valores para análise quantitativa, de elementos maiores e menores na seção CIPASA. CB = calcário bioturbado, CMB = calcário margoso bioturbados, MB = marga bioturbada, (ver perfil na Figura II.5).

Anexo 3 - Valores das análises elementares obtidos através do método de Fluorescência de Raios-X da amostragem realizada nas seções estudadas (continuação).

D

Amostra	Litologia	em %								em ppm			
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Mn	Sr	Rb	Mg/Ca
CP-1	MB	10,62	3,82	1,38	6,45	37,10	1,06	0,19	0,70	0,01	89	344	27	0,145
CP-2	CB	2,44	0,82	0,29	3,13	50,68	0,24	0,06	0,17	-	29	268	<10	0,048
CP-3	MB	8,85	3,10	1,09	8,35	37,82	0,89	0,18	0,23	0,01	64	324	24	0,183
CP-4	MB	18,72	6,74	2,40	6,46	28,86	1,75	0,35	0,26	0,01	92	326	54	0,191
CP-5	MB	8,35	2,88	0,94	7,29	39,76	0,84	0,16	0,18	0,01	65	310	22	0,149
CP-6	MB	11,78	4,17	1,33	4,33	37,82	1,18	0,21	0,60	0,01	73	334	31	0,096
CP-7	MB	11,02	3,85	1,30	5,92	37,95	1,11	0,18	0,60	0,01	63	331	28	0,129
CP-8	CMB	2,54	0,86	0,34	4,57	48,48	0,27	0,06	0,15	-	35	263	<10	0,075
CP-9	MB	11,20	4,07	1,44	5,09	38,49	1,12	0,19	0,81	0,01	61	331	27	0,108
CP-10	CB	2,93	0,98	0,35	2,62	48,97	0,32	0,04	0,26	-	29	280	7	0,043
CP-11	MB	8,51	2,96	0,93	5,28	41,16	0,89	0,13	0,48	0,01	46	322	22	0,105

Valores para análise quantitativa, de elementos maiores e menores na seção Cimepar. CB = calcário bioturbado, CMB = calcário margoso bioturbado, MB = marga bioturbada, (ver perfil na Figura II.6).

Anexo 3 - Valores das análises elementares obtidos através do método de Fluorescência de Raios-X da amostragem realizada nas seções estudadas (continuação).

E

Amostra	Litologia	em %									em ppm			
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Mn	Sr	Rb	Mg/Ca
3MA-1	CS	39,03	3,18	0,55	13,38	16,18	1,45	0,08	-	0,05	415	175	40	0,663
3MA-2	CS	40,62	4,52	0,80	11,31	16,07	2,01	0,15	0,01	0,05	360	136	53	0,663
3MA-4	CS	46,59	7,85	0,63	9,66	11,36	3,24	0,20	0,01	0,03	257	168	78	0,722
3MA-5	CS	46,40	5,54	0,74	10,78	13,01	2,52	0,18	0,01	0,04	307	151	60	0,702
3MA-6	CS	44,07	3,84	0,35	12,11	15,01	1,70	0,15	0,01	0,03	276	132	43	0,700
3MA-7	CS	39,31	4,54	0,57	12,43	15,46	2,09	0,15	0,01	0,03	277	146	49	0,678
3MA-8	CS	36,27	4,96	0,63	13,19	16,32	2,19	0,19	0,01	0,04	339	149	52	0,679
3MA-9	CB	32,75	5,49	0,82	12,48	16,94	2,53	0,26	0,01	0,05	371	159	59	0,657
3MA-10	CS	26,17	4,01	0,65	15,62	20,00	1,77	0,13	0,01	0,05	405	156	43	0,652
3MA-11	CS	31,81	5,26	0,51	14,03	17,39	2,47	0,11	-	0,04	344	173	62	0,675
3MA-12	CS	19,09	3,49	0,67	17,27	22,72	1,52	0,05	0,01	0,05	417	154	38	0,620
3MA-13	CS	36,44	3,59	0,66	12,61	15,84	1,76	0,13	0,01	0,04	345	141	49	0,656
3MA-14	CMB	11,23	3,00	1,49	19,43	25,18	1,01	0,22	0,04	0,07	537	127	35	0,620
3MA-17	MB	21,67	6,85	2,90	14,83	18,83	1,54	0,42	0,02	0,06	434	102	52	0,656
3MA-18	CMB	22,16	2,56	1,42	16,83	22,04	0,85	0,13	0,01	0,06	448	104	23	0,636
3MA-19	CMB	4,54	1,39	1,28	21,33	33,45	0,33	0,13	-	0,07	507	106	12	0,595

F

Amostra	Litologia	em %									em ppm			
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Mn	Sr	Rb	Mg/Ca
PV-5	CS	2,08	0.87	0,70	20,01	32,14	0,24	0,11	-	0,06	476	130	<10	0,594
PV-6	CS	15,05	1,96	0,91	17,24	26,16	0,87	0,10	0,03	0,06	425	118	26	0,633
PV-7	CS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
PV-9	CS	12,05	2,33	0,48	19,08	25,40	1,05	0,07	0,01	0,06	500	136	26	0,625
PV-11	CS	23,32	2,24	0,54	15,57	23,37	1,13	0,08	-	0,06	457	120	27	0,656
PV-13	CS	8,10	1,67	0,84	19,01	29,10	0,63	0,09	0,02	0,07	520	111	20	0,620
PV-15	CS	15,92	3,40	1,53	12,64	27,71	1,31	0,16	0,01	0,07	553	108	37	0,654
PV-17	CS	51,07	5,24	1,11	9,90	11,43	2,16	0,28	0,04	0,06	427	131	67	0,723

Valores para análise quantitativa, de elementos maiores e menores nas seções do poço E - 3 MA-01-PB e F - Outeiros, Pedro Velho. CS = calcário com siliciclastos, CB = calcário bioturbado, CMB = calcário margoso bioturbado, MB = marga bioturbada, (ver perfil na Figura II.6).

Anexo 3 - Valores das análises elementares obtidos através do método de Fluorescência de Raios-X da amostragem realizada nas seções estudadas (continuação).